

日 本 地 質 学 会 関 西 支 部
西 日 本 支 部 合 同 香 川 県 大 会

講 演 要 旨

(関 西 支 部 報 64 号 ・ 西 日 本 支 部 報 47 号 合 併 号)

目 次

大会日程・謝辞	
地学普及講演会要旨	1
応用地質学の分野について	齋藤 実
地質学の誕生と進歩	永井 浩三
地震予知への道	沢村 武雄
北アメリカ地質見学めぐり	中沢 圭二
学術講演要旨	8
第三紀・第四紀・応用地質・	
岩石・鉱物・	
層序・地質構造・古生物	
見学旅行記	22

1967年11月30日発行

日 本 地 質 学 会 関 西 支 部 ・ 西 日 本 支 部 合 同 四 国 部 会

大会日程

下表の日程で9月2日より4日までの3日間、高松市幸町香川大学教育学部で開催した。

9月2日(土) (14時～17時)

地学普及講演会 会場：香川大学教育学部10番教室

演題・講師

- | | | | |
|------------------|---------|------|-------|
| (1) 応用地質学の分野について | 香川大学教授 | 理学博士 | 斉藤 実 |
| (2) 地質学の誕生と進歩 | 愛媛大学教授 | 理学博士 | 永井 浩三 |
| (3) 地震予知への道 | 高知大学教授 | 理学博士 | 沢村 武雄 |
| (4) 北アメリカ地質見学めぐり | 京都市大学教授 | 理学博士 | 中沢 圭二 |

◇

◇

9月3日(日)

研究発表 (9時～17時) 会場：香川大学教育学部18番教室

懇親会 (17時30分～19時30分) 会場：可川ホテル 参加約40名

◇

◇

9月4日(月) (9時30分～16時30分)

地質巡検 小豆島(見学旅行記参照)

謝 辞

本大会の開催にあたり、諸官庁・諸会社からの多数のご援助をたまわり、大会3日間を盛会の中に完了することができました。ここに世話人一同、深く感謝する次第である。

大会世話人

香川大学教育学部 村上 義郎 ・ 高 桑 紘 ・ 坂 東 祐 司

谷 山 穰

香川大学農学部 斉 藤 実

建設省四国地方建設局 宮 島 圭 司

地質調査所四国駐在所 春 城 清之助

(現東京分室)

応用地質学の分野について

香川大学教授 理博 齊 藤 実

地質学の原理、法則などいわゆる地質学に関する知識が現在いろいろな分野で活用されている。列举すると(1) 農林地質学 (2) 土木地質学 (3) 災害地質学 (4) 水理地質学 (5) 海洋地質学 (6) 鉱山地質学などである。

上述の各体系のなかに、それぞれ特有なものがあるというのではなく、いづれにせよ地質現象の的確なはなく、活用にすぎないわけである。たとえば農林・土木・災害方面で、とくに重要な地質現象として岩石の風化現象がある。この風化現象にしても従来は割合に定性的な取り扱いが多かったが、定量的にはあくしなれば、実地に活用することは不可能である。応用地質学の面では、できるだけ地質現象を定量的に取り扱う態度が必要になってくるわけである。たとえば瀬戸内地域では雨量が少く、こういう地域では、岩石の風化も漠然と物理的風化の卓越した地域であるといわれていた。どの程度の風化をしているか、これについて花こう岩についてみると、新鮮岩・風化岩・土壌と一連の3~4階程の試料をとり、全分析をして各成分の消長をみると、全体として30%の損失をした結果がでた。即ち瀬戸内地域では、岩石中の成分が30%位失われて土壌になっている

ことが分る。これをもつて、はじめて瀬戸内地域では物理的風化の卓越した地域であると云いうる。このことは瀬戸内のように花こう岩丘陵地が多く、この果樹園としての開発に対し農業上重要な解釈となる。このように風化の進展度のはあくし、一概に云えないが、同時に粘土量、風化速度等とも関聯し、これは又土木上、災害地質上重要なことである。

また瀬戸内で、花こう岩・安山岩に夫々由来する土壌について侵食率を調べてみると、前者は60~80%、後者は20~30%で、安山岩土壌の方がより耐食的であることが分る。これは斜面保護の問題とからみ重要である。このように一つ一つの地質現象を的確に、定量的にはあくし、これを実際に実地に活用することこそ応用地質学の使命であると思う。

この外瀬戸大橋の基礎にからむ海底の地質及び底質、香川用水トンネル地盤、香川県小豆島の大地すべり、観音寺平野及び益灘干拓地の地下構造と地下水、瀬戸内沿岸における海岸漂砂など瀬戸内周辺の事例をあげ、各分野ごとに夫々解説した。

地質学の誕生と進歩

愛媛大学教授 理博 永 井 浩 三

中世では地質現象を、どのように解釈していたかということ、石の成因と泉と川の水の起源の2つを例にして説明し、ルネッサンス時代になって観察の事実にもとづいて、判断されるようにた

り、18世紀後半に地質学が誕生したこと、最後に、最近20年間に地質学の内容が、どのように進んできたかについて述べた。

地震予知への道

高知大学教授 理博 沢村 武雄

1 地震予知の意義

10万平方Km 当たり、1年間に起こる有感地震、つまり人体に感ずる地震の数を地震活動指数という。日本の地震活動指数は、平均すると約400で、世界一である。日本の面積は、約37万Km²だから、約800に近い地震が1年間に起こっているわけである。南米チリは、日本に次いで2番目の地震国であるが、その数は日本の約半数である。

しかも、わが国は、この狭い国土のなかに1億の人口があり、大都市、工場地帯は、地盤が弱く海岸に面する沖積平野に位置しているから、いったん大地震が起これば、その災害は惨憺たるものがある。したがって、その被害を最少限度にとめようとすれば、予知という問題を考えねばならなくなる。

大正12年(1923)の関東大地震が、9月1日正午2分前に起こって、全半壊約25万戸、焼失約45万戸・約10万人の死者を出したのであるが、あの地震が、前日でも、その日の朝でもよい。予知され、警報が出されて、たとえば、「きよりの昼飯には、握り飯でもつくって火をつかわないようにせよ。倒れやすい蒸品棚は、倒れないように(薬がこぼれて化学反応で発火することがある)」というような指示を出しておけば、163か所から発火(79か所は消し止めた)して、45万戸の家を焼くこともなく、被服廠跡で4万人の焼死者を出すこともなかったのである。被害金額当時の100億円のうち、過半が火災というからなおさらである。

さて、地震を予知するためには、3つの要素について予知することが必要である。すなわち、地

震の起こる時期・場所およびその大きさである。いつ、どこで、どんな大きさの地震が起こるかということである。”あす、日本で、有感地震が起こる”といえは、松代地震のような場合を除いても、百発百中で、これでは何にもならないのである。地震の予知ができるようになり、地震警報が、暴風雨警報のように、比較的正確に予報することができれば、地震の被害は非常に少なくなることはまちがいない。

日食や月食の予報は、きわめて正確である。何日の何時何分何秒から欠け始めて、何分何秒に復元すると予報され、これがピッタリと当たる。これは、たとえば、新幹線で、東京駅と新大阪駅から、ながしの速度で同時にスタートした列車が、どこで、何時何分に会おうかという計算とあまり違わない。それが天気予報となると、いろいろの要素がはいつてきて、当たらないことがよくある。

ところが、それが地震となると、さらに困難な要素がはいつてきて、予報どころか、その前提の予知そのものの方法が確立されていない状態である。

地震の予知には、2つの道がある。その1つは、地震がどうして起こるかということが完全に、学問的にわかった場合である。この場合ならば、われわれは、地震がなぜ起こるかということを完全に知っているから、時々地下の状況をじゅうぶん知る方法さえあれば、地震の予知は完全にできる。しかし、この方法は、現在のところ、とても望めそうにない。

もう1つの方法は、地震に先立って起こる自然現象を利用する方法である。現在、いろいろの自

然現象が、地震発生の遠くないのを予知する材料となっているが、先に述べた3要素について、決定的な予知のできるような自然現象は1つもない。いくつかの自然現象を総合して、ある程度の予知ができるに過ぎない。

