

55(521.75)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第61号

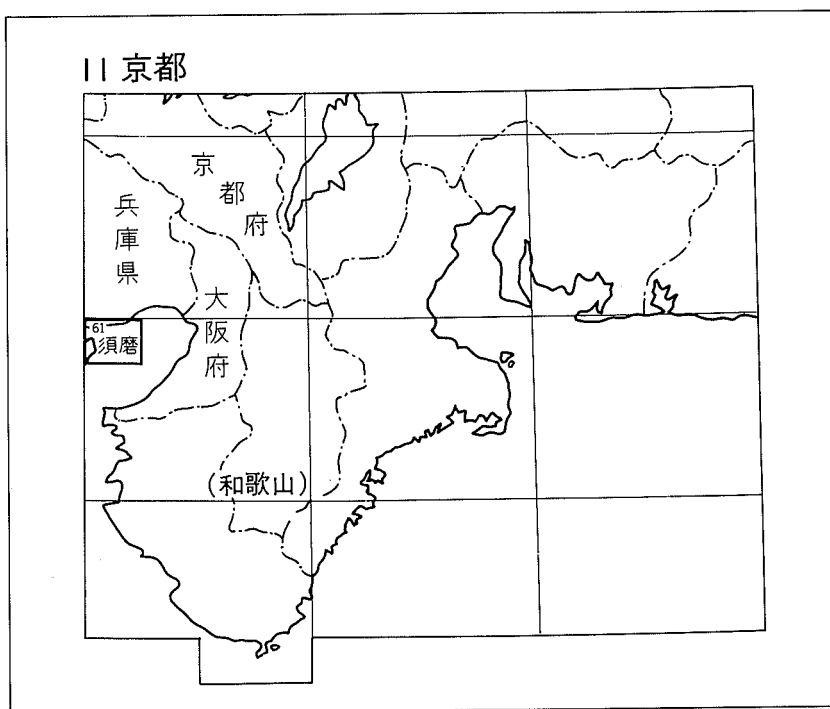
須磨地域の地質

藤田和夫・前田保夫

昭和59年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 基盤岩類	7
III. 1 花崗岩類	7
III. 1. 1 六甲山地南西端の花崗岩類	7
III. 1. 1. 1 布引花崗閃緑岩	7
III. 1. 1. 2 六甲花崗岩	9
III. 1. 2 淡路島北東端の花崗岩類	10
III. 1. 2. 1 洲本花崗閃緑岩	10
III. 1. 2. 2 岩屋花崗岩	13
III. 1. 2. 3 細粒花崗閃緑岩	14
III. 2 岩脈類	14
IV. 被覆層	15
IV. 1 神戸層群	15
IV. 1. 1 多井畑累層-付岩屋累層	15
IV. 1. 2 白川累層	17
IV. 2 大阪層群	18
IV. 2. 1 概説	18
IV. 2. 2 垂水・明石地区の大阪層群	20
IV. 2. 2. 1 下部亜層群	20
IV. 2. 2. 2 中部亜層群	24
IV. 2. 2. 3 上部亜層群	25
IV. 2. 3 六甲南麓の大阪層群	31
IV. 2. 4 淡路島の大阪層群	31
IV. 3 明石累層・明美累層・高位段丘	32
IV. 4 段丘	35
IV. 5 沖積層	35
IV. 6 埋立地	35
V. 地質構造	36
V. 1 概説	36
V. 2 古期地質構造	36
V. 2. 1 六甲山地南西部	36

V. 2. 2 淡路島北東部	37
V. 3 新期地質構造	37
V. 3. 1 断層系	37
V. 3. 2 鉢伏山山地の断層系	38
V. 3. 3 高塚山断層・高塚山撓曲	39
V. 3. 4 淡路島の断層系	42
VI. 明石海峡	42
VI. 1 概説	42
VI. 2 海底地形	42
VI. 3 海底地質構造	43
VI. 4 明石海峡の形成	47
VII. 神戸港の海底表層地質	49
VII. 1 概説	49
VII. 2 下部層：第10海成粘土層	50
VII. 3 中部層：第11海成粘土層	52
VII. 4 上部層：第12海成粘土層	53
VII. 5 最上部層：第13海成粘土層	55
VII. 6 神戸港の海底地質構造	56
VIII. 応用地質	61
VIII. 1 概説	61
VIII. 2 埋立及び人工島	63
VIII. 2. 1 神戸方式の埋立	63
VIII. 2. 2 埋立地の沈下	63
VIII. 2. 3 埋立材料	67
VIII. 2. 4 構造物の支持層	68
VIII. 3 神戸における地盤災害	71
VIII. 4 土取場	75
VIII. 4. 1 防災対策	75
VIII. 4. 2 掘削時の諸問題	76
VIII. 5 明石海峡大橋	79
VIII. 5. 1 地質調査の流れ	79
VIII. 5. 2 舞子側調査	80
VIII. 5. 3 松帆側調査	83
VIII. 6 淡路島における採石	85
文献	91
Abstract	95

図・表・図版目次

第 1 図	播磨灘上空から淡路島及びその彼方の六甲山地を望む	2
第 2 図	六甲山地及び淡路島北部の断層系	3
第 3 図	明治 18・19 年の須磨地域地形図	4
第 4 図	布引花崗閃緑岩を貫くアプライト及びペグマタイトの岩脈	8
第 5 図	六甲全山縦走コースのなかで、最も峻険な尾根を構成する細粒黒雲母花崗岩	9
第 6 図	洲本花崗閃緑岩を貫くペグマタイトの岩脈	11
第 7 図	神戸層群総合柱状図	15
第 8 図	岩屋花崗岩及びこれを不整合に覆う神戸層岩屋累層基底部の礫岩砂岩互層	16
第 9 図	神戸層群岩屋累層の砂岩	16
第 10 図	須磨地域及び北隣神戸地域における大阪層群の模式柱状図	21
第 11 図	神戸市研究学園都市及び高塚山周辺における大阪層群の地質柱状図 作成地点図(a)及び地質柱状図(b)	22,23
第 12 図	神戸市研究学園都市付近の地質概念図	24
第 13 図	大阪層群明石累層の下位層中に含まれるヤギ火山灰層の産状	25
第 14 図	川西粘土層の露頭	27
第 15 図 a	須磨地域西部における大阪層群中部亜層群の地質柱状図	28
第 15 図 b	川西粘土層と上部亜層群舞子貝層との間の不整合を示すスケッチ	28
第 16 図	大阪層群上部亜層群(明美累層)中の高塚山粘土層の産状	28
第 17 図	大阪層群上部亜層群明美累層の地質柱状図	29
第 18 図	高塚山粘土層にみられる珪藻被殻の出現状況	30
第 19 図	神戸市垂水区霞ヶ丘西方より東を望む	32
第 20 図	明美累層最上部の赤色化礫層	33
第 21 図	明美累層最上部の瀕海層とみられる細礫砂層	34
第 22 図	六甲山地とその周辺地域の中期更新世古地理図	34
第 23 図	多井畑付近における神様松撓曲を示す地質構造図及び地質断面図	37
第 24 図	急斜する神戸層群の上に六甲花崗岩が衝上している横尾山断層	38
第 25 図	高塚山断層に沿う被覆層の撓曲と副断層を示すスケッチ図	39
第 26 図	高塚山撓曲と明美累層との関係を示す概念図	39
第 27 図	淡路島北東部海域における音波探査測線図(a)及び海底地質断面図(b)	40,41
第 28 図	淡路島周辺の海底地形図	43
第 29 図	明石海峡における海底微地形図	44
第 30 図	(a)明石海峡海底地形図 (b)明石海峡における海底地質構造	45 45

第 31 図	垂水沖におけるボーリングの地質柱状図	46
第 32 図	神戸港の海底表層地質に関する模式地質柱状図及び堆積環境の概要	50
第 33 図	神戸港西方の第 10 海成粘土層から産出する樹木花粉化石群集	51
第 34 図	六甲アイランドの第 11 海成粘土層から産出する樹木花粉化石群集	52
第 35 図	六甲アイランドの第 12 海成粘土層から産出する樹木花粉化石群集	54
第 36 図	ポートアイランド及び六甲アイランドにおけるピート挟在層の地質柱状図 及び ¹⁴ C年代	55
第 37 図	六甲アイランドにおける"沖積層"基底面及びMa13の層厚線図	55
第 38 図	大阪湾及び神戸港における測量基準面の対比図	56
第 39 図	神戸港における主要ボーリング地点及び地質断面図作成の位置図	57
第 40 図	神戸港における主要ボーリング地点の地質柱状図	58
第 41 図	神戸港の海底表層地質を示すブロック図	61
第 42 図	神戸港における埋立地と土取場の位置図	62
第 43 図	ポートアイランド中央部における代表的地質柱状図	64
第 44 図	Ma12及びMa13の土質特性	64
第 45 図	ポートアイランド中央部における地層の圧密降伏応力の深度分布	65
第 46 図	粘土層のe-log p曲線	65
第 47 図	ポートアイランド南西隅における旧海底面の沈下曲線	65
第 48 図	ポートアイランド南西隅における層別の沈下測定結果	66
第 49 図	盛土部及び周辺部の沈下状況	66
第 50 図	層別圧縮量及び全圧縮量の経時変化	67
第 51 図	表層土砂の粒度分布	68
第 52 図	神戸港における埋立土層の土圧計による単位重量測定	68
第 53 図	神戸層群砕石による締固め盛土地盤	68
第 54 図	神戸大橋橋脚部の載荷試験結果	69
第 55 図	ポートアイランドにおける鋼管杭の載荷試験	70
第 56 図	振動締固め工法の改良効果	71
第 57 図	阪神大水害の浸水区域	73
第 58 図	昭和 13 年, 36 年及び 42 年豪雨の時間雨量累計	73
第 59 図	昭和 42 年の浸水区域	74
第 60 図	神戸市布引ダム北方市ケ原における山腹崩壊	75
第 61 図	切取斜面における水圧による花崗岩塊のはらみ出しを示す模式図	76
第 62 図	渦ヶ森地区における水平ボーリング孔からの流出量と地下水位	77
第 63 図	六甲花崗岩の切り取りによる P 波速度の変化	77
第 64 図	明石海峡大橋の橋梁一般図及び大橋下の地質断面図	78
第 65 図	明石海峡大橋地質調査の流れ図	79

第 66 図	明石海峡大橋原位置調査用位置図	79
第 67 図	舞子側地盤モデル	81
第 68 図	垂水地区における礫層の原位置試験による地盤状況	82
第 69 図	垂水地区における礫層の原位置試験による砂礫の粒度分布	82
第 70 図	B, C 試料の三軸圧縮試験の結果	84
第 71 図	ひずみ計設置及び載荷試験位置図	85
第 72 図	載荷試験位置の地質断面図	86
第 73 図	載荷板直下のひずみ分布の例	87
第 74 図	深層における特殊載荷試験機の概要図	87
第 75 図	神戸層群の深層載荷試験結果	88
第 76 図	神戸層群アルコース砂岩の三軸圧縮試験結果	88
第 77 図	三軸圧縮試験における側圧と強度との関係	89
第 78 図	須磨地域内の淡路島における大規模採掘場の推移	90
第 79 図	松帆側アンカレイジ位置における地質及び地盤の状況	91
第 1 表	須磨及び隣接神戸地域の地質総括表	6
第 2 表	神戸層群多井畑累層及び岩屋累層産の貝化石	17
第 3 表	大阪層群に関する層序区分・年代・化石・地殻変動及び海水準変動の総括表	19
第 4 表	須磨地域及び周辺地域における大阪層群層序の比較	20
第 5 表	大阪層群に挟まれる火山灰の特徴	26
第 6 表	神戸港の海底表層地質に関する層序の総括表	49
第 7 表	神戸港付近における第 10 海成粘土層(Ma10)の分布状況	50
第 8 表	神戸港付近における第 11 海成粘土層(Ma11)の分布状況	52
第 9 表	神戸港付近における第 12 海成粘土層(Ma12)の分布状況	53
第 10 表	神戸港付近の第 12 海成粘土層に含まれるピート及び腐植土の ¹⁴ C 年代	54
第 11 表	神戸港海面埋立事業計画	62
第 12 表	神戸市西部における土地造成事業計画	62
第 13 表	締固め土の三軸試験結果	69
第 14 表	神戸大橋橋脚部の支持力試験結果	70
第 15 表	昭和年代における神戸の水害記録	72
第 16 表	明石海峡大橋基礎の地質調査総括表	80
第 17 表	明石海峡大橋用の原位置試験の概要	80
第 18 表	乱さない砂礫試料の土性	83
第 19 表	乱さない砂礫試料の強度定数	83
第 20 表	神戸層群の載荷試験結果	87
第 21 表	神戸層群アルコース砂岩の試験結果	89

Table 22 Summary of the geology of the Suma and neighbouring districts	96
--	----

Table 23 Summary of geotectonic history of the Osaka Group	97
--	----

第 I 図版	1 六甲花崗岩の中 - 粗粒黒雲母花崗岩
	2 上記写真の中央下部の石英を拡大したもの
第 II 図版	1 岩屋花崗岩の中 - 粗粒黒雲母花崗岩
	2 高塚山粘土層産出化石
第 III 図版	1 地下鉄工事に伴って現れた大露頭と高塚山断層
	2 淡路島北東部海域における音波探査記録
第 IV 図版	アカシ象の右下顎骨第三臼歯の一部
第 V 図版	1 神戸層群岩屋累層産の貝化石
	2 明石海峡における神戸層群の礫岩

須磨地域の地質

藤田和夫*・前田保夫**

須磨地域は昭和57年度特定地質図幅の研究として行われたものであるが、この機会に著者らとその協力者の20年来の調査・研究資料の上に立ってまとめられた。本報告の作成に当たっては、第四紀層と神戸港表層地質については前田保夫が、その他を藤田和夫が主としてまとめた。しかしながら、基盤地質については、服部 仁・河田清雄両氏の調査結果に基づく記載を採用し、応用地質関係については、西垣好彦博士に負うところが多かったことを特記しておく。また神戸層群については、田中 操・高久昭紀の未発表資料を利用し、神戸層群の貝化石同定については名古屋大学の糸川淳二博士にお願いした。

この地域は神戸市の西神地区開発計画が進行中で、垂水区のほぼ全域にわたって、自然改造的な造成工事が行われ、その切り取り土砂はベルトコンベヤで運搬され、海岸の埋立地造成に利用されている。その間に出現した大露頭は、従来の研究結果を一変させるような資料を多く提供しているが、造成区域の北側の隣接「神戸」地域にまたがっている地域も合わせてまとめて記載することにした。これらの調査については齋本 格・井口博夫氏に負うところが多い。

本地域の大部分は神戸市域に含まれ、その調査には神戸市市長室・開発局・土木局・水道局により便宜が与えられた。特に多田政文・村尾正信・小倉 晋・大野公男・渡辺嘉道・野上行久・鍵政敏二氏にはお世話になった。また著者の一人前田に与えられた神戸市立教育研究所長足立 己氏の御配慮を感謝する。

本地域内には明石海峡が含まれているが、ここには本州四国連絡橋に関して数多くの調査が行われ、関係各位にいろいろ御世話になったが、特に初期の調査段階で藤田に多大の便宜が与えられた国鉄技師故伊崎 晃氏と、その後多くの資料を提供された宮島圭司氏に感謝する。また建設省近畿地方建設局には大阪湾岸道路関連の多くの資料を提供していただいた。その御配慮に深謝したい。

この長期にわたる調査・研究の中で、共同研究・調査援助その他で謝意を表したい方々はあまりにも多いが、いちいち名前を挙げる余裕はない。しかし特に故笠間太郎大阪市立大学教授が多くの資料を残されたことに深謝したい。本来ならば共著者となっていたはずの方であった。

なお地質部服部 仁・河田清雄両技官には基盤岩類についての調査を、環境地質部寒川 旭技官には更新統の調査の手伝いを、また宮村 学大阪出張所長には全般にわたり御配慮をいただいた。更に応用地質、特に神戸港の土木地質に関しては、基礎地盤コンサルタンツ関西西技術センター西垣好彦所長に協力していただいた。記して感謝の意を表す次第である。

本図幅地域は、北及び北東側に隣接する「神戸」・「大阪西北部」地域と合わせて、西南日本の地殻変動に関するあらゆる情報がそろっている地域であるといえる。合わせて見ていただくことを希望する。なお東側に隣接する「大阪西南部」も続刊の予定である。

I. 地 形

「須磨」地域は、六甲山地の南西端に当たる横尾山・鉢伏山山塊を含み、その東側は神戸市街地で占められているが、西側には広大な台地が発達し、現在大規模な造成工事が進捗中である。六甲山地は南西に延び、いったん明石海峡で絶たれるが、その延長は淡路島に現れ、特にその北半は構造的にも類似

* 帝塚山大学 ** 神戸市立教育研究所



第1図 播磨灘上空から淡路島及びその彼方の六甲山地を望む (高度7000 m, 昭和38年12月撮影, 神戸新聞社)
Bird's-eye view of northern half of Awaji Island (1963). The Rokkō Mountains (upper left) can be seen far beyond Akashi Strait (Kaikyō).

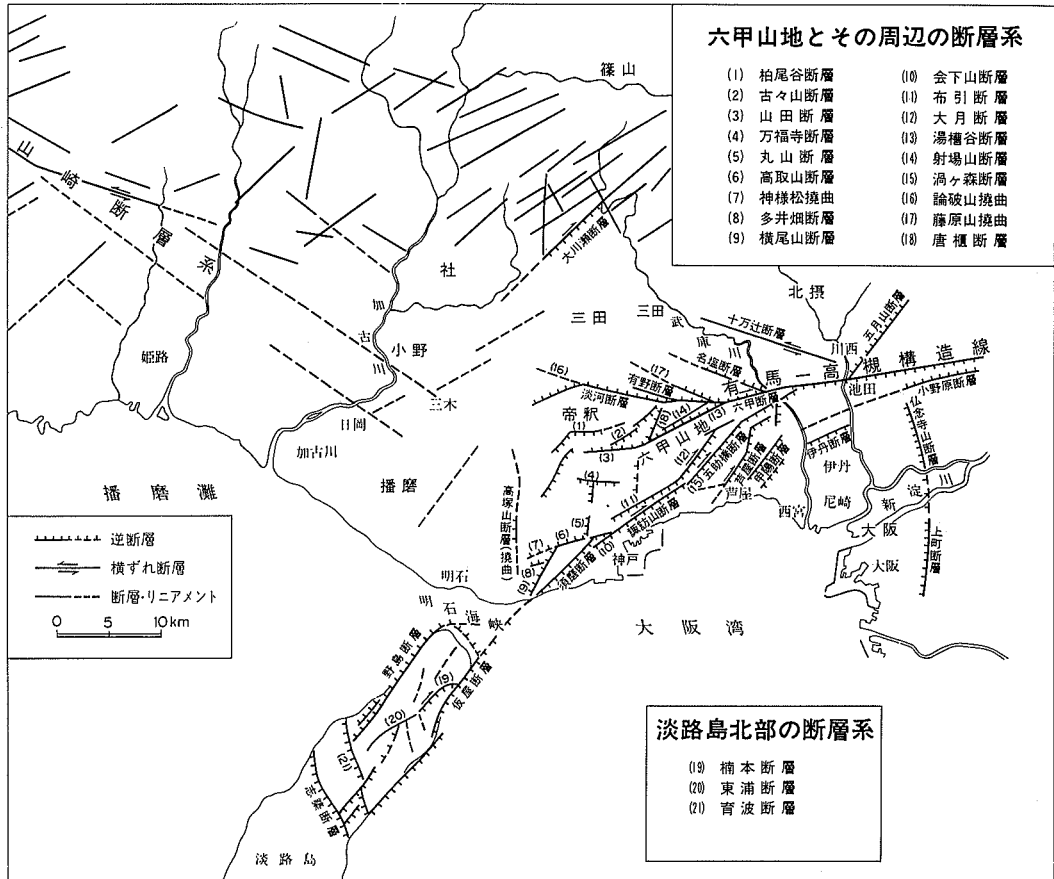
している(第1図)。したがってこの地域の地形は、海底地形と合わせてはじめて全体像が得られる。更にこの地域の構造地形の特徴は、隣接する「神戸」及び「大阪西北部」地域と合わせて、はじめて理解できるであろう。

本地域中央部の花崗岩よりなる横尾山(312.2 m)・鉄拐山(234 m)・鉢伏山(252.8 m)を含む山塊は、風化花崗岩特有の悪地地形を呈するところが多く、両側の断層崖である急崖を開析する小谷が発達し、急峻な尾根の続くところもあるが、部分的に山頂部に隆起浸食小起伏面が保存されている。以下この地塊を鉢伏山山地(地塊)と呼ぶ。その東麓に沿っては、幅狭い丘陵地と段丘があり、沖積平野へと続いているが、海岸線は埋立によって著しく変形している。

山地西側の神戸市垂水区から明石市にかけては、大部分台地であるが、それらは高位段丘面と中位段丘面に分けられる。いずれも人為的に改変されているところが多い。山地に接近した塩屋川流域や福田川上流部は、新第三紀の神戸層群で構成される丘陵地となっている。

本地域南西隅に顔を出す淡路島は、同島の北部の北東隅にすぎない。断層に支配された花崗岩ブロックが直接海にせまり、海岸沿いに神戸層群が付着するように分布しているが、島の中央部の標高200 m前後の隆起浸食小起伏面上にも同層群が点在している。松帆の浦の砂嘴は明石海峡を流れる潮流によって形成されたものである。明石海峡を隔てて淡路島と六甲山地とが連なっている様子は、第1図の空中写真によく現れている。

六甲山地は、第2図の断層分布図でも明らかなように、その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。それは六甲地塊と帝釈地塊とに大別できるが、本図幅地域中の山塊は、六甲地塊の南西端に当たり、最も新しく隆起したところである。更に詳しくみると、六甲山塊の本体は鈴蘭台の東で終わり、鉢伏山地塊は小さな独立地塊となり、淡路島地塊との中継



第2図 六甲山地及び淡路島北部の断層系
 Fault system of the Rokkō Mountains and northern Awaji Island, and their neighbouring areas.

の役割を果たしているといえる。

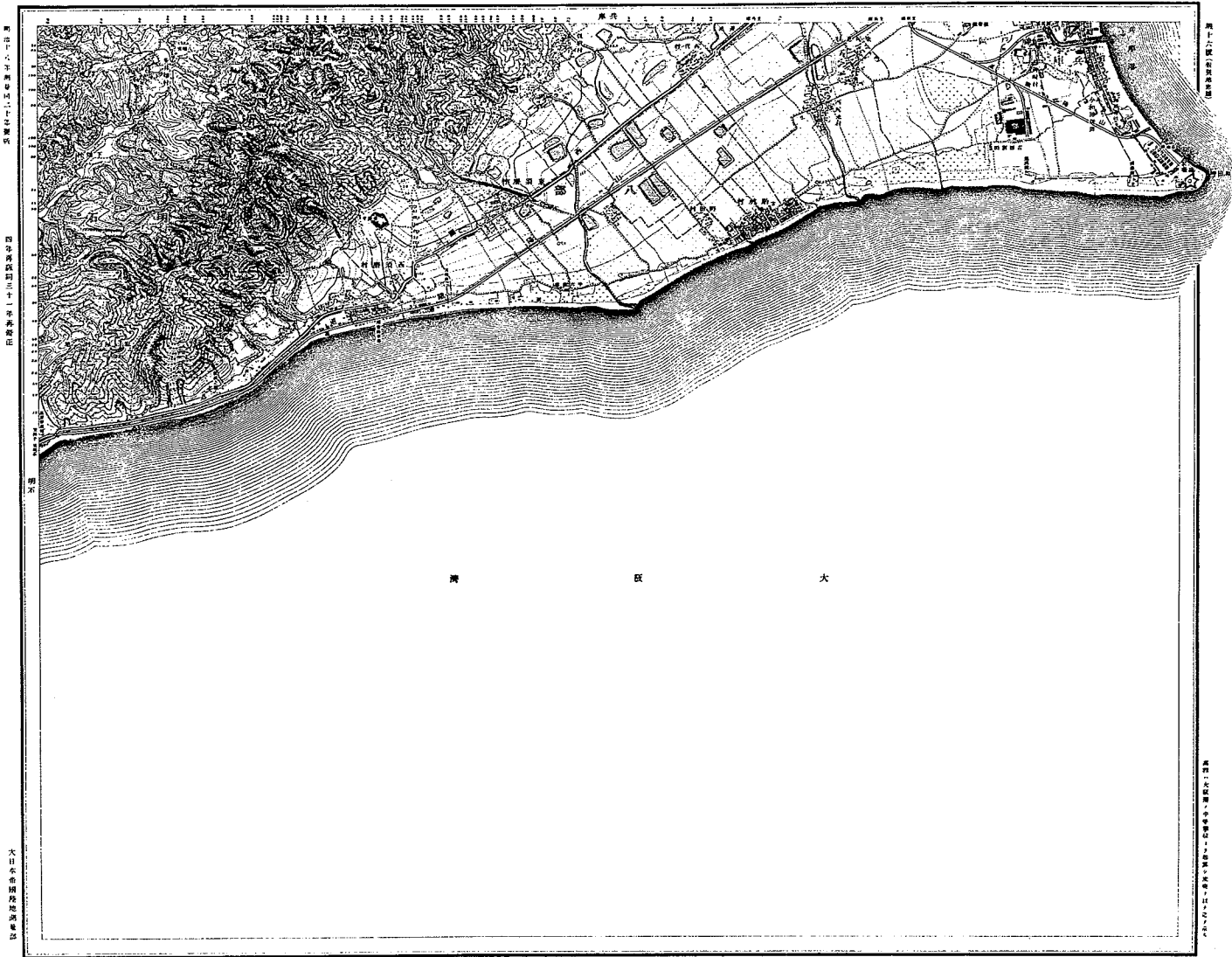
この山地を境として、その東西両側で著しく地形が異なるのは、地質構造に深く根ざしている。すなわち東側には沈降の著しい大阪盆地があり、数100 mに達する第四紀層が累積してきたのに対し、西側の地塊は比較的安定していて、第四紀層は薄い。すなわち六甲山地は、大きな地質構造上の境界に当たるといえる。この差異は地形にもよく表現されているが(第3図)、現況ではその面影はない。

明石海峡は最深部は-100 m以上に達し、海釜を持つ特異な地形をしている。その詳細と成因については、第VI章で詳述する。

II. 地質概説

本地域及び北側に隣接する「神戸」地域内にみられる地質系統を第1表に示す。このうち、太字で示

須磨村



第3図 明治18・19年の須磨地域地形図（二万分の一）（仮製地形図）堺16号「須磨村」及び堺21号「明石」（大日本帝国参謀本部陸軍部測量局・陸地測量部）の一部を38%に縮小して再録
Topographic maps of the Suma-mura and Akashi areas surveyed in 1885 and 1886.

石 叻



民國十一年十一月...

民國十一年...

...

...



...

第1表 須磨及び隣接神戸地域の地質総括表 太字のものだけが本地域に分布する

地質年代		地質系統		主な地史																				
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層 (a)	被 覆 層	沖積平野の形成																			
		更新世 <table border="0" style="margin-left: 20px;"> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">後期</td> <td rowspan="3" style="font-size: 2em; padding: 0 5px;">}</td> <td>低位段丘 (T_l)</td> <td rowspan="3" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">明美累層</td> <td rowspan="3" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">明石累層</td> <td>段丘の形成</td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">中期</td> <td>中位段丘 (T_m)</td> <td>第二瀬戸内海時代</td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">前期</td> <td>高位段丘 (T_h)</td> <td>第二瀬戸内海時代</td> </tr> </table>	後期		}	低位段丘 (T _l)	明美累層	明石累層	段丘の形成	中期	中位段丘 (T _m)	第二瀬戸内海時代	前期	高位段丘 (T _h)	第二瀬戸内海時代	大阪層群 <table border="0" style="margin-left: 20px;"> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">上部亜層群 (O₃)</td> <td rowspan="3" style="font-size: 2em; padding: 0 5px;">}</td> <td>明美累層</td> <td rowspan="3" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">明石累層</td> <td>瀬戸内湖水湖時代</td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">中部亜層群 (O₂)</td> <td>明石累層</td> <td>瀬戸内系火山岩の噴出</td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">下部亜層群 (O₁)</td> <td>明石累層</td> <td>瀬戸内系火山岩の噴出</td> </tr> </table>	上部亜層群 (O ₃)	}	明美累層	明石累層	瀬戸内湖水湖時代	中部亜層群 (O ₂)	明石累層	瀬戸内系火山岩の噴出
後期	}	低位段丘 (T _l)	明美累層	明石累層		段丘の形成																		
中期		中位段丘 (T _m)				第二瀬戸内海時代																		
前期		高位段丘 (T _h)			第二瀬戸内海時代																			
上部亜層群 (O ₃)	}	明美累層	明石累層	瀬戸内湖水湖時代																				
中部亜層群 (O ₂)		明石累層		瀬戸内系火山岩の噴出																				
下部亜層群 (O ₁)		明石累層		瀬戸内系火山岩の噴出																				
中生代	新第三紀	鮮新世		層	瀬戸内系火山岩の噴出																			
		中新世	神戸層群 <table border="0" style="margin-left: 20px;"> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">淡河累層</td> <td rowspan="3" style="font-size: 2em; padding: 0 5px;">}</td> <td>藍那累層</td> <td rowspan="3" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">岩屋累層 (K_i)</td> <td rowspan="3" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">古神戸湖の時代</td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">吉川累層</td> <td>白川累層 <table border="0" style="margin-left: 20px;"> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">上部 (K_{su})</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; padding: 0 5px;">}</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">多井畑累層 (K_l)</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">岩屋累層 (K_i)</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">第一瀬戸内海時代</td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">下部 (K_{sl})</td> <td>岩屋累層 (K_i)</td> </tr> </table> </td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">有野累層</td> <td>多井畑累層 (K_l)</td> <td>岩屋累層 (K_i)</td> <td>第一瀬戸内海時代</td> </tr> </table>		淡河累層	}	藍那累層	岩屋累層 (K _i)	古神戸湖の時代	吉川累層	白川累層 <table border="0" style="margin-left: 20px;"> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">上部 (K_{su})</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; padding: 0 5px;">}</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">多井畑累層 (K_l)</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">岩屋累層 (K_i)</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">第一瀬戸内海時代</td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">下部 (K_{sl})</td> <td>岩屋累層 (K_i)</td> </tr> </table>	上部 (K _{su})	}	多井畑累層 (K _l)	岩屋累層 (K _i)	第一瀬戸内海時代	下部 (K _{sl})	岩屋累層 (K _i)	有野累層	多井畑累層 (K _l)	岩屋累層 (K _i)	第一瀬戸内海時代	第一瀬戸内海時代	
淡河累層	}	藍那累層	岩屋累層 (K _i)	古神戸湖の時代																				
吉川累層		白川累層 <table border="0" style="margin-left: 20px;"> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">上部 (K_{su})</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; padding: 0 5px;">}</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">多井畑累層 (K_l)</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">岩屋累層 (K_i)</td> <td rowspan="2" style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">第一瀬戸内海時代</td> </tr> <tr> <td style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;">下部 (K_{sl})</td> <td>岩屋累層 (K_i)</td> </tr> </table>			上部 (K _{su})		}			多井畑累層 (K _l)	岩屋累層 (K _i)	第一瀬戸内海時代	下部 (K _{sl})	岩屋累層 (K _i)										
上部 (K _{su})		}			多井畑累層 (K _l)	岩屋累層 (K _i)		第一瀬戸内海時代																
下部 (K _{sl})	岩屋累層 (K _i)																							
有野累層	多井畑累層 (K _l)	岩屋累層 (K _i)	第一瀬戸内海時代																					
中生代	白亜紀		六甲花崗岩 (R _g)	基盤岩類	広島型花崗岩の進入																			
			土橋石英閃緑岩		岩屋花崗岩 (I _g)	後期中生代火山岩類の最盛活動期																		
新古生代			有馬層群	洲本花崗閃緑岩 (S _g , S _b)	領家型花崗岩の進入																			
			布引花崗閃緑岩 (N _g)		秩父地向斜時代																			
			丹波層群																					

したものが本地域に分布するものである。これらは明瞭に基盤の花崗岩類と被覆層とに大別される。

基盤花崗岩類は、鉢伏山山塊及び淡路島北部に分布し、明石海峡底にも断層支配を受けて局部的に露出している。前者は笠間太郎により六甲花崗岩と布引花崗閃緑岩とに分けられた(笠間, 1968)。

淡路島北部のものについては、従来まとまった調査はなかったが、今回岩屋花崗岩・洲本花崗閃緑岩その他に細分された。そしてこれらに貫入した岩脈が認められる。

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」及びそれ以降の地層とに大別できる。新しい火山岩はない。神戸層群は六甲山地西側から帝釈山地との間の構造谷及び北側の三田盆地にわたって広く分布し、「白川化石植物群」を多産するので有名であるが、本地域にはその南縁の一部が分布するにすぎない。しかしながら、本層群最下部は明石海峡底に広く分布し、特に淡路島北端の岩屋付近及び神戸市垂水区多井畑付近には浅海成層がみられ、海生化石を産するのが注目される。この海は「第一瀬戸内海」と呼ばれ、中央構造線北側の領家帯に沿って広く分布している。この内海及び周辺の湖盆に堆積した中新統は一括して「第一瀬戸内累層群」と総称されている。

大阪層群は、垂水地区から明石地区にかけて広く分布するが、大阪盆地側の神戸市須磨区の市街地区では、段丘層あるいは沖積層下に厚く潜在分布し、わずかに大谷町付近の丘陵に露出するにすぎない。須磨盆地側のもは、従来「明石累層」あるいは「明石層群」と呼ばれ、大阪層群下部に対比されてき

た。しかしながら神戸市垂水・西区一帯にわたる研究学園都市建設のための大規模な造成工事が進捗するにつれて新事実が続出し、大きな書き替えが必要になってきた。

すなわち、従来一括されていた明石累層は、中部更新統に属する「明美累層」と下部更新統ないし鮮新統の「明石累層」に二分され、前者が後者を不整合に覆うとともに、その堆積面が「明美面」と呼ばれる高位段丘面を形成していることが明らかになった。

中位段丘は、大阪層群で構成されている丘陵・台地を開析する川沿いと、播磨灘沿岸に分布しているが、高位段丘面と共に東より西へ高度を減じ、傾動運動を示している。鉢伏山山地南麓にも山麓扇状地面が段丘化したものが分布する。

低位段丘とみられるものは、福田川沿いにわずかにみられるにすぎない。

Ⅲ. 基盤岩類

本地域内に分布する基盤岩類は花崗岩類とそれに貫入する岩脈類だけである。

Ⅲ. 1 花崗岩類

本地域の花崗岩類は、六甲山地南西端及び淡路島北東端に分布し、それぞれ新生代被覆層の基盤を構成している。

六甲山地南西端の花崗岩類は、主に六甲花崗岩からなり、極めて小岩体の布引花崗閃緑岩をルーフペンダント状で取り込んでいるに過ぎない。淡路島北東端の花崗岩類は4種類に区分される。すなわち、①洲本花崗閃緑岩の主岩相である中粒花崗閃緑岩、②洲本花崗閃緑岩中の塩基性岩類、③岩屋花崗岩、及び④細粒花崗閃緑岩である。

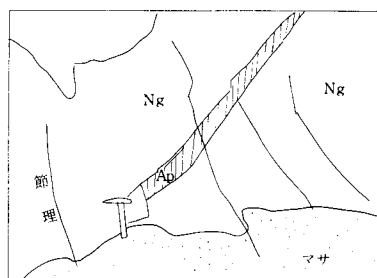
六甲山地南西端の花崗岩類と淡路島北東端の花崗岩類との相互関係は、両者が明石海峡に隔てられ分布しているため対比上の証拠が乏しい。しかし、笠間(1975)は、「六甲上昇帯の延長にあたる淡路島北部山地では、北端部の岩屋-松帆海岸付近に六甲花崗岩がわずかにみられるほかはすべて領家花崗岩類で占められている」と述べ、岩屋花崗岩を六甲花崗岩と同一のものとみなしている。

Ⅲ. 1. 1 六甲山地南西端の花崗岩類

本地域周辺の花崗岩類は、六甲山地主部を構成する花崗岩類の南西方向延長部として取り扱われ、布引花崗閃緑岩、土橋石英閃緑岩及び六甲花崗岩に3区分されている(藤田・笠間, 1982; 1983)。これら花崗岩類の岩石学的特徴は、既に笠間(1968)によって記述されているので、詳細についてはそれを参照していただきたい。本地域内では、布引花崗閃緑岩と六甲花崗岩が識別できる。

Ⅲ. 1. 1. 1 布引花崗閃緑岩 (Ng)

本岩は北隣「神戸」地域の布引貯水池及び鳥原貯水池付近を模式地とし、神戸市市街地裏山、特に国鉄東海道・山陽新幹線新神戸駅を含めた六甲山地の南縁に分布する。



第4図 布引花崗閃緑岩(Ng)を貫くアプライト及びペグマタイト (Ap) の岩脈 (六甲花崗岩との接触部から60-70 mの至近距離, 神戸市須磨区板宿町, 須磨女子高等学校グラウンド及び神戸市営板宿配水池の裏山) 布引花崗閃緑岩中には径5-20 cmの塩基性捕獲岩が散在するほか, 局部的に流理構造 (N-S, 50°W) が認められる. Aplitic rock (dike) intruding into the Nunobiki Granodiorite.

本地域では, 山塊北端の中央部において北西-南東に延びる約500 m × 1,000 mの岩体をなすほか, 鉢状山南西方の山頂 (標高179 m) 付近にわずかに認められる程度である。

本岩は灰色の長石・石英と黒ないし暗緑色の黒雲母・角閃石とがごま塩状に混じった中粒の花崗閃緑岩であり, しばしば数 cm-20 cm 大の黒色団塊状捕獲岩を含んでいる。また, まれに黒雲母・角閃石の平行配列による流理構造が認められる。

布引花崗閃緑岩は六甲花崗岩と断層関係で接することが多く, 直接の貫入関係を確認できる露頭は限られている (藤田・笠間, 1982 ; 1983)。本地域においても状況は同じで, 両者の直接の関係はわかっていない。第4図は布引花崗閃緑岩を貫く幅15 cmの花崗岩質岩脈の産状を示している。この岩脈は以下の理由から六甲花崗岩からの分岐支脈とみなされる。(i) 本岩脈の走向はN60°E, 傾斜50°SEであり, 布引花崗閃緑岩と六甲花崗岩の境界面にほぼ直交する。(ii) 本岩脈は主にアプライト質であり, 局部的にペグマタイト質になっている。この特徴は, 六甲花崗岩のなかにしばしば脈状及び塊状で現れる細粒黒雲母花崗岩の性質に似ている。(iii) 六甲花崗岩まで数10 mの距離にある。

布引花崗閃緑岩は、本地域内では検鏡可能な岩石標本を採取できていないので、以下のとおり一般的岩石記載を抜粋して引用するにとどめる。「主成分鉱物として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石が認められる。副成分鉱物としては、燐灰石・褐れん石・スフェン・ジルコン及び不透明鉱物が認められる。これら副成分鉱物の総量は1%に満たない」(藤田・笠間, 1983, p. 15)。

鉢伏山南西方の山頂付近に分布する小岩体は、著しい風化作用を受けていて、かろうじて暗灰色中粒花崗閃緑岩と識別できるものである。周囲の淡紅色粗粒黒雲母花崗岩(六甲花崗岩)と極めて対照的な岩相を見せることから、ここでは便宜上、布引花崗閃緑岩として区分している。

Ⅲ. 1. 1. 2 六甲花崗岩 (Rg)

本岩は六甲山地の大部分を構成する中-粗粒の黒雲母花崗岩であり、少量の細粒花崗岩を伴っている。本地域では、本岩は須磨断層と横尾山断層とに挟まれて、北東-南西方向に細長く伸びた幅1ないし2 kmのくさび状に分布する。本岩は、新鮮で堅固な露頭をなすことは少なく、ほとんどマサ(真砂)化している。



第5図 六甲全山縦走コースのなかで、最も峻険な尾根を構成する細粒黒雲母花崗岩(神戸市須磨区横尾山東方)
Characteristic rough ridge in the mountain block of fine-grained biotite granite, seen near Yokoo Yama.

