

淡路島五色町周辺の鮮新-更新統

著者	津野 真一郎, 大塚 裕之
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	24
ページ	73-105
別言語のタイトル	The plio-Pleistocene Series in Goshiki-cho and its environs on Awaji Island
URL	http://hdl.handle.net/10232/00009987

淡路島五色町周辺の鮮新—更新統

津野真一郎*・大塚裕之*

(1991年9月10日受理)

The Plio-Pleistocene Series in Goshiki-cho and its environs
on Awaji Island

Shinichiro TSUNO and Hiroyuki OTSUKA

Abstract

The Plio-Pleistocene Formations are widely developed on Awaji Island situated at the eastern part of the Inland Sea of Seto. Among them, the formations correlative to the Osaka Group have not been studied thoroughly from the stratigraphic point of view and their detailed correlation with the formations occurring outside of the Island remains unknown in spite of their distribution as wide as that of the Osaka Group in the type region. Such being the case, the writers have been engaged in the research work on the Osaka Group and the younger Quaternary formations on this Island to clarify their stratigraphic framework and the history of structural development. The writers' study has been concentrated in the area surrounding Goshiki-cho where hilly topography is most widely developed within the Island. Although the area of study is rather restricted, the writers' study resulted in the following discrimination of the stratigraphic units and understanding of their stratigraphic relations.

1. The Osaka Group

This represents a sequence of fluvial and lacustrine deposits, more than 400m thick, unconformably overlying the basement Ryoke Granitic Rocks. The Group is lithologically divided into the two: the Tsunokawa (lower) and the Hiroishi Formations. The stratigraphic relation of them is conformable and the uppermost part of the Tsunokawa and the lowermost of the Hiroishi partly show interfingering.

The Tsunokawa Formation, about 230m thick, is dominated with white-coloured, coarse arkosic sand and gravel beds and indistinct alternation of sand and silt, showing conspicuous lateral changes in lithofacies. The Formation contains 6 tuff beds, among which the Dainichi Tuff Bed, an intercalation at the middle part of the Tsunokawa Formation, was dated as 1.9 ± 0.3 Ma by the F.T. method on zircon crystals.

The Hiroishi Formation, more than 180m thick, conformably overlies the Tsunokawa Formation, is characterized by the gravel beds uniformly containing the pebbles or cobbles of chert and crystalline schist derived from Sanbagawa Belt. The gravel beds tend to be thinning northward but the silt and clay beds well continue laterally. The Formation contains two tuff beds. The Koboneike Member occupying the topmost part of the Hiroishi Formation consists of poorly stratified gravel beds being more than 35m in thickness. As the result of biostratigraphic study on the mammalian fossils, it was clarified that the lower part of the Hiroishi Formation has an intercalation of bed representing "the *Stegodon akashiensis* Zone" of the Osaka Group in the type region.

2. The Terrace Deposits

The Terrace Deposits developed covering the Osaka Group in the studied area are

* 鹿児島大学理学部地学教室 Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University

classified into the following three; the Terrace Deposits I a sporadically developed on the hill, the Terrace Deposits I b developed on the coastal terrace, and the Terrace Deposits II distributed along the rivers.

The Terrace Deposits I a is a fan deposits developed on the foothill of backbone range formed of the Ryoke Granitic Rocks. It consists of mudflow deposits mainly composed of subangular granite cobbles and boulders.

The Terrace Deposits I b judged to be marine terrace deposits consists of sand and gravel beds mainly comprising well-rounded pebbles and cobbles reworked from the Hiroishi Formation.

The Terrace Deposits II is a sand and gravel bed forming a river terrace. The height of surface of its deposition above the river floor decreases towards downstream.

I. まえがき

淡路島に分布する大阪層群については、大阪平野内の同層群に匹敵するほどの広い分布域を持ちながら、最近まで詳細な層序学的研究は行なわれていなかった。池辺(1959)は、淡路島に分布する大阪層群を淡路累層と命名し、旧象化石の産出地を報告した。さらに、この池辺(1959)の報告と相前後して発表された三木(1948)による植物化石産出の報告、東中(1951)および東中・永井(1961)による亜炭調査報告などがある。これらの断片的なデータをもとに、池辺編(1961)は、淡路累層は大阪層群最下部から下部(狭義)に相当する層厚120m以上の河湖成堆積層であるとした。その後、津野(1987 M. S)は、本島中西部五色町周辺に分布する淡路累層の積算層厚を400m以上とし、下部の角川部層・上部の広石部層に分け、さらに、それらに挟まれる数枚の火山灰層を記載した。

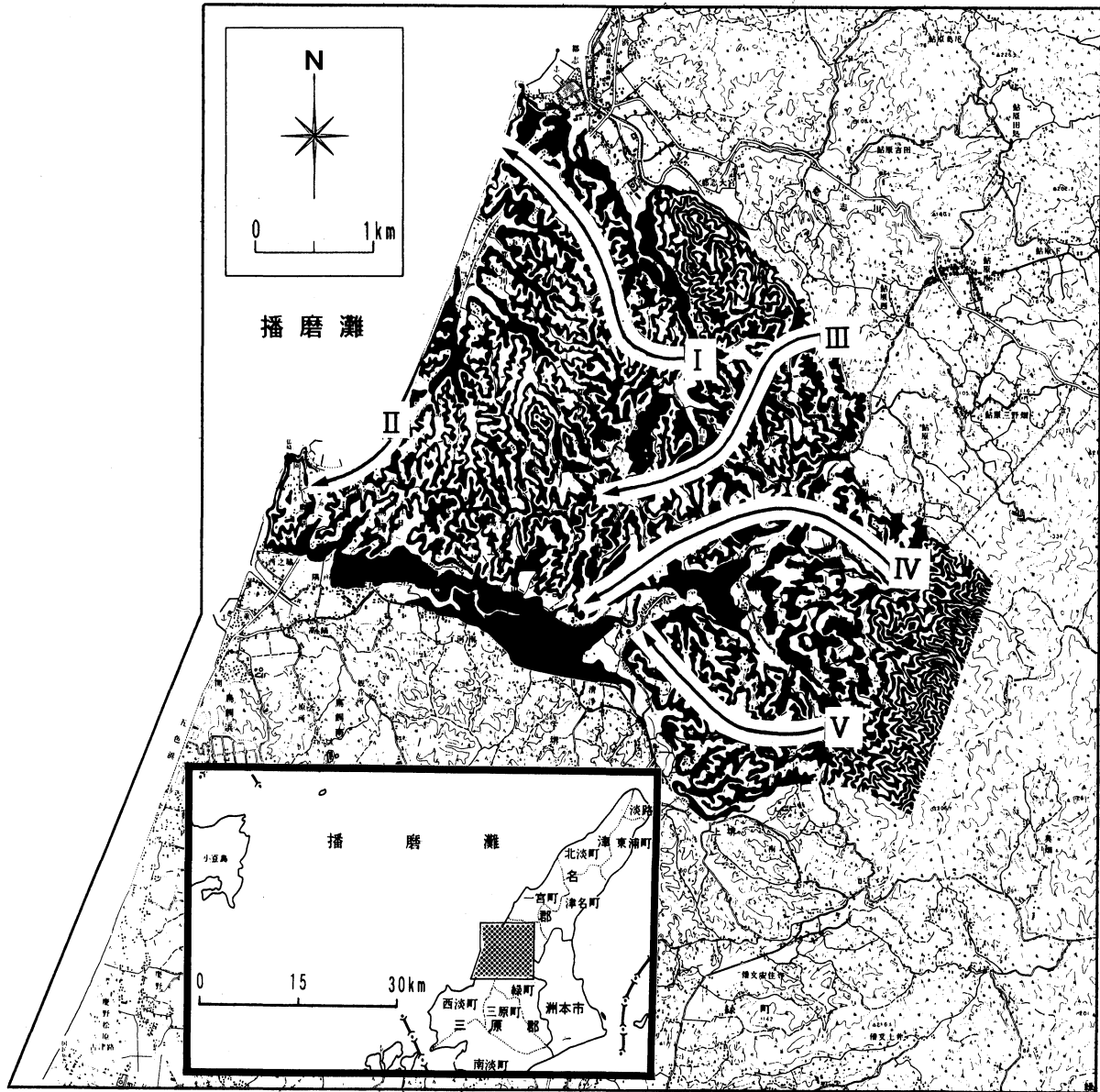
以上のように、これまで、淡路島の大阪層群の層序は確立されないままの状況にあり、模式地の同層群との対比に関しても、不明確な点が多く残されていた。そこで筆者等は、淡路島の中で最も丘陵の広く分布する五色町周辺を調査地域として、本島の大阪層群およびそれ以降の若い第四系の層序、構造発達史を理解するための基礎資料を得るべく、調査・研究を続けてきた。層相変化が激しく、断層運動により著しい変位・変形を受けた本地域の大阪層群の層序を復元するため、筆者等は、火山灰層を鍵層として詳細に記載し、断層運動によって分断された各ブロックの詳細な層序の対比を試みた。その結果、比較的狭い範囲についてはあるが、従来の研究よりも細かな層位学的単元が識別出来、それらの層位関係を把握することができた。

本論文では、これまで明らかになった本地域の岩相層序について事柄を記載するほか、大阪層群中に挟まれる火山灰層および同層群より産出した哺乳動物化石の地史学的意義について考察する。

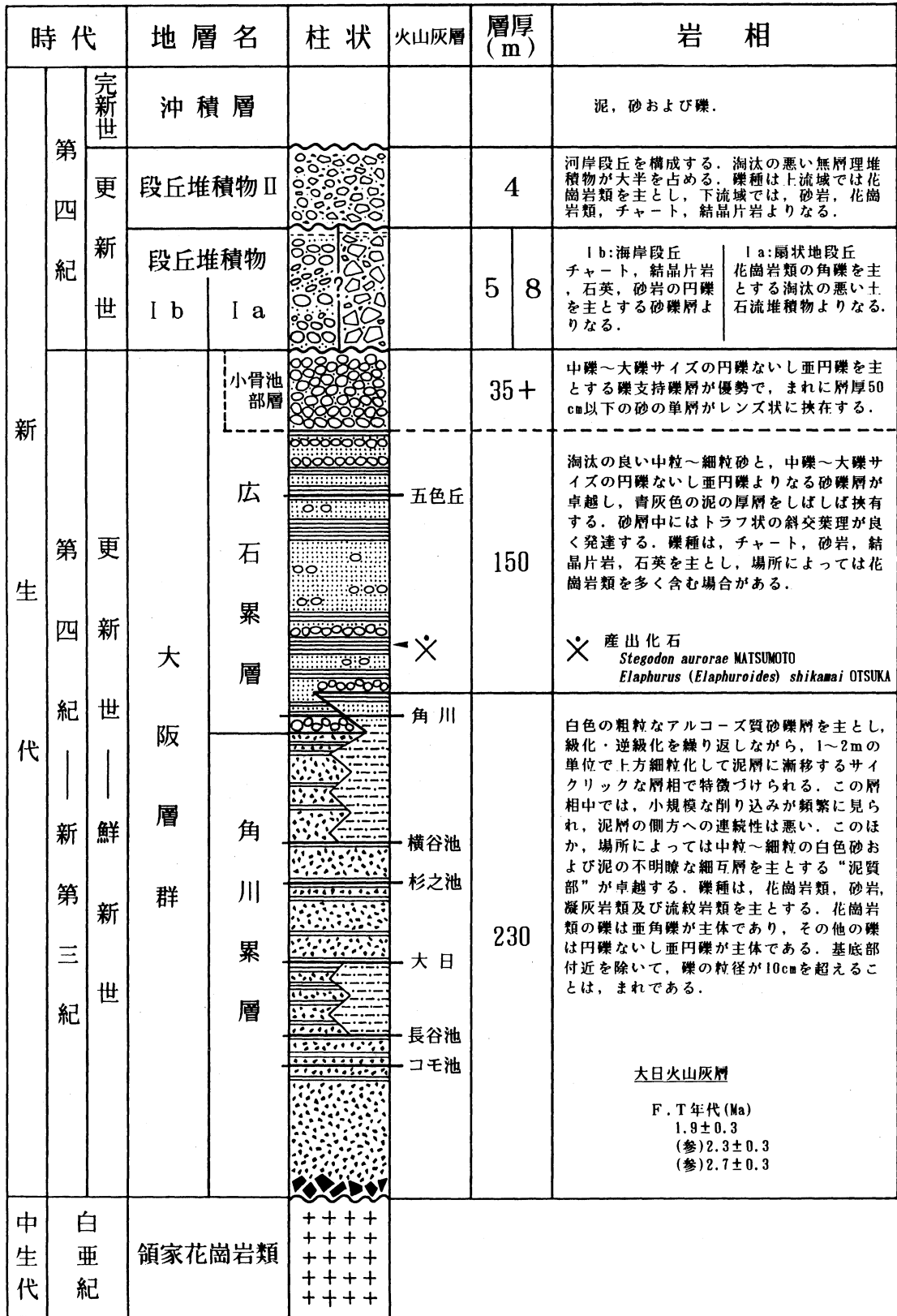
なお、最近になって、水野(投稿中)は、淡路島の大阪層群の分布を北部地域(北淡町一東浦町)、中部地域(一宮町一津名町一五色町一西淡町一洲本市)、南部地域(南淡町)とに分け、大阪層群を北部地域では富島累層と仮屋累層、中部地域では愛宕累層と五色浜累層とに区分し、南部地域の地層を油谷累層と呼んだ。本論文の調査地域は、愛宕累層および五色浜累層の分布地域にあたる。しかし水野(投稿中)が未出版であり、その一部が水野ほか(1990)に引用されているものの愛宕累層および五色浜累層の詳細を未だに知ることはできない。したがって筆者等は、本論文において、津野(1987 M. S)の大阪層群淡路累層角川部層および広石部層をそれぞれ累層として独立させ、角川累層および広石累層という独自の地層単元を設けた。

