Kobe University Repository : Kernel

PDF issue: 2025-07-02

神戸港における洪積粘土（Ma12）の地質学的及び土質工学的特性に関する基礎的研究

末廣，匡基

(Degree)
博士（学術）
(Date of Degree)
1988-03-31
(Date of Publication)
2014-03-13
(Resource Type)
doctoral thesis
(Report Number)
甲0735
(URL)
https://hdl.handle.net/20.500.14094/D1000735

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。

博 士 論 文

神戸港における洪積粘土(Ma 12)の地質学的及び土質工学的特性に関する基礎的研究

昭和63年 1 月

神戸大学大学院自然科学研究科

末 廣 匡 基

博 士 論 文

神戸港における洪積粘土(Ma 12)の地質学的及び土質工学的特性に関する基礎的研究

昭和63年 1 月

神戸大学大学院自然科学研究科

末 廣 匡 基

目　　次

第１章　緒　　論 …… 1
　１．１　はじめに …… 1
　１．２　従来の研究 …… 2
　　１．２．１　地質学における従来の研究 …… 3
　　１．２．２　土質工学における従来の研究 …… 7
　１．３　本研究の特徴 …… 9
　　参考文献 …… 10

第２章　大阪湾の地質概要 …… 13
　２．１　概　　説 …… 13
　２．２　沖積層 …… 16
　２．３　上部洪積層 …… 20
　２．４　大阪層群 …… 24
　　参考文献 …… 25

第３章　神戸港域の海底地盤 …… 27
　３．１　概　　説 …… 27
　３．２　海底地盤概要 …… 28
　３．３　海底地盤構造 …… 31
　３．４　ま と め …… 39
　　参考文献 …… 40

第４章　洪積粘土（Ｍａ１２）の地質学的特性ー粘土の堆積環境ー …… 43
　４．１　概　　説 …… 43
　４．２　微化石分析 …… 44
　　４．２．１　ナンノ化石 …… 44
　　４．２．２　花粉化石 …… 46
　　４．２．３　珪藻化石 …… 47
　　４．２．４　有孔虫化石 …… 52
　　４．２．５　生痕化石 …… 54
　４．３　粘土鉱物分析 …… 56
　４．４　ま と め …… 62
　　参考文献 …… 63

第５章　洪積粘土（Ｍａ１２）の土質工学的特性 ---------- 65
５．１　概　　説 ---------- 65
５．２　物理特性 ---------- 66
５．２．１　神戸港における地域的変化 ---------- 66
５．２．２　西宮市鳴尾浜との比較 ---------- 74
５．２．３　コンシステンシーの層内変化 ---------- 77
５．３　圧密特性 ---------- 81
５．３．１　圧縮特性 ---------- 82
（１）　乱さない試料の圧縮特性 ---------- 82
（２）　再圧密試料の圧縮特性 ---------- 88
５．３．２　圧密速度 ---------- 91
（１）　１次圧密係数 ---------- 91
（２）　２次圧密係数 ---------- 95
５．３．３　透水特性 ---------- 96
５．４　せん断強度特性 ---------- 101
（１）　乱さない試料の非排水三軸圧縮試験 ---------- 101
（２）　再圧密試料の非排水三軸圧縮試験 ---------- 104
５．５　ま と め ---------- 111
参考文献 ---------- 112

第６章　堆積環境と土質工学的特性との相関性 ---------- 117
６．１　概　　説 ---------- 117
６．２　堆積環境と液性限界 ---------- 117
６．３　液性限界と圧密特性 ---------- 123
６．４　ま と め ---------- 127
参考文献 ---------- 128

第７章　結　　論 ---------- 129

謝　　辞 ---------- 133

以　　上

第 1 章

緒　　論

第１章　緒　論

１．１　はじめに

近年、大阪湾の臨海域では泉州沖の関西国際空港をはじめ、大阪南港や大阪北港地区の港湾施設の拡張工事や、泉大津沖と尼崎沖における広域処理場整備事業（フェニックス計画）などのような大規模な海面埋立工事が計画、実施されている。神戸港域においてはポートアイランドがすでに完成し、神戸市街地区の一画として商工業の発展に寄与し、その東部では現在、六甲アイランドの埋立造成工事が進められている。これらの埋立てによる造成工事は表－１．１に示すように、いずれも広範囲にわたる大規模なものであり、また埋立造成地が海域の沖合いに建設されるようになるに従い、埋立てに必要な土砂の量は莫大となっている。

表－１．１　大阪湾における代表的な大規模海面埋立工事[1)]

工事名称	場所（概略）	建設年度（昭和・年度）	面積（万m²）
大阪南港	大阪市南港	33～59	937
大阪北港	大阪市北港	47～63（予定）	615
六甲アイランド	神戸市	46～工事中	583
関西国際空港	泉州沖	62～工事中	約511
神戸ポートアイランド	神戸市	41～56	436
フェニックス計画	泉大津沖	64～69（予定）	203
フェニックス計画	尼崎沖	64～69（予定）	113

このような大規模な埋立工事の実施によって、海底地盤上には広範囲にわたって大きな荷重が載荷されることになり、海底地盤を構成する粘土層には圧密沈下が発生するようになる。既設の臨海埋立地における地盤沈下の計測結果によると、軟弱な沖積粘土層の沈下のほかに、さらに深部の洪積粘土層にも無視できない量の圧密沈下が生じていることが確認されている。そのため、大阪湾地域において洪積層は、沖積層とともに建設工学上重要な地層の一つになっている。しかし一般に、海域の洪積粘土層は地下深部にあるため、試料の採取が困難なことや、試

料が硬質であることなどより、その圧密沈下特性やせん断強度特性などは、まだ十分に解明されているとはいえないようである。

また、埋立造成が数百万㎡を超えるような、広範囲な地域において実施される場合、基礎地盤の地層の変化が重要な問題の一つとなり、その地域の広域的な地層の連続性について、詳細な検討が必要となってくる。その場合、通常は多数のボーリング調査を実施し、得られた試料の見かけの特徴や、土質試験結果などに基づき、基礎地盤の構造や地質層序が検討されている。しかし、一般に土の工学的特性をもとに地盤の層序を決定する方法では、試料に乱れがある場合や、土質試験において測定誤差が入る場合、あるいは層相のよく似た地層が互層となっていたり、地盤構造が複雑な場合には明確な結論が得られないことが多いようである。一方、微化石分析のような地質学的な手法によって得られる地盤情報は、定性的ではあるが地層の堆積環境や堆積年代を知ることができる。そのため、広域的な地層の対比や、明確な層序の決定が可能であり、工学的特性と併せて地盤性状を総合的に判断する上で有用であると考えられる。

本研究では、神戸港の海底地盤を研究対象とし、その構成や構造、並びに港域における洪積層最上位の海成粘土層Ｍａ１２に着目した。研究内容としては、微化石分析やＸ線分析などより得られる地質学的特性をもとに、粘土の堆積環境を明らかにするとともに、さらに各種の土質試験より得られる物理特性や力学特性より得られる粘土の土質工学的特性と併せて、Ｍａ１２を地質学及び土質工学の両面より究明した。

１．２　従来の研究

大阪湾地域の洪積層に関する研究は、構築物の基礎地盤としての調査をはじめ、大阪市街地の地盤沈下対策や、地下資源（天然ガス）の埋蔵調査など、多岐にわたった地盤調査により実施されてきている。近年、大阪湾内やその臨海地域では、大規模な海面埋立工事の計画や施工が進められている。特に、大阪湾内においては、洪積層の調査を主体とする深度100m以上の深層ボーリングが多数実施されている。その結果、湾内の海底地盤の土質性状は次第に明らかになってきていると

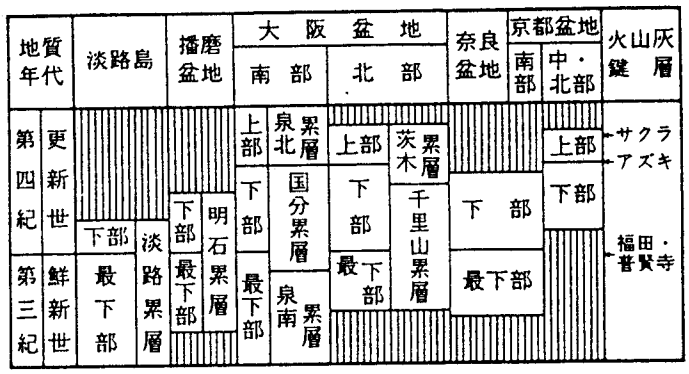
ともに、海底地盤の地質層序や、丘陵地域に分布する地層との対比に関しても研究が進められている。

本節では、これまでに実施された大阪湾地域の洪積層に関する研究経過の概要について、代表的な事例をもとにまとめている。なお、地質学分野と土質工学分野とでは研究機関が異なり、双方が互いに独立して実施された場合が多いため、研究経過は２項に区分して記述した。

１．２．１　地質学における従来の研究

大阪湾地域に分布する洪積層の総合的な研究は、丘陵地域に広く露出する砂礫・砂・粘土などの未固結堆積物を対象として始められた。この研究は第２次世界大戦後、大阪平野地域における天然ガスの埋蔵調査がきっかけとなって実施された。その結果、これら一連の地層は大阪層群と命名され、大阪盆地北部の千里山丘陵を標準層序の模式地として、基本的な地質層序が確立された[2)]。その後、大阪層群には多数の火山灰層とともに、特徴のある海成粘土層（Ｍａ１～Ｍａ８）が挟まれていることが明らかになり、これらの地層を鍵層として地質層序が組み立てられ、動物化石や植物化石などに関しても詳細に検討された[3)]。さらに、大阪南部の泉南・泉北地域に広く露出する地層に関しても詳細な調査が実施された。これにより、大阪層群のほぼ完全な地質層序が組み立てられた[4)]。現在、各地域に分布する大阪層群は図－１．１に示されるように対比されている。

一方、昭和の初期より大阪から尼崎にかけての沿岸部では、産業の発達に伴う地下水の大量な汲み上げによって、地盤沈下問題が深刻となってきた。そのため地下水の汲み上げは昭和26～37年にかけて法律によって規制され、地盤沈下は全体的に鎮静化の傾向を示すようになった。これらの地盤沈下問題に関して、大阪市は沈下対策の一環として、大阪平野深部の地層の状態を把握することを目的とした、ＯＤ調査と呼ばれる表－１．２に示すような大深度のボーリング調査を、昭和38～43年にかけて順次実施した。

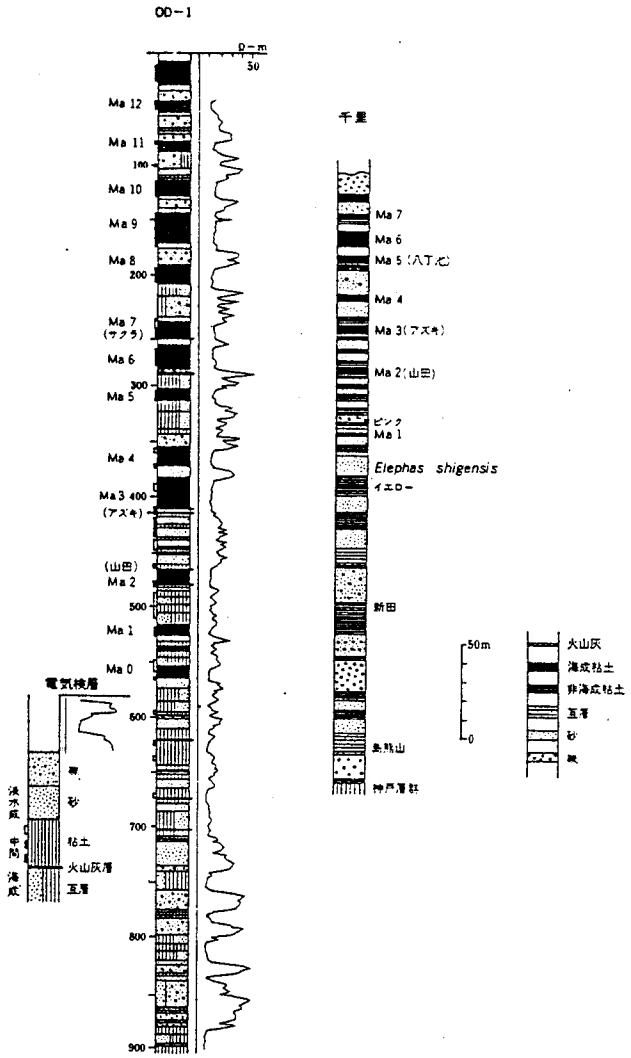


図－１．１　各地域に分布する大阪層群の層序[5)]
注）図中の最下部、下部、上部は大阪層群の層準を表す

表－１．２　ＯＤ調査一覧表[6)]

ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ名	掘削位置	深度
OD-1	大阪市港区田中元町	907m
OD-2	大阪市都島区都島	667
OD-3	東大阪市御厨	700
OD-4	守口市庭窪	250
OD-5	尼崎市神崎川	700
OD-6	大東市新田	500
OD-7	大阪市生野区巽	200
OD-8	大阪市東淀川区柴島	200
OD-9	大阪市東区法円坂	200

この調査の代表的なものとしては、昭和38年に掘削されたＯＤ－１が挙げられる。 このボーリングは図－１．２に示されるように、深度907mに達するものであり、これにより大阪平野の地下深部を構成する地層が明らかとなった。また、丘陵地区でしか見られなかった地層がこのボーリングによっても確認されたことにより、大阪平野を構成する地盤と、大阪層群の模式地である千里山丘陵の地層との対比が行われ、大阪地盤全体の標準層序が確立された。さらに、ＯＤ調査以外の深層ボーリングのデータを加えて、池辺ら[6)]は大阪地域の地盤構造を明らかにするとともに、 大阪平野下における地盤の地質層序を表－１．３に示されるように設定した。この層序区分はその後現在に至るまで、大阪地域における地層区分の基本とされている。



図－１．２　ＯＤ－１柱状図と千里山丘陵の大阪層群との対比[6)]

表－１．３　大阪地域の地層区分

地層区分	備　　考
沖積層	梅田累層に対比
上部洪積層	段丘堆積物相当層
大阪層群	上部、下部、最下部に区分
下大阪層群	新第三紀鮮新統
神戸及び二上層群	新第三紀中新統
先第三紀基盤岩類	主として花崗岩類

一方、大阪湾内の海底地盤は、昭和37年に実施された音波探査によって詳細に調査された。この音波探査は、測線距離が全長541kmに及ぶ大規模なものであり、大阪湾のほぼ全域を対象とした。この調査は、大阪湾部の地質構造の概要を把握するために行われ、学問的意義に加えて、大阪湾の開発や防災問題などを考える上での基礎調査となるものであった。これにより、大阪湾内における沖積層の分布や、海底地盤表層部の地盤構造などの大要が明らかとなった[7]。

大阪湾内におけるボーリング調査は、昭和44年以来実施されてきた大阪湾岸道路計画に伴う調査をはじめ、 表－1.1に示した関西国際空港や、神戸港域におけるポートアイランドや六甲アイランドなどの人工島、さらに大阪湾広域処理場整備計画（フェニックス計画）などのような大規模埋立工事に伴う地盤調査によって実施されている。近年の広範囲な地域を対象にした地盤調査では、地盤の土性や工学的特性などの把握を目的とした通常のボーリング調査に加えて、試料の堆積年代の測定や微化石分析などを利用した、詳細な地質学的調査が併用されている場合が多い。特に、昭和52年より始められた関西国際空港に関する海底地盤調査では、多岐にわたる地質学的調査が、通常の土質調査に加えられた。その結果、大阪湾南部の海面下約400mまでの海底地盤の地質層序が明らかになり[8]、その層序は大阪湾地域における、今後の地盤調査の基準の一つになると思われる。また大阪港や神戸港などでは、海上輸送の増大により、港湾施設の拡張整備工事や人工島の建設が進められ、工事に伴って実施された地盤調査も、沿岸地域の海底地盤地質の把握に大きく貢献している。

さらに、通産省工業技術院に所属する地質調査所では、日本国内における５万分の１地質図幅の作成及び改訂作業の一環として、昭和57～61年度にかけて大阪湾岸地域の「大阪西北部」[9]、「神戸」[10]、「須磨」[11]、「大阪西南部」[12]、「岸和田」[13]などの各地域の地質図幅、 及びその説明書を順次刊行してきた。その結果、大阪湾岸地域の地質は総合的に記述され、この地域における最新の地質情報として利用できるものと考えられる。また、神戸市付近の地質に関しては、中島[14]や岩見ら[15]などによって、地震防災や建設工学上の地盤特性との関係と併せてまとめられている。

1．2．2　土質工学における従来の研究

大阪湾の周辺地域における地盤調査は、従来建築物の支持地盤の確認や、軟弱な沖積粘土層の沈下特性などに重点が置かれていた。しかし近年、建設構造物が大型となったり、臨海地域の大規模な埋立工事が実施されるようになり、従来対象としてきた沖積層に加えて、さらに深部の地層、すなわち洪積層に関する地盤情報が必要となってきた。

大阪平野における洪積層の研究は、昭和33年に大阪市東区備後町と大阪市大正区大正橋架橋地点の２地点のボーリング調査において確認された、洪積粘土層に関する研究[16)]に始まるようである。この研究の対象とした洪積粘土層は、上部洪積層のうちのＭａ１２に相当する粘土と考えられ、これによりＭａ１２の土質工学的特性の概略が明らかになった。その後、前述したＯＤ－１に代表される深層ボーリングや、各市街地域における大型構造物の建設に伴う土質調査などの実施によって、洪積層の土質工学的特性が次第に明らかとなってきた。

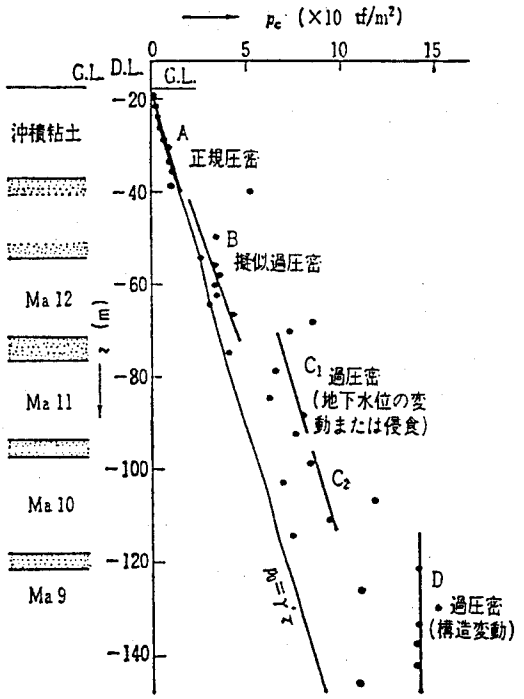
これらの調査によって得られた地盤の土質構成や、土質試験結果などは、土質工学会と日本建築学会との協賛によって集積、検討され、昭和41年に「大阪地盤図」[17)]として刊行された。本書は大阪地域の基礎地盤に関する代表的な土質工学書として、多くの研究者や実務者などに広く利用されている。

「大阪地盤図」刊行以後、市街地の再開発による構造物の大型化や、臨海地域における大規模な埋立造成工事の実施により、洪積層に関する地盤情報は、より以上に重要となってきた。これらの実状を踏まえて、丘陵地に分布する大阪層群や、湾岸部の海底地盤を構成する洪積層を研究対象として、「大阪地盤－特に洪積層の研究とその応用－」が土質工学会によって刊行され[18)]、大阪地盤の洪積層に関する全般的な情報がまとめられた。

一方、大都市への人工の集中化に伴って発生した住宅用地の不足は、千里山丘陵や泉南・泉北丘陵などのような、都市周辺部の丘陵地の開発を著しく促進させた。そのため、丘陵地に露出する洪積層（主に大阪層群）の地盤特性が、研究対象の一つとなってきた[19)]。特に、開発に伴う丘陵斜面の掘削によって、洪積地盤に地すべりや斜面崩壊などが発生するようになってきた。その結果、それらの対策工事のために実施された土質調査をもとに、地すべりと地質学的特性との関

連性や[20]、洪積層のせん断強度特性などに関する研究が行われた[21,22]。

大阪湾岸地域においては、前述した堺市から神戸市に至る大阪湾岸道路の建設や、大阪湾広域処理場整備計画（フェニックス計画）などのような広範囲の地域を対象とした調査が行われた。これにより、湾内に分布する洪積層の一般的な土質工学的特性とともに、各地層の地域的な特性の変化に関する情報が集積されている[23,24]。また大阪港域においては、南港や北港の拡張工事に伴って多数の土質調査が実施された。特に、大阪南港や泉南沖などの海底地盤より採取された洪積粘土（Ｍａ１２）試料の実験的研究により、 赤井ら[25,26]は図－１．３に示されるように、大阪湾に分布するＭａ１２が擬似過圧密状態にある粘土であることを示し、その変形特性について検討した。

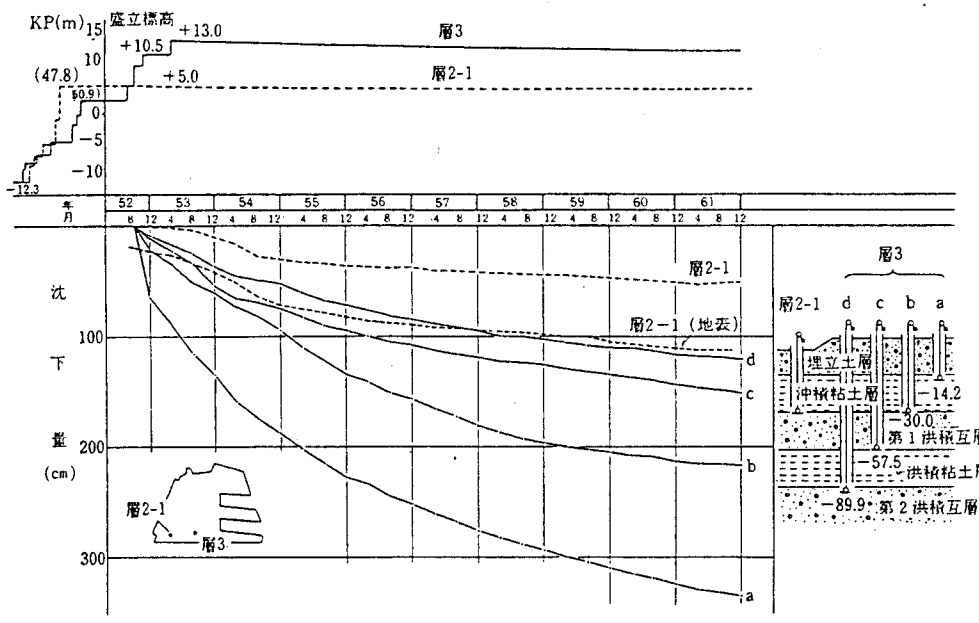


図－１．３　泉南沖海底地盤の過圧密特性[23]

一方、 泉州沖の関西国際空港の建設に伴う土質調査によって、100～400mに及ぶ多数の深層ボーリングが実施され、大阪湾南部に分布する洪積層の土質工学的特性に関して多くの情報を得ることができた[27]。特に、小野寺[28]はＭａ１２が

過圧密状態である原因として、海水面変動による応力履歴の影響が主なものであると考えた。

神戸港域においては、ポートアイランドや六甲アイランドなどの建設に伴う土質調査の実施によって、その洪積地盤の特性が明らかになってきている。特に、埋立てに伴って発生する地盤沈下は、図－１．４に示される層別沈下記録によると、地下深部の洪積粘土層にまで発生しており、その沈下量が相当に大きいものであることが判明している[29]。また、谷本ら[30,31]や渡辺ら[32]は港域の海底地盤について、洪積粘土層の分布特性や沖積粘土層などの諸特性も含めて検討しており、港域の地盤性状に関して多くの知見が得られている。



図－１．４　層別沈下記録（神戸ポートアイランド）[29]

１．３　本研究の特徴

本研究は神戸港域の海底地盤を構成する洪積層のうち、最上位にある海成粘土層のＭａ１２に関して、地質学的特性と土質工学的特性との両面より検討するものである。

地質学的特性に関しては、粘土試料に含まれる珪藻化石や花粉化石などを利用した微化石分析や、X線解析による粘土鉱物分析などを実施した。それにより、1枚の海成粘土層の形成過程における、粘土の堆積環境について検討し、粘土層内における各特性の変化の特徴を明らかにした。

土質工学的特性は、粒度組成やコンシステンシーなどの物理特性に関して、神戸港域内における地域的な特性の変化の傾向を把握し、その要因について検討した。また、力学特性に関しては種々の力学試験の実施により、粘土の圧密特性や強度特性などを把握し、Ｍａ１２の過圧密特性や、洪積粘土のような硬質な粘土の圧密試験方法などについて検討した。さらに、これらの各特性間の相関性についても検討を加え、粘土の堆積環境が物理特性や力学特性などに与える影響について考察した。これにより、神戸港域のＭａ１２に関して、従来の土質工学的特性だけでなく、地質学的な方面よりの検討を加え、Ｍａ１２を多面的に把握し、洪積粘土を総合的に究明できるものと考えられる。

参考文献

1) 会誌編集委員会(1987):日本のプロジェクト'８７,土木学会誌,Vol.72,No.1,pp.2-73.

2) 大阪層群研究グループ(1951):大阪層群とそれに関連する新生代層,地球科学,No.6,pp.13-24.

3) 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,pp.15-25.

4) Itihara,M.,Yoshikawa,S.,Inoue,K.,Hayashi,T.,Tateishi,M. and Nakajima,K.(1975):Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku Area,South of Osaka,Japan,Jour. Geosci.,Osaka City Univ.,Vol.19,Art.1,pp.1-29.

5) 日本の地質「近畿地方」編集委員会編(1987):日本の地質 6 近畿地方,共立出版,297p.

6) 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,Art.4,pp.39-98.

7) 藤田和夫・鎌田清吉(1964):大阪湾の地質,大阪湾音波探査委員会,62p.

8) 中世古幸次郎編(1984):関西国際空港地盤地質調査,災害科学研究所報告,285p.

9) 藤田和夫・笠間太郎(1982):大阪西北部地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,112p.

10) 藤田和夫・笠間太郎(1983):神戸地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,115p.

11) 藤田和夫・前田保夫(1984):須磨地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,101p.

12) 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,103p.

13) 市原実・市川浩一郎・山田直利(1986):岸和田地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,148p.

14) 中島和一(1978):神戸の地質,防災講演会記録,神戸市,pp.1-27.

15) 岩見義男・笠間太郎・中島和一・渡辺農(1982):神戸の地盤特性,応用地質学の最近の研究,日本応用地質学会関西支部,pp.165-175.

16) 村山朔郎・赤井浩一・植下協(1958):大阪洪積層粘土の工学的特性,土と基礎,Vol.6,No.4,pp.39-47.

17) 日本建築学会関西支部・土質工学会関西支部(1966): 大阪地盤図, コロナ社,337p.

18) 大阪地盤編集委員会(1977):大阪地盤ー特に洪積層の研究とその応用ー,土質工学会,415p.

19) 例えば、三笠正人・柳大夏・木下哲生(1967):大阪付近丘陵地帯の洪積粘土の力学的特性について,第2回土質工学研究発表会,pp.111-116.

20) 中世古幸次郎(1973): 大阪層群にみられる地スベリについて, 土と基礎, Vol.21,No.7,pp.41-47.

21) 竹中準之介(1973):土質工学的見地より見た大阪層群の微構造,土質工学会関西支部昭和４８年度講習会テキスト「地質学と土質工学の境界領域の問題点」,pp.39-54.

22) 西垣好彦(1977): 大阪層群における破砕帯スベリ例,土と基礎,Vol.25,No.2,pp.57-62.

23) 近畿地方建設局・阪神国道工事事務所(1980):大阪湾岸道路計画調査（神戸市須磨区～堺市出島西町）地質調査報告書,126p.

24) 大阪湾広域臨海環境整備センター(1985):昭和５８年度広域処理場整備事業土質解析調査報告書,271p.

25) 赤井浩一・佐野郁雄(1981): 大阪上部洪積層粘土の長期圧密特性, 土と基礎,Vol.29,No.3,pp.43-47.

26) 赤井浩一・佐野郁雄(1981): 遅延圧密土の一次元変形における状態径路,土木学会論文報告集,No.316,pp.167-170.

27) 運輸省港湾技術研究所(1984):大阪湾泉州沖海底地盤の工学的性質,港湾技研資料,No.498,pp.1-136.

28) 小野寺俊一(1986): 大阪湾泉州沖地盤の工学的性質, 土木学会論文集,No.370,Ⅲ-5,pp.1-24.

29) 谷本喜一(1987):兵庫県の地盤特性と基礎,基礎工,Vol.15,No.6,pp.28-38.

30) 谷本喜一・田中泰雄・西勝(1982):東神戸地区海底地盤の工学的性質について,海洋土質調査に関するシンポジウム,土質工学会,pp.319-326.

31) 谷本喜一・田中泰雄・山田和彦・岡井崇彦(1983):阪神地区海底地盤の土質工学的性質について,建設工学研究所報告,No.25,pp.101-115.

32) 渡辺嘉道・水間収三・田中伸佳(1983): 神戸港の洪積層について, 土と基礎,Vol.31,No.6,pp.45-49.

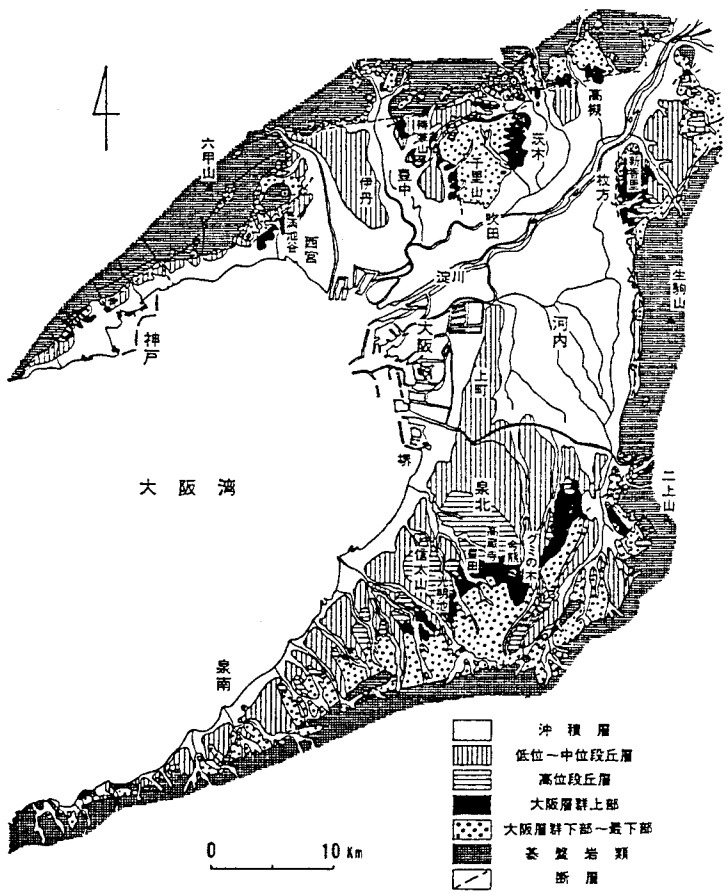
第２章

大阪湾の地質概要

第２章　大阪湾の地質概要

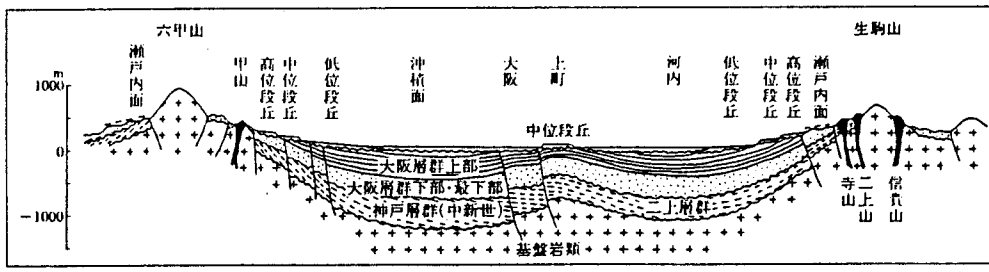
２．１　概　　説

一般に大阪湾及びその臨海地域の表層部は、沖積層に広くおおわれているが、図－２．１に示されるように、大阪湾周辺の丘陵地域には大阪層群や段丘堆積層などの洪積層が広く露出している。これらの洪積層は沖積層の下位に厚く分布する地層であり、大阪湾の海底地盤を構成する主要な地層の一つである。



図－２．１　大阪地域の地質図[1)]

また大阪湾は、北部の六甲山地や東部の生駒山地などの隆起地帯を周囲に控え、湾内は沈降地帯となっていることが知られている。 この様子は、図－２.２に示される大阪盆地のほぼ東西方向の地質断面図によって明らかである。図のように当地域の地盤構成は、下位より基盤岩類・神戸層群・大阪層群の順となっており、同図には示されていないが、さらに上位には上部洪積層と沖積層が堆積している。これら各地層の概要と、大阪湾の概形を形成したと考えられる六甲変動の性格などについて以下にまとめる。



図－２.２　大阪盆地の地質断面図[2)]

１）　沖積層　本層は第四紀の最終氷期であるウルム氷期の最盛期（約18,000～20,000年前）以降に起こった、気候の温暖化に伴う海水面の上昇によって形成された地層である。主として現在の海底に堆積している軟弱な海成粘土層（通称Ｍａ１３）より構成されている。

２）　上部洪積層　本層は地表部に見られる段丘堆積物に相当する地層と考えられている。地層は未固結の砂礫・砂・粘土などの互層より構成され、Ｍａ１１とＭａ１２の２枚の海成粘土層を挟んでいる。これら一連の地層は、寒冷期と温暖期の繰り返しによって起こった海水面の昇降運動によって形成され、淡水成の地層と海成の地層とが交互に堆積している。 前章の図－１.２に示したＯＤ－１のボーリングコアの花粉分析結果によると、寒冷期には淡水成の地層が堆積し、温暖期には海成の粘土層が堆積していることが確認されている[3,4)]。

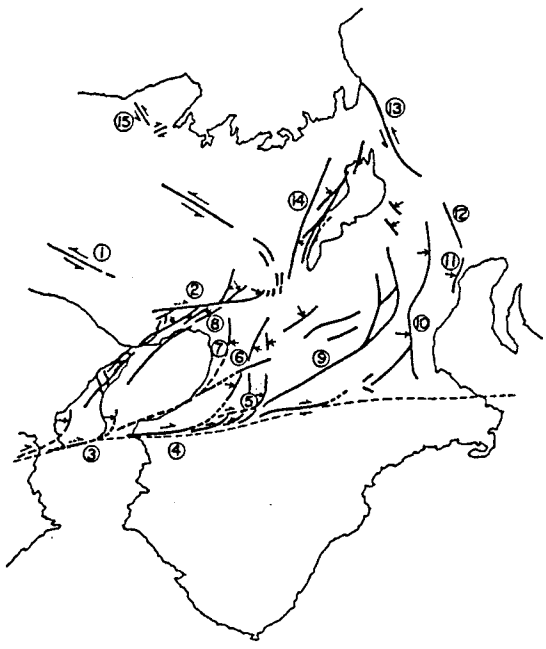
３）　大阪層群　本層群は大阪平野の周囲に広がる丘陵地帯に広く露出する地層である。新第三紀鮮新世の末期から第四紀更新世にまたがる堆積物であり、約300万～30万年前に堆積したと考えられている。 上部洪積層と同様に、地層は未固結の砂礫・砂・粘土などの互層より成り、その堆積過程もほぼ同じと考えられ

ている。Ｍａ－１からＭａ１０までの12枚の海成粘土層や、多数の特徴的な火山灰（例えば、ピンク火山灰やアズキ火山灰など）を挟んでいる。

４）　神戸層群　神戸西部から三田盆地にかけて広く露出し、大部分が淡水成（湖成）の地層である。本層群は新第三紀中新世に堆積した地層群であり、堆積年代は約1,500～1,800万年前と考えられている。白色凝灰岩や砂岩・礫岩・泥岩などの軟岩より構成されている。

５）　花崗岩類　大阪湾及びその周辺地域の基盤岩となる岩石であり、六甲山地や生駒山地をはじめ、近畿地方一帯に広く分布している。

大阪湾を取り囲む地域は、主として第四紀に活動した六甲変動と呼ばれる地殻変動の影響を受けた地域として知られている。この地殻変動は図－２．３に示されるように、近畿地方に多くの断層運動を引き起こしている。大阪湾の周辺地域においては六甲山地や生駒山地、さらに上町台地などの形成にも深く関与していると考えられている。



1. 山崎断層，2. 六甲スラスト，3. 油谷スラスト，4. 菖蒲谷スラスト，5. 金剛断層，6. 大和川断層，7. 上町断層，8. 甲陽・芦屋・五助橋スラスト，9. 近江一伊賀大断層，10. 一志断層，11. 桑名背斜，12, 伊吹一養老断層，13. 柳ケ瀬断層，14. 花折断層．15, 峰山断層．

図－２．３　六甲変動に起因する断層系[5)]

六甲変動(Rokko movements)は、 最初、池辺[6]が瀬戸内地区における新第三紀鮮新世以降の地殻変動に対して用いた用語である。しかし、その後の構造地質学的研究の成果より、第四紀の変動に限定して使用することが提唱され[5]、一般的にもその意味で用いられている場合が多いようである。六甲変動によって大阪湾を取り囲む地域が隆起地帯となっていた一方、大阪湾内は沈降地帯となっていたようであり、 図－1.2に示したOD－1ボーリングにより、大阪湾底には非常に厚い土砂が連続して堆積していたことが確認されている。

以上に記した各種の地盤のうち、大阪湾域において構造物を建設する上で、直接の基礎地盤となるのは表層部の沖積層・上部洪積層・大阪層群などであり、特にそれらの地盤特性が問題となる場合が多い。以下に、これら各地盤の地質学的特性についてまとめる。

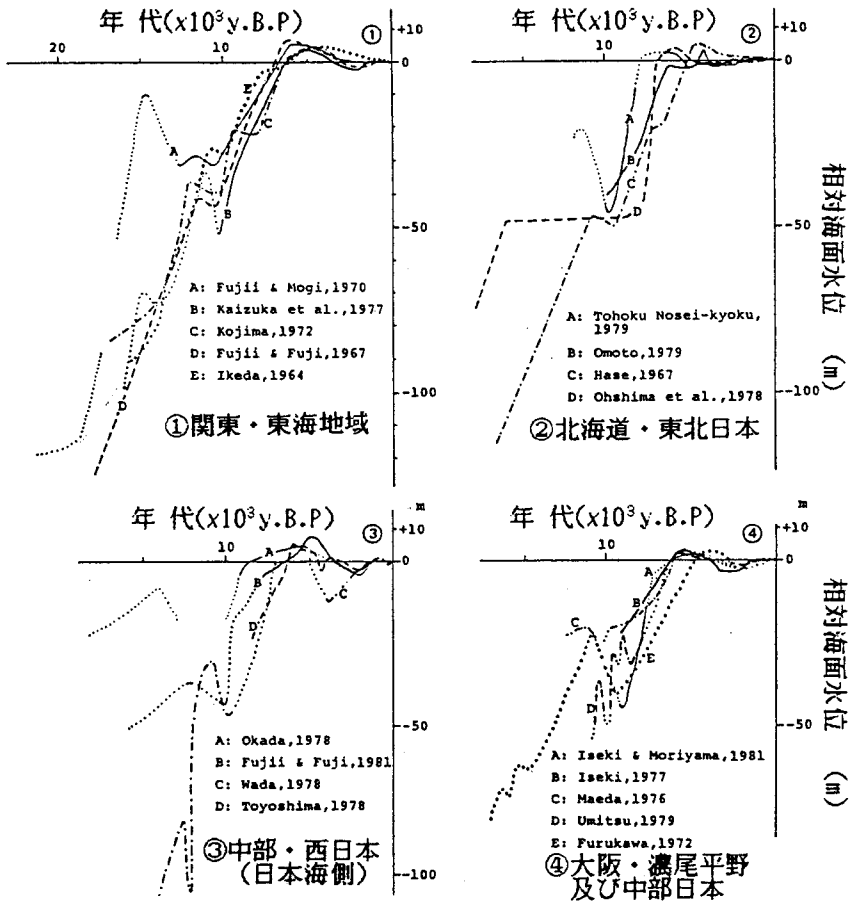
2．2　沖積層

沖積層は大阪湾の海底面直下をはじめ、大阪平野の表層部に分布する、堆積年代の最も新しい堆積物であり、主として軟弱な粘土層や、ゆるい砂層などより構成されている。しかし、現在土木工学上よく用いられている"沖積層"には2通りの定義があることや[7]、地質学上用いられている"沖積世"、"完新世"、"完新統"などの用語について、それらの意味を明確にする必要があると思われるため、以下にまとめて記述する。

一般に、第四紀の最も新しい地質時代を表す用語としては、沖積世と完新世が用いられている。"沖積"という語は原語のAlluviumに対する訳として与えられたものであるが、元来alluviumは河川の堆積物を意味する用語であり、堆積年代の意味は含んでいない。また、沖積世を完新世と同義に用いるのは好ましくないと指摘されていることや[8]、完新世という用語が一般化しつつあることなどより、本論文では地質時代としての用語は"完新世(Holocene)"を用いることにしている。その期間は約10,000年前よりも新しい期間を示すものとする。これはヨーロッパ地方において、氷河作用の終了した時期から、現在に至る期間にほぼ対応するものであり、 1969年に開催された第8回国際第四紀研究連合会議(INQUA)の完新世