本岩の肉眼での特徴は、優白色の斜長石・紫色を帯びた淡灰色の石英からなる基底に淡紅色のカリ長石が斑状で混じり、また黒雲母が散在していることである。本岩は全体として赤味がかった、いわゆる「本みかげ」として知られている。

細粒花崗岩は黒雲母斑晶を含む細粒花崗岩、微文象花崗岩、アブライトないしペグマタイトからなり、幅10 m以上の岩脈状をなして中-粗粒黒雲母花崗岩のなかに分布する。細粒花崗岩は、1本の岩脈のなかでも著しい岩相変化を示している。

横尾山東方では、切り立った断崖が連なり鋸歯状の尾根を作っている。この尾根は主に細粒花崗岩からできており、周囲の中-粗粒黒雲母花崗岩が著しくマサ化しているのとは対照的に、風化浸食に耐えてきた結果生じたものである(第5図)。この尾根における細粒花崗岩は幅10-20 mで北東-南西方向に延びる岩脈状をなし、60-100 m間隔

でほぼ平行に数本が貫いている。この細粒花崗岩は径数 mm 以上の大きさの黒雲母斑晶を含み、赤味がかった灰色を示している。

代表的な六甲花崗岩の主な特徴は以下のとおりである。

中・粗粒黒雲母花崗岩: R 24359 神戸市須磨区高倉町採石場 鉄拐山隧道東方

鏡下

弱い斑状構造があり、径 5 mm 以上の斑状結晶の間を少量の細粒結晶が埋めている。斑状結晶は、自形で著しい累帯構造を示す斜長石、他形で局部的に微斜長石構造を示すカリ長石、及び丸味を帯びた石英からなる。細粒結晶は主に暗褐色の黒雲母、他形の石英、半自形の斜長石、他形のカリ長石からなり、少量の不透明鉱物、褐れん石、ジルコン及び燐灰石を伴っている。カリ長石 - カリ長石の粒間に沿って、微粒の斜長石集合体が生じている。有色鉱物の総量は 10% を超えている。黒雲母の一部は緑泥石化しているほか、斜長石の核部や石英のなかには、白雲母及び炭酸塩鉱物の生じていることがある。

本岩の石英は著しい波動消光を示すと同時に、一部サブグレイン化している。また、0.1-0.2 mm 間隔で平行に延びる微細な割れ目が無数に発達しており、一枚の薄片内で交差する 3 方向が認められる(第 図版 1 及び 2)。この微細な割れ目は、これに沿って後生鉱物が晶出してないことから、最も新しい時期に生じたものと考えられる。

帯磁率

$64 \times 10^{-6} \text{emu/g}$

(測定: 金谷 弘)

放射年令

黒雲母 K-Ar 法 72.9 ± 3.6Ma 24-40 メッシュ
71.6 ± 3.6Ma 40-60 メッシュ

(測定: Teledyne Isotopes 社)

化学組成

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ig.loss	Total
74.49	0.16	13.87	0.44	1.29	0.04	0.21	1.72	3.41	3.97	0.02	0.70	100.32%

(分析者: 大森貞子 FeO 及び Ig.loss
服部 仁 他成分は蛍光 X 線分析による)

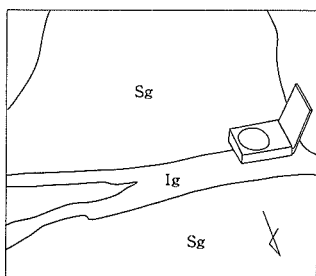
1.2 淡路島北東端の花崗岩類

本花崗岩類は諏訪・濡木(1968)により岩屋花崗岩及び洲本花崗閃緑岩に区分され、また近年、中島ほか(1982)により明神花崗岩及び洲本花崗閃緑岩に区分されている。明神花崗岩の模式地は淡路島中央部であり、淡路島北東端における明神花崗岩の分布範囲はほとんど岩屋花崗岩と同一とみなせる。しかし、形成時期と花崗岩類の対比について 2 つの論文の間で見解が大きく分かれている。本報告では、以下に述べる野外の観察事実に基づいて、岩屋花崗岩の区分を採用することとした。

今回、洲本花崗閃緑岩を主岩相の中粒花崗閃緑岩と塩基性岩類とに分離して地質図上に区分するとともに、新たに細粒花崗閃緑岩を識別した。4 種類の花崗岩類は、洲本花崗閃緑岩の塩基性岩類、洲本花崗閃緑岩の中粒花崗閃緑岩、岩屋花崗岩及び細粒花崗閃緑岩の順に貫入したものと考えられる。

1.2.1 洲本花崗閃緑岩 (Sg 及び Sb)

本岩は北西 - 南東方向の直線状の境界を北縁として、その南西側に広く分布する。淡路町鶴崎から南西方の東浦町楠本東まで海岸に沿って幅 600 m 程の間は、近年砕石用の大規模採掘によって山体が削り



第6図 洲本花崗閃緑岩 (Sg) を貫くペグマタイトの岩脈 (Ig, 岩屋花崗岩との接触部から数10 m 以内の至近距離, 淡路町茶間川沿い)
Pegmatite dike penetrating the Sumoto Granodiorite (Sg), within a distance of several 10 meters from the contact of the Iwaya Granite (Ig).

とられて平坦化するなど、地形が大きく改変されている。この部分は現在採掘後の埋め戻しなど地ならしのため、露頭が全く失われていて、花崗岩類の岩相区分・分布などはわからない(第78図参照)。

これまで諏訪・濡木(1968)は、この辺りの洲本花崗閃緑岩について特に塩基性火成岩起源の含有物を多量に含んでいるところ、としている。鶴崎団地の住宅造成地の基盤、採掘場西縁の壁面、及び海岸岩場における限られた露頭観察から、また採掘対象が暗灰-黒色緻密な塩基性岩であることから判断すると、この範囲には塩基性岩類が広く露出していたと考えられる。以上の事から塩基性岩類を洲本花崗閃緑岩の主岩相である中粒花崗閃緑岩から分離して塗色してある。

中粒花崗閃緑岩は、本須磨地域よりも西方を含めて、淡路島北部に最も広く露出している花崗岩類で、しばしば径数 cm 以上の黒色団塊状塩基性捕獲岩を含んでいる。本岩は、捕獲岩の大きさや含有量及び有色鉱物の存在量が変わることによって若干の岩相変化を示すものの、比較的均質な岩体をなしている。捕獲岩の1つとして、淡路町岩屋南西1k m 付近で幅1 m、長さ4 mの岩脈状黒雲母角閃石安

山岩が発見された。この安山岩は熱変成のためホルンフェルスになっている<R 24346>。

岩屋花崗岩との境界付近では、中粒花崗閃緑岩はいたるところで幅5-10 cmのペグマタイト及びアプライト脈によって貫かれているほか、中粒花崗閃緑岩<R 24333>の中角閃石が黄褐色鉱物に変質したり、淡紅色のカリ長石の目立つ岩相に変わっている(第6図)。

代表的な本岩の特徴は次のとおりである。

斑状, 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩:<R 24344>淡路町岩屋南西約1.5 km

肉眼では本岩は、灰白色の斜長石と紫色を帯びた灰色の石英(一部あめ色に移化)とからなる優白質鉱物のなかに、黒色黒雲母と角閃石とが混じっていて、全体としては暗灰色を呈する。

鏡下では本岩は、径5-8 mmのカリ長石がポイキリティック斑晶として成長していて、他鉱物を包有しているほか、ほとんど径1-3 mmの鉱物から構成されている。すなわち、半自形斜長石、他形石英、淡褐色の黒雲母、緑色角閃石及び少量の他形カリ長石からなり、褐れん石、燐灰石、ジルコン及び不透明鉱物を伴っている。カリ長石-カリ長石の粒間に沿って微粒の斜長石集合体ができている。有色鉱物の総量は15%を超えている。本岩中には捕獲岩片として、径数mm以下の微小な細粒角閃石黒雲母石英閃緑岩が認められる。

塩基性岩類は淡路町鶴崎から東浦町楠本東までの海岸沿いの岩場や道路に面した崖、及び^{かがりばやま}篝場山南東方の採掘場西縁の壁面において良く観察される。

塩基性岩類は、褐色を帯びた暗灰色-黒色の細粒緻密のひん岩質岩石から、塊状暗灰色で幾分斑状の細粒角閃石黒雲母トータル岩及び黒色中粒の黒雲母角閃石石英斑れい岩ないし石英閃緑岩の諸岩相を識別できる。なかにはこれらの岩相からなる層状構造が認められる。

本岩類の代表的な岩相の一つ石英斑れい岩の特徴は次のとおりである。

斑状, 細粒黒雲母角閃石石英斑れい岩:<R 24351>篝場山南東方300 mの採掘場壁面

肉眼では本岩は、劈開面の明瞭な黒色角閃石と幾分褐色を帯びた黒雲母及び暗灰色斜長石が識別でき、全体として黒色緻密でガラス光沢を持つ岩石である。

鏡下では本岩は、弱い斑状構造を示している。径2-4 mmの斑状結晶は全体の10%位の量に過ぎない。斑状結晶は、自形で累帯構造を持つ斜長石、緑色を帯びた褐色の自-半自形の角閃石及び橙色を帯びた淡褐色の板状黒雲母の3種類である。細粒結晶が本岩の大部分を占めており、平均径0.1-0.3 mmである。細粒結晶は主に自形で累帯構造を持つ斜長石、他形角閃石及び黒雲母からなり、極少量の他形石英、不透明鉱物及び燐灰石を伴っている。有色鉱物の量は、斑状結晶及び細粒結晶を併せて40%を超えている。角閃石の一部は無色に近い淡緑色角閃石に、また黒雲母の一部は緑泥石に置き換えられている。斑状斜長石の核部や割れ目に沿って緑泥石や炭酸塩鉱物が生じており、また細粒斜長石にも同様に變質鉱物がしばしば認められる。角閃石はポイキリティックに微粒斜長石を包含することがある。石英はわずか容量2%にも達しない位少ないが、サブグレイン化を伴っていないものの顕著な波動消光が認められ、他の花崗岩類の場合と同じ現象を示している。

塩基性岩類は、各露頭において大抵の場合中-細粒の優白質花崗閃緑岩の岩脈に貫かれている。岩脈の幅や貫入方向、及び岩相は一定していない。まれには、母岩の壁面に平行に岩脈内の有色鉱物が配列し、流理構造を作ることがある。

東浦町楠本東集落に近い採掘場跡に見られる幅数mの優白質岩脈は、斑状の細粒黒雲母花崗閃緑岩で

あり、少量の褐色ざくろ石を含んでいる。この岩脈の被貫入岩はひん岩であり、ホルンフェルス化している。すなわち、斑晶及び石基を構成する角閃石が無色に近い角閃石のモザイク集合体に変わっており、石基には橙色を帯びた淡褐色の微粒黒雲母が晶出している< R 24354 >。

優白質花崗閃緑岩の岩脈は岩相変化し多様に見えるものの、鏡下における特徴は次のようにまとめられる。

- ① 有色鉱物の量が少なく、特に不透明鉱物が極めて少ない。
- ② 角閃石及び褐れん石が発見できない。
- ③ カリ長石の量が少なく、その上他の花崗岩類に良く観察される、カリ長石-カリ長石の粒間に沿って介在する斜長石の微粒集合体が認められない。

この岩脈は一見したところ洲本花崗閃緑岩の主岩相である中粒花崗閃緑岩に似ているものの、鏡下での特徴からみると、上記のとおり若干異なっている。したがって岩脈状の中-細粒黒雲母花崗閃緑岩は、洲本花崗閃緑岩からの枝別れではなく、恐らく塩基性岩類に固有のもので晩期相の珪長質岩であろう。今回の調査では、露頭条件の制約もあり、洲本花崗閃緑岩と岩脈との相互関係は確認されていない。

III. 1. 2. 2 岩屋花崗岩 (Ig)

本岩は、淡路町松帆の浦から南東へ岩屋港を経て鶴崎に至る海岸に沿って、幅約1 kmで北西-南東に延びる岩体をなしている。本岩は直線上の境界線を南縁とし、洲本花崗閃緑岩に変質を与えたり、ペグマタイト及びアプライト岩脈として貫入している。岩屋花崗岩はほとんどが中-粗粒相の黒雲母花崗岩であるが、流理構造を持つものや捕獲岩を含む部分、更に局所的に細粒相が現れる。

岩屋花崗岩の典型的な岩相は次のとおりである。

中-粗粒黒雲母花崗岩：<R 24331>淡路町鶴崎、岩屋中学校校舎の裏山

肉眼では本岩は、中-粗粒で弱い斑状を示し、灰白色斜長石、紫色を帯びた淡灰色石英及び淡いベージュ色、カリ長石からなる基地に、黒色黒雲母が混じっていて六甲花崗岩に似た岩相を持っている。黒雲母及びカリ長石が平行配列することがある¹⁾。

鏡下では本岩は、径3-5 mmの斑状結晶、特にまれに径10 mmを超すカリ長石によって特徴づけられている。細粒結晶は径0.5-2 mm位で、その量は斑状結晶より少ない。斑状結晶はパーサイト構造を持つカリ長石、著しい累帯構造を示す自-半自形の斜長石、丸味を帯びた石英、及び褐色黒雲母からなる。細粒結晶は著しい累帯構造を示す自-半自形の斜長石、他形石英、他形カリ長石、暗褐色黒雲母及び褐れん石からなり、ジルコン、燐灰石、不透明鉱物を伴っている。

カリ長石は斑状及び細粒結晶ともに、他鉱物と接する他形であるが、別のカリ長石と隣り合う時にはその境界に沿って必ず微粒の斜長石集合体が介在している。また斑状結晶に成長している場合、カリ長石の輪郭は他形を示すが、全体の形状は自形的である。石英は著しい変形によりサブグレイン化するとともに著しい波動消光を、またサブグレイン間の境界はジグザグの縫合線を示している(第II図版1)。

岩屋花崗岩中の細粒相は、優白質の緻密な黒雲母花崗岩でアプライト質に見える。細粒相は岩屋西方1.0-1.5 kmにおいて最も広く分布し、石の寝屋古墳周辺の岩場を作っている。典型的な岩石は乳白色

1) これは流理構造であり、走向N70°W、傾斜35°Nを示す。岩屋花崗岩分布域の南縁にはこの地点のみでなく鶴崎団地の北縁などにも水平に近い流理構造が観察される。

を示し、鏡下では黒雲母はほとんど白雲母に移化し、カリ長石に富む細粒花崗岩である< R 24356 >.

捕獲岩を含む岩屋花崗岩は、2箇所において確認された。1箇所は淡路町長浜近くで、中-粗粒相中に径5-30 cmの暗色団塊状捕獲岩がまばらに入っており、典型的な岩屋花崗岩と比べると有色鉱物の量が若干多い。鏡下では捕獲岩は細粒角閃石黒雲母閃緑岩であり、このほか径数 mm以下の微小岩片としても含まれている< R 24336 >.

もう1箇所は、岩屋花崗岩分布域の北端に位置し、大谷川に沿って松帆から約700 mさかのぼった所で、南東側に突出した川の屈曲点に当たる。そこでは温泉用ボーリングが行われており、深度840 mまでの連続コアが観察された。深度645 mまでは岩屋花崗岩の中-粗粒相が続き、極少量の微小暗色捕獲岩が挟まれている。深度646-647 mに厚さ2 m位の洲本花崗閃緑岩の塩基性岩類と少量の中粒花崗閃緑岩が挟まれている。深度720 mではひん岩が、750 mから厚さ20 m位の中粒花崗閃緑岩が挟まれている。深度815 mから830 mまでは主に中粒花崗閃緑岩と少量の塩基性岩類が岩屋花崗岩の中-粗粒相中に取り込まれている< R 24339-1 ~ 8 >.

III. 1. 2. 3 細粒花崗閃緑岩 (fg)

本岩は淡路町岩屋付近に東西方向に伸びたくさび形の小岩体をなし、洲本花崗閃緑岩及び岩屋花崗岩を貫いて分布するほか、幅数 mの岩脈としても貫入している。本岩は細粒緻密で、有色鉱物に富み暗灰色を呈する花崗閃緑岩であり、風化作用に対する抵抗が強く比較的急傾斜の地形を作っている。この点では本岩は、岩屋花崗岩の細粒花崗岩に似ているが、岩質においては大きな違いがみられる。

本岩と岩屋花崗岩及び洲本花崗閃緑岩との貫入関係は本岩体周辺において良く観察されるが、断層が介在するため分からない場合もある。

鏡下では本岩は、淡褐色黒雲母が4 mm以上の針状結晶に成長する点を除くと、全体が径0.5-2 mm大の主に斜長石、石英、黒雲母及びカリ長石からなり、少量で微小のジルコン、燐灰石、不透明鉱物及び褐れん石を伴っている。斜長石及び黒雲母が半自形を示すほか、他の鉱物はほとんど他形である。黒雲母は明るい淡褐色を呈し、緑泥石は認められないが、無色鉱物の核部や割れ目に沿って極少量白雲母が晶出している。黒雲母の量は10%近くになっており、カリ長石は多くても10%前後含まれるに過ぎない。カリ長石が他のカリ長石結晶と接することは少ないが、両者の接する粒間に沿って微粒の斜長石集合体が介在する。石英はほとんどサブグレイン化しておらず、著しい波動消光を呈している< R 24335及びR 24340 >.

III. 2 岩脈類

本地域においては岩脈類の産出は少なく、また著しい変質作用を受けていて、地質図上には4本記入されているに過ぎない。すなわち、六甲山地南西端においては、六甲花崗岩を貫くN60° E方向のひん岩(P)が2本。また淡路島北東端では岩屋花崗岩を貫く流紋岩及び文象斑岩(R)が、それぞれ1箇所記載されている。

しかし、西隣「明石」図幅地域内には洲本花崗閃緑岩中を貫く数本のひん岩及び流紋岩の岩脈が発見されている。

IV. 被 覆 層

IV. 1 神 戸 層 群

神戸層群とは、本地域内の明石海峡一帯に分布する新第三紀層に対して、1938年に鹿間時夫が与えた名称である(鹿間, 1938)。その後本層群の連続が神戸市須磨区の白川峠一帯にも広く分布することがわかり、更に六甲・帝釈山地の北側の三田盆地にも広域に広がっていることが明らかにされた(藤田・笠間, 1982 ; 1983)。これらについては、神戸地域の研究報告に、「白川植物化石群」の化石リストを含めて記載されているので参照されたい。

本地域を含む神戸市須磨区の白川地区の神戸層群の模式柱状図を第7図に示すが、3累層のうち白川累層と多井畑累層だけが本地域に分布するにすぎない。淡路島の岩屋累層は多井畑累層に相当する地層である。明石海峡海底における神戸層群のボーリング柱状図は第31図に示した。

IV. 1. 1 多井畑累層 (Kt) —付岩屋累層

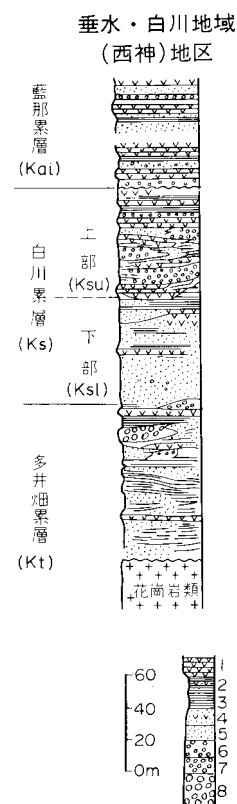
模式図 神明道路沿いの切取り、層厚 90 m +

主として横尾山山地の西側の丘陵地に分布しているが、明石海峡底にも広く分布していることがボーリング調査その他で明らかになっている。淡路島側にも海岸線から島の中央部の隆起浸食小起伏面上に点々と分布している。本州側の本累層は、主として粗粒 - 中粒砂岩と、青色泥質岩層で構成されているが、両者が漸移するところも多く、神明道路下畑トンネル両側の切取りでも、その状況を確認することができる。また中礫ないしは大礫級の"古生層"礫の優勢な礫岩をいろいろの層準に挟んでいるが、どれも急速に尖滅して砂質岩に移るものが多い。

これらの中に4枚の凝灰岩層が認められ、そのうち上位から2枚を除いた残りの3枚は、困難ではあるがほぼ全域にわたって追跡でき、これによって構造を知ることができる。最下位の凝灰岩のやや上位に、場所によって不鮮明になるが、1枚の海成粘土層がある。多井畑断層の北側の谷底に露出していた海生貝化石を含む「多井畑貝化石層」は、この延長に当たるものと考えられる。この露頭は現在宅地造成によって埋没してしまった。

明石海峡底の神戸層群のボーリング結果によれば、海底面下少なくとも150 m以上にわたって神戸層群の砂岩・泥岩層が続き、凝灰質の部分が多く、多量の海生化石を含むようになり、下部は淡路島の岩屋累層に類似してくる。

岩屋累層(第8図)は、淡路町岩屋の絵島に模式的に露出する砂岩を主とす



第7図 神戸層群総合柱状図 (Huzita et al., 1971) 1. 凝灰岩 2. 凝灰質泥岩 3. 泥岩 4. 凝灰質砂岩 5. 砂岩 6. 凝灰質円礫岩 7. 円礫岩 8. 亜角礫岩 General columnar section of the Kobe Group.



第8図 岩屋花崗岩及びこれを不整合に覆う神戸層群岩屋累層底部の礫岩砂岩互層
(淡路町鶴崎, 岩屋中学校校舎裏山)

Iwaya Granite and overlying strata of the Iwaya Formation, Miocene Kobe Group, which is composed of alternating beds of conglomerate and sandstone.



第9図 神戸層群岩屋累層の砂岩 含まれるノジュール中に海生貝化石を多産する (淡路町岩屋, 絵島)
Sandstone of the Iwaya Formation, Miocene Kobe Group, containing abundant marine fossils in nodules, at the northeastern tip of Awaji Island.

第2表 神戸層群多井畑累層及び岩屋累層（淡路町岩屋，絵島）産の貝化石
Molluscan fossils of the Taihata Formation and the Iwaya Formation, Kobe Group.

多井畑累層(安藤標本)	
<i>"Anadara"</i> sp.	A
<i>Barbatia</i> sp.	A
<i>"Ostrea"</i> sp.	C
<i>Trapezium</i> (<i>Neotrapezium</i>) sp.	C
<i>Cycladicama</i> cfr. <i>takeyamai</i> (OTUKA)	C
<i>Callista?</i> sp.	C
<i>Clementia</i> sp.	C
<i>Cyclina takayamai</i> OYAMA	A
<i>Cultellus izumoensis</i> YOKOYAMA	C
<i>Macoma</i> sp.	C
<i>Calyptreaa tubura</i> OTUKA	C
<i>"Natica"</i> sp.	C
岩屋累層(藤田・前田標本)	
<i>Acila</i> sp.	C
<i>"Ostrea"</i> sp.	C
<i>Mactra</i> sp.	VA
<i>Oxyperas</i> sp.	C
<i>Solen</i> sp.	C
<i>Turritella kiiensis</i> YOKOYAMA	A
<i>Calyptreaa tubura</i> OTUKA	C
<i>Siphonalia?</i> sp.	C
<i>Musashia yanagidaniensis</i> ARAKI	C
Turridae?	

同定：糸魚川淳二. VA：極めて多い A：多い C：普通

る累層で、ノジュール中に多量の海生化石を含む（第9図）。次に安藤保二採集による多井畑標本、藤田和夫・前田保夫採集による岩屋標本を、糸魚川淳二の同定によって第2表に記載する。

IV. 1. 2 白川累層 (Ks)

模式地 上部 (Ksu) は神戸市須磨区妙法寺から白川台に至る道路の白川峠付近断面。

下部 (Ksl) は須磨区奥畑付近。

層厚 120 m 土

白川累層は、もとはいわゆる神様松撓曲以北に分布する保存のよい植物化石を多産する白色凝灰岩を多数挟む地層を総称していたのである。これはまた奥畑層とも呼ばれたことがある。ところが、福田川上流部の奥畑・中山間の谷筋に見られるように、非凝灰質の砂礫岩の厚層が凝灰質部の下位にくるが、この部分が多井畑累層のどの部分に相当するのか不明なままに、神様松撓曲以北を白川層、以南を多井畑層と分類していたにすぎない。

しかし凝灰岩の徹底的な追跡による神様松撓曲・多井畑断層付近の構造解析によって、両者の関係が

はっきりしてきた。すなわち、いわゆる「白川層」と「多井畑層」の間には、断層による地層の欠如はなく、前者の下部と後者の上部とは同一の地層と見るべきであるという結論に達した。この場合、非凝灰質層から始まって凝灰質層に終る堆積のサイクルを1累層とするという三田盆地での累層区分を適用するとすれば、奥畑付近の砂礫岩層を「白川累層」の下部とすべきであり、この部分が神様松撓曲以南の地域の山頂部に分布することになる。

下部は前述のように砂礫岩質であるが、特に最下部には礫が多く、中位にも著しい礫岩層がある。そのやや上位に凝灰岩を挟むが、東にいくにつれて尖滅するもようである。上部は4枚の厚さ数mから10数mに達する厚い流紋岩質白色凝灰岩と厚い礫岩の互層で、礫岩も大部分極めて固結度が高いため、急崖をつくる部分が多くて特異な景観を呈し、地形的にも本層の分布が識別できるほどである。凝灰岩から多産する植物化石については、小島信夫の研究結果が既に「神戸」地域の研究報告に記載されている。

IV. 2 大 阪 層 群

IV. 2. 1 概 説

大阪層群は神戸層群を不整合に覆う地層群で、六甲山地の南西端部に当たる鉢伏山山地の南東側の神戸市街地区と、その北西側の西神丘陵地帯に主に分布する。本層群は主に砂、礫層によりなるが、その中に淡水成粘土層や内湾成(海成)粘土層、火山灰層を挟在し、これらは重要な鍵層となっている。その大部分は第四紀の堆積物であるが、一部は鮮新世にわたる可能性がある。

その全般的な研究史は、「大阪西北部」地域の研究報告(藤田・笠間, 1982)で述べたが、西神戸地区に関しては、明石層群研究の一部として市原・小黒(1958)及び市原ほか(1960)によって記載された。しかしながら神戸市研究学園都市造成に伴い、大幅な改訂が必要となり、1983年段階までのまとめは「神戸」地域の地質(藤田・笠間, 1983)で行われた。その後、更に工事の進捗に伴う新資料に基づき、最近、普及的内容であるが「神戸の地層を読む1」—神戸市研究学園都市の自然史—(前田^{はし}・髯本, 1983)が発刊され、地質年代や化石に関する新しい事実が述べられている。

六甲山地周辺の大阪層群に関する層序区分、年代、化石等に関する事項は第3表に総括した。ここでは本地域に関する事項だけをまとめておく。

1) 大阪層群をマッピング・ユニットとして上部亜層群・中部亜層群・下部亜層群に分ける。上部と中部との境界は、Ma5とMa6海成粘土層との間においた。また中部亜層群と下部亜層群の境界は、Ma0を目安にしたが、Ma0が存在しないところでは、Ma1、あるいは火山灰層ないしは植物遺体に着目して不整合現象に留意しながら分けた。この区分は地質図区分というだけでなく、更に大きな地史的な意味も含まれていると考えられる。

2) 大阪層群を上・下部に分け、その境をMa3におく区分法が、従来の地質図に採用されることが多かった(HUZITA *et al.*, 1971; 藤田・笠間, 1971)。これはメタセコイア化石出現のほぼ上限を示し、アズキ火山灰層を鍵層に用いることができる利点があるので、極めて有効な区分法であることは間違いない。しかし、地質構造の表現には有効でないので本図幅には採用しなかった。

第3表 大阪層群に関する層序区分・年代・化石・地殻変動及び海水準変動の総括表
Summary of geologic history of the Osaka Group.

地質時代	地層区分		年代 (万年)	内湾性 粘土層	火山灰 層	F.T.年代 (100万年)	古地磁気 編年	化石	海水 面動	地殻 変動	[地層] 地形		
第 四 紀	後 新 世	沖積層	0				Blake		気 候 性 海 水 面 変 動	断 層 地 塊 運 動 (満池谷 不整合)	沖積野 低位段丘 中位段丘 高位段丘 〔西八木層〕 〔明美累層〕 (山地上昇)		
		上部洪積層	Ma12					Biwa I				ナウマン象	
			Ma11					Biwa II					
			Ma10					Biwa III				アテク マチカネワニ	
			Ma9									ラリックス	
			Ma8	カスリ	0.37±0.04								
	中期 更 新 世	大 阪 層 群 上 部	大 阪 層 群 上 部 中 部 垂 層 群	50						第 一 次 平 均 海 水 準 上 昇	基 盤 褶 曲 運 動 (東西圧縮)	丘陵背面 大地形 完成 〔明石累層〕	
				Ma7	サクラ ハシモト	0.38±0.03							
				Ma6		0.49±0.09							
				Ma5	八丁池								
				Ma4									
				Ma3	アズキ	0.87±0.07			(ハラミロ イベント)				メタセコイア 上限 (上部メタセコイア帯)
前 期 更 新 世	大 阪 層 群 中 部	大 阪 層 群 中 部 垂 層 群	100						第 一 次 平 均 海 水 準 上 昇	基 盤 褶 曲 運 動 (東西圧縮)	〔明石累層〕		
			Ma2	光明池 ピンク	1.1±0.1								
			Ma1	イエロー グレー	1.2±0.2								
			Ma0										
新 第 三 紀	鮮 新 世	大 阪 層 群 下 部	150						第 一 次 平 均 海 水 準 上 昇	芝の 不整合	〔明石累層〕		
			200										
新 第 三 紀	鮮 新 世	大 阪 層 群 下 部	200		ヤギ	1.9±0.4			第 一 次 平 均 海 水 準 上 昇	撓 曲 運 動 (南北圧縮)	〔明石累層〕		
新 第 三 紀	鮮 新 世	大 阪 層 群 下 部	250		島熊山	2.4±0.3			第 一 次 平 均 海 水 準 上 昇	撓 曲 運 動 (南北圧縮)	中 國 準 平 原		

第4表 須磨地域及び周辺地域における大阪層群層序の比較
Comparison of the stratigraphy of the Osaka Group.

本「須磨」図幅 藤田・前田 (1984)		市原ほか (1960)
大阪層群	上部亜層群 (O ₃)	明美累層
	中部亜層群 (O ₂)	川西粘土層
	下部亜層群及び 未区分大阪層群下部(O ₁)	

3) 本図幅地域内の神戸市西区伊川谷から垂水区多聞にいたる神戸市研究学園都市建設地からは、フィッシュトラック年代、化石等、従来の研究成果に大幅な改訂を加える必要のある新事実が得られた。

IV. 2. 2 垂水・明石地区の大阪層群

垂水・明石地区の大阪層群は、急速な住宅地開発に伴って地層露出地が急減し、野外調査が著しく困難になった。その反面これから述べる神戸市研究学園都市建設のような大規模開発が、ここ数年来着工されて、豊富な資料が与えられることになった(第III図版1参照)。

神戸市伊川谷町小寺を中心に建設中の神戸市研究学園都市からは、垂水・明石地区の大阪層群研究に関する基礎的情報が得られた。第4表及び第10図はそれらの総括である。

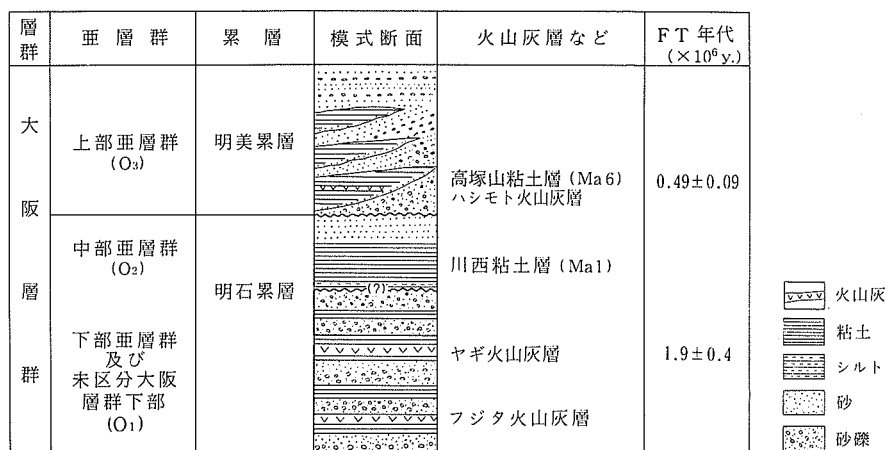
IV. 2. 2. 1 下部亜層群 (O₁)

神戸市研究学園都市域の大阪層群は厚さ100 mに近い砂礫層であるが、その中に上・中・下部の3枚の淡水成粘土が挟まれている(第10図)。神戸市営高速鉄道西神線(地下鉄)学園都市駅建設時の露頭ではこれらの粘土層は、下部より上部へそれぞれ5 m, 10 m, 17 mの層厚をもち、いずれも帯緑青灰色を呈し硬い。

火山灰層としては2枚が認められる。下部粘土層の直上のものをフジタ火山灰層、上部粘土層の上限に近い層準のものをヤギ火山灰層と呼ぶことにする。化石は一般に少ないが、上部粘土層にはところによって炭質物を含み、灰褐色の色調を示すところがあり、メタセコイアの球果などの植物化石を豊富に産する。また、上部粘土層には塊状の藍鉄鉱がしばしば発見される(第11・12図)。

ヤギ火山灰層は灰色を呈し、有色鉱物は少ないが、紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱を含む(第13図)。火山ガラスは偏平型のものが多く、屈折率は1.499-1.501である(第5表)。また含有ジルコンのフィッシュトラック(FT)年代は、 $1.9 \pm 0.4 \times 10^6$ 年と測定された(京都フィッシュトラック K. K. 測定)。

また若葉学園東方約200 m地点で採集されたフジタ火山灰層も灰色で、有色鉱物は非常に少ないが、紫蘇輝石・普通輝石を含む。火山ガラスは多孔質のものが多く、屈折率は1.506-1.510である。



第10図 須磨地域及び北隣神戸地域における大阪層群の模式柱状図
General columnar section of the Osaka Group in the Suma district and its northern Kobe District.

学園駅東方700 mの地点からアカシゾウ (*Stegodon akashiensis*) の臼歯 (第IV図版) が発見されたが、その産出層準は上部粘土層中のヤギ火山灰層の1 m 下位である (第11図b, 地点5)。アカシゾウのフィッシュオントラック年代が約200万年前と直接測定されたことの意義は大きい。アカシゾウを産出し、ヤギ火山灰を挟む淡水成粘土層を特に小寺粘土層と呼んでいる (前田・贅本, 1983)。

植物化石は、次のものが淡水成粘土層より採集された (南木睦夫同定)。

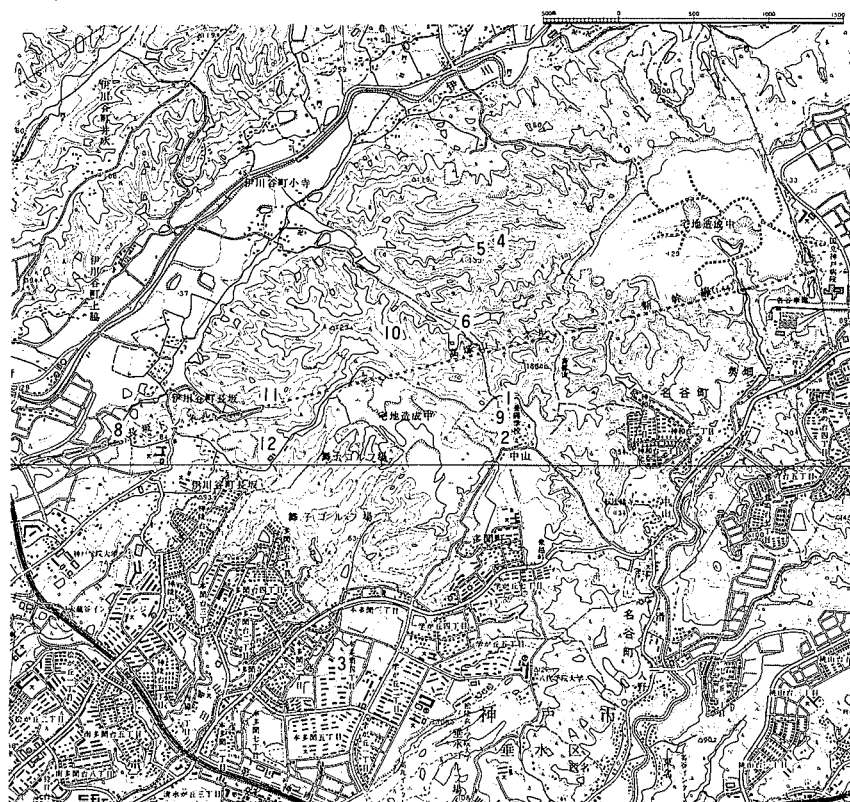
Metasequoia disticha, *Juglans manchurica*, *Sapium sebiferum*, *Pterocarya paliurus*, *Prunus salicina*, *Paliurus nipponicus*, *Berchemia* sp., *Wikstroemia* sp., *Phellodendron amurense*, *Fagara schinifolia*, *Ampelopsis brevipedunculata*, *Symplocos* sp., *Vibururnum* sp., *Clerodendron* sp., *Euphorbiaceae*, *Corylus?* sp., *Fagus microcarpa* 型, *Quercus* cf. *mongolica*, *Corylopsis* cf. *epigyna*, *Vitis* sp.,

上述のような内容を持つ下部亜層群は、研究学園都市域より西方へ、明石市西八木海岸に至る間に分布しているが、露頭に乏しい。神戸研究学園都市以外の重要な露頭について記載しておく (第11図a, b)。

地点1及び2. 神戸市垂水区多聞町小東山, 神戸市立若葉学園南: フジタ火山灰層を挟む淡水成粘土と砂礫層との互層。層厚約15 m。

地点3. 神戸市垂水区多聞町, 神戸市立多聞小学校: フジタ火山灰層以下の淡水成粘土と砂礫層。層厚約6 m。市原 (1960) の大沢粘土層に当たる。

地点7. 明石市東朝霧丘の土採場 [藤本産業] (第11図aに示されていない): 上部粘土層とヤギ火山灰層及び最上部粘土層と砂礫層。層厚約20 m。最上部粘土層には厚さ20 cmの亜炭層を挟む。三木 (1948) が朝霧丘の崖に露出する粘土層産として, *Glyptostrobus pensilis*, *Metasequoia disticha*, *Hamamelis parrotioidea*,



第11図 a

第11図 神戸市研究学園都市及び高塚山周辺における大阪層群の地質柱状図作成地点図(a)及び地質柱状図(b)
 国土地理院発行の2万5千分の1地形図「前開」及び「須磨」を使用

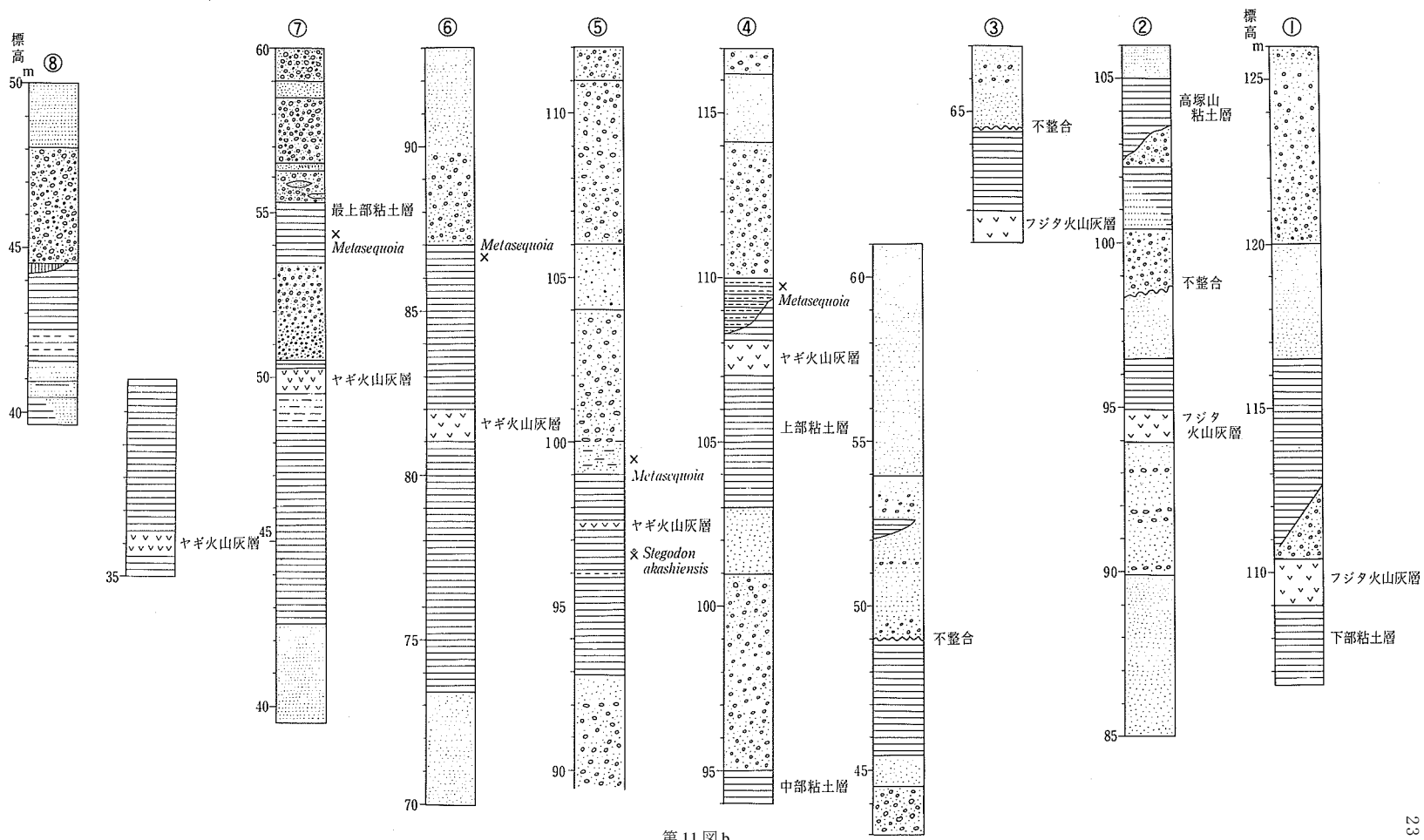
Location map (a) and columnar sections (b) of the Osaka Group, in and around Kenkyu Gakuen Toshi and Takatsuka Yama, Kobe, City.

Wistaria brachybotrys, *Ilex cornuta*, *Berchemia racemosa*, *Vitis cf. thunbergii*, *Cornus controversa* を報告している。この粘土層は最上部粘土層のことである。

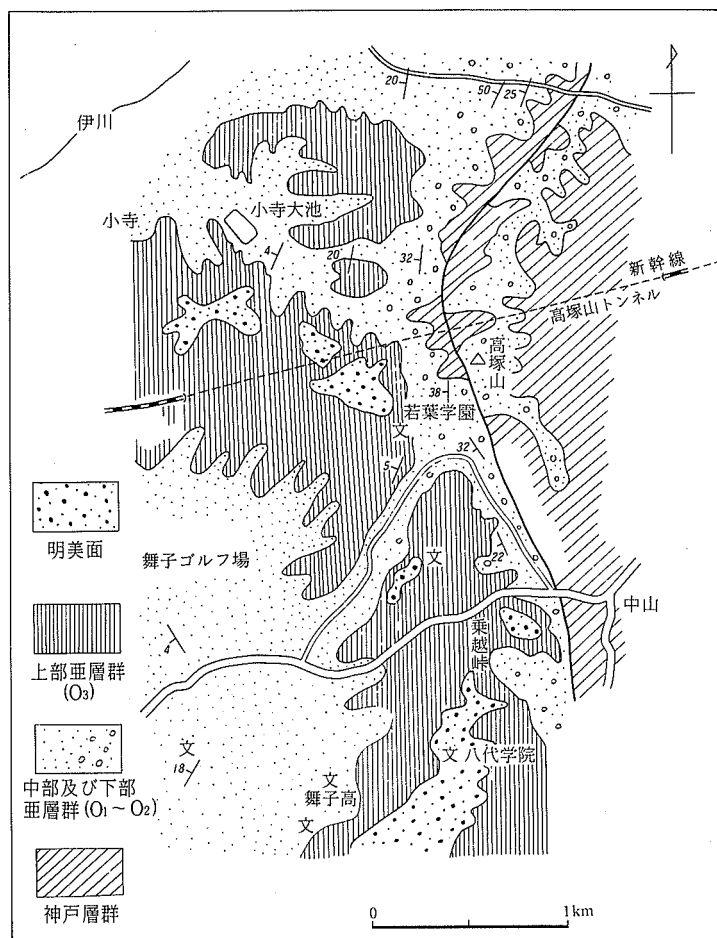
地点8. 神戸市西区伊川谷町兵庫県立伊川谷高等学校西方の山陽新幹線長坂トンネル西出口付近：上部粘土層（ヤギ火山灰層を挟む）と最上部粘土層及び砂礫層からなる。層厚約13 m。なお伊川谷高等学校運動場付近の青粘土層より *Stegodon akashiensis* の臼歯が発見されている。その層準は上部粘土層で、研究学園都市のアカシゾウ産出層準と同層準であることが注目される。

上記のような下部亜層群は、研究学園都市の上部粘土層よりアカシゾウが産出すること、淡水粘土層全般にわたってメタセコイア植物化石群に属する植物遺体が認められること、上部粘土層中のヤギ火山灰層のフィッシュトラック年代が 1.9 ± 0.4 [$\times 10^6$ 年] と測定されたことなどから、本地域の大阪層群下部亜層群は前期更新世に属するが、一部は鮮新世にわたる可能性もある。

なお北に隣接する「神戸地域の地質」研究報告書において、ヤギ火山灰層を大阪盆地のイエロー火山灰層に対比したのは、本層に含まれる植物化石群が上部メタセコイア帯に属する傾向があることから推



第 11 図 b



第12図 神戸市研究学園都市付近の地質概念図
Simplified geological map of Kobe Kenkyu Gakuen Toshi.

