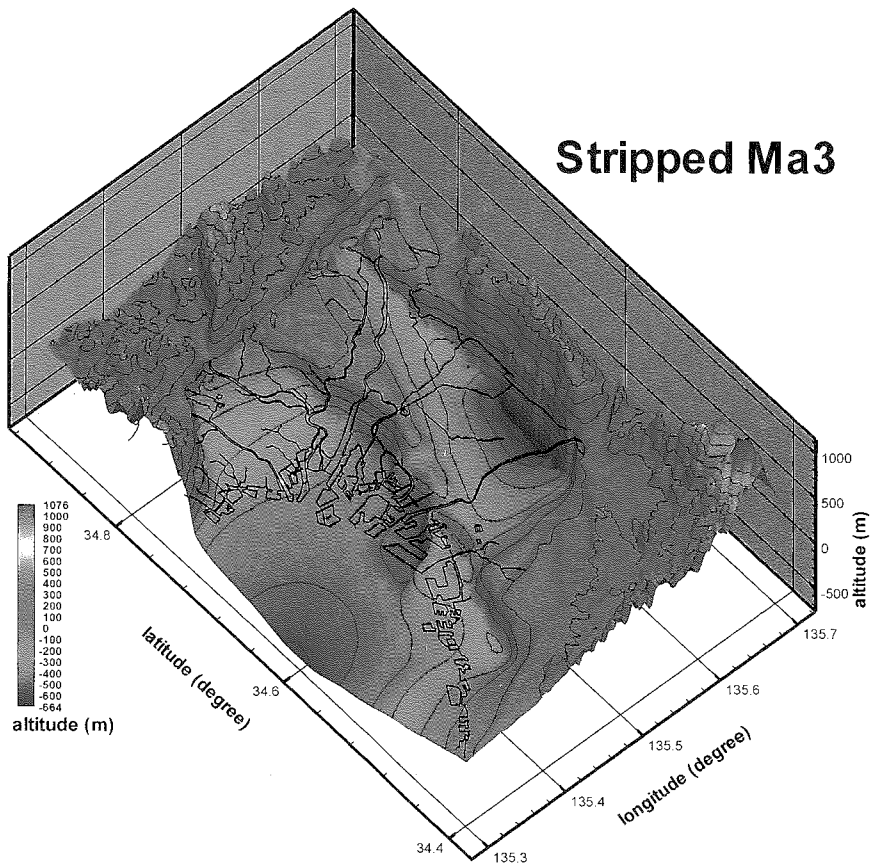


# コア精密対比による 京阪神地域の地下地質・地質構造の高精度解読



平成 14 年 7 月

コア精密対比研究会

日本応用地質学会関西支部

シンポジウム論文集

コア精密対比による京阪神地域の地下地質・地下構造の高精度解読

2002年7月

コア精密対比研究会  
日本応用地質学会関西支部

# コア精密対比による京阪神地域の地下地質・地下構造の高精度解説

## 目 次

まえがきー研究会発足の経緯と今後への展望

中川康一 (大阪市立大学)

大阪堆積盆地第四系の岩相層序と高精度編年 ..... 1

吉川周作 (大阪市立大学)

大阪平野地下の第四系火山灰層序 ..... 15

石井陽子 (大阪市立自然史博物館・大阪市立大学)

大阪層群上部各層の花粉化石による識別 ..... 33

古谷正和 (川崎地質株式会社)

大阪市大手前ボーリングコアの花粉生層序 ..... 51

水谷陸彦 (総合科学株式会社)・中川康一・吉川周作 (大阪市立大学)

神戸市東灘コアの古地磁気層序ー基準時間面 ..... 61

兵頭政幸・D.K. Biswas (神戸大学)

動的物性層序学 ..... 73

中川康一・西野 宏 (大阪市立大学)

ボーリングコアの珪藻化石からみた堆積環境と電気比抵抗との関係 ..... 79

川村大作 (大阪市立大学)・菅野耕三 (大阪教育大学)・中川康一 (大阪市立大学)

大阪平野第四系の反射法地震探査層序と岩相層序との関係 ..... 87

小林 岳・内山美恵子・三田村宗樹・吉川周作・Dicky Muslim (大阪市立大学)

大阪平野地下の地質構造図の作成 ..... 101

三田村宗樹 (大阪市立大学)

掘削コアから推定した大阪湾の海況変動 ..... 117

増田富士雄 (京都大学)

音波探査からみた大阪湾の活断層 ..... 129

岩淵 洋 (海上保安庁)

神戸地域の地下地質と地質構造 ..... 143

加藤茂弘 (兵庫県立人と自然の博物館)・小林 岳 (大阪市立大学)

物理探査に基づく神戸地域の地下地質構造解析 ..... 161

横倉隆伸 (産業技術総合研究所)

京都地域の地下地質と地質構造 ..... 177

竹村恵二 (京都大学)

## ま え が き

1995 年兵庫県南部地震は、わが国では戦後最大の被害を発生し、自然災害に対する近代都市の脆弱性を図らずも見せつける結果となった。当時、神戸周辺の地下構造は六甲山地を除いて分厚いベールに包まれたまま全く未知であった。過大な人口を擁する大都市でありながら、有効な地下構造調査がほとんど行われてこず、ここほど地下情報の乏しかった地域も日本では珍しかった。1946 年の南海地震から半世紀、この地域周辺は全くの静穏期を迎えて安泰に過ごせたが、これと地下情報の空白域の問題とは全く無縁であったとは思えない。

しかしながら、震災直後は次々とあらゆる種類の地質調査が開始され、短期間の間に新しいデータが大量に蓄積されていった。そして、ついにこの地域一帯は圧倒的に豊富な地下情報保有都市として一躍世界のトップクラスに躍り出ることとなった。

似たような話は、これまでに多くの場で経験してきたところではある。特に日本では大きな震災が発生した後、必ずといってよいほど集中的な地質調査が実施されてきた。1923 年の関東大震災の後、東京都の精度の高い地盤図が作成され、木造家屋の高い倒壊率と下町の地盤特性との間に密接な関係があることが明らかになった。

また、大型台風の襲来によって度重なる高潮被害に見舞われた大阪では、これの直接原因となった地盤沈下を防止するために、集中的な地質調査が実施され、大阪平野の地下構造研究の基礎が築かれた。そしてこれを機に、大阪平野の第四紀地質学の研究が飛躍的に発展したのである。

このように、甚大な被害に見舞われると、ようやく重い腰が上げられ、原因究明と防災対策のための地質調査が開始されるのが常である。莫大な被害総額からみるとその調査のための費用はわずかに 1 パーセントにもはるか及ばないのであるが…。

今回の兵庫県南部地震では、強震動を生み出した震源域はいったいどのような地質的背景のもとで形成されたのか、さらに細長く延びた震度 7 の震災の帯の下の地質構造や地盤特性とはどのようなものであったかを探るための調査が重点的に進められた。地震発生からわずか数年の間に、周辺地域で行われた深層の調査ボーリングは総延長が 10km をはるかに越え、反射法地震探査測線も総延長 600km を大きく上回るという史上空前の調査が展開された。

工業技術院地質調査所（現、産業技術総合研究所地質調査総合センター）をはじめ、大学および研究所、自治体など多くの機関がそれぞれ独自に地質調査を立案し、各種の調査・研究が実施された。大阪では、大阪市街を南北にのびる上町断層の評価のための物理探査や地質調査ボーリングが実施され、1995 年の 10 月には大阪市立大学において、採取されたボーリングコアの観察・説明会が開催された。

当時、既にいろいろの地域で総合的な地質調査が開始されていて、必要な分析作業を終え、法的な保管が義務づけられているだけの大量のコアサンプルが同大学に集積されていた、大阪堆積盆地を中心とした地域においては、これほど大規模な地質学的試資料の集積はこれまで前例がなく、これを機に地下構造の研究が一気に進展する機運を迎えていた。私達はこれを千載一遇の機会と捉え、資金繰りのメドが全くないまま、関連分野の研究者達に働きかけ 1996 年 4 月にこの研究会を発足させた。それは、その時点で膨大な経費を伴った貴重なボーリングコアの有効利用をはかること、そして研究者間に新しい情報交換の場を提供することが緊急の課題と考えたからである。研究会は 40 名を超える会員によって組織され、活発な議論が展開された。研究会名称として「コア精

密対比研究会」か「精密コア対比研究会」かをめぐる議論もあった。コアサンプルの分析項目についてのアンケート調査ではそれぞれユニークな提案がなされている。また基本的分析項目の議論では、共通的な必要性のあるものとして多様な要求が提出されたが、いずれも多額の経費を要するものであった。研究会ではこれらの基礎的分析はそれぞれに大変重要と認識し、その経費を捻出するために多くの協力を得ながら、科学研究費をはじめいろいろなところに可能性を求めて働きかけを行った。しかし結局多くの理解を得ることができなかったことは大変残念であった。

研究会では多くの機関、当時の地質調査所、大阪教育大学、大阪市立自然史博物館、大阪市立大学、大阪土質試験所(現、地域地盤環境研究所)、京都大学、滋賀県立琵琶湖博物館、兵庫県立人と自然の博物館などの参加協力を得、ニューズレターを発行したり、コア見学会や説明会などを開催してきた。1997年3月には研究会報告会を開催し12件の研究発表が行われた。それぞれに対して、熱心な討論が繰り広げられ盛会のうちに閉会した。

このシンポジウムにみられるように、この研究会を通して、非常に多くの成果を得ることができ、これまでは考えられなかったような質的に高いレベルの編年や、高精度の地下構造解析が可能になった。これらの成果は今後益々発展していくものと大いに期待できるだろう。またこれらの多くのボーリング資試料を通して得られた大阪堆積盆地の地質調査研究の成果は大変貴重であって、他の堆積盆の地質構造解析や研究の進め方等においてはその規範になるとも考えられ、さらには今後の都市地震防災において大きな役割を果たしていくに違いない。

今回、研究会発足から5年以上が経過し、1つの節目となることから、これまでの研究の成果をとりまとめ、シンポジウムとして締めくくることとなった。震災から7年の月日が流れ、強烈な記憶と教訓が人々の脳裏からそろそろ薄れようとする時期に当たっており、このシンポジウムの企画により新しい研究成果を通して、改めて地質調査の重要性や都市の地震防災について、再確認の機会を提供することになれば大変結構なことである。

このシンポジウムを開催するにあたり、資料の提供や研究に便宜を図っていただいた関係諸機関をはじめ、研究会を支えてこられた多くの皆さん、そして今回話題を提供していただく多くの方々に心より感謝申し上げますと共に、多忙に拘わらず長期間研究会の事務局を支えていただいた大阪市立大学の吉川周作助教授及び三田村宗樹助教授に深くお礼申し上げます次第である。

コア精密対比研究会代表  
中川康一(大阪市立大学大学院理学研究科)

## 大阪堆積盆地第四系の岩相層序と高精度編年

吉川周作（大阪市立大学大学院理学研究科）

### 1. まえがき

大阪堆積盆地に分布する第四系は日本の代表的な陸水成層である。その層序学的研究は、縁辺陸上部に分布する第四系の岩相・火山灰層序学的研究によって進められ、丘陵部の大阪層群や台地部の段丘堆積層については、生層序や古地磁気層序などを含めた詳細な総合的層序が解明されている（市原，1993 など）。

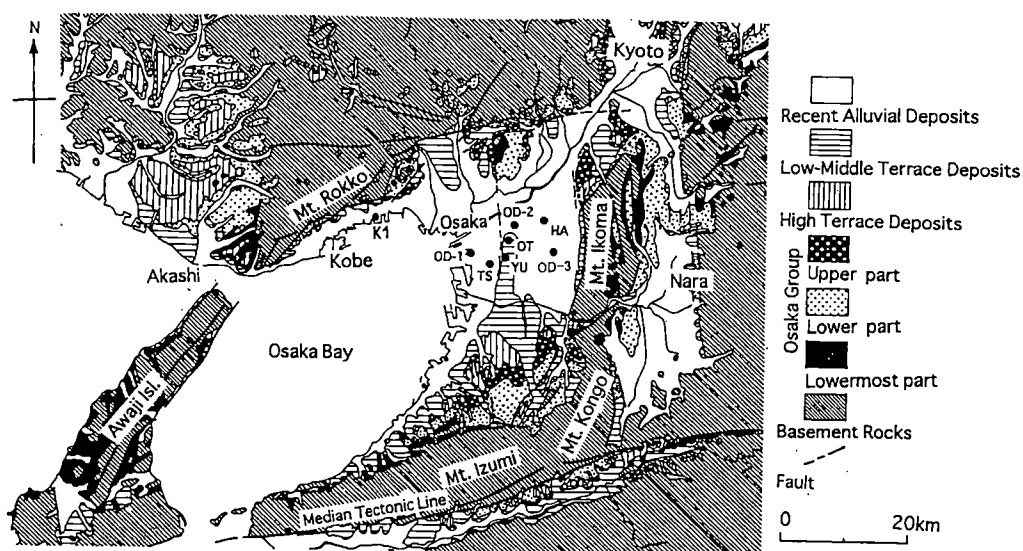
大阪盆地の地下に伏在する第四系は、山根（1930）によって地下浅部の層序の概要が報告されて以降、建築物の基礎調査ボーリングの資料が増加するとともに、地下に分布する上部更新統～完新統の層序が次第に明らかになってきた（日本建築学会近畿支部・土質工学会関西支部，1966；梶山・市原，1972）。また、大阪湾湾岸部の大規模開発にともなって、100～200m 深まで達するボーリングが数多く掘削され、地下に分布する中部～上部更新統の層序学的研究が進展した。これらの研究は、ナンノ・花粉化石などの微化石調査や火山灰調査を主体とするもので、大阪湾湾岸部の空港島から岸和田港、大阪港、西宮沖、神戸港にかけての層序が明らかにされ、主要な海成粘土層や火山灰を用いた地点間の対比も行われている（中世古ほか，1984；Furutani，1989；土質工学会関西支部・大阪湾海底の地盤研究委員会，1990；吉川ほか，1993）。

一方、地下深部に存在する中・下部更新統については、1960 年代に地盤沈下対策のために掘削された OD-1，・・・ OD-9 と呼ばれる 9 本の深層ボーリング（Ikebe et al.，1970；吉川ほか，1987；三田村ほか，1998）によって層序の概要が判明している程度であったが、1995 年の兵庫県南部地震以降、大阪堆積盆地地下地質構造解明のために多くの深層ボーリングが掘削され、地下深部地質研究は急速に進展した。掘削された各ボーリングコアの詳細な岩相層序が明らかにされ、盆地中心部の大阪平野地下には、盆地縁辺丘陵部に比べ、第四系が厚く連続的に発達することが判明した。

本研究では、1995～1996 年に大阪平野の活断層・地下構造調査を目的に掘削された TS，OT，YU，HA と呼ばれる 4 本のオールコアボーリング（大阪府大阪市，1996；吉川ほか，1997；吉川ほか，1998）と OD-1，OD-2，OD-3 ボーリングコアを用い、地下に発達する第四系の岩相層序の特徴を述べ、深海底の酸素同位体比層序との関連を検討する。そして、大阪平野地下第四系に挟まれる海成粘土層が酸素同位体比の奇数ステージに一致すること、海成粘土層の層厚・狭在層準の規則的な繰り返しは同位体比変化曲線と良く調和すること、そして海成粘土の規則的繰り返しの境界となる層準は同位体比変化曲線の明瞭なターミネーションに一致し、マーカー層準として重要であることを指摘する。

### 2. 大阪盆地地下第四系の岩相層序

大阪平野で掘削され、地質学的に詳しく記載された深層ボーリング、OD-1（大阪市港区田中元町；34° 39'43"N，135° 27'4"E），TS（大阪市西成区津守；34° 38'49"N，135° 29'9"E），YU（大阪市天王寺区夕陽丘；34° 39'17"N，135° 30'54"E），OT（大阪市中



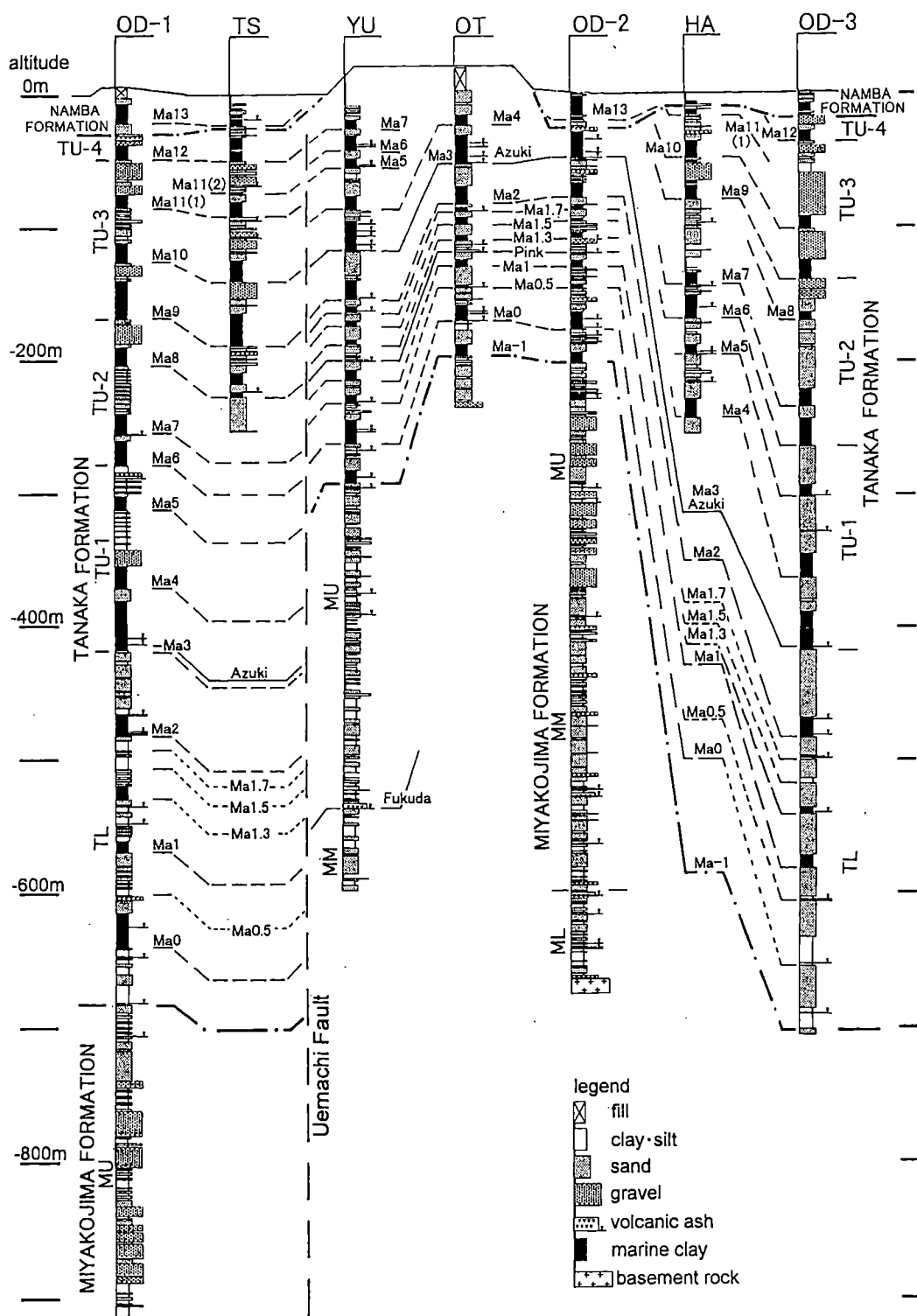
第1図 大阪堆積盆地の地質概略図（市原，1993）及び深層ボーリング掘削地点

中央区大手前； $34^{\circ} 40'53''N$ ,  $135^{\circ} 31'21''E$ ），OD-2（大阪市都島区都島南通り； $34^{\circ} 41'51''N$ ,  $135^{\circ} 31'55''E$ ），HA（大阪市鶴見区浜； $34^{\circ} 42'7''N$ ,  $135^{\circ} 35'0''E$ ），OD-3（大阪府東大阪市御厨； $34^{\circ} 39'47''N$ ,  $135^{\circ} 35'45''E$ ）の柱状図を第2図に示す。

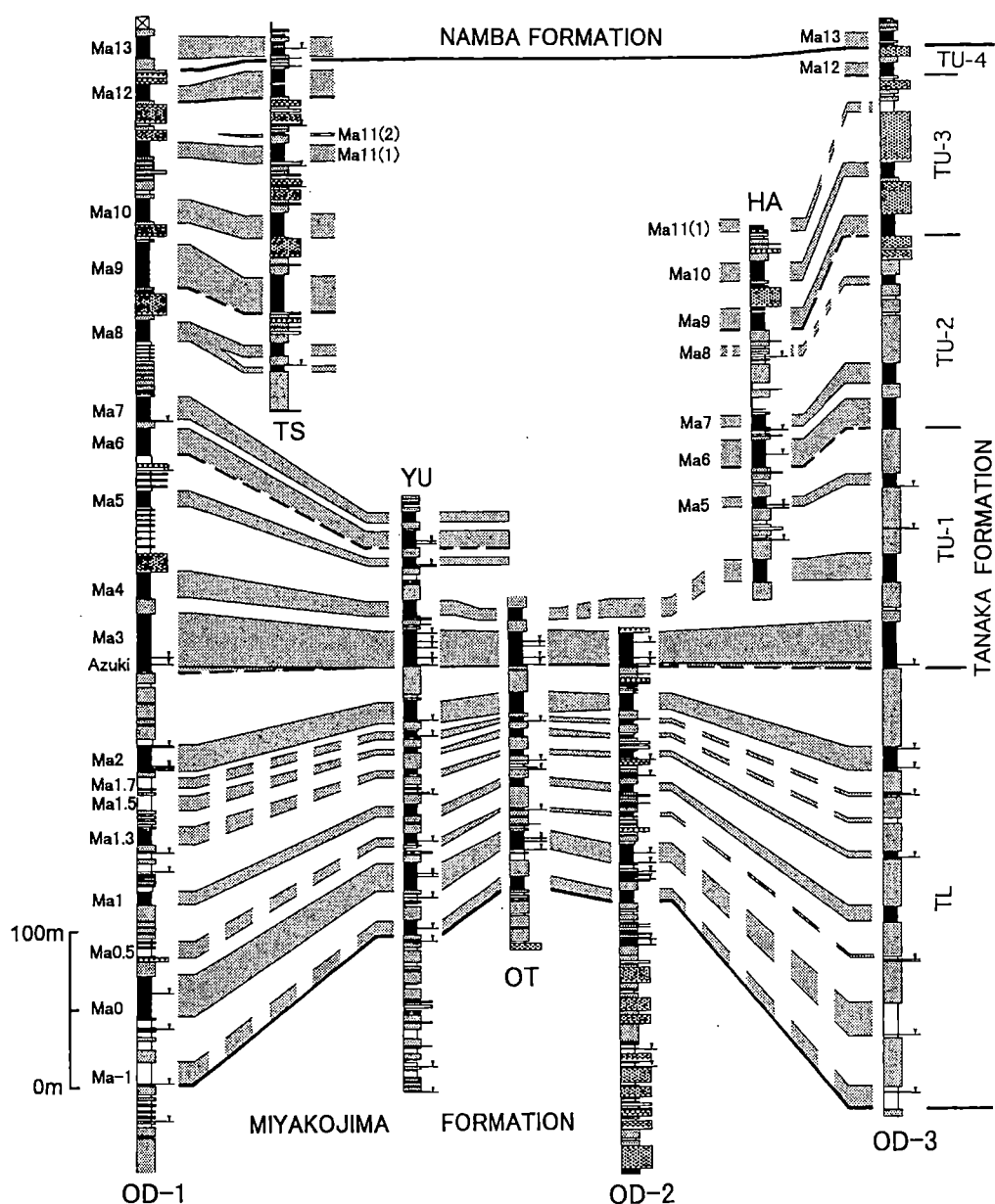
これらのボーリングコアを見ると，地下の第四系は，基盤の花崗岩類を不整合に覆う厚さ約1500mの未固結の粘土・シルト・砂・砂礫層からなり，数十層の火山灰鍵層を挟む．岩相の違いに基づいて，下半部の淡水成層と上半部の海成・淡水成互層に明瞭に2大区分できる．これらは，下半部の淡水成層が典型的に見られるOD-2コア，上半部の海成・淡水成互層が典型的に発達するOD-1コアを模式層序として，それぞれ都島累層，田中累層と呼ばれる（吉川・三田村，1999）．なお，田中累層は沖積層の難波累層に不整合で覆われる．

都島累層：模式コアであるOD-2によると，都島累層は深度656.2mで基盤の花崗岩類を不整合に覆う厚さ約457mの淡水成層で，岩相の違いによって下部（ML層），中部（MM層），上部（MU層）に区分できる．ML層（深度656.2～590.9m）はシルト・粘土層が卓越するシルト・粘土・砂互層，MM層（深度590.9～435.1m）は砂層主体の砂・シルト・粘土互層，MU層（深度435.1～199.2m）は主に砂・砂礫層からなる．MU層は，OTコアの深度212.6m以深の砂・砂礫優勢層，YUコアの深度300.5m～357.7mの砂・砂礫優勢層，OD-1コアの深度677.2m以深の砂・砂礫優勢層に対比でき，MM層はYUコアの深度357.7m以深の砂とシルト・粘土の互層に相当する．都島累層中には12層以上の火山灰が挟まれるが，対比可能な火山灰層はYUコアの深度541.6mの福田火山灰層だけである．この火山灰層は，丘陵部では大阪層群最下部・下部境界に挟まれることから，本累層は大阪層群最下部から下部下半部の地層に相当する．

田中累層：模式コアであるOD-2およびOD-1によると，田中累層は厚さ643mの海成層と淡水成層の互層で，Ma3層の下限を境に下部（TL層）は薄い海成粘土層（Ma-1～Ma2層）との互層，上部（TU層）は比較的厚い海成粘土層（Ma3～Ma12層）との互層



第2図 OD-1, TS, YU, OT, OD-2, HA, OD-3 ボーリングの柱状図 (吉川・三田村, 1999 を一部修正)



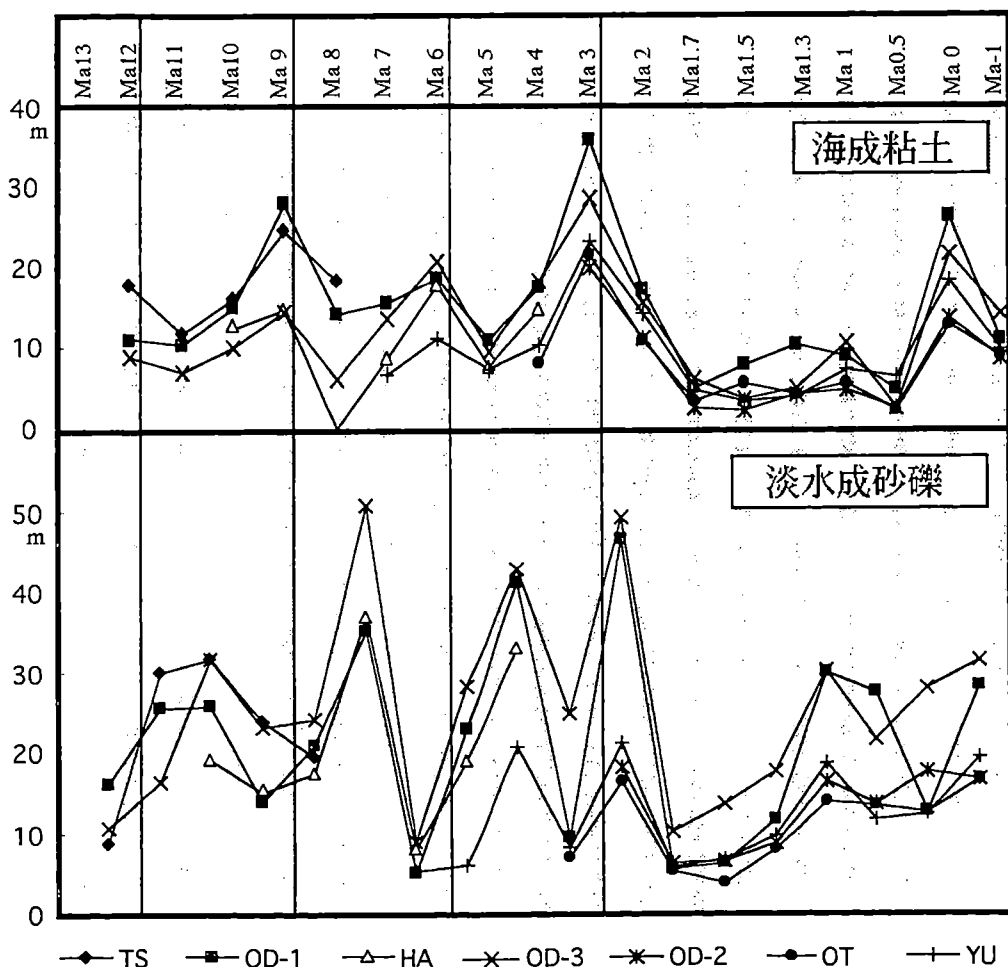
第3図 田中・難波累層の各海成粘土層の対比図

からなる。上部のTU層は海成粘土層の層厚・狭在層準の変化から、Ma3層下限からMa6層下限（TU-1層）、Ma6層下限からMa9層下限（TU-2層）、Ma9層下限からMa12層下限（TU-3層）、Ma12層下限より上位（TU-4層）に細分できる。いずれも海成粘土が上方へ薄層化する特徴を有する。OD-1、TS、YU、OT、OD-2、HA、OD-3コアおよび大阪湾岸部コアを見ると、累層全体では、Ma-1・Ma0・Ma0.5・Ma1・・・Ma11(1)・Ma11(2)層・Ma11(3)・Ma12の20層の海成粘土層が存在する。また、OD-1・TS・HA・OD-3コアの各海成粘土層間に発達する淡水成層を見ると、下半部では

砂層優勢であるが、Ma8 層あるいは Ma9 層より上位の層準では砂礫層が優勢となっている。田中累層中にはピンク・アズキ・サクラなどの 28 層以上の火山灰が挟まれ、泉南・泉北丘陵の大阪層群標準層序や中部更新統～完新統が標準的に発達する神戸港周辺地域地下層序の火山灰と対比される。これらの対比に基づくと、本累層は平野周辺陸上部の大阪層群下部上半部、大阪層群上部および段丘構成層に相当する。なお、本累層を不整合に覆う難波累層には Ma13 層が挟まれる。

田中累層の岩相変化の特徴を詳しく検討するために第 3 図を作成した。この図は Ma3 層を基準に海成粘土層を対比したもので、各海成粘土層毎の層厚や狭在層準の水平的・垂直的变化がよく分かる。水平的変化を見ると、沈降部で掘削された OD-1 コア（西大阪沈降部）や OD-3 コア（東大阪沈降部）の層厚は、上町上昇帯の YU・OT・OD-2 コアに比べ全体に厚い傾向を示す。挟まれる各海成粘土層のそれぞれの層厚変化も同様で、沈降部では厚く・上昇帯では薄くなっている。このような水平的層厚変化があるにもかかわらず、垂直的な岩相変化、各海成粘土層の層厚・狭在層準の変化には規則性がある。

とくに顕著な規則性は各コアを通して厚い海成粘土層である Ma3 層から上位の層準、



第 4 図 海成粘土層と淡水成砂礫層の層厚変化

すなわち TU 層で認められる。例えば、OD-1 コアでは、厚い Ma3 層（層厚 35.9m）の上位には、比較的薄い淡水成層（層厚 9.4m）を挟み Ma3 層よりやや薄い Ma4 層（層厚 17.5m）、さらに上位には、比較的厚い淡水成層（層厚 41.1m）を挟み Ma4 層より薄い Ma5 層（層厚 10.8m）がある。Ma6 層より上位も同様に、厚い Ma6 層（層厚 18.5m）の上位には、薄い淡水成層（層厚 5.0m）、Ma6 層よりやや薄い Ma7 層（層厚 15.5m）、厚い淡水成層（層厚 35.0m）、Ma7 層より薄い Ma8 層（層厚 14.3m）がある。同様の規則性は Ma9 層より上位でも認められ、下位より順に、厚い Ma9 層（層厚 28.1m）、薄い淡水成層（層厚 13.9m）、やや薄い Ma10 層（層厚 15.0m）、厚い淡水成層（層厚 25.8m）、薄い Ma11 層（層厚 10.3m）となる。この上位には、Ma12 層（層厚 10.9m）、比較的薄い淡水成層（層厚 16.1m）、難波累層の Ma13 層（層厚 16.1m）がある。比較的厚い海成粘土層の下限を境界にとると、Ma3 層下限から Ma6 層下限、Ma6 層下限から Ma9 層下限、Ma9 層下限から Ma12 層下限、さらに Ma12 層より上位に区分できる。Ma3 層下限～Ma12 層下限間には、規則的な 3 回の繰り返し（TU-1, TU-2, TU-3 層に相当）が存在する。Ma3 層より上位の層準が観察できる TS・YU・OT・HA・OD-3 コアに関しても、Ma3・Ma6・Ma9 層は相対的に厚く、これらの下限を境にして類似の規則性が認められる。なお、Ma8・Ma11 層は、西大阪沈降部の TS コアでは比較的薄い海成粘土が 2 層準認められ、東大阪沈降部では Ma8・Ma11 層は非常に薄く、HA コアの Ma8 層準は淡水成のシルト、OD-3 コアの Ma11 層準には海成粘土が見つからない。

一方、Ma3 層より下位の TL 層について見ると、YU・OT・OD-2 コアでは、Ma-1・Ma0・Ma0.5・Ma1・Ma1.3・Ma1.5・Ma1.7・Ma2 層が存在する。このうち Ma0 層が最も厚く、Ma2 層、Ma-1 層、Ma1 層の順に厚さを減じ、Ma0.5・Ma1.3・Ma1.5・Ma1.7 層は非常に薄い特徴を示す。OD-1・OD-3 コアでは、一部の海成粘土は識別されていないが、同様の特徴を有すると思われる。このように各海成粘土層個々については特徴があるが、前述のような規則的な繰り返しは認められない。

### 3. 大阪盆地第四系層序と深海底の酸素同位体比層序

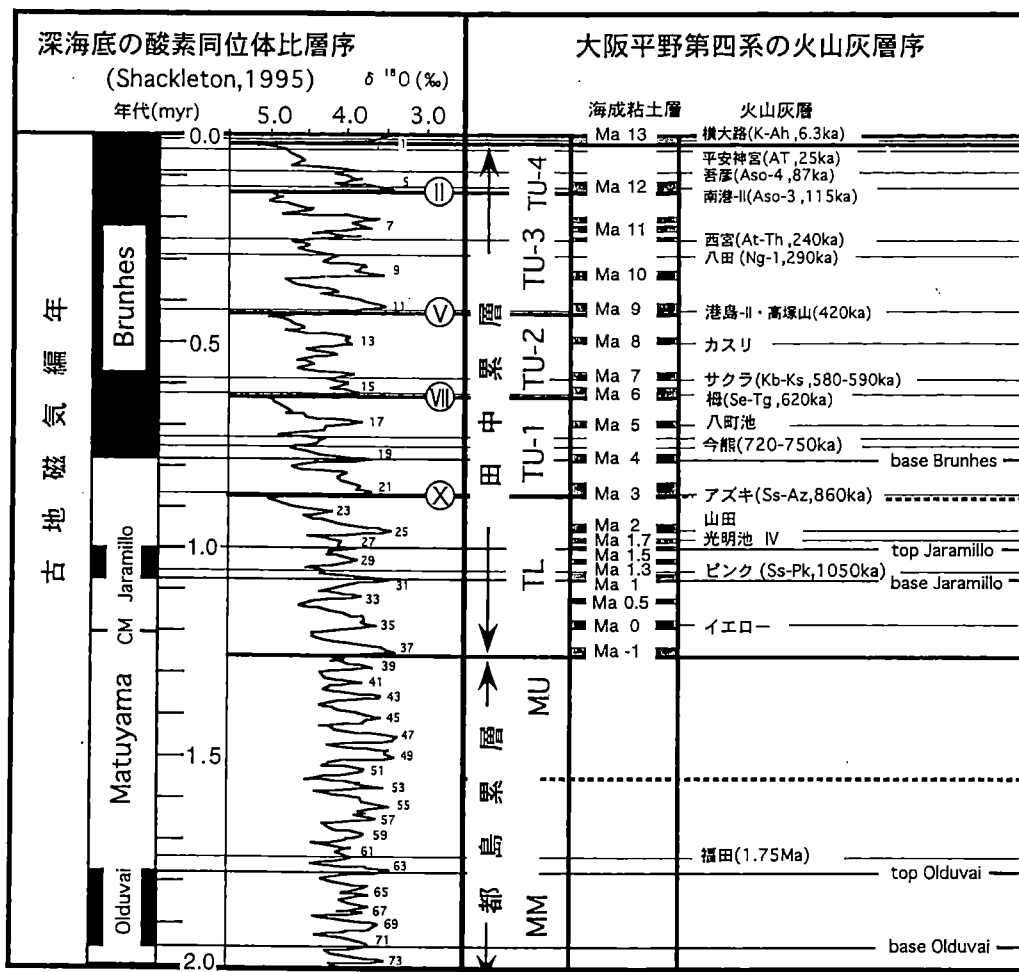
大阪盆地地下および周辺丘陵地の第四系層序と酸素同位体比層序の対比は、石田（1983）、市原（1993）、増田（1993, 1997）など、多くの研究者によって行われている。これらの研究では、第四系に挟在する海成粘土層が氷河性海面変動による海進・温暖期、各海成粘土層間の淡水成層が海退・寒冷期の堆積物を示すとし、海成粘土層を酸素同位体比層序の奇数ステージに対比することによって進められている。従来の対比の多くは主に古地磁気年代尺度を利用して行われてきたが、吉川・三田村（1999）は、古地磁気他、年代既知の広域火山灰層、岩相層序と花粉・ナンノ化石層序などの資料を総合的に検討して、深海底の酸素同位体比層序（Shackleton, 1995）との対比を行った。

大阪盆地地下の第四系に挟まれる 21 枚の海成粘土層（Ma-1, Ma0.5, Ma0, Ma1, Ma1.3, Ma1.5, Ma1.7, Ma2・・・Ma13 層）のうち、古地磁気層序・広域火山灰の関係から、酸素同位体比層序と明瞭に対比できる層準は、Ma-1・Ma0・Ma1・Ma2・Ma3・Ma4 層と Ma9 層より上位の海成粘土層である。大阪盆地で得られた古地磁気層序（Torii et al., 1974; Maenaka, 1983; 市原ほか, 1984）を Shackleton et al. (1995a) の年代尺度に合わせると、福田火山灰の直下が 1.77Ma のオルドバイサブクロン上限、Ma1 層最下部

が 1.07Ma のハラミロサブクロン下限, 光明池Ⅲ火山灰と Ma2 層直下間が 0.99Ma のハラミロサブクロン上限, Ma4 層下部が 0.78Ma のブリュンヌ・マツヤマ境界となる。なお, 1.20~1.21Ma のコブマウンテン (Cande and Kent, 1995) は, Ma-1 と Ma0 層間に見出されている (Biswas et al., 1997)。一方, 年代既知の広域火山灰層としては, 1.75Ma の福田火山灰 (吉川ほか, 1996), 0.29Ma の八田火山灰, 0.25Ma の西宮 (AT-Th) 火山灰があり, この他に南港Ⅱ (Aso-3)・北花田 (K-Tz)・吾彦 (Aso-4)・平安神宮 (AT)・横大路 (K-Ah) などの広域火山灰が発見されている (吉川・井内, 1993; 吉川ほか, 1993)。これらを基準にすると, Ma-1・Ma0・Ma1・Ma2・Ma3・Ma4 層は同位体ステージの 37・35・31・25・21・19 にそれぞれ対比でき, Ma9 層より上位に関しては, 吉川・宮川 (1997) と同様に Ma9・Ma10・Ma11(1)・Ma11(2)・Ma11(3)・Ma12・Ma13 層は同位体ステージの 11・9・7.5・7.3・7.1・5・1 にそれぞれ対比できる。

岩相層序, とくに海成粘土層の層序的位置関係に基づく, Ma0 層 (ステージ 35) と Ma1 層 (ステージ 31) の間にある Ma0.5 層はステージ 33, Ma1 層 (ステージ 31) と Ma2 層 (ステージ 25) の間にある Ma1.3 層はステージ 29, Ma1.5・Ma1.7 層はステージ 27 の小規模なピークに相当すると考えられる。古地磁気層序のハラミロサブクロン上限が光明池Ⅲ火山灰と Ma2 層直下の間に存在することも, この対比を指示する。さらに, Ma4 層 (ステージ 19) の上位にある Ma5 層は狭在層準が Ma4 層から離れていることから, ステージ 17, この上位の Ma6 層と Ma7 層は狭在層準が接近していることから, ステージ 15.5 とステージ 15.1 にそれぞれ対比可能と思われる。また, 狭在層準が Ma7 層から離れている Ma8 層は同位体ステージ 13 に対比可能である。

次に, 花粉・ナンノ化石資料によって, 海成粘土層と同位体ステージの対比を検討する。花粉化石資料によると, 大阪盆地の第四系の花分析では, 海成粘土層が温暖, 海成粘土層間の淡水成層が寒冷な時期に堆積したことが判明している (Tai, 1973 など) が, 最近, 大阪湾岸部地下の Ma0 層より上位の花分析結果, とくに暖温帯要素の *Cyclobalanopsis*, *Castanopsis*, *Podocarpus*, *Myrica* などの産出頻度を検討した古谷 (1991) は, 温暖期を示す各海成粘土の中でも, Ma3 層, Ma6 層, Ma9 層, Ma10 層, Ma12 層, Ma13 層が他に比べ温暖であったこと, このうち Ma3 層, Ma9 層, Ma12 層, Ma13 層がとくに温暖で, さらに Ma9 層と Ma13 層が第四紀を通じて最も顕著な温暖期であることを指摘している。また, 大阪湾岸部地下のナンノ化石分析によると, ナンノ化石は Ma6 層より上位の海成粘土で一般的に産出し (Ma5 層より下位では溶解のため産出しない), とくに多産する層準は Ma6 層, Ma9 層, Ma10 層, Ma12 層および Ma13 層で, 海水面の上昇に伴う外洋海水の大阪湾への大量流入・高海水面を示していると考えられている (中世古ほか, 1984)。花粉・ナンノ化石の資料は, Ma3・Ma6・Ma9・Ma10・Ma12・Ma13 層がとくに温暖な気候の基で, 大規模な海面上昇に伴う海進によって堆積したことを示している。この結果は, これらの海成粘土層が他の海成粘土層に比べ相対的に厚いことと調和的であり, 海成粘土層の層厚・分布が海進の規模に関連することを示唆する。一方, 深海底の酸素同位体比層序を見ると, Shackleton (1997)・Raymo (1997) は酸素同位体のステージ境界 (ターミネーション (Broecker and Van Donk, 1970)) 22/21 (X), 16/15 (VII), 12/11 (V), 10/9 (IV), 6/5 (II), 2/1 (I) が, 特に寒冷な氷期から温暖な間氷期への急激な変化を示すことを報告している。同様の指摘は, Kukla (1977) で



第5図 大阪堆積盆地の第四系層序と深海底の酸素同位体比層序 (吉川・三田村, 1999 を一部修正)

も行われていて、これらの境界は特に明瞭なターミネーションであるとしている。海成粘土層の層厚や花粉・ナンノ化石資料から温暖で大規模な海進を示すと判断した海成粘土層、Ma3層(ステージ21)・Ma6層(ステージ15)・Ma9層(ステージ11)・Ma10層(ステージ9)・Ma12層(ステージ5)・Ma13層(ステージ1)は、Shackleton(1997)・Raymo(1997)の指摘したターミネーション(X・VII・V・IV・II・I)直後の間氷期に一致している。さらに、最近、Howard(1997)は地球軌道要素の変化や海洋の資料からステージ11が極めて温暖であった可能性を指摘しているが、大阪平野第四系の花粉分析(古谷, 1991)でMa9層(ステージ11)が最も温暖であることと合致する。

以上述べた大阪盆地第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比に基づくと、Ma-1, Ma0, Ma1, Ma2, Ma3, Ma4, Ma5, Ma6, Ma7, Ma8, Ma9, Ma10, Ma11, Ma12, Ma13の各海成粘土層下限の年代は、それぞれ1241ka, 1185ka, 1077ka, 951ka, 865ka, 787ka, 694ka, 621ka, 577ka, 528ka, 427ka, 334ka, 242ka, 127ka, 12kaとなる(内山ほか, 2001)。第5図に大阪盆地の第四系層序とShackleton(1995)の酸素同位

体比変化曲線の対比・編年図を示す。

#### 4. 海進の規則的繰り返しと酸素同位体比変化曲線

大阪盆地地下第四系には、田中累層中に、Ma-1, Ma0.5, Ma0, Ma1, Ma1.3, Ma1.5, Ma1.7, Ma2 . . . Ma10・Ma11(1)・Ma11(2)・Ma11(3)・Ma12, 沖積層の難波累層中に Ma13 層の、合計 21 層の海成粘土層が挟まれる。大阪平野への海進を示すこれらの海成粘土層は、深海底の酸素同位体比層序の奇数ステージにそれぞれ対比可能であることを述べた。

田中累層は海成・淡水成互層からなるが、海成粘土層と淡水成の砂・砂礫層が単純に規則的に繰り返しているのではなく、海成粘土層毎に層厚・狭在層準が変化し、海進の規模や時期にそれぞれ特徴がある。これらの岩相上の特徴に基づいて、下位より順に、TL・TU-1・TU-2・TU-3・TU-4 層に区分したが、以下では、この岩相区分に従って、大阪平野地下第四系に狭在する海成粘土層と深海底の酸素同位体比変化曲線を関連づけて、大阪平野への海進現象、その規則的繰り返しについて検討する。

TL 層は、大阪平野への最初の海進を示す Ma-1 層（ステージ 37）直下から Ma3 層（ステージ 21）下限までである。この時期（約 125～90 万年前）は、同位体比変化曲線においては急速な寒冷化が認められる（Shackleton, 1995 ; Partridge, 1997）が、変化曲線の振動幅が小さく、氷期・間氷期の明瞭な周期性は存在しない。この期間、大阪平野では 8 回の海進が認められる。このうち、Ma-1 層（ステージ 37）・Ma0 層（ステージ 35）・Ma1 層（ステージ 31）・Ma2 層（ステージ 25）は層厚・分布から判断して、比較的規模の大きな海進、Ma0.5 層（ステージ 33）・Ma1.3 層（ステージ 29）・Ma1.5 層（ステージ 27 の一部）・Ma1.7 層（ステージ 27 の一部）は小規模な海進を示しているが、狭在層準に規則性が認められず同位体比変化曲線と同様に海進の時期に明瞭な周期性は認められない。

TL 層より上位、すなわち Ma3 層（ステージ 21）下限より上位の約 90 万年前以降になると、同位体比変化曲線の振動幅は大きく、氷期・間氷期の周期的（およそ 10 万年）な繰り返しが顕著になり、約 45 万年前以降ではその振幅がさらに大きくなっている（Raymo, 1997 ; Paillard, 1998 など）。この時期、大阪平野では 13 回の海進が認められる。このうち、Ma3 層（ステージ 21）・Ma6 層（ステージ 15.5）・Ma9 層（ステージ 11）・Ma10 層（ステージ 9）・Ma12 層（ステージ 5）・Ma13 層（ステージ 1）は花粉・ナンノ化石資料からとくに温暖・大規模な海進を示しており、変化曲線の振幅の増大と関連している。なお、TU-1・TU-2・TU-3・TU-4 層の層序区分の境界は、これらの温暖・大規模な海進を示す各海成粘土層のうち、Ma3 層（ステージ 21）・Ma6 層（ステージ 15.5）・Ma9 層（ステージ 11）・Ma12 層（ステージ 5）の下限となっている。

TU-1 層は、3 層の海成粘土を挟むが、最下位にある厚く・広域に分布する Ma3 層は花粉化石資料からも、とくに温暖・大規模な海進を示す。この上位の Ma4 層（ステージ 19）と Ma5 層（ステージ 17）は、それぞれの層厚から判断して中規模の海進と小規模の海進を示すと考えられる。また、各海成粘土の狭在層準から海進の時期を見ると、Ma3 と Ma4 の海進は時間間隔が短く、Ma4 と Ma5 間は間隔が長い。この海進の規則性は、酸素同位

体比変化曲線のステージ 21~17 の関係と酷似している。TU-1 層で認められた海進の規則性（温暖・大規模な海進→直後に次の中規模な海進→時間をおいて次の小規模な海進）は、TU-2 と TU-3 層にも存在する。TU-2 層では、花粉・ナンノ化石資料から温暖・大規模な海進を示す Ma6 層（ステージ 15.5），その直後に次の中規模な海進を示す Ma7 層（ステージ 15.1），やや時間をおいて次の小規模な海進である Ma8 層（ステージ 13），TU-3 層でも、花粉・ナンノ化石資料から最も顕著な温暖期で大規模海進を示す Ma9 層（ステージ 11），-短時間で次の温暖・比較的大規模な海進である Ma10 層（ステージ 9），やや時間をおいて次の小規模な海進である Ma11(1)~(3)（ステージ 7）が認められる。TU-2・TU-3 層で認められる海進の規則性は、酸素同位体比変化曲線のステージ 15~13 とステージ 11~7 の関係と調和している。TU-4 層には、Ma12 層（ステージ 5）があり、花粉・ナンノ化石資料から温暖・大規模な海進を示す。この上位には難波累層があり、縄文海進を示す Ma13 層（ステージ 1）が挟まれる。

以上述べたように、大阪平野への最初の海進（Ma-1 層）はステージ 37（約 125 万年前）で、酸素同位体比変化曲線から急速な寒冷化が示される時期の始まりに一致する。その後、大阪平野では少なくとも 20 回の海進が認められ、それぞれ同位体ステージと良く対応する。とくに、海成粘土層の層厚・狭在層準の変化から読みとれる海進の規則的な繰り返しは、深海底で得られた酸素同位体比変化曲線の変化とも調和する。そして、この海進の規則的な繰り返しの境界である温暖・大規模な海進を示す Ma3・Ma6・Ma9・Ma12 層下限は、Shackleton (1997)・Raymo (1997) が酸素同位体比変化曲線から指摘した特に寒冷な氷期から温暖な間氷期への急変を示すターミネーション X・VII・V・II と一致している。このように、大阪平野第四系で認められる海進現象は深海底の酸素同位体比変化曲線と密接に関連しており、地球規模の気候変動と同調している。

## 5. まとめと第四紀層序学的意義

大阪盆地、とくに大阪平野地下第四系の岩相層序に基づいて、淡水成層からなる都島累層と海成・淡水成互層からなる田中累層に 2 大区分できること、田中累層は Ma-1・Ma0・Ma0.5・Ma1・Ma1.3・Ma1.5・Ma1.7・Ma2・・・Ma10・Ma11(1)・Ma11(2)・Ma11(3)・Ma12 の 20 層の海成粘土層を挟み、その岩相、とくに各海成粘土の層厚・狭在層準の変化に基づいて、Ma3・Ma6・Ma9・Ma12 層下限を境に TL・TL-1・TL-2・・・TL-4 層に区分できることを述べた。そして、大阪盆地第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比に基づき、Ma-1, Ma0, Ma1, Ma2, Ma3, Ma4, Ma5, Ma6, Ma7, Ma8, Ma9, Ma10, Ma11, Ma12, Ma13 の各海成粘土層下限の年代は、それぞれ 1241ka, 1185ka, 1077ka, 951ka, 865ka, 787ka, 694ka, 621ka, 577ka, 528ka, 427ka, 334ka, 242ka, 127ka, 12kaであることを示した。

さらに、大阪盆地地下の海成粘土層の層厚・狭在層準の変化から読みとれる海進の規則的な繰り返しは、深海底で得られた酸素同位体比変化曲線の変化と同調し、温暖・大規模な海進を示す Ma3・Ma6・Ma9・Ma12 層の下限は、酸素同位体比変化曲線の明瞭なターミネーション X・VII・V・II と一致することを示した。これらの 4 つの層準は、第四紀の中では、極めて寒冷な氷期から温暖な間氷期への最も顕著な急変層準で、地球規模の気候の激変を示していて、日本列島だけでなく地球規模でも海・陸をつなぐ極めて重要な

マーカー層準と位置づけられる。Ma12 層（ステージ 5）については、すでにその中に更新世中期・後期境界があるとされ（市原ほか，1988；Richmond, 1981），重要性は認識されているが，Ma3 層（ステージ 21）及びその下限についても，更新世前期・中期境界とされるブリュンヌ・マツヤマ境界層準の直下に存在することから，前・中期境界を考える上で重要な層準と判断できる。また，Ma9 層は花粉分析結果から最も顕著な温暖期を示し，地球軌道要素の変化や海洋の資料からステージ 11 が最も温暖であるとする報告（Howard, 1997）と一致している。杉山・水野（1991）が九州～関東の中部更新統の対比を行う中で，顕著な温暖期としたのはこの層準であり，中・後期更新世の中で最温暖期を示す Ma9 層（ステージ 11）及びその下限は，地球規模で対比を行う場合の最重要層準と考えられる。

#### 引用文献

- Biswas, D.K., Hyodo, M., Taniguchi, Y., Kaneko, H., Kato, S., Sato, H., Kinugasa, Y. and Mizuno, K., 1997, A preliminary result of paleomagnetic measurements of a 1500-m core from Higashinada, Kobe. Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting, Abstract, 641.
- Broecker, W.S. and Van Donk, J., 1970, Insolation changes, Ice volumes, and the 180 record in deep-sea cores. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8, 169-198.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- 土質工学会関西支部・大阪湾海底の地盤研究委員会編，1990，大阪湾海底地盤。土質工学会関西支部，171p.
- 日本建築学会近畿支部・土質工学会関西支部，1966，大阪地盤図。コロナ社，p.330.
- Furutani, M., 1989, Stratigraphical subdivision and pollen zonation of the Middle and Upper Pliocene in the Coastal Area of Osaka Bay. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 32, 91-121.
- 古谷正和，1991，大阪盆地の更新世中・後期の古気候変動と堆積環境変遷。「地球環境と応用地質」日本応用地質学会関西支部，29-40.
- Howard, W.R., 1997, A warm future in the past. *Nature*, 388, 418-419.
- Ikebe, N., Iwatsu, J. and Takenaka, J., 1970, Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 13, 39-98.
- 石田志朗，1983，古地磁気と放射年代からみた大阪層群・古琵琶湖層群。地団研専報，25, 13-23.
- 市原 実編著，1993，大阪層群，340p，創元社。
- 市原 実・吉川周作・亀井節夫・那須孝悌，1988，近畿地方の第四紀層の層序区分。地質学論集，30, 111-125.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹，1984，岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について—大阪層群の古地磁気層序とフィッシュ・トラック年代—。地球科学，38, 1-16.

- 梶山 彦太郎・市原 実, 1972, 大阪平野の発達史—14Cデータからみた—。地質学論集, 7, 101-112.
- Kukla, G.J., 1977, Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. *Earth-Science Reviews*, 13, 307-374.
- Maenaka, 1983, Magnetostratigraphic study of sediments around the Komyoike volcanic ash horizon in Osaka Group, Senpoku Area, Osaka Prefecture, Japan. *Geophy. Res. Letters*, 6, 257-260.
- 増田富士雄, 1993, 大阪層群と見かけの海面変動: リズミカルに繰り返す海成層と非海成層の累重様式。月刊地球, 号外8, 86-94.
- 増田富士雄, 1997, 上総・下総層群—酸素同位体比曲線—大阪層群: 対比(案)。月刊地球, 19, 474-479.
- 三田村宗樹・吉川周作・石井陽子・貝戸俊一・長橋良隆, 1998, 大阪平野ODボーリングコアの岩相。大阪自然史博報告, 52, 1-20.
- 中世古幸次郎・竹村恵二・西脇二一・中川要之助・古谷正和・山内守明, 1984, 大阪湾泉州沖海底地盤の層序。「関西国際空港地盤地質調査」, 191-198, 災害科学研究所報告。
- 大阪府大阪市, 1996, 平成7年度地震調査研究交付金「上町断層に関する調査成果報告書」, 大阪市, 224p.
- Paillard, D., 1998, The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature*, 391, 378-381.
- Partridge, T.C., 1997, Reassessment of the Position of the Plio-Pleistocene Boundary: Is there a Case for Lowering it to the Gauss-Matuyama Palaeomagnetic reversal? *Quaternary International*, 40, 5-10.
- Raymo, M.E., 1997, The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, 12, 577-585.
- Richmond, G.M., 1981, Letter 4, INQUA Working Group on major subdivisions of the Pleistocene. *INQUA Report 1980-1982*, 49-50.
- Shackleton, N.J., 1995, New data on the evolution of Pliocene climatic variability. In: Vrba, E.S., Denton, D.H., Partridge, T.C. and Burckle, L.H.(eds), *Palaeoclimate and Evolution with Emphasis on Human Origins*, 242-248, Yale University Press, New Haven.
- Shackleton, N.J., 1997, The deep sea sediment record and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Quaternary International*, 40, 33-35.
- Shackleton, N.J., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N. and Schneider, D.A., 1995a, A new Late Neogene timescale: application to ODP Leg 846 sites. In: Pisias, N., Maye, L., Janecek, T. et al.(eds), *Proceedings ODP, Scientific Results*, 138. College Station, TX (Ocean Drilling Program, 138).
- 杉山雄一・水野清秀, 1991, 中期更新世のアカガシ多産層準。日本第四紀学会講演要旨集, 21, 84-85.
- Tai, A., 1973, A study on the pollen stratigraphy of the Osaka Group, Plio-Pleistocene

- deposits in the Osaka basin. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ. Geol. and Min., 39, 123-165.
- Torii, M., Yoshikawa, S. and Itihara, M., 1974, Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in the Osaka Group, Sennan and Senpoku Hills, Southwestern Japan. Rock Magnetism and Paleogeophysics, 2, 34-37.
- 内山美恵子・三田村宗樹・吉川周作, 2001, 大阪平野中央部, 上町断層の変位速度と基盤ブロックの運動. 地質学雑誌, 107, 228-236.
- 山根新次, 1930, 大阪市地質概観. 小川博士還暦記念地学論集, 187-203.
- 吉川周作・井内美郎, 1993, 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世～完新世の噴火活動史. 地球科学, 47, 97-109.
- 吉川周作・三田村宗樹, 1999, 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質学雑誌, 105, 332-340.
- 吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好則・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子, 1998, 大阪市津守・大手前・浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質学雑誌, 104, 462-476.
- 吉川周作・宮川ちひろ, 1997, 大阪平野の中部更新統～完新統の層序. 第四紀, 29, 55-63.
- 吉川周作・中川康一・川辺孝幸・古谷正和・大四雅弘, 1987, 大阪市深層ボーリング, OD-2・OD-1 コアの再検討. 地質学雑誌, 93, 653-665.
- 吉川周作・小倉博之・福西佐代, 1993, 大阪平野地下の中・上部更新統火山灰層序. 地質雑, 99, 467-478.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆, 1996, 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層ー福田・辻又川・Kd38 火山灰層ー. 地質学雑誌, 102, 258-270.
- 吉川周作・佃 栄吉・三田村宗樹・中川康一・水野清秀・東脇愛子・片岡香子・高橋 誠, 1997, 大阪市天王寺区夕陽丘 600m ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地調月報, 48, 661-672.

## 大阪平野地下の第四系火山灰層序

石井 陽子(大阪市立自然史博物館・大阪市立大学大学院理学研究科)

### 1. はじめに—大阪堆積盆の火山灰層序研究史—

平野の地下深くに伏在する鮮新・更新統は、丘陵部や段丘に露出しているものよりも削剥や浸食、風化を受けていないことが予想され、多くの地史学的情報を持っている。しかし、地下深くの地層を直接観察し試料を得る機会には、深層ボーリングに限られる。

大阪層群の層序学的研究は、大阪層群研究グループ(1951)によって千里丘陵において本格的に開始された。海成粘土層(後に、新しい方から Ma10 層, Ma9 層・・・Ma1 層, Ma0 層, Ma-1 層と呼ばれる)と火山灰層(特にアズキ火山灰層)が、その層序を解明する際に鍵層として重要な役割を果たした。その後、光明池団研(1972)、吉川(1973,1976)によって大阪平野南部の泉北・泉南丘陵の火山灰層序が明らかにされ、大阪層群の標準的な火山灰層序が確立された。また、Yoshikawa(1984)によって、各丘陵部の大阪層群の火山灰層序が整理・対比され、より東の堆積盆である古琵琶湖層群の火山灰層序との対比が検討されている。その後、詳細な調査を行った大阪層群最下部団研(1992)によって、新たに複数の火山灰層が見いだされ、未知の火山灰層の発見の可能性がまだ残されていると考えられる。

完新統は沖積層(難波累層)として現在の平野の表層近くの部分をなしているが、建築のための調査により膨大なデータが蓄積されている。難波累層の火山灰層序は吉川(1981)で開発された火山ガラス分析法によって飛躍的に進展した。上部更新統や中部更新統の上部は、段丘として沖積平野と丘陵部の狭間に分布しているほか、平野中央部に南北に延びる上町台地を形成し、沖積層の下位にも伏在している。沖積層・上部更新統の火山灰層序は、ボーリング試料と段丘層として露出しているものとの両者の検証によって吉川ほか(1986)で整理された。中位段丘相当層の火山灰層序は、上町台地南部において吉川・樽野(1992)や小倉ほか(1992)、大阪市文化財協会(1998)により詳細が明らかにされた。

丘陵部において中部更新統の Ma10 層以下の火山灰層序が、浅いボーリングや段丘層の調査によって Ma12 層以上の火山灰層序が、それぞれ確立された。しかし、Ma9 層～11 層相当層準は陸上での露出が少なく、到達しているボーリングの数も決して多くない。湾岸部の開発に伴うボーリング試料において吉川(1981)の火山ガラス分析法を適用した研究(Ogura et al., 1992; 吉川・小倉ほか, 1993; 宮川ほか, 1996)でこの層準の火山灰層序がほぼ確立し、琵琶湖高島沖ボーリングの火山灰層序(吉川・井内, 1991; 吉川・井内, 1993)との相互対比によって、より確かなものとなった。

大阪平野の深層ボーリングは、1960 年代に地盤沈下対策で掘削された OD シリーズと、1995 年の兵庫県南部地震以後に掘削されたものが主である。OD シリーズによって、丘陵部の大阪層群が平野地下にも連続していることが明らかにされ(Ikebe et al., 1970)、後に詳細な層相が明らかにされた(三田村ほか, 1998)が、すでにコアの多くは散逸し、コア中に見いだされた火山灰層は、海成粘土層の層序の確認のために有用な肉眼的に特徴のある

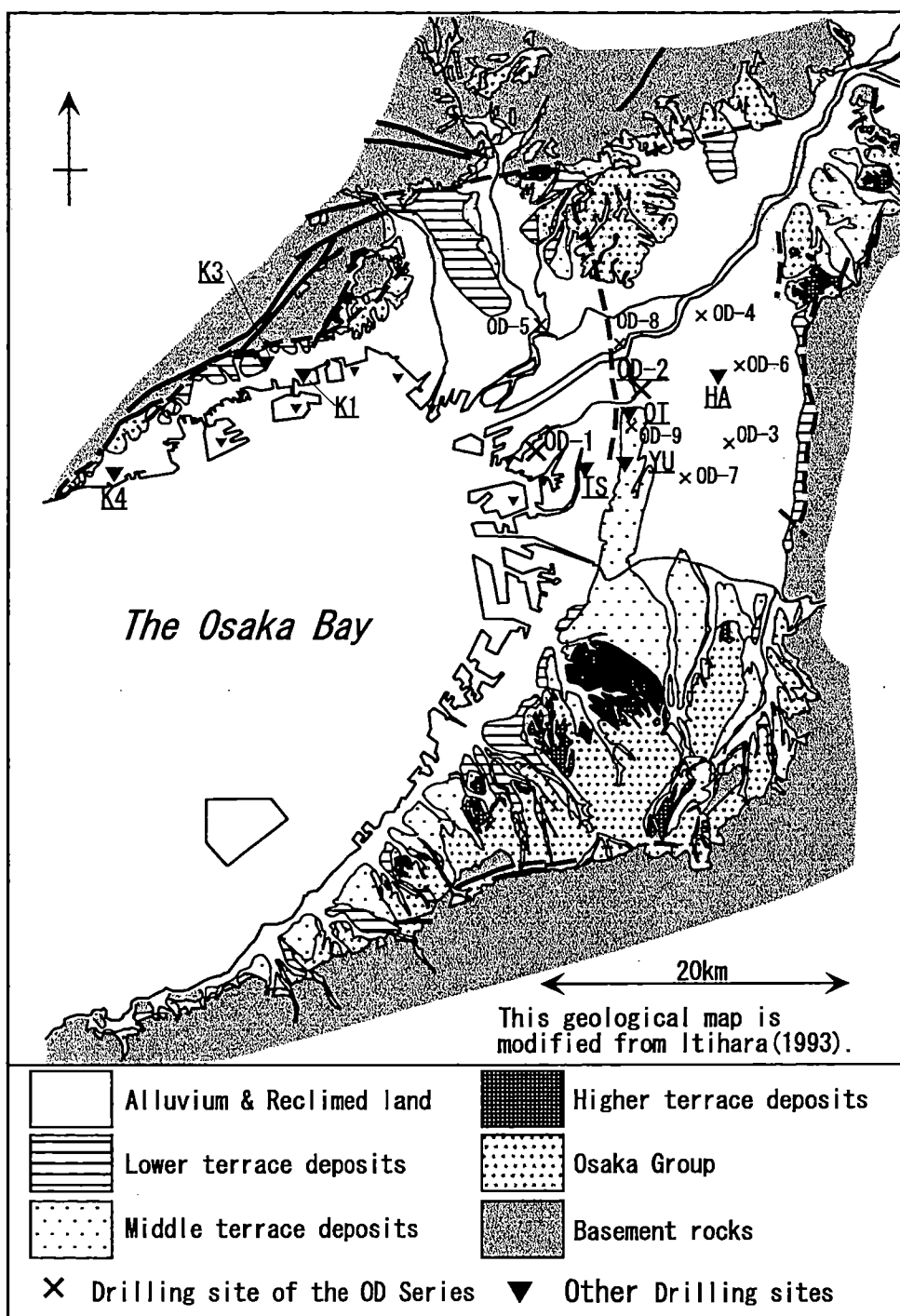


図1 大阪平野周辺の地質と主要な深層ボーリングの位置  
ボーリングコアの正式名称は本文の第2章を参照。

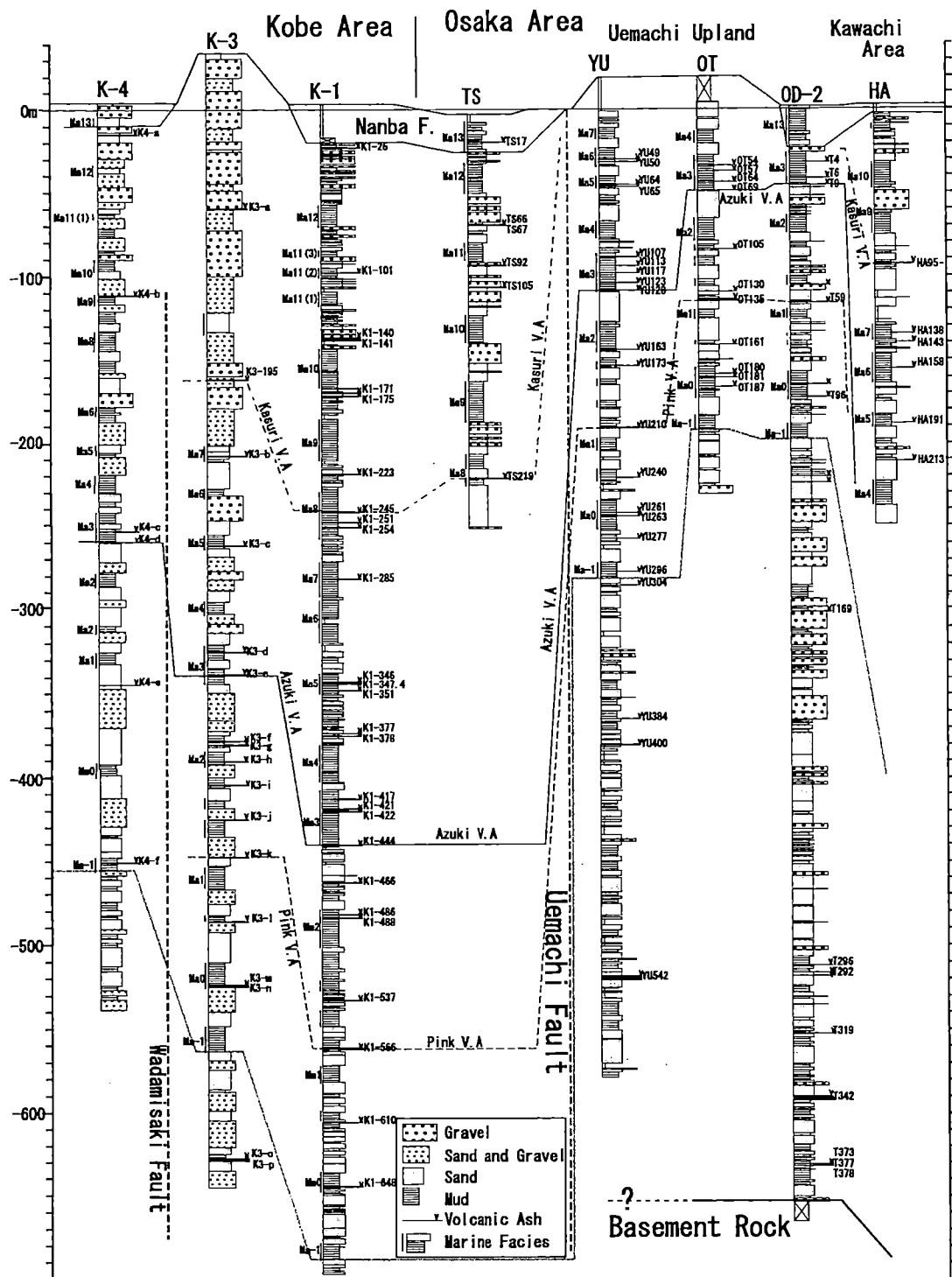


図2 検討に使用したコアの対比柱状図

HA: 浜, OT: 大手前, YU: 夕陽丘, KI: 東灘1700m (Ma1層以下の層率は省略), K3: 石屋川, K4: 長田吉川ほか (1987, 1997, 1998, 2000), 小林ほか (2001) をもとに作成

もの、特にピンク火山灰層、アズキ火山灰層、サクラ火山灰層などの存在を明らかにしているにとどまっている。実際に火山灰分析をして丘陵部の火山灰層との対比を試みている例は吉川ほか(1987)の OD-2 コアのみである。吉川ほか(1987)では OD-2 コアの火山灰分析、花粉分析を行い、平野地下深部では基盤の花崗岩類を直接大阪層群が覆っていることを明らかにした。

兵庫県南部地震以前に、大阪堆積盆の火山灰層序は殆ど確立されていたといえる。以上に挙げた先行研究から丘陵部の露頭で明らかにされた火山灰層序と、地下から得られたコアの火山灰層序を総合すると以下のことが言える。難波累層 (Ma13 層を含む)、段丘層相当層から大阪層群上部の Ma9 層直下にかけての火山灰層は、Ma 9 層と Ma10 層の間の八田火山灰層と、Ma 9 層と Ma8 層の間の和田火山灰層を除いて、ボーリングコアから見いだされたものであり、しかも降灰層準としてのみ見いだされている例が少なくない。また、その層序は非常に詳細に明らかにされている上に、琵琶湖底の一連の堆積物の琵琶湖高島沖コアの火山灰層序 (吉川・井内, 1991; 吉川・井内, 1993) と相互対比されていて、より確実なものとなっている。一方、Ma8 層以下の層準については、丘陵部の調査で火山灰層序が確立されて以来、深層コアと丘陵部の標準層序、あるいは深層コア間の詳細な対比は行われていない。

1995 年の兵庫県南部地震以後、地質調査所によって夕陽丘コア (吉川ほか, 1997)、神戸東灘 1700m コア (吉川ほか, 2000)、石屋川コア、長田コア (関西地盤情報活用協議会, 1998; 小林ほか, 2001)、大阪市によって大手前・津守・浜コア (吉川ほか, 1998) などが掘削され、これまでに知られていなかった海成粘土層 (下部更新統の Ma0.5 層, Ma1.3 層, Ma1.5 層, Ma1.7 層) や、数多くの火山灰層が見いだされるなどの成果が上がった。特に肉眼で観察された火山灰層は吉川(1976)で確立された方法で一定水準以上の分析が行われ、丘陵部の火山灰層序と対比可能な火山灰層が明らかにされたが、未命名の火山灰層はまだ多数残されている。

情報量の増加に伴い、大阪平野の地下の第四系は、日本の第四系の模式地としての重要性が高まっているといえる。本論では、主に兵庫県南部地震以後に掘削されたコアを用いて、未対比あるいは未命名の火山灰層の整理と、これまでに知られている標準的な火山灰層序との対比を試みたい。検討の対象は、Ma-1 層の直下から、詳しく火山灰降灰層準の検討が行われている Ma9 層直下の層準に焦点を絞る。また、特に新たに見いだされた海成粘土層と火山灰層序の層序関係を明らかにしたい。火山灰層序の整理をおこなうことで、精度の高い生層序の検討や環境変遷の検討に貢献できると考える。

## 2. 深層コアにおける火山灰層序の検討の方法

検討の対象としたコアは、大阪平野地域では、河内平野北部に位置する浜ボーリングコア (略称 HA; 吉川ほか, 1998)、上町上昇帯の OD-2 コア (吉川ほか, 1987)、大手前コア (略称 OT; 吉川ほか, 1998)、夕陽丘コア (略称 YU; 吉川ほか, 1997)、西大阪平野部の津守コア (略称 TS; 吉川ほか, 1998) である。神戸地域では、東灘 1700m コア (略称 K1; 吉川ほか, 2000)、石屋川コア (略称 K3; 関西地盤情報活用協議会, 1998; 小林

ほか, 2001), 長田コア (略称 K4; 関西地盤情報活用協議会, 1998), である (図 1)。

図 2 にしめすように, それぞれのコアにより検討できる層準が異なっている。HA コアは Ma4 層の下位より Ma11 層まで, OD-2 コアは基盤の花崗岩類から大阪層群最下部・大阪層群上部の Ma3 層までと天満層から難波累層まで, OT コアは Ma-1 層から Ma4 層の上位まで, YU コアは大阪層群下部の福田火山灰層 (YU542 火山灰層) の下位から Ma7 層まで, TS コアは Ma8 層の下位から難波累層までである。また, K1 コアは基盤岩から大阪層群全般と中・高位段丘相当層を経て低位段丘相当層の天満層まで, K3 コアは Ma-1 層からカスリ火山灰層まで (それより上位の層準は層相が粗粒化し, 層位の決め手を欠く), K4 コアは Ma-1 層の下位から難波累層の Ma13 層までである。

これらの深層コアでは, 先行研究によりピンク火山灰層, アズキ火山灰層, サクラ火山灰層, カスリ火山灰層など顕著な特徴を持つ火山灰層との対比で海成粘土層の層序が明らかになっている。本論では基本的にそれらの層序に従い, 各海成粘土層の基底からその上位の海成粘土層の下底までを一つの単位として, 火山灰層の挟在されている位置を明らかにした。そして, これまでの論文に公表されている対比の再確認をしながら, 各コアにおける火山灰層の特徴 (肉眼的特徴, 粒径, 層厚, 主成分, ガラスの形状・特質・屈折率, 軽鉱物, 重鉱物組成) などを比較して, 同一の火山灰層と見なせるか否か, 検討を行った。K3 コアの海成層については小林ほか (2001) で再記載がなされ, 関西地盤情報活用協議会 (1998) 以降に一部変更が加えられているので, それに従う。

### 3. 対比の検討結果

各火山灰名および対比の検討の根拠とした記載は, それぞれが記載されている文献に従った。対比可能な火山灰層を各コアにおける仮称で並列表記し, それらに共通する肉眼的特徴, 岩石記載学的特徴を述べる。また, 分析値が十分でないものの, 層位的に対比できる可能性のあるものは ( ) で示す。各火山灰層の岩石記載的性質一覧を表 1 に表す。

#### Ma-1 層直下~Ma0 層直下

##### ・ YU304 火山灰層

Ma-1 層の基底から 3m 下位の層準。黄白~灰色細粒砂サイズ, 層厚 5cm。詳細な分析値は求められていない (吉川ほか, 1997)。

##### ・ (YU296 火山灰層), K4-f 火山灰層

Ma-1 層中部に位置する。黄白色~灰色の極細粒砂サイズで結晶質またはガラス質。K4-f 火山灰層の分析結果によると, 火山ガラスは多孔質型が大部分で中間型を伴い, その屈折率は  $n=1.503-1.505$  である。重鉱物は角閃石が多く, 黒雲母, 不透明鉱物, 燐灰石, 斜方輝石が含まれる。YU296 火山灰層の詳細な分析値は吉川 (1997) に掲載されていない。

##### ・ YU277 火山灰層

Ma0 基底の下位 5m の位置にあり, 黄白色細粒砂サイズの結晶質火山灰。長石, 少量の石英, 重鉱物からなる。重鉱物は角閃石が主で, 燐灰石, 斜方輝石, 不透明鉱物, 黒雲母が少量伴われる。火山ガラスは伴わない。

#### Ma0 層基底～Ma1 層直下

・ OD2-T96 火山灰層, YU261 火山灰層, OT180 火山灰層, OT181 火山灰層, OT187 火山灰層, K3-m 火山灰層, K3-n 火山灰層

Ma0 層に挟在される, いわゆるイエロー火山灰層 (光明池団研, 1971; Yoshikawa, 1984) である。それぞれが火山ガラスと長石を主とした結晶からなり, 火山ガラスの形状は多孔質型～中間型, 屈折率は  $n=1.499-1.504$  の範囲に収まり, 角閃石が多く, 不透明鉱物, 燐灰石, 斜方輝石, 黒雲母を伴う。個性に乏しく識別が難しいが, 大手前コアでは最も多い 3 層準が見いだされているので, 少なくとも 3 層以上存在する。

・ YU240 火山灰層, OT161 火山灰層, K1-610 火山灰層, K3-l 火山灰層, K4-e 火山灰層

Ma0.5 層に挟在される, あるいは Ma0.5 層の直下に見いだされる。また, K3 コア, K4 コアでは海成粘土層として認められていない粘土・シルト層あるいはその直下から見いだされている。肉眼的にはややゴマシオ状で中粒砂サイズ, 1～2mm 以下の軽石が混じるという特徴を持つ火山灰層である。長石の結晶と火山ガラスからなり, 火山ガラスは多孔質型～中間型, 屈折率は  $n=1.500-1.503$  である。重鉱物は, 角閃石が主で, 不透明鉱物, 燐灰石, 斜方輝石, ジルコン, 黒雲母などが含まれる。YU240 火山灰層と OT161 火山灰層の対比の可能性は吉川ほか(1998)で指摘されているが, 新たに K1-610 火山灰層, K3-l 火山灰層, K4-e 火山灰層も対比可能であることが明らかになった。

#### Ma1 層基底～Ma2 層直下

・ OD2-T59 火山灰層, YU210 火山灰層, OT135 火山灰層, K1-566 火山灰層, K3-k 火山灰層

Ma1 層の上位数 m に位置し, 50～130cm と厚い。粗粒部と細粒部が互層し, 上位に堆積構造を持つ細粒部分を伴う。主成分は火山ガラスで, ガラスの種類は扁平型～中間型, 時に多孔質型ガラスを伴い, 屈折率は  $n=1.499-1.502$  の範囲に収まる。重鉱物組成は角閃石が主体で, 不透明鉱物, 斜方輝石, 単斜輝石, 黒雲母, 燐灰石, ジルコンを伴う。ピンク火山灰層 (市原, 1960; Yoshikawa, 1984) に同定されることが追認される。

・ OT130 火山灰層

ピンク火山灰層の上位 5m に位置し, 赤紫色, 細粒砂からシルトサイズのガラス質火山灰層で, 中間型～多孔質型, 火山ガラスの屈折率は  $n=1.525-1.527$  と高めである。重鉱物組成は斜方輝石, 不透明鉱物が多く, 角閃石, 燐灰石, 単斜輝石を伴う。光明池Ⅱ火山灰層 (吉川, 1973; Yoshikawa, 1984) に対比されることが追認される。

・ K1-537 火山灰層, K3-j 火山灰層

Ma1.3 層相当のシルト・粘土層直上, もしくは Ma1.3 層に挟在される。40～70cm と厚い。粒径によりいくつかのユニットに分けられる。火山ガラスと結晶からなり, 火山ガラスは多孔質型から中間型が多く, 屈折率は  $n=1.500-1.503$  である。重鉱物は角閃石が主で, 斜方輝石, 不透明鉱物, 燐灰石, 黒雲母を伴う。光明池Ⅲ火山灰層 (吉川, 1973; Yoshikawa, 1984) に対比されることが追認される。

- ・ YU173 火山灰層, OT105 火山灰層, (K3-i 火山灰層)

Ma1.7 層中, K3-i 火山灰層については非海成シルト・粘土層から見いだされている。白色細粒結晶質火山灰層である。火山ガラスは多孔質型であり, 屈折率は  $n=1.498-1.510$  と幅が広い。光明池IV火山灰層(吉川, 1976; Yoshikawa, 1984)に対比されることが追認される。ただし K3-i 火山灰層は層位的には対比可能であるが, 詳細な分析結果がない。

#### Ma2 層基底～Ma3 層直下

- ・ K3-h 火山灰層

Ma2 層下部に挟在される。淡紫灰色で極細粒～シルトサイズのガラス質火山灰, 火山ガラスの形状は扁平型～中間型, 屈折率は  $n=1.500, 1.504-1.506$ , 重鉱物は角閃石, 不透明鉱物, 燐灰石である。新関西地盤情報活用協議会(1998)では山田Ⅱ火山灰層に対比されていたが, 火山ガラスの屈折率が山田Ⅱ火山灰層よりも格段に低く, 丘陵部での山田Ⅰ火山灰層の記載(光明池団研, 1971; Yoshikawa, 1984)に近いことから, 山田Ⅰ火山灰層に対比されると考えられる。

- ・ YU163 火山灰層

Ma2 層最下部に挟在される。白～黄白色, シルト～細粒砂サイズのやや結晶質火山灰層で, ガラスと結晶からなる。火山ガラスは多孔質型～中間型で, 屈折率は  $n=1.512-1.517$  と高めである。重鉱物は角閃石が多く, 斜方輝石, 不透明鉱物を伴う。山田Ⅱ火山灰層(光明池団研, 1971; Yoshikawa, 1984)に対比されることが追認される。

- ・ K1-488 火山灰層, K3-g 火山灰層

Ma2 層の上部または Ma2 層の直上に見いだされる。灰～白色火山灰で, 長石などの結晶と火山ガラスからなる。ガラスの形状は多孔質型～中間型, 屈折率は  $n=1.499-1.503$ , 重鉱物組成は角閃石が大部分で不透明鉱物, 燐灰石, 黒雲母を伴う。山田Ⅲ火山灰層(吉川, 1976; Yoshikawa, 1984)に対比されることが追認される。

- ・ K1-486 火山灰層, K3-f 火山灰層

山田Ⅲ火山灰層に対比される火山灰層の 1～2m 上位に観察される。シルト～細粒砂サイズの, ガラス質火山灰層で, ガラスの形状は多孔質型～中間型, 屈折率は  $n=1.500-1.504$ , 重鉱物組成は角閃石と黒雲母が多く, 不透明鉱物, 燐灰石を伴う。岩石記載は山田Ⅲ火山灰層に対比されている火山灰層に非常に良く類似する。

- ・ K1-466 火山灰層

Ma2 層より 14m 上位の非海成層中から見いだされた。シルトサイズの淡桃～白色, 主にガラスと長石からなる火山灰で, 火山ガラスの形状は中間型～扁平型, 火山ガラスの屈折率は  $n=1.499-1.500$ , 重鉱物は角閃石と不透明鉱物である。Ma2 層と Ma3 層の間にはこれまでの研究での標準層序では顕著な火山灰層は認められていない。

#### Ma3 層基底～Ma4 層直下

- ・ OD2-T9 火山灰層, YU128 火山灰層, YU69 火山灰層, K1-444 火山灰層, K3-e 火山灰層, K4-d 火山灰層

Ma3 層の最下部に見いだされる。基底部には灰～白色の細粒部を伴うことが多く、一般に細粒砂サイズの淡赤褐色火山灰層で、7～30cm と厚いことが多い。主成分は火山ガラスであり、火山ガラスは扁平型～中間型、微量に多孔質型を含み、褐色透明を呈するものが多く含まれる。また火山ガラスの屈折率も、 $n=1.510-1.516$  と高めである。重鉱物は単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物が多く、角閃石、燐灰石、ジルコンが伴われる。アズキ火山灰層（大阪層群研究グループ、1951; Yoshikawa, 1984）に同定されることが追認される。

・ OD2-T6 火山灰層, YU123 火山灰層, OT64 火山灰層, K4-c 火山灰層

Ma3 層の下部から中部に見いだされる。白色～黄灰色の結晶質火山灰でややゴマシオ状を呈する。主成分は長石、角閃石などの結晶で、火山ガラスを伴う。火山ガラスの形状は多孔質型が多く中間型を伴い、屈折率は、 $n=1.497-1.500$  と低めである。重鉱物は角閃石が多く、黒雲母、斜方輝石、燐灰石、単斜輝石、不透明鉱物からなる。OD2-T6 火山灰層、YU123 火山灰層、OT64 火山灰層はトヨダ池火山灰層（大阪層群最下部団研、1992）に対比されることが追認される。なお、K4-c 火山灰層は新たにトヨダ池火山灰層に対比可能であることが明らかになった。

・ YU117 火山灰層, OT57 火山灰層

Ma3 層の中部に見いだされる。灰白色、細粒砂～シルトサイズのガラス質火山灰である。火山ガラスは多孔質型～中間型～扁平型、屈折率は  $n=1.510-1.512$  である。重鉱物は不透明鉱物が大部分で、斜方輝石、角閃石、燐灰石、角閃石を伴う。盆の池火山灰層（大阪層群最下部団研、1992）に対比されることが追認された。

