

日本地質学会近畿支部報

Proceedings of Kinki Branch, Geological Society of Japan

No. 2

2003年5月15日

日本地質学会近畿支部

日本地質学会法人化に関わる支部への影響について（支部長会議報告）

従来から、本部では日本地質学会法人化に向けて検討がなされております。しかし、文部科学省の法人関連の見直しについて、政府内で議論が紛糾し、未だ見直し案の策定が提示されていないことから、法人化についての目途がまだたない状況があります。本部としては、定款の確定のため、まだ調整が続いている状況のようです。

その中で、2003年3月29日に支部長会議が開かれ、主に定款に関わる事項で、支部に関する内容について説明がありました。以下、簡単に報告します。

・支部の位置づけ

定款では「支部を置くことができる」と規定されています。また、その下位規定の本部規約で支部の地域区分などが明示されます。地域区分は従来どおりです。

・支部会員の範囲

学会の会員で定められた支部地域に在住者が支部会員とみなされます。本部会員でない支部独自の会員は認められません。

・会計

支部は、本部とは別に独自で支部会費を集めることができなくなります。支部の運営は本部からの交付金？（どの程度期待できるのか不明、あまり多くなさそう）と支部で行う行事での参加費や支部事業（出版など）で得られる収入でまかなわれる。公益法人であるため、年度末の収支決算で過剰な収益を上げる事はできない。法人化後は会計的には、本部の監査とあわせて支部会計の監査を受けることとなるので、事前に監査事項にあわせた支部の会計報告が必要となります。支部交付金がなくても支部活動がなされ、お金のやり取りなどがあった場合には、会計報告を本部に報告して監査を受ける必要がある。この際、法人会計に関する本格的な収支報告、貸借対照表、領収書類などの資料が必要とされます。

・本部役員の選出

役員選挙などでの支部の役割としては、常任代議員に支部から1名当選した代議員のなかから選出すること以外は、支部からの直接的な関与はできないようです。ただし、地方区の代議員選挙では、間接的には、支部の関与（推薦（推薦は現在の規定にない）あるいは支部での立候補者の調整など）が必要だと見られます。

理事（14名）・代議員（160名）・常任代議員（54名）の任期は2年で毎年その半数を改選

する。正会員は、選挙によって会長1名、副会長2名および代議員87名を改選する（会長、副会長は2年毎）。代議員改選では、全国区から47名、地方区から40名を選出。

1. 地方区選出代議員は各地方ブロック在住の候補者（地方区（ブロック）は一部支部の範囲と不一致がある）から正会員全員による選挙で選出される。近畿地区で地区別代議員の数は5名

2. 全国区の47名の中から代議員による選挙で7名の理事を選ぶ。選ばれた7名の理事は代議員からは外れる。

3. 残りの代議員80名の中から代議員選挙結果をもとに職域などを考慮した区分けで常任代議員20名が任命される。その他に各支部から1名の常任代議員を選出する。支部から選出される常任代議員は先の代議員選挙で選ばれた中からの選出となる。7支部から各1名ということで27名の常任代議員となる。

感じた今後の動向

支部長会議に代理出席して得た感触として、以下のように見ております。

現在、文部科学省が法案の取りまとめに難航しているため、まだ法人化の見込みは見えていないのが現状である。また、地質学会内の法人化準備でも、代議員の選出方法に流動的な側面が多数あるようだ。支部に対する本部の予算処置についても、まったく検討がなされていない。一部の支部では本部からの予算がなくてもやっていくような強気の発言があるが、たぶん近畿支部では難しいと思われる。規模の小さな支部では、近隣の支部に吸収してもらいたいというような意向もある。支部からの意見や希望を出して法人化後の支部の活動ができるだけ行い易い状況にするのか、支部組織そのものについての議論が必要である。

法人化後に支部が活動するにあたっては、連絡等はできるだけ電子化して発信して、支出発生を極力抑える必要がある。支部例会・講習会・見学会などの事業を活性化させ資金確保を行わないと、収入源はほとんど見込めそうにない。このような活動を行うためには、幹事団の活動が強力でないといけないが、それを行っていただく人材が十分に確保できるか疑問な点がある。

以上、報告いたします。

文責 三田村宗樹（支部長代理で出席）

2001年3月10日に行われた近畿支部総会にて決定した支部規約を以下に掲載します。

日本地質学会近畿支部規約

- 第1条 本支部は「日本地質学会近畿支部」と称します。
- 第2条 本支部は地学の進歩発展及び普及と会員相互の親睦とを図ることを目的とします。
- 第3条 本支部は近畿2府5県に在住する日本地質学会々員及び地学に関係し、特に入会を希望するものを会員とします。
- 第4条 本支部に以下の部会を置きます。
京都部会（滋賀県、京都府、三重県、奈良県）
阪神部会（大阪府、和歌山県、兵庫県）
- 第5条 本支部の運営は京都・阪神部会が2年毎に行ないます。
- 第6条 本支部は第2条の目的を達成するために次の事業を行ないます。
講演会（例会）、講習会、見学旅行、懇親会、支部報の発行、その他目的達成のため必要と認められる事項
- 第7条 本支部運営の基本方針を決定するため、年1回総会を開きます。
- 第8条 本支部運営の執行機関として以下の役員を置きます。
支部長、 幹事 4名
支部長及び幹事の任期は2年とします。
- 第9条 支部長は支部会員が互選し、また幹事は各部会毎に選挙あるいは推薦により、総会において承認を受けるものとします。幹事は運営担当部会3名、他は1名とします。
- 第10条 支部長及び幹事は「幹事会」を組織し、総会の決議に基づき業務執行の方針を決定します。
- 第11条 支部長は支部を代表するとともに日本地質学会の定める業務を行います。
- 第12条 支部会員は会費として年額1500円を、納入するものとします。正当な理由なく会費を滞納した会員については、支部長は幹事会の審議を経て、行事の案内、支部報などの配布を停止することができます。
- 第13条 支部に会計監査1名をおきます。
- 第14条 この支部規約は総会において出席者の過半数の賛成を得て改正することができます。

附 則 本規約は、2001年3月10日より施行します。

近畿支部例会

地質学会近畿支部の発足後、第2回、第3回の例会が、それぞれ平成13年12月15日と平成15年3月15日に大阪市立大学理学部で開催されました。講演件数は、5件、4件と少なかったのですが、支部会員の日頃の研究成果が報告されました。それぞれの例会のプログラムと講演要旨を掲載します。

例会講演プログラム

平成13年12月15日(土)

大阪市立大学理学部会議室

丹波帯東南部、宇治市志津川のチャートから産出したペルム紀コノドントについて

楠利夫・小原正顕・武蔵野実

美濃帯犬山地域のチャートの色調変化と放散虫生層序の関連

大岡弘一

紀伊半島四万十累帯白亜系寺杣層の砂岩組成変化とその意義について

別所孝範

京都府亀岡市法貴花崗岩体の特徴

貴治康夫

愛媛県大洲～内子地域における中期更新世の火山灰

山下大輔

平成15年3月15日(土)

大阪市立大学理学部第2講義室

大阪東北部・交野山地にみられる苦鉄質脈岩の化学的特徴

貴治康夫

紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯(その18) -紀伊山地中央部に分布するという黒瀬川帯の疑問点-

奥田尚・大和大峯研究グループ

岐阜県谷汲村深坂湿原の花粉化石及び微粒炭分析による後期更新世・完新世の古環境変遷

神崎英記

珪藻遺骸群集からみた過去約1万年間の大阪湾古環境変遷史

廣瀬孝太郎・吉川周作・三田村宗樹・七山太

丹波帯東南部，宇治市志津川のチャートから産出した
ペルム紀コノドントについて

楠利夫（同志社中学校）・小原正顕（和歌山県立自然博物館）
武蔵野実（京都教育大学）

Permian conodonts in chert from the southeastern part of the Tamba Belt, Shizukawa district,
Uji City

Toshio Kusunoki・Masaaki Ohara・Makoto Musashino

はじめに

演者らは約20年前に本露頭よりペルム紀古世～新世にわたる微化石を見いだしたが、未報告のままであった。最近、楠（2001）はその一部を公表した。その後、再検討を行った結果、本岩体は産出する微化石により、石炭紀新世最後期からペルム紀新世にわたるほぼ一連のチャート岩体であることが明らかとなったので報告する。

周辺の地質

調査地点周辺の丹波帯Ⅱ型地層群は、TIIbとTIIcの両ユニットの中間的ユニットとされている（楠，1989，2001）。調査したチャート岩体は天ヶ瀬アンチフォームの南翼に位置し、周辺の砂岩の内部堆積構造から南上位であることが明らかになっており、チャート岩体はブロック状を呈している（楠，2001）

露頭の概要

露頭は、道路を挟んで2カ所に区分されるが、ドロマイトや単層の厚さ変化、色調の変化から、ほぼ東西に連続するものと推定される（Fig.1）。検討した露頭は西側で、チャートの層厚は約50m、地層はN60°Wで直立し、地層を大きく切る断層はほとんどなく、目立った褶曲構造の認められない南上位の連続した露頭である。全体に、上部で単層がやや厚くなる傾向があり、1cm以下の薄い層が集中する部分が数カ所で認められる。次に、露頭各部について記述する。

最下部層は、チャート、ハイアロクラスタイト、ドロマイト、石灰岩が互層する。より下位は露頭が欠けており不明である。

下部層は、おもにドロマイトとチャートの互層よりなる。チャートは単層の中央部が暗赤色で、上下の単層境界付近で淡緑色～灰色に変化する。また、チャートにもドロマイト質の部分があり、化石を抽出する際のフッ化水素処理で、多量の発泡が認められる。ドロマイトの単層は、厚さが50cmを越えるものもあるが、上位ほど薄くなる。