本稿を発表するにあたり、終始御指導・御助言をいただいた鹿児島大学理学部地学科の早坂祥

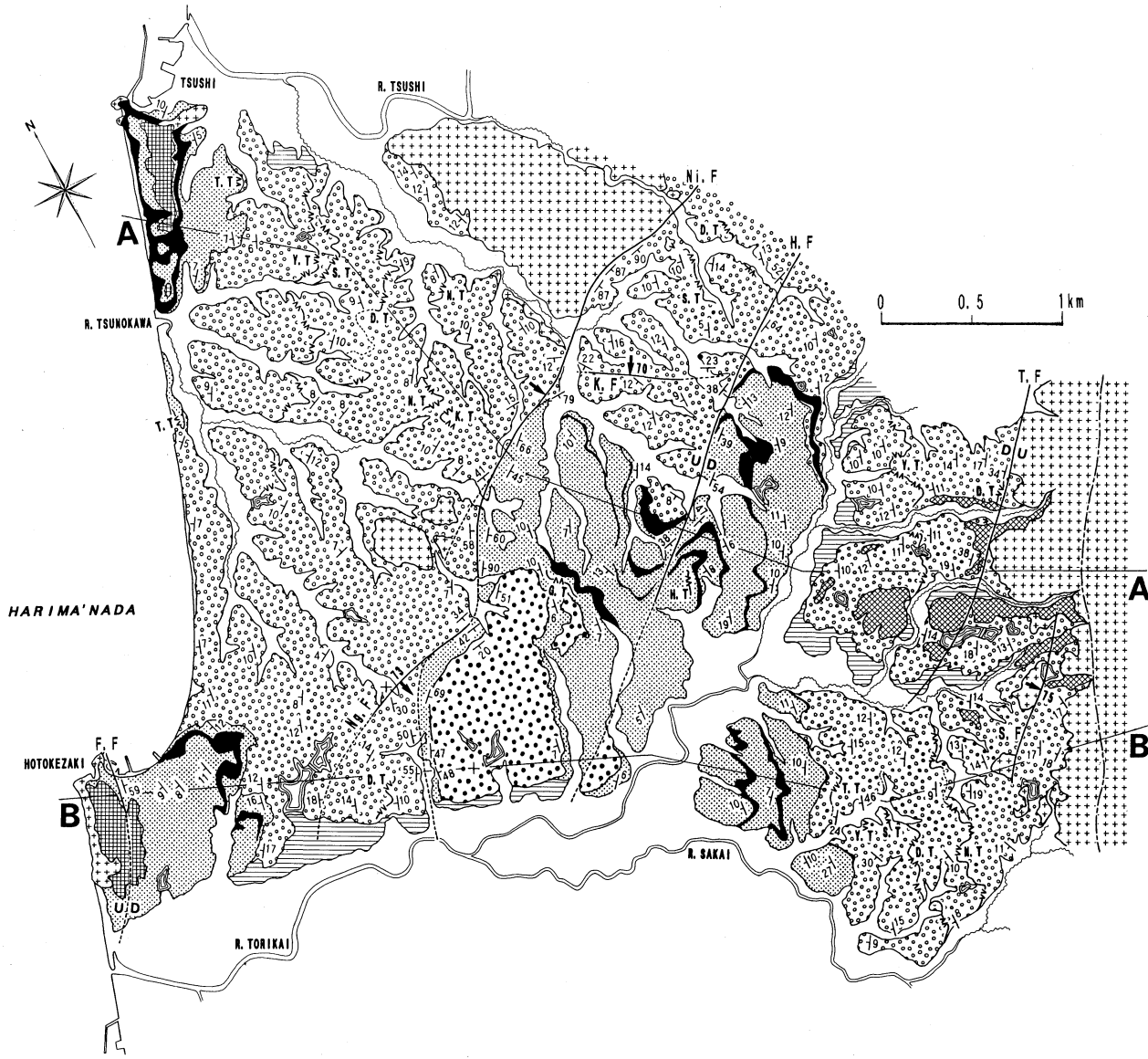
三教授，大木公彦助教授，山本温彦助教授，横田修一郎助教授および小林哲夫助教授に感謝します。株式会社京都フィッシュン・トラックの檀原 徹氏，山下 透氏および岩野英樹氏には，同社の研究施設の使用について便宜を計っていただいたうえに，有益な御指導・御助言をいただきました。五色町の小道大氏ならびに工業技術院地質調査所の水野清秀氏には，貴重な化石を提供していただいた。また，五色町の千川義彦氏には，長期間にわたり宿舎を提供していただいた。これらの方々には厚く御礼申し上げます。



第1図 調査地域の位置図。矢印（I～V）は第5図の各個柱状図作成ルートを示す。



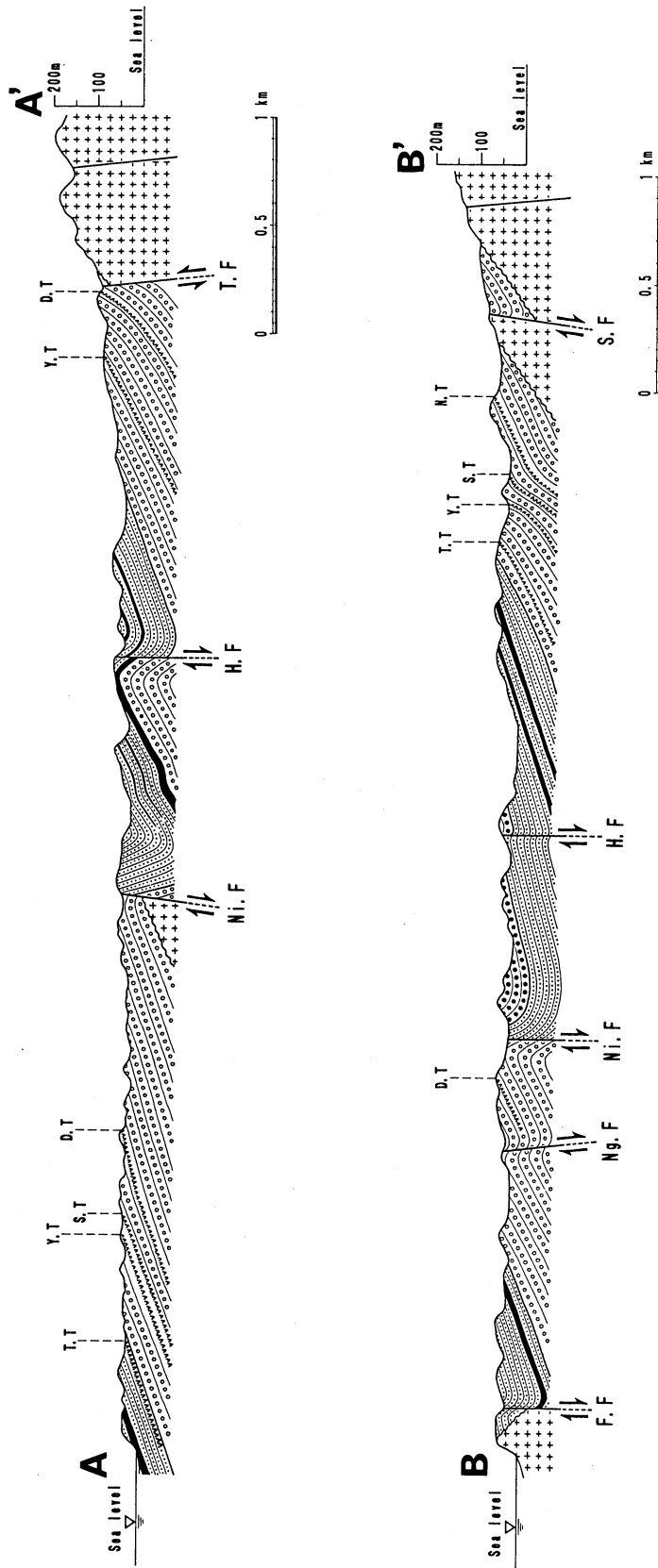
第2図 総合模式柱状図.



LEGEND

- Recent Alluvial Deposits
 - Terrace Deposits II
 - Terrace Deposits I b
 - Terrace Deposits I a
 - Koboneike Member
 - Tsunokawa Formation
 - Ryōke Granitic Rocks
- Osaka Group
- Key Beds**
- Mud beds
 - Tuff beds
- G. T: Goshikioka Tuff bed
 - H. T: Hirataike Tuff bed
 - T. T: Tsunokawa Tuff bed
 - Y. T: Yokotaniike Tuff bed
 - S. T: Suginoike Tuff bed
 - D. T: Dainichi Tuff bed
 - N. T: Nagataniike Tuff bed
 - K. T: Komoike Tuff bed
- Fault, normal
 - Fault, reverse
 - U** (upthrown side) Fault, nonspecific
 - D** (downthrown side) Fault, nonspecific
 - S. F: Shitakuraike Fault
 - T. F: Torifuchiike Fault
 - H. F: Hiroishi Fault
 - K. F: Koyamada Fault
 - Ni. F: Nishitaniike Fault
 - No. F: Nagaike Fault
 - F. F: Funase Fault
 - Lineament

第3図 淡路島五色町周辺の地質図。



第4図 地質断面図. 凡例は、第3図に同じ. 段丘堆積物は省略.

II. 地 質

瀬戸内海の東部に位置する淡路島は、西南日本内帯の最南部を占める領家帯に属する。本地域の後期新生界の基盤をなすものは、主として白亜紀の領家花崗岩類、泉南酸性岩類および和泉層群である。同島最南端を中央構造線が横切り、その北側には和泉山脈の西方延長にあたる論鶴羽山地があり、白亜紀後期の和泉層群が分布する。さらに、その北側から同島北端部にかけて北東方向に延びる淡路島脊梁山地は、主として領家花崗岩類によって構成され、それらの被覆層は新第三紀中新世の神戸層群、鮮新—更新世の大阪層群及びそれ以降の若い第四系に大別される。

本調査地域の五色町一帯は同島中部の播磨灘側に位置し（第1図）、脊梁山地（山頂部の海拔高度300～450m）を構成する領家花崗岩類、脊梁山地の北西側に接する丘陵地を構成する大阪層群および段丘堆積物が分布する。この丘陵地は都志川、万才川、角川川および鳥飼川の各水系によって細かく開析されており、複雑な丘陵地形を示すが、稜線高度は比較的揃っている。脊梁山地との境界部での大阪層群の一般的な分布限界高度は約100mで、丘陵背面は北西方向（播磨灘側）に向かって緩やかに傾斜し、海岸線では最大比高30mの崖をもって海と接する。

大阪層群の分布域である丘陵地の中には、局所的に基盤の領家花崗岩類の突出部が島状に露出している地域があり、このことは基盤地形にかなりの起伏があることを示唆している。

筆者等は、この論文において、調査地域に分布する大阪層群を2つの累層に分け、下位より角川累層、広石累層と命名した。また広石累層最上部付近に卓越する礫層を小骨池部層と命名した。

都志・船瀬および脊梁山地山麓の丘陵地の尾根上には平坦面が認められ、段丘堆積物がのる。筆者等は都志・船瀬のものを段丘堆積物Ⅰb、脊梁山地山麓のものを段丘堆積物Ⅰaと命名した。また都志川および鳥飼川沿いに、河床からの比高10m以下の平坦面が認められ、ここにも段丘堆積物がのる。筆者等はこれを段丘堆積物Ⅱと命名した。

以下、上部新生界の層序について、古いものから順を追って述べる。

1. 大阪層群 (Osaka Group)

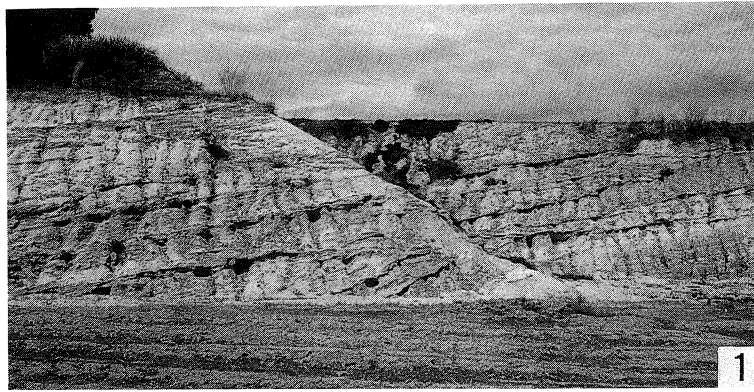
1) 角川累層 (Tsunokawa Formation) (新称)

【模式地】 兵庫県津名郡五色町角川。

【分 布】 脊梁山地北西沿い、鮎原小山田、角川川水系流域。

【層 厚】 230m。

【層位関係】 下位の領家花崗岩類を不整合に覆う。本調査地域内の角川累層中、最も下位の層準と思われる地層は、大日の西谷池断層北西側の万才川左岸に露出する。ここでは、領家花崗岩類の直上を石英斑岩礫を主とする層厚8mの角礫ないし垂角礫層が直接覆う。この礫層中の礫の最大粒径は40cmに達するが、これが角川累層の真の基底部を示すものかどうかは、不明である。一方、脊梁山地北西縁沿いにおける角川累層と領家花崗岩類の境界部では、広石上の鳥淵池断層東南側に、花崗岩の巨礫を含む層厚3.5m以上の垂角礫層がみられるほかは、基盤直上にも顕著な礫層は存在せず、多くの地点で礫の最大粒径は10cm以下である。このことから、脊梁山地北西縁沿いでは、角川累層の基底部よりも、やや上位の層準の地層が基盤にアバットしていると考えられる。本累層の一部は断層を境にして基盤と接しており、広石上において鳥淵池断層により南東側の領家花崗岩類と接し、小山田においては西谷池断層により北西の領家花崗岩類と接している。



第1図版説明

- 第1図 大阪層群角川累層の代表的な岩相 (Loc. P1)。
- 第2図 大阪層群広石累層の代表的な岩相 (Loc. P2)。
- 第3図 角川累層 (Ts) を整合的に被う広石累層 (Hr) (Loc. P3)。

【岩相】本累層は、白色の粗粒なアルコーズ質砂礫層を主とし、級化・逆級化を繰り返しながら、1～2mの単位で上方細粒化して泥層に漸移するサイクリックな層相で特徴づけられる(第1図版, 1図)。この層相中では小規模な削り込みがひんぱんにみられ、一般に泥層の側方への連続性は悪い。このほか、場所によっては中～細粒の白色砂および泥の不明瞭な細互層を主とする“泥質部”が卓越する。礫種は花崗岩類、砂岩、凝灰岩類および流紋岩類を主とし、本累層最上部付近では少量のチャート、まれに結晶片岩が含まれる。花崗岩類の礫は垂角礫が主体であり、その他の礫は円礫ないし垂円礫が主体である。これらの礫は粒径が10cmを超えることは、まれである。本累層中には下位より、コモ池火山灰層、長谷池火山灰層、大日火山灰層、杉之池火山灰層、横谷池火山灰層、角川火山灰層の計6枚の火山灰層が挟在されている。このうち角川火山灰層は、上堺および角川河口南方では本累層中に挟在されるが、都志万才では上位の広石累層中に挟在されている。これらの火山灰層の層相および岩石学的な特徴については後述する。本調査地域内の角川累層は、長谷池火山灰層以下の層準ではアルコーズ質砂礫層が極めて優勢であるが、長谷池火山灰層から大日火山灰層にかけての層準には、しばしば青灰色の泥の厚層を挟在している。大日火山灰層から横谷池火山灰層にかけて層準は、広石上周辺において層厚110mあり、角川周辺や上堺周辺のそれに比して2倍近く厚くなっている(第5図)。横谷池火山灰層から角川火山灰層にかけての層準は、上堺周辺では泥質部が優勢で、フレーザー状葉理の発達する中粒ないし細粒砂層、波状葉理の発達する不明瞭な砂泥細互層、および細粒砂をレンズ状に挟む泥層が卓越する。一方、角川周辺では、同層準の下半部がアルコーズ質砂礫層を主とし、上半部には、たびたび青灰色の泥の厚層を挟在する。

2) 広石累層 (Hiroishi Formation) (新称)

