

日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 90

1981年12月20日

日本地質学会関西支部（大阪市立大学理学部地学教室内）

日本地質学会関西支部例会および講演

日本地質学会関西支部の1981年第1回例会は、富山地学会（藤井昭二会長、123名）との合同例会として初めて北陸で開催された。まず10月24日（土）午後1時より講演会が富山大学理学部で開かれ、42名が参加した。プログラムは以下の通り。

1. 応力場のゾーニングについて、竹内 章（富山大）
2. 香川県三豊層のスキヤマゾウ産出層準とその花粉分析、古市光信（香川県自然科学館）
3. 高知県佐川地域秩父累帯南帯の中・後期ジュラ紀放射状化石群集、松岡 篤（大阪市大）
4. 丹波層群のI層中に含まれる小規模チャート岩体の地質時代、石賀裕明（大阪市大）・丹波地帯研究グループ
5. 美濃帯犬山地域のジュラ紀放射状化石 *Unuma echinatus* 群集、八尾 昭・松岡 篤（大阪市大）
6. 中部地方の中生代古地磁気、広岡公夫・伊達哲弘・酒井英男（富山大）・中島正志・服部 勇（福井大）
7. 東アジアのジュラ紀変動、市川浩一郎（大阪市大）
8. 朝鮮北部の第三系と日本海の形成、清水大吉郎（京都大）
9. 志摩半島中央部・五ヶ所一安楽島構造線で見いだされた角閃岩について、寺島禎一・吉倉紳一（高知大）
10. 中部地方小川花こう閃緑岩体の岩相分化、赤

羽久忠（富山市科学文化センター）

11. 牛首断層について、宇井啓高・飛田登志美・泉 裕子（富山大）

12. ラッカー・ピアの製作について、藤井昭二・丸山卓哉・吉井亮一（富山大）・松島 洋（高岡高校）・竹村利夫（北陸工専）

同日は午後6時から北陸富山の味を囲んで懇親会が開催され、支部活動の紹介・会員の自己紹介などを通じて和やかに親睦を深める中で、今回新たに支部登録をする会員もいた。参加者は16名。

翌25日は、北陸特有の肌寒い雨天について、予定通り跡津川断層北東部の巡検が行われた。標高1200mを超える現地（富山県大山町有峰地籍の真川流域）では冷たい雨が途中で雪に変わったが、A級活断層のジャンボ露頭を目の当りにしてこの断層の生成時期や活動史、周辺の湖成層の堆積環境（周氷河説・断層堰塞説）と年代（完新世説・更新世末期説・鮮新世説）などの問題について熱い議論が交わされた。有峰湖畔での遅い昼食を済ませた頃には天候も回復しはじめ、飛騨ナイスの白い絶壁を色どる紅葉に見送られて、5台に分乗した18名は和田川沿いに下山した。

（竹内 章 記）

例会参加者

赤羽 久忠・石川 郁男・石賀裕明・市川浩一郎
宇井 啓高・内山 悟志・小畑正明・大崎 瑞恵

大野 忠廣・大前 真・金井 博之・川崎 一郎
 小杉 直美・小林 啓昭・佐伯 宏・酒井 英男
 笹倉 嘉人・清水大吉郎・塩原明男・渋谷 秀敏
 田中 守・高田 郁子・高橋 享・竹内 章
 竹村 利夫・谷 祐史・寺島 禎一・長尾 宏行

永原 信彦・広井 美郎・広岡公夫・福田 睦寿
 藤井 昭二・藤縄 禎郎・古市光信・前田伊通子
 松岡 篤・宮田 隆夫・八尾 昭・安本 郁代
 山田 淳夫・吉倉 紳一 (以上42名)

講 演 要 旨

応力場のゾーニングについて

竹内 章 (富山大)

日本では現在の地殻応力場について、原位置(地山)応力測定・地殻歪の測定資料・地震の発震機構・活断層のスリップセンスなどから主応力軌跡の比較的詳しいマッピングがなされている。また地質時代の広域応力場についても、岩脈法その他の手法での復元が試みられている(ニュージーランド, ユーゲ海, 北米, 日本など)。

最近、島崎(1977)、江口(1981)は、日本を含むユーラシアプレート東部地域の σ_{Hmax} 軌跡がほぼなめらかに連続するパターンとなり、これがインド亜大陸の衝突によることを指摘している。一方、刈(1979)、竹内ほか(1979)、小林(1980)は、区域応力場あるいは応力区という概念を用いて、大陸内部でのプレート内(テクトニックブロック間)テクトニクスによる広域一様場の調整作用、あるいは島弧と海洋のプレート間テクトニクスによる「ペアの区域応力場」の発生などを扱えようとしている。結局これは、いわゆる変成相分帯などと同じように応力場のゾーニングさらには“変動分帯”を行う訳である。帯状構造(zonation)はもともと空間(地理)的なものであるが、その時間(歴史)的变化を追跡することによって、テクトニック応力場の成因についての理解を深めることができるであろう。

このような方向で当面検討すべき課題として日本周辺では次のものが興味深い。

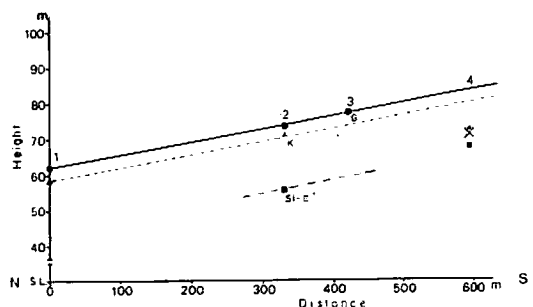
1. 衝突地域(ex. 伊豆半島)の応力場は圧縮性ではないこと。
2. 現在の本州における東西圧縮性応力場は果して東から西へ波及したか?