定したもので、この問題を含めて、大阪盆地の大阪層群、明石海岸の明石累層模式図との対比は今後の問題としたい。

IV. 2. 2. 2 中部亜層群 (O₂)

神戸市と明石市の市境に当たる神戸市垂水区狩口台と明石市松ヶ丘にわたって、高度40-60mの台地がある。東は山田川、西は朝霧川で境される地区で、国鉄朝霧駅がほぼ中間に位置する。この海岸に沿った台地面を構成する礫層下にほぼ水平に分布している粘土の厚層が川西粘土層(市原, 1960)で、ラミナの発達した海成粘土層である(第14図)。

朝霧駅北方約200mのところには比高約10m余の切り崖があり、上部より6mの厚さをもつ砂礫層の下位に暗青灰色のラミナの発達を特徴とするシルト質粘土層が約10m続き、最下部は礫層に接する。この粘土層の延

長は、東約500mの川西(現狩口台6丁目)にも分布するが、北西約500mの東山にも分布する(第15図a)。

川西粘土層からは従来貝化石の印象化石が発見されたとの記録はあるが、珪藻化石では、*Cyclotella striata*, *Melosira sulcata*, *Actinoptychus undulatus*, *Tharassiosira* sp., などの海生種や、*Nitzschia undulata*, *Diploneis smithii*, *Surillera* sp., などの汽水生種のほか、海生の渦鞭毛藻類の休眠孢子(シスト)の遺骸を産出することから、内湾成粘土であることは明らかである。

昭和47年、明石市の野々池貯水池工事の際に池底に露出した粘土層は、ラミナが発達し、硫黄粉を析出し、川西粘土層に層相が酷似していた。本層中には多量の植物遺体が含まれていたが、粉川昭平の鑑定によれば、*Picea koribai* が最も多く、*Metasequoia*, *Lepidobalanus*, *Pterocarya paliurus*, *P. stenoptera*, *Zelkova*, *Ilex cornuta* などが同定できた。

川西粘土層の層準としては、一応Mal粘土層に対比しておく。このMalは大阪層群の海成粘土層で火山灰が確認されていない数少ない粘土層であり、川西粘土層からも現在のところ火山灰層は見さ



第13図 大阪層群明石累層の下位層中に含まれるヤギ火山灰層の産状
(a), (b) : 神戸市研究学園都市北部

Occurrence of the Yagi Tuff intercalated in the lower part of the Akashi Formation of the Osaka Group.

れていない。更に川西粘土層の分布は広く、明石市野々池地区から、東二見海岸にまで追跡できる。このことからみても、川西粘土層はMalの可能性が大きい。

IV. 2. 2. 3 上部亜層群 (O₃)

神戸市垂水区多聞町小東山の神戸市立若葉学園(移転後)東の道路側面に、下部亜層群ないしは中部亜層群である明石累層を不整合に覆って、上部亜層群に属する明美累層が分布する。この状況については「神戸」図幅とその研究報告書(藤田・笠間, 1983)に詳しく記載しておいたので参照されたい。

明美累層の基底に近く分布する高塚山粘土層は多量の海生貝化石を包含し、古くから高塚山貝層(安藤, 1953; 1965), 高塚山粘土層(市原ほか, 1960)として知られており、市原(1960)によりMa2に対比

第5表 大阪層群に挟まれる火山灰の特徴
Characteristic features of the volcanic ashes intercalated in the Osaka Group.

地層区分	火山灰名	有色鉱物	火山ガラスの形状	火山ガラスの屈折率	備考
上部亜層群	ハシモト (高塚山)	角閃石>磁鉄鉱 (紫蘇輝石, 普通輝石, 黒雲母)	多孔質	1.505-1.509	ガラスは少ない
中部亜層群	ヤギ (小寺大池北)	有色鉱物は少ない (紫蘇輝石, 普通輝石, 磁鉄鉱)	扁平型>多孔質 型 無色	1.499-1.501	粘土化のためガラスは少ない
	ヤギ (学園都市駅)	有色鉱物は非常に少ない (紫蘇輝石, 角閃石, 普通輝石, 磁鉄鉱)	扁平型>多孔質 型 無色	1.499-1.501	きれいなガラスに富むガラス質火山灰
下部亜層群	フジタ (高塚山)	有色鉱物は非常に少ない (紫蘇輝石, 普通輝石)	無色-白色 多孔質	1.506-1.510	非常に細粒

されてきた。

新しく出現した大露頭(第16図, 第17図地点10)での観察によると, 厚さ7mの本粘土層の下半部は淡水成で, 上半部が海成である。海成粘土層からは次の海生貝化石を産出した(安藤, 1965)。

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*, *Maetra veneriformis*, *Rapana thomasiana*, *Lithophaga curta*, *Monia umbonata*, *Dentalium octangulatum*

そのほか, 今回 *Oulangia stockesiana miltoni*, *Carcharhinus gangeticus* の歯など, 古環境を指示する上で重要な意味をもつ化石が発見された(第II図版2)。また海成粘土の下部にハシモト火山灰層が挟まれていて, 厚さは数cm-数10cmの幅で変化する。このハシモト火山灰層は角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母・磁鉄鉱を含み, 火山ガラスは多孔質で, 1.505-1.509の屈折率を示す(新井房夫による)。この火山灰層のフィッシュントラック年代は 0.49 ± 0.09 [$\times 10^6$ 年]と測定された(京都フィッシュントラックK.K.測定)。このフィッシュントラック年代は, 後述するようにヤギ火山灰層のフィッシュントラック年代とともに, 神戸・明石地域の第四紀編年上非常に重要な意味をもつ。

花粉化石によれば, 下部の淡水成粘土からは, ブナ *Fagus* (22.7%), アカガシ亜属 *Quercus* subg, *Cyclobalanopsis* (14.3%), ハンノキ *Alnus* (13.3%), ケヤキ・ニレ *Zelkova-Ulmus* (12.3%) などのほか, モミ *Abies*, トウヒ *Picea*, マツ *Pinus*, ツガ *Tsuga*, スギ *Cryptomeria*, コウヤマキ *Sciadopitys* などが出現する。これに対して上部の海成粘土では, マツが26.4%, アカガシ亜属が31.2%に急増し, いっぽうブナ・ハンノキ・ケヤキ・ニレ型などは急減する。

以上のような花粉化石の変化は, 本層堆積当時の気候が急速に温暖化したことを示している。したが

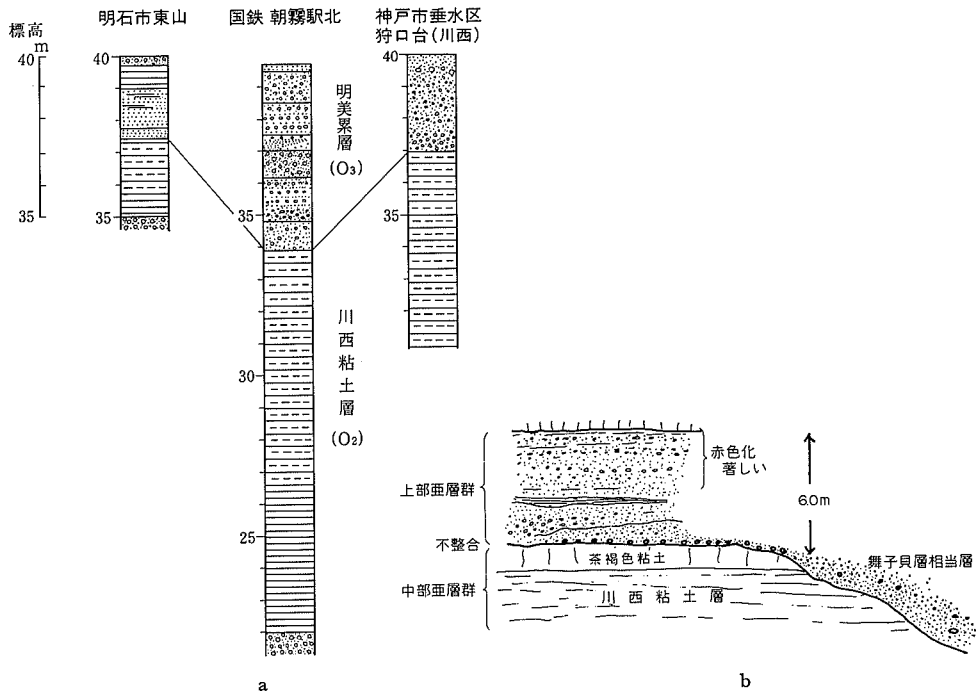


第14図 川西粘土層 (O_2) の露頭
(明石市朝霧). ラミナが著しい
Occurrence of the Kawanishi Clay
Bed (O_2).

ってこの高塚山粘土層は気候暖化に伴う海面上昇によって形成された地層であることは明らかである(第18図)。上述のメジロザメも温帯以南の暖海域に生息し、シオガマサンゴは現生種が仙台湾近くまで北上して生息する暖流域の単体サンゴである。また貝化石を報告した安藤(1965)によれば、産出化石のほとんどは暖流の支配下にある内湾に生息するものとされている。これらの事実は、高塚山粘土層が本格的な海進によって形成されたことを示すものである。

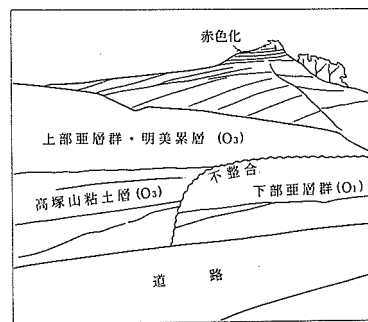
高塚山粘土層の地質年代については、本層が明石累層を不整合に覆うこと、ハシモト火山灰層のフィッシュトラック年代が 0.49 ± 0.09 [$\times 10^6$ 年] であることから、中期更新世に属することは確実である。またメタセコイア化石が発見されないこと、正帯磁であることもこれを裏付けている。

大阪層群との対比では、上記の理由から Ma6 に対比したいのであるが、Ma6 は大阪盆地内では火山灰層の発見されていない数少ない地層のひとつであることが問題である。火山灰の色調や火山ガラス



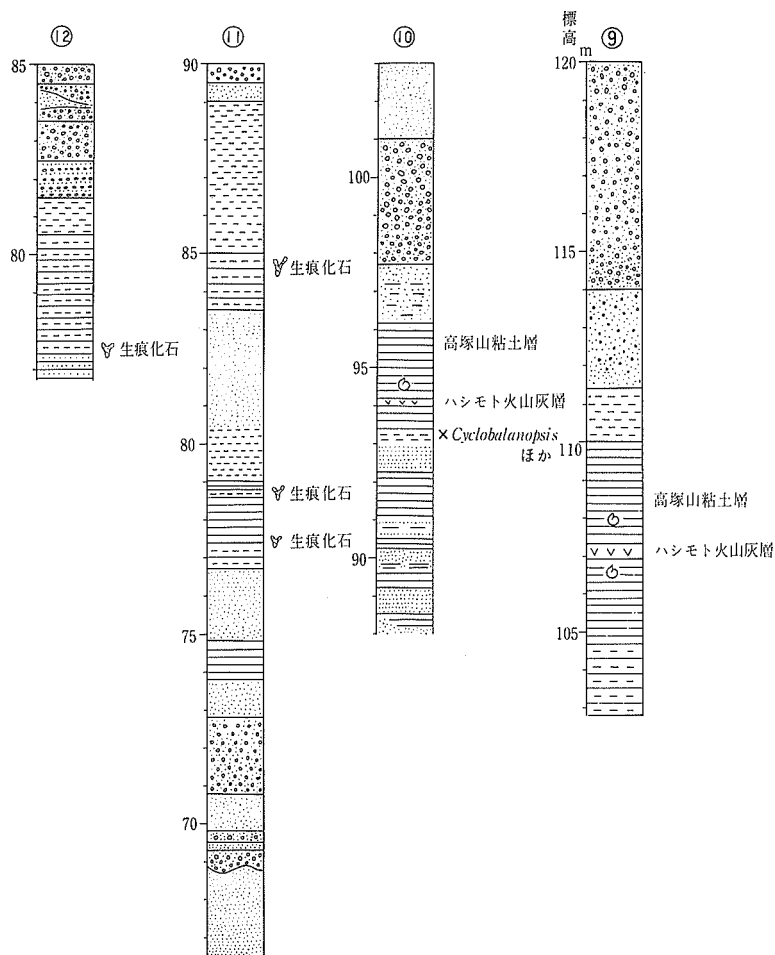
第15図 a 須磨地域西部における大阪層群中部亜層群 (O₂) の地質柱状図
Geologic columnar sections of the Middle Subgroup (O₂) of the Osaka Group in the western Suma district.

第15図 b 川西粘土層 (O₂) と上部亜層群舞子貝層 (O₃) との間の不整合を示すスケッチ
(藤田, 1952, 手記). (神戸市垂水区狩口台付近)
A sketch showing unconformable relation between the Kawanishi Clay Bed (O₂) and the overlying Meimi Formation (gravel beds) containing the Maiko Shell Bed (O₃).



第16図 大阪層群上部亜層群(明美累層)中の高塚山粘土層の産状 (神戸市垂水区若葉学園敷地)
高塚山粘土層が下位の明石累層の上に不整合での上っている

Occurrence of alternating beds of clay and sand & gravel (Meimi Formation) which unconformably rest on the underlying sediments (Akashi Formation).



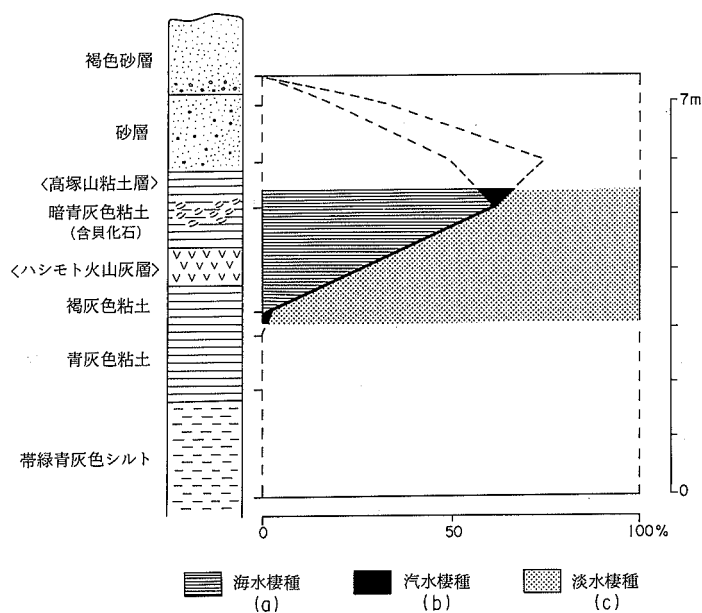
第 17 図 大阪層群上部亜層群明美累層 (O₃) の地質柱状図 (神戸市研究学園都市)
地質柱状図作成地点は第 11 図 a に示す

Geologic columnar sections of the Upper Subgroup of the Osaka Group.

の屈折率ではサクラ火山灰層 (Ma7) との対比も考えられる。しかしながらこのように見ると、従来大阪層群下部とみられていた本層が、その上部に入ること間違いのないところとなった。

次に化石内容から高塚山粘土層と密接な関係にありとみられるものに舞子貝層がある。これは山田川川口右岸及び朝霧川川口左岸の細礫混じりの粗砂層から海生貝化石を産出するものであり、横山・安藤により次の化石種が報告されている。

Natica adamisiana, *Cinctiscala kamakuranum*, *Papyriscala harimensis*, *Mitrella bicincta*, *Tegura* (*Chlorostoma*) *rustica*, *Anomia lichkei*, *Anadara subcrenata*, *Arca boucardi*, *Volachlamys yagurai*, *Chlamys harimensis*, *Promantellum hirasei?*, *Ostrea gigas*, *Mytilus coruscus*, *Corbicula japonica sandaiformis*, *Venerupis variegata kioroshiensis*, *Solen gouldi*, *Macoma incongrua*, *Mactra veneriformis*



第18図 高塚山粘土層にみられる珪藻被殻の出現状況 (前田・齋本, 1983)
 Appearance of three types of diatoms, classified on the basis of their ecotype.
 (a) : marine, (b) : brackish, (c) : limnetic

これらの内容は絶滅種である *Volachlamys yagurai*, *Chlamys harimensis* を含み、高塚山粘土層のそれに酷似しているので高塚山貝層と対比され、従来のように鮮新世-前期更新世のものとは考え難くなった。問題は舞子貝層が、川西粘土層の露頭に近接して露出しているが、それより標高にして約 10 m 下位にあることである。このため舞子貝層は川西粘土層の下位層準にくるとされてきた。しかしながら、明石累層と明美累層の不整合関係が明らかになり、多聞町付近から南に向かって、明石累層への明美累層の削り込みが著しくなる傾向が明瞭に認められるので、現在直接露頭では確認できないが、舞子貝層の砂礫層は、川西粘土層の削り込み部を埋積したものと解釈したい。かつて、1952年に藤田が当地域を調査した際のスケッチが残っているが、川西粘土層のタイプとされている狩口台6丁目での次のような観察を行っている(第15図b)。

川西粘土層とその上位に重なる6 m余の赤色酸化の著しい上部亜層群(O₃)との関係は、両層ともに水平層であるため一見整合的にみえるが、東側の谷(山田川)に沿って大きな川西粘土層の削り込みがみられ、この凹部を埋める砂礫は台地面を構成する砂礫層とは違って赤色化を受けておらず、一見新しそうに見えるが、その下位にくることは確実である。したがって山陽本線北の崖に露出する舞子貝層はこの明美累層の砂礫内に含まれるものとみてよい。川西粘土層が崖の西方へ急速に消滅するのも、同様な削り込みのためとみられる。

更に、安藤(1965)は明石市東山西寄りの清水の舞子貝層から次の化石を報告している。なお舞子貝層は垂水町の福田川沿いの数箇所にも点在するが、宅地化が進み調査は困難である。

Tegura rustica, *Cinctiscala* cf. *kamakuranum*, *Papyriscala harimensis*, *Natica* sp., *Mitrella bicincta*, *Rapana*

thomasiana, *Arca boucardi*, *Mytilus corus*, *Volachlamys yagurai*, *Chlamys harimensis*, *Mornia umbonata*, *Ostrea denselamellosa*, *Crassostrea gigas*, *Corbicula japonica sandiformis*, *Venerupis variegata kioroshiensis*, *Macoma incongrua*, *Cryptomya busoensis*, *Barnea (Umitakea) dilatata japonica*, *Promantellum hirasei*, *Anomia lischkei*, *Tonna* sp.

次に北西部の明美累層の分布について記載する。高塚山粘土層が模式的に露出する若葉学園に隣接する神戸市研究学園都市の馬谷には、明石累層を不整合に覆って2枚の海成粘土層が分布する。両者の間には淘汰のよい砂層が挟在する。下位の粘土層には海生のミゾガイ (*Siliqua pulchella*) の印象化石が得られたほか、次の20種にのぼる温暖気候を指示する植物化石が得られた(南木睦夫同定)。火山灰は粘土化が進んでいるが、下位の海成粘土層に挟在する。

Abies sp., *Torreya* sp., *Quercus (Cyclobalanopsis)* sp., *Q. (Lepidobalanus)* sp., *Fagus microcarpa*, *Melia azedarach*, *Magnolia kobus*, *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.

上部亜層群中には、高塚山粘土層 (Ma6) をはじめとして、明美面を形成する赤色化を受けた瀬海性の砂、細礫層との間に数枚の海成粘土層を挟在する。若葉学園西の高塚山トンネル西出口北の崖には、3枚の海成粘土が認められる。また多聞台や霞ヶ丘地域にも海成粘土層の数mの層厚をもつものや、レンズ状に砂礫層中に挟在するもの等が知られているが、現在の段階では正確な層準は判明していないので、今後の問題としたい。

IV. 2. 3 六甲南麓の大阪層群

六甲南麓の大阪層群は、須磨断層に沿って小規模な丘陵をつくっているにすぎず、それもほとんど市街地化されているために詳細は不明であるが、大阪湾方向に向かって断層で切られながら、急激に層厚を増していることは確実である。

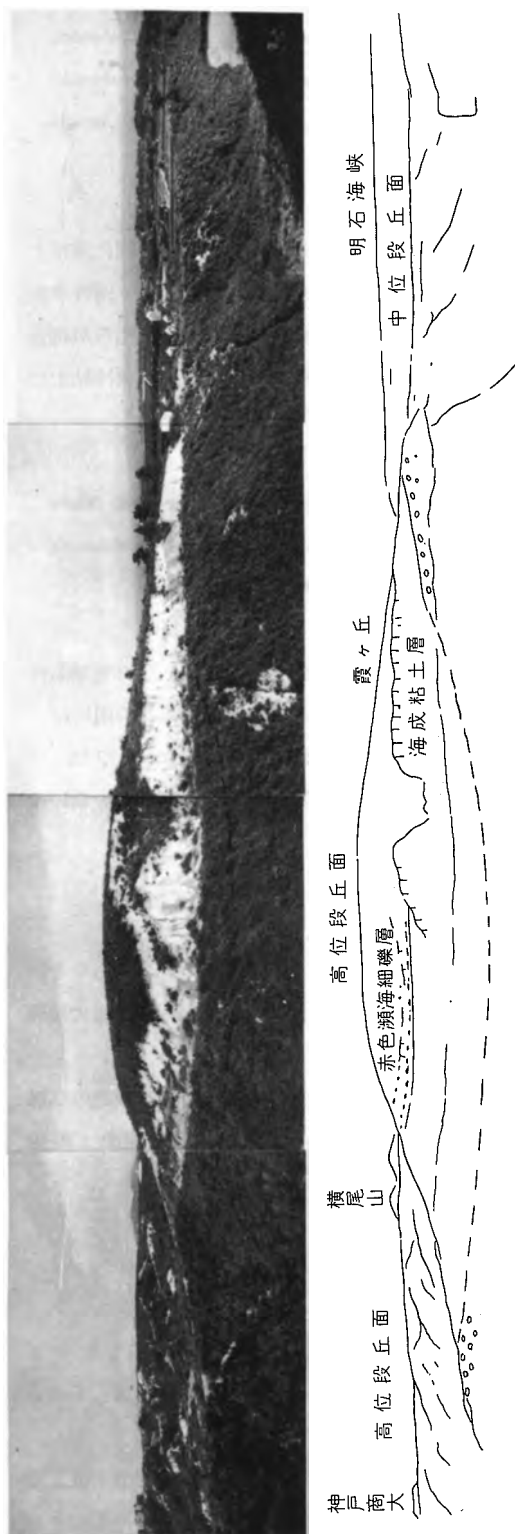
最も広く分布するのは神戸市長田区大谷町・長尾町・西山町の丘陵地である。ここでは丘陵地の南縁部に10-15度程度に傾斜する海成層が見られ、丘陵南縁に沿う断層の存在が推定されるが、層準は明確ではない。恐らく中・下部亜層群から上部亜層群にわたり存在するものと見られる。

須磨地区では上部亜層群と見られる砂礫層がわずかに見られるにすぎない。

IV. 2. 4 淡路島の大阪層群

本図幅地域内の淡路島に見られる大阪層群は、わずかに松帆付近に見られる厚い礫層があるにすぎず、砂利取り場になっている。この礫層はその堆積面を保持しているから、上部亜層群に属するものとみられる。

しかしながら隣接する「洲本」及び「明石」図幅地域内の仮屋町一帯の丘陵地には大阪層群下部亜層群に属するとみられる淡水成の粘土層を挟む砂礫互層の厚層がみられ、仮屋断層の延長上では著しく急



第19図 神戸市垂水区霞ヶ丘西方より東を望む (昭和27年8月5日)
 Perspective view of the Tarumi area seen from the west of the Kasumi Hill.

斜している。

IV. 3 明石累層・明美累層・ 高位段丘

本地域から隣接「神戸地域」にまたがる明美丘陵地域は、大規模な造成工事に伴ってこの数年来新資料が続出しているが、その整理は現在進行中であり、年代測定に関する最終結果もまだそろっていない。したがってまだ結論を出すべき段階ではないが、現時点における問題点を整理しておきたい。

かつて本地域の鮮新-更新統は明石層群と播磨層群とに大別されてきた(市原・小黒, 1958; 市原, 1960; 市原ほか, 1960)。明石層群は明石の海食崖に露出する累層を模式とし、播磨層群は明石層群を不整合に覆う段丘構成層を一括したものであった。前者は鮮新世から前期更新世にわたるものとみられ、後者は中期更新世以降の地層とされてきたが、その間の不整合関係は、一見明瞭のように思われてきたが実際はそうではなかった。その関係が最近の西神地域の大露頭の出現によって明瞭になってきたのである。

その従来の見解との差は、それまで鮮新-更新等で大阪層群下部と対比されたきた明石層群の縁返礫層とみられてきた垂水礫層とその中のMa1あるいはMa2層準とみられてきた高塚山海成粘土層が中部更新統として分離、上部亜層群(O₃)に編入され、明美累層と命名されたことである(藤田・笠間, 1983)。更に「神戸地域の地質」研究報告において、本地域におけるMa1に対比される川西海成粘

土層と、明石海岸を模式地とする明石累層プロパーとの関係や、明石累層中の上部メタセコイア帯に属するとみられる植物化石から、明石累層が中部亜層群 (O_2) に編入されたのである。

その後、高塚山粘土層中のハシモト火山灰層のフィッシュトラック年代が約 50 万年前と得られ、明美累層の年代に関する予想は適中したが、明石累層中のヤギ火山灰層については約 190 万年前の値が得られ、問題が生じた。というのは、この火山灰層が正帯磁をしているところからみると、松山逆磁極期におけるオルドバイイベントに対比できる可能性ができたからである。

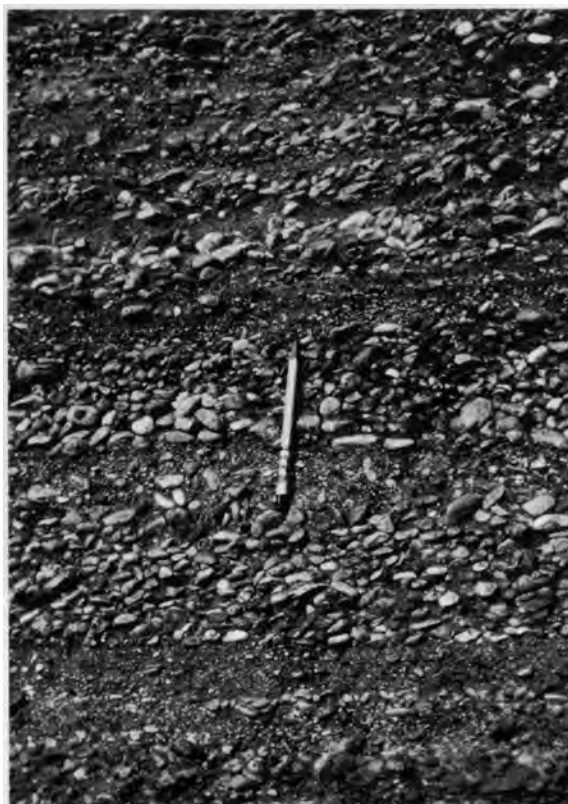
したがって明石累層プロパーを大阪層群下部亜層群 (O_1) として中部亜層群 (O_2) からはずし、川西粘土層だけを中部亜層群とすべきか否かが問題となるが、なおこれに決着をつけるには資料不足を免れない。今回、アカシ象含有非海成層を未区分大阪層群下部 (O_1) として塗色したので、「神戸」地域の地質図幅との間に整合性を欠くことになった。

次に明美累層 (O_3) に関しては、その内容と年代がほぼ確立してきたとみてよい。本累層は神戸市垂水区高塚山付近から明石海峡にかけての丘陵性台地のほぼ全域に分布する三角州性の堆積物で、高塚山断層に接近すると急速に扇状地性の厚い礫層となる。

東側では礫質層が優勢で、舞子墓園付近に突出する六甲花崗岩のバリアーにアバットしながら海峡方面に延び、沿岸部では第 19 図にみられるように霞ヶ丘と呼ばれる小丘をつくり、最上部には赤褐色の海浜細礫 (beach pebble) を何層も挟む砂層をのせていた (第 20・21 図) が、このあたりも全く市街地と化した。

高塚山より伊川谷町にかけては高塚山粘土層を含めて 3 枚の海成粘土が認められ、海進・海退を繰り返しながら、海成粘土層に始まり、砂礫層に終わる三角州性の互層を累積していったことがうかがえる。そして最後のサイクルは 50 m に達する偽層の著しい前置層としての礫層が、高塚山撓曲に沿って発達した。これが明美累層の主体となるものである。

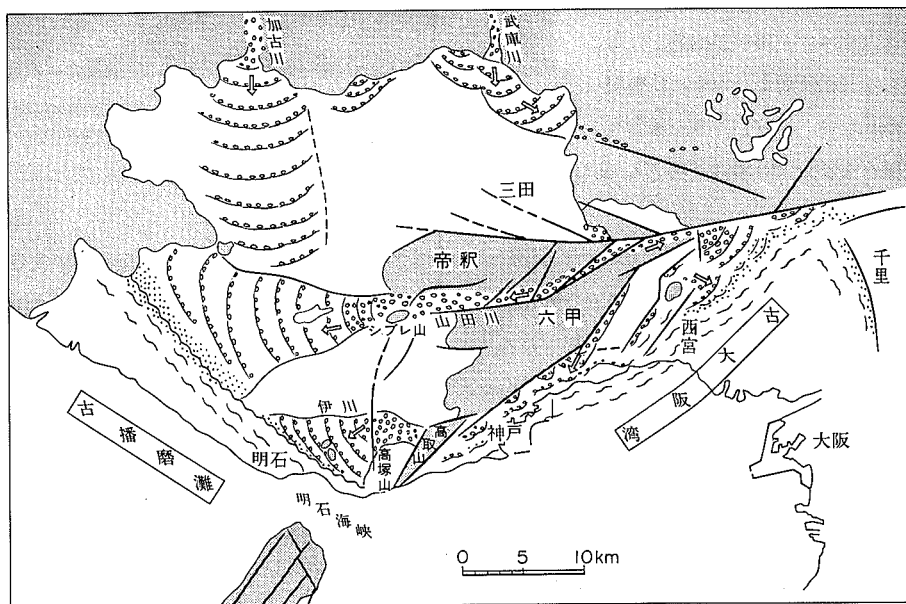
このような前置層の前進によって堆積されていった海底面が離水するに当たって、海底面に広く頂置層としての赤色泥質層が堆積し、また海浜には細礫層が累積した。これが離水平坦面を形成したのが



第20図 明美累層最上部の赤色化礫層 (神戸市垂水区若葉学園付近)
Pebble beds of the uppermost part of the Meimi Formation.



第21図 明美累層最上部の瀬頻海層とみられる細礫砂層（神戸市垂水区霞ヶ丘）。著しく赤色化している Pebble-bearing sand layer showing the beach facies of the topset of the delta in the uppermost part of the Meimi Formation.



第22図 六甲山地とその周辺地域の中期更新世古地理図（藤田・笠間, 1983, 第47図の再録）
Middle Pleistocene paleogeographic map of the Rokko Mountains and their surroundings.

高位段丘面を特徴づける赤色層である。したがって「高位段丘面」は、明美累層の最後の三角州の離水面といえるであろう。そしてこのような変化は、高塚山断層（撓曲）に表現されている六甲山地の急上昇を示唆している。当時の古地理的復元は第22図に示される。その詳細については「神戸地域の地質」研究報告書をされたい。

IV. 4 段 丘

従来、この地域の段丘は高位段丘・中位段丘・低位段丘に区分されてきたが、高位段丘面が大阪層群上部亜層群に属する明美累層（O₃）の堆積面であることが明らかになったので、一般的な意味での段丘は中位段丘と低位段丘であるが、本地域では低位段丘はほとんど発達していない。

中位段丘（T_m）は、大阪層群で構成される丘陵を開析する明石川・伊川沿いと、明石海峡沿いに発達している。大部分厚さ数m程度の礫層で構成されているが、ところどころで下部層への削り込みがあり、それらを堆積しているところでは10数mに達する。本地域の西に当たる明石海岸ではこのような状況が明瞭にみられ、中位段丘層は西八木層、その堆積面としての中位段丘面は西八木面（旧大久保面）と呼ばれている。不整合面である削り込み部を埋めて海成層がみられ、海進と対応していることがうかがわれる。この中位段丘は関東地方における下末吉段丘に対比されると考えている。

中位段丘の高度分布をみると、明石市街地では15m程度であったものが、東にゆくにつれて次第に高度を増し、垂水付近で30m以上に達し、東高西低の傾動運動を示している。この傾向は高位（段丘）面についても同様で、段丘時代になっても、六甲山地を含めての傾動運動が継続してきたことを物語っている。

IV. 5 沖 積 層

沖積層は六甲南麓に主として発達する。六甲山地より流れ出る小河川の山麓扇状地の複合よりなる。和田岬の部分は、明石海峡を流れる潮流によって形成された砂嘴がこれに付加されたものである。海底の“沖積層”に関しては第VII章にゆずる。

IV. 6 埋 立 地

須磨浦から和田岬にかけては古い埋立地があるが、最近ポートアイランドの大規模な埋立が行われた。これについては第VII・VIII章で述べる。

V. 地 質 構 造

V. 1 概 説

本地域の地質構造は、本州側と淡路島側に別れている。それらをつなぐのが明石海峡底の海底地質構造であり、三者合わせて全体像がつかめるのであるが、明石海峡については別章で記述することになる。

これらの構造はいろいろの地質年代の構造の複合であるが、基盤岩体にみられる古期構造と、被覆層にみられる新期構造とに分けて考えるのが便利である。前者はメソテクトニクスに、後者はネオテクトニクスに属する。

ネオテクトニクスとは、神戸層群が形成された新第三紀中新世以降の構造運動をいうのであるが、本地域では特に第四紀になってからの変動が著しく、多くの断層が発生して断層地塊化し、それらの隆起によって現在みられる構造地形がつくられた。これを「六甲変動」と呼ぶ。この造構運動は、単に被覆層の形成とその変形・変位をもたらしただけではなく、基盤岩体の中にも新しい断裂を発生させ、これを脆弱化した。鉢伏山山塊の深部風化が著しいのも、これに起因している。

更に大構造として注目されることは、六甲-淡路島山系を境として、東側と西側とで著しい相違のあることである。東側は「近畿トライアングル」(Huzita, 1962)と呼ばれる近畿中央部の構造区の西部を占めて構造起伏が著しく、大阪盆地内には数100 mに達する厚い第四紀層が堆積し、断層支配が著しいのに対して、西側は安定的で第四紀層も薄く、この状態は西へ中国地方に続く。すなわち、六甲-淡路山系は、西南日本の中の新期構造区の重要な境界であるといえる。

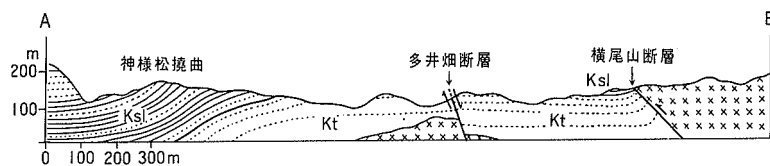
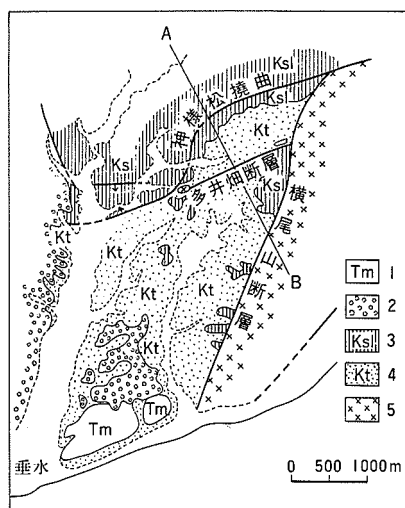
V. 2 古期地質構造

本地域には丹波層群も有馬層群も分布しないため、古期地質構造は花崗岩類内部における構造としてとらえる。

. 2 . 1 六甲山地南西部

この地区の花崗岩類は北西側を横尾山断層、南東側を須磨断層によって切られており、その分布形態はNE-SWに延びたくさび形である。花崗岩類はほとんど六甲花崗岩からなり、その中に布引花崗閃緑岩がルーフペンダント状小岩体として残っている。

布引花崗閃緑岩にはまれに角閃石及び黒雲母が平行配列し、流理構造(N-S, 50°W)を呈する。六甲花崗岩中には多数の細粒花崗岩ないしアプライトの岩脈が貫いている。この方向はほぼNE-SWにそろっている。しかし、六甲花崗岩を貫くひん岩岩脈は測定数に乏しいが、ENE-WSWの方向を示し、六甲山地における岩脈類の主要方向の一つに相当している。



第23図 多井畑付近における神様松撓曲を示す地質構造図及び地質断面図
 1: 段丘堆積物, 2: 大阪層群, 3: 神戸層群白川累層, 4: 神戸層群多井畑累層, 5: 花崗岩類
 Simplified geological map and cross section showing the flexure structure of
 Kamisamamatsu.

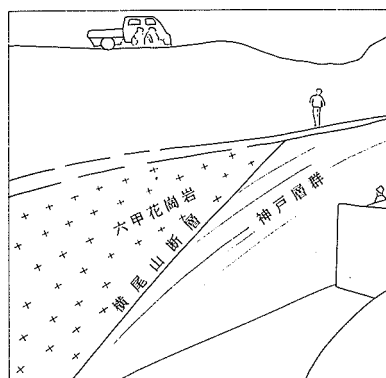
V. 2. 2 淡路島北東部

この地区では洲本花崗閃緑岩に岩屋花崗岩が貫入しており, NW-SE 方向の貫入面にはほぼ平行な流理構造が観察される. 二つの花崗岩類のなかには, 岩脈の貫入方向によって示される $N30^{\circ}W-N30^{\circ}E$ の節理系が認められる.

V. 3 新期地質構造

V. 3. 1 断層系

六甲-淡路山系全域にわたる断層系を第2図に示した. これによって, これらの山地がいかに断層支配を受けているかがわかるであろう. これら大部分の断層については, 「大阪西北部」・「神戸」地域の研究報告に記載した(藤田・笠間, 1982; 1983).

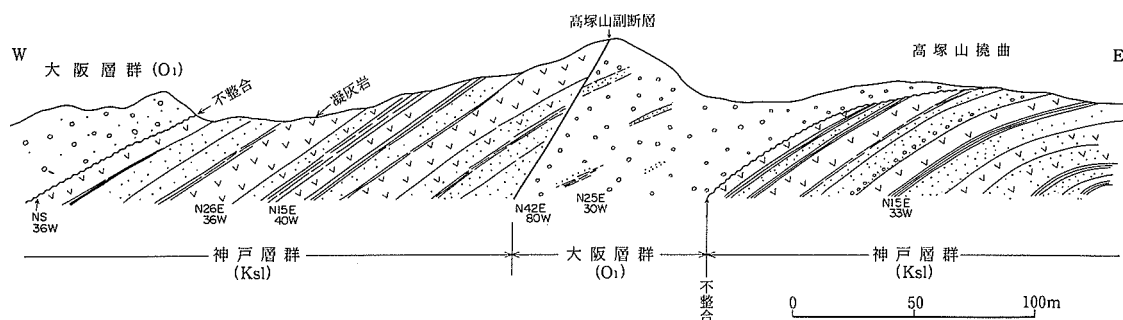


第24図 急斜する神戸層群の上に六甲花崗岩が衝上している横尾山断層（神戸市須磨区横尾、啓明学院北方）
Outcrop of the Yokooyama Fault. The Rokko Granite thrusts up against the steeply dipping Kobe Group.

V. 3. 2 鉢伏山山地の断層系

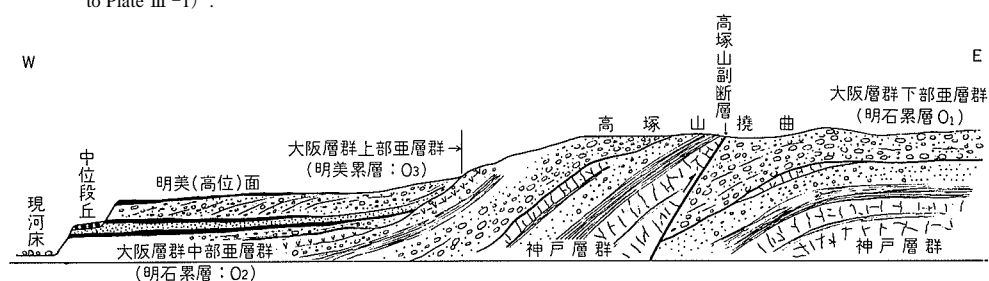
鉢伏山山塊は、須磨断層・高取山断層・横尾山断層で囲まれた三角形の断層地塊である。

高取山断層は、露頭では低角衝上性の逆断層で、神戸市営高速鉄道西神線の妙法寺駅建設時に大露頭が出現した。詳細は「神戸」地域の研究報告を参照されたい。その延長は神戸層群分布地域内に入ると、多井畑の北を通る神様松撓曲となって現れる。この付近は現在完全に宅地に造成され、全く原地形をとどめていないので、1965年度調査資料に基づく地質図と断面図を第23図に示した。



第25図 高塚山(基盤)断層に沿う被覆層の撓曲と副断層(第Ⅲ図版1参照)を示すスケッチ図

A sketch showing the flexure of overlying layers along the Takatsukayama Fault and associated thrust (refer to Plate III -1) .



第26図 高塚山撓曲と明美累層との関係を示す概念図(藤田・笠間, 1983, 第41図を一部修正)

A diagrammatic cross-section showing the relation between the Takatsukayama Flexure and the Meimi Formation.

