大阪堆積盆地における中部更新統の花粉生層序と古環境変遷

Middle Pleistocene pollen biostratigraphy in the Osaka sedimentary basin, southwest Japan, with special reference to paleoenvironmental change

本郷美佐緒*

Misao Hongo *

2007年10月1日受付.

2008年12月16日受理.

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門
Geological Survey of Japan, AIST, Central 7,
1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567,
Japan

M. Hongo, misao-hongo@aist.go.jp

Abstract

Pollen data from the upper part of the Tanaka Formation in the Higashinada 1700-m drill core, obtained from Kobe City, southwest Japan, enable the construction of a pollen biostratigraphy and detailed record of paleoenvironmental change during the Middle Pleistocene.

In this study, 174 sediment samples were collected at ca. 2-m intervals from the upper part of the Tanaka Formation, which approximately corresponds to the upper Osaka Group. This formation, which is the hypostratotype for the Pleistocene stratigraphy in the Osaka sedimentary basin, consists mainly of fluvial and lacustrine sediments intercalated with 19 marine clay beds.

The fossil pollen assemblages in the marine clay beds are dominated by tree and shrub pollen belonging mainly to temperate and cool-temperate deciduous broad-leaved and temperate evergreen coniferous tree taxa, accompanied by pollen of warm-temperate deciduous coniferous and evergreen broad-leaved tree taxa. The pollen assemblages within non-marine sediments that immediately underlie each of the marine clay beds are dominated by herbaceous taxa and tree taxa such as *Alnus*; they also contain Pteridophyte spores.

The pollen biostratigraphy from Ma 2 to Ma 12 marine clay beds in the Higashinada core comprises 20 pollen assemblage zones and 5 superzones: the *Quercus-Metasequoia*, *Fagus-Quercus*, *Cryptomeria-Fagus*, *Cyclobalanopsis-Sciadopitys*, and *Pinaceae-Cryptomeria*, in ascending stratigraphic order.

At the time of the *Quercus-Metasequoia* Superzone, the paleovegetation consisted of warm-temperate deciduous broad-leaved forest. Subsequently, temperate evergreen conifers show a gradual increase in abundance. At the time of the *Fagus-Quercus* Superzone, the paleovegetation consisted of mixed warm-temperate deciduous broad-leaved and temperate evergreen conifer forest. The *Cryptomeria-Fagus* Superzone is characterized by alternating periods of temperate evergreen conifers and temperate deciduous broad-leaved trees. The *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* Superzone is characterized by warm-temperate evergreen broad-leaved forest accompanied by temperate evergreen conifers in the hinterland, and the *Pinaceae-Cryptomeria* Superzone is dominated by temperate evergreen coniferous forest.

Key words: pollen biostratigraphy, Middle Pleistocene, the upper Osaka Group, the Tanaka Formation, marine clay bed, non-marine sediments, paleovegetation, paleoenvironment

はじめに

第四紀の古気候変動に関する研究はヨーロッパにおける氷河編年に始まり、地質学、地形学、古生物学、地球化学、地球物理学諸分野の方法により研究されてきた。とくに Emiliani (1955) の研究以来、深海底堆積物を対象とした酸素同位体比の研究が盛んに行われるようになり、第四紀の気候変動像は古海洋研究の発展とともに詳細なものとなった

(Shackleton and Opdyke, 1973; Emiliani, 1978 など)。中・後期更新世は第四紀の中でもとくに気候変動の激しい時代で、この時期に関する古気候変動の研究は、海域だけでなく氷床コアやレス・湖沼堆積物などを用いて世界各地で活発に進められている (Dansgaard et al., 1971; Xiao et al., 1995 など)。しかし、さらに過去の気団配置や大気循環のような気候システムの議論を発展させるためには、陸域の気候変化に関する資料を蓄積する必要がある。

Fig. 1. Geological outline map in and around the Osaka sedimentary basin (modified from Itihara, 1993) and the locations of the drilling sites.

陸上の植生分布は気候と密接な関係があることから、古植物学的手法は気温（寒暖）だけでなく降水量（乾湿）などの気候要素の実態解明に役立つ。古植物学的手法のなかで、顕花植物やシダ・コケ植物などの遺体化石は種レベルの同定が可能である点において古植生解析の有効な手段であると言えるが、その産出頻度は一般に少なく連続的かつ定量的に扱うことが困難である。これに対し、花粉・胞子化石は粘土やシルトのような細粒物質を含む水成層にはほとんどの場合含まれているため、層位的に連続して化石群集の変遷を知ることができる。そして花粉分析法を適用した陸域の古植生変遷と地球規模の気候変化との関連が世界各地で議論されている (Woillard and Mook, 1982; Van der Kaars, 1991; Grimm et al., 1993 など)。しかしながら、現在のところ花粉分析法を適用した古気候の研究は主に上部更新統や完新統を対象として進められていて、中部更新統を対象とした研究は断片的な層準の研究を含めても少ない。南米のコロンビアでは中期更新世の全期間に及ぶ古気候変化曲線と太平洋東部の深海底堆積物から得られた酸素同位体比変化曲線との対応関係の議論がなされているが (Hooghiemstra and Ran, 1994)、このような研究は北半球の中緯度地域ではほとんど報告されていない。

西南日本における中部更新統の古花粉学的研究としては、関東地方における大西 (1969) や西村 (1980)、楡井 (1993)、Okuda et al. (2002, 2006) など、中部・東海地方における本郷ほか (1998) や此松・篠原 (1996)、守田ほか (2006) など、近畿地方における田井 (1963, 1964, 1966, 1969, 1970)、那須 (1970)、Onishi (1975)、Furutani (1989)、Miyoshi et al. (1999)、Hongo (2007) など、九州地方における長谷・岩内 (1985)、岩内・長谷 (1987)、Iwauchi and Hase (1992)、

野井 (1987)、野井・伊東 (1992)、Iwauchi (1994) などがある。これらのうちほとんどの研究は中部更新統の一部の層準に関するものであり、層位的に連続した花粉化石群集の変遷を報告しているのは近畿地方の大阪堆積盆地における田井 (1966) と Hongo (2007) のみである。しかしながら、Hongo (2007) は本邦消滅属の *Hemiptelea* 花粉化石の層序分布と現生種の分布地域における気候条件から、中期更新世の古気候が前期更新世に比べて暖かさや冬期における降水量を減じたことを論じているが、古植生とそれに基づく古気候の推定は行われていない。また、田井 (1966) の研究は平野地下の模式層序とされている OD-1 コアを用い、鮮新-更新統の花粉分析結果から古植生や古気候変遷および海進・海退現象と気候変化の関連を論じた先駆的研究として重要な成果を挙げているが、近年の花粉化石の同定レベルでは形質の差をもって区別される *Quercus* の垂属レベルの同定が行われておらず、古植生や古気候の推定を行う際に論拠となる生態の違いを読み取れないという問題がある。

そこで、本研究では中期更新世の陸域環境変遷を明らかにすることを目的とし、岩相、火山灰、古地磁気および化石による層序研究の蓄積があり、日本の第四系を代表する地層が分布する大阪堆積盆地において、これまでに掘削された多くのオールコアボーリングのなかで、基盤に達したコアであり新第三系から第四系が連続的に観察できることから基準ボーリングとされている東灘 1700 m ボーリングコア (関西地盤情報活用協議会, 1998) を試料として花粉分析を実施した (Fig. 1)。本研究では特に那須 (1970) や Furutani (1989) の研究では、詳しく調べられてこなかった指標層 (海成粘土層) 以外の非海成層も分析対象とすることで、大阪堆積盆地における中部更新統の全層準を網羅する詳細な花粉生層序を

明らかにした。また、第三紀型植物群要素の *Cyclocarya* 花粉化石が中部更新統から産出したことに着目し、メタセコイア植物群消滅期（市原, 1960）以降の近畿地方における大きな森林植生と古気候の変遷と変化の生じた時期を考察した。あわせて、草本植物花粉やシダ植物・コケ植物胞子の卓越現象から考察される非海成層堆積期における平野部の環境変化と大阪堆積盆地の造盆地運動との関連を論じる。

大阪堆積盆地第四系の地質概説

鮮新世に形成された大阪堆積盆地には大阪層群、段丘構成層相当層および沖積層が分布している（Figs. 1, 2; 市原, 1993）。これらの地層群に関する総合的な層序は岩相、火山灰、古地磁気および古生物の手法を用いて主に大阪堆積盆地縁辺陸上部で研究されてきた（市原, 1993）。

大阪層群は湖沼成層、河成層および海成層からなり、最大層厚は2000 m以上に達する。このうち海成粘土層は12層認められ、下位よりMa -1層, Ma 0層, Ma 1層, Ma 2層, Ma 3層, Ma 4層, Ma 5層, Ma 6層, Ma 7層, Ma 8層, Ma 9層およびMa 10層と呼ばれている（市原, 1960; Ikebe et al., 1970; Itihara et al., 1975）。

大阪層群の層序は火山灰層や海成粘土層を鍵層や指標層として区分されており、Ma 3層下部に挟まれるアズキ火山灰層（Ss-Az: 町田・新井, 2003）の下限を境にして下部（広義）と上部に二分された（大阪層群研究グループ, 1951）。さらに、大阪層群下部（広義）は鮮新・更新統境界（福田火山灰層: Ebs-Fkd (町田・新井, 2003) の上限）を境にして最下部と下部（狭義）に区分されている（市原, 1960）。

段丘構成層は主として河成・湖沼成層からなり、大阪層群を不整合に覆って段丘面や台地面を形成している（市原, 1993）。段丘構成層は高位段丘構成層（中期更新世末）、中位段丘構成層（後期更新世）、低位段丘構成層（後期更新世末）に区分され、高位段丘構成層はさらに高位高位段丘構成層と低位高位段丘構成層に細分されている。これらのうち、高位高位段丘構成層と中位段丘構成層は海成粘土層を伴っており、後述するMa 11層とMa 12層にそれぞれ対応し、Ma 12層は下末吉期に形成された堆積物であると考えられている（市原, 1993）。

