

日本地質学会 関西支部会報 No. 93 西日本支部会報 No. 76

1983年1月

日本地質学会関西支部・西日本支部

日本地質学会西日本支部・関西支部合同四国大会報告

慣例により西日本・関西両支部合同の四国大会が1982年11月27日(土)と28日(日)に香川大学教育学部で開かれました。

27日は一般講演会で、講演数は37と多く、二会場で行われました。参加者は79名にのぼりました。27日夜は懇親会が開かれ、約40名が歓談しました。

翌28日には、国分台のサヌカイト産地と瀬戸内海民俗資料館見学の巡検が行われました。参加者は12名。好天にめぐまれ快適な巡検でした。

開催準備・巡検案内にあたっていただいた地元の方々、とくに香川大学教育学部と香川県自然科学館の皆様へ厚く感謝します。

出席者名簿(計79名)

阿部 陽一・荒井 融・石井 健一・石井 秀明・石賀 裕明・石田 啓祐・磯崎 行雄・市川 浩一郎・稲積 章生・井本 伸広・岩崎 正夫・上野 禎一・梅村

隼夫・江崎 淑治・大川 義明・大塚 勉・大塚 雅勇・沖村 雄二・鹿島 愛彦・川上 祐史・木村 学・草島 博・酒井 千尋・佐藤 徹・佐藤 信次・佐藤 博明・清水 大吉郎・清水 裕・鈴木 堯士・篠原 勇・JOLIVET, Lavrent・須鎗 和巳・高木 正信・高須 晃・竹井 豊直・田代 正之・田中 均・田中 光徳・谷山 穰・田村 栄治・千葉 昇・佃 洋二・寺島 貞一・照屋 純・戸田 文雄・富永 良三・豊田 英義・中川 衷三・中沢 圭二・中谷 登代治・野田 治孝・波田 重熙・橋本 寿夫・長谷川 修一・早坂 康雄・林 正雄・坂東 祐司・坂野 昇平・藤井 厚志・藤縄 禎郎・FAURE, Michel・古市 光信・久田 健一郎・平島 崇男・前島 涉・松尾 秀邦・松岡 篤・増井 芽・松田 智子・向山 廣・村瀬 次男・宮本 隆実・三好 真一郎・森 繁・八尾 昭・吉倉 紳一・芳沢 浩文・渡辺 忠俊・渡辺 暉夫

香川県三豊層産アカシゾウ産出層準と花粉分析
(予報)

古市 光信 (香川県自然科学館)

香川県香南町岡の香東川河床に露出する三豊層 (鮮新・更新世) の Bed No. 14 (古市・坂東, 1972) から2個の旧象臼歯化石が発見された。保存状態不良であるが、そのうちの1個が京都大学の亀井節夫教授により *Stegodon cf. akashiensis* (TAKAI) と同定された。この種の化石は、三豊層からは初めての産出である。もう一方のものは、この産出地点より水平距離にして3m~4m, 垂直距離で30cm~40cm下位からである。距離的に近く岩相類似していることから、おそらく同類のものと思われるが、一応 *Stegodon sp.* としておく。

この2個の臼歯化石を包含する地層を10cm間隔でサンプリングし、花粉分析を行なった結果、針葉樹で *Metasequoia* 型を含む T-C-T 花粉が高率に検出される他、*Abies*, *Picea*, *Pinus* (五葉松型を含む), *Pseudotsuga*, *Tsuga*, *Sciadopitys*などを伴い、広葉樹で *Alnus*, *Corylus*, *Ligustrum* に *Juglans-Pterocarya*, *Salix*, *Betula*, *Carpinus*, *Fagus*, *Quercus* (常緑 *Quercus* 型を含む), *Ulmus-Zelkova*, *Rhus*, *Rhamnaceae*, *Tilia*, *Fragaria*, *Ericaceae*などを伴う針葉樹優占型の花粉組成をえた。これは *S. sugiyamai* の場合 (古市, 1981) と異なる。

この分析結果から、即当時の気候や植生を推定することには絶滅種などの問題 (吉良, 1954) があろう。しかし、あえていうならば、寒冷系とされる *Picea* 花粉などが低率なことに反し、暖帯系の常緑 *Quercus* や *Metasequoia*, また暖帯~温帯に分布する *Ligustrum* などの花粉が検出されていることから推定すると、これら旧象化石は暖帯上部~温帯下部のような植生気候下に推積した地層から産出したことになる。

地質時代は *Metasequoia* 消滅期に相当する。

九州の火山岩類の放射年代

林 正雄・甲斐 辰次 (九大・生研)

九州における新第三紀以降の公表された135個および未公表の41個の火山岩類 (一部深成岩類を含む) の放射年代の頻度分布図を作成し、次のことが明らかとなった。

(1) 中新世以降、現在に至るまで火成活動は間断なく

連続していたものと考えられる。

(2) 花こう岩類は、22~11Ma間にだけ認められる。

(3) 玄武岩類は、10.6~6.8Maに集中している。

(4) 安山岩類は、15Ma以降、ほぼ連続的に噴出している。

(5) 流紋岩類 (含石英安山岩) は、全時代的に認められるが、安山岩類に比べて連続性に乏しく、断続的に活動している。

(6) 火山碎屑岩類は、どの地質時代にも見出されている。

次に、臼杵-八代構造線を境に、北部および南部九州とに二分すると、南部九州の花こう岩類は、北部に比べてやや古い傾向を示し、また、玄武岩類は北部九州にのみ報告されている。

その他、グリーンタフ活動に由来すると考えられている「プロビライト」の放射年代は、8.5-2.7Maを示し、後期中新世-鮮新世を指示することは注目される。北部九州の「瀬戸内火山岩類」とされていたかなりの部分は前期更新世を示し、一部鮮新世である。中期更新世とされていた「日向神浴岩」は、模式地の角閃石安山岩が鮮新世 (2.9Ma) を示し、他の多くは前期更新世である。以上のように、九州における従来の火山層序は、これらの放射年代データを考慮に入れて、再編成する必要がある。

九州南部の地質構造運動と火成活動について

向山 廣, 井上 雅弘, 吉田 哲雄,
江原 幸雄 (九州大・工)

ランドサット映像を中心とする地形の検討と地質データとの対照によって、九州南部には第三紀 (特に中新世と鮮新世~更新世の2回) の大きな構造運動があり、これらに伴って火成活動が起こった事が明らかとなった。

1) 宮崎と水俣を結ぶ地区に走向ほぼ東西の左ずれ断層が数条ある。これらは宮崎層群の地層を水平に15~20kmずらしている。またこの断層帯に沿って火山活動がある。

2) 鹿児島県西部には走向NW~NWとNNEの断層が多数発達し、これらに沿って中新世および鮮新世~更新世の火山岩が配列している。

3) 鹿児島県中央部には鹿児島湾の北方延長上に更新世の火山岩や堆積層が分布している。この西縁には断層崖と考えられるリニエーションが認められる。

4) 前述の①, ③で囲まれる東側の地塊(大隅半島とその北部)を約15 km(鹿児島湾の幅)西にもどすと、基盤岩(特に中生層と古第三紀層)の分布は現状よりも自然な形となる。

5) ①の左ずれ断層は日向灘の海底の重力値の変化を示す地域に延長し、更に九州-パラオ海嶺の東側の海溝につながる。したがってこの断層群は九州を横切る大型の地質構造帯と考えられるので、日向-不知火構造帯と名づける事を提案する。これの主活動期は中新世と鮮新世~更新世の2回と考えられるが古第三紀層堆積時にも動いていたと考えられる。

6) この構造帯に沿って東側の地塊が動いたために、鹿児島湾およびその北方が開き始めると共に火山活動が起ったもので、その時期は鹿児島湾底の輝国火砕流の噴火時期の約3 myより少し前と考えられる。その原動力は地下の流紋岩質マグマの活動であろう。

宮崎県加久藤盆地の段丘地形と入戸火砕流の¹⁴C年代

藤井 厚志(北九州市立自然史博物館)・
榎倉 克幹(国土庁)・相場 瑞夫・
猿山 光男・稲本 暁(農林水産省)

宮崎県西部の加久藤盆地に発達する河岸段丘は8段に区分される。上位より白鳥段丘、田代段丘(黒沢津扇状地)、飯野Ⅱ段丘、飯野Ⅰ段丘、上江段丘、原田Ⅱ段丘、原田Ⅰ段丘、池島段丘である。

白鳥段丘は白鳥層(伊田他, 1951)を構成層とし、挟在する泥炭の¹⁴C年代測定から、21,000~22,000¹⁴C Y. B. P.の形成と考えられる。飯野Ⅱ段丘構成層の堆積は約18,000¹⁴C Y. B. P.で、最低位の池島段丘の形成はアカホヤ降下時(約6,000¹⁴C Y. B. P.)である。霧島火山の飯岳熔岩の時代は白鳥段丘以後、田代段丘前である。

白鳥層が加久藤層群下浦層(入戸火砕流)を不整合に覆っていることや白鳥層の¹⁴C年代、入戸火砕流関連の従前の¹⁴C年代等を考慮し、入戸火砕流の形成年代は22,000~22,500¹⁴C Y. B. P.と推定される。

足摺地域の海成中位段丘堆積層について

甲藤 次郎(高知大学)

第四紀総合研究連絡紙(“下末吉”総研シンポジウム特集号, 1982)に、三本健二・満塩博美による“土佐清水市の海成中位段丘構成層(足摺層)”の研究発表がある。

三本らは、土佐清水市の清水小学校(模式地)に露出する地層を、下位より越層(鮮新世)・更新世前期の古崖錐(厚さ0.9m・角礫)及びこれに不整合にのる更新世中期の足摺層(厚さ2.3m)に分け、足摺層を下末吉層に対比した。この足摺層はさらに下部(泥質砂)及び上部(海浜礫)に分けられている。また三本らは、本地点東方の旭町に露出する地層を下位の越層の上に、不整合に約1.2mの泥質砂層・約0.5mのオレンジシルト・3m(+の円礫層)が重なるとし、これらの越層より上位の地層を足摺層に対比している。また三本らは、足摺層は約20~10mの平坦面をつくり、これに相当する層が高知県西南部地域の中位海岸段丘を形成するとしている。