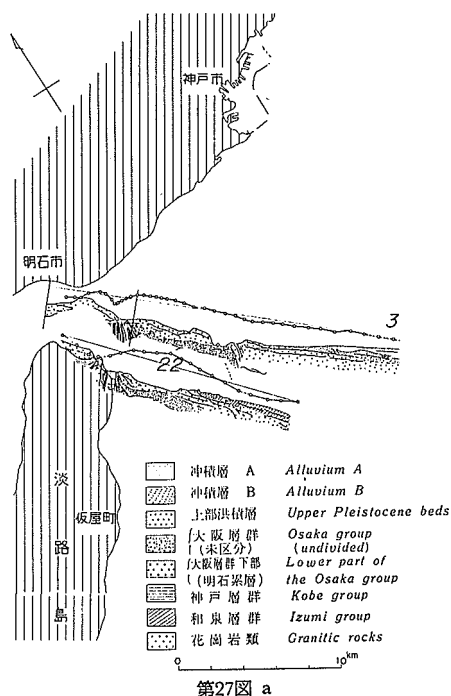
多井畑の北側の東西方向の谷は、かつて地すべりの多発地であったが、その分布は神様松撓曲と多井畑断層で囲まれた地塊と一致している。神様松撓曲はこの谷の北側の尾根を構成していた白川累層の厚い白色凝灰岩層の急斜帯で表され、空中写真でもよく追跡できた。これは基盤岩体中の逆断層に伴う被覆層の変位を表しているものとみられ、多井畑断層は、この撓曲運動に伴い、その頂部に現れた正断層と推定される。

山塊南東側の須磨断層は、扇状地式の段丘堆積物や崩壊層で覆われて露頭を確認し難いことが多いが、西須磨では約70度の傾斜で花崗岩が大阪層群上に衝上している。

横尾山断層は各所で見事な露頭が確認できた。なかでも国立神戸療養所の正門前の崖では、神戸層群が直立ないし逆転し、その上に六甲花崗岩が約40度の傾斜で衝上しているところがみられた。本断層に沿ってはほとんどの部分で同様な状況を示すものとみられるが(第24図)、神戸層群は断層から数10m離れると水平に近い状態に戻る。断層に沿う花崗岩の破碎は著しく、その典型的な状態は多井畑トンネル西口付近でみられる。この山塊は全般的に節理面や劈開面の発達が著しく、断層運動の影響が全山塊に及んでいることを示している。なお横尾山断層は塩屋断層とも呼ばれている。

V. 3. 3 高塚山断層・高塚山撓曲

六甲山地の西縁を縁取る"高塚山断層"は、その東側の六甲山地内の神戸層群と西側の明美丘陵の大



第27図 淡路島北東部海域における音波探査測線図 (a) 及び海底地質断面図 (b) (藤田・鎌田編, 1964から一部を再録, 第III図版2参照). ただし, (a) 図の大阪層群 (未区分) は (上部亜層群) とする

Sea-bottom geologic cross-section off the coast of northeastern Awaji Island. (refer to Plate III-2). (Read Upper Subgroup for undivided).

傾斜を強め, 20 (前後) に西に傾斜するようになる (第25図).

このような傾斜帯が約 100 m 続き, 第25図・第III図版1の中央部に見られるように明瞭な断層面が現れるが, それは走向は $N42^{\circ}E$, 傾斜は $80^{\circ}W$ で西側の神戸層群が東側の大阪層群上に衝上する形態をとっている. すなわち, 一度沈み込んだ神戸層群が再び出現して逆に東へ衝上しているのである. そしてこの神戸層群の部分が差別浸食によって地形的段差を強調しているとみられる. 更にその西側では神戸層群とともに大阪層群も傾斜するが, 100 m にも満たない短距離の間にほぼ水平に復する. この水平部分では大阪層群は下位の明石累層と上位の明美累層とに分かれ平行不整合関係にあるが, 傾斜部では明石累層は神戸層群とともに傾斜するが, 明美累層はその撓曲崖にアバットするような形で堆積しながら, 更に撓曲運動にも参加し, 撓曲帯に近づくにつれて緩やかに傾斜するようになる. このような傾向は「大阪西北部」地域における甲陽断層・仏念寺山断層と全く同じである (藤田・笠間, 1982) (第26図).

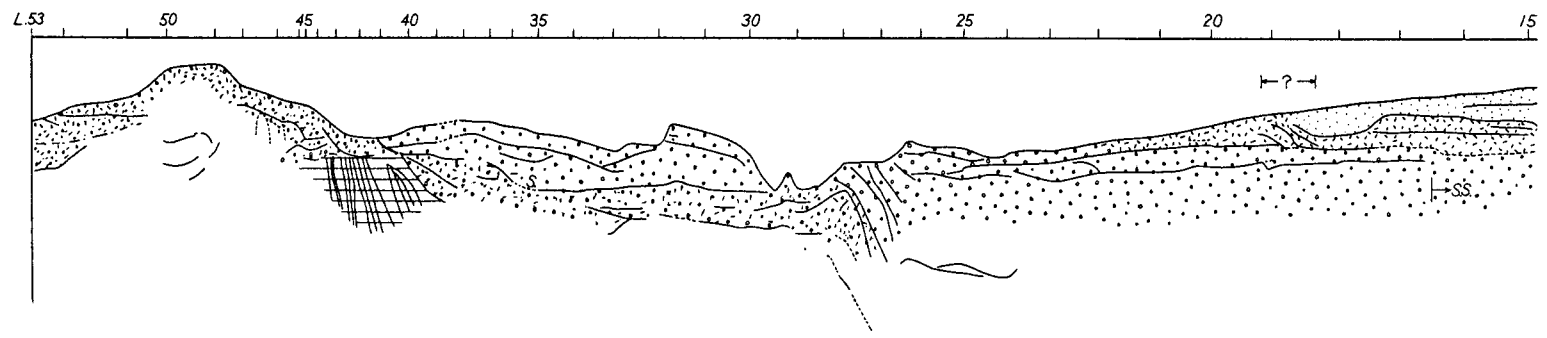
以上を総合すると, 高塚山断層は基盤花崗岩体中の恐らく高角度逆断層運動によって生じた神戸層群・大阪層群の撓曲帯で, 撓曲の推移に伴って撓曲帯の西縁に基盤断層とは異なる二次的な逆断層が発生したものと見える. したがって全体としては逆断層であると結論される. その模式的な断面を第26図に示す. その両側に露出する花崗岩の高度や神戸層群の分布高度から推定すると, 基盤断層の変位量は東上りで約 110-150 m とみられる. 以上のような構造観の上になつて, これを高塚山断層と総称し, 神戸・

大阪層群とを分ける断層とされてきた. 地形的にも明瞭な段差があり, 大阪層群側が低く, 東側の神戸層群上にも大阪層群が残存分布することから, いわゆる「西落ち断層」であることは明らかである. したがって, 一見西落ちの正断層のようにみえるけれども, 断層運動の機構については六甲側の隆起運動であることは明らかであるので, 本質的には逆断層であろうと推定されてきた.

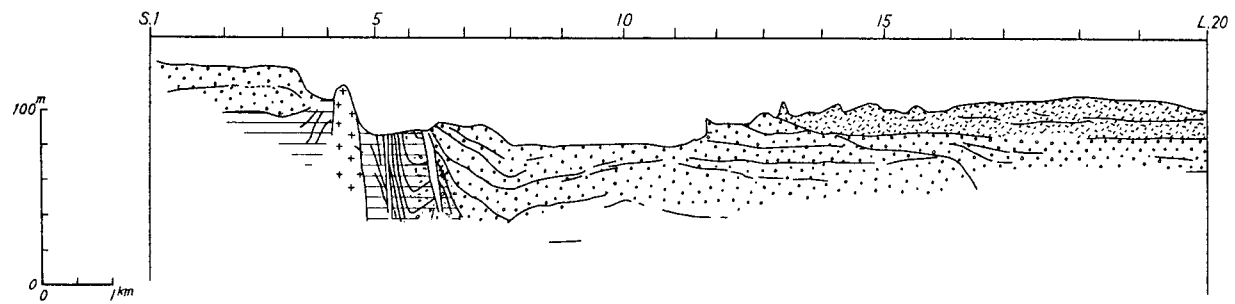
今回隣接「神戸」地域と本地域にまたがり, 神戸市研究学園都市の造成工事が進められてきた中で, ほぼその全貌が明らかになってきたので, 一括して記載しておく.








高塚山 (186.0 m) の周辺が本断層の性質が最もよく現れているところである. 東側の神戸層群の分布地である白川台地区では標高 170 m のレベルまで切り取りが行われ, 約 30 m の垂直断面が得られた (藤田・笠間, 1983, 第39図参照). この部分では下位の神戸層群と上位の大阪層群とは, 両者とも水平といってよく, 完全に近い平行不整合で, その岩相と色調の相違によってのみ区別できるのである. それが断層帯に近づくにつれて両者ともに折れ曲がるように

No.3



No.22



- | | | | |
|---|-------|---|-----------|
|  | 冲積層 A |  | 神戸層群 |
|  | 冲積層 B |  | 和泉層群 |
|  | 上部洪積層 |  | 基盤 (花崗岩類) |
|  | 大阪層群 | | |

第27図 b

大阪層群の構造からいえば高塚山撓曲ということにする。そして露頭にあらわれた逆断層を高塚山副断層とした。

高塚山撓曲は北へ行くほど緩やかになり、伊川以北では次第に分岐して消滅する模様である。

V. 3. 4 淡路島の断層系

淡路島北半の断層系の大綱は第2図に示したが、本地域にはその最北東端が現れているにすぎない。したがって陸上の断層は小規模である。しかしながら、淡路島の形を決定する重要な断層が海岸線に沿って走っていることが、大阪湾音波探査委員会によって昭和37年度に実施された調査によって明らかにされた(藤田・鎌田編, 1964)。この断層を仮断層と呼ぶ。

音波探査記録とその解析結果を、第Ⅲ図版2及び第27図に示す。測線22についてみると、測点4-5の間に花崗岩の突起があり、5より6にかけて地層の急斜帯が現れ、8付近よりほぼ水平に復する。この急斜帯は、大阪湾内に広く分布する大阪層群上部亜層群であることは確実で、中部更新統である。同様の急斜帯は測線3にも現れるが、これらが、須磨断層と淡路島東岸を結ぶ線上にあることは明らかである。

測線22では、断層が大阪層群上部亜層群を切断しているのに対して、測線3では急斜帯が表皮層で覆われているようにもみえるが、このあたりの記録は不明瞭で断定しにくい。

VI. 明 石 海 峡

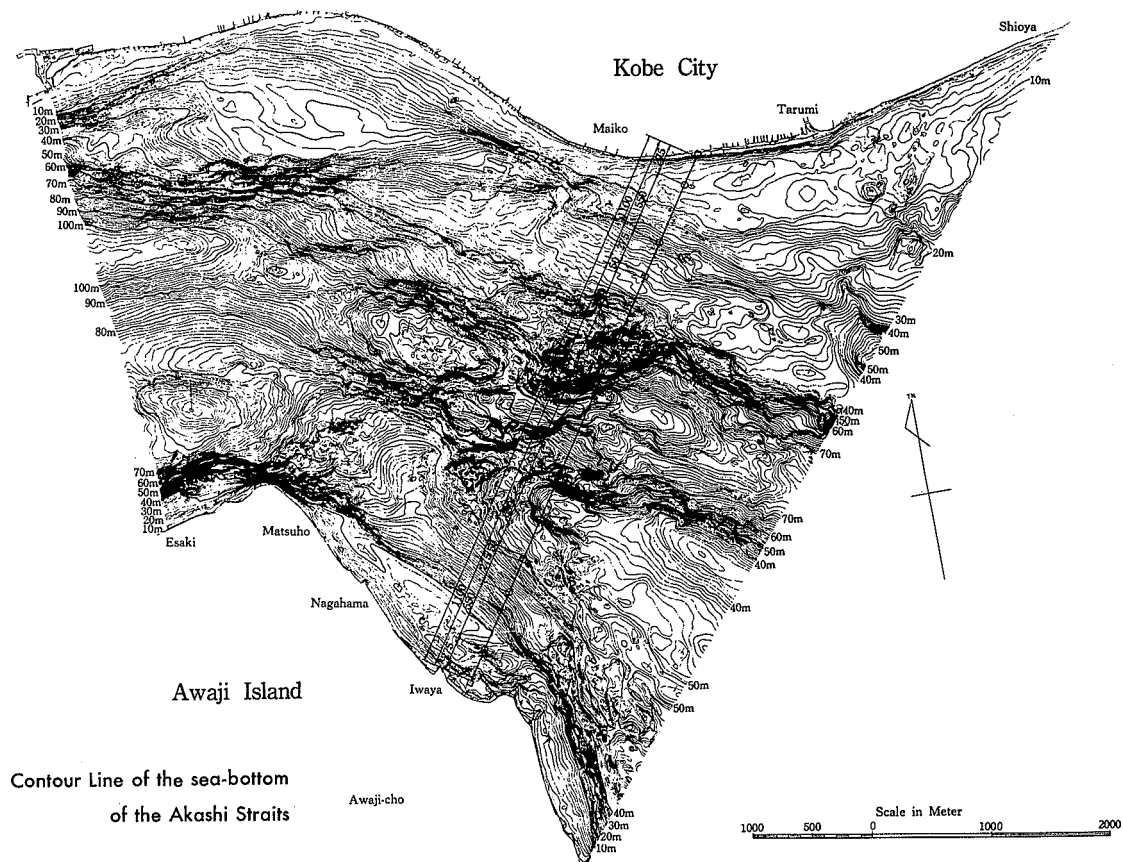
VI. 1 概 説

本州側と淡路島側とを分離する明石海峡は、本地域内において重要な部分を占めているが、昭和34年以来、本州-四国連絡橋計画の一環として、国鉄・建設省・本四連絡橋公団などによって海底調査が行われ、膨大な調査資料が集積されてきた。それらを整理し記載することは容易ではないが、この機会に、海峡の地形・地質・発達史などに関する概要をまとめておきたい。調査資料は、音響測深記録・音波探査記録を主とし、海底ボーリングドレッジ、小型潜水艇白鯨号による海底観察(第V図版2)などに基づいている。

VI. 2 海 底 地 形

淡路島を取り巻く内海の海底地形を第28図に示す。これにより、明石海峡と友ヶ島水道・鳴門海峡との相違がよくわかる。

播磨灘側をみると、水深-10 mの浅瀬である鹿ノ瀬と淡路島との間に-30 m前後の地溝状の地形があり、播磨灘側から明石海峡へ流入する潮流の流路になっていることがうかがえる。そして水深-135 mに達する海釜が現れるが、これは東西に延びる比較的幅広いもので、友ヶ島水道や鳴門海峡の海釜とはかなり異なる。



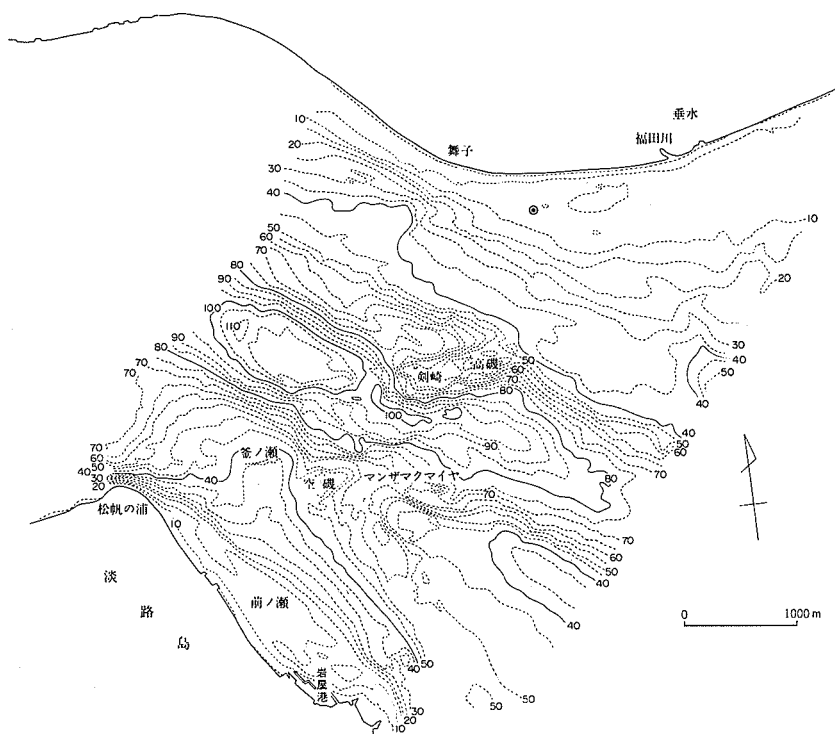
第29図 明石海峡における海底微地形図（神戸市，1963）
 架橋予定は初期段階のものを示す（第66図参照）（等深線間隔1m）
 Micro-topography of the sea-bottom of the Akashi Strait (1 m contour).

と呼ばれている。その西側は急崖となっているが、この部分にはNE-SW方向の断層が走り、神戸層群・大阪層群と接している（第30図b）。

この花崗岩リッジにほぼ平行に延びる西側のリッジは剣崎・高磯などと呼ばれるが、この部分は神戸層群よりなり、その西側もまた断層で切られている。これらの断層は北東方向に収斂しながら六甲山系の断層に接続するとみられる。また剣崎西側の断層は、淡路西岸を画する野島断層の延長であることは確実で、西岸沿いの神戸層群は西方に向かって急斜している。

神戸層群はN値30-50に達するよくしまつた砂岩・泥岩の互層が大部分でまれに礫層を挟む。舞子沖合120m地点のボーリング資料によれば、海面下-55mまで大阪層群、それより深より神戸層群となり、-180mで基盤花崗岩に達した。そして基底部20mは礫岩となっている（第31図）。

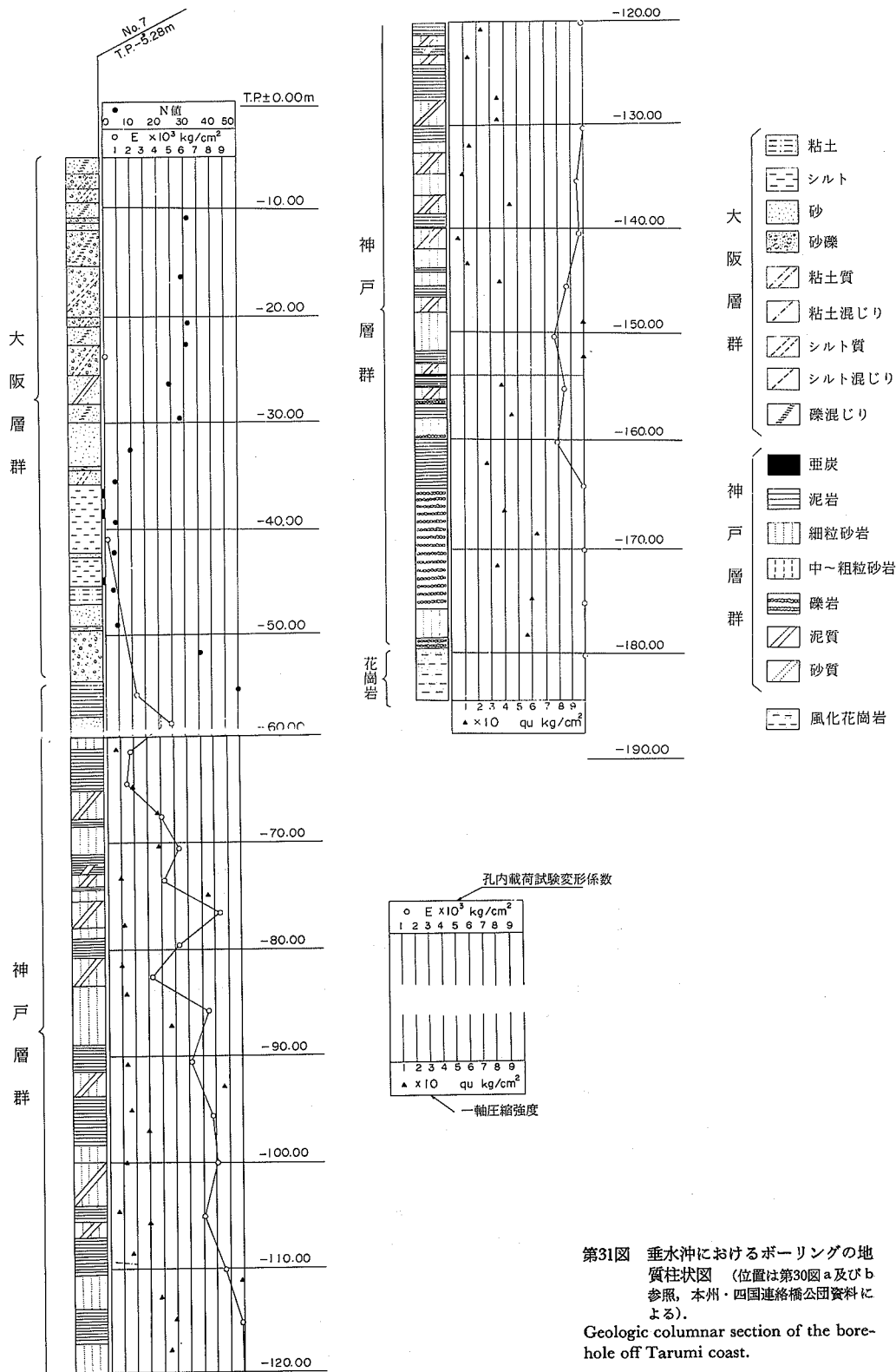
神戸層群は、海生貝化石を豊富に含む下部累層と、淡水成とみられる上部層とに分けられるが、下位層は多井畑層や岩屋累層に対比できるから、海峡部と陸地部との間にはどうしても断層変位を推定しなければならない。



第30図a 明石海峡海底地形図 (等深線間隔5 m)
Sea-bottom topography of Akashi Strait (5 m contour).



第30図b 明石海峡における海底地質構造 (鉄道技術研究所研究報告, 314号, 1962)
Sea-bottom geology of the Akashi Strait.



第31図 垂水沖におけるボーリングの地質柱状図 (位置は第30図a及びb参照, 本州・四国連絡橋公団資料による)。

Geologic columnar section of the bore-hole off Tarumi coast.

神戸層群を不整合に覆う大阪層群は、ところどころに泥質層を挟むが、砂礫層が優勢である。その細分は困難であるが、含有礫の種類と粒径によって3層に分けられる。下部より、

A層：流紋岩などの30 cm以上の大礫を含むのが特徴でマトリックスが少ない。

B層：垂水沖1.2-2.5 kmあたりに見られるもので、チャートや神戸層群の砂岩などの中・小礫よりなる。

C層：チャートなどの中古生層系の中・小礫を主とし、時に大礫を含む。流紋岩の礫も少なくない。

A層とは一応区別できる。

これら3層はともに断層支配を受けている。

このような大阪層群区分を陸上のそれと対比することは困難であるが、その分布上の特徴をみると、A層は神戸層群と同じく海峡の深部に沿って分布しているのに反して、B・C層は-60~-40 m付近に分布し、特にC層は-40 m付近の平坦面と関係があるようにみえる。構造上からみても、C層は神戸層群やA層上を広くオーバーラップしていることがうかがえる。したがってA層は大阪層群下部亜層群(明石累層)に、C層は上部亜層群に対比するのが妥当と思われる。B層については判断材料がない。

地質構造は、断層によるブロック構造で特徴づけられている。淡路島の西岸に沿って走る野島断層と東岸に沿って延びる仮屋断層とが六甲方向に延びながら収斂し、垂水沖で合一するようにみえる。一方、六甲山地両側の須磨・横尾山断層も鉢伏山の南で収斂して海中に延長しているはずである。したがって塩屋沖は、4断層の会合部に当たる。これと類似の構造は、小規模ではあるが、「神戸」地域内における長田・丸山・高取山断層の会合部に見いだされる。

また淡路島の北端を取り巻くように延びる弧状の断層の存在が注目される。これを境界として淡路島ブロックの隆起が行われたのであろう。

VI. 4 明石海峡の形成

上述のような明石海峡の海底地質構造からみて、「明石海峡」という場合、2つのとらえ方があることがわかる。ひとつは、大阪湾と播磨灘側に海釜を持ち、両者を結ぶ-100~-80 mの溝状のチャンネルを意味する狭義の明石海峡であり、もうひとつは現海域であらわされる本州・淡路間の幅広いチャンネルである。これを広義の明石海峡とする。

従来の明石海峡の形成論は、主として狭義の明石海峡に対するものであり、海釜の成因について2つの対立する意見があった。ひとつは矢部・田山(1934)、桑代(1959)、茂本(1963)、及び大嶋(1980)の主張する海底潮流による浸食説であり、他のひとつは星野・岩淵(1963)が主張する旧河床の残存地形説である。

そしてその形成時期については、縄文早期以後現在まで引続いているとする説(茂本, 1963)や、完新統下部の堆積中もしくはそれ以後の低海水準期とする考え方があった(藤田・前田, 1969)。また星野・岩淵(1963)は、海釜地形をウルム氷期の低海水準期の河床底が埋積されずに残ったものと考えた。最近小野寺・大嶋(1983)は、淡路島を取り巻く3海峡について詳細な調査を行い、これらの海釜は、最低位海水準期以降の海水準上昇過程で形成されたものと考えた。そして3海峡は友ヶ島水道(約13,000年前)、

Ⅶ. 神戸港の海底表層地質

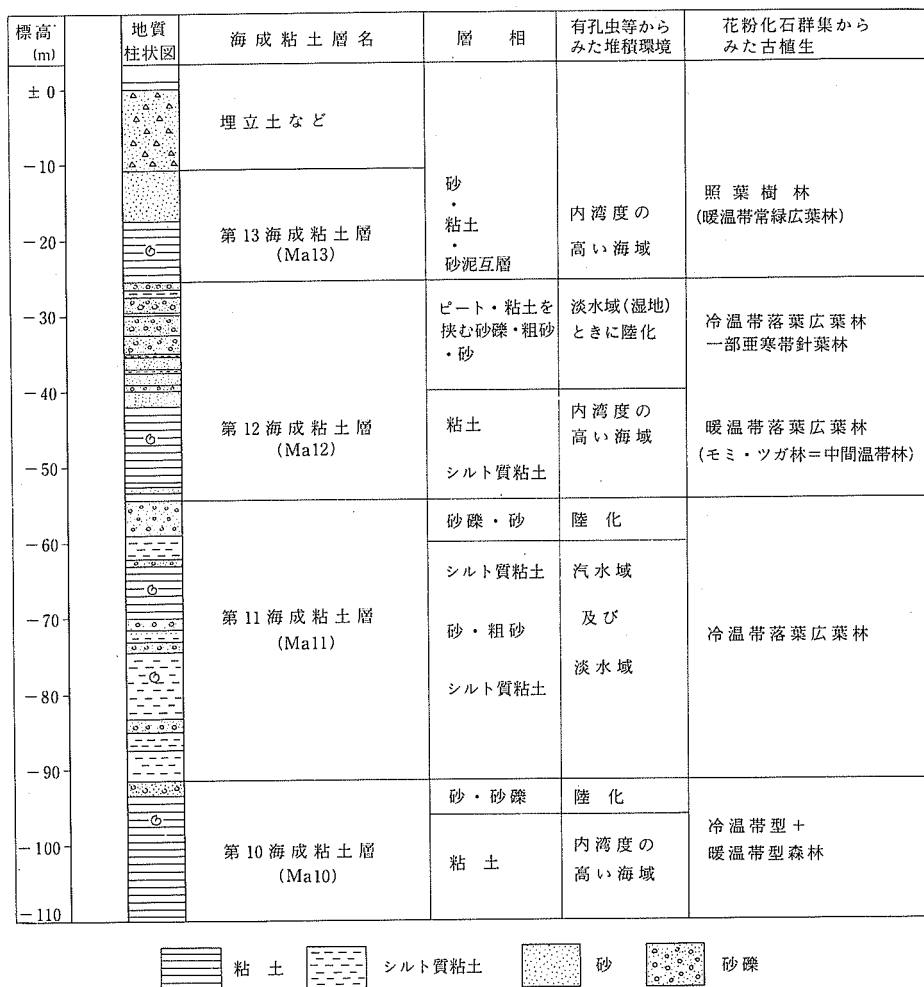
Ⅶ. 1 概 説

本地域の東部に位置する神戸港には昭和40年代初めから、面積436ヘクタールに及ぶ大規模な人工島、ポートアイランドの造成工事が開始され、昭和58年にはほぼ完成した。そして更にポートアイランドの東方に六甲アイランドを建設中である。この両人工島造成に関連して、多くのボーリング調査が実施された結果、神戸港沖海岸における海底表層地質が解明されてきた。ボーリング調査は、他地域の臨海工業地帯の埋立地と同じく、いわゆる軟弱地盤の下位にあって、構築物の支持層となる砂礫層の存在を確認するのを目的とするものであった。したがってその深度も30m前後のものが多い。しかし、人工島と陸側をつなぐ長大橋や高さ100mに達する巨大ビルディングが建設されるに至って、いわゆる“洪積層”の圧密沈下が問題となり、ボーリングの掘削深度も100m前後に達する調査が行われるようになった。特に建設省が計画中の大阪湾岸道路に関連した地質調査においては、従来の土質工学的調査に加えて、地層の対比の正確を期する目的で、堆積物に含まれる微化石(花粉・珪藻・有孔虫)群集の組成が詳細に検討された。その結果、神戸港から阪神間を経て大阪湾、堺港に至る大阪湾岸の地質構造が明らかになったので、この機会に本地域の海底表層地質をまとめておきたい。従来大阪湾周辺の表層地質は、大阪市港区において実施されたOD-1深層ボーリングの結果に基づき、Ma11以上を“上部洪積層”、それ以下を“大阪層群”として区分されてきたので、それを基づいて記載する。大阪層群上部亜層群は一応Ma6からMa10までとしてある。これらの境界を「中部更新統」と「上部更新統」の境界とすべきかどうかは今後の問題である。

概括的にみると、神戸港の海底下約100mまでの地層群は、大阪層群上部亜層群の第10海成粘土層(Ma10)と、従来“上部洪積層”と呼ばれてきた第11海成粘土層(Ma11)、第12海成粘土層(Ma12)、及び“沖積層”である第13海成粘土層(Ma13)によって構成されていることが判明した(第6表)。以下に

第6表 神戸港の海底表層地質に関する層序の総括表
Summary of stratigraphy on the submarine geology in Kobe Harbor.

地質時代	地 層 区 分				
			層厚 m	挟在する海成粘土層	
第 四 紀	完新世	沖 積 層	最上部層	20 ┆ 30	第13海成粘土層 (Ma13)
			“上部洪積層”	上部層	
	中期 更新世	大阪層群 上部 亜層群		中部層	20 ┆ 40
			下部層	15+	第10海成粘土層 (Ma10)



第32図 神戸港の海底表層地質に関する模式地質柱状図及び堆積環境の概要

A diagram showing simplified geologic columnar section of the sea-bottom geology of Kobe Harbor and its sedimentary environments.

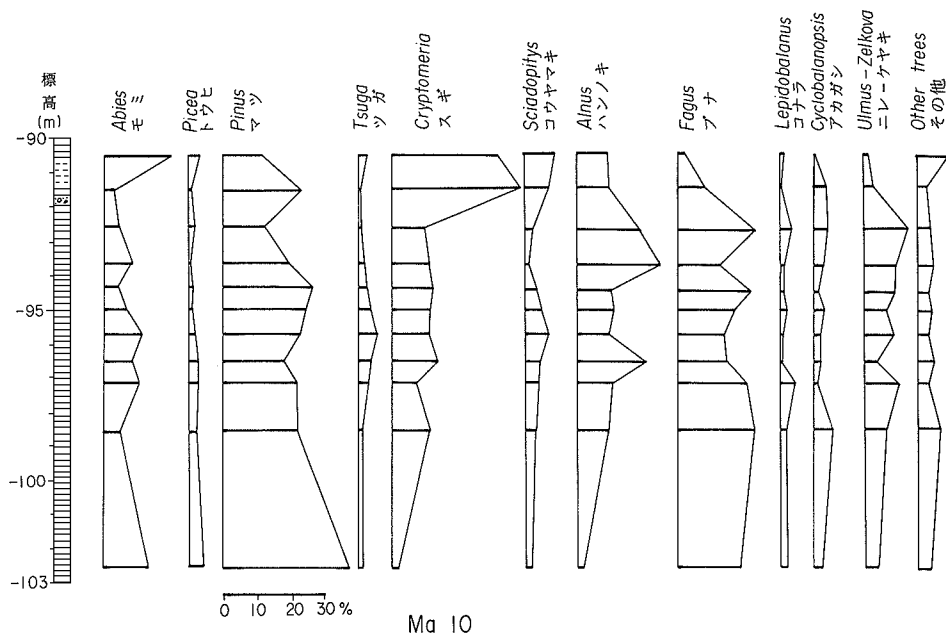
これらの地層の特徴について述べるが、それに先立って層序、模式地質柱図を第32図に示す。

VII. 2 下部層：第10海成粘土層 (Ma10)

主に暗青灰色の内湾成粘土層よりなる。ポートアイランド、六甲アイランドではともに下限は確認で

第7表 神戸港付近における第10海成粘土層 (Ma10) の分布状況
Distribution of Ma 10 Clay Bed in Kobe Harbor.

ボーリング地点	深 度 (標 高 m)	層 厚 (m)
1:長 田 港	-90~-105	15+
2:和 田 岬	-95~-112	17+
13:第 5 防 波 堤	-95~-115	20



第33図 神戸港西方の第10海成粘土層から産出する樹木花粉化石群集 左端の柱状図の凡例は、第34・35図とに、第10図と同じ。(地点1, 第39図参照)

Assemblages of pollens occurring from the Ma 10 Clay Bed at site 1 (refer to Fig.39), west of Kobe Harbor.

きなかったが、層厚は10 m以上で粘土層はよくしまっており、N値は20-30である。Ma 10が大阪湾岸地域に広く分布することは知られているが、神戸港付近でも六甲アイランドからポートアイランドにわたって、ほぼ深度-100 m前後でよく連続する(第7表)。そして和田岬から長田港にかけて、現海岸線あたりから砂質シルト-細砂質粘土に漸移する。神戸港の海岸線より陸地側にも分布するが、著しく砂質化する。

Ma 10の堆積環境は、有孔虫化石群集の産状から内湾主部-湾奥部であったと推定される。主要な産出種を示すと次のような内湾に特徴的な群集である(千地万造氏同定)。

Ammonia beccarii tepida, *A. kawachiensis*, *Eliphidium incertum*, *E. excavatum*, *E. clavatum*, *Bulimina aculeata*, *Brazalina striatula*, *Buccella frigide*, *Valvulineria osakaensis*

Ma 10の花粉化石群集: 神戸港西部工区の長田港で行った深度107 m(標高-105 m)のボーリングコアの花粉分析結果のうち、地層対比に有効な木本花粉化石の産出状況を述べる(第33図)。

針葉樹種では、マツ属(*Pinus*)が優占し、モミ属(*Abies*)とスギ(*Cryptomeria*)が続く。コウヤマキ(*Sciadopitys*)、ツガ属(*Tsuga*)、トウヒ属(*Picea*)は低率であるが全層準にわたって産出する。広葉樹種ではブナ属(*Fagus*)が高率20-30%で、ハンノキ属(*Alnus*)、ニレ・ケヤキ型(*Ulmus-Zelkova*)が続き、コナラ亜属(*Lepidobalanus*)とアカガシ亜属(*Cyclobalanopsis*)が低率であるが全層準にわたって産出する。木本樹種全般を通じてみた産出状況はマツ・スギ・モミ・ブナ属が安定した出現傾向を示す点である。更にコナラ亜属が低率であることが注目される。このような花粉化石の出現傾向を現在の日本列島の森林植生

と比較してみると、マツ-モミ-スギ-ブナの組合せは中間温帯林に近似、もしくは冷温帯落葉広葉林の下限を想定させられるものの、コナラ亜属の異常な低率を示す出現傾向は、現在の森林植生に大きく異なる組成である。以上のような花粉化石群集を示す海成粘土層は、神戸港付近では前述したように、ほぼ100 m前後の深度に広く分布する。

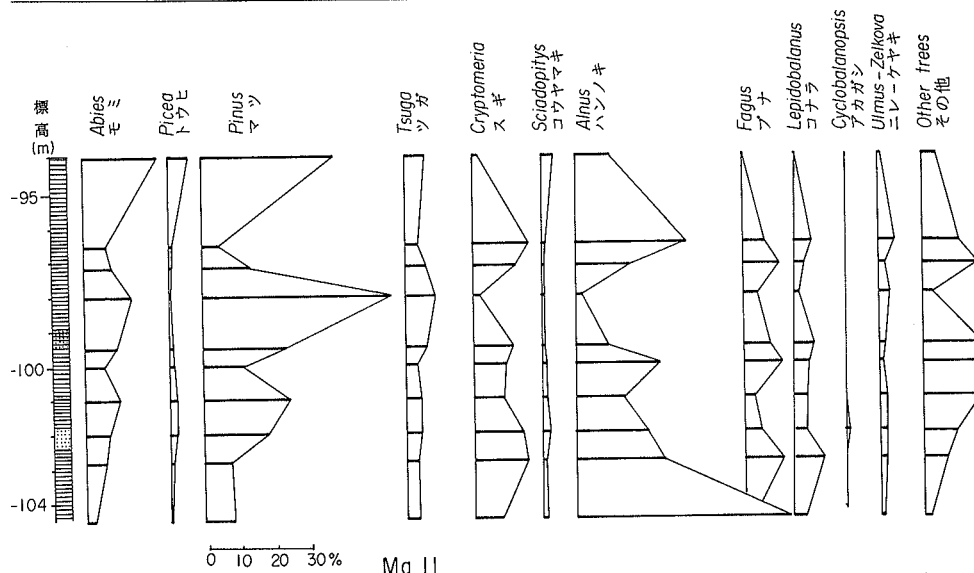
VII. 3 中部層：第11海成粘土層 (Ma11)

中部層の下部・中部は主に暗-淡青灰色の砂質シルト-シルト質粘土、細砂質粘土層からなるが、両者の間に薄い砂層を介在する。また、上部は砂礫及び砂層で構成される。堆積環境としては、淡水-汽水域が推定される。Ma 10やMa 12に比べ、低い鹹度の内湾に堆積したものである。神戸港の海底下では粘土層そのものの層厚も10 m前後の場合が多く、一部に砂質部を挟在し、海成粘土層の発達は必ずしも良好でなく、かつ、分布域も狭い。細砂-シルトを含むため、N値は20-30を示し、一般に硬い。層厚は非常に不規則である。神戸港の海底下における分布を第8表に示す。

Ma11の花粉化石群集：針葉樹種ではマツ層が高率で出現し、他の針葉樹種のうちトウヒ属が5%前後で全層準にわたって出現する(第34図)。スギ属、ツガ属も安定して出現する。しかしコウヤマキ属は

第8表 神戸港付近における第11海成粘土層 (Ma11) の分布状況
Distribution of Ma11 Clay Bed in Kobe Harbor.

地 点	深 度 (標 高 m)	層 厚 (m)
1:長 田 港	-68.0~- 82.0	14.2
2:和 田 岬	-60.0~- 83.0	23.0
6:ポ-トアイランド	-82.0~-100.0	18.0
9:六甲アイランド	-94.0~-104.0	10.0



第34図 六甲アイランドの第11海成粘土層から産出する樹木花粉化石群集 (地点17, 第39図参照)
Assemblages of pollens occurring from the Ma 11 Clay Bed at site 17 (refer to Fig.39), Rokko Island.

ほとんど産出しない。広葉樹種ではブナ属、コナラ亜属が安定して出現するが、アカガシ亜属は非常に低率でほとんど産出しない。下部では広葉樹が優占するが、上部では針葉樹が優占ようになる。現在の日本列島の冷温帯落葉広葉林に似た森林植生を示す。暖温帯要素の樹種の花粉化石がほとんど検出されないのが、第11海成粘土層の特徴である。

有孔虫化石は検出されず、珪藻遺骸群集では、下部には淡水生種が優占し、上部では汽水生種が優占し海生種と淡水生種が伴う。

VII. 4 上部層：第12海成粘土層 (Ma12)

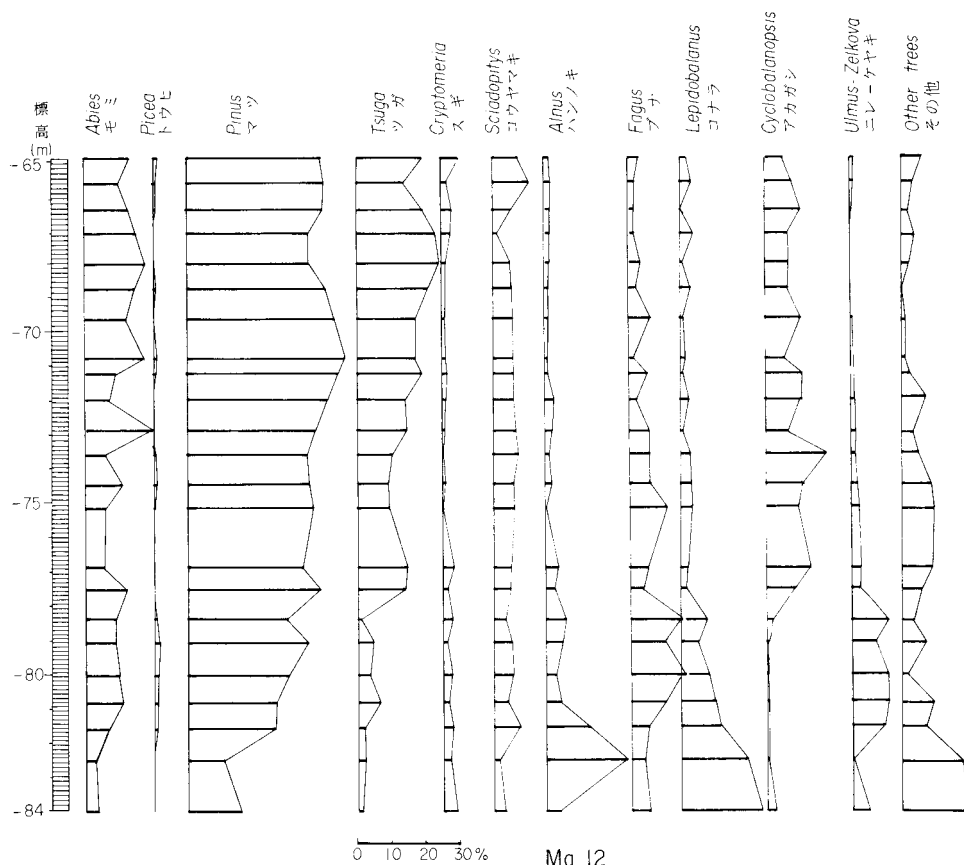
本層下部は主に暗青灰色の海成粘土層からなり、厚さは10-20 m。一般にN値は低く5-10前後である。貝類化石・有孔虫・珪藻を豊富に含み、それらの示す堆積環境は内湾主部と推定される。神戸港付近の海底下に広く分布し、現海岸線を越えて陸側にも分布する連続性の良好な内湾成粘土層である。地層対比上の大きな特色は、本層最上部にモトジマキリガイダマシ *Turritella kuroshio* IDA を多産することである。これは、神戸港付近の海底下に分布する Ma12 のみならず、西宮、尼崎、大阪港にわたる広い範囲に認められる極めて特徴的な産出傾向である。なお *Turritella kuroshio* は絶滅種である。Ma12 の神戸港付近の海底下の分布状態を第9表に示す。

Ma12 の花粉化石群集：針葉樹種が高率で産出し、広葉樹種の出現率をしのぐ(第35図)。針葉樹種ではマツ属、モミ属、ツガ属が多く、コウヤマキ属は全層準にわたって出現するが、5%前後である。広葉樹種ではカバノキ科、ブナ科が多く産出する。特にハンノキ属、ブナ属、コナラ亜属、アカガシ亜属が多い。第12海成粘土層から当時の大阪湾北岸地域の森林植生の復元を試みると、現在の日本列島の暖温帯落葉広葉林(中間温帯林)から冷温帯落葉広葉林下部に似た森林が推定される。

有孔虫化石群集の産出状況を六甲アイランド、地点17で見ると、-74.1~-69.5 mでは *Ammonia beccarii tepida*, *Brizalina striatula*, *Buccella frigida*, *Elphidium advenum*, *E. incertum* 等を主体として、*Elphidium hispidulum*, *E. translucens*, *Nonion japonicum*, *Reussella naniwaensis*, *Valvulineria osakaensis* などを産出し、典型的な内湾主部-湾口海域の群集組成を示す。-68.0 mでは、*Ammonia beccarii tepida*, *A. b. forma B. Buccella frigida*, *Elphidium advenum*, *E. hispidulum*, *E. incertum*, *Valvulineria osakaensis* 等を主体とし、*Ammonia kawachiensis*, *Fissurina marginate* その他多くの種を伴う典型的な内湾主部の群集である。-66.4 mでは *Ammonia kawachiensis* を優占種とし、*Elphidium advenum*, *E. incertum*, *Ammonia beccarii tepida*, *Buccella frigida*

第9表 神戸港付近における第12海域粘土層 (Ma12) の分布状況
Distribution of Ma 12 Clay Bed in Kobe Harbor.

