

S1 南部フォッサマグナ・フィリピン海プレート北縁の地形学的概観

貝塚 爽平 (都立大・理・地理)

本州中部とその周辺海底は、日本でもっとも複雑な地形のパターンをもつ。ここではまず、本州中部とその周辺海底の“大地形”とそれに関連する現象のパターンについて見、ついで表題の地域の“中地形”(100 mおき等高線が示すような地形)と関連諸現象を眺める。また、ネオテクトニクスの視座からこれらの成因論にふれる。

■ “大地形”と関連現象 (図1, 2)

本州中部は100年ほど前のナウマンや原田の時代から、2つあるいは3つの島弧が会合するところとみられてきた。そのごの各種調査の進展と島弧論・プレート・テクトニクスの発展によって、ここを次のように見る事ができよう。

ネオテクトニクスの観照からは、① 東北日本弧と伊豆小笠原弧は一連の島弧系である。それは、日本海溝-伊豆小笠原海溝からの太平洋プレート(PAC)の沈み込みで生みだされた。関東平野は海溝-島弧の曲り角にできた沈降部である。一方、② 相模トラフ-駿河トラフ-南海トラフはフィリピン海プレート(PHS)の沈み込み境界とみられ、その北側に——島弧と呼べるかどうか怪しいが——西南日本弧がある。

世界的にみて異例の諸事態がこの2つの島弧系の交叉地域(まさに表題の地域)で起っている。それらは：① T(トレンチ)TT型三重島の存在、② 島弧とその火山帯(富士火山帯)を横断するプレート境界(相模トラフ-駿河トラフ)の存在。両者の交点に富士山がある。③ 富士山以南の「PHSに属する伊豆小笠原弧」の内弧(火山弧)が「EUR内の伊豆小笠原弧 兼 西南日本弧東部」すなわち「本州中部」に押し込んで、“海溝”がなくなっていること。いわゆる「伊豆の衝突」。④ 衝突ないし島弧の沈み込みにより、南部フォッサマグナ褶曲帯が、ハの字をなす相模・駿河両トラフの北側陸上にあること。⑤ 富士火山帯の北方延長に富山トラフの存在。⑥ フォッサマグナの西、糸静線以西の山々は東ほど高く西へ低下して敦賀湾伊勢湾線に至る。フォッサマグナの東、関東山地は東へ低下し、八王子線以东は関東平野に没する。⑦ このような本州中部の大地形の高低は、半ばが第四紀地殻変動の所産だとされる。

東北日本弧・西南日本弧・伊豆小笠原弧は、本州中部で互に重なり合っているが、境を引くとすると逆Y字型の地帯となる。そこは著しい変動帯である。

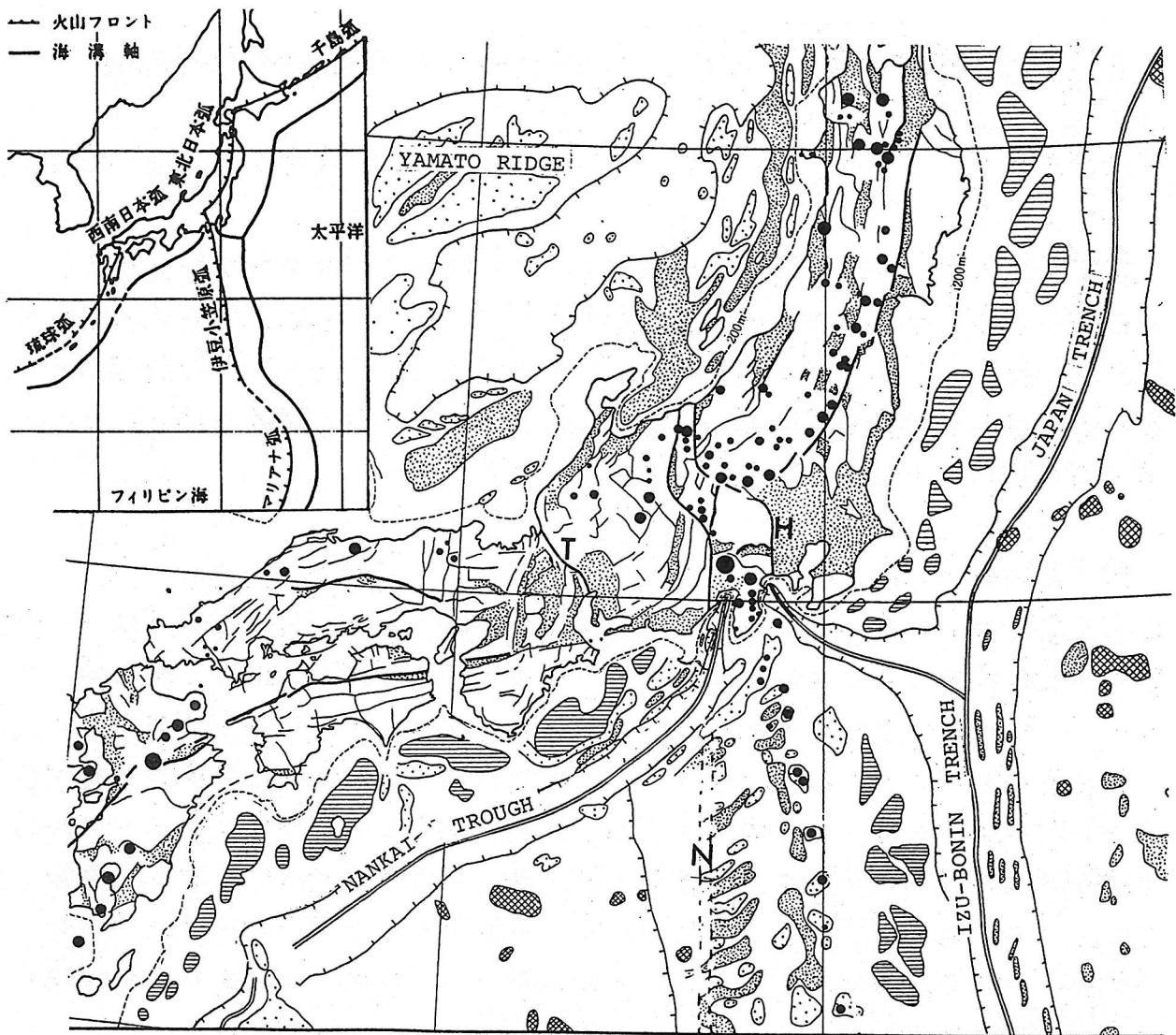


図1 日本中央部の地形学図

- 陸上と海底
- 1 火山
 - 2 主要な地形構造線
- 陸上
- 3 地形構造線
 - 4 高地
 - 5 低地
- 海底
- - - 6 陸棚のへり (-200 m 線)
 - 7 海山
 - 8 高まり
 - 9 凹地
 - 10 深海平坦面
 - - - 11 海溝・トラフ・深海盆のへり
 - 12 海溝・トラフの軸

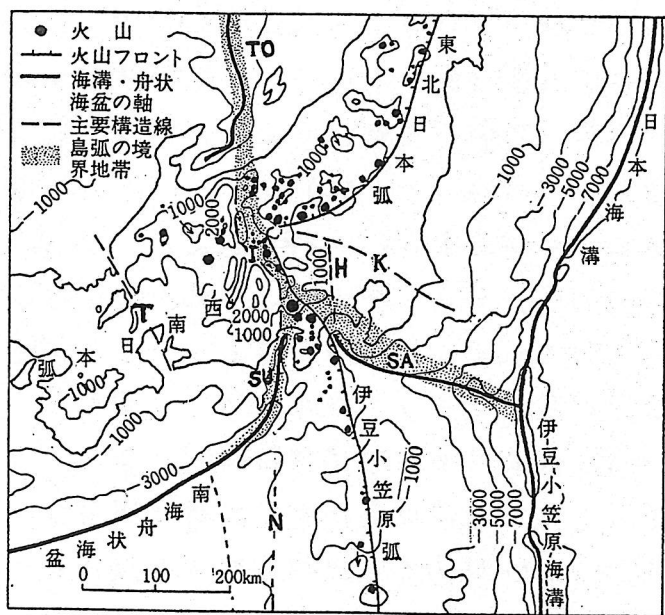


図2 本州中部における3弧の関係

H: 八王子線, K: 関東トラフの軸
N: 西七島断層帯,

■ "中地形"と関連現象 (図3)

図3には重要な構造線や構造帯・構造盆地を記入した。この地域で最大の重要性をもつ相模トラフ・駿河トラフの軸(中村-明のいうプレートの物質境界)と富士火山帯の火山フロントで分割される4地域に分けて記す。

● 関東平野・三浦-房総山地・関東山地・丹沢山地：相模トラフの北～三浦-房総山地は巨大逆断層群(中村の力学境界)・Outer Ridge 帯で、東西方向の褶曲・逆断層(3~1 Ma, のち右ずれ断層), 南北性正断層群(0.5 Ma前後)がある。関東平野は全体としてPACに関連する島弧の夾角沈降部(関東トラフ)であるが、南部はPHSの沈み込みに関連する上総トラフ(新称)として形成されたい。関東山地と丹沢山地はそれぞれ南へ衝突する。御坂山地は北へ衝突する。関東山地の隆起は丹沢・御坂・赤石のそれより早いとされている。

● 赤石山脈・巨摩山地・身延山地・天守山地・東海沿岸：駿河トラフの北西側には巨大逆断層・Outer Ridge 帯があり、その内側に熊野トラフ、遠州トラフがある(上総トラフと同規模)。富士川の下流部には左ずれ成分をもつA級活断層があるが、荊崎-静岡線などの活断層は甲府盆地の西側に限られるらしく、"赤石隆起"は断層を伴うことが少ない。

● 七島弧先端(伊豆内弧バー北部)：火山フロントと西七島断層帯(古い断層帯で断層地形は不明瞭)の間には伊豆半島と銭洲海嶺の高まりが顕著で、両者間の伊豆東方線北部には西相模湾断層がある。その東の'相模湾断層'はいかにも中村-明の'Eduction'(プレートの抜け出し)に伴うもののように見える。

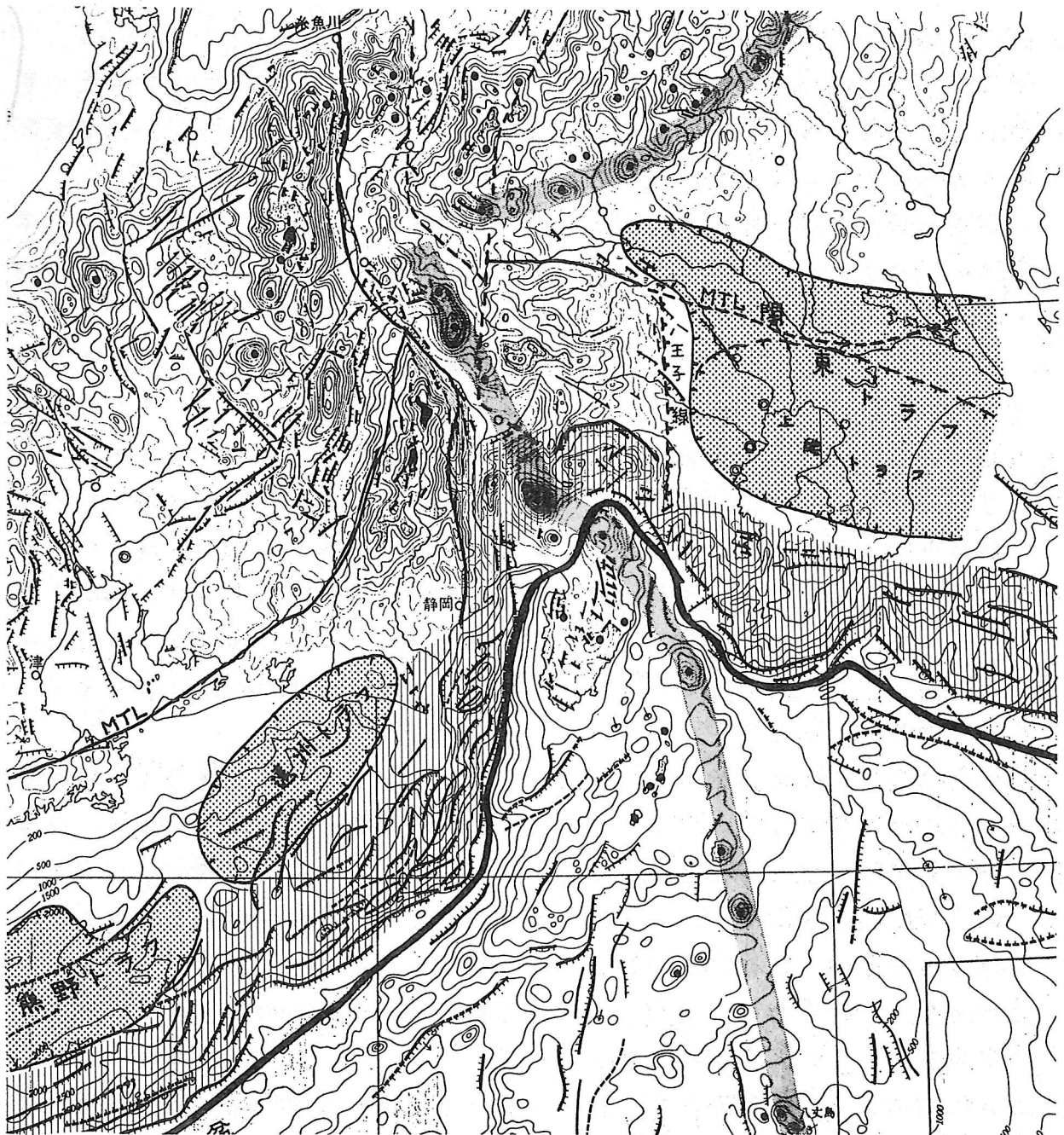
● 伊豆小笠原弧外弧北部：内弧にくらべなだらかな地形で北東に低下する。北東縁の房総海底崖には杉型雁行割目地形があり、崖などの右ずれを表わす。

