

下総台地南部における洪積台地の变形と埋没段丘

紀村 雅裕*・寺岡 達朗**・小玉喜三郎***

Deformation of terraces in the southern part
of Shimōsa upland, Chiba Prefecture

Masahiro KIMURA, Tatsurō TERAOKA and Kisaburō KODAMA

Abstract The southern part of Shimōsa upland is characterized by steep inclination which has resulted from the crustal movement from latest Pleistocene to Recent. The authors studied the movement in detail by levelling the height of the Jōsō clay bed deposited in marsh or lake in latest Pleistocene. It shows that the crustal movement occurred just like blocks which might be bounded by faults. They found the buried terrace covered by Musashino and younger volcanic ashes under the alluvial plain. It is due to the recent crustal subsidence of the alluvial plain.

I. はじめに

関東平野には、洪積台地が広く分布し、その間の主要河川に沿って、沖積低地が発達している。洪積世後期に形成されたこれらの台地は、関東造盆地運動に支配されてその後変形していることが、従来から知られていた。最近の研究によると、このような運動は、地域的にかなり独自の様相を呈していることも指摘されてきた。たとえば、堀口(1974)は、関東平野北西部で武蔵野ローム層基底の高度分布を解析した結果、いくつかの台地が、間を断層で境されたブロックとして傾動していることを明らかにした。関東新生代構造研究グループ(1977)も、関東平野に広く分布する常総粘土層の海拔高度を測定し、各地の洪積台地で、同層の堆積面がブロック状に変形していることを指摘している。

筆者らは、これらの成果を参照しながら、平野地域で最も段丘変形の著しい下総台地南部において、その変形をさらにくわしく解析し、とくに、同地域の東京湾側で、沖積層下に埋没する洪積台地について、その形成条件を検討した。

II. 層序および試料分析

II.1 層序

* 元東海大学, 現(株)日本物理探鉱 Nihon Geophysical Prospecting Co. Ltd, 2-2-12, Naka-Magome, Ohta-Ku, Tokyo, 143 Japan

** 元東海大学, 現(株)基礎地盤コンサルタント Kisojiban Consultants Co. Ltd., 1-11-5, Kudan-Kita, Chiyoda-Ku, Tokyo, 100 Japan

*** 工業技術院地質調査所燃料部 Fuel Department, Geological Survey of Japan, Higoshi 1-1-3, Yatabe, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan

本地域の洪積台地の表層を構成する地層は、上位より、関東ローム層・粘土層・砂層から成り、一連の陸化過程の堆積相を示している。これらの層序を、上位よりA~Dに区分し、それぞれの特徴を述べる(第2図)。

A. 立川・武蔵野ローム層

厚さは平均5m, 市原市北野(露頭20, 第1図)では9mある。最下部に厚さ20cm~1mの、チョコ帯と称する粘土質の風化ローム層があり、その直上に、厚さ20cm以下の東京軽石層(TP)が不連続的に堆積している。粒度は中粒~粗粒である。本層上部には、特殊な気候・植生を示すクラック帯(もしくは黒色バンド)が挟在し、武蔵野ローム層上部と立川ローム層を区分している。本層基底は、ところにより下位の粘土層や砂層を幅数m規模で小谷状に侵食し、上述のチョコレート粘土層以上が埋谷状に堆積しているので、下位層とは不整合関係にあるといえる。

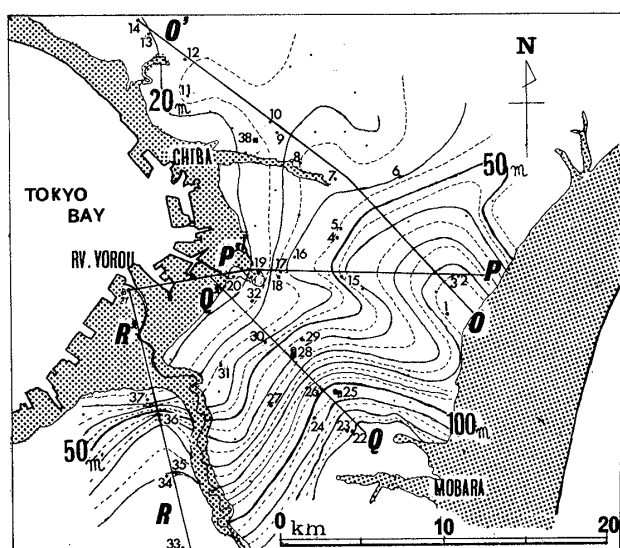
B. 常総層

(B₁ 上部粘土層)

厚さは通常20~50cmであるが、千葉市平山町(露頭17)のように、厚さ2mに達する所もある。青灰色粘土層で、軽石がいくらか含まれる。しばしば植物の根の痕跡がみられる。上位層との境界はかなり明瞭であるが、下限は下位の砂層やシルト質砂層と漸移しているところも多い(露頭10, 22)。本層は、杉原(1978)による姉崎層上部上半部と対比される(第1表)。

(B₂ 中部砂層)

