

## 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷

水野清秀\*

Age and tectonic development of the Plio-Pleistocene sedimentary basins along the Median Tectonic Line, Southwest Japan

Kiyohide Mizuno\*

**Abstract** The Plio-Pleistocene sediments are distributed along active fault system of the Median Tectonic Line from central Kii Peninsula to Shikoku, Southwest Japan. Those are named the Shobudani Formation, Yudani Formation of the Osaka Group, Moriyama and Dochu Formations, Okamura Formation and Gunchu Formation from east to west. Each formation consists of a sequence of fluvial or lacustrine deposits.

The age of the strata is estimated to range from the Middle Pliocene (ca. 3Ma) to around the boundary of the Early-Middle Pleistocene on the basis of magnetostratigraphy, fission track dating, plant macrofossil assemblages and the correlation of widespread tephra. But 3Ma as the lower limit age is not exact because it is based on plant fossils data only.

It is estimated that small sedimentary basins were formed from about 3Ma along the Median Tectonic Line, being separated from the basins around the Osaka Bay on the northeast. The new sedimentary basins widely developed from about 2Ma and continued till about the end of the Early Pleistocene, but after then some parts uplifted. It is not clear whether the present depositional areas were defined at that time or have developed later.

The northern or southern margin of the basins formed during 2-1Ma are bounded by the faults whose topographic features are not sharp. The time of the faulting was examined in the Kinokawa Valley area of Kii Peninsula as an example. Along the faults angular gravels belonging to the Shobudani Formation have deposited. The upper part of the formation has covered the fault cutting the lower part in the east area, while the upper part conformably overlies the lower part and is cut by the fault in the west area. Therefore it is estimated that those faults were active at nearly the same time when the sedimentary basin developed.

**Key words** : Plio-Pleistocene, sedimentary basin, Median Tectonic Line, Shobudani Formation, plant fossil, widespread tephra

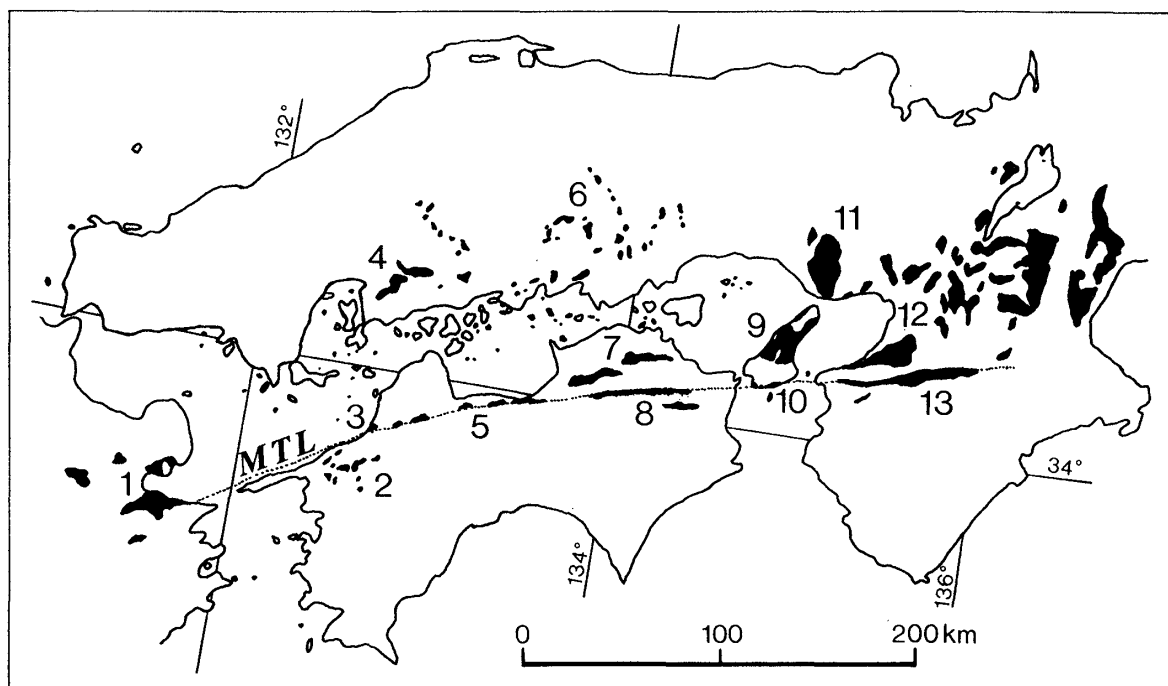
### はじめに

瀬戸内海周辺地域には、鮮新世以後の先段丘堆積物が点々と分布している (Fig. 1). これらの地層群は、前—中期中新世にこの地域に堆積した第一瀬戸内累層群に対して、第二瀬戸内累層群と呼ばれている (池辺, 1957; 笠間・藤田, 1957). それらの多くは、数10万年以上の

堆積期間を持つ一連の堆積物であり、相対的な沈降域を埋積した地層であると考えられる。

紀伊半島中部から四国に至る、中央構造線に沿った地域には、第四紀に活動している断層 (中央構造線活断層系) が存在している (岡田, 1973b). これらの断層に接するように、第二瀬戸内累層群に属する地層が細長く分布している。その主要なものには、紀伊半島中部紀ノ川

\* 地質調査所環境地質部. Environmental Geology Department, Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan.



**Fig. 1** Distribution of the Plio-Pleistocene (pre-terrace) sediments around the Seto Inland Sea and along the Median Tectonic Line.

1. Sekinan and Oita Groups, 2. Ozu and Uchiko Gravel Beds, 3. Gunchu Formation, 4. Saijo Formation, 5. Okamura Formation, 6. Onomichi and Sayo Gravel Beds, 7. Mitoyo Group, 8. Moriyama and Dochu Formations, 9-12. Osaka Group (9. northern and central part of Awaji Island, 10. southern part of Awaji Island : Yudani Formation, 11. Harima Basin, 12. Osaka Basin), 13. Shobudani Formation.

流域の菖蒲谷層、淡路島南端部の大阪層群油谷累層、徳島県吉野川沿いの森山層及び土柱層、愛媛県西条市周辺の岡村層、松山平野南西端の郡中層がある。これらは、南北幅10km以内の東西ないし北東-南西に細長い盆地に堆積したものである。

中央構造線沿いの地層の年代に関する資料が、最近になって多くの研究者によって出されてきた。本稿では、それらの資料を整理し、まず地層の年代について議論する。またそれをもとに堆積場がいつ頃から形成され、どのように変化してきたかについてふれる。さらに堆積場の形成は断層活動とも密接に関係しているはずである。この問題に関しては紀伊半島中部地域を例にして検討を行なう。ただ現在沈降域にあり、埋積されつつある堆積場については、その年代や地質構造に関する十分な地下資料がない。従って、主に前期更新世末期以前の地表に露出している地層を対象にして考えることにする。

#### 中央構造線に沿う鮮新・更新統に関する資料

中央構造線沿いの各地層についてその層序、岩相等を略述する。挟在する火山灰層とそのフィッシュン・ト

ラック年代値、古地磁気極性及び主要な植物化石については、最新の資料以外は文献のみを示し、主なデータはFig. 2及びFig. 3に示した。なおFig. 3に示した植物化石の産出層準には、必ずしも明確ではないものがある。

#### 菖蒲谷層

紀伊半島中部の紀ノ川沿いに分布する先段丘層については、従来菖蒲谷層という名前を含め、様々な名称で呼ばれていたが、ここでは菖蒲谷層という名称をその総称として用いる。本層は河川成の礫層を主体とし、粘土層、砂層を挟む堆積物で、層厚は200m以上に達する。菖蒲谷層は、最下部層、下部層、上部層及び最上部層に区分される。下部層と上部層は広く分布し、それぞれ寒川(1977)の菖蒲谷層及び五条層に相当する(Momohara *et al.*, 1990)。最下部層は紀ノ川河谷東部の吉野町香東等に分布する。最下部層と下部層とは礫種組成等が異なり、また最下部層からはより古いタイプの植物化石が産出することから、両層の関係は不整合である可能性が高い(水野・百原, 1992)。紀ノ川下流域の粉河町付近には、挟在する火山灰層の広域対比から上部層より新しいと推定される地層があり、この層準を最上部層と呼ぶ。

菖蒲谷層中に挟在する主な火山灰層には、橋本市付近の菖蒲谷1—菖蒲谷6火山灰層、五條市付近の五條1—五條5火山灰層、粉河町の粉河寺火山灰層、打田町の枇杷谷火山灰層があり、それらのうちのいくつかに対しては古地磁気測定が行なわれている(水野・百原, 1992). 菖蒲谷1火山灰層は御幸辻火山灰層、菖蒲谷6火山灰層は地蔵寺火山灰層とも呼ばれ、フィッシュン・トラック年代値が求められている(鈴木, 1988). 粉河寺火山灰層に対しても年代値が出されている(水野・吉川, 1991). 菖蒲谷層からは多数の植物化石が産出していて、三木(1948)、志井田・粉川(1954)、Momohara *et al.* (1990)、水野・百原(1992)などによって報告されている。

