

日本地質學會
關西支部報 No.15

四國部會德島大會特集号

1953年2月10日

講演題目

(1952年10月19日 於德島)

- | | |
|---|---|
| (1) 島根炭田の層序學的並に花粉分析學的研究 | 高知大學 甲藤次郎、中村純 |
| (2) 長崎縣西彼杵郡元越滑石鑛床に就いて | 愛媛大學 内田義信 |
| (3) 道後溫泉の研究 | 愛媛大學 豊田英義 |
| (4) 再び四國沖地震の原因について | 高知大學 澤村武雄 |
| (5) 古沖積層と關東ローム | 香川大學 田上政敏 |
| (6) 德島縣櫻谷木頭地方のトリアス系について | 大阪市立大學 市川浩一郎 |
| (7) 香川縣に於ける花崗岩の風化について | 香川農科大學 齋藤實 |
| (8) 愛媛縣興居島附近の地質 | 愛媛大學 堀越和衛 永井浩三 |
| (9) いわゆる領石相と物部川相とについて | 東京大學 山下昇 |
| (10) 正逆の觀點より考察した未詳層群(四國外帶)の種々の地層面の形態について(幻燈使用) | 高知大學 甲藤次郎 |
| (11) 愛媛縣三瀧山・寺野地域の地質について(幻燈使用) …… 黒瀬川構造帯の研究(その4)…… | 大阪市立大學 市川浩一郎
大阪市立大學 石井健一
德島大學 中川衷三
德島大學 須鎗和巳
東京大學 山下昇 |

報 告 記 事

徳島大會は、縣教育委員會、縣教育會、縣地學研究會、縣高等學校・中學校・小學校教職員組合、東邦レーヨン株式會社、東洋紬絹株式會社の絶大な支援により盛大に開催することができた。

卷頭に先ず深謝の意を表したい。又このたびの普及講演會及學術講演會、地學に對する縣下の人人の理解を深めるために、特に認定講習を行つたが100名に近い參集者を得て、主催者側としても満足した次第である。これを1つの大きな轉期として、一層の普及活動をやつてゆきたいと考えている。

(世話人一同)

1. 出席された日本地質學會會員

愛媛	……	豊田 英義	堀越 和衛	内田 義信	大野作太郎
香川	……	田上 政敏	齋藤 實		
高知	……	澤村 武男	中村 慶三郎	甲藤 次郎	
京都	……	松下 進			
大阪	……	池邊 展生	市川 浩一郎		
東京	……	山下 昇			
徳島	……	中川 衷三	須鈴 和巳	篠原 勇	(敬稱略)

2. 行 事

10月18日 地學普及講演會並幻燈大會(於學藝學部)

演題並演者	日本の新生界	池邊 展生
	地質時代の氣候	松下 進
	幻燈解説	山下 昇
	〃	中川 衷三

10月19日 學術講演會(於同上)(尙題目、内容、演者、別項の如し)

10月20日 勝浦川盆地の古中生界(含ゴトランド紀層、並變成岩火成岩)

後記：山下昇氏の講演要旨は原稿未着のため省略しました。

(1) 島根炭田の層序學的並び

に花粉分析學的研究

甲 藤 次 郎 (1)

中 村 純 (2)

序 言

島根炭田とは、島根縣飯石郡三刀屋町、同郡鍋山村、簸川郡種原村の各一部を占める。本地域で嘗つて稼行された炭鑛としては、島根炭鑛（舊島根報國炭鑛）、出雲炭鑛及び中國炭鑛があり、面積約13.7平方杆を占める。炭層が模式的に發達するのは島根炭鑛高窪であり、木次線木次驛の西北約4.3杆に位置する。島根炭鑛の採炭は昭和21年頃より事業は漸く軌道に入り、同23年3月より同24年5月にかけて出炭量も月産1000噸乃至1400噸に達し、同23年5月には山元と木次驛間に4.2杆の索道も竣工し、又同年9月に筆定炭鑛に指定せられる等山陰鑛工業界に注目をひいた。然し乍ら同24年6月より出炭は急激に減少し、同25年12月鑛業權の移動後26年11月休山の止むなきに至つた。

昭和19年以降同26年迄の出炭量は41,923噸である。

出雲炭鑛は高窪の西南約2杆にあり、三刀屋町との間に約4.5杆のトラック道を通じ、昭和21年1月より同24年11月休山に至るまでの出炭量は7,479噸である。中國炭鑛は高窪の西南西約4杆にあり、出雲今市驛との間にはバス道路が通じ、昭和21年9月より同24年10月休山する迄の出炭量は3,327噸である。

甲藤は地質調査所大阪支所在職中、昭和21年9月に中國及び出雲炭鑛を又昭和23年9月に島根炭鑛を調査した。前記2炭鑛については、短期間であつたがその急速な開發に即應する爲操炭抗道及び試錐の位置決定に主力を注ぎ、島根炭鑛は炭層の賦存状態を明らかにしその埋藏量を算定することに主眼を置いた。

本調査の目的はこれらの3炭鑛の既調査を基礎として、相互の地質關係を明かにし、更に花粉分析を應用することによつて、炭層の對比、炭質と古氣候の關係、及び堆積環境等について言及せんとするものである。本研究に當つては地質調査及びサンプリングを甲藤が行い、中村は花粉分析を行い、その總括には両者が當つた。

層 序

堆積岩類は、地質構造に左右され基盤岩類中に夫々孤立して分布し、各地區によつて岩相及び層厚を多少異にするが、層位學並びに花粉分析結果より、本炭田の地質系統並びに山陰地方標準層序との對比は下記の通りである。

(1) 高知大學文理學部地學教室

(2) 同植物學教室

島 根 炭 田

甲藤・中村 (1952)

標 準 層 序

富田、酒井 (1937)

玄武岩、複輝石安山岩

複輝石安山岩類

家 内 層

大 森 層

高
窪
層
群
、
上
部
夾
炭
層

下
部
夾
炭
層

玉 造 統

輝石安山岩、角閃安山岩

基盤岩類

西谷層

石 英 斑 岩、石 英 粗 面 岩

石英斑岩及び石英粗面岩は本地域の基盤をなし、前者はその東半部を占め、後者は西半部を占める。両者の関係は漸移する様である。西谷層は島根炭鑛の西谷に露出し、石英斑岩上に層厚10米以上あつて主として花崗質砂岩よりなり石英斑岩及び安山岩の礫を含み、輝石安山岩によつて不整合に被覆せられる。本層は最近今村外治氏等によつて報告されている先玉造の地層と對比されるものであろう。基盤岩類及び西谷層を被覆して輝石安山岩、角閃安山岩の迸出があり島根炭鑛、中國炭鑛に廣く分布する。これらの岩類を基底として堆積岩の累層があり、不整合によつて下位より高窪層群及び家内層に分けられる。高窪層群は更に不整合によつて上部夾炭層及び下部夾炭層に分けられる。下部夾炭層は層厚7~53米で、下部より凝灰岩部層、礫岩部層及び頁岩部層に分けられる。凝灰岩部層は島根炭鑛と中國炭鑛の各一部に露出するに過ぎないが、前者は12米内外、後者では30米内外に達する。礫岩部層は厚い所で25米内外に達するが、本層を缺くことも稀でない。頁岩部層は島根炭鑛で最高37米に達するが、その他の地區では一般に薄く、且つ上部夾炭層或いは家内層との不整合によつて著しく侵蝕を蒙ることがある。本層中に炭層を挟在し隴行の對象となる。

上部夾炭層は主として頁岩よりなり基底礫岩及び下位に炭層を挟む。基底礫岩は厚さ1米内外で粗粒砂岩よりなり小礫を含む。炭層は主として炭質頁岩よりなり隴行の對稱とはならない。上部夾炭層と下部夾炭層の不整合は層位的には顯著であるが、花粉分析によれば time group は著しくない。

家内層は高窪層群を不整合に被覆し、層厚は最大75米以上で、主として凝灰質砂岩或いは礫岩よりなる。家内層を更に不整合に被覆して玄武岩、複輝石安山岩の迸出がある。

地 質 構 造

堆積岩類は多くの斷層によつて基盤岩類に挟まれて夫々孤立して分布しその相互關係は詳かでないが、一般に地層は各分布地で Basin structure を推定せしめる走向、傾斜を示し、その中心部と思はれる附近で地層は最も厚く、邊緣部では一般に薄く且つ不整合の爲にその下位の地層は中心部に比し侵蝕を蒙ることが多い。

主なる斷層はE-W方向及びNE-SW方向の斷層で、後者が前者を切つている場合が多く、その特徴は地溝狀構造を呈することで、高窪、西谷、角谷等はその好例である。之等の斷層の落差