・ OD2-T4 火山灰層, YU113 火山灰層, OT54 火山灰層, K1-422 火山灰層

Ma3 層の上部に挟在される。白色～黄白色、粗粒、ゴマシオ状で、1mm 程度の軽石を含むこともある。主成分はガラスと長石などの結晶で量比はまちまちである。火山ガラスの形状は中間型～扁平型、屈折率は  $n=1.502-1.513$ 、重鉱物は斜方輝石、不透明鉱物が多く、角閃石、単斜輝石、燐灰石、ジルコンを伴う。狭山火山灰層（吉川、1973; Yoshikawa, 1984）に対比される。なお OD2-T4 火山灰層は新たに狭山火山灰層に対比可能であることが明らかになった。

・ K1-421 火山灰層, K3-d 火山灰層

Ma3 層の上部で、狭山火山灰層の 1m 上に見いだされる。黄白～灰白色の細粒砂サイズ、ガラス質火山灰層で、火山ガラスは多孔質型が多く中間型、扁平型が伴われる。火山ガラスの屈折率は  $n=1.495-1.503$ 、重鉱物は角閃石、黒雲母が多く、燐灰石、不透明鉱物、斜方輝石が伴われる。未命名であるが、狭山火山灰層とセットで発見される可能性の高い火山灰層である。

・ YU107 火山灰層, K1-417 火山灰層

Ma3 層の上部又は最上部から見いだされる火山灰層である。黄灰色～白色のシルトサイズ火山灰層であり、主成分は火山ガラスと長石である。火山ガラスの形状は中間型～多孔質型であり、屈折率は  $n=1.506-1.525$  と幅が広く高い。重鉱物は斜方輝石、不透明鉱物、燐灰石が多く、黒雲母、単斜輝石が伴われる。これに対比可能な火山灰層はこれまでの研究で見いだされていない。

#### Ma4 層基底～Ma5 層直下

##### ・ HA213 火山灰層, K1-378 火山灰層

白～黄白～灰色, 細粒砂からシルトサイズでやや結晶質の火山灰である。主成分はガラスと少量の長石で, 火山ガラスの形態は扁平型～中間型, 屈折率は  $n=1.497-1.502$ , 重鉱物は角閃石が多く, 不透明鉱物, 斜方輝石, 単斜輝石が伴われ, 微量の黒雲母, ジルコン, 燐灰石を含む。今熊Ⅱ火山灰層(吉川, 1976; Yoshikawa, 1984)に対比されることが追認される。

##### ・ K1-377 火山灰層

K1-378 の約 1 m 上に見いだされる。黄灰色から灰色で厚さは 11cm と比較的厚い。長石と少量の火山ガラスからなり, 火山ガラスは扁平～中間型, 屈折率は  $n=1.497-1.501$ , 重鉱物は角閃石と不透明鉱物からなる。K1-378 と似た性質を持っている。

#### Ma5 層基底から Ma6 層直下

##### ・ HA191 火山灰層, YU65 火山灰層, K1-357 火山灰層, K3-c 火山灰層

Ma5 層下部に挟在される, 白～灰白～紫灰色, シルト～細粒砂サイズの火山灰層である。火山ガラスが主成分であり, ガラスの形状は多孔質型から中間型で, 扁平型も含む。ガラスの屈折率は  $n=1.517-1.524$  である。重鉱物は多い順に, 一般的に不透明鉱物, 斜方輝石, 角閃石, 単斜輝石, 燐灰石, 黒雲母, ジルコンからなるが, 量比はまちまちである。八町池Ⅰ火山灰層(吉川, 1976; Yoshikawa, 1984)に対比されることが追認される。K3-c 火山灰層については単に八町池火山灰層とされていた(関西地盤情報活用協議会, 1998)が, 対比がこれで確定した。

##### ・ YU64 火山灰層, K1-348・347.4 火山灰層

Ma5 層中・下部に挟在され, 白色～灰白色, シルト～極細粒砂サイズのガラス質火山灰層である。火山ガラスの形状は中間型～多孔質型, 屈折率は  $n=1.504-1.518$ , 重鉱物は不透明鉱物, 斜方輝石が多く, 燐灰石, 角閃石, 単斜輝石が伴われる。八町池Ⅱ火山灰層(吉川, 1976; Yoshikawa, 1984)に対比されることが追認される。

・ K1-346, K1-347.3 火山灰層は風化が著しく, 記載が困難である。本論では対比の検討の対象から除外する。

#### Ma6 層基底から Ma7 層直下

##### ・ YU50 火山灰層

灰白色シルトサイズ, やや結晶質な火山灰で, Ma6 層の下部に挟在される。成分は火山ガラスと少量の結晶からなり, 火山ガラスは無色から淡褐色, 多孔質～中間型を呈し, その屈折率は  $n=1.518-1.527$  と高めである。重鉱物は斜方輝石が多く, 不透明鉱物やジルコン, 燐灰石が伴われる。これに対比可能な火山灰層はこれまでに知られていない。

##### ・ YU158 火山灰層, YU49 火山灰層

Ma6 層の中部で YU50 火山灰層の 1 m 上位に見いだされる。暗灰～灰白色, シルト～細

表1 大阪平野北部の深層コアにおける火山灰層の岩石記載的性質

| Mineral composition |            | (%) Glass shape (%) |     |     |      | Glass Refractive Index |    |    |    | Heavy mineral composition(%) |                          |     |     |      |      |     |    | 記載 |                 |
|---------------------|------------|---------------------|-----|-----|------|------------------------|----|----|----|------------------------------|--------------------------|-----|-----|------|------|-----|----|----|-----------------|
| Volcanic ash        | Sample No. | Gl.                 | Fl. | Qz. | oth. | H.M.                   | H. | C. | T. | O.                           | (mode)                   | Bi. | Am. | Opx. | Cpx. | Zr. | Ap |    | Opq             |
| Minatojima-I        | K1-223     | 93                  | 6   | *   |      | 1                      | 72 | 27 | 1  | 0                            | 1.502-1.506(1.503-1.505) | 0   | 44  | 41   | 6    | 1   | 1  | 7  | 吉川ほか(2000)      |
| Minatojima-I        | P16        | 72                  | 24  | 0   | 3    | *                      | ++ | +  |    |                              | 1.503-1.504(1.504)       | 0   | 60  | 2    | 4    | *   | *  | 33 | 宮川ほか(1996)      |
| Kasuri              | TS219      | 13                  | 23  | 1   | 0    | 63                     |    | ++ | +  |                              | 1.511-1.517              | 1   | 86  | 1    | *    | 0   | *  | 12 | 吉川ほか(1998)      |
| Kasuri              | HA95       | *                   | 40  | 16  | 2    | 38                     |    |    |    |                              |                          | *   | 95  | 1    | *    | 0   | *  | 3  | 吉川ほか(1998)      |
| Kasuri              | K1-245     | 40                  | 48  | 0   |      | 12                     | 0  | 23 | 77 | 0                            | 1.511-1.518              | 0   | 97  | 1    | 0    | 0   | 1  | 1  | 吉川ほか(2000)      |
| Kasuri              | K3-195     | 0                   | 40  | 1   | 32   | 27                     |    |    |    |                              | —                        | 0   | 86  | 6    | 0    | 0   | 1  | 7  | 小林ほか(2000)      |
| Kasuri              | SN-01      | 3                   | 66  | 1   |      | 29                     | 6  | 75 | 17 | 0                            | 1.511-1.514              | 0   | 74  | 2    | 0    | 0   | 2  | 21 | Yoshikawa(1984) |
| Ma8未命名              | K1-251     | 50                  | 38  | 0   |      | 12                     | 0  | 4  | 96 | 0                            | 1.520-1.525              | 0   | 54  | 42   | 3    | 0   | 0  | 1  | 吉川ほか(2000)      |
| Ma7未命名              | K1-285     | 79                  | 19  | 2   | *    |                        | 46 | 36 | 16 | 2                            | 1.498-1.501(1.499-1.500) | 6   | 79  | 4    | 1    | 0   | 2  | 8  | 吉川ほか(2000)      |
| Ma7未命名              | HA138      | 90                  | 5   | 3   | *    | 1                      | 70 | 26 | 3  | 1                            | 1.498-1.500              | 0   | 59  | 14   | 0    | 0   | 1  | 26 | 吉川ほか(1998)      |
| Sakura              | HA143      | 95                  | 4   | 0   | 0    | 1                      | 9  | 71 | 20 | 0                            | 1.503-1.508(1.506-1.507) | 0   | 30  | 24   | 24   | 0   | 5  | 16 | 吉川ほか(1998)      |
| Sakura              | K3-b       | 99                  | 1   | 0   | *    | 0                      | 14 | 56 | 30 | 0                            | 1.502-1.508(1.5065)      | *   | 32  | 19   | 27   | *   | 1  | 20 | 新関西地盤(1998)     |
| Sakura              | SS-05      | 90                  | 6   | 0   |      | 4                      | 54 | 36 | 8  | 0                            | 1.502-1.507              | 0   | 51  | 19   | 16   | 1   | 1  | 12 | Yoshikawa(1984) |
| Ma6未命名              | HA158      | 76                  | 6   | 12  | 0    | 6                      | 19 | 71 | 8  | 2                            | 1.498-1.501              | 0   | 58  | 17   | 5    | *   | *  | 19 | 吉川ほか(1998)      |
| Ma6未命名              | YU49       | 74                  | 14  | *   |      | 11                     |    | ++ | +  |                              | 1.499-1.501              | 0   | 66  | 28   | *    | 0   | *  | 6  | 吉川ほか(1998)      |
| Ma6未命名              | YU50       | 90                  | 9   | *   |      | 1                      |    | +  | ++ |                              | 1.518-1.527              | 0   | *   | 91   | *    | *   | *  | 9  | 吉川ほか(1998)      |
| Hacchoike-II        | YU64       | 94                  | 2   | 0   |      | 1                      |    | ++ | +  |                              | 1.513-1.520              | *   | 2   | 24   | 1    | 0   | 30 | 43 | 吉川ほか(1998)      |
| Hacchoike-II        | K1-347.4   | 81                  | 18  | 1   |      | *                      | 16 | 50 | 19 | 15                           | 1.506-1.518(1.513-1.518) |     | +   | +    |      |     |    |    | 吉川ほか(2000)      |
| Hacchoike-II        | K1-348     | 90                  | 10  | 0   |      | *                      | 14 | 59 | 24 | 3                            | 1.504-1.518              |     |     | +    |      |     |    |    | 吉川ほか(2000)      |
| Hacchoike-II        | SN-03      | 93                  | 7   | 0   |      | 0                      | 17 | 57 | 25 | 0                            | 1.512-1.518              | 0   | 0   | 54   | 10   | 0   | 0  | 35 | Yoshikawa(1984) |
| Hacchoike-I         | HA191      | 99                  | *   | 0   | 0    | 0                      | 1  | 67 | 32 | 0                            | 1.519-1.522              | +   | +   | +    | *    | 0   | +  | ++ | 吉川ほか(1998)      |
| Hacchoike-I         | YU65       | 99                  | *   | 0   |      | 1                      |    | +  | ++ |                              | 1.518-1.524              | 0   | *   | 62   | 19   | 0   | 0  | 19 | 吉川ほか(1998)      |
| Hacchoike-I         | K1-351     | 92                  | 8   | 0   |      | *                      | 0  | 12 | 78 | 0                            | 1.519-1.522              | 2   | 30  | 41   | 8    | 0   | 11 | 8  | 吉川ほか(2000)      |
| Hacchoike-I         | K3-c       | 88                  | 5   | 2   | 5    | *                      | 1  | 22 | 77 | 0                            | 1.517-1.521              | 0   | 1   | 43   | 42   | 0   | 2  | 11 | 新関西地盤(1998)     |
| Hacchoike-I         | SN-04      | 86                  | 14  | 0   |      | 0                      | 0  | 49 | 46 | 4                            | 1.519-1.523              | 0   | 26  | 50   | 6    | 1   | 0  | 16 | Yoshikawa(1984) |
| Ma4上 未命名            | K1-377     | 12                  | 86  | 2   |      | *                      | 63 | 30 | 4  | 3                            | 1.497-1.501(1.498-1.499) |     | +   |      |      |     |    | +  | 吉川ほか(2000)      |
| Imakuma-II          | HA213      | 87                  | 6   | 5   | 1    | 1                      | 58 | 42 | 0  | 0                            | 1.497-1.501              | 2   | 68  | 5    | 2    | 2   | 2  | 19 | 吉川ほか(1998)      |
| Imakuma-II          | K1-378     | 97                  | 3   | *   |      | *                      | 54 | 44 | 2  | 0                            | 1.498-1.503(1.499)       | 1   | 61  | 13   | 2    | 3   | 3  | 17 | 吉川ほか(2000)      |
| Imakuma-II          | SS-09      | 89                  | 5   | 1   |      | 4                      | 59 | 31 | 8  | 3                            | 1.500-1.503(1.501)       | 0   | 65  | 7    | 2    | 3   | 4  | 20 | Yoshikawa(1984) |
| Ma3未命名              | YU107      | 64                  | 32  | 1   |      | 1                      |    | ++ | +  |                              | 1.506-1.524              | 6   | 14  | 37   | 17   | 0   | 1  | 25 | 吉川ほか(1998)      |
| Ma3未命名              | K1-417     | 36                  | 64  | *   |      | *                      | 6  | 50 | 43 | 1                            | 1.503-1.525              | 44  | 17  | 3    | 0    | 0   | 21 | 15 | 吉川ほか(2000)      |
| Ma3未命名              | K1-421     | 39                  | 55  | 2   |      | 4                      | 2  | 39 | 57 | 2                            | 1.495-1.503(1.501-1.503) | 45  | 48  | 1    | 0    | 0   | 5  | 1  | 吉川ほか(2000)      |
| Ma3未命名              | K3-d       | 47                  | 10  | 5   | 32   | 6                      | 1  | 21 | 77 | 1                            | 1.500-1.503              | 66  | 29  | 0    | 0    | 0   | 4  | 2  | 新関西地盤(1998)     |
| Sayama              | T4         | 70                  | 25  |     |      | 5                      | ++ | ++ | +  |                              | 1.505-1.510(1.508)       | 1   | 6   | 64   | 6    | 0   | 4  | 19 | 吉川ほか(1987)      |
| Sayama              | YU113      |                     |     |     |      |                        |    |    |    |                              |                          |     |     |      |      |     |    |    | 吉川ほか(1998)      |
| Sayama              | OT54       | 84                  | 7   | 5   | 0    | 4                      | 25 | 54 | 21 | 0                            | 1.505-1.513              | *   | 7   | 43   | 11   | 0   | 4  | 35 | 吉川ほか(1998)      |
| Sayama              | K1-422     | 14                  | 84  | 2   |      | *                      | 32 | 38 | 27 | 3                            | 1.502-1.513              | +   | +   | +    | +    |     | +  | +  | 吉川ほか(2000)      |
| Sayama              | SS-11b     | 63                  | 29  | 0   |      | 8                      | 66 | 20 | 13 | 2                            | 1.504-1.509(1.507-1.508) | 6   | 25  | 36   | 16   | 0   | 0  | 17 | Yoshikawa(1984) |
| Bonnoike            | YU117      | 98                  | 2   | 0   |      | *                      | +  | ++ |    |                              | 1.510-1.511              | 0   | 4   | 6    | 3    | 0   | *  | 87 | 吉川ほか(1998)      |
| Bonnoike            | OT57       | 100                 | 0   | 0   | 0    | 0                      | 20 | 72 | 8  | 0                            | 1.510-1.512              | 0   | 1   | 2    | 0    | 0   | 3  | 94 | 吉川ほか(1998)      |
| Bonnoike            |            | 100                 | *   | 0   |      | *                      | 27 | 52 | 21 | 0                            | 1.5100-1.5110(1.5105)    | 1   | 3   | 9    | *    | 0   | 2  | 85 | 最下部団研(1992)     |
| Toyodaik            | T6         | 38                  | 45  |     |      | 17                     |    |    | ++ |                              | 1.497-1.500(1.499)       | 17  | 77  | 0    | 0    | 0   | 4  | 2  | 吉川ほか(1987)      |
| Toyodaik            | YU123      | 0                   | 73  | 8   |      | 19                     |    |    |    |                              | 1.497-1.500              | 37  | 56  | 0    | 1    | 0   | 1  | 5  | 吉川ほか(1998)      |
| Toyodaik            | OT64       | 47                  | 31  | 8   | 4    | 11                     | 0  | 44 | 56 | 0                            | 1.497-1.503              | 48  | 45  | 0    | 1    | 0   | 4  | 2  | 吉川ほか(1998)      |
| Toyodaik            | K4-c       | 25                  | 6   | 7   | 58   | 4                      | 0  | 35 | 65 | 0                            | 1.496-1.498              | 33  | 54  | *    | 0    | 1   | 6  | 5  | 新関西地盤(1998)     |
| Toyodaik            |            | 30                  | 44  | 1   |      | 25                     | 6  | 11 | 81 | 2                            | 1.4975-1.5030(1.4985)    | 1   | 32  | 0    | 0    | 0   | *  | 66 | 最下部団研(1992)     |
| Azuki               | T9         | 91                  | 6   |     |      | 3                      | ++ | ++ | +  |                              | 1.510-1.514(1.513)       | 1   | 7   | 66   | 8    | 0   | 2  | 16 | 吉川ほか(1987)      |
| Azuki               | YU128      | 96                  | 3   | 0   |      | 1                      | ++ | +  |    |                              | 1.513-1.516              | 0   | 2   | 51   | 24   | 0   | 7  | 16 | 吉川ほか(1998)      |
| Azuki               | OT69       | 94                  | 4   | 0   | 1    | 1                      | 11 | 71 | 15 | 3                            | 1.513-1.515              | 0   | 2   | 41   | 14   | 0   | 12 | 31 | 吉川ほか(1998)      |
| Azuki               | K1-444     | 89                  | 10  | 0   |      | *                      | 37 | 32 | 30 | 1                            | 1.512-1.516              | 0   | 11  | 63   | 5    | 0   | 5  | 16 | 吉川ほか(2000)      |
| Azuki               | K3-e       | 87                  | 1   | *   | 10   | 1                      | 39 | 55 | 6  | 0                            | 1.512-1.515              | 0   | 2   | 34   | 29   | *   | 3  | 31 | 新関西地盤(1998)     |
| Azuki               | K4-d1      | 99                  | 1   | 0   | 0    | *                      | 36 | 54 | 8  | 2                            | 1.513-1.516              | 0   | 1   | 22   | 3    | 0   | 25 | 49 | 新関西地盤(1998)     |
| Azuki               | K4-d2      | 94                  | 1   | 0   | 4    | *                      | 16 | 68 | 15 | 1                            | 1.510-1.512              | 0   | 0   | 30   | 2    | 0   | 6  | 62 | 新関西地盤(1998)     |
| Azuki               | SS-12b     | 98                  | 1   | 0   |      | 1                      | 66 | 22 | 14 | 2                            | 1.510-1.516(1.514-1.516) | 0   | 20  | 47   | 29   | 0   | 1  | 3  | Yoshikawa(1984) |

表1 大阪平野北部の深層コアにおける火山灰層の岩石記載的性質(続き)

| Mineral composition |            | Glass shape (%) |     |     |      |     |    |    |    |    |                     | Glass Refractive Index | Heavy mineral composition(%) |      |      |     |     |     |             |                 |  |  | 記載 |
|---------------------|------------|-----------------|-----|-----|------|-----|----|----|----|----|---------------------|------------------------|------------------------------|------|------|-----|-----|-----|-------------|-----------------|--|--|----|
| Volcanic ash        | Sample No. | Gl.             | Fl. | Qz. | oth. | HM. | H. | C. | T. | O. | (mode)              | Bi.                    | Am.                          | Opx. | Cpx. | Zr. | Ap  | Opq |             |                 |  |  |    |
| Ma2上 未命名            | K1-466     | 58              | 41  | 1   | *    |     | 2  | 35 | 60 | 3  | 1.499-1.500         |                        | +                            |      |      |     |     |     | 吉川ほか(2000)  |                 |  |  |    |
| Ma2未命名              | K1-486     | 80              | 17  | *   |      | 3   | 0  | 7  | 93 | 0  | 1.500-1.503         |                        | 52                           | 45   | 0    | 0   | 0   | 2   | 1           | 吉川ほか(2000)      |  |  |    |
| Ma2未命名              | K3-f       | 59              | 9   | 4   | 21   | 7   | 0  | 9  | 91 | 0  | 1.500-1.504(1.5030) |                        | 15                           | 78   | 0    | 0   | * 3 | 4   | 新関西地盤(1998) |                 |  |  |    |
| Yamada-Ⅲ            | K1-488     | 23              | 61  | 0   |      | 16  | 0  | 3  | 97 | 0  | 1.499-1.502         |                        | 4                            | 90   | 0    | 0   | 0   | 1   | 5           | 吉川ほか(2000)      |  |  |    |
| Yamada-Ⅲ            | K3-g       | 24              | 6   | 2   | 54   | 13  |    | +  | ++ |    | 1.500-1.503         |                        | 0                            | 91   | 0    | 0   | 0   | 3   | 6           | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Yamada-Ⅲ            | K3-g'      | 56              | 21  | 6   | 13   | 4   |    |    |    |    | 1.500-1.503         |                        | 5                            | 81   | 0    | 0   | 0   | 2   | 11          | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Yamada-Ⅲ            | SS-14      | 67              | 24  | 0   |      | 8   | 1  | 27 | 72 | 0  | 1.501-1.503         |                        | 0                            | 92   | 0    | 0   | 0   | 2   | 5           | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| Yamada-Ⅱ            | YU183      | 78              | 14  | 1   |      | 7   |    | +  | ++ |    | 1.512-1.517         |                        | 0                            | 93   | 6    | 0   | 0   | 0   | 1           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Yamada-Ⅱ            | SS-15      | 68              | 15  | 0   |      | 16  | 7  | 55 | 30 | 2  | 1.511-1.515         |                        | 0                            | 53   | 0    | 0   | 0   | 0   | 47          | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| Yamada-Ⅰ            | K3-h       | 93              | 3   | 2   | 2    | 0   | 57 | 43 | 0  | 0  | 1.500,1.504-1.506   |                        | 0                            | 68   | 0    | 0   | 0   | 4   | 29          | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Yamada-Ⅰ            | SS-16      | 96              | 2   | 0   |      | 2   | 59 | 35 | 6  | 1  | 1.503-1.506         |                        | 0                            | 69   | 16   | 1   | 0   | 0   | 14          | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| Komyoike-Ⅳ          | YU173      | 27              | 54  | 6   |      | 13  |    | +  | ++ |    | 1.504-1.510         |                        | 0                            | 89   | 10   | 0   | 0   | *   | 2           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Komyoike-Ⅳ          | OT105      | 33              | 45  | 4   | 0    | 18  | 3  | 43 | 51 | 3  | 1.503-1.509         |                        | 1                            | 80   | 14   | 0   | 0   | 1   | 4           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Komyoike-Ⅳ          | K3-I       | 6               | 5   | 1   | 87   | 2   |    | +  | ++ |    |                     |                        |                              |      |      |     |     |     |             | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Komyoike-Ⅳ          | SS-17      | 26              | 34  | 0   |      | 40  | 13 | 27 | 59 | 0  | 1.504-1.507         |                        | 0                            | 75   | 15   | 0   | 2   | 2   | 29          | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| Komyoike-Ⅲ          | K1-537     | 61              | 27  | 1   |      | 11  | 0  | 12 | 88 | 0  | 1.501-1.503(1.502)  |                        | 4                            | 92   | 0    | 0   | * 1 | 3   | 吉川ほか(2000)  |                 |  |  |    |
| Komyoike-Ⅲ          | K3-j1      | 31              | 16  | 9   | 25   | 19  | 1  | 30 | 69 | 0  | 1.500-1.502,1.504   |                        | 1                            | 91   | 0    | 0   | 0   | 5   | 3           | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Komyoike-Ⅲ          | K3-j2      | 31              | 28  | 3   | 26   | 12  | 0  | 24 | 76 | 0  | 1.501-1.502         |                        | * 92                         | 0    | 0    | 0   | 4   | 3   | 新関西地盤(1998) |                 |  |  |    |
| Komyoike-Ⅲ          | SS-18      | 61              | 17  | 0   |      | 22  | 0  | 25 | 74 | 0  | 1.500-1.502         |                        | 2                            | 93   | 0    | 0   | 0   | 1   | 4           | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| Komyoike-Ⅱ          | OT130      | 91              | 8   | 0   | 1    | *   | 3  | 56 | 37 | 4  | 1.525-1.527         |                        | * 21                         | 36   | 1    | 0   | 12  | 30  | 吉川ほか(1998)  |                 |  |  |    |
| Komyoike-Ⅱ          | SS-19      | 81              | 16  | 0   |      | 3   | 13 | 54 | 33 | 0  | 1.521-1.529         |                        | 2                            | 93   | 0    | 0   | 0   | 1   | 4           | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| Pink                | T59        | 97              | 3   | 0   |      | 0   | ++ | ++ | +  |    | 1.499-1.501(1.500)  |                        | 0                            | 53   | 17   | 5   | 0   | 1   | 24          | 吉川ほか(1987)      |  |  |    |
| Pink                | YU210      | 90              | 8   | 1   |      | 1   | ++ | +  |    |    | 1.499-1.502         |                        | 0                            | 50   | 22   | 11  | 0   | *   | 17          | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Pink                | OT135      | 89              | 6   | 2   | 1    | 2   | 52 | 43 | 5  | 0  | 1.499-1.502(1.500)  |                        | 0                            | 53   | 22   | 13  | *   | *   | 10          | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Pink                | K1-566     | 96              | 4   | *   |      | *   | 40 | 40 | 18 | 2  | 1.500-1.502         |                        | 1                            | 78   | 11   | 2   | 0   | 4   | 4           | 吉川ほか(2000)      |  |  |    |
| Pink                | K3-k       | 69              | 10  | 1   | 19   | 1   | 44 | 44 | 12 | 0  | 1.498-1.501         |                        | 0                            | 83   | 6    | 0   | * 1 | 9   | 新関西地盤(1998) |                 |  |  |    |
| Pink                | SS-21aL    | 97              | 3   | 0   |      | 0   | 53 | 35 | 13 | 3  | 1.500-1.501         |                        | 0                            | 77   | 11   | 3   | 1   | 3   | 8           | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| Ma0.5未命名            | YU240      | 61              | 30  | 0   |      | 9   |    | +  | ++ |    | 1.501-1.503         |                        | 0                            | 94   | 0    | 0   | 0   | 2   | 4           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Ma0.5未命名            | OT161      | 21              | 49  | 8   | *    | 23  |    | +  | ++ |    | 1.500-1.503         |                        | * 95                         | 0    | 0    | 0   | * 1 | 4   | 吉川ほか(1998)  |                 |  |  |    |
| Ma0.5未命名            | K1-610     | 6               | 84  | *   |      | 10  | 1  | 19 | 80 | 0  | 1.500-1.502         |                        | 1                            | 89   | 0    | 0   | 0   | 2   | 8           | 吉川ほか(2000)      |  |  |    |
| Ma0.5未命名            | K3-l       | 52              | 26  | 7   | 11   | 5   | 0  | 6  | 94 | 0  | 1.501-1.503         |                        | 3                            | 87   | *    | 0   | 0   | 3   | 7           | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Ma0.5未命名            | K3-l'      | 86              | 11  | 3   | *    | 0   |    |    |    |    | 1.501-1.503         |                        | 1                            | 71   | 0    | 0   | * 9 | 19  | 新関西地盤(1998) |                 |  |  |    |
| Ma0.5未命名            | K4-e       | 10              | 1   | 0   | 87   | 2   |    | +  | ++ |    |                     |                        | 0                            | 75   | 0    | 0   | 0   | 2   | 22          | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Ma0.5未命名            | K4-e'      | 59              | 24  | 7   | 8    | 2   |    |    |    |    | 1.500-1.503         |                        | 0                            | 83   | 0    | 0   | 0   | 5   | 12          | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Yellow              | T96        | 55              | 34  | 11  |      |     |    | +  | ++ |    | 1.501-1.502         |                        | 1                            | 81   | 0    | 0   | 0   | 5   | 13          | 吉川ほか(1987)      |  |  |    |
| Yellow              | YU261      | 77              | 19  | 1   |      | 4   |    | +  | ++ |    | 1.499-1.504         |                        | 29                           | 66   | 0    | 0   | 0   | 3   | 2           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Yellow              | YU263      | 48              | 38  | 2   |      | 13  |    | +  | ++ |    | 1.499-1.504         |                        | 0                            | 92   | 2    | 0   | 0   | 0   | 6           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Yellow              | OT180      | 53              | 25  | 9   | * 13 |     | 2  | 35 | 62 | 1  | 1.500-1.502         |                        | 28                           | 64   | *    | 0   | 0   | 2   | 6           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Yellow              | OT181      | 74              | 17  | 2   | * 7  |     | 0  | 40 | 60 | 0  | 1.500-1.503         |                        | 2                            | 87   | *    | 0   | 0   | 4   | 7           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Yellow              | OT187      | 50              | 30  | 11  | * 9  |     | 1  | 56 | 40 | 3  | 1.500-1.503         |                        | 0                            | 95   | 1    | 0   | 0   | 1   | 3           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Yellow              | K1-648     | 74              | 23  | *   |      | 3   | 1  | 36 | 67 | 1  | 1.501-1.503         |                        | 6                            | 92   | *    | 0   | * 2 | *   | 吉川ほか(2000)  |                 |  |  |    |
| Yellow              | K3-m       | 83              | 1   | 0   | 16   | *   | 2  | 27 | 71 | 0  | 1.501-1.504         |                        |                              |      |      |     |     |     |             | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Yellow              | K3-n       | 65              | 14  | 5   | 8    | 8   | 1  | 19 | 80 | 0  | 1.501-1.504         |                        | 1                            | 83   | 0    | 0   | 0   | 5   | 10          | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| YellowⅣ             | SS-25      | 97              | 3   | 0   |      | 0   | 67 | 28 | 4  | 0  | 1.502-1.504         |                        | 0                            | 80   | 12   | 1   | 0   | 0   | 7           | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| YellowⅢ             | SS-26      | 44              | 40  | 0   |      | 16  | 0  | 20 | 71 | 8  | 1.501-1.503(1.503)  |                        | 1                            | 93   | 0    | 0   | 0   | 0   | 6           | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| YellowⅡ             | SS-27b     | 46              | 39  | 0   |      | 15  | 7  | 34 | 50 | 9  | 1.498-1.503         |                        | 6                            | 81   | 1    | 0   | 0   | 1   | 11          | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| YellowⅠ             | SS-28      | 50              | 42  | 1   |      | 7   |    |    |    |    | 1.498-1.500         |                        | 0                            | 61   | 19   | 5   | 2   | 0   | 13          | Yoshikawa(1984) |  |  |    |
| Ma-1上 未命名           | YU277      | *               | 78  | 4   |      | 17  |    |    |    |    |                     |                        | 1                            | 96   | 0    | 0   | 0   | 2   | 2           | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Ma-1未命名             | YU296      |                 |     |     |      |     |    |    |    |    |                     |                        |                              |      |      |     |     |     |             | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |
| Ma-1未命名             | K4-f       | 60              | 5   | 1   | 31   | 3   | 0  | 33 | 67 | 0  | 1.503-1.505(1.5035) |                        | 6                            | 87   | *    | 0   | 0   | 2   | 5           | 新関西地盤(1998)     |  |  |    |
| Ma-1下 未命名           | YU304      |                 |     |     |      |     |    |    |    |    |                     |                        |                              |      |      |     |     |     |             | 吉川ほか(1998)      |  |  |    |

## 注記

鉱物組成 (Gl:火山ガラス, Fl:斜長石, Qz:石英, HM:重鉱物, oth:その他), ガラスの形 (H:扁平型, C:中間型, T:多角質型, O:その他)

重鉱物 (Bi:黒雲母, Am:角閃石類, Opx:斜方輝石, Cpx:単斜輝石, Zr:ジルコン, Ap:燐灰石, Opq:不透明鉱物)

++:豊富, +:普通に見られる, \*:1%未満

粒砂サイズのガラス質火山灰層である。火山ガラスと少量の結晶からなり、火山ガラスの形状は中間型、屈折率は  $n=1.498-1.501$  である。重鉱物組成は角閃石、斜方輝石、不透明鉱物が主であり単斜輝石、燐灰石が伴われる。これに対比可能な火山灰層はこれまでに知られていない。

・ HA143 火山灰層, K3-b 火山灰層

Ma7 層の直下あるいは Ma7 層の最下部に挟在される。灰白～白～淡桃色細粒のガラス質火山灰層である。火山ガラスの形状は中間型～扁平型、屈折率は  $n=1.502-1.508$  である。含まれる重鉱物は角閃石が多く、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物、黒雲母の他に、微量の燐灰石が含まれる。サクラ火山灰層（市原ほか, 1966 ; Yoshikawa, 1984）に対比されることが追認される。

**Ma7 層基底から Ma8 直下**

・ HA137 火山灰層, K1-285 火山灰層

Ma7 層中部に挟在される、白～灰色、シルト～中粒砂サイズ、火山ガラスと長石からなる火山灰層である。火山ガラスの形状は扁平から中間型、屈折率は  $n=1.497-1.501$ 、重鉱物は角閃石が主で、不透明鉱物、黒雲母、斜方輝石が伴われ、微量に単斜輝石や燐灰石が含まれる。これに対比可能な火山灰層はこれまでに知られていない。

**Ma8 層基底～Ma9 直下**

・ K1-254 火山灰層

Ma8 層の下部含まれるが、風化が著しく分析が困難である。本論では対比を検討する対象とはしない。

・ K1-251 火山灰層

Ma8 層の下部に挟在される、灰色のシルト～細粒砂サイズの火山灰層である。主成分は火山ガラスと長石で、火山ガラスの形状は多孔質型、屈折率は  $n=1.520-1.525$ 、重鉱物は角閃石、斜方輝石が多く、単斜輝石、不透明鉱物が伴われる。これに対比可能な火山灰層はこれまでに知られていない。

・ HA96 火山灰層, TS219 火山灰層, K1-245 火山灰層, K3-195 火山灰層

HA96 火山灰層は非海成シルト層に、TS219 火山灰層は Ma8 層中に挟在される砂層の直下に、K1-245 層は Ma8 層の中部に、K3-195 層は非海成砂層に挟在されている。灰～白色、中～粗粒砂サイズの結晶質火山灰層で、1mm 程度の角閃石を多く含む。コアによっては 1mm 程度の軽石を含むものもある。火山ガラスは含まれている場合と含まれていない場合があるが、中間型～多孔質型で、屈折率は  $n=1.511-1.518$ 、重鉱物は角閃石が主体で不透明鉱物、斜方輝石を伴い、燐灰石や黒雲母を微量に含むこともある。カスリ火山灰層（市原ほか, 1966 ; Yoshikawa, 1984）に同定されることが追認される。

・ K1-223 火山灰層

黄白～淡桃色シルト～細粒砂サイズのガラス質火山灰層である。火山ガラスの形態は中間～扁平型、屈折率は  $n=1.503-1.506$ 、重鉱物は角閃石が主で斜方輝石、不透明鉱物、単

斜輝石を伴い、ジルコン、燐灰石を微量含む。港島 I 火山灰層（宮川ほか，1996）に対比されることが追認される。

#### 4. 今後の課題と問題点

対比を検討する上で、問題となった点を下位の層準から順に述べる。

Ma0~Ma1 層準（図 3）には、主に斜長石と多孔質火山ガラスからなり、その屈折率が  $n=1.499-1.501$  の範囲に収まり、重鉱物組成は角閃石が主体で不透明鉱物、黒雲母、斜方輝石、燐灰石を伴い、肉眼的には 1mm 程度の軽石が見られることがある、という非常によく似た性質の火山灰層が複数枚存在する。Ma0 層中のこれらの火山灰層は、イエロー火山灰層とされてきたが、海成粘土中において挟在される位置に規則性がほとんど見られない上に、個性に乏しく 1 枚 1 枚を対比するには至らなかった。角閃石の種類（緑色角閃石、褐色角閃石、酸化角閃石、カミングトン閃石）の識別をして量比を求めること、不透明鉱物を反射光で観察して磁鉄鉱なのかチタン鉄鉱なのか区別すること、高温型石英の有無など、偏光顕微鏡下で識別をすることができないか、試行する必要があると考えられる。

YU240 火山灰層、OT161 火山灰層、K1-610 火山灰層、K3-l 火山灰層、K4-e 火山灰層は、イエロー火山灰層とよく類似した層相を示す火山灰層であるが、Ma0.5 層付近に挟在されるために、層準上明確に区別される（図 3）。この火山灰層について、各々のコアでその上下の層相の確認を改めて行う必要がある。K1-610 火山灰層は Ma0.5 層下底の 2m 下位に、K4-e 火山灰層は非海成層中に挟在されている（関西地盤情報活用協議会，1998；吉川ほか，2000；小林ほか，2001）とされている。岩相と火山灰層の斜交は、堆積盆の中の位置の違いによって起こり得る。Ma0.5 層を形成した小規模な海進の同時間性を検討するために、層相の再確認を行う必要がある。

Ma1 層、Ma1.3 層、Ma1.5 層、Ma1.7 層と火山灰層の関係が明らかにされた。Ma1 層と Ma1.3 層の間にピンク火山灰層と光明池Ⅱ火山灰層が存在し、Ma1.7 層内もしくは基底部に光明池Ⅳ火山灰層が挟在されることが、吉川ほか(1998)で指摘されてきたが、阪神地域でも普遍的な関係であることが確実になった。また、本論文で層序を整理したことにより光明池Ⅲ火山灰層が Ma1.7 層の下位に挟在されることが明確になった（図 3）。K1 コア、K3 コアでは Ma1.7 層の存在が確認されていないので、改めて層相の確認をする必要がある。

丘陵部の層序では Ma2 層中には山田 0 火山灰層（大阪層群最下部団研，1992）、山田Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ火山灰層が挟在されていることが知られているが、今回検討したコアの中では山田 0 火山灰層が見いだされていない。また、山田Ⅰ火山灰層が K3-h 火山灰層として見いだされているが、他のコアでは発見されていない。OT コア、YU コアから山田Ⅰ火山灰層が見いだされないことから、当時の上町上昇帯は標高が高く、海進が及んだ時期が遅かった可能性が考えられる。

山田Ⅲ火山灰層の 1~2m 上位の火山灰層（K1-486 火山灰層、K3-f 火山灰層）は、山田Ⅲ火山灰層に岩石記載学的性質が非常によく似ている上に、山田Ⅲ火山灰層よりも細粒である。山田Ⅲ火山灰層の再堆積物の可能性が否定しきれないので注意が必要である。

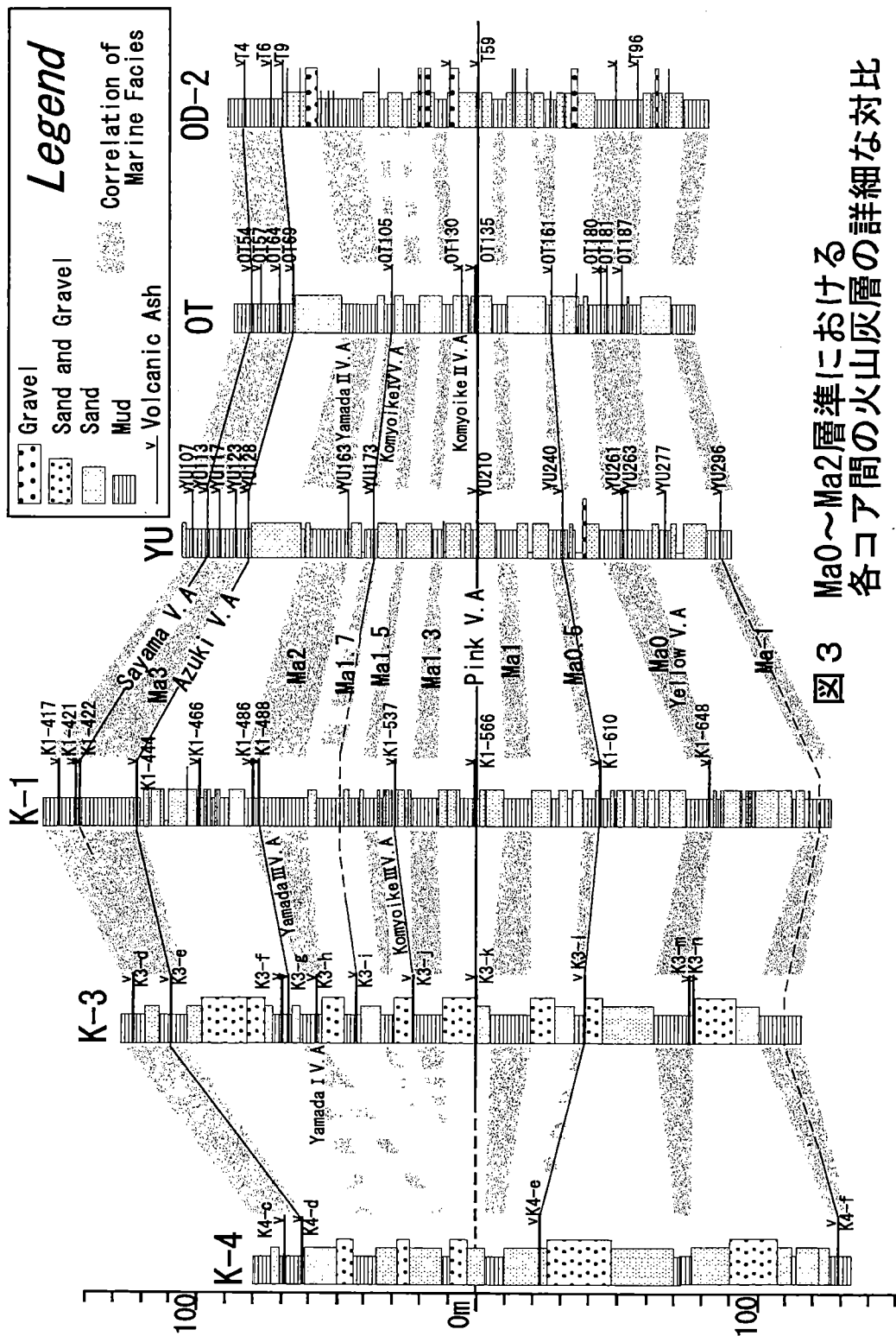


図3 Ma0~Ma2層準における  
各コア間の火山灰層の詳細な対比

狭山火山灰層は丘陵部で編まれた標準層序では Ma3 層の直上の非海成層中に挟在されるとされていた。しかし、現在における地下、すなわち堆積盆のより中央部では、Ma3 層の上部に挟在されることが普遍的であるといえる。また、狭山火山灰層の 1~2m 上位には、未命名の K1-421 火山灰層、K3-d 火山灰層がある。この火山灰層は火山ガラスの屈折率で狭山火山灰層との区別が容易であり、他のコアでも狭山火山灰層とセットで見いだされる可能性がある。

Ma3 層における最上位の火山灰層 (YU107 火山灰層, K1-417 火山灰層) は、火山ガラスの屈折率が  $n=1.506-1.525$  と幅が広く高いことが共通の特徴である。しかし、重鉱物組成では YU107 火山灰層では斜方輝石が優勢であるのに対し、K1-417 火山灰層では磷灰石が優勢であり、再確認が必要であると考ええる。また、火山ガラスが高屈折率であることを根拠に、狭山火山灰層に誤って対比されていた可能性がある。

Ma4 層の上位の今熊Ⅱ火山灰層に対比された K1-378 火山灰層直上の K1-377 火山灰層は厚さが 11cm と、厚さ 1cm の K1-378 火山灰層よりもずっと厚い。しかし、記載岩石学的性質は類似しているため、再堆積物の可能性があり、K1-377 火山灰層の扱いには注意が必要である。

Ma6 層中の未命名火山灰層、YU50 火山灰層と、YU49・HA158 火山灰層は、丘陵部では見いだされていない火山灰層である。丘陵部では Ma6 層中に地獄谷火山灰層 (大阪層群最下部団研, 1992) が知られているが、コアから見いだされたこれらの火山灰層との層序関係は不明である。

サクラ火山灰層はボーリングコアから見いだされることは非常に希にである。また、その層位も Ma7 層の直下の非海成層中 (HA143 火山灰層) であったり、Ma7 層の下底近く (K3-b 火山灰層) であったりする。ちょうど海進期の只中に降灰した可能性がある。また、Ma7 層中部から見いだされた、HA138・K1-285 火山灰層は、分析値からはサクラ火山灰層と明確に区別できるが、肉眼的な層相と層序からサクラ火山灰層と誤って対比されていた可能性がある。

カスリ火山灰層は従来の研究では Ma8 層下位もしくは下底付近に存在するとされてきた (市原編, 1993 にて総括)。しかし、より堆積盆の中央に近い平野地下のコアからは Ma8 層中から見いだされることが多い。津守コアにおいては Ma8 中部に挟在される砂層の直下に、K1 コアでは Ma8 層の中部に挟在される。丘陵部での層序と異なることが何を意味するのか今後検討の必要がある。

また、十分な試料が得られない、風化が著しく分析に耐えないなどの事情がある火山灰層でない限り、同水準のデータを揃える必要がある (特に、YU304 火山灰層、YU296 火山灰層、YU277 火山灰層、YU113 火山灰層)。

## 5. まとめ

大阪層群下部の Ma-1 層直下から Ma9 層直下の層準において、分析データに基づいて火山灰層の対比を行った (図 4)。Ma-1 直下の YU304 火山灰層、Ma-1 層中部の YU296・K4-f 火山灰層、Ma0 層の下位の YU277 火山灰層、Ma0.5 層の YU240・OT161・K1-610・

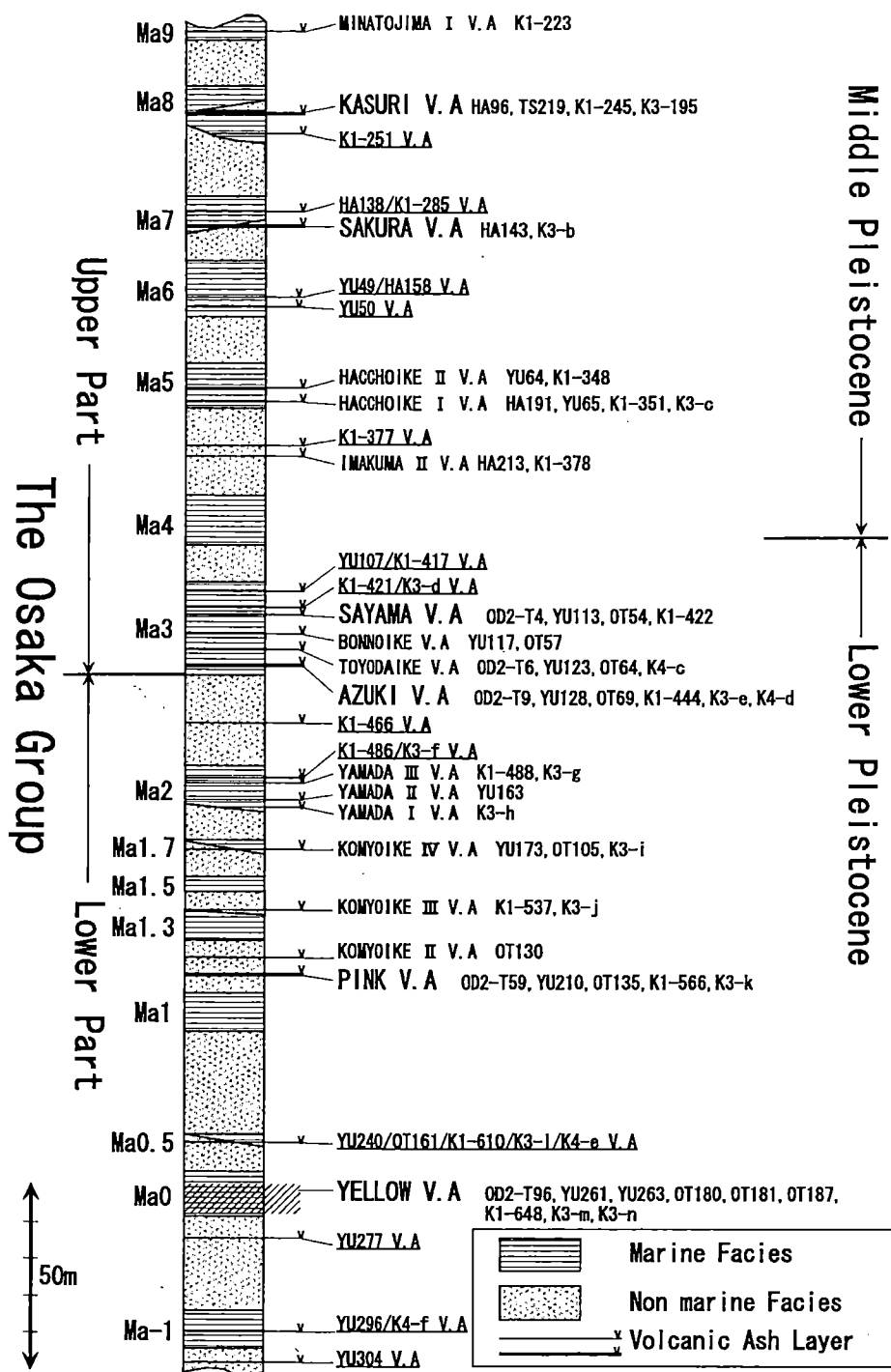


図4 大阪平野北部の深層ボーリングコアの総合柱状図

柱状図には岩相層序の概要と火山灰層序が表現されている。  
アンダーラインの付いている火山灰層名はボーリングコア中から見いだされ、対比を検討したものである。

K3-l・K4-e 火山灰層, Ma2 層上部の K1-486・K3-f 火山灰層, Ma2 層と Ma3 層の間の K1-446 火山灰層, Ma3 層上部の K1-421・K3-d 火山灰層, YU107・K1-417 火山灰層, Ma4 層と Ma5 層の間の K1-377 火山灰層, Ma6 層に挟在される YU50 火山灰層, YU49・HA158 火山灰層, Ma7 層中部の YU49・HA158 火山灰層, Ma8 層下部の K1-251 火山灰層は, 丘陵地の標準的な火山灰層序には認められない火山灰層である。

Ma1 層と新たに発見された Ma1.3 層の間にはピンク火山灰層と光明池Ⅱ火山灰層が, Ma1.3 層と Ma1.5 層の間には光明池Ⅲ火山灰層が, Ma1.7 層には光明池Ⅳ火山灰層がそれぞれ挟在されることが明らかになり, 新たに発見された海成粘土層と既知の火山灰層の層序が明らかになった。

Ma0 層に挟在されるイエロー火山灰層は, 少なくとも 3 層は存在するが, 特徴をさらに詳しく調べ, 一層毎に識別ができるようにする必要がある。

### 謝辞

大阪市立大の熊井久雄教授, 吉川周作助教授, 三田村宗樹助教授には常日頃から手厚くご指導いただいている。特に本稿を作成するにあたって吉川周作助教授には対比案の検討に際して, 多大な助言をいただいた。大阪市大の大学院生, 本郷美佐緒氏, 片岡香子氏, 松江実千代氏には素案を見て様々なご意見をいただいた。心より御礼申し上げます。最後に, 精密コア対比研究会には本稿を執筆する機会を与えていただいたことに感謝いたします。

### 引用文献

- Ikebe N, Iwamatsu J and Takenaka J(1970) Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. Jour Geosci Osaka City Univ,13,39-98
- 市原実・藤田和夫・森下晶・中世古幸次郎(1955) 千里山丘陵—大阪層群の研究(その1). 地質学雑誌, 61,433-441
- 市原実(1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, 49,16-25
- 市原実・横山卓雄・石田志郎(1966) 満池谷累層について. 第四紀研究, 5,65-72
- 市原実 編(1993) 大阪層群. 創元社, 340p
- 関西地盤情報活用協議会(1998) 新関西地盤—神戸および阪神間—. 関西地盤情報活用協議会, 270P
- 小林岳・三田村宗樹・吉川周作(2001) 深層ボーリングコアからみた神戸地域第四系の岩相変化と堆積速度. 地球科学,55,131-143
- 光明池団体研究グループ(1971) 光明池周辺の大阪層群. 地球科学,25,201-210
- 宮川ちひろ・吉川周作・池田善孝(1996) 神戸市中央区港島ポートアイランド, ボーリングコアの中・上部更新統火山灰層序. 地球科学,50,6,456-465
- 三田村宗樹・吉川周作・石井陽子・貝戸俊一・長橋良隆(1998) 大阪平野 OD ボーリングコアの岩相. 大阪市立自然史博物館研究報告,52,1-19
- Ogura H, Yoshikawa S and Kitani K(1992) Middle to Late Pleistocene

Tephrostratigraphy of the 200-meter core Sample from North Osaka Bay, Japan.

Jour Geosci Osaka City Univ,35,1-12

小倉博之・吉川周作・此松昌彦・木谷幹一・三田村宗樹・石井久夫(1992) 大阪府, 上町台地南部の台地構成層と地形面の形成時期. 第四紀研究,31,179-185

大阪市文化財協会(1998) 大阪市住吉区山之内遺跡発掘調査報告書. 大阪市文化財協会

大阪層群研究グループ(1951) 大阪層群とそれに関連する新生代層. 地球科学,6,13-24

大阪層群最下部団体研究グループ(1992) 大阪層群中の「不整合」についてー松尾丘陵北部の大阪層群ー. 地球科学,46,209-220

吉川周作(1973) 大阪南東部の大阪層群. 地質学雑誌,79,1,33-4

吉川周作(1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌,82,497-5155

吉川周作(1981) 堆積物中の火山ガラスの研究ー大阪平野の更新ー完新統について. 第四紀研究,20,2,75-87

Yoshikawa,S(1984) Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups,Kinki District,Jpn. J.Geosci,Osaka City Univ,27,1-40

吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和(1986) 近畿地方中部に分布する後期更新世～完新世の火山灰層について. 地球科学,40,1,18-38

吉川周作・中川康一・川辺孝幸・古谷正和・大四雅弘(1987) 大阪市深層ボーリング OD-2, OD-1 コアの再検討. 地質学雑誌,93,635-665

吉川周作・小倉博之・福西佐代(1993) 大阪平野地下の中・上部更新統火山灰層序. 地質学雑誌,99,467-478

吉川周作・井内美郎(1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学,45,81-100

吉川周作・樽野博幸(1992) 大阪平野の中位段丘層と火山灰層. 第四紀,24,61-67

吉川周作・佃栄吉・三田村宗樹・中川康一・水野清秀・東脇愛子・片岡香子・高橋誠(1997) 大阪市天王寺区夕陽丘 600m ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質調査所月報,48,661-672

吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好規・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子(1998) 大阪市津守, 大手前, 浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質学雑誌,104,7,462-474

吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一(2000) 神戸市東灘 1700m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究,39,505-520

## 大阪層群上部各層の花粉化石による識別

古谷 正和 （川崎地質株式会社）

### 1. はじめに

花粉化石の研究（花粉分析）は，層序，植生の推定などの目的に使われるが，1 地点の花粉化石組成や変化には種々の偏りがある。堆積盆地内の同一層について，異なる複数の地点に共通する花粉化石組成・変化の特徴が確認された時，はじめてその特徴は地層（時代）を代表し得ると判断される。共通の特徴は，地層の識別や対比など層序学的手法として応用することができる。

鮮新・更新統を対象にはじめて「花粉層序」を試みたのは，嶋倉（1956）である。1965 年頃以降ボーリングコアの花粉化石研究も行われるようになり，1980 年以降は建設分野や活断層調査にも応用されている。

現在，コアから層序学的情報を得て地層を識別区分し，地下地質構造を解明する社会的要求は，実業の分野においても非常に高く，今後ますます重要度は増すと考えられ，要求に応ずる精度や信頼度の向上が欠かせない。

小論では，大阪層群上部の海成層を対象として，多数の地点での検討を積み重ねる中で明らかになってきた諸点を踏まえて，花粉化石の層序学的应用の例を示し，識別基準の現状を紹介するとともに，大阪層群にまつわる一・二の問題を考察する。

### 2. 原理と方法上の問題点

#### 2.1 花粉化石による地層の識別・対比

##### 2.1.1 基本的な原理

花粉化石を使って地層の識別・対比を行う原理は以下の通りである。

更新世における地球規模の気候変動は，地域の植生変化をもたらし，その変化は地層中の花粉化石組成に反映する。いっぽうで，相対的温暖期には海水面が上昇し，大阪湾堆積盆地などの内陸の陸成層中に海成層を残す。したがって，海成層中の花粉化石は各温暖期における，「気温上昇イベント」→「気温最高イベント」→「気温下降イベント」それぞれの植生の状況と変化を記録していると見なされ，表 2.1 のようにまとめることができる。

表 2.1 1 層の海成層の層相と花粉化石の関係

| 時間 | 気温の変化  | 地層（海成層） | 低地の植生（花粉化石の例） |
|----|--------|---------|---------------|
| ↑  | 下降イベント | 海退相（上部） | 冷化相（暖温帯→冷温帯）  |
| ↑  | 最高イベント | 極盛相（中部） | 最高温暖相（暖温帯）    |
| ↑  | 上昇イベント | 海進相（下部） | 暖化相（冷温帯→暖温帯）  |

このような気温・植生の変化の中で，各海成層を識別するための指標は以下のような点である。

- 1) 最高温暖相の状況：海成層の中部付近に温暖期を示す花粉化石が検出される。例えば，カシ類（アカガシ亜属）やシイ類（シイノキ属）などの暖温帯植生要素が樹木花粉化石の 50% 以上を示す場合もあれば，ブナやナラ類（コナラ亜属）などの冷温帯植生要素が主体で，暖温帯要素は数%しか出ない場合もある。これは気温上昇の程度が「最高イベント」にお

いてどの程度であったかを示していると考えられ、各海成層固有の特徴である。

- 2) 「暖化相」もしくは「冷化相」の状況：海成層の下部や上部の花粉化石組成は「最高温暖相」に比べると冷温帯要素が卓越することが多いが、その際の花粉化石の種類や移り変わりの様相は、同じパターンの繰り返しではなく、海成層ごとに異なる。例えば、「暖化相」においてはブナが卓越し、「冷化相」ではスギやコウヤマキが卓越する場合や、「冷化相」ではトウヒなど亜寒帯要素が急に現われる場合もある。これは気温変化の速度や乾湿（降雨）条件が複合的に植生に影響した結果であると考えられ、海成層を識別する際の指標となる。
- 3) 植生構成の時代的变化：大阪層群下部から上部にかけて、時代指標となりうる花粉化石は、スギ以外のスギ科（メタセコイアと推定）、大型トウヒ属（コウリバトウヒと推定）、小型サワグルミ属（シキシマサワグルミと推定）、フウ属などである。このほかツガ属、ゴヨウマツ亜属、トガサワラ属、ブナ属、コナラ亜属などの出現状況も時代的に変化しているとみられる。これは、更新世において植生そのものの種構成が変化したのではないかと考える材料であるが、2) の気候条件とも兼ねあっているため分離することは難しい。この時代的变化は地層の大づかみな区分をする際に指標となる。

### 2.1.2 花粉化石利用上の注意すべき問題

花粉化石によって海成層を識別・対比しようとする際に注意すべきいくつかの問題がある。

#### 1) 海成層の堆積・分布状況

大阪湾のような内陸盆地の周辺部において、海進相から海退相までのすべてが1層の海成層に完全に保存されていることはまれである。海成層の堆積前の地形には凹凸があり、山の部分では海進相が欠如し、海退相が礫などの粗粒堆積物に移化し、侵食によって海退相や極盛相の地層が削剥されてしまう場合も多い。したがって、異なる地点間の対比を行なう場合、同一層であっても、花粉化石組成は1対1の対応をするのではなく、種々のずれやくい違いがある。

#### 2) 後背地の植生と植生の地域差

大阪湾を例にとると、周辺後背地に分布する植生は、現在でも暖温帯から亜寒帯にまでおよんでいる。湾内の地層に含まれる花粉化石は後背地から流入した異地性化石の混合したものである。陸上の植生変化の中でその時々にも最も広い面積を占めた種類が花粉化石の中で卓越するが、異なる植生帯の種類が混在することはむしろ当然であって、その量比関係や変化から陸上の複数の植生帯状況を推定しながら、花粉化石データを理解するべきである。

#### 3) 花粉化石の不均質性

湾内に流入した堆積物粒子は沿岸流や対流によって移動を繰り返すため花粉化石も均一化される。花粉化石が同じ海成層で近似の組成と変化を示すのは、この均一化が進んでいるからである。しかし、海成層の末端部や海進相の初め部分、海退相の最後の部分などは堆積状況が不安定で、均一化が十分およばないために、花粉化石も原地性のものが多くなり、局部的種類が強調される傾向があり、対比指標としては使えない。さらに、砂分や礫分を多く含む堆積物は粒径淘汰などの影響によって、極端に偏った花粉化石組成を示すことが多い。

以上のような諸点から、1地点の花粉化石情報には欠落や偏りがあると考えるべきであり、層序区分の基準を確立するに当たっては、複数地点の花粉化石情報を補完・総合しながら、一般性の高い花粉化石組成の特徴をまとめなければならない。

## 2.2 花粉化石抽出処理上の問題

花粉化石調査は、誰が行っても同じ結果が出ると考えられがちであるが、残念ながら必ずしもそうではない。試験者によって結果に差を生ずる原因の一つは花粉化石をコア試料から抽出する際の処理方法の問題であり、もう一つは顕微鏡による鑑定の方法と鑑定基準の問題である。後者の問題は化石種を含めた花粉形態に関する内容となるので省略するが、例えば、マツ属を複維管束亜属（ニヨウマツ類）と単維管束亜属（ゴヨウマツ類）に分けて鑑定していないような情報は利用できない。

花粉化石抽出処理は、①泥化・分散処理、②コロイド除去処理、③花粉化石の濃縮処理、④珪酸塩物質除去処理、⑤脱水・封入処理の過程に分かれる。これらの中で、処理の再現性を低下させるのは、①の分散の不十分さ、②のコロイド除去の不十分さ、③の濃縮時の偏りなどがある。

①～③の問題は密接に関連していて、分散がうまくいっていない試料は、コロイド除去が十分できず、濃縮にも偏りが起って、結果がバラつくことになる。

コロイド除去は現在でも多くの場合傾斜法が使われているが、これだけでは粘土サイズ粒子とシルトサイズ粒子を完全に分離することはできない。そのために重液分離による濃縮処理段階で見かけ比重が大きくなり、不規則的に凝集現象が起って結果にバラつきが生ずる原因となる。

コロイドを正確かつ迅速に除去する方法が図2.1に示す振動マイクロフィルターである。本法は、印刷に用いる綾織のテトロン繊維布膜（開口径  $2\mu\text{m}$ ）に毎秒 3000 回、振幅 2～3mm の振動を与えて、正確にコロイドを除去する。このフィルターによって、残った試料はシルトサイズ粒子だけとなり、重液による濃縮処理の再現性も飛躍的に高くなる。振動マイクロフィルターは、正しい手順で使えば誰にでも扱うことができる。

この方法を導入した結果、1971 年以降筆者の花粉化石ダイアグラムの各種類は以前に比べてずっと滑らかで有意な変化を表すようになり、同一試料を何度処理してもほぼ同じ結果を出せるようになって、海成層の識別・対比を本格的に行えるようになった。

花粉化石の抽出処理は現在でも、塩酸による分散と重液分離を組み合わせたような簡易な処理法が多々見受けられる。このような場合、結果の議論・考察以前の問題として、処理の再現性という点からの吟味が必要であろうと思われる。

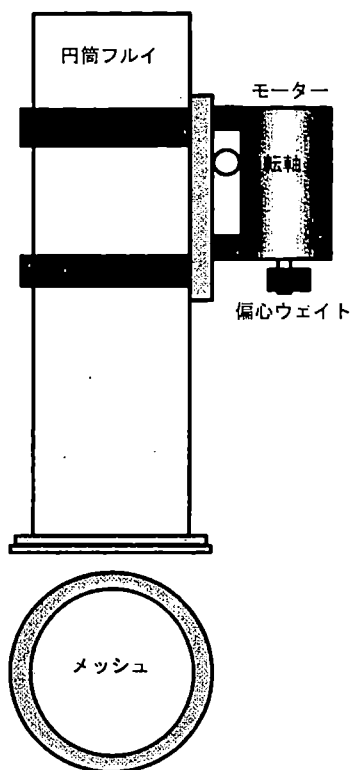


図 2.1 振動マイクロフィルター

### 3. 大阪層群海成粘土層の花粉化石

海成層別に花粉化石の組成ならびに層内の組成変化の特徴を列記する。

文中ならびに図中の花粉化石種類の記述は、簡略化のため下記の略号を用いる。

マツ属複維管束亜属：D p

マツ属単維管束亜属：H p

トウヒ属：P c

コウリバトウ属：P c p

ツガ属：T s

トガサワラ属：P s

コウヤマキ属; S c  
スギ科 (スギ属を除く); T a x  
ハンノキ属; A l  
コナラ亜属; Q r  
ヤマモモ属; M y r  
シキシマサワグルミ属; P p

スギ属; C r  
イヌマキ属; P o d  
アカガシ亜属; C y c  
ブナ属; F g  
シイノキ属; C s t  
フウ属; L i q

### 3.1 Ma1層～Ma2層

大阪府南部海域のMa1層～Ma2層の例を図3.1に示す。

Ma1層からMa2層にかけての花粉化石組成は、Dp, Qr, Fgを主構成タクサとする。Ma3層およびそれより上位の海成層と最も大きく異なる点は、Taxの一定の出現が認められることである。

Tax (TAXODIACEAE: スギ科 (スギを除く)) は、Crに比べて花粉球体の直径が小さいこと、花粉膜 (内膜と外膜) が薄いこと、凸状突起 (パピラ) の形状が異なることなどでCrと区別され、*Metasequoia*, *Taxodium* がこれに該当する。大型植物遺体の産出状況との関係から

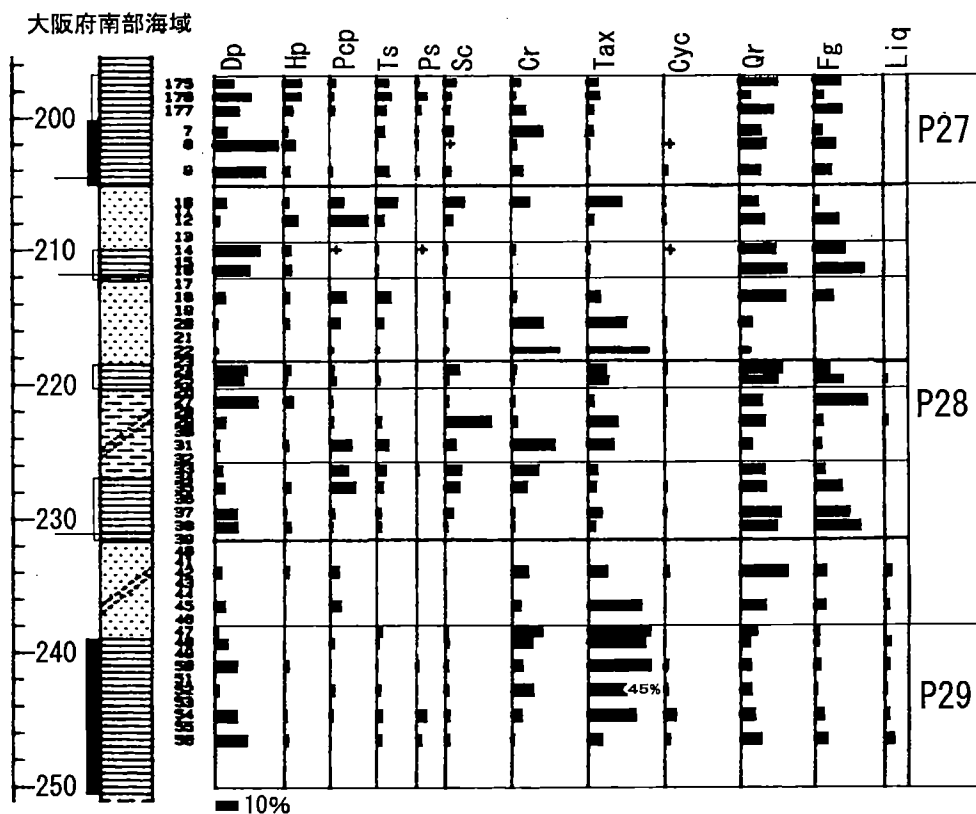


図 3.1 大阪府南部海域のMa1層～Ma2層の花粉化石組成・変化例

みると、Ma1層からMa2層にかけてのTaxは*Metasequoia*であろうと判断される。Tai (1973) はこれらの点から、Ma3層下限より下位の大坂層群を「メタセコイア帯」とした。

Tax以外に、*Picea polita* (ハリモミ) に類似の形態を示し、翼を含めた長径が120 $\mu$ 程度の大型*Picea*が出現する。これは大型植物遺体の産出状況との関係からみると*Picea koribai* (コウリバトウヒ: Pcp) と判断される。PcpはMa1層からMa2層にかけてほぼ連続的に出現するが、Ma3層およびそれより上位の海成層からはわずかな例を除いて検出されない。

#### 3.1.1 Ma1層(P29帯)

Ma1層の中部にCycの小さな出現ピークがあり、Ma1層はこれに対応する温暖期に堆積したことが推定される。このときTaxも増加する。

Ma1層の下部のQrとFgは、上位に向かって(温暖化が進むにつれて)減少傾向を示す。これらの点から、現在と同じくFgやQrは冷温帯域の種由来の花粉であり、*Matsequoia*はむしろ現在の間温帯(モミ・ツガ林帯)もしくは暖温帯に位置していたことが類推される。Ma1層の上部はTax、Crの出現率が高い。

#### 3.1.2 Ma1層とMa2層の間の地層

Ma1層とMa2層の間には少なくとも3層の汽水成層が挟在される。これらがMa1.5層などと呼ばれているものに相当するようである。各々の汽水成層にはMa1層ほどではないがCycが出現しており、この間断的に気候が温暖化したことが推定される。

#### 3.1.3 Ma2層(P27帯)

Ma2層は下部が海成、上部が汽水成となっている。Ma1層とMa2層の間の地層に比べるとTaxの出現率は低くなるがDp、Qr、Fgが主構成タクサであることは類似している。Pcpの出現も認められる。Ma1層と異なる点は、相対的にQrとFgの出現率がMa2層の方が高く、Taxの出現率は低いことである。

### 3.2 Ma3層(P25帯)

大阪府南部海域と沿岸部のMa3層の例を図3.2に示す。両地点ともにアズキ火山灰層を挟んでいる。

Ma3層の花粉化石組成は、Dp、Qr、Fgを主構成タクサとし、さらにSc、Cycも高い出現率を示す。

Ma3層の花粉化石組成がMa1層からMa2層にかけてのそれと最も異なる点は、Taxの出現が認められなくなることである。Pcpの出現も認められない。また、断続的ではあるが、*Pterocarya rhoifolia* (サワグルミ) より小型でポア数の少ない*Pterocarya*の出現が認められ、大型植物遺体の産出状況との関係からみると、これは*Pterocarya paliurus* (シキシマサワグルミ: Pp) ではないかと推定される。

Ma3層のアズキ火山灰層よりやや上位にCycの出現ピーク(b亜帯)があり、Ma1層やMa2層、あるいはMa4層やMa5層に比べてCycの出現率が高い。これはMa3層がその上下の海成層に比べて気温上昇が顕著な温暖期に対応した海水面上昇期の地層であることを物語っており、Ma3層が大阪湾および周辺地域で分布の連続性がよく、層序のキーマーカーであることの背景になっている。Ma3層内での花粉化石組成の変遷は以下の通りである。

- ① Fg、Qrが卓越(a亜帯)
- ② Cycが卓越(b亜帯)
- ③ Fg、Scが卓越(c亜帯)

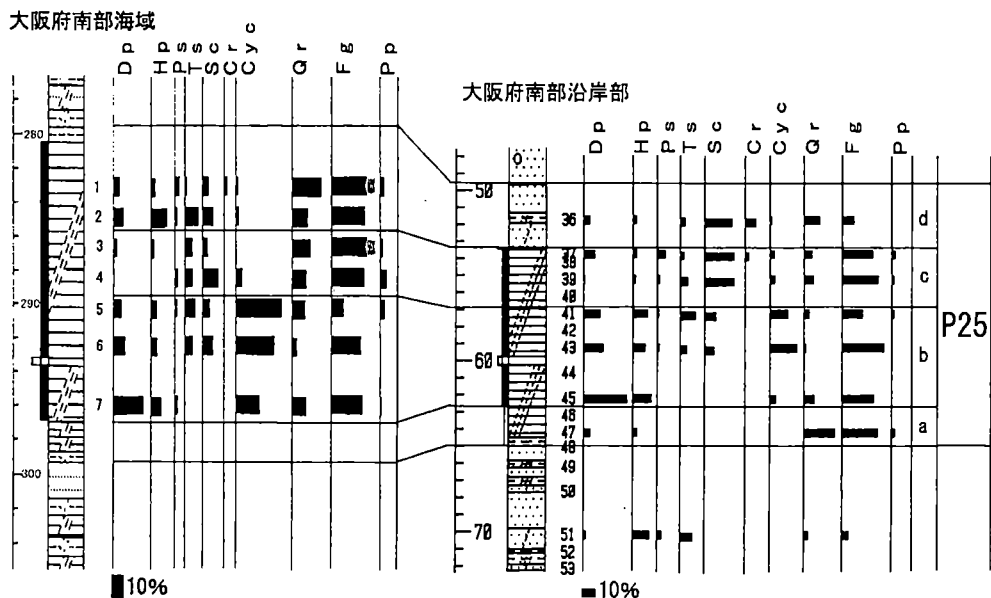


図 3.2 大阪府南部海域と沿岸部のMa 3 層の主要花粉化石組成・変化と対応

④ Fg, Qr が卓越 (d 亜帯)

Ma 3 層にはもうひとつ注目すべき花粉化石組成上の特徴がある。それはCy c が高い出現率を示し気候の温暖化が起った時に、Hp (*Haploxylon*) の出現率も相対的に高くなることである。

*Pinus* sugen. *Haploxylon* に属する種には、亜寒帯域のハイマツや冷温帯域のチョウセンゴヨウ、ゴヨウマツなどと、暖温帯域のアマミゴヨウなどがある。

過去の花粉化石や大型植物遺体の研究では、寒冷期におけるゴヨウマツ属の出現が注目されていた。しかし、Ma 3 層のb 亜帯に出現するHp は、暖温帯要素の増加と対応し、冷温帯要素が増加する時には減少の傾向を示しており、この花粉を供給した母種は暖温帯域のゴヨウマツ類 (例えばアマミゴヨウ) であろうと考えるべきである。

この現象はMa 3 層だけでなく、後述のようにMa 4 層からMa 10 層にわたって共通しているので、大阪層群上部全体の特徴として位置付けるべきであり、Furutani M.(1989)は、大阪層群上部を「ブナ帯」ではなく「ゴヨウマツ帯」と呼ぶことを提案した。

### 3.3 Ma4 層～Ma5 層

Ma 4 層とMa 5 層は、他の海成層に比べて花粉化石資料がまだ少ない。

大阪府南部海域と大阪府中央部のMa 4 層～Ma 5 層の例を図 3.3 に示す。大阪府中央部のMa 5 層は八町池火山灰層 I・II を挟在している。

Ma 4 層～Ma 5 層の花粉化石組成は、Dp, Qr, Fg を主構成タクサとし、さらにHp, Sc も高い出現率を示す。Qr が主構成タクサであるのはMa 5 層までであり、それより上位の海成層にはほとんど出現しなくなる。この点は大阪層群上部層を 2 分する場合の指標として利用できる。Ma 4 層～Ma 5 層のCy c はMa 3 層より出現率が低く、特にMa 5 層にはわずかし

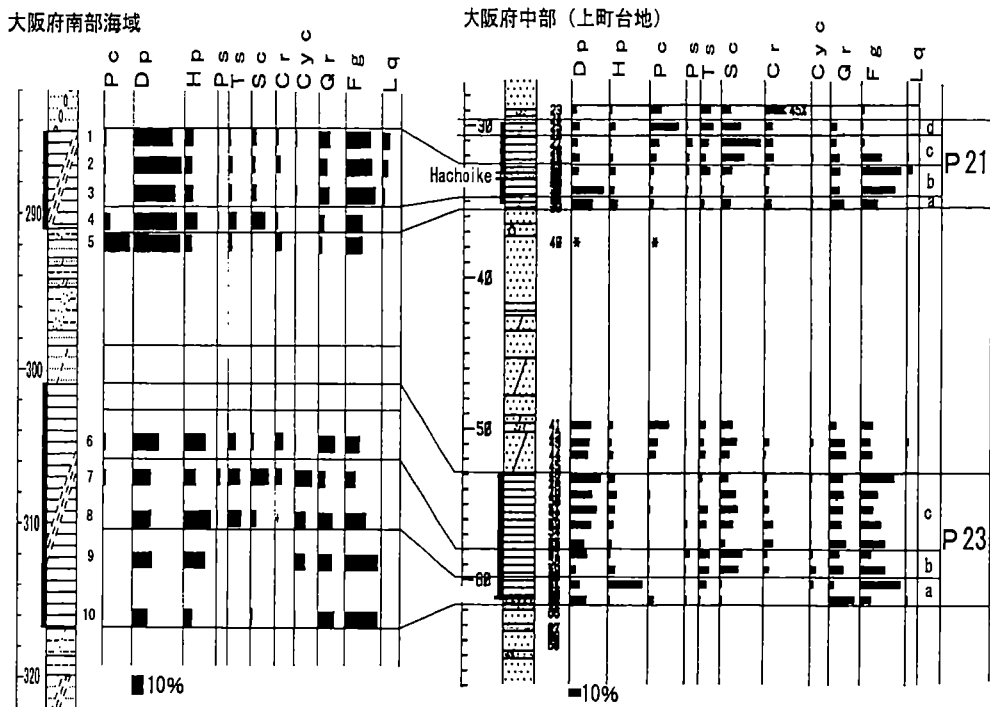


図 3.3 大阪府南部海域と大阪府中央部のMa4～Ma5層の主要花粉化石組成・変化と対応

現しない。

L i q (*Liquidambar*) は近畿地方において花粉化石、大型植物遺体ともにMa3層より上位のからは発見されていなかったことから、大阪層群下部層と上部層を分ける指標のひとつとされてきたが、Ma4層およびMa5層、更に後述のようにMa9層まで存在が確認される。ただし、種は不明である。

### 3.3.1 Ma4層(P23帯)

Ma4層の中部にC y cの出現(b亜帯)が認められ、それに付随してH pとS cの出現率が高くなる。F gは同層内を通じて高い出現率を示し、Q rも同様の傾向を示す。C rの出現率は全体に低い。

Ma4層内での花粉化石組成の変遷は以下の通りである。

- ① F g, Q rが卓越(a亜帯)
- ② C y c出現とH pが卓越(b亜帯)
- ③ D p, F g, Q r, S cが卓越(c亜帯)

### 3.3.2 Ma5層(P21帯)

Ma5層におけるC y cの出現はごく微弱である。いっぽうP c (*Picea polita*型を除く)がほぼ連続的に出現するのは、大阪層群上部層の海成粘土層でMa5層だけであり、本層の識別指標として有効である。この点は、Ma5層堆積時期の気候が他の海成層堆積時期に比べて相対的に冷涼であったことを物語っている。C y cの出現層準にL i qの出現が認められる。

Ma5層内での花粉化石組成の変遷は以下の通りである。

- ① D p, F gが卓越(a亜帯)

- ② F g が卓越 (b 亜帯)
- ③ C y c 出現と S c が卓越 (c 亜帯)
- ④ P c, T s, S c が卓越 (d 亜帯)

### 3.4 Ma6 層～Ma7 層

大阪府南部海域と沿岸部のMa6層とMa7層の例を図3.4に示す。

Ma6～Ma7層は、Hpの出現率がDpより高くなること、Qrの出現率がごく低くなることの2点でMa3層～Ma5層とは区別される。さらに、Crの出現率が下位の海成層より高い。

Ma6層とMa7層はよく似た花粉化石組成変化を示し、遠隔地点で1層のみの情報ではMa6層かMa7層か識別が困難な場合がある。いずれも中部から上部にかけてCycの出現ピークがあり、Cycの出現率は同一地点ではMa6層の方が高いことが多い。また、Cycの出現ピークの上位で、Ma6層ではTsやScが、Ma7層ではCrが高い出現率を示す。

Ma3層に出現が認められたPp (*Pterocarya paliurus* ではないかと推定) は、Ma6層とMa7層まで断続的に出現し、それより上位の海成層からは出現が認められないので、Ma3層～Ma7層とそれより上位の海成層を識別する場合の指標となりうる。

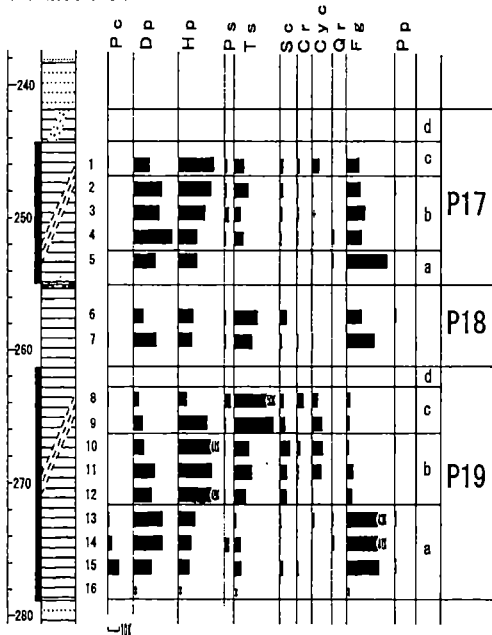
#### 3.4.1 Ma6 層(P19 帯)

Ma6層は下位より、Fg卓越→Hp卓越(Cycのピーク)→TsもしくはSc卓越へと明瞭な組成変化を示す。

Ma6層内での花粉化石組成の変遷は以下の通りである。

- ① F g, D p が卓越 (a 亜帯)

大阪府南部海域



大阪府南部沿岸部

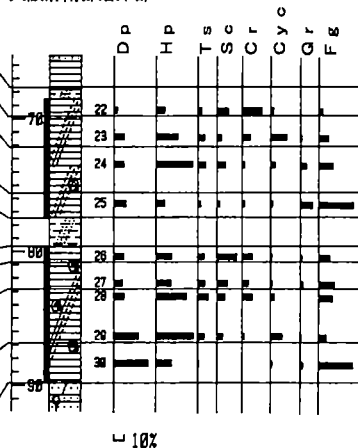


図 3.4 大阪府南部海域と沿岸部のMa6層～Ma7層の主要花粉化石組成・変化と対応

- ② Hpが卓越し, Cy cがピーク (b亜帯)
- ③ Tsが卓越 (c亜帯)
- ④ Sc, Crが卓越 (d亜帯)

### 3.4.2 Ma7層(P17帯)

Ma7層は下位より, Fg卓越→Hp卓越→Cy cのピーク→Cr卓越へと明瞭な組成変化を示す.

Ma7層内での花粉化石組成の変遷は以下の通りである.

- ① Fgが卓越 (a亜帯)
- ② Hpが卓越 (b亜帯)
- ③ Hpが卓越し, Cy cがピーク (c亜帯)
- ④ Crが卓越 (d亜帯)

### 3.5 Ma8層(P15帯)

従来, 平野地下や海底部においては, Ma7層とMa9層の間の層準は薄い汽水成の地層が挟まれる程度で, Ma8層は他の海成層に比べて分布が貧弱で花粉化石資料が少なかった.

兵庫県南部海域と大阪府沿岸部のMa8層の例を図3.5に示す. いずれもカスリ火山灰層を挟む.

Ma8層は, Crの出現率が高いこと, Cy cの出現率がごく低いこと, Psがほぼ連続的に出現することでMa6層・Ma7層と区別される. Hpは連続的に出現するが顕著な出現率変化を示さない.

Ma8層の全体像をとらえた兵庫県南部海域の資料によると, 本層は二度同じ花粉化石組成変化を繰り返している. つまり, Fg・Ts卓越→Cr卓越→再びFg・Ts卓越→Cr卓越の花粉化石組成変化を示す. その間, Fg卓越からCr卓越への転換部でCy cの出現が認められる. 大阪府南部沿岸部のMa8層では二度目の上部が欠如している.

