

URBAN KUBOTA 39

アーバンクボタ NO.39 MARCH 2001 株式会社クボタ

特集 = 続・大阪層群 - 古瀬戸内河湖水系 - 市原 実 = 大阪市立大学名誉教授

● 目次

1 大阪堆積盆地 - その形成と古瀬戸内河湖水系 - 2

はじめに

大阪平野地下の地層

大阪湾湾底下の地層

紀ノ川堆積盆地

紀伊水道南方海底下の地層

古瀬戸内河湖水系

2 地震後の調査・研究から 14

大阪湾，明石海峡，紀淡海峡～紀伊水道北東部の反射波地

震探査と東灘1700mボーリング(GS-K1)

大阪湾の断層分布と基盤深度

和歌山平野根来地区の深層ボーリング

阪神地域の反射法地震探査と深層ボーリング

大阪市域における反射法地震探査と深層ボーリング

上町断層系と上町上昇帯

大阪南部(大和川以南)地域の反射法地震査とボーリング

大阪平野東部(河内平野)と生駒山地西縁の反射法地震探査

奈良盆地の反射法地震探査とボーリング

京都盆地とその周辺の地震探査とボーリング

淡路島北部の反射法地震探査と野島断層沿いの観測井

内陸直下型地震と活断層

3 別府 - 島原地溝 34

四国地方北部および中国地方南部の大阪層群相当層

別府湾の地質構造

猪牟田(埋没)カルデラと広域火山灰層

別府 - 島原地溝

4 中国東部陸・海域の第四紀層 42

中国東部大平原下の第四紀層

渤海・黄海・東海(東シナ海)大陸棚の形成

中国東部大陸棚地区の第四紀海進層

瀬戸内沈降帯西部と中国大陸・朝鮮半島間の陸橋問題

5 鮮新・更新統の境界問題 54

- 中国黄土層・泥河湾層・深海堆積物を中心に -

中国黄土層

泥河湾層

深海堆積物の酸素同位体記録と鮮新統・更新統境界

● 参考図書および引用・参考文献 64

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津1丁目2番47号

発行日 = 2001年3月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

図版作成 = スタジオ・ツノ

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

大阪堆積盆地

- その形成と古瀬戸内河湖水系 -

はじめに

編集 今回は、「続・大阪層群 - 古瀬戸内河湖水系 - 」というテーマでいろいろとお話を伺いたいと思います。

市原 私は、10年ほど前(1988年)に大阪市大を定年で退職しまして、そのとき退職の記念事業として「大阪層群」という本をつくることになりました。しかし、「大阪層群」の編集は予想以上に困難な作業でした。まず最初に地質図の作成から取りかかったのですが、これに大変な時間がかかりました、幸いなことに、この地質図は「大阪層群」とは別にアーバンクボタ誌に特集してもらえることになりました、それが1991年に出版された本誌30号の「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」です。

この地質図が出たものですから「大阪層群」の方もやや書きやすくなりまして、その2年後の1993年に、ようやく創元社から「大阪層群」を出版することができました。退職した年の翌年に出すといっていたのが、結局5年もかかってしまったわけです。「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」と「大阪層群」はいずれも好評でしたが、1995年に阪神・淡路大震災が起こったために、さらに多くの人々に活用されたようであります。

ところで「大阪層群」を出すさいに、その刊行が大幅に遅れていたものですから、最後の「まとめ」の部を仕上げるのに十分な時間がなく、こここのところを簡単にすませてしまいました。しかも、この簡単な「まとめ」のなかに、「主要地域の大阪層群の地質柱状図」と「大阪層群の総合層序表」のほかに、あえて「大阪層群と中国黄土層・深海底コアの対比」の図をのせました。これは、大阪層群の広域的な古地理を明らかにするには、当時の水系から考えて、中国大陸との関係を解明していくことが必要になるからです。

そしてこの水系を「古瀬戸内河湖水系」と呼ぶことを提唱しました。その文章(「大阪層群」の第24章の3)は簡単ですから、その全文を以下に再録します。

『古瀬戸内河湖水系

市原(1966)は、大阪層群とその相当層が堆積した第2瀬戸内沈降帯の古地理図を画いて、第2瀬戸内前期(鮮新世)・第2瀬戸内後期(更新世前・中期)の水系についてのべたことがある。その内容を要約すると次のとおりである。

第2瀬戸内前期：淡路島や大阪盆地(大阪堆積盆地の略)南部の大阪層群最下部の層準には、中央構造線の南側から供給された結晶片岩類の礫が存在する。これらの結晶片岩類の礫の存在は、現在の紀伊水道域にあった分水嶺から河川が北流し、大阪盆地域に流入していたことを示している。北流し、大阪盆地域に流入した河川の水は、おそらく西流し、瀬戸内から現在の有明海域をとって、九州の南西方で海にそそいでいたであろう。また、この淡水の水系と大陸の河川との連絡も考えられる。

第2瀬戸内後期：第2瀬戸内後期には、現在の紀伊水道域(古紀伊水道)から大阪盆地域に海水が浸入したと考えられる。

吉田(1992)も、第2瀬戸内前期の東海層群・古琵琶湖層群・大阪層群の各堆積盆地(淡水域)は河川によってつながっていて、嘉例川^{れがわ}火山灰などの火山灰は、東海堆積盆地から大阪堆積盆地に運搬されたいとのべている。このように、第2瀬戸内前期の瀬戸内には、各堆積盆地に河湖域がひろがり、各堆積盆地は河川でつながり、水系は全体として東から西に向かって流れていたと考えられるのである。この水系を古瀬戸内河湖水系とよぶことにする。

古瀬戸内河湖水系の問題は、第2瀬戸内沈降帯の古地理を明らかにするためだけでなく、中国大陸を含めた広域の古地理を明らかにするため、是非とも解明されねばならない課題である。』

ここで少しだけ注釈しますと、現在の瀬戸内海を東西に延長した地域、東は長野県南部から西は九州中部までの、中央構造線の北側の地域には、新第三紀中新世以降の、同じ時代

の同じような地層が各地に分布しています。それで、この地質区を瀬戸内区と呼んでいるわけです。中新世前期に瀬戸内区に生じた沈降域が第1瀬戸内沈降帯で、この沈降帯に堆積した地層群を第1瀬戸内累層群といいます。また鮮新・更新世に瀬戸内区に生じた沈降域が第2瀬戸内沈降帯で、この沈降帯に堆積した地層群を第2瀬戸内累層群といいます。これらについては、また後で述べる予定です。要するに、大阪層群最下部が堆積した鮮新世の西南日本には、中央構造線の北側に西へ西へと流れる大きな河湖水系があった。その大きな河川は、瀬戸内から九州の有明海地域をとって、東シナ海(東海)のどこかで海に注いでいたであろう。それは、揚子江(長江)流域や黄河流域の水を集めた河川と合流していたかもしれない、あるいは別々に東シナ海のどこかで海に注いでいたかもしれない。いずれにせよ、大陸と日本は陸続きだったので、大阪層群の広域的な古地理を明らかにするには、今後は、その辺りの実情を解明していくことが必要な課題になる。そう指摘しておいたのです。

もちろん、「大阪層群」の「まとめ」の部が不十分なことは私自身が重々承知しておりました。それで私は「大阪層群」刊行の直後から、大阪堆積盆地の形成や九州の別府・島原地溝の問題、さらに同時代の中国東部および東シナ海(東海)の堆積盆地についての資料を収集・検討し、大阪層群研究史についての多少の追加とあわせて、これらを「続・大阪層群」というようなタイトルで一冊の本にまとめようと思い、懸命に原稿を書き始めていました。

ところが、その途中で思わぬ大病にかかり、危うく命だけはとりとめるというような状態になりました。退院後、また気を取り直して原稿を書き続け、ともかくもまとめることができましたが、それが「大阪層群と中国黄土層」という本です。これは1996年に築地書館から出版されました。

ところが、やはり病み上がりで書いたもので

すから推敲が足りません。また多くの図版を新たに作成したのですが、すべて単色なものですから、どうもなじみにくいのです。それで私は、できればこれらの図を色刷りにして理解しやすいものにしたい、さらには地震後の調査から明らかになった問題にも触れてみたいと思っておりました。ちょうどそうしたときに、アーバンクボタ誌の方から、30号は地質図が主体なので、その続きができるかどうかという相談がありました。そこで私の方から是非にとお願いし、「続・大阪層群 - 古瀬戸内河湖水系 - 」というテーマで、本日お話をさせて頂くことになったわけです。

大阪平野地下の地層

まず最初に大阪平野の地下の地層、つぎに大阪湾の湾底下の地層について述べますが、話の都合上、地震後の調査結果から明らかになったことがらは次章でまとめてお話することにいたします。また、今回は本誌30号の続編にもあたりますから、同号の地質図・地質断面図および解説書を参照してください。大阪では、天然ガス開発のために1950年代のはじめに、いずれも500m深の2本の試掘井(試1井、試2井)が掘削されました。そのご1960年代には地盤沈下対策に関連して、大阪市とその周辺域で全部で9本の深層ボーリング(OD1~OD9)が行われています(図1・1)。これらの深層ボーリングでは、コア(岩芯)を採取して海成粘土層や火山灰層を調べましたから、それらの鍵層となる地層が、どの場所ではどの深さにあるかがわかり、平野下の地質構造の概略がほぼ明らかになりました。