小委員会において採択された案に準拠するものである。

一方、完新世の堆積物は一般に"完新統"と呼ばれるが、日本に分布する堆積物と対比した場合、必ずしも地層の層相と地質的な区分とは一致するものではないようである。すなわち、10,000年前ごろは最終氷期（ウルム氷期）の最盛期を経過した時期であり、ヨーロッパ地方に比べて氷河の発達が小規模な日本では、すでに気候の温暖化により、海水面が上昇の途中にある時期に対応することになる。そのため、海水面の上昇が完全に連続的ではないものの、10,000年前を堆積物の区分の基準に用いることは困難であろう。例えば、日本各地における海面変化曲線は、図－２．４のように示されており、約10,000年前に海水準の停滞期がある



図－２．４　各地の海面変化曲線[9)]

ことを示しているが、海水面はおおむね一連の運動により上昇したものと判断できる。また実務上、ボーリング調査を主体とする地質調査の場合、完新世の始まりの10,000年前をボーリング試料により判定することは非常に困難と考えられる。

以上に示した理由により、地質学分野や土木工学分野において広く用いられている"沖積層"は、ウルム氷期の最盛期（約18,000～20,000年前）に、海水面が現在よりも100～140m低下し、 現在の内湾がほとんど陸化した時期以降に堆積した地層とするのが一般的であろう。この区分は沖積層を最終氷河期以降の堆積物とする定義に基づくものであり[8]、本論文ではこの定義に従うものである。従って、厳密な意味においては、沖積層は完新世と更新世末期の地層の一部を含むことになる。これらの関係をまとめると表－２．１のようである。

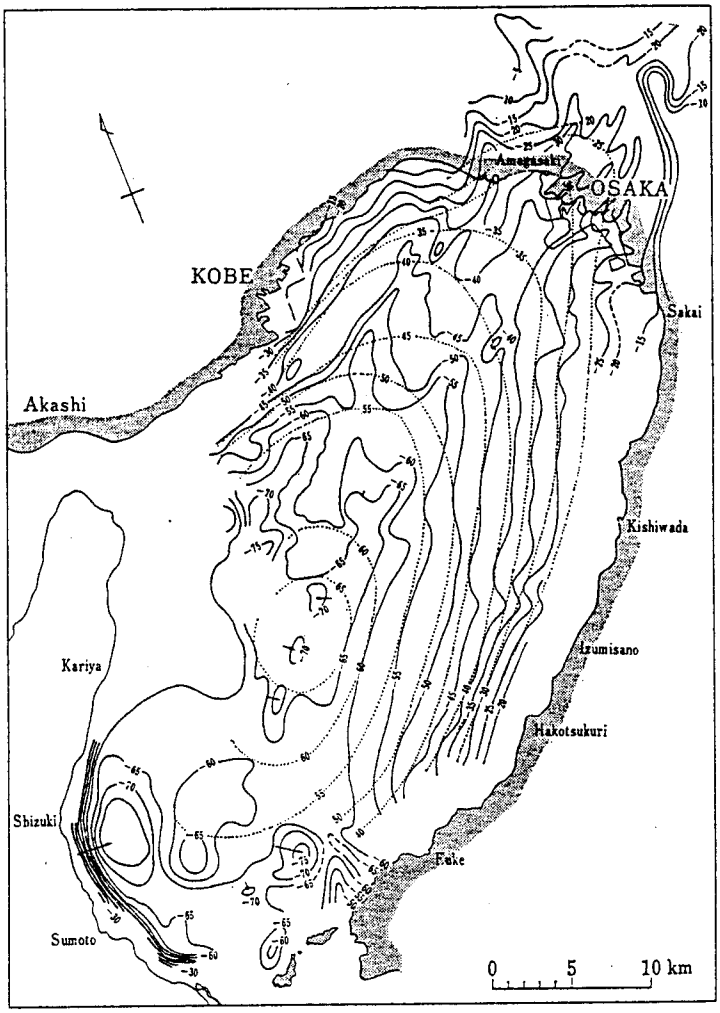
表－２．１　　沖積層の区分

地質時代	年代(年前)	地層名	備　　考
完新世	10,000	沖積層	気候が温暖化
更新世	18,000～20,000	洪積層	ウルム氷期最盛期

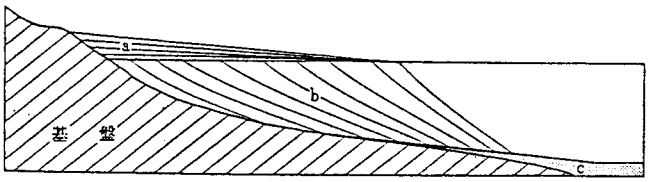
以上より、沖積層の基底面はウルム氷期の海面低下期における、侵食地形の概形を示していると考えられ、 大阪湾においては音波探査より、図－２．５に示されるような地形となっている。図より海水面低下期には、現在の淀川や武庫川などが、大阪湾の湾央付近にまで達していたと考えられる。すなわち、この旧地形を不整合におおって堆積した地層が沖積層であるといえる。

大阪湾地域では沖積層は、海水面の上昇によって拡大した海域における堆積作用と同時に、淀川をはじめとする諸河川の堆積作用によって発達した三角州との両者の影響を受けて形成されている。一般に、三角州を形成している堆積物は、図－２．６に示されるように前置層、頂置層、底置層に区分される。 これらの各堆積物は堆積場所が異なるだけで、時間的には同時に堆積された場合が多く、いわゆる同時異相の関係にあるようである。特に、現在の大阪平野部を構成する沖積地盤は、このような堆積状態にあると考えられている。また神戸や西宮などの

ように、背後に六甲山地を控えている地域では、山間部より流下した河川堆積物で形成される山麓扇状地性の堆積形態をなしている場合もある。



図－２．５　大阪湾における沖積層基底の等深度図[10]



図－２．６　三角州性堆積物の堆積様式[11]
ａ：頂置層、ｂ：前置層、ｃ：底置層

大阪湾地域における沖積層は一般に難波累層と呼ばれ、その中核をなす粘土層は通称、梅田粘土層や尼崎粘土層などと呼ばれる海成粘土層である。しかし、沖積層の詳細な地層構成は各地域によって異なる場合が多く、また同じ地層が地域によって異なる呼称を持つ場合もある。混同を起こさないために、上部洪積層の一部を含めてそれらを整理し、これまでに行われた研究をもとにして編集した、各地域の地層構成を示すと表－２．２のようである。

表－２．２　大阪平野西部の沖積層及び上部洪積層の層序対比表[12]

		山根[13] (1930)	市原[14] (1960)	藤田・前田[15,16] (1966、1969)		池辺ら[17] (1970)	古谷[12] (1978)			
		大阪市	明石・大阪地域	尼崎市、伊丹市		大阪市	大阪市（地下）		上町台地	伊丹台地
完新統	沖積層	梅田層	沖積層（梅田層）	沖積層上部	上部砂礫層	梅田層	難波累層	上部層		難波累層
					中部粘土層 下部砂礫層			中部層		
更新統				沖積層下部				下部層		
	低位段丘堆積層	天満層	伊丹累層（伊丹礫層）	伊丹累層（伊丹礫層）（伊丹粘土層）		上部洪積層	天満層	上部層	天満層	天満層（池田礫層）
								中部層		
								下部層		
	中位段丘堆積層	上町層	上町累層（上町層）			（天満層）（Ｍａ１２層）（Ｍａ１１層）	Ｍａ１２層	上町層 上部層		伊丹礫層
								中部層		伊丹粘土層
								下部層		川西礫層

２．３　上部洪積層

上部洪積層は大阪市港区において、昭和38年に実施された深層ボーリングＯＤ－１（第１章、図－１．２参照）の土質構成をもとに、 地表に分布する段丘堆積物に相当する地層として定義された[17]。

一般に段丘地形は、段丘の分布高度の違いにより高位段丘・中位段丘・低位段丘の３つが識別されている。これらは通常、形成年代の古いものほど高位にある

ことが知られている。高位段丘を構成する地層は、大阪平野と明石地域においては播磨累層と浄谷累層が知られ[14]、Ｍａ１１と呼ばれる海成粘土層が含まれるとされている。また、この段丘面の分布高度は、山地部では標高200m以上、沿岸部では最低30m前後である。中位段丘を構成する地層は、大阪平野の標高15～20mの上町台地を構成する上町層を模式とし[13]、一般には周辺地域の相当層と併せて、上町累層と呼ばれている[14]。上町累層は砂、砂礫及び海成粘土層などより構成されており、この海成粘土層はＭａ１２に対比されている。低位段丘は、現在の河川沿いに分布し、層厚10m前後の礫層を主体としている。一般に、近畿地方における低位段丘構成層及びその相当層は、最終氷期の最寒冷期の直前までに堆積した地層と考えられている。大阪平野では、表－２.２に示したように、天満層と呼ばれる地層がこれに相当する。

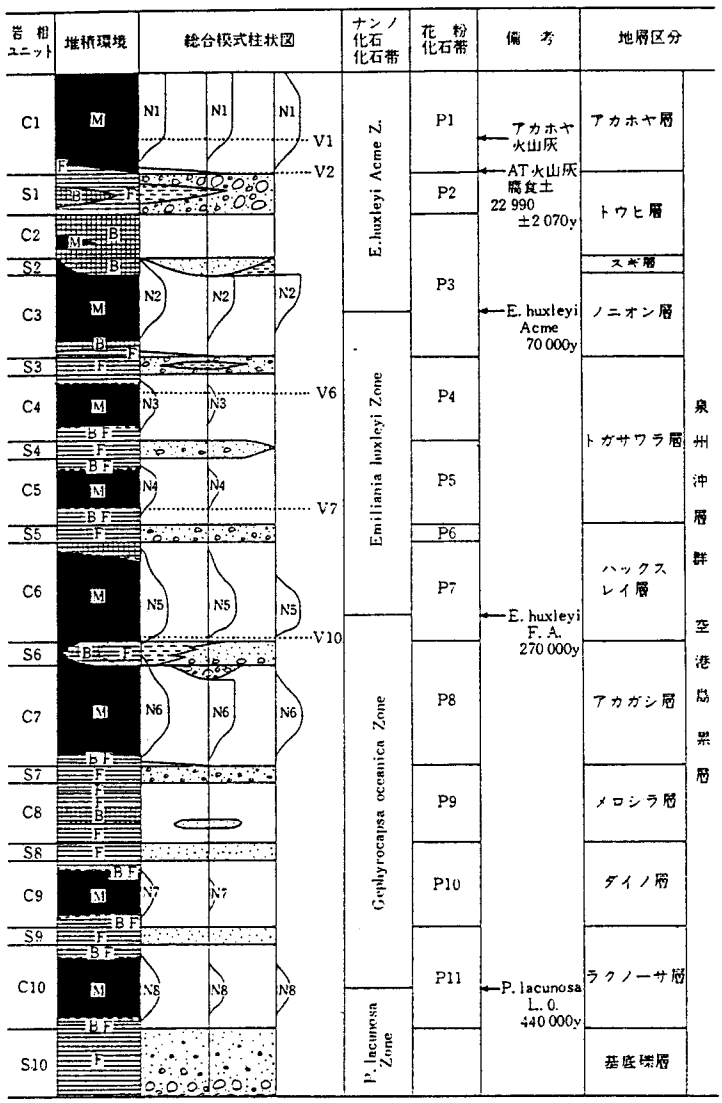
なお、上部洪積層は本来ならば、更新世に堆積した地層であることより、厳密な地質用語の定義に従い、本層を"上部更新統"とすべきところである。しかし、大阪湾地域においてはむしろ"上部洪積層"が広く一般に用いられていることより、本論文でもそれに従い、"洪積層"や"上部洪積層"などの用語を使用している。

先述したように、土質調査が深層地盤を対象にしてきているため、上部洪積層や、さらに下位にある大阪層群にまで達するボーリングが実施されてきた。その結果、これらの地層は神戸港をはじめ、大阪湾や大阪平野下に広く伏在していることが明らかになってきている。特に、上部洪積層の最上位にあるＭａ１２は、伏在深度が比較的浅いことや、洪積層上部付近の地層構造を把握するための鍵層となっていたりすることなどより、洪積地盤の中では土質調査の対象になることが多い。しかし、Ｍａ１２の下位にあるＭａ１１は、分布深度がさらに深いため、土質調査の検討の対象になる場合が少なく、地質特性や土質特性の詳細な項目に関しては、まだ未解明な点が多いようである。

大阪湾においては、第１章の表－１.１に示したような大規模埋立工事を伴う各プロジェクトが進められている。特に、泉州沖の関西国際空港工事に伴って実施された地盤調査により、上部洪積層や大阪層群に関する多くの地盤情報が得られた。またこの調査は、対象となる海域が広範囲にわたるため、海底地盤の地質構造の把握が重要な調査項目の一つとなり、各ボーリング地点間の詳細かつ正確な地層の対比が必要とされた。そのため、地盤調査としては、各種の土質試験に

加えて、火山灰や微化石調査などのような詳細な地質学的調査が実施された。その結果、図－２．７に示されるような泉州沖における海底地盤の詳細な地質層序が確立された[18]。

図のようにこの地域の地盤は、地層の層相とともに、各微化石の産出状況をもとに、各地層の堆積環境について解析が行われ、Ｎ１～Ｎ８の８枚の海成粘土層



注：M：海成層、B：汽水成層、BF：汽水成または非海成層、F：非海成層.

図－２．７　関西国際空港地盤の地質層序[18]

が識別された。また、ナンノ化石の種構成をもとにした４種のナンノ化石帯と、花粉化石よりＰ１～Ｐ１１の11種の花粉化石帯が区分されている。これらの各化石帯や層相などより、図の右端に記した11層の地層区分が行われ、これら一連の地層は泉州沖層群・空港島累層と命名された。また絶対年代の測定や、微化石の産出の特徴などより、４層準の堆積年代の推定が行われた。

一方、大阪湾地域において、ＯＤ－１ボーリング（図－１.２参照）によって設定され、従来より広く使用されている、Ｍａ番号の付いた海成粘土層と、この地域において識別されたＮ１～Ｎ８の海成粘土層との対比が行われ、表－２.３のような対比試案が提出されている。この表に示されるように、各々の海成粘土層の対比案はここでは３案が提案され、まだ完全に一致するものではないようである。しかし、これらの地層の中で、沖積粘土層（Ｍａ１３）がＮ１と呼ばれる海成粘土層に、同様に上部洪積粘土層のＭａ１２がＮ２の海成粘土であることはほぼ確実である。また、図－２.７に記されているように、海成粘土層Ｎ２はナンノ化石の産出頻度状況より、その最上部が侵食され、上位の地層と不整合関係にあることや、ナンノ化石の分析より、この粘土層の中央付近が約70,000年前の堆積であることなどが示されている[18)]。

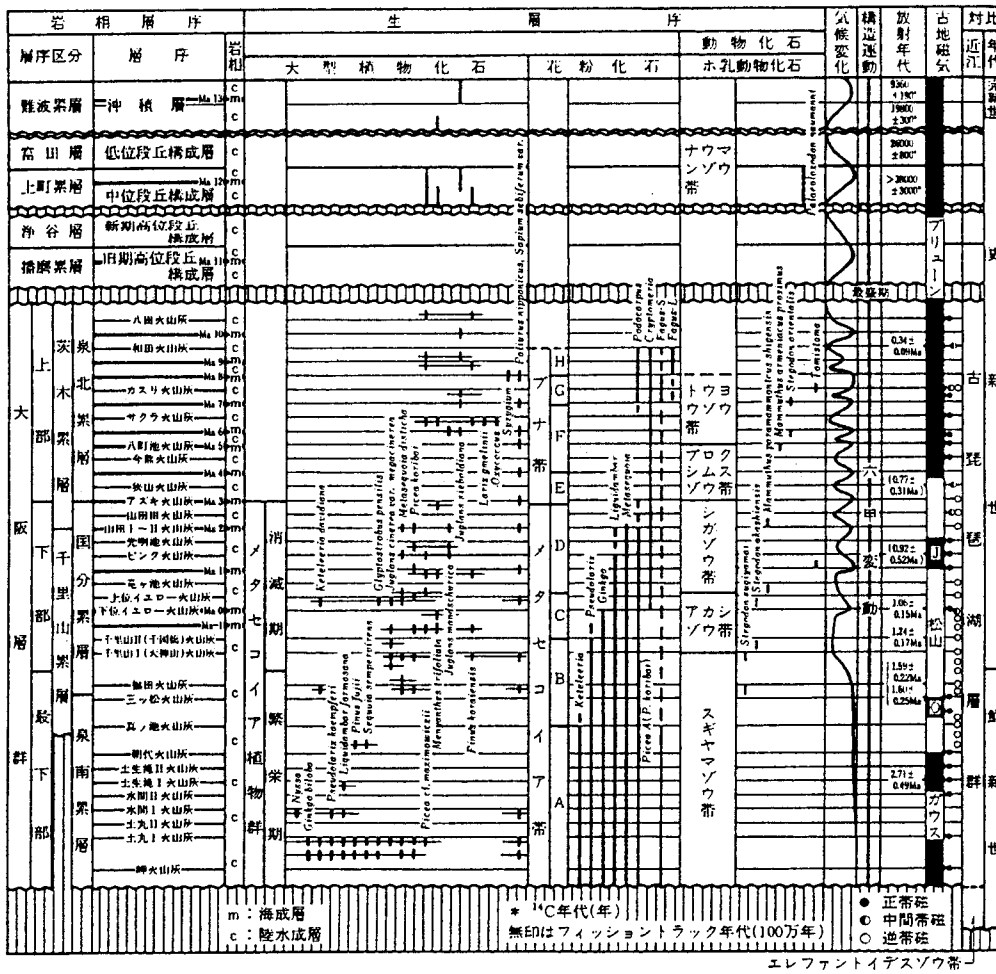
表－２.３　海底地盤とＯＤ－１号井の海成粘土層との対比試案[18)]

ナンノ化石層準とOD-1号井のMaナンバーを機械的に対応させた場合		気候変動曲線の第四紀ステージを仲介としてナンノ化石産出層準OD-1号井のMa層準を対比した場合			OD-1号井のMa８の下位の砂礫層を空港島累層の基底礫層に対比して補正した場合	
Ｎ１	Ma13	ステージ１	1Ｎ１	Ma13	Ｎ１	Ma13
Ｎ２	Ma12	ステージ　３	Ｎ２	Ma12	Ｎ２	Ma12
Ｎ３	Ma11	ステージ　５	Ｎ３	Ma11	Ｎ３	Ma11
Ｎ４	Ma10		Ｎ４		Ｎ４	
Ｎ５	Ma９	ステージ　７	Ｎ５	Ma10	Ｎ５	Ma10
Ｎ６	Ma８	ステージ　９	Ｎ６	Ma９	Ｎ６	Ma９
Ｎ７	Ma７	ステージ　11	Ｎ７	Ma８	Ｎ７	Ma８
Ｎ８	Ma６	ステージ　13	Ｎ８	Ma７	Ｎ８	
基底礫層					基底礫層	砂礫層

2．4　大阪層群

大阪層群は大阪盆地をはじめ播磨、奈良、京都などの各盆地に広く分布し、主に未固結の砂礫・砂・シルト・粘土などより構成されている。本層群は約50枚の火山灰層やＭａ－１、Ｍａ０、Ｍａ１、・・・Ｍａ１０と呼ばれる12枚の海成粘土層を挟んでおり、地質層序を組み立てる上での鍵層となっている。

図－２.８は各々の地層より産出した動・植物化石や放射年代、 古地磁気など



図－２.８　大阪層群の層序総括図[19)]

の地球物理学的な調査を加えた総合的な地質調査により、組み立てられた層序を示したものである[19]。図のように、大阪層群は上部、下部、最下部の３つに区分されるのが一般的であり、全体の下半部は陸水成の地層で構成され、上半部は海成粘土と陸水成の砂礫とシルトとの規則的な互層より成っている。全体の層厚は丘陵地で約300～400mであり、低地部では1,000mに達すると推定されている。

これら一連の地層群は、大阪盆地の中央部に広がる沖積低地や台地、あるいは大阪湾海底などには直接露出することはなく、地下の深所に伏在している。従って、大阪湾内ではこれらの地層は、前述したＯＤ調査における深層ボーリングや、関西国際空港などのように、湾内において実施された大深度ボーリングなどによってのみ確認されている。

なお、現在大阪層群の地質層序に関して、"芝の不整合"や"満池谷不整合"などのような、大阪層群内における不整合の存在が提唱されている[20]。しかし、これらの存在に関しては、各学会内においてもしばしば議論の対象となり、一致した結論が得られていないようである。大阪層群の地質層序について探求していく上での、今後の問題の一つと考えられる。

参考文献

1) 市原実・横山卓雄・石田史朗(1966): 満池谷累層について，第四紀研究，Vol.5,No.2,pp.65-72.

2) 市原実(1966):大阪層群と六甲変動,地球科学,No.85-86,pp.12-18.

3) 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（その１）,地球科学,No.83,pp.25-33.

4) 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（その２）,地球科学,No.84,pp.31-38.

5) 藤田和夫(1968):六甲変動,その発生前後－西南日本の交差構造と第四紀の地殻変動－,第四紀研究,Vol.7,p.248-260.

6) Ikebe, N.(1956):Cenozoic Geohistory of Japan,Proc.8th Pacific Sci. Congr.,No.2,pp446-456.

7) 中川久夫(1966):「沖積層」について,第四紀研究, Vol.5, No.3-4,pp.99-102.

8) 地学団体研究会・地学事典編集委員会編(1981):増補改訂　地学事典,平凡社,1612p.

9) 太田陽子・松島義章・森脇広(1982):日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題,第四紀研究,Vol.21,No.3,pp.133-143.

10) 大阪地盤編集委員会(1977):大阪地盤－特に洪積層の研究とその応用－,土質工学会,415p.

11) 大森昌衛(1971):第Ⅰ編　潮間帯,海洋科学基礎講座7　浅海地質学,東海大学出版会,pp.3-108.

12) 古谷正和(1978):大阪平野西部の上部更新統,地質学雑誌,Vol.84,No.7,pp.341-358.

13) 山根新次(1930):大阪市地質概観,小川博士還暦記念地学論集,pp.187-203.

14) 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,pp.15-25.

15) 藤田和夫・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.5,No.1,pp.19-27.

16) 藤田和夫・前田保夫(1969):大阪湾の”沖積層”とその基底,第四紀研究,Vol.8,No.3,pp.89-100.

17) 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,Art.4,pp.39-98.

18) 中世古幸次郎編(1984):関西国際空港地盤地質調査,災害科学研究所報告,285p.

19) 日本の地質「近畿地方」編集委員会編(1987):日本の地質　6　近畿地方,共立出版,297p.

20) 例えば,横山卓雄・中川要之助・檀原徹・竹村恵二(1981):芝の不整合について（Ⅰ）－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－,同志社大学理工学研究報告,Vol.21,No.4,pp.301-320.

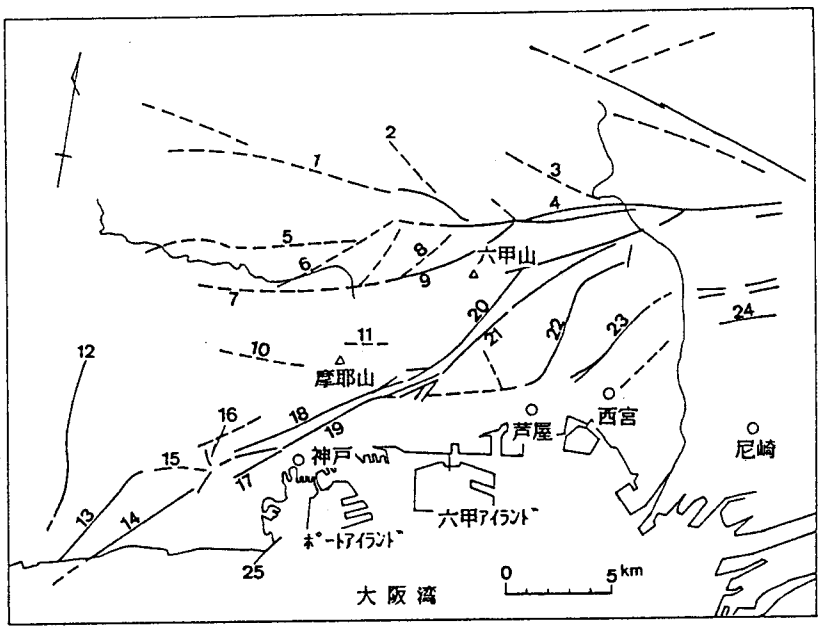
第３章

神戸港域の海底地盤

第３章　神戸港域の海底地盤

３．１　概　　説

神戸港は大阪湾の北部に位置する日本の代表的な港の一つであり、海上交通の要所として発展してきている。港の背後には、花崗岩で構成されている六甲山地を控え、東西方向に細長く発達した神戸市街地が港の母体となっている。六甲山地は先述したように、第四紀以降に活動した六甲変動の影響を受け、上昇地塊となった地域であるため、図－３．１に示すように、地殻変動によって生じた多数の活断層が発達している。この地殻変動の影響は、陸上部に確認されている断層として現れているだけでなく海洋部にも及び、港域の海底地盤は単調な構造ではないと考えられる。



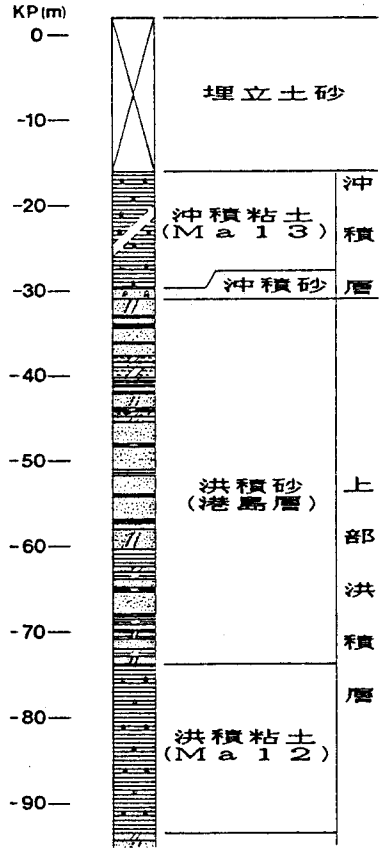
1:有野－淡河断層　2:藤原山撓曲　3:名塩断層　4:六甲断層　5:柏尾谷断層
6:古々山断層　7:山田断層　8:射場山断層　9:湯槽谷断層　10:万福寺断層
11:北摩耶断層　12:高塚山断層　13:横尾山断層　14:須磨断層　15:高取山断層
16:丸山断層　17:会下山断層　18:布引断層　19:諏訪山断層　20:大月断層
21:五助橋断層　22:芦屋断層　23:甲陽断層　24:伊丹断層　25:和田岬断層

図－３．１　六甲山地に発達する断層系[1)]

本章では神戸港域の沿岸埋立地区をはじめ、ポートアイランドや六甲アイランドなどの建設に伴って実施されたボーリング調査より得られた地盤情報をもとに、港域の海底地盤について検討した。その結果、神戸港域の海底地盤の構成とともに、沖積粘土層（Ｍａ１３）や洪積粘土層（Ｍａ１２）の深度分布などが明らかとなった。さらに、港域には地殻変動の影響により生じた２本の撓曲構造が伏在していることが確認され、その方向性や活動の様式などが判明した。また、それらの撓曲構造の陸上部への延長方向についても考察を加えた。

３．２　海底地盤概要

六甲アイランドのボーリング調査により得られた、神戸港の代表的な地盤構成を示すと、図－３．２のようである。



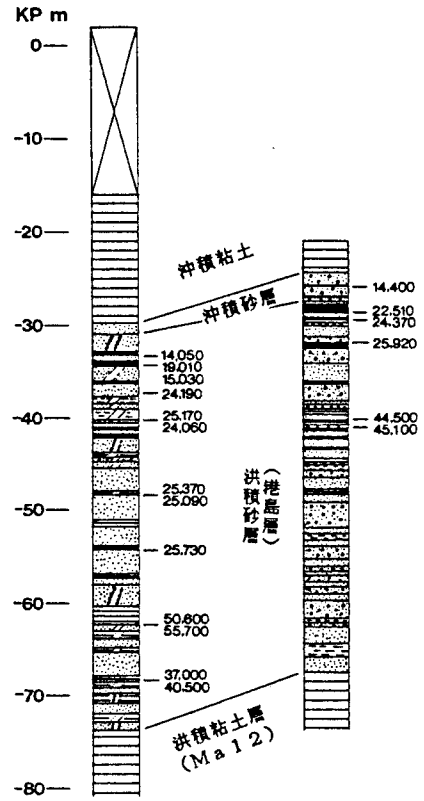
図－３．２　神戸港の地盤構成（No.25孔；図－３．４参照）

海底地盤の最上位にある沖積層は、10,000年前ごろより堆積が始まったと考えられており、主として現在の海底に連続する沖積粘土層（Ｍａ１３）より構成されている。 これは厚さが約10～20mであり、貝殻片を多く混入した軟弱な粘土層である。大阪地域の梅田粘土層に相当する地層である。また、沖積層の最下部には層厚1～2m程度の、 貝殻を混入するＮ値10～20前後のゆるい砂層が見られる場合もある。

沖積層の下位には砂～砂礫などより成る粗粒堆積物が堆積しており、シルト～粘土の薄層を挟み、厚さ15～45mを有している。 特に、この層の上部付近には腐植土が多く挟まれ、ウルム氷期の海面低下期に神戸港域が湿地帯になっていたことを示している。また腐植土とともに、沖積層の直下付近に火山灰が確認される場合がある[2)]。この火山灰は、姶良Ｔｎ火山灰（通称ＡＴ火山灰）と呼ばれ、日本国内に広く分布していることが確認されている[3)]。

これら一連の地層は通常、洪積砂層あるいは洪積互層などと呼ばれており、古谷ら[4,5)]によれば、港島層として区分されたウルム氷期の海面低下期の堆積物である。この層は大阪平野部の天満層に対比される地層であり、いわゆる低位段丘相当層と考えられている。洪積砂層はこれまで、すべてがウルム氷期における海面低下期の沼沢～湖成の淡水成堆積物と考えられてきた。しかし、これらの地層中に海成粘土層の挟在が報告され[5,6)]、ウルム氷期に一時的な海水面の上昇期が存在していたことが推定されている。また、この海成層は泉州沖地域においても確認されていることより[7)]、海水域が大阪湾に広く拡大した時期があったものと思われる。

六甲アイランドにおいて、洪積砂層（港島層）に挟まれている泥炭質堆積物を用いて行われた、絶対年代の測定結果が報告されている[5,8)]。これらの測定結果をまとめると図－３.３のようである。 これより洪積粘土（Ｍａ１２）堆積後から沖積層直下までの、いわゆるウルム氷期における堆積物の絶対年代が判明する。しかし、これらの各年代値は測定誤差を含むとともに、ボーリング間において年代値が異なる場合もある。従って、示された年代は確定的なものではないが、これにより、神戸港における更新世末期の地史の一端が明らかになると思われる。例えば、松本[8)]はこの洪積砂層の平均堆積速度が0.5m/1,000y.であることや、姶良Ｔｎ火山灰が24,500±700y.B.P.の噴出物であることなどを指摘している。



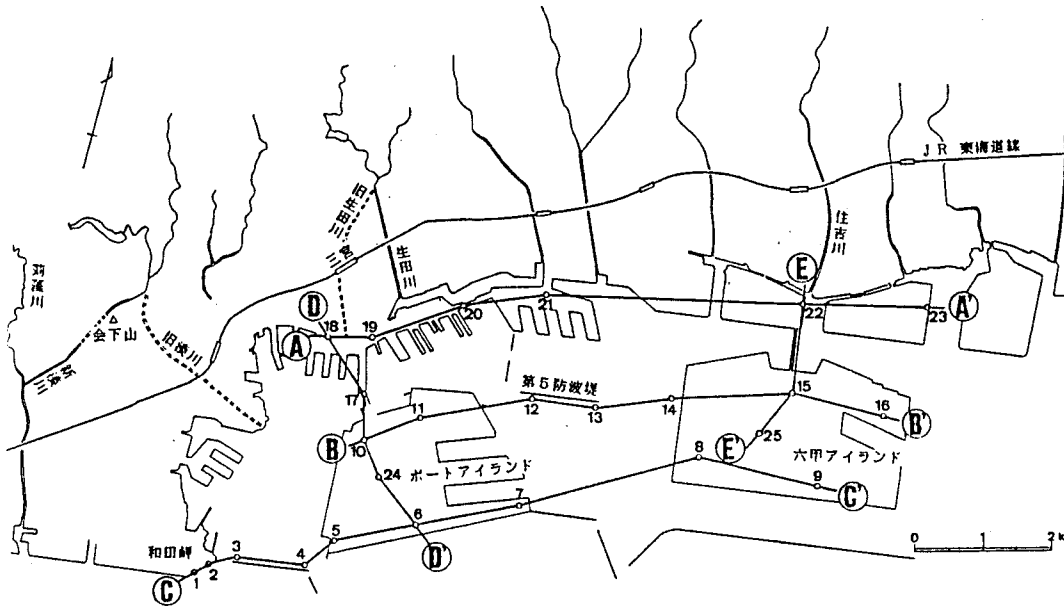
図－３．３　ウルム氷期堆積物の絶対年代

洪積砂層の下位には、大阪湾に広く分布するＭａ１２と呼ばれる上部洪積粘土層が分布している。これはＮ値が10～20程度であり貝殻片を多く含み、青緑灰色を呈する海成粘土層である。この粘土層は分布が広いことや、ボーリング調査においてＮ値や色調などにより、ほかの粘土層より比較的識別しやすいため、鍵層の一つとなっている。従って、Ｍａ１２の連続を追跡することは、洪積層上部付近の地質構造を把握するための重要な項目の一つである。

Ｍａ１２は先述したように、ナンノ化石の解析より粘土層の中央部付近が、約70,000年前の堆積であることが指摘されたが、その詳細な堆積年代は確定したわけではないようである。すなわち、Ｍａ１２は第四紀の最終間氷期（リス／ウルム間氷期）の堆積物とされてはいるが[6]、その間氷期が72,000～150,000年前と考えられており[8]、各々の地質年代に食い違いが生じている。さらに、その堆積

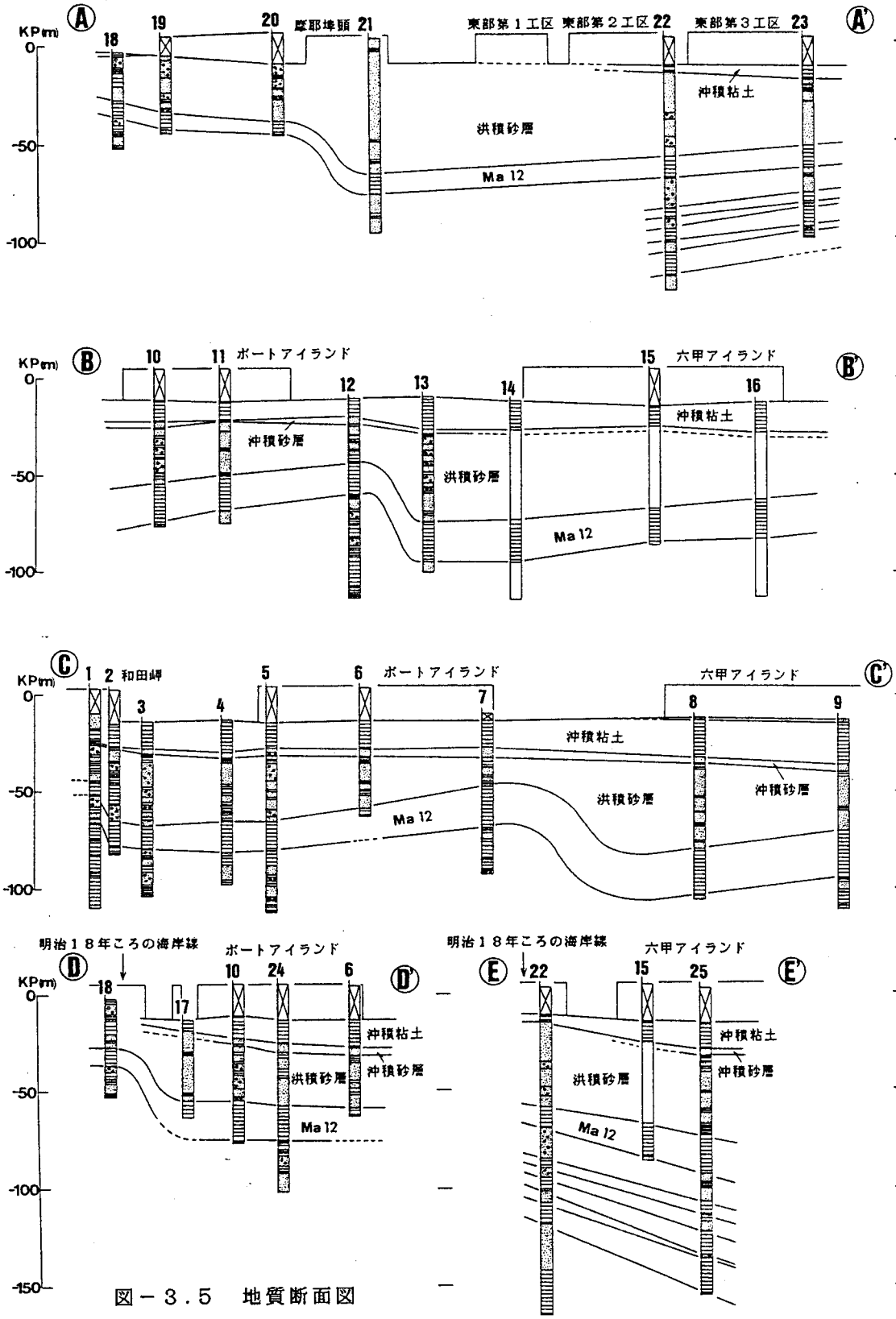
年代を単に約100,000年前とする説[10]などもあり、Ｍａ１２の堆積年代はまだ定説化されてはいないようである。また本粘土層には、火山灰や腐植土などのような地質層序の解明の鍵となるような地層や、絶対年代の測定ができるような試料が含まれていないため、堆積年代の決定が困難となっている。

３．３　海底地盤構造



図－３．４　調査位置図

神戸港域の海底地盤は先述したように、地殻変動の影響を受け、複雑であるため不明な点が多かった。しかし、近年の建設工事によって得られた地盤情報の増加により、地盤構造は次第に明らかになってきている。本節では、港域で実施された地盤調査の結果を詳細に検討した。その結果、明らかとなった地盤構造を表すため、図－３．４の調査位置図に示した代表的なボーリングを選び、図－３．５に示すような、KP-100m（KP:神戸港修築工事基準面）付近までの海底地盤の地質断面図を作成した。なお、ここに用いたボーリングデータの出典、及び地盤構造を把握する上での鍵層の標高をまとめると表－３．１のようである。


A
A'
KP(m)
0
-50
-100
18
19
20
摩耶埠頭
21
東部第１工区
東部第２工区
22
東部第３工区
23
沖積粘土
洪積砂層
Ma 12
B
B'
10
11
ポートアイランド
12
13
14
15
六甲アイランド
16
沖積粘土
沖積砂層
洪積砂層
Ma 12
C
C'
1
2
和田岬
3
4
5
6
ポートアイランド
7
六甲アイランド
8
9
沖積粘土
沖積砂層
洪積砂層
Ma 12
明治１８年ころの海岸線
D
D'
18
17
10
24
6
沖積粘土
沖積砂層
洪積砂層
Ma 12
-150
E
E'
22
15
25
沖積粘土
沖積砂層
洪積砂層
Ma 12

図－３．５　地質断面図

表－３．１　ボーリングデータ一覧表

ボーリング番号（本論文内）	調　査　名	報告書内調査孔番	調査月日	施　工　業　者	沖積粘土基底標高	Ma１２上限標高
１	大阪湾岸道路地質調査（その２）作業	46-1	昭和４７年	東建地質調査株式会社	---	KP-43.9m
２	大阪湾岸道路地質調査（その２）	1	昭和４５年	基礎地盤コンサルタンツ株式会社	---	KP-49.1m
３	大阪湾岸道路地質調査作業	1	昭和４６年	基礎地盤コンサルタンツ株式会社	KP-27.4m	KP-67.3m
４	大阪湾岸道路第一防波堤東付近地質調査作業	1	昭和５１年	明治コンサルタンツ株式会社	---	KP-67.9m
５	大阪湾岸道路地質調査（その１）作業	1	昭和４７年	サンコーコンサルタント株式会社	KP-27.1m	KP-66.1m
６	ポートアイランドの地盤沈下解析のための土性解析	-2m南	昭和５１年	建設企画コンサルタント株式会社	KP-27.9m	KP-58.4m
７	ポートアイランドの地盤沈下解析のための土性解析	海上部	昭和５１年	建設企画コンサルタント株式会社	KP-27.0m	KP-48.9m
８	六甲アイランド土質調査業務	B	昭和５６年	中央開発株式会社	KP-32.4m	KP-79.7m
９	六甲アイランド土質調査業務	A	昭和５６年	中央開発株式会社	KP-36.1m	KP-70.3m
１０	ポートアイランド地震計設置に伴うボーリング及び深層沈下板設置工事	4	昭和４５年	梶谷調査株式会社	KP-22.7m	KP-54.8m
１１	大阪湾岸道路地質調査（その３）作業	A	昭和４７年	応用地質調査事務所	KP-21.9m	KP-50.2m
１２	大阪湾岸道路地質調査（その４）作業	1	昭和４７年	基礎地盤コンサルタンツ株式会社	KP-20.0m	KP-43.5m
１３	大阪湾岸道路地質調査作業	2	昭和４６年	基礎地盤コンサルタンツ株式会社	KP-25.9m	KP-74.4m
１４	大阪湾岸道路地質調査（その２）作業	1	昭和４７年	基礎地盤コンサルタンツ株式会社	KP-27.3m	KP-73.5m
１５	六甲アイランド土質調査および層別沈下計設置	2	昭和５２年	田中開発株式会社	KP-25.5m	KP-67.9m
１６	大阪湾岸道路地質調査（その３）作業	1	昭和４９年	梶谷調査株式会社	KP-23.8m	KP-83.3m
１７	神戸の地盤（神戸市企画局総合調査課発行）	P72	―――	―――	---	KP-54.8m
１８	阪神高速道路　地質資料Ⅷ 生田・葺合編	整 49	昭和３８年	森川ボーリング株式会社	---	KP-27.3m
１９	神戸の地盤　（前　出）	9G35	昭和４７年	―――	---	KP-33.4m
２０	神戸の地盤　（同　上）	8H34	昭和４７年	―――	---	KP-38.9m
２１	神戸の地盤　（同　上）	H42	―――	―――	---	KP-66.1m
２２	神戸の地盤　（同　上）	H4	昭和４４年	―――	---	KP-58.4m
２３	大阪湾岸道路地質調査（その５）作業	1	昭和４８年	東建地質調査株式会社	---	KP-53.1m
２４	神戸市新中央市民病院建物直下土質調査	1T	昭和５２年	日建設計株式会社	KP-25.8m	KP-57.6m
２５	六甲アイランド土質調査等業務	7	昭和６０年	川崎地質調査株式会社	KP-29.8m	KP-73.8m