一方、大阪平野地下に伏在する新第三系から第四系は盆地縁辺部よりも厚く、側方への連続性も良い。吉川・三田村（1999）によればOD-1コアとOD-2コアを模式層序として下位より都島累層、田中累層および難波累層に区分されている。都島累層は淡水成の砂礫、砂、シルトおよび粘土からなり、基盤の花崗岩類を覆う。本累層は挟まれる火山灰層の対比から、大阪層群最下部～下部下半部に相当するとされている（吉川・三田村, 1999）。上位の田中累層は海成粘土層と淡水成の砂礫・砂層の互層からなり、下位の都島累層とは整合である。また、本累層の下限はMa -1層基底とされ、上限は本累層を不整合に覆う難波累層の基底と定義されている（吉川・三田村, 1999）。模式地では18層の海成粘土層が認められるが、模式地以外でさらに2層の海成粘土層が認められている（Furutani, 1989）ことから、本累層は20層（Ma

-1層, Ma 0.5層, Ma 0層, Ma 1層, Ma 1.3層, Ma 1.5層, Ma 1.7層, Ma 2層, Ma 3層, Ma 4層, Ma 5層, Ma 6層, Ma 7層, Ma 8層, Ma 9層, Ma 10層, Ma 11 (1)層, Ma 11 (2)層, Ma 11 (3)層およびMa 12層）の海成粘土層を挟在する（吉川・三田村, 1999）。また、本累層には28層以上の火山灰層が挟まれており、これらの対比に基づく本累層は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（吉川・三田村, 1999）。最上位の難波累層は沖積層（最上部更新統および完新統）に相当し、本累層中の海成粘土層はMa 13層と呼ばれる（市原, 1993）。

東灘 1700 m ボーリングコアの地質層序概要

本ボーリングは、1995年に地質調査所および（財）原子力発電技術機構により神戸市東灘区魚崎浜町1丁目（34°42′21″N, 135°16′25″E）で実施され、標高2.68 mの埋め立て地面から深度1700 mまで掘削された（関西地盤情報活用協議会, 1998; Figs. 1 and 2）。ただし深度23.3 m以浅のコアは採取されていない。本コアの岩相層序は深度1700～1545.7 mの花崗閃緑岩と深度1545.7～23.3 mの未～半固結堆積物に区分されている（関西地盤情報活用協議会, 1998）。未～半固結堆積物は淡水成のシルト層、砂層、砂礫層からなるK1-L層（深度1545.7～691.8 m）と海成粘土層と淡水成の砂礫層、砂層、シルト層の互層からなるK1-U層（深度691.8～23.3 m）に区分されている（Fig. 2; 関西地盤情報活用協議会, 1998）。このK1-U層中には19層の海成粘土層が認められている（吉川ほか, 2000）。これらは下位よりMa -1層, Ma 0.5層, Ma 0層, Ma 1層, Ma 1.3層, Ma 1.5層, Ma 2層, Ma 3層, Ma 4層, Ma 5層, Ma 6層, Ma 7層, Ma 8層, Ma 9層, Ma 10層, Ma 11 (1)層, Ma 11 (2)層, Ma 11 (3)層, Ma 12層である（Fig. 2）。

古地磁気層序はBiswas et al. (1999) によって明らかにされており、K1-L層最下部（深度1489～1500 m）にはKaena subchronozoneが認められている。さらに、K1-L層下部（深度1320 m）にMatuyama/Gauss境界が、K1-U層中のMa 4層下部（深度400～401 m）にBrunhes/Matuyama境界が認められている（Fig. 2）。また、本コアの火山灰層序は吉川ほか（2000）により明らかにされており、K1-U層中には29層の火山灰層が挟まっている。これらの火山灰層のうち、K1-648火山灰層は大阪層群下部に挟まれるイエローⅡ火山灰層ないしイエローⅢ火山灰層、K1-566火山灰層はピンク火山灰層（Ss-Pnk: 町田・新井, 2003）、K1-537火山灰層は光明池Ⅲ火山灰層、K1-488火山灰層とK1-486火山灰層は山田Ⅲ火山灰層にそれぞれ対比されている（吉川ほか, 2000）。また、K1-444火山灰層は大阪層群上部に挟まれるアズキ火山灰層、K1-422火山灰層は狭山火山灰層、K1-351火山灰層は今熊Ⅱ火山灰層、K1-348火山灰層ないしK1-347.4火山灰層は八町池Ⅰ火山灰層と八町池Ⅱ火山灰層、K1-245火山灰層はカスリ火山灰層、K1-223火山灰層は港島Ⅰ火山灰層、K1-175火山灰層は鳴尾浜Ⅳ火山灰層、K1-141火山灰層は八田火山灰層、K1-101火山灰層は甲子園浜Ⅲ～Ⅵ火山灰層、K1-26火山灰層は平安神宮火山灰層にそれぞれ

花粉化石の計数は同定された花粉・胞子化石のうち、完全形または破片の場合は半分以上残っていたものを対象とした。木本植物の花粉化石総数が1試料につき250個を越えるまで計数した。また、この過程で観察される草本植物の花粉化石およびシダ植物・コケ植物の胞子化石も集計した。木本植物花粉、草本植物花粉およびシダ植物・コケ植物の胞子の産出率はいずれも木本植物花粉の総数を基数として算出した。このうち、木本植物の主要分類群に関する産出率はFig. 3に、木本植物の *Alnus* (subgen. *Alnus*) と草本植物の主要分類群に関する産出率および花粉・胞子総数に対する木本植物花粉・草本植物花粉およびシダ植物・コケ植物の胞子の割合はFig. 4の花粉ダイアグラムに示した。なお、Fig. 3やFig. 4に示されていない分類群の産出率はAppendix 2に示した。

分 析 結 果

花粉および胞子化石は全ての試料から得られた。木本植物の花粉は34科53属の71分類群、草本植物の花粉は28科22属の39分類群、シダ植物の胞子は形態分類群を含めて18分類群が同定された (Figs. 3, 4, Appendix 2)。その他にコケ植物の胞子も認められた。なお、草本植物花粉またはシダ植物胞子の著しく多い試料の場合、同定総数は最大6092粒に達した。また、試料番号No.4715とNo.4765 (Ma 2層とMa 3層間の非海成層)、No.2590 (Ma 8層) およびNo. 2235 (Ma 8層とMa 9層間の非海成層) では、木本植物の花粉化石総数が1試料につき250個に満たなかった。

ほとんどの試料では花粉・胞子総数に対する木本植物花粉の割合が80%以上に達した (Fig. 4)。これらの試料は海成粘土層中に多く見られた。非海成層の各層準では木本植物花粉の割合は低率で、草本植物花粉またはシダ植物・コケ植物の胞子の割合が高率を示した試料が多かった。

考 察

1. 東灘 1700 m コアの花粉分帯

木本植物花粉の分類群のうち、気候植生の変化を示すと思われる分類群 (*Pinus* (subgen. *Diploxylon*), *Pinus* (subgen. *Haploxylon*), *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Pseudotsuga*, *Sciadopitys*, *Cryptomeria*, *Metasequoia*, Cupressaceae, *Cyclocarya*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Quercus*, *Cyclobalanopsis*, *Castanopsis/Pasania*, *Ulmus/Zelkova*,

Hemiptelea および *Liquidambar*) の組み合わせに基づき、東灘 1700m コアの Ma 2 層から Ma 12 層 (大阪層群上部～中位段丘構成層相当層) までを、20 帯の花粉化石群集帯に区分した (Fig. 3)。なお、花粉化石群集帯名はその帯を特徴づける分類群名を組み合わせで呼ぶこととした。以下に、各帯の特徴を下位より述べる。

1) *Quercus-Metasequoia* 帯 (試料番号 Nos. 5025 ~ 4835, 深度 502.60 ~ 483.50 m, Ma 2 層): *Quercus* が高率 (20 %前後) を占め、*Metasequoia*, *Cryptomeria*, Cupressaceae および *Cyclocarya* を伴う。

2) *Picea-Quercus* 帯 (試料番号 Nos. 4785 ~ 4490, 深度 476.80 ~ 449.00 m, Ma 2 層の上位の非海成層): *Picea*, Cupressaceae, *Quercus* および *Betula* が優勢 (20 %前後) であり、*Metasequoia* を伴う。

3) *Quercus-Cyclobalanopsis* 帯 (試料番号 Nos. 4450 ~ 4255, 深度 445.10 ~ 425.50 m, Ma 3 層直下～Ma 3 層中部): *Fagus* と *Quercus* が高率 (35 %前後) を占める。*Cyclobalanopsis* や *Sciadopitys* が安定して産出するほか、*Pseudotsuga* が低率ながら産出する。

4) *Fagus-Tsuga* 帯 (試料番号 Nos. 4235 ~ 4080, 深度 423.60 ~ 408.00 m, Ma 3 層中部～Ma 4 層直下の非海成層中部): *Fagus* と *Quercus* が高率 (30 %前後) を占める。*Tsuga* が安定して産出するほか、*Pseudotsuga* や *Cryptomeria*, *Metasequoia* が低率ながら産出する。

5) *Fagus-Quercus* 帯 (試料番号 Nos. 4070 ~ 3855, 深度 407.10 ~ 385.50 m, Ma 4 層直下の非海成層上部～Ma 4 層): *Fagus* と *Quercus* が高率 (30 %前後) を占め、*Cryptomeria* や Cupressaceae も安定して産出する。また、*Cyclobalanopsis* が低率ながら安定して産出する。

6) *Quercus-Betula* 帯 (試料番号 Nos. 3815 ~ 3595, 深度 381.60 ~ 359.50 m, Ma 4 層直上の非海成層下部～同層の上部): *Quercus* と *Betula* が高率 (30 %前後) を占め、*Sciadopitys* と *Carpinus* も安定して産出する。