図1・2は、これらの深層ボーリングのうち、大阪平野の3つの代表的な深層ボーリングの地質柱状図です。臨海部の港区田中元町のOD1は西大阪平野の地下の様子を、東大阪市御厨くろやのOD3は東大阪平野(河内平野)の地下のそれを示し、上町台地のすぐ北にある都島南通のOD2は、大阪平野を東西に分けている上町上昇帯の地下の状態を示しています。

これら3本の柱状図で、それぞれの海成粘土層・火山灰層の深さを比べてみれば、上町上

昇帯が隆起し、東西の両平野地域が沈降していることがよくわかります。上町上昇帯のOD2では、アズキ火山灰層(Ma3層準)は47m深と浅く、基盤の領家花崗岩類は656m深に伏在します。一方、田中元町のOD1ではアズキ火山灰層はぐんと深くなって414m深にあります。OD1の掘削深度は907m、深層ボーリングのなかでは一番深いのですが、この深度では基盤に達しません(なお、OD1地点では、ボーリングの直前に、爆発による反射法地震探査が行われ、同地点の基盤深度は約1,500m深と推定されました)。またOD3でも、アズキ火山灰層は413m深と深くなっています。掘削深度は701mで、もちろん基盤には届いていません。

結局、深層ボーリングで基盤にあたったのはOD2の1本だけであつたうえに、OD2では、435m深~656m深の地層は、現在では大阪層群であることが判明していますが、当初は中新統の神戸層群とされました。ですからこの時点では、平野下の大阪層群が予想以上に厚いことがわかったのですが、その厚さは、上記のデータと地質構造から推定して、おそらく1,000m内外だろうとされたわけです。1980年代以降になると、大阪平野やその周辺域では地下深くに温泉源のあることがわかり、いろいろな場所で温泉ボーリングが行われるようになりました。これは温泉が目当てですから、平野部では、少なくとも1,000mから深いものでは1,500mぐらいまで掘ります。ただ、泥水とともに上がってくるのはスライム(切粉・切片)だけで、コア(岩芯)は採取しませんから、海成粘土層や火山灰層については確かめられず、電気検層によって、粘土質あるいは砂礫質といった層相の推定ができるにすぎません。しかし非常に深くまで掘るので、いくつかのボーリングでは基盤岩にあたっていて、その種類や深度など貴重なデータを提供してくれます。

図1・1には、温泉ボーリングで基盤岩に達したものと、掘削深度が1,500mに達したものをあわせて示しました。図にみるように、

この範囲でも8本の温泉ボーリングが基盤に達しています。大阪平野の地質断面図は、主として前述の深層ボーリングと、こうした温泉ボーリングのデータにもとづいて作成することができたのです。なかでも江戸堀2丁目のデータは、本誌30号の地質断面図作成の際、締切期限の直前になって判明したので大いに助けられたのを覚えています。その基盤深度は1,474mもあって、それまでの私の予想をこえる深さでした。

温泉ボーリングには、本誌30号の出版前にはそのデータを入手できなかったものもありました。図1・1には、桃谷の温泉ボーリングこうせいの南南西約4kmの田辺の温泉ボーリングと、OD1の南西約1kmの港晴の温泉ボーリングを示してありますが、これらがその例です。田辺では1,300m深まで掘削し、1,254m深で基盤の領家花崗岩類に達しています。一方、港晴では1,500m深まで掘削していますが、基盤に届いていません。ですから、大阪市臨海部で基盤に達しているボーリングは、地震の前には、江戸堀2丁目のものが唯一であつたわけです。

地下の地層を調べるには、ボーリングのほか反射法(=反射波)地震探査による方法があります。これは、石油探査のために開発されたもので、陸の上でも海や湖の上でも活用されています。陸上では、起震車(パイプレーターまたは油圧インパクト)で地盤に大きな打撃を与えると、弾性波が地中を伝わり、地層と地層の境界や地層と岩盤の境界にまで達して戻ってくる。その反射波には、地層や基盤岩の性質を反映して強弱があるので、これを受震器(地震計)で捉えれば、地下の様子をいくつかの反射面が重なる記録として得ることができます。1つの測線に沿う多くのこれらの記録データにもとづいて、時間断面および深度断面を作成することができます。岩盤(基盤岩)の上面には、一般に顕著な反射面があらわれ、地層の傾斜や撓曲の姿、断層の所在なども浮かび上がってきます。ただ、深度断面中の各反射面が何を意味するのか――

地層の境界なのか、火山灰層なのか——などは、深度断面だけではよくわかりません。それで測線付近のボーリング・データや地表地質と対応させて検討するわけです。

海上や湖上の場合には、船で発震装置（エアガン）と受震器（ハイドロホン）を曳行します。エアガンなどを使って海水・湖水に衝撃を与えますと、弾性波が海・湖底に達し、さらに海・湖底下の堆積物中を伝わり岩盤に達して戻ってくる。その反射波を受震器（ハイドロホン）でキャッチし、陸上の探査と同様に測線にそって記録された多くのデータから深度断面を作成し、同断面について検討します。陸上の探査にくらべて、非常によい結果が得られています。

大阪市域では、1987年に吉川宗治氏らによって、油圧インパクトを用いた本格的な反射

法地震探査が行われました。図1・1で、A、B、Cを付した太い線がこの探査が行われた測線です。ただ、この方法で、大阪市域の地下1,500m深内外からそれ以深を探査するのは非常に難しいようです。実際の記録をみても、反射面が不明瞭であったり、岩盤を示すようなラインも僅かに出ているだけというケースが多いようです。

図1・3の地質断面図は、これらの反射法地震探査による深度断面にもとづいて、深層ボーリングや温泉ボーリングのデータを考慮して私が作成したものです。図で一番下位は基盤岩で、これは領家花崗岩類です。層は大阪層群最下部・下部で、ここにはMa0層とMa1層の反射面を推定しました。層は大阪層群上部下半で、層と層の境がアズキ火山灰層下限(Ma3層準)になります。層

は大阪層群上部上半で、層と層の境はMa6層上限、層は段丘堆積層と沖積層です。まずAの大阪南港南測線ですが、私はこの測線での基盤深度は1,700~1,800m深と考えました。これは、OD1や港晴の温泉ボーリングのほか、1990年に大阪北港付近で行われた反射法地震探査の結果、またこのA測線ではアズキ火山灰層下限(Ma3層)の深度が440m深と推定されることによっています。

Bの中之島測線では、測線近くに江戸堀2の温泉ボーリングがあり、図中にその掘削深度1,500mと基盤深度1,474mを示しました。この基盤上面すなわち反射面は、東方へは御堂筋付近まではたどれるのですが、上町断層に近づくにつれて不明瞭になり、識別できません。この測線では、上町断層以西の基盤深度は1,500~1,600m深と考えられます。

図1・1 - 大阪平野の天然ガス試掘井(試1井・試2井)、深層ボーリング(OD1~OD9)、主要な温泉ボーリングおよび反射法地震探査測線を示す図



またB測線では、上町断層より東側の基盤の深度を約800m深にしていますが、この深度も、B測線がC測線よりやや北側にありますから妥当なところでしょう。上町断層は東上がり西落ちの逆断層です。B測線での上町断層以西の基盤深度を1,500~1,600m深とすると、この断層による基盤の垂直変位量は700~800mになります。

Figure 1 displays three stratigraphic columns (OD1, OD2, OD3) showing geological layers from 0 to 900 meters depth. The columns are labeled with their respective locations: OD1 (港区田中元町), OD2 (都島区都島南通), and OD3 (東大阪市御厨).

The legend identifies the following layers:

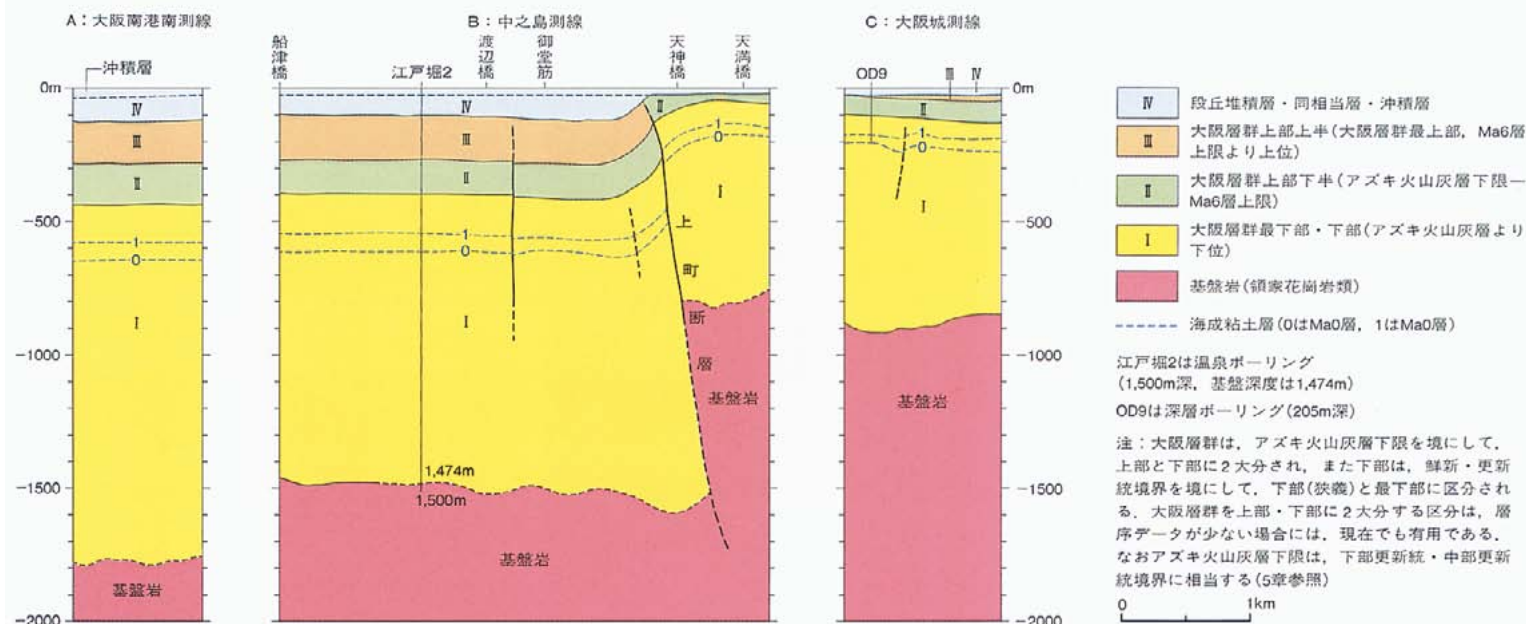
- 淡水成の地層 (Freshwater sedimentary layer) - Yellow
- 海成粘土層 (Marine clay layer) - Blue
- 火山灰層 (Ash layer) - White
- 額家花崗岩類 (Gneiss/Granite) - Pink
- 不整合 (Unconformity) - Wavy line

Key features and labels in the columns include:

- OD1 (港区田中元町):** Layers Ma13, Ma12, Ma11, Ma10, Ma9, Ma8, Ma7, Ma6 (サクラ火山灰層), Ma5, Ma4, Ma3 (アズキ火山灰層), Ma2 (山田火山灰層), Ma1, Ma0. Stratigraphic units: 沖積層, 段丘層, 大, 阪, 群.
- OD2 (都島区都島南通):** Layers Ma13, Ma3 (アズキ火山灰層), Ma2, Ma1 (ピンク火山灰層), Ma0, Ma-1. Stratigraphic units: 沖積層, 段丘層, 大, 阪, 群, 基盤.
- OD3 (東大阪市御厨):** Layers Ma13, Ma12, Ma11, Ma10, Ma9, Ma8 (カスリ火山灰層), Ma7, Ma6, Ma5 (八町池火山灰層), Ma4, Ma3 (アズキ火山灰層), Ma2 (山田火山灰層), Ma1. Stratigraphic units: 沖積層, 段丘層, 大, 阪, 群.

OD2ボーリングの*印の火山灰層のフィッシュトラック年代 ($1.82 \pm 0.82 \text{ m.y.}$) および Ma-1 層の層率は、吉川周作ら、1987 年による。

〈吉川宗治ほかの1987年の深度断面に、温泉ボーリングとODボーリングのデータを加えて作成〉



大阪湾湾底下の地層

大阪湾での本格的な反射波(=反射法)地震探査は、岩崎好規氏らによって行われました。その調査結果は、1990年に土質工学研究発表会で、1994年には日本地震学会誌「地震」に公表されています。図1・5が、探査の行われた3つの測線(A,B,C)の位置図です。図1・4の地質断面図は、岩崎氏らの深度断面にもとづいて、私が、大阪湾沿岸部のボーリング・データを考慮し作成したものです。この図では、一番下位が基盤岩、Ⅲ層が大阪層群最下部・下部、Ⅱ層が大阪層群上部で、Ⅰ層とⅢ層の境がアズキ火山灰層の層準です。

Ⅲ層が段丘相当層・沖積層になります。まずC測線ですが、これは、関西国際空港をつくるときにおこなわれた400mボーリング(57-30)地点を通過する測線で、同地点はC

測線の南端部に位置しています。このボーリングでは、Ma3層の下部にはさまれるアズキ火山灰層が海水面下353m深に認められ、同火山灰層に対応する反射面がⅡ層とⅢ層の境になっています。基盤の反射面は同地点では約1,500m深にみられます。この測線では、アズキ火山灰層の深さも基盤の深さも、南から北に向かって徐々に深くなっていくのが特徴で、大体の感じでいうと、アズキ火山灰層の深度を4倍にしたあたりが基盤の深度になっていて、大阪層群最下部・下部が非常に厚いことがわかります。

A測線は、友ヶ島の北から尼崎の沖合にかけての約40kmにわたる長い測線です。基盤の深度は、南西端の友ヶ島の北で約1,200m深、湾中央部が最も深く約2,500m深、北東端の湾奥部は約2,000m深です。基盤の上面は、

測線南半にやや凹凸がみられますが、概してなだらかで、湾中央部で撓んでいます。

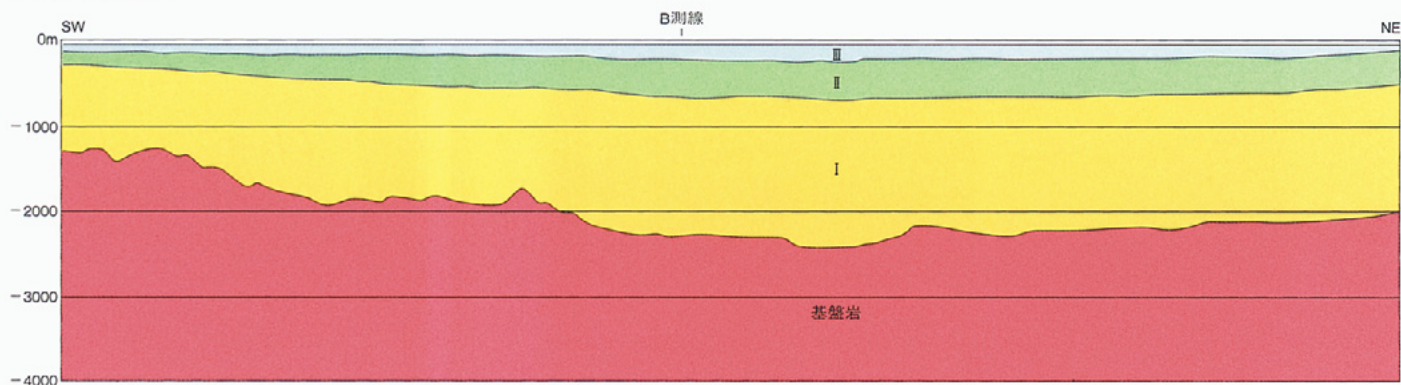
最後にB測線、大阪湾を東西に横切る約28kmの測線です。この地質断面図は非常に興味深いもので、大阪盆地の形成の特徴を最も端的にあらわしています。基盤深度は、測線の東端では約1,500m深ですが、西に向かうにつれて深くなり、淡路島の海岸から約10kmほどのところで最も深くなり、その深さは3,000mをこえます。

この最深部の西を限るのが、西上がり東落ちの大規模な逆断層(F断層)で、これが大阪湾西部を北東方向に走る大阪湾断層です。この断層の西側の基盤の深さは約2,000m、大阪湾断層による基盤の垂直変位量は約1,000mにも達します。大阪湾断層は、盆地形成の当初から活動しつづけてきた成長断層ですが、

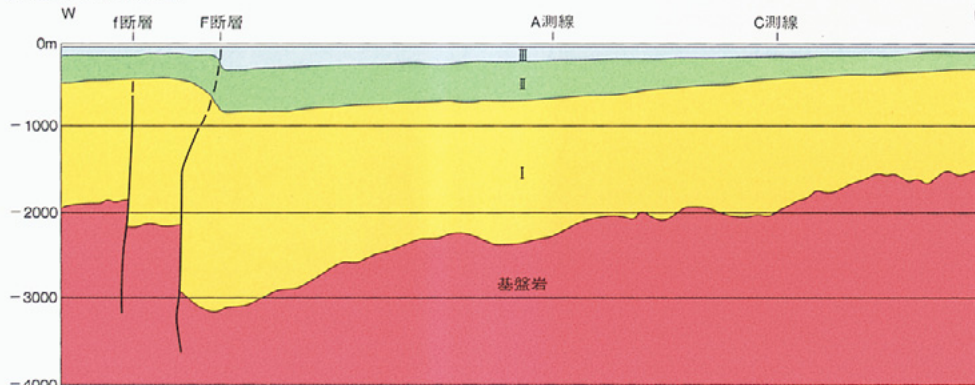
図1・4 - 大阪湾のA測線、B測線およびC測線の反射波地震探査深度断面にもとづく地質断面図