は20米乃至50米で100米以上に達することもある。これらの主要構造を生じたのは、大森統以後の断層運動によるものである。

炭 層

炭層は2層あつて、高窪層群の上部夾炭層及び下部夾炭層に挟在される。上部夾炭層の炭層は下部夾炭層との不整合面より通常5米内外上位に位し、その層厚は2米内外で、主として炭質頁岩と頁岩の互相よりなり、稀に石炭を挟むにすぎない。従つて本炭層は採行の対象とならない。

本炭田で採行の対象となるのは下部夾炭層に屬し、一般に炭層の膨縮著しく、頻繁に挟みを有し、その岩相の水平的及び垂直的變化は著しい。

本炭層が模式的に發達するのは島根炭鉾高窪で最大山丈8米、炭丈5米内外に達するがその他の地區では薄い所は20米内外に過ぎない。又上部夾炭層或いは家内層との不整合によつて本層を缺除することもある。

炭層の最も厚く發達する高窪で、その上部を宮下坑、中・下部を露天堀地區で觀察し、石炭の各單層を肉眼的に輝炭(5617cal)、筋引炭(4443cal)、土質炭(2900—3000cal)に分類し、各露頭柱狀圖を基礎として、山丈に對する炭丈の割合、及び炭丈の内、上質炭(輝炭、筋引炭)の占める割合をグラフに書き、炭層上部は75%以上に達するが中・下部は30%以下であるから採行價値のあるのは炭層上部である事をこれらの觀察より論じ、更にそれらの各層位の炭層が花粉分析上如何なる古氣候的な關係にあるかを次の如く論じた。

花粉分析によれば上・下兩夾炭層の炭層は全般的に落葉闊葉樹が優勢で終始温帶氣候下に堆積したと推察されるが樹種の消長より便宜上上位より次の6時代に區分することが出来る。尙上・下兩夾炭層間の不整合は、古生物學的には余り長い time gap を示すとは考へられない。

1. *Castanea-Rhus-Liquidambar-Ulmus* 時代(上部夾炭層)
2. *Ulmus-Liquidambar-Rhus* 時代(下部夾炭層以下同じ)
3. *Ulmus-Liquidambar* 時代
4. *Ulmus-Rhus-Castanea* 時代
6. *Alnus* 時代

上部夾炭層では *Rhus, Castanea* が一般に多く、之等樹種の性質上當時疎開群落が分布し比較的乾燥氣候下にあつたらしい。然るに下部夾炭層では之等樹種は衰退し濕潤で密閉群落の存在が考へられるが、下部に至り再び上部夾炭層の示す如き環境下にあつたことが推察される。氣温では *Ulmus-Liquidambar-Rhus* 時代より *Ulmus-Liquidambar* 時代に汎り最も温暖であつたらしい。之等の古氣候を氣候變化圖で示し、前述の炭層の地質觀察との關係を明らかにし、採行の対象となる層位の炭層は濕潤溫暖な古氣候下に堆積したものであることを結論し、花粉分析が重要な探針指針たり得ることを述べた。更に花粉分析によつて露出不良或ひは複雑な地質構造のために層位不明確な各地區に孤立して分布する15露頭の炭層の對比を圖示した。

又 *Myriophyllum nymphaea* の如き淡水草本類の散見されること、*Platycarya celtis* の如き内陸地より窄る海岸氣候下に多く分布する樹種が檢出されること及び地質調査より考察した地質構造及び堆積相の關係より、炭層は恐らく海との距離的關係に於て、現在と略同様な位置の丘陵地帯で、最大直徑600米以内の數箇の淡水濕地の小窪地内に現地堆積したものであらうと堆積環境を論じた。

(2) 長崎縣西彼杵郡元越滑石鑛床

内 田 義 信

元越の滑石鑛床は西彼杵郡亀岳村にある。この地方は大部分結晶片岩を基盤とし、この層理に沿い、略一直線上にレンズ状蛇紋岩体が配列する。即大平—元越—猫塚—猿山—亀浦を結ぶ大小の蛇紋岩体があり、その多くは滑石化している。

元越の滑石鑛床はその幅1~2mのほとんど滑石化した蛇紋岩体であるが、下盤等に蛇紋岩の残っている所もある。母岩は石墨絹雲母片岩で走向は約N20°E、傾斜は60°ES位である。鑛床に接する部分は稍多くの曹長石の点紋を有し、鏡下では石墨、電氣石、緑泥石、曹長石、絹雲母等からなり、電氣石は比較的良い結晶のものが多いが、割れたり不規則な形のものもある。

鑛床内の各種鑛物の産状は母岩に近い部分から順次、次のようである。

(a) 絹雲母、緑泥石帯、絹雲母、緑泥石を主とするが、黑色柱状の電氣石及び緑色のクロム絹雲母を伴い電氣石の方位は一定せず。

(b) 陽起石帯、主に陽起石である。

(c) 陽起石、滑石帯 陽起石と滑石とからなり、鏡下で屢々陽起石を交代した滑石が認められる。

(d) 滑石帯 主に滑石からなり、多少の菱苦土鑛の自形結晶が散在したり、滑石中に菱苦土鑛の微脈が発達する。鏡下では未だ滑石化されぬ蛇紋石も認められる。

アメリカの H.H.Hess は Vermont の、珪質の母岩と蛇紋岩との接觸帯で三つの型の滑石鑛床があることを報告している。即高温型 metamorphic differentiation, 低温型 metamorphic differentiation 及び intermediate metamorphic differentiation である。元越の滑石鑛床には黒雲母はなく、陽起石、緑泥石等を伴うので intermediate metamorphic differentiation に相當するのではないかと考えられる。即超鹽基性岩が貫入して蛇紋岩化作用を受けた後に、外部から初め礫素等の emanation で電氣石を生じ、又熱水液により陽起石、絹雲母等を生じ、更に温度が下り、緑泥石を生じ、又恐らく外部から誘導された低温の稀炭酸溶液で主に Stentitization (凍石化作用)を蒙り、滑石鑛床を生じたようである。滑石中に菱苦土鑛の微脈があり菱苦土鑛は滑石よりも後期の生成のようである。鏡下で陽起石の一部は滑石化しているのが認められるが、蛇紋石よりも滑石化は困難なようで大部分は残存している。

蛇紋岩を滑石化させた熱水液の源は、この附近に felsic 岩石の貫入もなく不明であるが、恐らく Pegmatitic emanation の爲ではないかと思惟される。超鹽基性岩が貫入して、蛇紋岩化作用を蒙り、後に動力變質作用を受け結晶片岩化した。其の後 Pegmatitic emanation 等で礫素等が外部から誘導され、電氣石等を生成し、更に低温熱水液により、主に凍石化作用を蒙り、滑石鑛床を生成したもののようである。

(3) 道後温泉の研究

豊田英義

1) 緒言

愛媛県道後温泉は古くから知られてゐる温泉の1で、泉源の地質時代が白堊紀後としか考えられぬこと、太平洋側地震帯に起つた大地震は屢々泉源を閉塞すること、又泉質が單純アルカリ泉であり、湧出量の極めて少いことは既に發表した。1)

その後の調査により泉源に関するデータが得られたのでこゝに報告する。

2) 道後温泉の地下構造

湧出量を増大せしむべく、昭和12年頃から諸所の候補地のうち適地のものについて掘鑿を進めた結果、第1表のような新ボーリングのうちあるものは成功し、あるものは不成功のまま中止してゐる。

第1表 道後温泉ボーリング(泉源)一覽表(圖略)

泉源番号	掘鑿同	深度	底温	増温率	最高水位	湧出温度	湧出量
ボーリング地点	開始 終了	米	°C	米 °C	一米	°C	HL/日
I a)	— —	(8)	43.0	—		43.0	6.900
II	14 X 23 15 VI 30	304	32.0	23.6		42.0	1.906 b)
鶯谷	15 VII 20 15 X 14	276	49.5	26.3	6.20		
III	16 XI 13 17 IV 18	201	49.5	6.6		48.0	4.939 c)
IV	19 I 5 19 XI 30	198.5	49.5	7.7		49.5	3.519
上市橋(test)	25 XII 12 26 III 21	180	33.5	13.0	1.25		10.980 d)
鶯湯東	25 XII 27 26 V 29	303	44.2	19.4	2.70		
西湯(test)	26 VII 24 27 II 28	133.5	44.5	4.0	1.20		
V放生池	26 VIII I 27 II 26	212	54.0	6.9		52.5	2.270 e)