中部層は、暗灰色～黒灰色のチャート主体で、ドロマイトはほとんど認められない。二酸化マンガンを含む黒色部が中位で認められる。

上部層は、灰色～灰白色のチャートで泥の挟みが薄く、節理が発達する。ドロマイトは全く認められない。最上部ではチャートの露頭が崖を作り、露頭は欠如している。

化石抽出試料

全体に、チャートは熱変成を受けており、コノドント化石はほぼ黒色を呈しているが、化石抽出は容易で多量に産出し、一部に保存の良い部分もある。放散虫化石は、抽出できないか、もしくは抽出しても形態が識別しにくい。そのため、放散虫化石は、おもにチャート表面の研磨とエッチング面で、実体顕微鏡による観察によって属種を決定した。ドロマイトからの化石抽出は試みていない。

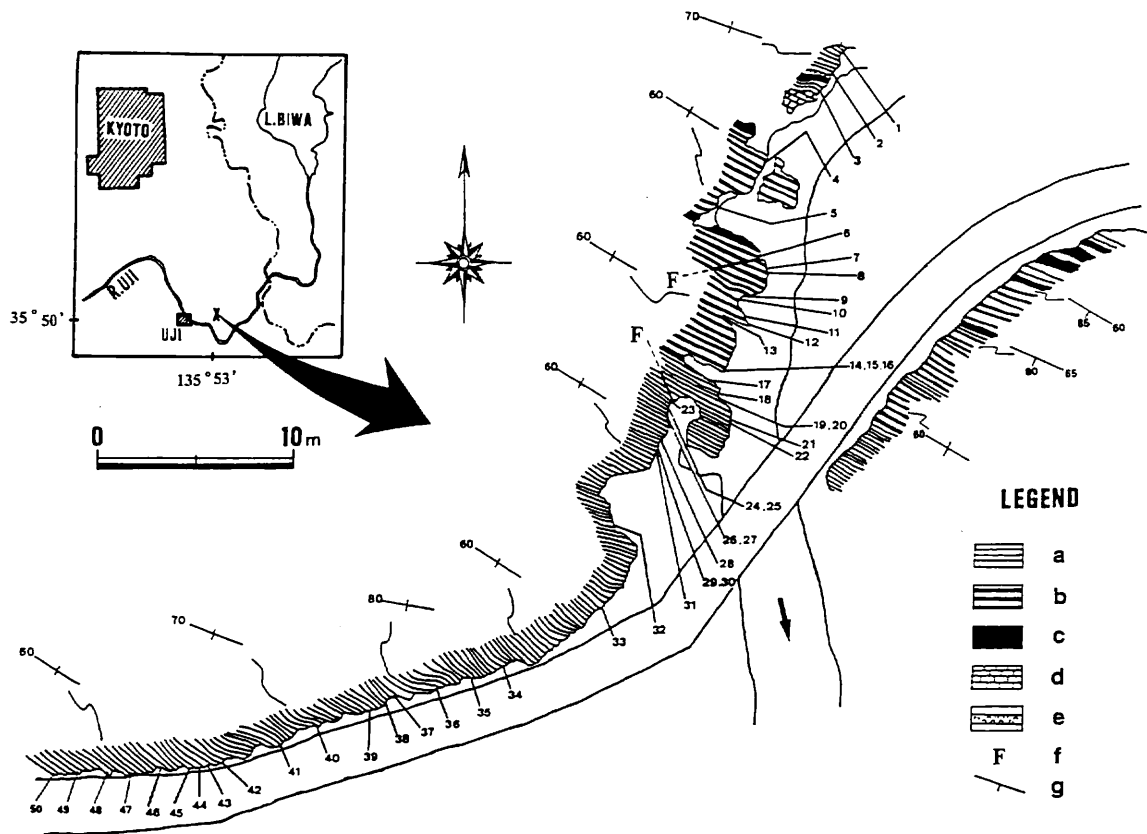


Fig.1 Route map of chert sequence at the Shizukawa district, also showing the sampling points of chert. a: chert, b: dolomite and chert alternation, c: dolomite, d: limestone, e: hyaloclastite, f: fault, g: strike and dip.

産出化石と年代

おもな産出化石と産出層準をFig.2にまとめた。次に最下部から最上部の年代について記述する。

最下部ブロックのサンプル番号1~3および下部の一部から、*Streptognathodus elongatus*, *S. elegantulus*, *Idiognathodus* sp. cf. *I. tersus*, *Gondolella* sp. cf. *G. sp.A* of Koike, *Gondolella* sp. aff. *G. sublanceolata*, *Spathognathodus* spp.などが産出した。このうち、*Idiognathodus* sp. cf. *I. tersus*, *Gondolella* sp. aff. *G. sublanceolata*は、Erison(1941)がアメリカのカンサス州やミズーリ州で報告したPennsylvanian上部のコノドントに比較でき、*Gondolella* sp. cf. *G. sp.A* of Koikeは、Koike(1967)が阿哲石灰岩で報告した種に比較できる。また、これらの化石の随伴種には*Spathognathodus* spp.を普遍的に含む。また、*Gondolella* spp.では、それらの形態やプラットホームの表面構造、竜骨の形や配置が、ペルム紀最下部で見いだしている種とは明らかに異なっている。以上のことから、最下部のブロックおよび下部の一部は、石炭紀新世最後のVirgilianに及ぶと考えられる。

下部層から中部層のサンプル番号4~33までは、Igo(1981)が示したペルム紀古世のConodont Fauna and Zoneに比較できるコノドント化石が多産しており、ペルム紀古世~中世中期に相当する。また、放散虫化石においては、サンプル番号31までは*Pseudoalbaillella simplex*から*Albaillella* sp. aff. *A. sinu. or asym.*まで産出し、ペルム紀古世~中世前期に相当する。サンプル番号31から34の*Follicucullus* sp. cf. *F. monacanthus*や*Follicucullus* sp. cf. *F. scholasticus* (ペルム紀中世後期)まで化石の産出確認位置はやや離れている。現在この部分については再検討中であるが、サンプル番号33の約3m上位に*Follicucullus scholasticus*の密集層を確認している。サンプル番号34からは*Follicucullus scholasticus*が産出するので、ペルム紀中世後期まで連続すると考えられる。

中部層から上部層のサンプル番号35~46までは、コノドントと放散虫化石が重複して産出している。コノドントではペルム紀中世に特徴的な*Neogondolella* sp. aff. *N. serrata postserrata*からペルム紀新世の*Clarkina* spp.まで、放散虫化石では*Follicucullus scholasticus*から*Albaillella levis*まで産出している。

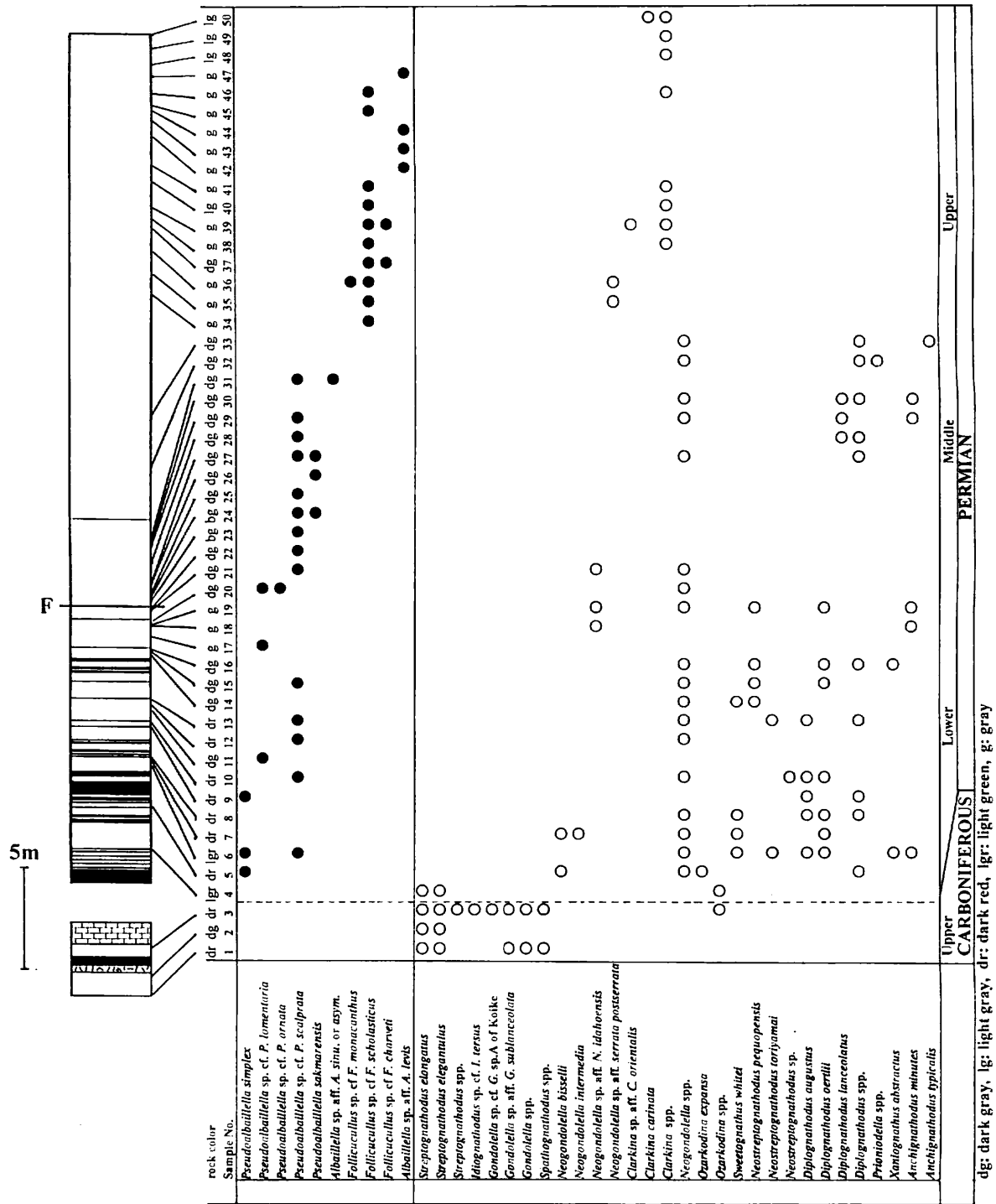


Fig.2 Columnar section of the bedded chert sequence, and the list of the important microfossils in the Shizukawa district, Uji City. Abbreviations in this figure are the same as those of Fig. 1.