筆者の観察によれば、(1)三本らの定義する古崖錐は、“足摺層”の基底礫岩である。(2)三本らが足摺層上部の海浜礫(Loc. 1)としたものは、“足摺層”中の砂礫層であって、三本らの云う段丘礫層ではない。(3)三本らが足摺層に対比した旭町(Loc. 2)の地層は、鮮新統の越層である。

さらに判明したことは次の通りである。(4)足摺層の時代はC¹⁴及びナンノ化石によれば、27万年前から4万年前のある時期に形成された地層である。(5)模式地の足摺層の露頭(標高約8m)の表面に、多数の小穴が観察されるが、これは地層形成後に海に面した崖で形成された boring shell による穿孔跡であり、その時代は恐らく縄文海進期の海面のある停滞期を示すものであろう。(6)足摺地域の中位段丘堆積層に関する混乱を避ける為に、足摺半島部の中浜~大浜間に分布する同相当層を中浜層と定義し、下部層と上部層に分けた。下部層は礫質砂層を挟む層厚4.5m以上の礫層からなり、*Chlamys* (*Himachlamys*) *nobilis* (Reeve)を産する。上部層は層厚4m以上の海浜礫からなる。また同中浜層の最上部は50~20mの中位段丘面を形成している。なお、詳細は高知大学学術研究報告(31巻)に投稿中。

天草下島における古第三系・白亜系境界付近の一考察

田代 正之・大塚 雅男

天草下島の河浦町崎津付近と十原付近の古第三系・白亜系境界付近の地質図(田代・大塚, 1978)を、新しい古生物学的資料の追加と、高柳・安田(1980)による浮遊性有孔虫の資料を考慮し、さらに現地調査を密にして修正した。崎津付近では白亜系U-Ⅱa~U-Ⅱbまで分布し古第三系とは断層であると推定していたが、この部分はU-Ⅱa~U-Ⅱbまでが分布し、古第三系の一

部はU-Ⅱaとになる事が判った。十原付近では、基本的な変更はないが、U-Ⅱbの動物フォナーの確認、“赤崎層”の分布の露頭での追加、古第三系・白亜系の関係がより正確に図示できるようになった。

さらに“赤崎層”特有の赤紫色岩の分布は、牛深市北方に新露頭を数ヶ所に確認した。牛深市下須島の“赤崎層”中に、シジミ貝の密集層を認めた。

天草地方の赤崎層・白岳砂岩層は北東部(天草上島・宇土半島)から南南西に向かって薄くなり、赤崎層の赤紫色岩の分布も同様な傾向を示している。下須島や牛深市明石岬・牛島などでは赤紫色岩の分布は数m~数10cmとなり、下須島では、帯黄緑色泥岩部の一部が赤変している程度である。また白岳砂岩層も殆んど地層として独立させるには貧弱な程度の薄層として存在し、Nummulitesの団塊の存在で確認できる程度であり、この点では三木(1981, 他)の指摘の如く“赤崎層”・“白岳砂岩層”を一括して福速木層とするのも理がある。また、下島西岸部の“赤崎層”には赤紫色岩は発達せず帯黄緑色の泥岩と礫石であるため、これを下位の白亜系とみなす考えもある。

U-Ⅱbまでは菊石・三角貝により白亜系とみなせるが、U-Ⅱc中のtuffのフィッシュトラック法による年代はlate Paleocene(吉田・他, 1982)で、“赤崎層”の泥岩は石炭質ナンノ化石によればlower Middle Eocene(田代・他, 1979)なので現時点では、古第三系・白亜系の境界はU-Ⅱc中に存在すると思われる。U-Ⅱcは汽水・潮間帯を示す岩相・動物相であり、もしこの部分を北東部へ追跡可能とすれば、赤紫色岩化することも充分考えられるので、上島・宇土半島の赤崎層の下半部には、白亜系が存在する可能性も考えられる。

大分県秩父帯下部白亜系の層序と構造

田中 均(広島大・理)

大分県佩楯山地域は、球磨川流域と同じく西南日本外帯に帯状に分布するいわゆる中生界盆地の一部をなしている。この中生界は大陸の縁辺部に位置した不安定陸棚地域に堆積したもので、海成層・非海成層又は両者の互層からなっている。すなわち、傾斜層に対比されていた山部層は、小堆積輪廻と含化石層により、下・中・上の3部層に区分される。下部層は、顕著な基底礫岩をもって“古生層”を傾斜不整合に覆い、同層上部の頁岩が海成層で、*Berriasella* aff. *B. palula* SCHNEIDなどのアンモナイトが産し、Berriasianとみなされる。この上位に中・上部層が整合的に重なり、それぞれ2層準か

ら汽水生化石種を産する。これらは、非対称的な向斜構造をなしている。佩楯山層群は、堆積環境とそれに伴う岩相の相違により、下部の佩楯山層、中部の腰越層、上部の須久保層の3層目に分けられる。佩楯山層は、顕著な傾斜不整合で“古生層”を被覆する基底礫岩に始まり、その上部から*Ancyloceras* (*Ancyloceras*) aff. *vandenheckii* ASTIER(野田, 1977)や*Crioceratites* (*Crioceratites*) aff. *koecilini* (ASTIER)が産し、Lower Barremianに対比できる。腰越層は、佩楯山層に整合に重なり、*Neumayria bungoensis* OHTA, *Tetoria* (*Haidatina*) *koshigoensis* OHTAなど、汽水生貝化石を産し、海生種は産しないことから、汽水成層である。また、佩楯山層と後述の須久保層との層序関係より腰越層の主要部は、Aptianということになる。須久保層は、腰越層に整合的に載り、その上部から*Inoceramus* (s. l) *anglicus* WOOD, *Hamites* aff. *H. tenuicostatus* SPATH, *Idiohamites* cf. *I. subspinger* SPATH, *Idiohamites* cf. *I. favius* (PICTET)など、断片的ながら10数個のアンモナイトを産し、Albianを示す。また、地質構造は、南翼に薄い非対称的な向斜構造を呈する。

佩楯山プロパーよりも北側の地帯中に断層にはさまれて、小坂に海成層が分布し、*Dufrenoyia* aff. *justinae* (HILL), *Cymatoceras pseudoneocomiense* SHIMIZUなどを産し、Aptianで腰越層と同時異相である。別の地点の溜水にも海成層があり、*Shasticrioceras* (?) sp. *Hypophylloceras* sp. cf. *H. onoense* (STANTON)が二枚貝などと共に産し、Barremian~Lower Aptianを示す。

紀伊半島西部秩父帯の前期白亜紀有田層の堆積環境

前島 涉(大阪市大・理)

有田層は湯浅白亜系盆地の西部に分布し、150~300mの厚さをもつ。有田層は1つの上方細粒化サイクルをなしており、下部礫岩層・中部砂岩層・上部泥岩層に3分される。中・上部層からは、アンモナイトなどの海棲化石が多数報告されている。

有田層は大きく4つの堆積相に区分でき、岩相・堆積構造・古流向・化石・堆積間関係などにに基づき、海進下の扇状デルタ~浅海堆積物と考えられる。堆積相1は下部礫岩層にほぼ相当する。この堆積相は塊状~弱く成層した礫岩・斜層理を示す礫質砂岩などの水流作用による堆積物のほか、土石流堆積物と思われるきわめて分

級の悪い礫岩を伴っており、扇状地堆積物である。堆積相Ⅱは有田層分布の最北部にみられ、下部礫岩層の上半を占める。この堆積相は泥質岩の同時浸食礫を含む礫岩・礫質砂岩が主体である。これらは、水中土石流などの堆積物重力流からの堆積物の特徴を有している。また、スランプ堆積物も伴われており、扇状デルタ前面斜面の産物であることを示す。堆積相Ⅲは主として水平層理・ハンモック層理を示す砂岩・強い生物じょう乱を受けた泥質砂岩からなる。中部砂岩層がこの堆積相に相当する。また、上部泥岩層中にもこの堆積相がはさまれる。この堆積相は静穏期の波浪限界以深の海底に堆積したもので、水平層理・ハンモック層理を示す砂岩は暴風時の、泥質砂岩は静穏期の産物であり、陸に近い沖合及び沖合の海底砂州の堆積物と考えられる。堆積相Ⅳは泥岩・泥岩勝ち砂泥互層からなり、上部泥岩層にほぼ相当する。砂岩にはリップル葉理・水平葉理・小規模ハンモック層理がみられ、沖合の主として泥が沈積する場に暴風などにより間歇的に砂がもたらされ堆積したものである。

有田層は北に近接した山地から大量の粗粒碎屑物を供給される一方、堆積盆の急速な沈降による海進を受けており、一種の変動期堆積物といえる。

三角貝 (*Pterotrignia* 類) から観た鹿児島県獅子島と大分県佩楯山の層序について

田代 正之・松田 智子

本邦白亜系の *Pterotrignia* には、いくつか系統がある。*Pterotrignia* 亜属には、*P. pocilliformis* A → *P. pocilliformis* B → *P. yokoyamai*, *P. hokkaidoana* の系列が、Barremian-Albian にみられ、

"*Scabrotrignia*" *obsoleta* → "*S.*" *imanishii* → "*S.*" *kobayashii* と "*Acanthotrignia*" *pustulosa* A → "*A.*" *pustulosa* B → "*A.*" *monobeana* の系列は、U. Albian-M. Cenomanian に出現する。*Ptilotrignia* 亜属には、*Ptil. ogawai* → *Ptil. mifumensis*; *Ptil. dilapsa* → *Ptil. brevicula*, *Ptil. mashikensis*; *Ptil. amakusensis* → *Ptil. tamurai*, *Ptil. higoensis* (U. Albian-M. Cenomanian) があり、また "*A.*" *mori-ana*, "*A.*" *yeharai*, "*A.*" *longilova*, *P. sakakurai*, *P. datemasamunei* は一定の層順に産出する。

以上のデータを基に、鹿児島県獅子島の層序を再検討し、三角貝類の組合せと岩相の違いより下位より S-I ~ S-V に区分した結果、これまで本島で下半部とされた部分 (Amano 1956 による I ~ III; 山本・速水 1971 による I ~ III d; 岩崎・坂本 1981 による外平層、浦層)