厚さは0~4mで、平均2m。市原市萩台(露頭15)では4mある。極細粒~中粒砂層で、基底ふきんに中礫



第1図 市原付近の常総層の高度分布

断面 O-O', P-P', Q-Q', R-R' は第11, 12, 13, 14図に対応。

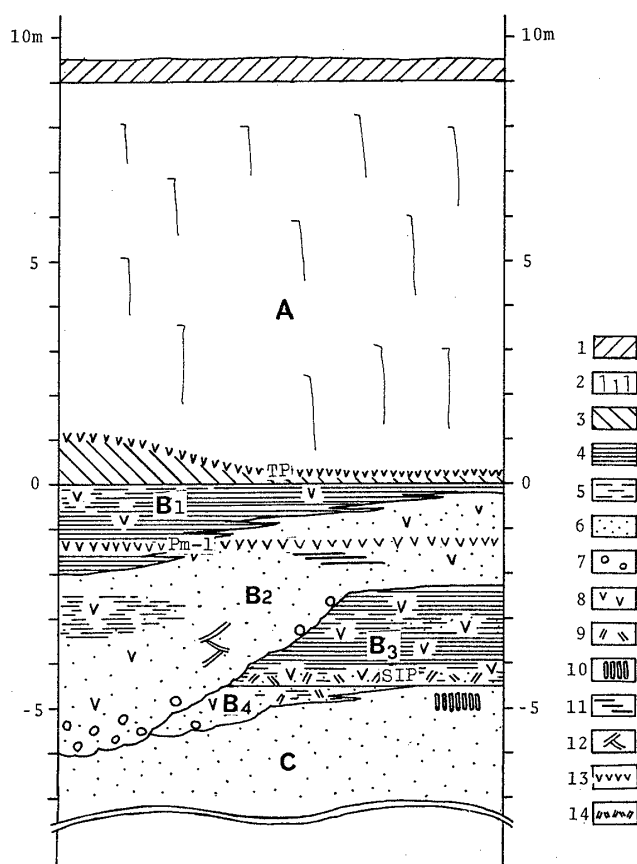
〔調査地点〕

1. 千葉市昭和の森入口, 2. 千葉市県神社東, 3. 大網白里町金谷郷, 4. 千葉市高田町(I), 5. 千葉市高田町(II), 6. 千葉市西沖, 7. 千葉市高根町, 8. 千葉市大草町, 9. 千葉市小倉町谷津田, 10. 千葉市小倉台一丁目, 11. 千葉市園生町, 12. 千葉市横橋町, 13. 千葉市長作町, 14. 千葉市長作新田, 15. 市原市萩台, 16. 千葉市誉田一丁目, 17. 千葉市平山町, 18. 千葉市小金沢町, 19. 千葉市富岡町, 20. 市原市北野, B-21. 市原市岩崎千葉県公害研究所, 22. 長柄町六地蔵, 23. 長柄町牧場近く, 24. 長柄町追分, 25. 市原市千葉国際ゴルフ場(I), B-26. 市原市千葉国際ゴルフ場(II), B-27. 市原市津田原, 28. 市原市勝間, 29. 市原市宗角, 30. 市原市荻作新田, 31. 市原市能満, 32. 市原市大厩, 33. 市原市栢橋, 34. 市原市馬場台(I), 35. 市原市馬場台(II), 36. 市原市立野, 37. 市原市海保霊園近, 38. 千葉市加曽利町 Bはボーリング地点を示す。

大のシルト礫, あるいはシルト薄層~粘土質砂層を含む場合もある(市原市荻作新田, 露頭30)。全体に軽石と植物痕跡がよく含まれている。砂層の上部にはラミナが発達し, 下部はクロスラミナが発達する場合が多い(長柄町追分, 露頭24)。本層中央部ないし上半部には, 白色~黄白色細粒軽石層が挟在されている場合があり, これは, 下末吉台地における Pm-1 軽石層に対比されている(杉原, 1978)。ただし同軽石層が上部粘土層(B₁)との境界ふきんに挟在される場合もある。本層は厚さ変化がはげしく, しばしば下位層を削りこむ場合があり, 下位層との関係は通常整合で一部不整合状である。杉原(1978)の姉崎層上部に対比されると思われる(第1表)。

(B₃ 下部粘土層)

厚さは0~2mだが, 上述のように, 中部砂層(B₂)



第2図 模式柱状図

A: 立川・武蔵野ローム層, B: 常総層(B₁: 上部粘土層, B₂: 中部砂層, B₃: 下部粘土層, B₄: 下部砂層), C: 成田層, TP: 東京軽石層, Pm-1: Pm-1 軽石層, SIP: 三色アイス軽石層, 凡例 1: 表土, 2: ローム, 3: チョコローム, 4: 粘土, 5: シルト, 6: 砂, 7: 礫, 8: 軽石, 9: 火山灰, 10: ヒメスナホリムシ生痕, 11: ラミナ, 12: 偽層, 13: 軽石質鍵層, 14: 凝灰質鍵層

により削られる場合もある。千葉市富岡町(露頭19)では, 本層だけでなく, 下部砂層(B₄)まで削剥されている。ふつう白色~青灰色で, 上部粘土層よりかなり凝灰質である。所により砂層を挟む(千葉市谷津田, 露頭9)。全体に中粒~粗粒軽石や植物痕跡が多く分布する。本層基底部に, 白色~黄色粗粒軽石・白色~桃色凝灰質粘土・灰白色凝灰質シルトより成る成層した互層がはさまれる場合があり, 下末吉台地の三色アイス軽石層の一群(SIP)に対比されている(杉原, 1918)。下位層とは整合で, 岩相も漸移的に変化する。

(B₄ 下部砂層)

厚さ0~1m。細粒~細礫質砂層で, 淘汰が悪くヌカ状を呈する。軽石やシルト片を含む。本層は発達しない場合や下位の成田層(C)との境界が不明瞭の場合があるが, 一部では明瞭な侵食面で境される場合もある。杉原

第1表 下総台地南部における下総層群上部以後の対比表

杉原 (1978)	紀村・寺岡・小玉 (1980)
	立川ローム層
	A 武蔵野ローム層
上部 姉ヶ崎層	B 常総層
下部	B ₁ 上部粘土層
	B ₂ 上部砂層
	B ₃ 下部粘土層
	B ₄ 下部砂層
木下層	C 成田層
上岩橋層	
清川層	

(1978) の姉ヶ崎層下部に対比される(第1表)。

C. 成田層

極細粒～中粒砂層。非常に淘汰がよく、上限ふきんには白斑状のヒメスナホリムシの生痕や、その他の生痕がしばしば見られる。浅海成層で、下総台地北部の^{きせうし}木下層に対比されると思われる。

