

日本地質学会

関西支部会報No.97
西日本支部会報No.81 (合併号)

1984年10月

日本地質学会関西支部・西日本支部合同四国例会
(愛媛大学理学部地球科学教室)

学術研究講演要旨

長崎湾の海底堆積物の CHN 組成

近 藤 寛 (長崎大・教育)

1981年10月19日～21日に長崎湾において、香焼町下水道処理排水流入水域における環境事前調査として長崎港内・外より、57個の底質試料が採取され、長崎湾における底質汚染の現状が調査された(東, 1983)。筆者は試料の有機物分析を行った。長崎市の市街地に直接に囲まれた港内は、流入する汚染物質が底質中に集まり、 H_2S が発生する堆積環境におかれている。港内には中央粒径値Mdが4～8 ϕ である砂質～粘土質シルトが広く分布している。一方、外洋水が流入する港外は石灰質生物遺骸に富むシルト質砂～砂が広く分布し、とくに湾中央の深所にはMdが4～6 ϕ の砂質シルトが分布する。

有機物の総量をあらわす強熱減量(550 $^{\circ}C$, 1hr)の平均値は、港内(24試料):10.98%、港外(33試料):7.30%、全域:8.87%である。最大値は港内の奥部にあり、18.86%を示す。底質の含泥量は強熱減量やCHNアナライザー(柳本製)で測定した炭素C、水素H、窒素Nの量とは正の相関を示す。CHN量の平均値は、港内ではC:3.84, H:0.70, N:0.168%、港外ではC:1.57, H:0.33, N:0.095%である。最大値はいずれも港内の奥部にあり、C:11.84, H:1.14, N:0.316%である。C/N比は全試料の平均値が18.95を示し、これまで調査した九州北西部の海域中で最も高い値である。

1～1.5 ϕ の中粒砂の砂粒組成において、石炭、木炭、植物繊維、コークスなどの有機物粒子がほぼ全試料に認められる。港内の試料には植物繊維が多い。伊王島東岸沿いの地域に多い石炭粒子は、かつて炭鉱が操業されていた頃に流出したものが残っていると考えられる。

試料の H_2O_2 処理を行ったあとに残るCHN量は、処理前のCHN量に対して、平均値はC:33%、N:19%、港外ではC:0.27%、N:35%である。港内最奥部の5試料の平均値はC、Nが共に14%と低く、分解され易い有機物が多く含まれていることを示している。

堆積環境が与える材料特性への影響

岡井淳・中川康一 (大阪市立大・理)

露頭でみられる粘土が海成であるか否かは経験的に識別可能な場合が多い。市原・市原(1971)は、露頭でみられる海成粘土と淡水成粘土の特徴を比較的判り易いかたちで表現し、地表風化の過程が、両者の性質の違いに大きく関与していることを、化学的根拠で明らかにした。それによると、海成粘土は主に塩基のリーチングにより、より崩壊しやすくなる。

一方、奥田ら(1977)は、堆積時における間隙水の電解質濃度の違いによって、剛性率が異なることを実験的に見出し、淡水よりも海成粘土の方が剛性率が高いことを報告した。上記の2つの

主張は一見矛盾するように見える。一つの見方として、風化以前の海成粘土はより剛性が大きい。風化によって強度が低下してゆくと考えることも可能である。今回我々はこれを吟味するために、いくつかの室内試験を試みた。用いた試料は、大阪層群の海成粘土、 MaO とその下位にあたる淡水成粘土および純水と食塩水で合成したものである。この大阪層群の試料は、掘削現場より採取したもので、両試料とも粒度組成はほぼ同じで、比較的新鮮な試料である。合成試料は $3.5\text{kg}/\text{cm}^2$ の圧力で圧密したものを使用した。試験項目は、微小ひずみにおける剛性率の測定、およびそのひずみ依存性、S波の減衰、ねじりクリープ試験ならびに一軸圧縮試験である。これらの結果から、堆積時の間隙水の塩分濃度の違いによる力学性の違いが明らかになった。塩水処理を行なった試料では、小さなひずみ領域での弾性定数は大きい。弾性限界そのものは狭く、より小さなひずみで塑性域に移り、より流動しやすくなる。したがって塩水処理が施された試料の強度はより低くなる。このような現象は、海成粘土 MaO と淡水成粘土の違いと全く調和的である。このような挙動のメカニズムは、粘土粒子の結合構造に起因したもので、海成粘土に固定された bond 物質（たとえば中川ら：1977）がより脆性的であることを示している可能性が高い。

高知県四万十帯に産する 含マンガンノジュール類の産状と堆積環境

岡村 眞（高知大・理）・斎藤靖二（国立科博）

高知県の四万十帯より産するマンガンを含むノジュール類は、その産状および包有岩の年代により三つに大別される。

1. 層状チャートのチャート部に含まれ、マイクロノジュールとして産するもの。これはメランジエのセノマニアンチャートに多産し、酸化マンガンとして 67%～82% 含む。ここでチャートは化学的に放散虫殻、マイクロノジュールおよびシリカマトリックスの三成分系物質としてとらえられる。
2. 赤色頁岩に含まれ、マンガンノジュールとして産するもの。室戸半島衆生層群（中新世）に含まれるものは酸化マンガンを55%～73%含有する。現世のマクロノジュールと異なり同心円成長構造をもたず、シリカ含有量が多いことから二次的生成物と考えられる。
3. 須崎層や下津井層のような砂岩・頁岩互層中の黒色頁岩に含まれるもので、炭酸マンガンノジュールとして産するもの。

四万十帯白亜系碎屑岩の岩石物性

波田重熙・山田 悟（高知大・理）

高知県の四万十帯白亜系は、岩相・変形様式・変成度などが著しく異なる主として2つのユニット、すなわち、砂岩・泥岩互層を主体とし、基本的にはそれらが地層としての連続性を保って

いる coherent unit と、剪断の著しい泥質岩を主体とし種々の大きさの砂質岩・緑色岩類・チャートなどのブロックを含む mélange unit とにより構成される。両者は多くの場合断層関係で接し、覆瓦構造を形成している。

両ユニットの砂質岩 (142サンプル) と泥質岩 (147サンプル) について、密度・空隙率・弾性波速度などの岩石物性値を測定すると共に、三軸圧縮試験機を使って破壊実験を行ないその力学的特性を検討した (その一部については既に、波田・山本 (1982) で発表した)。

その結果、砂質岩については、①mélange unit の砂質岩は coherent unit のそれに比べて、より高密度、低空隙率、高弾性波速度という特徴が明瞭なこと、②静ヤング率も前者の方が大きいこと、③前者は後者に比べて一般に強度が大きく、高封圧下でも依然として弾性変形を示すことが明らかになった。これらの特性は、coherent unit の砂質岩の変形の程度が著しく弱いものに対して、mélange unit のそれには特有の変形構造として "web structure" (COWAN, 1982 など) が発達することと関連すると考えられる。web structure は顕微鏡的には、砂粒の破壊・粒間すべり・細粒化が帯状に発達する構造をいい、サンプルによっては、この構造が全体的に発達しているものもある。このような構造の発達により、mélange unit の砂質岩はより高密度、低空隙率、従って高弾性波速度となると共に、AYDIN & JOHNSON (1983) などの議論するところに従えば、岩石はより stiff となり、従って静ヤング率は大きくなり、coherent unit の砂質岩が塑性変形を示すようになる高封圧条件下でも依然として弾性変形を示すとみられる。すなわち、mélange unit の砂質岩は過去に、coherent unit のそれが経験していないような延性変形的な場におかれた可能性がある。

一方、両ユニットの泥質岩の場合には、mélange unit の方が coherent unit のものより密度が大きい傾向があるとはいえ、それは砂質岩の場合のように顕著なものではない。しかしながら、強制乾燥状態での弾性波速度には mélange unit の泥質岩の場合強い異方性が存在し、それは、湿潤状態での弾性波速度、応力-ひずみ曲線、密度-空隙率-弾性波速度の関係などの検討から、岩石中に存在する微小なクラックに起因すると推定された。従って、mélange unit の泥質岩の方が、coherent unit のそれより初生的には密度が大きかったのが、その後のぜい性変形により微小クラックを生成したために両ユニットの泥質岩の密度がほぼ等しくなったとみられる。しかしながら、両者の密度から考えると、両者の関係は CLOSS (1982) によるフランシスカン帯のメランジの泥質岩と Great Valley Sequence のような関係ではなく、最近の研究による南海トラフの例 (加賀美ほか, 1983) のように、両者は共に付加体の構成メンバーで、mélange unit の方がより深い岩相を代表していると考えられる。

シリカゲルの水熱変化、常圧下での海水との比較

満塩 博美・金森 健 (高知大・地質)

演者らは、チャートの成因解明のために、インコネル600製 (Ni が主な合金で耐酸性) のマイクロオートクレーブ (内容積10mL) 中での水熱変化と、これに対して常圧下でのシリカゲル (マリノクロット社製無水ケイ酸ゲル $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) の $25^\circ\text{C} \cdot 50^\circ\text{C}$ の変化を比較した。

常圧下での実験、および、水熱条件下での各実験は、反応残液と固形部にろ過して分離し、前者はモリブデン黄色法によりシリカの定量を行い、後者は乾燥後に、X線回析・SEM・顕微鏡・赤

外吸収 1 R などにより、鉱物の同定を行った。なお、シリカゲルの溶媒としては、人工海水・天然海水・HCl・NaOH・KOH・NaCl の原液や $\frac{1}{2}$ ～ $\frac{1}{4}$ 希釈液を使用した。

常圧下での結果は、90日～180日間で、25℃と50℃の各温度で比較した。人工・天然海水では、溶存シリカは約100 PPM 程度であるが、HCl では約50 PPM 以下となり、KOH・NaOH では数千 PPM となる。固形部では、アルカリの場合には X 線的には α -クリストバライトが若干形成されており、鏡下でも少量探し出せた。天然・人工の両海水下では、鏡下でごく少量しか見出せなかった。