7) *Fagus-Cryptomeria* 帯 (試料番号 Nos. 3555 ~ 3404, 深度 355.60 ~ 340.40 m, Ma 4 層直上の非海成層最上部～Ma 5 層): *Fagus*, *Quercus* および Cupressaceae が高率 (35 %前後) を占め、*Cryptomeria* も安定して産出する。また、*Picea* と *Liquidambar* が低率ながら安定して産出する。

8) *Betula-Quercus* 帯 (試料番号 Nos. 3375 ~ 3300, 深度

(→) **Fig. 3.** The pollen diagram of the Higashinada (GS-K1) core, showing only the main tree and shrub taxa. Each pollen frequency (%) value is based on the total sum of trees and shrub pollen. The pollen spectra shown in white represent pollen from samples in which the total sum of tree and shrub pollen was less than 250 grains. + indicates rare (not included in the 250-grain count of tree and shrub pollen, but found in the sample later). The pollen assemblage zones and superzones are shown in the right-hand column. Abbreviations for names of pollen assemblage zones are 1: *Quercus-Metasequoia* zone; 2: *Picea-Quercus* zone; 3: *Quercus-Cyclobalanopsis* zone; 4: *Fagus-Tsuga* zone; 5: *Fagus-Quercus* zone; 6: *Quercus-Betula* zone; 7: *Fagus-Cryptomeria* zone; 8: *Betula-Quercus* zone; 9: *Fagus-Cyclobalanopsis* zone; 10: *Cryptomeria-Fagus* zone; 11: *Sciadopitys-Tsuga* zone; 12: *Cryptomeria-Tsuga* zone; 13: *Picea-Betula* zone; 14: *Cyclobalanopsis-Castanopsis/Pasania* zone; 15: *Sciadopitys-Picea* zone; 16: *Fagus-Picea* zone; 17: *Cryptomeria-Picea* zone; 18: *Tsuga-Fagus* zone; 19: *Picea-Cryptomeria* zone; 20: *Tsuga-Cyclobalanopsis* zone. Abbreviations for column caption are P: geomagnetic polarity; T: marker tephra; L: lithostratigraphy and marine clay marker bed. Abbreviations for names of marker tephra are YIII: Yamada III; Az: Azuki; Sy: Sayama; Im: Imakuma II; HI: Hacchoike I; HII: Hacchoike II; Ka: Kasuri; Mi: Minatojima I; NIV: Naruohama IV; Kt: Kakuto; Hn: Handa; Ko: Koshienhama; He: Heian-

337.60 ~ 330.00 m, Ma 5 層直上の非海成層下部~同層の中部): *Betula*, *Carpinus* および *Quercus* が高率 (30 %前後) を占め, *Picea* や *Pinus* (subgen. *Haploxyylon*) が低率ながら安定して産出する。

9) *Fagus-Cyclobalanopsis* 帯 (試料番号 Nos. 3285 ~ 2955, 深度 328.60 ~ 299.50 m, Ma 6 層直下の非海成層上部 ~ Ma 6 層): *Fagus* と *Cryptomeria* が高率 (35 %前後) を占める。Cupressaceae, *Ulmus/Zelkova* および *Cyclobalanopsis* も安定して産出する。また, *Cyclocarya* や *Hemiptelea* が低率ながら安定して産出する。

10) *Cryptomeria-Fagus* 帯 (試料番号 Nos. 2935 ~ 2755, 深度 293.60 ~ 275.50 m, Ma 7 層): *Fagus* と *Cryptomeria*, Cupressaceae が高率 (40 %前後) を占め, また, *Cyclobalanopsis*, *Pseudotsuga* および *Cyclocarya* が低率ながら産出する。

11) *Sciadopitys-Tsuga* 帯 (試料番号 Nos. 2720 ~ 2645, 深度 272.10 ~ 264.50 m, Ma 7 層直上の非海成層): *Sciadopitys* と *Tsuga* が優勢 (30 %前後) で, *Cryptomeria*, Cupressaceae, *Fagus*, *Quercus* および *Ulmus/Zelkova* をわずかに伴う。

12) *Cryptomeria-Tsuga* 帯 (試料番号 Nos. 2590 ~ 2300, 深度 259.10 ~ 230.00 m, Ma 8 層 ~ Ma 8 層直上の非海成層最下部): *Cryptomeria* が高率 (35 %前後) を占め, *Pinus* (subgen. *Haploxyylon*), *Tsuga*, Cupressaceae および *Fagus* も安定して産出する。また, *Pseudotsuga* が低率ながら安定して産出する。

13) *Picea-Betula* 帯 (試料番号 Nos. 2275 ~ 2195, 深度 227.60 ~ 219.50 m, Ma 8 層直上の非海成層下部 ~ Ma 8 層直上の非海成層上部): *Picea* と *Betula* が優勢 (20 %前後) で, *Quercus* や *Corylus* が低率ながら安定して産出する。

14) *Cyclobalanopsis-Castanopsis/Pasanian* 帯 (試料番号 Nos. 2166 ~ 1925, 深度 216.70 ~ 192.50 m, Ma 8 層直上の非海成層最上部 ~ Ma 9 層上部): *Cyclobalanopsis* が高率 (30 %前後) を占め, Cupressaceae や *Sciadopitys* も安定して産出する。また, *Castanopsis/Pasanian* が低率ながら安定して伴われる。

15) *Sciadopitys-Picea* 帯 (試料番号 Nos. 1890 ~ 1775, 深度 189.10 ~ 177.50 m, Ma 9 層最上部 ~ Ma 10 層直下の非海成層上部): *Sciadopitys* が高率 (20 %前後) を占め, *Ulmus/Zelkova* が低率ながら安定して伴われる。また, *Picea*, *Tsuga*, *Cryptomeria*, Cupressaceae, *Fagus* および *Quercus* も極めて低率ながら伴われる。

16) *Fagus-Picea* 帯 (試料番号 Nos. 1730 ~ 1505, 深度 173.04 ~ 150.50, Ma 10 層直下の非海成層最上部 ~ Ma 10 層上部): *Fagus*, *Cryptomeria* および Cupressaceae が高率

(40 %前後) を占める。また, *Cyclobalanopsis*, *Picea* および *Carpinus* を伴う。

17) *Cryptomeria-Picea* 帯 (試料番号 Nos. 1475 ~ 1230, 深度 147.60 ~ 123.06 m, Ma 10 層最上部 ~ Ma 11 (1) 層直下の非海成層): *Picea* と *Cryptomeria* が高率 (30 %前後) で, Cupressaceae, *Corylus* および *Sciadopitys* が低率ながら安定して産出する。

18) *Tsuga-Fagus* 帯 (試料番号 Nos. 1210 ~ 890, 深度 121.05 ~ 89.00 m, Ma 11 (1) 層 ~ Ma 11 (3) 層): *Pinus* (subgen. *Diploxyylon*), *Tsuga* および *Fagus* が優勢 (45 %前後) で, *Abies*, *Picea*, *Cryptomeria* および *Quercus* が低率ながら安定して産出する。

19) *Picea-Cryptomeria* 帯 (試料番号 Nos. 855 ~ 775, 深度 85.52 ~ 77.50 m, Ma 11 (3) 層直上の非海成層最下部 ~ 同層上部): *Picea* と *Cryptomeria* が優勢 (20 %前後) で, *Tsuga*, Cupressaceae が低率ながら安定して産出する。

20) *Tsuga-Cyclobalanopsis* 帯 (試料番号 Nos. 745 ~ 620, 深度 74.60 ~ 62.00 m, Ma 11 (3) 層直上の非海成層最上部 ~ Ma 12 層): *Pinus* と *Tsuga* が高率 (50 %前後) で, *Cyclobalanopsis* を伴う。また, *Abies*, *Picea* および *Sciadopitys* が低率ながら安定して産出する。

2. 花粉超帯の設定

本コア中の堆積物より産出した花粉化石群集の中には, 現在の日本列島には自生していない *Metasequoia* や *Sequoia*, *Cunninghamia*, *Cyclocarya*, *Carya*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Hemiptelea* などの分類群が含まれていた (Fig. 3 および Appendix 2)。これらのうち *Hemiptelea* 以外の分類群は, 日本列島各地の第三系から遺体化石が産出することから第三紀型植物群の要素として知られている。

これまでの研究で, 第三紀型植物群の要素の多くは後期鮮新世における気候の寒冷化および第四紀における氷期と間氷期の繰り返しの過程で次第に消滅していったと考えられ, 市原 (1960) は第三紀型植物群の要素が次第に消滅していく前期更新世をメタセコイア植物群消滅期と呼んだ。また, 花粉化石群集を用いた分帯では Ma 3 層の下限またはアズキ火山灰層の直下までがメタセコイア帯とされた (田井, 1966; 那須, 1970; Tai, 1973)。

本研究では *Metasequoia* が Ma 2 層から Ma 7 層と Ma 8 層の間の非海成層下部に 1 ~ 17 % の割合で含まれており, *Cunninghamia* は Ma 2 層中部から Ma 8 層と Ma 9 層の間の非海成層下部まで低率かつ断続的に産出する (Fig. 3)。さらに, 三木 (1948), Miki (1955), 那須 (1972) および Momohara (1994) により大阪層群最下部や下部から *Pterocarya paliurus* Batal. (シキシマサワグルミ) または *Cyclocarya paliurus* (Batal.) Iljinsk. (サイクロカリヤ) と

(→) **Fig. 4.** Stratigraphic variations in tree taxon *Alnus* (subgen. *Alnus*) and herbaceous taxa. The relative percentages of trees and shrub, herb and spores are shown in the right-hand column. Marine strata are shaded. Each pollen frequency (%) value is based on the total sum of trees and shrub pollen. Note the different scale of the *Alnus* spectrum. The spectra shown in white and with asterisks represent pollen from samples in which the total sum of tree and shrub pollen was less than 250 grains. + indicates rare (not included in the 250-grain count of tree and shrub pollen, but found in the sample later).

