

**関西支部報第100号記念例会講演要旨集**  
**日本地質学会関西支部**

日本地質学会関西支部報, 第100号

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan, No.100

1986年5月

# 目 次

## はじめに

- あいさつ ..... 関西支部長 石井健一 1  
関西支部報第100号記念例会を開くにあたって ..... 実行委員長 藤田 崇 1

## 記念講演

- 書きかえられる地史とその問題点 ..... 池辺展生 3  
付加・衝突テクトニクスによる中国大陸塊と西南日本の成長史 -古地磁気を中心として-  
..... 笹嶋貞雄 6

## シンポジウム「近畿を中心とする地質学的諸問題」

- 中生代・新生代前半における近畿諸地帯の形成 ..... 市川浩一郎 11  
西南日本の中・古生界微化石層序とその問題点 ..... 八尾 昭 13  
西南日本中・古生界の岩相層序について ..... 井本伸広・八尾 昭 15  
近畿の白亜紀・古第三紀火成活動について ..... 弘原海 清 17  
四万十帯帯発達史に関する諸問題 ..... 鈴木博之・紀州四万十帯団体研究グループ 19  
新生代後期における近畿の古地理と地形発達 ..... 石田志朗 21  
近畿地方中新統の微化石層序 ..... 紺田 功・千地万造 23  
日本海の拡大様式 -古地磁気学・年代学にもとづいて- ..... 松田高明・乙藤洋一郎 25  
近畿地方の新第三紀ソレアイトについて ..... 三宅康幸・古山勝彦 27  
近畿の鮮新・更新・完新統 ..... 市原 実 29  
基盤褶曲から断層地塊運動へ ..... 藤田和夫 31  
マスマーブメントの発生にまつわる諸問題 ..... 藤田 崇 33  
結 言 ..... 中沢圭二 35

## 個人講演

- テキサス州Tesnus層から産出した石炭紀放射虫化石について  
..... 井本伸広・石賀裕明・E.F.McBride 37  
三郡変成岩(島根県江津市田ノ原川層)中からのヘルム紀放射虫化石の発見  
..... 竹下浩征・石賀裕明・渡辺輝夫 38  
兵庫県一宮・明延地域における舞鶴層群の再検討(予報) ..... 石賀裕明 39

美濃帯における <i>Gonylothorax sakaiensis</i> - <i>Stichocapsa naradaniensis</i> 群集 (ジュラ紀新世前期) 放散虫の産出	大塚 勉	40
秩父累帯南帯の斗賀野亜帯と三宝山亜帯	松岡 篤	42
関東山地小仏層群より白亜紀放散虫化石の産出	久田健一郎・上野 光・岸田容司郎	43
丹波地帯中央部のペルム系岩体	清水大吉郎	44
丹波層群(I型・II型地層群)の砂岩の鉱物組成	楠 利夫・武蔵野 実	45
丹波帯・超丹波帯の碎屑性ガーネット	武蔵野 実・笠原光徳	46
京都府福知山地域の先有馬層群の法用花崗岩	栗本史雄・政岡邦夫・吉田久昭・河田清雄	48
紀伊半島西部の日高川層群中の酸性火砕岩類とその意義	徳岡隆夫・杭ノ瀬雅文・坂本隆彦・別所孝範	49
オーストラリア・ニューイングランド褶曲帯南部の地質の概要	渡辺暉夫・岩崎正夫	50
丹波帯にみられる正立褶曲構造 -特にチャートの褶曲構造とストレートへき開について-	木村克己	51
北陸の新第三系層序に関する最近の話題	粕野義夫	53
中新世の珪質堆積物と海洋事件	小泉 格	54
水底火山活動でのマグマの破碎プロセス -京都府丹後半島第三系北但層群の例	山元孝広	55
和歌山県西南部白浜地域の砂屑岩脈	芦 寿一郎	56
中部太平洋における完新世の海面変動	杉村 新・宮田隆夫 ・前田保夫・米倉伸之・松島義章・石井輝秋・松本英二・斎藤文紀・茅根 創・井田喜明	57
堆積物のCTスキャン像 -2・3の例-	志岐常正・徐 垣	58
X線CTスキャナの古生物学への応用 -布志名層および備北層群産パレオバラドキシアの例 -	久家直之・三枝春生・漆戸尊子・亀井節夫	59
西神地域の大阪層群	居川信之	60
明美丘陵の第四系	阿部知宏・吉川周作・市原 実	61
近畿の最上部更新統~完新統の火山灰	西田史郎	62
大阪市深層ボーリング、OD-2コアの再検討	吉川周作・中川康一・川辺孝幸・古谷正和・大四雅弘	65
<b>特 別 寄 稿</b>		
関西支部報 100号の歩み	清水大吉郎	66
記念例会報告		67

## 日本地質学会関西支部報100号を記念して

関西支部長 石井健一(神戸大学)

日本地質学会関西支部が昭和22年に京都支部として発足してすでに39年になります。その間、研究活動の場として支部報を発刊して以来今回で100号になります。この100号発刊を記念して大阪工業大学に会場をおかりし、3月29日にシンポジウム、30日に記念講演会と個人講演会を開きました。これまで大変長い間支部活動に御協力、御活躍下さいました会員の皆様にこの紙上をおかりして厚く御礼申し上げます。

関西支部が京都支部として発足したのは昭和22年7月13日でありました。この日、創立総会がもたれて幹事として春本、吉沢、初田、池辺の各先生方が選ばれました。ひきつづいて松原厚氏が「火山活動の地球化学的研究について」、松下進氏が「京都付近の地質」と題して設立記念講演をなさいました。また、この年の9月28日には第1回の例会が開かれましたが、この時の研究発表は同年11月

20日に発行された京都支部報第2号に掲載されました。その時の研究発表は中山勇氏の「橄欖石の波動消光」、上田健夫氏の「褐簾石の風化現象」、横山次郎氏の「新津加茂油田所見」、江原真伍氏の「七島海嶺の本州島に及ぼす影響に就いて」であります。このように1号以来100号までに多くの会員の研究発表がなされましたが、その中には先輩諸先生方の貴重な発表あり、若い研究者や学生の生き生きとした発表もありました。また当地域の研究を中心とした特色あるものもありました。このように関西支部報は地域研究についての発表、若い人々の研究についての発表の場を十分にあたえてまいりました。このことは支部活動として大変重要なものだと思います。

100号を記念して益々支部活動がさかんになることを祈念し、今後さらに関西支部の活動に努力をつづけて行きたいと思って居ります。

---

## 日本地質学会関西支部支部報100号記念例会の開催にあたって

実行委員長 藤田 崇 (大阪工業大学)

関西支部は、地質学会の支部設立を盛りこんだ規約改正が実施される約8か月前の昭和22年7月13日に京都支部として創設された。その後、昭和25年3月25日に関西支部として名称を変更して今日に至っている。その間、京都支部会報第1号が昭和22年8月1日付けで発行され、昭和25年5月の第7号より関西支部報と改められて、今回100号の発行を迎えたのである。

このたびの例会は、支部報100号を記念するもので、第1日目にはシンポジウム「近畿を中心とする地質学的諸問題」を、第2日目には池辺展生・笹嶋貞雄両先生の記念講演と24編もの個人講演という2日間にわたる多彩なプログラムで実施されることになった。

今回のシンポジウム「近畿を中心とする地質学的諸問題」は、近年のめざましい研究成果と今後

の問題点について Pre-Miocene と Post-Paleogene に大別していくつかの分野から話題提供をして頂くことにした。最近、地学団体研究会による「日本の地質」(全9巻)の一つとして刊行される「近畿の地質」の執筆に京阪神の多数の地質学者が参加して、原稿を完成させた。これは従来の多大な研究成果に近年の新知見を加えてまとめられたものであるが、地方地質誌という制約のため、なお多数の成果を割愛せざるを得なかった。今回のシンポジウムは、このような状況をふまえて

地方地質誌の枠にとらわれず、近い将来、地質学にとって重要な課題となると考えられるテーマについて問題提起がなされることを期待して企画されたものである。

この記念すべき例会の会場として大阪工業大学が選ばれ、多数の参加者と講演者のもとで開催されることは、当事者として光栄至極である。支部長はじめ関係者各位に心から御礼申し上げますとともに、日本地質学会関西支部の今後の益々の発展を祈念するものである。

私の話は学術講演というよりはむしろ地質漫談と思ってきて頂きたいと思います。始めに書きかえられる地史と云うのはどうゆうことかから入ることにします。30年ほど前に市川浩一郎氏と共に一連の日本の古地理図を作ったことがあります(池辺・市川, 1954)。これは小冊子の普及書ですが、その中の若干を高校地学の教科書にとりいれました。それから教科書の改訂の都度少しづつ図の改訂を重ね、現行のものではほんの少しプレートの考えを取り入れています。今年から使う改訂版ではフィクシストの立場を捨ててモビリストの立場を取ることにしました。そうすると地史を書くときに、考え方は書けても具体的に教科書向きに書くことがほとんど出来ない、古地理図をいれるのはきわめて難しい、古地理をかくときには現在の地図のうえにかくのが普通です。それは地史的イベントの記録はそれぞれ地図の場所に記されているからです。ところがそれらのイベントが起こったときには別の場所にあったということになるとそうはいきません。伊豆半島の *Lepidocyclina* はそれがすんでいた11MA 前頃、その場所は台湾と同じくらいの緯度のところにあった。現在の地図をもとにして古地理図をかくのではなく別の基準—例えば経緯度—の上に書かれなければなりません。そうすると今の段階では具体的に表現するのが難しい場合が多い。しかし近い将来に出来るようになると思います。1965年 INQUA-Boulder で藤田和夫氏と連名で六甲変動について講演したとき Allan Cox から今の講演と川井直人氏の言う日本の回転との関係に就いて質問を受けました。私は其の回転は六甲変動よりもずっと古く直接関係はないと答えました。その当時川井説は日本ではあまり受け入れられていなかったと思います。今ではこの説は新しいデータにより改訂され時代も新しくなり六甲変動と全く無縁のものではなくなってきたようです。ちょっと私ごとを申しますと私の生ま

れたのは1912/12/12で WEGENER が大陸移動説を発表した年です。その為ではないと思いますが私は大陸移動説に少年時代から興味を持ち続けていました。しかし新第三紀では大陸移動があったとしても、あまり問題にはならないのではないかと最近まで考えていました。

再び伊豆半島の問題に戻ります。伊豆半島とはおかしな存在だと以前から思っていました。九州・四国・東海と一番外側に続く四万十帯のさらに外側にあり、グリーンタフの仲間に入れられたりしたがどうもよく判らない。1940頃半島北端にある足柄層群を久野さん鈴木好一の3人で御殿場線に沿って調べた時に強く印象をうけたのは随分硬いことと地層が急斜していることでした。*Suchium subsuchiense* の産出によって Pliocene とされていた地層(今では Pliocene-Pleistocene)とは思えないのです。1970—71に下白岩のレピドシクリナと共に多産する浮遊性有孔虫を千地氏と一緒に調べ、それが Middle Miocene の BLOW の N.14 で地中海標準層序の Serravallian に対比されることが判りました。私たちは始め一旦日本で消滅した *Lepidocyclina* が環境の変化で再出現したものと考えました(IKEBE & CHIJI, 1971)。1972/4討論会「日本新第三系を生層序と放射年代」(地質学会、千葉)の直前に杉村氏の「日本付近におけるプレートの境界」を続いで私はこれだ!と気が付き討論のなかで伊豆はかつてもっと南にあったのではないかと述べたわけです(地質学論集—8, p. 225)。その後、茨木雅子さんの研究で伊豆の *Lepidocyclina* は N.17 ; N.18 ; N.19(Late Miocene-Early Pliocene)の産出が知られ、Borneo での N. 19からの産出(*Lepidocyclina* の上限)とも比較できる様になってきました(IBARAKI, 1981 ; ADAMS, 1984)。これによってフィリピン海プレートにのって伊豆が南から移動し、Pleistocene になってから本州に衝突したことが明らかになり、足柄層群問題も解

決めます。

1976以来のIGCP-114 Pacific Neogene Datum Planesの日本のワーキンググループでは1980に討議のうえ16-15MAの古地理図をつくりました(CHINZEI & ITOIGAWA, 1981)。この地図はかなり引用されています。これは使えるだろうと松田時彦氏と相談して今年から使う教科書にいたわけです。2年ぐらい前ですが、そのころ地磁気データによるMid. Mioceneにおこった本州の回転が問題となり16-15MAのころの日本海はもっと狭いことになってきました(広岡, 1986など)。日本海沿岸の八尾・福井などから浅海・熱帯性・マングローブ貝化石群の産出はよく知られているが、戦前の榎山先生の研究などでよく似た化石群が北朝鮮の明川の中新統や韓国の浦項にみられます。これは回転前の狭い日本海を考えればスムーズに理解できます。この3月にでた月刊海洋科学に回転前の林田説によった新しい古地理図を鎮西氏が発表しています(鎮西, 1986)。フィールドデータに基づく地質資料はこの新しい地図のほうがかびつたりするようです。中新世でもこれだけ書き替えが必要になってきたわけで、より古い古第三紀・中生代・古生代になると、書き替えられるものが幾何級数的にふえてくると思います。微化石研究の進歩で従来古生代とされていた岩体から中生代の化石が各地で発見されています。私たちは地味なフィールドデータによる検証を重ねて見直す必要があるとおもいます。数年後には古地理図は思いもよらないものになっているかも知れません。

NeogeneのIGCPのことにもう少し触れたいと思います。地質学論集-25に斎藤・鎮西さんが1969以来の私の関係したNeogeneの生層序と年代の研究と研究組織の発展経過を正確に書かれています。1976/5に太平洋新第三系の第1回国際会議(1-CPNS)が東京で開かれ、同時にIGCP-114, Evaluation of Pacific Neogene Datum-planes(1976-81)も発足致しました。この場合生層序学の基本単位である帯(zone)でなく、基準面(datum-plane)を重視したのは、同名の帯がしばしば異なった層準に使われ混乱のもとになりかねないからです。例えばAquitanian盆地では*Globorotalia peripheror-*

*onda* ZoneはBurdigalianの模式層の中にあって*Globigerinoides sicanus* Zoneの下にあります(N.7)。これにたいしてBLOWやBOLLIらの*Gr. peripheroronda* Zoneは*Orbulina*と共産するもので*Gds. sicanus* Zoneの上にあります(N.9)。どちらも*Gr. peripheroronda*のrangeのなかで前者はその下限ちかく、後者は上限付近で*Gr. peripheroacuta*の出現を重視したものです。広域対比の枠組の為には、このようなことから生まれる混乱をさけるために、出現あるいは消滅したhorizonをdatumという形でとらえるほうがよい。海成新第三系の分布の少ない近畿では微化石層序の設定には役立つことが少ないが、唯一つ*Orbulina* Datumの年代を決定したことがあげられます。第8回太平洋学会会議(フィリピン1953)でAllan(N.Z.)が中心になって太平洋地域で使えるdatumを各時代について検討し、その結果が1956に出版された。それにはNeogeneのものとして*Orbulina* Datumだけがあげられています。BLOW(1956)は*Orbulina*の*Globigerinoides trilobus* → *sicanus* → *Glomerosa curva* → *Glomerosa*(ss.) → *Glomerosa circularis* → *Orbulina suturalis* → *Orb. universa*という進化系統を発表し、これは現時点でも広く認められています。*Orbulina* Datumに強く関心を持った私はそれについて調べてみたところ、斎藤さんが熊野層群の上部からその産出を報告しておられ(1975に池辺・千地により確認)、その上にのる熊野酸性岩類に信頼できるK/A datingがあり、紀伊・四国・九州の四万十帯の同質の岩体の測定データとあわせ考えその年代は $14.5 \pm 0.4$ MAとなった。*Orbulina*の出現はそれより古い。Lower limitは富山で決めることができた。岩稲層群の安山岩は $16.4 \pm 0.6$ MA(*Globigerinoides sicanus*のtop levelの300-400m下)と柴田賢氏によって測定されています。1981/11のIGCP-114の最終集会で検討した結果*Orbulina* Datumは15.2-15.5MAとなったわけです(IKEBE, 1973; SHIBATA, 1981; SHIBATA *et al.*, 1984, etc)。*Orbulina* DatumはBERGGREN, BLOWが1968-70頃には18-20MAとしていたが、その後日本のデータを採用するようになってきた(BERGGREN & VAN COUVERING,

1974; BERGGREN, 1984). 微化石年代で近畿のデータが世界の基準になっているとも言えましょう。

IGCP-114 は1981で終わり、その最終報告も1984に出版しました(IKEBE & TSUCHI, 1984). 日本の新第三系の年代層序区分は古く横山先生のものがありますが現時点ではつかえません。私も何回かその改訂をだしたことがあります(例えば池辺, 1978), 土隆一氏と意見の一致しない点もありました。Dating・magnetostratigraphy・datum・N□などの zone などを使えば地域的の階(stage)などはいらないと言う意見も時にありますが、IUGS の Guide to stratigraphic classification に明記されているものであり、特に広域の対比の場合には絶対に必要なものです。土さんと共に新しいデータを検討し意見の一致をみましましたので1983 Dunedin(N.Z.)での3-CPNS(太平洋学術会議と共催)で発表しました(IKEBE & TSUCHI, 1984). その内容は近く邦文でも発表する予定ですからここでは簡単にふれておきます。Lower Miocene: LM-1 階(仮称日南の結果待ち): Haranoyan (原谷階=LM-2) 土命名, 模式 掛川の倉真層群, *Globigerinatella insueta* Datum—ca. *Praeorbulina* Datum. Middle Miocene: Tozawan (戸沢階)横山命名, 池辺改訂, 模式 掛川北方の西郷層群, *Praeorbulina* Datum—*Orbulina* Datum; Kaburan(鎬階)池辺・浅野命名, 池辺・千地・紺田改訂, 模式 群馬県富岡層群の一部, *Orbulina* Datum—*Globigerina nepenthes* Datum(11.6±0.4 MA); Fujian(富士階)池辺・千地・紺田命名, 模式 富士川沿岸西八代層群上部, *Gna. nepenthes* Datum—*Globorotalia acostaensis* Datum. Upper Miocene-Lower Pliocene: Yuian(湯日階)横山命名, 土・池辺改訂, 模式 掛川地域相良層群中・上部, *Grt. acostaensis* Datum—*Grt. tosaensis* Datumの直下(相良/掛川境界), Pliocene-Eopleistocene: Totomian(遠江階)土命名, 模式 掛川層群下部五百済タフ(2.3±0.5)以下, *Grt. tosaensis* Datum直下—*Pulleniatina* DSの下; Suchian(周智階)横山命名, 土・池辺再定義, 模式 掛川五百済タフ—細分タフの間, *Pulleniatina* DSの上—*Globorotalia trun-*

*catulinoides* Datum; Kechienjian(結縁寺階)横山命名, 土・池辺再定義, 模式 掛川細谷タフ(1.9±0.4)~高御所タフ間の土方層, *Grt. truncatulinoides* Datum—*Pulleniatina* SD Datum; Yuzanjian(油山寺階)横山命名, 土改訂, 模式 土方層上部(曾我累層全部), *Pulleniatina* SD—*Grt. tosaensis* Top-datumの下迄。(境界モードの指定はここでは省きます。)

1986からIGCP-246 Pacific Neogene event in time and space (Leader: R.TSUCHI)が発足しました。IGCP-114で検討された枠組に内容・地史—を入れようという研究組織で、新しい見方にたった自然の歴史研究の発展が期待されます。日本の研究グループ代表は千地氏です。1984/12に準備的研究会がもたれ(千地, 1985; 土, 1986), 5月の地質学会(山形)でも夜間集會が持たれます。関心のある方のご参加を期待します。御清聴有難うございました。

#### 引用文献

- (1) ADAMS, C.G.(1984); Pacific Neogene Datum-planes, p. 47-67.
- (2) BERGGREN & VAN COUVERING(1974); Palaeo-3, Elsevier, (16), p. 1-216.
- (3) BERGGREN, W. A. (1984); Pacific Neogene Datum Planes, p. 93-161.
- (4) 千地万造編(1985); 新第三紀地史的イベント(コロキウム), p. 1-59.
- (5) 鎮西清高(1986); 海洋科学, No. 189, p. 181-187.
- (6) CHINZEI & ITOIGAWA (1981); Neogene of Japan, p. 105-109.
- (7) 広岡公夫(1986); 海洋科学, No. 189p. 169-174.
- (8) IBARAKI, M (1981); Proc. IWPNB, IGCP-114, p. 118-119.
- (9) 池辺展生(1978); 日本の新生代地質, p. 13-34.
- (10) 池辺・市川浩一郎(1954); 日本列島の歴史, 目でみる社会科(毎日新聞社).
- (11) IKEBE & CHIJI, M. (1971); J. Geosc. Osaka City Univ., 14, p. 19-52.
- (12) IKEBE, N. (1973); J. Geosc. Osaka City Univ. 16, p. 51-67
- (13) 池辺(展)・池辺(稷)・柴田・高柳・千地・鎮西(編)(1973); 地質学論集, No. 8, p. 1-238.
- (14) IKEBE & TSUCHI (ed.)(1984); Pacific Neogene



Datum-planes, p. 1-288.

- (15) IKEBE & TSUCHI(1984); Palaeo-3, Elsevier, 46, p. 1-10.
- (16) SAITO & UJIIE (ed.) (1977); Proc. 1-CPNS, p. 1-433.
- (17) 斎藤常正・鎮西清高 (1985); 地質学論集, No. 25, p. 43-64.

- (18) SHIBATA, K. (1981); Proc. IWPNS, IGCP-114, p. 118-119
- (19) SHIBATA, NISHIMURA & CHINZEI (1984); Pacific Neogene Datum-planes, p. 85-89.
- (20) 土隆一(編)(1986); 新第三紀の海洋-IGCP-246の課題, 海洋科学, No. 189, p. 132-187.

## 付加・衝突テクトニクスによる中国大陸塊と西南日本の成長史—古地磁気を中心として—

笹嶋貞雄 (花園大)

### まえがき

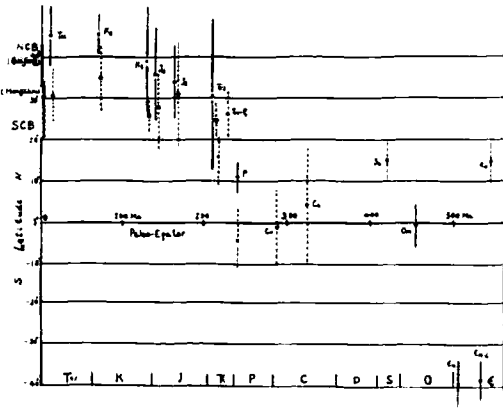
東アジアはシベリア卓状地を中心として多くの大・小陸塊の集合した一つの Collage であろうという考えが、中国大陸を構成する3大陸塊、即ち中朝陸塊 (North China Block: NCB)、揚子陸塊 (South China Block: SCB) 及びタリム陸塊の古地磁気学的研究によって次第に実体化されてきた (McELHINNY *et al.*, 1981; LIN *et al.*, 1985; 白ほか, 1985)。筆者は日本列島のルーツを古地磁気によって推定しようとこの数年来夢を追ってきた。日本列島を構成するテレン群が古赤道帯から由来したとする仮説は幾つか提出されてきた。一方、地質・古生物学の観点から中国大陸と西南日本との間には密接な関連がある点から、中国陸塊の運動との関係を見逃して西南日本のテレン成長史を組立てることは無理であろう。しかし、中・古生界の古地磁気データが不十分なため、両者を合理的に関連づけることは至難の課題であるのが現状である。

筆者は試論的に西南日本のテレン群の付加成長モデルを提出してきたが(笹嶋, 1982; 1984)、LIN *et al.* (1985)などが論じた中国陸塊の運動が基本的に西南日本はもちろん東アジア全域の付加テクトニクスに大きな影響を与える点を重視して、IRVING 一派の北ユーラシアの極移動曲線や LIN *et al.* の結果を USSR Academy のデータセンターによる古地磁気カタログ (Ed. A. N. KHRAMOV, 1984) に

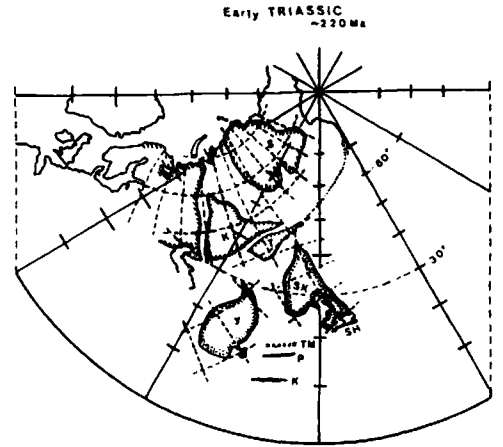
よって再検討した。その結果、彼等の結論の一部とは基本的に違った推論を導き出したので、その観点から西南日本の内・外帯複合テレンとの関連についてタタキ台ともいべき一つのシナリオを画いてみたい。今後詳細な地質・古生物・推積学などの諸分野から、より実証的な論議を呼ぶ契機となれば幸いである。

### 2. シベリア陸塊と NCB, SCB との付加

LIN *et al.* はペルム紀以降の SCB の極移動曲線を北ユーラシアのものと比較して、現在の北極付近にオイラーポール (回転中心) を考え、前者を約45°時計回りに回転すると後者にほぼ一致する。つまり、SCB は新生代に北ユーラシアに対して4000 km以上東向きに移動したものと解釈した。なおこれはインド大陸がユーラシア大陸に衝突したこと起因すると示唆している。筆者は彼等のデータの解析結果からこれと違った結果を導き出したのでその新解釈について述べる。まず NCB と SCB の極移動曲線から求めた両陸塊の古緯度の時代変化を画くと第1図が得られる。これから認められる特色をあげると、1) 古生代前期には NCB が南半球にあり SCB が現在とは反対に北に位置していたが、デボン～石炭紀前半頃に南北の配置が交代して、以後 NCB が北側の位置を占めるに至った。なお LIN *et al.* は古生代には両陸塊とも Gondwana 大陸の一部に属したものと推論している。2) 古生代後期には両陸塊とも古赤道帯に位置した。両



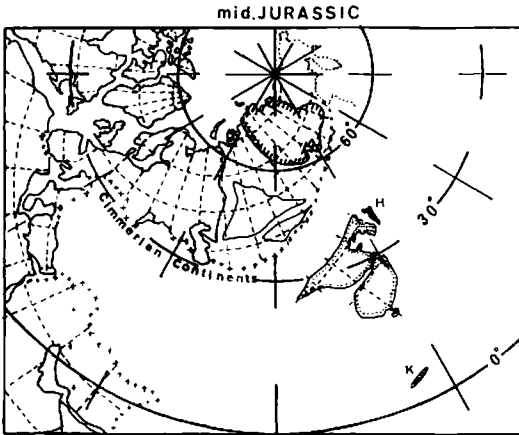
第1図 NCBとSCBの古緯度の時代変化。それぞれの基準地点は北京(40°N,116.5°E)と杭州(30.3°N,120.2°E)であり、また95%信頼度の誤差は実線と点線で表わされている。左端上部にハッチでそれぞれの現在の陸塊の占める緯度範囲が示されている。



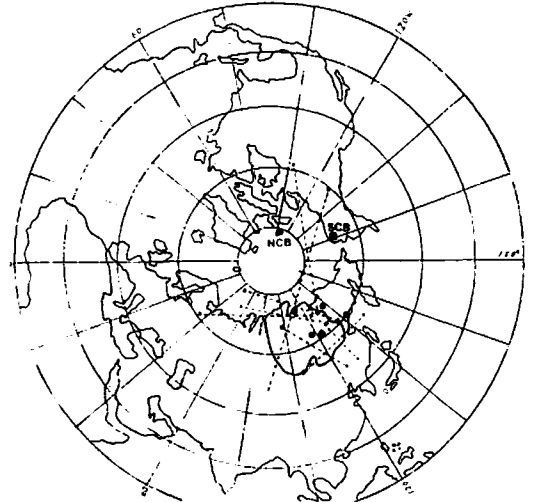
第2図 トリアス紀古世のNCB, SCBと西南日本のテレン群の想定位置。SK:北中国陸塊(NCB), Y:揚子陸塊(SCB), SH:飛驒・三郡複合テレン, TM:丹波・美濃海山列, P:先領家古陸, K:黒潮川・秩父複合テレン。

陸塊のペルム紀の復元図は LIN *et al.*が示したようにテーチス海の小アジア縁辺にあり(原著 Fig. 4 参照),ローラシアと Gondwana の中間でカタイジア大陸を構成したことは確からしい。細部は別として、カタイジア植物地理区の分布によって支持されている(STAUFFER, 1983; KIMURA, 1985)ばかりでなく, Ross and Ross(1985)や NAKAZAWA (1985)の古地理図とも整合性が保たれているからである。おそらく西南日本(本州島)もカタイジア大陸の一部かそのごく近縁に位置したものとみてよからう。3)ペルム紀からジュラ紀古世にかけて両陸塊ともに急速に高緯度方向に北上運動したに違いない。トリアス紀前・中期のシベリア、カザクスタン、タリム陸塊から成る東部ローラシア(パンゲア超大陸時代)に対するNCB, SCBおよび西南日本のテレン群の相対位置を模式的に表現したものが第2図である。もちろん古地磁気情報からは経度が定まらないので、SCBがNCBの東側にあったかもしれない。NCBの地形方位が後述のジュラ紀中世には現在に近い方位をとっていることを勘案すると、この間におそらくタリム陸塊に北端部が接触した事件により80°にも及ぶ反時計回りの回転運動が起こったものと推測される。4)

ジュラ紀中・新世には両陸塊の磁極の位置がよく一致する点からして、第3図にやや模式化して画いたように合体化が進んでいたとみられる。SMITH and BRIDEN (1977)の大陸復元図(Map 23)を改訂し、合わせて西南日本の複合テレンも示してみた。SENGOR *et al.*(1980)が提唱している Cimmerian continentsを参考のため付記したが、中国陸塊の位置付けに関しては全く違っている点に注意されたい。また図の北ユーラシアは本来 IRVING の極移動曲線に準拠して画かれたものであるが、KHRAMOV 編(1984)のシベリア卓状地のジュラ紀の古地磁気データを用いると第4図に示すような矛盾が認められることから、北ユーラシアプレートが図示の通り実在したかについてはなお疑問の余地が残されている。第4図の二重丸で示す5点は西ドイツ、クリミア等のシベリア陸塊以外の地域から得られたVGPで、これらの移動平均曲線が事実上北ユーラシアのジュラ紀の磁極移動曲線とみなされている(IRVING and IRVING, 1982)からである。シベリア陸塊のみのVGPは第4図に見られるように全く発散している。卓状地の境界線はKHRAMOV(1981)を用いているが、測定地域が境界近縁に多く位置しているため、周縁変動帯の



第3図 ジュラ紀中世のNCBとSCBがほぼ合体した頃の古地理概念図。  
 +++++: 縫合帯, H: 飛騨-三郡複合テレン, K: 黒瀬川・秩父複合テレン.



第4図 シベリア卓状地のジュラ系から求められた発散する磁極方向.