図－３.５より、神戸港域の海底地盤は表層より沖積粘土（Ｍａ１３）、沖積砂、洪積砂・砂礫互層、上部洪積粘土（Ｍａ１２）の順に構成されている。なお、Ｍａ１２以深の地層は伏在深度が深く、調査資料が少ないため、部分的にしか連続性が把握されていない。以下に、神戸港域における地質構造の特徴をまとめる。

沖積粘土は、港域の沖合いの断面Ｃ－Ｃ'からわかるように、東部ほど層厚が厚く、六甲アイランド地区では約20mとなっている。断面Ｄ－Ｄ'とＥ－Ｅ'に示すように、陸側に向かって薄くなり、明治18年ころの海岸線付近ではほとんど消滅している。また断面Ｂ－Ｂ'とＣ－Ｃ'に見られるように、沖積粘土はポートアイランドと六甲アイランドとの間に位置する第５防波堤付近を境として、東側にやや厚く堆積しているようである。

Ｍａ１２は谷本ら[11]が指摘したように、大阪平野部に比べて西部ほど深度が大きくなり、全体的には約0.5°で傾斜していることが知られている。この傾向は神戸港域においてもほぼ同様に見られ、同時に陸域に近いほど薄く、浅部に分布する。しかし、前述したように神戸港域は六甲変動によって発生した、多くの活断層の発達した六甲山地を背後に控えている。そのため、断層運動の影響は海洋部にも及んでいるようであり、港内の海底地盤は複雑な構造となっている。港域の地盤構造の特徴は、図－３.５の地質断面図に示したように、各所に地層の食い違いとして確認される。これらの存在は谷本ら[11]や藤田ら[10]によって指摘されているが、今回得られたデータを加えて、それらの性状を以下にまとめる。

先述したように、洪積層上部の地盤構造は、Ｍａ１２の分布を追跡することにより把握することができる。これより、地層の食い違いは断面Ｃ－Ｃ'のボーリング地点1-2間に21m及び7-8間に31m、同様に断面Ｂ－Ｂ'の12-13間に31m、さらに断面Ａ－Ａ'の20-21間に27m確認される。洪積層は現在でも未固結の状態にあることが知られており、また音波探査の結果によると、上記した地層の食い違いがある場所では、地層は緩やかにたわんだ状態になっていることが報告されている[10]。これらのことより判断すると、地層は不連続な断層関係にあるのではなく連続した、いわゆる撓曲構造を形成しているといえる。

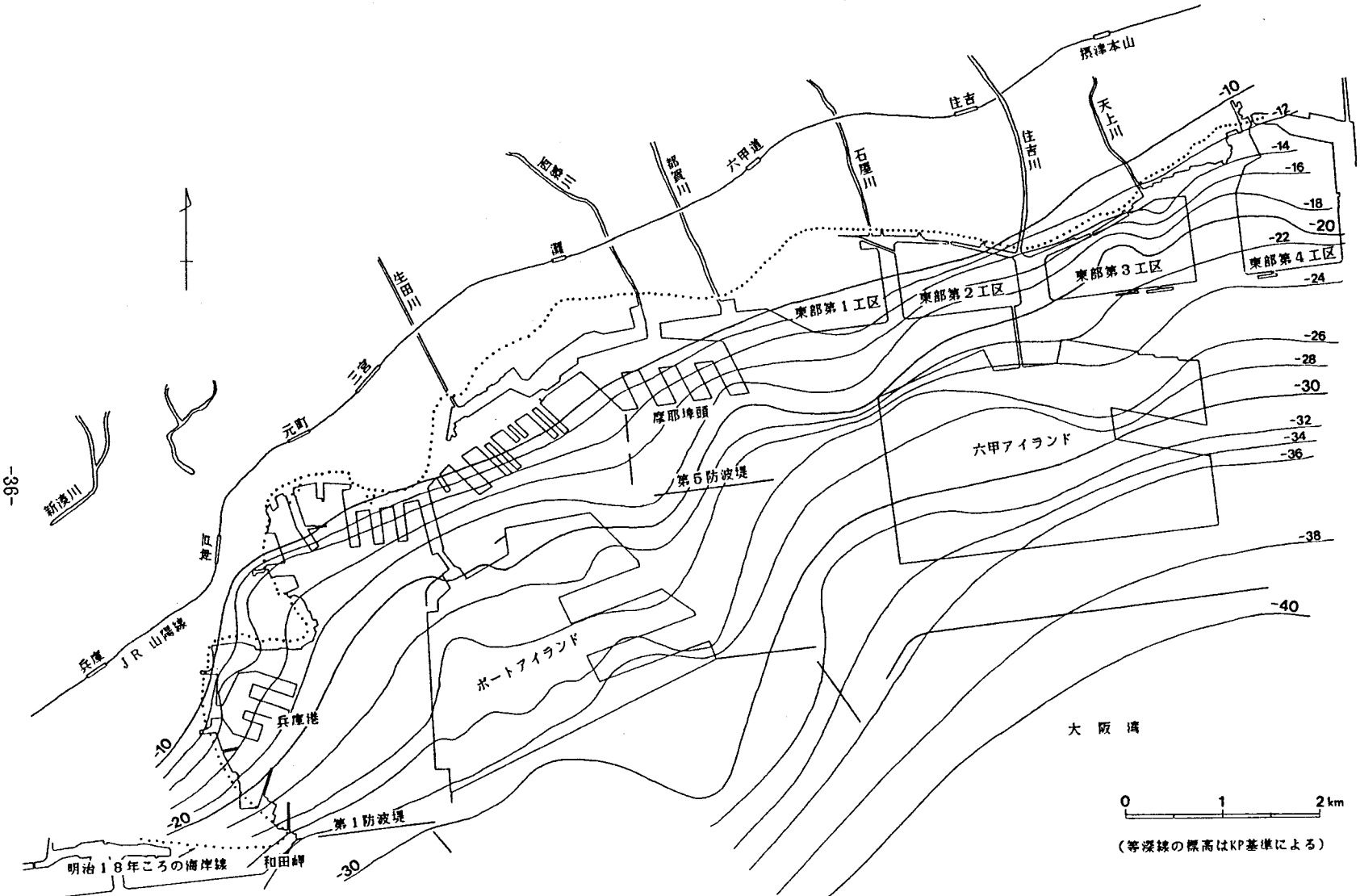
これらの撓曲はいずれも東落ちの性状を示し、前述した大阪湾北部における一般的な地層の傾斜方向とは逆のものである。また、撓曲の延長方向は、和田岬付近のものが北東一南西方向を示していると考えられている[10]。それに対し、第

５防波堤を通る撓曲に関しては、ボーリング地点7-8、12-13、20-21間に見られるそれぞれの食い違いが、各落差もほぼ一致していることや、他のボーリングデータにおける各地層の深度分布などを検討することにより、同一の撓曲によるものであると考えられる。従って、この撓曲は北西ー南東方向を示すものと推定され、六甲山地に発達している断層の一般的な方向とは性質が異なる構造であると考えられる。これらの撓曲構造はいずれもＭａ１２堆積後に生じていることより、上部洪積層の堆積末期において、地盤運動が活動していたことが明らかである。またＭａ１２と沖積粘土層（Ｍａ１３）に挟まれる洪積砂層（港島層）の層厚は、これらの地盤構造と密接に関係し、撓曲の西側では薄く、東側では厚く堆積している。 一般には、ポートアイランドでは薄く（15～30m）、六甲アイランドで厚く（30～45m）なっている。

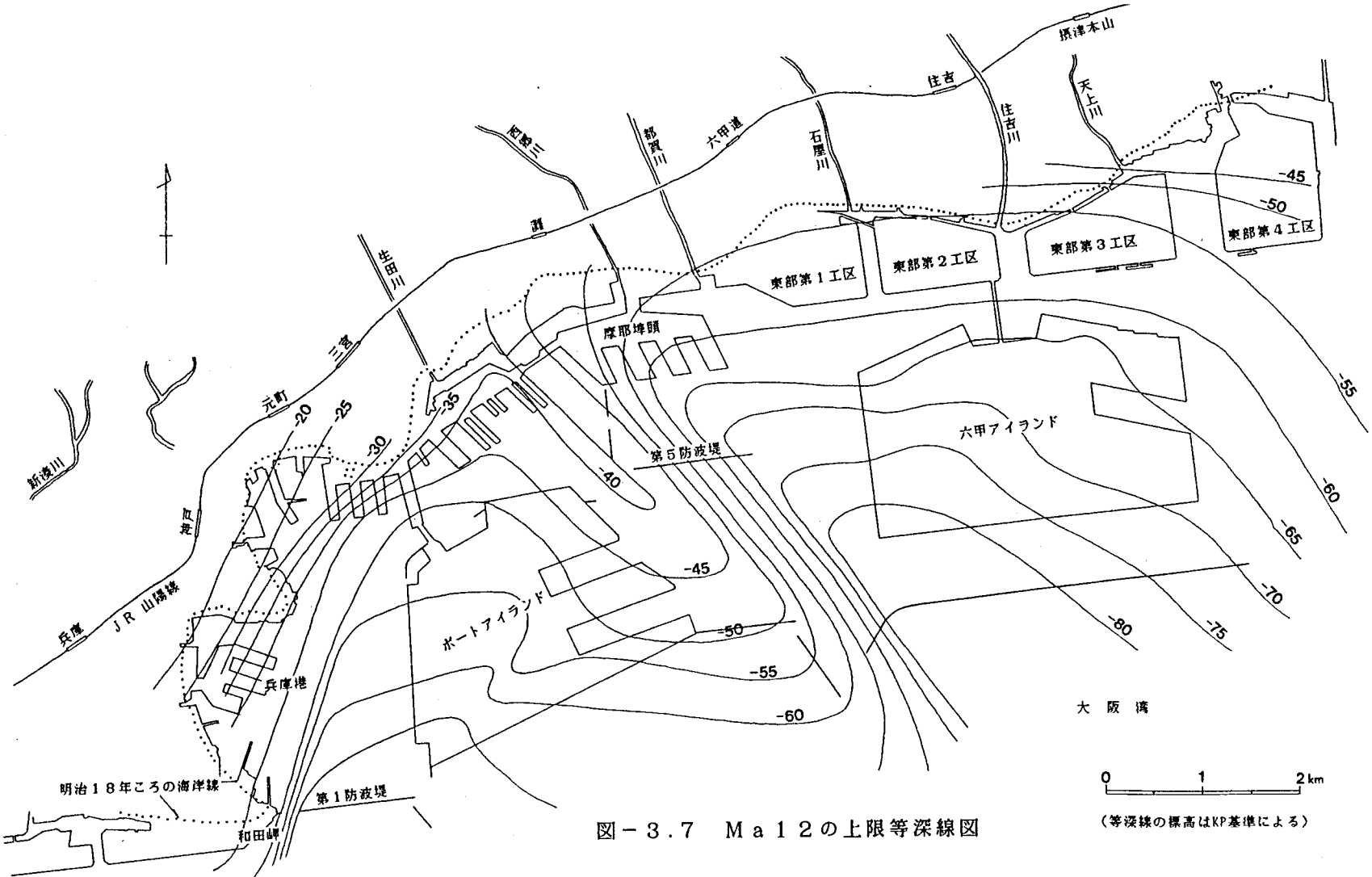
次に、地盤構造の水平方向の変化について検討するため、ボーリングデータをもとに、沖積粘土層（Ｍａ１３）の基底等深線図と、Ｍａ１２の上限等深線図を図－３．６、３．７に作成した。

図－３．６に示される地形は、 沖積粘土層の基底面を表しており、約20,000年前のウルム氷期最盛期以降の海進による海食地形や、河川による侵食地形も含まれている。そのため、海面低下期の地形そのものではないが、当時の地形の概形はおおよそ図に示されていると考えられる。図より、基底面の等深線は旧海岸線とほぼ平行しており、沖合いに向かって基底面の深度が増加する傾向を示すが、各所に小規模な谷状地形や平坦部などを示す地形が認められる。特に、ポートアイランドと六甲アイランドの間に見られる谷状地形は、 前に示した断面Ｂ－Ｂ’（ボーリング地点12-13）と、 断面Ｃ－Ｃ’（7-8）に見られた沖積粘土層の厚さの変化に対応するものである。また、沖積粘土層の層厚の変化している箇所は、前述した地層の撓曲部とも一致していることより、上部洪積層に生じている地盤変位は、沖積粘土の層厚にも影響を与えている可能性があると考えられる。

図－３．７はＭａ１２の上限等深線図であり、 おおむね上部洪積層の地盤構造を表したものといえる。図より、地質断面図に見られた地層の撓曲は和田岬付近と、ポートアイランドと六甲アイランドとの間に見られる等深線の密集として表れている。これらの撓曲構造の陸上部への延長方向について、以下に若干の検討を加える。



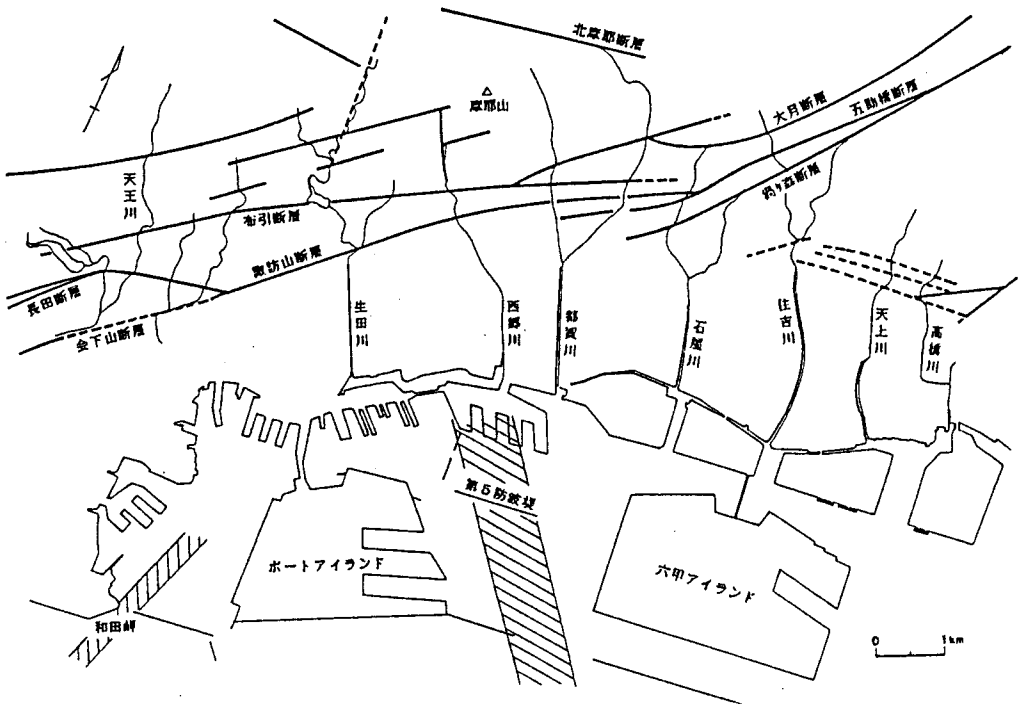
図－3.6　沖積粘土（Ma13）の基底等深線図



図－3.7　Ma12の上限等深線図

（等深線の標高はKP基準による）

六甲山地は前述したように、第四紀以降に活動した六甲変動の影響を受け、上昇地塊となったため、数多くの活断層が発達している。これらの活断層は、図－3.8に示されるように、東－西あるいは北東－南西方向の性質を持つものが多い。例えば、神戸市街地と山地部とを境する須磨断層、会下山断層、諏訪山断層などはいずれも北東－南西方向を示す代表的な断層である。従って、図－3.7に示した和田岬付近を通過している撓曲構造は、この方向の傾向とよく一致しているといえる。また、その活動方向は西側が上昇地盤となっており、その性質は陸上部においては、山地側が上昇地塊に相当することより、六甲山地に分布する一般的な断層の性質とも一致している。藤田ら[10]は、この撓曲の延長はその方向性より判断して、図－3.8に示している五助橋断層に連続する可能性があるとしている。しかし、その決定に際しては、現在ほとんど情報の得られていない市街地部分や、海洋部における地盤状況のより精密な調査解析が必要であろう。



図－3.8　六甲山地の断層系〔12),13)をもとに作成〕

次に、図－３.７に示したもう一方の撓曲構造である、 第５防波堤を通過する撓曲について以下に記述する。前述したように、この撓曲構造は北西－南東方向の性質を持ち、和田岬付近を通過する撓曲とは異なる方向性を持っている。すなわち、これは六甲山地に発達する活断層の示す一般的な方向とは異なっている。この方向を示す断層として確認されているものは、 図－３.１に示したように、高塚山断層や丸山断層などが代表的であり、そのほかにも数本の無名の断層が記載されている。この撓曲構造の陸上部への延長方向について、地質調査所発行の５万分の１地質図「神戸」[12]及び「大阪西北部」[13]をもとに検討すると以下のとおりである。

第５防波堤を通過する撓曲は、 図－３.７に示したように、N40° Wの方向性を持っている。 その方向性をもとに陸上部への延長を考えると、図－３.８に示した西郷川上流部の、摩耶山の南西方向にほぼ同じ方向性を示す小沢に無名の断層の存在が記載されている。 また、音波探査結果より[14]海洋部における撓曲構造は、 図－３.８の斜線で示したように、約１kmの撓曲帯を持つものと考えられるが、その幅を考慮してもこの撓曲の延長方向に、この小沢以外には明らかな谷状の地形は認められない。従って、陸上部の断層の落差や、運動方向などが詳しく把握されていないため断定はできないが、これらの状況より、この撓曲を形成した断層の陸上部への延長は、この小沢に存在する断層に連続する可能性があると思われる。

３．４　まとめ

本章では、神戸港域において実施されたボーリング調査結果をもとに、海面下100m付近までの海底地盤を構成する地層の層序や、地質構造などについて検討した。その結果、港域の海底地盤構成及び海底地盤構造が明らかとなった。得られた結論をまとめると以下のとおりである。

神戸港域のKP-100m以浅の海底地盤は、 上位より沖積粘土層（Ｍａ１３）～洪積砂層（港島層）～上部洪積粘土層（Ｍａ１２）より構成されている。沖積粘土層は、現在より約10,000年前以降の海水面の急激な上昇によって堆積した粘土層

であり、現在の海底面に連続するものである。洪積砂層は約18,000～20,000年前に最盛期を向かえたウルム氷期における海水面低下期の、主として陸水成よりなる堆積物であり、地表部の低位段丘堆積物に相当する地層である。上部洪積粘土層（Ｍａ１２）は洪積層最上位の海成粘土層であり、最終間氷期のリス／ウルム間氷期における、海水面上昇期の堆積物と考えられている。

神戸港域は六甲変動によって上昇地塊となった六甲山地を背後に控えている。そのため、海底地盤は単調な構造ではなく、港域の海底地盤には２本の撓曲構造が存在することが明らかとなった。一つは和田岬付近を通過する北東－南西方向の撓曲であり、他の一つはポートアイランドと六甲アイランドの間にある第５防波堤を通過する北西－南東方向の撓曲である。これらの撓曲構造と六甲山地に発達する断層系との関連性の詳細に関しては不明な点が多い。

六甲変動に起因する地殻変動の影響は、更新世末期の地層にも表れている。特に、上部洪積粘土層（Ｍａ１２）の深度分布を規制したり、洪積砂層（港島層）の層厚や、さらに沖積粘土層の層厚にも影響を与えているようである。

参考文献

1) 活断層研究会編(1980):日本の活断層－分布図と資料－,東京大学出版会,363p.

2) 竹村恵二(1985):六甲アイランドで採取された最終氷期堆積物の堆積相,地球,Vol.7,No.6,pp.308-311.

3) 町田洋・新井房夫(1976):広域に分布する火山灰－姶良Ｔｎ火山灰の発見とその意義－,科学,No.46,pp.339-347.

4) 古谷正和(1983)：神戸市沿岸部の上部洪積層,地質学会第９０年学術大会講演要旨,p.86.

5) 古谷正和・谷本喜一・田中泰雄・中村俊夫(1987)：神戸市沿岸部海底下の中・上部更新統,第四紀研究（投稿中）.

6) 佐藤裕司(1985):六甲アイランドにおけるボーリングコアの珪藻遺骸群集解析,地球,Vol.7,No.6,pp.319-323.

7) 中世古幸次郎ほか(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,pp.191-198.

8) 松本英二(1985):六甲アイランド地下試料の^{14}C年代測定,地球,Vol.7,No.6,pp.312-314.

9) 湊正雄・井尻正二(1976):日本列島 第3版,岩波書店,209p.

10) 藤田和夫・前田保夫(1984):須磨地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,101p.

11) 谷本喜一・田中泰雄・山田和彦・岡井崇彦(1983): 阪神地区海底地盤の土質工学的性質について,建設工学研究所報告,No.25,pp.101-115.

12) 藤田和夫・笠間太郎(1983):神戸地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,115p.

13) 藤田和夫・笠間太郎(1982):大阪西北部地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,112p.

14) 近畿地方建設局・阪神国道工事事務所(1980):大阪湾岸道路計画調査(神戸市須磨区～堺市出島西町)地質調査報告書,126p.

15) 谷本喜一・末広匡基・田中泰雄(1987):神戸港域の沖積粘土及び上部洪積粘土の分布と土質特性,建設工学研究所報告,No.29,pp.135-148.

第４章

洪積粘土（Ｍａ１２）の地質学的特性
－粘土の堆積環境－

第４章　洪積粘土（Ｍａ１２）の地質学的特性－粘土の堆積環境－

４．１　概　　説

粘土の構成粒子は、微細な粘土鉱物のような岩石の風化生成物を主体としている。しかしそれ以外に、粘土が堆積する場所に生息していた生物の遺骸や、周辺地域より運搬されてきた生物の遺骸なども含まれている。これらの遺骸は、ほかの微細な粒子とともに粘土中に埋没し、現在まで化石として保存されているものがある。特に、花粉や珪藻などのような微細な粒子は、その供給量が多く、粘土中に大量に埋没されるため、現在まで残存する可能性は大きい。

一般に、これらの生物は環境変化に対する適応性が低い場合が多く、生息する環境により生物群集の構成が異なっている。そのため、地層中に含まれている化石の群集を解析することにより、その地層の堆積当時の環境（古環境）を推定することができる。しかし、これらの化石は通常１㎜以下の微細なものが多く、肉眼では確認の困難な場合がほとんどである。そこで本研究では、試料の準備や機器の取り扱いが比較的簡便な、倍率400倍程度までの実体顕微鏡を用いて、これらの微細粒子や粘土の表面などを観察し、粘土の地質学的特性の一端を明らかにしようとした。

本章はＭａ１２に含まれる花粉化石、ナンノ化石、珪藻化石などの微化石に着目し、これら各化石の産出の特徴について検討するものである。その結果をもとに、Ｍａ１２の堆積環境を明らかにし、粘土の地質学的な一側面について検討する。さらに、これらの微化石分析とともに、粘土の基本的な特性を把握するため、粘土を構成する粘土鉱物の種類や、各粘土鉱物の含有比率などについても検討を加えた。

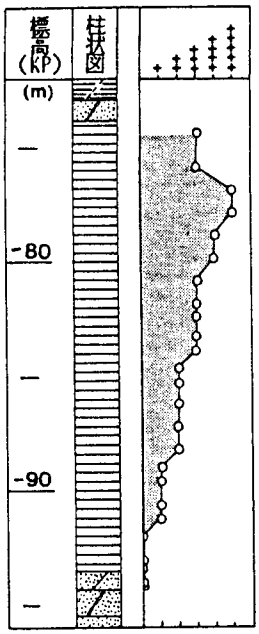
4．2　微化石分析

本節では、Ｍａ１２に含まれるナンノ化石、花粉化石、珪藻化石などの微化石を対象として検討を行った。 検討に用いた試料は、第３章の図－３．４に示した六甲アイランドのボーリングNo.25孔より採取されたＭａ１２の粘土試料である。土質柱状図は図－３．２に示したとおりである。 なお、ナンノ化石、花粉化石に関する分析は既存の資料[1)]によるものである。また、以上の微化石のほかに、粘土の表面に生物の生存していた痕跡を示す生痕化石が確認されたのでここに加えて記述する。以下に、各微化石の分析結果についてまとめる。

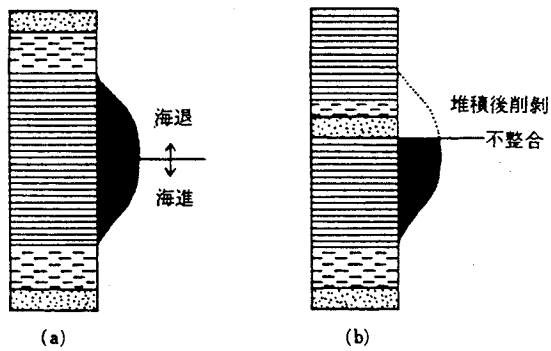
4．2．1　ナンノ化石分析

ナンノ化石は石灰質ナンノプランクトンと呼ばれる、微小な海棲の浮遊生物の殻が海底に堆積し、地層中に埋没したものである。これは海棲生物であることと、浮遊性であることより、海洋の表層部の古環境を表す示相化石として利用されている。また、各化石種の組み合わせにより、示準化石としても利用されている。ここでは特に、化石の有無及び産出頻度について検討している。分析方法の概要は以下のようである。微量の粘土試料を用いて検鏡プレパラートが作成され、倍率400倍にて顕微鏡観察された結果をもとに、 各視野中に見られるナンノ化石の産出頻度分布が次の６段階に区分して示されている。

＋＋＋＋＋	各視野に200個以上見られる
＋＋＋＋	各視野に50個以上見られる
＋＋＋	各視野に20～50個程度見られる
＋＋	各視野に5～20個程度見られる
＋	数視野中に1～5個程度見られる
－	数視野中に全く存在しない



図－４．１　ナンノ化石分析結果[1)]



(a) 正常な海水準変動
(b) 不整合によるナンノ化石の産出頻度曲線の削剝

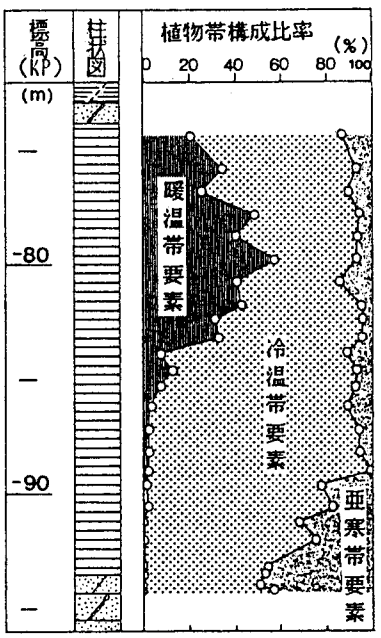
図－４．２　一般的なナンノ化石の産出頻度曲線[2)]

分析結果を図－４．１に示す。これより本粘土層では、ナンノ化石は下部より約２mには産出がなく、上部に従い緩やかに増加し、最上部直下付近で最大となり、最上部でやや減少する傾向を示している。この一連の変化は、海進により海水準の上昇が起こり、上部付近で海域が最も拡大し、その後に海退が始まる様子を示している。通常の海水準変動の場合は、海進の最盛期を迎えた後は、海進期と同様に、海退はゆるやかに起こるため、ナンノ化石の産出も図－４．２に示されるようになるのが一般的であるとされている。しかし、本粘土層におけるナンノ化石の産出頻度分布は、海退期に対応する減少部分がほとんど欠除し、産出頻度が最大となった直後で粘土層の上限となっている。このことは、山内ら[2)]が指摘しているように、一連の海進～海退の過程を経た後に、粘土層の堆積後、上位の砂層の堆積前か、あるいは堆積時に粘土層の上部が侵食されたことを示しているものと考えられる。前述したように、この現象は関西国際空港予定地の沿岸部のＮ２粘土層（＝Ｍａ１２）をはじめ、大阪湾岸部にしばしば確認される現象であり、Ｍａ１２に見られる地質学上の特徴の一つといえる。

4．2．2　花粉化石分析

花粉は植物より大量に放出されるため、堆積物には多数の花粉が埋没する。外皮膜は物理的作用や化学的作用に対しても抵抗力が強く、化石としても保存されやすい。花粉分析は、堆積物を薬品処理することによって化石を抽出し、その試料を顕微鏡観察することによって行われる。顕微鏡観察によって花粉化石の種類や数量を検定し、その結果をもとに、堆積当時の周辺の植生を把握し、当時の古気候が推定される。また、花粉化石は当時の気候と密接に関係していることや、広範囲にわたって分布することが特徴的である。そのため、各地層に含まれる花粉化石の構成は、その地層に固有である場合も多い。従って、これらの花粉構成の特徴をもとにして、距離の離れた地点間における各地層の対比にも用いられている。

前述の調査結果[1)]より、植物構成を暖温帯、冷温帯、亜寒帯の３要素に区分し、それぞれの含有比を百分率で示したものが図－４．３である。 これより本粘土層堆積当時の植生は、亜寒帯要素を含むやや寒冷な気候の植物群に始まり、中～上部にかけて暖温帯要素が増加し、最上部では暖温帯要素が減少するような変化を



図－４．３　花粉分析によるＭａ１２堆積時の古気候[1)]

示している。この一連の植生の変化は、寒冷期から気候の温暖化に伴って海水面が上昇し、その後再び気候が寒冷化し、海水面が下降する海進～海退への変遷を示していると考えられる。しかし、粘土層の最上部には、寒冷化の傾向は見られるが、最下部に見られるものと同じような亜寒帯要素を比較的多く含む堆積物が見られない。これは、前述したナンノ化石の産出頻度分布にも見られたように、粘土層堆積後の侵食作用により、海退末期の寒冷化した時期の堆積物が欠除しているためと考えられる。

4．2．3　珪藻化石分析

珪藻は単細胞藻類の一種であり、各種の水域に棲息する生物である。棲息数が多いため、死骸は堆積物中に大量に埋没するとともに、細胞膜が珪質物質であることより、化石として保存されやすい。その棲息範囲は海水～淡水までの広い範囲にわたっているため、古環境解析を行う上で示相化石としてよく利用されている。しかし珪藻化石分析は、花粉化石分析と同様に、化石種の詳細な鑑定には専門的知識が不可欠であり、複雑な解析手順が必要である。そこで本研究では、複雑な古環境解析を省略し、海成粘土の認定に主眼を置いた簡便法として、従来より行われている詳細な解析を簡略化し、以下のような方法で分析を実施した。

粘土の湿潤試料約50gを蒸留水に約一昼夜浸し、泥状化したものを標準ふるいを用いて流水でふるい分けた。用いたふるいは#100(開口149μm)、#200(開口74μm)、#400(開口37μm)メッシュである。これらのうち#100、#200メッシュのふるいは砂分や、貝殻片、有孔虫などのような大型の化石の除去のために用いた。観察は#400メッシュに残った74～37μの大きさの残留物を対象とした。

乾燥した残留物をスライドグラス上に耳かき一杯ほど移し、約100倍にした実体顕微鏡を用いて、1視野の全粒子数を500個程度にした視野を写真撮影し、その写真をもとに、試料に含まれる珪藻殻の個体数を定量した。

既存の調査結果[1)]によると、当地点のＭａ１２には以下に示すような海棲の珪藻化石種が卓越することが報告されている。

Coscinodiscus curvatulus

C. excentricus

C. lineatus

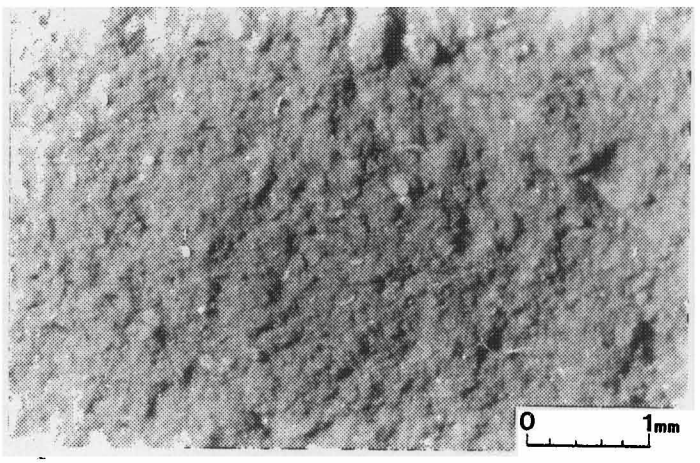
C. marginatus

C. oculus-iridis

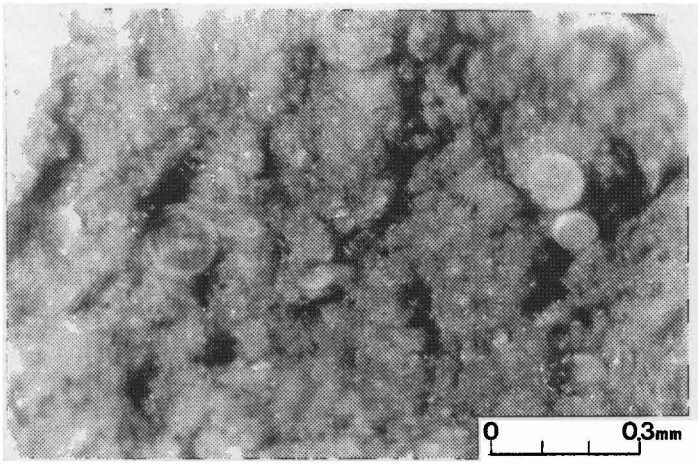
Melosira sulcata

Thalassiosira decipiens

一般に珪藻種の同定には、高倍率の顕微鏡による詳細な鑑定作業が必要である。しかし、これらの海棲の珪藻化石はいずれも中心目に属する種類であるため、その外形が円形である特徴を持つことより、比較的容易に判別することができる。中心目に属する珪藻化石の粘土に含まれる状態を示すと写真－４.１、４.２のようである。また中心目の珪藻は、その多くが海棲種であるとされている[3)]。これより、海成粘土の認定は上記した卓越種を含む中心目の珪藻に着目し、その含有個体数を全シルト粒子数に対する百分率で行った。なお、珪藻殻の含有率は同一標高の粘土試料において、３視野を写真撮影し、各視野における含有率の平均値を最終的な海棲の珪藻殻の含有率とした。

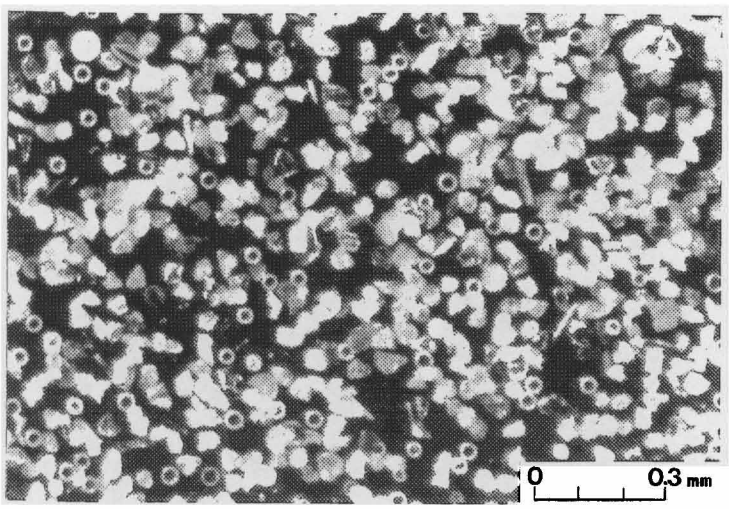


写真－４.１　珪藻化石写真(試料標高:KP-79.4m)

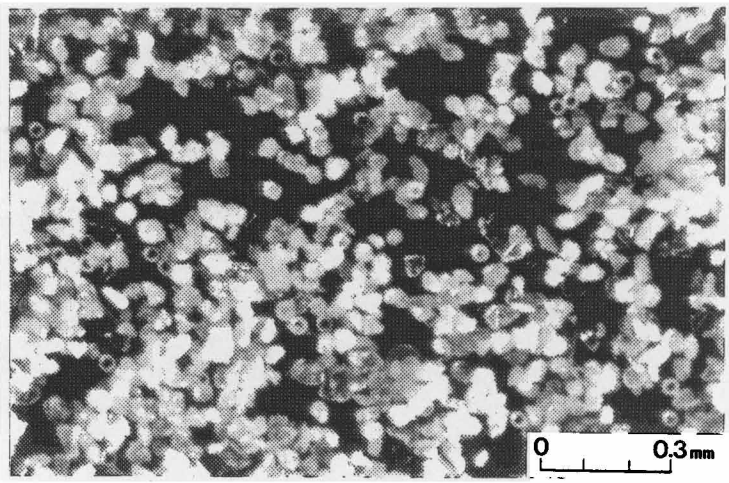


写真－４．２　珪藻化石写真(試料標高:KP-79.4m)

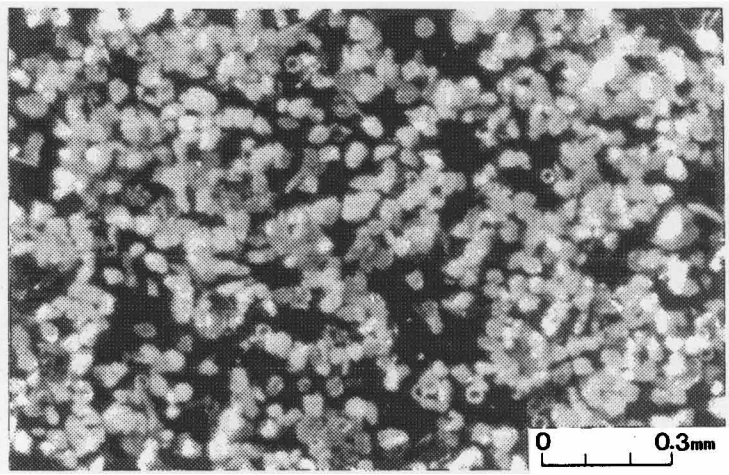
表－４．１は以上に記した方法により判定した、全シルト粒子数と珪藻化石数、及び珪藻化石の全粒子数に対する含有率をまとめたものである。また定量に用いた顕微鏡写真の代表的なものを写真－４．３～４．６に示す。



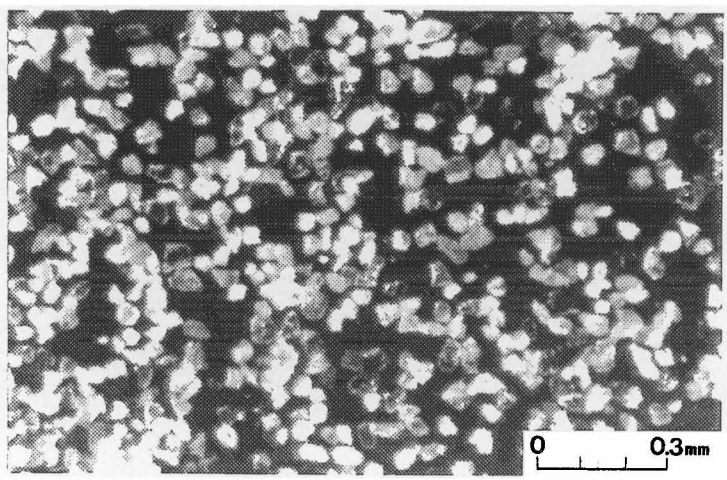
写真－４．３　珪藻化石分析写真(写真番号:P1-2)



写真－４．４　珪藻化石分析写真(写真番号:P5-2)



写真－４．５　珪藻化石分析写真(写真番号:P9-3)



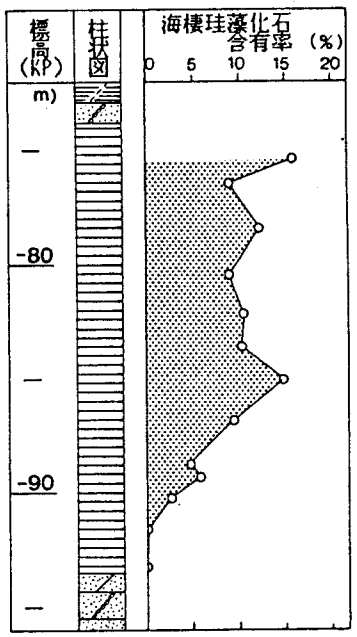
写真－４．６　珪藻化石分析写真(写真番号:P12-3)