〈岩崎好規ほか、1990・1994年により作成〉

A: A測線の地質断面図



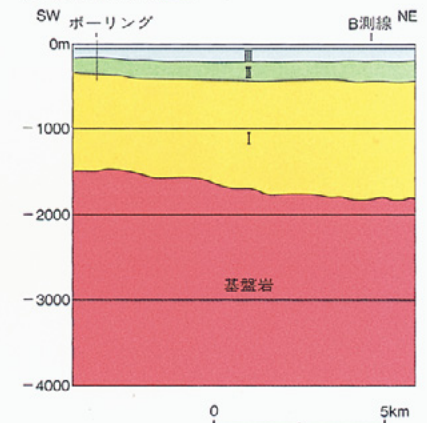
B: B測線の地質断面図



B測線地質断面図中のF断層は大阪湾断層



C: C測線の地質断面図



約1,000m深以浅になると断層は不明瞭で、地層は撓曲しているにすぎません。その西にあるf断層も成長断層でしたが、約500m深以浅の地層には、この断層による変位はみられません。またこれらの断層の西方には、淡路島東岸沿いに仮屋断層（30号・本文の図4参照）が走っていますが、この断層の西側には、基盤の領家花南岩類が地表に顔を出しています。

このように大阪堆積盆地の主部は、大阪湾断層にむかって西に傾動沈降している、つまり同断層以西の淡路島側の基盤ブロックに対して、大阪湾側の基盤ブロックが大きく傾動沈降していることが大きな特徴です。ただし南北方向では、基盤は湾の中央部で撓んでいて異なった様相を呈します。

大阪堆積盆地の主要な基盤となっている領家

帯は、北は有馬 - 高槻構造線によって丹波帯と境され、南は中央構造線によって三波川帯と境されます。北の有馬 - 高槻構造線は、右横ずれ・北上がりの逆断層で、その垂直変位量は200～300m以上です。一方、南の中央構造線も右横ずれ・北上がりの逆断層ですが、この断層は、次にお話するように、北に傾動沈降する紀ノ川側の基盤ブロックの上に低角で衝上し、その垂直変位量は800m以上にも達します。このように大阪堆積盆地の形成には、東西性と南北性という2方向の圧縮が働いているのですが、東西性の圧縮は基盤ブロックの西への傾動沈降として、南北性の圧縮は基盤の褶曲による沈降となってあらわれているわけです。

紀ノ川堆積盆地

《紀ノ川下流域の地下の地層》

西南日本を内帯と外帯に区分し、領家帯の南を限る中央構造線は、近畿地方では和泉山脈の南麓を東西方向に延びています。その南側には、紀ノ川沿いに東西に細長い紀ノ川堆積盆地が広がり、ここには葛蒲谷層とよばれる大阪層群相当層(大阪層群最下部・下部)が堆積しています。盆地の南側は、結晶片岩類からなる三波川帯です。

紀ノ川堆積盆地は大阪堆積盆地の形成とは切り離せない関係にあり、その地下地質については以前から注目していたのですが、近年、吉川宗治氏らによってこの地域の反射波地震探査が行われ、その輪郭が浮かび上がってきました。図1・6Aは、1992年に同氏が反射波深度断面にもとづいて作成した地質断面

図1・5 - 大阪湾の反射波地震探査測線位置図
〈岩崎好規ほか、1994年による〉

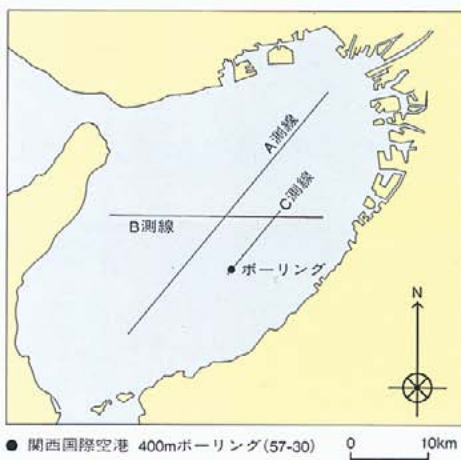
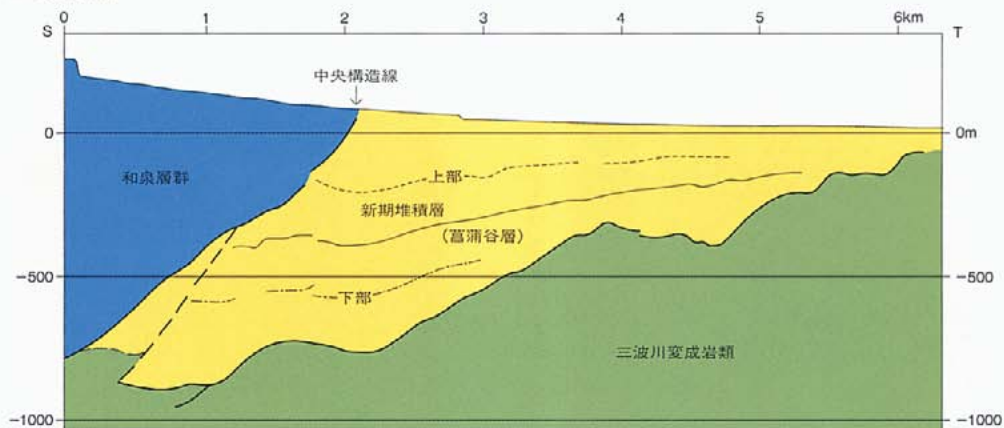
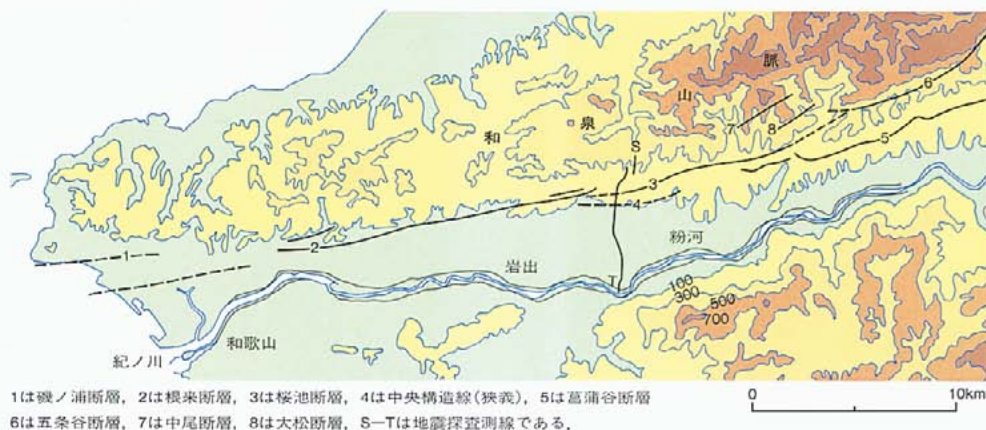


図1・6 - 紀ノ川下流域の中央構造線を南北に横切る反射波地震探査にもとづく地質断面図および同探査測線位置図
〈吉川宗治ほか、1992年、断層は、永野清秀ほか、1994年による〉

A 地質断面図



B 探査測線位置図



図で、その測線は和泉山脈の志野峠から中央構造線をほぼ直角に横切り、紀ノ川川岸(竹房)にいたるS-T測線です(図1・6B)。

図1・6Aに示されている同氏らの研究結果の要点を述べますと、

1. 和泉山脈と紀ノ川の間には、基盤の三波川変成岩類をおおって厚い新期堆積層(菖蒲谷層と考えられる)が発達している。
2. 新期堆積層は、中央構造線付近では海水面下約400m深の強い反射面により、上部と下部に分けられる。
3. 新期堆積層の層厚は南から北にむかって厚くなり、中央構造線付近で最も厚く約800mに達する。新期堆積層の反射面は北に緩く傾斜しているが、その傾斜角は下位のものほど大きい。したがって基盤の三波川変成岩類は、新期堆積層の堆積期間を通じて北への傾動沈降運動を継続していた。
4. それと同時に、中央構造線にそって和泉層群が新期堆積層(菖蒲谷層)の上に傾斜角約20°Nという低角で衝上した。

このように菖蒲谷層は非常に厚く、その最大積算層厚は約1,000m、基盤の三波川変成岩類の最大伏在深度は約900mに達していて、右横ずれが卓越するとされてきた中央構造線が大きな垂直変位をもつ断層系であることが明らかになってきました。

一方、地表地質調査にもとづいて、水野清秀氏は、1993年に菖蒲谷層を上部層・下部層・最下部層に区分し、菖蒲谷層の上部層・下部層には、それぞれ大阪層群のピンク火山灰層・福田火山灰層に対比される火山灰層がはさまれること、菖蒲谷層の下部層と巨礫を含む同最下部層の関係は不整合の可能性があることを指摘しています。現在の知識では、図1・6Aの新期堆積層上部は菖蒲谷層の上部層・下部層、つまり大阪層群下部に、新期堆積層下部は菖蒲谷層の最下部層、つまり大阪層群最下部に対応すると考えられます。

《結晶片岩礫の存在と河川の北流》

鮮新世の中頃、現在の大阪湾域で基盤の領家帯(領家花崗岩類)が沈降し、大阪層群最下部

が堆積し始めた頃、紀ノ川流域では中央構造線の活動と基盤の三波川帯(三波川結晶片岩類)の沈降によって、菖蒲谷層が堆積し始めます。この時期、和泉山脈はまだ低平な準平原状の姿を保っており、また紀伊水道も開いてはおりません。

