

55 (521.74) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

京都(11)第62号

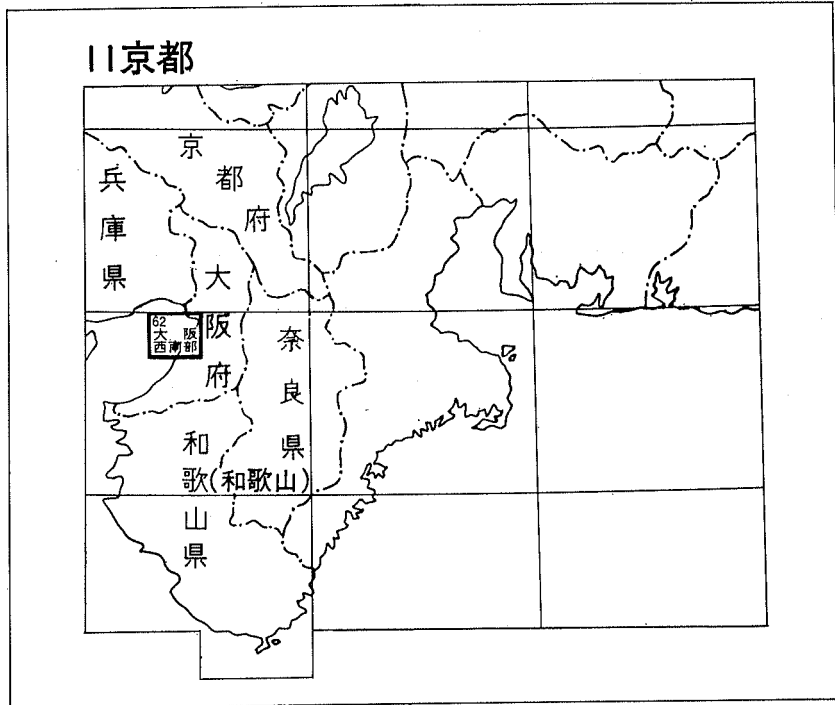
## 大阪西南部地域の地質

藤田和夫・前田保夫

昭和 60 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. 第四紀層	8
III. 1 大阪層群	8
III. 1. 1 概 説	8
III. 1. 2 深層ボーリングOD-1	10
III. 2 大阪層群上部亜層群と上部洪積層	13
III. 2. 1 概 説	13
III. 2. 2 大阪湾底下の満池谷不整合	15
III. 2. 3 堺泉北臨海工業地帯の大阪層群	18
III. 2. 4 段丘層と上部洪積層	20
III. 2. 4. 1 段丘の区分	20
III. 2. 4. 2 上部洪積層と段丘との関係	20
III. 2. 4. 3 Ma 12 海成粘土層	24
III. 3 沖積層	25
III. 3. 1 潜函内観察資料による沖積層	25
III. 3. 2 音波探査による大阪湾内の沖積層	26
III. 3. 3 ボーリング資料による沖積層	28
III. 3. 4 沖積層の形成とデルタサイクル	29
IV. 大阪層群・上部洪積層・沖積層	32
V. 砂州・砂堆・自然堤防, 史跡及び埋立地	34
VI. 地質構造	34
VI. 1 概 説	34
VI. 2 上町隆起(上昇)帯	35
VI. 3 上町断層の変位	38
VI. 4 重力異常からみた地下構造	38
VII. 大阪港地区の表層地質	40
VII. 1 概 説	40
VII. 2 大阪湾累層	41
VII. 2. 1 大阪湾累層の層序	41
VII. 2. 1. 1 南港層	41
VII. 2. 1. 2 梅田層	42

VII. 2. 2	大阪湾累層の形成と縄文海進	44
VII. 2. 2. 1	大阪湾累層の分帯	44
VII. 2. 2. 2	貝類化石群集からみた大阪湾の海況変遷	51
VII. 2. 3	西大阪平野の完新世層の花粉分析	54
VIII.	応用地質	57
VIII. 1	概説	57
VIII. 2	大阪第四紀層の土質工学的特性	57
VIII. 2. 1	粘土層	58
VIII. 2. 1. 1	圧密特性	59
VIII. 2. 1. 2	剪断特性	61
VIII. 2. 2	砂・砂礫層	64
VIII. 3	埋立地と人工島	69
VIII. 3. 1	大阪湾における埋立地	69
VIII. 3. 2	大阪南港の埋立造成	70
VIII. 3. 3	排水井戸による地盤改良工事	72
VIII. 4	地盤沈下	74
VIII. 4. 1	概要	74
VIII. 4. 2	地盤沈下とその被害	74
VIII. 4. 3	最近の地盤隆起傾向	78
VIII. 5	地下水	79
VIII. 5. 1	概要	79
VIII. 5. 2	西大阪地区	80
VIII. 5. 3	東大阪地区	84
VIII. 5. 4	泉州地区	86
VIII. 6	大阪地下構造と地盤問題	87
文献		90
Abstract		99

## 図・表・図版・付図・付表目次

第 1 図	近畿中央部の人工衛星映像	2
第 2 図	大阪の地盤高概念図	3
第 3 図	上町台地及びその周辺の微地形	4
第 4 図	明治 18 年測量の天保山地域地形図	5
第 5 図	明治 18 年測量の堺地域地形図	6
第 6 図	千里丘陵における大阪層群の模式柱状図と大阪港付近における深層ボーリング	

OD-1 の柱状図の比較	9
第 7 図 深層ボーリング OD-1 と OD-2 の柱状図の詳細	12
第 8 図 OD-1 柱状図に基づく大阪地下地質の層序区分	13
第 9 図 OD-1 のボーリングコアの花粉分析に基づく植生と気候変遷史	14
第 10 図 OD-1 ボーリングコアによる大阪層群の粘土の密度分布	15
第 11 図 音波探査による大阪湾の東西断面図	16
第 12 図 音波探査による大阪湾の南北断面図	17
第 13 図 泉州沖新大阪空港建設予定地付近の音波探査記録による概念断面図	17
第 14 図 堺泉北臨海工業地帯の地下構造	18
第 15 図 堺泉北臨海工業地帯における深層ボーリングの層序対比	19
第 16 図 大阪盆地の第四紀地質概念図	21
第 17 図 満池谷不整合の概念図	21
第 18 図 大阪湾東部における段丘層と大阪層群との関係を示す概念図	22
第 19 図 大阪層群上部亜層群の古地理図	23
第 20 図 大阪港付近の完新世層の層序	25
第 21 図 音波探査による大阪湾内の沖積層	26
第 22 図 大阪湾海底地形図	27
第 23 図 大阪湾の沖積層基底面と古大阪川	28
第 24 図 大阪港-上町台地を連ねる西大阪平野の東西地下断面図	29
第 25 図 大阪湾内における沖積層 B の堆積地域の古地理図	30
第 26 図 大阪平野の沖積層の基底面	31
第 27 図 大阪湾内の沖積層の基底面の深度分布図	32
第 28 図 近畿日本鉄道奈良線に沿う上町台地の東西断面	35
第 29 図 天王寺公園南側に見られた上町台地上半部の露頭写真及びスケッチ	37
第 30 図 上町断層の変位の推移	38
第 31 図 大阪盆地の等重力線図	38-39
第 32 図 等重力線図から得られた大阪盆地地下底面のモデル	40
第 33 図 大阪湾岸各地の大阪湾累層の地質柱状図と $^{14}\text{C}$ 年代及び柱状図作成位置図	43
第 34 図 大阪港港大橋における完新世層の珪藻遺骸群集の産出頻度分布図	45
第 35 図 尼崎市左門戸川口辰巳橋における完新世層の珪藻遺骸群集の産出頻度分布図	47
第 36 図 尼崎市辰巳橋の完新世層の貝類群集区分	50
第 37 図 大阪湾の相対的海面変化曲線	51
第 38 図 完新世における古大阪湾の海岸線の推移	52
第 39 図 大阪湾周辺における縄文海進の高海面期における貝類群集の分布	54
第 40 図 大阪港港大橋の完新世層の花粉化石群集ダイアグラム	55
第 41 図 大阪市西区中島大橋の完新世層の花粉化石群集	55

第42図	コナラ亜属とアカガシ亜属の相関図	56
第43図	コナラ亜属とアカガシ亜属の出現比の推移	56
第44図	大阪西南部及び周辺地域における深層ボーリング調査位置図	58
第45図	千里丘陵粘土の塑性図	59
第46図	海成粘土層 Ma 3 の塑性図	59
第47図	OD-1 における土質特性	59
第48図	堺7区における土質特性	60
第49図	OKS No.1 における土質特性	60
第50図	海成粘土層 Ma 3 及び Ma 6 の圧密降伏応力・単位体積重量の深度分布	60
第51図	各種粘土の $f$ -log P 曲線	61
第52図	一軸圧縮試験の応力-ひずみ曲線の例	62
第53図	海成粘土層の応力-ひずみ曲線	62
第54図	天満層粘土の一軸圧縮強度の深度分布	62
第55図	ひび割れ粘土の一軸圧縮試験における寸法効果	62
第56図	大阪層群粘土の圧縮強さと P 波速度の関係	63
第57図	粘土の剪断強さ及び相対含水比との関係	64
第58図	大阪駅前土質断面図	65
第59図	天満砂礫層・伊丹礫層の N 値の頻度及び深度分布	66
第60図	I 試料の圧密排水試験の応力-ひずみ曲線	67
第61図	IV 試料の圧密非排水試験の応力-ひずみ曲線	67
第62図	IV 試料の応力径路図	68
第63図	I 試料のモール応力図及び破壊包絡線	68
第64図	梅田沖積砂のモール応力図及び破壊包絡線	68
第65図	乱さない砂と締固め砂の一面剪断試験結果	68
第66図	大阪港における埋立地の推移	69
第67図	港大橋における土質試験結果	70
第68図	標準圧縮曲線	71
第69図	深井戸工法による地盤改良	72
第70図	改良工事による含水比及び一軸強さの変化	72
第71図	土地状態の変化図	73
第72図	西大阪における初期の地盤沈下	75
第73図	大阪近辺の累計沈下量	75
第74図	沈下量及び地下水位と地下水規制との関係図	76
第75図	大阪府下3地区における5か年間の累計沈下量	77
第76図	大阪市及び近隣地区における昭和50年までの累計隆起量	79
第77図	西大阪における地下水の塩分濃度及びアルカリ度の分布図	81

第 78 図	粘土から絞り出した水の塩分濃度の鉛直変化及び測点の位置図	82
第 79 図	地下掘削工事による地下水位の変動	83
第 80 図	東大阪地域の水質分布図	83
第 81 図	東大阪地域の水質区分及び流動に関する模式図	84
第 82 図	東大阪地域の地下水流動系統の模式断面図	85
第 83 図	東大阪北部における地下水のトリチウム濃度	85
第 84 図	地盤沈下量とアルカリ度の比較	87
第 85 図	大阪平野下の潜在推定断層概念図	87
第 86 図	大阪層群にみられる層状破碎帯	88
第 87 図	大阪層群にみられるシールド掘削時の崩壊例	89
第 88 図	上部洪積層にみられる断層	90
付 図	大阪湾内における深層ボーリングの柱状図及び地質断面図	95
第 1 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	11
第 2 表	大阪盆地内の“沖積層”及び“上部洪積層”の地層名対応表	25
第 3 表	尼崎市辰巳橋下の完新世層産貝類化石	48
第 4 表	尼崎市辰巳橋下の完新世層産巻貝化石	49
第 5 表	大阪湾の完新世層の海成層上限	52
第 6 表	天満砂礫層の試験結果	66
第 7 表	地下水低下工法による地盤改良工程表	71
第 8 表	昭和 37 年における大阪市内の井戸深さと揚水量	80
第 9 表	西大阪臨海地区における地下水の塩分濃度の経年変化	81
第 10 表	泉州地域の市町別 1km <sup>2</sup> 当たりの日平均地下水採取量	86
Table 11	Summary of geotectonic history of the Osaka Group	101
付 表	大阪湾及びその周辺に分布する地層の <sup>14</sup> C年代	97
第 I 図版	1 海進を指示する南港層の生痕化石	
	2 南港層中の隠岐火山灰層	
第 II 図版	1 南港層と梅田層との境界	
	2 梅田層下部のシルト混じり粘土層と中部粘土層	
第 III 図版	1 梅田層及びそれに被覆された洪積層の砂礫層	
	2 縄文海進の高海面期を示す±0～±3mの海成層上限	
第 IV 図版	大阪湾累層産貝類化石	

## 大阪西南部地域の地質

藤田和夫\*・前田保夫\*\*

大阪西南部地域は昭和58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、特に昭和22年度以降、大阪市の再開発の中で集積された大阪平野下の地下地質をまとめるという意図のもとに、本報告書は執筆された。

これらの調査研究の大部分が個人の調査研究の枠を越えるもので、数多くの先人の努力の結集といえる。あまりにも多数で、いちいち名前を挙げ得ないが、ここに改めてこれらの方々に敬意を表し、また感謝したい。

本地域は、地表地質としてはほとんど見るべきものがない。しかし地下地質としては、第四紀地質学、土質工学、地下水学、構造地質学などにまたがる学際的な問題を多く抱え、また人間生活にも関係が深い。その意味で応用地質の章には多大の頁数をさき、基礎的な資料をまとめていただいた。本章は基礎地盤コンサルタンツ(株)関西技術センター所長西垣好彦博士に執筆していただいたことを特記する。また重力に関する項目については大阪市立大学中川康一氏にお願いした。合わせて深謝する。

また環境地質部寒川 旭技官には地表地質調査の手伝いをいただき、河田清雄大阪出張所長にはいろいろの御配慮をいただいたことを感謝する。

### I. 地 形

「大阪西南部」地域は、大阪湾東部海域が大部分を占め、大阪平野の西端の一部がわずかに顔を出しているにすぎない。その南東隅は泉北丘陵の延長に当たり、仁徳天皇陵の存在で特徴づけられている。そして湾岸は大部分埋立地で占められている。したがって本地域の地形を理解するためには、地域内にとどまることなく、大阪湾を含む大阪盆地と、それを取り巻く丘陵・山地を含めた視点からみる必要がある。

このような地形的環境は、第1図のランドサットの映像によく現れている。すなわち本地域は、美しい楕円形を示す大阪湾の東半を含み、大和川・木津川・尻無川・安治川などが大阪湾に流入する部分に当たる。大和川は宝永元年(1704)年に完成した大和川付替工事により開削された人工河川であるが、他はすべて淀川水系の分流である。

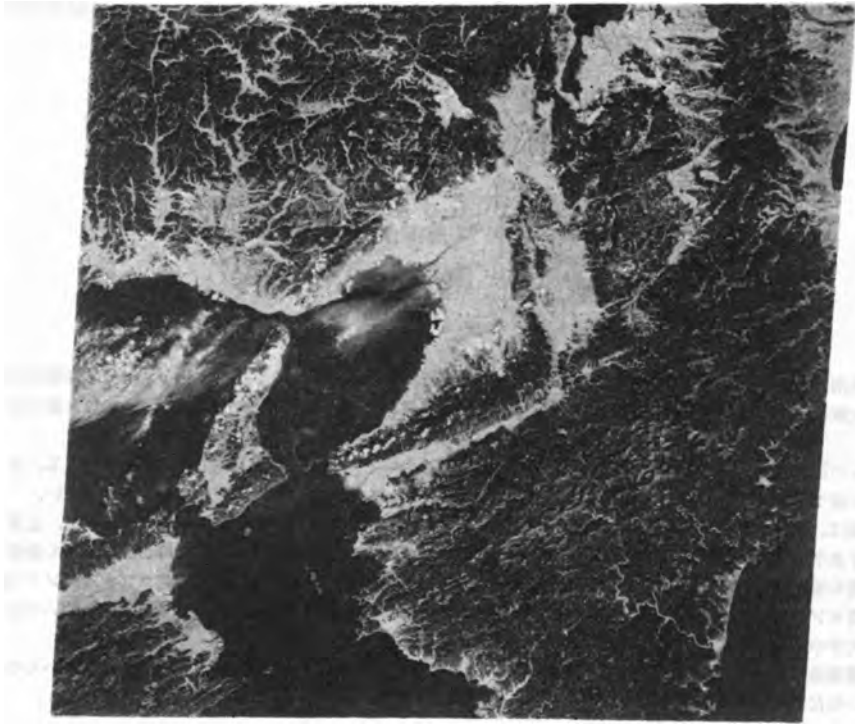
本地域のすぐ東側には上町台地がほぼ南北に伸び、その南方への延長はいったん大和川が横切るあたりで不明瞭になるが、泉北・狭山丘陵に続く。また北方への延長は、淀川水系によって切断されるが、更に北の千里丘陵に延長するとみられ、全体として一連の地形的高まりとなっている(第2図)。

上町台地と呼ばれているところは、その北部における標高20mの部分を最高とし、一見台地的な形状を示しているが、これは人工による改変部分も多いと思われる。明治18年測量の二万分の一地形図や

\* 帝塚山大学(総和58年・59年度併任)

\*\* 神戸市立教育研究所(昭和58年度併任)





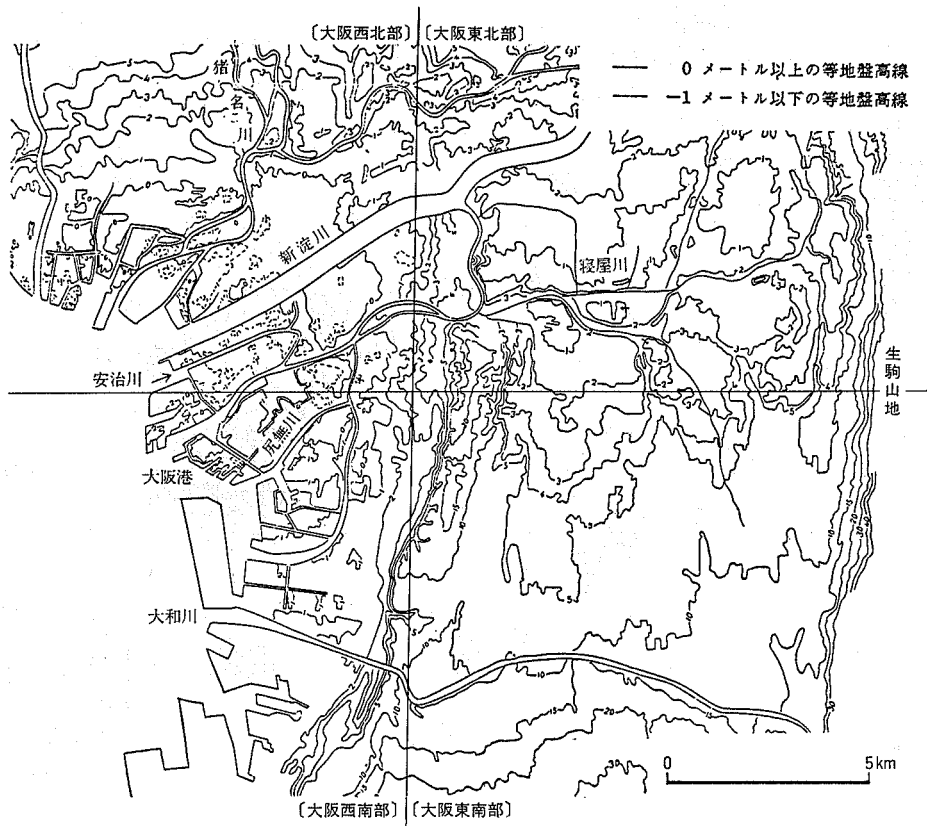
第1図 近畿中央部の人工衛星映像  
LANDSAT image of the central part of Kinki.

空中写真によって地形復元を試みると、かなり複雑な起伏があり、簡単な段丘堆積面とは思われない(第3図)。上町台地西縁に沿って、明瞭な直線的急崖が続いている。これは断層崖ともみられてきたが、縄文海進時の旧汀線であることが明らかになってきた。

上町台地の東側には、生駒山地との間に盆地状の低平地があり、河内平野あるいは河内盆地と呼ばれる。したがって、広義の大阪平野(盆地)は、狭義の大阪平野(盆地)と河内平野(盆地)に分かれることになる。河内平野は一見低平に見えるけれども、本質的には沈降性の構造盆地である。第3図の微地形図でもわかるように、中央部が低く、これは地下構造とも一致している。旧大和川は、この部分を北流して寝屋川と合流し、淀川水系に接続していたのであるが、盆地性の低平部を流れるために洪水災害が多発するので、上町台地南部の低い部分を切って新大和川を開削し、奈良盆地で集めた水を直接大阪湾に放流したのである。

大阪盆地の北側は有馬-高槻構造線(藤田・笠間, 1982)で限られ、北摂山地と接している。北西側は六甲山地で、直接的に大規模な断層崖で囲まれながら隆起し、最高部は900 m余に達する。淀川水系は南北に延びる生駒山地・千里丘陵-上町台地の隆起帯を先行的に切って大阪湾に注ぎながら三角州をつくり、大阪湾岸の平野を形成したのである。

第4図に明治18年当時の大阪港付近、第5図に仁徳天皇陵付近の二万分の一地形図を示しておく。



第2図 大阪の地盤高概念図(国土地理院土地条件調査報告書「大阪平野」図-16 に一部加筆)  
Micro-relief map of the Osaka Plain.

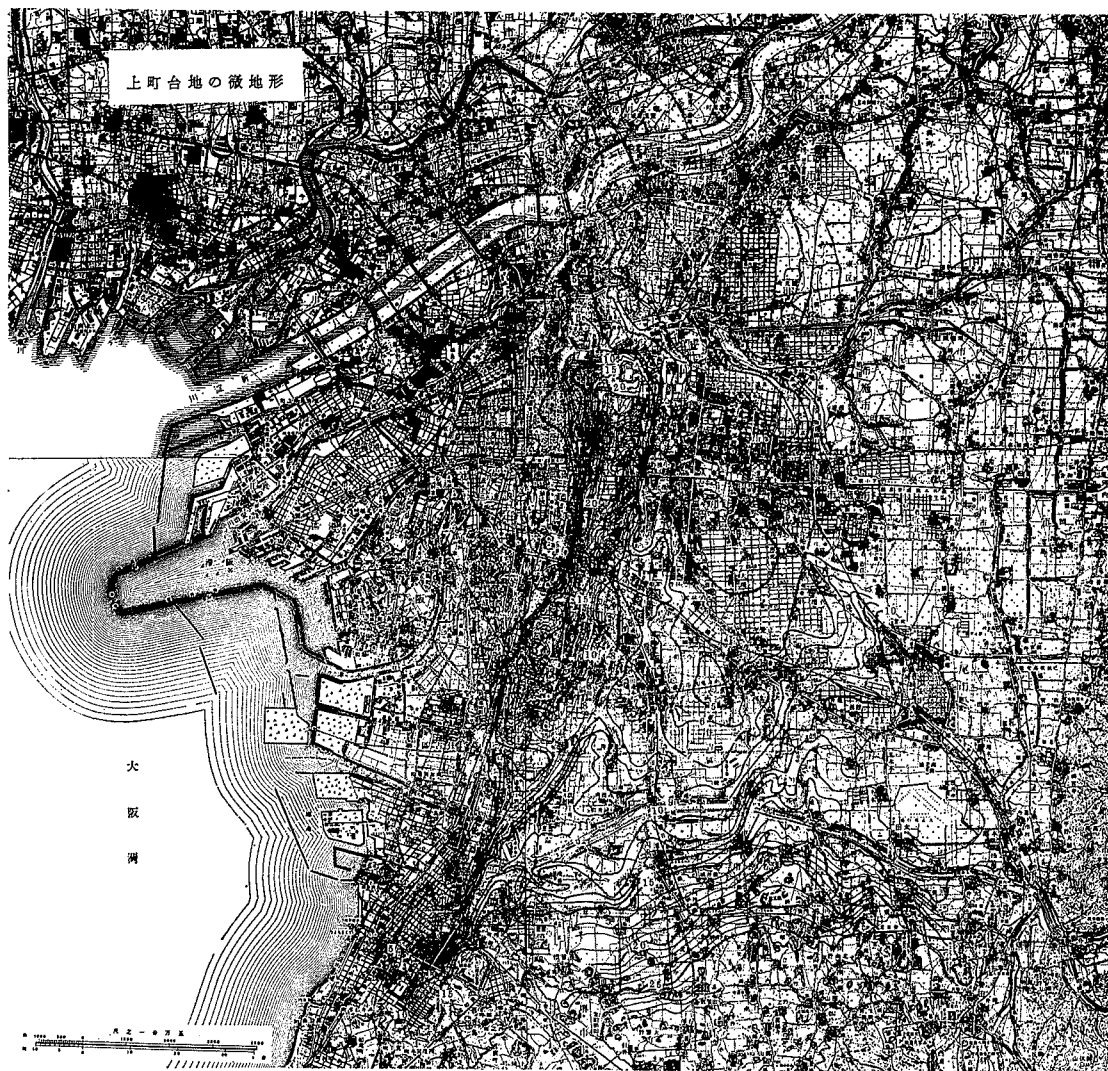
## II. 地質概説

本地域の地表にみられる地質系統としては、すべて第四紀層、それも中・上部更新統と沖積層で、これに広面積の埋立地が加わる。しかしながら、地下には1,000 m以上に達する新生代層が潜在していて、その実態は次の6項目にわたる基本的な研究調査によってほぼ明らかにされてきた。

1) 地盤沈下対策の一環として、大阪市港区において昭和38年度に実施された深層ボーリングOD-1は907 mにおいて基盤に達せず、平野下の被覆層が予想外に厚いことが確認されるとともに、その貴重な標準層序を与えることになった(IKEBE *et al.*, 1970)。

2) 昭和37年に藤田が中心となり、地質調査所・神戸海洋気象台・第三港湾建設局・大阪湾沿岸地方自治体の援助のもとに、大阪湾音波探査委員会(委員長大谷東平大阪管区気象台長)を組織して実施した大阪湾全域の音波探査。これによって、大阪湾底下の沖積層の分布状態がほぼ明らかとなった(藤田・鎌田, 1964)。

3) 前田保夫による沖積層の露頭による観察調査。昭和52年、大阪湾岸線の通る港大橋の橋脚基礎と



第3図 上町台地及びその周辺の微地形（竹中準之介原図，1965，日本地質学会第72年総会討論会資料による）

Micro-topography of the Uemachi Upland and its surroundings.

して、40 m立方のコンクリート基礎を設置するために、水深約12mの海面下で潜函（ケーソン）工事が実施された。そしてそれは海面下-35.5mで、支持層である伊丹礫層に達した。この機会に前田（1977，1979）は30回余にわたって潜函に入り、沖積層の露頭から直接サンプリングを行い、その標準断面を確立した。

4) 梶山彦太郎・市原 実は、主として工事現場の露頭から得られた貝化石の $^{14}\text{C}$ 年代をもとに縄文海進の古地理学的研究（1972）を行った。

5) 構造物の基礎調査用のボーリング資料の総括と地盤図の作成。昭和36年に大阪地盤図作成の委員会がおかれ、その後約4年間にわたり、3,481本のボーリング資料が検討され、大阪市及び周辺低地域

天保山



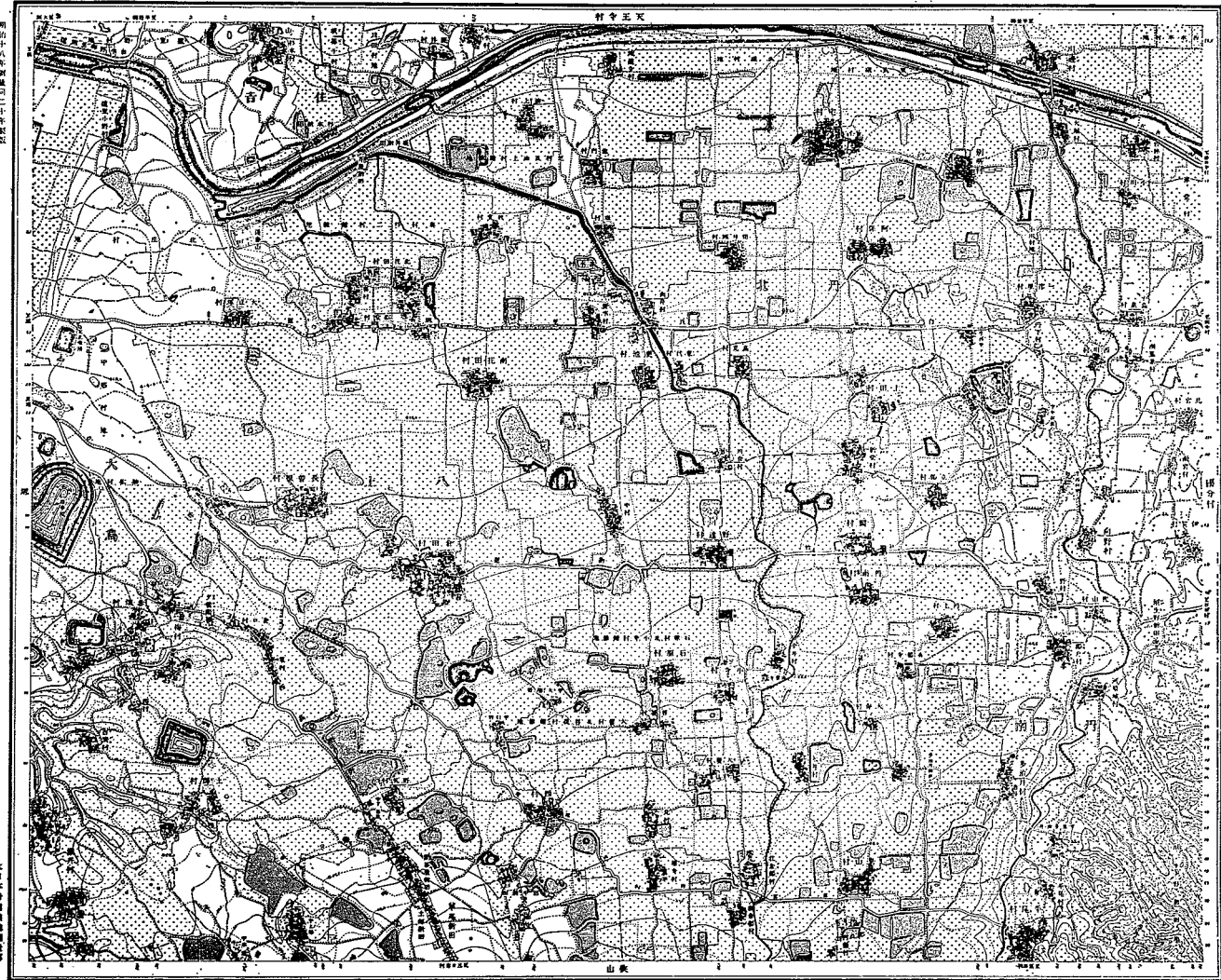
第4図 明治18年測量の天保山地域地形図(二万分の一仮製地形図第1号「天保山」(大日本帝国陸地測量部)の一部を36%に縮小して再録)  
Topographical map of Tempozan (Osaka Port) area surveyed in 1885, 1/20,000.

堺



第5図-1 明治18年測量の堺地域地形図（二万分の一複製地形図堺2号「堺」及び郡山22号「金田村」（大日本帝国陸地測量部）の一部を36%に縮小して再録）  
Topographical map of Sakai area surveyed in 1885, 1/20,000.

# 村田金



第5図-2

の、沖積層下限深度分布図・等層厚線図、地質断面図とともに、1,933本の地質柱状図集が昭和41年にまとめられた（日本建築学会関西支部・土質工学会近畿支部編、1966）。また、更に深部地質を対象として土質工学会により「大阪地盤」（大阪地盤編集委員会、1977）が昭和52年に出版された。そして昭和56年度より大阪地盤研究会により、大阪地盤図以降の多数のボーリング資料が蒐集・検討され、新しい成果が生まれつつある（古谷ほか、1983）。

6) 泉南沖に計画されている関西国際空港建設予定地の地盤地質調査（中世古ほか、1984）。これにより、大阪湾内の中部更新統の詳細が明らかになった。

### Ⅲ. 第四紀層

#### Ⅲ. 1 大阪層群

##### Ⅲ. 1. 1 概説

大阪層群は、本地域の第四紀層の主体となるものである。その研究史については、隣接する「大阪西北部」地域地質研究報告に詳述されているので参照されたい（藤田・笠間、1982）。

大阪層群は、上町台地の北への延長とみられる千里丘陵を模式地とし、詳細な層序学的研究が行われていて、西南日本における大阪層群相当層の標準となっている。これらは本地域の地下地質を知る上にも重要であるので、大阪層群の全般についてその概要を解説しておく。

大阪層群は、大部分が第四紀になってから堆積したものであるが、その下部が鮮新世に及ぶことは確実である。そしてその堆積とその後における変形・変位状態は、第四紀地殻変動と海水面変動の具体的な表現であるといえる。

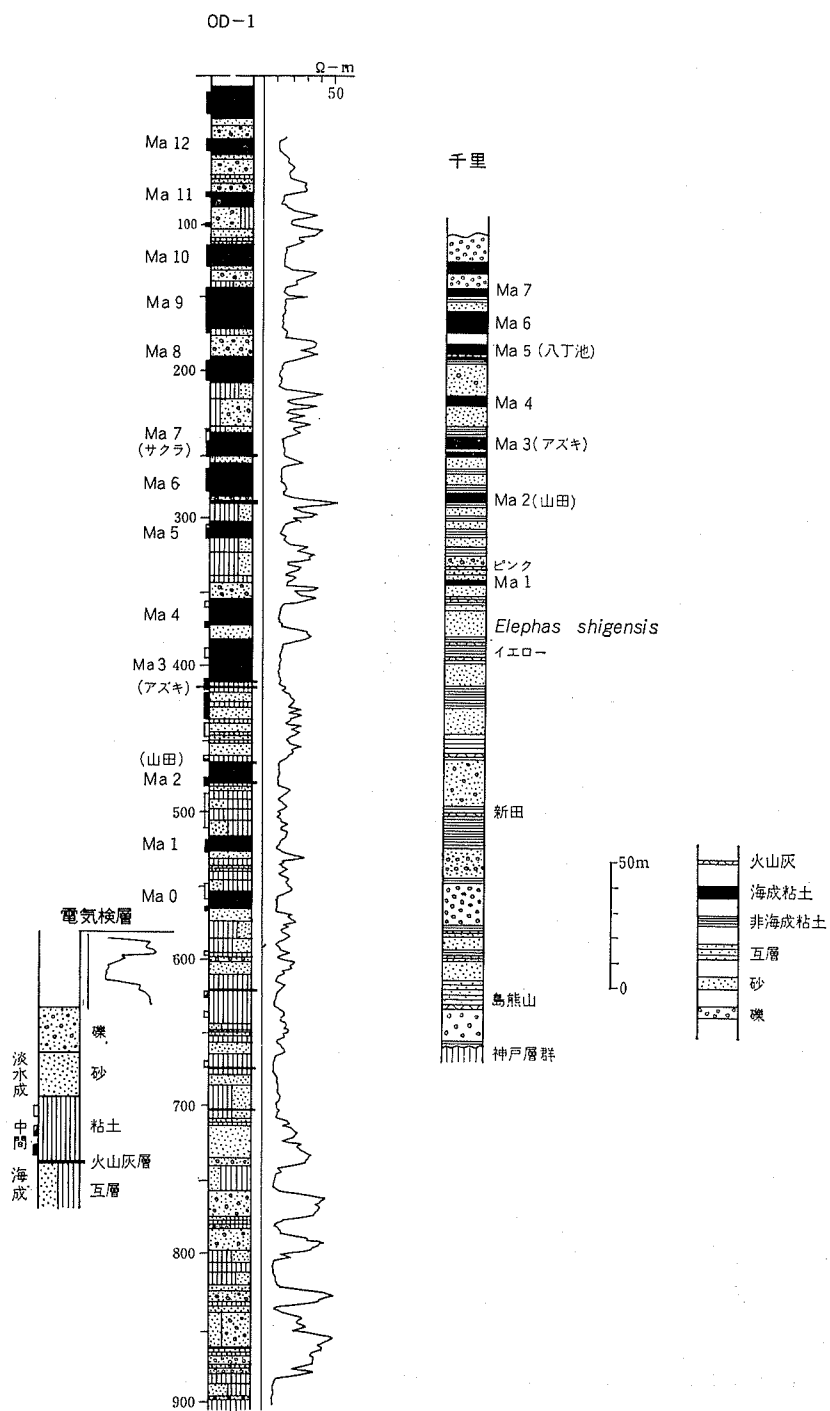
本地域内で実施されたOD-1ボーリングの詳細については後章で記載するが、まずこれによって得られた標準断面について述べ、それとの関連において周辺地域の大阪層群について概観する。

第6図は、OD-1柱状図と千里丘陵の標準柱状図を比較したもので、両者の関係がよくわかる。その要点は次のようにまとめられる。

1) 大阪層群は、全体的に砂礫層と粘土層のおおまかな互層型式の堆積相を示しているが、上半には海成粘土層が発達し、下半の非海成粘土層を挟む淡水成層と著しい対照をなしている。OD-1の-680 m以下は、大阪層群プロパーとはやや性質が異なり密度も大きいので、鮮新統とみられ、*Infra-Osaka Group* (IKEBE *et al.*, 1970) と呼ばれている。

2) OD-1によって海成粘土層は13枚確認され、それらは下位よりMa 0, Ma 1…… Ma 12という名称が与えられている。これらはすべて内湾性の海成粘土で、現在大阪湾底に堆積している“シルト混じり粘土層”はMa 13となるべきものである。

3) これらの地層間には多数の火山灰薄層が挟まれていて、30枚以上達する。大部分が広域にわたって連続してよい鍵層となり、層準の決定に役立っている。その中でも、千里丘陵の調査に最も有効な働きをしたMa 3に挟まれている厚さ10-30 cmの砂質安山岩質火山灰層は、他の火山灰層とは異なる特質を示し、その暗紫灰色の色調から「アズキ火山灰層」と呼ばれたフィールドネームがそのまま定着



第6図 千里丘陵における大阪層群の模式柱状図と大阪港付近における深層ボーリング OD-1 の柱状図の比較 (IKEBE *et al.*, 1970)  
 Comparison between the general geologic column of the Osaka Group of the Senri-Hill and that of the OD-1 borehole near the Osaka Port.



して広く知られるようになった。本火山灰層はOD-1の中でも確認された。

4) アズキ火山灰層を挟むMa 3層準は、植物化石による生層序学的意味も持っている。すなわち絶滅種の多い化石植物群—メタセコイア化石植物群の指標となっているメタセコイア (*Metasequoia*) はこの層準以下まで出現するが、それ以上には出ない。これは断片的に分布する大阪層群の対比には極めて有効で、大型化石が産出しない場合でも、花粉分析によって見当をつけることができる。したがって、Ma 3を境界として大阪層群を2分し、**大阪層群上部**と**大阪層群下部**とする層序区分が広く用いられるようになった。

5) その他の火山灰層も、海成粘土層との関係において、有効な鍵層として用いられる。そしてまたそれらの構成鉱物の特徴によって分類が可能である。フィッシュントラック年代も増加しつつある。

6) 古地磁気研究も行われているが、Ma 4付近で逆帯磁から正帯磁への変化がみられ、松山逆磁極期とブリュン(ヌ)正磁極期の境界はこの付近に引かれるとみてよい。Ma 1以下は再び正帯磁となり、ガウス正磁極期に当たるとみられる。

7) 花粉分析は、田井(1966)がOD-1コアについて実施した結果が重要である。これによると、Ma 3以下はメタセコイア帯 (*Metasequoia zone*)、それ以上はブナ帯 (*Fagus zone*)に分かれ、前者は更にUpper *Metasequoia subzone*とLower *Metasequoia subzone*とに分けられる。全般的に粘土層が暖、その間が寒という気候変化との対応がみられる。Upper *Metasequoia subzone*はメタセコイアの消滅期に当たり、それ以後に気候の寒暖の差が激しくなる傾向がみられる。

8) 大阪層群研究の初期の頃から、Ma 5とMa 6の間の関係が問題になってきた。この層準は六甲南麓の満池谷累層の下底に当たる。これについては、整合あるいは不整合との多くの論議が行われてきたが、中期更新世に入って加速された地殻変動を受けながら起こった大規模なオーバーラップ不整合として理解できるようになった(藤田・笠間, 1982; 藤田, 1983)。これを「<sup>まんちだに</sup>満池谷不整合」と呼ぶ。また最近になって千里丘陵及び泉南丘陵における大阪層群のMa 0層準の下に不整合のあることが強調されるようになり、「芝の不整合」と呼ばれている(飯田, 1980; 横山ほか, 1981; 藤田・笠間, 1982)。

9) これらの不整合が存在するとみられるMa 0の下位及びMa 5とMa 6の間で、大阪層群を3分することはマッピングユニットとしても構造がよく表現でき、層序論・年代論的にみても合理的であるので、隣接図幅、「大阪西北部」「神戸」「須磨」では、大阪層群を**上部亜層群**・**中部亜層群**・**下部亜層群**の3亜層群に区分した。先述の大阪層群上部・下部とは異なる区分であるので注意されたい。

以上、大阪層群の概要を理解するのに必要な資料を第1表にまとめた。

### III. 1. 2. 深層ボーリングOD-1

本地域の地表下に潜在する大阪層群は、大阪市が地盤沈下対策のために実施した深層ボーリングOD-1によって完全な断面が得られているので、まずこれについて記載しておく。

OD-1の掘進は大阪市港区田中元町4丁目において、昭和38年4月1日より本格的に開始され、5月25日に-600 m、6月24日に-907 mに達して完了した。総工費は25,208,500円であった(大阪市総合計画局, 1964)。

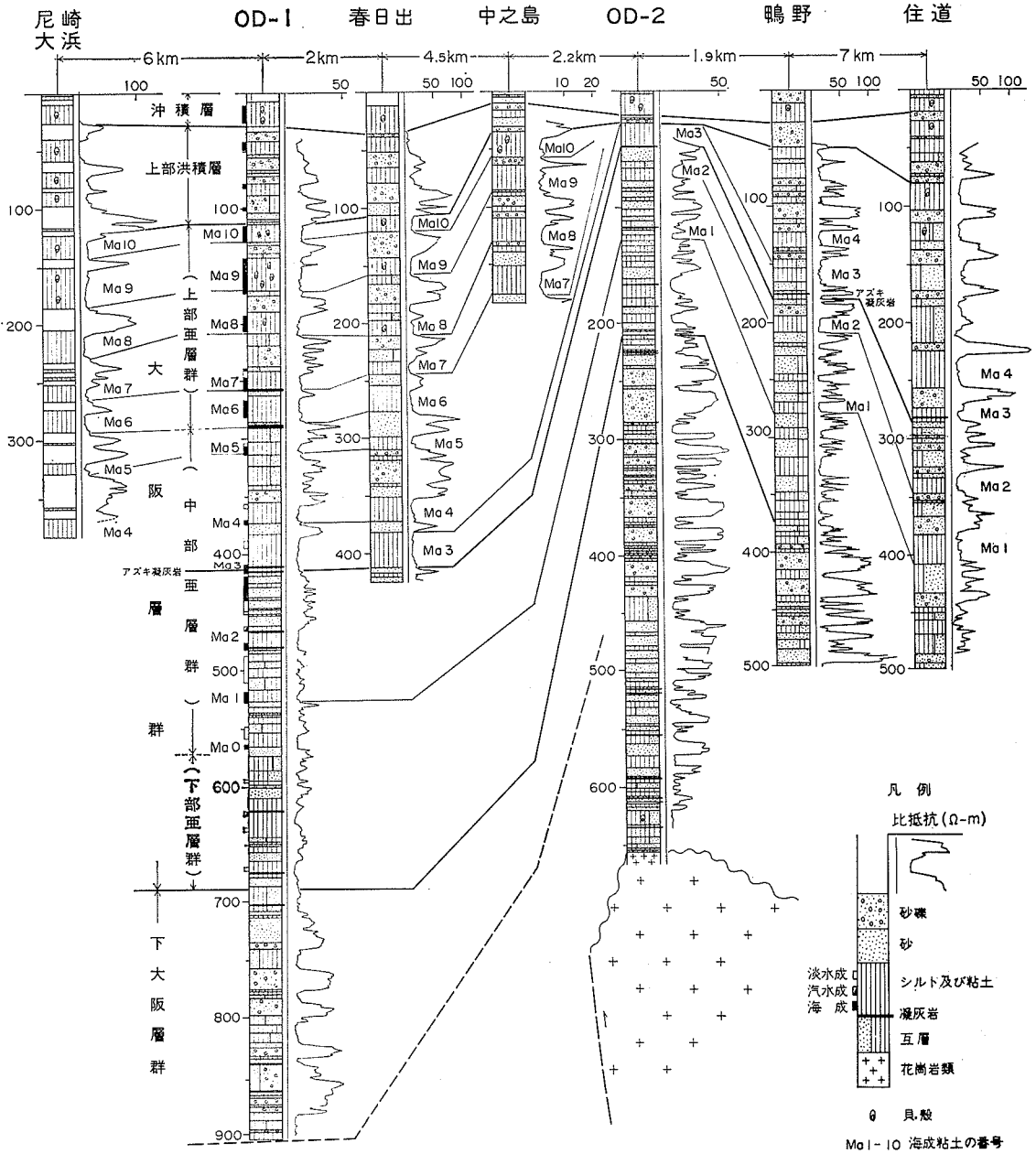
坑井については、電気検層が全層について実施された。またコアについては各種土質試験のほか、地

第1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

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 形		
第 四 紀	沖積層	0				Blake		第二次平均海水準上昇  第一次平均海水準上昇  海面変動	断層地塊運動  基盤褶曲運動(東西圧縮)  芝の不整合  撓曲運動(南北圧縮)	野丘 丘陵 [西八木層] 高位段丘  (明美累層) (山地上昇)  (丘陵背面組成) (大地形完成)		
		Ma12 Ma11 Ma10				ブリュンヌ Biwa I Biwa II Biwa III	ナウマン象  アデク マチカネワニ  ラリックス					
	上部洪積層	50	Ma9 Ma8 Ma7 Ma6	カスリ サクラ ハシモト	0.37±0.04 0.38±0.03 0.49±0.09		正磁極期				(フナ帯) メタセコイア 上限 (上部メタセコイア帯)  ヒノキ	
		大阪層群 上部	Ma5 Ma4	八丁池								
			中部 亜層群	Ma3 Ma2 Ma1 Ma0	アズキ 光明池 ピンク イエロー グレー	0.87±0.07 1.1±0.1 1.2±0.2						(ハラミロ イベント)
		大阪層群 下部		150								
	下部 亜層群		200	ヤギ	1.9±0.4	(オールドハイ イベント)						
			鮮新世	250	島熊山	2.4±0.3					正磁極期 ガウス	
	250											

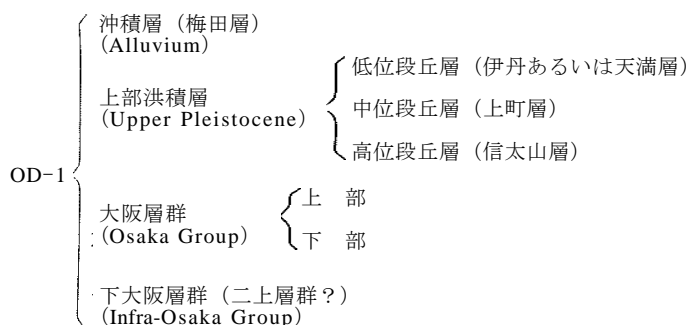
質的には花粉・有孔虫・放散虫・珪藻等の微化石調査に加えて、粘土及び泥岩の密度及び粘土の孔隙率の測定、粘土のイオウ含有率の分析などの調査が実施された。その柱状図の詳細を第7図に示す。

これらの資料をもとにして、OD-1は次のように区分された (IKEBE *et al.*, 1970)。



第7図 深層ボーリング OD-1 (大阪港付近) と OD-2 (上町台地北方) の柱状図の詳細  
(試錐地点は第44図参照)

Detailed columns of the OD-1 and OD-2.