表－4.1　　珪藻化石分析結果一覧表

写真番号	試料標高(KP)	全粒子数	珪藻化石数	各含有率	含有率(平均)
	(m)	(個)	(個)	(%)	(%)
P1-1	-75.4	592	116	19.6	
-2*1		544	77	14.2	
-3		579	73	12.6	15.5
P2-1	-76.4	511	40	7.8	
-2		585	59	10.1	
-3		581	50	8.6	8.9
P3-1	-78.4	496	63	12.8	
-2		531	57	10.7	
-3		506	69	13.6	12.3
P4-1	-80.4	603	56	9.3	
-2		628	60	9.6	
-3		579	46	7.9	9.0
P5-1	-82.1	493	38	7.7	
-2*2		509	39	7.7	
-3		332	65	19.6	10.6
P6-1	-83.6	578	60	10.4	
-2		603	53	8.8	
-3		575	67	11.7	10.3
P7-1	-85.0	477	67	14.0	
-2		456	62	13.6	
-3		471	78	16.6	14.7
P8-1	-86.9	613	81	13.2	
-2		574	42	7.3	
-3		542	42	7.7	9.5
P9-1	-88.7	599	35	5.8	
-2		539	15	2.8	
-3*3		522	28	5.4	4.7
P10-1	-89.3	438	21	4.8	
-2		469	19	4.1	
-3		415	37	8.9	5.8
P11-1	-90.2	527	14	2.7	
-2		487	15	3.1	
-3		567	14	2.5	2.7
P12-1	-91.6	440	0	0.0	
-2		456	0	0.0	
-3*4		439	2	0.5	0.1
P13-1	-93.3	534	0	0.0	
-2		441	0	0.0	
-3		518	0	0.0	0.0

*1　写真－4.3
*2　写真－4.4
*3　写真－4.5
*4　写真－4.6

以上の分析結果を、深度分布として示したものが図－４．４である。これより中心目珪藻種の産出頻度分布は、粘土層最下部にはほとんど含まれず、中央部付近にかけて増加し、以降は最上部までほぼ同じ含有率となっている。この傾向は前述したナンノ化石の産出頻度分布とよく一致していることより、海進による海域の広がりに対応していることを示しているといえる。従って、本研究で着目した中心目珪藻種は、ナンノ化石とともに海成粘土の認定及び海成粘土層内における海進の状況を表す一つの指標として取り扱えよう。



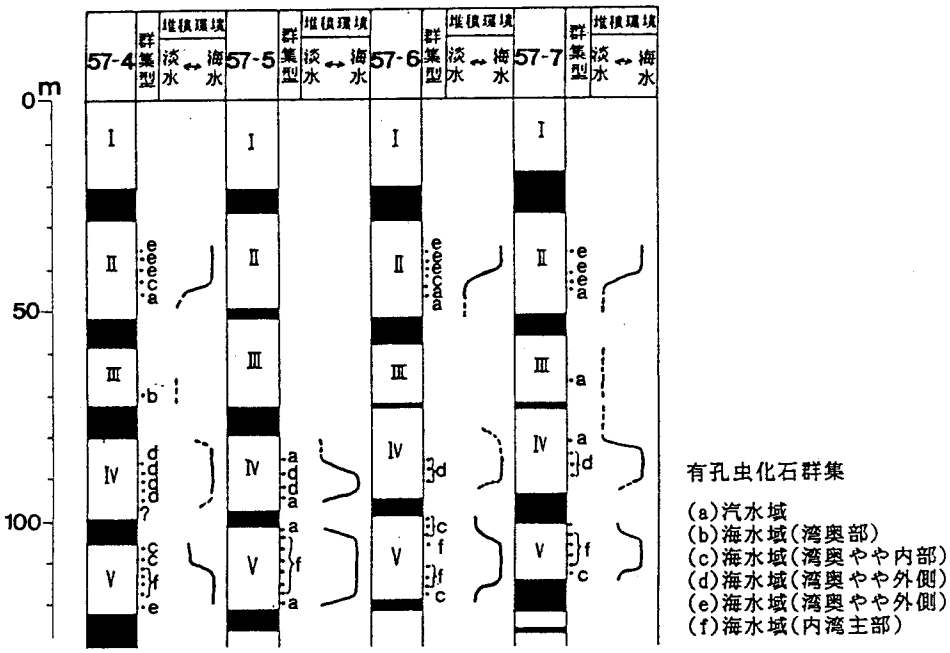
図－４．４　Ｍａ１２に含まれる海棲珪藻化石の深度分布

４．２．４　有孔虫化石

有孔虫は石灰質の殻を持つ単細胞生物であり、海域にのみ生息し、化石としても保存されやすい性質を持っている。そのため、地層に含まれる有孔虫化石群の生物群集解析は、その地層の堆積環境の推定によく利用されている。本研究では、有孔虫化石に関しては取り扱わなかったが、以下に既存の資料をもとに、神戸港

を含む大阪湾地域に分布するＭａ１２に含まれる有孔虫化石より推定される、粘土の堆積環境についてまとめる。

図－４．５は有孔虫化石の解析により得られた、泉州沖海底地盤の堆積環境を示したものである[4]。図中に示された地層のうち、（Ⅱ）の地層がＭａ１２に対応する地層である。



図－４．５　有孔虫化石に基づく泉州沖海底地盤の堆積環境[4]

これよりＭａ１２は汽水～内湾海水～汽水、あるいは汽水～内湾海水の変遷を経て形成された粘土であることが指摘されている。つまり、Ｍａ１２は上半部の大部分が、現在の大阪湾と同程度の塩分濃度の内湾域で堆積し、その層厚の下部1/3～1/2ほどが汽水域、ないしは陸水の流入の多い水域で堆積した粘土であると推定されている[5]。Ｍａ１２に見られるこの傾向は、神戸港域を含む大阪湾北部の沿岸地域（神戸港～尼崎～大阪港）においても、同様に認められている。このような堆積環境の変化の傾向は、前述したナンノ化石、花粉化石、珪藻化石などより得られた堆積環境の変化傾向と共通した特徴であり、大阪湾に分布するＭａ１２が形成したときの堆積環境を表しているものといえる。

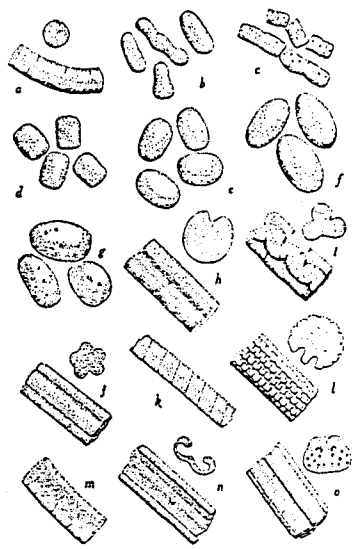
4．2．5　生痕化石

一般に、生物が死亡して地中に埋没する場合、生物が行動していた周辺にはその生物の遺骸のほかに、生活していた痕跡が残されるのが普通である。生痕化石はこのような生命現象の痕跡が地層中に残されたものである。生痕化石には動物による行動の痕、摂餌行動の痕、排せつ物の化石など、多くの種類がある。またこれらは、生痕を残した古生物の生活様式を直接示すものであり、生痕化石の研究は現生生物の生態との比較研究として進められている。

一方海底堆積物、特に泥質堆積物は底棲動物によって種々の変化を受け、堆積物の組成や構造が変えられることが報告されている[6]。底棲動物が少ない湖底堆積物や、河口堆積物などに層理がはっきりと残っているのに対し、底棲動物が多い内湾の堆積物に層理が残っていないのはこのためであると考えられている。また、これらの底棲動物は、しばしば棲管や泥塊を残すことが知られ、その大きさや形態をもとに、生息していた底棲動物種の推定の指標として利用されている。

本研究では神戸港域に分布するＭａ１２に、これらの生痕化石のうちの泥塊に相当するものが確認されたのでここに記載する。

一般に、底棲動物が作る塊状物はペレット（Pellet）と呼ばれ、これらには多

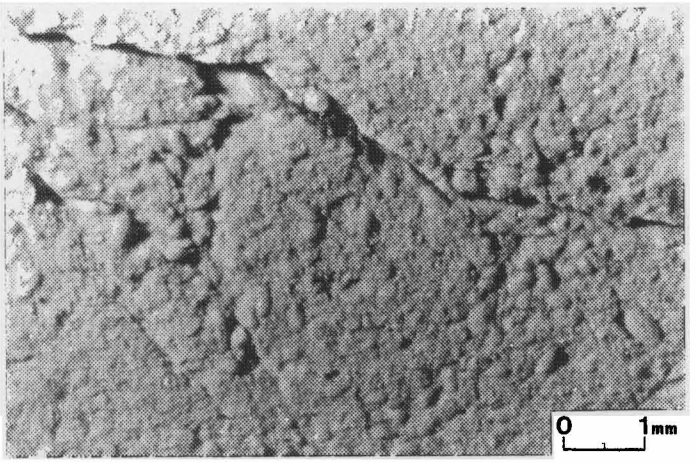


a. *Patella vulgata*, b. *Abra nitida*, c. *Holothuria nigra*, d. *Tellina donacina*, e. *Abra alba*, f. *Ovoid pellet*（グロビゲリナ軟泥中）, g. カリフォルニア石油頁岩中のPellet, h. *Leda minuta*, i. *Chlamys varia*, j. *Nucula tenuis*, k. *Mya truncata*, l. *Gibbla magus*, m. *Emarginula fissura*, n. *Mytilus edulis*, o. *Galathea saquamifera*

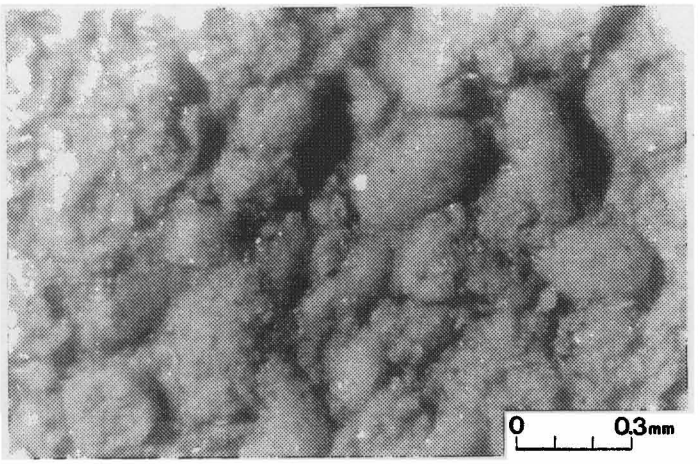
図－４．６　　ペレットの種類[6]

くの種類が報告され、図－４．６に示したペレットなどが知られている。 またペレットは30.7%の五酸化リン（P_2O_5)を含有していた例が知られていたり[6]、その形態の特徴より生物の排せつ物であると考えられている。 その組成は80～90%が粘土鉱物粒子、5～10%が未消化の有機物粒子であり、そのほかに少量の石英、砂、シルト粒子などより構成されている[7]。

大阪湾では泉州沖の海底地盤において、ペレットの発見が報告されている[8]。それによると、ペレットは泉州沖層群・空港島累層のＮ１～Ｎ８海成粘土層のすべてに含まれているようである。また、これらのペレットを排出した底棲動物としては、ミミズのようなぜん中類、ゴカイのような多毛類、巻貝、二枚貝などが考えられるが、その詳細な判定は非常に困難なようである。



写真－４．７　Ｍａ１２に含まれるペレット(試料標高:KP-85.0m)



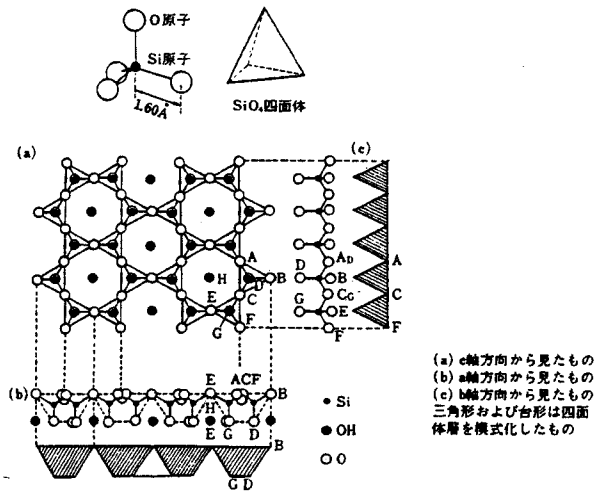
写真－４．８　Ｍａ１２に含まれるペレット(試料標高:KP-85.0m)

神戸港域のＭａ１２に見られるペレットは、写真－４.７、４.８に示すように、長径約１㎜以下の卵型の泥塊である。これは粘土試料の表面に、主として密集して認められる場合が多い。これらのペレットは、その形態的特徴より判断すると、泉州沖に見られるものとほぼ同じものと考えられることより、Ｍａ１２の堆積当時、両地点がよく似た堆積環境にあったものと推定される。なお、粘土試料は、中世古ら[8]が示したように、噴霧器によって粘土の表面をエッチングする手法により処理し、顕微鏡観察を行った。

また、ペレットは一般に、浅海域に多く見られるものとされてはいるが、海域の環境だけに限られて認められるわけではないようである。すなわち、島根・鳥取両県にまたがる中海・宍道湖のような汽水環境や、琵琶湖のような完全に淡水域の環境においても、ペレットの産出が確認されていることより[9,10]、堆積環境との詳細な関係は完全には明らかになっていないようである。

４．３　粘土鉱物分析

粘土鉱物は一般に、図－４.７に示されるようにSiO_4四面体を基本単位として、それらが網目状に組み合わさり、さらにその網目状となった格子が層状に積み重



図－４．７　SiO_4四面体と四面体層[11]

ねられたような構造（四面体層）を形成している。この層状の格子の間隔は、粘土鉱物の種類によって異なっているのが普通であり、その違いにより粘土鉱物を分類、識別することができる。また、粘土鉱物は粘土を構成する粒子のうち、最も基本的な構成要素の一つである。そのため、含まれる粘土鉱物の種類の違いは、粘土が示す工学的特性に大きく影響を与えていることが知られている。例えば、粘土鉱物の種類の違いが、 コンシステンシーに与える影響を示すと、表－４．２のようである。従って、粘土を構成する粘土鉱物の種類を明らかにすることは、粘土の工学的性質や、堆積環境を推定する上で基本的な研究項目の一つと考えられる。そこで本節では、Ｍａ１２を構成する粘土鉱物の種類を判定するとともに、それらの鉛直方向における粘土鉱物の含有率の変化について検討した。

表－４．２　粘土鉱物の種類とコンシステンシー[12)]

試料の種類	塑性限界(%)	液性限界(%)	備　考
ｶｵﾘﾅｲﾄ-Na	26	52	White(1949)
-Ca	36	73	〃
ｲﾗｲﾄ-Na	34	61	〃
-Ca	40	90	〃
ﾓﾝﾓﾘﾛﾅｲﾄ-Na	97	700	〃
-Ca	63	177	〃
ｱﾛﾌｪﾝ-自然状態	136	231	Birrell(1952)*
-風乾状態	78	85	〃
Na-ﾓﾝﾓﾘﾛﾅｲﾄ			
-水	—	950	Warkentin(1961)
-0.01N NaCl	—	870	〃
-1.0N NaCl	—	350	〃
Ca-ﾓﾝﾓﾘﾛﾅｲﾄ			
-水	—	360	〃
-1.0N $CaCl_2$	—	310	〃
ｶｵﾘﾅｲﾄ pH4			
-水	—	54	〃
-0.01N $CaCl_2$	—	46	〃
-1.0N $CaCl_2$	—	39	〃
Na-ｶｵﾘﾅｲﾄ pH10			
-水	—	36	〃
-0.01N NaCl	—	34	〃
-1.0N NaCl	—	40	〃

*:Grim(1954)より引用

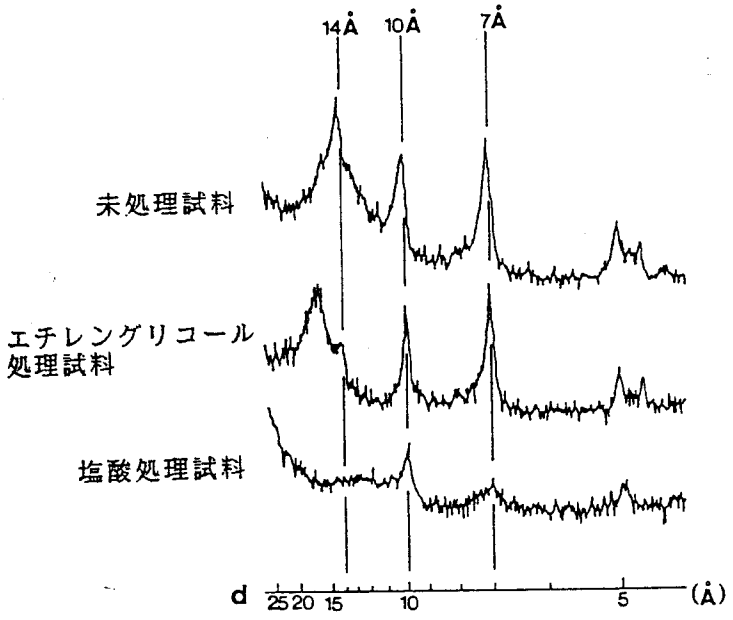
一般に粘土鉱物種の判定に際しては、Ｘ線解析法による場合が多い。前述したように、粘土鉱物は層状の構造を形成しているため、その層格子の間隔（d)がＸ線解析によって検出することができる。すなわち、Ｘ線を粘土試料に照射することにより、Ｘ線の回折現象を利用して、層格子の間隔の距離を判定することがで

きる。それにより、各粘土鉱物特有の格子の層間距離より判定して、試料に含まれる粘土鉱物の種類が決定される。以下に、本研究で実施したX線解析法の概略についてまとめる。

Ｍａ１２の各深度における試料をＸ線解析装置を用いて、粘土鉱物の組成を調べた。Ｘ線解析に用いた粘土試料は、原則として土質工学会により提案されている「土中の粘土鉱物判定のための試料調製法」[13]及び小林ら[14]が示したＸ線分析用試料作成法に基づき、２μ以下の粒子のみについて、定方位試料を作成した。また、Ｘ線解析用の試料は、粘土鉱物の判定を容易にするため、エチレングリコール処理や塩酸処理を施した。

Ｘ線解析装置は理学電気（株）製 Geigerflex を使用し、機器の使用条件は対陰極:Cu、フィルター:Ni、管球電圧:30kV、管球電流:10mA、スリット:1-1-0.2mmである。

代表的なＸ線回折図の一例を示すと図－４．８のようである。 同図より粘土鉱物の示す１次反射ピークは14Å、10Å、7Åの３箇所に見られるが、 薬品処理により、ピークが移動したり、強度が変化する場合がある。これらの特徴をもとに判断すると、各ピークの示す粘土鉱物は次のように考えられる。



図－４．８　Ｘ線回折図の一例(試料:X-3)

14Åピーク：　エチレングリコール処理により反射ピークのほとんどが17Åに移動することより、大部分がモンモリロナイトによる反射ピークと考えられる。しかし、わずかに移動しないピークも見られることより、少量の緑泥石が含まれていると考えられる。

10Åピーク：　エチレングリコールや塩酸処理後も、ピーク強度にほとんど変化がないことより、雲母（イライト）による反射ピークである。

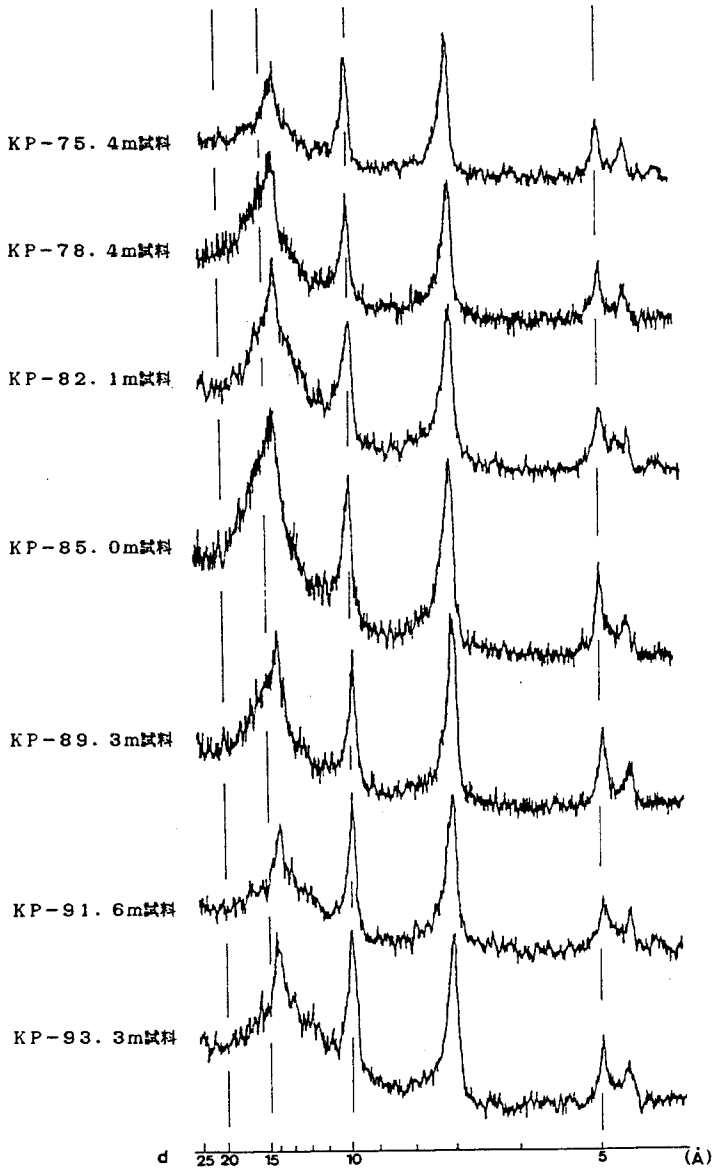
7Åピーク：　塩酸処理によりピーク強度が減少することより、カオリン鉱物と緑泥石との重複したピークと考えられる。

以上より、Ｍａ１２に含まれる粘土鉱物はモンモリロナイト、雲母、カオリン鉱物、緑泥石の４種類と考えられる。これらの粘土鉱物は、兵庫県明石・播磨地域[15]や大阪府千里山丘陵に分布する大阪層群の粘土に含まれる粘土鉱物種[16]と、その含有量に多少の違いはあっても、大差ないものと判断される。

一般に、粘土に含まれる粘土鉱物は岩石の風化生成物として生じるものが多い。そのため、粘土鉱物の構成は、粘土粒子を供給する後背地の地質状況に大きく依存されるのが普通である。先述したように、神戸港の後背地は主として花崗岩地帯であり、西南日本に一般に見られる地質岩体でもある。これより、ここで得られた結果は妥当なものといえる。

次に、粘土の堆積環境と粘土鉱物の構成との関係について検討する。ＯＤ－１のボーリングコアの粘土鉱物に関する研究より、粘土鉱物の構成は地質の層準によって異なることが報告されている[17]。そこで、Ｍａ１２の深度方向における各粘土鉱物種の量的変化について検討を行った。

ここでは若干の緑泥石が混入するが、モンモリロナイト、雲母、カオリン鉱物がそれぞれ14Å、10Å、7ÅにおけるＸ線回折ピークで示されると考えた。これにより、各回折ピークの面積を測定し、各ピークの強さを合計面積に対する百分率として示し、各粘土鉱物の含有比率を求めた。各深度におけるＸ線回折図を示すと図－４.９のようである。それらより得られた各粘土鉱物の含有比率を表－４.３にまとめて示す。

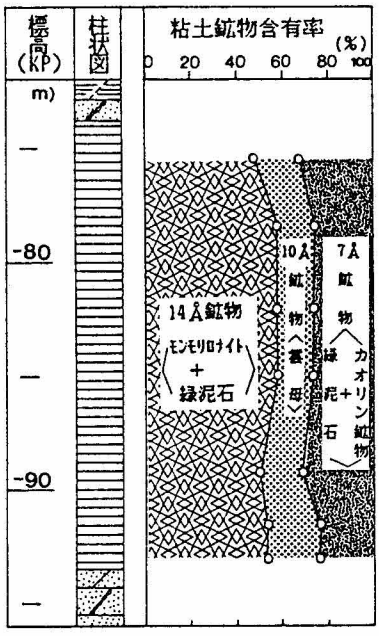


図－4.9　Ma12を構成する粘土のX線回折図

表－4.3　X線分析結果一覧表

試料番号	試料標高(KP)	各粘土鉱物の含有率（%）		
		モンモリロナイト	雲母	カオリン鉱物
X-1	-75.4m	46.8	19.8	33.3
X-2	-78.4m	57.3	16.3	26.4
X-3	-82.1m	57.3	18.9	23.8
X-4	-85.0m	57.0	15.6	27.3
X-5	-89.3m	49.7	18.9	31.4
X-6	-91.6m	52.4	23.3	24.3
X-7	-93.3m	53.8	22.5	23.7

以上の分析結果を、Ｍａ１２の深度分布として示したものが図－４．１０である。同図より、これらの各粘土鉱物間には、深度方向の量的変化はほとんどないと考えられる。これより、１枚の粘土層が堆積する間においては、古気候が変化するにもかかわらず粘土鉱物組成はほとんど変化していない。従ってこの結果を見る限り、粘土鉱物の構成と堆積環境の変化とは、ほとんど関係しないといえる。



図－４．１０　Ｍａ１２における粘土鉱物組成の深度分布

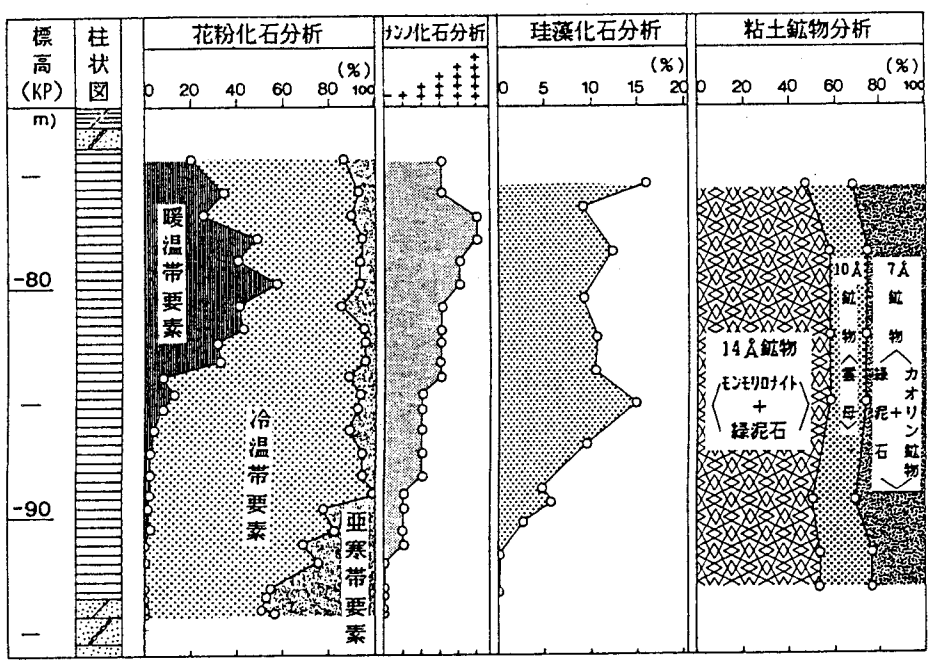
一方、丘陵地に露出する粘土層は海水域に堆積した海成粘土と、淡水域に堆積した淡水成粘土とでは含まれる粘土鉱物に差異が見られている。しかし、これらは地表部の露頭における試料の区別であるため、粘土試料は風化の影響を受けたものであるといえる。そのため、海水中に存在する硫黄分が地表水の影響によって硫酸を形成し、それが粘土鉱物に２次的な変質を与え、粘土鉱物組成を変化させることが指摘されている[18]。しかし、本研究で取り扱っている粘土試料はいずれもボーリングによって採取された試料であるため、風化の影響はほとんど受けてはいないといえる。これより、本節で得られた粘土鉱物組成は、堆積当時の状態をそのまま保存しているものと判断できる。

4．4　まとめ

本章では、Ｍａ１２が形成された当時の堆積環境を明らかにするため、種々の地質学的なアプローチを行った。得られた結論をまとめると以下のようである。

微化石分析及びＸ線分析より明らかとなった粘土の堆積環境に関する分析結果を総合して、深度分布としてまとめると、図－４．１１が得られる。 これより、ナンノ化石、花粉化石、珪藻化石などの微化石群集が示すＭａ１２の粘土層内における各特性の変化の傾向は、いずれもよい対応性を持っているといえる。従って、これら各微化石の群集解析より堆積環境を判断すると、Ｍａ１２の堆積過程は次のようにまとめられる。

粘土の下部から中部付近までは、花粉分析より冷温帯から暖温帯気候への推移が示されており、ナンノ化石と珪藻化石の分布も淡水域あるいは汽水域から海水域への移行が示されている。これは沖積粘土（Ｍａ１３）においてもよく知られているように、海進に伴う堆積過程をよく反映していると考えられる。粘土の中



図－４．１１　Ｍａ１２の堆積環境総括図

部から上部では、典型的な海域の特徴を示している。また、粘土の最上部は花粉分析によると暖温帯要素がやや減少し、気候が再び冷涼化する様子が見られ、海退期の兆候が表れているようである。しかし、粘土層の堆積初期に見られるような寒冷な植物構成とはなっていない。また、ナンノ化石や珪藻化石では海退期に対応する淡水域、あるいは汽水域に堆積した部分が認められない。これらの現象を総合すると、Ｍａ１２は堆積後に上部層が削り取られ、海退期の特徴を示すナンノ化石や珪藻化石を含む部分が欠除していると判断できる。この堆積環境の粘土層内における変化は、有孔虫化石の解析においても確認された。

一方、Ｘ線解析よりＭａ１２はモンモリロナイト、雲母、カオリン鉱物、緑泥石などの粘土鉱物を含むことが判明した。しかし、各粘土鉱物の含有率は粘土層内を通じてほとんど一定であることより、上記したような堆積環境の変化は、粘土鉱物の組成にはほとんど影響しないことが明らかになった。

参考文献

1) 神戸市開発局・川崎地質株式会社(1985):六甲アイランド土質調査等業務報告書,pp.89-147.

2) 山内守明・岡村真(1984): ナンノ化石総合調査,関西国際空港地盤地質調査,災害科学研究所報告,pp.13-17.

3) 藤田剛(1973): 南関東の第四紀化石５（沖積世の珪藻化石２），日本化石集,No.27-158.

4) 千地万造(1984):有孔虫化石詳細調査,関西国際空港地盤地質調査,災害科学研究所,pp.29-36.

5) 千地万造(1981):上町累層および相当層の化石有孔虫群集について,「難波宮祉の研究　第７」（論考篇）,大阪市文化財協会,pp.161-188.

6) 星野通平(1971):第３編　大陸棚,海洋科学基礎講座７　浅海地質学,東海大学出版会,pp.255-439.

7) Brenner,R.P., Nutalaya,P., Chilingarian,G.V. and Robertson,J.O.Jr. (1981): Engeneering Geology of Soft Clay, Soft Clay Engeneering, Elsevier Sci. Pub.,pp.159-238.

8) Nakaseko,K., Ohno,T. and Yamauchi,M.(1985):Coprogenic Sediments in the Submarine Strata of Osaka Bay,Japan, Sci.Rep., Col.Gen. Osaka Univ.,Vol.34,No.1,pp.85-119.

9) 中海・宍道湖自然史研究会(1982):中海・宍道湖の自然史研究－その１．予察的柱状採泥の結果について－,島根大学地質学研究報告,No.1,pp.29-46.

10) 嘉門雅史・蘇我健一・木山正明・井上啓司(1987): 大阪港海成粘土中のペレットとその土質工学的特性への影響,海底地盤に関するシンポジウム論文集,土質工学会関西支部,pp.127-132.

11) 八木健三監修(1976):鉱物－新地学教育講座３－,東海大学出版会,174p.

12) Yong,R.N. and Warkentin,B.P.(1975):Soil Properties and Behaviour, Elsevier Sci. Pub. Co.,449p.

13) 土質工学会編(1979):土質試験法,第４編　土の化学的性質の試験,土質工学会,pp.4-4-1～4-8-5.

14) 小林和夫・生沼郁(1962): 海底堆積物中の粘土鉱物の研究,海洋地質,Vol.1,No.1,pp.13-23.

15) 小村良二・宇野泰章・武司秀夫(1977):兵庫県明石・播磨地域の大阪層群の粘土鉱物,粘土科学,Vol.17,No.3,pp.88-97.

16) 小村良二(1974):千里山丘陵北方の大阪層群の粘土鉱物組成について,地質調査所月報,Vol.25,No.10,pp.37-44.

17) 岡本正(1970):大阪市におけるボーリングＯＤ－１コアの粘土鉱物組成について,神戸大学教育学部研究集録,No.42,pp.97-105.

18) 市原実・市原優子(1971):大阪層群の海成粘土と淡水成粘土について,竹原平一教授記念論文集,pp.173-181.

19) 谷本喜一・末広匡基・田中泰雄(1987):六甲アイランド洪積粘土（Ｍａ１２層）の地質および土質工学的特性,応用地質,Vol.28,No.2,pp.20-27.

第５章

洪積粘土（Ｍａ１２）の土質工学的特性

第５章　洪積粘土（Ｍａ１２）の土質工学的特性

５．１　概　　説

近年、大阪湾臨海域の埋立造成において、比較的深部に位置する上部洪積粘土の沈下がしばしば問題となっている。しかし、その土質工学的性質については十分に解明されておらず、また基本的な土質工学的特性についても究明すべき点があるようである。例えば、神戸港域にみられる沖積粘土層は、液性限界がポートアイランドと六甲アイランドとでは異なることが報告され[1)]、その傾向は上部洪積粘土層（Ｍａ１２）にもほぼ同じように見られるようであるが、その原因については明らかでないようである。

上部洪積粘土は一般に、 OCR=1.3程度の軽い過圧密の状態であることが判明している。その原因は先述したように、赤井ら[2)]によれば年代効果による擬似過圧密が主であるとされているが、小野寺[3)]のように海退に伴う地下水位の低下が主な原因であるとする報告もある。しかしいずれの場合も、圧密試験から得られる圧密降伏応力のばらつきの問題や、寒冷期における海面水位の仮定が必要な点など、明確な結論を出すためにはまだ研究の余地が残されているようである。また洪積粘土は硬質であるが、正規圧密領域での圧縮性は軟弱な沖積粘土よりも大きい場合が多く、その要因が土性の違いによるのか、年代効果などによるものかどうかなど、土質力学上の疑問点も多い。従って、洪積粘土の土質工学的性質と、その影響因子との相関について究明すべき点が多いと考えられる。

本章では、洪積層の最上部に位置する上部洪積粘土層（Ｍａ１２）の基本的な土質工学的特性について、種々の面から検討を加えた。物理特性に関しては、神戸港域の六甲アイランド地区とポートアイランド地区について、それら両地区の物理特性を明らかにするとともに、両地区間における特性の違いの要因について、港域における海岸地形や河川流路などの変遷をもとに検討した。またそのほかに、西宮市鳴尾浜地区のデータを加え、大阪湾北部地区における物理特性の変化の傾

向について若干の検討を加えた。力学特性に関しては、六甲アイランドにおいて採取されたＭａ１２を用いて、各種の室内試験を実施した。例えば、従来の標準圧密試験に替えて排水三軸圧縮試験を実施し、連続的な応力～ひずみ関係から得られる圧縮特性や、圧密降伏応力などについて検討した。またそのほかにも、洪積粘土の乱さない状態とスラリーから再圧密した状態での力学特性を比較し、工学的性質に及ぼす堆積過程の影響を検討し、Ｍａ１２の過圧密特性について考察した。さらに、Ｍａ１２の圧密速度に及ぼす背圧（バックプレッシャー）の影響や、２次圧密速度などについても検討を加えた。

５．２　物理特性

土質特性は基本的な性質を表す物理特性と、変形や強度などの力学特性とに大別できる。一般に、地盤上に構造物を建設する場合、主として力学特性が重要な指標となる。しかし、比較的簡単な試験により得られる物理特性から、各種の力学特性が推定できる場合も多い。そのため、これらの諸特性の相関性に関して多くの研究が行われている[4)]。

本節は、神戸港域に分布するＭａ１２の粒度組成やコンシステンシーなどの物理特性に着目し、その水平及び鉛直方向の変化を明らかにするものである。

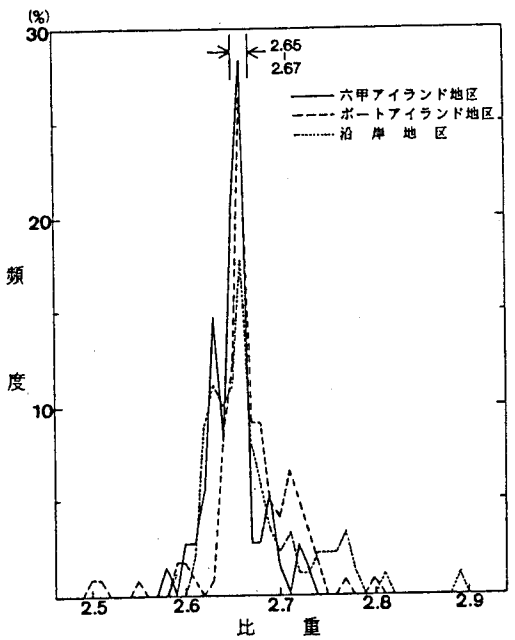
５．２．１　神戸港における地域的変化

本項では、神戸港に分布するＭａ１２の土質工学的特性のうち、物理特性について検討するが、特に港域における地域的な変化に主眼を置いている。また比較のために、同一地域における沖積粘土層の特性との対比も併せて行った。

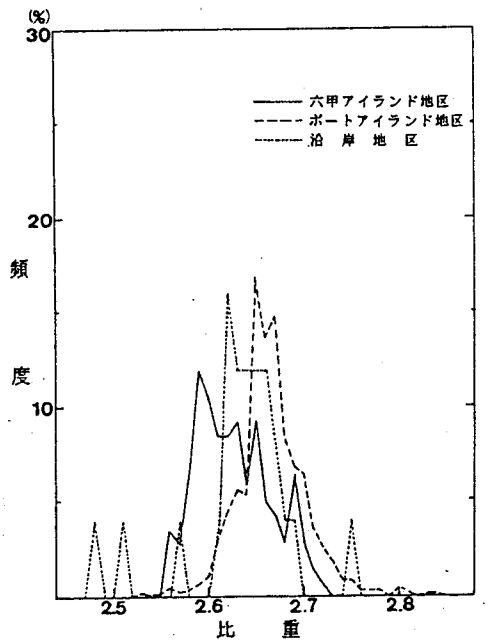
最初に、Ｍａ１２の水平的（地域的）な特性の変化について以下に述べる。ここでは神戸港域を便宜上ポートアイランド地区、六甲アイランド地区、沿岸地区の３地区に区分した。ポートアイランド地区は海洋部における第５防波堤以西とし、それより東部を六甲アイランド地区、さらに阪神高速道路路線付近を沿岸地

区とした。なお、検討の対象とした地域の西端は和田岬付近、東端は神戸・芦屋市境付近とした。

図－５．１はＭａ１２を構成する土粒子の比重の頻度分布を示したものである。図より、 比重は地域の違いに関係なく、ほぼ一定した傾向を示し、2.65-2.67に集中しているようである。これは神戸港域は全域にわたって、背後に花崗岩類より成る六甲山地を控え、土粒子の供給源が同一の地質状況にあるためと考えられる。 また、図－５．２に示した沖積粘土に見られる傾向も、多少のばらつきがあるが、ほぼ同様である。従って、神戸港域では更新世から完新世にかけて、供給土砂の種類にほとんど変化がなかったことが推定される。