3. 海洋プレートの間歇的運動と島弧応力場のエピソード、さらに黒鉱・外帯花崗岩類との関連。
4. 島弧テクトニクスのサイクル、とくに内弧積成盆のライフサイクル。
5. 応力場の境界部での精密ゾーニングと地震予知。
6. 太平洋プレートの運動に起因する応力場はユーラシアプレートのどこまで広がっているか。

香川県三豊層産スギヤマゾウの産出層準とその花粉分析

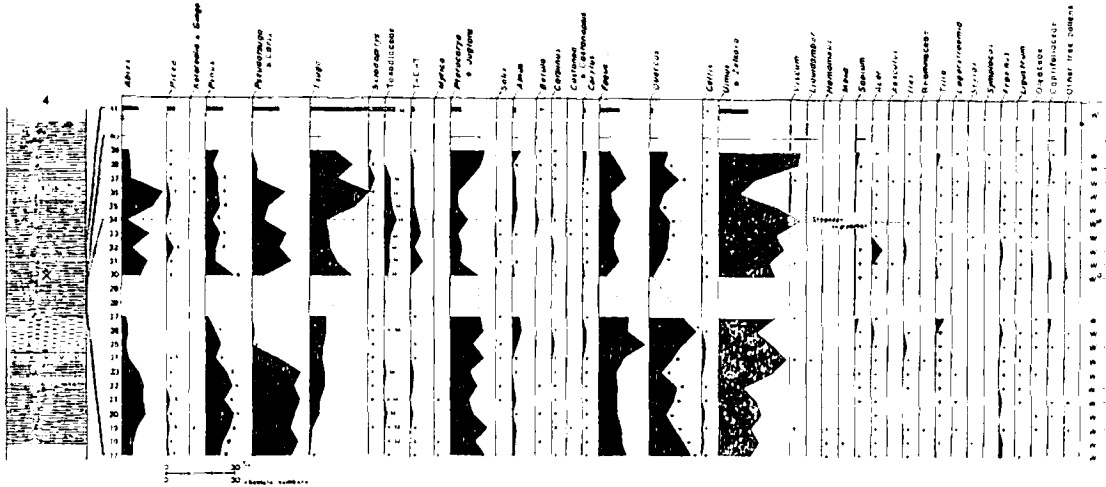
古市光信 (香川県自然科学館)

香川県の鮮新-更新世堆積物三豊層はスギヤマゾウを産出する。模式標本(TOKUNAGA, 1936)を含め数ヶ所から知られているが明確な産出層準は不明であった。今回、三豊郡山本町亀田産の臼齒(古市ほか, 1978)に限るが、初めて産出層準を明らかにし、同時に花粉分析を行うことができた。その化石産出層準は、産出付近に鍵層として広く分布するゴマシオ火山灰(古市, 1981)の露



第1図：火山灰の露頭海拔高度

●：ゴマシオ火山灰(G), ▲：カリユウ状火山灰(K), ■：シリシアス火山灰Ⅱ'(Si-II'), ×：Stegodon sugiyamai, 1～4：露頭番号。



第2図：スギヤマゾウ産出層準の樹木花粉頻度分布図

試料番号34：スギヤマゾウ産出層準，*Pinus*—※：五葉松型花粉を含む，*Picea*—≡：*P. horibai* 型花粉を含む，*Taxodiaceae*—M：*Metasequoia* 型花粉を含む，*Quercus*—※：常緑型花粉を含む，W：水性植物花粉，W[⊙]：*Menyanthes* 型花粉を含む。

頭近跡から、その火山灰下約14.5m、シリシラス火山灰Ⅱ'（恐らくシリシラス火山灰Ⅱに対比される）の上位約3.5mからであることがわかった（第1図）。筆者も同地点から長さ約8cm、径約2cmの骨片を採集した。第2図の試料番号34がその相当層準である。

花粉分析の結果（第2図：試料採集は番号41を除き全て10cm毎である）、スギヤマゾウは *Ulmus* & *Zelkova* - *Quercus* - *Fagus* - *Pterocarya* & *Juglans* などの広葉樹、*Pseudotsuga* & *Larix* - *Abies* - *Pinus* - *Tsuga* などの針葉樹で代表される一連の花粉組成の中からである。ところで化石の産出がオリジナルなものであるとしても、絶滅種を含む地質時代の分析資料から古植生・古気候推定の問題点は吉良（1954）の指摘するところである。しかし、敢えて言うならば、寒冷系の *Picea* が極めて低率で暖温帯系の常緑 *Quercus* が僅かながら大部分の試料から検出されていること、*Pseudotsuga* & *Larix* は三豊層産の大型植物化石（*P. japonica*）からしてほとんど前者のものと考えられることなどより、暖温帯上部～冷温帯下部の植生気候下にあったことが推定される。しかしながら、現生のトガサワラ林（山中、1975；平田、1975）にモミヤツガなどはあってもニレや

ケヤキ属、またコナラ属などの優占はなく、花粉分析結果と一致しない点、問題は残る。地質時代はメクセコイア消滅期に相当する。

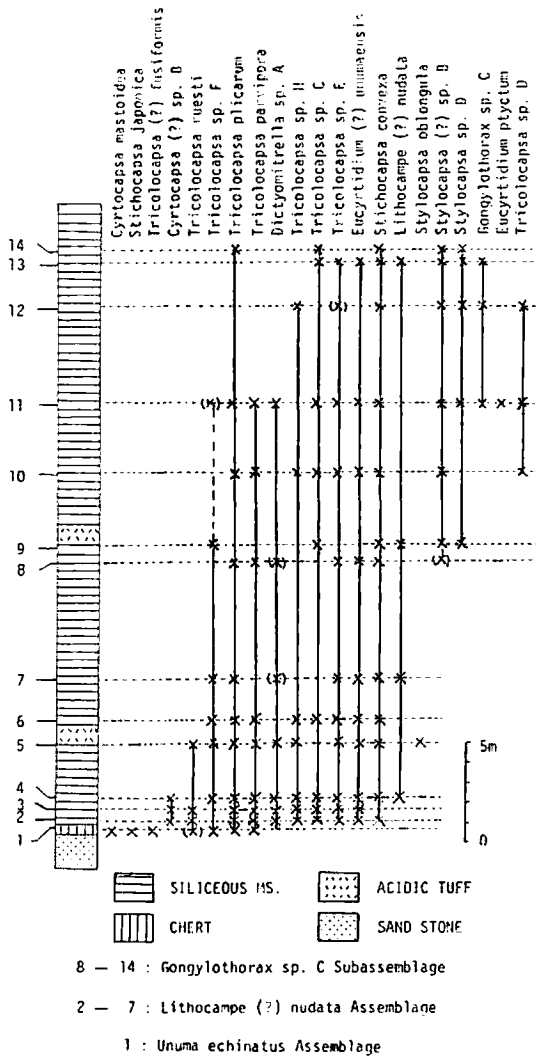
高知県佐川地域秩父累帯南帯の中・後期ジュラ紀放散虫化石群集

松岡 篤（大阪市大）

高知県佐川地域の中・後期ジュラ紀放散虫化石群集については、下位より、*Unuma echinatus* 群集（以下 *U. e* 群集）、*Gongylothorax* sp. C - *Stichocapsa* sp. C 群集〔*Gongylothorax* sp. C 亜群集と *Stichocapsa* sp. C 亜群集に細分される〕（以下 *G-S* 群集）、*Dictyomitra* sp. B - *Dictyomitra* sp. A 群集〔*Dictyomitra* sp. B 亜群集と *Dictyomitra* sp. A 亜群集に細分される〕が報告されている（松岡・八尾、1981）。

