

第三章 神戸の地形と地質



淡路島上空から見た六甲と神戸市街(1968年)

第一節 神戸の土地の生い立ち

第二節 激しい火成活動・流紋岩と花こう岩

第三節 被覆層の神戸層群

第四節 大阪層群と六甲変動

第一節 神戸の土地の生い立ち

1 六甲と大阪湾に象徴される神戸の地形

六甲山地 神戸市民は六甲のことを背山という。現在は市域が六甲の北側に広がったとはいえ、もともとの形 神戸は、六甲を背に大阪湾に面した山腹の急斜面に接する山麓扇状地が細長く東西に連なった

傾斜地の上に発展してきた街であった。このことが神戸の立地特性を決定的なものにしてきたのである。これは大阪市で代表されるように、日本の大都市のほとんどが平坦な沖積平野の上から建設が始まったのとは全く違う運命を、神戸に課することになった。

六甲という山は面白い形をしている。南の大阪湾側から見ると、急傾斜の連山が延々と東西に連なっているようにみえる。六甲の最高点は九三一・三メートルある。このように一〇〇〇メートル近い山嶺が、海岸近くに四〇キロメートルにわたって連なっているようなところは、そう多くはない。昔は「百万ドルの夜景」、今は「一千万ドルの夜景」と絶賛されるが、六甲山上から眺めると、直下に展開する神戸と大阪を結ぶこの阪神間の光の帯は、もとをただせばこの地形に由来しているのである。

第一節 神戸の土地の生い立ち

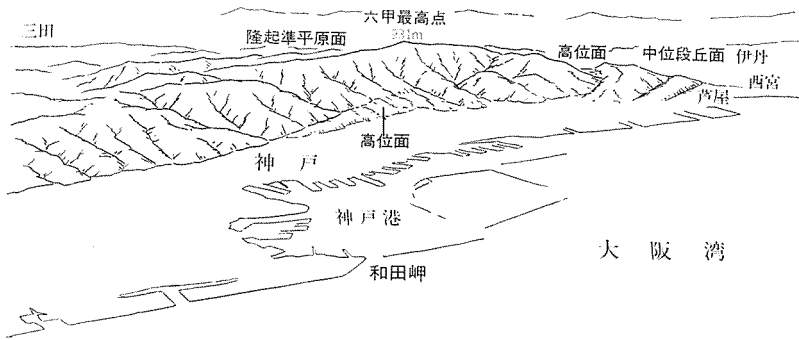


図 23 淡路島上空から見た六甲 (章扉の写真参照)

海岸側から見るとこのような六甲連山も、飛行機から見ると全くと言ってよいほど変わってしまう。虫の目と鳥の目の違いである。図 23 は淡路島上空から見た六甲のスケッチである。それは連嶺といわれるようなものではなく、巨大な岩の塊の突出である。六甲山塊ともいわれるゆえんである。よく見ると、この山塊は頂上部が比較的平坦で、しかも東部が高く西にゆくにつれて次第に低くなっている。

これは六甲のドライブウエーを走ってみるとよくわかる。表六甲ドライブウエーは、昭和四年につくられた日本で最も古い自動車道路のひとつで、当時としては破格の急峻な山岳道路であった。性能のよい今の車とは違って、あえぎながらこのヘヤピンカーブの多い道を登りきった自動車は、その終点の丁字ヶ辻の交差点を東に回り六甲ケーブルの山頂駅に向かうと、まるで緩やかな丘陵地を走るようで、平坦さの有難味を実感したものであった。この六甲山頂部の平坦さとその傾きとは、大阪湾上を飛ぶ飛行機から見るとその実態がよくわかる(写真 38)。南側の山腹は荒々しい谷でけずられ、滝の連続で、その頭部浸食が山頂の平坦部を蝕んでいる。また山頂部は平坦であるとはいっても、多少とも起伏がある。このような地形面は小起伏面といわれるか



写真 38 六甲山上の平坦面

ら、山頂小起伏面というのがよい表現であろう。この面は戦前から開発され、戦後は六甲を縦断するドライブウェーも完成した。

六甲山上のドライブウェーを東から西に走ってみよう。六甲の最高点には一等三角点があるが、その位置は六甲山地の東端に近く、山頂平坦面からわずかに高まった小丘上にあつて、最高峰といえるようなものではない。それから西へなだらかに高度は下がり、ケーブル終点あたりで標高七〇〇メートル程度になる。丁字ヶ辻より西は、戦後に新しく造られた西六甲ドライブウェーである。きれいな舗装道路が小起伏面上を数え切れないほどカーブしながら次第に低くなってゆくが、六甲山牧場にいたる手前で約一五〇メートル一気に下がる。この部分を除けば道は再びもとの状態にもどり、やがて標高四〇〇メートルの小部峠おとよに着く。そして六甲山頂の小起伏面が、東に高く西へ傾き下がっていることが実感される。これを傾動地形というが、山頂小起伏面が傾くということは六甲山塊全体が傾いていることになるから、六甲は傾動地塊ということになる。そしてなぜ六甲の山頂が平らかなのか、なぜ六甲が西に傾いているのかという疑問が、六甲山地の形成論ひいては神戸の自然史の原点となる。

さらに六甲山地の平面的な広がりを見てみよう。南側から見える六甲の連嶺は、六甲―摩耶―高取―鉢伏山をつなぐ北東―南西に延びる山系である。しかし実際にはこれに付着するように分布するいくつかの山塊

第一節 神戸の土地の生い立ち

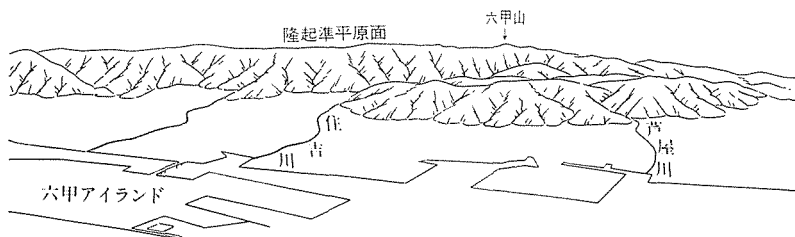


図 24 大阪湾から見た六甲（口絵写真参照）

がある。北側には志染川（旧山田川）の流れる地溝状の谷間をへだてて丹生（帝釈）山塊が東西に延びているし、その南には石楠花山から鈴蘭台にいたる幅広い低山地が六甲連嶺から枝分かれするように東西に延びている。言い換えると六甲山地は西半部で分裂しているのである。その状態は、鳥の目よりも一段と視野の広い人工衛星ランドサットの映像によく表われる。

ランドサットで見　そこで次に、人工衛星的視点から六甲を見てみよう。写真た六甲とその周辺　39は地表九〇〇キロメートルのランドサットからの映像であるが、六甲の特異性をよく表わしている。まず気がつくことは、前述のように六甲山地が西半部で分岐していることであるが、その西縁では南北方向の線を境にして西側が一段と低くなっているのがわかる。したがって巨視的には六甲山地が大阪湾を望む南側の山麓線を底辺とする三角形をしているということはあるが、六甲の地形が一段と低く、さらに詳しくみると、鈴蘭台の丘陵地域の南には、高倉山や鉢伏山のような規模は小さいが鋭くそびえる独立峰が六甲山地の尾のように南西方向に並び、その延長は明石海峡を経て淡路島北部に延びている。東六甲から淡路に延びるこの山嶺は、ある意味では東六甲とは構造的に別物で、西六甲として区別できるものといえるが、このように複雑な六甲山地の地形は地球史のなかでも最も新しい地殻変動に深く根ざして、六甲の形成史をそ

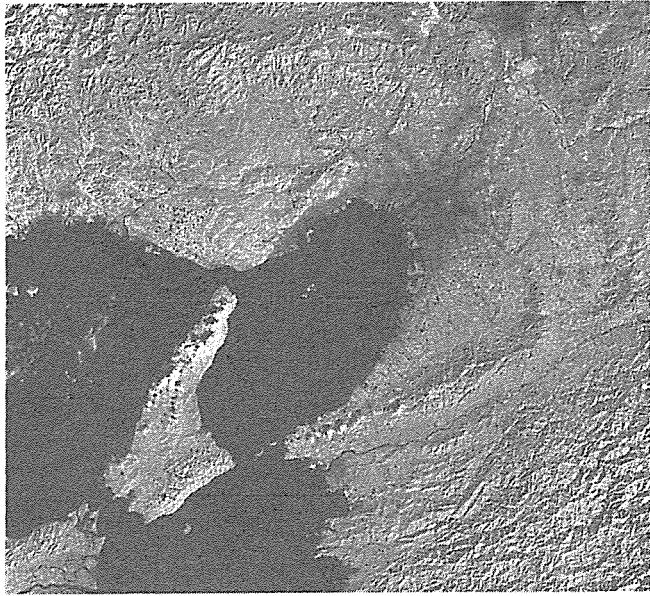


写真 39 ランドサットから見た六甲の周辺(1972年10月)

に低く板を緩く傾けたような傾動地形をしている。

六甲山地の西側は西神地区と呼ばれるようになったが、鈴蘭台地区より一段と低く、丘陵地と台地が延々と加古川流域にまで広がり、その南端は播磨灘海岸に達している。六甲山地南麓は神戸市の心臓部であるが、

のまま表現していることを、これから解き明かしてゆきたい。

さらに六甲周辺に視野をひろげると、その北側には一見湖のようにも見える盆地が広がっている。これが三田^{まいた}盆地で、ここには神戸層群と呼ばれる新第三紀中新世とみられる地層が分布している。この地層が周りの基盤山地より浸食されやすく、削られたところが盆地となったので、そのなかには神戸層群の地層からなる丘陵性の低山地が単調に続いている。三田盆地の北側と東側は、基盤岩の露出する基盤山地で、定高性のある山なみが延々と日本海側まで続き、丹波高原とも呼ばれるが、この高原もやはり全体として東に高く西

第一節 神戸の土地の生い立ち

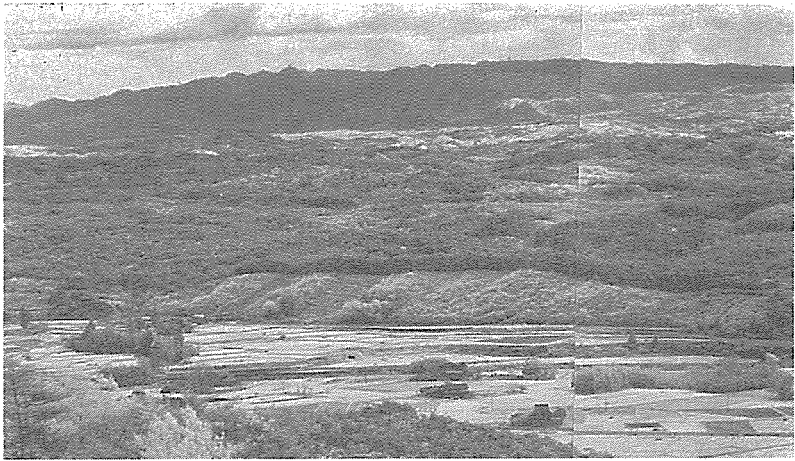


写真 40 三田盆地から見た六甲（1973年）

山麓に接してわずかに丘陵が顔をだしているだけで、大部分は段差の多い古い山麓扇状地の複合したもので、海岸付近に幅狭い海岸平野がみられるにすぎない。明石海峡から大阪湾に流入する潮流の影響で和田岬に砂州が発達しているが、これも埋め立てによって整形されてしまった。生田川以西では山麓に大倉山のような幅狭い丘陵が東西に分布しているが、奥平野あたりからその北側に特異な小盆地が背山との間に挟まれているのが目につく。これらの小丘陵と小盆地の配列は、著しい断層運動の影響を受けてできたものである。

以上のような地形は、接峰面を描くことにより、より明瞭に表現することができる。図25は二キロメートル平方の方眼の中の最高点を求め、それらの点をもとに等高線を引き出したものである。この操作により、山腹を削った谷を埋め、浸食を受ける前の山の形を表現することができる。地表に厚い毛布をふわりとかけた姿を想像してもらえばよい。これによって、六甲山塊が全体として三角形をしているなか

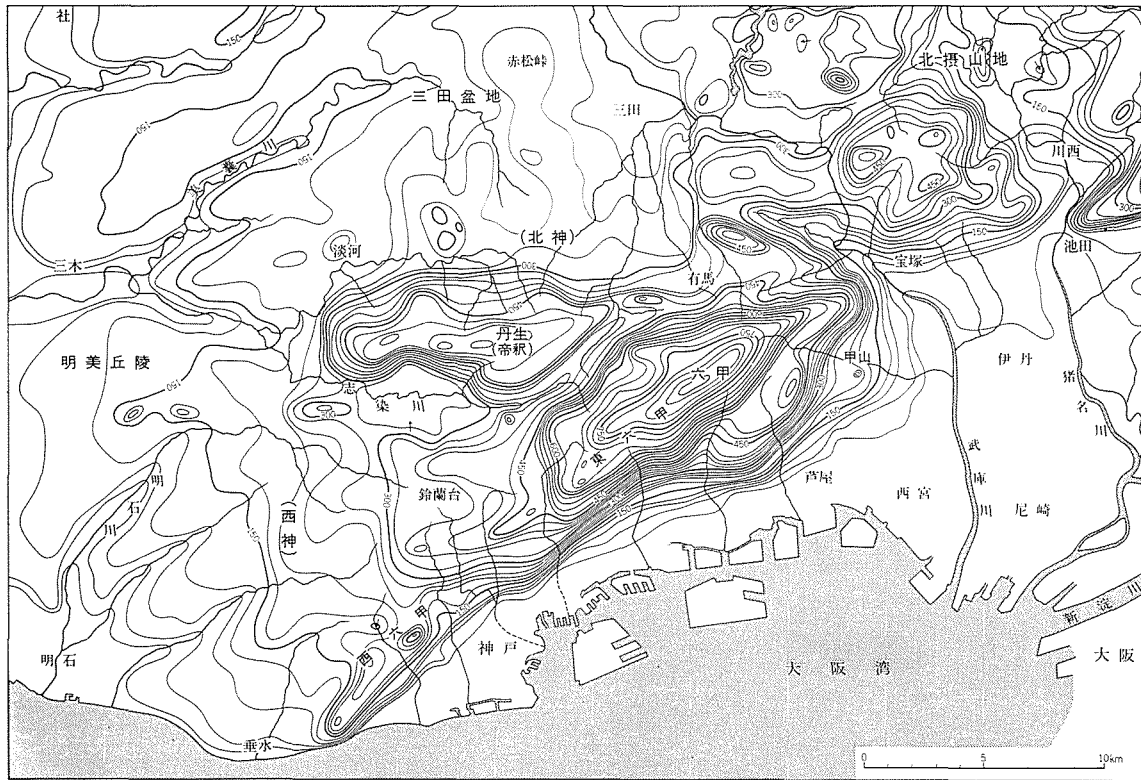


図 25 六甲周辺の接峰面図

で、西側が二つに分岐し、その間に鈴蘭台の丘陵地を抱いている様子がよくよみとれる。西神地区が一段と低いことも明瞭にでている。

神戸市ほど、このように複雑な地形条件に挑戦して、これらの起伏地を居住地に変革してきた都市はないであろう。最新の土木技術を開発駆使して、地形をたくみに利用しながら、山や丘陵を削り、そこからでる土砂をベルトコンベヤで海岸に運び沿岸を埋め立てた。山と海が接近している神戸市ならではの工事であった。昭和五十六年に神戸市開発局から出版された工事史『山、海へ行く―須磨ベルトコンベヤの記録―』の題名は、この世界でも類をみないユニークな構想を端的に表しているといえよう。このような近接した山と海という立地条件をもつ日本の大都市は他にはない。東京・大阪・名古屋などの都市は、すべて沖積平野やそれに続く台地ないしは丘陵地に建設されたのである。この神戸の自然条件の特異性は、どこから生まれてきたのであろうか。その謎解きのためには、まず地質条件を知る必要がある。

2 神戸の地質概説

基盤岩と

神戸の土台を造っている地質構成は、まず基盤岩と被覆層ひふくとに分けて考えるとよく理解できる。

被覆層

基盤岩というのは、完全に固化して岩石化している部分で、その底の深さがどのあたりまで達しているかははっきりしないことが多い。地殻の一部を構成しているとみてよい。これに対して、被覆層は基盤岩の上を薄く覆う地層が大部分で、所によっては火山の溶岩などもこの中に入る。神戸地域では新第三

紀中新世と考えられる神戸層群(口絵8)より新しい地層群を被覆層と考えると都合がよい。すなわち約二〇〇〇万年前以降になって、基盤岩の上を被覆層が覆うようになったのである。

神戸地域では、基盤岩は主として山地に露出し、被覆層は主として丘陵と段丘および平野を構成しているが、その厚さはせいぜい数百メートル程度で、その下には基盤岩が分布していることはいうまでもない。基盤の構成も六甲山地が主として花こう岩類、丹生山地が主として流紋岩類と分かれているのが特徴で、これも地質構造に支配されている。これらよりも古い基盤岩に古生層と呼ばれているものがあるが、これらは上記山地内にもパッチ状に分布しているが、本体は三田盆地の北に広大な面積を占めて広がる丹波山地を構成している。次に基盤岩を古いほうから順に記述しよう。

最も古い基盤

古くから知られている地層名に「秩父古生層」というのがあった。これは日本列島のバツ

岩、丹波層群

クボーンをつくる山地を構成する日本最古の地層群として知られ、その典型的なものが関

東の秩父山地に見られるところから、この名がつけられたのである。丹波山地に広く分布した六甲山地内にもパッチ状に残っている固結した地層(口絵8)も、秩父古生層として知られてきた。

この秩父古生層の内容についても、新しい知識が加わってきた。つい最近までこれらの地層は、古生代の二疊・石炭紀の時代に地向斜と呼ばれる細長い海の中に堆積したものとされてきたが、その中にもっと新しい中生代の地層が広く分布しているというよりも、その方が多いことがわかってきたのである。その発端になったのは放散虫と呼ばれる微生物の化石の研究の進展であった。これは顕微鏡でしかみられないものであるが、これまで古生層とばかり思われていた地層の中から、中生代の放散虫がぞくぞくと発見されてきたの

である。このように全く時代の違う地層が混じり合っていることは、従来の地層形成のメカニズムではどうして説明できないものであった。そしてそれは一九七〇年代になって形をととのえ始めたプレートテクトニクス構造論によって説明がつきはじめたというのが現状であるが、その詳細についてここで述べる余裕はない。六甲山地のものについては、その分布が断片的なので正確なことはわからないが、丹生山地の西縁において、古生代の有孔虫化石が発見されている。

花こう岩類

と流紋岩類

神戸市の象徴ともいべき六甲山地は花こう岩類でできている。それに比べてその北側の丹生山地は流紋岩類からなっている。もうすこし詳しくいうと、六甲の花こう岩類は深成岩といわれ、少なくとも地下数キロメートルの深さのところまでマグマが固まってできたと考えられるのに対して、流紋岩類は有馬層群(口絵8・10)と呼ばれ、主として火山の噴出物からなりその中には当時の地表の状態を表わすいろいろの地層が挟まれているのである。いったいこれらの間の関係はどうなっているのだろうか。

これも長い間の謎であったが、ようやく解決の糸口がみえはじめた。それについては次節で、吉田久昭による新しい発見とその成果について特に詳しく述べる。

従来の常識として六甲の花こう岩は「六甲型」と「布引型」とに分けられ、「六甲型」は六甲花こう岩類、「布引型」は布引花こう閃緑岩と呼ばれてきた。そして後者は、「領家帯」と呼ばれる中央構造線の北側に沿って東西に細長く延びる変成岩帯の一部とされ、「領家花こう片麻岩」ともいわれてきた。領家帯は北側の丹波帯と中央構造線より南の外帯との間にサンドイッチのように挟まれ、東は伊那盆地のあたりまで、西は瀬戸内海の西端まで延びている。このような基盤構造は、その後の新しい地殻変動にも多くの影響を与え