して遺体化石の産出記録が報告されながら、花粉化石では Hongo (2007) まで報告されたことのなかった *Cyclocarya* が Ma 2 層下部から Ma 7 層と Ma 8 層間の非海成層中部までの層準で低率ながら層位的にほぼ連続して産出する。これらのことから、第三紀型植物群の要素の中には中部更新統大阪層群上部の Ma 8 層準付近まで残存していた分類群があることが明らかとなった。

さらに、絶滅種の *Fagus microcarpa* Miki (ヒメブナ) が Ma 7 層準まで遺体化石として産出していること (Momohara, 1994)、本邦消滅種の *F. hayatae* Palibin ex Hayata (タイワンブナ) が Ma 6 層準まで遺体化石として産出していること (三木, 1948; 西山団研, 1967)、および絶滅種の *Picea koribai* Miki (オオバラモミ) が Ma 2 層準まで遺体化石として産出していること (Momohara, 1994) を考慮すると、本コアの Ma 7 層以下の層準で落葉広葉樹の *Fagus* や常緑針葉樹の *Picea* が高率を示すのは、各分類群の中に第三紀に繁栄しながらも前期更新世の間に漸次衰退して中期更新世に消滅した種が含まれるからだと考えられる。また、*Quercus*, *Betula*, *Carpinus* および *Corylus* などの落葉広葉樹についても同様のことが考えられる。

そこで、本論文では前節で述べた花粉化石群集帯に対し、第三紀型植物群要素の分類群 (*Metasequoia*, *Cunninghamia*, *Cyclocarya* および *Liquidambar*) や中期更新世に消滅した種を含むと考えられる分類群 (*Fagus*, *Picea*, *Quercus*, *Betula*, *Carpinus* および *Corylus*) が産出するという共通的な生層序学的特性を持つ帯をまとめ、5つの花粉超帯を設定した (Fig. 3)。なお、花粉超帯名はその超帯を特徴づける分類群名を組み合わせと呼ぶこととした。以下に、各超帯の特徴を下位より述べる。

1) *Quercus-Metasequoia* 超帯: *Quercus-Metasequoia* 帯と *Picea-Quercus* 帯からなる。

Quercus および *Cupressaceae* が優勢 (30 % 前後) で、*Metasequoia* や *Cunninghamia*, *Cyclocarya*, *Liquidambar* が伴われる。

2) *Fagus-Quercus* 超帯: *Quercus-Cyclobalanopsis* 帯, *Fagus-Tsuga* 帯, *Fagus-Quercus* 帯, *Quercus-Betula* 帯, *Fagus-Cryptomeria* 帯および *Betula-Quercus* 帯からなる。

Fagus, *Quercus* および *Cupressaceae* が高率 (50 % 前後) を占め、*Picea*, *Cyclocarya*, *Betula*, *Carpinus* および *Corylus* が低率ながら安定して産出する。*Metasequoia* や *Cunninghamia*, *Liquidambar* が極めて低率に伴われる。

3) *Cryptomeria-Fagus* 超帯: *Fagus-Cyclobalanopsis* 帯, *Cryptomeria-Fagus* 帯, *Sciadopitys-Tsuga* 帯, *Cryptomeria-Tsuga* 帯および *Picea-Betula* 帯からなる。

Cryptomeria, *Cupressaceae* および *Fagus* が高率 (40 % 前後) を占める。*Quercus*, *Picea*, *Betula*, *Carpinus* および *Corylus* は極めて低率である。*Cyclocarya* は本超帯の下部で低率ながら安定して産出する。*Metasequoia* や *Cunninghamia*, *Liquidambar* が極めて低率に伴われる。

4) *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯: *Cyclobal-*

anopsis-Castanopsis/Pasania 帯および *Sciadopitys-Picea* 帯からなる。

Cyclobalanopsis, *Sciadopitys* および *Cupressaceae* が高率 (40 % 前後) を占める。*Liquidambar* が極めて低率ながら産出する。

5) *Pinaceae-Cryptomeria* 超帯: *Fagus-Picea* 帯, *Cryptomeria-Picea* 帯, *Tsuga-Fagus* 帯, *Picea-Cryptomeria* 帯および *Tsuga-Cyclobalanopsis* 帯からなる。

Pinus や *Abies*, *Picea*, *Tsuga* など *Pinaceae* を構成する分類群と *Cryptomeria*, *Cupressaceae* および *Fagus* が高率 (70 % 前後) を占める。*Quercus* と *Carpinus* を低率ながら伴うが第三紀型植物群要素の分類群はほとんど産出しない。

3. 大阪堆積盆地における従来の花粉分帯との比較

東灘 1700 m コアの Ma 2 層から Ma 12 層までとほぼ同じ層準を対象とした大阪堆積盆地における花粉生層序学的研究には、OD-1 ボーリングコアによる III-b 層 (大阪層群下部) から Ma 10 層までの花粉分帯 (田井, 1966)、堺港ボーリングコア (SK-1: Fig. 1) と OD-1 ボーリングコアから得られた成果の総括による Ma 1 層直下の非海成層から Ma 10 層までの花粉分帯 (那須, 1970)、丘陵部の複数地点から得られた成果の総括による大阪層群最下部から Ma 9 層までの花粉分帯 (Tai, 1973) および丘陵部の複数地点で得られた成果の総括による鮮新統から完新統までの花粉分帯 (Onishi, 1975) がある。また、Furutani (1989) は大阪港地域、泉州沿岸域、泉州沖地域および神戸沖地域の多数のボーリング試料 (Ko19, Ow2, Sw3, Sw5, Sn5: Fig. 1) から得られた成果を総括し、Ma 8 層から Ma 13 層までの花粉分帯を示している。これら従来の研究と本研究による花粉分帯・超帯の関係は、各海成粘土層との対応から Fig. 5 のように表せる。以下に、本研究による花粉分帯が従来の花粉分帯とどのような異同関係にあるかを下位より述べる。

まず、Ma 2 層からその上位の非海成層最上部に設定された *Quercus-Metasequoia* 超帯は、*Quercus* や *Cupressaceae* が優勢であるばかりでなく、*Metasequoia* や *Cyclocarya* などの第三紀型植物群の要素を伴うことで特徴付けられる。とくに *Metasequoia* が伴われる傾向は OD-1 コアでは Ma 3 層直下まで (田井, 1966)、堺港コアでは Ma 3 層下部まで (那須, 1970) など各地で認められており、両コアともに Ma 2 層から Ma 3 層直下または Ma 2 層から Ma 3 層に挟まれるアズキ火山灰層直下の層準に対して *Metasequoia* 帯が設定されている。すなわち、東灘 1700 m コアの *Quercus-Metasequoia* 超帯の上限と OD-1 コアや堺港コアの *Metasequoia* 帯の上限はほぼ一致している。一方、Onishi (1975) の花粉ダイアグラムでは Ma 2 層や Ma 3 層にも *Metasequoia* がわずかに伴われるが、Onishi (1975) ではこれを有意とみなさず、Ma 2 層や Ma 3 層の層準を Zone K6 に含めている。このため、Onishi (1975) の花粉分帯は本研究や田井 (1966)、那須 (1970) の分帯と異なっている。

次に、Ma 3 層より上位の花粉分帯について述べる。田井

(1966) はアズキ火山灰層より上位では *Fagus* の産出率が増加することから、Ma 3 層より上位の層準に *Fagus* 帯を設定したが、Ma 7 層付近から *Fagus* の産出傾向が不連続となることから、この帯の上限および細分は今後の課題とした (Fig.5)。その後 Tai (1973) によって *Fagus* 帯は下位より E 亜帯 (Ma 3 層～Ma 4 層)、F 亜帯 (Ma 5 層～Ma 6 層)、G 亜帯 (Ma 7 層～Ma 8 層)、H 亜帯 (Ma 9 層) に細分された。また、那須 (1970) は堺港コアの Ma 3 層から Ma 5 層までの層準では *Cryptomeria* が高率となることから、これらの層準に *Cryptomeria* conifer-pollen zone を設定した。さらに、Ma 6 層から Ma 10 層までの層準では Pinaceae に属する分類群が高率となることから、これらの層準に Pinaceae conifer-pollen zone を設定した。その上で OD-1 コア (田井, 1966) や枚方丘陵 (田井, 1963, 1964) の資料を含めた総括として、Ma 3 層から Ma 6 層までの層準に *Fagus* zone を設定し、Ma 7 層から Ma 10 層までの層準に Pinaceae zone を設定した。この那須 (1970) で総括された *Fagus* zone の上限は東灘 1700 m コアの *Fagus-Quercus* 超帯の上限と一致していないが、堺港コアにおける *Cryptomeria* conifer-pollen zone は本コアの *Fagus-Quercus* 超帯と同層準に設定されている。また、*Fagus-Quercus* 超帯の上限は Onishi (1975) の Zone K6 の上限とも一致している。本研究の *Fagus-Quercus* 超帯は *Fagus*, *Quercus* および Cupressaceae が優占し、*Picea*, *Cyclocarya*, *Betula*, *Carpinus* および *Corylus* を伴うことで特徴付けられ、Onishi (1975) の Zone K6、那須 (1970) の *Fagus* zone および Tai (1973) の *Fagus* zone E subzone にも *Fagus* と *Quercus* が卓越するという特徴が共通して認められる。

次に、Ma 6 層直下の非海成層上部から Ma 9 層直下の非海成層までの層準に設定された *Cryptomeria-Fagus* 超帯では下位の層準で優勢であった *Quercus* が極めて低率となって、*Cryptomeria*, Cupressaceae および *Fagus* が優占する。とくに *Cryptomeria* と *Fagus* が多いという特徴は Onishi (1975) の Zone K7 や、那須 (1970) の Pinaceae zone Lower subzone および Tai (1973) の *Fagus* zone G subzone と共通している。

