

## 神戸市研究学園都市地域に分布する 高塚山層と大阪層群

井上 淳<sup>1)</sup>・吉川周作<sup>1)</sup>

### The Takatsukayama Member and the Osaka Group in and around the Kenkyu Gakuen Toshi, Kobe City

Jun Inoue<sup>1)</sup> and Shusaku Yoshikawa<sup>1)</sup>

**Abstract:** Plio-Pleistocene deposits are composed of Akashi Formation, Takatsukayama Member and terrace deposits in and around the Kenkyu Gakuen Toshi, Kobe City. The Akashi Formation consists of silt-clay, sand and gravels beds, and is intercalated with three volcanic ash layers: Tamon, Maiko, and Nagasaka volcanic ash layers. The Takatsukayama Member is more than 50m in thickness, which consists of sand and gravels beds in the lower part, silt-clay beds in the middle part, and sand and gravel beds in the upper part. Especially in the middle part, marine clay beds (Takatsukayama clay beds) have developed, and are intercalated with the Takatsukayama volcanic ash layer. The Takatsukayama clay beds correspond to the horizon of the Ma9 beds based on stratigraphical position, paleontological evidences, the correlation of volcanic ashes and the fission track dating. Consequently, the Takatsukayama Member is correlated with the upper part of the Osaka Group.

#### はじめに

近畿地方の第四系は、鮮新・更新世の大阪層群とそれらを不整合に覆う中期更新世末以降の段丘構成層・沖積層に区分される(市原, 1993など)。

大阪層群は、湖沼成・河成層を主とするが、その上半部に12層以上の海成粘土層を伴い、最大層厚は1500m~2000m以上に達する。大阪層群の本格的な研究は大阪層群研究グループ(1951)に始まる。同研究では、大阪層群の模式地を千里丘陵とし、上部と下部に区分した。その後、市原

(1960)は大阪・明石地域の大阪層群について述べ、大阪層群中に含まれる海成粘土層を下位より、Ma1, Ma2, ……Ma8層と名づけた。また、同研究では大阪層群を不整合に覆う段丘層を旧期のものから順に高位段丘層・中位段丘層・低位段丘層に区分している。その後の研究により、大阪層群中に12層、段丘相当層中に2層、沖積層中に1層の海成粘土層の存在が認められ、下位よりMa-1, Ma0, Ma1, ……Ma13層と名付けられている(市原, 1993など)。

一方、大阪層群中にいわゆる満池谷不整合(藤田・笠間, 1982など)や芝の不整合(横山ほか, 1981など)があるとする見解がある。藤田・笠間(1982, 1983)は、西宮満池谷のMa5層直上の満池谷不整合とMa0層のすぐ下位の芝の不整合を境にして、大阪層群を下部亜層群・中部亜層群・

<sup>1)</sup> 大阪市立大学大学院理学研究科  
558-8585 大阪市住吉区杉本 3-3-138  
Department of Geoscience, Faculty of Science,  
Osaka City University,  
3-3-138 Sugimoto, Sumiyoshi-ku, Osaka, 558-8585,  
Japan.