が上半部 (S-I ~ S-V) に、上半部 (Amano による III; 山本・速水による IIe ~ III; 岩崎・坂本による外平層) が下半部 (S-I ~ S-III) になり、下半部は御所浦層群の IIe (松本 1938) に上半部は III に対比される事が判った。また III は御所浦では汽水成フォーナを主とし、中部はわずかに浅海成フォーナがみられるが、S-I ~ S-V は浅海成フォーナで特徴づけられ、北海道の M. Cenomanian, 高知県の L. Cenomanian の吹越層・永瀬層下半部・宮ノ原層や赤石山地の水窪層のフォーナに共通するものがある。また、S-V には御船層群との共通種もみられる。

同様な方法で、大分県佩楯山層やその付近の白亜系を検討した結果、佩楯山付近で Aptian-Albian とされた部分 (田中・太田 1980 の須久保層の下半部) は *P. pocilliformis* A で特徴づけられ、付随して産する他の二枚貝は、高知県の領石・物部層、山中の白井・石堂層のものと共通している。おそらくこの部分は、L. Barremian であり、佩楯山プロパーには、Aptian-L. Albian は存在しないという結論になる。

江原標本と沢田俊治氏

清水 大吉郎 (京大・理)

江原真吾先生は四国の地質研究の大先輩であり、その晩年に説かれた「太平洋構造運動」は今日から見ると示唆に富むものであったといえる。先生の四国での調査にあたって協力され、化石採集にあたっては尽力されたのが沢田俊治氏で、江原先生の記載された三角貝やアンモナイトにも *Trigonia sawatai* と *Meekoceras sawatanum* の名が献じられている。江原先生の記載標本のいくつかは第三高等学校から京都大学理学部地鉱教室に移管され保存されている。その中に香川県塩江村村長から沢田氏に提供された標本がある。これは同村 (現在は塩江町) の河床の転石とのことで、珪化木であり、多くの *Teredo* (フナクイムシ) のあとがある。長径 14.5 cm の歪な楕円形の材木で、もとの長径は約 17 cm と推定され、年輪が約 30 数えられる。フナクイムシは樹幹に対して直角に入っているものが多く、もとはもっと長い流木として海中にあったことを示す。坂東祐司氏の御教示によると、同地付近には同様の珪化木がいくつか産出しているとのことで、特定の層準を示すものかもしれない。いつれにせよ、和泉層群堆積当時白亜紀後期の後背陸地に森林があり、そこから大量の流木が海に運ばれたことを示す標本として興味深い。(石田志朗氏の御意見では、この材化石は針葉樹といえるとのことである)。

白亜紀アンモナイト *Metaplacenticer* *subtilistriatum* (Jimbo) の原産地の再検討

松本 達郎

標記の種は日本の上部白亜系カンパニアン階上部の重要な準化石である。本種が同階中部の *Canadoceras kossmati-Inoceramus schmidti* 帯に次ぐ上位の地層から産することは、北海道天塩山地アペシナイ川流域の調査から明らかであった。所で本種の模式地(原産地)は分水嶺を越えた西側の天塩郡遠別川支流ルベシュベ川 (Jimbo, 1894 の Wenbets Rubeshbe) にあるので、この地区を再調査した。その成果は地質踏査図と層序柱状図に要約される。本種は厚さ約 55m の塊状暗色泥質砂岩ないし砂質泥岩中の石灰質ノジュールに多産し、伴種の中で特に注目すべきものとして、*Hoplitoplacenticer* *monju* (別に報告の準化石)、*Canadoceras multicosatum*, *Anapachydiscus fascicosatum*, *Menuites* sp. nov., *Saghalinites* sp. nov. がある。他に垂直分布の長いアンモナイト、*Dentalium*, 二枚貝、巻貝、腕足類、単体サンゴなどがあり、また植物質流片が少なくない。岸から余り遠くない浅海相と判断される。

この 55 m 部層の上・下位には斜行成層を示す中～粗粒砂岩があり、全部で約 100 m の地層が 1 堆積サイクルを示す。さらに下位には *Schlueterella* sp., *Canadoceras* cf. *kossmati* を稀に産する砂岩があり、別なサイクルの一部をなす。

本地区の上部白亜系は周囲を新第三系にとり囲まれ、僅か 600 m 幅の狭長な背斜部に露出している。第三系との関係は不整合で、マストリヒチアン階と古第三系とを欠き、不整合の時間的間隙は大きい。

Metaplacenticer 帯は天塩地方のほか北海道では宗谷と浦河に露出する。宗谷でもカンパニアンの中層と上部とがそれぞれ異なる堆積サイクルをなし、各々が *Canadoceras kossmati-Inoceramus schmidti*, *Metaplacenticer* *subtilistriatum* で特徴づけられることが最近わかってきたが、その詳細は別な機会に報告する。

なお本報告の内容は踏査図・柱状図を添え、日本学士院紀要 (Proc. Japan Acad.) vol. 58 B に英文で 1982 年 11 月に出版される。*Hoplitoplacenticer* の記載も同誌の同号にある。

紀伊由良地域の秩父累帯南帯中生層

八尾 昭 (大阪市大・理)

和歌山県日高郡由良町地域の秩父累帯南帯には、オリ

ストストロームを主とする大引層(中部ジュラ系—下部白亜系)が広く分布する。北部では上部白亜系小引層が大引層にはさまれて分布し、南縁部では下部白亜系畑村層が大引層(D層)を不整合でおおう。

大引層は、分布・層相・産出化石(主として放散虫化石)にもとづいて 4 層(A・B・C・D層)に区分される。大引 A 層(中部ジュラ系)は北部と中央部に 2 帯分布し、トリアス紀中世—ジュラ紀古世チャート岩体、トリアス紀新石炭岩体を多量に含むオリストストロームを主とし、厚い砂岩層をはさむ。大引 B 層(上部ジュラ系中・上部)も北部と中央部に 2 帯分布し、石炭紀—ベルム紀石灰岩体・緑色岩体を特徴的に含むオリストストロームを主とする。大引 C 層(上部ジュラ系中・上部)は南部に分布し、トリアス紀中世—ジュラ紀古世チャート岩体、ジュラ紀中世珪質泥岩ブロックを含むオリストストロームと、従来由良層とよばれた正常層(鳥巢式石灰岩を含む)からなる。大引 D 層(下部白亜系下部)は南縁部に分布し、大引 A—C 層を構成する諸岩類のブロックを含むオリストストロームと、従来由良層とよばれた正常層(鳥巢式石灰岩を含む)からなる。大引各層の年代は、秩父累帯南帯南半において、北から南へ順次若くなることが明らかになった。

大引 A・B・C 層に発達するスランプ褶曲の解析を行った結果、A・B 層は NE-SW 方向の褶曲軸と SE フェルゲンツの背斜軸面をもち、C 層は NW-SE 方向の褶曲軸と SW フェルゲンツの背斜軸面をもつことが明らかになった。この結果から大引 A・B・C 層の形成当時、おおむね南へ傾斜した海底古斜面が想定される。またこの結果は、大引 D 層のリサイクルオリストストロームの形成とも矛盾しない。

丹波地帯チャートの石英 C.I., 結晶粒度およびコノドントのカラーインデックス(予報)

井本 伸広(京都教育大・教育)

戸倉 則正(京都府立南丹高校)

丹波地帯には後期石炭紀～二疊紀、三疊紀～前期ジュラ紀の層状チャートが分布する。これらについて、Murata & Norman (1976) による微粒石英の crystallinity index (C.I.) と粒度との相関について検討した。C.I. の測定は粉末法により、また粒度測定は走査電顕写真を用いて計測した。その結果、両者の間には $C.I. = 2.7 \log \phi + 3.5$ 、相関係数 0.84 (ϕ は粒径、 μm 単位) で近似できる正相関が認められた。

いっぽう、コノドント化石の色調は温度変化に対応する

ことが指摘されている (Color alteration index [C. A. I.] ; Epstein et al., 1976)。丹波地帯の石炭紀～三疊紀チャートにも、しばしばコノドント化石が含まれ、そのC.A.I. は2～5の範囲を示す。Epstein et al. に基づけば、その温度範囲は約100°～300°Cを示していることになる。

一般に花こう岩周辺や傾家帯に近いホルンフェルス帯に分布するチャートについては、C.I., C.A.I. とともに高い。

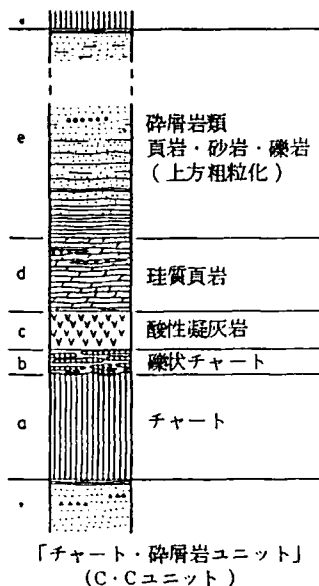
これらのことから、C.I., 石英粒度は温度変化に対応しており (宇井・水上, 1979; 大矢他, 1982), C.A.I. を組み合わせることによって、中・古生代チャートの温度履歴の推定が可能となろう。

美濃帯東縁部の中生界 (特に「チャート・碎屑岩ユニット」について)

大塚 勉 (大阪市大・理)

美濃帯東縁部、梓川流域の中・古生界は、岩相によって、見かけの下位より、A・B・C・D・E・F相に区分される。A・C相は、チャート・砂岩のブロックを含むオリストストロームである。B相は砂岩・頁岩互層。D・F相はチャート・碎屑岩、E相は二疊系石灰岩・チャート・塩基性熔岩によって構成される。今回は特に、D相、F相について述べる。

