

日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 92

1982年8月31日

日本地質学会関西支部(京都大学理学部地質学鉱物学教室内)

関西支部総会および講演会報告

昭和57年度日本地質学会関西支部総会および講演会が昭和57年6月26日(土)午後1時半より、同志社大会学生会館集会室で開催された(参加者36名)。

総会(議長 徳橋秀一氏)
報告

○昭和56年度庶務報告

会員:支部登録会員数 341名(名誉会員3, 一般会員338)

部会別:北陸20, 京都106, 阪神137, 山陰16, 四国42, 管外17。

総会・例会:支部総会(昭和56年6月13日大阪市立自然史博物館集会室, 参加者37名, 講演10)
:例会①昭和56年10月24・25日富山大学理学部(富山地学会との合同例会):参加者42名, 講演12。25日は「跡津川断層」巡検。②昭和57年2月20日, 大阪市大理学部, 参加者25名, 講演8。

その他の事項:1)和歌山県那賀郡根来での道路工事によって切り出された根来断層露頭の保存に関する依頼を, 和歌山知事および那賀県事務所長あてに, 応用地質学会関西支部と共同で行った。

2)島根大学三梨昂氏から, 特定研究「山陰地方の地殻変動と地震災害」シンポジウム(11月19日)を共催の申し入れがあり, 承諾した。3)日本地質学会の昭和57年度会長・副会長・評議員選挙の選挙委員として, 地調吉田史郎氏を推薦した。

○編集報告

支部報を三回発行。No.89, 1981年8月31日:

No.90, 12月20日, No.91, 1982年4月30日

議事

(1) 昭和57年度活動方針

例会の開催, 西日本支部との合同四国例会を11月21-22日, 香川大学で開催する。あと例会を1回開催する。

支部報は3回発行する。

(2) 昭和56年度決算・昭和57年度予算(後記)。

(3) 昭和57年度役員選挙結果

支部長:井本伸広(京都教育大)

幹事:京都部会:清水大吉郎・公文富士夫(京都大)平賀章三(奈良教育大)

阪神部会:八尾 昭(大阪市大)

北陸部会:竹内 章(富山大)

山陰部会:大西郁夫(島根大)

四国部会:坂東祐司(香川大)

会計報告

昭和56年度決算

収入	前年度繰越金	267,063円
	補助金(本部より)	36,800
	会費	269,600
	雑収入(利息等)	2,533
	合計	575,996
支出	支部報印刷費	180,000
	通信・郵送費	133,100
	幹事会費	17,260
	事務・アルバイト費	45,925
	次年度繰越金	199,711
	合計	575,996円

昭和57年度予算

収 入	前年度繰越金	199,711
	補助金(本部より)	58,000
	会 費	260,000
	合 計	517,711
支 出	支部報印刷費	200,000円
	郵送・通信費	140,000
	幹事会費	25,000
	事務・アルバイト費	50,000
	合同例会補助金	20,000
	予備費	82,711
	合 計	517,711円

講演会は座長伊藤英文・佐伯宏両氏、講演数8でした。
(講演要旨は以下に掲載)。

総会出席者

浅山哲二・石賀裕明・伊藤英文・伊東佳彦・市川浩一
郎・井本伸広・乾 一幸・大塚 勉・奥田之宏・木下
修・熊谷直一・公文富士夫・酒井千寿・佐伯 宏・志岐
常正・清水大吉郎・鈴木博之・高須 晃・竹村厚司・田
辺利幸・寺島禎一・徳橋秀一・坂野昇平・久田健一郎・
平島崇男・古山勝彦・本田輝政・増田康之・松岡 篤・
松下 進・松田哲夫・三宅康幸・八尾 昭・山際延夫・
芳沢浩文・吉田光広(計36名)

講 演 要 旨

高知県西部の秩父累帯南帯におけるトリアス系—ジュラ系の関係 松岡 篤(大阪市大)

高知県西部の秩父累帯南帯北半帯には、チャート層と粗粒砂屑岩層との帯状分布で特徴づけられる斗賀野層・西山層(蔵田, 1940)が分布する。各層のチャート層からは、トリアス紀のコノドント化石(小池・岸本, 1979など)とトリアス紀から中期ジュラ紀の放散虫化石(松岡・八尾, 1981; 松岡, 1982など)の産出が、砂屑岩層からは、中期から後期ジュラ紀の放散虫化石(松岡, 1982など)の産出が報告されている。しかし、トリアス系(～下部ジュラ系)と中・上部ジュラ系との関係を直接に示す報告はない。

高知県高岡郡越知町大屋敷北方で上部トリアス系から中部ないし上部ジュラ系までほぼ一連と考えられる層序を見出した。柱状図および産出した放散虫化石群集とその年代を第1図に示す。

