

日本地質学会

関西支部会報 No.84
西日本支部会報 No.67 (合併号)

1978年9月

日本地質学会関西支部・西日本支部合同愛媛大会
(愛媛大学理学部地球科学教室)

学術研究講演要旨

琉球列島古期岩類中の二、三の砂岩について

鹿島愛彦 (愛媛大・教養)

琉球列島、奄美大島(15)・加計呂麻島(13)・沖縄島(3)・慶良間諸島(5)の三宝山帯および四万十帯に属する砂岩、計36試料について、その砂粒組成の検討結果を報告した。

三宝山帯名音層の砂岩は、石英質ワッケおよびそれに近い長石質ワッケで、火山岩および堆積岩の岩片で特徴づけられる。

四万十帯加計呂麻層の砂岩は、長石質アレナイトに属し、波動消光石英粒や変成岩岩片が多い。これに対して同じ四万十帯の湯湾層は、長石質アレナイト、長石質ワッケに属し、岩片が多い。石英粒に比して長石粒の割合が多く、火成岩岩片に富んでいる。

今回検討した試料で認められる琉球列島の砂岩の特徴は、三宝山帯の砂岩は石英質ワッケに近く、四万十帯の砂岩は長石質アレナイトないしはワッケに属することで、湯湾層をのぞき、いずれも岩片の含有量の少ないことである。

九州の四万十帯の砂岩が長石質アレナイトで特徴づけられることは、岡田博有(1977)の結果とよく一致するが、琉球列島の西南部では、岩片の含有量が少なくなる傾向が見られる。なお今後の検討が必要である。

琉球列島において、四万十帯の分布する最西端である慶良間諸島では、砂岩は片状砂岩となり、一部は熱変成作用を受けて、砂岩組成を検討する上で障害となっている。

久万層群についての新観察—(其の1)—

甲藤次郎・平朝彦 (高知大・理)

演題に関する其の1では、従来の久万層群についての概説と、それに対する筆者らの見解の要旨を述べ、さらに其の2では、その論拠となった各種の典型的な堆積環境の解析について述べる。

久万付近から瓶ヶ森付近にかけて分布するいわゆる「石鏡第三紀層」については、中新世の頃の内陸湖水堆積層と考えられた時期もあったが(1952, 愛媛県編纂, 石鏡連峰と面河溪), その後1951年以降の永井浩三らによる精力的な研究の結果、石鏡山第三系は始新世の久万層群と中部中新世ないし下部鮮新世(?)の石鏡層群に分けられた。

ここに取り上げた久万層群(永井, 1957)は、海成層の二名層(中部始新統)と淡水成層の明神層(上部始新統)に分けられ、両者は不整合関係(永井, 1968)とされている。

筆者らは、久万層群の再検討の結果、下位から上位にかけて含まれる礫岩には、結晶片岩礫から砂岩礫を経て花崗岩礫の多くなる一般的傾向があるが、これらの地層群は一連の堆積物であって、このような著しい岩相の相違は堆積環境の変化によるものである。

これらの観察結果から、筆者らは従来の久万層群の分布地域は、その西方の父二峰付近までは海進による堆積物であるが、その他の大部分は崖錐—V字谷—扇状地堆積相、網状河川堆積相、湖成デルタ相などからなる陸成層であるとの結論を下した。

筆者らはこのような海進を古父二峰海進と呼び、また堆積相に応じて石鏡化石湖・シラサ小化石湖・子持権現山不整合を命名した。

今後は、いわゆる久万層群の修正定義と、その分布を支配した構造的意義を明らかにして行きたい。

久万層群についての新観察—(其の2)—

平朝彦・甲藤次郎(高知大・理)

久万層群中には、大きく4つの堆積環境が認識できる。礫質海岸堆積相は、父二峰付近のいわゆる二名層に認められる。カキ等の岩礁性・浅海性の化石を産し、比較的円磨された結晶片岩の中～細礫と砂岩の成層した地層が、三波川変成岩類にアバットしている。崖錐—V字谷—扇状地堆積相は、古岩屋・中山・子持権現山・瓶ヶ森付近のいわゆる二名層に分布し、淘汰の悪い巨角礫・土石流チャネル・ポットホールをもつ基盤の旧河床面等で特徴づけられる。網状河川堆積相は、下畑野川・面河ダム付近のいわゆる明神層に認められ、チャネル構造・礫・砂岩層の岩相変化・泥岩部が少ないことが特徴である。湖成デルタ相は名野川越から長沢林道沿いによく露出し、上方粗粒化サイクルを示す。下部には泥岩部が発達し、タービダイト互層が重なり、上位のチャネル堆積物に変化する。

天草下島の白亜系と古第三系の境界について

田代正之(高知大・理)

大塚雅勇(熊本松橋東養)

Tashiro (1976) による姫浦層群上部亜層群最上部層(U-IV)は、岩相により下・中・上部(U-IVa, U-IVb, U-IVc)にわけられる。U-IVaは黒色頁岩を主とし、含礫頁岩・礫岩層を夾み、顕著なスランプ構造が発達している。層厚約500m、中部より *Inoceramus*・他を産し、白亜系である(田代・大塚, 1976)。U-IVbは砂岩頁岩互層が主で、礫岩層が頻繁に夾入される。層厚約450m、数層順にわたり化石層が認められる。化石は大部分下位のU-IIIa(田代・野田, 1974)と共通するが、U-IIIaから多い三角貝・イノセラムスは極めて少ない。下部の密集層から *Apiotrigonia* sp. を2個体と *Baculites* sp. を1個体採集している。中部・上部からは、まだ三角貝・イノセラムス・アンモナイトの類は発見できない。U-IVcは、砂岩・礫岩・頁岩の厚層がたまかな互層をなしている。上部では幾分細かな砂岩、頁岩互層がある。上半部には、1～2層の酸性凝灰岩層がある。U-IVcの層厚は地区によりやや異なるが約450～650m。化石はカキなどの浅海性二枚貝やリンギョウなどがある。

が、三角貝・イノセラムス・アンモナイトの類はない。以上の如く、U-IVa~U-IVbの下部までは化石により白亜系(マストリヒアン)であるが、U-IVbの中・上部とU-IVcについてはさらに検討を要する。なおU-IVcの上位は、不整合関係で古第三系と接する。古第三系の基底部は、赤紫色または青緑灰色泥岩で特徴づけられる赤崎相当層である。本層の基底礫岩上位の砂岩から古第三系型の巻貝・二枚貝化石がでる。層厚は地区により異なり90~250 m。赤崎相当層の上位には、*Nummulites*, *Turritela*の化石で特徴のある白岳砂岩相当層がある。本層は、天草下島西部で砂岩優勢であるが、東岸部では砂岩優勢な砂岩頁岩を示すことが多い。本層は化石によりイブレンシアンカルテシアンとされているので、赤崎相当層はその下位の暁新世であることは確実である。なお、白岳砂岩相当層の上位には、黒色頁岩優勢な教良木層がある。

輝炭反射率からみた九州内帯古第三系の有機 続成・埋没変成の進行とその古地熱環境特性

相 原 安 津 夫 (九州大・理)

堆積物中の石炭や炭化植片が続成・埋没変成の過程で示す複雑な有機化学的变化の進行程度は石炭化度で現わされ、その指標には国際的にも規準化された輝炭反射率(vitrinite reflectance, \bar{R}_o)がある。 \bar{R}_o を用いた北部九州古第三系の堆積と埋没の経過の考察に続き、内帯の古第三系を中心に地表と試錐の試料で、輝炭反射率の現在深度変化(\bar{R}_o gradient)、その増加率と地表の傾斜方向の層位による \bar{R}_o 変化とからえがける地下等 \bar{R}_o 線の形態、およびそれらからの埋没と有機変成経過の推定などを示し、従来指標の資料(松下1960, 岩橋1963)をこのようなみかたで再整理し加え、この地域の石炭化作用進行の古地熱環境の特性を考察する。

