

日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 88

1981年3月31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例会が、1981年2月7日(土)午後1時30分より地質調査所大阪出張所(第2合同庁舎別館)会議室で開催された。例会は講演11, 参加者48名で盛会だった。講演終了後、有志によりリソスフェア探査開発計画についての懇談会があり、志岐常正君(京都大)より計画の概要と日本国内での現状の報告があった。

例会参加者

青井 正樹・荒金 孝明・伊態 俊幸・伊藤英文
池田美恵子・石井 健一・石川 典子・磯崎行雄

市川浩一郎・井上 茂・岩橋 豊彦・岡本健二
小村 良二・佐伯 宏・佐々木啓子・佐藤浩一
佐藤 光男・坂本 隆彦・志岐常正・清水大吉郎
篠原 正男・竹花 康夫・竹村 厚司・竹村恵二
都築 宏・徳橋 秀一・中谷登代治・長尾宏行
西田 史朗・野村亮太郎・原 道夫・平賀章三
平林 万衛・広岡 公夫・古山 勝彦・松岡 篤
松岡 容子・松田 哲夫・溝口 慶子・宮田隆夫
宮村 学・村木 範子・両角 芳郎・八尾 昭
山際 延夫・山崎 貞治・吉田 史郎・吉田久昭

講演要旨

高知県秩父累帯北帯、大渡ダム付近に 分布するドロマイトのコノドント生層序

磯崎行雄 (大阪市大)
松田哲夫 ()
佐野弘好 (九州大)

高知県吾川郡吾川村大渡ダム付近には、放散虫チャートと密接に伴うドロマイトが分布する(平田, 1958; KIMURA & HORIKOSHI, 1959)。磯崎・松田(1980)は、このドロマイトから後期石炭紀型コノドントの産出を報告した。

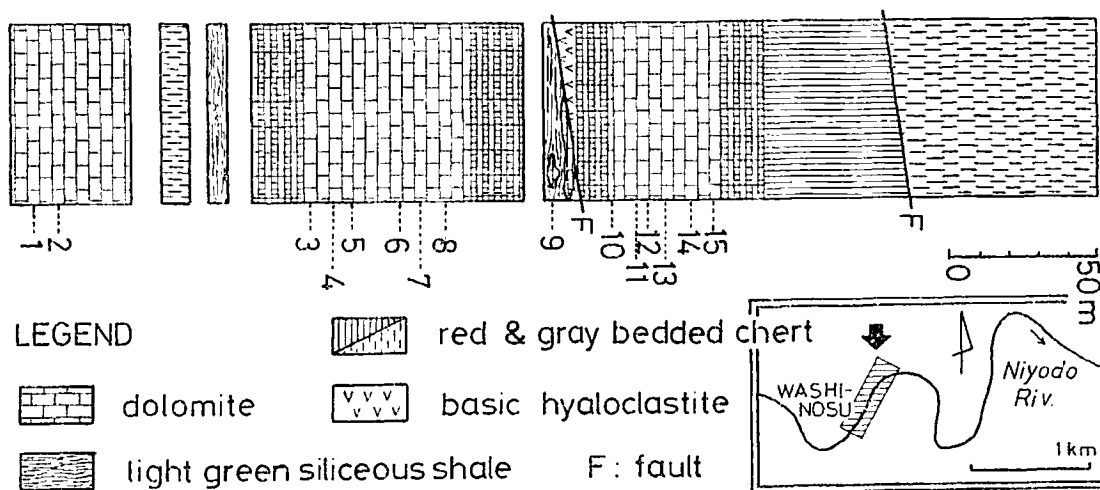
筆者等は、露頭の連続状態の良い鷲ノ巣東方の仁淀川沿いにおいて見掛け上4層準のドロマイト

を識別し(第1図)、各々の岩体より第1表に示すコノドントを得た。*Idiognathoides corrugatus*, *I. sinuatus* 及び *I. noduliferus* は北米の上部石炭系 Morrowan~Atokan から報告されている(LANE *et al.*, 1971; LANE & STRAKA], 1974)。一方, *Idiognathodus delicatus* を含む *Idiognathodus* 属は、上述の *Idiognathoides* 属よりも出現が遅く、Morrowan 後期から前期ペルム紀にかけて産出する(LANE & STRAKA], 1974; HIGGINS, 1975)。

見掛け上最上位の岩体(サンプル番号10~15)及び上から3番目の岩体(同3~8)において、*Idiognathodus* 属の個体の産出は両岩体の上部に

第1表：プラットフォーム型コノドントのリスト (数字は産出個体数を示す)

Species \ Loc.No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Idiognathoides corrugatus</i>	23	3	4	46		43			11	1	4	1	3		2
<i>I. sinuatus</i>	18		5	37	1	26			8				3		
<i>I. noduliferus</i>									2						
<i>I. spp.</i>	29	1	33	80		41			29	2	26		3		1
<i>Idiognathodus delicatus</i>	10	4				17			1						11
<i>I. spp.</i>	8	2					3								
<i>Gnathodus kanumai</i>	2	2		65		2			6						3
<i>G. cf. commutatus</i>						9									1
<i>Gondolella clarki</i>	13	6	3	22		31	3		16						3
Total	103	18	45	250	1	169	6	0	73	3	30	1	9	0	21



第1図：鷺ノ巣東方に淀川沿いの見掛けの柱状図とサンプルの層準

限られている。前述のように、*Idiognathodus* 属の出現時期が *Idiognathoides* 属のそれよりも遅れることに注目すれば、各々の岩体は逆転しておらず、また *Idiognathodus* 属の出現という同じ層準を含むことが推定される。また上から2番目のブロック状岩体（サンプル番号9）及び4番目の岩体（同1、2）から産したコノドントに *Idiognathodus* 属の個体が含まれることから、これらの岩体は上述の2岩体の上部に相当する可能性がある。