II.2 試料分析

ローム層および粘土層中の重鉱物の粒度と組成を分析し、台地上の層準と沖積層下におけるローム層との対比を行った。試料採取地点は次の2点である。

A地点：千葉市加曽利町（露頭38）（第3図）

常総層上面の標高は21.7m。

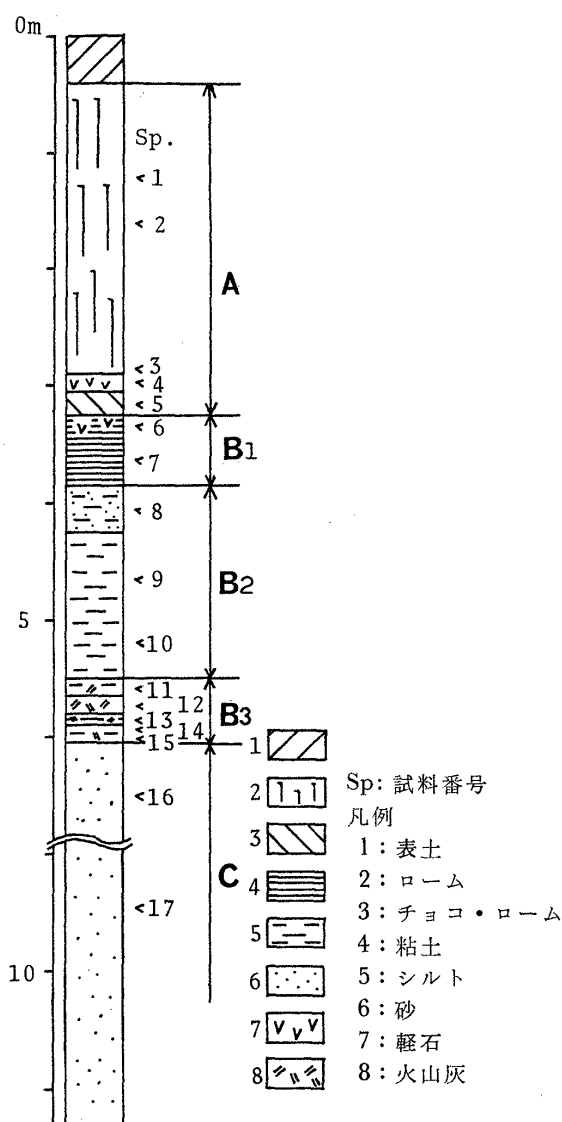
B地点：市原市岩崎千葉県公害研究所構内（露頭B-21）（第7図）

常総層上面の標高は-12m。

なお、試料は様々な層準から約10 cm の厚さを採取し、そのうちの25 g をとり、粒度分析と鉱物組成の分析を行った。これらの方法は堀口・河原塚（1979）によった。

1. A地点の分析結果

第3図で示したように、ローム層中部には厚さ40 cm の黒色バンドがみられ、立川ローム層と武蔵野ローム層上部を区分している。常総層の上部粘土層(B₁)は厚さ60 cm で、その下に植物根の多数含まれる砂質シルト層(40 cm) およびシルト層(B₂) (125 cm) がくる。さらに下位には凝灰質シルト層・凝灰質粘土層・軽石質粘土層・桃色凝灰質シルト層・青灰色凝灰質シルト層の互層



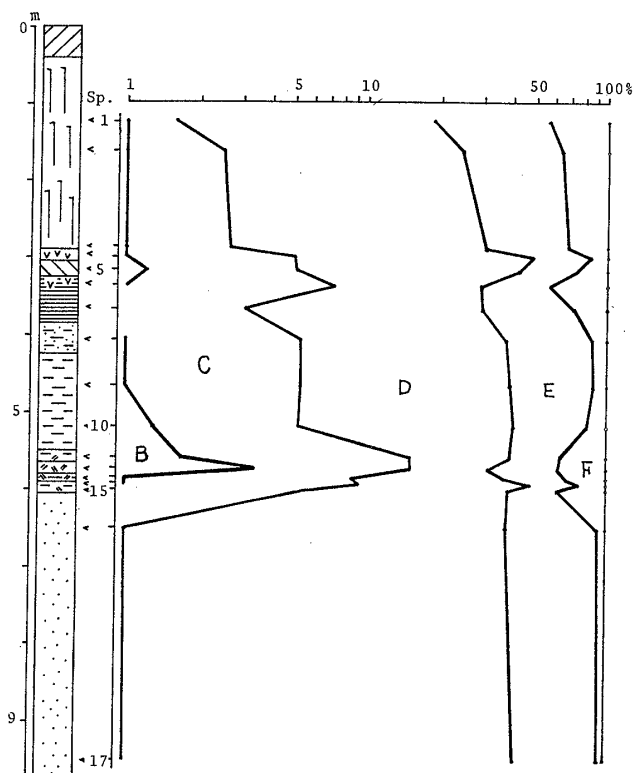
第3図 千葉市加曽利町（露頭38）の柱状図と試料採取地点

(B₃) (各10 cm 厚) が成層している。これらの軽石層群は SIP に対比されるものと思われる。その下位は非常に淘汰のよい極細粒～細粒砂層 (C) で、上部にはラミナがよく発達している。

各層準17点から厚さ10cm ずつ試料を採取した(第3図参照)。これらの分析結果を第4図～第6図に示す。

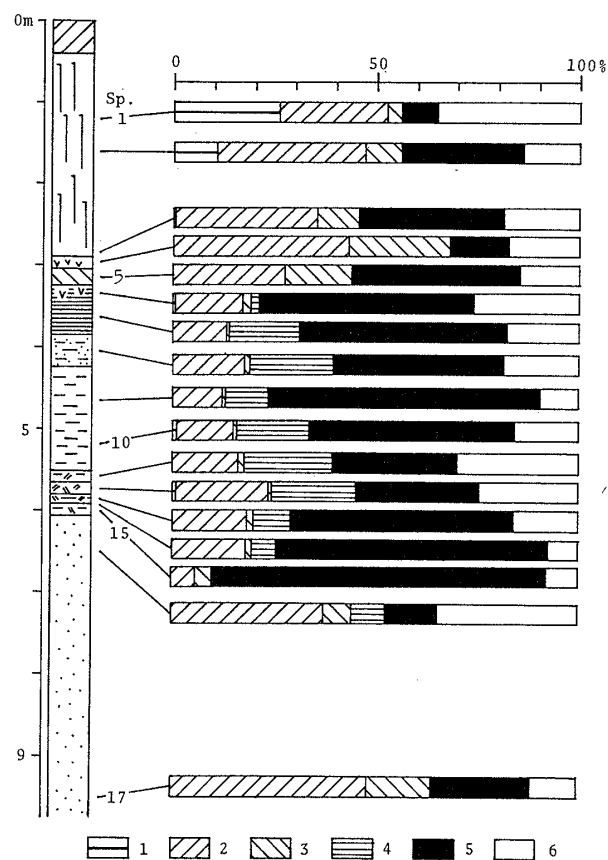
粒度分析の結果(第4図)をみると関東ローム層では、砂成分が全体に少く、砂成分中에서도 D～F (1/2～1/8 mm) の中・細粒部が85%以上を占める。粗大成分の内容をよく検討できるよう横軸(%)を対数目盛で示した。