佐川地域の西山層（蔵田、1940）分布域の4地点、および、仁淀地域の西山層相当層分布域の1地点について放散虫化石群集解析を行った結果、*U. e* 群集と *G-S* 群集との間に、新たに *Lithocampe* (?) *nudata* 群集（以下 *L. n* 群集）を識別した。

L. n 群集は、層理の発達した珪質泥岩から産



第3図: 佐川地域柳瀬川上流における柱状図と産出放散虫化石

U. e 群集を産するチャートは、みかけ下位の砂岩および上位の *L. n* 群集を産する珪質泥岩と堆積接触関係にある。しかし、チャートとみかけ上位の珪質泥岩とは岩相が著しく異なり、産出する放散虫化石の種構成も大きく異なる。

し、その層厚は、佐川地域柳瀬川上流では約10m、仁淀地域では40m+である。

L. n 群集は、*Lithocampe* (?) *nudata* KOCHER, *Stylocapsa oblongula* K., *Cyrtocapsa* sp. B などの特徴づけられる。*L. n* 群集には、*Unuma* sp. B, *Archicapsa* sp. A などの *U. e* 群集との共通種がみられるが、*Unuma echinatus* ICHIKAWA and YAO, *Unuma typicus*

I. and Y., *Cyrtocapsa mastoidea* Y., *Tricolocapsa* (?) *fusiformis* Y., *Zartus* sp. などのみられない。*L. n* 群集には、*Eucyrtidium ptyctum* RIEDEL and SANFILIPPO, *Tricolocapsa* sp. C などの G-S 群集との共通種がみられるが、*Gongylothorax* sp. C, *Stichocapsa* sp. C, *Tricolocapsa* sp. B などのみられない。*Lithocampe* (?) *nudata* K. は *Gongylothorax* sp. C 亜群集にはみられる。

BAUMGARTNER *et al.* (1980) によると、*Stylocapsa oblongula* K., *Lityocampe* (?) *nudata* K. の産出上限は、それぞれ Oxfordian 前期、Oxfordian 中期とされている。*L. n* 群集は、中期ジュラ紀の終わりから後期ジュラ紀の始めを示す群集であると考えられるが、詳細は他の群集の年代論とともに現在検討中である。

第3図に高知県佐川町の南西部、柳瀬川上流での柱状図と放散虫化石の産出状況を示す。

丹波層群 l-一砂岩層に含まれる小規模チャート岩体の地質時代

石賀裕明 (大阪市大)
 丹波地帯研究グループ

丹波地帯中央部周山向斜内部に分布する l-一砂岩層には、小規模なチャート岩体がいくつか含まれている。以下にこれらの岩体の性質について述べる。P1 地点 (第4図) では黒紫色~赤紫色を呈する層状チャート岩体 (厚さ約5m, 側方延長約10m) が軽微なすべり面をもって砂岩層と接するのが観察される。このチャート岩体からは、ペルム紀前期を示す *Pseudoalbaillella* sp. A が得られた。P2 地点では灰緑色層状チャート岩体 (厚さ約4m, 側方延長約8m) が一部堆積接触関係を持ち砂質泥岩中に含まれているのが観察される。このチャート岩体は、*Follicucullus scholasticus* および *Fo. ventricosus* を産出し、中部ペルム系と考えられる。

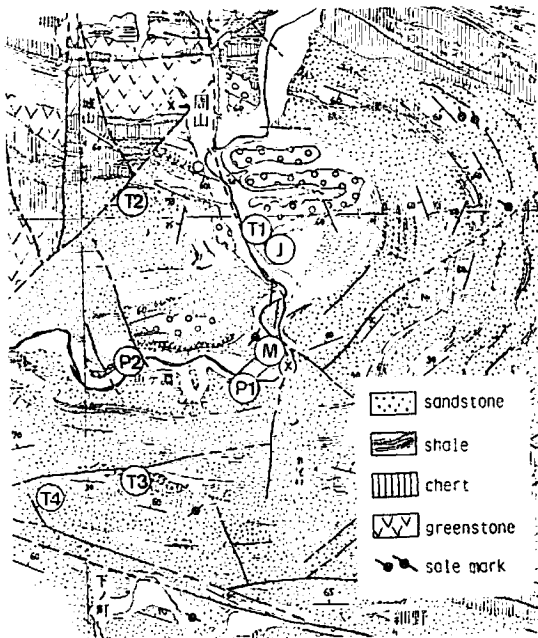
T2 および T4 地点では著しく破砕を受けた頁岩一砂岩層中にレンズ状~ブロック状チャート岩体 (大きさは50cmから20mまで様々である) が含まれるのが観察される。どのチャート岩体も赤

紫色を呈し, *Dictyomitrella* sp. B (YAO *et al.*, 1980) をはじめとす後期トリアス紀を示す放散虫化石を産出する. とくにT4地点のチャート層には緑色岩がともなわれている. M地点はモノチス化石産出地点である(下西・丹波地帯研究グループ, 1981).

砕屑岩の年代については河原谷入口(J地点)に分布する珪質岩より, *Archaeodictyomitra* sp. A, A. sp. B, *Stichocapsa* sp. など前期ジュラ紀を示す放散虫化石が得られている.

T1地点には上部トリアス系のブロック状チャート岩体が分布する. 今回このチャート岩体の北方5mの地点に以下に述べる露頭が認められ, 厚さ12mにわたり下位より, 赤色チャート, 赤色頁岩, 灰緑色泥岩, 雲母質シルト岩, 中粒砂岩への漸移的な変化が観察された. そして赤色チャートおよび, 灰緑色泥岩からはジュラ紀を示す放散虫化石が得られた.

このようにℓ-砂岩層中には, ベルム系およびトリアス系の小規模チャート岩体が含まれることが明らかになった. しかし, チャート岩体の周囲の砕屑岩の年代については, 今後のより詳細な検討が必要である.