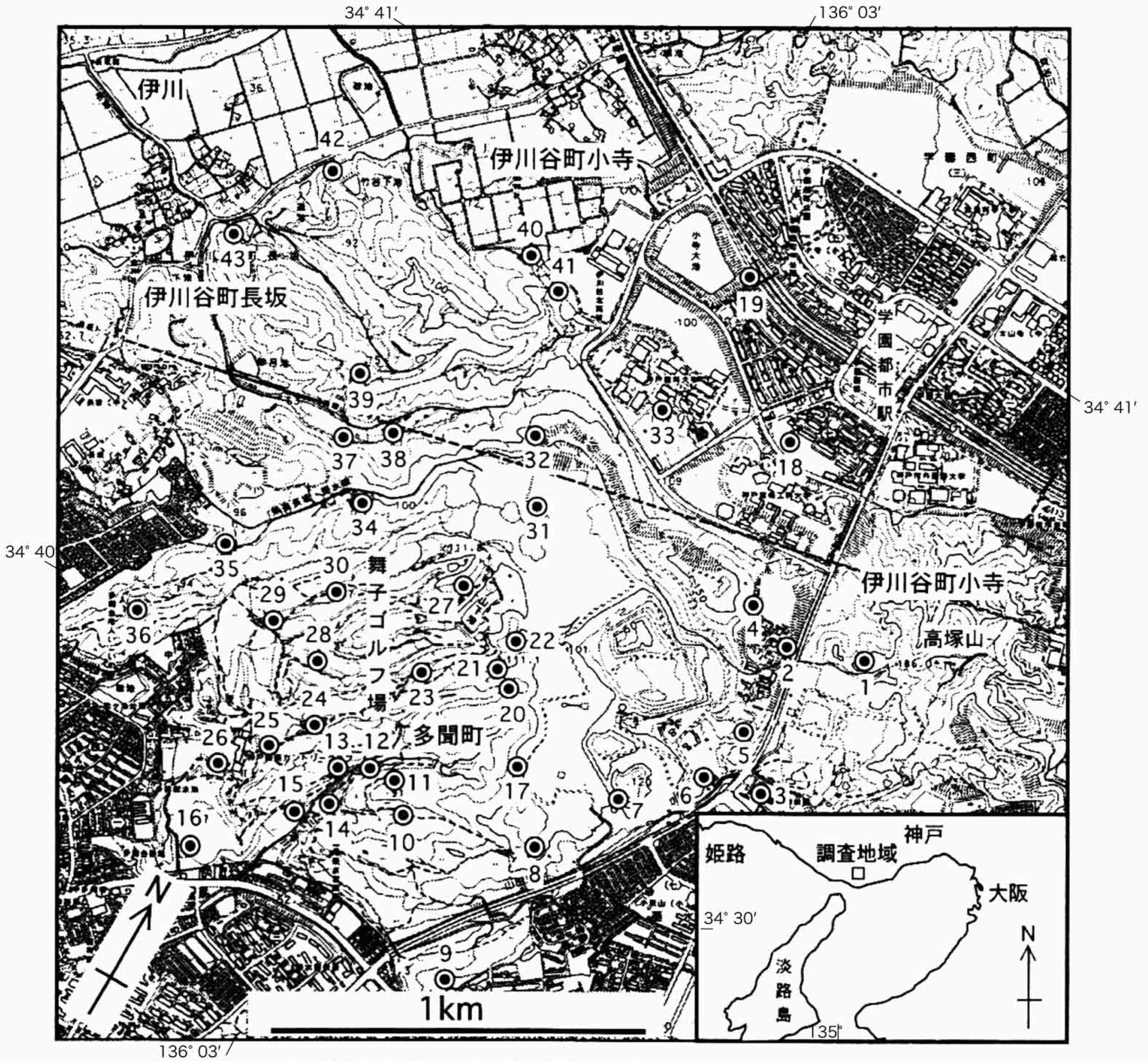


図1 調査地域の位置図と地点図（神戸市発行1万分の1「伊川谷」に加筆）

上部亜層群に区分した。そして、市原（1960）の高位段丘層を大阪層群上部亜層群であるとし、高位段丘面を上部亜層群の堆積面であるとした。これに対し、市原（1983, 1993）、市原ほか（1984, 1986）は満池谷不整合・芝の不整合の存在を否定し、上部亜層群の堆積面が高位段丘面であるとする考えに対し、否定的見解を述べている。

前述の大阪層群と高位段丘層の関係を明確にする上で重要なのは明石地域である。特に兵庫県神戸市研究学園都市周辺に分布する高塚山層（前

田・菅本, 1983）については海成粘土層（高塚山粘土層；市原ほか, 1960）を挟在することから、市原ほか（1960）、藤田・笠間（1983）、藤田・前田（1984）、菅本・前田（1989）、居川・市原（1993）、加藤ほか（1999）など、多くの研究が行われている。市原ほか（1960）は高塚山西南麓に高塚山粘土層が分布することを報告した。藤田・笠間（1983）、藤田・前田（1984）は神戸市研究学園都市周辺の造成に伴い新しく現れた露頭を調査し、この地域の高塚山粘土層の下位に不整合が存在することを報告した。そして、この不整合より上位