表 27 神戸地域の地質年代表

放射年代 (百万年前)	地質時代		地質系統	
	1.7	新生代	第四紀	大阪層群
第三紀			神戸層群	
65	中生代	白亜紀	六甲花こう岩 布引花こう閃緑岩 有馬層群	基盤岩類
		ジュラ紀		
213	三疊紀	丹波層群		
248	古生代		ペルム紀 石炭紀	

膚といえるであろう。しかし被覆層は基盤岩を全面的に覆っているわけではない。

基盤岩が形成されてから神戸層群の堆積にいたるまで、この地域には長い地史の空白があった。その間の数千万年の地史資料を保存する地層や岩石がないのである。それらは一度できたのに浸食されてしまったのではなさそうである。その間、かなりの地下深部でできた花こう岩類が上昇し、それに伴ってその上を覆っていた丹波層群が浸食されて、花こう岩が地表に露出するようになったことは間違いないが、その詳しい経緯はわからない。今も六甲山地のなかで、たとえば住吉川上流の東お多福山には、丹波層群の残骸が残って

てきた。次に述べる第一瀬戸内海や第二瀬戸内海は大体領家帯に沿って海に入ってきたものであるし、六甲山地の北側の境界は領家帯と丹波帯の境界とほぼ一致しているのである。六甲花こう岩も主として領家帯の中に新しく入り込んできたものである。

古い方の被覆層、神戸層群 神戸地域に分布する被覆層は新旧二つに分かれる。古い方は神戸層群と呼ばれ主として六甲山地の北側の三田盆地に広く露出していて、第三紀の

地層群である。新しい方は主として六甲山地の南側に分布して大阪層群（口絵9）と呼ばれ、大部分が第四紀層である。基盤岩を大地の骨格とすれば、神戸層群は筋肉、大阪層群は皮

第一節 神戸の土地の生い立ち

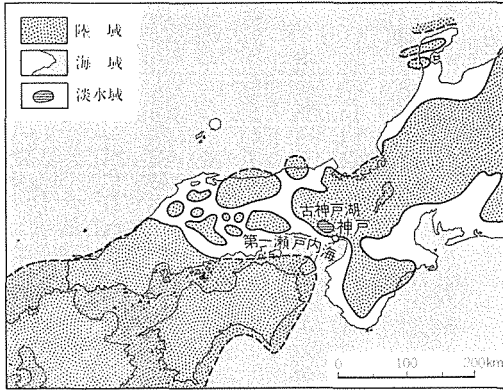


図 26 第一瀬戸内海古地理図(糸魚川淳二, 1983)

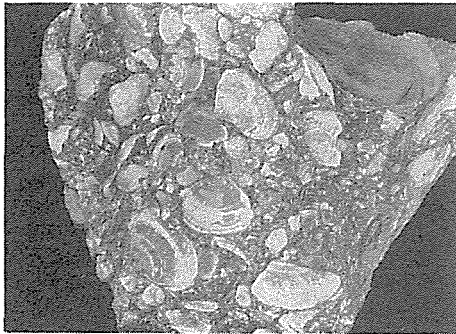


写真 41 岩屋の海生貝化石

いて、まわりの花こう岩の山と地形が違うのでよくわかる。
 このように基盤岩のなかで、六甲花こう岩の上昇などいろいろの変動があったが、この地域は長期にわたって全体として浸食地域であったといえる。そして第三紀から第四紀にかけて二回にわたって、前記のようにほぼ領家帯にそって東西に延びる細長い水域が広がった。そのころの代表的な景観は現在の瀬戸内海を連想させるもので、古い方が第一瀬戸内海、新しい方は第二瀬戸内海と呼ばれることになった。いうまでもなく神戸層群は前者に、大阪層群は後者に堆積した地層である。

第一瀬戸内海の時代に内海が出現した証拠は、明石海峡周辺に残されている。淡路島の北端の岩屋付近の絵島には、美しい淘汰のよい砂岩層が海岸近くに露出しているが、その波打際に化石が密集しているところがあって、*Turritella kiuensis* などの第三紀中新世の特徴種を含んでいて年代を示してくれる(写真41)。これらは暖海の

浅海性の貝である。また淡路島中央部では山上に持ち上げられたカキの化石の密集層が小規模な鐘乳洞を造っている。

このような貝化石は西南日本の各地から発見されていて、それらの分布から当時の水域を復元してみると、図26のような内海がかびあがる。第一瀬戸内海と呼ばれるゆえんである。そしてその時代は新第三紀中新世の中ごろとされ、約一五〇〇万年前である。神戸地域にはこのような海成層はわずかであるが須磨区多井畑に分布する。

三田盆地にも広く神戸層群が分布する。すべて淡水性の地層で砂れき層の間に多数の厚い凝灰岩層を挟んでいるのが特徴で、地滑りの原因になることが多い。凝灰岩は火山灰の凝結したものであるが、その火山灰の噴出源である火山はわからない。須磨区白川から名谷付近は、保存の良い植物化石を産出するので有名であるが、それらは、日本海の拡大によって日本列島の原型が誕生するころの植物や気候などの自然環境を示す貴重な資料として評価されている。

新しい方の被覆

層、大阪層群

第一瀬戸内海がいったん消滅した後、西日本はながらく陸地の状態が続き、長年月にわたる浸食の末、数百万年前には起伏の少ない準平原に近い景観が出現した。そして第四紀に入ってふたたび内海があらわれた。これを第二瀬戸内海という。この内海は第三紀鮮新世の後期に内陸の湖沼群として発生し、次第に拡大し、百数十万年前になって突然海水が浸入してきて内海となった。その名残りが現在の大阪湾ということができる。

湖沼時代の水域は、領家帯にそって伊那盆地にまで東西に延びていた。しかし内海の時代になって、海は

大阪を中心として京都・奈良方面に広がり、六甲の南側の神戸市街地域も浅海に覆われた。この海に堆積した地層を「大阪層群」と呼ぶ。この時期には琵琶湖も誕生していたが、海水はそこまで及ばず、古琵琶湖層群と呼ばれる淡水性の地層を堆積した。大阪層群やその相当層は、第二瀬戸内海に覆われた地域に広く堆積したのであるが、その後の地殻変動により断層で切断されながら、ある部分は持ち上げられて浸食され、ある部分は盆地の底あるいは大阪湾のような内湾の海底下に没したのである。このような運動を反映して、神戸市域の大阪層群の分布はまことに複雑である。六甲の南側では、山麓に沿って大倉山・会下山（えげやま）のような小規模な幅狭い丘陵をつくって露出しているに過ぎないが、構造は複雑である。そしてそれより南、大阪湾の海底にかけて、数百メートルに達する大阪層群が潜在していることが、最近の調査・研究で確実となってきた。これに反して、播磨盆地の東縁を占める西神地域では、丘陵部を占めて広く大阪層群が露出しているが、構造は水平に近く、きわめて単調でまた厚さが薄いという特徴がある。このような六甲山地を挟んでの大阪層群の非対称性は、六甲南麓の神戸市街地と西神地区との自然条件の相違をもたらした原因であり、また六甲山地の形成過程を解く鍵でもある。

地殻変動は地表に隆起部と沈降部をもたらす。隆起部は浸食され、そこで生産された土砂は河川によって沈降部である海に運搬され、海底に堆積し地層をつくる。六甲山地と大阪湾の対立関係こそまさにそのモデルともいえるのであって、これを理解することによって、神戸の自然的立地条件の大部分を把握することができるのである。浸食された隆起部は削られるだけで、その証拠を保存してくれない。これに対して海底に積み重なってゆく地層の中には、当時海中に生存していた生物の遺骸はもちろん、陸上の生物遺骸も土砂と

ともに運び込まれて化石として保存される。しかもありがたいことには、地層は新しいものほど上に積み重なってゆくから、地層の上下関係を調べ、その中の証拠物件をその順に配列していけば、陸上・海中を通じての変化の経緯を知ることができる。地層は地球の歴史資料の貴重なファイルであるといえることができる。このような地質学的研究は層序学的研究といわれる。大阪層群の層序学的研究は世界でもまれにみるほど進んでいて、それらを通じて六甲山地や大阪湾を造った地殻変動の実態も明らかになってきた。

第二節 激しい火成活動・流紋岩と花こう岩

1 火の国、中生代の流紋岩の噴出

白垂紀の 六甲山地の大部分は花こう岩でできており、その北側の丹生山地は流紋岩類からできている。火成活動 六甲山地の骨格をつくる六甲花こう岩は、六甲山、摩耶山、高取山を経て鉢伏山にいたる六甲の山なみを形成している。これに対して流紋岩類（有馬層群）は丹生山地のみならず、北区に接する北摂山地や丹波山地にも広い範囲にわたって分布する。

花こう岩も流紋岩類もともにそのマグマは、大陸地殻の深部が溶融したと考えられる花こう岩質マグマから由来したもので、両者は兄弟のような関係にある岩石である。六甲花こう岩は花こう岩質マグマが少なくとも地下数キロメートルのところまでゆっくり冷えたのに対して、有馬層群の流紋岩類はマグマが直接地表に噴出してできた火山岩で、もとは同じでもでき方によって別物のような外観になったのである。その証拠に六甲花こう岩ができた年代も有馬層群を噴出した火山活動が起こった年代も、これらの岩石で測定された放射年代はともに中生代白垂紀後期を示している。

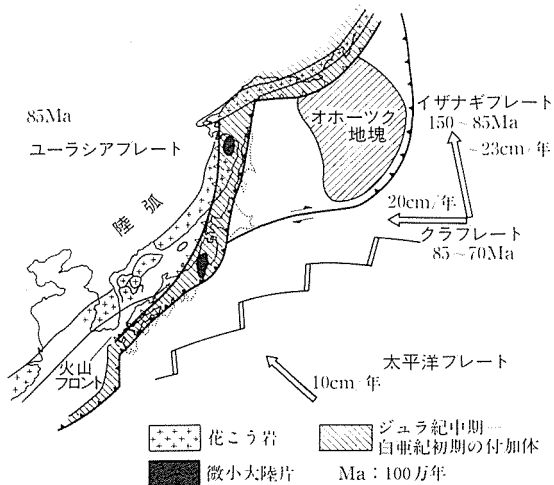


図 27 白亜紀後期の日本列島周辺の古地理
(丸山茂徳・瀬野徹三, 1985)

マグマが貫入した白亜紀の激しい火成活動の跡は、近畿地方だけでなく、広島市周辺からその東方に分布する広島花こう岩や中部地方の飛騨・東濃地方から木曾地方にかけて分布する濃飛流紋岩類などをはじめ、西日本内帯から朝鮮半島南部にわたって広く認められる(図28)。さらに広くみればそれは太平洋をとりまく周辺地域にも知られていて、この火成活動が地球的規模の大きさであったことがわかる。

ここでは神戸を中心とした地域における白亜紀火成活動の様相を記述するが、最近の研究によって約一億

このような六甲花こう岩を生み、有馬層群を噴出させた白亜紀の火成活動は長い間の謎であったが、最近ようやく解決の糸口がみえはじめた。白亜紀火成活動の始まった当時はまだ日本海はなく、日本列島は朝鮮半島や中国東北部と陸続きで、現在よりもっとアジア大陸に近い位置にあったとみられている(図27)。その当時の陸地は、頁岩、砂岩、チャート、海底火山の噴出物である緑色岩などの厚い海成層からなる丹波層群でできていた。しかもこの陸地はジュラ紀から白亜紀のはじめにかけてのジュラ紀変動によって変形を受け、複雑な地質構造をしていた。

ジュラ紀変動を受けた陸地に大規模な花こう岩質

第二節 激しい火成活動・流紋岩と花こう岩

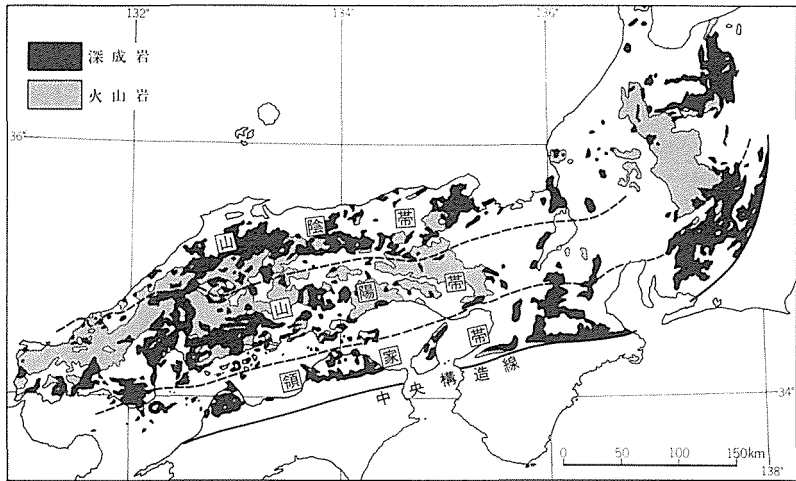


図 28 西南日本における白亜紀～古第三紀酸性火成岩類の分布

年前にも、世界有数の火山活動として広く知られている阿蘇カルデラを生んだ火山活動を上回る規模の活動が数回にわたって行われたことが明らかになっている。

火成活動の始まり およそ一億三〇〇〇万年前ごろの白と第一期火山活動 亜紀前期に、多紀郡篠山町を中心とする篠山盆地に分布する篠山層群が、丹波層群の上にてきた湖に堆積した。篠山層群の下部は赤紫色のれき岩・

砂岩・頁岩からなり、カイエビ類の化石を産出し、上部は安山岩や石英安山岩の溶岩や凝灰岩などの火山噴出物からなる。この安山岩質の火山活動が白亜紀火山活動の始まりである。

篠山盆地の西方、JR福知山線下滝駅の西約五〇〇メートルの篠山川の川床に、篠山層群を傾斜不整合で覆う有馬層群の露頭がみられる。これは篠山層群からなる陸地に、有馬層群の流紋岩類を噴出した火山活動が起こったことを示している。この時期は白亜紀後期の約一億年前ごろである。

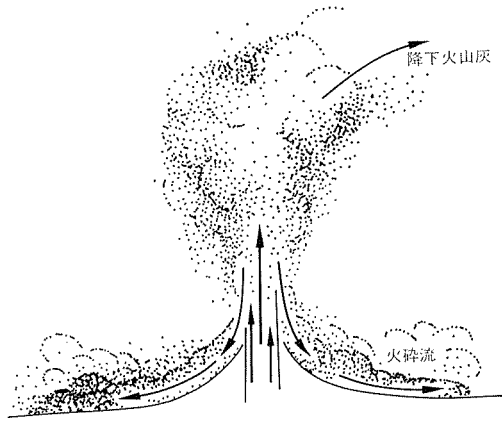


図 29 火砕流の噴出

れている軽石の破片の堆積後、その自重で押さえられ偏平になって互にくっつきあうことを溶結するとい、溶結して圧密されたかたい岩石は溶結凝灰岩と呼ばれる（写真42）。武庫川の川岸に現われている第一期の火山活動の岩石は、このような火砕流の堆積物で、その化学組成は流紋岩と同じであるが、溶結した構造がみられる。この流紋岩質溶結凝灰岩は武田尾溶結凝灰岩と呼ばれる。武庫川と川下川の合流点から上流の道場へ向かうとその上部が観察され、溶結凝灰岩が白く灰白色の非溶結の軽石凝灰岩に変わる。これは、この軽石凝灰岩が堆積したときの火砕流の温度が、軽石片を溶結させるほど高温でなかったことを示している。

有馬層群の第一期の火山活動の噴出物は神戸市北区の東端、武庫川支流の川下川と武庫川の合流点付近から下流の武田尾にかけての川岸に露出し、その表面は風化によって茶色にみえるが割って中をみると灰白色の凝灰岩である。この凝灰岩の堆積の様子は、マグマ溜りの中で発泡したマグマが爆発的噴火によって火道から噴出し、秒速一〇〇メートルを超える速さで高温のなだれのように山腹に沿って流れて堆積したと考えられている。この高温のなだれは、火道から噴出した軽石や火山灰や結晶の破片のような固形物と高温のガスが一団となったもので熱雲と呼び、このように高温の火山物質が、山腹を新幹線なみの速さで吹き下る現象を火砕流かさいりゅうという（図29）。その火砕流に含ま

この火山活動の規模は、現在世界有数の大きさで知られる阿蘇火山が形成された活動に比べられるぐらい大規模なものであった。このような大規模な火山活動のときには、大量のマグマが火砕流となって噴出するので、地下二〜三キロメートルにあるマグマ溜りの天井は支えを失って陥没し、いわゆるカルデラといわれる凹地形をつくる。有馬層群第一期の火山活動によって形成されたカルデラは現在は浸食されてその原形を失っているが、その湖底堆積物の分布状態を調べることによってもその形を推定することができる。

カルデラ

湖の誕生

JR宝塚線道場駅から千叡水源池に向かう武庫川北岸の崖にみられる黒灰色の泥岩・砂岩の互層は、有馬層群第一期の火砕流堆積物の武田尾溶結凝灰岩の上位にくる水底堆積層である。この水底堆積層は、宝塚市北部の切畑から武庫川へ流れる僧川の川床を模式地とするので僧川層そうがわと呼ばれる。僧川層を構成する泥岩や砂岩は、第一期火山活動の凝灰岩が供給源になっているので凝灰質のものである。僧川層の分布を調べると、南東は宝塚市中山台、北東は猪名川町銀山・北田原へと追える。また有馬温泉の東、白水峽を走る六甲断層沿いの谷にも僧川層の泥岩の小露出がみられる。

僧川層を堆積した湖は、第一期火山活動の火砕流の噴出に伴ってマグマ溜りに空洞ができ、陥没したカルデラに水がたまってできたものである。



写真 42 シブレ山付近の溶結凝灰岩

三キロメートル、南北一四キロメートルのかなり大きなものであったことがわかる。

道場の武庫川北岸の道路に沿う僧川層には、上下の泥岩の地層は褶曲してないのに、その間に挟まれた泥岩の地層だけが褶曲している層内褶曲がみられる。これは半固結の泥岩が湖底の斜面をすべったときに生じるスランプ構造である。このほか軟らかい泥の上に急激に砂がたまったときに、砂層と泥層との境界面に

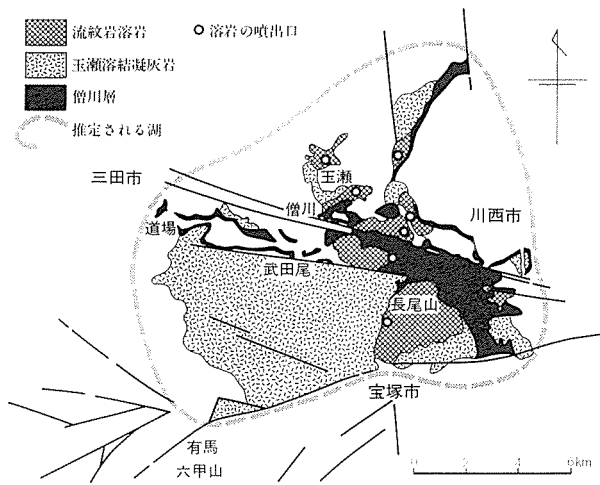


図 30 僧川層の分布から推定される湖

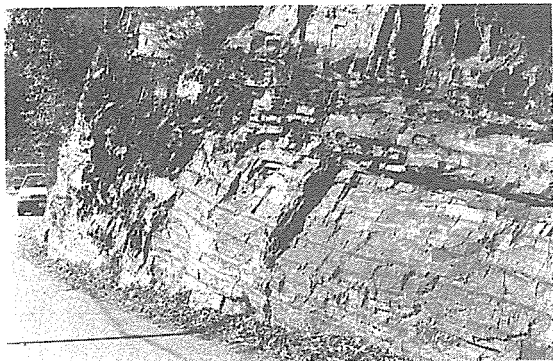


写真 43 道場町塩田付近の僧川層

生じるロードキャスト(荷重痕)などもみられる。これらの堆積構造は湖底地すべりのような現象で生じたもので、僧川層を堆積した湖が北海道の洞爺湖(深さ一八〇メートル)や支笏湖(深さ三六〇メートル)のように深い湖であったことを想定させる。