地 点	深 度 (標 高 m)	層 厚 (m)
1:長 田 港	-46.0~-52.5	6.5
2:和 田 岬	-45.5~-52.5	6.0
4:第 1 防 波 堤	-68.0~-80.0	12.0
20:ポ-トアイランド	-56.0~-76.0	20.0
14:第 5 防 波 堤	-75.0~-95.5	20.0
17:六甲アイランド	-64.0~-83.0	19.0



第35図 六甲アイランドの第12海成粘土層から産出する樹木花粉化石群集 (地点17, 第39図参照)
Assemblages of pollens occurring from the Ma 12 Clay Bed at site 17 (refer to Fig.39), Rokko Island.

第10表 神戸港付近の第12海成粘土層に含まれるPEAT及び腐植土の¹⁴C年代
¹⁴C ages of peats and humus soils included in the Ma 12 Clay Bed around Kobe Harbor.

採取地点	標高 (m)	試料名	¹⁴ C年代	備考
神戸大橋南橋脚	-24.3	PEAT	14,970 ± 500	GaK-8545
ポートアイランド: 11	-23.5	"	15,300 ± 200	N-1275
"	-26.8	"	24,900 ± 1,050	" 1258
六甲大橋南橋脚	-24.3	腐植土	15,100 ± 200	" 1926
"	-25.7	PEAT	16,700 ± 235	" 1927
"	-26.6	"	25,300 ± 415	" 1928
"	-29.4	"	27,800 ± 770	" 1929

などを主体とする種を伴い、内湾奥部汽水域を示す (千地万造氏同定)。

Ma12の上部の砂礫層の問題: 内湾成粘土層の上に、砂礫・粗砂・中砂などの粗粒堆積物があり、一部粘土及び腐植層の薄層を挟在する厚さ20mに達する砂礫及び砂層が重なる。この層はポートアイランドの神戸大橋、六甲アイランドの六甲大橋の潜函作業室で観察できたが、これらの粗粒堆積物は、そのほとんどが六甲山地より供給された花崗岩類の碎屑片であった。量的には少ないが、丹波層群のチャートや砂岩礫も認められるものの、これらも六甲山地内や大阪層群の礫層に由来するものであろう。

またこの砂礫層・砂層の特徴は、数枚のPEAT層を挟在することである。潜函作業室で採集したピー

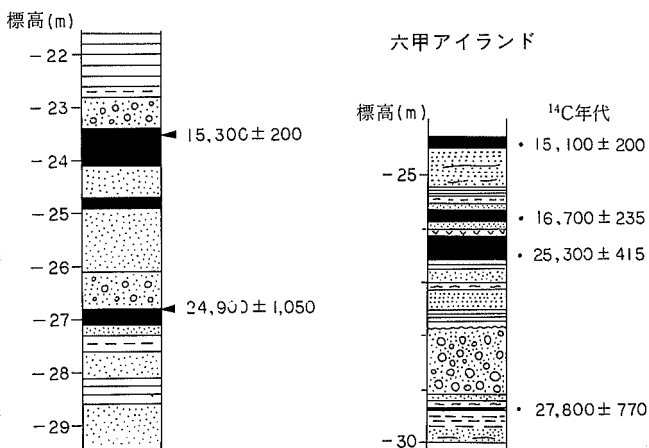
ト層の¹⁴C年代とその層準を第10表及び第36図に示したが、これによって上記の粗粒堆積物の形成年代が、ウルム氷期であることがはじめて明らかにされた。ウルム氷期には海面が低下し、その最寒冷期には100 m以上も現海面を下回ったとされている。これは大阪湾の完全離水を意味する。これらの粗粒堆積物は、この大阪湾の陸化期に六甲より供給された山麓扇状地性堆積物である。ウルム氷期は、約6万年前より約1万5千年前にわたるが、その間における気候変化、海水面変動等はまだまだ十分に解明されていない。神戸港の海底下のこの粗粒堆積物も、当然海水面変動の影響を受けていると考えられ、今後これらの地層は古環境の変遷との関連

ポートアイランド

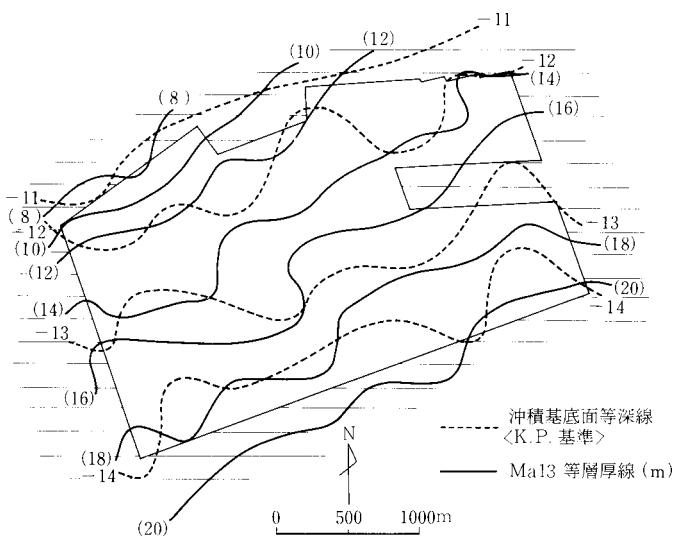
で、更に詳しく解明されるであろう。
今回は未区分のまま上部層として一括するが、これらは大阪平野下の天満層あるいは低位段丘層とされているものに対比されるものである。

VII. 5 最上部層：第13海成粘土層 (Ma13)

いわゆる沖積粘土、貝殻混じりの青粘土などといわれ、1万年前以降の海面上昇（縄文海進）によって形成された堆積物で、現大阪湾底堆積物に連続するものである。和田岬には



第36図 ポートアイランド及び六甲アイランドにおけるPEAT挟層の地質柱状図及び¹⁴C年代 凡例は第32図と同じ
Geologic columnar sections of the peat-intercalated beds in Port Island and Rokko Island, with ¹⁴C ages.



第37図 六甲アイランドにおける"沖積層"基底面及びMa13の層厚線図
Contour lines showing the basement of the "Alluvium" and thickness of the Ma 13 Clay Bed in Rokko Island.



第38図 大阪湾及び神戸港における測量基準面の対比図

A diagram showing different levelling standards used in Osaka Bay and Kobe Harbor.

を形成する粗粒堆積物がみられ、ポートアイランドや六甲アイドには、完新統上部を特徴づけ部砂層は発達せず、ほとんど全にわたってシルト質粘土-粘土で構成されている。六甲アイドでは、その基底面深度は-11.4 m (K.P. 基準) を示し、その厚さ 8-20 m の粘土層が分布している (第 37, 38 図)。Ma 13 の応用地学的特性は第 VIII 章に詳述する。

VII. 6 神戸港の海底地質構造

神戸港の海底表層地質構造上、最も注目されることは、次の 2 本の活断層、和田岬断層と摩耶断層の存在である。

和田岬断層は、大阪湾岸道路建設計画に関連して行われたボーリング調査と音波探査によって判明したもので、神戸市兵庫区和田岬砲台跡と、和田岬灯台間の地下に潜在している。和田岬断層を挟む両側の地質柱状図とその位置及び地質断面図はそれぞれ第 39, 40, 41 図に示した。地点 2 の地質柱状図では Ma 12 層の上限は標高 -44.5 m、下限は -53.5 m である。隣接する地点 3 では -65.5 m、-78.0 m であり、更に第一防波堤の西端の地点 4 においては -68.0 m と -80.0 m である。

地点 2 と地点 3 との調査結果を並記したのは次のような理由による。この大阪湾岸道路建設に伴う地質調査では、ボーリングコアの土質力学的な調査に加えて花粉化石、有孔虫化石、珪藻化石等の微化石群集に基づく地層の対比を行った。ところが本格的な地質調査の開始に先がけて昭和 44 年に実施された地点 2 の和田岬灯台付近のボーリング調査では、そのような綿密な計画をもたない予察的調査であった。したがってボーリングコアの採取間隔も数 m ごとに行われていて、昭和 45 年以降の調査に比べ、著しく調査精度が低い。和田岬断層の考察に関して、地点 3 の第一防波堤における調査結果を参照したのはこのような理由による。いうまでもないが、地点 2 と地点 4 における Ma 12 は、土質力学試験と微化石群集との検討の結果、同一層であると認定されている。

先にあげた Ma 12 の下限を地点 2 と地点 4 とにおいて比較すると、両地点の標高差は 26.5 m ある。この標高差は、Ma 12 堆積後より現在に至る間の断層活動により生じた垂直変位量である。Ma 12 は、既に述べたようにほぼ 10 万年前に形成された地層であるから、年平均垂直変位量は約 0.3 mm/y. と試算される。

この和田岬断層はどのような方向性をもつか。ボーリング調査記録によれば、神戸港臨海部を東西に走る阪神高速道路、浜手バイパス道路の地表下 20 m 前後に貝殻混じりの内湾成粘土が広く追跡される



第39図 神戸港における主要ボーリング地点及び地質断面図作成の位置図 国土地理院発行の5万分の1地形図「須磨」・「神戸」及び「大阪西北部」を使用

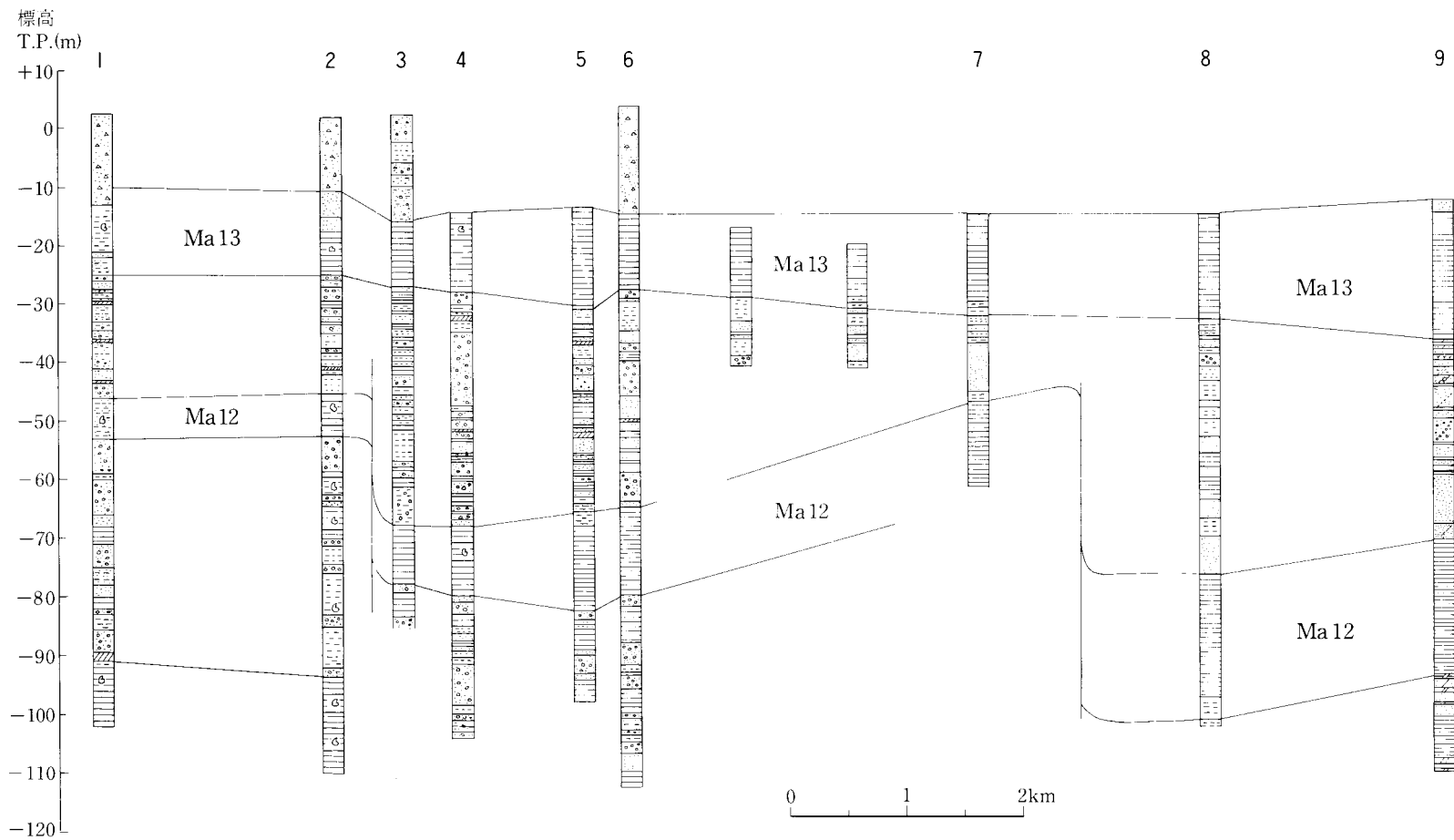
A map showing important borehole sites and lines for geologic cross-sections in Kobe Harbor.

が、N値と深度よりみて、Ma 12に対比される。この粘土層は神戸駅南より東へ貿易センタービルまで追跡できるが、それより東部では、このような深度には認められない。また、貿易センタービルより南へポートアイランドへの南北方向の地質断面図（第40図c、E-E'面）を検討すると、Ma 12は、神戸大橋の南側橋脚下（地点18近く）-53 mにその上限がある。更に同橋の北側橋脚下にはMa 12に達する深さのボーリング資料はないものの、-50 mで、まだMa 12は確認されていない（地点18）。したがって、和田岬断層の通過地点は貿易センタービルと神戸大橋北側橋脚間に求められる。ここにおけるMa 12の下限の標高差は第40図にも示したように約30 mと推定され、和田岬における垂直変位量に近似した値であり、同断層の延長部と確認できるであろう。

一方、本断層は和田岬沖合すなわち大阪湾側にはどの方向に延びているのであろうか。神戸港外で行った音波探査記録によれば、和田岬南方海上400 mの海底下に、著しい東落ちを示す地層の急斜部が確認されていて、ここを和田岬断層が通過していると推定される。

和田岬砲台-和田岬灯台、貿易センタービル-神戸大橋、和田岬沖の3点を結ぶコースが、和田岬断層の延長方向であるが、この方向を六甲山地に延ばすと、五助橋断層につながる。更に大阪湾側に延ばすと、明石海峡東部海底に存在する海釜の最深部に延長される可能性が大きい（第27図、第Ⅲ図版2）。

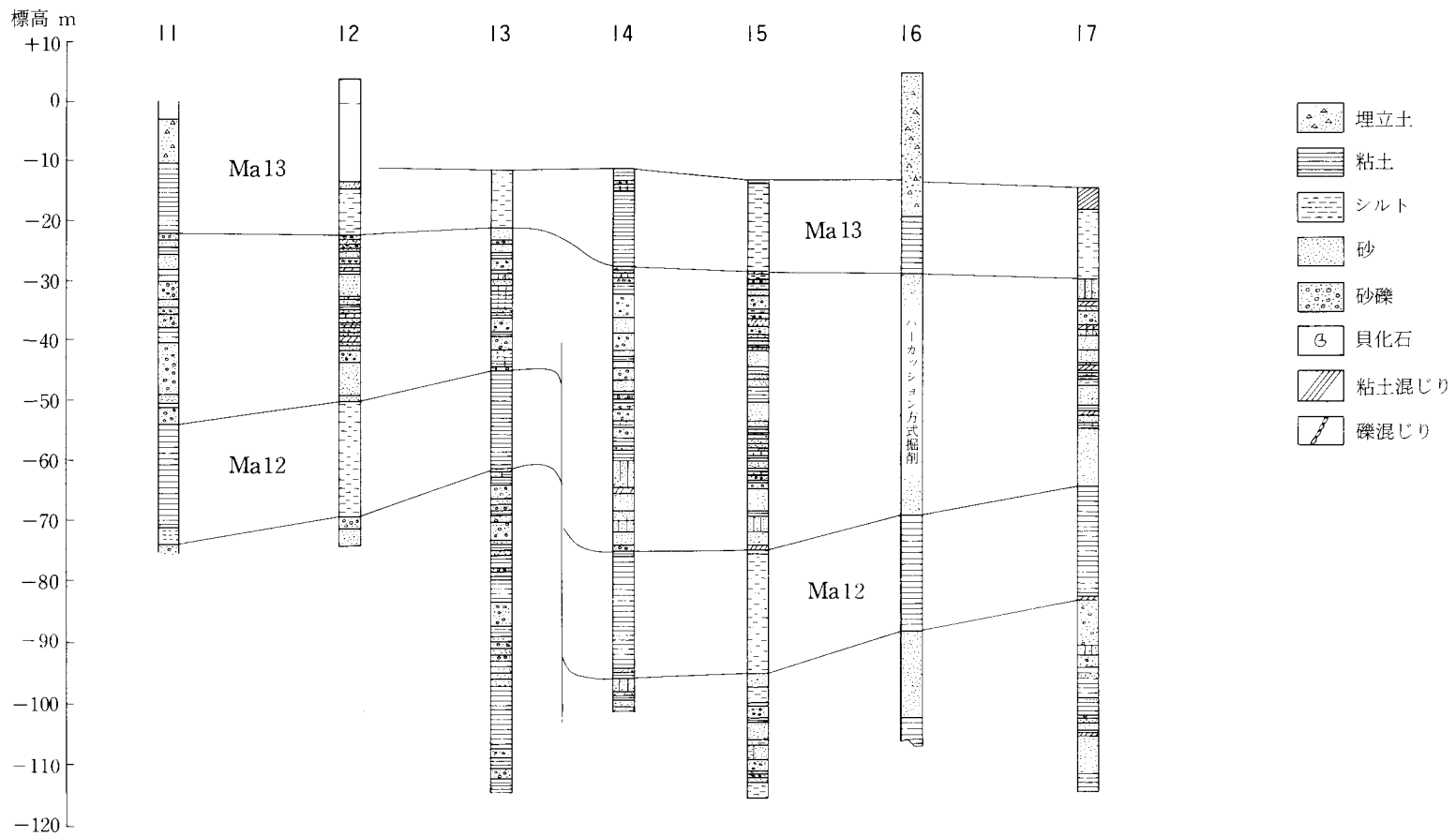
摩耶断層は、ポートアイランドと六甲アイランド間の第五防波堤の東西両端で行われたボーリング調査で明らかになった。第五防波堤の西端に近い地点13ではMa12は-45～-64 mにわたって存在する。一方、同防波堤の東端に近い地点14においては、Ma 12は-75～-95 mにわたる範囲にあることが確認



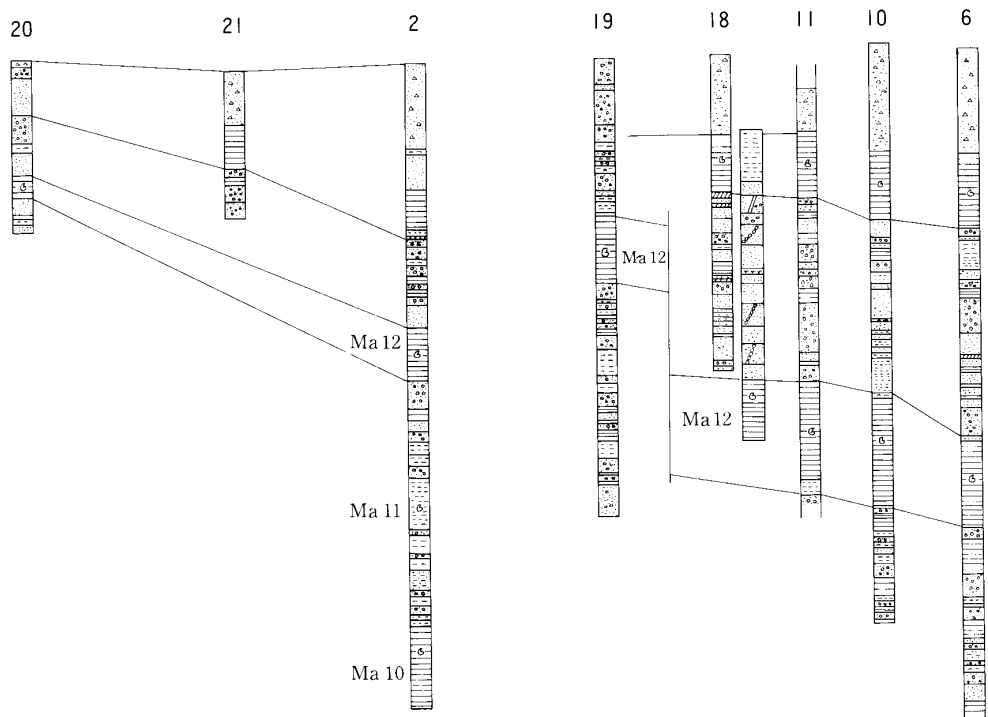
第40図a 神戸港における主要ボーリング地点の地質柱状図 地点の位置は第39図に示す。

Geologic columnar sections of important boreholes in Kobe Harbor.

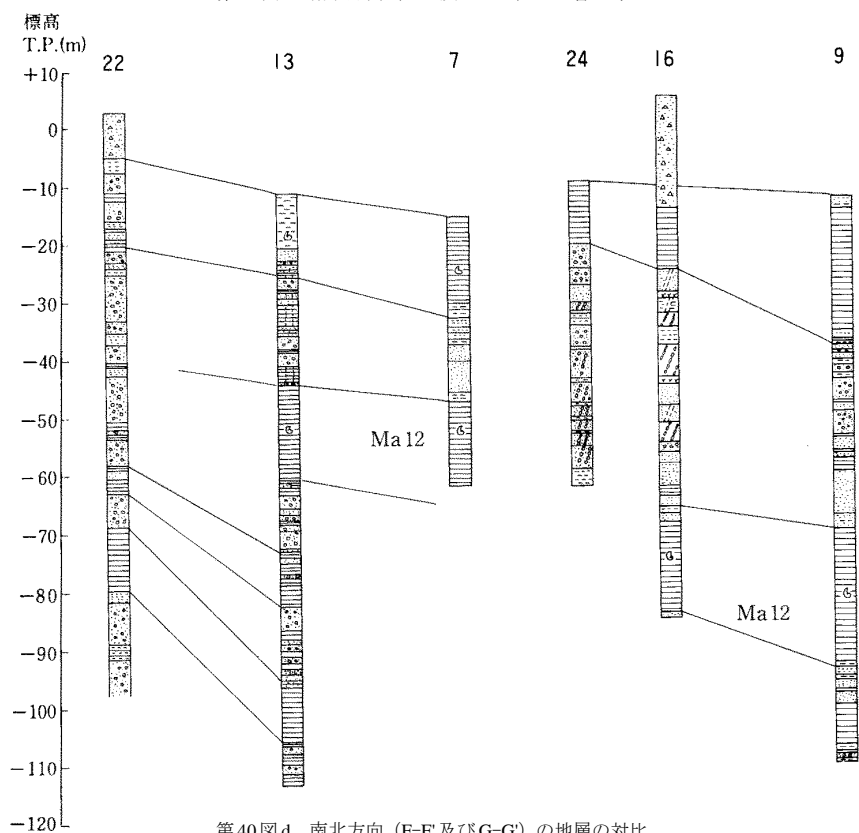
東西方向(A-A')の地層の対比



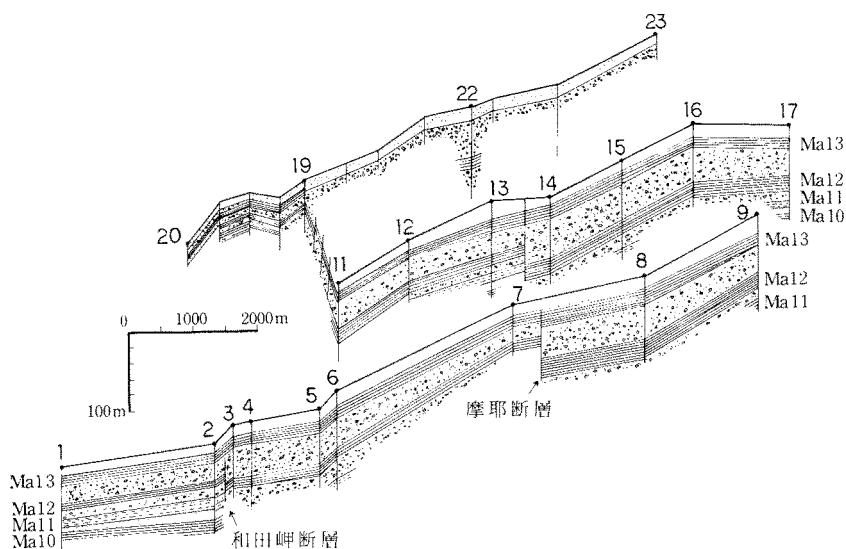
第40図b 東西方向 (B-B') の地層の対比



第40図c 南北方向 (C-D及びE-E') の地層の対比



第40図d 南北方向 (F-F'及びG-G') の地層の対比



第41図 神戸港の海底表層地質を示すブロック図
Schematic block diagram showing the submarine geology of Kobe Harbor.

されている。Ma 12の両地点間における標高差は31 mに達する。和田岬断層と同じく、31 mの標高差はMa 12堆積後、この断層の活動によって生じた垂直変位量であり、平均変位量は0.3 mm/y.である。この断層の両側のMa 12の対比に関しても土質試験と微化石群集の検討結果に基づいて認定が行われている。

また、ポートアイランド東南端のボーリング地点7と、その東方海上地点8の調査結果をみると、両地点間には第五防波堤と同様なMa 12の変位が認められ、この間を摩耶断層が通過するようである。ただ陸地側のボーリング調査にMa 12を貫通した深度の調査は少なく、大阪湾側で実施された音波探査でも1地点のみ、地層の乱れが認められているものの、和田岬断層ほど明瞭にその延長方向が推定できない。

和田岬断層・摩耶断層ともに音波探査では緩やかな地層の撓曲としてあらわれる。この撓曲は基盤の断層運動の表層的表現であるので、両者の関係をよく認識する必要がある。

VIII. 応用地質²⁾

VIII. 1 概 説

本地域は陸地部に比べて、海域が広い。海域における地質調査は陸上部のように広域的に系統だてて実施されることは少ない。しかし、土木工学と地質学との関係はより密接で、海域で土木工事を施工す

2) 本地域は、神戸港の埋立造成とそれに伴う大規模な山地掘削、更に明石海峡架橋計画など巨大プロジェクトが進行中である。いずれも本地域及び隣接「神戸」地域の複雑な地質条件と密接な関係があるものである。したがって応用地質学的な問題も多く、数多くの土木地質的資料が集積されている。この機会にこれらをまとめておきたいので、特に西垣好彦博士に依頼してまとめていただいた。

基に、建設工事に当たってどのような応用地質の問題点があったか等についてまとめておく。また、淡路島北東部淡路町及び東浦町における採石の状況について、終りに簡単に触れる。

VIII. 2 埋立及び人工島

VIII. 2. 1 神戸方式の埋立

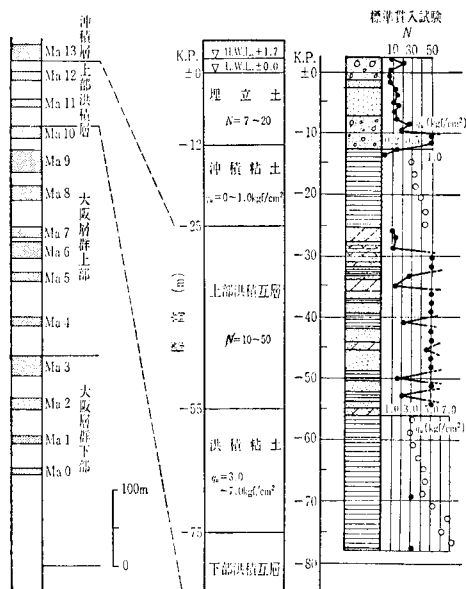
神戸の市街地は背後に六甲山系、前面に大阪湾があるため、東西 30 km の海岸線に沿って細長く伸びている。そのため、都市発展は必然的に海と背後の六甲山系に向けられてきた。神戸港は水深があり、海底には沖積粘土が厚く堆積しており、一般に行われる浚渫による埋立は不経済である。しかし、市街地背後に迫る六甲山は風化花崗岩であり、掘削は容易で、山を削り海を埋め、山と海の両方に新しい都市空間を造るといわれる「山、海に行く」を合い言葉に、一石二鳥の神戸方式が採用されてきた。

埋立地と土取場の関係を第 42 図に示す。また、これらの埋立地と土地造成地の規模を第 11・12 表にまとめた。最も大規模な土取場は標高 291 m に達する高倉山で、これを 140 m まで切り下げ、5,300 万 m³ の土砂を削り、ポートアイランドが埋立てられた。その後地は 96ha、計画人口 12,000 人の住宅地となった。その間、種々の工法が開発されたが、その代表的なものは土砂運搬方法である。土砂運搬はダンプカーによるのが一般的であるが、神戸の交通流が東西方向であるのに対し、運搬系路が南北となる特種事情と、騒音・振動などの公害問題等から、土砂運搬工法として、ベルトコンベヤによる運搬、河川敷ダンプトラック専用道路、ブッシャー・バージによる海上運搬等が採用された。第 1 期埋立事業に使用された鶴甲^{つるかぶと}地下ベルトコンベヤは昭和 41 年まで工事に使用され、現在は下水道幹線として第二の勤めについている。海上ブッシャー・バージは第 1 期埋立事業後半から第 2 期埋立事業（ポートアイランド、六甲アイランドの造成工事）に採用され、須磨の海岸に船積棧橋を設け、ここから 15-20 km 離れた埋立地の土木工事が短期間に実施された。海中部の埋立はバージの底盤を開き、直接海底に土砂が投入されるが、埋立面が海面近くになるとバージが入れなくなるので、円型式バージに土砂を積み込み、岩壁に設置したバケット式アンローダで陸上げし、埋立地内はシフダブルコンベヤで運搬し、まき出しを行うという工法が採用された。

VIII. 2. 2 埋立地の沈下

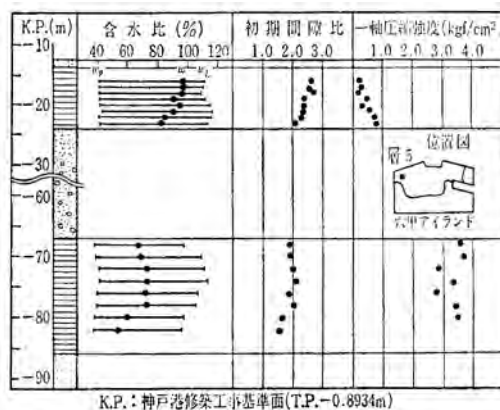
第 1 期埋立事業は水深 10 m までの海岸沿いで実施されたので、沖積粘土層も薄く、かつ埋立荷重も小さかったので沈下は少なかった。第 2 期埋立事業のポートアイランドは水深 10-13 m、六甲アイランドは 11-14 m の水深があり、かつ粘土層も厚いため、かなりの沈下が生じた。

神戸港の地層は第 VII 章で述べたように連続性のよい粘土層がみられ、それらは幾つかの断層で切られている（第 39-41 図）。海底には沖積粘土層が厚く堆積し、北から南に向かって極めて緩やかではあるが傾斜し、かつ次第に層厚を増している。Ma12 も同様南へ緩く傾斜している。沖積層の厚さはポートアイランドでは 10-15 m であるが、六甲アイランドでは 10-20 m と前者より多少厚くなっている。沖積粘土層の下には 30-40 m の砂・砂礫・粘土の互層があり、Ma12 の上であるので“天満砂礫”相当層ということになるが、大阪平野での状態とかなり異なり層厚が厚く、粘土層・腐植土層を多く挟んでは



第43図 ポートアイランド中央部(第39図, 地点10の近く)における代表的地質柱状図(渡辺ほか, 1983), ただし, 中央コラムの地質区分のうち沖積粘土はMa13, 沖積粘土はMa12に当たる

Representative columnar section of subsurface geology at the central part of Port Island.



第44図 Ma12 (図の下部) 及びMa13 (図の上部) の土質特性(渡辺ほか, 1983)

Physical properties of the clay beds of Ma 12 and Ma 13.

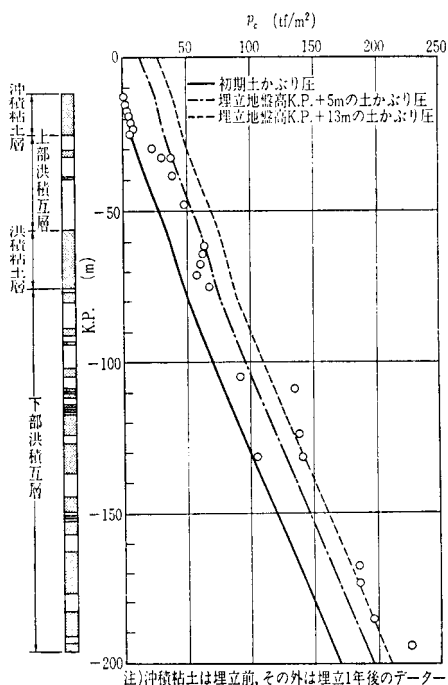
いるけれども(第43図), 支持杭などの支持層とされている。

沖積粘土層(Ma 13)の土性の深さ方向の分布(第44図)をみると, 含水比は80-100%で深さ方向に減少傾向がみられ, かつ一軸圧縮強度が増加傾向にあることから, ほぼ正規圧密粘土とみなせる。Ma 12は含水比50-70%で, 間隙比は1.5-2.0である。

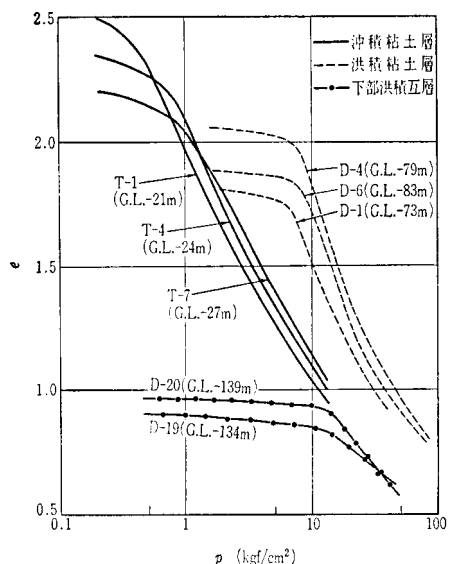
圧密降伏応力 P_c の分布は第45図のようになり, 沖積粘土層は正規圧密粘土であるが, それ以深の粘土は過圧密状態である。しかし, 埋立地盤高をK.P.+5 mまで盛土するとかなりの粘土層が正規圧密状態となり, 沖積粘土層も沈下することがわかる。各粘土層の圧密特性をみると第46図のようになり, Ma12の圧縮指数 C_c が1.4-1.6と沖積粘土より大きく, Ma 12が沈下すると急激に沈下量が増加することを示している。

沖積粘土層の圧縮指数は, ポートアイランドより六甲アイランドの方が大きく, 平均値は前者が $C_c=0.75$, 後者が $C_c=1.1$ である。

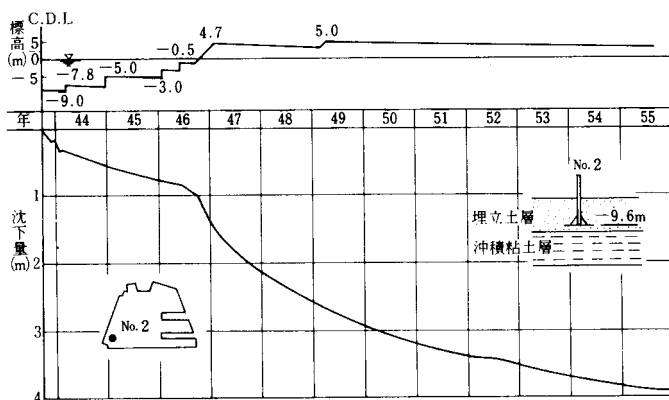
ポートアイランドでは昭和43年から埋立前の海底に沈下盤を設置し, 埋立による沈下を測定した(第47図)。その結果, 盛土高が海面上になると沈下は急激に増し, 沈下量も推定量よりかなり多い傾向がみられた。そこで昭和51年から洪積層の沈下を調べるために層別沈下測定が実施されたが(第48図), 載荷重が大きくなると洪積層の沈下量もかなり大きくなり, 全体の約40%を示した。そのうちでも-90.7 m以深における沈下が80%で, 深層の沈下量がかなりを占めている。その後, 六甲アイランドが建設されており, そこでの多くの観測結果もポートアイランドと同様に深層での沈下が多い傾向を示している。



第45図 ポートアイランド中央部における地層の圧密降伏応力の深度分布 (渡辺ほか, 1983). "洪積粘土層"がMa12に当たる
Distribution of consolidation yield stress of subsurface strata in central Port Island.



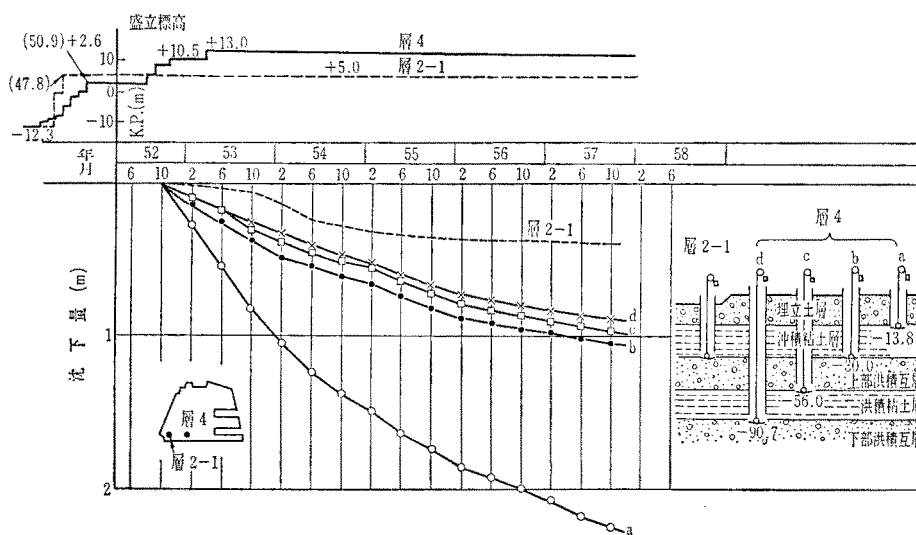
第46図 粘土層のe-log p 曲線 (渡辺ほか, 1983)
Consolidation characteristics of clay beds.



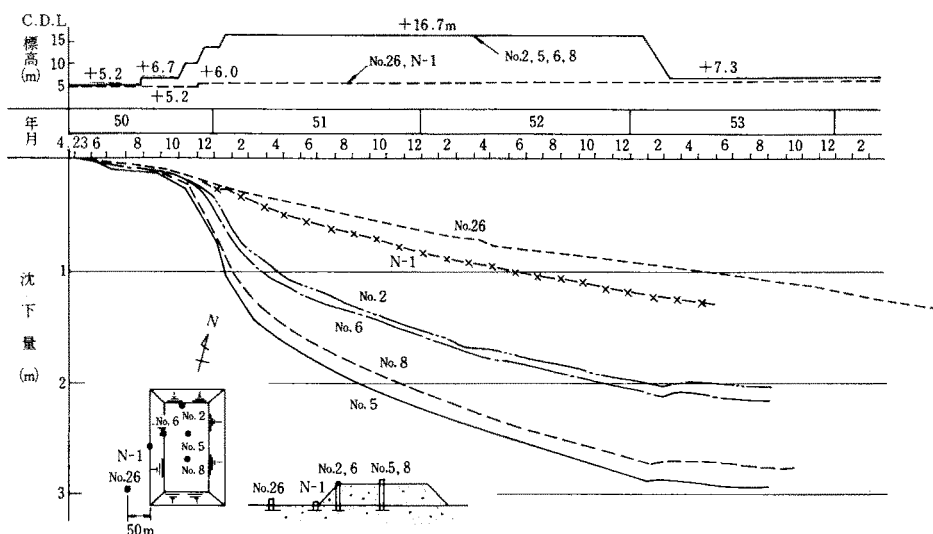
第47図 ポートアイランド南西隅における旧海底面の沈下曲線 (渡辺・浮田, 1981)
Time-settlement curve of the subsiding former sea-bottom surface observed at southwest Port Island.