Cyclobalanopsis-Sciadopitys 超帯は Ma 9 層直下の非海成層から Ma 10 層直下の非海成層までの層準に相当し、那須 (1970) の Pinaceae zone Upper subzone や Tai (1973) の *Fagus* zone H subzone もほぼ同層準に相当する。しかし、*Cyclobalanopsis*, *Sciadopitys* および Cupressaceae が優占するという *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯の特徴は Pinaceae zone Upper subzone (那須, 1970) や *Fagus* zone H subzone (Tai, 1973) には認められない。一方、大阪港、泉州沿岸および泉州沖の多数地点の調査結果を報告した Furutani (1989) の中で、この層準に設定されている P13 Zone では *Cyclobalanopsis* と *Sciadopitys* が優勢で *Castanopsis* や *Podocarpus* などの暖温帯林要素を伴うことによって特徴付けられており、本コアでの結果と同様の傾向を示している。すなわち、東灘 1700 m コアの *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯に見られる花粉構成は局地的な偏重を

示しているものではない可能性がある。

最上位の Pinaceae-*Cryptomeria* 超帯は *Pinus* や *Abies*, *Picea*, *Tsuga* など Pinaceae を構成する分類群と *Cryptomeria*, Cupressaceae および *Fagus* が優占することで特徴付けられ、Ma 10 層直下の非海成層から Ma 12 層までの層準に設定された。この層準の花粉分帯は Furutani (1989) でも検討されており、Ma 8 層から Ma 10 層までの層準に *Haploxyton* Zone が、Ma 11 (1) 層から Ma 11 (3) 層までの層準に *Pseudotsuga* Zone が、Ma 12 層およびその直上の汽水成層までの層準に *Lagerstroemia* Zone が設定されている。これらの花粉帯はその名に用いられている分類群が連続的または断続的に産出することに注目して設定されたものであり、東灘 1700 m コアでも同様の産出傾向が認められる。

なお、東灘 1700 m コアでは深度 23.3 m 以浅のコアは採取されておらず、Ma 13 層の試料を得ることができなかったため、Pinaceae-*Cryptomeria* 超帯および *Tsuga-Cyclobalanopsis* 帯の上限をどこにするかは定められなかった。しかし、*Tsuga-Cyclobalanopsis* 帯は *Pinus* と *Tsuga* が *Cyclobalanopsis* を伴って優占し、*Abies*, *Picea* および *Sciadopitys* も低率ながら安定して産出することで特徴付けられ、Furutani (1989) による Ma 11 (1) 層から Ma 13 層までの連続的な花粉化石群集に基づく分帯によって、Ma 12 層付近に設定された *Lagerstroemia* Zone・P3 Zone の卓越分類群 (*Pinus* (subgen. *Diploxyton*), *Abies*, *Tsuga*, *Cyclobalanopsis* など) の産出傾向とほぼ一致する。

4. 近畿地方における中期更新世の森林植生および古気候の変遷

花粉・孢子化石は風や流水による運搬過程を経て堆積するため、異地性が強いことで知られている。本研究で調査対象とした東灘 1700 m ボーリングコアの場合、海成層と非海成層の繰り返しからなる沿岸域の堆積物であるので、花粉・孢子化石も含めた堆積物構成粒子の供給範囲は、大阪堆積盆地へ流れ込む広範な水系の分布範囲であると考えられる。さらに、花粉・孢子化石が風による運搬で水系分布範囲に搬入される効果を考慮し、近畿地方程度の範囲における森林植生と古気候について考察する。

なお、これまでに大阪層群上部から出土した遺体化石の中には消滅種が多数報告されており (三木, 1948; 那須, 1972; Momohara, 1994 など)、中期更新世の古気候の推定を行う際には、後期更新世や完新世の場合のように日本列島における現在の植生帯に関する知見を単純に適用することはできない。そこで、花粉化石群集の分類群の組み合わせから推定される古植生が、現在の北半球における亜寒帯林、冷温帯林、暖温帯林、亜熱帯林などの水平的森林帯および日本列島の垂直的森林帯の中でどの地域の森林帯に類似しているかを検討し、古気候を推定した。本論文に用いた森林帯区分と名称は山中 (1979) に準拠した。

前々節までに述べた花粉分帯に沿って最下位の時代から古植生と古気候の変遷を述べる (Figs. 3, 6)。 *Quercus-Metasequoia* 超帯 *Quercus-Metasequoia* 帯の花粉化石群

Fig. 5. Pollen biostratigraphy in the Osaka basin. Abbreviations for column caption are A: age; P: geomagnetic polarity; S: stratotype; H: hypostratotype; L: lithostratigraphical marker bed; T: marker tephra. Abbreviations for names of age, geomagnetic polarity, stratotype and hypostratotype are Hol.: Holocene; M: Matuyama Chron; J: Jaramillo Subchron; B: Brunhes Chron; L.T.d.: Lower Terrace deposits; N.F.: Namba Formation. Abbreviations for names of marker tephra are Ye: Yellow; Pi: Pink; Az: Azuki; Im: Imakuma II; Hc: Hacchoike; Tg: Toga; Sa: Sakura; Ka: Kasuri; Mi: Minatojima I; NIV: Naruohama IV; Kt: Kakuto; Hn: Handa; Ko: Koshienhama; He: Heianjingu. Abbreviations for names of pollen zones and subzones in previous studies are sz.: subzone; Lag.Z.: *Lagerstroemia* Zone; C.-A.Z.: *Celtis-Aphananthe* Zone. See caption to Fig.3 for names of pollen assemblage zones abbreviations.

集は、温帯落葉広葉樹の *Quercus* や温帯常緑針葉樹の *Cupressaceae* が卓越し、暖温帯落葉針葉樹の *Metasequoia* や暖温帯落葉広葉樹の *Cyclocarya*、冷温帯落葉広葉樹の *Fagus* を伴うが、暖温帯常緑広葉樹の *Cyclobalanopsis* が極めて低率であることから、古植生は *Cupressaceae* や *Metasequoia* を混じえる暖温帯落葉広葉樹林であったと考えられる。暖温帯落葉広葉樹林は暖かさの指数（吉良, 1948）が 100°以上でありながら、常緑のカシ類を欠いて落葉型になる温帯林であり、夏期に降水量が多く、冬期に寡雨となる朝鮮半島南部や中国大陸の揚子江流域に分布する（堀田, 1980）。以上のことから、この時代は年間を通じて温暖であり、かつ夏期は多雨であったが冬期の降水量は少なかったと推定される。

Quercus-Metasequoia 超帯 *Picea-Quercus* 帯では、前の時代に優勢であった温帯落葉広葉樹の *Quercus* や温帯常緑針葉樹の *Cupressaceae* に加え、冷温帯落葉広葉樹の *Betula* と温帯落葉広葉樹の *Carpinus*、および温帯針葉樹の *Picea* と *Abies* が増加することから、古植生は *Cupressaceae* や *Picea* などの温帯針葉樹を混じえる温帯落葉広葉樹林であったと考えられる。すなわち、この時代は前の時代

よりも寒冷となり、かつ降水量は年間を通じて少なくなったと推定される。

Fagus-Quercus 超帯の花粉化石群集は冷温帯落葉広葉樹の *Fagus* や *Quercus* が卓越し、温帯針葉樹の *Cupressaceae* や *Sciadopitys*, *Tsuga*, *Pseudotsuga*, *Cryptomeria* および暖温帯常緑広葉樹の *Cyclobalanopsis* を伴うことから、古植生は前の時代の暖温帯落葉広葉樹林に温帯針葉樹が加わった森であったと考えられる。この時代は年間を通じて温暖であり、かつ降水量も多かったと推定される。ただし *Fagus-Quercus* 超帯 *Fagus-Tsuga* 帯の最上部、*Quercus-Betula* 帯および *Betula-Quercus* 帯では *Fagus* が減少し、*Quercus*, *Betula*, *Carpinus* および *Picea* が増加することから、これらの時代には気温が若干低下しただけでなく、降水量が少なくなったと推定される。

一方、*Cryptomeria-Fagus* 超帯の時代になると、その前の時代まで優勢であった温帯落葉広葉樹の *Quercus* が低率となることから、当時の古植生は冷温帯落葉広葉樹の *Fagus* を混じえ、*Cryptomeria*, *Cupressaceae*, *Sciadopitys*, *Tsuga* などからなる温帯針葉樹林に移り変わったと考えられる。また、暖温帯常緑広葉樹の *Cyclobalanopsis* や暖温

帯落葉広葉樹の *Cyclocarya* の花粉を伴うことから、暖温帯の気候であったと推定される。

堀田 (1980) によれば、温帯針葉樹の多い森林は構成種の違いからヒバ型、スギ型、モミツガ型 (コウヤマキ、トガサワラ、バラモミなどの分布域をも含む)、カラマツ型に区別されている。さらに、これらの分布域は温度的な環境よりも、降水の季節的な配分に関係した分布を示していると考えられ、スギ型は夏期も冬期も連続的な降水のある地域に発達し、モミツガ型は夏期には連続的な降水があるが冬期には降水の少ない地域に発達するという。これを考慮すると、*Cryptomeria-Fagus* 超帯の *Fagus-Cyclobalanopsis* 帯、*Cryptomeria-Fagus* 帯および *Cryptomeria-Tsuga* 帯の時代は冬期の降水量が多かったと推定され、*Sciadopitys-Tsuga* 帯と *Picea-Betula* 帯の時代は夏期の降水量が多かったが、冬期の降水量は少なかったと考えられる。ただし *Picea-Betula* 帯の上部では、*Pinus* と *Picea* が *Abies*, *Tsuga* および *Betula* を伴って卓越し、温帯要素の *Cryptomeria* や *Cupressaceae*, *Fagus*, *Quercus* が極めて低率である。そのうえ暖温帯要素の花粉もほとんど含まないことから、この時期の古植生は亜寒帯針葉樹林であった可能性が高く、気温が著しく低下したと考えられる。