D相では、チャートと碎屑岩層が交互に出現する。チャートと碎屑岩の重なり方には規則性が認められ、模式的に図のように示される。aのチャートは、一見整合的



に、あるいは断層で、下位のユニットの碎屑岩層eの上位に重なる。aの内部では、中期三疊紀から前期ジュラ紀までのチャートが繰り返していると考えられる。bでは、チャートが単層ごとに剝離し、礫状になり、チャートの間を酸性凝灰岩・珪質頁岩が埋める。cは緑灰色～灰白色の酸性凝灰岩、dは珪質頁岩である。b～dの部分は一部が欠如するか、あるいは明瞭に区分することが困難な場合もある。eは頁岩・砂岩・礫岩によって構成され、上方粗粒化の傾向を有する。bからeにかけての部分は岩相的に漸移し、年代は中期ジュラ紀から後期ジュラ紀である。

F相においてもD相に類似した規則性が認められる。

D相・F相いずれの場合も、厚い一連の地層のように表現されるが、内容は上記のような数100mオーダーの「チャート・碎屑岩ユニット」の繰り返しである。このD相・F相におけるユニットの繰り返し構造は、後期ジュラ紀以後の堆積場の急激な収縮により、ユニットの層序関係を保った状態で、水中で重力により移動し、重なり合って構成されたと考えられる。

徳島県高瀬峡の秩父累帯南帯諸岩類と三疊紀・ジュラ紀放散虫群集

石田 啓祐 (徳島大・教養)

徳島県西部の那賀郡木頭村高瀬峡中流には、秩父累帯南帯の那賀川層群に属する珪質堆積岩類が分布している。また高瀬峡下流には、同層群に属する数枚の厚い石灰岩体が分布している。今回、那賀川層群の珪質堆積岩類の年代上限を明らかにすること、ならびに石灰岩体とその上位に連続する地層の年代を明らかにすることを目的として、当地域の調査と放散虫群集による年代決定を行った。その結果は以下に要約される。

1. Penecontemporaneous deformationの発達することから判断して、高瀬峡中流の層状チャート、チャート質酸性凝灰岩、珪質泥岩、チョコレート色頁岩などの珪質堆積岩類は、未固結ないし半固結時に、浅所から移動して来た海底地すべり堆積物であり、タービダイト相砂岩の上に重なっている。

2. これらの珪質堆積岩類から産する放散虫群集は、1) *Canoptum triassicum* 群集 (Rhaetian), 2) *Lithostrobus?* sp. A 群集 (ジュラ紀最初期), 3) *Dictyomitra* sp. C — *Parahsuum* sp. C 群集 (ジュラ紀中期), 4) *Dictyomitra* sp. A — *Zifondium* sp. A 群集 (?ジュラ紀後期初頭) に区分される。

3. 高瀬峡下流では、石灰岩体の上位に数mの塩基性

熔岩・凝灰岩を挟んで、珪質泥岩とチャート質酸性凝灰岩から成る地層が堆積しているのが数地点で観察される。これらの石灰岩体は厚さ数10~100mにおよび、その年代上限は産出するコノドントに基づき、Norianと考えられる。また上位に重なる珪質泥岩、チャート質酸性凝灰岩からは、前述4)の *Dictyomitra* sp. A — *Zifondium* sp. A 群集を産する。

なお *Dictyomitra* sp. A — *Zifondium* sp. A 群集の年代については、東方の上那賀町荒谷において、Oxfordian のアンモナイトを産するシルト岩(石田, 1979)の下位約20mの珪質泥岩より同様の放散虫群集を産しており、詳細を検討中である。

高知県中央部秩父累帯北帯南半の地質

須鐘和巳(徳島大)・桑野幸夫(国立科博)・石田啓祐(徳島大)

高知県中央部秩父累帯北帯に分布する古生界を、SU-YARI(1961)は、北より上八川累層(二疊紀中世)、白木谷層群(二疊紀中・古世)、休場累層(二疊紀新世)に区分した。

その後、須鐘他(1979, 1980)は、田井・本山地域の御荷鉢緑色岩類およびその周辺の地層群の研究を行い、御荷鉢緑色岩類の北縁および南側に分布する地層群中には、三疊紀のコノドントを含む石灰岩レンズ・チャートが広く分布していることを明らかにした。

その結果、御荷鉢緑色岩類の南側に分布している上八川累層の再検討が必要となった。また秩父累帯北帯の中生界に含まれる古生界オリストリス岩塊の起源をも併せ考察するため、白木谷層群の石灰岩と碎屑岩相との関係も調査した。その結果次の諸点が明らかになった。

1. 上八川累層の碎屑岩相は、砂岩相、泥岩相を主とし、酸性凝灰岩を挟んでいるが、泥岩、酸性凝灰岩より、*Parahsum*, *Hsum*, *Parvicingula* 等のジュラ紀中・古世の放散虫を産する。またこれら碎屑岩相の間には、巨大な塩基性火砕岩のレンズ状岩体(挟在する石灰岩、チャートよりは、二疊紀中・新世の放散虫、コノドントを産す)、三疊紀チャート岩塊、石炭紀中世の石灰岩塊をオリストリスとして挟む。

2. 白木谷層群・休場累層中の石灰岩、チャートは、その産状からオリストリスと考えられる。オリストリスは、石炭紀中世より二疊紀新世にわたる種々の年代の化石を含む。白木谷層群・休場累層の碎屑岩相中の泥岩、酸性凝灰岩からは、二疊紀中・新世の放散虫を産する。

3. 中生代には、北帯南縁には、古生界よりなる島列

が存在し、オリストリスはこの島列から供給された。

愛媛県三瓶町付近の石城層の層序と放散虫化石(予報)

鹿島 愛彦(愛媛大・教養)

愛媛県三瓶町付近には、粘板岩・砂岩およびチャートの互層で特徴づけられる石城層(平山・神戸, 1956)が分布しており、堂所山を中心とする水平に近い地質構造と、マンガン鉱床に恵まれた地域として注目された。

南予用水農業水利事業の一環として三瓶町蔵賀より同町津布理間に掘削された第6号(三瓶)隧道(延長2,994.45m)の抗内地質と地表地質調査の結果、および放散虫化石の検討結果の一部について報告する。

岩相は、玄武岩質岩類、玄武岩質凝灰岩・チャート互層、層状チャート、層状チャート・砂岩互層(ブロック?)、厚層砂岩、シルト岩、砂岩・シルト岩・粘板岩互層、チャート・玄武岩質岩を伴う粘板岩、および放散虫岩よりなり、これらが互層を形成している。シルト岩はラミナ構造を示すものが多く、砂岩は予察の結果では長石質アレナイト又は長石質ワッケであり、長石類中カリ長石が26~36%を占めている。

坑内地質図から見積られる地層の厚さは約1,710mであるが坑内で3本の断層が確認(+推定断層1本)され、その2本は衝上性の断層である。

現在までに坑内の16試料(チャート8試料、放散虫岩7、珪質粘板岩1)より得られた放散虫を検討した結果は次の通りである。

チャートは、*Pseudoalibaillella*(ペルム紀古世)と、*Triassocampe deweveri*(トリアス紀中世)を産するものがある。チャート・砂岩互層(ブロック?)のチャートよりは *Unuma echinatus* 群集(八尾他, 1982)(ジュラ紀中世)に属するものを産する。

放散虫岩は、ジュラ紀中世以後を示す放散虫を産するが、その一部および珪質粘板岩よりはジュラ紀新世を示す *Gongylothorax sakawaensis*, *Spongocapsula* などを産する。

高知県西部秩父累帯南帯における中・上部ジュラ系の放散虫化石帯

松岡 篤(大阪市大・理)

標題地域に分布するチャートから珪質泥岩・泥岩へと漸移的に岩相変化する多数の層序断面において、放散虫化石の垂直分布を検討した。その結果、下位より、1) *Tricolocapsa plicarum* → *Tricolocapsa conexa*

MS 2) *Stylocapsa* (?) *hemicostata* MS → *Stylocapsa* (?) *spiralis* などいくつかの進化系列が明らかになった。上記2系列は形態的変化が顕著で、その派生層準が従来の群集帯区分の境界にほぼ一致する。したがって、*T. conexa*, *S.* (?) *spiralis* の派生出現層準は化石帯区分を行ううえで有効な生層序基準面となると考えられる。これらの層準にもとづき、中・上部ジュラ系の3化石帯を設定した。

① *Tricolocapsa plicarum* 帯

上限：*T. conexa* の派生出現層準。

この帯は、下限は定義できないが、*Hsuum* sp. B 群集*で特徴づけられる地層とは区別され、その上位に位置する。

② *Tricolocapsa conexa* 帯

下限：*T. conexa* の派生出現層準。

上限：*S.* (?) *spiralis* の派生出現層準。

③ *Stylocapsa* (?) *spiralis* 帯

下限：*S.* (?) *spiralis* の派生出現層準。

この帯は、上限は定義できないが、"*Tricolocapsa* sp. O 群集**" で特徴づけられる地層とは区別され、その下位に位置する。

上記3帯は、それぞれ松岡(1982)の *Unuma echinatus* 群集帯、*Lithocampe* (?) *nudata* 群集帯、*Gonylothorax sakawaensis* — *Stichocapsa* sp. C 群集帯にほぼ一致する。今回の帯区分は、*T. conexa*, *S.* (?) *spiralis* の派生出現層準をもとに設定したので、新たに別の帯名を与えた。

*・** 群集区分は八尾・松岡・中谷(1982)に従った。

秩父累帯中帯南縁部のオリストストローム

— 愛媛県城川地域の例 —

中谷 登代治(大阪市大・理)

近年、西南日本の中・古生層中にオリストストロームが少なからず分布することがわかってきた。従来、これらのオリストストロームについて、その堆積年代を十分に検討した例はほとんどない。今回、秩父累帯中帯南縁部に位置し、オリストストロームを伴う安尾谷層の堆積年代を検討した。

安尾谷層は、南北2帯にわかれて分布する高川層群(中川ほか、1959)の北側の帯の一部にほぼ相当し、礫質泥岩や再堆積岩塊よりなるオリストストロームが砂岩泥岩互層、砂岩、泥岩よりなるいわゆる正常層中に挟在する。これらのオリストストロームは、層厚約300mの