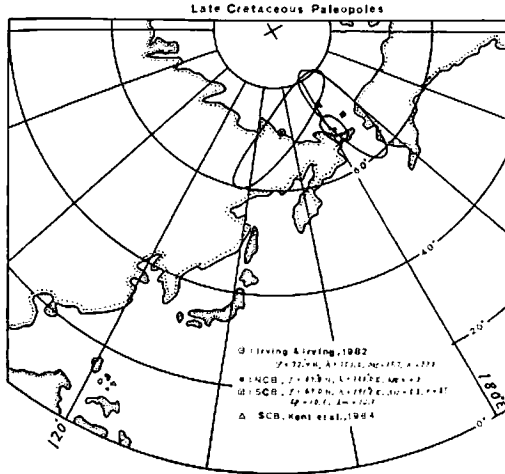
磁気方向を表わしていることが発散の原因であるかもしれない。そうだとすれば、卓状地の東側からコリマ地塊等が、また南側からはNCBが衝突を始めている時期とも関連して、これらの影響を強く反映した可能性が示唆される。ジュラ紀の北ユーラシアの極移動曲線には微妙な問題が含まれている。

### 3. シベリア陸塊と中国陸塊の接着

中国の2大陸塊がいつシベリアに対してモンゴリアーシホテアリン褶曲帯 (Central Asian fold-belt) を介して接着 (合体) したかは東アジアの成長史にとって重要な問題である。前述の問題はあるにせよ、ジュラ紀中期には第3図のようにほぼ合体した中国陸塊とシベリアとの間には広い海洋を隔てて完全に遊離していた可能性が高い。かりに古テチス海がジュラ紀中世にチベットまで閉そくしたとしても (SENGOR *et al.*, 1980), シベリアとNCBの閉そくには及ばなかったものと考えられる。

白亜紀後期について考察してみると、シベリア卓状地内からは残念ながら古地磁気データがないので、また北ユーラシアのデータを準用せざるを

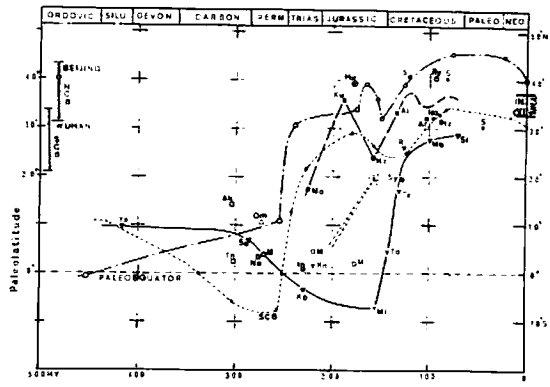
得ない。第5図にはNCB, SCBとのPaleopolesを95%信頼楕円で IRVING and IRVING (1982) の結果を用いて比較したものを示す。これからすると、これらの陸塊はほぼ合体したとも見れる。少なくとも分離していたとは認めにくい。北ユーラシアの誤差が大きいため決定的なことは保留するが、KENT *et al.* (1984) の磁極を考慮に入れると LIN *et al.* が主張する磁移動曲線の不一致の原因は新生代には及ばないとみる方がよさそうである。この観点に立てばジュラ紀から白亜紀後期までの期間に北ユーラシアに対して中国陸塊が4000kmに及ぶ大移動をして、あるいはシベリア陸塊に合体したと考えざるを得ない。しいてその起因を求めるとすれば、燕山変動期にこのような大きな横スベリ要素の強い変動を考えることが可能か、という問題に発展する (KLIMETZ, 1983)。一方 Central Asian fold belt が大きいトランスホーム断層を伴った可能性を検討する必要があるのかもしれない。何れにしても彼等の示唆したネオテクトニクスの問題というよりも後期中生代のメソテクトニクスとみなす説を唱えたい。



第5図 北ユーラシア(◎印)とNCB(●), SCB(▣)の合体を示唆する白亜紀後期の磁極分布. ▲: SCBからKENT *et al.* (1984)が得たもの.

4. 中国陸塊の運動と西南日本の付加成長

西南日本から得られた中・古生界の古地磁気緯度をNCB, SCBの古緯度時代変化と比較したものが第6図である。複雑さをさけるため両軸の誤差を省略しているが、図から直感的に必ずしも西南日本と中国陸塊との相互関係は窺えない。これは西南日本が多くの特レンの集合から成り、それらのアマルガメーションと付加・衝突の時期が異っている結果を暗示しているのかもしれない。ペルム紀以降、鎖線のNCBと点線で結んだSCBの古緯度が時間的にはほぼ平行に移動した様子わかる。飛驒帯及び外縁帯を主にして (HIROOKA *et al.*, 1985)、他に内帯の白亜紀火砕岩類、領家花崗岩、和泉層群などのデータ (黒四角) を配慮して強引に破線で結ぶと、有意性は認め難いが、地質構造発達史を加味すると、むしろSCBよりもNCBに近縁性を認めてもよからう。他方、外帯の黒瀬川・秩父複合テレンを主としたデータ (逆黒三角) を実線でつないでみた。予察の結果が多いため不確実性は免れないが、トリアス紀以降明らかにSCBとは違いがありジュラ紀までは赤道帯に位置したようである。ジュラ紀末期から急速な北上運動に

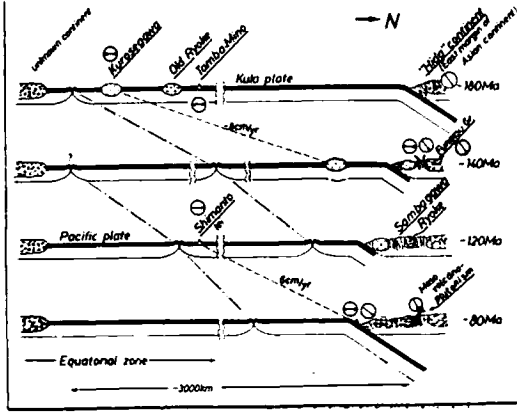


第6図 西南日本の諸テレンから求められた古緯度と、NCBとSCBの古緯度の時代変化との比較図。

Yo: 横倉山 (黒瀬川帯), Ak: 秋芳, Tn: 秋吉蔦の巢, Sa: 沢谷緑色岩類, Ko: 川内ヶ谷 F., Mi: みかぶ大杉岩体, To: 鳥ノ巣統, Te: 手結 (高知・四万十帯), R: 領石統, Mb: 有田統 (物部川), Mo: 本戸 F., Ku: 来馬 F., Kz: 九頭竜 F., Ai: 赤岩 F., Ar: 荒戸谷, No: 濃飛流紋岩類, Iz: 和泉 F., Om: 大森 (丹波帯), Na: 南條 (福井), M: 美濃帯, In: 犬山, Kn: 神瀬 (球磨), Ry: 領家 Gr. (高縄), Hu: 船津 Gr., S: SASAJIMA (1981) より.

転化し、白亜紀古世には内帯複合テレンに付加・衝突したことが窺える (酒井・丸山, 1985)。これは手取植物区と領石植物区の顕著な相異 (KIMURA, 1985) と調和的である。白ぬき符号の石炭紀後期からジュラ紀に古赤道帯を占めた岩体類は海山列の玄武岩類、石灰岩層や緑色岩・チャート岩層等から成り、ペルム紀以降順次に飛驒・三郡複合テレンに付加したものと考えたい。点線矢印はそうした意味を表わしている。

さきに筆者 (1982, 1984) が提唱した西南日本のテレンの付加・成長モデルは、このような中国陸塊の運動に伴う相対関係を考慮しても実質上骨組みにおいて誤っていないので第7図に再録したが、若干の改訂をここに述べたい。例えば南方未知大陸としたものは、笹嶋 (1984) の予測とたがわず、YOSHIKURA (1985) は黒瀬川古陸の火成・



第7図 西南日本のテレン群の付加・衝突による成長モデル(笹嶋, 1984から再録). 一部の改訂に関しては本文参照.

変成作用や造山帯の類似性から、 Gondwana大陸のオーストラリア東南部に對比可能なことを明らかにしている。図示の Kula Plate は Izanagi Plate と訂正し、従って ~120Ma の 2 つの海嶺に夾まれた海岸プレートを Kula Plate と理解すべきである。またアジア大陸の東縁とした "Hida continent" は朝鮮半島北部 (NCB) を想定してよい。もしこれが正しければ NCB が Gondwana 起源とすれば、飛驒帯が Gondwana 起源である可能性も浮かび上ってくる。これと関連して朝鮮半島の問題を簡単に補足しておく。半島の沃川構造帯を挟んで南部地体が SCB の延長に当たるとする意見がかなり強い (例えば、MIYASHIRO, 1981; LIN *et al.*, 1985)。筆者ら (渋谷ほか, 1985) が実施した沃川帯東北部、非変成帯の古地磁気研究では、石炭紀からトリアス紀までの極移動曲線は SCB のものにほぼ一致する。この結果から少くもこの構造帯以南は SCB の延長部に属した可能性が強いとみられる。これは日本海の開口以前の西南日本を朝鮮半島の東縁に復元して、古地理図を画く際に重要な規制として考慮されねばならないであろう。

HIROOKA, K., S. UCHIYAMA, T. DATE, H. KANAI and T. NAKAJIMA; Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. Ed. D. G. HOWELL, 391-391, Texas, 1985.

IRVING, E. and A. IRVING; Geophys. Surv., 5, 141-188, 1982.

KENT, D. V., G. XU, N. D. OPDYKE, K. HUANG and W. ZHANG; Transact. Am. Geophys. Union(EOS), 65, 862, 1984.

KIMURA, T.; IGCP No. 224, Working Group Meeting(abstract), Tokyo, 1985.

KLIMETZ, M. P.; Tectonics, 2, 139-166, 1983.

LIN, J.M. FULLER and W. ZHANG; Nature, 313, 444-449, 1985.

McELHINNY, M. W., B. J. EMBLETON, MA, X. H. and ZANG, Z. K.; Nature, 293, 212-216, 1981.

MIYASHIRO, A.; Geol. Soci. China Memo., No. 4, 1-31, 1981.

NAKAZAWA, K.; The Tethys, Ed. K. NAKAZAWA and J. M. DICKINS, 93-111, Tokai Univ. Press, 1985.

ROSS, C. A. and J. R. P. ROSS; Geology, 13, 27-30, 1985.

酒井英男・丸山茂徳; 日本地質学会第92年大会, 演旨, 152, 1985.

笹嶋貞雄; アジアの変動帯, 藤田和夫編著, 239-256, 海文堂, 1984.

SENGOR, A. M. C., Y. YILMAZ and I. KETIN; Geol. Soc. Am. Bull., 91, 599-609, 1980.

渋谷秀敏・関庚徳・李允秀・笹嶋貞雄・西村進; 日本電磁気学会78回大会演旨, 147, 1985.

SMITH, A. G. and J. C. BRIDEN; Mesozoic and Cenozoic Paleogeographic Maps. Cambridge Univ. Press. p. 63, 1977.

STAUFFER, P. H.; Geol. Rundsch., 72, 3, 1061-1080, 1983.

USSR Academy, Geophys. Commit. Data Center B, Ed. A. N. KHRAMOV, p.94, 1984.

YOSHIKURA, S.; J. Geosci. Osaka City Univ., 28, Art 2, 45-83, 1985.

## 中生代・新生代前半における近畿諸地帯の形成

市川浩一郎 (大阪市立大学・理)

西南日本ではこれまでに多くの基盤諸地帯が識別されてきた。諸地帯の形成過程には、初生成成過程とそれにつづく二次造構過程とが識別される。形成モデル論からいえば、初生成成過程は異地性諸要素の中生古アジアへの衝突付加を基本とするもので、いっぽう二次過程は集結・合体したコンプレックスの現地性状況下での後生改変や酸性火成岩類の形成などである。地質区の区分も両過程では異なっている。以下に両過程を概観する。

## 初生成成過程

西南日本の基盤諸地帯は内側から外側へA, B, C地帯群に大別される(市川, 1984)。この大別は地帯ごとの層序、特定の層相の出現・消滅年代ならびに主要造構時期にもとづいて、中生代アジアに合体した時期を考慮してなされた。

A地帯群は緑色岩・チャート層序がペルム紀までで、砕屑岩層序がペルム紀新世ないし中世にさかのぼり、ペルム紀新世・トリアス紀の諸事変を通じて合体した諸地帯で、近畿地方では主として舞鶴・上郡帯と超丹波帯で代表される。このうち超丹波帯(CARIDROIT ICHIKAWA & CHARVET, 1985)は従来丹波帯北縁部とされていた剪断の著しい地帯で丹波帯とも舞鶴帯とも異なる層序をもち、構造的には舞鶴帯の下位、丹波帯の上位に位置する。本帯の構成ならびに分布はISHIGA(1986)により急速に解明されてきた。超丹波帯は構造的に上位のUT2亜帯と下位のUT1亜帯から構成される。共にペルム紀新世の放散虫を含む砕屑岩層を伴い、A地帯群に属し、その最前線をなすものである。それは若狭湾の内外海半島から兵庫県山崎町西方地域まで120kmにわたって追跡され、さらにそれより東方に向かい、上郡帯の北側に沿って姫路市北方まで約40kmにわたって追跡されることが判明した(ISHIGA, 1986)。

B地帯群は緑色岩・チャート層序がトリアス紀

ないしジュラ紀前半までで、ジュラ紀～白亜紀初頭の一連の事変を通じて形成され、最終的にはジュラ紀末ないし白亜紀初頭にA地帯群と合体した地帯群である。近畿では丹波帯、"領家帯"(領家変成岩の源岩が形成された地帯)、三波川帯、秩父累帯北帯、同中帯(黒瀬川地帯)、秩父累帯南帯からなる。これら諸地帯の形成時期、地質関係については市川ほか(1985)などで概観した。本文では地帯形成過程に関するひとつの問題をとりあげることとする。すなわち最終合体前に異地性状況下で地帯形成が進行したという問題である。ジュラ紀以前には、秩父累帯中帯に相当する部分は大陸性地殻を持つ微大陸ないし古島弧列としての黒瀬川地帯をなしていたとみられる。その北側(北・南の用語を現在の位置に関して以下に使用する)にあたる秩父累帯北帯では、紀伊半島西部に関しては黒瀬川地帯北縁における北フェルゲンツ付加が認められ、それはジュラ紀中世まで進行した(市川ほか, 1981, 1984)。四国の知見を参照すると、ペルム紀末ごろにも黒瀬川地帯北縁における付加が進行した(磯崎, 1986)。また、四国東部におけるミカブ緑色岩類の年代上限に関する放散虫データ(岩崎ほか, 1984)を考慮すると三波川・秩父北帯の初生海盆はジュラ紀新世には閉鎖したとみられる。一方、秩父累帯南帯では、地帯形成はジュラ紀古世にさかのぼり、南に若化し白亜紀前半におよんでいる(YAO, 1984)。これに対して、丹波帯ではI型地層群の年代上限からみて、海盆閉鎖の最終期はジュラ紀新世末(ないし白亜紀初頭)である。このことは、丹波帯の初生成成完了より前に、黒瀬川地帯の南北両側ではすでに地帯形成が開始していたことを示している。B地帯群に属する諸地帯の形成が単一の主収束境界でのみ進行したのではなく、異地性段階での大小複数の収束境界を想定しなければ理解し難いこと(市川, 1982)を裏付けている。

C地帯群(四万十地帯群)は白亜紀のある時期から新生代中頃にいたる諸事象を通じて形成され、B地帯群に合体した。秩父累帯南帯の地史はB地帯群プロパーからC地帯群へと段階的に移行する特徴を反映している(YAO, 1984)。近畿のC地帯群の形成については、最近放散虫研究にもとづいて新しい知見が解明されつつあるが、これについては鈴木博之(本号)を参照されたい。

以上の諸初生地帯の地層構成を個別に検討するといくつかのタイプが識別される。そのひとつとして注目されるのは、(緑色岩-)チャート層にはじまり珪質泥岩層、泥岩層、陸源性粗粒碎屑岩層が重なる上方粗粒化型の一連の層序をもつものである。B地帯群の丹波・美濃帯(大塚, 1985など)、秩父累帯南帯(四国:松岡, 1984)に加えA地帯群の超丹波帯UT2亜帯(CARIDROIT *et al.*, 1985; ISHIGA, 1986)でも認定されてきた。この層序は地層形成の場が遠洋域から陸源碎屑物質が優勢に供給されるプレート収束境界域へと移行したとする運動像と調和的である。さらにこのような層序が繰りかえして出現し、かつ碎屑岩層への移行年代に系統的な若化極性が認められる場合(例:斗賀野層群、松岡, 1984)は上記の運動像との対応が、より明らかとなる。したがって上記の層序の認定は地帯の初生成成過程の理解に重要な意義をもつ。その他のタイプとしては種々の海底地すべり堆積物を主体とするものが、西南日本では多くの地帯で認められている。また四万十地帯群にしばしば認められるようにフリッシュ型互層を主体とするタイプもある。これらのタイプでは、個々の形成環境の認定は第1のタイプに比べて一義的ではなく、収束境界域環境の場合も前孤盆環境下の場合もあり得る。古海底斜面の復元や地帯内・地帯間の諸地質関係の解析から個別的に認定されることとなる。

#### 二次造構過程

A, B地帯群はそれぞれB期(ジュラ紀)、C期(白亜紀-新生代前半)に著しい二次造構過程を経て後生的に改変し現状がもたらされている。またC地帯群についても、その北半(日高川帯)は新

生代に後生改変を受けている。二次過程のいくつかの特徴を似下にとりあげる。

B期: A地帯群は内側(A1)と外側(A2)とに2大別される。B期にはA1(飛騨・隠岐帯など)は船津花こう岩形成の場であり、A2(秋吉-超丹波帯など)は非花こう岩地帯である。A地帯群ではA期に初生的な付加合体構造が形成されていたが、それがB期には丹波帯諸亜帯の大規模なアンダーラストに伴いB地帯群と共に著しいパイルナップ構造を呈するにいたった。近畿では白亜紀初期の正立褶曲を復元すると、構成的上位から下位に向い舞鶴・上郡帯、超丹波帯のUT2, UT1、丹波帯のT II, T Iが低角度に重なる壮大なパイルナップ群が発達していたことが展望される。現在の超丹波帯分布域中には構造的下にT IIが、上位に舞鶴帯要素が局部的に認められ(石賀・楠, 1986)、さらに舞鶴帯主分布域中でも、その構造的下に超丹波帯要素の存在が示唆されている(石賀、本号)。また瀬戸内の沼隈半島ではA地帯群要素が領家変成域にまで領家変成前には及んでいた(石賀・佐藤, 1985)。一方A地帯群中でもジュラ紀にA1がA2上に再動した可能性が示唆されている(小松ほか, 1985)。

C期: 白亜紀・古第三紀には、B地帯群の内側(B1)とA地帯群とは広域的な陸弧型火成活動地帯となり、外側の非花こう岩地帯(B2)と対照をなしている。そのほぼ境界に中央構造線が発生し、横ずれ変位が進行した。それと関連して内帯の正立褶曲群が生じ、和泉海盆が形成された。内側のA+B1地域はC期には新しい地質区配列で特徴づけられる。すなわち内側より山陰区、山陽区、領家区という配列パターンで、それらは古い段階での地帯区分を縦断している(市川・北村, 1977)。一方、B2の秩父累帯北・中帯では複雑な構造をもつ初生基盤上に白亜紀に新たな海進がはじまり(例:湯浅・有田層, MAEJIMA, 1986)、正立褶曲構造が形成され、一部(紀伊半島中央部)では低角度ナップが発達するなど二次過程が進行した。秩父累帯南帯では初生地帯の形成は白亜紀前半バレミアンまでつづいたが、現在みられるようなスラスト褶曲構造は白亜紀末ないしそれ以降の二次過程で完

成した(YAO, 1984). 紀伊半島中央部では、秩父累帯が欠如している(栗本, 1982). さらに三波川帯も局部的に欠如して、四万十地帯群の地層が中央構造線を距てて領家帯岩類と構造的に接していることが示唆されている(竹内・大和大峯研究グループ, 1984). このような関係は二次過程によるもので、低角度ナップの形成(C地帯群花園層堆積後、すなわち後カンパニアン)につづき、新生代に入ってから同中央部の差別的上昇や有田川構造線、中央構造線の高角度変位等の数次の過程を通じてもたらされたとみられる(栗本, 1982, 投稿中).

以上に近畿を中心とする基盤地帯の形成を初生過程、二次過程に大別して概観した。従来の研究

では、二次過程を経て完成した現在の地質関係を直接初生過程に結びつけて変動時期を試論したりする傾向もあったが、初生過程の適切な理解のためには二次過程の解析・復元は欠かせない問題である。

引田文献については以下の2論文の文献欄を参照されたい。

市川浩一郎・波田重熙・八尾昭, 1985: 中・古生界の微化石層序と西南日本の中生代造構史の最近の諸問題. 地質学論集, 25, 1-18.

市川浩一郎, 1986: 西南日本の中生代含放散虫地帯. 大阪微化石研究会誌特別号, 7(MRT Newsletter, 2), 315-325.

## 西南日本の中・古生界微化石層序とその問題点

八尾 昭 (大阪市立大学・理)

1970年以降、コノドントや放散虫などの微化石が日本の中・古生界層序再検討の先導役を果たし、中・古生代地史の書きかえに大きく貢献してきたことは周知の事実である。ここでは西南日本における中・古生界微化石層序の現状とその問題点を簡単にまとめる。

西南日本の中・古生界からは、紡錘虫・コノドント・放散虫化石が多産し、生層序学的研究の主流をなしている。これらの研究経過はすでに多くの文献でまとめられている(たとえば勸米良・中沢, 1968; 市川ほか, 1985; など)ので、ここでは省略する。上記の化石以外の微化石として、飛驒外縁帯からのオルドビス紀貝形虫・スコレコント(Hisayoshi IGO *et al.*, 1980)、各地の石灰岩体からの後期古生代・中生代小型有孔虫(ADACHI, 1985など)・ナマコ骨片(金杉, 1979)、チャートからの中・古生代海綿骨針、丹波層群碎屑岩からの花粉(TAKAHASHI & YAO, 1969)、秩父累帯南帯からのジュラ紀最末期ナンノ化石(AITA & OKADA, in press)、秩父累帯や四万十帯白亜系か

らの有孔虫(高柳, 1982など)などが報告されている。これらのうちのいくつかは、産出層の年代決定に重要な役割を果たしているが、いずれも化石帯の設定には至っていない。

紡錘虫化石帯は石灰岩相の下部石炭系最上部からペルム系において10ないし11帯(属帯)が設定されており、そのいくつかは2ないし3亜帯(種帯)に細分されている(鳥山, 1970; 長谷川, 1971)。コノドント化石帯は石灰岩相の下部石炭系上部から中部ペルム系において12帯(猪郷久義, 1976; Hisaharu IGO, 1981)、石灰岩相・チャート相のトリアス系において15帯(KOIKE, 1981; ISOZAKI & MATSUDA, 1982)が設定されている。放散虫化石帯はチャート相の上部石炭系上部からペルム系において13帯(ISHIGA, 1986)、チャート相トリアス系で3ないし6帯(YAO, 1982; 佐藤ほか, 1986; など)、チャート・碎屑岩相ジュラ系で8帯前後(八尾ほか, 1982など; 相田, 1985では中・上部ジュラ系を12帯に区分)、四万十帯白亜系で6帯(中世古ほか, 1979など)が設定されている。



以上の化石帯区分のうち紡錘虫とコノドントによる化石帯は、長い研究経過からできたものであり、国際対比などからも一応確定したものと見えよう。一方、中・古生界放散虫生層序は国際的にも研究がはじめられて日が浅く、ゆえにその化石帯区分は年々改定されつつある段階である。そのためここでは主に放散虫生層序にかかわる次の4つの問題点に触れる。

### 1. 化石帯区分の基準

西南日本の中・古生界における多くの放散虫化石帯は、群集帯 (Assemblage Zone) として設定されている。これは、研究対象の多くの地層が層序不明のオリストストロームであったり、断片的な層序しかもたないオリストリスであったり、断層によってもとの層序がズスタに切られている場合が多いことにも起因していると思われる。群集帯は基本的には複数の特徴種の共産(化石群集)で認定されるが、化石帯の定義がそれほど厳密でないため、化石帯の上限・下限、あるいは上位・下位の化石帯との境界があいまいになっている。ただし、研究の初期段階での大綱的な化石帯区分とその対比という点では、“化石群集”は有効な基準であるといえる。次の研究段階として化石帯の下限・上限をある程度厳密なものにするため、特徴種の出現や消滅の層準 (biohorizon, datum level) を基準にして Range Zone や Interval Zone の設定が必要となる。出現・消滅層準の認定には連続した層序断面での生層序学的検討が基本となり、そのため適切な層序断面を見出すことが前提条件となる。現在までにこのような観点からの研究例が、すでにいくつかだされている(たとえば相田, 1985; 佐藤ほか, 1986; MATSUOKA & YAO, in press; など)。

### 2. 化石帯の細分

化石帯は、特徴種の共産関係・出現層準・消滅層準がより多くの種で明らかになればなるほど、原理的にはよりこまかく細分される。ただし、その区分が対比や年代決定に有効でなければ生層序学的には意味がない。化石帯の細分にあたっては、そ

の分帯がどの程度の空間的範囲内で対比に有効であるのかを押さえておく必要がある。また、化石帯細分の基準として特徴種の産出層準等を用いるにしても、その層準の意味するところ、つまり系統的にある種から他の種へ分化した時間面を代表しているのか、環境変化にともなう生物種の分布の変化を表しているのか、堆積環境の変化に依存しているのか、続成作用に係わる層準なのか、再堆積(二次化石)は関与していないのか、などの検討が重要である。

### 3. 化石帯の対比

日本の上部古生界の放散虫化石帯は主として舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯を中心とする地帯で設定されてきた。今後、他の地帯での生層序学的検討やコノドント化石との共産関係、国際対比によるチェックが必要である。トリアス系放散虫化石帯は主としてコノドント化石との共産関係にもとづいてクロスチェックが、また、白亜系放散虫化石帯についても他の示準化石との共産関係・国際対比によるチェックが可能である。化石帯間の対比においてクロスチェックの点で問題が残るのがジュラ系放散虫化石帯である。日本国内では多くの研究者・研究者グループがそれぞれ独自に様々な基準にもとづくジュラ系放散虫化石分帯を進めている。その結果、現在のところ5通りの群集帯区分と3通りの Range Zone, Interval Zone 区分が提唱されている(八尾, 1986参照)。このように多くのジュラ系放散虫分帯があるにしても、各研究者の分帯を比較すると、いくつかの特徴種の出現層準が共通して認定されていることや化石帯構成種の選定に多くの共通性が認められる。この意味で化石帯間の大まかな対比は容易であるが、化石帯境界の正確な対比は困難である。

### 4. 年代分解能

中・古生界放散虫生層序の研究がはじまって6~7年しかたっておらず、現在生層序の大綱が明らかになった段階である。そのため化石帯の年代分解能は、アンモナイト化石帯などに比較すると高くない。たとえばヨーロッパ・地中海地域で

のジュラ系では、60数帯のアンモナイト化石帯が設定されており、ジュラの期間を6,400万年(208-144 Ma: KENT & GRADSTEIN, 1984)とすれば、1アンモナイト化石帯の年代幅は約100万年となる。一方、日本のジュラ系では8帯の放散虫化石帯が設定されており、1化石帯の年代幅は数100万年から千数100万年である。ただし、放散虫化石は様々

な岩相の広範囲の地層から、多様な種構成で多量に、連続して産出するという一般的な特性をもっている。今後、放散虫生層序の研究の進展にともなって化石帯の細分が進み、広範囲での細かい対比が可能になり、あわせて年代分解能が上がるものと期待される。

## 西南日本、中・古生界の岩相層序について

井本伸広(京都教育大学)・八尾 昭(大阪市立大)

### はじめに

市川(1983)は西南日本各帯を構成する各種岩体の合体の時期により、A(主としてトリアス紀)、B(ジュラ紀~白亜紀最古世)、C(白亜紀以降)の3地帯群を区分し、それぞれのテクトニクスと相互の連関について検討を加えた。またジュラ系については、近年、主として放散虫化石により地質年代の検討が進められ、実体が明らかにされつつある地帯(Rテレーン)と、従来から大型化石により検討が加えられてきた地帯(Mテレーン)に区分することが、中・古生界に関する問題点の把握と整理に有効であることも指摘されてきている(市川, 1984, 1985)。

ここでは、従来のA・B両地帯群の境界部において新たに設定され、岩相の特徴や放散虫化石による年代の検討により、A地帯群に帰属させることが妥当とみなされてきている超丹波帯(CARIDROIT *et al.*, 1985; ISHIGA, 1986)、及び美濃・丹波帯、秩父累帯などB地帯群のRテレーンにおいて広く認められてきている特徴的な岩相層序、さらにこの層序の上部に発達するオリストストローム層の問題に限って検討を加える。

### 超丹波帯の岩相層序

超丹波帯(CARIDROIT *et al.*, 1985)は強く変形したペルム紀新世の碎屑岩類を主とし、舞鶴帯

の南縁に沿って、東北東-西南西に120kmにわたって狭長な分布を示す。ISHIGA(1986)は、本帯をUT1, UT2の2亜帯に区分し、UT2がUT1の上位に重なるナップ構造を明らかにした。またUT2は夜久野岩類によって構造的におおわれ、UT1は丹波層群II型地層(石賀, 1983)と断層関係で接し、全体として多重ナップ構造を形成している。

UT2亜帯を構成する地層の層厚は約100mと薄く、下位から、i)珪質岩と泥質薄層の細互層、ii)砂岩・頁岩互層、iii)オリストストローム層の順に重なる。これらのうち、i)の珪質岩からは*Follicuculus bipartitus*・*Fo. charveti*群集の放散虫を産し、丹波帯の同時代を示す放散虫群集とは、その種構成が異なること、岩質についても、丹波帯チャートに比較して、より泥質であることから、丹波帯チャートの堆積盆とは異なった、より陸域に近い環境に堆積したことが堆定される(ISHIGA, 私信)。

全層厚が極めて薄いとはいえ、非碎屑岩相・微粒碎屑岩相から細粒~粗粒碎屑岩相・オリストストロームへと上方に移行する特徴は、後述するB地帯群のRテレーンの“上方粗粒化”を示す岩相層序と共通しており、堆積環境の変化を考える上で重要である。

UT1は黒色頁岩を伴う緑色砂岩の厚層(約1000m)からなり、氷上層と命名された(ISHIGA, 1986)。黒色頁岩からはペルム紀中世後半~新世前半を示

すとみられる放散虫が産出している(栗本, 1986).

砂岩の鉱物組成からは、碎屑物の供給源として、活動的な火山弧の存在が推定されている(楠ほか, 1986).

### “上方粗粒化”の岩相層序

近年丹波帯において、岩相と地質年代の組合せの異なる2組の地層群が識別され、それらのうち、相対的に年代の古いものが新しい地層群の上位に重なる、大規模なナップを形成していることが明らかにされてきている(石賀, 1983; IMOTO, 1984など).