それでは、前に述べたように、いつ、どこで、どんな大きさの地震が起こるかという条件について、どの程度の予知が可能であろうか。地震は、岩石の破壊を原因として起こるものであるから、日食や月食のように、何日何時何分に起こるといふふうに予知することは、原理上できない相談である。地域と大きさの予知をして、警報を出すとすれば、たとえば、「高知県西部でM5程度の地震が、いつ起こるかわからない状態になった」とか、「起こる可能性が非常に大きくなった。震度は4程度であろう」といった調子である。

その時期については、1年も2年も前からと、何日前といった程度の2種類が考えられ、研究が進めば、何時間前といった割り合いさし迫った警報を出すことができるかも知れない。

以前は、天気予報という当たらないことが多かった。地震予報についても、当たるかどうかということを考えねばなるまい。天気予報の晴れが実際には雨になっても、べつに社会を不安にさせることはないが、地震の場合は、できるだけの中率が高くないと、社会を混乱させる危険性がある。100%を目標に研究を進めねばならない。

II 地震予知の方法

先に述べたように、現在可能な地震予知の方法は、地震に先立って起こるとされる自然現象を、的確につかまえることである。まず、これらの自然現象を挙げて見よう。

- (1) 地下水の異常
- (2) 動物の異常
- (3) 前震のひん発
- (4) 地震前の地盤変動

(5) 地表面積の膨張・収縮

(6) 地電流の異常

(7) 地磁気の異常

そのほか、掠平虹・地中放射能法・地中超音波受信法などがある。これら諸現象の個々の解説は省略するが、これらの自然現象のうちのいくつかは、たくみに系統化され、常時観測を実施して、その記録を電子計算機ですみやかに整理し、地震を予知して、予報を行ない、適切な警報によって、被害を最少限度に食い止めようというわけである。この方法による地震予知計画が、昭和40年度を初年度とする5か年計画が進められているが、これについては後述する。

ある材料に、次第に圧力を加える。単位面積に加わる圧力が応力であるが、その応力を次第に増していくと、その材料は、破壊するまで縮む。たとえば、 l_0 の長さが l に縮んだとすれば、 $l_0 - l / l_0$ がひずみである。応力を縦軸にとり、ひずみを横軸とつてみると、ひずみ曲線ができる。図1は、一般的な曲線を示したもので、0からAまでは、応力を取り去れば、材料は元の長さに戻り、これは弾性変形である。このときは、ひずみは応力に比例する。AからBまでは、応力を取り去っても、材料は元の長さに戻らず、塑性変形が、弾性変形に加わったもので、Aを降伏点といひ、この点までが弾性限界である。さらに応力を増すと、BCのようになり、Cで破壊が起こる。C点を破壊点という。図1は、金属のように、延性をもつ材料の応力ひずみ曲線にあてはまるが、岩石のように脆性の材料では、弾性限界を越えると間もなく破壊点に達する。岩石は、地中深くになると圧力も大きくなり、温度もあがるので、次第に脆性から延性となるが、破壊強度は減る。

ところが、ここに非常に興味のある問題がある。すなわち、岩石のような脆性物質に、次第に応力を加えて破壊させると、その途中で、非常に微小な弾性衝撃波がキャッチされる。この振動は、岩

石の中で、微小な破壊が起こって弾性波となって伝わるのである。この衝撃波は、岩石の弾性限界を越えるところからひんぱんになり、破壊点の直前では、発生回数が非常に多くなり、ほとんど連続的になる。この性質は、構造の不均一な岩石ほど著しい。その上、地殻には、断層・片理・層理その他いろいろの fissure があるので、地殻内の応力が増して、破壊すなわち地震が近づくと、無数の弾性衝撃波が起こるので、これをキャッチして、地震予知に利用しようというのである。つまり、この弾性衝撃波を前震に利用するのである。先に挙げた自然現象の項目の(3)に当たる。

従来は、前震を伴わない地震もあると思われていた。低倍率の地震計でキャッチできるのは比較的大きい前震である。ところが、倍率何万倍という微小地震や極微小地震(表1参照)を観測する電磁式地震計が開発されてみると、前震を伴わない地震はないのではないかということも考えられる。

昭和38年2月9日に、上高地付近で、M4.8の有感半径100 Kmの地震が起こり、震央に近い松本で、震度Ⅱであった。ごく普通の地震で、従来の観測網では、前震も余震も全く記録されなかった。たまたま、震央から20 Kmの黒部第4ダムに、ダム保全のために、最高倍率5万倍の微小地震計があつて、6回の前震と、2月9日100回近く、10日約40回という風に10日間にわたって余震が記録された。このような例は、松代、和歌山などにあつて、微小・極微小地震の観測により、これを前震としての地震予知が大変有望になった。

このことは、地震だけでなく、すでにアメリカでは、鉾山の落盤の予知、地すべりなどの予知にも利用されている。1963年10月、イタリアのバイオントダムで、3億トンの大地すべりがあつて、大きな被害を与えたが、ダムサイトにあつた10万倍の電磁式地震計は、大地すべりの起

る何年も前から、地すべり地域から起こつたと思われる極微小地震を記録し、とくに2か月前から発生回数を増したといわれる。

Ⅲ 地震予知計画

地震予知に関心の深い約90名の学者がつくっている地震予知計画研究グループが、昭和37年に「地震予知—現状とその推進計画」を発表した。昭和38年、日本学術会議が、地震予知研究について政府に勧告し、また、日本学術会議の地球物理学研究連絡委員会に、地震予知小委員会が設けられ、文部省観測審議会に地震予知部会が置かれるなどのいきさつがあり、たまたま、昭和39年の新潟地震がしげきとなつて、昭和40年度から地震予知研究5か年計画の初年度に踏み切ることができた。

この研究グループがつくつた予知計画のおしまいに「地震予知がいつ実用化するか、すなわち、いつ業務として地震警報が出されるようになるかについては現在では答えられない。しかし、本計画のすべてが今日スタートすれば、10年後にはこの質問に十分信頼性をもって答えることができるであろう」と述べている。10年たてば予知によって警報を出すことができるかわかるだろうというのである。

総額34億4073万5000円、測地・検潮・地殻変動連続観測・地震活動・地震波速度・地磁気・地電流調査・観測センター設置—これが昭和40年度からスタートした地震予知5か年計画のあらましである。10年計画、100億円が、表2のように、5か年計画34億円ということになってしまった。1年にすれば7億円にも満たない。

1発、数100億円、数1000億円、それどころではない。大正12年の関東大地震のようなやつが、東京都をお見舞いすれば、3兆円や4兆円の被害になろうと予想され、これは日本の1年の国家予算に当たる。予知計画の予算があまりに

も少ないと思うのね、筆者だけであろうか。

5か年計画の項目について簡単に述べる。

測地というのは、三角測量や水準測量によって、地殻変動の状況を知るのである。

検潮は、検潮所を全国の海岸に、約100kmくらいの間隔で設けて観測し、平均海面を基準として地盤の上がり下がりを見監視する。

地殻変動連続観測には、傾斜計や伸縮計を設けて、地盤変動を常時観測する。

地震活動調査は、従来の大・中・小地震の観測に加えて、微小・極微小地震の全国20余か所の観測網を設け、常時観測を行なうもので、特に、微小・極微小地震は、先に述べたように、前震としての役割を演じ、その観測は地震予知の立て役者となろう。また、極微小地震の観測は、地質学的に見て、所屬やしゅう曲が、現在活動しているかどうかを知る手段ともなり、これらの活動はまた地震の原因ともなる。

地震波速度の測定というのは、火薬の爆発によって人工地震を起し、地震の波の速さを計って、地下の状況を調べる。

地磁気・地殻流の調査、特に、地磁気については、アラスカ地震・新潟地震などで変化があり、マグマのエネルギーによる火山性の地震など、ほとんど変化しているところから、かなり有力なものとして、全国1100か所の磁気観測点の再調査、5年に1回行なうことを考えている。

これらの各項目は、地震発生前に起こる自然現象として、前に上げた7項目のうち、地下水の異常と動物の異常をのぞいたものをすべてもうらしている。

これらの観測・測定は、日本全国にわたって行なうものであるから、得られた資料は揮う大なるものである。したがって、それぞれの部門について、地震予知観測センターが必要である。たとえば、測地・検潮は国土地理院、大・中・小地震は気象庁、その他は東大地震研究所・京大防災研究所に