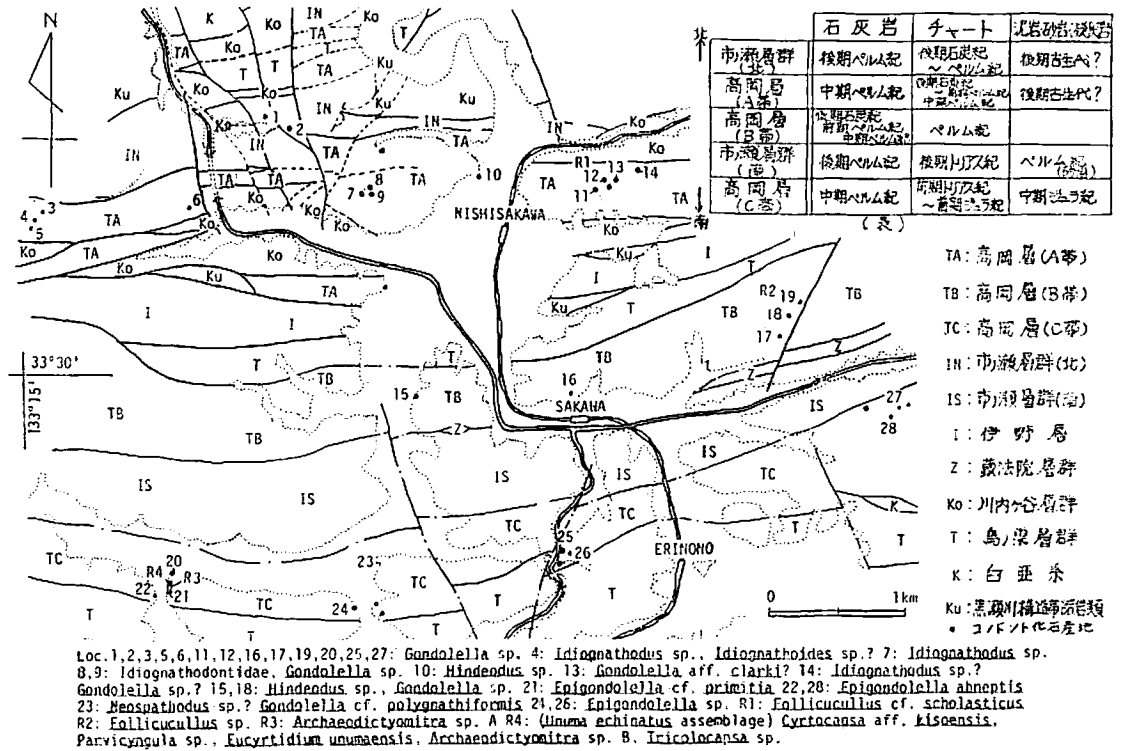
即ち、鷺ノ巣東部に発達する見掛け上4層準のドロマイトはすべて後期石炭紀 Morrowan ~ Atokan に堆積したもので、その後に見掛け上4層準にくりかえして重なったと推定される。

高知県佐川町付近秩父累帯中帯“ベルム系”のコノドント・放散虫化石による年代の再検討

佐藤浩一（鳳 高）
松田哲夫（大阪市大）

高知県佐川町付近の秩父累帯中帯において従来“ベルム系”とされてきた高岡層（A・B・C帯）と市ノ瀬層群（北・南）のチャート、泥岩、酸性凝灰岩について年代を検討した。

産出したコノドント、放散虫化石および産出地点を下図にしめす。今回A帯、B帯のチャートからは中期ベルム紀型放散虫が得られ、C帯のチャートからは前期ジュラ紀型放散虫が産出した。陸



第1図: コノドントおよび放散虫化石の産出地点と産出した種類

瀬層性の中・上部トリアス系(蔵法院層群、川内ヶ谷層群)の分布域、すなわち市ノ瀬層群(北)、A帯、B帯にはトリアス系のチャートは見い出されていない。

C帯の泥岩からは中期ジュラ紀型放散虫が産出した。A帯、市ノ瀬層群(北)のチャート、泥岩、酸性凝灰岩からは保存の良い放散虫が多く産出するにもかかわらず、中生代型ものは産出せず、球状スメラリアのみで、これらの岩体は上部古生界の可能性がある。

今回得られた知見と従来の報告にもとづき、各帯の各岩相別の年代も右上すみに示した。

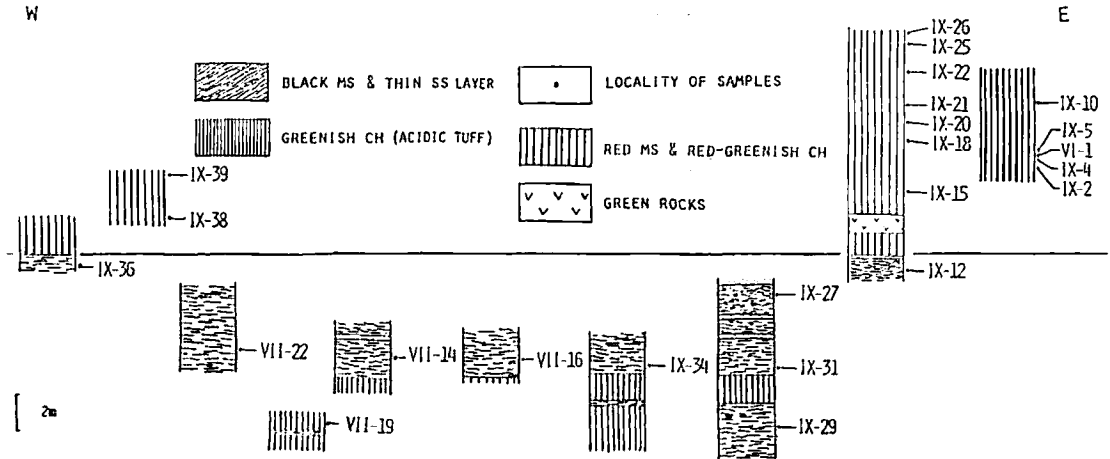
各帯に分布しているチャート、石灰岩はいずれもレンズ状・ブロック状の産状を呈し、種々の年代の岩体が混在していることから、各帯の地層は、化石の示す最も新しい年代以降に再配列したと考えられる。

四国西部秩父累帯北帯、三滝山西方からのトリアス紀放散虫化石

中谷登代治(大阪市大)
八尾 昭(ク)

秩父累帯北帯南縁に分布する従来中部ヘルム系とされた遊子川層群(中川他, 1959)から最近トリアス紀コノドントが報告された(富永他, 1979)。今回、三滝山西方約1.5km、片平北方約500mの道路沿いの好露頭において、本層群の層序と産出化石を検討した。本地域では、みかけ下部はラミナの発達する黒色泥岩を主とし、薄い砂岩層及び酸性凝灰岩起源のチャート層などをはさむ。上部は赤色泥岩及びチャートを主とし、緑色岩類、淡緑色チャート及び酸性凝灰岩などを含む。下部層と上部層は軽微なすべり面で境されるが、本来一連の地層と考えられる(第1図)。上記の黒色泥岩、赤色泥岩、チャート、酸性凝灰岩から放散虫化石を得た(第1表)。

これらの放散虫化石は美濃帯犬山地域のカーニ



第1図：地質柱状図および試料採集地点 (片平北方の道路沿い約600m間で作成)

アン後期～ノリアンのチャート層から報告された *Dictyomitrella* sp. B 群集 (YAO *et al.*, 1980) を構成する種と酷似し、この化石群集は *D.* sp. B 群集に対比される。本群集は *D.* sp. B のほかに、*Capnodoce* sp., *Capnuchosphaera* sp., *Kahlerosphaera* sp., *Vinassasponrus*? sp., *Protunuma*? sp., *Syringocapsa*? sp. A, *Hsuum* sp.