構造的低位に位置し、I型地層群と呼ばれているものには、トリアス紀古世からジュラ紀新世にわたり“砥石型”頁岩、層状チャート、含放散虫珪質頁岩へと、低位から上位へ連続的に移行するとみなしうる岩相変化が認められ、その上位には黒色頁岩、砂岩・泥岩互層、オリストストローム層が発達する。

I型地層群の上位に重なるII型地層群においては、石炭紀～ペルム紀の緑色岩・層状チャートの上位に、トリアス紀～ジュラ紀中世の黒色頁岩、砂岩・泥岩互層、オリストストローム層が重なるものとみなされている。ただし、現在までのところペルム紀からトリアス紀への連続するセクションは見出されていない。

ところでI型地層群の岩相層序において、最も低位に位置する“砥石型”頁岩は、従来“鳴滝砥石”の名で知られる優良な仕上げ砥石を含む岩石で、均質・緻密であり、新鮮なものは淡灰色を呈し、風化すると淡黄色に変化する。主として微晶質石英およびイライト、緑泥石などの粘土鉱物からなり、シルト径以上の碎屑物を全く含まない。放散虫化石はラミナを形成して含まれる。低位は断層で切られ、厚さは数m～30m程度にすぎない。

“砥石型”頁岩は、上方へは厚さ数mの漸移帯を経て層状チャートに移行する。

層状チャート層の本来の厚さは、上・下底ともに断層で切られることが多く、正確な見積りは困難であるが、50m程度と推定される。層状チャートは上方では、含放散虫珪質頁岩に連続的に移行

する。

含放散虫珪質頁岩は灰緑色を呈し、均質・緻密な頁岩で、みかけ上“砥石型”頁岩に似るが、数%～20%の保存良好な放散虫化石と10%以下のシルト径の石英や長石片がマトリクス中に分散して含まれている点で、全く異質である。この頁岩層の厚さは、厚く見積っても50m程度である。

現在まで、“砥石型”頁岩から層状チャートへ、さらに含放散虫珪質頁岩へと完全に連続するセクションは見出されていない。しかし、“砥石型”頁岩と層状チャート、層状チャートと含放散虫珪質頁岩それぞれの漸移関係は確認されている。このことから、これら3種の岩相は遠洋性堆積環境において、連続的に堆積したものと推定される。

これらの遠洋性堆積岩類の上位には、主として陸源碎屑物からなる黒色頁岩や砂岩・泥岩互層、また低位の遠洋性堆積岩類をブロックとして含むオリストストローム層などが重なる。ただし、遠洋性堆積岩類と陸源碎屑岩類の直接の関係は不明のことが多く、今後の詳細な検討が必要である。

II型地層群においては、緑色岩とその上位に重なる層状チャートの組合せが岩相層序の最低位に位置する。I型地層群の場合のように、チャートから含放散虫岩に漸移するセクションは、現在までのところ知られていないが、類似の岩質を示す頁岩は小規模ながら分布しており、希土類元素の分布型式からみて遠洋性堆積物とみなしうる例も報告されている(武蔵野・実本, 1985)。

前述のように、ペルム紀からトリアス紀へ連続する層序は確認されていないが、トリアス紀～ジュラ紀中世の碎屑岩類や緑色岩・チャート岩体を含むオリストストローム層が、緑色岩・チャート層の上位に分布することは確からしい。

I型・II型地層群、さらに超丹波帯UT1においても認められたように、遠洋性堆積物の上位にオリストストロームを含む陸源碎屑岩類が重なるという、“上方粗粒化”の岩相層序については、すでに美濃帯(MIZUTANI *et al.*, 1981; 山本, 1985; 大塚, 1985など)・秩父累帯(MATSUOKA, 1983)などでも指摘されてきているところである。

最近LASH(1985)は、アパラチヤやスコットラン

ド南部高地の古生界を例に、“上方粗粒化”層序の存在が、海溝底堆積相が否かの判定にとって、砂岩の鉱物組成、フレッシュ相堆積物の層相や古流向、メラソジの存在などにまして重要であると指摘している。これは、海洋底プレートの陸域への移動と海溝における陸源碎屑物との混合・付加を想定したモデルであるが、日本の中・古生界に広く認められる“上方粗粒化”層序についても、こうした観点で把握できるかどうか検討を要するところであろう。

#### オリストストロームの形成

B地帯群のRテレーンの堆積相を特徴づけるものとして、オリストストロームがある。YAO(1984)は、紀伊由良地域の秩父中帯南緑部・秩父南帯・四万十帯北緑部に広く分布するオリストストローム相を3型に区分した。

タイプAは基質に乏しく、オリストリスとしてはチャートが主体で、主としてチャート岩体からなる地質体から直接オリストリスが供給されたものとみなしうるもの；タイプBは基質に富み、チャート・石灰岩・緑色岩・酸性凝灰岩・碎屑岩など多様なオリストリスを含むもので、複合的地質体が

“供給源”であったと考えられるもの；タイプCはタイプBに類似するが、リサイクルオリストリスを含むことから、“供給源”としてすでに形成されていたオリストストロームを含む地層の存在が推定されるものである。またスランプ褶曲の解析から、当時、海底斜面は南に傾斜しており、3型のオリストストロームに含まれるオリストリスも、北から南へと供給されたものと考えられる。さらに放散虫年代の示るところによれば、基質の年代は北から南へ若くなる極性が認められ、堆積盆の移動とオリストストロームの形成との関連が明らかにされた。

#### おわりに

これまで述べてきたように、放散虫生層序の検討が進むなかで、西南日本中・古生界の岩相層序についても新しい知見が蓄積されてきている。今後さらに生層序学や多様な岩石の記載的研究の進展はもとより、堆積学、同位体年代学、地球化学、古生態学、構造地質学など多方面にわたる学際的研究がはかられることによって、中・古生界研究が新たな飛躍の時期を迎えることが期待されることである。

---

### 近畿の白亜紀・古第三紀火成活動について

弘原海 清 (大阪市立大学・理)

近畿地方内帯に白亜紀・古第三紀の火山岩類が広く分布する。これからの火山層序的研究は現在も進行中である。現時点までに、最下部の篠山層群、これに不整合に重なる相生・生野・有馬の各地層群、さらにその上位に不整合に重なる天下台山層群、金剛童子流紋岩および矢田層群の層序関係がほぼ明らかにされてきた。一方、深成岩類は、これら地層群にたいする貫入および被覆関係によって幾つかのステージに区分される。

#### 1. 篠山層群の形成期

篠山層群は丹波層群に不整合に重なり、非火山性の下部累層と火山性の上部累層に分けられる。これらの最下部、上部、最上部の凝灰岩中のジルコンでフィッシュン・トラック年代を測定し、それぞれ135Ma、128Ma、115Maの年代値を得た(弘原海・栃本・升本、1983)。近畿の基盤構造にはほぼ東西に延びた軸を持つ正立褶曲が卓越する。この褶曲運動の際、その向斜部に特徴的な赤色相の

陸水成層として篠山層群が堆積する。この褶曲・堆積運動の後半より、褶曲軸に直交する胸切断層が形成され、また安山岩質の火山活動が起こる。篠山層群の岩相や構造の特徴から、この時代には南北圧縮の応力場が支配し、造盆地・褶曲・火山の諸活動がその規制をうけていた。この時代の深成岩、変成岩は篠山層群の分布地域では認められないが、南側の領家帯における領家変成作用はこの時期に行われた可能性がある(弘原海, 1984; 田結庄・弘原海・政岡ほか, 1985)。

## 2. 広峰層群・相生層群下部亜層群の形成期

広峰層群は下部の非火山性碎屑岩の砥堀累層と上部の火山性の書写累層よりなる。砥堀累層は大柳互層と南縁沿いに分布する巨大角礫岩(砥堀角礫岩)に区分される。後者は東西性で北落ちの半地溝の壁に沿って出来た崖錐角礫岩であり、基盤との境界も一般に不明確である。書写累層は、異質岩片の少ない“石英斑岩”様の水室池凝灰岩と異質岩片を多量に含む随願寺溶結凝灰岩(弱容結)とに区分される。

相生層群の下部亜層群は、姫路地区の須賀院累層、又坂累層、相生・上郡地区の上郡下部累層、上郡上部累層をまとめたものである。岡山県側で、上郡下部累層の下位に関門層群相当層が整合的にくることから、上郡下部累層と広峰層群は同時異相の関係である可能性が高い。岩相は、基盤の巨大角礫岩、含異質礫凝灰岩、大規模なガラス質～結晶質溶結凝灰岩、湖成堆積岩層などの複合岩類である。これらの諸岩類は東西性の断裂、陥没盆を作る造構運動とはほぼ同時に形成されたものである。これら広域的な断裂帯からは大規模な火砕流の噴出が起こり、これに引き続いて、はんれい岩や閃緑岩など岩相変化に富む塩基性の小岩体(ストック状またはゼノリス状)が貫入する。これらの構造や岩相から、この時代のテクトニクスが篠山期の南北圧縮の応力状態から弛緩応力または南北引張の応力状態に急変したことが推定される。東西断裂・陥没のリフト型造構運動、および珪長質

リフト火山活動がこの時代の特徴である。この火成岩の初期形成年代は110Ma前後(SEKI, 1981)と推定されている。

## 3. 相生層群中部亜層群の形成期

中部亜層群は、姫路地区の夢前累層下部の林山田安山岩層、相生・上郡地区の鶴龜下部累層の皆坂安山岩層、下畑流紋岩層などよりなる。岩質的に対照的な火山岩が相前後して活動するバイモーダル的な中心噴火火山で、これと同様の火山岩は生野、相生層群の中部にも認められる。これらの分布は東西性に伸び、弧火山的な配列を示す。このフィッシュン・トラック年代として106Ma(升本・弘原海, 1983)が知られている。この時代のテクトニクスは南北圧縮の応力場が強く支配し始めた時代と推定される。また、この時期、領家帯は上昇域にあり、領家帯古期に属する片麻状花崗岩が変動期進入したと思われる。

## 4. 相生層群上部亜層群の形成期

上部亜層群は、姫路地区の夢前累層上部と伊勢累層、相生・上郡地区の鶴龜上部・赤穂累層より構成される。主体は大規模な火砕流の反復噴出によるガラス質～結晶質の多量の溶結凝灰岩である。現在の瀬戸内海(領家帯側)に向かって層厚を増し、陸上でも3,000m以上が露出する。この時期のテクトニクスは、前の時代の南北圧縮の広域応力場が解消して、弛緩応力状態、または南北引張応力場に移行する。近畿一円で断裂に伴う大型火砕流が噴出し、大規模なflow unitを持つ酸性の溶結凝灰岩層が形成される。これらのフィッシュン・トラック年代は98Ma(升本・弘原海, 1983)である。これに引き続いて山陽帯の花崗岩類が進入する。これらの各種の放射年代は90～75Maの値が得られている。領家帯の新期花崗岩類もこの時代のものである。

## 5. 天下台山層群・矢田川層群の形成期

天下台山層群は相生市天下台山を中心として噴

出した流理や球果構造の発達した流紋岩溶岩および同火砕岩である(岸田・弘原海, 1976)。下位の相生層群は全体として南東に20~30度傾斜しており、これにほぼ水平的に重なる関係は明瞭な傾斜不整合である。天下台山層群の放射年代は70Ma前後(Rb-Sr法, SEKI, 1978)である。また、相生層群の分布地域で、南北方向の石英斑岩の岩脈群が大量に貫入する。この年代はフィッシュ・トラック法で54Maの値が得られている(升本・弘原海, 1983)。

一方、近畿北部、脊梁山地ぞいの舞鶴帯地域では、矢田川層群の下部累層が広く分布し、それらは安山岩・流紋岩の両者からなるバイモーダルな火山岩体を形成する。この火山活動に関連した深成岩類はストック状の閃緑岩~花崗岩類で矢田川層群に進入する。放射年代は65Ma前後である。この火成活動の場所がそれ以前に比較して大きく北に移動したことは注目に値する。

古第三紀に入り、再び新しい変動が生じる。矢田川層群の模式地を含めて北但馬地域、舞鶴帯の北側で流紋岩質溶結凝灰岩が広く厚く分布する。これが矢田川層群の上部累層である。山陰型花崗岩(因美侵入岩類)はバソリス状の岩体をなして矢田川層群中に進入する。これらのK-Ar法での放射年代は55~68Maである。

## 6. 古第三紀末期

山陰西部では田万川陥没体(村上, 1973)に関連した火成岩が古第三紀末期に形成される。山陰東部ではこの時代のものとして鉛山侵入岩類があ

る(37Ma~39Ma)。近畿北部では浜坂付近の花崗斑岩がこれに該当すると思われる。しかし、堆積岩や火山岩はまだ知られていない。活動の場所が北上して現在の日本海域にあるかも知れないが海底の情報はほとんどないのが現状である。

## 7. まとめと今後の課題

基本的には、白亜紀・古第三紀を通じて近畿内帯の広域応力場が圧縮状態と弛緩または引張状態を交互に繰り返す。これに対応するような造構運動および特有の火山・深成活動が起こる。一般に、火山活動は深成岩類の活動に先行することが知られている。また、その活動場所も現在の地理で見ると時代とともに次第に北上したといえる。

全体を振り返ってみると、今後の課題として、従来から行ってきた火山層序的、貫入関係的な研究を今後ともより詳細に行う必要がある。また、現在利用できる放射年代データも大変不足している。これからの質と量とをますます増大させなければならない。各時代のテクトニクスの性格を、造構運動と火成作用との関連のもとに明らかにすることが必要である。広域的には、近畿の内帯の火成活動と四万十帯を中心とした外帯の付加テクトニクスとの対応関係を明らかにしたい。そのためには両者で共通して利用できる年代計測手法、例えばフィッシュ・トラック法などの活用が是非とも必要である。これに答えるためには、その計測手法の精度を高めるような基礎的研究が急速に進展することが期待される。

---

## 四万十帯発達史に関する諸問題

鈴木博之(同志社大学)・紀州四万十帯団体研究グループ

紀伊半島の四万十帯構造発達史については、鈴木・紀州四万十帯研(1984)によって堆積場の変

遷という観点からまとめられた。紀伊半島の四万十帯のうち、北の日高川帯は、縁辺陸弧をもつ、

北のアジア大陸と、南の黒潮古陸の間に位置した大洋底が、黒潮古陸の北上・衝突によって、縮少・消滅する過程で形成された多様な堆積場での産物であり、南の音無川帯・牟婁帯は、この黒潮古陸を基盤として、その上に形成された堆積盆であるとした。この結論は今でも基本的に支持されるが、ここではその後の新しい成果をのべるとともに、その問題点についてもふれる。

湯川層（アプチアン～セノマニアン）の層序がほぼ確立し、従来通り、陸棚から大陸斜面にかけての堆積物であることが明らかとなった。この時代の沈みこみ付加体が存在しなかったかどうかは今後の課題である。

美山層（セノマニアン～サントニアン）は走向性逆断層で区切られた3つの亜帯にわけられ、各亜帯は下部は緑色岩・チャートを含む泥質堆積物、上部はフリッシュ相堆積物からなり、各亜帯の異地性岩体とそれを含むマトリックスの堆積物の年代も、南に新しくなる。このように美山層の沈みこみ付加体としての性格はますます明らかとなった。異地性岩体の原岩層序も明確になりつつある。

竜神層（カンパニアン～マストリヒチアン）に含まれる異地性岩体は、緑色岩が主で、チャートは含まれない。したがって、美山層の緑色岩・チャートに比較して、より陸地に近い位置で形成された緑色岩と推定される。木村（1986）は、東部地域で断層による大きなくり返しを報告している。西部地域の日高川下流地域に分布する竜神層を詳細に検討したところ、竜神層は大～小規模の無数の折りたたみ型褶曲構造で特徴づけられることが明らかとなった。沈みこみ付加体であるとしても、美山層のそれとは、異地性岩体の構成も変形構造の特徴も異なっていて、沈みこみ様式の違いを示している。

竜神層には多量の酸性凝灰岩がはさまれている。従来、粗粒の酸性凝灰岩としてきたものの一部に、極粗粒で泥流堆積物と考えられるようなものがあり、酸性火砕岩といった方がよいものがある。これはこの火砕岩の噴出源がごく近い所に存在したことを示唆する。YANAI(1984)はこの起源を南に求めた。しかし、南には同時異相と考えられる丹生

ノ川層が存在し、この地層には酸性凝灰岩はほとんど含まれていない。この火砕岩の起源地は重要な問題である。

丹生ノ川層は、従来、竜神層の上部に対比し、マストリヒチアンとしてきたが、その後、放散川の産出地点が増加し、その群集構成は竜神層のそれと基本的に同一であることが判明した（木村、1986）。丹生ノ川層は竜神層の同時異相であり、カンパニアン～マストリヒチアンと考えられる。この結果、北側に異地性岩体を含む泥質岩優勢な竜神層（古流系は軸流優勢）、南に南からの古流系を示すフリッシュ型碎屑岩層が同時代に共存することとなり、南の黒潮古陸の存在が明瞭となった。

結局、湯川層は北の陸弧外側の陸棚～大陸斜面堆積物、美山層・竜神層は、この陸弧外側の海溝付近堆積物および沈みこみ付加体で、異地性岩体の起源と沈みこみ様式を若干異にするもの、丹生ノ川層は、南の黒潮古陸北縁に形成された海底扇状地堆積物ということになる。

ところで、四万十累帯北縁に花園層や存在する。本層は放散虫化石により、美山層と竜神層下部に対比される。岩相も類似していて、緑色岩・チャートの異地性岩体を含み、沈みこみ付加体と考えられる。南への極性を示す他の地層群と不調和に、北縁に存在するのは後の断層による再配列と考えられるよう。花園層の北側には湯川層相当層が存在した筈であるが、浸食しつくされたのであろうか。

竹内・大和大峯研究グループ（1984）は花園層分布域の北東方に位置する広大な地域が、従来考えられたような秩父帯ではなく、四万十累帯に属する可能性が強いことを指摘している。この地域の地層が、これまでのべてきたどの地層群に相当するかは、極めて興味ある問題である。緑色岩・チャートを含むことから、沈みこみ付加体と考えられる。花園層と同じく、美山、一部竜神のくり返しであるのか、あるいは、湯川層と同時異相の前期白亜紀の沈みこみ付加体である可能性もある。変形が強く、詳細な時代決定は困難であろうが、この新たに四万十累帯とされた地域の南北方向の幅は、従来の日高川帯の南北幅にほぼ相当するので、

四万十累帯の発達史を論ずる上で、この地域の地質学的実体は重要な位置を占めるであろう。

日高川帯の各地層群中の凝灰岩や砂岩組成に示されている後背地の火成活動は、丹生ノ川層を除いて、内帯での火成活動とよい対応を示している (KUMON, 1983)。

音無川帯と牟婁帯については、時代論に進展があった。音無川層群は、西弘嗣 (口答) によれば、有孔虫から下部始新統であるという。また、従来、貝化石により漸新～下部中新統とされてきた牟婁層群のかなりの部分は、放散虫化石の検討により、中～上部始新統であることが明らかにされた (鈴木, 1984, 1985)。さらにその後、牟婁帯の北東部からも前期始新世の放散虫化石が発見されている (鈴木, 1985; 福田, 1986和歌山大卒論)。漸新～下部中新統の存在が確実なのは、南部海岸地域の一部にすぎない。

このように、四万十累帯南帯の第三系についても、堆積場の南への移動が認められそうである。ただし、いずれの堆積物にも緑色岩類などの異地性岩体は認められず、沈みこみ付加体とセットとなったフリッシュ相堆積物とは考えられない。

音無川帯・牟婁帯のフリッシュ型互層中には、未固結時変形構造がよく見られる。従来、これらは概念的にスランプ構造として考えられてきた。し

かしながら、詳細に検討してみると、構造褶曲との区別が困難であり、大構造と調和的な配置を示すものがある。NAKAMURA(1984)は、音無川帯の砂岩岩脈を伴う小褶曲について検討し、これらが異常間隙水圧下での構造変形であることを明らかにした。牟婁帯にも同様なものが存在する。これらのフリッシュ型互層は、ごく初期からたえず変形を受けてきたものか、もしくは、堆積後も水をよく保持したままの状態での構造変形を受けたものが多いものと予想される。

黒潮古陸問題とともに、このような堆積場の南への移動とか変形条件をも考慮して、音無川帯や牟婁帯の堆積場を再検討する必要がある。

## 文 献

- 木村克己 (1986) 地質学雑誌, 92, 185-203.  
KUMON, F. (1983) *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Geol. & Miner.*, 49, 63-110.  
NAKAMURA, K. (1984) *Doctoray thesis of Kyoto Univ.*  
鈴木博之 (1984) DESK 総研報告, 121-124  
—— (1985) 地質学会講演要旨, 106.  
——・紀州四万十帯団体研究グループ (1984) DESK 総研報告, 62-66.  
竹内靖夫・大和大峯研究グループ (1984) 地質学会講演要旨, 172.  
YANAI, S. (1984) 地質学雑誌, 90, 223-243.

## 新生代後期における近畿の古地理と地形発達

石田志朗 (京都大学)

中新世以降の「近畿を中心とする地質学的諸問題」の概説として、この表題をえらんだ。近畿の中新統は微化石層序と放射年代に、西南日本回転の古地磁気データを加えて、第1図のように位置づけられる。日本海側のマングロープの環境を出現した海進は、浮遊性有孔虫化石帯のN8の上部あたりだろうということになる。その後の西南日本の時計まわり回転とグリーンタフ地域の bimodal volcanism、日本海域の海況変化が、さまざまな事

象と関連しているのであろう。それらの原因は、太平洋・フィリピン海の構造発達を考えねばならないが、ここでは陸上のようすを二、三とりあげる。また、地形発達は現在の地形形成に関する語といえようが、ここでは中新世の地形推定のデータの一部を紹介する。

### 1. 古 地 理

15Ma 以前の古地理は「日本」が大陸沿岸の時代



を考えねばならない。しかしながら、大陸からの川が“日本”へ流れてきていたのは漸新世の始めまでで、その後は日本海側に堆積盆ができています。日本海地磁気異常やグリーンタフ下部の安山岩の大量噴出のようすからは、日本海域に海洋地殻が形成されはじめたのは、遅くとも中新世前期であると考えられる。

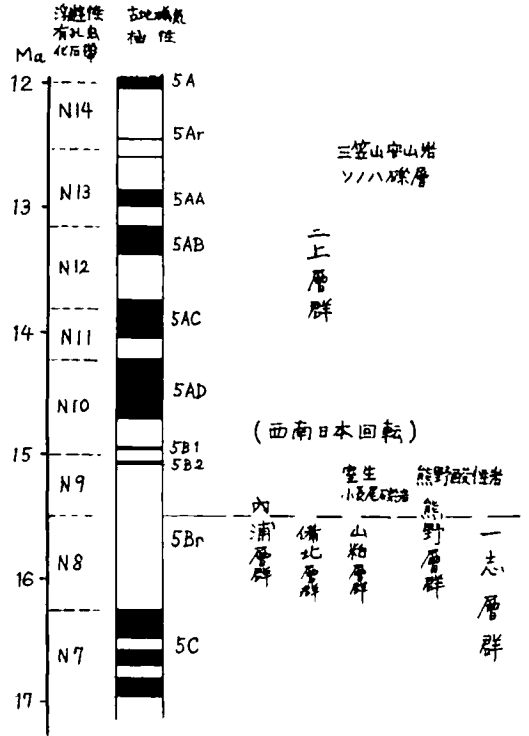
15.5~16Ma頃の日本海ならびに第一瀬戸内への暖流海進は、すでに九州-山陰が“朝鮮”と離れていたと考えることができる。しかし、これは堆積物の知識からのアイデアであって、海洋のデータにもとづくものではない。とくに日本海の拡大と太平洋・フィリピン海の構造発達とを時間的に関連させた理解はできていない。

第1図に示した地層の編年から、第一瀬戸内海の古地理は二上山地域の陸地を気にしなくて、海域であったとしてよく、紀伊半島東半分の海(石田, 1979)から広く備北の海へとつながったことが考えられる。第一瀬戸内各地への海進のようす(柴田, 1985)は、東と西から進んだ海が油木・日応寺付近で合わさったことを示す。このことは、第一瀬戸内の各地の地層を堆積サイクルで詳しく対比することに問題を提起するとともに、少くとも従来の対比の修正を必要とする。

中新世の最大海進時の海岸線を推定するのは不可能であるという意見がある。また全域が海におおわれたのではないかとの考えもある。海成中新統の上下の地層から、陸地のようすを推測することは、最大海進時の陸地の推測に役立つであろう。

## 2. 丹後の巨礫岩

グリーンタフ地域の丹後半島の中新統海成層の下には、下位から砂礫岩・安山岩・石英安山岩質凝灰岩・礫岩砂岩と上位へ重なる。凝灰岩層には、木子のフローラと淡水魚化石を産する泥岩がはさまれる。植物化石は阿仁合型フローラと同層準のものか、それと台島型フローラ層準との間のものか問題になっている。とにかく、その上の礫岩(松尾礫岩)の上の泥岩からは、コンプトニアなどの台島型フローラ構成種の植物化石と海生魚化石が産し、その上の滝根礫岩泥岩層が暖流海進を示す



第1図 近畿地方の中新統

ものとされている。

海進前の松尾礫岩は膨大な礫・砂よりなり、とくに丹後縦貫林道南部では、舞鶴帯からもたらされたと考えられる。巨礫・岩塊が花こう岩塊に混在している。土石流堆積物と考えられる。第一瀬戸内の基底礫岩もそうであるが、当時かなりの山地が縁辺にあったことを示す。

## 3. “湖東山地”

第一瀬戸内海の手退後の地表のようすを示すものとして、室生火砕流の直下の小長尾礫層がある。これは山柏層群の海成層に不整合にのる。山柏層群がN8に対比され、室生火砕流も西南日本回転前ということで、これら両者の間の時間間隙はかなり限定される。

曾爾村小長尾では、小長尾礫層はチャートの中礫を含み、花こう岩質の砂が多い砂礫層であるが、“中生代末酸性岩”の中～大礫大で長方形、よく円磨された礫を含む。

室生火砕流は室生から北西へ、そして北へ流れ、奈良の地獄谷(石仏凝灰岩)から中ノ川の東までに分布する。地獄谷の南西東山線沿いには、“中生代末酸性岩”の大円礫層が、石仏凝灰岩の下位にあり、基盤に直接のっているところがある。その南西の藤原台では、第一瀬戸内の藤原層群豊田累層の海成泥岩にのる形で直立している。

以上のデータから、第一瀬戸内の海が退いたあと、海成層を侵食した谷を“湖東流紋岩”の礫が南へ運ばれたことがわかる。その河谷の流路は、一部豊田累層の泥岩の上にもあった。下流の室生では、広い谷か盆地の平野を埋めた砂礫層が、山柏層群中太郎生泥岩の海成層の上に広がった。

琵琶湖から鈴鹿山地にかけてあった“湖東山地”から南へ大きな河谷があり、室生火砕流はこの谷

をそ上したことになる。この山地は、その後もソノハ礫層(13Ma)や大福礫層(3 Ma, 古山城川: 飯田, 1980)の大~巨円礫を供給した。

このような湖東山地の存在と近畿中央部の地形発達の間、丹波・中国山地地域の準平原化が行われたのか興味ある問題である。

#### 引用文献

- 飯田義正, 1980: 信楽高原西部の古地理学的研究——大福礫層により復元される鮮新世の河谷について——地質雑, 86(11), 741-753.  
石田志朗, 1979: 第一瀬戸内の古地理試論。大阪微化石研究会誌, 第7号, 1-8。  
柴田 博, 1985: 中新世における瀬戸内区。地団研専報, 29, 「瀬戸内区の特性」, 15-24。

### 近畿地方中新統の微化石層序

紺田 功(二階堂高)・千地万造(橘女子大)

近畿地方に分布する中新統について、主として浮遊性有孔虫による対比を Fig.1 に示した。

確実に N.9(early Middle Miocene)といえるものは、内浦層群の下累層上部と熊野層群上部の三津野累層であって、鮎川層群の上部は一地点からの *Biorbulina?* sp. であるだけに再検討が必要である。藤原層群の豊田累層上部は、*Globorotalia mayeri* の産出から N. 9 とされてきたが、最近ではこの種は N. 8 から出現している可能性もあり(柴田・石垣, 1981)。*Orbulina* を産出しない以上は豊田累層を N. 8 と考えておきたい。また、一志層群の大井累層下部は珪藻の *Kisseleviella carina* Zone であるが、この zone は現在では N. 6 に相当する(小泉, 1986)。

なお、Fig. 1 には記入していないが、田辺層群の白浜累層から *Globigerinoides sicanus*, *Praeorbulina* cf. *transitoria* が産出し(NAKAMURA, 1985 M. S)。牟婁層群下露累層と思われる試料から放散虫の *Cyrtocapsella connuta* と *C. tetrapera* が発見され

て、牟婁層群の時代が Early Miocene に及ぶことはほぼ確実となった(鈴木, 1984)。

最近の成果としては、内浦層群下累層の上部を占める神野浦頁岩部層からの *Orbulina suturalis*, *Praeorbulina glomerata*, *Globigerinoides sicanus* etc. の産出と、夾在する凝灰岩で F.T. 年代の 15.2 Ma が得られたことは重要である。中新統の国際的な対比の基準面として最も重要なものの一つである *Orbulina Datum* の年代は 20m.y., 18.5m.y., 14 m.y., 16 m. y. などとされてきたが(BERGGREN, 1967, 1969, 1972)、熊野層群三津野累層からの *Orbulina universa* の産出とその上位の熊野酸性岩類の放射年代、および北陸の八尾層群で推定された *Orbulina Datum* とその下位の医王山火山岩類の放射年代にもとづいて 15.5Ma (IKEBE, 1973) が提唱され、温帯・熱帯地方を通じて広くコンセサスが得られるようになったが、内浦層群で得られた成果は、この 15.5Ma を支持するものである。

このように、近畿地方の中新統の研究は国際的

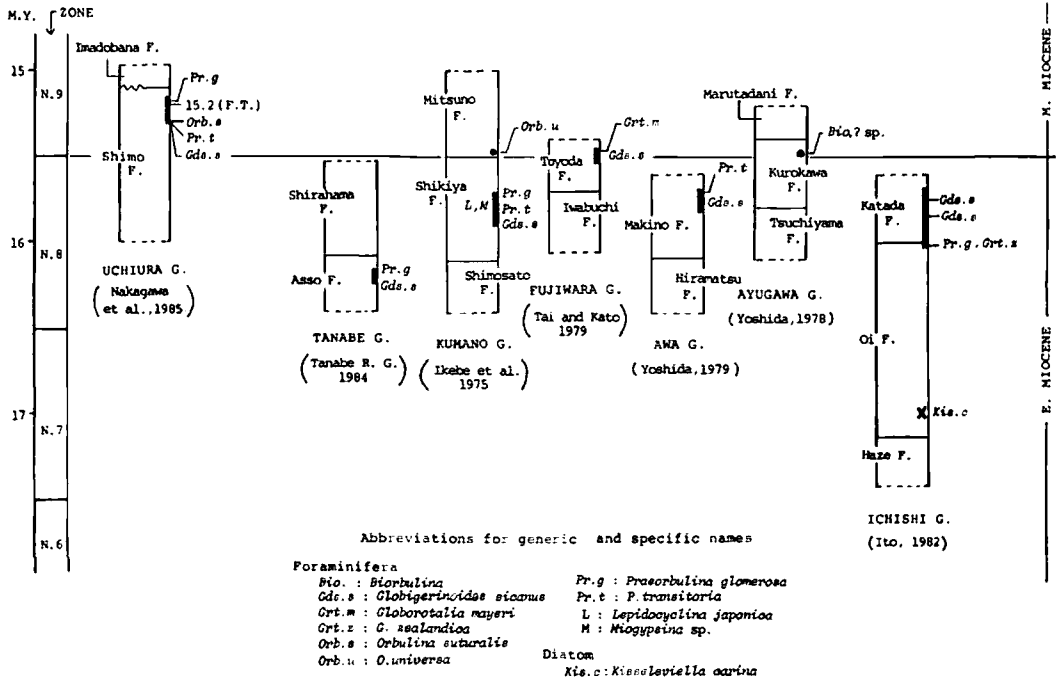


Fig. 1 Stratigraphic correlation diagram of Early Middle Miocene sequences in the Kinki District. (Thick vertical lines and black circles show the planktonic foraminiferal fossil horizons.)