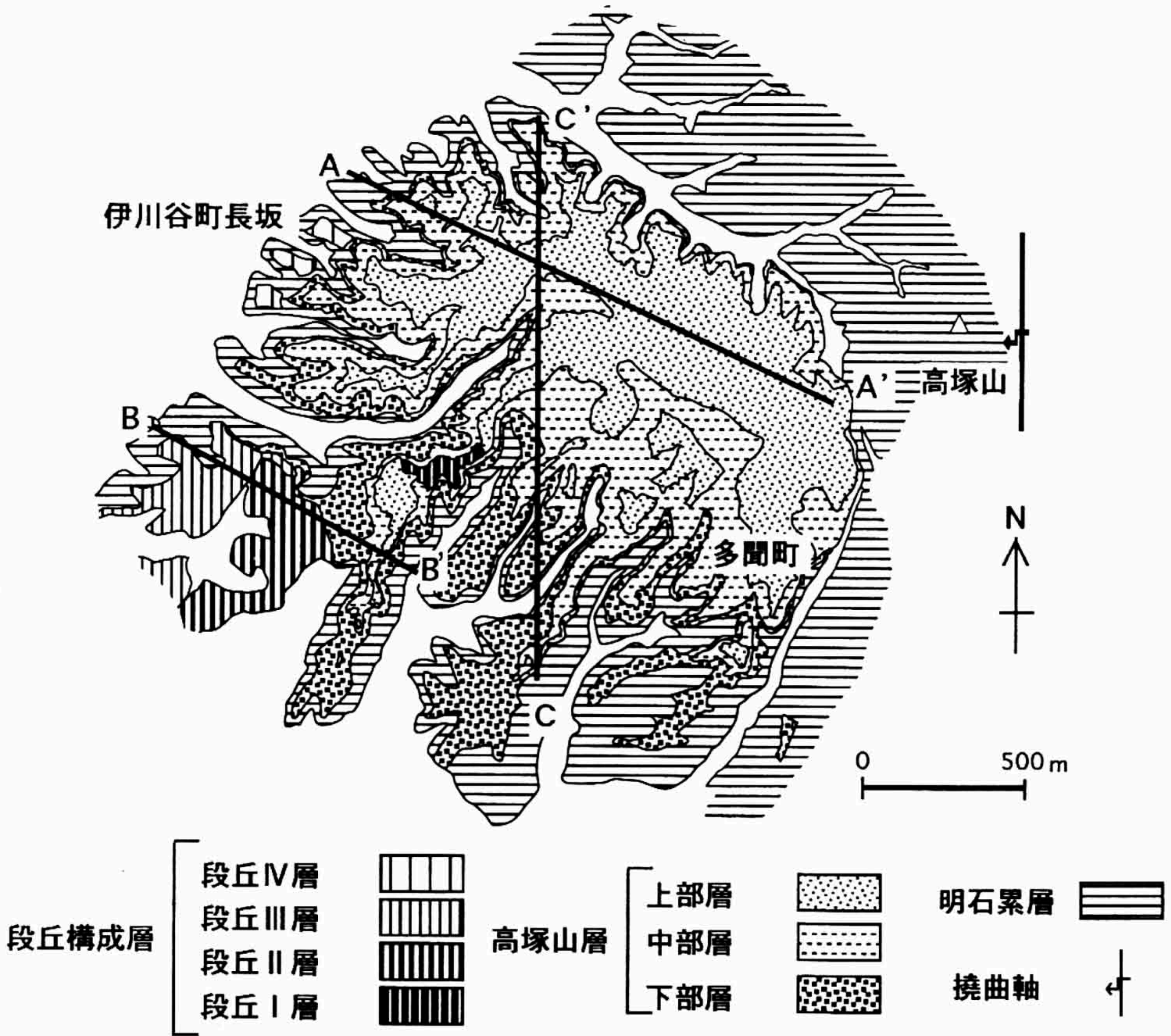


図2 神戸市学園都市周辺の地質図 (学園都市周辺造成当初の地形に基づく)

の地層を明美累層とよび、大阪層群上部亜層群に相当するものとした。また、高塚山粘土層を Ma6 層または Ma7 層に対比している。さらに青本・前田 (1989) は神戸市西部の地質調査を行い、明美累層を朝霧部層・高塚山部層・岩岡部層に区分した。そして、高塚山部層に挟在される高塚山火山灰層のフィッシュン・トラック年代などから明美累層および高塚山部層の形成時期を約 50 万年前とした。これらに対し、居川・市原 (1993) は明美累層が大阪層群明石累層を不整合に覆うこと、明美累層堆積面が高位段丘面を構成することから明美累層および高塚山層を高位段丘層とし、高塚山粘土層を Ma10 層もしくは Ma11 層に対比し

た。加藤ほか (1999) は高塚山粘土層に挟在される高塚山火山灰についてフィッシュン・トラック年代測定と火山ガラスの形態分類などを行い、高塚山粘土層が Ma9 層に対比できる可能性を示した。

このように高塚山層と大阪層群・段丘構成層の関係やその形成時期については研究者によって見解が異なっている。本研究では、神戸市研究学園都市周辺を調査地域とし、野外地質調査、ボーリングコアの岩相記載、室内での地形判読を行い、地質図を作成し、同地域の層序を明らかにした。さらに、火山灰分析などにより、各地層の形成年代について考察した。



## II 地形・地質概説

調査地域は兵庫県神戸市西区・垂水区，伊川谷小寺から長坂にかけての東西約4km，南北約3kmの範囲である(図1)。この地域には丘陵が発達しており，北西には伊川が北東から南西方向に流れている。

基盤は中新統の神戸層群で，高塚山東麓に分布し，主に白色凝灰岩からなる。神戸層群を不整合に覆う鮮新統～下部更新統の大阪層群明石累層(市原，1960；居川・市原，1993)は調査域周辺に分布し，主に砂礫層と粘土・シルト層からなる。この明石累層を不整合に覆う高塚山層は調査域全域に広く分布し，主に砂礫層からなるが，中部に海成粘土層を挟在する。中部～上部更新統の段丘構成層は明石累層や高塚山層を不整合に覆い，伊川谷町長坂以南に分布し，北東から南西方向に広がる段丘面を形成している。また，伊川沿いや谷底部には沖積層が分布している。

## III 地質記載

調査域に分布する大阪層群明石累層，高塚山層の層相を中心に記載する。

### 1. 大阪層群明石累層

明石累層は，基盤の神戸層群を不整合に覆い，高塚山周辺を中心に調査域全域に断片的に分布する(図2・3)。明石累層は高塚山周辺で最大約50°Wで傾斜するが，その傾斜はしだいに緩やかになり約1～2°Wとなる(図4)。調査域の明石累層は下部の砂礫優勢層と上部のシルト・粘土優勢層に分けることができる。これらはそれぞれ居川・市原(1993)の明石累層最下部および下部に相当する。

#### 最下部層

高塚山周辺に分布する同層は層厚約70m以上である。主に礫層と砂層からなり，下半部約50mは礫層主体，上半部約20mは砂層主体の地層からなる。下半部の礫層は，チャート・砂岩・流紋岩の中礫の垂円礫と，主に中粒砂の基質からなる。上半部の砂層は，中粒～粗粒砂主体で，斜交葉理が発達する。

#### 下部層

調査域北西～南部の伊川谷小寺・長坂や舞子ゴルフ場内に分布し，層厚は約40m以上である。粘土・シルト層主体の地層であるが，砂・礫層を挟む。礫層は，流紋岩・チャートの中～大礫の垂円礫と，砂及びシルト・粘土の基質からなる。なお，シルト・粘土層中には，多聞火山灰層・舞子火山灰層・長坂火山灰層が挟在される。

### 2. 高塚山層

高塚山層は調査域中央部の学園都市周辺や舞子ゴルフ場内に広く分布する。高塚山層はほぼ水平で，下位の明石累層と傾斜不整合の関係である(図4)。高塚山層は層相によって下位より，砂礫層主体の下部層，シルト・粘土層主体の中部層，砂礫層主体の上部層に区分できる(図5)。高塚山層の模式地は若葉学園付近(地点4，5)である。

#### 下部層

下部層は主に調査域南部の舞子ゴルフ場内に分布する。基底面の高度は約70m～110mである。また，層厚は約20m以下で，層厚の変化は激しい。層相は主に礫層・砂層よりなる。礫層は，チャート・泥岩・流紋岩の中～大礫の垂円礫と，中粒～粗粒砂の基質からなる。

