

# 日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No.99

1985年7月31日

日本地質学会関西支部 (大阪市立大学理学部地学教室)

## 日本地質学会関西支部総会および講演会報告

日本地質学会関西支部の1985年度総会および講演会が、1985年7月6日(土)午後1時より、地質調査所大阪出張所(大阪合同庁舎二号館別館)会議室において開催されました。

総会では、地調大阪出張所河田清雄所長の開会のあいさつにつづいて、議長に志岐常正氏が選出され、古山勝彦氏から1984年度庶務・編集報告がなされました。報告承認の後に、1984年度の市原実支部長があいさつされました。ひきつづいて古山氏から1985年度活動方針案と支部役員体制が出され、前島渉氏から1984年度決算と1985年度予算案が提案され、いずれも採択・承認されました。これを受けて1985年度の石井健一新支部長があいさつされました。

講演会では、小村良二氏(前半)と渡辺暉夫氏(後半)の座長のもとに、以下の11の講演と、IGC関係の報告がなされました。

### 講演

1. 宇和島地域の白亜紀放射虫化石：栗本史雄(地調大阪)・寺岡易司(地調地質部)
2. 関東山地海沢層におけるジュラ系放射虫生層序：松岡篤(大阪市立大)・大和田清隆(青年海外協力隊)
3. 美濃帯犬山地域の *Hsuum* sp. B 群集(ジュラ紀前—中期放射虫化石群集)の検討：磯崎行雄(山口大)・松田哲夫(大阪市立大)

4. 北海道西南部上ノ国周辺の地質について：石賀裕明・石山大三(大阪市立大)

5. 岡山県福本地域に分布する古生層よりベルム紀放射虫の発見：西村貢一・中孝仁・徳岡隆夫(島根大)・石賀裕明(大阪市立大)

6. 福知山・綾部地域の舞鶴帯および超丹波帯のベルム系：栗本史雄(地調大阪)・木村克巳(地調地質部)

7. 丹波帯北縁に分布する灰緑色砂岩について：楠利夫(大阪市)・安養寺寿樹(嵯峨野高)・武蔵野実(京都教育大)・石賀裕明(大阪市立大)

8. 碎屑岩類の未固結時変形の認定について——一木曾山地領家帯弱変成部の例——：大塚勉(大阪市立大)・森清寿郎(信州大)・大友幸子(広島大)・富樫均(パシフィックコンサルタンツ)

9. セリウム正異常を示す下部ジュラ系泥質岩：武蔵野実(京都教育大)・小山睦夫(京都市)・実本正樹(京都市)・松下録治(京都大)

10. 西南日本弧に沈み込むプレートの形について：塩野清治(大阪市立大)

11. 西南日本における白亜紀火成活動の移動について：木下修・伊藤英文(大阪府立大)

### 報告

万国地質学会の招致についての経過報告：坂

野昇平（京都大）

総会および講演会には、43名の会員が参加され、講演会では熱心な討論がなされました。なお、総会および講演会会場は、地調大阪出張所の河田所長をはじめとして小村良二・栗本史雄・尾崎正紀氏らが用意周到に設営して下さいました。

例会参加者

安養寺寿樹・石井健一・石賀裕明・磯崎行雄・市川浩一郎・市原 実・伊藤英文・井上 茂・上野

光之・大塚 勉・岡本正則・河田清雄・岸田容司郎・木下 修・楠 利夫・栗本史雄・後藤博弥・小村良二・紺谷吉弘・塩野清治・志岐常正・田辺利幸・尚山信夫・中 孝仁・中沢圭二・西村貢一・坂野昇平・久田健一郎・平島崇男・藤田 崇・古山勝彦・堀 利栄・前島 涉・升本眞二・松岡 篤・松田哲夫・宮田隆夫・宮村 学・武蔵野 実・八尾 昭・山崎貞治・弘原海 清・渡辺暉夫

## 総 会

### 報 告

#### 1. 1984年度庶務報告

(1). 会員について： 支部登録会員数（1985年7月現在）は総数331名で、部会別会員数は、北陸15・京都107・阪神138・山陰20・四国33・管外18です。

(2). 総会・例会について： 1984年度支部総会・講演会は、1984年6月9日に大阪市立大学理学部地学教室で開催され、参加者は25名で4つの講演が行なわれました。合同例会は、西日本支部との共催で、1984年10月6・7日に愛媛大学理学部で開催され、参加者は106名でした。6日は「四国の地質構造発達史討論会」および懇親会が催され、7日は講演会（講演数35）が行なわれました。例会は1985年2月9日に大阪教育大学・学園ホールで開催され、参加者は34名で8つの講演が行なわれました。

#### (3). その他の事項

- ①. 日本地質学会の1985年度の役員選挙委員として牧本博氏（地質調査所）を推薦しました。
- ②. 1985年度関西支部役員選挙を実施しました。結果は議事の項を参照して下さい。

#### 2. 1984年度編集報告

関西支部報を3回発行しました。

No96, 8 pp., 1984年7月31日発行.

No97, 25pp., 1984年10月発行.

No98, 7 pp., 1985年4月30日発行.

#### 3. 1984年度決算報告（後記）

### 議 事

#### 1. 1985年度活動方針

- (1). 総会1回と、例会を2回開催する。
- (2). 支部報は3回発行する。
- (3). 本年度は、支部報が100号に達し、記念の例会および記念号の発行を行なう。

#### 2. 1985年度予算（別記）

#### 3. 1985年度関西支部役員

支部長： 石井健一（姫路工大）

幹 事： 阪神部会： 八尾 昭・前島 涉・  
升本眞二（大阪市大）

京都部会： 三宅康幸（京都大）

北陸部会： 竹内 章（富山大）

四国部会： 石田啓祐（徳島大）

山陰部会： 徳岡隆夫（島根大）

### 日本地質学会関西支部会計報告

#### 1984年度決算

収入	前年度繰越金	326,634
	補助金（本部より）	58,000
	<b>支部会費</b>	<b>389,700</b>
	計	774,334
支出	支部報印刷費	217,500
	郵送・通信費	166,560
	事務・アルバイト費	47,295
	幹事会費	6,170
	例会・総会費	40,000

役員出張旅費	10,000
繰越金	286,809
計	774,334
1985年度予算	
収入 前年度繰越金	286,809
補助金 (本部より)	58,000
支部会費	300,000
計	644,809

支出 支部報印刷費	240,000
郵送・通信費	200,000
事務・アルバイト費	50,000
幹事会費	30,000
例会・総会費	20,000
繰越金	104,809
計	644,809

### 講演要旨

#### 宇和島地域の白亜紀放散虫化石

栗本史雄 (地調・大阪)・  
寺岡易司 (地調・地質部)

放散虫化石の研究の進展に伴い、白亜紀の放散虫化石帯 (群集) が各地において提唱されている。しかし、それらは海外の資料との対応により考察されたものであり、大型化石との共産に基づいて放散虫化石帯が設定された例は少ない (たとえば、TAKETANI, 1982)。そこで、大型化石 (イノセラムス、アンモナイト) を多産する愛媛県宇和島地域の四万十帯白亜系を対象にして、放散虫化石の検討をおこなった。なお、ここでいう宇和島地域は5万分の1「宇和島」全域と南隣の「岩松」の北西四半部にあたる。

標題地域の四万十帯白亜系は19累層に区分される (寺岡, 1984; 寺岡・池田・鹿島, 印刷中の「宇和島」図幅)。これらの各累層毎に、大型化石を産出した頁岩・シルト岩と放散虫化石抽出用に採取した頁岩・チャート・酸性凝灰岩をフッ酸処理し、放散虫化石を検出した。その結果、18累層から放散虫化石が得られ、それらのうち15累層からのものが年代考察に有効であった。産出した放散虫化石は種構成と共産する大型化石に基づき、6群集が識別される。以下に各群集の特徴とそれぞれの地質年代を述べる。

1) *Archaeodictyomitra brouweri* 群集には群集 (1) と (2) が認められ、前者は北灘層のチャートから、後者は平井層の頁岩から得られた。両群集の共通種は *A. brouweri* のみであるが、特徴種からみていずれも Valanginian ~ Barremian と判断される。現時点では両者が同一のものか、上下関係にあるのか不明である。なお、平井層の上部からは *Barremites* (?) sp. が産出する。

2) *Archaeodictyomitra vulgaris* 群集は *Anagaudryceras sacya* を産する下大野層の頁岩から得られた。本群集は NAKASEKO and NISHIMURA (1981) らの late Albian ~ Cenomanian の群集に含まれ、その下半部に相当すると考えられる。ここでは Albian としておく。

3) *Holocryptocanium barbui* 群集は下波層の頁岩、千代浦層の酸性凝灰岩・頁岩および吉田層の赤色頁岩から得られた。前述の *A. vulgaris* 群集の上位にあたり、Cenomanian を示すと考えられる。なお、下波層からは *Inoceramus aff. crippsi* が産出する。

4) *Dictyomitra formosa* 群集は *Inoceramus hobetsensis* を産する Turonian の小倉層中部のシルト岩・頁岩から得られ、*H. barbui* 群集を特徴づける *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* や従来 Coniacian 以降の特徴種とされている *Artostrobium urna* を含む。

5) *Dictyomitra densicostata* 群集は *Inoceramus*

第1表 宇和島地域の白亜紀放射散虫化石群集.