第5図には砂成分の積算曲線から、中央粒径値(Md_φ)と淘汰度(σ_φ)の分布を示した。曲線のパターンにより (Sp 1～3)・(Sp 4)・(Sp 5～7)・(Sp 8～10)・(Sp 11～15)・(Sp 16～17)の六つのグループが区分される。



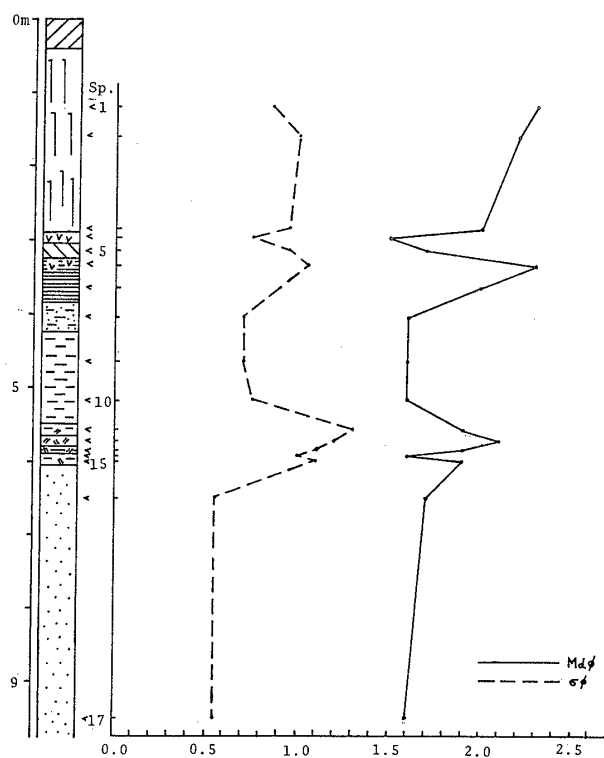
第4図 サンプルAの砂成分の粒度組成

A: 2 mm 以上, B: 2-1 mm, C: 1-1/2 mm,
D: 1/2-1/4 mm, E: 1/4-1/8 mm, F: 1/8-1/16 mm.



第6図 サンプルAの重鉱物組成

1: カンラン石, 2: 斜方輝石, 3: 単斜輝石, 4: 角閃石,
5: 磁鉄鉱, 6: 風化鉱物, その他の鉱物

第5図 サンプルAの砂成分の中央粒径値 (Md_ϕ)
と淘汰度 (σ_ϕ)

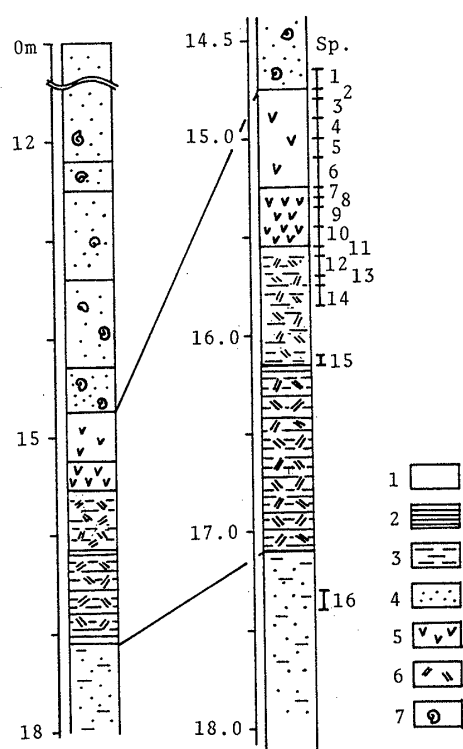
これらはそれぞれ、風成ローム層・東京軽石層・チョコ
帯・B₁層・B₂層シルト層・B₃層・C層に対応する。こ
のように、東京軽石層は比較的粗粒で淘汰がよいことが
わかる。B₂層・C層も同様である。

試料のE ($1/4 \sim 1/8$ mm) 成分について、重鉱物組成の
分析を行った(第6図)。この結果、輝石類(斜方輝石お
よび単斜輝石)の量には特徴的な分布がみられ、大きく
A層・B層・C層で異っている。Sp 1 ~ 5 (A層)で
は、輝石類の量が Sp 4 (TP)を除いて、いずれも 30 ~
45%の値を示すが、Sp 4のみ70%をしめる。このうち単
斜輝石は Sp 1 ~ 5とも10%ほどである。Sp 1・2はカ
ンラン石を多く含むことから、立川ローム層にあたると
思われる。

Sp 6 ~ 15 (B₁ ~ B₃) では、輝石類の量は10 ~ 20%で、
そのうち単斜輝石は数%しかない。角閃石は10 ~ 20%の
含有率を示す。Sp 16・17(C) では、輝石類が 45 ~ 65%
をしめ、磁鉄鉱が少ない。

2. B地点の分析結果

第7図に柱状および試料採取地点を示した。沖積層は



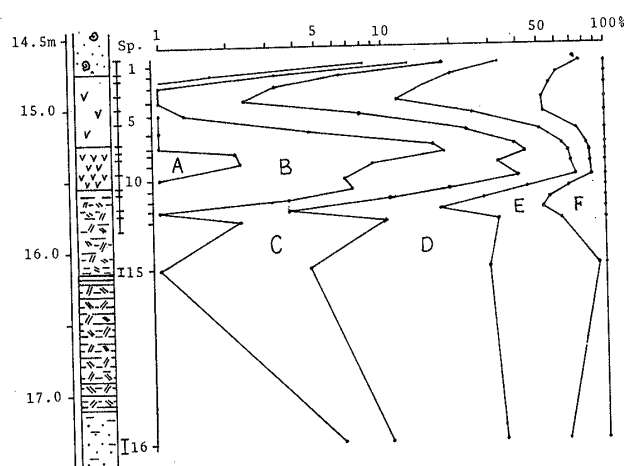
第7図 市原市岩崎(露頭B-21)の柱状図と試料番号。凡例は前と同じ。

地表(標高約3m)から深度-14.75mまでで、細粒～極細粒砂～シルト質砂層より成る。全体に貝殻片が多く含まれる。沖積層の下位50cmは凝灰質粘土からなり、特に下半部には軽石が含まれる。この粘土の採取直後の色は濃緑灰色をしていたが、数日後には風成ロームに似た、赤褐色に変色した。台地上の露頭でみる立川・武蔵野ローム層にくらべると、やや粘土質が多い感じである。さらに下位30cm(深度-15.25m～-15.55m)は粗粒～中粒軽石層で、採取時は青灰色であったが、数日後には白色～黄白色に変色した。その下60cm(深度-15.55m～-16.15m)は凝灰質シルト、さらに下位95cm(深度-16.15～-17.10m)は凝灰質粘土、それ以下はシルト質細粒砂層である。