上部層の南端部のサンプル番号50から *Clarkina carinata*, *Clarkina* spp.などのコノドントとともにサンプル番号47から *Albaillella levis*. が多産する。Yao et al.(2001)による「西南日本の微化石帯の検討」に対比すると、コノドント化石帯では *Clarkina subcarinata*帯に、放散虫化石帯では *Albaillella ornithoformis*帯に属する。このことから、チャート岩体の最上部は、ペルム紀新世後期のChansingianに及ぶと考えられる。

まとめ

宇治市志津川のドロマイトと互層するほぼ一連整合と見なせるチャート岩体は、産出するコノドントおよび放散虫化石によって、石炭紀最後期からペルム紀新世にわたる年代であることが明らかとなった。

文献

- Erison, S. P., 1941, Revision of the Pennsylvanian platform conodonts. Jour. Pal., v.15. 109-143.
- Igo H. 1981, Permian conodont biostratigraphy of Japan. Palaeont. Soc. Japan, Special Papers, 24, 1-50.
- Koike T., 1967, A Carboniferous succession of conodont faunas from the Atetsu limestone in Southwest Japan. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sci. Rep., Sec. C, no.93, 279-318.
- 楠 利夫, 1989, 丹波帯Ⅱ型地層群天ヶ瀬砂岩層の堆積機構と堆積場. 地球科学, 43:211-223.
- 楠 利夫, 2001, 宇治市東方, 宇治川沿いの丹波層群から産出した微化石について. 日本地質学会近畿支部報, No.1, 26-29.
- Yao J., Yao A. and Kuwahara K., 2001, Upper Permian biostratigraphic correlation between conodont and radiolarian zones in the Tamba-Mino terrane, Southwest Japan. Jour. Geosc., Osaka City Univ. Vol.44, 97-119.

美濃帯犬山地域のチャートの色調変化と放散虫生層序との関連

大岡弘一（大阪市大・理）

The relation between chert color changes and radiolarian biostratigraphy in Inuyama area, Mino Terrane

OOKA Hirokazu

美濃帯犬山地域には層状チャート層と碎屑岩層が分布し、層状チャートは灰色、黒色、赤紫色、赤色等の色調を示す。特に木曾川沿いには層状チャート層の良好な露頭が存在し、これまで多くの研究が行われてきた。チャート層の色調の変化は、堆積場の環境変化を反映していると考えられ、チャート内の鉄の酸化度から古環境を探る研究が行われた（中尾・磯崎、1994等）。本研究では犬山地域 Unuma CH-2セクション最下部に相当する露頭において色調変化と放散虫化石の多様性について検討を行った。露頭においてチャートの色調は灰色から赤色へと変化する。

今回層状チャート層を下位より1単層毎に57サンプルを採集した。本露頭は下位より上位へ灰色チャート層（ときおり黒色チャート層をはさむ）、黄色チャート層（1層準のみ）、赤紫色チャート層、赤色チャート層からなる。単層の層厚は数cm～十数cmまで様々であるが、全体として灰色部より赤色部の方が厚い傾向がある。また内部構造は黒色・灰色チャート層では不明瞭であるが、黄色・赤紫色・赤色チャート層では顕著に見られる。内部構造としては、黄色チャートでは黄褐色と暗黄褐色から成る縞状構造が、赤紫色チャートでは微細な縞状構造を持つものや放散虫殻を含む部分と含まない部分が明瞭に別れているものがある。赤色チャートでは、放散虫殻が多い部分と少ない部分が別れているものがあり、両者の境界ははっきりしているが放散虫殻が全く無い部分は認められない。

フッ化水素酸による放散虫化石の抽出を試みた結果、15サンプルから保存良好な放散虫化石が得られた。灰色チャート層および赤紫色チャート層の下部（J1～J4）では *Triassocampe coronata* が、赤紫色チャート層上部（J5とJ6）および赤色チャート層では *T. deweveri* が産出した。このため、前者は Sugiyama(1997) のTR 2B Zone に、後者はTR 2C Zone に対比される。

放散虫化石の多様性についてみると、灰色チャート層の4サンプルからは最少7種、最大10種が産出する一方、赤色チャート層の3サンプルからは最少18種、最大27種が産出し、赤色チャート層の方が明らかに種数が多い。赤紫色チャート層から産出する放散虫化石は6～21種と様々であるが、16種前後が最も多い（9サンプル中の6）。なお、黒色および黄色チャート層からは保存良好な放散虫化石が得られなかった。以上のことより、産出した放散虫化石の種数は灰色、赤紫色、赤色の順で多くなる傾向が見られる。今回の結果からだけでは、放散虫の多様性の変化が、堆積場の酸化還元状態の変化と対応しているかは定かではない。本露頭はUnuma CH-2セクションの最下部であり、これより下位に層状チャート層は存在しないが、他のセクションでは本露頭の灰色チャート層に相当する層準の下位に赤色チャート層が存在する場所がある。Sugiyama(1997) はTR 2A,2B Zone に対比される赤色チャート層から14～20種の放散虫化石を報告しているため、今後そのような赤色チャート層で放散虫化石の多様性を検討し、その結果多様性が高いことが判明したならば、還元的な環境が放散虫生息域にまで及んだことが考えられる。

紀伊半島四万十累帯白亜系寺杣層の砂岩組成変化とその意義について

別所孝範（清友高校）

寺杣層は紀伊半島西部に分布し、北限を仏像構造線で秩父累帯と接し、南限を小鶴谷断層で白馬層（美山累層相当層）と接する。紀伊半島四万十累帯白亜系の中では、例外的にアンモナイト・イノセラムス等の大型化石を産し、構造も比較的単純な複向斜構造をなすといった特徴を持っている。寺杣層の砂岩の重鉱物組成やモード組成を検討した結果、層序的中部付近を境に大きな変化が見いだされた。今回はこの変化の原因について考察する。

寺杣層中に見られる重鉱物組成とモード組成の変化

本層は岩相により、下位より下部・中部・上部層に区分されている（紀州四万十帯団体研究グループ、1983）。下部層は頁岩層および頁岩勝ち互層を主とし、砂岩勝ち互層や含礫泥岩層を伴う。中部層は厚層理の塊状砂岩層、砂岩勝ち互層を主とし、頁岩勝ち互層、酸性凝灰岩層を伴う。上部層は成層頁岩層を主とし、頁岩勝ち互層を伴い、時に酸性凝灰岩層を挟在する。全体的に複向斜構造をなし、全層厚は約800mに達する。イノセラムスやアンモナイト化石また放散虫化石から、本層の年代はチューロニアン～サントニアンと考えられている。大型化石を多産すること、複向斜構造をなすことそして、古流向のパターンが全体として扇状をなすこと等から大陸棚外縁から上部大陸斜面に発達した海底扇状地の堆積物と推定されている。

下部層から上部層にかけて16個の砂岩の重鉱物組成の検討をおこなった（別所,2000）。その結果、下部層と中部層下部の砂岩ではジルコン・ザクロ石を主とし、緑レン石・チタナイト・電気石・褐レン石を伴うタイプIVであるのに対し、それより上位はジルコンと少量のザクロ石・鋭錘石を伴うタイプIIを示す。個々の重鉱物の量比で詳しく見ると、タイプIVからタイプIIになると自形ジルコンがやや増え、また鋭錘石が急増するのに対し、電気石、緑レン石、褐レン石、チタナイトは急激に減少するといった特徴が認められる。

また、同一砂岩試料を使用して、通常の方法でモード組成の検討をおこなった。寺杣層の砂岩はほとんどが、基質15%以上のワッケに属する。Q-F-R図を見ると下部層と中部層下部の砂岩と砂岩とその上位のものではあきらかな違いが認められる。すなわち、前者のほとんどが長石質ワッケであるのに対し、後者はすべて石質ワッケに属する。個々の鉱物の量比を詳しく見ると、前者はカリ長石・花崗岩片に富み、後者は特に珪長質火山岩片に富むという特徴が認められる。こうしたモード組成変化は重鉱物組成変化とよく対応する。

寺杣層の年代は下部層が後期チューロニアン、中部層がコニアシアン、上部層がサントニアンとされているので、以上の重鉱物組成やモード組成の変化はコニアシアン頃に生じたことになる。

寺杣層と秩父累帯外和泉層群との対比と砂岩組成変化

寺杣層の北部の秩父累帯には外和泉層群と呼ばれている瀬海ないし浅海成の上部白亜系が分布する。この中で寺杣層に対比できるのは金屋層（チューロニアン）、御霊層（コニアシアン）、松原層（コニアシアン）、二川層（サントニアン-カンパニアン）である。金屋層は砂岩・頁岩・砂岩頁岩細互層よりなり、寺杣層下部層に対比される。御霊層は下位より礫岩層、下部砂岩層、頁岩層（最上位に海緑石を多く含む）と上方細粒化を示し、その上には上方粗粒化を示す上部砂岩層が重なる（平山・田中,1956）。以上の堆積相の特徴から礫岩層、下部砂岩層、頁岩層は海進期堆積体、上部砂岩層は高海面期堆積体と推定される。松原層は御霊層の南に位置し、同時異相の地層とされている。御霊層と松原層とも寺杣層中部層に対比される。二川層は頁岩を主とする地層で寺杣層上部層に対比される。

外和泉層群は瀬海ないし浅海成の堆積物で、同時異相と推定される寺杣層はその南に発達した海底扇状地堆積物である。先に述べたように、寺杣層の砂岩は下部層と中部層下部ではほとんどが長石質ワッケ、それより上位では石質ワッケと変化する。一方、外和泉層群の砂岩組成は宮本（1980）によ