層位、地層厚および現在深度からの情報を過去の埋没量推定の素材とし、その間の有機変成状況を \bar{R}_o 増加率でみると、対象地域では東北日本太平洋側で現在も低熱流量域(1.0 H. F. U. 付近)にある同時代の石狩炭田や石油探査試錐の例よりも増加率が明らかに高い。この事実は石炭化度変化の諸要因のうち温度に関し、九州内帯の古地熱環境が高温側にあり、低熱流量域側よりも浅い埋没深度(低圧)で同程度の有機変成の条件に達し得たことを意味する。古第三紀での高い地熱の存在と原因とは、現在の日本列島周辺の地殻熱流量の地域的变化に残存し、この地域が高熱流量域(2.0 H. F. U. 以上)にあるという事実に反映されている。堆積物中の植物系固体有機物の変成を \bar{R}_o のみならず多くの指標で調査し、深度・層位に伴う変化を有機変成度増加率(Organic metamorphic gradient)で見ることにより、堆積と埋没とその後の古地熱環境下の構造形成の経過を探りながら、その変化を生起させた地質的背景をえがくに必要な資料を増すことが可能になるであろう。

西南日本三疊系の岩相分布と古地理

清 水 大 吉 郎 (京大・理)

西南日本の本州地向斜域は、古生代末の本州造山運動によってかなり広い地域が陸化し、三疊紀には浅海陸棚あるいは内海化したせまい海域が残ったというのが、1950年代に広く支持されてい

た、実際に、中国帯・舞鶴帯および秩父帯での三畳系の岩相と、いくつかの不整合はその見解を支持するものであった。ところが、1960年代の後半から、かつての“古生層、地域の各所で後期三畳紀を示すコノドント化石・二枚貝化石の発見が相ついであり、従来の見解を変更する必要が生じた。とくに、それらの地層の多くは層状チャートの優勢な地向斜相であることが多く、本州地向斜が三畳紀末まで継続したことを示す。

丹波地帯では、これらの三畳系は層状チャートと粘板岩を主とする場合と、砂岩・粘板岩に礫岩を伴う、タービダイト優勢相の場合とがある。この両相は数キロメートルの距離で、いちじるしい対照を示す。北方の舞鶴地帯の浅海・陸棚性の三畳系の分布の南には、砂岩の優勢なタービダイト相が分布するが、それは南にむかって細粒相となり、丹波地帯中央部には粘板岩・チャート相が分布する。これに対して、丹波地帯南部（京都周辺）ではタービダイト優勢の粗粒相が分布し、そこでは南方からの供給を示す古流向が知られている。それによって、丹波地帯の南部から領家地帯にかけての地域に、当時テクトニックランドが存在したことが推定される。丹波地帯南部にはこの粗粒相に近接して、粘板岩・チャート相が存在し、この両者は当時の海底火山活動による高まりによって隔てられていた可能性がある。

領家地帯・御荷鋒帯・秩父帯北帯などにも、地向斜性の中・後期三畳紀の地層が分布することがわかってきており、そのさらに南には、黒瀬川構造帯付近の浅海陸棚相をはさんで、秩父帯南帯の優地向斜相がある。また北の中国帯の一部にも三畳紀の地向斜相が報告されているから、三畳紀（少なくとも中・後期）の本州地向斜の分布は広く、かつ、いくつかの隆起域や海底の高まりを含んだ複雑な様相であったということが出来る。

これら三畳紀の地向斜相地域では、上部二畳系および下部三畳系を示す化石の産出はごく少なく、一部では不整合で示されている。丹波地帯では、不整合を示す証拠は見出されておらず、整合の可能性が高い。しかし、この間の層厚はあまり大きくないので、一部バラユニフォーミティーの可能性もある。いずれにせよ、強い変動をうけなかった地域が広く存在することを示唆している。

室戸半島南部の四万十帯南帯の層序と構造

酒 井 治 孝 (九州大・理)

室戸層はフレッシュ相堆積物と、それに頻繁に挟在されるスランプ堆積物とから成る厚い堆積体と考えられてきた。しかし研究の結果、室戸層は南半部のオリストスローム分布域と北半部の先フレッシュ相、フレッシュ相堆積物分布域とに分けられることが判った。そこで、この地域全体を一括して使われていた室戸層という名称を南部のオリストスローム地域に限って用い、北半部はその模式地の名称をとって行当層と新称する。今回は行当層の層序と構造について述べる。

行当層は約2,000 mの層厚で、緑色岩を挟む泥質岩から成る下部層と厚成層状砂岩、砂泥互層より成る上部層とに分けられる。下部層は下位の凝灰質泥質岩部と生物擾乱が普遍的に見られる上位の黒色泥質岩部に分けられる。

奥郷～河内間には、周囲を北傾斜の衝上断層で囲まれた、最大層厚450 mのハンレイ岩、枕状玄武岩、ハイアロクラスタイトより成る緑色岩体が産出する。緑色岩体の前縁部のスレートは剪断され、その上に強く破碎されたハンレイ岩が20°～30°の低角度で衝上している。緑色岩体の前縁部又は直上には、砂岩の岩塊、角礫を含む鱗片状劈開の発達した泥質岩が巾数10 m～200 mのゾーンを成

すことがある。上部層は1.400 m以上の厚さで、厚成層状砂岩、砂泥互層、泥岩が数10~200 mの周期で繰り返す単調な層序である。

行当層の基本構造は数kmと数100 mの2つのオーダーの波長をもつ非対称の波形の褶曲構造である。一般に軸面は高角度で北に傾斜している。褶曲の翼部には往々衝上断層が見られる。これらの構造方向は地域毎に異なっており、東の川に沿っては、右横ズレ断層により褶曲軸が直交している。上部層は曲げ—スリップ褶曲、下部層は劈開面に沿う変位をもつ剪断褶曲をしている。

愛媛県美川村～高知県池川町における

“みかぶGR”の層序的位置

—コノドント化石出現地点の地質構造を中心として—

佃 栄 吉 (地調)

昨年出版された単行本「三波川帯」の中で武田他(1977)は、次の点を指摘した。1つは上八川—池川構造線に沿う背斜を地向斜時代からすでに存在していた背斜構造で——一種の地背斜——とする根拠は何一つないこと。また一つは、作業的な構造単元としての「みかぶ帯」を設定したこと。ここで、「みかぶ帯」とは「現在の地表において、みかぶ緑色岩類と整合的關係にあるとされ、連続的かつ同様の広域的な構造特性をもつ領域」という意味で、この中でまず、みかぶ緑色岩類の問題を考えなければならないこととした。いうまでもなく、四国中央部における清水構造帯と上八川—池川構造線ではさまれる「三波川南縁帯」という概念はすでにその意味を失っている。

この地域の「みかぶ帯」の中で、最近あいついでコノドント化石出現の報告がなされた。1つは上土居北東3 kmの安居川沿いの入江谷付近(松田, 1978)、もう1つは、池川町西部のツボイ地区(桑野他, 1978)で発見されたものである。これらのコノドント化石はいずれも石灰質片岩からとり出されたもので、三疊紀中、後期を示すものであった。ツボイ地区のものは、みかぶ緑色岩類が形成する「水ノ峠横臥褶曲」のインナーコアにみかぶGRに直接して発達するもので、この地域の大構造からして、みかぶGRの下盤と判断できる。入江谷のものは「みかぶ帯」と「秩父帯北帯」(ここでは上八川累層)を隔する重要な断層——池川スラスト——の北側に発達するもので、ツボイ地区同様、みかぶGRの下位のものと思われる。

徳島県南部の四万十帯白亜系

公文 富士夫 (京大・理)

徳島県南部の日和佐町から牟岐町、相生町、上那賀町にかけての四万十帯白亜系を調査した結果、この地域の白亜系は、下位より赤松層、日野谷層、牟岐層、日和佐層に区分できることが明らかになった(第1表参照)。

また、各層ごとに砂岩の鉱物組成を検討したが、日野谷層と日和佐層とは明らかに異なる組成を

もっている。日野谷層の砂岩は長石質であり、高知県中央部の半山層のものに似ている。また、日和佐層の砂岩は岩片が多く、寺岡(1977)の指摘するヘトナイ世型の特徴をもつ。この結果も前述の層序区分を支持していると考えられる。

各層の分布と岩相とを以下に簡単に記す。

日和佐層；日和佐町から牟岐町北部に分布。塊状砂岩を主とし、互層や礫岩を伴う。牟岐層に整合。

牟岐層；牟岐町南部から海南町にかけて分布。頁岩や頁岩勝ち互層を主とし、塩基性火山岩類や酸性凝灰岩を少量はさむ。

日野谷層；相生町から上那賀町にかけて、仏像構造線の南側に分布。厚層の砂岩を主とし、互層や頁岩を伴う。赤松層に整合。

赤松層；日和佐町北部および相生町南部に分布。頁岩や頁岩勝ち互層を主とし、塩基性火山岩類やチャート、酸性凝灰岩、砂岩を伴う。

第1表

—安芸断層—	
日和佐層	4,000 m, ヘトナイ世
牟岐層	600 m+, ギリヤーク世?
—深瀬断層—	
日野谷層	3,800 m, 宮古世
赤松層	5,500 m, 高知世?
—仏像構造線—	