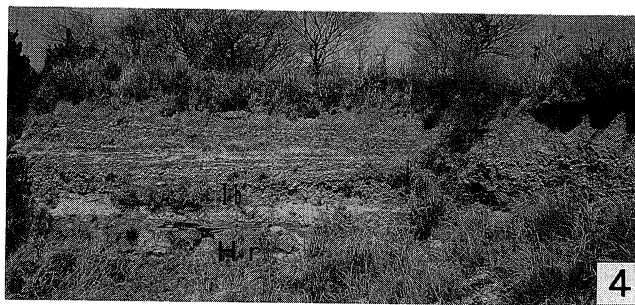
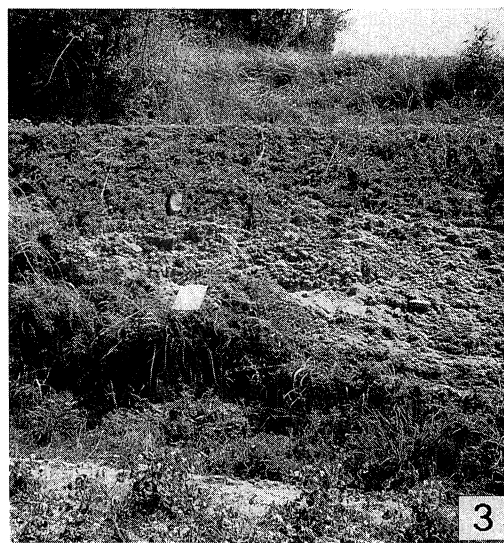
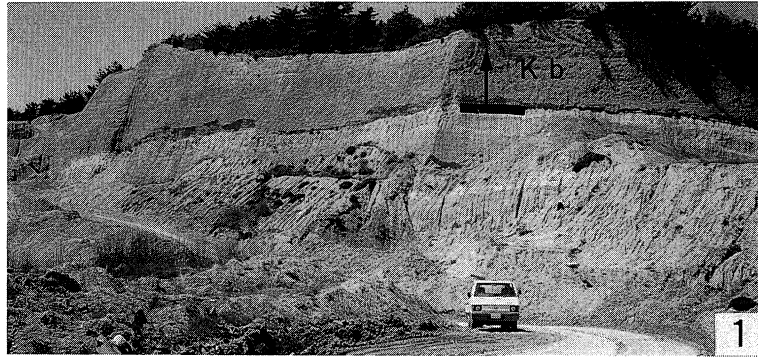
【模式地】 兵庫県津名郡五色町広石。

【分布】 広石北, 広石中, 広石下, 上堺, 都志万才, 船瀬。

【層厚】 180m以上。

【層位関係】 下位の領家花崗岩類を不整合に、角川累層を整合的に覆う。都志港南方および仏崎周辺において、本累層は基盤の領家花崗岩類の突出部にアバットする。角川累層との境界は、時間面(角川火山灰層)と斜交しており、本累層最下部は角川累層最上部と指交関係にあると思われる。このことについては、後述する。

【岩相】 淘汰の良い中粒～細粒砂と中礫～大礫サイズの円礫ないし垂円礫よりなる砂礫層が卓越し、青灰色の泥の厚層をしばしば挟在する(第1図版, 2図)。砂層中にはトラフ状の斜交葉理がよく発達する。礫種はチャート、砂岩、結晶片岩(紅廉石石英結晶片岩を含む)、石英のほか露頭によっては花崗岩類を多く含む場合がある。青灰色の泥の厚層は雲母類を多量に含み、一般に角川累層中の泥層に比べ、均質で側方への連続性が良い。層厚10mを超える泥層も数枚認められ、炭化した植物遺体を多産する。本累層中には、平田池火山灰層、五色丘火山灰層という2枚の火山灰層を挟在している。これら2枚の火山灰層は、いずれも側方への連続性に欠け、鍵層としての有用性は低い。下位の角川累層との一般的な岩相の違いは、本累層の砂が、より細粒で淘汰が良いことと、チャートおよび結晶片岩の礫を普遍的に含むことである。しかし、2つの要素は必ずしも同時に満たされるものではなく、前述のように、上堺においては角川累層中の横谷池火山灰層から角川火山灰層までの層準に卓越する互層の砂は広石累層のものと同質であり、また小山田においては角川累層上部のアルコーズ質砂層中に少量ながらチャートおよび結晶片岩の礫が認められる。筆者等は、チャートおよび結晶片岩の礫を含む礫支持礫層が最初に挟在され



第2図版説明

- 第1図 広石累層最上部を構成する小骨池部層 (Kb) (Loc. P4)。
- 第2図 角川累層 (Ts) を不整合に被う段丘堆積物 I a (I a) (Loc. P5)。
- 第3図 段丘堆積物 II を構成する礫層 (Loc. P7)。
- 第4図 広石累層 (Hr) を不整合に被う段丘堆積物 I b (I b) (Loc. P6)。

る層準をもって広石部層の基底部とした(第5図)。この条件を満たす礫層は、いずれの地域でも厚く、上堺のものは層厚15mに達する。これらの基底礫層は上堺では角川火山灰層の約15m上位に、角川川河口南方では同火山灰層の4~7m上位に、また都志万才では同火山灰層の直下に挟在される。このように広石累層・角川累層の境界は、明らかに時間面と斜交しているが、都志では角川火山灰層が削剝されずに広石累層の基底礫層の直上に載っていることから、不整合あるいは大規模な削り込みは考えられない。したがって、角川累層最上部と広石累層最下部が指交関係にあると考えるのが妥当であろう。また都志周辺に分布する本累層中には、しばしば角川累層のものと同質の淘汰不良・粗粒な白色アルコーズ質砂礫層が挟在されている。都志港南方に基盤の突出部が露出していることからわかるように、この付近の基盤は地下浅所にあり、本累層堆積当時、北方または西方に領家花崗岩類の山体が存在し、そこから若干量の碎屑物が供給されていたことが推定される。本累層中の礫層を構成する礫の粒径は基底部付近と最上部付近で最も大きく、上堺の基底礫層内には長径20cmに達する結晶片岩礫が含まれ、小骨池周辺に分布する本累層最上部の地層には、長径28cmに達する砂岩礫が含まれる。また、後述するように、角川火山灰層より約35~40m上位の層準(第5図)の本累層中からは、*Stegodon aurorae* MATSUMOTO(アケボノゾウ) および *Elaphurus (Elaphuroides) shikamai* OTSUKA(シカマシフゾウ)の化石が産出している。

小骨池周辺に分布する本累層最上部の地層は、厚さ35m以上にわたって、その大部分が層理に乏しい礫層によって構成されている(第2図版, 1図)。筆者等はこの地層を小骨池部層と命名し、他の広石累層と区別した。

小骨池部層 (Koboneike Member) (新称)

模式地：兵庫県津名郡五色町長池。

分布：小骨池南方。

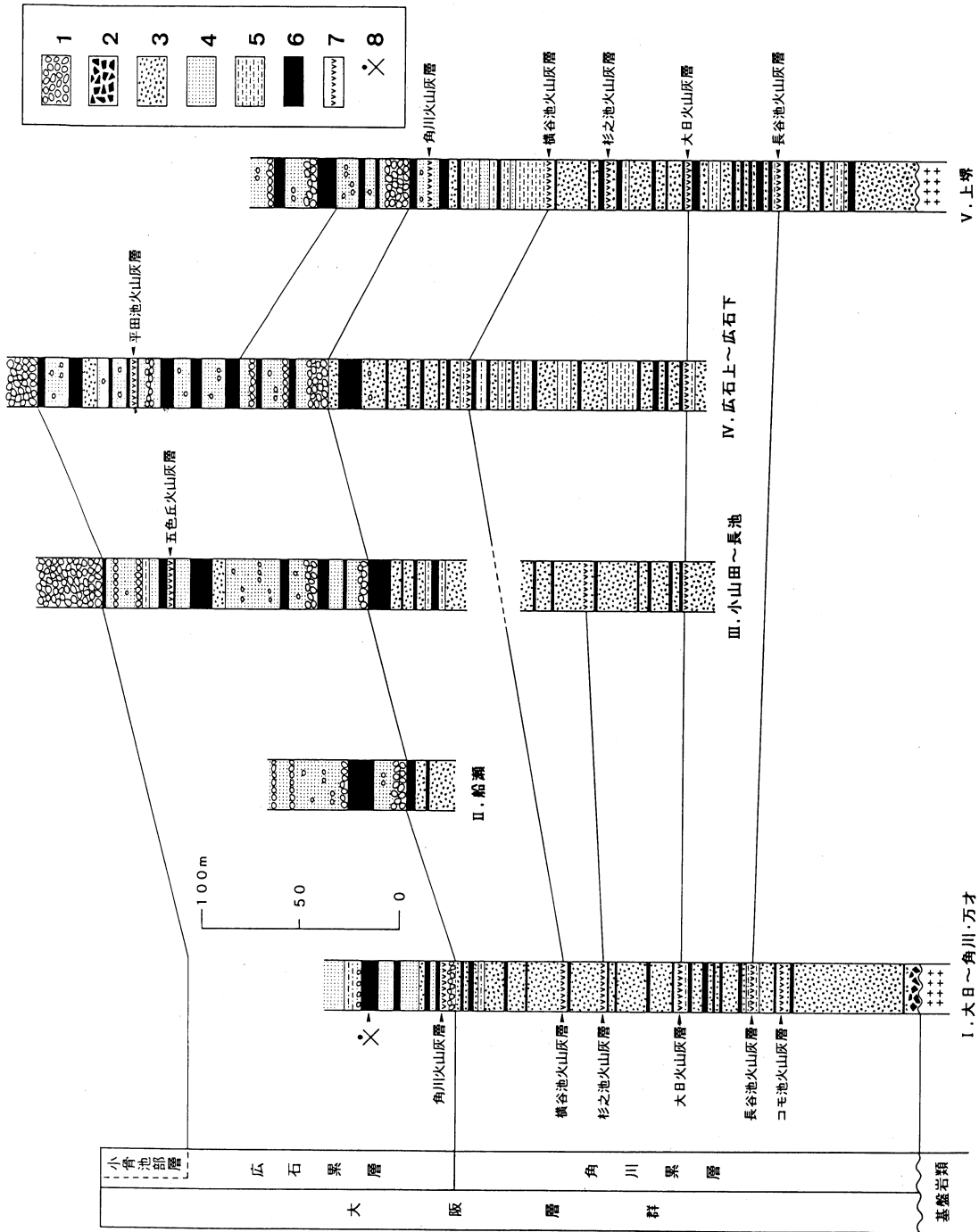
層厚：35m以上。

層位関係：本部層基底面は比較的平坦で、下位の地層を整合に覆う。

岩相：中礫~大礫サイズの円礫ないし亜円礫を主とし、淘汰の良い中粒砂のマトリックスをもつ礫支持礫層が極めて優勢である。層理に乏しく、まれに層厚50cm以下の砂の単層をレンズ状に挟在する。礫種は主として、チャート、砂岩、結晶片岩(紅廉石英結晶片岩を含む)、石英からなり、少量の花崗岩類を含む。礫の最大粒径は、砂岩で28cm、チャートで16cm、結晶片岩で14cmである。

2. 段丘堆積物

本調査地域の段丘堆積物は、大阪層群によって構成される丘陵の尾根上に堆積面をもつものと、現在の河川沿いの段丘上に堆積面をもつものに2大別することができる。このうち、丘陵の尾根上に堆積面をもつものについては、扇状地段丘として分布するものを段丘堆積物Ⅰa、海岸段丘として分布するものをⅠbと命名し区分したが、両者の分布域が距離的に離れているため(第3図)、互いの層位関係を判断することは困難である。一方、現在の河川沿いには不明瞭な数段の河岸段丘面が認められるが、そのうち最高位のもの、段丘地形が比較的明瞭で堆積物が確認され、これを段丘堆積物Ⅱと命名した。これより低位の河岸段丘面は堆積物が確認できないため、地質図上では沖積層の分布域に含めた。



第5図 大阪層群の各個柱状図。

1. 結晶片岩およびチャートの円礫ないし垂円礫を含む礫層, 2. 花崗岩類の巨礫を含む角礫層, 3. アルコーズ質砂礫層, 4. 細粒ないし粗粒砂層, 5. 不明瞭な砂泥互層および砂質泥層, 6. 泥層, 7. 火山灰層, 8. *Stegodon aurora* および *Elaphurus us* (*Elaphuroides*) *shikamai* 産出層準

1) 段丘堆積物 I a (Terrace Deposits I a) (新称)

【模式地】 兵庫県津名郡五色町広石上。

【分 布】 広石中、広石上の脊梁山地北西沿いの丘陵尾根上に孤立して散在する。堆積平坦面の標高は65~110mで、鳥淵池断層よりも山地側(南東側)では堆積平坦面は残されていないことが多いものの、本段丘堆積物は標高130mまで分布する。また、河床から堆積平坦面までの比高は下流から上流に向かって減じており、脊梁山地から最も離れた地点(最も下流側の地点)では約30m、鳥淵池断層北西沿いでは20~25mである。鳥淵池断層よりも山地側(南東側)では、河床から本段丘堆積物が載る尾根までの比高は上流に向かって急激に減ずる。

【層 厚】 鳥淵池断層北西沿いでは8m、脊梁山地から最も離れた地点では4mで、下流に向かってその層厚は減じている。

【層位関係】 下位の領家花崗岩類および大阪層群角川累層を不整合に覆う。

【岩 相】 中礫~巨礫サイズの角礫ないし亜角礫を主とする淘汰の悪い無層理の堆積物が大半を占める。礫種はすべて花崗岩類で、それらは著しく風化を受けており、最大粒径130cmに達する。一般に層理に乏しいが、まれに低角の斜交葉理がみられる。堆積平坦面の保存状態が良い場所では頂部に、層厚1m以下の砂質泥層、または泥質マトリックスの多い部位が、しばしば認められる。本段丘堆積物は、前述のように丘陵の尾根上に孤立して散在するが、この分布域周辺の丘陵は他の地域に比べ開析が遅れている。このこと、および前述のような層相から、本段丘堆積物は、かつてこの周辺を広く覆っていた山麓扇状地であったと思われる。鳥淵池断層を境にして、その北西側では本段丘堆積物は明瞭な堆積平坦面を有するのに対し、南東側(山地側)では堆積平坦面をほとんど残していない。このことと本段丘堆積物の層厚が約8mであることから、北西落ちの鳥淵池断層によって、本段丘堆積物は数mの垂直変位を受けていることがわかる。また、後述するように大阪層群の地層の分布のずれより、鳥淵池断層の総垂直変位量は約100mと概算されることから、本段丘堆積物の形成時期は、鳥淵池断層活動期間中の末期に当たるとと思われる。本段丘堆積物を構成する極めて粗粒な碎屑物は、その起源を断層活動による基盤岩の破碎に求めるのが妥当と思われる。後述するように本調査地域内の脊梁山地周縁部で被覆層に対して明らかな変位を与えているのは、鳥淵池断層および志田倉池断層だけであるが、本段丘堆積物がこれらの断層の南東側(山地側)にも分布することから、さらに南東側の脊梁山地内に断層を想定しなければならない。地質図に示したように、鳥淵池断層および志田倉池断層の南東側には、これらと平行する明瞭なリニアメントが認められ(第3図)、その谷部には新鮮な領家花崗岩類は露出せず、各露頭において崖錐堆積物とシルトないし細粒砂サイズの白色碎屑物が認められる。またこのリニアメントを境にして、その南東側では山地斜面が急勾配をなしている。以上のことから、このリニアメントは鳥淵池断層よりもやや遅れて活動を開始した北西落ちの断層で、その活動期に生産された多量の粗粒碎屑物が下流に排出されて扇状地を形成したことが推定できる。