#### 大阪層群油谷累層

淡路島南端の南淡町阿万から灘地区にかけて分布する地層を油谷累層と呼ぶ(平山・田中, 1955を再定義). 水野(1987)は本層に相当する地層を灘層と呼んだが、この名称は和泉層群の灘累層と混同するおそれがあるため、廃棄する。また淡路島に分布する鮮新・更新統はすべて大阪層群に含める(水野ほか, 1990). 本層は、層厚120m以上で、主に河川成の砂礫層からなり、粘土層を挟んでいる。Miki(1950)及び水野(1987)により植物化石が報告されている。

#### 森山層・土柱層

森山層及び土柱層は徳島県吉野川流域に分布する。

森山層(阿子島・須鎗, 1989)は、吉野川下流域南岸の川島町—鴨島町付近に分布する。主として礫層と粘土層よりなる、河川—小規模な湖沼成の堆積物で、層厚は60m以上である。本層下部に藤井寺火山灰層が挟まれ、そのフィッシュン・トラック年代が求められている(阿子島・須鎗, 1989)。また三木(1948)、Miki(1957)などによって、植物化石が報告されている。

土柱層は、吉野川北岸に分布する先段丘層の総称である(水野, 1987)。河川成の礫層を主体とし、層厚は少なくとも80m以上に達する。土柱火山灰層、井出口(または大久保谷)火山灰層など、数枚の火山灰層が挟在している(水野, 1987; 阿子島・須鎗, 1989)が、その層序関係はよくわからない。これらの火山灰層のフィッシュン・トラック年代測定が阿子島・須鎗(1989)によって、また古地磁気測定が水野(1987)によって行なわれている。さらに花粉分析が山崎(1985)、阿子島・須鎗(1989)によって行なわれている。土成町山分<sup>くまがたじ</sup>に分布する土柱層中からは熊谷寺火山灰層(新称)が発見された。本層は、厚さ約40cm、灰白—ピンク色で、層状をなし、ガラス質の火山灰からなる。

なお水野(1987)は阿波町西谷に分布する西谷火山灰層

を土柱層中のものであると考え、また阿子島・須鎗(1989)はそのフィッシュン・トラック年代を、 $0.45 \pm 0.11\text{Ma}$ と求めたが、この火山灰層は、中位段丘面を構成する長峰礫層(岡田, 1970)中のものである可能性が高い。また水野(1987)はヒメバラモミ(*Picea maximowiczii* Regel)等の植物化石を報告したが、それらを含む地層も段丘堆積物であると考えられる。一方、池田町馬路深川谷に分布する、段丘層とされていたシルト主体層中の亜炭層から、前期更新世以前の地層からのみ見出されるメタセコイア(*Metasequoia glyptostroboides* Hu et Cheng)の球果が産出した(同定: 百原 新)。この地層は土柱層に相当すると考えられる。

#### 岡村層

愛媛県小松町、西条市、新居浜市周辺に分布する先段丘層を総称して岡村層と呼ぶ。高橋(1958)は小松町付近に分布する地層を岡村層とそれを不整合に覆う大谷池層とに、また岡田(1973a)は下位の岡村層と上位の水見礫層とに区分した。しかし両地層間の明瞭な違いや不整合は見出すことができなかったため、本稿では両層を合せて岡村層として扱う。本層は礫層を主体とし、粘土層、砂層を挟む河川—小規模な湖沼成の堆積物であり、層厚は少なくとも70m以上である。岡村層からは、高橋(1958)、稲見(1982)等によって植物化石が報告されている。また小松町岡村南方の標高約120mの地点の礫層中から岡村火山灰層(新称)が発見された。本火山灰層は厚さ80cm以上で、黄灰色を呈するガラス—結晶質火山灰からなり、重鉱物は普通角閃石が多い。そのフィッシュン・トラック年代は $1.4 \pm 0.2\text{Ma}$ と求められた(京都フィッシュン・トラック社測定)。

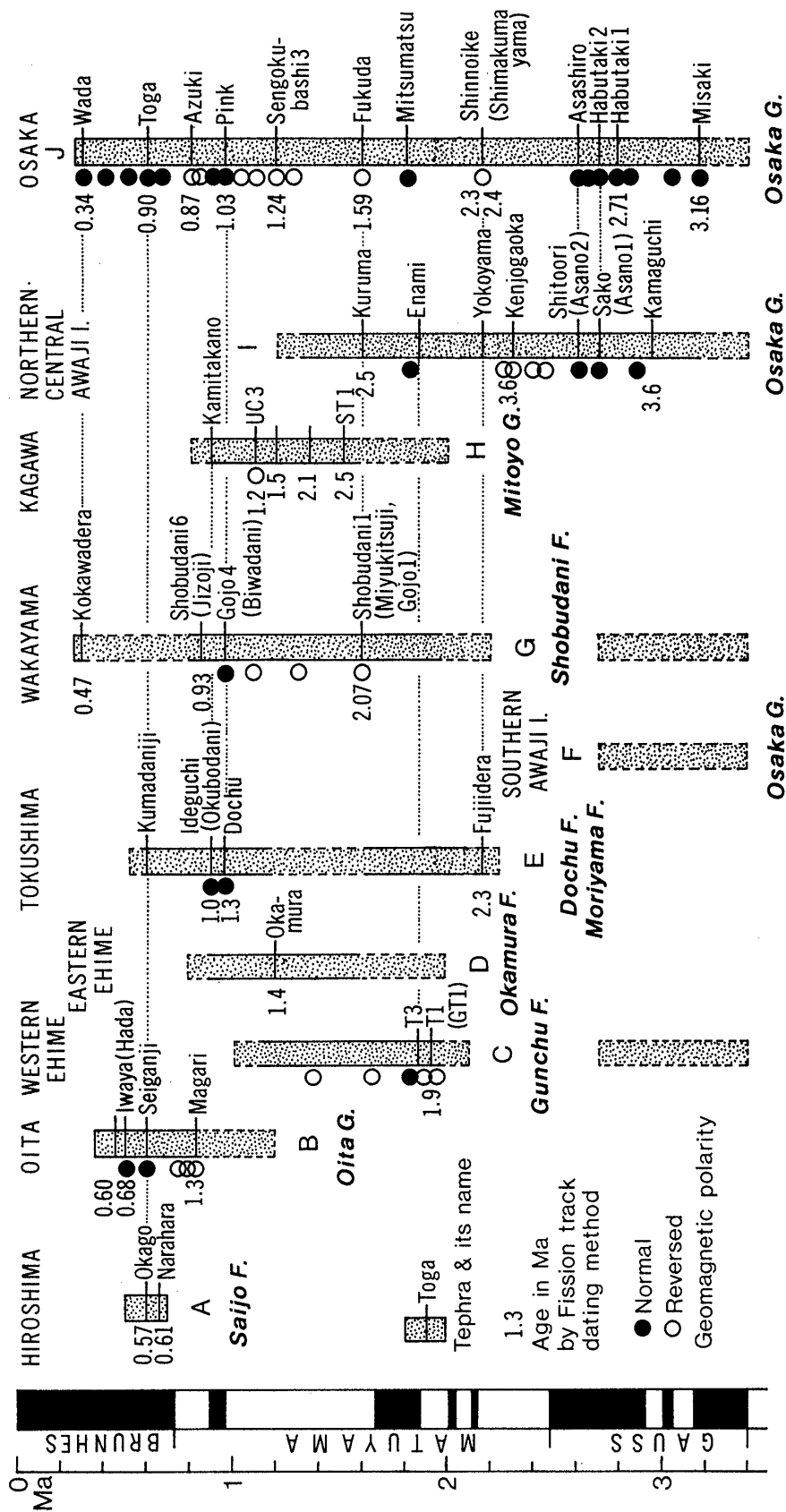
#### 郡中層

郡中層(永井, 1957)は、松山平野南西端の伊予市森の海岸沿いに露出する、湖沼—河川成の地層であり、層厚は300m以上に達する。本層下部は粘土層が優勢で、上部には礫層が発達する(高橋・鹿島, 1985; 水野, 1987など)。本層に挟在する主要な火山灰層は下位よりT1—T8と呼ばれている(水野, 1987)。また松井ほか(1985)によってフィッシュン・トラック年代・古地磁気測定が行なわれている。また八木(1955)、水野(1987)によって植物化石が報告されている。