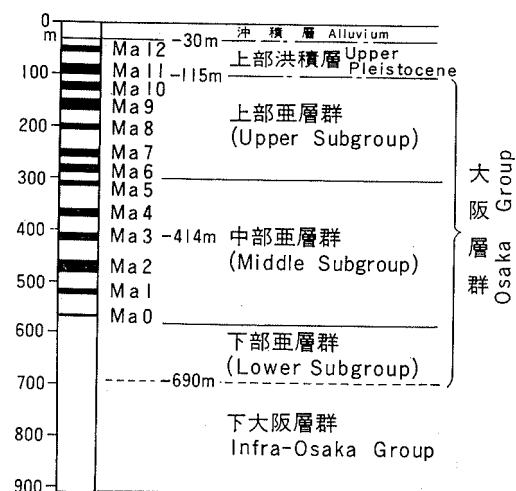
この区分はその後各方面に使用されているので、亜層群区分を含めて第8図にまとめておく。

またこの柱状図は、大阪盆地中央部の大阪層群の最も厚い部分の完全断面を示す貴重なものであるので、当時発表された地質的資料の主なものを再録しておく。土質工学的資料は応用地質の章に含める。

花粉分析結果は田井(1966)によってまとめられた。第9図はその総括である。植物化石帯としては、大阪層群はMa 3以上のブナ帯(*Fagus zone*)とそれ以下のメタセコイア帯(*Metasequoia zone*)とに分けられ、後者は更にMa 0を境にして上・下の亜帯に区分された。

宮崎 浩による粘土の密度測定結果も興味ある結果が得られた。第10図にそれを示す。破線で示されているのは秋田油田の油井コアから得られたものである。OD-1資料では256 mと371 mの間のは1.61-1.78、476 mから670 mまでのものは1.82-1.92となり、更に692 mから892 mまでの間は2.04-2.08となる。このように670 mから692 mの間での飛躍は著しく、これを秋田油田のものに比較してみると、692 m以深のものはほぼ船川層(第三紀中新世後期で、ほぼ二上層群と同時期)のものに比較される。

一方、690 m以深の泥質岩は緑色を帯び、全体として凝灰質で、雲母片を含むものが多く、割れ方も頁岩状になり易い。また深度889.9 mの泥岩中から松脂岩の薄片を発見した。雲母片は二上層群上部の石英安山岩の噴出に由来するものとみられているので、690 m以深は二上層群である可能性が大きい。

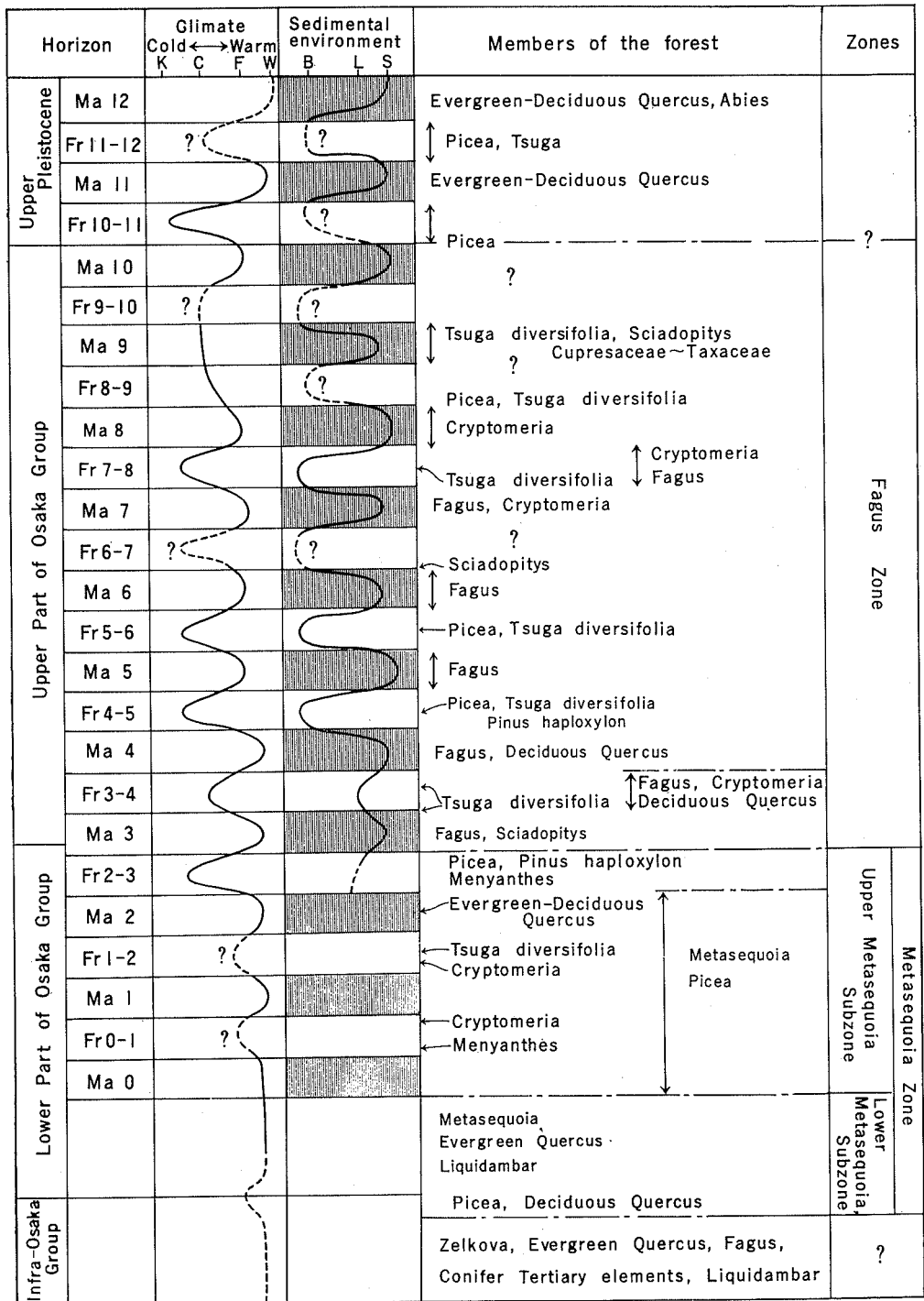


第8図 OD-1 柱状図に基づく大阪地下地質の層序区分  
Stratigraphic division of the subsurface Quaternary  
sediments of Osaka based on the OD-1 borehole.

### III. 2 大阪層群上部亜層群と上部洪積層

#### III. 2. 1 概説

OD-1の柱状断面を区分するのに当たっては、Ma 10以上が、砂礫質部が優勢となり、また粘土層の性



第9図 OD-1 のボーリングコアの花粉分析に基づく植生と気候変遷史 (田井, 1966)  
 Showing the main features of the forest history and the changes of climatic environment deduced from the results of pollen analysis made on cores of OD-1 borehole.

質にも変化があり、かつ地表地質調査で露頭として観察しにくい地層であるというので、大阪層群プロパーとは区別して Upper Pleistocene formation (上部洪積層) と呼ばれるようになった (IKEBE *et al.*, 1970). その上限は“沖積層”までで、層厚は 85 m である。そしてこれらは恐らく陸上における段丘堆積物に対応するものであらうと考えられたが、的確な対比ができないままに今日に及んでいる。

このような上部洪積層は、Ma 11 と Ma 12 粘土層で特徴づけられているが、Ma 12 は沖積層の直下にあつて、応用地質学的にも重要性が増してきて、資料の蓄積が進んできたが、Ma 11 に関してはいまだに明確な資料が極めて乏しい。

### III. 2. 2 大阪湾底下の満池谷不整合

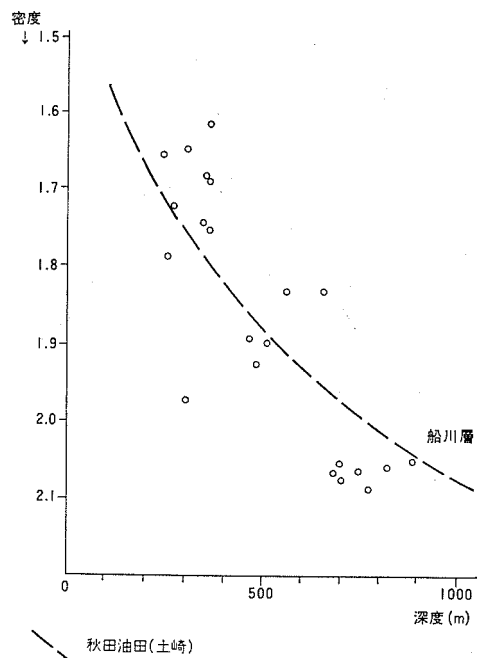
大阪湾底下における上部洪積層の分布状況は、大阪湾音波探査委員によって昭和 37 年に実施された大阪湾全域にわたる音波探査によって、その片鱗が明らかにされた (藤田・鎌田, 1964)。

この音波探査は、本探査法の最も初期段階において、純学術的に大阪湾底下の地質状況を探査する目的で、実験的に実施されたものである。したがって決して良好な記録が得られたとは言いが、沖積層下の大阪層群とみられる部分に、明らかに不整合現象を示す記録が得られた (第 11 図, 第 12 図)。

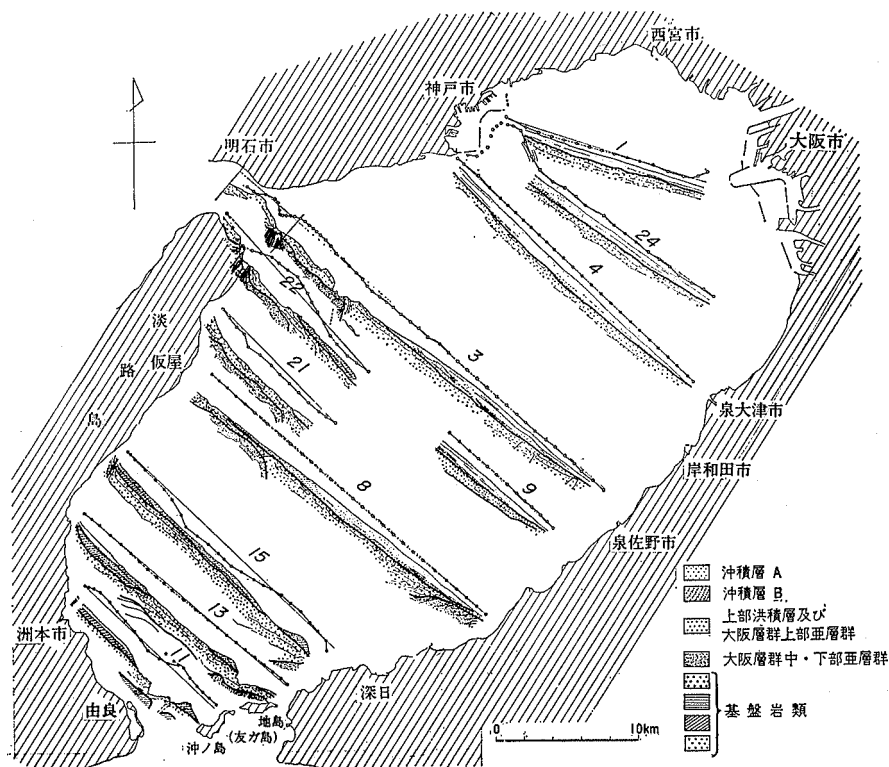
その最も明瞭なのは、泉南の田尻と淡路島の仮屋を結ぶ東西方向の第 8 測線の記録である。すなわち田尻沖合約 5 km 辺りで、やや傾斜する下位の大阪層群にアバットするような形で上位の大阪層群が堆積しつつ、ついに下位の大阪層群上に広くオーバーラップしていく様子が読み取れる。そして大阪湾中心部に行くにつれて、両者の構造差はなくなるようである。

更に第 8 測線に沿って西へ向かうと、仮屋沖約 10 km の地点では、再び下位の大阪層群が東へ撓曲するようになり、上位の大阪層群に田尻沖と同様な関係でアバットしながらオーバーラップしていくのである。すなわち大阪湾中央部において下位大阪層群の向斜部を埋めるような形で上位大阪層群が堆積し、更に下位大阪層群の浸食面上に広くオーバーラップしてゆくが、撓曲帯を過ぎると両者の構造差は再びなくなるのである。

第 8 測線に見られるような不整合現象は他の測線にも見られる。第 11 図において、明石海峡から淡路北部にかけての第 3・21・22 測線、また紀淡海峡に近い第 13 測線にも現れている。また第 12 図の長軸方



第10図 OD-1 ボーリングコアによる大阪層群の粘土の密度分布 (宮崎 浩原図, 1964年作成)  
Density distribution of the clay beds of the Osaka Group using cores of OD-1 borehole.  
破線は秋田油田土崎における密度変化の傾向を示す。



第11図 音波探査による大阪湾の東西断面図 (藤田・鎌田, 1964)

Subsurface profiles of Osaka Bay of east and west direction drawn by the sonic records.

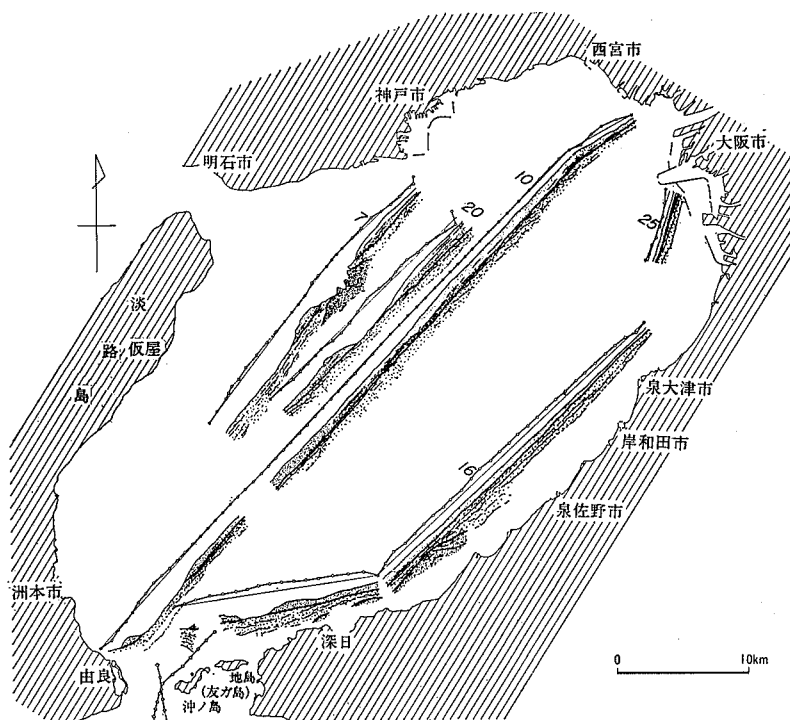
向の測線では、第7・16測線に現れている。

大阪湾音波探査が実施された頃は、大阪層群内の不整合の存在はほとんど問題にされていなかったのであるが、六甲山地南麓の西宮地域において、既に満池谷累層下底の不整合現象に注目していた藤田 (藤田, 1966; 藤田・笠間, 1982) は、この不整合関係が広域のものではないかと推定し、上位の大阪層群を満池谷累層を含む“上部洪積層”として取り扱った (藤田・鎌田, 1964; 藤田, 1966)。

その後満池谷不整合の否定論 (市原ほか, 1966) が出たり、それが盆地縁辺部の局部現象にすぎないとの意見も出されたが、今やこれが第四紀地殻変動の上からも重要な意味を持つ広域の不整合であることが明らかになりつつある (藤田・笠間, 1982; 藤田, 1983)。これについては後章で論議する。

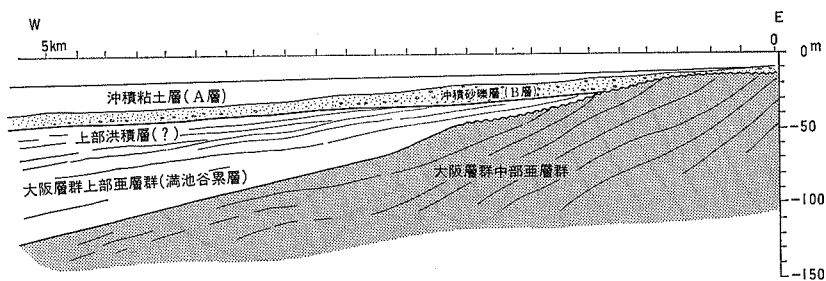
この問題に関する最新の資料として、泉佐野沖合に建設予定の新関西国際空港予定地の地盤調査があり、この不整合は極めて豊富な資料によって実証された (中世古ほか, 1984)。

空港予定地で実施された深度 400 m を 2 本含む 65 本のボーリングコアが各方面から研究され、その結果に基づいて、本地区の海底地質は上位の「空港島累層」と下位の「泉州沖累層」とに区別され、両者の間の不整合関係が立証された。このうち空港島累層が満池谷累層と上部洪積層を合わせたものに当たるとみられるが、OD-1 と対比して、Ma 6 ないし Ma 7 以上が泉州沖累層であろうとされている。



第12図 音波探査による大阪湾の南北断面図 (藤田・鎌田, 1964) (凡例は第11図と同じ)

Subsurface profiles of Osaka Bay of north and south direction drawn by the sonic records.



第13図 泉州沖新大阪空港建設予定地付近の音波探査記録 (東西断面) による概念断面図

A simplified cross section based on a sonic record of east and west direction off Senshū, eastern part of Osaka Bay.

この地区の音波探査記録は、大阪湾音波探査の記録に比べて、この不整合の形態を格段に明確にしている。第13図にその代表例を示す。両累層の構造差は明瞭で、空港島累層は泉州沖累層の撓曲崖にアバットしながら、その侵食面にオーバーラップしている。

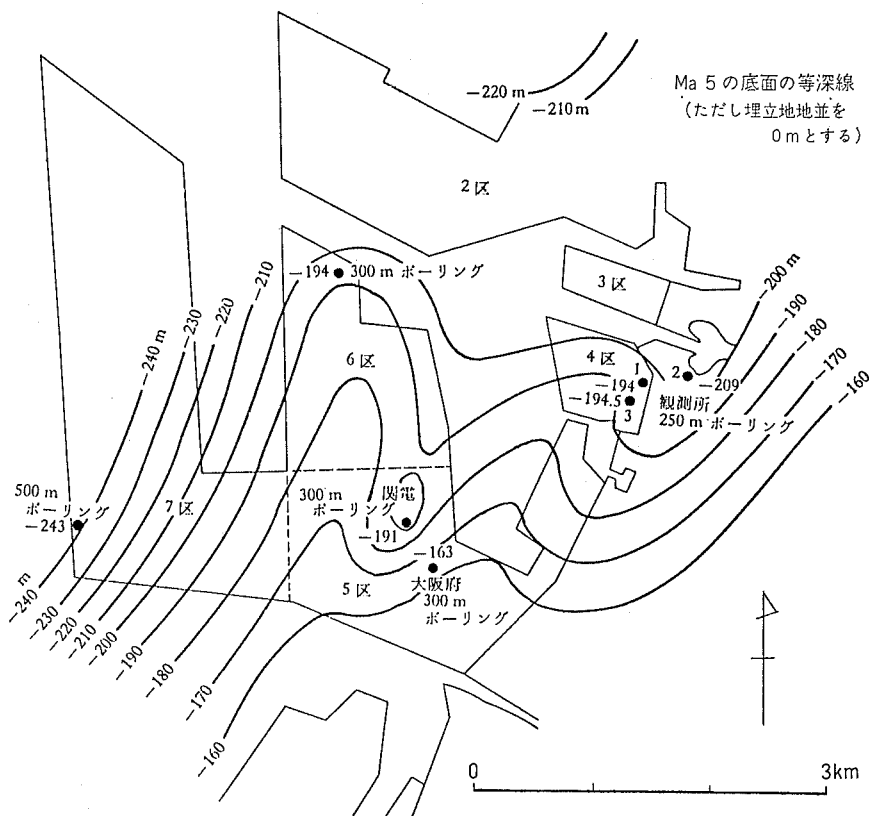
以上の点からみて、上部洪積層と大阪層群上部亜層群とを合わせて、満池谷累層や空港島累層と深く関係するものであることは確実である。したがって、満池谷不整合と、上部洪積層と大阪層群の間に存在するといわれてきた不整合の意味の比較見当が必要となったが、後章で論議することにする。



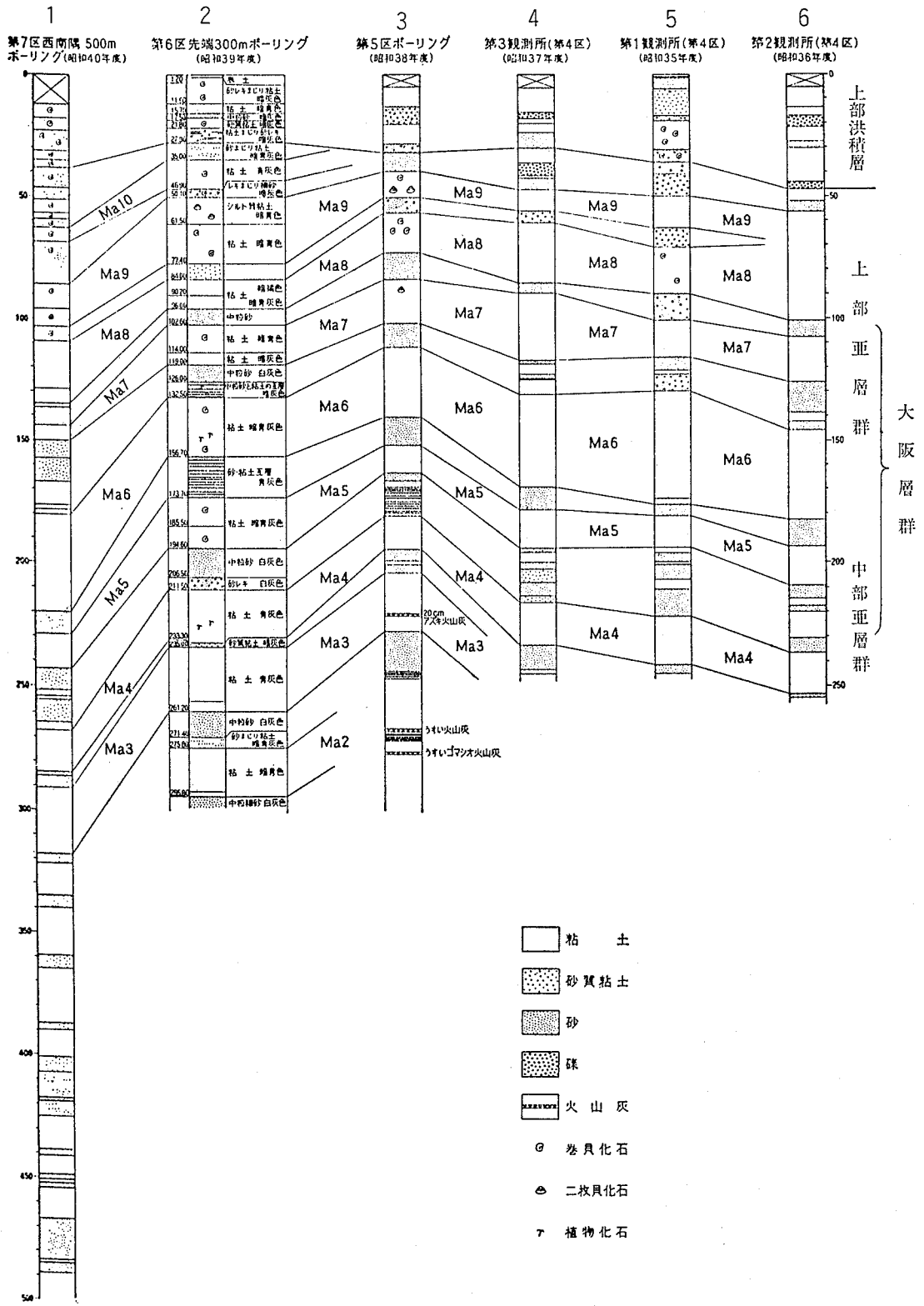
### III. 2. 3 堺泉北臨海工業地帯の大阪層群

昭和37年以来堺泉北臨海工業地帯の造成のための地質調査が行われ、昭和43年に完了し、本地域南部の海底地質の大綱が明らかになった。

第15図に本地区で実施された深層ボーリングの対比を示す(大阪府企業局, 1967)。OD-1に比較して全体的に粘土層が薄くなっている。またこれによると、大阪層群中部亜層群と上部亜層群との間に不整合関係がないように見える。しかしながら、2・3ボーリングがほぼ南北に並び、4・5・6がほぼ1か所にたまっていることを考慮する必要がある。そうすると、中部亜層群の粘土層は東西に厚さの変化がみられないのに対して、Ma 6以上の粘土層が2・3において最も薄く、陸側に向かってかえって厚くなっているのが注目される。これは一般に大阪湾東岸において、東から西に向かって累層を増すという盆地構造を示していることからみると異例であって、上町隆起帯と雁行して、小規模な隆起帯の存在も予想される。第14図はMa 5の底面の等深線図であるが、その傾向が現れているように見える。



第14図 堺泉北臨海工業地帯の地下構造(松下, 1967, 図2Bに加筆, 大阪府, 1967)(Ma 5の底面の等深線図)  
Subsurface structure of the Sakai area shown by the contours of the upper surface of Ma 5.



第15図 堺泉北臨海工業地帯における深層ボーリングの層序対比 (松下, 1967, 図 1A' を一部修正。大阪府, 1967)  
 Stratigraphic correlation of the deep borehole in the Sakai area.

### Ⅲ. 2. 4 段丘層と上部洪積層

#### Ⅲ. 2. 4. 1 段丘の区分

本地域では大和川以南に段丘が発達する。大阪湾沿岸部では段丘は高位・中位・低位の三段で大別できるのが一般である。本地域でも大体それが適用できるが、細部になると問題点が多い。

海岸の沖積面から比高 2-3 m の段差で低位段丘が湾岸に沿って幅 1 km 余で分布する。標高は 15 m 以内である。その背後に標高 20-30 m にわたって中位段丘が広面積を占めるが、その特徴は、低位段丘が現在の海岸線に平行に分布しているのに対して、中位段丘はこれとは無関係に分布し、むしろ河内盆地を取り巻くように分布していることである。そして河内盆地と大阪湾に注ぐ河川の流路に沿って河岸段丘として分布している。

更に高位段丘になると、標高 35 m 付近から 100 m に及び丘陵背面に接近しているのが特徴で、大阪湾方向に向かって傾動している。本地域南端の信太山しのだやま面が模式的で段丘面は赤色泥層をのせ、礫層も赤色風化が著しい。

このように段丘ごとに分布と柱状に特異性があるが、これはとりも直さず地殻変動の継続の中で、段丘が形成されてきたことを物語っている。この点で興味深いのは、仁徳天皇陵一帯の面で、泉大津市辺りでは高位段丘の信太山面と中位段丘面との段差が明瞭であるのに、この辺りでは段差がほとんど認められず、高位面から中位面に連続するようにみえることである。これは高位面が北北西に傾動し、中位面がその上にオーバーラップしていることと関係があると推測される。

#### Ⅲ. 2. 4. 2 上部洪積層と段丘との関係

大阪平野下に潜在する上部洪積層が地表の段丘と関係があるとの見方はあったが、それらの対比関係についてはほとんど模索の状態が続いてきたといえる。

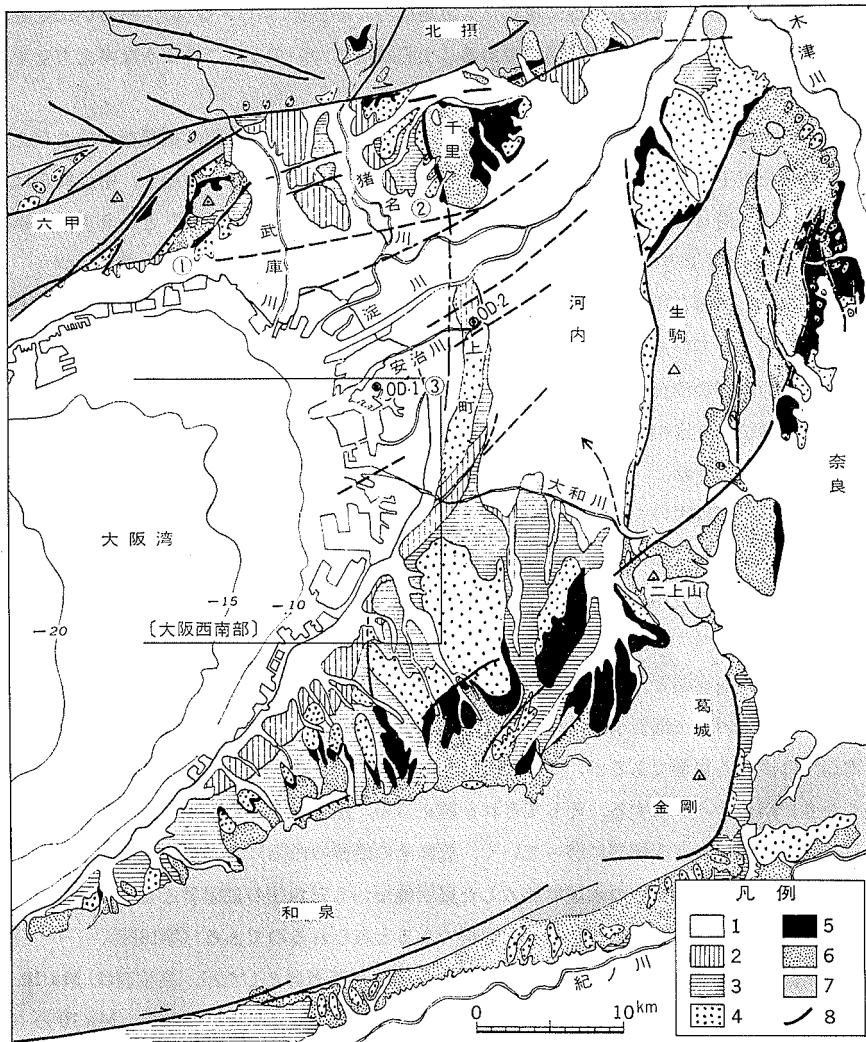
最近になって、近畿中央部の中部更新統に関する知見が急速に増加し、大阪層群上部亜層群の実態が明らかになり、高位段丘との関係が論じられるようになってきた（福岡・藤田，1985；藤田，1982）。これについては隣接する「大阪西北部」に詳述されているので参照されたい。

藤田のこの問題に関する見解の要点は、次のとおりである。第 16 図の大阪盆地の第四紀地質概念図について述べる。

1) 六甲山地南麓や千里丘陵においては、Ma 5 までの大阪層群中部亜層群は盆地全域にわたって連続性に富んでいる。そしてそれらは例えば六甲の甲陽断層、上町断層の延長である千里丘陵西縁の佛念寺山断層などの基盤断層に伴う撓曲に全面的に参加している。それに対して Ma 6 以上の上部亜層群（満池谷累層）は、中期更新世に入って起こった断層地塊運動によって上昇した六甲地蔵を千里地塊との間に相対的に形成された盆地、すなわちこの運動によって撓曲した中部亜層群の向斜部を埋めるような形で堆積されている。

2) したがって上部亜層群における下位層準の地層は、中部亜層群の撓曲崖にアバットしながら堆積していくのであるが、断層運動が継続しているため上位層準ほどこの撓曲に参加するようになり、更に最上位層準の地層は、中部亜層群の浸食面上に広くオーバーラップするようになった。

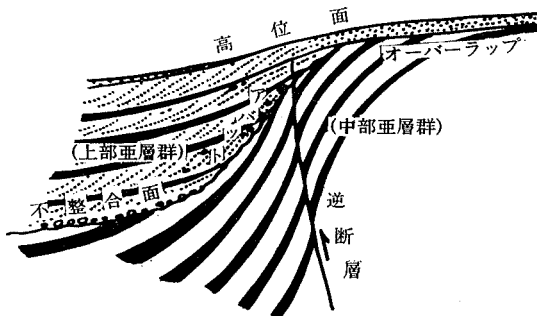
3) 第 17 図はこのような断層運動に伴う撓曲と不整合関係を模式的に表したものであるが、このよう



第16図 大阪盆地の第四紀地質概念図 (藤田, 1983)

Quaternary geologic map of the Osaka Basin.

- 1: 沖積層 2: 低位段丘層 3: 中位段丘層 4: 上部亜層群 5: 中部亜層群 6: 下部亜層群
- 7: 基盤岩類 8: 断層 ①甲陽断層 ②佛念寺山断層 ③上町断層



第17図 満池谷不整合の概念図  
Idealized illustration showing the Manchidani unconformity.

な堆積構造は、大阪湾の音波探査記録に現れた大阪層群内の不整合（第11図・12図）、あるいは空港島累層と泉州沖累層の関係（第13図）と全く同じである。上町断層についても、このような考え方をすれば、断層か不整合かという議論は決着がつくように思われる。

以上のような大阪層群中部亜層群と上部亜層群との関係は、高位段丘問題に重要な示唆を与える。高位段丘は中位段丘以下の段丘とは異なり、泉北丘陵や狭山丘陵の丘陵背面と密接し、中位段丘は、これを開析する小河川に沿って河岸段丘として分布する。したがって“高位段丘面”という言葉は不適當であって、“高位面”と呼ぶ方がよいように思われる。

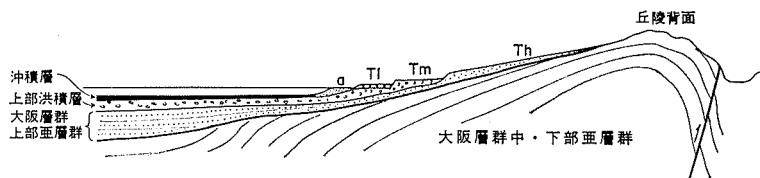
さて本地域の信太山面と呼ばれる高位面は、表面は赤色泥層で覆われ、その下にくる砂礫層も赤色化し、かつ著しく風化しているのが特徴である。そしてこの表皮層は丘陵地に入って、やや傾斜する大阪層群の中・下部亜層群の浸食面上にオーバーラップし、撓曲帯では著しい傾斜不整合をつくることになる。このために高位面を堆積面とする赤色表皮層は下位の大阪層群とは著しい不整合関係にある、と先入観念的に考えられてきた。

この問題に対して第17図のモデルを適用すると、第18図のような段丘と大阪盆地内の地層との対応関係が推定できる。すなわち高位面は、盆地内の大阪層群上部亜層群の堆積面であって、その最終段階で、広く中・下部亜層群の浸食面上に水域が拡大した時の山麓扇状地あるいは三角州の面に当たるのである。それが大阪湾方向に傾動し、また断層で変位し、更に中・低位段丘が湾岸に沿って形成されたために、盆地内の上部亜層群と三角州との連絡が絶たれてしまったのである。

以上のような盆地内の上部亜層群の周辺への著しい堆積環境の変化は、いろいろの型式で現れる。六甲山地周辺では満池谷累層であるが、これを周辺に追跡すると、山地と盆地を画する甲陽断層付近で急速に薄くなり、かつアバットする。そしてそれを越えると、崖錐ないしは山麓扇状地性の砂礫質層になりながら、山地内部では河床礫層に移っていく。更にその最後の段階において広範な海面上昇が起こり、盆地を越えて溢水し、その水域に流入した扇状地ないし三角州の頂置層として堆積した後急速に離水した泥質層が、高位面を特徴づける赤色泥層であるとみられるのである（第19図）。

したがって、OD-1においてMa 10層準までを一応上部亜層群としたが、高位面はMa 10で表される海進が海退に転じた時の沿岸三角州・扇状地あるいは砂州の面とみてよいから、Ma 10の上位の砂礫層がそれに対応するものであろう。あるいはこれがMa 11層準である可能性も否定できない。

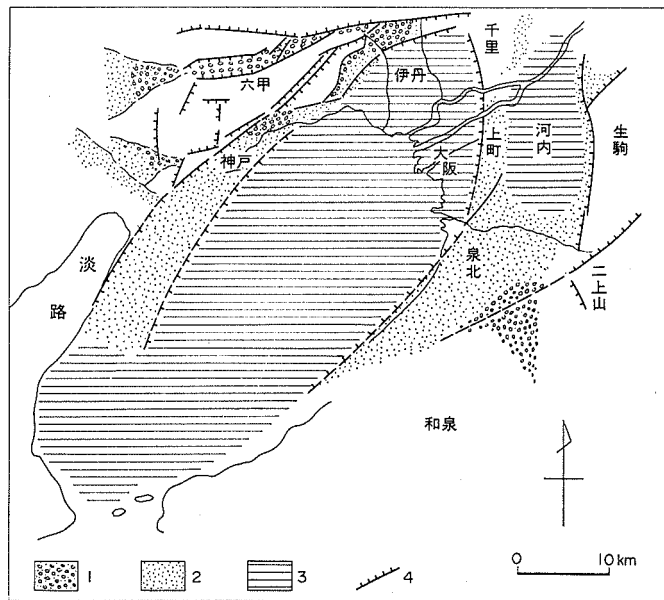
とにかく、上部洪積層と大阪層群の境界をMa 10粘土層の上限とするという定義は人為的であって、地質学的・地形学的意義は少ない。むしろ満池谷不整合が、地殻変動と海水面変動の両方からみて大き



第18図 大阪湾東部における段丘層と大阪層群との関係を示す概念図

Idealized profile showing the relationship between the terrace deposits and the Osaka Group.

a: 沖積層, Tl: 低位段丘堆積物, Tm: 中位段丘堆積物, Th: 高位段丘堆積物



第19図 大阪層群上部亜層群の古地理図(藤田原図)

Paleogeographical map of the Upper Subgroup of the Osaka Group in Osaka Bay and its surroundings.

1: 扇状地及び三角州, 2: 浅海底砂質堆積物, 3: 泥質堆積物, 4: 逆断層

な意味を持っているといえる。そして Ma 10 層堆積後に段丘時代が始まるといえるが、まだその詳細な対応は明らかではない。従来の上部洪積層は、Ma 10 と沖積層との間に存在する地層を包括する暫定的な名称であり、その中には一応、高位段丘層から中位・低位にわたる段丘層に対応する地層が含まれているとみてよいであろう。

次に上部洪積層を上部から下部へ追ってみよう。「大阪西北部」地域の伊丹粘土層(藤田・前田, 1971)が、Ma 12 に延長することは確実であり、伊丹礫層はその海退時における扇状地ないしは三角州の堆積物である。この礫層はその後、武庫川・猪名川水系によって広範囲に削られ、その面上に旧流路が明瞭に保存されている(藤田・笠間, 1982)。この面が低位段丘面である。

これらの面の大阪湾底への延長を推測してみると、Ma 12 上に伊丹礫層が堆積し、その上に伊丹地区の地表で伊丹礫層を削りてできた低位段丘礫層が堆積していることが予想されるが、両者の区分が困難なことは想像に難くない。したがって Ma 12 と沖積層の間であって、従来種々の解釈のあった“天満層”が問題となる。

古谷(1978)は天満層を上・中・下部に分け、中部に断片的な海成粘土層の存在することを指摘し、これを1サイクルの堆積物とし、Ma 12 の広大かつ平坦な浸食面に小海進に伴って形成されたものとしている。

しかしながら、伊丹粘土層と伊丹礫層を海進・海退に伴う1サイクルの三角州堆積物としてみると、大阪湾底に伊丹礫層が無堆積あるいは削り剥されて Ma 12 が広範囲に露出している状況は考え難い。現に後述の港大橋橋脚工事用の潜函内において、海面下-35.5 m に露出した伊丹礫層と思われる礫層

は、コブル級の流紋岩円礫を多数含んでいて武庫川・猪名川水系のものであることを示していた。淀川水系がこのような大型礫を供給することはあり得ないのである。

以上のような観点からみると、古谷のいう天満層下部の礫層が伊丹礫層に対応する淀川水系の礫層であり、その上に小海進に伴って中部の海成粘土が底置層として堆積し、更に海退期に上部の砂礫層が形成されたとみるのが妥当と思われる。模式地天満付近の天満礫層は、伊丹礫層に比べて細粒であることもこの考え方を支持する。

### III. 2. 4. 3 Ma 12 海成粘土層

上部洪積層に含まれる Ma 12 海成粘土層は、大阪地盤図で“天満粘土層”と呼ばれているもので、天満礫層の下位にくる厚さ 3-18 m の貝殻化石を豊富に含む暗緑灰色の海成粘土層で、大阪湾周辺では 20-40 m の深度によく連続分布する。

尼崎から伊丹台地の地下にかけて Ma 12 はよく追跡され、上位の伊丹礫層とは 1 サイクルのデルタサイクルをつくっている。それは大阪湾内にもよく連続し、神戸港地区では上部洪積層上部層として詳細な記載が行われた（藤田・前田，1969，1984；本報告巻末折込付図参照）。

このように Ma 12 は、沖積層下の伊丹礫層あるいは“天満礫層”の下位に位置し、層厚が厚く、固結度は沖積層と大阪層群の海成粘土との中間的な性質を示す。したがって構築物の大型化に伴って、基礎としての工学的性質、また地盤沈下に対する影響などが注目されるようになってきた。ここには、大阪地盤研究会（1983）によって最近行われた検討も加えて記述する。

本粘土層は貝類化石・有孔虫・珪藻を豊富に含む。その最上部にモトジマキリガイ *Turritella kuro시오* Ida を多産するのが特徴で、大阪・尼崎・西宮・神戸にわたる広い範囲で認められている、本種は絶滅種である。花粉化石については西隣「須磨」地域地質研究報告書に記載されているので参照されたい。

Ma 12 には断層運動による変位が確認できる場合が多い。上町断層でもボーリング資料で明瞭に出てくる。神戸港地区でも同様である（藤田・前田，1984）。更に地表では伊丹台地において、伊丹断層に沿って 3.5 m の落差が認められている（藤田・笠間，1982）。大和川尻において、それより以南で Ma 12 が急に薄くなり、代ってその上位の砂礫層が厚くなる現象が顕著で、断層の存在が推定される（巻末付図参照）。

堺泉北臨海工業地帯において、埋立用に吸い上げられた海底砂質粘土層の中に *Turritella kuro시오*、ハイガイ *Tegillarca granosa*、ビョウブガイ *Trisidos tortuosa kiyonoi* が多量にふくまれていて注目を集めた。第 15 図にも示されているように、本地区でも、大阪層群上部亜層群の侵食面上に厚さ 30 - 45 m の上部洪積層がオーバーラップしていることがわかる。したがってこれらの貝化石が Ma 12 に由来している可能性が大きい。

同様な貝化石群集は金子寿衛男によって詳しく研究され、大阪城本丸の濠内の粘土層、地下鉄御堂筋線の西田込駅付近の粘土層から報告されている（金子・梶山，1962）。そしてこれらは一括して上町累層として中位段丘構成層とする見解が多い。しかしながら、これらが単一の粘土層、例えば Ma 12 に由来するとは言い切れない点多々ある。なお問題は将来に残されているが、これらの化石は上部洪積

層を特徴づけるものとして範囲を広げて取り扱うべきであると思われる。

### III. 3 沖積層

#### III. 3. 1 潜函内観察資料による沖積層

沖積層の調査研究は、従来構築物の基礎工事に伴ってその上部の一部を露頭で観察する以外は、ボーリング資料に頼らざるを得ないのが実状であった。ところが本地域内に建設された大阪南港埋立地と港区を結ぶ「港大橋」の橋脚建設用の潜函（ケーソン）工事の際、前田保夫は潜函内において露頭の連続観察を行い、多数の資料を採集して大きな成果を挙げた。この研究法はその後も大阪湾岸の沖積層研究を推進したが、その詳細は第七章にまとめることにして、ここでは、以下の記述に必要な標準層序だけを第20図に示す。更に沖積層に関して使用されている区分との関係を第2表に示す。ただし本表は、本報告に使用されている地層名と、従来使用されている地層名との対応関係を示すだけで、年代的関係を示すものでないことを注意しておく。年代に関しては、研究者により見解の

地質時代	地層	層相	深度 (-m)	層厚	<sup>14</sup> C年代 (年前)
完新世	梅田層	上部砂層	8.5	4	2,000
		中部粘土層	12.5	4	
		下部シルト質粘土層	25.0	12.5	3,000
	南港層	上部砂層	28.5	1.2	9,000
		中部粘土層	29.7	1.3	
		下部シルト質粘土層	31.0	4.5	10,000
		上部洪積層	35.5		
更新世	上部洪積層				

第20図 大阪港付近の完新世層の層序  
Stratigraphy of the Holocene beds at the Osaka Port.

第2表 大阪盆地内の“沖積層”及び“上部洪積層”の地層名対応表 (M)は海成層を示す  
Tentative comparison of “Alluvium” and “Upper Pleistocene” in the Osaka Basin.