第4図: ℓ-砂岩層中の小規模チャート岩体の分布およびモノチス化石の産地

美濃帯犬山地域のジュラ紀放散虫 *Unuma echinatus* 群集

八尾 昭・松岡 篤(大阪市大)

美濃帯犬山地域には, 4層のチャート層(CH-1~4; トリアス紀中世~ジュラ紀古世; YAO *et al.*, 1980)と, 珪質赤色泥岩, 黒色泥岩, 砂岩・泥岩互層などからなる砕屑岩層が分布し, 東西性の軸をもつ大規模なシンフォームをなす. 今回, シンフォーム南翼部の4地点(A地点: CH-2の南側, B地点: CH-2の北側, C地点: CH-3の北側, D地点: CH-4の南側)において, 砕屑岩中の放散虫化石の群集解析をおこなった. その結果, 以下の点が明らかになった.

B・D地点において, 下位から上位へ *Hsuum* sp. B群集(新称), *Unuma echinatus* 群集(YAO *et al.*, 1980), *Lithocampe* (?) *nudata* 群集(新称; 松岡, 1981)の3放散虫化石群集が連続して産出する. C地点では, *Hsuum* sp. B群集が欠如し, *Unuma echinatus* 群集を産する珪質赤色泥岩が, 下位のCH-3チャート層と軽微な断層で接する. A地点では, *Unuma echinatus* 群集を産する珪質泥岩(マンガン団塊を含む)が厚く(層厚50m以上)発達する.

Unuma echinatus 群集は, 層厚10数m~50mの珪質赤色泥岩, 一部の灰色・緑色泥岩およびマンガン団塊から産出する. この群集には150種以上の放散虫化石種が含まれ, *Unuma echinatus* ICHIKAWA & YAO, *U. typicus* I. & Y., *Diacanthocapsa normalis* YAO, *Tricolocapsa* ? *fusiformis* YAO, *Stichocapsa legiminis* YAO, *Cyrtocapsa mastoidea* YAO, *C. ? kisoensis* YAO, *Parvicingula* sp. E, *Andromeda* sp. B, *Hsuum* sp. C, *Podobursa* sp. Aや, その他多くの未命名種によって特徴づけられる.

下位の *Hsuum* sp. B群集は, 層厚10数mの珪質赤色泥岩から産出する. この群集は, *Hsuum* sp. Bで特徴づけられ, *Archicapsa* sp. A, *Tricolocapsa ruesti* TAN, *Protunuma* sp. Aなどを含む. 上位の *Lithocampe* (?) *nudata* 群集は, 主として黒色泥岩から産し, C地点では灰色

泥岩から、D地点では赤色泥岩、灰緑色凝灰質シルト岩からも産出する。これら産出層の厚さは、約30~60mである。*Lithocampe* (?) *nudata* 群集は、*Lithocampe* (?) *nudata* KOCHER, *Stichocapsa asiatica* ICHIKAWA, *Cyrtocapsa* ? sp. B で特徴づけられ、*Eucyrtidium ptyctum* RIEDEL & SANFILIPPO や *Dictyomitrella* sp. (MIZUTANI *et al.*, 1981 の *D.* sp. A と同種) を特徴的に伴う。この群集には、*Unuma echinatus* 群集との共通種も多く含まれる。

上記の3群集産出層の地質年代は、まだ不明であるが、BAUMGARTNER *et al.* (1980) のジュラ紀新世放散虫化石群との比較から、*Unuma echinatus* 群集は、ジュラ紀中世の群集である可能性が高い。*Unuma echinatus* 群集は、西南日本の内・外帯の従来上部古生界ないしトリアス系とされた地向斜相非変成砂屑岩層分布域の多くの地点から見いだされる。現在、この群集とジュラ紀古世放散虫化石群集との系統関係や、両群集産出層が親密な地質関係にあることが、明らかになりつつある。

中部地方の中生代古地磁気

広岡公夫・伊達哲弘・酒井英男 (富山大)
中島正志・服部 勇 (福井大)

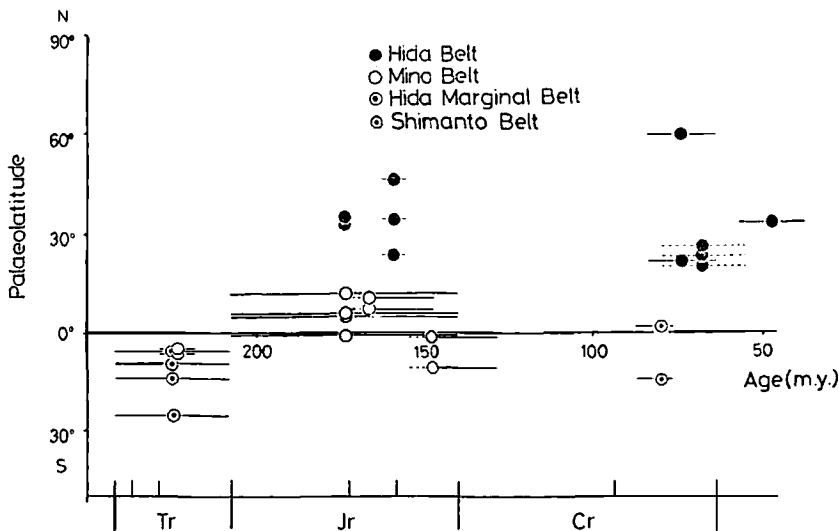
二疊紀からジュラ紀にわたると考えられる美濃

帯緑色岩類の古地磁気学的研究によって、異常に浅い伏角を有していることが見いだされ、これらの緑色岩類は、低緯度の赤道地域で生成、磁化した後に北上し現在の緯度に到達したと考えざるを得ないことになった (HATTORI and HIROOKA, 1977; 1979)。

一方、白亜紀の花崗岩類の残留磁化は、東北日本でも、西南日本の内帯でも現在と大差のない伏角を示している (KAWAI *et al.*, 1971) ので、大きな緯度変化があったとは考えられない。これらの古地磁気データを説明するためには、大規模な地塊の相対運動を考慮しなければならず、したがって、中生代は、日本列島形成史の上で極めて重要な時代であると言える。

中部地方は、北から飛騨帯、飛騨外縁帯、美濃帯、四万十帯など時代や性格を異にする地質区がきれいに配列しており、日本列島の形成史を編む上で、中心的役割を演ずることのできる地域にあたる。これら4地質区の古地磁気学的研究によって、その形成過程の一端が明らかになってきた。

古地磁気測定試料として、飛騨帯では船津型花崗岩類を富山県有峰地区2ヶ所と石川県宝達山4ヶ所から、また新期花崗岩類は富山県朝日町の小川温泉南方、岐阜県白川村、福井県越前町の3地域6ヶ所から採集した。測定結果は、越前町の1ヶ所を除いて、すべてきれいな正帯磁を示し、これらの花崗岩体の固結後の構造運動による傾動や