今回検討した地層は断層によりいくつかのブロックに分けられ、下位からA・B・C・Dブロックとする。D

ブロックはさらに岩相によりD₁～D₅に区分される。

A・B・Cブロックは緑灰色～灰色の層状チャートからなり、AブロックとBブロックの下部に褶曲構造がみられる他は、整然と成層している。Dブロックは最下部の緑色～灰色の層状チャート(D₁)からチャートの珪質部がわずかに泥質な“泥質チャート”(D₂)に移化し、さらに漸移的に珪質泥岩(D₃)になる。D₃の上位には砂岩勝ち互層(D₄)、塊状砂岩層(D₅)が重なる。C・Dブロック(D₁)には砂岩岩脈がみられる。

A・B・Cブロックからは第1図に示した放散虫化石群集の構成種が産出する。Aブロックからはコノドント化石(*Misikella hernsteini*, *Epigondolella bidentata*など)も得られている。DブロックではD₁に*Unuma echinatus*群集の構成種がみられ、D₂・D₃境界付近から*Lithocampe*(?)*nudata*群集の構成種が出現しはじめる。D₃の最上部では*Lithocampe*(?)*nudata*, *Stylocapsa oblongula*が産出する。

以上述べたように、この地層の層序は断層のために完全には連続しないが、後期トリアス紀から中期ないし後期ジュラ紀にわたる放散虫化石群集がほぼ連続して認められる。また岩相はチャートから珪質泥岩に漸移的に変化する。したがって、このチャートから珪質泥岩にいたる層序は、後期トリアス紀から中期ないし後期ジュラ紀までに形成されたと考えられる。

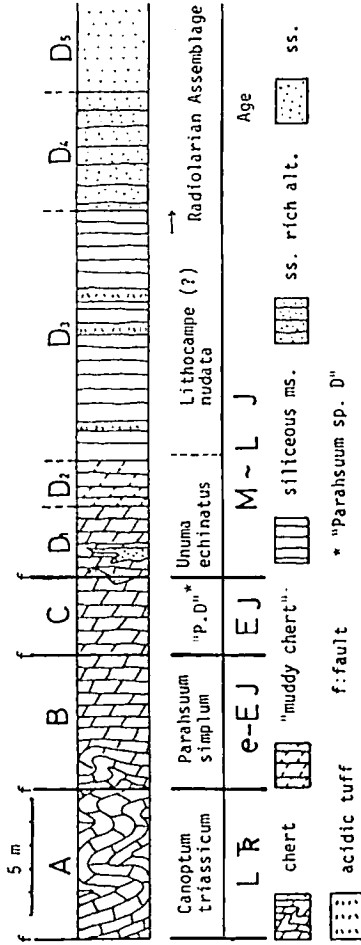
当地域ではチャート層の北側にD₃と同じ岩相の珪質泥岩が発達する箇所が約30地点で認められ、その珪質泥岩からは中期ないし後期ジュラ紀の放散虫化石が産出する。またその上位の砂岩勝ち互層中の泥岩からも、珪質泥岩と同じ群集が得られている。

一方、チャート層の南側には砂岩あるいは砂岩勝ち互層が分布し、チャート層とは断層関係にある。

以上より、高知県西部の秩父累帯南帯北半帯は、トリアス紀から中期ないし後期ジュラ紀にわたる、チャート・珪質泥岩・粗粒砂屑岩からなる一連の地層が北上位に覆互層構造をなして幾帯にもくりかえしていると考えられる。

第1図 大屋敷北方における柱状図と放射虫化石群集

群集とその年代に関しては、八尾 他(1982: 大阪
 微化石研究会誌特別号No.5)を参照。



四国・三波川帯南部、南日浦地域の地質構造について
 芳沢 浩文 (京都大)

四国の三波川帯の南端に近い南日浦地域(徳島県三好
 郡山城町)の砂質片岩は、特異なパターンで分布する。
 この地域は、これまで、小島(1951)、小島ら(1966)
 及び剣山団研(1977)により論じられており、前二者
 は不整合(南日浦不整合)を考え、後者は2本の平行な
 断層で砂質片岩の分布を説明した。

本地域には、泥質片岩を主とし従属的に塩基性片岩と
 珪質片岩を伴う川口層と、砂質片岩を主とし少量の泥質

片岩を伴う小歩危層が出現する。吉野川沿いでは、600
 m以上のほぼ連続な露頭が見られ、その西側の山腹にも
 多数の露頭が存在する。吉野川左岸での分布を、岩相に
 より以下の様に、北から順に①~⑤に区分した。