段丘	OD-1 ボーリング	本報告(藤田・前田, 1985)		大阪地盤図 (1966)	山根 (1930)	IKEBE <i>et al.</i> (1970)	古谷 (1978)	小野寺・大嶋 (1983)
		大阪湾岸	大阪湾内					
低位	(Ma13)	梅田層 (M)	上部砂層 中部粘土層 下部シルト質粘土層	沖積層 A	梅田層	梅田層	難波層 (M)	a 層 (M)
		南港層 (M)	上部砂層 中部粘土層 下部シルト質粘土層	沖積層 B	梅田層	梅田層	難波層 (M)	b 層 (M)
中位	Ma12		天満礫層 天満粘土層 (M) 伊丹礫層 伊丹粘土層 (M)	洪積層	天満層 上町層	上部洪積層	天満層 (上部) 天満層 (中部) 天満層 (下部)	c 層
	Ma11		川西礫層 川西粘土層 (M)				上町層	

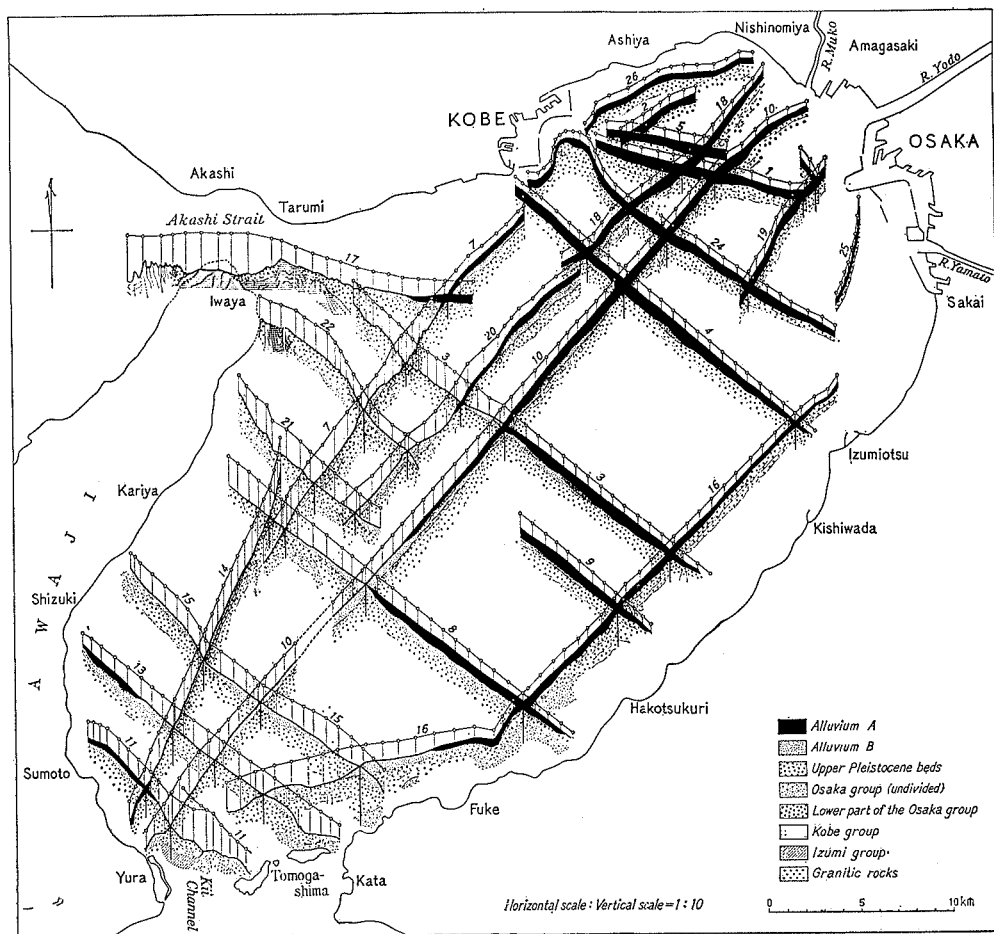


相違があるのが実状である。

### III. 3. 2 音波探査による大阪湾内の沖積層

昭和37年7月、大阪湾音波探査委員会によって、大阪湾全域にわたる音波探査が実施され、その記録は藤田和夫・鎌田清吉によって解析された(藤田・鎌田, 1964)。当時の探査機器は初期段階であり、調査船も神戸海洋気象台の観測船春風丸という大型船を使用せざるを得なかったため、ノイズが多く分解能は良好でなかったが、広範囲にわたって探査ができたので、沖積層の3次元分布を知るには十分であった。その要点は次のようにまとめられている。

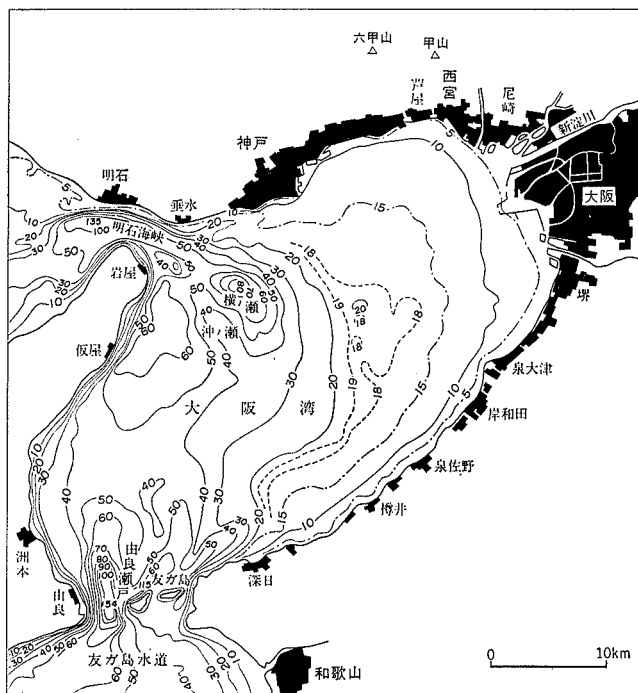
1) 一部を除いて、海底面直下に比較的白く抜けたようなパターンの部分が連続追跡され、その下底は極めて明瞭な反射面である。本層はほとんど水平であって、広範囲にわたってみると膨縮があるが、



第21図 音波探査による大阪湾内の沖積層(藤田, 1966を一部修正)

"Alluvium" in Osaka Bay based on the sonic records.

In this paper, the legend of the original article (HUZITA, 1966) is modified as follows: read Upper Pleistocene beds and Upper Subgroup of the Osaka Group for Upper Pleistocene beds, Middle Subgroup of the Osaka Group for Osaka group (undivided), and Lower Subgroup of the Osaka Group for Lower part of the Osaka group.



第22図 大阪湾海底地形図 (藤田ほか, 1959) 数字は水深 (m) を示す。  
Submarine topography of Osaka Bay.

これは海底地形とよく調和している。そしてパターンが海水のそれと酷似していることから、海水で飽和された未固結層であることが予想される。

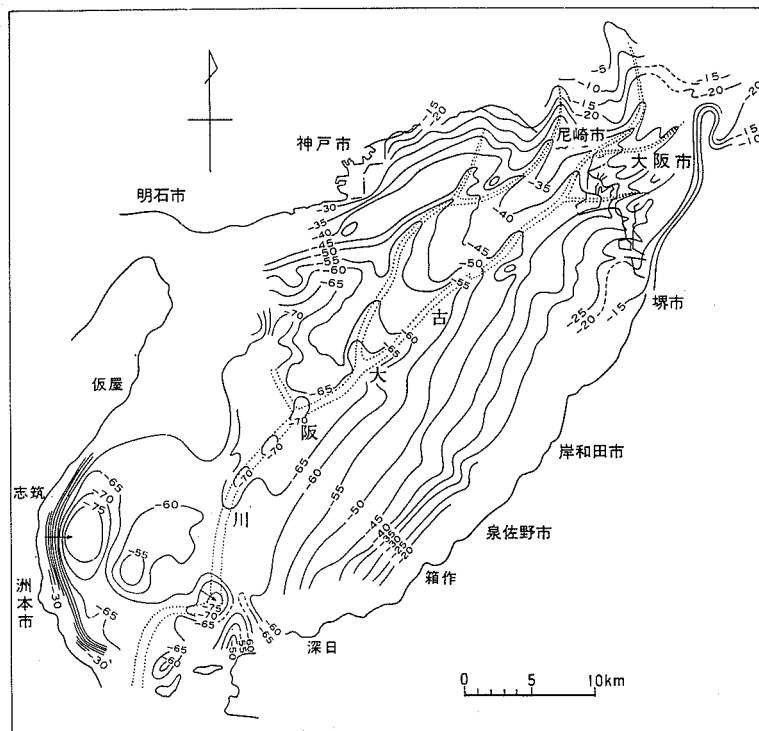
2) 以上の点から、本層が巨視的にみて“沖積層”であることは間違いないが、細部についてはボーリング資料などと合わせて検討することが必要である。しかしながら記録からみて、本層を2分することが可能であり、上位のものをA層、下位のものをB層とした。

3) 第21図はA・B両層の分布を示す。A層は主として湾奥の東半分に分布し、その堆積面はほぼ水深-25 m以浅の海底面と一致する。これに対しB層は湾の西半分に分布し、水深-25 m以深の海底に露出するが、それ以浅の部分では薄化しながらA層の下位に潜在するようになる。更に水深-50 m以深の部分ではB層も欠き、直接基盤反射層が海底に露出するようになる(第21図)。

4) 本層の基底には、ところどころに基盤層に対する削り込みが認められ、それらを連結すると湾の中軸部を南へ流れる水系が浮かび上る。その陸上への延長は武庫川・猪名川・安治川などにつながる。これは沖積層堆積前の古水系を表すものとみられ、「古大阪川」と名付けられた(藤田, 1966)。第23図は大阪湾内の沖積層基底面を示す等深線図であるが、古大阪川が沿岸各水系を集めて紀淡海峡へ抜ける状況がよく現れている。

5) A層は大阪湾付近でも尖滅せず、大阪平野下に延長する。

以上のような諸性質を港大橋の潜函内資料と比較すると、A層が梅田層に相当することは間違いない。そして南港層はB層の一部と推定される。しかしながらB層の主体は湾の西半分に分布するかなり



第23図 大阪湾の沖積層基底面と古大阪川（藤田，1966）

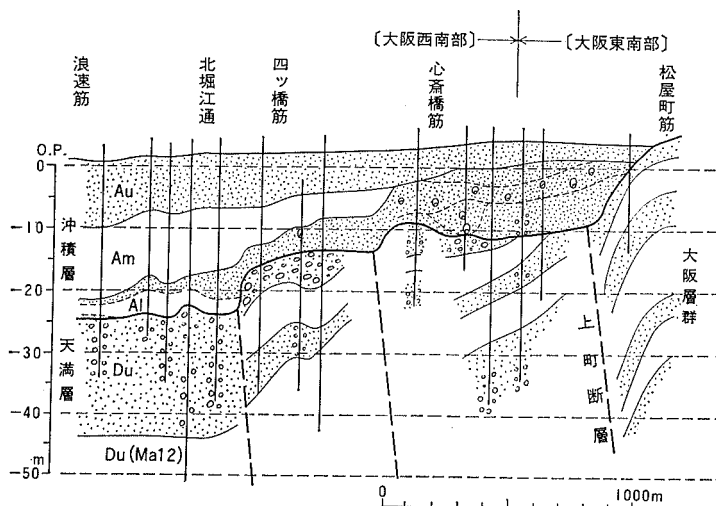
Contour map of the basement surface of the "Alluvium" in Osaka Bay and the channels of the Paleo-Osaka River.

厚い地層であり、その実態はまだ明らかでないが、梅田層のような泥質層ではなく、比較的砂質の複雑な堆積相を持つ地層と考えられる。これについては後章で触れる。

### III. 3. 3 ボーリング資料による沖積層

大阪市街地の沖積層の先駆的な研究は1930年山根新次によってなされ、その地層区分や地層名は今なお生かされている。次いで1966年の「大阪地盤図」の公開によって大きなまとめが行われ、応用地質学的にも活用されてきた。更に1984年に関西地質調査業協会内に大阪地盤研究会（委員長三木幸蔵）が設けられ、それ以降の多数のボーリング資料が収集整理され、詳細な検討が加えられている。これらの成果と、前項の大阪湾内の沖積層の関連を考慮しながら、本項をまとめることにする。

大阪港付近では沖積層の堆積状態は極めて安定していて、梅田層と南港層がそのまま東へ続いていく。大阪地盤研究会では、これに平面をつくる砂礫層を加えて、沖積層上部・中部・下部に区分した。中部が厚さ15 m以上に達するシルト混じりの海成粘土層を主体とし、大阪では梅田粘土層（難波粘土層）、尼崎では尼崎粘土層と呼ばれているものである。上部はそれを覆う粗粒層である。下部は砂礫・シルト・粘土よりなる数m-10数mの複雑な地層で、しばしば有機物を多量に挟在する。これは南港層そのものであり、その下底は $9,790 \pm 160$ 年の $^{14}\text{C}$ 年代を示している。



第24図 大阪港-上町台地を連ねる西大阪平野の東西地下断面図 (大阪地盤研究会)  
Geologic profile of the western part of the Osaka Plain connecting Osaka Port and the Uemachi Upland.

以上のような区分は、大阪港付近では比較的容易に識別できるが、これを東に延長していくと、大阪市内を南北に延びる上町台地に近づくにつれて急変する。すなわち、中部の梅田粘土層は四ッ橋付近から下限が浅くなる形で層厚を減じ、御堂筋と境筋の間で尖滅する。それとともに貝殻混じりの砂質層が現れ、上町台地のやや西側に当たる境筋と松屋町筋の間で、上町台地を構成する大阪層群の小崖にアバットして終わる (古谷ほか, 1982) (第24図)。この砂質層はよく締まっていてN値は30程度を示し、大阪地盤図 (1966) では支持層としての“洪積層”に分類されていたものである。

この砂層の分布を平面的に追うと、上町台地の西縁部だけに限定分布しているのが特徴で、O.P.+5 m以下の地帯でO.P.+0.0 m以深に分布する。そして上町台地の西側の崖に沿って南北に延びるとともに、崖を削る谷筋を埋めるような形で分布している。また旧淀川筋に近い程はつきりしてきて層厚も厚くなることから、旧淀川から当時の大阪湾域に流入した砂が、上町台地の西側に沿う沿岸波浪によって南へ運搬され、海岸砂州として堆積したものとみられる。

当時の古地理的環境を考えると、淀川水系は広義の大阪盆地に入っても、いったん河内盆地に停滞水域をつくり、その溢水が千里丘陵と上町台地を結ぶ隆起帯を先行的に切って、大阪湾に流入していた。したがって淀川水系は狭義の大阪盆地に入る頃には、粗粒碎屑物の運搬能力は大きくなかったとみてよい。これら海岸砂の供給源は、主として上町台地を構成する大阪層群の砂礫層であったと推定されるのである。この砂層は沖積層下部の延長として区分されている場合もあるが、これは沖積層中部粘土層の汀線付近における異相として表現した方が誤解が少ないと思われる。

### III. 3. 4 沖積層の形成とデルタサイクル

以上のような沖積層に関する諸資料を総合して大阪の沖積層の形成過程を考察する。

1954年に竹中準之介は大阪の沖積層の形成段階をデルタサイクルとみて3段階に区分した (TAKENA-

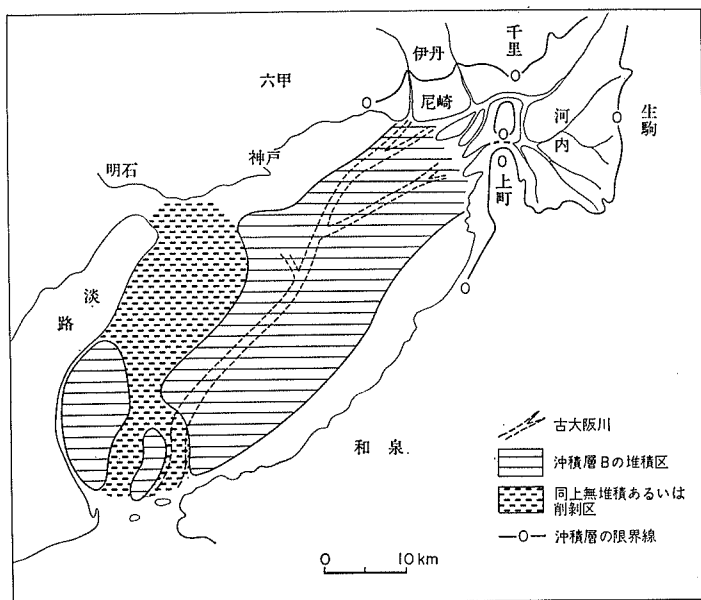
KA, 1954). すなわち, 1) 川の流路が刻まれた広い乾燥した洪積層の離水面の出現, 2) 海水面の緩やかな上昇と第1デルタの形成, 3) 海水面の急上昇と第2デルタの形成という段階に分けた. これは沖積層の形成を海水面変動とそれに伴うデルタの発達によって説明しようとしたもので, 当時としては極めて先見の明な見解であった.

これは, 今日の知識でも, 巨視的には的を射たものといってよい. 南港層の存在は, 約10,000年から上部洪積層の離水面上を流れる水路の埋積が始まり, あるいは浅い淡水域が発生したことを示し, 8,000年前あたりから海面上昇が著しくなり急速に内湾化して梅田粘土層が形成されたことを示している.

これらが大阪湾内のA・B層とどのような関係にあるかが次の問題となる. 大阪湾内のB層は西半分はその堆積面を露出するが, 東半分では薄くなりながらA層の下位に潜在する傾向が認められ, 層位的には明らかにA層の下位にくる. A層が湾岸部の梅田層あるいは沖積層中部に連続することは確実であるから, 問題はB層が南港層あるいは沖積層下部とどのように関係しているかという点であろう.

第VI章に詳述するように, 完新世に入り, 約8,000年あたりから始まった縄文海進による堆積層が梅田層であり, 南港層も10,000年以後の完新世に入ってから谷埋め型の堆積物である. この南港層によって埋められた川筋は沖積層の基盤層上を流れる古大阪川に連なるものとみてよいであろう. 古大阪川が出現したのは, 約20,000年前ないしは18,000年前のウルム氷期の最盛期で, その時期には海水面の低下が100 mを越えたことが全世界的に認められているから, 大阪湾全域が離水したことは推測に難くない. そしてこの離水面上にB層の堆積が始まったのである.

B層の分布範囲は大阪湾の西半を占めるかなり広大なもので, 湾中央部では厚さ30 m余に達するか



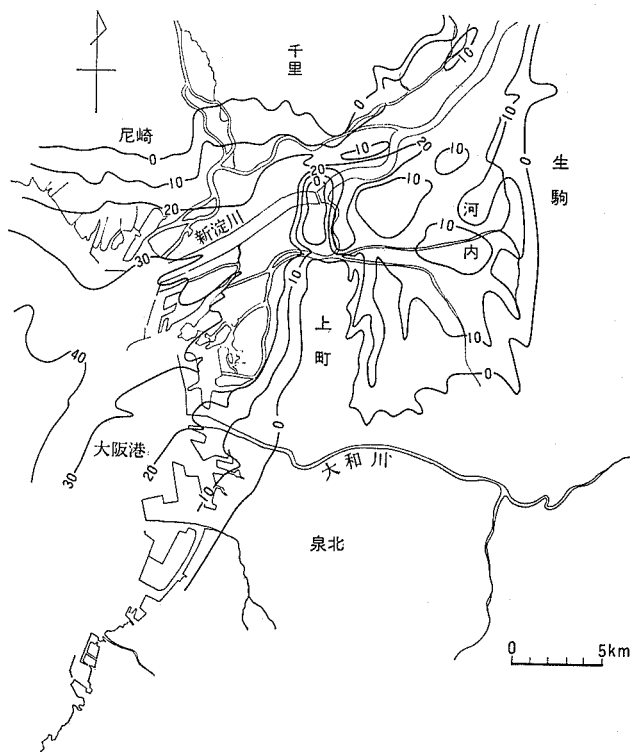
第25図 大阪湾内における沖積層Bの堆積地域の古地理図  
Paleogeographic map of the Lower part of the "Alluvium" (B bed) in Osaka Bay.

ら、B層群堆積時に大阪湾の西半が内湾化していたことは、紀淡海峡の海底地形からみても確実といえる。この第一次海進に対するデルタがB層であり、この盆地西半の内湾化によって古大阪川のチャンネルは水没したが、東半のその上流部に当たるところでは川筋に沿ってピートを含む埋積が始まったとみられる。そしてこの状態で海面上昇が一時停滞ないし小海退があったとみられるが、これが完新世の初期である。そして次の第二次海進、縄文海進時代に移行する(第25図)。

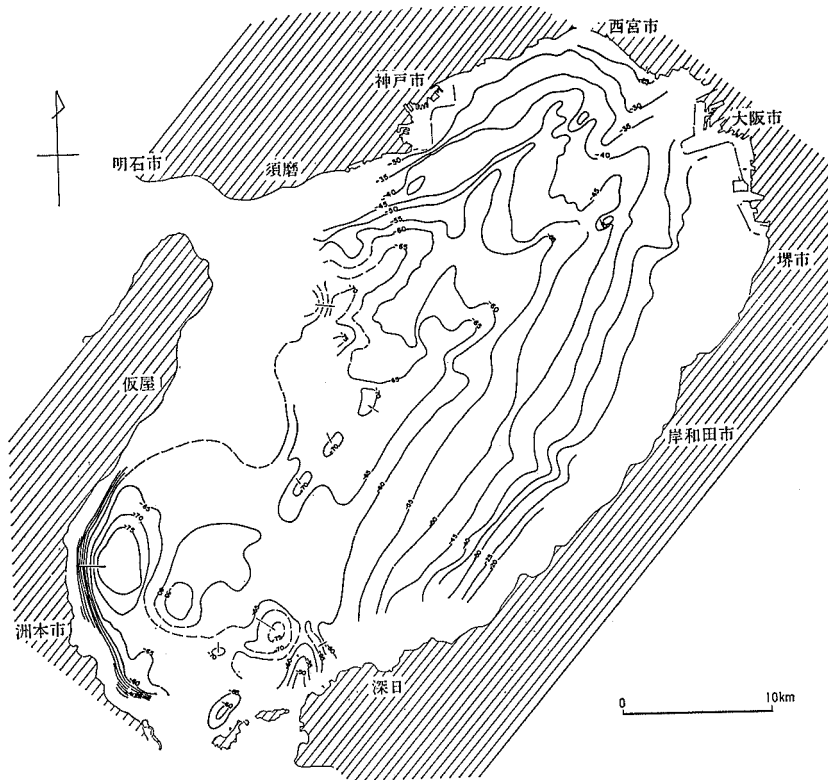
以上のような観点に立つと、大阪平野下の大部分で、基盤洪積層の離水面上に直接梅田粘土層がオーバーラップするのも理解でき、沖積層下部にも10,000年前以上の $^{14}\text{C}$ 年代を示す資料がほとんど得られないことも説明がつく。更にB層については、その最上部が南港層に相当するとみられるから、B層の堆積は更新世末期から完新世初期にわたるといってよいであろう。しかしこの時期に関する資料の極めて乏しいのが現状である。

小野寺・大嶋(1983)は大阪湾から播磨灘にわたる音波探査結果からa, b, c, dの4層の反射層を区別した。このうちa層は明らかに沖積層Aに当たるものである。b層は海成層であってマガキ(10,820 ± 190y.B.P., GaK-5703)を含み、c層は泥炭(13,950 ± 280y.B.P., GaK-5706)を狭る陸成粘土で、海底浸食地域に露出するとされている。これらb・c層が洪積層Bに対応するものであろう(第2表)。

現在、河内盆地の生駒山地東麓に近い深野南において-16 mのピート層から19,800 ± 300年、千



第26図 大阪平野の沖積層の基底面。数字は深度(m)  
Relief map of the base of the "Alluvium" under the Osaka Plain.



第27図 大阪湾内の沖積層の基底面の深度分布図 — 沖積層分布部 ----先沖積層露出部  
Map showing the depth of the basal surface of the Alluvium in Osaka Bay.

里丘陵南麓の新大阪駅の $-20\text{ m}$ から $12,730 \pm 340$ 年、神戸港域の六甲アイランド埋立地の $-25\text{ m}$ 付近のピート層から $15,300 \pm 200$ ,  $15,100 \pm 200$ ,  $16,700 \pm 235$ 年という $^{14}\text{C}$ 年代が得られているにすぎない。これらは第一次海進期における山麓扇状地の堆積物が捕捉されたものであろう(第26図)。

従来沖積層の定義にはいろいろのものが、大阪地盤図(1966)における「大阪盆地の最終離水期以降の未固結層を一括して沖積層とする」定義が実用的に使用されてきたが、本定義は大阪湾を含む大阪盆地全域に無理なく適用できる。しかしながら大阪市街を中心とする地域では、それは完新世として使用できるであろう。

第27図に大阪湾内の沖積層の基底面の深度分布を示す。

#### IV. 大阪層群・上部洪積層・沖積層

以上の記述からもわかるように、大阪地下地質に関する地層区分や地層名には、いろいろの用語が使用されていて、混乱や誤解を招いていることが多いので、本章でそれらの関係を検討・整理しておく。

大阪層群と呼ばれる地層群は、上限・下限ともに明瞭な定義のないのが実状である。上限については、地質学的・応用地質学的・地形学的などいろいろの立場からの用語が入り混じっていて、見解もま

た分かれている。

最も完全な大阪層群の断面とみられる OD-1 においては、一応 Ma 10 の上限までを大阪層群、それ以上沖積粘土層下限までが“上部洪積層”(Upper Pleistocene)とされている。これはもちろんいろいろの要素を検討した上での区分であり、大局的には意味あるものであるが、表層地質的な細かい問題になると、この定義では満たされないことが多く、用語的にも問題が出てくるのである。

まず地層の堆積環境という観点から検討してみよう。大阪層群プロパーは、大部分が海成粘土層と砂礫層の互層型式をとっている。そしてそれらの堆積機構のすべてが盆地の沈降運動に帰されるべきではなく、継続累積していく地殻変動としての造盆地沈降運動と、それを量的に上まわる海水面変動との組み合わせによるものとみられるようになってきた(藤田, 1982)。

その機構は沖積層の形成過程によく現れている。第 21 図の音波探査記録に現れた大阪湾内の沖積層の東西断面をみると、湾中央において最も厚く両岸に近づくに従って緩やかに薄くなり、全体として下向きの凸レンズ型をしている。これは沖積層の基底面である基盤層のウルム氷期最盛期における離水面が湾曲していることを意味していて、その形は第 26 図からも読み取れる。

このような地形的くぼみの中を満すような形で、海面上昇によって沖積層がデルタ形式で堆積したのであるから、海水面変動の方が盆地沈降運動より大きかったことを意味している。これは後述するよう量的にも明らかにされていて、後者が年平均 0.1-1.0 mm オーダーであるのに対して、前者は縄文海進の最盛期では 10 mm を越え、1 桁大きいのである。

このような堆積機構は、上部洪積層や大阪層群にも適用可能と思われる。Ma 記号で呼ばれる海成粘土層は、盆地の沈降運動を上まわる急速な海面上昇の産物であり、その結果生じた海域にデルタが発達し始める。すなわち海成粘土層はデルタの底置層としての位置を占め、その上位の砂礫層は前置層として海退に伴って前進する。そしてこのデルタの堆積面は離水するが、この間盆地の沈降運動は継続しているため、次の海面上昇までの離水期に、再びレンズ状の堆積空間を準備しておくことになる。

したがって、デルタサイクルとしての地層は、海成粘土層とその上位の砂礫層が 1 サイクルの堆積をあらわしているので、粘土層の下位と下位の砂礫層の間に時間間隙があるのであって、粘土層と上位の砂礫層との間はむしろ連続なのである。故に、南港層あるいは“沖積層下部”のような旧河川のチャンネル埋積型の地層は、砂礫層とその上位の粘土層の間を占めて現われることになる。このような堆積間隙は不整合と呼ばれる程の意味合いのあるものではなく、ダイアステム (diastem) というべきであろう。そしてこのような堆積サイクルが累重しながら数 100 m に達しているということは、その層厚に相当する量だけ大阪盆地が沈降してきたことを示すものである。

以上のような観点に立つと、従来のように粘土層とその直上の砂礫層との間に地層区分を求めてきたことが問題になる。例えば大阪層群と上部洪積層との堺が Ma 10 の上限であったり、天満礫層と Ma 12 の境界を Ma 12 の上限に求めるといった考え方である。この辺りの層準になると、海成粘土層を中心として、その下位に局部的に存在するチャンネル埋積型の地層と、その上位にくる砂礫層を合わせて 1 ユニットとして取り扱うという見方が必要であろう。

次に大阪層群の上部について検討する。大阪層群の Ma 5 層準までは、比較的良好そろったリズミカルな互層で、砂礫層も比較的細粒で、マトリックスは花崗岩質であるが、遠来のチャートその他の中・



古生層のペブル円礫を多く含み、その地理的分布も現在の地形的条件を無視して広がり、あまり層相を変えることなく分布しているのが特徴である。

これに対して Ma 6 以上になると、互層型式にやや乱れが現れ、砂礫層も粒度が大きくなり、大阪盆地周辺の山地を構成する花崗岩礫が優勢となる。これは構造運動からみると、この頃から基盤岩の断層地塊運動が活発になり、その結果、上昇地塊の間に相対的に生じた構造盆地を埋め立てるような形で Ma 6 以上地層が堆積したものである。そしてこれが年代的には更新世前期から中期への移行期に当たることが注目される。

このような観点から、藤田（藤田・笠間，1982）は大阪層群中部亜層群と上部亜層群の境界を Ma 5 と Ma 6 の間に置くとしたが、より詳しく言えば、Ma 5 の上位の砂礫層と Ma 6 の間と言うべきであろう。

次に上部亜層群の上限が問題である。これについては適確な資料がない。現在 Ma 10 の層準と漠然と定義されているが、第Ⅲ章で述べた段丘との関係から言うと、むしろ Ma 10 の上位の砂礫層と Ma 11 の間に求めるべきかもしれない。今後の問題である。これがはっきりすれば、上部洪積層は明瞭な定義のもとに、新しい地層名が与えられるべきであろう。

## V. 砂州・砂堆・自然堤防、史跡及び埋立地

大阪湾の沖積平野は、淀川水系、猪名川・武庫川水系によって流入した砂や細礫が、大阪湾岸流によって運搬され、湾岸に平行につくった砂州・砂堆の複合したもので、その状況に応じて微高地をつくっている。大阪港付近は砂州が沖合まで延長し、広い潮間帯をつくり、あるいは低湿地になってきたため、これらの部分に対して古くから埋立が行われてきた。その経過は第 66 図に示されている（Ⅷ. 3 埋立地と人工島を参照）。

上町台地の西縁に沿っては、波食崖が形成され、砂堆が堺方面に延びて、良好な居住地を提供してきたが、堺泉北臨海工業地帯の埋立により、景観は一変してしまった。

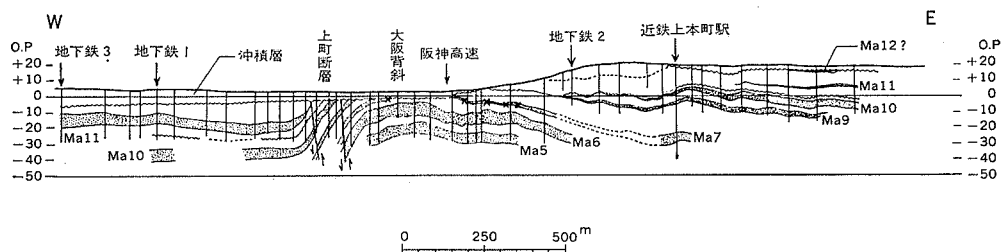
本地域東南部には、天皇陵のほか古代遺跡がたくさん見られる。地質図では、大きい天皇陵を史跡として区分している。仁徳陵は前方後円墳で、天皇陵としても最大のもので、そのまわりに3重の濠がつけられている（仁徳天皇，290-399 A.D.）。

## VI. 地 質 構 造

### VI. 1 概 説

本地域は、大阪平野の西縁と大阪湾の東部を含むにすぎないが、大阪層群の標準層序を与えた OD-1 ボーリング地点を含み、大阪盆地の地下構造について重要な資料を与えているので、その意味を理解するためにも、広く大阪盆地の地下構造についてまとめておくことにする。

広義の大阪盆地の特徴は、繰り返して述べたように、その中央に上町台地が南北に延びていることであ



第28図 近畿日本鉄道奈良線に沿う上町台地の東西断面（竹中・藤田, in IKEBE *et al.*, 1964）  
 波状線は不整合面を、×印はサクラ火山灰層の確認地点を表わす。O.P. は大阪港工事用基  
 準面であり、T.P. よりも 1.3034 m 低い。

Subsurface profile of the central part of Ōsaka City crossing the Uemachi Upland.

る。この台地の構造的意義が大阪盆地構造の最も重要な問題点である。

昭和24年から25年にかけて、地質調査所大阪支所長別所文吉を中心として行われた大阪のガス田調査は、大阪層群の層序と構造の研究の端緒を開いた。そしてその頃既に、上町台地を構成する地層が微妙な背斜構造を示すことから、「大阪背斜」あるいは「大阪山脈」という考え方があった（大阪府商工部、1950）。そしてこれを榎山次郎が生駒山地の調査から提唱した「基盤褶曲」（MAKIYAMA, 1956）という概念と結びつけ、河内盆地を向斜部とし上町台地を背斜とする地殻運動が、更新世から現在に至るまで連続して行われてきた造山運動であるという発想が述べられている。

しかしその実態が明らかになったのは、OD-1 ボーリングが-907 m で基盤に達しなかったのに、続いて上町台地の延長上とみられる区役所敷地（大阪市北区中野町二丁目都島）で実施されたOD-2 ボーリングが-656 m で基盤の傾家型花崗岩に達したことによる。更に前者では-420 m にあったアズキ火山灰層が、後者では-46 m の浅いところで発見されたのである（IKEBE *et al.*, 1970）。これからみても上町台地が基盤の上昇部であることが明らかとなった。そして両ボーリング間の基盤のレベル差は400 m 以上に達するのに、その間隔が7 km にすぎないことからみても、基盤岩中に大断層の存在することも確実となった。

更に昭和42年、上町台地を横断する近畿日本鉄道奈良線の難波乗り入れの地下鉄掘削が行われた。これは大阪市営地下鉄御堂筋線の更に下側を通るものであったので、かなり深部の状況を知るのに絶好の機会であった。その時の露頭観察によると（藤田、1984）、国鉄関西本線のやや東に寄ったところで、坑壁いっぱい海成粘土層が西へ傾斜している状態がはっきり見られ、その中でMa7を示す鍵層サクラ火山灰層を確認して、そのまま地表に出たところが、生玉町の上町台地西縁の急崖の途中であった。第28図はその部分の東西断面図である。

## VI. 2 上町隆起（上昇）帯

第28図から次のような点が指摘できる。

1) 大阪背斜の頂部は、上町台地西縁より500 m 余西の沖積平野下にある。台地西縁の急崖は断層崖ではなく、縄文海進時の波食崖で、これは沖積層の層相の変化からも明らかである。

2) 地層は西側に急斜し、東側に緩やかに傾く傾動構造を示す。そしてこの形態は河内盆地の東に上町台地と平行に延びる生駒山地のそれと一致する。すなわちこれは、地下-600 m以上の深い所で、南北に延びる逆断層に沿って、基盤岩が西側の地塊上に衝上傾動することによって引き起された大阪層群の変形・変位を示しているものとみられる。この基盤岩の断層を上町断層と呼ぶ。

3) 大阪背斜の非対称性は、第28図において、Ma 11ないしMa 12の標高差にも現れている。これは上町断層に沿う運動が現在に及んでいることを示している。

4) 背斜頂部において、Ma 7以後の粘土層が薄くなる傾向が明瞭である。この事実はMa 6の堆積を終った頃から断層地塊運動が活発となり、背斜が成長しながら地層が累重してきたことを示している。

5) しかしながら海水面が一定水準を上下するだけの氷河性海水面変動だけでは、このような上昇部で粘土の堆積が継続するということは考え難い。この現象は、広義の大阪盆地が沈降を継続していく中で、大阪背斜部が相対的に上昇していったか、あるいは海水面が周期的に上下運動を繰り返しながら、全体として平均海水準が上昇していったかのどちらかである。

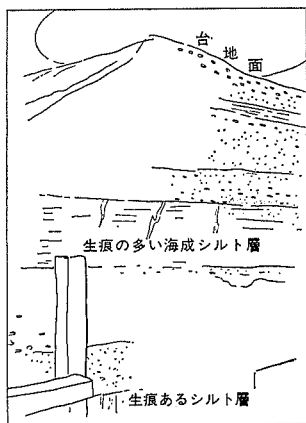
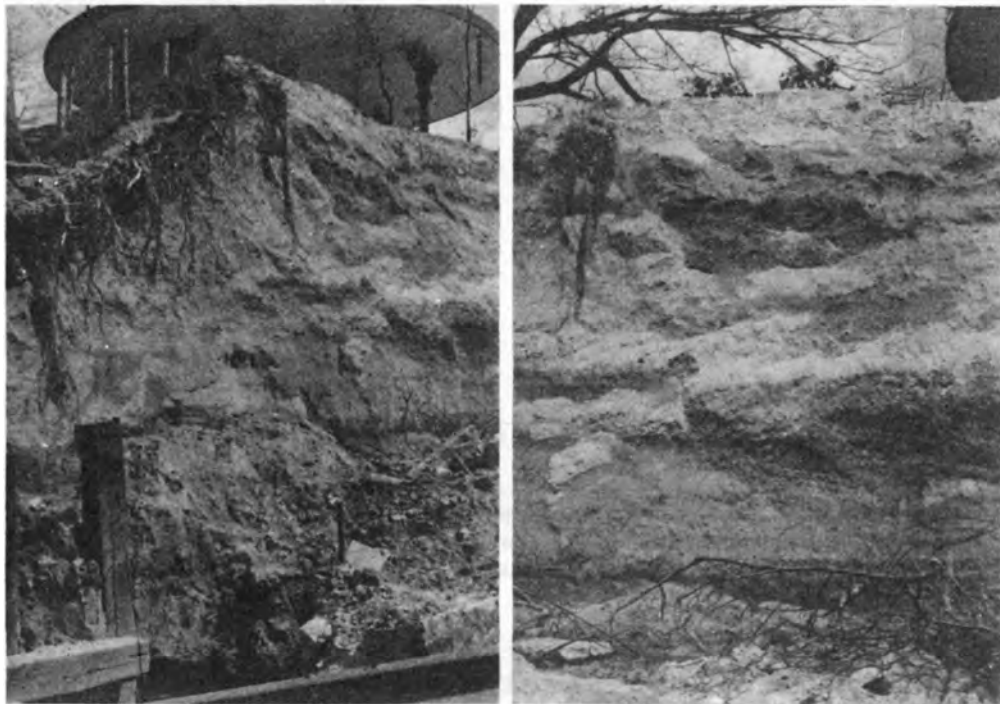
さて、上町台地については従来これを中位段丘で上町層の堆積面とする見解があったが(市原, 1960; 古谷, 1978)、これには問題が多い。既に極度の人為的改変を受けているので、元の台地面を復元することは困難であるが、明治18年測量の2万分の1地形図や、昭和24年撮影の空中写真を見ても、その開析度は大阪盆地周辺の中位段丘の開析度とは全く異なっている。

地形的にみると、大阪城付近から天王寺にかけて幅狭く20 mを越える部分があり、それ以南は高度を減じて15 m以内となる。そして台地を削剝する谷浸食もかなり強く、特に東側では20 mの台地面はかなり失われて西半分だけに保存され、代って10 m台の平坦面が発達する。西側の急崖部も小さな谷で開析されているが、大阪城-天王寺の間では瓦土採集のため、徳川時代に人為的に削られた部分が多いという。天王寺以南は更に地形が複雑で低下し、北北東-南南西方向の浅い谷筋が台地を斜めに切り、構造的なものとみられる(第3図)。

地質学的にみると、各所から海生貝化石を含む粘土層やシルト層が発見されていて、これらを連ねて上町層という考え方になったと思われる。特に大阪城の南側に厚い貝化石を豊富に含む海成粘土層があり、これがMa 12と類似した化石花粉組成を持つことから、Ma 12との関連性において伊丹段丘と対比され、本層で構成されている上町台地は中位段丘であるとの論拠となっている(古谷, 1978)。しかしながら、このような海成粘土を挟む1サイクルの地層が、上町台地全域を構成しているとは考え難い。

天王寺公園南側の国鉄沿いの石垣改修の際に露出した台地上半の露頭観察では、大部分が鉄錆汚染を強く受けた花崗岩質の細粒砂礫層の累層で、海成とみられる50 cm余のシルト層と、更にその下位約3 mのところには生痕化石の多い粘土層がみられた。そしてそれらは層相的に、六甲山地南麓の満池谷層と酷似していた(第29図)。

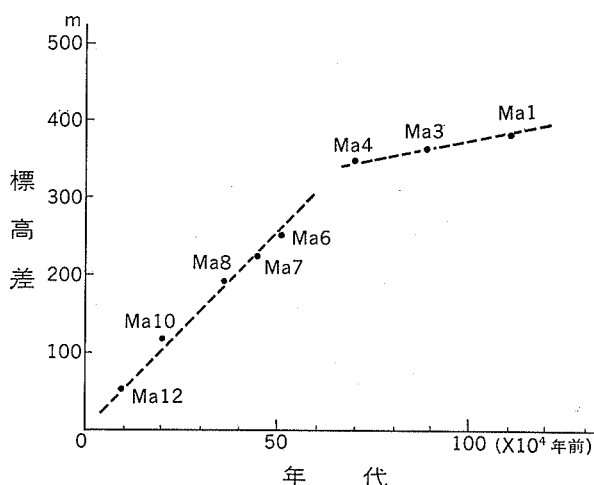
以上のような点に構造的な問題を加えて考察すると、上町台地全体が中位段丘として一括されるようなものではないことがわかる。段丘は上昇地塊の縁辺部に、海水面変動と隆起運動との合作として形成されているのが本地域の特徴で、このように孤立した丘陵性の隆起帯が海進を受けて厚い海成層を堆積し、それが一挙に20 mの台地上昇することは考え難いのである。また隆起速度も異常に大きくなる。



第29図 天王寺公園南側に見られた上町台地上半部の露頭写真及びスケッチ

Cutting of the upper part of the Uemachi Upland near Tennōji Park.

実証はなかなか困難で、大阪城南の海成粘土層の問題は残るとしても、上町台地を構成している地層は、大阪層群上部亜層群である可能性は大きい。大阪背斜部の上昇は Ma 6 あたりから活発化したが、それ以後の海進に対しても完全に離水することなく浅海底に没していたことが、Ma 7 以後の海成粘土が、薄くなりながらも背斜頂部に延びていることからわかる。したがって背斜頂部は浅海底あるいは短い離水状態を繰り返し経験したために、一般の大阪層群の堆積とは異なるものとなり、砂州的な細砂礫の累層を続けながら上昇した。天王寺公園の露頭はこのような部分を示すものとみられる。そして最後の縄文海進の最高海面時に、上昇部の西半分が波食され、背斜頂部は沖積平野下に没し、現在の位置まで波食崖が後退したのである。



第30図 上町断層の変位の推移 (藤田・笠間, 1982, 第77図から再録)  
 History of the displacement along the Uemachi Fault.  
 上町断層の東側 (OD-2) と西側 (OD-1) における同一海成粘土層  
 (Ma 1-Ma 12) の標高差と粘土層の堆積年代との相関関係

走る佛念寺山断層 (藤田・笠間, 1982) に求められることは確実である (第16図参照)。

後述するように、断層の西側の基盤岩の表面が重力測定結果から約-1,050 mと推定され、また東側のそれが-656 mであるから、本断層の変位は西落ちで400 mに達すると推定される。このように大きな断層変位がどのような経過をたどって累積されてきたのであろうか。それには、両地塊上の同一海成粘土層のレベル差の推移をたどればよい。

第30図は上町断層の東西両側で実施されたOD-1及びOD-2ボーリングにおける同一粘土層のレベル差と粘土層の年代との関係を示すものであるが、明らかにMa4とMa6の間で変位量の急変することがわかる。すなわち前期更新世では変位量が極めて小さいのに、中期更新世に入る頃から急激に大きくなり、0.5mm/y前後の変位を継続しながら現在に至ったことが読み取れる。したがって約50万年前という値は、いろいろの観点から意味あるものといえよう。

この変位量は、日本の活断層の活動度としてはB級であり、極めて妥当な値である。

#### VI. 4 重力異常からみた地下構造

上町断層については、OD-1及びOD-2ボーリングの掘削によって、ほぼその概念が得られるようになったが、次に重力異常分布から、大阪の地下構造を見てみよう。

大阪市内の重力測定は昭和26年前後に約60点行われ、昭和27年には、その再測定が実施された (飯田ほか, 1953)。これらは当時の地盤沈下対策の一環として行われたものであるが、大阪平野の地下構造推定のための重力測定としてはこれが最初である。

昭和36年には帝国石油株式会社、天然ガス調査のために、大阪平野東南部において大規模な重力探查を行い、羽曳野丘陵東縁において構造試錐を実施した。その測定数は1,400点を越えている。

堺泉北臨海工業地帯の地下構造については、III. 2. 3に若干触れた。

#### VI. 3 上町断層の変位

従来上町台地の西側が直線的な急崖であることから、これを断層崖とみる見解もあったが、基盤岩断層としての上町断層は上述のように上町台地西縁より約500 m西にあることが明らかになった。そしてこの断層線に沿う大阪層群の東西方向における非対称的な撓曲状態から、本断層が高角度の逆断層と推定されるようになった。そしてその北への延長が、千里丘陵の西縁を





第31図 大阪盆地の等重力線図 (IKEBE *et al.*, 1970, Fig. 12 を基にして, 新測定値を加え中川康一が作成). 等重力線の間隔は1ミリガル.  
Gravity contour map of the Osaka Basin.  
国土地理院発行の5万分の1地形図「大阪西北部」「大阪東北部」「大阪西南部」「大阪東南部」「岸和田」及び「五条」を使用.