今後の埋立の継続によりどのような傾向を示すか興味深いところである。

これに対し、ポートアイランドのほぼ中央の市民病院用地のプレロード工法による地盤改良時の沈下状況は、盛土部分では最大3mの沈下である(第49図)。この時の層別沈下の様子は前述とは多少異なり、上部洪積互層及び埋立土層の沈下はほぼ落ち着いて少ないのに対し、沖積粘土層とMa12以深の

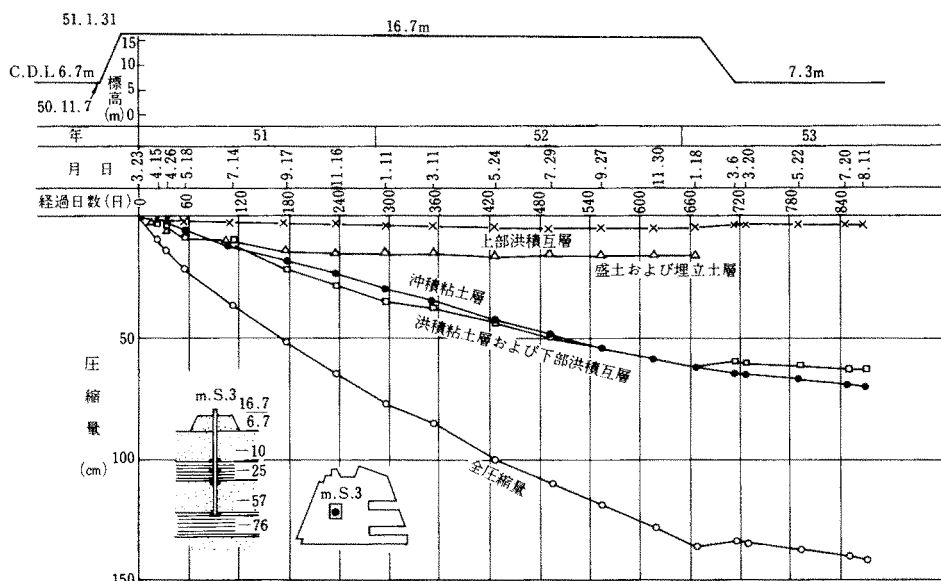


第48図 ポートアイランド南西隅における層別の沈下測定結果 (渡辺ほか, 1983)
Time-settlement curve of the individual subsurface layers observed at southwest Port Island.



第49図 盛土部及び周辺部の沈下状況 (渡辺・浮田, 1981)
Subsidence of the reclaimed land at the embankment site and its periphery.

沈下量がほぼ同じで、洪積層の沈下がかなり大きい(第50図)。約2年間の盛土に対する沖積層の土性変化は、層の上下ではかなり圧密されているが、中央部ではプレロード前と比べそれ程大きな変化がなく未圧密で、プレロードのみの圧密には長時間かかる。Ma12、及び"下部洪積互層"の沈下傾向については第45図の圧密降伏応力の分布傾向と一致していないことが今後の問題である。



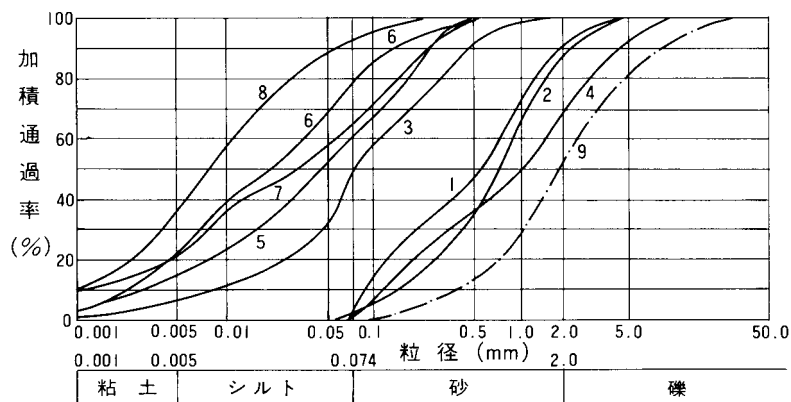
第50図 層別圧縮量及び全圧縮量の経時変化 (渡辺・浮田, 1981)

Time-settlement curves of consolidation of individual beds and total compaction.

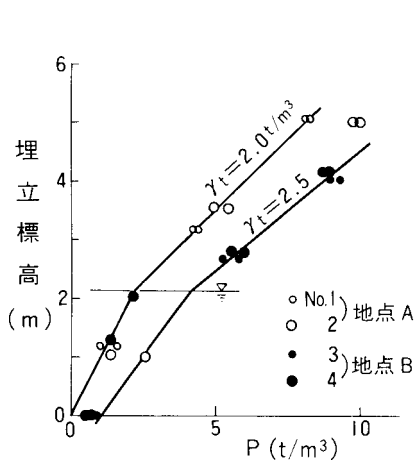
Ⅷ. 2. 3 埋立材料

土取場の地質は花崗岩・神戸層群及び大阪層群である(第12表)。それらの表層土砂の粒度は第51図のようになる。ポートアイランドを埋立てた風化花崗岩は採取に当たって発破を必要としたのは深層部のみで、クラッシャーを要する硬岩は3%程度と非常に少なかった。粒度はシルト分以下が10%までで、透水性が良好で、取扱いや締固めが容易で、埋立には最適の材料である。埋立された後の密度の実測値は非常に少ないが、大型ピットや大型土圧計を用いた鉛直土圧測定による単位体積重量試験から、 $\gamma_s = 2.13 \text{ t/m}^3$ ($w=15\%$)と推定されている(第52図)。この測定は埋立土層の表面近くで測定されたが、埋立地のN値測定結果は深さに関係なく $N \approx 10$ 程度であり、上記の値はほぼ平均的値とみなしてよい。

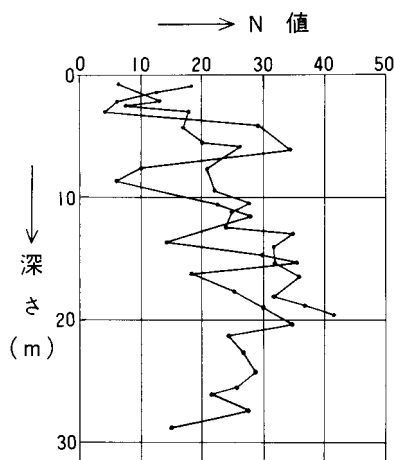
土砂採取区域が名谷に移ってからは地質が神戸層群となり、特に凝灰岩・砂岩では発破を要することが多く、硬岩の量は15-20%と増大したため、硬岩処理用クラッシャーを土砂投入口に設置し、土砂と硬岩を選別後クラッシャーにかけた。この神戸層群は六甲アイランドの埋立用土砂として利用されており、水中にゆるんだ状態で4m盛土した6か月後のN値は土質に関係なく4程度であった。また、薄層締固めされた神戸層群の盛土は $N=10-30$ 程度である(第53図)。埋立土の力学的性質を知るために、突固め試験の最適含水比で飽和度を変えた供試体の試験結果は第13表のようになり、飽和度が大きいと内部摩擦角が減少し、粘着力が増加する傾向がみられる。



第51図 表層土砂の粒度分布 (神戸市開発局, 1981)
 1: 礫岩, 2: 砂岩, 3: 砂質凝灰岩, 4: 凝灰質砂岩, 5: 凝灰岩, 6: 泥質凝灰岩, 7: 泥岩, 8: 泥岩, 9: マサ土
 Grain size distribution of subsurface soil.



第52図 神戸港における埋立土層の土圧計による単位重量測定 (三笠・高田, 1977)
 Earth pressure of reclaimed soil in Kobe Harbor.



第53図 神戸層群砕石による締固め盛土地盤 (神戸市開発局, 1981)
 Compacted embankment by crushed rocks of Kobe Group.

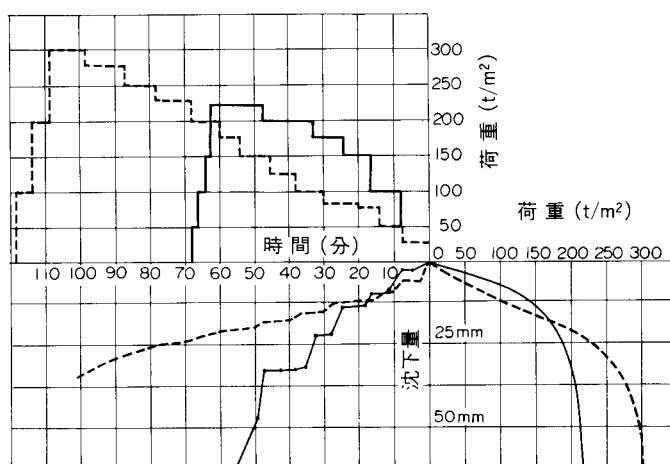
Ⅷ. 2. 4 構造物の支持層

埋立地や人工島等の造成地では急速施工が行われるため、前述したようになりに長期間にわたって沈下が継続するので、沈下安定後構造物の建設が望ましい。しかし、高価な土地をいつまでも放置しておくわけにはいかず、地盤改良を実施して構造物が建設されることになる。ポートアイランドは昭和56年に完成されたが、そこで実施された各種の例を次に述べる。

人工島の造成が始まると、まず最初の構造物は人工島に渡る橋梁である。ポートアイランドへの連絡橋である神戸大橋は第四突堤とポートアイランドを結んで建設された。建設予定地点は第43図に示した

第13表 締固め土の三軸試験結果 (神戸市開発局, 1981)
Results of triaxial compression test of compacted soil.

		凝 灰 岩	泥 岩	砂 岩	凝灰岩・砂岩の混合土	マ サ 土
最大粒径5.0 mm 飽 和 度50%	粘着力kg/cm ²	0.35	0.2	0.2	1.10	0.00
	内部摩擦角	23.5°	23.5°	33.5°	36.5°	42.0°
最大粒径5.0 mm 飽 和 度90%	粘着力kg/cm ²	0.76	0.25	0.40	0.50	
	内部摩擦角	13.5°	9.5°	6.0°	8.5°	
最大粒径420 μm 飽 和 度90%	粘着力kg/cm ²	0.35	0.95	0.53	0.55	0.00
	内部摩擦角	2.8°	4.0°	15.3°	9.0°	42.0°



第54図 神戸大橋橋脚部の載荷試験結果 (中村・島田, 1971)

実線：ポートアイランド側，点線：第4突堤側

Diagram showing loading test of bridge-foundation of Kobe Oohashi.

ような地盤で，支持層は沖積粘土層下位の砂礫層（第43図の地質柱状図の中間部分）に決定された。この層はMa12の上位にあるので，大阪臨海部の天満砂礫層に相当するが，大阪付近とは地質状態がかなり異なり，礫層中に多くの粘土層や腐植土層を挟んでいる。

神戸大橋の橋梁型式はポートアイランド完成後の交通量等から中央径間217mのダブルデッキ3径間連続アーチ橋で，主橋脚ニューマチックケーソンで，その他は鋼管杭基礎である。主橋脚ケーソンはK. P. -31.0mに支持され，ケーソン底で支持力確認のために載荷試験を行い，第54図，第14表の結果を得，十分安全であることが確認されている。また，鋼管杭基礎については今後多く採用される予定であったので，設計施工の資料を得るため，φ1,016mm， $l=38.5$ mの試験杭による載荷試験が行われた（第55図）。

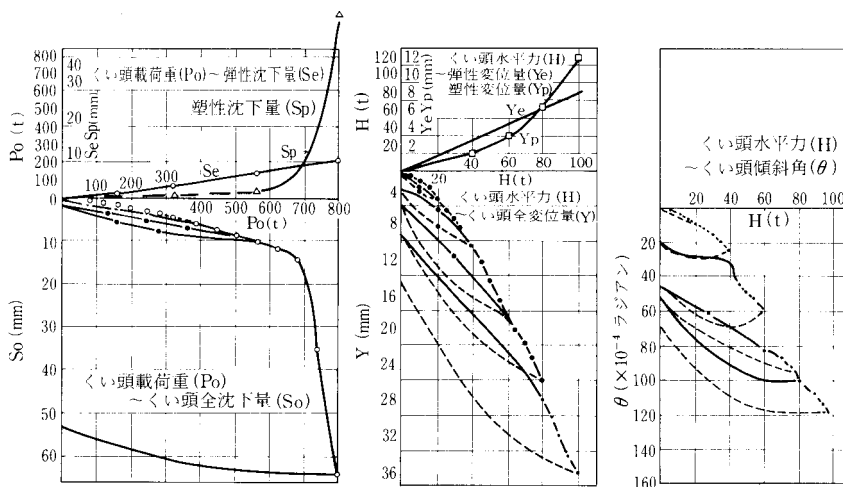
埋立完了後建設される構造物基礎は直接基礎か杭基礎である。一般的には軽量低層構造物は前者が，高層建築物や重要構造物は後者が採用されるが，両者の中間構造物は設計者の地盤に対する認識や評価

第14表 神戸大橋橋脚部の支持力試験結果 (中村・島田, 1971)
 Bearing capacity of bridge-bases of Kobe oohashi.

	第4突堤側	ポートアイランド側
試験日	昭44. 3. 20	昭44. 5. 25
深度	K.P. - 31.0m	
管内気圧	3.5 kg/cm ²	
地質	砂 礫	
長期許容支持力	145 t/m ²	135 t/m ²
短期許容支持力	237 t/m ²	201 t/m ²
長期設計底面反力	80.9 t/m ²	85 t/m ²
短期設計底面反力	125 t/m ²	128 t/m ²

(a) 鉛直载荷試験

(b) 水平载荷試験

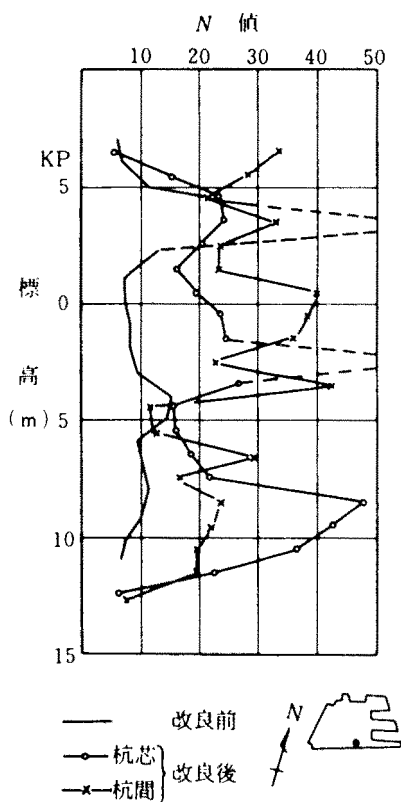


第55図 ポートアイランドにおける鋼管杭の载荷試験 (中村・島田, 1971)

により大きく変わる。

直接基礎の場合、沖積粘土層の改良は実施しないことが多く、その場合沈下量は大きい、不等沈下はほとんどみられず、埋立層の締固めを実施すればあまり問題はない。埋立層の振動締固め例を第56図に示した。振動締固め工法により改良前 $N \approx 10$ の地盤が改良後 $N \approx 22$ 程度となった。

杭基礎を採用する場合でも沖積粘土層が厚いため、今後の沈下によりネガティブフリクションが生ずるので、地盤改良が実施される。ポートアイランドではプレローディング工法とサンドドレーン工法が採用された。前者は構造物建築までの時間的余裕のあるところで採用され、前述した市民病院の例(第49図)がそれである。盛土は2年半かかって行われ、盛土外と盛土中央とでは約1.7 m沈下差が生じた。そして、盛土撤去後も緩やかな沈下が続いた。支持杭としては40 m前後の長尺杭となるので ϕ 500-600 mmの鋼管が主に使われている。杭に作用するネガティブフリクションの測定結果によると、沖積粘土層上の埋立層の摩擦力が大きく、この部分にアスファルト処理したSL杭等が使用されている。鋼管杭は打撃工法が採用され、その結果埋立地の締固め効果もあるが、今後は打撃工法が採用できなくな



第56図 振動締め固め工法の改良効果
(渡辺, 1981)
Effects of vibration-compaction method.

神戸には六甲山地の急斜面が市街地のすぐ背後に迫っているため、緑豊かな自然に恵まれた都市であるが、一方、豪雨による斜面崩壊や土石流によって過去何度も大災害を受けてきた都市であることはとかく忘れがちである。六甲山地には多くの断層があり、階段状になった急斜面がいたる所にみられる。そして基盤の花崗岩は風化が著しく、表層はマサ化して崩壊しやすく、集中豪雨に見舞われると多くの箇所ですり崩壊を起こすと同時に、それらは巨大な岩塊を含む土石流となって河川を流下するため、一挙に山麓部には土砂堆積が起り、広く泥海と化してしまふ。このような歴史の繰り返しによってできたのが山麓部の地盤であるから、旧河川部には巨大な玉石・礫が多く、河川部から離れた所には砂質土の堆積がみられる。このような山麓部に人間が生活するようになると、これらの自然現象も人間側にとっては自然災害ということになる。そしてそれを防ぐための自然改造が、逆に災害を助長することになりかねない。このように六甲山地は非常に異なった二面性を持っている。

以上の理由から、神戸では古来より多くの災害に遭遇し、昭和年代の主な水害だけでも第15表のようになり、数年おきに水害に脅かされていることになる。その結果、河川を堤防で囲むようになったため、

り、埋立層の改良については別途実施する必要がある。

施設の建設を急ぐ場合には、沖積粘土層の地盤改良にサンドドレーン工法が採用された。当初、厚い埋立層を打ち抜くサンドパル打設機がなかったが、下水処理用地で試験工事を行い、技術開発が進められた結果、作業効率も大幅に上昇したので、下水処理場・高層住宅・屋内水泳場・新交通ヤード等の予定地でサンドドレーン工法が実施された。

一般に杭基礎建造物は周辺地盤の沈下により浮き上がりが生じ、さまざまな問題が発生するので、各種の対策工事が実施されている。神戸市ではポートアイランドでの経験を生かし、「六甲アイランドの地盤について」という小冊子を発行し、土地購入者への啓蒙を行っている。

VIII. 3 神戸における地盤災害

神戸近傍における地盤災害は他都市ではあまりみられない斜面崩壊、あるいは豪雨時の土石流及び水害という災害で、これはこれまでに述べてきたように神戸の地形・地質的特性によるものである。海面埋立のための六甲山系の大規模な掘削は、このような斜面災害と深い関係があり、今後の防災のためにも検討されなければならない問題が多いので、ここに資料をまとめておく。

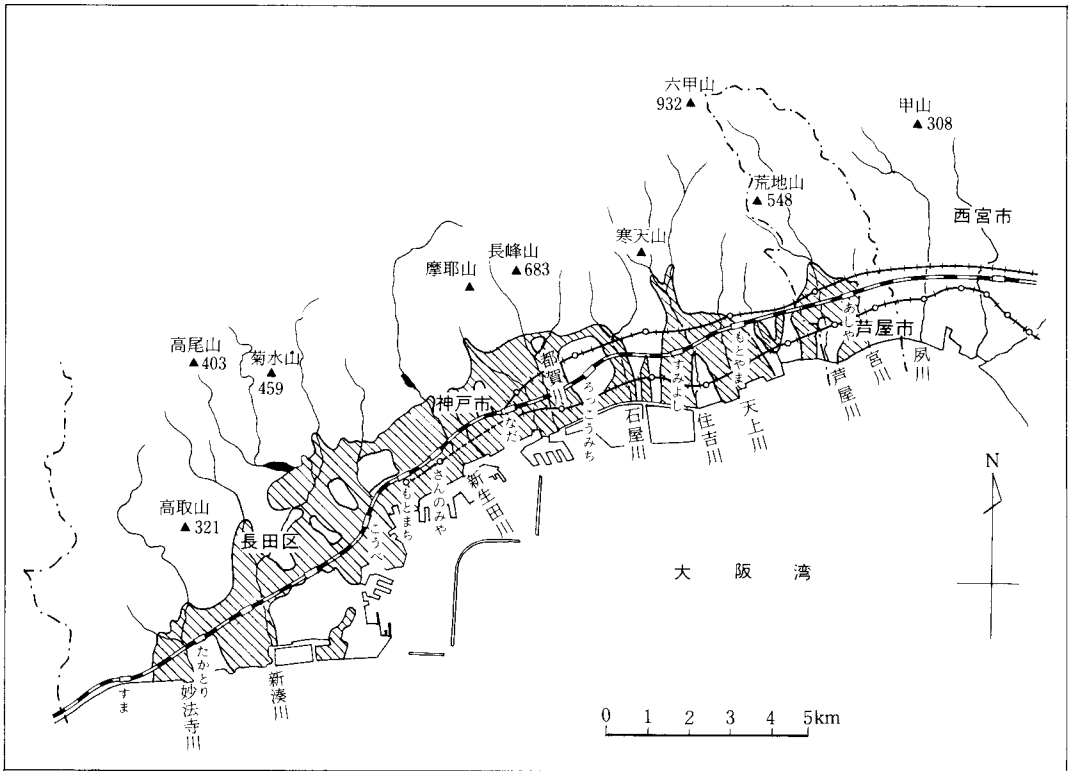
第15表 昭和年代における神戸の水害記録 (神戸市企画局, 1980, p. 57)
Records of floods at Kobe in the Age of Showa.

項目 名称 (年月日)	雨量		死者 (人)	被害状況						瞬間最大 風速 (m/s)
	総雨量 (mm)	時間最大 (mm/h)		家屋被害(戸)					道路崩壊 (個所)	
				全壊	半壊	流出	床上浸水	床下浸水		
室戸台風 (9.9.21)	81	26.5	6	102	98	—	2,547	7,919	—	33
阪神大水害 (13.7.3-5)	461.8	60.8	616	2,213	6,440	1,410	22,940	56,712	69	—
ジェーン台風 (25.9.3)	209	—	1	135	932	39	587	2,682	70	47.6
ケイト台風 (26.7.1-2)	117.5	—	1	3	—	3	1,462		15	22
台風第2号 (28.6.7)	101.7	—	2	12	2	—	35	876	24	24
台風第13号 (28.9.25)	169.4	—	1	280	484	—	85	1,504	24	40
梅雨前線豪雨 (29.6.30)	190.8	52.5	5	20	24	—	574	7,951	17	—
台風第16号 (35.8.29)	205.3	—	4	36	38	4	1,836	1,735	150	27.5
梅雨前線豪雨 (36.6.24-27)	472.1	44.7	26	135	253	11	2,989	16,380	580	—
第2室戸台風 (36.9.16)	136	—	1	20	33	—	1,662	12,910	87	39.2
台風第20号 (39.9.25)	—	—	2	136	373	15	4,178	3,016	63	41.3
台風第23, 24号 (40.9.10-17)	537.9 (9.9-17)	—	2	330	1,616	—	2,722	1,262	230	48.5
42.7豪雨 (42.7.9)	319.4	75.8	84	361 (流出を含む)	376	—	7,759	29,762	87	—
梅雨前線大雨 (47.6.7-8)	80.7	—	3	7	—	—	51	861	209	—

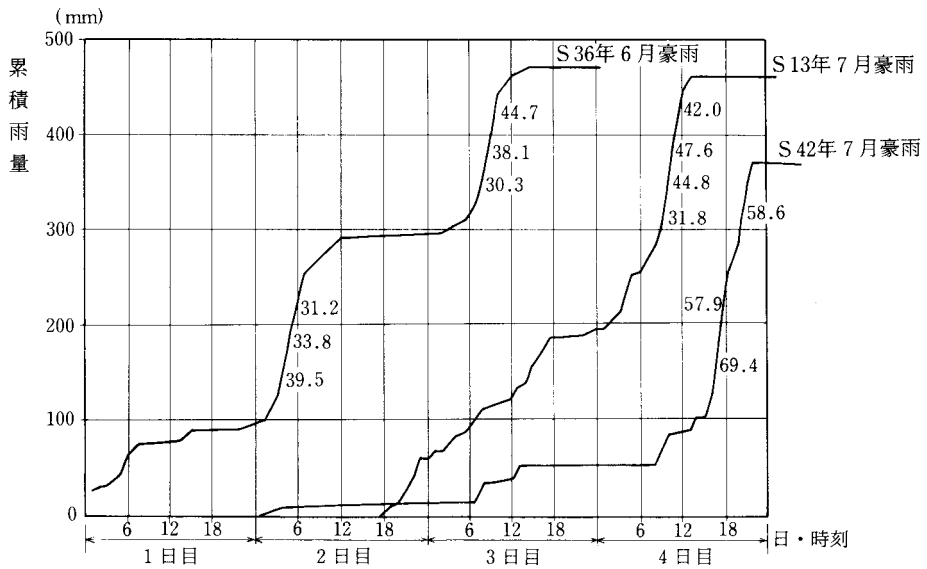
<神戸市地域防災計画実施細目(神戸市総務局)1979>

河床が上り、さらに堤防をかさ上げするための天井川となり、山には多くの砂防ダムが設けられてきた。水害の内でも大きい被害をもたらしたのは昭和13年の阪神大水害、昭和36年・42年の集中豪雨である。いずれも前線が瀬戸内海にあり、特に昭和36年・42年の場合は台風または弱い熱帯性低気圧が北上し、暖湿流の補給によって前線を刺激したため、雨量は著しく増大した。

昭和13年の阪神大水害は600名以上の死者を出す最大の被害を与えた。六甲山系を中心とする神戸市及び阪神間の各市町村並びに六甲北側の有馬町付近は甚大な被害を受け、各河川はいずれも土石流を伴って大氾濫し、道路・街区・耕地を埋没した。とりわけ住吉川・芦屋川の土石流はおびただしく、道路・橋梁の流失が続出し、阪神国道・鉄道は全く途絶した。また、市街地で河川を暗渠化していた生田川・宇治川は土砂・流木により埋没したため、土石流が氾濫し大惨事となった。生田川は明治初期には幅80mもあった川で、常時の流量の少ないことと市街地の発達に伴い、昭和7年に3.1×3.3m(内法)の暗



第57図 阪神大水害の浸水区域 (神戸市企画局, 1980)
 Flooded residential areas at the time of "hanshin Dai-suigai" in 1938.

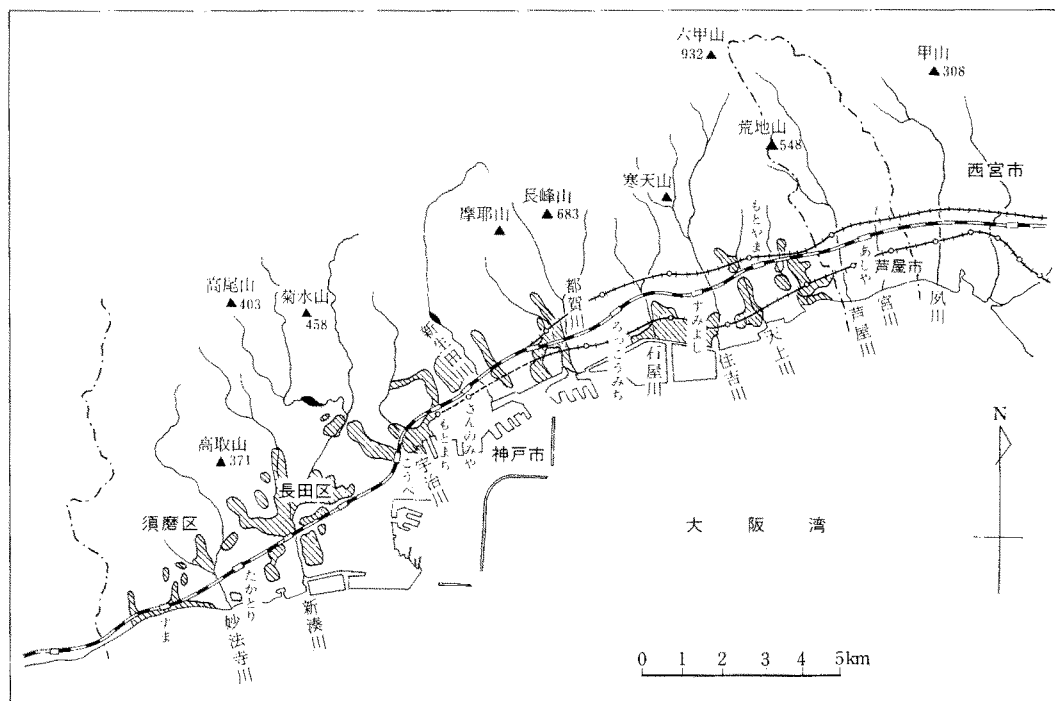


第58図 昭和13年(7月3日-5日), 36年(6月24日-27日)及び42年(7月7日-9日)
 豪雨の時間雨量累計 (神戸市企画局, 1980). 観測所: 神戸海洋気象台
 Cumulative diagram of rainfalls of 1938, 1961 and 1967 heavy rains.

渠としたことに対する自然の手厳しい批判といえる。第57図に示したように市街地のほとんどが浸水区域となった。土砂の流出量は概略神戸市で200万 m^3 、阪神間各地で400万 m^3 と推定され、神戸市の全被害額は兵庫県全体の61.5%にも達した。この災害の結果に鑑み、六甲山系の治山治水を国営事業として取り組むため、建設省六甲砂防工事事業所が設立され、現在も砂防工事の努力が続けられている。それにもかかわらず、その後も大きな被害をもたらしたのが昭和36年・42年の集中豪雨である。

第58図は昭和13、36及び42年の時間雨量総累計を比較したものである。昭和13年と36年は総雨量はほぼ同じであり、雨の振り方が異なっているが、昭和13年と42年は降り方のパターンがよく似ている。昭和42年と昭和13年の総雨量を比べると前者はやや少ないが、日雨量や時間雨量は上廻っており、崩壊箇所は同程度である。昭和42年の浸水区域は第59図で明らかのように、昭和13年(第57図)に比べるとかなり少ない。市街地域の開発・発展が昭和13年に比べて著しく進み、かつ人口や建造物が激増しているにもかかわらず、被害額や流出土砂は著しく低下しているのは砂防工事の効果のあらわれである。たとえば住吉川上流の五助ダムには12万 m^3 の土砂が堆積したことからも被害の防止に効果があったことがうかがえる。昭和42年の災害の特徴は、次に述べるように災害が都市周辺へ集中する傾向のいわゆる都市災害の典型的タイプとみられる。

- 1) 昭和42年は治山治水がはかどっていたため流出土砂量は少なかったため、それによる被害ではなく、山麓部河川の出口や、小河川の流域に被害が集中し、市街地では浸水被害が主であった。
- 2) 今回の災害では六甲山中の市ヶ原(第60図)・天王谷等の新開地での住宅の全壊や埋没にみられる



第59図 昭和42年の浸水区域 (神戸市企画局, 1980)
Flooded area of 1967 heavy rains.



第60図 神戸市布引ダム北方市ヶ原における山腹崩壊
Avalanche caused by heavy rains at Ichigahara, north of
Nunobiki Dam, Kobe.

最初に、第1期埋立事業の鶴甲山土砂採取に先だって学識経験者、各界の専門家からなる「神戸市裏山土砂土取計画委員会」が昭和34年10月に設けられた。この委員会の答申に基づいて工事が実施され、その施工は安全かつ円滑に進められた。また、昭和36年・42年の豪雨の際、工事現場から災害が発生しなかったのは特記できよう。この委員会の答申は今日の環境アセスメントに当たるもので、大規模開発事業の手本となったといえる。

防災対策の主なものとしては流出土砂対策、河川に対する防災等で、前者には既設の砂防ダムのかさ上げ・浚渫、砂防ダムの新設及び工事区域内の砂溜柵の設置があり、後者としては流域変更、河川改修及び洪水調節ダムの築造等が挙げられる。

土砂採取区域が西神地区に移ってからは新たな問題が生じた。名谷地区の近くには山陽新幹線が、横尾山地区では地下鉄が通っており、また両地区には水道用送水トンネルがあったため、土砂採取用の発

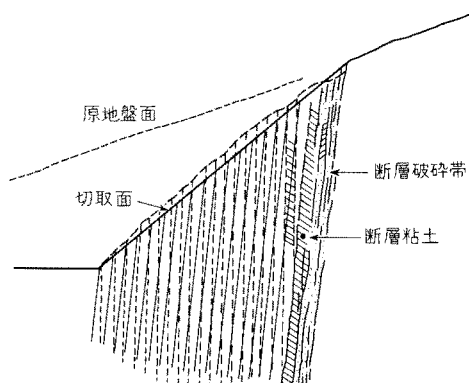
ような社会経済的誘因による新しいタイプの被害がみられ、特に十分な造成工事が実施されていなかったところに災害が多かった。

3) 河川のいつ水が見られなくとも、低地部での浸水が見られた。これは都市化により地盤の保水性がなくなり、降雨量がすぐ流出量となるから、集中豪雨に対応する排水容量がないための浸水区域である。

VIII. 4 土 取 場

VIII. 4. 1 防災対策

多くの地盤災害を受けてきた神戸において、六甲山系を削り崩して埋立用土砂を採取することは無謀だという意見も強かった。しかし、当時既に住宅地区は山裾から次第に山腹にはい上がって拡大しており、100mm未満の雨量でも、造成地の石垣や擁壁が崩壊し、不幸な死傷者を出す例が目立ってきていた。そこで、神戸市当局は災害のない土地造成のための防災対策を十分に検討し、災害を未然に防ぐための諸案を策定した。



第 61 図 切取斜面における水圧による花崗岩下塊のはらみ出しを示す模式図 (田中, 1975を一部修正). 花崗岩中のたて方向の節理が切り取りにより傾動している.

Diagrammatic profile showing the swelling of the excavated surface, due to the ground water pressure loaded into joint planes of granite.

査までいきとどかない事が多く、その詳細は明らかになっていない。現在わかっている崩壊の原因の一つは破碎帯と地下水との密接な関係であり、その崩壊対策として水平ボーリングによる水抜工事が実施され効果をあげている。その例を次に述べる。

渦ヶ森地区の布引花崗閃緑岩を 1 割勾配で切り下げていたところ、切取面がはらみ出し、節理群が押し出し鋸歯状の不陸を生じた (第 61 図)。この対策として切取面から約 30 m の水平間隔で A、C の水平ボーリングを実施し、地下水を包蔵している破碎帯中に貫入させ、そこから排水することにより地下水位を約 2-6 m 低下させることができた。これは破碎帯の断層粘土の前面の岩塊に粘土を介して水圧が作用し、その水圧を受ける側の岩塊にたて方向の節理群が発達していたためずれを起こし、前方へ回転して傾いたものであった。昭和 44 年 6 月末から 7 月初めの集中豪雨の時には副次断層内の脈状地下水の排水をねらった No. D 水平ボーリングの湧水量が急造したにもかかわらず、No. 4 の水位は 10 m も上昇し、豪雨開始直前の水位に戻るのに 1 月を要した (第 62 図)。

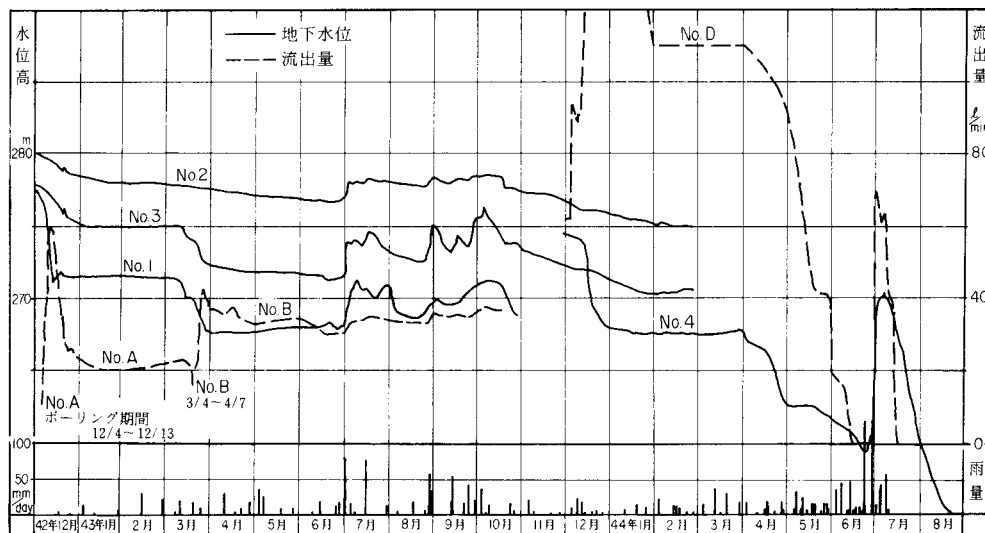
鶴甲北部地区でも大月断層付近に多数の破碎帯があり、のり面の安定化対策に水平ボーリングを実施された。それらからの湧水量の降雨の関連性は、それぞれの地下水の起源、水みち等の差異により流出状態が降雨に極めて敏感なもの、そうでないものに区別された (田中, 1975)。また、地下水の水質の変化も降雨と関係のあるものと、そうでないものがあり (田中ほか, 1975)、湧水量の傾向と一致している。

神戸層群地域にも掘削中にすべりを生じることがあり、これらは旧地すべり地であったり、流れ盤となっていることが多い。神戸層群中の泥岩が層状破碎 (西垣, 1983) を受けていることがあり、これらの層は地下水の浸透により膨潤して非常に軟化し易く、掘削によりすべり易い状態にあるので注意が必要である。

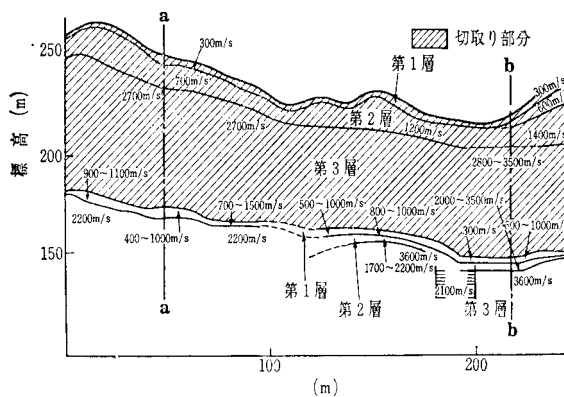
破振動の影響調査が必要となり、葉量と距離によるトンネルへの影響が調べられた。その結果、爆源に近い地表面振動は水平成分が上下成分に比べて大きく、遠い所では同程度となり、トンネル内の振動速度は等距離の地表面振動速度より小さく、一般には $\frac{1}{2}$ - $\frac{1}{3}$ 程度とわかった。そこで発破管理は発破店からトンネルと等距離にある地表面の水平成分の振動値に基づいて規制された。

Ⅷ. 4. 2 掘削時の諸問題

土取場掘削時の問題は大部分斜面崩壊に関するもので、ほとんどすべてが地質構造と何らかの関係を持っている。詳細な調査に基づき原因が究明されれば、今後の方針が立て易くなると思われるが、崩壊が発生するとその対策に追われ、原因調

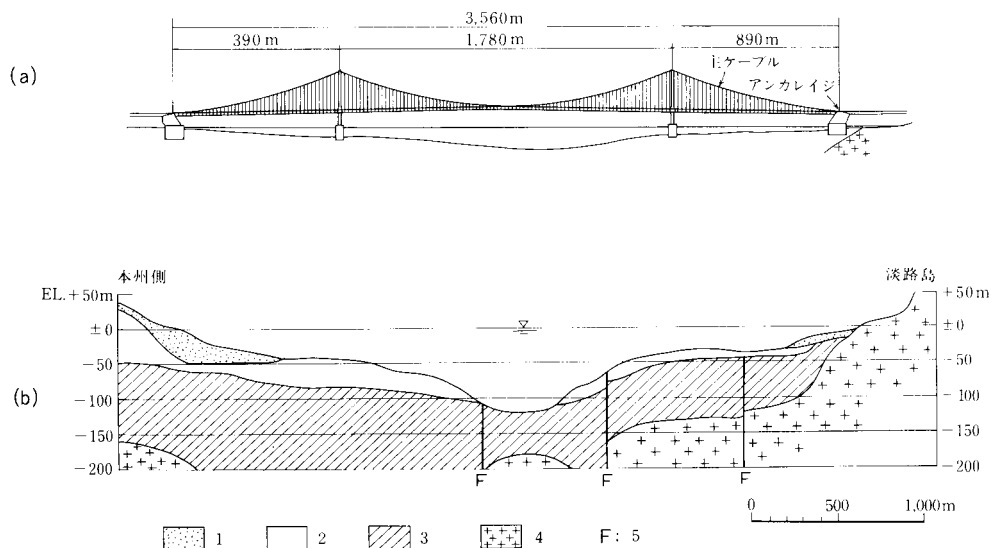


第62図 渦ヶ森地区における水平ボーリング孔からの流出量と地下水位 (田中, 1975に加筆)
Ground water level and outflow from the horizontal borehole at Uzygamori.



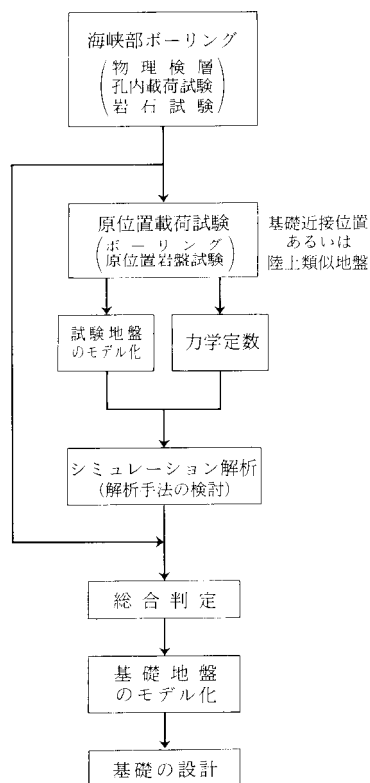
第63図 六甲花崗岩の切り取りによるP波速度の変化 (中井, 1980). 横尾地区
Change of P-wave velocity in the weathered Rokko Granite due to excavation.