三疊系成羽層群に産するオーソコーツァイト礫

三上 貴彦・木谷日出男(山口大・理)

上部三疊系成羽層群礫岩から産するオーソコーツァイト礫について報告した。その概略は以下のとおりである。

- 産地は次の2地点である。両地点とも成羽層群最下部層である最上山層中に発達する礫岩層に属している。
 - 岡山県川上郡川上町大字三沢字日出谷
 - 高梁市大成
- オーソコーツァイト礫を産する礫岩は長径数mmから25cm(多くは3~4cm)の"rounded~well rounded₁"の礫を主とし、その構成礫種は脈岩(25~50%)、火山岩類(約25%)、堆積岩類(約16%)、深成岩類(8~25%)、変成岩類(約1%)である。オーソコーツァイト礫は全体の1~2%にすぎず、いずれも長径2~3cmである。
- オーソコーツァイト礫は、いずれも、"well rounded₁"の範囲にあり、その表面色は黒灰色または淡い「おうど色」を呈する。
- オーソコーツァイト礫の構成鉱物は、砕屑性石英(69.9~70.0%)、二次成長石英(27.3~25.

9%), 長石類 (2.3~2.8%), 岩片類 (0.7~1.4%), 基質 (1.3~3.1%) からなり, 極めてまれに電気石を含む。

5. 碎屑性石英粒子の平均粒径は 0.37 mm~0.40 mm で中粒砂に属し, 淘汰度は 0.42~0.45 で "well sorted" の範囲にある。

南部北上山地の中・古生層に発達する スレート劈開の形成時期について

池 田 幸 夫 (広大附福山高)

スレート劈開は南部北上山地の中・古生層に発達している顕著な面構造の一つである。本地域ではスレート劈開は古生界と三畳系の泥質岩にたいへん強く発達しているが, ジュラ系ではあまり発達状態はよくない。また, 随所に貫入しているヒン岩岩脈にもしばしばスレート劈開が発達している。このような事実に基づいて, これまでの多くの研究者はスレート劈開は白亜紀初期にできたと考えている。この説はおおむね正しいと思われるが, これまでの研究では白亜紀以前にスレート劈開が存在していたか否かについて何も語る事ができないように思われる。

この限界を克服するためには構造岩石学的手法を用いた野外調査を行う必要がある。私は南部北上山地陸前高田市付近をフィールドに選び, 3年にわたる野外調査とそれに伴う室内研究を行い, 本地域のスレート劈開は白亜紀初期の気仙川花崗閃緑岩体が冷却固結する時期に形成され, それ以前にはほとんど形成されなかったのではないかという結論に到達した。主な根拠は次のとおりである。

- (1) 熱変成作用を受けた部分では, 再結晶した biotite が平行配列してスレート劈開をつくっている。
- (2) 気仙川岩体の活動末期のアブライト細脈が古生層のスレート劈開を軸面にして褶曲している。
- (3) 気仙川岩体の片状構造はスレート劈開と同じ側左型の変形面構造であると考えられる。
- (4) 古生層(小原木層)の泥質岩に含まれている石灰質ノジュールの示すひずみ量と, 白亜紀初期に晶出したと考えられる石英脈の褶曲から推定したひずみ量の間に大きな相違はない。

四国秩父累帯の地史に関する 2・3 の問題点

須 鎗 和 巳 (徳島大・教養)

近年四国の外帯の地質に関して, 多くの新知見が明らかになってきた。とくに時代未詳層のコンドント年代, 変成岩・火成岩の放射性同位元素年令が増加した。これらの事実に加えて, 地層岩類の層序学的関係から, 秩父累帯の中古生代地史を組み立てると, 次の3つの時代に区分できる。なお, 今後解明を要する2・3の問題に言及した。

1. シルル紀一石炭紀前期 (435—330m. y.) 秩父累帯・三波川帯は全般的に陸化しており, 黒瀬川構造帯周辺では浅海成層・陸成層が堆積した。地下では三滝火成岩類が貫入し, 地表では酸性火

山活動がおこった。

2. 石炭紀後期—三疊紀 (330—195m. y.) 秩父累帯・三波川帯では地向斜性の堆積がつづいた時代であるが、北帯南半部より中・南帯では、黒瀬川変動がおこり、何回もの堆積の中断 (不整合面の形成) があった。また北帯南半より中帯北半にかけては、構造線に沿って準片岩化作用がおこった。黒瀬川変動の主要な時期は二疊紀末より三疊紀前半であった。従来御荷鉾緑色岩類とされていたものには、少なくともペンシルヴァニア紀初期と、三疊紀後半のものがあり、外帯の地向斜状態が三疊紀までつづいた事は明らかである。
3. ジュラ紀—白亜紀 (195—65m. y.) 外帯は全体的に陸化傾向にあり、秩父累帯北帯南半—南半は陸棚—モラッセ盆地となった所がある。北帯北半より北方では三波川変成作用がおこった。変成条件よりの離脱時期は、南方 (ジュラ紀) より北方 (白亜紀後半) へ移った。白亜紀末期に領家深成作用がおこり、中央構造線の形成、和泉層群の堆積をみた。

黒瀬川変動の時空的範囲、三波川変成岩の原岩の年代、黒瀬川変動と三波川変成作用の変成様式の差異およびその原因等については、今後究明して行きたい。

徳島県長安ロダム周辺の秩父累帯南帯 中古生界の層序と構造

石 田 啓 祐 (徳島大・教養)

徳島県那賀郡長安ロダム周辺において、秩父累帯南帯の層序と構造の再検討を行い、コノドント・紡錘虫・大型化石に基づいて年代を推定した。その結果、当地域の層序を、出合累層 (下部石炭系上部、新称)、醒醐層群 (中・上部石炭系)、平谷累層 (下部二疊系、新称)、若杉層群宮浜累層および日店累層 (いずれも中部二疊系、新称)、那賀川層群 (下部～上部三疊系、再定義)、鳥巢層群 (中・上部ジュラ系) に区分した。とくに、今回得られた新知見は次のように要約される。

- 1) 四国の南帯には下部石炭系が存在する。
- 2) 宮浜累層は醒醐層群下部層を不整合におおう。また基底礫岩の分析に基づき、平谷累層以下の石灰岩相を不整合におおうと推定される。ただし、この二疊紀中期の変動に伴う地層の変形は認められていない。
- 3) コノドント群集に基づき、那賀川層群を新たに下部・中部・上部の3累層に区分した。下部累層は *Neospathodus*, *Gladigondolella*, *Neogondolella* の諸種により特徴づけられ、スキチアン上部～アニシアン下部に属する。中部累層の上部は *Neogondolella polygnathiformis* などにより特徴づけられ、カーニアン上部に属する。上部累層は *Metapolygnathus* 属の諸種により特徴づけられ、カーニアン最上部～ノーリアン上部に属する。
- 4) 那賀川層群においては、下部累層よりも中・上部累層の方が、また南帯の中央部よりも南縁部の方が、チャート砂岩・石灰岩・塩基性溶岩が増加する傾向がみられ、浅海沖合相に変化する。層厚は南縁部の方がうすい。
- 5) 古生界は東西性の主な断層に挟まれてレンズ状に分布するが、周囲の那賀川層群には南帯の古生界に由来するさまざまな時代の礫が含まれるため、本来、古生界と三疊系は不整合関係にある。

そして三疊紀南帯の堆積盆は複数の沈降帯から成り、その間には古生層から成る島列が存在したと考えられる。

- 6) 従来、“三疊系～下部ジュラ系”春森層群の中部に属するとされていた鳥巢式石灰岩を含む黒色泥岩層は鳥巢層群に属する。これは、ジュラ紀後期のアンモナイトの発見に基づくものであり、上部ジュラ系は断層によって三疊系中に挟み込まれている。

和歌山県有田川中流域（秩父累帯北帯）の トリアス系立岩山層の礫岩

栗 本 史 雄 (大阪市大)