■ ネオテクトニクス の原動力に関する説

この地域の大・中の変動地形、新第三紀-第四紀の地質構造、地球物理現象(地震分布、巨大地震など)は次の考えでかなりうまく説明できる。

① 5± Ma ~ 0.5± Ma BP : PHS の北進。この間のある時期に伊豆の衝突がおこる。関東山地・丹沢山地の隆起と北進(距離が問題)。伊豆外弧バーはPACの北西進に引きずられてPHS本体より速く北(N10°Wぐらい)進。三重島は安定。伊豆外弧バーは関東平野下に潜り(西端は八五子線)、東西性の褶曲・逆断層を伴うouter ridge と上総トラフの形成をみちびく。外弧の北進に引きずられて銭洲海嶺(の前身)ができ、西相模湾断層の原形もできる。

② 0.5± Ma BP ~ 現在 : PHS の北西進。方向転換により、房総・三浦の南北性正断層群、相模湾断層の現地形が形成され、駿河トラフは狭く、赤石隆起は活断層となる。この時期の過程は中村・島崎(1981, 科学 No.8)にくわしい。



海底の活断層・活撓曲・活褶曲

陸上の活断層

基図は活断層研究会(1981) 接峰面等高線は岡山俊雄編集

崖高
Height of
scarp

>200m

<200m

確実度
Certainty

I

II



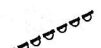
縦ずれ活断層



推定縦ずれ活断層



活撓曲



推定活撓曲



活背斜軸



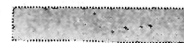
縦ずれ活断層



右ずれ活断層



左ずれ活断層



火山フロント



主な第四紀火山



巨大逆断層帯・
Outer ridge・
衝突隆起山地



Fore arc basin



プレートの物質境界
(トラフの最深軸)

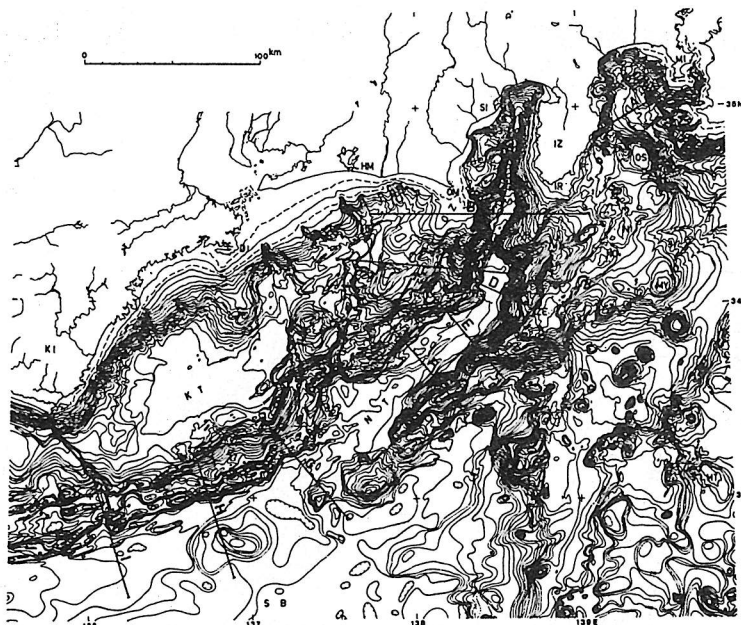
図3 南部フォッサマグナを中心とする
ネオテクトニクス図

S2 フィリピン海プレート北縁の海底地形と地質構造

佐藤仕弘(海上保安庁水路部)

南海トラフ・駿河トラフ・相模トラフの海底地形と地質構造については水路部(海底地形図No.6313 中部日本, 相模湾海底地形図1/10万, 永野ほか1977)や地質調査所(西南日本外帯沖広域海底地質図1/100万, 奥田ほか1976)の調査により詳しくわかっていゝ。水路部では、1980~81年に科学技術庁振興調整費によつてこの海域で9本のマルチチャンネル反射法音波探査(オ1図)の断面を作成した。この詳細はすでに報告されていゝ(加藤ほか1983)ので、ここではその解釈を中心に述べる。

相模トラフ(A線)では東に厚い堆積物の下に、伊豆半島からつづく基盤が三崎海丘の下まで追跡される。トラフ内堆積物は、下部層は東に向つて厚いが、上部層は層厚変化が少く、むしろ最厚部は西へ移動してゐる(オ2図)。つまり堆積物の形成中に沈降中心部の移動があつたと考えられる。これは相模トラフでの沈み

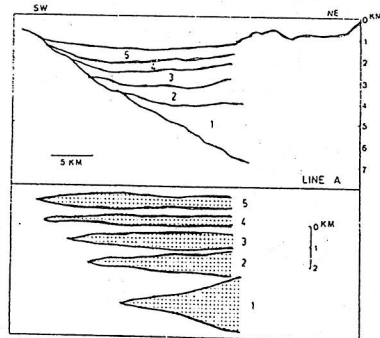


オ1図 海底地形と測線の位置

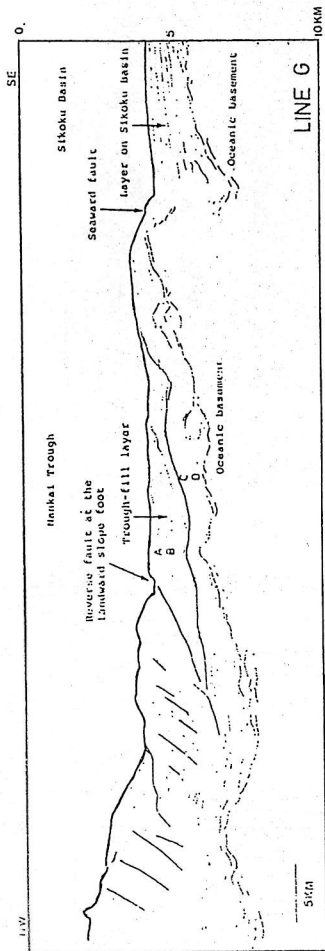
込みが、この時期に reduction に変わったことを示してゐるのかも知れない。

駿河トラフ(B線)・南海トラフ(C~I線)の断面で共通する地形は、大洋底・トラフ底・トラフ陸側斜面・outer ridge・前弧海盆という配列である。

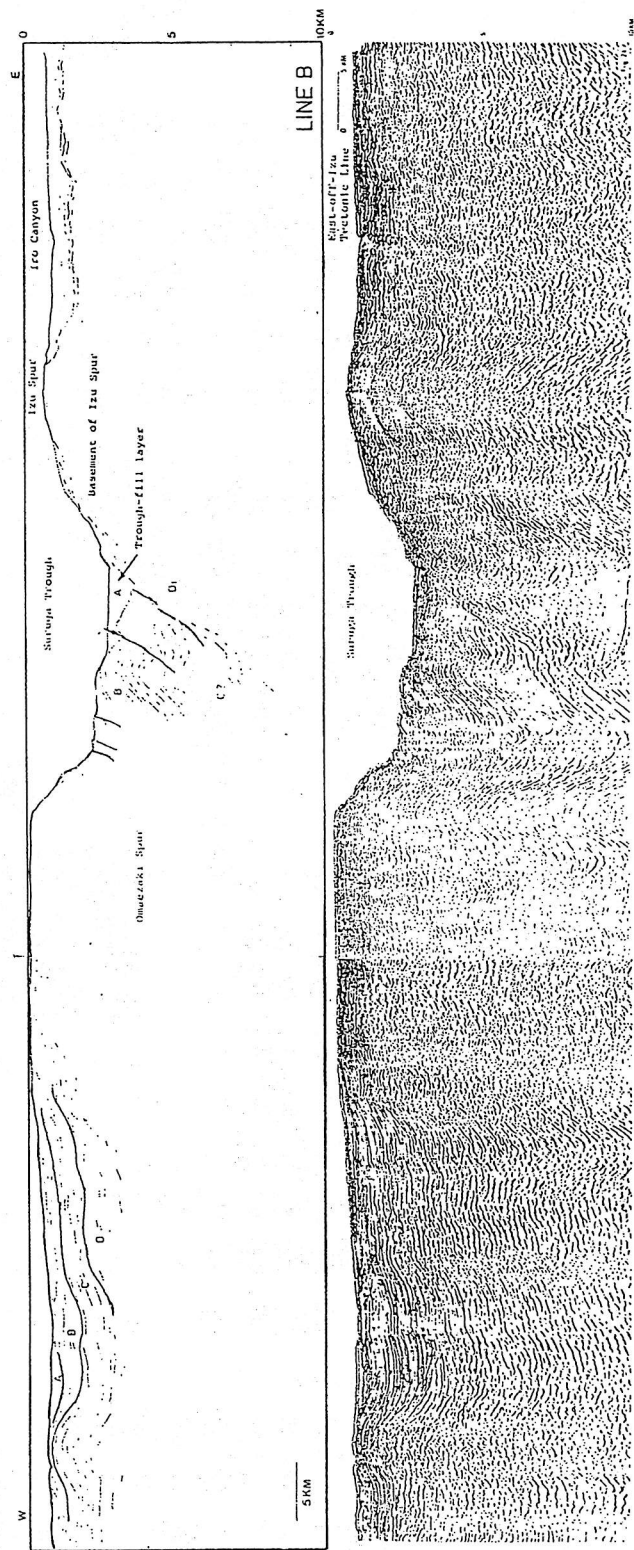
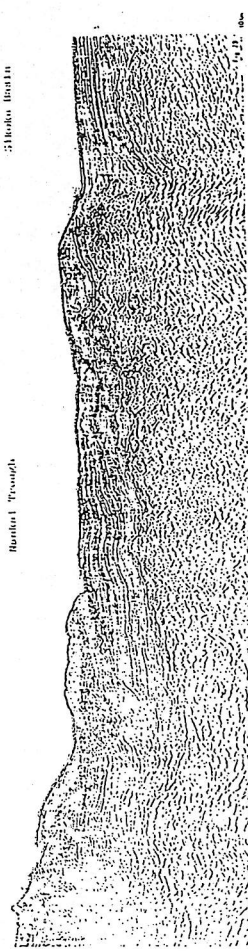
伊豆海脚基盤(B線)、銭洲海嶺基盤(C~F線)はトラフ底に追跡され、E~F線では銭洲海嶺基盤の下にさらに深い反射面がトラフ底をこえて陸側斜面の下へつづいてゐる。G~I線で四国海盆基盤とされる層準がこれに相当する。この2つの反射面の海底下の地形を示したのがオ3図である。基盤の傾斜はB~



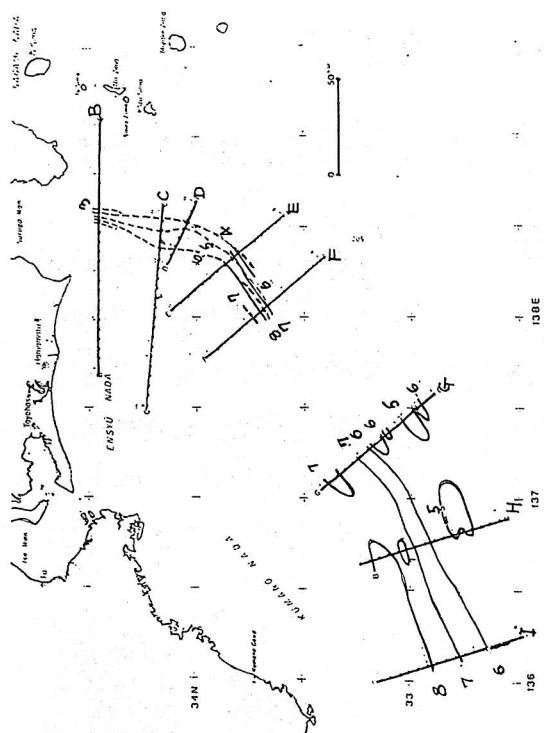
オ2図 相模トラフの堆積物と層厚



才4図 G線断面



才5図 B線断面



才3図 基盤の地形

D線 $7^{\circ} \sim 23^{\circ}$, E~F線 $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$, G~I線 $3^{\circ} \sim 5^{\circ}$ である。四国海盆の基盤はトラフの南側で正断層によって切られている。このほかにもトラフ底から陸側斜面の下にかけて基盤に起伏がみられる(オ4図)。これも一連の正断層であろう。

トラフ底には陸側に厚い楔状堆積物(タービダイトと思われる)があり、大洋底堆積物とともにトラフ陸側斜面の基部でスラストによって陸側に押し上げられている。陸側斜面は付加されたこれらの堆積物の互状構造をもつ付加体から成り、複雑な海底地形はその表面を示すものと考えられる。