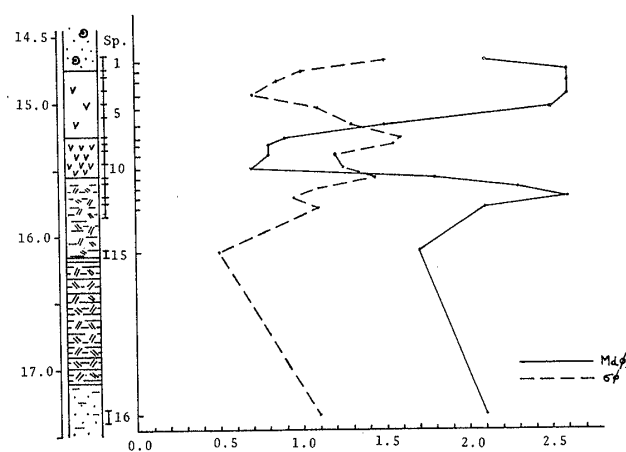
サンプリングは、-14.48m～-17.65mで、すなわち、沖積層最下部から凝灰質シルト層までについて、平均10cm間隔で15点採取し、さらに最下部のシルト質細粒砂層から1点採取した。各サンプルから約15gずつ、平均的に試料を調整して、粒度および鉱物組成の分析を行った。

第8図に粒度分析の結果を示した。これを見ると、Sp 7～10ではA～C(2mm以上～ $\frac{1}{2}$ mm)の粗粒成分が30～40%を占めている。これは、この層準に軽石が多く含まれていることと関連していると思われる。

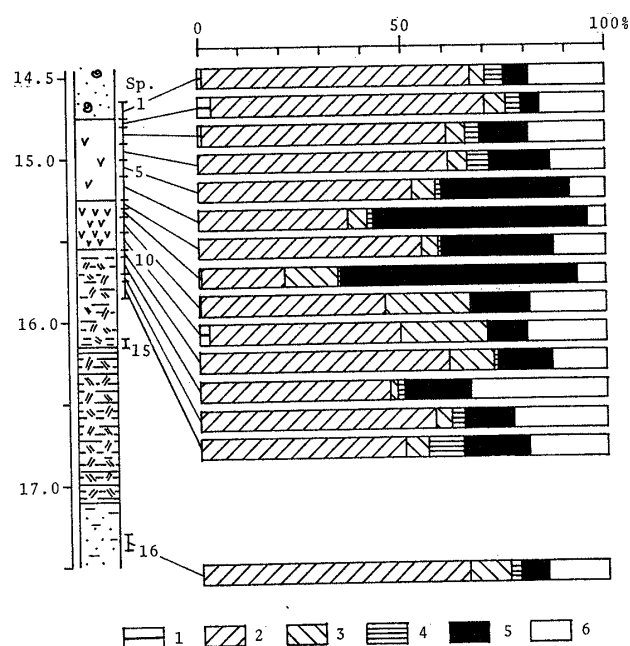
砂成分の積算曲線から Md_ϕ と σ_ϕ を求め、第9図に



第8図 サンプルBの砂成分の粒度組成。凡例は前と同じ。



第9図 サンプルBの砂成分の中央粒径値(Md_ϕ)と淘汰度(σ_ϕ)



第10図 サンプルBの重鉱物組成。凡例は前と同じ。

示した。粒径中央値 (Md_{ϕ}) から見ても, Sp 7~10に砂成分が卓越していることがわかる。しかし淘汰度 (σ_{ϕ}) では Sp 7・8 ($\sigma_{\phi}=1.6$) に対し Sp 9・10 ($\sigma_{\phi}=1.2$) は少し異った値となった。なおサンプル時の観察では Sp 7~10には成層構造がわずかに見られた。

試料の E ($\frac{1}{4} \sim \frac{1}{8}$ mm) 成分について, 重鉱物を分析し, 第10図に示した。全体の特徴として, 輝石類が多く, 40~70%の割合をしめている。Sp 1~3および Sp 11~16には, わずかであるが角閃石が含まれている。

3. A地点とB地点の対比

両地点とも, 軽石が卓越している地層では粗い粒度組成を示し, 上下と異った特徴を示している。それは, 粒径中央値の分布にも現われている。しかし, A地点の方は, 全体としてB地点より粗粒である。 σ_{ϕ} の図でB地点の Sp 7・8と Sp 9・10を分けて扱えば, 後者はA地点における Sp 4 (東京軽石層) に対比されるように思われる。