観測センターを置き、他の大学にサブセンターを置くというやり方で、すでに実施されているものもある。

高知大学においては、すでに昭和32年から、高知市朝倉の湯来集山に観測所を設け、1倍の強震計・60倍の普通地震計・210倍の加速度計を設置し、観測中であつたが、先に述べた5か年計画の微小地震観測網のうちの1か所として、前2年頃から研究、施設としてスタートした。図2は、朝倉の本観測所、香美郡土佐山田町若宮と土佐郡土佐村西石原の分室の位置を示すもので、地質のあらましも示されている。本観測所の南へ傾斜には仏像構造線があり、秩父帯の虚空蔵山岳群に位置し、西石原分室は、御荷鉢構造線に貫入した斑岩(含細粒花こう岩)に設置し、若宮分室では秩父帯白木谷別の石灰洞内(入口より120m奥)に設置した。地震記録がまた半分に満たないので、けつきりしたとけいえたいが、構造地質学的にも、興味のあるデータが、出始めている。

東大地震研究所の萩原所長は、この5か年計画の総合的なすめ方について次のように述べている。

「水準測量は反復から年の周期で、全国的に行なわれるようになるかと、すず変動の異常な地域を見つけて出す。あるいは、海岸昇降検知センターが、海面変化の異常な地域を見つけて出す。また、磁気測磁が経年磁気変化の異常な地域を指摘する。ひとつは、異常な地域が見つければいい、そとに三角・水準・辺長などの測量が集中され、短い反復周期で測量が繰り返される。その地域に地殻変動観測所や微小地震観測所がすでに設けておけばよし、もしなければ臨時に増設をする。もちろん、極微小地震の移動観測班は、この地域で綿密な観測を続ける。このように総合的な調査により、地殻に異常のあることが確認されたならば、あとにいつ浮き出すかの問題である。それには地殻変動の連続観測と、微小・極微小地震の観測

が大きな役割を演じるにちがいないと思う。」

さらに、

「わたしたちは、およそ10年先に地震予知が研究から実用化に踏み切るときが来るという大きな希望をいだいて、地震予知研究の推進に努力しているのである。」

と結んでいる。

国立防災科学センターの和達清夫博士の言
をかるならば、

「日本人のせつな主義的な感覚に問題がある。外国のように、合理主義的なものの考え方ができるようになれば、もっと早く手が打てるんだろけれど。」

と嘆く。日本人の感覚で、いつ起こるかわからないものにあまり金はかけられないという政府の金の出しつぷりで、地震予知の可能性がおくれないように願いたいものである。

M	W (エルグ)	地震の呼び名
1	2.0 × 10 ¹³	極微小地震 1 > M
2	6.3 × 10 ¹⁴	微小地震 3 > M ≥ 1
3	2.0 × 10 ¹⁶	
4	6.3 × 10 ¹⁷	小地震 5 > M ≥ 3
5	2.0 × 10 ¹⁹	
6	6.3 × 10 ²⁰	中地震 7 > M ≥ 5
7	2.0 × 10 ²²	
8	6.3 × 10 ²³	大地震 M ≥ 7
8.5	3.6 × 10 ²⁴	

表1 地震のエネルギー、マグニチュードと呼び名

合 計	観測センター	地磁気・地電流	地震波速度	地震活動 微小・極微小地震 大・中・小地震	地殻変動連続観測	測地・検潮	項目
三四・四〇七三・五	三・九九〇〇・〇	二・七九一九・六	一三六三・〇	八・二〇二四・五 六・四八二七・五	六・七五二二・三	六・〇五一六・六	五カ年間経費(円) 億 万
二八九	三八	二三	二	一〇八 二〇	六五	二三	同人員増(人)

表2 5カ年計画の必要経費と人員増

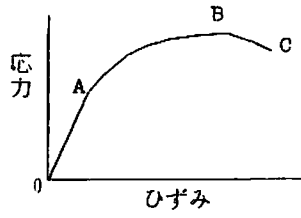


図1 応力・ひずみ曲線
(萩原尊礼)

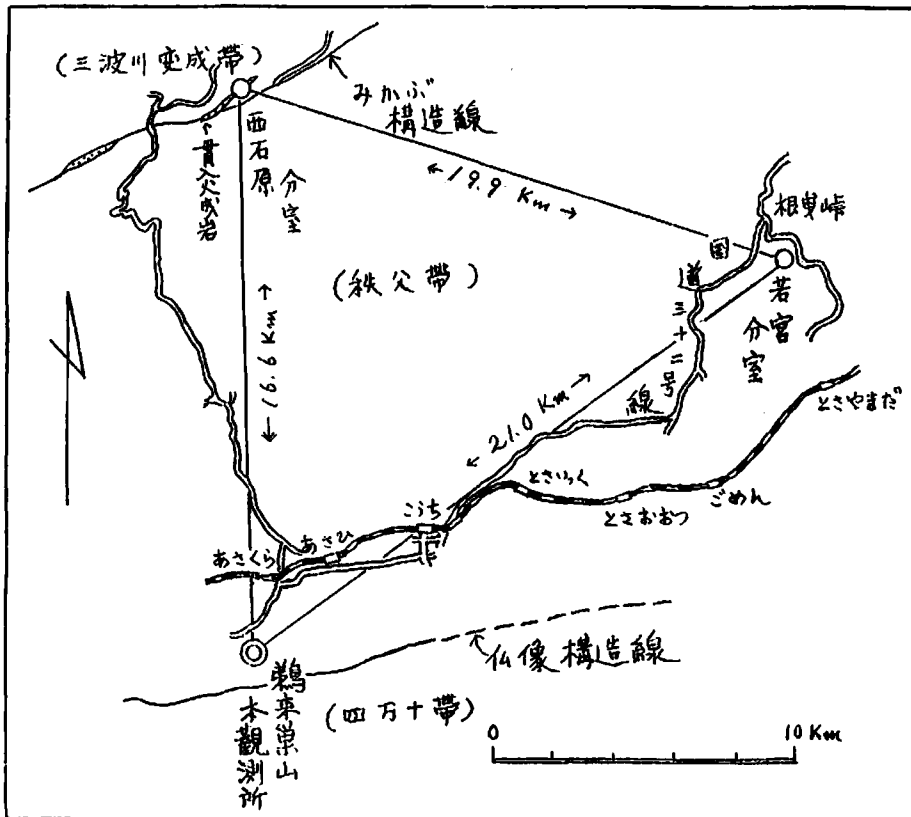


図2. 高知大学文理学部付属高知地震観測所の位置と地質

北アメリカ地質見学めぐり

京都大学教授 理博 中 沢 圭 二

カラースライドにより 北アメリカの地質を詳しく紹介した。

学 術 講 演 要 旨

愛媛県燧灘干拓地の地下構造について

齊 藤

実・坂 東 祐 司 (香川大学)

最近、愛媛県西条市北方の燧灘沿岸で工事中の干拓地において掘さくされたボーリングコアについて検討し、その中の深度 100 m のテストボーリングコアについて微化石分析を実施した結果、次のような事実が判明した。

1) 層序関係について

- (A) 0 ~ 16.5 m 海成堆積物 (現世)
- (B) 16.5 ~ 90 m 陸成堆積物 (鮮新 ~ 洪積世)
- (C) 90 m 以降 基盤岩 (花こう岩風化土、および花こう岩)

(A) は埋没化石および貝殻破片から判断して明らかには現世の海成堆積物である。そのうち、上位 6 m までの砂質部分は明らかに現状のような沿岸堆積物である。それ以下のシルト質又は粘土質土はいわゆる湖底泥で潟湖堆積物である。

(B) は河川・扇状地、沼沢地性の堆積物で、この部分は大きく二分され、深度 16.5 ~ 24.0 m の部分と、同じく 24 ~ 90 m の部分の二層からなり、花粉分析の結果では Taxodiaceae が顕著なものは下位の層で、全体として層相や花粉の特徴は三豊に類似している。この下位層は堆積物 (泥炭質) を含む層状シルト、褐色アルコース砂の互層である。これに対して上位の 16.5 ~ 24.0 m 深層のものは花こう岩礫をもった褐色粗