にもおおいに貢献をしてきたわけであるが、とはいえ、近畿地方の下部・中部中新統の多くは、浮遊性有孔虫によるこれまでの研究も研究者の努力にもかかわらず、結果的にはスポットサンプルによる場合と同じで、連続的な生層序が立てられていないのが現状である。それは、近畿地方では、(1)浮遊性有孔虫を産する層準がきわめて限られている、(2)浮遊性有孔虫の保存が悪く、種属の同定が困難な場合が多い、ことによる。

とくに、中新統の下部～中部の対比における基準面としての *Globigerinoides sicanus*, *Praeorbulina glomerosa*, *Orbulina suturalis* のそれぞれの Base datum が上記の理由で確実におさえられないことが近畿地方内での中新統の対比を困難にしている。内浦層群においても神野浦頁岩部層の最下部から *O. suturalis* が産出しているが、その

下位は塩汲峠礫岩・砂岩層で浮遊性有孔虫は期待できない。他の地域でも有孔虫の産状や岩相から考えて *Praeorbulina glomerosa* Base Datum (16.0Ma) や N.7-N.8境界とされている *Globigerinoides sicanus* Base Datum (16.5Ma) をおさえることの困難さが予想される。

しかし、熊野層群においては、今後の努力次第で *Orbulina suturalis* の出現層準をおさえられるであろうし、さらに、西南日本や日本海の地史という広い視野で考えれば、北但層群などは F.T. 年代 (升本ほか, 1983) が得られているし、同一の地質断面の中に放散虫や珪藻による生層序、火山岩類の放射年代および堆積岩の古地磁気層序などを位置づけていくことが今後の課題として残されている。

松田高明(姫路工業大学)・乙藤洋一郎(神戸大学)

日本列島は前縁に日本海溝・南海トラフを、背後に日本海をひかえ、西太平洋における典型的な海溝—島弧—縁海系の一つと考えられている。四国海盆、パリセ-ベラ海盆、マリアナトラフのようないくつかの縁海は、島弧の背後における海洋底拡大の結果生じたとされている。日本海の場合も、その地質学的・地球物理学的研究によって、背弧の拡大によって開いたとされているが、日本海そのものに関する知識は乏しい。

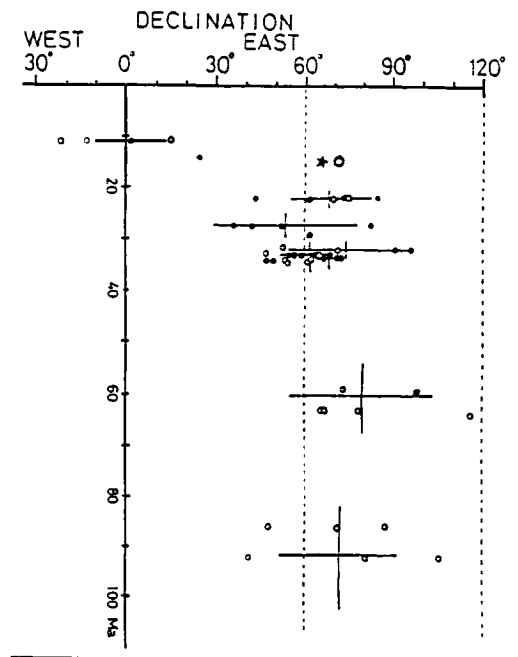
1960年代後半からの古地磁気学によって、日本列島を形成している西南日本弧と東北日本弧は白亜紀から古第三紀にかけてそれぞれ時計回り回転運動・反時計回り回転運動を行ない、日本列島が折れ曲がり、その背後に日本海が開いたとされた(例えば KAWAI *et al.*, 1971)。近年、西南日本において古第三紀～中新世の火山岩類の放射年代・古地磁気の測定が多く行われ、東北日本についても行われつつある。これらの研究から西南日本弧・東北日本弧の回転運動を詳細に知ることが可能になり、間接的であるが、日本海の拡大の時期・様式について再検討されるようになってきた。ここでは1980年代に行なわれた古地磁気学・年代学的研究の総括を行ない、西南日本弧と東北日本弧の運動とそれから導かれる日本海の拡大様式について検討する。

### 西南日本

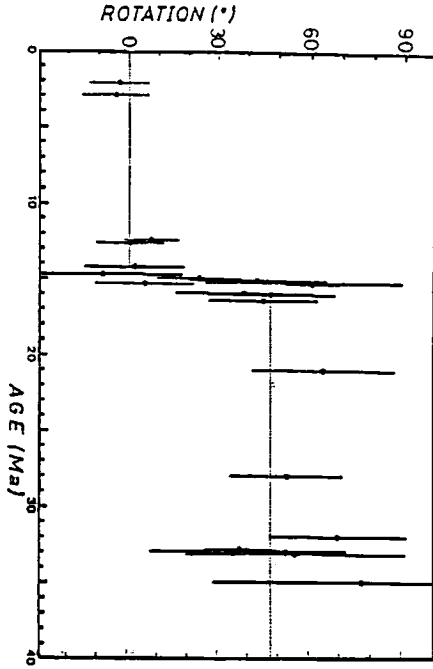
西南日本内帯には白亜紀以降、第四紀までの火成岩類が広く分布している。そのうち、山陰中～西部の白亜紀から中新世にかけてのフィッシュントラック年代、K-Ar年代の測定されている火成岩類(主に溶結凝灰岩)について古地磁気を測定した(OTOFUJI and MATSUDA, 1983, 1984)(第1図)。その結果は次の3つを示した。i)92Ma から21Ma までの試料は60°あるいはそれ以上東にふった偏角を持っており、この間西南日本はユーラシア大陸

に対し相対的に運動は行わなかった。ii)13Maの古地磁気の方法は現在のそれとほぼ平行であり、この時期までに西南日本の回転運動は終わっていた。iii)したがって、21～13Maの間に西南日本は時計回りに回転した。このことは西南日本が回転した時期が従来考えられていた白亜紀～古第三紀よりも若く、中新世であることを示した。

さらに11～18Ma放射年代を示す瀬戸内火山岩類・外帯酸性岩類や、微化石層序により年代の知られている第一瀬戸内海の堆積物について詳細な古地磁気学的な検討がなされた(HAYASHIDA and ITO, 1984; TORII, 1984; OTOFUJI *et al.*, 1986)。山陰の21Maよりも古い岩石でみられた東ぶり偏角は、15Ma頃の室生火山岩類や熊野酸性岩にも保たれており、11～14Maの瀬戸内火山岩類は現在の地



第1図

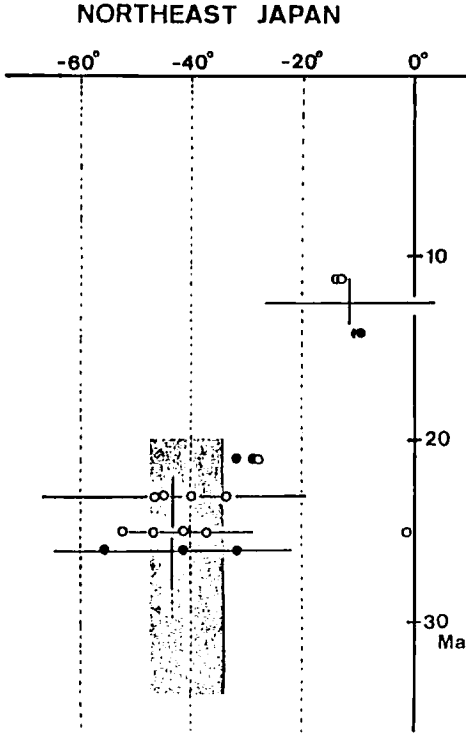


第2図 After OTOFUJI *et al.*(1986)

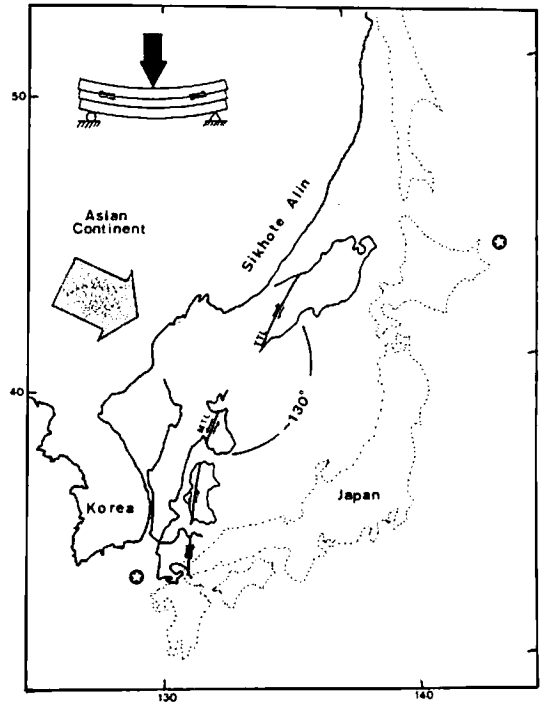
磁気の方角と同様な偏角を持つことが指摘された。その結果、西南日本の時計回り回転運動は15Ma頃に起こり、極めて短い期間(100~300万年以内)で終わったことが示された(第2図)。

### 東北日本

東北日本の北上山地・阿武隈山地を除いたほぼ全域から、白亜紀の花崗岩類について古地磁気の新検討が行われ、さらに古第三紀~中新世の溶結凝灰岩についても古地磁気が測定された(OTOFUJI *et al.*, 1985a)。その結果20Maよりも古いものは、棚倉構造線の近くを除いて、西にふった偏角を持ち、14Maよりも若いものは現在のそれと平行であった(第3図)。このことは、東北日本は20~14Maの間に反時計回りに回転したことを強く示している。



第3図 After OTOFUJI *et al.*(1985)



第4図 OTOFUJI *et al.*(1985)

## 日本海の拡大様式

西南日本弧と東北日本弧の回転運動から日本海の拡大様式を推定することができる(Otofuji *et al.*, 1985a,b). 両弧はほぼ同じ時期に相反する方向の(西南日本弧は時計回り、東北日本弧は反時計回り)回転運動をこうむった。両弧の磁化方向から polarwander の影響を取り去ることにより、ユーラシア大陸に対する相対的な回転運動の角度を求めた。西南日本弧については約55°、東北日本弧

については約50°という値を得た。この角度で各弧の回転以前の位置を復元すると、西南日本弧は韓半島に近接し、東北日本弧は Sikhote Alin に近接していたことになる(第4図)。この2つの回転運動によって、その背後に2つの fan-shape の海盆の拡大(double-door-opening)が起こり日本海が拡大したと考えられる。この fan-shape の拡大様式は、大陸からの破片が分離する時に生じる縁海に特徴的なものかも知れない。

## 近畿地方の新第三紀ソレイアイトについて

三宅康幸(京都大学)・古山勝彦(大阪市立大学)

### 西南日本における中新世以降の火成活動

まず、今回報告するソレイアイトの問題に対する背景として西南日本弧の中新世以降の火成活動の概略を述べる。西南日本の火成活動を南から北へ以下の4帯に区分する。

#### 1) 潮岬、室戸岬などに露出する火成岩体。

陸上の露出は限られるものの、現世大陸斜面の基盤隆起帯に沿って火成岩体の伏在が推定されている。MIYAKE & HISATOMI(1986)はこの帯を Nankai structural high magmatic zone と呼称した。時代は18-16Ma、岩石種は低カリソレイアイトと低カリ流紋岩。海成堆積盆内で活動した。

#### 2) 外帯花コウ岩岩石区と一括して呼ばれている酸性岩を主とする岩体。

近畿地方では熊野や大峯の酸性岩類に相当する。時代は15-12Ma、岩石種はカリに富む酸性岩を主とし、高マグネシウム安山岩も点在する。海成堆積盆の陸化後に活動した。

#### 3) 瀬戸内区の火成岩体。

時代は15-11Ma、岩石種は比較的にカリに富む塩基性-酸性岩。高マグネシウム安山岩もみられる。海成堆積盆の陸化もしくは淡水域に変化した後に

活動した。

#### 4) 山陰地域。

この地域の火成活動は時代的に22-12Maのグリーンタフの活動(4-1)と、10Maから第四紀にかけての活動(4-2)とに分けられる。4-1の活動の岩石種は近畿では八鹿累層などでみられるソレイアウト及びカルクアルカリ岩質安山岩~流紋岩で、主として海成堆積盆内で活動した。4-2の岩石種は主としてアルカリ玄武岩とカルクアルカリ質安山岩~石英安山岩であり照来層群にはソレイアイト玄武岩がある。いずれも陸上もしくは湖沼中で活動したものである。

### 2 潮岬と照来層群中のソレイアイト玄武岩

上述の一連の火成活動の過程において、潮岬および照来層群中にソレイアイト玄武岩の活動がみられる。以下この二地域のソレイアイトについて述べる。ソレイアイトに着目した理由は、火成岩生成過程においてソレイアイトでは地殻物質の混成あるいは他種マグマとの混合などは考えられておらず、マグマ発生場の越源マントルの条件を直接反映しうること、またさらに、70年代以降、地球の構造場とソレイアイトの化学的性質との対応

が明らかにされており、場の近縁性について議論しうると考えられることである。

潮岬ではソレイアイトは枕状溶岩、ハンレイ岩とその岩塊を包有する粗粒玄武岩、および粗粒玄武岩々脈群として産する(三宅, 1981)。これらのうち岩脈として産する岩石のうちにはほとんど変質をこうむらず新鮮なものがある。ハンレイ岩から知られる結晶分化過程と全岩主化学組成変異から知られるマグマ分化過程は、カンラン石と斜長石の分別により分化が進行したことで一致する(MIYAKE, 1985)。

一方、鮮新統の照来層群寺田火山岩のうちには玄武岩溶岩が分布する。その最大層厚は100mに達する。この玄武岩はNEE方向に伸長した噴出源から、より下位の火山岩の侵食斜面をおおって流下したと考えられる。一枚のflow unitは30cm~数mである。玄武岩はカンラン石と斜長石の斑晶をもつ。石基は部分的にガラス質~隠微晶質であったり、または斜長石と樹枝状の普通輝石が成長している場合もある。

### 3 二つのソレイアイトの化学的性格

潮岬と照来層群のソレイアイトの主成分元素および微量元素の組成について以下の3つの特徴を指摘することができる。

i) いずれもその性格は大洋中央海嶺のソレイアイト(MORBと略す)に似る。それは以下のような事実により示される。

(a) Ba, K, Srなどに乏しく、いわゆるspider diagram上でMORBに似たパターンを抽く。島弧ソレイアイトでは、Ba, K, SrなどがThやREEに比べて選択的に濃集する特徴をもつとされている(PERFIT *et al.*, 1980)が、潮岬や照来のソレイアイトにこのようなことはみられず、島弧ソレイアイトとは明らかに区別される。ただし、Rb, Thなどのマグマ濃集度の非常に高い元素の含有量がNormal-type MORBよりも潮岬、照来のものでは多く、その点でT-type MORBに似るといえる。

(b) Tiに比較的富む。潮岬のソレイアイトではマグマ分化とともにTiO<sub>2</sub>量は1.0%から1.7%まで増加

し、照来のものもTiO<sub>2</sub>を1.3%含む。PEARCE(1975)のTi-Crを用いた島弧ソレイアイトとMORBの識別図上ではMORB領域にプロットされる。

ii) 潮岬と照来のソレイアイトはK<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>比が低く、0.4以下の値をもつ。それに対して西南日本にみられる他の玄武岩類の例として瀬戸内区のもの、扇ノ山の山陰第四紀の玄武岩などの値を比較するといずれもK<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>比は0.4以上の値をもつ(ISHIZAKA & CARLSON, 1983; 沢田, 1978; 古山, 1984)。

iii) 潮岬と照来のソレイアイトの化学的特徴は、四国海盆の海洋地殻を形成する玄武岩(MARSH *et al.*, 1980)と似る。

### 4 西南日本の構造発達史に関する問題点

以上述べたように、潮岬と照来層群のソレイアイトがよく似た化学的特徴をもち、MORBもしくは四国海盆の岩石と共通性をもっていることという事は、西南日本の構造発達史に関してどんな意味をもつであろうか。

三宅(1985)は、瀬戸内区以南の中新世の火成活動史を以下のようなモデルで合理的に説明できるとした。

i) 19Maより以前に、四国海盆が伊豆-マリアナ弧の背弧海盆として拡大・生成され、西南日本との間はトランスフォーム断層で境されていた。

ii) トランスフォーム断層を境に生じたマントル内の温度差に起因した密度差のためにマントル物質の密度流が生じ、四国海盆下マントルは上昇し、西南日本下マントルは下降して、前者は後者の上のし上げる。その際に前者は圧力低下に伴い部分溶融してソレイアイトマグマを生じて潮岬の火成活動を起こす。後者の下降のためにこの時期には外帯と瀬戸内区に海成堆積盆が生じる。

iii) その後、“熱い”四国海盆下マントルは北へと侵入し、そのため海成堆積盆は消滅し、“熱い”マントル物質の侵入により西南日本下は熱せられ地温勾配が大きくなり外帯の火成活動が引き起こされる。

iv) 瀬戸内区の火成活動が起こった時期にはOTOFUJI & MATSUDA (1984)によれば日本海の拡

大のため西南日本は回転・南進したとされている。そのことにより高橋(1981)の主張するように“熱い”四国海盆下マンツルの西南日本下への“沈みこまされ”があれば、その際の多量の水の供給により西南日本下マンツルは部分溶融して島弧的性格をおびた瀬戸内区の火成活動を生ずる。

以上の過程と同時期に22~12Maの間、山陰地域のグリーンタフの活動が起こる。この時期のソレイアイトはK<sub>2</sub>Oも少ないが同時にTiも乏しい。このことは沢田(1979)が主張するように中生代以降の引き続くマグマ形成によってこれらの元素に乏しくなったマンツルを起源物質としてマグマが形成されたとする考えを技術している。しかし、日本海拡大による西南日本の南進の結果山陰地方の地下のマンツル物質はかつて四国海盆下にあったマンツル物質によって置き換えられることになり、それを起源物質としてマグマが形成されれば、四国海盆や潮岬に生じた類似の組成のマグマとなるであろう。今回報告した照来層群のソレイアイ

トがかくして生成されたマグマなのかもしれない。山陰地方で新生代後期に他にも似たようなソレイアイトマグマは発見しうるかもしれないし、また同時期のアルカリ玄武岩とのマグマ発生との因果関係が今後考察されることも必要であろう。

#### 文 献

- 古山(1984)地質学論集, 24, 165-176  
ISHIZAKA & CARLSON(1983)*Earth Planet. Sci. Let.*, 64, 327-340  
MARSH *et al.* (1980) *Initial Rep. DSDP*, 58, 873-894  
三宅(1981)地質雑, 87, 383-403  
MIYAKE(1985) *Lithos*, 18, 23-34  
三宅(1985)地図研専報, 29, 153-164  
MIYAKE & HISATOMI(1986) In; NASU *et al.*(eds.), *Formation of active margins*, Terrapub, Tokyo  
OTOFUJI & MATSUDA(1984) *Earth Planet. Sci. Let.*, 70, 373-382  
PEARCE(1975) *Tectonophysics*, 25, 40-67

### 近畿の鮮新・更新・完新統

市原 実(大阪市立大学)

近畿の鮮新・更新・完新統の層序学的研究は、おもに琵琶湖・大阪湾周辺一淀川水系一の地層群を対象とした研究にもとづいて、進展してきた。古琵琶湖層群・大阪層群とそれらにかさなる段丘層・沖積層について、多くの地表調査・ボーリング調査が実施されてきたからである。

しかし、古琵琶湖層群の層序には、湖南の草津累層と湖西の堅田累層間に層序未知の空白部分があって、その空白部分の実態はまだ明らかにされていないから、いまのところ、近畿の鮮新・更新・完新統の層序学的研究結果が総合的にとりまとめられているのは、大阪湾周辺の大坂層群・段丘層・沖積層ということになる。第1表にITIYAMA *et al.* (1984)の大坂層群・段丘層・沖積層の層序表を示したが、この表には最近和泉市若樫において土生滝火山灰層の下位と推定される層準から産出した

*Carya* (七野正雄発見・百原新同定;市原ほか, 1986)を追加しなければならない。

芝の不整合(Ma0層の下位;YOKOYAMA *et al.* 1976)と満池谷不整合(Ma6層の下位)によって、大阪層群が下部・中部・上部亜層群に3大分されることが、近年主張されている(藤田, 1983)。これらの不整合問題についての私の見解が否定的であることは、すでに公表したとおりである(市原, 1983;市原ほか, 1984・1986)。

なお、瀬戸内の段丘層・沖積層は、池辺(1957)の古瀬戸内海概念にもとづいて、それらを第3瀬戸内累層群として一括するのが適切であろう。

文献については、岸和田地域の地質(5万分の1地質図幅)を参照されたい。



第1表 大阪層群・段丘層・沖積層の層序表 (IJIHARA et al., 1984)

Local Units	Sequence	Lithostratigraphy		Plant Macrofossil		Pollen		Zones	Distribution of Main Taxa	Mammalia	Biostratigraphy	Climatic Curve	Tectonics	Radiometric Dates	Mammal Stratigraphy	Supported Correlations	Pleistocene
		Floca	Floca	Distribution of Main Taxa	Zones	Distribution of Main Taxa	Zones										
Wada F.	Recent alluvial deposits	M13	C														
Itami F.	Low terrace deposits	M12	C														
Hamachi F.	Terrace deposits	M12	C														
Uyemachi F.	Um. High terrace deposits	M11	C														
Harima F.	Terrace Deposits	M11	C														
Handa T.			C														
M10			C														
M9			C														
M8			C														
M7			C														
M6			C														
M5			C														
M4			C														
M3			C														
M2			C														
M1			C														
M0			C														
M(-1)			C														
M(-2)			C														
M(-3)			C														
M(-4)			C														
M(-5)			C														
M(-6)			C														
M(-7)			C														
M(-8)			C														
M(-9)			C														
M(-10)			C														
M(-11)			C														
M(-12)			C														
M(-13)			C														
M(-14)			C														
M(-15)			C														
M(-16)			C														
M(-17)			C														
M(-18)			C														
M(-19)			C														
M(-20)			C														
M(-21)			C														
M(-22)			C														
M(-23)			C														
M(-24)			C														
M(-25)			C														
M(-26)			C														
M(-27)			C														
M(-28)			C														
M(-29)			C														
M(-30)			C														
M(-31)			C														
M(-32)			C														
M(-33)			C														
M(-34)			C														
M(-35)			C														
M(-36)			C														
M(-37)			C														
M(-38)			C														
M(-39)			C														
M(-40)			C														
M(-41)			C														
M(-42)			C														
M(-43)			C														
M(-44)			C														
M(-45)			C														
M(-46)			C														
M(-47)			C														
M(-48)			C														
M(-49)			C														
M(-50)			C														
M(-51)			C														
M(-52)			C														
M(-53)			C														
M(-54)			C														
M(-55)			C														
M(-56)			C														
M(-57)			C														
M(-58)			C														
M(-59)			C														
M(-60)			C														
M(-61)			C														
M(-62)			C														
M(-63)			C														
M(-64)			C														
M(-65)			C														
M(-66)			C														
M(-67)			C														
M(-68)			C														
M(-69)			C														
M(-70)			C														
M(-71)			C														
M(-72)			C														
M(-73)			C														
M(-74)			C														
M(-75)			C														
M(-76)			C														
M(-77)			C														
M(-78)			C														
M(-79)			C														
M(-80)			C														
M(-81)			C														
M(-82)			C														
M(-83)			C														
M(-84)			C														
M(-85)			C														
M(-86)			C														
M(-87)			C														
M(-88)			C														
M(-89)			C														
M(-90)			C														
M(-91)			C														
M(-92)			C														
M(-93)			C														
M(-94)			C														
M(-95)			C														
M(-96)			C														
M(-97)			C														
M(-98)			C														
M(-99)			C														
M(-100)			C														

a: marine facies (numbering in ascending order)  
 b:

この20年来、世界的に「ネオテクトニクス」という言葉が多く使われるようになってきた。この語は本来、「現在の起伏をつくった変動」を“Alpine orogeny”から区別したいためにつくられたものであるが、その内容が年代的にいろいろ混乱して用いられてきた理由が、ようやくはっきりしてきた。

現在の地球上の最も活動的な変動帯は、地震や火山の活動で象徴されるが、それらはプレートないしはマイクロプレートの境界とはほぼ一致している。ヨーロッパについてみると、アルプス造山運動の模式地であるアルプス山脈には、既に地震も火山も殆んどなく、現在の変動帯は地中海沿岸に移り、この変動帯はトルコ—イラン—アフガニスタンを経てパミール・ヒマラヤ帯に移ってゆく。すなわち、アルプス山脈は中新世の海成層を持ち、それ以後隆起を続け、現在は安定状態に入っているのに対して、地中海変動帯は、第四紀の変動帯ということになる。

ネオテクトニクスが、中新世以降の地殻変動を意味するという意見と、それは第四紀になってからの地殻変動とした方がよいという二通りの意見が存在する原因はここにある。すなわち、アルプス造山帯をそのままヒマラヤ造山帯に結びつけ、その概念を日本列島に延長するから混乱するのである。アルプス変動帯は中新世から出発し、日本列島では第四紀になってから変動が著しくなったのである。そしてヒマラヤでは両者が重なっている。

日本列島の現在の構造起伏が主として第四紀になってから形成されてきたことは、多くの事実に基づいて明らかにされてきた。これらの起伏は、巨大視界の中ではじめて浮び上るようなもので、露頭観察を集成して得られるような、従来の地質学的手法ではとらえられないものが多い。この分野では「地形が露頭」なのである。西南日本では、それは地殻表層部の基盤岩体の変形・変位によってあらわされ、山地の接峰面によって、その概要を

とらえることができる。ところが西南日本の内帯では接峰面作成の基準になる方眼のとり方によって、全く別の地域のものではないかと思われるような接峰面図ができるのである。その一つは約20 km平方の方眼に基づく「田中接峰面」であり、他は約2 km平方の方眼に基く「岡山接峰面」である。

西南日本内帯について比較すると、田中接峰面には、南北方向の軸をもち、波長約70 km程度のうねり状のゆるやかな起伏があらわれ、東西に配列している。これは横山次郎が提唱した基盤褶曲をあらわしているのとみてよい。これに対して岡山接峰面では、活断層の分布に支配された断層ブロックが、かなり明瞭な規則性を持って浮び上るのである。これらはどのように関連するのであろうか。規模からいうと、基盤褶曲が大きく、ブロック構造がその中に割り込んでいるから、前者が基本的で、後者がその後に発生したと推定される。

この点を、横山の基盤褶曲の着想が生れた生駒山地について、最近の資料で検証してみよう。横山は、生駒山地の隆起を、基盤花崗岩の塑性変形的隆起による基盤褶曲の背斜部であって、その大阪側の逆断層の変位量は見掛けほど大きくはないとした。これは近鉄奈良線の生駒トンネル掘削時に発見された断層が極めて小規模で、生駒山地と大阪盆地の高度差に似合うものとは考えられなかったことによる。

その後大阪層群の研究が進むにつれて、大阪盆地地下約-500 mに存在するMal海成粘土層が、生駒山地に近づくにつれ、急上昇して山麓付近で地表に達し、生駒山地を越えて奈良盆地内にも出現する。これによって生駒山地の西麓を走る生駒断層に沿って、約百メートルに及ぶ断層変位の存在することが推定され、また六甲山地の断層に沿っても、同程度の断層変位が確認されているのである。

さらに最近になって、新生駒トンネルの掘削時

に、石切付近において、地表からトンネルまで、80 m 余に達するパイプ状陥没が発生し、大問題となった。私もその原因を糾明する特別委員会に加えられ調査にあたったが、生駒断層に沿って、約200 m にわたり花崗岩内の著しい破碎帯があり、陥没はその西縁部におこったことが判明した。さらにその西側には約100m にわたって、大阪層群の急斜帯があり、それをおおう一見崖錐状の砂礫層は、大部分高位段丘層であって、その扇状地性の面が変位して、石切付近の山麓斜面を形成していることが明らかになった。すなわち、生駒山地は、基盤褶曲の背斜的隆起部であったが、その進行のある段階において、西翼に発生した逆断層に沿って、数百メートルに及ぶ断層変位を生じて形成された断層ブロックが、東に向かって傾動した傾動地塊が生駒山地となったのである。

次の問題は、いつ頃から基盤褶曲から断層地塊運動に推移したかである。この問題解決の糸口は、大阪市街地の中央を南北に延びる上町台地の西縁を走る上町断層から得られた。上町台地地下には地下約-600m 付近に花崗岩があることがボーリングによって確かめられており、その形状は生駒山地の花崗岩と同様な傾動地塊とみられ、上町断層の西側では、基盤は約-1,000m にまで沈んでいる。この上町断層をはきんで、約7kmの間隔においてOD-1、OD-2の深層ボーリングの資料がある。

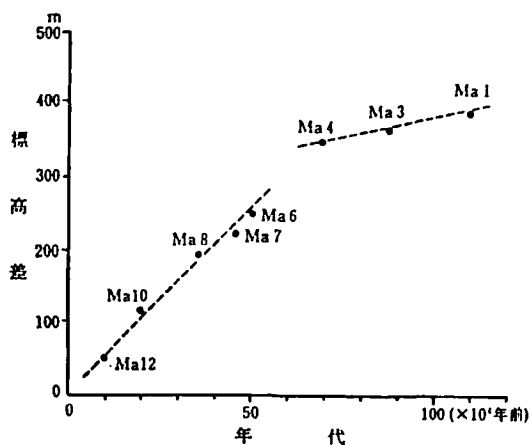


図 上町断層に沿う変位量の変化

両ボーリングの柱状図における同一海成粘土層の標高差と、粘土層との関係を図に示すが、Ma4あたりまでは変位がゆるやかで、0.2~0.25mm/yr程度であるが、Ma6以上になると0.5mm/yrと一挙に増加して現在に及んでいる。この値は活断層の現在の変位量と一致する。すなわち50~60万年前、すなわち中期更新世になった頃から、断層運動に大きな変化のあったことがわかる。

私はこの時期を、基盤褶曲から断層地塊運動へ転化した時期と考えているが、その変化はかなりカタストロフィックであったらしく、10万年オーダーの年代内と考えられる。その原因としてはいろいろ考えられる。地殻物性的観点からみると、基盤褶曲が徐々に進展して、この時期に破断の段階に入ったとするものであろう。この場合は、地殻応力に変化を考える必要はない、もうひとつは、地殻圧縮応力そのものに変化を生じ、急激に破断段階に突入したというものである。あるいは両者の複合を考えてもよい。最近になって、プレート論からもこの時期に何らかの激変があったかもしれないとする考え方がでてきて、本年6月頃に、筑波で、「50万年前に何がおこったか」というテーマでシンポジウムが企画されている。

以上のように中期更新世のカタストロフィックな変化が明瞭な地質学的現象としてとらえ難いのは何故であろうか。これが私のいう「満池谷不整合」の特徴であって、ここに述べる予備はないが、詳しくは

- 福岡敏夫・藤田和夫 (1986) 福知山盆地の中部更新統。第四紀研究、24巻、4号、263~282
- 藤田和夫 (1983) 日本の山地形成論、蒼樹書房
- 藤田和夫 (1985) 変動する日本列島、岩波新書を参照されたい。

要は、断層地塊運動によって生じた構造起伏を埋め立てるような形で、満池谷累層（大阪層群上部亜層群）が、広い地域にオーバーラップしながら堆積したためであり、その原因として、氷河性海水面変動の繰り返しを上まわる海水準の上昇が、中期更新世におこったとするものである。