昭和39年には阿部ら京都大学グループによって、伊丹台地から尼崎平野にわたる重力測定が行われた(藤田, 1966)。一方昭和56年から大阪市立大学によって、それまで市街地のため測定が困難で空白地帯であった上町台地地区の調査が行われ(領木・中川, 1984)、ほぼ大阪盆地全域にわたる重力図が描けるようになった。これらの測定は、市街地における交通振動の影響を避けるため、深夜の限られた時間帯に行われた。

以上のうち昭和36年度以降の重力データを総合したのが第31図である。これは各種の補正(ドリフト補正, 潮汐補正, フリーエア補正, 地形補正, ブーゲー補正)が施されているが、平野では高低差による地形補正量が無視できるほど小さいので、行っていない。図のコンターラインは1 mg/l ごとの simple Bouguer anomaly を示す等重力線として描かれている。

大阪平野の重力異常分布を概観すると、周囲の基盤岩山地より大阪盆地の中央部にかけて負のブーゲー異常値が増大し、巨視的には盆地構造を示すが、その様子は決して一様ではない。山麓に近い平野部でコンターが密集し、断層の存在を示すとともに、上町台地を挟んで東西に低重力帯が存在していることが特徴で、これらは地下構造の反映であるとともに、地形的にも現れていることが注目される。

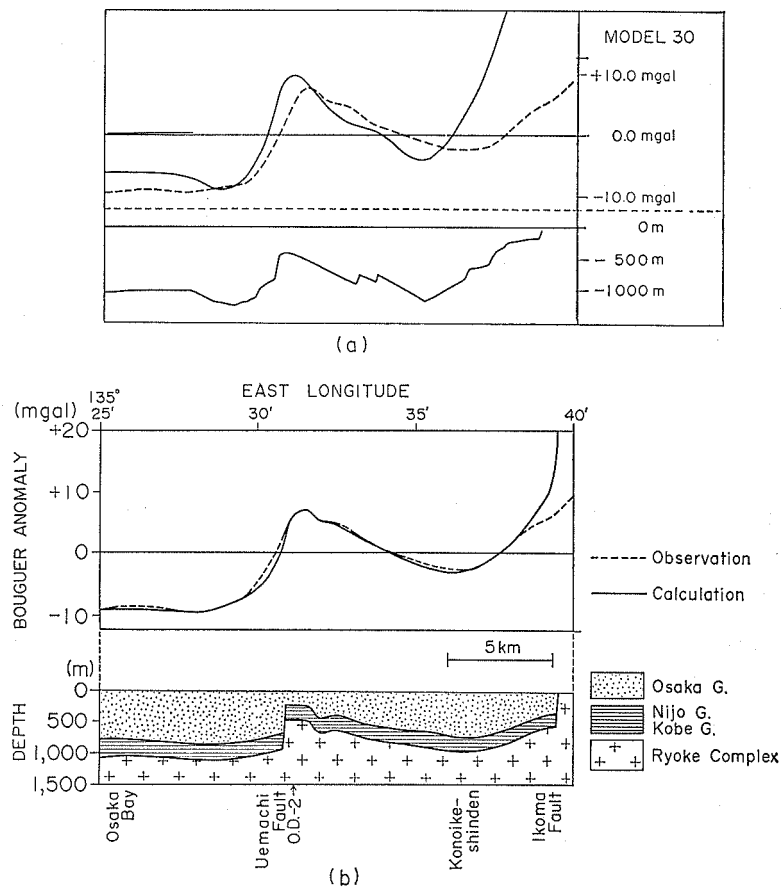
各種の補正をして得られたブーゲー異常の分布より地下構造の推定が可能となるが、解析に当たっては幾つかの境界条件が必要である。しかしながらそれを求めるための、大阪平野における基盤に達したボーリングはOD-2のただ1本しかない。したがってここではOD-2ボーリングのデータから、この地点の基盤花崗岩までの深度を-654 mとし、コアサンプルの単位体積重量分布より、2次の最小二乗近似で被覆層の密度分布を与え、これを境界条件とした。

解析は2次元で、対数ポテンシャル法により、OD-2を通る東西断面について行った。なお神戸層群の水平分布に関する情報が全くないので、OD-2ボーリングより得られた層厚210 mを一様に分布させているが、大阪層群最下部と神戸層群との密度分布には特にコントラストがないので、大きな誤差は生じ得ない。

このようにして、幾つかのモデルについて解析を行った結果の最適モデルを第32図(b)に示す。(a)は池辺・竹中(IKEBE and TAKENAKA, 1969)による概念的な基盤のモデルで、深層ボーリング資料から推定されたものであるが、観測値と全くかけ離れたものではない。むしろよく合ったモデルといえよう。

ここに得られた最適モデルから、以下のことが導かれる。

- 1) 上町断層の存在が重力異常によって確認された。その累積落差は500 m前後である。
- 2) 上町台地東縁部では、基盤の上面は必ずしも単純ではなく、何らかの構造を考えなければならない。
- 3) 大阪湾岸部の基盤深度は1,050 m前後である。
- 4) 河内盆地は比較的単純な舟底状の盆地構造で、鴻池新田あたりが最深部となっている。
- 5) 上町台地南部は北部よりやや低くなっているが、この地区の重力の精査を行った。得られた構造は北東-南西方向で、これは微地形ともよい対応を示していることは興味深い。
- 6) 更に南へいくと、大和川の南、仁徳天皇陵の東にH(高重力域)が現れる。これは上町台地のHの南への延長が前記の断層帯で切断されたものとみられる。



第32図 等重力線図から得られた大阪盆地下面のモデル

Models of the Bottom surface of the Osaka Basin based on the gravity anomaly.

(a) : IKEBE and TAKENAKA (1969) によるモデル

(b) : RYOKI and NAKAGAWA (1984) によるモデル

〈計算の条件〉 ①logarithmic potential technique

②密度は OD-1 及び OD-2 ボーリングデータから計算

沖積層及び大阪層群 :  $3.95 \sqrt{Z} \text{ (m)} + 1.73 \text{ (g/cm}^3\text{)}$

神戸層群 :  $4.14 \sqrt{Z} \text{ (m)} + 2.05 \text{ (g/cm}^3\text{)}$

基盤岩 (嶺家コンプレックス) :  $2.66 \text{ (g/cm}^3\text{)}$

③神戸層群の層厚は一様に 210 m と仮定

いずれにせよ、重力分布に現れた基盤形状がそのまま地表形態に現れていることは、造構運動が第四紀に入って質的に大きな変化がなく、現在に引続いていることを表している。

## VII. 大阪港地区の表層地質

### VII. 1 概説

後期更新世 (約 15,000 年前) から始まった汎地球規模の気候暖化は、完新世前半 (約 5,000 年前)



まで継続し、海面上昇が起こった。本地域の“沖積層”は、これに伴って拡大された水域に堆積したもので、上昇のピーク後に前進した三角州堆積物の堆積面が大坂平野となっている。

このような“沖積層”の層序は、港大橋の橋脚工事に使用された潜函（ケーソン）内の露頭観察に基づき、前田（1976, 1980）により詳細な研究が行われ、その後もその方式によって、沖積層の形成過程の詳細が明らかにされつつあるので、本章にそれらをまとめることにする。

## VII. 2 大阪湾累層

### VII. 2. 1 大阪湾累層の層序

大阪湾累層の層序は、大阪湾外に造成された南港埋立地と築港側とを結ぶ港大橋の橋脚建設時の潜函内露頭観察に基づいて設定され、下部の南港層と上部の梅田層とに2分される（第20図参照）。

#### VII. 2. 1. 1 南港層

基盤の更新世砂礫層の削り込みを埋め立てて堆積した下部シルト混じり粘土層、中部粘土層、上部砂層からなる内湾成層で、厚さ7 m。

**下部シルト質粘土層：**層厚4.5 m。最下部は腐植質に富むシルト混じり粘土層で、ラミナが発達する。基盤層直上の-33.0 mで採集したカンバ属木片（根）の<sup>14</sup>C年代は9,720±160 y. B.P. (N-1312)、-32.0 mの木片は9,790±160 y. B.P. (N-1310)と測定された。貝化石は発見できなかったが、珪藻では汽水生・海生種が淡水種に混じって産出する。

**中部粘土層：**層厚1.3 m。黒色緻密な粘土の薄層が重なる。この粘土層の上部-31 mにニオガイ (*Barnea manilensis*) とおびただしい生痕化石が観察された。ニオガイは潮間帯に特徴的な穿孔貝であり、これらの生痕化石はこの貝のものであろう。ニオガイと生痕化石の産出は、この時期に縄文海進初期の海が大坂港付近に達したことを示す重要な証拠である。また-30.8 mに厚さ10 cm前後の火山灰層が認められた。これは後に町田・新井（1983）によって隠岐火山灰と命名された朝鮮半島東方海上のウルルン（蔚陵）島起源の広域火山灰である。この火山灰と同層準で採集した木片の<sup>14</sup>C年代は9,600±155y. B.P. (N-1311)を示した。またニオガイの<sup>14</sup>C年代は10,200±700 y.B.P. (N-1432)と測定された。この2測定値は逆転した値を示しているが、これはニオガイの試料が微量であったために生じたものであり、測定誤差±700年の中に入る。

大阪港で発見された隠岐火山灰

発見地	大阪港、港大橋第2主脚下
深 度	- 30.8 m
<sup>14</sup> C 年代	9,600 ± 155y. B.P. (N-1311)
鉱物組成	紫蘇輝石 > 角閃石 > 普通輝石・磁鉄鉱
火山ガラスの屈折率	1.522 ~ (1.522 ~ 1.524) ~ 1.525
	モード 1.523 +

したがって、大阪港付近に海水が達したのは10,000-9,500年前ということになる。

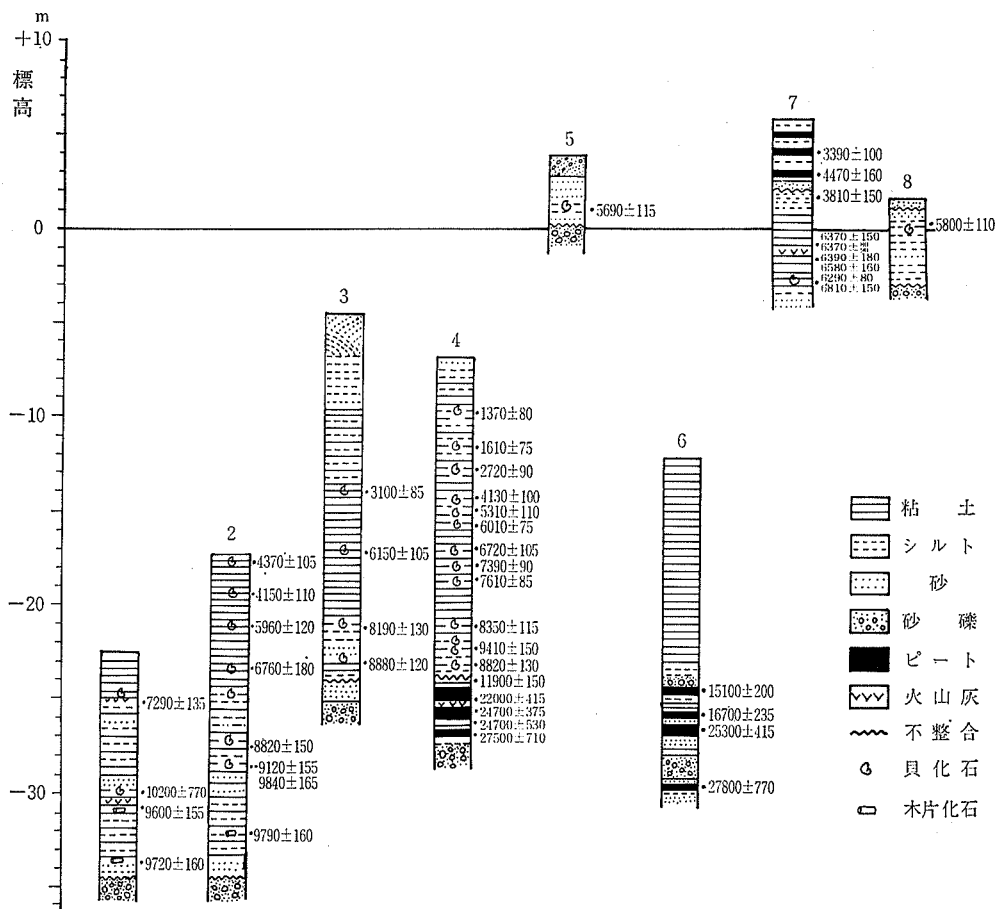
**上部砂層：**層厚1.2 m。灰色細粒-中粒の砂層、ピート層の粘土がレンズ状に挟まれ、マシジミ (*Corbicula leana*) を産出することから河成砂と思われる。本層は、下位の中部粘土層を堆積させた海面上昇のあと、小規模な海面低下ないし海面停滞期があり、その時期に堆積した河成砂であろう。<sup>14</sup>C年代測定値はないが、中・下部の年代からみて、上限は9,000年前と推定される。

#### VII. 2. 1. 2 梅田層

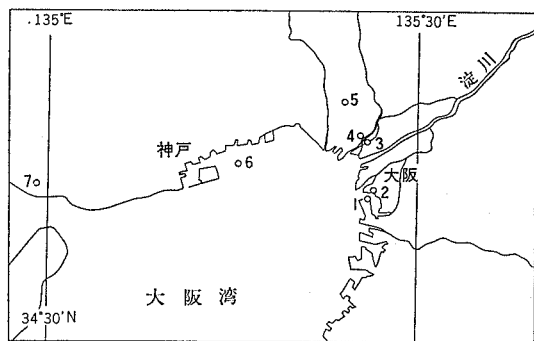
下部シルト質粘土層・中部粘土層・上部砂層（最上部砂層）からなる。

**下部シルト質粘土層：**層厚3.5 m。腐植質を含む暗褐色野シルト層粘土で構成され、著しくラミナが発達することで特徴づけられる。最下部にヤマトシジミ (*Corbicula japonica*) の密集する部分が点在し、それより上位にウネナシトマヤガイ (*Trapezium Neotrapezium liralum*)、アサリ (*Ruditapes philippinarum*)、マガキ (*Crassostrea gigas*)、ハマグリ (*Meretrix lusolia*) 等の海生貝化石を産出した。他方これらの中にマシジミ (*Corbicula leana*)、タニシの一種 (*Cipangopaludina* sp.) 等の淡水生貝化石も少数ではあるが採集されたが、これらは異地性化石で河川域から運搬されたものであろう。本層にはラミナが発達するが、堆積当時この場所が三角州の前置層に当たっていたことを反映しているものと考えられる。最下部の-28.4 mで採集したヤマトシジミ <sup>14</sup>C年代は 9,840 ± 165 y. B.P. (N-1467) であったが、同深度で採集した木片は 9,120 ± 155 y. B.P. (N-1309) と測定された。同一層準で採集した異なる資料による <sup>14</sup>C年代に差異を生じる理由は、試料の測定前の問題などが考慮されなければならないが、ここでは上下の層準における <sup>14</sup>C年代と矛盾しない木片の <sup>14</sup>C年代値を、地層形成の年代と考えたい。なお本層はかつて前田 (1976) により南港層の最上部とされていたが、上述の南港層最上部砂層が、海面の小規模な低下ないしは停滞期に形成された河成砂であるのに対し、本層が再び緩やかに海面上昇が開始された時の海成層であることに注目して、今回の報告では梅田層の下部と変更した。

**中部粘土層：**層厚12.5 m。無層理で緻密な青灰色粘土からなる。内湾の泥底域に特徴的な貝類化石を含み、かつて貝殻混じり粘土、沖積粘土などと呼ばれてきた粘土層の中核である。後述するように固結度が極めて低く、N値は0-1, 2程度である。-25 mにはやや緑灰色を帯びたシルト質粘土が約1 mあり、その中に灰白色の火山灰の薄層を挟在するが、この層準の火山灰は大阪港以外にはまだ報告されていない。火山灰の採集可能量が少なかったために、火山ガラスの屈折率と化学組成は測定されていないが、角閃石の屈折率は1.675-1.668である。主要鉱物としては角閃石・黒雲母・輝石・磁鉄鉱が含まれている。この火山灰の直上の-23.3 mで採集したトリガイ (*Fuliva mutica*) の<sup>14</sup>C年代は 6,760 ± 180 y. B.P. (N-1306) である。この約7,000年前の年代は、梅田層の下部から中部への層相急変部に当たり、大阪湾付近で海水面が急上昇したことを示すものである点で注目される。また6,300年前に噴出した広域火山灰アカホヤは、潜函調査時には確認できなかったが、採集試料よりガラスを洗い出した結果、-22 mの層準に濃集帯のあることがわかった。本層は模式地の港大橋下では層厚12.5 mであるが、ほぼ中位の層準より上位はややシルト質になる。本層の<sup>14</sup>C年代は数多く測定されており、第33



(a)



(b)

1. 港大橋南港側 2. 港大橋築港側 3. 中島大橋  
4. 辰巳橋 5. 栗山

第33図 大阪湾岸各地の大阪湾累層の地質柱状図と<sup>14</sup>C年代 (a) 及び柱状図作成位置図 (b)  
Geologic columns and <sup>14</sup>C datings of the Holocene sediments around Osaka Bay.

図及び付表に挙げたが、その上限はほぼ3,000年前と推定している。

**上部砂層**：淡青灰色のシルト-細砂からなるが、下部では粘土を含み、内湾砂質域に生息する貝類化石を多産する。この層準の観察は、潜函内における直接観察は港大橋では工程の関係上不可能であったので、尼崎市と大阪市との境界に当たる神崎川の川口付近の中島大橋、辰巳橋、阪急梅田駅の地下工事場での観察結果で記述した。現海岸線付近より内陸にかけては、下部の砂層の上位に、砂礫混じりの粗砂が最上部層として堆積し、その堆積面が現地表面となっている。場所によりその粒度や貝化石の含有状況は一様ではないが、多くの場合貝化石は少ない。本層の下限は約2,000年前と推定している。

大阪湾累層は前述のように港大橋の潜函内における露頭観察を主とする調査によって記載したが、隣接「須磨」地域の神戸港のポートアイランドにかかるポートピア大橋、六甲アイランドにかかる六甲大橋の橋脚潜函工事でも同様な調査を行った。それらの成果を合わせて、次に大阪湾累層の形成に関する海水面変動と古環境の変遷をまとめることにする。

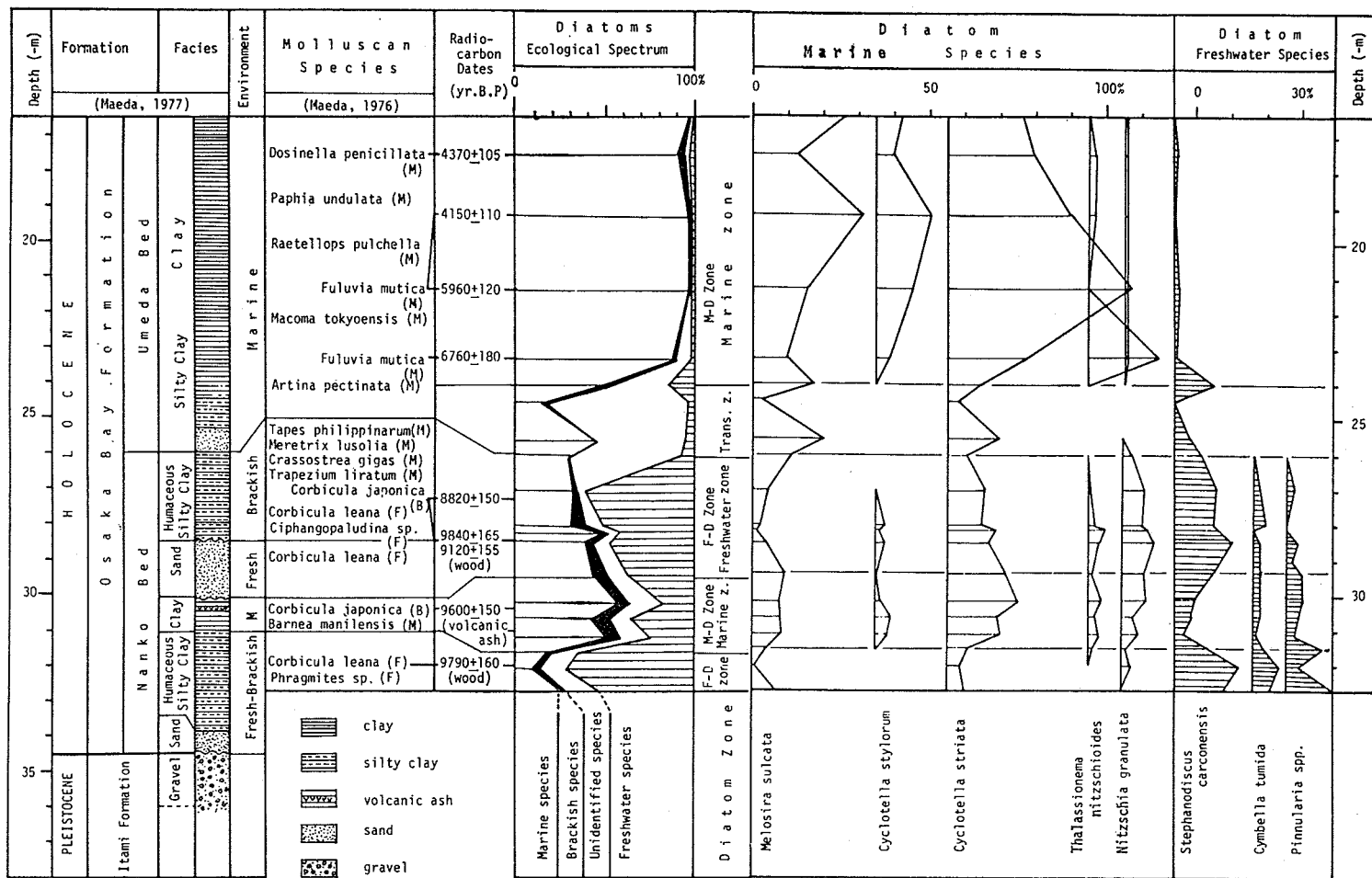
## Ⅶ. 2. 2 大阪湾累層の形成と縄文海進

### Ⅶ. 2. 2. 1 大阪湾累層の分帯

最終氷期の最盛期（約1.8万年前）以降の汎世界的な気候暖化の影響を受けて、海水面が上昇してきたことは今日では既に地学的常識となっている。本地域内に分布する後期更新世末-完新世層のうち、1万年前に形成されたことを示す海成層は示されていない。前節で述べたように港大橋下-30.8 mの<sup>14</sup>C年代9,600 ± 155 y. B.P. が海生二枚貝とその含有層の示す最古・最深の年代と層準である。ただ海水-汽水性珪藻遺骸群集を示相化石として内湾成層を認定するならば、その値は-33.6 mの9,720 ± 160 y. B.P. となる可能性がある（KUMANO and FUJIMOTO, 1982）。

本地域に海水が入ってきた最古の記録は、現在大阪湾岸諸都市が計画中の広域都市廃棄物処理場建設調査が進行する過程で、港大橋下の埋積谷よりも早い時期に形成されたものが確認できれば、更に早期の海水到達期が明らかになるかもしれない。しかし現在の段階では、前述の-33.6 mの9,720 ± 160 y. B.P. をもって、大阪湾口に縄文海進開始期の海岸線が形成されたとして、その後の海進の進行を追跡することにする。

熊野・藤本（KUMANO and FUJIMOTO, 1982）は、港大橋下-32.5 ~ -31.5 m（F-D zone）において淡水生種が70%を占め、その主要構成種は *Stephanodiscus carconensis*, *Navicula mutica*, *Cymbella tumida*, *Pinnularia* spp. などを明らかにした（第34図）。一方海生種も20%前後の産出傾向を示している。更に、-31.5 ~ -29.5 mでは、*Cyclotella striata*, *Melosira sulcata* などが急増して海生種が57%に達する一方、淡水生種は16%に急減している（-30.0 m）。M-D zone とされているこのゾーンは、前述の海生穿孔貝ニオガイ *Barnea maniliensis* を産出した南港層の中部粘土層に一致し、内湾化が進行したことを裏付けている。更に上位の河成砂とした層準の-29.5 ~ -26.0 m は2亜帯に細分され、下部亜帯では *Stephanodiscus carconensis* が優占し、16%に減少していた淡水生種は36%まで回復する。しかし一方の海生種は減少せず、35%前後の出現傾向を保持する。この下部亜帯の優占種は *Cyclotella striata*, *Nitzschia granulata* である。上部亜帯では淡水生種は60%に急増するが、それらには若干の変化が認められる。すなわち、*Diploneis* sp. や *Stephanodiscus carconensis* が増加し、*Cymbella*



第34図 大阪港港大橋における完新世層の珪藻遺骸群集の産出頻度分布図 (KUMANO and FUJIMOTO, 1982, Fig. 1 を再録)  
 Frequency distribution of the diatom assemblage in the Holocene sediments at the Minato Bridge, Osaka Port.

*tumida*, *Navicula* spp., *Pinnularia* spp. は減少する。珪藻遺骸群集のこのような産出状況は、この層準の砂を河成砂と認定したと大きく矛盾せず、この時期に海面は小規模ながら低下ないしは停滞したと判断してよい。

その後海面は緩やかな上昇期を経て急上昇期に入ったとみられる。この急上昇によって海域は一気に拡大したが、その時期と海面高度が次の問題である。

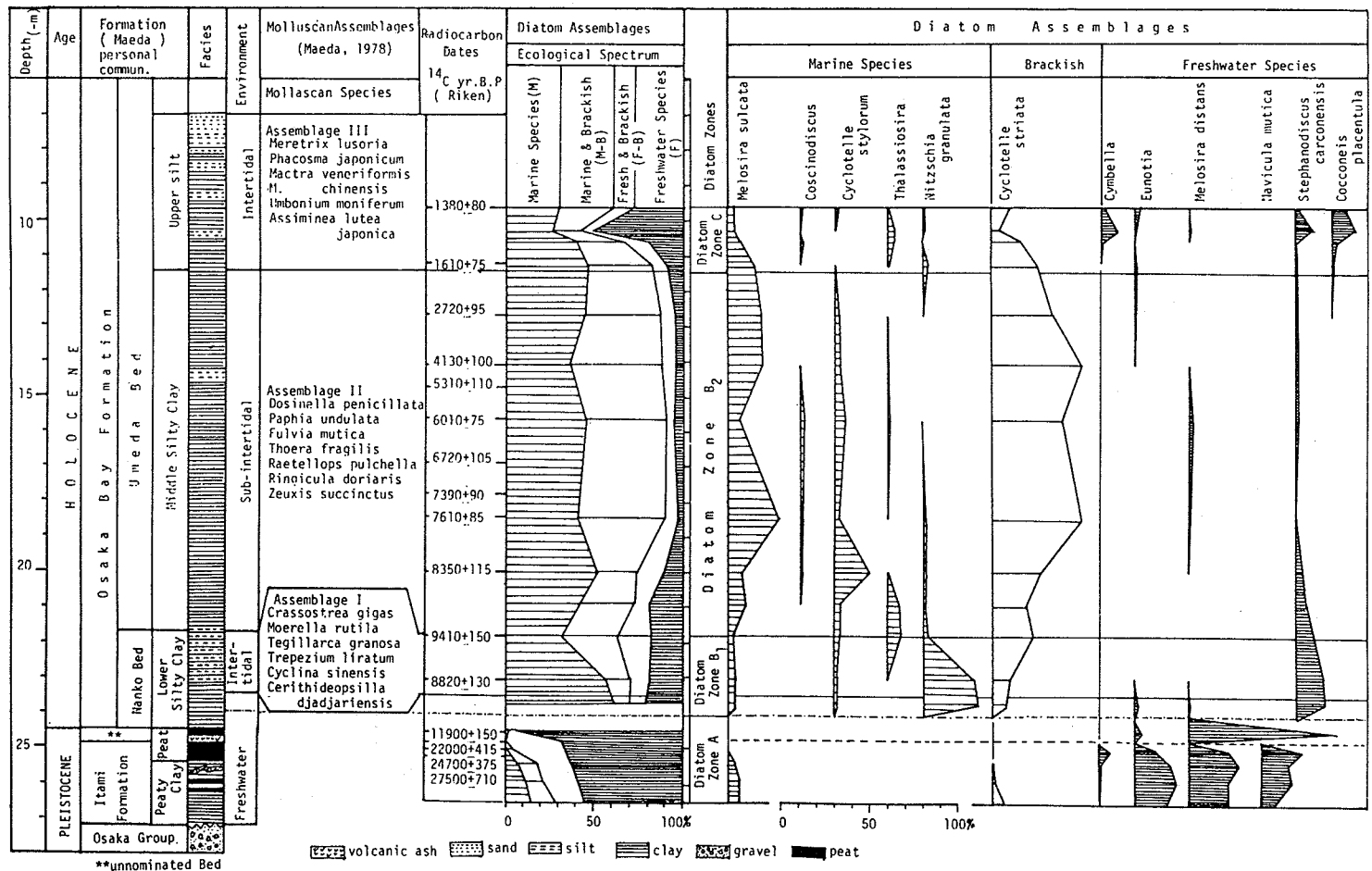
第34図によれば、-24.0 mの層準で、海生種が圧倒的に高率で出現する。海生種が96.7%を占めるが、その内わけは *Cyclotella striata*, *Melosina sulcata* の2種が特に高率である。一方淡水生種は2%前後と低率になっている。このような傾向は、海域が一挙に拡大されたことを示すものであるが、若干の問題が残る。そのひとつは、層相との矛盾である。ラミナの発達する層相からシルト質粘土に-26 mで急変するが、その層準における珪藻の出現傾向も大きく変化している。ただ未決定種が60%近くも残されている。これは特定の種に関する同定上の問題であろうが、もしこの種が海生種もしくは汽水生種であれば、層相の不一致の問題は解消される。海生貝化石の産出をみても、この急変相より上位へは、内湾底質域に生息するシズクガイ・イオスダレ等が多産する。更に年代に関しては、-23.3 mで採集したりトリガイは  $6,760 \pm 180$  y. B.P. でほぼ7,000年前である。この年代は後述する尼崎市左門殿川の測定値と比べると、海域拡大期は1,000年以上遅れる値である。

-24.0 mの海生珪藻優占期に、特定の淡水生種の産出傾向に興味のある事実が見いだされている。その種は *Stephanodiscus carconensis* で、琵琶湖に特徴的に認められるものであるが、-23.3 m以浅では見いだされない。また *Cymbella*, *Navicula*, *Gomphonema*, *Fragilaria*, *Pinnularia* 等の底生種は、この *S. carconensis* に先立つ-24.0 mの層準で急減している。

浮遊性種である *S. carconensis* の堆積が認められないという事実は、当時の海水面の急上昇により古河内湾（梶山・市原，1972）に向けての流入海水が多かったのと、古淀川水系が直接大阪湾に流入せず、いったん河内湾に入るため、琵琶湖水系の微生物遺骸の多くが、この古河内湾に堆積している可能性を示唆するものではなかろうか。その年代は  $6,760 \pm 180$  y. B.P. であり、約7,000年前に古河内湾が本格的に形成されたとする梶山・市原（1972）の報告に矛盾しない。

大阪湾における急速な縄文海進に伴う海況変遷を、尼崎市左門殿川口の完新統の調査に基づいて更に検討してみたい。調査は大阪市と尼崎市との境界を流れる左門殿川に架かる辰巳橋西詰で施工された国道43号線延長工事の潜函作業室内で実施された。この地点の層序は前田（1978）によれば、完新統は-23.4 mで更新統上にオーバーラップしている。すなわち-23.4 mにより上位は植物片を含む礫混じりシルト層で、豊富に貝化石を産出する。花崗岩礫に付着したマガキ (*Crassostrea gigas*) の<sup>14</sup>C年代は  $8,820 \pm 130$  y. B.P. (N-2556) と測定されたから、このシルト層が縄文海進に伴う内湾成層であることは明らかである。一方、下位層は褐色粘土層とピート層からなり、その年代は  $11,900 \pm 150$  y. B.P. (N-2539) を示した。更にピート層の下位には先に述べた始良火山灰を挟むピート層が続くが、始良火山灰直下の<sup>14</sup>C年代  $22,000 \pm 415$  y. B.P. (N-2540) からみて、火山灰とその直上の間にも時間間隙が存在するとみられる。

熊野・宮原 (KUMANO and MIYAHARA, 1981) は、この辰巳橋下の上部更新統及び完新統の珪藻遺骸群集の解析に基づき、古環境の変遷を研究した (第35図)。それによれば、上部更新統は-26 m前



第35図 尼崎市左門戸川口辰巳橋における完新世層の珪藻遺骸群集の産出頻度分布図 (KUMANO and MIYAHARA, 1981, Fig. 1 を再録)  
 Frequency distribution of the diatom assemblage in the Holocene sediments at the Tatsumi Bridge, Amagasaki.

第3表 尼崎市辰巳橋下の完新世層産貝類化石 (MAEDA, 1978)

Vertical distribution of molluscan assemblages of the Holocene sediments at the Tatsumi Bridge, Amagasaki.

Species	Horizon (m)	-23.0	-21.8	-20.9	-20.3	-19.8	-18.4	-17.8	-17.2	-15.6	-14.8	-14.1	-13.2	-12.7	-11.3	-11.5	-9.7
			(R)														
<i>Tegillarca granosa</i>																	
<i>Arpopsis interplicata</i>							R R				R						
<i>Musculista senhousia</i>							C A A A A C			R R R R R							
<i>Atrina (Servatrina) pectinata</i>		R															
<i>Pecten (Notovola) albicans</i>								R									
<i>Anomia chinensis</i>		R															
<i>Crassostrea gigas</i>		A R															
<i>Trapezium (Neotrapezium) liratum</i>		C											R		R		
<i>Pillucina (Pillucina) pisidium</i>																	
<i>Anodontia stearnsiana</i>							R R R R R R C C C R R R R R										
<i>Borniopsis ariakensis</i>		R											R		R R R		
<i>Borniopsis tsurumaru</i>		R											R R R R R R				
<i>Nipponomysella oblongata</i>																R	
<i>Fulvia mutica</i>							R R R R R C			R R R R R R R							
<i>Fulvia hungerfordi</i>											C				R C R		
<i>Alvenius ojanus</i>		R					C R R R						C C C R C				
<i>Corbicula sp.</i>		R															
<i>Cyclina sinensis</i>																	
<i>Veremolpa micra</i>		R C					R C C R C A A A A C C C										
<i>Microcirce dilecta</i>											C						R
<i>Phacosoma japonicum</i>																	R
<i>Dosinella penicillata</i>																	R C R R R
<i>Paphia (Neotapes) undulata</i>		R R R					C C C C C C C R A A A C R R										
<i>Ruditapes philippinarum</i>		R															
<i>Ruditapes variegata</i>							R										
<i>Meretrix lusoria</i>																	R
<i>Macra (Macra) veneriformista</i>																	R
<i>Macra (Macra) chinensis</i>		R															
<i>Raetellops pulchella</i>		R C A A C A C C C C R R R R R															
<i>Merisca (Pistris) capsoides</i>		R															
<i>Moerella rutila</i>		A															
<i>Moerella iridescens</i>																	
<i>Semelangulus tokubeii</i>		R															
<i>Macoma (Macoma) incongrua</i>		R															
<i>Macoma (Macoma) praetexta</i>													R				
<i>Macoma (Macoma) tokyoensis</i>																	R R R R R R R R R R C
<i>Macoma (Rexithaerus) sector</i>																	R R R R R R R R R R R R R R C
<i>Theola fragilis</i>		R A A A A C C A R C R R R R R C R															
<i>Solen sp.</i>							R R										R
<i>Potamocorbula amurensis</i>		R A															
<i>Barnea (Umitake) dilitota</i>		R															

A: 豊富, C: 普通, R: まれ.



第4表 尼崎市辰巳橋下の完新世層産巻貝化石 (MAEDA, 1978)  
Vertical distribution of gastropods of the Holocene sediments at the Tatsumi Bridge, Amagasaki.

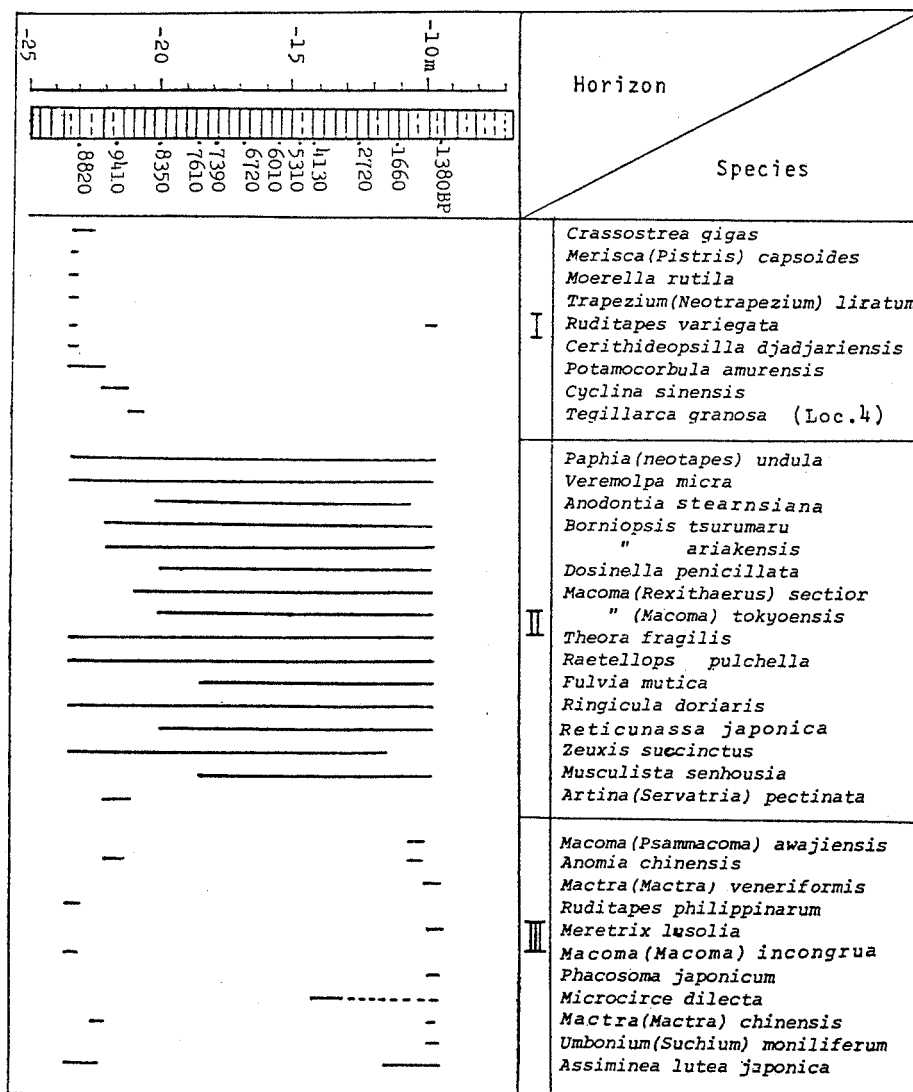
Species	Horizon (m)															
	-23.0	-21.8	-20.9	-20.3	-19.8	-18.4	-17.8	-17.2	-15.6	-14.8	-14.1	-13.2	-12.7	-11.3	-10.5	-9.7
<i>Umbonium (Suchium) moniliferum</i>																R
<i>Teinostoma (Callomphala) lucidium</i>											A					
<i>Assiminea lutea japonicum</i>	R	R								R				C	C	R
<i>Pseudoliotio pulchella</i>		R														
<i>Stenothyra edogawaensis</i>		R														
<i>Sinusicola yendoi</i>	R										R					R
<i>Cerithideopsisilla djadjariensis</i>	C															
<i>Clathrofenella reticulata</i>	R					R	R	R		R	R			C	A	R
<i>Eufenella pupoides</i>													C	C	C	A
<i>Glossaulax vasicalis</i>						R	R	R	C	C	R					
<i>Ringicula doriaris</i>	R	C	C	A	A	A	C	A	A	A	A	A	A	A	A	R
<i>Zafra pumila</i>		R													R	R
<i>Babylonia japonica</i>										R					R	R
<i>Reticunassa festiva</i>									C	C					C	R
<i>Reticunassa japonica</i>						C	C	C	R	C	R	C				R
<i>Zeuxis siguijorensis</i>					C						C					
<i>Zeuxis succinctus</i>	C	C	C	C	C	R	C	C	C	C	R	R	R	R		
<i>Varicinassa variciferus</i>					R											
<i>Niotha livescens</i>	C				C										R	R
<i>Sydaphera spengleriana</i>																R
<i>Clathella (Etrempa) subauriformis</i>											C					R
<i>Actaeopyramis parexima</i>											C					R
<i>Actaeopyramis lectissimamoides</i>											R					R
<i>Tiberia ebarana</i>											C	R	R			R
<i>Syrnosa subcinctella</i>											R					
<i>Aliculastrum cylindricum</i>												R	R	R	R	C
<i>Cylichnatys angusta</i>												C	C	C	A	R
<i>Zocylichna braunsi</i>											R	R				
<i>Ryrunculus pyriformis obesus</i>											R				R	
<i>Coleophysis (Sulcoretusa) minima</i>											R				C	R
<i>Decolifer insignis</i>	R															
<i>Decolifer matsushimano</i>		R											R	R	C	A
<i>Decolifer delicatulus</i>		R											R	R	C	C
<i>Philine ergentata</i>											R					

A : 豊富, C : 普通, R : まれ.

後の層準から低率の海生種、汽水生種が出現するものの、大部分は淡水生種で構成されている。特に始良火山灰より上位の層準の珪藻群集はすべて淡水種である。これに対して上述の不整合面より上位の完新統は海新統は海生種及び汽水種が圧倒的で、急激に海新が開始・拡大したことを示している。

前田 (MAEDA, 1978) はこの完新統から産出する貝類化石について、ほぼ 1 m 間隔に一辺 0.3 m 立方のブロックを切り取り、含有貝類化石を解析し、それらの垂直方向の組成変化に基づいた海況変化を追跡した。松島 (1984) の浅海性貝類群集の分類に基づいて、それらの組成変化をみると、大きく次の 3 群に分れる。

I 帯 感潮域群集及び干潟群集：感潮域群集はヤマトシジミ (*Corbicula japonica*)、ヌマコダキガイ



第36図 尼崎市辰巳橋の完新世層の貝類群集区分

Division of the molluscan assemblages of the Holocene sediments at the Tatsumi Bridge, Amagasaki.

(*Protocorbicula amurensis*), カワザンショウなどの組合せで、海進初期を示すものであるが、この辰巳橋東方 300 m の中島大橋下の潜函作業室の -23.0 m の層準で採集されている。辰巳橋では、ヌマコダキガイが、次に述べる干潟群集の中に混在しているのが認められた。干潟群集はマガキ (*Crassostrea gigas*), ウネナシトマヤガイ (*Trapedium (Neotrapezium) liratum*), ハイガイ (*Tegillarca granosa*), オキシジミ (*Cyclina sinensis*) に特徴づけられる群集で、本格的な海進開始期に出現する群集であり、潮間帯に特徴的に生息する群集である。この群集は -23.4 ~ -21.8 m に認められた。

**II 帯** 内湾泥底群集及び内湾停滞域群集：ウラカガミ (*Dosiniella penicillata*), イヨスダレ (*Paphia (Neotapes) undulata*), トリガイ (*Fulvia mutica*), *Theora fragilis*, チヨノハナガイ (*Raetellops pulchella*), *Ringicula doriaris*, *Zeuxis succinctus* 等を主要種とする群集であるが、松島はウラカガミ・イヨスダレが中心となる内湾泥底群集と、シズクガイ・ケシトリガイ・マメウレシマガイ等を主要種とする内湾停滞域群集とに分けている。ここでは両者を包括しているが、共に内湾潮間帯下の泥底域に特徴的に生息する群集である。-21.8 ~ -11.5 m の層準にわたって認められた。

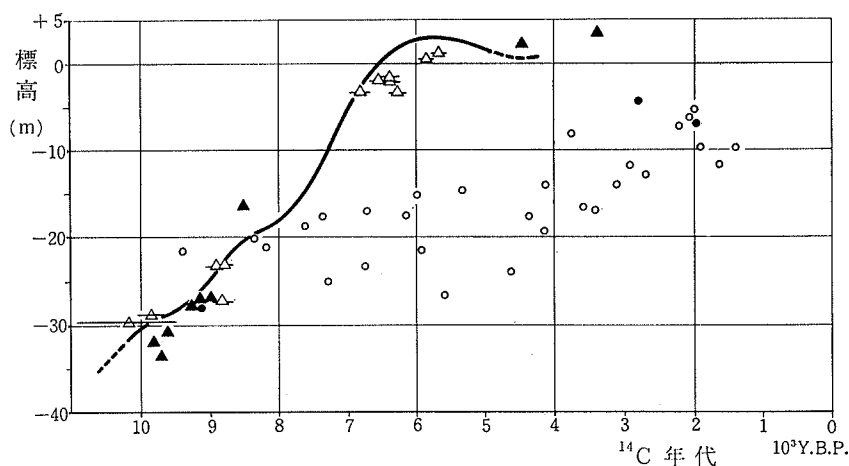
**III 帯** 内湾砂底群集：ハマグリ・カガミガイ・シオフキ等を主要構成種とする群集で、細 - 中砂中に特徴的である。-11.5 ~ -7.0 m の層準にわたって認められ、大型の貝類がやや粗粒化の目立つ層相中に豊富に産出する状況は、I・II 帯の細粒化した均質の粘土中に貝化石が点在するような産出状況とは著しく異なり、潜函内でも容易に両者の差異が認められた。

#### VII. 2. 2. 2 貝類化石群集からみた大阪湾の海況変遷

以上の記述、主として貝類化石の産出状況に基づいて、大阪湾の海況変遷を概観する。後述の海面変化曲線 (第 37 図) 及び古大阪湾の海岸線復元図 (第 38 図) を参照されたい。

**海進開始期** ; 約 10,000-9,000 年前

大阪港防波堤付近に海水が到達したのは約 10,000 年前であり、この時期の海面上昇速度は比較的緩



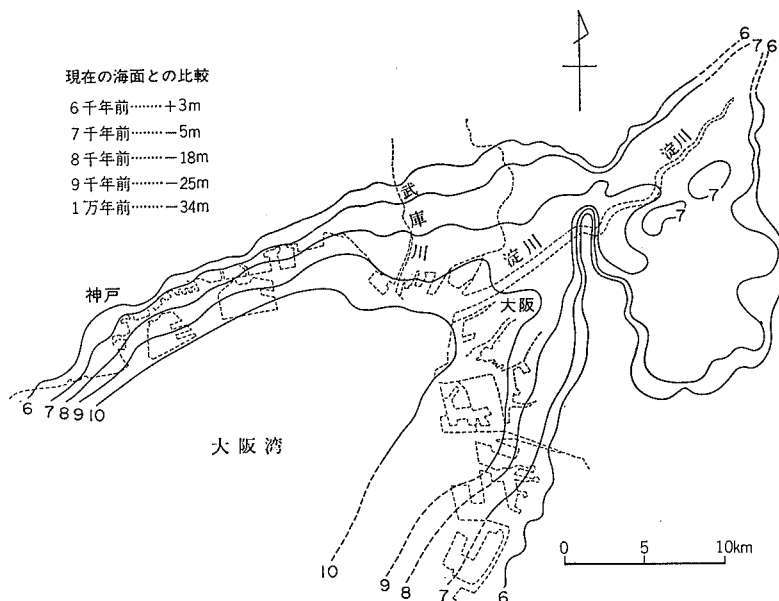
第37図 大阪湾の相対的海面変化曲線 (前田, 1980)

A diagram showing the sea level changes of Osaka Bay.

黒三角; ピート, 黒丸; 木片, 白三角; 潮間帯貝類群集, 白丸; 潮間帯下貝類群集, 横線; 測定誤差

第5表 大阪湾の完新世層の海成層上限  
Marine limit of the Holocene sediments in Osaka Bay.

露頭観察地	標高(m)	<sup>14</sup> C年代	marine limit を認定した観察内容
大阪港港大橋潜函	-33.6	9,720±160	海生珪藻が出現しはじめる。砂質粘土中の木片 ( <i>Betula</i> sp.)
"	-30.8	9,600±155	生痕化石が出現しはじめる。内湾成層中の木片 (種は未同定)
"	-29.8	10,200±770	内湾成層中の二枚貝 ( <i>Barnea manilensis</i> )
"	-27.3	8,820±150	" 感潮域群集の二枚貝 ( <i>Corbicula japonica</i> )
神崎川中島大橋潜函	-23.1	8,880±120	" " ( " )
左門殿川辰巳橋潜函	-23.0	8,820±130	" 干潟群集の二枚貝 ( <i>Crassostrea gigas</i> )
神崎川中島大橋潜函	-21.0	8,190±130	" " ( <i>Tegillarca granosa</i> ほか)
尼崎市栗山下水管敷設工事	+1.0	5,690±115	" 内湾砂底群集の巻貝 (アカニシほか)



第38図 完新世における古大阪湾の海岸線の推移  
Migration of the shoreline of Paleo-Osaka Bay during Holocene.