A地点の Sp 9・10 にはカンラン石がわずかに多いように見える。

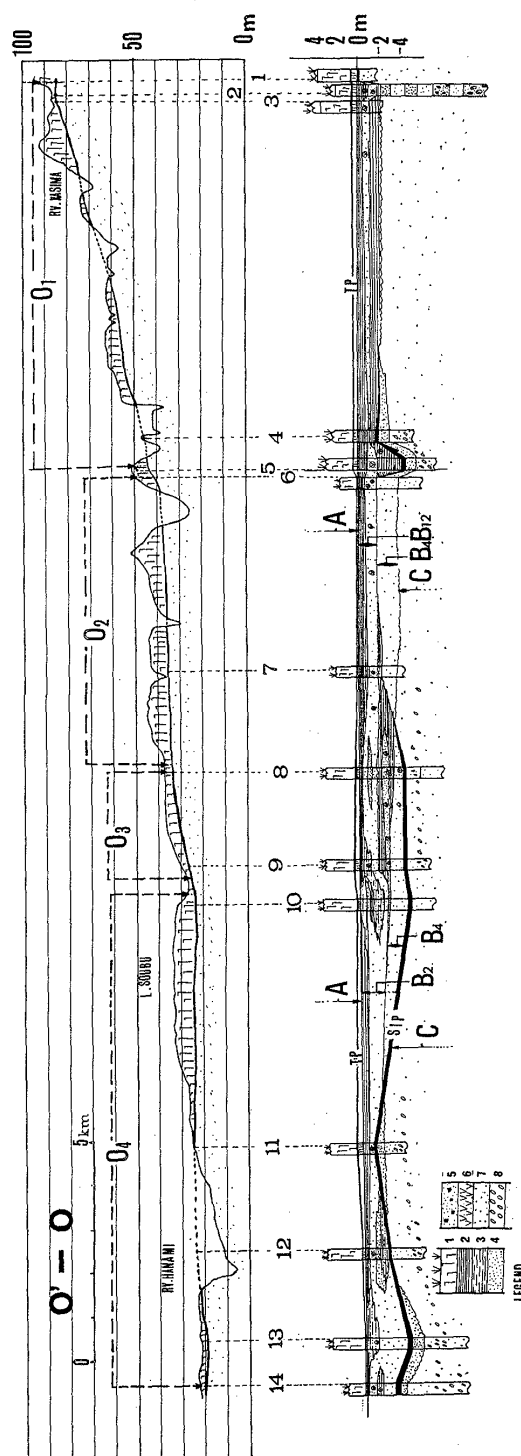
一般に東京軽石層中にはカンラン石が含まれないといわれているが, たとえば湘南地域のように, わずかながらカンラン石を含む例も知られている (関東ローマ研究グループ, 1965)。サンプルAでは東京軽石層より下位に, 角閃石が特徴的に含まれている。しかしB地点では, Sp 9・10 ふきんで角閃石がほとんど無いか, ごくわずかである点で類似しているが, それより上位にも, 比較的多くの角閃石が含まれている。このことは, B地点の Sp 2以下が常総層上部に対比される可能性も示している。

以上の比較より, B地点の Sp 9以下の層準は, A地点の Sp 4あるいは Sp 6以下の層準に対比され, 結局東京軽石層以下の層準に相当すると考えられる。このことは, 沖積低地下に, 少なくとも武蔵野面より古期の段丘面が埋没していることを意味するだろう。

III. 洪積台地形成後の変形

沖積層下に埋没する台地の形成機構はどのように説明されるだろうか。この問題を検討するため, 本地域の東側に分布する台地について, 段丘面形成後の変動量を検討した。

洪積台地の変動を求めるため, 露頭調査において, 主として常総層(B)の岩相を対比し, その上限の標高を測定した。これらの方法はすでに関東新生代構造研究グループ (1977) や小玉・鈴木 (1979) で示したものと同じである。



第11図 大網白里町——千葉市長作新田の地質断面図 (上: 現在のローマ層と常総粘土層の境界面の構造, 下: 常総粘土層を水平に還元したときの断面図, 断面位置は第1図参照)

その結果、常総層上部粘土層は現在の地形高度に係りなく各地で対比され、その上下の層準の岩相からして、明らかにかつて水中で形成された堆積面が、現在は地殻変動によって、様々な高度に分布すると考えられる。すなわち、上部粘土層は、その岩相からして、当時は河川の後背湿地に堆積したと考えられ、その堆積平坦面の自然勾配は、たかだか1/1000以下であったと推定される。それがあとで示すように、現在は平均 10/1000 以上の勾配で傾斜しているところがおおい。このような粘土層の傾斜は、通常の山ろく扇状地における礫層の堆積面勾配が6/1000前後であることと比較したとき、堆積時の自然勾配とは考えられず、おそらく主として、粘土層堆積後、変形したものだと考えたわけである。

以下、4断面に沿って、地殻変形の規模と形態を検討してみる。

第11図は千葉市昭和の森入口（露頭1）から千葉市長作新田（露頭14）に至る約30 kmの断面で、最も北部の地域の特徴を示している。

上部粘土層の高度分布は千葉市昭和の森入口（露頭1）で海拔86m、千葉市西沖ゴルフ場そば（露頭6）で海拔40.5m、千葉市大草町（露頭8）で海拔35m、千葉市小倉台一丁目（露頭10）で海拔25m、千葉市長作新田（露頭14）で海拔20mを示す。

この断面は、更に比較的一様な勾配を有する $O_1 \sim O_4$ の四つの単元に分けられる。それぞれの単元の勾配は、 O_1 が約5/1000、 O_2 が約0.7/1000、 O_3 が約3.6/1000、 O_4 が約0.4/1000である。単元の幅は断面図上で O_1 が9 km、 O_2 が6.7 km、 O_3 が3 km、 O_4 が11 kmである。単元 O_2 と単元 O_4 はほとんど同じ勾配をもつきわめて平坦な台地であるが、両単元は幅狭い撓曲単元 O_3 によってく

い違っておりその高度差は約10mである。

第12図は千葉市県神社東（露頭2）から市原市岩崎千葉県公害研究所（B-21）に至る約20 kmの断面である。

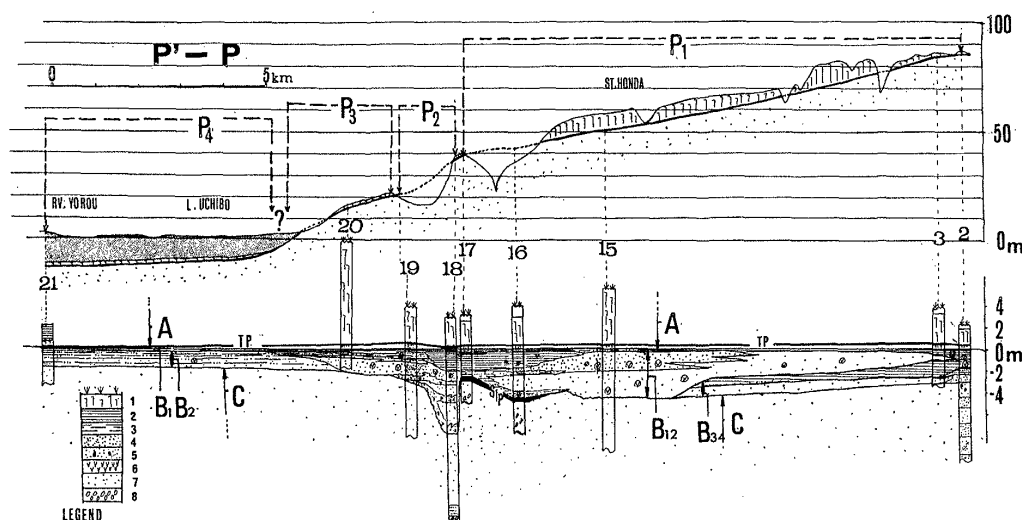
上部粘土層の高度分布は千葉市県神社東（露頭2）で海拔86m、千葉市小金沢町（露頭18）で海拔38m、千葉市富岡町（露頭19）で海拔21.2m、市原市北野（露頭20）で海拔15.5m、市原市岩崎の千葉県公害研究所（B-21）で海拔-12mに分布する。