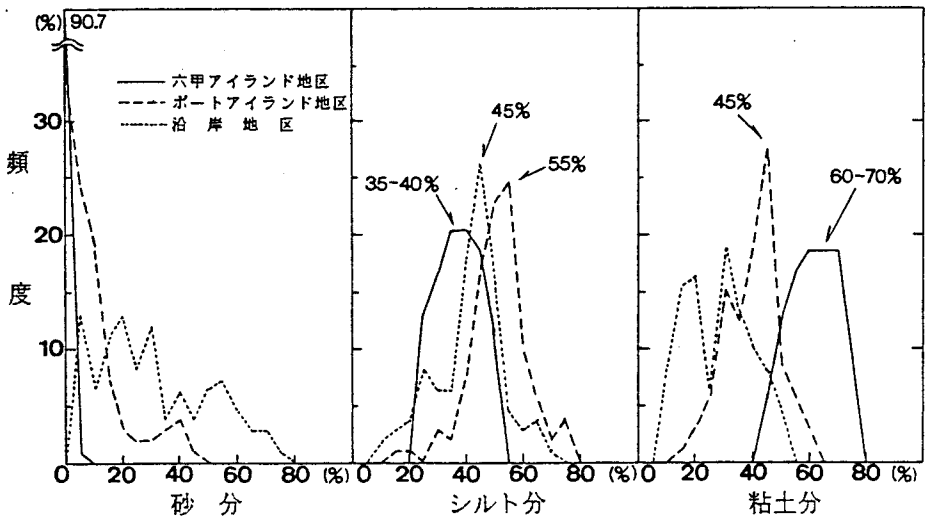


図－５．１ 土粒子比重の頻度分布
（Ｍａ１２）

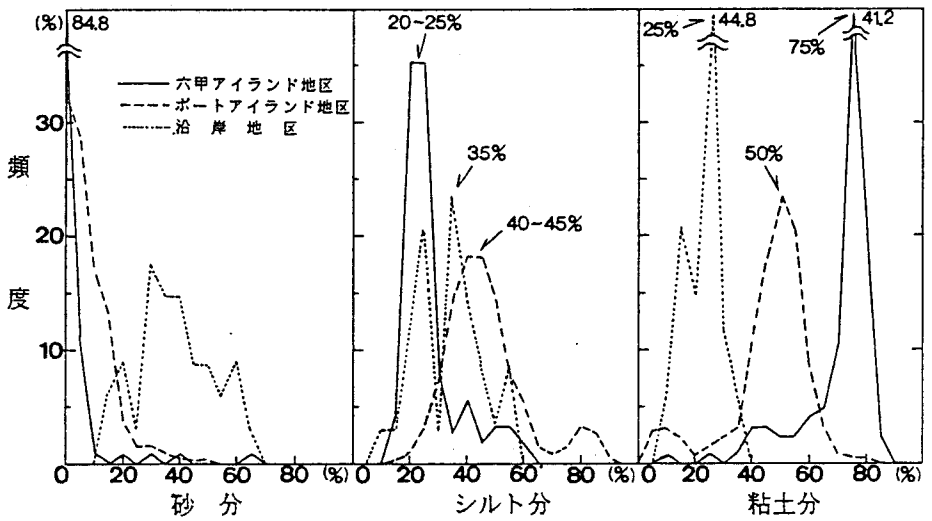


図－５．２ 土粒子比重の頻度分布
（沖積粘土）

次に、Ｍａ１２の粒度組成について検討する。 図－５．３は各地区における砂分、シルト分、粘土分の含有率を頻度分布で表したものである。礫分は全地区を通じて、ほとんど認められていないので省略した。これより、海洋部において砂分はポートアイランド地区では0～15%、六甲アイランド地区ではほとんど含まれてなく、沿岸地区では急増する。 これらの傾向は図－５．４に示す沖積粘土においても同様である。粘土の粒度組成は、堆積場所における地形条件によって支配



図－５．３　粒度組成の頻度分布（Ｍａ１２）



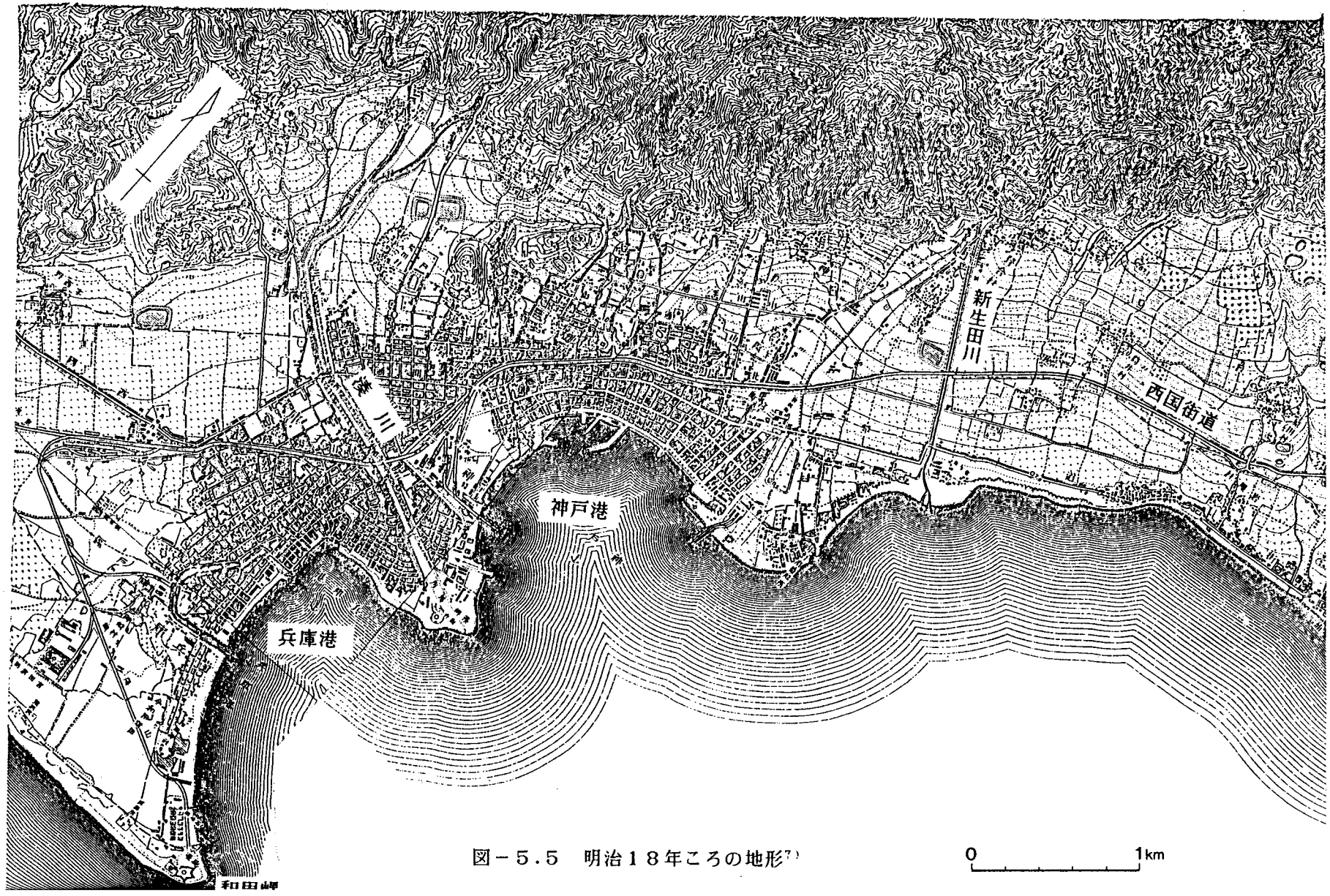
図－５．４　粒度組成の頻度分布（沖積粘土）

される場合が多いため、山地部に近い沿岸地区で砂分が多く含まれることになる。また、海岸線よりほぼ等距離にあるポートアイランドと六甲アイランドとで粒度組成が異なる原因としては、沿岸潮流や流入河川の発達状況などによる影響が考えられる。その要因を明らかにするため、ここでは歴史的な資料[5、6]をもとに河川流路の変遷について以下にまとめ、粒度組成との関係について検討する。

神戸港は天然の良港といわれ、その理由の一つに港の中に大河川が流入していないので、土砂による埋没が少ないことが挙げられる。しかし、古代より現在の地形がそのまま続いてきているわけではなく、自然の流路変化や、人工的な河川改修の結果、神戸港は良港として維持されてきたものである。特に、神戸港の西部地域へ土砂を供給する河川の、湊川や生田川は複雑な経歴を持ち、現在の神戸港付近の沿岸地形の形成に深く関与している。

湊川の名前が記録に見られるのは、８世紀のことであり、このころは和田岬がまだ発達せず、湊川は会下山の東側を通って苅藻川の河口付近に注ぎ、和田岬の原形となる砂州を発達させていたと考えられている。奈良時代の末ごろになると、土砂の堆積が激しくなり、やや北部へ河口を変えていったと記されている（古湊川[6]）。13世紀初頭（源平時代）の海岸線は、まだ比較的単調な海岸線であったらしく、古湊川は兵庫の津付近（現在の兵庫港－和田岬間）の海に流入していた。その後古湊川は、人工的に改修されたという説もあるが、現在の川崎重工業敷地付近の川崎の浜に注ぐようになった（旧湊川[6]）。その結果、海岸線に変化が起こり和田岬の砂嘴や、旧湊川の三角州の発達を促したようである。 図－５.５はその当時の地形に近い、明治18年ごろの神戸港付近の地形を示したものである[7]。図のように、湊川は前述した旧湊川の位置を流下している。現在の会下山トンネルを経て、苅藻川に合流している新湊川は、明治39年に行われた付替工事によって形成されたものである。

一方生田川は、もともと現在の位置よりも約１km西部において海に流入していた河川である。生田川の流域面積はそれほど大きくはないが、山地部から河口までの距離が短い。そのため、激しい降雨により大量の土砂を流出し、港を埋めてしまうことにより明治４年に現在の流路に付け替えられた。従って、 図－５.５においては、生田川は既に河川改修が完了し、現在とほぼ同じ流路になっていることがわかる。



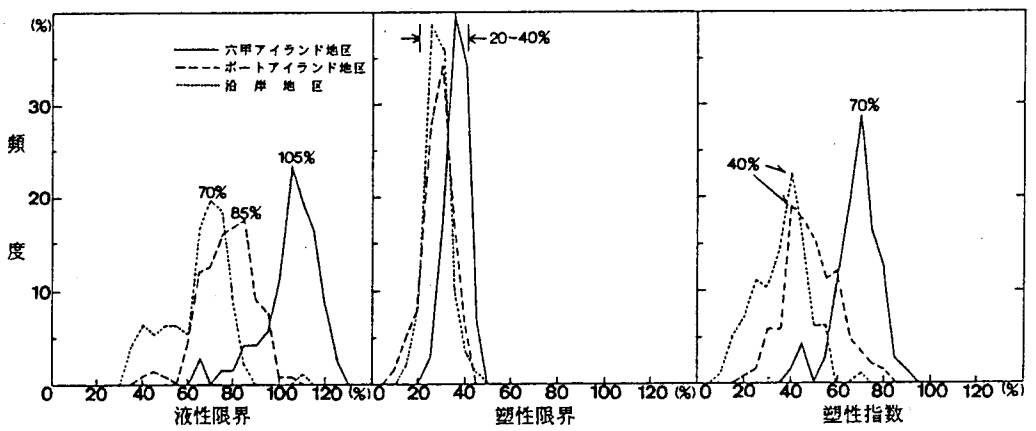
図－5.5　明治18年ころの地形[7]

このようにポートアイランドがある神戸港西部には、旧湊川や旧生田川などによって、和田岬や他の三角州が形成されるほどの大量の土砂が供給されてきたものと考えられる。従って、ポートアイランド地区に分布する沖積粘土やＭａ１２に砂分が多く混入する現象は、このような歴史的な背景により裏付けできるであろう。なお沿岸地区において、砂分が他の地区に比べて多く混入されているのは、この地区が背後の山地部との距離が短いため、粘土に粗粒分が混入したものと考えられる。

一方、図－５.３に示したように、Ｍａ１２のシルト分の頻度分布の最大はポートアイランド地区で55%、六甲アイランド地区で35～40%、沿岸部で45%であり、港域の東部において減少する傾向にある。また粘土分は、シルト分とは逆の傾向を示し、港域の東部ほど多くポートアイランド地区で45%、六甲アイランド地区で60～70%に最大値が見られ、沿岸地区ではばらつきの大きい結果となっている。

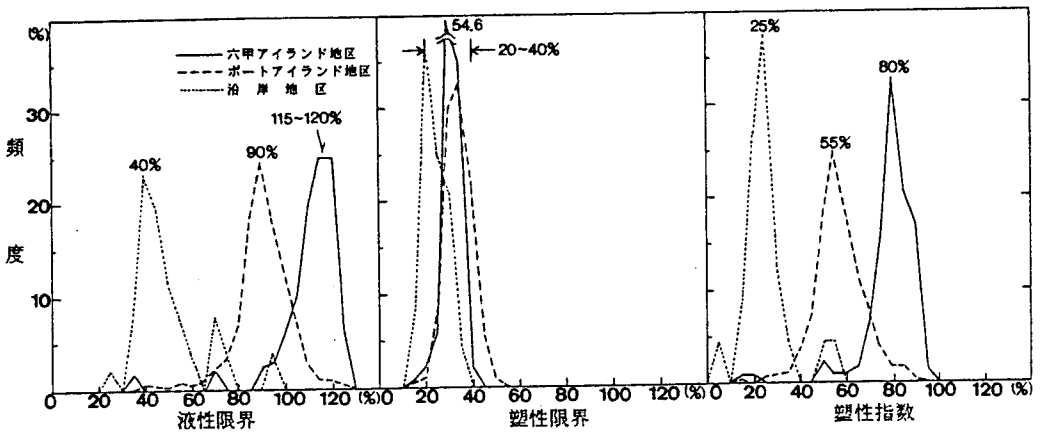
以上より、神戸港域では西部ほど粗粒分の供給が多かったことが明らかである。また、Ｍａ１２と沖積粘土の粒度組成は、各数値に多少の違いはあるが、港域内ではほぼ同一の傾向を示していると判断できる。

図－５.６は、Ｍａ１２のコンシステンシーの頻度分布を示したものである。液性限界は六甲アイランド地区が最も高く105%に最大値があり、以下ポートアイランド地区(85%)、沿岸地区(70%)の順に低くなる。これらの傾向は図－５.３に



図－５.６　コンシステンシーの頻度分布（Ｍａ１２）

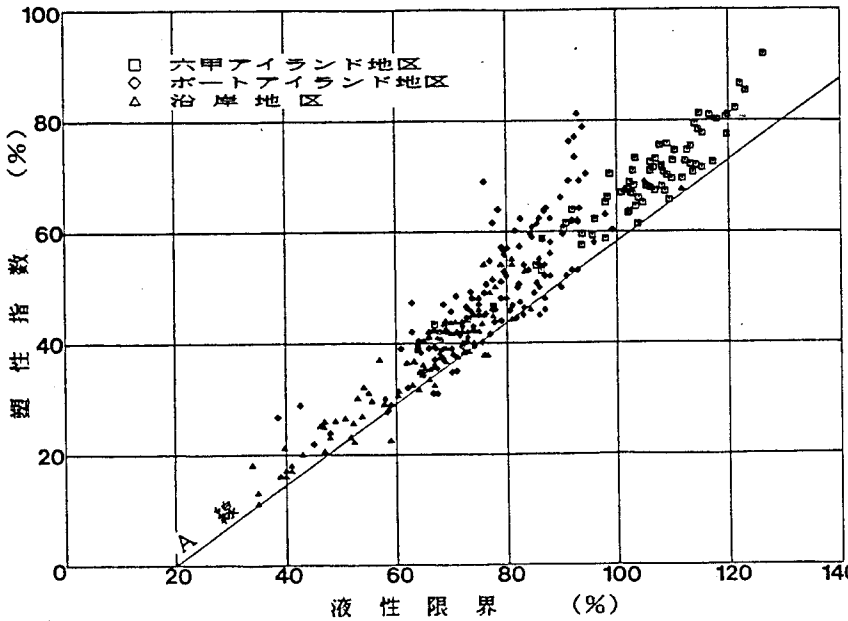
示した砂分の含有率とよく対応している。 図－５．７に示すように、沖積粘土のコンシステンシーもＭａ１２と同様の傾向を示しており、粒度組成と相関関係にあるようである。また、塑性限界は本来変化の少ない特性でありＭａ１２、沖積粘土ともに20～40%に集中している。



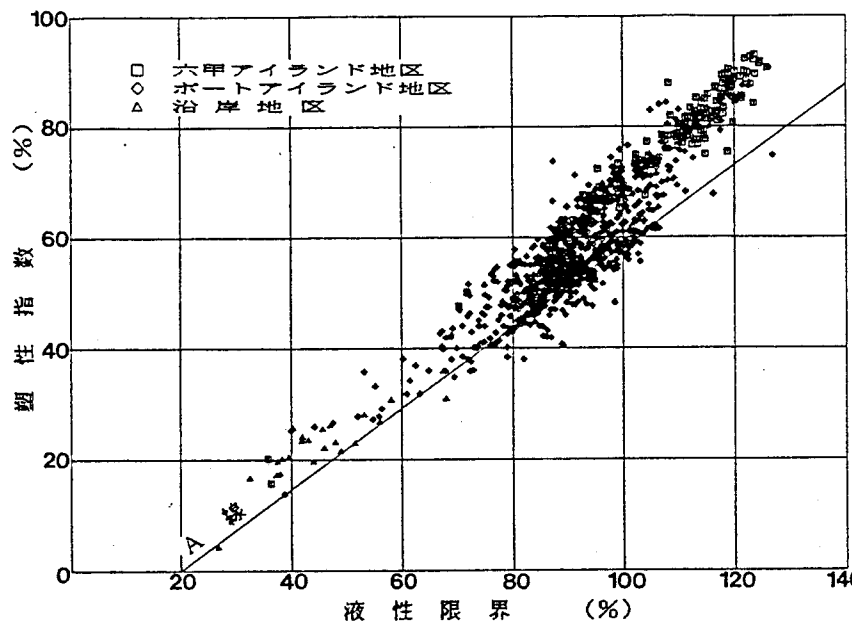
図－５．７　コンシステンシーの頻度分布（沖積粘土）

図－５．８、５．９は、Ｍａ１２及び沖積粘土の塑性図を示したものである。いずれのデータもＡ線の上方に位置し、ＣＨに分類される高塑性の粘土であり、両者間にはほとんど差異は認められない。

以上のように、神戸港域におけるＭａ１２と沖積粘土の物理特性について検討した結果、各特性は港域内において有意な変化を示すことが明らかとなった。また、沖積粘土においても同様の変化傾向を示し、互いの特性値にも大きな変化は認められない。これより、Ｍａ１２と沖積粘土は堆積年代は異なるものの、これらの粘土の物理特性は、多くの共通した特徴を持っているといえる。



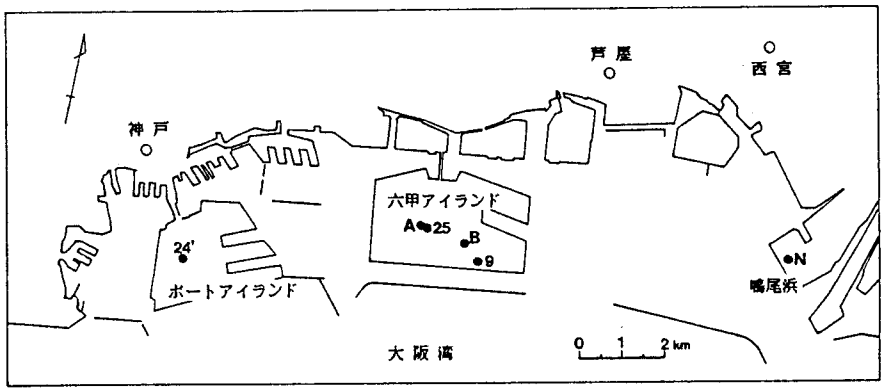
図－５．８　　塑性図（Ｍａ１２）



図－５．９　　塑性図（沖積粘土）

5．2．2　西宮市鳴尾浜地区との比較

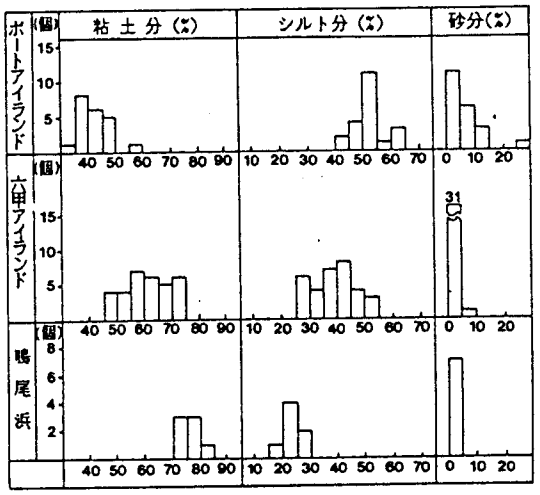
本項では、以上で取り扱った神戸港域のボーリングデータより、代表的なものを選出し、それらと大阪湾北東部の西宮市鳴尾浜地区におけるＭａ１２の物理特性との比較を行い、その地域的な差異や共通性について検討を加える。検討の対象とした鳴尾浜と神戸港（ポートアイランド、六甲アイランド）、及び選出したボーリング孔の位置を示すと図－５．１０のようである。 なお、図中のボーリングの番号は、第３章の図－３．４に示したボーリングの番号と共通である。



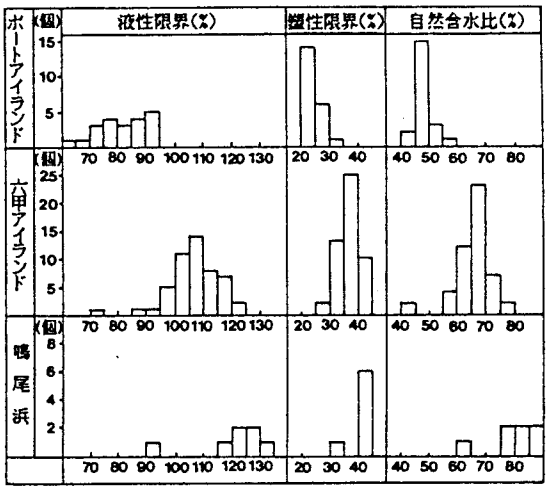
図－５．１０　調査位置図

それぞれの３地区におけるＭａ１２の粒度組成（粘土分、シルト分、砂分）とコンシステンシー（液性限界、塑性限界）、及び自然含水比の頻度分布を示したものが図－５．１１、５．１２である。なお、神戸港域と同様にすべての地点において礫分は認められなかった。

図－５．１１より、粒度組成に地域差が生じていることが明らかである。 すなわち、粘土分は調査域の西端にあるポートアイランドが最も少なく、東端に位置する鳴尾浜が最も多くなっている。シルト分は調査地域の東から西へと徐々に増加しており、粘土分と逆の傾向を示している。また、砂分はポートアイランドにおいて２～１０％程度が混入している現象は前述したとおりであるが、六甲アイランドと鳴尾浜とは、ほぼ共通した0～1%の含有率である。



図－５．１１　粒度組成の頻度分布

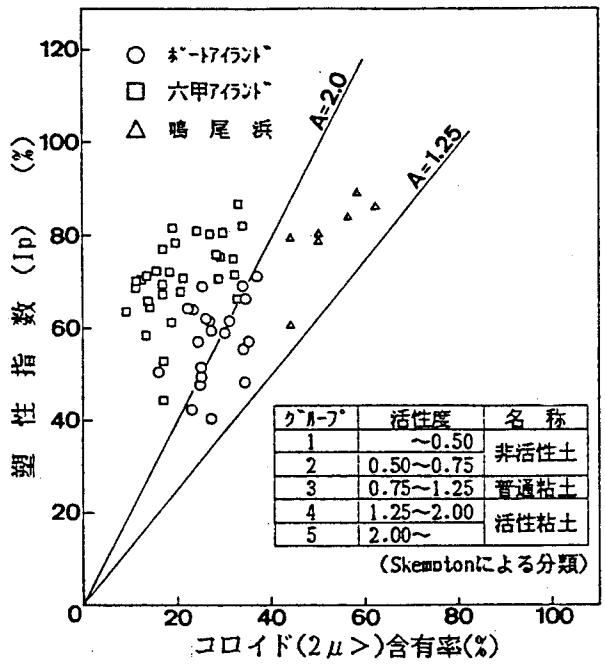


図－５．１２　コンシステンシーの頻度分布

粒度組成の違いは、コンシステンシーにもよく反映されている。図－５．１２に示されるように、粘土分の含有量が多いほどコンシステンシーが増加する傾向が見られる。これらの変化は、前述した神戸港内において見られた傾向と同様のものである。

以上より、神戸港から西宮市鳴尾浜にかけての大阪湾北部の沿岸部においては、Ｍａ１２は東部の地域ほど粘土分の含有率が高く、逆にシルト分が少ない傾向を示している。また、液性限界もその変化に対応して、東部の地域ほど高くなっている。これらの傾向は、同じ地域の大阪湾沿岸部に分布する沖積粘土と、ほぼ同様である[8]。このように、Ｍａ１２と沖積粘土の物理特性の共通性は、神戸港内だけでなく、西宮付近までの大阪湾北部の沿岸地域についても見られるようである。

次に粘土の活性度について検討する。各地区におけるＭａ１２のコロイド含有率（２μm以下の粘土含有量の重量百分率）と塑性指数(Ip)との関係、すなわち活性度Ａ（A=Ip/コロイド含有率）を示すと図－５．１３のようである。これより、



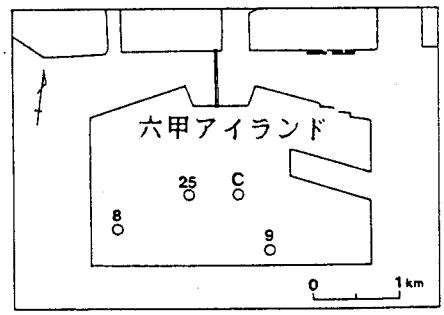
図－５．１３　塑性指数とコロイド含有率の関係

いずれの粘土もＡ＞1.25の活性粘土に属すると判断できるが、各地区で活性度の値が異なる。 すなわち、鳴尾浜の粘土はＡ=1.25～2.00であり、Skempton[9]の分類によるとグループ４となり、ポートアイランドではＡ=2.0前後でありグループ４と５の間、さらに、六甲アイランドではＡ=2.0以上のグループ５に分類されることになる。Skemptonによると、活性度は粘土鉱物と堆積の地質学的条件に関係が深く、グループ５にはモンモリロナイト系の粘土だけが対応するとされている。第４章で明らかになったように、神戸港域のＭａ１２に含まれる粘土鉱物は、その約50%がモンモリロナイトより構成されていると推定される。 従って、当地域のＭａ１２がグループ４～５の活性粘土に属する要因の一つとして、粘土鉱物組成の影響を挙げることができると考えられる。

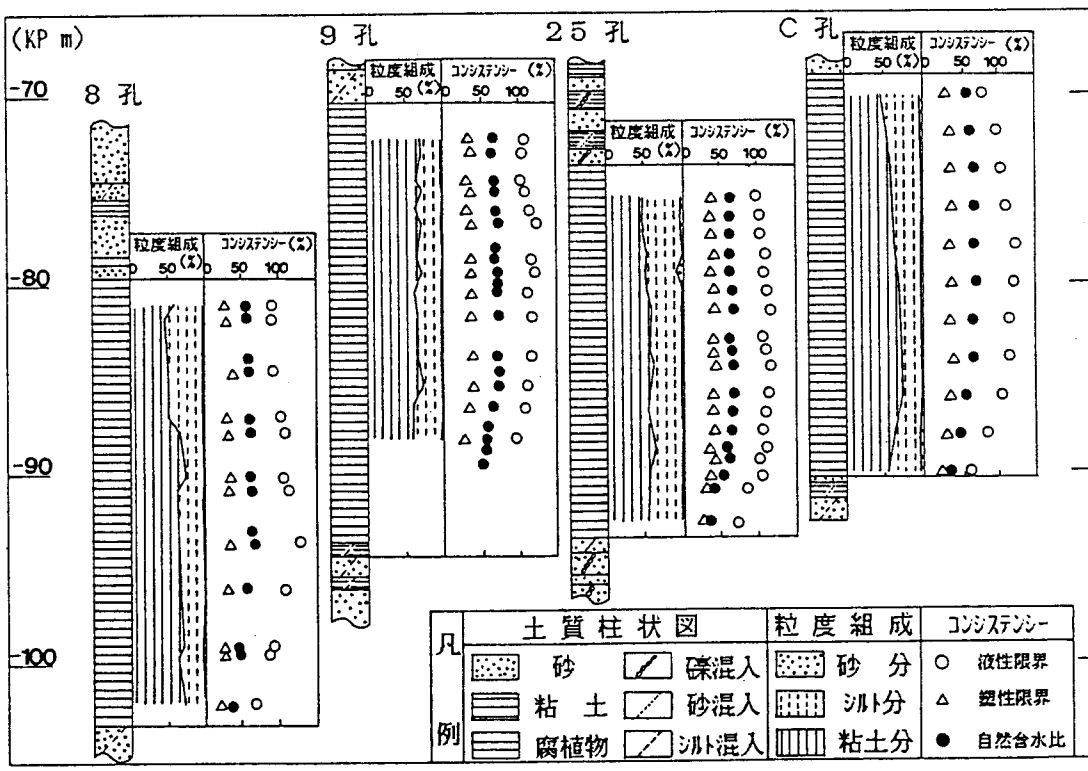
5．2．3　コンシステンシーの層内変化

第４章に詳述したように、Ｍａ１２の堆積環境は、粘土の堆積過程中において変化していることが明らかとなった。そこで、本項ではその影響が最も現れやすいと考えられる、コンシステンシーの変化について検討する。

図－５．１４に示した、六甲アイランドの４箇所における地盤調査より得られた、Ｍａ１２の一般的な物理特性の深度分布を示すと図－５．１５のようである。



図－５．１４　　調査位置図



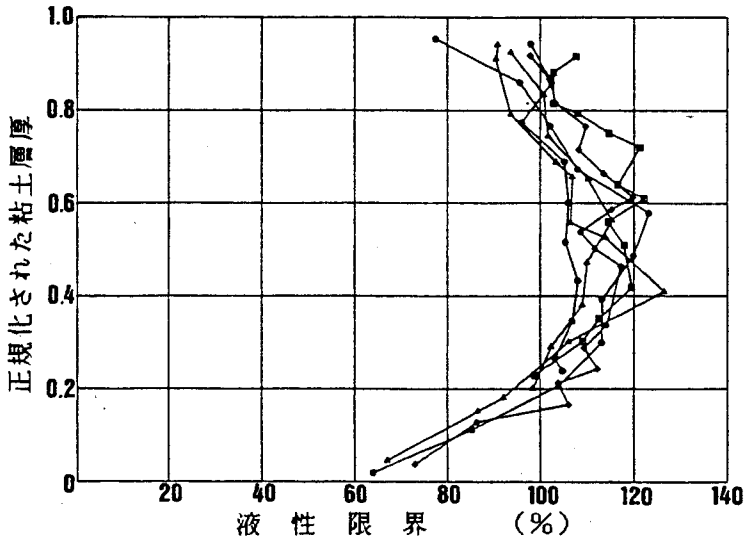
図－５．１５　　物理特性深度分布図

図より、 粒度組成は粘土分50～70%、シルト分30～50%であり、部分的に2～3%の砂分を混入する。なお、C孔では上、下端部で粘土分がやや減少する傾向は見られるが、全般に粒度組成の深度方向の変化はあまり顕著でないと考えられる。

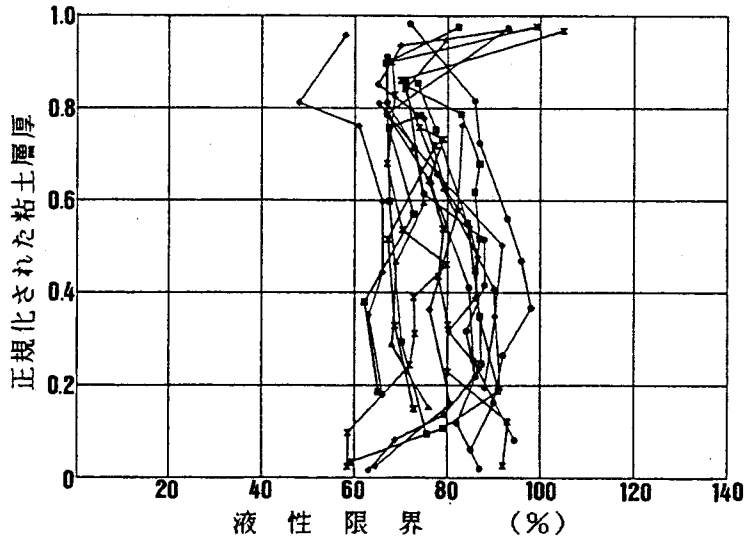
塑性限界は最下部でやや低下するが、粘土層内を通じてほぼ一定であり、20～40%の範囲内にある。 一方、液性限界は粘土層内において変化し、中央部付近では最大120%位に達するが、 粘土層の上、下部で低くなり、特に下部では70～80%になるような弓形の分布傾向を示している。 自然含水比は粘土層内で40～60%に変化し、下部で低く中央部付近で高くなり、再び上部にかけてやや低くなっている。その形状は液性限界と同様に、ゆるやかな弓形の分布傾向となっている。

このように、粘土層内における粒度組成の変化が少ないにもかかわらず、コンシステンシー、特に液性限界が変化していることが明らかである。この現象をより明確にするため、以下に、Ｍａ１２の液性限界と塑性限界の層内変化について検討する。なお、Ｍａ１２の層厚は神戸港域内において各所で異なり、15m～25mに変化している。このため、各地点における特性値の層内変化を対比する方法として、各地点の粘土層の層厚を１として正規化した。

図－５．１６は、 六甲アイランド地区における液性限界について示したものである。図より、液性限界の深さ方向の変化は、粘土層内において中央部付近で最も高く、上、下部で低下する弓型の分布傾向を示していることが明らかである。このような液性限界の層内変化は、１枚の粘土層が形成される過程において、粘土層内での粒度組成がほとんど変化していないことより、土質工学的特性以外の要因、例えば、堆積場所の水域の性質の違いのような、いわゆる堆積環境が変化したために生じたと考えられる。同様に、ポートアイランド地区の液性限界について示したものが図－５．１７である。 図より、液性限界値は六甲アイランド地区に比べて全体に低く、値のばらつきも大きい。これは先述したように、ポートアイランド地区では砂分が混入することや、各ボーリング地点における、砂分の混入量の違いによるためと考えられる。しかし、各々のボーリング地点における液性限界の変化は、六甲アイランド地区に見られたものほど顕著ではないが、ほぼ同様の傾向を示しているようである。なお液性限界と堆積環境との関連性については後章においてさらに検討する。



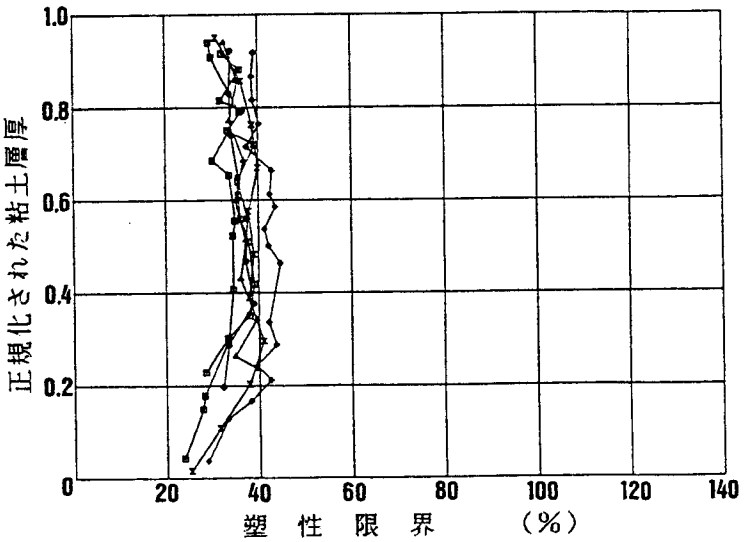
図－５．１６　液性限界の層内変化（六甲アイランド）



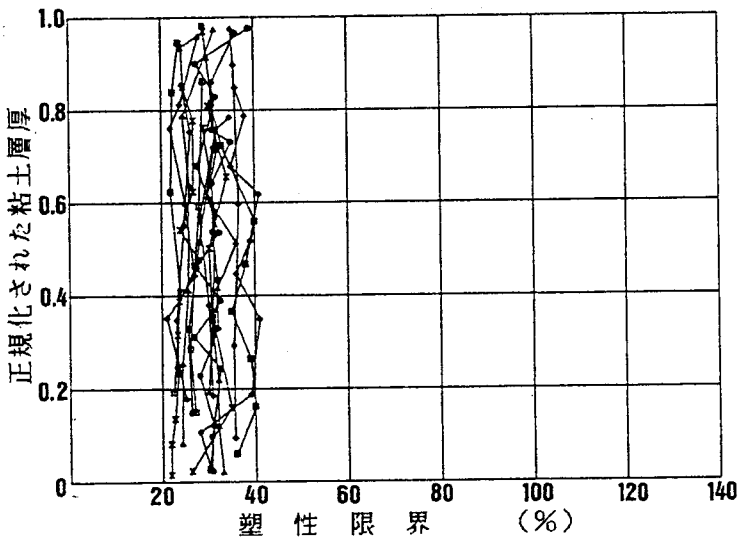
図－５．１７　液性限界の層内変化（ポートアイランド）

液性限界と同様に、六甲アイランド地区におけるＭａ１２の塑性限界の粘土層内における変化を示したものが図－５．１８である。 図のように、塑性限界は粘土層の最下部においてやや低下する傾向が見られるほかは、層内を通じてほぼ一

定であり、塑性限界と堆積環境との関連性は少ないようである。また、ポートアイランド地区の塑性限界の層内変化を示すと図－５．１９のようである。 六甲アイランド地区に比べて、ポートアイランド地区の値は砂分の含有の影響により、やや低い値となっているが、六甲アイランド地区と同様に、ほとんど変化は見られないようである。



図－５．１８　塑性限界の層内変化（六甲アイランド）

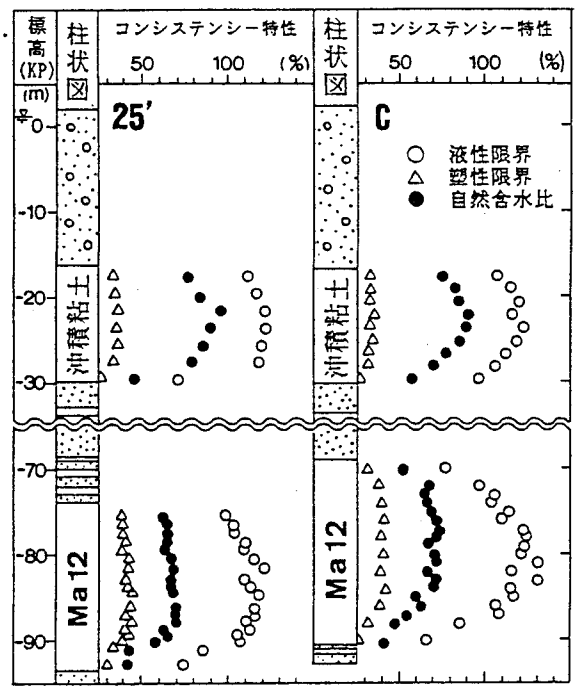


図－５．１９　塑性限界の層内変化（ポートアイランド）

5．3　圧密特性

本研究ではＭａ１２の圧密特性を究明するため、乱さない試料のK_0条件における排水三軸試験や、再圧密試料の標準圧密試験、さらに背圧を加えた圧密試験などを実施した。各試験に用いた粘土試料（Ｍａ１２）は六甲アイランドより採取された試料である。採取地点の地盤概要についてまとめると以下のようである。

試料を採取したボーリング孔は、図－５．１４に示したＣ孔と、No.25孔に隣接した地点で掘削されたNo.25'孔である。図－５．２０はこれらの土質調査から得られた土質柱状図と物理試験結果の一部を示したものである。図のように調査地点では、洪積粘土層の上端部は海面下約70～75mに確認され、２地点における粘土層の標高は若干異なるが層厚はほぼ等しく約20mであった。また、図－５．２０に示すようにＭａ１２の土性は、前述したように、粘土層の中央部が最も高い塑性を示し、上下端面に近づくに従って塑性は緩やかに低下している。微化石分析より、Ｍａ１２は海進と海退のサイクルによって堆積されたことが判明しており、後述するように、コンシステンシーの深度変化は堆積環境の変化とも一致している。

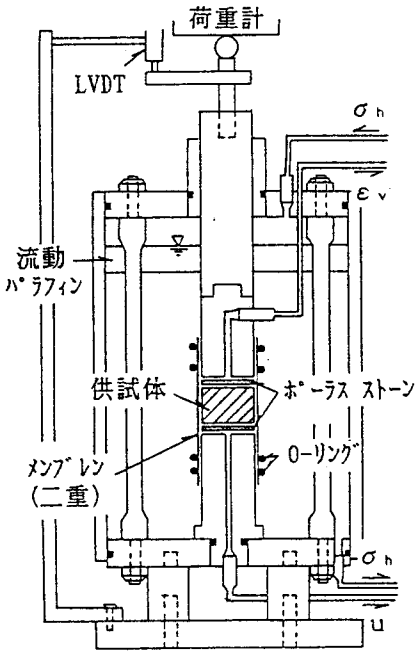


図－５．２０　調査地点の土性概要図

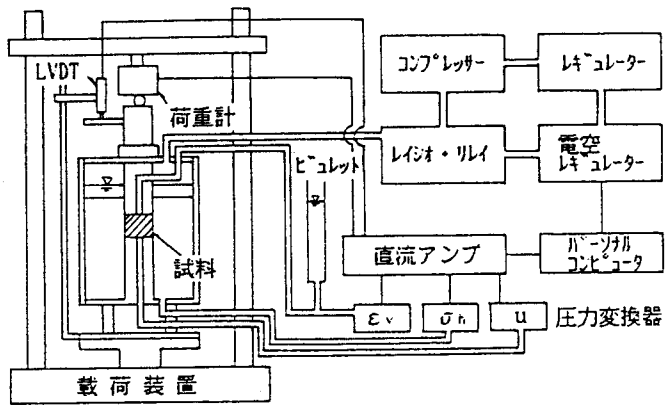
5．3．1　圧縮特性

（1）　乱さない試料の圧縮特性（K_0条件排水三軸試験）

乱さない試料の圧縮特性を精度よく検討するため、本研究ではひずみ制御による排水三軸試験を実施し、連続的な圧縮曲線を求めている。装置の概要及び計測・制御のシステムを示すと図－5．21、5．22のようである。試験に用いた試料はC孔より得られたものを使用した。供試体は直径35mm、高さ20mmであり、上方からの片面排水である。排水条件で圧縮するために低速度（約2.0×10^{-3}%/分）で載荷しており、目標とした最終ひずみ量の15%に達するまで約5日を要している。なお、排水条件が満足されているかどうかを検討するために、図－5．21に示すように供試体の下端において間隙水圧を計測した。その測定値は軸応力の約1%以下であったため、排水条件が満足されたと判断した。また三軸試験において、長期間の体積変化を測定する上で、問題となるものの一つにメンブレンの透気量がある。この問題に対しては、側液に脱気水を用い、側液上の流動パラフィンを介して空気圧を与える方法[10]により、ほとんど透気量の影響がないことを確認している。