ると、金屋層（長石質ワッケ）→御霊層（ほとんどが長石質ワッケ）→松原層（長石質ワッケと石質ワッケ）→二川層（石質ワッケ）と変化する。以上のように外和泉層群と寺杣層とは、その砂岩組成が層序的下位から上位にむけて長石質ワッケ→長石質ワッケと石質ワッケ→石質ワッケと変化するという共通性が認められる。

寺杣層の砂岩組成変化の原因についての一つの考察

寺杣層と秩父累帯外和泉層群の砂岩組成も重鉱物組成も、コニアシアン頃を境に大きく変化している。コニアシアン以前の砂岩は長石質ワッケでカリ長石や花崗岩片に富み、また特徴的に褐レン石を含む（寺杣層）という点から、その後背地には花崗岩類が卓越していたと推定される。高海面期堆積体と推定される外和泉層群御霊層（コニアシアン）の海進期堆積体である礫岩層・下部砂岩層・頁岩層を構成する碎屑物はこうした後背地からもたらされたものであろう。頁岩層の最上部には海緑石が密集するが、これはいわゆるコンデンス・セクションでこの頃が一番海面が高かったと予想される。

一方、コニアシアン以後の砂岩は石質ワッケで特に珩長質火山岩片に富み、また自形ジルコンの量比が大きくなる。しかも、寺杣層では珩長質凝灰岩も挟まれてくることから、その後背地で大規模な珩長質火山活動が起こり、大量の火砕物質を南の堆積盆に供給したと推定される。御霊層の高海面期堆積体である上部砂岩層はこうした大量の火砕物質を起源とし、その南方に寺杣層中部層を構成する厚い海底扇状地砂質堆積物をもたらしたと推定される。

参考文献

- 別所孝範,1997,紀伊半島中西部四万十累帯上部白亜系の重鉱物組成-とくに,美山・竜神累層・丹生ノ川累層について,地質雑,103,377-390.
- 別所孝範,2000,紀伊半島四万十累帯白亜系砂岩の重鉱物組成とその時代的变化,地質学論集 no.57,195-210.
- 平山 健・田中啓策,1956,5万分の1地質図幅「海南」及び同説明書,地質調査所.
- 宮本隆実,1980,西南日本外帯の秩父帯白亜系の層序学的・堆積学的研究,広島大地研報告,23,1-138.

京都府亀岡市法貴花崗岩体の特徴

貴治康夫（大阪府立箕面東高等学校）

Geology and petrography of the Hoki granitic body, Kameoka City, Kyoto Prefecture

Michio KIJI

京都府亀岡市の南方、北摂山地の霊仙ヶ岳（標高536.3m）付近には西北西 - 東南東方向に伸びる長径約2km、短径約0.8kmの楕円形の範囲に石英閃緑岩（石英はんれい岩を伴う）～花崗岩から構成される火成岩体が露出している。今回、この小規模な火成岩体（以下、岩体付近の地名に因み、法貴花崗岩体とよぶ）の地質および構成岩石の特徴について検討したところ、いくつかの知見が得られたので報告する。

法貴花崗岩体は丹波帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスを構成する砂岩および頁岩に貫入し、周辺に接触変成作用を与えている。これらの堆積岩は西方の広根地域（松浦ほか、1995）や東北方の京都西北部地域（井本ほか、1989）の地質を参考にすると、丹波帯I型地層群に相当し、岩体の南方付近には東西方向にI・II型両地層群の境界が存在すると考えられる。花崗岩類と堆積岩の分布範囲は風化の違いによって地形に明瞭に表れている。霊仙ヶ岳の山頂とその北斜面には堆積岩ホルンフェルスがルーフ状に分布していると考えられる。

本岩体を構成する岩相は大きく3つに分けられる。岩体西部に中粒斑状黒雲母花崗岩と細粒花崗岩が、岩体東部に中粒の石英閃緑岩（石英はんれい岩を伴う）～花崗閃緑岩からなる中 - 塩基性岩類が分布している。前者は地形的な高まり（標高350m以上）に分布し、後者は深層風化が著しく、低地（標高270～350m）に分布する。細粒花崗岩は幅10cm以下の板状に割れやすく、板状節理が発達する。石英はんれい岩から石英モンゾ閃緑岩～花崗閃緑岩にいたる岩相は漸移しているものと考えられる。これらの岩相には南北方向で西に急傾斜、あるいはN50° E方向で垂直傾斜する節理が発達する。まれに亜角形の苦鉄質包有物（最大径3cm）や1cm幅の石英脈が認められる。いまのところ、岩体西部の酸性岩類と東部の中 - 塩基性岩類の貫入関係については不明である。なお、中粒斑状黒雲母花崗岩はかつて「法貴みかけ」と呼ばれて採石されていた。

中粒斑状黒雲母花崗岩はチタン鉄鉱系に属し、弱斑状～斑状で完晶質の組織を示す。石基と斑晶の区別が明瞭でない部分も多い。主要構成鉱物は石英、カリ長石、斜長石、黒雲母である。まれに角閃石を含むことがある。斑晶の石英は自形粒状結晶（最大径3mm）、カリ長石は卓状でしばしば双晶（最大長径5mm）をなす。斜長石には自形柱状結晶が多く、黒雲母はZ軸色が暗褐色の単結晶（径0.5mm以下）や径5mmの集形をなす。細粒花崗岩は粒径0.5mm以下の微花崗岩組織を示し、粒状の石英、半自形の斜長石、他形のカリ長石、少量の緑泥石化の著しい黒雲母からなる。ときに径4～5mmの黒雲母を認めることがある。岩体東部の石英モンゾ閃緑岩～花崗閃緑岩は細～中粒の半自形粒状完晶質組織で、主要構成鉱物は斜長石、角閃石、黒雲母、石英、カリ長石からなる。斜長石は半自形～自形柱状結晶で累帯構造がみられ、集片双晶も発達する。角閃石は半自形～他形結晶が多いが部分によっては自形柱状結晶も認められる。多色性が強く、Z軸色は緑褐色を示す。最大径5mmの集形をなすことがある。輝石から二次的に変質したものと思われる、アクチノ閃石質の角閃石もしばしばみられる。黒雲母はZ軸色が褐色の単結晶（径0.8mm）で不透明鉱物を伴うことが多い。石英は他形で、黒雲母を含むことがある。その他、アパタイトも認められる。石英閃緑岩～石英はんれい岩の主要構成鉱物は斜長石、輝石、黒雲母で少量の石英、カリ長石を含む。斜長石は半自形柱状結晶（長径0.2～4.2mm）が多く、集片双晶や、累帯構造もみられる。輝石は大部分、斜方輝石からなり、他形粒状～柱状結晶（径0.04～2mm）を示す。多色性はほとんど認められない。離溶ラメラの発達したものが多い。なかには単斜輝石のラメラが魚骨状に発達したステイルウオーター型の斜方輝石も認められた。輝石の周囲が角閃石に変質しているものも多い。黒雲母は半自形～他形結晶で、やや赤味を帯びた褐

色のZ軸色を示す。チタン鉄鉱と思われる粒状（径0.5mm）の不透明鉱物をしばしば含む。また、微量のジルコンを含むこともある。他に、少量の他形充填状の石英や微文象組織を示す部分がみられる。

法貴花崗岩体を構成する中粒斑状黒雲母花崗岩（試料番号はHO-1）、細粒花崗岩（HO-2）、石英はんれい岩（HO-5）、石英モンゾ閃緑岩（HO-6）の化学分析を鳴門教育大の蛍光X線分析装置を用いて行なった（Table 1）。斑状花崗岩と細粒花崗岩は化学組成が類似しており、構成鉱物の種類が一致することや、野外の産状から両者は同じ火成活動の産物であり、後者は前者の周縁相と考えられる。岩体西部の酸性岩類と東部の中・塩基性岩類はSiO₂量をはじめとして化学組成に間隙が認められる。このことから法貴岩体は貫入時期もマグマの種類も異なった2回の火成活動によって形成された可能性が高い。化学組成については、鉱物容量比（Fig.1）とあわせて近傍の花崗岩質岩体（茨木複合花崗岩体、三草山複合岩体、高台寺石英閃緑岩体）を構成する岩石の分析値との比較も行なった。法貴花崗岩体の中・塩基性岩類は鉱物容量比では茨木複合岩体（能勢岩体）の苦鉄質包有物や高台寺岩体の石英閃緑岩、三草山北部岩体の中・塩基性岩類（岩相は石英はんれい岩～花崗閃緑岩）に類似するものの、化学組成では主成分でAl₂O₃に富み、MgOに乏しい傾向がある。また、微量成分ではSrにやや富む傾向が認められるなど違いも大きい。

Table 1. Chemical compositions of the granitoids.

| Body Name | Hoki | | | | Mikusayama | | Kodaiji |
|----------------------------------|-------|--------|--------|-------|------------|-------|---------|
| Sample | HO-1 | HO-2 | HO-5 | HO-6 | MK-1 | KD-1 | |
| (wt.%) | | | | | | | |
| SiO ₂ | 68.74 | 70.48 | 51.42 | 55.64 | 57.20 | 57.71 | |
| TiO ₂ | 0.48 | 0.39 | 1.68 | 0.87 | 1.12 | 1.22 | |
| Al ₂ O ₃ | 15.05 | 14.57 | 20.41 | 22.63 | 17.67 | 16.05 | |
| Fe ₂ O ₃ * | 4.69 | 3.92 | 9.51 | 5.64 | 8.51 | 9.63 | |
| MnO | 0.08 | 0.06 | 0.16 | 0.09 | 0.16 | 0.18 | |
| MgO | 0.71 | 0.61 | 2.77 | 1.15 | 2.80 | 3.32 | |
| CaO | 2.63 | 2.06 | 9.68 | 9.15 | 7.74 | 7.01 | |
| Na ₂ O | 3.19 | 3.12 | 3.09 | 3.36 | 2.79 | 2.50 | |
| K ₂ O | 4.26 | 4.68 | 0.76 | 1.22 | 1.79 | 2.15 | |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | 0.12 | 0.52 | 0.23 | 0.23 | 0.22 | |
| Total | 99.99 | 100.01 | 100.00 | 99.98 | 100.01 | 99.99 | |
| A/CNK | 1.03 | 1.05 | 0.87 | 0.96 | 0.86 | 0.84 | |
| (ppm) | | | | | | | |
| Rb | 208.6 | 190.1 | 22.1 | 43.2 | 55.5 | 54.5 | |
| Sr | 209.3 | 195.3 | 573.2 | 607.8 | 422.1 | 361.7 | |
| Ba | 529 | 587 | 229 | 293 | 415 | 479 | |
| Th | 17.9 | 16.5 | tr. | 3.7 | 8.8 | 7.2 | |
| Nb | 12.8 | 10.0 | 6.7 | 5.8 | 7.7 | 7.5 | |
| Zr | 163.4 | 168.2 | 60.9 | 70.0 | 154.9 | 143.1 | |
| Cr | 4.3 | tr. | 11.1 | tr. | 26.6 | 24.5 | |
| Ni | 5.6 | tr. | tr. | tr. | tr. | tr. | |
| Pb | 22 | 15 | 7 | 13 | 22 | 17 | |
| Y | 27.6 | 28.7 | 17.3 | 18.0 | 21.3 | 22.2 | |
| Ce | 68.9 | 56.3 | 37.0 | 44.6 | 47.2 | 30.8 | |
| Sr/Y | 7.6 | 6.8 | 33.1 | 33.8 | 19.8 | 16.3 | |

*: Total Fe as Fe₂O₃. A/CNK: mole Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O).