Ma6層やMa7層はこうした組成変化が一度であることからすると, Ma8層は連続的な二度

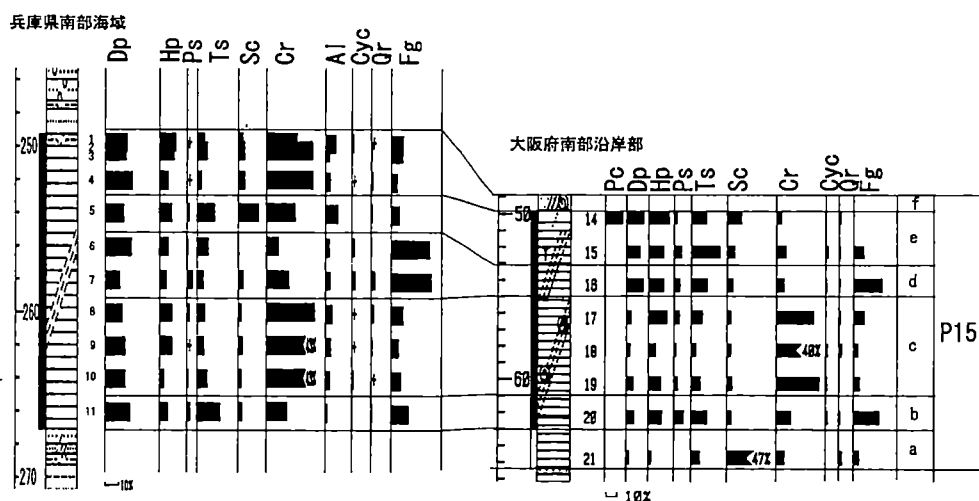


図 3.5 兵庫県南部海域と大阪府沿岸部のMa8層の主要花粉化石組成・変化と対応

にわたる気候の微弱な温暖化によってもたらされた海成層であろうと推定される。この点については後で考察する。

Ma 8 層内での花粉化石組成の変遷は以下の通りである。

- ① S c が卓越 (a 亜帯)
- ② F g, T s が卓越 (b 亜帯)
- ③ C r が卓越 (c 亜帯)
- ④ F g が卓越 (d 亜帯)
- ⑤ S c, T s が卓越 (e 亜帯)
- ⑥ C r が卓越 (f 亜帯)

### 3.6 Ma 9 層(P13 帯)

大阪府南部海域から兵庫県南部海域までの大阪湾沿岸部や内陸の平野地下には、OD-1 (深層ボーリング) のMa 9 層に対比される海成層が広く分布する。

しかし、これら地下のMa 9 層と丘陵地域の『Ma 9 層』(光明池団体研究グループ, 1971)とは、対比の根拠が乏しく、層序の問題を残している。

ここではまず地下のMa 9 層について述べ、対比問題は後に考察する。

兵庫県南部海域と大阪府沿岸部のMa 9 層の例を図 3.6 に示す。

Ma 9 層は大阪層群の海成層の中で、最も顕著な花粉化石組成の特徴を示す地層であり、層序ならびに気候と植生変遷の両面から注目すべきである。

Ma 9 層はH p が連続出現する点ではMa 6~Ma 8 層と共通の特徴を示す。Ma 9 層の最も重要な花粉化石組成の特徴は、C y c が他の海成層に比べて圧倒的に高い出現率を示すことである。

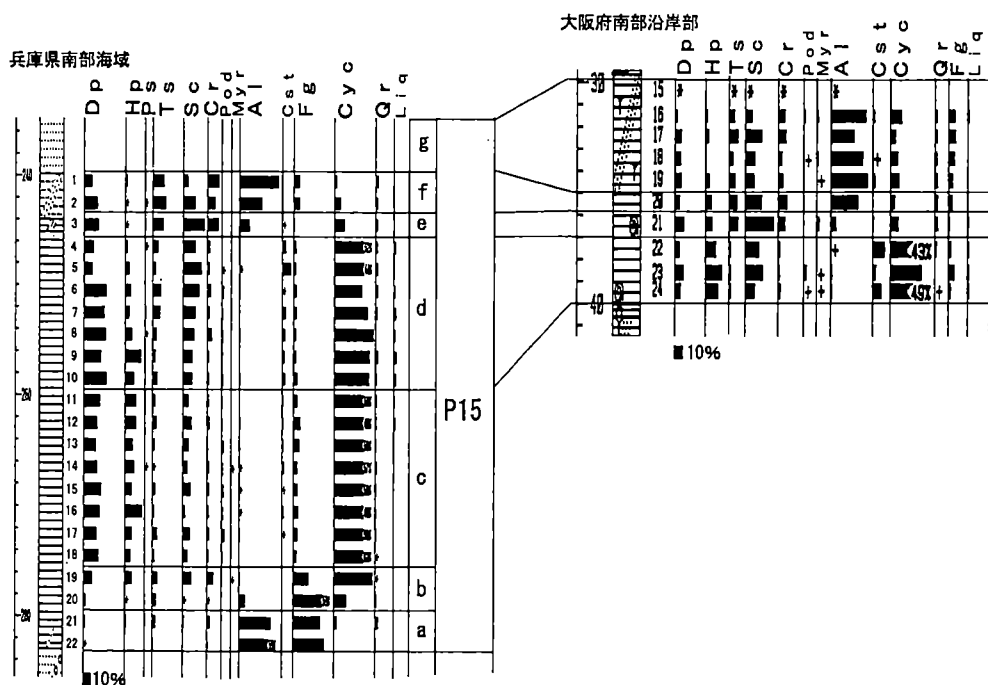


図 3.6 兵庫県南部海域と大阪府沿岸部のMa 9 層の主要花粉化石組成・変化と対応

これは当時の気候が他の海成層の堆積時期に比べて相対的に温暖であったことを物語り, Myr, Pod, Cstなどの暖温帯植生素も合わせて出現することがこれを裏付けている。

Ma9層の全体像をとらえた兵庫県南部海域の資料によると, Ma9層の花粉化石組成は, Fg・Al卓越→FgとCyc交代→Cyc卓越→CycとSc卓越→Al卓越と変化する。その間, Cyc卓越部においてPodとCstの連続的出現とMyrの出現が認められる。

Ma9層のCycの顕著な卓越と他の暖温帯植生素の連続的出現は, 完新統中部層に類似の状況が認められるのみである。

大阪府南部沿岸部のMa9層は下半部のCyc卓越層準が欠如し, 上半部のみが分布する。

Ma9層は顕著な気候温暖化によってもたらされた海成層であろうと推定される。

### 3.7 Ma10層(P11帯)

Ma10層もMa9層と同じく, OD-1のMa10層に対比される地下の海成層であって, 丘陵地域のMa10層(吉川, 1973)との海成層対比は根拠が乏しい。

兵庫県南部海域と大阪府南部海域のMa10層の例を図3.7に示す。

Ma10層はMa6層~Ma7層と類似の花粉組成・変化を示すが, Cycの出現率はMa6層~Ma7層より高く, Podの出現も認められる。Qrの出現率は, Ma7層~Ma9層間ではごく低い, Ma10層では再び花粉化石の主構成要素となる。Psの連続的出現もMa10層の特徴である。

Ma10層は, Al・Fg・Qr卓越→Fg・Qr卓越→FgとCycの交代→Dp・Hp・Cyc卓越→Ts・Cr卓越→Pc・Cr・Al卓越の花粉化石組成変化を示す。その間, HpがCycにやや先行して増加する。

大阪府南部海域のMa10層もほぼ対応する花粉化石組成・変化と特徴を示す。

Ma10層の花粉化石構成は, Ma3層からMa9層までのそれと異なり, Hpを伴う点を除けば, Dpの卓越, QrとCycの交代などの様相は, むしろMa12層や完新統に類似している。

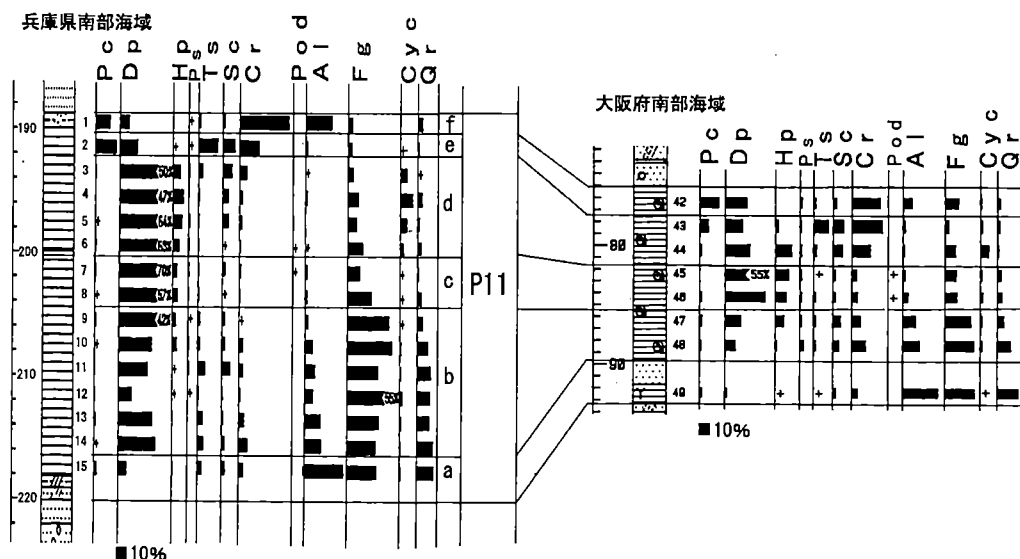


図 3.7 兵庫県南部海域と大阪府沿岸部のMa10層の主要花粉化石組成・変化と対応

### 3.8 Ma11(1)層～Ma12層

Ma11(1)層, Ma11(2)層, Ma11(3)層は, Cycの出現率がごく低く, Pcを含む針葉樹花粉化石が卓越し, Psが連続的に出現する点で, 大阪層群上部の海成層とは区別される。

Ma12層の花粉化石組成は, 下位からFg・Qr卓越→Cyc出現→Cr・Sc卓越の変化を示し, *Lagerstroemia* (サルスベリ属) が断続的に出現する点で, 大阪層群上部の海成層とは区別される。これらの層準の詳細は Furutani M.(1989)の通りである。

## 4. 考察

### 4.1 海成層各層識別の指標

前記3章の通り, Ma1層～Ma10層の花粉化石はそれぞれ特徴を有している。各海成層の下部(暖化相), 中部(温暖相), 上部(冷化相)に分けて主要花粉化石の組み合わせを表4.1にまとめた。

大阪地域において時代指標となるのは, TAXODIACEAE(*cf. Metasequoia*) (Ma2層まで), *cf. Picea koribai* (Ma2層まで), *cf. Pterocarya paliurus* (Ma7層まで), *Liquidambar* (Ma9層まで)である。

海成層の下部は, Fg+Qr型(Ma1層～Ma5層)とFg型((Ma6層～Ma9層)に分けられ, Ma8層例外的にCr+Fg型である。Ma10層は再びFg+Qr型となり, Ma12層も同じである。

海成層の中部は, Cyc+Qr型(Ma1層とMa2層), Cyc+Hp型(Ma3層～Ma10層)に分けられCycの出現率がごく低いMa5層とMa8層はFg型となる。

海成層の上部は, TAX+Cr型(Ma1層), Fg+Qr型(Ma2層～Ma4層), Sc+Cr型(Ma5層), Fg+Sc型(Ma6層), Cr型(Ma7層～Ma10層)に分けられ, Ma12層はCr型である。

これらのことから, 大阪層群上部と下部の区分は時代指標タクサのほか, 海成層中部のCyc+Qr型とCyc+Hp型を区別することにより識別される。Ma3層～Ma10層を *Haploxylon* 帯とした

表4.1 大阪層群上部各海成層の上・中・下部の主要花粉化石組成の組み合わせ

| Bed     | Zone | TAXODIACEAE                    |   |   |   | Liquidambar |    |             |            |             |            |           |           |           |           |    |            |
|---------|------|--------------------------------|---|---|---|-------------|----|-------------|------------|-------------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|----|------------|
|         |      | <i>cf. Picea koribai</i>       |   |   |   | Lower Part  |    | Middle Part |            |             | Upper Part |           |           |           |           |    |            |
|         |      | <i>cf. Pterocarya pallurus</i> |   |   |   | Fg<br>+Qr   | Fg | Cr<br>+Fg   | Cyc<br>+Hp | Fg<br>(cyc) | Cyc<br>+Qr | Fg<br>+Qr | Fg<br>+Sc | Sc<br>+Al | Sc<br>+Cr | Cr | Tax<br>+Cr |
| Ma10 B. | P11  |                                |   |   |   | ●           |    |             | ●          |             |            |           |           |           |           | ●  |            |
| Ma 9 B. | P13  |                                |   |   | ○ |             | ●  |             | ●          |             |            |           |           | ●         |           |    |            |
| Ma8 B.  | P15  |                                |   |   | ○ |             |    | ●           |            | ●           |            |           |           |           |           | ●  |            |
| Ma7 B.  | P17  |                                |   | ○ | ○ |             | ●  |             | ●          |             |            |           |           |           |           | ●  |            |
| Ma6 B.  | P19  |                                |   | ○ | ○ |             | ●  |             | ●          |             |            |           | ●         |           |           |    |            |
| Ma5 B.  | P21  |                                |   | ○ | ○ | ●           |    |             |            | ●           |            |           |           |           | ●         |    |            |
| Ma4 B.  | P23  |                                |   | ○ | ○ | ●           |    |             | ●          |             |            | ●         |           |           |           |    |            |
| Ma3 B.  | P25  |                                |   | ○ | ○ | ●           |    |             | ●          |             |            | ●         |           |           |           |    |            |
| Ma2 B.  | P27  | ○                              | ○ | ○ | ○ |             |    |             |            |             | ●          | ●         |           |           |           |    |            |
| Ma1 B.  | P29  | ○                              | ○ | ○ | ○ | ●           |    |             |            |             | ●          |           |           |           |           |    | ●          |

理由はここにある。

大阪層群上部は、海成層下部における Fg+Qr 型と Fg 型の区別、海成層上部における Fg+Qr 型と Cr 型の区別の組み合わせによって 2 分され、さらに海成層ごとの識別は下・中・上部の主要花粉化石型の組み合わせと、各海成層が示すタクスゴとの出現率の特徴をもとに行なうことができる。

## 4.2 Ma8 層とMa9 層の花粉化石の特徴と層序の問題

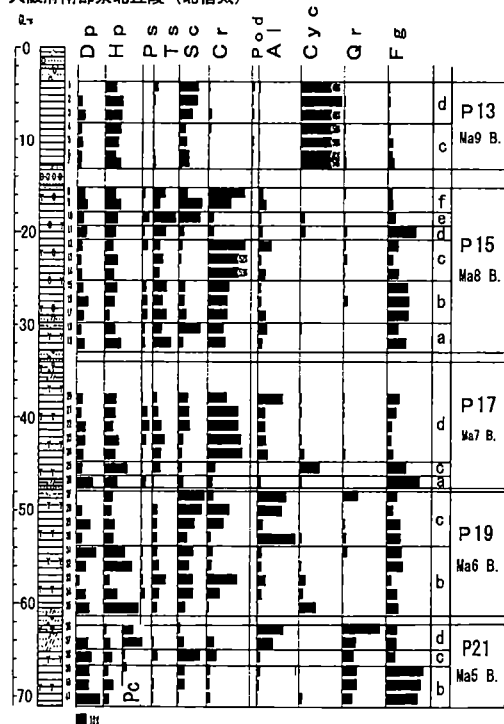
### 4.2.1 丘陵地域のMa8 層と『Ma9 層』

Ma8 層～Ma9 層の模式的地域は大阪府南部の泉北丘陵におかれている。泉北丘陵の北部（和泉市上代町～尾井町）大野池周辺に図 4.1 右図の通り、Ma8 層（層厚 6m）と、その 2.5m 上位に『Ma9 層』（層厚 1m）が分布する（光明池団地研究グループ、1971）。本丘陵地域のMa8 層（カスリ火山灰層を挟在）は、全体にCrの出現率が高く、下位よりFg・Ts卓越→Cr卓越の花粉化石組成を示すとともに、Psが連続的に出現する点で、図 3.5 に示した沿岸～海底部のMa8 層（P15 帯）中・下部（a～c 亜帯）の特徴に一致する。

それに対して、『Ma9 層』の花粉化石組成はPcが卓越し、CrやFgを伴うなど、海底～沿岸部のMa9 層（P13 帯）とは全く異なり、むしろMa8 層（P15 帯）上部（d～f 亜帯）の特徴に類似点が多い。

大野池から北西へ1300m離れたJR阪和線北信太駅の東側の地点（図 4.1 左図）における深度

大阪府南部泉北丘陵（北信太）



大阪府南部泉北丘陵（大野池）

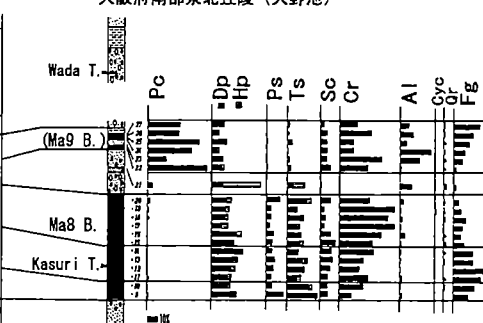


図 4.1 大阪府南部泉北丘陵のMa5 層～Ma9 層の主要花粉化石組成・変化と対応

70mのボーリング調査によると、識別された5層の海成層のうち、上位より2層目の海成層（層厚18m）は、下位よりSc卓越→Fg・Ts卓越→Cr卓越→Fg卓越→Sc・Ts卓越→Cr卓越の花粉化石組成を示すとともに、Psが連続的に出現する点で、図3.5に示した海底～沿岸部のMa8層（P15帯）全体（a～f亜帯）の特徴によく一致し、大野池のMa8層と『Ma9層』を合わせた層準に対比される。

北信太における最上位の海成層（層厚9m）の花粉化石組成は、Cycが顕著に卓越する特徴を示し、沿岸～海底部のMa9層（P13帯）中部（c～d亜帯）の特徴に一致する。

さらに、下位3層の海成層の花粉化石組成は、それぞれ海底～沿岸部のMa5層、Ma6層、Ma7層の特徴に対応する。

以上の結果は下記のように整理される。

- ① 丘陵（大野池）、北信太、沿岸～海底部のMa8層は対比される。
- ② 丘陵（大野池）の『Ma9層』は、北信太、海底～沿岸部のMa8層の上部であろうと判断される。
- ③ 北信太地下深度10mに分布するMa9層は、現在のところ泉北丘陵地域地表部では見つかっていないが、今後見つかる可能性が高い。

#### 4.2.2 丘陵地域のMa8層の『温暖期』問題

Ma8層にまつわる課題として、『温暖期』の問題がある。Ma8層の堆積期が大阪層群上部の中でも、相対的に温暖な時代であったと考える材料として、マチカネワニ（*Toyotamaphymedia* 属）の産出（小島ほか,1965）やアデク（*Syzygium buxifolium*）などの暖温帯植物遺体の産出（Miki et al.,1957；市原ほか,1966）がある。

しかし、前記のような大阪層群上部各海成層の花粉化石組成・変化、特に暖温帯植生要素の出現率から見ると、Ma8層堆積の時代は、Ma6層、Ma7層、Ma9層、Ma10層よりもむしろ相対的に冷涼であったと推定される。いっぽう、Ma9層堆積の時代は、大阪層群上部各海成層の中で最も温暖であったと判断される。

この違いが生じた理由は以下のように考察される。

- ① マチカネワニは他の層準でも産出しており（樽野・亀井,1993）、特別温暖であることの指標にはならないのではないか。
- ② 豊中市待兼山の大阪大学キャンパス内に分布する『Ma8層』は、本当にMa8層か？
- ③ 同じく、大阪大学キャンパス内の『Ma9層』（田井,1969）は、Ma9層か？
- ④ 兵庫県西宮市広田小学校の「アデク層」は多様で特徴的な暖温帯植生要素の植物遺体を産出する（Miki et al.,1957）が、付近にMa8層は発見されておらず、Ma8層層準と推定（市原ほか,1966）された。現在の知見からすれば、「アデク層」はMa9層の層準ではないか（古谷,1991）と類推される。この類推を補強する材料として、広田小学校に近い西宮市神原の地下-10～-23mでMa9層の分布が確認された。
- ⑤ 大阪府枚方市の新香里層に挟在される2層の海成層のうち、上位の海成層（Wa2層）は、中部に2.5mの砂礫層を挟んでおり上部の海成層からはアデクのほかイチイガシ、ソクパネガシのカシ類とクスノキ科のイヌガシの植物遺体を産出し（高谷・市原,1961）、花粉化石もCycが卓越する（田井,1963）。Wa2層の花粉化石の特徴は、地下のMa9層の特徴に類似する。

このうち、②③の課題については、ワニ発掘時のトレンチ土柱が残されており、またその後

大阪府北部ワニ産出層

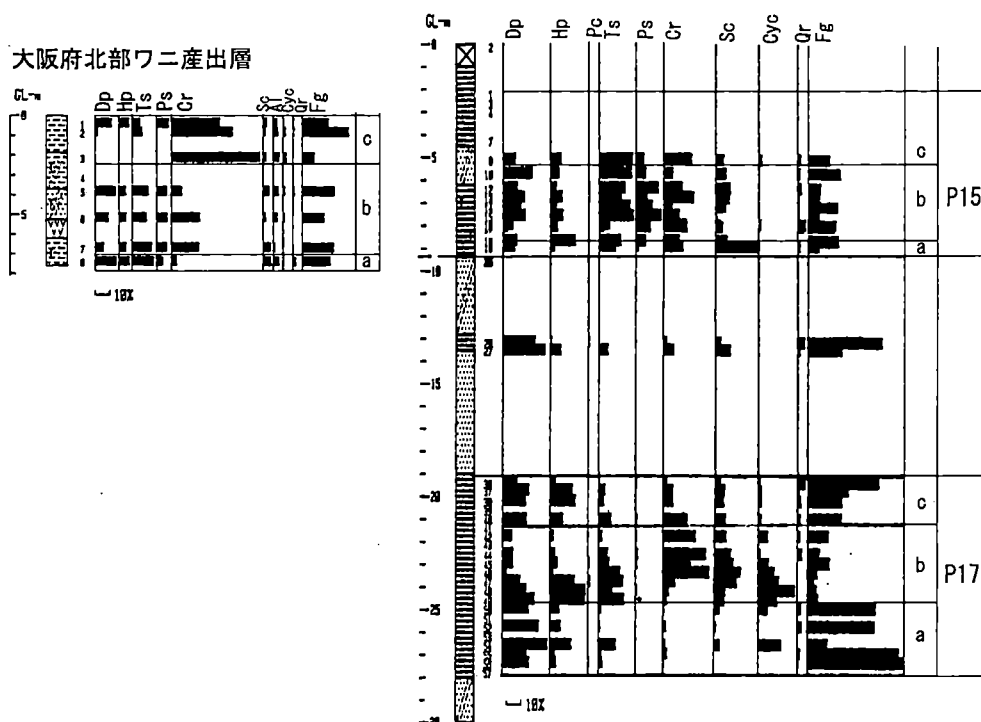


図 4.2 大阪府北部豊中市待兼山（大阪大学キャンパス内）のワニ化石産出層の花粉化石

丘陵面上からボーリング調査が行われた (Nakaseko K., 1983). その試料による花粉化石のようすは図 4.2 の通りである。

まず、トレンチ土柱（下部にカスリ火山灰層を挟在）の花粉化石組成・変化は、F g と C r を主体とし、C y c の出現はごくわずかであり、P s の連続的出現が認められる。

次に、発掘地点背後のボーリングでも類似の花粉化石組成を示す。ワニ産出層準の約 10m 下位に厚さ 10m の海成層があり、この花粉化石組成は下位より F g 卓越→H p と C y c 卓越→C r 卓越→F g 卓越の変化を示し、M a 7 層（P17 帯）に類似する。

また、田井（1969）が大阪大学キャンパス内で『M a 9 層』とした地層の花粉化石組成は、D p と F g が卓越しており地下の M a 9 層とは特徴が一致しない。

以上のことから、待兼山の『M a 8 層』について下記の点が再確認される。

- ⑥ ワニ産出層準は、泉北丘陵、北信太、沿岸～海底部の M a 8 層と同じ海成層である。
- ⑦ ワニ産出層準は、他の海成層と比べて特に温暖な時期の堆積物ではない。

#### 4.3 酸素同位体曲線との関係

大阪層群の層序と深海コア中の生物体内酸素同位体比変化の関係が示されている (吉川・三田村, 1999). この中で、 $\delta^{18}\text{O}$  (‰) が低い (温暖な) 層準に着目して、花粉化石との関係を考察してみたい (図 4.3).

M a 3 層以降で  $\delta^{18}\text{O}$  が 4.0‰ を下回るのは、1, 5, 7, 9, 11, 15, 17, 19, 21 ステージであ

り、この中で特に値が低いのは、1, 5, 7, 9, 11, 21 ステージである。このうち、Ma 11 (3) 層以降を除くと 9, 11, 21 ステージの層準が特に温暖であることになる。

花粉化石資料からすると、暖温帯植生素の出現頻度が相対的に高いのは、Ma 3 層 (21 ステージ)、Ma 6 層 (15 ステージ)、Ma 9 層 (11 ステージ)、Ma 10 層 (9 ステージ) であり、低いのは、Ma 5 層 (17 ステージ)、Ma 8 層 (13 ステージ) である。

したがって、酸素同位体曲線と花粉化石組成の特徴はほぼ対応するといえる。

次に、 $\delta^{18}\text{O}$  (‰) が高い (寒冷な) 層準は、Ma 8 層と Ma 9 層間 (12 ステージ)、Ma 5 層

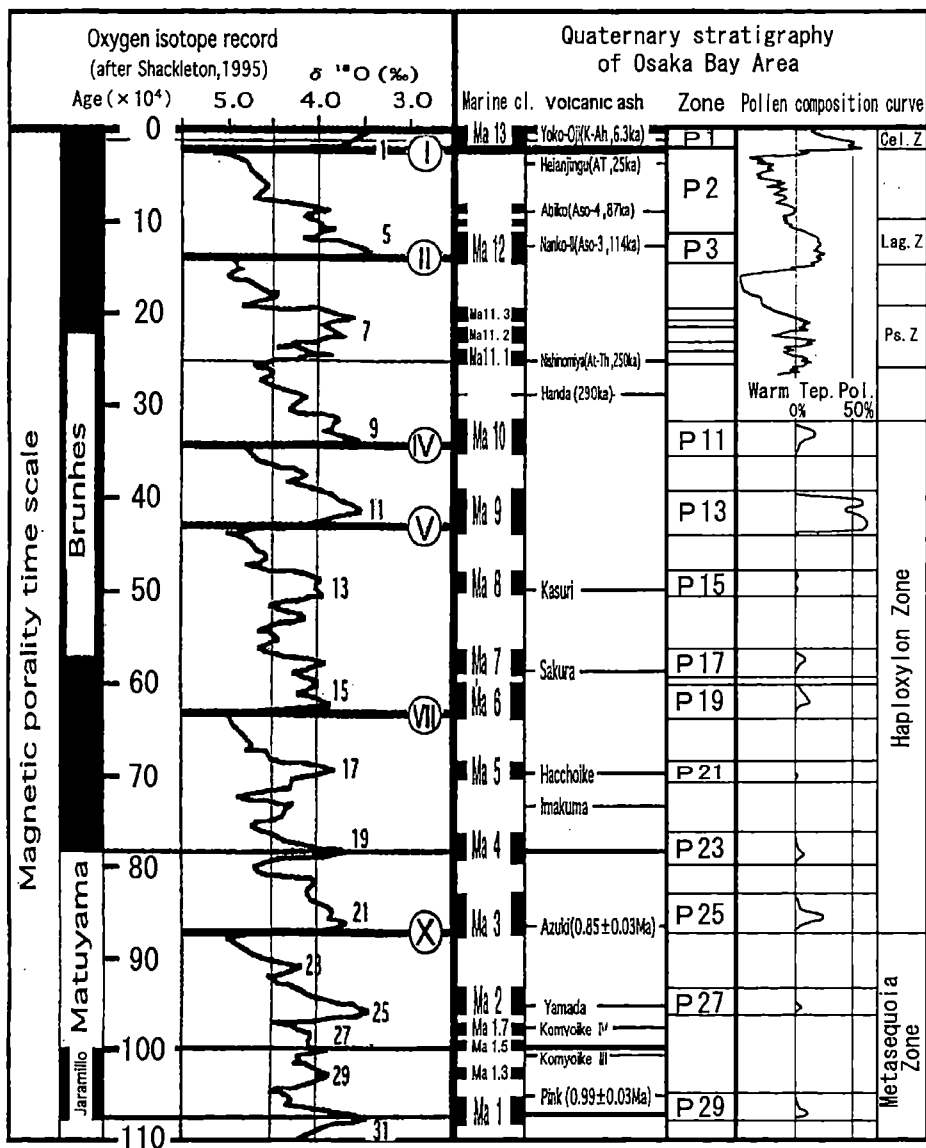


図 4.3 大阪湾域の花粉化石層序と酸素同位体比曲線の関係 (吉川・三田村、1999 を改変)

とMa 6層間 (16 ステージ), Ma 2層とMa 3層間 (22 ステージ) である。

現在のところ, 海底部～沿岸部の地下で海成層間に亜寒帯植生の卓越が認められているのは, Ma 2層とMa 3層間, Ma 10層とMa 11 (1)層間, Ma 11 (3)層とMa 12層間およびMa 12層と完新統間である。その他の寒冷層準がいまだに見つからないのは, 大阪湾沿岸部の場合海底部の地層であってもいかに欠層が多いかを示唆している。

いっぽう, 湖西の古琵琶湖層群上部においては, 喜撰火山灰層 (アズキ火山灰層) からMa 9層相当層準までの間に, 少なくとも6つの寒冷層準が存在する。

## 文 献

- Furutani, M., 1989, Stratigraphical Subdivision and Pollen Zonation of the Middle and Upper Pleistocene in the Coastal Area of Osaka Bay, Japan. *Jour Geosci., Osaka City Univ.*, 32, 53-83.
- 古谷正和, 1991, 大阪盆地の更新世中・後期の古気候変動と堆積環境変遷. 「地球環境と応用地質」日本応用学会関西支部, 29-40.
- 光明池団体研究グループ, 1971, 光明池周辺の大阪層群. 地球科学, 25, 5, 201-210.
- 市原 実・横山卓雄・石田志朗, 1966, 満池谷累層について. 第四紀研究, 5, 65-72.
- 小島信夫ほか, 1965, 大阪層群よりワニ化石の発見. 第四紀研究, 4, 2, 49-58.
- Miki S., et al, 1957, On the Occurrence of Many Broad-leaved Evergreen Tree Remains in The Pleistocene Bed of Uegahara, Nishinomiya City, Japan. *Proc. Japan Acad.*, 33, 41-46.
- Nakaseko, K., et al, 1983, The Osaka Group at the Toyonaka Campus of Osaka University, Machikaneyama Hills, Osaka Prefecture. *Sci. Rep., Coll. Gen. Edu. Osaka Univ.* 32, 2, 31-43.
- 嶋倉巳三郎, 1956, 本邦新生代層の花粉層序学的研究 I, 方法および一般の問題. 奈良学芸大学紀要, 6, 2, 57-64.
- 田井昭子, 1963, 深草・枚方地域における第四紀層の堆積物の花粉分析. 地球科学, 64, 8-17.
- 田井昭子, 1969, マチカネワニ産出層の花粉分析. 地球科学, 23, 4, 142-148.
- Tai, A., 1973, A Study on the Pollen Stratigraphy of the Osaka Group, Plio-Pleistocene Deposites in the Osaka Basin. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ. Geol. & Min.* 39, 2, 123-165.
- 高谷好一・市原 実, 1961, 枚方丘陵の第四紀層. 地質学雑誌, 67, 584-592.
- 樽野博幸・亀井節夫, 1993, 近畿地方の鮮新・更新統の脊椎動物化石. 「大阪層群」市原 実編, 創元社, 1993,
- 吉川周作, 1973, 大阪南東部の大阪層群. 地質学雑誌, 79, 33-45.
- 吉川周作・三田村宗樹, 1999, 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質学雑誌, 105, 5, 332-340.

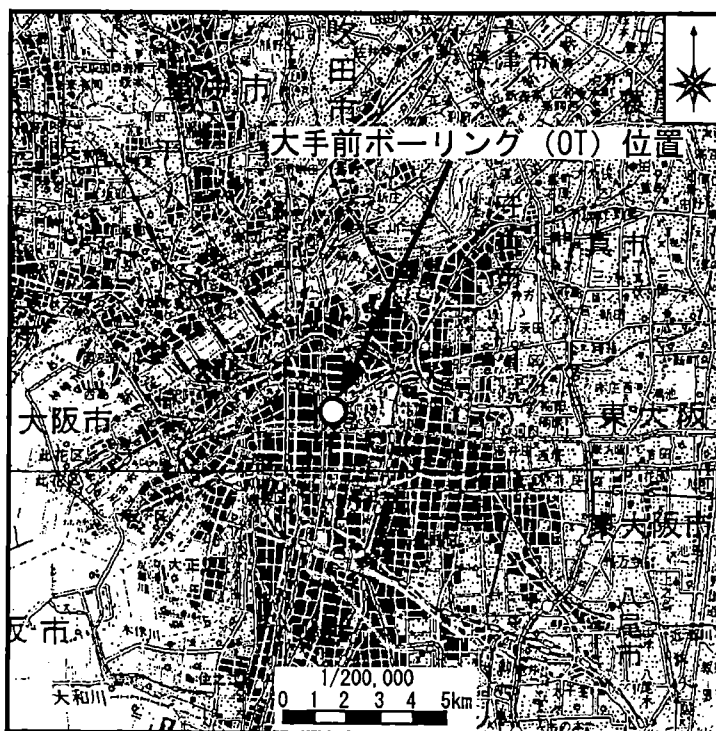
## 大阪市大手前ボーリングコアの花粉生層序

水谷 陸彦（総合科学(株)）・中川 康一（大阪市立大学）・吉川 周作（大阪市立大学）

### 1. はじめに

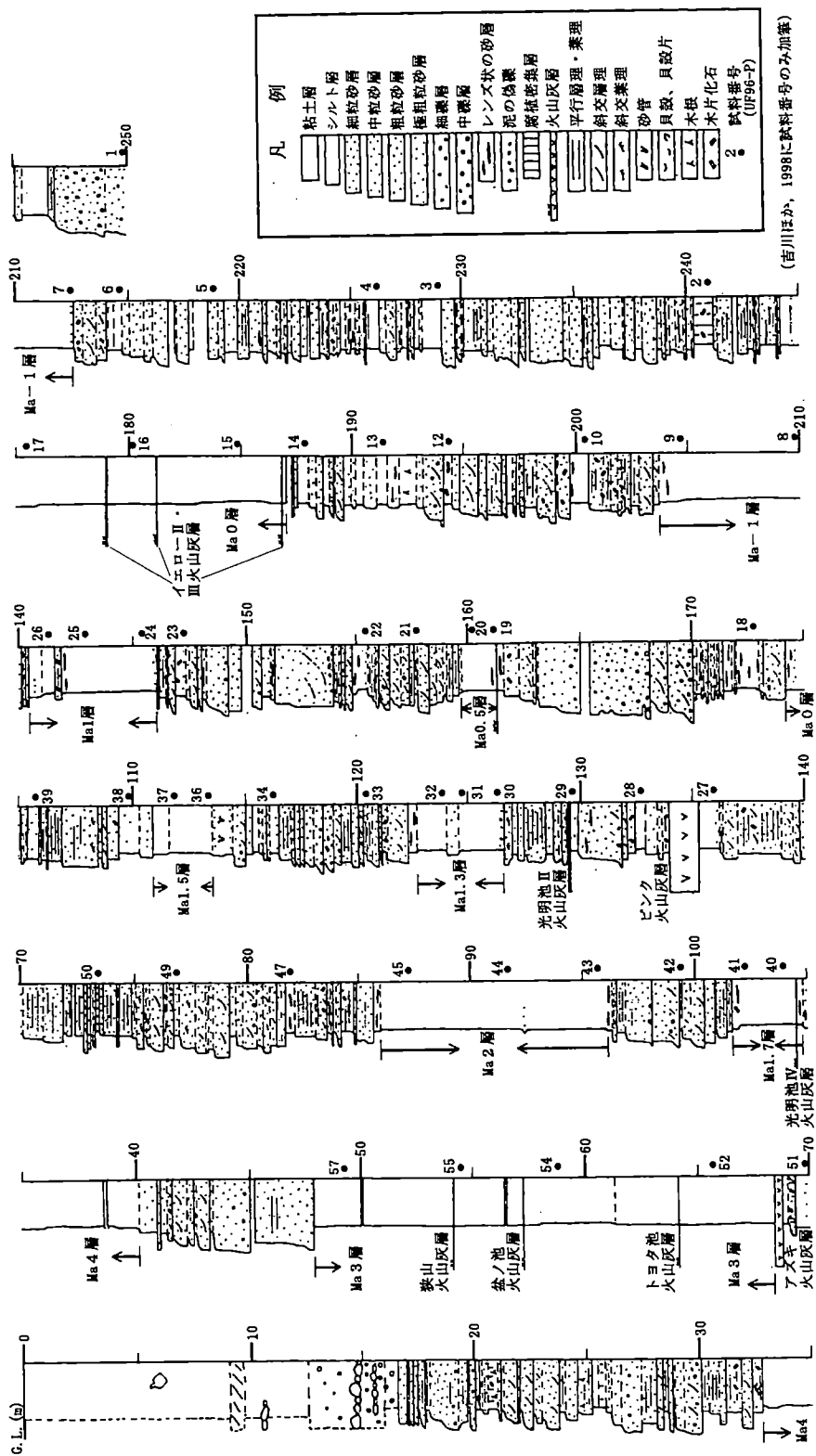
大阪平野の活断層・地下構造調査を目的に、中・下部更新統が発達する深層にまで達する TS、OT、HA と呼ばれる 3 本のオールコアボーリングが行われた（大阪府大阪市，1996）。これらボーリングのコア回収率は極めて良く、OD-1 や OD-2 などこれまでの深層ボーリングの成果（Ikebe et al. , 1970；吉川ほか，1987）を加えて大阪平野地下の中・下部更新統つまり大阪層群の層序、構造を研究する上で基準になると考えられている（吉川ほか，1998）。

OT=大手前ボーリングを模式地として、従来の海成粘土層と同様に指標層となる新たな海成粘土層 Ma0.5 層、Ma1.3 層、Ma1.5 層、Ma1.7 層が認定されている（吉川ほか，1998）。これら新たに認定された海成粘土層堆積時の古植生、古気候を検討するために大手前ボーリングの試料で花粉分析を行った。本論文では、Ma-1 ~ Ma3 までの花粉化石群集の変遷を報告するとともに、それに基づく古植生、古気候の変化の検討を行う。



（国土地理院発行20万分の1地形図「和歌山及大阪」と「和歌山」の一部を使用）

図 - 1 大手前ボーリング (OT) 位置



(吉川ほか, 1998に試料番号のみ加筆)

図 - 2 大手前ボーリング (OT) 柱状図

## 2. 分析方法

花粉化石の分離とプレパラートの作製は、次の手順で行った。

①湿潤重量を秤量し、約 100 g の試料を 10% 水酸化カリウム水溶液に浸す（室温 1 日）。②砂粒除去。③傾斜法により粘土鉱物、フミン酸の除去。④蒸発皿処理によるシルト粒、植物片の除去。⑤塩化亜鉛（飽和水溶液）による重液分離（800r.p.m で 15 分間、その後 2000r.p.m で 10 分間の遠心分離）⑥フッ化水素酸処理（室温 1 日）。⑦アセトリシス処理（1 分間湯煎）。⑧グリセリンジェリーで封入。⑨ネイエナメルで密封。

木本花粉の総数が 200 個を越えるまで同定、計数を行い、その過程で産出する草本花粉および孢子についても同定し計数した。出現率の計算は、木本花粉の総数を基数として行った。

## 3. 分析結果

花粉分析の結果を図 - 3 の大手前ボーリング花粉ダイアグラムと表 - 1 の大手前ボーリング稀産タクサに示す。試料番号 UF96-P 6 の試料からは、花粉化石がほとんど産出しなかった。この試料の分析結果も示すが、他の試料とは統計学上同等ではない。

草本花粉は、試料番号 UF96-P 1、2、5 そして 42 の試料で高率となる他は概して 10～20% で安定した出現率を示す。これに対して、木本花粉と孢子は相反する形で増減を繰り返す。小さいものを含めると UF96-P 5、12、18、22、29、34、38、47、51 の試料で孢子の出現率がピークを示し、これらの前後の試料で木本花粉の出現率がピークである。

主なタクサの出現率を下位より述べる。

### 〔マツ属〕

増減を頻繁に繰り返す。UF96-P36 の試料から上位では五葉マツ類がやや高率である。増減を大きくとらえて、UF96-P 1～7 の試料ではマツ属全体が高率で、その上位の UF96-P 8～34 の試料では減少してやや低率、さらにその上位の UF96-P36～57 の試料では再び増加して高率である。

### 〔モミ属〕

全体に低率である。UF96-P 1～9 と UF96-P19～41 の試料では連続して産出し、UF96-P10～18 と UF96-P42～57 の試料では非常に低率で産出しない試料もある。

### 〔トウヒ属〕

増減を繰り返す。特に、UF96-P21 と 22 の試料では非常に高率である。また、UF96-P42～44 と UF96-P52～57 の試料ではほとんど産出しない。

### 〔ツガ属〕

UF96-P30 と 31 の試料の間を境に、下部では低率で上部ではそれよりもやや高率である。この低率な下部において、UF96-P 5～14 の試料では特に低率である。

### 〔コウヤマキ属〕

UF96-P 1～28 の試料では、出現率が 5～10% の試料もあれば 1% 以下あるいは産出しない試料もある。出現率が安定しないことと連続して産出しないという意味で不安定な産出状況である。UF96-P29～51 の試料では、低率ながら連続して産出する。UF96-P52～57 の試料では、それより下位の試料に比べて高率である。特に、UF96-P52 の試料は 30% 以上の出現率である。

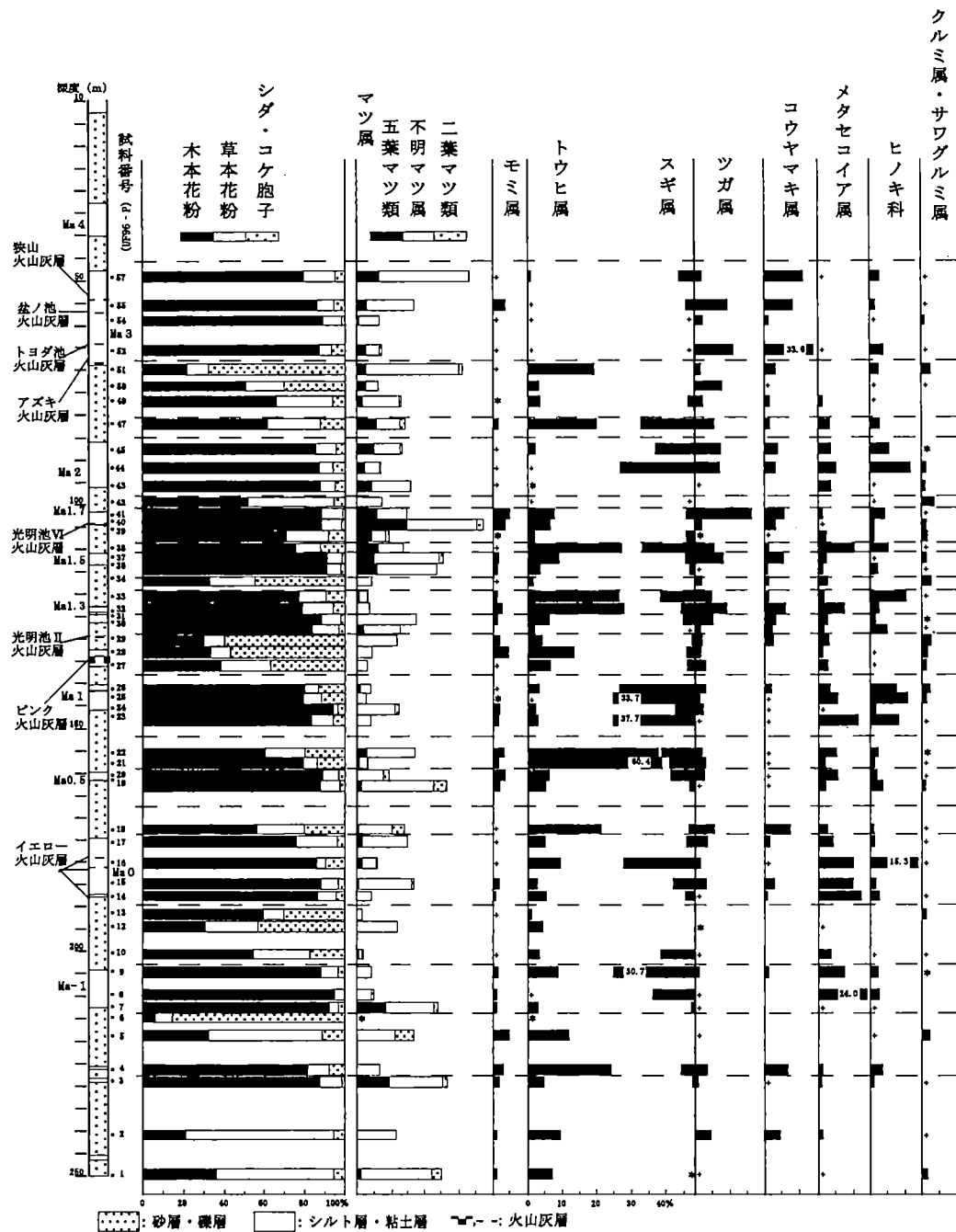


図 - 3 大手前ボーリング花粉ダイアグラム

花粉化石群集  
のタイプ

カヤツリグサ科

イネ科

ガマ属

ヨモギ属

キク亜科

ミツガシワ属

セリ科

フウ属

ニレ属・ケヤキ属

クリ属

アカガシ亜属

コナラ亜属

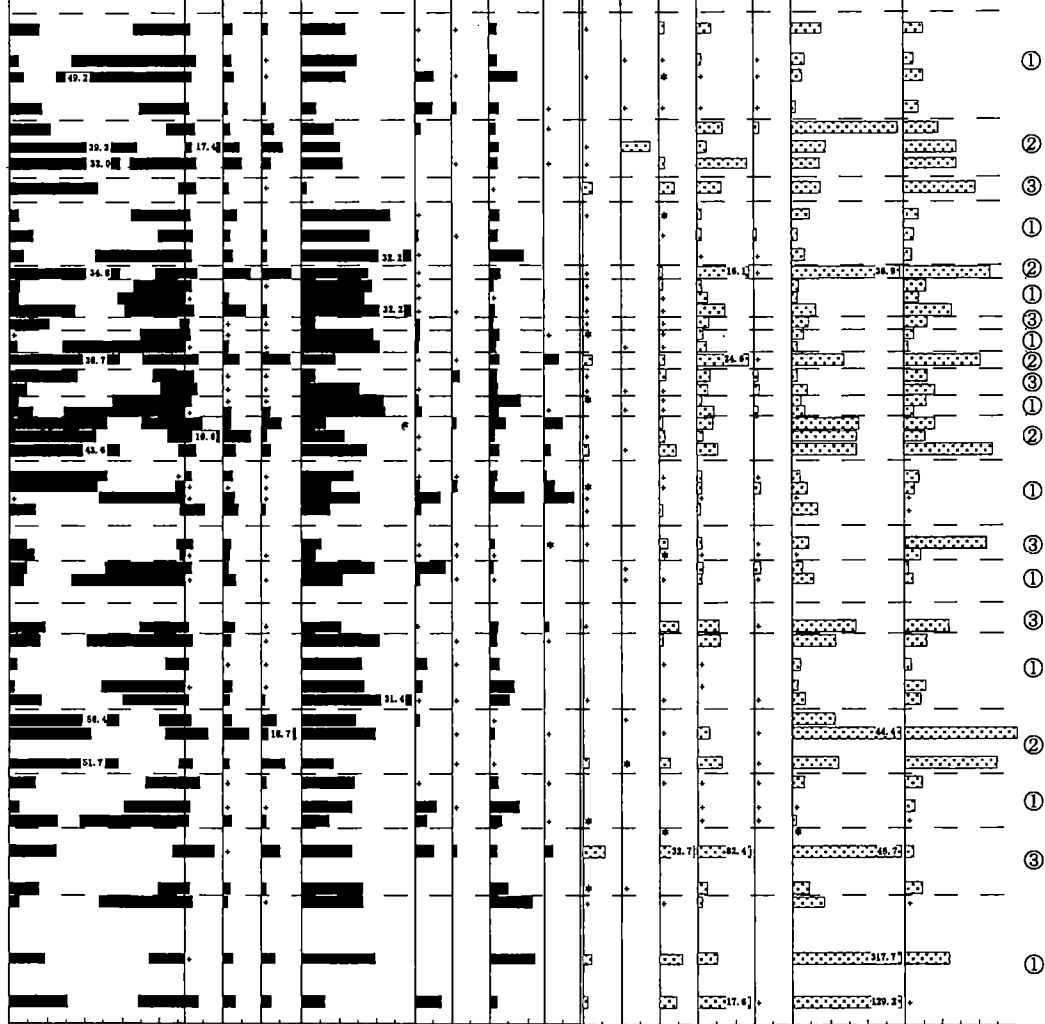
ハシバミ属

クマシデ属

カバノキ属

ブナ属

ハンノキ属



+ : 出現率 1.0%未満  
\* : 露出したことを示す

表-1① 大手前ボーリング (0T) 稀産タクサ

| 試料番号     | カラマツ | イヌカラマツ | アブラスギ | イヌツグ | コウヨウザン | ヤナギ | ヤマモモ | ベカン | シイ  | マテバシイ | 似非ニレ | ケヤキ | エノキ | サルスベリ | キハダ | シラキ | ツゲ  | モチノキ | カエデ | トナリノキ | ツタ  | シナノキ | グミ  | ツツジ | ハイノキ | イボタノキ | トネリコ | タニツツ | スイカズラ |
|----------|------|--------|-------|------|--------|-----|------|-----|-----|-------|------|-----|-----|-------|-----|-----|-----|------|-----|-------|-----|------|-----|-----|------|-------|------|------|-------|
| UF96-P57 | 0.2  |        |       |      |        |     |      |     |     | 0.4   | 0.8  |     |     |       |     |     |     | 0.2  |     |       |     | 0.2  | *   |     |      |       | 0.2  |      | *     |
| UF96-P55 |      |        |       |      |        |     | 0.2  |     |     |       | 0.2  |     | 0.2 |       |     |     |     |      |     | 0.6   | 0.6 |      | 0.2 |     |      |       |      |      |       |
| UF96-P54 | 0.2  |        |       | 0.2  |        |     | 0.2  |     |     | 0.2   | 0.9  | 0.2 | 0.2 |       |     |     |     | *    |     |       |     |      |     |     |      |       | 0.4  |      |       |
| UF96-P52 | 0.3  |        |       |      |        | 0.3 | 0.8  |     |     | 1.4   | 0.8  |     |     |       |     |     |     |      |     |       |     | 0.3  | 0.5 |     | 0.3  |       |      |      |       |
| UF96-P51 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       | 0.8  |     |     |       |     |     |     |      | 0.8 |       |     |      | 0.8 |     |      |       |      |      |       |
| UF96-P50 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       | 0.5 |     |     |      | 0.9 |       |     |      | 0.5 |     |      |       |      |      |       |
| UF96-P49 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       | 0.4  | 0.4 |     |       |     |     |     |      |     |       |     | 0.4  | 0.4 | *   |      |       | 0.4  |      |       |
| UF96-P47 |      |        |       |      |        | 0.4 |      |     |     |       |      |     |     | *     |     |     |     |      |     |       |     | 0.4  | *   | *   | 0.4  |       | 0.4  |      | 0.4   |
| UF96-P45 |      |        |       | *    |        |     |      |     |     |       | 1.1  |     |     |       |     |     |     | *    | 0.4 |       |     |      | 1.4 | *   | 0.4  |       | 0.4  |      | 0.4   |
| UF96-P44 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     | 0.2 |      | 0.2 |       |     | 0.2  | *   | 0.5 |      |       | 0.2  |      | 1.3   |
| UF96-P43 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     | 0.3  | 0.3 |       |     | 0.7  | 0.3 | *   |      |       | 0.3  |      | 0.3   |
| UF96-P42 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       | 1.1  |     |     |       |     | 0.7 |     |      | 0.7 | 0.4   |     | 1.8  |     | 0.4 |      | 0.4   | 0.7  |      | *     |
| UF96-P41 |      | 0.3    |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       |     | 0.3 |     | 0.3  | 0.3 | 0.3   |     | 0.3  |     | 0.3 |      |       | 0.6  |      | *     |
| UF96-P40 |      | 1.0    |       |      |        |     |      |     |     |       | 0.3  |     |     |       |     |     |     |      | 0.3 | 0.3   | 0.3 |      |     | *   | 0.3  |       | 0.3  |      | 0.6   |
| UF96-P39 |      |        |       |      |        | 0.6 | 0.3  |     |     |       | 0.3  | 0.3 |     |       |     |     |     |      | 0.6 | 0.3   |     | 0.3  |     |     |      | 0.3   | 0.9  |      | *     |
| UF96-P38 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     | *    | 0.3 |       |     | *    | *   |     |      |       | 0.3  |      | *     |
| UF96-P37 |      | 2.9    |       |      |        |     |      |     |     |       | 0.9  |     |     |       |     |     |     |      | 0.8 | 0.3   |     | *    | *   |     |      |       |      |      | *     |
| UF96-P36 |      | 0.3    |       |      |        |     |      |     |     |       | 2.0  |     |     |       |     |     |     |      |     |       |     | 0.3  |     |     |      |       |      |      | *     |
| UF96-P34 |      |        |       |      |        |     |      | 1.3 |     |       |      |     |     | 0.4   |     |     |     |      | 0.8 |       |     | 1.3  |     | 0.4 | 0.8  |       |      |      | *     |
| UF96-P33 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     |      | 1.2 |       |     | 0.4  |     | 0.4 |      |       |      |      | *     |
| UF96-P32 |      |        |       | *    |        |     |      |     |     |       | 0.8  |     |     |       |     |     | 0.4 |      | 0.8 |       |     | *    | *   | 0.4 |      |       |      |      | *     |
| UF96-P31 |      | 1.3    |       |      |        |     |      |     | 0.3 | 0.6   |      |     |     |       |     |     |     |      | 0.2 |       | 0.3 | 0.3  | *   | *   |      | 0.3   |      |      | *     |
| UF96-P30 |      | 0.5    |       |      |        |     | 0.2  |     |     |       | 0.7  | 0.5 | 0.2 |       |     |     |     |      | 0.2 |       | 0.5 | 0.5  |     |     |      |       | 0.2  |      | *     |
| UF96-P29 |      |        |       |      |        |     |      | 1.5 |     |       |      |     |     |       |     |     |     |      | 0.5 |       | 0.5 | 0.5  | 1.5 |     |      | 0.5   |      |      | *     |
| UF96-P28 |      |        |       |      |        |     | 0.4  | 0.8 |     |       | 0.4  |     | 0.4 |       |     |     |     | 0.8  | 2.3 | 0.8   |     | 1.7  | 0.4 | 0.4 | 0.4  |       | 0.4  |      | 0.4   |
| UF96-P27 |      |        |       |      |        | 0.9 |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     |      | 0.9 |       |     | 1.3  | 0.9 |     |      |       | 0.4  |      | *     |
| UF96-P26 |      |        |       |      |        | 0.3 | 0.6  |     |     |       | 0.3  |     |     |       |     |     |     |      | 0.9 | 0.3   |     |      | 0.9 |     |      |       |      |      | *     |
| UF96-P25 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       | 0.8  |     |     |       |     |     |     |      | 0.8 |       |     | 0.4  | *   | *   | 0.4  |       | *    |      | *     |
| UF96-P24 | *    |        |       |      | 0.3    |     |      |     |     |       | 2.7  | 1.2 |     |       |     |     | 0.3 |      | 0.3 |       |     | *    | *   |     |      | *     | 0.6  |      | *     |
| UF96-P23 |      |        |       |      |        | 0.3 | 1.0  | *   |     |       |      |     |     |       |     |     |     |      | 1.4 | 0.7   |     | 0.3  |     |     | *    | *     |      |      | *     |
| UF96-P22 | 0.5  |        |       |      |        |     | 0.5  |     |     |       | 0.5  | 0.9 |     |       |     |     |     |      |     |       |     | 0.5  | *   | *   |      |       |      |      | *     |
| UF96-P21 | 0.4  | 2.0    |       |      |        |     | 0.4  |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     | 0.4  | 0.4 |       |     | *    | 0.8 | *   |      |       |      |      | *     |
| UF96-P20 | 0.7  | 0.7    |       |      |        | 0.4 |      |     |     |       | 1.4  | 0.4 |     |       |     |     |     |      |     |       | 0.4 | 0.4  | *   | *   |      |       |      |      | *     |
| UF96-P19 | 0.2  | 0.7    |       |      | 0.2    |     | 0.2  |     |     |       | 0.5  |     |     |       |     |     |     | 1.0  |     |       |     | 0.4  | 0.4 | *   |      |       | 0.2  | 0.2  | *     |
| UF96-P18 | 0.4  |        |       |      |        |     | 0.4  |     |     |       |      |     |     |       | 0.4 |     |     |      |     |       | 1.8 | *    | 0.2 | *   |      |       | 0.4  |      | *     |
| UF96-P17 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     |      |     |       | 0.3 | 0.3  |     |     |      |       | 0.7  |      | *     |
| UF96-P16 | 0.4  | *      |       |      | 0.8    |     | 0.2  |     |     |       |      |     |     | 0.4   | 0.2 |     |     |      | 0.6 | 0.2   |     | *    | *   | 0.6 |      |       | 0.2  |      | *     |
| UF96-P15 |      | 0.8    |       |      |        |     |      |     |     |       | 0.8  |     |     |       |     |     |     |      |     |       |     | *    | *   | *   |      |       |      |      | *     |
| UF96-P14 |      | 0.4    |       |      |        |     |      |     |     |       | 0.4  |     |     |       |     |     |     |      | 0.4 |       |     | *    | *   | *   |      | 0.4   | 0.4  |      | *     |
| UF96-P13 |      | 0.9    |       |      |        | 0.4 |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     | 2.2  | 0.9 |       |     | 0.4  | 0.4 | 1.8 |      | 0.4   | 0.4  |      | *     |
| UF96-P12 |      | 0.5    |       |      |        | 0.5 |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     |      |     |       | 0.9 | 0.9  | 1.9 |     |      |       |      |      | *     |
| UF96-P10 |      |        |       |      |        |     |      |     | 0.9 | 0.3   |      |     |     |       |     |     |     |      | 0.9 |       | 0.3 | 0.3  | 0.6 | 1.2 | *    | *     | 0.3  |      | *     |
| UF96-P 9 |      | 0.5    |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     | 0.2  | 0.5 |       |     | *    | *   | 0.2 | *    |       | 0.2  |      | *     |
| UF96-P 8 |      |        |       |      |        | 0.8 |      |     | 0.4 | 1.6   |      |     |     |       |     |     |     | 0.4  |     |       |     | 0.4  |     |     |      |       |      |      | *     |
| UF96-P 7 |      | 0.5    |       |      |        | 1.0 | 0.5  |     |     | 1.0   | 0.7  | 2.2 | 0.7 |       |     |     |     | 0.5  |     |       |     | 0.2  | 0.2 | *   |      |       | 0.5  |      | *     |
| UF96-P 6 |      |        |       |      |        |     |      |     |     |       |      |     |     |       |     |     |     |      |     |       |     |      |     |     |      |       |      |      | *     |
| UF96-P 5 |      |        | 0.4   |      |        |     | 1.8  |     | 0.7 | 1.1   | 0.7  | 0.4 |     |       |     |     |     |      | 1.5 |       |     | 1.1  |     |     | 0.4  | 0.4   |      |      | *     |
| UF96-P 4 |      |        |       |      |        | 0.9 |      |     |     |       | 1.4  |     |     |       |     |     |     | 0.5  | 0.2 |       |     |      | 0.9 | 0.5 | *    |       |      |      | *     |
| UF96-P 3 | 0.7  | 1.0    |       |      |        |     |      |     |     |       | 0.7  | 0.7 |     |       |     |     |     |      |     |       |     | 0.7  | 0.3 | *   |      |       |      |      | *     |
| UF96-P 2 |      | 0.4    |       |      |        |     | 0.4  |     |     |       | 1.6  |     |     |       |     |     |     |      | 2.0 |       |     | 0.4  |     | 1.6 | 0.8  | *     |      |      | *     |
| UF96-P 1 |      | 0.8    | 0.4   |      |        | 0.4 | 0.4  |     |     |       | 1.3  | 1.7 |     | 0.8   | 0.4 |     |     |      | 0.4 |       |     |      | 1.7 | *   | 0.4  |       | 0.4  |      | 0.4   |

単位は%

\* : 計数はされなかったが試料中に含まれるタクサ

## 〔スギ属〕

UF96-P 1～7 の試料では、産出しなないあるいは低率である。UF96-P 8～49 の試料では UF96-P12 と 13 を除いて連続して産出する。低率な試料もあるが UF96-P 9 や 16、25、26 など高率な試料もあり、増減を繰り返す。UF96-P49～57 の試料では全体に低率である。

## 〔メタセコイア属〕

UF96-P 1～7 の試料では低率である。UF96-P 8～49 の試料では、下位よりも増加して UF96-P13 を除けば連続して産出する。これらの試料で、UF96-P26 から下位と UF96-P27 から上位を比べると、上位の方がやや低率である。UF96-P50～57 の試料ではほとんど産出しない。

## 〔ハンノキ属〕

UF96-P 1～9 の試料では低率で、UF96-P10～13 の試料で高率である。UF96-P14～24 の試料では減少し低率である。UF96-P25～50 の試料では、増減を繰り返すが高率な試料が多く、下位に比べて全体として高率である。UF96-P51～57 の試料では低率である。

表-1② 大手前ボーリング (0T) 稀産タクサ

| 試料番号     | クサキ属 | イブキトランノミ属 | サナエタテ節・ウナギツカミ属 | イタドリ属 | アカザ属 | ナデシコ属 | カラマツソウ属 | バラ属 | マメ属 | ヒシ属 | ハシクサ属 | アリノトウグサ属 | フナモ属 | アサギ属 | フリガネニンジシ属 | タンポポ属 | ハナヤスリ属 | ハナワラビ属 | フユノハナワラビ属 | トウゲシバ属 | ヒカゲノカズラ属 | ゼンマイ属 | イノモトソウ属 | オシダ科・チャセンシダ科 | ウラボシ科 | コケ類 | 単葉藻類 | 三葉藻類 |
|----------|------|-----------|----------------|-------|------|-------|---------|-----|-----|-----|-------|----------|------|------|-----------|-------|--------|--------|-----------|--------|----------|-------|---------|--------------|-------|-----|------|------|
| UF96-P57 |      |           | 0.2            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      | 0.2       | 0.8   | 0.2    |        |           |        |          |       | 3.9     | 0.2          |       | 0.8 | 0.8  |      |
| UF96-P55 |      |           | 0.2            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 1.6     | 0.5          | 0.2   | 3.6 | 0.7  |      |
| UF96-P54 |      |           | 0.2            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 0.2     | 0.9          | 0.4   | 0.6 | 0.3  |      |
| UF96-P52 |      |           | 0.5            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 0.3     | 3.6          | 0.5   | 2.5 | 0.3  |      |
| UF96-P51 |      |           |                |       |      | 0.8   |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       | 2.5    | 0.8    |           |        |          |       | 4.2     | 284.9        | 1.7   | 7.6 | 6.7  |      |
| UF96-P50 |      |           | 0.9            | 0.5   |      |       | 0.9     |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 49.8    |              |       | 2.3 | 7.3  |      |
| UF96-P49 | 0.8  | 0.8       | 2.3            |       |      | 0.8   |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 5.6     | 0.8          | 0.8   | 0.8 | 0.8  |      |
| UF96-P47 | 0.4  | 0.4       | 1.3            |       |      | 0.4   | 0.4     |     |     |     |       |          | 0.4  |      |           |       | 0.4    |        |           |        |          | 0.4   | 17.1    | 0.9          |       | 0.9 | 0.9  |      |
| UF96-P45 |      |           | *              |       |      | 0.4   | 0.4     |     |     |     |       |          | 0.4  |      |           |       |        |        |           |        |          | 0.4   | 3.9     |              |       | 0.7 | 0.7  |      |
| UF96-P44 |      |           | 0.2            |       | *    |       | 0.2     |     |     |     |       |          |      |      |           |       | 0.2    |        |           |        |          |       | 0.2     | 3.2          | 0.7   |     | 1.2  | 1.2  |
| UF96-P43 |      | 0.3       | 0.7            |       |      | 0.3   |         | 0.3 |     |     |       |          |      |      |           |       | 0.3    |        |           |        |          |       | 1.7     | 0.3          |       | 3.0 | 0.3  |      |
| UF96-P42 |      | 0.4       | 2.1            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           | 2.1   | 0.4    |        |           |        |          | 0.4   | 6.4     |              |       | 2.1 | 1.4  |      |
| UF96-P41 | 0.3  |           | 0.5            | 0.3   |      |       | 0.3     |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 0.8     |              |       | 0.6 | 0.6  |      |
| UF96-P40 |      | 0.3       | 0.7            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 1.4     |              |       | 0.3 | 0.3  |      |
| UF96-P39 |      |           | 0.6            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 9.1     | 0.3          | 0.3   | 0.3 | 1.3  |      |
| UF96-P38 |      |           | 0.3            |       | 0.5  |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        | 0.3      |       | 13.7    | 0.5          | 0.3   | 0.3 | 1.3  |      |
| UF96-P37 |      |           |                |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 1.2     |              |       | 0.9 | -    |      |
| UF96-P36 |      |           | *              |       |      |       |         | 0.7 |     |     |       |          |      |      |           |       | 0.3    |        |           |        |          |       | 1.4     |              | 0.3   | -   | 0.7  |      |
| UF96-P34 |      | *         | 0.8            |       |      | 0.8   | 0.8     |     |     |     |       | 0.4      |      |      |           | 0.4   | 1.7    | 2.1    |           |        |          |       | 0.4     | 115.0        | 12.1  | 1.7 | 2.3  |      |
| UF96-P33 |      |           | 0.4            |       |      |       |         |     |     | 0.4 | 0.4   |          |      | 0.4  |           |       | 0.4    | 0.4    |           |        |          |       | 8.2     | 1.2          |       | 1.2 | 0.8  |      |
| UF96-P32 |      | *         | 0.4            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       | 0.4    | 0.4    |           | 0.4    | 0.4      |       | 5.7     | 0.8          |       | -   | 0.4  |      |
| UF96-P31 |      |           | 0.3            |       | 0.6  | 0.3   |         |     |     |     |       |          | 1.9  |      |           |       | 0.4    | 0.4    |           |        |          |       | 0.3     | 0.3          |       | 1.3 | 0.3  |      |
| UF96-P30 |      | 0.2       | 0.2            |       |      |       |         |     |     |     |       | 0.5      |      |      |           | 0.2   |        |        |           |        |          |       | 1.9     | 0.7          |       | 1.2 | 0.2  |      |
| UF96-P29 | 0.5  |           | 1.0            |       |      | 0.5   |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 3.1     | 175.8        | 8.7   | 1.0 | 5.7  | 7.7  |
| UF96-P28 |      |           | 2.1            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 3.4     | 123.3        | 15.3  | 3.0 | 15.7 | 6.1  |
| UF96-P27 |      | 0.4       | 5.6            |       |      |       | 0.9     |     |     |     |       |          | 0.9  | 0.4  |           | 0.4   | 0.9    | 1.3    |           |        |          | 1.3   | 0.4     | 81.2         | 6.0   | -   | 2.6  | 3.0  |
| UF96-P26 | 0.3  | *         | 0.6            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        | 0.3    |           |        | 0.6      |       | 0.3     | 12.0         | 1.2   | -   | 2.2  | -    |
| UF96-P25 |      | *         | *              |       |      | 0.4   | 0.4     |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 1.2     | 8.1          | 2.7   | -   | 1.2  | 1.5  |
| UF96-P24 |      | 0.3       | *              |       |      | 0.3   |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | -       | 0.3          | -     | -   | 3.6  | -    |
| UF96-P23 |      |           | 0.7            |       |      | *     |         |     |     |     |       |          | 1.0  |      |           |       | 0.3    | 0.3    |           |        |          |       | 0.3     | 2.8          | 0.7   | -   | 2.6  | 0.3  |
| UF96-P22 |      |           | *              |       | *    |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       | 0.3    | 0.8    |           |        |          | 0.9   | 25.5    | 1.4          | -     | 3.8 | 0.5  |      |
| UF96-P21 |      |           | *              |       | *    |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           | 0.4   |        | 0.4    |           |        |          |       | 0.8     | 14.0         | 0.4   | -   | 1.2  | 1.2  |
| UF96-P20 |      | 0.4       | *              |       |      |       |         |     |     |     |       |          | 0.4  |      |           |       |        | 0.4    |           |        |          |       | 0.7     | 1.1          | -     | -   | 1.1  | 0.7  |
| UF96-P19 |      |           | *              |       |      |       |         |     |     |     |       |          | 0.2  |      |           |       | *      |        |           |        |          |       | 0.8     | -            | -     | -   | 2.9  | 0.2  |
| UF96-P18 |      |           | 0.7            |       |      |       |         |     |     |     |       |          | 0.4  |      |           |       |        | 0.4    |           |        |          | 0.7   | 1.5     | 25.9         | -     | -   | 5.1  | 1.8  |
| UF96-P17 | 0.3  | 0.3       | 0.3            |       | 0.3  |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 2.6     | 0.7          | *     | 2.0 | -    |      |
| UF96-P16 |      |           | 0.2            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       | 0.2    | 0.2    |           |        |          |       | -       | 0.2          | -     | -   | 8.8  | 1.6  |
| UF96-P15 |      |           | 0.4            |       |      |       |         |     |     |     |       | 0.4      |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | -       | 0.4          | -     | -   | 2.0  | 0.2  |
| UF96-P14 |      | *         | 0.7            |       | 0.4  |       |         |     |     |     |       |          | 0.4  |      |           |       |        |        |           |        |          |       | *       | 1.9          | -     | -   | 2.6  | 0.4  |
| UF96-P13 |      |           | 4.0            |       |      |       |         | 0.4 |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        | 0.4       | 0.4    |          |       |         |              |       |     | -    | -    |
| UF96-P12 |      | 0.5       | 5.1            |       |      | 0.5   | 0.5     |     |     |     | 0.9   | 0.5      |      |      |           |       |        |        | 0.9       |        |          |       | 0.5     | 23.3         | 0.4   | 0.4 | 24.2 | 1.3  |
| UF96-P10 |      | 0.3       | 0.6            |       |      | 0.6   |         |     |     | 0.3 | 0.3   | 0.3      | 0.3  |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 124.7   | 2.3          | 2.8   | 4.7 | 3.3  |      |
| UF96-P9  | *    | *         | *              |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 24.1    | 5.3          | 0.3   | 2.2 | -    |      |
| UF96-P8  |      |           | *              |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 2.7     | 0.5          | *     | 0.5 | *    |      |
| UF96-P7  |      | 2.2       | *              |       |      |       |         | 0.2 |     |     |       |          | 0.2  |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 0.5     | 0.8          | -     | -   | 2.9  | 0.2  |
| UF96-P6  |      |           |                |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | *       | *            | *     | *   | *    |      |
| UF96-P5  |      |           | 0.4            |       |      | 0.4   | 1.1     |     |     |     |       | 0.4      |      |      |           |       |        |        | 0.7       |        |          |       | 0.4     | 14.0         | 0.4   | -   | 16.5 | 2.6  |
| UF96-P4  |      |           | *              |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       | 0.5    | 0.4    |           |        |          |       | 5.0     | 2.8          | -     | 0.9 | 0.5  |      |
| UF96-P3  |      |           | *              |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       | 0.3    |        |           |        |          |       | 1.4     | *            | -     | -   | 0.3  | -    |
| UF96-P2  |      | 1.2       | 2.0            |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       |         |              |       |     | -    | -    |
| UF96-P1  |      | 0.8       | 3.3            |       | 0.4  | 0.8   | 0.4     |     |     |     |       | 0.4      |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       | 0.4     | 12.6         | 5.9   | 0.4 | 2.0  | 1.2  |
|          |      |           |                |       |      |       |         |     |     |     |       |          |      |      |           |       |        |        |           |        |          |       |         | 5.4          | 2.5   | -   | 5.0  | 1.3  |

単位は%

\* : 計数はされなかったが試料中に含まれるタクサ

## 〔カバノキ属〕

低率ながら全ての試料で産出する。UF96-P28 と 50 の試料で出現率のピークがある。

## 〔クマシデ属、ハシバミ属〕

低率ながらほぼ全ての試料で産出する。

## 〔ブナ属〕

全ての試料で産出するが、増減が激しく不安定な産出状況である。UF96-P21~38 の試料における増減がもっとも激しく、これに比べれば、その下位あるいは上位では安定した産出状況である。UF96-P54~57 の試料では高率である。

## 〔コナラ亜属〕

出現率 31.4% である UF96-P13 の試料を除けば、UF96-P1~20 の試料では 10~20% の出現率である。UF96-P21~38 の試料では、下位に比べて全体に低率なるとともに増減を繰り返す。UF96-P39~45 の試料では高率で、UF96-P47~52 の試料では減少して低率である。UF96-P54~57 の試料では、下位に比べてやや増加する。

## 〔アカガシ亜属〕

ほぼ全ての試料から産出するが、いずれの試料でも低率である。その中で、UF96-P5~

8 と UF96-P13～16、UF96-P19 と 20、UF96-P23～25、UF96-P30 と 31、UF96-P36～38、UF96-P51～54 の試料において、小さな出現率のピークがある。

#### 〔フウ属〕

UF96-P24～29 の試料では、低率ながら連続して産出する。これら以外の試料では、ほとんど産出しない。

#### 〔イネ科〕

UF96-P 1 と 2 の試料で非常に高率である。UF96-P 6 や 12、42 などの試料でも高率で、UF96-P27～29 では高率な試料が連続する。

### 4. 花粉化石群集の特徴

今回分析を行った試料は、次の 3 タイプの花粉化石群集に分類される。

- ①：ブナ属とコナラ亜属が高率でニレ属-ケヤキ属やクマシデ属、ハシバミ属、アカガシ亜属などの広葉樹が伴われ、マツ属やトウヒ属、モミ属、ツガ属などの針葉樹は低率である。

この①タイプの花粉化石群集は UF96P- 1 ～ 3 と UF96P- 7 ～ 9、UF96P-14～17、UF96P-19 と 20、UF96P-23～26、UF96P-30 と 31、UF96P-36 と 37、UF96P-39～41、UF96P-43～45、UF96P-52～57 の試料で見られる。

- ②：①タイプの花粉化石群集に類似するがブナ属は低率で代わりにハンノキ属が高率である。カバノキ属も上下の試料に比べて高率で、カヤツリグサ科やイネ科、キク科などの草本花粉とシダ植物胞子が高率である。

この②タイプの花粉化石群集は UF96P-10～13 と UF96P-27～29、UF96P-34、UF96P-42、UF96P-49～51 の試料で見られる。

- ③：トウヒ属が高率でマツ属やツガ属、モミ属などの針葉樹が伴われ、ブナ属やコナラ亜属などの広葉樹は低率である。

この③タイプの花粉化石群集は UF96P- 4 ～ 6 と UF96P-18、UF96P-21 と 22、UF96P-32 と 33、UF96P-38、UF96P-47 の試料で見られる。

UF96P- 4 ～ 6 と UF96P-18 の試料は典型的な③タイプの花粉化石群集ではなく、比較的コナラ亜属が高率である。典型的な③タイプの花粉化石群集が見られるようになるのは、UF96P-21 の試料から上位である。この UF96P-21 の試料から上位では、②タイプの花粉化石群集をまじえながら①タイプと③タイプの花粉化石群集が繰り返される。一方、UF96P-21 の試料よりも下位では、①タイプの花粉化石群集が主である。

### 5. 古植生、古気候

①タイプの花粉化石群集の試料ではその花粉化石群集の特徴から、ブナ属とコナラ亜属が優占しニレ属-ケヤキ属やクマシデ属、ハシバミ属そしてアカガシ亜属などが伴われる広葉樹林に、マツ属を中心にトウヒ属やモミ属などの針葉樹が混じる植生が考えられる。

②タイプの花粉化石群集の試料では、①タイプの花粉化石群集の試料と基本的には同じ植生だが、①タイプで優占したブナ属に代わり②タイプではカバノキ属を伴ったハンノキ属が優占する。また、草本花粉とシダ・コケ胞子が高率で木本花粉が低率なことから、堆

積地付近では疎林となり明るい林床にシダ植物の繁茂とカヤツリグサ科やイネ科、キク科などが優占する草地が広がったと考えられる。

③タイプの花粉化石群集の試料ではその花粉化石群集の特徴から、トウヒ属が優占しマツ属やツガ属、モミ属などが伴われる針葉樹林にブナ属やコナラ亜属などの落葉広葉樹が混じる植生が考えられる。

②タイプの花粉化石群集に移り変わる直前、UF96P-8と9、UF96P-25と26、UF96P-33、UF96P-47の試料では、メタセコイア属とヒノキ科をとまってスギ属が高率でブナ属は低率である。その後、ハンノキ属が高率でブナ属そしてスギ属も低率な②タイプの花粉化石群集となる。UF96P-8と9、UF96P-25と26、UF96P-33、UF96P-47の試料の直前には①タイプの花粉化石群集があり、①タイプで優占するブナ属が②タイプで優占するハンノキ属に代わる前にスギ属の優占する時期があったと考えられる。そしてこのスギ属が優占する時、シダ植物胞子が低率であることから、②タイプの花粉化石群集から推定された堆積地付近の疎林化はまだ進んでいなかったと考えられる。

花粉化石群集から推定された植生は、試料が採取されたMa-1～Ma3の層準全体を通して現在の森林帯区分の冷温帯林と類似している。現在における暖温帯要素のアカガシ亜属やサルスベリ属なども低率ながら産出するが、これらの花粉はトウヒ属が高率な試料では減少してほとんど産出しない。また、カラマツ属やミツガシワ属など寒冷な気候を示す花粉が、トウヒ属に伴って低率ながら産出する。これらのことから、分析試料を採取した地層が堆積した時代の気候は概して、現在の大阪平野よりも寒冷であったと考えられる。

相対的な寒暖として、③タイプの花粉化石群集の試料が堆積した時期は、トウヒ属が高率でブナ属やコナラ亜属などの落葉広葉樹が低率なことから、①タイプあるいは②タイプの花粉化石群集の試料が堆積した時期よりも寒冷であったと考えられる。大阪層群から産出した植物遺体や花粉化石の研究によって、海成粘土が温暖な時期に、海成粘土間の淡水成層が寒冷な時期に堆積したとことが明らかにされている（三木，1948；粉川，1959；田井，1966a, b；那須，1970など）。今回の分析でも、Ma-1とMa0、Ma1、Ma2、Ma3から採取した試料は①タイプの花粉化石群集を示し、相対的ではあるが温暖な時期にこれら海成粘土層が堆積したと考えられる。このことは、吉川ほか（1998）で新たなに設定された4枚の海成粘土層のうち、Ma0.5とMa1.5、Ma1.7でも同様である。Ma1.3では、下部にあたるUF96P-30の試料が①タイプの花粉化石群集であるが、中部から上部のUF96P-31と32の試料は③タイプの花粉化石群集である。

UF96P-21の試料よりも下位では①タイプの花粉化石群集が主であるが、UF96P-21の試料から上位つまりMa0.5よりも上位では③タイプと①タイプの花粉化石群集が繰り返されることから、Ma0.5よりも上位では相対的な寒暖を繰り返すようになると考えられる。

## 6. まとめ

OT=大手前ボーリングにおける大阪層群のMa-1～Ma3までの花粉化石群集の変遷と、それに基づく古植生、古気候の変化を検討した。

（1）花粉化石群集は、①タイプ、②タイプ、③タイプに分類される。

（2）①タイプの花粉化石群集からはブナ属とコナラ亜属が優占する広葉樹林、②タイプの花粉化石群集からはハンノキ属とコナラ亜属が優占する広葉樹林で堆積地付近では

疎林で草地在る古植生、③タイプの花粉化石群集からはトウヒ属の優占する針葉樹林が考えられる。

- (3) Ma-1 ~ Ma3 の層準全体を通して現在の森林帯区分の冷温帯林と類似する古植生が推定され、これらの地層堆積時の気候は概して現在の大阪平野よりも寒冷であったと考えられる。
- (4) ③タイプの花粉化石群集の試料が堆積した時期は、①タイプあるいは②タイプの花粉化石群集の試料が堆積した時期よりも寒冷であったと考えられる。
- (5) 吉川ほか (1998) で新たに設定された海成粘土層のうち Ma0.5 と Ma1.5、Ma1.7 は、従来の海成粘土層同様に温暖な時期に堆積したと考えられる。
- (6) Ma0.5 よりも上位では相対的な寒暖を繰り返すようになると考えられる。

## 文献

- Ikebe, N., Iwatsu, J. and Takenaka, J., 1970, Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 13, 39-98
- 粉川昭平, 1959, 西宮近傍の植物遺体とその変遷. 西宮市史, 1, 265-286.
- 三木 茂, 1948, 鮮新世以来の近畿及び近接地域の遺体フローラに就いて. 鉱物と地質, 2, 105-144.
- 那須孝悌, 1970, 大阪層群上部の花粉化石について一堺港のボーリングコアを試料として一. 地球科学, no. 24, 25-34.
- 大阪府大阪市, 1996, 平成7年度地震調査研究交付金「上町断層に関する調査成果報告書」. 大阪市, 224p.
- 田井昭子, 1964, 枚方丘陵の大阪層群の花粉分析—とくに海成・淡水成層と気候変化について—近畿地方の新期新生代層の研究Ⅳ. 地球科学, no. 74, 22-32.
- 田井昭子, 1966a, 大阪市におけるボーリング (OD-1) コアの花粉分析 (その1)—近畿地方の新期新生代層の研究Ⅴ. 地球科学, no. 83, 25-33.
- 田井昭子, 1966b, 大阪市におけるボーリング (OD-1) コアの花粉分析 (その2)—近畿地方の新期新生代層の研究Ⅴ. 地球科学, no. 84, 31-38.
- 吉川周作・中川康一・川辺孝幸・古谷正和・大西雅弘, 1987, 大阪市深層ボーリング, OD-2・OD-1 コアの再検討. 地質雑, 93, 653-665.
- 吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好則・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子, 1998, 大阪市津守・大手前・浜ボーリングの岩相・火山灰層序. 地質雑, 104, 462-476.