図－5．21　実験装置概要図



図－5．22　実験装置システム図

K_0 試験については剛な圧密リングの使用も考えられるが、今回は周面摩擦の影響をなくするために、供試体をメンブレンで包み水平変位が常に零となるように載荷中に側圧を調整した。そのために、軸変位と排水量をそれぞれ変位変換器（LVDT、最大変位量:5mm）と、ビューレットに連動した微圧センサーとを用いてパーソナルコンピュータで自動計測し、そこで計算された水平変位が常に零になるように側圧を自動制御した。なお、本実験では供試体の側面にロ紙を巻かず、試料上端からの片面排水で載荷した。従って、供試体の軸方向に圧密度が異なり、水平変位も若干異なることが予想された。このため、供試体高さを低くするとともに(20mm)、載荷速度をできるだけ遅くした結果、先述のように間隙水圧はほとんど発生していないことが確認され、軸方向における水平変位の差は少ないと考えた。 具体的には、図－５．２２のように、軸変位・体積変化の計測値を軸荷重と供試体下端の間隙水圧とともに、直流アンプ、Ａ／Ｄコンバータを通じてパーソナルコンピュータに入力・記録し、コンピュータから出力されたデジタル信号でレギュレータを作動させて三軸室の側圧制御を行った。一方、後述する応力比一定の試験については、計測された軸応力の値に応じて側圧を自動制御し、両者の比が常に一定になるように、コンピュータの制御プログラムを作成した。なお水平応力の最大値は、今回使用した装置の都合により約10kgf/cm²とした。

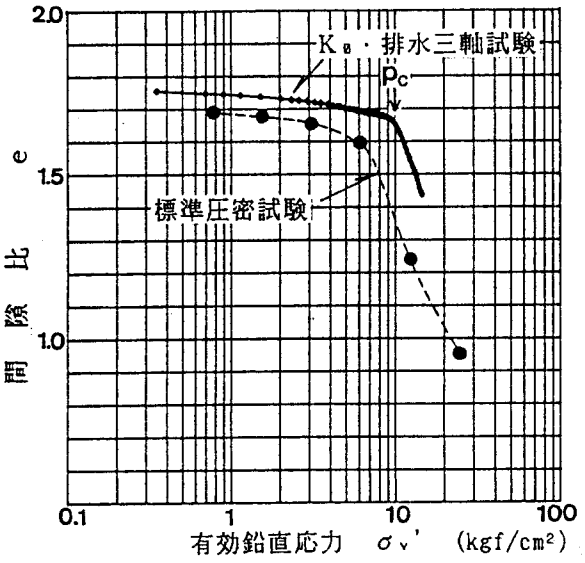
本研究により得られたK_0 条件・排水三軸試験結果の一覧を示すと表－５．１

表－５．１　K_0 条件排水三軸試験一覧表

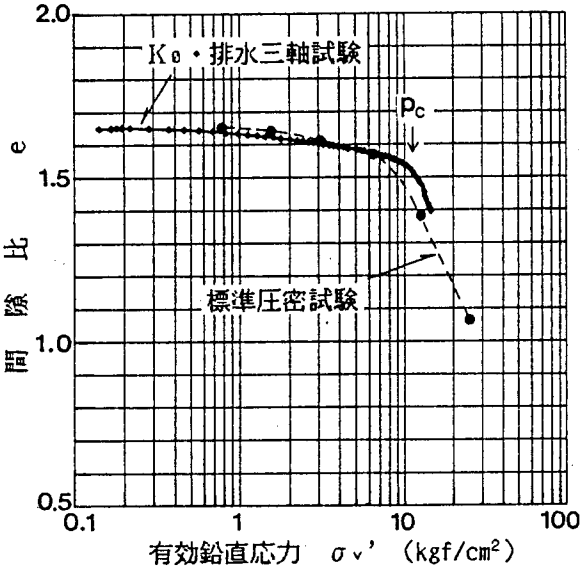
試料 No.	試料 標高(KP)	自然含水比	圧密降伏応力 $e\sim\log\sigma_v'$	圧密降伏応力 $\sigma_v'\sim\varepsilon_a$
	(m)	(%)	(kgf/cm²)	(kgf/cm²)
K_0-1	-71.0	63.3	6.1	6.1
K_0-2	-75.0	70.0	7.5	7.5
K_0-3	-79.0	65.9	10.1	9.1
K_0-4	-81.0	72.1	9.0	9.8
K_0-5	-83.0	59.4	11.3	10.7
K_0-6	-87.0	52.7	11.1	11.3
K_0-7	-89.0	39.2	12.5	12.7

のようである。得られた$e\sim\log\sigma_v'$関係の例を示すと図－５．２３、５．２４の実線のようである。同図には、標準圧密試験から得られた$e\sim\log\sigma_v'$関係が破線により示されている。なお排水三軸試験では、装置の都合により最大水平応力を約

10kgf/cm²としたため、正規圧密領域におけるe～logσ_v'関係を十分に求めることができなかった。しかし、同図から明らかなように、排水試験では降伏応力を超えると、圧縮性が急激に増加する挙動が把握できる。一方、標準圧密試験では荷重増加率が一定であるため、洪積粘土のように降伏応力が大きいと、降伏応力付近における荷重増加幅が大きくなり、圧縮曲線を精度よく決定することが困難である。



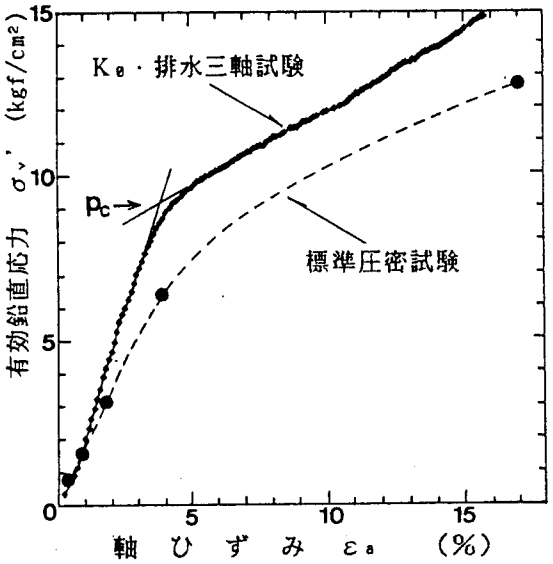
図－５．２３ 間隙比～有効鉛直応力関係 (試料：K_0-3)



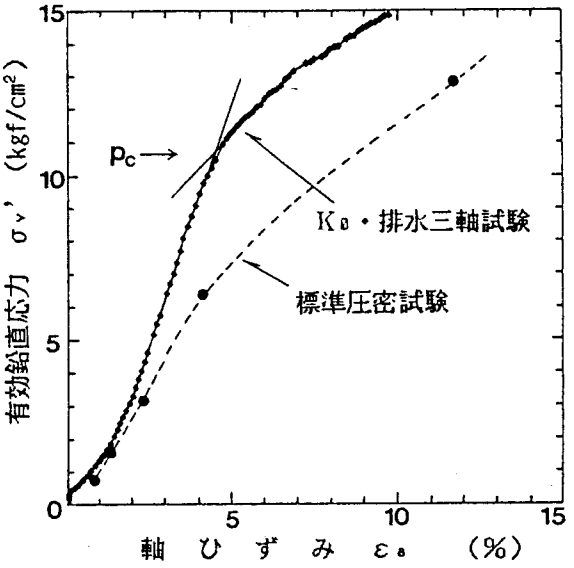
図－５．２４ 間隙比～有効鉛直応力関係 (試料：K_0-5)

図－５．２３、５．２４の荷重と軸ひずみとの関係を、普通目盛によって表したものが図－５．２５、５．２６である。図のように、普通目盛においても排水試験の圧縮曲線は、降伏応力付近で明瞭な折れ曲がりを示す。また、過圧密領域の変形特性は標準圧密試験に比べて剛性が大きく、図－５．２５、５．２６に見られるように、排水圧縮試験では軸ひずみが約20～30%小さくなっていることがわかる。

以上のように排水圧縮試験から得られる圧縮曲線は、降伏応力の前後において明瞭な弾性的変形から塑性的変形への移行を示しており、標準圧密試験の場合に比べて段階載荷などによる試料の乱れの影響は少ないと考えられる。

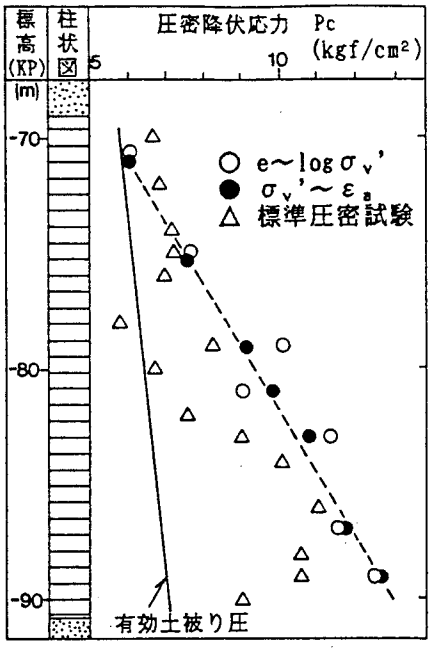


図－５．２５　有効鉛直応力～軸ひずみ関係（試料：Kθ-3）



図－５．２６　有効鉛直応力～軸ひずみ関係（試料：Kθ-5）

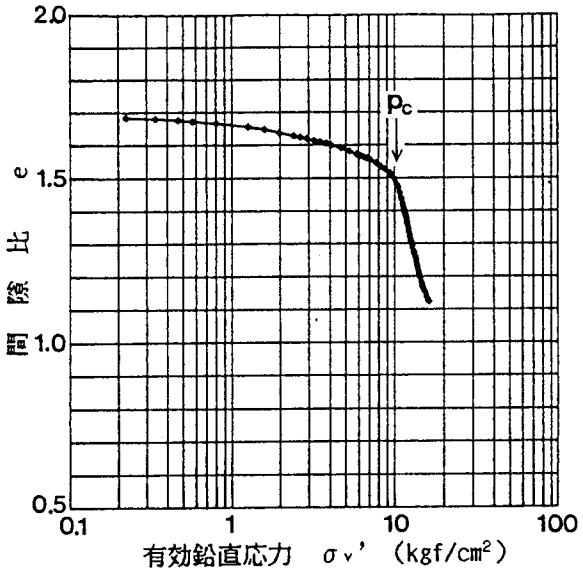
このようにして得られたＭａ１２の圧密降伏応力の深度分布について、排水三軸試験の結果と、標準圧密試験の結果とを比較すると図－５．２７が得られる。標準圧密試験によると、圧密降伏応力の深度分布は不規則であり、一定の傾向を示していない。これに対して、排水圧縮試験からは圧密降伏応力がほぼ直線的に増加している傾向がわかる。なお、図中の排水三軸試験に関する記号で○と●の２種類は、それぞれ対数目盛のe～logσ_v'関係と、普通目盛のσ_v'～ε_a関係から得られた降伏応力に対応する。Parry and Wroth[11]によれば、圧密降伏応力の深度分布の形状より荷重履歴による過圧密か、年代効果による擬似過圧密かどうかを判定できるとされている。つまり、圧密降伏応力と有効土被り圧の深度分布が平行であれば、応力履歴による過圧密状態とされ、深さ方向の圧密降伏応力の増加率が、有効土被り圧のそれより大きい場合は、年代効果による擬似過圧密状態であると考えられている。図－５．２７に示された結果から判断すると、今回対象としたＭａ１２は擬似過圧密状態であると考えられる。これは赤井ら[2]の結論とも一致している。



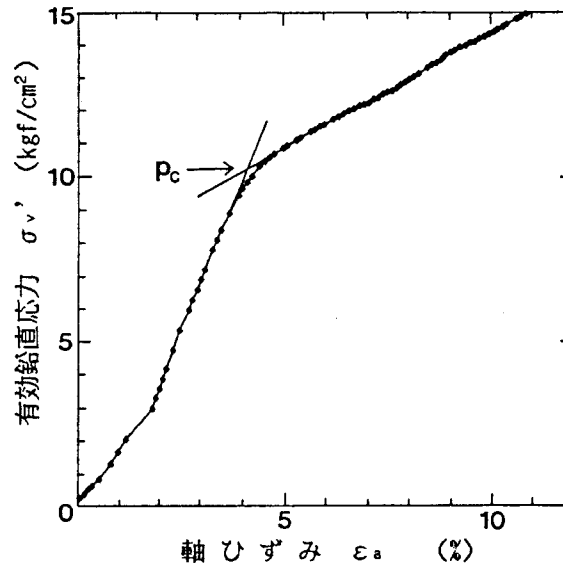
図－５．２７　圧密降伏応力の深度分布

本研究ではK_0条件の試験に加えて、水平応力と鉛直応力との比を一定に保つ、いわゆる応力比一定・排水三軸試験を実施した。本試験の目的は、洪積粘土に加わる応力比がK_0状態でない場合（例えば、盛土端部における応力状態）には、どのような圧密降伏応力が得られるかを検討しようとするものである。今回実施した応力比（$K=\sigma_h'/\sigma_v'$）の種類は、K=0.41,0.68,2.00の３種類であり、Ｃ孔より得られた同一深度（KP-83.0m）の試料について試験している。応力比一定条件で得られた、応力とひずみの関係の一例を示すと図－５．２８、５．２９のようである。側方拘束の場合と同様に、普通目盛の応力表示でも明瞭な降伏応力が求められた。

今回実施した、同一深度における試料のK_0条件での排水三軸試験、及び応力比一定試験の結果と、別に行った等方圧密試験との結果を併せて、得られた圧密降伏応力をまとめると、表－５．２のようである。これらの結果をｐ'～ｑの応力空間に示すと図－５．３０が得られる。なお、図中のK=2.0の条件では、試験の後半において側圧が最大水平応力の10kgf/cm²に達したため、目標とした応力比一定の径路が得られなかったが、σ_v'～ε_a曲線などから降伏応力を求めることができた。



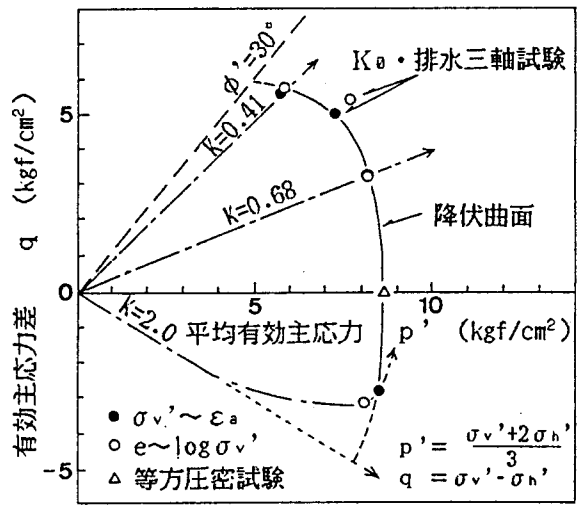
図－５．２８　間隙比～有効鉛直応力関係（試料：K-2）



図－５．２９　有効鉛直応力～軸ひずみ関係（試料：K-2）

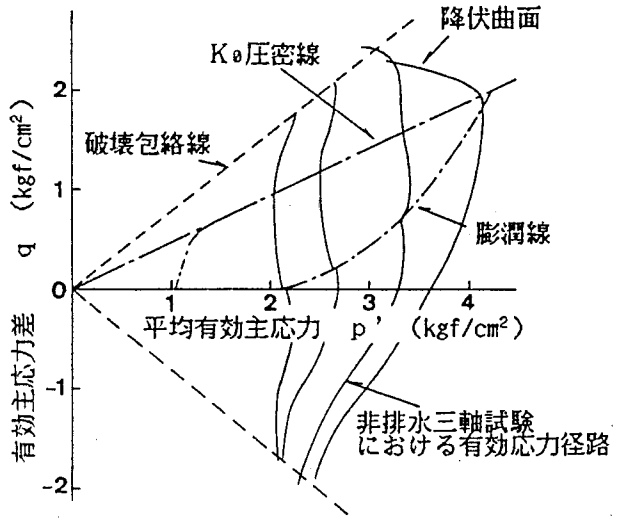
表－５．２　応力比一定排水三軸試験結果一覧表

試料番号	応力比	圧密降伏応力 e～log σv' (kgf/cm²)	圧密降伏応力 σv'～εa (kgf/cm²)
K-1	0.41	9.7	9.5
K-2	0.68	10.2	10.3
K-3	2.00	6.0	6.6
Kθ-5(Kθ条件)	0.53	11.3	10.7
IC-1(等方圧密)	1.00	8.6	―



図－５．３０　乱さないＭａ１２の降伏曲面

一般に、正規圧密状態におけるK_0圧密粘土の降伏曲面は、K_0軸に対してほぼ対称形になるといわれている。例えば、Parry and Nadarajah[12]はカオリン粘土についてK_0 状態で過圧密になった場合、 図－５．３１に示すような降伏曲面が得られることを報告している。 しかし、今回用いた試料では図－５．３０に示すように、降伏曲面はややｐ’ 軸方向にも広がりを示している。先述のように、今回の試料は年代効果による擬似過圧密状態であると考えられることより、降伏曲面の形状も擬似過圧密の影響を受けている可能性があるといえる。



図－５．３１　K_0条件圧密粘土の示す降伏曲面[12]

（２）　再圧密試料の圧縮特性

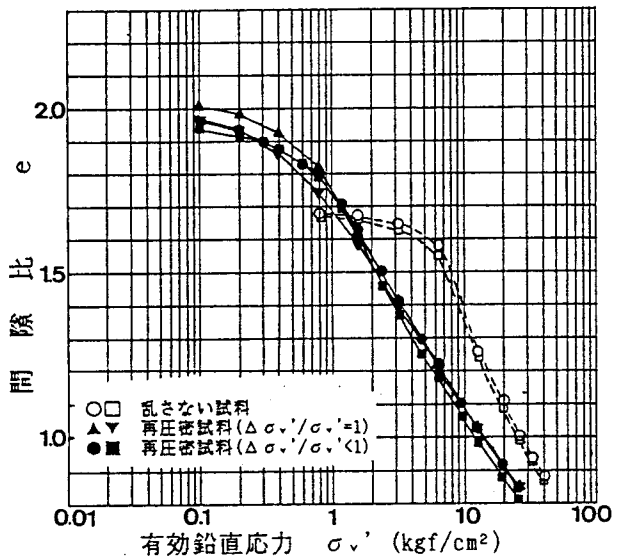
上述したように、今回調査した洪積粘土Ｍａ１２は、年代効果の影響を受けていると考えられる。そこで、洪積粘土のように、堆積年代が比較的古い粘土の乱さない状態の圧縮特性を究明するためには、それと対照的に年代効果の影響がなく、堆積後の経過時間が少ない時点の圧縮特性を検討することは有用と考えられる。そのために、本研究では同じ洪積粘土試料をスラリー状態から再圧密し、得られた粘土試料の圧縮特性を検討した。ただしスラリーの再圧密によって、自然堆積状態に近い粘土を作成するために、試料の準備に次のような注意を払った。

スラリーを準備する場合、乱さない粘土の骨格構造は破壊しても、粒子自体の

破壊や化学的変化を与えないように努めた。そのために、乱さない試料をそのまま海水中に一昼夜放置し、膨潤して軟らかくなった試料に海水を加えてミキサーで２～３時間練り返した。スラリーの含水比としては、従来の研究から再圧密粘土の安定した力学特性が得られると考えられている、液性限界の約1.5～2倍の値を選んだ。 なお、使用した粘土は、図－５．２０に示したボーリングNo.25'孔から採取されたものであり、液性限界が約100%に近い試料を混ぜ合わせている。

スラリー状粘土は直径約15cmのモールドを用いて圧密され、段階的に最大圧密応力１kgf/cm²まで載荷された試料から標準圧密試験と、 後述する三軸試験用の供試体を切り出している。再圧密された試料についても液性限界を求め、ボーリング調査時の結果と比較したが、その値はほとんど変化していなかった。圧密試験は標準圧密試験と、荷重増加率をその約1/2とした試験の２種類とし、 最大荷重は16kgf/cm²とした。

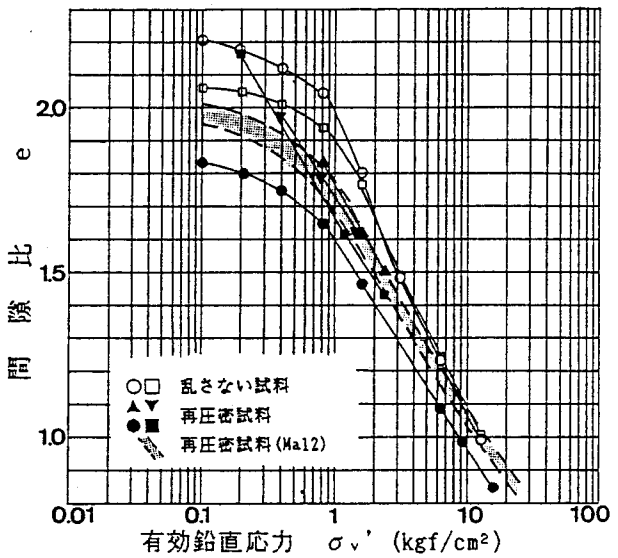
圧密試験の結果を示すと図－５．３２のようである。 図には、乱さない試料の標準圧密試験結果が示されているが、これらは同じボーリング孔で採取され、液性限界が再圧密試料とほぼ同じ試料である。図から明らかなように、乱さない洪積粘土のe～logσ_v'曲線は、再圧密粘土に比べて正規圧密領域ではかなり上方に位置しており、大きい圧密応力条件でも緩い構造を維持できることを示している。



図－５．３２　間隙比～有効鉛直応力関係（Ｍａ１２）

また、再圧密粘土の圧縮指数は約0.62と小さいが、乱さない試料の圧縮指数は約1.1～1.2と約２倍になっており、両者は大きく異なっている。一方、再圧密試料を用いて荷重増加率を1/2として行った圧密試験と、 標準圧密試験より得られたe～logσ_v'曲線はほとんど同一の結果を示している。 ここでは、Leonardsら[13]が示したような、荷重増加率が小さいほど圧密降伏応力や圧縮指数が大きくなる傾向はほとんど認められなかった。

本研究の対象とした地域に堆積する沖積粘土について、上記と同様の比較を行うと、図－５．３３のような結果が得られる。 図のように、洪積粘土に比べて沖積粘土の場合は再圧密の結果が少しばらつくが、乱さない試料と再圧密試料との差は大きくない。



図－５．３３　間隙比～有効鉛直応力関係（沖積粘土）

これまでの研究より、同一地域の沖積粘土の力学特性に関して、若干の年代効果の影響があることが示されている[1]。 しかし、図－５．３２に示した洪積粘土に比べて、年代効果の影響は少ないと考えられる。 また、図－５．３３に破線で示したものは再圧密洪積粘土の結果である。図のように再圧密試料については、沖積粘土と洪積粘土の圧縮性はほぼ同一であることがわかる。これより洪積粘土のe～logσ_v'曲線が、乱さない場合と再圧密の場合で異なる原因の一つとして、

年代効果が大きく作用していると思われる。前述したように、大阪湾の海底地盤を構成する一連の海成粘土層は、気候変動に伴う海水面の昇降によって堆積されたと考えられるため、堆積年代が大きく異ならなければ土砂供給源はほぼ同一と考えられる。これより、沖積粘土とその直下のＭａ１２とでは、その粘土鉱物や土性などに大きな差はないと判断される。従って、年代効果の影響がないと思われる再圧密状態では、洪積粘土と沖積粘土との差はほとんどないと結論される。

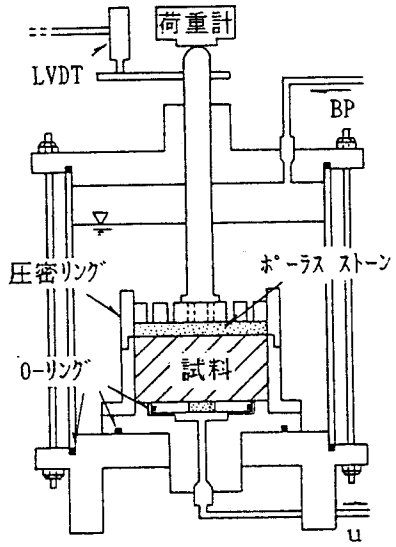
５．３．２　圧密速度

洪積粘土の沈下速度について検討するためには、１次圧密に対応する１次圧密係数（C_v)と、２次圧密に対応する２次圧密係数($C\alpha$)を調べる必要がある。本項では、Ｍａ１２の標準圧密試験と、背圧を加えて実施した圧密試験との結果を比較し、圧密特性に及ぼす背圧の影響について考察し、またＭａ１２の２次圧密特性についても検討を加える。

（１）　１次圧密係数

１次圧密の進行速度を表す圧密係数C_vは、粘土の物理的性質である液性限界や、塑性指数などとも相関関係にあることが報告されているが[4]、基本的には土の変形特性（m_v)と透水性(ｋ)の関数であると考えられる。従って、これら２変数に影響を及ぼす諸因子について検討する必要があろう。特に、洪積粘土について標準圧密試験を実施する場合、試料が原位置において受けていた高い拘束圧が除去されるため飽和度が低下し、透水性などが影響を受けることが予想される。そのため、試験法の諸条件について十分に吟味することは重要であると考えられる。ここでは、Ｍａ１２の標準圧密試験と、 図－５．３４に示す実験装置を用いて、背圧(バックプレッシャー)を加えた圧密試験(ＢＰ圧密試験)とを実施した。

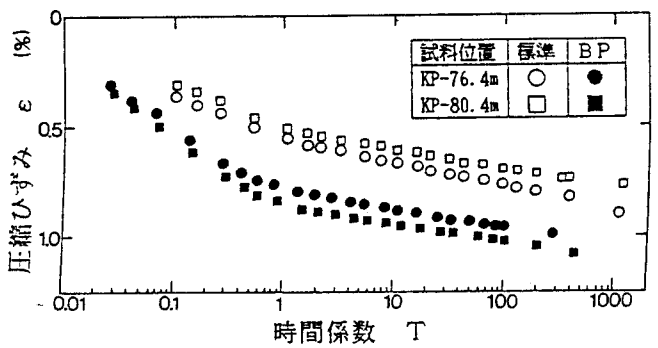
実験に用いた試料は、ボーリングNo.25孔で採取したものである。 本研究では同一深度の試料について標準圧密試験と、ＢＰ圧密試験を行った。またＢＰ圧密試験では、供試体の底面において間隙水圧を測定した。載荷は0.8～38.4kgf/cm^{2}の範囲で行った。なお背圧は、間隙水圧を測定する三軸試験の場合、原位置にお



図－５．３４　実験装置概要図

ける静水圧の1/3～1/4程度で十分であるとした土田ら[14]の研究をもとに、静水圧の約1/2に相当する４kgf/cm²とした。

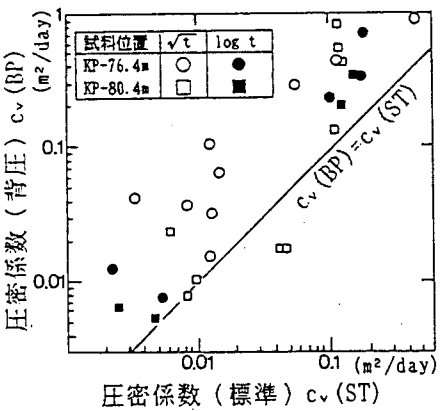
標準圧密試験とＢＰ圧密試験によって得られた、沈下～時間曲線の一例を図－５．３５に示す。図の縦軸は圧縮ひずみε（ε＝δ/H(%);H:初期供試体高さ、δ:圧密沈下量）を示しており、横軸は実時間を排水距離の２乗で除した時間係数Ｔを示している。ここで、時間軸としてＴを用いたのは標準圧密試験とＢＰ圧密試験とでは、供試体の排水距離が異なり、時間を正規化する必要があったためである。



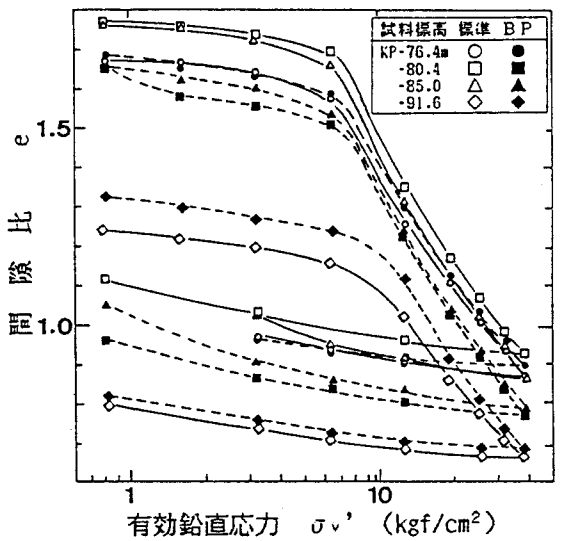
図－５．３５　圧縮ひずみ～時間係数関係

図のようにε～log T曲線は、ＢＰ圧密試験の方が標準圧密試験の下側に位置していることがわかる。つまり、同じ圧縮ひずみに達する時間は、ＢＰ圧密試験の方が速く、圧密の進行が速いことを示している。

また、両試験から得られた圧密係数の関係を示したものが図－５．３６である。図のように、載荷圧にはほとんど関係なく、ＢＰ圧密試験から得られた圧密係数の方が、標準圧密試験に比べて大きいといえる。なお、ここでは圧密係数の決定に際して、√t法とlog t法との両者を併用した。これは、√t法において圧密の初期段階での沈下曲線が不明瞭であった場合には、間隙水圧を測定したＢＰ圧密試験により、１次圧密の終了が確認できたためである。これら２種類の試験から得られた圧縮曲線を示すと図－５．３７のようである。これより、初期間隙比は各試料でやや異なるが、標準圧密試験とＢＰ圧密試験との間では、得られた圧縮曲線に有意な差は認められない。従って、背圧の有無は、粘土の変形特性にはほとんど影響を及ぼさないと判断される。前述のように、圧密係数は体積圧縮係数と透水係数の関数であるため、ＢＰ圧密試験において圧密係数の値が高い理由は、背圧により飽和度が高くなり、透水性が大きくなったためと考えられる。



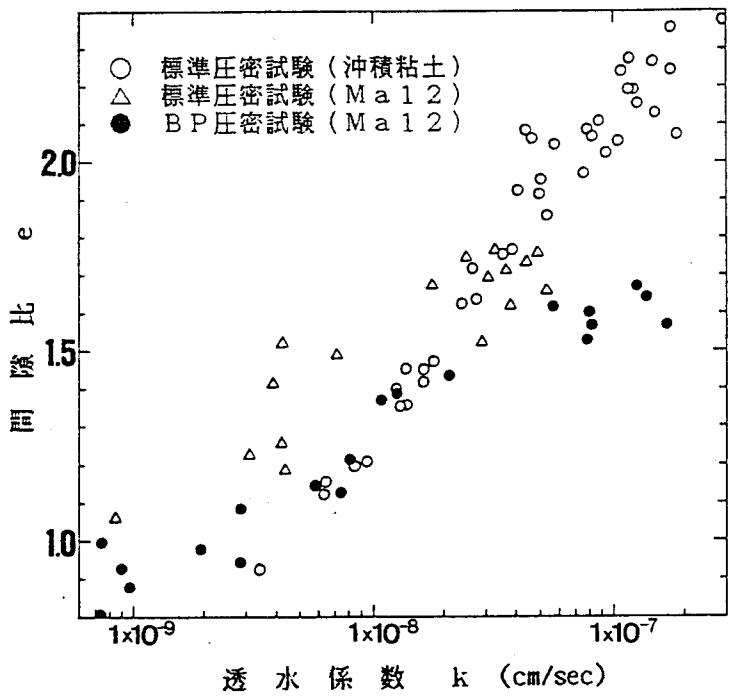
図－５．３６　ＢＰ～標準圧密係数関係



図－５．３７　圧縮曲線

次に、背圧と透水係数との関係について検討を加える。透水係数を各々の圧密試験より得られた圧密係数と、体積圧縮係数との関係より求めて、間隙比との関係を示したものが図－５．３８である。 図より、標準圧密試験から得られた透水係数は、ＢＰ圧密試験から得られたものに比べて低い値を示している。また、同図には同じ調査地点における沖積粘土の透水係数が併せて示されており、洪積粘土のＢＰ圧密試験結果と、沖積粘土のそれはほぼ同じ傾向を示している。従って、Ｍａ１２及び沖積粘土の透水性は、粘土の堆積年代とはあまり関係なく、間隙比によって決定できるようである。すなわち、Ｍａ１２は沖積粘土とよく似た条件のもとに堆積したと考えられ、粒度組成や粘土鉱物組成などのような基本的な土質特性が共通しているため、透水性も同様の傾向を示すものと考えられる。

なお、Ｍａ１２の乱さない試料における透水性に関して、後節でさらに検討を加える。

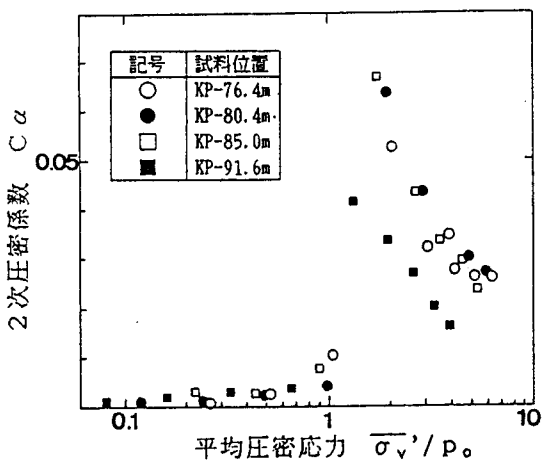


図－５．３８ 間隙比～透水係数関係

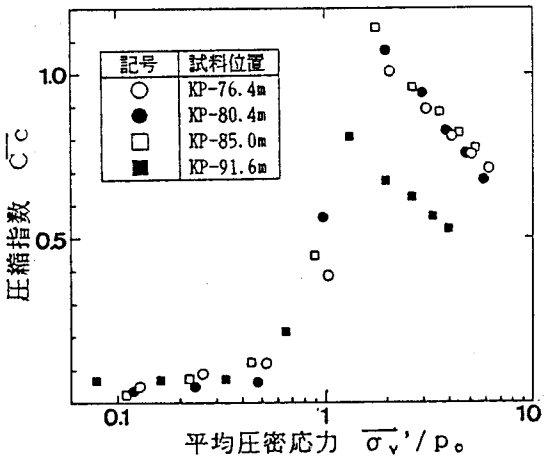
（２）　２次圧密係数

本研究では、２次圧密係数($C\alpha$)は沈下曲線に見られる一次圧密終了後の直線部の勾配($C\alpha=-\Delta e/\Delta \log t$)により定義されている。ここでは、このように定義された$C\alpha$に関して、Mesriら[15]が提案したように、圧縮指数$\overline{Cc}$と相関性があるかどうかについて検討する。ただし、圧縮指数$\overline{Cc}$は圧縮曲線上の任意の点における接線の勾配($\overline{Cc}=-\Delta e/\log \sigma_v'$)を示すものであり、 通常のように正規圧密時における圧縮曲線の勾配とは異なる。

まず図－５．３９、５．４０に示すように、Ｃ孔のＭａ１２試料の標準圧密試験によって得られた$C\alpha$及び$\overline{Cc}$と、 平均圧密応力$\overline{\sigma_v}'$との関係について検討した。図中の横軸は、各試料の圧密応力を正規化するため、各荷重段階の圧密応力を圧密降伏応力(p_o)で除した値を示している。図に示されるように、$\overline{Cc}$と$C\alpha$はいずれも圧密応力の増加とともに変化しており、その最大値は圧密降伏応力よりやや高い応力のところで現れているようである。 安川ら[16]によると、この現象は粘土の構造と深く関係しており、乱さない粘土試料のように、粘土が自然に堆積したときの状態を維持しているような土に対して見られる現象のようである。

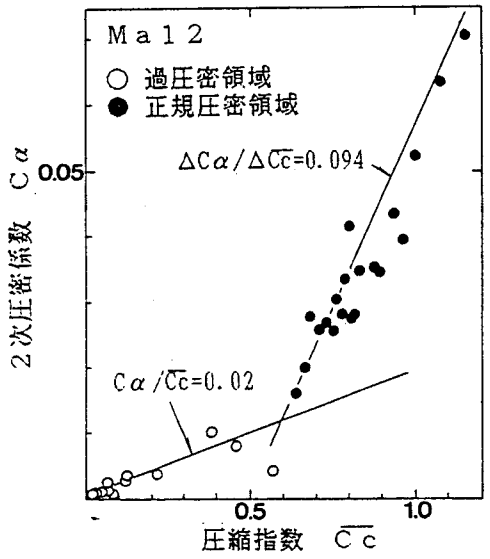


図－５．３９　２次圧密係数～平均圧密応力関係

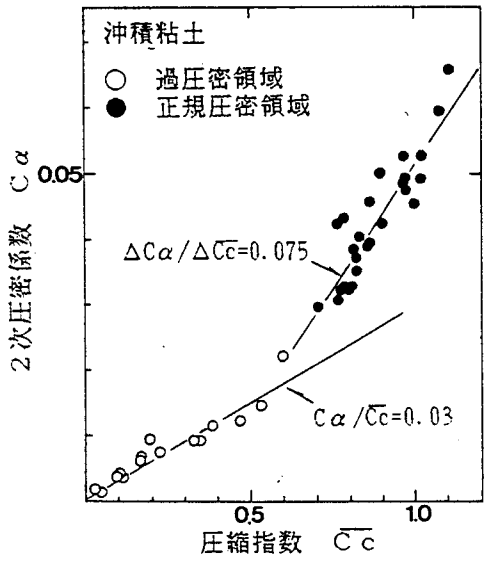


図－５．４０　圧縮指数～平均圧密応力関係

次に、$\overline{Cc}$とCαとの関係を示すと図－５．４１のようである。図のように両者の関係は２本の直線で表されるようであり、 過圧密領域ではCα/$\overline{Cc}$=0.02、正規圧密領域ではΔCα/Δ$\overline{Cc}$=0.094となる。また、本調査地域の沖積粘土の２次圧密係数について、同様の解析によって得られたCα～$\overline{Cc}$関係を示すと図－５．４２のようである。 同様の結果は谷本ら[17]によっても報告されており、図に示されるように、沖積粘土のCα～$\overline{Cc}$関係は、 先に示した洪積粘土と同様に、２本の直線関係によって表され、その傾向はＭａ１２と沖積粘土とでは大きな相違はないようである。従って、洪積粘土の２次圧密速度に関しては、標準圧密試験から得られる$\overline{Cc}$をもとに推定できるようである。



図－５．４１　２次圧密係数～圧縮指数関係（Ｍａ１２）



図－５．４２　２次圧密係数～圧縮指数関係（沖積粘土）

５．３．３　透水特性

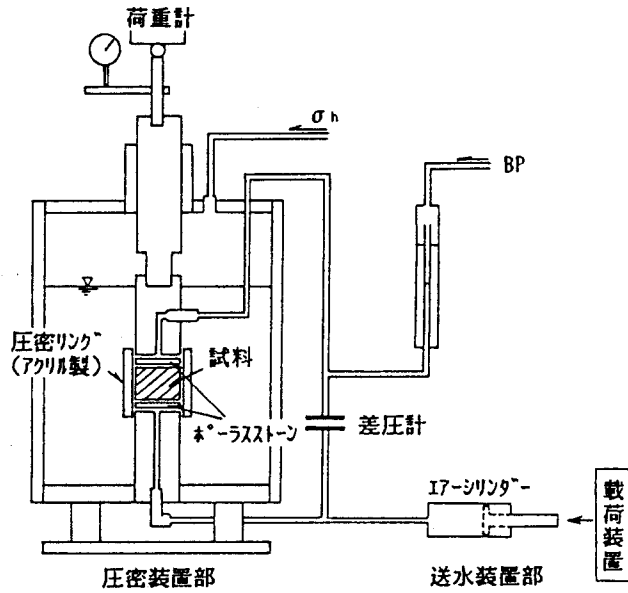
粘土は間隙比が小さいため透水性が非常に低く、実質上、不透水に近い状態にあるといえる。そこで、粘土の透水係数を直接測定するには、砂質土でよく使用される定水位透水試験装置とは違った、特殊な試験装置が必要とされている。一般に、粘土の透水係数は標準圧密試験より得られる各圧密段階における、圧密係

数と体積圧縮係数との関係より間接的に求められている。しかし、標準圧密試験より得られる透水係数は、その試験条件、特に動水勾配が実際の地盤とは異なるため、載荷を受けた際の粘土地盤が示す透水係数とは異なることが予想される。すなわち、標準圧密試験において実施される段階載荷は、荷重増加率が１と規定されているため、載荷によって生じる動水勾配は非常に大きいものである。例えば、神戸港域のＭａ１２の標準圧密試験を実施する場合、圧密降伏応力付近の載荷は通常、6.4→12.8kgf/cm^{2}になる場合が多く、その時の荷重増分は6.4kgf/cm^{2}となる。 これは海面上に約30m以上の盛土が、瞬時になされた条件に相当する。しかし、実際の埋立工事においては、粘土層上への載荷荷重は徐々に増加するため、標準圧密試験における条件とは大きく異なっている。従って、実際の地盤において生じる動水勾配は、標準圧密試験のそれに比べてはるかに小さいであろう。