#### 中部層

中部層は主に調査域中央部～南西部の舞子ゴルフ場内と伊川谷町長坂に分布する。中部層の基底面高度は約90～110mである。また，層厚は約20m以下である。層相は主に粘土・シルト層よりなる。模式地では，下位より，青灰色シルト層，黒灰色粘土層(高塚山粘土層)，上方へ粗粒化するシルト～中粒砂層からなる。シルト～中粒砂層には生痕化石がみられる。粘土層中には生痕化石・植物化石・貝化石が含まれるほか，石膏の針状結晶や黄色粉が観察できる。また，粘土層中には高塚山火山灰層が挟まれる。

高塚山粘土層からはこれまでに多くの植物化石・貝化石の報告がある。藤田・前田(1984)は，*Abies* sp., *Torreya* sp., *Quercus* (*Cyclobalanopsis*) sp., *Q.* (*Lepidobalanus*) sp., *Fagus microcarpa*, *Melia azedarach*, *Magnolia kobus*,



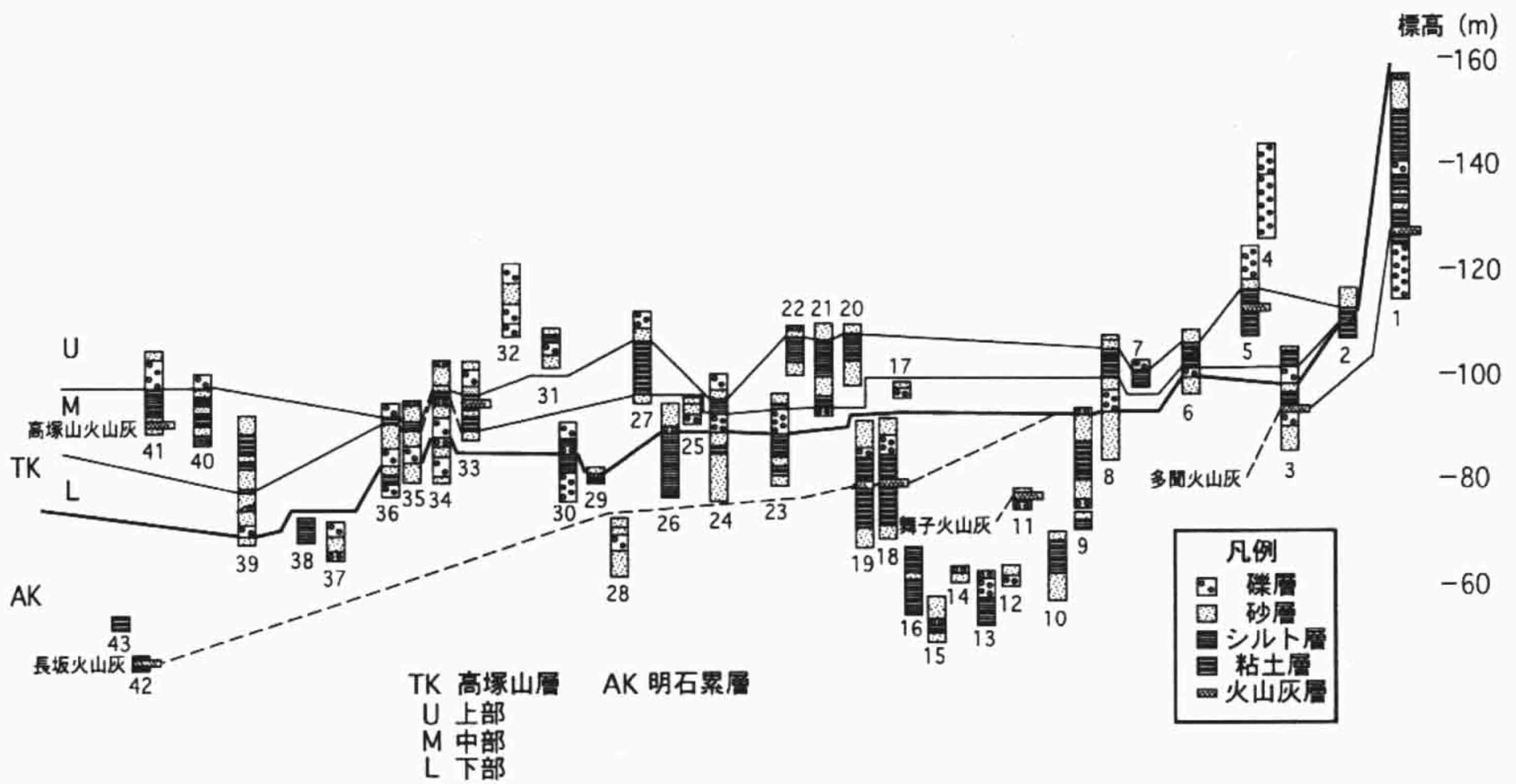


図3 調査地域の各地点の柱状図 (番号は図1の地点を示す。番号2・41は贅本・前田, 1989より作成; 3・18・33は藤田・前田, 1984より作成; 19は前田・贅本, 1983より作成した)