一方、水熱変化の実験では、その2で述べたように、人工海水のみでは Anhydrite CaSO_4 が形成される。また、350℃～200℃では、高温のほうになると、シリカゲル→ α -クリストバライト→ β -ハイドロゲンシリケート $\text{B}_2\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ →ニッケルタルクという反応系列がみられた。このうち、最後のニッケルタルクは、オートクレーブの Ni と反応したものであり、これを腐蝕させたものである。

大分県^{あじむ}安心院地域津房川層の花粉分析

岩内明子・長谷義隆 (熊本大・理)

中部九州後期新生代の植生変遷を明らかにするために、前回の阿蘇野地域に続いて、今回は安心院地域の鮮新世後期津房川層(松本, 村田, 今中, 1984) について花粉分析を行ったので、その結果を報告する。

花粉分析結果より、津房川層は I から III までの花粉帯に区分される。すなわち、zone I は *Fagus-Carpinus-Ulmus*-%*Zelkova* zone で、温帯下部から暖温帯の安定した落葉広葉樹林が推定される。この zone には常緑のカシ類が混在する層準がある。Taxodiaceae は通常10%程度の出現を示すが、二層準で約30～35%に達することがある。zone II は *Picea* zone で *Picea* 属が80%と非常に優勢である。気候としては、現在の温帯上部を示すものと考えられる。zone III は *Fagus-Carpinus-Ulmus*-%*Zelkova* zone で再び落葉広葉樹が安定した出現を示し、針葉樹では Taxodiaceae が10～20%程度出現し、*Pinus (Diploxylon)* は20%とやや増加している。これより推定される植生は、zone I と同じ、温帯下部の落葉広葉樹林である。

草本花粉および孢子は、下部から中部にかけて顕著な出現がみられるのに対し、中部から上部にかけては低い出現しか示さない。

一方堆積盆の環境は、下部では砂岩、凝灰質砂岩、炭質物の多い泥岩がたがいにインターフィンガーの関係にあり、浅い堆積相を示す。上部では塊状の厚い凝灰質泥岩であり、下部に比べてやや深い湖水であったと考えられる。下部の浅い堆積相は現在の湖沼の水辺にみられる岩相に似たものであったと考えられる。現在の温帯下部～暖温帯にみられる水辺の植生は、砂地にはキク科の草本が群落をつくり、水辺にはイネ科のヨシ、オギやガマ、コウホネなどが群落をつくっている。また水の中にはヒシやホテイアオイが群生している。津房川層下部の草本花粉も、Gramineae, Compositae, *Typha*, *Trapa*, *Nupher*, *Polygonum* が多産することより、当時の水辺は現在と似た植生であったと考えられる。

大分市における第四系の花粉層序学的研究

野 井 英 明 (九州大・理)

大分市周辺は、新第三系、第四系が広く分布する西日本の新生界後半の層序の標準的な地域の一つである。この地域の上部新生界の花粉化石については、大西 (1965)、ONISHI (1978) によってその概略が報告されている。今回は、丹生台地と鶴崎台地に分布する第四系の大分層群・九重層群についてより詳細に花粉分析を行ない、花粉群変遷、対比等について検討した。

花粉群変遷は、下位から Taxodiaceae 帯、Pinaceae 帯、*Fagus* 帯の3花粉帯 (Local Pollen Assemblage Zone) に区分される。これらはそれぞれ Taxodiaceae の優勢、Pinaceae の優勢、*Fagus* の優勢で特徴づけられる。さらに Pinaceae 帯は2亜帯、*Fagus* 帯は3亜帯に細分される。第四紀における花粉群の大きな変遷の一つとして、田井 (1966)、那須 (1970)、西村 (1980) らは、更新世中期において *Fagus* の優占から Pinaceae の優占への交代があるとしている。しかしながら、本地域の大分層群・九重層群については、片島砂礫層、下郡互層で優占していた Pinaceae が高城互層に至って低率になり、かわって *Fagus* が優占するようになる。この *Fagus* が優占する傾向は Pinaceae の優占にとってかわることなく、そのまま更新世後期まで連続する。

花粉組成の特徴から片島砂礫層下部は大阪層群の Ma 2 層以下に対比され、高城互層上部は横浜市の上倉田層、濃尾平野の海部累層の Am 1 層、大阪層群の Ma 6 層付近に対比されると考えられる。

岡泥層からは *Liquidambar* が検出される。更新世中期において復活した (西村, 1980) *Liquidamber* は、大分地域においては更新世後期までさらに遺存し、岡泥層の堆積期 (R/W 間氷期 (SHUTO, 1966)) において再び繁茂した可能性がある。

有孔虫群集からみた中海・宍道湖の変遷

紺 田 功 (二階堂高)

Fig. 1 に示すボーリング地点で湖底の第四系 (下位から弓ヶ浜層・安来層・境港層・中海層) の有孔虫群集を調べた。

1. 弓ヶ浜層

CB 1 では *Bulimina marginata*, *Beccella frigida*, *Nonion japonicum*, *Florilus grateloupi* を優勢種とし、*Ammonia tepida*, *Elphidium subarcticum*, *Hopkinsina glabra*, *Nonionella miocenica* etc. をともない、暖流域の開いた湾の中央部で一般的にみられる群集組成である。この群集は水野ほか (1972) により境港層中部のものとしてされたが、このコアの花粉化石を研究した大西 (1977) の結果に従い、ここでは弓ヶ浜層の群集としておく。Fig. 2 に示す湾奥部では NB 14 で *Ammonia beccarii* "forma A" がみとめられたに過ぎない。NB 13, NB 17 などでは有孔虫化石はなく、おそらく溶失したものであろう。

2. 安来層・境港層 ともに有孔虫化石なし。

3. 中海層

水野ほか(1972)の上・中・下部の区分に従って述べる。

(1)下部泥層(10,000年 B.P. から縄文早期)

NB 13 では下部泥層を欠き、この水域は安来層の時代(30,000年 B.P.)に噴出した大根島の溶岩台地とともに中海を南北二つの湾に分断する地形的な高まりであった。NB16 では最下部で *Ammonia beccarii* "forma A" を主とするが、上位ではしだいに *A. tepida*, *A. japonica*, *Beccella frigida*, *Elphidium advena depressulum*, *E. subarcticum* etc.をともなう群集となり、また、浮遊性有孔虫もわずかながら産出するので、縄文時代に入る頃は外洋水の流入する古環境が推定される(Fig. 3)。南側の湾では NB 14, NB 15, NB 18 で意宇川、飯梨川により多量の砂礫が供給されていた。NB 17 付近は淡水域に近かったであろう。SK1, SB1, SB2 なども有孔虫の産出はなく、他の資料からおそらく西方でわずかに海に通じるような古環境が推定される。

(2)中部泥層(Fig. 4, とくに縄文中期)

有孔虫が最も多産し、多様性にとむ層準である。NB 16, NB 13 では、*Buccella frigida*, *Hopkinsina glabra*, *Reussella aculeata* のほかに外洋浅海種の *Quinqueloculina* spp., *Triloculina trigonura* などが含まれ、さらに全層準に浮遊性有孔虫(*Globigerina bulloides* その他)が出現する。NB 14 では *Ammonia beccarii* "forma A", *A. tepida*, *A. japonica*, *Elphidium somaense*, *Valvulinerina hamanakoensis*, *Hopkinsina glabra*, *Elphidium subincertum* などからなる内湾性の群集となっている。NB 15, NB 18 では砂礫が多く有孔虫は産出しない。NB 17 では *Ammonia* group のほかに *Quinqueloculina*, *Massilina*, *Elphidium* の各種が含まれ、NB 14 よりも外洋水の影響の強い古環境が考えられる。この時期の宍道湖では、SB1 の群集が SB2 の群集よりも外洋浅海種を多くまじえて多様性にとみ、circulation の良い環境を示し、さらに SK1 では底棲有孔虫の種類・個体数が多く、わずかではあるが浮遊性有孔虫も産出するので、この水域では明らかに西方からの外洋水の影響を強く受けていたと考えられる。

(3)上部泥層(Fig. 5, とくに弥生後期から出雲風土記の時代)

NB 16 では、中部泥層に比較して *Ammonia tepida*, *Elphidium somaense*, *E. hispidulum*, *Buccella frigida* などの内湾の要素が増すが、なお浮遊性有孔虫を含む層準もある。NB 13 では *Trochammina* cfr. *japonica*, *Ammonia tepida*, *Valvulinerina hamanakoensis* を、NB 14 では *Cribrostomoides canariensis*, *Ammonia beccarii* "forma A" などで特徴づけられる内湾性群集、NB 15, NB 18 では *Trochammina* cfr. *japonica*, *T. hadai* で代表される強内湾性の群集がみられる。この水域を外洋と遮断する砂州(出雲風土記に記述されている"夜見ヶ島")が生成して、NB 15, NB 18 の水域は外海と遮断され、中海では最も salinity のひくい停滞した水域であったと思われる。NB 17 では *Ammonia* group のほかに *Massilina* spp., *Quinqueloculina* spp. などの外洋種と若干の浮遊性有孔虫を含み、"夜見ヶ島"の南方からの外洋水の流入があった(しかし、弥生前期には NB 17 でも有孔虫が産出せず、この水道は閉じていた時期がある)。一方、SK1, SB1, SB2 では有孔虫の産出はなく、宍道湖の西方は完全に閉じ、斐伊川からの土砂による堆積が進んだものと考えられる。