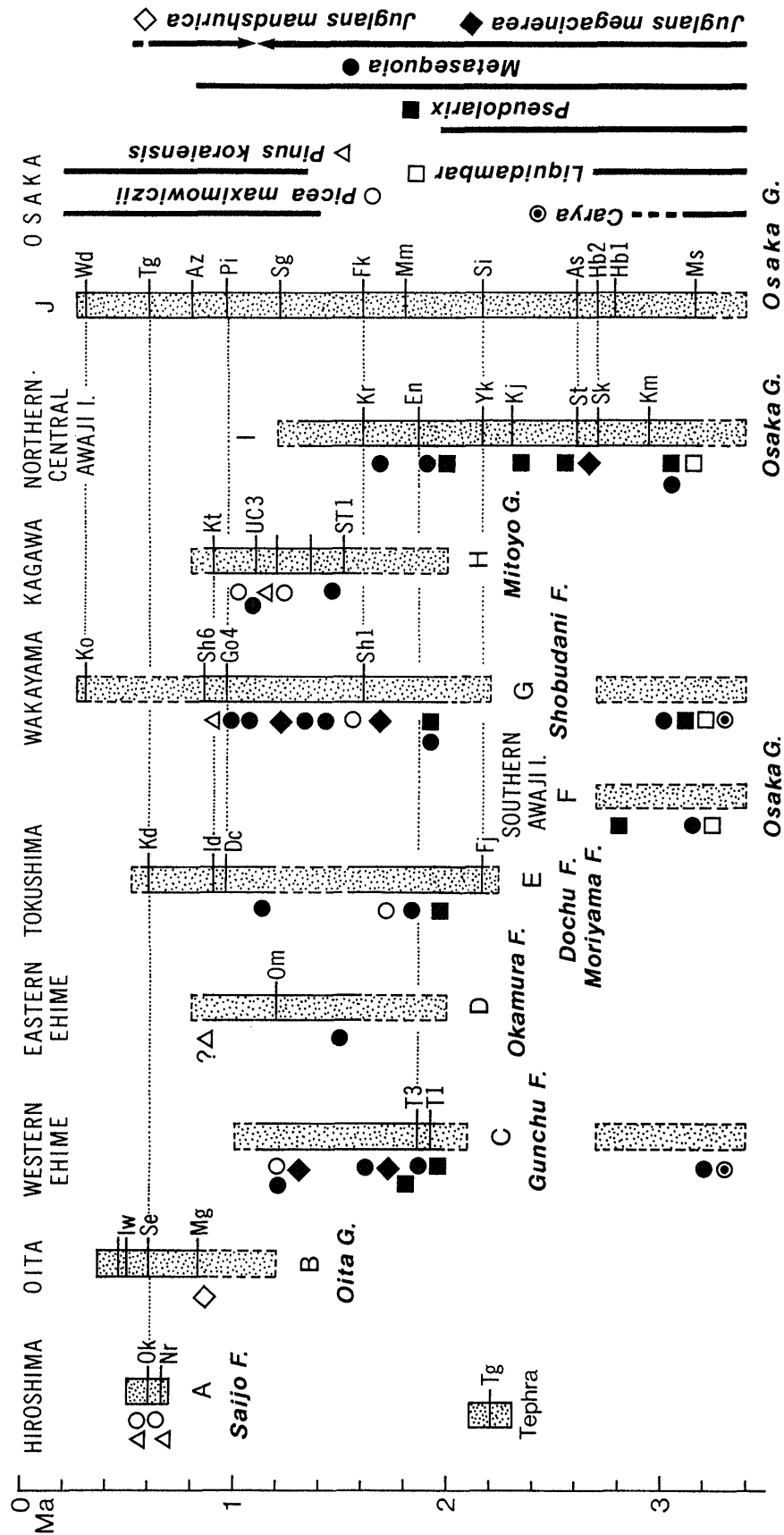
森海岸より約7km南西にあたる双海町唐崎の海岸には、小規模に鮮新・更新統が分布していたことが報告されている(八木, 1955)。本層からは森海岸よりも古いタイプの植物化石が産出している(八木, 1955)。

#### その他の地層

これらの地層のほかに、松山平野東縁の川内町には鳥



**Fig. 2** Chronology of the Plio-Pleistocene sediments on the basis of fission track dating, geomagnetic polarity and the correlation of widespread tephra. References, A: Higashimoto *et al.* (1985), B: Horie (1986), Mizuno *et al.* (1989), C: Matsui *et al.* (1985), Mizuno (1987), D: this paper, E: Mizuno (1987), Akiyama and Suyari (1989), G: Suzuki (1988), Mizuno and Kikkawa (1991), Mizuno and Momohara (1992), H: Saito (1984), Mizuno (1987), Suyari and Akiyama (1990), I: Horie (1986), Mizuno *et al.* (1990), Takahashi *et al.* (1992), J: Nishimura and Sasajima (1970), Torii *et al.* (1974), Iihara *et al.* (1975, 1984), Suzuki (1988).



**Fig. 3** Some plant macrofossils occurrence from the Plio-Pleistocene sediments. Each tephra's mark corresponds to the tephra name in Fig. 2. References, A: Higashimoto *et al.* (1985), B: Momohara (unpublished), C: Yagi (1955), Mizuno (1987), D: Takahashi (1958), Momohara and Mizuno (unpublished), E: Miki (1948, 1957), F: Miki (1950), Mizuno (1987), G: Miki (1948), Momohara *et al.* (1990), Mizuno and Momohara, (1992), H: Furuichi (1981, 1982), I: Miki (1948), Mizuno *et al.* (1990), Momohara (unpublished), J: Miki (1948), Iihara *et al.* (1986), Momohara (1992).

ノ子層(長谷川, 1988)が, 松山平野南部の伊予市八倉付近には八倉層(高橋ほか, 1984)が分布している。それらは主として河川成の厚い堆積物で, 礫層を主体としている。

### 鮮新・更新統の対比とその基準

中央構造線沿いに分布する鮮新・更新統の年代を, 大型植物化石の産出状況, 挟在するテフラのフィッシュン・トラック年代値, 古地磁気層序及びテフラの対比などから検討する。古地磁気タイムスケールはMankinen and Dalrymple(1979)に従う。また対比の基準となる標準層として大阪盆地に分布する大阪層群をとりあげる。この地域の大阪層群は, 火山灰, 古地磁気, 植物化石層序が確立され, また放射年代値も多数出されている(Itihara *et al.*, 1975; 市原ほか, 1986など)。その他に瀬戸内海周辺に分布する地層(淡路島の大阪層群, 香川県讃岐平野南部の三豊層群, 別府湾西岸の大分層群, 広島県南部の西条層)との対比も考える。これらの地層の資料はFig. 2 及びFig. 3 に示した。

#### 1. 大型植物化石に基づく対比

いくつかの植物は, 鮮新世から更新世のある時期に絶滅あるいは日本列島から消滅し, 逆にいくつかは新しく出現している。大阪盆地ではそれらの生層序がある程度明らかにされている(市原ほか, 1986; Momohara, 1992など)。これを基準に対比を行なう。それぞれの植物の消滅や出現の時期は, 広域的にみて同時であるとは限らないが, 後述するテフラの対比結果とあわせると, その時期には大きな差はないと思われる。従って, 以下の議論はいくつかの植物の消滅, 出現が広域的にほぼ同時期であることを前提とする。なお各植物の産出状況は, 厳密には数万-10万年程度の間隔で繰り返される温暖期と寒冷期とで異なる可能性が高いが, 本稿ではその精度まではふれない。

フウ属(*Liquidambar*)は, 大阪ではガウス正磁極期(3.40-2.48Ma)の後期あたりで消滅している。またカリヤ属(*Carya*)はさらに古い時期に消滅した可能性が高いが明確ではない(以上 Momohara, 1992)。フウ属やカリヤ属は中央構造線沿いの地域では, 紀ノ川河谷東端部の吉野町香東や西部の桃山町安楽川付近に分布する菖蒲谷層最下部層(三木, 1948), 淡路島南端の大阪層群油谷累層(Miki, 1950)及び愛媛県双海町唐崎の郡中層相当層(八木, 1955)から産出している。フウ属は琵琶湖南方に分布する古琵琶湖層群ではガウス期とオルドバイイベント(1.87-1.67Ma)との間の層準からも産出している(古琵琶湖団体研究グループ, 1977)ので注意を要する。し

かし菖蒲谷層最下部層や油谷累層では, ガウス期以前からしか産出が知られていないヌマミズキ属(*Nyssa*), セツリミアサガラ属(*Meliiodendron*)なども産出している(三木, 1948及び百原・水野の未公表資料)。従ってこれらの地層の年代は3Ma 前後である可能性が高い。もっと古い時代の可能性もあるが, その場合にはオオミツバマツ(*Pinus trifolia* Miki)などの古いタイプの植物が伴われる(三木, 1948)。おそらく4 Ma より古くなることはないと思われる。