Assemblages	characteristic species	Age
<i>Dictyomitra koslovae</i> Assemblage	<i>Dictyomitra koslovae</i> , <i>D. napaensis</i> , <i>D. aff. densicostata</i> , <i>D. formosa</i> , <i>Amphipyndax stocki</i> , <i>Pseudoaulophacus</i> cf. <i>lenticulatus</i> , <i>P.</i> cf. <i>floresensis</i>	Santonian
<i>Dictyomitra densicostata</i> Assemblage	<i>Dictyomitra densicostata</i> , <i>D. aff. densicostata</i> , <i>D. napaensis</i> , <i>D. formosa</i> , <i>D. (?)</i> sp. A, <i>Amphipyndax stocki</i> , <i>Pseudoaulophacus</i> cf. <i>lenticulatus</i> , <i>P.</i> cf. <i>floresensis</i>	Coniacian
<i>Dictyomitra formosa</i> Assemblage	<i>Dictyomitra formosa</i> , <i>D. (?)</i> sp. A, <i>Artostrobiom</i> cf. <i>urna</i> , <i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>pseudomacrocephala</i> , <i>Diacanthocapsa</i> sp., <i>Archaeospongoprurum venadoense</i> , <i>Pseudoaulophacus</i> cf. <i>floresensis</i> , <i>Amphipyndax stocki</i>	Turonian
<i>Holocryptocanium barbui</i> Assemblage	<i>Holocryptocanium barbui</i> , <i>H. geysersense</i> , <i>H. tuberculatum</i> , <i>Hemicryptocapsa</i> cf. <i>polyhedra</i> , <i>Pseudodictyomitra carpatica</i> , <i>P. pseudomacrocephala</i> , <i>Thanarla veneta</i> , <i>T. praeveneta</i> , <i>T. elegantissima</i> , <i>Novixitus weyli</i> , <i>Amphipyndax stocki</i> , <i>Zinfondium</i> sp. A, <i>Z.</i> sp. B	Cenomanian
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Assemblage	<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> , <i>A.</i> cf. <i>simplex</i> , <i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>carpatica</i> , <i>Zinfondium</i> sp., <i>Holocryptocanium</i> cf. <i>barbui</i> , <i>H.</i> cf. <i>geysersense</i> , <i>Hemicryptocapsa</i> cf. <i>polyhedra</i>	Albian
<i>Archaeodictyomitra brouweri</i> Assemblage	(2) <i>Archaeodictyomitra brouweri</i> , <i>A.</i> cf. <i>pseudoscalaris</i> , <i>A.</i> cf. <i>vulgaris</i> , <i>Pseudodictyomitra</i> sp., <i>Parvicingula</i> sp.	Valanginian - Barremian
	(1) <i>Archaeodictyomitra brouweri</i> , <i>A. apiara</i> , <i>Thanarla</i> cf. <i>conica</i> , <i>Eucyrtis</i> sp., <i>Sethocapsa</i> sp.	

*uwajimensis* を産する Coniacian の三間層、成川層、古城山層、石引層の頁岩から産出し、大型化石を含まない北麓層の頁岩からも得られた。

6) *Dictyomitra koslovae* 群集は *Inoceramus*

*amakusensis* を産する Santonian の寄松層、水源池層の頁岩から産出し、大型化石を含まない岩松層の頁岩からも得られた。

上述の結果を第1表にまとめて示す。

## 関東山地海沢層におけるジュラ系

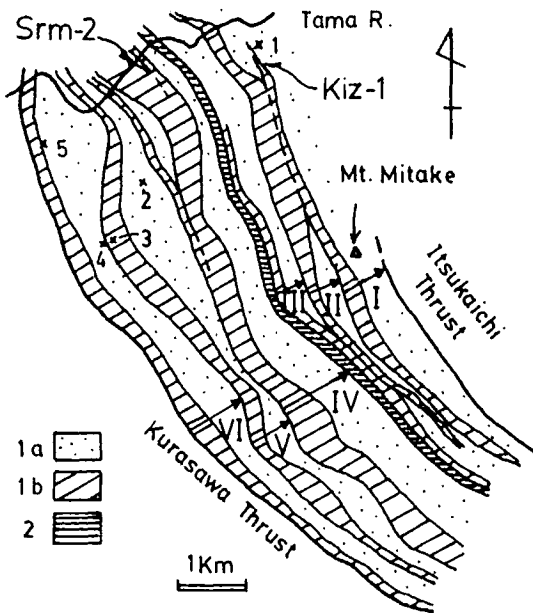
### 放射散虫生層序

松岡 篤 (大阪市立大)・大和田清隆

関東山地東南部の奥多摩から五日市にいたる地域の秩父累帯南帯には、みかけ上、チャートと粗粒碎屑岩とのくりかえしからなる海沢層が分布する。海沢層は地帯区分上の位置、層序、構造、年代などにもとづけば、高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群 (松岡, 1984) に比較される地層であるといえる。海沢層は斗賀野層群と同様、下位から上位へ層状珪質粘土岩層→チャート層→珪質泥岩層→粗粒碎屑岩層からなる層序ユニットで構成

され、それらが北東方上位、北東方傾斜で構造的に重なった覆瓦状構造を呈する。高島・小池 (1984) は第1図の中部および南東部において、I~VIのUnitを識別した。しかし、第1図の北西部においてはチャートの分布が“枝わかれ”を示すことがあるので、場合によってはこのUnitは松岡 (1984) による層序ユニットの複数の束を表していると考えられる (例えばUnitIV)。ここでは、地理的位置を示すために便宜上、高島・小池 (1984) のUnitを北西地域まで拡張して用いる。

海沢層のチャート層の年代は、コノドントや放射散虫化石の証拠からトリアス紀古世~ジュラ紀中世前期とされている (小池ほか, 1979; 指田ほか, 1983; 高島・小池, 1984など)。高島・小池 (1984)



第1図 海沢層の地質略図。セクションおよび試料採取地点の位置を示す。

1. 海沢層 (a: 粗粒碎屑岩層, b: 大部分チャート層からなり珪質泥岩層、層状珪質粘土岩層を伴う)
2. 白丸層

は、チャート層の上位に重なる珪質泥岩層から、ジュラ紀中世後期とジュラ紀新世前期を示す放散虫群集(それぞれ、*Guexella nudata* 群集、*Gongylothorax sakawaensis*—*Stichocapsa naradaniensis* 群集; 八尾ほか, 1982)の産出を報告した。しかし、粗粒碎屑岩層からは、まだ化石を得ていないと述べている。層序ユニットの反覆構造の形成時期を考察するうえで、粗粒碎屑岩層の年代を決定することは重要である。今回、珪質泥岩層内でのジュラ系放散虫生層序を検討するとともに、粗粒碎屑岩層の年代についても一部を明らかにしたので以下に述べる。

越沢一1セクション(Kiz-1)は越沢沿いに位置し、Unit Iの一断面を代表する。今回検討したのは、珪質泥岩層から上位の部分である。珪質泥岩層は約40mの層厚を有し、下位のチャート層とは断層関係で接する。また、上位は砂岩優勢の砂岩・泥岩互層(粗粒碎屑岩層のメンバー)に整合的におおわれる。珪質泥岩層の下部からは *Tricolocapsa conexa*, *T. tetragona*, *Protunuma*