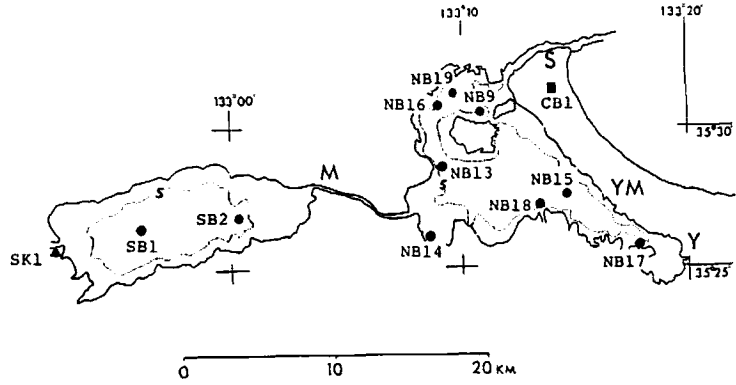


Fig. 1 ボーリング地点

点線：5 mの等深線、M：松江、S：境港、YM：弓ヶ浜半島、Y：安来

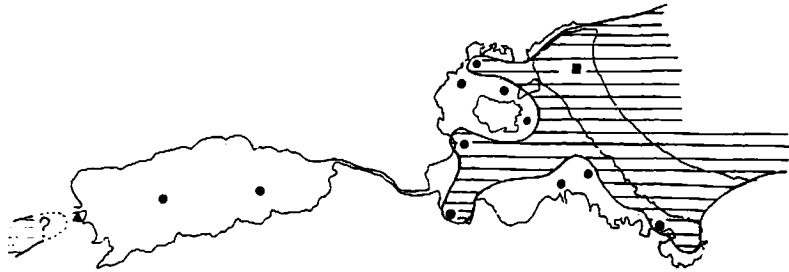


Fig. 2 弓ヶ浜層の時代（リス・ウルム間氷期？）

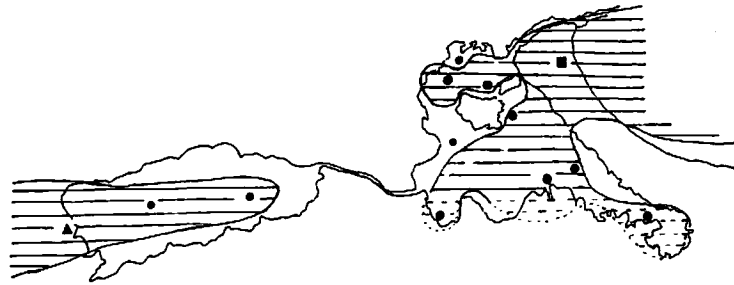


Fig. 3 縄文早期

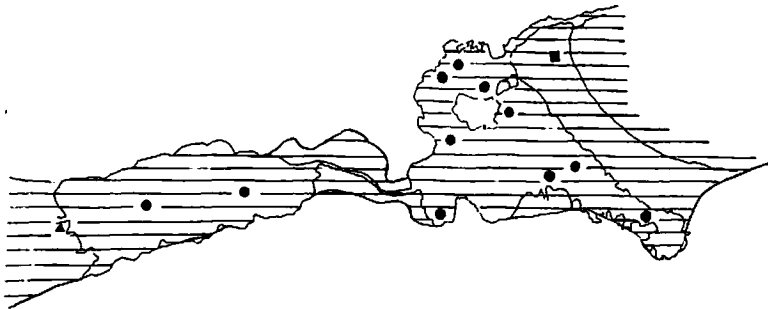


Fig. 4 縄文中期

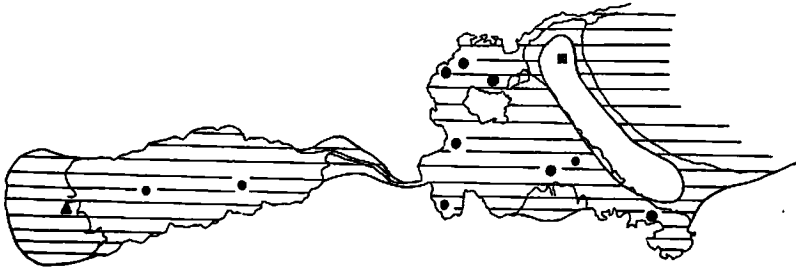


Fig. 5 弥生後期～風土記の時代

宮崎層群北部相産“現地性”二枚貝集団の古生態

花田亮二 (小倉南校)・棚部一成 (愛媛大・理)

宮崎層群北部相(妻相,首藤:1961)産二枚貝集団を素材として,化石集団の生活型および食性型構成と含化石層の粒度との関係を考察した.

厳密な古生態学的情報を得るには,対象となる化石が現地性であることが望ましいが,個体毎にその判断を下していたのでは多量の化石を量的に扱うことは困難である.そこで本研究では,便宜上合弁の二枚貝については現地性であるとみなした.解析の結果,次のような結論を得た.

(1)平均粒径についてみると,泥がちな岩相からの集団では泥食者の占める割合が高く,逆に砂がちな岩相ではその割合が低く浮遊物食者が多い.つまり化石集団の食性型構成は,底質の粒度組成と深く関係することがわかり,現世でのデータ(例えば Sanders, 1958; 1960)と一致する.

(2)各産地での種の産出頻度について着目した結果,優先順位1位と2位の種の生活型と食性型の両方が一致した例はまれであることがわかった.また一致した場合でも,2つの種には套線湾入の発達に明らかな違いが認められた.このことから,二枚貝群集を構成する優先種間には食物や生活空間に関する排他性の原理(棲み分け)が働いていたことが推定される.

なお,合弁で産する個体は離弁のものに比べて量的にわずかである.しかし,後者の多くは表棲種か浅内棲種であり,生息場所が死後運搬されやすい環境であったと考えられる.以上の事実から合弁集団は離弁集団に比べて量的には少ないが,より現地性に近く元来の古生態学的情報を多く残していると結論づけられる.

九州北部, ^{ひこさん}英彦山地域の

後期新生代火山層序および地質構造

木戸道男 (大川高校)・小田康則 (小倉西高)・松村秀喜 (田川工高)・
英彦山研究グループ

本地域の後期新生界を、下部より山国累層、北坂本累層、英彦山火山岩類に三区分した。渡辺ほか(1984)により北坂本累層が6.76~5.74 Ma、英彦山火山岩類が4.82~4.68 MaのF.T.年代が得られた。この値をそのまま適用すれば、北坂本累層は中新世後期の、英彦山火山岩類は鮮新世の噴出物となる。このことから、九州北中部における中新世後期から鮮新世にわたる火山岩類を、従来の名称にこだわらずに再編成し直す必要が生じた。

北坂本累層の堆積盆地は、凹地の形成後、デイサイト質の火山活動が始まり、最大沈降部が南~南東方へ移動することで拡大した。火山活動の場も同方向へ移動し、噴出物はデイサイトから輝石安山岩に変化した。北坂本累層の下部から中部にかけて、火山円礫岩が厚く堆積し、特に中部には巨礫岩層がしばしばはさまれており、その直後に北坂本累層最大の輝石安山岩の火山活動があった。

本地域のグリーンタフ変動および島弧変動の時代の火山の噴出機構を明らかにするため、小規模な断層および岩脈の貫入方向を解析した。山国累層中の玢岩の貫入方向は東西性が卓越している。北坂本累層中にみられる小規模な断層には、固結断層と未固結断層が同一地域に混在している。両者共、走向移動成分が傾斜移動成分より大きい。固結断層は東西性が主で、北坂本累層の深倉川デイサイト質火砕岩類堆積後、英彦山火山岩類堆積前に形成した。未固結断層は、東西性と南北性のものがみられる。英彦山火山岩類中の小規模断層も東西性と南北性のものがみられ、北坂本累層中の未固結断層は、英彦山火山岩類の活動に関連したものと思われる。また貫入岩や山体の伸び方向から、英彦山火山岩類は、東北東~西南西に雁行状配列する多くの東西性の断層およびそれに直交する南北性の断層から噴出した。

以上のことから、北坂本累層と英彦山火山岩類の間に造構運動の大きな違いがみられる。

高知県足摺岬産火成岩類の放射年代 (予報)

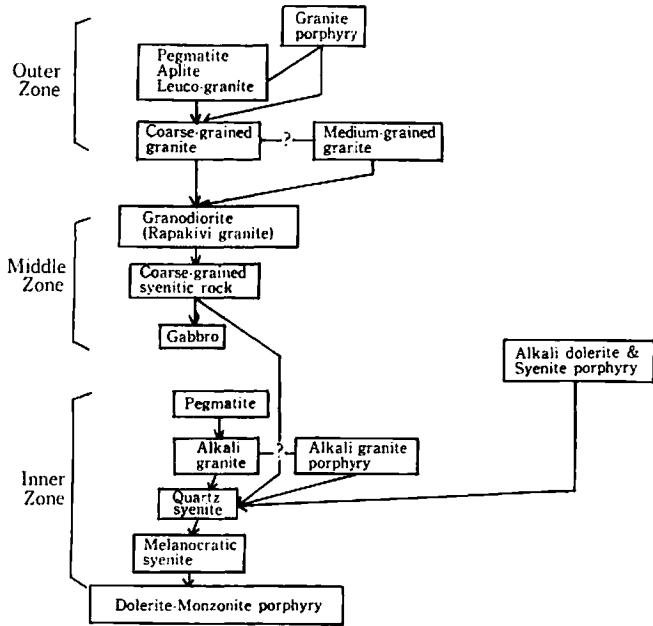
村 上 允 英 (山口大・教養)

足摺岬産火成岩類は径約6kmの輪状形態をし、内帯・中帯・外帯の3帯よりなる。構成岩石は文末の図に示すとおりで、アルカリに富むものが多く、化学性の上ではいわゆる A-type granites に類似する(村上・ほか, 1983; 村上・増田, 1984)。これらの火成岩類の放射年代に関しては既に、河野・植田(1966)・SHIBATA and Nozawa(1968)によるデータがあるが、次のとおり、今回新たに K-Ar 年代値 3、フィッシュン・トラック年代値 3のデータを得た。