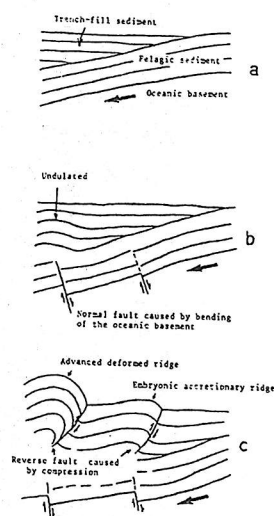
付加体の最も高い所がouter ridgeとなって、その陸側に堆積盆地(前弧海盆)を形成している。前弧海盆は熊野灘深海平坦面にみられるように陸側に向かって縮小していく。即前崎海脚西側の遠州海盆もその例で、B線(オ5図)でも陸側への盆地の縮小がみられる。遠州海盆の北東が相良・掛川盆地である。(基盤の正断層と付加体)

プレートが沈み込む際の曲げによって、海溝の海側にマージナルスエルが生じ、その表面に曲げによる正断層が生じる。南海トラフは沈み込み角度が小さく、スエルは明瞭ではないが、G・H線にみられる基盤の起伏はこの正断層で生じたものと思われる。付加体の構造も基盤の起伏と密接に関連しているように見える。H~I線では、基盤の高まりの上に付加体のスライスがあり、その沖側のふもとにスラストがみられる。基盤の起伏はトラフの海側にもある(オ4図)。この高まりが陸側斜面の下に沈み込むときは堆積物をまきこんで表層にスラストを生じるきっかけとなるのではないだろうか(オ6図)。

(南海トラフにおける構造発達史)

曲げによる正断層を伴いながら沈み込む四国海盆の大洋底は、大洋底堆積物と楔状トラフ底堆積物を陸側斜面に圧縮し付加していく。付加体はさらに圧縮によって陸側に向って高まっていきouter ridgeを形成する。outer ridgeの陸側に生じた前弧海盆では堆積物形成と同時に褶曲運動が進行し、海側の隆起によって盆地は陸側に向かって縮小していく。

outer ridgeを形成するのは田辺層(中新世中期)相当層とされている(奥田ほか1976)ので、付加体の形成は、田辺層以後、おそらく四国海盆の拡大終了(14 my)以後であろう。前弧海盆の形成は相良層、盆地の分化、縮小は掛川層の時代に対比されると考える。

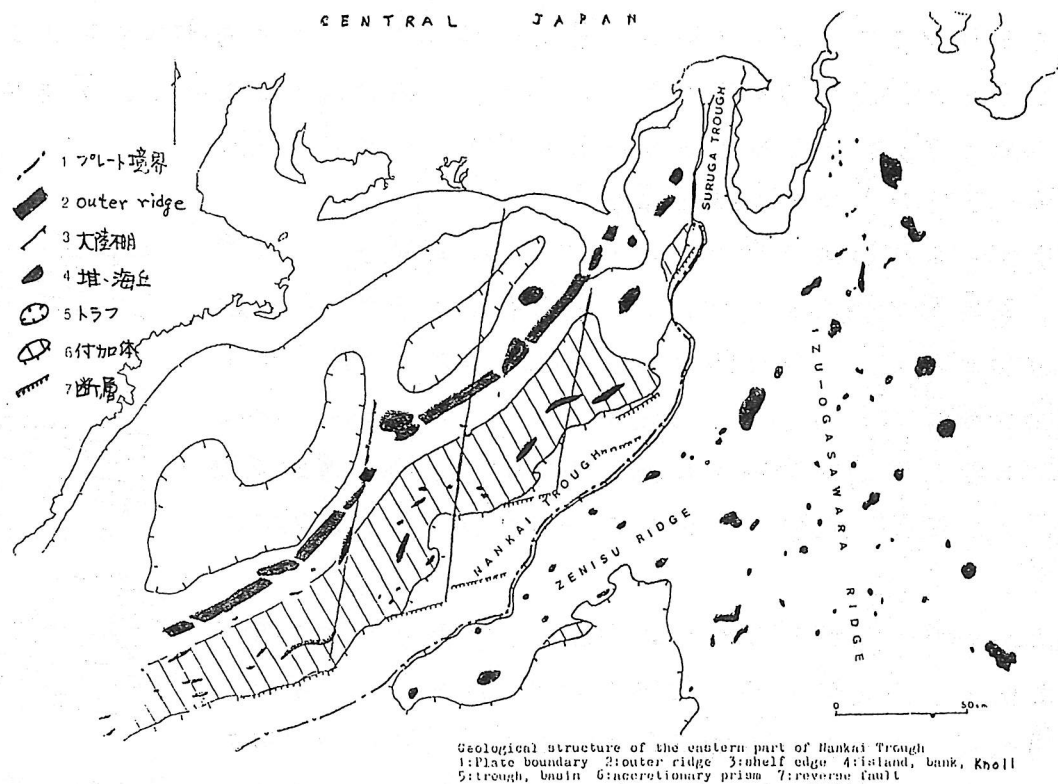


オ6図 基盤正断層と付加体

(南海トラフ周辺の構造方向)

海底地形(オ1図)によく示されているが、南海トラフ陸側には駿河湾方向の平行する隆起帯を三本の凹地がみられ、これを境にして陸側斜面は左横ずれの方向に歪位しており、これによって南海トラフは北東から北へ方向を転じて駿河トラフへと移行している。駿河トラフも含めこの4本の左横ずれ断層は伊豆半島が本州と衝突したとき生じたもので、その当時のフィリピン海プレートの運動方向を示しているのは確かである(オ2図)。

一オシングルチャネル音波探査で調べた構造(水路部1/20万基本図)のうち南海トラフ底堆積物に歪形を与えている断層をみるとENE方向を示す(なお駿河トラフに近づくにつけてNEからN方向へ変っている)。この方向がそれに直交する圧縮を示すものと考えると、表層堆積物に歪形を与えているのがかなり新しい時代のプレート運動の方向を示しているものと思われける。最も新しい現在のプレート運動の方向は、地震活動からみて $N50^{\circ}\sim55^{\circ}W$ といわれている。これは南海トラフ周辺に見られる構造方向は、フィリピン海プレートの運動方向が、伊豆半島の衝突以後徐々に変わりつつあることを示唆しているように思われける。



オ2図 南海トラフ周辺の地質構造模式図

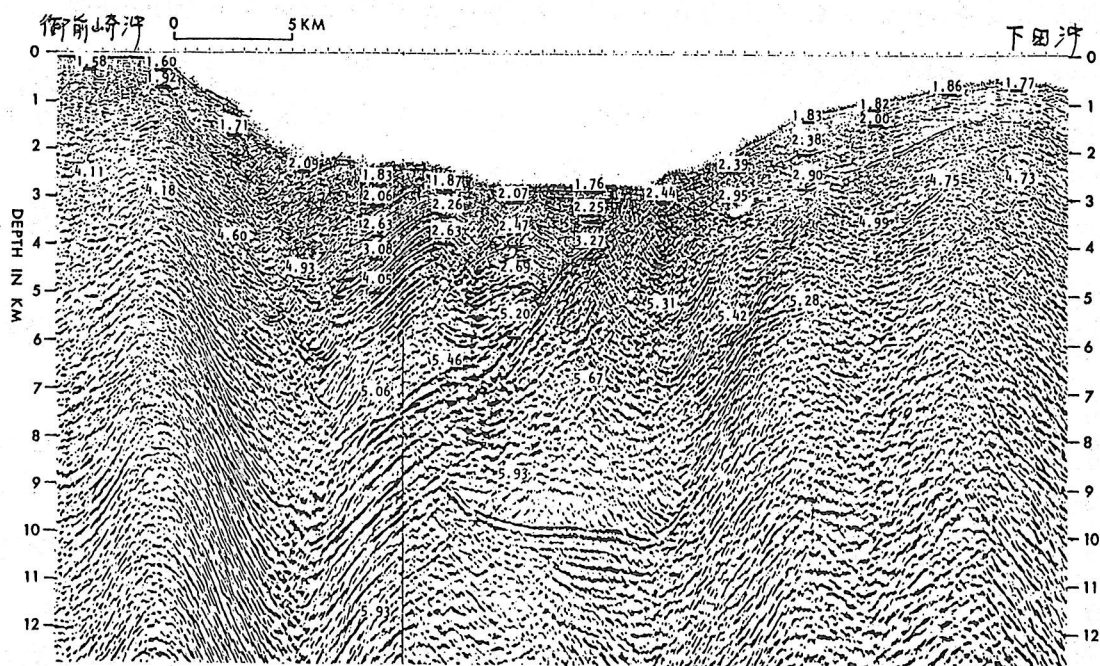
S2-1 南海トラフにおける沈み込みの形態

本座栄一(地質調査所)

南海トラフにおけるフィリピン海プレートとユーラシアプレートの沈み込みの形態は最近の研究によって、次第に明らかになりつつある。このなかで駿河湾域のトラフ北縁はフィリピン海プレートとユーラシアプレート、また、最近の考えでは北米プレートの末端域も一部接していると考えられているが、これらの境界域となっている。このため複雑な構造形態もみられるが、少なくとも駿河湾南域では、伊豆半島側が西南日本側側に沈み込んでいいると考えられる。

伊豆半島を構成する重合速度(多重反射記録解析時使用の地層の弾性波伝播速度)が4.7~5.9 km/sの基盤岩が西へ向って傾斜し、その上に最上位1.8 km/sから最下位5.5 km/s位の重合速度の堆積層が、スラストによる褶曲構造をとらなっている(オ1図)。これらのスラストはほぼ5 kmの間隔で何本が発達している。これは海溝域にみられる沈み込み複合体の構造形態である。御前崎沖の斜面麓は複雑な形態を示し、漸移帯となつていいる。沈み込み帯の基盤上の最下位層は速い重合速度から成つていいるが、基盤部とり込まれていいるが、どうかは判然としない。

駿河湾から西方にいくにしたがい、沈み込み角度もゆるくなり、ここではゆるい沈み込み角度による沈み込み複合体の形成過程がよくみられる。



オ1図 駿河湾口の多重式音波探査記録。数値は重合速度。

S2-2 駿河トラフと相模トラフ

米倉伸之(東京大)

杉村(1972)は、フィリピン海プレートと北端境界を設定するにあたって、駿河トラフと相模トラフを南海トラフの続きとみた。フィリピン海プレート北縁の物質境界は、伊豆半島北方の陸上にある衝突境界を除くと、南海・駿河・相模トラフの軸に沿う沈み込み境界であり、そのカサ境^(帯状で)界はトラフの陸側斜面にある(中村・島崎, 1981)。駿河トラフと相模トラフは、伊豆半島の両側にあることでは対称的だが、よくみると顕著な違いがある。沈み込みプレート境界付近では、下盤(海側)プレートは沈み込み直前にたわみ・変形する。さらに上盤(陸側)プレートの地殻変形がより顕著に現れる。陸側プレートの境界付近での変形様式は、プレート境界の走向によって変化する(島崎ほか, 1981)。駿河・相模両トラフでの地殻変動の差異は、両トラフの走向とフィリピン海プレートの北西進($310 \pm 5^\circ$ 方向)によって説明できる。

①駿河トラフは 010° 方向に直線的である。相模トラフは、房総半島東方沖では 290° の走向にほぼ直線的だが、大島東方付近で屈曲して 250° となり、相模湾内では 330° となる。相模トラフ東半部の北縁に4列の巨大な南口地割れに面する断層崖があり、右横ずれ運動で形成された。房総半島南端沖の鴨川海底崖(比高2500m以上)に沿う逆断層運動が推定されている(Matsumoto et al. 1978)。