①は塩基性片岩と珪質片岩から成り、薄い泥質片岩を
 挟み、小褶曲を繰り返しながら南へ傾斜している。小褶
 曲は、すべて南フェルゲンツの非対称褶曲であり、その
 褶曲軸は約N 80° E 10° W、軸曲は平均50° Nである。
 北端付近には、reverse-sense の drag fold が見ら
 れ、大きな等斜褶曲が推定される。又、その直ぐ南側
 には、褶曲軸面に近い面を持つ reverse-slip fault が数
 本確認された。

②は微褶曲の激しい泥質片岩から成る。①を覆っている
 事から、全体としては南傾斜と推定される。

③は砂質片岩から成り、極めて稀に泥質のラミナを有
 する。一般には塊状であるが、北端では、泥質片岩と入
 り混った小構造が見られる事や、南端では泥質のラミナ
 が激して褶曲している事から、実際には見た目以上の変
 形をしていると考えられる。

④は塩基性片岩と珪質片岩の互層から成る。北端は、
 ③の砂質片岩とは直接には接せず、薄い泥質片岩を間に
 挟んでいる。平均傾斜は、北端で約90° Sで、南に向っ
 て次第に緩くなり、南端では約30° Sに成る。小褶曲の
 性質は①のものと同じであり、平均傾斜の変化による褶
 曲軸面の系統的な変化は無い。従って、この部分は、小
 褶曲と同時に形成された、捲れ上り構造を示している
 と考えられる。

⑤は②と同様の泥質片岩から成り、塩基性片岩の薄層
 を挟む。④との境界は、約N 80° E、30° Sである。

以上の吉野川沿いの各部分の内、③~⑤は、西岸から
 山腹にかけて、西南西方向に追跡出来、山腹では逆転し
 北傾斜に成っていると考えられる。

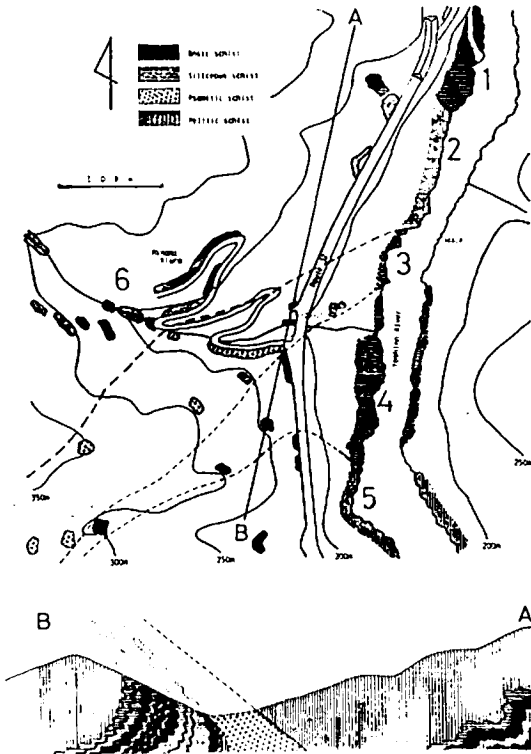
一方、③の砂質片岩より北側では、下位から、①の塩
 基性片岩と珪質片岩、次に②の泥質片岩となり、山腹で
 は、その上位に南傾斜の塩基性片岩(⑥)が出現する。こ
 れらの南傾斜の構造は、③の砂質片岩により切られている。

この様な分布及び構造は、①②⑥と③④⑤とを別々の
 構造ブロックとし、③の砂質片岩の北端を、reverse-
 slip fault と考えれば、ひとつの構造で説明出来る。

又、砂質片岩は、④の塩基性片岩と同時に、下位のもの
 が引きずり出されたと考えるのが妥当である。この砂質
 片岩と④の塩基性片岩や珪質片岩の変形の違いは、砂質
 片岩の方がダクティリティが小さい事で説明出来る。

以上のように、reverse-slip fault により解釈すれば、

剣山団研(1977)によって述べられた、グラーベンの様な構造は必要無い。又、小島ら(1966)の様に、不整合と向斜により、③の砂質片岩を小歩危層と結び付ける必要は無くなり、不整合は否定される。



南日浦地域、ルートマップと断面図

丹波地帯からの *Mirifusus baileyi* 群集の産出について

田辺利幸(京教大)・丹波地帯研究グループ
丹波地帯に分布する泥質岩の年代については、モノチヌ化石の露頭での産出(下西ほか, 1981)、後期三疊紀放散虫群集 *Canoptum triassicum* 群集の産出(吉田ほか, 1982, 日本地質学会第89年学術大会報告)により、上部三疊系の存在がほぼ確実なものとなって来ている。また、前期ジュラ紀の放散虫群集 *Parahsuum simplex* 群集の産出は、石賀ほか(1981)により、周山河原谷口の黒灰色泥岩から報告されており、さらに上位の中期ジュラ紀 *Unuma echinatus* 群集も未公表ながら、現在数地点で得られ、泥質岩の年代は、中期ジュラ紀まで及ぶとされて来た、しかし、今年春の調査に