(1) 閃長斑岩	K-Ar (全岩)	12.0±0.6 Ma
(2) アルカリドレライト	K-Ar (全岩)	14.0±0.7 "
(3) 粗粒花崗岩	K-Ar (黒雲母)	12.9±0.6 "
(4) アルカリ花崗岩	F.T (ジルコン)	11.3±0.7 "
(5) 花崗閃緑岩	F.T (ジルコン)	11.4±0.5 "
(6) 粗粒花崗岩	F.T (ジルコン)	16.1±1.0 "

これらのデータは野外地質関係とは必ずしも一致せず、とくに Inner zone (4)と Outer zone (3・6)との関係は全く逆である。

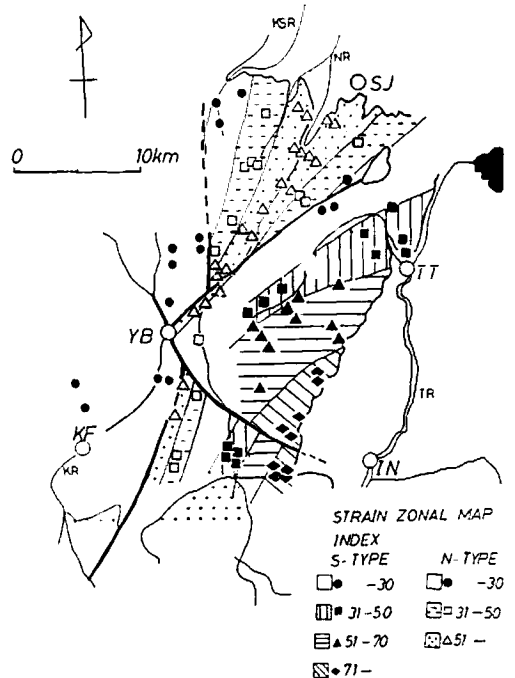
このような放射年代と地質関係の不一致の原因としては、地質関係の推定の不確実性、火成岩体の長い冷却時間、放射年代値の不確実性、などがあげられ、その詳細については現在検討中である。



長野県中部領家変成帯の塑性歪み分布

桑原英了・鳥海光弘 (愛媛大・理)

領家変成帯における塑性歪み分布は、TORIUMI (1983)、鳥海・野田 (1983) により提唱された RSM 法(放散虫歪み計)を用い、近畿中央部・柳井において、NAGAO(1983)・増井(1984)により行われ、その広域的な分布は、領家広域変成作用によるものとした。今回、その RSM 法を用いて、長野県中部領家変成帯弱変成部の塑性歪みを調べ、その歪み量分帯を行った。当地域において、放散虫の変形形態は二種類あり、一つは近畿中央部及び柳井と同型の一軸伸長型(S-type)の物と、もう一つは、平面歪み型(N-type)の物である。一軸伸長型の物は、南東部に集中し、その歪み量分布は、小野(1977)の変成分帯に調和的である。又、変成鉱物による Stretching Lineation は、N 60°E で領家帯の走向と一致する。しかし、平面歪み型のものは、奈良井川を中心とした対称的な帯状分布になり、Stretching Lineation も奈良井付近



では、N40°Eであるが、離れるにしたがって、E-W方向に変化してゆき、領家帯の走向方向とはあきらかに斜交することがわかり、歪み分帯図は前頁の図のようになった。

以上のことより、当地域には、領家広域変成作用による変形作用と、領家帯とは異なるローカルな変成変形作用があったと考えられる。

紀伊半島東部、三波川変成帯の塑性歪み分帯

森 浩介・鳥海光弘 (愛媛大・理)

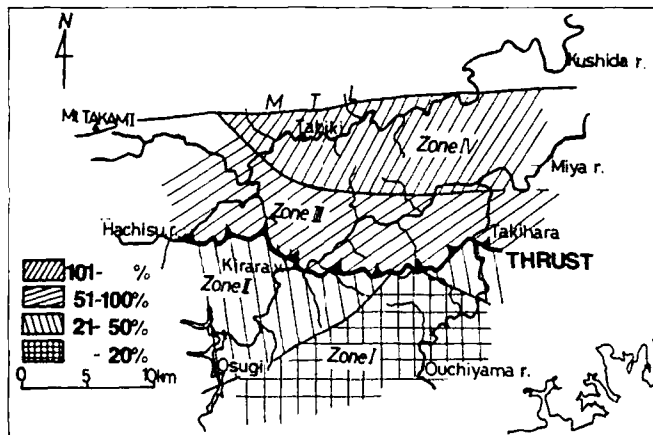
最近、TORIUMI (1982)、野田(1983)によってRSM (Radiolaria Strain Measure) を用いた三波川変成岩の塑性変形の研究がなされている。

今回、このRSMを紀伊半島東部三波川変成帯で用いて塑性歪み解析を行った。

変形したradiolariaは、foot ball状の一軸回転楕円体に近似される歪形態を示し、その最大伸長方向はmineral lineationに一致する。そこでTORIUMI (1982)同様、自然歪み $\epsilon = \frac{2}{3} \ln a_1/a_3 \times 100(\%)$ として本地域の岩石歪量を測定したところ、図のように南から北に変成温度が上昇するにつれて歪量が増大し、断層を挟んで4帯に分帯することができた。これは関東山地、四国西半部の三波川変成帯と同様である。

また今回、泥質岩などに多くみられるdrag褶曲からshear方向を推定し、それが広域的にどのような方向センスを示すかを調査した。

一般にdrag褶曲の軸面はshear方向に引きずられたように傾く。そこで定方位で採集した泥質片岩中のQz layerや塩基性片岩中のmicaの多いlayerなどのdrag褶曲を用いた、10mごとの露頭観察によるdrag senseと各々の露頭で採集し作成した薄片に認められるdrag senseは一致しているため、薄片観察で得られたdrag senseをsample localityの代表として広域的にプロットできる。その結果、東及び西向きshearが認められ、しかもそれらが各々domainを持つことが判明した。これは三波川変成帯が少なくとも東又は西向きの1回の広域的なhomogeneous shearモデルの変形では説明しえないことを示している。



長野県美濃帯及び領家帯弱変成部の変形様式について

大塚 勉 (大阪市立大・理)・矢野賢治 (信州大・理)・
木曾領家団体研究グループ

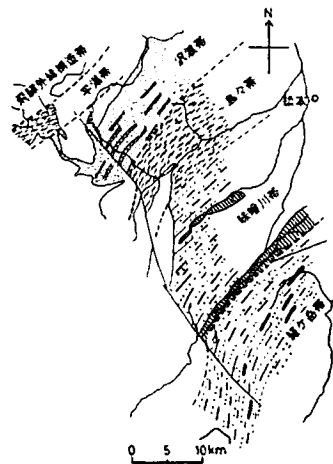
長野県下の美濃帯及び領家帯北部は、主に岩相に基づいて図のように5帯に区分される。

平湯帯はジュラ紀中世のオリストストローム、沢渡帯はジュラ紀新世の前期以前のチャート・碎屑岩ユニットの積層体、島々帯はジュラ紀中～新(?)世のオリストストローム、味噌川及び経ヶ岳帯は、ジュラ紀新世の後期の主に砂岩・泥岩によってそれぞれ構成されている。概観すれば、年代は南へ向かって若くなる傾向を有する。

平湯帯及び島々帯のオリストストロームは、岩質によっても現象が異なるが、全体的に強く変形し、shear fold, flow fold, boudinage, transposition structureなどが生じている。また鏡下では、layer-parallel cleavage (S_1), layer-oblique cleavage (S_2 , 一部でcrenulation cleavage), 及び S_1 と S_2 に沿って配列した多量の絹雲母などが認められる。一方沢渡帯においては、上記のような規模の構造変形は、一部を除いて軽微である。

味噌川・経ヶ岳帯では、かなりの部分にわたり、砂岩・泥岩互層が未固結時変形を受け、半波長10mから数十cm規模の褶曲、様々な規模のブロックなどを生じている。鏡下では、変成度の上昇に伴って、碎屑粒子の定向配列(Schistosity, S_1)やcrenulation cleavage (S_2)などが認められる。

美濃・領家帯にわたる検討地域では、チャート・碎屑岩ユニットの繰り返しと、オリストストロームとからなる島々帯以北(ジュラ紀新世の前期以前)と、大規模な未固結時変形を受けた碎屑岩からなる味噌川帯以南(ジュラ紀新世の後期)の対照が、変形の面においても明らかである。



四国西部三波川帯唐崎層の再検討

武田 賢治 (山口大・教育)

愛媛県双海地域の三波川帯北縁部に角閃岩や片麻岩類などの破片や構成鉱物粒を多数含む結晶片岩層が分布する。以前、演者および協同研究者(武田ら, 1981)は、三波川帯では極めて異質な岩相を示すこの結晶片岩層を唐崎層と名付け、点紋泥質片岩層の上位に整合的に重なる岩層と考え、黒瀬川構造帯のいわゆる寺野変成岩類に類似した岩石群に由来する堆積物を原岩としたものであると解釈した。その後唐崎層の分布・産状および唐崎層の中で特に石英長石質岩の組織について再検討を行った結果、以下の点が明らかになった。

- (1) 唐崎層は双海町閨住から東峰にかけての地域に主な分布がみられるが、温泉郡重信町佐川にも小規模に分布する。
- (2) 唐崎層は、テクトニックメランジェ中の外来岩塊である。このメランジェは著しい剪断変形を受けたざくろ石帯の点紋泥質片岩を基質として、低変成度（緑泥石帯）の唐崎層・無点紋塩基性片岩・変斑れい岩や、蛇紋岩・ウェールライトなどの岩塊を含むものである。メランジェの形成は三波川主変成作用後、弘川時相（秀, 1972; 原ら, 1977）前である。
- (3) 唐崎層の一構成員である石英長石質岩—20cm—2.3mの薄層として産する一の標本および鏡下で観察される組織はマイロナイトのそれに比較できる。細粒基質中に散在する粗粒のカリ長石・斜長石・ざくろ石粒、およびこれらの鉱物から成る岩片は、前報告では碎屑性（花崗岩質マイロナイトの礫および碎屑粒）とみなしたが、石英長石質片岩のマイロナイト化作用により形成されたポーフィロクラストであると考えられる。