また道場の僧川層からは、最大長径一二センチメートルもあるマツ科の大型球果やそれに伴う植物化石を産出している。このことからその当時にはかなりの植生があったことがわかる。この化石植物群は、広島県双三郡作木村摺漣に産出する摺漣植物群に対比され、道場植物群と呼ばれている。

カルデラを埋めた

第二期火山活動

僧川層が湖底に堆積していた時期は、火山活動の長い静穏期であった。僧川層の地層を二期火山活動 下から上に向かってみていくと、下部は主に泥岩・砂岩・れき岩のような碎屑性堆積岩から構成されるが、上部はこれらの碎屑性堆積岩の地層の間に凝灰岩層を多く挟むようになり、最上部は厚い火山れき凝灰岩層になる。この上部の地層に挟まる凝灰岩層を詳しく観察すると、上に向かっていかに構成粒子が細くなる級化構造がみられる。これは火口から乱流状態の高温ガスによって、空中高く吹き上げられた岩石の破片や火山灰などが落下するときに重い大きな粒子ほど、軽い小さい粒子よりさきに堆積したため生じる構造で、降下火砕物の特徴である。このような降下火砕物の存在は、間欠的な火山灰の噴出が続いたことを示し、有馬層群の第二期火山活動が活発になってきたことを示唆している。

北摂山地の宝塚市玉瀬から道場町生野にかけてと有馬温泉の北にある有馬山地および丹生山地の有馬口から稚子ヶ墓山・帝釈山付近にかけて分布している流紋岩質溶結凝灰岩は、第二期火山活動噴出物で玉瀬溶結凝灰岩と呼ばれている。道場町の船坂川をはさむ鎌倉峽谷の入口にある百丈岩をつくっている偏平な軽石片

を含む溶結凝灰岩や、有野町の百間樋付近に露出する岩片を含む溶結凝灰岩、稚子ヶ墓山の西の岩谷に露出する小さな軽石片を多く含む溶結凝灰岩などは第二期火山活動の産物で、その岩相はかなり変化する。また、これらの溶結凝灰岩には、数層の火砕流が同時に冷却したと考えられるクーリングユニットがいくつか認められる。この岩相の違いやクーリングユニットの識別は、火口が何カ所かあり、そこから噴火が何回か起こったことを物語っている。

第二期火山活動による大規模な火砕流は、僧川層の堆積したカルデラ湖やこの湖の西側の有馬山地や丹生山地にあったと推定されるカルデラに流れ込み、カルデラを埋めつくしていった。

溶岩の流出と 有馬温泉の西にそびえる落葉山(五二メートル)の北斜面に、灰白色を呈し細かい平行な縞状溶結凝灰岩の模様がみられる岩石が出ている。この模様は火口から流出した粘性の大きいマグマの流動

を示しており、流紋岩の名の由来になった模様である。有馬層群の流紋岩溶岩といわれるのはこのような岩石で、落葉山にみられる流紋岩溶岩は第二期火山活動後期に流出したものである。第二期火山活動の玉瀬溶結凝灰岩を堆積したカルデラ内には、この時期の流紋岩溶岩が径一〜三キロメートルの楕円状ないし扇状の形で一〇カ所ほど分布しているのが知られている。流紋岩の溶岩は温度が低く粘性が大きいので、一般に火口からそう遠くへ流動しない。このことから流紋岩溶岩の噴出口は、現在流紋岩溶岩が分布している範囲かあるいはそのすぐ近くにあったと思われる。

一方、玉瀬溶結凝灰岩を観察すると、灰色をした基地の中に結晶や岩石の破片、ときには軽石の破片が散らばっているのがみられる。この灰色をした基地は火山灰からできており、基地の中の結晶や岩石、軽石の

破片は爆発的な噴火によってばらばらにこわされたマグマ中の鉱物の結晶や、マグマ溜りの壁をつくっていた岩石、発泡した軽石などである。玉瀬溶結凝灰岩のような流紋岩質溶結凝灰岩の結晶の破片には、白色の長石や透明なガラスのような石英が多く、黒色で薄くはがれやすい黒雲母は少量しか含まれない。

流紋岩溶岩と溶結凝灰岩の化学組成を比べると、どちらも流紋岩の領域に入るが、流紋岩溶岩のほうが二酸化珪素(SiO_2)の量が多い。これは流紋岩質のマグマ溜りから先に溶結凝灰岩を堆積した火砕流を噴出し、その後により結晶分化作用が進んだ流紋岩溶岩を流出したからであろう。

第二カルデ

ラ湖の成立

道場駅の北にある鐮射山^{かざやま}へ登る道路の崖に、北へ約二〇度傾斜するみごとな層をなした灰白度の大きさの火山碎屑物が、上に向かってしだいに細くなる級化構造を示している。このような級化構造を示す地層に挟まれて、偏平な軽石片が平行に並んでいる凝灰岩層がみられる。これらの軽石片の大きさを調べてみると、上位ほど大きくなる逆の級化が認められるものがある。この逆級化を示す凝灰岩層は火口から粉体流として吹き出た火砕流が、水中に突っ込んで堆積した水中火砕流堆積物である。水中火砕流の堆積物の軽石片は、大きな軽石片ほど軽いため地層の上位に堆積し、小さい軽石片ほど速く沈んで下位に堆積する逆級化を示す。この凝灰質砂岩層は東に追っていくと、大岩岳北の千疋水源池の岸辺から宝塚市境野を経て宝塚市と猪名川町の境にある玄能池^{あまのいけ}へと続く。北摂山地のこの凝灰質砂岩層は、玄能池周辺に露出する地層を模式地として玄能池層と呼ぶ。

玄能池層を堆積した湖も僧川層を堆積した湖ができたしくみと同じように、第二期火山活動で大規模火砕

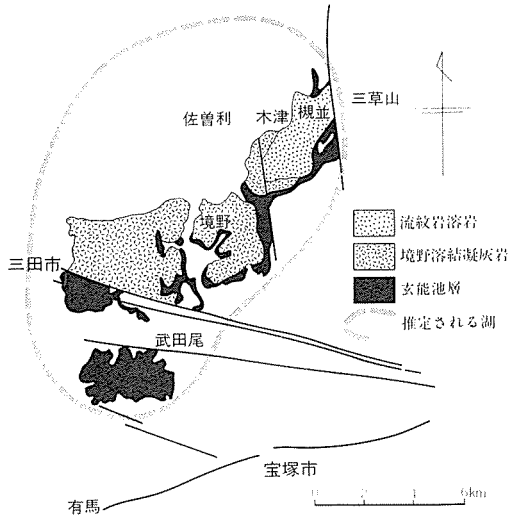


図 31 玄能池層の分布から推定される湖

流を噴出したマグマ溜りに空洞が生じ、その陥没でできた凹地に水がたまってできたものである。この湖の大きさを玄能池層の分布から推定してみると、東西約一二キロメートル、南北約五キロメートルぐらいである(図31)。また玄能池層には僧川層にみられたような泥岩が少なく砂岩・れぎ岩のような粗粒の碎屑岩が多いことから、この湖は浅い湖であったと考えられる。

同じころ、丹生山地の丹生山付近にも陥没盆地が生じカルデラ湖ができた。この湖に堆積した泥質凝灰岩や砂質凝灰岩が北区衝原つぐはらにあるシブレ山の北側

にみられ、丹波層群の頁岩や砂岩層を覆って東西に細長く分布している。

第三期火山活動と巨 玄能池層が湖に堆積していた火山活動の静穏期のあと、有馬層群上部を構成する流紋大カルデラの形成 岩質凝灰岩を噴出する第三期火山活動が始まった。北摂山地の神戸水道千苅水源池付

近から、宝塚市境野にかけて東西に分布する境野溶結凝灰岩と、三田盆地の北のへりにある藍本あゐもとから福知山線の走る谷の西側を丹南町草野を経て、油井にかけて南北に分布する平木溶結凝灰岩下部が、第三期火山活動前期の火砕流堆積物である。また丹生山地においても、ほぼ同時期に丹生山凝灰角れき岩の堆積する火砕

流の噴出があった。これらの岩石はふつう変質によって、赤紫色を呈しているのが特徴的である。

第三期火山活動前期の火砕流は、玄能池層や衝原砂質凝灰岩層の堆積したカルデラ湖を埋めつくした。そして猪名川町の屏風岩から宝塚市芝辻新田にかけての地下にあったと推定される境野溶結凝灰岩を噴出したマグマ溜りは、火砕流の放出にともない陥没を起こした。さらに屏風岩の北側の万善まんぜんから槻並つくなみにかけては火砕流が吹き出たあと大量の流紋岩溶岩を流出し、この地域をいっそう陥没させた。この陥没地形の形成の影響をうけて、銀山から北田原にかけて分布する僧川層やその北西に分布する玄能池層が北西に三〇〜四〇度傾斜していった。丹生山地では金剛童子山こんどうどうし付近にあったと思われる火道からは、丹生凝灰角れき岩を堆積した火砕流を噴出したあと、金剛童子流紋岩を流出した。

三田市の大川瀬ダム付近やその西の石切場跡に、均質で結晶質の溶結凝灰岩がみられるが、この岩石は大川瀬から北方へ今田町、山南町を経て柏原町石戸かばらまで、南北約二〇キロメートル東西約七キロメートルの北にやや細くなる形で分布している。加東郡社町やしろ平木にある清水寺への登山道路の崖にもこの岩石の新鮮な露頭があり、この露頭を模式地として平木溶結凝灰岩上部と呼んでいる。平木溶結凝灰岩上部の新鮮な部分は暗灰色を呈し、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母の結晶の破片に富み、一般に板状節理や柱状節理が発達している。風化作用や変質作用が進んで淡赤褐色になったものは、建築用または装飾用の石材として使用される「丹波鉄平石」と呼ばれている。

この平木溶結凝灰岩上部は第三期火山活動中期に噴出した大規模な火砕流で、その体積は約四〇立方キロメートルにおよぶ。この大規模火砕流を噴出したマグマ溜りは、このマグマ溜りの陥没のあとに流出した第

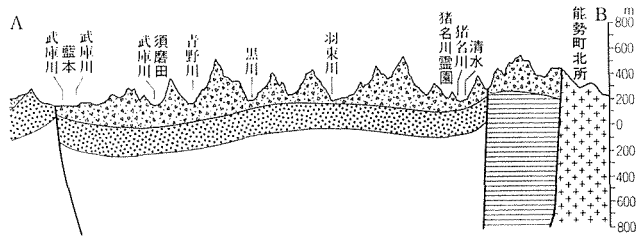
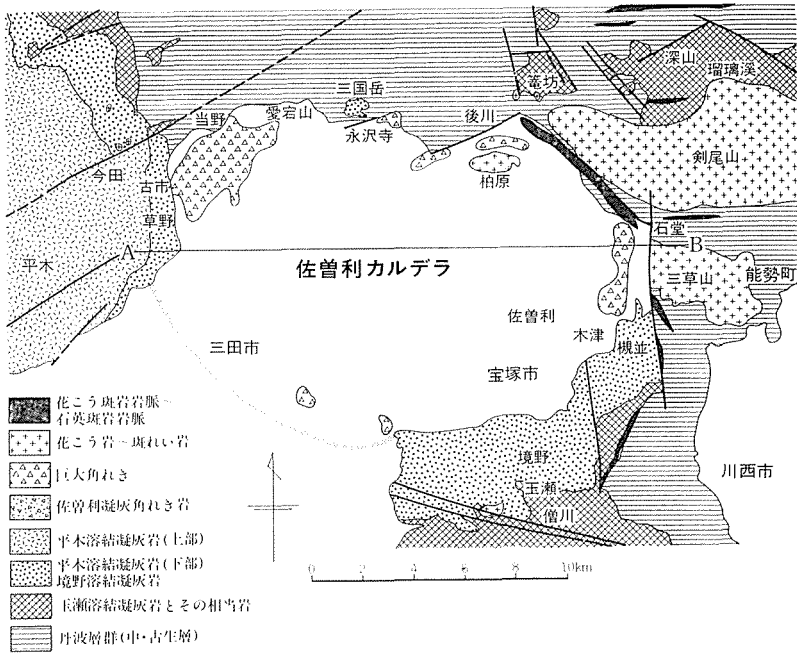


図 32 佐曽利カルデラとその断面

三期火山活動後期の火砕流堆積物の分布からわかり、千苅水源池の北岸を南縁とし、西縁は三田から古市へ南北に通じる国道一七六号、北縁は三田市の北端にある永沢寺よさくじ、東縁を能勢町石堂と猪名川町仁部を結ぶ線とする東西方向に長軸をもつ楕円状の地域の地下にあったと考えられる。第三期火山活動中期の大規模な流出によって地下のマグマ溜りのかなりの部分が空になり、そのためマグマ溜りの天井が落ち込み東西約二〇キロメートル、南北約一三キロメートルの巨大なカルデラが生じた(図32)。北摂山地に生じたこの巨大なカルデラは約七〇〇〇万年前ごろできたもので、カルデラのスケールでは阿蘇カルデラに匹敵するものであった。

カルデラ壁

と岩屑流

平木溶結凝灰岩をカルデラの周囲に流出して形成された巨大カルデラ内には、湖水堆積物がカルデラのように、カルデラ壁の一部が切れていて水が溜らなかつたためと想像される。カルデラの形成後再び火山活動が活発になり、巨大カルデラ内で火砕流の噴出が始まった。この火砕流は、マグマの中にその火道を構成している岩体の岩片を多量に取り込んで爆発的に流出し、カルデラを埋めていった。

この巨大カルデラを埋めた火砕流堆積物は、三田市上青野から母子大池むすこおほいけへの林道や永沢寺から篠山町しのやまの後川のちがわへぬける道路の崖によく露出している。この岩石は岩片を多く含んだ溶結の程度が弱い凝灰岩で、宝塚市北部の佐曾利さそりを模式地とするので佐曾利凝灰角れき岩と呼ばれている(写真44)。また佐曾利凝灰角れき岩で埋まっているこの巨大カルデラを佐曾利カルデラという。

阿蘇カルデラに匹敵するスケールをもつ佐曾利カルデラの全容は、綿密な地質調査によって復元できたのであるが、その要所は最近開通した近畿自動車道に沿って観察できた。三田盆地を南北に通る抜ける近畿自

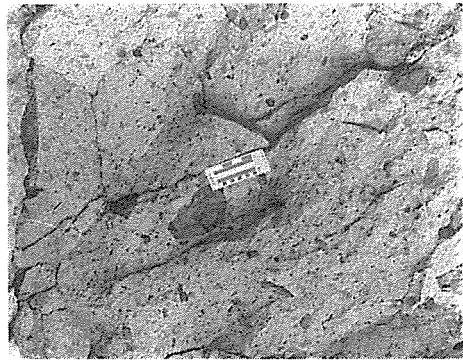


写真 44 三田市上青野付近の佐曾利凝灰角れき岩

したことを示している。

日出坂峠の北、丹南町草野から古森を経て当野にいたる間は、カルデラ壁があったと考えられるその内側を通過している。この建設工事のとき現場の崖には、巨大な岩塊がいくつも佐曾利凝灰角れき岩中に挟まれているのがみられた。

これらの岩塊は、佐曾利凝灰角れき岩より古い時期の流紋岩溶岩や平木溶結凝灰岩、凝灰質泥岩などであり、大きいものは長径一〇〇メートルにも達する。この巨大岩塊を詳しく観察すると、こわされた岩塊の破片がおたまじゃくしの尾のように巨大岩塊から後ろに曲がりくねってのびていたり、ショックで生じたひび

動車道は西相野から山地の麓を走る。西相野から日出坂峠までは、カルデラ周縁にあたる平木溶結凝灰岩の分布しているところを走り、日出坂峠で平木溶結凝灰岩と佐曾利凝灰角れき岩との境界部すなわち佐曾利カルデラの壁があったところになる。近畿自動車道の建設工事のとき、ちょうどカルデラの壁と推定される両岩の境界部がみられた。そこには谷に沿った南北方向に断層が走っており、断層の西側の平木溶結凝灰岩にはこの断層に伴う破砕帯が認められたが、東側の佐曾利凝灰角れき岩には破砕帯が認められず岩石は比較的新鮮であった。これは平木溶結凝灰岩の堆積後の陥没によって破砕帯が生じ、そのあと佐曾利凝灰角れき岩が堆積

割れなどがみられる。このような状態は、火山体の崩壊でカルデラ内に崩れ落ちた岩層流の堆積物の特徴を示している。岩層流は大小の岩塊と空気や水蒸気の混合物の流れで、一九八〇年五月のアメリカ合衆国ワシントン州南部のセントヘレンズ火山の大規模な山体崩壊や一八八八年の磐梯山の崩壊、一九八四年の御岳山の崩壊などで起こっている。佐曾利凝灰角れき岩に挟まるこのような巨大岩塊は周囲の火山の山体崩壊によって岩層流として流されてきて、カルデラ壁の急な崖を崩れ落ちてきたものと考えられる。猪名川町の北端、柏原にある大野山の西側の山道沿いの切りにも同じような露頭がある。

岩層流による巨大岩塊やカルデラ壁を崩壊してきた堆積物の分布状態を調べることによってカルデラの形や大きさが推測され、岩塊や堆積物の種類からどこから崩れ落ちてきたかがわかる。その結果、カルデラの形と大きさは佐曾利凝灰角れき岩の分布とほぼ一致し、カルデラ壁の直上かあるいは数キロメートルほど離れたところから崩壊して流されてきたことがわかった。

佐曾利カルデラの北の壁付近に位置する永沢寺から後川への道路の崖には、佐曾利凝灰角れき岩の中に径三メートルに達する基盤の丹波層群の頁岩の大きな岩塊がみられる。この大きな岩塊は火砕流によってそんなに遠くに運ばれないから、佐曾利凝灰角れき岩を流出した火砕流の噴出口の一つがこの付近にあったこと



写真 45 三田市永沢寺東方の巨大角れき

表 28 神戸地域の白亜紀の地質年代表

放射年代 (百万年前)	地質時代	地 質 系 統
65	後期	岩脈 六甲花こう岩 土橋石英閃緑岩 布引花こう閃緑岩
	前期	佐曾利凝灰角れき岩 金剛童子流紋岩溶岩・平木溶結凝灰岩 境野溶結凝灰岩 有馬層群 玄能池層 長尾山・古宝山流紋岩溶岩 玉瀬溶結凝灰岩 僧川層 武田尾溶結凝灰岩
144	ジュラ紀	篠山層群

を含む流紋岩が広い範囲にわたる分布を示すことから、当時は火の国さながらの火山活動が繰り返し行われ、神戸地域にも巨大カルデラが存在した。このような興味ある地球史に神戸地域がかかわっている事実が解明

を示唆している。このように佐曾利凝灰角れき岩の噴出口の多くは、岩片の大きさや種類からカルデラの壁に近いところにあったと考えられる。これらの火口から火砕流として噴出された火山灰、軽石、結晶や岩石の破片は、約八〇立方キロメートルに達し、その大部分がカルデラ内に堆積した。また近畿自動車道の工事中には佐曾利凝灰角れき岩中に埋もれた径三〇センチメートルほどの炭化した幹がみつっている。この炭化物は当時の地表には植物が生い茂り、その地表を高速の火砕流が木々をなぎ倒して焼きながら流れたことを物語っている。