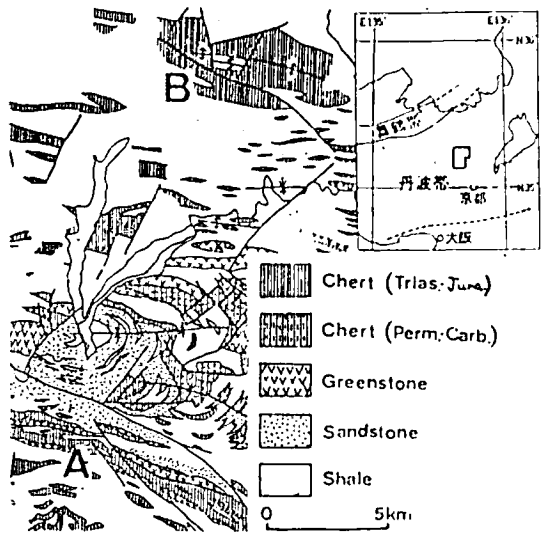
より、水谷(1981)による後期ジュラ紀を示す *Mirifusus baileyi* 群集を産出したので報告する。

産出地点は、京都府北桑田郡京北町細野田尻谷中流(A地点)で、周山向斜の南、保津川背斜の北翼にあたる。化石は、多数の少規模チャート岩体を含む泥質岩の一部、緑灰色塊状泥岩から多産した。産出した化石は、*Mirifusus baileyi* を特徴種とし、*Archaeodictyomitra* sp, *Eucyrtidina* (?) *ptyctum*, *Xitus gifuensis*, *Protunuma* sp. cf. *P.fusififormis*, *Spongocapsula* spp. *Parvicingula* sp. aff. *P.boesii*, *Podobulusa* sp. 等であり、水谷(1981)による *M.baileyi* 群集に類似し、上部ジュラ紀中・後期を示すものと推定される。

また、京都府北桑田郡京北町上弓削八丁林道沿いで、八丁背斜南翼のB地点では、層状チャートから泥質岩へ漸移する状態が観察され、この漸移部にごく近傍の塊状の緑灰色泥岩からは、後期ジュラ紀前期の *Lithocampe* (?) *nudata* 群集を特徴づける放散虫群集が得られた。この地点の上位の泥質岩からは、*Mirifusus* 属の放散虫も得られている。

これらの事実から、丹波地帯に上部ジュラ系の存在が明らかとなった。

尚、放散虫化石の同定には、大阪市立大学の八尾昭先生に御教示を得ました。記して感謝します。



(井本・清水・丹波地帯研究グループ 1980) を一部改変

兵庫県篠山盆地北方の地質

兵庫県篠山盆地北方地域の地質概略図

一 とくに丹波層群を構成する2組の地層群について一

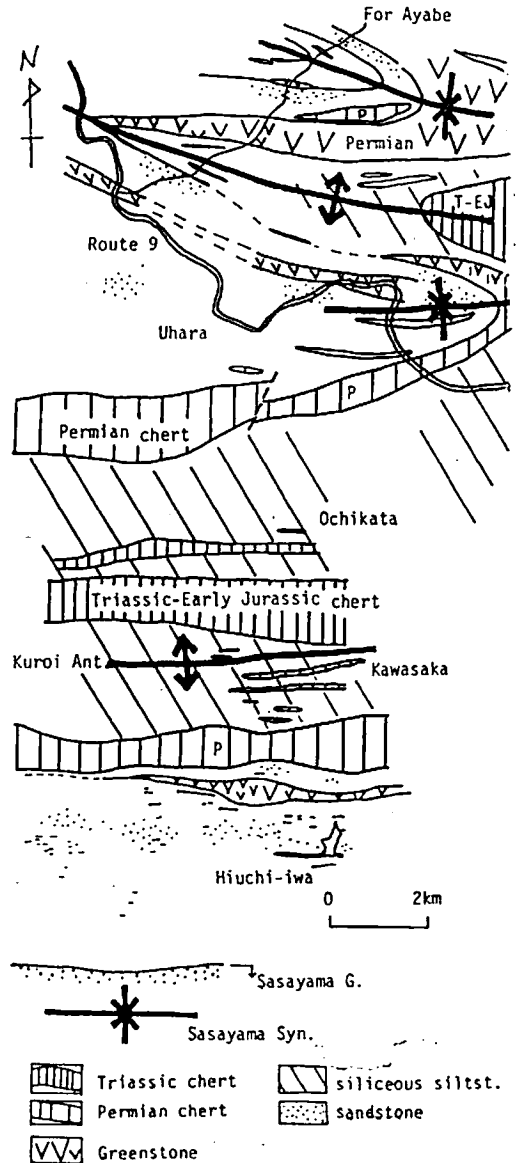
石 賀 裕 明 (大阪市大・理)