*turbo* など *T. conexa* 帯 (MATSUOKA, 1983) の下部を示す化石が産出する。上位に向かって *Guexella nudata*, *Protunuma (?) ochiensis*, *Stylocapsa lacrimalis* など *T. conexa* 帯中部以上を示す化石が産出し、最上部では *T. conexa* 帯上部を指示する *Stylocapsa tecta* が産出しはじめる。Kiz-1 では、粗粒碎屑岩層からは有効な化石を得ていないが、さらに上位の粗粒碎屑岩層中の泥岩 (Loc. 1) より、*S. tecta* などが産出する。この試料は、*Stylocapsa (?) spiralis* など *S. (?) spiralis* 帯 (MATSUOKA, 1983) から産出しはじめる種を含まないことから、*T. conexa* 帯上部の一層準を代表しているといえる。このことから、Unit 1 において珪質泥岩層の最上部と粗粒碎屑岩層は同じ化石帯に位置づけられると判断される。

白丸一2セクション(Srm-2)は青梅街道白丸トンネル北出口の西側に位置し、Unit IVの一部に相当する。本セクションは層厚約15mの珪質泥岩からなり、*T. plicarum*, *T. tetragona*, *T. conexa*, *P. turbo* などを産する。したがって Srm-2 の大部分は、*T. conexa* 帯の下部に相当すると考えられる。なお露頭は連続しないが、下位のチャートからは、*T. plicarum* 帯 (MATSUOKA, 1983) を示す化石を得ている。

以上の連続セクションのほか、Unit V, VIの珪質泥岩層(それぞれ、Loc. 3, Loc. 5)から *Stichocapsa naradaniensis* など *S. (?) spiralis* 帯を示す化石を得た。また、Unit V, VIの粗粒碎屑岩層中の泥岩(それぞれ、Loc. 2, Loc. 4)から *T. conexa* などを得た。Unit Vが *S. (?) spiralis* 帯を含むことは、高島・小池 (1984) が示した化石の産出表から読みとれるが、Unit VIが *S. (?) spiralis* 帯を含むことは今回新たに判明した。

以上述べた放散虫の生層序学的検討から、海沢層の層序ユニットは年代的に区分され、北東側にはジュラ紀中世後期 (*T. conexa* 帯) までの層序ユニット (Unit I~IV?) が、南西側にはジュラ紀新世前期 (*S. (?) spiralis* 帯) までの層序ユニット (Unit V, VI) が分布することが明らかになった。

美濃帯犬山地域の *Hsuum* sp. B 群集  
(前・中期ジュラ紀放射虫化石群集) の検討

磯崎行雄 (山口大・理)・  
松田哲夫 (大阪市大・理)

*Hsuum* sp. B (HB) 群集は、八尾・松岡 (1981) 及び八尾ほか (1982) によって、犬山地域から最初に報告され、その種構成ならびに見掛けの層序関係に基づき、中期ジュラ紀の群集とされた *Unuma echinatus* (Ue) 群集の下位から産出するとされた。模式産地は、犬山地域の本管川西岸に露出する CH-2 チャート層 (YAO *et al.*, 1980) の北側及び CH-4 チャート層 (同上) の南側の 2 地点 (八尾・松岡, 1981 の B, D 地点) である。

今回この 2 地点について検討した結果、いずれも HB 群集を産する赤色泥岩は、Ue 群集を産する赤色泥岩と断層で境されていることが明らかになった。特に CH-2 最上部においては次のような事実即ち、①CH-2 最上部の層状チャートは

漸移的に上位の赤色泥岩に移化し、かつ下位より *P. simplum* (Ps) 群集・*P. sp. D* (PD) 群集・HB 群集が、順次連続して約 6 m の露頭内に認められること (Fig. 1)、②本地点の HB 群集は Ue 群集と共通な種をほとんど含まず、本群集帯の下部を代表しているときみなせること、③見掛け上位に重なる Ue 群集を産する赤色泥岩とは、岩相・色を異にし明瞭に断層で境されること、に基づき、HB 群集帯の上部が欠如しており、Ue 群集帯とは層序学的に連続していないことが示された。また CH-4 の南側についても、HB 群集・Ue 群集・*Lithocampe* (?) *nudata* (Ln) 群集を産する諸岩類が、小断層で境された小ブロックとして混在しており、少なくとも八尾ほか (1982) が主張するように HB 群集と Ue 群集が層序学的に連続する事実は認められないことが判明した。

上述のように、HB 群集と Ue 群集との連続は確認されなかったものの、下位の PD 群集との連続 (HB 群集帯の下限) については CH-2 最上部の層状チャート内で確認された。CH-2 最上部で認められる各種の出現・消滅のパターンは、最近飛水峽 (本地域北東約 30 km) のチャートで検討された結果 (松田・磯崎, 1982; ISOZAKI & MATSUDA, in press) とよく調和する。

従来は、トリアス紀末に絶滅したとされるコノドントの産出上限を根拠に、Ps 群集帯の下限をトリアス紀/ジュラ紀境界と扱ってきたが (e.g. 松田・磯崎, 1982), 最近層状チャート内で HB 群集にコノドントが混在することが確かめられ、これらのコノドントは再堆積したものと見なされている (ISOZAKI & MATSUDA, in press). 欧米の前期ジュラ紀放射虫のデータ (PESSAGNO & BLOME, 1980; DE WEVER, 1981; PESSAGNO & WHALEN, 1982) に基づくと、犬山・飛水峽両地域の Ps 群集に含まれる *Trillus*, *Zartus*, *Bagotum*, *Acanthocircus hexagonus* 等の出現は、いずれも Pliensbachian とされている。以上の事柄から、Ps 群集より下位に産する小型の原始的な *Parahsuum*, *Hsuum*, *Parvicingula*? を主体とする群集は、ジュラ紀の群集として扱うべきであろう。

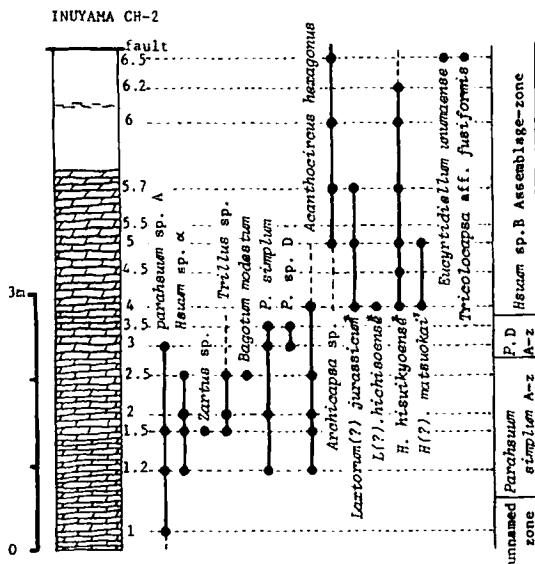


Fig. 1 Stratigraphic distribution of radiolarians in the upper part of the bedded chert (CH-2) in the Inuyama area.

\* after ISOZAKI and MATSUDA (in press, Chikyū Kagaku)

## 西南北海道上ノ国周辺の中・古生界

について (予報)

石賀裕明・石山大三 (大阪市大・理)

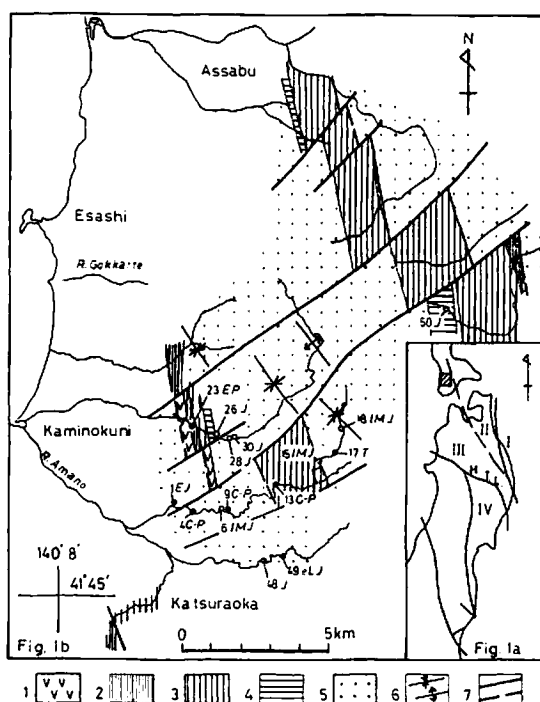
西南北海道にはいわゆるグリーンタフにおおわれて中・古生界が点々と分布するが、これらは従来より北部北上帯の延長部にあるとされている (第1図a)。筆者らは上ノ国地域の中・古生界の放散虫、コノドントにもとづく生層序学的検討を進めておりここにその一部を報告する。なお、放散虫については八尾昭氏、松岡篤氏 (大阪市大・理) に、コノドントについては松田哲夫氏 (同上) に、また砂岩については楠利夫氏 (京都市) に検討をお願いした。