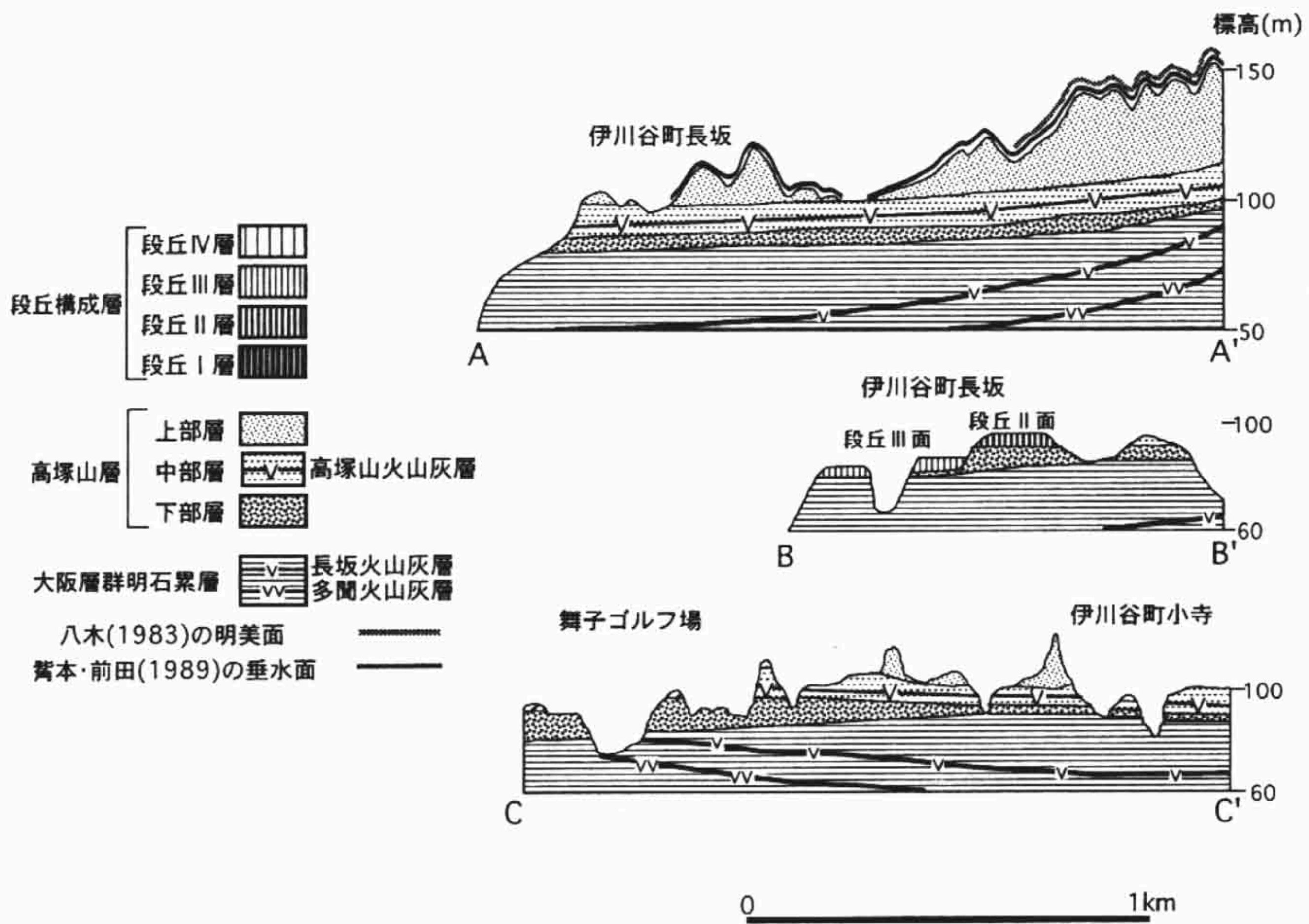


図4 断面図 (位置は図2に示す)