先と同様に本区間も勾配の異なる $P_1 \sim P_4$ の四つの単元に分けられる。各単元の勾配は、 P_1 が約4.1/1000、 P_2 が約13/1000、 P_3 が約10/1000、 P_4 が約1/1000である。断面図上、幅12 kmの単元 P_1 と幅6 kmの単元 P_4 は比較的似た勾配をもつ台地であるが、両単元の間は高度差約45mで $P_2 \cdot P_3$ の勾配の相対的に急な単元で境されている。

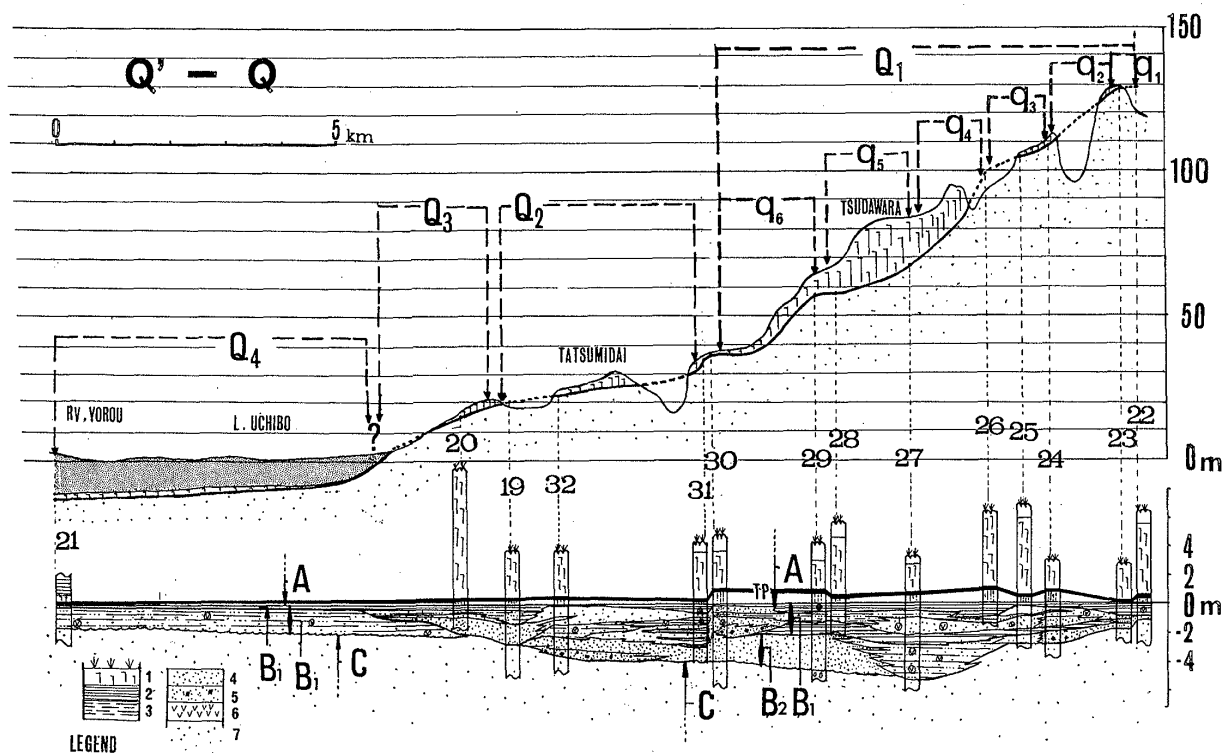
第13図は長柄町六地藏（露頭22）から市原市岩崎の千葉県公害研究所（B-21）に至る約20 kmの断面である。本地域で最も変動の規模が大きい地域である。

上部粘土層の高度分布は長柄町六地藏（露頭22）で海拔128.6m、長柄町追分（露頭24）で海拔108m、市原市千葉国際ゴルフ場Ⅱ（B-26）で海拔99.4m、市原市勝間（露頭28）で海拔67m、市原市宗角（露頭29）で海拔57m、市原市能満（露頭31）で海拔35.4m、市原市岩崎の千葉県公害研究所（B-21）で海拔-12mに分布する。