②駿河湾の海底はせまく直線的だが、相模湾には深く幅広い相模海盆があり、厚さ5km以上の堆積層がある。その下半部は海盆東部に堆積中心をもつ。

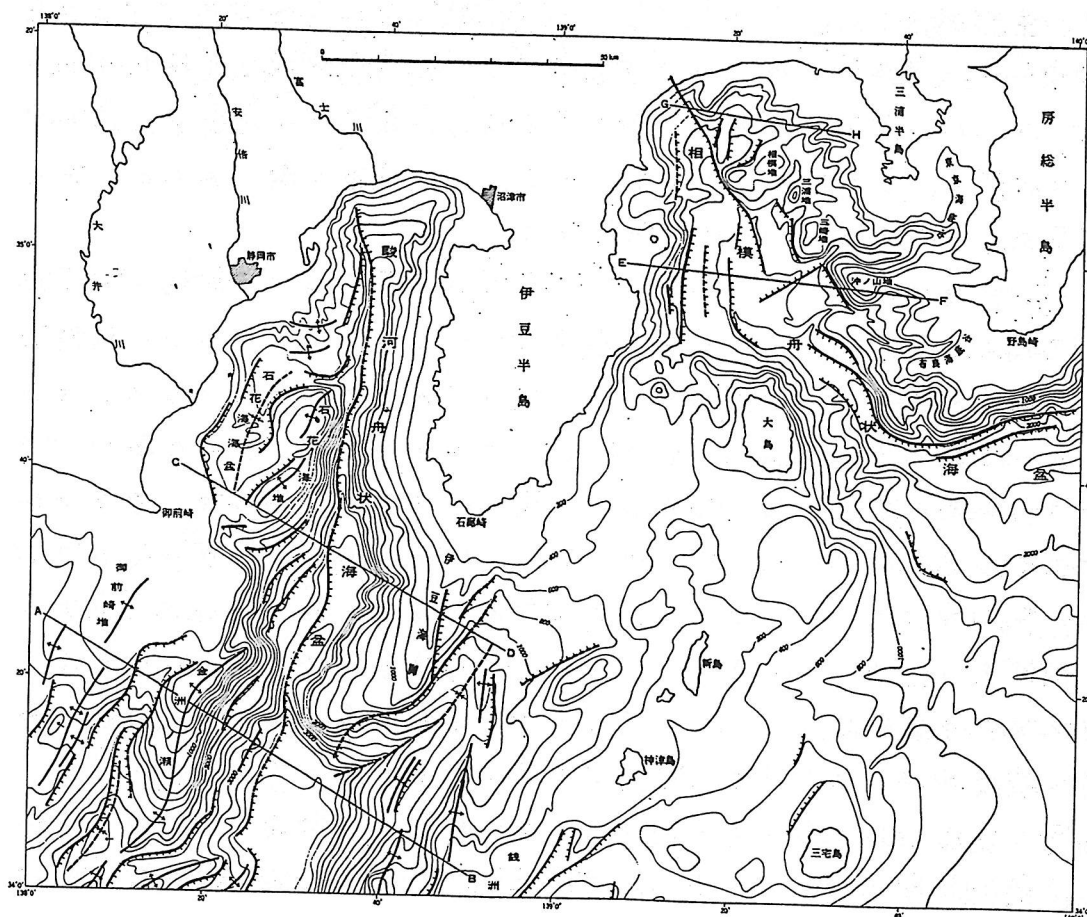
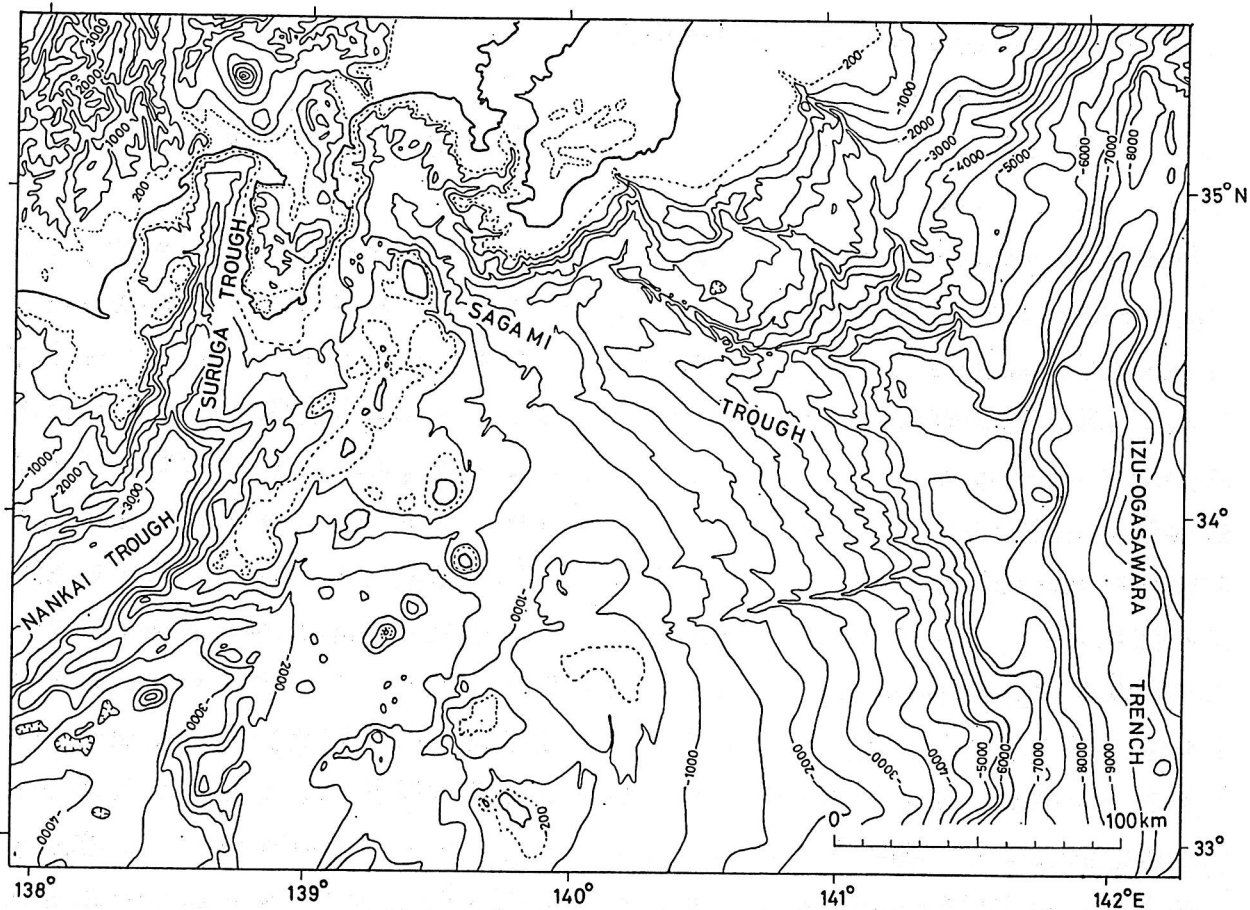
③駿河湾・相模湾のトラフ陸側斜面にはともに堆積が盛達し、^(そのうちの堆積の深度は)駿河湾では水深100mより浅く、相模湾の三浦半島沖では水深500mより深い。

④駿河トラフに沿う陸側斜面の基部は平滑だが、相模湾内の堆積山麓縁は直線的でなく、いくつかの堆積山麓縁は北東方向の断層にそってなっている。

⑤駿河トラフの両側(陸側)斜面の地形は、東側(海側)斜面とは対照的で、左横ずれも伴う沈み込みによる著しい変形を示す(米倉, 1979)。

⑥相模湾の堆積山麓に推定されている断層(相模湾断層)は、かつての沈み込み境界が右横ずれ成分の大きな分離境界(separation boundary)に転化したところであり、1923年関東地震の震源断層(逆断層)が直接海底に現れたものではないう(中村・島崎, 1981)。

⑦両相模湾断層はフィリピン海プレート内の断層で、相模トラフで沈み込み部分と伊豆半島北方で衝突する部分の間の差別的運動によるnear faultである。



上図
相模・駿河川
トフ
周辺の
地形
(水路部
海図
No. 6313
による)

下図
駿河・相模
トフ海域
の海底
活断層
(活断層
研究会,
1980に
よる)

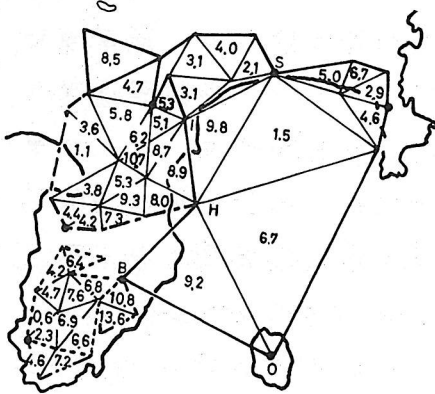
S3 駿河湾周辺地域の現在の地殻変動

藤井陽一郎 (茨城大学理学部)

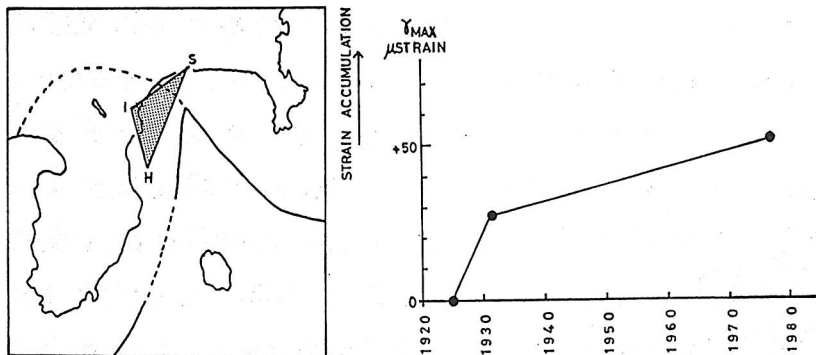
駿河湾周辺地域はフィリッピン海プレートが本州弧と衝突し、もぐりこんでいる境界の最北端に位置しており、この境界そばに過去数100年間にいくつもの大地震が発生した。ごく最近では東北日本は北アメリカプレートに属するという新説が提起されているが、この考え方によれば対象としている地域内に北アメリカプレート・ユーラシアプレート・フィリッピン海プレートの三重会合点が存在することになり、この地域のテクトニクスはよりいっそう興味深いものとなっている。日本の1等三角測量は関東地方からはじまり西南日本へ拡張され、1882～1902年にかけて関東・東海地方の1等と2等の三角測量が終了したあと、1923年関東地震(M7.9)や1930年北伊豆地震(M7.0)が起り、関東地方や伊豆半島・駿河湾周辺の三角測量がくりかえされた。1970年代には精密測地網設定の事業として1・2等点の三角測量方式によって再測定された。このようにしてこの地域はプレート境界を直接またいで広域的に測量がくりかえされた点からも興味深い研究対象である。筆者は、中根勝見との協同作業としてこの地域のすべての利用できる三角測量結果を統一的に網平均処理して水平変動ベクトルと地殻歪とをそれぞれの時期ごとに算出した。結果はすべて『測地学会誌』に公表済みである。本稿ではこの報告に依拠し一部は略りにかつて駿河湾周辺の地殻歪を論じたこととあわせて、駿河湾周辺の現在の地殻変動を議論する。

全期間をつうじて6点の三角点(筑波山・鬼石山・壺平山・国師岳・甲斐駒岳・恵那山)を固定してそれぞれの時期の変位ベクトルを算出しそれより地殻歪を求めた。地殻歪の誤差は $\pm 20 \mu\text{strain}$ といわれている。変位ベクトルのE-W成分・N-S成分を時期についてプロットすると地震サイクルの図がでるが、これより地震のない期間の年あたりの変位ベクトルを求めた。すると相模トラフにちかり三角点では $N 30^{\circ} \sim 40^{\circ} W$ 方向に年あたり2～4 cmの変位速度となる。駿河湾西方では $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} W$ 方向に年あたり1 cm内外となる(以上が1図参照)。またその線上のある点での接線が最大圧縮の方向となっているような曲線を圧縮線と定義し、地震のない期間の各地域での圧縮線を合成して関東・東海地域の主圧力方向を示す図をつくった(2図)。

さらに関東・東海地方の各2等三角点につき地震のない期間の累積歪(最大せん断歪)を観測期間で割算して平均的地殻歪速度(最大せん断歪速度 $\dot{\gamma}_{\text{max}}$)



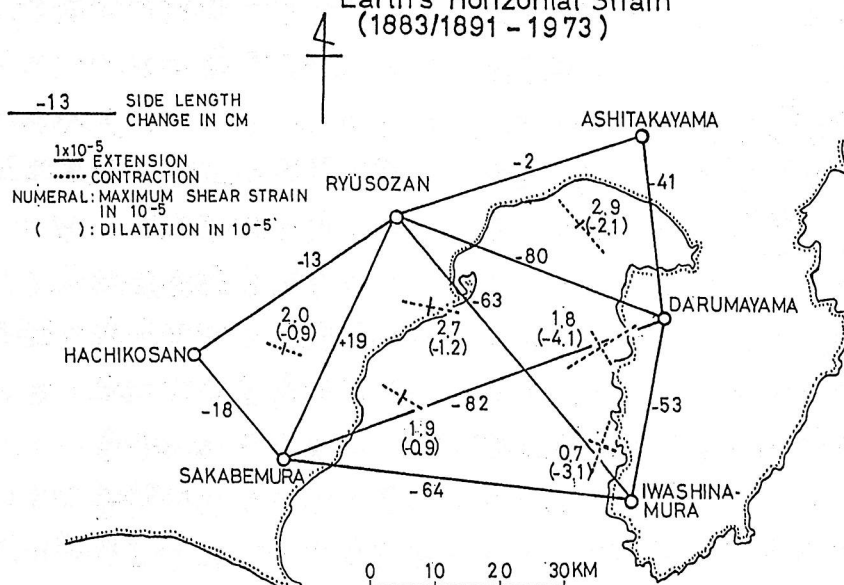
第4圖 伊豆半島の歪速度 ($10^6/\text{yr}$)



※5図 S-I-H 三角形内の蓄積歪の推移

震は発生していず、最近の伊豆半島の地震の北上説 (Rikitake, 1982; 坂本その他, 1981; 吉田, 1982, など) と関連して関心のをもたれるところである。

さて、つぎに駿河湾をクロスする三角形についで地殻歪を検討する。駿河湾
Earth's Horizontal Strain
1 (1883/1891-1973) をまたぐ1等三角



中6図 駿河湾の現在
 の地殻水平変動。
 各辺長さ変化 (cm)
 とせん断歪 (10^{-5} 単
 位) と面積歪 (10^{-5}
 単位)。

973年の値を比較して各辺長の変化と地殻歪(最大せん断歪と面積歪)とを計算した。北部に位置する俊鷹山-竜臥山-達摩山の三角形内の歪速度 $\dot{\gamma}_{max}$ がもっとも大きく $0.34 \mu\text{strain/yr}$ となる。この三角形は富士川断層をまたいであり、その内部では北北西-南南東の圧縮軸である。圧縮軸の方向は駿河湾西方では北西-南東というよりはよほど東-西にちかくなっている。なお、1930年北伊豆地震のあと駿河湾をクロスする1等三角測量が行なわれているので、明治~1931年~1970年代の順に蓄積歪の推移を追跡すること