丹波帯西部、兵庫県篠山盆地北方に分布する丹波層群は、東西性の軸をもつ正立褶曲構造をなし、それは南から篠山向斜、黒井背斜およびさらに北側のより波長の短い向斜・背斜からなる。これらの向斜部、背斜部を構成する地層群は岩相上、また、その年代のうえからも互いに異なることが明らかになったのでここに報告する。

向斜部にはペルム紀(一部後期石炭紀を含む)赤色層状チャート、緑色岩の大規模岩体が下部に分布し、上位にはチャート、緑色岩の小規模レンズ状岩体が含まれる。後者のチャート岩体の年代はペルム紀(後期石炭紀を含む)、中期トリアス紀、後期トリアス紀と種々である。いっぽう向斜部の大部分を占める碎屑岩層は砂質泥岩、砂岩を主とし、酸性凝灰岩、珪質頁岩を挟在する。珪質頁岩からは前期ジュラ紀を示す放射虫化石が、泥岩からは中期ジュラ紀を示す放射虫化石が得られたが、碎屑岩層の層序の設立は今後の課題である。先にふれた大規模チャート岩体と碎屑岩層との関係については、チャート層の上位に淡緑色凝灰岩が直接重なり、凝灰岩は凝灰質泥岩から砂質泥岩へ移化する様子が観察され、整合関係にあるとみている。また、このチャート層は見掛上、下位にあたる背斜部の泥岩層とは層面にほぼ平行するスラスト性断層で接する場合がある。

背斜部を構成する地層は主に灰黒色層状チャートおよび淡緑色珪質シルト岩(図の T-EJ チャートと斜線部)よりなる。チャートは大規模岩体としてまた、小規模レンズ状岩体として産する。チャートの年代はコノドント、放射虫により、トリアス紀ないし、前期ジュラ紀である。また、碎屑岩からは後期ジュラ紀を示す放射虫化石が得られた。

このように向斜部と背斜部において、その構成メンバーに大きな差異が認められ、しかもチャート、碎屑岩のそれぞれが、向斜部のメンバーのほうが背斜部のそれよりも古い時代のものからなるという特徴をもつ。向斜、背斜構造形成前の状況に復元すると丹波層群は上下2組の異なるメンバーからなることとなる。この知見は丹波帯の正立褶曲形成前の造構史の解析上重要である。



丹波層群の層序と地質構造の再検討

井本伸広 (京都教育大・教育)
丹波地帯研究グループ

産出化石についての既存の資料と放散虫、コノドントなどの微化石に基づく最近の知見を総合し、丹波層群の層序と地質構造について再検討を試みた。

丹波地帯中央部～南部に分布する丹波層群は、北から八丁背斜、周山向斜、保津川背斜、桜井一山下向斜などの東西性の軸をもつ正立褶曲構造に支配されている。これらのうち背斜部では、三疊紀前期の珪質頁岩から、三疊紀中・後期～ジュラ紀前・中期の層状チャート、さらにジュラ紀中・後期の珪質シルト岩（上方ではオリストストローム相が卓越する）の順に重なる連続的な層序を基本とし、東西性の断層による地層の繰り返しが認められる。

これに対し向斜部では、石炭紀後期～二疊紀の緑色岩・層状チャートに、三疊紀後期～ジュラ紀前期の細粒～粗粒碎屑岩が重なる。またこの碎屑岩中には、石炭紀～二疊紀前期、二疊紀後期、三疊紀前期、三疊紀後期など種々の時代のチャート小岩体がオリストリスとして含ま

れる。なお、二疊紀から三疊紀への連続関係は認められていない。

このように背斜部と向斜部において、それらの岩相構成および地質時代の範囲に明瞭な差異が認められること、特に向斜部において、背斜部を特徴づける珪質頁岩一層状チャート珪質シルト岩の組み合わせを欠くこと、向斜部基底にスラスト性の断層の認められること〔例えば灰屋川断層（丹波地帯研究グループ、1980）〕、丹波地帯西部においても、同様の特徴が認められること（石賀、1982）などを勘案すると、丹波地帯の広範な地域において、正立褶曲構造の形成に先行する、現在の向斜部構成岩類が背斜部構成岩類の上位に重なる造構運動の存在が推定される。