第5図：飛騨帯、飛騨外縁帯、美濃帯、四万十帯の古地磁気伏角から求めた古緯度

回転が無視できるとすると、花崗岩類は、現在とほぼ同じ古緯度で磁化されたことを意味する。

これに対して、飛騨外縁帯に属する本戸累層4ヶ所、美濃帯に属する関ヶ原、犬山、上麻生、飛騨金山の4地域10ヶ所、四万十帯の上部白亜系2ヶ所から得た試料の磁化測定の結果は、いずれも、地層面を水平にもどす bedding correction をほどした後の伏角は非常に浅い値を示すことが判明した。したがってこれらの地質区に分布する地層は、赤道地域の堆積盆で堆積、磁化獲得の後に現在の緯度まで移動したことになる。各地質区の伏角から計算された古緯度は第5図のようになる。

以上の結果は、赤道地域でできた外縁帯、美濃帯、四万十帯の地層は、次々と北上し、中生代を通じて現在と殆んど同じ緯度にあった飛騨帯に衝突あるいは付加して現在の中部地方ができ上がったことを示している。特に四万十帯では、上部白亜系になってもまだ赤道地域にあったことは、その後の北上の速度が相当大きなものであったことを示唆する。

東アジアのジュラ紀変動

市川浩一郎 (大阪市大)

いわゆる古生層からの中生代化石の最近の諸研究、とくにジュラ紀放射散虫のめざましい研究を通じて、西南日本では、内側の美濃丹波帯でも、外側の秩父累帯でも、従来の古生層中に海成ジュラ紀層の存在が確かめられ、かつその拡がりや層相の年代の変遷がある程度判明しつつある。それと共にジュラ紀(先白亜紀)変動の重要性が新たに注目されることとなってきた。さらに美濃帯における最近の古地磁気研究はジュラ紀中期までの遠岸性堆積物の低古緯度地域での形成を示している。これらの諸成果からかつて広大海域で形成された堆積物がジュラ紀末までには、ほぼ現在の西南日本域に集結したことが示唆される。広大海域の規模・性格についてはまだ不明確な点があるものの、ジュラ紀変動はこのような広大海域の縮小閉鎖過程の反映としてとらえられよう。

西南日本の断面として中部地方・近畿主部の、

飛騨帯から秩父累帯にわたる地域をとりあげる。中生代前半において、飛騨・宇奈月帯をアジア古大陸の活動的縁部とし、古領家帯・黒瀬川地帯を広大な美濃・丹波・領家海盆、三波川・秩父北帯海盆、秩父南帯海盆の間にそれぞれ介在する古島弧ないし微大陸片の列と位置づけるモデルから出発する。

秩父累帯北帯ではジュラ紀変動の過程が最近かなり判明してきた。紀伊半島西部では、ジュラ紀前・中期にかけて黒瀬川地帯下へ南斜するアンダラスト・パイルの形成(当時の海底斜面は北へ低下し、碎屑物質は黒瀬川地帯から北へ向い供給)により、海盆は閉鎖した。一種のサブダクションコンプレックスの形成である。三波川域でもほぼ同時代の、しかし逆のフェルゲンツを持つ、そして収束特性の多少異なる構造形成が期待される。海盆閉鎖・収束停止に引続き、ジュラ紀後期と推定される大洲・長浜時階のナップ形成があり、それは秩父北帯のかなりの部分にまで及んだ(佃ら、1981など)。美濃・丹波帯でもジュラ紀前期までのチャート相の卓越に対し、ジュラ紀後半での厚い陸源性碎屑物質の形成を経て、海盆が閉鎖消滅したことが最近の諸研究からうかがえる。

これら広大海域の縮小閉鎖は、ジュラ紀におけるプレートないしサブプレート間の複数列での収束によるものと解され、そのような収束の初期的位置としては、飛騨外縁域南縁、古領家帯南縁(共に南フェルゲンツ)および(少くとも部分的には)黒瀬川地帯北縁(北フェルゲンツ)があげられる。そして白亜紀初期以降の美濃・丹波帯、三波川帯、秩父北帯は、それぞれ特性の異なる収束コンプレックスとして位置づけられよう。

飛騨外縁帯の研究は近年急速に進歩した。飛騨外縁帯プロパーが何をさすかについては現在諸見解が流動的であるが、青海・蓮華帯とくにその外側の蛇紋岩ナップ帯(小松、1980)を形成した収束はジュラ紀のある時期まで及んでいて、ジュラ紀前期の来馬層群はその層相にもかわらず、広義の前弧盆堆積物である可能性はなからうか。中生代前半の美濃・丹波古海盆の縮小を収束による立場からは、その北縁以外には収束が期待できない。外側の二収束帯はジュラ紀前中期にだ

け活動的であった可能性があり、飛騨外縁帯に比べ期間が短かかったかもしれない。

飛騨・宇奈月帯の船津カコウ岩 (180 Ma \pm) はジュラ紀中期はじめの大陸縁の所産で、上記の一連のジュラ紀変動と時期的に対応している。さらに朝鮮では大宝カコウ岩の形成 (160 Ma) ならびにそれに先行するとされる大宝変動 (ジュラ紀中期) が近年明らかにされてきた。中国東部で古くから知られている燕山変動も、その提唱のもととなった北京西山付近では主変形期はジュラ紀初期ないし中期はじめとされている。

これら一連の、時期的に符合する事象は統一的に理解されるべきものであるが、西南日本での複数収束帯の状況からみても、これを単純古典的なサブダクションモデルで律することは到底無理である。市川・松本・岩崎 (1972) は、アジア大陸側の広域にわたる中生代酸性火成物質の形成をサブダクションの直接的帰結とはみず、その時期に大陸縁辺部に発生すると期待される断層帯が、大陸下の既存アセノスフェアからのマグマ上昇をうながしたとする考え方を示した。今回はジュラ紀変動にしばって言及したが、その前後の過程を含め、広域に認められる事象の統一的理解は今後の重要課題である。

朝鮮北部の第三系と日本海の形成

清水大吉郎 (京都大)