先述したように、圧密係数は背圧の影響を受けて変化する現象が認められたが、その要因の一つとして、粘土の透水性の違いが関与していることが推定された。そこで本項では、低動水勾配における透水係数を、室内試験において直接測定することにより、背圧と透水係数との関連性について検討する。

本研究では土中水がダルシーの法則に従って流動すると仮定し、以下に示すような透水試験を実施した。 実験に用いた粘土試料は、図－５．２０に示したボーリングＣ孔で採取されたＭａ１２である。以下に実験の概要について記述する。

粘土の乱さない試料の透水係数を直接測定するため、 ここでは図－５．４３に示すような透水試験装置を作成して実験を行った。この実験装置は、Olsen[18]が考案した装置であり、試料に一定の流速で強制的に水を注入することにより、定常状態となった動水勾配時における透水係数を求めることができ、粘土のような透水性が低い試料に対して適用できる装置である。図に示すように実験装置は、粘土試料を圧密させるための圧密装置部と、透水試験を実施するための送水装置部とに分かれている。圧密装置は、通常の三軸圧縮試験用の三軸セルを用いており、圧密過程は標準圧密試験と同様のK_0条件とするため、 圧密リングとして内径35mmのアクリル製の円筒を使用した。送水装置は、脱気水で満たされたエアーシリンダー（内径:6mm、ｽﾄﾛｰｸ:60mm）と、速度を微調節できる載荷装置より構成され、粘土試料に一定速度で強制的に送水できるようにしている。本試験の場合、シリンダーの圧縮速度は0.0005～0.05mm/分とした。水頭差の測定は図－５．４３

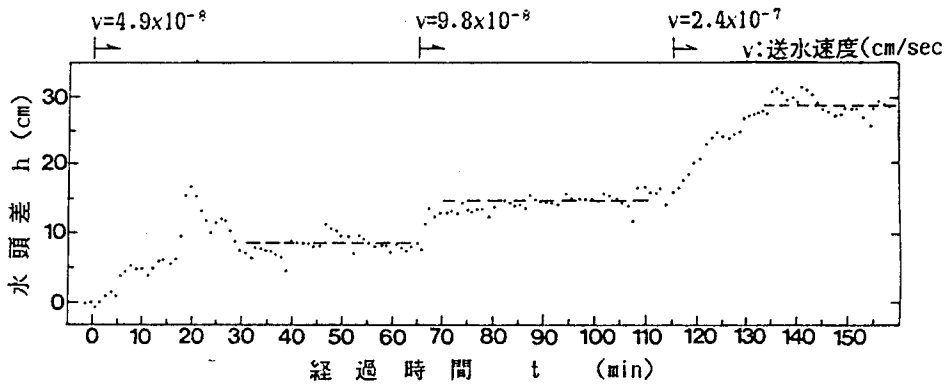


図－５．４３　透水試験装置概要図

の装置概要図に示した、最大差圧0.1kgf/cm²の差圧計を用いて行った。

供試体は、乱さない粘土試料を直径35mm、高さ15mmに成形して用いた。また背圧は、前項で記した圧密係数に関する実験で用いた場合と同じ４kgf/cm²とした。

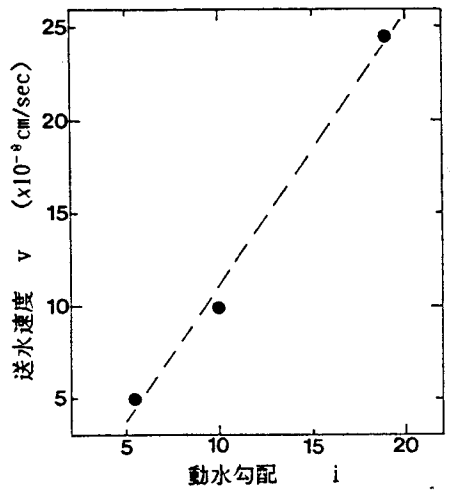
透水試験は2、4、8、16、32kgf/cm²の５段階の載荷圧における１次圧密終了後に実施した。本試験においては、透水係数は一定速度で圧縮されるシリンダーより送られる水が、粘土試料中を定常状態で流れるときの水頭差を差圧計によって



図－５．４４　水頭差～時間関係

測定し、それにより得られた動水勾配と、既知である流速との関係より求めた。図－５．４４は、差圧計により測定された水頭差と経過時間との関係を示したものである。これより、粘土に一定の流速で水を注入し始めて、約10～30分後に水頭差はほぼ定常状態になることが認められる。なお、前述した理由により、動水勾配は原則として10程度になるように努め、各載荷段階において、動水勾配が異なるように各々2～3回の透水試験を行った。図－５．４５は動水勾配と送水速度との関係の一例を示したものであり、ほぼ直線的な関係が得られている。

以上のようにして求められた透水係数をまとめると、表－５．３のようである。

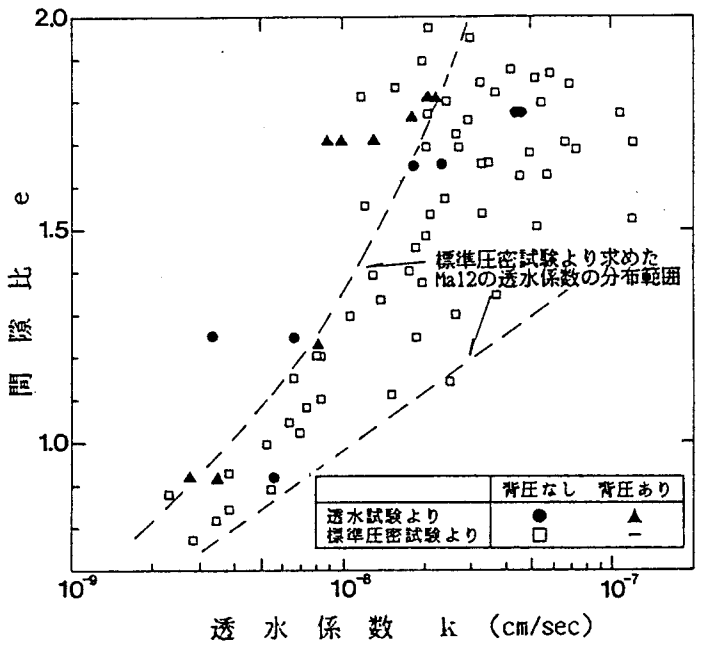


図－５．４５　動水勾配～送水速度関係

表－５．３　透水試験結果一覧表（試料標高:KP-79.0m）

圧密応力	背圧のない状態		背圧を加えた状態	
	透水係数	動水勾配	透水係数	動水勾配
(kgf/cm²)	(cm/sec)		(cm/sec)	
2			2.26×10^{-8}	21.72
			2.03×10^{-8}	12.07
4	4.60×10^{-8}	5.32	1.79×10^{-8}	6.84
	4.37×10^{-8}	11.22		
8	2.38×10^{-8}	2.06	8.91×10^{-9}	5.50
	1.87×10^{-8}	10.45	9.80×10^{-9}	10.00
			1.29×10^{-8}	18.99
16	6.73×10^{-9}	3.64	8.08×10^{-9}	6.06
	3.36×10^{-9}	14.57	8.09×10^{-9}	12.11
32	5.59×10^{-9}	35.05	3.38×10^{-9}	28.98
			2.66×10^{-9}	45.95

表に示した透水係数を、 間隙比との関係で表したものが図－５．４６である。参考のため、図中には同じボーリング孔で採取された他の粘土試料（Ｍａ１２）において、標準圧密試験より得られた透水係数を併せて示している。図より、本実験で得られたＭａ１２の透水係数は、標準圧密試験のそれに比べて、全体に低い値を示しているようである。また、前項で指摘したような、透水係数に及ぼす背圧の影響は明らかではなく、粘土の透水性と、背圧との関連性は明瞭には認められなかった。このため、粘土の圧密係数に及ぼす背圧の効果の要因を特定することはできなかったが、その原因の一つとして、透水試験装置に関する問題点が挙げられる。例えば、透水試験中におけるアクリル製圧密リングと、粘土の供試体周面との透き間よりの漏水が考えられる。本試験においては、供試体の周面にシリコングリスを塗布することにより、漏水の防止に努めたが、今後の課題として、圧密リングの代わりにゴムスリーブを使用した圧密試験を実施し、それと同時に透水試験を行う方法が考えられる。



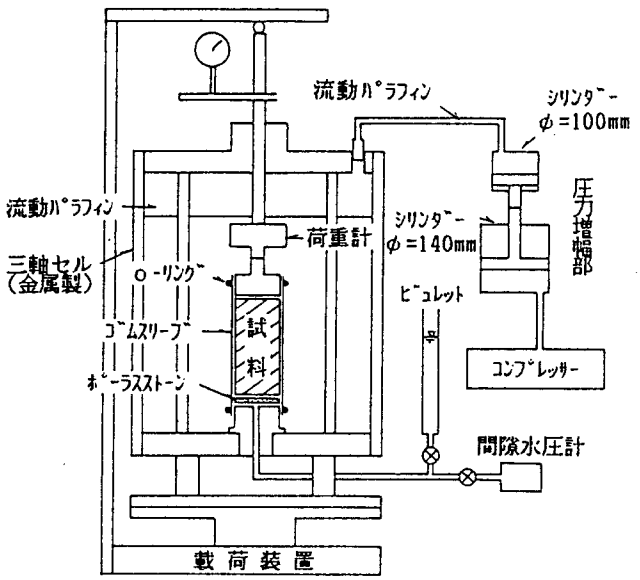
図－５．４６　間隙比～透水係数関係

5．4　せん断強度特性

本節では、Ｍａ１２の基本的な力学特性の一つとして、非排水三軸圧縮試験を実施し、正規圧密状態における粘土試料の強度特性について検討する。試験に用いた試料は乱さない試料と、再圧密試料との２種類とし、Ｍａ１２の擬似過圧密特性、すなわち年代効果がせん断強度特性に及ぼす影響についても考察を加える。

（１）　乱さない試料の非排水三軸圧縮試験

一般に、過圧密粘土を十分な正規圧密状態に戻すために必要であるとされる、圧密降伏応力の約２～３倍[19]の圧密応力を加えて非排水せん断試験を実施した。三軸試験に用いた粘土試料は、図－５．２０に示したボーリングＣ孔より得られたＭａ１２である。また、粘土試料の圧密降伏応力p_cは約6～9kgf/cm^{2}であるため、現有の実験装置などの性能をもとに、最大圧密応力として等方圧16kgf/cm^{2}を選んだ。装置の概要を示すと図－５．４７のようである。試験装置は圧密圧力が通常の試験より高いため、現有の供給空気圧（10kgf/cm^2）以上の圧力を得るため、図に示したような径の異なるシリンダーを組み合わせて、通常より高い液

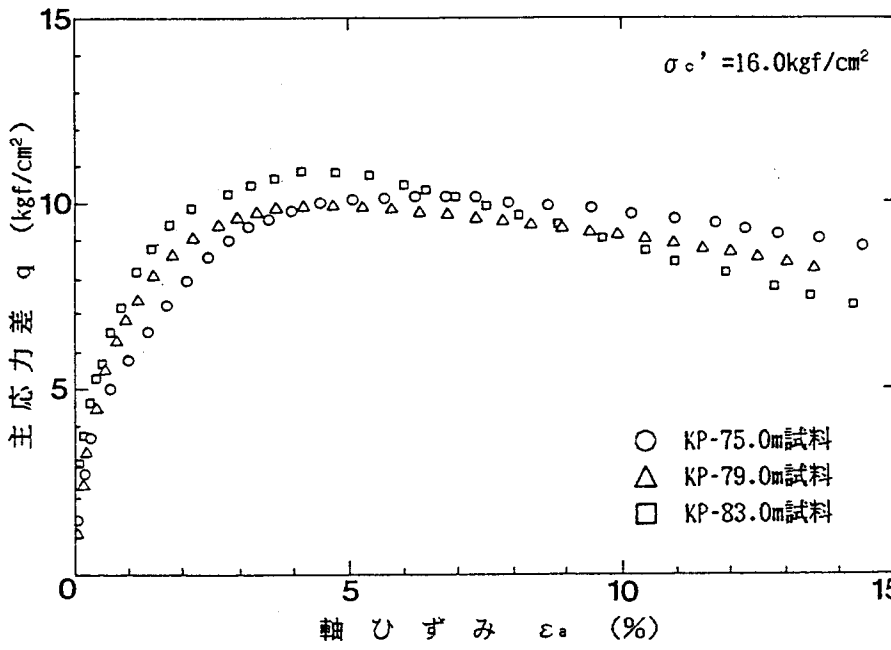


図－５．４７　実験装置概要図

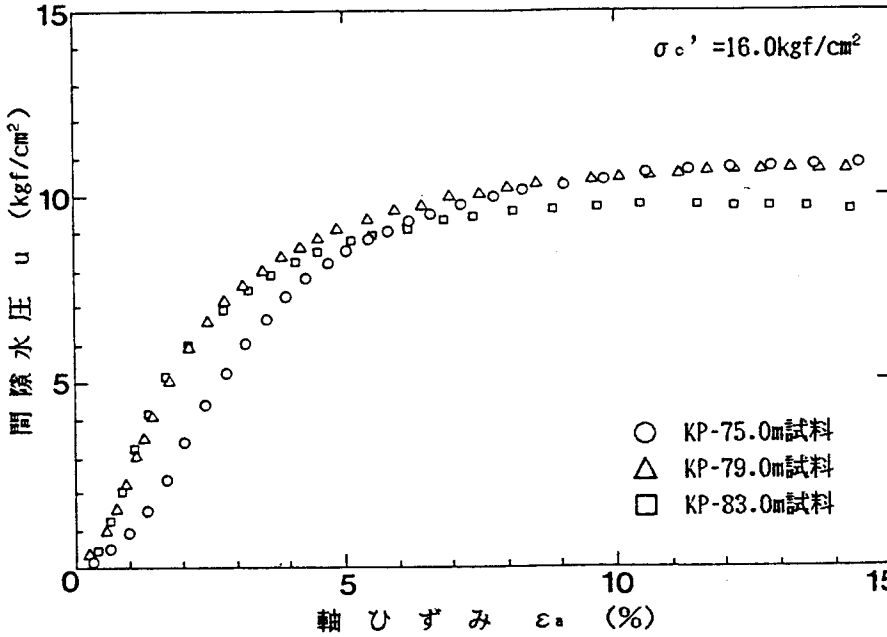
圧を得た。また三軸セルは金属製としたが、ほかは一般に用いられている装置を使用した。軸圧の測定は、ピストンと三軸セルとの摩擦による応力の誤差をなくするため、三軸セル内の載荷キャップの直上に取り付けた荷重計により行った。

供試体は直径35mm、高さ80mmに成形したものを用いた。圧密過程は等方圧密とし、圧密終了後、背圧1kgf/cm²を2時間程度与え、飽和度の上昇に努めた。せん断過程はひずみ制御とし、軸圧縮速度は0.033%/分でせん断し、軸圧縮量が15%に達した時点で試験を終了した。なお本実験では、圧密応力は通常の三軸試験より高いが、そのほかの試験条件は標準的なものを使用した。

図－5.48は、主応力差($q=\sigma_v'-\sigma_h'$)と軸ひずみ(ε_a)との関係を示したものである。図より、応力～ひずみ曲線は極大値を示した後に残留強度に至るような、いわゆるひずみ軟化型の挙動の兆候が認められる。一方、過剰間隙水圧(u)と軸ひずみとの関係を示したものが図－5.49である。これより間隙水圧は、軸ひずみの増加に伴って発生し、その後にほぼ一定した値となるような、正規圧密粘土に一般的に見られるような挙動を示すことがわかる。

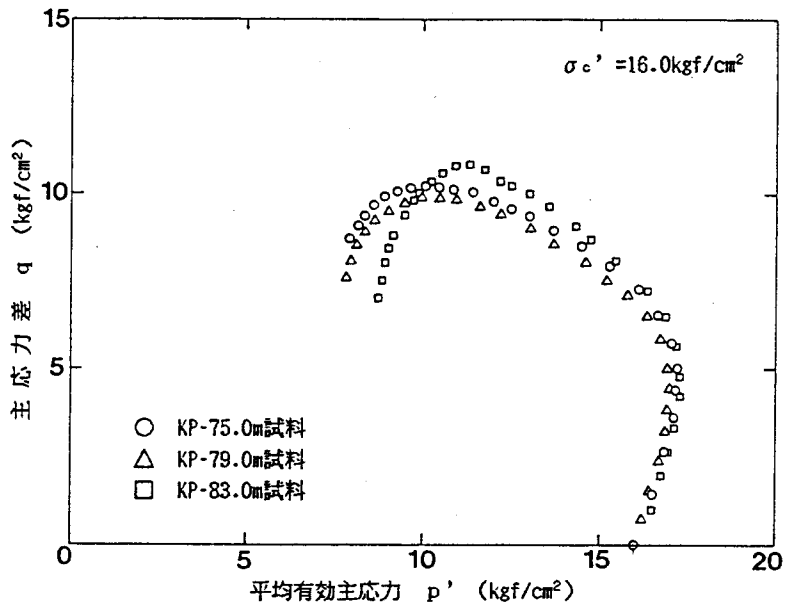


図－5.48 主応力差～軸ひずみ関係



図－５．４９　間隙水圧～軸ひずみ関係

次に、せん断中における有効応力径路を示すと図－５．５０のようである。図より再圧密粘土について知られるように、ほぼ同様な応力径路を示している。



図－５．５０　有効応力径路

同図より最大主応力差が得られたときを破壊点とすると、正規圧密粘土(c'=0)の破壊定数を求めることができる。 また非排水せん断強度c_uは、正規圧密時の最大主応力差の1/2として与えられるため、 強度増加率(c_u/σ_v')を求めることができる。

以上より、 本実験における各強度定数を求めると、表－５.４に示すようである。これより、正規圧密状態における乱さない洪積粘土（Ｍａ１２）の強度定数は、内部摩擦角ϕ'が約27° であり、強度増加率c_u/σ_v'は約0.32であった。

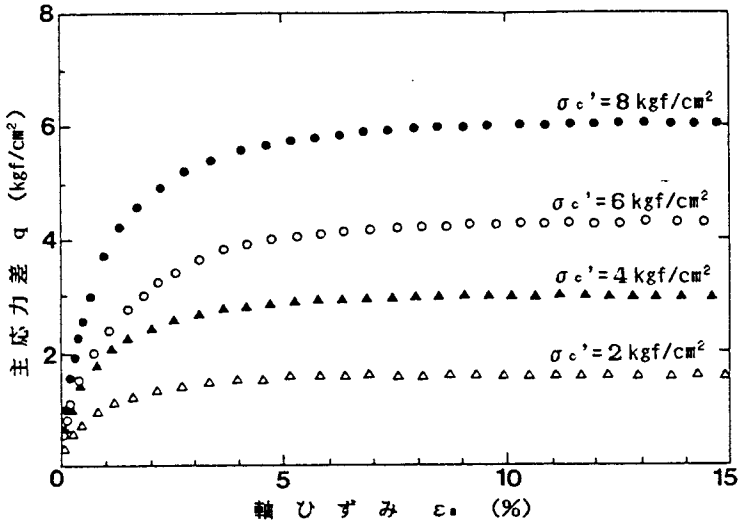
表－５.４　乱さない試料における強度定数一覧表

試料番号	標高(KP) (m)	最大主応力差 (kgf/cm²)	内部摩擦角 (°)	強度増加率
CIUu-1	-75.0	10.24	28.3	0.320
CIUu-2	-79.0	9.94	27.0	0.311
CIUu-3	-83.0	10.87	25.7	0.340

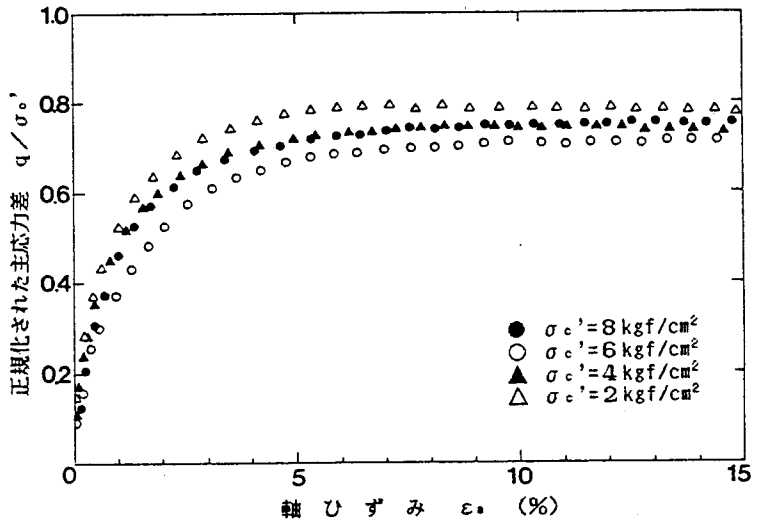
（２）　再圧密試料の非排水三軸圧縮試験

前述したＭａ１２の乱さない試料の三軸圧縮試験に対して、再圧密粘土試料の正規圧密状態における非排水三軸圧縮試験を実施した。再圧密粘土試料の作成方法は、圧縮特性の項に記した方法と同様であり、 粘土試料も図－５.２０に示したボーリングNo.25'孔で採取されたものを使用した。試験方法は、乱さない試料について実施した試験方法と、同様の条件で実施した。なお、粘土試料は先述したように、 有効鉛直応力１kgf/cm²の応力履歴を受けた粘土であることより、正規圧密状態を得る圧密応力として、２、４、６、８kgf/cm²の４種類を選んだ。

図－５.５１は、 各圧密応力における主応力差～軸ひずみ関係を示したものである。これより、いずれの粘土の挙動も、正規圧密粘土に一般的に見られるような、ひずみ硬化型の挙動を示していることがわかる。また、これらの関係より得られる最大主応力差は、最終圧密応力の大きさにほぼ比例しているようである。各試料の圧密応力の影響を除くため、主応力差を最終圧密応力で除して正規化すると、図－５.５２が得られる。 これより、応力～ひずみ関係は圧密応力に関係なく、ほぼ同一の径路になることがわかる。 従って、Ladd[28]が示した結果と同様に、圧密応力は正規圧密粘土の非排水三軸試験の場合、応力～ひずみ関係には



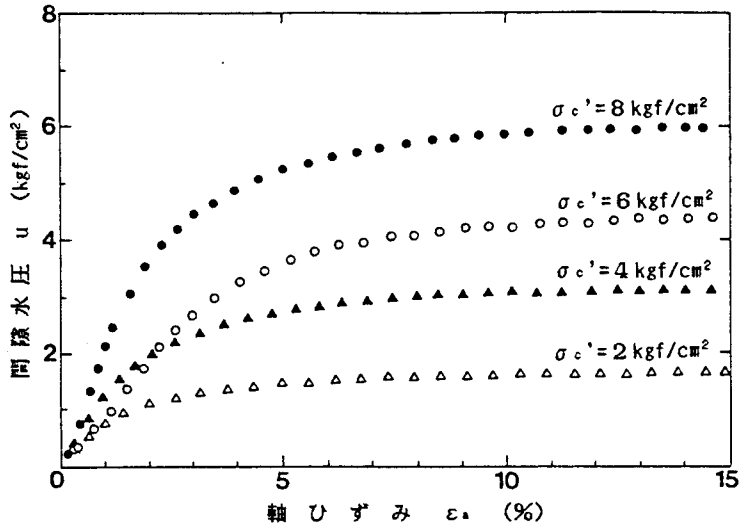
図－５．５１　主応力差～軸ひずみ関係



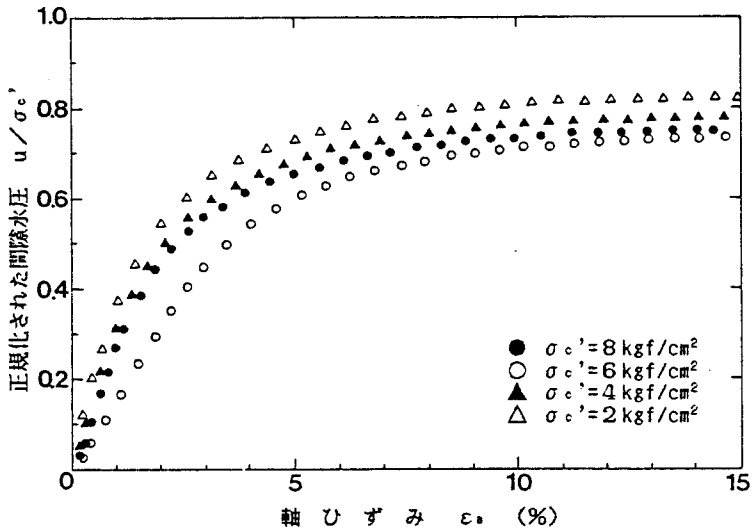
図－５．５２　正規化された主応力差～軸ひずみ関係

ほとんど影響を及ぼさないようである。

次に、間隙水圧の挙動について表すと、図－５．５３に示すようである。 図より、間隙水圧は軸ひずみとの関係において、 図－５．５１に示した応力～ひずみ関係とほぼ同様の挙動を示している。また、発生する最大間隙水圧は圧密応力とほぼ比例関係にあり、正規圧密粘土にみられるような典型的な間隙水圧の挙動となっている。応力～ひずみ関係と同様に、間隙水圧を圧密応力で除して正規化すると図－５．５４が得られる。 図より、間隙水圧の挙動も、応力～ひずみ関係と



図－５．５３　間隙水圧～軸ひずみ関係

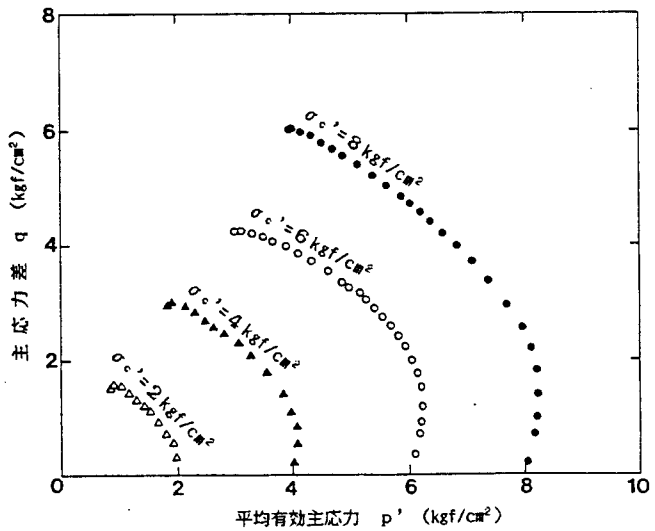


図－５．５４　正規化された軸ひずみ～間隙水圧関係

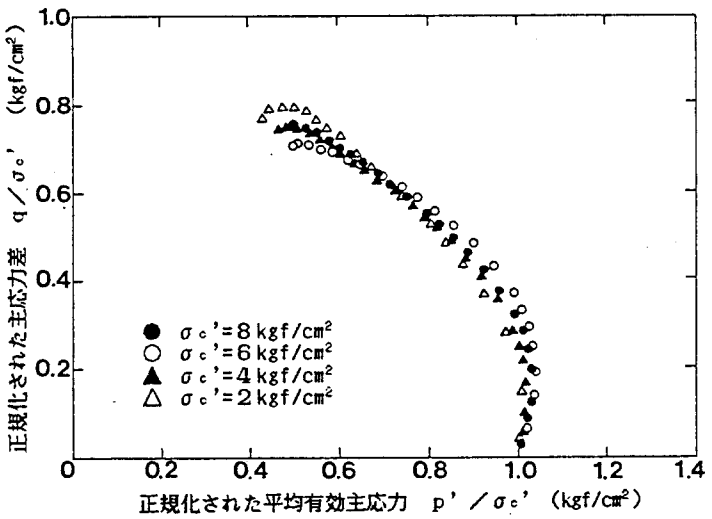
同様に、ほぼ同じ挙動を示し、圧密応力の影響をほとんど受けないようである。

次にせん断過程における有効応力径路を応力平面上（ｐ'－ｑ平面）に示すと図－５．５５のようである。これより、再圧密粘土について知られるようにほぼ同様な応力径路を示しており、各試料の破壊点における主応力差は、平均有効主応力と比例関係にあるようである。先に示した乱さない試料について行ったように、主応力差及び平均有効主応力を最終圧密応力で除して、正規化した有効応力径路を示すと図－５．５６が得られる。これより有効応力径路についても、前に示し

た関係と同様に圧密応力の影響を受けず、ほとんど同じ応力径路が得られることがわかる。乱さない試料について行ったように、最大主応力差が得られたときの破壊定数(内部摩擦角、強度増加率)を求めると、 表－5.5のようにまとめられる。 これより、再圧密試料の内部摩擦角φ'は約37°、強度増加率c_u/σ_v'は約0.38であり、特に内部摩擦角は乱さない試料に比べて大きい値が得られた。



図－5.55　有効応力径路



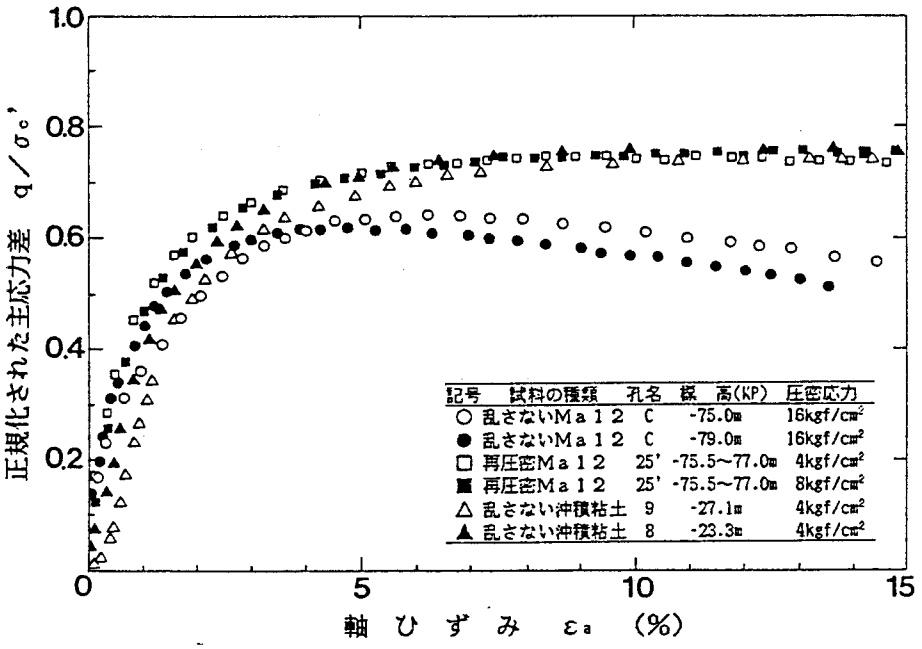
図－5.56　正規化された有効応力径路

表－５．５　再圧密試料における強度定数一覧表

試料番号	圧密応力	最大主応力差	内部摩擦角	強度増加率
	(kgf/cm²)	(kgf/cm²)	(°)	
CIUr-1	2	1.587	39.6	0.397
CIUr-2	4	2.991	37.5	0.374
CIUr-3	6	4.281	34.8	0.357
CIUr-4	8	6.062	36.8	0.379

以上に示した乱さない試料と、再圧密試料における三軸圧縮試験の結果をもとに、Ｍａ１２のせん断強度特性について以下に検討を加える。

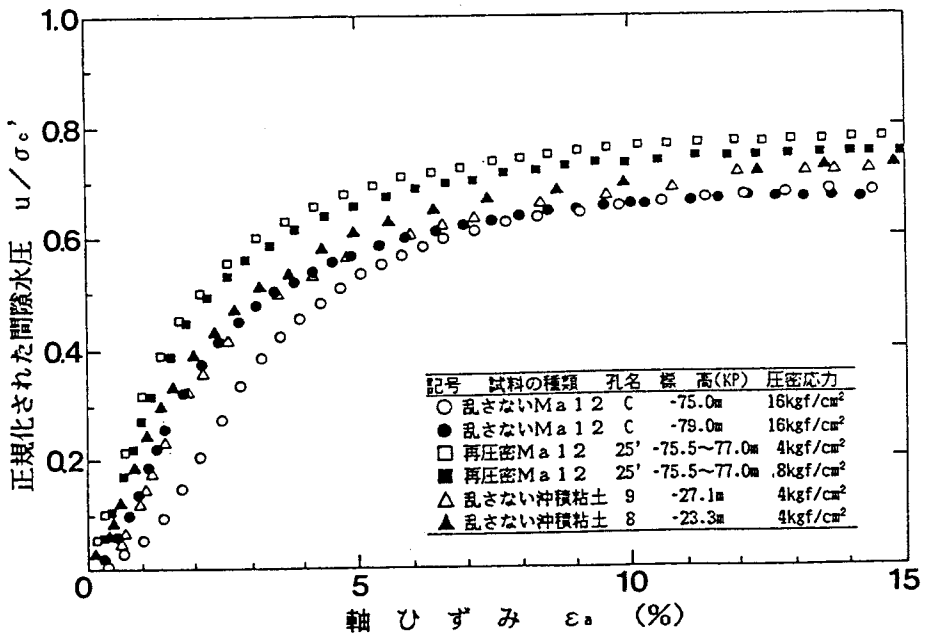
圧密応力によって正規化された再圧密試料の主応力差と軸ひずみとの関係を、先に示したＭａ１２の乱さない試料の結果と、乱さない沖積粘土のデータ[17]を加えてまとめると図－５．５７が得られる。これより、再圧密したＭａ１２と乱さない沖積粘土とはほぼ同じ挙動を示し、正規圧密粘土に一般的に見られるようなひずみ硬化型の挙動を示している。従って、先述したようにＭａ１２と沖積粘土では、各々の粘土の土性はほとんど同じ状態であると考えられることや、またこれらがいずれも年代効果の影響をほとんど受けていない粘土であることなどより、せん断強度特性に関してもほぼ同じ特性を持っていると考えられる。しかし、



図－５．５７　正規化された主応力差～軸ひずみ関係

同図に示されるように、乱さないＭａ１２は正規圧密状態であるにもかかわらず、他の２種類の粘土試料とはやや異なった、ひずみ軟化型の特徴を持つ挙動を示している。 先述したように、乱さないＭａ１２の圧密降伏応力は、6～9kgf/cm²であった。従って、せん断挙動が、他の粘土と異なる原因の一つとして、圧密応力の不足が挙げられる。 つまり、本実験で用いた圧密応力16kgf/cm²ではＭａ１２の応力履歴の影響を除去しただけで、セメンテーションや２次圧密などによる年代効果の影響を、完全に消失させることができず、粘土を完全な正規圧密状態にすることができなかったためと考えられる。

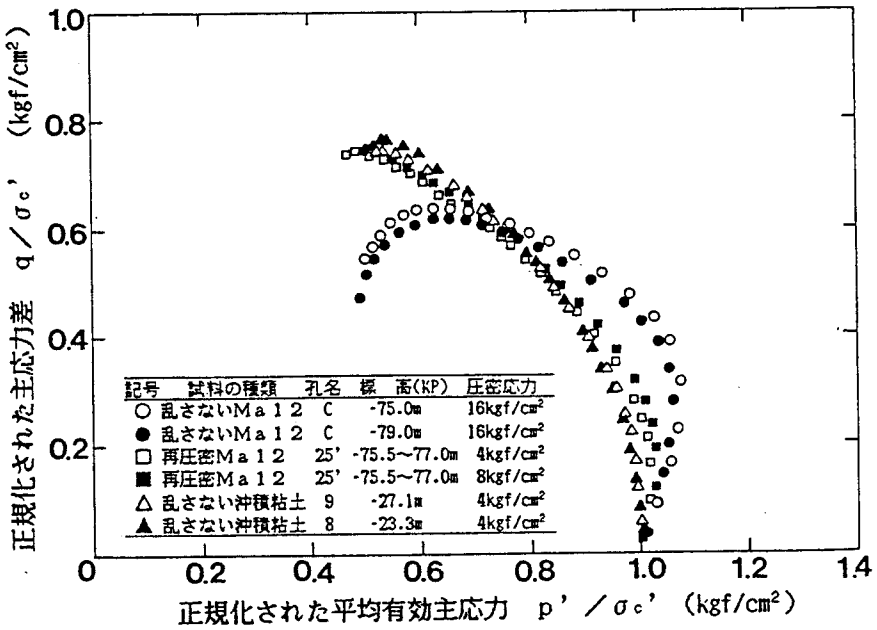
応力～ひずみ関係と同様に、せん断過程において発生する過剰間隙水圧を圧密応力で正規化し、軸ひずみとの関係を示すと図－５．５８のようである。 これより、各粘土試料における間隙水圧はほぼ同じように発生し、正規圧密粘土の一般的な挙動を示しているが、乱さないＭａ１２粘土の間隙水圧が若干低いことがわかる。



図－５．５８　正規化された間隙水圧～軸ひずみ関係

次に、応力平面（ｐ'－ｑ）上における有効応力径路についてまとめる。各粘土試料の有効応力径路を、 それぞれの圧密応力で除して正規化すると図－５．５９が得られる。同図より、乱さないＭａ１２試料は他の試料に比べて、間隙水圧の

増加が少なくやや異なる径路を示している。これは前述したように、乱さない洪積粘土の圧密降伏応力と、三軸試験における圧密応力との関係より、年代効果の影響が残存しているためと思われる。 また、図－５．５９に見られるような応力径路の違いは、人工的にセメンテーションを与えた粘土試料においても認められているようである[21]。



図－５．５９　正規化された有効応力径路

前に示したように、乱さない洪積粘土試料の内部摩擦角や強度増加率はそれぞれϕ'=27°，c_u/σ_v'=0.32であり、再圧密試料の方がかなり大きな値を示す。一方、今回調査した地域の沖積粘土については、既に正規圧密状態もしくは再圧密状態の強度定数が求められており、それらの値はϕ'=33～35°であることが判明している[17,22]。従って、前述の圧縮特性の場合と同様に、今回の調査地域では、再圧密状態の沖積粘土と洪積粘土との違いはあまりないようである。

５．５　まとめ

本章では神戸港に分布するＭａ１２の土質工学的特性に関して、種々の実験及び検討を行ったが、それによって得られた結論をまとめると以下のようである。

神戸港に分布するＭａ１２の粒度組成は、港内においても変化し、特にポートアイランドが位置する港域の西部では、粘土に砂分の混入が認められる。この要因について、古地図や歴史資料などをもとに推察した結果、湊川や生田川などの河川による運搬作用が、港域内への土砂の供給に大きく関係しているものと考えられる。また粘土に含まれる砂分は、液性限界や塑性限界などのコンシステンシーに影響を与えていることが明らかとなった。これらの現象は同一地域の沖積粘土にも同様に認められ、Ｍａ１２堆積時の更新世末ごろから現在に至るまでの間、神戸港域への土砂の供給状況に大きな変化はほとんどなかったと判断できる。

さらに、神戸港のＭａ１２の物理特性と、西宮市鳴尾浜地区のデータを併せて、各地域間での特性の比較を行い、西宮市から神戸港に至る大阪湾北部沿岸地域における物理特性の地域的な変化について検討した。その結果、粒度組成に関しては粘土分は東部ほど多く含まれている傾向が認められることに対し、シルト分はそれとは逆の傾向を示していることがわかった。また、コンシステンシーや活性度も粘土の含有量に対応して、東部地域ほど高くなる傾向にあることが明らかになった。

一方、Ｍａ１２の層内におけるコンシステンシーの変化について検討した結果、液性限界は粘土層の中央部付近で最も高くなり、上、下部に従い低下する傾向があることが認められた。その要因としては、微化石分析より判明した粘土層の堆積環境と密接に関係していることが明らかとなった。

神戸港域の六甲アイランドにおいて採取されたＭａ１２の粘土試料を用いて、種々の土質試験を実施した。その結果、得られた圧密特性及び強度特性に関する結論をまとめると以下のようである。

Ｍａ１２は、堆積深度が深いところでは圧密降伏応力も大きく、標準圧密試験では圧縮特性を詳細に検討することが困難である。 その場合、K_0条件での排水三軸圧縮試験を実施し、連続的な圧縮曲線を求めることにより、精度よく圧密降

伏応力などを決定できることが明らかになった。また、粘土の過圧密特性について検討した結果、以下の３つの理由（①、②、③）により、今回調査した範囲ではＭａ１２は年代効果の影響により、擬似過圧密状態であると推定される。

①　圧密降伏応力の深さ方向の増加率はほぼ直線的であり、有効土被り圧のそれより大きい値を示している。

②　Ｍａ１２の乱さない試料と、練り返し再圧密試料との圧縮特性は大きく異なる。しかし、沖積粘土においては、乱さない試料と再圧密試料とではあまり相違が見られない。

③　年代効果のない過圧密粘土の降伏曲面の形状は、K_0 軸に対してほぼ対称形となるのが一般的であるのに対して、Ｍａ１２の乱さない試料の降伏曲面は、ややｐ'軸方向に広がりを示している。

大深度より採取されたＭａ１２粘土においては、背圧を加えた圧密試験より得られた圧密係数は、粘土の透水性が高くなると考えられることより、標準圧密試験のものに比べて、やや大きい値を示すようである。しかし、乱さない試料を用いて今回実施した透水試験では、その検証を行うことはできなかった。またＭａ１２と沖積粘土の透水係数は、間隙比との関係において、堆積年代に関係なく相関関係が認められる。

Ｍａ１２の２次圧密特性は、２次圧密係数$C\alpha$と圧縮指数$\overline{Cc}$との関係において２本の直線によって表され、その傾向は沖積粘土と同様のものである。

Ｍａ１２の乱さない試料と、再圧密試料との正規圧密状態における非排水せん断試験を実施した結果、乱さない試料の方が間隙水圧の増加が少なく、得られた内部摩擦角にも大きな差が生じた。しかし、沖積粘土では両者の差はほとんどない。また、洪積粘土の再圧密試料の内部摩擦角は、沖積粘土のそれにほぼ等しいことなどが明らかとなった。これらのことより、本研究で用いた圧密応力では、正規圧密状態の粘土においても、せん断強度特性に年代効果の影響が認められる。

参考文献

1) 谷本喜一・田中泰雄・山田和彦・岡井崇彦(1983):阪神地区海底地盤の土質工学的性質について,建設工学研究所報告,No.25,pp.101-115.