A., *H.* sp. B などからなる。これらの種は、オーストリア (KOZUR & MOSTLER, 1972; 1979), ギリシャ・トルコ・シシリー (De WEVER *et al.*, 1979), カリフォルニア半島 (PESSAGNO *et al.*, 1979) の中・上部トリアス系から報告された種に類似する。本地域の *D.* sp. B 群集は De WEVER *et al.* (1979), PESSAGNO *et al.* (1979), YAO *et al.* (1980) らの化石群集との比較から、カーニアン後期～ノリアン中期の群集と考えられる。

第1表：産出放散虫化石

	VII-19	VII-14	VII-16	IX-34	IX-29	IX-31	IX-27	VII-22	IX-36	IX-12	IX-15	IX-18	IX-20	IX-21	IX-22	IX-25	IX-26	IX-38	IX-39	IX-2	IX-4	IX-1	IX-5	IX-10	
<i>Triactoma</i> sp.																									
<i>Capnodoce</i> sp.																									
<i>Capnuchosphaera</i> sp.																									
<i>Kahlerosphaera</i> sp.																									
<i>Vinassasponrus</i> ? sp.																									
<i>Archaeospongoprimum</i> sp. A																									
<i>A.</i> sp. B																									
<i>Spongosaturnalis</i> sp.																									
<i>Saitoum</i> ? sp.																									
<i>Tricolocapsa</i> ? sp.	x																								
<i>Stichocapsa</i> ? sp. A		x																							
<i>S.</i> ? sp. B																									
<i>S.</i> ? sp. C																									
<i>S.</i> ? sp. D																									
<i>Protunuma</i> ? sp.																									
<i>Eucyrtidium</i> cf. <i>ptyctum</i> ?																									
<i>E.</i> sp. A																									
<i>E.</i> sp. B																									
<i>Syringocapsa</i> ? sp. A																									
<i>S.</i> sp. B																									
<i>S.</i> sp. C																									
<i>Dictyomitrella</i> sp. B																									
<i>Hsuum</i> sp. A																									
<i>H.</i> sp. B																									
<i>Parvicingula</i> ? sp.																									
<i>Xiphotheca</i> ? sp.																									

今回のトリアス紀後期型放散虫化石の産出と、その産出層の岩相 (泥質岩、チャート他) に関する報告は、既報の情報 (須館ほか1979; 磯崎ほか, 1980; など) と考えあわせると、秩父累帯北帯における後期トリアス紀当時の堆積環境の推定・古地理の復元に役立つと考えられる。

美濃帯犬山地域におけるトリアス系—
ジュラ系の産状

松田哲夫 (大阪市大)
磯崎行雄 (〃)
八尾 昭 (〃)

犬山地域において、中部トリアス系—下部ジュラ系のチャート層と中・上部ジュラ系の砕屑岩類が、中・後期ジュラ紀以降に再配列し、くり返し重なり、みかけ厚い地層を形成していることが明らかにされた (YAO *et al.*, 1980 ; 松田ほか, 1980 演旨)。今回これらの年代の異なる地層の接触関係について検討した。

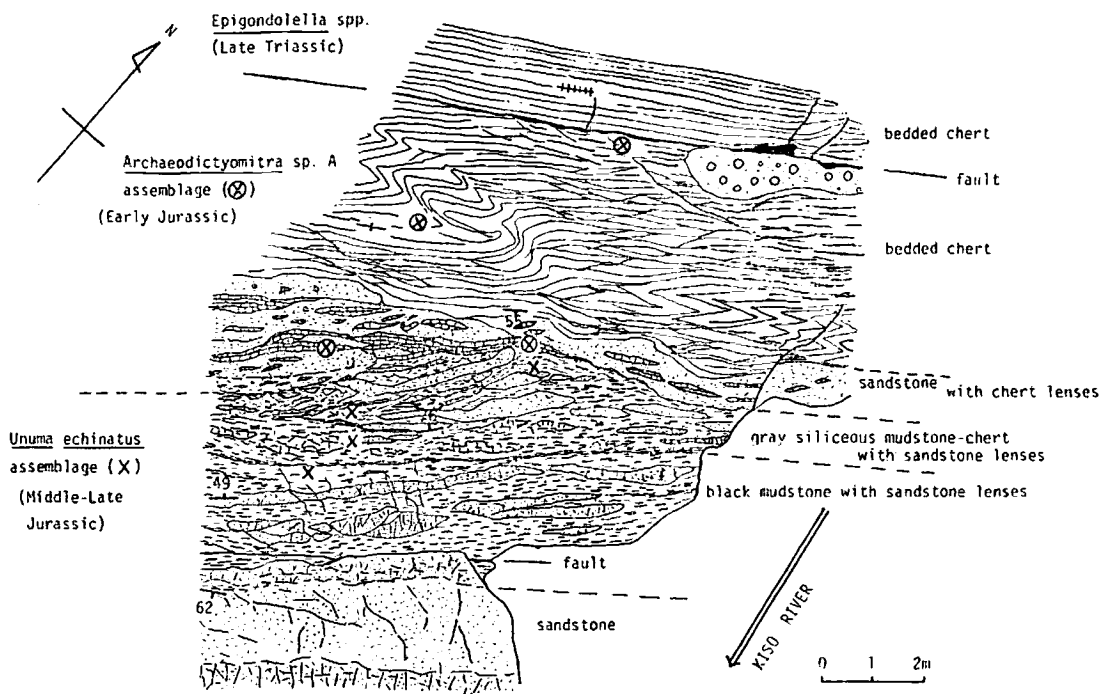
チャート層 CH-2 (YAO *et al.*, 1980) の下底には明瞭な断層破碎帯が見られる。CH-3 の上面は軽微なすべり面で赤色珪質泥岩と接する部分と、破碎帯で境される部分とが見られる。その上位は灰色泥岩—黒色泥岩—砂泥互層の順で積み重なり、それらの間に断層は見られない。CH-4 の下底の露頭スケッチを下図に示す。下部ジュラ系の層状チャートは、北上位を示す上部トリアス