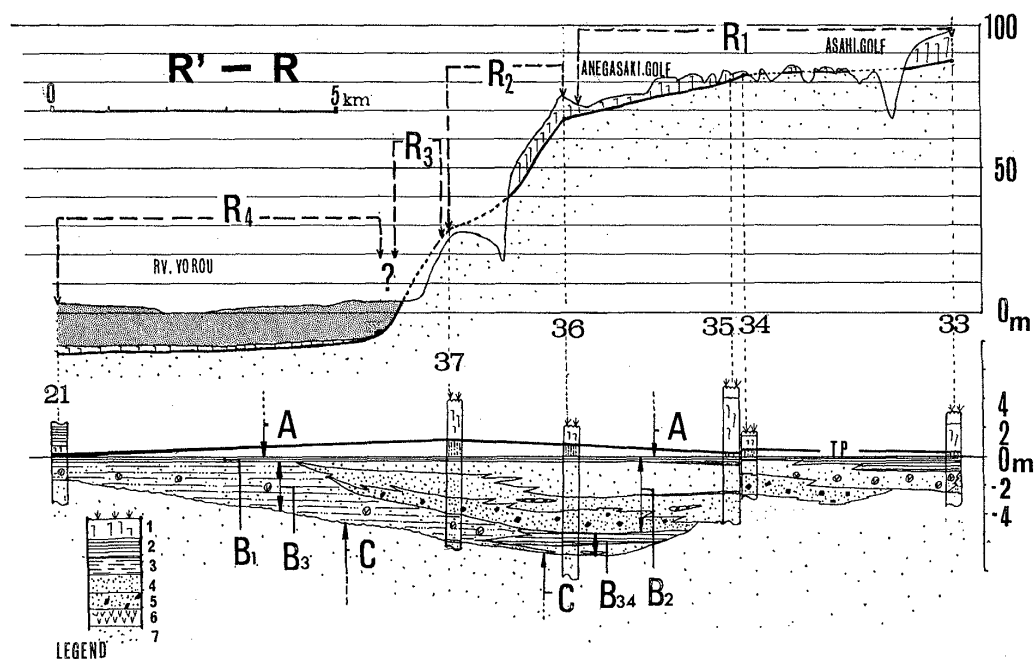
同様に本区間も $Q_1 \sim Q_4$ と四つの単元に分けられる。各単元の勾配は、 Q_1 が約11.9/1000、 Q_2 が約4.2/1000、 Q_3 が約13/1000、 Q_4 が約1/1000である。断面図より、幅5 kmの単元 Q_1 と以下の単元では階段状に傾斜が急変していることがわかる。このような大規模な傾動単元のほかに、たとえば Q_1 の単元は、更に小さく1~2



第12図 千葉市県神社——市原市岩崎の地質断面図（凡例は第11図と同じ）



第13図 長柄町六地藏——市原市岩崎の地質断面図 (凡例は第11図と同じ)



第14図 市原市栢橋——市原市岩崎の地質断面図 (凡例は第11図と同じ)

kmの小単位 $q_1 \sim q_6$ に分けられる。それぞれの勾配は、 q_1 が約0.6/1000, q_2 が約15.8/1000, q_3 が約7.8/1000, q_4 が約23.1/1000, q_5 が約5.9/1000, q_6 が約11.6/1000であり、小単位のほぼ同じ勾配の台地間が急勾配の単地で境されて階段状の地塊単元を形成していることが示されている。

第14図は市原市栢橋（露頭33）から市原市岩崎の千葉県公害研究所（B-21）に至る約15 kmの断面である。

上部粘土層の高度分布は、市原市栢橋（露頭33）で海拔87.5m, 市原市北野（露頭36）で海拔67.6m, 市原市海保霊園（露頭37）で海拔29m, 市原市岩崎の千葉県公害研究所（B-21）で海拔-12mに分布する。

同様に本区間も勾配の異なる单元 $R_1 \sim R_4$ と分けられる。各单元の勾配は、 R_1 が約 2.9/1000, R_2 が約 18/1000, R_3 が約 35/1000, R_4 が約 1.1/1000 である。断面図より、幅 7 km の单元 R_1 と幅 6 km の单元 R_4 とは比較的同じ勾配の台地であるが、両单元の間は高度差が約 70 m にも達し、急勾配の $R_2 \cdot R_3$ によって境されている。

IV. 地塊状傾動運動

以上の断面図から、比較的平坦な二つの单元は、比較的急な撓曲的な单元によって境されていることが分かる。したがって、面の傾斜様式は、連続的な傾動運動ではなく、変位量が数 10 m にも達する“くい違い”を示すもので、時には階段状傾動地塊を形成する(第 13 図)。沖積層下の埋没台地と、台地の傾動地塊との折れまがり、これらの中では最も大きな不連続変形である。ただし、この不連続点が、沖積層下のどの部分にあるかは、今のところ不明で、今後さらに地下データを検討していく段階で明らかになるだろう。

V. まとめと今後の問題

以上の結果をまとめると、次のようになる。

① 本地域は洪積台地形成後に変動が起こり、その変動は単なる傾動ではなくブロック状の運動で東京湾方向に傾斜している。

② 沖積層下の埋没段丘は、砂成分の粒度組成および鉱物組成より、武蔵野段丘面 (M_3) 以前のものと推定され、洪積台地のブロック変形で形成されたものであると推定される。

断面を勾配のちがう单元に区分したが、この单元に対応するようにして、わずかながら、地層の層厚変化が見られる。例えば、第 13 図の Q_1 と Q_2 ではチョコ帯・常総層上部粘土層 (B_1) さらに下位の砂層 (B_2) で層相・

層厚の変化が顕著である。このことは、堆積過程にすでに地層の堆積環境が若干変化したことを示していると思われる。そして、その変動は層準ごとにそれぞれ異なるから、変動期間が長期的なものであることを示しているかも知れない。しかし、このことについては再検討を要するもので、今後の課題としたい。

謝辞：本研究を進めるにあたって、終始御指導いただいた東海大学青木 斌教授、地質調査所の鈴木尉元氏に深く感謝する。千葉県公害研究所々長相村 茂氏には、ボーリング調査を行なうにつき、同所敷地内での使用を許可していただいた。試料分析には埼玉大学堀口万吉教授、地質調査所岡重文氏に、有益な御助言をいただいた。元芝浦工業大学本多 進氏、同大学の学生諸氏、秋田大学国安 稔氏にはボーリング調査をはじめとする野外調査および室内研究において、また、茂原市の品田芳二郎氏とその御家族には、野外調査においてたいへん御世話になった。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

文 献

- 堀口万吉, 1979: 関東平野の地形と造盆地運動. 総合研究(A)「関東地方における震源分布の地質学的意義」研究連絡誌, no. 2, 3-4.
- ・河原塚順司, 1979: 大宮台地南部の大里ローム層について. 埼玉大学教養部紀要(自然科学篇), 15, 1-11.
- 関東ローム研究グループ, 1965: 関東ローム—その起源と性状. 378 p. 築地書館.
- 小玉喜三郎・鈴木尉元, 1979: 常総粘土層堆積期以後の地殻変形. 総合研究(A)「関東地方における震源分布の地質学的意義」, 研究連絡誌, no. 2, 6-8.
- 杉原重夫, 1978: 下総台地南部, 木更津—千葉付近の下末吉面と小原台面. 明治大学人文科学研究所紀要, no. 17, 1-24.