安尾谷層の約半分を占め、上・中・下部の各層に含まれ、個々のオリストストロームの厚さは大抵2m~30mである。また、砂岩、チャート、珪質泥岩、石灰岩などの大小の礫を雑多に含む。再堆積岩塊はチャートまたは珪質泥岩よりなる。安尾谷層はどの層準でも岩相が類似しており、とくに異質な地層も見あたらないことなどから(元の層序が漸層により多少乱されている可能性はあるにしても)、基本的には連続的に堆積した地層と考えられる。下部の泥岩層および中・上部の砂岩泥岩互層より得た放散虫の年代に基づく、安尾谷層の堆積年代は下部層が中期ジュラ紀後葉、中・上部層が後期ジュラ紀前葉である。なお、放散虫群集については八尾・松岡・中谷(1982)の区分によった。

ところで、安尾谷層においてオリストストロームの“泥質基質部”の年代は、かならずしもその堆積年代を示さないことがわかった。個々のオリストストロームについて“泥質基質”の敷地点より放散虫化石を得たが、実際の堆積年代よりも古い(前期ジュラ紀前葉および後葉)ものしか得られなかった場合も多い。一般にオリストストロームの年代検討をする場合、礫質泥岩に関してはとくに注意を要する。

高知県の秩父累帯北帯のスラストシートについて

波田重熙(高知大・理)・西田美徳(大手開発 K.K.)・木村権一(明治コンサルタント)

秩父累帯北帯には、秩父帯プロパーと呼ばれ、相対的に現地性に近いとみなされる地質体と、異地性でナップあるいはスラストシートを形成している地質体とが分布することが近年明らかになってきた。スラストシートには、北方から南進してきた地質体と、それに比べると小規模ではあるが、北帯の南側の黒瀬川構造帯の部分から北進したと推定される結晶片岩類からなるスラストシートとが存在する。

高知県西部の仁淀川・鳥形山地域においては、スラストシートを形成して南進してきたとみられる地質体として、北から中津山、仁淀、鳥形山の各スラストシートが識別される。中津山スラストシートは、中津山を中心に分布する厚い石灰岩・緑色岩類と泥質岩を主体とするスラストシートで、伴われるチャートからはトリアス紀とみられるコノドント化石が知られている。仁淀スラストシートは、仁淀川河床を中心に分布する厚いチャートと緑色岩類、ドロマイト及び泥質岩の整然とした岩相を特徴とするスラストシートで、その下限を画するのが従来

より知られている名野川スラストである。ドロマイトからは石炭紀後期のコノドント化石がみだされている。中津山スラストシートと同様の岩相をもつのが鳥形山スラストシートで、両者は対比されると考えている。スラストシートの形成年代は、ジュラ紀中世ないし新世と推定される。

一方、秩父累帯北帯南縁には別系統のスラストシートが存在する。それは「弱変成古生層」上倉層とされた地質体で（上倉層は2帯に分かれて分布するが、ここでいうのは、より西部の高知市北方により広い分布を示す部分を指している）、片理の発達した泥質岩を主体とし、緑色岩類・砂岩・チャートや少量の石灰岩の層状岩体あるいは大小のレンズ・ブロックを含んでいる。緑色岩類や珪質岩の中にはローソン石やアルカリ角閃石を含むものが存在する。チャートからは石炭紀後期ないしペルム紀初期のコノドント化石が、また、凝灰質泥岩からはペルム紀初期の放散虫化石が見つかった。上倉層は大小の蛇紋岩体を伴う低角度断層に囲まれて、急斜構造を形成する秩父帯プロパーの「白木谷層群」の上ののるように孤立して分布している。その蛇紋岩中にも緑色岩類・珪質岩・碎屑岩起源の変成岩のテクトニックブロックが存在し、ローソン石、アルカリ角閃石及びそれらが共生する高圧型変成岩が含まれる。これらの特徴は黒瀬川構造帯を構成する伊野層や蛇紋岩の特徴と非常によく共通していることから、上倉層は、伊野層が蛇紋岩と共に秩父帯プロパーの地質体の上にスラストアップした部分と考えられる。そのような造構運動は、黒瀬川構造帯を中心とする部分での横ずれ運動に関連しているとみられ、その時期は、ジュラ紀新世と推定している。

進化の究極原因・進化とは何か

村瀬 次男（九州電力）

村瀬 寿男（村瀬土研）

1. 進化の究極原因

$$\frac{\Delta G'}{H-TS} = \frac{\text{流通エネルギー（単位 Q 当り）}}{\text{貯蔵エネルギー（単位 Q 当り）}} = \text{Mu}$$

ただし、

Q：食物の流れ

H：エンタルピー

TS：束縛エネルギー

とすると、Muは「食物環境のきびしさの尺度」であり、進化の究極原因は

Mu：小→大

である。

2. 進化とは何か

例：恐竜の大発展

$$\text{Mu} = \frac{\text{裸子植物}}{\text{被子植物}} \quad \updownarrow$$

この場合、未利用（貯蔵）エネルギーであった被子植物が利用（流通）エネルギーに回った。

生物の進化は生物の食物の変化であり、エネルギー革命（エネルギーの形態の変化）なのである。このような、原理と言っている結論～暗黙に皆が了解している事～が、非線形自然選択とカタストロフの数学とから出て来た。

ペルム紀後期の Spumellaria (放散虫) について

石賀 裕明（大阪市大・理）

ペルム紀放散虫については、Albaillellaria を中心とする放散虫の古生物学的検討がすすみ、9化石群集帯が設定されている (ISHIGA *et al.*, 1982)。いっぽう層状チャートには Albaillellaria 以外に Spumellaria が多数含まれているが、これらの放散虫については、内部にシリカが沈着して、内部骨格の観察が困難であった。最近、演者は層状チャートから保存良好な放散虫を得、そのなかのいくつかの Spumellaria には内部骨格が認められ、その特徴から Entactiniidae RIEDEL に属することが明らかとなった。また、Latenodiotidae NAZAROV (準備中) に属する放散虫が得られたのでここに報告する。

試料として滋賀県犬上郡多賀町鍋尻山東方に分布する灰色層状チャートを用いた。このチャートは *Neoalbaillella optima* 群集帯にあたり、その年代はガダループ世もしくはそれ以降とされている。

Entactiniidae としたものは、球形ないし円形の1重殻の内部に6本の spicule が認められるものや、同様に数本の spicule を持つが2重もしくは3重の殻をもつものである。

Latenodiotidae としたものは、NAZAROV がウラル山地の上部石炭系～下部ペルム系から得たものに類似する。それは、1本の“horn”と2本の“foot”からなる基本骨格をもつとされている。今回得られたものには、1本の“horn”と2本の“foot”をもつもの他に、1本の“horn”と3本の“foot”をもつものも認められた。

今後はこれらの放散虫の古生物学的、生層序学的検討を行ないたい。

東アジアのインドシナ変動

市川浩一郎 (大阪市大・理)

インドシナ変動という名称はアジア東部・南部のトリアス紀後期を中心とする変動の総称として中国では広く用いられている。1982年夏に訪中し、アジアの中生代変動について学術交流を深める機会があったので、その知見をも参考にして大構造論的な考察を試みる。

東アジアには、北から南に次のような先中生代の諸地塊(多くが先カンブリア岩類を含む台地・準台地)が配列している。(1)シベリア地塊、(2)中朝地塊、(3)楊子江地塊+華南広西変動(古生代中期)地帯、(4)インドシナ地塊。

インドシナ変動の表現域は、大構造論的には次の3型に大別して理解されよう。Ⅰ型:上記諸地塊内。地塊ごとにまた同一地塊内でも地域により表現が異なる。

(2)の코리아半島の松林変動は顕著な例である。Ⅱ型:上記諸地塊間または地塊東縁の変動帯。すなわち(1)(2)間の内モンゴル・大興安嶺地帯、(2)、(3)間の秦嶺地帯、(3)東縁の東南(福建・浙江)沿海地帯、(3)、(4)間の紅河地帯。前2者の地帯では中生代前からの長い変動史が知られている。最後の地帯はインドシナ変動の提唱のもととなった模式地帯であり、Ⅱ型は本変動の主要な変動帯をなしている。Ⅲ型:上記諸地塊の西南側の諸地帯。松潘・甘孜変動帯、三江変動帯など。白亜紀以降のヒマラヤ造山帯がさらに西南側に発達し、テチス域の変動帯をなす。

McElhinny 他(1981)は、古地磁気学的研究にもとづいてⅠ型の諸地塊はペルム紀後期には互いに分離して分布していたことを提唱した。その根拠については地塊間により信頼度の大小があるが、大局的には、これら諸地塊はインドシナ変動を通じて、分離状況から互いに接合し、現在みるような東アジアという大単元が形成されたものとみられる。この観点からみるとⅡ型の変動帯はプレート収束帯として位置づけられ、Ⅰ型とⅡ型の識別は基本的な意味をもつこととなる。インドシナ変動はきわめて重要な転機をもたらした変動で、それを通じて東アジアの縁太平洋領域(Marginal Pacific Domain)が誕生した。

中国南部のペルム・トリアス系境界について

坂東 祐司・日・中共同研究グループ*

昭和56~57年度の2年にわたり、国際共同研究とし

て、中国南京地質古生物研究所の盛金章、王義剛教授らと中国南部の長興地区、南京市東方の左潭、湖山地区でペルム・トリアス系境界の野外調査を含む共同研究を実施した。これらの地域の両系の境界付近の層序は次の通りである。

	長興地区	竜潭・湖山地区
下部三疊系	青竜層 (Chinglung F.)	青竜層 (Chinglung F.)
	整合	整合
上部二疊系	長興層 (Changxing F.)	大陸層 (Talung F.)
	竜潭層 (Lungtan F.)	竜潭層 (Lungtan F.)