大阪では, イヌカラマツ(*Pseudolarix kaempferi* (Lamb.) Gordon)はオルドバイイベント付近で, またメタセコイア属(*Metasequoia*)はハラミヨイベント(0.97-0.90Ma)と松山逆磁極期-ブリュンヌ正磁極期境界(0.73Ma)との中間あたりの層準で, それぞれ消滅する。一方, ヒメバラモミ(*Picea maximowiczii* Regel)やチョウセンゴヨウ(*Pinus koraiensis* S. et Z.)はオルドバイイベントとハラミヨイベントとの中間の層準あたりから出現する。またクルミ属ではハラミヨイベントの直下あたりを境にそれより下位の層準からはオオバタグルミ(*Juglans megacincerea* Miki ex Chaney)が, 上位の層準からはマンシュウグルミ(*Juglans mandshurica* Max.)が産出している(以上, 市原ほか, 1986; Momohara, 1992など)。これらの化石の組合わせによって, 地層の年代を限定することができる。

菖蒲谷層では, 下部層の下部からイヌカラマツが産出するが, それより上位にはみられない。またメタセコイアは下部層から上部層の下半部まで連続的に産出するが, 上部層上半部の堆積期には消滅したとみられ, また代ってチョウセンゴヨウが認められる(Momohara *et al.*, 1990; 水野・百原, 1992)。これらから, 菖蒲谷層下部層から上部層にかけての年代は約2-0.8Ma 頃と考えられる。

森山層からはイヌカラマツ, ヒメバラモミ, メタセコイアが産出している(Miki, 1957)。また土柱層の一部の層準からはメタセコイアが産出しているがイヌカラマツの報告はない。森山層の中にイヌカラマツの消滅する層準があるとみられる。また土柱層は森山層よりも上位にあたる可能性が高い。これらの推定は阿子島・須鎗(1989)によるテフラの放射年代値と調和的である。

岡村層では, 下部からメタセコイアが産出している(高橋, 1958)。またオオバタグルミ, ヒメバラモミ, メタセコイア, マンシュウグルミが層準の明らかでない数地点から産出している(Miki, 1957; 稲見, 1982及び百原・水野の未公表資料)。イヌカラマツは報告されていないことから, 本層の年代は1.5Ma 頃から1 Ma より少

し新しい時期に及ぶとみられる。

伊予市森の海岸に分布する郡中層では、イヌカラマツは下部からのみ産出している。またメタセコイアはどの層準でも認められ、上部ではヒメバラモミを伴っている(水野, 1987)。従って、年代の範囲はおよそ2-1Ma頃と推定される。これは松井ほか(1985)による、テフラの放射年代値・古地磁気層序に基づく推定年代と調和的である。

## 2. テフラの対比

瀬戸内海周辺地域を含めて、各地の鮮新・更新統に挟在する主要な軽石層、火山灰層をその層位と岩石学的特徴に基づいて対比した。対比される各テフラの重鉱物組成と火山ガラス及び斜方輝石の屈折率をFig. 4に示す。それぞれの試料の採取地点は、ピンク火山灰層(大阪府和泉市光明池)以外は模式地またはその近くである。屈

折率測定装置は主としてRIMS87(京都フィッショントラック社製)によった。またそれぞれのテフラの火山ガラスのICP発光分析法(吉川, 1990)による化学組成値をFig. 5に示す(分析は大手開発株式会社地科学試験所による)。対比されるテフラ相互では、重鉱物組成や屈折率及び火山ガラスの化学組成は類似し、また火山ガラスの含有量、各構成鉱物の特徴なども類似していて、それらは同一テフラである可能性が高い。以下に対比されるテフラについて略述するが、すでに報告されているテフラについてはその岩石学的記載は省略する。

### 真ノ池火山灰層と対比されるテフラ

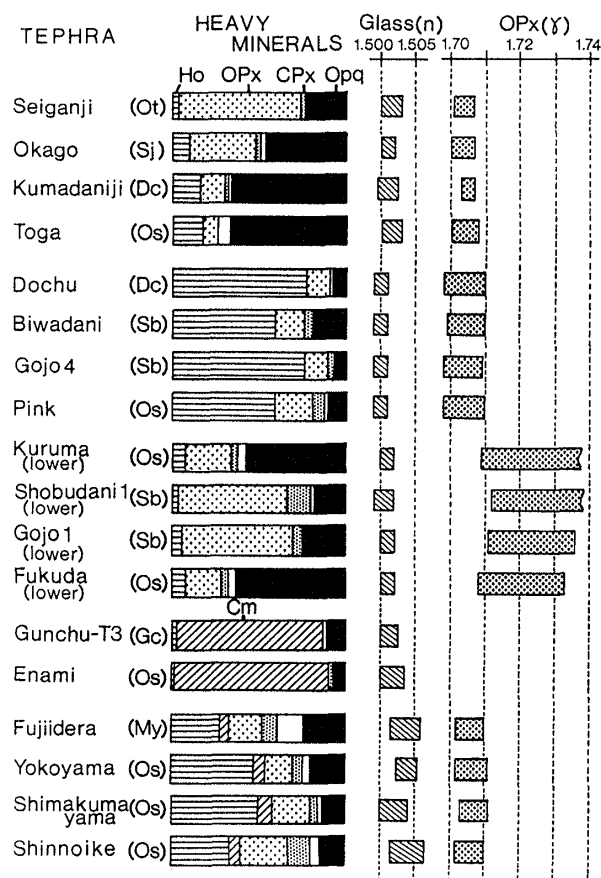
大阪層群に挟在する真ノ池火山灰層(Itihara *et al.*, 1975, 吉川, 1976)及びそれと同一層と考えられている島熊山火山灰層(竹辻・市原, 1967)に対比されるテフラとして、淡路島の大阪層群中の横山火山灰層(新称)と森山層下部に挟在する藤井寺火山灰層(阿子島・須鎗, 1989)がある。横山火山灰層は、東浦町横山に分布し、その挟在層準は富島累層(水野ほか, 1990)上部の最上部である。本層は、厚さ約20cmで、灰白色を呈するガラス質火山灰からなる。これら各テフラは重鉱物として普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石、カミングトン閃石を含む特徴がある。真ノ池火山灰層の層位は、オールドバイイベントとガウス-松山期境界の間にある(市原ほか, 1984)。

### 郡中-T 3 火山灰層と榎列火山灰層

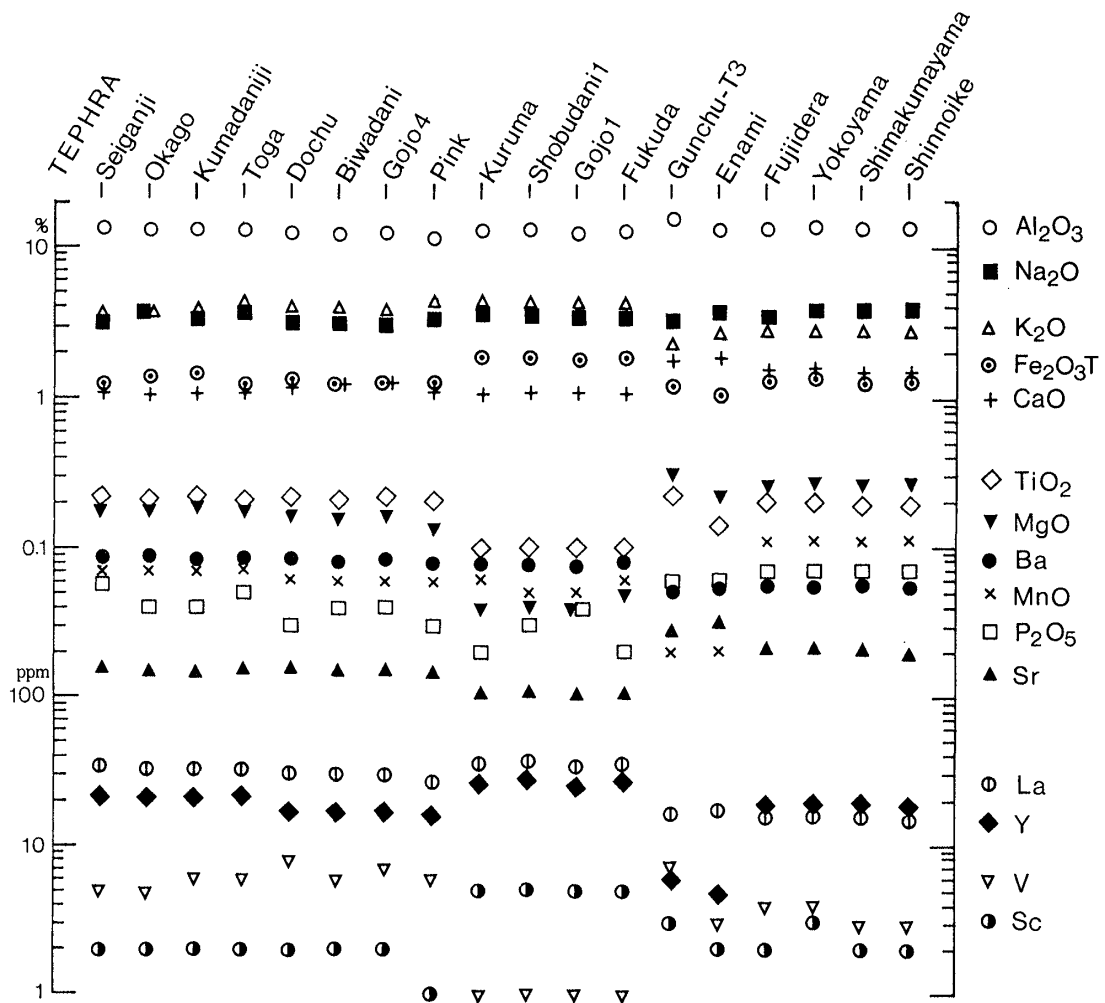
郡中層中のT 3 火山灰層(水野, 1987)と淡路島の大阪層群中の榎列火山灰層(新称)とが対比される。榎列火山灰層は三原町榎列山所に分布する。本層は、愛宕累層(岡・寒川, 1981; 高橋ほか, 1992)上部の最上部に挟在し、前述した横山火山灰層と近接した層準であると考えられるが、上下関係は不明である。厚さは約2cmで、灰白色を呈し、細粒のガラス質火山灰からなる。対比される両火山灰層は、重鉱物がほとんどカミングトン閃石からなるという特徴を持っている。この重鉱物組成を持つテフラは極めて稀であり、対比の主な根拠とした。両テフラはオールドバイイベント付近の層準と思われるが明確ではない。