## 神戸市東灘コアの古地磁気層序－基準時間軸

兵頭政幸・D.K. Biswas（神戸大学内海域機能教育研究センター）

### 要旨

大阪湾北部の基盤まで達した神戸市東灘ボーリングコア（GS - K1）の古地磁気測定を行なった。その結果、11 個の主要な地磁気極性境界を決めることに成功し、Mammoth subchron 以降、約 330 万年間の磁気層序を確立した。この磁気層序は、5 個の短期逆転・エクスカージョンの地磁気イベントに支持され、さらに、古気候および火山灰層序データとよく調和している。大阪堆積盆における堆積の始まりは 3.3Ma、最初の海の進入（Ma-1）は 1.25Ma に起こった。主要な地磁気極性境界間の平均堆積速度は、おおむね 30～70cm/ky と速く、変動幅は小さい。ただし、約 3Ma、2Ma、1Ma に堆積速度変化が見られる。本研究で見つけた地磁気の短期逆転イベントやエクスカージョンは、今後、鮮新世・更新世堆積物の精密年代測定のよい年代指標となるであろう。

### 序

堆積物シーケンスに年代軸を入れることは、地球科学的イベント及びその周期性などの解析や、グローバルな対比に大変役立つ。大阪湾と大阪平野を中心とした大阪堆積盆は、太平洋プレートによる東西圧縮とフィリピン海プレートによる南北圧縮に起因する活断層運動で中央部が沈降し続けている（藤田、1982）（図 1）。その形成過程で起こった地球科学的イベントは同盆地の堆積物に記録されている。また、瀬戸内海東部を代表する閉鎖性海域として大阪湾の環境変遷も詳細に記録されている。このような過去のテクトニクスや環境の記録に正確な時間軸を入れることで、イベントや変動の周期性などの解析ができるようになり、また、未来予測も可能となる。都市地盤として大阪層群堆積物の物性等を研究する上でも重要である。

神戸市東灘区で採取した長さ 1700m のボーリングコアは大阪堆積盆で始めて基盤まで達したコアであり、上記目的達成に最適である。本研究では、同コアの堆積物 1545m の古地磁気測定を行い、磁気極性層序を確立し、同コアに信頼度の高い年代軸を決めた。ここでは、この磁気層序の結果を中心に、大阪湾の古環境や堆積史についても述べる。

### コア試料

掘削は、神戸市東灘区魚崎浜町 1 丁目の埋立地（34° 42' 9" N, 135° 16' 35" E）で行われた（図 1）。標高 2.68m を基準に、深度 23.3m から 1700m までのコアがワイヤーライン工法によって採取された。コアは直径 63mm、長さ 6m のセグメントで採取され、各セグメントは採取後すぐに 1m ごとに切断された。長さ 1m のコアはさらに縦に判割され、乾燥化防止のためポリエチレンフィルムで密封した状態で、木箱に収納された。コアの回収率は 96% であった。

コアは深度 1445.7m までは堆積物、それ以下は基盤の花崗岩からなっている。古地磁

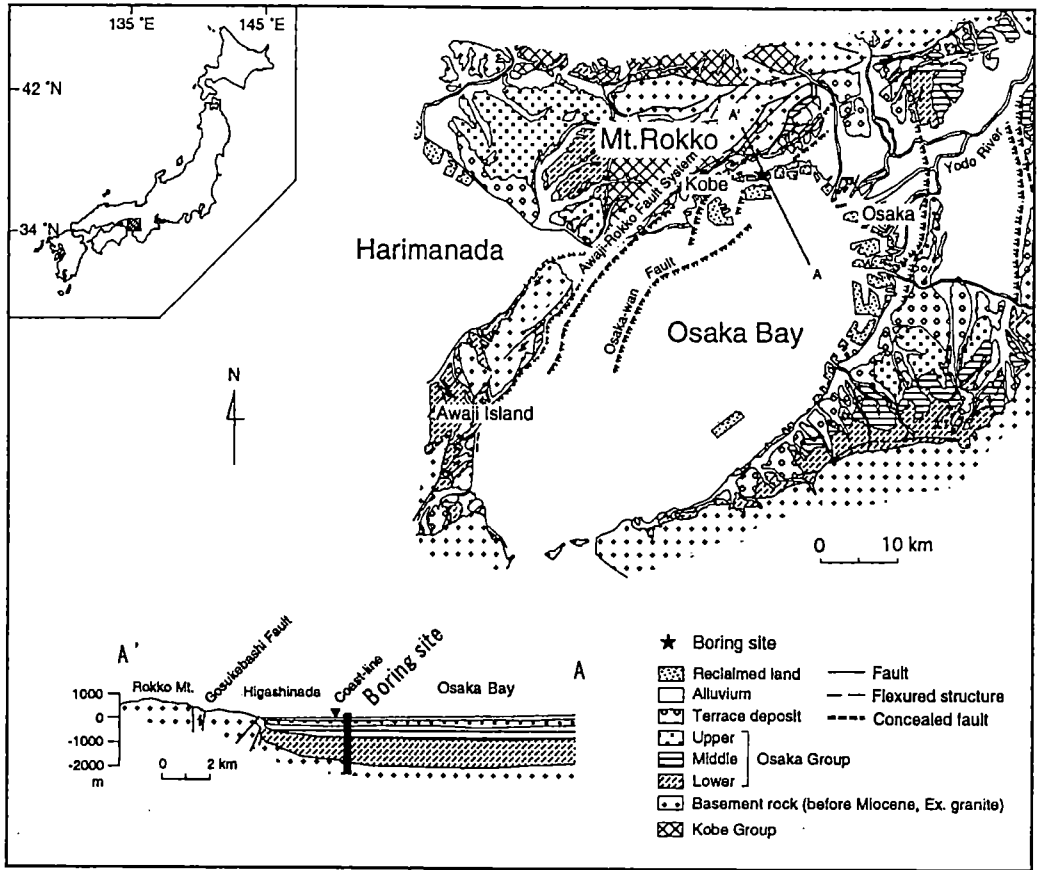


図1 大阪堆積盆地周辺の地質とボーリング地点

気試料は堆積物からのみ採取した。試料はナイフを使って、 $10\text{cm}^3$  のキューブに切り出しポリカーボネイト製キューブに封入した。基本的には深さ 10m 間隔で採取し、極性境界付近ではさらに細かい間隔で採取した。

#### 古地磁気・岩石磁気測定

全ての試料について、主に段階交流消磁を行い、幾つかの試料については段階熱消磁を行った。後者は消磁法による磁化成分抽出に違いがないことの確認が主目的である。段階交流消磁は  $5\cdot 10\text{mT}$  ごとのステップで、消磁前の自然残留磁化強度の  $5\cdot 10\%$  になるまで、最高  $200\text{mT}$  まで行った。段階熱消磁は、 $100^\circ\text{C}$  から始め  $50^\circ\text{C}$  か  $30^\circ\text{C}$  間隔のステップで最高  $680^\circ\text{C}$  まで行った。

ほとんどの試料は、二次的な粘性残留磁化成分が、 $5\cdot 10\text{mT}$  の交流消磁か、 $100\cdot 200^\circ\text{C}$  の熱消磁で除去され、それ以上のレベルではベクトルが原点に向かって減衰する単一磁化成分をもつことが分かった。また、二つの消磁法による結果に違いはなかった。

64%の試料については、主成分分析法 (Kirschvink, 1980) によって特徴的残留磁化 (Characteristic remanent magnetization, ChRM) 成分を計算した。27%の試料は、明らかに高保持力成分を持っているが、磁化強度が弱いため、主成分分析法では分離できなかった。そのような試料は、高い消磁レベルの残留磁化方向がシュミットネット上でクラスターを作るので、そのクラスターの中心付近の方向を ChRM とした。9%の試料は磁化ベクトルの減衰が曲線を描くか、複雑なパターンを示すため、ChRM が得られなかった。それは、シルト質か砂質シルト試料であった。

2700mT までの等温残留磁化 (Isothermal Remanent Magnetization, IRM) 獲得実験を行った結果、全ての試料は 300mT までに飽和することが分かった。これは、マグネタイต์が主要磁性鉱物であることを示唆している。熱消磁も 580℃までにほとんどの NRM 成分は消え、マグネタイต์が主要な磁性鉱物であることを示している。

段階交流消磁・段階熱消磁・IRM 獲得実験についての詳細は、Biswas et al. (1999) の論文を参照のこと。

### 磁気極性層序

1m ごとに切断されたコアは水平面内で方位付けされていないので、古地磁気の偏角が使えない。ここでは、ChRM の伏角を使って磁気極性を決める。正の伏角を正極性、負の伏角を逆極性と定義し、4 点以上のデータが、5m 以上にわたって同一極性を示す場合に極性帯を設けた。その結果、最上位の正極性帯から最下位の逆極性帯まで、12 個の極性帯が見つかった (図 2)。各極性帯境界の深さは、400m、523m、582m、653m、680m、1014m、1105m、1320m、1489m、1500m、1531m である。これ以外に、正逆両極性が混在する層厚 4m と 11m の二つのエクスカージョン帯と、1~3 層準からなる短期の逆転で、既報告イベントに対比できる可能性のあるイベントが 4 個見つかった (図 2)。

得られた古地磁気極性層序を標準地磁気極性年代表 (Cande and Kent, 1995) と対比して、極性境界年代を決める。極性帯は大きく 3 つに分かれる。最上位から 400m までの正極性卓越帯、400m から 1320m までの逆極性卓越帯、1320m から 1545m までの正極性卓越帯の 3 つである。これらは、それぞれブリュンヌ (23-400m)、松山 (400-1320m)、ガウス (1320-1545m) の各クロン(chron)に容易に対比できる。同コアで同定されている広域火山灰 (吉川ほか、2000) の絶対年代 (町田・新井、1992) や大阪層群のこれまでの研究成果の集大成 (市原、1993) もこの対比を支持する。また、これらクロンの中にある層厚 100m 以下の極性帯も、ハラミヨ (523-582m)、コブマウンティン (653-680m)、オールドヴァイ (1014-1105m)、カエナ (1489-1500m)、マンモス (1531-1545m) の各サブクロン(subchron)に容易に対比できる (図 2)。

#### (1)ブリュンヌ／松山境界 (Brunhes/Matuyama Boundary)

海成粘土層 Ma4 下部の 400m から 400.5m の間に、伏角・相対偏角とも方向反転する地磁気逆転が見られた。この逆転が、松山からブリュンヌへの逆転の主境界と思われる。この結果は、これまでの陸上で行われた大阪層群の古地磁気研究 (Maenaka et al., 1977;



Hayashida and Yokoyama, 1989; Takatsugi and Hyodo, 1995) と一致する。

## (2) ハラミヨ (Jaramillo)

ハラミヨに対比した層厚 59m の正極性帯の上限は、海成層 Ma1.5 の直上 (約 2m 上) にあり、下限は海成層 Ma1 の中央付近にある。測定間隔による分解能を考慮すると、その深度は上限が  $523 \pm 2\text{m}$ 、下限が  $582 \pm 2\text{m}$  になる。光明池Ⅲ火山灰とピンク火山灰がハラミヨの中に入っている。そのうち、ピンク火山灰は耶馬溪火砕流堆積物に対比され (Hayashida et al., 1996)、その火砕流堆積物は K-Ar 年代  $0.99 \pm 0.03\text{Ma}$  (宇都・須藤, 1985) と fission track 年代  $1.04 \pm 0.05\text{Ma}$  (壇原ほか, 1997) が報告されている。これらの年代は磁気層序年代とよく調和している。

ブリュンヌ／松山境界とハラミヨの間にある Ma3 最下部のアズキ火山灰は、K-Ar 年代  $0.85 \pm 0.03\text{Ma}$  (NEDO, 1989) が出されている今市火砕流に対比されている (Hayashida et al., 1996)。このアズキ火山灰の年代データも、磁気層序年代と調和している。

## (3) コブマウンティン (Cobb Mountain)

海成層 Ma0 の下限付近、深度  $653 \pm 1.5\text{m}$ 、から海成層 Ma-1 の約 5m 上、深度  $680 \pm 1\text{m}$ 、まで続く正極性帯をコブマウンティンに対比した。この正極性帯直上の海成層 Ma0 は、深度 648m にイエローⅡまたはイエローⅢに対比される火山灰を挟んでいる (吉川ほか, 2000)。この火山灰は、 $1.13 \pm 0.21\text{Ma}$  の fission track 年代 (鈴木, 1988) が出されている下位イエロー火山灰と層序的に近いが、あるいは同一の可能性もあり、磁気層序を支持する。

コブマウンティンは継続期間が短いため、火山岩の放射年代測定法によって、上限・下限を押さえるだけの分解能がなく、境界年代は確立されていない。したがって図 2 のコブマウンティン正極性帯の境界には年代を入れなかった。

## (4) オルドヴァイ (Olduvai)

深度  $1014 \pm 3\text{m}$  から  $1105 \pm 3\text{m}$  までの正極性帯は、松山クロン帯の中で最も分厚い。このことと、同クロン帯の下位にあることを考えると、オルドヴァイに対比するのが最も妥当である。この正極性帯の上限直下 (1023m) にある薄い逆極性イベント (図 2) は、Zijderveld et al. (1991) が地中海のコアで見つけているオルドヴァイ上限直下のイベント (期間約 3 万年) によく対比できる。

## (5) 松山／ガウス境界 (Matuyama/Gauss Boundary)

朝代火山灰の上位にある、 $1320 \pm 2\text{m}$  の極性境界は松山／ガウス境界に容易に対比できる。1489m まで続くこの長い正極性帯は、1442.1m 付近の深い伏角値 ( $85.2^\circ$ ) を除き、伏角がおおむね  $40\text{--}60^\circ$  の間で小さく変動する安定な古地磁気を示す。松山／ガウス境界がここに位置することは、朝代火山灰との層序関係など大阪層群のこれまでの研究結果 (市原, 1993) と調和する。

#### (6) カエナ (Kaena)

深度  $1489 \pm 3.5\text{m}$  から  $1500 \pm 1\text{m}$  の逆極性帯は、ガウスクロン中のカエナに対比するのが最も妥当と思われる。上限付近では、よい古地磁気試料が採取できなかったため、深度誤差が大きい。この極性帯の最下部にある、深度  $1499.4 \sim 1499.8\text{m}$  の火山灰 K1-1500 (吉川ほか、2000) は逆帯磁であった。この火山灰の年代測定を行うことで、磁気層序対比の信頼度を上げることが期待される。

#### (7) マンモス (Mammoth)

Biswas et al. (1999)によると、カエナ以下は正極性帯がコア最下部まで続いている。本研究では、新たに2層準 ( $1532.7\text{m}$  と  $1541.7\text{m}$ ) で試料を採取し、それが明らかに逆極性を示したので、 $1500\text{m}$  以下の11個のデータを、一部より高いレベルの消磁実験も加えて再検討した結果、 $1538\text{m}$  以下の4個は高保持力成分が逆極性であることを確認した。この深さ以下ではもう1個試料があるが、磁化強度が極めて弱いので安定成分は抽出できなかった。この最下部の逆極性帯はマンモスに対比するのが、元も妥当と思われる。その上限は  $1531 \pm 1.5\text{m}$  である。

#### (8) その他の逆転イベント

オールドヴァイより下位の松山クロン帯に、極めて短期の逆転イベントが3つ存在する。

$1191.7\text{m} \sim 1200.7\text{m}$  の正極性イベントは、オールドヴァイ下部と松山／ガウス境界の間の堆積速度一定を仮定すると、年代が  $2.20 \sim 2.23\text{Ma}$  と推定される。イベント両端の隣接するデータ点までの最大幅で見積もると  $2.17 \sim 2.28\text{Ma}$  となる。このイベントは、最大の年代幅を考慮しても、Cande and Kent (1995) の地磁気極性年代表に載るレユニオン ( $2.14 \sim 2.16\text{Ma}$ )、"X" ( $2.42 \sim 2.44\text{Ma}$ ) のどちらのサブクロンにも対比は困難である。レユニオンは、かつての年代表 (Mankinen and Dalrymple, 1979; Harland et al., 1990) では、レユニオンⅠとⅡの二つに分けて掲載されていた。McDougall et al. (1992) はケニア・トゥルカナ盆地の河川成堆積物中火山灰の K-Ar 年代測定から、レユニオンⅠは  $2.19 \sim 2.27\text{Ma}$ 、レユニオンⅡは  $2.11 \sim 2.15\text{Ma}$  になると報告している。これらの年代を参照すると、 $1191.7\text{m} \sim 1200.7\text{m}$  の正極性イベントはレユニオンⅠに対比される可能性が極めて高い。また、 $1162.15\text{m}$  に1層準だけのデータで示される正極性イベントが見つっている。その年代を上と同様に見積もると  $2.12\text{Ma}$  (最大  $2.09 \sim 2.14\text{Ma}$  の間) となり、レユニオンⅡに対比される可能性が高くなる。このように東灘  $1700\text{m}$  コアの古地磁気データは、レユニオンが二つのイベントに分かれていることを示唆する。

松山クロン帯の最下部にある、 $1272.5\text{m} \sim 1274.4\text{m}$  の正極性イベントは、上と同様に  $2.44 \sim 2.45\text{Ma}$  (最大幅  $2.42 \sim 2.25\text{Ma}$ ) と見積もることができる。これは、 $2.42 \sim 2.44\text{Ma}$  の "X" サブクロンに容易に対比できる。

#### (9) エクスカーション

本研究ではエクスカッションが二つ見つかった。どちらも逆転磁場を含んでいる。一つはブリュンヌ初期に、もう一つは松山中期に起きている。

ブリュンヌ初期の、海成層 Ma5 の下部境界付近、深度 352.0m~355.7m に見つかったエクスカッションは逆極性磁場が卓越し、間に薄い (10-20cm) 正極性イベントも含む。また、伏角が 70° を越す磁場も含む。Ma5 は海洋酸素同位体ステージ 17 に対比されることから、0.69Ma の年代が見積もられ、ステージ 17 イベントと命名することが提案されている (Biswas et al., 1999)。

このエクスカッションはイタリア・Calabria の堆積物コアで見つかったデルタイイベント (Creer et al., 1980) に対比される。デルタイイベントの年代はこれまでブリュンヌ/松山境界年代として 0.73Ma を用いて 0.63-0.64Ma と推定されているが (Champion et al., 1988)、境界年代として 0.78Ma を用い、ブレイクイベントの年代 0.12Ma (Tucholka et al., 1987; Tric et al., 1991) を用いて再計算すると、0.68Ma と見積もられ、ステージ 17 イベントの年代に非常に近くなる。

松山中期の、深度 910.9m~921.7m のエクスカッションは、正負の高伏角磁場も含む正極性磁場卓越帯である。コブマウンティン下限とオールドヴァイ上限の間の堆積速度一定を仮定すると、1.60-1.62Ma と年代が見積もられる。この年代値は、同エクスカッションがアイスランドの溶岩で見つかったギルザ (Gilsá) (McDougall and Wensink, 1966) に対比できることを示唆する。最近、ギルザは  $1.62 \pm 0.03\text{Ma}$ 、 $1.61 \pm 0.07\text{Ma}$  の K-Ar 年代が報告されている (Udagawa et al., 1999)。また、ステージ 54 イベント (Zijderveld, 1991) や、ジャワ島サンギランの更新統で見つっている  $1.61-1.64\text{Ma}$  の逆転イベント (Hyodo, 2001; Hyodo et al., 1992) にも対比できる。 $1.6\text{Ma}$  付近の逆転イベントはオールドヴァイ・サブクロン ( $1.77-1.95\text{Ma}$ ) とは明かに分離されるもので、また地球規模イベントの可能性も高く、重要な年代指標になるかもしれない。

## 考察

本研究の磁気層序の結果は、深海底コアから出されている気候変化イベントと地磁気極性境界の関係 (Shackleton et al., 1990) によく調和している。海洋酸素同位体ステージ 19 の間氷期に起こるブリュンヌ/松山境界の地磁気逆転は、海成層 Ma4 の高海面期 (間氷期) に記録されている。ハラミヨの上限は深海底コアではステージ 17 の後半に出てくる。同ステージ前半のやや温暖期が大阪湾における Ma1.5 の高海面期に対比され、酸素同位体比が少し上がってやや冷涼化する後半が Ma1.5 直上の淡水成層に対比される。東灘 1700m コアのハラミヨ上限はその淡水成層に記録されており、深海底のデータとよく一致する。ハラミヨの下限は、深海底コアではステージ 31 の間氷期に出現し、1700m コアでは Ma1 の高海面期にあって、これも一致する。ステージ 36 の氷期に起こるコブマウンティンは、1700m コアでは Ma0 と Ma-1 の間の淡水成層 (低海面期、氷期) に記録されていた。これも気候学的に一致している。大阪堆積盆でコブマウンティンが見つかったことにより、大阪湾への最初の海進 Ma-1 がステージ 37 (約 125 万年前) であることが明らかとなった。

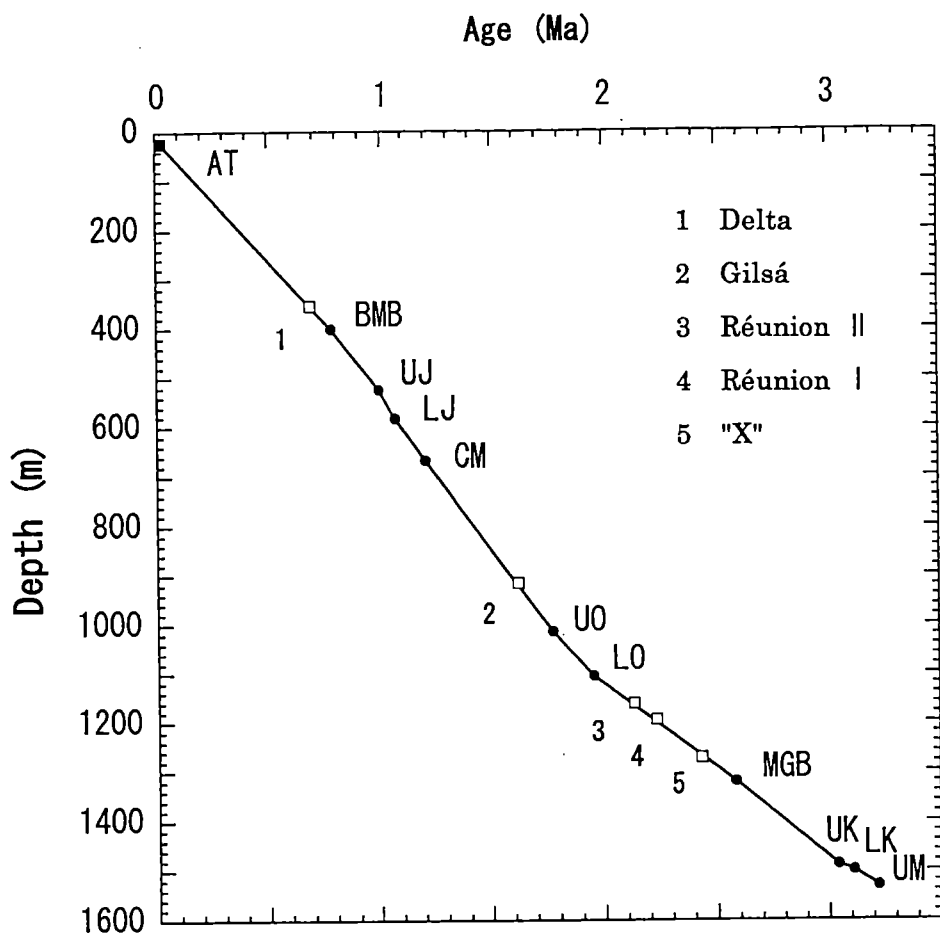


図3 神戸市東灘コアの磁気層序年代プロット

●はAT火山灰と地磁気極境界、□はショートイベント・エクスカージョンの深さと年代。実線は●の点を結んでいる。BMB=ブリュヌ／松山境界、UJ=ハラミヨ上限、LJ=ハラミヨ下限、CM=コブマウンティン中央、UO=オルドヴァイ上限、LO=オルドヴァイ下限、MGB=松山／ガウス境界、UK=カエナ上限、LK=カエナ下限、UM=マンモス上限。ATの年代は村山ほか（1993）を採用。

本研究では、主要な地磁気極性境界以外に、3個の逆転イベントと2個のエクスカージョンを見つけた。これらは、既報告イベントとよく一致し、本研究の磁気層序の信頼度を上げる役割を果たしている。深さ軸に対し主要な極性境界年代とAT火山灰の年代をプロットした図3において、□印でプロットしたイベントとエクスカージョンの5個の年代は、磁気層序の深さ-年代曲線にきれいに乗っている。図3では、上述の理由によりコブマウンティンは中央深度を1.205Maの年代としてプロットした。最下部のカエナ・

マンモス間の堆積速度を外挿すると、最下部は 3.27Ma の年代となる。

主要極性境界間の 10 個の平均堆積速度を図 4 に表す。28cm/kyr、16cm/kyr と低い堆積速度が、約 3Ma を境に急激に上昇し、約 3Ma～2Ma の間 30-40cm/kyr の高い値を維持する。約 2Ma のオルドバイに入ると 50%ほど上昇し 51cm/kyr に、オルドバイの終わりにはさらに 20%ほど上がって 61cm/kyr になる。それ以降 60cm/kyr かそれ以上の高い値を維持し、ハラミヨ終わりの 1Ma ころから減少し始めブリュンヌには 50cm/kyr に下がる。これら約 1Myr ごとの変化は、何らかのテクトニクスか気候のイベントを反映しているのかもしれない。

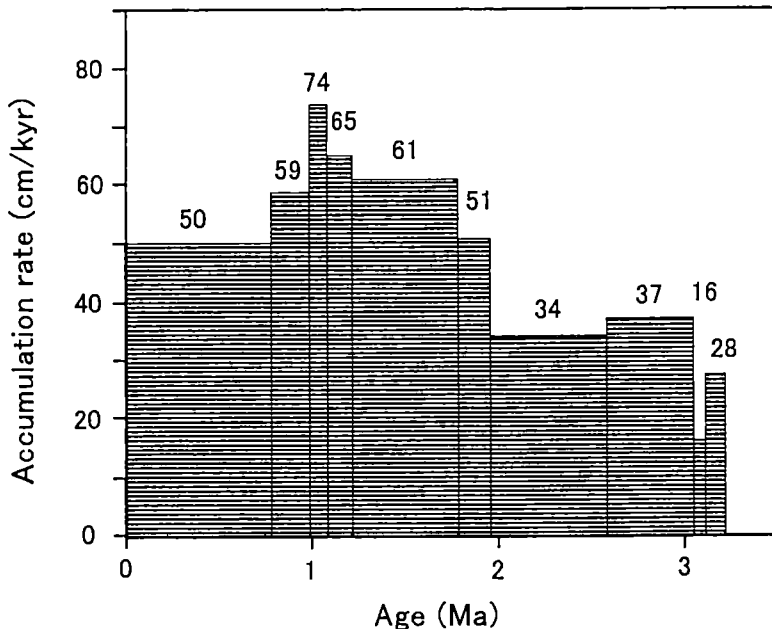


図 4 神戸市東灘コアから得られた過去 320 万年間の平均堆積速度の推移  
平均堆積速度は、主要な地磁気極性間で計算した。

#### まとめ

大阪湾北部の基盤まで達した神戸市東灘の 1700m ボーリングコア (GS-K1) の古地磁気測定を行なった。その結果、ブリュンヌ／松山境界、ハラミヨ上限・下限境界、コブマウンティン上限・下限境界、オルドヴァイ上限・下限境界、松山／ガウス境界、カエナ上限・下限境界、マンモス上限境界の計 11 個の主要な地磁気極性境界を決め、過去約 330 万年間の磁気層序を確立した。この磁気層序は、3 個の短期逆転イベントと 2 個の地磁気エクスカージョンが古地磁気学的に支持し、さらに、古気候データおよび火山灰層序データとも調和していることから、信頼度が高いといえる。大阪堆積盆では少なくとも約 330 万年前から堆積が始まり、125 万年前に最初の海の進入 (Ma-1) が起こった。主要な地磁気極性境界間の平均堆積速度は、おおむね 30～70cm/ky と速く、変動幅

は小さい。ただし、3Ma、2Ma、1Ma ころに堆積速度の変化が見られる。本研究で見つけた地磁気の短期逆転イベントやエクスカージョンは、今後、鮮新世・更新世堆積物の精密年代測定のよい年代指標となるであろう。

#### 引用文献

- Biswas, D.K., Hyodo, M., Taniguchi, Y., Kaneko, M., Kato, S., Sato, H., Kinugasa, Y., and Mizuno, K. (1998) Magnetostratigraphy of a 1700-m core from Osaka Bay, southwest Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* 148, 233-248.
- Cande, S.C., and Kent, D.V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, 6093-6095.
- Champion, D.E., Lanphere, M.A., and Kuntz, M.A. (1988) Evidence of a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama chrons. *J. Geophys. Res.* 93, 11667-11680.
- Creer, K.M., Readman, P.W., and Jacobs, A.M. (1980) Palaeomagnetic and palaeontological dating of a section at Gioia Tauro, Italy: Identification of the Blake event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 289-300.
- 壇原徹・鎌田浩・岩野英樹 (1997) 中部九州の耶馬溪火砕流堆積物と大阪層群ピンク火山灰のジルコンのフィッシュ・トラック年代. *地質学雑誌*. 103, 994-997.
- 藤田和夫 (1982) 日本列島砂山論. 小学館.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G., and Smith, D.G. (1990) *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Hayashida, A. and Yokoyama, T. (1989) Brunhes/Matuyama polarity epoch boundary in the Osaka Group of the Senriyama Hills, southwest Japan, *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* 72, 195-201.
- Hayashida, A., Kamata, H., and Danhara, T. (1996) Correlation of wide-spread tephra deposits based on palaeomagnetic directions: Link between a volcanic field and sedimentary sequences in Japan. *Quat. Int.* 34-36, 89-98.
- Hyodo, M. (2001) The Sangiran geomagnetic excursion and its chronological contribution to the Quaternary geology of Java, in (T. Sumanjuntak et al., Eds) *Sangiran: Man, Culture, and Environment in Pleistocene times*, Yayasan Obor Indonesia, Jakarta. 320-335.
- Hyodo, M., Sunata, W., and Susanto, E.E. (1992) A long-term geomagnetic excursion from Plio-Pleistocene sediments in Java. *J. Geophys. Res.* 97, 9323-9335.
- 市原 実 (1993) 大阪層群. 創元社.
- Kirchvink, J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699-718.
- 町田洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- Maenaka, K., Yokoyama, T., and Ishida, S. (1977) Paleomagnetic stratigraphy and

- bistratigraphy of the Plio-Pleistocene in the Kinki district, Japan. *Quat. Res.* 7, 341-362.
- Mankinen, E. A., and Dalrymple, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B.P. *J. Geophys. Res.* 84, B2, 615-626.
- McDougall, I., Brown, F.H., Cerling, T.E., and Hillhouse, J.W. (1992) A reappraisal of the geomagnetic polarity time scale to 4 Ma using data from Turkana Basin, East Africa. *Geophys. Res. Lett.* 19, 2349-2352.
- McDougall, I., and Wensink, H. (1966) Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.* 1, 232-236.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村真・安田尚登・平朝彦 (1993) 四国沖ビストンコア試料を用いた AT 火山灰噴出年代の再検討. *地質学雑誌*. 99, 787-798.
- NEDO (新エネルギー産業技術総合開発機構) (1989) 昭和 63 年度全国地熱資源総合調査 (第 3 次) 広域熱水流動系調査、鶴見岳地域、火山岩分布・年代調査報告書要旨.
- Shackleton, N.J., Berger, A., and Peltier, W.R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh*. 81, 251-261.
- 鈴木正男 (1988) 第四紀火山灰層のフィッシュトラック年代について. *地質学論集*. 30, 219-221.
- Takatsugi, K.O. and Hyodo, M. (1995) A geomagnetic excursion during the late Matuyama chron, the Osaka Group, southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136, 511-524.
- Tric, E. Laj, J.-P., Tucholka, P., Paterne, M., and Guichard, F. (1991) The Blake geomagnetic event: Transition geometry, dynamical characteristics and geomagnetic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 1-13.
- Tucholka, P., Fontugue, M., Guichard, F., and Paterne, M. (1987) The Blake polarity episode in cores from the Mediterranean Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, 320-326.
- Udagawa, S., Kitagawa, H., Gudmundsson, A., Hiroi, O., Koyaguchi, T., Tanaka, H., Kristjansson, L., and Kono, M. (1999) Age and magnetism of lavas in Jokuldalur area, Eastern Iceland: Gilsá event revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.* 115, 147-171.
- 宇都浩三・須藤茂 (1985) 豊肥地熱地域の火山岩の K-Ar 年代. *地質報告*. 264, 67-83.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠義博・三田村宗樹・中川康一 (2000) 神戸市 1700m ボーリングコアの火山灰層序, *第四紀研究*, 39, 505-520.
- Zijderveld, J.D.A., Langereis, C.G., Hilgen, F.J., Verhallen, P.J.J.M., and Zachariasse, W.J. (1991) Integrated magnetostratigraphy and bistratigraphy of the Upper Pliocene-Lower Pleistocene from the Mont Singa and Crotone areas in southern Calabria (Italy), *Earth Planet. Sci. Lett.* 107, 697-714.

## 動的物性層序学

中川康一・西野 宏（大阪市立大学大学院理学研究科）

### はじめに.

最近では、反射法地震探査は地下構造調査において欠くことのできない重要な調査項目となっている。特に阪神淡路大震災以降、各地域の活断層調査や地盤調査では、ほとんど例外なく採用されている。反射法地震探査は他の探査手法に比べていくつかの利点があるが、その1つは強震動解析のパラメータである地震波速度分布をかなりの精度で決定できることである。しかし、工学的に重要な意味を持つ物性はS波であるとみられるが、S波の振源を用いた反射法地震探査はそれほど一般的ではなく、ごく表層においてわずかに試みられる程度である。一方、地震波速度の精度の高い計測にはボーリング孔を用いたPS検層が広く知られている。兵庫県南部地震の発生以後、大阪・神戸地域においては多くの速度データが蓄積されたが、それでも三次元的な速度構造モデルを描こうとすると、多くの地域でデータが不足していることが分かる。

しかしながら、堆積物の力学物性は地質条件に大きく依存していることから、多くの地域で有効な動的物性データが欠落している現状では、地域の地質情報からこれを推定する手法の確立が期待される。ここでは、これまでに得られている動的物性と地質条件との関係を検討し、それらの間にみられる関係からより信頼性の高い動的物性の推定法を試みようとするものである。

### 動的物性の計測.

材料の動力学的性質は動的物性と呼ばれ、静的な物性とは一応区別しているが、実際には岩石や堆積物の地震波速度や減衰の計測ではその周波数効果はほとんど認められておらず、周波数依存性が無視できる程度と考えられている。したがって、原理的には静的な方法でも決定できるが、静的な測定から得られるひずみは通常地震波に比べて一般にかなり大きなレベルにあり、弾性定数のひずみ依存性を考慮すると、動的な手法を用いる方が信頼できる。一般に地盤の動的な物性として重要な項目は物質中を伝わる地震波速度の他に地震波の減衰やそれらのひずみ依存性ならびに繰返し変形に伴う間隙水圧の発生の程度など、地質材料の動的な変形に関与する種々の性質をさすが、ここでは基本的な物理量であるP波速度、S波速度および密度にとどめる。しかし、他の項目に関しても同様な考え方が適用できそうである。動的な物性の分布構造を原位置測定から決定する方法には地震探査やPS検層がある。地震探査では屈折法、反射法によるもののほか微動を利用する探査法などが用いられるが、反射法によるものは一般に信頼性が高い。兵庫県南部地震以来、活断層調査や都市圏の地盤調査が頻繁に行われるようになって、地質学的なデータと共に動的物性のデータもかなり蓄積されてきた。

兵庫県南部地震の後、神戸直下の地質全容を明らかにするため、神戸市東灘において深さ1700mのボーリング調査が地質調査所と(財)原子力発電技術機構によっておこなわれた。この調査ではオールコアサンプリングにより、精度の高い年代決定を可能にした。また、各種の精密検層によって地下物性の分布についても明らかとなった。このボーリングによる総合的地質調査は掘削地点を含む反射断面とともに周辺地域の地下構造モデルの策定で決定的な役割を果たした。

Kitsunezaki (1980)によって独自に開発された「漂遊式S波検層器」は後年シュルンベルジェ社によってDSI(Dipole Shear sonic Imager)と呼ばれる多連ピックアップ方式のP-S検層器に展開された。図1は東灘1700mボーリング(GS-K1)孔で実施されたDSIによる速度検層の結果(浅層部)を示す。またこの図には

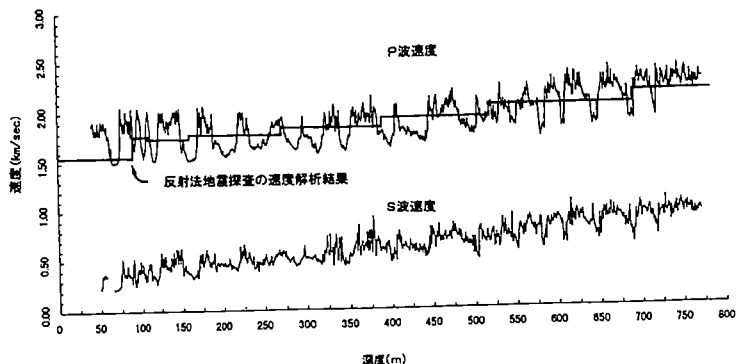


図1 東灘1700mボーリング(GS-K1)の検層結果および十二間道路測線の反射法地震探査から得られた地震波速度分布(「新関西地盤-神戸および阪神間」よりの比較

GSK-1 ボーリングの掘削地点付近を通過する地震探査測線から全く独立に解析されたP波の速度構造も一緒に示した。検層データは地質構成に応じて、両速度ともよく似たパターンで変化している、狭在している粗粒層によるとみられるスパイク状の変化までよく対応しているのが分かる。また、両速度は深さと共に増大する傾向を示し、S波はその傾向が強い。検層と地震探査から得られるP波速度を比較すると、極く浅層部を除いて両者はよく対応し、地震探査から得られる速度解析の結果は検層データを平均化したものにほぼ等しくなっている。したがって、反射法地震探査から求められる速度分布は検層に比べて細かな単層レベルに対応するような分解能はないが、充分信頼できるデータが得られることがわかった。両者から得られる速度がもし一致するようであれば、検層から得られる速度は、ボーリング孔掘削による応力解放の影響を受けていないことを如実に示すものと考えられる。したがって、ここでは少なくともP波速度に関しては、応力解放の影響はそれほど大きくはないと言えるだろう。浅層部にみられた両者の食い違いは、おそらく地層のガス含有率と関連しているものと考えられる。地盤の浅層部は間隙水圧が著しく低いため、各種の混合ガスがほんのわずかに遊離していて、間隙流体の体積弾性率を純粋な水や海水のそれよりもわずかに小さくさせていると予想される。有孔媒質では、このような不完全飽和によるP波速度の低下が著しく、また、大きな分散性を示すという特徴がある。したがって、高周波である検層の値の方が低周波の反射法のそれより常に大きな値を示すと考えられる。両データを地震工学的に評価する場合に注意する必要がある。

#### P波速度とS波速度の関係。

前述したように、一般の反射法地震探査ではP波振源が使用される場合が多く、探査範囲を考慮するとS波に比べてP波のデータが広範であることから、P波を基本にS波の速度分布を推定することができれば、地震工学上大変有意義であると思われる。P波速度とS波速度はポアソン比を介して互いに決まるが、ポアソン比は地質の違いによって異なり、また深度と共に減少する傾向にある。図2はP波速度  $V_p$  とS波速度  $V_s$  の関係を示したもので、淀川でのPおよびS波による反射法地震探査の結果、P波の反射プロファイルと微動によるレイリー波解析の結果、またそれらから得られた回帰式も示した。さらにPS検層によるデータも重ねて示した。回帰式は  $V_s \text{ (km/sec)} = -0.1274 V_p^2 + 1.291 V_p - 1.402$

又は、 $V_s \text{ (km/sec)} = 0.77 V_p - 0.86$ のように表現できる。図に見られるように、対象地域がかなり広いにも関わらず比較的まとまった傾向を示し、反射法地震探査や微動計測から得られるものとDSI検層から得られるものに大きな矛盾が見られないことが分かる。P波速度のデータの中で回帰曲線を大きく下回るデータも見受けられるが、ボーリング掘削に伴う応力解放の可能性を否定できない。特に表層付近では大きくなる傾向があり、粒度が大きくなるにつれ、この傾向が高くなると思われる。地点の速度分布情報を周辺地域や大阪堆積盆地全体に適用させていくためには、それぞれの影響因子について充分検討する必要があるが、概略値として示すならば、表1ようになる。

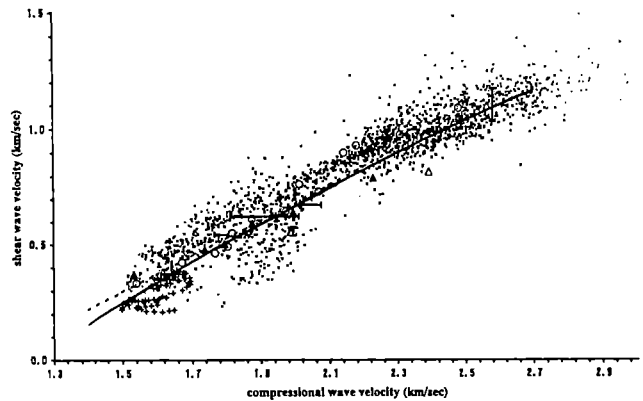


図2 いろいろな手法の計測によって得られた $V_p$ と $V_s$ の比較。○ △ ▲ は淀川河川敷で得られた反射法地震探査によるもの、エラーバーで示されているものは反射法地震探査(P)と微動のレーリー波の分散から得られたもの(S)、+は泉南沖のサスペンション方式によるPS検層の結果、×はDSI方式によるK1孔の検層結果、実線および波線は検層以外のデータから回帰されたもの(「新関西地盤-神戸および阪神間」より)。

#### 表層地盤の地震波速度を規制する因子。

地震波速度を決定する因子は大変多く、材料特有の物理的性質に大きく依存するほか、その物質がおかれている物理条件に支配される。したがって、地域全体をみたとき、地震波速度は3次元的に多様な分布をしていると考えられる。表層地盤では、速度に大きく影響する因子は地盤の種類と有効上載圧である。しかし、有効上載圧は地下水位の影響を直接受けるため、地下水の状態を把握しておく必要がある。さらに、表層のP波速度は水の飽和度に著しく敏感であるという特性をもっているため、地下水面下であってもP波の実測値の解釈には注意を要する。

表1 大阪堆積盆地の深部動的モデル

| 記号(地質)      | P波速度(km/s) | S波速度(km/s) | 密度(g/cm <sup>3</sup> ) |
|-------------|------------|------------|------------------------|
| A: 完新統      | 1.60±0.40  | 0.30±0.20  | 1.75±0.35              |
| B: 上部洪積層    | 1.75±0.25  | 0.40±0.10  | 1.80±0.30              |
| C:大阪層群上部亜層群 | 1.80±0.20  | 0.55±0.10  | 1.85±0.25              |
| D:大阪層群中部亜層群 | 2.05±0.20  | 0.75±0.20  | 1.95±0.25              |
| E:大阪層群下部亜層群 | 2.30±0.35  | 1.05±0.20  | 2.10±0.15              |
| F: 基盤(花崗岩類) | 5.40±0.40  | 2.90±0.50  | 2.55±0.15              |

微小ひずみ領域における未固結層のS波速度は間隙比および有効上載圧によって概略値が決まり、構成粒子の円磨度などの形状や過圧密比(OCR)まで考慮するとかなりよい近似で速度の見積りが可

能となる。

ボーリング資料などから得られる地質情報を用いてS波速度を見積る試みがいくつかなされているが、それらはいずれも層相、地質年代、標準貫入試験のN値、深度などがほぼ共通因子として含まれている。速度分布は一般に地域の地質特性に強く依存すると考えられることから、この見積りにはその地域特有の推計式を構築する必要があると見受けられるが、地域的にみると有効な情報が一般に極めて少ない状況にある。ここではボーリングデータベースの地盤情報から、表層地盤のS波速度の見積

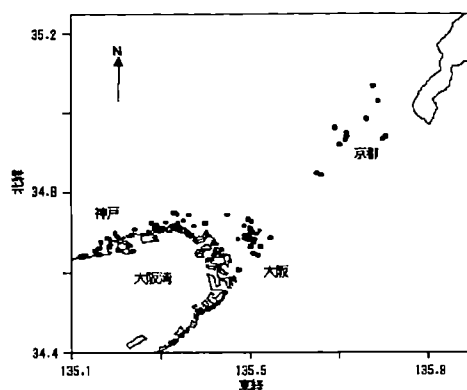


図3 京阪神地域で実施されたPS検層地点

りについて紹介する。解析に用いたPS検層の地点を図3に示す。なお、P波速度については前述したようなわずかな飽和度の違いによる速度の変動が大きく、的確な予測が極めて困難であるため対象から除外せざるを得ない。ここでは上に挙げたそれぞれの地盤特性因子がどの程度速度に寄与しているかを把握するために、関西地盤情報活用協議会が現在保有している地盤データベースを利用して統計解析を試みた(「新関西地盤」,1998)。

S波速度の見積りには層相、地質年代、標準貫入試験のN値、深度などが重要な因子と見られるが、これらは本来独立ではない。それぞれの間に存在する真の独立相関を導き出すことは大変重要ではあるが、これをデータベースから統計的に抽出することは困難が伴う。

地表面では上載圧がゼロであるため、地表付近は極端な低拘束圧条件となり、粘着力のような個々の結合特性からくる不均質性が強調され、結局表層付近の速度は大きく変動する。最終的に得られた推定式による京都、大阪・神戸地域の計算値と観測値の関係を図4と表3に示す。採用した回帰式はごく一般的なもの、 $V_s = a \times N^b \times D^c$  である。ここで、 $V_s$ はS波速度(m/sec)、 $N$ は標準貫入試験のN値、 $D$ は深度(m)、 $a, b, c$ はそれぞれ定数である。 $V_p$ の場合も同様の式を用いて表現できる。これらの係数を求めるには、基本的にそれぞれの

表2 重相関解析の結果得られた計算値と観測値の相関係数 (大阪・神戸地域)

| 層 相    | 完新統  | 更新統  |
|--------|------|------|
| 粘土・シルト | .914 | .871 |
| 砂      | .833 | .707 |
| 礫      | .853 | .783 |

表3 京都盆地で求められた係数a, b, cの値(( )の値は大阪・神戸地域での決定値(「新関西地盤」, 2002))

| 層 相    | 完新統         |         |              |
|--------|-------------|---------|--------------|
|        | a           | b       | c            |
| 粘土・シルト | (64.0)      | (0.191) | (0.266)      |
| 砂      | (73.1)      | (0.208) | (0.199)      |
| 礫      | (46.6)      | (0.431) | (0.107)      |
| 層 相    | 更新統         |         |              |
|        | a           | b       | c            |
| 粘土・シルト | 81.0 (39.6) | (0.327) | 0.120(0.289) |
| 砂      | 110 (108)   | (0.135) | 0.195(0.172) |
| 礫      | 157 (90.4)  | (0.117) | 0.178(0.258) |

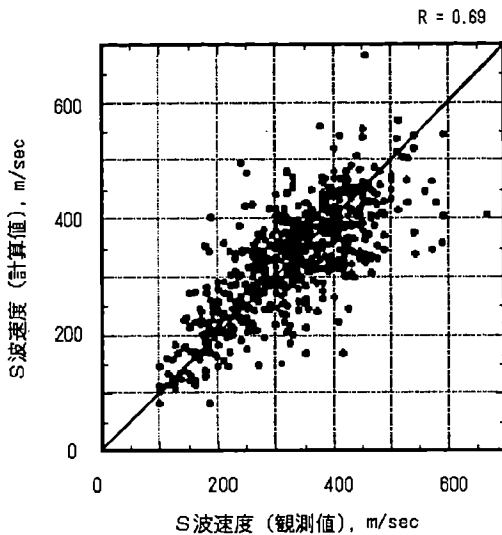


図4 大阪・神戸地域で決定された実験式によるS波速度の計算値と観測値の関係

統計解析が必要となるが、そのために有効となるデータ数は充分でない。N値とS波速度の物理的結びつきについての根拠が必ずしも明確ではないが、N値を固有な一つの物性と考えると、これに地域性を求めることは的確ではないであろう。したがって、bの値を決定するためのデータ数は多くなく、これを大阪・神戸地域の値に固定し、京都地盤についての係数aとcを最小自乗法により決定する事を試みた。

係数cは深度に係る係数であるが、深度をパラメータとすることは物理的には正確でない。本来有効上載圧とすべきものである。しかしながら、ほとんどの場合、正確に有効上載圧の情報を得ることが困難なため、深度をその代用として採用しているに過ぎない。有効上載圧に直接影響するのは地層の単位体積重量であって、これは層相によって大きく異なるため、地質学的にみると、それは地域に大きく依存することになる。

京都地盤では、更新統の各層相における係数aの値はいずれも大阪・神戸地域の地盤に比べ小さくなっている。これは深度の小さいところ、すなわち地表付近では、京都地盤のS波速度が一般に大きくなっていることを意味している。京都市周辺は山間盆地として特徴づけられ、扇状地性の堆積物が表層を覆っている。したがって、京都地盤の表層部は、一般に粗粒成分の構成比が高くなっていて、地層の単位体積重量が大きめになっていると考えられる。

#### 地下深部の速度分布モデル.

前述したS波の推定では、浅いボーリングにつきもののN値のデータを必要としたが、深いボーリング調査では、一般に標準貫入試験は行われない。S波速度は地層の間隙比と有効上載圧でほぼ決まることから、これらのパラメータを含む経験式を、とりあえず、 $V_s = f(P) \times g(\rho) \times h(T)$ の形において検討を試みた。ここで、 $f(P)$ 、 $g(\rho)$ 、 $h(T)$ はそれぞれ有効上載圧、密度、年代の関数である。推定式を決定するために、京都および大阪盆地内でPS検層と密度検層が実施されてい

影響因子について多変量解析を行えばよい。

図4や表2に示されるように、計算値と観測値の間には、全体平均で相関係数が0.69と比較的相関の高い関係が見られるが、更新統の粗粒土の場合には相関が低くなり、逆に完新統の粘土・シルトになると0.9以上と高くなっていることがわかる。

大阪・神戸地域で得られた結果を、京都盆地に適用した場合、計算値の方が実測値に比べて、大幅に下回る結果となった。これは同じような構成の地盤材料であっても、S波速度が地域によって異なることを意味し、大阪・神戸に比べて京都地域の方が、S波速度が大きいことを意味している。

この理由を明らかにするためには、さらな

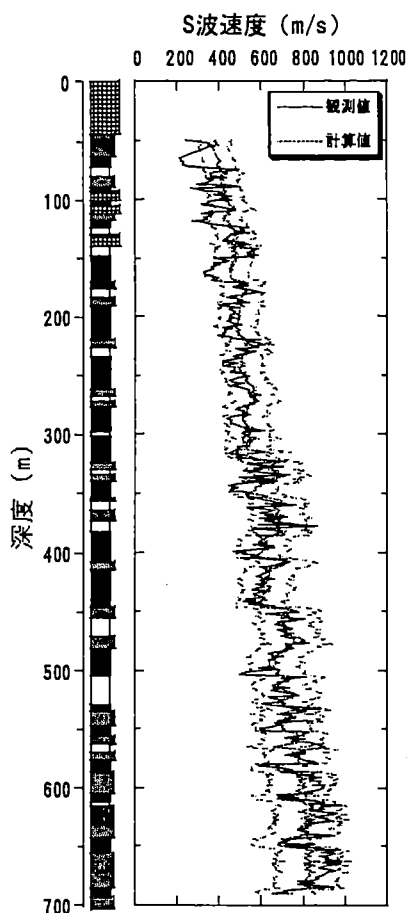


図6 GSK1 ボーリングにおける観測値と計算値との比較  
(点線は計算値の誤差範囲を示す)。

ったため、年代による補正は行っていない。結局、 $V_s = (\rho^{4.70} + 83.0) \times P^{0.222}$  のような形の経験式を得ることができた。この式を用いて推定した S 波速度と PS 検層とを比較した結果の一例を図6に示す。全体的に観測値との対応はそれほど悪くない。

#### 参考文献

- 関西地盤情報活用協議会, 1998, 2002, 新関西地盤－神戸および阪神間－, 新関西地盤－京都盆地－, 関西地盤情報活用協議会, 254p, 196p
- 京都市, 2001, 京都盆地の地下構造に関する調査－成果報告書(概要版)－, 京都市, 15-25
- Kitsunozaki C., 1986, A new method for shear wave logging, *Geophysics*, 45, 1489-1506
- 松本正毅, 小池章久, 山田雅行, 伊藤佳洋, 岩崎好規, 横田裕, 伊藤信一, 1998, 地下深部における大阪層群の動的特性, 物理探査学会第 98 回学術講演会講演論文集, 54-58

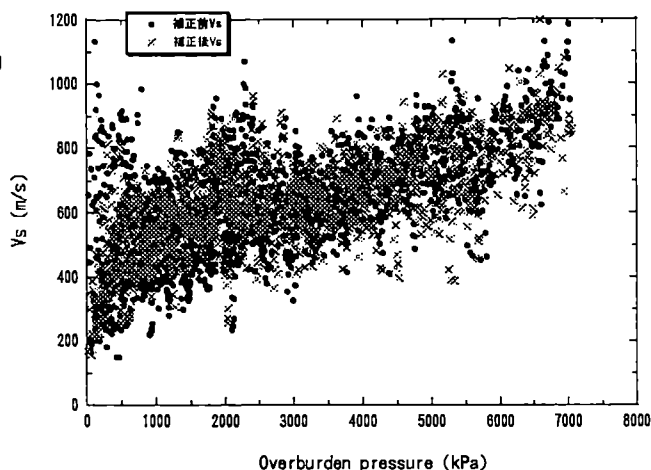


図5 有効上載圧と密度補正前後の S 波速度の関係

る 12 本のボーリングデータを収集し、データベース化した。有効上載圧の影響を評価するために累乗の形の式による回帰分析を行ったが、全体的にまとまりが悪く大きなばらつきを示した。これらのばらつきには、S 波速度を強く支配する間隙比の効果が考慮されていなかったためと考えられ、この効果を評価するために、最小二乗法を用いて密度による補正を行った。その結果を図5

に示す。全体的にばらつきはやや小さくなった。なお、年代による効果も検討したが、拘束圧の効果に隠れて、検出できる程ではなかつた。

## ボーリングコアの珪藻化石からみた堆積環境と電気比抵抗との関係

○川村大作\*・菅野耕三\*\*・中川康一\*

(\*大阪市立大学大学院理学研究科，\*\*大阪教育大学教育学部教養学科)

### 1. はじめに

堆積物の物性を左右する因子には、粒度分布、構成鉱物種、間隙比、先行上載圧、応力履歴、間隙水の性質など多くのものが考えられる。しかし、細粒堆積物の場合には、力学的性質を規制する粒子間結合と関連して、粒子同士の接触形態ならびに粒子と間隙水の物理化学的特性が特に重要である。粒子表面付近の物理化学的特性が堆積過程や風化過程において堆積物の物性にどのような影響を与えるかを理解することは、環境や防災に関わる地盤特性を把握する上でも重要となる。物理化学的性質を知る指標の一つに地層の電気比抵抗がある。

横山・佐藤（1987）は、粘土試料を乾燥させ、これを純水で溶いた混濁水の電気伝導率と堆積環境との間にはっきりした相関が見られ、混濁水電導度の計測によって、その堆積物が海成か非海成かをかなりの程度同定し得ることを報告している。

堆積物の電氣的性質を簡便に計測できる装置はほとんど市販されていない。そこで、我々は露頭あるいは実験室で、堆積物の電気比抵抗を比較的簡便に計測できる実用的なシステムを開発してきた（Nakagawa and Morii, 1999：図1）。小論では、このシステムで得られた原位置の比抵抗、粘土混濁水の比抵抗と粘土の物理的基本量との関係などを調べた。そして、不攪乱試料の比抵抗においてもその堆積環境との間に横山・佐藤（1987）のような関係が存在するのかどうかを検討した。

### 2. 測定システム

開発した比抵抗計の原理は、粘土試料と直列につながれた既知抵抗（100オーム）の両端電圧値から試料に流れる電流を知り、試料中の2点間の電圧値から見掛けの抵抗を算出するもので、電気探査でよく使用されるウェンナー法などの四極法と同じ手法である。本計測システムは、ファンクション・ジュネレータ、アンプ、AC-DCコンバータ、およびA/Dコンバータ等からなっている。入力プローブとして長さ4cmのステンレス鋼の針を使用する。電極の最大幅が8cmと極狭い間隔なので、局所的な比抵抗の変化をもとらえることができる。なお、試料の大きさが直径6cm、長さ10cm以上であれば、形状補正の必要はほとんどなく満足な測定値が得られる。見掛けの抵抗の周波数100Hz～10MHzにおける変化をリアルタイムでノート型パソコン

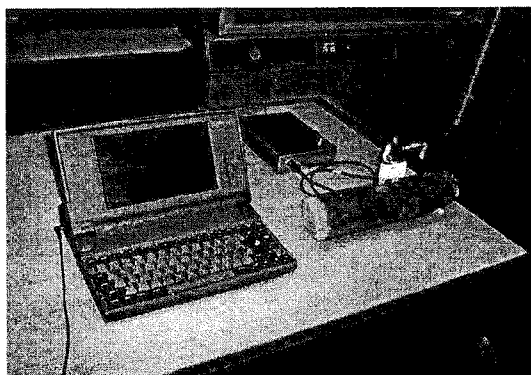


図1 携帯用電気比抵抗計

粘土試料にプローブを刺し、A/Dコンバータを介してPC画面上に表示するシステム

上にグラフ表示できるシステムとなっている。また、見掛けの抵抗を比抵抗値に換算するため、市販の電気伝導計と濃度の異なった食塩水を用いてキャリブレーションを行った。

### 3. 原位置における比抵抗特性

地表付近の比抵抗特性を調べるために露頭での計測を行い、計測地点で試料を採取し、室内の物理試験や粘土混濁水の電気比抵抗などの測定を行った。計測地点は、大阪平野周辺の丘陵部に露出している粘土層の分布域である。地表調査（たとえば市原，1993）により層準が明らかにされている大阪層群中の粘土層で、ピンク火山灰層（約100万年前）の上下にある、Ma 1～Ma 5の海成粘土層（約100～50万年前）とそれらの間に分布する非海成粘土層を対象とし、その比抵抗を測定した。

原位置の比抵抗とそこで採取した試料の混濁水比抵抗との関係を図2に示す。原位置比抵抗の変化幅は最大4倍ほどで、それほど大きくないが、混濁水の場合はほぼ100倍にわたって変化する。また、両者の間にはかなりよい相関が見られ、全体的に海成粘土の方が非海成粘土より有意に低い値を示す。原位置測定 of 比抵抗値と試料の含水比との関係を図3に示す。海成粘土の比抵抗値は含水比と共に増加している傾向がある。非海成粘土の場合

は、比抵抗値が海成粘土に比べてより高いところに、含水比はより低いところに分布し、正の相関が認められるものの、それらの相関はそれほど高くない。このような海成・非海成粘土の含水比特性の相違は、地表付近の風化作用に特徴的な地下水による吸水膨張の結果と見られる。この含水比特性は粘土間隙水

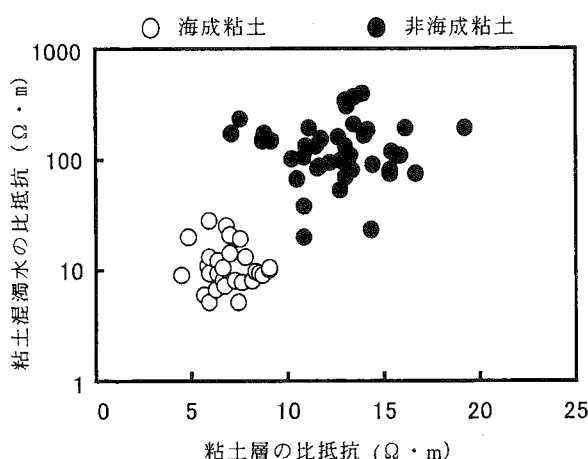


図2 粘土層の比抵抗と粘土混濁水比抵抗との関係  
縦軸，横軸共に比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

(Nakagawa and Morii, 1999より)

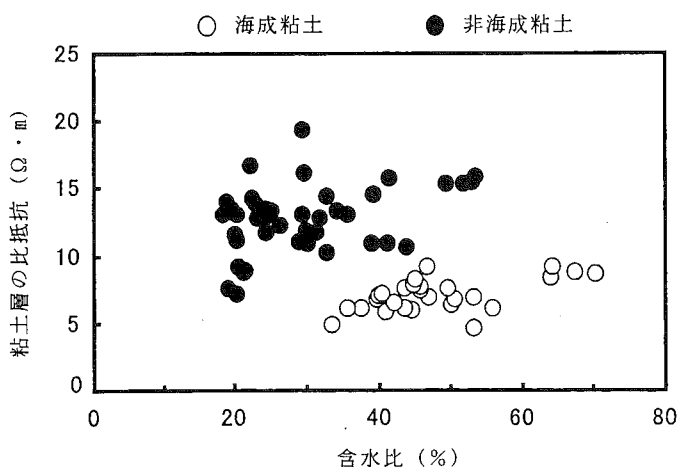


図3 粘土層の比抵抗と含水比との関係

縦軸は比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )，横軸は含水比(%)

(Nakagawa and Morii, 1999より)

中に存在する電解質の濃度に強く依存しているためと考えられる。しかしながら、地表付近の物理化学的風化作用を受けても、粒子間に記憶された堆積環境の情報は失われにくいことを示していると言える。

#### 4. 海成粘土層の比抵抗分布特性

##### a) 珪藻化石による堆積環境の解析

海成粘土層中の電気比抵抗とその堆積環境との関係を調べるために、大阪市大手前、大阪市夕陽丘及び和泉市観音寺町の3地点で得られたボーリングコアを用いて、Ma 3 海成粘土層（約87～82万年前）の比抵抗分布特性を調べ、含有する珪藻化石の同定から堆積環境の解析を行った。珪藻化石の解析については、小泉・酒匂(1984)の手法に従って行った。以下にその手順を示す。

- 1) 各試料を10gとりピーカー(500ml)に入れ、15%過酸化水素水を試料が水没するまで注ぎ3～4時間放置する。
- 2) 分散の反応がおさまった後蒸留水を満たし、3～4時間放置する。
- 3) ピーカーの沈殿物を逃がさないようにしながら上澄み液を捨て、蒸留水を満たす。この操作を沈殿物中の酸分が抜けるまで繰り返す（通常3～4回）。
- 4) ピーカー内沈殿物直上の懸濁液をピペットで1mlとり、ホットプレート上のカバーガラスに懸濁液を移す。その後、90℃で乾燥させる。
- 5) 乾燥後、封入剤（マウントメディア）を使用してスライドガラスに貼りつける。
- 6) 生物顕微鏡(300～600倍)を使って最大100殻数まで検鏡する。

珪藻の同定には、土質工学会関西支部(1990)、市原(1993)、水野(1977)、中世古(1984)、山路(1984)を使用した。

珪藻化石の解析結果については、図4、5に示す。

大手前の珪藻化石は、ほぼ全試料で100殻数を計測することができた。深度68.30～66.55m間では海水棲種の*Actinocyclus ehrenbergii*, *Actinopterychus senarius*, 汽水棲種の*Cyclotella striata*, *Cyclotella styroleum*, *Diploneis fusca*が優占する。深度66.50～61.55m間は淡水棲種の*Aulacosira granulata*, *Melosira* spp., *Stephanodiscus astrea*が優占する。深度61.55～56.55m間では汽水棲種の*Cyclotella striata*, *Cyclotella styroleum*, *Diploneis fusca*が優占する。深度56.55～48.10m間では淡水棲種の*Aulacosira granulata*, *Aulacosira italica*, *Melosira* spp., *Navicula* spp., *Stephanodiscus astrea*, *Stephanodiscus carconensis*が優占する。

観音寺の珪藻化石は、ほぼ全試料で100殻数を計測することができた。深度66.80～63.40m間では海水棲種の*Actinocyclus ehrenbergii*, *Coscinodiscus* spp., 汽水棲種の*Cyclotella striata*, *Cyclotella styroleum*, *Diploneis fusca*, *Taalassionema nitzschioides*が優占する。深度63.40～60.10m間では淡水棲種の*Aulacosira granulata*, *Aulacosira italica*, *Melosira* spp., *Stephanodiscus astrea*, *Stephanodiscus carconensis*が優占する。深度60.10～56.60m間では汽水棲種の*Cyclotella striata*, *Cyclotella styroleum*, *Diploneis fusca*が優占する。深度56.60～53.90mでは淡水棲種の*Aulacosira granulata*, *Aulacosira italica*, *Navicula* spp., *Stephanodiscus astrea*, *Stephanodiscus carconensis*が優占する。

以上より、Ma 3の珪藻化石構成比は、下部より海水・汽水棲種優占から淡水棲種優占へのサイクルを2回にわたり観察できた（図7）。

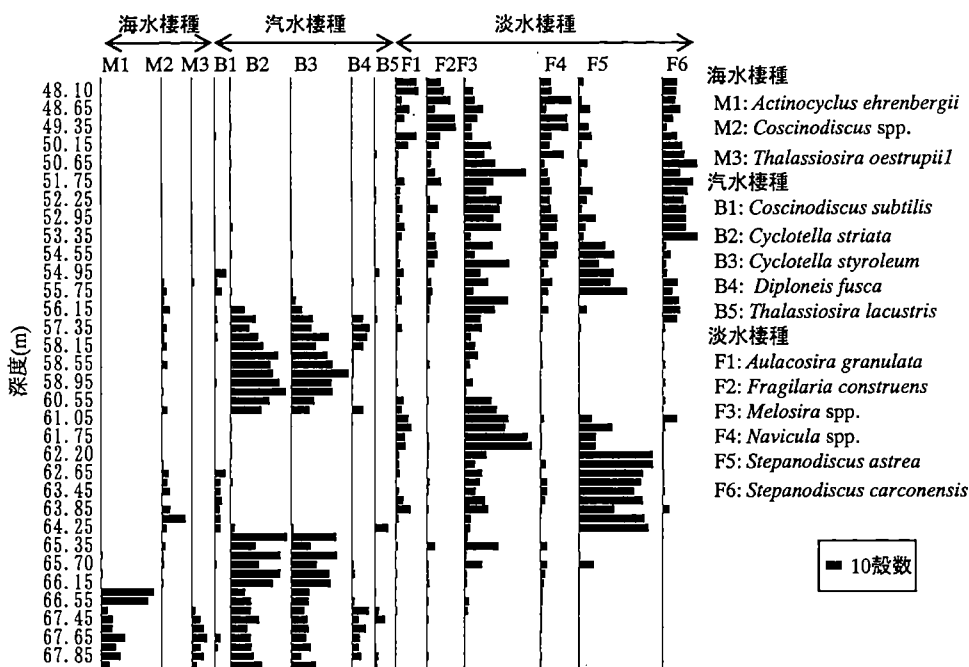


図4 大手前Ma 3の主要な種の殻数一覧  
縦軸は試料採取深度(m), 横軸は殻数(個), M:海水棲種, B:汽水棲種, F:淡水棲種

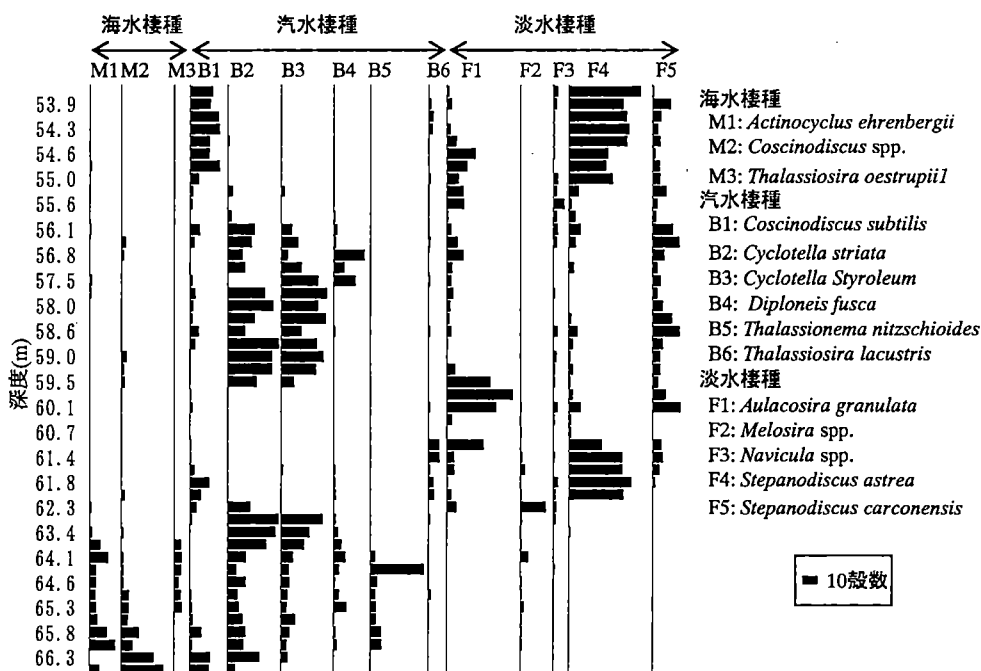


図5 観音寺町Ma 3の主な種の殻数一覧  
縦軸は試料採取深度(m), 横軸は殻数(個), M:海水棲種, B:汽水棲種, F:淡水棲種

## b) 比抵抗と堆積環境の対比

それぞれのボーリングコア試料中の比抵抗分布は、いずれもよく似たパターンを示し、さらに珪藻化石の種構成比の変化パターンとも強い相関が認められた(図6, 7)。したがって、海成粘土層の比抵抗は、堆積環境に強く依存していることが明らかになった。

これらの変化パターンを詳細に見ると、Ma 3下部にあるアズキ火山灰層(87万年前)上面からMa 3最上部にかけて、低比抵抗から高比抵抗への変化のサイクルが2回にわたり観察される。中でも、大阪市大手前と和泉市観音寺町の試料の結果は典型的であった(図6)。

比抵抗のより細かな変化についても珪藻化石の汽水棲種を含む海水棲種と淡水棲種との構成比の細かな変化と良い対応を示している(図7)。さらに興味深い点は、深海底コアより得られた有孔虫より得られた酸素同位体比の変化パターン(Bassinot *et al*, 1994)とここで得られた比抵抗や珪藻化石種の変化パターンが調和的なことである(図6)。このようなことから、1枚の海成粘土層の中であっても、堆積時の環境変動の記録が保存されている可能性が非常に高いと考えられる。

## 5. まとめ

今回の研究で以下のような事が明らかとなった。

露頭での原位置測定については、

- ・電気比抵抗値は海成粘土と非海成粘土とで明確なグループ分けが可能であった。
- ・海成粘土層は風化作用によって含水比が増大していると見られるが、電気比抵抗値はそれほど変化しているようには見えず、堆積環境をある程度記憶していると考えられる。

風化の影響をあまり受けていないボーリングコア試料については、

- ・電気比抵抗は、海成粘土層Ma 3内に固有の変化パターンを持つことが判明した。
- ・珪藻化石種構成比も、海成粘土層Ma 3内に固有のパターンを持つことが判明した。
- ・電気比抵抗と珪藻化石種構成比とは良い相関がある。
- ・電気比抵抗と酸素同位体比には密接な関係が見出せた。
- ・細粒堆積物の電気比抵抗に対して、初期の堆積環境が影響を与えていると考えることで説明が付く。

広域に分布している海成粘土層の精密な電気比抵抗パターンの対比から、地質情報が不足している粘土層の同定が可能となる。その結果、地域的な構造運動や比抵抗パターンの欠損より局所的な地層欠如などの議論の展開が期待される。

## 謝辞

この研究を進めるにあたって多くの方々からご協力を頂いた。大阪市立大学大学院理学研究科人類紀自然学研究室の三田村宗樹助教授、吉川周作助教授、熊井久雄教授には、貴重な議論・ご助言を頂いた。また、都市地盤研究室の根本泰雄博士には有益な助言を頂いた。

以上の方々に心から感謝の意を表したい。

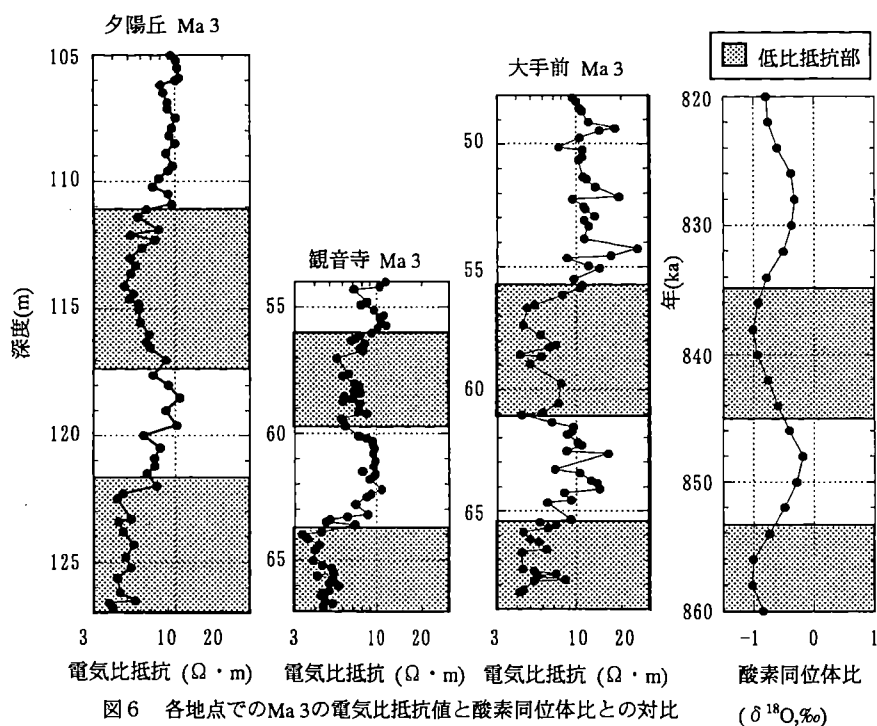


図6 各地点でのMa 3の電気比抵抗値と酸素同位体比との対比

電気比抵抗 縦軸: 深度 (m), 横軸: 比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

酸素同位体比 縦軸: 年代 (ka), 横軸: 酸素同位体比 (‰)

酸素同位体比はBassinot *et al.* (1994), 年代との対比は吉川・三田村(1999) より

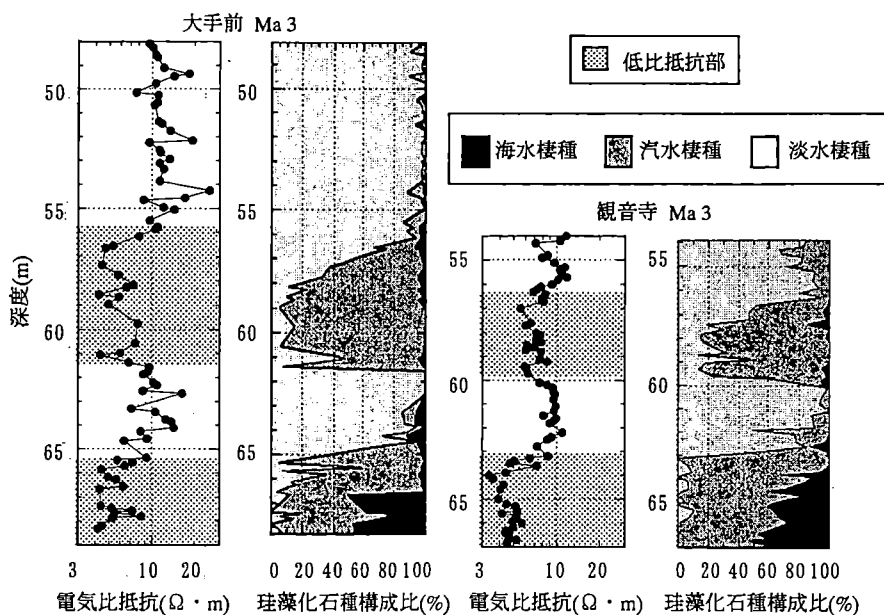


図7 Ma 3 の電気比抵抗と珪藻化石種構成比の比較

縦軸は各地点でのMa3の出現深度(m), 横軸は比抵抗( $\Omega \cdot m$ )又は種構成比(%)

珪藻の水環境区分は図4, 5の区分と同じものである

## 参考文献

- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J., Lancelot, Y., 1994, The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 126, pp. 91-108
- 土質工学会関西支部・大阪湾の地盤研究委員会, 1990編, 大阪湾海底地盤, 土質工学会関西支部, 171p
- 市原実, 1993編, 大阪層群, 創元社, 340p.
- 小泉格・酒匂俊彦, 1984, 珪藻化石詳細調査, 「関西国際空港地盤地質調査」, 災害科学研究所, 57-68
- 水野寿彦, 1977, 日本淡水プランクトン図鑑, 保育社, 356p.
- Nakagawa, K. and Mori, T., 1999, Portable measurement system for soil resistivity and application to quaternary clayey sediment, *Nondestructive and automated testing for soil and rock properties*, ASTM STP1350, Marr, W. A. and Fairhurst, C. E., Eds., American Society for Testing and Materials, West Conshohocken. PA. pp. 57-68
- 中世古幸次郎, 1984編, 関西国際空港地盤地質調査, 災害科学研究所報告, 285p
- 山路勇, 1984, 日本海洋プランクトン図鑑, 保育社, 538p
- 横山卓雄・佐藤万寿美, 1987, 粘土混濁水の電気伝導度による古環境の推定千里山丘陵東端部及び琵琶湖湖底におけるボーリング・コアの場合, 地質学雑誌. Vol. 93, No. 9, pp. 667-679

## 大阪平野第四系の反射法地震探査層序と地質岩相層序との関係

小林 岳・内山美恵子・三田村宗樹・吉川周作・Dicky Muslim  
(大阪市立大学大学院理学研究科)

### 1. はじめに

大阪平野とその周辺地域に露出する第四系層序は、主に火山灰層や海成粘土層を鍵層として地表地質調査による研究が行われ、詳細な総合的層序が解明されている（市原ほか，1988；市原，1993）。一方で直接地層が露出しない平野中心部の地下を構成する第四系については、ボーリング調査を中心に検討されてきた。大阪平野地下第四系の地質層序は、山根（1930）によって地下浅部の層序の概要が報告されて以降、現在までに建築基礎調査、地盤沈下対策、1995年の兵庫県南部地震後の地下構造調査などにより掘削された数多くのボーリングコアの研究によって、岩相・火山灰層序やナンノ・有孔虫・珪藻・花粉化石などの生層序の詳細が明らかになっている（例えば、Ikebe et al., 1970；梶山・市原，1972；Furutani, 1989；土質工学会関西支部・大阪湾海底の地盤研究委員会，1990；吉川ほか，1993；吉川ほか，1997；吉川ほか，1998）。

一方、ボーリング調査では確認しにくい地層の側方への連続性や、地下に伏在する断層の確認を目的として、反射法地震探査が実施された。大阪平野の反射法地震探査は、1987年以降、現在までに測線数13本、測線長35km余りに達している（例えば、吉川宗ほか，1987；大阪府大阪市，1996）。これらの探査によって、大阪平野中央部を南北に伸びる上町断層（山根，1930；Ikebe et al., 1970）の地質構造や基盤深度の分布が明らかになり、また近接するボーリングコアとの対応から、各反射断面では概略的な地質学的解釈が行われている。深層ボーリングは、具体的な地質情報を示すという点で非常に重要だが、一地点での資料であるので、反射法地震探査断面は平野内での地層分布を検討するための補間資料として重要な役割を果たすと考えられる。しかしながら、大阪平野では多くの反射法地震探査が行われているにもかかわらず、探査機関がそれぞれで異なることもあって、これまでに相互の探査結果を合わせて比較や評価を行った研究はなく、各反射断面の反射面の音響層序学的な特徴や類似性などについて総合的に議論されていなかった。

小林ほか（2002）は、大阪平野で行われた反射法地震探査の中からいくつかの測線を代表させて、各反射断面で見られる反射面の詳細な記載を行い、音響的層相の総合的検討を行った。その結果、大阪平野ではこれまで研究されたいくつかの反射断面においても、音響層序学的な類似性があることが明らかになった。

ここでは、まず大阪平野で行われた深層ボーリングと反射法地震探査の概略について述べ、小林ほか（2002）に基づいて、各反射法地震探査断面の特徴や類似性を基にした反射法地震探査層序区分や、測線近傍に位置する深層ボーリングコアとの対比から検討した地質岩相層序との関係について報告する。

### 2. 大阪平野の深層ボーリングと第四系岩相層序

大阪平野地下の第四系層序の概要は、地盤沈下調査のために掘削された OD-1 ～ OD-9

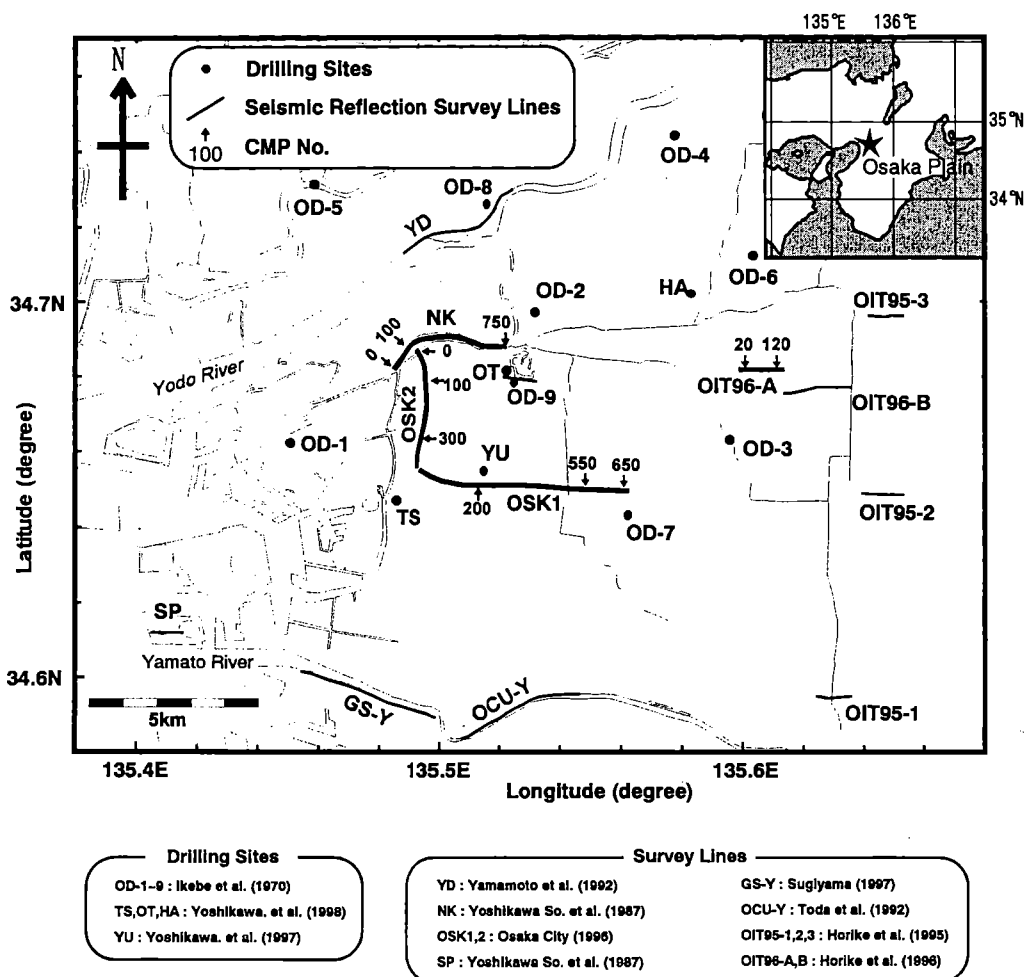


Fig. 1 Locality map of drilling sites and seismic reflection survey lines in the Osaka Plain (Kobayashi et al., 2002).

と呼ばれる 9 本の深層ボーリング (Ikebe et al., 1970 ; 吉川ほか, 1987 ; 三田村ほか, 1998) や、最近掘削された TS, OT, YU, HA と呼ばれる 4 本のオールコアボーリング (大阪府大阪市, 1996 ; 吉川ほか, 1997 ; 吉川ほか, 1998) の研究によって明らかにされている (Fig. 1). これらのボーリングは、いずれも詳細な地質記載が行われ、鍵層となる火山灰層の特徴や指標層となる海成粘土層との相互関係などを基にして、層序が明確に示されている。

これらのボーリング資料を整理・検討した吉川・三田村 (1999) は、大阪平野地下において基盤の花崗岩類を不整合に覆う、厚さ 1,000 m 以上の新第三系～第四系を、下位より都島累層、田中累層、及び両者を不整合に覆う沖積層の難波累層 (梶山・市原, 1972) に区分した。都島累層は、OD-2 コアで、基盤岩の上面の深度 656.2 m を下限、Ma -1 層基底の深度 199.2 m を上限として定義され、淡水成の砂礫・砂・シルト・粘土層と 12 層以上

の火山灰層からなり、陸上部の大阪層群最下部から下部下半部の地層に相当する。田中累層は、OD-1 コアで、Ma -1 層基底の深度 677.2 m を下限、難波累層基底の深度 34.0 m を上限として定義され、Ma -1, Ma 0, Ma 0.5, Ma 1, Ma 1.3, Ma 1.5, Ma 1.7, Ma 2 ~ Ma 10, Ma 11 (1), Ma 11 (2), Ma 11 (3), Ma 12 層と呼ばれる 20 層の海成粘土層と淡水成の砂礫・砂・シルト層との互層からなり、28 層以上の火山灰層が挟まれ、陸上部の大阪層群下部上半部・上部と段丘構成層に相当する。田中累層に挟まれる海成粘土層について、Ma 3 層より下位の田中累層下部では、比較的層厚の薄い海成粘土層と砂層との互層になっているのに対して、Ma 3 層以上の田中累層上部では、砂礫層と比較的厚い海成粘土層との互層からなる。また、田中累層の Ma -1 ~ Ma 12 層までの各海成粘土層は、深海底酸素同位体層序の奇数のステージのステージ 37 ~ ステージ 5 にそれぞれ相当し、Ma 3 層はステージ 21, Ma 6 層はステージ 15, Ma 9 層はステージ 11, Ma 12 層はステージ 5 に対比されている (吉川・三田村, 1999)。

### 3. 大阪平野の反射法地震探査の概要

大阪平野において、CMP 重合法を用いた本格的な反射法地震探査は、吉川宗ほか (1987) の NK, SP などの 3 測線に始まり、1990 年代始めには大阪市立大学によって YD (山本ほか, 1992), OCU-Y (戸田ほか, 1992) の 2 測線で行われた。1995 年の兵庫県南部地震以後は、詳細な地下構造解明を目的として数多くの探査が行われた。大阪平野中央部では OSK-1, OSK-2 (大阪府大阪市, 1996) の 2 測線、平野南部の大和川沿いでは GS-Y (杉山, 1997), 生駒山地と大阪平野境界部では OIT95-1 ~ 3 (堀家ほか, 1995) の 3 測線、平野東部では OIT96-A, B (堀家ほか, 1996) の 2 測線でそれぞれ実施された (Fig. 1)。

反射法地震探査の深度断面は、各共通反射点直下でのゼロオフセット記録に編集・重合し、深度変換されたトレースを集めたもので、各共通反射点でのトレースは、上位の低音響インピーダンスの層と下位の高インピーダンスの層からなる境界面で反射してきた位相を黒く塗りつぶして示されている。(佐々ほか, 1993)。この境界面は、成層構造を示す地層の層理面に対応している場合が多く、反射断面中で連続性の良い顕著な反射面は、側方への連続性の良い地層面に対応する可能性が高いと考えられる。大阪平野地下の地層で考えた場合、海成粘土層基底面はこのような反射面として捉えられるものとみられる。この反射面と地層面との対応関係は、大阪平野の西部に位置する神戸市東灘 1,700 m ボーリング孔で行われた弾性波検層及び密度検層結果によって定量的に示されている (関西地盤情報活用協議会, 1998)。この研究では、東灘 1,700 m ボーリングコアの地質柱状図と検層結果との対比から、海成粘土層は弾性波の低速度層および密度の低い層に相当し、一方で海成粘土層間の淡水性のシルト・砂・礫層は、弾性波の高速度層および密度の高い層に相当することが報告されている。また、反射断面における反射面の間隔について、連続する 2 層の反射面の間隔は、その間の地層面の間隔を表現しているということが定量的に示されている (Hardage, 1987)。

大阪平野で行われた反射法地震探査の結果から、大阪平野の基盤岩深度は、上町断層西側の西大阪地域では約 1500 m、上町断層東側の東大阪地域では約 600 (西方) ~ 1500 m (東方) と推定されている。また、各反射断面は、深度数 100 m から下部の反射面がほとんど見られない層準と、上部の連続性の良い反射面が多数見られる層準との 2 つに大きく分け

ることができ、上部の連続性の良い反射面は海成粘土層と砂礫・砂・シルト層との互層を捉えたものであるとみられ、これまでも大阪平野の標準層序を示す OD-1 ボーリングとの対比が試みられている（例えば、吉川宗，1987；山本ほか，1992）。さらに最近では、三田村・吉川（1999）により、大阪平野で行われた上述の 13 本の深層ボーリングから得られる海成粘土層基底面の深度分布から、統計的な手法によって各反射面と海成粘土層基底面との対比が可能であることが示されている。

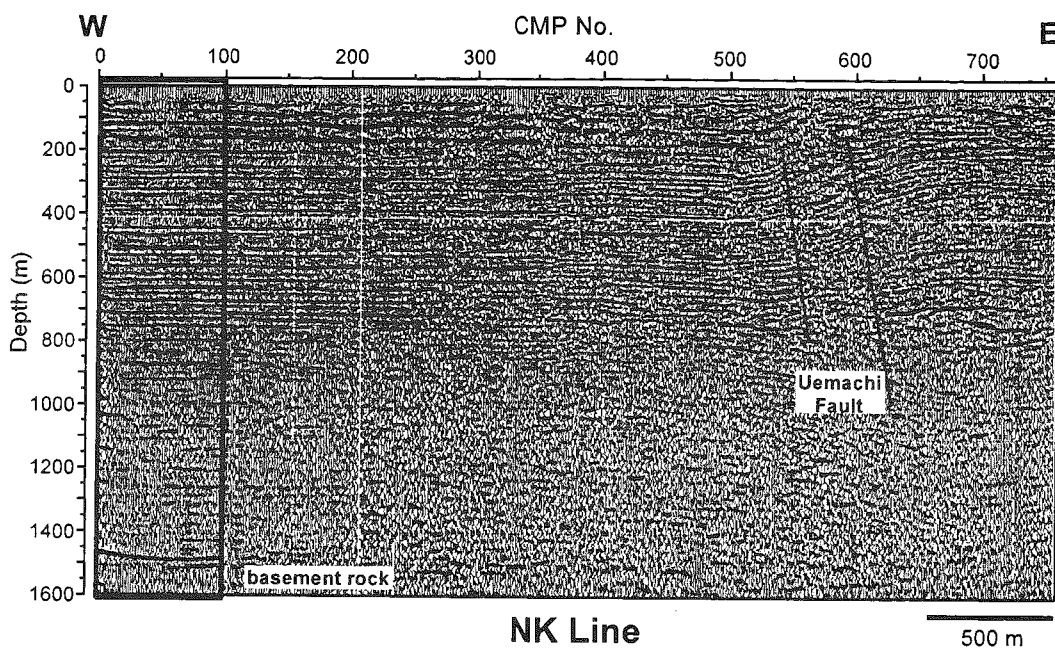
#### 4. 音響的層相の特徴に基づく反射法地震探査層序区分

大阪平野中央部で行われた反射法地震探査の中から、西大阪地域（上町断層西側）を代表させて NK 測線（吉川宗，1987）と OSK2 測線（大阪府大阪市，1996）、東大阪地域（上町断層東側）を代表させて OSK1 測線（大阪府大阪市，1996）と OIT96-A 測線（堀家ほか，1996）の各 2 測線について、反射地震探査断面の音響的層相について検討した（Fig. 2, Fig. 3, Fig. 4）。詳細な記載については小林ほか（2002）で行った。ここでは、探査のオリジナルデータが公表されていないため、探査条件等の差異について具体的に考慮することができない。探査条件等を考慮した解釈については、今後オリジナルデータを用いた検討の必要がある。

上記の各反射断面の音響的層相の特徴と類似性から、いずれの測線でもまず、下半部の連続性の良い反射面がほとんど見られない層準と、上半部の連続性の良い反射面が多数見られる層準とに明瞭に 2 区分される。この下半部と上半部との音響的層相の違いに関しては、従来の研究でも指摘されている（例えば、吉川宗，1987；山本ほか，1992）。下半部は層準ごとの層相の違いは見られないが、上半部は反射面の間隔が約 30～60 m である相対的に粗の層準と、約 20～30 m である相対的に密の層準とがあり、反射面間隔に各測線で共通した垂直的なパターンの変化が見られる。また、これらの特徴は上記で記載した測線以外でも、大阪平野で行われた反射断面に共通して見られる（山本ほか，1992；戸田ほか，1992；堀家ほか，1995；杉山，1997）。以上のことから、大阪平野の反射法地震探査断面では、共通の seismic zone（地震探査分帯）に区分することが可能である。2 区分した内の下半部を seismic zone N、上半部を seismic zone P とし、さらに反射面の連続性や反射面間隔の垂直的なパターンの変化から seismic zone P を seismic zone Pa, seismic zone Pb, seismic zone Pc に 3 区分する（Fig. 4）。以下に各 seismic zone の特徴を記載する。

##### (1) seismic zone N

seismic zone N は、各反射断面の下半部の層準にあたり、各側線で基盤岩に対比されている最下位の比較的明瞭な反射面を境界とし、これより上位の連続性の良い反射面がほとんど見られない音響的層相を示す（Fig. 4）。トレースの振幅が大きい反射面がわずかに見られる程度で、ほとんどすべての反射面は側方へ不連続である。最下位の明瞭な反射面を除くと、上位の反射面の方が下位の反射面より連続性は良い。NK 測線と OSK1 測線の seismic zone N 上部では、部分的に連続性の良い反射面が見られるが、断面全体での連続性はあまり良くない。seismic zone N は、NK 測線の深度 1,480～700 m 間（CMP No.0 地点）、OSK2 測線の深度 1,400～740 m 間（CMP No.0 地点）、OSK1 測線の深度 1,300～750 m 間（CMP No.650 地点）、OIT96-A 測線の深度 1,500～700 m 間（CMP No.20 地点）にあたる。



West Osaka Area

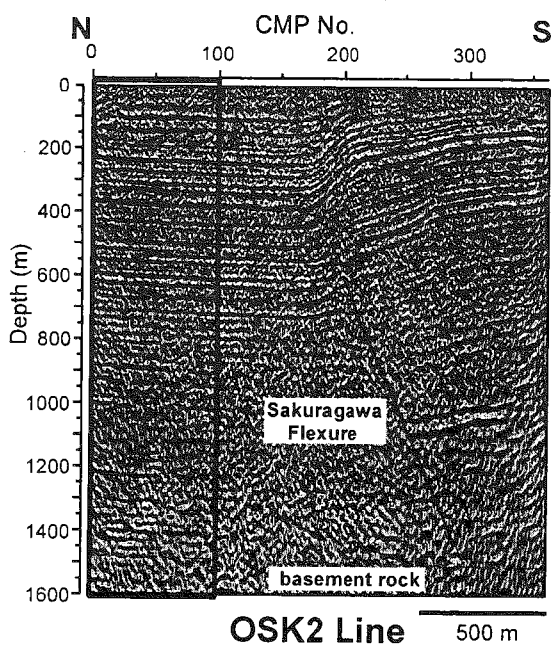


Fig. 2 Seismic profiles of NK Line (modified after Yoshikawa So, 1987), OSK2 Line (modified after Osaka City, 1996). The location of survey lines is shown in Fig. 1.