Samples HO-1 and HO-2 after Kiji et al.(2000).

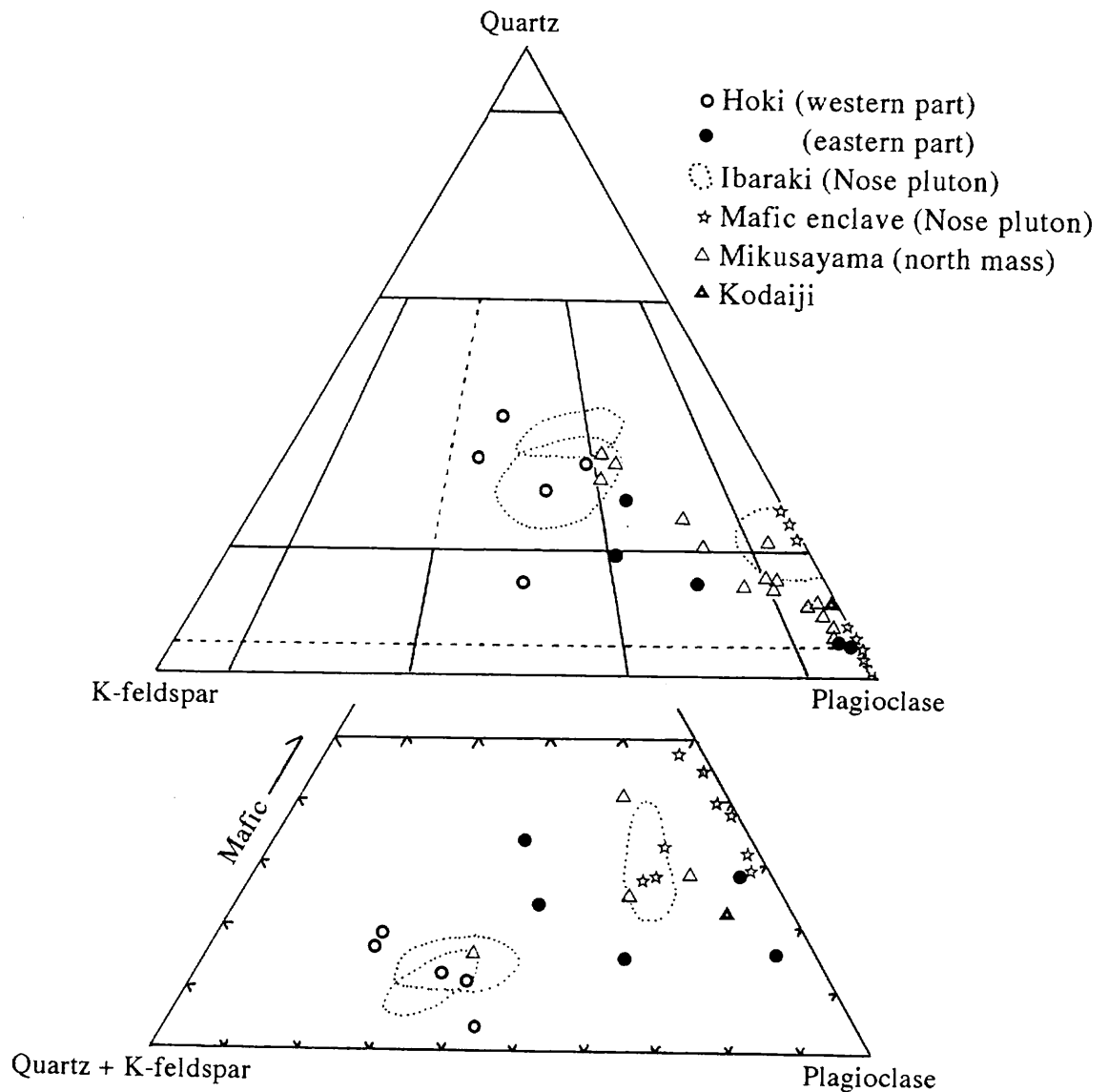


Fig.1. Triangular diagrams showing modes of the granitoids.

Data sources: Tainosho (1971, 1984), Tainosho et al. (1977), Matsuura et al. (1995), and this study.

法貴花崗岩体は山陽帯に位置することから白亜紀の火成活動の産物と予想される。村田ほか (2000) が指摘するような高マグネシア安山岩の分布は近傍に認められないが、丹波帯中央部のアダカイト質花崗岩類と同様な貫入様式 (貴治, 2001) を示す。いっぽう、岩体東部の石英はんれい岩中にステイルウオーター型の斜方輝石が含まれる点では三草山北部岩体の両輝石石英はんれい岩 (田結庄ほか, 1977) の特徴に類似する。法貴花崗岩体は地理的にもアダカイト質花崗岩類の分布域と三草山の北部岩体との間に露出しており、両者の関連を地質学的、岩石学的に検討していく上で重要な岩体である。

文献

- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田志朗（1989）京都西北部地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，84P.
- 金谷 弘・野沢 保・田結庄良昭（1984）茨木複合花崗岩体の化学組成．岩鉱，79, 276-288.
- 川野昌樹・野沢 保（1972）茨木複合花崗岩体の標準試料の主化学成分．地調月報，23, 519-524.
- 貴治康夫（2001）丹波帯に露出する前期白亜紀火成岩類の貫入様式と地質構造との関係．日本地質学会第108年学術大会講演要旨，288.
- 貴治康夫・村田 守・小澤大成（2000）京都市北部，山陽帯に分布するアダカイト質丹波花崗岩質岩．岩石鉱物科学，29, 136-149.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遥秋（1995）広根地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，110P.
- 村田 守・貴治康夫・小澤大成（2000）西南日本のアダカイト質花崗岩質岩．月刊地球 号外，No.30, 204-208.
- 田結庄良昭（1971）大阪府北部，茨木複合花崗岩体の岩石学的研究．地質雑，77, 57-70.
- 田結庄良昭（1984）茨木複合花崗岩体の暗色包有物．岩鉱，79, 133-145.
- 田結庄良昭・中島和一・池垣憲二（1977）兵庫・大阪県境，三草山付近の石英はんれい岩 - 文象斑岩複合岩体について．岩鉱，72, 263-276.

愛媛県大洲～内子地域における中期更新世の火山灰

山下大輔（大阪市立大学）

Volcanic ash layers of the Middle Pleistocene, Ozu-Uchiko district, Ehime prefecture,
Northwest Shikoku

Daisuke Yamashita

四国地方の中期更新世の地層は主に段丘を構成する礫質堆積物主体であるために火山灰層の保存が悪く、側方への連続性に乏しい。そのため堆積物の層序・編年において火山灰層に注目した研究はあまり進んでおらず、地域間で対比することが困難である。また、火山灰層以外の年代を推定する試料に乏しいため、どうしてもFT年代のみに頼りがちになり、地層の形成年代の確実性という点で大きな問題がある。この点、既に多くの試料から堆積年代が分かっている主要な広域テフラと対比することができれば、地層の年代を決定することが可能となる。

近年、四国西部地域では下部～中部更新統の研究が進みつつあり、その中に挟在する火山灰が広域テフラに対比され、堆積物の形成年代が明らかになった例がいくつかある。例えば、南西部の僧都川流域では最高位段丘堆積物中に小林-笠森テフラもしくは由布川火砕流に伴う降下火山灰、高位段丘堆積物中に阿多-鳥浜テフラに対比できる火山灰が産出している（熊原，1999）。また、北西部では肱川流域の野村盆地の段丘堆積物中に加久藤，Ng-1（水野・吉川，1991）及びAta-Thテフラ（熊原，1999）がそれぞれ報告されている。

今回、肱川流域の大洲～内子盆地境界付近で中期更新世の広域テフラの一つであるAso-1テフラに対比される可能性のある火山灰層を見出したので報告する。

調査の対象とした四国北西部の愛媛県肱川流域では、厚い堆積物を伴う4段の段丘面が発達している（熊原，1998）。火山灰層が産出したのは、大洲～内子盆地境界にあたる愛媛県喜多郡五十崎町黒内坊付近のH2段丘堆積物中からで、計4枚の火山灰が産出した。それらを下位のものから黒内坊1、2、3、4と呼ぶことにした。そのうち、黒内坊3火山灰が屈折率、重鉱物組成、火山ガラスの特徴、産出層準などからAso-1テフラに対比できる可能性が高いことが明らかになった。

肱川流域の段丘堆積物のうち形成年代が明らかになっているのはH1段丘堆積物（Kkt，Ng-1を含む）及びH2段丘堆積物（Ata-Thを含む）で、いずれも野村盆地からである。そのため今回大洲～内子盆地境界付近のH2段丘堆積物中からAso-1テフラに対比される可能性のある火山灰を見出し、新たな年代軸を入れたことは、本地域の中部更新統の層序・編年において大きな意義を持つ。また、Aso-1テフラは秋田県男鹿半島にまでその分布が及んでいるため日本全域の中部更新統の指標テフラとして有用であるが、西日本地域からの産出は極めて稀である。今回の発見はAso-1テフラの分布特性を知る上でも重要と考えられる。

大阪東北部・交野山地にみられる苦鉄質脈岩の化学的特徴

貴治康夫（大阪府立箕面東高等学校）

Chemical characteristics of the mafic dike rocks in the Katano Mountains,
Osaka prefecture, SW Japan.