丹波地帯と領家地帯の構造形成

清水 大吉郎 (京都大)

丹波地帯の堆積岩層の形成時代は微古生物層序の研究により、古生代にとどまらず、三疊紀さらにはジュラ紀後期に及ぶことが明らかになっている。したがって、その構造形成の時期もジュラ紀末あるいはそれ以後にまでわたることとなった。筆者はさきに、丹波層群の構造には、大きい褶曲構造、断層による地層のくりかえし、および非造構性の地層のくりかえし（おそらく海底地送りによるもの）があること、その規模と形成順序は後者から前者にむかうものであることを指摘した。現在見られる褶曲構造は下部白亜系篠山層群をも含んでいるので、その形成時期は白亜紀中期以降にわたる可能性がある。そうすると白亜紀後半の酸性火成活動と一定の関連をもつかもされない。実際に丹波地帯内部の花崗岩体は周囲の中・古生界の構造とやや調和的に見えるものがある。

丹波地帯に南接する領家地帯の変成岩の源岩は、丹波地帯の堆積岩とほぼ同様の岩相とされており、現在の知識からすると、古生界からジュラ系に及ぶと予想される。領家地帯の火成作用・変成作用の歴史は最近かなり詳しくわかってきており、いくつかの段階が認められているので、それらと、丹波地帯での構造形成との関連が、今後の課題となろう。変成作用の年代は100～70Maが多いが、もっと古いものもあると予想されている。古期片状花崗岩は周辺変成岩の再結晶作用以前に貫入定置しており、あとで共に変形作用をうけたという見解も示されている（横山、1982）。新期花崗岩類と変成岩との関係は非調和的な場合が多いが、調和的に見える場合もあり、この場合には丹波地帯の場合と同じく構造形成上の関連を考えてみる必要がある。より広い空間的な問題

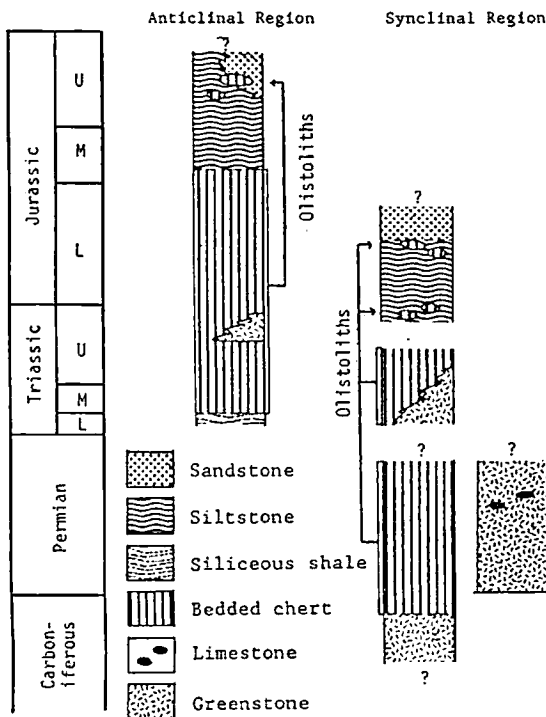


Fig. 1. Generalized stratigraphic columns of the Tamba Group.

としては堆積岩の被覆層に大量の酸性岩類が貫入定置した場合、被覆岩層の褶曲形成や“短縮”の直接の要因となり得るのではないかとということである。

高槻丘陵縁部の低地部の地盤構成

長谷憲治・池田紀子（基礎地盤コンサルタンツ）
 升本真二・福島真英（大阪市大・理）

大阪盆地の北東部には、大阪層群からなる高槻・茨木丘陵が分布し、その南側に高度15～40mの低地が広がり、一般的に沖積低地と呼ばれる。高槻丘陵縁部の低地について、芥川と安威川の間地点で、トレンチ掘削により地盤構成を観察する機会があったので、次のことについて検討した。

1. 地盤構成とその形成過程

丘陵南縁の低地は、奈良時代以降の著しい土地改変のため、微地形を判読して低地の形成史を調べることはむずかしい。高度25～35mの休耕地において南北方向、東西方向計6本、延べ190mのトレンチで、地表下2～3mまでの地盤構成を観察して、地層の形成過程について検討した。