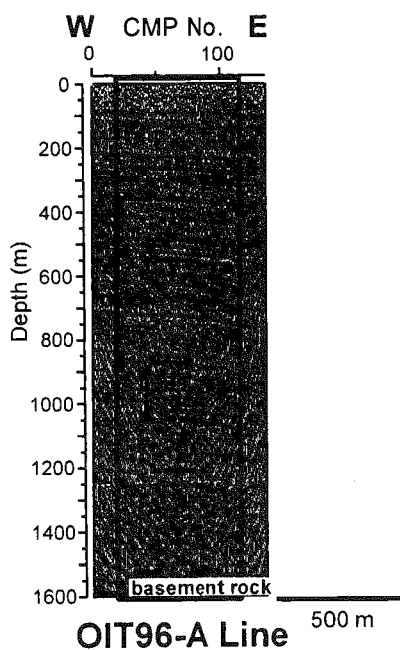
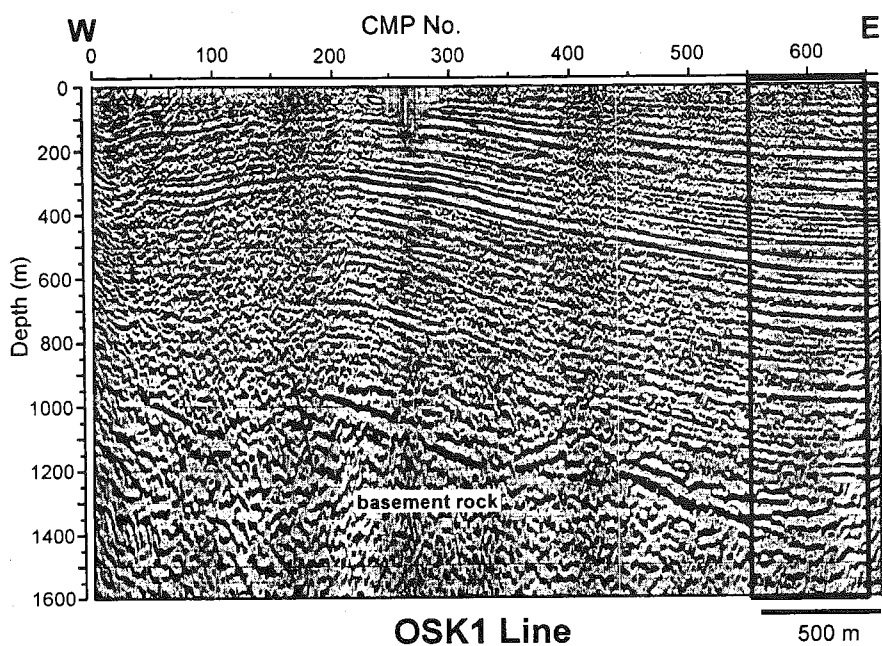


Fig. 3 Seismic profiles of OSK1 Line (modified after Osaka City, 1996), and OIT96-A Line (modified after Horike et al., 1996). The location of survey lines is shown in Fig. 1.

## (2) seismic zone P

seismic zone P は、各反射断面の上半部にあたる連続性が良く明瞭な反射面が数多く見られる音響的層相を示す (Fig. 4). NK 測線の深度約 700 m 以浅 (CMP No.0 地点), OSK2 測線の深度約 740 m 以浅 (CMP No.0 地点), OSK1 測線の深度約 600 m 以浅 (CMP No.650 地点), OIT96-A 測線の深度約 700 m 以浅 (CMP No.20 地点) にあたる. seismic zone P は、反射面の連続性や反射面間隔のパターンの変化から以下の 3 つの seismic zone に区分される.

### (a) seismic zone Pa

seismic zone Pa は、seismic zone P の中で反射面の間隔が約 20 ~ 40 m と最も密で、反射面の連続性が良い音響的層相を示す. 特に連続性が良く各トレースが大きな振幅で示される反射面が 3 ~ 4 層挟まれる. NK 測線の深度約 700 ~ 500 m 間 (CMP No.0 地点), OSK2 測線の深度約 740 ~ 520 m 間 (CMP No.0 地点), OSK1 測線の深度約 600 ~ 400 m 間 (CMP No.650 地点), OIT96-A 測線の深度約 700 ~ 460 m 間 (CMP No.20 地点) にあたる. seismic zone Pa は、反射面の間隔が約 20 m と相対的に密である上部と、反射面の間隔が約 20 ~ 40 m と相対的に粗である下部に細分することができると考えられる. NK 測線では上部、下部の境界はあまり明瞭ではない. OSK2 測線の深度約 570 ~ 520 m 間 (CMP No.0 地点), OSK1 測線の深度約 450 ~ 400 m 間 (CMP No.650 地点), OIT96-A 測線の深度約 520 ~ 460 m 間 (CMP No.20 地点) が、反射面の間隔が約 20 m と相対的に密である seismic zone Pa 上部に相当する.

### (b) seismic zone Pb

seismic zone Pb は、反射面の間隔が約 30 ~ 60 m とやや粗であるが、反射面の連続性が良い音響的層相を示す. 反射面のほとんどがトレースが大きな振幅で示され、約 40 ~ 60 m 間隔で挟まれる. NK 測線の深度約 500 ~ 250 m 間 (CMP No.0 地点), OSK2 測線の深度約 520 ~ 250 m 間 (CMP No.0 地点), OSK1 測線の深度約 400 ~ 180 m 間 (CMP No.650 地点), OIT96-A 測線の深度約 460 ~ 210 m 間 (CMP No.20 地点) にあたる. seismic zone Pb は、反射面の間隔が約 30 ~ 40 m の各トレースが比較的大きな振幅を示す上部と、反射面の間隔が約 40 ~ 60 m と相対的に粗で、無反射部の厚い下部に細分することができると考えられる. NK 測線の深度約 320 ~ 250 m 間, OSK2 測線の深度約 330 ~ 250 m 間, OSK1 測線の深度約 240 ~ 180 m 間, OIT96-A 測線の深度約 280 ~ 210 m 間が、反射面の間隔が約 30 ~ 40 m と相対的に密である seismic zone Pb 上部に相当する.

### (c) seismic zone Pc

seismic zone Pc は、seismic zone P の最上位の層準にあたる. seismic zone P の中では反射面の数が最も少なく、断面全体を通じて反射面の連続性に乏しい音響的層相を示す. トレースの振幅が大きく明瞭な反射面が数層見られるが、連続性は良くない. この明瞭な反射面より上位では表層にかけて不鮮明な層相を示す. NK 測線の深度約 250 m 以浅 (CMP No.0 地点), OSK2 測線の深度約 250 m 以浅 (CMP No.0 地点), OSK1 測線の深度約 180 m 以浅 (CMP No.650 地点), OIT96-A 測線の深度約 210 m 以浅 (CMP No.20 地点) にあたる. seismic zone Pc は、2 層の比較の明瞭な反射面より上位の層準にあたる上部と、不連続な反射面がわずかに挟まれる程度で、厚さ約 50 ~ 80 m の無反射部からなる下部に細分できる可能性がある. NK 測線の深度約 250 ~ 160 m 間, OSK2 測線の深度約 250 ~ 160 m 間 (CMP No.0 地点), OSK1 測線の深度約 180 ~ 100 m 間 (CMP No.650 地点), OIT96-A 測線の深度約 210

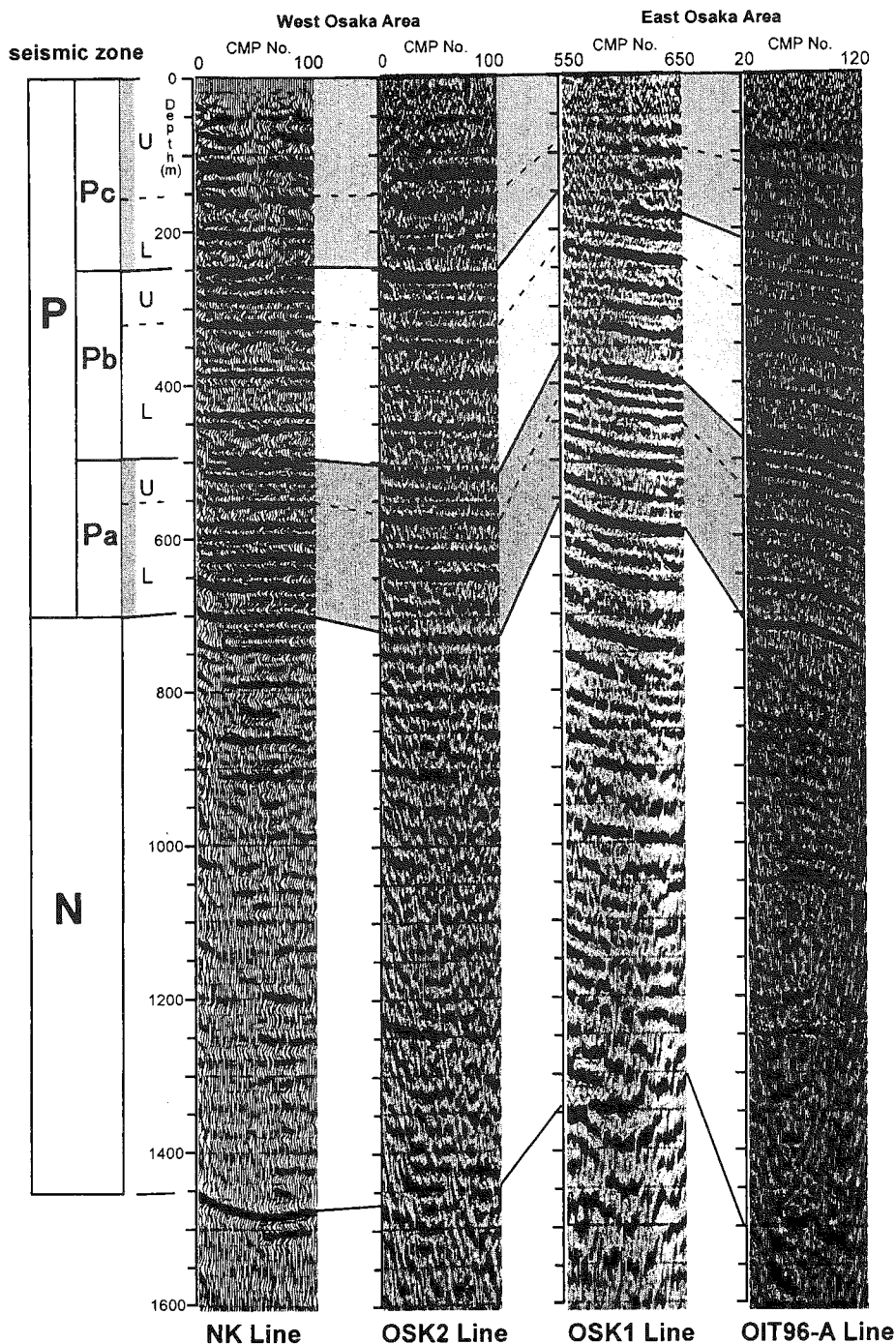


Fig. 4 Division of seismic zones from the model of representative profiles in the Osaka Plain (Kobayashi et al., 2002) : Seismic profiles of NK Line(CMP No.0-100), OSK2 Line(CMP No.0-100), OSK1 Line(CMP No. 550-650), and OIT96-A Line(CMP No.20-120). The seismic zone N shows very poor to non-continue and non-clear reflectors and the seismic zone P shows good to poor continue and clear reflectors. The seismic zone P is divided into three sub seismic zones as the seismic zone Pa, seismic zone Pb and seismic zone Pc on the basis of continuity of reflectors, variety of reflector interval and strength of reflection. L and U indicate the lower and upper part of the sub seismic zones.

～120 m 間 (CMP No.20 地点) が, seismic zone Pc 下部に相当する。

## 5. 反射法地震探査層序と地質岩相層序との対比

反射法地震探査断面における地質的解釈は, 前述の4測線で概略的に行われている(吉川宗, 1987; 大阪府大阪市, 1996; 堀家ほか, 1996)。ここでは, 反射断面を音響的層相の特徴により区分した各 seismic zone と, 岩相層序との対比について検討を行う (Fig. 4)。なお Fig. 5 には, 各反射断面を基にして作成した模式的な反射面の層準を示す。また, 岩相層序の基準として, 各測線の近傍に位置し, かつ層序が明らかにされている OD-1, OD-2, OD-3 (三田村ほか, 1998), YU (吉川ほか, 1997) の各ボーリングコアを用いた (Fig. 5)。

seismic zone N と seismic zone P との境界は, 岩相層序区分の都島累層と田中累層との境界にあたると考えられる。OD-1, YU, OD-2 の各ボーリングコアで見られるように, 淡水成の砂層や礫層を中心とする都島累層は, 構成する地層の音響インピーダンス比が小さく, かつ側方への地層の連続性が悪いと推測される。このことから都島累層は, 反射断面において反射面を示すトレースの振幅が小さく, 側方に不連続な反射面が多く見られる音響的層相を示す seismic zone N に対比できると考えられる。一方で, 淡水成のシルト層, 砂層, 礫層と海成粘土層との互層からなる田中累層は, 構成する地層の音響インピーダンス比が大きく, また海成層は断層や撓曲部を除いた平野全体において, 側方へ比較的連続性が良いと推測される。このことから田中累層は, 反射断面において反射面を示すトレースの振幅が大きく, かつ側方への連続性が良い反射面が多い音響的層相を示す seismic zone P に対比できると考えられる。また, この対比に関しては seismic zone の境界深度と岩相層序の境界深度との比較からも調和的である。

反射面の連続性が良く, 反射面の間隔が最も密である seismic zone Pa は, 田中累層の Ma -1 層～Ma 2 層までの層準に対比できると考えられる。各ボーリングの Ma -1 層～Ma 2 層準をみると, 厚さ 15m 以下の比較的薄い海成粘土層と薄い淡水成層との互層からなる。Ma -1 層～Ma 2 層の各海成粘土層間の間隔は, Ma 2 層より上位の層準と比較して相対的に狭いことから, 相対的に密な音響的層相を示すと考えられる。さらに Ma -1 層～Ma 1.3 層は, 各海成粘土層間に挟まれる淡水成層の厚さは約 20～30 m とやや厚く, 反射断面では反射面の間隔が相対的に粗な音響的層相を示すと推測される。また Ma 1.3 層～Ma 2 層は, 各海成粘土層間に挟まれる淡水成層の厚さは 10m 程度と薄く, 反射断面では反射面の間隔が相対的に密な音響的層相を示すと推測される。このことから, Ma -1 層～Ma 1.3 層は, seismic zone Pa の中で反射面の間隔が粗な下部に相当すると考えられ, 一方で Ma 1.3 層～Ma 2 層は, seismic zone Pa の中で反射面の間隔が密な上部に相当すると考えられる。

反射面の連続性が良く, 反射面の間隔が seismic zone Pa よりも相対的に粗である seismic zone Pb は, 田中累層の Ma 2 層～Ma 7 層に対比できると考えられる。各ボーリングの Ma 2 層～Ma 7 層準をみると, 厚さ 15 m 以上の比較的厚い海成粘土層と厚さ 10～50 m の淡水成層との互層からなる。Ma 2 層～Ma 7 層の各海成粘土層間の間隔は, Ma 2 層より下位の層準と比較して相対的に広いことから, 相対的に粗な音響的層相を示すと考えられる。さらに Ma 2 層～Ma 5 層は, 各海成粘土層間に挟まれる淡水成層の厚さが, Ma 2 層～Ma 3 層, Ma 4 層～Ma 5 層で約 50 m と特に厚く, 反射断面では反射面の間隔が相対的に粗な音響的層相を示すと推測される。また Ma 5 層～Ma 7 層は, 各海成粘土層間に挟まれる淡

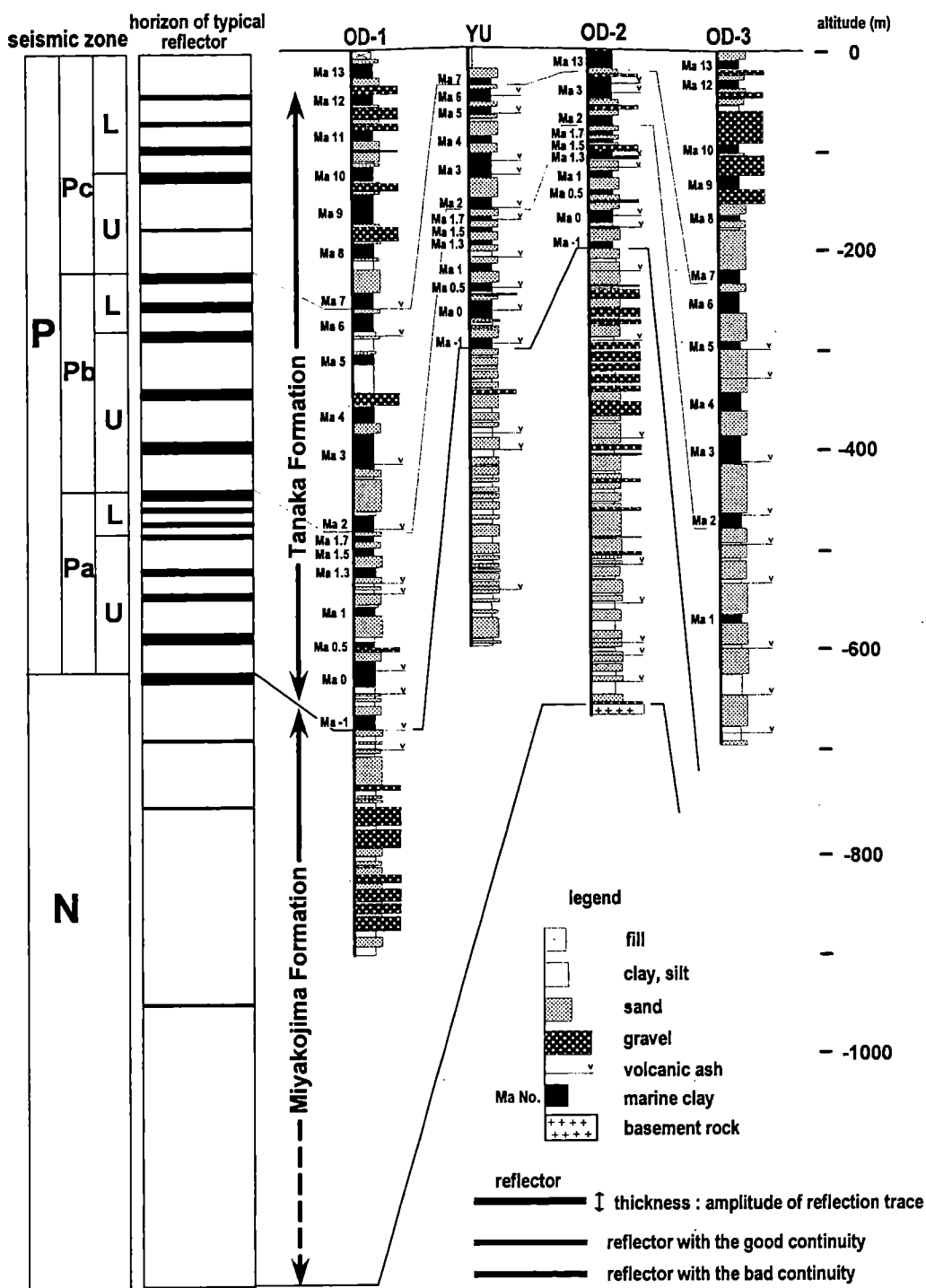


Fig. 5 Correlation between the seismic zones of seismic reflection survey sections and lithostratigraphy of OD-1 (Mitamura et al., 1998), YU (Yoshikawa et al., 1997), OD-2 (Mitamura et al., 1998) and OD-3 (Mitamura et al., 1998) drilling cores in the Osaka Plain (Kobayashi et al., 2002). Horizon of typical reflector is made by detail description of reflectors based on seismic profiles of NK Line, OSK2 Line, OSK1 Line and OIT96-A Line.

水成層の厚さは約 10 ～ 20m 程度と薄く、反射断面では反射面の間隔が相対的に密な音響的層相を示すと推測される。このことから、Ma 2 層～ Ma 5 層は、seismic zone Pb の中で反射面の間隔が粗な下部に相当すると考えられ、一方で Ma 5 層～ Ma 7 層は、seismic zone Pb の中で反射面の間隔が比較的密な上部に相当すると考えられる。

seismic zone P の中で最上部の層準にあたる seismic zone Pc は、田中累層中の Ma 7 層より上位の層準に相当すると考えられる。各ボーリングの Ma 7 層より上位の層準は、OD-1 ボーリングの Ma 9 層を除いて厚さ 10 ～ 15m の海成粘土層と比較的厚い淡水成層との互層からなる。Ma 7 層より上位の各海成粘土層間の間隔は、Ma 2 層～ Ma 7 層準と比較してそれほど変わらないことから、seismic zone Pb と同様に比較的粗な音響的層相を示すと考えられる。さらに Ma 7 層～ Ma 9 層は、海成粘土層間に挟まれる淡水成層の厚さが Ma 7 層～ Ma 8 層間で約 50 m と特に厚く、反射断面では反射面の間隔が相対的に粗な音響的層相を示すと推測される。このことから、Ma 7 層～ Ma 9 層は、seismic zone Pc の中でトレースの振幅が大きく連続性の良い反射面が見られず、不連続な反射面がわずかに挟まれる下部に相当すると考えられる。東大阪の OD-3 ボーリングで見られるように、Ma 8 層は厚さ約 5 m と他の海成粘土層と比較して特に薄く、地域によっては反射面として認められない可能性が推測される。一方で、Ma 9 層より上位の層準は、厚さ約 15 m の海成粘土層と厚さ約 20 ～ 30 m の淡水成層との互層からなり、反射断面では反射面の間隔が比較的粗な音響的層相を示すと推測される。しかしながら反射断面においては、西大阪の 2 測線で数層の反射面が見られ、また東大阪の 2 測線では比較的明瞭な 2 層の反射面が見られるものの、それより上位では反射面の連続性が悪くなり、断面全体に不鮮明となっている。Ma 9 層より上位の層準は seismic zone Pc の上部に相当すると考えられるが、音響的層相と岩相とに大きく違いが見られる。この違いに関しては、各測線のセッティング、ノイズの影響、表層補正の影響、また地層の側方への連続性の欠如など様々な要因が考えられるが、これについては今後オリジナルデータを用いた検討の必要性があると考えられる。

## 6. まとめ

大阪平野で行われた反射法地震探査断面について、反射面を詳細に記載することによって得られた音響的層相の特徴から反射法地震探査層序区分を行い、この区分と岩相層序との関係について検討した。その結果、大阪平野ではこれまで研究されたいくつかの反射断面において音響的層相の類似性があることが明らかになった。大阪平野では多くの反射法地震探査がこれまでに行われているが、相互の探査結果を合わせて比較や評価を行った研究は行われておらず、各反射断面の音響層序学的特徴や類似性などについて総合的に議論されていなかった。今後大阪平野で行われる反射法地震探査断面を解釈する上で重要な基礎資料になることが期待できる。

## 引用文献

土質工学会関西支部・大阪湾海底の地盤研究委員会, 1990, 大阪湾海底地盤. 土質工学会関西支部, 171p.

Furutani, M., 1989, Stratigraphical subdivision and pollen zonation of the middle and upper Pleistocene in the coastal area of Osaka Bay, Japan. *Jour Geosci Osaka City Univ.*, 32, 91-121.

Hardage, B.A., 1987ed, *Seismic stratigraphy*. Handbook of geophysical exploration, v.9, Geophysical Press, London, 432p.

堀家正則・竹内吉弘・鳥海 勲・藤田 崇・横田 裕・野田利一, 1995, 生駒山地と大阪平野境界部における反射法地震探査. 地震, **48**, 37-49.

堀家正則・竹内吉弘・今井智士・藤田 崇・横田 裕・野田利一・井川 猛, 1996, 大阪平野東部における地下構造探査. 地震, **49**, 193-203.

Ikebe, N., Iwatsu, J. and Takenaka, J., 1970, Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **13**, 39-98.

市原 実編, 1993, 大阪層群. 創元社, 340p.

市原 実・吉川周作・亀井節夫・那須孝悌, 1988, 近畿地方の第四紀層の層序区分. 地質学論集, no. 30, 111-125.

梶山彦太郎・市原 実, 1972, 大阪平野の発達史 -  $^{14}\text{C}$  年代からみた -. 地質学論集, **7**, 101-112.

関西地盤活用協議会, 1998, 新関西地盤 - 神戸および阪神間 -. 関西地盤活用協議会, 270p.

小林 岳・三田村宗樹・吉川周作・Dicky Muslim・内山美恵子, 2002, 大阪平野地下第四系の音響的層相の特徴と地震探査層序区分. 地質雑, **108**, 37-47.

三田村宗樹・吉川周作, 1999, 大阪平野第四系の海成粘土層基底深度分布の統計的検討. 応用地質, **40**, 149-158.

三田村宗樹・吉川周作・石井陽子・貝戸俊一・長橋良隆, 1998, 大阪平野 OD ボーリングコアの岩相. 大阪自然史博物館報, **52**, 1-20.

大阪府大阪市, 1996, 上町断層に関する調査成果報告書. 大阪府大阪市編, 224p.

佐々宏一・芦田 譲・菅野 強, 1993, 建設・防災技術者のための物理探査. 森北出版, 219p.

杉山雄一, 1997, 上町断層系の反射法弾性波探査. 平成 8 年度活断層研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, 105-113.

戸田 茂・中川康一・三田村宗樹・西田智彦・山本栄作・寺田裕司・宇田英雄・横田裕, 1992, 大阪平野中央部における反射法地震探査Ⅱ一大和川(遠里小野～矢田)測線一. 日本応用地質学会平成 4 年度研究発表会講演論文集, 189-192.

山本栄作・中川康一・三田村宗樹・戸田 茂・西田智彦・寺田裕司・宇田英雄・横田裕, 1992, 大阪平野中央部における反射法地震探査Ⅰ一淀川(十三～柴島)測線一. 日本応用地質学会平成 4 年度研究発表会講演論文集, 185-188.

山根新次, 1930, 大阪市地質概観. 小川琢治博士還暦記念地学論集, 187-203.

吉川周作・三田村宗樹, 1999, 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体層序との対比. 地質雑, **105**, 332-340.

吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好則・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子, 1998, 大阪市津守・大手前・浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質雑, **104**, 462-476.

吉川周作・中川康一・川辺孝幸・古谷正和・大四雅弘, 1987, 大阪市深層ボーリング, OD-1・OD-2 コアの再検討. 地質雑, **93**, 653-665.

吉川周作・小倉博之・福西佐代, 1993, 大阪平野地下の中・上部更新統火山灰層序. 地質

雑, 99, 467-478.

吉川周作・佃 栄吉・三田村宗樹・中川康一・水野清秀・東脇愛子・片岡香子・高橋  
誠, 1997, 大阪市天王寺夕陽丘 600m ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地調月報,  
48, 661-672.

吉川宗治・町田善之・寺本光雄・横田 裕・長尾英孝・梶原正章, 1987, 大阪市内におけ  
る反射法地震探査. 物理探査学会第 77 回春期大会講演論文集, 114-117.

## 大阪平野地下の地質構造図の作成

三田村宗樹(大阪市大・理)

### はじめに

大阪平野は，大阪堆積盆地の北東部に位置している．大阪堆積盆地は，第三紀鮮新世末から現在にかけて，継続的に構造的な沈降盆地を形成し，その中に厚さ 3000m を上回る第四紀層を中心とする地層を堆積させている．この中心部より，徐々に基盤岩上面深度は東～東北東に向けて徐々に浅くなり，大阪平野の大阪湾沿岸部付近では，深度 1500m 前後となることが，陸上部の反射法地震探査・温泉ボーリングの着岩深度などから明らかとなっている．

大阪平野とその周辺の丘陵部では，これまで地表地質調査・ボーリング調査・物理探査などによって第四紀層に関わる資料が蓄積されてきた．しかし，丘陵部から平野部地下にいたる一連の地層の分布状況については，一部地域の断面図などには表現されたことがあるが，平面的に表現されたことはない．ここでは，蓄積された資料を用いて大阪平野を中心とした地域における第四紀層の上半部の代表的な層準について，その分布深度を集成した．そのあと，それらの層準以上の地層を順次はぎとった平面図（はぎとり地形図）としてまとめてみた．

### 大阪平野を中心とした調査の経緯

大阪平野周辺部の丘陵に分布する第四紀層は，主として地表地質調査によってその層序が明らかになってきた．特に千里丘陵と泉南・泉北丘陵は，大阪層群が広く分布することから，その模式地とされ詳細な地質図が作成されている（市原ほか，1955, 1977；Itihara *et al.*, 1987）．

大阪平野の地下地質に関しては，戦後の天然ガスの伏存調査から始まった．500m 深の 2 本のボーリング調査が実施され，平野地下に 500m を上回る未固結堆積層が存在し，周辺丘陵地・台地に露出する鮮新・更新統に相当するものであることが判明した（大阪府商工部，1950）．その後，地下水の過剰揚水に伴って生じた地盤沈下の対策調査のために OD-1～OD-9 の深層ボーリングが実施された（図 1,2; Ikebe *et al.*, 1970）．これによって，大阪港湾部で 900m 以上，上町台地部で約 650m の堆積層が確認された．このときに掘削された OD-1 ボーリングは現在でも大阪平野で最も深くまで試料採取を行ったボーリングであり，その試料は，大阪平野地下の標準層序を与えるものとなっている．この地盤沈下対策調査以降，1995 年兵庫県南部地震後の活断層調査まで，大深度の試料採取を目的とするボーリング調査はしばらく行われなかった．1995 年兵庫県南部地震以降に，大阪市が 3 箇所(TS,OT,HA)，地質調査所が 1 箇所(YU)のボーリング調査を実施している（図 1,2; 吉川ほか，1996, 1998）．このように，大阪平野での基準ボーリングとして位置付けられる深層ボーリングは，13 本となっている．

吉川・三田村(1999)は，これらのボーリングコアの岩相の特徴から，OD-1，OD-2 コアを模式として淡水成層のシルト・砂・礫の互層からなる Ma-1 層基底までの下半部の地層を都島累層，Ma-1 層の基底を下限としそれより上位の海成粘土層と砂礫層を主とする互層を田中累層とし，田中累層は不整合で難波累層に覆われるとした．都島累層は大阪層群最下部から下部の下半部に相当し，田中累層は，大阪層群下部の上半部から大阪層群上部および段丘構成層に相当する．

このほか，大阪府が行った上町断層調査のボーリングや科学技術庁が高感度地震計設置のために行った大阪市舞洲・田尻町りんくうポート南のボーリング(検層主体)がある(建設省近畿地方建

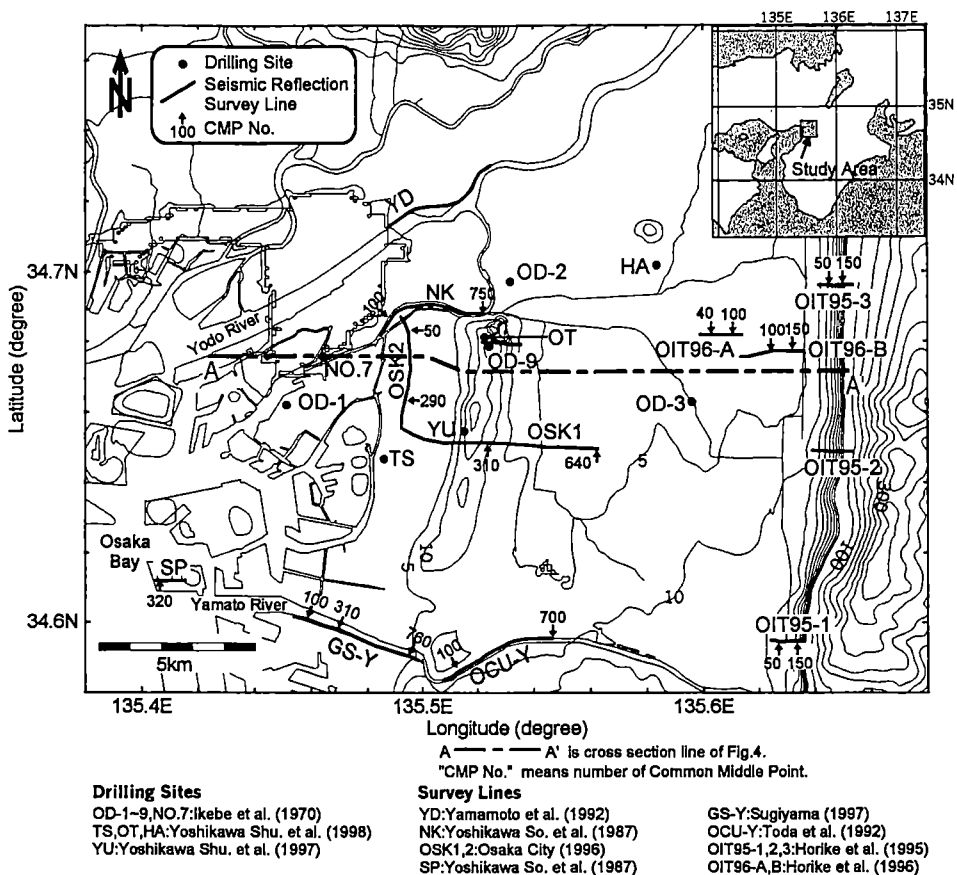


図1 大阪平野の深層ボーリング地点と反射法地震探査位置図（内山ほか，2001）

設局，1997a,b).

また，反射法地震探査に関しては，1980年代後半から進められてきた（吉川ほか，1987；岩崎ほか，1990；山本ほか，1992，戸田ほか，1992）。吉川ほか(1987)は大阪市中央部の中ノ島で上町断層を横切る断面を作成した。岩崎ほか(1990)は大阪湾を横切る断面を作成し，大阪湾断層の存在と，その東側には3000mに達する厚い堆積層が存在することを示した。兵庫県南部地震以降に，陸域の活断層調査や大阪湾の地下地質構造を明らかにする目的で各種機関により反射法地震探査が実施されている(堀家,1995,1996；大阪府大阪市,1996；杉山,1997；横倉,1998；岩淵ほか，2000など)。大阪平野とその周辺におけるこれまで実施された探査測線を図3に示す。

#### 大阪平野地下の第四系海成粘土層の深度分布特性とその応用

大阪平野の13本のボーリングコアにおける地層の厚さの相違について検討すると，その規則性があることに気づく。上町台地の東西両側の低地に位置するボーリングコア(OD-1, OD-3, OD-5, OD-6, TS, HA)のうち，コア採取深度の浅いものを除いてMa-1からMa13層までほぼ欠如なく海成粘土層が挟まれているのが確認され，同一層準間の地層の厚さが上町台地に位置するものに比べ相対的に厚くなっている。一方，上町台地に位置するボーリングコア(OD-2, OD-8, OD-9, YU, OT)は，上部に挟まれる海成粘土層が欠如している。これらの海成粘土層の欠如は，上町台

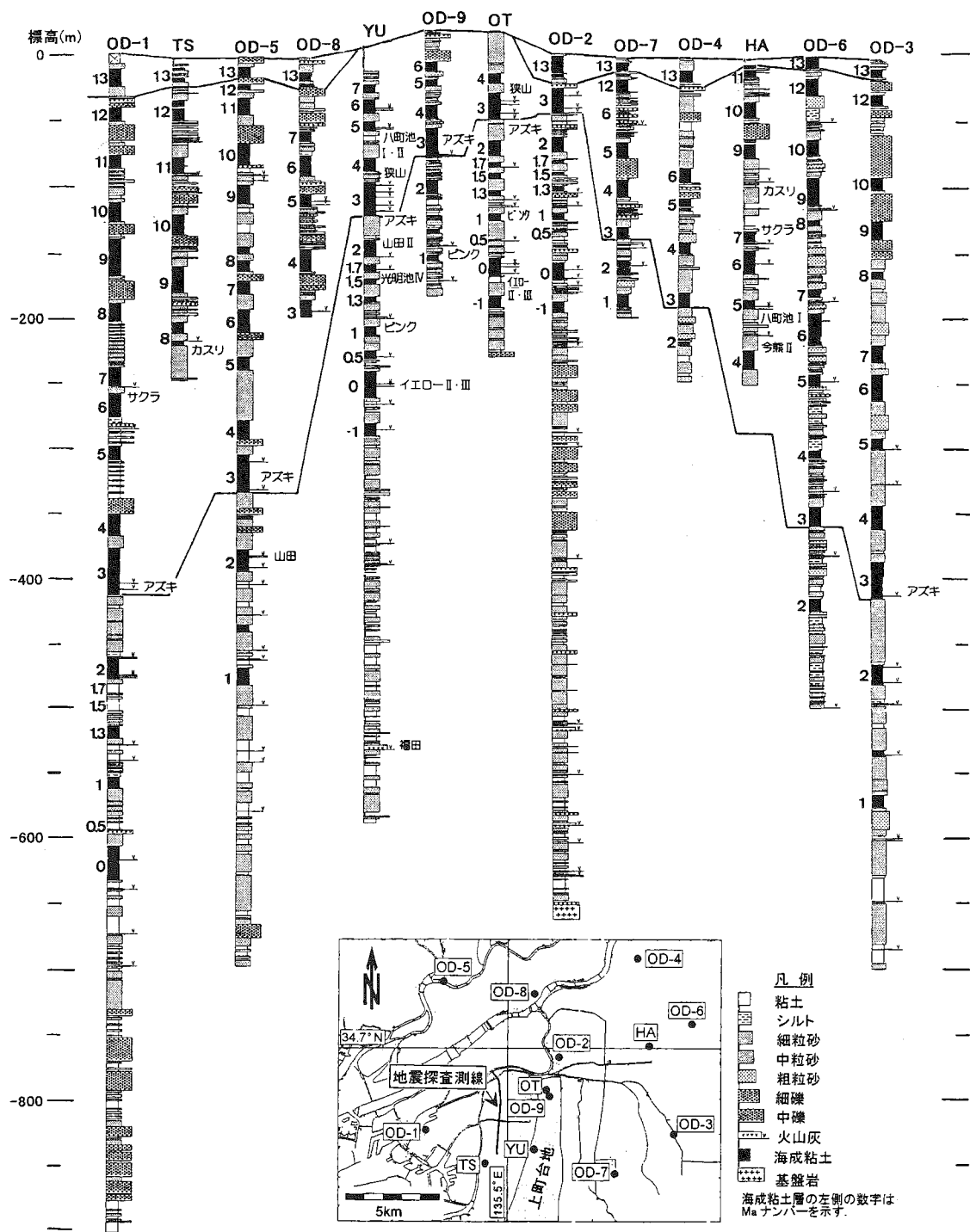


図2 大阪平野の主要な深層ボーリングコアの地質柱状図(三田村ほか, 1999)

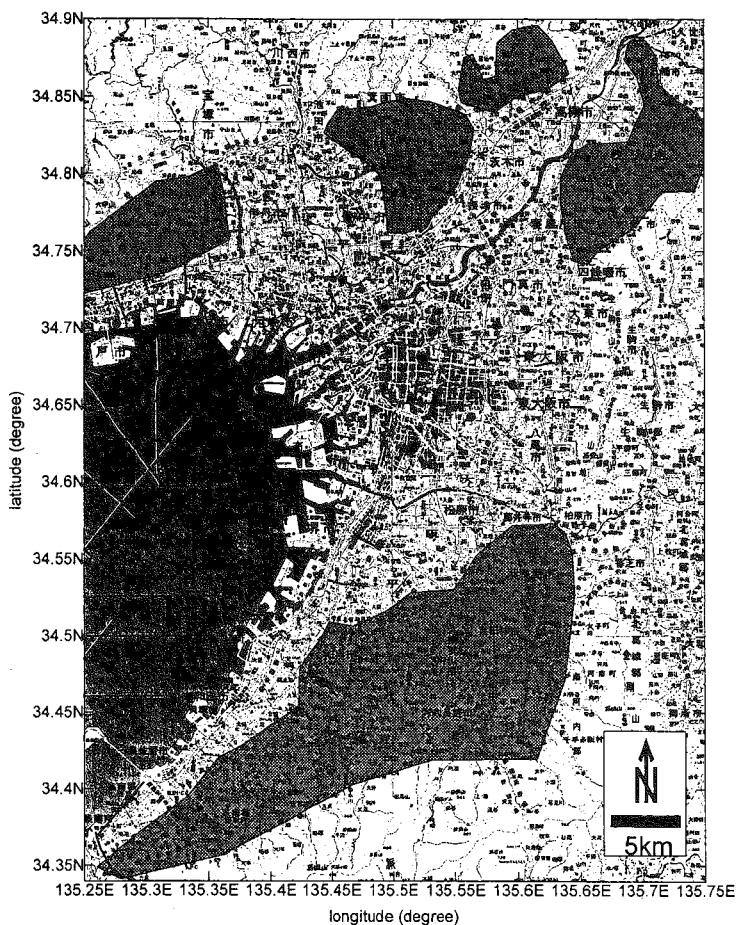


図3 大阪平野とその周辺部の調査位置図

丸印はボーリング地点，太線は反射法探査測線，網がけの地域は表層地質図の範囲を示す。

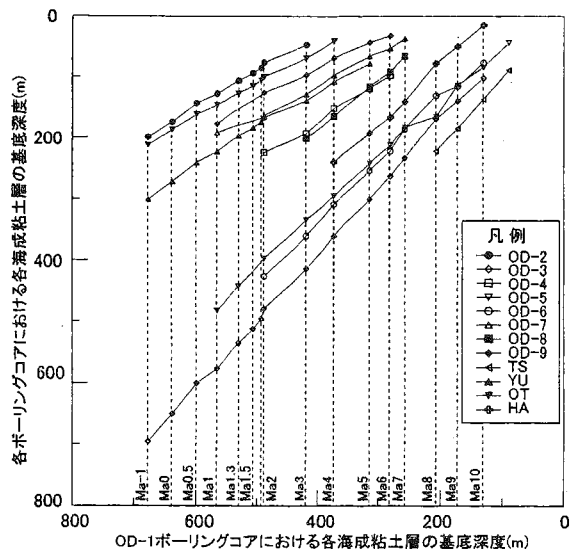


図4 OD-1 ボーリングと他のボーリングの海成粘土層基底深度の相関(三田村ほか, 1999)

地周辺部のボーリングコア(OD-4, OD-7)でもみられる。全体的に、同一層準の海成粘土層の存在深度は、上町台地およびその周辺で浅く、その東西両側の低地部で深くなる傾向にある。また、東西両側の低地部へ向かって、同一層準の海成粘土層の深度は、系統的に深くなり、OD-1(西大阪地域の沿岸部)と OD-3(東大阪地域の中央部)では、類似した深度に同層準の海成粘土層が位置している。

図 4 は、各層準の海成粘土層基底面の深度について OD-1 ボーリングと他のボーリングとの比較をした結果である(三田村・吉川, 1999)。どの地点をとっても各層準の海成粘土層基底面の分布深度は、OD-1 地点を基準にかなり直線性の高い正の相関をもち、その傾向に顕著な折れ曲がりには認められない。西大阪に位置する OD-5 や TS ボーリング、東大阪に位置する OD-3, OD-6, HA ボーリングでは、OD-1 と同様の深度に各層準の海成粘土層基底面が分布するため、ほぼ傾きが 1 の直線となっている。これに対し、上町台地上に位置する、OD-2, OD-9, OT, YU ボーリングなどでは、その直線の傾きは緩やかで、全体に地層は薄く、より浅い深度に各層準の海成粘土層基底面が分布する。このように、OD-1 ボーリングの各海成粘土層の深度分布に対して他地点のそれらが直線的な関係を示すことは、大阪平野付近の盆地の沈降現象と堆積現象とが規則的な関係を保ちながら、地層を形成してきたことを示すものである。

OD-1 と他のボーリングとの関係を定量的に表すため、一次式  $y = aX + b$  ( $a$ : 層厚係数,  $b$ : 垂直変位係数) で最小二乗法による直線回帰を行うと表 1 のようになる(三田村・吉川, 1999)。計算の結果、各地点と OD-1 地点との相関係数は 0.99 以上の値となって、直線性が高いことを示している。西大阪地域や東大阪地域では層厚係数は 1 に近いのに対して、上町台地周辺のものは、0.5 前後となっていて、OD-1 に比べて地層の厚さがほぼ半分程度であることがわかる。上町台地のボーリングでは、垂直変位係数は低地部のものに比べて大きくなり、上町台地域が相対的に隆起傾向にあることをうかがわせる。

そこで、各ボーリング地点の係数を用いて、各海成粘土層の基底面深度を OD-1 地点に換算し、各海成粘土層ごとにとりまとめて平均化し、さらに各層準の基底面深度のばらつきが正規分布するとして、それらの平均値と標準偏差から確率分布曲線を作成した(図 5)。

これは、OD-1 地点を基準として、Ma-1 から Ma10 層までの各海成粘土層基底面の分布深度を示す標準的な確率分布曲線とみなせる。この曲線を層厚係数(上下方向への引き伸ばし)と垂直変位係数(上下方向への相対的移動)で深度方向に調整することで大阪平野の海成粘土層の分布が説明できる(三田村・吉川, 1999)。

反射法地震探査の深度断面の各 CMP 重合トレースでは、下位層が高い音響インピーダンスを示す境界面で反射した位相を黒く塗りつぶして表現している。これらが側方へよく連続する反射面のいずれかが、海成粘土層基底面に対比できるとみられる。そこで、これらの黒く塗りつぶされた位相部分を 1、それとは逆位相部分を 0 とした二値化を行い、海成粘土基底深度の確率分布曲線を 1 次式の 2 つの係数(層厚係数・垂直変位係数)を用いて、これらの相関係数が最も高くなる係数の組を求めた。その係数組み合わせで海成粘土層基底面と対比可能な反射面の深度を正確に計測し、その値と OD-1 地点に基準化された海成粘土層基底面深度との間のより正確な 2 係数を再計算した。このような手法によって、反射法地震探査断面に現れている反射面と各海成粘土層の基底面を対比できる。その結果の例を図 6 に示す。このように、反射法地震探査の断面から、その測線上での海成粘土層の深度分布が評価できる。

表 1 海成粘土層基底深度に関する OD-1 と各ボーリング間の  
層厚係数(a)垂直変位係数(b), 相関係数(R) (三田村ほか, 1999)

|      | a    | b (m) | R     |
|------|------|-------|-------|
| OD-2 | 0.59 | 208   | 0.997 |
| OD-3 | 1.09 | 46    | 0.999 |
| OD-4 | 0.63 | 80    | 0.995 |
| OD-5 | 0.88 | 33    | 0.999 |
| OD-6 | 1.00 | 63    | 0.998 |
| OD-7 | 0.52 | 85    | 0.990 |
| OD-8 | 0.83 | 146   | 0.999 |
| OD-9 | 0.47 | 101   | 0.996 |
| TS   | 1.14 | 11    | 0.999 |
| YU   | 0.62 | 129   | 0.998 |
| OT   | 0.55 | 166   | 0.998 |
| HA   | 0.96 | 112   | 0.997 |

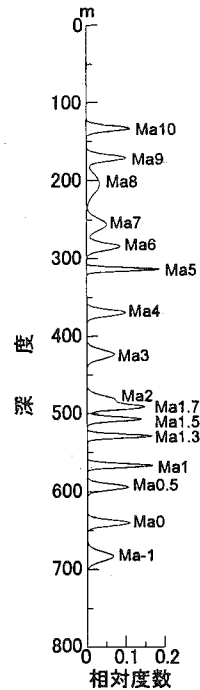


図 5 OD-1 地点を基準として標準化された  
各海成粘土層基底深度の確率分布曲線  
(三田村ほか, 1999)

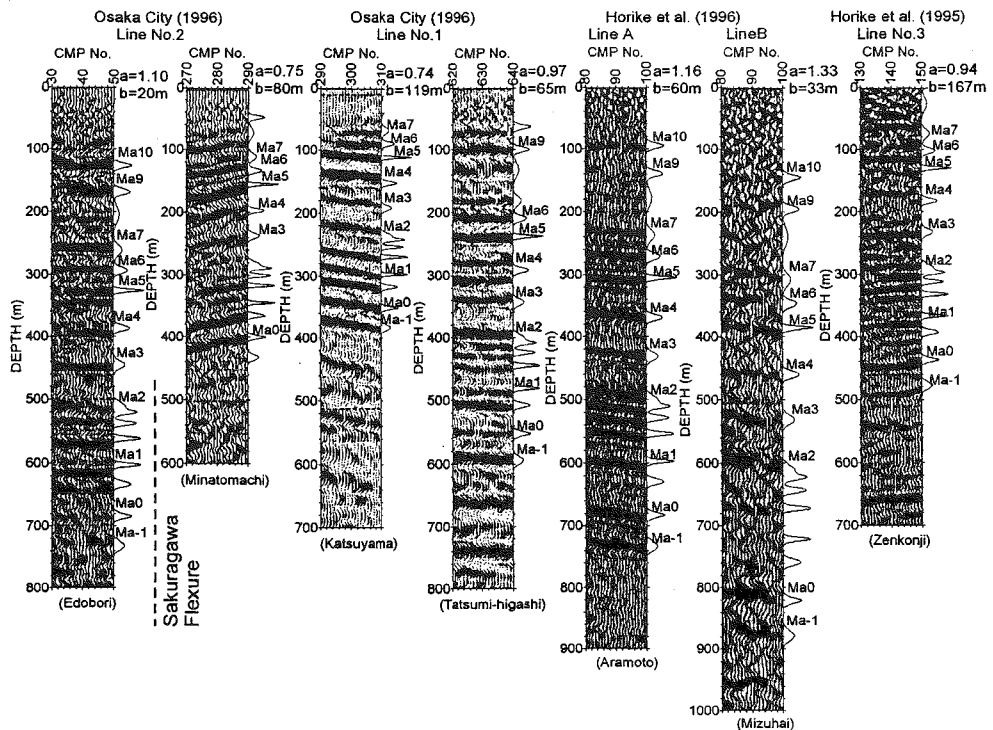


図 6 大阪平野中央部における反射断面と海成粘土層基底面との対比(三田村ほか, 2000)

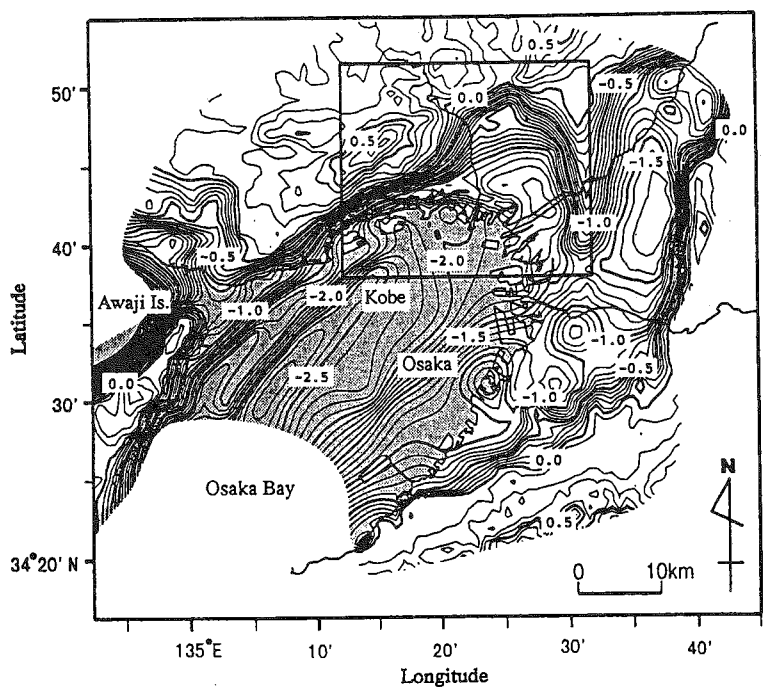


図7 重力異常をもとにして描かれた大阪堆積盆地の基盤岩上面標高(単位 km)  
(中川ほか, 1998)  
図中の矩形の範囲は3次元重力解析がなされた区域。

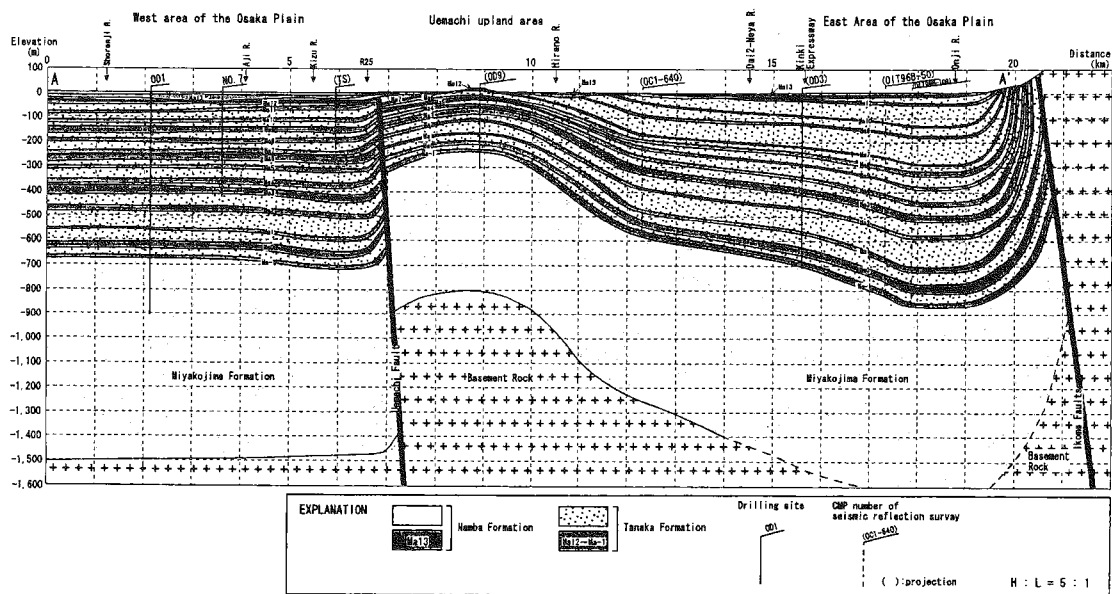


図8 大阪平野中央部における東西方向の地質断面図 (内山ほか, 2001)

### 基盤岩深度の分布と基盤ブロック

大阪平野で基盤岩にとどくボーリング調査としては、これまで公表されているものは、上町台地北側で掘削された OD-2 ボーリング(656.2m で着岩)のみである。このほか、温泉ボーリングとして試料採取はほとんどされていないが、基盤岩上面深度の判明している地点が公表されている(市原ほか,1991)。また、反射法地震探査によって、基盤岩上面からの反射とみられる明瞭な反射面のから、その深度がわかる場合もある。これらは、地点あるいは探査測線上の資料であるので、これらを平面的に広げるため、重力探査からの基盤岩深度分布図が作成されている(中川, 1998)。これは、ブーゲ異常図を用いてその傾向から、実際に得られている基盤深度資料との相関を取るとともに、広域の重力異常を取り去ったあと、基盤深度に換算されたものである。

図 7 をみると、地形的には南側から大阪城まで南北に延びる上町台地の地域は地下で、基盤岩の上昇帯とみなせる。しかし、この上昇帯は、南からというよりむしろ、千里丘陵から徐々にその基盤深度を深めながら、南に張り出したものであることがわかる。また上町地域の西側は基盤岩等深度線が密になっていて、急激に西方にその深度が増加する傾向にある。これは、上町断層による基盤岩の垂直的なずれによるものである。これに対して、東側へは比較的緩やかに基盤深度は増加し生駒山地西縁まで急激な変化はみられない。

この重力探査から導かれる基盤深度の傾向や表層部における上部更新統の堆積速度の差異からみると、大阪平野は、上町断層を挟んで東側にあたる東大阪地域と西大阪地域の 2 つの基盤ブロックに区分することができる(三田村・吉川, 1997)。東大阪地域は、西を上町断層、東を生駒断層、北を有馬－高槻構造線によって(南側はあまり明瞭でないが大和川構造線に相当するとみられる)境された東あるいは南東方向が沈降する傾動基盤ブロックからなっている。最深部が東大阪付近で基盤深度は 1500m を上回るとみられる。一方、西大阪地域は、東を上町断層、北を有馬－高槻構造線に境され、大阪湾岸域付近までを境界とする基盤ブロックで、南側が沈降する傾動傾向が認められ、基盤深度は大阪湾岸部で 1500m 前後となる。

図 7 から見ると上町断層は大阪平野北部では、その垂直変位が明確で、1000m 前後に達するが、南に垂直変位量は小さくなる傾向がある。例えば、大阪中之島や淀川沿いで行われた反射法地震探査断面で、断層構造が 1 箇所を確認される(吉川ほか, 1987; 山本ほか, 1992)。これに対して、大和川沿いでは、2 箇所の断層構造が読みとれる(杉山, 1997)。つまり、大阪平野南部では断層構造が分岐しながら、その垂直変位が分散しているとみられる。

### 大阪平野の東西断面とはざり図の作成

上記のような、地層分布の規則性を考慮して、深層ボーリング資料や反射断面と合わせて、大阪平野の中央部を横切る東西の地質断面の作成を試みた(図 8; 内山ほか, 2001)。断面作成を行った箇所は、ボーリング資料と探査資料が最も密に存在する大阪市此花区淀川河口付近から東大阪市石切付近までの東西断面である。この図では、下半部の都島累層に関しては具体的な調査資料が少なく、区分に利用できる基準面が明確でないので細分できなかったが、上半分の田中累層については、海成粘土層の層厚なども考慮に入れて断面作成を行った。

基盤ブロックとしては、上町断層を境にして、西大阪地域と東大阪地域の 2 つに区分できる。西大阪地域は、大阪平野中央部では、基盤深度が 1500m でほぼ平坦な構造をなし、上位に分布す

る地層もほぼ水平層として単調な分布形態となっている。これに対して、東大阪地域では、基盤岸上面は東に向かって深くなる傾向を全体として示し、上位に分布する地層も東に徐々に厚くなる。層厚の増加傾向は都島累層では上町台地付近と東大阪中央部付近ではそれほど大きな差はないが、田中累層では、その差が約2倍となる。図8にみられるように層厚変化に大きく関与しているのは、海成粘土層の層厚よりも、海成粘土層間に挟まれる粗粒層部分の層厚である。それは、東大阪中央部では上町台地付近で3倍以上の厚さの変化として現れていることがわかる。

さらにこの断面の拡張として、難波累層基底と田中累層の主要層準(Ma-1, Ma3, Ma6, Ma9, Ma12層の基底面)について、それらの標高分布を集成した。これには図3に示したボーリング、反射断面、地質図などを参考にした。各層準の分布状況をまとめた後、それらを上位の層準から順次はぎとって、その地形を示したものが図9～14である。

ここで用いるこれらの層の基底面は、ほぼ海進直前の地形が、その後の構造変形を受けたものとみられる。そして、この面は、ある程度巾を持ってはいるが、同時面として評価することができる。この面の時間的な巾としては、その当時の海面上昇速度や旧地形の影響を受けているため、地域的には千年オーダーの時間差が予想される。吉川・三田村(1999)によって、主要な海成粘土層の堆積時期は、深海底酸素同位体比曲線の奇数ステージ(ステージ1～37)に対比されている。Ma-1, Ma3, Ma6, Ma9, Ma12層の基底面は、それぞれ酸素同位体ステージ37, 21, 15, 11, 5の始まるの時期すなわち、124万、87万、62万、43万、13万年前にあたる。

したがって、はぎとり図は、これらの地層が分布する地域では、それらの地層が堆積する前の旧地形がほぼ平坦であるとする、その後の構造運動で変形した様子を示すものとみなせる。より古い時期の図ほど、構造変形の影響が強く表れていると考えられる。以下、各図面の概要を述べる。

**沖積層のはぎとり図(図9)：**大阪南部や神戸側では、沖積層の分布は、ほぼ海岸線に沿って大阪湾側で厚くなるため、等高線は、ほぼ大阪湾の形に沿って描かれる。大阪平野部では、淀川沿いに谷状の形をなし、東大阪地域で約20mまで落ち込む。上町台地の高まりが強調されたものとなっている。上町断層の変位に関わるような系統的な変形構造は明瞭にみられない。生駒断層では、南北に沖積層の厚さの変換線が現れていて、構造運動の影響を強く受けているように見える。

**Ma12層はぎとり図(図10)：**大阪湾側では、ほぼ大阪湾の形に沿うように等高線が分布する。図の西端部では、標高100mに達し、大阪湾での沈降運動の影響が現れている。淀川沿いでは、天満層の砂礫が分布し、それらもはぎ取られているため、沖積層のはぎとり図よりも谷地形が明瞭なものとなっている。東大阪地域では、標高約40mに達する沈降域が現れている。上町台地の西側で上町断層に沿って急傾斜部が現れていて、北東・南西方向の構造である桜川撓曲・住江撓曲が表現される。

**Ma9層はぎとり図(図11)：**大阪湾では標高200m以深にまで落ち込んでいる様子が現れている。東大阪地域では、東大阪～八尾に分布するMa9層までの地層がはぎ取られ顕著な沈降域とその北側の千里地域に至る隆起域が明瞭に区別される。東大阪地域でも、標高200m近くまで落ち込んでいる様子が表現されている。Ma9層の分布が上町台地南部では大阪湾側から東大阪側へと連続しているため、上町台地部はその南で分断される形となって現れている。上町断層は、千里付近から南へと延長し、大和川を境にその変位が分散されるように現れている。

**Ma6層はぎとり図(図12)：**断層による変形構造が強調されるようになる。このため、現在の地形

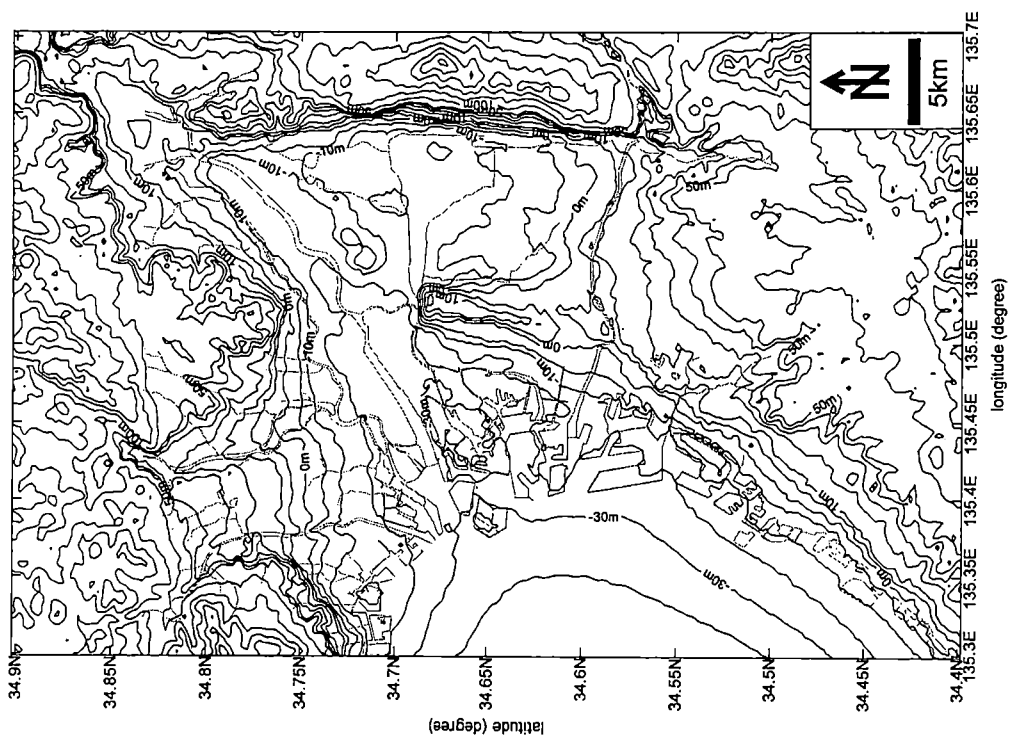


図 9 沖積層のはぎとり地形図

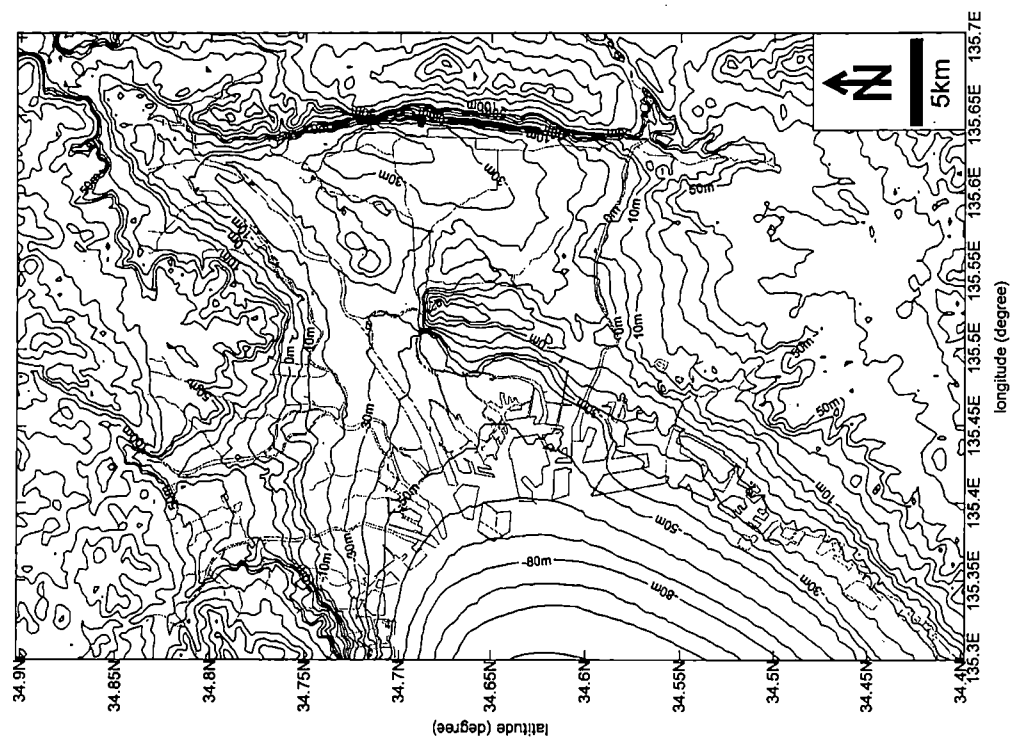


図 10 Ma12 層から上位のはぎとり地形図

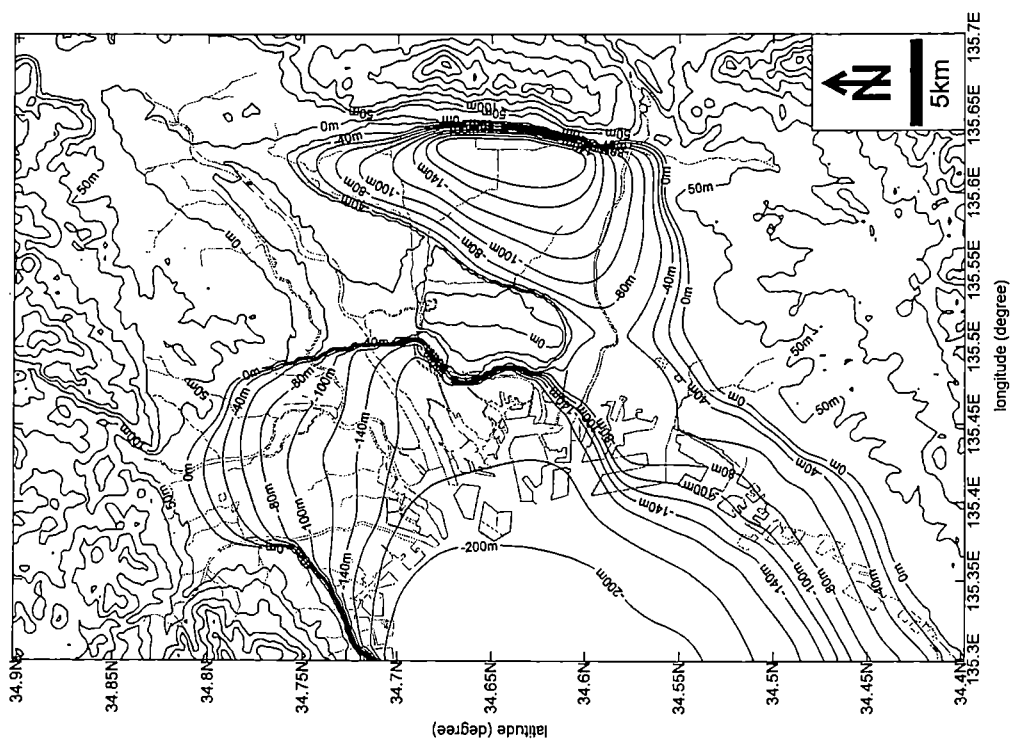


図 11 Ma9 層から上位のはぎとり地形図

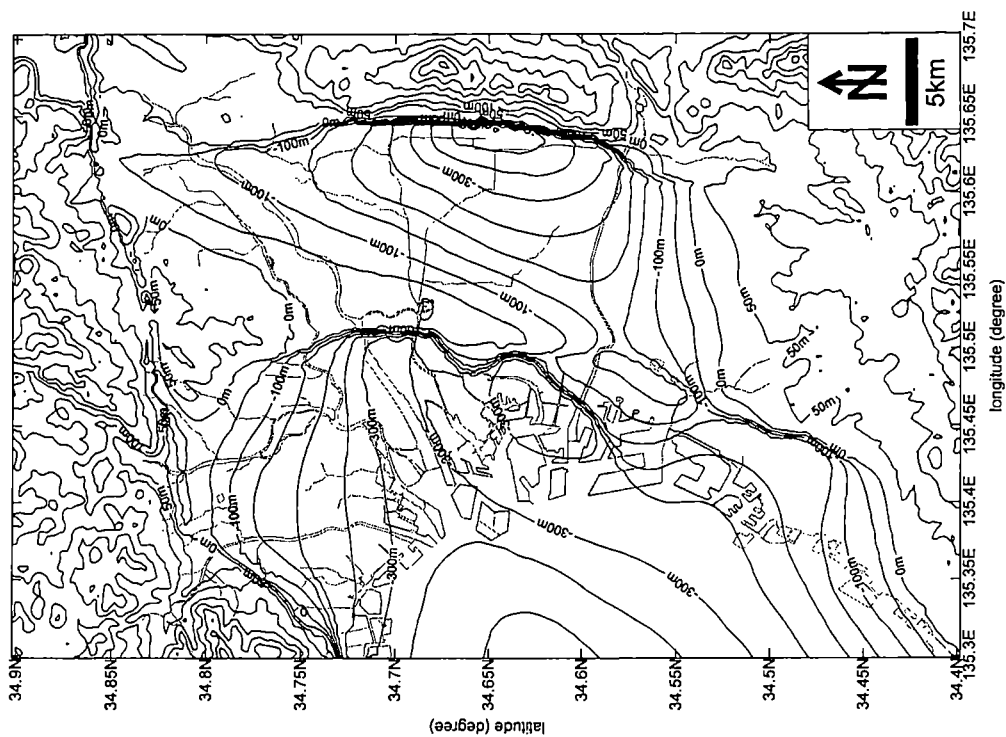


図 12 Ma6 層から上位のはぎとり地形図

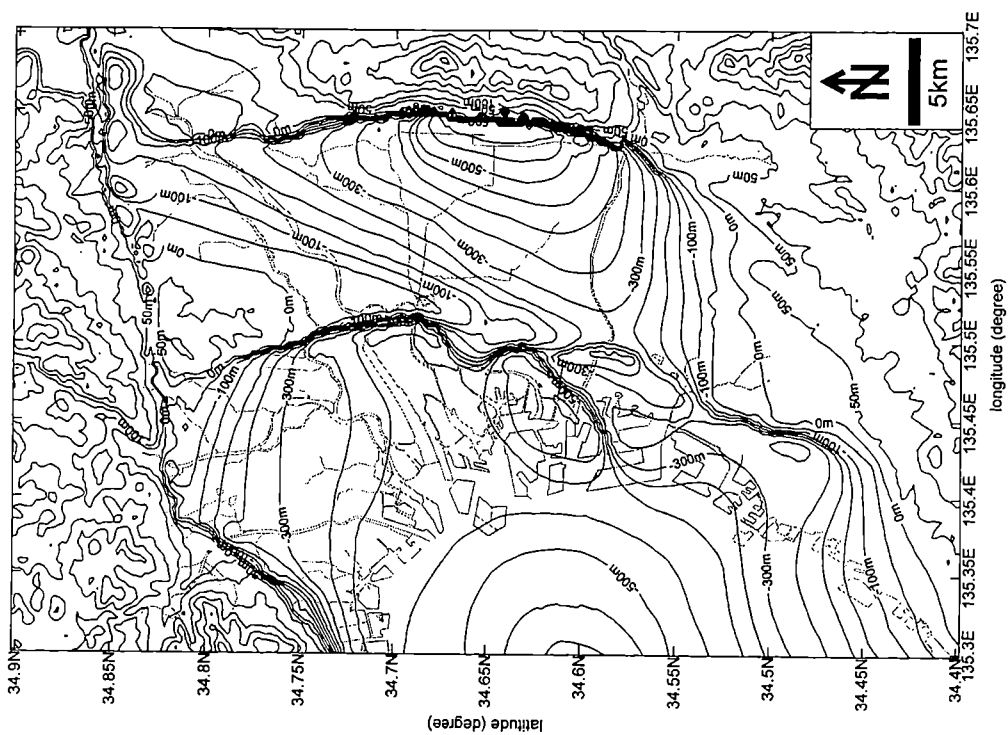


図 13 Ma3 層から上位のはぎとり地形図

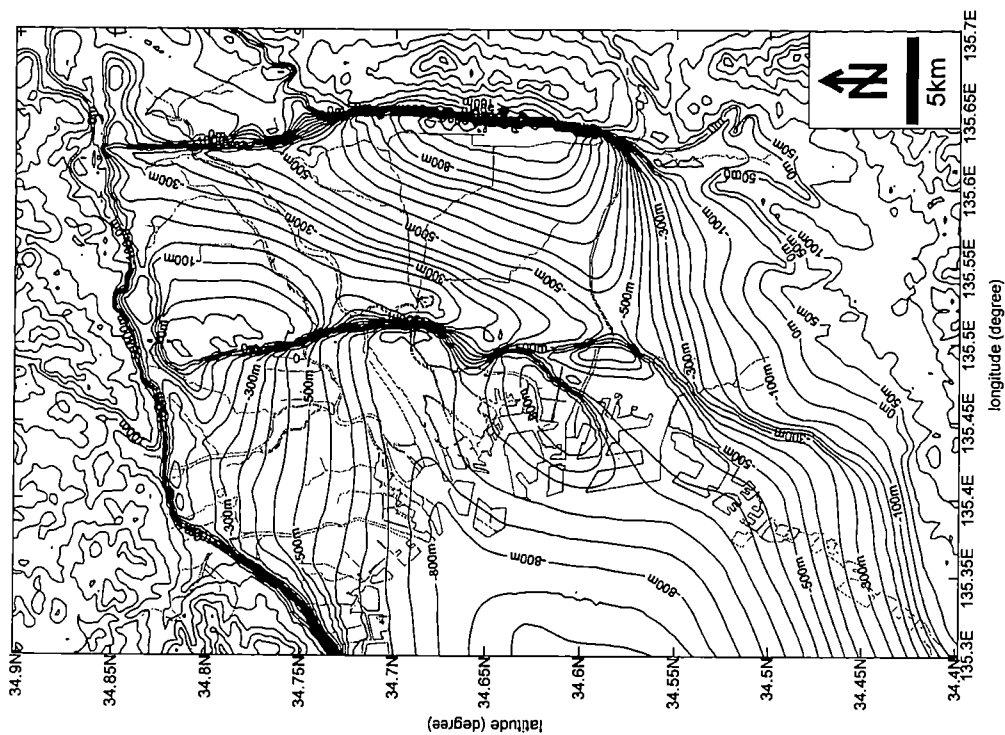


図 14 Ma-1 層から上位のはぎとり地形図

とはかなり違った形状が描かれている。上町断層は、千里地域から岸和田地域まで、その走向をやや東西に振りながら、約 38km の延長を示す。上町断層の西側近傍には、大和川河口や堺市付近に小さな傾動ブロックの存在が認められ、いずれも西側上がり、東側下がり、の傾動を示している。東大阪地域では、同様の傾動を示すブロックの影響が明瞭に現れている。東大阪地域の傾動ブロックの南縁は大和川の南に東西方向に存在するように見える。これは、ちょうど大和川断層の西側延長部にあたる地域となる。生駒断層による変位構造も明瞭に現れていて、その北への延長部が枚方撓曲に相当し、これら南北の構造が、東大阪の傾動ブロックの東を画していることがわかる。大阪平野の北縁にあたる有馬・高槻構造線に沿って、東西方向の地溝状の構造も表現されている。

**Ma3 層はぎとり図(図 13):** Ma6 層のはぎ取り図をより強調したような図として表現されている。上町断層の西側近傍では、小さな傾動ブロックがあり、複雑な分布を示す。東大阪側では、千里丘陵を頂点として、東大阪へ向けて沈み込む傾動構造が明瞭に表現される。北部の有馬・高槻構造線から、甲陽断層にかけての変位構造もまた、明瞭に現れている。

**Ma-1 層はぎとり図(図 14):** 上町断層に伴う変形は総延長 40km に達している。その北側は有馬・高槻構造線で途切れ、南側は大阪湾への北東-南西方向の傾斜として分散してゆく。生駒断層に伴う主な変形構造は大和川あたりまで続き、大和川断層の影響を受けて北東-南西方向の傾斜に転換するほか、その南ではいくつかの断層線に分散してゆく。生駒断層の北側延長部もまた、有馬・高槻構造線で途切れる。有馬・高槻構造線の南に沿って、深さ 200~300m の地溝状の構造が東西に続いている。その西側では、甲陽断層に沿う変形構造へと連続する。

#### まとめ

OD ボーリングをはじめ兵庫県南部地震後に掘削されたボーリング資料をもとに、挟まれる海成粘土層の深度分布の規則性を利用して、反射断面との対比を行い、それらをもとに、主要な海成粘土層の基底面の分布を集成し、そのはぎとり図を作成した。各図面には、古い時期の基準面のものほど大阪平野とその周辺の構造変形が現われたものとなっている。

大阪平野とその周辺では、上町断層と生駒断層が南北方向の主要な構造となっていて、南部の丘陵地に見られる構造の多くも、それに関連した構造として位置付けられる。東大阪の南部には、大和川断層の西側延長部にあたるとみられる東西性の傾斜の急な地帯が存在する。これについては、この地域に調査資料も少なく、明確なことは分らない。今後検討する余地が残されている。また、大阪平野の北縁は、有馬・高槻構造線によって明瞭に境され、南北方向の上町断層や生駒断層の構造は有馬・高槻構造線の南側の地溝帯を境に途切れる。

このように、蓄積された諸資料の集成によって、大阪平野とその周辺の地下の地質構造が、明確になってきた。しかし、まだ、資料の密度の差が地域的にあり、特に大阪南部地域で問題点が多いとみられる。重力異常から求められた基盤深度分布との間にも、泉大津付近や大阪南部の大阪湾岸部など大きな差異が認められる箇所がある。したがって、今後、これらの地域を対象としたさらなる調査の継続が望まれる。

#### 引用文献

堀家正則・竹内吉弘・鳥海 勲・藤田 崇・横田 裕・野田利一 (1995) 生駒山地と大阪平野境界部

- における反射法地震探査. 地震第2輯, Vol.48, 37-49.
- 堀家正則・竹内吉弘・今井智士・藤田 崇・横田 裕・野田利一・井川 猛 (1996) 大阪平野東部に  
おける地下構造調査. 地震第2輯, Vol.49, 193-203.
- 市原 実・藤田和夫・森下 晶・中世古幸次郎 1955. 千里山丘陵. 地質学雑誌, Vol.61 : 433-441.
- Itihara, M., Kamei, T., Yoshikawa, S. and Nasu, T. 1987. Late Neogene and Quaternary  
Stratigraphy of Kinki District, Japan. Proceedings of first International colloquium on  
Quaternary stratigraphy of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986, Itihara, M. and Kamei T.  
ed., INQUA Commission on Quaternary Stratigraphy, 74-83.
- 市原 実・吉川周作・林 隆夫 1977. 泉南・泉北地域の大阪層群と大阪層群の標準層序. 地質学論  
集, No.14, 209-220.
- 市原 実・吉川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫 (1991) : 12万5千分の1「大阪とその周辺  
地域の第四紀地質図」. アーバンクボタ, No.30.
- Ikebe, N. , Iwatsu, J. and Takenaka, J. (1970) Quaternary geology of Osaka with special  
reference to land subsidence. Jour. Geosci. Osaka City Univ., Vol.13, 39-98.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・雪松隆夫・田賀 傑・宮野正実・酒井健治・深沢 満 (2000) 反射  
法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造. 水路部研究報告, No.36, 1-23.
- 岩崎好規・香川敬生・沢田純男・松山紀香・大志万和也・井川 猛・大西正純 (1994) エアガン反  
射法地震探査による大阪湾の基盤構造. 地震, 2 輯, Vol.46, 39-98.
- 建設省近畿地方建設局(1997a) 科技庁舞洲地殻活動観測井さく井工事報告書. 355p.
- 建設省近畿地方建設局(1997b) 科技庁関空前島地殻活動観測井さく井工事「パイプロサイス反射  
法及び VSP 法による速度構造調査」報告書. 14p.
- 三田村宗樹・吉川周作 (1997) 堆積速度の差異からみた大阪堆積盆地における後期更新世の基盤ブ  
ロックの運動. 地球科学, Vol.51, 8-14.
- 三田村宗樹・吉川周作 (1999) 大阪平野第四系の海成粘土層基底深度分布の統計的検討. 応用地質,  
Vol.40, 149-158.
- 三田村宗樹・吉川周作・内山美恵子 (2000) 大阪平野における第四系海成粘土層の分布深度の規  
則性と反射法地震探査断面との対比への応用. 地下水技術, Vol.42, No.6, 14-24.
- 中川康一 (1998) 大阪堆積盆地基盤構造特性. 阪神・淡路大震災調査報告, 共通編・2, 2 編 地盤・  
地質, 阪神・淡路大震災調査報告編集委員会編, 日本地震学会・地盤工学会・土木学会, 361-372.
- 大阪府大阪市 (1996) 上町断層に関する調査成果報告書. 大阪府大阪市編, 224p.
- 大阪府商工部 (1950) 「大阪天然瓦斯調査報告書(昭和 24 年度)」. 大阪府, 97p.
- 杉山雄一 (1997) 上町断層系の反射法弾性波探査. 平成 8 年度活断層研究調査概要報告書, 工業  
技術院地質調査所, 105-113.
- 戸田 茂・中川康一・三田村宗樹・西田智彦・山本栄作・寺田祐司・宇田英雄・横田 裕(1992) 大  
阪平野中央部における反射法地震探査Ⅱ-大和川(遠里小野～矢田)測線-. 日本応用地質学会平  
成 4 年度研究発表会講演論文集, 189-192.
- 内山美恵子・三田村宗樹・吉川周作 (2001) 大阪平野中央部, 上町断層の変位速度と基盤ブロッ  
クの運動. 地質学雑誌, Vol.107, 228-236.
- 山本栄作・中川康一・三田村宗樹・戸田 茂・西田智彦・寺田祐司・宇田英雄・横田 裕 (1992)

大阪平野中央部における反射法地震探査 I -淀川(十三～柴島)測線-. 日本応用地質学会平成 4 年度研究発表会講演論文集, 185-188.