### 福田火山灰層と対比されるテフラ

大阪層群中の福田火山灰層(Itihara *et al.*, 1975; 吉川, 1976)に対比されるテフラとして淡路島の大阪層群中の久留麻火山灰層(水野ほか, 1990)、菖蒲谷層下部層に挟在する菖蒲谷1(御幸辻)火山灰層(Momohara *et al.*, 1990)及び五條1火山灰層(水野・百原, 1992)がある。五條1火山灰層以外の対比はすでに藤本ほか(1989)によって指摘されている。これらのテフラの岩相は、上・



**Fig. 4** Heavy mineral composition and refractive indices of glass shards and orthopyroxene on some correlative tephras. Ho: hornblende, OPx: orthopyroxene, CPx: clinopyroxene, Opq: opaque minerals, Cm: cummingtonite, Ot: Oita Group, Sj: Saijo Formation, Dc: Dochu Formation, Os: Osaka Group, Sb: Shobudani Formation, Gc: Gunchu Formation, My: Moriyama Formation.



**Fig. 5** Chemical composition of volcanic glasses of tephras by ICP emission spectrometry.  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$  means total Fe as  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Analyst: Geotechnical Laboratory, Bishimetal Exploration Co., Ltd..

下部が灰白—白色ガラス質層で、中部にアズキ色を呈し結晶粒の比率がやや高くなる層があるという特徴を持つ。このような岩相を示すテフラは他の層準には知られていない。福田火山灰層の層位は、オールドバイイベントの直上であると推定されている(市原ほか, 1984)。

#### ピンク火山灰層と対比されるテフラ

大阪層群中のピンク火山灰層(Itihara *et al.*, 1975 ; 吉川, 1976など)に対比されるテフラとして、菖蒲谷層中の五條4火山灰層及び枇杷谷火山灰層(水野・百原, 1992), 土柱層中の土柱火山灰層(水野, 1987; 阿子島・須鎗, 1989)がある。ピンク火山灰層の層準はハラミヨイベントに相当すると考えられている(Ishida *et al.*, 1969)。他のテフラも放射年代または植物化石と古地磁気極性(正帯磁)の組合わせから、ハラミヨイベントにあたると考えられ、岩石学的特徴の一致とあわせて、互に対比される。

#### 梅火山灰層と対比されるテフラ

大阪層群中の梅火山灰層<sup>とか</sup>(Itihara *et al.*, 1975; 吉川, 1976)に対比されるテフラとして、土柱層中の熊谷寺火山灰層(本稿), 西条層中の岡郷火山灰層<sup>おかこう</sup>(東元ほか, 1985)及び大分層群中の誓願寺軽石層(水野ほか, 1989)がある。熊谷寺火山灰層を除いた各テフラの対比はすでに吉川ほか(1991)で述べられている。これらのテフラは、粒度や色が多少異なる厚さ数cmの層が何枚も重なる岩相を示すことと、構成粒子として褐色ガラスを含む塊状・粒状ガラスが多いことが特徴である。梅火山灰層の層位はブリュンヌ正磁極期内に位置し(Torii *et al.*, 1974), また海水準変動に対応した海成粘土層との関係(Itihara *et al.*, 1975)などから、その年代は約0.6-0.5Maと推定される。

#### その他のテフラの対比

土柱層中の井出口(大久保谷)火山灰層(水野, 1987)は



三豊層群中の上高野火山灰層(斎藤文紀, 未公表)に対比されている(水野, 1987). また菖蒲谷層最上部層中の粉河寺火山灰層(水野・百原, 1992)は大阪層群中の八田, 和田火山灰層(吉川, 1973)に対比され, その年代は約0.3Maと推定されている(水野・吉川, 1991).

### 3. フィッション・トラック年代値について

古地磁気層序やテフラの対比さらに大型植物化石の産出状況に基づく, 各地で求められたフィッション・トラック年代値の中には, Mankinen and Dalrymple(1979)の古地磁気タイムスケールや, さらに少し古い年代値を示す Shackleton *et al.* (1990)や Hilgen(1991)の古地磁気タイムスケールを基準にしても, それらより古めに出ているものが少なからずあると考えられる(Fig. 2 参照). たとえば, 福田火山灰層の層準はオルドバイイベントの直上にあたり, その年代は古地磁気タイムスケールに従うと約1.6-1.7Maと推定されるが, 福田火山灰層に対比される久留麻火山灰層の年代値は $2.5 \pm 0.3$ Ma(水野ほか, 1990), 菖蒲谷1(御幸辻)火山灰層の年代値は $2.07 \pm 0.36$ Ma(鈴木, 1988)である. 中央構造線沿いに分布する地層は年代の決め手になるものが少ないために, フィッション・トラック年代値に頼りがちであるが, その扱いには十分注意する必要がある.

### 中央構造線沿いの堆積盆地の発達史

前章で述べた地層の対比を基準にして, 中央構造線に沿った堆積盆地の発達史を考える. また瀬戸内海東部地域における, 筆者のイメージする堆積場の変遷を Fig. 6 に示した. 大阪湾周辺や香川の古地理は市原ほか(1991)及び古市(1981, 1982), 須鎗・阿子島(1990)等を参考にした.

植物化石に基づく, 3 Ma 前後の年代と考えられる地層が, 紀ノ川上・下流域, 淡路島南端, 伊予灘の海岸沿いに分布していることになる. その正確な分布範囲は, 周囲が沖積層等に覆われていたり, 海域であったりするために, よくわからない. 紀ノ川上流部での, 菖蒲谷層最下部層の岩相をみると, 北縁部に扇状地成の不淘汰な角礫層があり, 南側の本流型河川成とみられる亜円礫層とインターフィンガーしている(Fig. 8). このような岩相から, 中央構造線に沿って東西に延びる沈降帯が, 小規模ながら最下部層堆積当時に存在していたとみられる. 淡路島では, 中部地域と南端部に 3 Ma 前後の地層(愛宕累層下部及び油谷累層)が分布しているが, 南端部では三波川帯起源の結晶片岩礫を多量に含むものに対して, 中部地域では全く含んでいない. このことは両地域では水系が異なっていて, 両地域間の論鶴羽山地が当時から

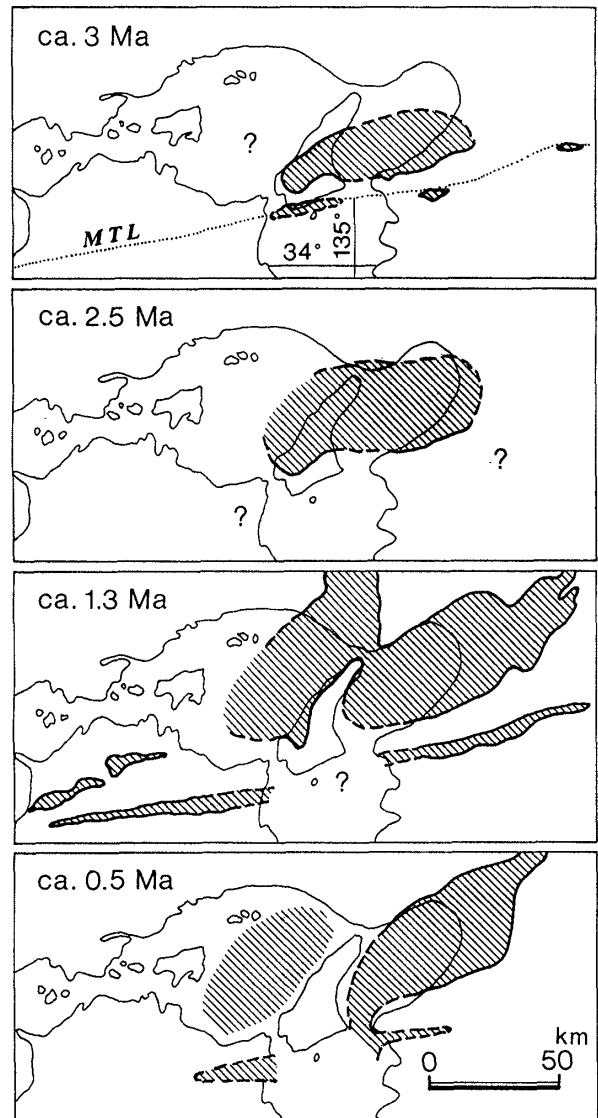


Fig. 6 Transition of sedimentary fields since the Middle Pliocene in and around the eastern Seto Inland Sea.