竜潭層は *Aroxceras* 動物群で特徴づけられ、上部はいわゆる Dzhulfian に対比される地層で、長興地区では黒色石灰岩、竜潭地区では頁岩で構成されている。ペルム系最上部の長興層は長興地区では暗灰色石灰岩からなり、竜潭地区の大陸層は頁岩から成っているが、両層には共通して *Pseudotirolites*, *Pleuronodoceras* を産出し、長興地区では最上部から *Rotodiscoceras* や *Pseudotirolites* を産出している。これらの動物群はイランやトランスコーカサスの Dorashamian の地層から産出する *Paratirolites* 動物群にほぼ比較されるものである。

トリアス系青竜層(*Ophiceras* bed)は泥灰岩や頁岩を主体とし、上部は石灰岩が卓越するが、ペルム系の直上には「混生層」と呼ばれる、厚さ約10cmの頁岩とその上の厚さ約20cmのドロマイト質石灰岩があり、頁岩からは *Otoceras*?, *Pseudosagoceras*, *Pseudogastrioceras* などが産出し、前二者はトリアス紀型、後者はペルム紀型のアンモナイトが共存している。

境界の露頭は整合関係を示しているが、ペルム系は層相変化が激しいのに対して、トリアス系青竜層は層相が安定し、頁岩質で、ソールト・レンジの Mianwali 層中・上部のものと類似している。

* 盛金章・王義剛・陳楚震・芮淋・廖卓庭(以上南京地質古生物研究所)、石井健一(姫路工大)、中沢圭二(京大)、中村耕二(北大)、坂東祐司(香川大)

香川県五色台産サヌキトイドに見られるマグマ混合過程

佐藤 博明(金沢大・理)

香川県五色台産サヌキトイドは次のような点から主にマグマの混合によって生じたと考えられる。

- (1) 全岩の Sr 同位体比が rock type 毎に異なり五色台溶岩流 I, II, III (Sato 1982, Sci. Rep. Kanazawa University) では SiO_2 の増加と共に $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比がほぼ linear に 0.7063 から 0.7078 迄増加する。
- (2) 全岩の ΣFeO 量は SiO_2 の増加と共に単調に減少するが、この特徴は斑晶鉱物 (magnetite を含まない) の結晶分別過程では説明できない。
- (3) 斑晶鉱物と石基組成の間に平衡が成り立たない。例えばサヌキト ($\text{SiO}_2 = 64-66 \text{ wt}\%$) 中には Fo 88-91 の olivine が含まれるがこれは石基組成とは相平衡、分配平衡にない。又 orthopyroxene 斑晶の core は通常 En 88-90 であり、石基組成とは分配平衡にない。又一般に orthopyroxene 斑晶は周辺部で階段状の正累帯構造を示し、石基組成は Fe に富む rim と分配平衡にあった。Mg に富む Core は Cr, Ni に富み、 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比も通常 0.88-0.90 で高マグネシア安山岩に近い組成のマグマから晶出したと考えられる。つまり階段状の正累帯構造は噴火前に Mg に富む orthopyroxene を含む高マグネシア安山岩質マグマと、より分化した組成を持つ無斑晶質安山岩～デイサイト質マグマが混合した際に形成されたと考えられる。

分配平衡に基づいて考えると五色台溶岩流 I の場合、混合した端成分は basic なものが、 $\text{SiO}_2 = 59-60 \text{ wt}\%$, $\text{MgO} = 7 \text{ wt}\%$, acidic な端成分は $\text{SiO}_2 = 65-70 \text{ wt}\%$, $\text{MgO} = 0-1 \text{ wt}\%$ のマグマであったと考えられる。溶出流 I は化学組成の上でも (22 ケの分析値の平均 63.77 wt%, 分散 0.67 wt%)、岩石記載の上でも均質であり、混合過程はかなり大規模 (溶岩流 I の現体積は 2.6 km^3)、かつこまかい単位迄十分に混るほど徹底したものであったと考えられる。

加納輝石とその共生関係

渡辺 暉夫・小林 英夫・豊田 稔・山口 佳昭(島根大・理)

北海道熊石町館平の変成 Mn 質団塊中から発見された加納輝石は、パイロックスマンジャイト帯中のみ産し、バラ輝石帯中からは見出されていない (小林, 1981)。加納輝石はスペサルチンとの集合部を作ることが多く、この場合淡赤褐色を呈するが、加納輝石だけの集合部で

は乳白色である。これらは細い帯状を呈する。加納輝石の化学組成は産状に関係なく、 $\text{MnMgSi}_2\text{O}_6$ に近くほぼ一定している。一方パイロックスマンジャイトは加納輝石と平衡に共生していたと思われるものは特徴的に MgO に富み (MgSiO_3 モル約 24%)、等粒状細粒の結晶に限られる。加納輝石をとり囲むパイロックスマンジャイトは粗粒でより MgO に乏しく、その組成は結晶粒毎にかなり異なる (MgSiO_3 , 5~20%)。また細脈中に産するパイロックスマンジャイトの組成は均一で比較的 FeO, CaO に富んでいる。

これらの鉱物は後期の加水作用を受けており、Mn カミングトン閃石、Mn トレモラ閃石によって置き換えられている部分が多い。加納輝石の産出が稀なのは、この後期の加水作用の影響が大きいためであろう。

加納輝石とパイロックスマンジャイトの間のソルバスの温度依存性は加納輝石側で極めて小さく、パイロックスマンジャイト側で大きいことが期待される。

日立変成岩中の残晶鉱物の変形組織

戸田 文雄・梅村 隼夫(高知大・理)

阿武隈高原南部に分布する日立変成岩中に、種々の変形組織を示す残晶鉱物を広範に見いだした。問題の残晶 (原岩の構成鉱物) は、主に角閃石、輝石、斜長石、石英で、微小ブーディン、ずれ、キンキング、屈曲、破碎などの機械的、塑性、流動変形を示す。これらのうち、機械的組織は低変成度域の片状構造と共に、杉 (1933) により先変成作用起源であるとされている。こうした変形組織の形成過程を、鏡下の観察を基に考察した。

変形組織を示す残晶は、主に緑色片岩相、緑レン石-角閃岩相に属する地域で観察されるが、その産出域、変形強度、変形様式と変成岩の層序、大構造、小構造、変成度等の間には明瞭な関係は確認されていない。また、変形組織と再結晶作用の時間的關係、変形鉱物の累帯構造の様式から判断しても、その起源は一元的でない印象を受ける。かように、現時点では残晶の変形期は明確でないが、少なくとも以下の複数の変形時相が識別できるようである。1. 原岩の堆積、集積、埋没過程での地層面に沿う剪断変形-先 B_3 変成作用 (HARA, et al., 1981) への移行過程。2. 局所的、不均一な応力場における機械的変形-先 B_3 変成作用と B_3 変成作用の中間期。3. 直立型褶曲運動期 (= B_3 変成作用) の変形。この場合、変形後にも再結晶が断続している痕跡が多い。

近年、日立変成岩の被った変成作用が、単一の変成作用でありながら多相的な性格をもつことが示されている

(HARA et al., 1981)が、残晶鉱物の変形組織から推定される再結晶作用と変形作用の時間的關係もこうした見解を支持していると言える。

熊本県阿蘇郡猿掃産蛇紋石の産状と加熱実験結果

草島 博・上野 禎一・
藤 政共(福岡教育大)

熊本県阿蘇郡猿掃地方は、熊本市の東方約15 kmの金山川の上流に位置していて、松本(1939)、岡田(1961)等により調査研究が行われてきた。本地域は主として結晶片岩とそれを不整合におおう白亜系の御船層より成り、蛇紋岩は猿掃の集落より西南西の方向に長さ約2 kmにわたって分布している。

本研究では、この地域を調査地域とし、蛇紋石及びその共生鉱物について、X線回折、示差熱分析、加熱処理、EPMA等を用いて調べた。

本地域の蛇紋石類は、X線回折により Antigorite, Clino-Chrysotile, Ortho-Chrysotile, Lizardite の4種からなることが判明した。全体的にみると、Lizardite が主体をなしており、ついで Antigorite が多く Clino-Chrysotile と Ortho-Chrysotile は Lizardite や Antigorite の中に脈状に産出する程度である。これら蛇紋石類の熱的挙動は、いずれも類似しているが600°C 1h 加熱後のX線回折結果によると、Clino-Chrysotile, Ortho-Chrysotile は非晶質化することがわかった。

700°C 1h 加熱では、4者とも Forsterite に変化し、800°C 1h の加熱で、Forsterite の回折ピークが強く現われる。Antigorite は Magnesite とよく共生しており、他の3者は Magnetite とよく共生している。Magnesite, Dolomite, Aragonite, Pyroaurite などの炭酸塩鉱物が、金山川沿いの蛇紋岩中に脈状にかなり多く産出していた。EPMA による分析の結果、Antigorite は FeO としての total iron を 4.4 wt % 程含み、又、Chromite が共生している Lizardite には Cr₂O₃ が 0.1 wt % 程含まれることがわかった。

その他の共生鉱物としては、Brucite, Calcite, Quartz, Hydro-magnesite 等が見られた。

志摩半島・五ヶ所一安楽島構造線の変成蛇紋岩中のクロマイト

吉倉 紳一(高知大・理)

志摩半島西部の五ヶ所湾から北東の安楽島にかけて、蛇紋岩の分布で特徴づけられる顕著な構造線が存在し、

五ヶ所一安楽島構造線と呼ばれている。

本構造線の蛇紋岩は、次の三時期を経て形成されたものであると考えられる(吉倉・秦, 1981・吉倉, 1982)。(1) olivine ($X_{Mg} = 0.92 \sim 0.90$, $NiO = 0.3 \sim 0.5$ wt %) + chromite ± clinopyroxene の鉱物組合せが安定であった時期(かんらん岩期)。(2)かんらん岩が蛇紋岩化し、serpentine + magnetite ± chlorite brucite ± awaruite ± pentlandite の鉱物組合せに変化した時期(蛇紋岩期)。(3)(2)の蛇紋岩が変成作用を受け antigorite + olivine ($X_{Mg} = 0.88 \sim 0.92$, $NiO = 0.1 \sim 0.3$ wt %) + diopside ± chlorite の鉱物共生が生じた時期(変成蛇紋岩期)。