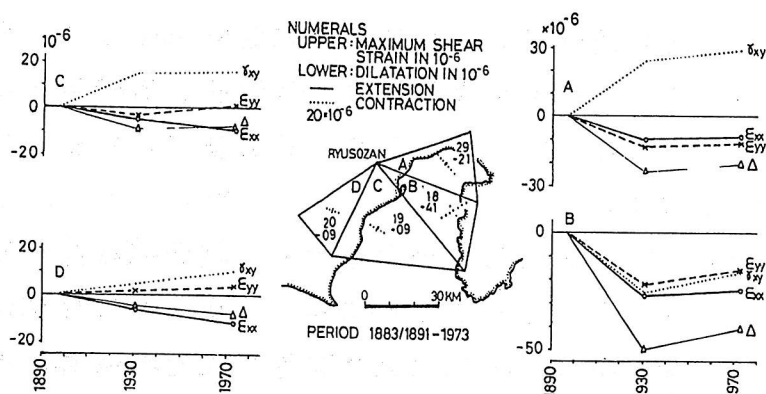


図7 E_{xx} , E_{yy} , γ_{xy} , Δ などの時間的推移(1)

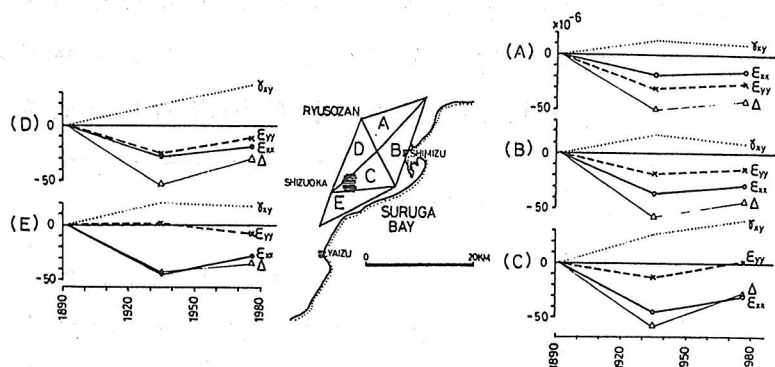


図8 E_{xx} , E_{yy} , γ_{xy} , Δ などの時間的推移(2)

が認められる。このうち静岡市にちかり地域では1935年静岡地震(M6.3)のあと二等および三等三角点の改測が実施されている。静岡地震の震源は深い($H \sim 20 \text{ km}$)せいか、地震にともなう変形は地表では検出できない。4個の二等三角形について E_{xx} , E_{yy} , γ_{xy} , Δ などの時間変化を追跡すると図8のごとくなり、1935-1973/1980年間に不連続がある。これは駿河湾の場合と同じ傾向であって、1944年東南海地震の影響であろう(藤井, 1980)。

かである。すなわち東西方向にY軸南北方向にX軸をとり、linear strain E_{xx} , E_{yy} ; shear strain γ_{xy} ; dilatation Δ などの時間変化を調べた(図7)。1883/1891-1973にかけては著しい歪の蓄積が認められるが、その後は竜臥山-達摩山-岩科村の三角形のように反転している場合もあって、1931-1973年間に不連続的な変化のあったことを思わせる。

駿河湾西方には駿河トラフに平行して蓄積歪の大きい細長いゾー

S3-1 駿河湾周辺地域の地震時地殻変動

石橋 克彦（建設省建築研究所）

フィリピン海プレート北縁の駿河湾・相模湾とその沖合では、歴史時代にくつも大地震が発生し、顕著な地震時(coseismic)地殻変動をもたらしている。それらの地殻変動は、測地測量や地殻変動連続観測によって知られる現在進行中の地殻変動と相補って、この地域のネオテクトニクスを考えるための重要なデータといえよう。ここでは、駿河湾沿岸とその西方地域を中心として、大地震に伴う地殻^(上下)変動を概観してみる。対象となる地震は、1498年、1707年、1854年、1855年のものである。いずれも歴史地震であるから、定量的には不十分であるのはやむをえない(図1参照)。

1. 1498(明応7)年の地震： 津波と震害の分布から、震源域は遠州灘から駿河湾の内部まで広がっていたと考えられる(遠州灘より西のことは問題にしない)。都司(1980)によれば、焼津の小川地区の海岸で地盤の沈降が生じた可能性が強い。また都司(1980)は、浜名湖全体の地盤が1m以上沈降したと推定している。

2. 1707(宝永4)年の地震： 四国沖から東海沖までの巨大地震であるが、津波と震害の分布から、震源域が駿河湾の奥深くまで及んでいたことはほぼ確かだと考えられる。羽鳥(1977)と都司(1979)は清水付近が沈降したと推定し

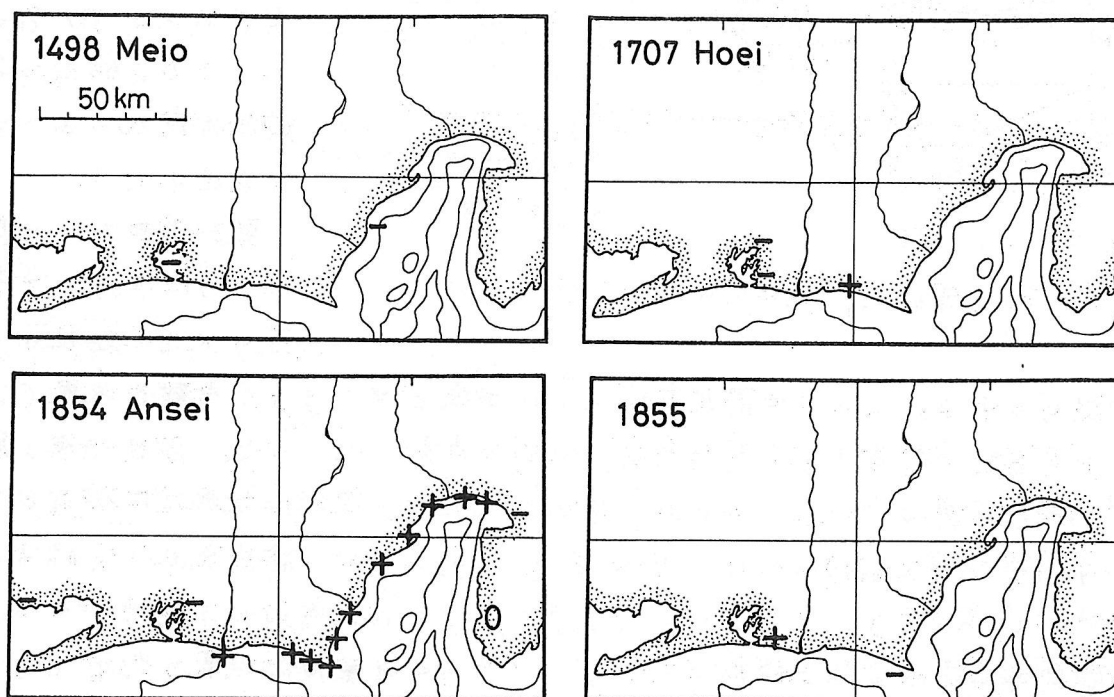


図1. 4個の歴史地震の地震時地殻変動。+が隆起，-が沈降。

たが、これは石橋(1976)が議論したように、津波による侵食にすぎないだろう。今村(1943)は、穿孔貝の孔から御前崎が110cm隆起したと結論したが、御前崎が隆起した確かな証拠はない。遠州横須賀の隆起[今村(1943)、多田(1943)]は確実である。また、浜名湖の北岸と東岸が沈降したことが史料から確かにいえる。

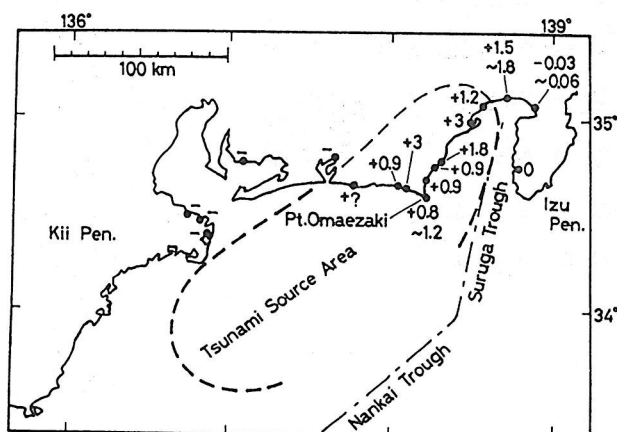
(遠州灘西方から)

3. 1854(文政元)年の地震: 津波や震害から震源域が駿河湾の北方にまで達したことは確実であり、さらに、恒石・塩坂(1978)が指摘したように、はるか内陸にまで延びた可能性が強い。この地震に伴う地殻変動は、武者(1951)の史料に地震研究所(1977)・羽鳥(1976)のデータを加えて、かなり詳しく知ることができる。図2に、石橋(1977)がまとめた結果を示す。駿河湾北岸の原・田子の浦から西岸を経て天竜川河口付近まで隆起、沼津付近がやや沈降、浜名湖北岸が沈降、西伊豆の仁科で地殻変動が気付かれなかった。

4. 1855(文政2)年の地震: 都司(1982)が発掘した前記文政東海地震の最大余震である。震害分布から、天竜川河口沖を中心とする遠州灘の陸に近い部分が震源域であったと考えられる。御前崎西方の白羽で沈降した可能性があり、浜名湖東岸が隆起した。

以上4例のうち、1~3の地震は基本的に、南海~駿河トラフから北北西~西北西に傾き下がるプレート境界面での斜め逆断層運動と考えられ、浜名湖沈降という共通のパターンは、その直接的表われであろう。しかし、沿岸の地殻変動には、これに加えて上盤内の高角逆断層(場合によっては正断層)の影響が強いと鬼われる。1498年の焼津の沈降はその現われと解釈される(1854年に焼津が隆起したか沈降したかは不明)。4の地震は、陸に近い上盤内高角逆断層が単独に活動した例とみなされる。このように考えると、4例の地震時地殻変動パターンの見掛け上の違い、および駿河湾西岸で完新世最高位海水準が必ずしも高くないこと[例えば鹿島ほか(1983)]は、互いに矛盾するわけではないと鬼われる。

図2. 石橋(1977)^{2/}がまとめた
1854年文政東海地震に伴う
(上下)
地殻変動(単位, m). 津
波源域は羽鳥(1976)による。



S3-2 富士川周辺地域の地殻変動

加藤照之(東大地震研富士川地殻変動観測所)

駿河湾を中心とする地域は地殻変動のうえからも極めて複雑な様相を呈している。ここでは主として上下変動資料(水準・検潮)を用いて、最近数十年間の駿河湾周辺地域の地殻上下変動について概説する。又、これらの変動をひきおこすメカニズムについても若干議論してみたい。

南部フォッサマグナから駿河湾にかけての地域の地殻上下変動のうち特徴的なものを挙げると次の3つに大別されよう。

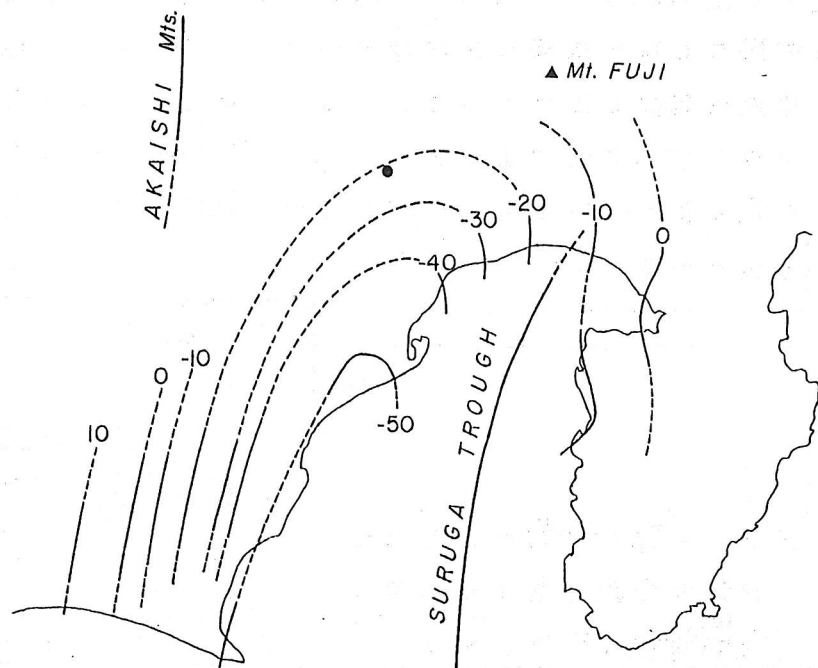
(1)駿河湾を中心とする地域の沈降帯。

(2)赤石山脈を中心とする地域の隆起帯。

(3)伊豆半島における異常隆起と様々な地殻活動。

これまで、これらの3つの地域の変動は別々に論じられることが多かったように思われる。しかしながら、プレートテクトニクスという基本的作業仮説が与えられた今、これらの諸様相は統一的に説明されるべきであろう。そのための一歩として、中部地方南部から伊豆半島にかけての地域の全水準測量データを見直して最近100年間の地殻上下変動マップを作成する。第1図はそのうちの一部分で、基本的には国土地理院によって得られているものと同じであるが、変動が一様に進行するものと仮定して100年の変動に正規化して示した。一方、

第1図：最近100年間の駿河湾地域の地殻上下変動。
単位はcm。
黒丸印は富士川地殻変動観測所。



オ2図は同地域の検潮所の潮位資料を解析して得られた、各検潮所の上下変動グラフである。これらのグラフは、この地域の平均的な海面高を基準に求められていて、ほぼ絶対的な上下変動が求められていると考えてよい。