やかであり、南港層最上部にみられる河成砂の堆積から、一時的な海面停滞もしくは小規模な海面低下があったとみられる。しかし9,000年前には、当時の海岸線が現海岸線下に到達した。

大阪港付近には、典型的な寒冷種であるヌマコダキガイ（現生種の南限分布地は青森県下北半島鷹架沼）がまだ生存しており、汽水生種のヤマトシジミと伴う。この2種にカワザンショウが共伴する貝類群集が縄文海進開始の先駆的群集であることを、松島（1984）は大阪港付近の産出貝化石の検討から感潮域群集と命名し主張した。第38図に、10,000年前以降の古海岸線の推移を示す。

緩やかな海面上昇と海域拡大期；9,000-8,000年前

縄文海進の海面上昇が緩やかに続き、現海岸線下の位置を越えて海域が内陸に拡大された時期であ

る。当時の大阪湾付近は大阪三角州の前置層の堆積の場であり、有機物質を含むシルト質粘土中に細砂-シルトのラミナが発達する。貝類群集では、亜熱帯種であるハイガイ、温帯種のウネナシトマヤガイ・ハマグリ・シオフキなどが進出してくるが、港大橋・辰巳橋ではハイガイ・ウネナシトマヤガイを中心とする干潟群集が出現する。しかし一部の熱帯種（例えばチリメンユキガイ）を伴う本格的な海水の進入はこの時期にはまだ始まっていないとみられる。

#### 急速な海面上昇と湾域の最拡大時代；8,000-6,000年前。

8,000年前後から海面が急上昇し、湾域が一挙に現大阪湾を上まわる範囲に拡大して河内盆地にも海水が侵入し、古河内湾を形成した。このような急激な海況変化は、梅田層の下部シルト質粘土層から中部粘土層への層相変化に現れているが、辰巳橋下の貝化石群集の組成変化は、更に具体的に水深増加に伴う底生動物群の適応変化を示している。

ここでは8,000年代を示す干潟群集から7,000年代の内湾停滞群集に一挙に移過し、過渡的な内湾泥底群集の定着期が認められない。これは水深の急増を示す。松島（1984）は、内湾底群集と内湾停滞群集の立地要因について次のような差異を挙げている。すなわち前者が小規模なおぼれ谷の潮下帯泥底を最適の生息環境とするのに対して、後者は大きな内湾の水深10 m以深の泥底に広く分布するのが特徴である。

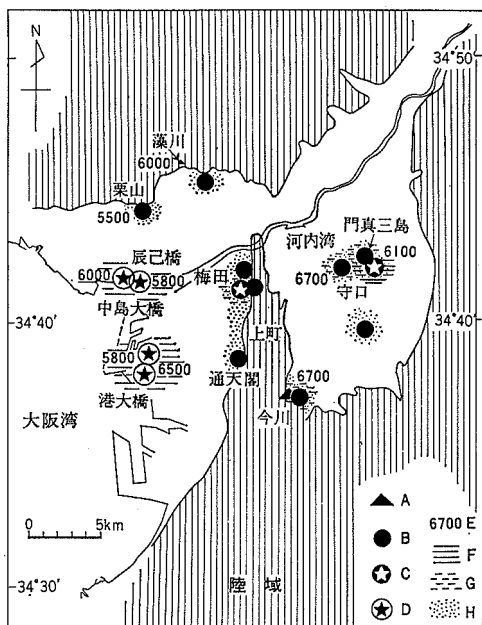
辰巳橋付近の場合、おぼれ谷地形の追跡は今後の課題であるが、ほぼ-20 m、約8,000年前より水深を増し海域の拡大が進んだことは、上述の内湾停滞群集の定着、無層理均質の粘土層の形成に反映されているとみて差し支えない。港大橋付近でも同様の傾向が認められた。

海水面の急上昇と海域の拡大は、水中生物の種構成にも影響があり、南方系の生物種の大阪湾への流入が考えられる。大阪湾は黒潮の影響下にはあるが、外洋からは遠く離れ、かつ淀川等からの淡水流入による塩分濃度の低さも重なり、太平洋岸地域ほどには熱帯種の流入は貝類について知られていない。しかし熱帯種の一種であるチリメンユキガイは、約6,700年（N-4148、松島・両角、1983）には古河内湾に生息していたのが確認され、縄文海進最盛期の海況変化を物語っている。チリメンユキガイは、かつて梶山・市原（1972）により大阪市内の内湾海成層から報告され、その<sup>14</sup>C年代2,300年前（GaK-364）をもって、古大阪湾の最暖期と述べているが、これは今日の知識では、大阪湾における熱帯種の消滅期とみるべきであるとされている（松島、1984）。既述のように、珪藻化石においても、この時期には海生種の優占とともに、琵琶湖水系に生息していた*Stephanodiscus*の急激な減少も海域拡大を裏付けるものである。

#### 高海面期；6,000-5,000年前。

約8,000年前より急速に上昇を続けた海面は、6,000年前には約4 mの高さに達し、ほぼ5,000年前までその状態を保つ。縄文海進の最盛期を示す露頭は、尼崎市栗山で発見されている。栗山の土木工事現場では、伊丹礫層に直接厚さ3 mの内湾成層がオーバーラップし、その中にアカニシ・マガキ・アサリ等の貝化石が含まれており、その<sup>14</sup>C年代は5,690 ± 115 y. B.P. (N-1315)である。この内湾海成層の基底はほぼ±0 mであり、最上部は3 mで、当時の海面はこれより約1 m高い4 mと推定される。

松島（1984）は、縄文海進最盛期における大阪湾の海況を貝類群集の型に基づいて考察している（第



第39図 大阪湾周辺における縄文海進の高海面期における貝類群集の分布 (松島, 1984)

Distribution of the molluscan assemblages in Paleo-Osaka Bay at the high sea-level of the Jomon transgression.

A: 干潟群集, B: 内湾砂底群集, C: 内湾泥底群集, D: 内湾停滞域群集, E:  $^{14}\text{C}$  年代測定値, F: 泥相, G: シルト相, H: 砂相

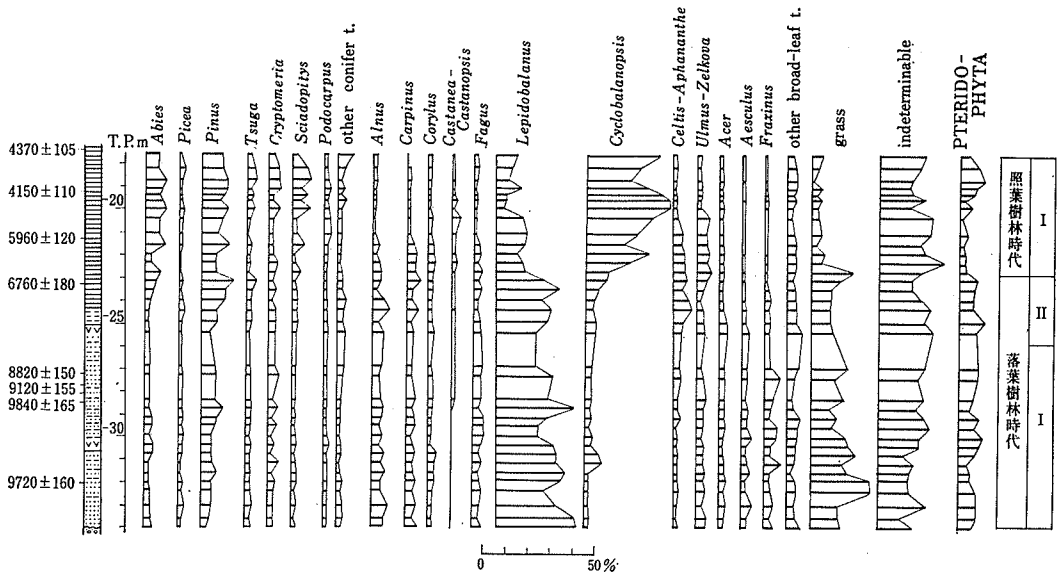
39 図). それによれば, 大阪湾付近 (港大橋 6,500 年前, 5,800 年前, 神崎川口の中島大橋 5,800 年前), 左門殿川口の辰巳橋 (6,000 年前) 等では内湾停滞域群集からなり, 水深 10 m 以深の内湾中央部に属する位置であった. 国鉄大阪駅では 9,000 年前の年代を示すピートや木片を含む淡水成層の上に貝殻混じりの砂礫層の存在が, 前田の行った潜函内における調査で知られていた. その貝殻の  $^{14}\text{C}$  年代は  $5,610 \pm 140$  y. B.P. (N-1126) を示し, 深度 -26.2 m の堆積物にしては若い年数であり, その原因は十分には究明されていなかった. 松島 (1983, 1984) によれば, この群集は内湾底群集に属するものであり, これは小規模なおぼれ谷の堆積物中に特徴的に見いだされるものである点からみて, 縄文海進最盛期に, 国鉄大阪駅付近に小規模なおぼれ谷の存在していた可能性が考えられる. 河内平野の門真三島付近 (6,100 年前) にも内湾泥底群集が知られているし, その他年代測定値を伴うものとして, 尼崎市栗山 (5,500 年前), 同藻川 (6,000 年前), 守口 (6,700 年前), 今川 (6,700 年前) 等がある. これらは第 39 図に示され

ているが, 図中の今川にはハイガイを含む干潟群集が知られているが, 従来よりハイガイは大阪湾において完新世のある時期から消滅した種であるといわれてきた. 松島 (1984) も約 6,000 年前に消滅したとしている. しかし古川 (1968) は神戸市垂水海岸でハイガイの現生種を採集している. ハイガイなど亜熱帯種が, 縄文海進最盛期以降日本列島の各地で消滅したようにみえるのは, 水温低下によるものではなく, むしろ内湾型おぼれ谷泥底域のような最適生息環境の消失ないしは縮小化によるものと考えられる. これはチリメンユキガイが 3,000 年前まで生息していた事実によっても支持される (松島, 1984). 大阪湾岸では 5,000 年前以降, 三角州平野の発達のために内湾泥底域が縮小したのであって, 水温低下が現れるのは約 3,000 年以降とみられる. 縄文海進最盛期に, 大阪湾周辺及び河内盆地の各地区で内湾砂底群集が増加するのは, 海水面停滞に伴って, 陸地より供給される風化碎屑物の搬入が進み, 三角州平野の発達が着実に進行してきたことを示すものである.

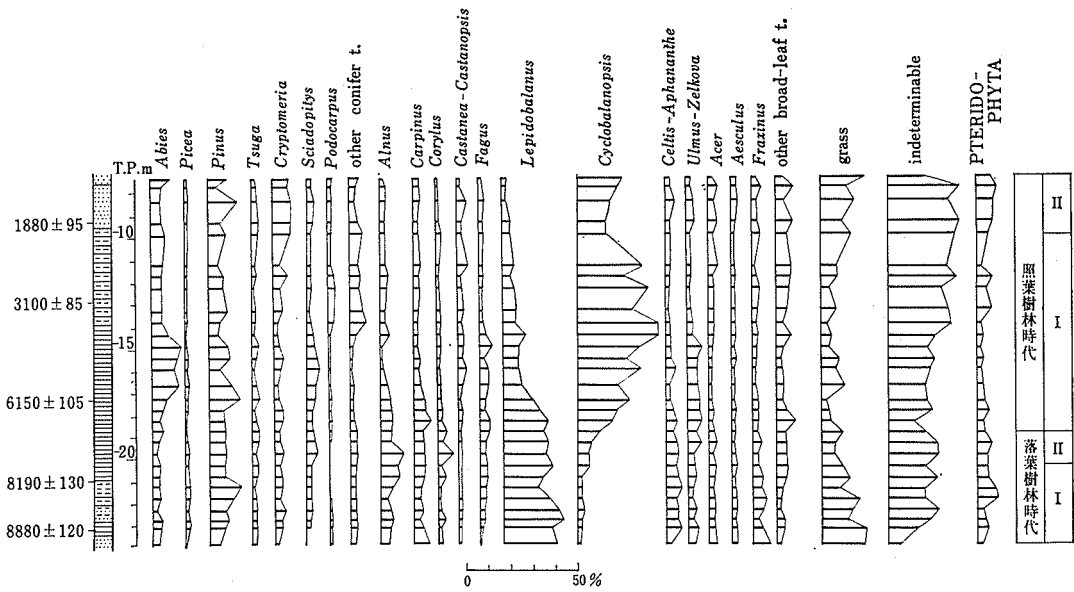
### VII. 2. 3 西大阪平野の完新世層の花粉分析

本地域内の堆積物を試料にした第四紀の花粉分析学的研究は多く, かつ我が国の植生変遷史を探る上で重要な役割を果たしている報告も多数にのぼっている. ここでは完新世のものについてまとめておく.

花粉分析の行われた地点は, 大阪港港大橋, 神崎川口中島大橋, 阪急電車梅田駅 (前田, 1976), 大



第40図 大阪港港大橋の完新世層の花粉化石群集ダイアグラム (前田, 1976, 1977)  
 Pollendiagram of the Holocene sediment at the Minato Bridge, Osaka Port.



第41図 大阪市西区中島大橋の完新世層の花粉化石群集 (前田, 1976)  
 Pollendiagram of the Holocene sediment at the Nakajima Bridge, Osaka.

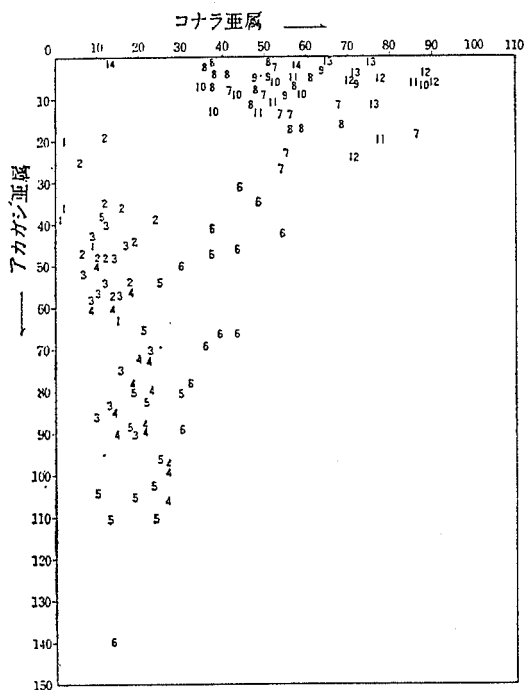
阪港天保山, 尼崎市武庫川口 (古谷, 1978), 羽曳野市古市 (安田, 1978) 等がある。

羽曳野市古市を除いて, 他の4地点はいずれも海域の完新世堆積物を試料としているため, その供給源や堆積過程からみて, 花粉分析による陸上植生の推定は, 一部大阪湾周辺の山地帯を含む大阪平野一帯の最大公約数的なものとならざるをえない。しかしこのような点を考慮してもなおかつ, 落葉樹林から照葉樹林への大規模な森林変遷が完新世前半に起こったことを, 5地点の分析結果が共通して示している。ここでは, 最も多く<sup>14</sup>C年代を測定し, 森林変遷の地史的推移を明らかにした港大橋と中島大橋 (前田, 1976, 1977) を中心に述べる。

最近, 近畿地方低地帯の更新世後期以降の植生変遷が報告されたが (前田, 1984), その中で完新世のものとしては大阪平野が標準層序的に取り上げられ, それは落葉樹林時代と照葉樹林時代に大別され, それぞれは更にI・II期に細分されている (第40・41図)。

落葉樹林時代は, コナラ属の *Lepidobalanus* 亜属が圧倒的に優占するが, これに伴う樹種としてはブナ属・ハシバミ属, ハンノキ属, クマシデ属, エノキ・ムクノキ属ほか, モミ属, スギ属等の針葉樹種や, コナラ属中の常緑樹であるアカガシ亜属もこれに加わる。最も高い出現率を示すコナラ亜属の樹種は, 樹種構成からみてミズナラではなく, コナラである可能性が大きいと考えられる。

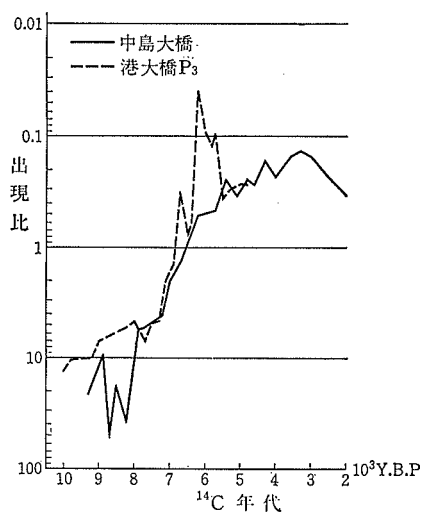
このように森林植生に目立った変化が起こったのは約8,000年前であり, 優占種であるコナラが減少の傾向をみせ始め, それに代って, アカガシ亜属, シイ属, マツ属, モミ属等の増加が目立ってくる。



第42図 コナラ亜属とアカガシ亜属の相関図  
(MAEDA, 1976b, Fig. 1)

Mutual relationship between *Quercus* (*Lepidobalanus*) and *Q.* (*Cyclobalanopsis*).

この時期が落葉樹林時代II期に相当し, コナラ亜属の減少と, これに代るアカガシ亜属の増加現象と, 短期間ではあるがエノキ・ムクノキ属の増加が約6,000年前まで続く。



第43図 コナラ亜属とアカガシ亜属の出現比の推移  
(MAEDA, 1976b; 前田, 1977)

Ratio of the frequency of *Quercus* (*Lepidobalanus*) to *Q.* (*Cyclobalanopsis*).



アカガシ亜属を中心とする森林植生は、現在の大阪平野の原植生であるカシ・シイ・ヤブツバキ・クスノキ等を中心とする照葉樹林そのものであると思われる。この両者交替の時期は第42図のアカガシ亜属とコナラ亜属との相関図に示されているように、ほぼ7,000-6,000年前である。その時期を更に明確にするため、両亜属の花粉粒化石の出現比を検討したところ、前記の時期に一致したが(第43図)、その後の分析結果も参照すると、それらの交替時期はほぼ6,500年前とみられる。

この交替期は、いわゆる Climatic Optimum とされていた完新世の最暖期に当たり、縄文海進の最盛期とも一致する。気候変化のピークが、海面上昇や森林変遷に現れるピークと若干のずれがあるのは当然であろうが、大阪湾岸地域では海面上昇と森林変遷の最盛期とは7,000-6,000年前の期間内に認められるようである。なおこの両現象との相関はないと思われるが、広域火山灰であるアカホヤ火山灰降下の6,300年前もこの期間内の事件である。

照葉樹林時代Ⅰ期はカシ・シイ・ヤブツバキ等の安定した照葉樹林であったが、約2,000年前よりマツ属とスギ属が増加しはじめ、カシ・シイ林に加えて、この両樹種の混生する時期に入り、これを照葉樹林時代Ⅱ期としている。このⅡ期は、近畿地方低地帯では稲作が定着し始める時期でもある。

なお、大阪平野低地帯の植生史上の区分である落葉樹林時代Ⅰ・Ⅱ、照葉樹林時代Ⅰ・Ⅱは、中村(1964)が完新世の花粉帯として提唱したRⅠ、RⅠ-Ⅱ、RⅡ、RⅢにほぼ相当するものである。

## VIII. 応用地質

### VIII. 1 概説

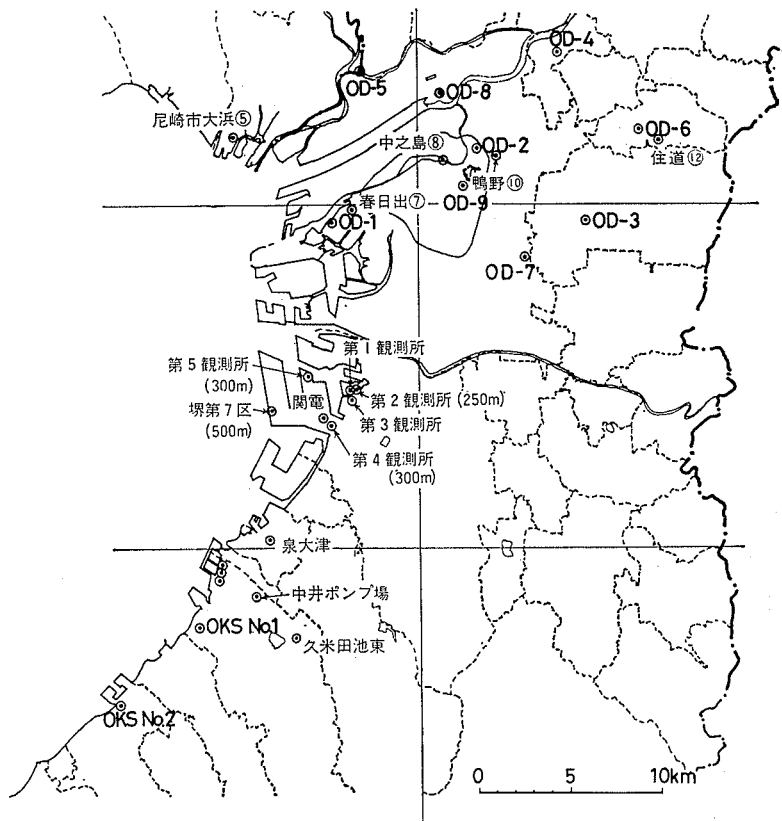
本地域は三分の二が海域であるが、その北東部は大阪市街域の中心に近く、また臨海部には広域の埋立地が造成され、増大すると土地需要にこたえてきた。そのため当地域には応用地質学的資料が豊富である。

また昭和初期から地盤沈下現象が顕著に現れた地域でもあり、その原因調査のために実施された深層ボーリングが第44図に示したように多数あり、これが大阪平野の地盤構成について基本的データを提供してきたことは特筆すべきことである。

そこで、これら深層ボーリングと建設工事用地盤調査ボーリング資料に基づいて、大阪第四紀層の土質工学的特製を中心に、地盤沈下・地下水及び大阪地下構造に基因する地盤問題についてまとめておくことにする。

### VIII. 2 大阪第四紀層の土質工学的特性

大阪第四紀層は第Ⅲ章でも述べたように、大局的には粘土層と砂礫層との互層であり、大阪層群中・上部亜層群では粘土層が優勢で、大阪層群下部亜層群では砂層が優勢となる。これらの地層で構造物との関係で問題になるのは地表下50m程度で、平野部では沖積層と上部洪積層が重要である。しかし前述の地盤沈下調査のための深層ボーリングによって、平野下深部の大阪層群一特にその粘土層の土質工



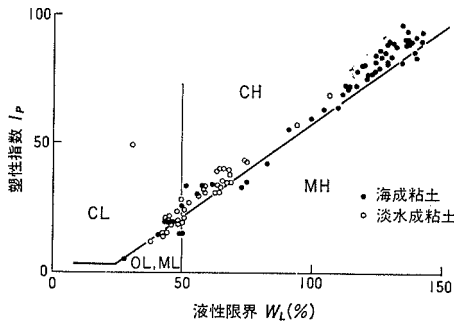
第44図 大阪西南部及び周辺地域における深層ボーリング調査位置図  
Location map of deep drillings in and around the Ōsaka-Seinambu District.

学的特性も明らかになってきた。

一方、昭和40年代の高度経済成長時代に、千里丘陵をはじめとする丘陵地での土地造成が盛んに行われ、地表近くに現れた大阪層群の下位層準の地層が工学的対象とされてきた。しかし、これらはそれぞれの調査において問題点が異なっているので、それらの土質工学的特性を統一的に述べることは難しい点もあるが、以下に粘土層と砂・砂礫層とに分けて記載することにする。

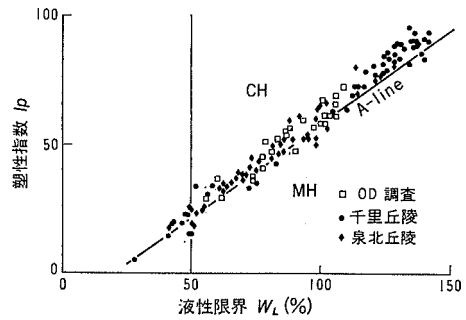
### Ⅷ. 2. 1 粘土層

粘土の特性を調べるためには、粘土含有量・その鉱物組成・塩分含有量・塩基置換容量等があるが、実用的にはそれら諸因子を直接調べることなく、液性限界  $W_L$ 、塑性限界  $W_P$  を調べることによって粘土の特性を知ることができる。すなわち、横軸に液性限界を、縦軸に塑性指数  $I_P = W_L - W_P$  をとった塑性図を描き、図中に  $I_P = 0.73 (W_L - 20)$  なるA線をいれ、この図のどこに位置するかにより粘土の性質を分類することができる。その典型的な例を第45図に示した。図中の点は千里丘陵のMa3とその近くの淡水成粘土の結果であるが、両者はCH粘土に分類されるが、海成粘土は非常に高塑性であ



第45図 千里丘陵粘土の塑性図 (日本建築総合試験所, 1967)

Plasticity chart for the Senri-hill Clay.  
 CH: 粘土, CL: 粘質土, MH: シルト (高液性限界)  
 ML: シルト (低液性限界), OL: 有機質粘土

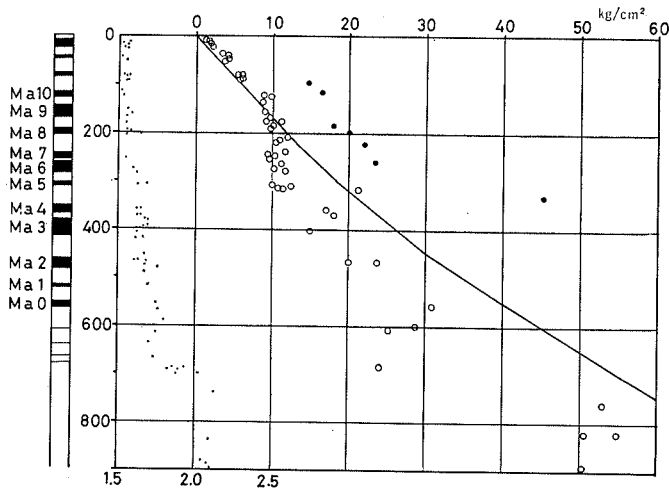


第46図 海成粘土層 Ma 3 の塑性図 (西垣, 1977)  
 Plasticity chart for Ma 3 Clay Bed.

るのに対して淡水成粘土は低塑性である。一般にはこの中間の中塑性粘土も多く、第45図と同じMa3粘土について各種調査をみると第46図のようになり、中塑性粘土も多くみられる。沖積粘土は中-低塑性を示す。

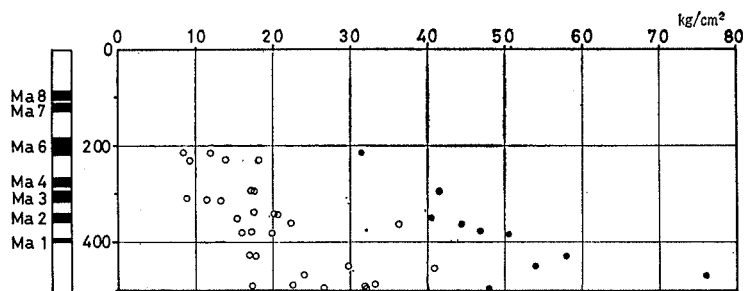
VIII. 2. 1. 1 圧密特性

大阪第四紀層の土質工学的特性を見るために、第44図の深層ボーリング結果のうち、OD-1、堺7区、OKS-1の結果を第47-49図に示した。各地点によって同一層の出現深度が異なり、南部程浅い深度となっている。すべての地点とともに沖積粘土層以外は過圧密 (圧密降伏応力  $P_c >$  現在の有効土被り圧  $P_o$ ) となっている。しかし、第49図のOKS-1の地点では地下水位が30m低下すれば、一部の粘土層が正規圧密となり、地盤沈下が生じることがわかる。

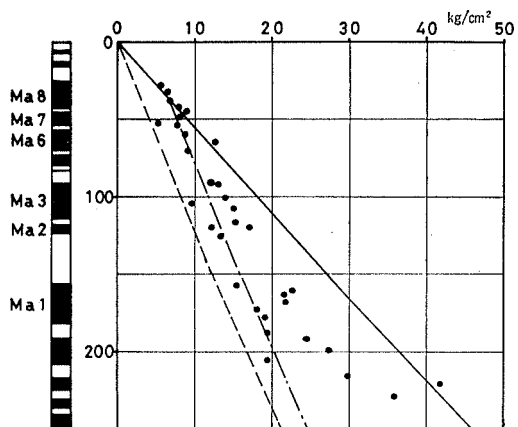


第47図 OD-1 における土質特性

Physical properties of beds at OD-1 deep drilling.  
 白丸:  $q_u$  (一軸圧縮強度), 黒丸:  $P_c$  (圧密降伏応力), 黒点:  $\gamma_t$  (単位体積重量)



第48図 堺7区における土質特性 (大阪府企画局, 1967). 凡例は第47図と同じ  
Physical properties of beds at Sakai-7 deep drilling.



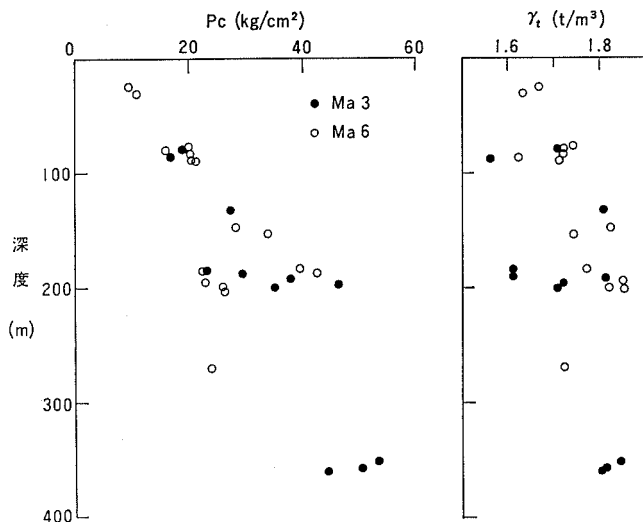
第49図 OKS No. 1 における土質特性 (岩崎, 1981).

凡例は第47図と同じ

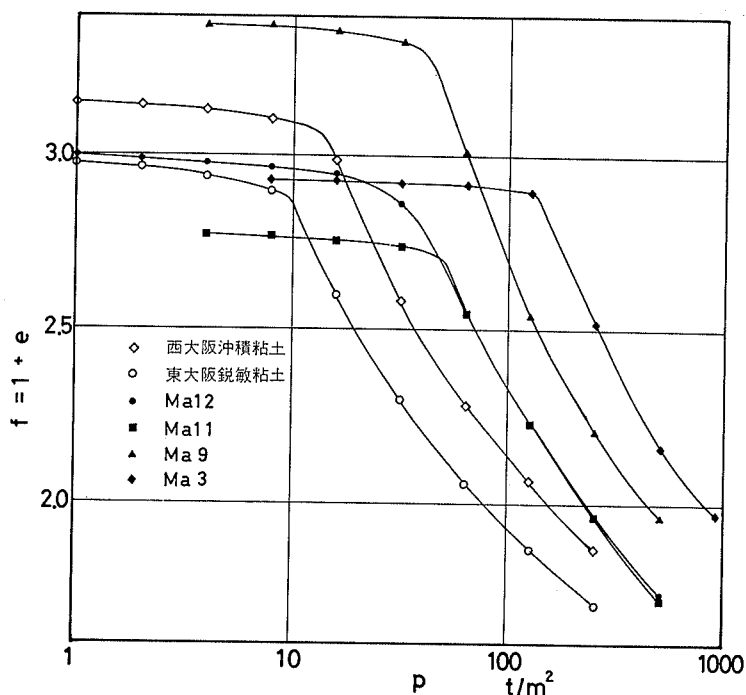
Physical properties of beds at OKS No. 1 deep drilling.

実線: 全応力 一点鎖線: 地下水位-30mの時の有効応力

地質的に同一層であれば、すべての場所で同じ工学的性質を有していると考えられがちである。しかし、深層ボーリングの Ma 3 と Ma 6 の圧密降伏応力の深度分布をみると、かなりのばらつきはあるが、圧密降伏応力・密度とも深さ方向に増加傾向がある (第50図)。また、丘陵地における土被り 0-20 m の粘土の圧密降伏応力は、ほぼ  $P_c \approx 15 \text{ kg/cm}^2$  程度であり、沖積粘土に比べるとはるかに大きい。しかし、いずれの場合も  $P_c \gg P_o$  となっており、これは洪積粘土がセメンテーションされたものといわれている。



第50図 海成粘土層 Ma 3 及び Ma 6 の圧密降伏応力・単位体積重量の深度分布 (西垣, 1977)  
Distribution of consolidation yield stress and unit weight of Ma 3 and Ma 6 Clay Beds at depth.



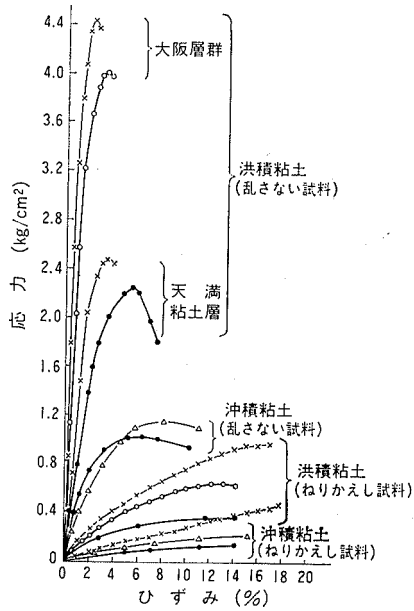
第51図 各種粘土の  $f$ - $\log P$  曲線

A diagram showing relations between  $f=1+e$  and  $\log P$  for some clay beds.

圧密沈下量の大小を示す圧縮指数  $C_c$  は沖積粘土と洪積粘土では差があり、前者は SKEMPTON の提案式  $C_c = 0.009 (W_L - 20)$  にほぼ近いが、洪積粘土の  $C_c$  はかなり大きく（特に海成粘土）、正規圧密部分の  $f$ - $\log P$  関係は下に凸な曲線を示す（第51図）。

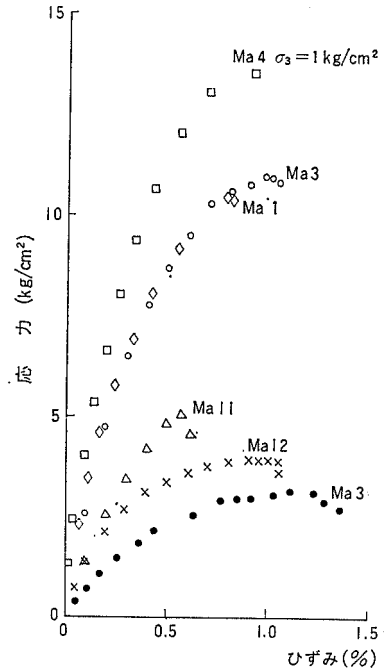
#### VIII. 2. 1. 2 剪断特性

各種粘土の一軸試験の応力-ひずみ曲線（第52図）をみると、破壊ひずみに大きな差があり、沖積粘土では5-8%であるが、洪積粘土では2-5%である。洪積粘土で端面成形の精度を上げひずみを高精度で測定すると、破壊ひずみは1%弱と更に小さい（第53図）。このように洪積粘土の破壊ひずみが小さく、かつ非拘束状態ではぜい性破壊する特徴がある。一軸強さの分布例を上部洪積層の天満粘土で見ると（第54図）、相当のばらつきがある。この原因はぜい性破壊するためと、地殻変動の影響を受けたクラックがあり、試験的に既存クラックで破壊すると強度が非常に小さくなることがある。これらの要因は拘束圧下ではその影響は少なくなり、三軸 UU 試験結果の方が大きくなるのが普通で、図中では  $q_u$  の最大値にほぼ等しい値を示している。粘土中に含まれるクラックの頻度が更に多いひびわれ粘土の一軸試験結果は第55図のようになる。通常の一軸試験は直径3.5 cmであるが、供試体の寸法を最大直径1 mまでの試験の結果で示したように、強度及び弾性係数は減少傾向、変形係数は増加傾向にある。前者は寸法が大きくなると供試体に含まれるクラックが増加するためであり、後者は供試体端面の影響が寸法増大につれ少なくなるためである。



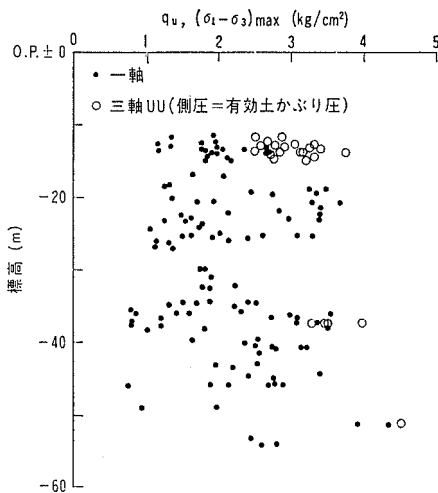
第52図 一軸圧縮試験の応力-ひずみ曲線の例 (三笠, 1961)

Stress-strain diagram showing the results of uniaxial compression test for some Quaternary sediments.



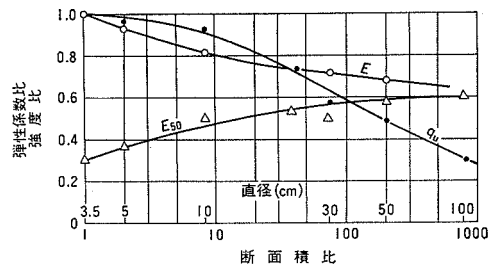
第53図 海成粘土層の応力-ひずみ曲線 (西垣, 1977)

Stress-strain diagram showing the results of compression test for some marine clay beds.



第54図 天満層粘土の一軸圧縮強度の深度分布 (西垣・三笠, 1979)

Distribution of uniaxial compression strength of clay bed of the Temma Formation at depth.



第55図 ひび割れ粘土 (Ma 11)の一軸圧縮試験における寸法効果 (西垣・三笠, 1979)

Scale effect of fissured clay (Ma 11) by uniaxial compression test.

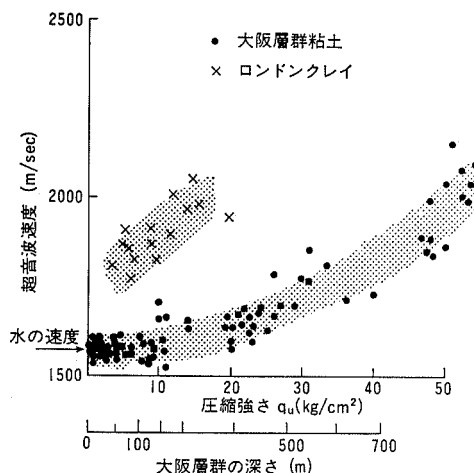
弾性係数を求めるためにはひずみを高精度で測定しなければならないが、上述のように供試体寸法を大きくすることも一つの方法であるが一般的でない。供試体中央部でストレインゲージを用いて測定した弾性係数と一軸強さとの関係を、洪積粘土について求めると、 $E = 480 c$  の関係があり、従来いわれている  $E = 210 c$  より大きな値となる。

OD-1 調査では各供試体の超音波速度 ( $P$  波) が測定されており、一軸強さとの関係 (第 56 図) は、深度 300 m までの速度は水の速度にほぼ等しく、それ以深で  $v_p$  は増加傾向にある。300 m 付近の含水比は塑性限界に近く、粘土層が塑性体から半固体に漸移する部分である。図にはロンドンクレイの  $v_p$  も記したが、大阪層群の粘土に比べ、同じ圧縮強さでもロンドンクレイの  $v_p$  の方がかなり大きい。

$P$  波速度は物質の体積弾性係数によってほぼ決まるので、単位体積重量と密接な関係にある。ロンドンクレイと大阪層群粘土で  $P$  波速度がほぼ等しいものをみると  $\gamma_f$  もほぼ等しい。しかし、圧縮の強さは大阪層群粘土の方がはるかに大きいことから、結合力が大きいといえる。これは粘土の塑性によるものであって、高塑性粘土の方が結合力が発達しやすいことを意味している。これは大阪層群で  $P$  波速度が 1,500m/s のものであってもロンドンクレイと同じ程度の圧縮強さを示すことや、ロンドンクレイのヤング率の大きな値でも大阪の上部洪積層程度の値しかないことから明らかである。

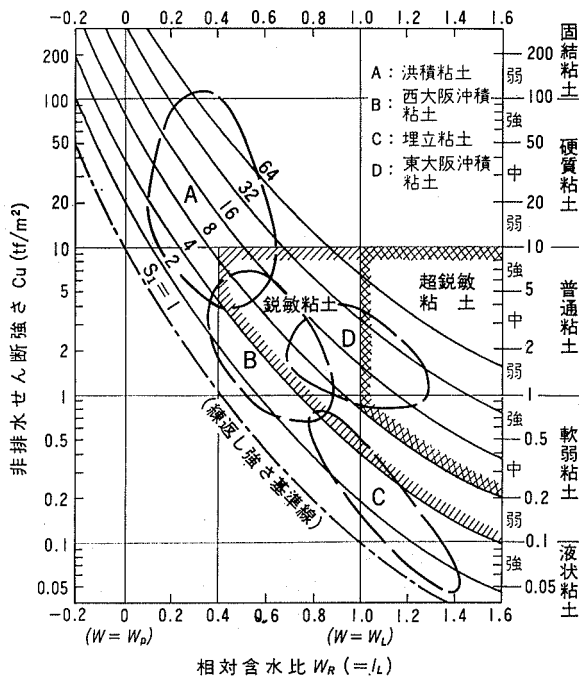
土の  $P$  波速度が水のそれに等しいということは、粘土の結合が粘土粒子の周辺の吸着水層の性質によるものであるといえる。そして深度が深くなってその含水比が塑性限界に近くなるにつれ、粘土粒子間距離が近づくので、粒子表面の電位ポテンシャルによる強い電気的な力により変形に抵抗する力が大きくなる。このことは続成作用の進行によるこう結作用が大阪層群粘土でも進んでいると解釈される。大阪第四紀層の相対含水比と時間効果による圧密降伏応力の増分  $\Delta P$  の関係は相対含水比が 0.3 以下になると  $\Delta P$  が急激に増加しており、前述の  $P$  波速度と同一の傾向を示し、塑性限界に近くなると圧密降伏応力及び圧縮の強さが急増する。

粘土の力学特性の一つとしてこの返し強さがあり、通常の強度との比を構造度 (鋭敏比) といい、粘土の状態を知る指標となる。大阪層群粘土は前述のように結合物質であり、沖積粘土よりはるかに強く、こね返しは沖積粘土のように容易ではなく、長時間入念にこねないと十分強度が低下しない。十分こねかえた大阪層群粘土 (特に海成粘土) の構造度はかなり大きい値となる。しかし、この粘土はかなりの仕事を加える必要がある。一方、東大阪の沖積粘土は、北欧でみられるクイックレイと同様、わずかのエネルギーで強度が低下する。SKEMPTON や BJERRUM はヨーロッパの粘土について相対含水比により構造度が一義的に決まる関係を示しているが、大阪の粘土はヨーロッパの粘土と全然違っ



第56図 大阪層群粘土の圧縮強さとP波速度の関係 (竹中, 1964)

Diagram showing relations between P-wave velocity and compression strength of clays of the Osaka Group.



第57図 粘土の剪断強さ及び相対含水比との関係(三笠, 1979に加筆)  
 Shearing stress-relative water contents diagram showing physical state of some Quaternary clays.