標題の地域には白亜系向斜盆地の北側に“古生層”が分布する。筆者はこの“古生層”の一部のチャート層からトリアス紀型コノドント化石を発見し、本地域のトリアス系を立岩山層（仮称）と命名した（栗本、1978）。その後、立岩山層中に礫岩を発見し（遠井谷）、その構成礫の顕微鏡観察をおこなった。今回、その結果を報告し、礫の供給地について考察する。

立岩山層の礫岩は粗粒砂岩の基質をもち、その層厚は約5 mで、横への連続は悪い。礫径数cm～10数cmのものが多く、最大40数cmに及ぶ。礫種は酸性火砕岩、花崗岩質岩、花崗斑岩（これら三者で70%以上を占める）、石灰岩が多く、他に輝緑岩、安山岩、砂岩、泥岩、チャートが認められる。一般に礫の円磨度は高いが、石灰岩礫は円磨度が低く、不規則な形である。

酸性火砕岩は vitric～vitric crystal tuff で、流紋岩質～流紋石英安山岩質である。多くに熔結構造がみられる。またあるものはホルンフェルス状で、マトリックスが石英と長石類のモザイク集合体で白雲母の斑状変晶が発達し、斑晶の有色鉱物が再結晶して黒雲母の集合体になっている。花崗岩質岩はほとんどが細粒完晶質で、花崗岩～花崗閃緑岩にあたる。薄片全体または部分的に文象構造が発達するものがある。花崗斑岩には文象構造が発達するものがある。

酸性火砕岩、花崗岩質岩、花崗斑岩が礫岩構成礫として圧倒的に多いことから、その供給地は酸性の volcano-plutonic complex をなしていたと考えられる。これは和歌山県湯浅北方に分布する浮石層の礫岩を検討した前島・吉倉（1976）の結果ならびに結論と調和的である。礫岩の諸特徴、岩相、産出化石などから立岩山層は浮石層（前島、1977）に対比される。また礫の供給地も、浮石層の場合と同様に、黒瀬川構造帯にもとめるのが妥当であろう。

球磨川中流域秩父帯のチャートの産状

中 島 浩一・勘米良 亀 齡 (九大・理)

当地域は秩父帯の南半部（三宝山帯を除く）に当り、松本・勘米良（1964）により南から上部石炭系天月帯～中部二疊系吉尾帯の諸地層が、東北東—西南西の帯状配列をなし、間に数帯の上部ジュラ系をサンドウィッチ状に挟む地帯とされてきた。

当地域の地層は主に砂岩、砂岩頁岩互層から成り、チャート及び若干の石灰岩、緑色岩を伴う。

石灰岩及びチャートから新たに 20 数地点で三畳紀のコノドント化石を見出し、その時代が、スキチアン後期～ノリアン後期に及ぶことが判明した。チャートは、厚さ数m～数 10 m 規模のものが多く、下記の産状を示す。a) 珪質頁岩～層状チャート～珪質頁岩と漸移するものが、周囲の碎屑岩層中に断層で挟み込まれているもの。b) 堆積性起源の流動褶曲をもつ泥岩中に砂岩、チャートの小レンズと共に大きな岩塊として含まれているもの。この場合泥岩は、周囲の砂岩、頁岩層とは整合関係にある。c) 塩基性凝灰岩の上位に、石灰岩あるいはドロマイトと互層し、それら全体が周囲の碎屑岩層中に断層で挟み込まれているもの。以上のチャート層の一部には、種々の規模の不規則な形態の砂岩を伴っている。それらは、(A)露頭規模で層状チャートの層理面を切っている。(B)鏡下でも放散虫の集積した葉理面を切って、砂岩が注入している。(C)砂岩により隔てられた両側のチャートの岩質が変わらない。これらの事からチャートに伴う砂岩は、岩脈であると判断できる。岩脈をなす砂岩は、基質量の少ない塊状の長石質砂岩であり、この地域の主体をなす碎屑岩層中の砂岩とは岩相、鉱物組成の点で似ている。砂岩及び砂岩頁岩互層と層状チャートとが整合一連に重なる露頭は、まだ見出しておらず、他地域で報告されている様にコノドントで示されるチャートの時代をそのまま周囲の碎屑岩層の時代に当てはめてよいかどうか、疑問がある。

福岡市及びその周辺の第四系

田 中 豊 俊 (福岡県立筑紫中央高校)

福岡第四紀研究グループ

1971 年以来、福岡地域の第四系の研究を行ってきた。さらに 1976 年より始まった地下鉄工事により明らかとなった沖積面下の第四系と合せて、本地域の第四系の地質学的層序学的研究結果を以下に報告する。

福岡地域の第四系層序及び段丘堆積物は、

- I) 高位段丘(春日層)は海拔 50 m の平坦面をもち、花崗岩、古第三系を基盤とし、地層は上位に向って、砂層、クサリ礫層、砂礫層がのる。高位面は赤色風化を受けている。
- II) 中位段丘は平坦面の研究より、 M_1 (海拔 32~35 m)、 M_2 (25~28 m) の二面に分けられる。
 - i) 飯盛層は M_1 平坦面を持ち、堆積物は上位に向って、シルトを含む黄褐色砂層、赤褐色砂礫層で M_1 面は赤色風化を受けている。
 - ii) 須玖層は M_2 平坦面を持ち、堆積物は上位に向って黄褐色砂礫層、半クサリ礫層、シルト及び砂の互層、暗褐色粘土層、^{かなたけ}金武礫層がのる。
- III) 低位段丘(日佐層)はL 面(15~20 m)の平坦面がある。堆積物は黄褐色砂礫層で、礫は風化していない。

沖積面下の第四系は、赤坂門—大橋間の断層を境にして、東部は厚く西部は薄い。

- a 層は春日層にあたり、クサリ礫層からなる。
- b 層は飯盛層及び須玖層にあたる。上部は 33010 Y. B. P より古い砂礫層、さらに 24680 ± Y. B. P の暗褐色シルト層からなる。八女粘土層が部分的にみられる。
- c 層は日佐層にあたり、黄褐色砂礫層、淡灰色砂礫層、赤褐色ローム層からなる。
- d 層は沖積層にあたり、下部は有機質粘土層を挟む砂礫層で 8130 ± Y. B. P である。上部に青灰

色砂質シルト層があり、縄文海進期にあたる。この層に貝化石等多く含む。
e層は黄褐色砂礫層で砂丘性堆積物である。

八重山群島与那国島の地質

—— 特に傾動運動について ——

坂井 卓 (九大・理) ・浜田正平・辻 和毅 (日本工営)
鈴木 勲 (日本工営) ・黒川陸生 (沖縄総合事務局)

与那国島の地質系統は、下部中新統八重山層群・更新統琉球層群および完新世の表層堆積に区分される。八重山層群は本島の基盤をなし、砂岩が卓越するフレッシュ相で特徴づけられ、300 m以上の層厚をもつ。本層群中部には浅海性軟体動物や植物遺骸に富む。また、上方粗粒化堆積サイクルを基調とした層序をもち、デルタ環境下での堆積物と思われる。琉球層群は下位より、砂層を主体とするドナン層と琉球石灰岩に区分され、後者は岩相上、下位の碎屑性石灰岩、上位の礁性石灰岩の2部層に細分される。完新世の堆積物は、砂・礫・粘土よりなるモラッセ相の宇良部砂礫層、隆起石灰岩、沖積層、砂丘砂などに区分される。

本島の八重山層群は全体として、北東の走向をもち、南東に緩斜する単斜構造をなすが、北東・北西および東西走向で北側に高角で傾斜する断層によって同一層準が繰り返り現れる。上記3方向の断層によって分割された菱形の地塊はいずれも南側へ5°前後回転しており、顕著な傾動地形を作っている。また、宇良部砂礫層は東西性断層と密接な関係をもち、東西に狭長な分布と基盤や琉球層群の傾動による構造的凹地を埋めに非対称な断面をもつ。上記の断層や八重山層群の節理、琉球石灰岩・隆起石灰岩の裂かの産状と方向性に基づき、形成時期・成因が異なる2つの断層系が識別された。北東および北西の断層系は東西のそれに先行し、琉球層群堆積前に形成された共役な断層系で、横すべり断層の応力配置をもつ。東西方向の断層系は既存の上記2方向の破断面を一部移用し形成した展張性断層系で、琉球層群堆積時から始まり、完新世堆積物を切る。