註 a) 往古からある源泉で新掘鑿以前は自然湧出であつた。

深度 8m は現在水位である。

b) III、VI 兩源泉掘鑿前の自噴量

c) IV源泉掘鑿前の自噴量

d) I、II、III、IV各源泉汲上げた凡の總湧出量(大体27年1月以前の湧出量)

e) V源泉からの湧出量(I—IV源泉汲上中)であるから實際の湧出量はこれより多量の筈である。

この表を通覧するに、道後温泉の地下から湧出する源泉は略第5源泉と第3源泉の附近に中心がありと思はれ、地下増温率は何れも7米より小であり、而も泉温も最も高い。然し既設の源泉の枯涸を考慮して、この源泉中心を更に究明し得ぬことは遺憾で、目下この實際方法につき研究中である。

湧出のはじまつた深度を調べて見たが、何等特異な事實は見られなかつた。雨量、潮汐による湧出量の變化のないことから、道後温泉の湧出源泉は恐らく地下深所より上昇する處女水であつて、所謂岩漿泉(magmatic spring)の典型的のものと考えられる。

3) 道後温泉泉源の特性

昭和26年にガイガーミュラー計數管を用いてこの附近の放射能測定(予察的)を行い、この數値

を地圖上にプロットし、又自然湧出の第1源泉の枯況時(南海大地震直後)の底部の觀察を考慮して、源泉に關係ある花崗岩の裂罅は略 N 10°W 50°S であることを知り得た。従つて第1源泉を標準として地下500米の泉脈に當るべき地点はこの源泉から大体西方420米であることが予想せられ、從來の掘鑿深度のあるものは或は淺きに過ぐるやに思はれる。

4) 現在の研究過程

道後温泉の地下からの總湧出量が分つてゐない今日、これの程度を知り、且湧出泉脈の本体を把握するため現在もなほ繼續しつつあることは

- a) ガイガーミューラー計數管による附近一帯の放射線量の精密調査
- b) 地熱調査による熱中心(heat centre)の發見、それにより從來とは異つた地域の掘鑿可能性を見出さんとする。
- c) 本學化學教室と共同して、泉質の變化から泉源の本質を傍證的に究めんとする等である。

文 献

(1) 道後温泉に關する地質學的問題の2,3 愛媛大學紀要 1, 1, 1952

(愛媛大學文理学部地學教室)

なほ本論文の詳細は愛媛大學紀要に發表した(目下印刷中)

(4) 再び四國沖地震の原因について

澤 村 武 雄

1950年度地質學會關西支部四國部會高知大會において、筆者は1946年12月21日の南海地震について種々の立場から論じ、その直接の原因が、水路部測量班の紀州沖、土佐沖海底測量結果から推察される1つのThrust、すなわち東經133°、北緯32°から東經135°、北緯33°の方向に走る1つのThrust面におけるElastic Reboundによるものであらうことを述べた。

筆者はその後に氣のついた点につき2つについて述べて見たい。その1つは理科年表に記載されている本邦大地震分布圖のうち南海道沖外側地震帯の震央位置と筆者の上記斷層線位置とを照合して見ると、1944年東南海道沖のものを除いて、過去の南海道沖大地震の大部分すなわち白鳳、慶長、寶永、安政のものは何れもほとんど完全に上記斷層線と一致する。このことは、筆者が高知大會において過去の寶永、安政等の南海地震時の地盤の動きと昭和のそれとが酷似しているから同じ性質の地震であらうと述べたことを更に裏書くものと信ずる。地球物理學者の中には地震の周期性を否定する向きもあるが、筆者は南海道沖地震に關する限りその周期性(同じ性質の地震を繰り返すという意味の)を主張するものである。

他の1つは上記のThrust運動を起す原因が南からの壓縮による應力關係と信ずるのであるが、この壓縮が何によつて起るかについてはいわゆる南日本海の陥没説や對流説その他多く先輩の研究がある。このうち陥没を唱ふる者に小藤文次郎、Born, Hess, Don Lect. 江原眞伍の諸氏を擧げることが出来るが、この陥没説を裏書くと考えられる2つの問題がある。その1つは小笠原諸島の植物相に關する問題である。O. Warburg および服部廣太郎の兩氏は何れも小笠原諸島の植物相が琉球、台灣方面のそれと親近性を示し、ついで九州、本州、四國に關係があり、その原因は主として黒潮にあるとしているのに對し、細川隆英氏はその植物相の親近性については同意であるが、その原因が黒潮であるということには反對して、海流による植物の分散は極めて少數の海岸植物等のような限定されたものであつて、現在小笠原諸島に生育している植物相の大部

分が海流で渡来したものではなく陸橋によるものであると述べている。著者は東西兩植物相の近似性の原因として、黒潮の影響ということ否定するものではないが、小藤博士以來稱えられた南日本海の陥没説をもその原因に加えて差支えないものと思う。むしろ之を主な原因とした方が細川氏の考え方からも好都合のように思われる。

次の他の1つの問題は Mariana 諸島の地形に関する田山利三郎氏の研究である。即ち彼のいわゆる第2 Mariana Ridge につき、東側斜面と西側斜面の傾斜を調べ、その結果同島の北端の3島 Uracas I., Supply Reef, Maug I. までは西斜面が急傾斜をなし、東斜面は緩傾斜であるが、Assongsong I. 以南はすべてその反對で東斜面が急傾斜で西斜面は緩である。海蝕のおよばない深部までがそうなのである。従つてその原因は卓越風による風波の如きものでなく、地盤の傾動運動ということになる。北部3島のように西斜面が急で、東斜面が緩になるためには東側が上り西側が下ればよい。或は實際に東側が上らなくても、總体的に沈下して西側の方が下り方が大きかつたと見る方がこの場合妥當かも知れない。之は環太平洋運動の一環としての東から西への壓縮と南日本海の陥没の動きと全く一致する。

この Mariana 弧の東西兩側の傾斜に関する問題と関連して、江原教授は西南日本、琉球、台灣、Philippine, Palau, Jap, Mariana, 伊豆七島によつて圍まれた水域を南日本海と Philippine 海とに分け、その境界線を大体北回歸線と一致する北緯24°の台灣花蓮港—南硫黄島線に設けているが、著者はこの線を東經126°附近から東南東に向け海底地形に準じて延長し、その東端を Maug I. と Assongsong I. との中間に求めることを提案したい。その方がより地質學的だと信ずるからである。

その他南日本海陥没を裏書く資料として、北部 Mariana 群島の溺れ谷や、北大東島の試錐がある。
— (1952.10.17) —

(5) 古沖積層と關東ローム

田上政敏

高松附近の地形、地質で次の三地点を注視した。(第1圖)

1. 岩清尾山の北麓で高松平野及び香東川に流下する小川が基盤の花崗岩類の如き堅い岩石では、急逕点の懸谷となり、角礫粘土から構成されている崖錐地域では、それが下方侵蝕復活の小さい峡谷状を呈している、海拔10米内外の地点である。

2. 招鉢谷川が岩清尾神社南西側の高松平野に注ぐ附近では、扇状地が發達し、その川岸には數米の厚さに達する角礫層がみられ、現在下方侵蝕の進んだところでは、基盤のサヌカイト安山岩や角礫集塊岩までV字谷を切り込んでいる。この扇状地の角礫は上部及び下流へ細くなり亞角状に移る傾向がある。平野の東方への凹みを山麓に沿い追跡すると圓みを帯びる礫が多くなる。之は招鉢谷川扇状地が高松平野え向い三角洲え移るものと考へられ、三角洲の一例であらう。海拔10米内外の位置を占める。

3. 紫雲山東南麓高松平野に沿い現平野面から2~3米の高さに砂礫層の堆積がある。古高松小山附近では井戸を掘つて海性貝殻を、發見したという。小山は花崗岩であるが、この10米線から20米線附近には、角礫堆積層が發達し、崖錐、扇状地形を呈し、下部の海性貝化石から推定して扇状三角洲の發達を経過したものと思はれる。前記紫雲山麓の礫層も當時の汀線礫か河口礫乃至河成段丘層の遺物とみられる。

以上の事實は高松附近に於ける最近の基準面の低下の結果であつて地盤の隆起か海面の下降が

10米内外であつた事を證する。之に關連した地形、地質は高松平野の周邊の内陸地にも見られる。

私はかつて豊平川の扇狀地や石狩海岸平野に關連して最近10米内外の基準面の低下があつたことを報告したことがある。之を纏めてみると(第2圖)で示される。ライマンが明治初年北海道の地質調査をした報告に錢函附近の Bluff formation (斷崖層) は Old alluvium (古沖積層) であると述べている。私がこの報告を読んだのは30年位前のころであるが當時河成段丘層も斷崖層も洪積層として一括するのが普通のものであつたから爾來この問題を注意する習慣がついた。その後北海道の河川で大部分少くとも下流では最高の河成段丘層も沖積期に屬するように考えるに至つた。石狩灣岸の海濱平野は海拔6米、内側砂丘は18米に及ぶがこの地帯は豊平川右岸段丘と同時的生成とみられ札幌附近でも10米内外の基準面の低下が最近に起つたと思はれる。