粒砂からなり、恐らく洪積世末期の礫水扇状地堆積層であろう。他のボーリング結果を総合判断するとこの上位層は福成寺川河口附近で最も厚くなるようである。

(C) の基盤岩は試料では明確を欠くが、すべて花こう岩の真砂状のもので、堆積物の特徴はなく、基盤 (花こう岩) 岩ならびにその風化土であろう。

全体として(A)層の沖積層は概々厚さは他の近接ボーリングにおいても同様な層厚を示し、最上部の 10 ~ 17 m 層厚の部分は腐蝕交りの砂にはじまり、極めて特徴のあるシルトまたは粘土層を経て河床の良い砂層で終る堆積物である。これに対して(B)層は瀬戸内海海底および沿岸地域に普遍的に分布する三豊層 (鮮新 ~ 洪積層) 相当層で、扇状地、湖沼性堆積物で、メタセコイア化石植物群を含む点で極めて特徴ある地層である。この地層中には一般に埋木、泥炭を含み、青灰色シルト又は粘土、砂礫、粗粒砂の互層を特徴としているが、本地域地下のボーリングコアを検討しても、その特徴が良くうかがわれる。この(B)層中のアルコース砂、およびシルト層は礫層地下水の有力な潜水層を形成している。又この(B)層の層厚は基盤岩(C)層の凹凸と関係し、基盤の花こう岩の階丘の存在する所は薄くて 40 m 前後、基盤岩の深い所では 80 ~ 100 m 前後で、階丘の存在する所では一般に深部に泥質物の発達はい。

高知市周辺の第四系

満 塩 博 美・甲 藤 次 郎（高知大）

高知市周辺には、高位・中位・低位の3段の平坦面および沖積平野が存在する。各平坦面のそれぞれの高度は約40～70 m、約20～30 m、約5～10 mである。高位面は主として侵蝕面、一部堆積面が存在するが、これは万々階・城山礫層

である。中位面は大部分侵蝕面で、ごく一部に限られて堆積面があり、これを大谷階と仮称する。低位面は侵蝕面のみである。

詳細は高知大学学術研究報告第15巻、自然科学Ⅰ、第7号に記述している。

徳島県麻植郡穴吹町—川島町付近の第四系

中 川 衷 三（徳島大学）

増 田 英 俊（徳島県白石小学校）

寺 戸 恒 夫（阿南工業専門学校）

本地域は少くとも4段の高位段丘、3段の中位段丘、2段の低位段丘が識別できる。それぞれは、構成礫の種類、風化の程度 Matrix の赤色化の程度、面の開折度によって、区別をつけることができる。中位段丘堆積物では、これまで山路礫層が川島礫層を蔽うとされて来たが、本地域に於ては、interfinger の関係が見られ、所謂

汎濫原堆積物による段丘面の形成の際、それに流入する河川による扇状地堆積物、或は後背地の急崖よりもたせられる岸錐堆積物が混入し、面の形成に参加することが一般的を現象として考察されねばならない。

高位段丘の時代については、今後何らかの方法で、追究されねばならないものといえよう。

高知県土佐中村付近の第四系

中 川 衷 三（徳島大）

寺 戸 恒 夫（阿南工専）

土佐佐賀より足摺岬に至る約80 Kmの間に第四系のうち特に本地域で顕著な段丘堆積物を中心として調査し第1報とする。

段丘は中村市東方および土佐清水市中ノ浜付近で最もよく発達しており後者においては7段の地形面を区分し得る。以下主な段丘構成層を記す。

以布利礫層 高位段丘堆積物であり、清水港東方および南方に分布し長径30 cm前後の礫を主と

するが上部には厚さ40～60 cmの層が礫層と互層をなす。砂層は著しく赤色化し、一部の層相は清水港周辺の低地に散在する越層に酷似しており、鮮新統の可能性が大である。

中位段丘礫層 全域に亘りよく発達し面の連続もよい。以布利以北では、礫を有し赤色化した matrix を見るのは本層に限られる。中村市平野では層厚は10 m前後に達すると考えられ、下

部に砂層を有する。

大方砂層 模式地は大方町入野で分布もこの周辺に限られる。偽層が発達し、上部には赤色化したやや泥質の部分がのる。約40mの高度を有し、中位段丘構成層である。

低位段丘線層 清水港周辺の海拔25m内外の高度を有する。表土は必ずしも赤色化せず分布も狭く、内湾に認められる。

以上の砂礫層はほとんど海成と考えられる。

中位段丘の対比により、本地域には次のような地盤運動が認められる。第1は足摺岬先端部の上昇がみられ、半島基部に比し約20mである。第2に、段丘高度には数か所に不連続な部分が存在し、その間の南北性、東西性の断層によるブロック運動が考えられる。

亀の瀬地すべり

藤田 崇 (大阪工業大学)

大阪府柏原市峠、亀の瀬地域は古くから地すべり地として知られている。地すべりは新第三系中におこっており、この新第三系は傾家帯花崗岩・花崗片麻岩を基盤とし、大阪層群下部礫層により不整合におおわれている。新第三系層序は次の通りである。

A層：含角閃石紫蘇輝石石英安山岩溶岩

同火砕岩類(凝灰角礫岩等)

B層：花崗岩質礫岩

複輝石安山岩溶岩

同火砕岩類(集塊岩・凝灰角礫岩等)

C層：礫岩および砂岩

複輝石安山岩溶岩

同火砕岩類(集塊岩・凝灰角礫岩等)

ここでA層安山岩は二上層群明神山火山岩である。B・C層安山岩はドロコロ安山岩と命名されており、二上層群以後の別の火山活動という可能

性が高い。従って、A層とB層とは不整合とみなした方がよからう。

本城の地すべりは、いわゆる第三紀層地すべりであり、B層安山岩下位の火砕岩類(一部礫岩・砂岩)中で主としておこっている。これは、地すべり地塊の分布、昭和6-7年の地すべりのさいの試錐資料等、昭和26年以降の清水谷地すべりにおける種々の観測結果、地震探査による仏生堂近傍のB層安山岩体の破砕の確認、それに今回の地すべりにおける試錐結果等により裏づけされる。このため、B層安山岩最下面の地下等高線図は地すべり地塊の運動を説明するのに好都合である。

地すべり面は火砕岩類の粘土化が原因であるが、これを促進させたのはB層最下位の礫岩、あるいは火砕岩類中にみられる花崗岩質の礫岩・砂岩のレンズが透水層の役目を果たしたためと考えられる。

中国地方の海成中新統とその変位について

多井 義郎 (広島大)

中国地方では瀬戸内区の場合、そのほとんどがフラットの状態で見盤岩をおおい、

ごく断層に接近した場合を除いて一般に褶曲せず、層厚も比較的薄いことが特徴である。これら中新

統の内容については、岩相層序・微化石層位の研究がすすみ、特に後者の区分では6段階の標準区分が識別されている。中国地方の地表・地下で確認されている備北層群・勝田層群・多里層群などがその対象となるが、いまこれらの基底面の高度分布を吟味し、その海拔高度値から等隆起線図を作成し、それに残存する中新統の層位との関係は次の通りである。

上述の6段階全部の微化石層位がそろい、下位から粗粒・細粒・粗粒のほぼ完全に近い一堆积輪廻をなす地層が存在するのは児島湾底下のものだけでその基底面は-375 m にあつて黒雲母花崗岩と接している。残りは地表分布のもので、ごく概括的にみて高度100~200 m間に基底面をもつものは1から4段階まで、200 m~300 m間のものでは1から3段階まで、300 m以上では1から2もしくは1段階だけとなっている。このことから基底面の低いものほど上位層準まで保存されているといえる。上の1段階とは筆者の三次階

内容のものであり、*Miogypsina Kotoi* - *Operculina complanata japonica* Zoneに当り、2および3は *Lagenonodosaria scalaris* - *Uvigerina crassicosata* Zone のもので、残り4・5・6は *Cyclammina orbicularis* - *Martinottiella communis* Zoneに当る。