現在唐崎層の他の構成岩石の成因についても慎重に検討を続けているが、唐崎層は角閃岩—片麻岩複合岩体、即ち大陸性地殻のマイロナイトである可能性が高く、テクトニックメランジェ中の外来岩塊として存在していると考えられる。

高越山南面よりエクロジャイトの産出と 四国東部三波川帯の貫入岩帯について

加 治 敦 次（徳島・城南高校）

徳島県山川町西野峯（美郷村内の飛地）で eclogite が産出した。細粒（0.2mm前後の粒径）で見かけ上 massive で火成岩のような印象を受ける。

鉱物はざくろ石・単斜輝石・角閃石・斜ゆうれん石・白色雲母・曹長石である。

ざくろ石はアルマンディンで累帯構造がある。輝石はジェード輝石分子が45%前後で、アクマイト成分は少なく、オンファス輝石である。ざくろ石がパイロープに乏しいアルマンディンで、ジェード輝石に富むオンファス輝石の組合せは藍閃片岩分布地域のエクロジャイトに共通である。

角閃石はほぼパロア角閃石に属する。鉱物の EPMA 分析は高須（京大）が行った。

このエクロジャイトの産出地点は高越（塩基性片岩）層の下数十mの川田山層中である。

この地域には藍閃石・パロア角閃石・斜ゆうれん石・白雲母・曹長石及びオンファス輝石・藍閃石・斜ゆうれん石・白雲母・曹長石の組合せをもつはんれい岩（中山ら, 1984）のほか蛇紋岩（大島ら, 1963）が産出する。

一方、穴吹町西谷と山川駅を結ぶ線上には、はんれい岩（緑閃石・緑泥石・斜ゆうれん石・曹長石・白色雲母）と蛇紋岩が配列する。

さらに、神山町焼山寺と木屋平村南張を結ぶ地帯には非アルカリはんれい岩と褐色角閃石・単斜輝石蛇紋岩が分布する（中山ら, 1984）。

以上の貫入岩体の周辺で、塩基性片岩層などの連続性はよく、大規模な横臥褶曲や大きなずれを伴う剪断帯は存在しない。

以上のことは、エクロジャイトのような高压相と考えられる岩体の成因は、はんれい岩などの貫入と結びつけて考慮すべきであることを示している。

そして、本地域は四国中央部別子地域と同様に中山(1960)の北側火成活動の南へ張り出した地域に相当し、別子地域と同じようにエクロジャイトが産出したことは重要である。

中九州の白亜系・古第三系堆積盆の発達史

田代正之 (高知大・理)

中九州のいわゆる長崎三角地帯には、白亜系の御所浦・御船・姫浦の各層群と、ミロク・天草の古第三系地層群が分布している。御所浦層群(アルビアン後期~セノマニアン中期)は、南々西から北々東へクサビ型の海進が推定され上位の御船層群(セノマニアン中期~チュロニアン前期)とは整合的に重なっていると考えられるが、堆積盆自体は海進の方向には平行して幾分西側へ移動しているため、御船層群の基底は古生界・木山変成岩を不整合に覆っている。両層群の観察から、中期セノマニアン以降、上方粗粒化の岩相変化が顕著で、著しい海退相を示している。また、チュロニアン前期の火成活動も顕著である。姫浦層群の海進は、サントニアンから確認できる。その方向は御所浦・御船層群と略同様であるが、そのクサビの先端は、さらに西側へ移動している。本層群は、天草上島やその近くの島々を中心に分布する下部亜層群(サントニアン~カンパニアン前期)と、天草下島と甑島を中心に分布する上部亜層群(カンパニアン前期~パレオシ)に分けられる。両者の関係は、御船層群と御所浦層群の関係に似ていて、東側の下部亜層群は、御所浦、御船層群や肥後変成岩類を不整合に覆い、西側の上部亜層群はおそらく高浜変成岩と不整合関係にあると思われるが、両者の関係はおそらく整合である。また、上部亜層群には上方粗粒化の海退相が顕著で、また火成活動も活発であったようである。古第三系の堆積は、おそらくエオシアン中期に始まる。その海進の方向は、古第三系基底部のミロク層群赤崎およびその相当層や上位の白岳砂岩層の分布や岩相変化などから推定して、おそらく南西から北東方向に進んでいると考えられ、下位の白亜系(最上部は古第三系を含む)の海進方向とは斜交する。また堆積盆は、時計廻りに北西方向へ移動している。

四国西端部、高島層の再検討

鹿島 愛彦 (愛媛大・教養)・高橋 治郎 (愛媛大・教育)

四国西部の「秩父帯」には、高島層(平山・神戸, 1956)、二及層(永井・中野, 1961)、高島層・ミツクリ層(永井・中野・袋瀬, 1965)の下部白亜系が分布している。また、真穴層(平山・神戸, 1956)も中生界とする考え方が強い。従来、「秩父帯」には、三疊系・ジュラ系の分布することが知られており、コノドント・放散虫によりその分布の更に広いことが明らかにされてきている。

筆者等は、秩父帯ジュラ系および下部白亜系の再検討を進めることが、四国西部の黒瀬川構造帯・御荷鉾緑色岩類の混在するような構造史を解くのに不可欠であるという観点から、調査を行なっている。

今回報告する高島層は、愛媛県西宇和郡三瓶町の南西約5kmの海上に点在するミツクリ島・小高島・高島に分布する。ミツクリ島には薄い砂泥互層を挟む礫岩を主とする地層が分布し、圧砕花崗岩類岩石・花崗斑岩・アプライト等の礫を主とし、砂岩や粘板岩礫を伴ない、ホルンフェルス・凝灰角礫岩礫も認められる。走向・傾斜はN62°~80°E・35°~52°Sを示し、正位に堆積している。

高島には、みかけ上、上位より砂岩・砂泥互層・スランプ層・泥岩が分布し、その走向・傾斜はN40°~EW・49°~63°Nを示し、全体として逆転している。砂岩は、角閃石・輝石・黒雲母を多量に含む石質砂岩である。泥岩中の凝灰質岩石礫よりは、*Archaeodictyomitra* (?) sp., *Hemicryptocapsa* sp., *Orbiculiforma* sp. などを産するが、これと近接する地点で永井他(1965)は *Cerithium*? *sanchuense* を得ており、本層全体が下部白亜系に属するものと推定される。

宇和島市および、その北方地域に分布する白亜系の地質

小林 正夫・岡村 眞 (高知大・理)

本地域に分布する白亜系は、5つの岩相ユニットに分けられる。

(仮称A層) まず仏像構造線の南には、ローモンタイト細脈の発達した砂岩があり、これは新土居層に対比される。

(仮称B層) 南部には砂岩泥岩互層を主体とし、放散虫化石により、アルビアンと考えられる半山層に対比される層が分布する。

(仮称C層) その南部には、大きなものでは幅1km厚さ500mの砂岩のブロックや赤色泥岩を含む黒色泥岩層が広範囲に分布し、年代は岩相を問わずアルビアン後期からセノマニアンを示す。これは四万十川上流域の須崎層A部層に相当する。

(仮称D層) その南に分布し、同じ年代を示す塊状の泥岩層は須崎層B部層に対比される。

(仮称E層) 宇和島層群を浅海の特性を有する古生物相と限定し、“深海相”四万十帯と区別して取扱えば、その分布域は宇和島市周辺より南の地域に限定される。ここでは放散虫年代はコニアシアンからサントニアンを示し、他の軟体動物化石の年代と一致する。構造はA層からD層と異なり、北にプレンジした向斜軸を有する、お椀型複合構造を示し、これらは北方よりの地回り堆積物であるように見受けられる。

徳島県の白亜系中伊豆層の地質時代

田代 正之・松田 誠司 (高知大・理)

徳島県勝浦川流域の南方に分布する白亜系について、平山ら(1956)は、下位より、菖蒲層、狸谷層、中伊豆層の3層に区分し、それぞれ高知統、有田統、宮古統下部階に対比した。また、小川(1971)は、鳥ノ巢層群とこの3層を一括して中伊豆層として再定義し、鳥ノ巢層群~下部領石層群に相当するとした。このように、本地域の白亜系に関する時代論、層序区分は研究者によって大

大きく異なる。以下、本地域を調査した結果を報告する。

本地域の白亜系は、2つの大きな堆積サイクルを示し、菖蒲層、狸谷層で1堆積サイクル、中伊豆層で1堆積サイクルを構成する。筆者らは、平山らの地層区分をそのまま踏襲する。菖蒲層、狸谷層については、陸成?~汽水成の部分を菖蒲層、公海成~浅海成の部分を狸谷層として再定義した。

菖蒲層は、主に礫岩と泥岩によって構成される下部層と、礫岩と砂岩泥岩互層より成る上部層に分けられる。下部層からは植物化石、上部層からは、*Hayamina* n. sp., *Eomiodon* sp. 等の汽水生二枚貝化石を産する。

狸谷層は、主に泥岩と砂岩泥岩互層より成り、泥岩層の下部~中部より、*Nanonavis* cf. *yokoyamai*, *Brachidontes igenokiensis*, *Neithea amanoi* 等の浅海生二枚貝化石や、*Chelonicerus*? sp. 等のアンモナイトを産する。泥岩層の上部および砂岩泥岩互層中には、部分的に薄い石炭層を挟む部分も見られる。

中伊豆層は、砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩より成る下部層と、主に砂岩から成る上部層に分けられる。下部層の砂岩泥岩互層中より、*Eomiodon* cf. *sakawanus* 等の汽水生二枚貝化石、泥岩中より、*Protocardia amanoi*, *Laevicardium corpulentum* 等の浅海生二枚貝化石を産する。