系層状チャートとは断層で接するが、中・上部ジュラ系の黒色泥岩・灰色珪質泥岩とは、チャートレンズ(下部ジュラ系)を含む砂岩を介して堆積接触関係にある。図示した部分は巨大なチャートシートの下底であり、下位のより年代の新しい砕屑岩類との間に断層の存在が予想されるが、チャートと砕屑岩類は堆積接触を為す。すなわち本地域の地層の再配列は少くとも地層の一部が未固結時・弱固結時に進行しはじめ、その時期に再配列した各岩体の接触部が現在堆積接触関係として観察されると考えられる。

熊本県上部ジュラ系坂本層および麓瀬層産の腔腸動物化石について

山際 延 夫 (大阪教育大)
石川 典子 (任吉川小)
佐々木 啓子 (楠葉西中)
溝口 慶子 (交北小)
村木 範子 (大阪教育大)

筆者等は最近、熊本県に分布する上部ジュラ系



第1図：チャート層CH-4の下底の露頭スケッチ

坂本層 および 簾瀬層中の鳥巢石灰岩から、六射珊瑚類を主体とする腔腸動物化石を多数採集したが、このたび、その研究結果がまとまったので、ここにその成果を報告する。

(1) このたびの研究で、坂本層の鳥巢石灰岩から、六射珊瑚類7属2亜属9種(そのうち、新種1種)、床板珊瑚類2属2種、層孔虫類2属5種1亜種およびスポンジオモルファ類1属1種を、簾瀬層の鳥巢石灰岩から六射珊瑚類9属1亜属22種1亜種(そのうち、新種3種)、床板珊瑚類2属2種、層孔虫類1属2種およびスポンジオモルファ類1属1種を発見した。これらの化石の主体は、佐川盆地をはじめとする西南日本外帯秩父帯、関東山地および相馬地域に分布する上部ジュラ系産出のものと同種または近縁の種であり、一部のはヨーロッパの上部ジュラ系産出のものと同種または近縁関係を示している。

(2) 坂本層と簾瀬層産出の腔腸動物化石群を比較すると、スポンジオモルファ類を除き、六射珊瑚類、床板珊瑚類および層孔虫類において顕著な相違がみられる。田村(1960)は両層産出の二枚貝化石群はやや異相的であると述べているが、腔腸動物化石群では二枚貝化石群よりもより一層明白な異相的要素をもつと考えられる。

なお、詳細な研究結果は大阪教育大学紀要Ⅲ、30巻1号に報告する予定である。

白亜紀～古第三紀の秩父累帯北帯(高知県物部村～徳島県東祖谷山村)の変形過程

伊熊俊幸(大阪市大)
宮本隆実(広島大)
武田賢治()

標記地域(特に高知県北東部上韭生川地域)には先白亜系、白亜系が分布する。先白亜系は白亜紀前に変形を受けているが、この先白亜系の白亜紀～古第三紀重複変形の構造解析がなされた例は少ない。先に伊熊(1980)は本地域白亜系の構造解析を行なったが、筆者らはこれまでの野外調査に基づき、北帯の先白亜系の構造解析を行い、それと白亜系の大構造形態を比較し、その上で白亜紀

～古第三紀の北帯の変形史を試論する。

大構造の形態

先白亜系(I帯とII帯とに構造区分される。両者の境界は後述する明賀一名頃断層の通過位置にほぼ相当する。)I帯:みかぶ緑色岩類の分布域南限から約1.5km南に鉛直な軸面をもつアンチフォーム[A-I](波長2km程度)が東北東-西南西方向に追跡される。両翼部の一般走向および傾斜はそれぞれ、N60°~70°E、50°~60°である。

II帯:上韭生川支流域では、ほぼ東西方向に鉛直な軸面をもつ。かなり閉じた背斜[A-II]が形成されている。両翼部とも地層は急斜する。

明賀一名頃断層

本断層はA-Iの南約1kmをほぼ北東-南西方向に少なくとも30km以上にわたって追跡される。断層が出現する明賀では、幅約数10m以上にわたって地層が破砕を受け、断層面はほぼ垂直である。また本断層によってA-Iの褶曲軸などの構造要素が切られている。

白亜系

上韭生川地域では、北東-南西の軸をもつ、開いた一向斜構造をなしている。白亜系の分布の北限は御在所山スラストによってII帯先白亜系と接する。南限は上韭生川断層によって画され、秩父累帯南帯の三宝山層群と接する。これらの断層の配列により、白亜系が楔状に尖滅する。

変形史

(1)I帯(北半部)を巻きこむ形での南フェルゲンツを示す横臥褶曲形成期〔武田他,1977〕(ジュラ紀のある時期以降～前期白亜紀(高知世)前):最近四国各地でみかぶ緑色岩類の南縁に沿って発達する火山性礫岩層の産状が検討され(例えば岩崎,1979;武田,未公表データ)、それらによるとみかぶ緑色岩類に南接する北帯の地層の少なくとも一部はみかぶ緑色岩類を覆う堆積物である。この知見を本地域に適用すると、現在見られるみかけ上みかぶ緑色岩類が上位に位置することは、地層が逆転していることを示す。つまりI帯の地層は横臥褶曲形成に伴う大規模逆転を示していることになる。しかし、これらの横臥褶曲の変形形態は今の所充分には明らかにされていない。また特にI帯北半部に見られる層面片理にほぼ平行な軸

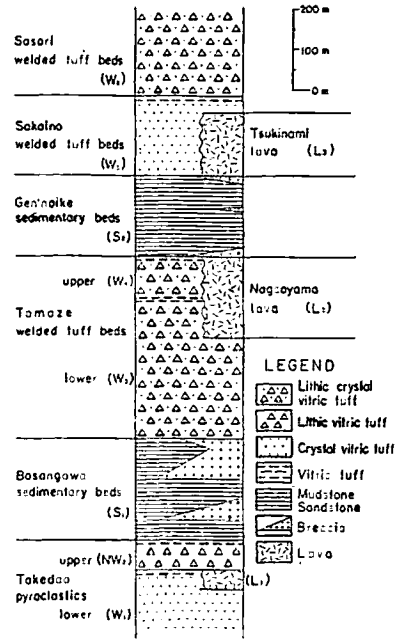
面をもつ小褶曲や露頭規模で見られる水平な軸面をもつ中褶曲の形成はこの時期のものであろう。

(2)正立褶曲群形成期：Ⅰ帯；A-Ⅰ鉛直アンチフォームの形成。Ⅱ帯；A-Ⅱ背斜の形成。Ⅰ+Ⅱ帯域でのこれらの正立褶曲形成に伴なわれた共役褶曲（ないし共役キンクバンド）の形成。この時期に先白亜系は重複変形を受けた。白亜系；側方圧縮場での正立褶曲群の形成。変形像の地域差が認められる。領石地域は盆状構造、上葦生川地域では、一向斜構造をなす。また大柘地域では中軸部付近が複向斜構造をなし、その形態はキンクバンド褶曲 (FAILL, 1973) に近いものとみなされる（褶曲域の拡がりは1kmオーダー）。