これまで述べてきた有馬層群を噴出させた火山活動は、今から約一億年前から七〇〇〇万年前ごろ、日本列島が朝鮮半島に接続する形でアジア大陸の東端に位置していたときの地殻変動である。有馬層群

されたのは、ここ数年前のことである。

2 大規模なマグマの上昇と花こう岩類

大規模なマ

中生代の終わりの白亜紀後期から新生代の古第三紀にかけて、中央構造線以北の西南日本内帯では大規模な花こう岩質マグマの貫入が地下で起こった。六甲山地をつくっている花こう

岩もこの時期に貫入したものである。そのころ地上では火山活動も盛んで、有馬層群のような流紋岩類が噴出した。しかし流紋岩類の方は地下の大きなマグマ溜りから先に地表にでて急速に冷却したのに対して、花こう岩はマグマ溜りから基盤の中・古生層に貫入して数百万年以上もかかって地下でゆっくり冷却した。

六甲山地の花こう岩は、布引花こう閃緑岩と六甲花こう岩とに分けられている。布引花こう閃緑岩は中央構造線のすぐ北側に沿って東西に細長くのびる領家帯と呼ばれる深成変成帯に白亜紀後期に貫入した花こう岩で、新期領家花こう岩類に属する。六甲花こう岩は領家帯の北側に分布する山陽帯の花こう岩類に属し、領家帯新期花こう岩より後に貫入したものである。

有馬温泉南方の射場山や逢ヶ山、西六甲の石楠花山などでは、六甲花こう岩が有馬層群の流紋岩に貫入しているのが観察される。そのため流紋岩は、六甲花こう岩との接触面から幅数十メートルから数百メートルにわたってマグマの熱で接触変成作用を受けている。これは有馬層群の火山活動の方が、六甲花こう岩の貫入より少し先に起こったことを示すものである。有馬層群の流紋岩類は布引花こう閃緑岩の分布していると

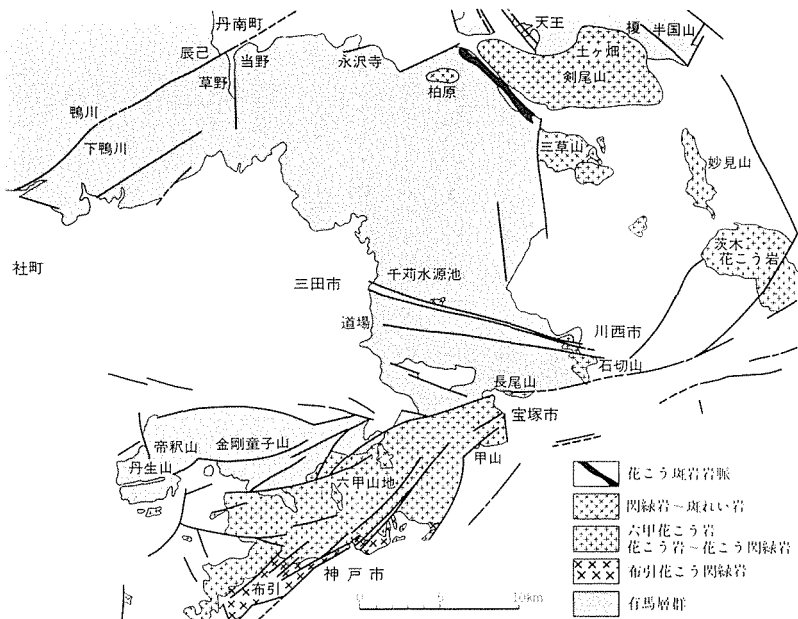


図 33 白亜紀花こう岩類の分布

ころにはみられないので、流紋岩類との直
接の前後関係はわからない。

布引花こう閃緑岩 布引貯水池や烏原貯水
と土橋石英閃緑岩 池付近を模式地とする

布引花こう閃緑岩は、世継山、碓山のある
六甲山地の南のへりに分布している。布引
花こう閃緑岩は、灰色の長石や石英と黒な
いし暗緑色の黒雲母や角閃石とが混じった
ごま塩状で、角閃石や黒雲母などの有色鉱
物の体積百分率が一〇〜二〇%の中粒の花
こう閃緑岩である。しばしば有色鉱物が濃
集した、径数センチメートルから二〇セン
チメートル大の黒色の団塊状捕獲岩を含ん
でいるのが特徴である(写真46)。再度山付
近で六甲花こう岩が布引花こう閃緑岩を貫
く露頭があり、このことから布引花こう閃
緑岩の地質時代は六甲花こう岩より以前の

ものであるとされている。かつて土橋と唐櫃^{からと}を結ぶ六甲山トンネルの工事中にトンネルの南坑口付近から北へ約二キロメートルにわたって、暗灰色をした粗粒の石英閃緑岩が見つかった。主な鉱物として石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、角閃石が含まれる細粒の完晶質岩で、土橋石英閃緑岩と名づけられた。十分に成長した結晶面で囲まれた斜長石や黒雲母や角閃石などの

結晶の間を、石英やカリ長石が充たしている組織が特徴的である。トンネル内のいたるところで六甲花こう岩が貫入し、その部分では土橋石英閃緑岩が再結晶作用を受けている。また接触部では、六甲花こう岩のマグマと土橋石英閃緑岩との間の反応によってできた両者の中間の化学組成を示す混成岩を生じている。これは土橋石英閃緑岩の一部が地下深所で六甲花こう岩のマグマによる混成作用を受けたことを示し、その後六甲花こう岩とともに現在の位置へ上昇してきたのである。

六甲花こう

岩と御影石

六甲山地の大部分をつくる六甲花こう岩は、一部に角閃石を含む花こう岩がみられるが、大部分は黒雲母花こう岩である。そのほとんどは結晶粒の大きさが一〜三ミリメートルの中粒と、三ミリメートル以上の粗粒の花こう岩であり、一ミリメートル以下の細粒の花こう岩は少量である。中〜粗粒の六甲花こう岩の特徴は、優白色の斜長石と紫色を帯びた淡灰色の石英からなる基地に淡紅色のカリ長石が斑状で混じり黒雲母が散在し、研磨効果がいよことである。六甲山地の南麓から切り出された六甲花こう

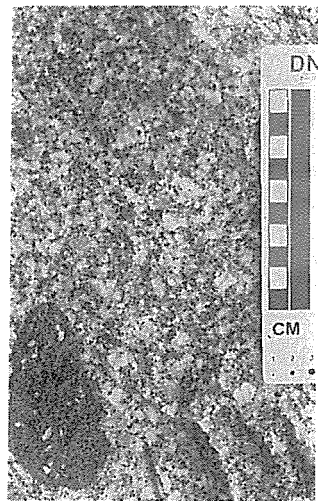


写真 46 布引花こう閃緑岩

岩は「御影石」と呼ばれ石材として著名なものであった。しかし六甲山地は隆起や断層運動などの影響を強く受け、断層や節理が発達するために大型の石材は非常に少なく、現在はほとんど採石されていない。

細粒の六甲花こう岩は赤みがかつた灰色で、径一ミリメートルほどの黒雲母を斑状に含んでいる。六甲金山縦走コースの中で、須磨区横尾山東方のけわしい尾根を構成しているのはこの細粒花こう岩である。細粒花こう岩は中々粗粒の花こう岩に比べて風化浸食に強いいため、けわしい尾根をつくる場合が多い。六甲花こう岩のカリウム・アルゴン法による年代測定では、七五〇〇万から七二〇〇万年前の値を示すが、この放射年代は地質時代では中生代白亜紀後期にあたる。

六甲花こう岩　六甲山地にみられる岩脈類には花こう斑岩、石英斑岩、ひん岩、安山岩の岩脈とペグマタを貫く岩脈群　イトやアプタイトの脈がある。岩脈は垂直に近い急傾斜のものが普通で、花こう岩との貫

入境界は明瞭なものが多い。また貫入境界面が小断層で花こう岩と接するものもある。岩脈の周辺部分では中心部に比べて急速に冷却固結したため細粒またはガラス質になっており、貫入境界面と並行した流理構造がみられることもある。

花こう斑岩は六甲山地西部の鶴越地区ひつこしに、三々二〇メートルの脈幅で南北から北北東方向に平行した岩脈群をなしている。石英斑岩は六甲山地の中央部から西六甲に分布するものが多く、西六甲では東西あるいは東北東方向に数多く分布し、中には脈幅が一〇メートルにも達し数キロメートルにわたって追跡されるものもある。これらの石英斑岩は、一ミリメートル大の石英、斜長石、黒雲母の斑晶が点在するものと、ほとんど斑晶のない緻密な石基からなるものがある。ひん岩は平均脈幅二メートル程度のもので六甲山地の中央

部にみられ、いろいろの貫入方向のものが認められるが東西性のものがやや卓越している。斑晶鉱物によっては、角閃石ひん岩や輝石ひん岩などが識別される。

六甲山地の岩脈の生成時期は、六甲花こう岩の形成後から神戸層群の堆積前の中で、白亜紀末から古第三紀であろうと考えられる。岩脈相互の貫入関係や捕獲岩による証拠などから、岩脈の貫入順序は、花こう斑岩、石英斑岩、ひん岩と推定される。

火成活動と関連す 白亜紀から古第三紀の火成活動に関連して、北摂山地の多田鉾山や丹生山地の帝釈鉾山の地下資源や温泉 などの金属鉾床や社町の平木鉾山などの非金属鉾床が生成した。金属鉾床は、地下二〇

〇〇メートルくらいの所に貫入した石英斑岩岩脈などに関係するマグマから分離された熱水溶液に由来する熱水鉾床である。北区の帝釈山の南中腹にある帝釈鉾山は、有馬層群第二期の玉瀬溶結凝灰岩中にはい胎する銅・鉛・亜鉛を含む多金属鉾床で、多田鉾山に非常によく似たタイプの鉾床である。平均脈幅一五センチメートルの鉾脈が四本あったが現在は廃鉾になっている。また帝釈山の北側にも、鷹尾鉾山や弘川鉾山の廃坑跡があるがその詳細はわからない。非金属鉾床はカオリン質ろう石鉾床で、平木鉾山は有馬層群第二期の凝灰岩が浅熱水性変質作用を受けて生じたものである。鉾石はカオリンナイトと石英からなり、グラスファイバーやタイルの原料として用いられている。

北区有馬町には、日本の最古の温泉とされる有馬温泉がある。江戸時代の「温泉番付」をみると東の大関（最高位）草津の湯と並んで、西の大関は有馬の湯となっている。

泉源は温度九〇度以上のものが六カ所、温度四三度以上の中・低温泉、温度三二度以下の鉾泉がそれぞれ

数カ所あり、総計日量三〇〇〇立方メートル程度が浴用に使用されている。泉質は食塩泉・炭酸泉・放射能泉に区分され、特に食塩泉はわが国最大の含塩泉を誇るもので、高温泉はすべてこの泉質であり、有馬温泉を代表するものである。

昭和三十九～四十年に神戸市の委託をうけた筈間太郎・鶴巻道二が、既存泉源だけでなく、広範囲の調査を行った結果、温泉の成分源と熱源とは別個にあるのではないかとの考えが出された。有馬地区の高温泉は愛宕山^{あたご}北方に集中し、ここから離れるにしたがって、温度降下がみられる。また高温泉は泉源相互の干渉が著しくあり、その湧出量には余裕がないが、一方、中・低温泉や鉱泉は既存泉源以外のところにも泉徴がみられ将来性が期待される。

近年の有馬地区での泉源探査の成功例は、有馬町字山田山にある有馬温泉病院敷地内でのボーリング泉源である。ここでは昭和四十七年（一九七二）に深度六〇〇メートルで泉源に当たり、エアリフト試験の結果は、温度四三～四六度の温泉が毎分三〇リットル湧出したとの記録がある。この泉質は含炭酸食塩泉であり、数年後には、ボーリング孔に沈澱物の付着などがあり、湧出量が極度に減少してきた。そこで、この泉源の約二〇〇メートル南方で再度ボーリングを行い、深度八六五メートルで温泉の湧出をみた。

炭酸泉の湧出機構としては、この地域には、もともと高炭酸濃度の食塩水があり、それが地下水といろいろな割合で混合し湧出しているが、この食塩泉が局部的な熱源により加熱され炭酸の大部分を失ったのが、有馬の高温泉であり、この放出された炭酸ガスが再び地下水に溶解したのが、炭酸泉と解釈されている。

第三節 被覆層の神戸層群

1 神戸地域の神戸層群

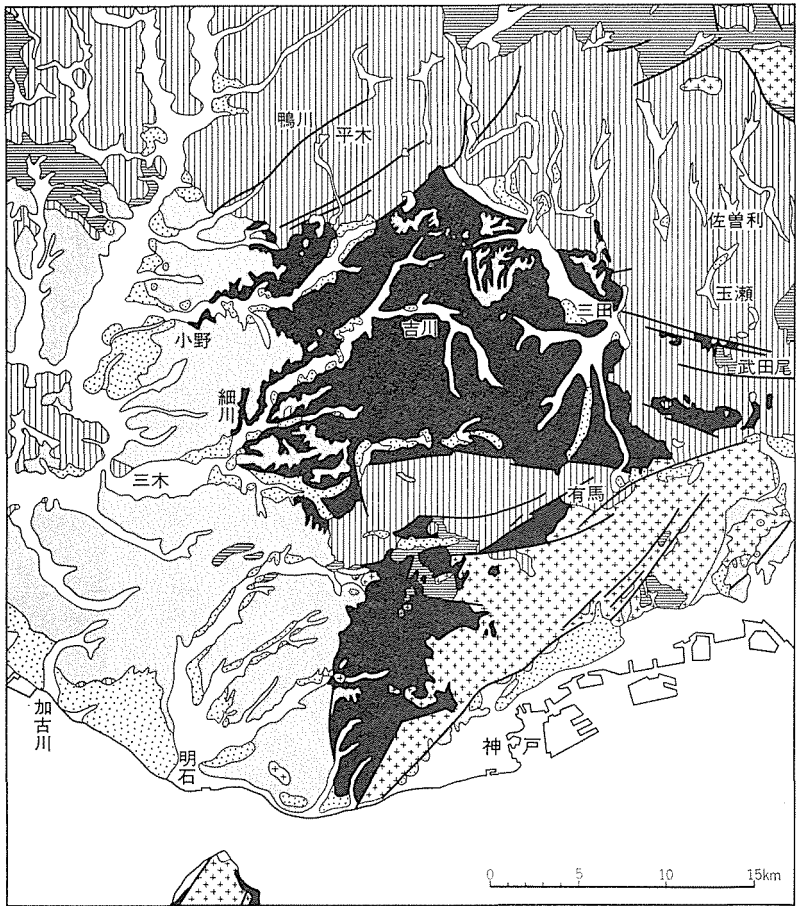
古神戸湖 六甲山地の花こう岩や丹生山地の流紋岩を生んだ白亜紀後期の大規模な火成活動は、日本列島の誕生 がアジア大陸の東の端に位置しているときに起こった。それから数千万年を経た新生代第三紀

中新世には日本列島は、狭い日本海をはさんでまだアジア大陸に近い位置にあった。

そのころの地球は全体に気温が高く、日本の陸上には熱帯～亜熱帯性の植物が繁茂し、海岸にはサンゴ礁やマングローブ林が形成されていた。この中新世中期の熱帯的環境のあとに起こった日本海の拡大運動によって日本列島は開きはじめ、現在の日本列島の位置に徐々に近づく動きを始めたのである。古神戸湖は、日本列島が移動しはじめたころにできた大きい湖であった。

神戸層群 古神戸湖はどれくらいの大きさの湖であったのか。この湖底に堆積した地層を神戸層群と呼ぶの分布 ているが、神戸層群の分布が古神戸湖の広がりを知る手掛かりになる。

神戸市内では長田区丸山、垂水区塩屋などが神戸層群の南限にあたり、北限は加東郡東条町の東条湖付近











- | | |
|---|--|
|  沖積層 [完新世] |  花こう岩類 [白亜期後期] |
|  段丘堆積物 [後期更新世, 一部完新世を含む] |  有馬層群およびその相当層 [白亜紀後期] |
|  大阪層群 (一部高位段丘堆積物を含む) [鮮新世-中期更新世] |  丹波層群 [石炭紀-ジュラ紀] |
|  神戸層群 [始新世末-漸新世前期] |  断層 |

図 34 神戸およびその周辺地域の地質概略図 (尾崎正紀・松浦浩久, 1988)

第三節 被覆層の神戸層群

表 29 神戸層群の地質年代表

放射年代 (百万年前)	地質時代		地質系統		
5	新第三紀	鮮新世	? 神戸層群	(神戸地域) 層	(三田地域) 層
25		中新世		藍那累層	細川累層
38	古第三紀	漸新世		白川累層	吉川累層
55		始新世		多井畑累層	三田累層
		暁新世			

まで達している。東は一部が宝塚に近い西宮市生瀬^{なまぜ}付近に分布するが、ほぼ三田盆地の東のへりまで広がっている。西への広がりには三木市街地におよび、東西方向、南北方向ともに約三〇キロメートルの長さをもっている。単純にこの距離で比較すると、ほぼ大阪湾の北半部の広さに近い広がりである。およそ一五〇〇万年前、神戸の北部に大阪湾の半分の広さの湖が存在していた。神戸市域の神戸層群は、丹生山地を挟む形で、市の西北部と北部とに分布する。丹生山地南部では山田、藍那、鈴蘭台を経て須磨区の白川、名谷から垂水区塩屋町に及んでいる。丹生山地北部では淡河^{おうご}、大沢^{おおぞう}、長尾の各町をはじめ三田盆地に広く分布している。第一節でも述べたが神戸層群は明石海峡を越えた淡路島北部にも分布するが、岩屋累層と名づけられたこの地層は浅海にすむ貝化石を含む海成層である。岩屋累層の延長と推定される海成層は垂水区塩屋から須磨区多井畑^{たいのばた}にかけて分布し、海生の貝化石を産出する。最近、岩屋累層は神戸層群とは別の地層であり、神戸層群もこれまでの説と異なり第三紀漸新世^{ぜんしんせい}(約三〇〇万年前)に形成されたものであるという新しい説が発表されたが、本書では神戸地域については従来の説にしたがって記述する。

神戸市西部 神戸層群という名称は、鹿間時夫(一九三八)によって命名された地層名であるが、当時はこれから述べる垂水区塩屋、須の神戸層群

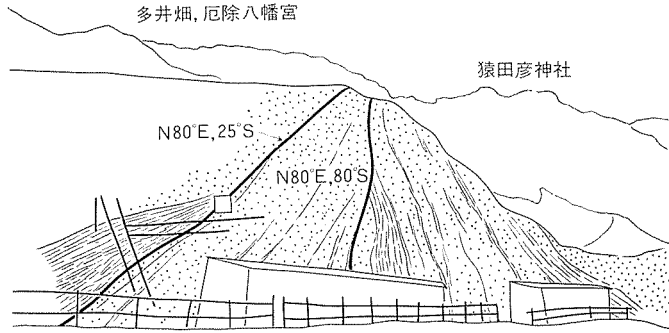


図 35 造成工事で現れた多井畑断層 (須磨区多井畑)

磨区多井畑、北区鈴蘭台などの丘陵地を構成する中新世の地層を対象にしていた。神戸市西部に分布する神戸層群は下部から上部へ、多井畑累層、白川累層、藍那累層の三つに大別されている。