東西性断層はアンチテック断層の性格をもつ。この種の断層は本島のみならず、八重山群島・沖縄舟状海盆に普遍的に発達しており、中新世以降の縁海の拡大に伴う地殻の展張断層を反映したものである。

ニューファウンドランド・アパラチア変動帯の 地質構造発達史(3)

—— thrust sheets の運動 ——

波 田 重 熙 (高知大・理)

アパラチア変動帯で最も北東部に位置するニューファウンドランドでは、オルドビス紀初頭には、proto-Atlantic Ocean を構成していた海洋性地殻と上部マントルの一部が過去の北アメリカの大

陸縁辺域へとオブダクトし、それに伴って、それまで存在していた大西洋型の大陸縁辺域は崩壊していった。この変動の様子は、当時の大陸縁辺域における堆積相の変化に見事に記録されている事は既に報告した(波田, 1977)。今回は、現在は、かつての北アメリカの大陸棚地域に残存する Humber Arm Allochthon 等のもつ構造から、オフィオライトの大陸縁辺域への移動(オブダクション)の様式を考察した。

allochthons やそれらの root zone とみられる地域のオフィオライトの構造は、例えば JACOBEEN & KANES (1974, 5) が示したアパラチア山脈に発達する堆積岩からなる thrust sheets がもつ構造と非常に類似している。この事も、ELLOTT (1976) や ATKINSON (1976) が指摘したように、オフィオライトのオブダクションも、各地の変動帯の foreland thrust belt にみられる thrust sheets の移動の様式と同様に考えられる事を意味しているとみなされる。ARMSTRONG & DICK (1974) に従って、thrust sheets の運動を detachment, movement および emplacement の3つの段階に分けて検討してみよう。Hadrynian (ca. 750m. y.) から存在していた proto-Atlantic Ocean では、カンブリア紀になると、その西縁で小規模な拡大によって新しい海洋性地殻が形成され、引き続いて、この新しい海洋性地殻の下に古い proto-Atlantic Ocean の海洋性地殻がサブダクトしたとみられる。このように異常に高い地殻熱流量をもっていたとみられる領域で、引張から圧縮へと造構場が変換した事が、海洋性地殻と上部マントルの一部からなる厚さ約 10 km のシートの detachment を引き起したとみられる。引き続き圧縮場のもとで thrust sheet の西への movement は進行し、かつてのコンチネンタルライズから大陸斜面へかけての巾約 80 km の地帯がオブダクトした thrust sheet に被われた。thrust sheet は、アパラチア山脈の堆積岩の thrust sheets のように、先端部に背斜構造が、また、コンチネンタルライズの東端で thrust 面が ramp する部分には多くの高角度の splay thrusts が形成されている。そして最終的には、thrust sheet のうち、splay thrusts より大陸側の巾約 80 km の部分のみが、その下位に位置していた現地性の大陸斜面堆積物などの部分を含めた新しい thrust sheet として、かつての大陸棚領域まで移動し allochthon を形成している。これが emplacement の段階で、ELLIOTT (1976) や RUBEY & HUBBERT (1959) の議論を使って、この段階の移動の機構は gravity spreading として説明される。第3段階の移動の距離は 100 km 程度で、その速度は 5~10mm/year のオーダーと見積もられ、これはアルプス地域のデッケの運動速度に対比される大きさである。

和泉山脈の和泉層群下部亜層群より産出するマストリヒシアンを示すアンモナイトについて

両角 芳郎 (大阪自然史博) ・ 谷 雅則 (今宮高)
桑野 素弘 (同志社香里高)

和泉山脈の和泉層群下部亜層群より産出するアンモナイト類化石のうち、マストリヒシアンを示すと思われる 2, 3 の種を紹介し、淡路島の和泉層群との対比について若干の考察を行った。それらのアンモナイトというのは、

- (1) 蕎原より産出する *Pachydiscus* (*P. subcompressus* および *P. obsoltus* に同定される)
- (2) 蕎原および滝ノ池より産出する *Nostoceras* spp.

(3) 滝ノ池より産出する *Solenoceras* spp. などである。

Pachydiscus subcompressus は、日本の上部ヘトナイ統（マストリヒシアン）に相当する化石帯の指標種とされており、和泉層群ではこれまでに淡路島の下灘シルト岩層よりの報告がある。*Nostoceras* は北米の Low. Maestrichtian より多産するが、日本での産出は珍しく、MATSUMOTO (1977) による函淵層群からの報告があるのみである。*Solenoceras* は、これまで日本からの報告はなく、また必ずしもマストリヒシアンに限られるものではないが、北米の Navvaro Group (Low. Maestrichtian) によく似た種がある。

これらの点を考慮にいと、和泉山脈の和泉層群下部亜層群は、従来考えられてきたようなカンパニアンというよりは、むしろマストリヒシアンに（全てとはいえないがかなりの部分が）対比されるものと思われる。淡路島の湊頁岩層より多産する *Pravitoceras sigmoidale*, *Didymoceras awajiense* などカンパニアンを特徴づけるアンモナイトが、和泉山脈では全く知られていないことも、このことからうまく解釈される。

テーチス地域における Otoceratidae, Ophiceratidae について

坂 東 祐 司 (香川大・教育)

三畳紀のアンモナイトはベルム紀後期の Xenodiscidae, Araxoceratidae に始まり、それぞれ Ophiceratidae, Otoceratidae に受継がれたのがその起源とされるが、その引継ぎはごく少数の Monotypic form のアンモナイトによりなされ、これらが三畳紀の Ceratitic ammonoids の大繁栄の源動力となっている。

特に三畳紀アンモナイトの源流はベルム紀最後の Dzhulfian ammonoids に求めることができ、(1) *Araxoceras* → *Vescotoceras* → *Avushoceras* → *Prototoceras* → *Jwlfotoceras* → *Otoceras*, (2) *Xenodiscus* → *Ophiceratidae* → *Vishnuites*, (3) *Xenodiscus* → *Shevyrevites* → *Glyptohiceras* の 3 系列の進化系統が認められる。

Otoceras の根幹である *Araxoceras*, *Ophiceratidae* のその *Xenodiscus* は共にテーチス地域中、西部の Dzhulfian Basin に発生し、前者の Araxoceratidae 消滅後は *Otoceras* に受継がれ、主に北半球を中心に三畳紀初期には世界的な広がりを示したが、Dzhulfian Basin はその当時に浅化し、tidal bench となり、この環境は Otoceratidae の期間中存続したものと考えられる。

一方、Ophiceratidae は Otoceratidae に世界的な広がりを示したが、Abadehian ~ Dzhulfian に主に産出する *Xenodiscus* に由来するもので、その進化と migration は Otoceratidae の場合とよく類似しており、両者を切離して考えることはできないであろう。

テーチス地域の Otoceratidae の古地理は明らかに限られた海域の分布を示し、西に閉じた内湾の浅海であったことが、アンモナイトの分布から推察されるが、Gyronitan より Owenitan に至って再び海進を受け、Scythian 後期には最大の海進期を迎え、西は Alps 東部に達している。

高知市西方の準片岩類（伊野層）の コノドント化石による年代の検討

松田 哲夫（大阪市大）・佐藤 浩一（鳳高）

高知市西方の秩父累帯に分布する準片岩質「ベルム系」伊野層、および非変成「ベルム」系高岡層・市ノ瀬層より産出したコノドント化石について報告する。

伊野層については富山大学丸山茂徳氏のフィールドデータにもとづき検討した。産出化石の主なものを以下に記す。Loc. 1: 伊野町小野前田南方約 300 m (石灰岩), *Gondolella* sp., *Streptognathodus?* sp., Loc. 2: 伊野町小野東谷 (石灰岩), *Streptognathodus?* sp., Loc. 3: 鏡村小山 (石灰岩), *Gondolella* sp. *Streptognathodus?* sp., Loc. 4: 鏡村唐岩南方約 300 m (チャート), *Streptognathodus?* sp., Loc. 5: 伊野町槇土居ノ谷 (チャート), compound type element. *Gondolella* 属は石炭紀後期以降に産出が限られ, *Streptognathodus?* としたものは Idiognathodontidae に属することは明らかであり, 本科の産出レンジの上限はベルム紀中期である。Loc. 1, 3 で両者が共存することからその年代は石炭紀後期～ベルム紀中期と考えられる。チャートもよく似た年代のものであろう。