Cyclobalanopsis-Sciadopitys 超帯 *Cyclobalanopsis-Castanopsis/Pasania* 帯の時代の古植生は、直前の *Cryptomeria-Fagus* 超帯 *Picea-Betula* 帯の時代とは一変し、暖温帯常緑広葉樹の *Cyclobalanopsis* や *Castanopsis/Pasania* からなる照葉樹林 (暖温帯常緑広葉樹林) であったと推定され、上下の帯や超帯と比べて著しく異なった様相を呈していたと考えられる。また、後背山地には *Sciadopitys* や *Cupressaceae*, *Cryptomeria*, *Tsuga* などからなる温帯針葉樹林が広がっていたと考えられる。この時代は年間を通じて温暖であっただけでなく、降水量も年間を通じて多かったと推定される。*Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯 *Sciadopitys-Picea* 帯の時代になると、*Cyclobalanopsis* などの暖温帯常緑広葉樹が著しく少なくなり、これに代わって温帯針葉樹の *Sciadopitys* が *Picea* をわずかに伴いながら卓越するようになる。これは気温の低下と冬期における降水量の減少を暗示する。

温帯針葉樹要素の優勢な花粉構成は *Pinaceae-Cryptomeria* 超帯 (Ma 10 層以上) になってもなお引き続く。この帯の場合、*Pinus* (とくに subgen. *Diploxylon*) や *Abies*, *Picea*, *Tsuga* などの *Pinaceae* の針葉樹と *Cryptomeria* などの温帯針葉樹で特徴付けられ、*Fagus-Picea* 帯 (Ma 10 層) と *Tsuga-Cyclobalanopsis* 帯 (Ma 12 層) では暖温帯常緑広葉樹の *Cyclobalanopsis* や冷温帯落葉広葉樹の *Fagus* や *Quercus* が安定して伴われるのに対し、*Tsuga-Fagus* 帯 (Ma 11 (1) 層~Ma 11 (3) 層) では *Cyclobalanopsis* がほとんど伴わない。一方 *Cryptomeria-Picea* 帯 (Ma 10 層と Ma 11 (1) 層間の非海成層) と *Picea-Cryptomeria* 帯 (Ma 11 (3) 層と Ma 12 層間の非海成層) では冷温帯落葉広葉樹や暖温帯常緑広葉樹の分類群が極めて低率となるという違いがある。*Fagus-Picea* 帯、*Tsuga-*

Fagus 帯および *Tsuga-Cyclobalanopsis* 帯の時代では広葉樹の分類群との組み合わせから、いずれも温帯針葉樹林の卓越する古植生であったと推定される。しかし各々の帯では優占する分類群が異なっており、*Fagus-Picea* 帯では *Cryptomeria* や *Cupressaceae*, *Tsuga-Fagus* 帯では *Abies*, *Picea* および *Tsuga*, *Tsuga-Cyclobalanopsis* 帯では *Abies*, *Picea*, *Tsuga* および *Sciadopitys* を主体とする温帯針葉樹林であったと考えられる。これらは既に述べたように降水量の季節的な配分を表していると思えば、*Fagus-Picea* 帯では冬期の降水量が多く、*Tsuga-Fagus* 帯と *Tsuga-Cyclobalanopsis* 帯では夏期の降水量が多かったが、冬期の降水量は少なかったと考えられる。また、*Cryptomeria-Picea* 帯の上部や *Picea-Cryptomeria* 帯の花粉構成からは亜寒帯針葉樹林が推定される可能性が高く、気温が低下したとみて良いと思われるが、これらの層準は試料数が少ないためこれらの時代における古植生および古気候の解析は今後の課題として残される。

5. 非海成層堆積期における平野部の古環境変化

大阪層群の非海成層堆積期の古植生については、那須 (1970) によって「山腹から陸化した平野部にかけて発達した森林と、平野部の氾濫原に生じた草地、河岸および沼沢地の縁辺に発達した林と草地などによって特徴付けられる」と述べられたが、那須 (1970) に示された分析結果は試料数が少なく、非海成層の全ての層準について言えるかどうかを確かめているとは言えない。

これに対し、今回の研究では Ma 2 層から Ma 12 層までに挟まれる各非海成層に関する詳細な分析結果を得ることができたので、非海成層堆積期における平野部の古植生について再検討を試みた。ただし、Ma 6 層と Ma 7 層の間の非海成層については試料を得ることができなかったため検討対象から除外する。

非海成層の層準では花粉・胞子総数に対して草本植物の花粉またはシダ植物・コケ植物の胞子が卓越し、木本植物の花粉は低率となることが多い (Fig. 4)。そして、各非海成層における草本植物花粉の構成は、*Gramineae* と *Cyperaceae* が卓越し、*Artemisia* や *Carduoideae*, *Cichorioideae* がこれらに次ぐ。*Persicaria/Echinocaulon*, *Thalictrum*, *Umbelliferae* など氾濫原でよく見られる分類群を伴うことから、これらの草本植物花粉は氾濫原の原野植生に由来すると推定される。さらに、*Typha* や *Alisma*, *Sagittaria*, *Myriophyllum*, *Nymphoides*, *Trapa* などの水生植物が伴われる場合があること、木本植物の *Alnus* (subgen. *Alnus*) が著しく高率となることから、氾濫原の後背湿地には池沼・湿地の植生や *Alnus* (subgen. *Alnus*) を主体とする湿地林や河畔林が存在したと推定される。

前節で述べたように木本植物の花粉化石群集からは海成粘土層でも非海成層でも温帯要素を主体とする森林植生が推定されたこと、現在の大阪湾における淀川河口付近のような比較的粗い粒子の堆積する場所では花粉・胞子総数に対する草本植物花粉の割合が増すこと (本郷, 1999) を考慮すると、大阪層群の非海成層準で見られる草本花粉または胞子の卓越

現象は、森林限界の下降を意味するのではなく、氾濫原に広がった原野の植生から供給される花粉の相対的な増加を表していると考えられる。ただし、No.1230, 1250, 1775 および 1810 においてシダ植物の胞子が著しく多産して花粉がほとんど産出しない現象は、シダ植物の胞子は花粉よりも地表での風化現象に対する抵抗力が強いため（中村, 1967; 那須・松江, 1985）にシダ植物の胞子が選択的に残ったことに起因するものと推測される。なお、Gramineae, Cyperaceae, *Artemisia*, Carduoideae および Cichorioideae などの草本植物花粉の産出率は Ma 6 層より下位の非海成層で著しく高率を示すのに対し、Ma 7 層より上位の非海成層になると相対的に低率となる。一方、*Alnus* (subgen. *Alnus*) のスペクトルは Ma 7 層より上位の非海成層で著しく高率を示すようになる。これらのことを考え合わせると、Ma 6 層より下位の非海成層堆積期には、氾濫原の原野植生がかなり広大に発達していたと考えられ、この植生が保たれてきた原因として、河川の氾濫が頻繁に起きていたことが推測される。一方、Ma 7 層より上位の非海成層堆積期になると氾濫原には河畔林や後背湿地の植生が広がったものと推測され、氾濫の少ない比較的安定した環境であったと推測される。シダ植物の胞子が多産する層準が Ma 7 層より上位の非海成層中に頻繁に挟まれるのは、この安定した氾濫原で土壌形成が促進された結果ではないかと考えられる。

6. 中期更新世における陸域環境の変換期

前々節で述べたように、近畿地方における中期更新世の森林植生は、暖温帯落葉広葉樹林に温帯針葉樹林が加わった森 (*Fagus-Quercus* 超帯) から、温帯落葉樹林と温帯針葉樹林の交代が繰り返される時代 (*Cryptomeria-Fagus* 超帯) を経て、後背地に温帯針葉樹林を伴う照葉樹林 (*Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯)、そして温帯針葉樹林 (*Pinaceae-Cryptomeria* 超帯) へ移り変わっていった (Figs. 3, 6)。このうち、*Fagus-Quercus* 超帯から *Cryptomeria-Fagus* 超帯にかけての花粉構成の変化 (Fig. 3) と同様の産出傾向は、関東地方の銚子コアにおける犬吠層群の中部更新統横根層から倉橋層にかけての層準 (Okuda et al. 2006) でも認められる。すなわち、Okuda et al. (2006) により区分された局地花粉帯 CH4 帯より下位では *Picea* が優勢で、*Fagus* と *Quercus* の 10 % 前後の安定した産出が認められる。一方、CH4 帯より上位の CH5a 帯になると *Picea* と *Quercus* が減少に転じて各々 10 % 前後や数 % 程度の産出となり、*Cryptomeria* が優勢となる。なお、CH4 帯には Yk12 火山灰層が、CH5a 帯には Kh3b 火山灰層が、CH5c 帯には Kh5a 火山灰層が挟まれており、房総半島の Ch2 火山灰層と Ks18 火山灰層、Ks11 火山灰層にそれぞれ対比されている（中里ほか, 2003）。Ch2 火山灰層は大阪層群の Ma 5 層と Ma 6 層間に挟在する梅火山灰層 (Se-Tg) に広域対比される（町田・新井, 2003; 長橋ほか 2004）。また、Ks11 火山灰層は大阪層群の Ma 7 層中または Ma 7 層直下に挟在するサクラ火山灰層 (Kb-Ks) に広域対比される（町田ほか, 1980）。これらの層序学的位置関係を考慮すると、上述の花粉構成の変化は大阪堆積盆地とほぼ同時代に生じたと考