私の郷里である熊本平野と有明海それに阿蘇山の火山噴出物及び白川の段丘を結びつけてみると、この高松や札幌の古沖積層に相當する堆積層や地形が多い。今は之を略して、私が本年の春歩いた宮崎の海岸を以てその一例としたい。(第3圖)

青島は海拔5.7米加江田川扇狀三角洲の末端犬の馬場附近は10米だし清武川の扇狀三角洲も大体之に一致する。海岸の砂丘も17米、宮崎市南方の藤原平野を流れる河谷の下方浸蝕の復活も基準面の低下を意味する。10米内外の基準面の低下で青島も海面上に現れたのであらう。

そこで北海道から九州まで10米内外の基準面の低下が普遍的に起つたのではないか、之に關連した從來の報告は非常に多い。唯一般には地盤の隆起というふうに考えられている。北海道の北部網走湖附近には湊正雄氏の調査があり琉球では最近2米—20米の隆起が普遍的に見られたと半澤氏は報告している。これ位廣範圍にわたる基準面の低下には、世界的な原因があるのではないか。即ち私は海面低下説を或程度認めたい。所が從來後氷期の基準面の低下に就ては東京を中心として多くの學者の調査研究があるから私もこの夏東京を調査地を選んで前記古沖積層問題の解決にあつてみたくなつた。それには從來の研究の多くは海岸地帯の海化石層で占められていたのであるが私ののは、扇狀三角洲に關連した方面を選んで玉川の段丘三角洲に着目した。

東京附近の地質、地形では古くはモールの大森の貝塚やブラウンスの東京附近の貝化石に始まり、横山、矢部兩博士の沼のサンゴ層山川才登氏の有樂町貝層の研究以來幾多の先學が公表している。最も新しいのは1952年7月号の地質學雜誌に牧野融氏の關東地方南部の沖積層に就いてまでであるが、何れも10米内外の地盤の隆起を實證される。

玉川段丘が豊平川段丘と同様扇狀三角洲として取扱われ得ることは誰も異存のないところと思うが、從來一般にⅡ段丘として一括されて來たようである。尤も後ローム段丘という名稱には矛盾があるからか、その原著者青木、田山兩氏の段丘圖には、中間段丘として區別されていない。何れにしても之まで多くの人々は玉川段丘は氷期後の形成とみて來たから私が前述した豊平川段丘等と大きさ、形態、堆積層には様々の差異はあるが、凡て古沖積層として一括さるべきものと信じていた。そこで私の考では玉川段丘層は沼のサンゴ層や有樂町貝層と同時的な生成という結論になる。

(第4圖) は東京の調布から碓方面へかけて玉川段丘の古沖積層を主とした略圖である。調布から西方は府中、立川段丘に延長連続するこの段丘を便宜上仮に玉川段丘と稱した。下部に礫層があり、上部にローム層が発達する。調布附近では下部の礫層は3—5米の厚さを示し上部のローム層は1—2米にすぎない。國領附近から下流へは礫層は露頭を示さず上部のローム層のみ3—4米位の厚さである。喜多見—成城附近では現沖積平野との比高が3米位上部の武蔵野台地との差は10米位で明瞭に三段丘の區別ができる。

以上の調査に基づき日本の古沖積層を次の如く分けてみた。

新沖積層 (玉川段丘後の氾濫原及び段丘層)	
沖積期	古沖積層 { 玉川段丘ローム ———— { 沼・有楽町貝層、札幌上位扇狀地層、石狩灣岸砂層、古高松貝層、青島上部砂層、宮崎犬の馬場扇狀三角洲層
	玉川段丘礫層 ———— 海浸中期層 (上下層に移行する。)
	海浸初期層 ———— (一般に地表面に表われない。) 高松平野鑿井下部層、府中競馬場鑿井下部層、田中治雄氏全國鑿井記録中の下部沖積層、熊本平野有明海岸鑿井下部層等を含む
洪積期	關東ロームその他の上部洪積層

然るに1952年7月号の地質學雜誌上で福田氏等は面白い説をたてたので私は玉川段丘ローム層と關東ローム層との比較調査研究の必要に迫られ、若干の成果を得たが、時間の都合上次回に公表する。之を説明するため私の標題が選ばれたから結論のみ記すと、關東ロームの構成礫物の組合せ、並にその機械的組成は基底礫層から最上部層まで一定の層序的排列分布を示すが、玉川段丘のローム層は之等關東ロームの礫物組成を一度解体混合して再堆積をした跡が充分認められる。只玉川ロームも3-4米の厚さを示すからその上下の區別に従つて層序的礫物の排列や機械的組成の性状は勿論異なるが、之は關東ロームの層序と全く區別さるべきものである。

それ故従來單に外觀上ローム層という名で呼ばれ洪積期と考えられたものには、堆積相研究で再検討さるべきものがあると思う。

(6) 徳島縣櫻谷木頭地方のトリアス系

市川 浩 一 郎

徳島縣ではトリアス系は表記の地域にだけ分布しており、その概要は、〃日本三疊系の地質〃(地質調査所報告特別号1951)にまとめられている。

筆者は1950年以來この地域のトリアス系を研究しており、山下昇との協同調査(山下、市川、1951)や坂州地方の團體研究(中川、須鎗、山下、石井、市川、1952)の際にも特にトリアス系を觀察して來た。ここにその結果ならびに上部トリアス系産軟体動物化石の検討結果を報告する。

本地域の含化石トリアス系は中部トリアス系藏法院層群と上部トリアス系河内ヶ谷層群とである。本地域は、黒瀬川構造帯の南側に位置し、すなわち、秩父果帶中帯にあたり、顯著なサンドウィッチ構造に支配され、トリアス系と下位のペルム系とは多くの場合、走向斷層で接している。しかし、北部(坂州附近)では下部ペルム系との關係は著しい造構造運動を反映した不整合であり、本地域全般の前記兩層群は地層の變形變質等の検討から、下位のペルム系とは、もともと著しい不整合關係にあつたと推定出来る。(中川、須鎗、山下、石井、市川、1952)藏法院層群は南部のいわゆる藤平、十二社帯にだけ分布しているが、河内ヶ谷層群とは現在まで觀察した限りではどこも小斷層で接していて、兩者のもともとの關係はまだ斷言しかねる。例えば、白ヶ谷では兩層群の間に上部中生界の小片がたたみこまれている部分があり、又十二社では山下昇との協同觀察によれば、藏法院層群は他の中生界(年代未詳)中に小楔狀にはさまれて、僅か分布

しているにすぎない。

トリアス系の層序は、下より順に次の通りである。

(1) 蔵法院層群 (中部トリアス系藤平階) 暗青色泥岩ないし細粒砂岩を主とし、所により *Daonella kotoi* Mojs., *D. sakawana* Mojs., *Palaeoneilo sp. nov.* を産する、厚さ不明

(2) 河内ヶ谷層群

(I) 下部亞層群 (上部トリアス系佐川階)

下部層: 中粒ないし粗粒砂岩を主とし一部は石灰質、北部では礫質砂岩、礫岩があり、又、石灰岩、透白色チャートの細かい互層の小レンズをはさむ。厚さ數mないし10數m、次の化石を産する。 *Oxytoma pulchra* Kob. & Ichik., *Mytilus nasai* Kob. & Ichik., *Minetrigonia katayamai* Kob. & Ichik., *Chlamys mojsisovicsi* Kob. & Ichik., *Lima naumannii* Kob. & Ichik., *Myophoria okunominetaniensis* Ichik., *Palaeoneilo sakuradaniensis* Ichik. MS, *Trigonodus ? hashimotoi* Ichik. MS, *Pleurophorus oblongatus* Kob. & Ichik., *Astarte ? iwayai* Ichik. MS, 等

上部層: 不均質な黒灰色塊状雲母質細粒砂岩を主とする。この砂岩は植物破片や黒色の細かい泥質葉片を含み、*Halobia* 等を多産する。厚さ數mないし100m前後、次の化石を産する。*Halobia kawadai* Yehera, *Halobia obsoleta* Kob. & Aoti, *Tosapekten suzuki* (Kob.), *Chlamys mojsisovicsi* Kob. & Ichik., *Lima naumannii* Kob. & Ichik., *Pleuromysidia dubia* Ichik., MS, *Palaeoneilo fujinohira* Ichik. MS, *Nuculopsis aff. expansa* (Wissmann), *Trigonocula sakawana* Ichik., *Paratrachyceras sp.*, 等

上部層の見掛上上位に下部層と類似した含化石粗粒砂岩が来る部分があるが、その層序の位置は未確定である。

下部亞層群はその岩相、化石からして、佐川盆地の河内ヶ谷層群中下部層に安全に對比され、佐川階である。なお、坂州附近では本亞層群は坂州團研グループにより寒谷層と命名されている。