調査地域の中・古生界は北西—南東の軸をもつ複向斜構造をなしており、下位より1. 緑色岩層、2. 赤色層状チャート層、3. 灰黒色層状チャート層、4. 珪質泥岩層、5. 砂岩・泥岩層 (オリストストロームを含む) へと岩相の変化を示す地層からなる。そして、緑色岩や層状チャートの下底に発達する、層面にほぼ平行な断層によってこの一連の地層は構造的にくり返していると考えられる。また、地層は著しい熱水変質を受けており化石 (とくに放散虫) の保存は良くない。

2の赤色層状チャートの年代については、地点23 (第1図b) から *Pseudoalbaillella u-forma* morphotype II が得られ前期ペルム紀を含む。また、3の灰色層状チャートについては、地点13から石炭紀もしくはペルム紀のコノドント化石が得られた。3の層状チャートは5の泥岩中にオリストリスとして含まれており、地点13と同様の化石を産する (地点4, 9)。また、オリストリスとして含まれる灰色層状チャートにはトリアス紀のもの (地点17) や前期ジュラ紀のもの (地点1) が存在する。4の珪質泥岩は一般に灰緑色～暗緑色を呈し、塊状でち密である。放散虫を多数含み、地点26, 50ではジュラ紀放散虫が得られた。5の砂岩は暗灰色塊状砂岩や砂岩・泥岩互層からなる。向斜軸の東側地域や同じ東側の1～3メンバーの構造的な下位に分布する砂岩は粗粒であり、れき岩

を含む。塊状砂岩はアレナイトで、構成鉱物は、石英、カリ長石 (パーサイト・マイクロクリン) が多く、斜長石はほとんど含まれない。また、碎屑性の黒雲母片を含んでいる。5の年代については、挟在される珪質泥岩からジュラ紀 (地点28, 30, 48)、ジュラ紀中世後期 (地点6, 18)、ジュラ紀新世前期 (地点49) を示す放散虫が得られた。

以上まとめると、本地域の中・古生界は、古生代後期の緑色岩—層状チャートからジュラ紀新世前期の碎屑岩へ移化する岩相の変化をもつ地層からなり、碎屑岩の後背地には、花こう岩質岩石が



第1図 位置図および上ノ国周辺の地質図

- a. I. 田老帯 II. 岩泉帯 III. 北部北上帯  
IV. 南部北上帯 (吉田・青木, 1972より).  
b. 1～5は本文参照 6. 向斜・背斜 7.  
断層 (実在、推定)

化石産出地点: ●チャート ○泥岩および珪質  
年代記号: C-P 石炭紀もしくはペルム紀,  
EP 前期ペルム紀 T トリアス紀,  
J ジュラ紀, IMJ ジュラ紀中世後記  
e L J ジュラ紀中世後期

広範に分布していたものと思われる。今後は、より詳細な層序を確立するとともに、上ノ国地域周辺に分布する中・古生界、とくに、江良地域のよ

うに層状マンガン鉱床をともなう地層との関係についても検討する予定である。

## 岡山県福本地域に分布すれ古生層より

### ペルム紀放散虫の発見

西村貢一・中 孝仁・徳岡隆夫(島根大・理)・  
石賀裕明(大阪市大・理)

岡山県<sup>あいだ</sup>英田郡福本から久米郡<sup>やなはら</sup>柵原にかけて分布する古生層の黑色頁岩よりペルム紀放散虫を得たので報告する。

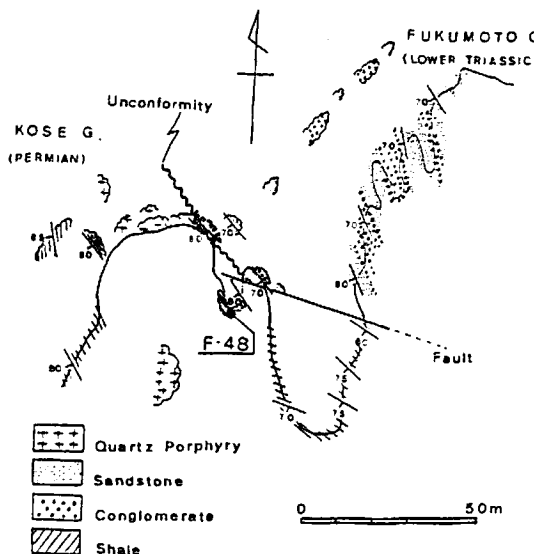
本地域の古生層は舞鶴層群に属するものとして扱われ(清水ほか, 1962), 舞鶴帯の南西延長に位置する。光野・大森(1965)は周匝<sup>すざい</sup>図幅内の古生層を火砕岩類の性質の<sup>ちがひ</sup>違いに着目して、下位より<sup>にがき</sup>苦木・<sup>こせ</sup>柵原・<sup>こせ</sup>巨勢・<sup>ひゃくた</sup>百々の4層に区分し、産出する紡錘虫・サンゴ化石より二疊系とした。

放散虫化石は7地点の黑色頁岩より産した。そのうちの4地点を含む<sup>く</sup>草生東部の南北にのびる林道沿いには、黑色頁岩または砂質頁岩が分布し、層状ないしはレンズ状に酸性凝灰岩を挟有する。周匝<sup>すざい</sup>図幅によれば柵原層群にあたる。酸性凝灰岩は鏡下では石英・斜長石などの結晶破片のほか、脱ハリした火山ガラス片が認められる。このルートのはほぼ中央部を東西に走る断層以北の2地点より *Follicucullus scholasticus* morphotype I (ISHIGA, 1985)などを産し、断層以南の2地点からは *Fo. monacanthus*などを産する。前者はISHIGA *et al.* (1982)の *Fo. scholasticus* 群集帯、後者は同じく *Fo. monacanthus* 群集帯に相当し、それらから本地域の古生層はペルム系の Guadalupian 上部にあたる。

飯岡<sup>いひおか</sup>近くの月の輪古墳西南部の小道沿いには、中沢(1954)により報告された上部ペルム系巨勢層群と下部三疊系福本層群の高角の平行不整合が見られる。不整合付近のルートマップを第1図に示す。ここでは西南西に高角で傾く単斜構造をなし、見かけ上位(西方)に巨勢層群のよく成層し

た黑色頁岩が分布し、見かけ下位(東方)には福本層群下部層(草野層)の粗粒砂岩と細粒砂岩の互層および礫岩層が分布する。礫径は pebble 大で、海ユリを含むチャート・珪質頁岩・砂岩・酸性火成岩などの礫を含む。草野層はアンモナイトや二枚貝化石などの産出から、下部三疊系に対比されている(中沢ほか, 1954)。なお、不整合付近の古生層を光野・大森(1965)は柵原層群に含めている。放散虫化石は不整合直下の黑色頁岩(F-48)より得られ、*Fo. scholasticus* m. I (ISHIGA, 1985)などを産し、*Fo. scholasticus* 群集帯にあたる。よって、不整合直下の古生層はペルム系 Guadalupian 上部に相当する。

今回の放散虫化石の発見により、福本地域において、下部三疊系に覆われる不整合直下の舞鶴層群相当層が、ペルム紀中世後期～新世前期を示すことが明らかとなった。また、本地域の中期ペルム紀放散虫を産すれ頁岩に酸性凝灰岩が挟まれることは、三郡一中国帯の錦層群や大田層群、舞鶴



第1図 巨勢層群と福本層群の不整合付近のルートマップ



帯”下見谷層の酸性凝灰岩に中期ペルム紀放散虫が産することと合わせ、当時広く酸性火山活動が後背地におこっていたことを示唆している。

#### 文 献

ISHIGA, H. (1985) 地球科学, 39, 175-185.