えられる。

また、*Cyclobalanopsis* と *Sciadopitys* の産出率が下位より相対的に増加する *Cryptomeria-Fagus* 超帯から *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯にかけての花粉構成の変化 (Fig. 3) と類似の産出傾向が、銚子コアの倉橋層上部の層準（局地花粉帯 CH8 帯から CH9 帯; Okuda et al. 2006）に認められる。銚子コアでは $\delta^{18}\text{O}$ が測定されており (El-Masry, 2002; Kameo et al., 2006), Okuda et al. (2006) では、El-Masry (2002) の結果に基づき CH8 帯は海洋酸素同位体比層序のステージ 12 に、CH9 帯は海洋酸素同位体比層序のステージ 11 の堆積物に相当すると述べられている。このことは、杉山 (1991) が中部更新統の *Cyclobalanopsis* 花粉および大型遺体を多産する層準の同時代性について、火山灰と堆積サイクルの広域対比の観点から論じ、コナラ属アカガシ亜属多産層準は酸素同位体比層序のステージ 11 に相当すると述べていることと調和的である。一方、大阪堆積盆地では岩相・古地磁気・火山灰・微化石などの資料が総合的に検討され、Ma 9 層が酸素同位体比層序のステージ 11 に形成されたと考えられている（吉川・三田村, 1999）。本研究で扱った東灘コアでも Ma 9 層 (*Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯 *Cyclobalanopsis-Castanopsis/Pasania* 帯) の中で *Cyclobalanopsis* 花粉の多産が認められたことは、杉山 (1991) の論考と調和的な資料を得たと言える。すなわち、*Cyclobalanopsis* と *Sciadopitys* の産出率が下位より相対的に増加する現象は、大阪堆積盆地のみならず関東地方でも同時期に形成された堆積物に記録されていたことになる。

以上のことから、*Fagus-Quercus* 超帯から *Cryptomeria-Fagus* 超帯、*Cryptomeria-Fagus* 超帯から *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯にかけての古植生の変化は、大阪堆積盆地周辺のローカルな変化としてだけでなく、日本列島で広域的かつほぼ同時期に生じた変化としてとらえることができ、地球規模の気候変動に起因していると考えられる。これらの古植生の変換期（花粉帯の境界）は、岩相層序との関係では下位より Ma 6 層直下と Ma 9 層直下の非海成層中にあたり、吉川・三田村 (1999) による大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序の対応関係では、ステージ 16/15 境界（約 65 万年前）とステージ 12/11 境界（約 40 万年前）に相当する (Fig. 6)。

一方、前節で述べた非海成層堆積期における平野部の古環境が、Ma 6 層から Ma 7 層堆積期（約 60 万年前: 吉川・三田村, 1999）を境としてかなり広大な原野から氾濫の少ない比較的安定した環境へと移り変わってきたことは、河川のつくる堆積地形が変化したことを表している (Fig. 6)。また、本研究対象とした東灘 1700 m (GS-K1) コアのほか、神戸地域で掘削された深層ボーリングコア (GS-K2, GS-K3, MY) の層相は、いずれもその上部に礫層を挟み、全体として上方に向かって粗粒化する特徴が認められる（小林ほか, 2001）。このうち、基盤山地から約 2 km 南に離れた東灘 1700 m (GS-K1) コアや MY コアでは、礫層の挟在率や最大粒径が増加傾向を示すのは、約 40 数万年前以降とされるが、基盤山地に近い GS-K2 コアと GS-K3 コアでは約 60 万年前から

Fig. 6. Pleistocene terrestrial paleoenvironmental change in and around the Osaka basin. Abbreviations for column caption are P: geo-magnetic polarity; T: marker tephra; MIS: marine oxygen isotope stage. Abbreviations for names of marker tephra are YIII: Yamada III; Az: Azuki; Sy: Sayama; Im: Imakuma II; HI: Hacchoike I; HII: Hacchoike II; Ka: Kasuri; Mi: Minatojima I; NIV: Naruohama IV; Kt: Kakuto; Hn: Handa; Ko: Koshienhama; He: Heianjingu. See caption to Fig.3 for names of pollen assemblage zones abbreviations.

既に増加傾向を示しており、礫種については六甲山地から供給されたと考えられる花崗岩礫の割合が相対的に増加する(小林ほか, 2001)。これらのことを考え合わせると、後背地からの土砂供給量や河川の勾配が増加したことが推測される。すなわち、約 60 万年前という時代は、大阪堆積盆地の地形発達を巨視的にとらえたときの変換期として位置づけられる。この環境変化は、六甲変動 (Ikebe and Huzita, 1966) と呼ばれる近畿中部における南北性構造の卓越した山地の隆起と低地の沈降による、大阪堆積盆地東部が相対的に隆起する造盆地運動との関連が深いと考えられる。

ま と め

東灘 1700 m コアを試料として Ma 2 層から Ma 12 層 (大阪層群上部～中位段丘構成層相当層) までの層準の花粉分析を行い、花粉化石群集の構成を明らかにした。これらの花粉化石群集に基づく花粉生層序の検討および古植生・古気候の推定により、以下のことが明らかになった。

1. 木本植物花粉の分類群のうち、気候植生の変化を示すと思われる分類群の組み合わせに基づき、東灘 1700 m コアの Ma 2 層から Ma 12 層までの層準は 20 帯の花粉化石群集帯に区分される。さらに、第三紀型植物群要素の分類群や中期更新世に消滅した種を含むと考えられる分類群が産出するという共通的な生層序学的特性によってこれらの帯をまとめ、5 つの花粉超帯を設定した。

2. 近畿地方における前期更新世末期から後期更新世初期の古植生は、最下位の *Quercus-Metasequoia* 超帯の時代には暖温帯落葉広葉樹林であったが、この時代の後になって次第に温帯針葉樹の勢力が増して、暖温帯落葉広葉樹林に温帯針葉樹林が加わった森 (*Fagus-Quercus* 超帯) となり、温帯落葉樹林と温帯針葉樹林の交代が繰り返される時代 (*Cryptomeria-Fagus* 超帯) を経て、後背地に温帯針葉樹林を伴う照葉樹林 (*Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯)、そして温帯針葉樹林 (*Pinaceae-Cryptomeria* 超帯) へ移り変わっていった。
3. 非海成層の層準に見られる草本植物花粉またはシダ植物・コケ植物の胞子の卓越現象は、氾濫原に広がった原野の植生から供給される花粉や胞子の増加を表している。Ma 6 層より下位の非海成層の堆積期にはかなり広大な原野植生が発達したが、Ma 7 層より上位の非海成層の堆積期になると氾濫原には河畔林や後背湿地の安定した植生が広がった。
4. 中期更新世の大阪堆積盆地では、地球規模の気候変動に起因する森林古植生の変換が約 65 万年前と約 40 万年前に、六甲変動に関連した盆地東部の相対的隆起に起因する平野部の古植生の変換が約 60 万年前に生じていたことが明らかとなった。

謝 辞 本研究を進めるにあたり、大阪市立大学大学院理学研究科の吉川周作教授、三田村宗樹准教授ならびに熊井久雄

名誉教授には第四紀層序学全般について御指導いただいた。花粉分析法および古花粉学については大阪市立自然史博物館の故那須孝悌館長（当時）に御指導いただいた。また、兵庫県立人と自然の博物館および大阪市立自然史博物館の収蔵資料ならびに設備を使用させていただいた。その際、兵庫県立人と自然の博物館の加藤茂弘氏、大阪市立自然史博物館の石井陽子氏には大変お世話になった。ここに記して、厚くお礼申し上げます。