最近における一等水準点検測例を2・3述べると、倉敷 - 高梁 - 新見(1935~1948)では倉敷から新見にゆくにつれて上昇量を増し最大47.2 mmに達している。岡山 - 津山 - 鳥取でも津山・鳥取へと上昇し、鳥取付近では+57.0 mm(13年間)、岡山付近では-120.8 mm(21年間)の変位量が記録されている。倉敷-児島市間(1948~1955)でも前者が0 mm、後者は-44.3 mmが記録され、等隆起線図とある程度符合している点を述べた。

三豊平野における地下水について

西 島 輝 之・栗 原 権四郎(農林省)
齊 藤 実・坂 東 祐 司(香川大)

近年瀬戸内沿岸における地下水利用の増大にもない地下水中への塩分侵入が起っている。この原因を究明するため、農林省では1964年から66年にわたり三豊平野で総合的調査を実施した。

地域の地質は花崗岩を基盤として、鮮新~洪積世の三豊層群からなる丘陵がある。この三豊層は地域の地下一円に拡く分布している。これは試錐結果でも知られている。本層は30~130 mの厚さで未凝固で砂礫およびシルトの互層で、各所に泥炭を夾んでいる。この南方前縁には三段の洪積段丘が分布しているが、この内低位段丘は地域に最も広く分布しており、その一部は地下に

滲入し、沖積平野下に分布している。財田川流域での微化石分析結果によると地下15~20 mの深度に分布している。

これらの段丘の北方には主として砂礫層、粘土層から構成される沖積層が分布する。これらの三豊層群、埋没低位段丘堆積物および沖積層は瀬戸内海底にも広く分布し、海底下の平坦面につながる。海底平坦面の内、最も分布の広いのは40 m附近にあるもので、これは三豊層の侵蝕面と考えられる。更に20 m附近のものがこれに続いており、沖積層・洪積層の堆積面であろう。

三豊平野の地下水は自由地下水と被圧地下水に

分けられる。自由地下水は沖積低地と洪積段丘のものがあるが前者は財田川の河川流量と後述の因子に支配され、後者は滲透能に支配される。被圧地下水はほとんど三豊層群中から採水されており、地域の沿岸部では広く利用されている。この三豊層群中には有力な帯水層が3層存在している。この被圧地下水の比湧出量は $250 \sim 300 \text{ m}^3/\text{day}/\text{m}$ に達しており、少ないものではない。これらの地下水中に塩分侵入が最近顕著になった。この状況を知るため、地下水採水井を地下地質により、沖積・洪積層にストレーナーのあるもの、三豊層群中にあるものに分け、各井について塩分濃度を電導計により測定すると、自由地下水のものは沿岸部では $2000 \mu\Omega/\text{cm}$ 以上に達し、沿岸から2 kmの内陸においても $500 \mu\Omega/\text{cm}$ 以上もある。これらの塩分侵入地域について見ると沖積層の分布

地域のみに見られ、他の地域では見られない。特に塩分侵入の多いのは埋没洪積層の分布域である。これに比して被圧地下水中の塩分濃度は沿岸部でも $400 \mu\Omega/\text{cm}$ 程度である。これらから三豊平野の地下水中への塩分侵入は瀬戸内の -40 m 海底平坦面上に口を開く、沖積・洪積層中に起るものと考えられる。更に、財田川の河川流量の減少がはくしゃをかけるのである。これに対し、この平坦面下に分布する三豊層群中の地下水中には塩分の侵入は起りにくいものと思われる。しかし今後、過剰揚水が行なわれるならば、被圧地下水中にも塩分の侵入は起る可能性がある。

地下水は上述のように地質単元と密接に関係があり、地下水開発には、地質および地質構造上の検討を十分になすべきである。

紀伊半島四萬十累帯の砂岩

徳岡隆夫（京大）

四萬十累帯の構造発達史を明らかにするために、広く分布する厚さ1 m以上の塊状を呈する砂岩層についての考察をおこなった。日高川層群については竜神-花園地域、御坊-由良地域、牟婁層群については日高川地域、奇絶峽地域を検討した。これらは両層群の殆ど層準にわたっている。日高川層群の砂岩は主として細粒砂岩でgraywackeに属する。牟婁層群のものは中粒ないし粗粒で、主としてarkositeでなりfeldspathic quartziteやgraywackeにまで及ぶものもある。鉱物組成においては両者とも大きなちがいはみられない。砂粒のRoundnessは、石英粒についてみると前者はsub-angularないしangularで、後者はsub-angularなものにsubrounded, angularなものが含まれ、全体としてやゝRoundness

の高い値を示す。

一方、両層群の礫岩から考察される後背地には、本質的な変化はみられず、殆ど同一の供給源地からもたらされたことを示している。このことと上述の砂岩の諸性質を合せて考えると、紀伊半島においては四萬十地向斜は、同一の、主として北方に求められる後背地から連続的に碎屑物をもたらされたこと、堆積盆は日高川層群から牟婁層群堆積時にむけて、全体として次第に浅くなっていったことが推定される。

香川県の和泉層群基底にみられる微弱な放射能異常

宮 久 三千年 (愛媛大学)

長尾町南方の大窪寺付近から内場タム付近にかけての和泉層群基底部には、基底礫岩を欠除してアルコース砂岩層に炭質黒色頁岩薄層を伴う地層が直接に基盤花崗岩類を不整合に被覆する。この黒色頁岩層の部分は自然計数の1.5~2倍の放射能をみとめ、分析によって17~25g/tのウランを含有する。この値は岡田茂(1967)による西日本領家帯花崗岩分析値22個の平均 5.5g/tの3~4倍、通常の堆積岩の10倍以上の濃集を

示すが、資源としてのウラン鉱石(0.0n~0.0n%)ほどの高品位のものは見出されない。

その成因は基盤の花崗岩中の可溶性ウランが風化侵蝕によって堆積水域にもたらされ、炭質物の存在するような還元環境で沈澱したのであろう(この報告は地質調査所月報11巻1号(1960)に概報したものに若干の考察を加えたものである)。

小豆島寒霞溪火山岩類の古地磁気

三 村 弘 二 (京都大)

大阪層群綜研の一環として、そのtuffの起源を明らかにする手はじめに昨年末、笠間・斎藤両氏の案内で、小豆島のとくにカンカケイの火山岩地域を中心とした予察的な調査が綜研メンバーの手で行われた。

そのさい火山岩類の主として溶岩類についてマグネの試料を採取し測定した結果では、カンカケイformation中の溶岩流のN. R. M. は下部よりすべてReversalで、最上部にNormalが存在する。但し、山頂部を構成する溶岩流は落雷の影響を強くうけており測定不能であった。中部の溶岩流はカンカケイルートでは欠層している為、それと同層準のやスコリア質の凝灰角礫岩の個々の構成岩塊についてN. R. M. を測定したが、それらの帯磁方向は全く一定していない。

恐らくこの厚さ300m以上に達する凝灰角礫岩はその構成岩塊に含まれる強磁性鉱物のキューリー温度よりはるかに低温(恐らくは500℃以下)で堆積したことを示している。なお下位の内海formation最上部の皇踏山溶岩流はNormalであった。

現在までに大阪層群のtuffについては、アズキtuffの磁化方位がReversalであることが知られている。マグネからみてカンカケイの火山岩類下半部にReversalが存在することば、その年代がほぼアズキtuffと近い時代に考えられていること、岩質上の共通性などと共に、小豆島の位置ともくらみあわせて、大阪層群のtuff、とりわけアズキtuffの供給源を明らかにしていく上で、一つの手がかりを提起している。

黒雲母花崗岩の風化作用とその応用

山下親平 (愛媛大学)

黒雲母花崗岩の風化に伴って粘土鉱物が出来ると云うことは岩石中のブラジオクラセ、パイオタイトの化学的作用による変質作用である。ブラジオクラセ、パイオタイトの原子結晶格子構造をしているSi, Al, K, Na, Fe, Ca, Mg, OHが結晶格子を解き、格子から離脱して結晶体の外側にイオンとして移動し、他の原子が附着し、新しい結晶格子構造を持った新鉱物が生成されるにある。

風化土の斜面に対し上部より下部に採った試料につきX線分析、示差熱分析化学分析、粒度分析、剪断試験を行った結果風化土中にパーミュキライト、カオリナイト、セリサイト、イライト、クローライト、サポナイト、ギブサイトが検出された。その結果次のことが考えられる。