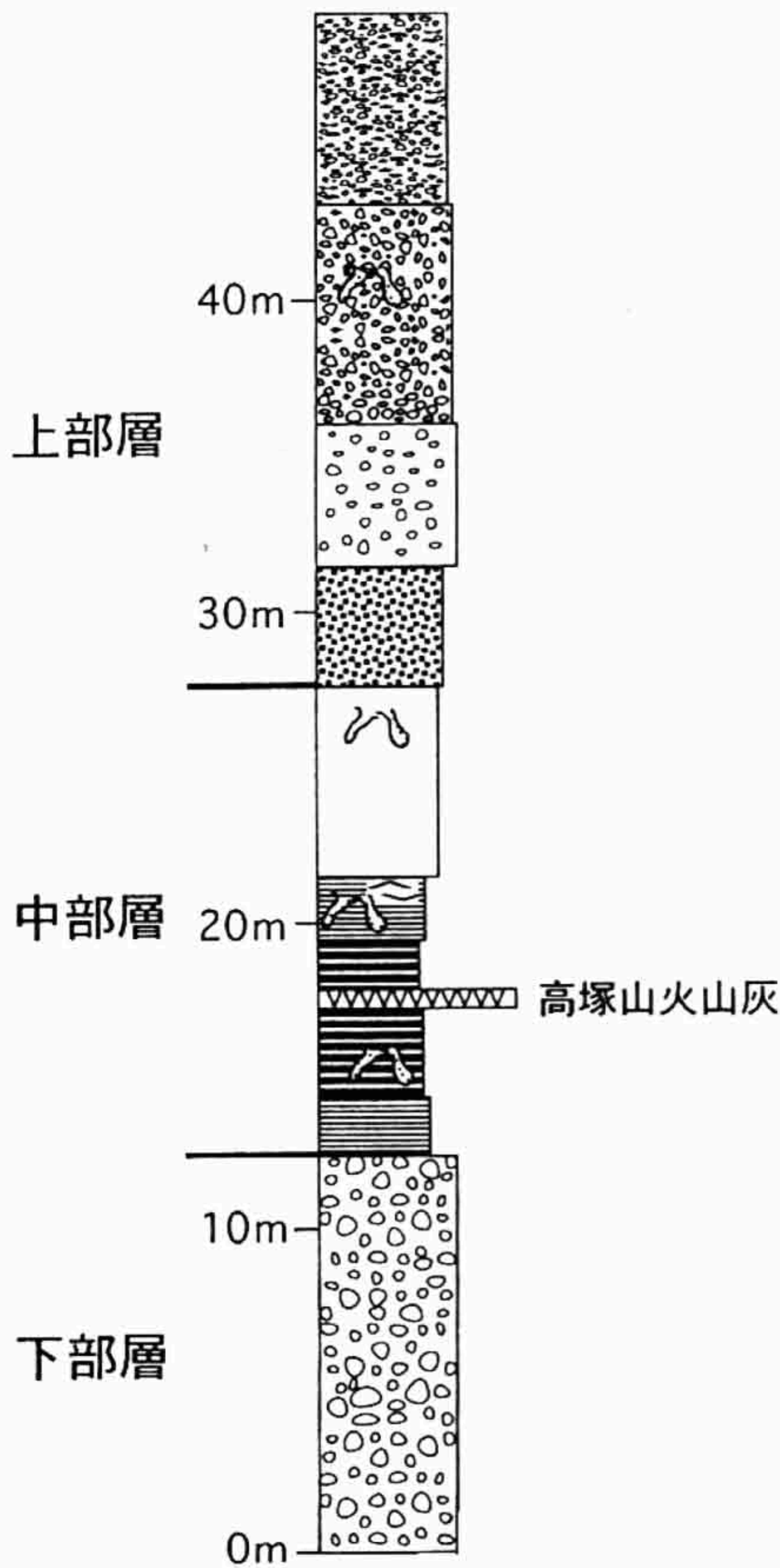


図5 高塚山層の模式柱状図

*Prunus* sp., *Cornus* sp., *Carpinus* sp., *Zelkova* sp., *Callicarpa* sp., *Broussonetia kazinoki*, *Rubus* sp., *Acer mono*, *A. sp.*, *Wisteria* sp., *Zanthoxylum*, *Ehretia ovalifolia*, *Carex* sp.の植物化石を報告している。また、安藤(1965)は、*Volachlamys yagurai*, *Chlamys harimensis*, *Ostrea (Crassostrea) pes-tigris*, *Ostrea (Crassostrea) gigas*, *Ostrea denselamellosa*, *Fulvia mutica*, *Dosinia japonica*, *Pitar japonica*, *Semele zebuensis*, *Macoma incongrua*, *Trapezium (Neotrapezium) liratum*, *Potamocorbula amurensis takatsukayamaensis*, *Promantellum hirasei*, *Anomia lischkei*, *Mactra veneriformis*, *Rapana thomasi*, *Lithophaga curta*, *Monia umbonata*, *Dentalium octangulatum* の海生貝化石を報告している。

**上部層**

調査域北部の高塚山西麓~伊川谷町小寺を中心に広く分布する。上部層の基底面高度は約100~120mである。層厚は約30m以下である。

上部層は砂層・砂礫層よりなり、赤色化が進んでいる。模式地付近では下位より、粗粒砂層、礫層、砂礫層からなる。礫層・砂礫層は、分級の良いチャート・泥岩の細~中礫の垂円礫と、細粒~中粒砂の基質からなる。また、砂礫層には成層構造が発達し、生痕化石もみられる。

**3. 段丘構成層**

調査域の伊川谷町長坂周辺では段丘構成層が高塚山層及び大阪層群を不整合に覆う。本研究では段丘面の高度と、平坦面の保存度から4つの段丘面(段丘I~IV面)に区分し、その構成層をそれぞれ段丘I~IV構成層とした。これらの段丘は、八木(1983)の高位段丘から中位段丘に相当する。

**段丘I構成層**

段丘面の現河床面との比高は約65~70mである。調査域では、高度約95~100mに分布し、層厚は約3~4mで、礫層及び中粒砂層よりなる。

**段丘II構成層**

段丘面の現河床面との比高は約60~65mである。調査域では、高度約90~95mに分布し、層厚



は約 1m 以上で、主に細粒砂～粗粒砂層からなる。

#### 段丘 III 構成層

段丘面の現河床面との比高は約 50～60m である。調査域では、高度約 80～90m に分布し、層厚は約 5m で、礫層及び細粒砂～中粒砂よりなる。

#### 段丘 IV 構成層

段丘面の現河床面との比高は約 30～40m である。調査域では、高度約 60～70m に分布し、層厚は約 5m で、礫層及び中粒砂層よりなる。

### 4. 火山灰層について

明石累層中には多聞火山灰、舞子火山灰、長坂火山灰が、高塚山層中には高塚山火山灰が挟在されている。以下、それぞれについて岩石記載的性質を述べる。ガラスの形状については吉川(1976)に基づき、扁平型、中間型、多孔質型に分類した。

#### 多聞火山灰層 (居川・市原, 1993)

模式地は高塚山西麓(地点 1)で、明石累層下部層最下部のシルト・粘土層中には含まれる。層厚は約 70～100cm、白色細粒の火山灰層である。調査域において、現在では模式地以外ではみられない。模式地では、下部数 cm にわたって桃～黄色を呈し、上部は白色を呈す。ガラスは中間型～多孔質型が多く、屈折率は 1.505～1.511(1.507)である。鉱物は斜長石が多い。重鉱物は斜方輝石・単斜輝石・角閃石主体である。

#### 舞子火山灰 (新称)

模式地は舞子ゴルフ場内東(地点 11)である。多聞火山灰層をはさむシルト・粘土層上位の砂層中、多聞火山灰層の約 15m 上位にみられる。層厚は約 5cm、白色細粒の火山灰層。ガラスはほとんど多孔質型で、屈折率は 1.519～1.525(1.523)である。鉱物は斜長石が多く、重鉱物は斜方輝石が主体である。調査域及び周辺地域でも、この地点以外に本火山灰層は見つかっていない。