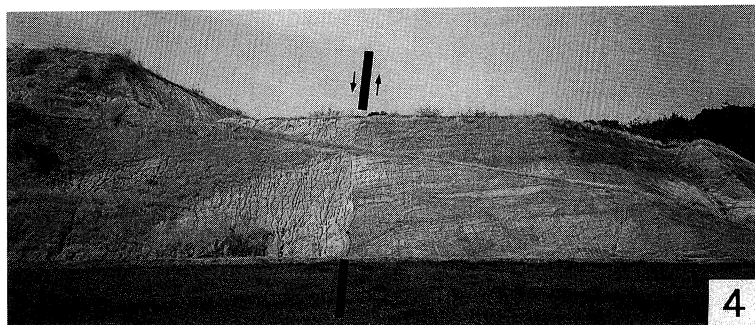
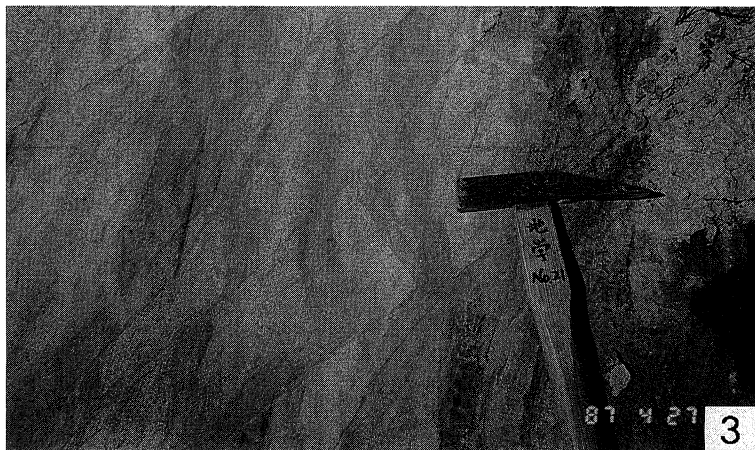
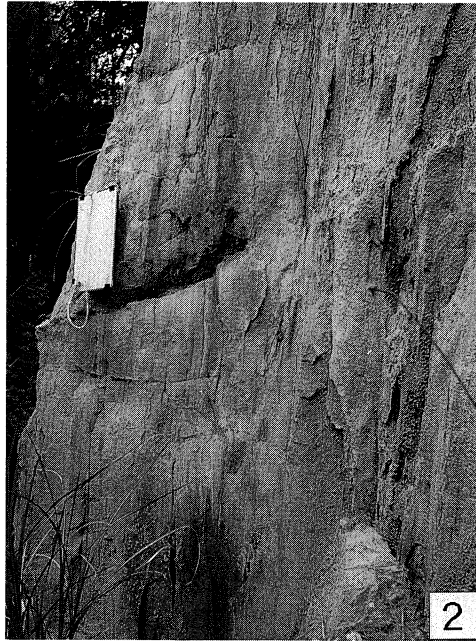
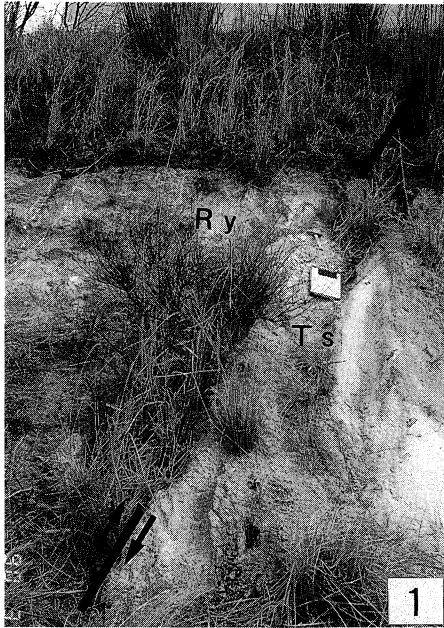
2) 段丘堆積物 I b (Terrace Deposits I b) (新称)

【模式地】 兵庫県津名郡五色町都志万才。

【分 布】 都志南方および船瀬において、南北方向に伸びる海岸段丘上に分布する。堆積平坦面の標高は都志南方では30m、船瀬では40mで、河床から堆積平坦面までの比高は、15~25mである。

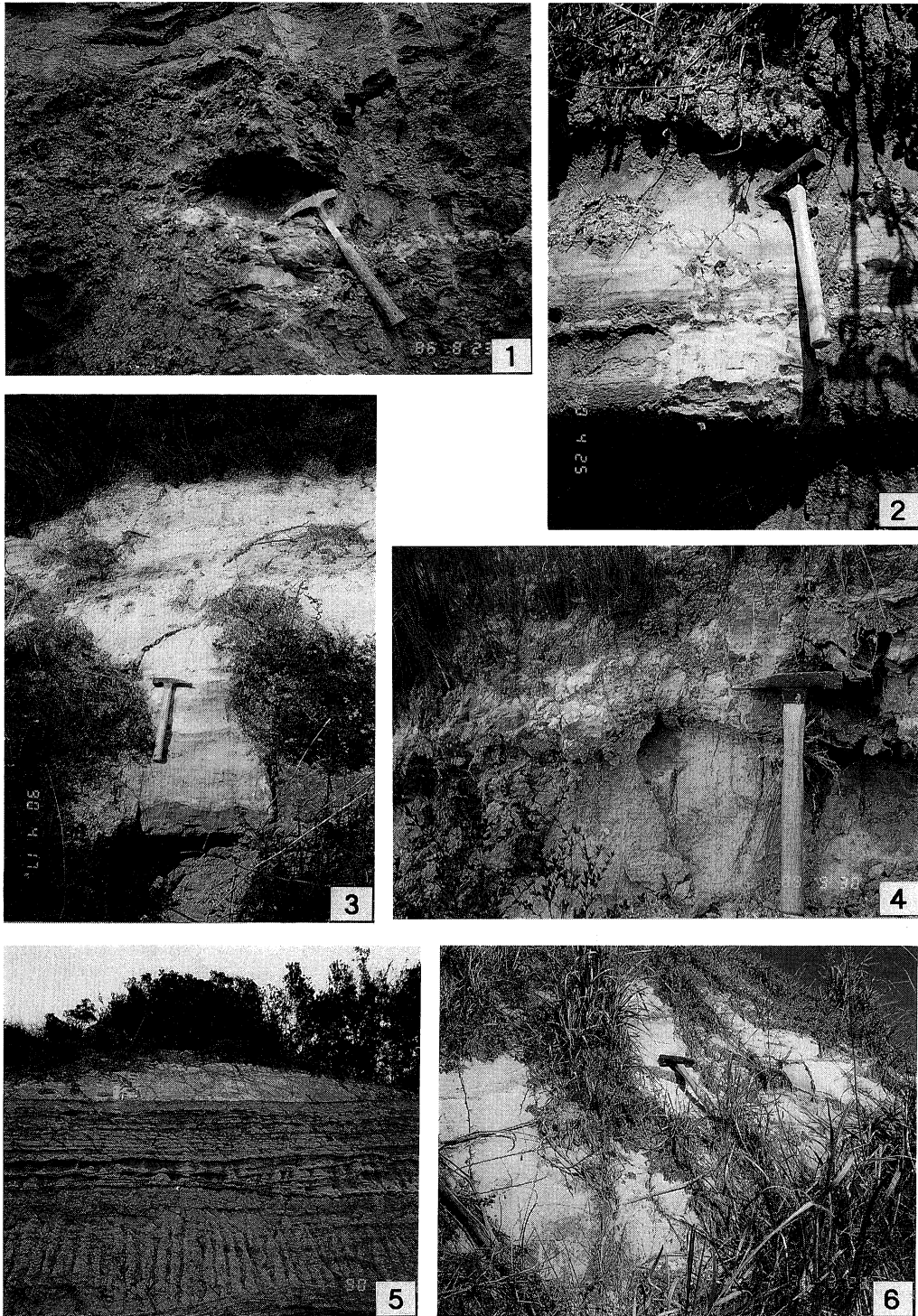
【層 厚】 5m。

【層位関係】 下位の大阪層群広石累層および基盤の領家花崗岩類を不整合に覆う。



第3図版説明

- 第1図 志田倉池断層によって、大阪層群角川累層 (Ts) に衝上する領家花崗岩類 (Ry) (Loc. P8)。
- 第2図 西谷池断層の運動により、急傾斜した広石累層中の泥層 (Loc. P10)。
- 第3図 西谷池断層近辺の角川累層中に見られる小断層群 (Loc. P9)。
- 第4図 角川累層を切る長池断層 (Loc. P11)。



第4図版説明

- 第1図 五色丘火山灰層 (写真中央の白色部) (Loc. T1)。
 第2図 角川火山灰層 (Loc. T3)。
 第3図 横谷池火山灰層 (Loc. T7)。
 第4図 杉之池火山灰層 (写真上半部) (Loc. T9)。
 第5図 大日火山灰層 (露頭最上部) (Loc. T11)。
 第6図 長谷池火山灰層 (Loc. T16)。

【岩相】 淘汰の良い中粒砂と中礫～大礫（まれに巨礫）サイズの円礫ないし亜円礫よりなる砂礫層を主とし、泥は砂礫層中にマトリックスとして含まれているのみである。礫種は、チャート、石英、砂岩、結晶片岩、花崗岩類などからなる。下位の広石累層中の礫種と比べて砂岩礫の含有率が低い。最大粒径は35cm（チャート礫）に達する。このように、本段丘堆積物に含まれる礫の構成は、下位の大阪層群広石累層のそれと似ているが、砂岩礫の含有率が低い。また、広石累層中に含まれる砂岩礫は、他種の礫に比べ風化が激しい。このことから、本段丘堆積物を構成する碎屑物は、主に広石累層からのリワークによるものであると思われる。

3) 段丘堆積物Ⅱ (Terrace Deposits Ⅱ) (新称)

【模式地】 兵庫県津名郡五色町広石上。

【分布】 鳥飼川水系および都志川水系の河川沿いの段丘上に分布する。堆積平坦面の標高は10～55mである。河床から堆積平坦面までの比高は、上流域では最大10mであるが下流に向かって減じ、段丘地形が不明瞭になって行く。この段丘面は鳥飼中付近では沖積層下に潜り込んでしまう。

【層厚】 4 m。

【層位関係】 下位の大阪層群を不整合に覆う。

【岩相】 鳥飼川上流域および都志川沿いでは、中礫～巨礫サイズの角礫～亜角礫を主とする淘汰の悪い無層理の堆積物が大半を占める。礫種は主に花崗岩類で、まれに砂岩礫を含み、最大粒径は40cm（花崗岩）である。礫の風化の程度は比較的低い。一般に層理に乏しく、土石流堆積物を主体に構成されていると思われる。鳥飼川下流域では淘汰の悪い粗粒砂と小礫～大礫サイズの亜角礫～円礫よりなる砂礫層により構成される。礫種は砂岩、花崗岩類、チャート、結晶片岩を主とする。このうち花崗岩類は亜角礫主体であるが、他は円礫～亜円礫主体である。本段丘堆積物は、その分布から、段丘堆積物Ⅰa およびⅠb よりも、かなり新しい堆積物であると思われる。

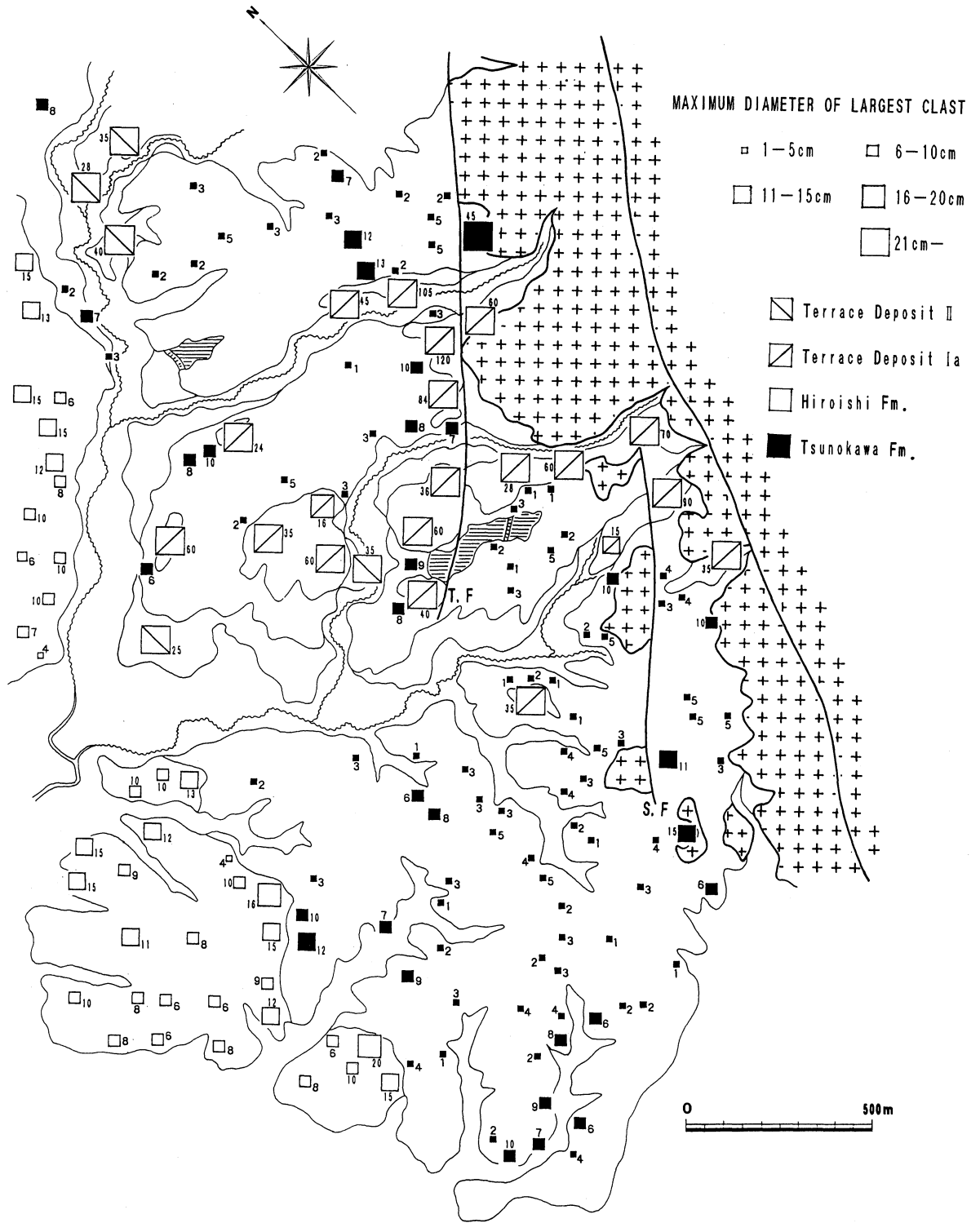
Ⅲ. 岩相から推定される大阪層群の堆積環境

本調査地域に分布する大阪層群の地層からは、流紋岩類、チャートおよび結晶片岩など、現在の淡路島には分布しない岩石の礫が見出される。また大阪層群の角川累層と広石累層との間には、礫種組成および礫の粒径において著しい差異が認められる。これらのことに注目して、両累層を構成する碎屑物の供給源およびその堆積環境について考察を加える。

大阪層群中の礫種組成の側方的・垂直的变化を第1表に示す。これは各露頭ごとに、そこから産出する粒径10mm以上の礫の礫種組成を個数百分率で表し、その分析値を各地区ごとに層準に従って縦に並べたものである。また、脊梁山地西方一帯に分布する大阪層群および段丘堆積物の各地層について、各露頭に見られる礫の最大粒径を第6図に示す。

前述のように、角川累層を構成するのは主として粗粒な白色アルコーズ質砂礫層である。この砂礫は淘汰が悪く、マトリックスと礫の分化がほとんど認められず、また多くの露頭において礫の最大粒径は10cm以下である。これに対し広石累層を構成する砂礫層では、淘汰の良い細粒ないし中粒砂よりなるマトリックスの中に礫が含まれており、その最大粒径は角川累層中のそれに比べはるかに大きい。この違いは第6図によく表現されている。