- (1) 斜面の上部ではパーミュキライト、セリサイトが多くなっており、粘着強さ内部摩サツ角は増大している。斜面の中央部においてはパーミュキライトが多くなっており粘着強さおよび内部摩サツ角が小さくなっている。
- (2) これを $Al_2O_3 - CaO - Fe_2O_3 + FeO$ 系について考えると、斜面の上部より下部に行くに従い Al_2O_3 は減少→増加→増加と変化し、 $Fe_2O_3 + FeO$ は増加→減少→減少となつて、パーミュキライトの成分から遠ざかろうとしている。すなわち斜面の上部と中部において、パーミュキライト化作用が行われたことを示している。
- (3) 風化作用は、 $Al_2O_3 - H_2O$, $SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O$, $SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - H_2O$ 系および $(Ca, Mg)O - (K_2, Na_2)O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ 系の反応系の処産によるものであつて、Rolfe and Jeffriesはbiotite→biotite in-

termediate→biotite hydrate→Vermiculiteの生産過程を経ると云っている。またJackson et alはbiotite→illite⇌intermediate⇌Vermiculiteの過程を経ると云っている。何れにしても $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - MgO - OH$ 系のOHが問題であつて、このOHが土粒内部の原子結晶格子構造の存在如何にかゝると考えられる。

(4) Brindlyによればカオリナイトの場合(OH)が(001)面に平行の方向では、層格子六角形の内部に遊離の状態で存在した(100)面に平行の方向では半格子の構造をもっている。故にこの(OH)が遊離の構造を持っていると考えられ、土粒子の外側を流れる粒間水の作用により土粒子内部において格子構造から離脱し層間水となり更に土粒子の外側に他イオンと共に移動する。すなわち $(OH)_n + X(H_2O) = X(H_2O) + (OH)_n$ により土粒子相互間の水分が増加し、土粒子群の粘着強さが小さくなるのである。

こゝにセリサイト、パーミュキライト、カオリナイトの格子構造の(OH)を見るとセリサイト、パーミュキライトは(OH)₂であり、カオリナイトは(OH)₄であることからBrindlyの結晶格子論を入れるとすれば、カオリナイト化帯よりもセリサイト、パーミュキライト化帯の方が粘着性が強いと考えられる。

愛媛県の陶石の原岩とその陶石化

堀越和衛(愛媛大学)・宮久三千年(愛媛大学)

檜垣淳(愛媛県総合化学技術指導所)

愛媛県下の陶石は、天草(熊本)・対馬(長崎)・服部(石川)・出石(兵庫)・渋草北濃(岐阜)・鳳来寺(愛知)などのものとともに、古くから知られており、砥部焼・御荘焼として有名である。

1 分布

愛媛県の北部より、領家帯の黒雲母花崗岩～閃雲花崗岩を貫ぬくものに、(1)中島鉾床、その南、上部白亜系の和泉砂岩層群帯に貫入するものに、(2)上離鉾床、さらにその南の中央構造線に接する三波川帯を基盤とする石鎚第三系に貫入するものには、(3)砥部鉾床群(川登万年・外山鶉ノ崎・障子山・弘法師・三坂・上尾溝穂)、また三波川の結晶片岩類に直接併入または噴出するものに、(4)佐礼谷鉾床群、さらに南方の四万十帯に貫入するものに、(5)南予鉾床群(三間・僧都)などがある。

2 原岩

これらの陶石の原岩を大別すれば、つぎの4種と思われる。

- (1) 輝石安山岩～いわゆる粗面岩質安山岩
(川登万年・障子山・弘法師・上尾溝穂)
- (2) 黒雲母安山岩(上離・外山鶉ノ崎)
- (3) 黒雲母流紋岩～ハリ長石流紋岩(三坂・三間・佐礼谷・中島)
- (4) 石英斑岩(僧都)

3 陶石の産状と組成鉱物

- (1) 巾数 m ～十数 m の岩脈または岩床のほとんど全部が陶石化しているもの
- (2) 巾数十 m の岩床の上部数 m が陶石化しているもの
- (3) 岩脈をなす岩体の上部数十 m が陶石化しているもの

(4) 直径数 Km におよぶやゝ大きな岩体から枝分かれしている岩脈部が陶石化しているもの

(5) 同上のような岩体中に不規則な脈状または網の目状に陶石化しているもの

などいろいろの産状を呈するが、その中に球状の団塊または脈状の硫化鉄鉾(黄鉄鉾・白鉄鉾)が入りこんでいたり、または青灰色～赤紫色に硫化鉄鉾(またはその酸化物)が鉾染していたり、茶褐色の酸化鉄の脈が網状に発達したり、また特に珪化が進んでいる部分が見られたりすることが普通である。

組成鉱物は主として、石英・イライト・セリサイト・モンモリロナイト・カオリナイト・サニディン・アルバイト・ハロイサイト・アジュラリア・パイロフィライト(?)などで複雑な共生関係にあるが、産地によっていろいろであるが、原岩の種類および上昇鉾化剤の性質(酸性度・温度)などのちがいに由来のものと思われる。

化学組成では、石英が付加されているのみで、他の成分はすべて溶脱している。

4 変質作用の過程とその成因

露頭における、硫化鉄鉾含有陶石および酸化鉄鉾含有陶石の風化状態をみると、つぎのようないろいろの場合が観察される。

中心部 \longrightarrow 最外部

- ① 黒青灰色→白色→茶褐色→白色→淡黄褐色→白色 (レンガ赤色, 黒茶色)
- ② 青灰色→白色→茶褐色→白色→淡黄褐色→白色
- ③ 紫赤色→白色→茶褐色→白色→淡黄褐色→白色
- ④ 茶褐色→白色→淡黄褐色→白色 (周律的くりかえし)

陶石化の原因は主として、弱酸性の硫酸酸性の熱水溶液（ガス）の上昇による変質岩体中の鉄分の濃集とともに、一方溶液は次第に中性〜アルカリ性となり温度もさがって地表近くで陶石化が進んだもので、天草陶石、対馬陶石などと同様の自変質作用によるものではないかと思われる。

しかし、上記のような風化の状態から、地表から滲透してきた天水の酸化による風化作用も、鉱床生成後の陶石の質を向上させることに大い

に役立っているものと考えられる。

5 陶石生成の時代

原岩類の活動がすべて第三紀であるので、それらの岩石の貫入または噴出直後原岩をつくった岩漿からの熱水鉱化剤によりひきつづいて生成されたものと考えられる。

愛媛県野村・魚成地域の秩父累帯中帯について

波 田 重 熙（大阪市立自然科学博物館）

大阪市立大学の卒業論文として、1963年から1964年にかけて、愛媛県東宇和郡野村町から同郡城川町にかけての東西8 Km、南北4 Kmの地域について調査を行った。それ以後補足的に調査を続けた結果について報告した。

四国を横断して、東からつづいてきた黒瀬川構造帯を反映する“レンズ状部”は野村町手都合付近にて一旦消える。そこで黒瀬川地域の西縁にあたるこの地域の秩父累帯中帯の層序および構造を明らかにする事を目標として調査を行った。

従来野村層群と一括されていた部分は、阿下層群と、野村層群に分割されることが明らかとなった。阿下層群は野村町荷刺付近の宇和川を模式地とし、下部は泥岩からなり、中・上部は砂岩・礫岩からなっている。同時代の他の地層にみられるチャートがほとんどないこと、礫岩がいちじるしい事は特異な点である。礫岩は層内礫岩で、砂岩・泥岩・に急激に移化している。礫種は、よく円磨された花崗岩、石英斑岩、流紋岩などで、とくに酸性ないし中性の火成岩礫が多いのが特色で、チャート礫はみつけない。石灰岩は細角礫状構造をもち、*Misellina cf. claudiae*