## I マス・ムーブメント

地すべり・崩壊現象のように、斜面を構成する物質が主として重力の作用でより斜面下方に移動する現象を総称してしばしばマス・ムーブメントと呼ばれる(私は「斜面変動」と称している)。通常、斜面構成物質が比較的原形を保ったまま緩慢な運動をする現象を地すべりといい、斜面の物質が急激な運動をして粉碎される現象を崩壊といっている。

マス・ムーブメントをなす岩体を「地すべり変動体」といい、次の3種が識別される。

1. 表土 : 主として表層部の崩壊物質
2. 岩屑崩土 : 典型的な地すべり変動体の物質
3. 岩塊(岩盤) : 主として地すべりの現象をなす物質

## II 岩相規制

マス・ムーブメント——とくに大規模なものは、同一地質体においては砂質岩や砂質岩よりも泥質片岩ように比較的軟質な岩石を母体にして形成される。このことは、マス・ムーブメントの岩相規制といわれており、地質図(とくに岩相図)と地すべり分布図とを比較すれば容易にわかる。ここでは詳しく論ずる余裕はないが、私の経験によれば、1/5,000ないし1/10,000の岩相図と空中写真判読を主力にした地すべり分布図とを作成する事が必要である。

## III 構造規制

マス・ムーブメントの初生変動にとって、その地質構造規制を重要な問題であるが、詳細は別の機会に発表する予定である。その主要なものは次のようにまとめられる。

1. 堆積岩体(新生界および白亜系)

: 層理面を基準とした流れ盤構造  
: 褶曲構造(とくに背斜構造の軸部と翼部)

### 2. 変成岩体(結晶片岩)

: 層面片理面を基準とした流れ盤構造  
: 断層、あるいは節理・へき開などに伴う断裂系

### 3. 深成岩体(とくに花こう岩体)

: 断層および断層破砕帯に伴う断層線谷  
: リニアメントに示されるような断裂系

### 4. 火山岩体(とくに成層火山)

: 熔岩と火砕岩との成層構造に伴う流れ盤構造  
: 埋没谷(火山噴出物によって埋没した旧河谷地形)

### 5. 人工地盤(造成地など)

: 埋没谷(盛土によって埋積された谷地形)  
: 流れ盤斜面の脚部の掘削

## IV 地すべり変動体の発展

一般に、斜面を構成する不動体岩盤のクリープ現象からせん断が生じて地すべり変動体が形成されるが、その変動体は斜面を滑動するに従って細粒化し、ついには粘性土化してきわめて流動性に富む滑動をする。即ち、斜面上を滑動する地すべり変動体の発展を「岩塊—岩屑崩土—粘性土」という様式にまとめることができる。

ところが、現在の日本の地すべり変動体の大部分は岩屑崩土から成っており、これらは山地斜面の不動体岩盤が大規模な崩壊によって生成されたと考えられる。これらの岩屑崩土は斜面を一気に滑落するか、あるいは斜面上に残されるかのどち

らかである。このように、日本の地すべり変動体の大部分は、不動体岩盤からいわれる崩壊という様式で一気に岩屑崩土が生成されるか、あるいは「岩屑崩土-粘性土」という地すべり的な様式で発展することで特色づけられる。

## V 発生年代

前述のような地すべり変動体の主体をなす膨大な岩屑崩土を生成せしめたマス・ムーブメントの発生年代はいつごろであろうか。その年代を推定するにはいくつかの方法があるが、主なものは次のようである。

- (1)古文書などの歴史資料・古記録の解析
- (2)岩屑崩土中に含まれる木材・炭質物のC<sup>14</sup>年代や花粉分析
- (3)岩屑崩土と火山灰との関係（ことに広域テフラとの関係）
- (4)岩屑崩土と段丘、あるいは侵食小起伏面との関係
- (5)岩屑崩土の標高・侵食状況などの地形特性の解析
- (6)岩屑崩土の岩相や固結度などの特徴、あるいは構造的特性の解析

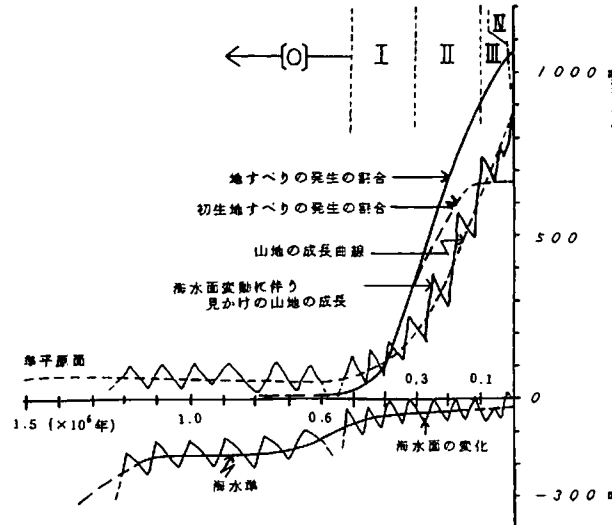
これらに基づいた検討の結果は、藤田崇（1982など）に述べてある。それらを要約すれば以下のようである。

- (A)歴史時代（明治時代を含む）にかなりの大規模な活動があった。
- (B)後氷期にあたる約10,000年前以降から活動は顕著になった。
- (C)20,000~30,000年前のウルム氷期に活発な活動があった。
- (D)マス・ムーブメントの発生は段丘の形式と密接に関連しており、中~高位段丘形成期にあたる100,000~300,000年前にきわめて多くの初生変動が発生した。現在の日本の山地斜面にみられる岩屑崩土の大部分はこの時代に形成されたものとみなしうる。
- (E)現在残されている第四紀に形成された最も古い岩屑崩土（地すべり変動体）の生成年代は、侵食小起伏面との関係から約500,000年前と推

定される。

マス・ムーブメントの発生には種々の要因があるが、地史的なタイム・スケールからみれば、絶対的な隆起量を増大せしめる山地斜面の成長が第一の要因と考えられる。日本列島の山地の第四紀における垂直変動量は、中部地方を最大に500~1,500mに達している。このような隆起があれば、マス・ムーブメントは多発するのは当然であるが、問題はその隆起量が第四紀において一様であったか、あるいはどのように変化したかということである。

藤田和夫（1983など）は、近畿の内帯を中心に山地の成長曲線を示した。それによると、断層地塊運動の激化し始める約500,000~300,000年前頃から隆起は顕著になり、山地は急速に成長する。この加速度的な隆起量の増大は山地を著しく成長させ、それに伴ってマス・ムーブメントの発生を激化せしめたと考えられる。このことは、前述の(A)~(E)の事項と大変調和的であり、第1図はこれをまとめて示したものである。このようにマス・ムーブメントの発生が更新世中期にさかのぼるという見解は最近ふえつつある（例えば、藤田至則、1984）。



第1図 山地の成長曲線(藤田和夫、1983などによって作成)とマス・ムーブメントの発生の割合  
縦軸は標高、横軸は年数を示す。  
0, I, II, III, IVは、地すべりの発達段階を示す。詳細は別に発表の予定である。

## 文 献

藤田崇 (1982) : 第四紀変動とマス・ムーブメントの発生, 「島弧変動」地団研専報, 24, pp. 309~319.

藤田至則 (1984) : Mass-movement の起源, 新潟大学災害研年報, 6, pp. 39~51.

藤田和夫 (1983) : 日本の山地形成論, 蒼樹書房, 496p.

## 結 言

中沢圭二

社会現象にも、自然現象にも齊一的とも言える過程と、激変的・革命的な過程とがある。学説につれても同様な過程が認められる。HUTTON や LYELL の齊一説は激変説と対置させられ、現在でも基本的な考えとなっているが、学説的に見れば、当時にとっては革命的な考えであった。しかし、革命的な考が線香花火で終るか、後々まで定着するかは、それが野外で観察した事実を、従来の学説よりも、より合理的に説明できるかにかかっている。プレートテクトニクス説が革命的な学説として登場してから既に20年を経過している。この説は、単に地質学的現象のみならず、地球物理学の現象も統一的に説明できるものとして、世界的に定着してきている。

本シンポジウムでも、市川の前中新世の総括、井本・八尾の丹波帯・秩父帯の中・古生界、鈴木・紀州四万十帯研究グループの四万十帯の発表は、いずれもプレート説の立場からなされているのは、その方が野外の事実をよりよく解釈できるからに外ならない。例えば、八尾の発表に見られる中生界の放散虫分帯は綿密な野外調査に基づいた国際的にも評価されるものであるが、その結果、年代的により古い遠洋性泥岩・チャートや海底玄武岩類が、より新しい時代の陸源堆積層中に大小の異地性岩体として存在する事実、それらが全体として南方に若くなる極性をもっている事実、或いは周囲とは全く異った発達過程をもつ黒瀬川構造帯が、レンズ状に存在している事実などは、プレー

ト説に基づく収束帯における付加帯と考えた方が、古典的造山論よりも、より合理的に説明できるからに外ならない。

市川は西南日本の地帯構造に、付加過程における一次構造と、付加後における二次造構過程を識別すべきこと、二次造構過程の場はより古い一次造構過程の場であるという認識は重要である。一次造構過程、即ち付加過程における変形は、含水率の高い、十分固化してない状態での変形であり、その変形速度は大きく、低角スラストを伴う流動的変形（その典型は四万十帯で示唆されたダイアピール）であり、深部における結晶片岩の形成である。一方、二次造構過程は固化した岩体の、酸性火成活動を伴う上昇とブロック運動であり、褶曲は基本的には正立褶曲である。前者は丹波・秩父・四万十の各帯の一次構造に示され、後者は内帯の白亜紀・古第三紀の火成活動や正立褶曲で示される。石田により発表された中新世の古地理の変化、藤田（和）の強調した基盤褶曲・断層地塊運動は、先中新世の固化した岩体の三次的造構過程の表現とも見られる。

既述のように微化石層序は地質現象の解析の重要手段であるが、八尾や紺田・千地により指摘されたように、その精展や対比に問題が残されている。このような問題点を十分認識の上で解釈を行うことが必要である。同様のことは放射年代や古地磁気資料の取扱いかにも言える。また、プレート説を基本的に容認するとしても、地域的特殊性

のあることも当然である。むしろ地域的特性を追求することにより、新しい考えが発展するに違いない。この点で、三宅・古山のソレアイトの成因についての解釈は評価さるべきと考えられる。

松田・乙藤は古地磁気と年代測定に基づいて、日本弧の回転と、それによる日本海の形成は異常な速さであったことを指摘した。これはプレート運動にも“斉一的”な場（または時期）と“激变的”な場（または時期）のある事を示唆しており、まだ分っていないプレート運動の機構の解明といった問題にも発展し得よう。同様に、弘原海の発表に見られる内帯火成活動の場の移動の問題は、単

純なプレート論では説明が難しい。アジア大陸も含めた火成活動や、日本海の成因とも併せ考えなければならないであろう。市原の発表により地質学の原点とも言うべき野外調査の重要性を改めて感じたのは私だけではあるまい。藤田(崇)のマスマーブメント発生の問題は、第四紀の造構過程の重要性を指摘しているように感じられた。

以上通覧すると、本シンポジウムで提示された近畿地方の諸問題は、地球的かつ国際的な問題に発展するものが多々見うけられる。シンポジウムの成果をさらに発展させ、日本のみならず世界の学界に寄与されることを祈って止まない。

## テキサス州 Tesnus 層から産出した石炭紀放散虫化石について

井本伸広(京都教育大)・石賀裕明(大阪市大)・E.F. McBRIDE (Univ. of Texas)

アメリカ合衆国テキサス州西部、マラソン盆地には、カンブリア紀から石炭紀にわたるワシタ地向斜堆積岩類が露出している。これらのうち、乳白色チャートを主とするカバヨス・ノバキュライト層(デボン紀)の上位に整合的に重なるとされるフリッシュ堆積相は Tesnus 層と呼ばれ、稀に産出するコノドントや植物片・胞子等の化石によって、石炭系とみなされてきている。

本層の層厚は、北西から南東に向かって、約90 kmの間で、100m から200m へと著しく増大する。岩質は北西端では黒色頁岩を主とし、南東方向に砂岩・泥岩互層が卓越し、またスランプ堆積相が発達するようになる。

放散虫群集は、国道90号線、マラソン集落東方約30kmの地点に露出する砂岩・泥岩互層に伴う結核状～レンズ状の暗灰色珪質泥岩から産出した。厚さ約9 mの間で、1.5～4 m 間隔で採取した5試料のうち、4試料に放散虫化石が含まれていたが、特に2試料からは保存良好で、多様な種構成からなる群集が得られた。

群集は *Entactinosphaera*, *Polyentactinia*, "*Spongotripus*", *Paronaella* 等の属を含む *Spumellaria* を主とするほか、*Albaillella*, *Ceratoikiscum*, *Popofskyellum* 各属の多様な種を特徴的に含む。特に albaillellids としては、少なくとも6種が識別される。これらのうち最も豊富に含まれるものは、*Albaillella pennata* HOLDSWORTH とみ

なしうるもので、90%以上を占める。このほか、ORMISTON and LANE (1976) によってオクラホマ州 Sycamore 石灰岩から記載された *Albaillella cartalla* に類似の種を伴う。

本群集は、*Spumellarine* の属構成においては、Sycamore 群集に比較しうる要素が含まれるが、多様な albaillellids を含むこと、複雑な殻構造をもつ *Ceratoikiscum* sp. を伴うこと、*Popofskyellum* sp. が認められることなどの点で明らかに異なっている。

HOLDSWORTH and JONES (1980) はデボン紀～ペルム紀放散虫群集の予察的研究において、石炭紀チェスター世～モロー世前半を特徴づける群集として、*Albaillella*-3 群集を設定している。この群集は *Albaillella pennata* の初出、層状チャート相における *Paronaella impella* ORMISTON & LANE や "*Spongotripus*" の含有、popofskyellids の最終産出、*Pseudoalbaillella* 属を含まぬことなどの特徴をもつものとされている。

今回得られた Tesnus 群集の特徴は、1) *Albaillella pennata* を特徴的に含む、2) "*Spongotripus*", *Paronaella* sp. や *Popofskyellum* sp. を含む、3) pseudoalbaillellids を含まないことなど、前述の *Albaillella*-3 群集の特徴を備えているとみなしうる。このことから、本群集の示す年代は石炭紀チェスター世～モロー世の可能性が大きく、従来の Tesnus 層についての年代と矛盾しない。



## 三郡変成岩(島根県江津市田ノ原川層)中からのペルム紀放散虫化石の発見

竹下浩征(島根大)・石賀裕明(大阪市大)・渡辺暉夫(島根大)

これまで、中ほか(1983, 1984)、西村ほか(1984)、三宅(1984)によって、パンペリー石-緑泥石帯に相当する山口県錦層群あるいは島根県下の錦層群相当層、岡山県勝山地方の弱変成岩からペルム紀の放散虫化石が得られたという報告はあるが、パンペリー石-アクリノ閃石片岩相以上の温度を示す地域からは放散虫化石の報告はされていない。しかし、今回アクリノ閃石を生じている地域である江津市の田ノ原川層の泥質岩から放散虫化石が見つかり、それがペルム紀を示すものであると思われるので、ここにその結果を報告する。

島根県江津市東部には三郡変成岩類が分布しているが、岩相の違いによって大きく3つの地域に分けられている(小林, 1979)。江川東部に分布する泥質片岩を主体とする波積南層、江川南西部に分布する緑色岩類を主体とする田ノ原川層、そしてこの両層の間に広く分布する変塩基性岩類である。このうち、田ノ原川層は西側を中生代末の火山岩類に不整合に覆われ、南側では第三紀の火山岩類と断層で接している。田ノ原川層には、弱い片状構造が発達し全体として粗粒な緑色準片岩ないし片岩、また肉眼的に粗粒な、時に長径1 cmにも達する角閃石残品の認められる変斑れい岩、および泥質岩が見られる。それらの大局的走向は東北東-西南西で、背斜及び向斜構造を繰り返す。

今回、本地域内の泥質岩分布地域約40地点から放散虫の抽出を試みたが、そのうち産出が確認されたのは、芦山谷林道南部に分布している泥質岩2地点からである。泥質岩は不規則な形状を示しているが、緑色準片岩と接して分布している。放

散虫化石の得られた泥質岩と、それと接している緑色準片岩の薄片を作製し観察すると、泥質岩は緑レン石やいわゆるセリサイトが発達しており全体に細粒である。緑色準片岩は緑レン石のほか、アクリノ閃石が良く成長している。

一般に田ノ原川層の緑色岩類の鉱物組合せは、「緑レン石+緑泥石+アクリノ閃石+曹長石+石英+スフェーン±方解石」である。稀にパンペリー石が産し、緑レン石と共生しているものも見られる。このような緑レン石はピスタサイト成分が少ないことが特徴で、X<sub>Fe</sub>の値は0.15前後である。NAKAJIMA *et al.* (1977) のモデルに従えば、パンペリー石-アクリノ閃石片岩相の最高温度を示すものと推定される。また、しばしば複合角閃石が見られ、核に緑色普通角閃石が認められる。

放散虫抽出の処理に当っては、同一サンプルを数回にわたって処理することで確認した。石賀の鑑定によって、*Follicucullus*(?) sp.が2個体、*Pseudoalibaillella* sp. 2個体、さらに、残渣から抽出する方法ではなく、直接平滑なチップを作りフッ酸処理したものから *Follicucullus* の仲間が3個体認められた。化石の示す年代は大まかではあるが、ペルム期中期のものだと思われる。

三郡変成岩の放射年代としては、180Ma, 250Ma, 300Ma 程度を示すものが知られているが、今回の放散虫化石の発見から、ペルム紀に田ノ原川層が堆積している時には既に、300Maを示すような古い時代の三郡変成岩は形成されていたようである。その後、田ノ原川層も新期の弱い三郡変成作用を受けたと考えられる。

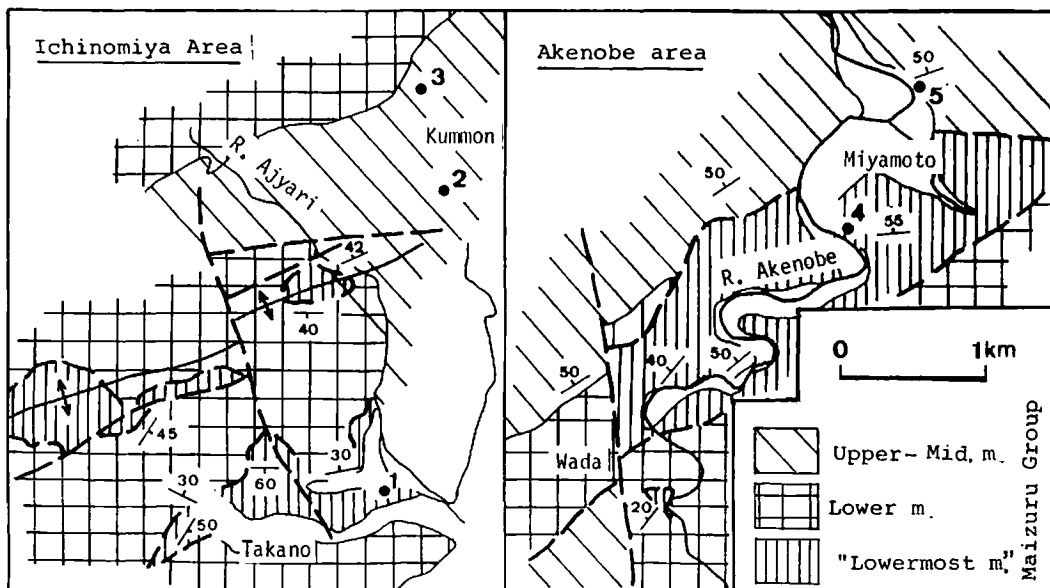
西南日本内帯のA地帯群とB地帯群(市川, 1984)の境界地帯には超丹波帯(CARIDROIT *et al.*, 1985; ISHIGA, 1986再定義)が分布する。超丹波帯は著しく剪断を受けた上部ペルム系碎屑岩を主とするが, A地帯群の舞鶴帯夜久野複合岩類の南縁のみならず, 上郡帯の北縁にも分布する。筆者は, 超丹波帯のA地帯群における分布を検討している。今回は標題地域における予察結果を報告する。

上記2地域には広く舞鶴層群が分布し, 上部, 中部, 下部および最下部層に区分されている(通産省資源エネルギー庁, 1972, 1973, 1974など)。中・上部層は変形の比較的弱い上部ペルム系の碎屑岩からなり, 下部層は主に緑色岩からなる。そして, 最下部層は著しく剪断を受けた黒色千枚岩を主とし, 超丹波帯を構成する泥質岩(大飯層)と類似の岩相を示す。

一宮地域(第1図左): 舞鶴層群は東北東-西南西の軸をもつ褶曲構造をなし, アンチフォーム部には“最下部層”の泥質岩が分布する。下部層の緑色岩とは整合関係にあるとされているが, 今回は, まだ結論がでない。黒色千枚岩は層面片理, 劈開および線構造の発達が著しい。第1図地点1の黒色千枚岩からは *Follicucullus* sp. cf. *F. bipartitus* が得られ, “最下部層”は上部ペルム系の最下部を含む。 *F. bipartitus* は超丹波帯大飯層から特徴的に産する。

中部層は剪断を受けていない灰黒色-黒色泥岩からなり, 地点2, 3からは *F. scholasticus* morphotype II (ペルム紀中世後期ないし新世前期)が得られた。

明延地域(第1図右): 地層は北東-西南西の走向をもち, 北西に高角度傾斜している。“最下部層”に相当する黒色千枚岩質頁岩は一宮地域に比べ砂



第1図 兵庫県一宮・明延地域の地質概略図と放散虫産出地点(●印)。

地質略図は通産省資源エネルギー庁(1972, 1973, 1974)を修正, 加筆。

岩を多く含む。また、超丹波帯大飯層に見られるような砂岩-泥岩細互層も認められる。これらの地層も片状構造の発達が著しい。今回、地点4の黒色千枚岩質頁岩から *Follicucullus* sp. が得られた。"最下部層"相当層と下部層の地質関係は地質構造が複雑であり、検討が必要である。

一方、中部層の黒色泥岩は片状構造をもたず、地

点5の灰黒色泥岩から *Follicucullus scholasticus* m. II が得られた。

このように従来、舞鶴層群の"最下部層"とされていた地層には、岩相、放散虫年代、構造から判断して超丹波帯の大飯層に比較される地層が含まれている。

### 美濃帯からの *Gongylothorax sakawaensis* - *Stichocapsa naradaniensis* 群集放散虫(ジュラ紀新世)の産出とその意義

大塚 勉(大阪市立大・理)

美濃帯の中生界からは、これまでに様々な年代を示すジュラ紀放散虫化石群集の産出が報告されている。これらの放散虫群集のうち、ジュラ紀新世の前期を示すとされている *Gongylothorax sakawaensis* - *Stichocapsa naradaniensis* 群集(松岡, 1980、以後 G-S 群集と呼ぶ)の産出は、現在のところ美濃帯の東部の数地点で産出が報告されているのみである(大塚, 1985および矢野, 1985)。今回美濃帯東部の木曾福島北方のさらに多くの地点から、G-S 群集放散虫化石が見い出された。

長野県下の美濃帯および領家帯北部は、岩相に基づいて Fig. 1 のように5帯に地帯区分されている(大塚, 1986)。このうち島々帯のオリストストロームの泥質岩基質からは、*Guexella nudata* 群集(ジュラ紀中世後期)および G-S 群集に特徴的な放散虫が得られた(Fig. 2)。G-S 群集の放散虫を含む珪質泥岩中に、*Guexella nudata* 群集の放散虫を含むブロック状チャートが産する場合も観察される。このことから、北方の梓川流域における A~C 帯(島々帯に含まれる)に関する考察結果(大塚, 1985)と同様に、島々帯のオリストストロームは、ジュラ紀新世の前期ないしそれ以後に形成されたものと考えられる。

島々帯の南に隣接し、その構造的下に位置する味噌川帯の泥質岩からは、*Mirifusus baileyi* 群集(ジュラ紀新世後期, MIZUTANI *et al.*, 1981)に

特徴的な放散虫の産出がすでに報告されている(足立, 1982など)。G-S 群集を示す放散虫の産出も一部から報告されている(矢野, 1985)が、それを含む珪質泥岩はオリストリスであると解釈されている。今回新たに味噌川帯から *Tricolocapsa* sp. O

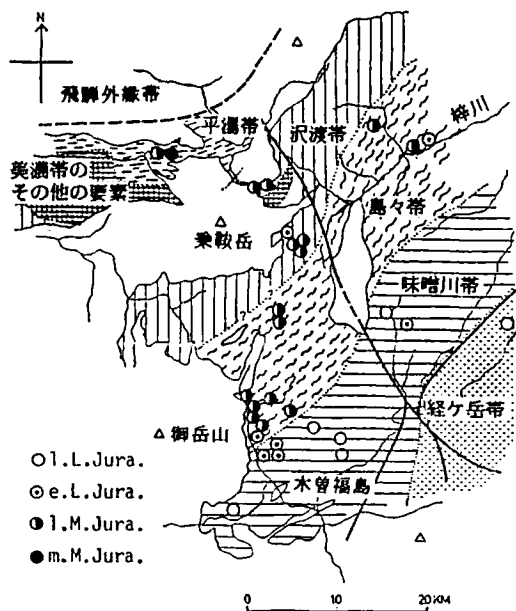


Fig. 1 美濃帯東部の地帯区分と放散虫化石産地(化石は異地性岩塊以外から得られたもの)

	島々帯					味噌川帯																	
	37	40	36	15	31	32	47	39	41	50	11	62	68	69	98	100	6	9	17	76	95		
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i>																						+	+
<i>P. sp. D</i>																						+	+
<i>Tricolocapsa sp. A</i>																						+	+
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>																						+	+
<i>Parvicingula mashitaensis</i>																							+
<i>Nirifusus mediodiratus</i>																							+
<i>M. baileyi</i>																							+
<i>Protunuma japonicus</i>																							+
<i>Stichoapsa sp. A</i>																							+
<i>Dictyomitra sp. C</i>										+												+	+
<i>Tricolocapsa sp. O</i>																							+
<i>Stichoapsa naradaniensis</i>										+	+												+
<i>S. robusta</i>										+	+												+
<i>Stylocapsa spiralis</i>										+	+												+
<i>S. lacrimalis</i>										+	+												+
<i>S. hemicosata</i>										+	+												+
<i>S. catenarum</i>										+	+												+
<i>Eucyrtidellum ptyctum</i>																							+
<i>Cinguloturris carpatica</i>																							+
<i>Guxella aff. nudata</i>																							+
<i>Stylocapsa tecta</i>																							+
<i>Tricolocapsa tetragona</i>																							+
<i>T. aff. fusiformis</i>																							+
<i>Guxella nudata</i>																							+
<i>Hsuum(?) aff. inexploratum</i>																							+
<i>Tricolocapsa conexa</i>																							+
<i>Williriedellum sp. A group</i>																							+
<i>Tricolocapsa plicarum</i>																							+
<i>T. fusiformis</i>																							+
<i>Dictyomitrella(?) kamoensis</i>																							+

Fig. 2 島々帯・味噌川帯から得られた放散虫化石のリスト

ないし *Pseudodictyomitra primitiva*-*P. sp. A* 群集 (ともにジュラ紀新世後期) のほかに、*G-S* 群集放散虫が見出された (Fig. 2)。*G-S* 群集放散虫を含む岩石は産状から判断してオリストリスとは考えられず、味噌川帯の構成岩類の年代は、ジュラ紀新世の前期から後期にわたるものと考えられる。

以上のようにオリストストロームで代表される島々帯と、砂岩・泥岩互層を主体とする味噌川帯

の双方に、*G-S* 群集を含むジュラ紀新世の前期の地層が存在することが明らかとなった。美濃帯東部地域においては、北から南に向かって、各地帯の構成岩類の年代の上限が次第に若くなる傾向が認められている (大5ほか, 1984)。これらのことから少なくとも当地域では、堆積場が南方へ徐々に移動する過程で、ジュラ紀新世の前期には2種の異なる環境の堆積場が、ほぼ同時に存在したことが推定される。

秩父累帯南帯の斗賀野亜帯と三宝山亜帯

松岡 篤(東京大学・理)

秩父累帯南帯(以下、南帯)は本州区の最南部を占め、九州から関東山地まで延長1,000km以上にもわたって発達する。九州東部の津久見地域、四国中央部の佐川地域、関東山地の奥多摩地域を選んで地質学的に検討した結果、南帯に共通する層序、構造、地質年代などの諸特性が明らかになった。

各調査地域に分布する地層の層相は、(1)チャート一碎屑岩相、(2)オリストストローム相、(3)石灰岩含有碎屑岩相の3相に区分される(表1)。チャート一碎屑岩相に属する地層は、トリアス〜ジュラ紀のチャート一碎屑岩シーケンスにより構成される。このシーケンスは下位から、層状珪質粘土岩層、チャート層、珪質泥岩層、粗粒碎屑岩相からなる岩相層序をもつ。岩相の垂直変化から、堆積場が遠洋性から半遠洋性をへて陸源碎屑物が供給される場へと変化したことが読み取れる(松岡, 1984, 地質雑)。オリストストローム相に属する地層は、泥質基質中にさまざまな大きさの石灰岩、緑色岩類、チャートおよび碎屑岩などのブロックを含むオリストストロームで特徴づけられる。このオリストストロームは、ジュラ紀中世以降の陸源碎屑物と、より古い年代を示す海洋性物質からなるブロックとの混合物からなる。石灰岩含有碎屑岩相に属する地層は、いわゆる鳥巢式石灰岩を挟在し、浅海性の大型化石を含む陸源碎屑岩からなる。年代的にはジュラ紀新世から白亜紀初期に位置づけられる。

上記3相の組み合わせの差異に着目すると、南帯には2つの亜帯が識別される。それらを斗賀野亜帯、三宝山亜帯と呼ぶ(表1)。斗賀野亜帯はチャート、碎屑岩相の地層(斗賀野層群および相当層)の存在により特徴づけられ、他の2相に属する地層を従属的に伴う。チャート一碎屑岩シーケンスは、北方上位、北傾斜で構造的にくりかえして重なり覆瓦状構造を呈する。また、チャート

層の最上位の層準の年代や、珪質泥岩層・粗粒碎屑岩層の年代は、南方に向かって若くなるという極性をもつ。斗賀野亜帯のオリストストローム相の地層(観音崎層、白丸層)も、チャート一碎屑岩シーケンスとともに覆瓦状構造に参加している。三宝山亜帯はオリストストローム相の地層(三宝山層および相当層)を主とし、石灰岩含有碎屑岩相の地層(氷川層など)を伴う。この亜帯は常に斗賀野亜帯の南側に位置し、また、斗賀野亜帯のチャート一碎屑岩相およびオリストストローム相に属する地層よりも若い地層を含んでいる。

放散虫化石による年代論に基づけば、斗賀野亜帯の覆瓦状構造はジュラ紀(古世?)中世〜新世にかけて形成され、三宝山亜帯はこれに引き続き主として白亜紀初期に形成されたといえる。南帯のこの区分は、同帯形成時の造構環境および形成年代の差異を示唆するものとしてとらえ得る。南帯の延長1,000km以上にわたって、おおむねこの区分が適用できるという事実は、ジュラ紀から白亜紀初期にこの地帯に沿ってプレート収束境界が位置していたことを示し、東アジアのテクトニクスを考察するうえで重要である。