横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (1998) 大阪湾における反射法深部構造探査. 地質調査所月報, Vol.49, 571-590.

吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質雑, Vol.105, 332-340.

吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好規・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子 (1998) 大阪市津守・大手前・浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質雑, Vol.104, 462-476.

吉川周作・佃 栄吉・三田村宗樹・中川康一・水野清秀・東脇愛子・片岡香子 (1997) 大阪市天王寺区夕陽丘 600m ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地調月報, Vol.48, 661-672.

吉川宗治・町田善之・寺本光雄・横田 裕・長尾英孝・梶原正章 (1987) 大阪市内における反射法地震探査. 物理探査学会第 77 回春期大会講演論文集, 114-117.

## 掘削コアから推定した大阪湾の海況変動

### Temporal variation of Holocene Osaka Bay conditions reconstructed from two bore hole coars

増田 富士雄 (京都大学大学院理学研究科地質学鉱物学教室)  
Fujio MASUDA (Kyoto University)

#### 1. 地層の重なり様式を解明する研究の一部としての大阪湾・大阪平野研究

新しいパラダイムとして登場したシーケンス層序学 (Vail et al., 1977, 1991; Van Wagoner et al., 1988) は急速に広まり, 地層の発達や重なり様式に関する多くの新しい知見を私たちにもたらした (増田, 1993a, 1997a; Masuda, 1994; 増田・徳橋, 1994; Masuda and Ito, 1999). しかし, そうした発達や重なり様式をダイナミックに理解するには, いまだに年代値に裏付けられた具体例が少なく, タイミングに関する部分では問題や疑問が多く残されている. 地層の発達や重なり様式をさらに深く理解するには, どうしても地層の発達や重なりを十分な精度をもった時間変化として捉える必要がある.

これを可能にするのは放射性炭素による年代測定法 ( $^{14}\text{C}$  年代測定法) である. この年代測定法が精度よく適用できる地層は, 最近 1 万年間に堆積した完新統である. 完新統の地層断面に高密度で多数の  $^{14}\text{C}$  年代値が入ると, 地層の発達や重なり様式を具体的な時間変遷や堆積 (累重) 速度変化としてとらえることができる. 欧米諸国の完新統のほとんどがいまだに海進期にあるのとは違って, わが国の完新統は海進—海退を経験したひとつの堆積体を構成している (増田, 1998; Masuda and Ito, 1999). すなわち, わが国の平野の地下に分布する完新統は, 後氷期の海進の時期, そして縄文時代の高い海水準の時期, さらにその後現在に至る海水準の停滞期からわずかの海退期を通して形成されたものである. 従って, わが国の完新統の三角州, 海浜—外浜, 内湾, 河川などといったさまざまな堆積システムに, 高い分解能で年代が入れば, ひとつの海進—海退過程での地層の発達をダイナミックにとらえることができ, シーケンス層序学をさらに進めることができるに違いない. この考えのもとに我々は研究を進行させ, 成果を報告している (増田, 1998, 2000; Masuda and Saito, 1999; Masuda and Ito, 1999; 増田ほか, 2001a, 2001b; 藤原ほか, 1999, 2000; Fujiwara et al., 2000; Tamura et al., 2002).

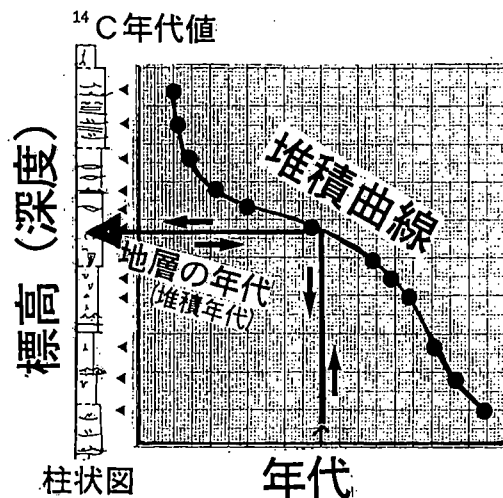
ここでは, こうした研究の一部として行われた大阪平野と大阪湾で掘削された 2 本の完新統コア試料に対する解析結果 (増田ほか, 2000; 増田・宮原, 2000; Masuda et al., 2002; Miyahara et al., 1999; 宮原・増田, 1999; 宮原ほか, 1999) から, 完新世の大阪湾の海況変遷や堆積システムの発達様式を復元し, さらにそうしたシステムの成立時期について古い時代に遡って推定した. ここで行ったコア試料に対する解析法の新しさは, 「堆積曲線から地層の堆積年代を決めること」, 「堆積速度が読み取れること」, 「各層準の古水深がわかること」などである.

## 2. 堆積曲線から求める地層の堆積年代

完新統コアでは含まれる貝類や植物の化石から  $^{14}\text{C}$  年代値が求められる。現在では  $^{14}\text{C}$  年代測定は商業ベースで容易に依頼できる。しかも加速器質量分析法 (AMS) を利用することで、数 mmg という少ない量で年代値を得ることができる。ここで重要なことは、年代測定用の試料として、どのような層準あるいは岩相 (堆積相) に含まれる試料を選ぶか、どのような保存状態の貝殻 (あるいは植物片など) を選ぶかである。“現地性と考えられる” 試料とは、貝殻なら細かい装飾や模様が良く残っているもの、薄い殻が壊れていないもの、生息姿勢を示すものなど、いわゆる“保存状態が良い殻”である (藤原ほか, 2000; 増田ほか, 2001a)。また、さまざまな環境や時代の化石が混合する可能性の高いストーム堆積物や津波堆積物などのイベント堆積物を識別して、それを避けて“現地性と考えられる” 堆積物から測定試料を採取することが大切である。この選別の成否は、堆積物と化石の観察が決め手で、コアから試料を取り出す時に決まるといえる。

地質断面 (あるいはコア中) で高密度で多数の年代値が得られると、その年代値と年代測定した試料の採取標高 (深度) を、「年代-標高 (深度) ダイアグラム」上にプロットして、滑らかな曲線を描くことができる。この曲線は“堆積曲線”と呼ばれる (増田, 1998, 2000)。曲線上の点は「その年代の海底の高さ」を示し、曲線はその時間変化を示す (遠藤ほか, 1995; 増田, 1998)。その結果、堆積曲線からは層準毎の年代 (堆積年代) と、その傾きからは累積 (堆積) 速度が求められる (図1)。堆積曲線は、これまでの経験から次のような約束で描けることがわかる。1) 古い年代値が上位の層準から得られる場合、下位の層準からの混入物として、無視できる。2) その逆はまれであるが、生物擾乱作用で上位層から落ち込んだことなどが考えられ、これは例外として最小限にする。3) 堆積曲線は滑らかにする。従って、多くの層準に対して年代値が入っているほど堆積曲線の精度は良くなり、堆積年代も堆積速度の算定精度も上がる。3) についてはさらに分解能が上がると、侵食によるギャップなどで“滑らか”でない場合もあるので、堆積相の観察からそれを見いだせる可能性がある (増田ほか, 2001a)。

図1 地層の年代 (堆積年代) を堆積曲線から求める方法。深度 (標高) - 年代ダイアグラム上でのプロットから滑らかな堆積曲線を描き、その曲線から地層の各層準の年代を求める。増田 (2000) による。



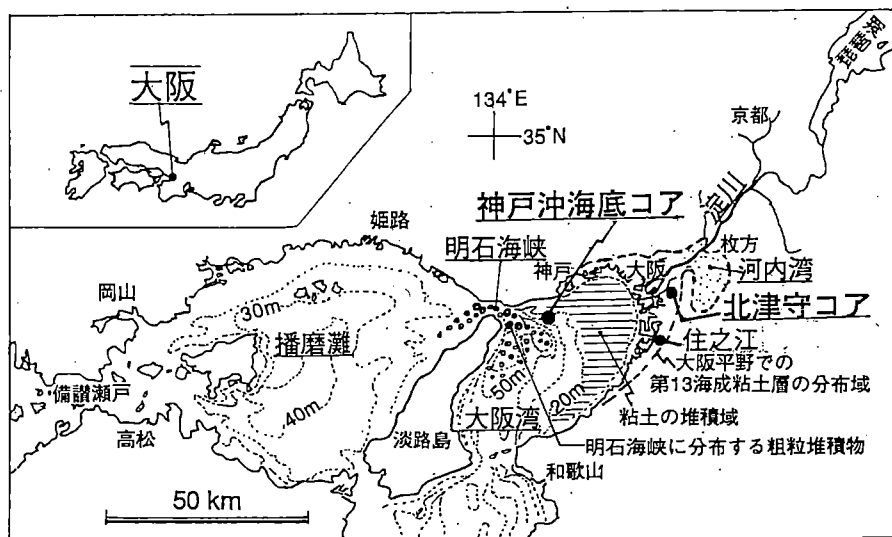


図2 北津守コアと神戸沖海底コアの採取地点。現在の大阪湾底では、粘土は淀川系の河川から供給され、砂礫は明石海峡での潮流で移動する。増田ほか（2000）。

また、この解析法では圧密の効果は無視されている。この効果を見積もることは重要で、今後の課題である。

堆積曲線から求める年代は、これまでのある層準の年代値から直接推定する方法とは基本的に異なっている。これはコアの各層準の年代決定には有効な方法だと考えている。

以下の議論で述べる年代は、暦年代補正した年代値にもとづいている。補正法などについての詳細は増田ほか（2000）や Masuda et al. (2002)などを参照されたい。

### 3. 北津守コアと神戸沖海底コアの堆積曲線

ここでは大阪平野の大阪市西成区北津守で得られたボーリング・コア（吉川ほか、1998；ここでは北津守コアとよぶ：図2）と、神戸沖約4 kmの大阪湾底で掘削されたコア（海上保安庁水路部、1997；ここでは神戸沖海底コアとよぶ：図2）の堆積曲線（Masuda et al., 2002；増田ほか2000）を示す（図3、図4）。

北津守コアでは、掘削面（標高 -0.27 m）から掘削深度21mが完新統の海成堆積物である。この完新統からは24個の $^{14}\text{C}$ 年代値が求められている（Miyahara et al., 1999; Masuda et al., 2002）。これから描かれた堆積曲線（図3）は、約7000年以前の海進初期には傾きが急で、約2000前までが緩やかで、その後約1000年前に向かって急になっている。

神戸沖海底コアでは、海底面（水深21.72 m）から掘削深度29.5m（水深51.22 m）までが、現在の大阪湾底のいわゆる“海成粘土層”（第13海成粘土層）である。この部

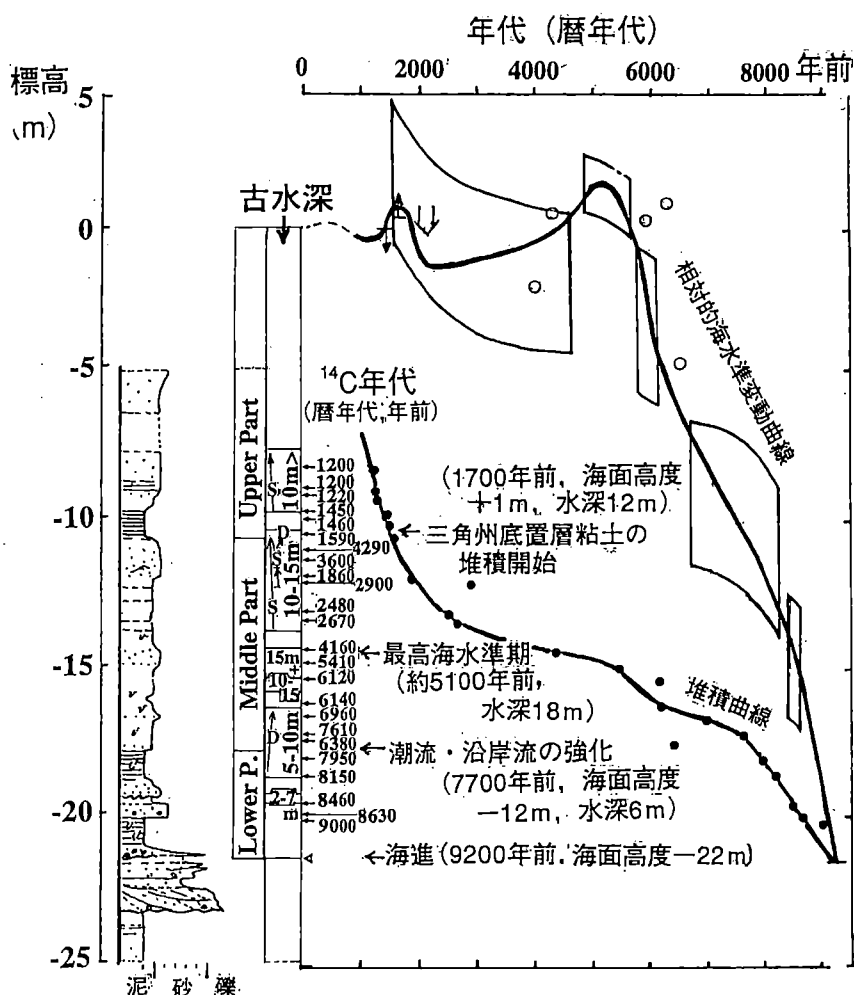


図3 北津守コアの堆積曲線と貝形虫群集から推定した古水深と、両者から描いた相対的海水準変動曲線。○は前田(1980)等による潮間帯種の年代値。Sは浅海化、Dは深海化を示す。

分からは37個の $^{14}\text{C}$ 年代値が得られている(増田ほか, 2000)。その堆積曲線(図4)は、約8000年前以前の海進初期には傾きが急で、約3000年前までは緩く、その後現在に向かって次第に急になっている。

両地点の堆積曲線は、海進初期が急で、海進末から最高海面期が緩く、末期で次第に急になる、という同じ形を示す。これは内湾堆積システムでの堆積曲線の特徴である(Masuda and Saito, 1999; 増田, 2000)。この変化は、海進に伴って内湾が溺れ、堆積速度が低下し、その後、海面が安定するにつれて、沿岸堆積体が前進した結果である。

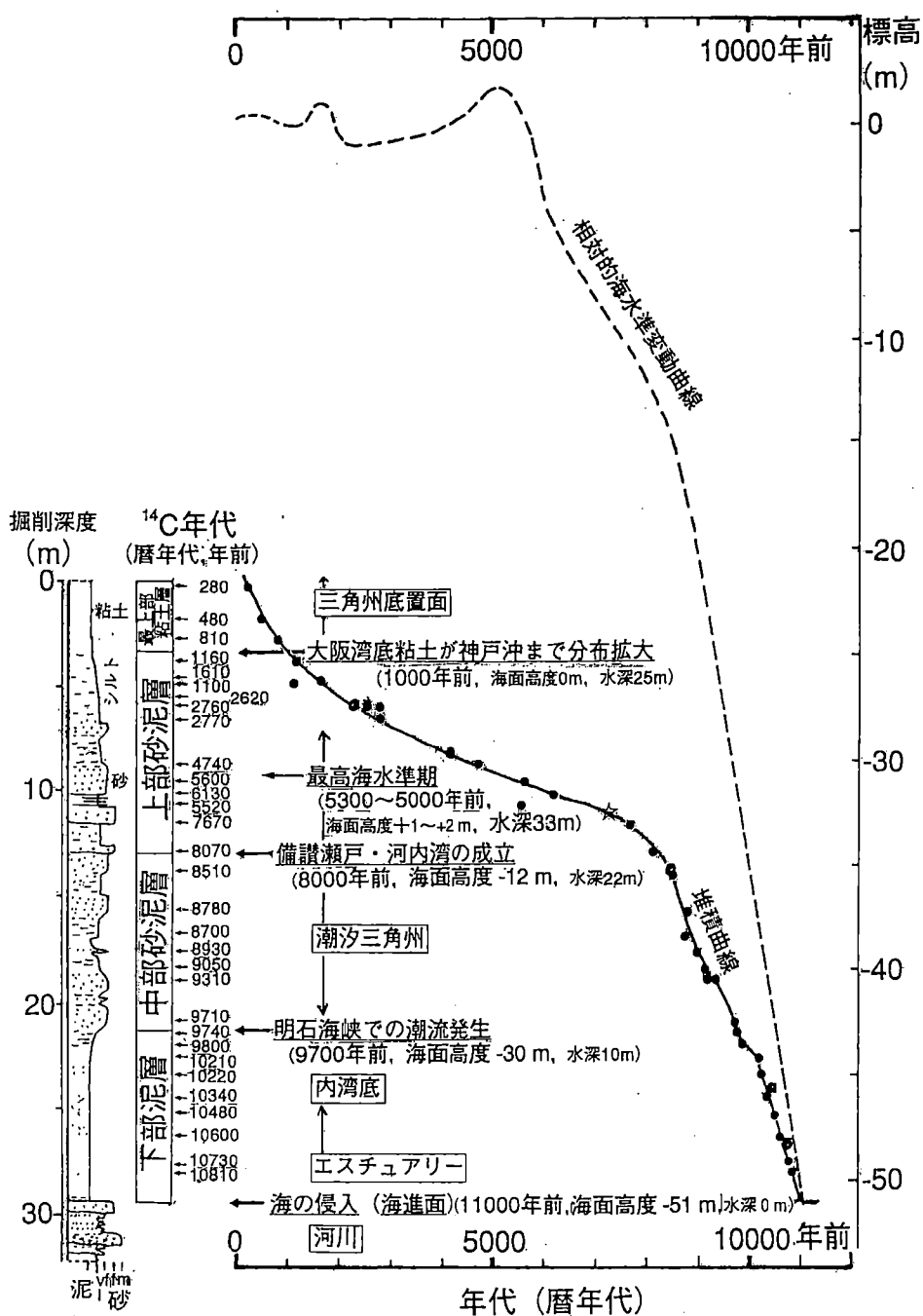


図4 神戸沖海底コアの堆積曲線。☆印はアカホヤ火山灰層。相対的海水準変動は北津守コアで求められたもの(図3)。増田ほか(2000)。

#### 4. 1 本のコアから推定した相対的海水準変動

北津守コアの完新統に含まれる貝形虫群集 (Irizuki et al., 2001) は、当時の堆積環境をよく記録していたと考えられる結果を示している。これは北津守という地点の堆積環境が河川の埋積作用を適度に受け、潮流や沿岸流での再移動があまりないという、いわゆる“幸運なコア試料”だったといえる。後述する神戸沖海底コアでは、潮流による貝形虫の再移動が大きく、その群集解析からは古水深変動が復元できなかったからである。

北津守コアに含まれる貝形虫群集の解析から堆積時の水深が推定できる (図3) (Masuda et al., 2002)。従って堆積曲線の各層準、すなわち当時の海底面 (堆積面) から、貝形虫群集から得られた古水深だけ上位に上がったところに、当時の海水準があったことになる。貝形虫群集解析からは5 mの水深幅で古水深が求まる。古水深値の推定はかなり大胆に決めている、精度が十分だとはいえない。しかし、この推定水深に、貝形虫群集の示すさらに小さな水深変化、例えば“やや深くなっている”とか、“上位に向かって次第に浅くなっている”という傾向を加味することで、より制限された相対的海水準変動曲線を描くことができる (図3)。その結果は、これまで大阪湾地域で得られた相対的海水準変動曲線のデータとも矛盾しないし、これまでのものより精度が良い。しかも1本のコアで得られたということで、地域的なテクトニック変動の差異が入らないという点で有利である。

大阪湾地域の相対的海水準 (図3) は、11000年前に-51 m (現海面下51 m)、9200年前に-21.5 mにあり、その後、年平均7 mmの速度で上昇し、約5300年前に現海面上+1~+2 mの最高海水準となり、1700年前頃に再び+1 m弱上昇し、今日に至っている。

以下の議論では、この相対的海水準変動曲線 (図3) が、大阪湾地域の変動を表しているという前提で話しを進めよう。

神戸沖海底コアでは、その堆積曲線と北津守コアで得られた相対的海水準変動曲線との間の標高差 (深度差) が、各層準の古水深として得られる (図4)。

#### 5. 大阪湾の完新世海況変動

北津守コアと神戸沖海底コアとから求められた堆積曲線と相対的海水準変動曲線とから、各層準の「年代」、「海面高度」、「古水深」が得られる。得られたこれらの値と、岩相や化石の変化、あるいは、これまでに報告されているさまざまなデータを利用して、大阪湾の古海況を推定してみよう。

11000年前に大阪湾の神戸沖では現海面下-51 mに海面があった (図4)。その後の海進で海成粘土層が堆積していった。海上保安庁水路部 (1997) が行ったこの海域の音波探査記録からすると、海成粘土層の基底には大きな起伏がみられ、海成粘土層の下部は氷期の河谷 (藤田, 1966) に入り込んだエスチャリーの堆積物と思われる。海成粘土層は、その後、海水準が上昇して、より広い海域となった内湾底に堆積した。これらの泥は河川からの洪水流の浮遊粘土がその起源である (増田ほか, 2000; 増田・宮原, 2000)。

9700年前に現海面下-30 mに海面が上昇した時、神戸沖の水深10 mの海底では砂質物が堆積し始める。この海域の音波探査記録 (増田ほか, 2000) からは、

その砂質堆積物が明石海峡側から供給されたことを示している。それは海水準の上昇によって、播磨灘に海が侵入して海域が広がり、明石海峡で潮流が発生し始めたことによる。そしてそれまで河川からの浮遊物質の粘土だけを堆積していた海底で、潮流による砂の移動が加わったのである。現在の播磨灘は水深 30 m より深い部分が広い（図 2）。この水深と 9700 年前から現在までの堆積物の厚さを、井内（1982）の A 層（沖積層上部の泥層）の厚さから推定し、その堆積物を取り除いてみると、-30 m に海水準がなれば、播磨灘に比較的広い海域ができることは容易に考えられる。その海域は海水準が -40 m の時よりは格段に広がることになる。この海域と大阪湾との間の海水交換が明石海峡で本格的に始まったというのがこの時期である。

9200 年前に現海面下 -21.5 m に海面が上昇したとき、北津守ではエスチャリーの泥層や砂層が堆積し、8200 年前に内湾の泥底堆積物が海成粘土として堆積を始める。その時のこの場の水深は約 6 m である。大和川河口の住之江（図 2 参照）では、約 8500 年前に海が浸入している（七山ほか，2001）。

8000 年前には海面は現海面下 -12 m になっていた。この時期の神戸沖海底コアには潮通しが良いところに生息する外洋性の貝形虫化石群集が出現する（Irizuki et al., 2001）。それはこの海面高度になると、瀬戸内海で最も浅い備讃瀬戸（図 2 参照，水深 20 m 以浅のところが多い，井内，1982）に海水が流入し、瀬戸内海が現在のようなひとつの海路となり、大阪湾・播磨灘・燧灘・伊予灘がひとつにつながる。

また、この 8000 年前の海面高度，-12 m になると、淀川河口は後退し、ついには河内湾の奥にまで退く（図 2 参照）（梶山・市原，1972）。河内湾の成立によって大阪湾への河川からの浮遊物質の供給は減少し、堆積速度がそれまでの約 4 分の 1 にまで急激に低下した（図 3）。それまで大阪湾に堆積していた河川の洪水起源の粘土の多くはこの時期から河内湾に堆積し、そこにトラップされ始めたのである。河内湾の湾口が上町台地とそれから伸びる砂嘴堆積物で狭くなっていた（梶山・市原，1972；増田 2000）ことも、このトラップ効果が強く働いた原因のひとつであろう。河内湾域の第 13 海成粘土層の基底高度（三田村・吉川，1997）は -10 m よりやや深い部分で広がっていることからみても、8000 年前の海面高度 -12 m で、この現象が起こったことを示している。

7700 年前になって、大阪平野の北津守にも砂質堆積物が運ばれ出した。明石海峡での潮流はさらに激しくなったといえる。その時の海面高度は -11 m である（図 3）。明石海峡から遠い北津守の海成粘土層に挟まれる砂質堆積物は、神戸沖のものとは違って潮流で明石海峡から直接に運び込まれたものではない。広がった湾域と強くなった潮流によって沿岸流や波浪なども強くなり、それまでの泥の堆積場に沿岸からの砂質堆積物が移動し始めたと思われる。北津守での砂質堆積物の粒度分布型はそれが浮遊物質からの堆積であったことで説明できる（宮原ほか，1999 a）。

5300 年前から 5000 年前に大阪湾地域では最高海面期をむかえる（図 3）

(増田ほか, 1999) . その海水準は現在よりも 1~3 m 高かった (前田, 1980 ; Masuda et al., 2002) . 最近出された神戸市西方の垂水での古海面データ (Sato et al., 2001) とも矛盾しない. この時, 神戸沖海底コアの地点では水深が約 33 m, 北津守では水深が約 18 m である.

約 1700 年前になると北津守で急激な粘土の堆積が再び始まる. これは海面の低下と土砂の埋積によって, 淀川の河口が河内湾から大阪湾に再びでてきた (梶山・市原, 1972) ことで説明できる. 神戸沖海底コアの地点で粘土の急激な堆積が始まるのは 1000 年前である. 700 年かかって粘土の堆積域が北津守から神戸沖まで広がっていったことになる. それは三角州や沿岸の前進による埋め立て現象である.

## 6. 播磨灘への海の侵入は約 33 万年前?

北津守コアと神戸沖海底コアの完新統の第 13 海成粘土層の特徴は, 中部に粗粒シルト層や極細粒から中粒砂層が挟まれることである (増田・宮原, 2000) . 海成粘土層中部に砂質層が挟まれる特徴は大阪平野大和川河口の住之江で採取されたコア (七山ほか, 2001) でも認められる. この砂質層は, 海進に伴って播磨灘に海水が浸入して, 大阪湾との間で“潮汐ポンプ” ができ上がったことによって形成されたものである (増田ほか, 2000 ; 増田・宮原, 2000) ことは, すでに述べた. それではこの現象はいつの時代にでき上がったのだろうか? さらに古い時代の海成粘土層を観察してみよう.

北津守コアは完新統の下位に, いわゆる段丘堆積層や大阪層群に対比される地層が厚さ約 230 m 得られている. そこには完新統の第 13 海成粘土層のほかに 5 枚の海成粘土層が認められ, それらは第 12 海成粘土層から第 8 海成粘土層とされている (吉川ほか, 1998) . これらの海成粘土層を観察・分析した宮原・増田 (1999) の結果を紹介しよう.

北津守コア中の海成粘土層のうち中部に砂質堆積物を挟むものは, 最上部の第 13 海成粘土層の下位では, まず, 第 12 海成粘土層である. 第 12 海成粘土層の岩相変化は第 13 海成粘土層に良く似ている. その下位の第 11 海成粘土層は砂質堆積物を挟んで 2 枚になっている. その砂質堆積物は上位の海成粘土層に挟まれるものとは堆積相が違って沿岸性堆積物であり, 海成粘土層の厚さも薄い. この第 11 海成粘土層は極浅い所 (河口域など) で堆積した砂層を挟んで 2 層存在すると思うのが妥当である. 海水準変動をおおまかに代表する深海底コアから得られた酸素同位体比曲線でも, この時期の海水準変動はほかと違って 3 つのやや低いピークを示している (増田, 1997 ; Masuda and Ito, 1999) , 海面上昇が小さかったと考えることで, この堆積相が説明できる. 第 11 海成粘土層は 2~3 枚の粘土層からなることが知られており (Furutani, 1989 ; 吉川・三田村, 1999) , 北津守の第 11 海成粘土層に対するこの説明を可能にしている. 従って第 11 海成粘土層については堆積環境の違いから, 他の海成粘土層と同じ基準で, 中央部に挟まれる砂質堆積物を論じられない. さらに下位の第 10 海成粘土層に

は中央部に、第 13 海成粘土層で見られたのと同じ砂質堆積物が認められる。その下位の第 9 海成粘土層は、北津守コア中で最大の厚さ（約 25 m）であるが、海成粘土層の中央部は最も細粒でクリーンな粘土からなり、砂質化する傾向は全く見られない。第 8 海成粘土層はまた 2 枚に区分できるが、それぞれの海成粘土層の中央部は細粒でクリーンな粘土からなり、砂質化する傾向は認められない。

これらの観察事実から大胆に推定すれば、明石海峡の潮流作用が影響したと思われる砂質堆積物の北津守への供給は、第 10 海成粘土層堆積時から始ったことを示している。すなわち、播磨灘に大規模に海が浸入したのは第 10 海成粘土層形成時で、それは酸素同位体ステージ 9 の時期（32～33 万年前：増田，1997；増田，1993）といえる。ちなみに、播磨灘に面する加古川地域では、最終間氷期以前の約 22 万年前の“日岡海進”（藤田，1983）が知られている（田中，1989）。佐藤ほか（1999）は、播磨平野東部でこの海進の堆積物が第 11(2) 海成粘土層に対比されることを見いだしている。さらに古い海進堆積物が播磨灘周辺域から発見される可能性を、北津守コアの解析結果は示している。

## 7. おわりに

この論文では、大阪北津守と神戸沖大阪湾底でのボーリング・コアの解析結果（増田ほか，2000，増田・宮原，2000，Miyahara et al., 1999，Masuda et al., 2002）にもとづいて、完新世の大阪湾の海況変遷について紹介し、大阪湾－播磨灘システムが約 33 万年前に成立した可能性を述べた。特にここで強調したいのは、この解析結果の詳細ではなく、むしろこれまでに得られなかった新しい情報による説明を可能にしたコア解析法についてである。地層に時間面を多く入れることで、その発達をダイナミックに理解することができるようになってきた。今後、こうした解析が多くのコアについて進むことを望んでいる。

**謝辞** この研究過程では宮原伐折羅氏（国土地理院），吉川周作氏（大阪市立大学），岩淵 洋氏（海上保安庁），入月俊明氏（島根大学），藤原 治氏（核燃料サイクル開発機構），広津淳司氏（芦森工業）にお世話になった。また，前田保夫氏，田中眞吾氏には貴重な文献をお送り頂いた。以上の方々に感謝します。

## 文献

- 遠藤邦彦・牧野内猛・坪田邦治・岩尾雄四郎（1995）沖積層の形成過程。土と基礎，43，8-12。  
藤田和夫（1966）大阪湾の地質構造的意義。松下進教授記念論文集，133-141。  
藤田和夫（1983）日本の山地形成論。466 p. 蒼樹書房。  
藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介（1999）過去 10,000 年間の相模トラフ周辺での古地震を記録した内湾堆積物。第四紀研究，38，489-501。  
藤原 治・鍛滝孝信・増田富士雄（2000）前進型外浜堆積物中の貝殻の起源。千葉県九十九里浜の完新統の  $^{14}\text{C}$  年代測定。月刊地球，22，202-205。

- Fujiwara, O., Masuda, F., Sakai, T., Irizuki, T. and Fuse, K. (2000) Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sedimentary Geology*, 135, 219-230.
- Furutani, M. (1989) Straigraphical subdivision and pollen zonation of the Middle and Upper Pleistocene in the coastal area of Osaka Bay. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 32, 91-121.
- 井内美郎 (1982) 瀬戸内海における表層堆積物分布. 地質雑, 88, 665-681.
- Irizuki, T., Masuda, F., Miyahara, B., Hirotsu, A., Ueda, S. and Yoshikawa, S. (2001) Vertical changes of Holocene ostracodes in bore hole cores from off Kobe, related to the opening of straits and relative Sea-level changes in western Japan. *The Quaternary Res.*, 40, 105-120.
- 海上保安庁水路部 (1997) 大阪湾海底下の堆積物の年代測定処理作業報告書. 海上保安庁水路部, 30 p.
- 梶山彦太郎・市原 実 (1972) 大阪平野の発達史— $^{14}\text{C}$ 年代からみた. 地質論集, 7, 101-112.
- 前田保夫 (1980) 1万年前以降の瀬戸内海東部の海面変化. 海と空, 56, 145-150.
- 増田富士雄 (1993a) シーケンス層序学: 我が国における陸域地質への適用例. 石油技誌, 58, 292-310.
- 増田富士雄 (1993b) 大阪層群と見かけの海面変動: リズミカルに繰り返す海成粘土層と非海成層の累重様式. 月刊地球 (号外) 志岐常正教授退官記念号, 86-94.
- Masuda, F. (1994) Onlap and downlap patterns in Plio-Pleistocene forearc and backarc basin-fill successions, Japan. *Sediment. Geol.*, 93, 237-246.
- 増田富士雄 (1997a) シーケンス層序学入門. 化石, 63, 32-39.
- 増田富士雄 (1997b) 上総・下総層群—酸素同位体比曲線—大阪層群: 対比 (案). 月刊地球, 19, 474-479.
- 増田富士雄 (1998) 高密度で測定された  $^{14}\text{C}$  年代測定値による完新統のダイナミック地層学. 地学雑, 107, 713-727.
- 増田富士雄 (2000) 堆積曲線から求める堆積年代と累重速度. 月刊地球, 22, 191-196.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠・田村 亨・鎌滝孝信 (2001a) 千葉県九十九里浜平野の完新統の発達過程. 第四紀研究, 40, 223-233.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠 (2001a) 房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起. 地学雑誌, 110, 650-664.
- Masuda, F., Irizuki, T., Fujiwara, O., Miyahara, B. and Yoshikawa, S. (2002) A Holocene sea-level curve constructed from a single core in Osaka, Japan (A preliminary note). *Memoirs Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, 59, 1-7.
- Masuda, F. and Ito, M. (1999) Contributions to sequence stratigraphy from the Quaternary studies in Japan. *The Quaternary Res.*, 38, 184-193.
- 増田富士雄・宮原伐折羅 (2000) 大阪湾地域の完新統海成粘土層の特徴と形成過程. 第四紀研究, 39, 349-355.
- 増田富士雄・宮原伐折羅・広津淳司・入月俊明・岩淵 洋・吉川周作 (2000) 神戸沖海底コアから推定した完新世の大阪湾の海況変動. 地質雑, 106, 482-488.
- Masuda, F. and Saito, Y. (1999) Temporal variations in depositional rates within a Holocene sequence in Japan. *Proceeding of Prof. K.O. Emery Commemorative International Workshop on Land-sea link in Asia, Sci. and Tech. Agency, Japan and Geol. Surv. Japan*, 421-426.
- 増田富士雄・徳橋秀一 (1994) Sequence stratigraphy: 地層学にもたらした影響と今後への展望. 石油技誌, 59, 4-17.
- 三田村宗樹・吉川周作 (1997) 堆積速度の差異からみた大阪堆積盆地における後期更新世の基盤ブロックの運動. 地球科学, 51, 8-14.

- 宮原伐折羅・増田富士雄（1999）大阪市西成区北津守コアの海成粘土層に記録された堆積物供給システムの変動．日本地質学会講演要旨，P-226，290．
- 宮原伐折羅・増田富士雄・入月俊明・吉川周作・藤原 治（1999）コアの精密堆積相解析から求められる大阪湾の海況変動．堆積学研究会講演要旨，65-68．
- Miyahara, B., Masuda, F., Irizuki, T., Fujiwara, O. and Yoshikawa, S. (1999) Holocene sea level curve and paleoenvironments reconstructed from a core in Osaka, Japan. *Proceeding of Prof. K.O. Emery Commemorative International Workshop on Land-sea link in Asia, Sci. and Tech. Agency, Japan and Geol. Surv. Japan*, 415-420.
- 七山 太・土井康裕・北田奈緒子・竹村恵二（2001）大阪平野西部，上町断層系住之江撓曲の活動度評価とこれに基づく過去1万年間の海水準変動．地質雑，107，215-221．
- 佐藤裕司・加藤茂弘・井上史章・兵頭政幸（1999）兵庫県，播磨平野東部で発見された酸素同位体ステージ7.3の海進堆積物．第四紀研究，38，401-410．
- Tamura, T., Masuda, F. and Sakai, T. (2002) Preservation processes and grain-size characteristics of Holocene beach-shoreface successions: comparison of the Sendai and Kuju-kuri coastal plains, Japan. *Abstracts of IAS/SEPM Environmental Sedimentological Workshop on Continental shelves: processes, record, utilization and management*. Univ. Hong Kong, 50-51.
- 田中眞吾（1989）兵庫県「いなみの」台地の地形区分と日射量変動曲線．地形，10，135-146．
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubbs, J.N. and Hatlelid, W.G. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *Bull., Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 26, 49-212.
- Vail, P.R., Audemard, F., Boeman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-Cruz, C. (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In, Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (eds.): *Cycles and events in stratigraphy*. 6, 617-659, Springer-Verlag, Berlin.
- Van Wagner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Louit, T. S. and Hardenbol, J. (1988) An over view of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition. Sea level change - An integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Pub.*, 42, 39-45.
- 吉川周作・三田村宗樹（1999）大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比．地質雑，105，332-340．
- 吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好規・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子（1998）大阪市守津・大手前・浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序．地質雑，104，462-476．

## 音波探査からみた大阪湾の活断層

岩淵洋(海上保安庁)

### 1. はじめに

大阪堆積盆地は鮮新世以降は堆積盆となっており、その周囲では六甲変動(藤田, 1968)と呼ばれる造構造運動によって、六甲、淡路島、金剛、生駒などの山系が隆起している。隆起域である山系の縁には、六甲-淡路断層系や金剛-生駒断層系などの活断層が知られている。活断層は堆積盆地の縁だけでなく、堆積盆地の中にも伏在している。陸地となっている大阪堆積盆地の東部では、上町断層系などの活断層が存在することは以前から知られていた。それに対し、大阪堆積盆地の西半を占める海域では、活断層の分布や地質構造については良く判っていなかった。

海域における調査は、1962年に地質調査所や大阪市立大学らによってスパーカーを音源とした音波探査が行われ、埋没谷の分布が明らかになるとともに、大阪湾西部には大きな撓曲構造が存在することが明らかにされた(早川ほか, 1964)。1970年代に入ってソノブローブを音源とする音波探査が行われ、その成果は沿岸の海の基本図として刊行された(海上保安庁水路部, 1976, 1977, 1978)ものの、地質構造等に関する詳しい解析は行われなかった。その後、岩崎ほか(1994)は、大阪湾を横断・縦断するマルチチャンネル反射法探査を行い、早川ほか(1964)が指摘した撓曲が、基盤上では落差1000mにも達する断層(大阪湾断層)であることを明らかにした。また、海上保安庁水路部のソノブローブ記録を再検討したところ、大阪湾断層では沖積層も撓曲変形していることが指摘された(松山, 私信)。大阪湾の北～東岸にかけては、臨海域開発に伴う各種の調査資料が蓄積されており、岩崎(1995)は、これらのデータに基づき大阪湾の基盤形状を推定した。これにより、大阪湾は北東-南西の長軸をもつ楕円形をしているのに対し、基盤の沈降の中心は地形の中心とずれた淡路島寄りにあることが明らかとなった。

1995年兵庫県南部地震以降、各機関が大阪堆積盆地において種々の調査を行い、その成果は本文集を始め、数多く発表されている。

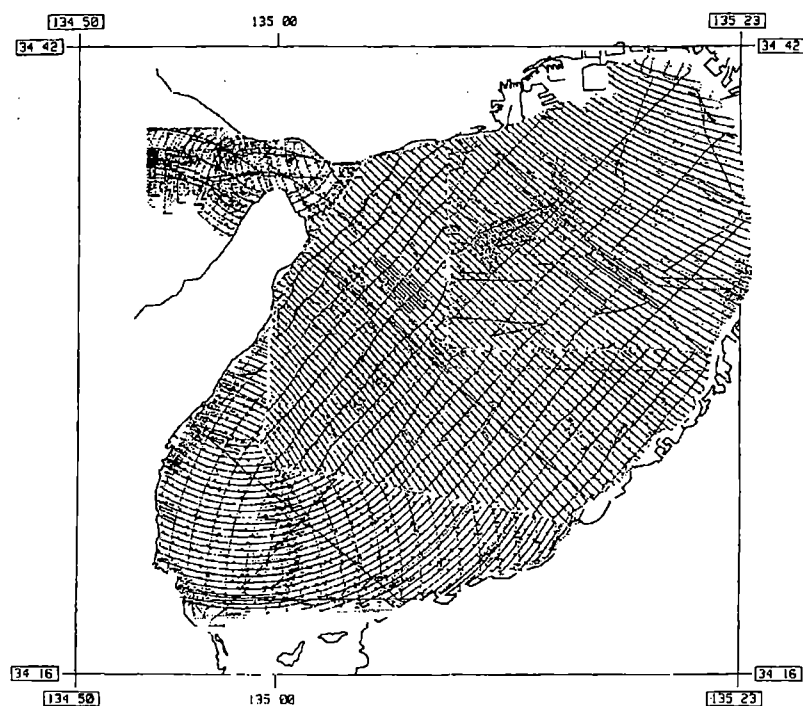
本論では、このうち海上保安庁水路部が1995年に実施した、スパーカーを音源とする音波探査(岩淵ほか, 1995, 海上保安庁, 1995)、1996年に実施したエアガンを音源とするマルチチャンネル反射法音波探査(岩淵ほか, 2000, 岩淵, 2000)、および1972～74年に実施したソノブローブによる音波探査に基づき、大阪湾の活構造分布について概観する。

### 2. 大阪湾における反射法音波探査

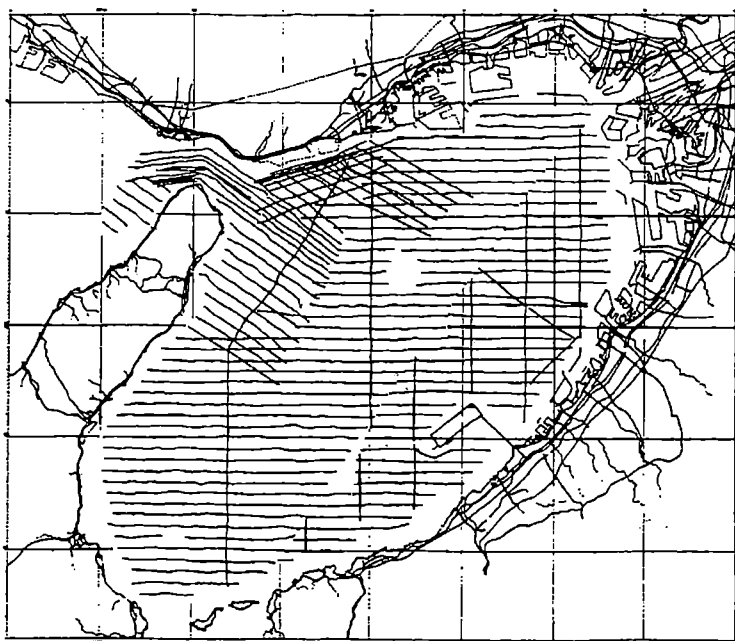
1972～74年にソノブローブを音源として(周波数:数kHz, 発振エネルギー:36J, 発振間隔:1/3秒)行われた音波探査測線を第1図に、1995年にスパーカーを音源として(周波数:数百Hz, 発振エネルギー:1000J, 発振間隔:1秒)行われた音波探査測線を第2図に示す。測線の間隔は前者は500m, 後者は900mである。この結果明らかになった大阪湾の断層分布を第3図に示す(海上保安庁水路部, 1995を一部改変)。ただし、この中には、例えば第4図に示すような構造も含まれている。本記録は早川ほか(1964)による埋積谷の位置にある。埋積谷の周辺では沖積層が周囲に比べて厚いため、圧密による沈下量の違いによって沖積層内に断層が生じた可能性がある。表層部(概

ね海底下数十～百数十m)を対象とする探査で検出された断層は、地震時に形成された可能性はあるものの、地震を引き起こすような基盤の動きを反映しているとは限らず、層内の小断層や変形を見ているに過ぎない可能性もある。見いだされた断層と、内陸の浅い地震との関係を検討する上では、基盤の動きを反映したものを抽出しなければならない。このため、これら表層部を対象とした探査だけでなく、基盤の構造を明らかにしておく必要がある。

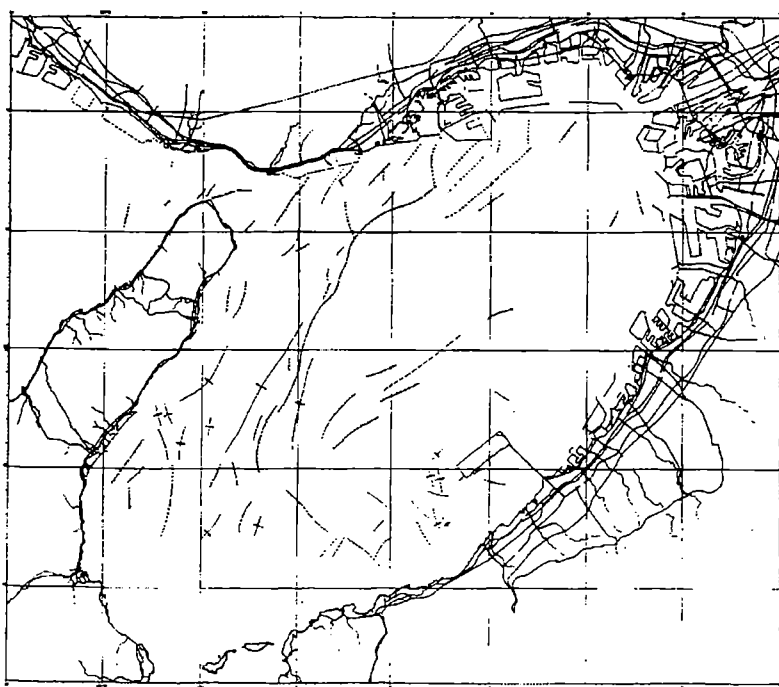
このため、7 測線でエアガンを音源としたマルチチャンネル反射法音波探査を実施した。音源には、エアガン(150c.i.GIガン, Harmonic mode)を用い、空気圧力110kg/m<sup>3</sup>、水深5m、12.5m間隔で発振した。受信には24ch×12.5mのハイドロホン(最大オフセット距離440m)を用いた。マルチチャンネル反射法音波探査の測線を第5図に示す。



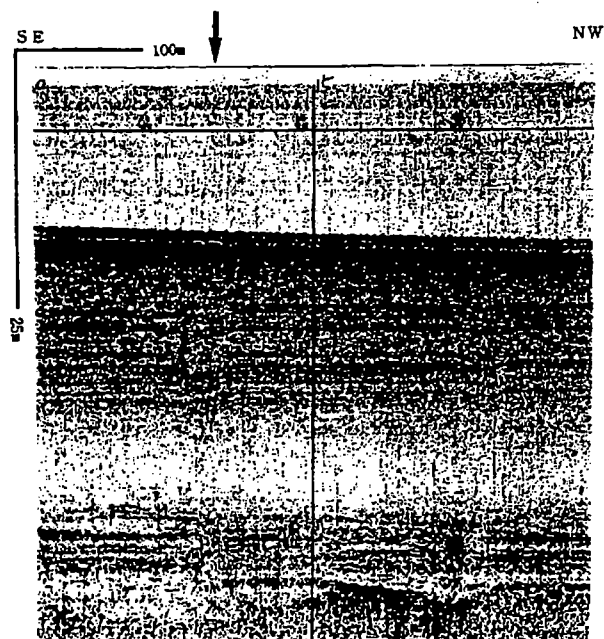
第1図 ソノブロープによる音波探査測線



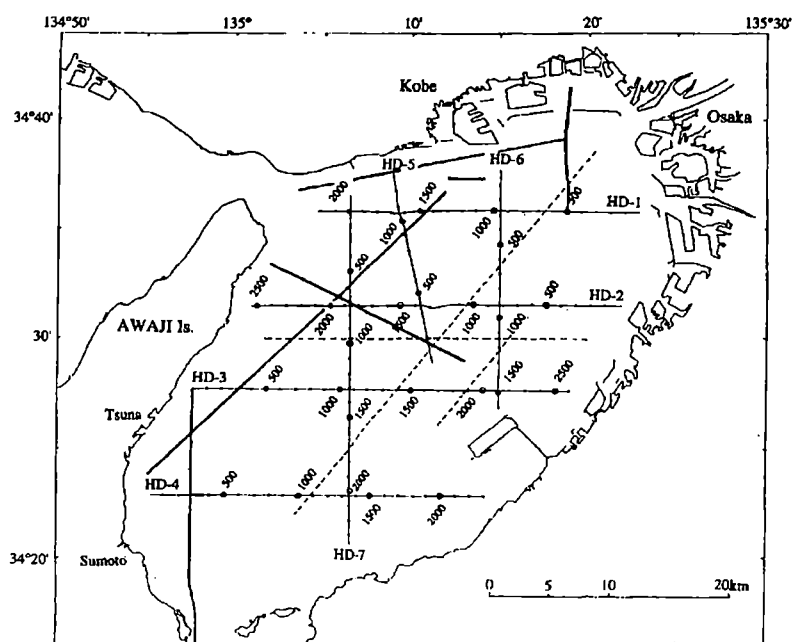
第2図 スパーカーによる音波探査測線



第3図 表層部に認められる新しい時代に形成された断層



第4図 埋積谷付近にみられる沖積層の変形（ソノブロープ記録）



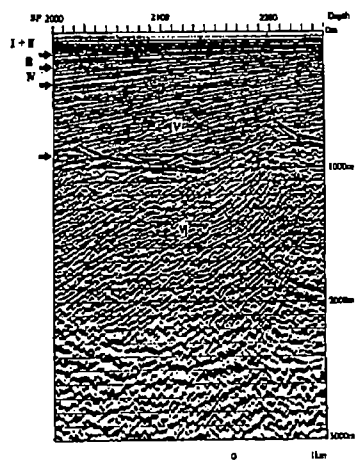
第5図 大阪湾における反射法マルチチャンネル反射法音波探査測線。HD1～HD-4は海上保安庁水路部の測線。点線は岩崎ほか(1994)、太線は横倉ほか(1998)の測線をそれぞれ示す。

### 3. 反射法探査記録と層序対比

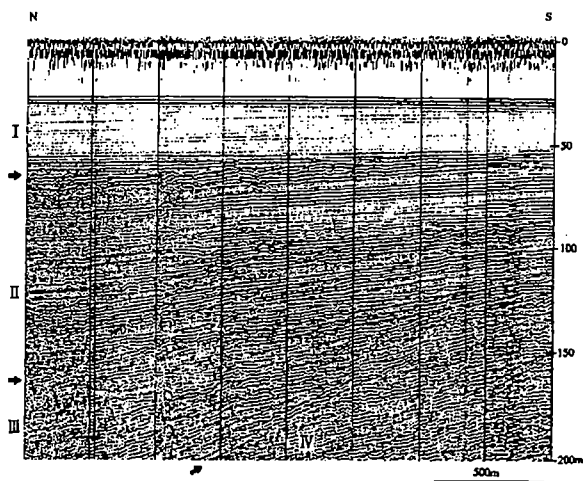
#### (1) 層序区分と対比

大阪湾におけるマルチチャンネル反射法探査記録例を第6図に、また、同一測線におけるシングルチャンネル反射法探査記録例を第7図に示す。大阪湾に発達する堆積層は、音響的に透明な最上位層と音響基盤を除き、各層準とも音響的層理が発達しており、音響的な層相に基づく層序区分は難しい。しかし、大阪湾南部では傾斜不整合が認められることから、不整合面をもって音響的に層序区分が可能である。

大阪湾の地層を、主に大阪湾南部において音波探査断面に認められる不整合面をもって、上位から順にⅠ～Ⅳ層に区分した。これを、測線の交差点から他測線の断面記録に展開して、大阪湾の全測線において層序区分を行った。なお、区分にあたっては海底から数十m～100m程度までの上位層においてはシングルチャンネル反射記録を、また、それより下位層ではマルチチャンネル反射記録をもとに層序区分を行った。



第6図 マルチチャンネル反射法記録  
と層序区分 (HD-3 測線)



第7図 シングルチャンネル反射法探査記録  
(第6図と同一区間)

本地域に広く分布する大阪層群は、不整合を境とした区分(藤田・笠間, 1983)と、特定の火山灰層を境とした区分(市原ほか, 1986)があり、両者は一致していない。本研究における層序区分は音波探査記録に基づいているので、不整合の認識は出来ても、特定の火山灰層を認識することは不可能なので、本地域における鮮新統及び第四系の区分及び対比は、藤田・笠間(1983)に従った。

HD-3, HD-6 測線は、深度 400m までの海上ボーリング(中世古ほか, 1984)地点を通過する反射法測線(岩崎ほか, 1994 ; Line-C)と交差することから、今回得られた音波探査記録とボーリング資料とを間接的に対比することが可能である。この結果、Ⅰ層は空港島累層のアカホヤ層に、Ⅱ層は同じくトウヒ層～ノニオン層に、Ⅲ層は同じくトガサワラ層～基底礫層に、Ⅳ層は泉南沖累層にそれぞれ対比される(以上の地層名は、中世古ほか, 1984, による)。空港島累層のうちアカホヤ層は沖積

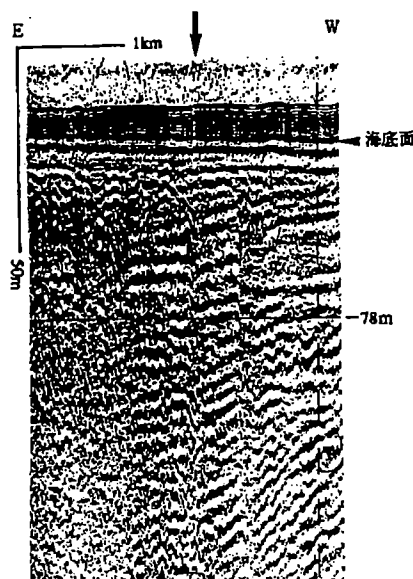
層に、トウヒ層上部は天満層に、ノニオン層は大阪湾海成粘土の Ma12 に、トガサワラ層は Ma11 に対比される(中世古ほか, 1984)。また、空港島累層の基底には不整合があり、これは満池谷不整合に相当するものと考えられている(中世古ほか, 1984)。以上のことから、I 層を沖積層に、II 層を上部洪積層に、III 層を大阪層群上部亜層群に、IV 層を大阪層群中部亜層群にそれぞれ対比した。ボーリング調査では泉南沖累層の下限は不明であるが、音波探査では基盤との間にさらに 1 つの不整合が認められる。大阪層群の下位の層準には大きな不整合があつて、この不整合をもって大阪層群は中部亜層群と下部亜層群とに細分される(藤田・笠間, 1983)。このことから、IV 層と不整合の関係で接する V 層を大阪層群下部亜層群に、VI 層を基盤に対比した。

#### 4. 地質構造

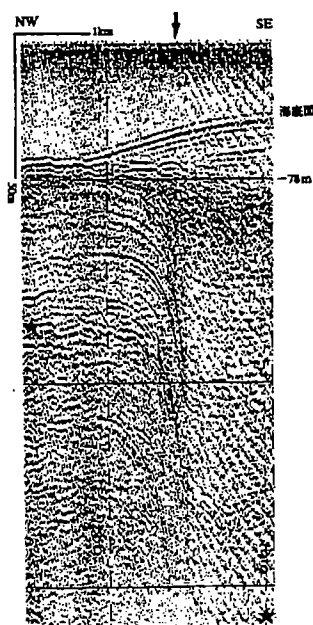
##### (1) 表層部の構造

スパーカーとソノプローブによる音波探査記録から抽出された断層分布は第 3 図に示されている。断層の抽出にあたっては、2 つ以上の測線において、反射面の不連続が認められるものを断層と判断した。このため、断層をはさむ両側の層の間に垂直方向の変位が認められないものも、断層の落ちの方向が不明の断層として記載した。

大阪湾の北西部には断層が多数存在することが認識される。これら断層は、須磨沖の断層(第 8 図 a)のように垂直変位がほとんど認識できない断層と、大阪湾断層(第 8 図 b)のような大きな垂直変位を示す断層とがある。



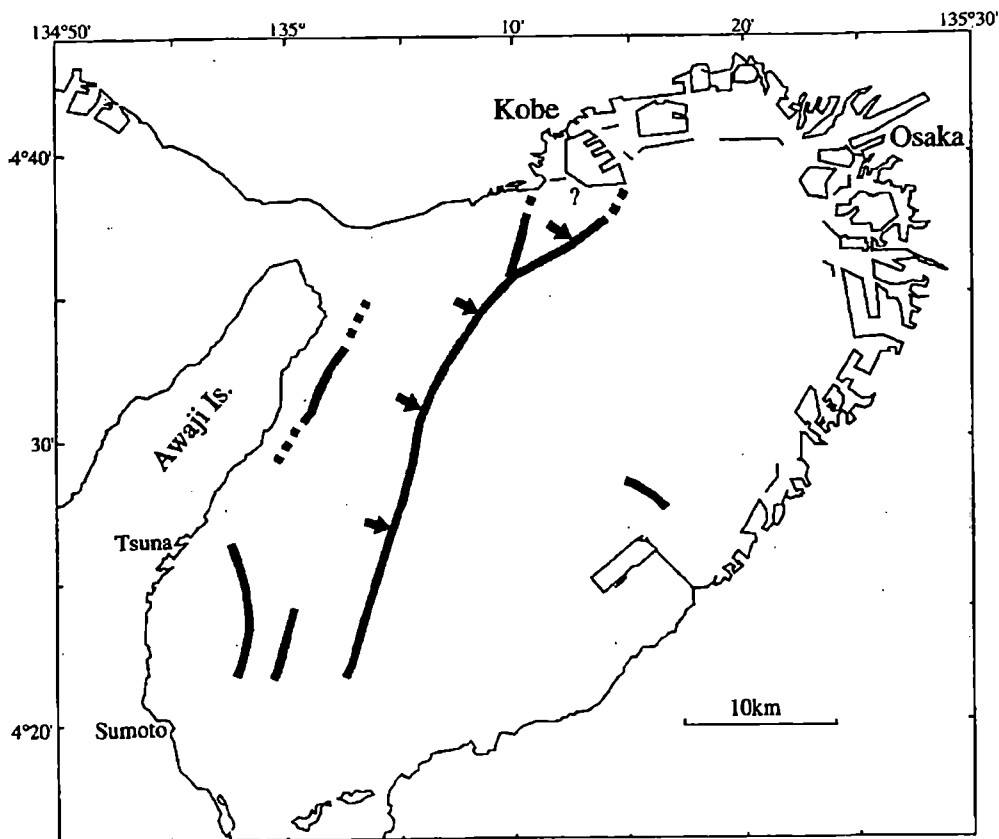
第 8 図 a 須磨沖における音波探査記録。  
断面の位置は第 2 図に示す。



第 8 図 b 神戸港南方沖における音波探査記録。断面の位置は第 2 図に示す。

## (2) 深部の構造

表層部の探査において抽出された断層(撓曲)のうち、基盤上でも断層として認められたものを第9図に示す。



第9図 大阪湾の基盤に認められる断層とその分布。

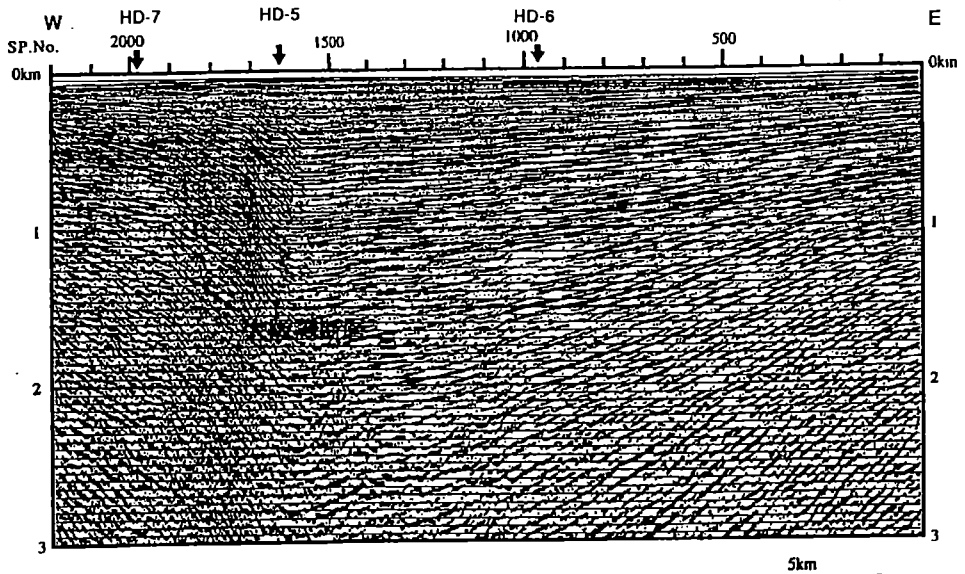
各断面記録から検出された断層(撓曲)の大部分は、下位層ほど変位量が大きく、いわゆる変位の累積性が認められる。これらは、上位の堆積層では撓曲となっているため断層面ははっきりしないものが多い。しかし、撓曲帯の幅が狭いものでは、相対的隆起側における地層の変形境界は明瞭で、断層面の音波探査断面から断層面の傾斜を求め得るものもある。海面下 3km 程度までの範囲では、断層はいずれも  $85^{\circ}$  ~  $65^{\circ}$  程度の高角の逆断層であった。なお、淡路島東岸付近にそつても、基盤には大きな断層が存在することが予想されるが、ストリーマーケーブルを調査船から曳航して行うマルチチャンネル反射法音波探査では、岸に近い部分の調査は困難であり、その詳細はよく判らない。

検出された断層のうち、大阪湾断層と HD-4 測線で検出された西落ちの断層(津名沖断層、仮称)について以下に述べる。

#### A)大阪湾断層

大阪湾断層は、大阪湾の北岸に近いHD-1 測線（第9 図）では明瞭であるが、津名の沖合にあたるHD-3 測線では、幅の広い撓曲となってしまう、断層として追跡することが困難となる。しかし、それより南のHD-4 測線では、再び幅の狭い撓曲として認識できる。

大阪湾の北岸に近いHD-1 測線では、大阪湾断層は基盤上面での落差 400m の逆断層として認められ、上位の堆積層では幅広い撓曲となっている。ここでは、幅広い撓曲帯の中で単調に堆積層の傾斜が増しているのではなく、幾つかの場所で傾きが急に変わっている。HD-1 測線よりも北で得られたシングルチャンネル探査記録によれば、大阪湾断層の北東部は全体としては幅広い撓曲で、この中に小さな撓曲がいくつか含まれていることが分かる。大阪湾断層は、基盤上では断層、中深部では幅広い撓曲、さらに上位では幅広い(波長の長い)撓曲の上に、幅の狭い(波長の短い)撓曲が載っている。



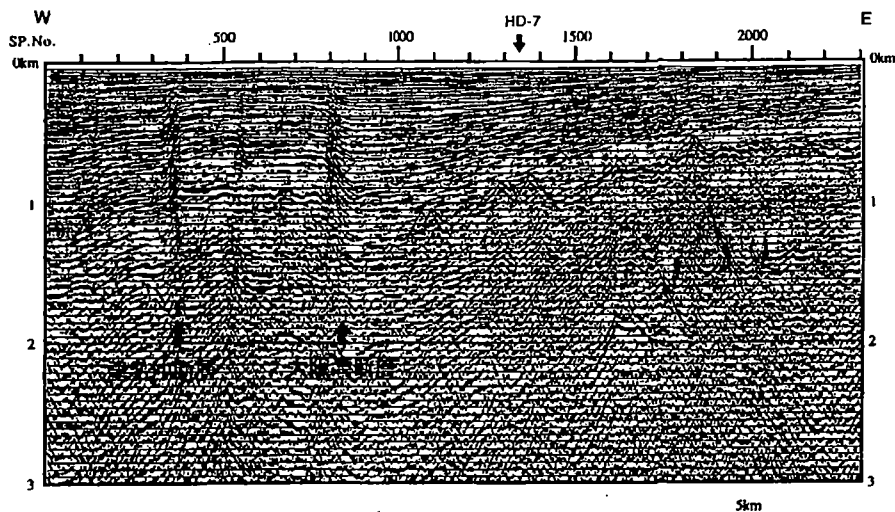
第10 図 HD-1 測線におけるマルチチャンネル反射法音波探査記録。縦方向は5 倍に誇張されている。

#### B)津名沖断層(仮称)

HD-4 測線で認められた断層（第10 図）である。マルチチャンネル反射法音波探査では1 測線において検出されたのみであるが、表層部探査（岩淵ほか，1995）によれば、北北西-南南東の走向をもつ。横倉ほか(1998)のGS-11 測線のSP1190 付近に認められる南西落ちの断層，GS-12 測線のSP150 付近に認められる南落ちの断層がこれに相当するものと考えられる。津名沖断層の延長上の淡路島では、南西落ちの活断層である育波断層(確実度 I，活動度 C 級；活断層研究会，1991)が位置し、その南には同じく南西落ちの活断層である志築断層(確実度 I，活動度 B 級；活断層研究会，1991)が併走している。松田(1990)は、1)5km 以内に他の活断層のない孤立した長さ 10km 以上の活断層、

2) 走向方向に 5km 以内の分布間隙をもってほぼ一直線にならぶほぼ同じ走向の複数の断層群, 3) 5km 以内の相互間隔をもって併走する幅 5km 以内の断層群, 4) その断層線の中点の位置が主断層から 5km 以上離れている走向を異にする付随断層あるいは分岐断層, を一連の断層系と見なし, 一つの大地震に対応する単位であると考えた。松田(1990)の基準によれば, 津名沖断層は育波断層や志築断層と一連の断層系ということになり, 断層系全体の延長は少なくとも 15km 以上に達する。

なお, 本断層では沖積層に対比される I 層にも変形が認められる。

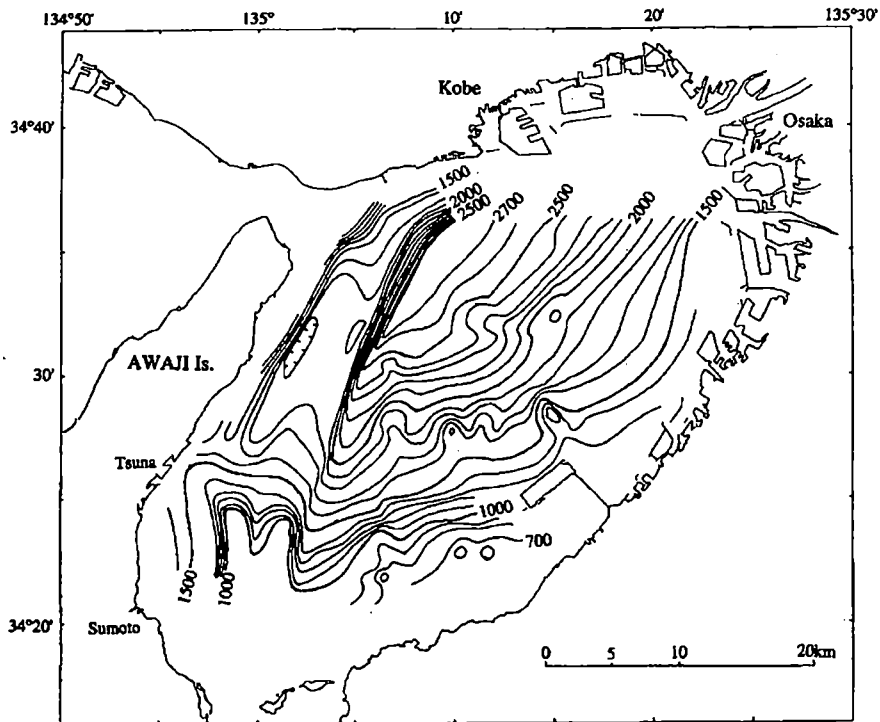


第 11 図 HD-4 測線におけるマルチチャンネル反射法音波探査記録。縦方向は 5 倍に誇張されている。

### (3) 基盤の形状と堆積盆

マルチチャンネル反射法音波探査記録に基づいて基盤の形状及び各層の層厚を求めた。基盤深度図を第 12 図に示す。なお, 兵庫県南部地震以降, 大阪湾では多くの機関が調査研究を実施しており (平田ほか, 1996, 横倉ほか, 1996, 1998, 井川ほか, 1996, 藤田・佐野, 1996, など), 測線が互いに交差するものも多い。探査深度に比べオフセット距離の短いマルチチャンネル反射法探査において得られた重合速度は, 誤差をかなり含んでいるため, 独立して行われたこれら研究の間では測線の交差点における時間断面では反射面は一致するものの, 深度断面では反射面深度が 1~2 割ほど食い違うことがあり, 統一的な基盤深度図の作成は困難である。このため, 基盤深度図の作成にあたっては, 他の機関等の成果は用いていない。

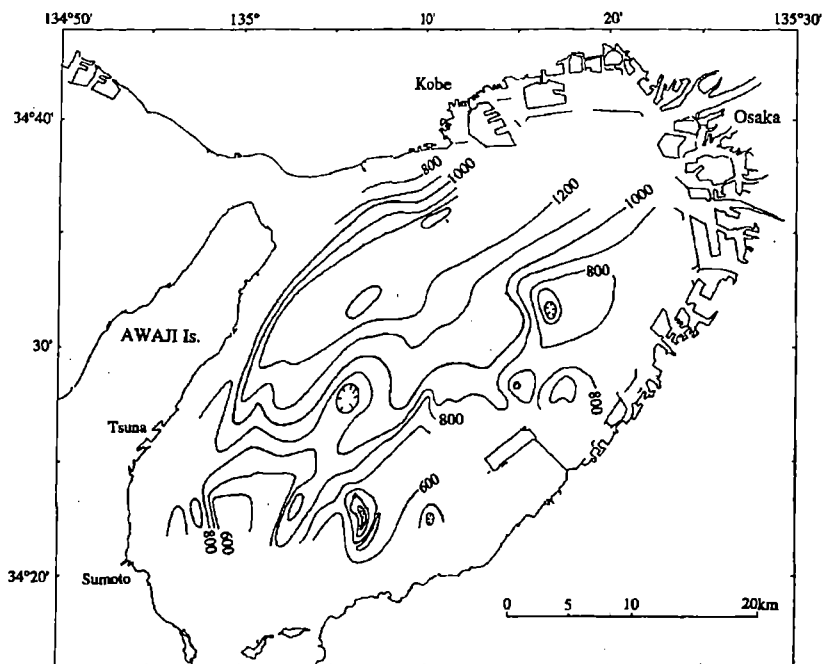
大阪湾の北西部にあたる神戸市須磨の南沖 12km 付近が最も基盤が深く, 深度は 2700m 以上に達する。大阪湾の基盤は, 南東に緩く北西に急な非対称な形状となっている。基盤の最深部から南東に向けては単調な斜面となっているが, 西に向かう斜面には, 淡路島に沿って北東~南西に続く基盤の急傾斜部があるなど, 複雑な形状をしている。大阪湾の南東部の基盤上に比高 300m 以下の小さな高まりがあるが, 調査密度が不十分なため, その分布や延びについては推定の部分が大きい。



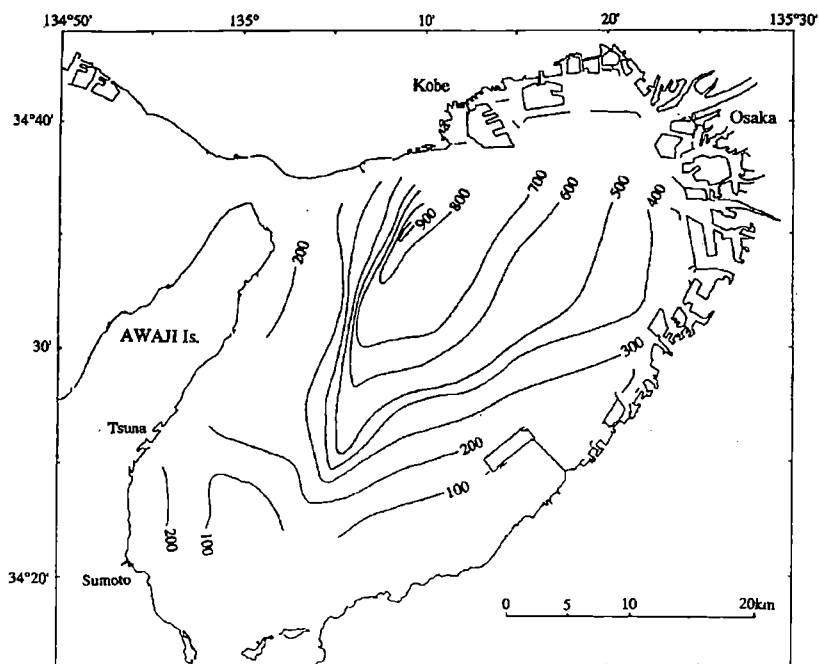
第 12 図 大阪湾の基盤。等深線間隔は 100m.

また、各断面記録における層序区分に基づき、各層の等層厚図を作製した。第 13 図に大阪層群下部亜層群に対比される V 層の、また、第 14 図に大阪層群中部亜層群に対比される IV 層の等層厚図を示す。大阪層群は浅海成層及び淡水成層からなるので、二千数百 m にも達する厚い堆積層の存在は、この場所にあった深い堆積盆が埋積されたのではなく、堆積盆の沈降に伴って堆積物が堆積していったことを示す。

IV 層の層厚分布は、基盤深度と同じパターンを示している。堆積の中心は基盤の最も深い大阪湾断層の下盤側近傍に位置し、断層の上盤側では堆積はあまり進んでいない。この著しく非対称な層厚分布は、IV 層堆積時には現在見られるような構造運動が既に生じていたことを示している。一方、V 層の層厚分布を見ると、堆積の中心は大阪湾断層付近に位置しているものの、層厚は大阪湾断層を挟んで比較的対称に分布する。これは、V 層堆積時には、現在大阪湾断層が位置する付近を向斜軸として、大阪湾の基盤が緩やかに変形し、沈降していたことを示している。



第 13 図 V 層の等層厚線図。等値線間隔は 100m.



第 14 図 IV 層の等層厚線図。等値線間隔は 100m.

IV層とV層の堆積の中心が異なることは、堆積盆の発達を考える上で興味深い。大阪堆積盆地は、最初から断層によって盆地が形成されたのではなく、藤田(1983)の指摘のように、当初は基盤の可塑的な変形により沈降していたが、後に可塑的な変形の限界を越えて基盤に断層を生じたのであろう。断層が生じたIV層の堆積以降は、変形は断層部に集中することになるので、基盤の沈降は断層に沿っておきることになる。ただし、IV層より上位層でも、大阪湾断層の北西側の堆積層が断層に近づくにつれやや層厚を増していることは、堆積盆の基盤変形の大部分を断層が受け持っているものの、堆積盆全体の沈降も続いていることも示している。

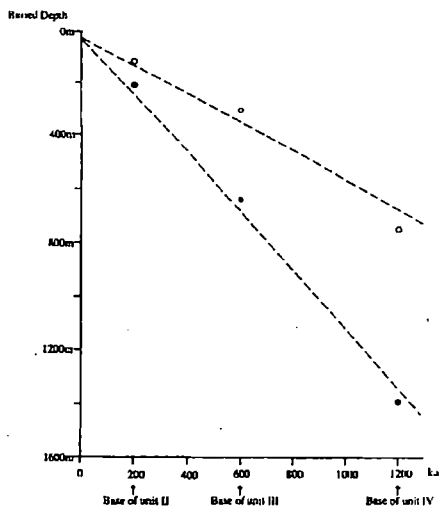
#### 5. 音響層序に基づく断層の活動度の推定

反射法探査記録によれば、大阪湾断層付近では、断層の東側の地層の方が西側に比べ系統的に埋積深度が深く、津名沖断層においては、断層の西側の地層の方が系統的に埋積深度が深い。また、断層を挟んで下位の層準ほど埋積深度は大きく食い違っている。これは、断層運動が過去から継続していることを示している。断層を挟んだ地点における地層の深度の違いは、断層運動による変位だけでなく、堆積基底面としての原地形や、地層の削剥、圧密の問題などの原因も考えられる。削剥については主に隆起側が削剥されるので、埋積深度差を小さくする要因であり、圧密については堆積層の厚い方がより沈降するので、埋積深度差を大きくする要因である。原地形面の起伏については、現在の海底地形から類推すれば、海釜などでない限り距離が数km離れていても深度差はせいぜい10m程度なので、断層を挟んだ地層の埋積深度差に比べかなり小さいとは考えられるものの、詳細は良く判らない。以上の3つの要素をそれぞれ見積もることは困難なので、本論では地層の埋積深度差が断層運動に起因するものと仮定し、断層の垂直成分の平均変位速度を推定した。

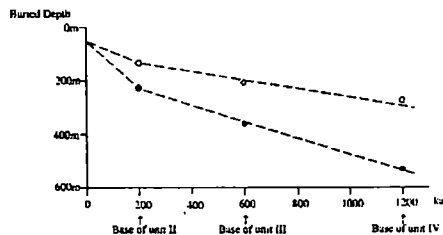
大阪湾断層では断層を挟んでII層の基底深度は約100mほど食い違っている。中川・佐野(1996)に基づき、II層(洪積層)の基底を200kaとすると、更新世後期以降に0.5m/kaの割合で垂直方向の食い違いを生じてきたことになる。同様にIII層(大阪層群上部亜層群)の基底を600kaとして見積もると0.6m/ka、IV層(大阪層群中部亜層群)の基底を1200kaとして見積もると0.6~0.7m/kaとなる(第15図)。

津名沖断層についても、断層を挟んで地層の深度差をについて検討した(第16図)。津名沖断層では、II層の基底を基準とすると約0.4m/ka、III層の基底を基準とすると0.2m/ka、IV層の基底を基準とすると0.2m/kaの割合で食い違いを生じてきたと考えられる。津名沖断層はI層(沖積層)上部に撓曲が認められることから、完新世に活動していると考えられるものの、その時期については良く分からない。

六甲変動は更新世中期になって激しくなったと考えられている(藤田, 1983)。今回の調査の結果に基づくと、津名沖断層では、更新世中期以降に活動度が大きくなった可能性があるが、大阪湾断層は更新世前期から現在まで同じ程度の活動度だったと考えられる。



第 15 図 大阪湾断層付近の地層埋積深度の差。



第 16 図 津名沖断層付近の地層埋積深度の差。

## 6. まとめ

大阪湾には、大阪湾断層をはじめとする過去から繰り返し活動してきた断層がいくつか伏在する。このうち、大阪湾断層は延長が最も長く 37km 以上ある。津名の沖合にも断層が認められた(津名沖断層)。津名沖断層は、淡路島中部にある北北西～南南東走向の断層系と一連の断層系であると考えられる。

大阪堆積盆地の西半にあたる大阪湾では、鮮新世末に淡路島の北東沖から神戸の南岸沖にかけて、北東-南西を軸として基盤が可塑的に変形・沈降し、厚い堆積層が形成された。更新世前期には基盤の変形は、ついに断層を形成するに至った。断層の形成後も沈降運動が続き、現在では深さ 2700m 以上に達している。大阪湾断層では、沈降運動は断層が形成された更新世前期以降同じ程度の活動度で続いているが、淡路島に近い津名沖断層では断層運動は、更新世の後期になって活動的になっている可能性がある。

## 引用文献

- 早川正巳・森喜義・鎌田清吉・藤田和夫, 1964, 放電式音波探査による大阪湾地質構造の研究, 地調月報, 15, .1-28.
- 平田直・伊藤谷生・佐藤比呂志・岩崎貴哉・篠原雅尚・吉井敏剋・池田安隆・嶋本利彦・村田明広・山北聡・宮内崇裕・狩野謙一・飯高隆・酒井慎一・津村紀子・吉本和生・荒井良祐・関根真弓・朴成実・浅沼俊夫・蔵下英司・三浦誠一・一ノ瀬洋一郎・酒井要・橋本信一・荻野泉・井川猛・清水信之, 1996, 淡路島横断反射・散乱法地震探査 (TASP) (2), 地球惑星科学関連学会予稿集, 38.
- 藤田和夫, 1968, 六甲変動, その発生前後-西南日本の交差構造と第四紀地殻変動-, 第四紀研究, 7, 248-260.

- 藤田和夫, 1983, 日本の山地形成論, 蒼木書房.
- 藤田和夫・笠間太郎, 1983, 神戸地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 藤田和夫・佐野正人, 1996, 阪神・淡路大震災と六甲変動. 科学, 66, 793-805.
- 市原実・市川浩一郎・山田直利, 1986, 岸和田地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 井川猛・川中卓・清水信之・阿部進・横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗, 1996, 1995 年兵庫県南部地震震源域付近の深部反射法調査について. 物理探査, 49, 420-434.
- 岩淵洋・春日茂・穀田昇一・沖野郷子・志村栄一・長田智, 1995, 大阪湾西部の海底活断層. 海洋調査技術, 7, 11-19.
- 岩淵洋・西川公・野田直樹・雪松隆夫・田賀傑・宮野正実・酒井建治・深沢満, 2000, 反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造. 水路部研究報告, 36, 1-23.
- 岩淵洋, 2000, 大阪湾と伊勢湾の活構造. 第四紀研究, 39, 303-314.
- 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川猛・大西正純, 1994, エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造, 地震第 2 輯, 46, 395-403.
- 岩崎好規, 1995, 物理探査による大阪盆地構造, 物理探査, 48, 451-462.
- 海上保安庁水路部, 1976, 大阪湾東部海底地質構造図, 1/50,000 沿岸の海の基本図 6383-1S, 海上保安庁.
- 海上保安庁水路部, 1977, 明石海峡海底地質構造図, 1/50,000 沿岸の海の基本図 6383-3S, 海上保安庁.
- 海上保安庁水路部, 1978, 友ヶ島水道海底地質構造図, 1/50,000 沿岸の海の基本図 6383-4S, 海上保安庁.
- 海上保安庁水路部, 1995, 明石海峡及大阪湾. 1/100,000 海底地質構造図.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層. 東大出版会.
- 松田時彦, 1990, 最大地震規模による日本列島の地震分布図. 地震研彙報, 65, 289-319.
- 中川康一・佐野正人, 1996, 大阪盆地の地下構造と地盤特性, 阪神・淡路大震災報告書: (解説編), 84-99, 地盤工学会阪神大震災調査委員会.
- 中世古幸次郎・竹村恵二・西脇一二・中川要之助・吉谷正和・山内守明, 1984, 大阪湾泉州沖海底地盤の層序, 関西空港地盤地質調査報告書 (中世古幸次郎編), 災害科学研究所, 279-282.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川猛・太田陽一・川中卓, 1996, 1995 年兵庫県南部地震震源域周辺の断層・基盤構造について (概報), 物理探査, 49, 435-451.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川猛・太田陽一・川中卓・阿部進, 1998, 大阪湾における反射法深部構造探査, 地調月報, 49, 571-590.