中央構造線は、現在、紀ノ川ぞいから淡路島の南端をかすめ、四国の吉野川ぞいに西に走ります。その北側には、和泉層群からなる山地——和泉山脈、淡路島南部の諭鶴羽山地、讃岐山脈——が連なります。中央構造線の南側は外帯となり、結晶片岩類からなる三波川帯が帯状に延びています。

ところで、中央構造線の南側にしか露出していないはずの結晶片岩類が、礫になって、中央構造線より北側、和泉層群よりさらに北側に分布する大阪層群の最下部と一部ではその直上の地層に含まれているのです。大阪では泉南地域の内畑付近と同地域西端の岬町付近、淡路島では西岸の五色ヶ浜や北端の松帆岬などが分布域で、泉南地域や五色ヶ浜では、紅簾石片岩というきれいなピンク色をした結晶片岩の礫も合まれます。また高松の南西方の三豊層(大阪層群相当層)からも同様に結晶片岩類の礫がでています。

これらの礫の存在は、鮮新世には、紀伊山地と四国脊梁東部山地(剣山地)を結ぶ線上、つまり現在の紀伊水道の中部を横断する線上に太平洋と瀬戸内を分ける分水界があり、その分水界から北流する河川が、三波川帯の岩盤を削って結晶片岩類の礫を運び、まだ低平であった和泉山脈や諭鶴羽山地を横切って、大阪堆積盆地や播磨堆積盆地に流入していたことを語っています。

また現に、当時の北流した河川の跡と推定される地層も残っておりまして、泉南の岬町からその南方、和泉山脈西端の標高100~200mの低平な山地の尾根上には、標高150m近くまで大阪層群の砂礫層が南北に細長く連なっています。現在、大阪層群と紀ノ川ぞいの菖蒲谷層は和泉山脈によって、また高松付近の三豊層(大阪層群相当層)と吉野川ぞいの森山

層(菖蒲谷層相当層)は讃岐山脈によって隔てられていますが、鮮新世には、これらの地層は一連の地層として堆積したのです。

ところで、紀ノ川下流域に分布する菖蒲谷層からは、これまでに(地震前まで)紅簾石片岩の礫が見出されてないのです。これがいかにも不思議で以前から気にかかっていたのですが、さきの地質断面図(図1・6A)を見たときに、この疑問は氷解しました。中央構造線の垂直変位が非常に大きく、紀ノ川下流域に伏在する菖蒲谷層の層厚は800mに達しています。図の新期堆積層(菖蒲谷層)下部は大阪層群最下部に相当しますから、多くの紅簾石片岩の礫はこの部分に埋積されているはずで、このことは、地震後の調査によって確かめられました(図2・7、図2・8)。

紀伊水道南方海底下の地層

つぎに、中新世から鮮新・更新世にかけての外帯(南海区)の様子も一瞥しておきます。地質調査所は、1974・75年にかけて紀伊水道南方海域を調査し、20万分の1の「紀伊水道南方海底地質図」と「同表層堆積図」を刊行しています。その際に行われた反射波地震探査の結果——とくに紀伊水道南方の上部大陸斜面から室戸舟状海盆をへて、外縁隆起帯の土佐礫にいたる海域の地質断面図(図1・7)——について検討した井内美郎氏らは、1978年に、その研究結果を「紀伊水道南方の上部大陸斜面成立時期」として公表しております。それによれば、紀伊水道南方海底下の地層は、下位より、

1. T層(中新世前期・中期)・K1層(中新世後期・鮮新世前期)・K2層(鮮新世中斯・後期)・K3層(更新世前期)・P層(更新世中期以降)に分けられる。
2. P層は室戸舟状海盆を水平に埋立てるように堆積していて、その分布は、現在の海底地形と調和している。一方、K層の分布は現在の海底地形と不調和で、たとえばK1層の分布は上部大陸斜面の地形と斜交し、K3層の最大層厚部は上部大陸斜面に位置している。

3. 紀伊水道南方の上部大陸斜面が成立した時期は、K 3 層堆積後、P 層堆積前である。陸上における更新世前期末ないし更新世中期はじめの六甲変動最盛期には、海底でも同様の地質構造運動があり、上部大陸斜面が形成されたと考えられる。

ここでT層というのは、「紀伊水道南方海底地質図」によれば、紀伊半島の田辺層群・熊野層群に対比されていますから、これは大阪周辺の神戸層群・二上層群（第1瀬戸内累層群）に相当する地層群です。そしてK層はT層を不整合におおっていますから、これは大阪層群に対比されます。またP層はK層を不整合におおっているのです、これは段丘堆積層・沖積層に対比されます。

図にみるように、K層(大阪層群相当層)の基盤となっているT層は大きく変位・変形していて、この基盤上面の形状は、上部大陸斜面から室戸舟状海盆にかけて下がり、同海盆から土佐簀にかけて上がるV字形になっています。もちろんT層の変位・変形は、T層の堆積後、鮮新世以降の六甲変動によって生じたものですが、T層上面の深度つまり基盤深度は海水面下500～2,000m深で、大阪湾湾底下の基盤深度の2,000～3,000m深に比べればずっと浅いのです。鮮新世初頭には、紀伊水道から南方海底下のこの基盤上面は、まだ起伏

にとぼしい平坦面であったに違いありません。ところで、紀伊水道の東を限る紀伊山地では、中新世中期に、西南部には田辺層群、南東部には熊野層群が堆積し、潮岬では潮岬火成複合岩類の活動があります。その直後には、中軸部に南北に連なる大峯酸性岩類と南東部の熊野酸性岩類の活動があり、紀伊山地の隆起が中新世に始まったことを示しています。また紀伊水道の西を限る四国脊梁東部山地（剣山地一室戸岬を中軸とする山地）も、紀伊山地と同様に中新世以来の隆起地塊で、両山地に東西を限られた紀伊水道地域は、中新世以来の沈降帯であったと考えられます。

ただし紀伊水道南部の海底下には、図1・7から判断して、T層・K層・P層が伏在していると推定できますが、紀伊・四国両山地の脊梁部を結ぶ線上に位置している紀伊水道中部の海底下にT層・K層が伏在しているかどうかは、いまのところ明らかではありません。

古瀬戸内河湖水系

《第1瀬戸内と瀬戸内火山岩類》

中新世の前期・中期のはじめ、西南日本では、東は長野県の富草から、設楽・瑞浪・伊勢湾周辺地域、さらに京都・奈良・神戸へ延び、岡山・津山・三次などの中国地方をへて日本海側にいたる地域が沈降します。この中新世前期・中期のはじめの沈降域が第1瀬戸内沈

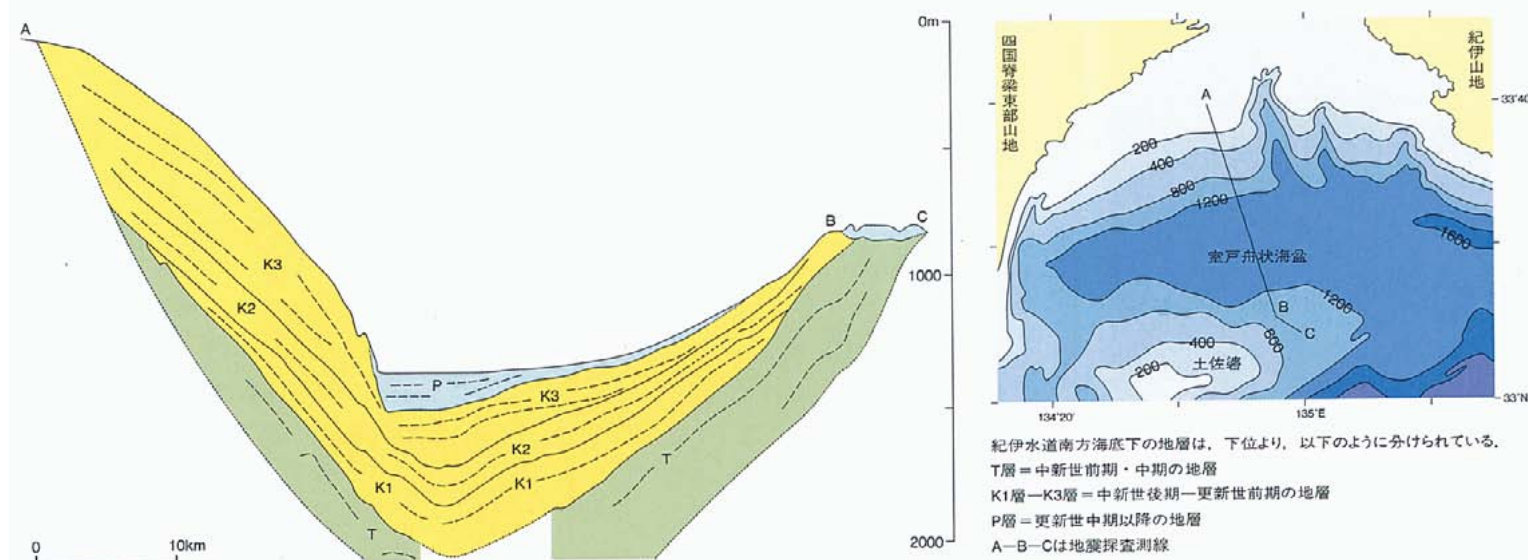
降帯で、ここに堆積した湖成・海成の地層群が第1瀬戸内累層群です。また、この時期に形成された広い海域を古瀬戸内海と呼んでいます。