多井畑累層は垂水区塩屋谷川の両岸に沿う形で上流の多井畑まで幅二―三キロメートルにわたって分布するが、一部は長田区丸山付近にも分布する。主に中粒―粗粒の砂岩と青灰色泥質岩からなるが、凝灰岩層は白川累層や藍那累層に比べて少なく、四枚認められる。最下位の凝灰岩の上部に暗青灰色の海成泥質岩があり、海生貝化石を産出する。多井畑付近から貝化石の産出することは古くから知られていたが、昭和三十三年神戸市水道局多井畑ポンプ場建設の際保存の良いオキシンジミヤシオフキなど数種の貝化石が安藤保二によって発見された。同ポンプ場付近では昭和六十三年に行われた造成工事でも貝化石が採集されたが、保存は良好ではなく種名の決定は困難であった。さらに兵庫県立須磨友が丘高等学校正門付近でマガキが密集状態で大量に産出した。多井畑化石層の貝類は内湾汽水域の岩礁や砂泥底に生息する種が多い。これらの貝化石群は神戸層群の時代決定に重要な役割を果たすものと期待されるが、幼貝であり、保存状態の悪い標本が多く正確な年代決定資料としては問題が残る。

昭和六十一年、明石海峡大橋の舞子沖橋脚地点で行われたボーリング調査で、海面下一九八メートルで基盤の花こう岩を不整合に神戸層群の砂礫層が覆っているのが確かめられた。それより上位へ約七〇メートルの厚さで神戸層群が重なり、その中に数層準にわたってマガキ、オキシジミの類などの具化石を含む泥質岩が認められた。岩相、化石種からみて、多井畑累層の延長であるのは確実である。

多井畑累層は基盤の花こう岩類を不整合に覆うが、横尾山、鉄拐山、鉢伏山などの北麓では六甲花こう岩と断層関係で接し、花こう岩が三〇〜四〇度の傾斜で多井畑累層に突きあげている(衝上断層、口絵12)。地層の厚さは約九〇メートルと推定される。

白川累層は須磨区名谷、白川地域を中心に広く分布するが、礫岩、砂岩、泥岩などに灰白色流紋岩質凝灰岩が挟在し、それらの岩相は蛇行河川堆積物、扇状地縁辺部堆積物、三角州堆積物、湖成堆積物の堆積相を示し、リズムミックに変化する。凝灰岩中には保存の良い植物化石が含まれており、早くから白川の植物化石の名で広く知られていたが、その主産地は相次ぐ大規模な住宅地造成工事によってほとんど消失してしまつた。白川の植物化石に関しては次章に述べる。水平に近い重なりを示し、層厚は約一二〇メートルである。藍那累層は木見峠頂上部を中心に分布するが、神戸電鉄三木線の西鈴蘭台駅から木津駅間の藍那川に沿う谷壁に連続して観察できる。下部の岩相は砂岩、礫岩、泥岩などからなり、白色凝灰岩を挟むが、上部にしかたがいが凝灰岩が多くなる。藍那累層にも保存の良い植物化石が含まれる。層厚七〇メートル以上である。

2 三田地域の神戸層群

三田盆地の

神戸層群

六甲、丹生山地の北側にひろがる三田盆地には、神戸市北区の長尾町をはじめ道場、有野、大沢、淡河の各町がある。盆地内はゆるやかな起伏をもつ二〇〇メートル前後の丘陵とその間を流れる河川に沿う沖積低地からなるが、盆地の周りは北、東、南を流紋岩類の山地が盆地を囲むように分布している。

三田盆地内の丘陵も沖積低地下もすべて神戸層群でできており、これらの地層は周りの流紋岩山地から供給されてきたものであり、かつてここに大きな湖（古神戸湖）の存在したことを物語っている。この地層を岩相と堆積サイクルなど堆積機構に重点をおいた研究が最近なされたが、それによれば、盆地周辺には礫岩や砂岩など粗粒の河川堆積物や扇状地堆積物が分布し、中央に向かってシルトや泥岩のような細粒の湖成堆積物に移化していることが明らかにされ、岩相によって次の三つの累層に区分される。

三田累層は三田盆地の北部、東縁部、南縁部に分布するが、有馬層群を不整合におおい、吉川累層に整合におおわれる。下部から上部に向かって、蛇行性河川堆積物の細粒相から、扇状地堆積物の粗粒相へ移り、さらに細粒の湖成堆積物に変化していく。下位から砥石川泥岩砂岩部層、新田礫岩部層、下井沢泥岩部層に区分される。層厚約四〇〇メートル。

吉川累層は三田盆地中部、西北部に分布し、下位の三田累層上に整合に重なり、上位の細川累層に整合に

第三節 被覆層の神戸層群

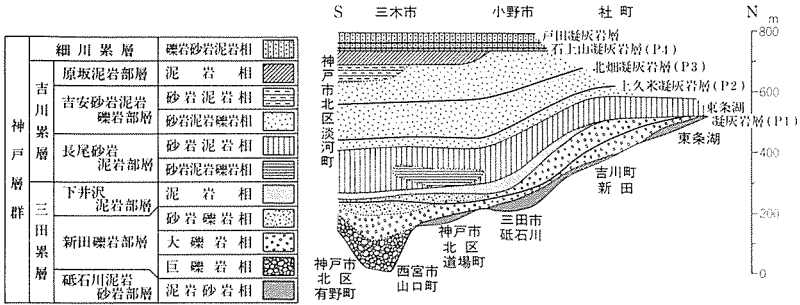


図 36 三田盆地に分布する神戸層群の模式層序断面図 (尾崎正紀・松浦浩久, 1988)

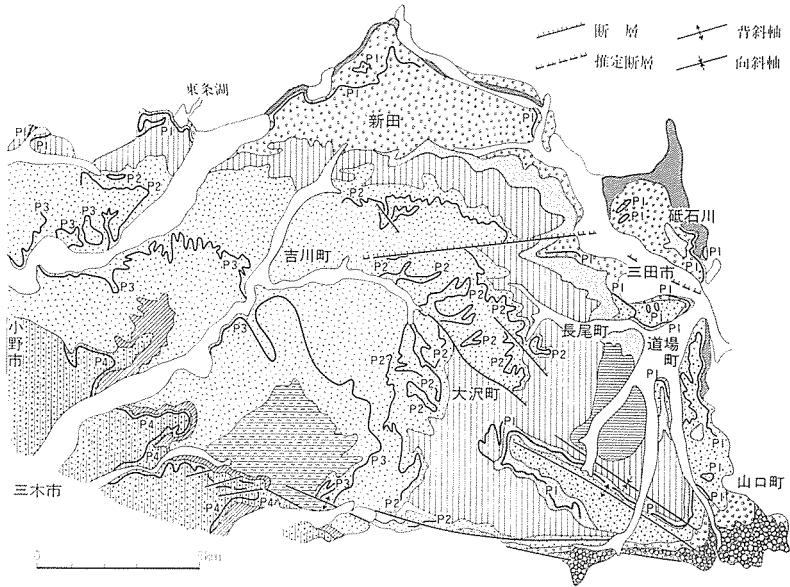


図 37 三田盆地に分布する神戸層群の岩相区分図 (尾崎正紀・松浦浩久, 1988)

おられる。上方細粒化型の堆積サイクルを示す長尾砂岩泥岩部層と、礫岩、砂岩、泥岩相と砂岩泥岩相からなる吉安砂岩泥岩礫岩部層と、主に泥岩からなる原坂泥岩部層でできている。層厚四〇〇メートル。

細川累層は三田盆地南西部の三木市に分布する。礫岩が主体で砂岩、泥岩を挟む。層厚六〇メートル以上。

神戸層群の これまでの研究で神戸層群は、新生代新第三紀中新世の中期から後期にあたるものとされて

地質年代

きたが、最近の研究（尾崎正紀・松浦浩久、一九八八）によれば、凝灰岩中のジルコンを使った

フィッシュオントラック年代で、東条湖凝灰岩層が三三・三三二・六Ma（三三三〇万年プラスマイナス二六〇万年前）、北畑凝灰岩層が三五・九士二・一Ma、戸田凝灰岩層が三二・八士二・一Maと測定され、いずれも三〇〇〇万年代を示している。なお、今回の市史編集にさいして神戸地域の藍那累層のフィッシュオントラック年代を測定し、三一・四士一・九Maの年代値を得ている。また、凝灰岩中のクロウンモを測定試料にしたカリウム—アルゴン法では北畑凝灰岩が三六・九士〇・八Maおよび三六・七士〇・八Ma、戸田凝灰岩が三六・二士〇・八Maおよび三五・八士〇・七Maと、これもフィッシュオントラック年代に似た三〇〇〇万年代と測定されている（Maは百万年の単位記号）。この年数は古第三紀始新世末から漸新世前期にあたり、従来の説に比べ大幅に古い地質時代を示している。これらの年代値と植物化石や貝化石との検討はまだ十分に行われていないので、神戸層群の年代決定に関しては、今後の問題とされる情勢である。

第四節 大阪層群と六甲変動

1 第四紀層、大阪層群の内容と区分

大阪層群 大阪層群の下から上までどのように地層が累積していったかを知る最もよい資料は、昭和三十
の層序 七年大阪港付近で実施された九〇メートルに達する深層ボーリング第一号(OD1)の柱状図

である(図38)。このあたりは、大阪層群が最も厚く堆積しているとみられる所であるから、完全に地層がそ
ろっているとみてよい。そこで、まずこの断面について検討し、その知識を周辺に広げてゆけば、神戸地域
の大阪層群の実態も知ることができるわけである。

この柱状図を見てもまず気づくことは、上半部でMa記号で表されている海成粘土層が繰り返しあらわれるが、
それは深度六〇〇メートルより浅くなってからだということであろう。このような海成粘土層は現在の大阪
湾に近い内湾ないし内海底に堆積したもので、下位からMa0、Ma1……Ma11、Ma12……というように符号が
つけられ、広くこの名称で知られている。したがってMa0より深いところにある地層は、海ではなく湖の中
に堆積したものである。この時期に、それまで湖沼状態にあった瀬戸内が内海に変わるといふ大きな事件が

あったにちがいない。さらによく見ると、上半部のなかでも Ma 5 と Ma 6 との間で変化がみられ、Ma 6 以上では海成粘土層が厚くなり、それらの間に挟まれている砂礫層も粗粒になる。この変化が何を意味するかは柱状図だけからはわからないが、とりあえず以上の変化にもとづいて、大阪層群を三分することにする。

地層の分け方には二通りあって、そのひとつは地質年代すなわち時間的に区分する「年代区分」で、「系」とか「統」とかいう単位名をつける。もうひとつは地質年代にこだわらず地層の状態の変化にもとづいて区分する「岩相区分」で、最初から地層の年代がはっきりわかることは少ないので、研究はまず岩相区分から出発するのが普通である。この場合は「層群」・「累層」という単位を用いる。大阪層群は岩相区分による単位である。大阪層群は地域的な変化があって、地域ごとに多くの累層名がつけられているが、ここでは必要

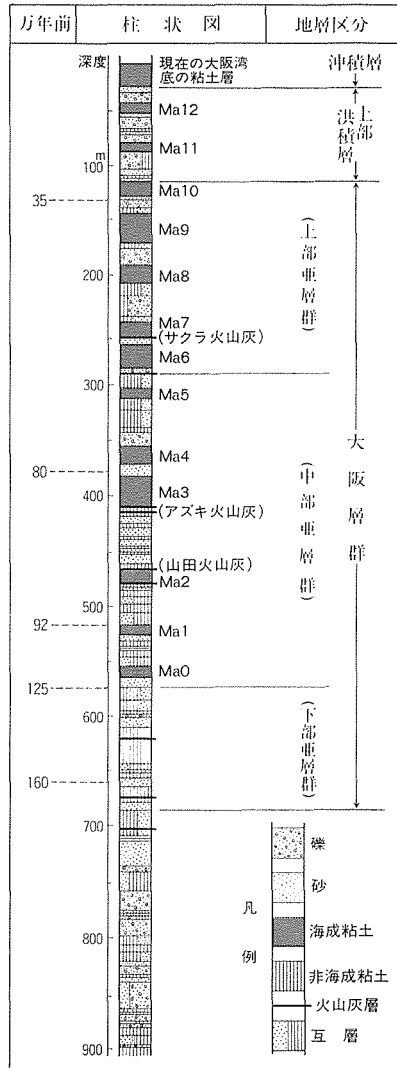


図 38 O D 1(大阪港深層ボーリング第 1 号) 柱状図

がないので省略する。そして上記の三区区分は層群と累層との中間的な大きさなので、「亜層群」という単位名を使用し、図38のように上・中・下部亜層群と呼ぶことにする。大阪層群は、年代区分でいうと、その大部分が第四「紀」に堆積した第四「系」に属し、さらに第四紀の更新「世」に入るから、更新「統」と呼ばれる。

大阪層群の内容と区分に関して、もうひとつ重要な事実がある。第四章で述べるように、この中で植物群の大きな変化がある。すなわちメタセコイアで代表される古い型の植物群が、急速に現在型の植物群に変わっていったのである。その時期はMa₂からMa₃に移るころで、少なくともメタセコイアの化石はMa₃以上の地層からは発見されていない。そしてMa₃粘土層には、「あずき火山灰層」と呼ばれる特徴のある火山灰層が挟まれていて、識別しやすく鍵層として利用されることから、ここを境として大阪層群を、「大阪層群上部」と「大阪層群下部」に区分する方法も一般的に使用されている。

三亜層群　ここで大阪層群が三つの亜層群に区分できる意義を吟味してみよう。下部亜層群は明石の海岸の意味　の崖に露出し、アカソゾウその他哺乳動物化石を豊富に含む淡水成の粘土層を主とするが、中

部亜層群は海成粘土層と厚い砂礫層との繰り返しで、大阪層群の代表とされ、研究が最も進んでいる。神戸市域では、丸山中学校あたりから会下山にかけての低い丘陵を構成している。両亜層群の間はこれまで一連整合であると考えられてきたが、千里丘陵や泉南丘陵から、それらの間には地層の欠如がある、すなわち不整合関係が認められるとの見解が出始めた。まだその詳細は明らかではないが、おそらくMa₀の堆積する前、約一二〇万年前ころには一時下部亜層群は離水状態で干上がり、そこへ海水が太平洋側から浸入してきて内

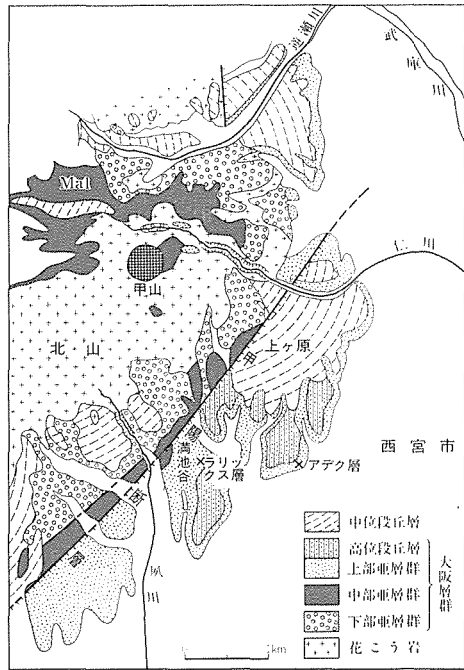


図 39 西宮市甲山および満池谷付近の地質図

や Ma 2 は大阪のみならず京都・奈良にまで広がり、海水の急速な浸入拡大を物語っているのである。

これに対して、中部亜層群と上部亜層群の関係は微妙である。両者の間で、地層の状態にそう際立った変化はない。しかしながらこの間に、現在の地形の原形を急速に造り上げた大きな地殻変動が起こったのである。その兆しは昭和二十年代の後期に六甲南麓の西宮市満池谷付近の大阪層群の調査が始まったところ、満池谷不整合として提唱されていたが、その実態がはっきりしてきたのは、関西新空港建設のための大阪湾の海底地質調査や、神戸市による西神地区の自然改造的な開発プロジェクトによる大規模露頭の出現によってあった。

海と化したものとみられる。その原因はまだわからないが、両亜層群の地層の構造的な相違が著しくないので、その間に大きな地殻変動が起こったとは考えがたく、海水準自体の上昇によるものと推定される。図 39 において中部亜層群の海成粘土層が、甲山地区では下部亜層群の上ではなく、直接基盤の花こう岩の浸食面を広く覆っていることもこの推論を裏付けている。Ma 1

昭和三十四年に出版された『西宮市史』第一巻に記載されたのが、満池谷不整合問題の発端である。図39の満池谷付近の地質図において、甲陽断層を境にして北側に中部亜層群、南側に上部亜層群が分布するが、中部亜層群が一部南にはみだしたところが満池谷にある。この部分において中部亜層群に削り込みがみられ、構造的にも差異が認められることから、藤田和夫は下位の地層群を甲陽園累層、上位のものを満池谷累層と命名し、その間に満池谷不整合の存在を示唆したのである。そして昭和三十七年大阪湾全域の音波探査が大坂湾音波探査委員会によって実施された時、大規模な不整合を示す記録が得られ、藤田は不整合面から上の大阪湾底を広く覆うかなり厚い地層を、満池谷累層の延長ではないかと考えたのであった。

この推測の正しさは、昭和六十一年に実施された泉州沖の関西国際空港敷地の海底地質調査によって、音波探査結果とボーリング結果とから検証された。すなわち大阪湾の中央に近い所では、上部亜層群と中部亜層群は水平かつ平行に重なり整合関係であるが、泉州海岸に近づくにつれて中部亜層群以下は傾斜するようになり、このような地殻変動によって生じた構造的なくぼみを埋めるような形で上部亜層群が堆積していったことがうかがわれるのである。そしてそのくぼみを埋めつくした上部亜層群は、薄くなりながらさらに隆起して陸上に延び上がり、段丘をつくったのである。この段丘が近畿で高位段丘と呼ばれているものである。これらの関係を図40に示す。

もうひとつ、従来の定説を覆す興味ある事実が西神地区からもたらされた。このあたりの地質は、高塚山（二八六・〇メートル）の少し東側を南北に走り、太山寺の西側を限る直線に近い地形的な段差で表される高塚山断層を境として異なる。東側がやや高く神戸層群の分布地であるのに対して、西側は大阪層群に広く覆わ

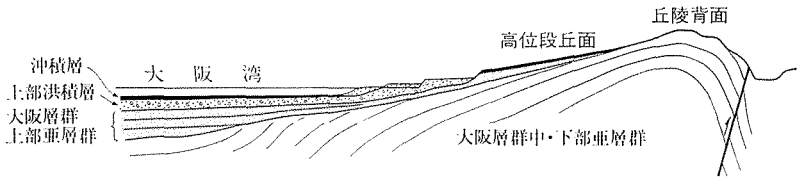


図 40 泉州沖模式地質断面図

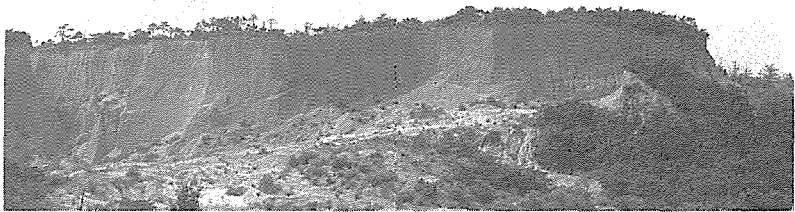


写真 47 高塚山西方の崖の明美累層と明美面(1965年)

れ、開発以前はところどころに灌木の茂みはあるが、荒涼とした荒地が広がっていた。そのなかで高塚山のすぐ西に古い土取場の崖があって、その巨大な壁面には累々と拳大の礫がぎっしり詰まった礫層が露出して、特異な景観を呈していた(写真47)。