らすでに存在していたことを示すとみられる(高橋ほか, 1992). このように 3 Ma 頃から中央構造線に沿った地域に, 大阪湾周辺の堆積盆地とは独立して堆積場が形成されていたと考えられる.

大阪盆地南縁に分布する大阪層群最下部の一部も 3 Ma 頃の地層とみられる(市原ほか, 1986)が, その中には三波川帯起源と考えられる結晶片岩礫が含まれていて, 当時外帯から中央構造線を横断して北流する河川が存在していたことが指摘されている(市原, 1966; 岡, 1978). それらの河川は, 中央構造線沿いに形成された小盆地を経由していたか, あるいは独立した別の河川であったと考えられるが, 正確な流路はわからない. なお淡路島中・北部にも結晶片岩礫を含む地層がある(市原,

1966; 岡・寒川, 1981)が, これらは 3 Ma より新しい地層である(水野ほか, 1990; 高橋ほか, 1992). これらの古流路もよくわかっていない.

植物化石やテフラの対比に基づくと, 2 Ma 頃(ガウス正磁極期とオルドバイイベントとの中間の層準にあたる時期)から中央構造線沿いに広く地層が堆積している. 紀ノ川流域では, 上流域から少なくとも中流域にかけて, 2 Ma 頃から菖蒲谷層下部層が堆積しているし, 吉野川下流域では, 森山層が同じ頃から堆積している. ただ地下にはより古い地層が存在しているかもしれない. 松山平野南西端の郡中層の下限も 2 Ma 頃とみられる. 西条市周辺の岡村層に関しては, 地表に露出している地層の年代は, もう少し新しいと推定される. しかし下限が確認されていないので, 地表下により古い時代の地層が存在する可能性が高い.

紀ノ川上流部では, 菖蒲谷層最下部層と下部層が接している. 最下部層は, デイサイトの巨礫を主体とする礫層で, 一方下部層は中一大礫サイズのチャート, 砂岩礫を主体とする礫層からなり, 岩相が異なっている. 両層の堆積時期には, 周囲の地理が異なっていたと考えられ, 従って両層間に堆積間隙がある可能性が高い. 他の地域では, 3 Ma 頃と推定した地層と 2 Ma 頃以後の地層が接するところはみられない.

2 Ma 頃から堆積を始めた地域は, 植物化石やテフラの対比に基づくと, 多くが前期-中期更新世境界前後まで連続して堆積を続け, 現在丘陵地になっているところは, その後に隆起域に変化したと考えられる. ただし紀ノ川下流域には約 0.3 Ma と推定される粉河寺火山灰層を挟む地層(菖蒲谷層最上部層)がある. 本層と紀ノ川

中・上流域に広く分布する上部層とが不整合なのか, 連続した堆積物なのかはよくわからない. ただどちらにしても中期更新世中頃の堆積場が紀ノ川下流域に限定されたことは確かである.

紀ノ川や吉野川の下流域, 西条市周辺の平野部, 松山平野などは, 沖積層が広く発達し, 現在での堆積場であると考えられる. これらの堆積場がいつ頃から形成されたのかは, 地下の年代に関する資料が乏しいためによくわからない.

### 堆積盆地の形成と断層活動との関係 —紀ノ川河谷を例にして—

中央構造線沿いの堆積盆地の北縁または南縁には, 断層が存在していて, 鮮新・更新統はこれらの断層によってその分布が規制されている. この事実は, 堆積場の形成が断層活動と密接に関係していることを示唆する. 以下では菖蒲谷層が分布する紀ノ川河谷を例にして両者の関係について考察する. この地域の断層活動史については寒川(1977)や岡田・寒川(1978)などが詳しく論じているので, ここでは堆積物及び堆積盆地を中心として若干の新知見を述べる.

Fig. 7 には紀ノ川中・上流域の地質概略図を示した. この地域では, 菖蒲谷層は最下部層, 下部層, 上部層に分けられる. 菖蒲谷層分布域の北縁には広く断層が存在し, 基盤岩類と菖蒲谷層とが接している(河田, 1939; 志井田, 1954; 寒川, 1977 など). 五條市から東方に存在する断層は千股(衝上)断層(志井田, 1954)あるいは福神(衝上)断層(梅田, 1973)と呼ばれている. 五條市から西方に分布する断層については, 中央構造線の一部に

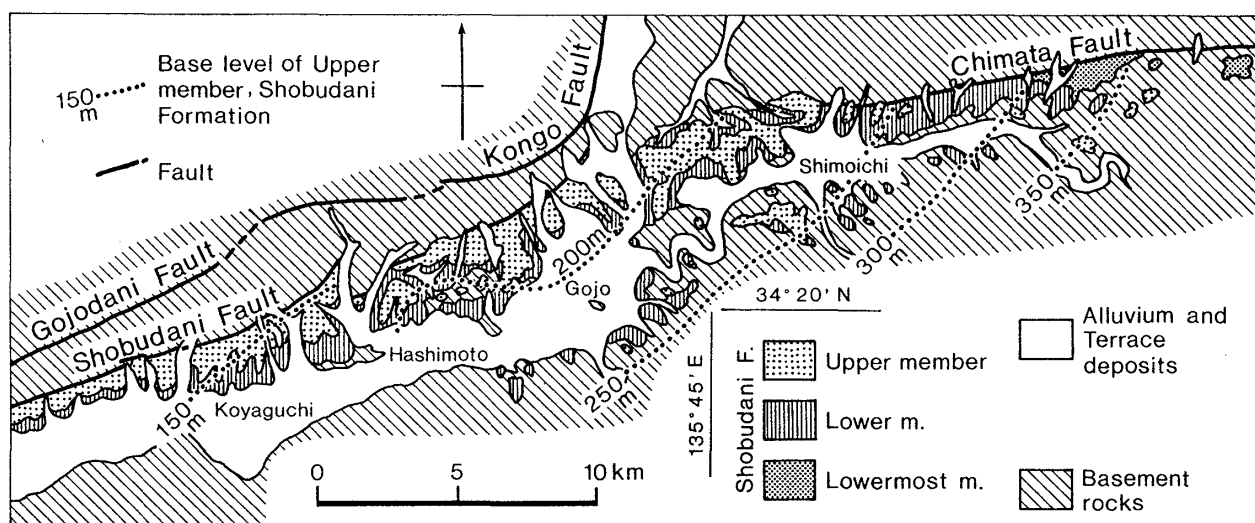


Fig. 7 Geological sketch map of the Kinokawa valley area, Kii Peninsula.

含まれている(Kobayashi, 1941)のみであるため、ここでは菖蒲谷断層(新称)と呼ぶ。

千股断層は菖蒲谷層の一部の層準(最下部層及び下部層)を変位させているが、梅田(1973)、寒川(1977)によるとこの断層は竜門累層あるいは五条層と呼ばれる地層に不整合に覆われている。竜門累層、五条層に相当する地層が菖蒲谷層上部層である。菖蒲谷層の模式地とされ、また断層変位を受けていることが最初に報告された(河

田, 1939)橋本市菖蒲谷に露出する地層も同じ層準にあたる(Momohara *et al.*, 1990)。つまり菖蒲谷断層は菖蒲谷層上部層までを変位させていて、千股断層よりも後の時期まで活動的であったとみられる。菖蒲谷層下部層と上部層とは五條以西では整合であり、その境界の年代は、ハラミヨイベントの層準にあたると考えられる五條4火山灰層が上部層の中部に挟在することなどから、約1.2-1.0Maと推定される。五條以东でも、両部層は断