(II) 上部亞層群 (上部トリアス系血貝階) 黒色泥岩、中粒ないし粗粒の塊状砂岩を主とし、部分的に石灰質となり、緑色凝灰岩角礫を含む。厚さはよくわからぬが100—200m前後。*Entomonotis ochotica* (Keyserling), *E. ochotica var. densistriata* (Teller), *E. ochotica var. eurachis* (Teller) を多産し、2.3地点では *E. zabaikalica* (Kiparisova), *E. zabaikalica var. intermedia* Kob. & Ichik. を産出する。

Entomonotis は北上山地のように化石帯をなして (市川、1950年) は産せず、化石床状産状を呈し、又佐川盆地や東京都五日市に見られるような地方種はまだ見出されない。含有化石から見て本亞層群は血貝階である。

上部亞層群はくわしくみると下部亞層群と離れて分布している場合が少くない。

(7) 香川縣における花崗岩の風化について

齋 藤 實

香川縣地域においてわ三豊、高松、丸龜の三平野と交互に東西に發達している小丘陵群が存在している。いづれも150~200mの高度で、これら沖積平野に對し15~20°の角度をもつて接している。これら小丘陵群は瀬戸内統の凝灰岩類並に瀬戸内火山系にぞくする各種安山岩におゝられる部分を除いて、すべて各種花崗岩よりなり、山形は圓味おおび高度を減じ、谷は削削せられて傾斜と枝節を減じ、山腹における岩層の移動はほとんど停止し地形的に老年期にぞくするものと思

われる。しかも小丘陵は堆積丘陵ではない、したがって構成土壤も運積土ではなく残積土である。又、土壤生成に氣候の影響も割合少く岩石型土壤であり、土壤と母岩とは極めて密接な關係にある。風化には理學的崩壊作用 (Disintegration) と化學的風化作用 (Decomposition) とがある。この兩作用の結果岩石は外圍にたいして最も安定した形態である土壤に變化するのである。(岩石の性質、氣候、地形等のためいづれかの作用が優先する場合がある)。完品質の花崗岩等の如き岩石がこの二様の作用を受ける度合について考察する場合、まづ化學的成分の數量的變化、つぎに鑛物の變化及び母岩と風化生成物中における鑛物組成の消長並にその器械的組成分を知ることにより大體の傾向を知ることができる。以上の方法により香川縣平井町、香川農大傾斜地果樹園の土性調査の一環として風化の進行程度を考察したので概要を報告する。

(A): 一母岩、(A I): 一地表より 1m 内外の褐變している風化土、(A I) 地表より 30cm 内外の表土とほとんど變りない有機物を混在していない砂土の三階段の試料を採取し實驗した。(風化の範圍は傾斜地なるゆえ一様でないが平均 2m 内外を算した)。母岩を檢鏡すると、主成分は石英、正長石、斜長石、黑雲母、綠色角閃石、副成分は白雲母、磁鐵礦、燐灰石、風信子鏽、褐飛石等で、石英及び正長石は大いさ不定にして他形、正長石は單體或いはカールスバツト式双晶をなし通常汚濁していて主なる他鑛物小品を包裹する。斜長石は Oligoclase~Andesine にぞくし累帯構造をつくつてゐるが、多くはアルバイト或いはペリクリン式双晶をなし正長石とベルト構造をなすものもある。黑雲母は 2mm 以下板狀をなし、角閃石は 1mm 以下の板狀結晶で普通角閃石にぞくする。以上の鑛物成分より考へて黑雲母花崗岩とともに本縣花崗岩底盤中の最大地域をしめる閃雲花崗岩にぞくするものとみとめらる。この三階段の試料につき全分析を行い、分析結果より風化による各成分の消長を考察するために Merrill の方法 (Rocks, Rock-weathering and Soils 1906) により、化學的風化に抵抗の強い Al_2O_3 、 Fe_2O_3 を基準として計算した結果次のようである。すなわち Fe_2O_3 を移動ないものと假定した場合、(A I) では母岩にたいし 18.27% 損失し、これを成分別にみると Silica 23.71, Alumina 5.83, Lime 36.01, Magnesia 21.77, Soda 63.43, Potash 40.38 の損失となる。さらに (A I) では母岩に對して 30.62% Silica 28.46, Alumina 26.00, Lime 64.79, Magnesia 26.57, Soda 79.35, Potash 48.28 の損失となる。Soda, Lime にかかりの損失がみられるも全体的には比較的少量で、下表のように Merrill, Watson 及び大杉繁の研究結果に比較すると

化學成分損失比較

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Total lossの母岩に對する%
Merrill	District of Columbia Disintegrationの場合	14.89	3.23	25.21	14.90	28.62	31.98	13.78
	Abemalle, Virginia Decompositionの場合	52.45	14.39	100.00	74.70	95.03	83.52	44.67
Watson	Greenville, Georgia Decompositionの場合	77.20	43.82	98.78	87.94	92.16	91.75	71.84
大杉	京都白川産	16.87	10.03	58.32	59.06	73.17	64.24	23.51
	香川縣平井町周邊	28.46	26.00	64.79	26.57	79.35	45.28	30.62

※ Fe_2O_3 を基準として計算す。いづれも表土近くの全く土壤化した最終生成物なり。

大杉の場合より僅かに損失大きく、Merrill の Disintegration による場合と Decomposition によると結論した場合の中間にあつて、むしろ大杉がかなりの Chemical action はあるもなお成分の移動が少ないのは、その風化の主因が Disintegration にあると結論した場合に酷似している。以上は成分上の變化であるが、花崗岩の如き完晶質岩石においてはその鉱物の變化並に組成の消長を知ることも必要である。(A II) (A I) とそれぞれの深さの風化土中の鉱物成分を検すると、主として母岩中に存在する鉱物で、化學的風化による二次的 鉱物は粘土以外にほとんどみられない。ただ磁鉄鉱が變質し褐鐵礦化し、とくに黒雲母は激しく變質せられ、黑色新鮮結晶はほとんどなく極めて薄い 0.01 ~ 0.05mm 程度の細片で酸化鐵の生成により黄褐色片となつてゐる。長石も新鮮結晶のものが多数存在した。各粒子の大きさや 鉱物組成の關係をみると、礫中の大部分は石英、長石及び少量の黒雲母の mineral aggregates で、single mineral はほとんどない。細砂、微砂等粒径の小なるにしたがつて single mineral となる。 鉱物はすべて angular で、かつ微砂、粘土中にも新鮮な 鉱物結晶がみられた。以上の 鉱物變化よりも化學作用の僅少ななることを知ることができる。つぎに 鉱物組成の變化をみるために母岩及び各風化土 100gram をとり、大小の各 Fraction に分けてそれぞれ比重選鉱及び檢算によつて分類した。石英は chemical action にたいして抵抗力極めて大きいゆゑ、(Fry 等の研究によると石英の土壤中に殘存する確率 96% をあげている)、石英對長石、石英對黒雲母の比を求めてみると、母岩において Q : F は 1.16、風化土では 0.70 さらに Q : B は母岩で 0.48、風化土では 0.41 で正確にはいゝまいが長石はかなり消耗してゐる。しかし黒雲母には變化はほとんどみられない。つぎに本岩分布地域の多數の地点で風化土の器械的分析を行つた。結果はいづれも礫、粗砂の割合が多く微砂、粘土分は比較的少い。所謂礫質砂壤土である。いま器械分析の一例をあげるとつぎのようである。

	A II	A I	A II	A I
礫 (>2mm)	37.27	28.92	38.31	26.21
粗砂 (2~0.25)	30.82	27.75	26.74	28.88
細砂 (0.25~0.05)	14.80	17.27	13.54	14.72
微砂 (0.05~0.01)	10.11	12.13	10.44	13.22
粘土 (<0.01)	7.00	13.70	10.97	16.97

風化土が礫質砂壤土であることは二通りの解釋が成立する。主として Disintegration による生成物であるか、又は化學的風化作用促進の結果生成された微粒子分ごとに粘土分が流亡して他に移動したかのいづれかである。しかし上表のように微粒子分は上層にともに多く、かつ礫、粗砂中に石英とほとんど等量に近い長石の存在することにより後者の解釋は不適當であり、所謂化學的風化作用僅少にして、その風化土が主として岩石の理學的崩壊によつて生成されたものと思ふのがだとうである。以上のことより香川県地域丘陵の大部分をしめる閃雲花崗岩並に黒雲母花崗岩の風化生成物は礫質砂壤土~礫質壤土で全分析の結果、Soda, Lime に、 鉱物成分的には長石にかなりの損失がみられるが、微粒子分の移動はあまりみられない。從來の研究結果とくに大杉繁の研究成績と比較して、やゝ化學作用の干與強きもその主因が Disintegration にあるものと思はれる。参考までに本風化土 (A I) の理學的測定値をあげると、假比重 1.301、眞比重 2.439、全孔隙量 46.66% 含水量 26.35% 含空氣孔隙量 20.31% (6.7月における測定平均) で理學的性は極めて良好である。