して支持力を直接求めることはまれである。この理由は砂の試料採取が困難なために、もっぱら簡便な標準貫入試験が用いられ、またこれに代る適切な調査法がないためである。

しかしながら、新潟地震以来砂地盤の液状化が問題となり、液状化検討のため緩い砂のサンプリングが実施され、その試料を用いた試験が行われるようになってきた。また、砂・砂礫のブロックサンプルを採取し、その強度特性の試験が行われ始めた。

このような現状であり、砂・砂礫層についての工学的特性に関するデータは少ないが、その中でも西大阪の支持層としてよく知られている天満砂礫層については比較的調査データが多い。

天満層は昭和初期に山根(1930)により、「沖積層の下にある洪積層が地表に露出するのが天満橋付近である」とし、この名が付けられた。そして西大阪での天満砂礫層は基礎の支持層として重要な役割をしてきたため、建設技術者の間で多く使われてきた。この天満層は上町台地の西縁から西へ行く程深くなり、臨海部で約30mの深度となり、滞水層としても重要な層である。

山根が天満層を定義した昭和初期の調査技術は十分でなかったため、建設技術者間でかなりあいまいな使われ方がされてきた。「大阪地盤図」を作成する時に「天満層とは沖積層の下にある最も新しい洪積層の地層名とする。最も新しい洪積層は粘土層と砂礫層の1対よりなるものであって、それぞれ天満粘土層、天満砂礫層と称する。天満砂礫層は洪積三角州の上部層に相当する」と定義された。

しかしながら、いまだに天満砂礫層の問題は解決したとはいえ、多くの議論がある。問題点はMa12と伊丹粘土層との連続性はまず間違いないが、その上位に位置し、沖積層の下位にくるといわれる

た状態にあるので、三笠(1979)は第57図の状態図による粘土の分類を提案している。大阪第四紀層粘土の分布を図中に示したが洪積粘土のほとんどは硬質粘土に分類される。図をみると埋立粘土、沖積粘土、洪積粘土と地質年代が古くなるにつれ相対含水比が減少し、強度が増加する傾向にあるが、東大阪沖積粘土はそれらとは異なった位置に分布する特殊な粘土であることがわかる。この粘土は溶脱を受けて非常に鋭敏な粘土である。

## VIII. 2. 2 砂・砂礫層

砂・砂礫層で重要な工学的特性としては、構造物の支持層としての支持力と滞水層としての透水性である。支持力を知るためには通常標準貫入試験結果のN値が用いられ、戴荷試験を実施

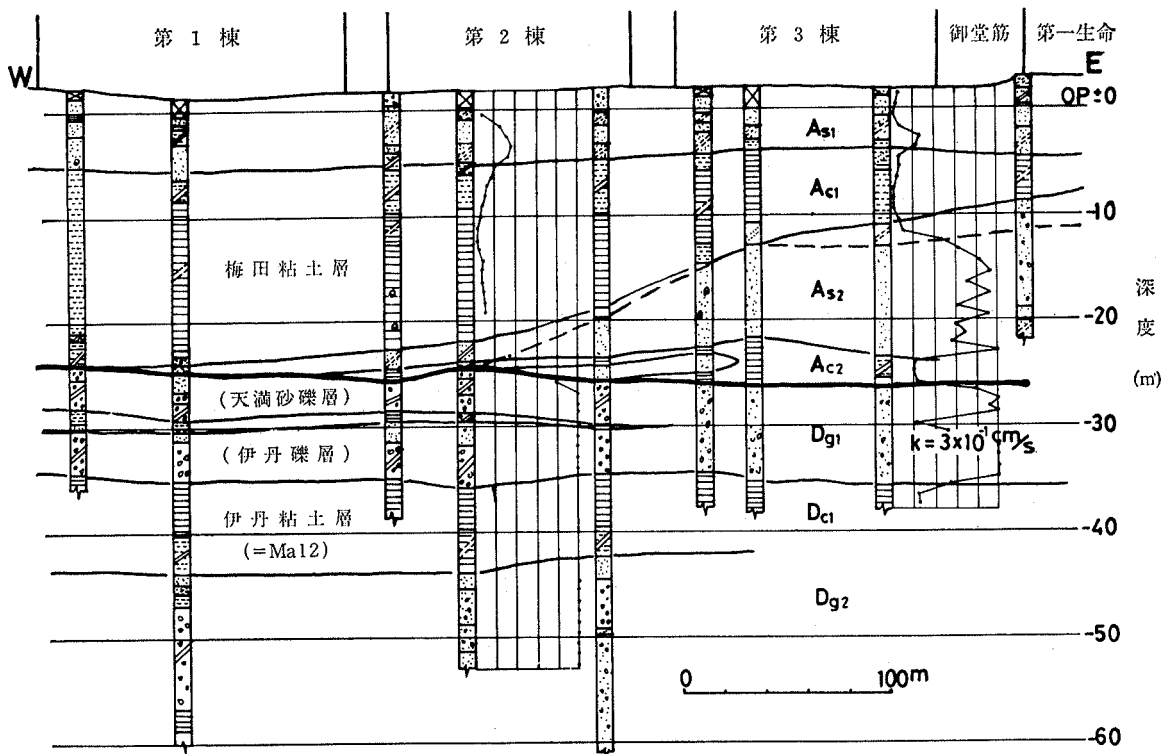


天満砂礫層と伊丹礫層との関係である。これについては既に第IV章で議論した。すなわちMa12と沖積層の間に挟在する砂礫層は、中位段丘を構成する伊丹礫層と、それを削剝した低位段丘構成礫層との合成物であり、かつ武庫川・猪名川水系の粗粒砂礫層と、上町台地を構成する大阪層群の砂礫を供給源とする淀川水系の細粒砂・礫層とが西大阪で混合するため、その区別が困難になったものと考えられる。

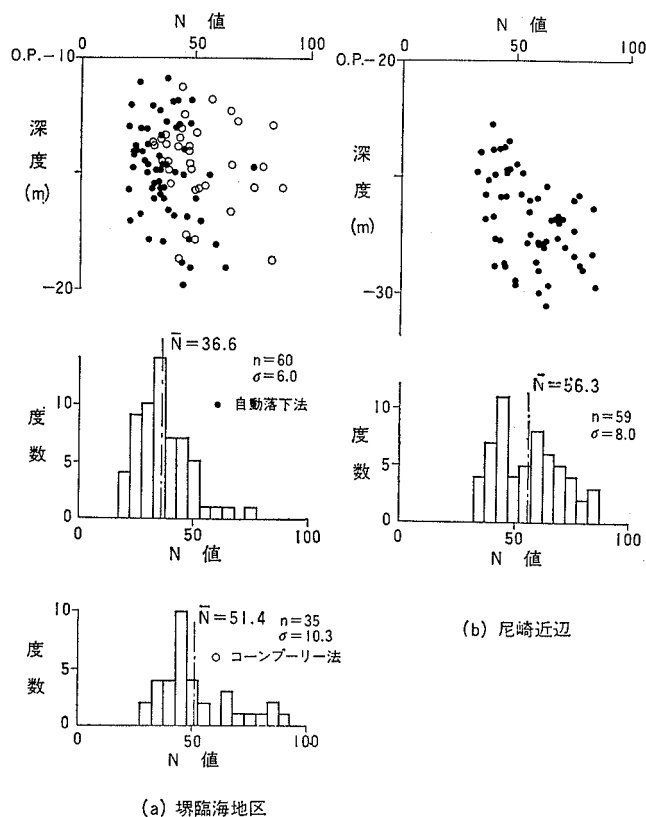
それらの実際の識別は難しいが、以上のような考え方からすれば、天満地区から上町台地西縁にかけての天満層の中部の海成粘土層と上部の砂礫層が低位段丘期の堆積サイクルを表し、天満層下部の砂礫層は伊丹礫層に当たるものといえる。また尼崎沖から大阪港に至る地区に分布する伊丹礫層の上部にも低位段丘期の砂礫層がある可能性が多い。第58図は大阪駅前の東西方向の土質断面図を示しているが、上記の考え方を表している。

大阪港付近では、伊丹礫層ないしは天満礫層は約7mで薄い比較的均一である。しかし木津川以南では粘土層の薄層を挟むようになり、淘汰の悪いシルト混じりの礫層も多くなる。これは砂礫野供給源から次第に遠ざかるためと思われる。更に南部の堺臨海では、O.P.-15mあたりからかなり厚くなるが、複雑に粘土層を挟んでいる。そして大阪港とでは15m近いレベル差があり、大和川付近に断層の存在も予想される。

堺臨海部の天満砂礫層におけるN値の分布は第59図(a)のようになり、平均値は自動落下法で $N=36.6$ に対し、コーンブリー法では $N=51.4$ と前者の方が小さく、ばらつきも少ない。一方尼崎近



第58図 大阪駅前土質断面図 (大阪地盤区分図委員会, 1979) 深度は O.P. (大阪港工事用基準面) から。  
Geological cross-section in front of Osaka station.



第59図 天満砂礫層・伊丹礫層のN値の頻度及び深度分布(西垣・竹中, 1975)  
Frequency distribution of N-values of the Temma Gravel and Itami Gravel layers.

くの伊丹礫層での自動落下法の結果は第59図(b)のように $N = 56.3$ と堺のそれと比較して大きい。その理由は伊丹礫層が大径の礫を含むためである。第59図(a)の自動落下の分布が正規分布に近いのに対し(b)には2つのピークがみられるのは、前述のような事情を反映しているのかもしれない。

天満砂礫層の力学特性を4個所で採取した試料について三軸試験を実施した(第6表)。

第6表 天満砂礫層の試験結果(西垣, 1983)  
Test results of the Temma Gravel Bed.

供試体番号	採取場所	N 値	採取法	試験法	供試体寸法 cm	供試体直径 最大粒径	$\phi_a(\phi')$	間隙比
I	難波	42	ブロック	$\overline{CU}$ CD	15×30 10×20	31.5 21.0	(37.5) 38.0	0.52 0.52
II	堺臨海	—	ブロック	CD	15×30	15.8	38.5	0.50
III	大阪南港	45*	大型貫入	CD	5×10	5.3	43.0	0.46
IV-1	大阪駅前	73*	大型貫入	$\overline{CU}$	5×10	1.6-2.8	(45.0)	0.3
IV-2		56*		$\overline{CU}$	5×10	1.3-3.3	(42.5)	0.3

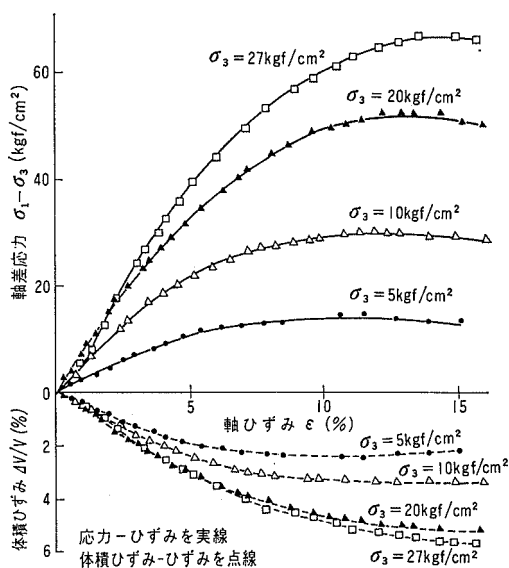
\*大型貫入試験結果からの換算値

試料の粒度や間隙比は採取場所で異なり、礫分はIV試料が47-66%に対し、I試料が24%、II試料が36%、III試料が32%と少ないが、細粒分はいずれの試料も4-6%である。間隙比は第6表II示したようにIV試料が特に小さい。これは最大径40mmの礫を含んでいたため試料の間隙比は小さいが、後述のように採取地点近くの透水係数は $10^{-1}$ cm/sオーダーであり、地盤の間隙比はほかと大差ないと思われる。第6表には(供試体直径/最大粒径)を記したが、大型貫入試料は直径5cmのため、その値は小さく、礫径に対し供試体径が小さいといえる。

I試料の圧密排水試験の応力-ひずみ曲線は第60図のように、試験応力範囲( $\sigma_3=5-27\text{kgf/cm}^2$ )ではすべて体積変化は正で、ピーク強度を示す。更に高圧下のII試料の結果は $\sigma_3 \geq 38.5\text{kgf/cm}^2$ では $\varepsilon = 15\%$ までにピークはみられず、試験後の粒度分布は高圧下の試料程細粒分が増加していることから、高圧下では粒子を破砕しながら体積が圧縮して行く破壊となる。モール円の破壊包絡線は低圧では $\phi_d = 38.5^\circ$ に対し、高圧では $\phi_d$ が減少する傾向を示す。

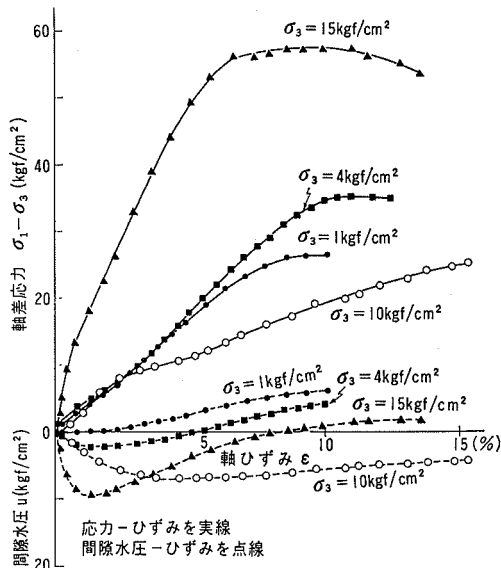
竹中ほか(1970)は $\phi_d$ が更に大きく変化した例を報告している。これは竹中らが用いた試料の方が弱い粒子を多く含み、細粒化が多いことを示している。

一方、IV試料の圧密非排水試験の応力-ひずみ曲線を第61図に、応力経路を第62図に示した。図中の $\sigma_3 = 10\text{kgf/cm}^2$ の試料は試験準備過程で乱れたもので、ほかの試料の傾向と異なり、正の間隙水圧が発生し、( $\sigma_1 - \sigma_3$ )は乱されない試料に比べかなり小さい。しかし、この結果を有効応力で整理すると乱されない試料とほぼ同じ破壊包絡線となるのが第62図の応力経路でわかる。I試料の乱されない試料の圧密非排水試験結果のモール円の包絡線は第63図のようになり、全応力表示の結果は粘性土と同様に圧密降伏応力を境に二つに分かれる。



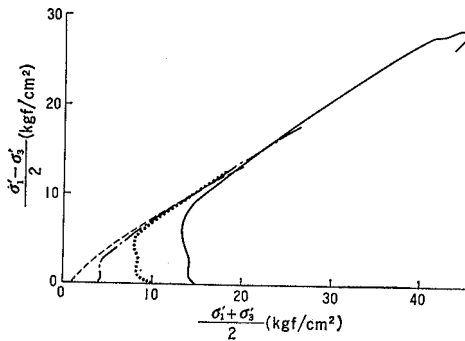
第60図 I試料の圧密排水試験の応力-ひずみ曲線  
(西垣ほか, 1974)

Stress-strain diagram showing the results of consolidated-drained tests on I sample.

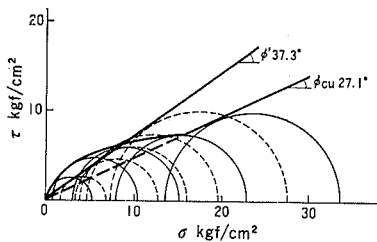


第61図 IV試料の圧密非排水試験の応力-ひずみ曲線  
(西垣, 1983)

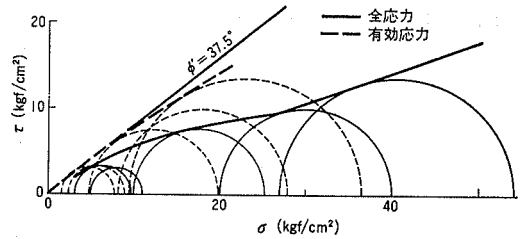
Stress-strain diagram showing the results of consolidated-undrained tests on IV sample.



第62図 IV試料の応力径路図 (西垣, 1983)  
Stress path diagram for IV sample.

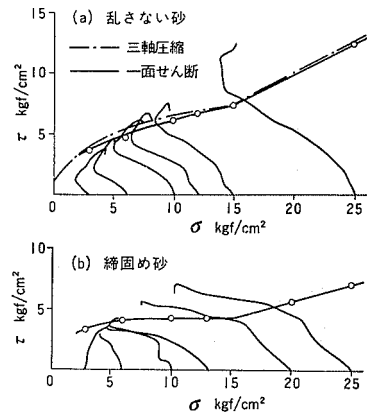


第64図 梅田沖積砂のモール応力図及び破壊包絡線 (西垣, 1980)  
Mohr's circle and failure envelope diagram for the Umeda alluvial sand.



第63図 I試料のモール応力図及び破壊包絡線 (西垣ほか, 1974)

Mohr's circle and failure envelope diagram for I sample.



第65図 乱さない砂と締固め砂の一面剪断試験結果 (圧密定体積) (西垣, 1980)  
Results of direct shear tests for undisturbed and compacted sand.

以上の試験から求められた  $\phi_d$  及び  $\phi'$  については第6表に記した。大型貫入試験の試料の  $\phi$  がほかより大きい、これは礫径に対し供試体寸法が小さかった影響と考えられる。ブロックサンプルでは  $\phi_d \approx \phi' \approx 38^\circ$  とみなせる。この値はN値から求まる値に比べて小さい。ブロックサンプルの試験結果はN値と $\phi$ の相関がみられず、非排水強度と関係のあることが西垣(1980)によって明らかにされ、天満砂礫層もその例外ではない。したがって、N値から $\phi$ を求めることには問題がある。また、砂礫の破壊は支持力理論で考えられているような剪断破壊ではなく、圧縮変形であることに注目する必要がある、砂礫層の支持力について今後検討される必要がある。

参考までに梅田近辺の沖積砂の圧密非排水試験結果(第64図)を示した。この砂層はN=9であるが、 $\phi_d = 37^\circ$ と天満砂礫と変わらない。また、全応力表示の破壊包絡線が圧密降伏応力で二種類に分かれることは天満砂礫と同様である。砂質土の試験に密度をそろえた締固め試料が用いられるが、両者を比較すると(第65図)、乱さない試料の方が締固め試料より強度が大きいといえるので、砂質土においても乱さない試料による試験が重要である。

天満砂礫層の揚水試験結果の透水係数は場所により大きな差がみられ、 $k=10^{-1}\sim 10^{-3}\text{cm/s}$  の範囲を示している。その理由は先に述べたように、天満砂礫層の粒度組成が異なるためである。大阪駅前で実施された揚水試験結果は第58図に記したように  $k=3\times 10^{-1}\text{cm/s}$  で、今回の試料のなかでは最も粗粒分の多い試料である。

### VIII. 3 埋立地と人工島

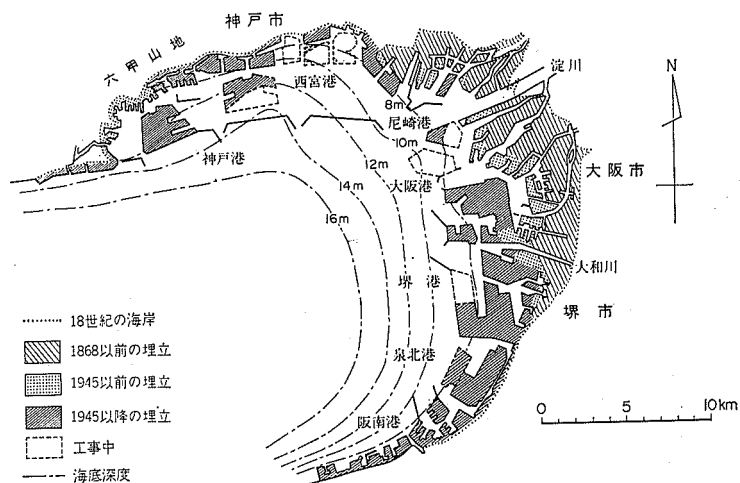
#### VIII. 3. 1 大阪湾における埋立地

大阪湾岸沿いの埋立ての歴史は古く、1,700年前後から武庫川・淀川の川口近くの沼沢の多い低湿地や海岸線が新田として埋立てられた。その後明治に入って大阪が近代都市へ発展し、港湾も整備されるようになった。

一方、埋立地は住宅地や工場となったが、戦後は地盤沈下激甚地区となり、0 m 地帯へと変貌した。更に積極的な造成事業が、産業の再発展に伴って大阪湾岸全域で盛んとなり、港湾・工業・住宅用地が造成された。これらの初期のものは水深の浅いところであったが、それは次第に水深の深い沖合いへと進み、地盤問題は技術的にも各種の問題が生じ、またその解決への努力が払われてきた（第66図）。

大阪湾の最も湾奥に位置する大阪港は、海底に厚く沖積粘土層が堆積している。そして水深も浅いため、最近の大型船受け入れのためには航路の浚渫が必要となり、埋立は主として海底の粘土の浚渫土によって実施されている。このため埋立粘土と旧海底粘土の両者を地盤改良しなければならない。その代表例が大阪南港である。これに対して神戸港は水深が深く大型船航路として十分であり、埋立材料として好適な花崗岩質マサ土が背後の六甲山系から採集され、造成が行われた。その代表のポートアイランドについては「須磨」地域地質研究報告書（藤田・前田，1984）で詳しく述べた。

堺・泉北港は大阪湾と同様水深が浅く、浚渫が必要であるが、沖積粘土は少なく、砂質土あるいは洪



第66図 大阪港における埋立地の推移（三笠・大西，1983）

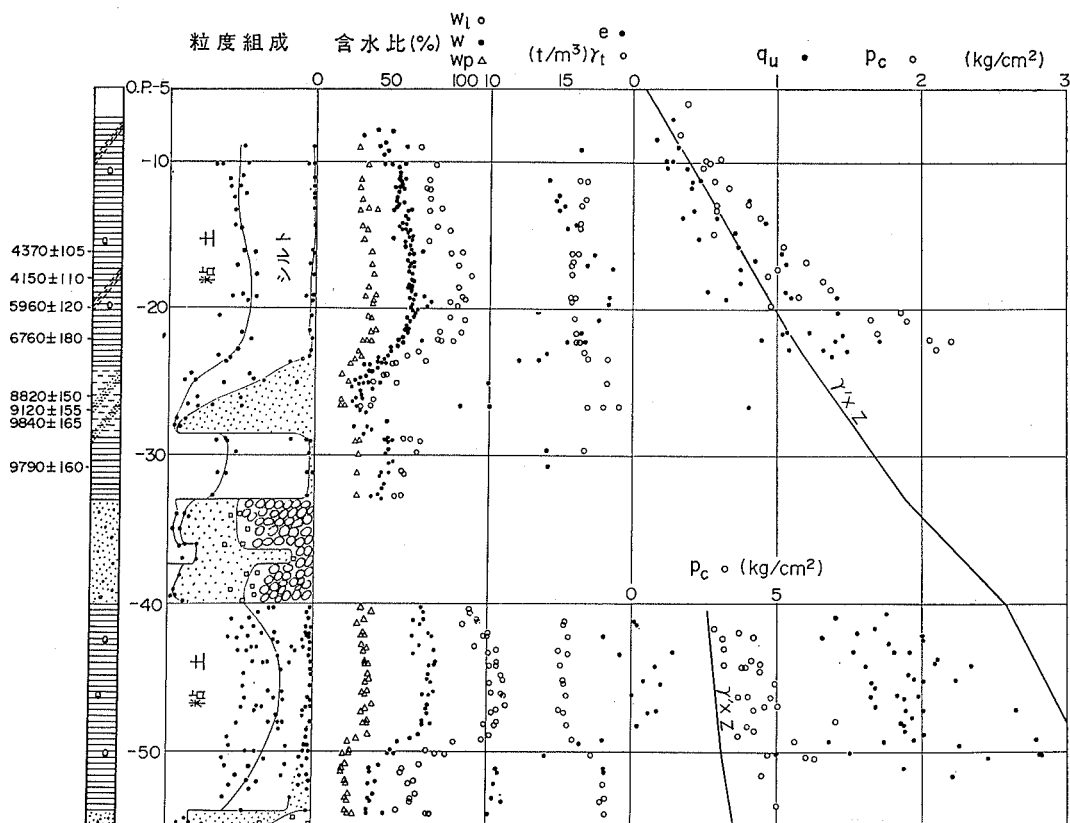
Reclamation processes in Osaka Bay.

積層の浚渫が多い。

### Ⅷ. 3. 2 大阪南港の埋立造成

大阪南港は大阪市の南端部の住之江区とは陸続きではあるが、ほぼ全周を護岸で締切って造成された人工島といえる。その面積は930ヘクタールで、大阪市の5%に当たり、1958年に工事を開始し、1980年に完了した。

埋立前の地盤は水深が3-9 mで西ほど深く、最上部は層厚15-22 mの沖積粘土層が堆積し、その下位は沖積砂層、洪積砂礫層となる。この洪積砂礫層は層厚7 mで、表面は起伏が多く、最少厚が1 mのところがあるが、大多数の重量構造物の支持層とされている。南港と大阪湾を結ぶ港大橋の基礎部分の地盤調査による地盤状況は第67図のようになる。沖積粘土の粒度組成・液性限界・塑性限界は比較的均質である。沖積粘土の一軸強さ $q_u$ 及び圧密降伏応力 $P_c$ の深度分布はほぼ正規圧密であるが、同層の下部で著しく増加している。これは次節で述べる地下水揚水による地盤沈下のためである。沖積粘土層の圧密特性である圧縮指数 $C_c$ は多くの実験(埋立粘土も含む)の結果、三笠(1963)は第68図のように $C_c = 0.8$ の南港沖積粘土の標準圧密曲線としている。



第67図 港大橋における土質試験結果(西垣, 1977b)

Physical properties of soils at Minato Ōhashi.

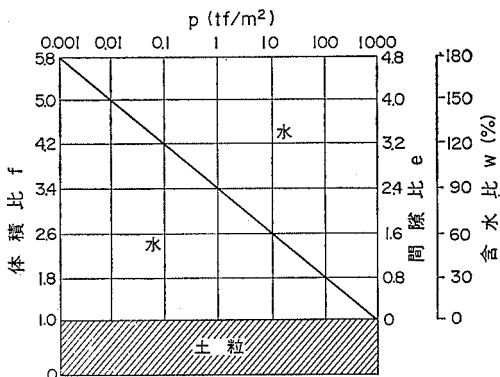
大阪南港の埋立工事では浚渫が早期に始まった第1・2区は、埋立粘土層のみがカードボード・ドレーンにより改良され、埋立土として砂質土が用いられた中ふ頭と南ふ頭は海底粘土のみがサンドドレーンで改良された。第3区と北ふ頭は厚い沖積粘土層と超軟弱な埋立粘土層の両層を排水井戸を用いた水位低下工と鉛直ドレーンの併用で改良が実施された。

排水井戸を用いた水位低下工は、Ⅷ. 4で述べるように大阪市自身が過去に地下水汲み上げのよって激甚な地盤沈下を経験したが、これを

軟弱地盤の地盤改良に積極的に応用しようとする工法で、施工に先立って室内実験及び現場実験を行い、沈下量及び沈下時間の予測が試みられた。その結果、圧密中に粘土層の透水系数及び圧縮係数の変化を考慮し、かつ自重圧密を考慮する新圧密理論が三笠（1963）によって導かれた。テルツァギーの圧密理論によれば、層厚2mの埋立粘土が90%圧密するのに約440日を要するのに対し、新理論ではわずか4か月で達成されると予測され、かつ現場実験でも実証された。

第3区の地盤改良は第7表の工程のように2回に分けて実施され、1回目は1963-1970年、2回目は1973-1978年である。1回目の改良は主に沖積粘土の改良を目的とし、2回目は主に埋立粘土の改良を目的に実施されたが、合計15年間の地盤改良工事期間を要した。この間社会的経済的条件的変化もあったが、無事工事を終え、現在、既に15,000人の住む大阪南港ポータウンとなっている。

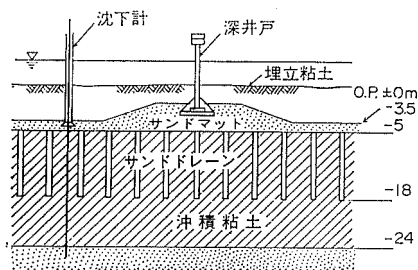
一般に埋立地盤の必要強度は土地の用途によって異なるため、地盤改良は利用者に任せるのが経済的であると考えられてきたが、この考えは軟弱な浚渫粘土を用いる埋立事業では、厚い軟弱粘土層の改良に時間と経費を無駄に費やすことが多い。軟弱な埋立粘土層をシール層として利用し、埋立中から海底粘土の地盤改良を行う水位低下工と鉛直ドレーン工の併用工法は上記欠点を克服した新しい工法であった。以下に大阪南港でのこの工法の1回目の改良工事の概要を紹介しておく。



第68図 標準圧縮曲線（三笠，1963）  
Standard consolidation curve.

第7表 地下水水位低下工法による地盤改良工程表（三笠・大西，1983）  
Chart showing progressive improvement of soil by dewatering.

	'60	'65	'70	'75
調査ボーリング	□	□	□	□ □ □
現場実験	▬	第1回地盤改良		第2回地盤改良
サンドマット		▬		▬ □
パーカルドレーン		サンドドレーン		ペーパードレーンとバックドドレーン
盛土			浚渫粘土	盛土
水位低下		深井戸設置		深井戸設置



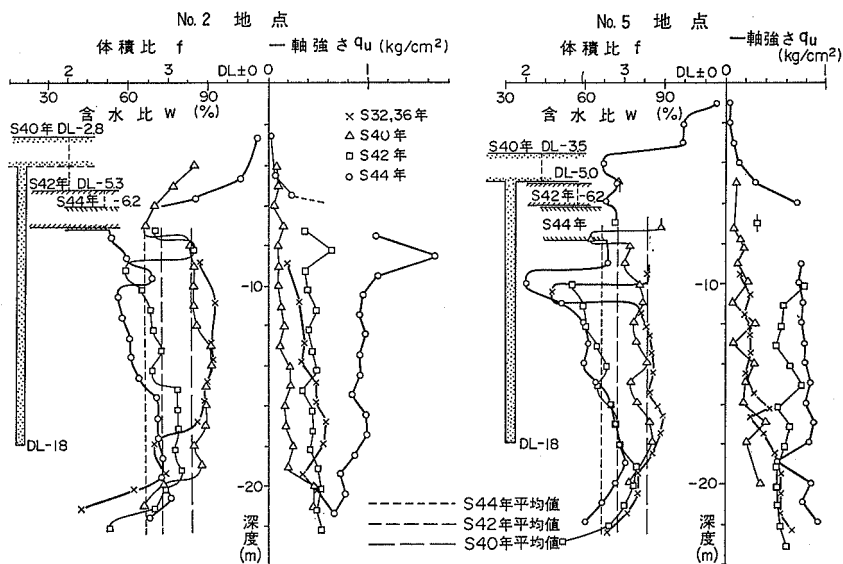
第69図 深井戸工法による地盤改良  
(三笠ほか, 1971)

Soil improvement work by means of deep wells.

1963年7月に旧海底粘土上に厚さ1.44mの敷砂の施工を開始し、径40cmのサンドドレーンを3.55m間隔の正方形配置でO.P. -18m(長さ15m)まで10万8千本が施工された。この深度は当時として最大のものであったが、沖積粘土層を約7m未貫通となった(第69図)。引続いて111基の排水井戸をサンドマット上に100m間隔の格子状に据付けると同時に、各種電気設備、各種測定装置を設置した。

1965年8月から埋立を開始し、半年後埋立粘土層が2mあまりとなり、この層がシール層として十分な厚さとなってから排水井戸の運転が開始された。ポンプは集中管理システムにより1969年8月まで運転し、埋立は1970年末まで続いた。この工事中、敷砂層の沈下、同層の間隙水圧、埋立層の沈下、排水井の排水量及び負圧等の測定を行うとともに、井戸施工前、サンドドレーン施工後、ポンプ運転中及び停止後の4回にわたって土質調査が行われた。

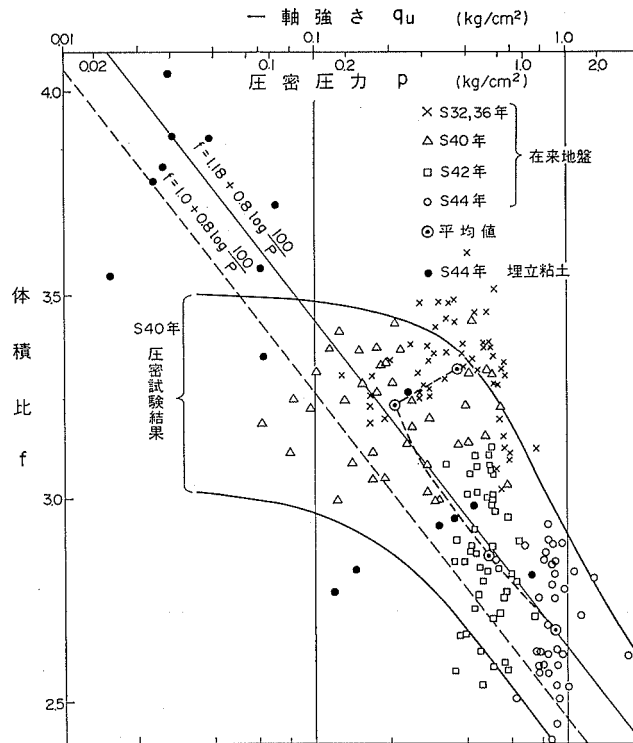
No. 2, No. 5 地点での地盤改良前後の調査結果を比較してみる(第70図)。各地点での調査は平面的に約100m離れており、圧密とともに深度も変わるので、点毎の対応は難しいが、埋立層の上半分はヘドロ状であるが、敷砂上2mは圧密され、サンドマット下部は含水比が著しく減少し、大幅に圧密されている。全体的傾向として次の事がいえる。i) 敷砂及びサンドドレーン施工後の密度と強度の対応関係に、粘土の乱れの影響がみられる。ii) 圧密荷重をかけた後は密度と強度の変化はよく対応し、



第70図 改良工事による含水比及び一軸強さの変化(三笠ほか, 1971)  
D.L. は大阪湾基本水準面。Sは昭和の年号を示す。

Changes in water content and strength through soil improvement work.





第71図 土質状態の変化図 (三笠ほか, 1971)

Changes in physical properties through soil improvement work.

圧密の順当な進行を示している。iii) 最終的にはサンドドレーン部分の上部の方がむしろ強くなっており、単なるドレーン中の損失水頭の問題とはいえないものがあるようである。iv) 埋立層の強度の深度分布は下部の敷砂層近くで急激に増える形を示し、試験工事のデータ（三笠，1963）とよく一致している。

次に粘土層の上下端の漸移層を除いた全調査データを体積比と一軸強さ（対数目盛）の関係として示したのが第71図である。

粘土の  $c/P$  値を大阪の沖積粘土の代表的な値  $1/3$  として、 $q_u (=2c)$  に相当する圧密圧力  $P$  のスケールも合わせて記入した。このスケールによって1965年に実施した沖積粘土の圧密試験から求めた  $f$ - $\log P$  曲線の範囲は図中の2本の曲線の内に入り、その正規圧密部分を実線で示した  $C_c = 0.8$  の直線で代表される。また、破線は埋立粘土に対し三笠の提案した標準圧密曲線である。各調査時期の多数の側点の重心点を求めると図中の○印となり、その移動状況は前述の圧密傾向を明瞭に示している。すなわちサンドドレーン打設の際の乱れによって強度、有効圧力の減少と、体積比の減少が生じ、以後はそのやや乱れた粘土に対する圧密試験結果に沿って圧密されていく。

敷砂層の沈下を測定するために沈下板が設置されたが、埋立工事中に埋立粘土の側方流動のため曲げられ、800日以内ですべて使用不能となった。観測初期の沈下傾向は次のようであった。観測を開始してポンプ運転を始めるまでの110日間の沈下量は10cmで極めて少ないが、ポンプ運転を始める

と急激に沈下をはじめ、30日間で半数が30-60 cmの沈下を生じた。その後は比較的早く落ち着いてしまったものが多く、沈下に関して十分な定量的説明ができない。そこで地盤改良による沈下量の推定は地盤調査時の敷砂野出現深度から求めると平均2.88 mに達している。また第71図の○印の $f$ 値の減少量から粘土層厚を17 mとすると2.89 mとなり、両者はよく一致した。

## VIII. 4 地盤沈下

### VIII. 4. 1 概要

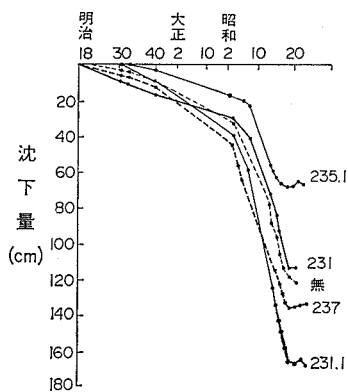
大阪平野の地盤沈下の歴史は古く、明治18年に当時の陸軍陸地測量部（現国土地理院）が実施した水準測量によりその微候が明らかにされたことに始まる。当時の沈下量はそれ程大きなものでなかったため、問題とはならなかった。しかし、昭和になって産業の発達とともにその量も増加しだし、学界でも地盤沈下問題が取り上げられ、多くの原因説が提案された。

昭和9年に室戸台風が阪神地区を襲ったのを始め、25年にジェーン台風、36年第2室戸台風により、そのたびに高潮被害を蒙り、地盤沈下対策諸施設もたえず機能回復に多額の投資がなされてきた。その間、多くの調査研究が実施されたが、その原因が地下水過剰揚水であると認められるまでに長年を要し、昭和37年ようやくその原因である地下水採取に対し、厳しい規制のいわゆる地下水規制二法の制定にこぎつけ、事実上地下水利用を禁止したものとなり、その結果尼崎市、西大阪における地盤沈下の終息を迎えることとなる。この間の動きを見ると、原因が認められるまでに相当の期間を要し最終的な規制の導いたのは地方自治体の熱意であった。

大阪平野の地盤沈下については既に多くの報告（大阪地盤沈下総合対策協議会，1972；IKEBE *et al.*，1970；中町，1977；土質工学会，1977）があり、かつそれも既に終息時期を迎えているので、本文では大阪平野全体の地盤沈下の経緯をふり返り、歴史的流れで見直してみる。

### VIII. 4. 2 地盤沈下とその被害

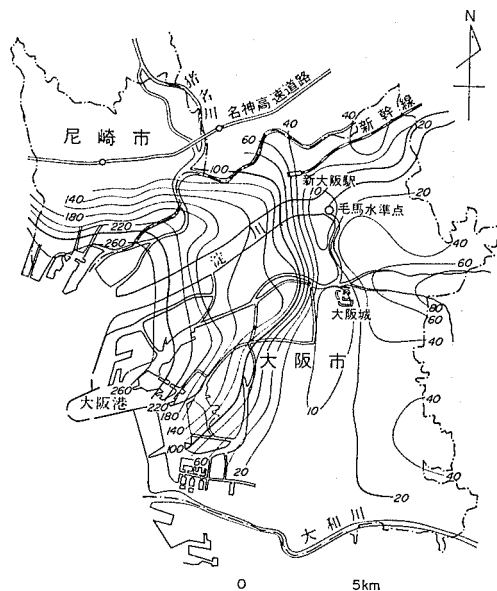
大阪平野は淀川・大和川及び武庫川のデルタ地帯として発達し、洪水にはたえず悩まされてきたが、高潮に襲われることは少なかった。しかし、江戸時代から急激に干拓や埋立が行われ、新田が造成されて、明治になってこれらの地域は住宅や工業用地へと発展した。現在からみるとこのような軟弱地盤で地下水を過剰揚水すれば地盤沈下が生じる事は自明であるといえようが、当時としては問題にされていなかった。大正時代には尼崎駅近辺や大阪市内の掘抜井戸では自噴していた記録があるが、昭和に入って浅井戸の水位が低下し、釣瓶で汲めなくなっても何故だろうぐらいですみ、その頃から普及し出した手押ポンプに変わり、更に電動ポンプに変わるとともに採取深度が深く、かつ揚水量が格段に増大して行った。この間の地盤沈下は明治18年から水準測量が行われており、昭和初期までは0.8 mm/年程度の沈下であり、それほど目立ったものではなかった（第72図）。そのため臨海部に住む人達には潮位が高くなる現象として語られていた。しかし、昭和3年頃から沈下傾向増大し、終戦近くまで5 cm/年の沈下となり、西大阪の地盤沈下が急激に増大していった。その後の地盤沈下の歴史は大きな台風の来襲のたびにその重大さを認識し、対策に追われることになる。



第72図 西大阪における初期の地盤沈下  
(大阪地盤沈下総合対策協議会, 1972)

Early days subsidence in western Ōsaka.

無：港区天保山, 231：西区南安治川通一丁目,  
231.1：港区石田町一丁目, 235.1：浪速区小田  
町, 237：北区堂島浜通三丁目



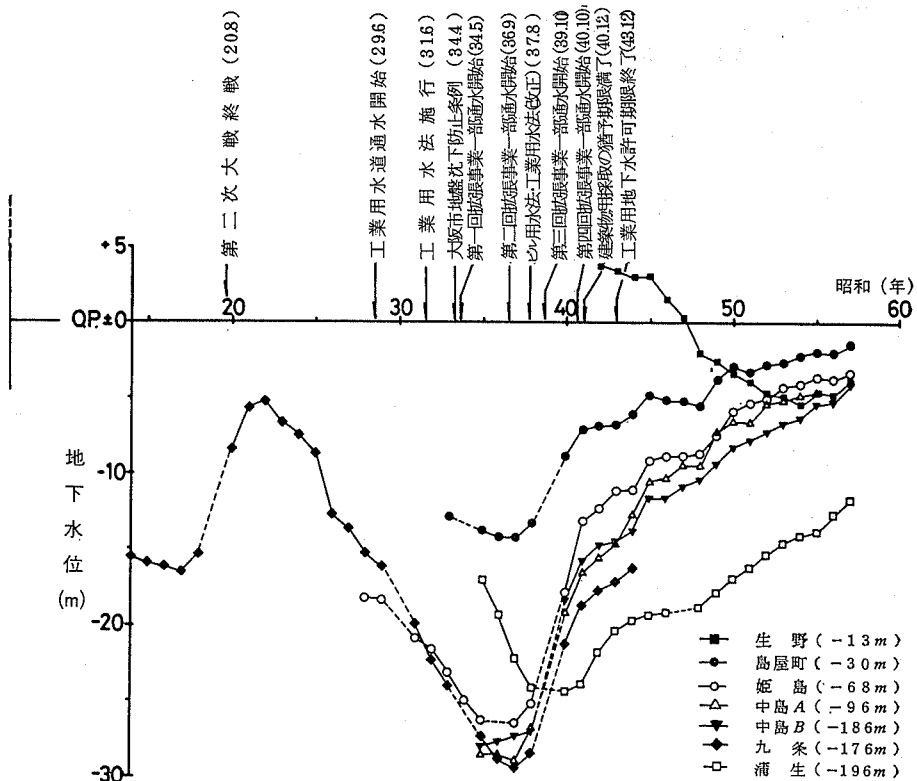
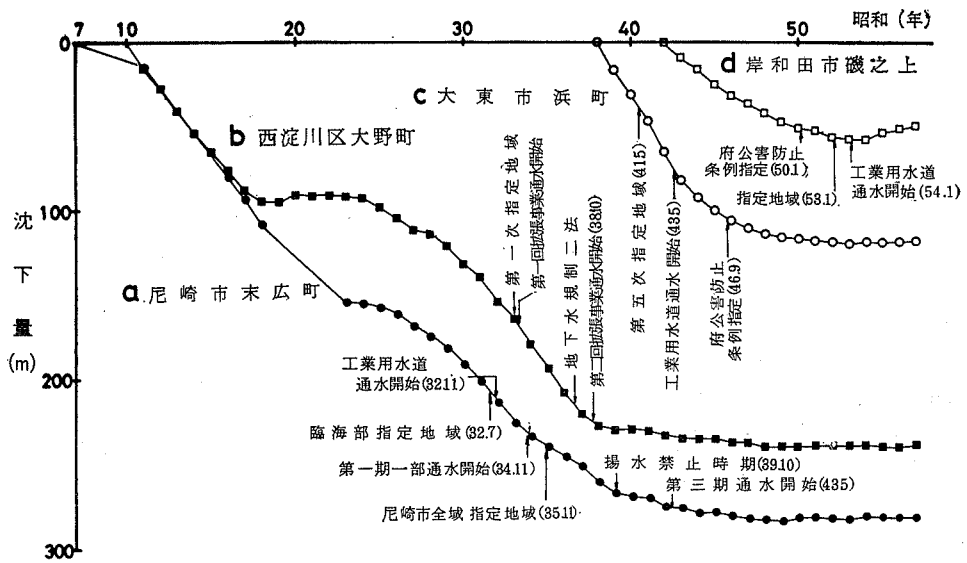
第73図 大阪近辺の累計沈下量(昭和10-38年, 西垣, 1982)  
数字の単位:m

Isopleth map showing total amount of land subsidence in and around Ōsaka City during a period of 1935 to 1963.

昭和3年西大阪の地盤沈下が明らかにされてから、自治体としては7年に尼崎市が最初に水準測量を開始、続いて大阪市が9年に水準測量を開始した。昭和9年9月に室戸台風が大阪を襲い、阪神地区臨海部多大な被害をもたらし、地盤沈下が大きな社会問題となった。そこで大阪市では昭和10年に水害対策基本調査として149点の水準測量と共に潮位測定及び九条で地盤沈下と水位の測定を開始した。また、この頃随所に大きく井による地下水汲上げが始まっていたので、そのため地盤沈下するという懸念が抱かれ、市内さく井状況調査も実施している。更に昭和11年災害科学研究所が設立され、地盤沈下の研究が開始された。

その後も地盤沈下は毎年増大したが、第2次大戦に入り、軍事工場の増加により地下水の揚水量が一段と増加したが、工場地帯の戦災により地盤沈下は休息期に入った。戦後まもなく昭和21年に大阪港湾技術調査会が発足し、地盤沈下の諸調査が開始され、特に沖積粘土の圧密という観点で研究が実施された。この年、大阪港復興計画で「現在沈下が既に安定状況にあることから、従来以上の地下水の収奪が行われぬ限り、急激な沈下は起こらないが、今後地下水の利用が旧に倍することがあれば、水道による工場給水を行い、地下水の利用を保安上、法律的に制限する方法をとるより外に策はない」と既に地下水汲上げが地盤沈下原因とみなし、地下水規制の必要性と代替水道による給水について言及している事は注目すべきである。

戦争末期から戦後の一時期は沈下はほぼ止まり、部分的には地盤隆起すら生じたが、昭和25年の朝鮮戦争勃発と同時に産業が活気を取り戻したため、地盤沈下が最も激しくなった。その後、いわゆる地下水規制二法が制定されるまで沈下激甚期が続き、特に北西臨海部での沈下量が多く、最大沈下は昭和36

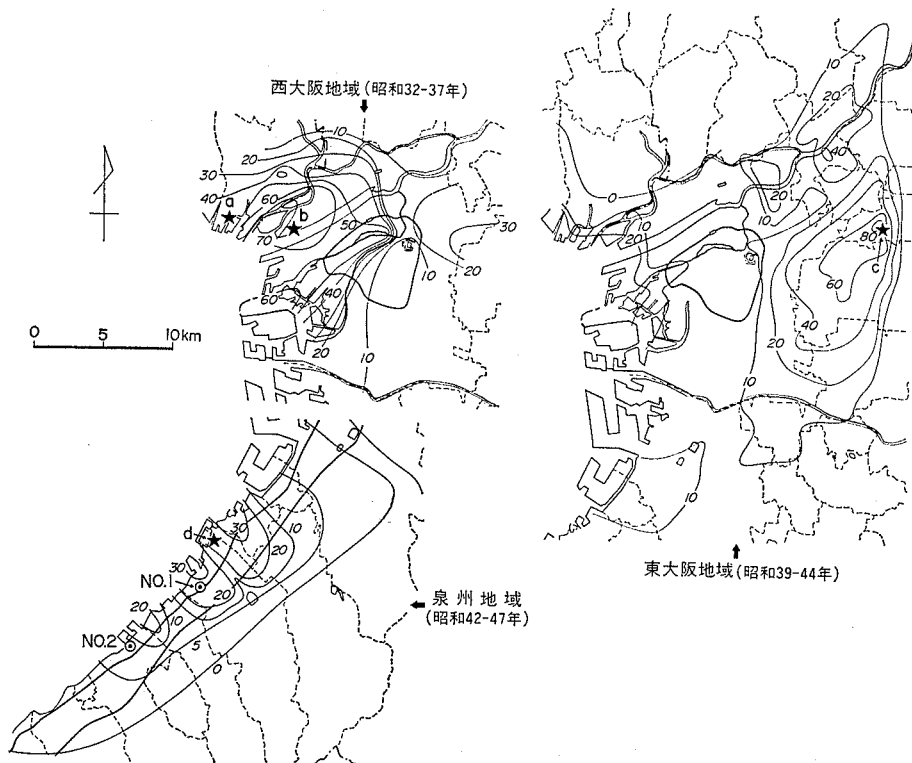


第74図 沈下量及び地下水位と地下水規制との関係図  
a, b, c及びdの位置は第75図に示す。

Two diagrams showing relations between groundwater regulation, and land subsidence and groundwater level.

年に北区茶屋町で25cm/年を示し、此花区・西淀川区では昭和30-37年まで10cm/年以上の沈下が続いていた。昭和10年から38年までの累計沈下量は第73図のように、最大260cmに及ぶものであった。その間の地盤沈下経年変化及び地下水位経年変化と地下水規制と関係づけて図示すると第74図のようになり、地盤沈下量及び地下水位回復量と地下水規制とが密接に関係していることがわかる。

この間、昭和25年のジェーン台風、36年の第2室戸台風の被害は甚大で、その都度防潮堤の嵩上げ、低地帯の盛土、排水設備の強化等がなされてきたが、それを上まわる地盤沈下で、それらの機能は著しく低下し、構造物に計り知れない損傷を与えてきた。最も顕著な例としては西淀川区中島町にあった大谷重工業の工場は、大部分が海水面下に水没し、ついに放棄された。また一般に構造物は支持層に支持されているため、周辺地盤の沈下で建物は相対的な浮上りをみせ、それを修正した階段数が年をおごとに増えていった。西大阪臨海部は0m地帯となっていたため、台風時には何日も浸水したままであったし、都心部の中之島でもほぼ水没した。尼崎市における0m地帯は市域の32%、高潮防護区域(T.P.+4.2m)は86%を占めるようになり、ジェーン台風後に懸案の閘門式防潮堤(延長12.4km)が昭和31年に竣工したが、その後局部的に1.6-2.0mも沈下し、昭和38年までに4次にわたる嵩上げ工事が実施された。しかし、これらの被害も昭和37年に始まった地下水規制と、高潮対策緊急3か年事業及びその後の治水事業新5か年計画等の積極的な取り組みにより、現在は被害の面影を残すだけとなった。



第75図 大阪府下3地区における5か年間の累計沈下量(西垣, 1982) 数字の単位: cm  
 Maps showing total amount of land subsidence for five years in three areas of Ōsaka City.