この変成蛇紋岩中に含まれる chromite には二種類の累帯構造が認められる。その一つはコアが aluminian chromite (赤褐色)でリムが magnetite (不透明)、(反射能はリム>コア)から成るもの(Ⅰ型)で、他の一つはコアが aluminian chromite (赤褐色)、マントルが ferrian chromite (不透明)で、リムが chrome magnetite (不透明)(反射能はリム>マントル>コア)から成るものである(Ⅱ型)。Ⅱ型は Mn, Ti についても著しい累帯構造を示し、共にコアで乏しく、マントルで富む。これらの chromite の周辺部には、多くの場合 Cr₂O₃ を 2.5 wt % 程度含む chromiferous clinocllore コロナが生じており、chromite の組成変化が chlorite の形成に関係したことを示している。

この累帯構造を示す chromite のコアはかんらん岩期に安定であったものの残晶で、リムは蛇紋岩期に生じたものであろう。antigorite + olivine + diopside の鉱物組合せをもつ変成蛇紋岩中で安定なスピネル族鉱物は magnetite や chrome magnetite である(Evans and Frost, 1975)ので、Ⅱ型のマントル部はかんらん岩期末期かかんらん岩期と蛇紋岩期の間のある時期に形成されたものと考えられる。

飛騨外縁帯・朝日岳地域の蛇紋岩メランジについて

藤縄 禎郎(富山大・理)

飛騨外縁帯東部の青海一蓮華地域(朝日岳地域を除く)は、松本(1980)、中水(1980, 1981)によって蛇紋岩メランジであることが明らかにされた。

筆者は、これまで外縁帯の中でも蛇紋岩と結晶片岩類が最も広範囲にわたって分布するといわれていながら、地形が険しいために蛇紋岩と変成岩類および弱変成岩類との構造的関係が詳しく調査されていなかった朝日岳地

域について、特に蛇紋岩の分布とその産状を明らかにすることを目的として地質調査を行なった。

その結果、次のことが明らかになった。白亜紀カコウ岩は本地域西部に南北15km以上にわたって分布する。その東側には古生層と考えられている弱変成の緑色岩がほぼ南北に10km、東西に幅4kmにわたって分布する。前者は後者に入入している。その東側には蛇紋岩メランジがほぼ南北に12km、東西に最大6kmの幅で分布する。そして後二者とジュラ紀末馬層が、本地域北部において断層で接する。蛇紋岩メランジ内部において、蛇紋岩は全体の60%を占める。また蛇紋岩メランジ中には228個の構造岩塊があり、そのうち角閃岩は12個、塩基性および泥質変成岩は31個、弱変成および非変成の火成岩類は94個、そして時代未詳弱変成および非変成堆積岩類は81個であった。塩基性岩の変成度は、アクチノ閃石+綠泥岩+曹長石ができる程度で、片理の発達は弱いあるいは認められない。砂泥質岩の変成度は、白雲母+綠泥石ができる程度で、片理の発達は弱いあるいは認められない。白亜紀カコウ岩の熱変成を受けたといわれている地域内でも高圧型鉱物の残存鉱物は認められなかった。雪倉岳周辺では、片麻状構造をもつ綠簾石-角閃岩がみられるが他の泥質岩とは同一岩塊を形成していない。

朝日岳地域の蛇紋岩メランジは、松本(1980)、中水(1980, 1981)の青海・蓮華地域の蛇紋岩メランジと、基本的に同じである。そして、朝日岳地域は青海地域と蓮華地域の中間的性格をもった蛇紋岩メランジである。

関東山地東部の栃谷層(いわゆる跡倉相当層)から産するjadeite + quartz rockについて

平島 崇男(京都大・理)

関東山地北東部、埼玉県寄居町の栃谷地域でJd+Qz組合せを持つ岩石を発見した。この岩石は超塩基性岩と共に、栃谷層と三波川変成岩類との境界付近に露出している。

Jd+Qz rockは、impure-jadeite, glaucophane, aegirine-augite, riebeckite, actinolite, quartz, albiteからなり、accessary mineralとしてzirconとallaniteを含む。

この岩石にK₂Oはほとんど含まれていない。K₂Oを選択的に取り去る交代作用を想定しない限り、accessary mineralから、この岩石の原岩は、Aumento(1969)やNikolas(1977)によって報告されているoceanic plagiograniteとするのが妥当である。

Textureからaegirine-augiteとalbiteはimpure-jadeiteを置換して成長している。これは圧力減少に伴う反応過程である。Glaucophaneのまわりでもriebeckiteやactinoliteが成長しており、これも圧力減少に起因している。

従って、このJd+Qz rockは

- 1) Jd+Qz stage (glaucophaneが安定)
- 2) Ab+Aeg-Aug stage (riebeckiteとactinoliteが安定)

の2つの変成作用を記録している。

Na-pyroxene中のJd成分を圧力の指標にすると2-nd stageの変成圧力は三波川変成のそれと同等もしくはやや高めである。よって、より高圧下で安定な1-st stageのJd+Qz組合せは、三波川変成では形成不可能である。

関東山地では、Jd+Qz rock以外に、Jd+aragonite rock(田辺, 1980)や片麻岩(Murai, 1965)など、三波川変成作用や領家変成作用では形成不可能な岩石の産出が報告されている。これらの岩石は弱変成岩(跡倉相当層)や超塩基性岩と密接に伴っている。この組合せは、黒瀬川構造帯の主要メンバーの1つであり、これらの岩石は、黒瀬川構造帯が関東山地まで延長している事を示す証拠である可能性が高い。

三波川結晶片岩に産するSector-zoned Epidoteについて

芳沢 浩文(京都大・理)

著しくSector-zoningを示すEpidote(SZE)は、四国中央部、大歩危峡谷の南方約3kmの所で塩基性片岩中に産する。SZEを伴う鉱物共生は、Ep-chl-Act及びEp-chl-MgRieb.である。今回は、Ep-chl-Act共生のものについて詳しく調査した。

鏡下では、U-stageを用い結晶の方位を決定し、自形成長面と干渉色の違いにより各セクタの区別及び指教付けを行なった。出現するセクタは、どの結晶でも同じで、{100}、{110}、{001}及び{10 $\bar{1}$ }の4種類、10個が識別された。X_{Fe}(Fe/Al+Fe)は、{100}で最も大きく{10 $\bar{1}$ }で小さい。但しRim部では、セクタの区別は出来ず、{100}よりもX_{Fe}が大きい。

同じ結晶を反射電子像で観察した。Epidoteでは、X_{Fe}が大きいほど明るく見える。結果は、{100}で最も明るく{110}、{001}、{10 $\bar{1}$ }の順に暗くなり、先の結果と同じであったが、鏡下で見られなかったセクタ内の微細な構造が幾つか見られた。

EPMA 分析 (15 KV, 300 pA) でも同様の結果が得られた。例えば、ある結晶の X_{Fe} は、{ 110 } セクタと他のセクタの接する所で、{ 100 } が 0.28, { 110 } が 0.26 ~ 0.27, { 001 } が 0.25, { 10 $\bar{1}$ } が 0.21 であった。又、同一セクタ内でも組成変化があり、{ 100 } では Rim に向って X_{Fe} は大きくなり、{ 10 $\bar{1}$ } では逆に小さくなる。別の結晶では中心から Rim に向って { 100 } では X_{Fe} は大きくなり、{ 110 } では小さくなる。

以上の観察から、3 次元的なセクタの構造を復元すると、{ 100 } 面が 2 個、{ 110 } 面が 4 個、{ 001 } 面が 2 個、{ 10 $\bar{1}$ } 面が 2 個から成る 10 面体が得られ、それぞれの面を成長面とする 4 種類 10 個のセクタが存在する。各々のセクタは、中心から離れるに従い組成が変化し、Rim 部では不連続に組成が変化し、成長面に因る組成変化は、殆んど無くなる。

以上の結果を含めて epidote の zoning を解明するには、P, T, c 以外の要因にも注目することが必要となる。

四国中央部大歩危付近の三波川帯の層序と地質構造

高須 晃 (京大・理) ・剣山研究グループ

これまで一般に四国の三波川帯の標準層序とされてきた四国中央部大歩危地域の層序と地質構造 (小島, 1951, 小島・光野, 1966) について再検討をおこなった。その結果、これまでの層序を大巾に改定する必要を生じた。

われわれの研究の結果、大歩危地域の三波川帯は川口層、小歩危層、三繩層の 3 層層に区分される。川口層は泥質片岩層を主体とし、塩基性片岩層、珪質片岩層、石灰質片岩層、砂質片岩層、変はんれい岩体、キースラーガーからなる。小歩危層は砂質片岩層を主体とし、その他に砂泥互層片岩層、礫質片岩層、珪質片岩層よりなる。三繩層は泥質片岩層を主体とし、塩基性片岩層、砂質片岩層、キースラーガーよりなる。

小島らの層序では、下位から上位へ大歩危層、川口層、小歩危層、三繩層の累重関係が考えられていた。われわれの研究によれば、小島らの大歩危層と小歩危層はともに砂質片岩主体層であるが、両層は層序学的に別の層準として区分できるのではなく、一括すべきものである。われわれは、これを小歩危層として再定義した。小島らにより、大歩危層と小歩危層の間の層準を占めるとされていた泥質片岩優勢層である川口層は、再定義した小歩危層と同時異相の関係にある。川口層と小歩危層との同時異相の関係は、両層の全層準にわたるのではなく、小

歩危層の最上部を除くそれ以下の層準が川口層と同時異相となる。川口層と小歩危層の上位には三繩層が重なる。

大歩危地域以西の佐々連地域にまで川口層と小歩危層が分布し、ドーム状の構造を示す。これを大歩危ドーム状部とよんだ。大歩危ドーム状部内では、大歩危地域の層序と地質構造が基本的に連続している。大歩危ドーム状部の最上部はどこでも小歩危層が占めるが、それ以下の層準では、川口層と小歩危層は同時異相の関係である。

大歩危地域の地質構造は、大歩危背斜を境にそれより北では北傾斜または水平であり、南では南傾斜である。大歩危地域南部において、小歩危層と三繩層を境する大歩危断層が存在することが明らかになった。大歩危断層は日比原付近で大歩危背斜軸を切っている。

パンペリー石・アクチノ閃石相について

坂野 昇平 (京大・理) ・塚場 清文 (中部地下開発)