(8) 愛媛縣興居島附近の地質について

堀 越 和 衛
永 井 浩 三

堀越はここ一、二年主として松山附近における火山岩類を観察して居るのでありますが、昨年瀬戸内研究グループの諸氏と二上山附近を見學し、そのドンツルボーの Pitch Stone が、松山の高濱附近に分布する一ごく小規模でありますが一ガラス質安山岩に非常によく似ていることに興味を持つたのであります。又、今年度學會總會の巡檢の際阿蘇山を松本唯一教授の御案内で見せていただきましたが、その錐岳溶岩が、これ又高濱のものに酷似して居りますので、かくまでも似るものかと驚くと共にこの高濱附近の研究が瀬戸内火山活動の地史を考える上に大いに役立つものがあるのではないかと考えたわけであります。

永井は先にこの附近の地質調査をいたし、一九五〇年愛媛大學紀要第一卷第一号に松山附近の新生代の研究の一つとしてこの附近の地史について發表して居るのであります。そこで兩人協力してこの附近の地質の再調査再検討を始めて居りますものの未だ結論に到達いたして居りませんが現在までの觀察は第一表の如くであります。

第一表 愛媛縣興居島高濱附近新生代地層層序 (1952) 永井 堀越

高		濱		興		居		島	
			As ₂ Ah, Ar					As ₂ Ah, Ap	
高 濱 層 群	黒崎層 30m	Agglomerate Tuff breccia Tuff	As ₁ , Ag	高	黒崎層 40m	Agglomerate Tuff breccia Tuff	興 居 島 層	Sandstone and Shale Shale Sandstone Conglomerate	
	太山寺山層 40m	Sandstone Conglomerate		高 濱 層	太山寺山層 10m	Pebble bearing sandstone			
	新濱層 20m	Glassy andesite Tuff Tuffaceous s.s. Sandstone		群	新濱層 10m	Tuff Tuffaceous s.s.			
基	盤	Granite		基	盤	Granite			

As₁ As₂ ……サヌキ岩質安山岩
Ah ……角閃安山岩
Ap ……榎輝石安山岩
Ag ……ガラス質安山岩

これらについての観察の二、三を述べると次のようであります。

a. 興居島層。興居島本浦の南東、黒崎の西に連なる海岸に露出するものを模式とします。基底と思われる礫岩の上の砂岩中にかなり炭化の進んだ厚さ二、三厘程度の石炭を夾んで居ります。

b. 新濱層^{しんべん}。高濱港の東をかこむ岩子山、經ヶ森の西側山腹（新濱）に發達するもので、その凝灰岩中に厚さ十厘程度の亞炭を含み、なおその上部にのるガラス質安山岩中にも炭化した徑數耗長さ一厘以下の小木片が見られます。

c. 太山寺山層。經ヶ森の西斜面によく發達し礫の種類は花崗岩、片麻岩、ガラス質安山岩、凝灰岩及びサヌキ岩質安山岩等であつて、大きさは七、八十厘から數厘で新しい礫程大きく稜角もとれていないことが觀察されます。

d. 黒崎層。模式地は興居島黒崎及び高濱岩子山であつて、角礫は角閃安山岩及び複輝石安山岩であります。前者が初期後者が後期の噴出ではないかと考えられます。

e. サヌキ岩質安山岩。二回の噴出が考えられます。初期のものは太山寺山層の礫の中に含まれるもので、おそらく太山寺の北西、一七二・二の三角点の北東に露出するものがこれであらうと思はれます。後期のものは太山寺山層を貫き黒崎層堆積の末期にそれと引續いて活動したと考えられる角閃安山岩及び複輝石安山岩をも貫いて居るように觀察されるもので、興居島城ノ鼻のものなどがこれに相當するものではなからうかと思われま。

f. 角閃安山岩及び複輝石安山岩。何れも黒崎層堆積の末期のものであらうことは既に述べた如くであります。前者は興居島の西方海上約二軒にある釣島に模式的に發達し見事な柱狀節理も見られます。後者は興居島の小富士の山体の上部をなすもので産状は岩頭であらうと考えられます。

g. ガラス質安山岩。新濱層中の上部を構成するもので、ほとんど全部ガラスで、中に數厘程度の紫蘇輝石の斑晶がわずかに見られます。厚さは十四、五米で全体がやゝ西に傾いた熔岩流であらうと思われま。

h. 花崗岩。基盤をなす閃雲花崗岩であります。

大體以上の如くであります。火山岩類中角閃安山岩複輝石安山岩及びガラス質安山岩は何れも凝灰岩を伴つて居りますが、サヌキ岩質安山岩は凝灰岩を伴わずしてその周縁部に侵入角礫岩又は捕獲岩を持つ場合が多いもののように觀察されます。

ここで永井の前調査は第二表の如くであります。今回の調査で改めた点は大體次のようであります。即ち

(1) 太山寺山礫層、太山寺山凝灰岩層の兩者に共通の名をさけるために、太山寺山凝灰岩層を新濱層^{しんべん}と假稱したこと

(2) 太山寺山礫層が黒崎凝灰岩層に貫ぬかれていますものと觀察しましたので、太山寺山礫層中のサヌキ岩質安山岩は太山寺山礫層以前のものと解釋し、太山寺山礫層と黒崎凝灰岩層とを逆にしたこと。

(3) 經ヶ森の北方、一七二・二の三角点のガラス質安山岩及び凝灰岩の下に砂礫層を興居島層でなく新濱層の下部としたこと。

(4) 黒崎、太山寺、新濱の三層をまとめて高濱層群と呼ぶことにしたことなどあります。

次に對比の問題であります。化石が殆んど見つかつて居りませんので結論に到つて居りませんが觀察の二、三を申し上げます。

(1) 興居島層。炭化の進んだ數種の石炭を含むこと及び岩質の固結程度から見て、吉田博直氏の石錐層群葦草層に對比されるのではなからうかと考えられます。

(2) 新濱層。上部の熔岩流と考えられるガラス質安山岩は、(a) 岩質から (b) 凝灰岩を伴うことから (c) 又サヌキ岩質安山岩に貫かれていることから二上山のドンズルポー層及び阿蘇山の鎧獄熔岩等と非常によく似ているのでこれらに對比することが適當ではなからうかと思われま

す。(3) 従つて先には高濱層群を洪積世のものと考えたのでありますが、もう少し古く考えなければならぬように思われます。

(4) この附近のサヌキ岩質安山岩も二上山及び阿蘇山大三五山熔岩のものと同時代の噴出ではなからうかと考えられます。

大体以上の如くであります。終りに臨みこの調査におきまして、東大の森本助教授、大阪市立大の藤田助教授、廣島大の吉田氏又愛媛大學文理学部の豊田助教授の皆様から現地において種々御懇切な御指導をいただきましたことを心から感謝いたします。 をわり

第二表 太山寺山(松山)附近の新生地地層 (1950) 永井

洪 積 世	新	太 山 寺 山 礫 層 40 m	Gravel, Sand
	古	黒 崎 凝 灰 角 礫 岩	Tuff breccia
		太 山 寺 山 凝 灰 岩	Acidic tuff and Lava
新 第 三 紀		興 居 島 礫 岩	Conglomerate, Sandstone, Shale
基 盤		花 崗 岩	

(10) 正逆の観点より考察した未詳層群（四國外帯）の 種々の地層面の形態について (2)

甲 藤 次 郎(1)

序 言

漣痕については明治以來論議せられているところであつて別に事新しい問題ではない。然し乍ら生成機構或ひは分類等に就いては今尙釋然とした説明は與へられていない。若しそれらを解明する爲には、從來の研究法自体を再検討する必要がある。その意味で Kuene の Marine Geology 等は新鮮な Suggestion を吾々に與へている。然し特殊なポストにある地質學者以外は、云ふは易くして行ふは難き種々の障害の爲にその自然觀察或ひは實驗は妨げられる。吾々の觀察可能なせいぜい干潮線附近までの底質の觀察は可能であり、最近干潟の觀察が頗る活潑化しているが、反面堆積岩中の地層面の形態をそれらの限られた範圍の自然觀察で律しようとするきらいなきにしも非ずと思はれる。

私が現在こゝに述べんとする種々の地層面については、四國外帯の時代未詳層群といふ特殊な地層を研究している關係上、その複雑な構造を解明する手段として正逆の観点からそれについて述べんとするものである。従つてその説明に當り産狀或ひは分類にも觸れるが、夫は現在豫備的な問題であつて、更に今後の十分な資料の蒐集をまつて再び觸れたい。現在で粘土又は石膏で型をとり示した圖表の各 Section は、生成機構に於ける力學的な解釋に役立つかも知れない。本日講演の data は清水町一三崎町間の地層が主であり、須崎層及び奈半利川層のものも含める。