昭和37年の地下水採取規制は、大阪市においては臨海部で600 m、その他で500 mとするもので、現在でも我が国で最も厳しい条件で、事実上の地下水使用禁止であった。その結果、第74図で明らかのように尼崎・西大阪での地盤沈下は終息を迎えるが、その当時ようやく沈下が始まっていた東大阪の沈下が急に激しくなり、続いて泉州地域でも地盤沈下がみられるようになった。それぞれの地区の水準測量の開始は昭和38年、42年であるので、それ以前の実態は明らかでないが、各地域の沈下傾向と地下水規制の関係をも第74図に記しておいた。両地域とも尼崎・西大阪と同じパターンを繰り返したことがわかる。各地域の地盤沈下を対比するために、各地域での5か年間の沈下量を第75図に示した。第73図及び第75図から昭和38年以前に既に東大阪でかなり沈下が生じていたことがわかる。またこれらの図をみると最大沈下量はほぼ同じであり、東大阪の方が沈下面積がむしろ広いこと等から、総沈下量は西大阪と同程度かむしろ大きいと類推される。

#### Ⅷ. 4. 3 最近の地盤隆起傾向

前述したように激しい地盤沈下も、地盤沈下原因である地下水の過剰揚水を採水規制することにより第74図でみたように終息してきた。その結果、大阪市域で昭和48年から3年間連続して地盤隆起がみられ、かつ、その地域も拡大傾向にあった。しかし、その当時川崎市でも地盤隆起がみられ（岸・永井、1975）、関東大地震の前兆現象かということで、かなり詳細な調査が実施されていただけに、その公表には注意を要したので、過去のデータ解析を西垣（1977）が実施した。

大阪市域で地盤の隆起が現れはじめたのは昭和47年からである。昭和47年の大阪市内の隆起は1 cm以下であるが上町台地のすぐ西の3地域でみられ、尼崎市では国鉄より北部はほとんどのところで隆起を示した。昭和48年の隆起量はわずかではあるが、隆起区域は拡大し、上町台地でも隆起がみられた。尼崎市では臨海部を除きほぼ全市域で隆起がみられるようになった。昭和49年と50年には沈下0線は臨海部ではあまり変化していないが、東大阪では地盤沈下地域が縮小している。また昭和49年になって大正区、港区、西区、福島区等で隆起が増えた。昭和50年は更に北東の方に寄り、かつ隆起面積が広がった。昭和50年には、上町台地の東野東成区・生野区の一部で地盤隆起がみられるようになり、その量が1 cmもみられた。また尼崎市東部、豊中市南部で隆起量が1 cm以上となり、地盤隆起がかなり広域的に現れた。また尼崎では昭和49年の地盤沈下0線は昭和50年にかなり臨海部の方へ移動し、臨海部で49年に1 cmも沈下した所が、50年には1 cm以上の隆起を示し、伊丹丘陵に近い所から隆起が始まり、次第に南部へと隆起域が広がっている。

地盤隆起が生じたのは昭和47年が初めてではなく、戦争末期から終戦直後の産業の機能低下によって地下水利用が極度に減少した時期の昭和20、21年に局部的に隆起がみられ、合計隆起量は尼崎市に近接する部分で、最大4 cmもの隆起を示した。

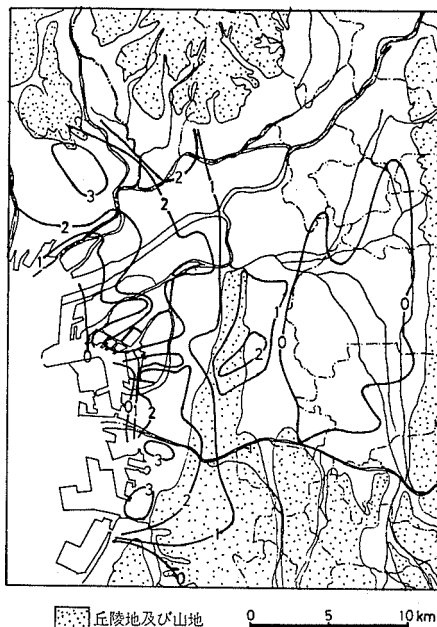
最近の地盤隆起の平面分布を明らかにするために、大阪市近隣地区で隆起が生じ始めてからの隆起量の昭和50年までの累計を示すと第76図のようになり、局部的ではあるが尼崎市の伊丹丘陵近くで最大5.9 cmもの隆起がみられた。河内盆地では2つの特徴がみられ、南部では大和川、石川の合流点から北西方向に隆起の凸出部がみられること、及び北部では北摂からの涵養で大阪市鶴見区、大東市に隆起の凸出部がみられる。このことは第81図の地下水の流動方向とも一致し、地下水の涵養と隆起が密接に

関係していることがわかる。西大阪の隆起状態が東大阪のように単純な隆起形状を示さないのは地質構造が複雑なことで、揚水井戸分布と揚水量分布がそれに関連しているためと思われる。

地下水の涵養との関係で地盤隆起をみると、地盤隆起が始まった昭和47年に大阪市内の隆起のみられた3区域はいずれも上町台地の西縁に近く、上町台地からの地下水の補給と関係があるように思われる。また、尼崎における隆起も昭和47-48年にかなり広範囲にみられたのは伊丹丘陵のすぐ近くであり、かつ50年前には臨海部まで隆起が進んだことから地下水の補給があったことと考え合わせると理解できる。

一方、泉州地域においては昭和51年に全域にわたって隆起傾向を示し、多い所で1 cmを示したが、52年には再び沈下を示した。その後、昭和54年から工業用水への切り換えが順次実施され、その結果、高石は53年、泉大津は54年、岸和田は55年、貝塚は56年、泉佐野は57年から大半で隆起を示すようになり、北部から順次隆起を生じ、その範囲が拡大して

いった。この地域の最大隆起量は泉大津市高津町で55年度6.4 cm、累計で15.5 cmもの隆起を示している。第74図のd地点岸和田市磯之上においても昭和55年より顕著な隆起がみられる。また、南部へ行くほど隆起量は少ない傾向にある。



第76図 大阪市及び近隣地区における昭和50年までの累計隆起量(西垣, 1977a). 数字の単位: cm  
Map showing total amount of ground upheaval in and around Ōsaka City until 1975.

## VIII. 5 地下水

### VIII. 5. 1 概要

平野部における地下水はポンプで揚水されて初めて利用されるものであり、そのため、地下水に関する資料は利用されることにより蓄積されて行く。大阪における地下水の研究はVIII. 4の地盤沈下の研究と密接に関連しており、和達ほかの1940年の地盤沈下の原因の研究から始まった。その後、戦後地盤沈下が再び激化しはじめた頃、大阪港湾技術調査会は大阪市内のさく泉を調査し、260井にのぼるさく泉をリストアップし、自然水位・揚水量の実態を明らかにした。この調査が以後の西大阪地下水系調査へと発展したが、地下水規制が行われ、工業用水が給水されると地下水の調査研究はできなくなり、おのずと西大阪と前後して急速に地盤沈下が激しくなった東大阪地域の地下水調査が集中的に行われるようになった。泉州地区の地盤沈下も東大阪の沈下が鈍化するのと前後して認められ、1967年以降この地域でも地下水保全ないし沈下対策としての調査が行われるようになった。

以上の経緯から西大阪・東大阪ならびに泉州の3地域に分けて平野部の被圧地下水について述べる。

## Ⅷ. 5. 2 西大阪地区

大阪市内の深井戸の状態を地下水利用のピークである昭和37年でみると、揚水量は工業用10,121万 $\text{m}^3$  (614本)、建築用2,247万 $\text{m}^3$  (441本)で、それらを深度別にみると第8表ようになる。深度100mまでのものが多数あるが、臨海部では100mを超えるものが多い。これは地下水の塩水化に伴い深井戸の設置が増えたからである。建物用井戸は都市化が激しい大淀・北・東・南・天王寺・阿倍野地区に集中しているが、これらは採水深度もあまり深くなく、かつ吐出口径も小さい。

西大阪の滞水層は北西部では滞水層の砂礫層がよく連続しているが、南部では砂層になったり、砂層と粘土層の互層に変わったりする。港付近では割合ははっきりした滞水層があり、この地区の滞水層に対し、地表下30-40m、60-80m及び100m前後、140m前後、180m前後の砂・砂礫層をそれぞれ第1、2……滞水層（以下 $W_1$ 、 $W_2$ ……と略称する）と呼ばれている。この呼称とOD-1ボーリングを対比すると $W_1$ は天満砂礫層あるいは伊丹礫層と呼ばれている。 $W_2$ はMa 11粘土層の上位の砂礫層というようになる。これらの滞水層は北及び東へ行くに従って深度を減じ、 $W_1$ ・ $W_2$ は北方の伊丹丘陵で地表に露出し、東方の上町台地西縁でも地表に露出するとみられる。

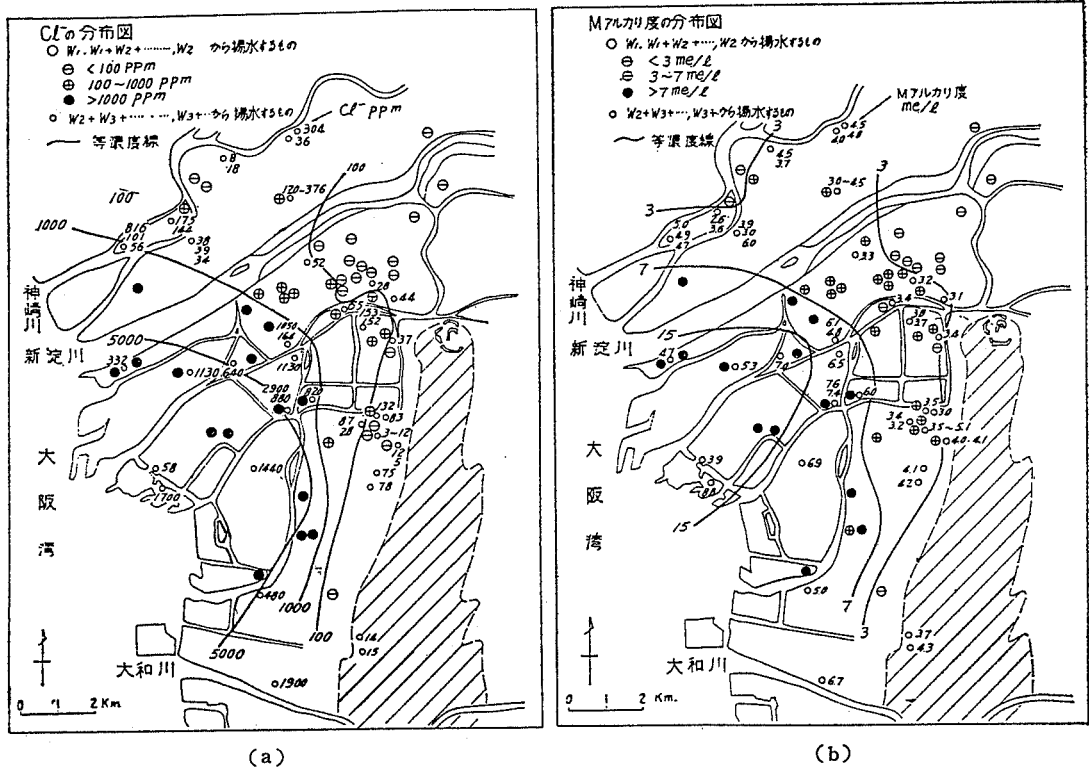
西大阪における地下水の水質分布をみると、第77図のようになる。この分布は昭和32年当時のもので、 $\text{Cl}^-$ は1,000ppm以上の地域が内陸部へ約6km浸入し、塩水化面積はおよそ40 $\text{km}^2$ とかなり広く、国内の他地域に比べ、西大阪の塩水化は極めて大規模なものであった。 $\text{Cl}^-$ の経時変化を数井についてみると第9表のようになり、1950年以降の約10年間に3-4倍になっている。地下水のアルカリ度は滞留時間または流動距離が長くなるにつれ、その濃度が増す傾向にあるので、アルカリ度の低濃度側から高濃度側へ地下水は流動していることになる。第77図(b)の3 $\text{me/l}$ 線の北方ならびに東方から $W_1$ 、 $W_2$ 地下水が涵養されているとみなせ、地質構造と一致する。

岩津ほか(1961)は $\text{Cl}^-$ の垂直分布が海岸に近く浅い滞水層程、高いことから、地下水塩水化の原因として海底からの浸透や井戸側管からの導通等の要因を挙げた。しかし、関東平野(石井, 1977)や濃尾平野(森, 1979)での最近の調査結果によると、粘土層の高塩分濃度間隙水の絞り出しにより塩水化が生じることを述べている。西大阪の場合について絞り出しが検討された例はないが、奥田ほか(1980)は沖積粘土を採取し、圧密により絞り出した水を分析している。その結果の塩分濃度の深度分布は海岸に近いもの程高塩分濃度を示し、海から遠いUMやSKの塩分濃度は淡水に近い(第78図)。この水

第8表 昭和37年における大阪市内の井戸深さと揚水量  
Well depth and groundwater yield in Ōsaka City in 1962.

深 度 (m)	昭 和 37 年		
	本 数	揚水量 (万 $\text{m}^3$ )	%
0-50	293	1,643	13.8
50-100	355	3,528	29.5
100-150	164	2,628	22.0
150-200	83	2,407	20.1
200-250	33	1,337	11.2
250 以上	12	411	3.4
不 明	115	414	—
計	1,055	12,368	100.0

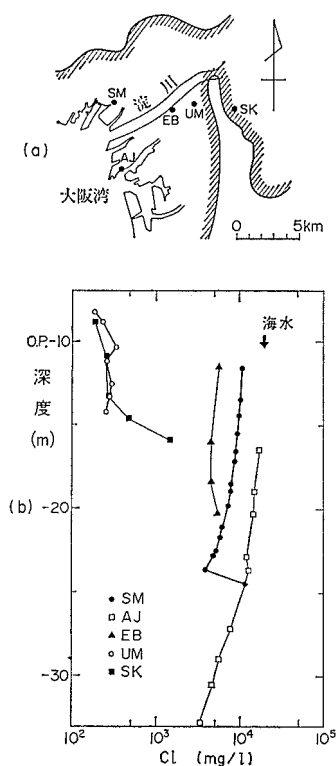




第77図 西大阪における地下水の塩分濃度(a)及びアルカリ度(b)の分布図 (岩津・鶴巻, 1961)  
 Distribution of chlorine content (a) and alkalinity (b) of groundwater in western Osaka.

第9表 西大阪臨海地区における地下水の塩分濃度の経年変化 (鶴巻, 1977)  
 Secular change of chloride concentration of groundwater  
 in the coastal area of western Osaka.

井戸 No.	22	23	24	144
深度 (m)	80	145	100	145
収水帯水層	W 1, 2	W 1, 2, 3	W 2, 3	W 1, 2, 3
1950年12月			205	213
1952 1	1,521			
1952 3		547		
1953 6		642	106	
1954 5	1,822	911	385	561
1955 7	1,765			
1955 9		896		
1956 6	2,660 4,313	1,280 827	322 662	
1957 3				1,130



第78図 粘土から絞り出した水の塩分濃度の鉛直変化(b)及び測点の位置図(a) (奥田ほか, 1980)

Vertical changes of chlorine content included in squeezed water out of clays. (a): Location map of measured site, (b): Analytical results.

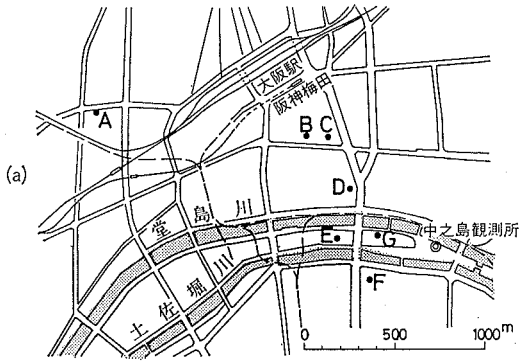
のように二層に分け、天満砂礫層上部の沖積砂層を  $W_1$  層、天満砂礫層を  $W_2$  層とした。したがって、従来呼ばれた滞水層番号が一つずつずれていることに注意されたい。図中の細線は各地点での実測値であるが、それらから揚水地点以外の場所での滞水層の水位変動をモデル化したものを点線で示した。また、図中に大阪市が定期的実施している地下水観測結果の、天満砂礫層の島屋町と中之島 ( $W_4$ ) の結果を併記した。天満砂礫層からの揚水により各滞水層とも水位変動を示している。B, C 地点の揚水により 1.3 km 離れた A 地点の  $W_2$  層の水位変化がみられ、 $W_2$  層はかなりの透水性を示すことがわかる。また、 $W_1$  層と  $W_4$  層の水位はほぼ 3 m で水位差で平行に変化を示し、 $W_2$  層とは変動量が異なり、 $W_1$  層は  $W_2$  層と連続していないことがうかがえる。

以上のように、天満砂礫層の水位は現在かなり高くなっていることから、掘削工事には特に注意せねばならず、地下掘削に限らず、場所打ち杭の施工においても、地下水位のバランスを誤ると掘削孔底でボイリングを起こす可能性があり、支持力低下の原因となる。

は圧密により沖積粘土から絞り出したものであるから、地盤沈下の時にも当然同程度の  $Cl^-$  が滞水層に絞り出され、滞水層地下水により塩分濃度は希釈されるので、第77図の結果とも矛盾しない。したがって、西大阪の地下水塩水化は沖積粘土の高塩分間隙水の絞り出しが大きな要因といえる。

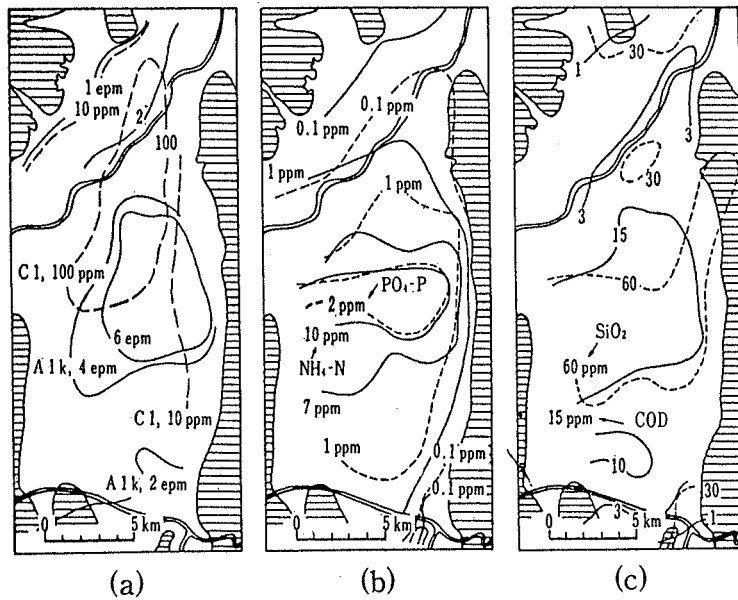
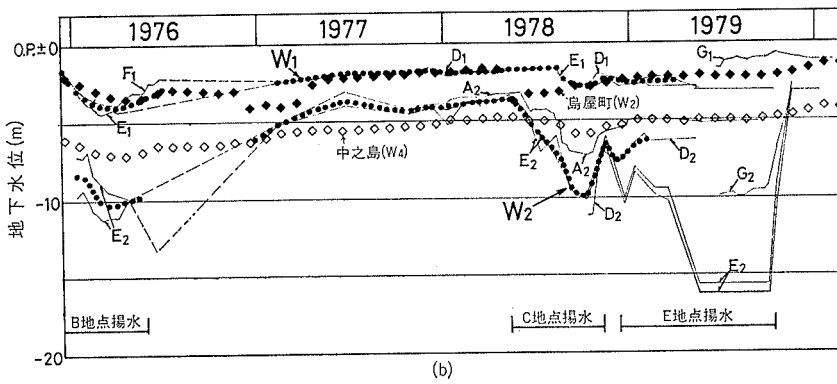
第74図に主な滞水層の地下水位を示したが、地下水規制後昭和40年までに地下水位は急激に回復し、その後も徐々に回復して現在もその過程にあるが、ほとんどの滞水層の水位は O.P. -5 m 以浅となっている。昭和40年までは地下水位がかなり低かったので、建設工事に当たっては釜場揚水程度でドライワークが可能であった。しかし、最近の天満砂礫層の水位は O.P. -2 m まで回復し、昭和37年に比べ 10 m 以上の水位回復であり、かなりの揚水設備を準備しなければ掘削が不可能になっている。揚水を必要としないとされている地下連続壁であっても、地下水位の低かった頃の多くの経験とは条件が異なり、連続壁に大きな水圧が作用するので、施工計画に当たっては十分注意しなければならない。

以上のような状況から、最近実施される西大阪の大規模地下掘削工事の時には、天満砂礫層の地下水条件の調査が実施され、施工時の地下水位変動の実測例が多くなったので、その一例を次に紹介する。大阪駅付近での地下掘削工事の際に地下水位が実測され、それらの結果から各滞水層の地下水位の変動の様子を第79図に示した。従来の天満砂礫層を第58図



第79図 地下掘削工事による地下水位の変動  
(西垣, 1983)

Variation of groundwater level along with underground excavation works.



第80図 東大阪地域の水質分布図 (鶴巻, 1977)

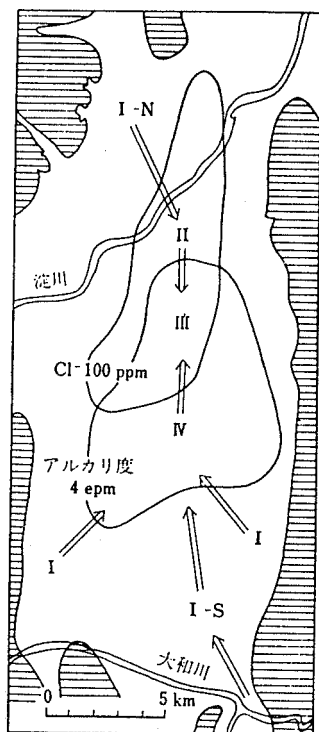
(a): アルカリ度・塩分濃度, (b): アンモニア性窒素・燐 (c): 珪酸・COD

Simplified maps showing water quality in eastern Ōsaka. (a): Alkalinity and chlorine, (b): Ammonium nitrogen and phosphorus, (c): Silica and COD.

### Ⅷ. 5. 3 東大阪地区

ここでいう東大阪地域は河内盆地全域を指し、その盆地内の地下水について述べる。この地域の1969年までの資料によると、井戸の深度は100-200 mのものが54%もある。本地域では1960年以降に設置された井戸が多く、掘削技術・水中ポンプ等の進歩により井戸が深くなってきていることを示している。一方、収水孔の深度は21-80 mのものが78%もあり、大部分の井戸は上部洪積層から収水していることになる。

この地域の既設井戸の水質調査から浅い被圧滞水層の水質分布を簡略化して第80図に示した。各成分とも盆地周辺部で低濃度で、中央に向かって高濃度を示している。南部地区にアルカリ度2epmの等濃度線が大和川・石川の合流点付近から北西に延び、この線の南側の地下水に珪酸・ $\text{NH}_4^+$ が少なく、 $\text{Cl}^- \cdot \text{SO}_4^{--}$ がやや多く、CODが特に高い。この方向は大和川の旧流路に当たり、伏流水が地下水涵養していることを示している。一方、北方の千里丘陵に近い北摂地区の水質は全般的に溶存成分が少なく、特にアルカリ度が低く、 $\text{SO}_4^{--}$ が比較的多く、 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ に比べ $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ が多いことが特徴的で、涵養地帯に近い地下水成分を示している。浅い被圧滞水層の地下水は高塩化物地下水を除けば、トリチウム濃度からみて新しい地下水の混入量が多く、流動性をもった地下水とみなせる。アルカリ度と塩分濃度の組み合わせから、この地域の浅い被地下水の流動と水質区分を示すと第81図のようになる。水質区Ⅰは盆地周辺のすべてであるが、涵養地帯が異なるので、一つの地下水区とはできないが、北部の茨木地区と南部の八尾地区は水質からみて活発な涵用があるとみなせ、Ⅰ-Nを北摂涵養区、Ⅰ-Sを大和川伏流水区とできる。Ⅳは周辺から補給された地下水の停滞地区で、 $\text{HCO}_3^-$ とN、Pなどに富む水質である。以上のような水質からみて、浅い被圧地下水の流動は第81図の矢印のようになっているとみなせる。



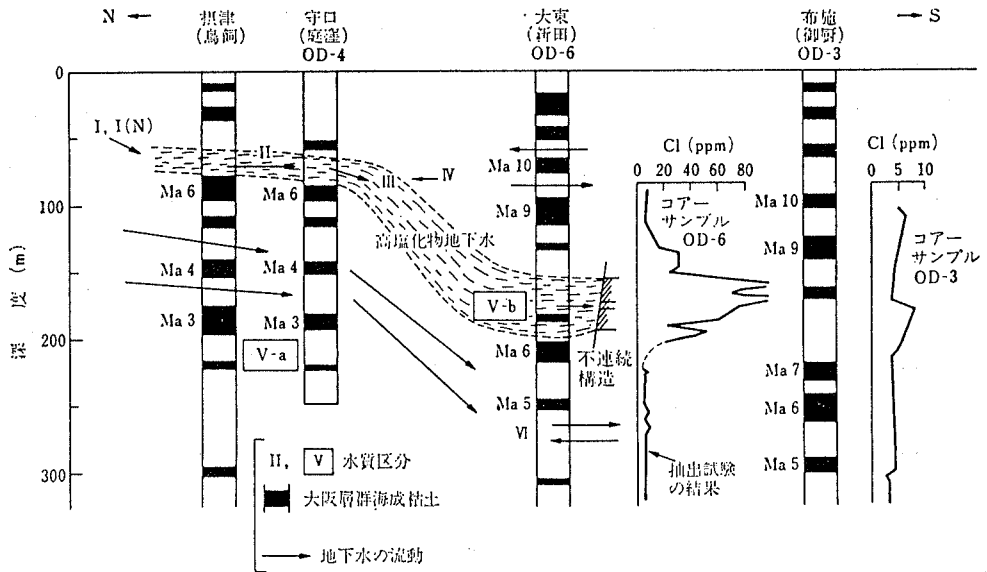
第81図 東大阪地域の水質区分及び流動に関する模式図(鶴巻, 1977)

Simplified illustration explaining idealized classification of water quality and groundwater flow in eastern Osaka.

Ⅰ：低アルカリ度低 $\text{Cl}^-$ 地区、Ⅱ：低アルカリ度高 $\text{Cl}^-$ 地区、  
Ⅲ：高アルカリ度高 $\text{Cl}^-$ 地区、Ⅳ：高アルカリ度低 $\text{Cl}^-$ 地区

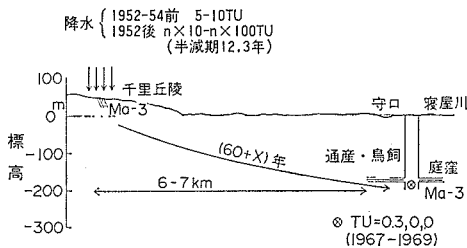
深い滞水層の地下水を模式的に示すと第82図のようになり、三つのタイプに区分できる。すなわち、V-a 淡水型滞滯性地下水、V-b 塩水型滞滯性地下水、VI 循環性地下水である。図中にはOD-3、6のコアで実施したCl<sup>-</sup>抽出試験結果も記入したが、両者で明瞭な差がみられ、地下水の不連続が考えられる。高塩化物地下水は北摂地区から東大阪中央部にかけてMa 6の上位滞水層に分布し、OD-6ではその深度をまし、不連続構造で滞滯性地下水(V-b)となっており、NaCl + Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>型の水質を示す。V-bの滞水層の下位にVIが存在し、Ma6-5以下の地層は盆地周辺部も含めて連続性がよいことから理解できる。

この地区で昭和42-44年の3年間、深井戸試水のトリチウム濃度が測定が実施されている。淀川兩岸の鳥飼と庭窪のボーリングで、いずれも200m程度でMa 3が出ており、この近辺でMa 3が露出しているのは千里丘陵になるので、断面は第83図のようになる。Ma 3は非常に連続性がよいので、その下部が流動経路と考えられる。ところが、この井戸のトリチウム濃度は3年間にわたって0に近い値が得られたので、この地下水は降水して地下浸透した後、少なくとも60年の地下滞流時間とみなせる。このことは距離6-7kmを地下水が流動するのに少なくとも60年の時間がかかることを意味をしている。



第82図 東大阪地域の地下水流動系統の模式断面図(鶴巻, 1977)

Schematic profile showing and groundwater flows stratigraphic horizon in eastern Osaka.



第83図 東大阪北部における地下水のトリチウム濃度(鶴巻, 1981)

Tritium concentration of groundwater at the northern area of eastern Osaka.

#### Ⅷ. 5. 4 泉州地区

泉州地区は水源が少なく、古くから溜池の多い地域であり、工業用水ならびに上水道水源用水は地下水に大きく依存してきた。特に泉大津市以南では上水道水源として地下水汲み上げ量が地下水利用の中で大きな割合を占めている。泉州各市が府営水道の供給を受けながらも、自己水源の確保に苦慮している。このようにこの地域では地下水に代る水源がないため、汲み上げ禁止の方向を打ち出しにくい条件にあり、許容揚水量の推定による有効利用の方向づけが急がれている。

この地域の揚水量の多くが収水深度 30-70 m の範囲であるが、地質条件は同じでなく、北部ほど大阪層群上部が厚く、南部の泉佐野では大阪層群下部しか分布しない。また、大阪層群上部は粘土層が優勢で良好な滞水層が乏しいのに対し、下部層は良好な滞水層が多く、両者の比湧出量に大きな差があり、揚水量分布は第 10 表に示したように泉佐野市以南の地区では北部地区（貝塚市以北）に比べて単位面積当たり約 1.5 倍となっている。地盤沈下の進行は第 75 図に示したように、この地域の北部地区で著しいが、南部地区では地下水の塩水化が進行している。

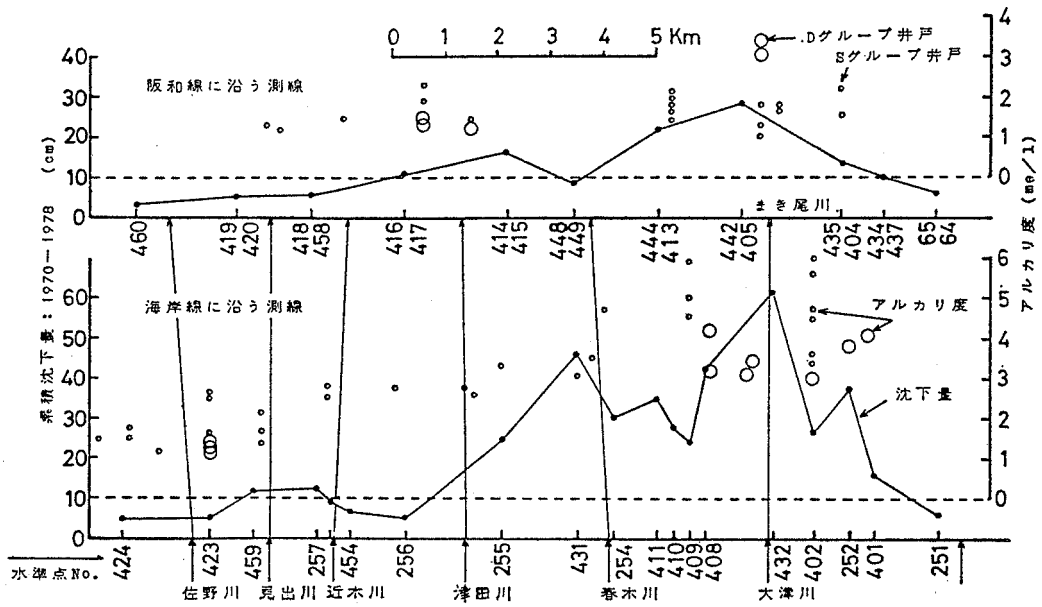
本地域の北西部地区にはアルカリ度と N・P 濃度が高く、 $Ca^{++} < Mg^{++}$  である地下水が分布し、その分布域は南部に向かうほど臨海部の比較的浅層の滞水層に限られるようになり、このような水質の特徴をもつ地下水を揚水する井戸は比較的小さい比湧水量である。S グループ（収水管の深度が 150 m 以浅にあるもの、これに対し 151 m 以深にあるものを D グループと略称する）のアルカリ度を海岸沿いにみると北部から南部にかけて減少しており、各河川沿いには下流部で高く上流部で低い。また、沈下量の大きい地区ではアルカリ度が高い（第 84 図）。縦軸は 1970-1978 年の累積沈下量を“海岸線に沿う測線”（国道 26 号線と並行して海岸寄りの紀州街道沿いの測線）と“阪和線沿う測線”（海岸線から 4-2.5 km 内陸の国鉄阪和線沿いの測線）でとり折線で示した。一方、この測線に近い水質調査測点のアルカリ度を○印でプロットした。海岸線に沿う測線の沈下量は春木川・津田川間を漸移帯とし、その南北で大差がみられ、アルカリ度も北部で 3 me/l 以上、南部で 2.5 me/l 以下と差がある。沈下量の最大は大津川河口部で、この地区のアルカリ度も最大値（6 me/l）が現れている。阪和線に沿う測線では S グループのアルカリ度は全体に 2 me/l 以下であるが、D グループのアルカリ度と沈下量の相関がみられる。量測線ともに調査地域の北端部で沈下量が少ないが、泉大津市に隣接する高石市での地下水の揚水が非常に少ないためといえる。

アルカリ度の高い所では N・P 濃度も高い傾向にある。これは地下水の揚水により粘土層の間隙水が

第10表 泉州地域の市町別 1 km<sup>2</sup> 当たりの日平均地下水採取量（昭和45-49年）（木綿, 1977）  
Mean groundwater yield of cities in the Senshū area from 1970 to 1974. (単位: m<sup>3</sup>/day/km<sup>2</sup>)

市 町 名	日平均採取量	市 町 名	日平均採取量	市 町 名	日平均採取量
高 石 市	184	貝 塚 市	(2,533)	阪 南 町	2,711
泉 大 津 市	1,628		1,211	岬 町	7
和 泉 市	(3,032)	泉 佐 野 市	1,310	地 域 全 体	962
	275	熊 取 町	429	貝塚市以北	(1,266)
忠 岡 町	2,428	田 尻 町	3,869	泉佐野市以南	594
岸 和 田 市	(431)	泉 南 市	3,746		1,969
	399				

(注) ( ) 内は、和泉市については府道大阪和泉南線以西、また、岸和田・貝塚の両市は国鉄阪和線以西の地域の地下水採取量を示す。



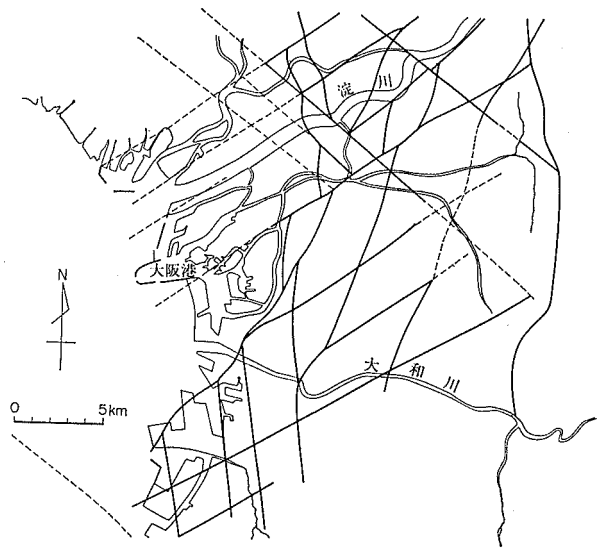
第84図 地盤沈下量とアルカリ度の比較 (鶴巻, 1981)

Diagram showing relation between the amount of land subsidence and alkalinity of groundwater.

絞り出され粘土層中に含まれるプランクトン等の有機物が分解して生じたものが滞水層へ  $\text{HCO}_3^-$ ・N・Pの成分として地下水へ供給されるためと考えられる。

VIII. 6 大阪地下構造と地盤問題

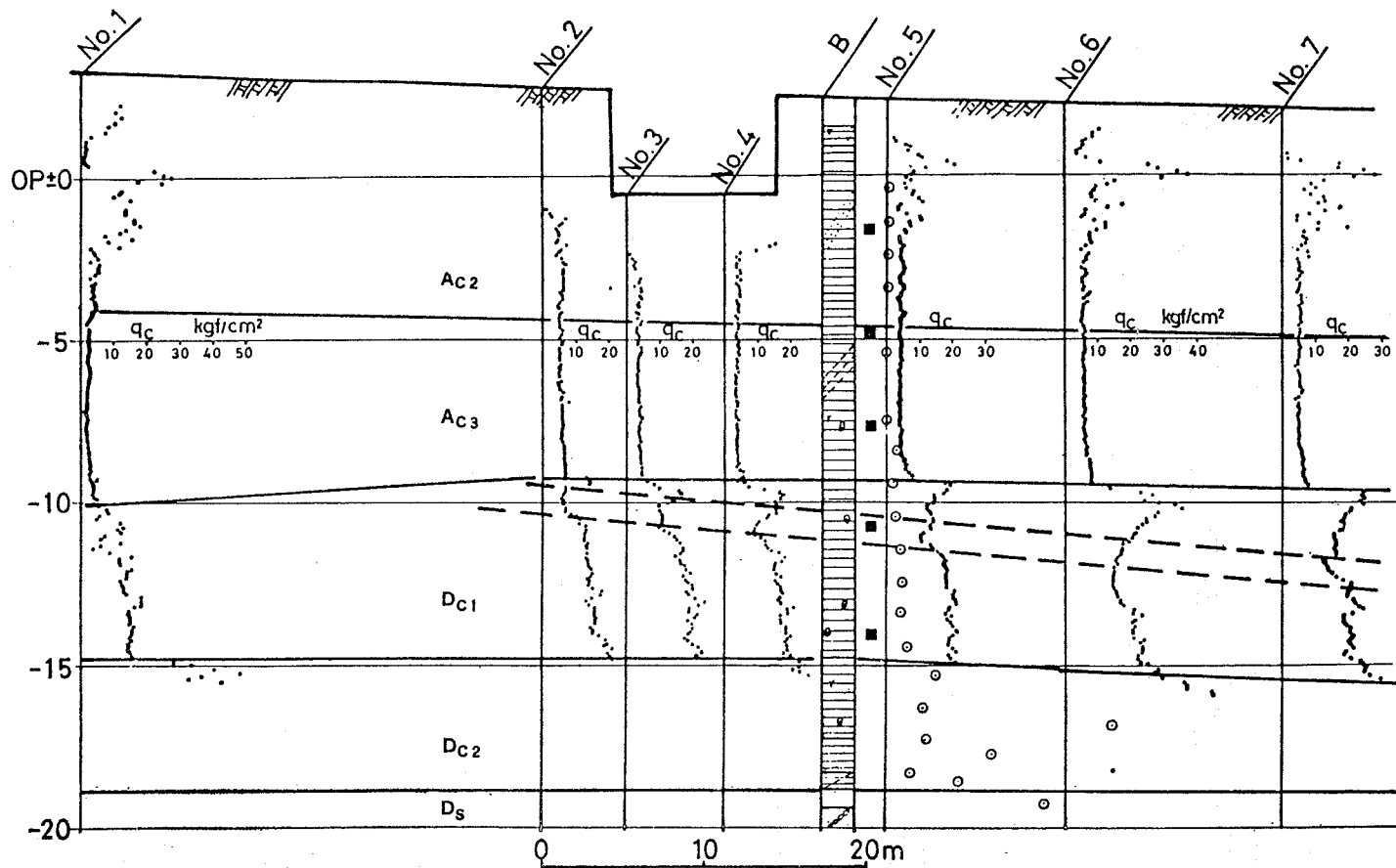
地下構造との関連での地盤問題で最も重要なものは地盤の不連続性、すなわち断層の問題である。問題となる断層は一般に地質構造でとりあげられるような大きな断層—例えば大阪平野部では上町断層—はもちろんのこと、それに伴う副断層から、わずかな変位の微構造線までがさまざまな問題を発生させる。微構造線の分布については IKEBE *et al.* (1970) が示したもののみである (第85図)。本図は竹中準之介によって調査されたものであるが、当時既に共役断層のパターンが現れて



第85図 大阪平野下の潜在推定断層概念図

(IKEBE *et al.*, 1970, Fig. 34 を簡略化)

Simplified map showing concealed and inferred faults and fractured zone underneath Osaka Plain.



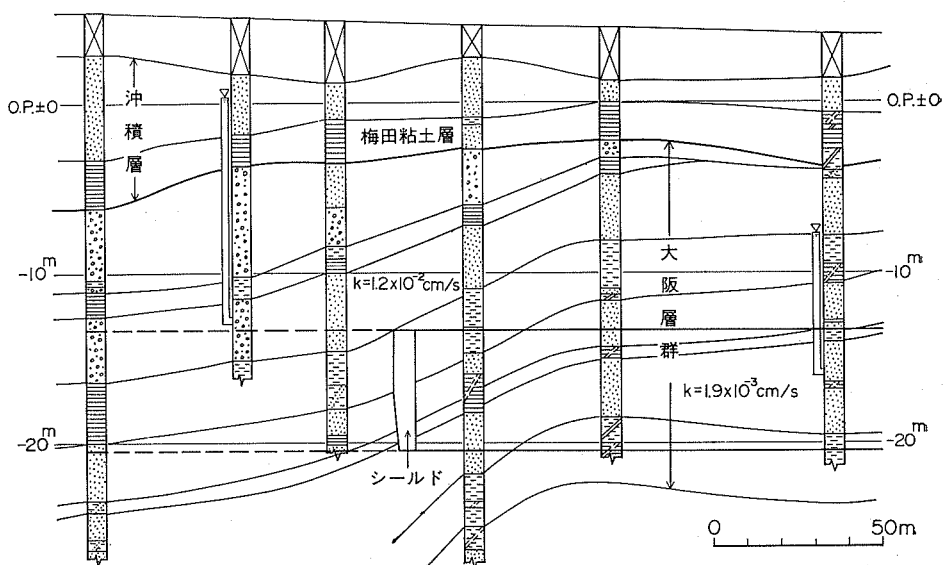
第86図 大阪層群にみられる層状破砕帯 (大阪市北東部西三荘, TODA *et al.*, 1979). 縦軸: O.P. 深度, 黒四角: 間隙水圧計, 白丸: N 値  
Bedding fracture observed in the Osaka Group (northeastern Ōsaka City).



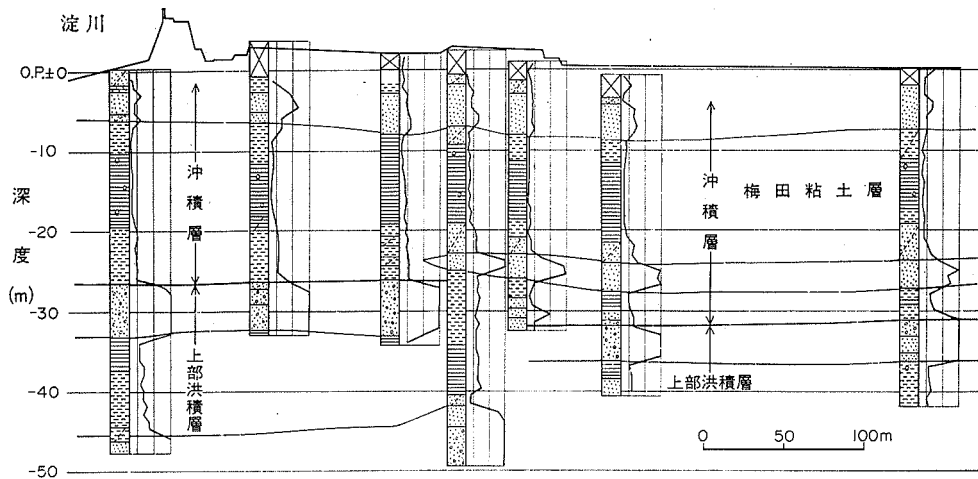
いるのが注目される。それ以外の場所でも地下掘削時に微構造に関係したさまざまな地盤問題を起こしており、それらを事前調査で明らかにすることは露頭として観察できないだけに非常に難しい問題であり、多くの事例を参考にして各現場で対処するしかない。そこで、ここにそれらの事例を2.3紹介しておく。

大阪市の北東部で水路改修のための鋼矢板護岸工事が実施された (TODA *et al.*, 1979) が、初年度工事で鋼矢板の変形が予想以上に大きかったので、地盤の再調査を行ったところ、当初洪積粘土層と判断された粘土層内に層状破砕帯が確認された (第86図)。そこで矢板施工にあたっては破砕帯を刺激しないように圧入工法を採用し、施工中の挙動を計測しながら工事を進めた。施工の間隙水圧は矢板圧入時に O.P. -11 m, -14 m 近くの間隙水圧が上昇し、施工終了時に元の水圧に戻っている。また、各施工段階でのコーンテスト結果は、矢板圧入後に洪積粘土中の G.L. -13 m と -15 m 付近でコーン支持力の極端な低下がみられ、工事終了時に工事前の状態に回復した。G.L. -13 m は破砕帯部分であり、このことから -15 m 付近もクラックが多いと考えられる。矢板の変形は、矢板施工後、矢板近辺の H 鋼撤去時に O.P. -9.5 ~ -11.0 m で変形量が大きくなり、その結果沖積層の矢板変形の増大を招いた。

山岳トンネル掘削時に断層破砕帯で突発湧水や切羽崩壊が生じることが多いが、同様のことが平野部のシールド工事においても発生することがある。土被り約 18 m の深度でのシールド工事に際し、事前調査でシールドが粘土層から砂層に入ることが明らかであったので、シールドが砂層に入る直前で掘削を中断し、シールド内より上部砂層の約 160 m<sup>3</sup> に薬液注入を行った後、掘削を開始した。その直後切羽上段より多量の水と土砂が約 150 m<sup>3</sup> 坑内に流入し、路面陥没を招いた。事故後の調査も含めて調査結果を見直したところ、シールド通過部は断層破砕帯で、シールド通過部の砂層の水位が他の層より



第87図 大阪層群にみられるシールド掘削時の崩壊例  
Collapse site during excavation with a shield in the Osaka Group.



第88図 上部洪積層(天満砂礫層)にみられる断層  
Fault found in the Upper Pleistocene (Temma Gravel Layer).