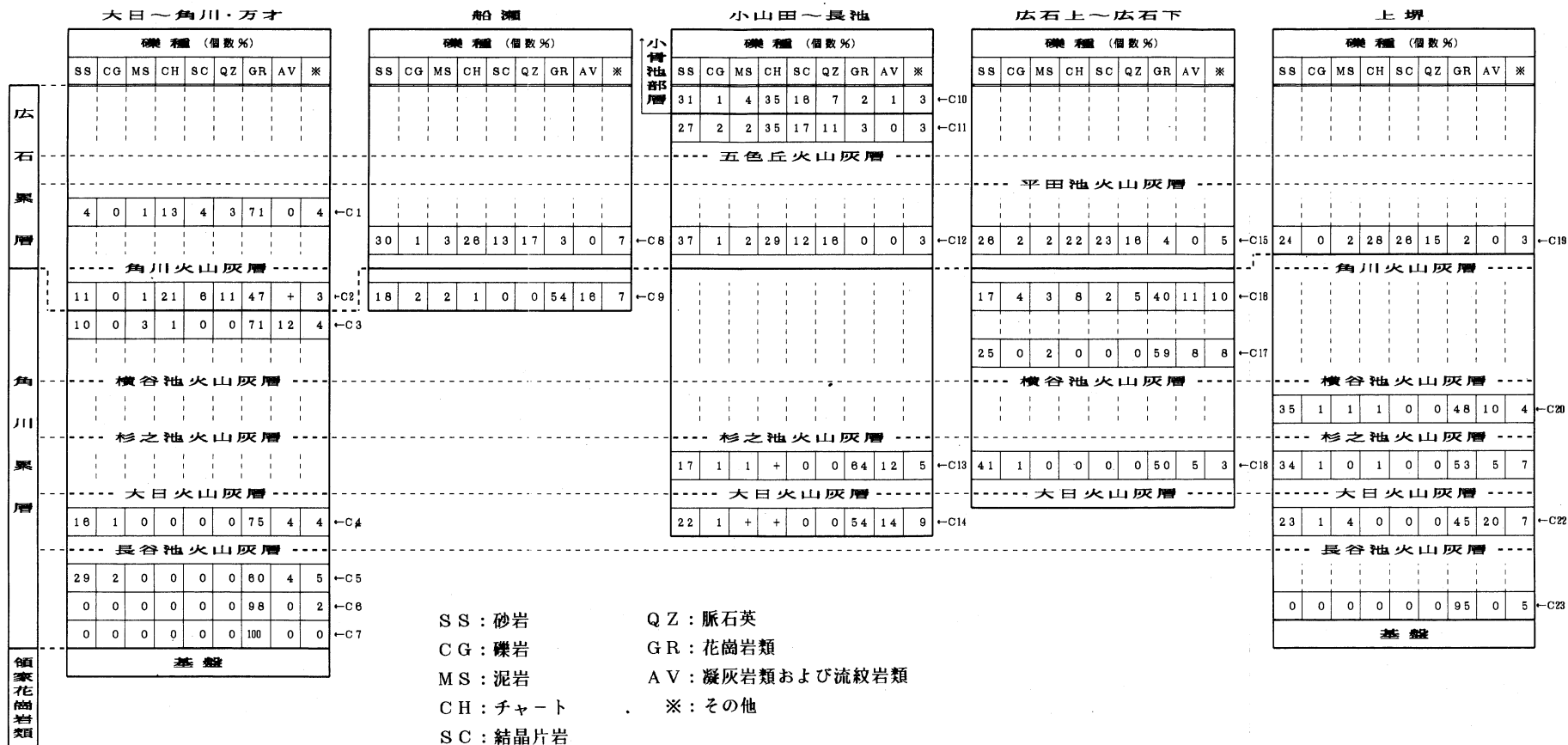
角川累層の長谷池火山灰層以下の層準では、花崗岩類の礫が圧倒的に多く、礫種組成の分析を



第6図 上部期新生界各層中の礫の最大粒径の比較.

NW

SE



第1表 大阪層群中の礫種組成. 粒径10 mm 以上の礫について分析し個数百分率で表す.

行なった4サンプルのうち、他の礫を含んでいたのは1サンプルだけであった (Loc. C5)。このことは、角川累層最下部の地層を構成する碎屑物は、すぐ近傍の領家花崗岩の山地から供給されたことを示している。しかしその中に含まれている礫の粒径は基盤直上でさえ、10cm以下の場合が多い。これに対し、大阪層群堆積後、山麓扇状地として形成された段丘堆積物 I a の場合、ほとんどの露頭で礫の粒径が30cmを超える (第6図)。このことは、少なくとも角川累層の堆積開始当時、碎屑物を供給した領家花崗岩類の山地は、現在よりもはるかに低平で、また極端に粗粒な碎屑物の生産を促すような隆起運動は、当時活発ではなかったということを示唆している。

角川累層を構成する地層中には少量の流紋岩類・凝灰岩類が含まれており、粒径10mm以上の礫に限って礫種組成を個数百分率で表すと、流紋岩類・凝灰岩類の礫を20%含有する露頭もある (第1表)。岡・寒川 (1981) は、淡路島北部の大阪層群相当層“淡路層群富島層”の堆積物中に流紋岩類・凝灰岩類が含まれることを指摘し、さらにこれらを兵庫県南部に広く分布する有馬層群のものであるとして、“富島層”堆積当時の北方からの礫の供給を想定した。しかし、淡路島北部は中新世には広域にわたって神戸層群に被覆されていたことが知られており (池辺編, 1961)、その堆積物中には有馬層群起源の同種の礫を含んでいる。したがって、大阪層群中に含まれている流紋岩類・凝灰岩類が神戸層群からのリワークによってもたらされたものである可能性も捨て切れない。また泉南酸性岩類起源であることも考えられる。角川累層中、長谷池火山灰層より上位にこのような外来礫が含まれていることは、長谷池火山灰層堆積期前後に、それまで孤立して散在していた各山間盆地の埋積作用が進み、河川によって互いに連絡され始めたことを示唆している。

広石累層を構成する地層中には多量の結晶片岩の礫が含まれている。その中には少量ながらも不偏的に紅廉石石英結晶片岩が認められ、明らかに三波川帯起源のものである。下位の角川累層中には、結晶片岩の礫はほとんど含まれていない (第1表)。結晶片岩の礫が、仮に神戸層群からのリワークによるものであるとすれば、上位の広石累層よりもむしろ、下位の角川部層に多量の結晶片岩の礫が含まれているはずである。また広石累層の基底礫層は北方に向かって薄くなる傾向が認められ、そこに含まれる礫の粒径も同時に小さくなっている。以上のことから、広石累層に碎屑物を供給したのは南方からの河川であって、その河川の流入時期が広石累層の基底部にあたると思われる。また広石累層中に挟在される泥層が厚く側方への連続性が良いことは、堆積盆が安定した状態にあったことを示している。

都志周辺に分布する広石累層中には、たびたび角川累層のものと同質の淘汰不良・粗粒の白色アルコーズ質砂礫層が挟在されている。都志港南方に基盤の突出部が露出していることから、この付近では基盤が地下浅所に存在しているのは明らかである。広石累層堆積当時、北方もしくは西方に領家花崗岩類の山体が存在し、そこから若干量の碎屑物が供給されていたことが推定される。

IV. 地質構造

HUZITA (1962) は瀬戸内地質区のネオテクトニクスに関する見解の中で、敦賀湾を頂点とし、中央構造線を底辺とし、比良・六甲—淡路山地を西縁、養老山地を東縁とするほぼ三角形の地域内には、南北性の構造軸を持つ基盤褶曲が卓越しているとし、この三角形の地域を第二瀬戸内期におけるひとつの構造区とみなして近畿トライアングルと呼んだ。また、近畿トライアングルとその周縁との構造的差異は、六甲山地の両側でよく出ているとされている (HUZITA, 1962)。す

なわち、大阪盆地は沈降が著しく数100mに達する第四紀層を堆積させ、六甲南側の断層崖と接近して六甲山地と鋭い対立をみせているのに対して、播磨盆地内の地塊は比較的安定していて、第四紀層（明石累層）は薄く極めてゆるやかに盆地中心に向かって傾動しており、断層運動の影響をほとんど受けていない（HUZITA, 1962；藤田ほか, 1984）。さらに藤田ほか（1984）は、この六甲山地は大部分が断層で囲まれた断層地塊であると同時に、東に高く西に低くなる傾動地塊であるとしている。本調査地域は、この六甲山地の延長である淡路島脊梁山地の播磨盆地側に位置し、近畿トライアングル西縁外側にあたる。

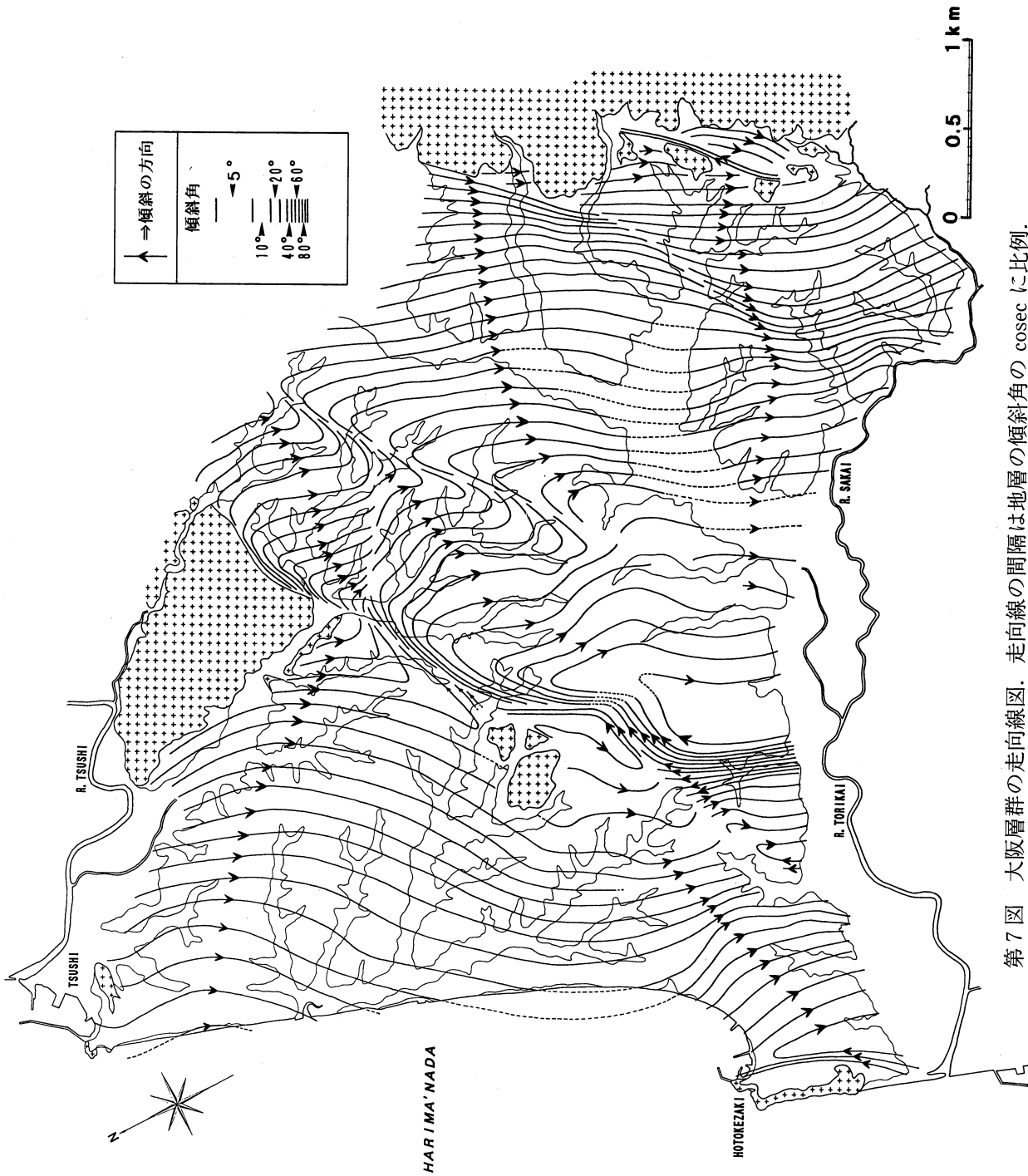
本調査地域内の大阪層群は、断層による変形を受けた部分を除いて、一般に北西～西北西方向に傾斜しており、傾斜は基盤との境界付近で15～17°であるが、海側に向かって次第にゆるやかになり、都志付近では5～6°になる。この傾向は第7図に示した大阪層群の走向線図によく表現されている。被覆層に変位を与える断層は、脊梁山地の伸長方向と平行な北東－南西方向のものが多く、志田倉池断層、鳥淵池断層、広石断層、西谷池断層、長池断層がある。このほか、小山田には北西－南東方向に伸びる小山田断層があり、船瀬には南北方向に伸びる船瀬断層がある。これらの断層により大阪層群はいくつかのブロックに分断されている。

志田倉池断層 (Shitakuraike Fault) (新称)：脊梁山地北西縁と鳥淵池断層に挟まれた小ブロック中を北東－南西方向に走る南東落ちの逆断層で、Loc. P8 (第9図)において領家花崗岩類が大阪層群に衝上しているのが確認され、断層面は走向 N 55°E, 傾斜75°W である。断層面と接する大阪層群の地層は走向 N 41°E, 傾斜70°E で、少なくとも幅10m以上の急傾斜帯が認められる。

鳥淵池断層 (Torifuchiike Fault) (新称)：広石上において領家花崗岩類と大阪層群の境界は直線的で(第3図：地質図参照)、その南西延長上の大阪層群の地層は N 45～55°E の走向と最大48°W の傾斜を持っており、幅約100mの急傾斜帯が認められる(第7図)。この急傾斜帯沿いに推定される北西落ちの断層が鳥淵池断層である。大日火山灰層を基準にすると、本断層の垂直変位は約100mと概算される。また、段丘堆積物 Ia は本断層を境にして、その北西側では明瞭な堆積平坦面を持ち、南東側では堆積平坦面はほとんど認められない。このことから、本断層の活動は段丘堆積物 Ia (層厚 8 m) 形成後にまで及んでおり、段丘堆積物 Ia に対して数 m 以内の垂直変位を与えたことが推定される。本断層はさらに南西の上堺の丘陵では地表まで到達している証拠は認められず、より幅の広い撓曲帯をつくっている。

広石断層 (Hiroishi Fault) (新称)：小山田から広石中にかけての大阪層群分布域内には、地層の走向 N 45～75°E, 最大傾斜64°E で周辺の大阪層群とは逆傾斜の急傾斜帯が、80m以下の幅を持って北東－南西方向に伸びる。この急傾斜帯沿いに推定される南東落ちの断層が広石断層である。広石累層基底部を基準にすると本断層の垂直変位量は約90mと概算されるが、南西方向に向かってその変位量は減少していると思われる。本断層は露頭では発見されなかった。しかし、上述の急傾斜帯の伸びの方向と、急傾斜帯を構成する地層の走向は、一般に斜交しており前者は後者に対して15°前後北寄りの場合が多い。さらに急傾斜帯の幅が80m以下であることを考慮すると、地層の急傾斜すなわち撓曲のみでは、北西ブロックと南東ブロックにおける地層の分布のずれを補うことはできず、明らかに破断面が地表まで到達しているものと思われる。また、周辺の地層とは逆傾斜の急傾斜帯は、結果として断層南東側に向斜構造、断層北西側に背斜構造を形成しており、それらの軸は南西方向に6°前後プランジしている(第7図)。

西谷池断層 (Nishitaniike Fault) (新称)：本断層は小山田において北西側の領家花崗岩類と南東側の大阪層群の境界をなし、左右に屈曲しながら大阪層群を切って勢山まで、北東－南西または北北東－南南西方向に伸びる南東落ちの断層である。領家花崗岩類と大阪層群の境界をなす



第7図 大阪層群の走向線の走向図. 走向線の間隔は地層の傾斜角の cosec に比例.