本 論 要 旨

漣痕 (Ripple mark) 漣痕は主として砂粒からなる地層面に印された略々柱平行して配列する波狀の痕跡であつて、水成漣痕はある一定の強さを有する波浪の作用又は水流作用により形成され、又それらの合成作用により形成されたものもある。本地域の漣痕は波漣痕は稀で水流漣痕又は複合漣痕 (水流作用や波浪作用の相互作用による) に分けられる。一般にこれらの Trough (谷) は Crest (嶺) よりも緩い圓型又は拱型をなし、若し Crest と Trough が同様の形狀をなさず夫々識別出来る場合には、漣痕の形態より地層の正逆を論ずることが出来る。これらの見地から多數の漣痕を觀察し、特に幡多郡で保存良好なもの25について正逆を論じ、更に波長、波高、漣痕率、種類及び産狀、岩質、水流方向等について調べ、更に上記の Section に就いて解説した。これらの觀察に於いて、從來の漣痕に関する基礎的な説と矛盾することはなく、極めて地層の正逆の Criteria として有効である事を實証した。

但し漣痕面が浸蝕を蒙りその形態を變形している場合は地層の正逆を論ずることは不可能である。更に上記25の漣痕の内部構造を検するに偽葉層が發達するのはその1例にすぎないが、漣痕面が變形している場合でも、幻燈で示す様に偽葉層の方向によつて地層の正逆を知ることが出来るので從來の様に漣痕面のみを觀察する以上に有効である。又漣痕面に泥を堆積した mud-barred ripple mark (譯語がないので被泥漣痕とした) がある。これは水中に含まれる泥が漣痕面上に沈澱し、Trough に厚く Crest に薄く堆積したもので、それらの堆積は泥自身の Slumping と僅

1) 高知大學文理学部地学教室

2) 保存良好な Ripple mark 14, Flow cast 3, Groove cast 1 の各 Section 及び Ripple mark を多數挾在する幡多郡三崎町村の約6米厚さの露頭柱狀圖を解説し、更に幻燈を使用して地層面の形態に関する26の映寫像について説明した。尙詳細は高知大學學術研究報告第1巻第11号に記載した。

かな水流作用によつて Crest から泥の一部、或ひはその全てが流動して Trough に堆積したからである。

従つて遺痕を印する砂岩上に堆積した不連続の頁岩層の観察は、地層の正逆の決定に役立つ。又その断面では Trough に堆積した凹レンズ状の頁岩は、波遺痕では對稱をなし、水流遺痕では非對稱をなす。被泥遺痕は前記25の中2箇所で観察し記載した。

次に三崎層或ひは奈半利川層から複合遺痕が多數認められるが、何れも錯雑した様相を呈し、Crest の形態の不規則に加えるにその殆んど全ては侵蝕によつて變形して居り、通常その成因を解明し或ひは地層の正逆を決定する Criteria としては不確實である。(若し Sharp Crest の Profile を保存しているなら有効であるが)。玄燈で示したものはこの種の遺痕の中最もよく保存されている三崎層のもので、幾分するとい Crest と圓い凹みの Trough よりなり、Crest は對稱的で Stoss side (水上部) は 10° 内外、Lee side (水下部) は 25° 内外で平均波長は10種内外である。その生成は方向をやゝ異なる水流作用の複合によるものであらう。

Flow Cast 柔い粘性のある泥或は有機沈澱物は、水によつて運ばれる砂の流動とその沈積による不均等な荷重等によつて種々の起伏面を生ずる。

その様な Hydroplastic な堆積物に印された起伏面は堆積によつて覆われ、砂層の固結によつてその砂岩層下面に負型を保存する。この様に砂岩層下面に保存された起伏は Flow cast と呼ばれる。Flow cast は砂岩層下面にのみ保存されるものであるから、地層の正逆の Criterion としては確實である。玄燈で示す様に三崎層の Flow cast は長さ10種、幅2種内外の脈状の多數の不規則な膨みであつて、その面上には粗く平行した多くの小さい溝がある。須崎層の Flow cast は mudflow structure に似た脈巾7種、高さ8種 内外の著しい起伏 (Rolls) を示す。奈半利川層の Flow cast は不規則な瘤状であつて、その部分に Bathysiphon を多産する。(玄燈解説)

Groove casts 地層面に (特に頁岩を覆う砂岩層下面に限られるが) 高さ數尺で何種かにわたり圓く或はするとい Crest をもつ直線状の Ridge が見られる。これらの Ridge は Groove casts と呼ばれ、地層の正逆の Criterion として有効である。

その成因は明かでないが水流におされた小物体の直線状の前進によつて泥層の上に刻まれた溝を沈積した砂が満した負型と考えられる。

生痕 (Lebensspuren) 生痕とは、そこに棲む生物一特に動物の生活活動の記録である。いわゆる Lebensspuren に屬するものには足跡 (Footprints), 匂跡 (Tracks, Trails), 穴 (Burrows), 糞石 (Coprolites) 等がある

本地域で見られる Lebensspuren は何れも排泄物 (Excreta) と思われる。これらの Excreta は三崎層では比較的多く認められるが、その他の地層からは極めて稀である。

これらの Excreta は2種に大別され、その1種は玄燈で示す様に比較的長く連続した紐状の細い Ridge で、1種の Excreta と思われるが、若し匂跡にこのように土を盛つてゆくような小動物があるならそれに屬するかもしれない。これに似た Lebensspuren はこの外浦尻層に屬する遺痕面で認めたとすぎない。

その他大小様々の糞状の Excreta があて、恐らく砂を喰う環形動物の Excreta と思われる。これらの Lebensspuren は、砂岩層の上面にも頁岩層の上面にも存在するが、後者の場合は必ず頁岩層の上位の砂岩層下面に負型をなして認められ、その例は最も多く且つ保存は一般に良好である。之等の負型は Groove 或は Ridge 等をなすが、それらの起源と性質を明かにすることは困難である。

従つてこれらの不確實な要素から地層の正逆を決定することは出来ないが、多くの場合これら

の Lebensspuren が頁岩層の上位の砂岩層下面に負型をなして観察されることは注目せられる。尙軟弱な砂岩は、侵蝕によつて、表面は蜂巢状構造をなすが、更に侵蝕が進み表面が平坦化すること等つて不規則な Ridge はあたかも幻燈で示すように Lebensspuren に似た形態（擬似生痕と仮稱）をなすことがある。之は露頭で見誤ることはないが、轉石の場合前述の Exereta と全く識別出来ないことがある。従つて Lebensspuren の量的な考察をなす場合、これらの擬似生痕に注意を要する。

附 言

三崎町附近の澁痕については、筆者の調査と前後して深田淳夫・生越忠兩氏の研究(3)がある。

観察の相違点は兩氏が澁痕の保存条件の見地から澁痕面を覆ふ岩石が殆んど頁岩であつて砂岩は例外的と考へているが、既述の観察では25の中7例は砂岩である。筆者の論文に對し花井哲郎氏から官古や銚子で観察した澁痕は何れも多少シルト質の砂岩中であつたとの連絡を頂いた。又早坂一郎博士(4)は干潟の観察で澁痕の水流方向を論ずるのは無意味であると論じている。筆者は多数の澁痕を挟む露頭柱状圖で各澁痕の水流方向を調査し、本地域内ではある範囲内での共通性を注目したい。又三崎層から *Chlamys sp.* *Cuculaea sp.* 等の貝化石を得た。又植物化石から同層は中新世であらうと論じた。本地域の層序區分、堆積相に就いては今後の地質調査を基礎として再び言及したい。生成機構については水深、水流の遲速、海底の傾斜及び底質等に關聯し實驗的には困難を伴ふので、自然觀察の範圍を擴め、且つ堆積岩中の諸事實をより多く發見する事によつて正確を期したい。上記花井氏、及び深田氏からは北海道の2,3の澁痕について御一報を頂いた。紙上をかり御禮申上げると共に、今後多くの資料を集め効果的に検討したいと思ふので他の方々の御協力を得たい。この意味で徳島地學研究會はじめ四國內の地學同好會の御協力を得られれば幸甚である。

(3) 地質學雜誌第58卷第677号

(4) 地質學雜誌第57卷第670号

(11) 愛媛縣三瀧山・寺野地域の地質 (黒瀧川構造帯の研究その4)