高岡層のチャートから産したコノドントの主なものを以下に記す。Loc. 6-1: 佐川町大平山北斜面 (高岡層模式地) *Metapolygnathus abneptis*, Loc. 6-2: 同上 *Gondolella* sp., Loc. 7-1: 佐川駅南方猿丸峠 *Metapolygnathus* sp. cf. *M. abneptis*, Loc. 7-2: 同上 *Gondolella* sp. *Metapolygnathus abneptis* はトリアス紀後期を指示するとされている。

市ノ瀬層山姥石灰岩から *Hirdeodella* 型 element を得た, *Ellisonia teichertii* LB-element (石炭紀後期～トリアス紀前期 Griesbachian), *Ellisonia excavata* LB-element (ベルム紀前・中期) などによく似ている。このタイプの *Hirdeodella* 型 element はトリアス紀前期 Dienerian 以降には全く見出されていない。

須崎付近の四万十帯堂が奈路層軟体動物ファウナの再検討

田代 正之・甲藤 次郎 (高知大・理)

高知県須崎付近の四万十川層群堂が奈路層から、演者の 1 人甲藤が 1961 年に 5 種の貝化石を報告したが、これらの化石および未鑑定の化石を両者で再検討した結果以下のことが判明した。

堂が奈路層に属する鯛川・小浜の泥岩から *Bakevelloides* (*Yoshimopsis*) aff. *nagatoensis*, *Gervillia* aff. *forbesiana*, *Pterotrigonia possiliformis*, *Pseudocardia* aff. *amanoi*, *Anisocardia* sp., *Laevicardium* (?) *ishidoensis*, *Eomiodon matsumotoi*, *Costocyrena?* sp., *Veloritina* sp. aff. *Myrene* (*Mesocorbicula*) *tetoriensis*, *Pulsidis nagatoensis*, *Pleuromya?* sp. を確認した。粗粒堆積物からは, *Pterotrigonia possiliformis*, "*Chlamys*" sp. cfr. *Neithea kochiensis*, *Ostrea* sp. を確認した。これらのうちで, *Bakevelloides*, *Eomiodon*, *Costocyrena*, *Myrene*, *Pulsidis* は、いずれも吉母層・川口層・領石層の種に近いかあるいは共通している。 *Gervillia*, *Pseudocardia*, *Laevicar-*

dium は、八代層、平井賀層、萩野層、石堂層から各々記載されている。*Pterotrigonia possiliformis* は、*P. hokkaidoana* としばしば混用され報告されているが、本種はおそらく後者より早く出現していると思われる。〔川口層から、大分の野田氏採集による本種の標本（熊大教育学部に保管）が最も古い（下部ネオコミアン）と思われる。〕堂が奈路層の二枚貝については、HAYAMI & KAWASAWA (1967) が、*Neithea kochiensis*, *N. matsumotoi*, *Plicatula* sp., *Amphidonte* (s. s.) *subhaliotoidea*, *Pterotrigonia hokkaidoensis* を記載している。この中で、*N. kochiensis*, *P. hokkaidoensis* は、各々今回の "Chl." sp. と *P. possiliformis* に相当する可能性が強く、あとの3種については確認していない。

以上の結果より、従来アブチアンからアルビアン（甲藤，1961；HAYAMI & KAWASAWA, 1967）と考えられていた堂が奈路層の時代は、産出化石より判断してネオコミアンからアブチアンとする方がより適切であると考えられるが、さらに資料の追加を持って論じねばならない。四万十川層群の基底部が、領石層、川口層などに似た汽水性要素の強いファウナから開始されていることは、興味ある事実である。

恐龍絶滅の原因とヘイフリック限界

村 瀬 次 男 （九州電力）

種の絶滅の原因として、環境の急変（斉一説に反する）とか、進化の行き過ぎ（奇妙な考えではある）とかが出てくるのは、ダーウィン（自然選択）だけで絶滅を説明しようとするからである。ダーウィンと共にカルノー（熱力学第二法則）を考えれば、ずっと合理的な説明が可能である。しかし、カルノーを考えるには、ブリゴジンの非平衡の熱力学とルネ・トムの不連続の数学（1972年）とが必要である。

いま、 δ を種の個体の寿命度数分布曲線のヒズミとすると、生物の進化は一種の運動であり、それは $\delta 0 \rightarrow$ （種の老化）と $\delta \rightarrow 0$ （種の若返り）とが交互にやって来る振り子の運動である。従って、種では常に $\delta = 0$ （ヒズミなし）が成立している。種の絶滅は $\delta 0 \rightarrow$ の必然の結末である。

さて、恐龍絶滅の原因であるが、

- ① まず外因は、アルプス造山運動による地球の寒冷化である。（このように、生物進化の外圧は非常にゆっくりした変化である。）
- ② 上述の大進化圧力の下で種の分化が進んだ結果、どの恐龍の種も、多くの奇形を生じ $\delta \neq 0$ となり、分化不能に追い込まれて絶滅したのである。（この場合、 $\delta = 0$ が維持されて分化が続く限り、絶滅はないものである。）

生物進化史での登場順序から見て、恐龍は老化し、やがては大絶滅する宿命の動物である。

医学の方でヘイフリック限界といって、体細胞が50回程度の分裂後分裂不能になり、寿命が尽きる現象がある。この謎は、種としての体細胞集団の大進化型絶滅現象と考えると理解できる。即ち、恐龍の絶滅も、ヘイフリック限界も、同じからくりということである。

亀山市^{ひく}椋川で発見された旧象牙化石とその層準

竹村恵二・石田 克・亀井節夫・河村善也・岡崎美彦
鳥居雅之(京大理)・角田 保(三重短大)・仲谷英夫(北大理)
富田靖男(三重県博)・和田幸雄(大阪市大理)・山田 純(三重大)

1977年7月27日に亀山市住山町椋川の河床で、服部安平氏によって旧象牙化石が発見され、発掘の際に断片化したこの標本は、三重県立博物館を通じて、京大地鉄教室に運ばれ、数百個の破片から岡崎美彦によって復元された。産出地点付近の調査は発表者一同によって同年11月12日に行われたが、以下、標本、産状および層準について報告する。

標本：Stegodon cf. elephantoides CLIFT 切歯 1

形状：全長 176 cm + (直), 201 cm + (曲)

歯根部と先端、中央の一部は欠損しているため、完全な全長は 230 cm 前後と推定され、歯の断面はほぼ円形で基部の径は 17.6 cm × 16 cm である。牙全体としてはゆるく彎曲し、形態は Stegodon ganesa のものに類似するが、それより短い。ナウマン象やマンモス象のような Elephantinae のものと同くべてはねじれがなく、そのような点で Stegodon のものと考えられる。しかし、アカン象や東洋象のものよりは、はるかに大きい点からみてエレファントイデス象のものであろう。エレファントイデス象および類似種の化石は、日本各地からも知られているが、今回の標本は完全に近い牙化石としてははじめてのものであり重要な資料といえよう。

産出地点は、河床に青灰色の泥層が露出し、その上位に泥の礫を多量含む 50 cm の砂層、さらに粗砂層が重なり、産出位置は砂層と泥層の境である。この層準は、奄芸層群龜山層の下部にあたり、火山灰層序から T₃ 火山灰層の約 25 m 下位にあたる。従来から、エレファントイデス象の産出が多数報告されているが、そのほとんどが T₂ 火山灰層と T₃ 火山灰層の間の層準である。なお、三重県北部の員弁地域からはアカン象の化石が多数産出しており、それらは奄芸層群の上部のものである。したがって奄芸層群には二種のステゴドンの層準があり、そのレンジや古環境を考える上で重要である。今後、この観点から、奄芸層群の古植物、花粉、古地磁気、絶対年代についての総合的研究が必要であると考えられる。

地質学的ひずみ速度下の岩石流動の機構について

伊 藤 英 文 (大阪府大)

筆者は長年、地質学的ひずみ速度下の岩石のクリープ実験を行って来て、いくつかの結果を得るに至った。その結果は、地質学会関西支部報 No. 82 (1978) p. 13 または地質学会第 85 年学術大会講演要旨 p. 393 に表にして示してある。その結果から、次の三つの問題点があげられる。(1) 岩石の粘性係数の実験値は、地殻について推定される値と比較して、オーダー的に小さい。(2) 温度の増大とともに、粘性係数は小さくなるが、活性化エネルギーは 7.4 kcal/mol で、これは高ひずみ速度 (10⁻⁷/sec 以上) の実験で求められるものよりも 1 桁小さい。(3) 封圧が大きくなると粘性係数は小さくな