表1 秩父累帯南帯に分布する地層の層相区分と年代。

(1)チャート一碎屑岩相、(2)オリストストローム相、(3)石灰岩含有碎屑岩相。

		津久見地域(九州東部)	佐川地域(四国中央部)	奥多摩地域(関東山地)
秩父累帯	斗賀野亜帯	津久見層(3) (ジュラ紀新世) 観音崎層(2) (ジュラ紀中世) 尺間山層群(1) (?トリアス紀中世〜ジュラ紀新世)	鳥巢層群(3) (ジュラ紀初期) 白丸層(3) (ジュラ紀新世) 斗賀野層群(1) (?トリアス紀中世〜ジュラ紀新世)	白丸層(2) (年代未詳) 湯沢層群(1) (?トリアス紀古世〜ジュラ紀新世)
	三宝山亜帯	庄本層(2) (?白亜紀初期)	三宝山層(2) (白亜紀初期)	御前山層(2) (白亜紀初期) 氷川層(3) (ジュラ紀新世)

## 関東山地小仏層群より白亜紀放散虫化石の産出

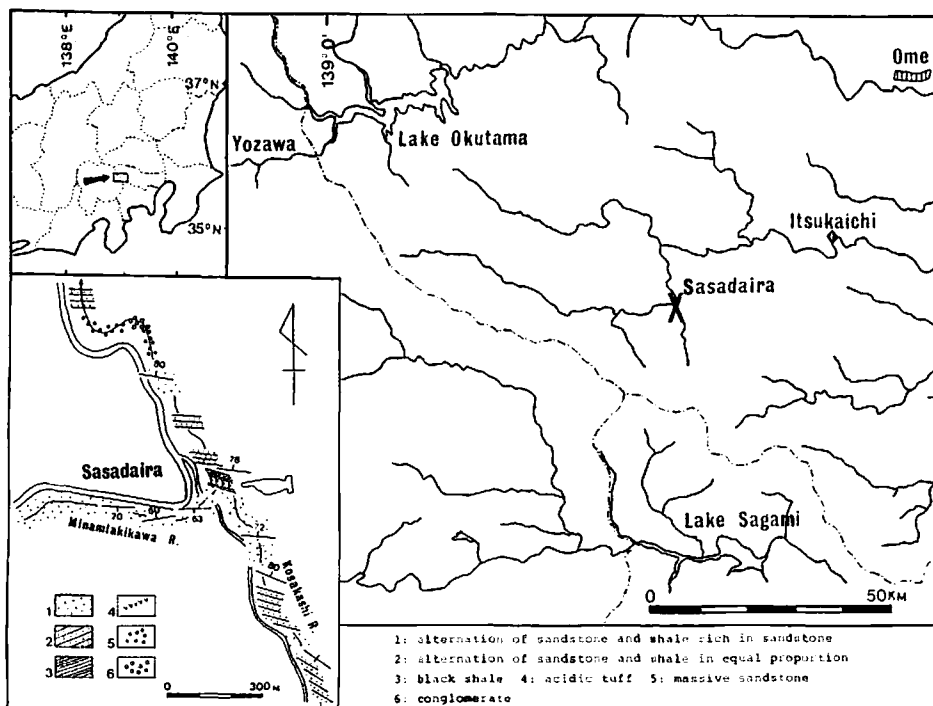
久田健一郎・上野 光・岸田容司郎(大阪教育大学)

関東山地の四万十帯は、五口市-川上線によって、北帯と南帯に2分されている。四万十帯南帯を構成する小仏層群は、北帯の小河内層群や大滝層群と同じく、砂岩や頁岩からなる単調な岩相を示す。最近小河内層群の頁岩などから、白亜紀後期の放散虫化石の産出が報告された(伊与田他, 1984; SASHIDA *et al.*, 1984)。一方小仏層群からの化石の産出は、数例を除いて一般に乏しく、主に岩相対比などから白亜系と考えられているが、問題は少なくない。西宮(1976)は、山梨県北都留郡余沢の頁岩砂岩互層から *Inoceramus amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO によく類似したイノセラムスの産出を報告し、余沢地域の小仏層群を白亜系浦河統上部階(Santonian)に対比した。しかしながら、余沢地域の頁岩砂岩互層は北帯の一部(小河内層群)であるとする見解も公表されている(木村, 1983)。その後渡部(1985)は、小仏層群の分

布域西半部を調査し、玄武岩溶岩層のチャートより漸新世-中新世の放散虫化石 *Calocycletta* ? の産出を報告した。

放散虫化石を産出したのは、東京都西多摩郡檜原村笹平周辺の小仏層群笹野層最下部に相当する酸性凝灰岩層で、南秋川と小坂志川合流地点付近に露出する(第1図)。黑色頁岩層に挟在された酸性凝灰岩層は、約15mの厚さを有し、両層は漸移する。産出した放散虫化石は非常に保存が悪く、同定された種属数も少ない。識別された主な放散虫化石は次の通りである。*Amphipyndax aff. stocki*, *Archaeodictyomitra* spp., *A. cfr. simplex*, *A. cfr. sliteri*, *Zifondium* spp., *Dictyomitra* sp., *Protoxi-photractus* sp., *Orbiculiforma* sp., *Alievium* (?) sp.

これらの放散虫化石のうち *Amphipyndax aff. stocki* や *Archaeodictyomitra cfr. simplex* は、



第1図

NAKASEKO & NISHIMURA (1981) の *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersensis* 群集の随伴種に類似する。また *Zifondium* spp. は、Great Valley sequence から報告された *Zifondium* 属 (PESSAGNO, 1977) に比較される。以上のように

本地域から産出した放射虫化石は、Albian-Cenomanian の放射虫化石群集に対比されるが、Cenomanian に特徴的な多節 *Nassellaria* などの種がみられないことから、本地域の放射虫化石はおそらく Albian を示すものと思われる。

## 丹波地帯中央部のベルム系岩体

清水大吉郎(京都大)

丹波地帯中央部のうち、京北町北部・美山町および京都市左京区の北部などの地域は、いわゆる I 型地層群の分布地域とされ、後期三疊紀からジュラ紀のチャート・珪質頁岩層と後期ジュラ紀のタービダイトやオリストストローム層が分布する。この地域には、II 型地層群と異なり、ベルム系岩体が存在しないことも強調されている。しかし、いくつかのベルム系岩体が見られる。

美山町河内谷の南部には緑色岩体が東西に細長く分布し、東は佐々里、西は由良川本流域にまで追跡される。この岩体はハイアロクラスタイトおよび凝灰角礫岩を主とするが、石灰岩の小岩体を各地で伴っている。この石灰岩体には海百合の茎が見られるほか、河内谷の東支谷の奥手押谷ではサンゴ化石が発見されている(近藤・岡本, 京大資源工学卒論手記, 1972)。この化石は現在二断面の写真が残されているのみで、属・種の鑑定は困難だが、ベルム系の可能性も大きい。この緑色岩体の北側には珪質頁岩層が接しており、これはいわゆる“トイシ層”である。その北はさらに層状チャート層で、この間は整合である。緑色岩層の年代およびそれと“トイシ層”の関係を明らかにすることは重要な課題である。

京都市左京区花背の大悲山に乳岩という石灰岩体のあることは古くから知られている(拾遺都名

所図会, 1787)。藤田勇雄(1950, 京大地鉦卒論手記)はフズリナを認め、*Fusulinella* sp., *Staffella* sp. とした。坂口重雄はこれらのフズリナを *Codonofusiella* sp. とした。筆者と井本の観察では、この石灰岩体は数10センチほどの大きさの岩体で黒色頁岩中に点在する。石灰岩は魚卵状で、多くの *Codonofusiella* sp. のほか、Schwagerinids, ウニの棘などが認められる。産状からみて、この石灰岩体は周囲の頁岩よりは古いものと見られる。すぐ北には三疊-ジュラ系とみられる層状チャート層があるが、それと頁岩との間は断層である。

丹波地帯の東部、花折断層に近い地域には、緑色岩の小岩体<sup>まつがわ</sup>がいくつか見られるが、連続性に乏しい。葛川の坊村付近にフズリナを産したという情報は古くから伝えられていたが、その標本は、茶褐色のマトリックス中にフズリナの個体が点在するものである。マトリックスはハイアロクラスタイトと見られ、その産状は京都北山の大租父谷(京北町井戸)の f 層でのフズリナなどの化石の産状とよく似ている。この標本の正確な産地は確かめられないが、まだ残っている可能性はある。

以上丹波地帯中央部のベルム系岩体の存在は、I 型地層群形成の場の性格、I 型と II 型の関係等を考える上での重要な鍵を与えるものと考えられる。

## 丹波層群(I型・II型地層群)の砂岩の鉱物組成

楠 利夫(大阪府立四條畷高校)・武蔵野 実(京都教育大)

丹波帯に分布する丹波層群は、年代および岩相の異なる2組の地層群に区分される(IMOTO, 1984; 石賀, 1983, 1985)。今回、丹波層群のI型・II型地層群を構成する砂岩層について、堆積岩石学的に比較検討を行なったので報告する。

検討した地点は第1図●印の9地点である。新たに試料採取したのは、丹波帯I型地層群では亀岡市北東部七谷川中流(5試料)、京北町細野川支流芦見谷川奥(6試料)、信楽町宮尻北東約1km(8試料)、II型地層群では、綾部市北東の口上林付近(7試料)、篠山町北部ツバ市ダム西方(15試料)である。その他は、これまでに記載されたものを使用している〔II型地層群：高槻層砂岩は井内ほか(1970)、京都市北部栗夜叉谷の砂岩は武蔵野・中村(1976)、宇治市東方宇治川沿いの砂岩は楠(準備中)、I型地層群：福井県名田庄村染ヶ谷の砂岩は安養寺ほか(1983)〕。試料の粒度は、medium~coarseに統一し30 $\mu$ m以上の粒子を500ポイントカウントした。

測定した結果を第2図、Q-F-L, Qm-P-Kの三角ダイアグラムに表わす。各地層群の砂岩の鉱物組成の主な特徴は、次のとおりである。

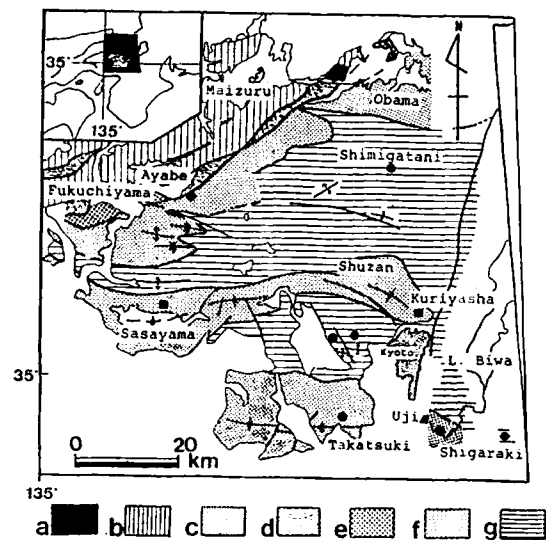
I型地層群の砂岩は、基質を25%~35%含むワッチである。石英は単結晶石英が30%~38%と非常に多く、長石は20%前後含まれ、カリ長石より斜長石の割合が高い。白雲母は約1%となっている。岩片は約8%と少なく、重鉱物は円磨されたジルコンや電気石が多い。

II型地層群の砂岩は、基質が8%~25%で、岡田(1968)によるアレナイトかアレナイト質ワッチである。石英は約30%で、単結晶石英には融食をうけたものも認められる。長石はカリ長石が極めて多く約20%含まれ、マイクロクリンやパーサイト構造が明瞭に観察される。岩片は20%~30%含まれている。重鉱物は1%近く、無色でクラッ

クの発達したザクロ石が多い。

以上の鉱物組成による結果と、近年の堆積相解析の検討(I型：安養寺ほか, 1983; II型：楠, 準備中)より次のような後背地と堆積場が推定される。

I型地層群の砂岩は、再食性のものを含めて熟成度の高い鉱物組成をもっていることから、大陸的な環境の後背地が推定され、その堆積場は、ジュラ紀後期にはかなり陸より遠い場であったと考えられる。一方、II型地層群の砂岩は、ジュラ紀前期~中期にかけて砂岩や礫岩を十分に供給す



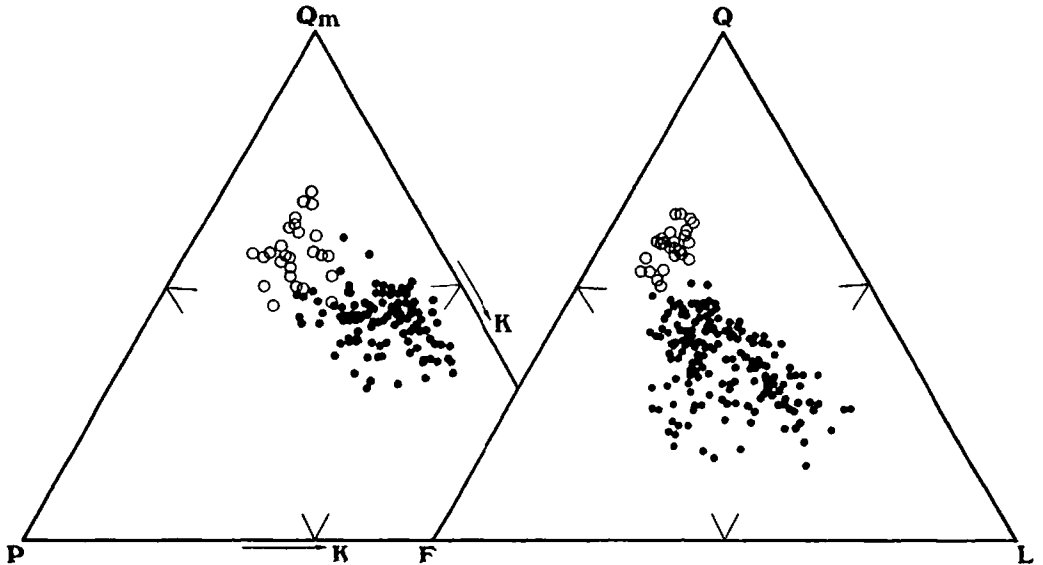
第1図 位置図および丹波帯の分布と試料採取地点を示す地質概略図 (ISHIGA, 1986MSをもとに修正・加筆)。

a, 超塩基性岩。b, 舞鶴帯の古生界(舞鶴層群, 夜久野複合岩類など)。c, 舞鶴帯のトリアス紀碎屑岩層。d, 超丹波帯大飯層とその相当層。e, 超丹波帯水上層とその相当層。f, 丹波層群II型地層群。g, 丹波層群I型地層群。●, 試料採取地点。



る後背地の隆起と堆積盆の埋積が考えられ、その後背地では、酸性火成活動や変成作用を受けた地域が広く分布していたと考えられる。

よって上記2種の砂岩層は、それぞれ異なる古海域で形成されたと考えられる。



第2図 丹波層群 (I型・II型地層群) の砂岩の鉱物組成を示す Qm-K-P, Q-F-L 三角ダイアグラム。  
 Qm, 単結晶石英, P, 斜長石, K, カリ長石, Q, 石英 (単結晶石英, 多結晶石英), F, 長石, L, 岩片。

### 丹波帯・超丹波帯の碎屑性ガーネット

武蔵野 実(京都教育大)・笠原光徳(安祥寺中)

丹波帯 I 型地層群の滋賀県信楽町の上部ジュラ系タービグイト砂岩、同 II 型地層群の京都市北区中川、宇治市天ヶ瀬(下部ジュラ系)、京都市左京区栗夜叉谷(中部ジュラ系)、兵庫県篠山町(同)の層状砂岩、および超丹波帯水上層相当層の福井県大飯町片江鼻のペルム系砂岩に含まれる碎屑性ザクロ石を分析した(第1図)

I 型地層群の石英質砂岩は極く稀にしか碎屑性ザクロ石を含まない、信楽町のもので1個分析したものはパイロープ-アルマンディンの中間組成を示す。

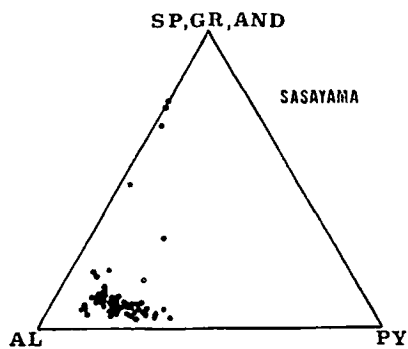
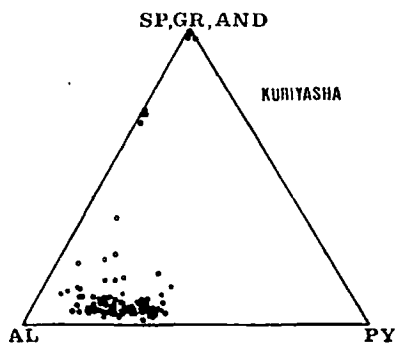
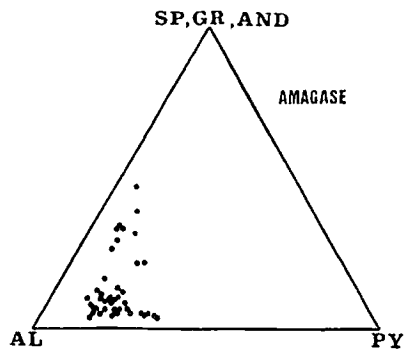
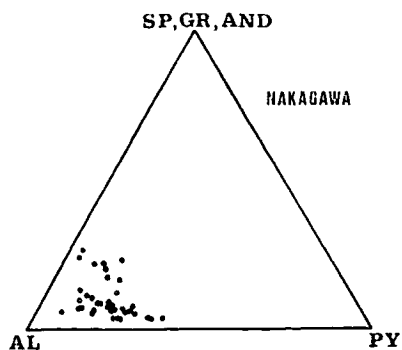
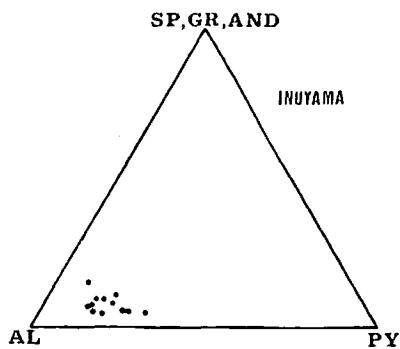
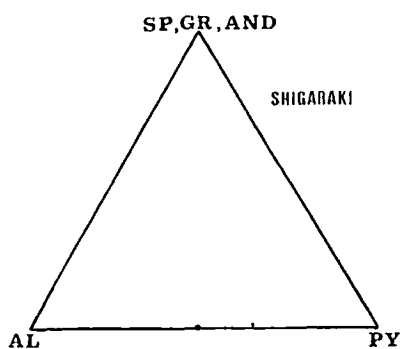
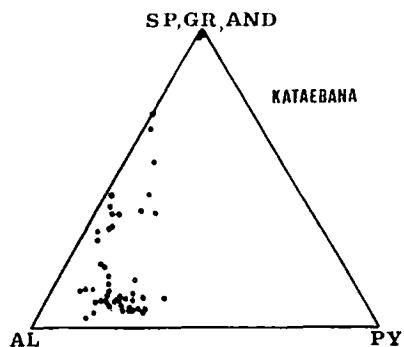
II 型地層群の砂岩は長石質～岩片質アレナイトないしワッケで、碎屑性ザクロ石を多く含む。大

部分アルマンディンで、パイロープ成分を平均20モル%含む、35～40モル%含むものもあり、高度変成作用によるものである。またグロッシュラーを含む砂岩と含まないものとが識別される。前者は中部ジュラ系であり、後者の一部は下部ジュラ系で、時代的差異である可能性がある。グロッシュラーは接触変成作用によると考えられる。

超丹波帯の砂岩では、丹波帯のものよりパイロープ-アルマンディン以外の組成のザクロ石が多く、後背地には広域変成岩のみでなく、接触変成岩、酸性火成岩等が広く分布していたと考えられる。

第1図 碎屑性ザクロ石の組成三角ダイアグラム.

SP: スベサルティン, GR: グロッシュェラー, AND: アンドラダイト, AL: アルマンティン, PY: パイロープ.



## 京都府福知山地域の先有馬層群の法用花崗岩

栗本史雄(地調・大阪)・政岡邦夫(大阪市大・理)・  
吉田久昭(大阪府立今宮高)・河田清雄(ドリコ株)

福知山地域は京都府と兵庫県にまたがり、丹波山地西部に位置する。本地域には北から南に、舞鶴帯、超丹波帯及び丹波帯に属する各地質体が帯状に配列し、西端部においてはこれらの基盤岩類を安山岩質及び流紋岩質の火山岩類が不整合に覆う。近畿地方における山陽帯の火山岩類はその分布地域によって有馬層群、生野層群あるいは相生層群と呼ばれる。本地域の火山岩類はこれらの火山岩類に相当すると考えられ、本報告ではこの火山岩類を有馬層群として取り扱う。

今回、福知山地域西端部の舞鶴帯、超丹波帯及び有馬層群分布域の境界部において、新たに花崗岩の存在が確認された。この花崗岩は京都府福知山市と兵庫県氷上郡青垣町の境界付近に、東西約1 km、南北約1.2 kmにわたって分布する。その分布域の大部分は福知山市法用地域に含まれるので、この花崗岩を法用花崗岩と呼ぶ。以下に法用花崗岩の岩石学的特徴、有馬層群の層序及び両者の関係について報告する。

法用花崗岩は主として石英閃緑岩及び石英モンゾ閃緑岩から構成され、岩体北縁部に黒雲母花崗岩を少量伴う。本岩体の主体をなす石英閃緑岩及び石英モンゾ閃緑岩は一般に細粒等粒状であるが、斜長石がやや粗粒となり、弱い斑状組織を示すことがある。主成分鉱物は斜長石、石英、カリ長石、角閃石、黒雲母、斜方輝石及び単斜輝石であり、副成分鉱物としてアパタイト、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、スフェン、ジルコン及び緑れん石を伴う。斜長石は反復累帯構造が顕著で( $An=80\sim 25\%$ )、灰長石成分の高い部分は核部に虫食い状に残存する。石英及びカリ長石は他の鉱物の間隙を充填し、しばしば微文象構造を呈することがある。斜方輝石はしばしば単斜輝石の融溶ラメラをもつ。

一方、黒雲母花崗岩は極細粒斑状で、斜長石と

石英の斑晶がみられる。主成分鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母(緑泥石化)であり、副成分鉱物としてアパタイト、不透明鉱物、ジルコン及び緑れん石を伴う。石英とカリ長石はしばしば微文象構造を呈する。

法用花崗岩の西側に分布する有馬層群は下位より凝灰質礫岩、安山岩質凝灰岩及び安山岩質溶岩に区分される。下部の凝灰質礫岩は局所的(2箇所)に観察されるのみで、正確な分布は確認されていない。礫種構成は花崗岩、流紋岩、チャート、砂岩及び泥岩などからなり、礫は円礫から角礫まで種々のものがある。花崗岩の礫は最大径20 cmであり、鏡下の観察では細粒の石英閃緑岩で、有色鉱物は全て変質している。構成鉱物や組織の特徴から、花崗岩礫は法用花崗岩に由来すると考えられる。中部の安山岩質凝灰岩は同質の岩石の礫を多く含み、一方、花崗岩礫やその他の礫は少量であり、一般に1 cm以下と小さい。また、安山岩質凝灰岩には厚さ20 cmのシルトが挟まれる。上部の安山岩質溶岩は主として溶岩からなり、他に同質の凝灰岩や凝灰角礫岩を含む。溶岩には自破砕構造を有するものがある。

有馬層群の地質構造については、中部の安山岩質凝灰岩の走向・傾斜は $N20\sim 25^\circ E$ 、 $25\sim 37^\circ W$ 及び $N40^\circ E$ 、 $50^\circ E$ と変化が大きい。また、下部及び上部においては走向・傾斜の資料は得られていない。しかし、大局的には有馬層群は南北性の走向で、西に $20\sim 40^\circ$ 程度傾斜しているとみなすことができる。なお、本地域南方においては安山岩の上位に流紋岩が重なり、本地域と同様の構造を呈している。

法用花崗岩はその分布から判断すると、舞鶴帯夜久野複合岩類の斑れい岩と超丹波帯の地層に貫入しているが、直接の関係は観察されない。超丹

波帯の地層は法用花崗岩との境界から約1 kmの範囲において熱変成を受けている。一方、夜久野複合岩類の斑れい岩が熱変成を受けているかどうか現段階では確認されていない。また、有馬層群が法用花崗岩によって熱変成を受けたこと示す証拠は得られていない。

法用花崗岩と有馬層群は断層関係にあることが1箇所において確認されたが、それ以外に両者の

関係を示す野外資料はこれまで得られていない。しかし、上述のように、有馬層群の分布や地質構造、法用花崗岩に由来すると考えられる花崗岩礫の存在及び有馬層群が熱変成を受けていないことから判断すると、法用花崗岩と有馬層群は不整合関係にあり、法用花崗岩は先有馬層群のものであるといえる。

### 紀伊半島西部の日高川層群中の酸性火砕岩類とその意義

徳岡隆夫・杭ノ瀬雅文(島根大・理)・坂本隆彦(香里丘高)・別所孝範(阪南高)

紀伊四万十帯の白亜系日高川層群の竜神累層(カンパニアン~マストリッヒアン)には、しばしば酸性火砕岩類が挟在している。それらが陸域で形成された火砕物質が、直接あるいはわずかな時間間隙において、土石流あるいは混濁流として海底にもたらされ、堆積したものであることは、1970年代の後半からしだいに明かになってきた。当初はこれらを酸性凝灰岩と呼んでいたが、主としてラビリーサイズの粒子から構成されるものもあり、また直接火山活動に由来して堆積したと判定されるものも存在することから、今後酸性火砕岩類と呼ぶことにする。

酸性火砕岩類は2つの種類にわけられる。1つは厚層をなす軽石凝灰岩ないし粗粒結晶質凝灰岩で、もう1つは単層の厚さ数cmから数10cmで泥岩とフレッシュ型互層をなすガラス質ないし結晶ガラス質粗粒および細粒凝灰岩である。また、これらの中間型もある。厚層をなすものは土石流あるいは Proximal turbidite として直接もたらされ堆積したもの、フレッシュ互層をなすものはそれらがより遠方まで運ばれて、distal turbidite として堆積したものと考えられる。前者は竜神累層分布域の西部に、後者は東部に多くみられる。

厚層をなす酸性火砕岩類はとくに西南部の大滝

川から千疋山にかけての地域に多く分布する。千疋山北の日高川河床には全層厚80m以上に達する酸性火砕岩を主とした地層が露出している。これらについてくわしく検討した。これらは走向WNW-ESE、北上位でほとんど直立している。粗粒の凝灰質厚層砂岩(約10m)の上位に1~7mで成層した粗粒の結晶質ないし結晶ガラス質凝灰岩(17m)、数10cmから数mで成層し、平行葉理の発達した凝灰岩ないし凝灰質砂岩(30m以上)の順に重なる。中位の凝灰岩の最下底には厚さ1mの火山泥流様堆積層があり、その上位の厚層をなす凝灰岩中には数cm大までの軽石や炭質片が含まれている。厚層をなす凝灰岩は塊状だが、それらの上部では弱い成層や平行葉理が認められることがある。いっぽう平行葉理の発達する上位層準では級化構造や斜交葉理がよく認められる。

これらの火砕岩類の成層状態から判断すると、火山島孤に由来する火砕物質が海底谷を通じて運搬され、その出口付近に海底扇状地を形成して堆積したと考えるのが自然である。この時代の古地理を考えると、それは四万十帯の南に位置していた可能性がある。柳井(1983)も四万十帯南縁部における酸性火山活動を主張しているが、放散虫化石からみると、その時代はカンパニアン~マスト

リッヒアンとしたほうがよく、より北方に位置する寺杣層の酸性凝灰岩に比較するのは適当でない。また酸性火砕岩の分布を追跡すると、厚層をなすものはいくつかのレンズ状の形態を示し、それぞ

れが海底扇状地を形成したものと考えられるので、それらの成層状態や古流系の解析から、今後供給方向をより明らかにすることができると期待される。

## オーストラリア・ニューイングランド褶曲帯南部の地質の概要

渡辺暉夫(島根大)・岩崎正夫(徳島大)

オーストラリアの楯状地の東には主にカンブリア系～デボン系よりなるラクラン褶曲帯が発達し、さらに東にポーウェン・シドニー堆積盆(ペルム～トリアス紀)をへだててニューイングランド褶曲帯が発達する。ラクラン褶曲帯には360—415Maの花崗岩類の変動時最末期の活動があり、ニューイングランド褶曲帯には250—290Maの花崗岩が知られている。両褶曲帯は全く別個の造構史をたどった褶曲帯との見解もあったが、最近10年間の研究によってニューイングランド褶曲帯の一部にカンブリア～オールドビス系の地層が見出され、岩質の類似も考え合せ、両帯は前期古生代には一連の褶曲帯であったとみなされるようになった(CAWOOD, 1980)。そしてデボン紀には、間島弧堆積盆の拡大があり、両褶曲帯は分離したと考えられている(CAWOOD & LEITCH, 1985)。

デボン紀以降、ラクラン褶曲帯は安定化したのに対し、ニューイングランド褶曲帯は石炭紀末まで変動をつづけ、ペルム紀にいたり、Sタイプ、引き続いてIタイプの花崗岩の進入があった。この花崗岩の进入到前後して蛇紋岩をともなうピール断層系(大蛇紋岩帯)の形成やシドニー堆積盆のクラトン性堆積物の形成があった。

ニューイングランド褶曲帯は第1図に示すように断層で境されたブロックに分けられる。この褶曲帯のテレン解析はシドニー大のLEITCHやCAWOODらとニューサウスウェールズ地質調査所のSCHEIBNERによって行なわれており、用いるテレンの名称が異なっていたりするが大局において相違はないので、ここではCAWOOD & LEITCH

(1985)のテレン名にしたがってニューイングランド褶曲帯の地質を簡単に紹介する。

ニューイングランド褶曲帯は1910年代のBENSONの研究によって知られている大蛇紋岩帯(Great Serpentine Belt)とその南東方延長を境にして、西

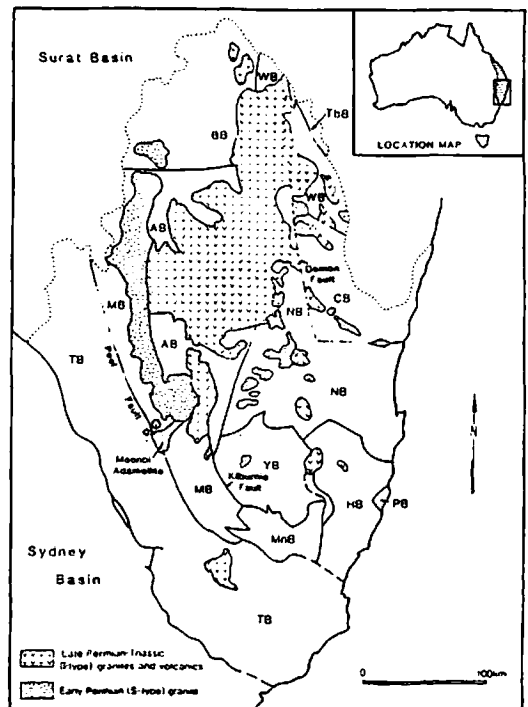


Figure 1—Major structural divisions of the southern New England Fold Belt. AB = Armidale block; BB = Bonshaw block; CB = Coffs Harbour block; HB = Hastings block; MB = Macdonald block; MnB = Manning block; NB = Nambucca Slate belt; PB = Port Macquarie block; TB = Tamworth block; TtB = Tabulam block; WB = Warwick block; YB = Yarrowitch block.