## 神戸地域の地下地質と地質構造

加藤茂弘（兵庫県立人と自然の博物館）

小林 岳（大阪市立大学大学院理学研究科）

### はじめに

1995年兵庫県南部地震は、阪神間と淡路島北部に未曾有の被害、阪神淡路大震災を引き起こした。この地震で現れた建物被害のとくに著しい「震災の帯」の原因を解明するため、地震波探査と深層ボーリングを組み合わせた大規模な地下地質と地質構造の調査（衣笠・水野，1996；佐々木ほか，1997など）が実施された。これら調査により、神戸地域の平野地下の第四系や地質構造に関する知見は大きく進展した。さらに震災調査で得られた深層ボーリングコアは兵庫県立人と自然の博物館や大阪市立大学などで保管され、その後の地下地質の研究に供されることとなった。

これらの中で阪神淡路大震災の直後に兵庫県により実施された深層ボーリングは、神戸市灘区摩耶埠頭（北緯  $34^{\circ} 41' 48''$ ，東経  $135^{\circ} 13' 51''$ ，標高 2.1m）において掘削され（Fig. 1），深度 583.65m までの堆積物が採取された。堆積物の採取率は深度 160m 以深では 90% を越え、それ以浅では 60% 未満である。この深層ボーリングコアは摩耶埠頭コア（略号：MY コア）と呼ばれており、竹村ほか（1997）により岩相層序、火山灰層序、及び古地磁気層序の概要が報告されている。

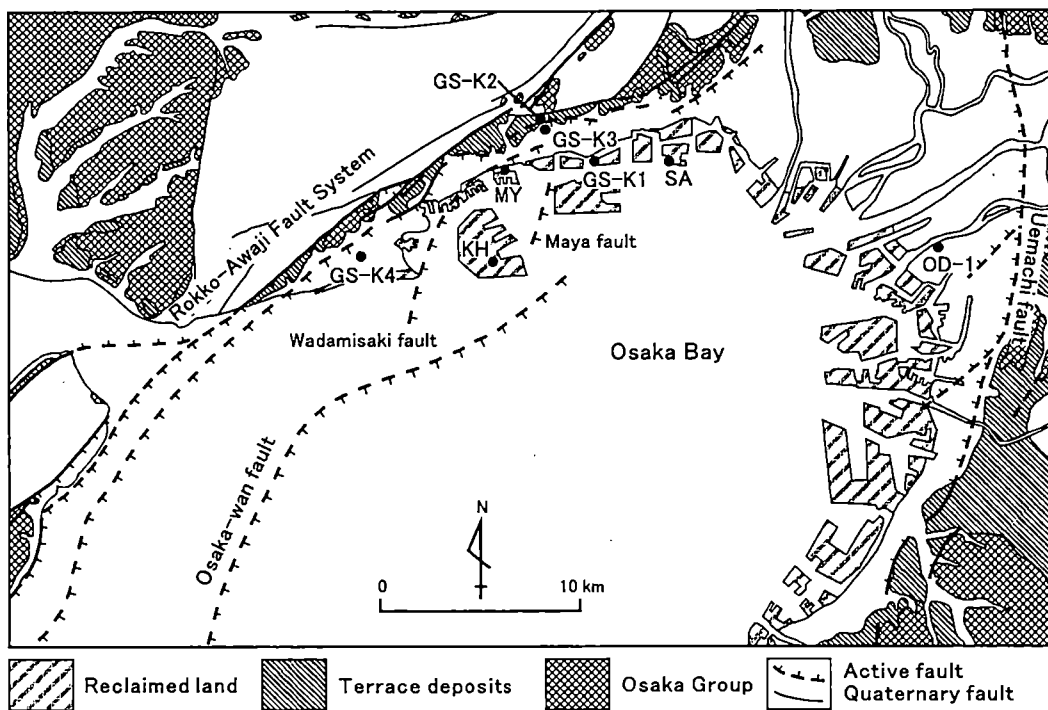


FIG.1 Locations of boring sites and distributions of Pliocene to Pleistocene sediments in the northwestern part of the Osaka sedimentary basin (modified from Takemura et al., 1997)

本研究では、摩耶埠頭コアに挟まれる火山灰層の岩相と層序を記載して、吉川ほか(2000)により詳細な火山灰層序が明らかにされている東灘1700mコア(略称:GS-K1コア)などとの対比を行い、神戸地域の地下地質と地質構造について若干の考察を試みる。火山灰層の一部は分析途中であり、深度200m以浅のコア堆積物については火山ガラス分析(吉川, 1981)を進めている段階である。これらについては今後、報告する予定である。

## 摩耶埠頭コアの岩相層序・火山灰層序

### 1. 摩耶埠頭コアの岩相層序と貝化石のESR年代

MYコア堆積物は青灰色～暗灰色粘土と粗粒堆積物(砂泥・砂や砂礫・礫)の互層から構成され、深度約255m付近を境に上位と下位で岩相がやや異なる(Fig. 2)。250m以深は、厚い塊状粘土とシルト・砂の互層が、リズムカルに繰り返す堆積物からなる。砂層には径1cm以下の礫が混じる程度で、礫層は全く挟まれない。深度255m以浅は粗粒堆積物中に径1cm以上の礫が多く含まれ、約210m以浅で礫層が頻繁に挟まれるようになり、約170m以浅では砂・砂礫・礫の粗粒堆積物が優勢となる。

厚い塊状粘土やその上下のシルトは海成であることが明らかにされている。竹村ほか(1997)は、コア堆積物中の以下の深度に12枚の海成粘土層を認め、大阪地域地下の海成粘土層(いわゆるMa No.)との対比を行った。すなわち、Ma13層(深度12～13m)、Ma12層(深度71～77m)、Ma10層(深度169～189m)、Ma9層(深度208～234m)、Ma8層(深度256～277m)、Ma7層(深度292～312m)、Ma6層(深度314～327m)、Ma5層(深度355～369m)、Ma4層(深度393～410m)、Ma3層(深度417～449m)、Ma2層(475～496m)、Ma1層(深度552～575m)の12層準である。このうちMa13層・Ma12層とMa4層～Ma1層の対比は、古地磁気層序や火山灰対比により確実とされたが、Ma5層～Ma10層の対比については検討の余地があるとされた。さらに吉田ほか(1999)は上記の海成層に含まれる貝殻片について、Ma12層で92～127ka、Ma10層で216～322ka、Ma8層で227～246kaのESR年代を得ている(Fig. 2)。

本研究で黄鉄鉱や石膏の針状結晶の産出と岩相を再度観察した結果、上記の海成粘土層の層準に若干の修正を行い、さらに深度104.35～108.85m、117.60～118.30m、131.50～139.30m、515～516m、529～532mの5層準で海成層を確認した(Fig. 2)。

### 2. 摩耶埠頭コアの火山灰層序

竹村ほか(1997)は摩耶埠頭コア中の32層準で火山灰層を確認した。今回の観察では、深度200m以深の28層準で火山灰層が肉眼で識別されたほか、コア最下部に重鉱物が密集する1層準が認められた(Fig. 2)。本稿では吉川ほか(2000)などに従い、これらの火山灰層をボーリングコアの略号(MY)と挟在深度を用いてMY-208火山灰層などと表記し、以下に各火山灰層の岩相や岩石記載的特徴などを記載する。

岩石記載的特徴は、鉱物組成・重鉱物組成・火山ガラスの形態分類とその割合を、吉川(1976)や加藤ほか(1999)などにに基づき、粒径1/8～1/16mmの粒子200個を分析して求めた(Table 1)。重鉱物や火山ガラスが極微量しか含まれず、200個未満の粒子しか分析できなかった試料については、各鉱物や火山ガラスの各種の割合の相対的な大小を示した。

火山ガラスの形態は、吉川（1976）に従って扁平（H）型・中間（C）型・多孔質（T）型・その他（Oth）の4種類に分類した。なお火山ガラスや角閃石の屈折率は、すべて竹村ほか（1997）に基づいた。

**MY-208 火山灰層**（深度 207.70～207.85m）：暗灰色粘土の最上部に挟まれる厚さ約 15cm の灰白色火山灰で、下部と上部の 5cm はシルトサイズ、中部の 5cm は極細粒砂サイズである。火山ガラスと長石、微量の重鉱物・石英からなる。火山ガラスは無色透明の中間～扁平型で、屈折率は  $n=1.497\sim1.505$ （モード：1.497～1.500）である。重鉱物は斜方輝石が主体で、少量の角閃石と微量の単斜輝石・不透明鉱物を伴う。角閃石は屈折率  $n_2=1.674\sim1.682$ （1.677～1.681）を示す。

**MY-209 火山灰層**（深度 208.95～208.70m）：厚さ 2～2.5cm で暗灰色粘土中にレンズ状に挟まれる極細粒砂サイズの灰色火山灰である。長石・重鉱物と少量の石英、微量の火山ガラスからなり、高温石英をごくわずか含む。火山ガラスは無色～白色の多孔質型である。重鉱物は角閃石が主体で、少量の斜方輝石、微量の不透明鉱物と燐灰石、極微量のジルコンを伴う。

**MY-265 火山灰層**（深度 265.00～265.05m）：厚さ約 5cm の、角閃石の結晶が目立ちゴマシオ状を呈する細粒軽石で、長石と重鉱物、少量の火山ガラスと極微量の石英からなる。火山ガラスは無色透明～白色の多孔質型、 $n=1.511\sim1.522$  である。重鉱物は角閃石主体で、少量の不透明鉱物と斜方輝石、微量の黒雲母を伴う。角閃石の屈折率は  $n_2=1.679\sim1.686$ （1.682～1.685）である。

**MY-271 火山灰層**（深度 271.00～271.05m）：厚さ 5cm の極細粒砂サイズの明灰色火山灰で、長石と火山ガラス及び少量の重鉱物からなる。火山ガラスは無色透明の多孔質～中間型で、淡褐色ガラスをごくわずか含む（厚手の扁平型に多い）。火山ガラスの屈折率は  $n=1.516\sim1.526$ （1.522～1.525）と特徴的に高い。重鉱物は角閃石と斜方輝石が主体で、少量の燐灰石・黒雲母・単斜輝石・不透明鉱物を伴う。角閃石は屈折率  $n_2=1.674\sim1.689$ （1.679～1.682）を示す。

**MY-277 火山灰層**（深度 276.70～276.77m）：暗灰色シルト中に挟まれる厚さ 7cm のやや風化の進んだシルトサイズの白色火山灰で、今回は試料の超音波洗浄後に粒径 1/16mm 以上の粒子をほとんど得られなかった。竹村ほか（1997）によれば火山ガラスは中間～多孔質型を主として屈折率  $n=1.501\sim1.503$ （1.501～1.502）を示し、角閃石の屈折率は  $n_2=1.674\sim1.681$  である。

**MY-327 火山灰層**（深度 326.70～326.75m）：暗灰色シルト質粘土中に挟まれる厚さ約 5cm の風化の進んだシルトサイズの黄灰色火山灰である。

**MY-336 火山灰層**（深度 335.68～335.70m）：平行ラミナが発達する明灰色シルト中に挟ま

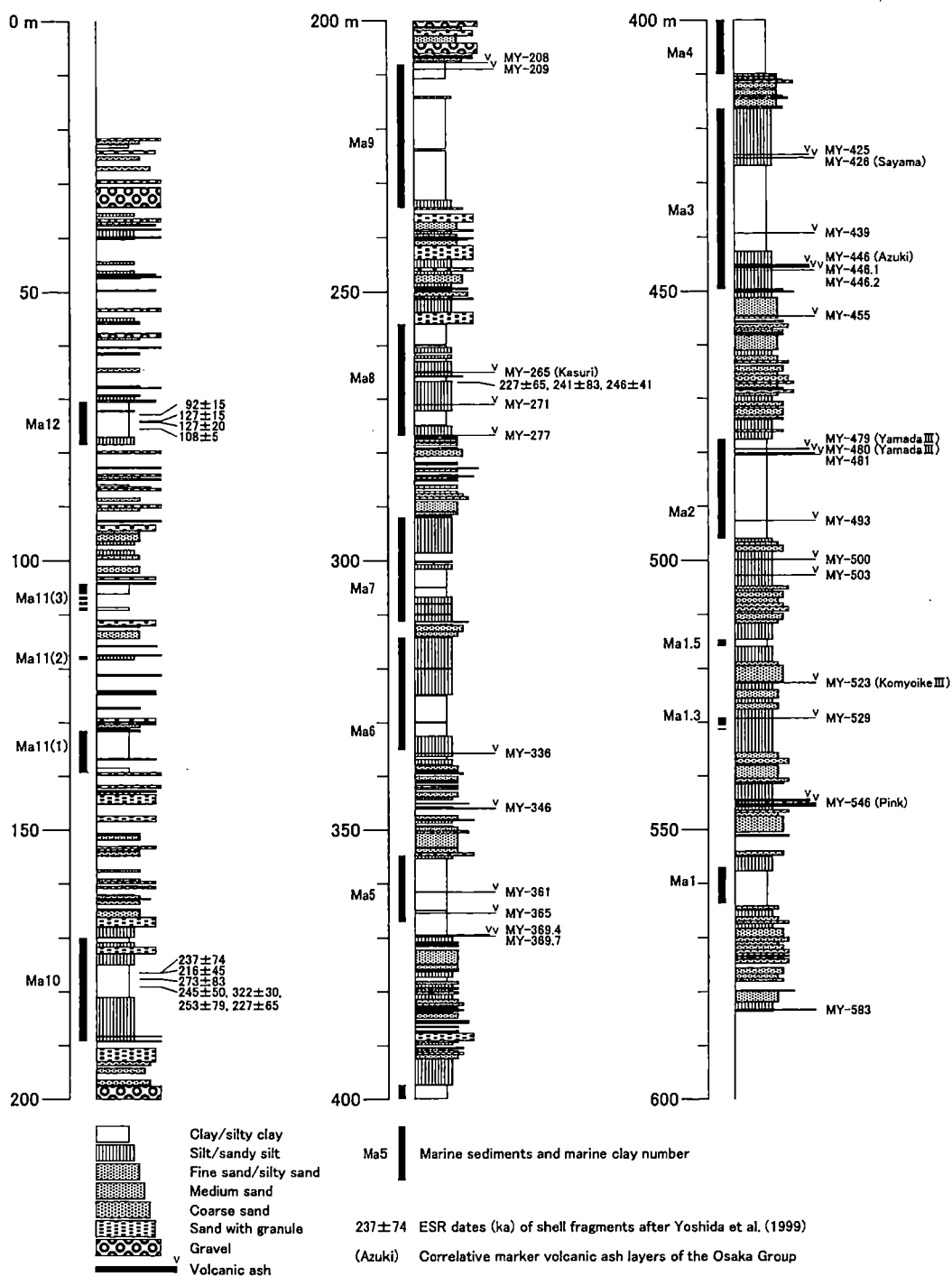


FIG.2 Columnar section of the Maya Wharf (MY) boring core

Table 1 Petrological characteristics of volcanic ash layers in the Maya Wharf boring core and their correlatives

| Volcanic ash | Mineral composition |    |     |    | Shape of glass shard           |    |    |    | Refractive index of glass shard (n) |               | Heavy mineral composition |     |     |    |    |     |               | Refractive index of hornblende (n <sub>2</sub> ) |     | Reference |
|--------------|---------------------|----|-----|----|--------------------------------|----|----|----|-------------------------------------|---------------|---------------------------|-----|-----|----|----|-----|---------------|--------------------------------------------------|-----|-----------|
|              | Gl                  | Qz | Fel | HM | H                              | C  | T  | Oh | (mode)                              | Bi            | Am                        | Opx | Cpx | Zr | Ap | Opq | (mode)        |                                                  |     |           |
| MY-208       | 75                  | 2  | 20  | 3  | 33                             | 67 | 0  | 0  | 1.497-1.505                         | (1.497-1.500) | *                         | 22  | 51  | 11 | 0  | 0   | 16.1674-1.682 | (1.677-1.681)                                    |     |           |
| Handa        | 29                  | 4  | 60  | 7  | 34                             | 71 | 0  | 0  | 1.497                               |               | 1                         | 90  | 8   | 0  | 0  | 0   | 2             |                                                  | (1) |           |
| Wada         | 50                  | 1  | 27  | 22 | 16                             | 77 | 5  | 2  | 1.498                               |               | 9                         | 57  | 36  | 0  | 0  | 0   | 2             |                                                  | (1) |           |
| P10          | +                   | +  |     |    | ++                             |    |    |    | 1.498-1.501                         | (1.501)       | *                         | +   |     |    |    |     | +             |                                                  | (2) |           |
| NaruohamaIV  | 86                  | 0  | 13  | 2  | 35                             | 60 | 5  | 0  | 1.498-1.505                         |               | *                         | 23  | 28  | 5  | 0  | 0   | 44            |                                                  | (3) |           |
|              | 89                  | 1  | 10  | *  | 48                             | 40 | 12 |    | 1.502-1.505                         |               | 2                         | 15  | 58  | 13 | 0  | 0   | 12            |                                                  | (3) |           |
| K1-175       | 83                  | 0  | 18  | 1  | 33                             | 56 | 7  | 4  | 1.502-1.505                         | (1.502-1.504) | 2                         | 4   | 54  | 25 | 0  | 2   | 13            |                                                  | (4) |           |
| MY-209       | 3                   | 2  | 64  | 31 | 3                              | 5  | 85 | 7  |                                     |               | *                         | 68  | 20  | 0  | *  | 3   | 9             |                                                  |     |           |
| MY-285       | 8                   | 1  | 67  | 24 | 6                              | 2  | 89 | 3  | 1.511-1.522                         |               | 3                         | 80  | 8   | *  | *  | 0   | 11.1679-1.688 | (1.682-1.685)                                    |     |           |
| K1-245       | 40                  | 0  | 48  | 12 | 0                              | 23 | 77 | 0  | 1.511-1.518                         |               | 0                         | 97  | 1   | 0  | 0  | 1   | 1             |                                                  | (4) |           |
| K2-181       | 0                   | 0  | 32  | 68 |                                |    |    |    |                                     |               | 0                         | 82  | 5   | 0  | 0  | 1   | 12.1678-1.690 | (1.681)                                          | (5) |           |
| K3-195       | 0                   | 1  | 59  | 40 |                                |    |    |    |                                     |               | 0                         | 86  | 8   | 0  | 0  | 1   | 7.1681-1.691  | (1.683)                                          | (5) |           |
| Kasuri       | 3                   | 1  | 66  | 29 | 6                              | 75 | 17 | 0  | 1.510                               |               | 0                         | 92  | 3   | 1  | 0  | 0   | 4             |                                                  | (1) |           |
| MY-271       | 20                  | 0  | 73  | 7  | 8                              | 12 | 78 | 2  | 1.516-1.526                         | (1.522-1.525) | 4                         | 60  | 28  | 3  | 0  | 5   | 2.1674-1.689  | (1.679-1.682)                                    |     |           |
| K1-251       | 50                  | 0  | 38  | 12 | 0                              | 4  | 96 | 0  | 1.520-1.525                         |               | 0                         | 54  | 42  | 3  | 0  | 0   | 1             |                                                  | (4) |           |
| MY-277       | no usable sample    |    |     |    |                                |    |    |    | 1.500-1.503                         | (1.501-1.502) |                           |     |     |    |    |     | 1.674-1.681   |                                                  |     |           |
| MY-327       |                     |    |     |    | altered very fine volcanic ash |    |    |    |                                     |               |                           |     |     |    |    |     |               |                                                  |     |           |
| MY-336       | 5                   | 10 | 64  | 1  | 58                             | 22 | 9  | 11 | 1.499-1.503                         | (1.499-1.500) | *                         | ++  | +   | *  | *  | +   | ++            |                                                  |     |           |
| MY-346       | 97                  | *  | 3   | *  | 34                             | 57 | 8  | 3  |                                     |               | ++                        |     |     |    |    |     |               |                                                  |     |           |
| MY-362       | 96                  | *  | 4   | 0  | 40                             | 53 | 6  | 1  |                                     |               |                           |     |     |    |    |     | *             |                                                  |     |           |
| MY-365       | 80                  | 2  | 17  | 1  | 5                              | 29 | 64 | 2  |                                     |               | *                         | +   | +   | +  |    |     | *             |                                                  |     |           |
| MY-368.4     | 22                  | 4  | 47  | 27 | 4                              | 8  | 88 | 2  |                                     |               | 8                         | 73  | 14  | 1  | 0  | 0   | 6             |                                                  |     |           |
| MY-369.7     | 22                  | 2  | 60  | 18 | 0                              | 1  | 99 | 0  |                                     |               | 2                         | 91  | 0   | *  | *  | 2   | 4             |                                                  |     |           |
| MY-425       |                     |    |     |    |                                |    |    |    |                                     |               |                           |     |     |    |    |     |               |                                                  |     |           |
| 424.8        | 44                  | 1  | 48  | 7  | 2                              | 15 | 83 | 0  | 1.499-1.502                         |               | 26                        | 59  | 9   | 0  | 3  | *   | 3.1669-1.676  | (1.670-1.675)                                    |     |           |
| 424.9        | 60                  | 3  | 31  | 6  | 5                              | 14 | 80 | 1  | 1.499-1.502                         |               | 18                        | 68  | 6   | 2  | *  | 1   | 5.1669-1.677  | (1.671-1.675)                                    |     |           |
| K1-421       | 39                  | 2  | 55  | 4  | 2                              | 39 | 57 | 2  | 1.495-1.503                         | (1.501-1.503) | 45                        | 48  | 1   | 0  | 0  | 5   | 1             |                                                  | (4) |           |
| K3-335.1     | 42                  | 3  | 49  | 6  | 5                              | 18 | 79 | 0  | 1.498-1.507                         |               | 20                        | 65  | 5   | 0  | 0  | 3   | 7             |                                                  | (5) |           |
| MY-426       | 73                  | 1  | 22  | 4  | 41                             | 37 | 19 | 3  | 1.502-1.515                         | (1.507-1.509) | 2                         | 11  | 34  | 11 | *  | *   | 42.1677-1.688 | (1.682-1.685)                                    |     |           |
| K1-422       | 14                  | 2  | 84  | *  | 32                             | 38 | 27 | 3  | 1.502-1.513                         |               | +                         | +   | +   | +  | +  | +   |               |                                                  | (4) |           |
| K2-349       | 13                  | 8  | 83  | 16 | 21                             | 53 | 28 | 0  | 1.506-1.511                         |               | 27                        | 41  | 16  | 1  | 0  | 0   | 15            |                                                  | (5) |           |
| K3-355.4     | 64                  | 5  | 25  | 6  | 36                             | 34 | 30 | 0  | 1.506-1.514                         |               | *                         | 12  | 67  | 2  | 0  | 5   | 14            |                                                  | (5) |           |
| Sayama       | 59                  | 0  | 33  | 7  | 28                             | 53 | 17 | 3  | 1.506-1.508                         |               | 0                         | 5   | 39  | 18 | 0  | 0   | 39            |                                                  | (1) |           |
| MY-439       | 9                   | 3  | 77  | 11 | 3                              | 8  | 75 | 14 | 1.497-1.500                         | (1.497-1.499) | 0                         | 88  | 3   | 0  | 5  | *   | 4.1667-1.691  | (1.668-1.673)                                    |     |           |
| K3-359       | 48                  | 4  | 42  | 6  | 4                              | 35 | 61 | 0  | 1.499-1.504                         |               | 45                        | 38  | *   | 0  | *  | 0   | 17            |                                                  | (5) |           |
| K4-c         | 60                  | 17 | 14  | 9  | 0                              | 35 | 65 | 0  | 1.496-1.498                         |               | 33                        | 54  | *   | 0  | 1  | 6   | 5             |                                                  | (6) |           |
| Toyodaike    |                     |    |     |    | 6                              | 11 | 81 | 2  | 1.4975-1.5030                       | (1.4985)      | 1                         | 32  | 0   | 0  | 0  | *   | 66            |                                                  | (7) |           |
| MY-448       |                     |    |     |    |                                |    |    |    |                                     |               |                           |     |     |    |    |     |               |                                                  |     |           |
| 445.3        | 88                  | *  | 10  | 4  | 27                             | 47 | 21 | 5  | 1.503-1.527<                        | (1.506-1.509) | 3                         | 15  | 36  | 26 | 1  | 1   | 19.1672-1.687 | (1.676-1.683)                                    |     |           |
| 445.6        | 97                  | *  | 3   | *  | 33                             | 52 | 13 | 2  | 1.500-1.527<                        | (1.509-1.515) | *                         | 12  | 32  | 25 | 1  | 0   | 30.1674-1.686 |                                                  |     |           |
| K1-444       | 89                  | 0  | 10  | 1  | 37                             | 32 | 30 | 1  | 1.512-1.516                         |               | 0                         | 11  | 63  | 5  | 0  | 5   | 16            |                                                  | (4) |           |
| K3-373       | 76                  | 2  | 16  | 6  | 23                             | 45 | 29 | 3  | 1.511-1.514                         |               | *                         | 14  | 50  | 18 | 0  | 10  | 10            |                                                  | (5) |           |
| K4-d1        | 99                  | 0  | 1   | *  | 36                             | 54 | 8  | 2  | 1.513-1.516                         |               | 0                         | 1   | 22  | 3  | 0  | 25  | 49            |                                                  | (6) |           |
| K4-d2        | 98                  | 0  | 1   | 1  | 16                             | 69 | 15 | 1  | 1.510-1.512                         |               | 0                         | 0   | 30  | 2  | 0  | 6   | 62            |                                                  | (6) |           |
| Azuai        | 97                  | 0  | 3   | 0  | 27                             | 55 | 15 | 3  | 1.511-1.513                         |               | 0                         | 1   | 49  | 10 | 0  | 1   | 38            |                                                  | (1) |           |
| MY-446.1     | 71                  | 5  | 22  | 2  | 8                              | 26 | 48 | 18 | 1.511-1.527                         | (1.512-1.513) | 2                         | 4   | 4   | 1  | 2  | 5   | 82.1673-1.684 |                                                  |     |           |
| MY-446.2     |                     |    |     |    | altered very fine volcanic ash |    |    |    |                                     |               |                           |     |     |    |    |     |               |                                                  |     |           |
| MY-455       | 67                  | 2  | 31  | *  | 50                             | 46 | 3  | 1  | 1.500-1.503                         | (1.501-1.502) | 1                         | 26  | 28  | 23 | 0  | 2   | 20            |                                                  |     |           |
| MY-479       | 67                  | *  | 23  | 10 | 2                              | 7  | 91 | 0  | 1.502-1.504                         | (1.502-1.503) | 2                         | 88  | *   | *  | 1  | 2   | 7.1667-1.677  | (1.669-1.673)                                    |     |           |
| K1-486       | 80                  | *  | 17  | 3  | 0                              | 7  | 93 | 0  | 1.500-1.503                         | (1.501-1.502) | 52                        | 45  | 0   | 0  | 0  | 2   | 1             |                                                  | (4) |           |
| K3-411       | 79                  | 2  | 18  | 3  | 0                              | 11 | 89 | 0  | 1.500-1.503                         |               | 2                         | 87  | 1   | 0  | 0  | 4   | 6             |                                                  | (5) |           |
| MY-480       | 22                  | 5  | 53  | 20 | *                              | 6  | 88 | 4  | 1.500-1.502                         |               | 2                         | 93  | 1   | *  | *  | *   | 4.1670-1.678  | (1.672-1.675)                                    |     |           |
| K1-488       | 23                  | 0  | 61  | 16 | 0                              | 3  | 97 | 0  | 1.499-1.502                         |               | 4                         | 90  | 0   | 0  | 0  | 1   | 5             |                                                  | (4) |           |
| K3-412       | 51                  | 5  | 32  | 12 | 0                              | 14 | 86 | 0  | 1.500-1.503                         | (1.501)       | 8                         | 81  | 0   | 0  | 0  | 4   | 7             |                                                  | (5) |           |
| Yamada III   | 67                  | 0  | 24  | 6  | 1                              | 27 | 72 | 0  | 1.501                               |               | 0                         | 92  | 0   | 0  | 0  | 2   | 5             |                                                  | (1) |           |
| MY-481       |                     |    |     |    | altered very fine volcanic ash |    |    |    |                                     |               |                           |     |     |    |    |     |               |                                                  |     |           |
| MY-493       | 84                  | *  | 16  | *  | 53                             | 38 | 8  | 1  |                                     |               | ++                        | *   | *   | *  | *  | +   |               |                                                  |     |           |
| K3-424       | 72                  | 2  | 26  | *  | 47                             | 51 | 0  | 2  | 1.502-1.507                         |               | 1                         | 66  | 2   | 0  | 0  | 5   | 26            |                                                  | (5) |           |
| MY-500       | 4                   | 2  | 73  | 21 | 23                             | 36 | 33 | 8  | 1.497-1.509                         | (1.507-1.509) | 3                         | 78  | 10  | *  | 2  | 1   | 6.1671-1.683  | (1.676-1.682)                                    |     |           |
| MY-503       | 26                  | 2  | 62  | 10 | 21                             | 27 | 46 | 8  | 1.496-1.515                         |               | 15                        | 19  | 1   | 0  | 0  | 46  | 19            |                                                  |     |           |
| MY-523       | 11                  | 4  | 76  | 9  | 6                              | 18 | 75 | 1  |                                     |               | 0                         | 93  | 1   | 1  | 1  | 0   | 4             |                                                  |     |           |
| K1-537       | 61                  | 1  | 27  | 11 | 0                              | 12 | 88 | 0  | 1.501-1.503                         | (1.502)       | 4                         | 92  | 0   | 0  | *  | 1   | 3             |                                                  | (4) |           |
| K3-460       | 71                  | 3  | 20  | 6  | 0                              | 23 | 77 | 0  | 1.500-1.502                         | (1.501)       | 1                         | 88  | 0   | 0  | 0  | 7   | 4             |                                                  | (5) |           |
| Komyoike III | 61                  | 0  | 17  | 22 | 0                              | 26 | 74 | 0  | 1.500                               |               | 2                         | 93  | 0   | 0  | 0  | 1   | 4             |                                                  | (1) |           |
| MY-529       | 2                   | 2  | 92  | 4  | *                              | +  | ++ |    |                                     |               | 2                         | 79  | 1   | 0  | 1  | 11  | 5.1681-1.688  | (1.683-1.685)                                    |     |           |
| MY-546       |                     |    |     |    |                                |    |    |    |                                     |               |                           |     |     |    |    |     |               |                                                  |     |           |
| 545.7        | 91                  | 0  | 7   | 2  | 39                             | 46 | 15 | *  | 1.499-1.501                         | (1.500-1.501) | 2                         | 81  | 11  | 5  | 1  | 3   | 17.1672-1.682 | (1.675-1.677)                                    |     |           |
| 545.8        | 98                  | 0  | 2   | *  | 29                             | 56 | 14 | 1  | 1.500-1.501                         |               | *                         | ++  | +   |    |    | +   | 1.674-1.684   | (1.676-1.678)                                    |     |           |
| K1-566       | 96                  | *  | 4   | *  | 40                             | 40 | 18 | 2  | 1.500-1.502                         |               | 1                         | 78  | 11  | 2  | 0  | 4   | 4             |                                                  | (4) |           |
| K3-482       | 78                  | 2  | 19  | 1  | 48                             | 43 | 9  | 0  | 1.497-1.501                         | (1.500-1.501) | 0                         | 83  | 10  | 0  | 1  | 2   | 4             |                                                  | (5) |           |
| Pink         | 97                  | 3  | 0   | 0  | 53                             | 35 | 13 | 3  | 1.499                               |               | 0                         | 77  | 11  | 3  | 1  | 3   | 8             |                                                  | (1) |           |
| MY-583       | 0                   | 8  | 60  | 32 |                                |    |    |    |                                     |               | 0                         | 81  | 3   | *  | 3  | 5   | 8.1671-1.678  | (1.672-1.676)                                    |     |           |

\* Mineral composition: Gl, volcanic glass; Qz, quartz; Fel, feldspar; HM, heavy minerals; shape of glass shard after Yoshikawa (1976); heavy mineral composition: Bi, biotite; Am, amphibole; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Zr, zircon; Ap, apatite; Opq, opaque minerals; ++, abundant; +, common; \* 1%; refractive index of glass shard (n) and hornblende (n<sub>2</sub>) are after Takemura et al. (1995); references: (1) Yoshikawa (1976), (2) Miyakawa et al. (1996), (3) Yoshikawa et al. (1993), (4) Yoshikawa et al. (2000), (5) Kobayashi et al. (2002), (6) Geo-Database Information Committee of Kansai (1998), (7) Research Group for the Lowermost Osaka Group (1992)

れる、厚さ 2cm のシルトサイズの明灰色風化火山灰である。長石・石英と少量の火山ガラス、極微量の重鉱物からなるほか、風化岩片を多く含む。火山ガラスは無色透明・厚手の扁平～中間型で、溶食されて星型を示すものが多い。屈折率は  $n=1.496\sim1.503$  ( $1.499\sim1.500$ ) である。わずかに含まれる重鉱物は角閃石・黒雲母・不透明鉱物を主体とし、少量の斜方輝石・燐灰石、微量のジルコン・単斜輝石を伴う。いずれも風化や磨耗が進んだ結晶が多い。

**MY-346 火山灰層** (深度 345.70～346.05m) : 厚さ 35cm で、上部はラミナの発達するシルトサイズの黄灰色火山灰、中部 5cm は細粒砂～極細粒砂サイズの黄白色火山灰、下部 10cm は極細粒砂～シルトサイズの灰白色火山灰である。火山ガラスと微量の長石からなり、極微量の石英を伴う。火山ガラスは無色透明の中間～扁平型で、厚手のブロック状ガラスや黒曜石と思われるガラス、淡褐色～淡紫灰色透明のガラスを微量含む。重鉱物は非常に少なく、角閃石のみが検出された。

**MY-362 火山灰層** (深度 361.52～361.55m) : 平行ラミナが発達する灰色シルト中に挟まれる、厚さ 3cm のシルトサイズの火山灰である。上部 1cm が黄灰色、中部 1cm が白色、下部 1cm が明灰色を呈する。火山ガラスと微量の長石、極微量の石英からなる。重鉱物をほとんど含まず、不透明鉱物のみが検出された。火山ガラスは無色透明の中間～扁平型で、淡褐色透明のガラスと黒曜石と思われるガラスを極微量含む。

**MY-365 火山灰層** (深度 365.45m) : 灰色粘土中に挟まれる厚さ 0.5cm のやや風化した白色火山灰である。火山ガラスと長石からなり、微量の石英と極微量の重鉱物を伴う。火山ガラスは無色透明の多孔質～中間型を主体とし、淡褐色透明のガラスをわずかに含む。重鉱物は角閃石・斜方輝石・単斜輝石からなり、微量の不透明鉱物・黒雲母を含む。

**MY-369.4 火山灰層** (深度 369.42～369.43m) : 灰色粘土中に挟まれる厚さ約 1cm のやや風化した白色火山灰である。長石と重鉱物・火山ガラスからなり、少量の石英を伴う。火山ガラスは無色透明～褐色半透明の多孔質型、重鉱物は角閃石と斜方輝石を主体として構成され、少量の黒雲母・不透明鉱物、微量の単斜輝石を伴う。

**MY-369.7 火山灰層** (深度 369.68m) : 灰色粘土中にレンズ状をなして堆積する厚さ約 0.5cm 以下の白色の風化火山灰である。長石が多く、ほぼ同量の火山ガラスと重鉱物、微量の石英を伴う。火山ガラスは褐色不透明の多孔質型(スコリア質?)で、無色透明のガラスは少ない。重鉱物は角閃石が優占し、少量の不透明鉱物、微量の燐灰石・黒雲母、極微量のジルコン・単斜輝石を含む。褐色角閃石を比較的多く(重鉱物全体の 5-6%)含む。

**MY-425 火山灰層** (深度 424.83～424.89m) : 灰色シルト中に挟まれる厚さ 6cm の明灰色火山灰である。下部 1cm が極細粒砂サイズ、上部 5cm はシルトサイズでラミナが発達する。火山ガラスと長石、少量の重鉱物、微量の石英からなる。火山ガラスは主に無色透明の多孔質～中間型で、屈折率は  $n=1.499\sim1.502$  である。重鉱物は角閃石と黒雲母、少量の斜方

輝石と不透明鉱物、微量のジルコン・燐灰石からなり、黒雲母が多いことで特徴づけられる。角閃石の屈折率は  $n_2=1.669\sim1.677$  ( $1.670\sim1.675$ ) で、コア堆積物に挟まれる火山灰層の中では低い方の値を示す。

**MY-426 火山灰層** (深度 425.45~425.49m) : 灰色シルト中に挟まれる厚さ約 4cm、細粒～極細粒砂サイズの白色火山灰である。火山ガラスと長石、少量の重鉱物、微量の石英からなる。火山ガラスは無色透明～淡褐色透明の扁平～中間型が主であるが、多孔質型ガラスを 2 割程度含むほか、黒曜石と思われるブロック状ガラスを極わずかに含む。火山ガラスの屈折率は  $n=1.502\sim1.515$  ( $1.507\sim1.509$ ) である。重鉱物は不透明鉱物と斜方輝石が主で、少量の単斜輝石と角閃石、微量の黒雲母を含む。角閃石は屈折率  $n_2=1.677\sim1.688$  ( $1.682\sim1.685$ ) を示す。

**MY-439 火山灰層** (深度 439.30m) : 白色の細粒軽石で、灰色粘土中に厚さ 2cm 未満で密集する。長石が主体で、少量の重鉱物と火山ガラス、微量の石英を伴うほか、ガラス質岩片をやや多く含む。火山ガラスは無色透明の多孔質型が主で、屈折率は  $n=1.497\sim1.500$  ( $1.497\sim1.499$ ) である。重鉱物は角閃石が優占し、少量の不透明鉱物・斜方輝石・ジルコンを伴うほか、極微量のカミングトン閃石を含む。角閃石の屈折率は  $n_2=1.667\sim1.691$  ( $1.668\sim1.673$ ) で、コア堆積物に挟まれる火山灰層の中では最も低い値を示す。

**MY-446 火山灰層** (深度 445.67~445.07m) : 灰色シルト中に挟まれる厚さ 60cm の暗灰色火山灰である。下部より、細粒砂～極細粒砂サイズの火山灰 (厚さ 22cm)、細粒～中粒砂サイズの火山灰 (厚さ 20cm)、極細粒砂サイズの火山灰 (厚さ 4cm)、シルトサイズの火山灰 (厚さ 14cm) からなる。岩石記載的特徴は、深度 445.60m と 445.30m で採取した試料について分析した。これらは主に火山ガラスからなり、少量の長石と極微量の重鉱物・石英を伴う。火山ガラスは無色透明～淡褐色透明で、中間型ガラスが 5 割前後、扁平型・多孔質型のガラスが 2～3 割を占める。火山ガラスは、上部で  $n=1.500\sim1.527$  ( $1.506\sim1.509$ )、下部で  $n=1.500\sim1.527$  ( $1.509\sim1.515$ ) の屈折率を示す。重鉱物は斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物が多く、1～2 割の角閃石と微量の黒雲母・ジルコン・燐灰石を伴う。角閃石の屈折率は  $n_2=1.672\sim1.687$  ( $1.676\sim1.683$ ) である。

**MY-446.1 火山灰層** (深度 446.1m) : 灰色シルト中に挟まれる厚さ 0.5cm のシルトサイズの明灰色火山灰である。火山ガラスと長石、少量の石英と微量の重鉱物からなる。火山ガラスは無色透明～淡褐色透明の多孔質～中間型で、屈折率  $n=1.511\sim1.527$  ( $1.512\sim1.513$ ) を示す。また淡褐色～褐色のブロック状ガラスと黒曜石ガラスが 2 割前後含まれる。重鉱物は不透明鉱物が優占し、これに少量の燐灰石・角閃石・斜方輝石と微量の黒雲母・ジルコンが加わる。角閃石の屈折率は  $n_2=1.673\sim1.684$  で分散する。

**MY-446.2 火山灰層** (深度 446.2m) : 灰色シルト中にレンズ状に挟まれる厚さ 0.2cm の白色風化火山灰である。

**MY-455 火山灰層** (深度 454.64~454.66m) : 暗灰色の砂質シルト中に挟まれる厚さ 2cm の極細粒砂サイズの黄灰色火山灰である。火山ガラスと長石を主体とし、微量の石英と極微量の重鉱物を伴う。火山ガラスは無色透明の扁平～中間型で、淡紫灰色透明のガラスを極微量含む。火山ガラスの屈折率は  $n=1.500\sim1.503$  (1.501~1.502) である。重鉱物は角閃石・斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物からなり、極微量の燐灰石・黒雲母を伴う。

**MY-479 火山灰層** (深度 479.33~479.41m) : ラミナの発達する暗灰色シルト質粘土中に挟まれ、厚さは 8cm である。下部より、中粒～細粒砂サイズの白色火山灰 (厚さ 1cm)、細粒～極細粒砂サイズの乳白色火山灰 (厚さ 3cm)、平行/クロスラミナの発達する極細粒砂サイズの乳白色火山灰 (厚さ 4cm) からなる。火山ガラスと長石が主体で、少量の重鉱物、極微量の石英を含む。火山ガラスは無色透明～白色の多孔質型で、屈折率は  $n=1.502\sim1.504$  (1.502~1.503) である。重鉱物は多量の角閃石と少量の不透明鉱物、微量の黒雲母・燐灰石・ジルコンからなる。カミングトン閃石も微量含まれる。角閃石の屈折率は  $n_2=1.667\sim1.677$  (1.669~1.672) で、コア堆積物に挟まれる火山灰層の中では最も低い値を示す。

**MY-480 火山灰層** (深度 480.14~480.24m) : 暗灰色シルト質粘土中に挟まれる厚さ約 10cm の白色火山灰である。白色細粒軽石と角閃石などの重鉱物が散在し、ゴマシオ状を呈する。下部 5cm は重鉱物が濃集する細粒砂サイズの火山灰である。中部 4cm は上下より粗粒で、白色軽石が多く含まれる。上部 1cm は風化のやや進んだ極細粒砂サイズの白色火山灰 (厚さ 1cm) となる。長石と同程度の火山ガラスと重鉱物、少量の石英からなる。火山ガラスは無色透明～白色の多孔質型で、屈折率  $n=1.500\sim1.502$  を示す。重鉱物は角閃石が主体で、少量の不透明鉱物と微量の黒雲母・斜方輝石を伴い、カミングトン閃石を微量含む。角閃石は  $n_2=1.670\sim1.678$  (1.672~1.674) の屈折率を示す。

**MY-481 火山灰層** (深度 480.53m) : 暗灰色シルト質粘土中に挟まれる白色細粒の風化火山灰で、厚さは 1cm 以下である。

**MY-493 火山灰層** (深度 492.65m) : 暗灰色シルト質粘土中に挟まれる明灰色の極細粒の風化火山灰で、厚さは 0.5cm 以下である。火山ガラス・長石と極微量の石英・重鉱物からなる。高温石英が含まれる。火山ガラスは無色透明の扁平～中間型が主で、淡褐色透明のガラスをわずかに含む。重鉱物は角閃石・不透明鉱物主体で、微量の斜方輝石・単斜輝石・燐灰石を伴う。

**MY-500 火山灰層** (深度 499.87~499.89m) : 暗灰色シルト中に挟まれる厚さ 2cm の細粒～中粒砂サイズの明灰白色火山灰である。長石と重鉱物、少量の火山ガラスと微量の石英からなる。火山ガラスは無色透明の扁平・中間・多孔質型ガラスからなり、淡褐色～淡桃灰色透明のガラスをわずかに含む。長石の多くには火山ガラスが付着する。火山ガラスの屈折率は  $n=1.497\sim1.509$  (1.507~1.509) である。重鉱物は角閃石主体で、少量の斜方輝石・不透明鉱物と、微量の黒雲母・ジルコン・燐灰石を伴う。角閃石の屈折率は  $n_2=1.671\sim1.683$  である。

**MY-503 火山灰層**（深度 502.91～502.87m）：暗灰色シルト中に挟まれる厚さ 4cm のシルト～極細粒砂サイズの白色火山灰である。長石と火山ガラスからなり、少量の重鉱物と微量の石英を伴う。火山ガラスは無色透明で多孔質型が多く、扁平型・中間型も 2～3 割含まれる。屈折率は  $n=1.496\sim1.515$  で分散する。重鉱物は燐灰石と、同程度の角閃石・不透明鉱物・黒雲母（風化）からなり、微量の斜方輝石を伴う。

**MY-523 火山灰層**（深度 522.75～522.63m）：暗灰色シルト中に挟まれる厚さ約 13cm の火山灰である。下部 6cm は重鉱物と白色細粒軽石が散在してゴマシオ状を呈する細粒砂サイズの黄灰色火山灰、中部 5cm はシルトサイズの灰白色火山灰、上部 2cm は白色細粒軽石が散在するシルトサイズの灰色火山灰からなる。長石と、少量の重鉱物・火山ガラス・石英からなる。火山ガラスは無色透明の多孔質～中間型で、長石・石英や角閃石・不透明鉱物には火山ガラスが付着する結晶が多い。重鉱物は角閃石が主体で、少量の不透明鉱物と微量の単斜輝石・斜方輝石・ジルコンを伴う。

**MY-529 火山灰層**（深度 529.29～529.24m）：ラミナの発達する暗灰色シルト中に挟まれる厚さ 5cm の火山灰である。下部 1cm は中粒～細粒砂サイズの白色火山灰で、白色の細粒軽石と角閃石などの重鉱物が散在し、ゴマシオ状を呈する。上部 4cm は白色細粒軽石が散在する火山灰質粘土～シルトである。長石が圧倒的に多く、微量の重鉱物・火山ガラス・石英を伴う。火山ガラスは無色透明の多孔質型で、長石にはこうしたガラスが付着するものが多い。重鉱物は風化ないし円磨された結晶が多く、角閃石が主体で、少量の燐灰石・不透明鉱物と微量の黒雲母・斜方輝石・ジルコンを伴う。角閃石の屈折率は  $n_2=1.681\sim1.688$  ( $1.683\sim1.685$ ) である。

**MY-546 火山灰層**（深度 545.80～544.20m）：暗灰色シルト中に挟まれる桃白色～白色の厚い火山灰で、平行/クロスラミナの発達が良い。下位より順に、中粒砂サイズの灰色火山灰（厚さ 2cm）、細粒砂サイズの白色火山灰（厚さ 8cm）、粗粒砂サイズの桃白色火山灰（厚さ 6cm）、中粒砂サイズの桃灰色火山灰と細粒砂サイズの白色火山灰の互層（厚さ 48cm）、灰白色の火山灰質シルト（厚さ 21cm）、粗粒砂サイズの茶白色火山灰（厚さ 54cm）、及び極細粒砂～シルトサイズの白色火山灰（厚さ 11cm）からなる。

岩石記載的特徴は深度 545.78cm と 545.70m の層準から採取した試料について行った。いずれも火山ガラスを主体とし、少量の長石と微量の重鉱物を伴う。火山ガラスは無色透明の中間～扁平型が主で、1 割前後の多孔質型ガラスを含む。また淡褐色～淡桃色透明のガラスが微量、黒曜石ガラスが極微量含まれる。火山ガラスの屈折率は  $n=1.499\sim1.501$  ( $1.500\sim1.501$ ) である。極わずかに含まれる重鉱物は角閃石主体で、少量の不透明鉱物・斜方輝石・単斜輝石と、微量の燐灰石・黒雲母・ジルコンを伴う。角閃石は屈折率  $n_2=1.674\sim1.684$  ( $1.676\sim1.678$ ) 及び  $n_2=1.672\sim1.682$  ( $1.675\sim1.677$ ) を示す。

**MY-583 重鉱物密集層準**（深度 583.40～583.30m）：ラミナの発達する暗灰色砂質シルト中に、厚さ約 10cm にわたり角閃石・黒雲母などの重鉱物が濃集する層準である。径 1/8～1/16mm の粒子中に火山ガラスは含まれず、その 32% を重鉱物が占める。重鉱物は角閃石主

体で、少量の不透明鉱物・燐灰石・斜方輝石・ジルコンを伴う。角閃石の屈折率は  $n_2=1.671 \sim 1.678$  ( $1.672 \sim 1.676$ ) である。

## 神戸地域における深層ボーリングコア間の火山灰対比

神戸地域で掘削深度 300m を超える深層ボーリングコアには、摩耶埠頭コアの他に旧地質調査所により掘削された 3 本の深層ボーリングコアがある。それらは、東灘 1700m コア（略称：GS-K1）、神戸市東灘区石屋川で掘削された 2 本のコア（略称：GS-K2 及び GS-K3）、神戸市長田区で掘削されたコア（略称：GS-K4）である（Fig.1）。GS-K1 コアは神戸地域において基盤岩まで達した唯一の深層ボーリングである。吉川ほか（2000）により詳細な火山灰層序が、Biswas et al.（1999）により約 3 Ma 以降の詳細な古地磁気層序が確立され、神戸地域の地下地質層序の基準となっている。GS-K2 及び GS-K3 コアは GS-K1 掘削地点の北に位置し、粗粒堆積物が優勢であるため岩相層序・火山灰層序を確立することが困難であった。しかし、これらのコアについても関西地盤情報活用協議会（1998）や小林ほか（2001）により層序概要が明らかにされ、さらに Kobayashi et al.（2002）が詳細な火山灰層序を確立している。また GS-K4 コアは、関西地盤情報協議会（1998）が岩相層序と火山灰層序の概要を、石原ほか（1997）が深度 75m 以下の詳細な火山灰層序を明らかにしている。

ここでは GS-K1～GS-K4 の 4 つのコアなどと摩耶埠頭コア間の火山灰層の対比を検討するとともに、既知の大阪層群の火山灰層との対比を試みた。対比が可能な火山灰層の岩石記載学的特徴は、全て Table 1 に示した。以下に対比可能もしくは対比の可能性がある火山灰層に分け、下位より順に述べる。

### 1. 対比可能な火山灰層

**MY-546 火山灰層：K1-556 火山灰層（吉川ほか，2000），K3-482 火山灰層（Kobayashi et al., 2002），ピンク火山灰層（市原ほか，1955）**

竹村ほか（1997）は、岩相と火山ガラスの形態、及び火山ガラス・角閃石の屈折率に基づいて MY-546 をピンク火山灰層に対比した。本研究で明らかにした岩相・鉱物組成・重鉱物組成・火山ガラスの形態もピンク火山灰層の諸特徴（吉川，1976）によく一致し、この対比が確認された。さらに MY-546 の特徴はすでにピンク火山灰層に対比されている K1-556 や K3-482 の特徴とも一致することから、これらは全てピンク火山灰層と対比可能である。

**MY-480 火山灰層：K1-488 火山灰層（吉川ほか，2000），K3-412 火山灰層（Kobayashi et al., 2002）**

**MY-479 火山灰層：K1-486 火山灰層（吉川ほか，2000），K3-411 火山灰層（Kobayashi et al., 2002）**

MY-480 と MY-479 は、竹村ほか（1997）で Ma2 に対比された海成粘土層の最上部に近接して挟まれる。下位の MY-480 は結晶が多く、ゴマシオ状を呈する。上位の MY-479 は白色細粒の火山灰で、火山ガラスにより富んでいる。こうした産状や両火山灰層の岩石記載的特徴は、GS-K1 コア中の K1-488・K1-486 火山灰層や、GS-K3 コア中の K3-412・K3-411 火山灰層のそれと良く一致し（Table 1）、これらの火山灰層は相互に対比できる。

これら 2 枚の火山灰層は、多孔質型を主とする火山ガラスの形態とその屈折率、角閃石が優占する重鉱物組成、及び Ma2 最上部に挟まれるという層位が、全て山田Ⅲ火山灰層の諸特徴（吉川，1976）に良く似る。したがって両火山灰層のいずれかが、山田Ⅲ火山灰層に対比されると考えられる。

**MY-446 火山灰層：K1-444 火山灰層（吉川ほか，2000），K3-373 火山灰層（Kobayashi et al.，2002），K4-d1・d2（関西地盤情報活用協議会，1998），アズキ火山灰層（市原ほか，1955）**

竹村ほか（1997）は MY-446 をアズキ火山灰層に対比した。MY-446 の岩相・岩石記載的特徴は、アズキ火山灰層やそれに対比される K1-444 や K3-373，K4-d1・d2 の岩相・岩石記載的特徴に良く一致し（Table 1），これらは全て対比可能である。

**MY-426 火山灰層：K1-422 火山灰層（吉川ほか，2000），K2-349 火山灰降灰層準（Kobayashi et al.，2002），K3-355.4 火山灰降灰層準（Kobayashi et al.，2002），狭山火山灰層（吉川，1973）**

これらの火山灰層は、火山ガラスの形態（中間～扁平型＞多孔質型），屈折率（ $n=1.502 \sim 1.515$  の範囲），斜方輝石が主で角閃石・単斜輝石を伴う重鉱物組成が類似し，対比が可能である。

**MY-425 火山灰層：K1-421 火山灰層（吉川ほか，2000），K3-355.1 火山灰層（Kobayashi et al.，2002），バイオタイト火山灰層（Yokoyama，1975）**

これらの火山灰層はともに狭山火山灰層に対比できる MY-426，K1-422，K3-355.4 の直上に挟まれ，岩石記載学的特徴も良く一致すること（Table 1）から，対比可能である。とくに角閃石と黒雲母を主体とし，少量の斜方輝石を伴う重鉱物組成は特徴的であり，対比確度は高いと考えられる。大阪層群では狭山火山灰層の直上に黒雲母に富む火山灰層は知られていない（市原編，1993）。しかし，古琵琶湖層群・堅田累層では狭山火山灰層に対比された（吉川，1983）B 火山灰層の直上にバイオタイト（I）火山灰層が挟まれる（Yokoyama，1975）。この火山灰層は多孔質～中間型火山ガラスを主体とし，火山ガラスの屈折率は  $n=1.500$ ，重鉱物は角閃石・黒雲母が主体である（吉川，1983）。MY-425 及びそれに対比される各火山灰層とバイオタイト I 火山灰層の諸特徴は良く一致し，層位も矛盾しないことから，これらの火山灰層は全て対比される可能性が高い。

**MY-271 火山灰層：K1-251 火山灰層（吉川ほか，2000）**

これらの火山灰層は，火山ガラス・長石を主体に構成される点や，多孔質型を主体とし， $n=1.520$  以上の高い屈折率を示す火山ガラスの性質，角閃石と斜方輝石を主体とする重鉱物組成が良く一致する。さらに両者はカスリ火山灰層に対比される MY-265 や K1-245 の直下に挟まれることから，対比可能である。

**MY-265 火山灰層：K1-245 火山灰層（吉川ほか，2000），K2-181 火山灰層（Kobayashi et al.，2002），K3-195 火山灰層（Kobayashi et al.，2002），カスリ火山灰層（石田・横山，1969）**

竹村ほか（1997）は MY-265 をカスリ火山灰層に対比した。火山ガラスの形態は，陸域で

分析されたカスリ火山灰層に比べより多孔質型に富み、屈折率も若干高い (Table 1). しかし、角閃石の結晶に富みゴマシオ状を呈する岩相や、角閃石が優占する重鈹物組成などは良く似ている。またカスリ火山灰層に対比された (吉川, 2000; Kobayashi et al., 2002 など) K1-245 や K2-181, K3-195 とは、火山ガラスの形態と屈折率 (多孔質型主体で屈折率は  $n=1.511\sim1.522$  の範囲), 重鈹物組成 (角閃石優占), 角閃石の屈折率 ( $n_2=1.678\sim1.691$  の範囲でモードが 1.683 前後) が一致する。したがって、これらの火山灰層は全て対比可能であり、ともにカスリ火山灰層に対比されると考えられる。

#### MY-208 火山灰層 : P10 火山灰降灰層準 (宮川ほか, 1996)

竹村ほか (1997) は MY-208 が八田火山灰層ないし和田火山灰層 (吉川, 1973) に対比可能であるとした。確かに MY-208 の鈹物組成・火山ガラスの形態と屈折率は、八田火山灰層や和田火山灰層のそれと良く一致する (Table 1). しかし、後 2 者は重鈹物組成においてより角閃石に富み、単斜輝石を含まず、角閃石の屈折率も  $n_2=1.685\sim1.687$  (町田・新井, 1992) と明らかに高い。こうした点から見ると MY-208 が八田火山灰層ないし和田火山灰層に対比される可能性は低いと思われる。

一方、鳴尾浜 IV 火山灰層 (吉川ほか, 1993) と MY-208 は、火山ガラスと長石を主体とする鈹物組成、中間～扁平型からなる火山ガラスの形態、火山ガラスの屈折率範囲 ( $n=1.497\sim1.505$ ), 斜方輝石と角閃石、不透明鈹物を主体とする重鈹物組成 (K4-b では角閃石が優占する) などが類似し (Table 1), 対比される可能性がある。しかし、両者では火山ガラスの屈折率のモードが明確に異なり (Table 1), MY-208 が海成層の直上 (もしくはその中) に挟まれるのに対して、鳴尾浜 IV 火山灰層はすべての発見地点において陸成層中に挟まれている。こうした点から、MY-208 が鳴尾浜 IV 火山灰層に対比される可能性も低いと考えざるをえない。

これら以外では、ポートアイランド・ボーリングコアの Ma9 層最上部にある P10 火山灰降灰層準 (宮川ほか, 1996) が、MY-208 と類似した層位や岩石記載的特徴を有する。P10 は火山ガラスと長石から構成され、火山ガラスは中間～扁平型で屈折率は  $n=1.498\sim1.501$  (モードは 1.501), 重鈹物は斜方輝石・不透明鈹物が主で、角閃石を伴う (Table 1). したがって、MY-208 は P10 に対比される可能性が最も高いと考えられる。

以上の火山灰対比に基づき摩耶埠頭コアで確認された 17 層準の海成層は、上位より順に Ma12 層, Ma11 (3) 層, Ma11 (2) 層, Ma11 (1) 層, Ma10 層, Ma9 層, Ma8 層, Ma7 層, Ma6 層, Ma5 層, Ma4 層, Ma3 層, Ma2 層, Ma1.5 層, Ma1.3 層, Ma1 層に対比することができる (Fig. 2).

#### 2. 対比の可能性がある火山灰層

##### MY-523 火山灰層 = K1-537 火山灰層 (吉川ほか, 2000), K3-460 火山灰層 (Kobayashi et al., 2002), 光明池 III 火山灰層 (吉川, 1973)

これらの火山灰層は厚さが著しくことなるが、Ma1.3 層と Ma1.5 層の間の陸成層に挟まれるという層位や岩相、火山ガラスの形態、重鈹物組成が類似し、対比される可能性が高い。しかし確実な対比には、MY-523 の火山ガラスの屈折率や化学組成などを明らかにする必要がある。

#### MY-493 火山灰層＝K3-424 火山灰層 (Kobayashi et al., 2002)

両者はともに扁平～中間型の火山ガラスを主体として構成され、淡褐色透明のガラスを含む。また重鉱物は角閃石・不透明鉱物主体で、少量～微量の斜方輝石・燐灰石を含むなど、岩石記載的特徴は良く一致している。したがって、両者は対比される可能性があると考えられるが、より確実な対比には MY-493 の火山ガラスの屈折率などの情報が必要である。

#### MY-439 火山灰層＝K3-359 火山灰降灰層準 (Kobayashi et al., 2002), K4-c 火山灰層 (関西地盤情報活用協議会, 1998), トヨダ池火山灰層 (大阪層群最下部団体研究グループ, 1992)

これらの火山灰層は、多孔質型主体で屈折率  $n=1.496\sim1.504$  の範囲にある火山ガラスの性質、角閃石主体の重鉱物組成、アズキ火山灰に対比された MY-446 や K3-373, K4-d1・d2 の直上に挟まれるという層位が類似しており、対比できる可能性があると考えられる。ただし MY-439 では火山ガラスが少ないうえ黒雲母が検出されておらず、黒雲母に富む K3-359 や K4-c、不透明鉱物に富むトヨダ池火山灰層と異なる点もある。こうした差異は風化や周囲の堆積物からの黒雲母の混入、試料洗浄時における黒雲母の流失などで生じる可能性があり、必ずしも対比を妨げるものではない。対比の確度を高めるためには、角閃石の屈折率や火山ガラスの化学組成などの情報が必要である。

### 神戸地域の地下地質と地質構造

摩耶埠頭コアの火山灰層と GS-K1～GS-K4 コアの火山灰層や大阪層群中の火山灰層などとの対比が明らかになり、摩耶埠頭コア中の 17 枚の海成層準と大阪平野地下の海成粘土層との対比が確定した。本研究や吉川ほか (2000)、小林ほか (2001)、Kobayashi et al. (2002) などにに基づき、神戸地域の平野地下の地質を最も良く表すボーリングコア間の対比図を作成した (Fig. 3)。この図には、大阪平野地下の第四系と比較するため OD-1 (大阪市港区田中元町) コア (三田村ほか, 1998) 及び南芦屋浜コア (略称: SA) (関西地盤情報活用協議会, 1998) を、和田岬断層や摩耶断層 (藤田・前田, 1984) の活動性を評価するためポートアイランド・コア (略称: KH) (宮川ほか, 1996; 関西地盤情報活用協議会, 1998) を、それぞれ加えてある。

神戸地域においては、兵庫県南部地震後の深層ボーリングコア調査により、大阪平野地下と同様な岩相と層序を示す地層が分布することが明らかにされている (衣笠・水野, 1996; 関西地盤情報活用協議会, 1998 など)。大阪地域では、その後 Ma0.5 層, Ma1.3 層, Ma1.5 層, Ma1.7 層の 4 層準の海成粘土層が認定され (吉川ほか, 1998)、平野地下の第四系の岩相層序区分が定義された (吉川・三田村, 1999)。神戸地域においても、GS-K1 コア及び GS-K3 コアで Ma0.5 層, Ma1.3 層, Ma1.5 層が確認されている (吉川ほか, 2000; 小林ほか, 2001)。摩耶埠頭コアにおいても Ma1.3 層と Ma1.5 層が確認され、大阪地域において確立された平野地下の詳細な第四系岩相層序は、本地域にも広く適用されることが明らかである。

大阪堆積盆地は上町断層を境界として東西 2 つの基盤岩ブロック (東大阪ブロックと西大阪ブロック) に分けられ (吉川・三田村, 1996; 三田村・吉川, 1997)、神戸地域は西大



Ma3 層より上位、とりわけ Ma9 層以上の火山灰層や海成粘土層は MY に向けて分布深度を下げ、この 40 数万年以降のブロック運動を反映していると考えられる。しかし GS-K1 と MY では、Ma2 層以下の鍵層の分布深度は後者が浅くなり、異なる運動の影響が残されていることを示唆している。

これに関して小林ほか（2001）は、Ma11(1)層以降では MY と SA・GS-K1 との間で見かけの堆積速度に明瞭な差が生じていることから、MY 掘削地点と GS-K1 掘削地点間を通る摩耶断層の活動が約 24 万年前以降に活発化した可能性を指摘した。しかし横田ほか（1997）では、摩耶断層は基盤岩や大阪層群の緩やかな撓曲構造として現れており、南東側が相対的に低下している。さらに三田村ほか（2000）によると、摩耶断層を挟んだ六甲アイランド側とポートアイランド側で Ma12 層の深度が後者で 30m ほど高く、摩耶断層は北西側隆起の活断層であると推察される。こうした断層の変位様式から見ると、GS-K1 と MY における上記の分布深度の差異を摩耶断層の活発化で解釈することは難しい。一方、和田岬断層を挟んで位置する MY と GS-K4 での鍵層の分布深度の差異には累積性があり、小林ほか（2001）が見かけの堆積速度変化から推定したように、和田岬断層は約 100 万年前以降、ほぼ同じ活動度で活動してきたとみなされる。

したがって、約 40 数万年前以降の神戸側がより沈降するブロック運動の開始とともに MY と GS-K1 掘削地点間を通ると推察される摩耶断層の活動は減衰し、基盤ブロックの西下がりの傾動運動が与える効果が MY における相対的な堆積速度の増加をもたらしたとえられる。摩耶断層は大阪湾断層（岩崎ほか、1994）の北東分岐の 1 つと考えられているが（横田ほか、1997 など）、約 24 万年前以降は摩耶断層では南半部のみが活動しており、大阪湾断層北縁の活動域が、摩耶断層南東沖をのびる大阪湾断層の北東延長にシフトしつつあると思われる。こうした解釈は、大阪堆積盆地周縁部で現在に向けて沈降速度が相対的に低下しており（例えば、三田村・吉川、1997）、堆積盆が縮小化する傾向にあるという盆地全体の構造発達とも調和的である。

## お わ り に

本研究では、摩耶埠頭（MY）コアの詳細な火山灰層序を明らかにし、神戸地域の代表的な深層ボーリングコアである東灘 1700m（GS-K1）コアや GS-K2～GS-K4 コアなどとの対比を行った。MY コアでは、Ma1.3 層、Ma1.5 層、Ma11(1)層、Ma11(2)層、Ma11(3)層の 5 層準の海成粘土層が新たに見出され、計 17 枚の海成粘土層が挟まれる。また深度 200m 以深で 28 層の火山灰層と 1 層準の重鉱物密集層準が記載され、うち 9 層が GS-K1～GS-K4 コアやポートアイランド・コア中の火山灰層、あるいは陸域の大阪層群の火山灰層と対比された。これらのコア対比から明らかにされた神戸地域地下の第四系は大阪平野地下の第四系と類似し、後者における岩相層序区分が神戸地域においても適用できることが確認された。

兵庫県南部地震以後に実施された地下地質に関する調査と、それ以前・以後に行われた大阪層群の調査を概観すると、神戸地域を含む大阪堆積盆地の地質構造の発達には、いくつかの段階が存在するように思われる。それは堆積盆地の①発生期（約 3.5Ma～1.8Ma）、②成長期（約 1.8～1Ma）、③安定期（約 1～0.4Ma）、④縮小期（約 0.4Ma 以降）のようにまとめられるかも知れない。これは GS-K1 コアにおける見かけの堆積速度の変化（Biswas et

al., 1999; 小林ほか, 2001) とも対応している。平野地下の研究が著しく進んだ現在は、こうした堆積盆地全体の形成過程について見直すことができる時期に来ており、今後は大局的な観点から大阪堆積盆地あるいは中部～近畿地方全体の後期新生代における地質構造発達史を検討することも重要となろう。

謝 辞 兵庫県立人と自然の博物館に保管中の MY, GS-K1～GS-K4 などの深層ボーリングコアを研究・活用する上で、大阪市立大学大学院理学系研究科の吉川周作博士と三田村宗樹博士、神戸大学理学部の兵頭政幸博士をはじめとするコア精密対比研究会のみなさまには、たいへんお世話になりました。ここに記して厚くお礼申し上げます。

## 文 献

- Biswas, D.K., Hyodo, M., Taniguti, Y., Kaneko, M., Katoh, S., Sato, H., Kinugasa, Y. and Mizuno, K., 1999, Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 233-248.
- 藤田和夫・前田保夫, 1984, 須磨地域の地質. 地域地質研究報告, 地質調査所, 101p.
- 石田史朗・横山卓雄, 1969, 近畿・東海地方の鮮新～更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題. 第四紀研究, **8**, 31-43.
- 石原奈津子・三田村宗樹・田中幸英・衣笠善博, 1997, 神戸市長田区 GS-K4 ボーリングコアの深度 75m 以浅の火山ガラス分析. *The Proceedings of the 7th Symposium on Geo-environments and Geo-technics*, 1997, 331-336.
- 市原 実編, 1993, 大阪層群. 創元社, 340p.
- 市原 実・藤田和夫・森下 晶・中世古幸次郎, 1955, 千里山丘陵. 地質学雑誌, **61**, 433-441.
- 岩崎好規・香川敬生・沢田純男・松山紀香・大志万和也・井川 猛・大西正純, 1994, エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造. 地震, **46**, 395 - 403.
- 関西地盤情報活用協議会, 1998, 新関西地盤－神戸および阪神間－. 関西地盤情報活用協議会, 270p.
- 加藤茂弘・佐藤裕司・松原尚志・兵頭政幸・檀原 徹, 1999, 六甲山地西麓に分布する高塚山火山灰層のフィッシュン・トラック年代とその対比. 第四紀研究, **38**, 411-417.
- 衣笠善博・水野清秀, 1996, 神戸地域の地下地質. 地質調査所編「兵庫県南部地震の地質学的背景(第11回地質調査所研究講演会資料)」.(財)日本産業技術振興会, 77-80.
- 小林 岳・三田村宗樹・吉川周作, 2001, 深層ボーリングコアからみた神戸地域第四系の岩相変化と堆積速度. 地球科学, **55**, 131-143.
- Kobayashi, G., Mitamura, M., Yoshikawa, S., Katoh, S. and Hyodo, M., 2001 Detailed stratigraphy of the GS-K2 and GS-K3 drilling cores mainly based on the correlation of volcanic ashes in the northwestern part of the Osaka sedimentary basin, Southwestern Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.* (in press)
- 町田 洋・新井房夫, 1992, 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 宮川ちひろ・吉川周作・池田善考, 1996, 神戸市中央区港島ポートアイランド, ボーリン

- グコアの中・上部更新統火山灰層序. 地球科学, 50, 456-465.
- 三田村宗樹・竹村恵二・北田奈緒子・斉藤礼子, 2000, 試錐資料からみた神戸・阪神間地域の地下地質. 第四紀研究, 39, 319-330.
- 三田村宗樹・吉川周作, 1997, 堆積速度の差異からみた大阪堆積盆地における後期更新世の基盤ブロックの運動. 地球科学, 51, 8-14.
- 三田村宗樹・吉川周作・石井陽子・貝戸俊一・長橋良隆, 1998, 大阪平野 0D ボーリングコアの岩相. 大阪市立自然史博物館研究報告, 52, 1-20.
- 大阪層群最下部団体研究グループ, 1992, 大阪層群中の「不整合」についてー松尾丘陵北部の大阪層群ー. 地球科学, 46, 209-220.
- 佐々木良作・浜田士郎・佐野正人, 1997, 兵庫県阪神地域活断層調査委員会. 兵庫県立人と自然の博物館編「阪神・淡路大震災と六甲変動ー兵庫県南部地震域の活構造調査報告ー」, 兵庫県神戸土木事務所, 1-9.
- 竹村恵二・加藤茂弘・井上善夫・石沢一吉・大鹿明文・戸来正嗣・野尻誠二・檀原 徹・林田 明・佐野正人(1997) 六甲南縁部の地下堆積物の研究ー神戸市摩耶埠頭および東灘区でのボーリング調査ー. 兵庫県立人と自然の博物館編「阪神・淡路大震災と六甲変動ー兵庫県南部地震域の活構造調査報告ー」, 兵庫県神戸土木事務所, 10-56.
- 横田 裕・井川 猛・佐野正人・竹村恵二, 1997, 大阪湾から六甲山にかけての反射法地震探査. 兵庫県立人と自然の博物館編「阪神・淡路大震災と六甲変動ー兵庫県南部地震域の活構造調査報告ー」, 兵庫県神戸土木事務所, 57-89.
- Yokoyama, T., 1975, Plio-Pleistocene Kobiwako Group on the west coast of Lake Biwa with special reference to correlation to the 200m core sample of Lake Biwa by tephra. Paleolim. Lake Biwa Japan Pleist., 3, 114-137.
- 吉田大一郎・手島豊志・山中千博・加藤茂弘, 1999, 兵庫県摩耶埠頭ボーリングコアから得られた貝化石の ESR 年代. 人と自然, 10, 1-7.
- 吉川周作, 1973, 大阪南東部の大阪層群. 地質学雑誌, 79, 33-45.
- 吉川周作, 1976, 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82, 497-515.
- 吉川周作, 1981, 堆積物中の火山ガラスの研究ー大阪平野の更新〜完新統についてー. 第四紀研究, 20, 75-87.
- 吉川周作, 1983, 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比. 地団研専報, 25, 45-61.
- 吉川周作・三田村宗樹, 1996, 大阪堆積盆地の上部更新統と六甲変動. 都市耐震センター研報, 京都大学防災研究所都市施設耐震システム研究センター, 18, 1-9.
- 吉川周作・三田村宗樹, 1999, 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体層序との対比. 地質学雑誌, 105, 332-340.
- 吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好則・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子, 1998, 大阪市津守・大手前・浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質学雑誌, 104, 462-476.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一, 2000, 神戸市東灘 1,700m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, 39, 505-520.
- 吉川周作・小倉博之・福西佐代, 1993, 大阪平野地下の中・上部更新統火山灰層序. 地質学雑誌, 99, 467-478.

## 物理探査に基づく神戸地域の地下地質構造解析

横倉 隆伸(産業技術総合研究所 地球科学情報研究部門)

### 1. はじめに

地質調査所(現産業技術総合研究所)では, 1995 年兵庫県南部地震の震源域周辺において反射法による深部構造探査を実施した. それについては既にくつかの報告を行ってきている(横倉・他, 1996; 井川・他, 1996; 横倉・他, 1998, 1999; Yokokura, 1999; 横倉, 2000). 本稿では, 深部ボーリングや他機関の反射法探査結果などを参考にしつつ, 特に神戸港周辺の地下構造や断層活動に焦点をあててとりまとめた. 当地域で実施されたものとして, 地質調査所, 兵庫県(横田・他, 1997), 神戸市(神戸市, 1995)の測線および深部ボーリング GS-K1(衣笠・水野, 1996)などがある. 陸域の大半は兵庫県の測線でカバーされており, 関西地盤情報活用協議会(1998)の第 4 章で地下構造が詳しく議論されており, 付け加えるべきことはあまりない. そこで本項では陸域のみではなく, やや広く神戸港沖までを視野に入れて議論する.

### 2. 地質調査所の反射法探査の概要

地質調査所が実施した深部構造探査の測線のうち, 神戸港周辺に関連するものとして測線 GS-2(陸上・港湾内・海上), GS-4(陸上・港湾内), GS-5(港湾内・海上), GS-6(港湾内), GS-7(海上)が設定されている. 測線 GS-2, 測線 GS-4 は, いわゆる「震災の帯」を横切り, 山側の断層とほぼ直交するように設定されている. また測線 GS-5 は測線 GS-4 と海上測線を結合するために, 測線 GS-6 および測線 GS-7 は山側の断層が海側まで連続するか否かを確認するために, それぞれ設定された. 測線位置を第 1 図に示す. 図の黒丸は地質調査所の陸上・港湾内測線, 白丸は海上測線を示す. 細線は他機関の陸上・港湾内測線を, 中線は同じく海上測線をそれぞれ示している. 数字は陸上・港湾内測線では CMP 番号を, 海上測線では発震点番号を表す.

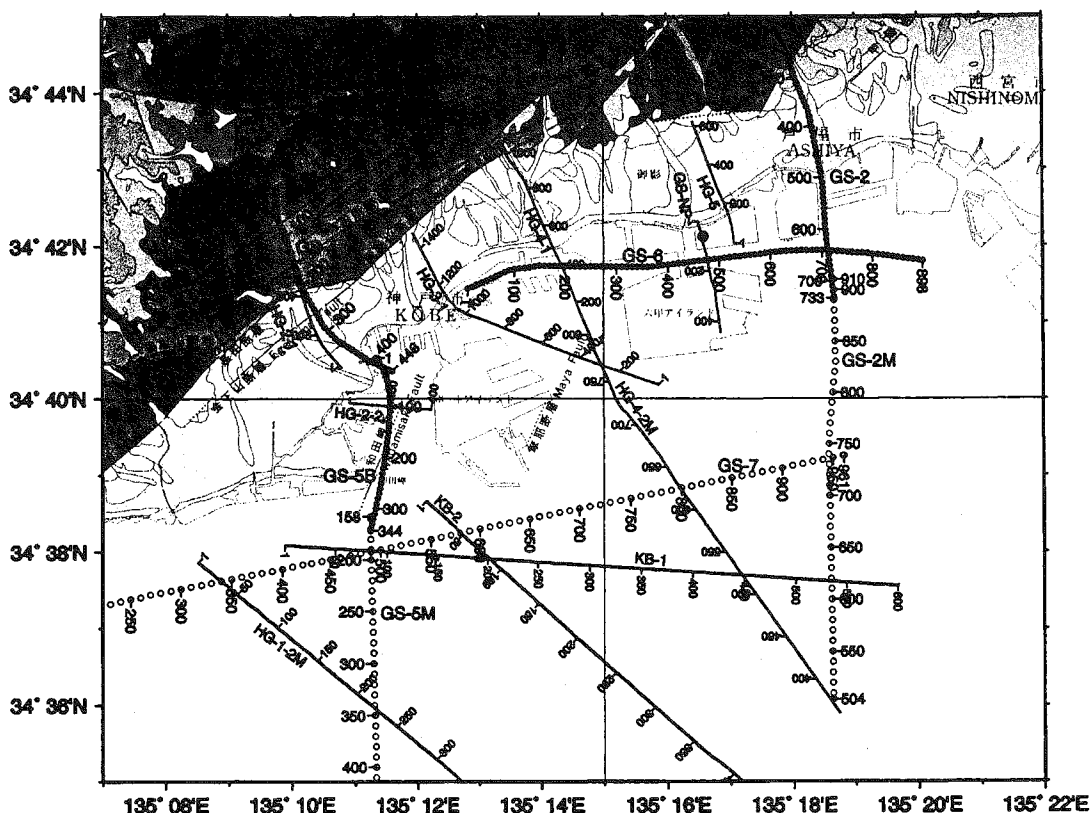
陸上測線では受振器を固定展開とし, 震源としてパイプレータを使用した. 港湾内ではベイケーブルを用い, 震源はエアガンを使用した. また海上ではストリーマーを用い, 震源は同じくエアガンを使用した. 第 1 表に地質調査所による神戸周辺測線の主な探査仕様を示す. 表に示されていないことで触れておくべきことは, 陸上測線と港湾内測線の接合を行ったことである. 測線 GS-2 および GS-4 では, 測線の接続(重合数の確保)を考慮して, 陸上-港湾境界から約 1km 区間の陸上発震と全港湾内発震を, 陸上ジオフォンおよび港湾内ベイケーブルで同時に記録した. なお探査仕様や接続調査の詳細に関しては, 横倉・他(1998, 1999), 井川・他(1996)を参照されたい. 以下に神戸港周辺の地質調査所測線の概要を記載する.

#### [測線 GS-2]

奥池町から芦有有料道路を経て, 芦屋川沿いに芦屋市中央部を南下し, 芦屋浜南端へ到る陸上パイプロサイズ測線と, 南方港湾内へ延長したベイケーブル測線からなる. 測線長は約 9km で, 南北方向の測線である. 測線 GS-6 および測線 GS-2M に接続する.

#### [測線 GS-2M]

陸上・港湾内測線 GS-2 に接続する南北方向の海上測線であり, 中間で海上測線 GS-7 測線と, 南端で岩崎・他(1994)の既存測線 A(OD-A)と交差する. 測線長は約 10km である.



第1図 神戸港周辺測線図。黒丸：地質調査所陸上・港湾内測線のCMP(数字はCMP番号)。白丸：地質調査所海上測線の発震点(数字はSP番号)。細線：他機関陸上・港湾内測線(数字はCMP番号)。中線：他機関海上測線(数字はSP番号)。大黒丸：GS-K1 深部ボーリング。基図：大阪湾周辺地域数値地質図編さんグループ(1997)の付図(1:100,000)の一部を使用。

#### [測線 GS-4]

この測線は、ほぼ NW-SE 方向の陸上・港湾内測線であり、有馬街道の天王山トンネル南端から、祇園橋、神戸大学病院、湊川神社、神戸駅を経て、高浜岸壁へ到る、ほぼ南北のバイプロサイス測線と、港湾内へ延長する WNW-ESE 方向のベイケーブル測線からなる。測線長は約 6km である。船舶の航行上の都合により、ベイケーブル受振測線長は第 1 航路西端までの約 250m しか設定できなかったが、発震点は第 2 航路付近までの約 700m 設定できた。本測線は港内において測線 GS-5B と交差する。

#### [測線 GS-5B]

神戸港内第 1 航路西側で、同航路に平行する、N-S 方向の約 5km のベイケーブル測線である。北端で GS-4 と交差し、南端は和田岬沖まで延び、海上測線 GS-5M に接続する。

#### [測線 GS-5M]

測線 GS-5B に接続する南北方向の海上測線であり、測線長は約 9km である。北端部で海上測

線 GS-7 と、中間部で海上測線 GS-11 と交差する。

[測線 GS-6]

神戸港摩耶埠頭から川崎製鉄、神戸製鋼、東灘発電所、深江浜町それぞれの南岸壁沿いに、尼崎西宮芦屋港内の埋立地芦屋沖地区に至る、東西方向のベイクーブル測線である。測線長は約 11km である。東端部で測線 GS-2 と交差する。

[測線 GS-7]

明石海峡東部から尼崎西宮芦屋港沖に至る WSW-ENE 方向の海上ストリーマー測線で、測線長は約 24km である。東端で GS-2M と、中間部で GS-5M と交差する。

これらの測線のデータ処理は、使用機材の異なる 3 種類、(a)ジオフォンおよびハイドロフォンを用いた陸上・港湾内測線 GS-2 と GS-4、(b)ベイクーブルを用いた港湾内測線 GS-5B と GS-6、(c)ストリーマーを用いた海上測線 GS-2M、GS-5M と GS-7、それぞれに対し、少しずつ異なった処理を行った。処理フローおよび各処理手法の詳しい説明は、横倉・他(1998, 1999)を参照されたい。

第 1 表 神戸周辺測線の探査仕様

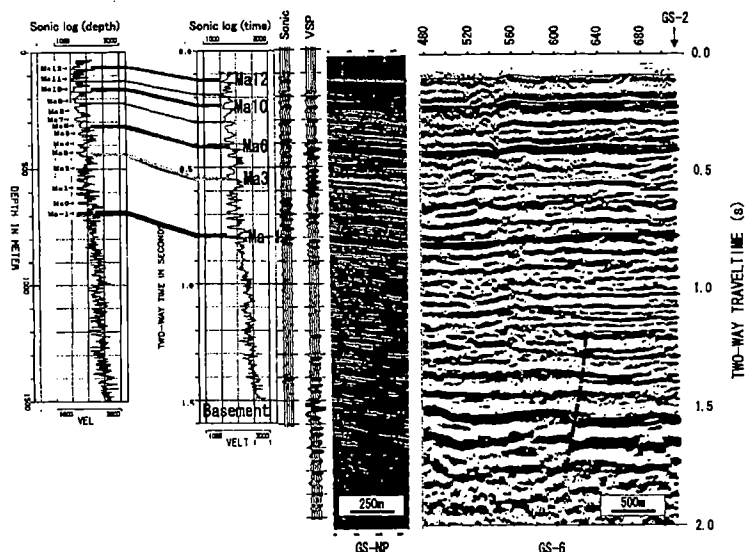
|             |                                                 |                          |                        |           |          |         |         |
|-------------|-------------------------------------------------|--------------------------|------------------------|-----------|----------|---------|---------|
| 測線名         | GS-2                                            | GS-4                     | GS-5B                  | GS-6      | GS-2M    | GS-5M   | GS-7    |
| 測線長         | 約 9.2km                                         | 約 5.6km                  | 約 4.3km                | 約 11.2km  | 約 10.0km | 約 9.4km | 約 24.0k |
| 地域種別        | 陸上・港湾                                           | 陸上・港湾                    | 港湾                     |           | 海上       |         |         |
| 震源          | 陸上：大型バイブレータ(Y-2400)<br>港湾：エアガン(圧力 1500-1600psi) |                          | エアガン (圧力 1500-1600psi) |           |          |         |         |
| 台数 or 容量    | 陸上：2-4 台(郊外)、1-2 台(市街)<br>港湾：容量約 700 in³        |                          | 容量約 700 in³            |           |          |         |         |
| スイープ or 発震数 | 陸上：周波数 8-50Hz、スイープ数:4-16、<br>スイープ長:16s 港湾：発震数 1 |                          | 1                      |           |          |         |         |
| 発震点間隔       | 陸上:50m(標準)                                      | 港湾:25m(標準)               | 25m(標準)                | 50m(標準)   | 25m(標準)  |         |         |
| 発震点数        | 陸上:119 点<br>港湾:114 点                            | 陸上:98 点<br>港湾:29 点       | 232 点                  | 389 点     | 407 点    | 364 点   | 961 点   |
| 受振器         | 陸上:上下動ジオフォン<br>港湾:ベイクーブル                        |                          | ベイクーブル                 |           | ストリーマー   |         |         |
| 受振点間隔       | 25m                                             |                          |                        |           | 12.5m    |         |         |
| チャンネル数      | 陸上:292ch<br>港湾:96ch 1 展開                        | 陸上:244ch<br>港湾:10ch 1 展開 | 80ch 2 展開              | 96ch 5 展開 | 48ch     |         |         |
| 探鉱器         | GDAPS-3                                         |                          |                        |           | DFS-V    |         |         |
| サンプリング間隔    | 4ms                                             |                          |                        |           | 2ms      |         |         |
| 記録長         | 16s                                             |                          | 8s                     |           |          |         |         |
| 標準重合数       | 48                                              |                          |                        |           | 24       |         |         |

### 3. 反射法データ処理結果のおもな特徴

東灘(第 1 図の大黒丸)で 1500m(後に 1700m まで掘り増しされた)のオールコアの GS-K1 が掘削され、さらに VSP、反射法探査が同時に実施されている(衣笠・水野, 1996; 小林・他, 1996)。第 1 図に見られるように、陸上測線の一部を除き、関係諸機関の測線はすべてどこかで交差するように設定されているため、東灘ボーリングと接続されている測線 GS-NP を介して、これらの測線において特徴的な反射面を追跡することができる。大阪層群の海成粘土層のうち、Ma-1, Ma3, Ma6, Ma10, Ma12 はその直近に振幅の大きい反射面が存在していることにより、各測線にわたって追跡可能である。第 2 図に対比の根拠となった測線 GS-NP と測線 GS-6 の対比図を示す。

## 第2図 東灘ボーリング

GS-K1, 測線 GS-NP および GS-6 における海成粘土層の対比. 大阪層群の海成粘土層 Ma-1(青線), Ma3(緑線), Ma6(橙線), Ma10(桃線), Ma12(金線), 基盤(赤線)および断層(赤波線)を示した. 左側: 衣笠・水野(1996)の第2図より(一部修正). 右側: 測線 GS-6 の一部.



また以下にそれぞれの測線のおもな特徴を記す. 紙面の関係上, 以下の断面図はすべて縦横比が2となるように表示した. 図には第2図と同様, 基盤(赤線), Ma-1(青線), Ma3(緑線), Ma6(橙線), Ma10(桃線), Ma12(金線)および断層(赤波線)を記入した.

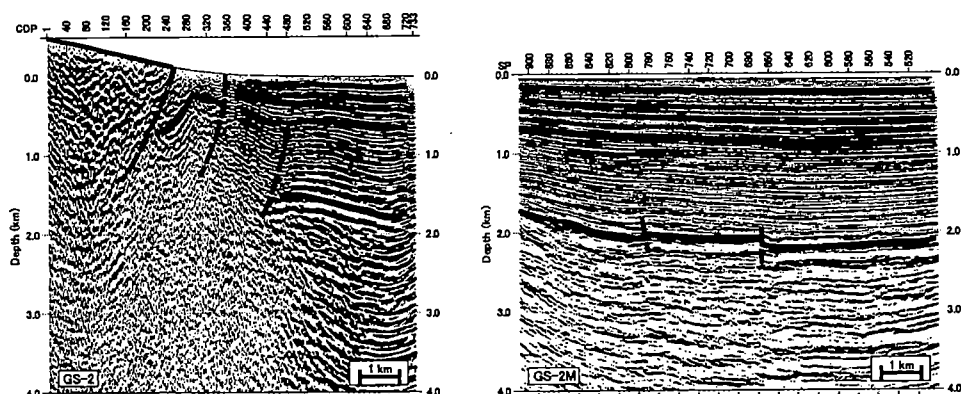
### [測線 GS-2]

第3図左図に GS-2 の深度断面の解釈を示す. 北端の奥池町から CMP.260 付近の芦屋断層までが, 花崗岩の露出部である. 芦屋断層は CMP.260 付近で低角の逆断層として現れている. 六甲花崗岩内では低角の断層面に沿った反射波列は確認できるものの, 散乱波が卓越している. CMP.266-360 の深度 200-400m の部分が基盤上面と思われる. CMP.360-380 の JR や国道 2 号線あたりでこの基盤は突然切れて見えなくなり, CMP.430 付近の阪神高速 3 号線直下の深度約 1500m からまた姿を現す. この間の大阪層群は海側に比べ急傾斜構造を呈し, その傾きは深部ほど大きくなり最大で  $20^\circ$  に達するなど, 幅 1km 以上の撓曲帯を形成している. またこの間の大阪層群の反射波列がいくつかの断層によって区切られている. この間の基盤は判然としないが, これらの断層により階段上に落ち込んでおり, 全体として大きな断層帯を形作っている. CMP.360-430 の部分はちょうど甲陽断層延長線上にある. CMP.430 以南では基盤は緩やかに深くなって行き, 海上測線 GS-2M の南半部で約 2200m まで達する. その上位の大阪層群も緩やかに層厚を増していく. 海成粘土層 Ma-1, Ma3, Ma6, Ma10, Ma12 は GS-2 の南端でそれぞれ 650m, 450m, 300m, 150m, 100m 程度にあり, 北に向かい徐々に浅くなる. まず Ma12 が CMP.540 付近で断面上から見えなくなる. また Ma-1, Ma3, Ma6, Ma10 は CMP.400 付近で 450m, 250m, 180m, 70m 程度まで浅くなる, しかしこれ以北では断層等による反射波の乱れにより, 対比は困難となる.