朝鮮半島地域は中生代を通じて大陸域であり、内陸盆地の形成と陸上での火成活動があった。新第三紀に入って、半島東縁に浅海の侵入があり、朝鮮北部の吉州・明川 (Kilju - Myonchon) 地域に海成層が堆積した。この地域の調査は1920年代に立岩らにより行なわれ、1925年には地質図幅が出版された。この間、立岩と協力して小川らによる火山岩の調査、横山による軟体動物化石の研究が行なわれた (1926, 1936)。横山はこれら化石を当時日本で知られていた門ノ沢層のものに対比したが、これらはその後日本各地に分布することが明らかとなり、中新世の海進を示すものとなった。

吉州・明川地域の第三系・明川層群は北北東一

南南西方向に日本海沿岸に細長く延びて分布し、北は清津付近に達する。横山はこの層序を区分し、汽水性から始まる海進海退の2サイクルを認めた。最上部は河成?の砂岩層で、象化石 *Goniatiterium annectens* の臼歯を産する。現在本層群は上述の方向の多くの断層によって地溝状の構造を示している。

横山は本層群のうち東縁の断層に接した部分はすべて礫岩相であるが、これは吉州層群の各層序にわたる同時異相を示し、これは、堆積当時から東側に急峻な陸地があったためと考えた。立岩も同じ考えに基いた断面図を示している (1976)。このことは、現在の地溝状の分布・構造は堆積時の状況を引き継ぐものであることを示す。本層群のこれらの構造は上を不整合に七宝山層群 (火山岩) でおおわれており、断層運動は、その上位層には及んでいないとされている。5万分の1地形図を見た限りではそれらの断層の新期の運動は認められない。

吉州層群の堆積の場となった盆地の形成はおそらく広い隆起を伴う東西方向の張力の場に起ったと考えられ、その方向の運動が継続して、現在の地溝状構造を作ったものと考えられる。吉州・明川地溝を西南方向に延長させ、半島を横切る構造線とする考えもあるが、古い構造は別として、新第三紀以降の運動としては適切でないと考えられる。むしろ、朝鮮半島東岸の地形や、それに隣る日本海西縁部の地形形成に類縁が認められよう。

現在の日本海北部の深海盆は大洋地殻からなり、新第三紀に入ってから形成されたことは多くの証拠から説かれており、その形成については侵食・陥没のメカニズムを考える意見もあるが、現在では沿海州・大和堆および日本が水平に開裂していったと考える人が多い。いずれにせよ、沿海州南岸・大和堆周辺および内部には東西方向の継裂が多く見られ、それらは日本海東部および西部 (陸上部も含めて) の南北に近い方向の構造とは、いちじるしい対照を示す。このように対照を示す構造が同一の運動によって形成されるのか、あるいは2段階の運動を必要とするのかは検討すべき問題と考える。

朝鮮の地質調査に長くたづさわられた立岩 巖

先生は近年大部の「朝鮮-日本列島地帯地質構造論考」を出版され、多くの埋れた資料を世に出されたが、我々の目を大陸の地質にまでむける機会を作られたものとして感謝したい。

志摩半島中央部・五ヶ所-安楽島構造線で見い出された角閃岩について

寺島禎一・吉倉紳一(高知大)

黒瀬川構造帯は、九州熊本県八代から四国を経て、紀伊半島西部まではその分布は明瞭であるが、紀伊半島中央部では現在までのところ、その存在は確認されていない。さらに、この黒瀬川構造帯の東方延長部は、志摩半島西部の五ヶ所湾から北東に延び、安楽島に至る蛇紋岩帯である五ヶ所-安楽島構造線に続くものと考えられている(浜田, 1963)。我々は現在、この五ヶ所-安楽島構造線の性格を、黒瀬川構造帯との比較検討から明らかにする作業を進めており、2、3の新知見を得つつある。

今回は、志摩半島中央部・磯部町築地西方の五ヶ所-安楽島構造線から見い出された角閃岩の岩

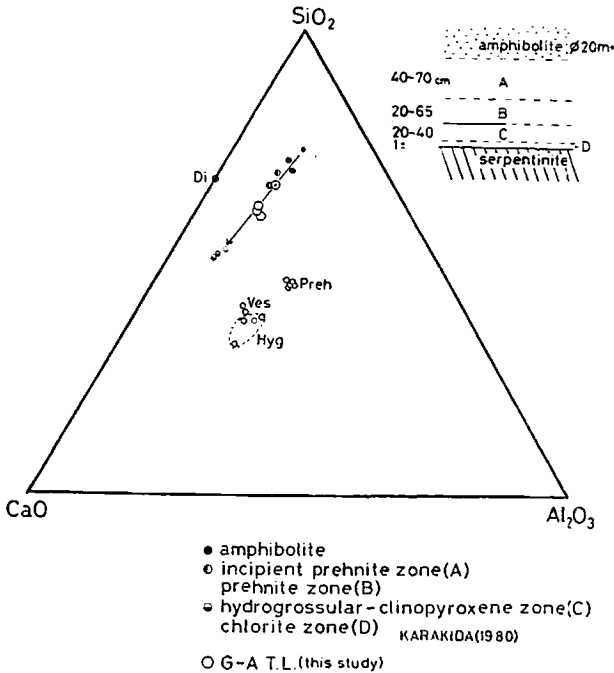
石学的性質について検討し、本岩が、黒瀬川構造帯のいわゆる寺野変成岩類に対比し得るものであることが明らかになったので、その概要を報告する。

五ヶ所-安楽島構造線は、安楽島付近では秩父累帯の北帯と中帯の間に位置し、九州や四国における黒瀬川構造帯と同様な地体構造区分上の位置を占めている。しかし、五ヶ所湾周辺では、中帯の諸層を切るようにして中帯内に分布しているのが大きな特徴である(坂, 1979)。浜田(1963)はすでに、五ヶ所-安楽島構造線に、黒瀬川構造帯を特徴づける三籠花崗岩類、寺野変成岩類、シルルーデボン系の酸性凝灰岩などに類似する小岩塊が、少量ながら見い出されると述べているが、詳細な検討はこれまでになされていない。

今回、新たに築地周辺の2ヶ所から角閃岩が発見された。この角閃岩は白亜系と考えられる砂岩と蛇紋岩をはさんで接して産し、両者は断層関係にあるものと考えられる。肉眼的には角閃石の定方向配列が明瞭な暗緑色、細粒~中粒の岩石である。