る、すなわち活性化体積は負である。

上記の文献で、問題点(1)の説明として、結晶粒内の格子欠陥である原子空孔が拡散して、結晶が変形する機構によってクリープするのであろうことを述べた。今回は(2)、(3)を考慮して、格子間原子の拡散によるのであろうことを、改めて提案する。このようなものは拡散クリープと呼ばれ、粘性係数は結晶の平均粒径の2乗または3乗に比例する。

さて、金属では、格子間原子を作るエネルギーは空孔を作るエネルギーよりかなり大きいので、熱平衡状態で存在できる欠陥は、空孔がほとんどで、格子間原子は存在しないとされている。これは、金属の結晶構造が原子が密に詰まった構造であるためである。しかし、開いた構造である造岩鉱物では、格子間原子が熱平衡的に存在するであろう。また、金属結晶と異なり、イオン結晶では、不純物元素を含むと格子欠陥が化学的に作られる。天然の鉱物は不純物を多く含むので、岩石では、格子間原子が化学的にも存在する可能性は十分考えられる。空孔と格子間原子の圧力に対する挙動の考察から、活性化体積が、前者は正、後者は負であることを示すことができる。ゆえに、クリープの機構に格子間原子が関係しているらしいことがわかる(問題点(3))。

次に、実験で求まるクリープの活性化エネルギーは、格子欠陥形成のエネルギー G_f と原子移動の活性化エネルギー G_m の和である。つまり熱平衡的に空孔が出来 (G_f)、その空孔に隣接の原子がとび込む (G_m) のである。しかし筆者のデータのように低温 (150°C 以下) では、化学的にすでに出来ている空孔を利用して原子は移動することができる。このことは格子間原子の場合でも同様である。すなわち、低温の場合の活性化エネルギーは G_m だけでよいのである。金属では格子間原子の移動の活性化エネルギーは 5kcal/mol 以下の大変小さいことがわかっている。岩石ではもう少し大きいかもしれないが、問題点(2)の説明が可能ないように思える。

地震と岩石のまさつ実験

(I) 断層破碎物質のすべり挙動

嶋 本 利 彦 (広大・理)

相接した二物体が動く時、すべりはしばしば滑らかではなくて、stick-slip と呼ばれる間欠的すべり現象が起る。P. W. Bridgman, W. F. Brace などが、既存断層にそって発生する浅発地震の機構としての、stick-slip の可能性を指摘して以来、断層のすべり挙動に関する実験的研究が、岩石の破壊実験と並行してなされてきた。ここでは、最近注目されてきた断層破碎物質のすべり挙動に関するいくつかの実験結果を報告する。実験は Handin 他(1972; AGU Monograph 16) による三軸試験装置を用いて、室温、封圧 0.1~3.0kb、ひずみ速度約 5×10^{-4} /sec のもとでなされた。実験では、乾燥させた Tennessee 砂岩の円筒サンプル(直径 2.5~4.8cm) を円筒軸から 35° の方向に切断し、その面にそって狭在させた粒状破碎物質のすべり挙動を調べた。破碎物質としては、層状結晶構造をもたない 12 種類の鉱物を粉碎して用いた。その結果、同じ母岩に対しては、系の挙動は破碎帯の構成鉱物の硬度とともに変わる事が判明した。石英・黄鉄鉱・正長石などの硬い鉱物は、封圧 2 kb くらいまでは安定すべりのみを、そしてさらに高圧下では stick-slip を示す。破碎物質が中くらいの硬さをもつ鉱物(リン灰石・ドロマイト・硬石膏・方解石など) からなる時には、安定すべりから stick-slip への転移は封圧 0.5~0.8kb で起り、1 kb のもとでは 1~2 kb の落差応力を伴う激し

い stick-slip が認められた。重晶石・岩塩などの柔らかい鉱物では stick-slip は起らなかった。重要で興味深いのは、中間の硬さをもつ破碎物質が不安定なすべり挙動を示す事である。ちなみに、岩石の破壊実験においても、破碎物質を用いない岩石のまさつ実験においても、最も不安定な破壊あるいはすべり挙動を示すのは、強度が大きくてぜい性に富む岩石であった。

地震と岩石のまさつ実験

(II) 断層破碎物質の変形特性

嶋 本 利 彦 (広大・理)

講演(I)の実験で変形させたサンプルを光学顕微鏡および電子顕微鏡(SEM)を用いて観察して、次のような結論を得た。断層破碎物質が岩塩のように結晶内すべりを起すほど延性に富む時には、stick-slip は起らないが、破碎物質が cataclasis によって変形する限りでは、硬度の小さい物質がより不安定なすべり挙動を示す。これまでの資料から総合的に判断すると、stick-slip の発生には、破碎物質の cataclasis とともに、それに伴う圧密が必要であるらしい。もしそうだとすると、圧密は柔らかい物質ほど起りやすいので、中程度の硬さをもつ破碎物質が最も不安定なすべり挙動を示すのは理解できる。系全体としてみると変形は破碎帯に集中しているが、破碎帯の内部においても変形は極めて不均一である。少なくとも 0.3kb 以上の封圧下においては、変形は母岩と破碎物質の境界に集中し、その境界面にそってすべりが起っている。従って、系のすべり挙動は、破碎物質全体の力学的性質よりもむしろ、母岩と破碎物質の間のまさつ特性によって決まる可能性が強い。あるいは、母岩に接した極めて薄い層状部分の力学的性質が、すべり挙動に大きく反映しているのかも知れない。この接触部においては、電子顕微鏡を用いても個々の結晶粒が色別できないほどに細粒化が進んでおり、この部分における変形様式の詳細は不明である。しかし、断層帯内部の不均一変形の性格を理解する事が、stick-slip の機構を解明する上での鍵になる事は間違いないように思われる。断層破碎帯に様な力学物性を付与するモデルは妥当でない。自然の断層帯の観察および実験的研究によって、今後さらに断層帯の変形の不均一性とその stick-slip における重要性が探究されるべきである。

四国東部四万十帯の須崎層中に分布する

緑色岩類と周辺岩石

鈴木 堯 士・彦 坂 正 明 (高知大・理)

加 戸 敬 亮 (日さく)

手結海岸から安芸川上流地域にかけての須崎層中には、緑色岩類が点在している。緑色岩類およびその周辺の構造は $N 60^{\circ} \sim 70^{\circ} E$ で、全体として垂直に近いが、枕状溶岩の構造解析から、緑色岩類は常に北部が上位で、南が下位という構造をもって分布していることが明らかになった。本岩類は一般に下位より塊状溶岩、枕状溶岩、pillow breccia, hyaloclastite, umber, radiolarite, 塩基性

タフからなる。緑色岩類の周辺は、いわゆる "pebbly shale" が分布するという共通的な産状を示す。pebbly shale は著しく剪断され、主として砂岩とチャートのレンズ状岩片を含有している。緑色岩類と pebbly shale の関係は、その境界面が pebbly shale 中の泥質部に発達する shear fractures の方向に斜交するように分布する場合もあるが、全体としては両者は整合的關係である。緑色岩類 + pebbly shale からなる地層は、ENE-WSW 方向のトレンドをもつ 2~3 のゾーンを形成し、まわりに分布する砂岩泥岩互層からなるタービダイト性の地層とは常に断層關係にあり、両者の変形構造は全く異なっている。すなわち、砂岩泥岩互層部では pebbly shale 中に発達するような shear fractures は全く発達せず、変形の程度はきわめて弱い。

香美郡芸西村久重地域と安芸市寺内地域において、pebbly shale 中の砂岩と砂岩泥岩互層中の砂岩とを比較検討した結果、両者に大きな差があることが明らかになった。すなわち、pebbly shale 中の砂岩は、分級度・円磨度ともに良好な遠海性の lithic arenite タイプであり、タービダイト性の地層中の砂岩は、陸源堆積物に由来する "greywacke" タイプの砂岩である。

以上のことから、radiolarite と互層する緑色岩類 + pebbly shale は遠海性の生成環境が考えられ、pebbly shale は堆積後、未固結~半固結の状態で著しい圧縮剪断を受けた一種の "tectonic mélange" であると考えられる。したがって、四国東部須崎層中の緑色岩類 + pebbly shale は、後のスラストによって上昇し、現在は堆積環境の全く異なるタービダイト性の地層と断層で接していると判断される。