———, KITO, T. and IMOTO, N. (1982) 大阪微化石研究会誌, 特別号 no. 5, 17-26.

光野千春・大森尚泰 (1965) 5万分の1地質図幅「周匝」, 同説明書.

中沢圭二 (1954) 地質雑, 60, 167-187.

———・志岐常正・清水大吉郎 (1954) 地質雑, 60, 97-105.

清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正・野上裕生 (1962) 地質雑, 68, 334-340.

## 福知山・綾部地域の舞鶴帯および

### 超丹波帯のペルム系

栗本史雄 (地調・大阪)・

木村克己 (地調・地質部)

1) 舞鶴帯南部の市野瀬層群と, 2) 福知山地域の超丹波帯について報告する。

1) 夜久野複合岩類中の市野瀬層群は主に輝緑岩・輝緑凝灰岩からなり, わずかに泥質岩を伴う (猪木ほか, 1961「舞鶴図幅」)。今回, 京都府綾部市五泉町市野瀬において南北幅約200mにわたって分布する同層群の緑色岩類と泥質岩の産状を検討し, 泥質岩から放散虫化石の検出を試みた。

緑色岩類は暗緑色で, 塊状であることが多く, 鏡下の観察では細粒ハンレイ岩またはゲンブ岩である。泥質岩は黒色で, 剝離性に富み, 鏡下では淘汰の悪いシルト岩である。野外において, 短径数m, 長径約25mの緑色岩類がレンズの形態を有し, 泥質岩中に産するのが観察される。しかし, 多くの場合, 緑色岩類の形状は不規則でとらえにくい。緑色岩類と泥質岩は, ①断層関係にある場合, ②厚さ20~30cmの泥質岩が緑色岩類に挟まれる場合, ③両者が互層状に繰り返す場合, ④両者の境界が断層でなく, 不規則な凹凸面で接する場合がある。④の境界を鏡下で観察すると, 両岩相は境界付近でわずかに破碎され, 互いに相手の岩片をとり込んでいる。また, 緑色岩類には急冷周縁相は認められず, 貫入関係とはいえない。このような両者の関係は密着接触と考えられる。以上のことから, 緑色岩類は泥質岩中にオリストリスとしてとりこまれたものであろう。

本報告地点の泥質岩 (5 試料) からは

*Follicucullus* (?) sp., *Pseudoalbaillella* (?) sp. が得られ, CARIDROIT *et al.* (1985) の報告と一致する。その地質年代はペルム紀 (中世~新世) である。

2) 丹波帯北縁部には千枚岩質頁岩からなる堅海層・大飯層が分布する。最近, 両層からペルム紀放散虫化石が得られ, ペルム系の存在が明らかにされた (ISHIGA, 1985b)。これらのペルム系は舞鶴地域でも確認され, 岩相層序・地質構造・放散虫化石の特徴からみて, 舞鶴帯・丹波帯のいずれにも所属させ難いことから, この地帯は超丹波帯と命名された (CARIDROIT *et al.*, 1985)。しかし, 綾部地域・福知山南西部地域において, この超丹波帯の南側に分布する緑色砂岩層 (灰緑色砂岩層) も, 化石による証拠はないが, 岩相の特徴から超丹波帯の構成岩類である可能性が指摘されている (石賀, 1985a; MRT No. 1 および石賀; 古生物学会第134回例会シンポジウムでの講演)。今回, 福知山東部 (綾部市中筋) および福知山西部 (福知山市榎原および兵庫県水上郡青垣町) の2地域において, 岩相の特徴により, 超丹波帯に属すれ地質体の分布を確認し, あわせて放散虫化石の検討をおこなった。

本地域の超丹波帯には, 泥質片岩層, 緑色砂岩層, 緑色砂岩優勢層 (西部地域のみ) が分布する。泥質片岩層は一般に黒色のシルト質泥岩を主体とし, 所により淡緑色~暗緑色を呈する。同層は一般に片理が発達し, 微褶曲が認められるが, 一方, 片理の弱いところも存在する。緑色砂岩層は緑色~灰緑色を呈する淘汰の悪い砂岩を主体とし, 砂岩優勢な砂泥互層を伴う。砂岩は塊状な場合と, 粒子の一定方向の配列 (片理) がみられる場合がある。緑色砂岩優勢層は砂岩優勢な砂泥互層から

なり、泥岩部分において片理が顕著である。また、砂岩は上記の緑色砂岩層の砂岩と類似する。

本地域の超丹波帯および丹波帯の地層は一般に東西性の走向を有し、30°~60°北に傾斜する。しかし、福知山東部地域では超丹波帯南縁部の泥質片岩層が東へいくにしたがい尖滅し、両者の構造は斜交するといえる。一方、西部地域では穴裏峠南方において、超丹波帯の緑色砂岩層と丹波帯の緑色岩類が断層で接すると判断される。

福知山地域の超丹波帯において、東部地域2地点、西部地域5地点（うち2地点は緑色砂岩層中の泥質岩）の試料から *Follicucullus(?)* sp. が得られた。CARIDROIT *et al.* (1985) は超丹波帯の中

に中生界が存在することを示したが、本地域では確認されなかった。したがって、現段階では福知山地域の超丹波帯の地層はペルム系に限られる。

超丹波帯の地層のうち、これまでにペルム紀放射虫化石を産出した岩相は細粒岩相または珪質岩相である。今回、福知山地域からはこれらの岩相に加え、粗粒岩相である緑色砂岩層中の泥質岩からもペルム紀放射虫化石が得られた。この事実に加えて、岩相の特徴や楠ほか(1985)の砂岩組成の検討結果から判断すると、緑色砂岩層は丹波帯よりもむしろ超丹波帯の構成岩類のひとつと考えられる。

### 丹波帯北縁に分布する灰緑色砂岩層について

楠 利夫 (大阪市) ·  
安養寺寿樹 (嵯峨野高校) ·  
武蔵野 実 (京都教育大・教) ·  
石賀裕明 (大阪市大・理)

近年、大飯層、堅海層及びそれらに相当する碎屑岩層から、次々にペルム紀放射虫が報告されている(CARIDROIT & DE WEVER, 1984; ISHIGA, 1985)。ところで、丹波帯と舞鶴帯の境界地帯には、碎屑岩を主とするペルム系が分布し、それは岩

相・年代・放射虫化石群集及びその構造方向より、1つの地質体をなすことが指摘されている(ISHIGA, 1985)。

CARIDROIT, ICHIKAWA & CHARVET (1985) は、この地質体を超丹波帯と名付けた。そして、その南縁にはさらに灰緑色砂岩層が密接にともなって分布している。これらの地質体は、小浜地域から福知山地域までその分布が知られている(石賀, 1985)が、今回さらに西方の佐用地域まで分布していることが判明した。灰緑色砂岩層は、岩相の特徴、鉱物組成から丹波帯の砂岩層とは異なったものである。ここでは、鉱物のモード組成に

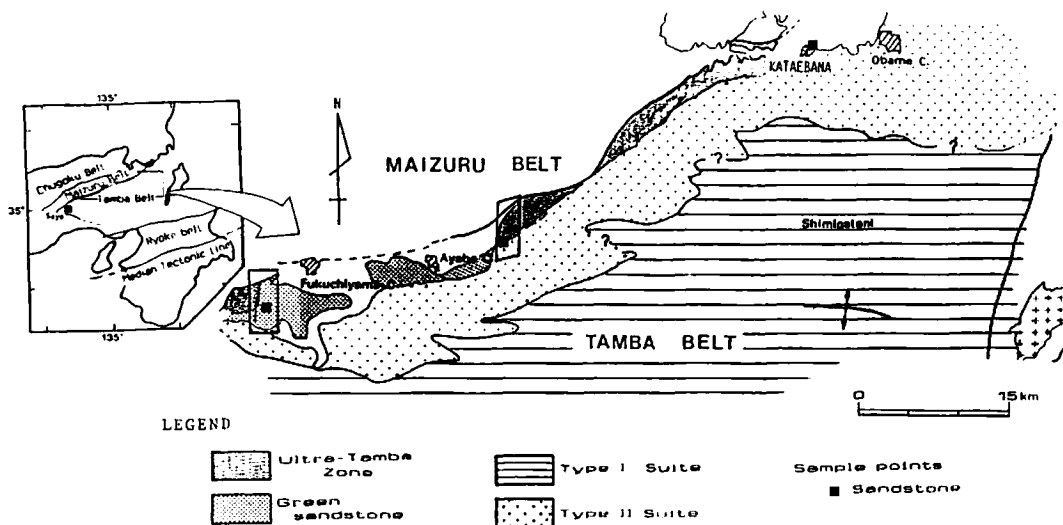


Fig.1 Simplified geological map of the northern part of the Tamba Belt.