ところがこの『垂水礫層』の礫配列をよく見ると、著しく西に傾斜していて、高塚山断層の影響で地層が引きずり上げられているようにみえた。さらに乗越峠を西に越えた所にあった旧若葉学園付近には貝化石を豊富に含む厚い海成粘土層が露出していて高塚山貝層と呼ばれていたが、その位置からしてこの層は当然礫層の下位にくるものと考えられたのである。この貝化石層は古くから知られていたが、その年代は鮮新世のものとされていたので、『垂水礫層』・高塚山貝層を含めて大阪層群の下部亜層群に属するとされてきたのは当然であった。

昭和四十六年、西神開発に伴ってこの地区に大規

第四節 大阪層群と六甲変動

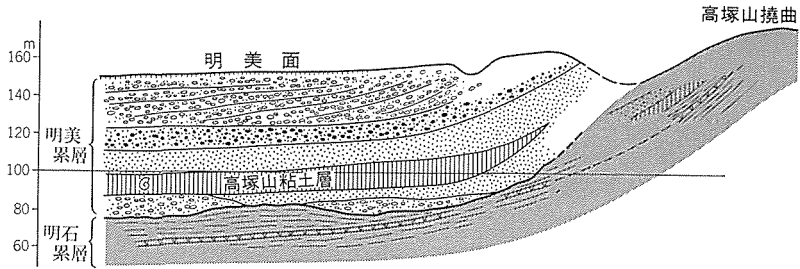


図 41 高塚山粘土層下の不整合および高塚山撓曲の模式断面図

模な造成が行われ礫層の下が数十メートルにわたって掘り下げられ、つぎつぎと下位の地層が現れてきた。そして二つの重要な事実が明らかになった。第一は高塚山貝層を挟む海成粘土層がほぼ水平に分布していて、その上に見掛け上傾斜している「垂水礫層」が重なっていたことであり、第二は高塚山貝層のさらに下に不整合関係で、やや傾斜した淡水成粘土層を挟む地層が出現したことである。

これによって従来の見解は一挙にくつがえされた。すなわち垂水礫層の傾斜は構造的な傾斜ではなく、偽層という扇状地の堆積物にみられる堆積現象の大規模なものであることがはっきりしたことである。その模式図を図41に示す。また、不整合面より下の地層の延長とみられる部分からアカソウの化石が発見され、下部亜層群であることが証明された。これらの事実、不整合面より上の地層がこれまでの見解よりも新しいことを予想させた。そして古地磁気学的研究からみても、またその中に挟まれている火山灰の放射年代が約五〇万年前(〇・四九±〇・〇九M_e)と測定されたことから、これらの地層が上部亜層群に属することが確実となったのである。このためその上に広がる平坦面が高位段丘面であることも、矛盾がないことになった。したがって西神地区を含む東播磨盆地では、大阪層群の下



写真 48 霞ヶ丘西方より東を望む (1952年)



図 42 霞ヶ丘西方より東を望む (1952年)

部亜層群の上を直接上部亜層群が覆っていて、中部亜層群が欠けていることになる。前者は明石累層の名で古くから知られていたが、後者は新しく明美累層と名付けられた。

西神地区から加古川流域にかけては、六甲南麓の神戸市街地とは打って変わって、何段かの段丘面が発達していることで有名であるが、なかでも明美面と呼ばれる最高位の面は全域に広がり広大な面積を占め、加古川付近では標高二〇メートル前後であったものが、三田盆地西縁に延びるあたりでは二〇メートル前後に達し、東から西に緩やかに傾いている。そしてその表面は赤色泥質層で覆われているのが特徴であるが、その成因については不明な点が多かった。しかしながらこの問題解決への糸口がここから開かれたのである。すなわち明美面は明美累層が堆積し終わった最後の浅海底の面で、それが離水後に段丘平坦面になったのであった。そして明美累層は六甲から吐き出されてきた砂礫が当時の播磨灘に流れ込んで造った扇状地のデルタ型の地層だったのである。この古播磨灘の海岸線は垂水区霞ヶ丘付近にあって、毒々しいまでに赤色化された瀬海性のよ

第四節 大阪層群と六甲変動

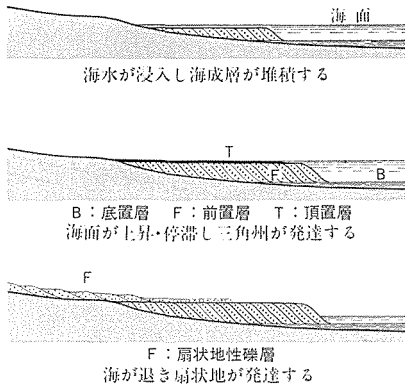


図 43 デルタ模式図



写真 49 明美累層最上部の赤色化礫層(霞ヶ丘)

扇状地の形成過程をうかがうことができる。第四紀に入って、明石の下部亜層群時代の湖はいったん埋め立てられ、平原状態になっていたが、明美累層、すなわち上部亜層群時代になって海水が浸入して内海が出現し、海底には泥土が沈殿、豊富な貝類に恵まれながら粘土層を堆積していった。これが高塚山粘土層である。この内海の中に砂礫が流入し、大規模な扇状地が前進し始めたのであるが、図43にみられるように、水平な底置層に対して前置層には傾斜する大型の偽層が発達した。そして水深が浅くなって流入水による砂礫の運搬が不可能になると、再び水底には泥

く円磨された礫のきれいに並ぶ礫層がその後の隆起により丘陵頂部に露出していたが、これも毛地造成のために削られてしまった。

明美累層は厚さ五〇メートル以上、最下部に高塚山貝層があり、その上に海浜性の淘汰のよい砂層が二〇メートル余り続き、最上部の二〇メートルが偽層の著しい高塚山礫層、そしてその表面が、平坦で赤色化し明美面となっている。この断面から当時の

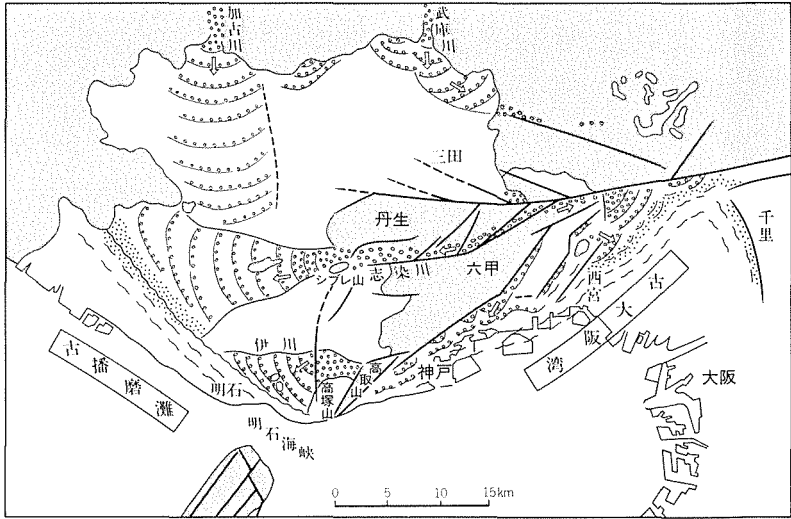


図 44 古播磨灘・古大阪湾の扇状地

土が沈殿するようになった。これが頂置層であり、明美面すなわち高位段丘面を広く覆う泥質層にあたる。このような観点から播磨の段丘を再検討してみると、これらが図44にみられるようないくつかの河川が、古播磨灘に開口する部分に形成した扇状地ないしは三角州の複合体であることがわかるのである。

六甲変動と 以上のように、大阪層群の三亜層群

地形の変遷 区分を可能にした不整合は、神戸地

域の自然の変遷の節目として重要な意味をもつものである。すなわち下部亜層群の湖水時代からおそらく数十万年にわたる陸化期間を経て、中部亜層群の時代になって内海が出現した。約一二〇万年前である。この内海には海進・海退が繰り返され、大阪盆地側には厚い海成粘土層と砂礫層が累積していったが、この海は西神地区の播磨側には入り込まなかった。したがって当時すでに六甲山地の前身ともいう

第四節 大阪層群と六甲変動

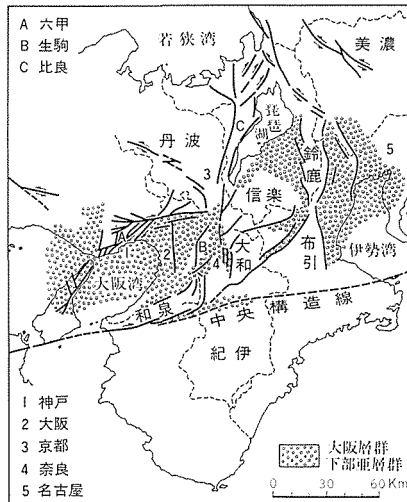
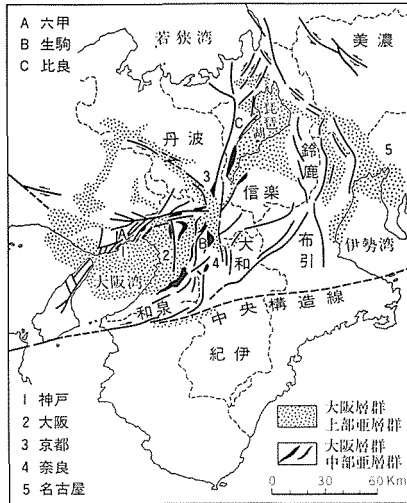


図 45 三亜層群の広域分布

とところが下部亜層群と中部亜層群との間の不整合とは違って、この満池谷不整合のある Ma 5 と Ma 6 との間には、それほど大きな時間の間隙があるとは考えにくい。せいぜい一〇万年の単位である。したがって今か
る。べき高まりがあつて、播磨盆地と大阪盆地を分離していたにちがいない。そして上部亜層群の時代になって再び播磨側にも海水が浸入してきた。そしてこの浅海に巨大な扇状地や三角州が急速にでき始めたという
ことは、砂礫の供給が急増したことを意味し、ひいてはその供給源である山地が急上昇したことを意味する。六甲山地の隆起が開始されたのである。中部亜層群と上部亜層群との間に場所によってははっきりとした傾斜の相違がみられるのも、この間に新しい地殻変動が始まって中部亜層群が変形したことの表われである。

表 30 大阪層群に関する層序区分・年代・地殻変動および海水準変動の総括表

地質年代	地層区分	年代 (万年)	海成 粘土層	火山灰層	フィッシュ トラック年代 (100万年)	海水 面 変 動	地殻 変 動	[地層] 地 形			
第 四 紀	沖積層 上部洪積層	0	Ma12 Ma11 Ma10			気 候 性 海 水 面 変 動	断層地塊運動 満池谷 不整合	野 丘 段 丘 積 位 位 位 中 西 高 位 〔明美美層〕 (山地上昇)			
		50	大阪層群 上部	Ma9 Ma8 Ma7 Ma6	カスリ サクラ 高塚山				0.37±0.04 0.38±0.03 0.49±0.09	第二次平均海水準上昇	谷 池 不 整 合
	中部			Ma5 Ma4	八丁池		第一次平均海水準上昇	基盤褶曲運動(東西圧縮)	野 丘 段 丘 積 位 位 位 中 西 高 位 〔明美美層〕 (山地上昇)		
			重層群	Ma3 Ma2 Ma1 Ma0	アズキ 光明池 ピンク イエロー グレー	0.87±0.07 1.1±0.1 1.2±0.2					
	大阪層群 下部			150			第二次平均海水準上昇	断層地塊運動 満池谷 不整合	野 丘 段 丘 積 位 位 位 中 西 高 位 〔明美美層〕 (山地上昇)		
		重層群 下部	200		小寺	1.9±0.4				第二次平均海水準上昇	断層地塊運動 満池谷 不整合
	鮮 新 世		群	250		島熊山	2.4±0.3	第二次平均海水準上昇	断層地塊運動 満池谷 不整合		

ら五〇〇六〇万年前から新しい型の地殻変動が激変的に始まり、六甲山地が隆起を開始した。この変動は「六甲変動」の名で知られているが、それは図45に示す三亜層群の広域の分布状態をみるとわかるように六甲だけのものではない。すなわち、下部亜層群の分布をみると、中央構造線の北側にそって現在の地形を無視してほぼ東西方向に延びている。これは基盤岩の構造のなかの領家帯と一致し、この地帯がゆるく沈下したことを示している。これとは対称的に、中部亜層群は大阪盆地から近江盆地にかけて南北方向に片寄って広がり、現在の地形と関係ができてくる。さらに上部亜層群になるとそれまでの地層の分布範囲を越えて広域に広がり、丹波帯の基盤岩の山地内にも川筋を伝って入り込み、福知山盆地・篠山盆地などの山間盆地をも埋めていて、ほぼ現在の地形と調和した分布を示している。そしてその内容を見ると、大阪盆地には中部亜層群と同じような海成粘土層がみられるが、他の盆地には西神地区で検証したのと同様な三角州ないしは扇状地の発達が著しいという特徴がある。これは山地の急上昇とそれから供給される崩壊物質の受け皿である海や湖の拡大があったことを示している。高塚山粘土層は大扇状地時代への第一歩であったといえる。

2 六甲山地の断層系

丸山衝上断層と

六甲の断層系

六甲山地をはじめとする近畿の現在の地形が中部亜層群から上部亜層群に移る時期の地殻変動によって生まれてきたことが明らかになってきた。これは地質時代でいうと、第

四紀でも、それを前期・中期・後期と三区分した中の中期更新世と呼ばれる年代、すなわち七〇万年前から

「この断層は、六甲山塊北側に一大断層があって、その一部が露出しているものである。今から一億九〇〇〇万年前の中生代初期にへい入した花こう岩しゅうからなる六甲山塊が、一大逆断層を境にして、今から三〇〇〇万年前—一〇〇万年前の間に堆積した新生代第三紀層の上に衝き上げている。おそらく大阪湾陥没に伴う横圧力によるものであろう。これによって、六甲山塊の隆起や大阪湾の陥没の相関関係がわかる。」と

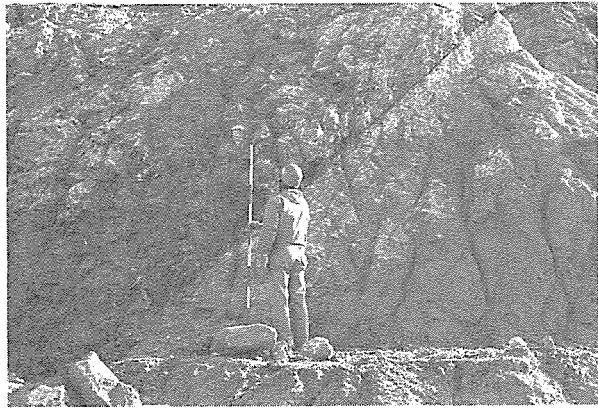


写真 50 丸山衝上断層

ある。

神戸市長田区明泉寺町に天然記念物に指定されている「丸山衝上断層」の露頭がある。六甲を造っている花こう岩が、それを覆っているはずの神戸層群の上に逆に衝き上げている逆断層である。昭和十二年十二月二十一日の指定理由書をみると、



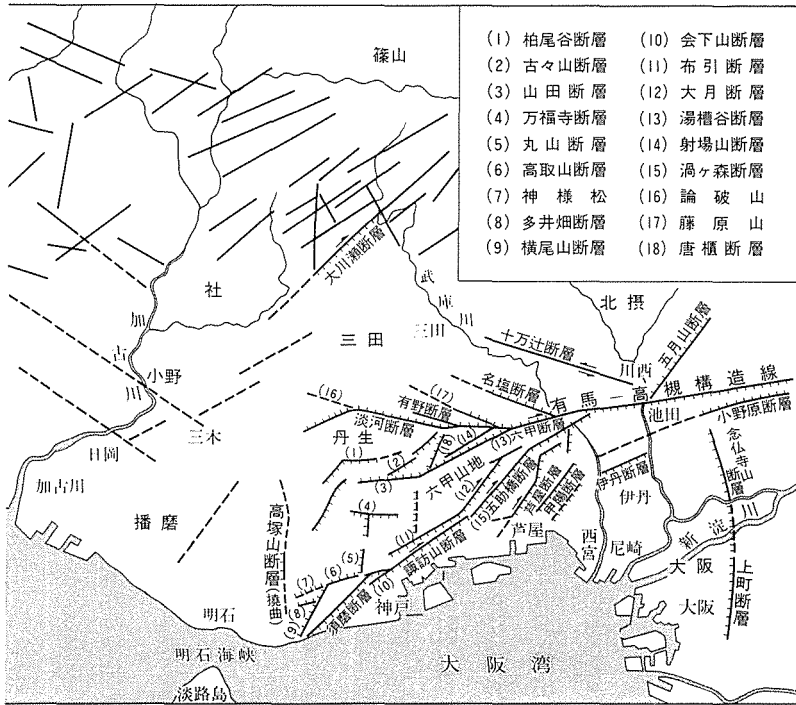
図 46 丸山衝上断層

二〇万年前あたりにかけての出来事なのである。それでは六甲山地はどのように成長してきたのであろうか。それを知るためには、六甲を特徴づける断層についての知識が必要で

なっている。この断層は当時六甲の地質図完成に努力していた上治寅次郎により発見されたものであって、日本で最初の衝上断層の発見として学会に報告され、関心を集めたことが天然記念物指定につながったものと思われる。しかしながら現在の知識でみると、その内容の変化もさることながら、丸山断層は六甲の断層の中でも最も規模の小さいものの一つなのである。けれどもこの断層が六甲山地形成のメカニズム解明の鍵を握る断層のシンボルであることは間違いない。

六甲の断層は数多いが、決して乱雑に分布しているものではなく、いくつかの系統に分けることができる(図47)。六甲の南側では北東から南西に走る大断層が著しく、五助橋断層・芦屋断層・甲陽断層などがほぼ平行に走っている。神戸市街地と背山を画する諏訪山断層は、五助橋断層の延長ともみえるが、やや西にふれている点が注目される。これらの断層の北への延長を切断するように、ほぼ東西に延びる大断層が六甲山地と北側の丹波山地とを分離している。この断層は断層帯というべき大規模かつ複雑なもので、有馬の西に発し千里丘陵の北側に陥没帯を造りながら、高槻を経て京都盆地の南に達するので有馬―高槻構造線と呼ばれている。そしてその北側には南側とは逆に、北西から南東に延びる断層があるが、南側の断層ほど顕著ではない。さらに南側には短小ではあるが、南北性のものがみとめられる。前記丸山断層・高塚山断層(口絵12)もこの系統に入る。

これらのうち神戸に最も関係の深いのは、五助橋断層と諏訪山断層の系統である。図48は六甲南東山腹の西宮地域の地形スケッチとその地質断面の模式図であるが、断層と地形の関係がはっきりとでている。まず山腹地形に、浸食小起伏面と呼ばれる比較的平坦な地形面と急な崖とが交互に現われ階段状になっているこ



地とその周辺の断層系

とに注目しよう。最高部が六甲最高点を含む八〇〇メートル前後の面、次の段は芦屋の奥池や花原ゴルフ場のある平坦面で標高五〇〇メートル前後、三段目が甲山のある二〇〇メートル前後、四段目が一〇〇メートル前後の上ヶ原の台地である。そして各小起伏面は二一三〇〇メートルの急崖で結ばれている。断面図で分かるように急崖下にはすべて断層が走っていて、この階段状地形が断層運動にもとづく構造地形であることを示唆している。