(3)スラスト形成期：側方圧縮場の継続のもとでかなりの短縮が進んだ段階で、先白亜系基盤の広域的な基盤ブロック運動が起こった。その表層部への現われは、白亜系の北、南限を画するスラスト（御在所山スラストなど）の形成である。みかぶ緑色岩類とⅠ帯とがスラスト関係で接するもの恐らくこの段階の変形であろう。この時期の白亜系の変形像として大柘地域の南向斜構造があげられる。すなわち、その北翼部が逆転し、褶曲軸面が北斜することである（扇形褶曲の完成）。

(4)左横ずれ断層活動期：上葦生川断層（+その延長断層）によって、秩父累帯の諸層が左横ずれ変位を示すように再配置された。上記(2)~(4)の変動は、白亜紀~古第三紀前半にかけての一連の造構運動としてとらえられる（伊熊、1980；伊熊・宮本・武田、1981、印刷中）。

を比較すると、S₁はおもに凝灰質泥岩、S₂は凝灰質砂岩であり、S₁はS₂より南東側に広く分布し層厚も厚い（第2図）。これは堆積盆の北西側への移動を示しているものと推定される。



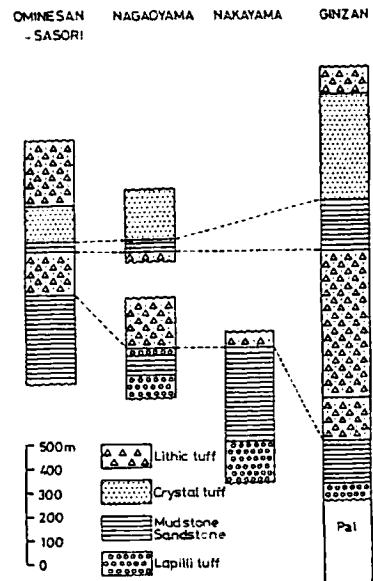
第1図：有馬層群の総合模式柱状図と層序区分

有馬層群の層序と2, 3の問題点

吉田久昭（高津 高）
笠間太郎（大阪市大）

北摂山地の白亜紀火山岩類の有馬層群は水底堆積層（S₁、S₂）によって下部、中部、上部に分けられる（第1図）。下部は流紋岩質溶結凝灰岩層（W₁）と火山礫凝灰岩層（NW₂）、中部は流紋デイサイト質（W₃）～流紋岩質（W₄）溶結凝灰岩層、上部は流紋デイサイト質（W₅）～流紋岩質（W₆）溶結凝灰岩層からなる。

水底堆積層S₁とS₂の構成物質、分布及び厚さ



第2図：各ルートにおける柱状図 厚さの変化がわかる。

有馬層群と基盤の中・古生層の丹波層群との関係は、有馬層群の現在の分布域の東縁部、北縁部ともに一部断層関係を含むが、基本的には傾斜不整合である。濃飛流紋岩類に見られる西縁、東縁断層帯に相当するものはこの地域にはない。

有馬層群に熱変成作用を与えている深成岩体は六甲花崗岩を除いて、いずれも複合岩体で、西方に塩基性岩体、東方に酸性岩体が露出している。有馬層群中に石質岩片として含まれる深成岩には、有馬層群下部と中部に石英閃緑岩、上部に花崗岩・石英斑岩が見つまっている。これらの岩片を供給した酸性岩体の起源はわからない。

扇ノ山火山群の火山層序

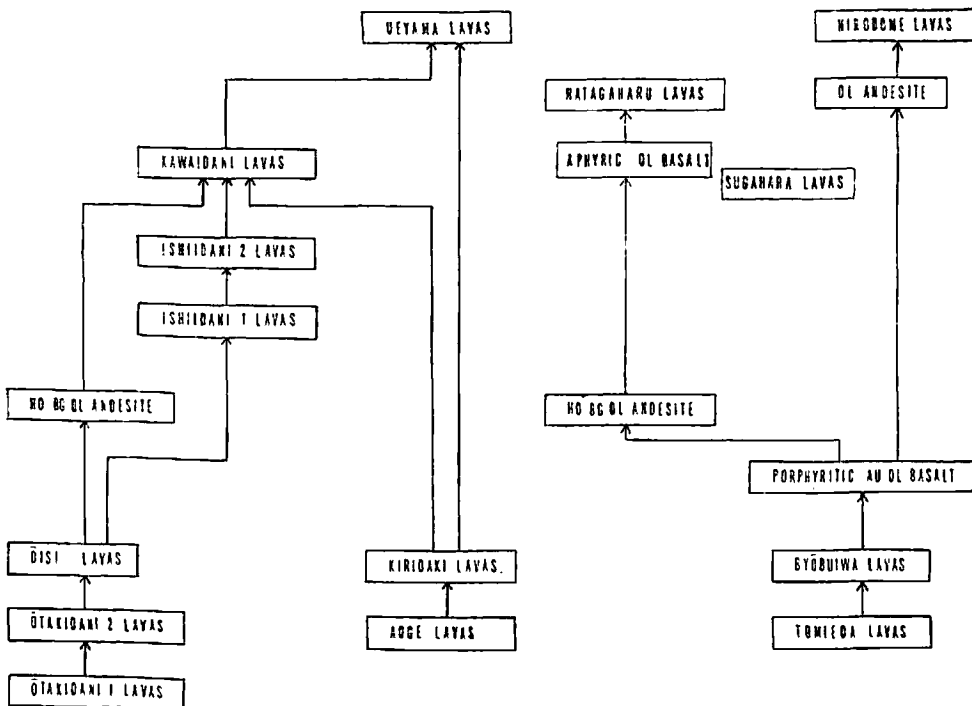
古山勝彦 (大阪市大)

兵庫一鳥取県境に分布する扇ノ山火山岩類は、大量の角閃石含有紫蘇輝石安山岩と、かんらん石玄武岩・安山岩溶岩の噴出により特徴づけられる。

角閃石含有紫蘇輝石安山岩には、屏風岩溶岩、大石溶岩、霧籠溶岩のそれぞれ、南西、西、北方

に流下した三分岐が認められる。これらは1枚の flow unit の厚さが数 10m~200m以上の厚い溶岩流である。これらの溶岩流の下位および上位には、かんらん石玄武岩~安山岩の1枚の flow unit が数 mの比較的薄い溶岩流が分布している。これらを野外および鏡下の観察により16の溶岩に区分した。相互の累重関係を図に示す。これらの溶岩は、鏡下の性質および斜長石巨斑晶をしばしば含有すること、Aphyric Olivine Basalt には、斜長石の他輝石の巨斑晶や苦鉄質包有物を含有すること等から、新生代後期に北九州、中国、山陰地域で活動したアルカリ岩質のかんらん石玄武岩の活動と一連の火山活動によるものと考えられる。最も上位の上山溶岩、広留野溶岩には、それぞれの活動により形成されたスコリア丘が残存しているが、他は明瞭な丘状地形を残していない。厚いスコリア層の分布や溶岩流の分布から推定した噴出源の位置は、ほぼN30°Wに配列し、単成火山群を形成している。この方向は兵庫県妙見山地域で測定された中新世末~鮮新世の岩脈の方位(小林, 1979)と一致する。