これに続いて中新世中期には瀬戸内火山岩類が活動します。これらの火山岩類は、東からいうと、設楽・室生・奈良・二上山・小豆島・香川・石槌山・松山周辺・山口大島というように、ほぼ中央構造線に沿ってその北側に、また九州では、大分県の大野周辺(代三五山・三宅山など)に分布し、第1瀬戸内沈降帯の方向とはやや異なって、瀬戸内方向(東西方向)に配列するのが特徴です。

《鮮新世はじめの準平原面》

その瀬戸内区では、凡そ500～600万年の長期にわたって静穏な時期が続きます。その結果、浸食・削剥作用による平坦化が進み、広域的に起伏の小さな準平原が形成されます。現在、中国山地には、高度1,000m内外に脊梁平坦面(中国準平原)、高度400～600mに吉備高原面が発達しています。多井義郎氏は、この準平原を層序学的に研究し、これらの平坦面上には海成の第1瀬戸内累層群がみられることから、両平坦面は第1瀬戸内累層群堆積後のほぼ同時期に形成された浸食平坦面であり、その後おもに断層運動を伴った地殻変動によって両者間の高度差が生じたことを明

図1・7 紀伊水道南方海域の反射波地震探査にもとづく地質断面図および同探査測線位置図



らかにしています。つまり、中国準平原・吉備高原が準平原化作用を受けたのは、中新世後期から鮮新世のはじめにかけてで、鮮新世の中国地方には、起伏の小さな準平原が広がっていたということです。

近畿の瀬戸内区とその周辺地域にも、鮮新世はじめには中国準平原・吉備高原に相当する準平原が広がっていたのですが、この地域は、鮮新世以降に地殻変動(六甲変動)が生じて、隆起域と沈降域とに細かく分割されてしまいます。そのため隆起域では、当時の準平原は変位・変形・浸食を受け、現在では、その原形を山地・山脈の接峰面(山地・山脈の頂をつらねた面)として残すに止まります。すなわち、淡路島脊梁山地・六甲山地・生駒山地・和泉山脈・鈴鹿山地などの接峰面に、当時の準平原面が残されているわけです。

一方、沈降域では、沈降による変位・変形を受けても、そこには新しい地層が堆積するので浸食をうけません。そのため変動前の凡その地形は、堆積盆地地下の基盤上面として残されることになります。さきに図1・4や図1・3で見たように、大阪湾底下や大阪平野地下の基盤上面の形態は、大阪湾断層や上町断層沿いの変位・変形と大阪湾南部の小さな起伏を除けば概してなめらかです。鮮新世初頭には、こうしたなめらかな地形が近畿の瀬戸内にも広がっていたわけで、中国地方と同様に、この地域にも準平原が形成されていたことがわかります。

こうした準平原ができたのは、近畿地方では瀬戸内が主に領家帯にあり、また中国地方では、中国山地が脊梁部まで広く第1瀬戸内累層群におおわれていて、いずれも基盤が浸食・平坦化をうけやすかったからでしょう。さきに図1・7でみたように、外帯の紀伊水道南方海域でも、基盤のT層(第1瀬戸内累層群相当層)上面の形態は、変動による変形を除けば起伏にとぼしい平坦面になっています。《準平原周辺の隆起地塊》

しかし同じ沈降域にあっても、古琵琶湖層群が堆積した琵琶湖湖底下の基盤上面の形は異

なっています。この地域の基盤は、中・古生層の丹波帯および湖東流紋岩・花崗岩類からなりますが、その基盤上面は起伏が著しく南北方向に4～5列の凸部と凹部、つまり山地と河谷が配列しているのです(図1・8A,B)。琵琶湖湖底下の基盤上面の形状は、鮮新世から更新世はじめにかけての地形の姿を止めたものです。おそらく鮮新世の時代、中・古生層からなる丹波山地や美濃山地は、低平な準平原ではなく、琵琶湖湖底下の基盤と同様かなり起伏に富んだものであったのでしょうか。丹波高原面や美濃山地の接峰面は、中新世はじめの準平原面であったと考えられます。外帯では、前節で述べたように中新世から紀伊山地、四国脊梁東部山地の中軸部が隆起てきます。また石槌山周辺での面河酸性岩類の活動に示されるように、四国脊梁西部山地(石槌山・足摺岬を中軸とする山地)の隆起も同じ時期に始まっています。これらの3つの山塊の接峰面も、中新世はじめの準平原面であったと考えられます。

こうして見てきますと、いわゆる近畿三角地帯を限る丹波・美濃・紀伊山塊と、四国の2つの山塊は、第1瀬戸内の時代から隆起地塊として存在していたのでしょうか。そして第1瀬戸内累層群の堆積後、中新世後期から鮮新世のはじめにかけての準平原化作用により、中国・近畿の瀬戸内には、広大な平坦面が発達し、さらにそれは紀伊水道やその南方海域下にもひろがっていたものと思われる。

《第2瀬戸内沈降帯》
鮮新世になると、瀬戸内の長い静穏期も終わり、この地域は変動の場へと変わっていきます。西は有明海・島原湾付近から瀬戸内海をへて、播磨平野・大阪平野・奈良盆地・京都盆地、そして琵琶湖を含む近江盆地・伊賀上野盆地へと連なり、さらに伊勢湾周辺から木曽谷にいたる地域が沈降します。この沈降域が第2瀬戸内沈降帯で、そこに堆積した鮮新・更新世の地層群が第2瀬戸内累層群です。また、この沈降帯に発生した鮮新世以降の地殻変動を六甲変動と呼んでいます。

第2瀬戸内累層群は、一般に湖沼成・河川成の地層からなりますが、大阪とその周辺地域や九州中部など一部には更新世の海成層がはさまれます。図1・9が第2瀬戸内累層群の分布図で、各地層(層群・累層)の名称を図に記しました。伊勢湾とその周辺地域に堆積した地層群は東海層群、伊賀上野盆地・近江盆地とその周辺地域に堆積した地層群は古琵琶湖層群、そして大阪とその周辺地域に堆積した地層群が大阪層群です。中央構造線沿いの沈降帯に堆積した紀ノ川流域の菖蒲谷層や吉野川流域の森山層も、大阪層群に入れるのがよいと思います。四国の三豊層・岡村層・都中層、広島^{ちゅう}の東方の西奈層^{さいじょう}、九州中部^{せきなん}の碩南層群・大分層群や口之津層群などは、いずれも第2瀬戸内累層群の地層です。

《古瀬戸内河湖水系》

さきに述べたように、大阪層群最下部とその直上の地層に含まれる結晶片岩礫の存在によって、大阪堆積盆地、播磨堆積盆地と紀ノ川堆積盆地の形成が始まった鮮新世には、現在の紀伊水道中部にあった低平な分水界から河川は瀬戸内側へ北流してしたことが分かります。じつは、このことを最初に述べたのは、1966年に、中国の研究者を招いて開催された地学団体研究会20回記念総会の「第四紀」討論会での私の講演です。そのさい、私が作成した古地理図が図1・10と図1・11です。私の講演「大阪層群と六甲変動」、中国の第四紀地質・地震地質学者として有名になった若き日の丁国瑜氏らの講演「中国北部の第四紀盆地の堆積について」などの内容は、同年に、地球科学85・86号として出版されています。図1・10と図1・11は、もちろん、当時の知識にもとづいて描いたものです。ありのままに言えば、その数年前に公表された笠間太郎・藤田和夫氏の古地理図を踏襲したもので、相違する点は、結晶片岩礫の由来にもとづいて、第2瀬戸内前期(鮮新世)には、現在の紀伊水道中部に瀬戸内側と太平洋側とを分ける分水界があり、そこから河川が北流したという点と、第2瀬戸内後期(更新世前期・中期)にな

ると、低平化した分水界をこえて、海が太平洋側から瀬戸内側へ浸入したとしていることです。

では、第2瀬戸内前期(鮮新世)に、現在の紀伊水道中部から北流し、大阪堆積盆地や播磨堆積盆地に流入した河川は、そこから東と西のどちらに向かい、どの地域で海に流出していたのか。鮮新世の瀬戸内の古地理では、この点が一番重要になるのですが、私は、当時(鮮新世)の中国大陸との関係や産出する化石からみて、この水系は、大阪層群堆積盆地や古琵琶湖層群堆積盆地の水系だけでなく、東海層群堆積盆地の水系をも合わせて瀬戸内を西へ流れ、九州の南西方で海に注いでいたと考えております(図1・10)。そして、この第2瀬戸内沈降帯を西流した河川と湖沼からなる大きな水系を、古瀬戸内河湖水系と呼んでいるわけです。