それではいつごろからどのようなにして、この階段状地形ができてきたのであろうか。その運動は六

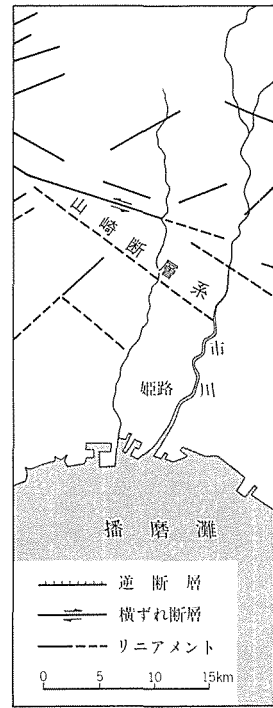


図 47 六甲山

重層群は、Ma 1 粘土層で、このあたりからメタセコイアの化石が豊富にでる。この粘土層を追跡すると四段目の南縁を走る甲陽断層にそって地下に潜り込むのであるが、その延長が OD 1 では実に大阪平野の地下五〇〇メートルの深部に現れるのである(図 38 参照)。一方、その反対側への延長は二段目の標高五〇〇メートル付近で発見された。

以上の事実は、Ma 1 の年代からみて約一〇〇万年前には、現在総計一〇〇〇メートルに近い高低差のある六甲山地から大阪平野にかけての各部が、同じ浅海の海底下にあったことを示している。また現在階段状に分離されている小起伏面も、もとは一つの面であったのだが、断層運動によって分離したものであることがわかる。いいかえると各断層の落差はそれぞれ二〇〇—三〇〇メートルに達し、一〇〇万年間に六甲は五〇〇メートル以上隆起し、反対に大阪湾側は五〇〇メートル沈降したことになる。

六甲の断層の特性は、このように第四紀の中ごろを過ぎるころから活動を開始した新しい断層であることであるが、神戸市と最も関係の深い五助橋断層や諏訪山断層などについてもいろいろな証拠が得られている。

甲山地の隆起とつながっているはずである。幸いこの地区にはその問題を解明するに足る資料が保存されていた。図 39・48 をもう一度見て頂きたい。甲山のある三段目の小起伏面上に分布している中部

やすい。昭和十三年の阪神大水害では、住吉川にそって押し出した土石流の被害が最大であった。この断層の露頭は各所で確かめられたが、五助砂防ダムのやや上流右岸の崖に花こう岩が大阪層群の上に衝上している（口絵11）。最も見事な露頭は芦屋花原ゴルフ場造成時にあらわれた（図49）。六甲花こう岩が約三〇度の低角度で大阪層群の礫層上に衝上しているのがみられた。

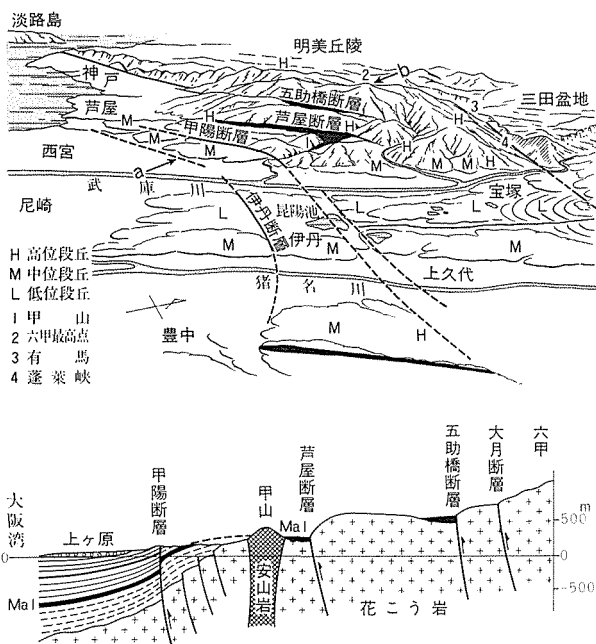


図 48 六甲山地東側の階段地形と断層(a-b 断面)

しかしそれらを示す露頭は、開発工事につれて現れ、また急速に消えてゆく。ここにいくつかの重要な例を記載しておくことにする。

五助橋断層 五助橋断層は六甲山地を二と大月断層 分する大断層で、延長一〇

キロメートル、諏訪山断層系を入れると二五キロメートル以上に達する。この断層を挟んで地形的な段差も大きい。この断層破壊の幅も広く、住吉川はこれに沿って浸食された断層谷（口絵11）である。したがって巨礫をまじえる土砂が多く谷間にたまり、集中豪雨が引き金となって土石流が発生し

第四節 大阪層群と六甲変動

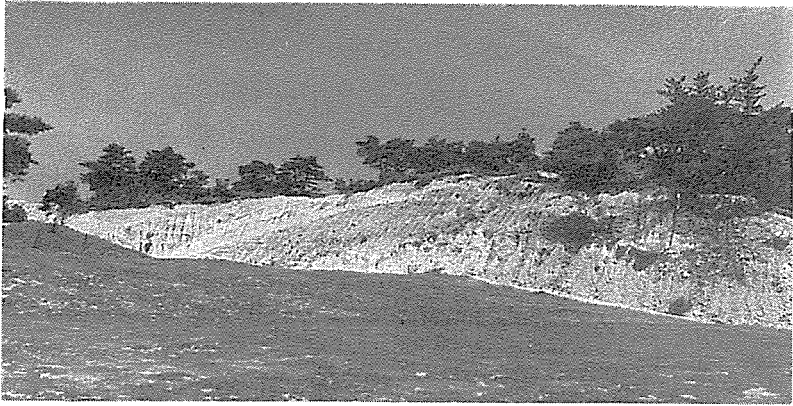


写真 51 芦屋ゴルフ場の五助橋断層(1958年)

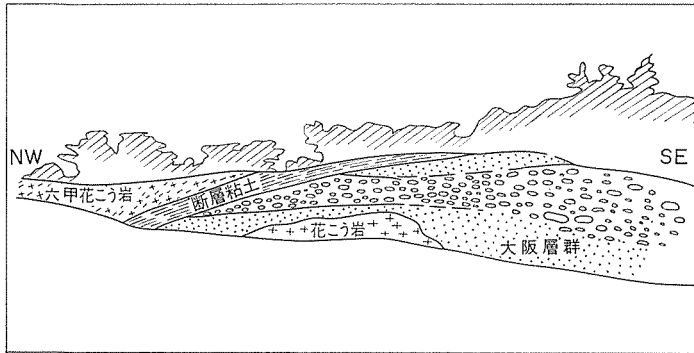


図 49 芦屋ゴルフ場の五助橋断層

五助橋断層と接近して平行に、その副断層ともいふべき大月断層が走っている。この断層は規模が小さいので破砕帯が狭いが、かえって地形的に

明瞭にあらわれている。住吉川に北から注ぐ支流がこの断層を通過するとき、下流側に屈曲することから、断層を境に右ずれの水平横ずれ運動が継続してきたことが推定される。昭和四十二年山陽新幹線の六甲トンネル掘削の時、現在の鶴甲団地付近から斜坑を入れ、地約一〇〇メートルの本坑に掘り進んだが、

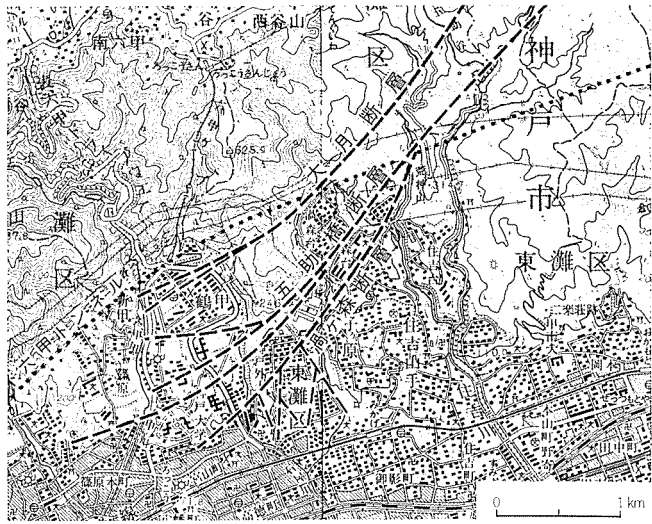


図 50 五助橋断層系

大月断層に遭遇したとき大規模な出水があり、また本坑の掘削時には大月断層と五助橋断層の間はほとんど全面的に破砕が進んでいて、工事は困難をきわめた。

渦ヶ森断層　ポートアイランドの高層ビルから北と土橋断層　東方向を眺めると、六甲が二つに分

断されて、その出口の山の中腹に広々とした高台が扇形に広がり、神戸大学をはじめ白亜の建物が六甲を背に立ち並び、神戸市の近代化の象徴の一つとなっている(写真52)。

この部分には現在鶴甲団地つるかまどや渦ヶ森団地があるが、その造成以前は静かな扇状地状の高台でその頂点にあたる場所に神戸大学の前身、神戸商業大学が設置されたのは、昭和九年のことであった。その標高は二〇〇メートルに達している。この高台は累々たる礫層の堆積した山麓扇状地の表面で、その分布状態からみると住吉川の古い扇状地であることがわかる。現在の住吉川は上流部では五助橋断層にそって北東から南西方向に流れるが、五助ダムのやや下流から急に南に転じて大阪湾に注ぐ。しかしかつてはそのまま直進し

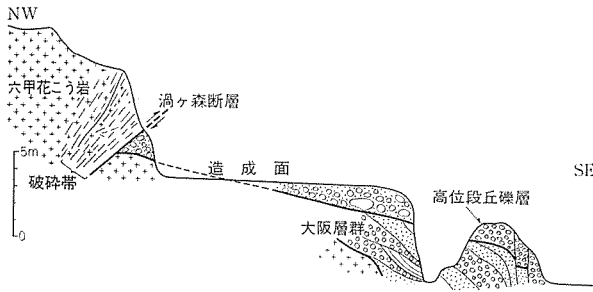


図 51 渦ヶ森断層

て赤塚山や鴨子ヶ原方面に流れそのあたりに山麓扇状地を造ったのであった。それはいつのことであったのであろうか。それは地形的にみて、西神地区の明美累層の時期、すなわち上部重層群形成期、中期更新世の大扇状地形成時代の六甲南麓の姿であったにちがいない。その後この扇状地は六甲山塊の上昇とともに現在の高さまで隆起したのである。

なぜこの部分に大きな扇状地のできる条件があったのであろうか。五助橋・大月断層はそれらの南西端において図50にみられるように小断層に分岐する。渦森団地の南端にその一つである渦ヶ森断層の露頭が天然記念物として保存されているが、保存部分が小さすぎて内容がわからなくなってしまうのは残念である。ここでは図51に示すように、六甲の花こう岩が中部重層群の礫層上に衝上している見事な露頭が現われたのである。

五助橋断層と大月断層の間には、鶴甲山・渦森山と呼ばれる小山がな



写真 52 ポートアイランドから見た六甲

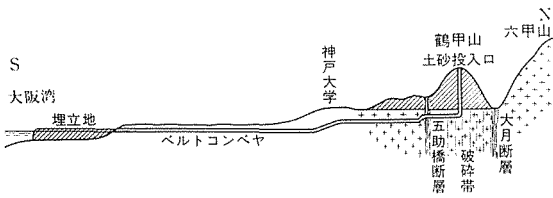


図 52 鶴甲山造成工事概念図

らんでいた。大月断層の延長は土橋断層と呼ばれるが、これらの小山の北側に深い切れ込みをつくり、六甲本体から分離していた。地形学ではこの切れ込みをケルンコル、小山をケルンバットという。鶴甲山は両側を断層で挟まれているため、全体が破碎帯に入り、きわめて脆く土砂災害の危険性をはらんでいた。これを逆手にとって、ここから採取した土砂を利用して、大阪湾を埋立てようとの計画がなされたのである。このような脆弱な山は中途半端な削り方は禁物で、かえって土砂崩壊を誘発しやすい。そこで鶴甲の破碎花こう岩全体がマサと呼ばれる砂状になっているのを利用して、山の頂上から縦坑を下ろし、それに連結してベルトコンベアを設置した水平坑を地下に埋設、採集土砂を地下道で海岸に運搬し埋め立てたのが摩耶埠頭である。これらがその後続く神戸市の「山、海へ行く」埋立事業の第一号であった。そして削られた鶴甲山の跡地が、鶴甲団地となったのである。

このプロジェクトは、騒音公害をも避けられるという点を加えて一石三鳥の新しい工法として注目をあび、渦森の造成に際しても同様なアイデアのもとに、地下ベルトコンベアの代わりに住吉川の河川敷を運搬路に利用するという方法がとられ、渦森団地が出現した。これらの造成によって、前記渦ヶ森断層とともに大月断層の延長である土橋断層の露頭が現れたが(写真53)、破碎花こう岩が上部亜層群の岩層層と断層で接し、断層運動の新しいさを物語っていた。

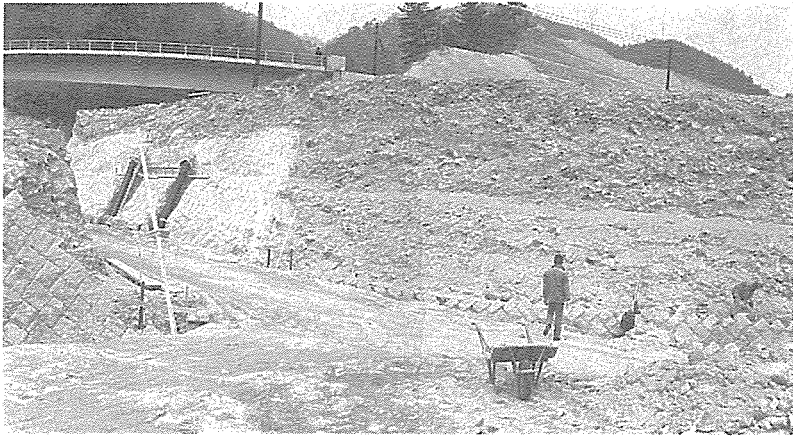


写真 53 土 橋 断 層 (六甲ケーブル土橋駅付近 1969年)
左の白い部分が花こう岩、右が礫層

和田岬断層 五助橋断層と大月断層の延長で山麓扇状地と摩耶断層 をきるものが、渦ヶ森断層と土橋断層であるが、これらをさらに延ばしたものは、どこに現われるか。人工島の造成や湾岸道路の計画にかかわるボーリング地質調査が海岸地帯で実施され、陸上部の断層の延長にあたるものが和田岬で見つかっている(図53)。

和田岬砲台跡の地表下五三・五メートルの深さにある伊丹粘土層(Ma12)の基底が、和田岬先端下では七八メートルの深さにある。このような伊丹粘土層の食い違いは、貿易センタービルと神戸大橋間にも認められ、両地点を結びとさきの渦ヶ森断層と土橋断層に続くものと推定される。

これに似た地層の変位は第五防波堤下でも認められ、摩耶断層と呼ぶが、この断層の延長は南北ないし北西―南東方向を示すようである。なお、ポートアイランドにはこのような断層は存在しない。

諏訪山断層 神戸市街地と背山を境する断層で、極めてと布引断層 直線的、断層で切られた尾根の先端は、急

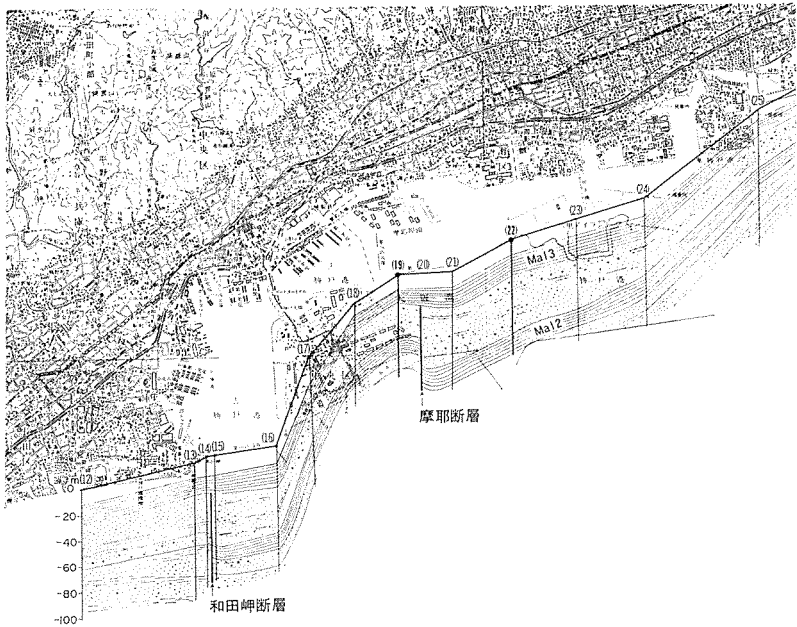


図 53 和田岬断層と摩耶断層

斜面で三角末端面といわれるものが並んでいるのが、市街地から遠望できる(口絵11)。この断層の実態は山陽新幹線の新神戸駅建設の時に現われた(口絵11)。布引花こう閃緑岩がよく円磨された河床礫層と接し、しかも断層面に接する約三〇センチメートル幅の間の礫が断層面に沿って直立しているのが観察された(図54)。この礫は旧生田川(現生田川は明治四年に付け替えられた)の河床礫であるから、諏訪山断層は明らかに沖積層を切断していることになる。

トンネル掘削時の観察と合わせると図55のような断面が推定される。新神戸駅はこの断層の上に建設せざるを得なかったが、その後もこの部分を通して多くの自動車道路トンネルが掘削されて、その姿を何度も現わした。

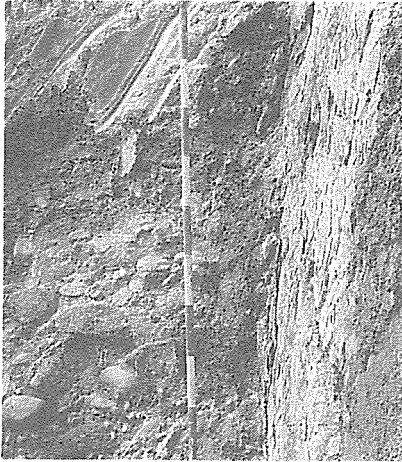


写真 54 諏訪山断層(1970年)

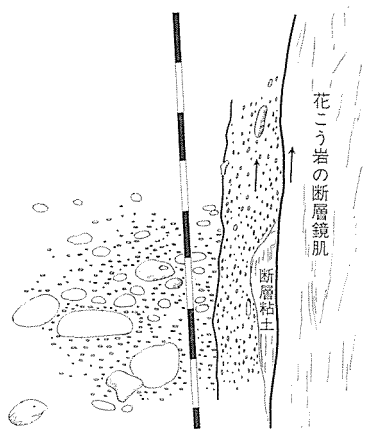


図 54 諏訪山断層

布引断層は諏訪山断層に平行する副断層で、大月断層に対応する。布引貯水池を通り、地形的に極めて明瞭であるが、破碎帯はせまい(口絵11)。

会下山断層と 会下山断層は諏訪山断層の直線的延長に
長田山断層 あたり、大倉山の北側に沿って西に延び
会下山の小丘陵地区に入り、会下山貯水池を通じて長田小学校あたりで尖滅する。大倉山の北西側の長田断層との間には、陥没状の奥平野の小盆地があり、それを排水する宇治川は大倉山の東側で丘陵を切断する。旧湊川もこの小盆地にいったん流入し、さらに大倉山と会下山の間を切つて

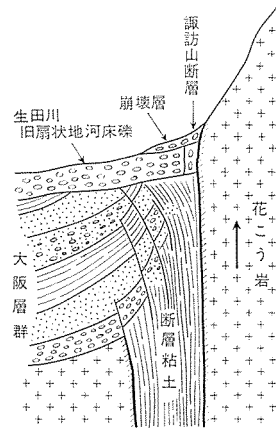


図 55 諏訪山断層断面図

大阪湾に出て、現在川崎重工業の敷地となっている部分に小三角州をつくっていた。しかしながらこの小盆地が内水で溢れるのを防ぐため、会下山の下に通水トンネルを掘って湊川の水を荻藻川に放水したものとみられる。長田断層は会下山断層とほぼ平行に走り、神戸層群と大阪層群とを境し、この部分の神戸層群は急斜し、須磨断層に延長する。六甲の花こう岩体との間の断層は夢野浄水場に接している。