など、九州の小崎層下部の紡錘虫化石群に非常に近似の化石を産した。つまり *Pseudodoliolina aff. pseudolepida pseudolepida* を除けば、小崎層の b, d 層準の石灰岩中の化石と極めてよく合致している。したがって九州小崎層の *Misellina claudiae* 帯に対比されるとみなされる。たゞ *M. claudiae* と同定したものは不完全な標本である点や、*Pseudodoliolina* が小崎層では *Neoschwagerina simplex* と共存してより上位から出現している点を考慮すると *Neoschwagerina simplex* 帯までのびることも考えられ、そうすれば阿下層群と野村層群とは部分的に同時異相の関係にあることになる。そこで今回、野村層群から分割して、秩父累帯中帯・北部相として阿下層群を定義した。なお、秩父累帯中帯における下部ベルム系を示すものに、男地層群がある。紡錘虫化石群の上では両者には類似性がなく、男地層群には *Triticites* の種を含んでいる。従って阿下層群は少なくとも男地層群より上位の層準とみられる。ベルム系中部統野村層群については、

数層準より紡錘虫化石を見出した結果、北斜する褶曲軸をもつ、同斜褶曲構造をなすことが明らかとなった。従って南翼は逆転していることになる。

トリアス系は非常に断片的なものしか分布していない。下部トリアス系田徳層、中部トリアス系今出層、下部川内ヶ谷亜層群 *Procrustes*

層は魚成衝上線もしくはそれに平行する副次断層にはさみ込まれており、川内ヶ谷層群久保谷層は野村層群の背斜軸に沿う断層でたゞみこまれている。なお、成徳部落奥のローソン石・緑泥石片岩川向部落奥には野村層群の中に黒雲母・緑レン石・斜長石・角閃岩がいずれも断層によりもち上げられている。

岡山県津山市東部の地質、とくに三疊系について

長谷 晃 (広島大)

津山市東部には舞鶴層群相当層、夜久野伊入岩類および三疊紀層が分布する(河合正虎, 1957: 5万分の1津山東部地質図および説明書)。舞鶴層群相当層は南海層と呼ばれ、無層理、塊状の黒色泥岩を主とする単調な累層である。夜久野伊入岩類は南側の南海層と北側の三疊紀層の間に位置し、三疊紀層とは断層関係にあるものようで、これを貫くところはどこにも見当たらない(三疊紀層との間に粘板岩・チャートからなる古生層が幅狭く露出することがあるが、その場合は、これと三疊紀層の間に断層がある)。変塊礫岩・変輝緑岩を主とする部分と変花崗岩を主とする部分とがあり、一部に小蛇紋岩体を伴う。

三疊紀層は広野累層(下位から順に土居夾炭層・福井互層・下山互層の3分)と呼ばれ、一括して上部三疊系とされていたが、下山互層の基底に明瞭な斜交不整合があることがわかったので、広野累層の名称を廃し、不整合より下位の2層を合せて福井層とし、上位のものはそのまま下山層と呼ぶ。福井層の下半部は頁岩優勢の砂岩・頁岩互層からなり、最上位に近く炭質頁岩・石炭をはさまる。上半部はほとんど頁岩からなる単調な累層で代表される。頁岩は黒灰色・青灰色、シルト質で剝離性がある。化石は未発見であるが、岩相上、福井層は本地域の南方、樽原鉱山付近に発達する下部

中部三疊系、福本層群に対比するのが妥当であろう。下山層は基底砂岩とこれに続く砂岩・頁岩互層からなり、*Monotis* (*Entomonotis*) *ochotica densistriata* を産する。福井層と下山層の間の斜交不整合は両者の一般走向の斜交性(福井層はWNW-ESSE, 下山層はENE-WSW)、傾斜のちがひ(福井層は平均40~50°N、ときて小褶曲が発達し、垂直に近いところもある、下山層はより緩傾斜)からも暗示されるが、下山部落南方において45~80°Nに傾斜する福井層の頁岩上に20~30°Nの傾斜をもつ下山層の砂岩がのる露出がよく両者の関係を示している。

秋吉造山運動の主要時階の一つはラヂミアンにあったとされているが、中国帯では三疊系下半部が欠如しているので、この時階を限定することができない。舞鶴帯では三疊系の下半部と上半部の両方があるが、その関係はたいてい不明である。ただひとつ、樽原鉱山付近で福本層群が上部三疊系の中硬礫岩(ただし時代は不明確)に斜交不整合をもつておおわれるとさおている。本地域の上記不整合も、福井層の時代が化石によって立証されていないが、ノリアン前、おそらくスキチアン・アミアン後の造山時階を示すものである。この意味で重要なフィールドであり、今後、福井層からの化石の発見が期待される。

阿讃山地中部の地質

須 鎗 和 己・大戸井 義 美・久 米 嘉 明
 近 藤 和 雄・東 明 省 三・祖 父 江 勝 孝
 寺 戸 恒 夫・板 東 宏・日 野 雄 一 郎
 細 井 英 夫・山 口 昭 典

阿讃山地に広く分布する和泉層群は、最北部の基底礫岩層、北縁部の泥岩層、中軸部の砂岩泥岩互層、南縁部の泥岩層よりなっている。中軸部に分布する砂岩泥岩層は典型的な Turbidites で、北縁の泥岩相との関係は、先年須鎗(1966)がのべた様に、著るしいインターフィンガーの関係にあり、泥岩相と互層部とは、層序的に上下関係にあるのではなく、同時異相の関係と考えられる。昨年夏及び今年夏は、南縁部の泥岩相と中軸部の互層部との関係を明らかにする目的で、徳島県上板町北方及び脇町-美馬町間の調査を行った。

先年と同様次の4つに岩相区分を行い、岩相変化の様相を調査した。

泥岩勝ち互層	砂岩40%以下
砂岩泥岩互層	砂岩40~60%以下
砂岩勝ち互層	砂岩60%以上
礫岩交り砂岩勝ち互層	同上(礫岩を夾む)

和泉層群には数m~20m単位の小輪廻が見られ、小輪廻の下部には砂岩が多く、上部には泥岩が多い。上述の区分は、この1小輪廻中の砂岩泥岩の比率による区分である。

調査の結果を要約すると次の様である。

- (1) 北縁部と同様、南縁部においても泥岩相と互層部はインターフィンガーの関係にある。
- (2) 上板地域では粗粒碎屑物が優勢であるが、脇

町-美馬町地域では粗粒物(とくに礫岩)は減少し、細粒碎屑物が多くなってくる。

- (3) つまり西方程細粒となる傾向があり、堆積物の主要な供給源地の1つが阿讃山地の東北方に存在していた事が推定される。
- (4) この推定は、paleocurrentsの方向(北縁でN→S, 中軸部・南縁部でE→W)ともよく一致する。
- (5) 東西性で東落ちの褶曲軸をもつ向斜構造を示し、西方程下位、東方に行くに従って上位の地層が分布する。
- (6) 脇町-美馬地域に分布する中野(1953)の石仏頁岩層は、極々中川(1961)の引田泥岩層に、中川(1960)の宮川内谷互層は中川(1960)の坂元泥岩層に対比される。
- (7) 地層はすべて東方へ向って尖鋭しており、各層の層厚の最も厚い部分を合計すると、きわめて大きな値になるが、各地点における基盤の深さはそれ程深いものではない。盆地中軸部における基盤の深さを推定する根拠についてのべた。又鴨門-川之江間の、中軸部の地層の厚さの合計は5万m位と推定されるが、Turbiditesの小輪廻の数、1小輪廻中の単層の枚数から、堆積に要した年数を推算すると、1000万年前後となる。

佐那河内集塊岩岩体周辺の古生層の層序

加 治 敦 次 (小松島高校)

ミカブ緑色岩類のうち、まとまった量の集塊岩岩体は、西南日本では、和歌山県金屋・徳島県佐那河内・高知県大杉・愛媛県御三戸に分布する。これらの岩体は、いずれも、ミカブ線の南側に分布し、延長15km内外で、volumeも大であると考えられ、さらに、集塊岩の岩体によりそうように、その南側(上位)に、ハンレイ岩および、

赤色のチャートの累層(赤色チャートのほかに、リーベカイト片岩と酸性凝灰岩を必ず含む)が必ず並走している。これら集塊岩・ハンレイ岩・赤色チャートの累層を、秩父帯北帯の古生層の1メンバーとして、層序区分を行った。