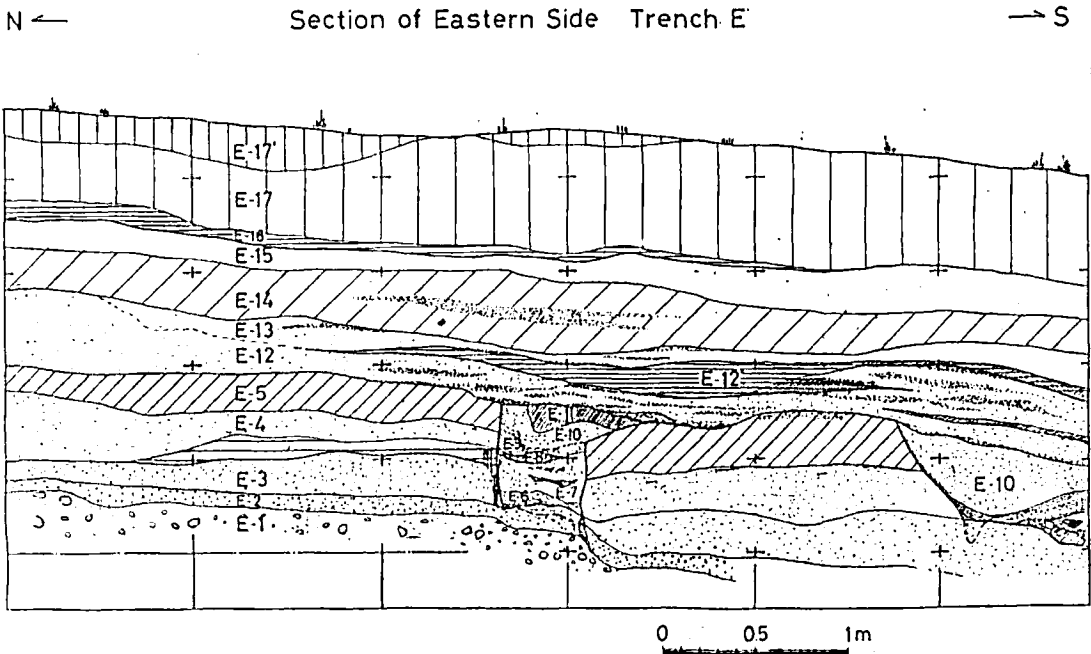
観察された代表的な地盤構成を述べると、沖積層は粘土・黄褐色土壌・茶褐色粘土からなり、奈良時代の土師器片が含まれることより、縄文海浸期よりもさらに新し

い地層である。本層は、各トレンチで0.3～1mと薄いため、完新世の大半の期間は陸化していた。沖積層の下位には、層相および側方変化の著しい地層で、層厚10～30cmの青灰色砂層・礫まじり砂層、青灰～暗灰色シルト・粘土層からなる。多量のアシが粘土層に含まれ、まれに埋もれ木状のアシも認められ、これらについて¹⁴C年代の測定を依頼している。各層は東側、すなわち芥川に向い2～3°の勾配で傾斜し、また粘土層は厚くなる。このような構造からみて、上位層が東側に順に出現することになり、積算層厚で約10mの砂・粘土互層が観察されたが、上半部に垂角～垂円礫層（厚さ0.5～1m）がある。礫層は、平面的な位置関係からみて、芥川右岸の低位段丘すなわち富田礫層、¹⁴C年代で26,000±800年前（市原・木越，1962）に相当すると考える。

以上のことから、沖積層より下位層は中～低位段丘層に相当するもので、芥川の氾濫原の後背湿地－自然堤防－後背湿地と変化した環境で形成されたと推定される。

2.2. 有馬－高槻構造線の断層運動

高槻丘陵と南縁の低地との境界に、中後期更新世に活動してきた有馬－高槻構造線（藤田・奥田，1973）が通過している。低位段丘面が8～14mの北側隆起の垂直変位を受けている（寒川，1979）、今回の調査範囲



段丘相当層形成期間中の断層運動（N60°W, 80～90°S）（変位30～40cm）

で本構造線の通過位置より南側40～50mの地点において、地層の変形を確認した。

一つの現象として、第1図に示す地割型の断層である。低位段丘相当の礫層(E-1)からE-5層まで堆積した後、北上り30～40cmの垂直変位が発生した。開口性の地割が活動に伴って形成され、E-6～11層が埋積した。やがてE-12～16が断層面、地割を覆って堆積し、その後沖積層(E-17、17')が堆積した。

もう一つの現象として、前述の礫層が上位の砂層に断面形状で鼓状に貫入し、その上面は沖積層に不整合に覆われる(幅40～60cm、高さ70cm)、中大地震に伴う砂地盤の噴砂・液状化現象が発生する。礫地盤について同様な現象の報告例が少いが、西埼玉地震(1931年、M=7.0)で知られている。近年、動的三軸試験により、礫層が噴き上げることが指摘されている(金子・平山・対馬、1982)。