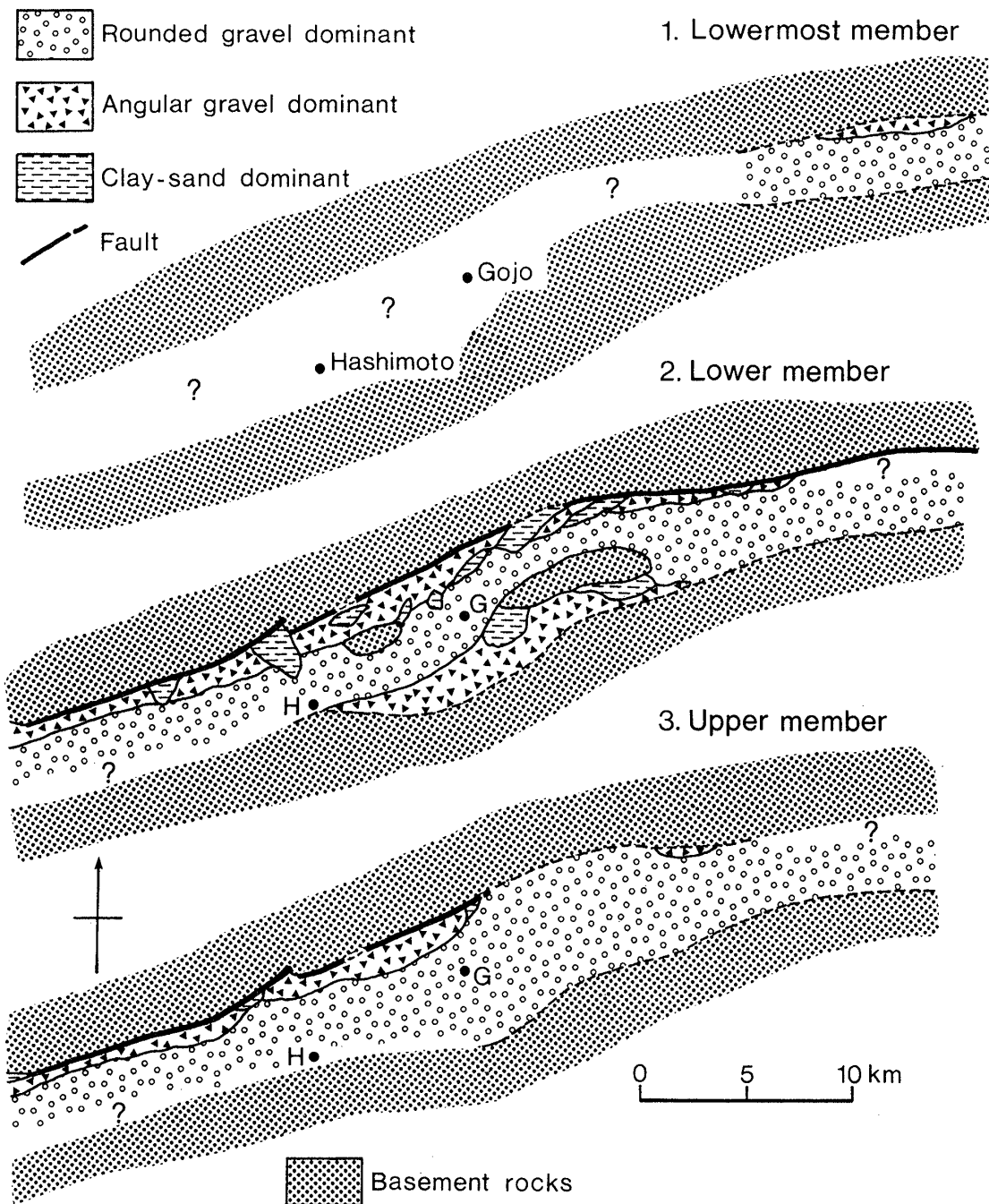


Fig. 8 Lithofacies distribution at three stages of the Shobudani Formation.

層近傍を除いて整合であるとみられる。従って千股断層は菖蒲谷層下部層堆積の頃に活動していたと考えられる。

Fig. 8 には、各部層ごとの主要な岩相分布を示した。どの時期でも古紀ノ川の本流型礫層である亜円一円礫層が主体である。しかし下部層では、北縁部に扇状地あるいは支流河川的な亜角一角礫層が発達している。それらは断層に沿って分布しているが、各断層の末端付近には粘土層等の細粒な岩相が比較的優勢である。これらのことは、下部層堆積中から北縁部に断層が存在していて、急崖が形成され、それに沿って扇状地が分布していたことを示すと考えられる。下部層や上部層は、一般にごく緩く北西ないし北へ傾いている(Fig. 7)。千股断層や菖蒲谷断層が、このような傾動運動を伴いながら活動して、相対的な沈降域に地層が堆積していったと推定される。

最下部層でも北縁部に扇状地成の礫層がみられる。しかし分布が小規模であるため、最下部層堆積当時から断層が存在していたかどうか明らかではない。なお最下部層と接する断層は、下部層堆積時に活動したものと考える。

上部層の岩相分布をみると、五條以東の河谷北縁部には、扇状地成の礫層はほとんどみられない。このことは千股断層が上部層堆積時には活動を停止したと考えられることと調和的である。一方菖蒲谷断層沿いでは亜角一角礫層が発達していて、断層活動が継続していることを示すと考えられる。この断層沿いの岩相は、下部層に比べて細粒相の割合が少なくなり、礫も全体的に粗粒で淘汰度も低いものが多くなっている。これは断層崖が下部層堆積時よりも成長しているためであると推定される。

菖蒲谷断層は段丘層をほとんど変位させておらず、また変位地形が明瞭でないのも、最近では活動的でないと考えられている(岡田, 1973b; 寒川, 1977)。菖蒲谷層上部層が堆積を終えてまもなく、菖蒲谷断層も不活発になったと思われる。

段丘堆積物を変位させたり、変位地形が明瞭で、現在活動的であると考えられている断層は、五条谷断層や金剛断層である(Fig. 7: 岡田・寒川, 1978; 藤田・奥田, 1973など)。これらの断層は菖蒲谷断層の1-3km北側の基盤山地中を菖蒲谷断層とほぼ平行に走っている。五条谷断層の西側に連続する根来断層(岡田・寒川, 1978など)も活断層で、紀ノ川下流域では山地と平野部との境界になっている。この平野部の形成、発達、根来断層の活動とある程度関係していると考えられる。

土柱層、岡村層の分布域の北縁または南縁には、一般に断層が存在していて、地層の分布を規制している。こ

れらの断層の多くは、菖蒲谷断層と同様に変位地形が不明瞭で(岡田, 1973a; 水野, 1987など)、最近では活動的でないと考えられる。断層の活動時期も、紀ノ川河谷の場合と同様にそれぞれの地層の堆積時期と重なっている可能性が高い。またこれらの古い断層に平行して、段丘層を変位させ、変位地形の明瞭な断層が存在している(岡田, 1970, 1973a など)。新旧の断層活動は、菖蒲谷層などの古い堆積場と現在の堆積場を含めた地形の形成に対応しているものと考えられる。

### まとめと問題点

紀伊半島から四国に至る中央構造線活断層系に沿った地域には、鮮新・更新統が分布している。これらの地層の年代を推定し、それをもとに堆積場の発達史を考えた。

地層の年代は、植物化石やテフラの対比などに基づく。3 Ma 頃から前期・中期更新世境界前後までに及ぶと考えられる。ただ3 Ma 頃の地層の年代は、植物化石のみによって推定されているので、正確ではない。

中央構造線に沿った地域では、局所的には3Ma 前後から堆積場が形成され始めたと考えられる。その時期から中央構造線が活動していたかどうかはよくわからない。2 Ma 頃になるとかなり広域にわたって堆積場が形成された。またこの頃から断層活動が活発になってきたと思われる。2 Ma 頃からの堆積場は3 Ma 頃の堆積場が徐々に広がっていったものか、それとも一度消滅したのちに新たに形成されたものなのかは不明である。ただ3 Ma 頃から2 Ma より新しい地層までが連続的に堆積しているところはどこにもみられないことを考えると、後者の可能性が高い。2 Ma 頃から形成された堆積場は、前期-中期更新世境界頃まで存続し、その後少なくとも一部では隆起域に変化している。堆積場の形成に関与していた断層もこの頃に不活発になったとみられる。現在沈降域にある堆積場は、古い堆積場から移り変わるように形成されたのか、それとも後の時期になってから新たに広がったものなのかはよくわからない。この問題点を明らかにするには、地下地質に関する詳細な調査が必要である。

中央構造線に沿った地域での堆積場は、50-100万年程度の間隔で拡大と縮小を繰り返しているようにもみえる。瀬戸内海周辺地域の堆積盆地では、同じくらの間隔で堆積場の移動が起っていることが多く、たとえば淡路島中・北部地域でも明瞭に現れている(高橋ほか, 1992; Fig. 6)。中央構造線沿いの堆積場の変化を正確に把握するには、瀬戸内海周辺を含めた広範な地域にわたって、古水系を含めた詳細な古地理の復元を行なうこ