オ1図、オ2図を比較検討してみると次のような点が指摘できる。(1)駿河湾西岸は $5\sim6\text{ mm/yr}$ の速度で沈降している、この沈降は極めて定常的である。(2)最大沈降の軸はトラフ軸と一致しておらず西に約20km偏っている(中村・島崎¹⁹⁹¹)。(3)駿河トラフが上陸する付近では沈降速度は小さい。以上挙げた3点は、フィリピン海プレート¹⁹⁹¹の北西進に伴う駿河トラフでの沈み込み及び伊豆半島の本州弧への衝突というようなモデルで説明される。伊豆半島と赤石山脈における資料の整理は済んでいないが、これらの地域の変動が駿河トラフでのサブダクションにどのように関わりあっているのかは大変興味深い問題であり、資料解析を行ないつつモデルを検討してみたいと考えている。

最後に、より時間の分解能をあげた場合の地殻変動の例を示す。地震研は南部フォッサマグナの中に富士川地殻変動観測所を1970年に設置し伸縮計・傾斜計を用いて連続観測を行なっている。(オ1図黒丸)。オ3図は観測開始以来の読取型水管傾斜計から求められた最大傾斜方向のベクトルの変動を図化したもの(一般に“傾動ベクトル”と呼ぶ)を示す。観測開始当初の初期ドリフトと年周変化が目立つが、これらはいずれも坑道堀削方向に一致し、坑道周辺の局所的なものと思われる。これを除くと長期的には南へ向かっての傾斜が卓越している。これはオ1図に示した上下変動の傾向とよい調和を示している。地震予知、特に短期予知の為には検潮・地殻変動連続観測のような時間の分解能の高い観測が必要である。

オ2図：潮位
記録から求
めた地殻上
下変動。
縦軸:5cm/目盛
横軸:1yr/目盛
1番右側は1981年

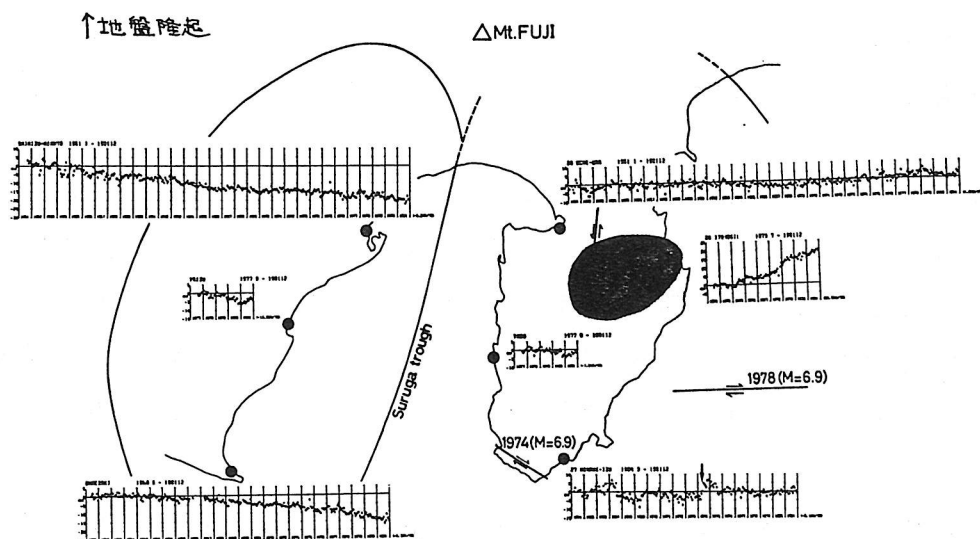
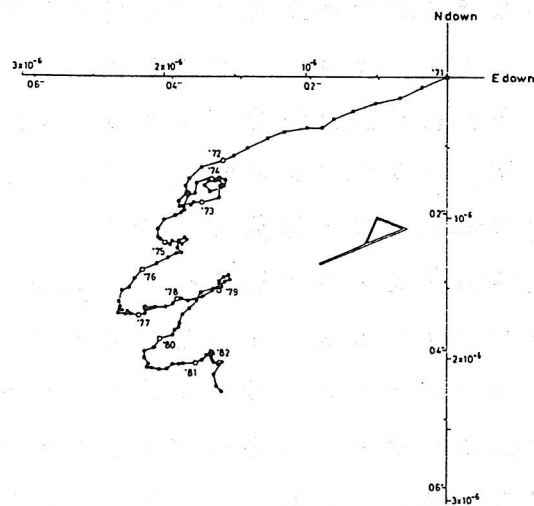


図3: 富士川地殻変動観測所の傾斜記録から求めた傾動ベクトル図



文献

国土地理院, 1978, 東海地方の地殻変動, 予知連会報, 19, 96-98.

中村一明・島崎邦彦, 1981, 相模・駿河トラフと沈み込み, 科学, 51, 490-498.

東大地震研富士川地殻変動観測所, 1983, 富士川・駿河湾地方における地殻変動観測, 予知連会報, 29, 236-241.

S4 応力場と活断層から見た南部フォッサマグナと周辺のネオテクトニクス

星野一男・小出仁(地質調査所)

1. 地殻応力測定

この地域でこれまで地殻応力測定が行われたのは才1図に示す約12ヶ所である。その概要を才1表に示した。No.1では地質調査所によって1978年以降いろいろな種類の測定が試みられている。才1表で使われている測定法は4種類ある。応力解放法と水圧破碎法はボーリング孔内で測定する手法で前者は測定器を挿入したボーリング孔の周辺を更に大きな口径で掘削して前後の歪変化によって応力を測定するのでオーバーコリング法とも言われる。後者は孔内に高圧水を圧入し、孔壁に割れ目を作ることにより応力測定する。両法とも水平面内の応力、水平応力を主に測定する。X線法とAE法は野外で採取した試料を室内で測定するもので三次元応力が得られる。応力解放・水圧破碎が測定時に作用しつつある応力を測定するのに対して、X線・AE法で得られる応力はこれまで試料に加えられた“化石化”応力である。

才1表のうちX線とAEによるものはいずれも地表採取試料である。最も深い深度はNo.7、下田の444mである。水圧破碎で400m程度まで測定された例をみると、最大および最小主応力値とも深度と共に増大するが、最小主応力値は岩石密度より推定される累積荷重垂直応力値とほぼ等しい勾配で増大する4B、岡部、11.富津の例や、垂直応力値よりも大きな勾配で増大する6西伊豆の例がある。才1表では測定値中最も大きな応力値¹⁾を掲げ同時に深度50m付近の応力値²⁾を並記した。

ボーリング孔による応力測定の精度は岩質と孔壁状況によるところが大きい。たとえば5修善寺では既存割れ目の見られる凝灰岩中の測定であまり好条件とは言えない。

応力値の分布・傾向を概観すると西伊豆および西丹沢(神縄・中川)で比較的大きな応力値が測定されている。主応力方向についてはかなりの斉一性が見られる。才1図に各測定点における最大圧縮主応力の方向を示した。全般に北西-南東が卓越するが、伊豆半島西岸から西丹沢・中川にかけての一带は北北東-南南西である。南北性の応力方向は真鶴・横須賀の例でも見られる。

2. 活断層

活断層については他の講演により多くの事例が示される筈なのでここでは著者手持ちの資料を中心にした伊豆-丹沢地域について略述する。

記号	場所	最大	水平応力 ¹⁾		水平応力 ²⁾		最大	測定法	測定時期	測定者	文献
		測定深度	最大	最小	最大	最小	圧縮方向				
1A	奥平沢	6	119	33			7°E	解放	1978	星野他	地予1979-1, p191
1B	"	8	139	51			26°E	"	1978	"	"
1D	"	14	125	46			27°E	"	1979	小出他	地予1980-2, p238
1E	"	11	40	22			28°E	"	1979	"	地予1980-1, p180
1Q	"	*	98	30			14°E	X線	1978	星野他	地予1978-1, p124
2	神縄	*	222	-12			25°E	"	1978	"	地予1978-1, p124
3	島田	*	100	-123			N60°W	"	1978	"	"
4A	岡部	96	79	53	40	20	50°E [△]	水圧	1978	塚原他	地震31, p415 33p317
4B	岡部	429	197	107	45	30	45°W	"	1981	"	地予1981-2, p19
5	修善寺	329	114	84	50	30	20°E	水圧	1982	池田他	地予1982-2, p211
6	西伊豆	437	210	131	150	90	25°E±10°E	"	1978	塚原他	地震33-3, p317-327
7	下田	444	124	91	30	20	30°W	"	1982	池田他	地予1982-2, p211
8	下田	19	40	20			20°W	解放	1981	小出他	地予1981-2, p20
9	真鶴	*	100	70			15°W [△]	AE	1981	吉川他	地予1981-1
10	横須賀 [ⓑ]	200 [ⓐ]	100	50	80	30	NS [△]	水圧	1981	塚原他	地予1981-1, p123 ^{B58}
11	富津	438	136	85	25	15	N45°±10°W [△]	"	1979	池田他	地震34-4, p555-576
12	伊豆長岡	*	36	27			80°W [△]	AE	1982	吉川他	地予1982-2, p212

表1. 地殻応力測定結果一覧。記号数字は表1図相当。

*、地表採取；地予、地震学会予稿集

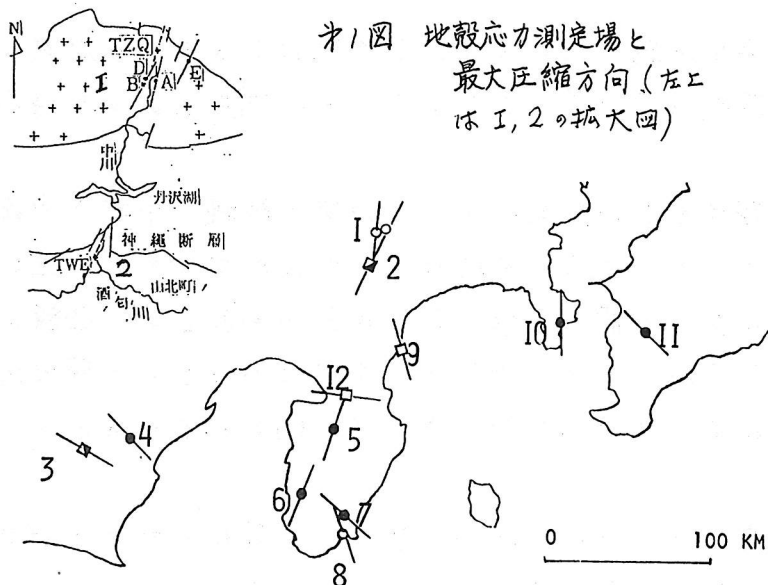


表1図 地殻応力測定場と
最大圧縮方向(左
はI, 2の拡大図)

伊豆半島は星野他(1978)などにより活断層分布が最も詳細に記載されている地域であり、伊豆半島北部の箱根から西丹沢にかけては最近多くの調査が行われている。古くから丹沢山地の南縁断層として有名であった神縄断層は東西方向の逆断層とこれを切る南北性水平ずれ断層の複合断層系であることが明らかになった。(佐藤, 1976; 星野・長谷, 1977; 狩野他, 1978, 1979; 上杉他

1981 など)。

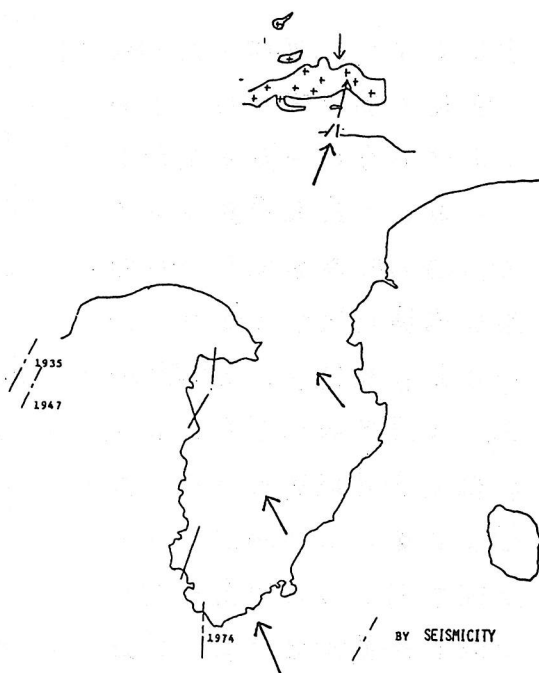
これらの活断層の変位から導かれる応力分布はオ2図のように考えられる。伊豆半島東岸では最大圧縮主応力は方向 $N 20^{\circ}-40^{\circ} W$ であり、傾斜はほぼ水平である。一方、西海岸に沿っては南北から北北東-南南西方向の垂直ずれ断層が分布し、この最大圧縮主応力は $N 0^{\circ}-20^{\circ} E$ の方向である。神縄断層系およびその北方の花崗岩体中の南北性断層は、

$N 0^{\circ}-15^{\circ} E$ の水平圧縮応力により生成されたものであることが推定できる。この河内川-中川流域ではこのような南北性断層によって巾1-2kmにわたる細長い北方への突出構造が見られる。神縄断層系と同じような形態は更に北方の大月市付近の桂川断層にも見られる。西丹沢から伊豆半島における以上のような活断層から導かれる応力分布はすでに述べた地殻応力測定結果とよく対応している。