2) 赤井浩一・佐野郁雄(1981):大阪湾上部洪積層粘土の長期圧密特性,土と基礎,Vol.29,No.3,pp.37-44.

3) 小野寺駿一(1986): 大阪湾泉州沖地盤の工学的性質,土木学会論文報告集,No.370,Ⅲ-5,pp.1-25.

4) 例えば、小川富美子・松本一明(1978):港湾地域における土の工学的諸係数の相関性,港湾技術研究所報告,Vol.17,No.3,pp.1-89.

5) 鳥居幸夫(1982):神戸港１５００年,海文堂出版,333p.

6) 西川光一(1982):神戸港の歴史,冬鵲房,167p.

7) 大日本帝国参謀本部陸地部測量局・仮製２万分の１地形図 「須磨村」、「兵庫」、「神戸」（復刻版）,大日本測量株式会社資料調査部複製.

8) 大阪湾広域臨海環境整備センター(1985):昭和５８年度広域処理場整備事業土質解析調査報告書,271p.

9) Skempton,A.W.(1953):The Colloidal "Activity" of Clays, Proc. 3rd ICSMFE, Vol.1, pp.57-61.

10) 岡二三夫(1983): 三軸試験におけるゴム膜の透水・透気性,土と基礎,Vol.31,No.7,pp.67-68.

11) Parry,R.H.G. and Wroth,C.P.(1981):Shear Stress-Strain Properties of Soft Clay,Soft Clay Engineering,Elsevier Sci. Pub.,pp.311-366.

12) Parry,R.H.G. and Nadarajah,V.(1973):Observations on Laboratory Prepared Lightly Overconsolidated Specimens of Kaolin,Geotechnique,Vol.24,No.3,pp.345-358.

13) Leonards,G.A. and Ramiah,B.K.(1959):Time Effects in the Consolidation of Clay. Symposium on Time Rate of Loading in Testing Soils, ASTM, STP, No.254, 116p.

14) 土田孝・小林正樹・小野寺駿一(1984): 大阪湾泉州沖海底地盤のせん断特性,土と基礎,Vol.33,No.3,pp.15-20.

15) Mesri,G. and Godlewski,P.M.(1977):Time- and stress-compressibility interrelationship, Proc. of ASCE Jour. Geotech. Eng. Div.,Vol. 103(GT5),pp.417-430.

16) 安川郁夫・嘉門雅史(1987):粘性土の二次圧密における荷重条件の影響,土質工学会論文報告集,Vol.27,No.2,pp.93-106.

17) 谷本喜一・田中泰雄・西勝(1982):東神戸地区海底地盤の工学的性質について,海洋土質調査に関するシンポジウム,土質工学会,pp.319-326.

18) Olsen H. W.(1966):Darcy's Law in Saturated Kaolinite,Water Resources Research,2nd Quarter,Vol.2,No.2,pp.287-295.

19) 中瀬明男・小林正樹・兼近明男(1973):過圧密粘土の圧密特性,港湾技術研究所報告,Vol.12,No.1,pp.123-139.

20) Ladd,C.C.(1965):Stress-strain Behavior of Anisotropically Consolidated Clays during Undisturbed Shear,Proc. 6th ICSMFE,Vol.1,pp.282-286

21) 嘉門雅史・長尾毅(1986):人工的にセメンテーションを与えた粘土の土質工学的特性,第２１回土質工学研究発表会講演集,pp.389-390.

22) Tanimoto,K., Tanaka,Y. and Nishi M.(1982):An Investigation of Marine Clay in Kobe Area, Proc. of 7th Southeast Asian Geotech. Conf., Vol.1,pp.865-878.

23) 谷本喜一・末広匡基・田中泰雄(1985):神戸港域における上部洪積粘土の土質特性について,建設工学研究所報告,NO.27,pp.145-153.

24) 谷本喜一・田中泰雄・末広匡基・北橋将光・田野雄紀夫(1986):上部洪積粘土の圧密特性について,昭和６１年度土木学会関西支部年次学術講演会講演概要,p.Ⅲ-14.

25) 谷本喜一・末広匡基・田中泰雄・田野雄紀夫・北橋将光(1986): 洪積粘土の圧密特性に関する一考察, 第２１回土質工学研究発表会講演集,pp.223-224.

26) 谷本喜一・田中泰雄・末広匡基・北橋将光・小西義広(1987):大阪湾上部洪積粘土（Ｍａ１２）の排水圧縮試験,第２２回土質工学研究発表会講演集,pp.239-240.

27) 谷本喜一・末広匡基・田中泰雄(1987):六甲アイランド洪積粘土（Ｍａ－１２層）の地質および土質工学的特性,応用地質,Vol.28,No.2,pp.20-27.

28) 谷本喜一・田中泰雄・末広匡基(1987):大阪湾上部洪積粘土（Ｍａ１２）の圧縮特性及び強度特性,土木学会論文集,No.388,pp.189-196.

29) 谷本喜一・末広匡基・田中泰雄(1987):大阪湾上部洪積粘土層（Ｍａ１２）の圧密特性について，海底地盤に関するシンポジウム，土質工学会関西支部,pp.133-138.

30) 谷本喜一・末広匡基・田中泰雄(1987):神戸港域の沖積粘土及び上部洪積粘土の分布と土質特性,建設工学研究所報告,No.29,pp.135-148.

第６章

堆積環境と土質工学的特性との相関性

第６章　堆積環境と土質工学的特性との相関性

６．１　概　　説

土の工学的性質はその土質や、過去に受けた応力履歴などによって決定される場合が多いと考えられている。しかし、構成粒子が微細な粘土は、含まれる粒子の種類は多岐にわたっている。すなわち、石英や長石などの造岩鉱物や、粘土鉱物のほかに、貝殻などの大型の化石とともに花粉化石、珪藻化石、有孔虫化石などのような微化石や、さらにペレットや腐植物などの有機物も多く含んでいることが明らかになってきている。また、粒子の間隙を満たす溶媒の種類や、粘土鉱物に含まれる交換性陽イオンの種類なども、粘土の工学的性質に影響を与えていることが報告されている[1)]。

本章では、Ｍａ１２に関する地質学的特性の解析より明らかになった粘土の堆積環境が、工学的性質に及ぼす影響や、その要因などについて検討する。粘土の工学的性質については、前述したように堆積環境の変化と対応性の見られる液性限界と、臨海部や海洋部の埋立てを伴う建設工事において重要な圧密特性などに着目し、各々の相関性について考察する。

６．２　堆積環境と液性限界

第５章で述べたように、Ｍａ１２の液性限界は微化石分析より把握された粘土の堆積当時の気候や、水域の変化などのような堆積環境と密接に関係して変化していることが明らかになった。そこで本節では、液性限界の変化を支配する要因について検討し、それらの要因と堆積環境との相関性について以下にまとめる。

一般に、液性限界は次に示す１）～６）などの諸因子の影響を受けて変化すると考えられている[2)]。

1）粒度組成

2）粘土鉱物の種類

3）粘土の交換性陽イオン

4）粒子の比表面積

5）腐植含量

6）試料の初期含水比

これらの因子のうち、これまでに述べてきたＭａ１２の地質特性と物理特性に関する一連の研究より、Ｍａ１２における液性限界の層内変化は、粒度組成や粘土鉱物組成とはほとんど関係しないことが判明した。これより、上に記した要因のうち、１）と２）が関与している可能性は少ないと考えられる。従って、主として粘土鉱物の種類によって決定される粒子の比表面積や、土質試験において左右される試料の初期含水比なども同様にあまり関係しないものと判断される。そこで、さらに変化要因を究明するため、５）に記した腐植含量の特性について検討した。

腐植は有機物より構成され、土粒子の結合物質としての役割を果たしている。また、腐植自体は非常に大きな比表面積を持つため、腐植含量が増加するほど、土の比表面積が増大し、液性限界が大きくなる。そこで、液性限界に与える腐植（有機物）の影響を調べるため、２種類の液性限界試験を実施した。試験方法の手順を示すと以下のようである。

試験－１）　標準的な液性限界試験である。試験方法は原則としてJIS A 1205に準拠したが、試料の調製は空気乾燥を行わず自然状態のままで、420μmふるいで裏ごしし、砂分や貝殻片などを除去した試料を試験に用いた。

試験－２）　試験方法は１）と同様であるが、試料は有機物を分解して除去するため、過酸化水素水（H_2O_2）を用いて処理し、その後に標準的な液性限界試験を実施した。試料の調製方法は、次に示すとおりである。

試料を500cc程度のビーカーに入れ、粘土が完全に浸るまで過酸化水素水の６％溶液約100mlを加え、よくかき混ぜる。 次にガラス板などでビーカーにふたをし、約110℃の乾燥炉に１時間ほど入れて十分に反応させる。 反応がほとんど終了した後、 ビーカーを取り出し蒸留水を300ml程度加え、よくかき混ぜて放置する。粘土粒子が完全に沈殿したのを確認して、 上澄み液を捨て、蒸留水を再び300ml

程度加える。この操作を３回ほど繰り返す。最後に、上澄み液を捨てた試料を乾燥させて、液性限界試験を実施するのに適当な含水状態にし、試験の試料とした。

以上に記した、２種類の液性限界試験より得られた結果をまとめて示すと表－６．１のようである。

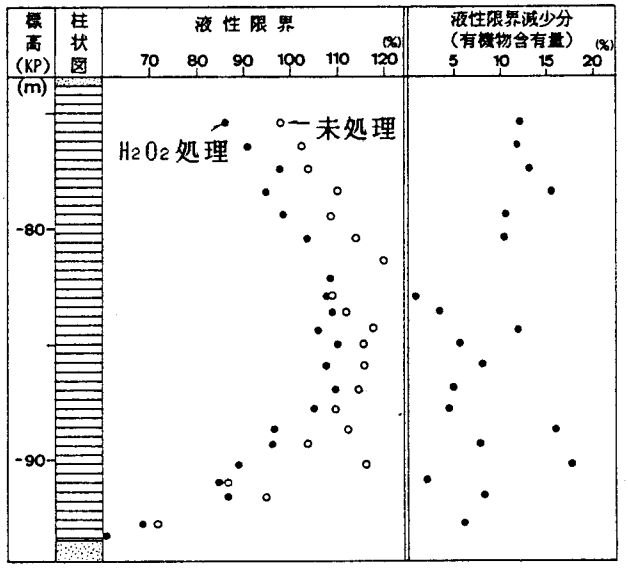
表－６．１　液性限界試験結果一覧表

試料名	標高 (KP)	液性限界 標準 w_L	液性限界 H_2O_2処理 w_L'	液性限界 減少分 Δw_L	流動指数 標準 I_f	流動指数 H_2O_2処理 I_f'	流動指数 減少分 ΔI_f
D-1	-75.4m	97.9	86.0	11.9	18.9	12.9	6.0
D-2	-76.4m	102.0	90.5	11.5	17.0	12.2	4.8
D-3	-77.4m	103.4	97.5	12.9	16.2	15.0	1.2
D-4	-78.4m	109.8	94.5	15.3	14.7	15.5	-0.8
D-5	-79.4m	108.3	98.0	10.3	19.6	16.5	3.1
D-6	-80.4m	113.6	103.5	10.1	19.3	15.0	4.3
D-7	-81.4m	119.8	—	—	18.2	—	—
D-8	-82.1m	—	108.7	—	—	15.0	—
D-9	-82.9m	108.6	107.8	0.8	17.3	18.9	-1.6
D-10	-83.6m	111.7	108.5	3.2	21.0	14.0	7.0
D-11	-84.3m	117.2	105.6	11.6	19.9	14.9	5.0
D-12	-85.0m	115.5	110.0	5.5	—	20.0	—
D-13	-85.9m	115.2	107.3	7.9	20.6	18.3	2.3
D-14	-86.9m	114.1	109.3	4.8	15.6	15.7	-0.1
D-15	-87.8m	109.3	105.0	4.3	26.1	17.9	8.2
D-16	-88.7m	112.2	96.4	15.8	17.2	14.6	2.6
D-17	-89.3m	103.8	96.0	7.8	19.9	16.7	3.2
D-18	-90.2m	106.0	88.4	17.6	23.2	8.2	15.0
D-19	-90.9m	86.3	84.5	1.8	20.6	13.6	7.0
D-20	-91.6m	94.3	86.3	8.0	—	15.7	—
D-21	-92.8m	73.0	67.2	5.8	16.6	11.2	5.4
D-22	-93.3m	—	60.5	—	—	9.7	—

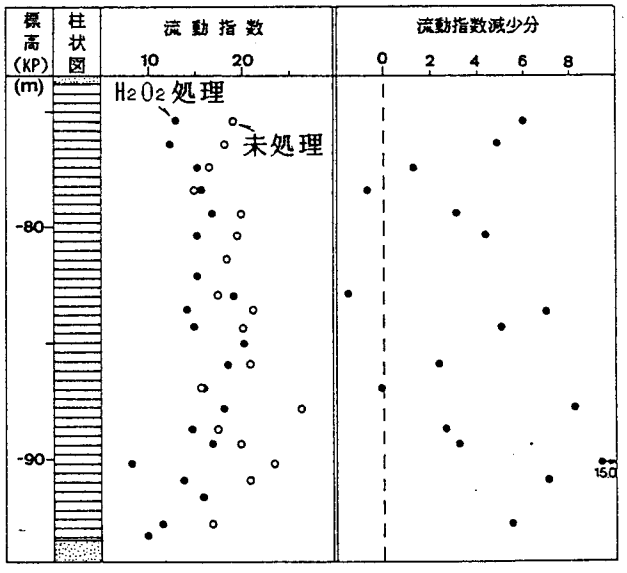
これらの結果をもとに、液性限界の深度方向への変化を示すと図－６．１のようである。これより、過酸化水素水によって処理された試料は、標準的な試料より5～10%程度低い値を示している。また、減少分の深度方向への変化はさほど顕著ではなく、粘土層内を通じてあまり変わらないようである。この液性限界の減少は、竹中[3)]が指摘したように、有機物が過酸化水素の添加により溶解され、粒子間の結合が破壊されたことに加えて、試料の比表面積が減少したために起こったものと考えられる。さらに、その減少分が粘土層内でほとんど変化がないことより、Ｍａ１２に含まれている有機物は、層内を通じてほぼ一定であるといえる。

図－６．２は流動指数(I_f)の深度方向への変化を示したものである。これより、粘土試料の過酸化水素水による処理は、流動指数を低下させる効果を持つことがわかる。また、その低下量は深度方向にあまり関係しないようである。流動指数

は液性限界を決定する際に用いられる、試料の含水比と黄銅皿の落下回数との関係で表される流動曲線の傾きである。流動指数の低下は、少量の含水量の変化により粘土の状態が敏感に変化することを示すことより、有機物の除去によって、粘土粒子の結合力が弱くなったために起こったものと考えられる。



図－６．１　Ｍａ１２に含まれる有機物の深度変化



図－６．２　Ｍａ１２における流動指数の深度変化

以上のように、有機物よりなる腐植含量は、Ｍａ１２の粘土層内を通じてほぼ一定であると考えられる。これより、腐植含量は液性限界の層内変化にはほとんど関与していないと判断される。従って、Ｍａ１２に見られる液性限界の層内変化は、Na^+、Ca^{2+}、K^+などのような粘土鉱物に含まれる交換性陽イオンの影響による可能性が大きいと考えられる。

交換性陽イオンは通常、粘土鉱物の結晶間に含まれて存在しており、前述したように粘土鉱物の種類が同じであっても、陽イオンの種類により粘土の工学的特性は大きく異なることが明らかとなっている[1)]。第４章で述べた粘土鉱物分析より、神戸港域のＭａ１２には主にモンモリロナイト、雲母（イライト）、カオリン鉱物（カオリナイト）などの３種類の粘土鉱物が含まれていることが明らかとなった。それら３種類の粘土鉱物において、陽イオンの違いが粘土のコンシステンシーに与える影響を示したものが表－６．２である[4)]。 この表に示されるように、各粘土鉱物ともに、陽イオンとしてNa^+が含まれている場合が、 液性限界値は大きくなる傾向にあることが明らかである。

交換性陽イオンの種類は通常、粘土が堆積するときの間隙水、すなわち堆積する場所の水域の状態によって決定される場合が多い。一般に、淡水及び海水中に

表－６．２　主要粘土鉱物のアッターベルク限界試験値[4)]

粘土鉱物	陽イオン	アッターベルグ限界(%)			塑性指数
		液性限界	塑性限界	収縮限界	
カオリナイト	Na	53	32	27	21
	K	49	29	—	20
	Ca	38	27	25	11
	H	53	25	—	28
	Mg	54	31	29	23
	Fe	59	37	29	22
モンモリロナイト	Na	710	54	10	650
	K	660	98	9	560
	Ca	510	81	11	430
	H	440	55	9	380
	Mg	410	60	15	350
	Fe	290	75	10	220
イライト	Na	120	53	15	63
	K	120	60	18	60
	Ca	100	45	17	55
	H	100	51	17	50
	Mg	95	46	15	49
	Fe	110	49	15	60

含まれる化学成分は、表－６.３に示すようである[5]。これより、海水と淡水とにおける化学成分の大きな違いは、海水にはNa^+イオンが多く含まれているのに対し、淡水にはそれが海水の約1/5しか含まれてなく、Ca^{2+}イオンはそれとは逆の傾向になっていることである。一方、表－６.２に示したように、液性限界は同じ粘土鉱物であっても、陽イオンとしてNa^+イオンを持つ方が大きい値となる。また、海水中に含まれるNa^+イオンは陽イオン全体の大部分を占めている。従って、粘土が海水域において堆積する場合は、海水中の塩分に起因するNa^+イオンが、陽イオンとして吸着される場合が多く、 かつ粘土の液性限界に影響を及ぼしていると判断される。

表－６.３　世界の河水及び湖水の化学成分（百分率）[5]

	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Fe_2O_3 Al_2O_3	SiO_2
北アメリカ	33.4	15.3	7.4	1.2	19.4	4.9	7.5	1.8	0.6	8.6
南アメリカ	32.5	8.0	5.8	0.6	18.9	2.6	5.0	2.0	5.7	18.9
ヨーロッパ	40.0	12.0	3.4	0.9	23.4	2.4	4.3	2.8	2.4	8.7
アジア	36.6	13.0	5.3	1.0	21.2	3.4	6.0	2.0	2.0	9.5
アフリカ	32.8	8.7	5.7	0.6	19.0	2.7	4.9	2.4	5.5	17.9
全世界	35.2	12.1	5.7	0.9	20.4	2.4	5.8	2.1	2.8	11.7
海水	0.2	7.7	55.2	0.0	1.2	3.7	30.6	1.1	0.0	0.0

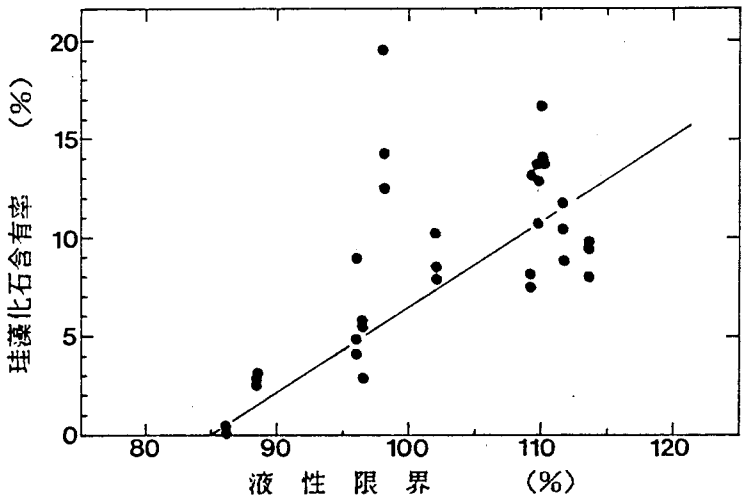
また、大阪の丘陵地域の大阪層群粘土に関する研究によると、液性限界は海成粘土で高く、淡水成粘土で低くなる傾向があるとされ、その原因として海成粘土の方にNa^+イオンが多く含まれていることの影響を示唆しており[6]、 上述した結果と現象的にも一致している。

以上のことより判断すると、Ｍａ１２下部の液性限界の低い部分は、海進初期の汽水～淡水の環境下における堆積によるものであり、 Na^+イオン濃度が低いために、陸水の影響の弱い粘土の中央部に比べて液性限界が低いと考えられる。また、粘土中央部の液性限界が最も高くなる部分が、海進の最盛期において、海域の最も拡大した環境下に堆積した部分に対応すると考えられる。さらに、粘土層の上部にかけての液性限界の低下が、海退の始まりに対応するものであろう。これら一連の現象は、前述した微化石分析の結果によって得られた、堆積環境の変化とよい対応性を示している。また、粘土層最上部の液性限界が、最下部に比べて高い値となっているのは、粘土層最上部では、山内ら[7]がナンノ化石分析より

指摘したように、海退末期における汽水～淡水域に堆積した部分が、粘土層堆積後の侵食作用を受け、欠如しているためと考えられる。

次に、Ｍａ１２の堆積環境と液性限界との相関性について検討を加える。

第４章で詳述したように、粘土の堆積環境は、花粉化石、珪藻化石、ナンノ化石などの微化石より得られる地質情報によって明らかになった。ここでは、これらのうちより、珪藻化石によって把握されたＭａ１２の堆積環境と、液性限界との関係について考察する。 図－６．３は液性限界と、本研究において着目した海棲の珪藻化石の含有率との関係を表したものである。図に示されるように、これらの間には、図中に示すような直線的な関係が認められ、両者が密接に関係しているといえる。 また、ここで対象とした珪藻化石は、液性限界が85%以下ではほとんど含まれていないことがわかる。



図－６．３　液性限界～海棲珪藻含有率関係

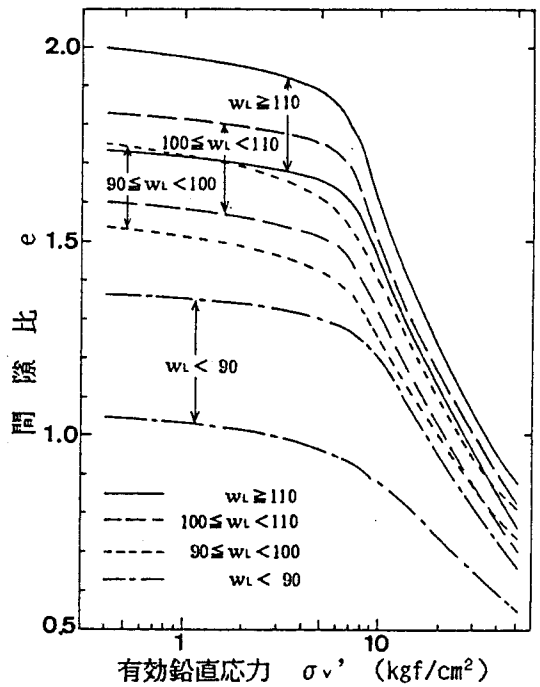
６．３　液性限界と圧密特性

液性限界は前述したような多くの物理的及び化学的要因によって変化する特性であり、またその値は試験者の個人差の影響を受ける特性でもある[8)]。しかし、液性限界試験はその試験方法が簡便であり、かつ短時間に実施できることなどの利点を有していることより、液性限界や塑性限界などのコンシステンシーと、力

学特性などとの相関性を究明する試みが行われている。また前述したように、液性限界は粘土の堆積環境と密接に関係する特性値であると考えられる。

本節ではこの液性限界に着目し、Ｍａ１２の力学特性のうち、埋立地盤として最も関係の深い圧密特性との相関性について検討する。なお、検討に用いた土質試験結果は、第５章の図－５．１４、５．１５に示した４孔のＭａ１２の標準圧密試験より得られた液性限界と各圧密特性値である。

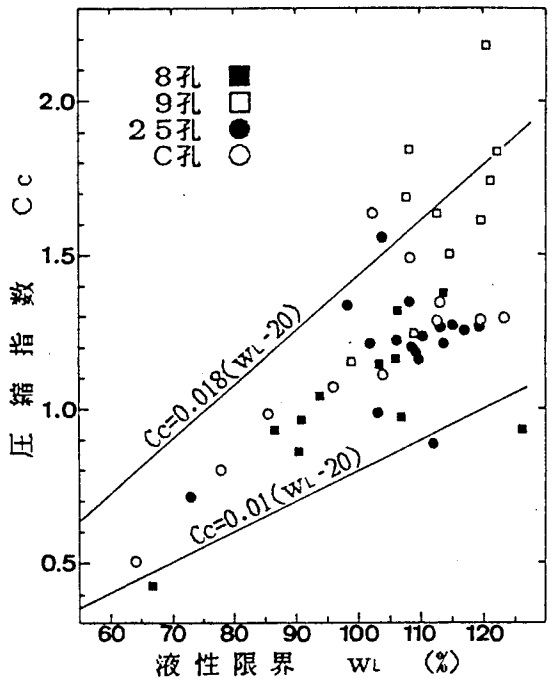
前述したように、物理特性は堆積環境の違いにより粘土層内で変化するため、同一の粘土層であっても、 圧縮特性は一定の傾向を示しにくい。 そこで、図－６．４に示した圧縮曲線は液性限界を４つのグループに区分し、 各グループに属する圧縮曲線の分布範囲を示している。これよりＭａ１２では、液性限界の高い



図－６．４　液性限界別の圧縮曲線

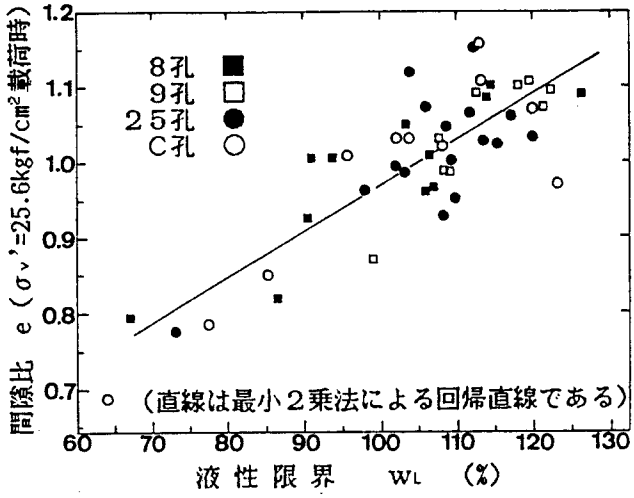
ものほど初期間隙比が大きく、また圧縮性が高くなっていることが明らかである。従って、液性限界が粘土の中央部で最も高くなっていることより判断すると、圧縮性は粘土層の上、下部に比べて、中部付近で最も大きくなることがわかる。

図－６．５は液性限界と圧縮指数との関係を示したものである。これら両者の関係は従来より指摘されているように、大阪地域における洪積粘土は、図中に示した２本の直線に挟まれる部分にあるとされている[9]。今回の結果はデータの大部分がこれらの２直線間のほぼ中央付近に位置することより、当地区のＭａ１２が大阪地区のものとほぼ同様の性質を持っている粘土であるといえる。



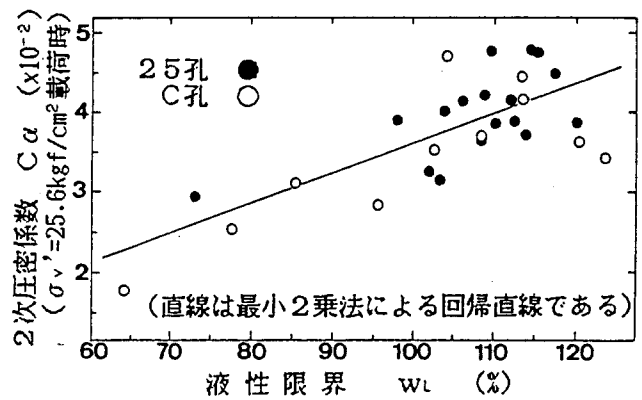
図－６．５　液性限界～圧縮指数関係

次に、液性限界と間隙比との関係について検討する。間隙比としては、標準圧密試験において圧密応力σ_v'が25.6kgf/cm^{2}のときの値を採用した。すなわち今回の試料では、ほぼ正規圧密曲線上の特定応力に対する間隙比を選んだ。液性限界との関係を示すと図－６．６が得られる。これより、低い液性限界のデータが少ないものの、両者の関係はほぼ直線的であり、液性限界の大きい粘土ほど同一応力に対する間隙比が大きくなる傾向を示している。従って、液性限界は正規圧密時の間隙比と直線的な関係にあるといえる。



図－6.6　液性限界～間隙比関係

さらに、2次圧密特性について検討する。一般に、粘土の2次圧密特性を示すものとして2次圧密係数Cαが用いられている。Cαは前述したように、圧密荷重によって変化し、前出の圧縮指数$\overline{Cc}$と相関関係にあり、$\overline{Cc}$が大きいほど2次圧密速度も大きくなると考えられている[10,11]。一方、図－6.5に示したように、圧縮曲線における圧密降伏応力後の最大勾配で定義される通常の圧縮指数は、液性限界と相関関係にあることが知られている。そこで、ここでは液性限界と2次圧密速度との関係について検討した。Cαの値としてここでは、図－6.6と同様に、圧密応力σv'が25.6kgf/cm²のときの値、すなわち正規圧密時におけるCαを選んだ。液性限界との関係を示すと図－6.7が得られる。このように、液性限



図－6.7　液性限界～2次圧密速度関係

界は２次圧密係数とも直線的な関係にあることがわかる。

以上のようにＭａ１２に関して、粘土の堆積環境と土質工学的性質との関係を究明するため、ここでは堆積環境を反映する指標として液性限界を選び、圧密特性との相関性について検討した。その結果、液性限界は圧縮指数や正規圧密時の間隙比に加えて、２次圧密速度などと直線的な関係にあることがわかり、これらの工学的性質は液性限界と密接に関係していることが明らかになった。

６．４　まとめ

本章では第４章に述べた微化石分析によって明らかになった、Ｍａ１２の堆積環境の変化をもとに、土質工学的性質との関連性について究明した。得られた結論をまとめると以下のようである。

粘土の液性限界を変化させる要因について検討した結果、粒度組成や粘土鉱物の種類などの要因のほかに、粘土鉱物に含まれる交換性陽イオンの違いが液性限界のような、粘土のコンシステンシーに影響を与えている可能性が大きいことがわかった。すなわち、粘土が堆積する環境としては、海水域と淡水域とに大別できるが、それらは各々の化学成分が大きく異なることより、粘土の堆積時の間隙水の特性にも大きな差異が生じる。特に、化学成分としては、海水中に含まれるNa^+イオンの含有の多寡が、 粘土のコンシステンシーに大きな影響を与えているようである。 すなわち、液性限界はNa^+イオンの少ない汽水～淡水域に堆積した粘土では低く、 Na^+イオンの多い海水域に堆積した粘土では高くなる傾向にあることがいえるようである。従って、粘土層堆積時の環境変化は、土質特性のうちの液性限界の値に強く影響を与えていることが明らかとなった。また力学特性として、海面埋立地の沈下問題に密接に関係する圧密特性に着目し、液性限界との関連性について検討した。その結果、圧縮指数をはじめ、２次圧密速度や正規圧密時の間隙比などは、いずれも液性限界と直線的な関係にあることがわかった。

以上より、粘土が形成されるときの堆積環境は、物理的及び化学的な要因に左右される液性限界のような、土の基本的性質に影響を与えているだけでなく、工学的に重要な特性の一つである圧密特性にも影響していることが明らかになった。

参考文献

1) 例えば、Yong,R.N. and Warkentin,B.P.(1975): Soil Properties and Behaviour,Elsevier Sci.Pub.Co.,449p.

2) 前田隆(1985):土の物理化学と土質工学への応用　5.土の指数的性質,土と基礎,Vol.33,No.8,pp.65-71.

3) 竹中準之介(1964): 滞積粘土層の成因とその土性（その３），土と基礎,Vol.12,No.8,pp.33-43.

4) Scott,R.F.(1963):Principles of Soil Mechanics,Addison-Wesley Pub. Co. Inc.,550p.

5) 東京天文台編(1986):理科年表　昭和６２年,丸善株式会社,895p.

6) 中世古幸次郎(1975):傾斜地造成の防災,土質工学会,pp.124-142.

7) 山内守明・岡村真(1984):ナンノ化石総合調査,関西国際空港地盤地質調査,災害科学研究所報告,pp.13-17.

8) 松本練三(1956):土の物理試験値の個人差について,土と基礎,Vol.4,No.6,pp.24-26.

9) 土質工学会関西支部・日本建築学会関西支部(1966): 大阪地盤図, コロナ社,pp.10-20.

10) Mesri,G. and Godlewski,P.M.(1977):Time- and Stress- Compressibility Interrelationship,Proc. ASCE, Vol.103,GT5,pp.417-430.

11) 谷本喜一・田中泰雄・西勝(1982):東神戸地区海底地盤の工学的性質について,海洋土質調査に関するシンポジウム,土質工学会,pp.319-326.

12) 谷本喜一・末広匡基・田中泰雄(1987): 六甲アイランド洪積粘土（Ｍａ-１２層）の地質および土質工学的特性,応用地質,Vol.28,No.2,pp.20-27.

第７章

結　　論

第７章　結　論

本論文では、大阪湾とその臨海地域に広く分布する最上位の洪積粘土Ｍａ１２に着目し、その神戸港における地質学的及び土質工学的特性に関する基礎的な研究を行った。その結果、神戸港域における上部洪積層以浅の海底地盤の構成や構造などが明らかになるとともに、微化石分析や粘土鉱物分析などの地質学的な解析より、Ｍａ１２の堆積環境について把握することができた。また、神戸港内におけるＭａ１２の物理特性の地域的変化や、Ｍａ１２粘土を用いて実施した種々の圧密及びせん断試験などより、未解明な部分の多い洪積粘土の土質工学的特性の一端を明らかにすることができた。さらに、Ｍａ１２を総合的に理解するため、粘土の堆積環境と、従来の土質工学的特性との関連性についても検討を加えた。以下に、本研究により得られた結論をまとめる。

神戸港域において実施されたボーリング調査結果を検討した結果、港域の海面下100m付近以浅の海底地盤は、上位より沖積粘土層（Ｍａ１３）～洪積砂層（港島層）～洪積粘土層（Ｍａ１２）などより構成されていることが明らかになった。また、地盤構成の水平方向の変化を追跡することにより、港域の海底地盤には、六甲変動の影響によって生じた２本の撓曲構造が存在することが確認された。撓曲構造は、一つは和田岬付近を通過して北東－南西の方向性を持ち、他方はポートアイランドと六甲アイランドとの間にある第５防波堤を通過して、北西－南東の方向性を持つものである。いずれも、西側の地盤が相対的に上昇した形態となっている。これらの撓曲を起こした一連の地盤運動は、Ｍａ１２の深度分布に大きく関与しているとともに、洪積砂層や沖積粘土層の層厚などにも影響を与えている。

Ｍａ１２に含まれているナンノ化石、花粉化石、珪藻化石、有孔虫化石などの微化石の分析結果より、本粘土は下部より中部付近までが、海進初期の淡水あるいは汽水域から海水域への移行部分であり、中部から上部にかけての部分が海水域の特徴を示していることがわかった。また、粘土層堆積当時の気候も下部より中部にかけて、冷温帯から暖温帯への推移を示し、堆積した水域の変化と一致し

ており、最上部では海退の兆候となる気候の冷涼化が認められた。さらに、微化石の産出の特徴より、Ｍａ１２は侵食作用を受け、粘土層の最上部が欠如していることが確認された。

一方、粘土の基本的な構成要素の粘土鉱物を調べるため、Ｘ線分析を実施した。その結果、Ｍａ１２は主としてモンモリロナイト、雲母、カオリン鉱物、緑泥石の４種類の粘土鉱物より構成されていることが判明した。しかし、各粘土鉱物種の含有比率は、深度方向に対してほとんど一定であり、粘土の堆積環境の変化と、粘土鉱物の組成との関連性は認められなかった。

Ｍａ１２の物理特性に関して、その地域的な変化や、粘土層内における鉛直方向の変化について検討した結果、次のようなことが明らかになった。

神戸港域におけるＭａ１２の物理特性の地域的な変化は、港内に流入する生田川や湊川などの河川作用と深く関係し、これらの河川によって排出される粗粒物が、粘土の粒度組成に大きく影響しているようである。また、神戸港と西宮間の大阪湾北部地区においては、粒度組成は東部ほど粘土分が多く、シルト分はその逆の傾向を示しており、粘土のコンシステンシーや活性度は、粘土分の含有量に対応して東部ほど高くなっている。さらに、Ｍａ１２のコンシステンシーの粘土層内における変化に着目すると、特に液性限界は中央部付近が高く、上、下部にかけて低下するような弓形の変化を示し、その傾向は粘土の堆積環境の変化とよく対応したものとなっている。

次に、本研究で実施したＭａ１２の力学試験結果を検討することによって得られた、粘土の土質力学的性質に関する結論をまとめると以下のようである。

堆積深度が深く、圧密降伏応力の大きい洪積粘土のような試料の圧縮特性は、K_0条件での排水三軸圧縮試験を実施し、連続的な圧縮曲線を求めることにより、精度よく圧密降伏応力などを決定できることが明らかになった。この方法により把握したＭａ１２の圧密降伏応力は、深さ方向にほぼ直線的に増加していることがわかり、その割合は有効土被り圧のそれよりも大きい値を示していることが判明した。また、乱さない試料と練り返し再圧密試料との圧縮特性は大きく異なるが、沖積粘土においては乱さない試料と再圧密試料とではあまり相違が見られない。 さらに、乱さない試料の降伏曲面がややｐ'軸方向に広がりを示し、等方的にも強度が大きくなっている。これらのことより判断して、Ｍａ１２は年代効果

の影響を受けた、擬似過圧密状態の粘土である可能性が大きいといえる。

一方、粘土に背圧を加えて実施した圧密試験より得られた圧密係数は、標準圧密試験のそれに比べてやや大きい値を示す結果が得られた。これはＭａ１２が大深度より採取された粘土であるため、やや低下していた試料の飽和度が背圧により上昇し、粘土の透水性が高められたためと考えられる。また、Ｍａ１２の２次圧密特性は、２次圧密係数と圧縮指数との関係において２本の直線によって表され、その傾向は沖積粘土とほぼ同様のものである。

さらに、Ｍａ１２の乱さない試料と再圧密試料の、正規圧密状態における非排水せん断試験を実施した結果、両者の応力径路や得られた内部摩擦角にも相違が認められたが、沖積粘土では両者の差はほとんど認められなかった。従って、擬似過圧密による年代効果の影響は、正規圧密状態における粘土のせん断強度特性にも表れているようである。

最後に、地質学的特性の解析により明らかとなったＭａ１２の堆積環境と、土質工学的特性との相関性について検討した。その結果、粘土の堆積環境は液性限界と密接に関係するとともに、液性限界は圧縮指数をはじめ、２次圧密速度や正規圧密時の間隙比などと直線的な関係にあることがわかり、堆積環境の変化は粘土の物理特性や力学特性にも影響していることが明らかになった。

謝　辞

謝　辞

本論文は昭和６０～６２年度の３年間において、神戸大学大学院自然科学研究科在学中に実施した研究をもとに作成したものである。本論文の作成にあたっては、数多くの方々の多岐にわたるご指導、ご助力をいただきました。特に、神戸大学工学部土木工学科、谷本喜一教授には研究過程の終始にわたり、懇切なご指導及びご助言を承りました。ここに深甚なる謝意を表します。また、本論文をまとめるにあたり、神戸大学工学部土木工学科、桜井春輔教授並びに神戸大学教育学部地学研究室、中島和一教授には、有益なご教示をいただきました。ここに厚くお礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり、Ｘ線解析装置の使用をご快諾くださり、ご多忙の中、諸点にわたって懇切、丁寧にご指導いただきました神戸大学工学部工業化学科、金治幸雄教授、並びに同研究室の方々に深く感謝いたします。

また、本研究を計画、実施するにあたり、直接ご指導及びご助力下さった神戸大学工学部土木工学科、軽部大蔵博士並びに同学科田中泰雄博士に深謝の意を表します。さらに、多くの貴重な資料を貸与下さった神戸市開発局の宮永清一参与、田村健一郎課長はじめ関係各位の方々に、厚くお礼申し上げます。

本研究の実施にあたっては、神戸大学内外の数多くの方々から多大のご協力をいただきました。特に、大西武司、岩崎照昌、井根正雄の各位のご支援によるところが大きく、深謝の意を表します。

最後に、本研究の実験に直接携わり、多大なご尽力をいただいた神戸大学工学部土木工学科第４講座の大学院生、及び学部学生の方々に厚くお礼申し上げます。