第1図 CAWOOD & LEITCH(1985)より

に分布する厚い前弧堆積盆性堆積岩よりなるタムワース-テレン (第1図 TB, HB, TbB, WB) と東の付加体堆積物よりなるウーロミン、クックバーンおよびテキサス-テレン (第1図 MB, MnB, YB, PB, AB, BB, CB) に分けられる。大蛇紋岩帯に沿ってワイズマンズ-アーム-テレン (第1図 MB の西縁) があり前弧海盆の最外側の堆積物と考えられている。

タムワースやワイズマンズ-アーム-テレンにはサンゴ等の大型化石やコノドントが見出されており、前期古生代から石炭紀・ペルム紀の地層の存在が確認されている。

タムワース-テレンには礫岩、砂岩、頁岩、凝灰岩～火山岩類、石灰岩があり、火山活動の変遷とこれにともなう堆積物の鉱物組成、岩片組成変化がよく調べられている。このタムワース-テレンの堆積岩石学的データが東に分布する付加体の年代や堆積関係を類推する上で重要なものになっている。タムワース-テレン中にはいくつかの不整合が発達し、中でもカブンテリア～オールドビス系をおおうデボン系下底の不整合がもっとも大きなものである。オールドビス系中と東部地域の石炭系とペルム系の間にも不整合がある。タムワース-テレン

西部の石炭系には溶結凝灰岩が認められる。

ワイズマンズ-アーム-テレンにデボン紀の安山岩を含む地層が知られている。またオールドビス紀を示す石灰岩のオリストリスも見つけられている。ワイズマンズ-アーム-テレンはピール断層系中に産するが、この断層系やその延長と思われる地帯中にはエクロジャクト、ブルーシスト (384-444Ma)、角閃岩やシルル～デボン紀の放散虫化石を含むチャートが存在する。タムワースおよびワイズマンズ-アーム-テレンの年代論からニューイングランド褶曲帯にはシルル紀以前の島弧・海溝系とデボン紀以降の島弧・海溝系の存在が想定される。前者の付加体はウーロミン-テレン (海洋底玄武岩、チャート、頁岩、砂岩よりなる)、後者の付加体はクックバーンおよびテキサス-テレン (粘板岩を主とし玄武岩、チャートを伴う) であると考えられている。しかし放散虫化石に基づいた付加体の構造解析はまだ手がつけられていない。またウーロミン-テレン付近に見られる含 Na 角閃石片岩や、東部のバンベリー石アクチノ閃石片岩相の変成岩の形成についてはまだ納得ゆく結論が得られていない。

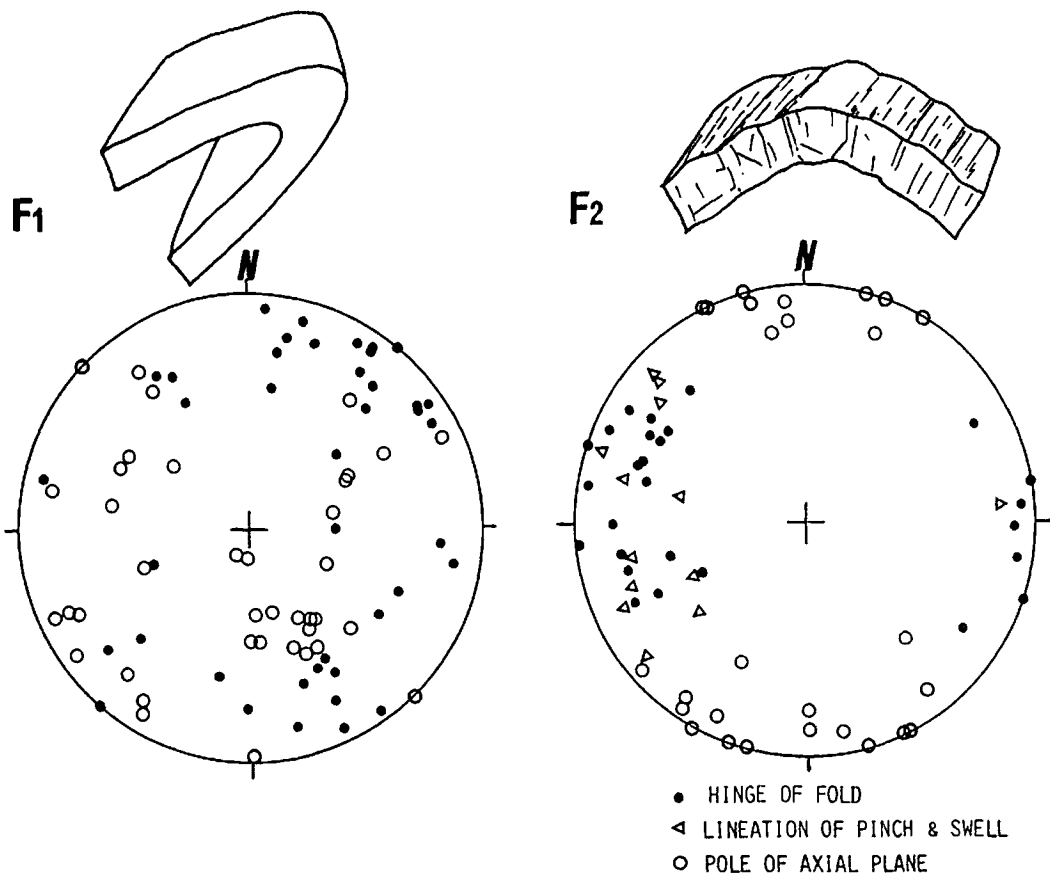
---

## 丹波帯にみられる正立褶曲構造—特にチャートの褶曲構造とスレート劈開について—

木村克己(地質調査所)

京都府由良川流域の丹波帯の地質構造を検討し、小構造として主にチャートの褶曲構造の解析を行なった。その結果、チャートには主に2つの褶曲時階 (D1 と D2) が認められ、D2 が宮古世後期までに形成した正立褶曲時階であることがわかった。また D1 は大規模な異地性岩体、チャート・碎屑岩の繰り返しの構造の形成に関連した構造時階であると推定している。本論ではチャートにみられる2種類の褶曲の特徴と正立褶曲時階の変形相系列について報告する。

調査地域内の丹波帯は衝上断層で境された2つの岩相ユニットからなる。断層の上位のユニットは石賀 (1985) のII型地層群、下位のユニットは同I型地層群に対応する。厚さ200～800mのチャート・緑色岩・砂岩層は、両ユニットにおいて、良い鍵層として延長4～20kmにわたって連続する。そしてこれらは両ユニットをわける衝上断層と共に、西北西—東南東方向で西へ20～40°傾斜した軸を持ち、波長2—3kmの正立褶曲 (2対の背斜・向斜) をなす。



第1図 チャートの小褶曲 (F<sub>1</sub> と F<sub>2</sub>) の軸と軸面の極の等面積投影 (下半球投影).

チャートの褶曲変形には2つのステージが認められる。初期(D1)のF<sub>1</sub>褶曲は、波長30~300cm、主に closed で、常にヒンジ部で厚くなる flexural flow 褶曲である。褶曲形態は RAMSAY (1967) の class 1C~2 に相当する。褶曲したチャート層には引張破断面や軸面劈開がない。チャート層の放散虫化石は層理面によって伸長し、褶曲軸面に垂直方向の短縮を示さない。褶曲の軸及び軸面の方位は正立褶曲の影響を受けばらつき、軸面は30~90°迄の広い範囲の傾斜値をもつ(第1図)。後期(D2)のF<sub>2</sub>褶曲は波長20~200cm、主に gentle から open で、その褶曲形態は RAMSAY (1967) の class 1B~1C に相当する flexural slip から flexural flow

褶曲である。褶曲したチャート層には石英で充填された脆性破断面が発達し、ときに軸面劈開を伴う。チャート層の放散虫化石は脆性破断面に断たれ、また軸面劈開に沿う伸長を示す。F<sub>2</sub>褶曲は大規模な正立褶曲の方位に平行し、その軸面は東西走向で高角に傾斜し、軸は西へ0~30°ときに東へ10°までブランジする(第1図)。そしてF<sub>2</sub>褶曲の非対称性は正立褶曲の引きずりによるセンスに一致する。このことはF<sub>2</sub>褶曲が正立褶曲の形成に伴う構造であることを示している。またF<sub>2</sub>褶曲にはスレート劈開の発達の程度による変形相系列が識別できる。

## 北陸の新第三系層序に関する最近の話題

粕野義夫・加藤 明・太田 尚・下川弘晃・

山本英喜・山崎一(金沢大・理)

富山・能登堆積盆地の新第三系について、野外調査と微化石(主に珪藻)層序にもとづく再検討を進めつつあるが、下記の成果がえられた。

1) 能登北部の飯塚珪藻泥岩は、*Coscinodiscus yabei* zoneと*Denticulopsis praedimorpha* zoneにわたる(13~10Ma?)。その下位の飯田泥岩は*Denticulopsis hyalina*~*D. lauta* zoneに、法住寺泥岩は*D. lauta*~*Actinocyclus ingens* zoneにあたる。和倉泥岩は*D. praedimorpha* zone。

2) 津幡地区の吉倉泥岩層は、*D. hyalina* zoneに属し、その下位の岩尾滝凝灰質層(*Desmostylus japonicus*を産出)の年代は14.5Ma+となる。能登半島各地に分布する中期中新世の含海緑石層の上限の年代は、14.5~13Maとなろう。

3) 志雄地区の杉野屋層は、大桑型貝類群集を含むが、珪藻群集からみると*Denticulopsis seminae* var. *fossilis* zone~*Actinocyclus oculatus* zoneにわたり、2.5~1.2Maの間に入る。杉野屋層と下位の聖川泥岩層との間には、基底礫をもつ不整合関係が確認され、不整合直下の聖川層最上部は、*Thalassiosira oestrupii* zoneに属する。したがって両者の間には、少なくとも1 Ma以上の侵食間隙があることになる。聖川層の下部は珪藻を産出しないが、中部の下底は少なくとも*D. katayamae* zone(8 Ma)まで及んでいる。

4) 氷見・灘浦地区の藪田シルト岩(4~2.5Ma)の下位にある稲積泥岩は、*D. kamtschatica* zone~*Thalassiosira oestrupii* zoneに属し、下限は約5 Ma+である。さらに下位にある“姿泥岩層”は、*D. nicobarica* zone~*D. praedimorpha* zone~*C. yabei* zone(14~10Ma)に属し、稲積泥岩との間に欠如があると推定されるが確認されていない。

5) 二上山地区の層序については、池辺ほか(1951)と5万分の1「富山」図幅(1963)とで著しく見解を異にしている。「富山」図幅では、城光

寺泥岩の下位にある矢田砂岩層を“雨晴砂岩層”(広義の大桑型貝類群集を産する)と一連のものとなしなしたため、城光寺泥岩は氷見累層に含まれている。今回、城光寺泥岩の珪藻化石を検討した結果、これが*D. praedimorpha* zone~*C. yabei* zone(13.5~10Ma?)に属することが判明し、池辺ら(1951)の見解が正しいとみなされる。又、「富山」図幅の鉢伏砂岩層は音川累層とされていたが、その一部から新たに*Argonauta* cf. *kasataniensis* KASENOの1個体が山崎によって採集され、津幡地区の吉倉泥岩(*Argonauta kasataniensis*を産出)に対比され、14~15Maのものと思われる。大桑群集を含む雨晴砂岩層(新称)は、下位層(城光寺泥岩以下の地層)に、大きな侵食間隙をあらわす不整合をもって重なっている。

6) 八尾以東の山籠部に沿って分布する上滝砂岩層は、八尾・音川地区の正権寺累層(井嶋, 1984 MS)に対比され、広義の大桑型貝類群集を含み、凡そ6~3 Ma頃のものとなされる。上滝砂岩層の分布の東端地区で、下位の積泉寺泥岩層と整合的に漸移するとの見解があったが、露頭観察ならびに生層序学的検討によって不整合関係が確認され、その時間間隙はおよそ8 Maとなる。積泉寺泥岩層からは*Mizuhopecten kimurai* subsp. が産出し、珪藻化石帯は*D. lauta* zoneに属し、東別所泥岩層に対比される。

7) 上述の微化石による生層序をさらに精細に検討し、14~13Ma頃の海況と堆積環境の著しい変化、9 Ma頃の能登半島北部の隆起、富山南緑部の著しい不整合(13~6 Ma)や、能登南部及び宝達山の北側と南側における層序間隙の意味について考察すれば、堆積盆地の変遷と消滅の過程——造構史と古地理の変遷について、従来とはかなり異なる見解に至るであろう。



## 未公表文献

- 井嶋伸治, 1984. 富山県南西部における上部新第三系層序の再検討—特にいわゆる音川不整合について—. 金沢大学修士論文.
- 加藤明, 1986. 能登半島の後期新生代泥質岩の珪藻層序. 金沢大学修士論文.
- 太田尚, 1986. 富山県水見南西地区の新第三系の層序と構

造. 金沢大学卒論.

- 下川弘晃, 1986. 富山堆積盆地南東部の上部新第三系—いわゆる音川累層の層序と基底の不整合について—. 金沢大学卒論.
- 山本英喜, 1986. 能登南部志雄地区の地質—特に杉野屋シルト岩層基底の不整合について—. 金沢大学卒論.
- 山崎了一, 1986. 富山県二上山丘陵に分布する新第三系の層序と年代論. 金沢大学卒論.

## 中新世の珪質堆積物と海洋事件

小泉 格(大阪大)

多量の珪質堆積物が能登半島や東北日本の日本海沿岸地域の中期中新世初め(16.0-14.5Ma)と中期中新世(13.3-9.0Ma)の2層準に発達している。下位の層準(“西黒沢階”)の珪藻群集には低緯度域に生息する熱帯性の温暖種が多いのに対し、上位の層準(“女川階”)の珪質堆積物は *Denticulopsis praedimorpha* の出現(13.3Ma)と共に発達し初め、中—高緯度域の寒冷種を多く含む珪藻群集から成っている。

2層準に分離・発達している珪質堆積物の間の層準では、珪藻群集が温暖群集から寒冷群集へ段階的に移行するのが認められる。すなわち、この時期における主な珪藻群集の古気候的変化の現われとしては、中—高緯度域寒冷種 *D. hustedtii* の出現、中—低緯度域温暖種 *D. hyalina* の消滅と *D. hustedtii* の多量出現、低緯度温暖種 *D. nicobarica* の中緯度域における産出頻度の減少に伴う消滅時期の早期化、高緯度域寒冷種 *D. praedimorpha* の出現などがあげられる。

珪藻群集で認められた暖水から冷水への群集変化は全く同様に有孔虫群集においても早くから知られていた。図1は漸移期における珪藻群集と有孔虫群集の主な変化を示す。

太平洋沿岸地域には、日本海沿岸地域と同様に2層準に珪質堆積物が発達するが、これ以外の前期中新世(17.9Ma以前)にも珪質堆積物(亀ノ尾

層)が認められる。亀ノ尾層中に含まれる寒冷性の珪藻や貝化石が示すように、この時期の珪質堆積物は寒冷化気候のもとで形成された。

事実、酸素同位体比は前期中新世中頃(20-18Ma)を通じて、著しい寒冷化気候を示しており(BOERSMA and SHACKLETON, 1977; WOODRUFF *et al.*, 1979)、海水準も低下している。この寒冷化気候による底層流—湧昇流の強化が生物源の珪質堆積物をもたらした。

中期中新世初めには、東南極氷床の形成へと発展してゆく構造的・海洋学的事件が北大西洋で起こっており、これがこの時期の珪質堆積物の形成に関連している。すなわち、16Maまで北大西洋の高緯度域へ北上していた南極底層水が北大西洋へ流出できなくなった(SCHNITKER, 1980)ので、インド洋や太平洋へ流出するようになり、これらの海域での海洋循環が強くなり、珪質堆積物が形成されるようになったと考えられる。

酸素同位体比は、13.5Ma以降現在に至る激しい寒冷化気候が始まったことを示す(WOODRUFF *et al.*, 1981)。これは東南極氷床の成立によるものであり、底層流—湧昇流の強化が北太平洋縁域や東赤道太平洋域に珪質堆積物をもたらした。この寒冷化気候によって前期中新世終わりから引き続いた低緯度域熱帯—亜熱帯性の生物群集が13.3Maまでになくなり、代わって中緯度域温暖性の生

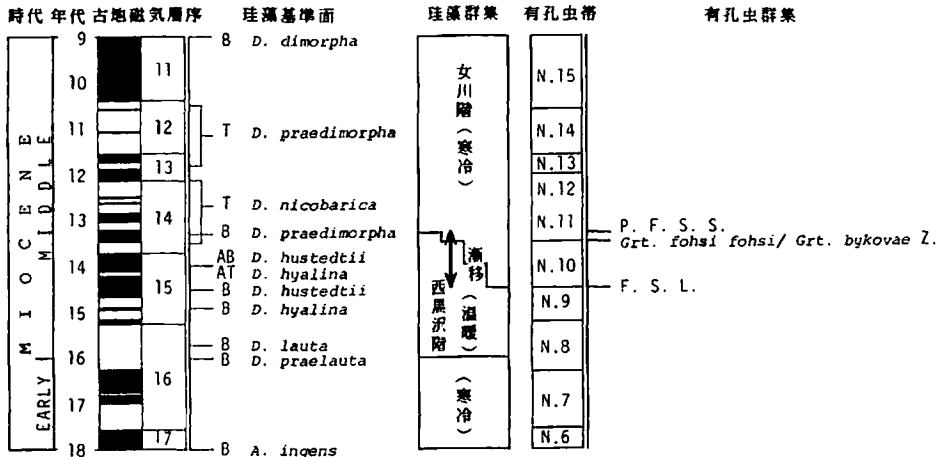


図1 前期中新世終わり—中期中新世を通じての珪藻群集にみられる温暖群集から寒冷群集への段階的变化と漸移期における有孔虫群集の変化

物群が出現した。

主な文献

BLOW, W. H., 1967, First International Conference on Plank. Microfossils, Geneva, 1967, 199-421.  
 BOERSMA, A. and SHACKLETON, N., 1977, Init. Rep. DSDP, 39, 911-924  
 米谷盛寿郎, 1982, 日本の新生代地質, 35-60.

米谷盛寿郎・井上洋子, 1981, 化石, 30, 73-78.  
 SAITO, T., 1963, Sci.Rep.Tohoku Univ.,2nd zer. (Geol.), 55, 77-140.  
 SCHNITKER, D., 1980, Nature, 284, 615-616  
 多井義郎, 1963, 化石, 5, 1-7.  
 VAIL, P. R. and HARDENBOL, J., 1979, Oceanus, 22, 71-80.  
 WOODRUFF, F., SAVIN, S. M., and DOUGLAS, R. G., 1981, Science, 212, 665-668.

水底火山活動でのマグマの破碎プロセス—京都府丹後半島新第三系北但層群の例—

山元孝広(神戸大・理)

1980年代になり水底の火山活動は、高温流体と水との反応実験の成果にもとづき、マグマと外界の水との物理的反応による火山活動 (hydrovolcanism; SHERIDAN and WOHETZ, 1983) として、新たにとらえられた。本報告では、陸上に露出する水底火山活動の産物を hydrovolcanic な視点から見直すことを目的とし、火山碎屑物の形状解析から、いくつかのマグマの破碎過程を識別した。

丹後半島の新第三系北但層群は、主に水底火山

活動の産物で構成されている。その中で上部の網野累層及び丹後累層には、安山岩質～流紋岩質の水底溶岩流、水底火砕流堆積物、マグマ水蒸気爆発降下堆積物、ベースサージ堆積物、及びペペライトを伴う浅所貫入岩体が認められる。

火山碎屑物の形状は、噴火時のマグマの破碎過程を反映していると考えられる。その為、網野累層及び丹後累層の水底火山活動の産物に対し、火山碎屑物の形状の数値化による解析を試みた。形

形状解析は、薄片にした火砕岩の粒子の断面形（以下単に粒子）を対象にしている。用いた形状解析パラメーターは、以下の3つである。

- 1) SZADECZKY - KARDOSS (1933) の "roundness". 粒子の外周における平面 (P)、凸面 (V)、凹面 (C) の長さの比率。
- 2) Shape parameter (Sp). 粒子の形の複雑さを示す指標で、 $Sp = Pe / \sqrt{S}$  で定義される。Pe は粒子の外周長、S は粒子の面積である。
- 3) フラクタル次元。粒子の表面の複雑さの指標で、 $-(\log N) / (\log r)$  から算出される。N は、長さ r の折れ線で粒子の外周を近似するときに必要な折れ線の数で、粒子の外周を粗視化の度合を変えて測定している。

形状解析結果から、マグマの破砕過程として、1) マグマの脆性破壊、2) マグマの発泡による破砕、3) Fuel - Coolant Interaction (FCI) によるマグマの破砕の3つが識別できた。マグマ水蒸気爆発の火山碎屑物は、マグマの脆性破壊の卓越を示

す場合、マグマの発泡による破砕の卓越を示す場合、両破砕過程の混合を示す場合があり多様である。安山岩質ペペライトは、FCI によるマグマの破砕を示し、流紋岩質ペペライトは、FCI による破砕とマグマの発泡による破砕の混合を示している。

ペペライトは末固結合水堆積物へのマグマの貫入に伴い生じており、形状解析結果が示すように、間隙水-マグマ間で発生した FCI が、母岩の碎屑物と貫入物質を混合させペペライトを形成したと考えられる。安山岩質ペペライトの場合、FCI は、マグマの流動方向前面での fluid instability による含水堆積物との混合で起こる水蒸気爆発を trigger とし、流紋岩質ペペライトの場合、FCI はマグマの発泡を trigger としていると考えられる。

SHERIDAN, M. F. and WOHLTZ, K. H. :  
Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J. volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 1-29 (1983).

## 和歌山県西南部白浜地域の碎屑岩脈

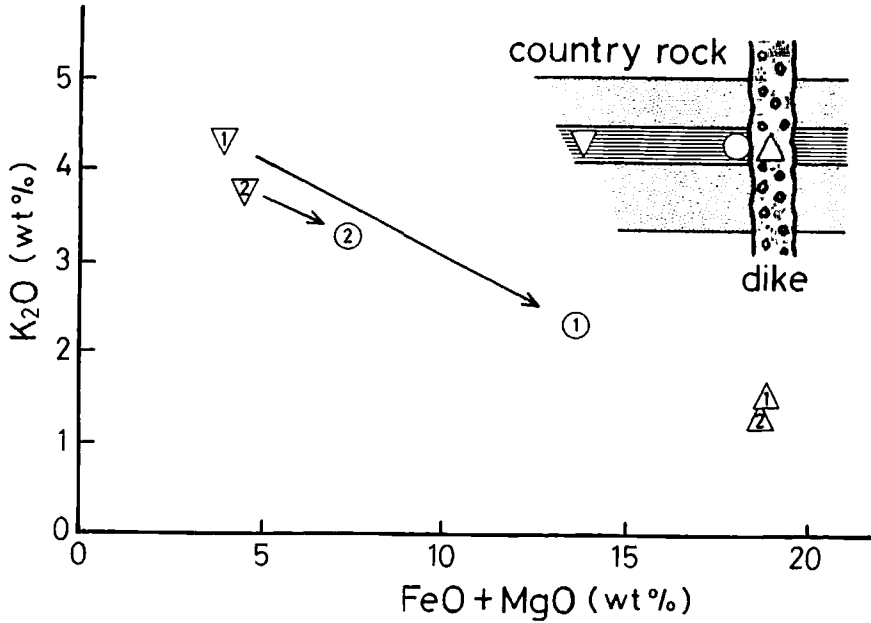
芦 寿一郎(神戸大・理)

紀伊半島の西南部に分布する中新統田辺層群には、碎屑岩脈がよく発達している。特に白浜累層  $S_3 \cdot S_4$  部層（田辺団体研究グループ、1984）の分布する白浜町権現崎は、碎屑岩脈の発達が著しく碎屑シルも少なからず認められる。今回、岩脈及び母岩の化学組成について検討した結果、これらの貫入岩体は形成当時熱水でみだされており、熱水の影響は岩脈に接する母岩にも及んでいることが明らかになった。

本地域の岩脈・シルは主に砂岩・泥岩の礫と泥質の基質で構成される。岩脈の多くは、砂岩・砂岩泥岩互層からなる母岩を高角度で貫いている。一般に岩脈と母岩の境界が明瞭である点および母岩の圧密によって生じた岩脈の褶曲が認められない点から、岩脈の形成は母岩の固結がかなり進んだ時期と考えられる。

従来の研究では、岩脈の基質に黄鉄鉱が多く含まれることから、岩脈形成後の二次的な熱水の上昇が示唆されている（佐藤・佐藤、1930）。しかし岩脈の内部には、二次的な熱水の上昇を示すような割れ目に沿った変質などは特に認められず、黄鉄鉱の形成は岩脈形成前、あるいは岩脈形成時の可能性がある。また黄鉄鉱は岩脈へ物質を供給した層にすでに存在していたとすれば、熱水の関与についても再検討する必要がある。

本研究では、まず岩脈及び母岩の全岩化学組成を蛍光 X 線分析装置を用いて求めた。分析に際して、岩脈では基質部を、母岩では泥岩の部分を用いた。その結果、母岩は岩脈に比べ  $K_2O$  に富み、 $FeO$ 、 $MgO$  に乏しいが、母岩の岩脈に接する部分では、 $FeO$ 、 $MgO$  の増加、 $K_2O$  の減少が認められた(第1図)。鏡下での観察から、測定に用いた試



第1図 岩脈・母岩の  $K_2O-FeO+MgO$  図.

料は石英・長石・緑泥石・白雲母で構成されるので、Kは主として白雲母に、Fe、Mgは主として緑泥石に含まれると考えられる。そこで緑泥石と白雲母の量比をX線回折計数装置を用いて求めたところ、岩脈は母岩に比べかなり高い緑泥石/白雲母比を持つ。それに対して母岩は一般に低い緑泥石/白雲母比を示すが、岩脈に接する部分では緑泥石/白雲母比の増加が認められた。以上のこ

とから少なくとも岩脈の貫入時には、熱水が岩脈を満たしていたことは明らかである。また岩脈中には、黄鉄鉱を核とする泥岩のノジュールが礫として含まれることがある。これは岩脈を構成する物質への熱水の関与が、貫入以前にすでに始まっていたことを示しているのかもしれない。岩脈に物質を供給した層が流動、貫入しうる状態であった原因としても熱水の関与は適当であろう。

#### 中部太平洋における完新世の海面変動

杉村 新・宮田隆夫(神戸大)・前田保夫(神戸市立教育研究所)・米倉伸之(東大)・松島義章(神奈川県立博物館)・石井輝秋(東大)・松本英二(地質調査所)・斎藤文紀(地質調査所)・茅根 創・井田喜明(東大)

1981年から5年間、海外学術調査を、第1次・第2次と行なった。1986年度からは第3次調査に入る。ここには第2次までの中間報告の一端を述べる。

この調査は、HIPAC計画と呼ばれる。HIPAC

チームのメンバーは、講演の共著者のほかに、ニュージーランドのK. ベリマンと、フィジーのP. ロッダの両氏が含まれる。HIPACとは、Hydro-Isostasy in the PACificの大文字の部分をつなげた略号である。最終氷期の氷床の消滅に伴って、

海水の荷重が増加することによるアイソスタシー運動と、氷床質量の減少によるジオイドの変化とにより、最近1万年間の海面変化曲線が、地域毎に異なる。地方的なテクトニクスの影響を考慮す

ることによって、海面変化曲線の地域分布からマントルの粘性率の深さ分布に関する、何らかの実証的裏づけを得ようというのが、HIPAC計画の目的である(杉村, 1977, 科学, p. 749参照)。

海水の荷重として、太平洋海盆をえらぶ。大陸側の海面変化は、日本列島で代表させることができる。海洋側の海面変化として、我々は、マリアナ・マイクロネシア・フィジー・サモア・クック・ハワイ等で、沖積層およびサンゴ礁の掘削を行ない、地形・地質・古生態の調査および<sup>14</sup>C年代測定を進めている。くわしい内容は、英文で書かれた第1次報告書(270P.)・第2次報告書(126P.)に記載されている。

ここでは、その中からフィジー諸島ビチレブ島南岸のロンバウ平野における、沖積泥層掘削の結果だけを述べる。

ロンバウ平野の位置を示した第1図と、掘削地点No.2~8の相互関係を示す第2図は省略。第3図は、代表的な柱状図を並べたもので、左が東で沖積層の厚い方、右が西で基盤岩の露出する山ぎわに近い方である。基盤の直上の貝殻は、現地性の潮間帯種で、ほぼ当時の海水準を指示する。これより得られる海進の曲線は、日本列島で得られているものと異なる。このような海面変化のちがいを、地域毎に明らかにし、最終的には地球物理学的の推測と照合させようと企図している。

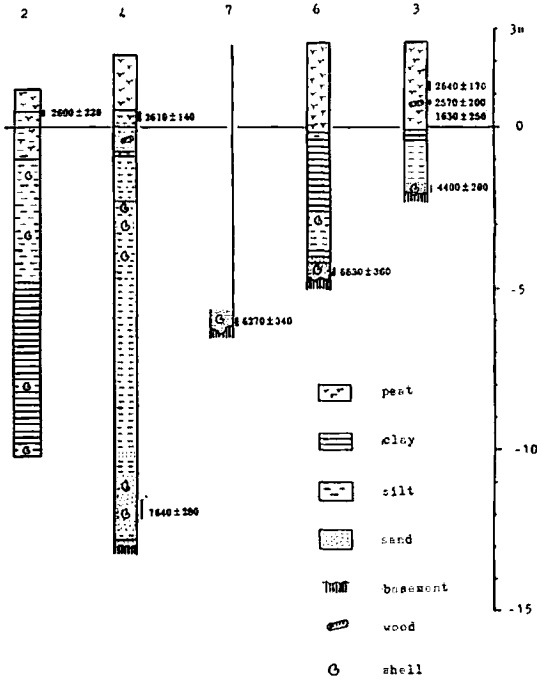


Fig. 3 Columnar section of mud-cores from Lobau lowland.