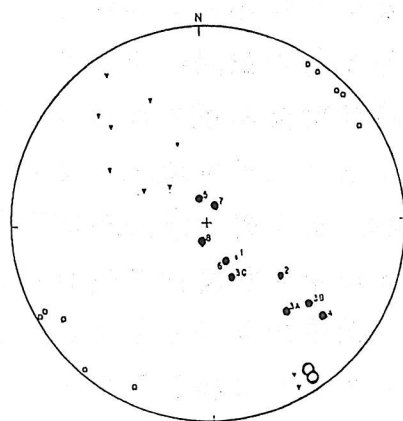
伊豆半島中南部の湯ヶ島、白浜層群中には主として白浜層群堆積後に生成されたと考えられる古期断層が分布する。この断層を生成せしめた応力分布はオ3図のように非常に規則的である(星野, 1977)。最小主応力はほぼ一定で北東-南西、ほぼ水平である。最大および中間主応力は $N 35^{\circ}-40^{\circ} W$ 方向の面内において回転している。最大主応力の傾斜は垂直に近い値(中央山地部)から水平に近い値(南東海岸部)に変化している。このことは、中新世後期あるいは鮮新世後期から少なくとも伊豆半島南東部に北西-南東の水平圧縮力が作用し始めていたことを示しているかも知れない。

3. 考察

西丹沢奥蒂沢10点において1980年から2年余にわたり地表下約15mのボーリング孔に埋込まれた多軸歪計によって地殻応力の連続観測を行っている(小出他, 1980, 1981, 1982)。オ3図に1980年5月より1981年8月までの水平応力



オ2図 活断層より推定される最大圧縮応力の方向



オ3図 伊豆半島南部における断層解析による主応力方向(シュミットネット下半球) 白丸、黒丸はそれぞれ新期および古期断層系の最大圧縮方向

変化を示す。平均応力(M)の変化(減少率)はきわめて小さくほぼ一定で推移しているが、最大剪断応力(S)は1980年を通して増加率が次第に大きくなり1981年2月には約 $7 \times 10^{-3} \text{ kg/cm}^2/\text{day}$ に達したが翌月には沈静化し4月以降はほぼ一定となっている。一方、最大圧縮方向(O)は測定当初は

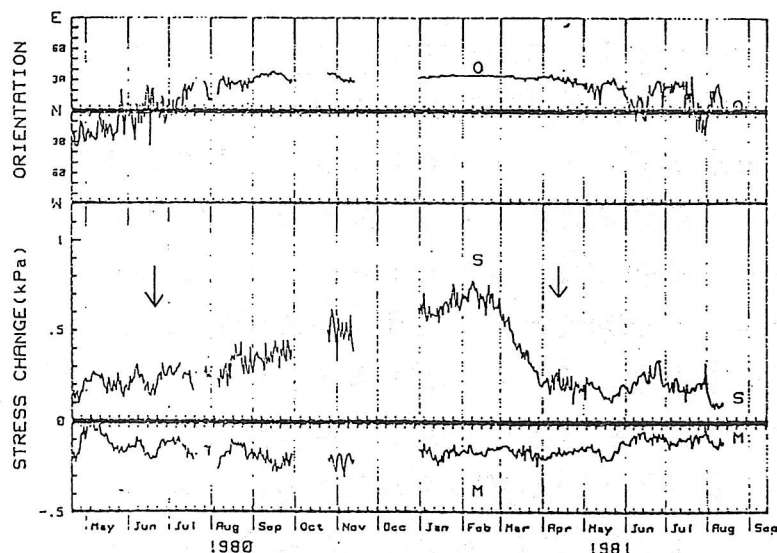


図1、水平応力の累積変化

北北西-南南東であったが M: 平均応力の変化, S: 最大剪断応力の変化, O: 最大圧縮方向 1980年夏より北北東-南南西に転じ1981年春より再び南北へ振れる傾向を示している。

南部フォッサマグナにおける地殻応力の性質に関しては、駿河湾側と相模湾側で異っているという考え(星野, 1978, 1981; 中野他, 1980; 牧, 1974)と一様で方向が連続的に変化するという考え(塚原他, 1980; 中村, 1981)がある。応力変化の境界はほぼ河内川・中川流域から足柄峠を通過して狩野川へ抜ける線であり、中川流域では2様の応力方向が作用しているのではないかと考えられる。オ3図で最大圧縮方向が北北東-南南西の期間では変化率が安定しているのにその前後に方向が移動するときには不安定であるのはこの地点では北北東-南南西の応力方向が支配的なものであることを示すものであろう。1980年6-7月には伊豆半島東方沖群発地震(最大規模6月29日, $M=6.7$, 北西-南東圧縮), また1981年4-6月には山梨県東部地震(最大規模4月14日および6月8日, $M=4.5$ および 5.5 , 東北圧縮)が活動している。

相模湾側から加えられる北西-南東の圧縮力と駿河トラフに平行して生ずる水平応力(これはズリ応力の可能性がある)の2応力要素が南部フォッサマグナのネオテクトニクスを規制していると思われる。南北性応力は駿河トラフ沿いの地帯のみではなく伊豆東岸、三浦半島などに散在している。西丹沢・足柄地域は両応力要素が重なり岩石は他地域に比較してより破砕化あるいは硬化している。

S4-1 伊豆半島北側の活断層群から見たネオテクトニクス

山崎 晴雄(地質調査所)

伊豆半島は、フィリピン海プレート(PHS)によって北進を続けてきたが、第四紀に本州弧と衝突を開始したと考えられている(Matsuda, 1978)。衝突地域にあたる伊豆半島の北側を取り囲む富士山南西麓から丹沢山地南部を経て大磯丘陵・足柄平野に至る地域には、この運動を反映したと考えられる激しい第四紀地殻変動が認められる。本論では、この地域に認められる活断層の運動史や地域的な地殻変動の差異に基づいて、現在プレートの衝突地域でどのような構造運動が進行しつつあるのかを考察する。

伊豆半島の北側には、第四紀後期においてわが国で最大級の平均変位速度を示す活発な活断層が、駿河・相模の両トラフをつなぐように円弧状に配列している(図-1のA, B, C)。活発な断層運動は断層沿いに明瞭な地形境界を形成し、火山活動と並んでこの地域の地形の概形を決定する主因となっている。

この活断層群の運動には地域的に明瞭な差異が認められる(山崎, 1982)。すなわち、富士山南西麓地域では、垂直方向の平均変位速度が $5\text{ m}/10^3\text{ 年}$ 以上を示す活断層(A)が雁行配列するが、その断層変位量の大部分は断層東側の絶対沈降運動として働き、西側地塊の絶対隆起量は小さい。Aの西方には中期更新世に活発に活動していたと考えられる入山衝突断層があり、その東側の蒲原丘陵に厚い第四紀層が分布することから、ここでは中期更新世の半ば以降、断層活動の主要な場が東方へ移動し、それまでの沈降域が隆起域に転じた可能性が強い。

神縄断層(B)に沿う地域ではA級の逆断層の運動が認められるが、断層下盤側に分布する後期更新統の駿河礫層は大きく開析され丘陵を形成している。これは、断層の上・下盤とも現在は絶対的な隆起運動の場になっていると考えられる。下盤側が隆起に転じたのは8万年前以降である。

国府津・松田断層(C)地域では、断層の平均変位速度は後期更新世において $2\sim 3\text{ m}/10^3\text{ 年}$ を示すが、足柄平野の完新統の資料は断層変位量の大半が大磯丘陵の絶対隆起に費やされ、同平野は現在、絶対的にはほとんど沈降していないことを示している。しかし、足柄平野の地下には厚さ500 m以上の更新統が分布しており、中期更新世には同平野は活発に絶対沈降していたことがわかる。運動の変化は後期更新世を通じてゆるやかに進行したと考えられる。

プレート衝突地域にみられるこのような地殻変動様式の変化とその地域性は

次のような過程で生じたものと考えられる。A地域は北西進するプレートの進行方向に当り、プレートの衝突あるいはもぐり込みにより海溝部と同様に付加体が形成されているのではなかろうか。付加体の形成に伴う運動はAの西側の丘陵の地史から、①断層運動のフィリピン海プレート側への移動→②下盤側の絶対沈降→③上・下盤の絶対隆起→①断層運動の移動という過程が推定される。現在のA地域は断層運動の移動を経て②の状態にあると考えられる。B、C地域に上記過程を適用すれば、B地域は③の状態、C地域は②から③への移行期と考えられる。中村・島崎(1983)はPHSの北西進によって相模トラフ北東縁沿いに正断層運動が存在することを述べたが、その北西のC地域では更新統中の小構造等から南北ないし北東・南西圧縮の逆断層的な断層運動が推定されておりA地域の過程をC地域に適用しても問題はあまい。

C地域ではプレートの進行方向よりずっと北ないし東へふれた最大圧縮応力軸方向を示すが、これは断層運動や地殻変動がプレート運動の直接的な反映ではなく、プレート衝突によって生じる二次的あるいは局地的な応力場を反映しているためではなかろうか。

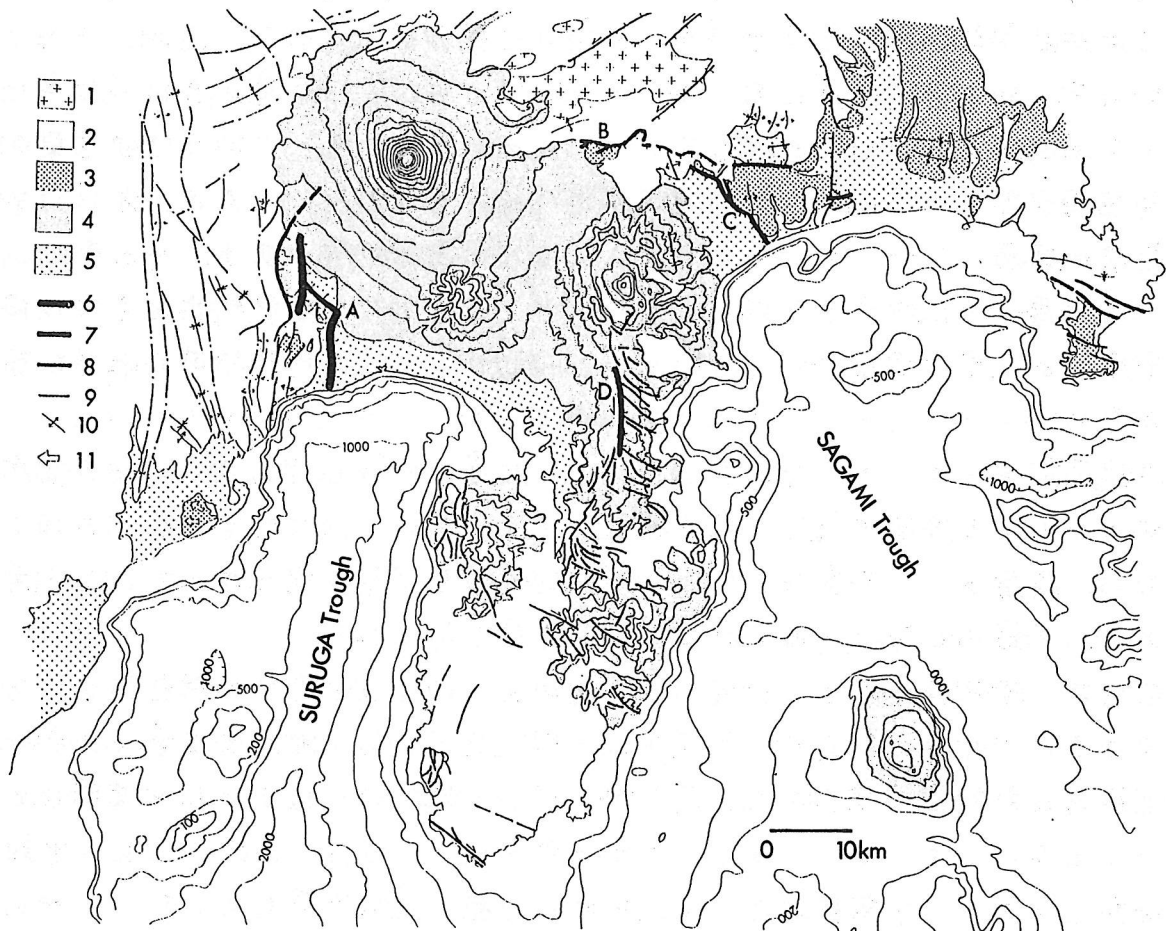


図-1 伊豆半島北側の活構造図 凡例 1. 深成岩 2. 中新世～下部更新統 3. 中上部更新統 4. 火山岩 5. 更新統 6. 正断層 ($S \geq 5\text{m}/10^3\text{年}$) 7. 同 ($S \geq 2\text{m}/10^3\text{年}$) 8. 同 ($S \geq 1\text{m}/10^3\text{年}$) 9. 同 ($S < 1\text{m}/10^3\text{年}$) 10. 褶曲 11. 傾動断層の滑り方向 矢印は 横ずれの方向を示す。

S4-2 “神縄断層” 周辺地域における中期更新世以降の断層活動

狩野謙一（静大）・上杉 陽（都留大）・伊藤谷生（東大）・今葉達朗（日大）・米澤 宏（明大）・漆野 誠（静大）・森 慎一（平塚市博）

我々は最近数年間にわたって丹沢山地南部から足柄山地、大磯丘陵西部の活断層を調査し、いくつかの報告をしてきた。今回はこれらの結果とその後調査結果をまとめて、この地域の中期更新世以降の断層活動について考察する。