狸谷層、中伊豆層は、産出化石や岩相から高知の物部地域南帯 (TASHIRO et KOZAI, 1983) の下部白亜系と対比されるが、菖蒲層相当層は物部地域には知られていない。

鳥巢層群の放散虫年代

須鈴和巳・石田 啓祐 (徳島大・教養)

鳥巢層群は秩父累帯中・南帯に広く分布する公海性の浅海成層として古くより知られている。散点的に産出するアンモナイトは、Callovian-Kimmeridgian とされている。

近年、秩父累帯の大型化石を産出しない地層群の年代が、放散虫化石により決定されるようになり、北帯・南帯の多くの部分がジュラ系であることが明らかになってきた。これら地層群と接して分布する鳥巢層群の年代も、再検討を必要とすることが明らかになってきた。

今回演者が検討したのは、鳥巢層群の模式地に分布する泥岩中に挟まれた酸性凝灰岩2地点、徳島県上那賀町栗坂より相生町竹が谷に分布する鳥巢層群の泥岩2地点である。後者は *Ataxioceras kurizakaense* を産する帯である。

佐川町下美都岐の酸性凝灰岩(厚さ3m)よりは、*Archaeodictyomitra apiarium*, *A. pseudoscalaris*, *A. vulgaris*, *Dictyomitra puga*, *Mirifusus baileyi*, *Parvicingula altissima*, *P. boesii*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. leptonica*, *Thanarla conica*, *Xitus spicularious* 等28種を検出した。これらには、ジュラ紀新世に限られるもの、ジュラ紀新世~白亜紀古世のもの、白亜紀古世のもの3グループがある。佐川町植生の川、上那賀町菖蒲井ノ谷、相生町竹が谷よりは、主に白亜紀古世の放散虫が検出された。これらの放散虫群集の年代は白亜紀古世 Barremian と考えられる。

アンモナイトの年代と放散虫年代が異なる理由、さらに放散虫群集に古期のものが混合した理由については、今後さらに検討したい。

九州(熊本県)簾瀬層産アンモナイトについて(その2)

松本達郎(西南学院大)・西園幸久(西日本技術開発)

九州球磨山地の簾瀬帯(簾瀬層又は簾瀬相)から2種のアンモナイトが発見されているが、その1で田村実発見のものを松本・田村が報告した。ここには西園採集のものを報告する。産地は熊本県芦北郡芦北町下白木で白木小学校北東の西俣支谷入口の石灰岩採石所で、石灰岩体のすぐ南東に接する暗色石灰質頁岩からである。その1で報告した簾瀬・屋敷野間の峠の北東の産地とは約2.5km離れてはいるが、同一の簾瀬帯中にある。田村(1960)によれば簾瀬層を3区分した上部層に相当する。

標本は互いに近接した地点から産した5個の断片である。少しずつ大きさが異なるが、共通の性状を示し、成長とともに漸次性状(とくに裝飾)が変わっていくのがわかるので、同一種のものともみなされる。総合的に観察すると、(1)大きさは中くらいかやや大、(2)巻きは緩く、へそは広い；(3)断面は準卵形；(4)肋は規則正しく、主肋は側面上をやや斜め前方に走り、途中で分岐する。多くの場合3分岐しさらに1挿入が加わるので、外面での副肋の数は主肋のほぼ4倍である；(5)成長の後期で主肋間の間隔は漸次広くなり、分岐点が外方に移っていく；(6)縫合線は不明。

以上の性状は、Perisphinctidaeの*Decipia*属の特性に合い、しかも同属の模式種の*Decipia decipiens* (Sowerby)とよく類似する。但し異なる系統間の見掛の類似もあり得るので、小島が*Pseudovirgatites*ではないかと言ったのを強く否定することもできない。示唆する時代はいずれもジュラ紀後期ではあるが、前者ならオックスフォードアンでその1で報告の*Campylites* sp.と調和するが、後者ならチトニアンで、むしろ放散虫群集(近接地点の頁岩からの試料)からの時代論とは合う。しかし二枚貝フォーナに対しては前説の方が好ましい。今後の研究による解決が必要である。

愛媛県宇和～吉田町付近の三宝山帯
における二、三の新知見

中 島 浩 一 (徳山曹達)

標題地域は、愛媛県西部の三宝山帯南縁部に属し、鹿島(1965)により層序、構造が、坂上・渡部(1972)、田村(1983)により石灰岩からの上部三疊紀化石の産出が報告されている。

今回同地域の石灰岩に随伴するラテライト質頁岩を見出し、従来不明であった層準及び上下層との層序関係等が明らかになった。

ラテライト質頁岩は、含メガロドン石灰岩の上位に重なる浅海相の暗褐色泥質石灰岩を覆い、層厚5～10mで赤褐～赤紫色の細粒粘土岩の外観を呈する。化学組成は、 $\text{SiO}_2 = 30\%$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3 = 25\sim 30\%$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 22\sim 28\%$ を示し、肉眼及び鏡下観察では1～2mmの黒褐色鉱物粒を含む。

産状、化学組成、組織等から岩生(1972)が大分県新木浦の三宝山帯南縁部の石灰岩より報じたラテライト質頁岩と同様のものと思われる。またその上位(露頭では逆転しているため見掛上は下位)には中～上部ジュラ系のチャート～珪質泥岩がその層理面を切って堆積接触する。

石灰岩周辺のチャートは中～上部三疊紀及び中～上部ジュラ紀を示し、珪質泥岩は中～上部ジュラ紀、砂泥互層中の泥岩は上部ジュラ紀以後の年代を示し、確実なジュラ紀層を見出していない。

ラテライト質頁岩の形成年代は、上下層との関係から前期ジュラ紀頃と推定され、下部ジュラ系の欠如を当時の浅海域化に起因させることが出来るかもしれない。

中部ジュラ系の放散虫化石帯、

Tricolocapsa plicarum 帯について

松岡 篤 (大阪市大・理)

Tricolocapsa plicarum 帯 (以下、*T. pl* 帯と略す) は、MATSUOKA (1983) によって設定された放散虫化石帯でジュラ系中部統下部を代表する。*T. pl* 帯の上限は、*T. conexa* MATSUOKA が *T. plicarum* YAO から派生出現する層準で定義されているが、下限は定義されていない。

九州西部吉尾層分布地域の2地点、九州東部尺間山層分布域内の1地点および高知県佐川地域の斗賀野層群分布域内の1地点において、いずれもチャート層の上位に重なる珪質泥岩層を対象とし生層序学的検討を行った。その結果、*T. pl* 帯の下限の定義に際しては上限と同様、*T. plicarum* の系列が有効であることが判明した。*T. plicarum* の出現層準付近およびその下位には、4殻室で皿状の付属物を持ち形態的には *Stichocapsa tegiminis* YAO に類似した放散虫がみられる。この4殻室の放散虫は、殻孔の配列、plicaeの有無、殻頂刺の有無などやそれらの組み合わせにより多様な個体変異をもつ (*S. tegiminis* group と呼ぶ)。 *S. tegiminis* group のうち plicae をもつものは、殻室数の点を除けば3殻室の *T. plicarum* に酷似する。両者の垂直分布から、前者が祖先型、後者が子孫型と考えられ、*T. plicarum* の派生出現層準を *T. pl* 帯の下限として定義する。また、この層準は *Hsuum* sp. B 群集帯と *Unuma achinatus* 群集帯との境界部に位置する。なお、その他の種の垂直分布を検討した結果、*Cyrtocapsa mastoidea* YAO の出現層準や *Archicapsa* sp. A (八尾ほか、1982) や *Zartus* 属の種や消滅層準は、*T. pl* 帯内に位置することが明らかになった。これらの層準を用いれば、*T. pl* 帯はさらに数垂帯に細分が可能である。

徳島県秩父累帯南帯の岩相分布と放散虫年代

石田 啓 祐 (徳島大・教養)

徳島県地域に分布する秩父累帯南帯のタービダイト・オリストストローム相は、南帯の中央部を東西に走る断層によって、北側のI垂帯と南側のII垂帯に分かれる。I垂帯北部は砂岩優勢互層を主としてチャート岩体を伴う。泥岩・酸性凝灰岩からはジュラ紀中期の放散虫を産する。I垂帯南部は大規模な石灰岩とチャート、塩基性火山岩類の岩体を伴う泥岩・砂岩・チャートアレナイト相であり、チャート、石灰岩体は石炭～三畳系であるが、泥岩・チャートアレナイトからはジュラ紀後期～白亜紀前期の放散虫を産する。II垂帯北部は砂岩優勢互層を主として、チャート岩体を伴う。砂岩相からはジュラ紀後期～白亜紀前期の放散虫を産する。II垂帯中部は大規模な石灰岩・チャート岩体を多く伴う泥質岩・チャートアレナイト相で、石灰岩とチャートは主として三畳～ジュラ紀初

期の年代を示し、泥質岩・酸性凝灰岩はジュラ紀後期～白亜紀前期の放散虫を産する。II亜帯南部は有律砂岩・泥岩互層から成り、酸性凝灰岩を伴う。泥岩・酸性凝灰岩からは白亜紀中頃（アルビアン～セノマニアン）の放散虫を産する。

今回の調査によって、これまで古生界と考えられていた地層群も石灰岩やチャートの岩体を除いてはジュラ紀以降のものであることがわかり、石炭系～ジュラ系下部のチャート・石灰岩体は、産状から主としてオリストリスであることが明らかとなった。これらのオリストリス岩体は周囲の岩類とスランプ性の接触関係を示す場合が多く、周囲の砂岩や酸性凝灰岩にもスランプ堆積が見られることから、南帯の諸岩類の配列は大小規模の海底地すべりによる再堆積によって生じた可能性が高い。なお鳥巢層群（年代については須鎗・石田の講演を参照）はII亜帯北部より北に分布するが、それより南ではオリストストローム中に同様の岩類が見られることや、白亜紀中頃の放散虫を産することから、秩父累帯南帯の南部に分布するタービダイト・オリストストロームの形成は、白亜紀後期に及ぶと考えられる。