以上の2つの現象は、本構造線の活動に伴って発生した断層近傍の地盤変形と考えることができる。活動時期について¹⁴C年代測定結果を用いて判定する予定である。

プレートの沈み込みによって生じるマンツルの渦と縁海の形成

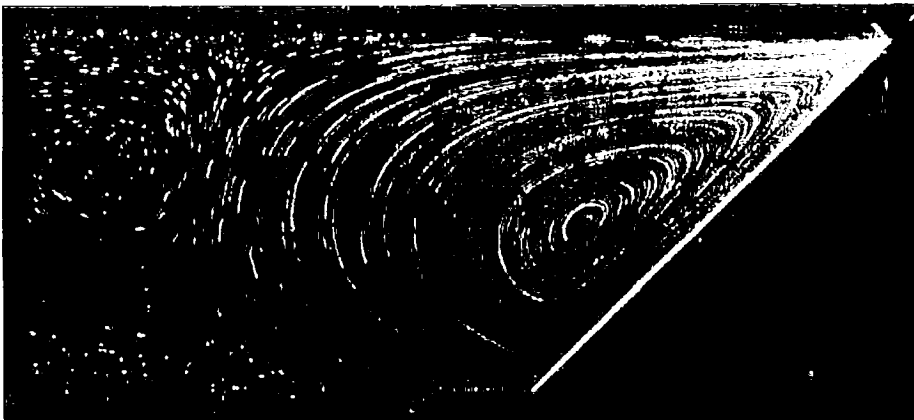
伊藤英文・増田康之・木下 修(大阪府大)

島弧-海溝系において、沈み込むプレートスラブがlowQ-lowV層内に渦を誘発するであろうという考えが、Mckenzie(1969)以来、多くの研究者によってなされて来た。しかしながら、渦を誘発するためには、lowQ-lowV層はスラブに付着していて、スラブはlowQ-lowV層に対して滑ってはならない。すなわちスラブ上面の粘性摩擦(せん断応力)は付着力よりも小さくなければならない。果してそうだろうか。次に、渦

が出来たとして、それは上位の陸側プレート底面に粘性摩擦を発生するが、どの程度の大きさだろうか。このような疑問に答えるためには、渦の力学を明確にする必要があると考え、筆者らは実験的シミュレーションを行ない、沈み込み角 $\theta = 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ$ の5種のモデルに対して、模擬流体の流線模様と速度分布とを得た。図1に得られた流線模様の一例を示す。流線模様からは、渦の湧き上がり点が θ の関数として求められた。当座必要なものとして、模擬スラブと模擬陸側プレートとの境界における規格化せん断ひずみ速度分布が求められた。これにより実際のせん断応力や渦を作るエネルギーが、lowQ-lowV層の粘性係数、その厚さ、スラブの沈み込み速度が与えられれば、計算できる。

かくして検討した結果、lowQ-lowV層が 10^{20} ポアズ程度の粘性係数であるならば、スラブは十分にlowQ-lowV層内に渦を作り得るが、その下位の粘性係数のより大きいマンツルには、渦を作りながら貫入することはできないと想像される。スラブはその上面に低粘性の潤滑層を作るなどして、600kmの深さまで貫入して行くのではなかろうか。

陸側プレート底面に作用するせん断応力は計算できるので、陸側プレートの力学的平衡が論じられ、底面のせん断力が海側から作用する水平力よりも大きいとき、背弧は開くという条件が導かれた。開く場合、渦の湧き上がり点で最も開き易い。これまでに、陸側プレートが海溝より離れ去るように動いている島弧-海溝系で縁海が形成されるという考えが提案されている。しかしながら、筆者らの渦モデルによれば、渦は上位の小プレートを海溝にくっ付ける作用をするので、陸側プレートは小プレートを残して離れ去り、渦の湧き上がり点で背弧が開くことになる。



$\theta = 45^\circ$ の流線模様

現在背弧が活動的なマリアナとトンガ・ケルマディクに対して、渦モデルを適用したところ、lowQ lowV層は厚さ100 kmで、50から150 kmの深さに位置するならば、計算によって求まる渦の湧き上がり場所は、観測された背弧の開く位置にかなりよく一致する。さらに渦モデルは世界の17の弧-海溝系に対して適用されて、

陸側プレート底面の渦が作るせん断応力が比較された。その結果は、せん断応力の大きさと縁海の形成とは直接に関係なく、むしろ、縁海の形成は海側から作用する応力が小さいこと、すなわち、陸側プレートと海側プレートの結合が弱いことと関係しているように思われる。