は灰白色の部分と白色の部分が2～3mmごとに不規則な互層をなす。上部100cmは白色、細粒で、平行葉理が発達する。Loc. T7周辺では、本火山灰層直下の泥層が、深さ10cmにわたって土壌化しており、本火山灰層堆積当時、この一帯が陸域であったことを示している。

本火山灰層は、ガラスと少量の結晶（主として斜長石）からなる。ガラスは、無色透明で、中間型が多く、 $n=1.497\sim 1.500$ である。3カ所の採集地点の試料では、いずれも、上方に向かって扁平型火山ガラスの占める比率が増大する傾向が認められた（第2表）。重鉱物は、角閃石が優勢で、斜方輝石および単斜輝石を少量含む。角閃石は緑色種が多い。斜方輝石の屈折率は、 $\gamma=1.702\sim 1.720$ である。

杉之池火山灰層 (Suginoiike Tuff bed) : 試料採集地点は Loc. T8, Loc. T9および Loc. T10。Loc. T8の層準は横谷池火山灰層の約20m下位、Loc. T10では横谷池火山灰層の約30m下位である。厚さ30～45cm、黄白色、細粒の火山灰層で、3カ所の採集地点では、いずれも風化が、やや進んでいた。

本火山灰層は、ガラスと少量の結晶（主として斜長石）からなる。ガラスは、無色透明で、多孔質型と中間型が多い。ガラス粒子のうち約90%は、屈折率 $n=1.503\sim 1.506$ であるが、これと、かけ離れて低い屈折率 ($n=1.499\sim 1.500$) を示すものが約10%含まれている（第8図）。これは他の火山灰層には見られない特徴である。重鉱物は、角閃石および不透明鉱物が優勢で、斜方輝石と単斜輝石を少量含む。角閃石は、緑色～緑褐色種が多く、まれに赤褐色種を含む。

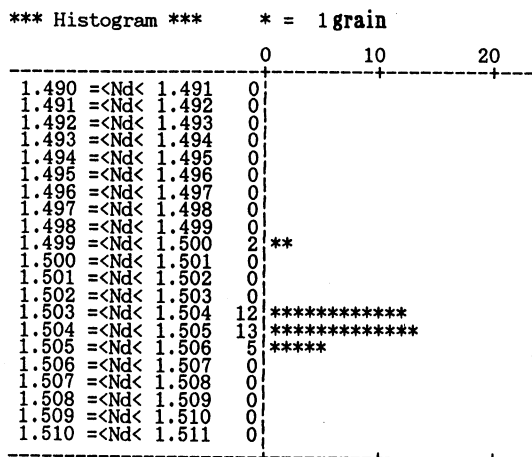
大日火山灰層 (Dainichi Tuff bed) : 試料採集地点は Loc. T11, Loc. T12, Loc. T13および Loc. T14。Loc. T11および Loc. T13の層準は杉之池火山灰層の約40m下位、Loc. T12では杉之池火山灰層の約50m下位である。本火山灰層の厚さは、場所によって大きく異なり、45～250cmである。4カ所の採集地点では、岩相上、共通した垂直的变化が認められる。すなわち、基底部より15～20cmまでは淡桃色・細粒、その直上には幅10cm前後にわたり灰白色・粗粒で有色鉱物をゴマシオ状に含む部位が認められ、それより上方は白色～灰白色・中粒で有色鉱物は少ない。以下、これらの3つの部位を便宜上、淡桃色部・ゴマシオ状部・白色部と呼び分けて、記載を行なう。Loc. T13では、白色部に多量の火山豆石を含む。

本火山灰層は、ガラスと少量の結晶（主として斜長石および角閃石）からなる。ゴマシオ状部では他の部位に比べ、結晶粒の占める比率が、より高くなっている。ガラス粒子のほとんどは無色透明であるが、ゴマシオ状部および白色部には、まれに茶褐色の色つきガラスが含まれる。ガラスの形態は、淡桃色部で多孔質型優勢、白色部では扁平型優勢となっており、上方に向かって扁平型火山ガラスの占める比率が増大する傾向が、明瞭に認められる（第2表）。ガラスの屈折率は、淡桃色部が $n=1.502\sim 1.506$ 、ゴマシオ状部および白色部では $n=1.502\sim 1.505$ で、レンジに大差は見られないが、各部位ごとの平均値を見ると（第2表）、淡桃色部の方が、ゴマシオ状部および白色部より、 $5\times 10^{-4}\sim 10\times 10^{-4}$ 高くなっており、明らかな差異を示している。重鉱物は、角閃石が優勢で、斜方輝石、不透明鉱物および単斜輝石を少量含む。淡桃色部では、ゴマシオ状部および白色部に比べ、角閃石の占める比率が、より高くなっている。角閃石の色調は、いずれの部位でも、緑褐色～緑色種が多く、まれに赤褐色種を含む。斜方輝石の屈折率は、 $\gamma=1.703\sim 1.713$ である。

長谷池火山灰層 (Nagataniike Tuff bed) : 試料採集地点は、Loc. T15および Loc. T16。Loc. T15の層準は大日火山灰層の約35m下位、Loc. T16では大日火山灰層の約45m下位である。黄白色・粗粒の火山灰層で、厚さは場所により大きく異なる。Loc. T15では、厚さ23cmであるが、これを挟む上下のアルコーズ質砂層の中にも少量の火山ガラスがマトリックスとして含まれてい

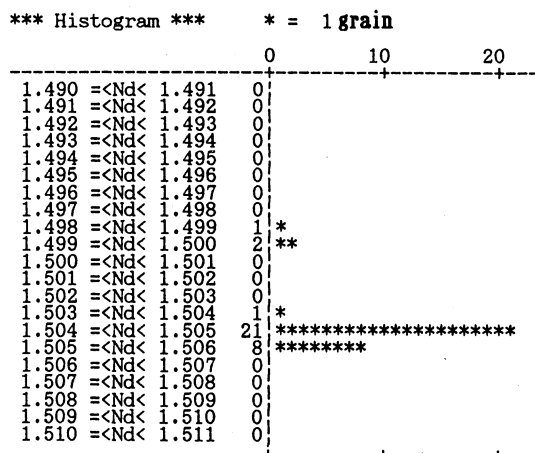
◆ Loc. T9 (Upper part)

	count	min.	max.	range	mean
Group. 1:	2	1.4995	1.4997	0.0002	1.4996
Group. 2:	30	1.5031	1.5053	0.0022	1.5042
Total :	32	1.4995	1.5053	0.0058	1.5039



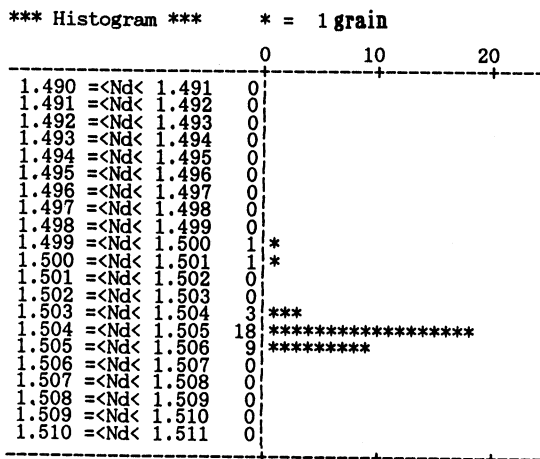
◆ Loc. T8

	count	min.	max.	range	mean
Group. 1:	3	1.4988	1.4997	0.0009	1.4994
Group. 2:	30	1.5032	1.5054	0.0022	1.5047
Total :	33	1.4988	1.5054	0.0066	1.5042



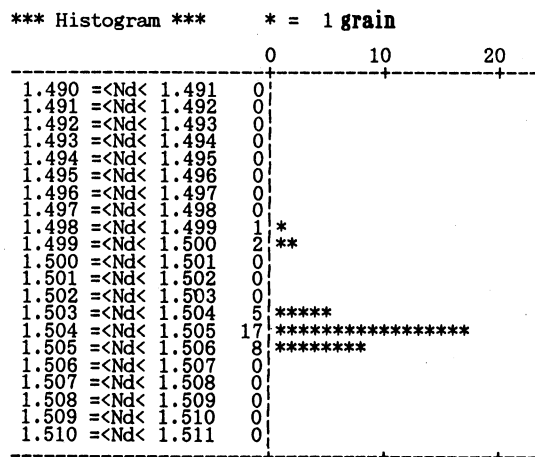
◆ Loc. T9 (Lower part)

	count	min.	max.	range	mean
Group. 1:	2	1.4996	1.5002	0.0006	1.4999
Group. 2:	30	1.5033	1.5057	0.0024	1.5047
Total :	32	1.4996	1.5057	0.0061	1.5044



◆ Loc. T10

	count	min.	max.	range	mean
Group. 1:	3	1.4989	1.4998	0.0009	1.4994
Group. 2:	30	1.5037	1.5053	0.0016	1.5046
Total :	33	1.4989	1.5053	0.0064	1.5041



第8図 杉之池火山灰層の火山ガラス屈折率頻度分布図。

る。Loc. T16では厚さ120cmで、その中位層準に風化の激しい部位が認められ、これを境にして上下の岩相が、やや異なる。すなわち、下半部では、基底より上方に向かって細粒化し、風化の激しい部位に漸移する。上半部では、極めて連続性の良い平行葉理が発達し、やや色調が暗い。

本火山灰層は、ガラスと少量の結晶（主として斜長石）からなる。ガラスは、やや白濁しており、扁平型が多く、 $n=1.500\sim 1.504$ である。重鉍物は、斜方輝石および不透明鉍物が優勢で、少量の角閃石と単斜輝石を含む。斜方輝石の屈折率は、 $\gamma=1.708\sim 1.713$ である。

コモ池火山灰層 (Komoike Tuff bed) : 試料採集地点は, Loc. T17。層準は, 長谷池火山灰層の約15m 下位である。厚さ 6 cm, 黄白色, 粗粒, 風化の著しい火山灰層である。

本火山灰層は, 結晶 (主として斜長石) と極少量のガラスからなる。石英粒子の中には, 六方両錐のものが少量含まれる。重鉍物は, 角閃石および不透明鉍物が優勢で, 斜方輝石と単斜輝石を少量含む。

VI. 大阪層群の地質時代について

A. 哺乳動物化石

大阪層群中の角川火山灰層より約35~40m 上位の層準の広石累層中の泥層からは, 近年, 2体の哺乳動物化石が産出している。

1体は, *Elaphurus (Elaphuroides) shikamai* OTSUKA (シカマシフゾウ) の右角 (第5図版. 2a図~3b図) で, 地質調査所の水野清秀氏により Loc. F2 (第9図) の泥層より採集された。

もう1体は, *Stegodon aurorae* MATSUMOTO (アケボノゾウ) の右側下顎第3大臼歯 (第5図版. 1a図~1b図) で, 小道大氏により Loc. F1 (第9図) の泥質角礫層より採集された。この泥質角礫層は, 上述の泥層が基盤の領家花崗岩類の突出部にアバットする部分にあたり, 堆積当時の崖錐堆積物の間隙を青灰色の泥が埋めているものである。同露頭からは, このほかにも, 池辺 (1959) により, *Stegodon akashiensis* または *sugiyamai* の臼歯及び骨片の産出が報告されている。後述するように, 学名 *Stegodon akashiensis* (TAKAI) (アカシゾウ) は, *Stegodon aurorae* MATSUMOTO (アケボノゾウ) のシノニムであり, 動物命名規約上, 後者が学名として有効である。

2体の哺乳動物化石の産出地点は, やや離れているが, ほぼ同一層準と考えられる (第3図および第5図)。これらの化石は, いずれも “*Stegodon akashiensis* 帯” を特徴づける重要な化石であり (OTSUKA, 1972; KAMEI & OTSUKA, 1979), これらを産出した泥層は, 大阪層群模式地の上福田火山灰層より上位, Ma-0 より下位の範囲の層準内に対比することができる。

本調査地域内には, この泥層よりも上位に100m 以上の厚さの地層が存在するにもかかわらず, その中に海成粘土層が挟在されていない。したがって, 広石累層全体が大阪層群模式地の Ma-0 以下の層準に対比されるものか, あるいは Ma-0 より若い時代の地層が存在しながら, 堆積当時, 本調査地域が陸水域の環境にあったのか, という問題点が残される。これを解決するためには, 淡路島全域における大阪層群の層相の詳細な解析が今後必要であろう。

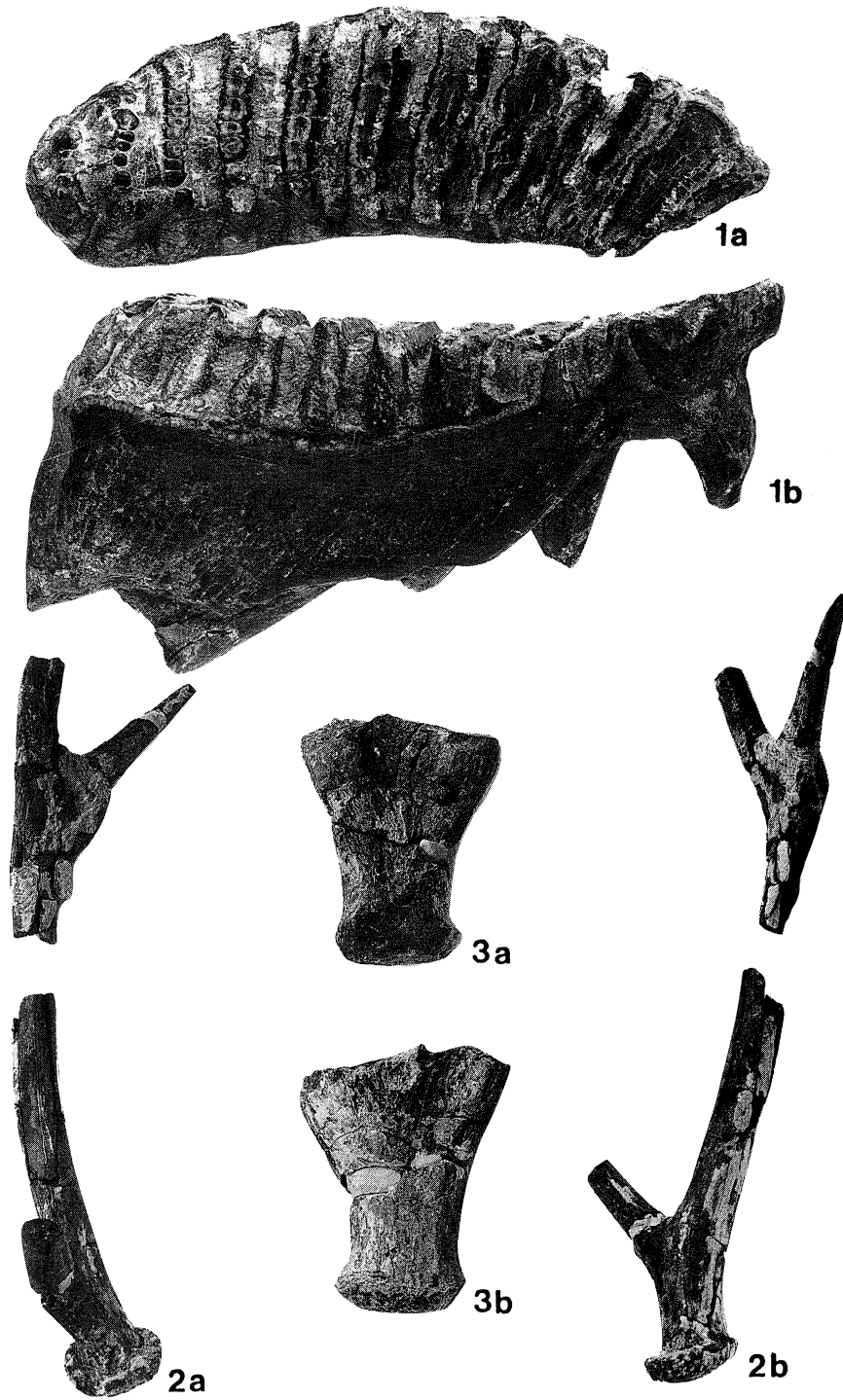
B. フィッション・トラック年代

筆者は, Loc. T 19および Loc. T 13より採集した大日火山灰 (角川累層中部) を粉碎・篩別 (60~200 mesh) し, これを供試料として株式会社京都フィッション・トラックにジルコンのフィッション・トラック年代測定を依頼した。その結果, 算出された年代値のうち, 最も若いものは Loc. T 19の $T=1.6\pm 0.3$ Ma, 参考値も含めて最も古いものは, Loc. T 13の $T=2.7\pm 0.3$ Ma である (第3表)。これを市原ほか (1984) による大阪層群模式地の火山灰のジルコンのフィッション・トラック年代と比較すると, 土生滝 I 火山灰層 (2.71 ± 0.49 Ma) から福田火山灰層 (1.59 ± 0.22 Ma) の範囲内に収まる。しかし, 筆者等は大阪層群模式地内の火山灰層の分析を行っていないため, 対比についての明言は差し控えたい。

第3表 大日火山灰層のフィッシュン・トラック年代. 測定は(東京都フィッシュン・トラックによる).