### [測線 GS-2M]

GS-2M の深度断面の解釈を第3図右図に示す. 基盤は陸上-港湾内測線 GS-2 から緩やかに深くなり, 約 2200m まで達する. その上位の大阪層群も緩やかに層厚を増していく. この間の SP.780 と SP.660 付近の基盤に小さな逆断層が存在し, 直上の堆積層にゆるい撓曲構造を引き起こしているが, それ以外に顕著な断層は存在しない. Ma12 は北端の約 100m から南端の約 140m

へと緩やかに層厚を増す。同様に Ma10, Ma6, Ma3, Ma-1 もそれぞれ 160m から 260m 程度へ、320m から 450m 程度へ、470m から 610m 程度へ、690m から 860m 程度へと層厚を増す。



第3図 測線 GS-2 と GS-2M の深度断面とその解釈。左図:GS-2。右図:GS-2M。海成粘土層などの線色は第2図と同じ。紙面の都合上、縦横比が2となるように表示。

#### [測線 GS-4]

第4図左図に GS-4 の深度断面の解釈を示す。GS-4 では、JR 神戸駅と大倉山の間(CMP.320 付近)に低角の逆断層が2つ認められる。これは会下山断層(CMP.260 付近)と対になり、大倉山周辺を隆起させている。これらはすべて活断層であると考えられる。CMP.320 付近の断層のうち、北側の低角逆断層は位置的に鈴木・他(1996)、渡辺・他(1996)の元町撓曲に対応している。以下では横倉・他(1996b)と同様、これを元町断層と仮称する。会下山断層—元町断層間では、大阪層群の成層構造は海側に比べて整然としていないが、北に向って急傾斜で上昇している。会下山断層から長田山断層(CMP.220 付近)に到る区間では大阪層群の成層構造は見られない。これは、破碎されているためかもしれないし、あるいは散乱波などにより構造が隠されているためかもしれない。元町断層—長田山断層間の形態は測線 GS-2 の芦屋断層南側の構造と類似している。あたかも両側からの圧縮により中間部が上に突き上げているかのような構造をしている。ただし長田山断層の傾斜は芦屋断層に比してやや高角である。長田山断層の部分は散乱波などのため断層位置は明瞭とはいえないが、散乱波列の乱れる部分を断層と推定した。その北方の布引断層も判然としなが、CMP.150 付近を境に浅部の反射波の様相が異なっており、ここが布引断層に相当すると思われる。基盤は神戸港付近で約 1500m から北に向かうにつれ、断層に切られながら浅くなり、会下山断層直下周辺の約 1300m まで追跡できる。会下山断層—長田山断層間の基盤位置がどの反射イベントに対応するかを判断するのはむずかしいが、村田・他(1996)のブーゲー異常の1次微分値・2次微分値の分布を参照すると、長田山断層に大きな基盤落差を想定しなければならない。このことから約 1200~1300m 付近の不明瞭な反射面が基盤に対応するものと考えられる。また大阪層群の海成粘土層は神戸港から元町断層付近までしか追跡できない。Ma-1, Ma3, Ma6 は神戸港でそれぞれ500m, 370m, 200m 程度、元町断層付近で400m, 270m, 150m 程度である。なお Ma10, Ma12 は浅すぎるため、断面上でははっきりとしない。

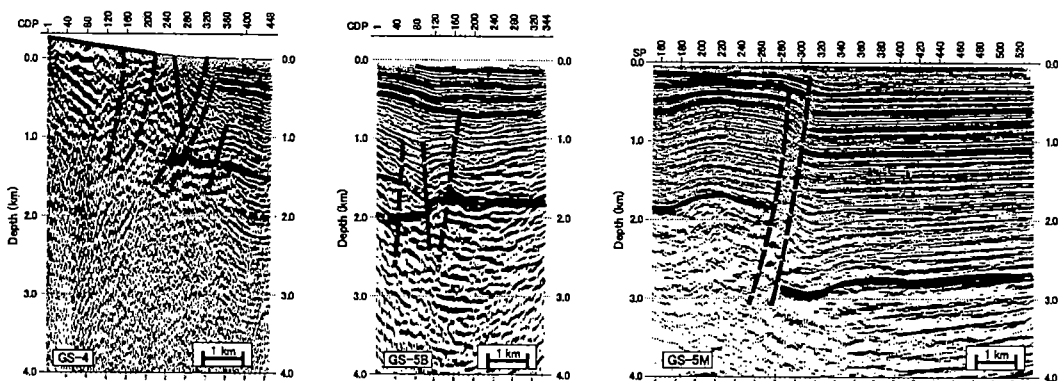
#### [測線 GS-5B]

第4図中央図に GS-5B の深度断面の解釈を示す。横倉・他(1998)で述べたように、GS-5B の南

方海上には大きな基盤の起伏が存在する。例えば GS-5B の約 3km 南方の大阪湾断層、また測線 GS-5M と GS-7 の交点付近の基盤の盛り上がり、などがある。しかし GS-5B では、基盤はほぼ 1800m 程度の深度となる。測線 5B の CMP.60, CMP.100, CMP.140 付近に断層が存在する。また GS-5B では反射波が複雑で、しかも基盤が二重になっており、GS-4 から続く基盤と海側から続く基盤の両者を追跡することが可能である。GS-5B に見られる断層はそれぞれ独立した断層と考えても良いが、ひとつの断層と考えることも可能である。海上保安庁水路部(1995)や岩淵・他(1995)によれば、大阪湾断層の 1 分岐を和田岬方面に引いている。測線 GS-5B と和田岬断層がほぼ平行にならび、いくつかの地点で互いに交差する、あるいは交差しないまでも非常に近接すると考えると、これらの断層形態は良く説明される。また基盤の二重性も説明できる。すなわち測線と断層が近接していると、測線 GS-11 においても見られた(横倉・他, 1998)ように、断層の上盤側と下盤側の基盤面ならびにその他の反射面が同時に断面上に現れてしまうからである。和田岬断層のここでの基盤落差は約 400-500m 程度である。Ma-1, Ma3, Ma6, Ma10 は GS-5B 南端付近でそれぞれ 700m, 500m, 350m, 150m 程度に、北端付近で 430m, 330m, 200m, 80m 程度にある。

#### [測線 GS-5M]

第 4 図右図に GS-5M の深度断面の解釈を示す。この測線で最も顕著なものは、SP.280-310 の逆断層である。これは大阪湾断層の延長である。落差は約 1km 程度である。測線 GS-5M と GS-7 の交点付近(SP.220)に基盤の盛り上がりが存在する。南端部で Ma12, Ma10, Ma6, Ma3, Ma-1, 基盤はそれぞれ約 200m, 380m, 600m, 800m, 1120m, 2700m 付近に存在する。大阪湾断層以北の基盤盛り上がり部では浅くなりそれぞれ 100m, 160m, 260m, 410m, 510m 付近に存在する。



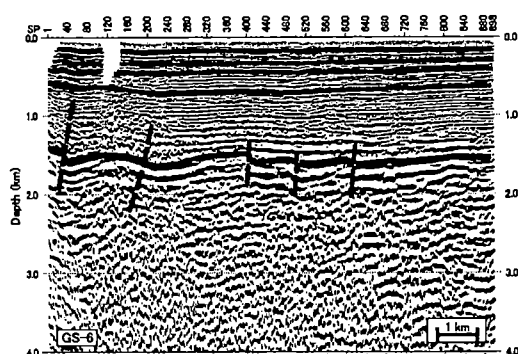
第 4 図 測線 GS-4, GS-5B および GS-5M の深度断面とその解釈。左図:GS-4。中央図:GS-5B。右図:GS-5M。海成粘土層などの線色は第 2 図と同じ。縦横比は 2。

#### [測線 GS-6]

第 5 図に GS-6 の深度断面の解釈を示す。GS-5 の説明のように、和田岬断層が神戸港内深くまで入り込んでいるとすると、CMP.25 付近の断層は和田岬断層の北方延長に相当すると考えられる。ただし後述するように、この周辺で断層と GS-6 は大きく斜交しているので、その位置・基盤の落差はそれほど正確ではない可能性がある。この測線では、基盤およびその上位の大阪層群とも、比較的大きな凹凸はない。しかし基盤の凹凸の上で大阪層群が緩い撓曲を示しており、いくつかの部分では断層となっている。基盤はほぼ 1500-1600m 程度にある。また海成粘土層もほぼ一定の

深度で、Ma-1, Ma3, Ma6, Ma10, Ma12 はそれぞれ 700m, 450m, 350m, 180m, 100m 程度である。

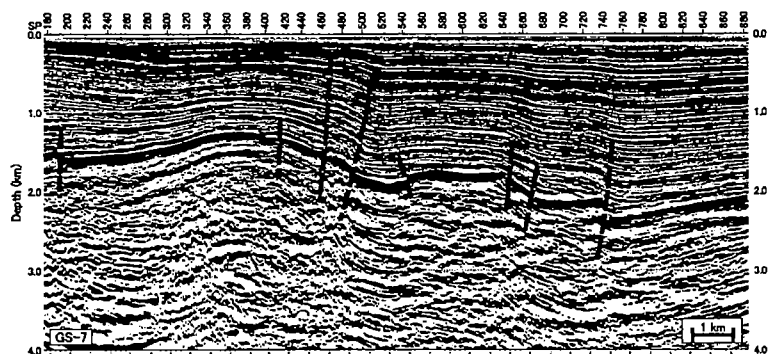
第5図 測線 GS-6 の深度断面とその解釈。海成粘土層線などの線色は第2図と同じ。縦横比は2。



#### [測線 GS-7]

GS-7の主要部分の深度断面の解釈を第6図に示す。この図ではSP.200, SP.410, SP.460-500, SP.640-670, SP.740 付近に東落ちの断層が、また SP.550 付近に西落ちの断層が存在する。SP.460-500 の断層が、大阪湾断層から分岐した和田岬断層に相当する。また SP.640-670, SP.740 が大阪湾断層の東方への分岐に相当する。一部を除きこれら断層は浅部まで達していないが、上位の堆積層の浅所にまでこれらの断層は撓曲を引き起こしている。基盤は東に向かい、須磨沖で急激に深まり約 1500m 程度まで達する。その後凹凸を繰り返しながら徐々に深くなり、大阪湾断層延長部の東で最深の約 2400m に達する。その後緩やかに浅くなり東端で約 2000m となる。Ma12, Ma10, Ma6, Ma3, Ma-1 は測線東端でそれぞれ 110m, 230m, 400m, 580m, 800m 程度であるが、西へ向かうにつれ撓曲を繰り返しながら浅くなり、図では省略した須磨沖で尖滅する。

第6図 測線 GS-7 の主要部の深度断面とその解釈。海成粘土層などの線色は第2図と同じ。縦横比は2。



## 4. 議論

以上の結果に基づいて、当地域におけるいくつかの問題について、ここで議論する。

### 4.1. 大阪湾断層の北方延長

大阪湾断層の北方延長がどのように想定されるかを、ここで少し詳しく述べる。大阪湾断層は神戸港沖で、西から和田岬断層、摩耶断層、六甲アイランド断層(仮称)に3分岐すると推定される。和田岬断層

和田岬断層は、大阪湾側へも神戸港側へも続いている。横倉・他(1998)で述べたように、測線 GS-7, GS-5M における断層位置と、GS-5M の基盤盛り上がり部から考えると、和田岬断層は GS-7

との交点付近で急激に測線 GS-5M に近接したのち、測線 GS-5 とほぼ平行に北方へ向かうことが推定される。その延長上に、兵庫県の実施した測線 HG-2-2(横田・他, 1997)の CMP.120 付近の断層が存在する。またその近傍の GS-5B の CMP.40 付近(神戸港フェリーターミナル周辺)にも断層が存在する。これらを接続すると、この周辺でその向きを北東方向に変えるように見える。和田岬断層は、ボーリング資料(藤田・前田, 1984)からポートターミナル駅周辺を通ることが予想されていた。その延長上の HG-3-1 の CMP.1050~1150 付近(生田川河口付近)に(横田・他, 1997), 測線 GS-6 西端部周辺にも断層が存在することから、これらは連続していると解釈できる。また HG-4-1 の CMP.640 付近にも断層が存在する(横田・他, 1997)ことから、更に北東部へと続く可能性がある。以上は基盤落差の大きい部分を追跡した場合であるが、これ以外にも生田川河口付近から、遠藤・他(1996)の脇浜測線の JR 付近の断層、HG-4-1 の CMP.840 付近の断層を通り、さらに北北東の五助橋断層方向に続く分岐も考えられる。

#### 摩耶断層

摩耶断層は藤田・前田(1984)によれば、ポートアイランド東方の神戸信号所付近を通ると推定されている。摩耶断層を南方に追跡すると、GS-7 の SP.650 付近に(横倉・他, 1998), またさらに南方の神戸空港建設地中央部から同南方沖へと続き(神戸市, 1995), 海域の大阪湾断層延長部へと達する。北方へは、HG-3-1 の CMP.430 へと続く(横田・他, 1997)。さらに HG-4-1 の CMP.160 付近を通り、GS-6 の CMP.400 付近に達すると考えられる。ただしこれらの鉛直落差は小さい。また顕著な断層構造ではないが、さらに北東の GS-NP の CMP.80 付近、HG-5 の CMP.160 付近にも基盤形状の盛り上がりや変曲点が存在し、摩耶断層が連続している可能性がある。

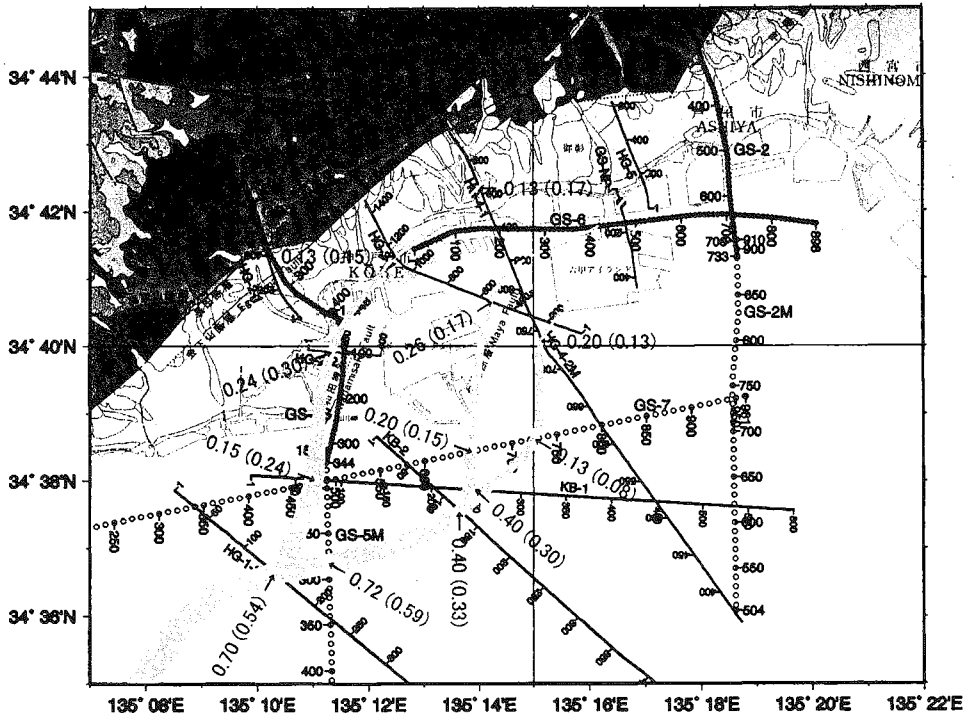
#### 六甲アイランド断層

第 3 の分岐は、神戸空港建設地中央部付近から GS-7 の SP.730 付近を通り、北上する。ここから HG-4-2M の SP.740 付近、HG-3-1 の CMP.160 付近を経て、北東へ方向を変え、六甲アイランドへと達すると考えられる。ただしこれらの鉛直落差も小さい。この北東方向には、GS-NP の CMP.240 付近と GS-6 の CMP.510 付近に基盤の落差あるいは基盤形状の異常が存在する。HG-3-1 と GS-NP の間の六甲アイランドに断層が伏在しているという直接的な証拠はないが、香川・他(1995)の兵庫県南部地震時の沈下分布がその間接的な証拠を提示するかも知れない。これによれば、護岸付近を除く島内部で沈下の大きい部分は、まさにここで想定した六甲アイランド断層の近傍に分布している。したがって六甲アイランド断層が六甲アイランド下に伏在している可能性がある。

これらの連続性を図示したものが第 7 図である。本来ならば、断層をその傾きに沿って地表まで投影した位置を図示の方が地表付近のデータとの比較が容易である。しかしそれにはかなりの任意性が伴う場合もあるため、第 7 図では基盤における断層位置を示した。他の地表付近のデータと比較するときには、このことを念頭におく必要がある。上記の六甲アイランド断層の場合、断層面はほぼ垂直であると考えられるので、問題はない。また断層は多かれ少なかれある幅を有している。例えば大阪湾断層は地下では 1km におよぶ断層帯を、地表(海底)では 2km 以上の撓曲帯をともなっている(横倉・他, 1998)。図中の線が 2重になっているところが断層帯に相当する。その他の部分も本来「線」で表せるものではないが、特に広いところを除きここでは便宜上「線」として示している。

第 7 図に示した断層以外にも、神戸港内のいくつかの測線において基盤の落差・形状の異常を示唆する部分があり、これらも北東方向に連続している可能性がある。神戸港より北では、これらの断層の基盤における垂直変位量は小さくなる。また上位の大阪層群へ与える擾乱の程度も小さく、

この部分が活断層であるかどうかは確言できない。反射法では、基盤の垂直方向の変位量は良く分かるが、水平方向の変位量は一般に分からない。しかし当地域周辺では横ずれ成分が卓越すると考えられるため、垂直変位量が小さいことがただちに活動度の低いことを意味するわけではない可能性がある。



第 7 図 神戸港周辺の大阪湾断層推定図。水色部分が推定された大阪湾断層の分布。分岐は西から和田岬断層、摩耶断層、六甲アイランド断層。基図：大阪湾周辺地域数値地質図編さんグループ(1997)の付図(1:100,000)の一部を使用。  
赤数字：各地点における断層の過去 30 万年間の平均変位速度。括弧内は過去 100 万年間の平均変位速度。(4.3.節で議論する)

#### 4.2.海成粘土層の年代

次に和田岬断層、摩耶断層などが過去 100 万年間でどの程度の活動度を示すのか、あるいはその間活動度に変化があったのかどうかを考察するために、海成粘土層の年代を推定することにする。横倉・他(1998)では、やや恣意的に Ma-1, Ma3, Ma6, Ma10 の年代を決めた。そのため、その後の口頭発表(横倉, 1998, 1999)では、もう少しデータに基づいた以下のような推定方法をとった。あらかじめ分かっているいくつかの海成粘土層基底やテフラの年代値をキーとして、各地にある深部井においてそれぞれのキー間の堆積速度が一定と仮定して、年代未知の海成粘土層基底の年代を求める。各井戸で求められたある海成粘土層の年代を平均することによってその年代値を求める。

具体的には、キーとなる年代として、Ma12(下末吉海進)を 0.13Ma, Ma10 を 0.30Ma(水野・吉川,

1991), サクラ火山灰を 0.54Ma(早川, 1995), アズキ火山灰を 0.87Ma(市原・他, 1993), ピンク火山灰を 0.98Ma(宇都・他, 1999), イエロー火山灰を 1.06Ma(市原・他, 1993)とした. また海成粘土層・テフラの埋没深度データを使用した井戸は GS-K1(衣笠・水野, 1995), 夕陽丘(吉川・他, 1997), OD-1, OD-2, OD-3, OD-5, OD-6, OD-8, OD-9(三田村・他, 1998), 津守・大手前・浜(吉川・他, 1998)である. これらから平均して求めた年代値を第 2 表の推定年代のところに示す\*.

第 2 表 大阪層群海成粘土層基底の推定年代

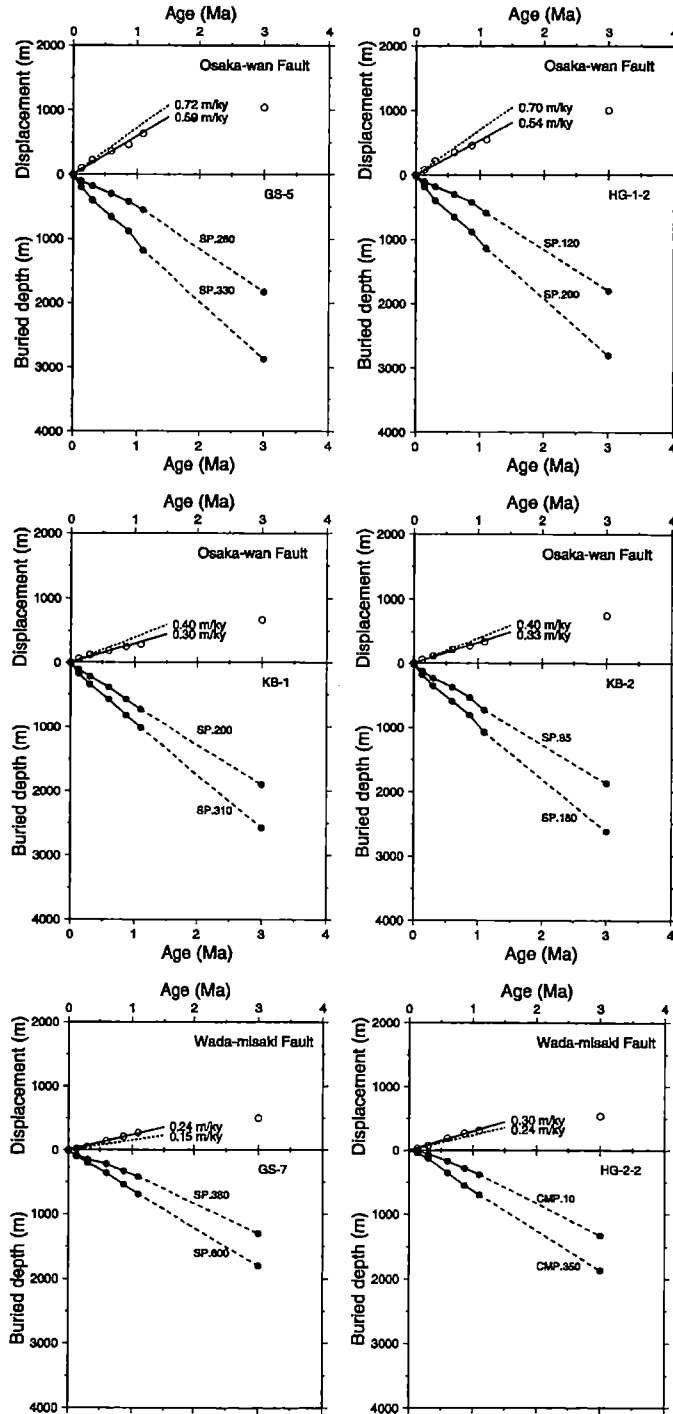
| 海成粘土層<br>(テフラ) | キー年代<br>(Ma) | 推定年代<br>(Ma) | 備考           |
|----------------|--------------|--------------|--------------|
| Ma12           | 0.13         |              | 下末吉海進        |
| Ma11           |              | 0.21         | 水野・吉川 (1991) |
| Ma10           | 0.30         |              |              |
| Ma9            |              | 0.38         |              |
| Ma8            |              | 0.45         |              |
| Ma7            |              | 0.54         |              |
| (サクラ)          | 0.54         |              | 早川 (1995)    |
| Ma6            |              | 0.60         |              |
| Ma5            |              | 0.66         |              |
| Ma4            |              | 0.78         |              |
| (アズキ)          | 0.87         |              | 市原 編 (1993)  |
| Ma3            |              | 0.87         |              |
| Ma2            |              | 0.92         |              |
| (ピンク)          | 0.98         |              | 宇都・他 (1999)  |
| Ma1            |              | 1.00         |              |
| (イエロー)         | 1.06         |              | 市原 編 (1993)  |
| Ma0            |              | 1.07         |              |
| Ma-1           |              | 1.11         |              |

#### 4.3.断層の活動史

次に当地域に見られる断層の活動史について考える. 先に述べたように, 東灘で掘削された 1500m ボーリングの結果ならびにそこで実施された VSP, 反射法探査(衣笠・水野, 1996; 小林・他, 1996)のデータから, GS-NP 測線を介して, 関連するすべての測線において, Ma-1, Ma3, Ma6, Ma10, Ma12 の海成粘土層を同定した. 海成粘土層をもとに推定するため, 基本的には海域・港湾

\* これは 1999 年初頭に推定したものである. その後 Masuda and Ito(1999), 吉川・三田村(1999)の酸素同位体比層序との対比による年代の推定があることを知った. したがってここで使用する年代は改訂されるべきであるが, 図等を改訂する時間がなかったため古い推定値をそのまま使用した. しかし改定値を使用しても以下の論旨を大幅に変更するものではない. 講演時には改訂した図表を提示できると考えている.

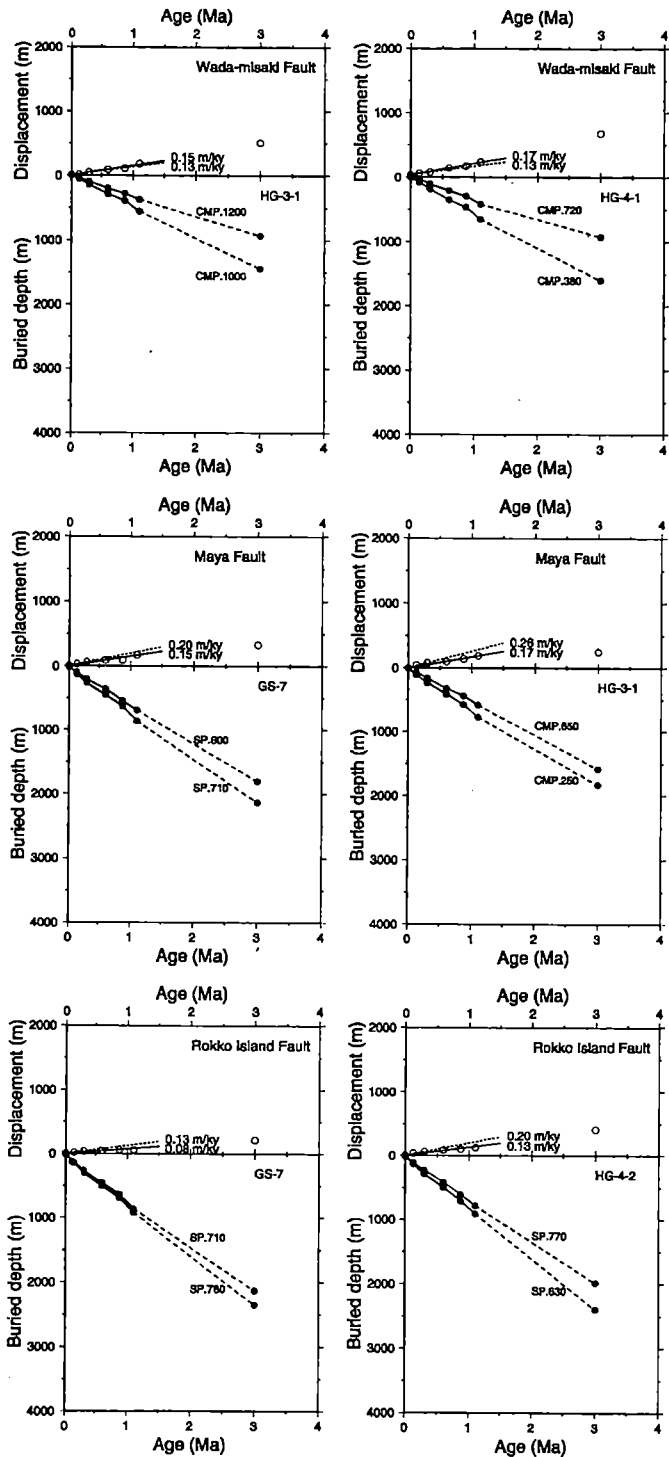
内の断層である大阪湾断層, ならびにその北方分岐と考えられる和田岬断層, 摩耶断層, 六甲アイランド断層が対象となる。断層をはさんだ同一層準の埋没深度を比較することにより, 断層の活動史すなわち変位速度(鉛直成分)の時間変化を追跡できる。断層の両側の埋没深度と断層の変位をまとめたものが, 第 8 図である。



第 8 図 断層の各地点における変位と年代の関係。

下図: 大阪層群の海成粘土層 Ma12, Ma10, Ma6, Ma3, Ma-1 の埋没深度と年代。

上図: 変位と年代。  
 (a)GS-5M(大阪湾断層),  
 (b)HG-1-2(大阪湾断層),  
 (c)KB-1(大阪湾断層),  
 (d)KB-2(大阪湾断層),  
 (e)GS-7(和田岬断層),  
 (f)HG-2-2(和田岬断層)。



第 8 図 断層の各地点における変位と年代の関係(つづき).

(g)HG-3-1(和田岬断層),  
 (h)HG-4-1(和田岬断層),  
 (i)GS-7(摩耶断層),  
 (j)HG-3-1(摩耶断層),  
 (k)GS-7(六甲アイランド断層),  
 (l)HG-4-2(六甲アイランド断層).

変位を求めるさいには堆積間隙・地層削剥を考慮すべきであるが、データがないため、ここでは無視した。また圧密による層厚の変化も無視した。各図下段は断層両側の埋没深度を、上段は変位

を示す。また上段の傾きが変位速度に相当する。ここでは過去 100 万年間の平均変位速度を実線で、過去 30 万年間の平均変位速度を点線で示した。また第 7 図の対応する位置にこれらの値を書き込んである。

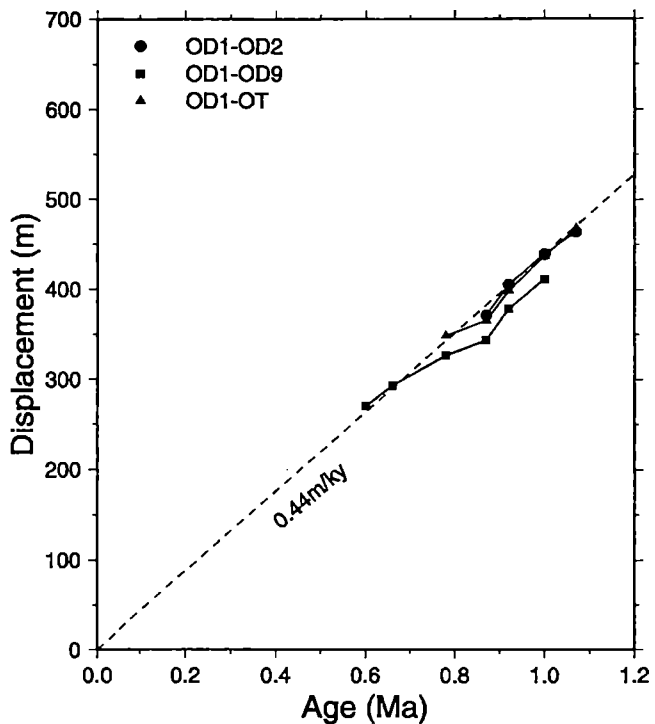
#### 4.4. 変位速度の変化

藤田・笠間(1982)は、上町台地を挟む OD-1, OD-2 ボーリングや周辺の地下鉄工事で見出された大阪層群の海成粘土層の分布高度データなどにもとづき、過去 100 万年間の上町断層の変位速度を推定した。それによれば、約 50 万年前を境として、変位速度が 0.1m/1000 年程度から 0.5m/1000 年程度へと急速に大きくなった、という。これにより大阪湾周辺では約 50 万年前に変位速度が大きく変化した時期があったと結論した。

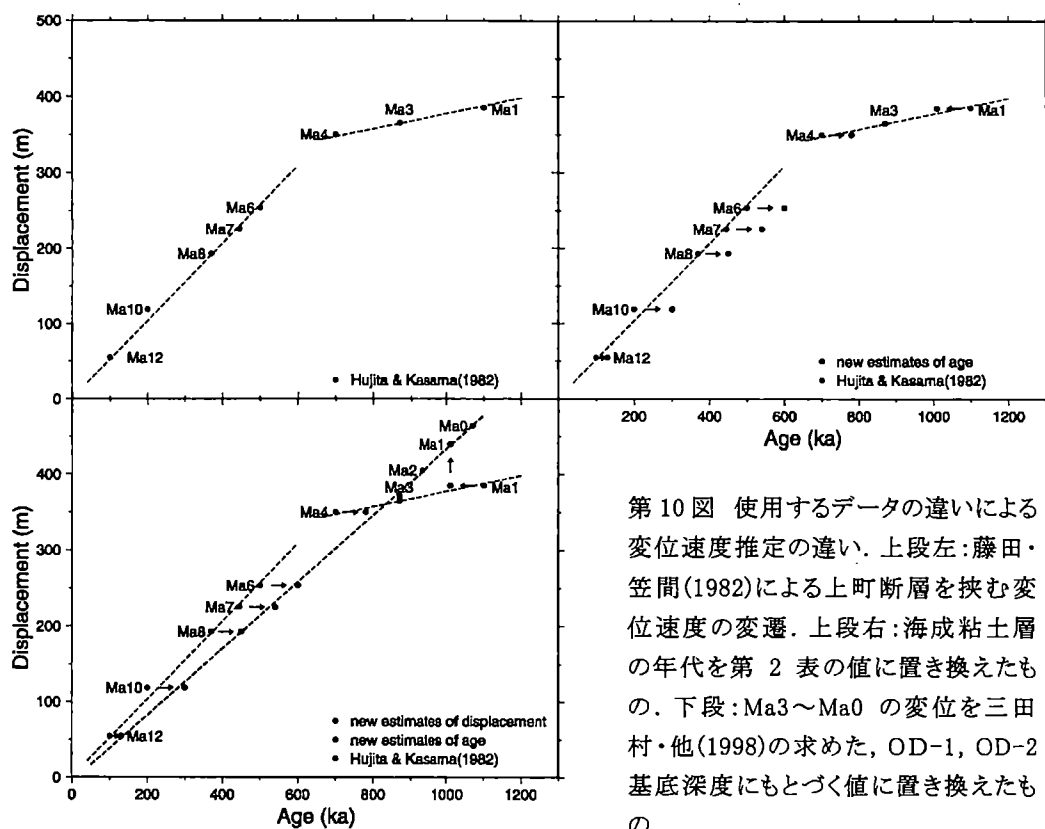
ところが、Yokokura(1999)や第 8 図などからは、大阪湾周辺で少なくとも過去 100 万年間にそれほど大きな変位速度の変化があったようには思えない。また三田村・他(1998)による OD-1, OD-2 の海成粘土層(共通するものは Ma0 ~ Ma3 のみ)の基底深度の差(すなわち変位)を、前項で推定した年代に対してプロットしてみても、変位速度はおおよそ 0.44m/1000 年で、ほぼ一定である(第 9 図)。OD-1 と OD-9, あるいは OD-1 と OT(大手前)のペアに対しても同様である。

第 9 図のように、少なくとも約 50 万年前以前に藤田・笠間(1982)ほどの低い変位速度は示さない。

そこでこの違いが何に起因するかを調べるため、藤田・笠間(1982)の図を吟味した。ひとつ異なるのは使用した年代値である。藤田・笠間(1982)の図(第 10 図上段左にプロット)の海成粘土層の年代を第 2 表の値で置き換えたところ、変位速度の急変時期は 80 万年前頃へと変化した(第 10 図上段右)。さらに三田村・他(1998)の最新の OD-1, OD-2 の基底深度データを使用して Ma3 ~ Ma0 のデータを置き換えたものが第 10 図下段である。このようにすると、上町断層周辺でも過去 100 万年間ほぼ一定の変位速度を有していたということになる。したがって約 50 万年前に、大阪湾周辺で大きな変位速度の変化はなかったものと推定される。



第 9 図 上町断層をはさむ深部ボーリング間の海成粘土層の変位。ほぼ 0.44m/1000 年程度の一定の変位速度を有すると思われる。変位のもとになった海成粘土層の深度は三田村・他(1998)、吉川・他(1998)による。



第 10 図 使用するデータの違いによる変位速度推定の違い。上段左：藤田・笠間(1982)による上町断層を挟む変位速度の変遷。上段右：海成粘土層の年代を第 2 表の値に置き換えたもの。下段：Ma3～Ma0 の変位を三田村・他(1998)の求めた、OD-1、OD-2 基底深度にもとづく値に置き換えたもの。

## 5. まとめ

神戸港周辺の反射法探査データと深部ボーリングを利用して、当地域の地下構造、断層の分布や活動度を議論した。断面上には多くの断層が認められるが、その活動度を推定できる断層は、上盤・下盤ともに堆積物が十分に存在する港湾内・海上部のものに限られる。その主なものは、大阪湾中央部から連続する大阪湾断層系の北方延長部に存在する、和田岬断層・摩耶断層・六甲アイランド断層である。これら断層について簡単にまとめると、以下ようになる。和田岬断層は和田岬南方約 4km の地点で大阪湾断層から分岐して神戸港内を北進し、やや東へ向きを変えながらポートターミナル周辺を通り、その主要部は生田川河口付近から更に北東へと続くと思われる。また生田川河口付近から分岐する断層も考えられ、これは北北東の五助橋断層方向へと続く可能性がある。摩耶断層はポートアイランド南方約 2km の地点から北方へ分岐し、ポートアイランドの東端付近を通り、摩耶埠頭沖で東北東へ向きを変える。さらに六甲大橋周辺を通り、北東へと向きを変えて続く。六甲アイランド断層はポートアイランド南東端沖で北方へ向きを変え、また六甲アイランド南西沖で再び北東へ向かう。さらに六甲アイランドを横断している可能性もある。ただしここでは垂直変位量は小さい。これら 3 分岐断層の変位速度は北方に向けてそれぞれ小さくなるが、合計すると神戸港下でもまだ 0.5m/1000 年程度の活動度を有している。

また過去 100 万年間にわたり、神戸港周辺の断層の変位速度は大きくは変化していない。上町台地周辺でも過去 100 万年間にわたりほぼ一定の変位速度を有していると考えられることから、大阪湾周辺で約 50 万年前に変位速度が大きく変化しなかった可能性がある。

## 文献

- 遠藤秀典・渡辺史郎・牧野雅彦・横田 裕・野田利一・香川敏幸 (1996) 兵庫県神戸市における  
脇浜第2測線の反射法弾性波探査. 地調月報, 47, 95-108.
- 早川由紀夫 (1995) マスターテフラによる日本の 100 万年噴火史編年. 火山, 40, 特別号  
S1-S15.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1982) 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 地  
質調査所, 112p.
- 藤田和夫・前田保夫 (1984) 須磨地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 地質調査  
所, 101p.
- 井川 猛・川中 卓・清水信之・阿部 進・横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗 (1996) 1995  
年兵庫県南部地震震源域の深部反射法調査について, 物理探査, 49, 420-434.
- 市原 実 (1993) 大阪層群. 市原実編著, 創元社, 340p.
- 岩淵 洋・春日 茂・穀田昇一 (1995) 兵庫県南部地震による海底変動の調査. 地質ニュース,  
no.490, 44-49.
- 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川 猛・大西正純 (1989) エアガン反  
射法地震探査による大阪湾の基盤構造. 地震, 46, p.395-403.
- 香川 淳・楡井 久・楠田 隆・佐藤賢司・古野邦雄・酒井 豊・香村一夫・風岡 修・森崎正昭  
(1995) 1995 年兵庫県南部地震における液状化・流動化現象—人工島の液状化現象(1)—.  
第 5 回環境地質学シンポジウム論文集, 13-18.
- 海上保安庁水路部 (1995) 明石海峡及び大阪湾. 海底地質構造図, 1/100,000.
- 関西地盤情報活用協議会 (1998) 新関西地盤 神戸および阪神間. 270p.
- 衣笠善博・水野清秀 (1996) 神戸地域の地下地質. 兵庫県南部地震の地質学的背景. 第 11 回  
地質調査所研究講演会資料, 77-80.
- 小林啓美・衣笠善博・長谷川明生・井川 猛・大西正純・溝市茂治 (1996) 神戸市東灘区におけ  
る反射法探査. 日本地震学会講演予稿集 1996 年度秋季大会, A38.
- 神戸市 (1995) 神戸空港に係わる地震対策調査委員会報告書. 78p.
- Masuda, F. and Ito, M. (1999) Contributions to sequence stratigraphy from the Quaternary  
studies in Japan. The Quaternary Research, 38, 184-193.
- 三田村宗樹・吉川周作・石井陽子・貝戸俊一・長橋良隆 (1998) 大阪平野 OD ボーリングコアの  
岩相. 大阪市立自然史博物館研究報告, 52, 1-20.
- 水野清秀・吉川清志 (1991) 中期更新世テフラ, Ng-1 火山灰の広域性の検討. 第四紀研究, 30,  
435-438.
- 村田泰章・牧野雅彦・遠藤秀典・渡辺和明・渡辺史郎・ト部厚志 (1996) 神戸市・芦屋市・西宮  
市における精密重力探査(1)—重力異常と伏在断層—. 地調月報, 47, 109-132.
- 大阪湾周辺地域数値地質図編さんグループ (1997) 大阪湾周辺地域数値地質図について. 地  
調月報, 48, 3-4, (付図).
- 鈴木康弘・渡辺満久・吾妻 崇・岡田篤正 (1996) 六甲—淡路島活断層系と 1995 年兵庫県南部  
地震の地震断層—変動地形学的・古地震学的研究と課題—. 地理学評論, 69A-7,  
469-482.
- 宇都浩三・石塚 治・内海 茂・鎌田浩毅・檀原 徹 (1999) 大規模火砕流堆積物および広域テフ

- ラのレーザ加熱  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  年代測定: 北東九州耶馬溪火砕流(ピンク火山灰)および今市火砕流. 地球惑星科学関連学会 1999 年合同大会, 東京.
- 渡辺満久・鈴木康弘・廣内大助・尾崎陽子・奥野慎太郎・松多信尚・加藤雅彦 (1996) 元町撓曲と震災の帯. 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, 55.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓 (1996b) 1995 年兵庫県南部地震震源域周辺の断層・基盤構造について(概報). 物理探査, 49, 435-451.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (1998) 大阪湾における反射法深部構造探査. 地調月報, 49, 571-590.
- 横倉隆伸 (1998) 紀淡海峡の中央構造線周辺の地質構造発達史—大阪層群の反射面の類似性に基づく一試論—. 日本地震学会秋季大会, 福井
- 横倉隆伸 (1999) 反射法探査結果から得られた大阪湾断層の過去 100 万年間の活動度(その 2). 地球惑星科学関連学会 1999 年合同大会, 東京.
- 横倉隆伸・山口和雄・加野直巳・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (1999) 神戸・芦屋周辺地域における反射法深部構造探査. 地調月報, 50, 245-267.
- Yokokura, T. (1999) Seismic investigation of an active fault off Kobe: Another disaster in the making?, The Leading Edge, 18, 1417-1421.
- 横倉隆伸 (2000) 大阪湾断層—海底下にひそむ活断層. 科学, 70, 16-18.
- 横田 裕・井川 猛・佐野正人・竹村恵二 (1997) 大阪湾から六甲山にかけての反射法地震探査. 阪神・淡路大震災と六甲変動, 兵庫県南部地震域の活構造調査報告. 57-89.
- 吉川周作・佃 栄吉・三田村宗樹・中川康一・水野清秀・東脇愛子・片岡香子・高橋 誠 (1997) 大阪市天王寺夕陽丘 600m ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地調月報, 48, 661-672.
- 吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好規・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子 (1998) 大阪市津守・大手前・浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質学雑誌, 104, 462-476.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体層序との対比. 地質学雑誌, 105, 332-340.

## 京都地域の地下地質と地質構造

竹村 恵二 （京都大学大学院理学研究科地球熱学研究施設）

### はじめに

京都盆地は、東山・西山・北山に囲まれた南北 20km、東西 10km 程度の盆地である。山地は、主に砂岩・泥岩・チャート・緑色岩などの丹波帯中・古生層からなる。また、盆地北東方の比叡山と大文字山に囲まれた地域には北白川花崗岩が分布する。丘陵地は、主に大阪層群からなり、盆地東部の深草地域と盆地西部の西山地域に分布する。

京都盆地では表層部に砂礫層が分布していること、高層建築が林立することが規制されていることなどから、深部地盤に関する地質学的情報は非常に希薄であった。京都盆地周辺の丘陵地には大阪層群の海成粘土が複数存在しており（深草団体研究会，1962；西山団体研究グループ，1967）、京都盆地地下にもこれらの地層群の分布が予想された。兵庫県南部地震後に京都市や他機関で実施された活断層調査や「京都盆地の地下構造に関する調査」（京都市，1999，2000，2001）などにより、京都盆地の深部地質に関する多くの情報が得られた（関西地盤情報活用協議会，2002）（表 1）。特に、反射法地震探査による結果や反射法地震探査と測線の交点でのボーリング（図 1）は有効であった。これらの結果に基づき、京都盆地の地下地質と地質構造について紹介する。

### 京都盆地の基準ボーリング

#### 1. KD-1（鉾立公園ボーリング）

KD-1 ボーリング（図 2）は京都市南区上鳥羽鉾立町鉾立公園で 1999 年度に実施された。掘削地点標高は 21.0m で、掘削深度は 350m である。

コアの層序は大きく 3 分される。下位より基盤岩、大阪層群相当層、段丘堆積物～沖積層である。基盤岩の上面深度は 223.2m で、基盤岩は、主に頁岩、砂岩、チャートからなる。採取コアは、粘土状～角礫状の部分と硬質の棒状コアとの互層状である。P 波速度が、3.0～5.5km/sec と大きく変化するが、速度低下部は頁岩破砕部におおむね対応する。

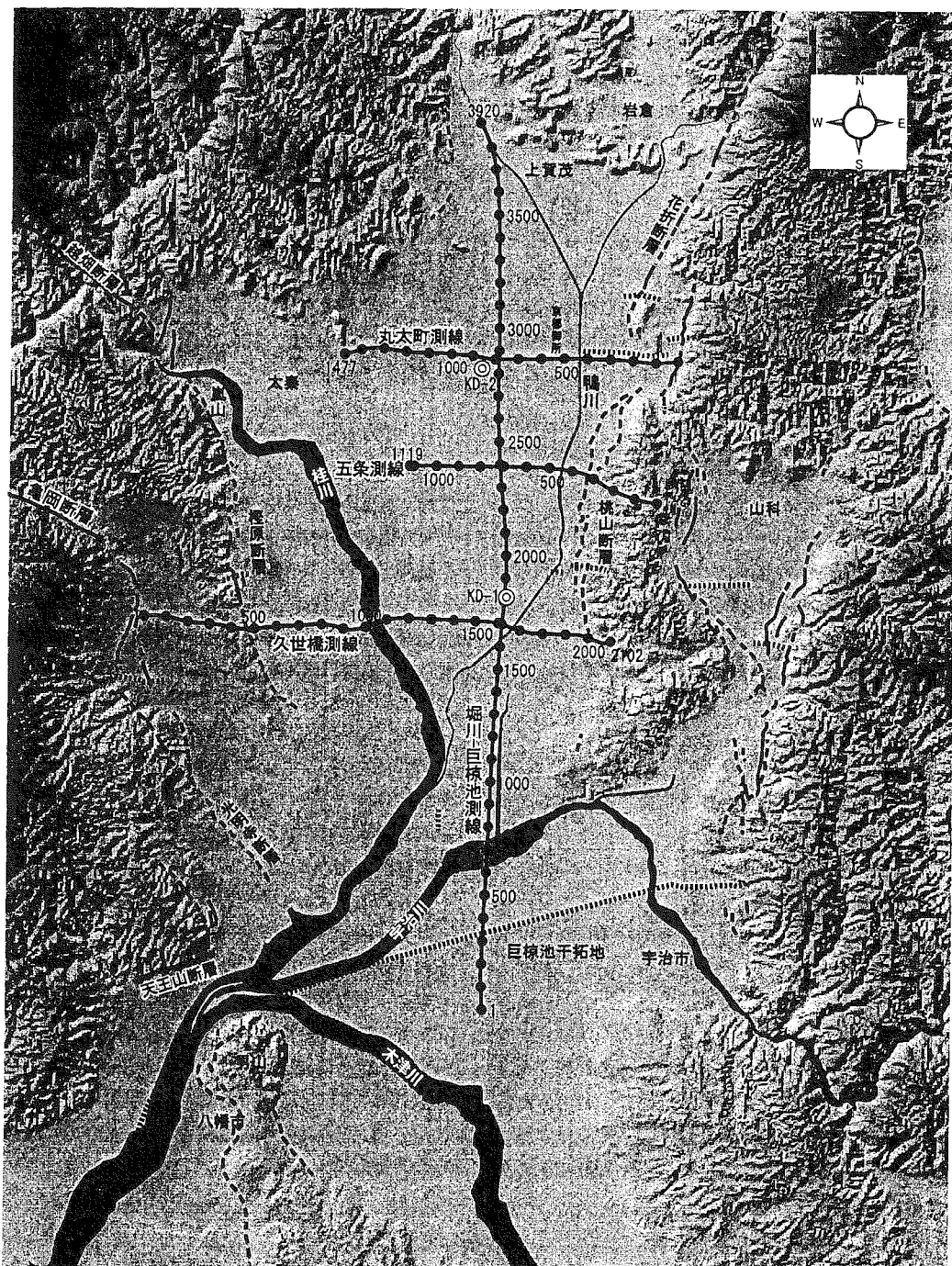
基盤岩を不整合におおい、未固結の粘土、砂、砂礫の互層が堆積する。これらは、丘陵に分布する大阪層群に対応する地層である。大阪層群相当層は 37m 深度までと考えられる。均質・硬質の粘土が周期的にはさまれる特徴がある。コアの色調にもとづいた肉眼判定、貝殻片や黄鉄鉱などの含有物調査から、5 層の海成層が確認された。また火山灰は 8 層確認され、そのうち深度 207.36-207.88m(52cm)の火山灰がアズキ火山灰、深度 140.90m の火山灰が八町池 I 火山灰、深度 133.21m の火山灰が誓願寺一梅火山灰に対比される結果が得られた。この結果、最下位から 4 層の海成粘土層は大阪地域や京都盆地周辺丘陵の Ma3 から Ma6 に対応することが明らかになった。最上位の海成粘土（深度 63.03 - 68.70m）は、花粉分析等のデータから Ma9 相当と考えられている。この区間の弾性波速度は、下部ほど速くなる傾向があり、 $V_p=1.8\sim2.0\text{km/sec}$  である。また、粘土部分で遅く、砂層や砂礫層で速くなる傾向があり、岩質とのよい対応がみられる。

その上位の段丘堆積物～沖積層は砂礫、粘土混じり砂礫、陸成粘土などからなる。下位の大阪層群相当層の均質・硬質粘土をはさむ部分から扇状地性の粗粒堆積物卓越に変わる。

表1. 京都盆地における主な活断層・地下構造調査（関西地盤情報活用協議会，2002）

| 調査年度 | 実施者・機関           | 対象断層等     | 調査項目        | 調査位置                           |
|------|------------------|-----------|-------------|--------------------------------|
| 1971 | 狐崎ほか             | 黄檗断層      | P波屈折法探査     | 宇治川以東～黄檗山付近の丘陵                 |
| 1975 | 村上ほか             |           | 重力探査        | 京都盆地南部                         |
| 1980 | 横山ほか             |           | 重力探査        | 京都盆地北部，同志社大学付近                 |
| 1980 | 小林ほか             | 黄檗断層      | P波屈折法探査     | 宇治市 市児童公園，京大黄檗グラウンドおよび道路上      |
| 1984 | 小林ほか             | 黄檗断層      | 電気探査        | 宇治市 京大黄檗グラウンドおよび南側に外れた位置       |
|      |                  |           | 地質ボーリング     |                                |
|      |                  |           | トレンチ        | 電気探査測線上                        |
| 1987 | Kobayashi et al. | 金ヶ原断層     | P波反射法探査     | 八幡市 三川合流部堤防                    |
| 1992 | 川崎ほか             | 桃山断層延長部   | P波反射法探査     | 伏見区 観月橋付近の宇治川河川敷               |
| 1993 | 川崎ほか             | 横大路断層     | P波反射法探査     | 伏見区 横大路                        |
| 1995 | 京都市              | 花折断層      | 地質ボーリング     | 京大理学部植物園内                      |
| 1996 | 京都市              | 榎原断層      | P波反射法探査     | 西京区 松尾万石町，新山陰街道                |
|      |                  |           | トレンチ        | 西京区 榎原庵寺跡史跡公園東側隣地，御陵三宮神社及び東側隣地 |
|      |                  |           | 地質ボーリング     | 西京区 松尾万石町                      |
|      | 地質調査所            | 光明寺断層     | P波反射法探査     | 西京区 府道柚原向日町線                   |
|      |                  | 花折断層      | P波反射法探査     | 丸太町通沿い                         |
|      |                  |           | 地質ボーリング     | 丸太町通測線上                        |
|      |                  |           | S波反射法探査     | 今出川通沿い                         |
|      |                  |           | 地質ボーリング     | 今出川通測線上                        |
|      |                  |           | トレンチ        |                                |
|      |                  |           | 重力探査        | 南北：一条通～三条通，東西：川端通～東山山地         |
|      |                  | （鹿ヶ谷断層）   | S波反射法探査     | 盤鑑寺通沿い                         |
| 1997 | 小川ほか             |           | 常時微動観測      | 京都市域                           |
| 1997 | 北村ほか             | 京都市内の地下構造 | P波反射法探査     | 京都市 下京区                        |
| 1997 | 京都市              | 勧修寺断層     | P波反射法探査     | 山科区 新十条通                       |
|      |                  |           | トレンチ        |                                |
|      |                  |           | 地質ボーリング     | 山科区 西野山地区                      |
|      |                  | 御蔵山断層     | トレンチ        |                                |
|      |                  |           | 地質ボーリング     | 伏見区 日野地区（醍醐和光寮用地内）             |
| 1998 | 京都市              | 黄檗断層      | P波反射法探査     | 山科区～伏見区 「醍醐北団地」内の東西筋           |
|      |                  | 桃山断層      | P波反射法探査     | 東山区 東福寺南側市道                    |
|      |                  |           | 地質ボーリング     | 京阪本線烏羽街道駅西側市道                  |
|      |                  | 京都盆地の地下構造 | P波反射法・屈折法探査 | 東山区 東福寺南側市道                    |
| 1998 | 小泉ほか             | 黄檗断層      | P波反射法探査     | 油小路・堀川通沿い                      |
|      |                  |           | 地質ボーリング     | 宇治市 五ヶ庄                        |
| 1999 | 京都市              | 京都盆地の地下構造 | P波反射法・屈折法探査 | P波反射法探査測線上                     |
|      |                  |           | P波反射法・屈折法探査 | 久世橋通沿い                         |
|      |                  |           | S波反射法探査     | 南区上烏羽 新油小路通沿い                  |
| 2000 | 京都市              | 宇治川断層     | 地質ボーリング     | 南区 鈴立公園（KD-1）                  |
|      |                  | 京都盆地の地下構造 | P波反射法探査     | 伏見区 横大路ほか（宇治川・桂川付近）            |
|      |                  |           | P波反射法・屈折法探査 | 丸太町通，五条通沿い                     |
|      | 地質調査総合センター       | 花折断層      | 地質ボーリング     | 中京区 二条城北西角付近（KD-2）             |
|      |                  |           | トレンチ        | 左京区 一乗寺月輪寺町の武田薬品工業京都試験農園       |

※斜字は論文発表年



0 1 2 km

—●— P波反射法探査測線(数字はCMP番号)      ⊙ ボーリング地点  
 ..... 既存の反射法・屈折法探査測線      -.-.- 活断層(破線は推定)

図1. 反射法探査測線と基準ボーリング位置図(京都市, 2001)

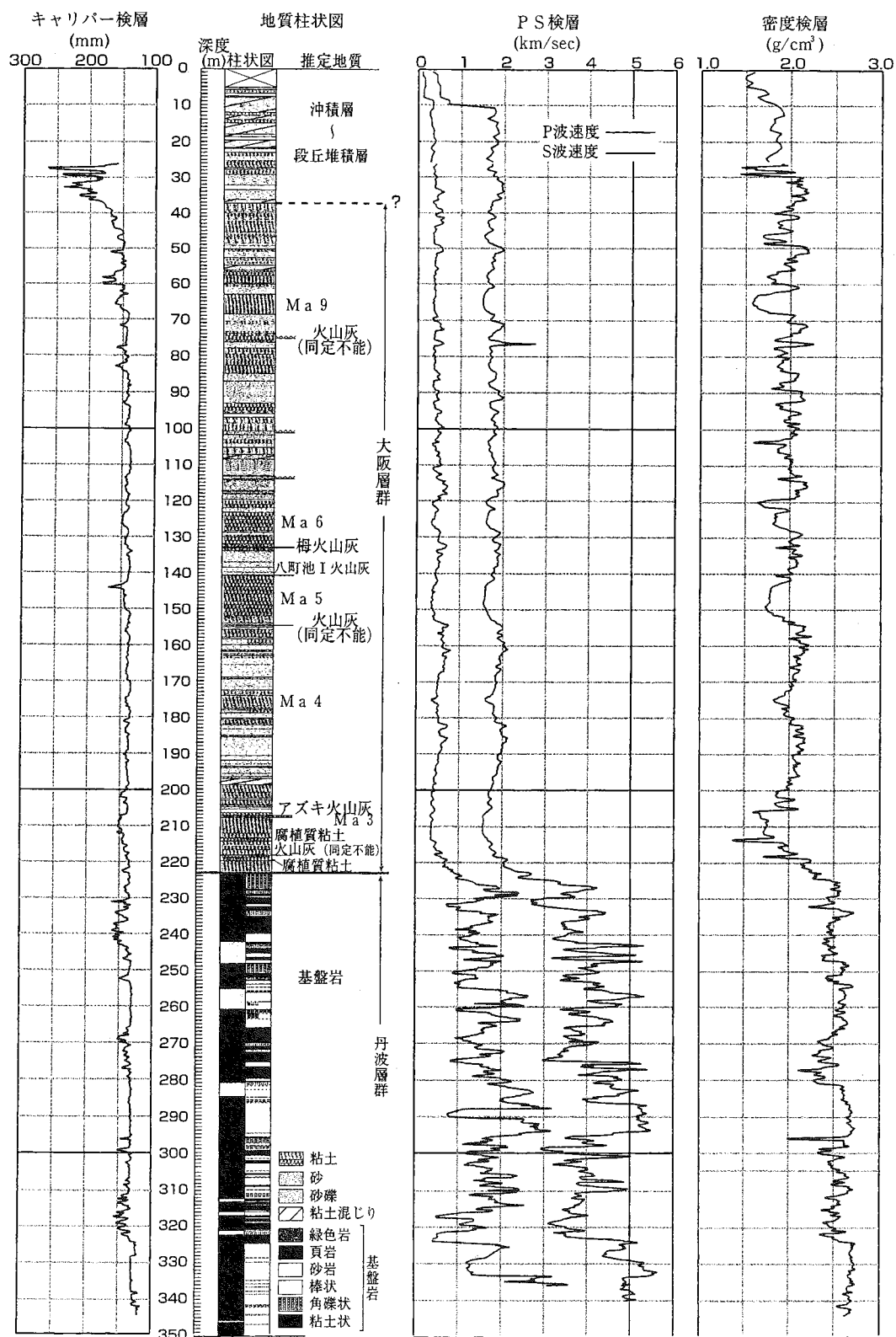


図 2. 鉾立公園ボーリング (KD-1) の地質柱状図および物理検層結果 (京都市, 2000)

## 2. KD-2（二条城ボーリング）

KD-2 ボーリング（図3）は京都市中京区二条城町の二条城北西角付近で2000年度に実施された。掘削地点標高は40.0mで、掘削深度は350mである。

コアの層序は大きく3分される。下位より基盤岩、大阪層群相当層、段丘堆積物～沖積層である。基盤岩の上面深度は198.0mで、基盤岩は、主に頁岩、砂岩、チャートからなる。黒色頁岩が優勢であるが、深度198-233mはチャートからなる。採取コアは、硬質で亀裂が発達する。上部の硬質コア部のP波速度平均値は $V_p=5.1\text{km/sec}$ である。

基盤岩を不整合におおひ、未固結の粘土、砂、砂礫の互層が堆積する。これらは、丘陵に分布する大阪層群に対応する地層である。ただ、上位の段丘堆積物～沖積層との境界は不明瞭である。KD-1 コアが均質・硬質の粘土が周期的にはさまれる特徴があるのに比べて、KD-2 コアは淘汰の悪い扇状地性堆積物と推定される粘土混じり砂礫が80%以上を占める。コアの色調にもとづいた肉眼判定、貝殻片や黄鉄鉱などの含有物調査から、3層の海成層が確認された。特に、深度155.80-160.07m(4.27m)と深度182.21-190.37m(8.16m)の粘土には、大型のカキ化石が含まれている。また火山灰は肉眼では確認がされなかった。結果として、この3層の海成粘土が大阪地域や京都盆地周辺丘陵のどの海成粘土に対応するかはこのコアからは不明であるが、反射法地震探査の結果を含めて、最下位の海成層がMa5、次がMa6に対応すると考えられる。この区間の弾性波速度は、下部ほど速くなる傾向があり、岩質とのおおまかな対応がみられる。密度とともにKD-1に比較して大きい傾向があり、大阪層群相当層の岩質の違いがはっきりと表現されている。

次節でのべる反射法探査の結果も含めて、KD-1とKD-2は図4のように対比される。

### 反射法地震探査からみた基盤岩深度・形状と堆積層構造

反射法地震探査は京都盆地地下構造調査（京都市，1999，2000，2001）では、4測線について実施された（図1）。堀川－巨椋池測線（19.6km）、丸太町測線（10.5km）、五条測線（5.6km）、久世橋測線（7.4km）である。震源はバイブレーターを用い、受震点間隔20m、発震点間隔10mで実施された。

南北約20kmにわたって展開された堀川－巨椋池測線の探査結果（図5）からは、以下のことが明らかになった。基盤岩と堆積層の境界が明瞭に認められる。基盤岩上面深度は測線南部の巨椋池干拓地付近でもっとも深く、600-800m程度で、北部のCMP3200付近（烏丸鞍馬口）で、ほとんど地表面直下数十mであり、南から北へ浅くなる傾向がある。中央部の基盤岩上面には100m-200m程度の起伏がみられる。

基盤岩を不整合におおう堆積層には、明瞭な反射面がくりかえし認められ、これらは砂礫・砂・粘土層の互層を反映していると考えられる。KD-1、KD-2 ボーリングコアの層序との対応から、反射測線上での海成粘土層等の分布を明らかにできた。これらの反射面はほとんど水平であり、盆地全体として南北方向には堆積層がほとんど水平に連続しているが、全体的にわずかに北へ傾斜していることが認められる。これらの堆積層の構造と、基盤上面の形状はほとんど無関係であり、基盤起伏は、大阪層群堆積開始時には存在していたものである。また、基盤面の落差を伴い、明瞭な堆積層変形がCMP700地点（宇治川）でみられ、伏在断層の存在が指摘される。

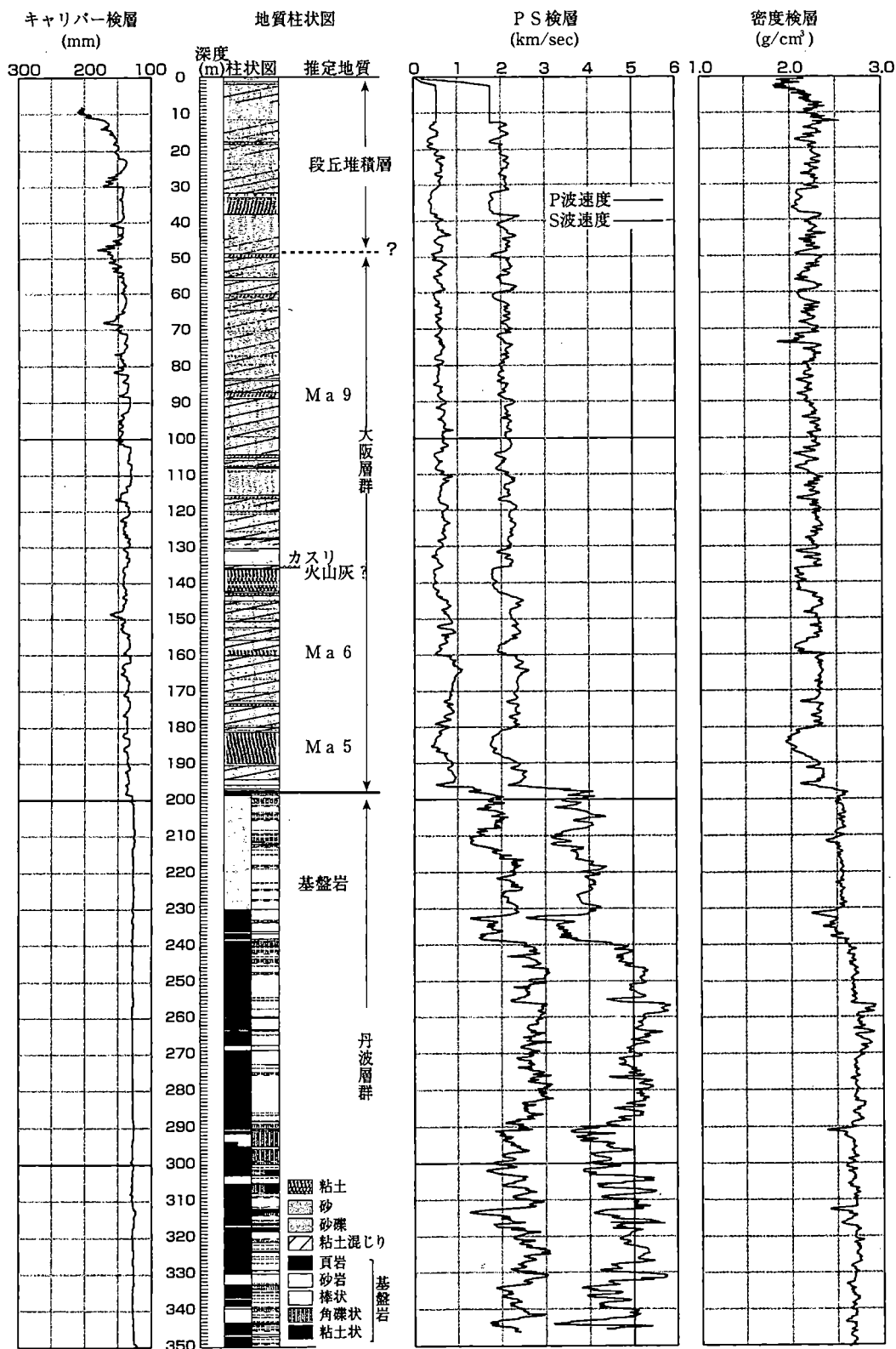


図 3. 二条城ボーリング (KD-2) の地質柱状図および物理検層結果 (京都市, 2001)

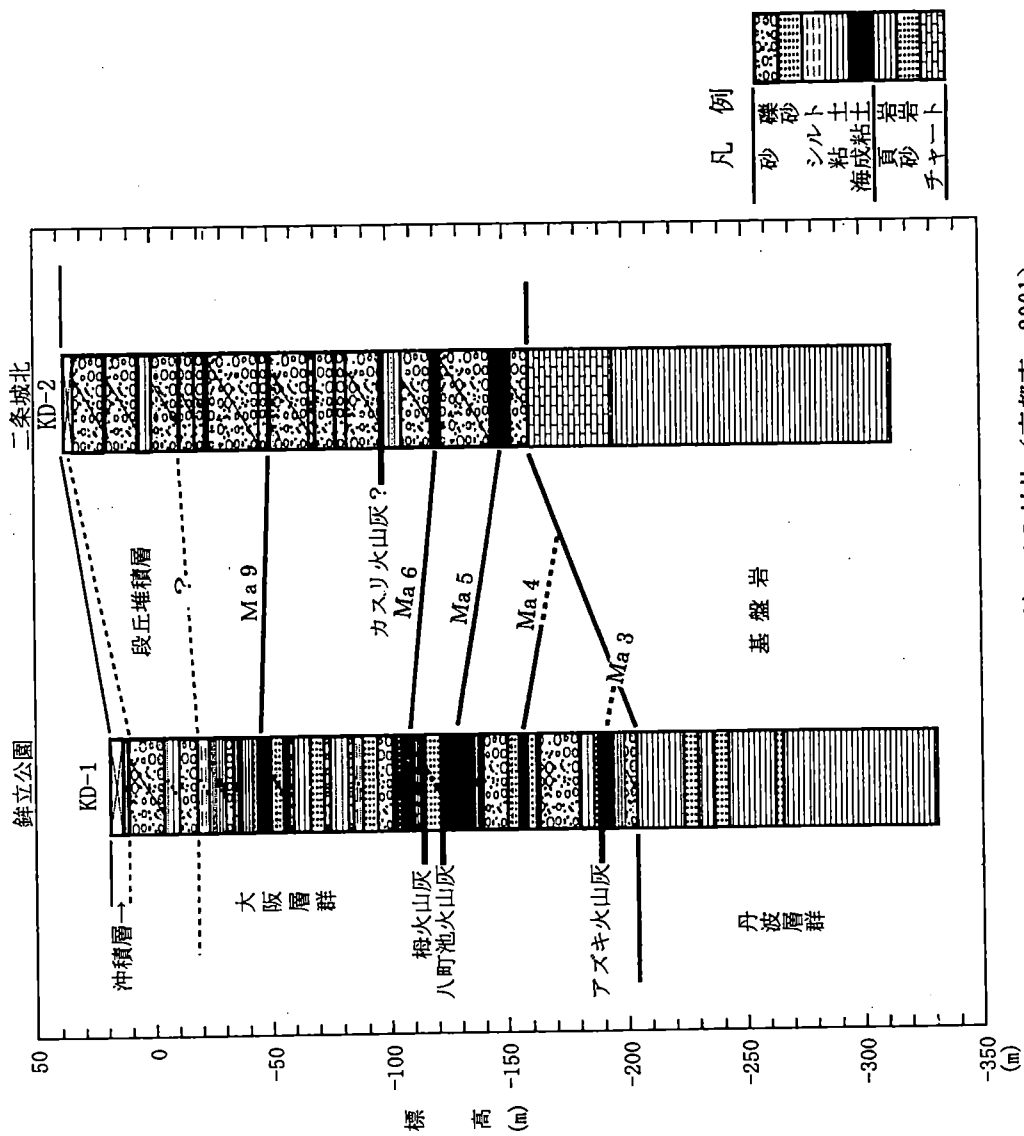


図 4. KD-1 と KD-2 ボーリングコアの対比 (京都市, 2001)

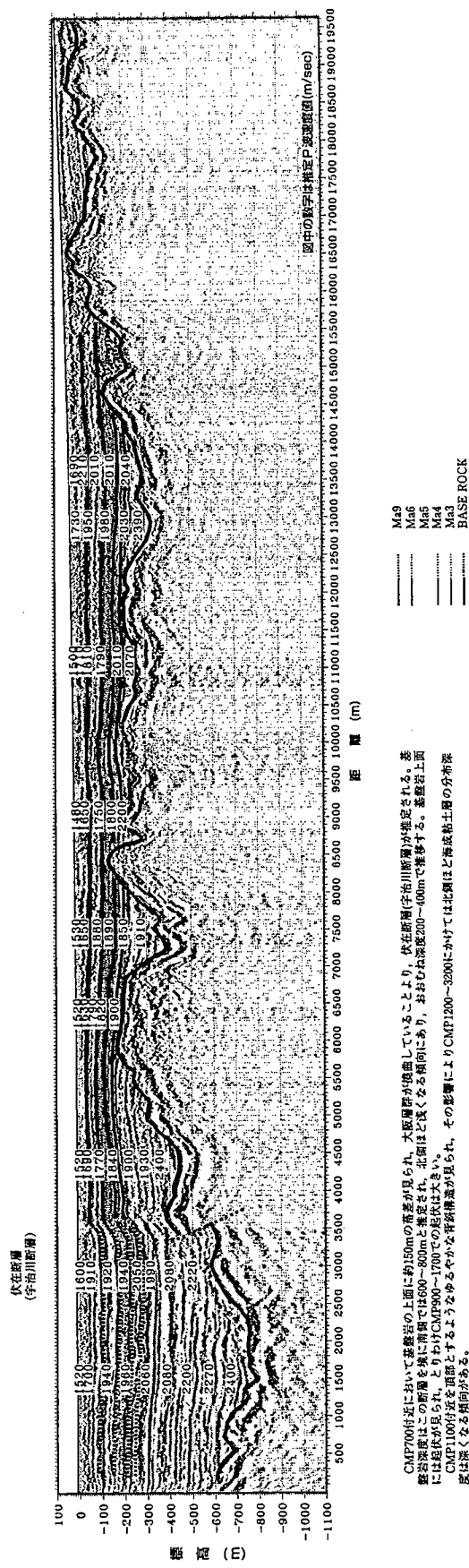
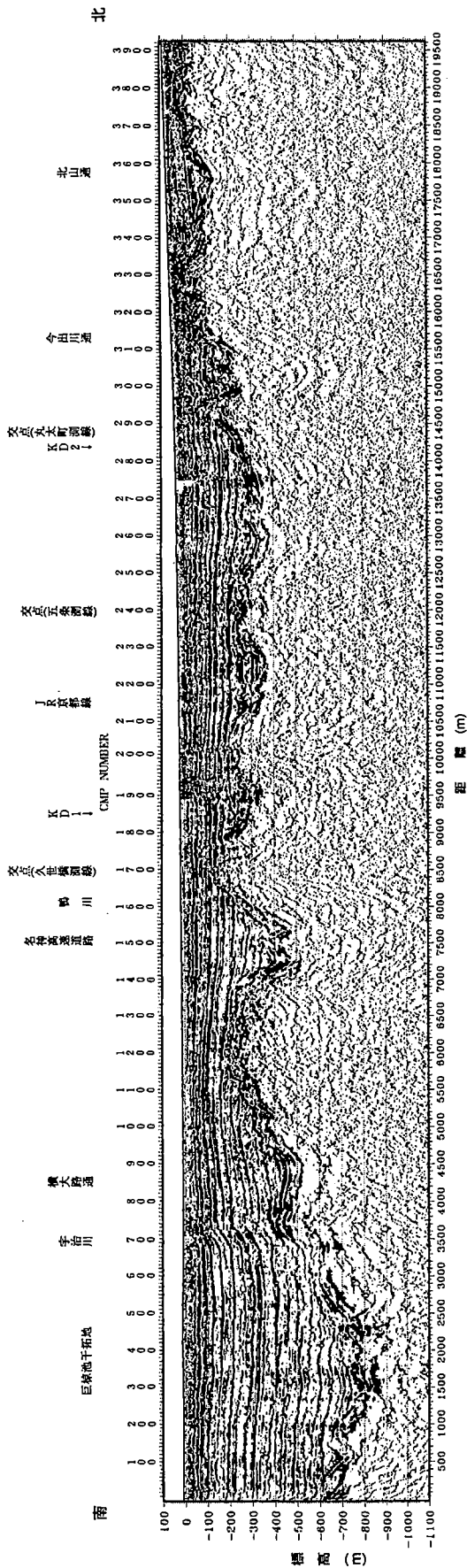


図5. 堀川-巨椋池測線の反射断面と地質解釈結果 (京都市, 1999, 2000)

CMP700付近において基盤岩の上面に約150mの厚さが見られ、大板層群が傾斜していることより、伏在断層(宇治川断層)が推定される。基盤岩深度はこの断層を境に南側では600~800mと推定され、北側はとくに深くなる傾向にあり、おおむね深度200~400mで推移する。基盤岩上面には起伏が見られ、とりわけCNP900~1700での起伏は大きい。CNP1100付近を境とするようなゆるやかな背斜構造が見られ、その影響によりCNP1200~3200にかけては北側ほど海成粘土層の分布深度は深くなる傾向がある。

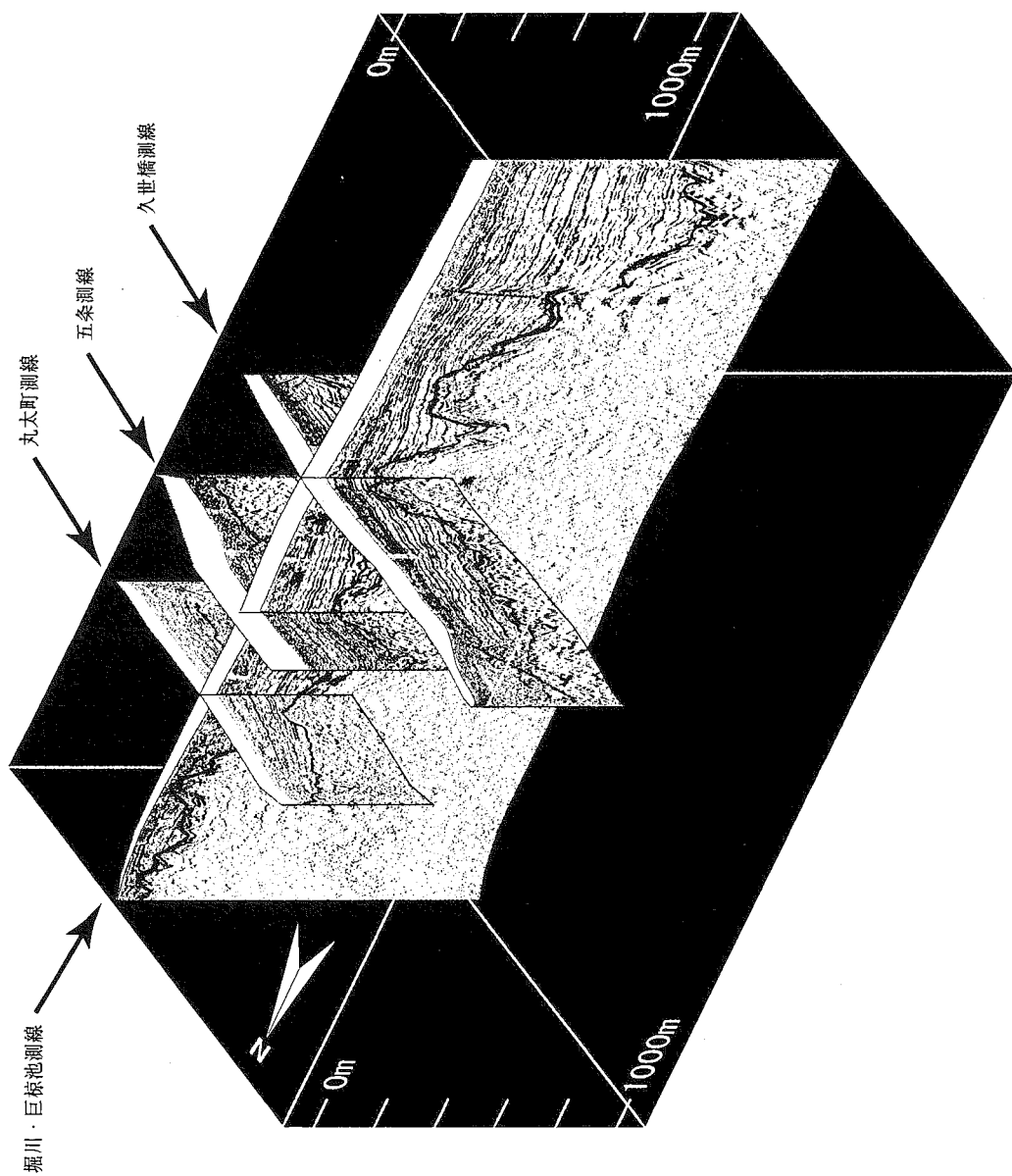


図 6. 反射法探査で推定された京都盆地の地下構造 (京都市, 2001)

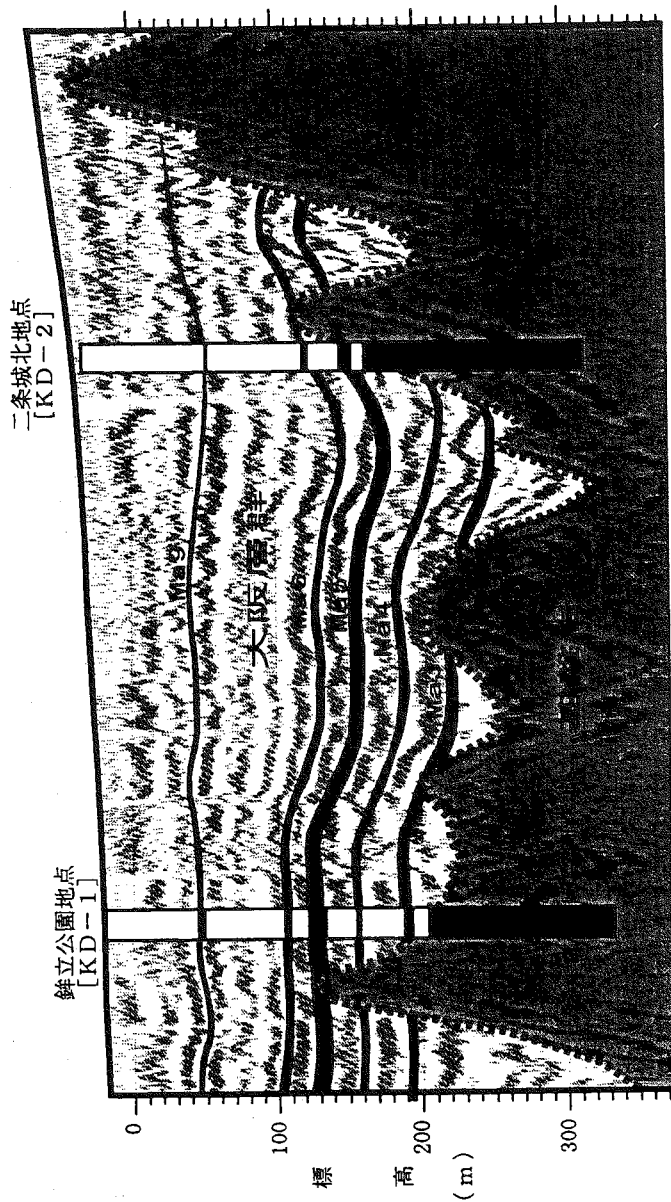


図 7. KD-1、KD-2 間における海成粘土層の連続 (関西地盤情報活用協議会, 2002)

西山丘陵から桃山丘陵まで盆地を東西に横切る久世橋測線では、基盤岩深度は測線中央部で 250-300m 程度で、CMP1300 付近より東側で基盤上面の起伏が大きくなり、200m に達する。大阪層群の海成粘土層層準が明瞭に追跡される。

五条測線は、盆地東部の構造を示している。基盤岩深度は七本松通（CMP950）付近でもっとも深く、350m 程度である。鴨川から東にかけて基盤岩の変位とそれに伴う堆積層の変形が数条認められる。大阪層群の海成粘土層層準が明瞭に追跡できる。

丸太町測線は、盆地北部の東側の構造を明らかにした。基盤岩深度は堀川通り付近でも深く 280m 程度と推測される。基盤上面は比較的緩やかに測線の両側に向かって浅くなる傾向である。この測線でみられる堆積層中の反射面の連続は、他の測線と比較して明瞭でない。このことは、KD-2 コアでみられた砂礫卓越の地層で、明瞭な反射面を形成する粘土層を多く含まない地層が測線全体にわたってひろがっていることを示唆している。

反射法探査 4 測線から推定された京都盆地の地下構造を図 6 に示す。

#### まとめ

京都盆地中部の 2 地点で基盤岩に到達するボーリング（KD-1 および KD-2）が実施された。KD-1（鉾立公園ボーリング）では 223m で、KD-2（二条城北ボーリング）では 198m で基盤に到達した。基盤岩は丹波層群のチャート・頁岩・砂岩からなる。盆地深部の堆積層は、大阪層群の砂・粘土・礫層と、段丘堆積層の砂礫層である。南部の KD-1 では、砂や粘土が優勢な地層が存在しているのに対し、北部の KD-2 では、砂礫が優勢である。大阪層群の対比基準となる火山灰層（アズキ、八町池、梅、カスリ）は、海成粘土層（Ma3～Ma6, Ma9）が識別され、反射法探査断面（堀川—巨椋池測線）における連続性から、2 地点間の対比が可能になった（図 7）。全体として、宇治川より北の大阪層群は北側に傾斜していることが明らかになった。2 地点のボーリングで確認された大阪層群の最下位の層準は Ma3 であった。北部の KD-2 で発見されたカキ層（Ma5, Ma6 相当層に含まれる）から海進期の海域の範囲が確認された。また、宇治川付近に伏在断層の存在が確認された。

#### 文献

深草団体研究会（1962）：近畿地方の新时期新生代層の研究 I—京都東南，深草付近の新生代層—。地球科学，63，1-9。

関西地盤情報活用協議会（2002）：新関西地盤 京都盆地。196p。

京都市（1999）：平成 10 年度 地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書

京都市（2000）：平成 11 年度 地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書

京都市（2001）：平成 12 年度 地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書

西山団研グループ（1967）：京都盆地南西，西山山麓の大阪層群。地球科学，21，1-10。

コア精密対比による京阪神地域の  
地下地質・地下構造の高精度解読

---

発行：コア精密対比研究会・日本応用地質学会関西支部

〒558-8585 大阪市住吉区杉本 3-3-138

大阪市立大学大学院理学研究科気付

印刷：(株) ヒカリプランニング

〒543-0018 大阪市天王寺区空清町 1-8