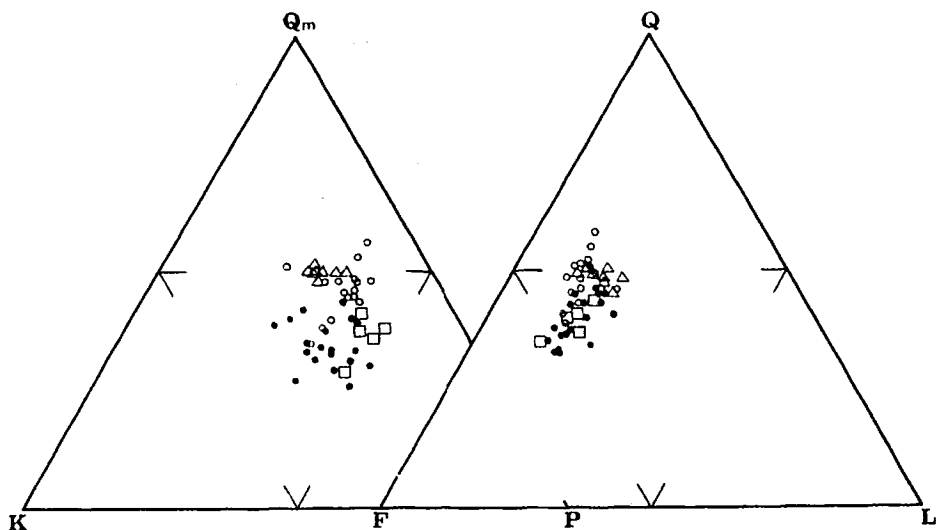


Fig. 2 Q-F-L and Qm-K-P plots of the sandstone compositions from the northern part of the Tamba Belt.

●: KATAEBANA    △: KUCHIKAMBAYASHI    ○: ANAURA    □: NISHISHIMONO

Q: quartzose grains  
 Qm: monocrystalline quartz grains  
 F: total feldspar grains  
 K: potassium feldspar grains  
 P: plagioclase feldspar grains  
 L: lithic grains

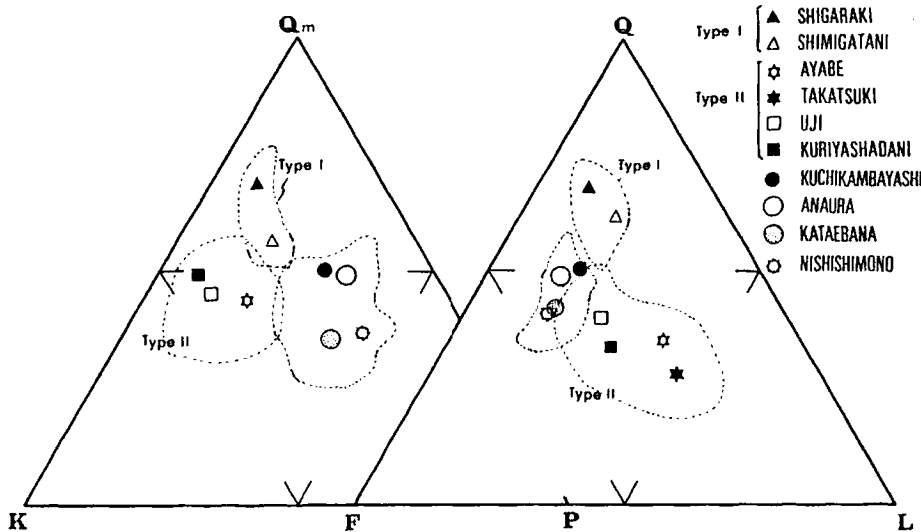


Fig. 3 Q-F-L and Qm-K-P plots of the sandstone compositions

ついて検討した結果を報告する。

試料は、下加斗の片江鼻、綾部市北東の口上林、福知山市南西の穴裏峠、山崎町西方の西下野の4地点で採取した (Fig. 1)。粒度は、coarse medium ~ coarse に統一し、カウント数は500ポイントで30 $\mu$ m以上の粒子を測定対象とし、ポイント・カウント法によりモード組成を得た。

測定結果は、Q-F-L、Qm-K-Pの三角ダイヤグラムに表わした (Fig. 2)。口上林、穴裏の試料が石英側によっているのは、カタクレーサイト化しているためである。砂岩は、基質が30~35%含まれ岡田 (1968) のワッケに相当する。石英は、embayed quartzが多く、長石では斜長石が15~20%含まれ、カリ長石より多い。岩片は、火

成岩片が約5%含まれており、花崗岩質岩片、隠微晶質～微晶質の基質に、石英や長石の斑晶のある珪長質岩片が多く観察された。重鉱物は、エビドート、ガーネット、クリノゾイサイト、スフェンが多い。

現在検討中の丹波層群I型・II型地層群との比較を行った(Fig. 3)。記号は、各地点の平均値であり、破線はその分布範囲を示している。この

## 砕屑岩類の末固結時変形の認定について

### —長野県領家帯弱変成部の例—

大塚 勉(大阪市大・理)

長野県木曾山地北部には、領家帯弱変成部に属する泥岩、砂岩およびそれらの互層が広く分布している。変成作用は軽微で、原岩の構造は良く保存されており、小褶曲・小断層・砂岩層の礫状化などの変形構造が、広範囲にわたり見いだされる。

泥岩優勢互層には、非対称で、close～tightな、半波長1m以下の小褶曲が見いだされることがある。褶曲の軸部では、砂岩層・泥岩層ともに、その層厚が増す傾向が強く、肉眼的な形態からはflexural flowによって形成されたと判断される。鏡下で観察しても、褶曲の軸部には、褶曲の形成に関連すると考えられる変形は認められないことが多い。従って軸部における層厚の増加は、砕屑粒子が変形することなく、移動した結果と考えられる(Fig. 1-a)。

泥岩優勢互層には、垂直成分が通常5cm以下の

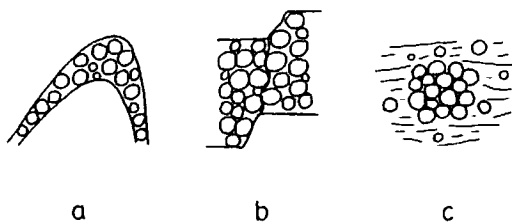


Fig. 1 intergranular movement

ように、灰緑色砂岩層は丹波層群I型・II型地層群の砂岩層とは、鉱物組成が異なったものである。また、その時代はベルム紀であることが明らかにされている(栗本, 1985)。

以上のように灰緑色砂岩層は、丹波層群の砂岩層とは時代及び鉱物組成において異なるものであるが、その帰属については、今後の詳細な検討が必要である。

小断層(正断層)が見いだされる。断層面は、鏡下では幅30 $\mu$ m程度のすべり面であるが、それは雁行状、あるいはその延長が不明となることがある。カタクラシスは断層面の極く近傍でも非常に軽微である。断層の垂直成分が数cmに及ぶことを考えると、カタクラシスを伴わない変形が断層形式の初期には生じていたと考えられる。その初期の変形には、砕屑粒子の変形を伴わず、基質内での流動によるものと推定される(Fig. 1-b)。

泥岩優勢互層が変形の結果礫状となり、泥質基質中に含まれる場合がある。細粒な礫状砂岩の周辺部を鏡下で観察すると、礫状砂岩と周囲の泥質岩との境界は不明瞭で漸移的であることがある。このことは、砂岩の礫状化が、砕屑粒子が自由に流動し得る状態で生じたことを示していると考えられる(Fig. 1-c)。

以上の変形構造は、いずれも鏡下での観察から、砕屑粒子が、それ自身は変形せずに、比較的自由に基質中を移動することが可能な、未固結状態で形成されたと考えられる。

なお、未固結時変形の判定規準として、COWAN(1982)およびMALTMAN(1984)は、上記のような、粒子以外の基質部での流動(intergranular movement)を重視している。