文 献

- Biswas, D.K., Hyodo, M., Taniguchi, 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 chron. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 233-248.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100** (B4), 6093-6095.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B. and Langway, Jr., C.C., 1971, Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In Turekian, K.K., ed., *The Late Cenozoic Ice Ages*, New Haven: Yale University Press, 37-56.
- El-Masry, M. M. I., 2002, Sedimentation and physical property variability of hemipelagic mudstone in response to the Pleistocene glacial and interglacial cycles. PhD dissertation, University of Tokyo, Japan.
- Emiliani, C. 1955, Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, **63**, 538-578.
- Emiliani, C. 1978, The cause of the Ice Ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **37**, 349-352.
- 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.
- Grimm, E.C., Jacobson, Jr., G.L., Watts, W.A., Hansen, B.C.S. and Maasch, K.A., 1993, A 50,000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events. *Science*, **261**, 198-200.
- 長谷義隆・岩内明子, 1985, 中・北部九州後期新生代の植生と古環境—その1 阿蘇野地域—. *地質雑*, **91**, 753-770.
- 本郷美佐緒, 1999, 大阪湾奥部から湾中央部における表層堆積物の花粉分析（予報）. *Proceedings of the 9th Symposium on Geo-Environments and Geo-Technics*, 173-178.
- Hongo, M., 2007, Stratigraphic distribution of *Hemiptelea* (Ulmaceae) pollen from Pleistocene sediments in the Osaka sedimentary basin, southwest Japan. *Rev. Palaeobotany and Palynology*, **144**, 287-299.
- 本郷美佐緒・石井陽子・鈴木 保, 1998, 長野県信濃町の中部更新統針ノ木層の花化石群集. *野尻湖ナウマンゾウ博物館研報*, **6**, 9-16.
- Hooghiemstra, H. and Ran, E.T.H., 1994, Late Pliocene-Pleistocene high resolution pollen sequence of Colombia: an overview of climate change. *Quatern. Intern.*, **21**, 63-80.
- 堀田 満, 1980, 日本列島及び近接東アジア地域の植生図について. *ウルム氷期以降の生物地理昭和 54 年度報告書*, 39-54.
- Huang, T.C., 1972, *Pollen flora of Taiwan*. Botany Department, National Taiwan University, Taipei, 297p.
- Huang, T.C., 1981, *Spore flora of Taiwan*. Botany Department, National Taiwan University, Taipei, 111p.
- Ikebe, N. and Huzita, K., 1966, The Rokko movement, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria*, **8**, 277-287.
- 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, 1960, 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. *地球科学*, **49**, 15-25.
- 市原 実編, 1993, 大阪層群. 創元社, 340p.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K., 1975, Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **19**, 1-29.
- Iwauchi, A., 1994, Late Cenozoic vegetational and climatic changes in Kyushu, Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 229-280.
- 岩内明子・長谷義隆, 1987, 中・北部九州後期新生代の植生と古環境—その3 玖珠盆地南部（下部・中部更新統）—. *地質雑*, **93**, 469-489.
- Iwauchi, A. and Hase, Y., 1992, Late Cenozoic vegetation and paleoenvironment of northern and central Kyushu, Japan: Part 5 Yoshino area (Middle Pleistocene). *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**, 205-221.
- Kameo, K., Okada, M., El-Masry, M., Hisamitsu, T., Saito, S., Nakazato, H., Ohkouchi, N., Ikehara, M., Yasuda, H., Kitazato, H. and Taira, A., 2006, Age model, physical properties and paleoceanographic implications of the middle Pleistocene core sediments in the Choshi area, central Japan. *Island Arc*, **15**, 366-377.
- 関西地盤情報活用協議会編, 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, 269p.
- 吉良竜夫, 1948, 温度指数による垂直的な気候帯のわかちかたについて. *寒地農学*, **2**, 143-173.
- 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.
- 此松昌彦・篠原謙太郎, 1996, 静岡県有度丘陵における中・上部更新統の花化石群集. *地球科学*, **50**, 54-65.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 192-193.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980, 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. *第四紀研究*, **19**, 233-261.
- 三木 茂, 1948, 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フロラに就いて. *鉱物と地質*, **9**, 105-144.
- Miki, S., 1955, Nut remains of Juglandaceae in Japan. *Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ., Ser. D*, **6**, 131-144.
- Miyoshi, N., Fujiki, T. and Morita, Y., 1999, Palynology of a 250-m core from Lake Biwa: a 430,000-year record of glacial-interglacial vegetation change in Japan. *Rev. Paleobotany, Palynology*, **104**, 267-283.
- Momohara, A., 1994, Floral and paleoenvironmental history from the late Pliocene to middle Pleistocene in and around central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 281-293.
- 守田益宗・神谷千穂・佐々木俊法・宮城豊彦・須貝俊彦・柳田誠・古澤 明・藤原 治・守屋俊文, 2006, 東海地方の中間温帯における中期更新世以降の植生変遷—内陸小盆地堆積物の花粉分析から—. *季刊地理学*, **58**, 123-139.
- 長橋良隆・熊谷聡美・三浦郁恵・小林聡子・奥平敬元・里口保文・吉川周作, 2004, 大阪層群と上総層群における前・中期更新世テフラ層の対比. *日本第四紀学会講演要旨集*, **34**, 127-128.
- 中村 純, 1967, 花粉分析. 古今書院, 232p.
- 中村 純, 1980, 日本産花粉の標徴 I・II. 大阪市立自然史博物館収蔵試料目録第 13 集, 91p.
- 中里裕臣・佐藤弘幸・奥田昌明・銚子コア研究グループ, 2003, 千葉県北東部犬吠層群 250 m コアのテフラ層序. *日本地質学会講演要旨集*, 3.
- 那須孝悌, 1970, 大阪層群上部の花化石について—堺港のボーリングコアを試料として—. *地球科学*, **24**, 25-34.
- 那須孝悌, 1972, 第四紀の日本列島生物相. *生物科学*, **24**, 1-10.
- 那須孝悌・松江実千代, 1985, 袋井市坂尻遺跡の花化石・胞子分析. 一般国道 1 号袋井バイパス（袋井地区）埋蔵文化財発掘調査報告書 坂尻遺跡—自然科学編—, 59-69.
- 那須孝悌・瀬戸 剛, 1986, 日本産シダ植物の胞子形態 I. 大阪市立自然史博物館収蔵試料目録第 18 集, 42p.
- 楡井 尊, 1993, 東京都八王子市の中部更新統御殿峠礫層上部の花化石. *地球科学*, **47**, 81-84.
- 楡井 尊・那須孝悌, 2000, II-1-3-5 花粉. 化石研究会編, 化石の研究法, 54-59.
- 西村祥子, 1980, 横浜市における中・上部更新統の花化石群変遷. *地質雑*, **86**, 275-291.
- 西山団体研究グループ, 1967, 京都盆地南西, 西山山麓の大阪層群. *地球科学*, **21**, 1-10.
- 野井英明, 1987, 宮崎県野尻—高岡地域に分布する中部更新統の層序と

- 花粉分析. 地質雑, **93**, 897-907.
- 野井英明・伊東佳彦, 1992, 筑後平野地下に分布する更新統の花粉分析—泉州沖層群・大阪層群との対比の試み—. 地質雑, **97**, 171-174.
- Okuda, M., Nakazato, H., Miyoshi, N., Nakagawa, T., Okazaki, H., Saito, S. and Taira, A., 2006, Mis11-19 pollen stratigraphy from the 250-m Choshi core, northeast Boso Peninsula, central Japan: Implications for the early/mid-Brunhes (400-780 ka) climate signals. *Island Arc*, **15**, 338-354.
- Okuda, M., Okazaki, H. and Sato, H., 2002, Middle Pleistocene pollen assemblages and their implications for the Yabu Formation, Boso Peninsula, Central Japan. *Quatern. Res. (Daiyonki-kenkyu)*, **41**, 403-412.
- 大西郁夫, 1969, 房総半島・上総層群の花粉フローラ. 地球科学, **23**, 236-242.
- Onishi, I., 1975, Pliocene and Pleistocene pollen zone in Kinki and Tokai districts—For the basis of the Plio-Pleistocene pollen stratigraphy in central and southwestern Japan. *Mem. Fac. Lit. and Sci., Shimane Univ., Nat. Sci.*, **8**, 91-104.
- 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.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: Oxygen isotope temperature and ice volume on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quatern. Res.*, **3**, 39-55.
- 島倉巳三郎, 1973, 日本植物の花粉形態. 大阪市立自然史博物館収蔵試料目録第5集, 60p.
- Stone, D.E. and Broom, C.R., 1975, Juglandaceae. In Nilsson, S. chief ed., *World pollen and spore flora 4*, Almqvist and Wiksell Periodical Company, Stockholm, 1-35.
- 杉山雄一, 1991, 渥美半島—浜名湖東岸地域の中更新統—海進-海退サイクルとその広域対比—. 地調月報, **42**, 75-109.
- 田井昭子, 1963, 深草・枚方地方における第四紀堆積物の花粉分析—近畿地方の新期新生代層の研究2—. 地球科学, **64**, 8-17.
- 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, **74**, 22-32.
- 田井昭子, 1966, 大阪市におけるボーリング (OD-1) コアの花粉分析 (その1・その2)—近畿地方の新期新生代層の研究V—. 地球科学, **83**, 25-33; **84**, 31-38.
- 田井昭子, 1969, マチカネワ二産出層の花粉分析 (その1・その2)—近畿地方の新期新生代層の研究, その14—. 地球科学, **23**, 142-148; **23**, 199-206.
- 田井昭子, 1970, 大阪府泉佐野市土丸の新生代層から検出される花粉化石について—近畿地方の新期新生代層の研究, その15—. 地球科学, **24**, 43-48.
- 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., Ser. Geol. Mine.*, **39**, 123-165.
- Van der Kaars, W.A., 1991, Palynology of eastern Indonesian marine piston-cores: A Last Quaternary vegetational and climatic record for Australasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **85**, 239-302.
- Wang, F., Chien, N., Zhang, Y. and Yang, H., 1995, *Pollen flora of China. 2nd edition*. Science Press, Beijing, China. 461p.
- Woillard, G.M. and Mook, W.G., 1982, Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of Land and Sea Chronologies. *Science*, **215**, 159-161.
- Xiao, J., Porter, S.C., An, Z., Kumai, H. and Yoshikawa, S., 1995, Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of Central China during the last 130,000 yr. *Quatern. Res.*, **43**, 22-29.
- 山中二男, 1979, 日本の森林植生. 築地書館, 223p.
- 応 俊生・張 玉龍, 1994, 中国種子植物特有属. 科学出版社, 699p.
- 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・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一, 2000, 神戸市東灘 1,700 m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, **39**, 505-520.
- Zhang, Y., Xi, Y., Zhang J., Gao, G., Du, N., Sun, X. and Kong, Z., 1990, *Spore Morphology of Chinese Pteridophytes*. Science Press, Beijing, China, 592p.

以下の付録 (オープンファイル) は, 学会ホームページ上で公開しています. < <http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html> >

Appendix 1. Correlation of sample numbers with depth in core and sediment type. Pollen extraction procedures (A and B) are explained in the text.

Appendix 2. Composition of pollen and spores included in each sample. Each pollen frequency (%) is based on total sum of pollen of trees and shrubs.

(要 旨)

本郷美佐緒, 2009, 大阪堆積盆地における中部更新統の花粉生層序と古環境変遷. 地質雑, **115**, 64-79. (Hongo, M., 2009, Middle Pleistocene pollen biostratigraphy in the Osaka sedimentary basin, southwest Japan, with special reference to paleoenvironmental change Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **115**, 64-79.)

大阪堆積盆地における中期更新世の陸域環境変遷を明らかにするために, 神戸市東灘 1700 m コアを試料として Ma 2 層から Ma 12 層 (大阪層群上部～中位段丘構成層相当層) までの花粉化石群集の構成を明らかにした. その結果に基づき, 20 帯の花粉化石群集帯と 5 つの花粉超帯を設定した. 森林古植生は最下位の花粉超帯が堆積した時代 (前期更新世末) には暖温帯落葉広葉樹林であったと推定され, この時代の後になって次第に温帯針葉樹の勢力が増して暖温帯落葉広葉樹林に温帯針葉樹林が加わった森となり, 温帯落葉樹林と温帯針葉樹林の交代が繰り返される時代を経て, 後背地に温帯針葉樹林を伴う照葉樹林, そして温帯針葉樹林へ移り変わったと考えられる. 一方, 非海成層堆積期の平野部の古植生は, 草本植物花粉やシダ植物・コケ植物胞子などの産出傾向から, 氾濫原に広がったかなり広大な原野植生から河畔林や後背湿地の安定した植生へ移り変わったと考えられる.