須磨断層・高取山断層・高取山・横尾山・鉢伏山などの山塊を囲む断層群である。南側の須磨断層は扇状

横尾山断層(塩屋断層) 地式の段丘を切り、西須磨では花こう岩が急傾斜で大阪層群上に衝上している。

北側の高取山・横尾山断層は各所で見事な露頭が確認できた。新長田より落合池にいたる市営地下鉄西神線敷設のため、高取山を貫く第二横尾トンネルが掘削され、その北出口に妙法寺駅が建設された。この駅は高取山断層の直上に位置せざるを得なかったため、本断層の断面がよく観察された。花こう岩は二〇〇メートル余にわたって急斜する神戸層群を覆い、低角衝上断層の形式をとっているが、その根本の所では高角度になる。その状況を図56に示したが、六甲周辺の逆断層の特徴をよく表わしている。

有馬―高 六甲の北側にも複雑な断層系が発達している。丹生山地は周囲を断層で囲まれた断層地塊で、

概構造線 六甲本体との間の志染川(旧山田川)流域は断層盆地で、神戸層群が分布している。有馬はこれ

らの断層が収れんする部分で、泉源は断層と密接に関連するが、断層によって泉質が異なる。有馬以東ではこれらの断層は六甲断層に収れんするが、断層の南側の花こう岩の破碎が著しくなり、数百メートルに達するが、その状況は白水峡でよく見られる。またさらに東に行くとき蓬萊(ほうらい)峡の奇観が見られるが、これも破碎帯にはたらく強烈な浸食作用のもたらしたものである。六甲断層をさらに東に追跡すると、宝塚で六甲山地を

第四節 大阪層群と六甲変動



写真 55 高取山断層（地下鉄妙法寺駅付近 1975年）

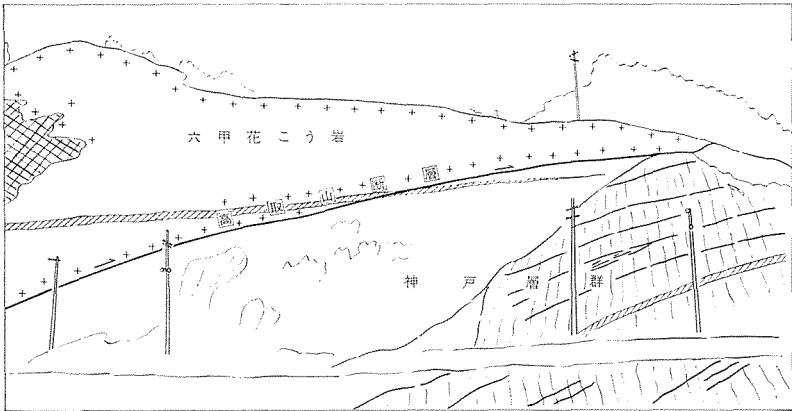


図 56 高取山断層

離れ伊丹盆地と北摂山地との境を走り、千里丘陵の北側の低地を通り高槻に延びる。これらの延長部は六甲断層とは全く性質が違うように見えるが、幅広い破碎帯が地下に沈んでいるのである。いかえれば六甲断層は、六甲山塊の隆起によって破碎帯が地表に姿を現わしたところである。したがってこれらは、一連の構造線がいろいろな形で地表に出現したとみられるので、有馬―高槻構造線と呼ばれることになった。その延長はさらに東に延びて、京都盆地の南にいたる。

六甲断層

以上のような六甲山地の断層の分布状態からみると、六甲は断層で囲まれた断層地塊の集合体

地塊

であることがわかる。そしてそれらの地塊ごとに高低差があつて、全体として六甲という山地をつくっているのである。六甲南東部の甲山付近の階段状地形はその典型であつた。そこで断層地塊の意味を考えてみよう。

断層とは地球の表面の大規模な割れ目である。地球の内部には常に強い圧力が加わっている。その圧力があらゆる方向から均等にかかつておれば問題はないのであるが、地下一〇ないし二〇キロメートルあたりまでの地殻内部には、ある方向により強く圧力が加わることが多い。そうするとその部分に歪みが生じ、それが蓄積されていくとある段階で破壊が起こり割れ目が発生する。その時に起こる振動が地表に伝わってくるのが地震であり、割れ目の地表に達したものが断層である。したがって六甲のように大規模な断層に支配されているということは、六甲の花こう岩体が強烈な圧力下にさらされてきたことを物語っている。その圧力によって六甲は破断・分裂し、またその圧力によって六甲は隆起してきたにちがいない。この圧力の性質は断層系の解析によって、見当をつけることができる。

六甲には強い圧力が加わっている。その状態をストレス（応力）が加わるという。ストレスというものは、何がそれを引き起こしているのかその原因を確かめることは容易ではない。しかしどういふ方向に最も強く圧縮されているか、あるいは引張られているか、ストレスの状態を知ることができるのである。ストレスは六甲だけに働いているものではないから、範囲を広げて近畿全体の断層系のなかで、六甲の断層を発生させたストレス状態を検討することにする。

近畿トライ

アングル

六甲の断層と同じように現在の地形を支配し第四紀層に影響を与えている新しい断層は、近畿地方中央部に数多く分布している。それらは図57に示すように、敦賀湾を頂点とし琵琶湖・大阪湾・伊勢湾を抱き、紀伊半島の付け根を走る大断層、中央構造線を底辺とする三角形の中に含まれているので、この部分を「近畿トライアングル（三角帯）」と呼ぶ。六甲山地はその西の境界にあたるように、南北方向をとるものが多い。逆断層の存在は、その部分が圧縮作用によって縮んだことを意味している。そして断層系の方向性から東西方向に圧縮されたことがわかる。巨視的にみて近畿トライアングルは地殻が東西の圧縮作用のもとで縮むことよってできた地表のうねり状のしわともいえる。トライアングルの頂部にあった琵琶湖のある近江盆地には琵琶湖と比良山地の対立という形でこの圧縮作用が最も典型的に現われている。これに反して、近畿トライアングルの東側にある美濃山地や西側の丹波山地には、図57にみられるように横ずれ断層が整然と分布している。注目されるのは、北東―南西方向のものが右ずれ、北西―南東のものが左ずれで逆に運動していることである。これはこの部分の地殻にも東西方向の圧縮作用が働いていることを

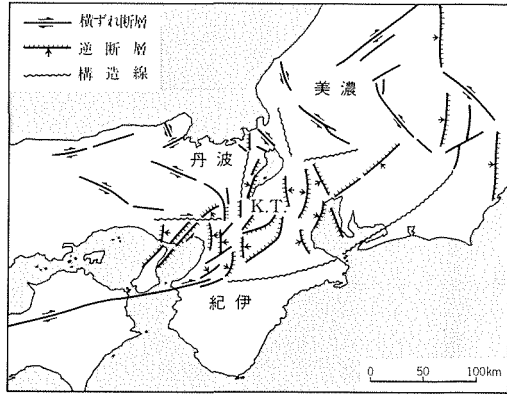


図 57 近畿トライアングル(K.T.)とその周辺の断層系

う。断層にもいろいろあって、はるかな過去の地殻の古傷として運動を終わったものが大部分である。しかしながら、まだ活動のエネルギーを保存していて、将来も動く可能性を秘めたものもあって、これらは「活断層」とよばれる。

活断層の定義として、「過去二〇〇万年以後に活動を開始し、将来も活動する可能性のある断層」といわれているが、これでは真意が理解しにくい。むしろ六甲の断層の中に活断層の性質のすべてが含まれているのである。六甲の断層は全部とってよいぐらい、第四紀層である大阪層群を切断しあるいは変形を与えて

示しているのである。いいかえると、近畿トライアングルは丹波・美濃山地の間に挟まりながら東西方向に締めつけられ、その歪みが集中してできたものといえるのである。そしてその西縁の六甲はそのなかでも最も歪みが蓄積されてきたところで、それだけ起伏量も大きく断層も複雑であるが、細かく見ると近畿トライアングルとその周辺に見られるあらゆる型のまたあらゆる方向性をもった断層が複雑に絡み合っていることがわかるのである。

活断層

このように、神戸市の立地条件は断層と切っても切れない関係にあり、断層との共存を常に意識してゆく必要がある。それは今後も避けては通れない課題である

いる。またそのあるものは最も新しい地形面である段丘面をも明瞭に切断しているのである。過去二〇〇万年というのは、第四紀の始まりが約二〇〇万年前であるということからきている。したがって六甲の地形を支配している断層は、すべて活断層であるといって差し支えないということになる。

それではこのような断層はなぜ将来も活動する可能性があるのだろうか。それは前述の近畿トライアングルを造ってきた第四紀という地質学的な時間帯のストレス状態と同じ結果が、現在起こっている地震の研究からも、また精密な測量の繰り返しから検出される大地の歪み状態からも得られるからである。現在山陽新幹線の六甲トンネルの水抜き坑を利用して、直接六甲山地内の岩盤のストレス状態が京都大学により観測されているが、やはり調和する結果が得られている。さらに六甲の場合は、六甲変動により、すなわち五〇ないし六〇万年以降になって断層活動が活発化したのであるから、最も新しい活断層であるといえるのである。しかも六甲地域には歴史地震の記録はない。これをいかに解釈すべきか、大きな課題である。六甲の活断層の変位量を調べてみると、年平均にして数ミリメートル程度で、日本の活断層の基準では、B級といわれるもののなかに入る。しかし断層は年ごとに徐々に動くものではなく、数百年、数千年の間エネルギーをためておいて、地震をともしないながら一挙に数メートルも動く例が多いことを考慮する必要がある。

地震の化石ともいべき活断層が発達し、しかも歴史地震の記録がないということは、これら断層に現在歪みが蓄積されている状態であるとも解されるのである。

3 山地と盆地―六甲変動

大阪盆地と 近畿トライアングル内の山地と盆地の配列は、巨視的に見れば地殻表面のうねり状の高い所

大阪湾盆地 が山地となり、低い所が盆地となったものである。そしてそれに断層運動が加わって山地が

急上昇したのである。奈良盆地と生駒山地の組み合わせはその典型である。六甲山地と大阪湾の組み合わせはどうであろうか。神戸市は六甲を削り大阪湾を埋め立て市域を拡大してきた歴史が示すように、六甲と大阪湾との対立の中に存立してきた。大阪湾は海水でおおわれているが、その大半は水深二〇メートル以内の水たまりに過ぎず、その下には一〇〇メートルを超える第四紀層が潜在している大きな堆積盆地である。

盆地という言葉は普通は地形的に使われるが、地質学では地層を堆積する沈降部を堆積盆地という。過去の堆積盆地はその後の地殻変動で分裂してしまっているものが多いが、新しい堆積盆地ほど現在の地形と調和してくる。大阪湾はまさに現在の堆積盆地であるといえる。

奈良盆地と生駒山地とが東西圧縮型の起伏を示しているのに対して、大阪「盆地」は非常に複雑である。

大阪平野とよくいわれるが、その中央に上町台地と呼ばれる比高二〇メートルに満たない南北に延びる高まりのあることは、案外気づかれていない。これを単なる段丘とみる意見もあったのであるが、地盤沈下対策のための深層ボーリングと建築基礎のための多数のテストボーリングがまとめられた結果、平野の地下六〇メートルのところには生駒山地と同じような形をした基盤の隆起部があって、地下の大阪層群を押し上げ地

第四節 大阪層群と六甲変動

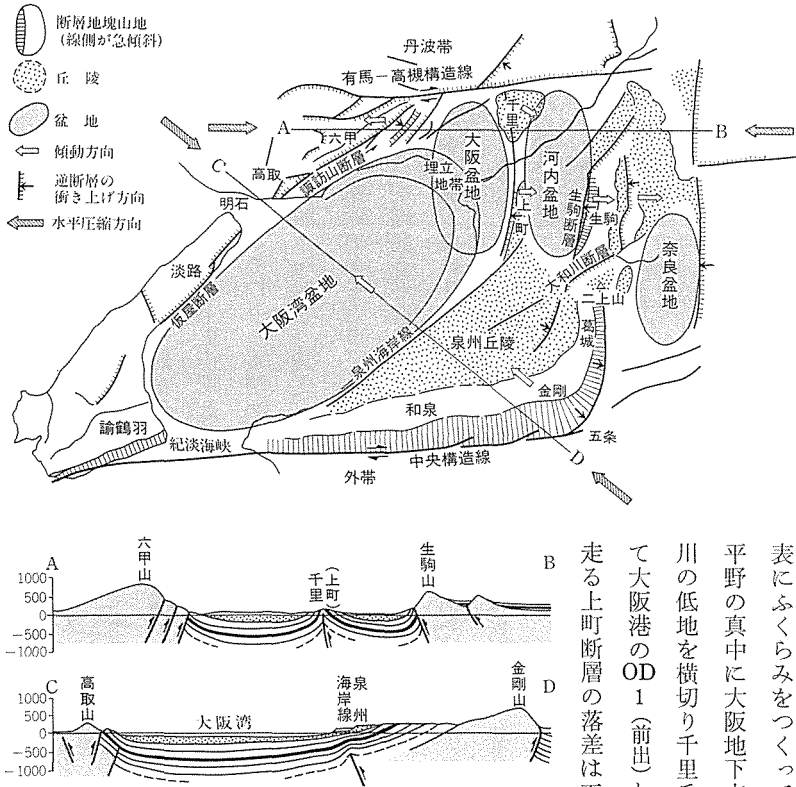


図 58 大阪盆地群とその断面

表にふくらみをつくっていることがわかってきた。大阪平野の真中に大阪地下山脈があり、それが北に延びて淀川の低地を横切り千里丘陵に続いていたのである。そして大阪港のOD1(前出)と比較すると、上町台地の西側を走る上町断層の落差は五〇〇メートル以上に達することが判明した。

いまこれらの資料を基にして六甲から大阪平野を通じて生駒にいたる東西地質断面を描くと図58(A-B)のようになる。甲山付近のMa1粘土層は、大阪平野下では地下数百メートルに潜り、上町台地では地表近くに接近、千里丘陵では再び地表に現われ、東大阪市に入ると再び地下深く沈むが、

生駒山地西側で生駒断層に沿って上昇し、ついには生駒山地を越えて奈良盆地に現われるのである。こうしてみると、大阪平野は上町台地を境にして二つの盆地に分かれていることがわかる。すなわち奈良盆地と同じような盆地が生駒山地の西側にも存在するのである。これを河内盆地と呼ぶことにする。

さて問題は上町台地より西側の低地帯である。この低地帯は普通大阪平野と呼ばれ、その西は大阪湾で占められているが、六甲山地と千里丘陵との間に伊丹から尼崎にわたる低地帯があって、その北部には段丘が広く発達している。そして六甲の東端はこの低地にさえぎられて切り落とされたようになっていて、この部分をひとつの堆積盆地とみると、奈良・河内盆地と方向・形状ともに類似している。これに対して、大阪湾の長軸は北東から南西方向をとり、それらと相違している。この疑問を解く鍵が、神戸市の対岸の泉州沖合で関西国際空港の基礎調査が進むにつれて明らかになってきた。これらの資料と神戸側の資料とを合わせて描いた大阪湾を短軸方向に切った地質断面図が図58 (C—D) である。大阪湾中央部の断面は両側の地質構造から推定している。これを(A—B) 断面と比較すると、これが二つの堆積盆地の集合であるのに対して、大阪湾は一つの堆積盆地であって、南東から北西に傾動していることがわかる。神戸沖が水深が深く泉州沖が浅いのも、この地質構造の表れともいえるのである。河内盆地などが東西圧縮型であるのに対して、この構造は北西—南東圧縮型の盆地であるといえる。大阪湾盆地と奈良・河内・大阪盆地とは成因が違うのである。

そこで伊丹・尼崎低地の存在が浮かび上がる。この低地は河内盆地と同じ東西圧縮型の盆地であったのであるが、南半分が大阪湾盆地の北東端と結合したために特異な沈降帯を生じ、この部分に淀川・猪名川・武

庫川が開口して厚い沖積層を堆積し、大阪から尼崎に連なる平野を形成したのである。この盆地を狭義の大
阪盆地と呼ぶ。

東六甲と 最初に六甲山地の地形を述べた際に、それを構成する花こう岩塊は西側では二分し、北側の

西六甲 のは鈴蘭台地区で終わるが、南側のものは横尾山(三二二・二メートル)・鉄拐山(二三四・〇メー

トル)・鉢伏山(二五二・八メートル)などの鋭い尾根を持った峰が細長く連なり、その延長は明石海峡を経て、
淡路島に延長しているようにみえることを強調した。この山列を西六甲山地と呼ぶことにするが、東六甲山
地ほど山頂の小起伏面の保存がよくないのが特徴である。図47の断層系の配列状態からもわかるように、西
六甲の南東側を切断する須磨断層は淡路島の東側の仮屋断層とも関係が深い。こうしてみると、西六甲山地
は東六甲山地と一連のものではなく大阪湾盆地を造ってきた構造運動の産物であり、東六甲山地は河内・大
阪盆地を造ってきた構造運動によって隆起してきたものであるという推測が成り立つのではあるまいか。

この推測を裏付けるものとして、五助橋断層系と諏訪山断層系との関係が注目される。この二つの断層系
は一連のようにも見えるが、住吉川が山地を出るあたりで北東から南西方向に延びてきた前者が細かく分岐
し、それに後者が噛み合ったような形をとり、その部分に広大な山麓扇状地が中期更新世から発達してきて
現在の台地を造ってきたことはすでに述べた。この現象は両断層系を造った圧縮力が別物であったために、
異なる方向の断層がこの部分で会合して、広大な破砕帯を生じたと解釈すればうなずけるのである。従来神
戸は大阪平野と大阪湾とを合わせた大阪盆地の縁辺部として位置づけられてきたが、実は神戸の御影地区か
ら西は大阪湾をへだてて対岸の泉州地域や葛城・金剛・和泉山塊と構造的に密接な関係があるのである。こ

これらの山々は、大氣の澄んだ日に神戸の背山に登ると、真正面に見える。大阪湾の彼方のこれらの山なみを、津波のようにこちらに押し寄せてくる大波の波がしらにみたてよう。大阪湾はその手前の波の底にあたる。そして背山の部分は、岸辺に打ち寄せ一段と波高を増した渚の部分に相当することになる。すなわち泉州側の隆起とともに大阪湾盆地が傾動的に沈降し、西六甲がくさびが抜けるように上昇するという運動が、数千年にわたって続き、現在に及んでいるのである。そのあらわれとして、図58の(C—D)断面図からもわかるように、大阪湾盆地の沈降の中心は神戸寄りである。このことが、神戸港が水深く天然の良港といわれてきたゆえんであるが、逆にへドロが厚く溜まり沿岸埋め立てに大変な努力をばらわざるをえなかった理由でもある。これに対して泉州沖は、水深が浅いかわりにへドロが薄く埋め立てが比較的容易である。この部分に関西国際新空港が建設され、大阪湾を一直線に横断して神戸と新しい交通網で結ぶという構想が、大自然の構造を反映して浮んでこようというものである。

最後にこの「地波」ともいえるべき波が起こった原因にふれておこう。波を起す風の方向は、波に直角な方向である。同様に地波を起した圧力は南東方向から加わったにちがいない。その原因も最近急速に明らかになってきた。地球的規模で地質構造を説明できるプレートテクトニクスと呼ばれる構造論によれば、四国の南に広がるフィリピン海の海底を構成するフィリピン海プレートが、北上しつつ南海トラフに沿って沈み込みながら西南日本を圧縮している圧力が、大阪湾地域にも伝わってきていると推測される。六甲変動の実態が姿を表わし始めたといえよう。