扇ノ山火山岩類の最上位の溶岩は、大山火山灰



第1図:各溶岩相互の累重関係

層 (佐治ほか, 1975) の D 2, D 3, D4におおわれ、溶岩の間には数枚の角閃石を多量に含む軽石層 (D1に対比されると思われる) が挟在されている。このことから扇ノ山火山群の活動は約10万年前には終わったと推定される。

奈良盆地の最終寒冷期火山灰層

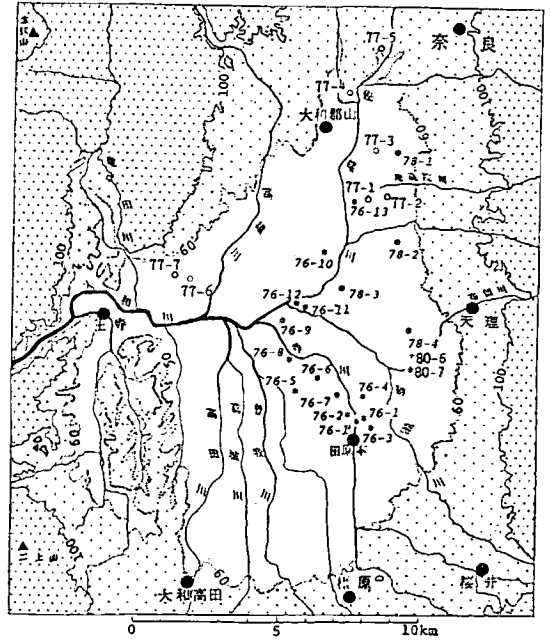
西田史朗 (奈良教育大)
 渡辺正巳 (//)
 松岡数充 (長崎大)
 竹村恵二 (京大)

古代史の背景として、奈良盆地の先史—考古時代の自然環境を知る目的で、ハンドオーガーにより柱状試料を採取し、岩相層序・¹⁴C年代・植生変遷等を報告してきた。今までに得た試料の採取地点の概略を第1図に示す。今回は火山灰層を中心に報告する。火山灰層の確認されているのは、

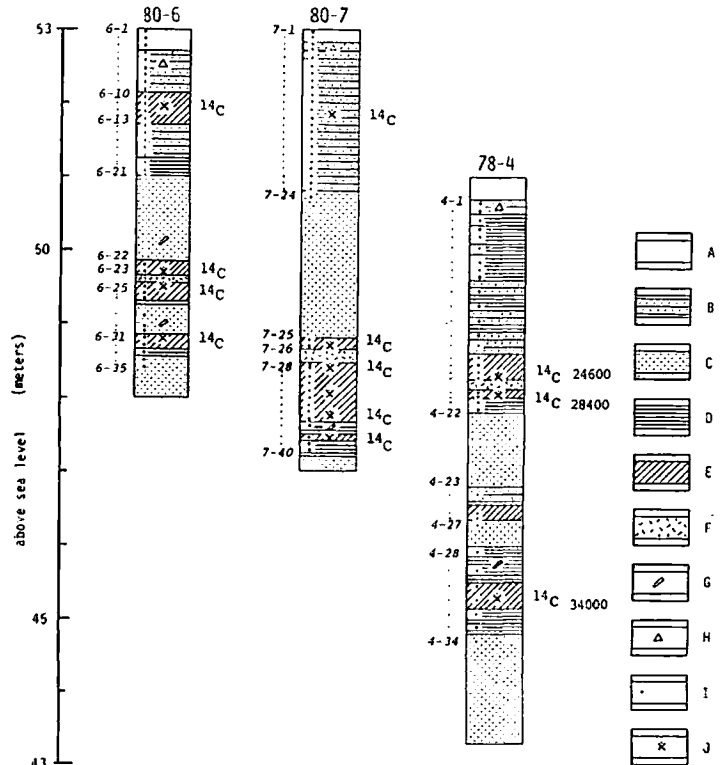
76-7・78-4・80-6・80-7の4地点であるが、そのうち天理市周辺の3本について検討した。

扱った柱状試料の岩相を第2図に示す。火山灰層は、いずれも10cm以上の厚みをもち、灰白色の火山ガラスよりなる。火山灰層の上下は泥炭層に直接し、それらの¹⁴C年代は78-4については測定され、80-6と80-7については測定中である。上下の泥炭層の花粉分析では、*Abies*・*Picea*・*Pinus*・*Tsuga*・*Betula*・*Quercus*が多く、*Pinus*には *Diploxylon* とともに *Haploxylon* が目立つ。これは、西田・松岡(1980)が *Quercus* (*Lepidobalanus*)—*Pinus* (*Haploxylon*)—*Tsuga*—*Alnus* 群集としたものに対比でき、20,000—30,000 Y. B. P. の最終寒冷期の化石花粉組成を示す。火山灰層を挟んで、上下の化石花粉群集には、いずれも顕著な差異はない。