	西 部	東 部
小 竹 層	泥岩・砂岩互層 少量チャート 200 m+	塩基性凝灰岩 チャート・泥岩・砂岩 } 互層 600 m+
佐那河内層 (ミカブ型緑色岩)	上部	赤色チャート riebeckite片岩 酸性凝灰岩 800 m
	中部	最上位に赤色凝灰岩・角礫岩 ハンレイ岩 集塊岩 0~不明
	下部	(露出せず)
大中尾層	酸性 } 凝灰岩 } 互層 塩基性 } チャート・砂岩・泥岩 1050 m	
	最上位に石灰岩の薄層、 (レンズをはさむことが多い) 砂岩・泥岩互層 少量のチャート 300 m+	(")

徳島県勝浦川盆地の白亜系

中 居 功 (広島大)

勝浦川盆地に分布する白亜系に関しては、従来、多くの研究がなされてきた。ここでは各地層の時代論を主に論述する。

白亜系は下位から上位に、立川層、羽ノ浦層、傍示層、藤川層、榎淵層、立江層の6層に区分され、各々は1つの大きな堆積輪廻を形成する。

立川層は当盆地における白亜紀第1堆積輪廻を代表し、非海成相で特徴づけられる。

Protocyprina naumanni は西南日本外帯に関する限りでは、「高知世」に限定されるようであるが、ヨーロッパの標準区分の *Lower Neocomian* に対比されるか否かについては、未だ確かでない。

羽ノ浦層は白亜紀第2堆積輪廻を代表し、最下部付近を除いては海成出であり、氾濫期の堆積物で特徴づけられる。上部頁岩からは、*Tropaeum* sp. cf. *T. drewi* や *Cheilonicer* (*Epicheilonicer*) sp. cf. *C. (E.) martinoides* の *Aptian* を指示するアンモナイトが得られた。また、下部砂岩からは *Phyllopacchyceras* sp. cf. *P. infundibulum* をどの *Upper Neocomian* を指示するアンモナイトを得た。本層は従来の知識と異なり、*Upper Neocomian* ~ *Upper Aptian* 下部に対比される。又、他地域の羽ノ浦層相当層、つまり下部物部川層群からのアンモナイトを再検討してみる必要がある。

傍示層は白亜紀第3堆積輪廻を代表し、比較的浅海成の堆積物で特徴づけられる。正確な時代を

指示する化石は得られないが、その層位的位置から *Upper Aptian* 上部 ~ *Middle Albian* に対比されよう。

藤川層は白亜紀第4堆積輪廻を代表し、厚い頁岩によって特徴づけられる。最近では上部白亜系に対比されていた。しかし、*Desmoceras (Pseudouhligella) shikokuense*, *Hypophylloceras rettedae*, *Mariella (s.s.) cantabrigiensis* の *Upper Albian* を指示するアンモナイトが得られた。よって本層の大半は上部白亜系よりむしろ下部白亜系を代表するといえる。

榎淵層は従来、藤川層と同一層とみなされてきた。岩相的には区別がつかないが、*Inoceramus uwajimensis* が得られ、*Coniacian* を指示する。よって藤川層とは時代的に明瞭に異なり、両者を区分したほうがよい。

立江層は白亜紀の最後の堆積輪廻を代表し、*Gaudryceras* sp. cf. *G. tenuiliratum*, *Mesopuzosia* sp. cf. *M. densicostata* のアンモナイト、および *Inoceramus* sp. cf. *I. schmidti*, *I. sp. cf. I. balticus* を産する。これらにより本層の時代は *Santonian* ~ *Campanian* といえる。なお、*Maastrichtian* を指示する化石は当盆地からも得られない。

仏像構造線法花津衝上についての二・三の知見

鹿 島 愛 彦 (愛媛大学)

法花津衝上は、三宝山帯俵津層および高川層群の南縁を限る点において、仏像構造線に相当する。すでにのべたごとく、仏像構造線には数次の時階があり、愛媛県においては、この法花津衝上なる低角度衝上とそれより新期の高角度断層である黒井地断層が知られている。

1. 愛媛県東宇和郡宇和町～北宇和郡三間町間の歯長峠隧道の坑内で、秩父帯と四万十帯間に圧砕帯が観察でき、それと地表調査の結果から、これが法花津衝上に相当するものであることを確認した。
2. 愛媛県東宇和郡野村町南方の法花津衝上は、北西へ南東方向の内山-木落断層に切られて

北方に湾入している。この断層はその北西延長において黒瀬川構造帯を切るように観察でき、この断層を境として高川層群が東側に、俵津層が西に分布する。

池辺展生により権大鳥巢帯とされたもののうち北宇和郡広見町権大組の石灰岩は四万十帯のものである。

3. 法花津衝上は愛媛県東宇和郡城川町大門峠付近まで追跡できるが、東川断層の延長に切られてそれ以东には分布しないようである。仏像衝上との関係は不明であるが、両者は雁行しているように観察できる。

(以上)

最近産出した三疊紀アンモナイトについて

坂 東 祐 司 (香川大学)

最近、本邦から産出した三疊紀アンモナイトの中で確認出来たのは次のようなものである。

1. 下部三疊紀アンモナイト-愛媛県田穂層石灰岩中から *Juvenites aff. septentrionalis* SMITH の産出。この産出層準は露頭で見掛上 *Anasibirites* や *Meeukoceras* の層準より約 3 m 上位にある。これまでに本邦からは *Juvenites sp.* が KUMMEL & SAKAGAMI (1960) により岩井層から報告されている。Upper Scythian の *Owenites* のものに属する。
2. 中部三疊紀アンモナイト
A. 北上山地宮城泉井内の伊里前層から

a. *Inaigymnites nedai* BANDO
(新属・種) 層準: *Hollandites* Zone, Anisian.

b. *Hollandites aff. haradai*
(MOJSISOVICS)

層準: 同上
の産出

B. 佐川盆地裁判院の裁判院層群から

Longobardites sp.

層準: *Protrachyceras aff. archelans* Zone, Upper Ladinian.

の産出をそれぞれ報告した。

3. *Inaigymnites* について

Gymnitidae に属し、*Gymnites* とは殻の模様で顕著な相異が認められる。*Gymnitidae* の中で *Gymnites*、特に *Gymnites Watanabei Mogs.* に最も良く類似するが、この種には殻の表面に何らいぼや突起を持たない。本属は *Venter* に近い殻の表面に特徴的ないぼが認められるが、*Suture* は *Gymnites type* である。 *Japo-*

nites, *Epigymnites*, *Anagymnites* などと共に *Gymnitidae* の 1 新属として提案した。

Genotype は *Inaigymnites uedai BANDO* で、目下、東京上野国立科学博物館保存中である。

4. 南部北上山地の登米層(?)から *Episageceras sp.* の産出を報告し、その時代的意義について論じた。

見学旅行記

大会第3日の9月4日(月)には地質巡検を行い、オリーブ香の小豆島に1日の見学旅行を楽しんだ。

高松関西汽船のりばを午前8時半出港、同9時半小豆島土庄港着、ただちに貸切バスに乗込む。まず第1のコースである神浦に向う。途中蒲野にて下車し領家コンプレックス、安山岩、集塊岩を見学、神浦では大阪砕石の砕石場となっている見事な柱状節理を呈する玄武岩のクリフを暑い日差しの中見学する。見学後、バス車中に用意したコココーラと冷えた“おしほり”に一息入れる。“おしほり。コココーラ付の巡検は始めてや”との声聞える。次いで第2のコースである銚子溪經由寒霞溪に向う。途中、銚子溪にて昼食、若干のサイダー? が加わり一同暑さを忘れた一時を送った。銚子溪より寒霞溪に至る山道はドライブウェイ沿線に所々安山岩と集塊岩の露頭を見乍らすむ。午後3時頃、再び折返し土庄を経て四海海岸に第3のコースに入る。

第三紀層(四海層)と古生層粘板岩との不整合を先ず見学、種々論議出る。次いで古生層(弱変成粘板岩)と第三紀層を海岸沿いに見学。両者の関係について断層論、不整合論が出て議論が活発に行われた。土庄帰港午後4時半、高松港帰着、午後6時であった。なお本巡検参加者は次の通りである。

山崎 貞治	多井 義郎
中沢 圭二	野田 耕一郎
小島 丈児	奥田 悟
堀越 和衡	城石 基
三村 弘二	白神 孝
市川 浩一郎	谷山 穰
猪木 幸男	徳田 光敏
黒田 武彦	影山 正哉

案内者：斎藤 実・坂東 祐司