香川県五色台産サヌカイトの岩石学

佐 藤 博 明 (金沢大・理)

五色台産のサヌカイト(ガラス質古銅輝石含有安山岩)は、野外での産状、主成分全岩化学組成、斑晶鉱物組成の面から次のように特徴づけられる。

- (1) 五色台の第三紀火山岩類は、下位の流紋岩~デイサイト質火山砕屑岩層 (3.3km³) と、上位の安山岩質溶岩を主とする層 (6.2km³) から成っており、後者は野外で境界が確認できたもので3枚の溶岩流から成る。サヌカイトは、中位及び上位の結晶質古銅輝石安山岩溶岩流の中に、厚さ数cm~数mの層あるいはレンズ、径1~50cmの球顆、あるいは不規則に混合した状態で複合溶岩として産する。
 - (2) 斑晶鉱物としては、カンラン石及び斜方輝石が少量常に含まれ、その他局所的に角閃石、カルシウム単斜輝石、斜長石が含まれる。石英及び斜長石外来斑晶、泥質岩起源の岩片、ハンレイ岩の捕かく岩が局所的に少量産する。(3) 斑晶のカンラン石及び斜方輝石の Mg/(Mg+Fe) 比は最大0.92に達し、カンラン石の NiO量は0.15~0.40wf%、斜方輝石の Cr₂O₃量は0.5~0.9wf%でいずれもマントルカンラン岩を構成する鉱物の化学組成とはほぼ等しい。
 - (4) カンラン石斑晶に含まれるクロムスピネルは低い (Fe(III)/ΣFe) 比を持っており、このことはマグネシウムに富むカンラン石が晶出した時、マグマの鉄の酸化状態が低かったことを示すと考えられる。
 - (5) サヌカイトの全岩化学組成は SiO₂=64~66wf%、ΣFeO=3.5~4.0wf%、MgO=1~2wf%でマグネシウムに富むカンラン石と相平衡及び Mg-Fe 分配平衡は成立しえない。
- 以上のようなサヌカイトの性質を説明しうるモデルの一つとしては、五色台下位溶岩流のマグネ

シウムに富む安山岩質マグマ（カンラン石斑晶に富む）とデイサイト～流紋岩質マグマの混合が考えられる。
一以上一

四国東部点紋帯でみいだされた残存オンファス輝石

岩 崎 正 夫・永 松 厚 子（徳島大・教育）

四国東部三波川帯の点紋帯に属する高越山南斜面檜山の角閃石片岩から三波川変成の初期のステージに形成されたと考えられるオンファサイト質輝石をみいだした。

この輝石は、エビドート、パロアサイト質角閃石、藍閃石、白色雲母、緑泥石、曹長石、石英という鉱物組合せの、やや粗粒な岩石中に産出する。この粗粒岩は、無点紋帯と点紋帯との境界付近の点紋帯内にレンズ状岩体として出現する。

輝石は大変汚濁していて、EPMAでチェックしたところ、部分的に、緑閃石、緑泥石、エビドートなどの細粒に変わっている。

共存する角閃石には、規則的な帯状構造が見られ、その核部は藍閃石で、縁辺部がパロアサイト質角閃石である。ほとんどの藍閃石はパロアサイト質角閃石に変わっている。

輝石の化学組成は、Jadite 分子 26—30, Diopside 分子 32—50, Aegirine 分子 24—37 に相当し、かつて眉山・高越地域の珪質片岩中よりみいだされた同種輝石よりもオンファサイト成分に富んでいる。

その共存鉱物、鏡下における産状から判断して、この輝石は、三波川帯で低温高压条件が支配した初期に藍閃片岩中に晶出し、のちに変成条件がより高温となったために不安定となり、母岩は全体としてパロアサイト質角閃石片岩になり、輝石が残存していると判断される。

この種の粗粒岩が産出する帯は、三波川帯中のテクトニック・メランジュの帯と考えられ、これらの粗粒岩は、蛇紋岩類とともに三波川帯下部からテクトニック・ブロックとして上昇してきたものと考えられる。

アジアの花崗岩類の貫入時代とその露出面積

佐 藤 信 次（愛媛大・教育）

インド楯状地とアラビア楯状地を除くアジアの花崗岩類とその露出面積比を、中国地質科学研究院編「亜州地質図」（500 万分の 1, 1975）に基づいて計測した結果は、次のようである。

始生代 (γ_1) 1.1%, 原生代 (γ_2) 11.4%, 古生代前期 (γ_3) 16.6%, 古生代後期 (γ_4) 31.6%, 中生代～古第三紀 (γ_5) 30.6%, 新第三紀 (γ_6) 2.2%, 古生代 (γ_{3-4}) 0.3%, 中新生代 (γ_{5-6}) 0.4%, 古生代後期～中生代 (γ_{4-5}) 1.4%, 時代不明 4.4%。但し、日本と朝鮮については未計測。

インド楯状地の花崗岩は、始生代 75.1%, 原生代 20.6%, 始原生代 (γ_{1-2}) 0.3%, 新第三紀 3.6%, 時代不明 0.4%、であり、アラビア楯状地もこれに近い。

インド・アラビアの先カンブリア変成岩地塊に貫入する花崗岩の96%が先カンブリア代のものであるのに対し、アジア特に中国・朝鮮・東シベリアの先カンブリア変成岩地塊に貫入する花崗岩の多くは中生代のものである。以上の事実から次の結論が導かれる。

- ① インド・アラビアそして恐らくアフリカの花崗岩地殻は先カンブリア代古期に形成された。
- ② アジアの先カンブリア代変成岩地塊に貫入した中生代の花崗岩の大部分は、マントル起源でなく、既存の花崗岩地殻の再熔融によって形成された。恐らく地球上の花崗岩の多くも同様の起源によるものであろう。
- ③ アジアの花崗岩の年代測定に基づくカンブリア紀以降の造山運動は、古生代前期(カレドニア)、古生代後期(パリスカン)、中生代(インドシナ~燕山)、第三紀(アルプス~ヒマラヤ)の4回に分けられ、各継続年数は、1.4億、1.6億、1.5億、0.5億年である。このことは、アルプス~ヒマラヤ運動はその全周期の1/3を経たにすぎず、今後1億年は継続し、日本では四国山脈・中部山岳地帯などの隆起地域の深部に現在花崗岩バソリスが形成されつつあることを暗示する。

学 会 記 事

(1) 学術講演会

期日 昭和53年9月3日(日)

会場 松山市文京町2の5

愛媛大学理学部講義棟

参加者 79名

講演数 31

(2) 地質巡検

期日 昭和53年9月4日(月)

場所 面河溪および石鍵、瓶ヶ森

参加者 21名

案内者 堀越和衛

午前8時理学部玄関前を出発、雨の中を面河溪に向った。10時40分面河溪の入口関門に到着。石鍵コールドロンの一部である変成岩と安山岩の間の断層、安山岩と花崗閃緑岩の接触部、花崗閃緑岩と花崗岩の接触部、安山岩中への花崗岩の貫入関係とホルンフェルス化等を見学後、溪泉亭にて昼食をとる。

溪泉亭からマイクロバスで、石鍵スカイラインに入る。この頃から雨は止んだが、雲のため石鍵山頂は見えず。コールドロンを縫って走るスカイライン中、途中下車をして安山岩ホルンフェルス、断層等を見学、車は土小屋から瓶ヶ森へ向う。明神層の砂岩、頁岩層と高野凝灰岩層を見学。昨日の講演会で話題を呼んだ二名層を見学する。甲藤先生の熟っぽい説明と堀越先生の静かな説明が対照的で、崖堆、ポットホール、成層部等を前にして熱心な現地討論が行われた。瓶ヶ森の準平原に立ち熊笹の上を吹く心地よい風を最後に帰路につく。途中、雲が切れて白い衣をまとった石鍵山頂が顔を見せてくれたのは印象的であった。

(3) 懇親会

9月3日午後6時30分より、愛媛大学の新装なった大学会館で開かれた。参加者31名。波多江信広先生の乾杯後、鹿島先生の司会で始まった会は豊田英義先生の軽妙な話術により、終始なごやかで盛会であった。

(桃井育記)