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス		年代値 T (Ma)	(* 3) 誤差		(* 4) 結晶数 n (粒)	(* 4) 総計数面積 ΣS (cm ²)	(* 5) ウラン濃度 U (ppm)
		総数 ΣNs (t)	密度 ρs = ΣNs/ΣS (t/cm ²)	総数 ΣNi (t)	密度 = ΣNi/ΣS (t/cm ²)	(* 1) ρd (n/cm ²)	熱中性子線量 Φth (n/cm ²)		±ε (Ma)	±ε (%)			
大日火山灰 (Loc. T 19)	Zircon	39	7.89 × 10 ⁴	895	1.80 × 10 ⁶	1435	9.70 × 10 ⁴	6.04 × 10 ¹⁴	1.6	0.3	29	4.96 × 10 ⁻¹	149
	Zircon	48	9.46 × 10 ⁴	1003	1.98 × 10 ⁶	1435	9.70 × 10 ⁴	6.04 × 10 ¹⁴	(参) 1.7	0.3	30	5.07 × 10 ⁻¹	164
大日火山灰 (Loc. T 13)	Zircon	45	8.81 × 10 ⁴	844	1.65 × 10 ⁶	1438	9.72 × 10 ⁴	6.05 × 10 ¹⁴	1.9	0.3	21	5.13 × 10 ⁻¹	136
	Zircon	60	9.97 × 10 ⁴	928	1.54 × 10 ⁶	1438	9.72 × 10 ⁴	6.05 × 10 ¹⁴	(参) 2.3	0.3	27	6.04 × 10 ⁻¹	127
	Zircon	89	1.30 × 10 ⁵	1189	1.74 × 10 ⁶	1438	9.72 × 10 ⁴	6.05 × 10 ¹⁴	(参) 2.7	0.3	30	6.85 × 10 ⁻¹	143

- * 1. ρd : 標準ガラスの誘導核分裂トラック密度 (n/cm²)
 - * 2. 年代値 T = 5.96 × 10⁻⁸ × Φth × ΣNs / ΣNi = ζ × ρs × ρd / ρi
 - * 3. 誤差 e = { (1/√ΣNs)² + (1/√ΣNi)² + (1/√ΣNφ)² }^{1/2} × 100 (%)
 - * 4. r : 結晶ごとの自発・誘導トラック密度 (ρs, ρi) の相関係数
 - * 5. ウラン濃度 U = 5 × 10^m × ρi / Φth (但し, ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を 12μm と仮定する)
- 熱中性子線量測定用標準ガラス : NBS SRM612
²³⁸U の自発核分裂壊変定数 : λf = 7.03 × 10⁻¹⁷ (1/yr)
 熱中性子の U に対する核分裂反応断面積 : σf = 577 × 10⁻²⁴ (cm²)
²³⁵U の ²³⁸U に対する同位体比 : 1 = 7.253 × 10⁻³ (²³⁵U/²³⁸U)
 B 値 : B = 6.23 × 10⁹ (Φth = B × ρd)
 ζ (zeta 値) : Calibration factor (弊社採用値)
 ζ = Φth × σf × 1 / ρd × λf = B × σf × 1 / λf = 371



第5図版説明

広石累層産の哺乳動物化石

第1図 *Stegodon aurorae* MATSUMOTO (アケボノゾウ) の右下顎第3大臼歯。咬合面 (1a) および頬側観 (1b), $\times 0.5$ 。

第2図 *Elaphurus shikamai* OTSUKA (シカマシフゾウ) の右角。前面観 (2a) および内面観 (2b), $\times 0.25$ 。

第3図 *Elaphurus shikamai* OTSUKA (シカマシフゾウ) の右角。外面観 (3a) および内面観 (3b), $\times 0.4$ 。

VII. 大阪層群産哺乳動物化石の記載

1. 象化石

Stegodon aurorae MATSUMOTO

(第5図版, 1a~1b)

標本: 第1標本。右側下顎第3大臼歯 (rM₃)

和名: アケボノゾウ

産出地点: 兵庫県津名郡五色町都志万才 (Loc. F1)

産出層準: 大阪層群広石累層角川火山灰層上位35m~40mの泥質角礫層

採集者: 小道 大氏 (兵庫県津名郡五色町都志万才)

1) 記載

すらりとした、前後に狭長な右下顎第3大臼歯である。11個の咬板が残っているが、近心側の数個の咬板は咬耗し去っている。咬合面をみると、近心側が頰側(外側)へ顕著に曲っている。したがって100mm中の咬板数(稜頻度)は舌側で4、頰側で6である。この標本採集時には、近心側の3番目の咬板の中を走る小さな断層のために近心側が内側へ僅かにずれていた。

残っている咬板のうち、第1~第3咬板は咬耗が著しく、特に最近心側の咬板の歯冠は、僅かに痕跡的に残っているにすぎない。2番目の咬板の歯冠は、舌側で測って僅か8.4mmの高さで残っている。咬耗が著しい第2番目から第4番目の咬板は、各エナメル環が互いに連結し、広く象牙質内座を露出させている。第4番目と第5番目の咬板では4つの大きなエナメル環が認められ、互いに連結している。やや咬板の頂部が咬耗した第8番目では、7つの大きな乳頭(mamilla)が、咬耗程度の比較的弱い第9番目では、小さな9個の乳頭が見られる。

臼歯を側面からみると、各咬板は歯頸線に対して、ほぼ垂直に立ち、それぞれの咬板の谷間はU字形をなす。第1番目から第3番目にかけての咬板の下には、1本の大きな枝状の歯根(長さ55mm)を形成している。第3番目から第5番目にかけての咬板の歯根は、舌側と頰側の2列に分れ、そのうち頰側にある列では2本の大きな歯根(それぞれ6mm, 6.5mm)を形成するが、頰側では遠心側に連なる板状の歯根をなす。第6番目より遠心側では、左右の歯根列が互いに融合し、遠心側へ傾いた一枚の幅広い坂状歯根を形成している。第6番目より遠心側の咬板は歯根は、舌側と頰側の歯根が互いに融合して、遠心側へ傾いた一枚の幅広い坂状歯根を形成している。測定値(in mm)は次のとおりである。

歯冠長 (Length of crown)	235+
稜数 (Number of ridge plate)	11+
歯冠幅 (Width of crown)	73.2
歯冠高 (Height of crown)	47.2 (第9咬板)
エナメル層厚 (Width of enamel)	3.3 (平均)
稜頻度 (Ridge frequency)	4 (舌側) ~ 6 (頰側)

2) 比較・考察

ここに記載した下顎臼歯標本は、全体の大きさ、稜の高さ、歯冠幅、歯冠高、エナメル層厚等において、日本の下部更新統とくに近畿の明石海岸一帯から多く知られている“*Stegodon akashiensis* (TAKAI)”のそれに一致する。*Stegodon akashiensis* TAKAI (TAKAI, 1936) は *Stegodon aurorae* MATSUMOTO (MATSUMOTO, 1929) のシノニムである(樽野, 1991) ので、本稿では樽野 (1991)

従い、*aurorae* を使うこととする。

2. 鹿化石

Elaphurus (Elaphuroides) shikamai OTSUKA

(第5図版, 2a, 2b, 3a, 3b)

標本：第2標本 右角の基部および第2分岐点を含む遠位端部分

第3標本 右角基部

産出地点：第2標本。兵庫県津名郡五色町都志万才 (Loc. F2)

第3標本 (参考資料)：北淡町水越。久留麻火山灰層の上位約50mの粘土層 (大阪層群)

産出層準：大阪層群広石累層角川火山灰層上位35~40mの泥層

採集者：水野清秀氏 (工業技術院地質調査所)

記載：〈第2標本〉比較的若い個体の落角 (2a, 2b)。採集時に第1—第2分岐点間の角幹の中央部が破損し、失われている。

〈角幹の破損部より下半部 (近心部)〉角座は厚く、凸凹しているが、その外側輪郭は左右にやや長い楕円形をなす。角座の直径61.2mm×56.4mm (前後)。第1分岐点の高さ (角座を含む) は内側で測って99mm, 外側で測って87.8mm。角座の直上の主幹の基部の直径は37mm (前後) ×31.6mm (左右) である。前枝 (第1枝) はその先端部分が破損しているものの、約64mmが保存されている。比較的太く、その断面は前後にやや扁平は楕円形をなし、分岐点後方の主幹と65°の角度をなして、斜め前方へ突出す。第1分岐点よりも上位の主幹は157mmが保存されている。その断面の輪郭は内側がやや平坦で外側がやや膨らんだ扁平な楕円形をなす。

〈破損面よりも上位の遠心側部分〉第2分岐点をふくむ約190mmが保存されている。この部位は破損前は近心側の基部に連続していたものである。分岐点近くは前後に顕著に扁平である。外側枝と55°の角度をなして内側へ出る側枝は小さく、その先端部分が僅かに失われているものの、約100mmが保存されている。外側枝は内側枝よりも太く、頑丈で、前後にやや扁平な楕円形をなす。

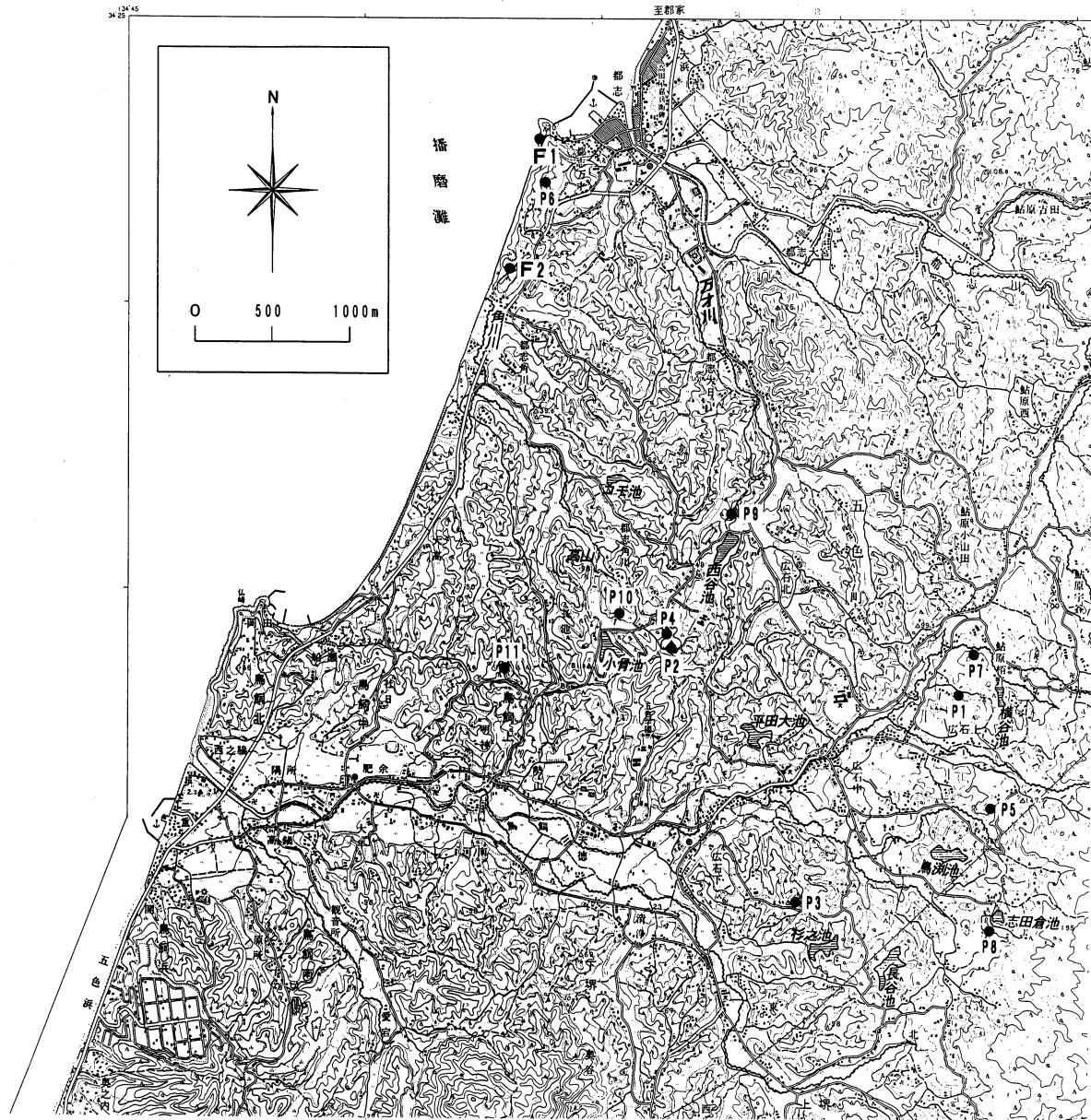
〈第3標本〉参考資料。北淡町水越産。成獣の右側落角で、第1分岐点をふくむ角の基部が保存されている (3a, 3b)。第2標本よりも大きい。角座はほとんど破損しているが、残された部分の直径は51mm (前後) ×47mm (左右) である。分岐点下の主幹の括れは下半部にあり、その最小直径は43.2mm (前後) ×35mm (左右) である。第1分岐高 (角座を含む) はこの属としては普通の高さを有し、外側で測って98mm, 内側で測って101mmである。第1枝 (前後) と分岐点よりも上位の主幹は破損し去っている。

比較：ここに記載した2個体の落角標本は太い主幹、高い分岐高、太い前枝分岐状態、第2分岐の状態などから、近畿地方の前期更新統から特徴的に産出するシカマシフゾウ *Elaphurus (Elaphuroides) shikamai* OTSUKA (OTSUKA, 1968, 1972) の角に同定される。第2標本は大きさから比較的若い個体の角で、第3標本は成獣のそれに比較される。