#### 長坂火山灰層 (居川・市原, 1993)

模式地は伊川谷町長坂(地点 42)である。本火山灰層は多聞火山灰層の約 20m 上位に挟まれる。層厚は約 50cm である。明石累層下部層中部のシルト・粘土層中に含まれる灰白色～黄灰色の細粒の火山灰層である。ガラスは扁平型～中間型で、

屈折率は 1.498～1.501 (1.499) である。ガラスが多く、重鉱物は斜方輝石・角閃石が多い。なお、本火山灰層のフィッシュン・トラック年代は  $1.9 \pm 0.4$ Ma (藤田・前田, 1984) である。

#### 高塚山火山灰層 (髯本・前田, 1989)

模式地は若葉学園南(地点 5)である。模式地での層厚は約 5cm～10cm。高塚山層中部の黒灰色粘土層中に含まれる。細粒で、下部は白色、上部は桃白色である。連続性が悪く、現在では模式地以外ではみられない。ガラスは多孔質型で、屈折率は 1.505～1.508(1.507)である。鉱物は斜長石が多く、重鉱物は角閃石が主体である。

本火山灰層のフィッシュン・トラック年代については  $0.49 \pm 0.09$ Ma (藤田・前田, 1984),  $0.35 \pm 0.09$ Ma (鈴木, 1988),  $0.41 \pm 0.12$ Ma (加藤ほか, 1999) と報告されている。

## IV 考 察

### 1. 大阪層群明石累層について

調査域の大阪層群は居川・市原(1993)によって大阪層群の標準層序と対比されている。居川・市原(1993)は、調査域の大阪層群が明石累層の最下部～下部にあたるものとし、その中に含まれる長坂火山灰層を大阪南部地域の三ツ松火山灰層と対比し、上位に位置する前開火山灰層を福田火山灰層と対比した。本研究も明石累層の層相及び火山灰層について居川・市原(1993)と大きな相違は無く、従来の産出化石、堆積残留磁気、フィッシュン・トラック年代(藤田・前田, 1984; 居川・市原, 1993; 小村, 1973; 三木, 1948)を考慮すると、居川・市原(1993)の対比を支持する。

### 2. 高塚山層について

既に述べたように、高塚山層についてはこれまで多くの研究が行われている。これまでの研究では、高塚山層は明美累層の一部として扱われており、その上部には、堆積面が発達するものとされてきた(八木, 1983; 髯本・前田, 1989 など: 図 4)。そして、この堆積面は藤田・笠間(1983)、藤田・前田(1984)では大阪層群上部亜層群の堆積



面であると解釈され、高塚山層を大阪層群上部亜層群としている（高塚山粘土層は Ma6 層, Ma7 層に対比）。これに対し、居川・市原（1993）は堆積面を高位段丘面とし、高塚山層を高位段丘層としている（高塚山粘土層は Ma10 層, Ma11 層に対比）。しかし、本研究で示したように高塚山層の上位には、調査域の段丘構成層や明美丘陵の明美累層のような平坦な堆積面は発達していない（図 4）。

高塚山層は、中部層の粘土層中には針状結晶・硫黄粉、生痕がみられること、上部層の砂礫層中に生痕がみられ、非常に分級が良く成層構造が発達することから、下部層を除き主に海成の堆積物である。これらのことから、高塚山層は下位より淡水成の砂礫主体層、海成の砂・シルト・粘土層、砂礫層からなる一連の堆積物である。これらの堆積相は大局的には一回の海進を示すものであり、高塚山層は海進に伴って形成された地層群である。

以上の結果、高塚山層の特徴は次のように整理できる。

(1) 大阪層群最下部～下部に相当する明石累層を不整合（傾斜不整合）に覆う。

(2) 下部層を除き、ほとんどが海成層で、主に海進期に形成された地層群である。

(3) 調査域及びその周辺の段丘構成層に比べて非常に厚い層厚（最大約 50m）をもつ。

(4) 高塚山層上位には堆積平坦面は発達していない。

(1) のことから、高塚山層は明石累層堆積後に形成された地層群である。また、高塚山層上位に堆積平坦面が発達していないことから、高塚山層は居川・市原（1993）で対比された明美累層よりも旧期のものである可能性が高い。

以上のことより、高塚山層は明石累層堆積後から明美累層形成以前の一回の海進に伴って形成された地層群であると考えられる。

また、高塚山層の詳細な形成時期については、中部の高塚山粘土層から暖温帯の植物化石が産出すること（菅本・前田, 1989）、高塚山粘土層の花

表 1 高塚山火山灰と港島 II 火山灰の岩石記載的性質

	高塚山火山灰	港島 II 火山灰 (宮川ほか, 1996)
鉱物	ガラス・長石主体	ガラス・長石主体
重鉱物	角閃石主体	角閃石主体
ガラスの形状	多孔質型	多孔質型
ガラスの屈折率	1.505~1.508 (1.507)	1.505~1.509 (1.508)
層相	白色・桃白色 細粒	白色・灰色 極細粒～中粒
層厚	約5cm~10cm	約10.5cm