パンペリー石・アクチノ閃石相 (PA 相) は橋本光男 (1966) によって提唱された変成相で従来は緑色片岩相にふくめられていたものである。この変成相に属する岩石は三波川帯や Otago 変成帯など高圧中間群から中圧型の変成帯に広く分布するので PA 相を独立な変成相として扱う人が増えてきた。

PA 相の高温側は圧力によりエビドート藍閃石片岩相 (高圧中間群) あるいは緑色片岩相 (中圧) であることは上記の地域の研究から明らかである。PA 相の低温側については、平島 (1982, および投稿中) が高圧中間群では、オーザイト + 緑泥石組合せで特徴づけられる相であると主張している以外は、プレーナイト・パンペリー石変成グレイワック相 (PP 相) であるとされている。これは紀伊半島の変成岩は三波川帯から四万十帯まで漸移するとして設定された変成相系列と N. Z. 南島で Tarringatula と Otago が直接移行するとした相系列に基づいている。前者は証明されるべきことが前提になっており、後者は一つの変成帯であるとしても直接移行する関係ではない。PP → PA 相という相系列は証明されていない。

PA 相と PP 相の境界をパンペリー石 + アクチノ閃石 → プレーナイト + 緑泥石 + H₂O の反応に対応すると考えると PP 相は PA 相よりも高温側にあることが予想され、それが岩石学的経験と合わないことが長く疑問とされていたが、むしろ PP 相が PA 相よりも低温側にあるという経験の方が根拠にとほしい。先入感なしに見ると PP 相を PA 相より低圧・高温側にあると見なして悪い事実はない。ただし PP 相は低圧にのみあらわれ、中・高圧では PA 相から緑色片岩に移行し、PP 相は中間に存

在しないと期待される。

Structural relationships between Sanbagawa, Mikabu, and Chichibu belts in Eastern Shikoku by Michel FAURE; (TOKUSHIMA UNIV.)

In Eastern Shikoku, (Tokushima prefecture, Sanagochi son), the same tectonic features already described* in the Sanbagawa schists are recognized in the Mikabu volcanodetritic rocks and the overlying epimetamorphic sediments of the northernmost part of the Chichibu zone. Namely they are:

- Large scale antiforms and synforms: 3rd phase.

- Southward verging E-W trending synschistous folds; and reverse faults: 2nd phase.

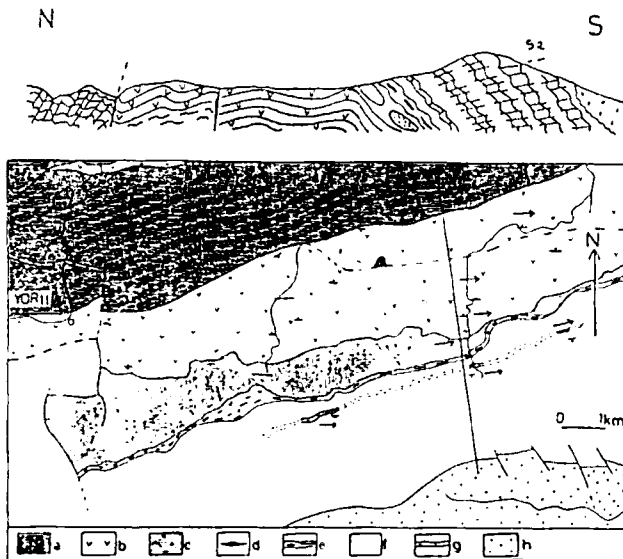
- Main foliation(s) bearing E-W stretching lineation(L) due to boudinage and elongation of pebbles in conglomerates; stretched radiolaria, pull-apart pre-tectonic minerals as clinopyroxenes in metagabbros, chlorite pressure-shadows and fibers etc. . .

The measurement of stretched radiolaria and vesicles evidence for a strain ellipsoid close to the plane strain domain (K=1). In sections parallel to L asymmetric pressure-shadows show a rotation from West to East during the 1 phase.

Then the Sanbagawa, Mikabu, and Northernmost part of Chichibu zone suffered the same tectonic evolution whose most striking feature is an early synmetamorphic ductile shear directed from West to East.

At a larger scale, at least in the Sanagochi area, the Mikabu olistostrome is conformably covered by conglomerate reworking hyaloclastites, gabbros, plagiogranites, cherts then by alternations of chert and shales. Therefore, in spite of minor late faulting, there is a stratigraphic continuity between the Mikabu volcanodetritic rocks and the Northernmost part of the Chichibu zone.

Though actually disrupted by post 3 phase faults, the non-spotted green schists belonging to the Sanbagawa zone could be the northern continuation



Schematic map and cross section of the studied area.

a-Micaschists and quartzites (Sanbagawa zone). b-Hyaloclastites and volcano-detritic basic rocks. c-Gabbro olistoliths unit. d-Serpentinites. e-Polychrome conglomerate. f-Shale, cherts and some hyaloclastic beds. g-Limestone beds. h-Middle Cretaceous unconformable.

with finer grain, because more distal from a southern source, of the volcanodetritic basic rocks of the Mikabu olistostrome.

* IWASAKI M, FAURE M: Early deformations in the Sanbagawa zone in Eastern Shikoku. Geol. Soc. Japan Annual meeting Niigata 1982, p. 559.

徳島県高越鉱山付近における枕状溶岩の Mineralogyと Chemistry (予報)

鈴木 堯士・石塚 英男(高知大・理)
広川 徹(住鉱コンサルタント)

最近、四国三波川帯の塩基性火山性片岩中にみられる原岩構造とその層序学的特徴に関する研究が盛んになってきた(河内他, 1982 参照)。

徳島県高越地域において、塩基性火山性片岩を、(1)枕状溶岩・ピロープレッチャ・ハイヤロクラスタイトと(2)火山性砂岩に分け、地質図に広域的に表現することができた。本地域で(1)に2つの horizon があることが明らかになった。

次に、ピローの rim と core についてモード分析を行なった。その結果、rim は glaucophane に富み(約 50%)、garnet の産出が特徴としてあげられる。一方、core は epidote (40~50%)、quartz、muscovite に富むという特徴がある。また、光学的性質から epidote は rim のものが pistacitic、core のものが clinzoisitic である。glaucophane は rim のものが pure glaucophanic、core のものが crossitic であ

る。

モード分析を実施したサンプルについて全岩分析を行なった。その結果、rim で FeO、MgO、Na₂O に富み、core で Al₂O₃、CaO に富むことが明らかになり、上記モード分析結果および鉱物学的性質と特に矛盾はなく、むしろこれを裏付けている。また、Coleman et al. (1963) や岩崎 (1977) の主張とは異なり、高越地域ではピローの rim で明瞭に Na₂O に富むことから、FeO*、MgO に富むことと合せて、glaucophane の形成条件をより促進したものと思われる。

次に、何時の時点でこのような成分の移動が起こったかを推定してみる。本地域のピロープレッチャについて検討した結果、いかに破碎現象が進んだものでも、プレッチャの周囲を必ず glaucophane の濃集部が取り巻いている。この場合、片理面はプレッチャによって不連続になっている。従って、変成前にすでに成分の移動は完了していたと考えられる。恐らく海底噴出後、枕状溶岩の固結過程が固結直後に海水との反応で成分の移動が起こったと考えるのが妥当であろう。

四国東部秩父帯のアルカリドレライト

岩崎 正夫(徳島大・教育)

四国東部秩父帯北帯にアルカリドレライト岩脈およびそれに対応する噴出岩類を産する。

秩父帯北帯の北限に近い、みかぶ緑色岩類に接する地域では、どこでもみかぶ緑色岩類(下位)からはじまって上位へ岩層は次の様な順序で出現する。すなわち、みかぶ緑色岩類—含角礫赤色頁岩—淡緑色砂岩をはさむ

Chemical Analyses of the alkaline rocks from Chichibu zone

	Pillow lava (1)	cpx- gabbro (2)	biot-hornb gabbro (3)	trachytic rock (4)	dolerite (5)	keratophyre (6)
SiO ₂	42.93	43.38	45.48	46.99	48.05	65.09
TiO ₂	3.46	1.93	3.01	4.93	3.66	0.99
Al ₂ O ₃	12.85	17.98	16.00	18.02	12.45	19.06
Fe ₂ O ₃	15.29	11.17	13.91	13.86	12.11	7.44
MnO	0.17	0.15	0.18	0.23	0.17	0.11
MgO	10.37	7.56	7.64	5.20	9.20	0.21
CaO	10.25	14.29	7.65	1.17	8.67	3.38
Na ₂ O	2.50	2.20	2.89	2.92	2.99	2.20
K ₂ O	0.26	0.26	2.19	3.24	1.56	1.49
P ₂ O ₅	0.39	0.19	0.35	0.85	0.35	0.28
Total	98.47	99.08	99.30	97.41	99.21	100.25

— 泥岩—赤色チャート・泥岩互層—(断層)— オリストストローム層。この順序はどこでもきまっているので、四国秩父帯北帯に関する限り、上述の断層までの間の岩層はオリストストロームではなく、みかぶ緑色岩類の上に整合にかさなっている地層とみなされる。アルカリドレライト岩脈は、上述の赤色チャート・泥岩互層の部分に産し、チャートに対して冷却縁を有して進入関係にある。オリストストローム層中にも、オリストリスとしてアルカリドレライト岩脈およびそれに対応する噴出岩類を産する。この場合その産出地点は不規則に分布する。

これらのアルカリドレライトは、三波川変成作用をうけていて、マグネショリーペカイト、エジリン、緑閃石、

パンペリー石、緑れん石、曹長石、緑泥石、ウインチャイトを變成鉱物として生じている。

単斜輝石、ケルスタイト、黒雲母が残晶として残っていて、普通のアルカリ岩にみられる様に単斜輝石は淡紫褐色で時計皿構造が著しく、黒雲母は最大5%のチタンを含有し多色性が著しく、燐灰石が多量のこともある。

噴出岩には正長石の斑晶を有し、 K_2O 3.24%の粗面岩質玄武岩があり、アルカリドレライトも黒雲母を含有するものでは、 K_2O 2%内外である。この様な K_2O に富む火山岩は通常のアフィオライトにはないので、秩父帯の火山岩は通常のアフィオライトではないと考えられる。