古瀬戸内河湖水系については、今後、解明していかなければならない多くの問題があります。紀伊水道と豊後水道にあったと推定される瀬戸内側と太平洋側とを分ける分水界の問題、東海層群堆積盆地の水系と古琵琶湖層群堆積盆地の水系とのつながり、九州における古瀬戸内河湖水系の問題、さらに古瀬戸内河湖水系と中国大陸の長江(揚子江)水系・黄河水系との関係など、多くの未解明の問題があります。中国大陸を含めた鮮新・更新世の広域の古地理を明らかにするためには、古瀬戸内河湖水系の問題は、是非とも解明されねばならない課題であると思います。

図1・8 A - 琵琶湖湖底下における基盤伏在深度

〈石油資源開発地球科学総合研究所, 1984年, および植村善博・太井子宏和, 1990年による〉

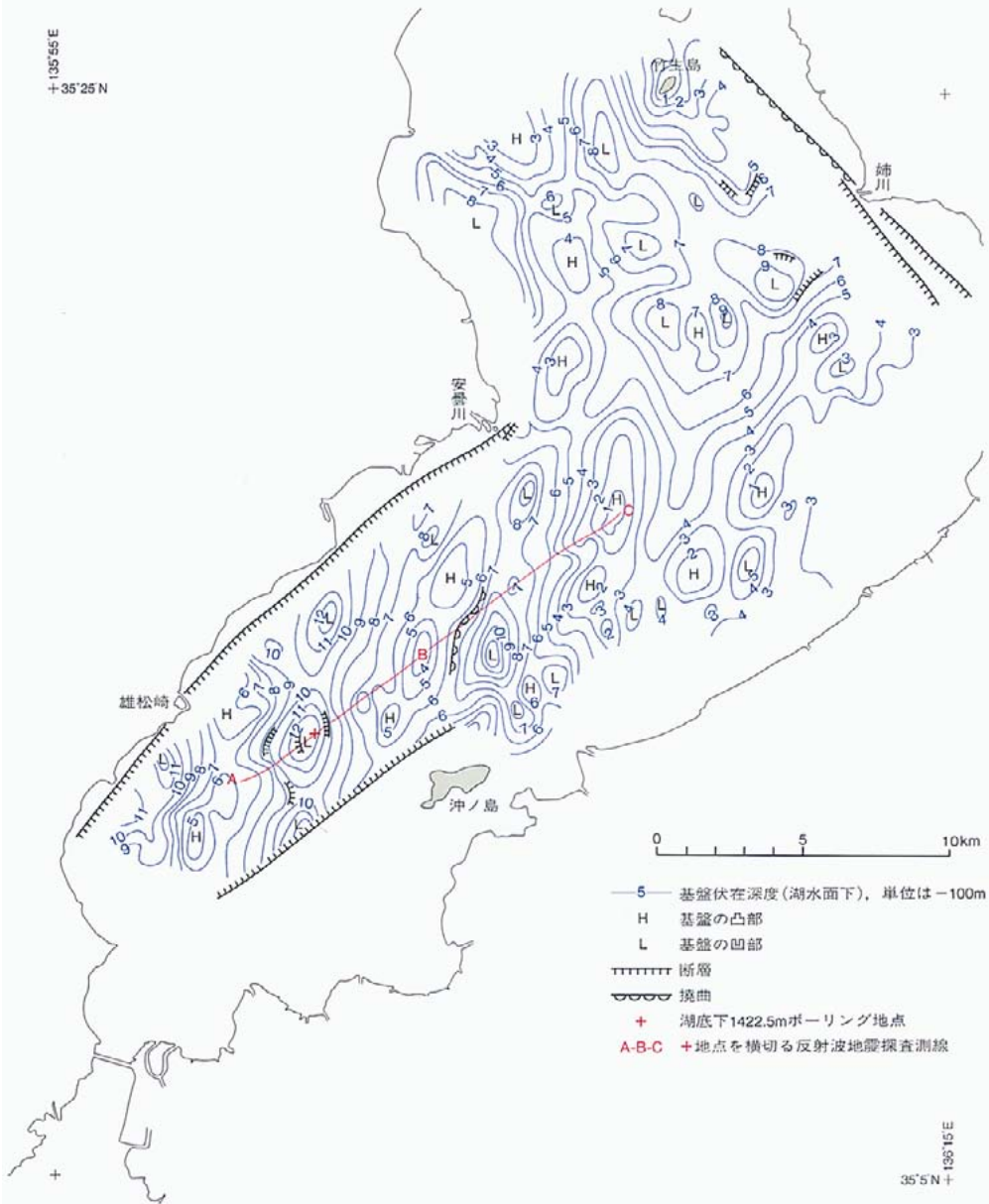
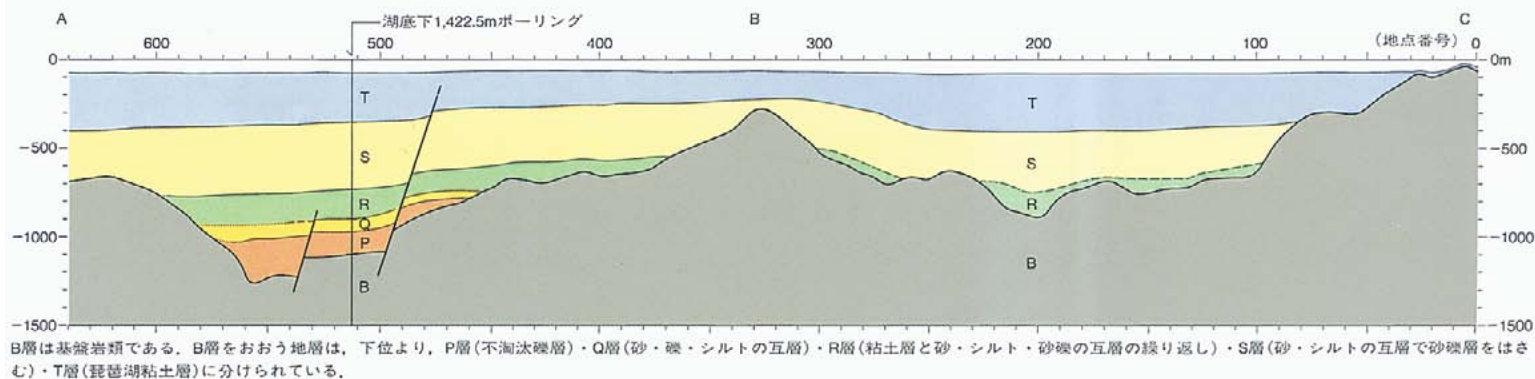


図1・8 B - 琵琶湖湖底下1,422.5mボーリング地点を北東方向に横切るA - B - C測線の反射波地震探査にもとづく地質断面図

〈石油資源開発地球科学総合研究所, 1984年による〉



第2瀬戸内後期(更新世前期・中期)になると、大阪層群堆積盆地にはたびたび海が浸入し、多くの海成粘土層が堆積します。現在の知識では、最初海成粘土層は大阪層群下部に挟まれるMa-1層で、その年代は更新世前期後半の約120万年前です。この海は、西の有明海の方からではなく、南方の太平洋側から浸入したと考えられます(図1・11)。