Ⅷ. まとめ

本研究によって明らかになった点、および新たに生じた問題点を以下に述べる。

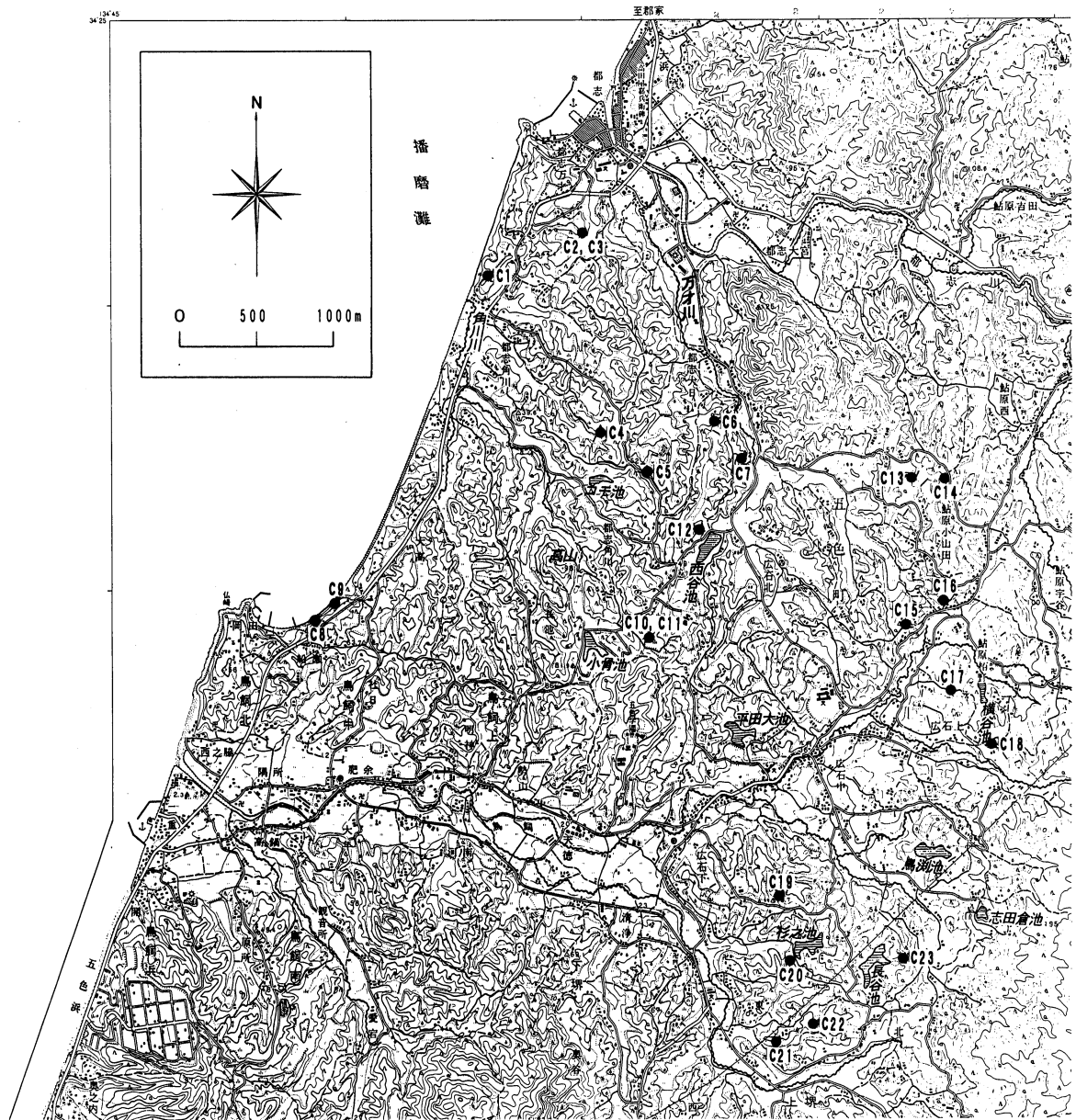
1) 淡路島の大阪層群は従来、層厚約120m (東中, 1951) で、すべて河湖水成の堆積物より



第9図 哺乳動物化石産出地点 (F) および露頭写真撮影地点 (P).

なり大阪層群の最下部から下部にかけての地層 (池辺編, 1961) とされていたが, 今回の研究によって本調査地域内の大阪層群は層厚400m以上に達することが明らかになった。

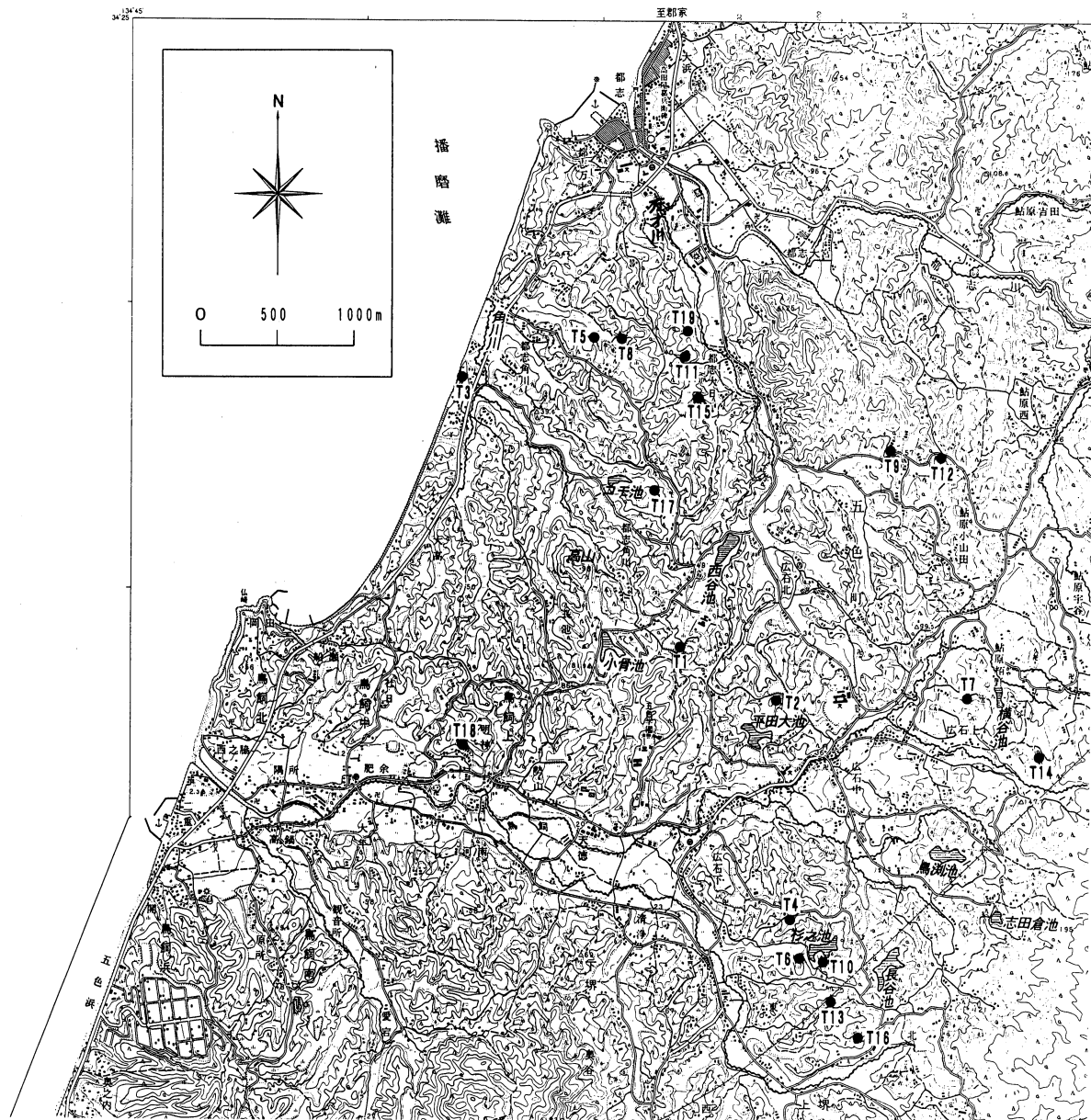
2) 角川累層中部に挟有される大日火山灰層のジルコンのフィッション・トラック年代測定の結果は, 本火山灰層が大阪層群模式地の土生滝I火山灰層より上位, 福田火山灰層より下位のいずれかの火山灰層に対比され得る可能性を示している。角川累層中には, このほかにも, 少なくとも5枚の火山灰層が挟在されている。これら大阪層群模式地の火山灰層と対比させることは, 今後に残された重要な課題である。



第10図 礫試料の採集地点.

3) *Elaphurus (Elaphuroides) shikamai* OTSUKA (シカマシフゾウ) および *Stegodon aurorae* MATSUMOTO (アケボノゾウ) を産出する広石累層下部の地層は、大阪層群模式地の“*Stegodon akashiensis* 帯”に対比され得る。広石累層上部の地質時代については不明な点が多く、今後の古生物学的精査および淡路島全域における大阪層群の層相の詳細な解析が必要である。

4) 模式地である泉南地域の大阪層群では、基底部近くに三波川帯起源の結晶片岩の礫を含んでいる(市原ほか, 1986)のに対して、本調査地域内では、上部の広石累層にのみ含んでいることが明らかになった。このことは、紀伊水道地域にあった分水嶺から北流して大阪層群堆積盆内



第11図 火山灰試料の採集地点.

に流入する河川（市原，1966）の流入時期が，淡路地域と大阪地域では，かなり異なっていたことを示唆している。本調査地域内では，この河川の流入時期は角川火山灰層の堆積直前である。したがって，今後，角川火山灰層と大阪層群模式地の火山灰層との対比を行なうことにより，両地域での河川の流入時期の時間的ずれを明確にし得るであろう。

5) 本調査地域の地質構造は，HUZITA (1962) および藤田ほか (1984) により近畿トライアングル外縁の構造的特性を示す典型例として取り上げられた明石付近の地質構造とは，同じ播磨盆地側にありながら次のような点で大きく異なる。

①本調査地域内の大阪層群の地層は、断層周辺を除いて大局的には播磨盆地に向かって傾動しているが、その傾斜角は最低でも5°、基盤近くでは15~17°に達すること。

②本調査地域の大阪層群の積算層厚は400m以上あり、明石付近のそれに比べ2.5倍以上に達すること。

③本調査地域の大阪層群は数本の断層によって切られ、地層が著しく変位・変形を受けていること。

参考文献

- 東中秀雄, 1951: 淡路炭田中部および南部地区調査報告. 地調月報, vol. 2, no. 1, p.5-13.
- 東中秀雄・永井浩三, 1961: 淡路島の亜炭(その1). 地調月報, vol. 11, no. 4, p.207-220.
- 東中秀雄・永井浩三, 1961: 淡路島の亜炭(その2). 地調月報, vol. 11, no. 5, p.109-118.
- HUZITA, K., 1962: Tectonic Development of the Median Zone (Setouti) of Southwest Japan since Miocene. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 6, p.103-144.
- 藤田和夫, 1968: 六甲変動, その発生前後, 第四紀研究, vol. 7, no. 4, p.248-261.
- 藤田和夫, 1983: 日本の山地形成論. 蒼樹書房, 466p.
- 藤田和夫, 笠間太郎: 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, 115p.
- 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地質図幅), 地質調査所, 101p.
- 池辺展生, 1959: 近畿における旧象徴化石の分布. 第四紀研究, vol. 1, no. 4, p.109-118.
- 池辺展生編, 1961: 17万分の1兵庫県地質鉱産図及び説明書. 兵庫県, 171p.
- 市原 実・小黒謙司, 1958: 明石層群・播磨層群について. 地球科学, no. 40, p.13-20.
- 市原 実・小黒謙司・衣笠博明, 1960: 明石層群・播磨層群について(その2). 地質雑, vol. 66, no. 780, p.605-615.
- 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, no. 45, p.15-25.
- 市原 実, 1966: 大阪層群と六甲変動. 地球科学, no. 85・86, p.12-18.
- 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.*, vol. 19, p.1-29.
- 市原 実, 1983: 大阪層群研究における現在の問題点. 地団研専報, no. 25, P.1-11.
- 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ン・トラック年代——. 地球科学, vol. 38, p.1-16.
- 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.
- KAMEI, T. and OTSUKA, H., 1981: The Plio-Pleistocene stratigraphy of Japan in relation to Proboscidean evolution. In Sastry, M.V.A. et al. eds. *Proc. Field Conf. Neogene-Quaternary, India*. 1979, Geol. Surv. India, p.83-88.
- MATSUMOTO, H., 1929: On *Parastegodon* MATSUMOTO and its bearing on the descent of earlier elephants. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd. Ser. (Geol.) 13:13-15, pl. 8.
- 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ついて. 鉱物と地質. ser. 10, P.3-42.
- 水野清秀, (投稿中): 淡路島. 市原 実ほか編. 「大阪層群」.
- 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.
- 中島和一・政岡邦夫・田結庄良昭・杭田康弘, 1985: 淡路島中央部の領家帯. 地球科学, vol. 39, no 2, p.124-135.
- 中島和一・政岡邦夫・小笹誠司・森鼻隆夫・田結庄良昭・天野啓三, 1986: 淡路島北部の領家花崗岩類. 地球科学, vol. 40, p.227-237.

- 岡 義記・寒川 旭, 1978: 淡路島脊梁山地の形成過程. 日本地理学会予稿集 (1978, 秋季) p.116-117.
- 岡 義記・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, vol. 90. p.393-409.
- OTSUKA, H., 1972: *Elaphurus shikamai* OTSUKA (Pleistocene cervid) from the Akashi Formation of the Osaka Group, Japan, with special reference to the genus *Elaphurus*. *Bull. Nat. Sci. Mus.*, 15. p.197-210.
- 尾崎正紀・松浦浩久, 1988: 三田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 寒川 旭・岡 義記・八木浩司, 1979: 淡路島の活断層. 日本地理学会予稿集 (1979, 秋季) p.64-65.
- 諏訪兼位・濡木輝一, 1963: 淡路島の領家帯. 地球科学, vol. 22, no. 1, p.11-19.
- 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, p.219-221.
- 樽野博幸, 1991: 日本列島産 "*Parastegodon*" 属の分類学的再検討. 大阪市立自然史博物館研究報告45号, p.5-16.
- 富賀 肇・石上知良, 1987: 大阪府富田林市よりシフゾウ (*Elaphurus*) 化石の産出. 地球科学, vol. 41, no. 6, P.320-322.
- 津野真一郎, 1987: 兵庫県津名郡五色町中西部の地質. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文.
- 津野真一郎, 1990: 淡路島中西部五色町周辺に分布する鮮新-更新統の地質学的研究. 鹿児島大学大学院理学研究科修士論文.
- 横山卓雄・檀原 徹・中川要之助, 1984: 大阪府南部地域の第四系・第三系のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol. 90, no. 11, p.781-798.
- 横山卓雄・檀原 徹・山下 透, 1986: 温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定. 第四紀研究, vol. 25, p.21-30.
- 横山卓雄・山下 透, 1986: 温度変化型屈折率測定装置 (RIMS-86) による斜方輝石, 角閃石の屈折率測定の試み. 九十九地学, no. 21, p.30-36.
- 吉川周作, 1976: 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol. 82, no. 8, p.479-515.
- 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, no. 25, p.45-61.