六甲山地の六甲花崗岩は著しく深層風化している。この風化の程度を弾性波探査で調査された結果がある。横尾山周辺における土砂切取り前の弾性波(P波)速度をみると、地盤内部は大きく3層に分けられる。第1層は層厚2-3 mで $v_p \approx 300$ m/s, 第2層は層厚6-30 mで $v_p \approx 1,400$ m/s, 第3層は地表下10-30 m以深で $v_p \approx 2,700$ m-3,500 m/sである。この第1層は表土層で完全にマサ土化し、空隙の多いものから、手で握ると砕ける程度で、乾燥密度は $1.85-2.0t/m^3$ である。この状態は非常に崩れ易く急傾斜地では豪雨によって崩壊する。また、崩壊し堆積した層も同様の速度を示す。第2層はかなり風化が進んだ状態で、ハンマーなどでたたけば崩れる状態から、強くたたくとブロック状に欠ける程度で乾燥密度は $2.2t/m^3$ である。第3層は風化があまり進んでおらず、非常に硬く、節理がやや発達した程度である。このような地盤を約80 m切取後の測定結果は、地表面付近1-5 mが $v_p \approx 300-1,500$ m/sで自然斜面の第2層に近い速度で、第2層は層厚2-3 mで $v_p \approx 1,700-2,200$ m/s及び $2,000-3,500$ m/sである。第3層はそれ以深で $v_p \approx 3600$ m/sで切取りの影響は全くない(第63図)。切取り前の第3層は切取り時に多少発破を必要としたものの切取りに苦勞するような岩ではなく、切取り後表層約5-8 mでは非常に速度が低下するが、それ以深では切取り前の状態である。これは上部の切取りにより応力解放が生じ、緩んだためと考えられ、その証拠として第1図版2に見られるような割れ目が注目される。これは掘削後の花崗岩を特殊処理することにより、目に見えない微小な割れ目が明らかにされたもので、これらは応力解放によりクラックが開いたため、速度が表層では低下したといえる。切取りにより速度が低下する例は高倉山でも確認されており、切取り高約120 mでも同様に表層部には低速度層がみられ、かなりの深さまで切取りによる影響を受けていることを示している。

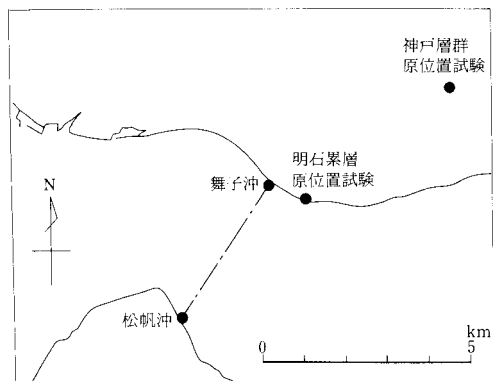


第64図 明石海峡大橋の橋梁一般図(a)及び大橋下の地質断面図(b) (TAKAHASHI *et al.*, 1981). 1: 上部洪積層及び沖積層, 2: 明石累層, 3: 神戸層群, 4: 花崗岩, 5: 断層

General view of Akashi Strait Bridge (a) and geological cross-section along the bridge (b).



第65図 明石海峡大橋地質調査の流れ図
Flow chart of geologic investigation for
Akashi Strait Bridge.



第66図 明石海峡大橋原位置調査用位置図
Map showing in-site investigation for Akashi
Strait Bridge.

VIII. 5 明石海峡大橋

VIII. 5. 1 地質調査の流れ

明石海峡大橋は本州と四国を結ぶ唯一のルートとして、昭和30年代初めに国鉄・建設省・神戸市がそれぞれ独自に明石海峡の調査を開始している。そして現在は他ルートより遅れはしたものの本州四国連絡橋公団により実施設計のための詳細な調査が進められており(西垣・佐伯, 1984), 現段階での計画は中央径間1,780 mの世界最大の吊橋となる予定である(第64図a)。明石海峡大橋建設予定地は、海峡幅約4 km, 最大水深約110 m, 最大潮流約9ノットで、橋の桁下高65 m以上である。世界の最大吊橋のほとんどは硬岩に支持されているのに対し、予定ルートの明石海峡大橋のアンカレイジは本州側・淡路側とも神戸層群に支持される予定である(第64図b)。しかし、神戸層群は第三紀の軟岩であるため、技術的問題についてあらゆる角度から検討されている段階である。本州四国連絡橋公団設立後、架橋ルートが決定され、基本設計及び施工のための詳細な地質調査が実施されている(第65図)。もちろん、これ以前に予備調査として沿岸の地表踏査、音波探査及び概査ボーリングなどによる広範囲の調査が行われており、それらの結果については既に第VI章で述べたとおりである。

海上ボーリングによって基礎の地盤構成を明らかにするとともに、ボーリング孔を利用した諸計測及びボーリングコアによる室内岩石試験が行われる。しかし、その試験結果からは相対的な地盤の工学特性の判定に非常に有効な測定値が得られてはいるが、まだ地盤の設計用定数を求めるまでには至っていない。基礎地盤の強度・変形に関する力学的定数は海底地盤にお

第16表 明石海峡大橋基礎の地質調査総括表 (宮島, 1982)
Summary of geological investigations at the site for Akashi Strait Bridge.

調査海域	ボーリング		孔内載荷試験 (回)	物理検層 (孔)	岩石試験 (個)
	孔数	延長 (m)			
A (舞子側アンカレイジ)	14	1,624	365	10	297
B (舞子側主塔)	11	1,074	265	7	72
C (松帆側主塔)	6	507	162	4	286
D (松帆側アンカレイジ)	19	891	166	6	143
合計	50	4,096	958	27	798

第17表 明石海峡大橋用の原位置試験の概要 (宮島, 1982に加藤)
Outline of in-site test for Akashi Strait Bridge.

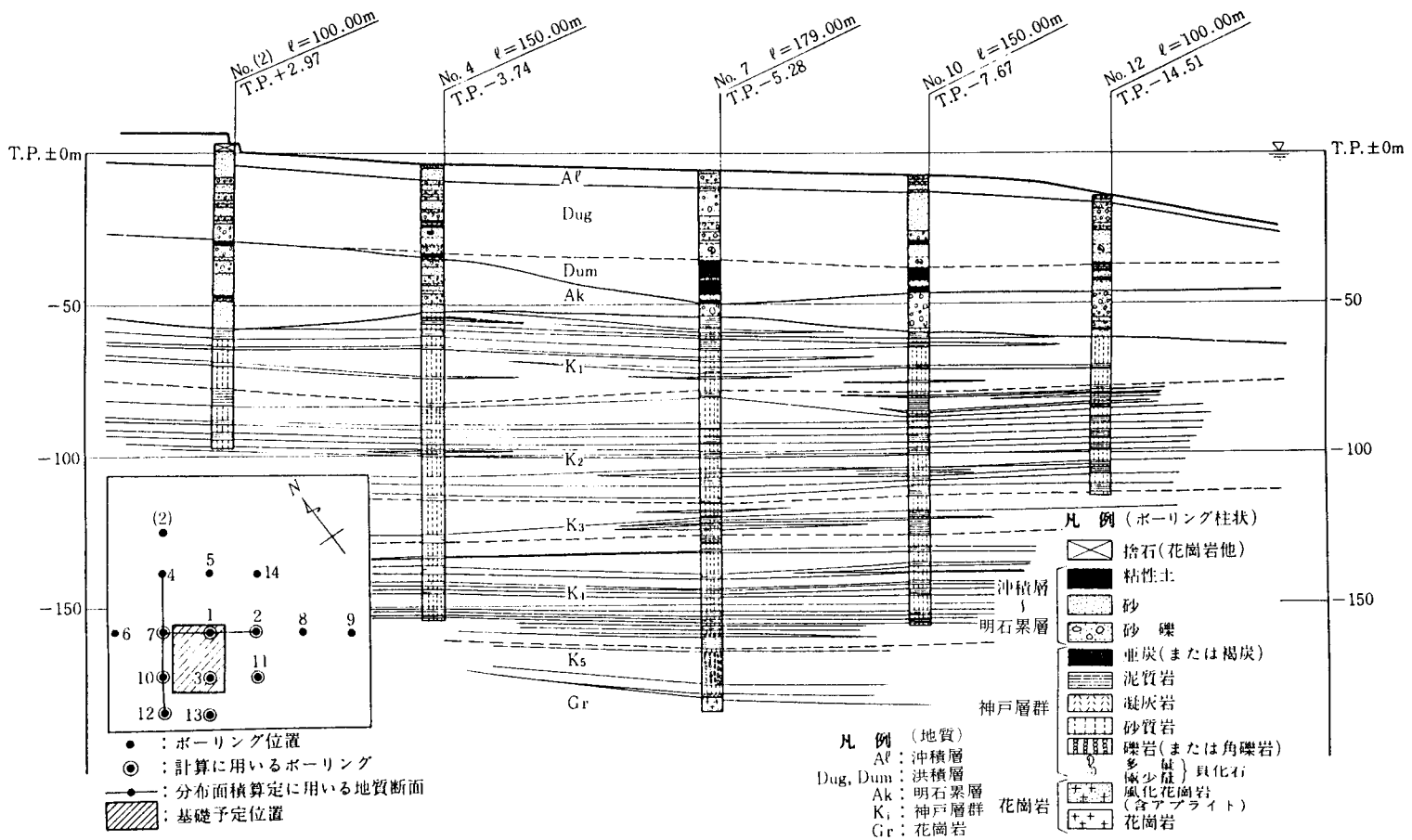
試験地盤	試験位置	試験方法	試験項目					
			静的平板 載荷試験 (回)	動的平板 載荷試験 (回)	クリープ 試験 (回)	孔内載荷 試験 (回)	ブロックせん断 試験 (個)	その他
明石累層	神戸市垂水区 (海岸)	ニューマチック ケーソン内で試 験	φ30 cm; 2 φ60 ; 7 φ100 ; 2	φ60 cm; 3	φ60 cm; 3	26	12	一面せん断 試験: 9回
神戸層群	神戸市垂水区 (丘陵)	オープン部で反 力桁による載荷	φ60 cm; 8 φ200 ; 2	—	φ60 cm; 4 φ200 ; 1	476	—	深層載荷試 験: 8回
明石累層 神戸層群	神戸市垂水区 舞子沖	鋼管基礎底で試 験	φ30 cm; 8	—	φ30 cm; 6 (内明石層2)	—	—	—
神戸層群	兵庫県津名郡 松帆沖	ニューマチック ケーソン内で試 験	φ30 cm; 5	φ60 cm; 4	φ60 cm; 6	25	8	—

る原位置試験結果により推定されるが、その実施が困難な場合は陸上部の類似地盤で原位置試験を行い、ボーリング孔内計測調査や岩石試験結果によって海上部と陸上部の工学的性質の相関性を利用して、実際基礎部の力学定数を推定する方法がとられている。また、基礎の安定性の検討に当たっては慣用的手法(例えば道路橋示方書)による検討はされるが、それが対象となっている基礎に比べ吊橋基礎はあまりにも大規模であるので、原位置試験結果を種々の解析手法でシミュレーションを試み、支持力や変形について検討されている。その妥当性の検証された解析手法を用いて、実橋基礎の支持力・変形解析が行われる。

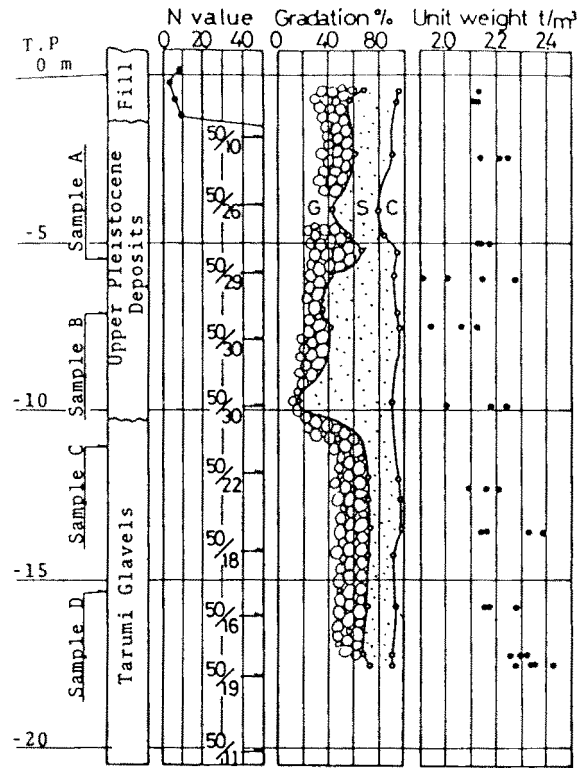
海峡部ボーリングは基礎予定位置で第16表に示した数量と調査項目で実施され、また、地盤の設計定数決定のための原位置試験は第17表の試験が実施されている(第66図)。次にそれらのうち幾つの特徴的な点について述べる。

Ⅷ. 5. 2 舞子側調査

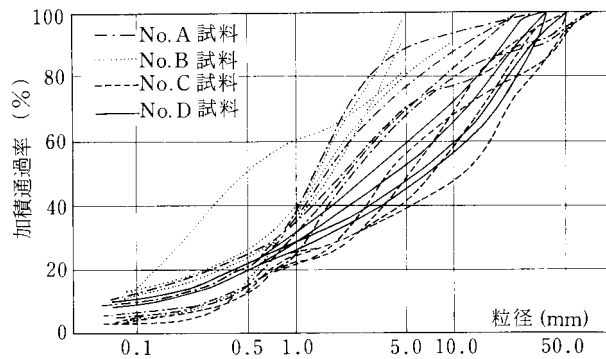
第67図は海上ボーリング結果による地盤モデルである。舞子側アンカレイジ予定位置では洪積層が厚く堆積し、その下位に明石累層が10mの層厚をもち、神戸層群はT. P. -60m以深とかなり深い、神戸層群に支持させねばならない。しかし、B海域では海底面から明石累層が厚く堆積しており、この部分の主塔基礎は明石累層に支持させざるを得ない。そこで、昭和47年に明石累層の原位置試験のためニュ



第67図 舞子側地盤モデル (宮島, 1982)
 A geological cross-section model of the ground at Maiko site.



第68図 垂水地区における礫層の原位置試験による地盤状況 (NISHIGAKI *et al.*, 1977)
Soil profile at the in-site testing site of the gravel bed at Tarumi.



第67図 垂水地区における礫層の原位置試験による砂礫の粒度分布 (NISHIGAKI *et al.*, 1977)
Grain size distribution of sand and gravel layers from the in-site testing site at Tarumi.

ーマチックケーソンを沈め、その底盤において各種試験が実施された。その時、礫層の乱さない試料を採取し、三軸圧縮試験も行われた。乱さない礫試料の三軸圧縮試験は世界で初めてのことと思われる。

実験場所の地盤は第68図のように地表部の盛土以外はすべて礫で、A、B、C及びDの4箇所ではサンプリングされた。B試料は砂分が卓越しているためφ10 cmで、それ以外はφ30 cmである(第18表)。採取試料には50 mmを越す礫も含まれている(第69図)。従来内部摩擦角φは標準貫入試験から推定され

第18表 乱さない砂礫試験の土性 (NISHIGAKI *et al.*, 1977)
Physical properties of undisturbed samples from sand and gravel layers.

試料 No.	層序	採取深度 (TF-m)	γ_{to} ※ (g/cm ³)	Wco ※ (%)	e_o ※	分類	備考
A	“上部洪積層”	5-6	1.91-1.99 1.94	8.80-12.0 10.5	0.49-0.54 0.51	S-F~G-F	砂分多い, $\phi 10\sim 20$ mm 多い
B	“上部洪積層”	6.5-7	1.80-2.00 1.91	12.1-15.1 13.9	0.57-0.69 0.62	S-F	砂分卓越
C	明美累層礫層	11-12	2.11-2.14 2.12	12.3-15.6 13.7	0.41-0.45 0.43	G~(G-F)	礫分卓越, セメンテーション進行, $\phi 30\sim 60$ mm 多い
D	明美累層礫層	15-16	2.16-2.30 2.25	10.9-12.5 11.7	0.31-0.36 0.33	G-F	礫分卓越するが, C 試料よりも少ない, $\phi 30\sim 60$ mm 多い

※: 測定範囲を, 下段は平均値を示す。 ※※: 粒径はサンプリング時の観察による。

第19表 乱さない砂礫試験の強度定数 (NISHIGAKI *et al.*, 1977)
Strength parameters of undisturbed sand and gravel layers (measured and estimated).

試料 No.	乱さない試料					締固め試料		推定値 ϕ (度)
	c_{cu} (kg/cm ²)	ϕ_{cu} (度)	c' (kg/cm ²)	ϕ' (度)	ϕ_d (度)	c' (kg/cm ²)	ϕ' (度)	
A	3.3	14.2	2.1	28.6	—	1.1	29.0	41
B	0	16.8	0	33.5	32.7	—	—	41
C	3.7	10.4	1.2	34.2	—	0.7	34.5	43
D	2.0	22.3	0.6	36.0	—	—	—	46

試料は第18表のものと同じ。

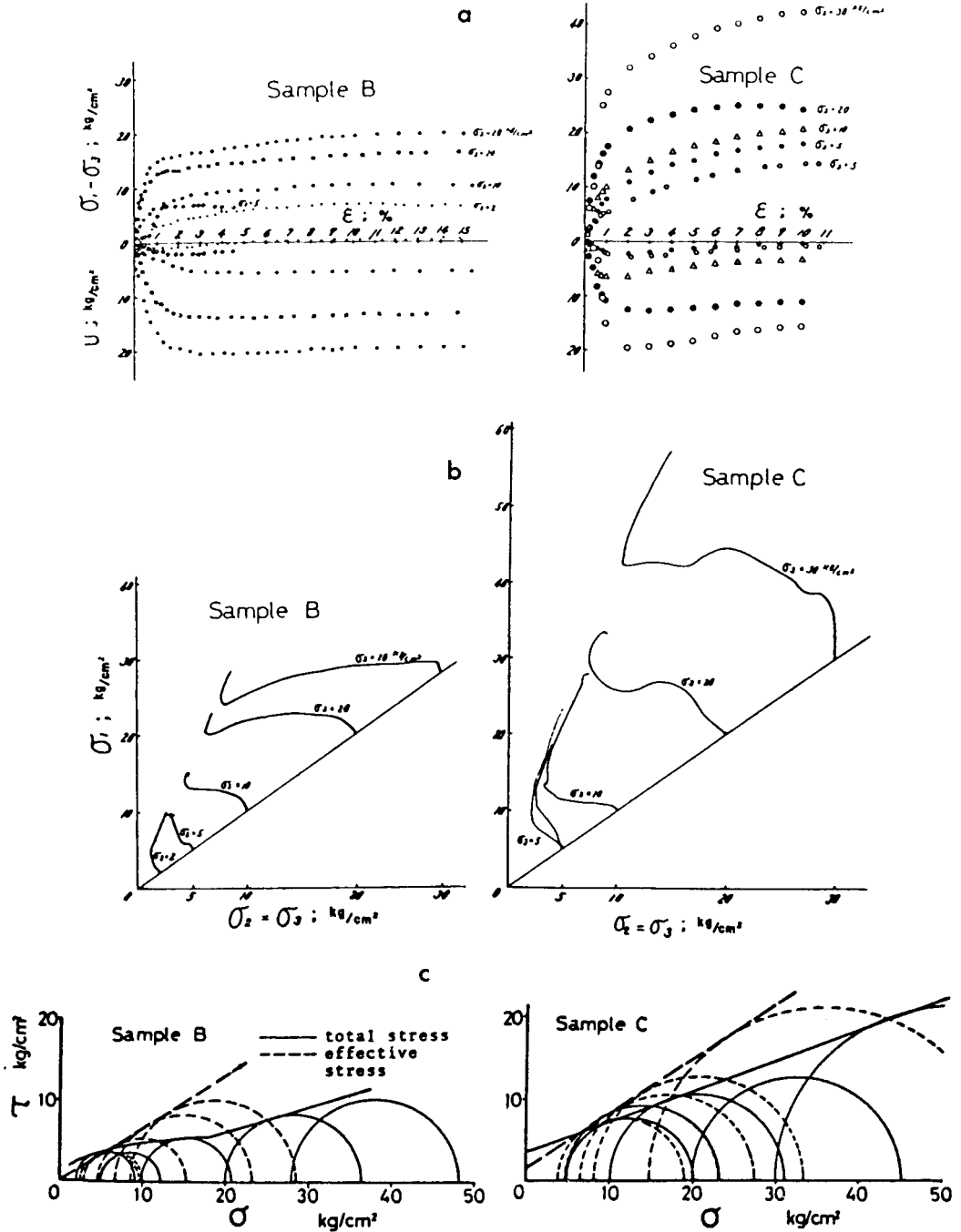
てきたが, 三軸試験結果はその推定値よりかなり低い値しか得られなかった (第19表, 第70図)。

神戸層群の原位置試験を海上部で実施するにはあまりに深いので, 海底の神戸層群と同一と思われる丘陵部の神戸層群で実施された (第66図)。載荷試験時に地盤内ひずみを測定するため, ボーリング孔内にひずみ計が埋設された (第71図)。それらのボーリング結果により地質断面図が作成されたが, 試験後に実施されたトレンチ掘削による断面観察結果 (第72図) とは多少の違いがあった。地盤内ひずみ測定結果は弾性論のように深さ方向に減少する分布を示さず, 第73図の例のようになった。この特異な分布を確かめるために, 更にトレンチ掘削により地盤の確認を行った。その結果, 泥岩層のほとんどが層状破砕帯で, 上下の砂岩層に比べて弾性係数に大きな差があることが明らかとなり, 計算でもこれが確認された (NISHIGAKI *et al.*, 1981)。載荷試験結果を第20表に示した。

昭和55年には舞子沖で鋼管井筒の施工性の検討と同時に, 鋼管底で特殊載荷装置 (第74図) を利用して $\phi 30$ cm の深層載荷試験が実施された。載荷面の仕上げ状態は水中テレビで確認した後載荷された。この装置は最大荷重 70 kgf/cm² であり, 降伏応力が確認されたのは3箇所, 残りは 70 kgf/cm² 以上で (第75図), かなりの支持力が期待でき, 陸上部の結果より弾性係数, 降伏応力共大きい傾向がみられた。

VII. 5.3 松帆側調査

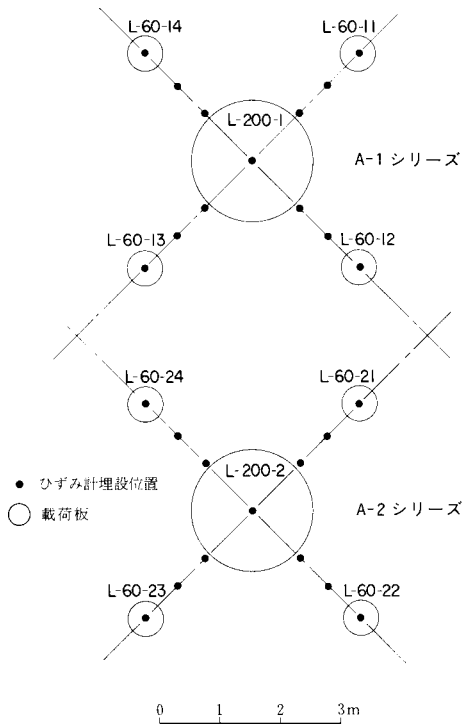
松帆側アンカレイジ予定位置では神戸層群はアルコース砂岩であること, 及びその下部の花崗岩との境界が傾斜していることが大きな問題である。海上ボーリング結果のアリコース砂岩の一軸圧縮強度



第70図 試料B, Cの三軸圧縮試験の結果 (NISHAGAKI et al., 1977)

a: 応力-ひずみ図 b: 応力経路図 c: モールの応力図

Results of triaxial compression tests on the Sample B and C. a: stress-strain diagram, b: stress paths diagram, c: Mohr's circle diagram.



第71図 ひずみ計設置及び荷重試験位置図
Site arrangement for strain transducer and loading plate.

は $q_u = 0.5\text{--}25.0 \text{ kgf/cm}^2$ と非常に広い範囲にばらついており、その上、 $q_u = 2\text{--}6 \text{ kgf/cm}^2$ と非常に弱いものが多い。アルコース砂岩は花崗岩の風化した粒子の再堆積で長石を多く含む砂岩であり、その強度がかなり疑問視され、早急に原位置で確認することが望まれていた。昭和57年に松帆沖でケーソンを沈め、その底盤で原位置試験が実施された。原位置試験以外にボーリングコア及びブロックサンプルによる岩石試験も実施され、海上ボーリングの既往調査と非常に異なる結果を得た。すなわち、既往調査では応力-ひずみ曲線にほとんどピークが見られないのに対し、今回調査では明らかにピークが認められ、残留強度が測定された(第76図)。側圧 σ_3 と破壊強度 ($\sigma_1\text{--}\sigma_3$) max の関係は今回調査ではピーク強度と残留強度が明らかに異なる分布を示すのに対し、既往調査の多くは今回の残留強度に近いところに分布する(第77図、第21表)。既往調査時の試料採取方法は現在も多く用いられているダブルコアであるが、今回はトリプルチューブサンプラーを用

い、ブロックサンプルとはほとんど変わらない結果を得ている。室内でブロックサンプルからアルコース砂岩のコアサンプルを取ることが難しいことから、既往調査では採取したままの試料で試験が行われた。しかし、アルコース砂岩は採取時に非常に乱され易いため、乱された試料になってしまい、その結果強度が低かったと考えられる。

今回の調査に基づき、松帆側の地盤モデルが決定された(第79図)。

VIII. 6 淡路島における採石

神戸周辺における六甲山塊の掘削とその採石利用については、既に詳述されている。ここでは本「須磨」地域内における淡路島の採石場について簡単に述べる。採石場は、灘川を挟んで北側(淡路町)と南側(東浦町)にそれぞれ1箇所ある。

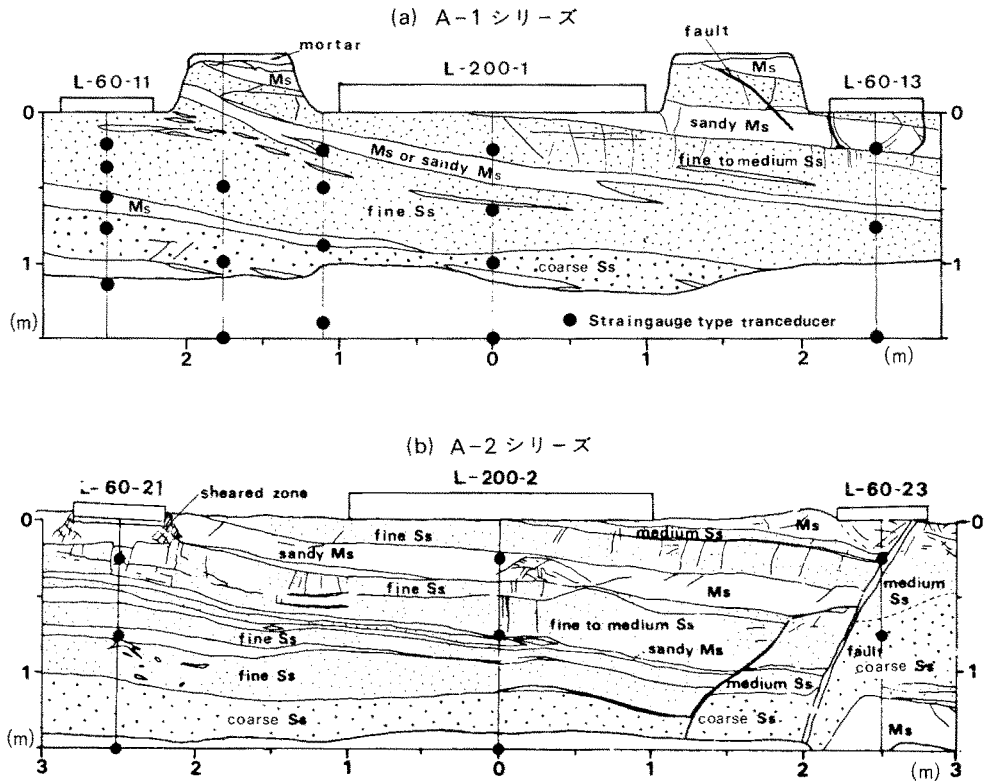
両地区の地質はこれまで諏訪・濡木(1968)による研究のほか詳しい調査は行われていない。採石の対象は洲本花崗閃緑岩のうちの塩基性岩類であり、割れ目が少なく堅固で風化も進んでいないため選ばれたとみられる。

現在、両地区とも急ピッチで採掘が進められており塩基性岩類採取の跡には、同時に掘削された中粒花崗閃緑岩が埋立てに捨てられているため、地質の状況はほとんど把握できない。岩盤の見られるのはわずかに掘削中の西部の側壁のみである。採掘の状況は次のとおりである。

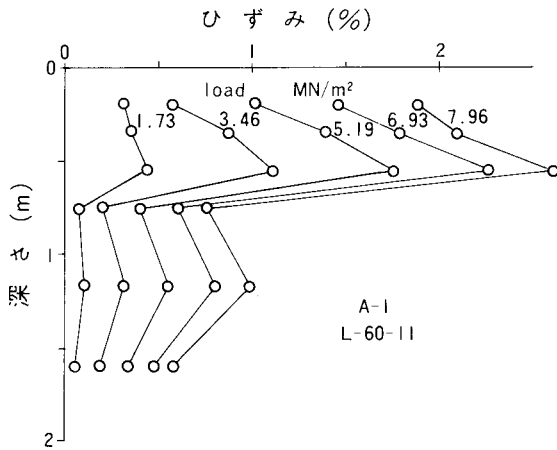
1) 淡路町：採取面積 65.1 万 m²、計画採取量 1,557 万 m³ 採掘開始昭和 51 年 1 月、昭和 55 年 3 月末現在の採取量 724.1 万 m³ (進捗率 46.5%)、事業主 青木建設。

2) 東浦町：採取面積 61 万 m²、計画採取量 3,000 万 m³ 採掘開始 昭和 45 年 6 月、昭和 55 年 3 月末現在の採取量 2375.6 万 m³ (進捗率 79.2%)、事業主 竹中土木・佐伯建設共同企業体。

過去の採掘状況については、資料が得られていないが第 78 図に示す地形図から大まかな推移が読み取れる。



第72図 載荷試験位置の地質断面図 (NISHIGAKI *et al.*, 1981)
Geological cross-sections at the sites of A-1 (a) and A-2 (b) .

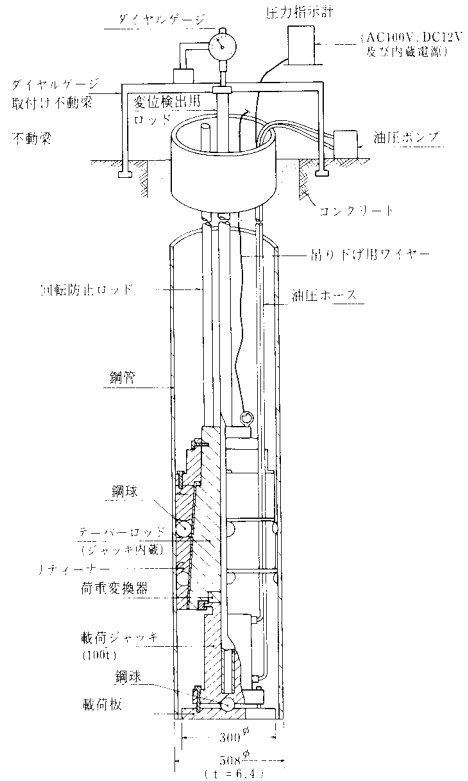


第73図 載荷板直下のひずみ分布の例 (NISHIGAKI *et al.*, 1981)

Strain distribution obtained by the plate loading test.

第74図 深層における特殊載荷試験機の概要図 (長さの単位: mm)

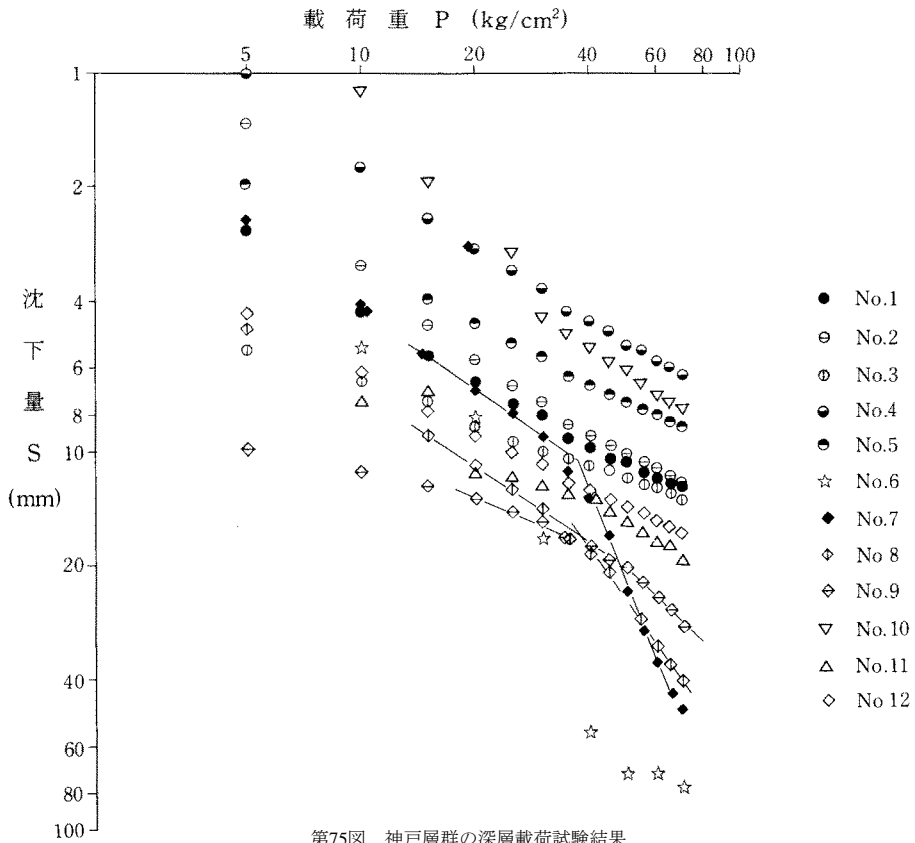
Diagram showing specifications of deep plate loading equipment.



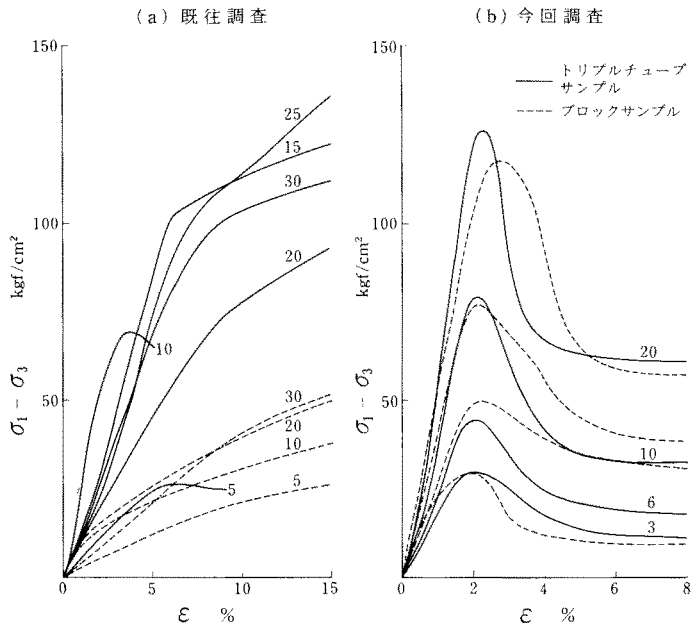
第20表 神戸層群の載荷試験結果
Results of loading test for the Kobe Group.

シリーズ	No.	載荷板直径 (cm)	EI (kg/cm ²)	P_y (t/m ²)	P_{max} (t/m ²)	載荷面の岩質	載荷中止の理由
A-1	L-60-11	60	1,520	—	814	泥岩+砂岩	桁の許容限界
	L-60-12	60	948	191* 304**	336	泥岩	P_y の確認 隣接載荷面への影響防止
	L-60-13	60	1,460	177* 191**	354	砂岩	P_y の確認 隣接載荷面への影響防止
	L-60-14	60	2,100	(340)***	460	砂岩	隣接載荷面への影響防止
	L-200-1	200	1,130	239	382	泥岩+砂岩	P_y の確認, 偏心量の増大 A-2 シリーズへの影響防止
A-2	L-60-21	60	809	318	336	泥岩	沈下量急増
	L-60-22	60	623	177	212	泥岩	沈下量急増
	L-60-23	60	535	—	212	泥岩+砂岩	偏心量の増大, 載荷板の浮きあがり
	L-60-24	60	856	318	336	泥岩	沈下量急増
	L-200-2	200	974	185	271	泥岩	沈下量急増, 偏心量の増大

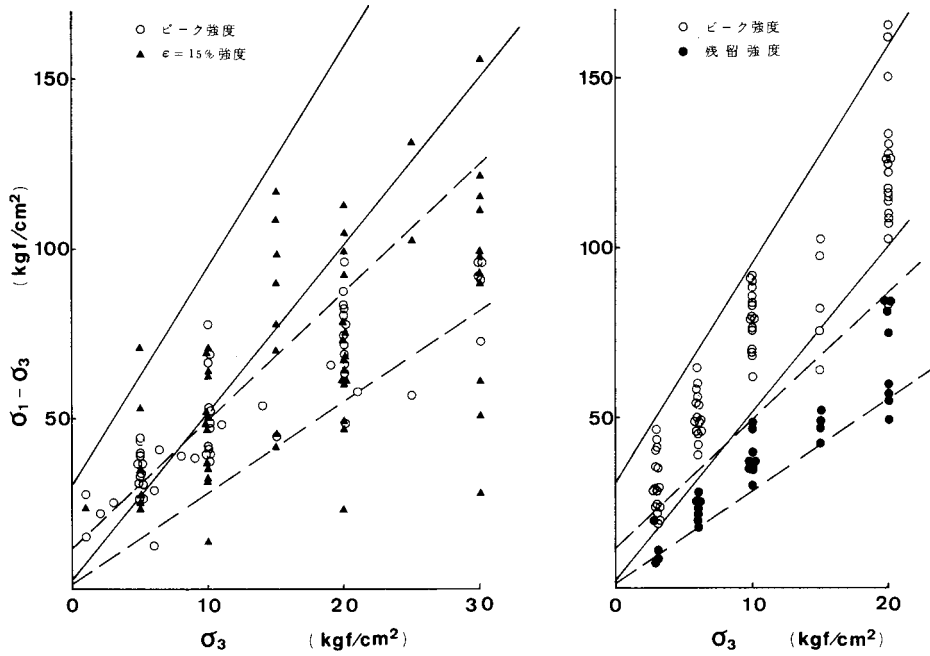
注) * $l=20$ 分の平均沈下量による場合 ** 最終沈下量による場合 *** 明確に P_y とは断定しがたい



第75図 神戸層群の深層載荷試験結果
Results of deep plate loading test for the Kobe Group.



第76図 神戸層群アルコウス砂岩(岩屋累層)の三軸圧縮試験結果 (岩屋ほか, 1983)
Stress-strain diagram showing the results of triaxial compression test for arkosic sandstone of the Kobe Group (Iwaya Formation).



第77図 三軸圧縮試験における側圧 (σ_3) と強度 ($\sigma_1 - \sigma_3$) maxとの関係 (岩屋ほか, 1983)

左側の図: 既往調査, 右側の図: 今回調査

Stress (σ_3) -strength ($\sigma_1 - \sigma_3$) diagram showing the results of triaxial compression test (the same as in Fig.76) .

第21表 神戸層群アルコース砂岩の試験結果 (岩屋ほか, 1983)

Physical properties of arkosic sandstone of the Kobe Group.

	既往調査		今回調査		
	硬岩用ダブル	トリプルチューブ	軟岩用ダブル	ブロック	
サンプリング方法	硬岩用ダブル	トリプルチューブ	軟岩用ダブル	ブロック	
自然含水比 W_n (%)	7-12	5-11	5-9	4-11	
単位体積重量 γ_t (gf/cm ³)	1.98-2.26	2.20-2.40	2.19-2.32	2.10-2.34	
一軸圧縮強度 qu (kgf/cm ²)	0.5-25.0 (2-6)	4.4-14.9 (4.4-7.5)	0.7-10.0 (2.5-7)	8.3-16.9 (13)	
静的弾性係数 E_{sc} (kgf/cm ²) (一軸圧縮試験時)	20-600 (50-200)	270-910 (500-800)	120-1,000 (360-850)	640-1,800 (1,200)	
孔内水平載荷試験の変形係数 E_{sp} (kgf/cm ²)	150-12,200 (1,000-1,500)	480-2,780 (800-1,200)	—	—	
速度検層	P波 V_p (km/s)	1.6-3.1	2.00-2.94	2.38-3.70	—
	S波 V_s (km/s)	0.4-1.2	0.63-1.05	0.60-0.78	—

() 内は代表値



昭和 32 年発行

昭和 43 年発行

昭和 51 年発行

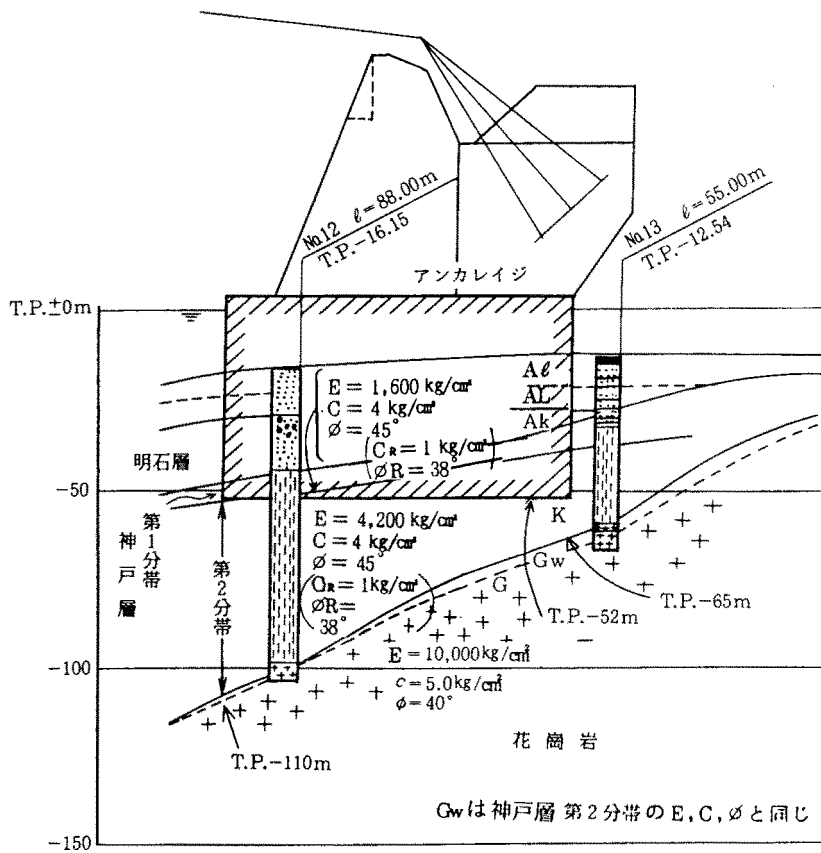
昭和 55 年発行

昭和 57 年発行

第78図 須磨地域内の淡路島における大規模採掘場の推移

洲本花崗閃緑岩の塩基性岩類の分布における採掘の進行状況と跡地利用及び港湾施設建設状況が良くわかる。いずれも国土地理院発行の5万分の1地形図「須磨」の一部を使用

Topographi cmaps showing changing patterns of excavating the basic rocks of the Sumoto Granodiorite and land use.