露頭での変形構造の観察から明らかになることは、その変形の性質(ductile→brittle)に限られる。鏡下での観察により、上に述べたような変形時の堆積物の状態(soft→hard)が初めて推定可能となる。さらにスランプ性か“構造性”かというような起源に関しては、露頭観察のみに基づく判断は危険である。

## セリウム正異常を示す下部ジュラ系 泥質岩

武蔵野 実 (京都教育大・教育)・  
 小山陸夫 (京都大・原子炉)・  
 実本正樹 (京都市)・  
 松下録治 (京都大・原子炉)

京都府北桑田郡京北町周山の国鉄バス京北総合庁舎前の崖には、トリアス紀前期からジュラ紀前期にわたるチャートとそれに付随するジュラ紀前期の赤褐色および緑灰色泥岩が見られる。これらの泥岩は放散虫を除くシルト大以上の粒子は3%以下であり、いわゆる pelagic sediment である。上記の岩体は、ジュラ紀前期の放散虫を含有する砂質泥岩層と断層で接している。

ここで得られた堆積岩試料チャート6個、赤褐色泥岩15個、緑灰色泥岩12個、砂質泥岩2個について放射化分析を行なった結果、次のことが明らかになった。

1. 砂質泥岩は他のものとは異なり、希土類元素 (REE) で Eu に負の異常が見られ、Cr が多く、Rb が少ない。
2. チャートは微量元素の量が泥岩より少ないため測定誤差が大きい。一般的傾向としてREEの分布パターンは赤褐色泥岩に類似する。ただしCeの正異常は後者のものより大きい。
3. 赤褐色泥岩と緑灰色泥岩とはREE以外の微量元素の組成はよく類似している。REEでは絶対量はあまり変わらないが、前者で軽希土類が多く、とりわけCeが正異常を示すことが特徴である。主要元素については測定数が少ないが、両者とも類似した組成を示す。ただし  $Fe_2O_3$  は赤褐色のもの

## 西南日本弧に沈みこむプレートの形 について

塩野清治 (大阪市立大・理)

西南日本弧の下には四国海盆のプレートが南海

のに多い。

上記の3の場合のようにほぼ同一の起源と考えられるもので、赤褐色になると軽希土類、とくにCeが濃集していく例は、THOMSON *et al.* (1984) が西大西洋の深海底の短い柱状採泥試料について述べている。彼らはそこでタービダイト起源の灰色泥が堆積速度が遅い場合、深海底の酸化条件下でCe正異常を示す赤褐色泥に変わって行くことを指摘している。今回発表したチャート直上の赤

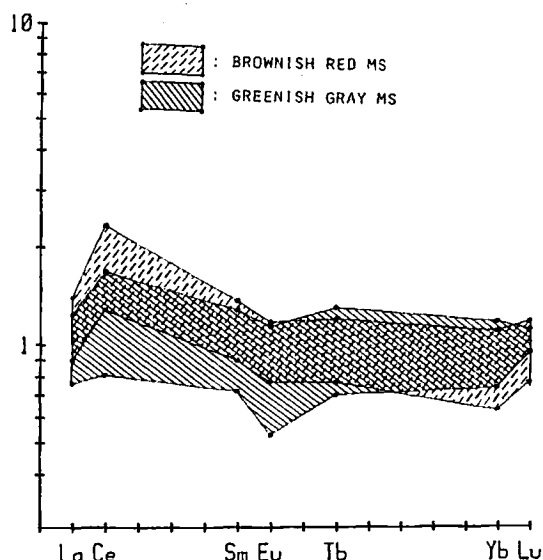
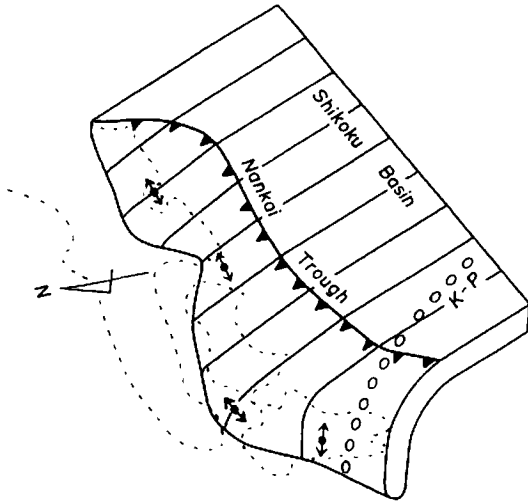


Fig. 1 REE distribution pattern of mudstones

褐色泥と緑灰色泥も同様の堆積環境を想定することができる。

従来地球化学的検討からは、丹波美濃帯の堆積岩で深海底堆積物であるとされたものはなかった。しかし、今回の結果は、量的には多くなくとも、深海堆積物と認定できるものが存在することを地球化学的性質からも示したものである。

トラフから沈みこんでいるが、それに伴う深発地震の活動は東北日本弧のように活発ではない。微小地震の観測結果から、西南日本弧の下に沈みこんでいるプレートの形を推定すると(第1図参照)、(イ)地震活動を伴うプレートの長さが他の島弧に比べて短く(約150~270km)、(ロ)地震活動を伴うプレートの先端が中央部(紀伊水道付近)で凹ん



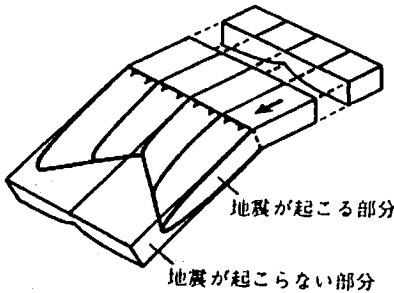
第1図 地震活動から推定したプレートの形.

だV字形をしていることがわかる.

この特徴は、SHIONO & SUGI (1985) による海洋プレートの冷却時間  $A_c$  と同化時間  $t_m$  の関係

$$t_m = A_c / (8.73 \pm 0.56) + (1.93 \pm 0.26) \text{ (my)} \quad \dots\dots(1)$$

でよく説明できる(海洋プレートの冷却時間とは、プレートのある部分が中央海嶺で生産されてから海溝で沈みこみはじめるまでの時間のことであり、海洋プレートの同化時間とは、海溝にぶつかり沈みこみはじめたプレートが周囲のマントルに暖められて地震を起こせなくなるまでの時間のことである). (1)は古いプレートほど沈みこんだとき



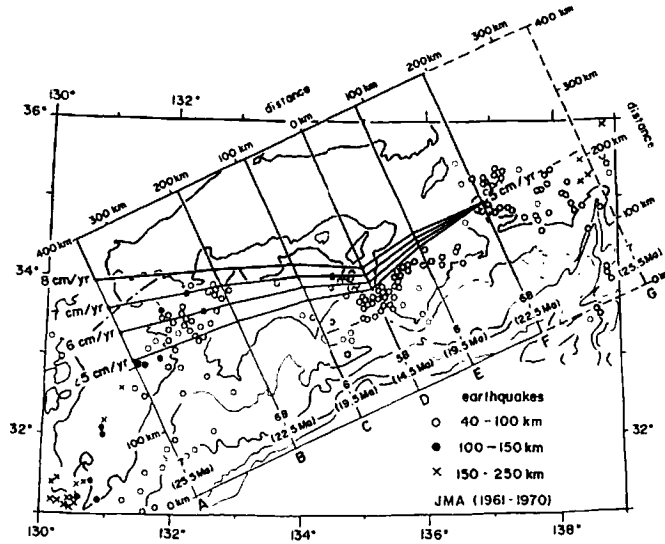
第2図 拡大軸が沈みこむ場合の模式図.