Michio KIJII

大阪平野東北部の交野山地には弱片状、バソリス状の領家帯・第2期花崗岩類（井口・田結庄, 1999）をNS~N40°E方向に貫く苦鉄質岩脈が各所に見られる。花崗岩類に伴う苦鉄質岩の情報は酸性火成活動の経緯を解明するうえで重要である。また、これらの苦鉄質岩脈は大阪層群に発達する交野断層や矢田断層（宮地ほか, 2001）の近傍に分布している。岩脈全体の分布方向および個々の岩脈の貫入方向がリニアメントの方向と調和的であること（貴治ほか, 1998）から、断層などの断裂系の起源を解明する上でも重要な地質事象であるといえる。今回、苦鉄質岩脈を構成する岩石（以下、交野苦鉄質脈岩とよぶ）の代表的な試料の化学分析を行なった。その化学的特徴および近傍の類似岩の化学組成と比較した結果について簡単に報告する。

分析した脈岩の特徴は次のとおりである。KAT-1：枚方市津田のイオン工学センター付近の細粒暗緑色の転石。KAT-2：交野市倉治のリトル・シニア球場裏にみられる岩脈群の露頭（貴治・木谷, 1996）の最も東側に位置する幅約50cmの岩脈から得た細粒緻密完晶質の岩石。主要構成鉱物は平均径0.5mmの斜長石（容量比は約63.6%）、角閃石（約36.1%）、石英（約0.3%）である。KAT-3：交野市きさいちゴルフ場北方の岩脈群の露頭（幅約8m）から得た完晶質の岩石。径0.5~1.5mmの斜長石（46.8%）、角閃石（50.9%）、石英（2.3%）からなる。KAT-4：交野市南星台にみられる岩脈群のなかで最大規模の幅約11mの岩脈から得た完晶質の岩石。径1mmの斜長石（約63.5%）、褐色や緑褐色の角閃石（約36.2%）、石英（約0.3%）から構成される。このうち、角閃石類の約30%はトレモライト-アクチノライト系列の角閃石であり、多くはウラル石化作用によって輝石類から変質したものと考えられる。ときに径3mmの斜長石を含む。全体に変質が著しく沸石類が形成されている（貴治・乗松, 1997）。KAT-5：KAT-4を貫く、幅約15cmの岩脈である。斑状組織が顕著で斑晶として径1~5mmの斜長石（12.3%）、苦鉄質鉱物（輝石?8%）を含む。石基（約79.7%）は径0.5mm未満の角閃石や斜長石から構成される。

KAT-1, KAT-2, KAT-4, KAT-5の露頭は交野断層の近傍に位置する。KAT-3の露頭は矢田断層の北方延長上に位置する。KAT-1とKAT-2は交野花崗岩を、KAT-3, KAT-4, KAT-5は私市花崗岩をそれぞれ貫く。

化学分析はKAT-2については茨城大学理学部、その他は鳴門教育大学の蛍光X線分析装置を用いて行なった。交野苦鉄質脈岩の化学的特徴を明確にするために交野山地南方、大東市北条の四條畷花崗閃緑岩体を貫く小規模岩脈（HOJ-1）と本調査地域東方約13km、京都府山城町に分布する山城花崗岩（領家帯第2期花崗岩に相当）を北北東-南南西方向に貫く閃緑岩質岩脈の中心部（脈幅約20m）から得た試料（YMD-1）の分析も行なった。結果をTable 1に示す。

交野苦鉄質脈岩は化学組成からみればSiO₂に富んだ玄武岩に相当する。KAT-3やKAT-4に比べ、KAT-1やKAT-2はFeO/MgOが高く、マグマの分化作用に最も敏感に反応するCr量（Shiraki, 1997）も少ないので、より分化が進んでいるといえる。KAT-4とKAT-5については化学組成の違いと産状から、KAT-5はKAT-4の貫入から、あまり時間を隔てずに、わずかに分化が進んだマグマが同じ断裂に貫入して形成されたものと考えられる。交野地域と同じような地質背景をもちながら、山城地域の脈岩（YMD-1）は黒雲母やアルカリ長石の離溶組織を含む岩相（尾崎ほか, 2000）を示すことや、化学組成から、交野苦鉄質脈岩より分化の進んだものといえる。四條畷花崗閃緑岩を貫くHOJ-1は安山岩質であり、交野苦鉄質脈岩とは異なった化学組成をもつ。

Table 1. Chemical analyses of the Katano (KAT) mafic dike rocks and other rocks.

| Locality Sample | Tsuda KAT-1 | Kuraji KAT-2 | Kisaichi KAT-3 | Nanseidai KAT-4 | Nanseidai KAT-5** | Hojo HOJ-1 | Yamashiro YMD-1 |
|----------------------------------|----------------|-----------------|-------------------|--------------------|----------------------|---------------|--------------------|
| (wt.%) | | | | | | | |
| SiO ₂ | 51.16 | 50.73 | 49.49 | 51.41 | 52.19 | 61.14 | 52.57 |
| TiO ₂ | 1.10 | 1.02 | 1.13 | 0.64 | 1.12 | 1.09 | 1.26 |
| Al ₂ O ₃ | 16.51 | 16.23 | 15.69 | 14.66 | 17.64 | 16.45 | 19.90 |
| Fe ₂ O ₃ * | 10.84 | 2.42 | 10.44 | 10.18 | 9.93 | 7.76 | 8.81 |
| FeO | | 6.58 | | | | | |
| MnO | 0.19 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.15 | 0.12 | 0.14 |
| MgO | 8.45 | 6.74 | 9.64 | 10.74 | 6.32 | 2.27 | 3.40 |
| CaO | 8.74 | 9.67 | 11.18 | 9.07 | 8.99 | 6.22 | 10.16 |
| Na ₂ O | 2.12 | 2.64 | 1.82 | 2.21 | 2.70 | 3.12 | 2.55 |
| K ₂ O | 0.71 | 0.63 | 0.32 | 0.75 | 0.73 | 1.63 | 1.02 |
| P ₂ O ₅ | 0.18 | 0.15 | 0.12 | 0.17 | 0.23 | 0.20 | 0.19 |
| H ₂ O ⁺ | | 2.81 | | | | | |
| H ₂ O ⁻ | | 0.21 | | | | | |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| totalFeO/MgO | 1.15 | 1.30 | 0.97 | 0.85 | 1.41 | 3.08 | 2.33 |
| (ppm) | | | | | | | |
| Rb | 29.5 | 19.4 | 8.5 | 21.1 | 18.9 | 57.2 | 29.1 |
| Sr | 277.6 | 319.8 | 322.3 | 318.7 | 438.1 | 375.8 | 466.3 |
| Ba | 296 | 262 | 103 | 220 | 251 | 424 | 250 |
| Th | 2.2 | 3.2 | 0.5 | 1.3 | 1.8 | 5.1 | 2.4 |
| Nb | 4.0 | 3.9 | 3.5 | 4.4 | 5.7 | 7.9 | 5.9 |
| Zr | 94.0 | 92.7 | 62.9 | 108.0 | 117.6 | 145.2 | 109.4 |
| Cr | 311.2 | 427.1 | 555.5 | 747.2 | 146.7 | 3.9 | 29.1 |
| Ni | 71.2 | 53.1 | 94.4 | 175.7 | 37.0 | tr. | 3.7 |
| Pb | 5.2 | 7.5 | 2.7 | 3.8 | 4.1 | 12.3 | 7.8 |
| Y | 21.4 | 18.9 | 16.6 | 16.6 | 18.3 | 20.1 | 17.0 |
| Ce | 24.7 | 21.6 | 22.1 | 27.2 | 35.2 | 37.9 | 33.9 |

*:Total Fe as Fe₂O₃ except for KAT-2. **:porphyritic rock.

苦鉄質脈岩に含まれる液相濃集元素のMORB規格化パターンを示す (Fig.1) . KAT-2については水に伴って移動しやすいK,Rb,BaなどのLIL元素が少なく、みかけ以上に試料は変質しているのかもしれない。交野花崗岩や私市花崗岩と同様、領家帯第2期花崗岩に相当する近傍の天王花崗岩に多量に捕獲された変輝緑岩の微量元素分析値 (島田・田結庄, 2001) と比較した。変輝緑岩は主に石英、斜長石、黒雲母、茶褐色の角閃石から構成され、花崗岩と様々な程度に反応している。比較した試料のSiO₂量は51.88wt.%と52.64wt.%である。変輝緑岩と交野苦鉄質脈岩はY量に差がある他、PとZrのパターンが異なっている。交野苦鉄質脈岩とYMD-1はよく似たパターンを示す。

地球化学判別図 (Fig.2) では交野苦鉄質脈岩は1試料を除き、島弧ソレイトの領域にプロットされる。YMD-1や変輝緑岩も同じ領域にプロットされる。交野山地周辺に分布する花崗岩類で苦鉄質脈