ほぼこれと同様な低平化した分水界で、海は容易に第2瀬戸内沈降帯に浸入したと考えられます。また豊後水道も、ほぼ紀伊水道と似た状況にあったのだらうと思います。

まだ難しいのです。

阪神・淡路大震災の発生する前までに、大阪堆積盆地とその周辺について分かっていたことをまとめてみますと、だいたい以上のようになります。

第2瀬戸内累層群
第2瀬戸内累層群相当層

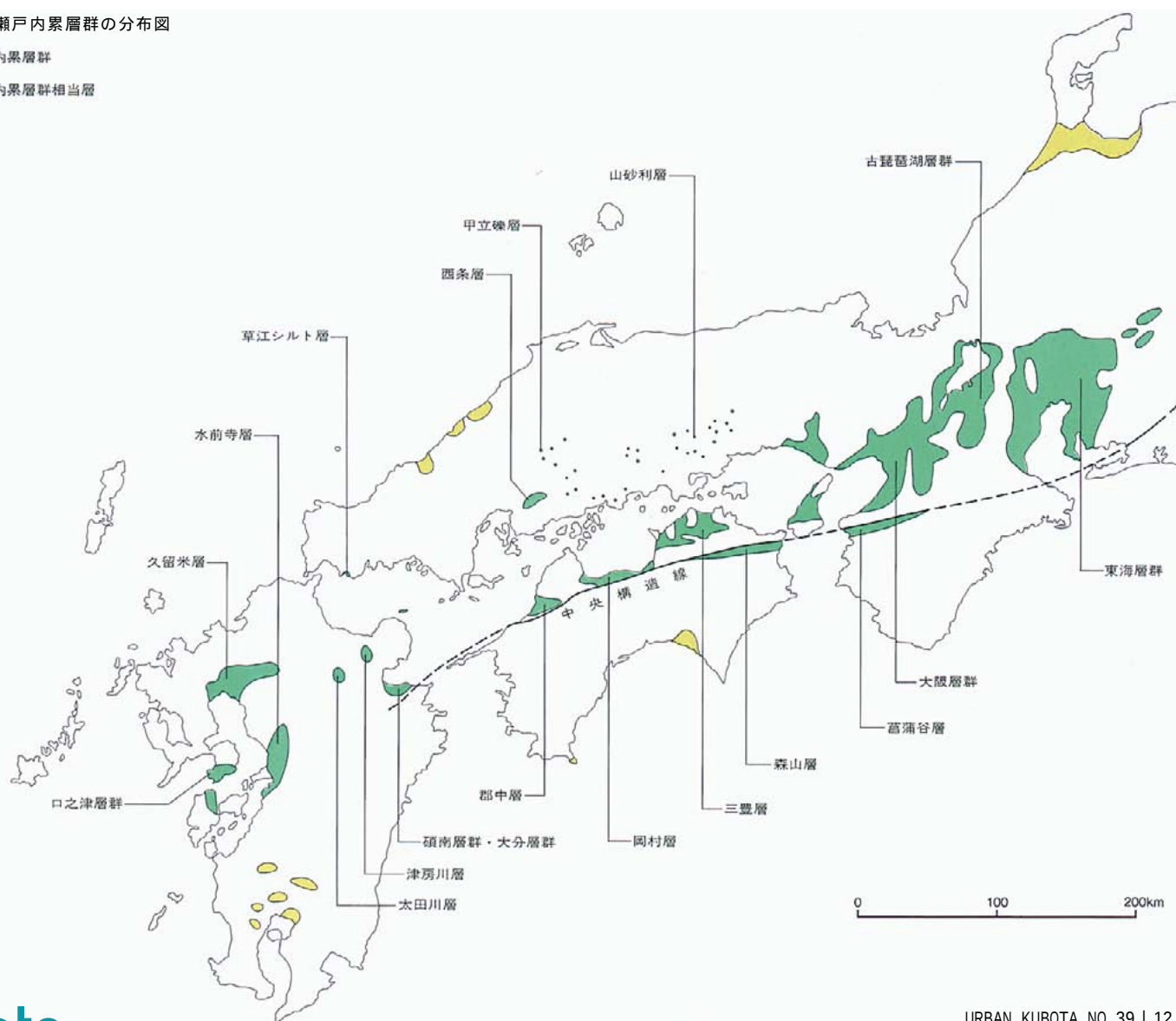


図1・10 - 第2瀬戸内前期(鮮新世)の古地理図

〈市原, 1966〉

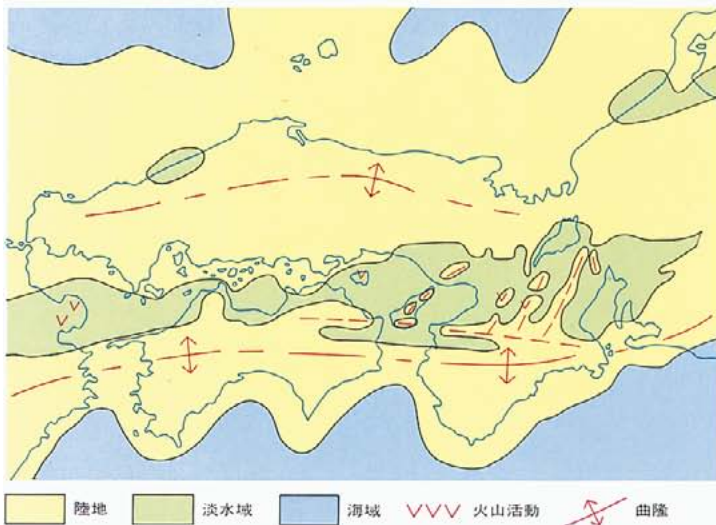


図1・11 - 第2瀬戸内後期(更新世前期 - 中期)の古地理図

〈市原, 1966〉

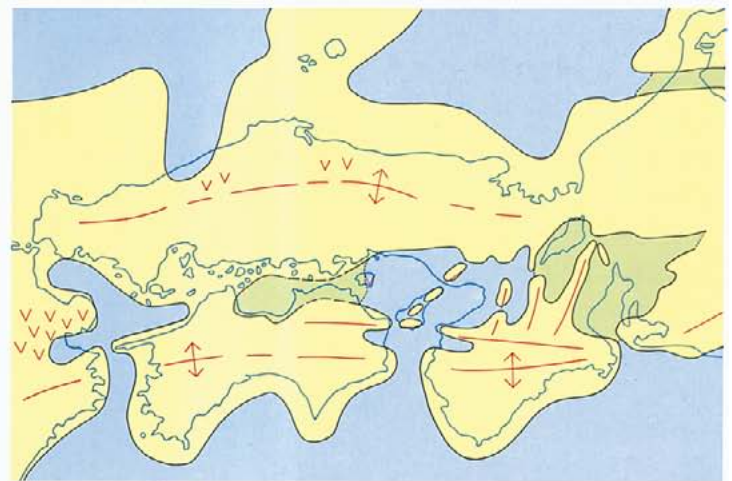
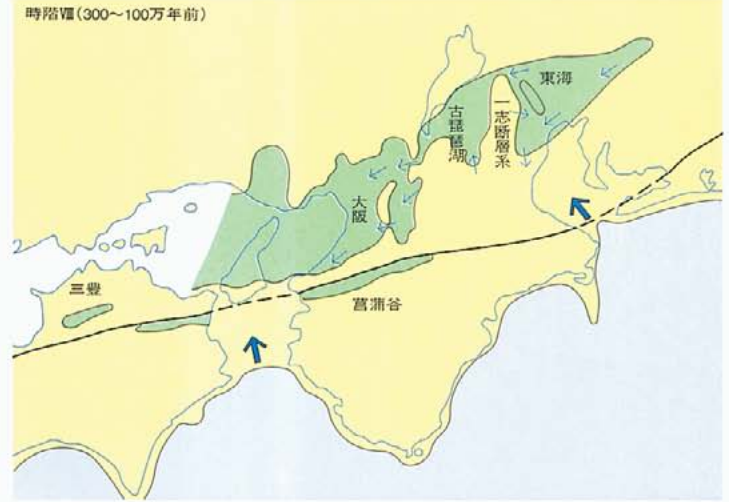
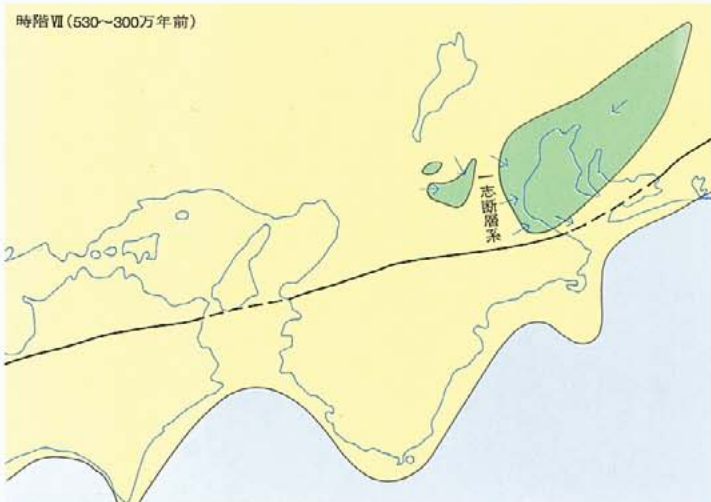


図1・12 - 瀬戸内東部の鮮新世・更新世古地理

〈吉田史郎, 1992による、一部改変〉



時階Ⅵ(530~300万年前)
第2瀬戸内累層群の堆積盆地の形成が始まった時期である。東海堆積盆地に東海層群下半部が堆積し、古琵琶湖堆積盆地ではやや遅れて伊賀上野に古琵琶湖層群下部が堆積した。

時階Ⅶ(300~100万年前)
東海・古琵琶湖堆積盆地が北に移動し、大阪層群堆積盆地の形成が始まった時期である。東海堆積盆地では東海層群上半部が堆積し、古琵琶湖堆積盆地では湖東地域に古琵琶湖層群中部が堆積した。大阪層群の堆積盆地の範囲はこの時期が最も広く、そこに大阪層群最下部・下部下半部が堆積した。中央構造線ぞいの堆積盆地にも菅蒲谷層などの陸成層が堆積した。北東-南西方向に配列した東海・古琵琶湖・大阪層群の3つの堆積盆地は、関ヶ原や姫ノ口付近を通る河川でつながっていた。東海・古琵琶湖・大阪層群間で対比された嘉例川・五軒茶屋・福田火山灰層は再堆積火山灰層で、その主要構成物質の火山灰は、長野・岐阜県山岳地域の火山から噴出し、前述の河川を通じて東海堆積盆地から古琵琶湖堆積盆地へ、さらに大阪層群の堆積盆地へと運搬されていたと考えられる。なお、本時階末期から、第2瀬戸内累層群の堆積盆地は海進の影響を受けるようになった。

時階Ⅷ(100万年前以降)
東海・古琵琶湖・大阪層群の堆積盆地が移動・縮小し、堆積盆地と山地との地形対立が強くなった時期である。東海堆積盆地と古琵琶湖堆積盆地との連絡は断たれた。古琵琶湖堆積盆地はさらに北西に移動し、琵琶湖-湖西地域に同層群上部が堆積した。大阪層群の堆積盆地では、沈降域は大阪堆積盆地から京都堆積盆地にのびる細長い地域だけになり、そこに内陸型海陸互層の大阪層群下部上半部・上部が堆積した。