第79図 松帆側アンカレイジ位置における地質及び地盤の状況

Physical properties and geological cross-section of the Anchorage for Akashi Strait Bridge at Matsuho, Awaji Island.

文 献

- 安藤保二 (1953) 舞子・高塚山化石. 兵庫生物, vol. 2, p. 141-144.
- (1965) 神戸西部貝化石. 地学研究特集号, p. 206-214.
- 千地万造 (1968) 大阪市深層ボーリング (OD-1) における大阪層群上部の化石有孔虫群について. 大阪市立自然史博物館研究報告, vol. 21, p. 55-61.
- 福田 理・安藤保二 (1951) 高塚山貝層 (短報). 地質雑, vol. 57 (672), p. 415.
- 堀治三朗 (1976) 神戸層群産植物化石 - 後期中新世神戸植物群の研究 -. 日本地学研究会館刊行, 239 p.
- 星野通平・岩淵義郎 (1963) 瀬戸内海の生いたちに関する2・3の問題 - 鍋島水道を例にして. 地質雑, vol. 69, p. 147-156.

- 藤田和夫 (1961) 六甲山地のスラスト系 - 近畿中部における第四紀の地殻変動量. 榎山次郎教授記念論文集, p. 23-30.
- 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 (1983) 日本の山地形成論 - 地質学と地形学の間. 蒼樹書房, 466 p.
- 藤田和夫監修 (1980) 神戸の地盤. 神戸市企画局.
- 藤田和夫・鎌田清吉 (1964) 大阪湾の地質. 大阪湾音波探査委員会, 62 p.
- ・笠間太郎編 (1965a) 2.5 万分の 1 西宮市及び隣接地域地質図及び説明書. 西宮市, 30 p.
- ・———編 (1965b) 5 万分の 1 神戸市及び隣接地域地質図及び説明書. 神戸市企画局, 32 p.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1965c) 六甲山地との周縁. 地質学会地質見学案内書, p. 1-32.
- ・——— (1971) 六甲山地との周辺の地質 - 5 万分の 1 神戸市及び隣接地域地質図及び説明書. 神戸市企画局, 58 p.
- ・——— (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), 地質調査所, 112 p.
- ・——— (1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 115 p.
- HUZITA, K., KASAMA, T., HIRANO, M., SHINODA, T. and TANAKA, M. (1971) Geology and geomorphology of the Rokko area, Kinki district, Japan—with special reference to Quaternary tectonics. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 14, p. 71-124.
- 藤田和夫・笠間太郎・市原 実・粉川昭平 (1959) 西宮地方の地質と構造 - その自然史 -. 西宮市史, 西宮市, vol. 1, p. 174-316.
- HUZITA, K. and MAEDA, Y. (1971) Itami Terrace with special reference to the Late Pleistocene transgression in Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 14, p. 53-70.
- 藤田和夫・前田保夫 (1969) 大阪湾の“沖積層”とその基底. 第四紀研究, vol. 8, p. 89-98.
- ・——— (1974) 兵庫県の自然環境の変遷. 兵庫県史, 兵庫県, vol. 1, p. 20-82.
- 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, vol. 49, p. 12-25.
- ・小黒讓司 (1958) 明石層群, 播磨層群について (その 1). 地球科学, vol. 40, p. 13-20.
- ・———・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, p. 605-615.
- 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, 171 p.
- 岩見義男 (1980) 神戸市街地の地盤特性. 神戸市都市整備公社.
- ・笠間太郎・中島和一・渡辺 農 (1982) 神戸市の地盤特性, 応用地質学の最近の研究. 日本応用地質学会関西支部, p. 165-175.
- 岩屋勝司・西垣好彦・福沢 久 (1983) サンプリング方法と砂質軟岩の工学特性について. 第 38 回土木学会年次学術講演会概要集第 3 部. p. 63-64.

- 伊崎 晃・金子徹一(1960) 明石海峡東部の音波探査とその解析. 物理探鉱, vol. 13, p. 36-45.
- 神 弘夫・岩屋勝司・土田 宝(1983) 舞子沖地質調査工事報告(3). 本四技報, no. 23, p. 15-20.
- 笠間太郎(1968) 六甲山の花崗岩類. 地質雑, vol. 74, p. 147-158.
- (1974) 六甲山地の断層の研究と応用地質学的諸問題. 岩津潤教授記念論文集, p. 57-68.
- (1975) 淡路の成立. 淡路島の地質構造と応用地質学的諸問題-昭和50年度淡路島見学案内書-, 日本応用地質学会関西支部, p. 4-11.
- ・岸本兆方(1974) 神戸の地震. 神戸市総務局, 土木局, p. 48.
- 近畿土木地質図編纂委員会(1981) 20万分の1「近畿土木地質図」及び解説書. 国土開発技術研究センター, 376 p.
- 神戸市開発局(1981) 「山, 海へ行く」. 387 p.
- 神戸市企画局(1980) 神戸の地盤. 神戸市企画局総合調査課, 254 p.
- 神戸市六甲山系水害対策審議会(1967) 六甲山系水害対策に関する答申書.
- 蔵田延男・岸田孝蔵・横谷多志郎・伊東 猛・野間泰二(1968) 神戸市西神地域地下水調査報告書. 工業用水協会.
- 桑代 勲(1959) 瀬戸内海の海底地形. 地理学評論, vol. 32, p. 24-35.
- MAEDA, Y. (1976) The sea level changes of Osaka Bay from 12,000BP to 6,000BP. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 20, p. 43-58.
- 前田保夫(1977) 大阪湾の自然史-潜函でとらえた海と森の変遷. 科学, vol. 47, p. 514-523.
- (1980) 縄文の海と森-完新世前期の自然史. 蒼樹書房, 238 p.
- ・齋本 角(1983) 神戸の地層を読む1-神戸市研究学園都市の自然史-. 神戸市立教育研究所特別出版物第15集, 115 p.
- ・松島義章・佐藤裕司・熊野 茂(1982) 海成層の上限(marine limit)の認定. 第四紀研究, vol. 21, p. 195-201.
- MAKIYAMA, J. (1923) Some Pliocene molluscus Maiko, near Kobe. *Jap. Jour. Geogr.*, vol. 11, p. 19-26.
- 松下 進(1953) 近畿地方, 日本地方地質誌. 朝倉書店, 東京, 293 p.
- (1971) 近畿地方(改訂版), 日本地方地質誌. 朝倉書店, 東京, 379 p.
- 三笠正人・高田直俊(1977) 埋立地盤の挙動観測. 第23回土木学会年次学術講演会, 第III部, p. 184-185.
- 三木 茂(1948) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラにおいて. 鉱物と地質, vol. 9, p. 105-144.
- (1953) メタセコイア(生ける化石植物). 日本鉱物趣味の会, 144 p.
- 宮島圭司(1982) 本州四国連絡橋(神戸・鳴門ルート)の地質調査, 応用地質学の最近の研究. 日本応用地質学会関西支部, p. 103-110.
- 茂木昭夫(1963) 備讃瀬戸東部の海底地形発達史. 地質雑, vol. 69, p. 521-535.
- 中井喜一郎(1980) 風化花崗岩地帯の掘削前後における地盤の堅さの変化. 土と基礎, vol. 28(7), p.

67-74.

- 中島和一・政岡邦夫・杭田康弘・田結庄良昭（1982）淡路島中央部の領家帯．領家帯の岩石学的研究，昭和56年度科学研究費補助金（総合A）研究報告書，p. 19-24.
- 中村五郎・島田喜一郎（1971）神戸大橋本橋部および取り付け道路部の下部工の設計と施工（その2）．土木施工，vol. 12（10），p. 1-8.
- 西垣好彦（1983）大阪近傍の新生代層に見られる層状破碎の生成．応用地質，vol. 24-2，p. 1-7.
- ・佐伯康二（1984）明石海峡大橋地質調査の概要．地質ニュース（印刷中）.
- NISHIGAKI, Y. TAKAHASHI, K. and NOTO, T.（1977）Sampling and testing of undisturbed diluvial gravels. *9th Int. Conf. on SMFE. Soil Sampling*, p. 103-108.
- , NOTO, T. and TAKAHASHI, K.（1981）Strain analysis of loading tests on multi-layered soft rock. *Proc. of the Int. Symposium on Weak Rock*, p. 453-458.
- 小野寺公兒・大嶋和雄（1983）瀬戸内海東部海域の地形発達史．地調月報，vol. 34，p. 217-239.
- 大嶋和雄（1980）海峡地形に記された海水準変動の記録．第四紀研究，vol. 19，p. 23-37.
- SATO, H., MAEDA, Y. and KUMANO, S.（1983）Diatom assemblages and Holocene sea level changes at the Tamatsu site in Kobe, Weatern Japan. 第四紀研究，vol. 22，p. 77-90.
- 鹿間時夫（1938）神戸層群と其の植物群．地質雑，vol. 45，p. 621-640.
- 諏訪兼位・濡木輝一（1968）淡路島の領家帯．地球科学，vol. 22，p. 11-18.
- TAKAHASHI, K., MIYAJIMA, K., KASHIMA, S., TAMADA, N., YAMAGATA, M. and AIZAWA, R.（1981）Investigation of bearing capacity of foundation ground of Honshu-Shikoku Bridge. *9th Int. Conf. on SMFE. Case History Volume*, p. 107-156.
- 田中 茂（1975）傾斜地造成の防災．土質工学会，p. 163-172.
- ・吉岡龍馬・奥田節男・沖村 孝（1975）豪雨時における地下水の流出量と溶存化学成分との関係について．京都大学防災研究所年報，vol. 18，p. 265-270.
- 渡辺嘉道（1980）神戸須磨の土取りと六甲アイランド造成工事．建設機械，'80. 3，p. 19-26.
- （1981）神戸ポートアイランドの開発と基礎工．基礎工，'81-1，p. 83-91.
- ・浮田義伸（1981）軟弱地盤ハンドブック．第2編 第II章埋立及び人工島．建設産業調査会，p. 949-963.
- ・水間収三・田中伸佳（1983）神戸港の洪積層について．土と基礎，vol. 31（6），p. 45-49.
- 矢部長克・田山利三郎（1934）日本近海海底地形概観，地震研彙報，vol. 12，p. 539-565.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kyoto (11) No. 61**GEOLOGY****OF THE****SUMA DISTRICT**

By

Kazuo HUZITA and Yasuo MAEDA

(Written in 1983)

ABSTRACT

The "Suma District" occupies the meeting place of the Rokko Mountain system and the Island of Awaji, where Akashi Strait (Kaikyō) joins Ōsaka Bay (Wan) on the east and Harima Nada on the west. This complicated topography is a direct indication of Quaternary fault-block movements.

This district can be divided into three areas from the Quaternary tectonic point of view. The first area is the northern part which is characterized by the prominent uplift of faulted blocks which form the southwest part of the Rokko Mountains and adjacent hilly lands. The mountains are composed of Late Cretaceous granitic rocks, and the hilly lands consist of Cenozoic sediments. The second area is Awaji Island which is located between and linking the islands of Honshu and Shikoku. Only its northern part is in this district and is composed of small-scale faulted blocks of granitic rocks formed by uplifting in contemporary times with the fault-block movements of the Rokko Mountains.

In contrast to the above uplift features, the third area, Akashi Strait, is quite different, and is manifested by a depressional and remnant zone of intense rupture eroded by strong coastal currents. The pattern cuts across the two uplifted areas.

In the southwest Rokko Mountains and the hilly lands of western Kobe City, which is

today called Seishin Area, a large-scale residential and educational newtown has been constructed. Magnificent outcrops were exposed during the excavation. Through elaborate observation of the outcrops, tremendous amounts of field evidence have been obtained, and these forced us to alter prevailing ideas on the Quaternary geotectonics in and around the Rokko Mountains.

On the west side of the faulted Rokko Mountains, the Miocene Kobe Group is exposed in the hilly area separated by the Yokooyama and Takatsukayama Faults. The Kobe Group consists of four cycles of sedimentation (Fig. 7), however, only the lower horizons of the group are seen in this district, yielding abundant marine molluscan fossil shells in and around the Akashi Strait.

The Plio-Pleistocene Ōsaka Group is distributed on the western side of the Takatsukayama Fault accompanied by widespread terrace surfaces. On the southeastern side of the Suma Fault, it submerges into the sea-bottom of Ōsaka Bay. The Quaternary Osaka Group can be divided into three subgroups; the Upper, Middle, and Lower. The Upper Subgroup represented by the Meimi Formation, is composed of cyclic marine sediments of a deltaic environment outwashing into the inner bay. It unconformably covers the underlying Akashi Formation of the Middle and Lower Subgroups. The Akashi Formation yields *Stegodon akashiensis* which is contained in a marine clay layer of uncertain designation of the Middle or Lower Subgroup.

Fault-block movements occurred soon after the deposition of the Middle Subgroup. The blocks thus formed, and called the Rokko and Awaji blocks, rapidly uplifted in the Rokko Mountains and Awaji Island, supplying a large amount of clastic material to form fans on both the outskirts of the blocks and further to expand to the deltas of the Meimi Formation. The depositional surfaces of the Meimi Formation have remained as the Higher Terraces of this district. The geological successions in this district are summarized in Table 22 and indicated in Gothic type letters, together with other related geological system and events in the Rokko area.

Table 22 Summary of the geology of the Suma and neighbouring districts.
Geologic system indicated by Gothic type letters is in this district.

Geologic age		Geologic system	Main geologic events
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium (a)
		Pleistocene	Lower terrace (Tl)
			Middle terrace (Tm)
	Neogene	Pliocene	Higher terrace (Th)
Miocene		Osaka Group { Upper Subgroup (O ₁) Meimi F. Middle Subgroup (O ₂) Akashi F. Lower Subgroup (O ₃)	
Mesozoic	Cretaceous	Kobe Group { Ogo F. { Aina F. Yokawa F. { Shirakawa F. { Upper (Ksu) Arino F. { Taihata F. (Kt) { Lower (Ksl) Iwaya F. (Ki)	
		Rokko Granite (Rg) Iwaya Granite (Ig)	
Late Paleozoic		Dobashi Quartz Diorite	Basement Rocks
		Arima Group	
		Nunobiki Granodiorite (Ng) Sumoto Granodiorite (Sg, Sb)	Overlying Strata
		Tamba Group	

Overlying Strata

Basement Rocks

Deposition in the Chichibu geosyncline

town or Itayado along the Seisnin Line of the Kobe Municipal Subway. It is almost floating in the Rokko Granite as a small wedge-shaped body, and is medium-grained hornblende-biotite granodiorite with an occasional flow structure and often including dark-colored basic oval xenoliths. The third is the Iwaya Granite in northern Awaji Island, and is coarse- to medium-grained biotite granite with a light pinkish tint. At the extreme southern margin, the Iwaya Granite often exhibits a flow structure by aligned dots of biotite and potassium feldspar parallel to the wall of the country rocks. The Iwaya Granite is tentatively correlated to the equivalent of the Rokko Granite. The Sumoto Granodiorite is intruded by the Iwaya Granite. This granodiorite resembles the Nunobiki Granodiorite, and is the fourth type. The Sumoto Granodiorite is medium-grained hornblende-biotite granodiorite often including dark-colored basic oval xenoliths. The eastern part of the Sumoto Granodiorite is distinguished by dominant basic rocks which rarely indicate rhythmic layering of dark- and light-colored bands together with fine- and coarse-grained bands. The basic rocks are at present excavated to a large extent and crushed to ballast for construction purpose.

K-Ar dating made on the biotite of the Rokko Granite in this district yielded an age of 72.9 ± 3.6 and $71.6 \pm 3.6 \times 10^6$ y.

Dike rocks are scarcely found in the Rokko Mountains and Awaji Island. They are rhyolite to granite porphyry and porphyrite.

Miocene Sediments

Kobe Group

The Miocene Kobe Group belonging to the "First Setouchi Series" is distributed in the hilly lands on the western side of the Rokko block, and locally on the east coast of northern Awaji Island. A general columnar section is given in Fig. 7. It consists of three formations, and in this district only the lower half of the group, that is, the Taihata Formation (Kt) and the Lower Member (Ksl) of the Shirakawa Formation are exposed.

The Taihata Formation is characterized by marine sediments in and around the Akashi Strait, and contains molluscan fossils including the Miocene species of *Turritella kiiensis*. The Upper Member of the Shirakawa Formation is well known as containing abundant plant fossils named "Shirakawa fossil flora". The Iwaya Formation of Awaji Island yields molluscan fossils (Table 2) akin to those of the Taihata Formation, and thus is correlated as coeval with each other.

The First Seto Inland Sea occupied the depression area in the Ryoke Zone extending along the northern side of the Median Tectonic Line. This area is considered to have been the channel in the inland sea growing westwards, and to have spread over the entire Chūgoku Mountains and further up to the north around the Japan Sea.

Plio-Pleistocene Sediments

Osaka Group

The stratigraphy of the Osaka Group is very important in the analysis of the geologic structures of this district from the tectonic point of view, in regard to the building of the Rokko

Mountains and Awaji Island. The stratigraphy and geochronological details of this group, compiled chiefly from the standard sequence in the Osaka Basin, are summarized in Table 23 (HUZITA and KASAMA, 1982) .

A complete section of the Osaka Group was obtained by deep drilling of OD-1. It did not reach the basement rock even at the depth of 907 m (IKEBE *et al.*, 1970) near the central part of the Osaka Basin. The results of this drilling revealed an important fact; the upper half of these post-Miocene sediments is intercalated by thirteen marine clay beds which are named Ma 0, Ma 1,.....Ma 11, Ma 12 in ascending order, while the lower half is non-marine.

The alternations of such marine clay beds and sandy gravel beds are considered to show cyclic marine transgressions and regressions, due to glacial eustasy, into the Setouchi depressional zone extending parallel to the Median Tectonic Line along its northern side.

In the above section, two important horizons should be cited. One is the Ma 0 horizon, which shows the first marine transgression into the Setouchi zone about 1.2×10^6 years ago. The second is the Ma 6 horizon, from which large-scale overlapping occurred around the sedimentary basins to form deltaic sediments and fans along the foot of the mountain, although the alternations of marine clays and gravels continued to accumulate conformably in the central parts of the basins.

Such special sedimentation of the Middle Pleistocene suggests that the mean sea level rose in association with fluctuations due to climatic changes, and the subsidence of basins and the uplift of mountain hinterlands accelerated simultaneously.

Based on the above view-point, the Osaka Group is divisible into three subgroups; Lower (O_1), Middle (O_2) and Upper (O_3) Subgroups as shown in Table 23. Most of the detailed stratigraphic events are discussed in the "Geology of the Ōsaka-Seihokubu District" (HUZITA and KASAMA, 1982) .

In the "Kōbe District" , just north of the Suma District, the Osaka Group also can be subdivided into three subgroups, but the full sequences did not develop in the Harima Basin on the western side of the Rokko Mountains, which indicates that this basin was stable compared with the continuously subsiding Osaka Basin.

In the Suma district, the Upper Subgroup (O_3) , named the Meimi Formation, is widely distributed, overlapping unconformably on the Middle Subgroup (O_2) or the Lower Subgroup (O_1). It consists of deltaic sediments in accordance with the marine transgressions and regressions of the Middle Pleistocene. Almost complete profiles of the bottom parts of these deltas were exposed by large-scale newtown construction, as shown in Fig. 25 and Plate III-1.

It began with sedimentation of thick marine clay (Takatsukayama Clay) , containing abundant marine fossils such as molluscus, shark teeth and corals, and lasted to form a thick fanglomerate with remarkable false bedding as forset. It ended with deposition of thin reddish muddy layers as topset, the sedimentary surfaces of which have been preserved as the "Higher Terrace" and remained widely over the Meimi Hill occupying the northwestern half of this district.

The fission-track age of the zircons of the Hashimoto Tuff included in the Takatsukayama Clay was determined to be $0.49 \pm 0.09 \times 10^6$ y.

The Middle Subgroup (O_2) is represented by the marine clay called “Kawanishi Clay”, underlain by non-marine sediments from which the molar fossil of *Stegodon akashiensis* was found. The fission-track age of the zircons of the Yagi Tuff in this horizon was obtained as $1.9 \pm 0.4 \times 10^6$ y. Both of the formations contain *Metasequoia* fossil flora, and thus can be included in the “Akashi Formation”, although their mutual stratigraphic relationship has not yet become clear. At the moment, therefore, the beds containing *Stegodon akashiensis*, are tentatively mapped as Unclassified Osaka Group (Lower) (O_1).

Development of Quaternary Tectonics

In regards to the origin of the Akashi Strait as a submarine valley connecting Ōsaka Bay and Harima Nada, it is essential to analyze the process of fault-block movements and the formation of submarine topography and geology of the port area of Kōbe City to understand the geologic developments in and around this district.

1) In the Early Pleistocene, the age of the Middle Subgroup (O_2), the Setouchi depositional zone was invaded by sea water changing it into an inland sea, in which the sequences of marine clays of Ma 0, Ma 1,.....accumulated in the Osaka Basin continuously starting about 120×10^6 years ago, whereas in the Meimi hilly area of this district, only Ma 1 clay can be recognized. This means that the western side of the Rokko Mountains had been tectonically stable compared to the continuously subsiding Osaka Basin to the east.

2) From the beginning of the Middle Pleistocene, the second transgression occurred and proceeded through the Akashi Strait to the west, and started to deposit thick deltaic sediments developing into the Meimi Formation. This transgression coincides with the rapid upheaval of the Rokko fault-blocks. The continuous existence of the inner bay environment led to the deposit of clastic outwash from the uplifted mountains.

3) In connection with this fault-block movement, the Middle and Lower Subgroups forming flexure along the Takatsukayama Fault or faulted along the major reverse faults on both sides of the Rokko Mountains. Such tectonic movements have played a major role in forming the geologic and geomorphic frameworks of this area.

4) The Akashi Strait is a severely crushed zone due to the complicated fault movements shown in Figs. 29–30. This weak zone became the channel connecting Ōsaka Bay with Harima Nada through the Middle Pleistocene, cutting across the both uplifted blocks of the Rokko Mountains and Awaji Island. Water current deeply eroded the sea-bottom, and then a narrow submarine valley appeared crossing the submarine rise extending from the Awaji uplifted blocks.

5) This valley played the role of drain pipe from Harima Nada to the Osaka Basin during interglacial periods. The sea-bottom in this valley never reached 70 m below sea level in the last interglacial period, from the results of the sonic survey of Ōsaka Bay. Because the sea level lowered more than 100 m, the paleo-river channel was found beneath the alluvial deposits of the Osaka Basin at a depth of -70 m in its central part.

6) These facts show that the narrow valley in the Akashi Strait reaching more than -100 m was formed by the submarine erosion since the Holocene transgression named, in Japan, the “Jomon Transgression.”

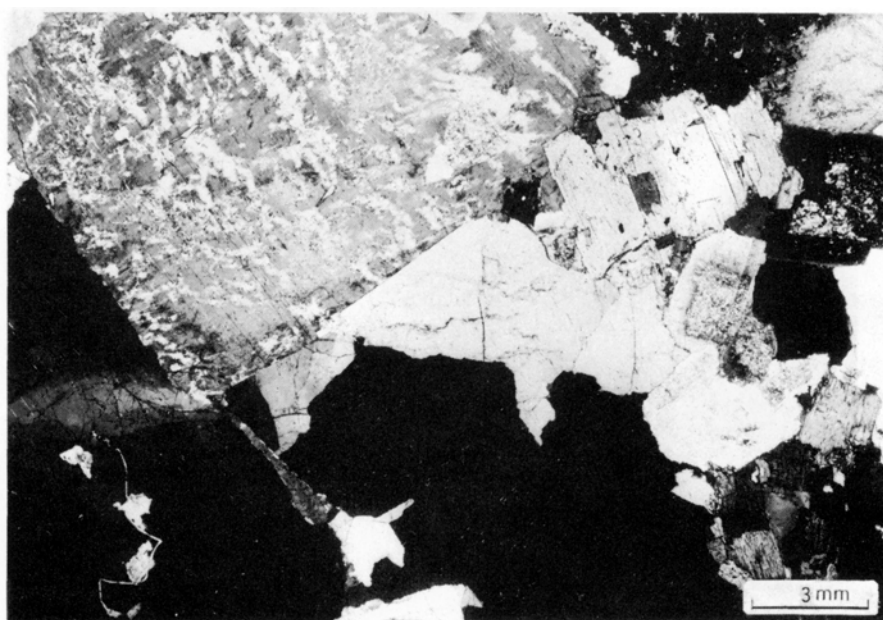
7) In contrast to the Harima Nada side on the west, in the port area of Kōbe there is a thick accumulation of the whole sequences of the Osaka Group. The subsurface geology of the Kōbe port area is analyzed based on the sequences of Ma 10–Ma 13. The detailed facts of the characteristics of those sediments were clarified by survey and research performed for civil engineering purposes. They indicate that this port area has continuously subsided, and even the Holocene sediments were affected and displaced by the faulting.

Applied Engineering Geology

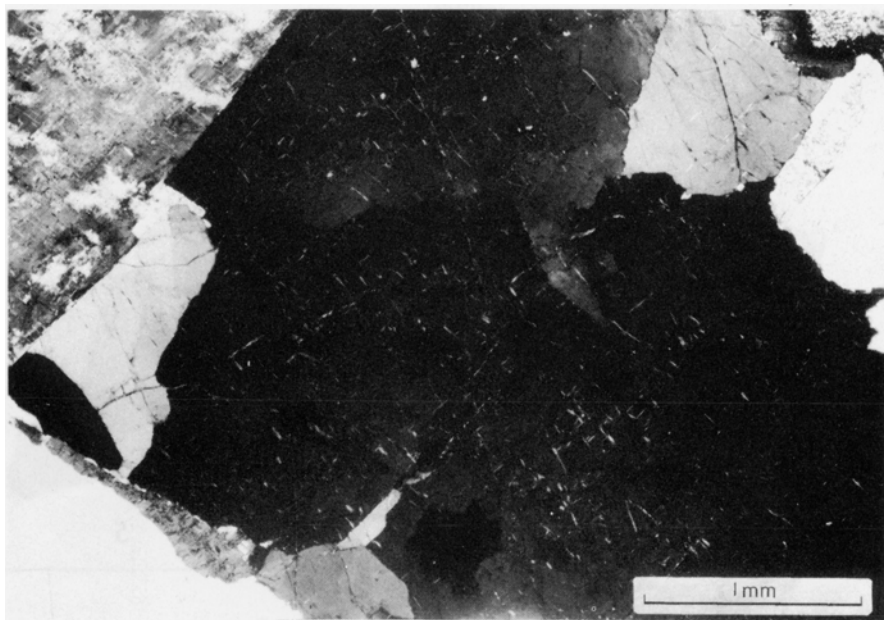
Three big development projects are in progress in and around this district. The first is the landfill project to construct "Port Island" off the coast of central Kōbe City. The second is the excavation project to construct a newtown called "Kōbe Kenkyū Gakuen Toshi" in the wide areas on the west side of the Rokko Mountains and in the hilly lands from where crushed rocks are produced to supply the material necessary for landfill. The third is the project to build a suspension bridge (Akashi Kaikyō Oohashi) over the Akashi Strait between Akashi on the Honshū side and Awaji Island, reaching 3,560 m in length as a part of a large national project to link Honshū and Shikoku Islands by bridges.

To design these big projects and develop them safely, detailed survey and research are of prime importance. Therefore, prior to construction, a civil engineering and geological survey and research were carried out. Through such attempts, various data has been obtained for these projects. Some of the more remarkable data connected with the geology of this district are described in this report.

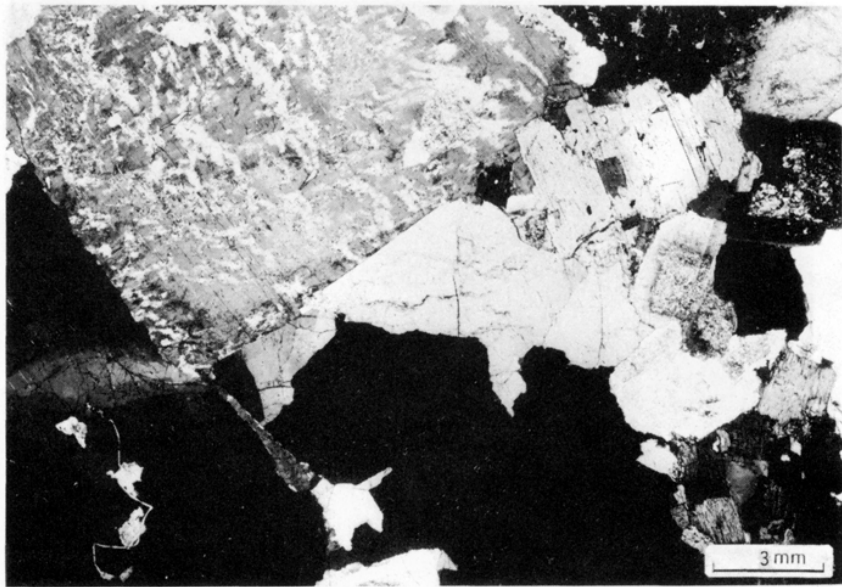
Natural disasters such as flood and landslide, and various hazard problems are discussed in order to prevent future disasters, in relationship to the tectonics of the Rokko Mountains.



1. 六甲花崗岩 (Rg) の中 - 粗粒黒雲母花崗岩 < GSJ R 24359 >
斑状のカリ長石と自形で縞帯構造を持つ斜長石が目立っているほか、石英のサブグレイン化と著しい波動消光が特徴的である。(顕微鏡写真はいずれも直交ポーラによる)
Porphyritic K-feldspar and idiomorphic and zoned plagioclase are clearly shown along with undulatory and subgrained quartz.

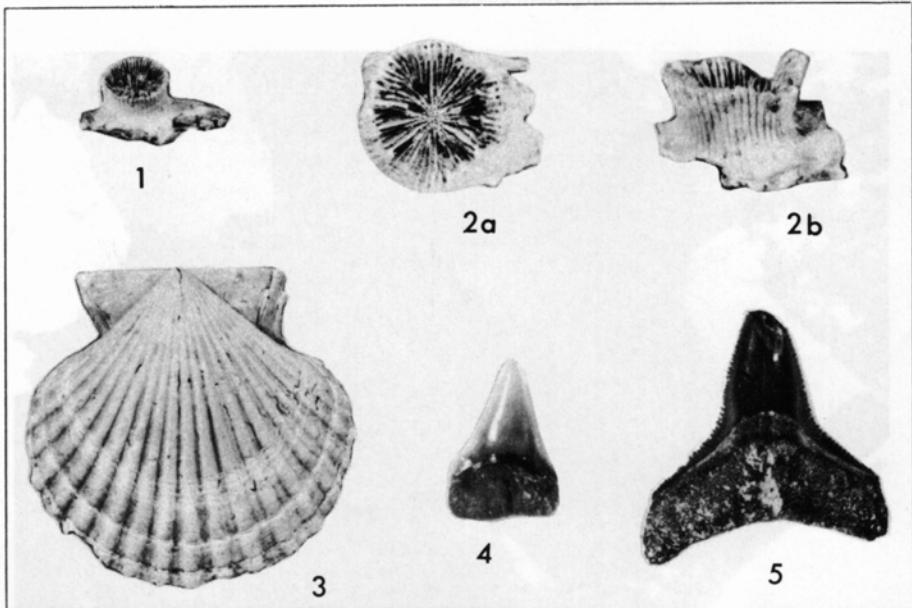


2. 上記写真の中央下部の石英を拡大したもの
顕微鏡回転台上で約20度反時計方向に回したもので、石英中の割れ目が明瞭に現れている
Enlarged figure of quartz grains (lower middle part of above photomicrograph)
Minor cracks in subgrained quartz make trails in two directions crossed nearly perpendicular, suggesting an evidence of the latest pressure loading.



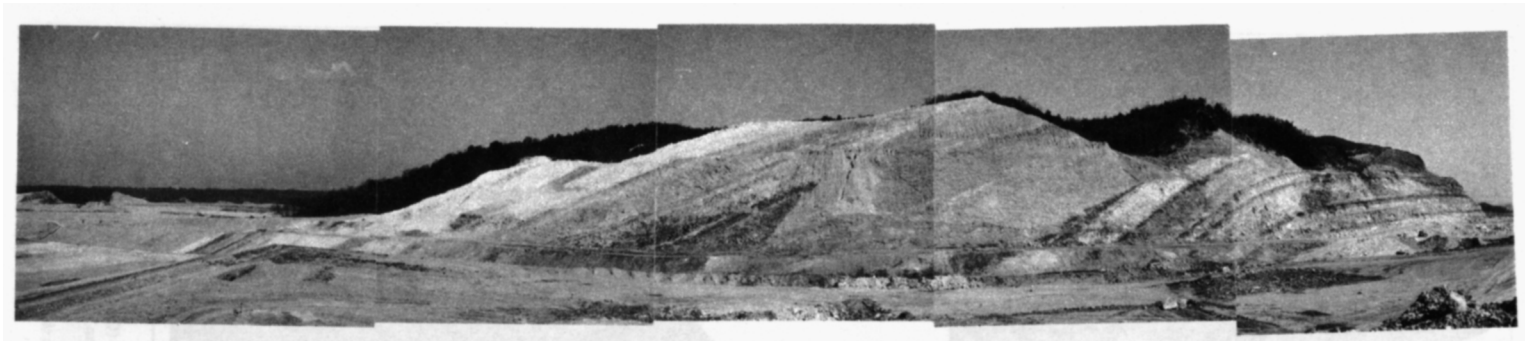
第 図版

1. 岩屋花崗岩 (Ig) の中 - 粗粒黒雲母花崗岩 < GSJ R 24331 >
 石英のサブグレイン化、著しい波動消光及びジグザグ状の縫合線境界がよく見える
 Medium- to coarse-grained biotite granite (Iwaya Granite)
 Subgrained quartz exhibits saw-Tooth and sutured boundaries and undulatory extinction.

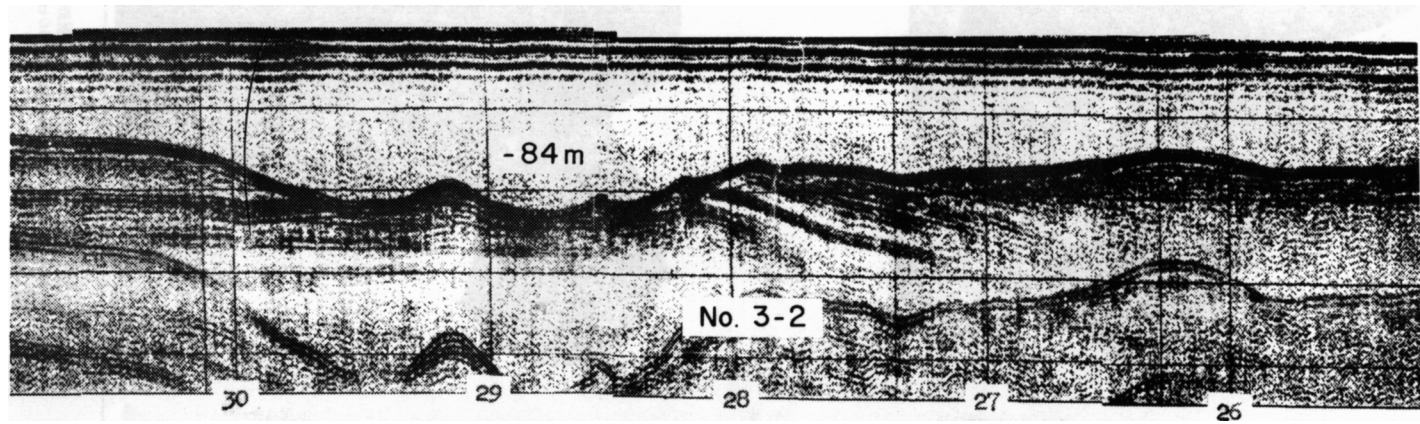


2. 高塚山粘土層産出化石

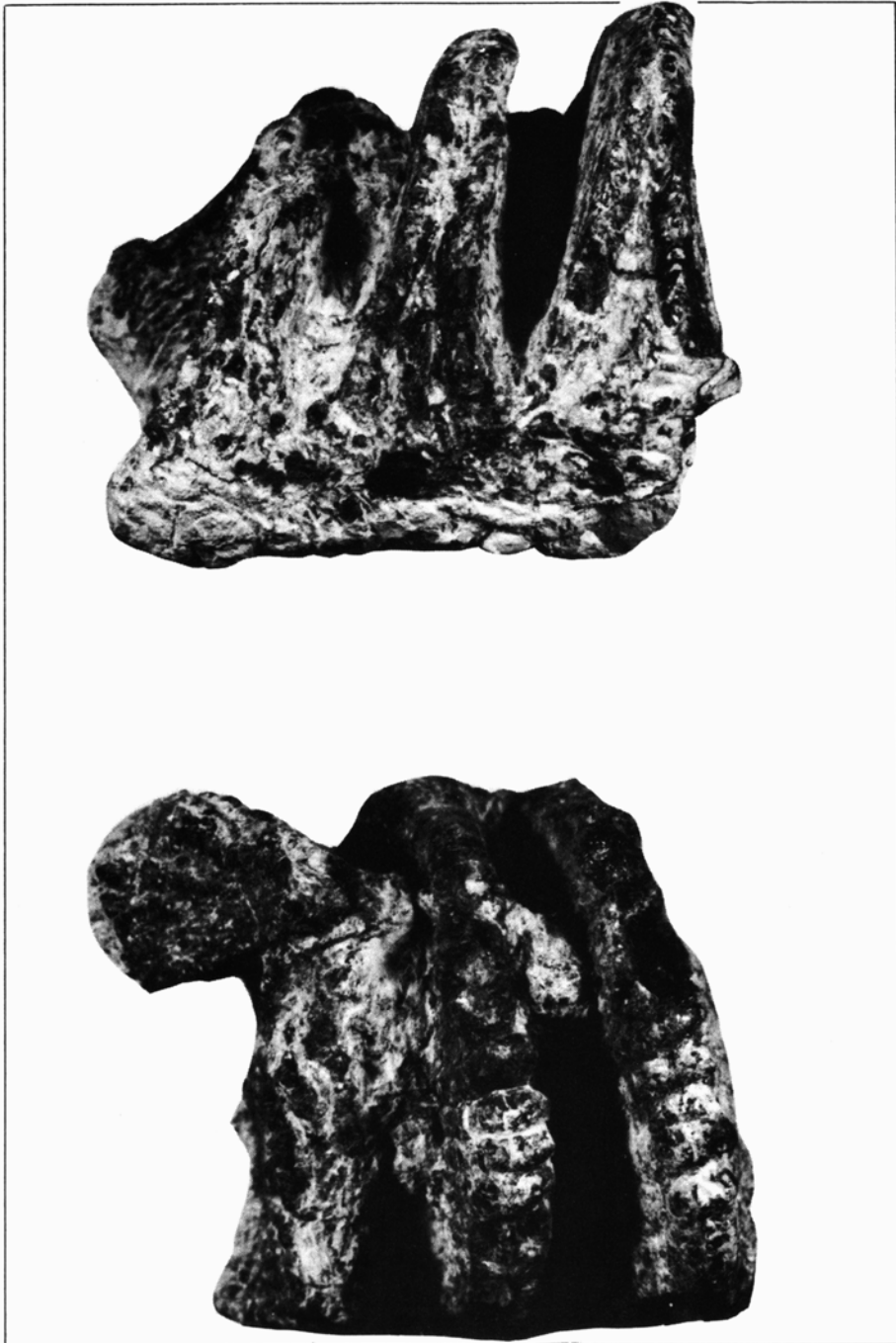
1. シオガマサンゴ × 1. *Oulangia stockesiana miltoni* YABE et EGUCHI
 2a, 2b. シオガマサンゴ × 2. "
 3. *Volachlamys yagurai* MAKIYAMA × 0.6 .
 4. メジロザメの歯 × 2. *Carcharhinus gangeticus* (MÜLLER et HENLE)
 5. メジロザメの歯 × 2. "



1. 地下鉄(神戸市営高速鉄道西神線)工事に伴って現れた大露頭と高塚山断層(撓曲) (高塚山北麓)
 スケッチ図及び解説は第25図
 An opencut view of the Takatsukayama Fault (Flexure) in the Kobe Group and Osaka Group.
 In Fig. 25, the detail is illustrated and explained.



2. 淡路島北東部海域における音波探査記録 (藤田・鎌田編, 1964), 第27図参照
 Sonic record off the coast of the northeastern Awaji Island (refer to Fig. 27).



アカシ象の右下顎骨第三臼歯の一部 大阪層群明石累層上部粘土層(O₁)から産出(神戸市西区伊川谷町小寺:神戸市研究学園都市敷地).最大歯冠幅約10 cm,最大歯冠高7.2 cm .
写真上:側面 写真下:咬合面

A part of the right inferior maxilla with M₃, *Stegodon akashiensis* (TAKAI). Upper : lateral view
Lower : occlude.



1. 神戸層群岩屋累層産の貝化石 (淡路町岩屋, 絵島, 第2表参照)
Molluscan fossils of the Iwaya Formation, Kobe Group.



2. 明石海峡底における神戸層群の礫岩 (水深100m)
白鯨号による潜水調査(藤田和夫, 昭和35年)
Photo showing the conglomerate of the Kobe Group on the sea-bottom of Akashi Strait, taken in 1960.

文献引用例

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)，地質調査所，101p．

HUZITA, K. and MAEDA, Y. (1984) *Geology of the Suma district*. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 101 p. (in Japanese with English abstract, 7 p.).

昭和 59 年 3 月 19 日 印刷

昭和 59 年 3 月 23 日 発行

通商産業省工業技術院

地質調査所

〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印刷者 小宮山一雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町 78

© 1984 Geological Survey of Japan

平成 9 年 3 月 27 日 第 2 刷発行

印刷者 古宇田 清

印刷所 株式会社 古宇田印刷