とが必要であろう。また堆積場の変化がなぜ起こるのか、その原因を明らかにすることも今後の課題である。

## 謝 辞

本稿をまとめるにあたって、千葉県立中央博物館の百原 新氏には、産出した植物化石に関する未公表資料を提供して頂き、また植物化石の同定をして頂いた。さらに植物化石層序についてご教示頂いた。愛知県立大学の岡田篤正教授、四国総合研究所の長谷川修一氏、地質調査所の寒川 旭氏には地層や断層に関する様々なご教示、ご討論を頂いた。大阪市立大学の吉川周作助教授には、大阪層群の火山灰試料を提供して頂いた。これらの方々に深く感謝申し上げる。

## 文 献

- 阿子島功・須鎗和巳, 1989, 中央構造線吉野川地溝の形成過程. 地球科学, **43**, 428-442.
- 藤本純一・吉川周作・水野清秀, 1989, 福田火山灰層の岩相について. 日本第四紀学会講演要旨集, No. 19, 58-59.
- 古市光信, 1981, 香川県山本町付近の三豊層の層序と花粉分析. 香川県自然科学館研報, **3**, 25-32.
- 古市光信, 1982, 香川県西部大野原町付近の三豊層. 香川県自然科学館研報, **4**, 25-34.
- 長谷川修一, 1988, 古期重力滑動岩塊の地質構造. 第27回地すべり学会研究発表講演集, 36-39.
- 東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄, 1985, 呉地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- Hilgen, F. J., 1991, Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 226-244.
- 平山 健・田中啓策, 1955, 7万5千分の1徳島図幅地質説明書. 地質調査所, 34p.
- Horie, S., 1986, Fission-track dating data on fresh-water sediments for the study of land connection between the Asiatic Continent and Lake Biwa through the Seto Inland Sea. *Proc. Japan Acad.*, **62**, Ser. B, 377-380.
- 藤田和夫・奥田 悟, 1973, 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 97-109.
- 稲見馬治郎, 1982, 新居浜市の鮮新—更新世岡村層. 地学研究, **33**, 181-185.
- 池辺展生, 1957, 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—. 新生代の研究, No. 24-25, 508-517.
- Ishida, S., Maenaka, K., and Yokoyama, T., 1969, Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene Series in Kinki district, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **75**, 183-197.
- 市原 実, 1966, 大阪層群と六甲変動. 地球科学, No. 85・86, 12-18.
- 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, 148p.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K., 1975, Stratigraphy of Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **19**, 1-29.
- 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ョン・トラック年代—. 地球科学, **38**, 1-16.
- 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.
- 笠間太郎・藤田和夫, 1957, 日本の新生代の堆積区とその変遷(1)—瀬戸内地質区の特性と変遷—. 新生代の研究, No. 24-25, 518-526.
- 河田喜代助, 1939, 紀ノ川流域の“中央線”に沿う地質. 矢部教授還暦記念論文集, 39-53.
- 吉川清志, 1990, ICP発光分析を用いたテフラの同定法とその応用. 地学雑誌, **99**, 743-758.
- 吉川清志・水野清秀・杉山雄一, 1991, 関東—九州における前—中期更新世テフラの広域対比. 月刊地球, **13**, 228-234.
- Kobayashi, T., 1941, The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Island. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, **2**, 219-578.
- 古琵琶湖団地研究グループ, 1977, 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, **31**, 115-129.
- Mankinen, E. A. and Dalrymple, G. B., 1979, Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m. y. B. P. *Jour. Geoph. Res.*, **84**, 615-626.
- 松井和夫・長谷川修一・山田 仁, 1985, 愛媛県伊予市南西に分布する郡中層の年代について. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 52.
- 三木 茂, 1948, 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, No. 9, 105-144.
- Miki, S., 1950, Taxodiaceae of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ. Ser.D*, **1**, 63-77.
- Miki, S., 1957, Pinaceae of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ. Ser.D*, **8**, 221-272.
- 水野清秀, 1987, 四国及び淡路島の中央構造線沿いに分布する鮮新—更新統について(予報). 地調月報, **38**, 171-190.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩, 1990, 明石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p.
- 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.
- 水野清秀・百原 新, 1992, 菖蒲谷層と段丘・沖積層. 市原 実ほか編, 大阪層群, 印刷中.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・吉川清志, 1989, 大分市南部地域における前—中期更新世の断層活動. 日本第四紀学会講演要旨集, No. 19, 38-39.
- Momohara, A., 1992, Late Pliocene plant biostratigraphy of the lowermost part of the Osaka Group, Southwest Japan, with reference to extinction of plants. *The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*, **31**, 77-89.
- Momohara, A., Mizuno, K., Tsuji, S. and Kokawa, S., 1990, Early Pleistocene plant biostratigraphy of the Shobu-

- dani Formation, Southwest Japan, with reference to extinction of plants. *The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*, **29**, 1-15.
- 永井浩三, 1957, 愛媛の地質. トモエヤ, 33p.
- 西村 進・笹嶋貞雄, 1970, Fission-Track 法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, **24**, 222-224.
- 岡 義紀, 1978, 和泉山脈の形成と大阪層群. 第四紀研究, **16**, 201-210.
- 岡 義紀・寒川 旭, 1981, 東部瀬戸内堆積区の形成と淡路島の隆起. 地学雑誌, **90**, 393-409.
- 岡田篤正, 1970, 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度. 地理評, **43**, 1-21.
- 岡田篤正, 1972, 四国北西部における中央構造線の第四紀断層運動. 愛知県立大文学部論集, 一般教育編, No. 23, 68-94.
- 岡田篤正, 1973a, 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動. 地理評, **46**, 295-322.
- 岡田篤正, 1973b, 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 49-86.
- 岡田篤正・寒川 旭, 1978, 和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変位地形と断層運動. 地理評, **51**, 385-405.
- 斎藤文紀, 1984, 西南日本における前期更新世構造運動と三豊層群. 日本地理学会予稿集, No. 26, 36-37.
- 寒川 旭, 1977, 紀ノ川中流域の地形発達と地殻運動. 地理評, **52**, 578-595.
- Shackleton, N. J., Berger, A. and Peltier, W. R., 1990, An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinb.*, **81**, 251-261.
- 志井田功, 1954, 吉野川流域の地質概要. 奈良県文化調査報告書, 吉野川流域, 奈良県, 1-13.
- 志井田功・粉川昭平, 1954, 大和吉野川流域におけるメタセコイア植物化石群を含む“大淀累層”について. 奈良県文化調査報告書, 吉野川流域, 奈良県, 24-31.
- 須鎗和巳・阿子島功, 1990, 阿讃山地南麓・北麓の鮮新〜更新統. 徳島大教養部紀要(自然科学), **23**, 21-31.
- 鈴木正男, 1988, 第四紀火山灰層のフィッシュントラック年代について. 地質学論集, No. 30, 219-221.
- 高橋治郎・鹿島愛彦, 1985, 愛媛県伊予市森の海岸に分布する郡中層について. 愛媛大教育学部紀要, 自然科学, **5**, 19-29.
- 高橋治郎・大龍昭智・鹿島愛彦, 1984, 愛媛県松山市南方に分布する八倉層について. 愛媛大教育学部紀要, 自然科学, **4**, 31-38.
- 高橋 和, 1958, 愛媛県小松町附近の第三紀層についての一考察. 地学研究, **10**, 156-159.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁, 1992, 洲本地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 107p.
- 竹辻 正・市原 実, 1967, 千里山丘陵中央部の大阪層群. 大阪層群総研連絡紙, No. 1, 6-11.
- 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. *Rockmagnetism and Paleogeophysics*, **2**, 34-37.
- 梅田甲子郎, 1973, 紀伊半島中部の中央構造線. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 139-147.
- 八木繁一, 1955, 伊豫の扶桑木(第2報). 地学研究, **7**, 206-209.
- 山崎晴雄, 1985, 吉野川中流美馬町荒川の洪積層の花粉分析. 活断層研究, **1**, 93-96.
- 吉川周作, 1973, 大阪南東部の大阪層群. 地質雑誌, **79**, 33-45.
- 吉川周作, 1976, 大阪層群の火山灰層について. 地質雑誌, **82**, 497-515.

## (要 旨)

水野清秀, 1992, 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷. 地質学論集, No. 40, 1-14. (Mizuno, K., 1992, Age and tectonic development of the Plio-Pleistocene sedimentary basins along the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 40, 1-14.)

紀伊半島から四国にかけての中央構造線活断層系に沿った地域には, 河川ないし小規模な湖沼成の鮮新・更新統が細長く分布している. これらの地層の年代は, 植物化石やテフラの広域対比などから, 3 Ma 頃から前・中期更新世境界前後までに及ぶと推定される. 3 Ma 頃から中央構造線に沿って, 小規模な堆積場が形成され始めたと考えられる. また 2 Ma 頃からは広く堆積盆地が形成され, この頃から断層活動も明瞭になったと推定される. これらの堆積盆地は前期更新世末期あたりまで存続し, その後少なくとも一部の地域では隆起してしまう. これにあわせて古い堆積場の形成に関与していた断層も不活発になったとみられる.