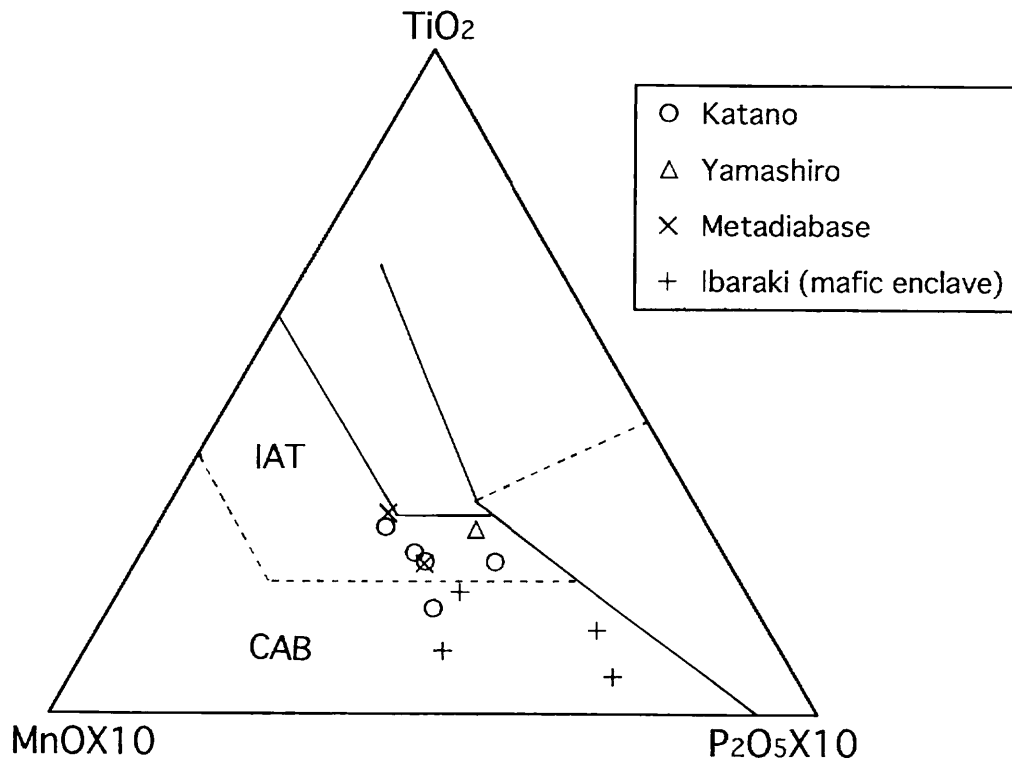


Fig.1. Discrimination diagram for basalts (Mullen,1983).
 IAT= island-arc tholeiite, CAB= calc-alkaline basalt. Mafic enclaves data from Tainosho(1984).

岩と同様、角閃石を顕著に含むのは領家帯第3期花崗岩に属し、累帯深成岩体である四條畷花崗閃緑岩だけである。角閃石は自形～半自形で緑色を呈し、容量比は1～10%である(井口・田結庄, 1999)。四條畷花崗閃緑岩体を貫く交野苦鉄質脈岩と同様な岩相の岩脈はみられない。岩体には暗色包有物や苦鉄質鉱物のクロットが多数含まれる(1m²に10～20cm径の包有物が最大で数個みられる)。また、岩体の形態は領家帯花崗岩の東西性の構造を切って南北方向に延びる。これらの点から、苦鉄質脈岩と四條畷花崗閃緑岩は成因的に関連を持つ可能性がある。今回、四條畷花崗閃緑岩の暗色包有物の分析値がないため、予察的に四條畷花崗閃緑岩体から北西に約20kmの山陽帯に位置し、同様の放射年代値(ジルコンU-Pb年代やRb-Sr全岩アイソクロン年代で約82Maを示す(田結庄ほか, 1999)), 同様の産状を示す茨木複合花崗岩体(能勢岩体)に含まれる暗色包有物(SiO₂量が51.05～52.26wt.%)の主化学組成(田結庄, 1984)と比較した。茨木複合岩体の暗色包有物は角閃石を含まず、輝石類を含む点で四條畷花崗閃緑岩と異なっている。これらは地球化学判別図では交野苦鉄質脈岩と異なり、カルクアルカリ玄武岩の領域にプロットされる。

交野苦鉄質脈岩は天王花崗岩に捕獲される変輝緑岩と産状や微量元素パターンで違いが認められるものの、角閃石を顕著に含み、地球化学判別図では同じような領域にプロットされるなど類似点も多い。今後、この意味を検討するとともに、苦鉄質脈岩の形成の解明には四條畷花崗閃緑岩体に含まれる暗色包有物の化学分析データとの比較が必要である。

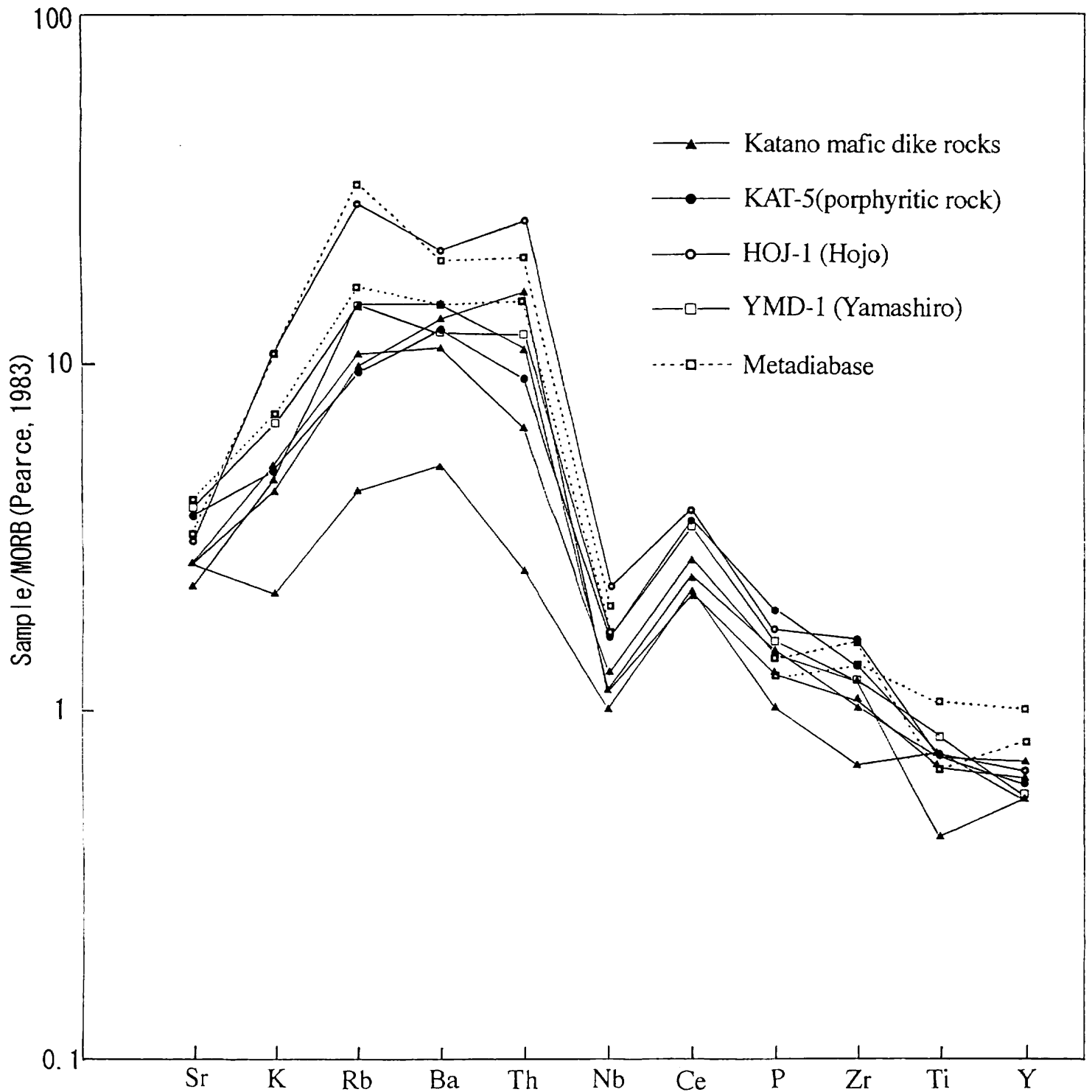


Fig.2. MORB-normalized spidergram. Metadiabases data from Shimada and Tainosho(2001).

文献

- 井口 禪・田結庄良昭, 1999, 大阪・京都・奈良県境, 交野山付近の領家花こう岩類の地質学的, 岩石学的研究. 神戸大学発達科学部研究紀要, 7, 77-96.
- 貴治康夫・木谷幹一, 1996, 活断層の起源を考える-大阪東北部交野断層と苦鉄質岩脈群-. 地質ニュース, No.497, 口絵.
- 貴治康夫・木谷幹一・楠 利夫, 1998, 岩脈とリニアメントの発達 -大阪平野北部の例-. 日本地質学会関西支部報, No.123, 9-10.
- 貴治康夫・乗松篤務, 1997, 大阪府交野市の苦鉄質岩脈に見られる沸石類. 地学研究, 46, 93-99.
- 宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭, 2001, 大阪東北部地域の地質. 地域地質研究報告. (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 130p.
- Mullen, E.D., 1983, $MnO/TiO_2/P_2O_5$: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- 尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作, 2000, 奈良地域の地質. 地域地質研究報告. (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 162p.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., eds.: *Continental basalts and mantle xenoliths*, 230-249, Shiva Publ., Nantwich, UK.
- 島田和明・田結庄良昭, 2001, 大阪-奈良県境, 生駒山地北東部の領家花崗岩類. 神戸大学発達科学部研究紀要, 8, 147-163.
- Shiraki, K., 1997, Geochemical Behavior of Chromium. *Resource Geol.*, 47, 319-330.
- 田結庄良昭, 1984, 茨木複合花崗岩体の暗色包有物. 岩鉱, 79, 133-145.
- 田結庄良昭・加々美寛雄・柚原雅樹・中野 聰・澤田一彦・森岡幸三郎, 1999, 高Sr同位体比初生値を有する近畿地方の白亜紀～古第三紀花崗岩類. 地質学論集, no.53, 309-321.

紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯（その18）
-紀伊山地中央部に分布するという黒瀬川帯の疑問点-

奥田 尚（大阪市立大・理）・大和大峯研究グループ

Chichibu Terrane and Shimanto Terrane in the central area of the Kii Mountains,
Southwest Japan (Part 18) - On the questionable identification of so-called Kurosegawa
Terrane in the central area of the Kii Mountains -

Okuda Hisashi and Yamato Omine Research Group

紀伊山地中央部の大峯・大台地域に黒瀬川帯の地質体・岩石が存在することを加藤 潔・清水宏典・坂 幸恭（2002）により地質学雑誌に報告された。加藤ほか（2002）によれば、岩相と地質構造、メタガプロ・メタドレライトの発見により紀伊山地中央部において黒瀬川帯の地質体・岩石の存在が指摘されている。加藤ほか（2002）により報告された奈良県吉野郡川上村大迫ダム南方の長平谷付近と同郡天川村東部の大峰山脈の主稜線にある五番関付近の“メタガプロ”と黒瀬川帯の“地質体”について検討した。その結果は以下の通りである。

1. 長平谷入口付近から上流の丸木橋の間の谷川において拳大以上の転石を調査したが五番関付近にみられるような“メタガプロ”とされる転石は確認されなかった。同谷の入口の砂岩泥岩互層は、加藤ほか（2002）によれば黒瀬川帯の鴻坂峠コンプレックスとされているが、この泥岩中の薄層をなす酸性凝灰岩からlate Albian-Cenomanianを示すHolocryptocanium barbui等の放射虫化石を産し、長平谷入口付近の砂岩泥岩互層は四万十帯の白亜系に属する伯母谷川層（大和大峯研究グループ、1992）である。
2. 五番関付近に分布する“メタガプロ”は、奥田・佐藤・大和大峯研究グループ（1999）でも述べたように中心部では角閃石の斑晶が粗粒で、チャートと接する周辺部分に急冷相がみられる貫入岩であり、東西方向の構造線に伴うテクトニックブロックではない。
3. “メタガプロ”は大普賢岳層（大和大峯研究グループ、1992）の下部のチャート層中のみ確認され、“メタガプロ”が産する付近のチャートからペルム紀を示す放射虫化石を産する。“メタガプロ”の貫入時期はチャートが示す年代からペルム紀以降で、大普賢岳層が形成されたジュラ紀後期以前と推定される。

まとめ

長平谷付近の加藤ほか（2002）の鴻坂峠コンプレックスは四万十帯の地層であり、五番関付近の“メタガプロ”は黒瀬川帯に分布するようなデボン紀以前の古い年代を示す岩石でない。以上のことから、紀伊山地中央部には黒瀬川帯の地質体・岩石が存在しないと言える。

珪藻遺骸群集からみた過去約1万年間の大阪湾古環境変遷史

廣瀬 孝太郎* 吉川 周作* 三田村 宗樹* 七山 太**

*大阪市立大学 **産業技術総合研究所

大阪平野において掘削された完新世堆積物の珪藻分析を行い、完新世における大阪湾の古環境変遷史を復元した。

分析試料として、上町断層（主部）の完新世活動度を評価する目的で2001年に新淀川北岸において実施された群列ボーリング（Bor.1～Bor.3）のうち、断層下盤側で掘削されたBor.1（以下新淀川コア）のコア試料（三浦ほか、2002）を厚さ約1cmに分割して用いた。

新淀川コアから採取された陸上植物の材片および炭化物のAMS¹⁴C年代測定から、三浦ほか（2002）において2,525～9,905 cal. yr BPにあたる7層準の年代が示されており、本研究ではさらに、2,770～7,800 cal. yr BPにあたる3層準の年代値が得られた。

23層準の珪藻分析を行い、少なくとも46属103種の出現を確認した。これらの出現種を、塩分濃度に対する生態（halobion spectra）と生息形態（付着性・浮遊性）に注目して分類した（Fig. 1）。

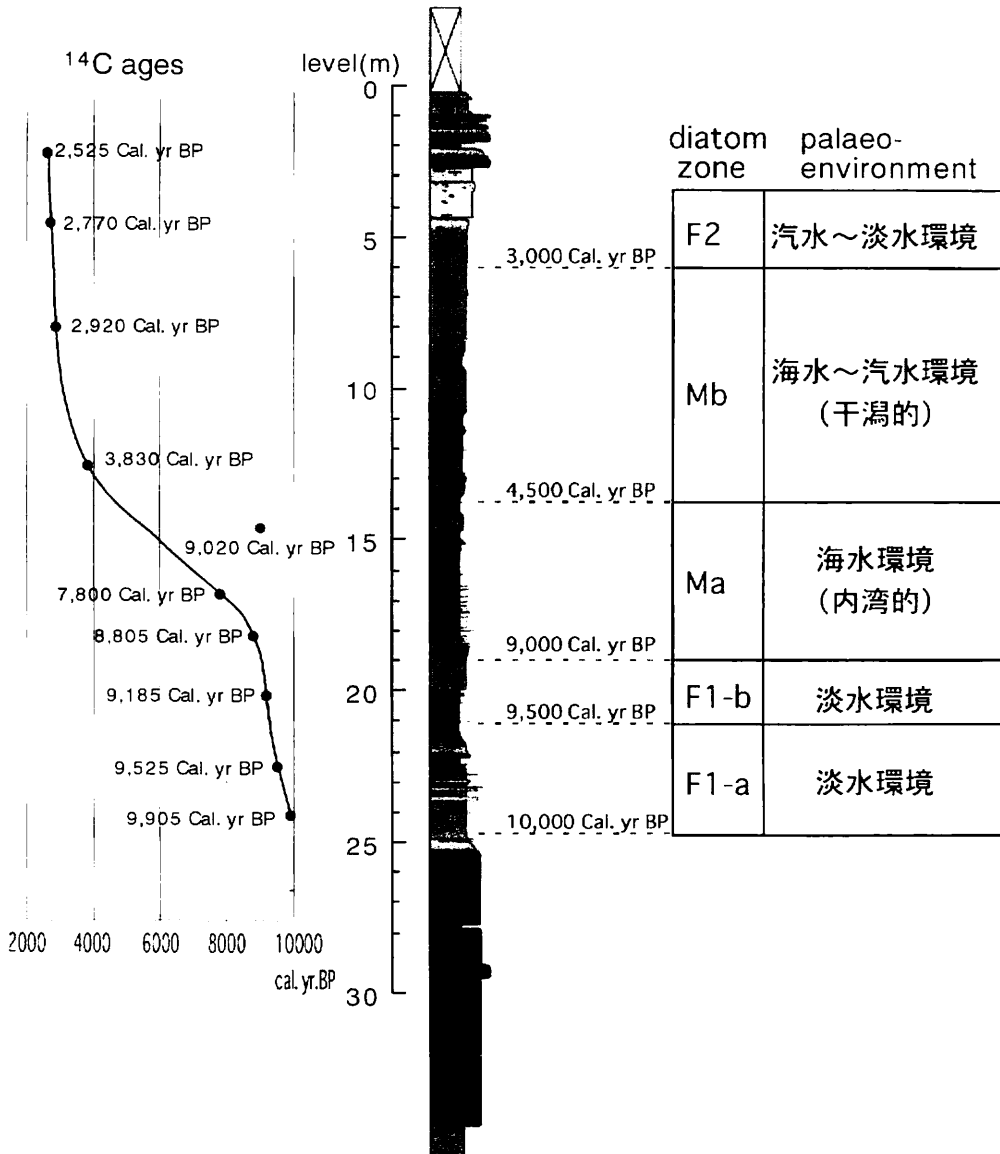


Fig. 1 ¹⁴C ages, depositional curve, columnar section, and ecology

海水棲浮遊性種は *Thalassiosira* 属が中心で、それらの多くは特に深度約20m～10mにあたる分析層準で卓越する。海水棲付着性種は、*Palaria sulcata*, *Diploneis bombus* 等が出現した。海水～汽水棲浮遊性種は、*Cyclotella striata*, *C. Styrolum*, *C. caspia* の2属3種のみであったが、いずれの種も多くの層準において高率で出現した。海水～汽水棲付着性種は比較的多様な種から構成されるが、卓越して出現する種は少ない。汽水～淡水棲浮遊性種は、*Fragilariaforma* 属の出現がわずかに確認されたのみである。汽水～淡水棲浮遊性種は、*Nitzschia frustulum* 等の出現が確認されたが、卓越して出現する層準を有する種はない。淡水棲浮遊性種は *Aulacoseira* 属, *Staurosira* 属等が出現した。淡水棲付着性種は比較的多様な群集によって構成されるが、いずれかの層準で特に卓越して出現する種は認められなかった。

産出した珪藻遺骸群集の組成特徴から、下位より珪藻帯 F1-a (標高-22.7～-24.8m), F1-b (標高-19.7～-21.8m), M-a (標高-13.7～-18.7m), M-b (標高-5.72～-12.7m), F2 (標高-3.73～-4.8m) を設定し、各帯の珪藻化石群集の特徴から、本地域における完新世の水域環境の変化を検討した。特に、大阪湾およびその周辺域における遺骸群集の分布傾向 (廣瀬ほか, 2002) から、大阪湾への外洋の影響を示す *Thalassionema nitzschioides*, 大阪湾への淀川の影響を示す *Stephanodiscus pseudosuzukii* に注目し、大阪湾の古地理発達と本地点の古環境変遷の関わりを検討した。その結果、新淀川コアの地点の水域環境の変化として以下の変遷が明らかになった。

約10,000年前～9,000年前は、淀川の影響が及ぶ淡水環境であった。急激な海水準の上昇により、約9,000年前には、外洋の影響が強く及ぶ内湾的な環境になった。その後の緩やかな海水準の低下により、約4,500年前～3,000年前には、淀川の影響が及ぶ干潟的な環境になった。約3,000年前以降は、再び淡水の影響が強くなった。

日本地質学会近畿支部報

No. 2

2003年5月15日発行

発行 日本地質学会近畿支部

〒558-8585 大阪市住吉区杉本3-3-138

大阪市立大学理学部地球学教室内