鏡下では主に緑色角閃石と斜長石を完全に置換したプレーナイトから成り、少量のスフェーン、マグネタイト、イルメナイト、方解石、エピドート、アパタイトなどを含む。角閃石は定方向配列が顕著で、この角閃石の定方向配列によって規定される構造に調和的にスフェーン、イルメナイト、マグネタイトが配列している。したがって、著しいプレーナイト化以前の本岩の鉱物共生は、角閃石-斜長石-スフェーン-イルメナイト-マグネタイト-(エピドート)であったと考えられ、緑レン石角閃岩相~角閃岩相程度の変成作用によって生じ、後に著しいプレーナイト化を受けたものと考えられる。

このようなプレーナイト化を受けた角閃岩の化学組成上の特徴を明らかにするために、岩石粉末試料をイリジウム・ストライプ・ヒーター上で溶融ガラス化したものをEPMAで分析し検討した。本岩の化学組成上の著しい特徴は、通常の角閃岩に比べ



第6図: SiO₂-Al₂O₃-CaO図

TiO₂, CaO に富み, SiO₂, Na₂O に乏しい点にある。

唐木田 (1980) は、熊本県八代市坪木ノ鼻の黒瀬川構造帯の蛇紋岩に包有される角閃岩 (寺野変成岩類の一メンバー) が、プレーナイト、ハイドログロシュラー、単斜輝石などに富むロジンジャイトに変化してゆく様子を記載している。この角閃岩は直径20mのブロックで、蛇紋岩との接触部からブロックの中心に向かって緑泥石に富む緑泥石帯、主にハイドログロシュラー、単斜輝石から成るハイドログロシュラー単斜輝石帯、角閃岩の斜長石が完全にプレーナイトによって置換されたプレーナイト帯、斜長石の一部がプレーナイトによって交代された初期プレーナイト帯の各反応帯が識別されている。

これらの各反応帯は、角閃岩が蛇紋岩との接触部に向かって次第にロジンジャイト化してゆく過程を示すものである。この角閃岩のロジンジャイト化に伴う全岩組成の変化は SiO₂-Al₂O₃-CaO 図によって良く示される。すなわち、角閃岩から初期プレーナイト帯を経て、ハイドログロシュラー単斜輝石帯に向かって全岩組成は次第に SiO₂ に乏しくなり、CaO に富むようになる (第6図)。唐木田 (1980) はプレーナイト帯の岩石の分析値は示していないが、本地域の角閃岩の分析値をこの図にプロットすると、初期プレーナイト帯とハイドログロシュラー単斜輝石帯の間、すなわち、プレーナイト帯の岩石がプロットされると期待される領域に落ちる (第6図)。

このように、本岩の鉱物組成、化学組成上の諸特徴は、唐木田 (1980) のいうプレーナイト帯の岩石のそれにきわめて良く一致する。したがって、本岩は角閃岩が蛇紋岩によって最終的にはロジンジャイトを生じるような Ca-交代作用を受け著しくプレーナイト化したものであると解釈することができる。また本岩は九州の黒瀬川構造帯で記載された蛇紋岩中の角閃岩ブロックの一部に岩石学的性質が類似することから、五ヶ所-安楽島構造線には、黒瀬川構造帯を特徴づける要素の1つである寺野変成岩類似の岩石が少量ながら存在することが明らかになった。

中部地方小川花こう閃緑岩体の岩相分化

赤羽久忠 (富山市科学文化センター)

小川花こう閃緑岩体は、周囲の母岩を貫き、ひとつの閉じた岩体である。

岩相は、中粒相・斑状相・細粒相が区別され、それらは、上下の方向に分化し、相対的上位に細粒相が、相対的下位に中粒相がそれぞれ位置し、両者の中間に斑状相が位置する。これらの分化は、小川岩体を構成するマグマの進入の後、主として斑晶斜長石と有色鉱物の fractionation によって行われたことが鏡下の組織および斑晶斜長石の累帯構造の研究より明らかになった。

各岩相と、塩基性包有岩、周縁相について主化学組成の分析を行った。これらは、ハーカーの変化図ではほなめらかな曲線に載る。SiO₂ 値は67% (中粒相)~76% (細粒相) 程度で、その trend は、結晶分化作用で説明できる。そして、細粒相の組成は、結晶分化作用の残液に相当する組成を表わしていると考えて矛盾がない。

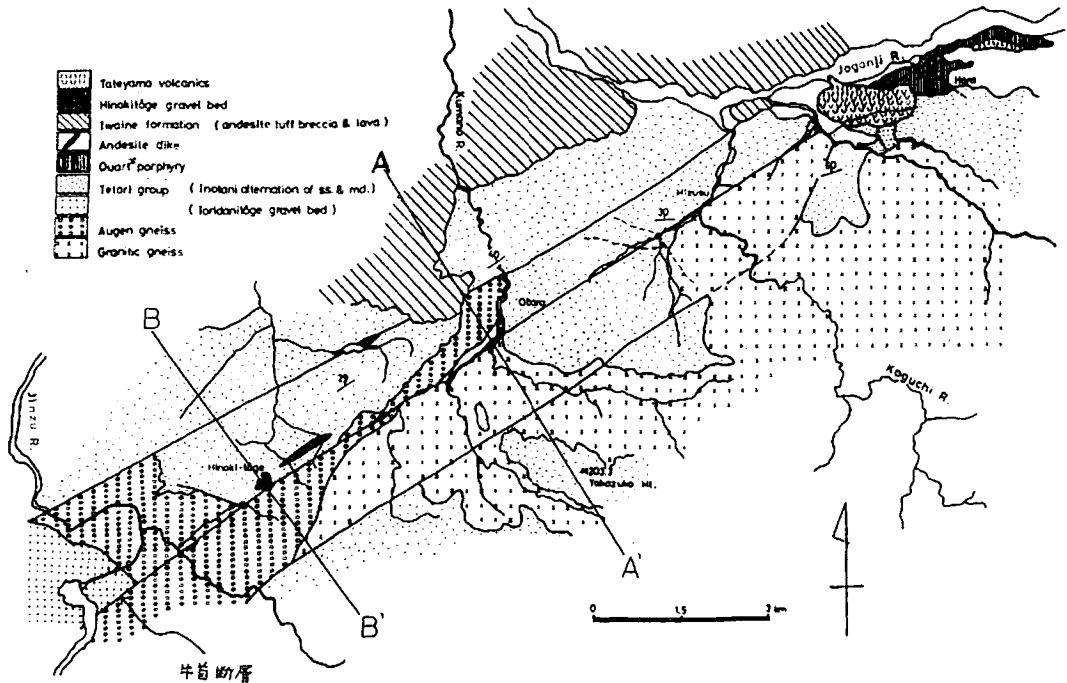
周縁相は、鏡下の組織より、進入の後、斑晶と石基との間に fractionation が起こらなかったと考えられ、主化学組成も SiO₂ 71% 程度で、中粒相~細粒相の分布の中間的な組成を示している。これらのことは、周縁相が小川花こう閃緑岩体を形成したマグマの進入時の組成を表わしていると考えられることができる。

小川花こう閃緑岩体は、SiO₂ 71% 程度のマグマが進入し、上下方向に結晶分化することによって各岩相が形成されたと考えることができる。

牛首断層について

寺井啓高・泉 裕子 (富山大)
飛田登志美 (立山中央小)

飛驒山地北部には跡津川断層の他に、北東-南西にのびる牛首断層が知られている。これは跡津川断層の北約 10km をほぼ平行に走るもので、延長 60 km (牛首峠-亀谷)、北へ 80° 前後の傾斜をもつ。今村外治 (1937) が薄波・河戸断層としたものは、この一部である。



第7図：地質図 A-A', B-B' は断面線 (略).