に、長い間地震を起こし続けることができ、その結果、和達・ベニオフ面(深発地震面)が長くなることを意味している。西南日本弧に沈みこむ四国海盆の拡大軸はほぼNNW-SSE方向であり、その isochron は島弧にほぼ直交する (KOBAYASHI & NAKADA, 1978; SHIH, 1980). このような場合、海洋底の年齢を  $A_t$  とすれば、冷却時間  $A_c$  は  $A_c = A_t - t_m$  であるから、(1)より、地震活動を伴うプレートの長さ  $X_m$  は

$$X_m = V_{sb} t_m = V_{sb} (A_t / 9.73 + 1.73 \text{ (my)}) \quad \dots\dots(2)$$

で計算できる ( $V_{sb}$  は沈みこみ速度の海溝に垂直な成分). (2)の関係から、一定速度で拡大した海盆が沈みこむときの様子を第2図に模式的に示す. このことから、(1)のプレートの先端の凹みは四国海盆を形成した拡大軸の沈みこみが原因であると解釈できる. また、南海トラフにそう四国海盆の年齢 ( $A_t$ ) を第3図に示したように与えて、地震活動を伴うプレートの長さ  $X_m$  を(2)から推定した(第3図の折線). 沈みこみ速度  $V_{sb}$  として、F点で  $5 \text{ cm/yr}$  としA点で  $7 \text{ cm/yr}$  とした場合に最もよく実際の地震の分布を説明する. この沈みこみ速度は MINSTER & JORDAN (1978) の与えたユーラシアプレートとフィリピン海プレートの相対運動とほぼ一致する妥当な値である. このことは(1)の地震活動を伴うプレートの長さが他の島弧に比べて短いのは沈みこむ四国海盆の年齢が若いことが原因であると解釈できる.

以上のことから、西南日本弧において和達・ベニオフ面(深発地震面)の発達が弱いことは、沈みこんだプレートが途中で切れ落ちたためであるとか、沈みこみの開始時期が若いためであるとか、特殊な出来事を仮定することなく、沈みこむ四国海盆の年齢が若いことを除けば、通常のプレートの沈みこみで説明できることがわかる. また、この解釈によれば、第1図に示した地震活動を伴うプレートのさらにその先に、地震活動を伴わないプレートが続いていることになる. このことは西南日本弧のネオテクトニクスの問題(たとえば、火山活動など)を考えるための重要な基礎概念を与える.



第3図 地震の分布とプレートの先端の推定位置(折線)の比較。(25.5Ma)などは与えた海盆の年齢。

## 西南日本における白亜紀火成活動

### の移動について

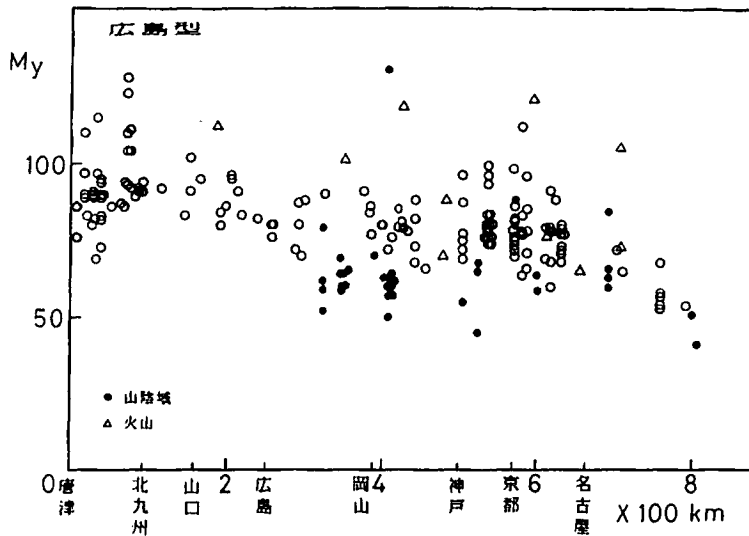
木下 修・伊藤英文(大阪府大)

西南日本には白亜紀に活動、生成した多量の火山岩、花崗岩の帯状分布がある。これらの岩石の年代に地域的な変化が認められたので、係った火成活動が移動したと考え、モデル化を試みた。岩石の年代は「日本地質アトラス」(地調編、1982)によった。

白亜紀花崗岩を南から領家帯(古期、新期)、広島型に分け、後者は更に脊梁山脈を境に山陽域と山陰域に分けて、年代の地域変化を図にした。第1図に広島型花崗岩とそれに伴う火山岩についての例を示す。縦軸が岩石の年代、横軸は唐津市を原点に中央構造線沿いに測った距離である。図に見る通り、全体的に年代は東へゆくに従い若くなる。また花崗岩の山陽域(白丸)、山陰域(黒丸)をくらべると、後者の方が若い。領家帯についての図は同様に東へ若くなるが、全体的に第1図の広島型山陽域のわずかに上位にくる傾向がある。すなわち、年代は南から北へも若くなっている。

このことは高松—倉吉を結ぶ地域で南北方向の変化を図示するとはっきりわかる。一方、火山岩については第1図ではばらついているが、ほぼ花崗岩と同様の傾向を示す。さらに西南日本の火山岩については層序から求め、整理した表(岩波講座地球科学15, 1979, P. 127)があるが、西部地域は古いものが多く、東は新しいものが多く、かす北より南ほど古くなるということなど、第1図と大変調和的である。

これらの年代変化が火成活動の移動に対応しているとする、火成活動は西から東へ平均3.0cm/Yの速さで、同時に南から北へ平均1.0cm/Yの速さで移動したと考えることができる。西南日本の南の方に白亜紀の海溝を仮定すると、上述の火成活動の移動は、第2図に示すように海溝に対し18°傾いた長いスリット状の熱源が海溝に沿って移動したと考えられると説明がしやすい。図で海溝の方向は今の中央構造線の方向(平均N75°E)に西南日本の第三紀の時計方向の回転50°を考へて、復元したものを示す。さらに詳しく火成活動の移動について検討すると、南北方向の年代変化は直線でなく、岡山と津山の間あたりを境に南域と北域にわけることができる。前者での熱源の北への速度は早く、平均1.4cm/Y、後者ではおそく、

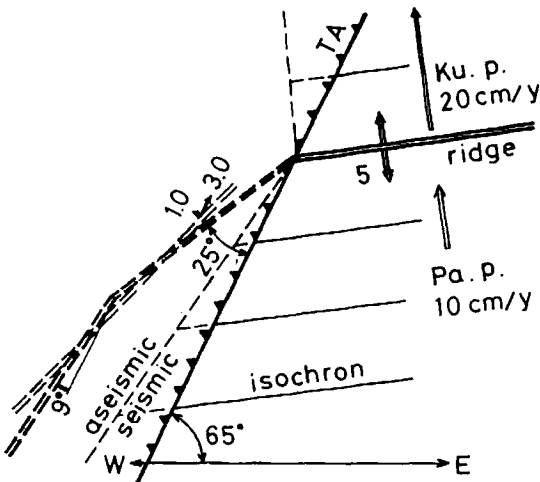


第1図 広島型花崗岩類年代の本州弧方向変化

平均0.5cm/yとなる。このことから前記の細長い熱源の方向は南域で約25°、北域で9°となり、熱源は実際には北に行くに従って低角となるなめらかな曲線なのであろう。

この頃にはクラーク太平洋海嶺の沈み込みがあったと言われているが、上述の細長い熱源を海嶺と関係づけて考えて見る。第2図に丸山・瀬野(1985)、弘原海(1984)などを参考にして、プレートの運動を単純化して示した。沈んだ後の海嶺の運動を沈む前の運動と比較すると、大体次のことが言えよう。すなわち、(1)海溝に法線方向速度は1/10かそれ以下に遅くなる、(2)海溝に接線方向

速度は1/4か1/5になる、(3)海嶺の拡大速度は1/10かそれ以下に小さくなるかもしれない。以上のことは海嶺近くのプレートが高温であって、沈み込んだ後は固いプレートでなく、流体的であるということを考えて説明できるであろう。第2図にはSHIONO(1982)にヒントを得て、固いプレートの状態をなさない範囲(aseismic)を図示してある。温度の高い海嶺は沈みにくく、上のリソフェアの底を擦るような形でアンダースラストしていると思われる。陸下の海嶺が速度を減ずることは、軟いプレートが海嶺の前方で伸びて厚さを減じ、後方で縮んで厚くなることを示唆している。



第2図 陸側の熱源の移動と海嶺との関係

日本地質学会関西支部報, No.99  
 1985年7月31日発行  
 発行 日本地質学会関西支部  
 〒558 大阪市住吉区杉本3-3-138  
 大阪市立大学理学部地学教室内  
 Tel 06 (692) 1231 ex. 3164, 3262  
 振替口座 大阪1-91572  
 印刷 (株)松屋印刷  
 〒553 大阪市福島区大開4-3-6  
 Tel 06 (466) 4111