約8mも高く(第87図), シールド空気圧  $1.3\text{kg/cm}^2$  では  $Os_1$  層の水圧に対して不十分であった。また、これと同じに粘土層が破碎されていたため、ブロック状になっており、粘土層の粘着力が全く期待できず、水圧に対する抵抗がなかったことが突発的な湧水となった大きな原因であった。この状況は事故後のシールド掘進時に粘土層のあらゆる方向に鏡肌が見られ、粘土層が塊状で崩落することから確認された。大阪平野部でのシールド掘削で切羽閉鎖型でないタイプ(手掘りあるいは半機械掘り)では切羽粘土層が塊状に崩落することが多く、時には人身事故となった場合もある。大阪層群の粘土層は断層破碎帯でなくとも地殻変動の影響を受け、クラックが入っている事が多いことにより生じる問題である。

アースドリル工法や地中連続壁工法による地盤掘削において、自立するはずの洪積粘土層の壁面が崩壊するケースが発生したことを中澤ほか(1984)が報告している。これも上例と同様粘土層中の潜在クラックによる崩壊事例である。

構造物の支持層の調査で断層が見られる例がある。淀川近くの調査結果(第88図)で、天満砂礫層に約6mの落差がみられ、支持杭の長さが異なる。このような例は建築基礎調査でもよくみられ、敷地中央の1本のボーリングで計画したところ、実際施工時に部分的に計画杭長さでは支持層に達せず、追加調査の結果、敷地内に断層あるいは撓曲帯があり、杭長を変更せざるを得なくなった例が時々見受けられる。

## 文 献

- 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.
- 土質工学会(1977) 大阪地盤—特に洪積層の研究とその応用—。p. 337-415.

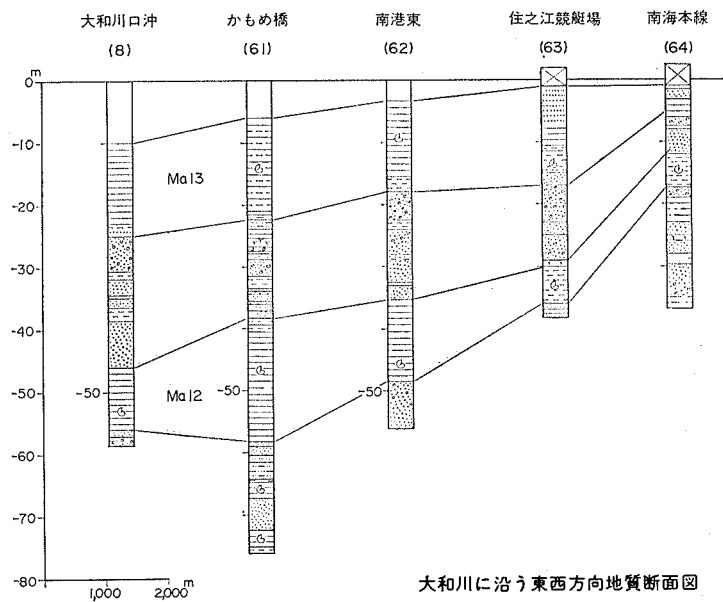
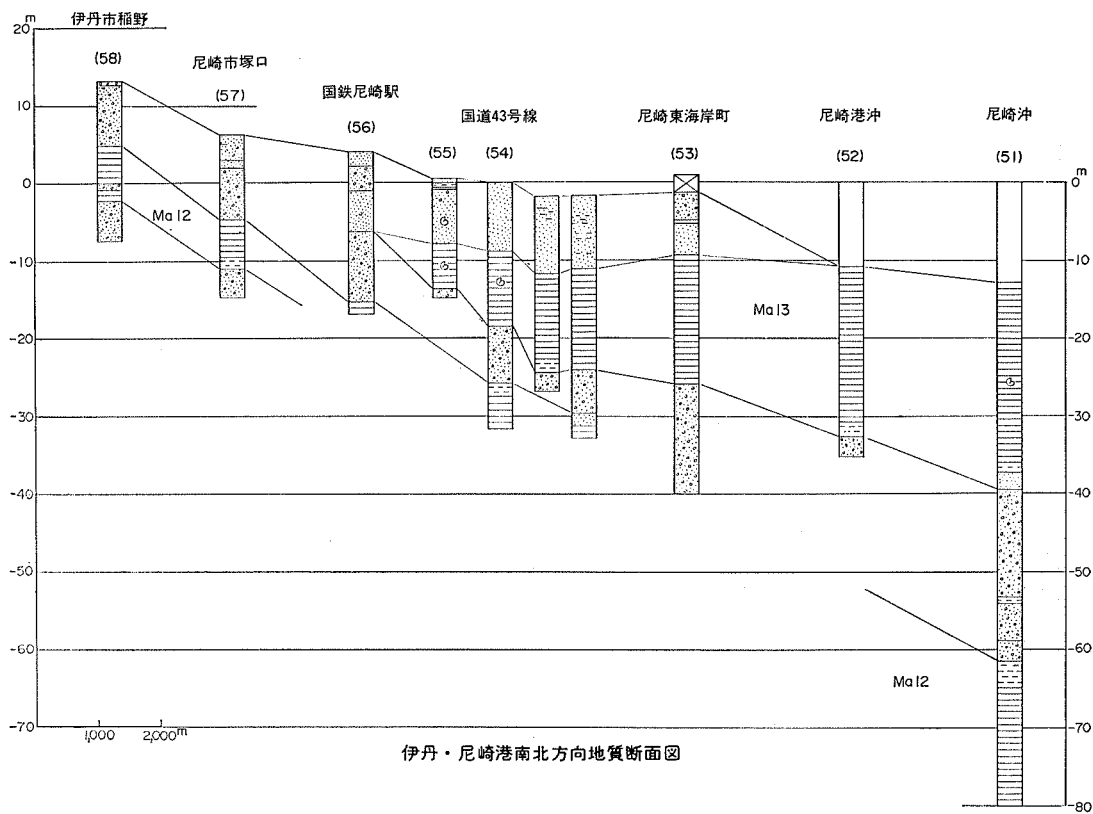
- 福間 進・藤田和夫(1985) 福知山盆地の中部更新統. 第四紀研究(投稿中).
- 古川博二(1978) 神戸市立教育研究所特別出版物第1集.
- 古谷正和(1978) 大阪平野西部の上部更新統. 地質学雑誌, vol. 14, p. 341-358.
- (1979) 大阪周辺地域におけるウルム氷期以降の森林植生変遷. 第四紀研究, vol. 18, p. 121-142.
- ・衣斐隆志・大阪地盤研究会(1982) 大阪地盤研究のあゆみ. 「応用地質学の最近の研究」日本応用地質学会関西支部, p. 131-142.
- 藤田和夫(1965) 六甲山地と大阪盆地(要旨). 地質学雑誌, vol. 71, p. 341.
- (1966) 大阪湾の地質構造的意義. 松下 進教授記念論文集, p. 131-141.
- (1976) 近畿の第四紀地殻変動と地震活動. 地質ニュース, no. 267, p. 10-20.
- (1982) 大阪地盤と地殻変動. 「応用地質学の最近の研究」日本応用地質学会関西支部, p. 143-152.
- (1983) 日本の山地形成論—地質学と地形学の間—. 蒼樹書房, 446 p.
- (1984) 大阪平野の軟弱層—その地質構造的背景—. 月刊地球, vol. 6, p. 677-681.
- ・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(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.
- ・————・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, vol. 1, p. 174-316.
- ・前田保夫(1966) 大阪平野北西部(尼崎地域)の沖積層とその基底. 第四紀研究, vol. 8, p. 89-98.
- ・————(1969) 大阪湾の沖積層とその基底. 第四紀研究, vol. 8, p. 89-98.
- ・————(1971) 伊丹段丘. 伊丹市史, vol. 1, p. 9-64.
- ・————(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, 101 p.
- 市原 実(1960) 大阪・明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no. 49, p. 15-25.
- ・横山卓雄・石田志朗(1966) 満池谷累層について. 第四紀研究, vol. 5, p. 65-72.
- 飯田義正(1980) 泉南地域の大阪層群内に認められる前期更新世の不整合. 大阪微化石研究会機関誌「NOM」, no. 8, p. 1-5.
- IKEBE, N., IWATSU, J. and TAKENAKA, J. (1970) Quaternary Geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 13. p. 39-98.
- 石井 求(1977) 関東平野(その1)東京の地盤沈下. 土と基礎, 25 - 6, p. 29-36.
- 岩崎好規(1981) 土質特性と沈下計算, 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究. 土質工学会関西支部受託研究委員会.
- 岩津 潤・鶴巻道二(1961) 大阪市西部の深井戸の水質. 水処理技術, vol. 2, no. 3.
- 梶山彦太郎・市原 実(1972) 大阪平野の発達史—<sup>14</sup>Cデータからみた—. 地質学論集, no. 7, p. 101-112.

- 金子寿衛男・梶山彦太郎(1962) 大阪平野の貝化石. 大阪の化石, p.20-30, 大阪自然科学研究会.
- 岸 和夫・永井 茂(1975) 川崎市における異常地盤隆起の原因を探る. 地質ニュース, no. 254, p. 22-31.
- 木綿吉彦(1977) 泉州地域の地盤沈下「大阪地盤」. 土質工学会, p. 404-409.
- 神戸市立教育研究所(1978) 古川博二貝類目録. 神戸市立教育研究所特別出版物第1集.
- 国土地理院(1965) 土地条件調査報告書(大阪平野). 建設省国土地理院, 99p.
- KUMANO, S. and FUJIMOTO, I. (1982) Diatom assemblages during the Holocene transgression at the Minato Bridge in Osaka Port along Osaka Bay. *Jap. J. Phycol.*, vol. 30, p. 213-218.
- and MIYAHARA, S. (1981) Holocene history of the diatom assemblages of the sediments from the mouth of the Samondo-gawa river along the northern coast of the Osaka Bay. *Jap. J. Phycol.*, vol. 29, p. 109-115.
- 町田 洋・新井房夫(1983) 広域テフラと考古学. 第四紀研究, vol. 22, p. 133-148.
- MAEDA, Y. (1976a) The sea level changes of Osaka Bay from 12,000 BP. to 6,000 BP. *Jour. Geos. Osaka City Univ.*, vol. 20, p. 43-58.
- (1976b) Palynological study of the forest history in the coastal area of Osaka Bay since 14,000 BP. *Jour. Geos. Osaka City Univ.*, vol. 20, p. 59-92.
- 前田保夫(1977) 大阪湾の自然史. 科学, vol. 47, p. 514-523.
- MAEDA, Y. (1978) Holocene Transgression in Osaka Bay. *Jour. Geos. Osaka City Univ.*, vol. 21, p. 53-63.
- 前田保夫(1980) 縄文の森と海. 蒼樹書房, 238 p.
- (1984) 花粉分析学的研究よりみた近畿地方の洪積(更新)世後期以降の植生変遷. 宮脇 昭編, 日本植生誌近畿, 至文堂.
- MAKIYAMA, J. (1956) Cyclic nepton group of Kinki area, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, vol. 23, p. 169-177.
- 松島義章(1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷—. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), no. 15, p. 37-109.
- ・両角芳朗(1983) 大阪河内平野の海成沖積層から産出した貝殻の<sup>14</sup>C年代とそれに関する問題. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), no. 14, p. 1-9.
- 松島 進(1967) 堺臨海工業地帯を中心とする層序とその構造に関する研究. 堺泉北臨海工業地帯総合地質調査報告書, 大阪府, p. 261-268.
- 三笠正人(1963) 軟弱粘土の圧密. 鹿島出版会.
- (1979) 一軸圧縮試験. 土質工学会編「土質試験法」第5編土の力学的性質の試験(II), p. 491.
- ・大西英雄(1983) 臨海地帯の埋立工事, ケース5大阪南港. 土質工学ケースヒストリー集第1集, 土質工学会, p. 459-474.
- ・高間佐太男・岩崎 宏・西垣好彦(1971) 大阪南港埋立地における深井戸工法について. 第

15回土質工学シンポジウム, p. 105-110.

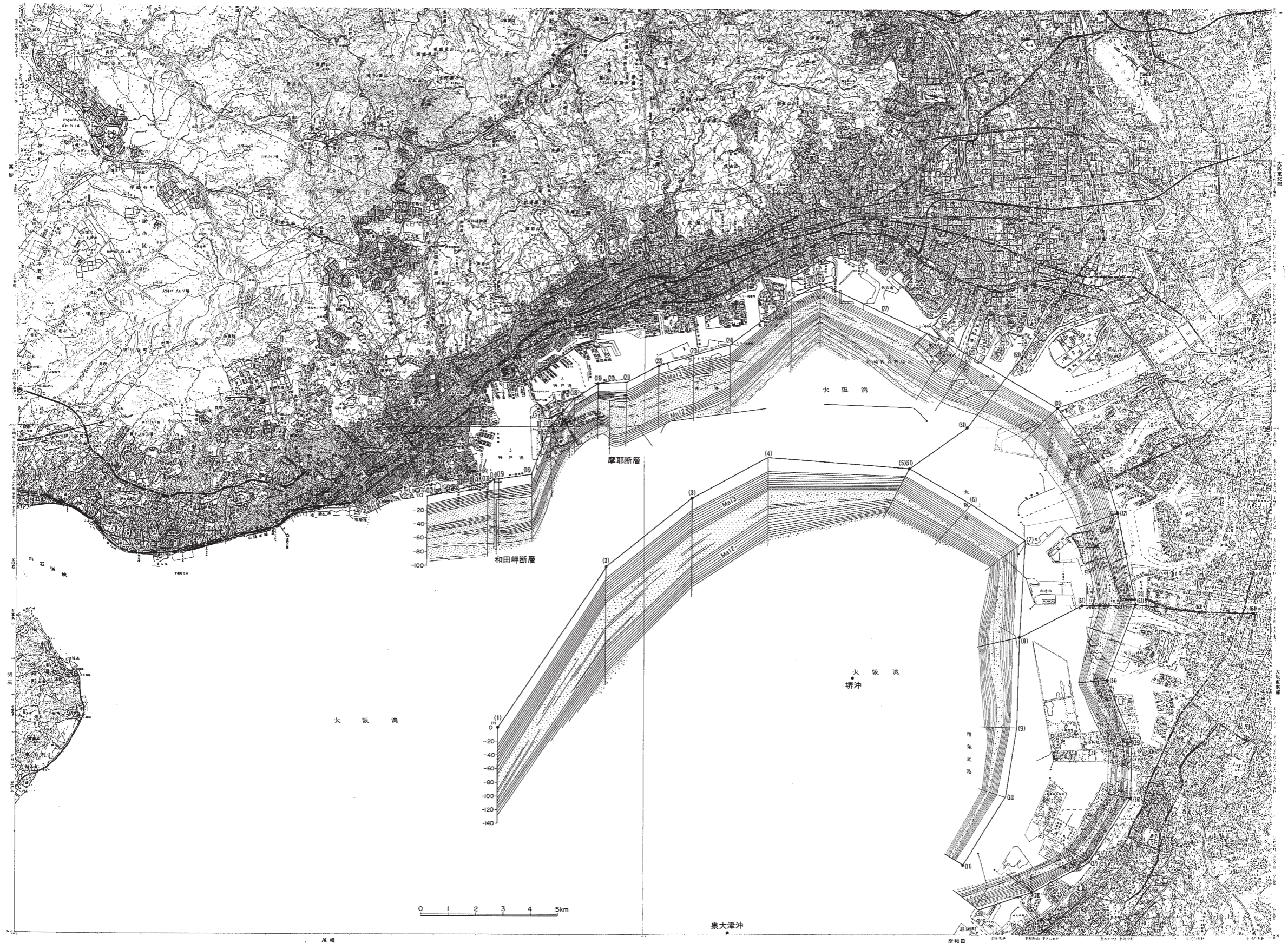
- 森 和紀 (1979) 木曾三川河口周辺における被圧地下水の水温・水質. 三重大学環境科学研究紀要, p. 137-148.
- 中町弘伸 (1977) 大阪平野の地盤沈下. 土と基礎, 25-6, p. 61-67.
- 中世古幸次郎・竹村恵二・西脇二一・中川要之介・古谷正和・山内守明 (1984) 大阪湾泉州沖海底地盤の層序. 関西国際空港地盤地質調査, 災害科学研究所報告, p. 191-198.
- 中澤重一・新田喜宣・山本俊夫 (1984) 泥水掘削時に生じた洪積層の崩壊に関する考察. 第19回土質工学会研究会発表会, p. 73-74.
- 日本建築学会近畿支部・土質工学会関西支部 (1966) 大阪地盤図. コロナ社, p. 330.
- 日本建築沢川試験所 (1967) 万博博覧会会場敷地地質調査報告書.
- 西垣好彦 (1977a) 大阪市内の地下水位と地盤沈下の関連について—主として隆起現象について—. 大阪市環境保健局環境部.
- (1977b) 大阪コウ積層土の一般的物理的・力学的性質. 「大阪地盤」土質工学会, p. 103-121.
- (1980) 砂地盤におけるN値. サウンディングシンポジウム発表論文集, 土質工学会, p. 109-114.
- (1982) 大阪近辺の地盤沈下. 「応用地質学の最近の研究」日本応用地質学会関西支部, p. 153-164.
- (1983) 天満砂礫層の力学的特性と地下水位変動. 土と基礎, 31-2, p. 33-38.
- ・藤田和夫 (1985) 天満砂礫層と伊丹礫層. 地質ニュース (印刷中).
- ・三笠正人 (1979) 一軸圧縮試験. 「土質調査試験結果の解釈と適用例」第一回改訂版, 土質工学会, p. 175-215.
- ・三木幸蔵・北川義治・森島和之・池尻勝俊 (1980) 天満砂礫層の強度特性について. 第15回土質工学会研究会発表会, p. 505-508.
- ・岡島洋一・吉田達夫 (1974) 乱さない砂質土の2. 3の力学特性. 第9回土質工学会研究会発表会, p. 235-238.
- ・竹中準之介 (1975) 標準貫入試験の基礎的研究 (IV). 第10回土質工学会研究会発表会, p. 27-30.
- 奥田庸雄・西垣好彦・鶴巻道二 (1980) 沖積粘土のリーチングに関する一考察. 第15回土質工学会研究会発表会, p. 149-152.
- 小野寺公児・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.
- 大阪府企業局 (1976) 堺泉北臨海工業地帯総合地質調査報告書, 71 p.
- 大阪府商工部 (1950) 大阪天然ガス調査報告. 大阪府, p. 59.
- 大阪府総合計画局 (1964) 大阪市地盤沈下調査報告. 大阪市, p. 152.
- 大阪地盤沈下総合対策協議会 (1972) 大阪地盤沈下対策誌.
- 大阪地盤研究会 (1982) 大阪地盤研究会第1回報告会資料. 関西地質調査業協会.
- (1983) 大阪地盤研究会研究報告. no. 2, 関西地質調査業協会.
- 大阪地盤区分図委員会 (1979) 地盤区分図に関する研究. 建設省建築研究所.

- 領木邦浩・中川康一(1984) 大阪平野中央部における重力測定と基盤構造. 地震学会講演予稿集, 昭和59年度秋季大会, p. 208 (要旨).
- 田井昭子(1966) 大阪市におけるボーリング(OD-1)コアの花粉分析(1), (2) - 近畿地方の新期新生代層の研究V. 地球科学, no. 83, p. 25-33, no. 84, p. 31-38.
- TAI, A. (1973) A study on the pollen stratigraphy of the Osaka Group, Pliocene-Pleistocene deposits in the Osaka Basin. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, vol. 39, p. 123-165.
- TAKENAKA, J. (1954) Sedimentary geology of the Osaka Subsoils. *Jour. Inst. Polytech, Osaka City Univ.*, vol. 2, p. 101-113.
- 竹中準之介(1964) 粘土力学セミナー「滞積粘土の成因とその土性」(その3). 土と基礎, 28-8.
- (1965) 大阪平野の表層地質と地盤問題(要旨). 地質学雑誌, vol. 71, p. 342.
- ・西垣好彦(1974) 標準貫入試験に関する基礎的研究(Ⅲ). 第9回土質工学研究発表会, p. 13-16.
- ・柳 大夏(1970) 大阪洪積砂礫層の高圧下での力学特性. 第5回土質工学研究発表会, p. 357-360.
- TODA, J., NISHIGAKI, Y. and MORITA, N. (1979) Behavior of a Fractured Clay with Construction of Sheet Pile. *Sixth Asian Regional Cont. on SMFE*. Singapore, p. 357-360.
- 鶴巻道二(1977) 大阪コウ積層の地下水. 「大阪地盤」土質工学会, p. 55-93.
- (1981) 地下水の水質. 「泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究」, 土質工学会関西支部受託研究委員会, p. 223-258.
- 山根新次(1930) 大阪地質概観. 小川博士還暦記念論叢, p. 187-203.
- 安田喜憲(1978) 大阪府河内平野における過去一万三千年間の植生変遷と古地理. 第四紀研究, vol. 16, p. 211-230.
- 横山卓雄・中川要之介・檀原 徹・竹村恵二(1981) 芝の不整合について(1) - 千里山丘陵北縁部の大阪層群の層序および大阪層群中における不整合の発見と意味について - . 同志社大学理工学部研究報告, vol. 21, p. 301-320.



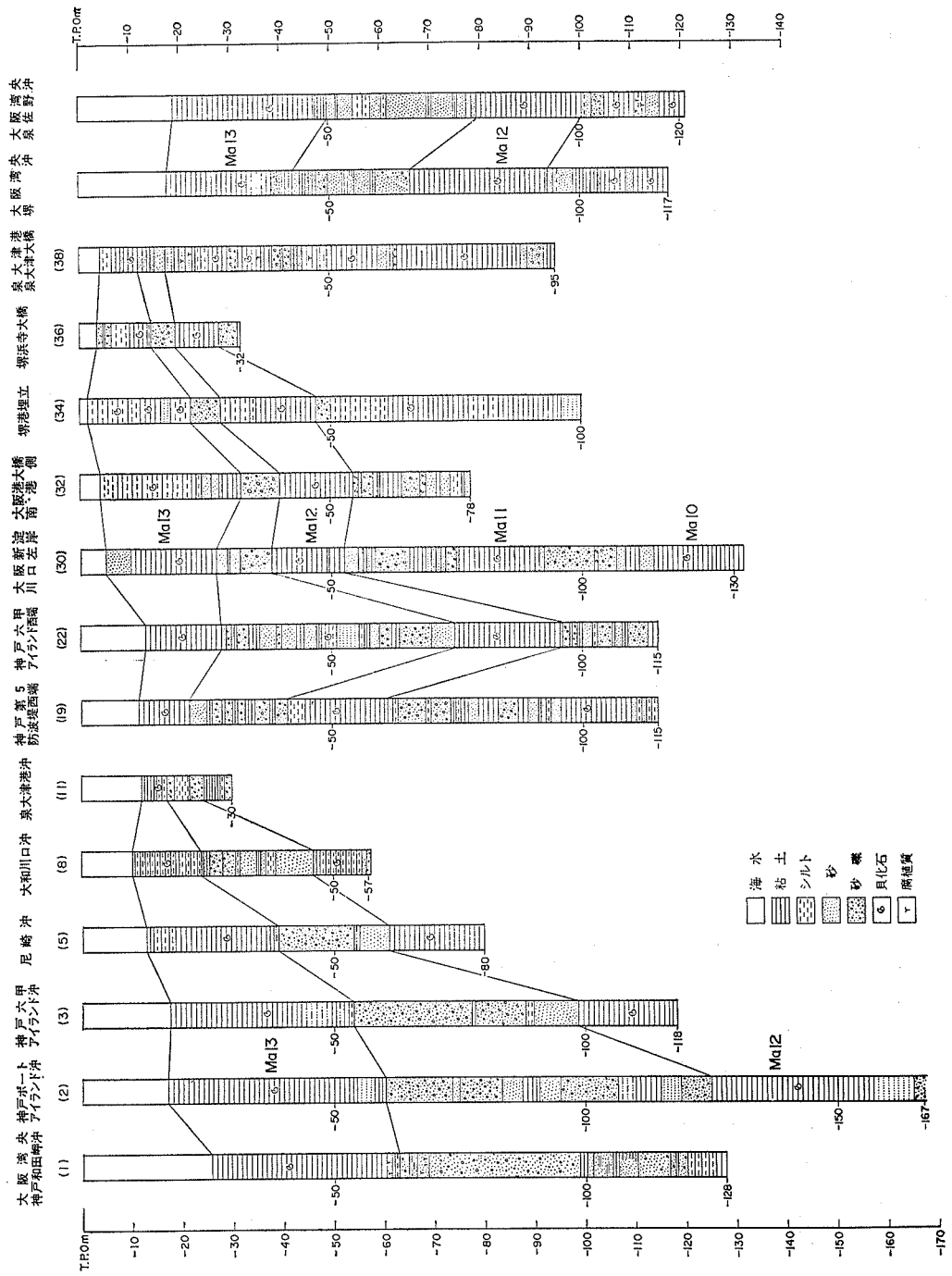
付録 大阪湾内における深層ボーリングの柱状図及び地質断面図  
 Columnar sections at the sites of deep drilling in Osaka Bay, and geologic cross sections.





付録 大阪湾内における深層ボーリングの柱状図及び地質断面図  
 Columnar sections at the sites of deep drilling in Osaka Bay, and geologic cross sections.  
 国土地理院発行の5万分の1地形図「神戸」「大阪西北部」「須磨」及び「大阪西南部」を使用。





付録 大阪湾内における深層ボーリングの柱状図及び地質断面図 (つづき)

付表 大阪湾及びその周辺に分布する地層の<sup>14</sup>C年代(前田, 1980 編集)  
 Catalogue of <sup>14</sup>C dating made on the beds in and around Osaka Bay.

	試料採集地	試料採取高度 (m)	試料名	地層	<sup>14</sup> C年代 (1950年より逆算)	コード番号	測定年	試料採取者
1	神戸市垂水区玉津環境センター	+ 4.0	腐植土	淡水成層	3,390±100	GaK-7803	1979	前田保夫
2	"	+ 2.5	"	"	4,470±160	" 7802	"	"
3	"	+ 1.8	木片	海成層	3,810±150	" 8544	"	"
4	"	-1.15~ -1.35	ヒメシラトリガイ	"	6,370±150	" 7801	"	"
5	"	"	"	"	6,370 <sup>+80</sup> <sub>-90</sub>	KL- 111	"	"
6	"	-1.40~ -1.55	"	"	6,390±180	" 112	"	"
7	"	"	"	"	6,580±180	GaK-7800	"	"
8	"	-1.40~ -1.80	"	"	6,290±80	KL- 113	"	"
9	"	- 3.0	ハイガイ	"	6,810±150	GaK-7799	"	"
10	"	- 3.5	木片	淡水成層	8,400±180	" 7890	"	"
11	"	- 5.0	"	"	8,000±190	" 7891	"	"
12	"	- 8.0	"	"	8,680±210	" 7892	"	"
13	兵庫県高砂市曾根塩田遺跡	+ 0.4	ハイガイ	海成層	5,800±110	N-2942	"	"
14	神戸市生田区港島町(ポートアイランド)	-24.3	ピート	淡水成層	14,970±500	GaK-8545	"	"
15	"	約-24.0	"	"	23,800±520	N- 951	1971	"
16	"	-24.05	腐植土	淡水成層	22,900±460	" 950	1971	"
17	"	-27.50	ピート	"	15,300±200	" 1257	1972	"
18	"	-30.85	"	"	24,900±1,050	" 1258	"	"
19	神戸市葺合区岩屋町	+ 6.0	"	"	13,600±265	" 949	1971	"
20	" 灘区灘郵便局	+ 5.6	"	"	12,800±110	" 2900	1977	"
21	"	+ 5.3	"	"	13,300±165	" 2901	"	"
22	"	+ 4.7	"	"	14,400±180	" 2902	"	"
23	"	+ 5.75	"	"	15,200±195	" 2903	"	"
24	"	"	"	"	15,300±145	" 2904	"	"
25	"	+ 5.5	"	"	14,000±145	" 2905	"	"
26	"	+ 4.7	"	"	15,500±180	" 2906	"	"
27	" 東灘区六甲アイランド	-24.3	腐植土	"	15,100±200	" 1926	1974	"
28	"	-25.7	ピート	"	16,700±235	" 1927	"	"
29	"	-26.6	"	"	25,300±415	" 1928	"	"
30	"	-29.4	"	"	27,800±770	" 1929	"	"
31	兵庫県西宮市六湛寺町西宮市役所	- 5.0	カガミガイ	海成層	3,750±115	" 1151	1971	"
32	"	-13.0	木片	淡水成層	8,430±145	" 947	"	"
33	兵庫県尼崎市栗山	+ 1.0	アカニシ	海成層	5,690±115	" 1315	1972	"
34	兵庫県尼崎市東本町辰巳橋	- 9.7	カガミガイ	"	1,370±80	" 2531	1977	"
35	"	-11.27	イオスダレガイ	"	1,610±75	" 2532	"	"
36	"	-12.7	アカガイほか	"	2,720±95	" 2533	"	"
37	"	-14.1	イオスダレガイ	"	4,130±100	" 2941	"	"

付表 つづき

	試料採集地	試料採取高度 (m)	試料名	地層	<sup>14</sup> C年代 (1950年より逆算)	コード番号	測定年	試料採取者
38	兵庫県尼崎市東本町辰巳橋	-14.7	イヨスダレガイ	海成層	5,310±110	N-2534	1977	前田保夫
39	"	-15.6	"	"	6,010±75	" 2535	"	"
40	"	-16.9	"	"	6,720±105	" 2536	"	"
41	"	-17.8	"	"	7,390±90	" 2537	"	"
42	"	-18.4	"	"	7,610±85	" 2538	"	"
43	"	-20.0	"	"	8,350±115	" 2554	"	"
44	"	-21.8	"	"	9,410±150	" 2555	"	"
45	"	-23.0	マガキ	"	8,820±130	" 2556	"	"
46	"	-24.5	ビート	淡水成層	11,900±150	" 2539	"	"
47	"	-24.7	"	"	22,000±415	" 2540	"	"
48	"	-24.9	"	"	24,700±375	" 2541	"	"
49	"	-25.1	"	"	24,700±530	" 2542	"	"
50	"	-25.3	"	"	27,500±710	" 2543	"	"
51	大阪市西淀川区中島大橋	-9.3	カガミガイ	海成層	1,880±95	" 1721	1973	"
52	"	-13.9	ウラカガミガイ	"	3,100±85	" 1720	"	"
53	"	-17.3	カキ属の一種	"	6,150±105	" 1719	"	"
54	"	-21.0	ゴイサギガイ	"	8,190±130	" 1925	"	"
55	"	-23.1	ヤマトシジミ	"	8,880±120	" 1718	"	"
56	大阪市北区芝田町阪急梅田駅	-4.3	腐植物	淡水成層	2,780±110	" 1064	1971	"
57	"	-4.9	ハマグリ	海成層	1,980±110	" 999	"	"
58	"	-5.8	バカガイ	"	2,060±105	" 1000	"	"
59	"	-6.6	杉	"	1,970±80	" 1255	"	"
60	"	"	カガミガイ	"	2,200±105	" 1001	"	"
61	"	-11.7	イヨスダレガイ	"	2,910±110	" 1002	"	"
62	"	-16.3	イセシラガイ	"	3,590±115	" 1150	"	"
63	"	-16.6	"	"	3,420±110	" 1065	"	"
64	"	-24.3	イヨスダレガイ	"	4,640±125	" 1125	"	"
65	"	-26.2	オオノガイ	"	5,610±140	" 1126	"	"
66	"	-26.8	桧	淡水成層	9,000±150	" 1314	"	"
67	"	-26.9	木片	"	9,170±120	" 1256	"	"
68	"	-27.1	ビート	"	9,240±155	" 1149	1971	"
69	大阪市港区港大橋南港側	-17.5	ウラカガミガイ	海成層	4,370±105	" 1304	1972	"
70	"	-19.2	トリガイ	"	4,150±110	" 1466	"	"
71	"	-21.3	"	"	5,960±120	" 1305	"	"
72	"	-23.3	"	"	6,760±180	" 1306	"	"
73	"	-27.3	ヤマトシジミ	"	8,820±150	" 1308	"	"
74	"	-28.4	木片	"	9,120±155	" 1309	"	"
75	"	"	ヤマトシジミ	"	9,840±165	" 1467	"	"
76	"	-32.0	木片	淡水成層	9,790±160	" 1310	"	"
77	大阪市港区港大橋築港側	-25.0	カキの一種	海成層	7,290±135	" 1307	"	"
78	"	-29.8	ニオガイ	"	10,200±770	" 1432	"	"
79	"	-30.8	木片	"	9,600±155	" 1311	"	"
80	"	-33.6	カバノキ属	"	9,720±160	" 1312	"	"

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1:50,000

**Kyōto (11) No. 62****GEOLOGY****OF THE****ŌSAKA-SEINAMBU DISTRICT**

By

KAZUO HUZITA and YASUO MAEDA

(Written in 1984)

---

**(Abstract)**

Although the two third of the mapped district is occupied by Osaka Wan (Bay), it is one of the most important fields in term of various civil engineering problems to construct large modern cities on the recent alluvial plain facing the inner bay or Inland Sea. To understand these problems, however, it is necessary to know the geological and geomorphological conditions of the whole Osaka Basin. This is the scope of this volume.

The most remarkable feature of the Osaka Basin is that of the narrow upland of about 20 m in the highest part extends in the central part of the Basin in a north-south trend. It is cut off by the Yodo Gawa (River) on the northern edge, but it is considered to extend to the Senri Hill in the northern part of the Basin (Fig. 2). The Osaka Basin (Plain) is divisible into two parts by this barrier, the Osaka Basin (Plain) in a narrow sense on the west and the Kawachi Basin (Plain) of the east.

The Uemachi Upland looks like a terrace, but it has been confirmed that this is the uplifted zone of a tilted fault-block of the basement granite. Deep drilling (OD-1) in the port area of Ōsaka, located in this map, clarified that Cenozoic

sediments filled up the basin, reaching the depth of more than 1,000 m. The drilling still did not reach the basement at 907 m. On the other hand, another deep drilling (OD-2) located in the northern extension of the Uemachi Upland reached the basement at a depth of 667 m. The distance between these two drillings is only 7 km. This fact indicates the existence of a large-scale fault of the basement rocks, the displacement of which reaches more than 400 m vertically.

Among the Cenozoic sediments filling up the Osaka Basin, the upper part of more than 600 m in thickness belongs to the Pliocene-Pleistocene formations named the "the Osaka Group", which is covered by the "Upper Pleistocene Formation" and recent "Alluvium". All of them have been affected by fault movements especially along the western side of the Uemachi Upland. The warping structure associated with minor faults due to the faulting of the basement rocks is considered to have various influences on the foundation of Ōsaka City. Groundwater is also highly controlled by this geological structure.

#### QUATERNARY SEDIMENTS

The full sequence of the Quaternary sediments hidden under the Osaka Plain was obtained by the deep drilling of (OD-1) which is inferred to be in the central part of the Osaka Basin. These sediments were divided into three parts, as shown in Figs. 6 and 7. The upper part is characterized by the intercalation of many inner-bay type marine clay beds, named Ma 0, Ma 1, Ma 2,---, Ma 11 and Ma 12 in ascending order, while the lower part consists of non-marine sediments. At the horizon of Ma 10, the Quaternary sediments are divided into the Osaka Group for the lower part and the "Upper Pleistocene Formation" for the upper part. The latter may correspond to the terrace deposits on land. The recent "Alluvium" overlapped widely to form the Osaka Plane by the Holocene transgression (Table 11).

In 1962, a sonic survey of the whole area of Osaka Bay was carried out for academic purposes, which revealed the characteristic unconformity in the upper part of the Osaka Group (Figs. 11 and 12). A schematic profile of this unconformity is shown in Fig. 13 where both sides of the unconformity are the Osaka Group. The upper Osaka Group rests on the lower conformably in the central part of Osaka Bay, but it abutts the scarp of the warping lower Group showing a clear clino-unconformable relationship, and then finally overlaps the erosion surface of the lower portion. This means that the abrupt crustal movement forming the warping structure of the lower part started from this interval.

This is the "Manchidani Unconformity" (HUZITA and KASAMA, 1982). The Osaka Group is divisible into the Upper Subgroup and the Lower Subgroup using this unconformity. The sedimentary surfaces of the uppermost part of the Upper Subgroup overlapping onto the erosion surface of the lower Osaka Group are widely distributed on the hilly lands around the Osaka Basin and are known

Table 11 Summary of geotectonic history of the Osaka Group.

Geologic Age	Stratigraphic Division	$\times 10^4$ y. ago	Marine clay	Volcanic ash layer	F.T. age $\times 10^6$ y.	Paleo-magnetic Polarity	Fossil	Sea-level change	Crustal Movement	[Formation] Topography
Quaternary	Alluvium Upper Pleistocene	50	Ma 12			Blake	<i>Elephas Naumanni</i>	Climatic sea-level oscillation	Fault-block movements	Alluvial plain Low terrace Mid. terrace (Nishiyagi F.) High terrace
			Ma 11			Biwa I				
Middle Pleistocene	Upper part of Osaka Group Upper (Nishino-miya) Subgroup	50	Ma 9			Biwa II	<i>Syzygium Tomistoma</i>	Second rise of mean sea-level	(Manchi-dani) (Unconf.)	[Meimi F.] (Elevation of mountain blocks)
			Ma 8	Kasuri	$0.37 \pm 0.04$	Biwa III				
			Ma 7	Sakura Hashimoto	$0.38 \pm 0.03$		<i>Larix</i>			
			Ma 6	Hachō-ike	$0.49 \pm 0.09$					
			Ma 5				Upper limit of <i>Metasequoia</i> zone			
			Ma 4							
			Ma 3	Azuki	$0.87 \pm 0.07$	(Jaramillo) Event	<i>Chamaecyparis</i>			
			Ma 2	Komyō-ike						
			Ma 1	Pink	$1.1 \pm 0.1$					
			Ma 0	Yellow Gray	$1.2 \pm 0.2$					
Early Pleistocene	Lower part of Osaka Group Lower Subgroup	150				(Olduvai) Event	<i>Chamaecyparis</i>	First rise of mean sea-level	Foundation Folding (E-W compression)	Hilly surface (Frame work of mega-topography)
Neogene	Pliocene	200		Yagi	$1.9 \pm 0.4$		<i>Chamaecyparis</i>	First rise of mean sea-level	(Shiba) (Unconf.)	[Akashi Formation]
Neogene	Pliocene	250		Shimakumayama	$2.4 \pm 0.3$		<i>Chamaecyparis</i>	First rise of mean sea-level	(Shiba) (Unconf.)	Chugoku peneplain

as Higher Terraces, which are characterized by a deeply weathered reddish paleo-soil cover.

There have been many opinions on the "Upper Pleistocene Formation". There is no doubt, however, that the formation corresponds to the Middle and Lower Terrace deposits on land. It is characterized by the Ma 12 of a thick marine clay bed indicating the large transgression on the pre-Würm Ice Age. This clay bed is covered by thick gravels showing the broad development of the composite fans in the ages of the Middle and Lower Terrace (Figs. 17-19).

The sonic survey also clarified the distribution of the "Alluvium" in Osaka

Bay, which can be divided into the upper "A" bed and the lower "B" bed. The former occupies the eastern half of the Bay, while the latter is distributed in the western half and thins out to the east under the "A" bed (Figs.11, 12 and 21). The "A" bed extends toward the east under the Osaka plane and continues to a marine clay bed named "the Umeda Clay", which spreads over the whole Osaka Plane showing the Holocene transgression, the so-called "Jōmon Transgression" in Japan. The sea level change due to this transgression is shown by Fig. 37, which is drawn by the detailed survey of the complete sequence including  $^{14}\text{C}$ -datings of more than thirty horizons observed in the caisson under the sea bottom used to construct the foundation of the big bridge from Osaka Port to the Nankō landfill.

Beneath the Umeda Clay, non-marine sediments intercalated by peat seams, named "the Nanko Bed" fill up channels on the base of Holocene beds, which is considered to be connected the "B" bed in Osaka Bay. There is precise information about the "B" bed, but it is inferred that "B" was the deltatic sediments formed by the first transgression which occurred prior to the Jōmon Transgression. The Nanko Bed is considered to have been deposited along the mouths of rivers when sea water occupied the western half of the Bay area by the first transgression. The Osaka Alluvium can be said to be formed by two cycles of deltatic sedimentation (Fig.25).

### QUATERNARY TECTONIC MOVEMENT

The Uemachi Upland represents a symbolic site of the Quaternary tectonics of the Osaka Basin. Fig. 28 shows the subsurface profile crossing the Uemachi Upland in its central part. As seen in Fig. 7, it is confirmed by OD-1 and OD-2 deep drillings that the displacement of the basement rocks reaches more than 400 m. The anticlinal warping structure of the Osaka Group associated with minor faults is the surficial expression of the fault movement of the basement rocks, which shows the uplifting of the block on its eastern side. This is "the Uemachi Fault".

It should be noticed that the upper clay beds are thinning out more than Ma 7 toward the top of the anticlinal axis, which indicates that this anticline developed upward even during the deposition of the upper part of the Osaka Group. The history of the block movement along the Uemachi Fault is shown in Fig. 30 by the comparison of the difference in the level of the same clay bed on both blocks.

It is very clear that the rate of displacement has changed between Ma 4 and Ma 6. It was about 0.5 or 0.6 million years ago, the beginning of the Middle Pleistocene. The rate of movement from this changing point has continued up to recent times. Affected by this movement, even the Holocene deposits show characteristic features of shearing, which are important from the viewpoint of civil engineering (Fig. 24).

## APPLIED ENGINEERING GEOLOGY

Fundamental problems on engineering geology of Ōsaka City are summarized in Chapter 8 with many illustrations as follows;

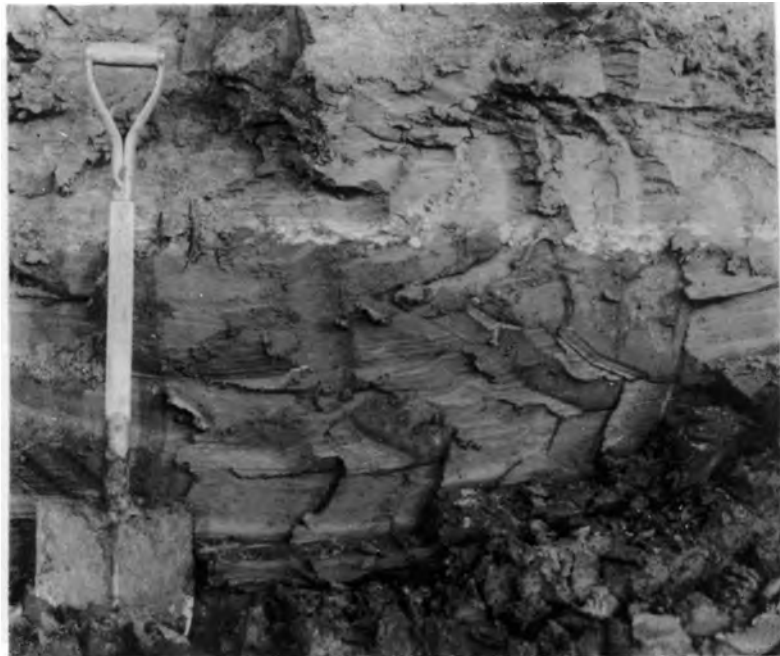
- 8.2 Soil mechanical characteristics of the Quaternary sediments of Ōsaka.
- 8.3 Landfill problems.
- 8.4 Land subsidence problems.
- 8.5 Groundwater problems.
- 8.6 Foundation problems in relationship to the underground structure.







1. 海進を指示する南港層の生痕化石（場所：大阪港港大橋橋脚）  
Trace fossils in the Nanko Bed indicating the beginning of marine transgression.

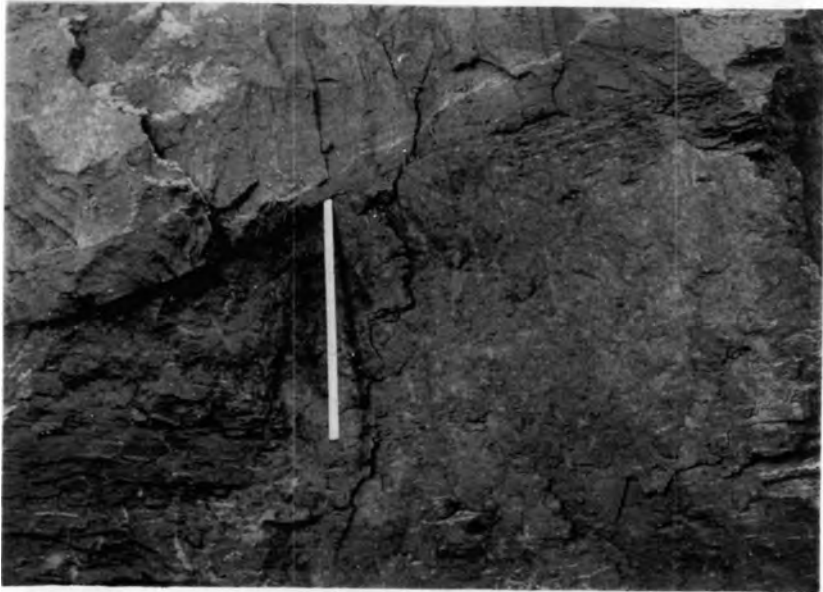


2. 南港層中の隠岐火山灰層（場所：港大橋橋脚）火山灰は白いペンキを塗ったように白く鮮やか。  
Oki Volcanic Ash Layer in the Nanko Bed. The ash layer looks "Wet Paint".  
with white paint.

第II図版



1. 南港層（下位の白色部）と梅田層（上位の暗灰色部）との境界（場所：大阪港港大橋橋脚，  
潜函掘削地）  
Outcrop showing the Nanko Bed (lower white part) and Umeda Bed (upper  
dark part).



2. 梅田層下部のシルト混じり粘土層と中部粘土層（港大橋橋脚）  
Outcrop showing the lower silty clay bed and the middle clay bed of the Umeda  
Bed. The boundary between the two beds is about 8,000 years B.P.



1. 梅田層及びそれに被覆された洪積層の砂礫層（尼崎市栗山）  
The Umeda Bed and its underlying Pleistocene sand and gravel beds.



2. 縄文海進の高海面期を示す  $\pm 0 \sim \pm 3$  m の海成層上限（尼崎市栗山）  
Outcrop of marine clay layer (Ma 13) showing marine limit at the high sea level of Jōmor Transgression.

第IV図版



大阪湾累層産貝類化石 Molluscan fossils from the Pleistocene sediments of Osaka Bay.  
1. *Barnea manilensis* (PHILIPPI) from the Nanko Bed of  $^{14}\text{C}$  date:  $10,200 \pm 770$  ys. B.P.



2. *Tegillarca granosa* (LINNE) from the lower silty clay of the Umeda Bed.  
 $^{14}\text{C}$  date:  $8,190 \pm 130$  ys. B.P.



3. *Crassostrea gigas* (HUBERG) from the lower silty clay of the Umeda Bed.  $^{14}\text{C}$  date:  $8,350 \pm 115$  ys. B.P.

※文献引用例

藤田和夫・前田保夫（1985） 大阪西南部地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1図幅），  
地質調査所，103 p.

HUZITA, K. and MAEDA, Y. (1985) *Geology of the Ōsaka-Seinambu district. Quadrangle*  
Series, scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 103 p. (in Japanese with English  
abstract 5 p.).

---

---

昭和60年3月18日 印刷

昭和60年3月22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東1丁目1-3

印刷者 和田信一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西ヶ丘2-9-13

---

---

© 1985 Geological Survey of Japan