粉分析の結果から暖温帯要素の *Cyclobalanopsis* (アカガシ亜属) の花粉が特徴的に多産することが知られている（藤田・前田, 1984）。古谷（1991）は大阪平野地下～海底部の花粉分析より、*Cyclobalanopsis* の花粉が特徴的に多産するのは沖積層と大阪層群中の Ma9 層に限られることを報告している。上述した高塚山層の形成時期を考慮すると、*Cyclobalanopsis* の花粉が特徴的に多産する高塚山粘土層は Ma9 層に対比できる可能性が高い。また、高塚山粘土層に挟在される高塚山火山灰層は、その層相・鉱物組成・火山ガラスの性質・層序的位置が Ma9 層中に挟在される港島 II 火山灰層（宮川ほか, 1996）と類似し（表 1）、高塚山火山灰層は港島 II 火山灰層に対比できる可能性が非常に高い。両火山灰層の対比は、加藤ほか（1999）の高塚山火山灰層の分析結果からも支持されている。海成粘土層及び火山灰層の対比は、高塚山火山灰層のフィッション・トラック年代 ( $0.49 \pm 0.09\text{Ma}$ ; 藤田・前田, 1984), ( $0.35 \pm 0.09\text{Ma}$ ; 鈴木, 1988), ( $0.41 \pm 0.12\text{Ma}$ ; 加藤ほか, 1999) と矛盾しない。

このように、高塚山層は明美面をなす明美累層と異なる地層群であり、その形成時期は大阪層群上部に相当する。

これまでの大阪層群と高位段丘層（明美累層な



ど) についての研究 (藤田・前田, 1984; 市原, 1993 など) では, 高塚山層は明美累層の一部とされてきた。そして, 高塚山層は海成粘土層を含み, 火山灰層を挟在することから, 高位段丘層の形成年代や高位段丘層と大阪層群との関係を考える上で, 重要な指標層とされてきた。今後は, 本研究が示した高塚山層と大阪層群・高位段丘層との関係を踏まえた上で, これらについて議論する必要がある。

### V ま と め

1, 調査地域の大阪層群明石累層は下位より砂礫層 (明石累層最下部層), 粘土・シルト層と, 砂礫層 (明石累層下部層) からなり, 多聞火山灰層, 舞子火山灰層, 長坂火山灰層の3層の火山灰層を挟む。

2, 高塚山層は明石累層と傾斜不整合の関係にあり, 下位より砂礫層主体の下部層, 粘土・シルト層主体の中部層, 砂礫層主体の上部層に区分できる。また, 高塚山層は一連の堆積層であり, 1回の海進を示し, 堆積平坦面をもたない。

3, 高塚山層中部の高塚山粘土層は, 大阪層群の Ma9 層に対比でき, 高塚山火山灰層はその岩相・鉱物組成・火山ガラスの性質・層序的位置から大阪平野地下に伏在する Ma9 層下部の港島 II 火山灰層に対比できる。高塚山層は大阪層群上部に相当する。

### 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熊井久雄教授・三田村宗樹助教授には終始ご指導いただいた。大阪市立大学大学院生片岡香子氏には, 空中写真の見方, 火山灰分析法などを教えていただいた。川崎地質株式会社 of 居川信之氏には野外調査に同行していただいた。大阪市立大学人類紀自然学教室の皆様には有益な意見をいただいた。以上の方々に, 心よりの御礼を申し上げます。

### 文 献

- 安藤保二 (1965) 神戸西部貝化石。「桜井博士紫授褒賞授賞記念地学記念」特集号, 206-214.
- 古谷正和 (1991) 大阪盆地の更新世中・後期の古気候変動と堆積環境変遷。日本応用地質学会関西支部創立20周年記念論文集「地球環境と応用地質」, 29-40.
- 青本 格・前田保夫 (1989) 神戸の地層を読む 2-神戸・200万年の自然史-。132p., 神戸自然出版会。
- 藤田和夫・笠間太郎 (1982) 大阪西北部地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 112p., 地質調査所。
- 藤田和夫・笠間太郎 (1983) 神戸地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 115p., 地質調査所。
- 藤田和夫・前田保夫 (1984) 須磨地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 101p., 地質調査所。
- 居川信之・市原 実 (1993) 播磨盆地-特に明石地域を中心にして-。市原実編。大阪層群, 110-126, 創元社。
- 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 (1983) 大阪層群の研究における現在の問題点-いわゆる“芝の不整合”の問題, 及び大阪層群と高位段丘層の関係について-。地団研専報, 25, 1-11.
- 市原 実 (1993) 大阪層群, 340p., 創元社。
- 市原 実・小黒讓司・衣笠博明 (1960) 明石層群, 播磨層群について (その2)。地質学雑誌, 66, 605-615.
- 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, 38, 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), 148p., 地質調査所。
- 加藤茂弘・佐藤祐司・松原尚志・兵藤政幸・檀原 徹 (1999) 六甲山地西麓に分布する高塚山火山灰層のフィッシュン・トラック年代とその対比。第四紀研究, 38, 411-417.
- 小村良二 (1973) 象歯化石の発見~兵庫県東播磨段丘~。地質ニュース, 228, 24-29.
- 前田保夫・青本 格 (1983) 神戸の地層を読む 1-神戸市研究学園都市の自然史-。115p., 神戸市立教育研究所。
- 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.
- 宮川ちひろ・吉川周作・池田善考 (1996) 神戸市中央区港島ポートアイランド, ボーリングコアの中・上部更新統火山灰層序。地球科学, 50, 456-465.
- 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.
- 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, 30, 219-221.
- 八木浩司 (1983) 播磨灘北東岸地域における段丘面の時代対比。地理学評論, 56, 324-344.



横山卓雄・中川要之介・檀原 徹・竹村恵二 (1981) 芝の不整合 (1) - 千里山丘陵北縁部の大阪層群の層序および大阪層群中における不整合の発見と意味につい

て一。同志社大学理工学研究報告, **21**, 301-320.  
吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について。地質学雑誌, **82**, 497-515.