火山灰の重鉱物組成を第3図に

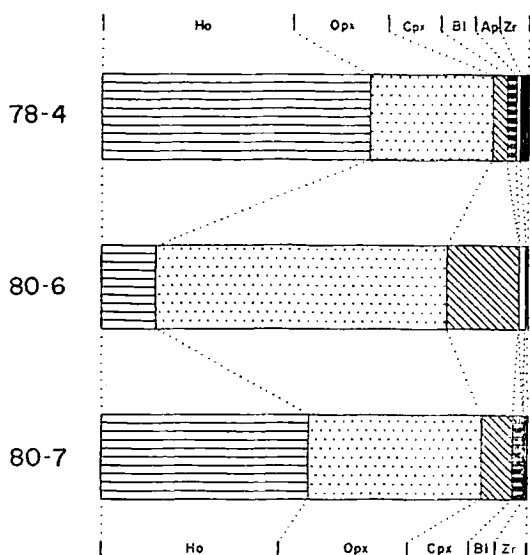


第1図：試料採取位置の概略



第2図：火山灰を挟む試料の柱状図

A：表土, B：砂泥り泥層, C：砂層, D：泥層, E：泥炭層,
 F：火山灰層, G：木片, H：土器片, I：花粉分析試料, J：
¹⁴C年代測定試料。



HEAVY MINERAL COMPOSITION OF THE LATEST PLEISTOCENE VOLCANIC ASHES IN NARA BASIN

第3図：78-4, 80-6, 80-7火山灰の重鉱物組成

示す。120~250meshの部分プロモホルムで処理し、検鏡したものである。78-4と80-7はよく似た組成を示し、hornblendeに富む。80-6は両輝石を多量に含むのが特徴である。これらの火山灰はいずれもひじょうにガラス質であるが、SEM下では80-6に bubble wall 型ガラスが目立ち、78-4と80-7では bubble wall 型ガラスも多量に、pumice 型ガラスもかなり混る。また80-7の hornblende には緑色のものが約半分含まれる。粒度分布では、80-6にくらべ78-4と80-7では細粒部にかたよる傾向を示す。

以上の結果から、80-6は恰良A T火山灰の可能性が高いと言えるが、他の二音については異なったもう一枚の火山灰層が存在すると考えた方が良さそうである。78-4火山灰は、 ^{14}C 年代から24,600-28,400 Y. B. P. 間での降灰とみられ、A Tの22,000 Y. B. P. より古いことになる。このことは、80-6と80-7の ^{14}C 年代の結果により、さらに明確になるであろうし、80-6地点で再度ボーリングしてA T火山灰の下にもう一枚の火山層が発見できれば実証できる。

根来断層の新露頭について

篠原正男 (大阪市大)
宮田隆夫 (神戸大)
市川浩一郎 (大阪市大)

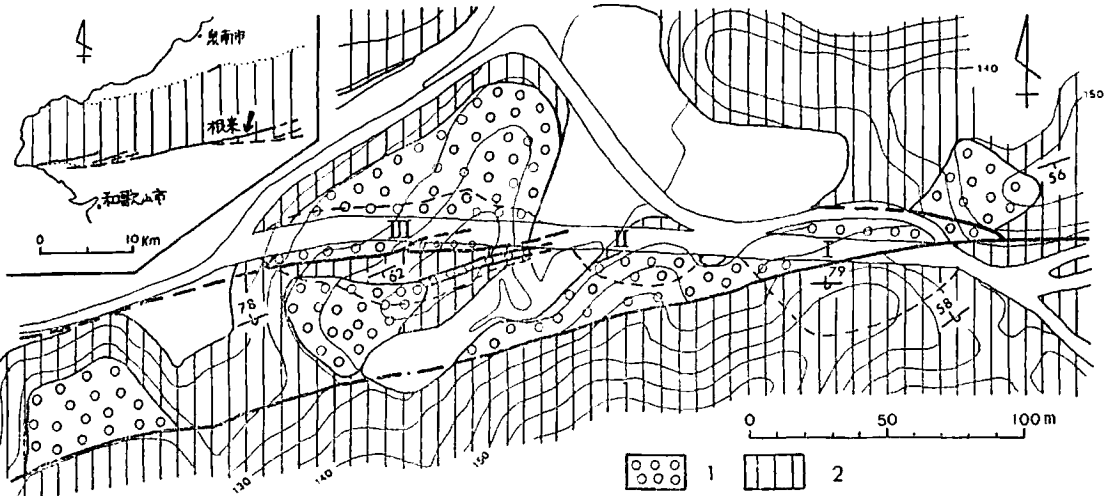
根来断層は、中央構造線の分岐断層の1つであり、和歌山県那賀郡岩出町根来付近で最上部白亜系和泉層群中を $N75^{\circ}E$ の方向に走る断層である(市川・宮田・篠原・河口, 1976)。それは西にむかい中央構造線主断層に収斂するとみられており、その長さは約10kmにおよぶ。1980年9~11月に、根来寺南東方菩提峠付近で新道工事に伴い延長200m以上の新露頭が現われ、根来断層について新しい知見が得られたので報告する。

根来断層は、新露頭では雁行状の複数の断層からなる。菩提峠付近の和泉層群、鮮新更新統菖蒲谷層および段丘堆積物は、断層によって切られ複雑な分布を示す。新露頭を東から西へ便宜上Ⅰ、Ⅱ、Ⅲとする(第1図)。

〔Ⅰ〕北側の菖蒲谷層(下盤)と南側の和泉層群(上盤)が、 $N70\sim80^{\circ}E$ の走向で、南へ $60\sim75^{\circ}$ 急斜する逆断層で接する。地形図上でも露頭でも非常に直線的な断層で、幅5~25cmの断層ガウジを伴う。相対的に、南側の和泉層群の上昇が認められる。菖蒲谷層は、礫層、シルト~細粒砂層からなり、南へ $30\sim50^{\circ}$ 傾斜するが破砕効果はほとんど認められない。これに対し、砂岩勝ち互層からなる和泉層群では、NE-S Eの地層の一般走向がN-S方向に変化したり、あるいは地層が逆転北斜したりして、地質構造の擾乱が認められる。特に断層に沿う幅4~5mの部分では、砂岩・泥岩共はげしく破砕され断層角礫帯を形成する。また、この断層は、変位地形から右ずれ成分の卓越した新期活動の認められる断層である(岡田・寒川, 1978)。

〔Ⅱ〕上記断層の北側で、菖蒲谷層が和泉層群の擾乱帯を傾斜不整合に覆う。和泉層群は北へ 70° 急斜し、菖蒲谷層は南へ $30\sim50^{\circ}$ 傾斜している。

〔Ⅲ〕菖蒲谷層(下盤)と和泉層群(上盤)は南へ $20\sim50^{\circ}$ 傾斜する断層で接する。この断層は露頭面では波形を示し、菖蒲谷層は鱗片状の断層パイルをなす。これに沿って、菖蒲谷層内に逆断層



第1図：根来善提峠付近の地質図 1：菖蒲谷層・段丘堆積物，2：和泉層群。

運動による引きづりが認められる。断層付近の和泉層群は、一般に擾乱を被り、特に断層沿いでは幅1.4~4 mの断層角礫からなる部分が認められる。断層に接しては、幅2~7 cmの断層ガウジが形成されている。上盤の和泉層群中に幅2~4 mの菖蒲谷層が断層で挟まれており、その形態は不規則である。この断層は、礫層に覆われている。

以上の事から、根来断層について、菖蒲谷層形成前の断層運動(露頭Ⅱ)の他に、第四紀活動として、a)菖蒲谷層堆積後、和泉層群が菖蒲谷層に衝上(露頭Ⅲ)、b)第四紀後半の右横ずれ断層運動(露頭Ⅰ)の2時期が識別される。