堆積物のCTスキャン像—2・3の例—

志岐常正・徐 垣(京大・理)

産業用CTスキャナ

堆積物試料内部の非破壊検査には、従来、X線透過写真の撮影が行なわれてきた。この方法は、被検査物内の映像を2次元の平面に重なった影絵として見るものである。これに対し、非破壊検査の手法として、近年医療や産業用に発展しつつあるCTスキャン法を用うれば、被検査試料内部の

密度分布を輪切り断面の映像として見ることができ、はるかに有効であることが期待される。

今回、株式会社東芝の好意により、同社製産業用中エネルギー大量X線CTスキャナによる堆積物のスキャン観察、撮影を試みる事ができた。使用機種はTOSCANER-3200である。本機はX線管と、円弧上に配列された512チャンネルのX線検出器の間に被検査物を置き、X線管から放射される

薄い扇状のX線ビームの中でこれを回転させ、得られた信号を処理して単位体積当りのX線吸収係数(CT値)のマトリックス(320×320)画像に再構成させるようになっている。X線強度、分解能、画像処理速度(15秒)などの諸点で、堆積物の内部構造の検査に最も適していると思われる。

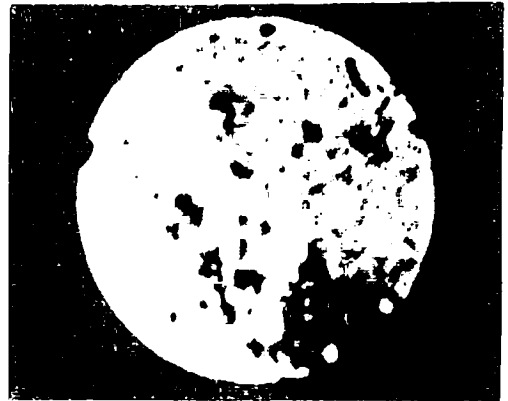
#### 琵琶湖南湖底柱状試料

柱状試料のCTスキャン観察によれば、肉眼ではみられない内部構造を琵琶湖南湖の底泥試料中に認めることができる。たとえば、エースマリーナや永大マリーナ付近の柱状試料表層10数cmの縦断スキャン像には、厚さ3～数cmの湖底面に平行な明暗の縞がみられる。この明るい部分(相対的に透過度の低い部分)の横断スキャン像を拡大してみると、径2～3mmの白い斑点のようなものが集った部分と、斑点が少ない部分とが、あたかも月面を見るような模様をなしている(第1図)。また、草津市志那沖の浅瀬跡からの試料には、径1～2cmのフロックの存在による火星表面のような模様がみられる。

これらの構造や模様は、湖底底質の堆積機構や堆積速度、水・底質間の物質収支、これらに及ぼす人為的攪はんの影響、などを考える上で重要であると思われる。

#### 遠州灘沖柱状試料

天竜海底谷が南海舟状海盆にひらくところに、深



第1図

海扇状地形が発達している。その中央部から得られた泥質タービダイト試料をCTスキャン観察してみると、肉眼で一見均質にみえるところにも明暗の模様や斑点が認められる。その一部は生痕である。

#### おわりに

以上に2・3の例について述べたように、CTスキャンによれば、従来、肉眼でもX線透過法でも知ることのできなかった試料内部の立体的構造を非破壊で調べることができ、堆積物の研究に有効である。

機器の使用を許された株式会社東芝と、協力を惜しまれなかった同社技術者の方々、試料の提供その他の御援助をいただいた京都大学防災研究所横山康二氏に厚く御礼申しあげる。

### X線CTスキャナの古生物学への応用—布志名層および備北層群産パレオパラドキシアの例—

久家直之・三枝春生・漆戸尊子・亀井節夫(京都大・理)

津山産パレオパラドキシア(束柱目、哺乳綱)の研究の過程で、株式会社東芝の御好意により産業用CTスキャナを使用する機会があったのでその結果を報告する。

産業用CTスキャナは従来地質学等で用いられ

ていた軟X線(Softex)写真と異なり、単に非破壊的に内部が観察できるだけでなく、特定の断面像やその計測、フロッピーディスクによるデータの保存などが可能であり、古生物を扱う上でも有用である可能性がすでに指摘されていた

(CONROY & VANNIER, 1984).

今回の検討は、岡山県津山市の備北層群産パレオバラドキシア (三枝ほか, 1983) の頬歯の形態が特異であり、歯数も従来報告されていた値と異なることに端を発している。これらの形質は、哺乳類の系統分類上大きな意味をもつため、島根県八束郡玉湯町の布志名層産パレオバラドキシア来待標本 (大久保ほか, 1980) とともに歯根の形態、歯槽の存在などの確認を直接の課題としたものである。なお上述の観察結果を含め総合的な生物学的検討結果は地質学会第93年学術大会で報告を行う予定である。

使用した機械は東芝製産業用CT スキャナ TO-SCANNER-3200 (140KV, 300MA) である。これはX線管より出たX線を512個のXe検出器で受け、コンピュータにより数値解析、画像処理を行うものである。今回はCRTディスプレイ像をポラロイ

ド撮影ユニットで撮影した。スライス幅は2mm (津山・来待標本) と5mm (来待標本) である。

結果として、軟X線観察では全くとらえられなかった来待標本の下顎前臼歯歯槽と犬歯および津山標本の下顎前臼歯歯槽をスキャナ像として確認することができたが、来待標本の下顎大臼歯部の歯槽は確認することができなかった。これはこの部分ではパイライトと思われる金属鉱物が濃集しておりX線像としてとらえられていないのか、堆積の過程で槽間中隔が破壊されているためと考えられるが、いずれが正しいかは確認することができなかった。

今後の可能性として、上述のような骨内部の形態観察や、母岩におおわれた化石の確認などに関して産業用CT スキャナは従来のX線観察よりはるかに有用であると思われる。

## 西神地域の大阪層群

居川信之(大阪市大)

西神地域に分布する大阪層群の、層序学的研究をおこなった。調査地域は、神戸市西区榎谷町から、同垂水区多聞町にかけての範囲である。

調査地域に分布する大阪層群は、積算層厚150m以上で、淡水成の砂礫層、砂層、粘土層から構成されている。火山灰層は、少なくとも4枚認められるが、このうち大沢火山灰層と前開火山灰層が、広域にわたって追跡でき鍵層として有効である。これらの火山灰層、および層相によって、下位より、垂水層、伊川谷層、榎谷層の3部層に区分した(第1図)。

垂水層は、基底から大沢粘土層の下限までの地層で、高塚山西麓を模式地とし、層厚は100m以上に達する。砂礫層主体で、礫は、中古生層起源のチャート、砂岩、有馬層群起源の流紋岩の円～亜円礫が主体である。伊川谷層は、大沢粘土層の下限から前開火山灰層をはさむ粘土層の下限までの

地層で層厚は35～40m、伊川両岸に主に分布している。砂礫層主体であるが、下部の大沢粘土層は、層厚10m以上に達する青灰色の顕著な淡水成粘土層で、厚さ1m前後の大沢火山灰層をはさんでおり、良い鍵層となる。また本粘土層からはメタセコイアの球果が多産する。榎谷層は、層厚40m以上で、砂礫層と粘土層の互層からなる。

調査地域東部には、南北に伸びる西落ちの撓曲が発達し、幅500m以上の急傾斜帯を形成している。これより西では、大阪層群は、2～3°の傾きをもって西に傾むく。

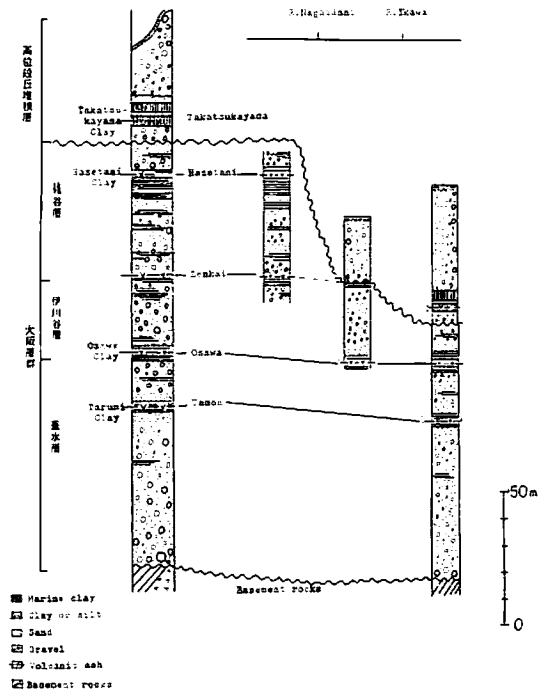
次に、本地域の大阪層群と、泉南・泉北地域で作成された、大阪層群の標準層序(ITIYAMA *et al.*, 1975) との対比について考察する。

本地域の大阪層群が全て淡水成の地層からなること、メタセコイア植物群の植物化石が産出することから見て、標準層序の大阪層群下部から最下

部に対比されることは確実である。また、樋谷層の下部に挟在される前開火山灰層は、その特徴的な産状、岩石記載的性質から、泉南・泉北地域の福田火山灰層に対比できる。福田火山灰層の岩相上の特徴は、中部約20cmが、赤褐色いわゆるアズキ色を呈するという点であるが、前開火山灰層も同様な岩相を示す。また、前開火山灰層の鉱物組成(ガラス主体)、ガラスの性質(無色透明扁平～中間型、多孔質型を含む)、ガラスの屈折率(1.501～1.502)、重鉱物組成(角閃石、斜方輝石主体、中部における角閃石の増加)などの岩石記載的性質は、福田火山灰層とよく一致する。

前開火山灰層の約30m下位の大沢火山灰層は、その産状、層序的位置関係から、福田火山灰層の約25m下位の三ツ松火山灰層に対比できる可能性がある。三ツ松火山灰層の残留磁気は、正帯磁を示しており、オールドバイ事件に対比されている(市原ほか, 1984)。大沢火山灰層の残留磁気も正帯磁を示しており、矛盾はない。

本地域には、大阪層群を不整合におおって、高位段丘堆積層が広く分布しているが、近年それと大阪層群との関係、およびその年代についての議論が盛んになされている。藤田・前田(1984)で記されているように、従来Ma 2に対比されていた本地域の海成粘土層(高塚山粘土層)は、高位段丘堆積層に属するものであることが明らかになった。同論文では、高位段丘は、大阪層群上部垂



第1図 西神地域の大阪層群の模式柱状図。

層群(Ma 6～Ma10)の堆積面であるとして、高塚山粘土層をMa 6に対比しているが、筆者の調査では、高塚山粘土層の年代に関する客観的な証拠は得られなかった。これらは今後の課題としたい。

#### 明美丘陵の第四系

阿部知宏(東海大・海洋)・吉川周作・市原 実(大阪市大・理)

兵庫県明石市および神戸市西区周辺の層序学的研究を行なった。調査地域は、明石海岸とその後背地の明美丘陵、西神ニュータウン丘陵である。

調査地域の大阪層群は下位より押部谷層と平野層に2分できる。押部谷層は厚さ70mの湖成粘土層主体の地層で、数枚の火山灰層をはさむ。また

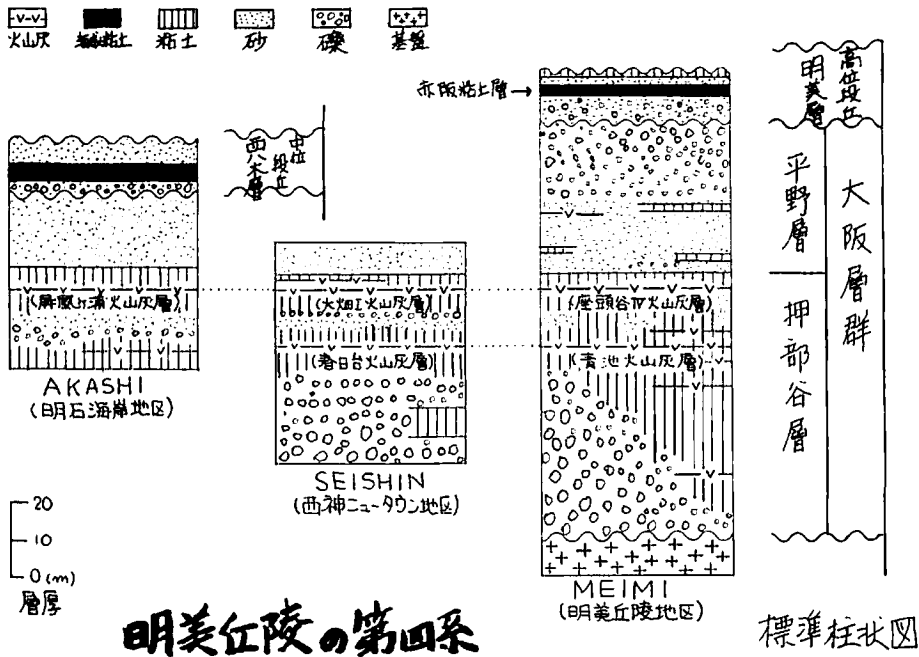
メタセコイア植物群が産出する。平野層は厚さ40mの砂礫層主体の地層である。岩相、火山灰層の特徴およびメタセコイア植物群の産出より、調査地域の大阪層群は、大阪盆地の大阪層群でいう、千里山・イエロー火山灰層準から竜ヶ池火山灰層準の地層に対比できる。また海岸の東二見において、



Ma 1 相当の海成粘土層が確認されている。

調査地域の高位段丘層（明美層）は、大阪層群を不整合におおう。明美層は、海成粘土層である赤阪粘土層を含む厚さ5～10mの地層である。海成粘土層から、植物化石は産出するが、メタセコイア植物群に属する化石は産出しなかった。

調査地域内の座頭谷において、かねてより Ma10 の海成粘土層とそれにもなう不整合が指摘されていたが、今回の調査では、その粘土層は湖成のもので、かつ、メタセコイア植物群が産出したことにより、Ma10の海成粘土層とそれにもなう不整合の存在を否定する。



### 明美丘陵の第四系

標準柱状図

### 近畿の最上部更新統～完新統の火山灰

西田史朗(奈良教育大学)

近畿の最上部更新～完新統の火山灰として、上位よりアカホヤ・隠岐・始良の3枚の火山灰層がよく知られている。火山ガラスのエネルギー分散型マイクロアナライザー (EDX) 分析から、始良火山灰の降灰前後から現在までさらに9枚の火山灰層を区別した。そのうち、隠岐火山灰と主要元素組成の似た3枚の火山灰層を区別することがで

きた。

吉川ほか (1986) とほぼ似た地域と年代を扱うものであるが、手段が異なる。彼らによれば「火山灰の断片的な特徴によって安易に広域火山灰層に対比しようとする一部の研究……」の部類に片づけられるものかもしれないが、それなりの価値判断があっても悪くはなく、一概に切り捨てられ

るものでもない。一面では火山灰研究の本質により迫っているとも考えられるので、あえて批判を乞う。

分析の方法は西田 (1984) に従い、扱った試料は近畿各地の露頭・遺跡発掘現場・ハンドオーガ

ー コア・陸上および海底ボーリング コア・琵琶湖深層試錐から得たものである。それらのうち層序的にはほぼ固定した試料についての分析結果を表1に、またそれらの推定降灰時期を図1に示した。

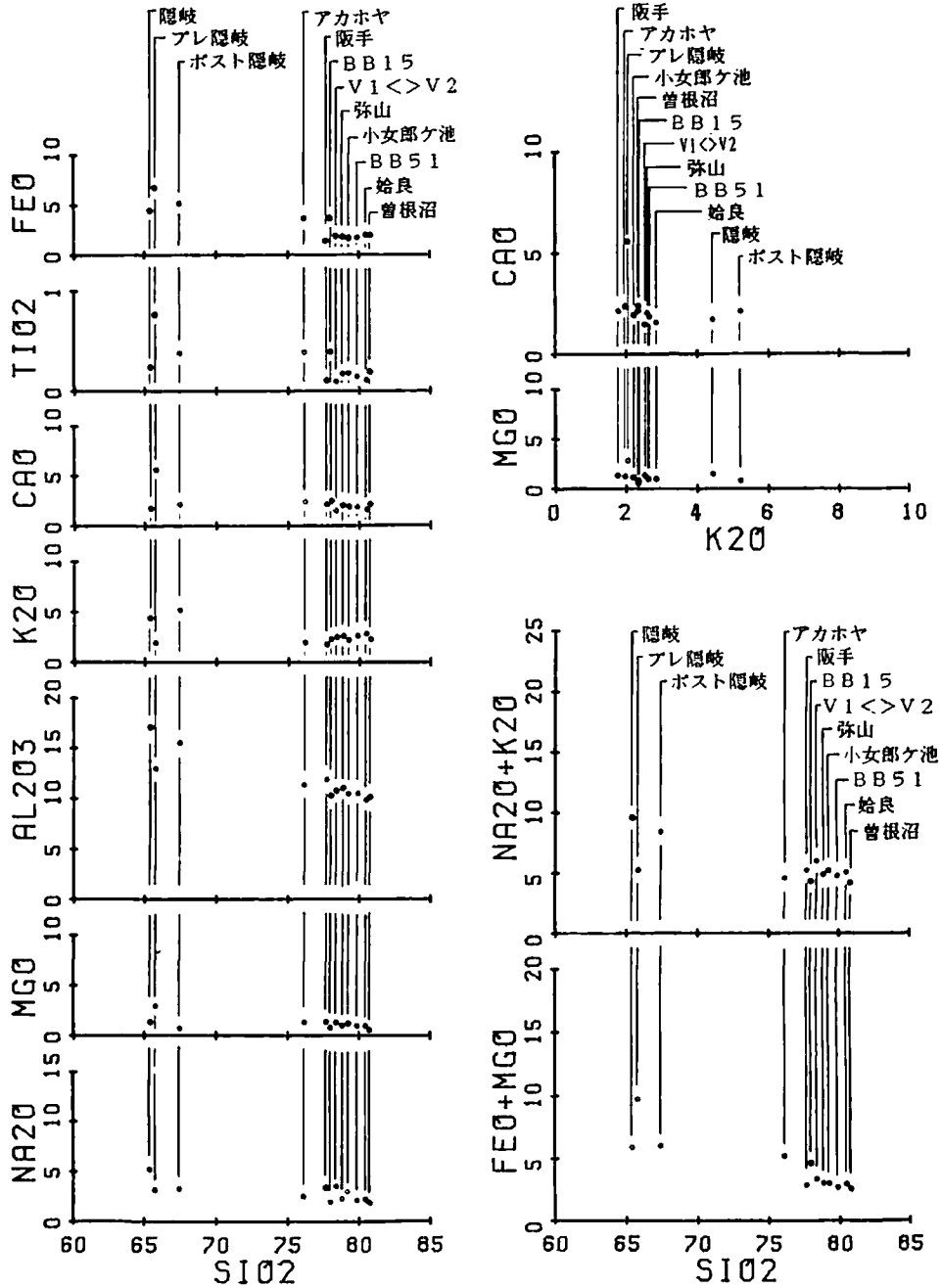


図1

表 1

近畿の最上部更新統～完新統の  
火山灰ガラスのEDX分析値

	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	FeO
興福寺白灰	分析値なし		興福寺年代記所載					
曾根沼火山灰 N430 Std./10	1.85 0.44	0.55 0.30	10.14 0.18	80.78 0.72	2.33 0.10	2.17 0.23	0.20 0.06	1.99 0.43
小女郎ヶ池火山灰 N794 Std./20	2.97 0.38	1.15 0.19	10.54 0.11	79.21 0.63	2.21 0.07	1.97 0.20	0.18 0.03	1.78 0.19
アカホヤ火山灰 N005 Std./100	2.61 0.49	1.37 0.30	11.44 0.21	76.13 0.63	1.98 0.10	2.39 0.23	0.39 0.04	3.73 0.35
BB15火山灰 K76 Std./10	2.02 0.37	0.87 0.21	10.30 0.20	77.97 0.39	2.34 0.10	2.40 0.27	0.40 0.04	3.71 0.41
ポスト隠岐火山灰 K19 Std./20	3.30 0.44	0.79 0.45	15.53 0.18	67.46 1.01	5.22 0.57	2.16 0.32	0.38 0.14	5.16 1.37
隠岐火山灰 N084 Std./50	5.21 0.56	1.38 0.26	17.13 0.24	65.41 0.64	4.44 0.26	1.76 0.17	0.24 0.07	4.45 0.48
阪手火山灰 N371 Std./10	3.48 0.62	1.37 0.38	11.90 0.22	77.72 0.44	1.76 0.06	2.16 0.19	0.11 0.07	1.50 0.49
BB51火山灰 K78 Std./20	2.19 0.42	0.91 0.19	10.54 0.13	79.86 0.41	2.63 0.08	1.92 0.11	0.15 0.02	1.80 0.23
V1<>V2火山灰 N262 Std./10	3.50 0.30	1.29 0.21	10.78 0.14	78.36 0.48	2.50 0.08	1.51 0.21	0.10 0.02	1.96 0.37
弥山火山灰 N724 Std./20	2.32 0.34	1.09 0.34	11.02 0.44	78.85 0.63	2.58 0.25	2.05 0.25	0.18 0.05	1.85 0.27
始良火山灰 N741 Std./20	2.18 0.46	0.86 0.27	9.91 0.21	80.50 0.55	2.83 0.16	1.62 0.14	0.11 0.02	2.00 0.21
ブレ隠岐火山灰 K25 Std./20	3.20 0.49	2.93 0.41	12.97 0.62	65.76 1.53	2.02 0.37	5.57 0.97	0.77 0.11	6.76 0.66

近畿の最上部更新統～完新統の火山灰

降下年代 yBP	fixed	probable
946 AD	—————	興福寺白灰
3,460	—————	曾根沼火山灰
4,600	—————	小女郎ヶ池火山灰
6,300	—————	アカホヤ火山灰
9,300	—————	ポスト隠岐火山灰 隠岐火山灰
14,000	—————	BB51 阪手火山灰 ↑ ↓ ↑ ↓ ↑ ↓ V1<>V2火山灰
24,000	—————	始良火山灰 ブレ隠岐火山灰
		BB55

大阪市深層ボーリング, OD-2 コアの再検討

吉川周作・中川康一・川辺孝幸(大阪市大・理)  
古谷正和(川崎地質)・大四雅弘(大阪市大・理)

大阪市都島区都島南通り3-6で掘削されたOD-2ボーリングは、大阪平野地下深部の地質を知る上で最も基本的な資料を提供する。

このコアに関しては、地質学的に詳しく検討され(大阪市総合計画局, 1966), IKEBE *et al.* (1970)によって、上から順に、沖積層(深度0~20m)、上部洪積層(深度20~27m)、大阪層群(深度27~210m)、下大阪層群(深度210~435m)、神戸層群(深度435~656.3m)、領家花崗岩類(656.3m以深)に大きく区分されている。この研究以後、現在まで、平野地下深部には鮮新統の下大阪層群や中新統の神戸層群が存在するとする説が定着している。

筆者らは、大阪市立大学理学部地学教室に保存されているOD-2コアについて、その岩質を再検討するとともに、火山灰分析、花粉分析、フィッシュン・トラック年代測定をおこない、以下のような結果を得た。

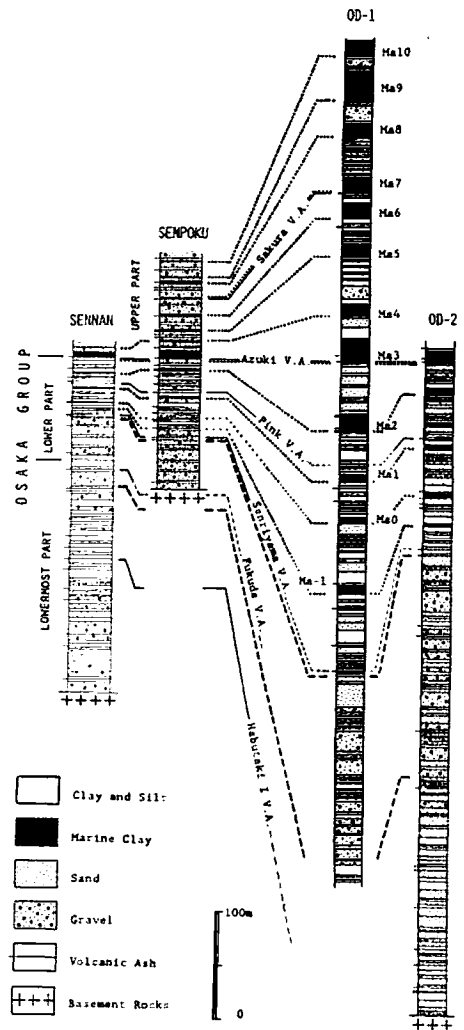
1) 深度27.30~667.50m間の地質試験用サンプル410個の岩質は、深度656.3mで領家花崗岩類に達するまで、明瞭な変化を示さず、深度とともに固結度を漸増させる。これらのコアは、すべて大阪層群に属するものと考えられる。

2) 深度140.5~613.5m間の有機質粘土の9試料について花粉化石データが得られた。検出された花粉タクサは、メタセコイア植物群の要素と考えられるが、*Nyssa*, *Carya*など中新統の二上層群・神戸層群や鮮新統の古琵琶湖層群最下部に特徴的に産出する花粉タクサは認められない。

3) 深度592.50~594.85mに挟在される火山灰試料に含まれるジルコンの個体粒子法によるフィッシュン・トラック年代測定値は、 $1.84 \pm 0.20\text{Ma}$ を示す。

これらの結果は、従来、地下深部に存在するとされていた下大阪層群及び神戸層群がすべて大阪層群に属する地層であることを示している。なお

第1図は、OD-2ボーリングと丘陵部の大阪層群の対比図であるが、OD-2コアは、大阪層群最下部の上半部~上部の下半部の地層に対応する。



第1図 OD-2・OD-1 ボーリング柱状図及び泉南・泉北丘陵の大阪層群との対比図。

## 関西支部報100号の歩み

清水大吉郎(京都大・理)

日本地質学会関西支部報が100号を数えることになった。この機会に、古い記録を紹介したい。

関西支部の発足は1947年(昭和22年)の7月13日のことであった。当時は敗戦直後の混乱時代で、食料難・交通難であるばかりでなく、各地の大学には、外地(朝鮮・旧満州や中国・台湾・東南アジアなど)から引き揚げたり、軍隊から復員した人々があふれており、当時の民主化の高揚もあって、非常に活気に満ちていたとのこと。そこで、学会活動を盛んにしようということで、京都大学を中心に地質学会の支部を作ることとなった。したがって、最初は京都支部として発足した。

創立総会(7月13日)では、規約の決定、幹事の選出があり、記念講演として、

火山活動の地球化学的研究法に就て 松原 厚  
京都付近の地質 松下 進

の二講演があった。当時の規約では年一回の総会と月一回の例会のほか講演会や地学普及の講習会・見学旅行も行うとされている。

それらの記事・要旨は「京都支部会報・第一号」として、8月1日付で発行されたが、ザラ半紙一枚のトウシャ印刷であった。

その後ほぼ毎月のように例会が行われ、支部報が出されているが、日本地質学会の例会活動としては最初のものである。

翌年1948年4月30日の地質学会総会では、各地に支部を置くこととなり、規約改正が行われた。出来た支部は、札幌・仙台・東京・京都・福岡であり、当時地質学関係教室があった旧制帝国大学ごとにおかれた。前にも述べたように、当時は極端な食料難・交通難であったため、各地の交流は容易ではなく、各支部の例会を地質学会の例会と見なして平等に扱っている(東京例会・京都例会などという)。これは当時地質学雑誌への投稿は、例会で講演されたものに限っていたことにもよる。

京都支部の範囲は、北陸・近畿・中国・四国という広い地域になっていたが、各地とも専門家が

ごく少なかったためでもある。

1950年になると、学制改革によって各地の新制大学に地学教室がおかれるようになったため、研究者が各地に増加した。そのため、7月1日の支部総会で京都支部から関西支部と改称し、支部報も7号から改称した。またこの総会では、兵庫部会・大阪部会がおかれた(後に合併)。当時の例会では、学術会議のことや、レッドパージのことも討議されている。同年四国部会・北陸部会も発足した。

中国地方については、山口・広島両県は福岡支部に、他は京都支部に属していたが、後に岡山県が西日本支部に移った。しかし、両支部とも関連が深いので、中国・四国地方では、協力して合同の例会をもつこととなり、この慣例は現在も続いている。

四国地方では関西支部の地域に入っているものの、中国・九州地方との交流も深く、両支部の合同例会が四国四県まわりもちで開かれた。最初は1951年10月の愛媛大学であり、以後毎年開催されてきたが、1969年以後は隔年の開催になっている。

北陸部会は最初交通の便がよくなかったこともあり、独自の例会がひんぱんに開かれた。1950年代から60年代には年三回ほどの例会が北陸三県持ちまわりで行われた。支部として独立しては、という声もあったと聞かすが、地質学会の規約の問題もあり、そのままになっている。1981年には富山大学で関西支部の例会が開催された。

関西支部の事務局は、はじめ京都大学にあったが、1961年以降は京都と阪神の両部会で二年ずつ担当することになり、現在に至っている。

支部報は1947年8月の第1号以来、年度によって差はあるものの、順調に発行されてきており、100号を数えることになった。支部活動が順調に発展しているあらわれでもあり、さらに続いてゆくことを期待したい。

## 記念例会報告

日本地質学会関西支部報第100号記念例会が、1986年3月29日(土)―30日(日)の2日間にわたって、大阪工業大学城北研修センター2号館セミナー室A・B・Cで開催されました。この例会には延べ124名(参加者名簿参照)もの会員が参加され、たいへん盛況でした。

初日(29日)は、午前10時より記念例会実行委員長藤田 崇氏の開会のあいさつではじまりました。ひきつづいてシンポジウム「近畿を中心とする地質学的諸問題」にはいりました。午前は中沢圭二・徳岡隆夫座長のもとにPre-Mioceneの諸問題について、午後は弘原海 清・吉川周作座長のもとにPost-Paleogeneの諸問題について、合計12の話題提供があり、ともに熱心に討論されました。このシンポジウムは、中沢圭二氏の結言でしめくくられました。

初日の午後6時から、城北研修センター3号館会議室Cにおいて、44名の参加のもとに懇親会がもたれました。石田志朗氏の司会のもとに、老若様々な会員からあいさつがあり、清水大吉郎氏からは関西支部報100号の歩みも紹介されました。

2日目(30日)は、午前10時より関西支部長石井健一氏のあいさつにひきつづいて、池辺展生先生・笹嶋貞雄先生による記念講演がおこなわれました。午後は2会場(A・B)にわかれ、A会場では清水大吉郎・井本伸広座長、B会場では西田史朗・小泉 格座長のもとに、それぞれ12の個人講演がおこなわれました。午後4時半ごろには全ての日程を終了しました。

なお、この記念例会の開催にあたり、各位(別紙参照)から経費の助成を賜りました。日本地質学会関西支部報第100号記念例会実行委員会として厚くお礼申し上げます。

## 記念例会参加者

相川信之・青井正樹・秋元 宏・芦 寿一郎・東一樹・阿部知宏・居川信之・池辺展生・石井健一・石賀裕明・石垣 忍・石上知良・石田志朗・市川浩一郎・市原 実・伊藤英文・伊藤康人・糸島由起子・井本伸広・岩崎正夫・上野 光・植村善博・大島啓嗣・太田 明・太田 明・大塚 勉・岡本正則・納野義夫・加藤 明・木下 修・木村克巳・久家直之・楠 利夫・窪田開拓・栗本史雄・小泉格・肥塚雅美・紺田 功・坂本隆彦・桜井克典・佐々木一郎・笹嶋貞雄・佐藤浩一・佐藤隆春・佐藤光男・佐野 栄・塩野清治・志岐常正・柴山元彦・渋谷英明・清水大吉郎・清水照夫・清水博司・白井善吾・末広匡基・菅野耕三・杉村 新・鈴木博之・高田志郎・竹下浩征・竹村厚司・田崎耕市・蓼本英史・谷口純造・鎮西清高・都築 宏・寺田正治・寺戸恒夫・寺戸 真・徳岡隆夫・尚山信夫・中江 訓・中沢圭二・中嶋 健・永美 章・中村 威・中屋志津男・西川明美・西田史朗・野藤孝裕・野中一晃・萩原邦行・橋本義之・林田精郎・久田健一郎・日野 健・平賀章三・平野昌繁・平林万衛・廣田清治・福田修武・藤田和夫・藤田 崇・藤村俊夫・藤原重彦・古山勝彦・別所孝範・堀 利栄・本田輝政・前島 涉・前田保夫・政岡邦夫・升本真二・松岡 篤・松田高明・三木幸蔵・三田村宗樹・三宅康幸・宮田隆夫・宮地良典・宮村 学・武蔵野 実・村田竹外・八尾 昭・山際延夫・山崎貞治・山元孝広・山本英史・吉川周作・吉田久昭・弘原海 清・渡辺暉夫・渡辺正巳(以上124名、五十音順)。