宇治市東方、宇治川沿いの粗粒碎屑岩

楠 利 夫（神戸大・教育）

丹波帯東南部、宇治市東方の宇治川と志津川の合流する付近に、層厚約200mの粗粒碎屑岩層が、西北西一東南東方向に約1kmにわたって分布している。本層は南に急斜し南上位で、上・下の地層はいわゆる“含砂岩レンズ頁岩”層である。

本層下部には、厚さ4m²の礫岩層をともなっている。礫の粒度は pebble ~ cobble で、種類は主に頁岩、砂岩、流紋岩、チャートなどである。頁岩、砂岩の礫はほぼ平板状を呈し、地層面に平行に配列している。

本層の主体をなす各砂岩単層の堆積構造は無構造のものが多く、上部に頁岩の偽礫が密集するものもある。BOUMA (1962) のシークエンスに適合するものは観察されない。また、逆級化を呈するものがあり、粒度が細粒と中粒からなる stratification-band (HISCOTT & MIDDLETON, 1979) 状のものも観察される。

鏡下における砂岩の砂粒の長軸は、南南西一北北東の方位に配列している。堆積サイクルは、上方薄層化が認められる。

本層の中・下部においては、塊状無層理で淘汰の悪い砂質な泥岩が分布し、この泥岩中には砂岩・チャートなどのレンズが最大300×80cmで含まれている。砂岩レンズは移動の過程で磨食を受けたものと考えられる。

本層の砂岩と本層の上位・下位に分布する泥岩中の砂岩レンズとでは、色調・砂岩組成とも異なっている。

本層の岩相は、MUTTI & LICCHI LUCCHI (1972) の岩相 A・B に比較できる。特に礫岩の堆積機構は、density-modified grain-flow (LOWE, 1976; LASH, 1984) により堆積したことが想定される。

また、本層下部の凝灰質な異色泥岩からは YAO (1982) による *Parahsuum simplex* 群集の放散虫化石が産出した。よって、本層はジュラ紀前期以降に堆積したものと考えられる。

ポーランドの石炭資源について

三 木 孝 (九州大・理)

ポーランドは世界第7位の埋蔵炭量と第4位の年間生産高を有する石炭資源国である。稼行対象は石炭系に含まれる遼青炭と、第三系(主に中新統)に夾在する褐炭で、炭田は中・南部、特に南縁部のチェコスロバキアとの国境沿いに広く分布する。Belchatów, Konin-Turek などの第三紀炭田では、数10mの厚さを有する緩傾斜の1枚の褐炭層の露天掘が、日本製掘削機器を用いて大規模に行われており、全石炭生産高の20%が輸出されている。

これら石炭・夾炭層の概要とその研究状況について紹介した。

このは 熊本県木葉スカルン帯のクリノヒューマイト

唐木田芳文(西南学院大)・古田 直樹(九州大・理)

九州における点在変成岩類の研究(唐木田ほか, 1969)の過程で採集した熊本県木葉変成岩地域のスカルンからクリノヒューマイトを見出した(1978)。九州では初めての産出なので、その産状と性質を簡単に報告する。

玉名市東方の国見山・米野山山塊を構成する木葉変成岩(藤本・橋本, 1960)の西および西北側は、玉名花崗閃緑岩(山本, 1955)(69 Ma)の貫入を受けている。

変成岩類は、主として縞状の泥質および砂質片岩からなり、珪質片岩・角閃岩の薄層と晶質石灰岩層を伴う。全般的に見て、片理面は、走向NS~WNWで、NEに中程度に傾斜し、単斜構造を呈している。

変成岩層の最下部に近いところに石灰岩層が存在する。層厚は100~200m程度で、縞状黒雲母片岩を頻繁に挟在する。石灰岩層の比較的上部の、とくに黒雲母片岩薄層を伴う付近に、厚さ数mm~数十cm、長さ数十cm~数mのドロマイトレンズが挟在する。花崗閃緑岩の貫入を受けた石灰岩中のドロマイトの濃集部に、淡黄褐色を呈した小規模なMg-スカルンの帯(普通幅1~2cm、長さ20~30cm程度)が生じている。

クリノヒューマイトを伴うスカルンにおける主な鉱物組み合わせは次のようである:

Clinohumite - forsterite - spinel - diopside	}	-calcite - dolomite
Clinohumite - forsterite - diopside		
Clinohumite - spinel ± phlogopite		

このほか、多分二次鉱物としての antigorite・talc や clinocllore がよく伴う。

一つのクリノヒューマイト(Kh 11)のEPMA分析値はSiO₂ 37.23, TiO₂ 1.64, Al₂O₃ 0.00, FeO 2.33, MnO 0.40, MgO 55.00, CaO 0.00, (H₂O) 2.94, Total 99.54で、格子常数はa = 13.668 Å, b = 4.740 Å, c = 10.258 Å, β = 100°50'である。

四国東部みかぶ緑色岩類中の緑色岩礫岩の時代

岩崎 正夫(徳島大・教育)・市川浩一郎・八尾 昭(大阪市大・理)・
M. FAURE(徳島大・教育)

四国東部佐那河内地区のみかぶ緑色岩類は、3枚の構造单元よりなる。その見かけ上、最上位のガプロ・オリストストローム層とその南側の秩父北帯の堆積岩層とは、堆積性の接触関係で整合に近い状態で接している。

すなわち、ガプロ・オリストストロームの上位には、これと接して赤色泥岩をマトリックスとし、ガプロ、玄武岩質溶岩、斜長石花崗岩といったみかぶ緑色岩類の礫を含む礫岩が分布している。その上位には、珪長質砂岩または泥岩、チャート・泥岩互層（アルカリドレライトのオリストリスを含む）がくる。この層序は、四国東部から中央部までどこでも一定している様にみえる。

赤色泥岩をマトリックスとする礫岩は、一部みかぶ帯内部のガプロ・オリストストロームのマトリックス部にも分布している。

この礫岩の赤色泥岩マトリックスより放散虫化石を検出し、時代はほぼジュラ紀後期であることが判明した。試料採集地点は、徳島県名東郡佐那河内村大河原牧場である。

この年代は、ガプロ・オリストストロームの形成年代の上限を示す。

産出化石は、*Mirifusus mediodilatatus* s. l., *bayeri* *Tricolocapsa* sp. cf., *T.* sp. A in YAO et al., 1982, *Stichocapsa* sp. cf., *S. robusta* MATSUOKA, 1984, *Cinguloturris?* sp. などである。

日本の藍閃変成帯の2つの型

橋 本 光 男 (茨城大・理)

日本の藍閃変成帯は地質学的性質の上から2つの型に分けられる。第1の型は次のような性質をもち、三波川変成帯がその代表である。

1. 規模が大きい、とくに長さに対して巾が比較的広い。
2. 解析可能な地質構造をもつ。
3. 変成岩に対して蛇紋岩の量が比較的少ない。
4. 地質学的に1つの相系列を求めることができる。
5. 放射年代がほぼ同じ値をとる。

これに対して、もう1つの型の藍閃変成帯は上記のそれぞれと対照的な性質を示す。

- a. 長さに対して巾がせまい。
- b. 地質構造の解析がきわめて困難である。
- c. 変成岩に対して蛇紋岩の量が比較的多い。
- d. いろいろな変成度の岩石が不規則的に出現して、地質学的に1つの相系列を求めることがむずかしい。
- e. 放射年代がいくつかの群をなし、単一の変成作用を示さない。

この型の例は神居古潭変成帯であるが、この型の変成帯は“構造帯”と呼ばれることが多い。三波川変成帯と領家変成帯とにみられるように、第1の型は紅柱石珪線石型変成帯と対をなすが、第2のものは必ずしも対をつくるとは限らない。

古生代末変動とジュラ紀変動

清 水 大吉郎 (京大・理)

コノドントおよび放散虫化石による中・古生代生層序の研究が進み、日本の中・古生代地史は大きく変ってきた。とくに古生層とされた地域が広く、三疊系・ジュラ系となったため、それらの変形時期はジュラ紀末以降となり、ジュラ紀変動といわれるようになった。西南日本内帯でも地域により多少差がある。中国地方の北部(三郡帯)では三疊紀からジュラ紀中期までの地層が発見され中国帯の中央非変成帯およびその周辺でも同様である。領家北縁帯や丹波・美濃帯では、ジュラ紀後期までの地層が分布する。丹波地帯内部でも、岩相を異にするジュラ中期までと後期までの地層が別々に分布している。この二種の地層の関係については、同時に近くで別々に分布したとする考えであったが、石賀・井本は、全くはなれた地域のものの重ねあわせ(衝上断層による)を提唱している。

全域にわたって、二疊紀末から三疊紀はじめに層序間隙がある。中国帯の非変成帯やその周辺・舞鶴地帯では、この位置に不整合があり、三疊系・ジュラ系は浅海相であるので、古生代末変動は明らかである。丹波美濃帯でも、この間の層序の連続は知られていない。古生代のチャートや石灰岩層はくり返していることが多く、その時期は古生代末が予想される。また丹波・美濃帯に分布する二疊紀の石灰岩体の上に不整合で上部三疊系(あるいはそれより新しい)がおおっている例がいくつかあり、それは恐らく世界的な海退の関連があろう。古生代末変動にも、その問題はかかわっていると思われる。

中国東北端佳木斯・ハンカ地塊東縁より

ジュラ紀放散虫の産出

市川浩一郎・八尾 昭 (大阪市大・理)

佳木斯(Jiamusi)地塊と中ソ国境ウスリー川との間を南北に走るナゲンハダ山地には厚い海成の先白亜系が分布し、かつて *Monotis* や放散虫の産出から、おそらくトリアス・ジュラ紀層とみなされていた。一方李文元ほか(1979)は本層の数地点から石炭紀後半とペルム紀のスズリナ・サンゴ石灰岩を報告し、本層の主体を古生層とし、新たな地層区分を提唱した。そのうち石炭紀後半前期の Erlianquiao 組からは放散虫化石をも報告・図示した。