水平圧力下の盆地形成機構について

伊藤英文(大阪府大)

中華人民共和国地震構造図(国家地震局地質研究所, 1979)の簡要説明書の中に、筆者は驚くべき事を見出した。新生代において、中国はインドと太平洋両プレートによる広域的な水平圧縮応力下にあるが、地域的にはモホ面の隆起による垂直応力が加わり、その地域は地殻均衡を保つように陥没盆地を形成するというのである。このことが本題に取り組む動機となった。筆者は地殻やマントルは弾粘性流体であると考えている。さらに、上部地殻・下部地殻・上部マントルの順に流動的になると考える。以下には、このような考え

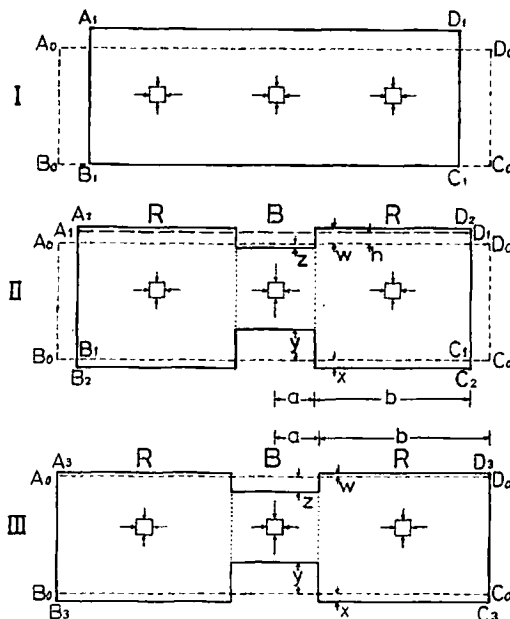
が暗に包含されている。

プレート運動のために水平に圧縮される地殻を想像しよう。それは短縮して厚さを増す(第1図-Ⅰ)。均衡を保つためには、地殻は沈下し、マントル物質は大陸縁辺部へ流出しなければならないが、広大な大陸の中央部では、それは容易なことではない。まずは、そのような場合を考察する。もし短縮により、3m厚さを増せば、約1 barの垂直応力増をもたらす。1 barが偏差応力として、粘性係数 10^{20} ポアズ程度のマントルに作用しただけでも、それは 10^{-14} /sec程度のひずみ速度で流れる。もし部分的にマグマが存在したら、それは容易に地殻へ貫入するであろう。いずれにせよ、マントル物質は上昇しようとするであろう。地殻底部に少しでも凹部(第1図-ⅡのB)があれば、そこへマントル物質は突入して来る。a<<bであるほど突入は激しい。B部の地殻物質はR部へ流れる。またB部では垂直応力が水平応力よりも卓越するであろうから、水平に拡張して、B部の地表面は沈下する。ここで、B部の拡張は水平引張力ではなく、垂直圧縮力によって生じることに注意しよう。かくして、第1図-Ⅱの地殻はⅠよりも全体的に伸びているように描いてある。 $A_0B_0C_0D_0$ は地殻が均衡にあった初期の状態とする。マントル物質の量は一定であるから、 $b_x = ay \dots \dots (1)$ 。一方、地殻の体積も不変であるから、 $A_1B_1C_1D_1 = A_0B_0C_0D_0$ とし、 A_1D_1 と

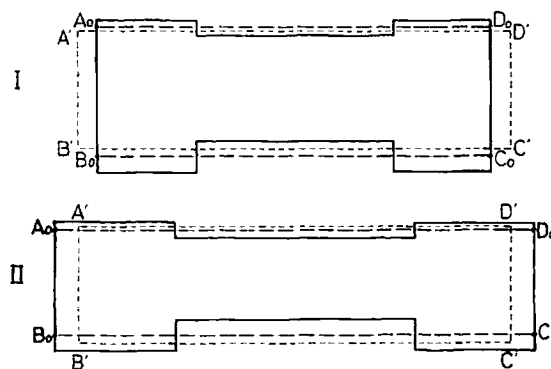
A_0D_0 の間隔を h とすれば, $a(h+z) = b(w-h) \dots$
 $\dots(2)$. 以上を満足し, 均衡条件, $\delta w = (\delta' - \delta)x \dots$
 $\dots(3)$, $\delta z = (\delta' - \delta)y \dots(4)$ が成立するであ
 ろうか. 答は, $h \neq 0$ ならば不能で, $h = 0$ の
 ときのみ可能である. かくして $h = 0$ になるよう描
 き直したのが第1図-Ⅲであり, 全体としては短
 縮していない. 実際にはⅡの形でⅢへ進行する傾
 向にあるであろう.

次にマントル物質が地殻へ貫入すると同時に,
 大陸縁辺部へも流出する場合を考える. このとき
 は, 上記の(1)に代って, $bx > ay$ である. この場
 合を描いたのが, 第2図-Ⅰである. ここでは A'
 $B' C' D'$ が初期の地殻で, $A_0 B_0 C_0 D_0$ は均衡
 を保つように一様に短縮した場合を仮想した地殻
 で, 考察の助けのために描いてある. 一方, 大陸
 縁辺部では, マントル物質が流入して来るから,
 $bx < ay$ であり, この場合が第2図-Ⅱで, 全体的
 に拡張する.

以上はプレート運動が主役であるとして考えた
 が, マントルの運動(マントル物質の湧き上り)
 が主役であると考えても, 第1図-Ⅲが得られる
 ことを付言する. また, 地球全体を考えると, ある
 場所が短縮すると他の場所が拡張しなければならない.
 また, ある場所でマントル物質が沈下すれば,
 他の場所で上昇しなければならない. この
 ことも第1図-Ⅲは表現しているともいえる.



第 1 図



第 2 図

■昭和56年度支部総会および講演会のお知らせ

日時: 1981年6月13日(土) 午後2時~5時

会場: 大阪市立自然史博物館集会室

講演申込み: 講演をご希望の方は, 普通はがきに演者・所属・題目を明記して, 地質学会関西支部(大阪市立大学理学部地学教室内)あて申込んで下さい. 締切りは5月30日です.

■昭和56年度支部役員選挙について

支部長・幹事を同封のハガキを利用して投票下さい. 本年度も阪神部会が事務担当ですので, 阪神部会の方は幹事3名を, 他の部会の方は幹事1名を記入して下さい.

■昭和56年度支部会費納入のお願い

同封の振替用紙をご利用になって, 56年度支部会費を納入して下さい. すでに納入された方には用紙を同封してありません. 滞納のある方はその分も請求してありますので, あわせて納入下さるようお願い致します.