第7図によれば、眼球片麻岩と片麻状花崗岩との境界は、右横ずれで2 kmほど変位している。また、牛首断層を挟んで北側が相対的に300mほど低くなっているため、垂直変位量と水平変位量との比は7:1くらいである。牛首断層の活動時期は、第四紀の立山火砕岩類を切っていないことや、今のところ段丘堆積物を切っている証拠がないことから、確実な活断層とはいえない。しかし、今回の牛首断層東部地域の調査では、小河川の屈曲が数ヶ所で認められたので、推定活断層と考えたい。

牛首断層主断層の露頭は、今のところ見つからない。亀谷(第7図の立山火砕岩類分布地の西側)には、主断層に平行すると思われる断層の露頭がある。断層面がN65°E, 80°Nで、断層粘土は灰-黒色、厚さ5 cmほどである。これは片麻状花崗岩を切り、これより北には珪質石灰片麻岩、黒雲母片麻岩などの片麻岩類が露出し、南には5 mほど離れて手取層群の砂岩が見られる。

亀谷露頭では、1980年7月9日以来継続して、ラドンαトラック法による観測を行なっている。

地震のデータは上宝村の京大地震観測所、和田博夫氏から得た。αトラック法とは、Rn(半減期3.8日)のα崩壊によって飛び出すα粒子の飛跡を、特殊フィルムで捕え、その飛跡数によって地下の様子を知ろうというものである。亀谷露頭が主断層上のものではないこと、αトラックフィルムの露結、地震データのとり方、気象条件との関係など、複雑な要因が絡みあって、今のところαトラック数と地震とに有意な関係は認められない。

今村外治(1937)神通川流域の地質について。富山博物同好会誌, No.3: 59-69.

ラッカーピア (Lacquer Pier) の製作

藤井昭二・吉井亮一・丸山卓哉(富山大)
松島 洋(高岡高)・竹村利夫(北陸高専)

1977年、オランダの地質調査所で沢山の露頭断面のコピーが階段の踊り場にあるのを見た。オランダは海面下の土地が多く、良い露頭ができて、やがて埋められてしまう。そこでそれを保存

するため、ラッカーピアの技術が発達した。これの良い点は地層の細かな情報を写真より詳細に写しとれ、現物にふれることができる点である。また、地層を展示できるという点でもすぐれている。日本でも四紀の地層、火山灰、活断層の露頭などの保存に大きな役割を果たすものと思われる。

日本では筑波大学の氷塚鎮男先生がラックフィルムとして土壌断面を手がけている。氷見市十二町瀧の断面を作る時も同先生に多くの教えをうけた。

<用意するもの>

器具：シャベル、壁塗りのコテ、巻尺、1ℓの口付きビーカー、レース地のカーテンまたは綱（綱戸用）、ベニヤ板、角材、ハサミ、ナイフ、ハケ。

薬品：ニトロセルローズラッカー、シンナー、木工ボンド、ラッカープレー。

<方法>

1. 土壌断面の作製

保存したい断面の新鮮面をある角度（30—60°）で平面を作る。平面のふちに巾、深さ5～10cmの溝を作り充分に乾燥させる。

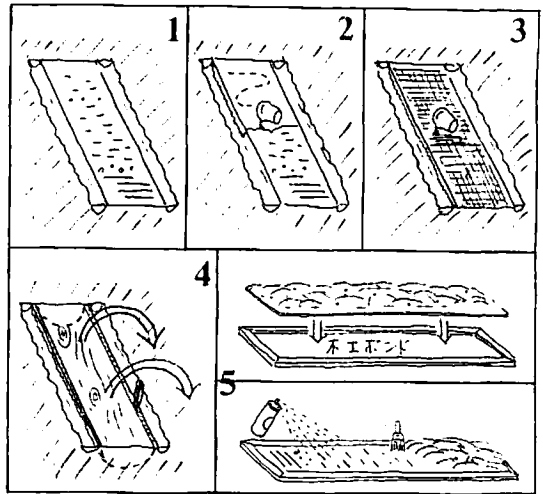
2. ラッカーの塗り方

充分に乾燥した後（夏で2時間位）、ビーカーに適度にうすめたラッカをいれ、ラッカーを断面の上部からそそぐ。泥質のものほど薄くする。（十二町瀧の時は40×200cm²のを4本つくるのにニトロセルローズを1カン、うすめないで使用した）。

ビーカーを左右に動かしながら均一な平面ができるようにすることが大切である。ラッカーの厚さ3～5mm。

3. 芯入れ

大体1時間後ラッカーが乾きはじめたとき、補



第8図：ラッカーピアの作製
1～5は本文の番号に対応。

強用のレース地のカーテンあるいは綱をのせ、上から再度、さきの要領でラッカーを塗装する。

4. ラッカーピアの採取

約6～8時間後、ラッカーが固まり膜ができた頃、固まったラッカーの不用部分をナイフで切り取り形をととのえる。必要に応じて採取しやすいように分割する。ラッカーピアにベニヤ板をあてながらまわりから掘りおこすように露頭からひき離す。この際、膜面のみをはがそうとせず、十分な土をつけたままで良い。

5. マウンティングと仕上げ

取り出したラッカーピアを、棒をつけたベニヤ板に木工ボンドで張りつけてマウントする。ボンドが充分乾いたらラッカーのついていない土をハケ等で払いおとす。

剝脱するのを防止するためラッカーをスプレーで表面にまく。

氷塚鎮男 (1971) ラックフィルム(薄層土壌断面標本)の作製法. ペドロジスト, Vol.15: 103—107.