今回この放散虫群集を検討したが、本群集には多室・3室 Nassellarians が含まれ、その中には archaeodictyomitrid, *Tricolocapsa* sp. cf. *T. ruesti* Tan Sin Hok がある。放散虫化石の年代分布にかんする今日の知見からみれば、archaeodictyomitrid や *Tricolocapsa* はジュラ紀以降に産出する

型である。 *T. cf. ruesti* は日本ではジュラ紀中世に産出しているが、中国産のは殻表面構造が不明である。以上の知見から、本群集はジュラ紀であり、可能性としてはその中頃にあたるであろう。

Erlianquiao 組は厚さ4,000mにおよび、中・細粒碎屑岩を主とし、中・基性火山岩・凝灰岩を数層準にはさむ。含放散虫珪質板岩は下部層に、フズリナ (*Eostaffella*, *Profusulinella*, *Fusulinella* 等) 石灰岩は中部層に含まれ、産出層準が異なる。そこで(1)両者は別個の地層に属するのか、(2)後者はジュラ紀層中の外来要素であるのかが問題となる。(1)の可能性については主な岩相組合せの共通性から李文亢らは否定的である。一方、(2)の可能性については今後の詳細な野外検討をまたねば速断できない。何れにせよ、今回の検討はナダンハダ地帯を興安・吉黒地帯から識別し、燕山褶曲帯とする扱いを裏付けるものである。

アフガニスタン Kotal-e-Tera 地域からのトリアス紀前期 コノドント化石について

松 田 哲 夫 (大阪市大・理)

アフガニスタン Kotal-e-Tera 地域の Smithian のアンモナイトを含む石灰岩よりコノドント化石を抽出し検討した。試料は故坂東祐二教授が採集したもので、演者が譲り受け検討した。

コノドント群集は大型の *Neospathodus Conservativus* および小型の *N. waageni* Type 1, 2 (MATSUDA, 1983) を主とし、少数の *N. discretus* を含み ramiform element を伴う。*N. conservativus* は *N. waageni* Type 3 (MATSUDA, 1983) と似ているが、後部の歯の配列および底面の形から両者は区別される。両者は互いに排他的に産し、前者は北米ネバダに、後者はソルトレンジ、カシミール、ヒマラヤのスビチ、エベレスト中国側、オーストラリア西部などに産する。また Kotal-e-Tera とネバダの下部トリアス系は共に Smithian のアンモナイト *Owenites* に富むが、Type 3 を産する地域では *Owenites* の産出はまれである。北米では *Owenites* の産出は古低緯度地域に堆積した地層に限られる。(TOZER, 1982)。

古地磁気データによる当時の古地理図 (たとえば SMITH *et al.* 1980) にプロットすると、Kotal-e-Tera 地域は当時の赤道付近に、Type 3 を産する地域は中緯度地域に位置する。現在地理的に近接している両地域のコノドント群集が異なることは、当時両地域が地理的に隔っていたことによるとみなされる。また、*N. conservativus* は *Owenites* 同様古低緯度を特徴づけられると思われる。

ネパール・ヒマラヤにおける二畳・三畳系境界について

徳岡 隆夫 (島根大・理) ・松田 哲夫 (大阪市大・理)

「ネパール・ヒマラヤにおける地殻変動の研究」(代表者：木崎甲子郎)の一環として1982年度に徳岡がタコーラ地域で得た資料を検討した。Thini Khola の二畳・三畳系境界については BASSOULLET

et COLCHEN (1977) と WATERHOUSE (1979) の研究がある。構造的乱れの多い地域で、僅かに厚さ 3 m ほどの境界部の柱状が得られた。下部は腕足貝破片を含む石灰質砂岩、中部はドロマイト質石灰岩、上部は石灰岩・泥岩互層である。上部層は保存の悪いアンモナイトを多産し、コノドントについては *H. minutus* の他に *H. parvus* を産する。これより上位の層準からは *N. kummeli* を産するので、上部層は Griesbachian としてよい。中部層は二疊・三疊系境界に位置し、Kashmir 地域の E₁ 層に相当する。前記論文ではこれとほぼ同じと考えられる場合で *Otoceras woodwardi* が報告されているが、岩相からみて上部層に対応すると考えられ、アンモナイトとコノドントとの間に矛盾はない。タコーラ地域では下部三疊系の代表的なコノドントがすべて産出しているので、 Gondwana 周辺海域のコノドントの研究では重要な位置を占めることになる。Salt Range から南部チベットまでの二疊・三疊系境界部を通覧すると、二疊系は浅海相を示す砂岩や砂質石灰岩からなり、また一部の地域では欠如しているのに対して、下部三疊系はどこでも石灰岩・泥岩の互層からなり、やや深い海の堆積相を示している。すなわち、Gondwana 大陸周辺域では中古生界境界において大きな環境の変化が急激に起ったことがどこでも認められ、それが生物群の変遷に大きな影響を与えたことがうかがえる。

堆積岩中有機物の続成～変成的変化の

地体構造的特性の数例について

相 原 安津夫 (九大・理)

堆積物の続成～埋没変成的変化の程度は、その中に固定された有機物の微細な変化でも判定・細分できる。それには、石炭顕微鏡下で由来植物部位 (macerals) を識別したうえ、特定マセラルで測定せねばならない。材由来の vitrinite の反射率 (Ro) は、被熱経過で増す C% と対応できているので、有機変成度指標に適する。わが国で夾炭層準の多い古第三系を中心に、新第三系・白亜系も含め、Ro の各種変化を調査し、深度上昇率 (Ro 勾配) が現在も低熱流量域にある日高前縁沈降帯で低く、これと対照的に高熱流量域にある東北裏日本や西南日本内帯で高い傾向を見出し、日本列島新生界の地体構造と地殻熱構造を反映した特徴的変化形態であることを指摘できた。

調査対象を拡大し、中・古生界非夾炭堆積物中に分散する石炭化植物片も扱っているが、地域が点在し、有機変成反応時間が長引き、被熱履歴も複雑化しがちなため、全体的総括には時間がかかる。日本列島全体の造山帯内での構造の差以上の、さらに大規模な構造特性の差は、海外試料によらねばならぬ。古生界安定卓地の Moscow 盆地、Angara 盾状地南西延長陸棚の Kuznetsk 炭田、Eurasian 古生界安定陸棚の Pennsylvania 炭田とその東延長の Appalachia 造山帯内の無煙炭々田、韓半島沃川褶曲帯中の三陟炭田など、構造特性のある古植代炭を現地調査の機会ごとに採取した試料の測定結果を報告する。安定卓地で埋没と被熱の遅れた Moscow 盆地は $Ro = 0.3 \sim 0.5$ の続成領域で、他は埋没・被熱とも進み、Catagenetic から metagenetic で造山帯内では metamorphic に達する。変成域では光学的異方性が著しくなる。今夏採取できた Kuznetsk 炭田の試錐試料での Ro 勾配調査や、近く中国の数炭田で採取できる予定の中・古生界炭で、大陸内・大陸間の地体構造の差を表わす変化のほか、日本列島との比較も可能な資料を増せる。後日それらを含めて報告する予定である。

学 会 記 事

(1) 懇 親 会

10月6日(午後6時より)、学術講演会に先立ち愛媛大学学生会館で開かれた。

参加者46名。愛媛大学桃井齊先生の司会で始まり、西日本支部長山口大学村上允英先生の挨拶、関西支部大阪市立大学市原実先生の乾杯のあと、準備された4テーブルで行なわれた。当日開催された「四国の地質構造発達史討論会」のあとを受けて、予想外の盛会で狭い会場は一杯となり、親睦を深めることが出来た。

(2) 学術講演会

期日 昭和59年10月7日(日)

会場 松山市文京町2番5号

愛媛大学理学部講義棟

講演数 35

出席者名簿(計106名)

相原安津夫	浅倉 健一	石井 秀明	石田 啓祐	市川浩一郎	市原 実
今村 忠彦	岩内 明子	岩崎 正夫	小笠原恵子	大高 弘明	大塚 勉
大塚 裕之	大野 裕記	岡井 淳	岡村 眞	鹿島 愛彦	加治 敦次
勝田 毅	金子 光広	金子 良枝	金山 清一	鎌田 泰彦	唐木田芳文
川沢 啓三	川添 晃	木戸 通男	木村 公志	木村 学	北沢 久和
久門 賢治	公文富士夫	楠 利夫	桑原 英了	小島 丈兒	小林 正夫
上阪 佳史	紺田 功	近藤 寛	佐々木陽子	佐藤 信次	清水大吉郎
須鎗 和巳	鈴木 堯士	鈴木 博之	鈴木 盛久	瀬川 浩司	関根 良弘
関谷佐登美	田代 正之	田中 均	高須 晃	高橋 治郎	武田 賢治
武田 東洋	棚部 一成	佃 栄吉	都築 芳郎	鼓 麻希	土井 浩治
常磐井守興	徳岡 隆夫	富永 良三	友沢 悟	豊田 英義	鳥海 光弘
仲 二郎	中川 康一	中島 浩一	中島恒次郎	永峰 良則	西園 幸久
二宮 俊子	野井 英明	野田 光雄	波田 重熙	端山 好和	橋本 光男
長谷 義隆	長谷川修一	服部 弘通	花田 亮二	原 郁夫	福島 和子
袋瀬 六松	堀 利栄	堀川 滋雄	松尾 秀邦	松岡 篤	松川 正樹
松木 宏彰	松田 誠司	松田 哲夫	松田 智子	松本 達郎	三木 孝
三木 雅子	満塩 博美	宮本 隆実	村上 允英	桃井 斉	森 浩介
柳沢 秀樹	藪下 和大	吉倉 紳一	渡辺 暉夫		