黒瀧川團研グループ
市石中須山
川井川館下
一健衷和
郎一三巳昇

はじめに

今年の地質學會總會の席上、黒瀧川構造帯にかんする昨年度の研究結果を發表したが、その概略を初めにのべる。黒瀧川構造帯というのは、西南日本外帯の秩父累帯中部を東西に走る構造帯で、三瀧火成岩類、ゴトランド紀層、變成岩類等、南北の地帯とは全く異つた岩類より構成されている部分でその形態上、分布上の特徴から、靜的な立場で定義されている。この構造帯は普通東西5~1km南北2km以下(ときに20~30m)の中央部が太く、東西に尖滅する、レンズ狀部の不連続な雁行狀配列で表現される。愛媛縣では主なレンズ狀部が三ヶ所に分布するが、その構成メンバーは何れの場合も、北より順に高度の變成岩類:三瀧火成岩類:ゴトランド紀層が東西に延長して配列している。これから、報告する三瀧山・寺野地域も、このようなレンズ狀部の一に外ならない。

以下に今夏の團體研究で判明した点を報告する。

〔A〕 レンズ狀部内に關して。

(1) ゴトランド紀層の新たな分布が判明したが、三瀧火成岩類の南限に分布するもの他に、火成岩中にはさみこまれているものがある。又、境界部附近では三瀧火成岩類の脈岩がゴトランド紀層を貫いている。

(2) 變成岩類を寺野長崎間の澤ぞいならびに道路沿いを模式地として、寺野變成岩類と命名する。同岩類は Garnet bearing two mica-schist; Amphibolite を主とし、その siliceous equivalent を伴い、いずれも、かなりの retrogressive change を受けている。この点は、小島丈兒より指摘があつたが、彼によれば、この retrogressive metamorphism は構造帯の第一次的形成當時の shearing の産物であろうという。即ち、寺野變成岩類は、地下深部より、いちぢるしい shearing に伴つて上昇して來たことが明かである。本變成岩類は寺野長崎間の澤以西、即ちレンズ狀部の西半部には存しない。

(3) この西半部では三瀧火成岩類の北側に幅30~80mのホルンフェルス帯がある。これは北側の準片岩化したベルム系に移化せず、斷層で境し、むしろ、レンズ狀部内のメンバーであることが判明した。このホルンフェルスメンバーは砂岩、泥岩ホルンフェルスが主で、一部では泥岩片の多い珪質砂岩を主としている。

(4) レンズ狀部の南限は斷層でベルム系及上部中生界と接しているので、三瀧火成岩類と南側のベルム系との直接關係は不明である。しかし、寺野では、一部ホルンフェルス化した上部古生界(恐らくベルム系)がゴトランド紀層と共に三瀧火成岩類の中に block 狀に入り込んでいる。又、この上部古生界を三瀧タイプの脈岩が貫いている。三瀧山南斜面では三瀧火成岩類中に幅20mの上部古生界の岩類がとりかまれている。(但し、これが後の斷層運動でたたみこまれたものか、或は捕獲された岩片であるかに判明しない。)以上の事實を綜合すると、三瀧火成岩類が上部古生界(恐らくは南側のベルム系)を貫いていることが間接的にわかる。

(5) 主レンズ狀部の南北兩側に數10m 距たつて幅數10m の小レンズ狀部があるが、これは後にのべるように(〔C〕の(1)参照) サンドウィッチ構造形成當時に衝入し又は沈入したものと見なされる。

〔B〕 レンズ状部外の地層群について

(1) レンズ状部南側では上部中生界とベルム系とが何度も繰返してあらわられるが、レンズ状部と中生界とが接している場合が少くない。しかし、中生界がホルンフェルス化したり、準片岩化したりしていない点は、今回、更に確かめられた。

(2) ベルム系

(a) 男地層……三瀧のバス停留所以東自動車道路ぞいに男地部落に沿って三瀧川を横切り標式的に分布する。比較的葉理の明瞭な頁岩、青黒色のかたい砂岩を主とし、薄層状の不純石灰岩、薄い淡緑色凝灰岩、小レンズ状の細粒礫岩層をはさみ、又時に疎な中粒礫を含んでいる。男地東方の川床の石灰岩は *Pseudofusulina sp.* *Triticites sp.* を含んでいる。

(b) この外、片平以西、程野以南に分布する上部古生界はそれぞれ男地層とは別個の地層であるが、その記述はここでは省略する。

(3) 上部トリアス系

坂取川入口に分布する（現在わ露頭がなく、大轉石があつまっている）*Entomomotis* を含む上部トリアス系皿貝階は上部中生界中にたたみ込まれた小片にすぎぬことが判明した。

(4) 上部中生界

窪野層……窪野、窪川間の澤西側道路ぞいに模式的に發達する。長石質砂岩、雲母質泥岩のいろいろの型の互層を主とし、礫岩層を数枚はさむ。植物破片を特徴的に含み、又泥岩は屢々赤い長さ 1cm 前後の紐状物を含む。礫岩層は何れも横の連続悪く、比較的細粒のチャート礫を主とするタイプと火成岩礫を含むタイプとがある。後者の礫は径 10cm 以上のは圓礫ないし亞圓礫でそれ以下のは亞圓礫ないし亞角礫である。

(5) レンズ状部北側の古生層

(a) 大茅層……長崎入口、大茅西南方の間の新道ぞいに模式的に發達する。赤色チャートの特徴的に含む黒色頁岩、かたい砂岩よりなり、一部に石灰岩小レンズをはさみ四射珊瑚を産する。レンズ状部に接した部分は準片岩化しているが、この準片岩部は幅 150~數100mあり非變成の部分に移化する。この準片岩部は東西に連続し、レンズ状部が消えた先まで、その延長方向に延びて分布している。この準片岩は屢々 *ptygmatic folding* を呈する。尙、本層群中には *metagabbro*, *meta-diorite* が貫入している。

(b) 長崎層（假稱）……大茅層群の東方長崎部落附近に分布するベルム系で、かなり擾亂された黒色頁岩、かたい砂岩を主とし、時にチャート、乳白色石灰岩を含み *Schwagerina* を産する。

(6) 準片岩化した大茅層群の中部に、黒瀬川構造帯の第一次的形成より新しい時期のサンドウイツチ構造帯が、前の構造と同様の方向に生じている。これは數mないし數100mの幅の上部中生界と上部古生界とのくりかえしからなっている。この新しくできた帯の南北兩限は屢々蛇紋岩類で境されているが、これは三瀧火成岩類や上部古生界を屢々はさんでいる。このサンドウイツチ帯は全体として見れば、レンズ状部北側の準片岩化した部分を横切る一種のホルスト即ち衝入帯と見なすべきである。

〔C〕 後生變形について

今回の調査で構造帯の第一次的形成後の後生變形がかなり著しいことが判明した。地質圖を一見してもこの点は明かであるが以下に説明を加える。

(1) サンドウイツチ構造について

レンズ状部とその周縁の地層との間に現在見られる斷層は、大部分、構造帯の第一次的形成後の二次的變化の産物と見られる。上部中生界生成後におこつた同斜褶曲、サンドウイツチ構造形成

運動によつて本レンズ状部も二次的に變化し、一部蛇紋岩類の活動も手傳つて、主レンズ状部以外の部分に構造帯構成メンバーが衝入又は沈入してきている。これらの少くとも一部はもともと主レンズ状部の分枝であつただろうが、それが、現在見るような（例えば中生界の中には含まれている）形態をとつたのは、サンドウィッチ構造形成の時期である。

(2) その後のモザイク状地塊運動について

サンドウィッチ構造形成後にレンズ状部の特に南側では、地層群が數10mないし數100m立方の小blockとして立体的に入りまじつて（複雑怪奇に）ずれ動いたと推定される。現在見られる多くの斷層はこのblock相互間の切り面である。従つて、NS性斷層がWE性斷層できられている様に見える部分も、時代的に異なる二組の斷層系があると考えるべきではない。勿論、NS性の後生の胸切斷層はあるにはあるが、少くともこの地域では決定的に重要な支配的構造要素ではない。

(D) 黒瀬川構造帯の再定義

従來、黒瀬川構造帯を特徴岩類の産出状態に注目して、その形態上、分布上の特性から靜的に定義して來たが、研究の進展に伴い次のように動的に把握して行かなければならぬことが明かとなつた。即ち、今年の總會でのべたように、古生代末頃に「ある種の地殻變動のあらわれとして、秩父累帯中部に當時の基盤に達するクレンズ状部が形成され、その形成の際、深部より三瀧火成岩類が上昇し、同時に當時の基盤にあたる變成岩類、ゴトランド紀層も上昇し」且つ、クレンズ状部の北側に準片岩が形成されたわけであるが、この様な運動の生起した場を黒瀬川構造帯として把握してゆくべきである。

最後に、現地で種々討論していただいた小島丈兒・吉野言生・中澤圭二・阿部治朗の諸氏に厚く感謝する。