この地域には方向・活動時期などの異なる断層系が発達している（上杉ほか、本要旨集の図4参照）。以下に主要なものについて概説する。

神縄衝上断層は古期に活動した東西方向の断層である。この断層により北側の丹沢層群と南側の足柄層群とが接した。主要な活動時期は、足柄層群の上部層（更新統中部）（松島，1982；石川ほか，1983）の堆積後で、後述する塩沢断層系との関係から中期更新世頃と思われる。

新期の東西方向の断層として顕著なのは大磯丘陵北縁の淡沢断層で、多摩下部ローム層以降の更新統は、ここで背斜ないしはとう曲構造を示し、一部で新期ローム層が逆断層により切断されている。また西部の駿河小山北方の K_n 断層は北側上昇の高角逆断層で、新期ローム層下部を100m 近く垂直に変位させている（町田ほか，1975）。

北東-南西方向の断層群のなかで顕著なものは川音川断層系、平山断層、塩沢断層系である。川音川断層系は地域東部の川音川付近に分布する断層群である（上杉ほか，1981）。川音川西岸では足柄層群と多摩下部ローム層とが西傾斜の左横すべり正断層で接している。この北東延長部では多摩下部ローム層中にとう曲構造として現れる。

平山断層は足柄層群の日向凝灰岩質砂岩泥岩層と瀬戸礫岩層との境界断層である（今永，1981）。山北の南西の酒匂川を以て、最近2万年間の被覆層を切る西傾斜の左横すべり逆断層が観察できる。示準テフラによると、2万年前から1万年前までの間の断層の累積鉛直変位量は約8m となり、最近1万年間はほとんど活動していない（伊藤ほか，1982）。また、2万年以前にも活動したと思われる。この断層はさらに南西の地蔵堂付近で箱根古期外輪山溶岩を大きく変位させている（伊藤ほか，本要旨集）。

塩沢断層系は地域西部塩沢付近に発達し、神縄衝上断層を切る断層群（狩野ほか，1979）で、 K_s 断層（町田ほか，1975）を含む。この断層群は塩沢からさらに南西の鮎沢川に延長し、 K_s 断層以外にもそのいくつかは新期ローム層を切る（漆野ほか，本要旨集）。断層は急傾斜し、北西側上昇成分を伴う左横すべ

り断層が多く、一部は南東側上昇成分をもつ。このうち最も東側の断層のみかけの横すべり累積変位量は1 km近くに達する。新期ローム層を変位させる量ではKs断層が最も大きい。足柄層群最上部層から駿河礫層にかけての堆積造構作用は、塩沢断層系の傾斜すべり成分を伴う運動に支配されたと思われる。この断層群はさらに南西方向にのびる可能性が大きい。

地域東部には北西-南東方向の断層群が発達する。このうち、中津川断層系（佐藤，1976；狩野ほか，1979）は神縄衝上断層を右横すべりに変位させている断層群で、その一部は川音川断層系により切られる（上杉ほか，1981）。

国府津-松田断層は大磯丘陵西縁部と酒匂川低地の境界付近に推定されている断層である。この付近では被覆層の多摩下部ローム層以降の更新統は多数の小断層により異常に分断・変形している。釧沢付近では、丹沢層群と足柄層群と思われる基盤岩と被覆層とが、北西-南東走向で、東に中々高角で傾斜するみかけ上の逆断層群により切られる（上杉ほか，1982）。基盤岩を切る断層には南北方向の条線がみられる。一方、この北西方の基盤岩中には中津川断層系の高角断層群が発達している。これらから、大磯丘陵西縁部の地下深部には高角の右横すべり逆断層（群）が存在し、地表付近でみられる断層群はそれから派生したものと考えられる。

河内川の東岸には南北方向のみかけの変位量が1 km前後の右横すべり断層が存在する（星野・長谷，1977）。

以上から、この地域周辺には更新統中部以降の地層を切る断層群が発達するきわめて活動的な地帯といえる。このなかで最大級の断層は中期更新世頃が主要な活動時期と思われる神縄衝上断層である。中期更新世、おおよそはその後半以降から、一部の地域での東西方向の逆断層とともに、北西-南東と北東-南西方向の断層群の運動が活発になる。ただし、完新世に入ってから断層運動を示す証拠は少ない。

北西-南東と北東-南西方向の断層群とは、活動時期、運動センス、一部で見られる「切った切られた」の関係などから、共役であると考えられる。異方性や剪断面角の問題もあり正確にはいえないが、これらは概ね南北方向の圧縮応力場で活動したと思われる。ただし、ほぼ同一の走向・傾斜でありながら、川音川断層系のような左横すべり正断層と、平山断層のような左横すべり逆断層とがある（示準テフラからみると前者のほうがより古い活動らしい）。

したがって、この例で示されるように、より小さいスケールでみれば、応力場は時と所をかえてゆれ動いていたかもしれない。この点は最近丹沢山地で行われた地殻応力の測定結果（星野・小出，本要旨集）と調和的である。

恒石幸正（東京大学 地震研）

1. はじめに

東海地震に関連する特A級活断層とは五年前に発見された「富士川断層」のことを指す。この断層は駿河トラフ中軸の西寄り走る駿河湾断層の陸上部分にあっている。富士川断層の詳細はすでに文献¹⁾に述べられているが、年3.3 cmの平均変位速度をもった左横すべり断層である。富士川断層の特性は表のように要約される。本稿では、出来るだけ図を用いて富士川断層の地学的性質を浮きぼりにすることに努めよう。

2. 東海地震との関連

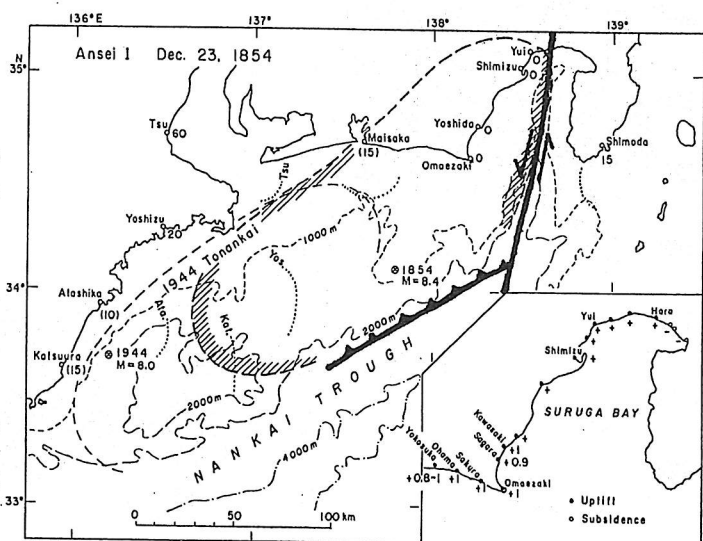
図-1は羽鳥²⁾によって示された、1854年安政東海地震時の津波の波源域である。南縁を南海トラフ断層によって、東縁を駿河湾断層によって限られている。したがって、両方の断層運動によって地震が発生したと考えてよい。南海トラフ断層は低角逆断層であり、水路部の音波探査でよく把握されている³⁾。

3. 地体構造上の位置付け

図-2は富士川断層と駿河湾断層の地体構造上の位置付けを示す。フィリッピン海プレートの北限は、南海トラフ断層-伊豆東方線-相模トラフ断層と考える。岡山⁴⁾によって引かれた伊豆東方線は、現在も活動が続いている証拠はなく、死滅したプレート境界断層である。駿河湾断層は、伊豆東方線の死滅と呼応して誕生したと考える。この断層は、南海トラフ断層-伊豆

富士川断層の五大特質

- (1) 東海地震の震源断層となる
1854年安政東海地震時に活動した
- (2) 平均変位速度が非常に大きい
1,000年あたり33 m (特A級)
- (3) 地形的表現が軽微である
断層発達と富士火山成長・海面上昇の同時進行
- (4) 地体構造解釈の再検討が必要
プレートもぐり込みの否定から
左横すべり断層へ
- (5) 地震予知との関連性
直前予知の可能性=プレスリップ検出

図-1 1854年安政東海地震津波の波源域²⁾ (断層加筆)

$$z'' = s$$

4. 伊豆半島の地殻構造

伊豆を異質のブロック（フィリッピン海プレートの一部）とみなす説には根拠がない。

5. 富士川断層の横断面

図-4 は深井戸の資料に基づいて作成された、富士川河口

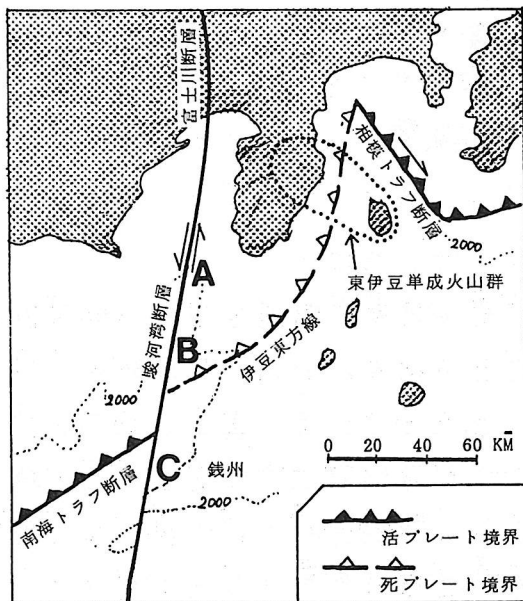


図-2 駿河湾周辺の地体構造¹⁾

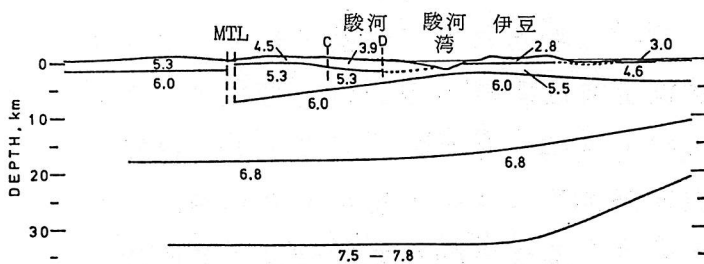


図-3 駿河トラフ下の地殻構造⁵⁾

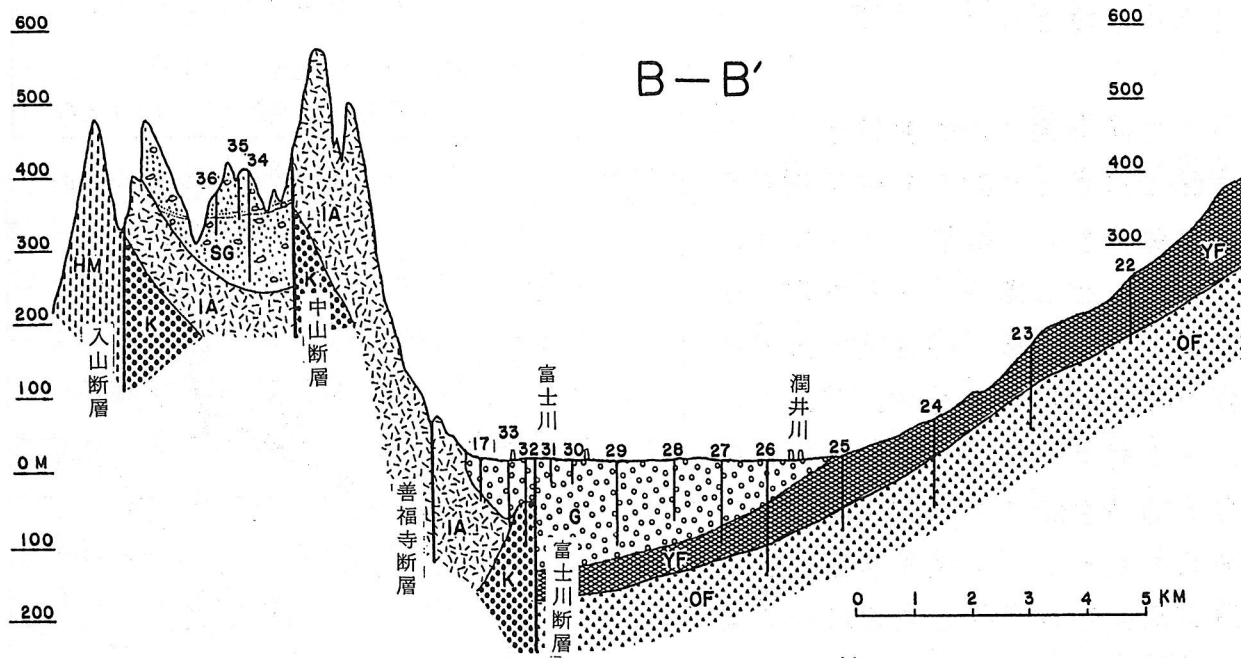


図-4 富士川断層を横切る地質断面¹⁾

HM: 浜石岳層, K: 蒲原礫岩, IA: 岩淵安山岩,
SG: 鷺ノ田礫層, OF: 古富士, YF: 新富士, G:
扇狀地礫層

部における地質断面である。富士川断層による著しい構造の不連続が読みとれる。この付近では、富士川断層の鉛直変位成分は面上りである。しかし、富士山の下には御坂屈群の存在が知られているので古い時代には東上りであった。

伊豆半島東方沖の地震を山梨県奥山で観測すると、伝播経路の途中で変成波が発生するのが見出された⁷⁾(広報ふじかわ資料東海地震⑩参照)。地震波の解析により、図-5のように富士川河口部の地下に大きな速度の不連続が存在することがわかった⁷⁾。これは富士川断層の根が深いことを示している。

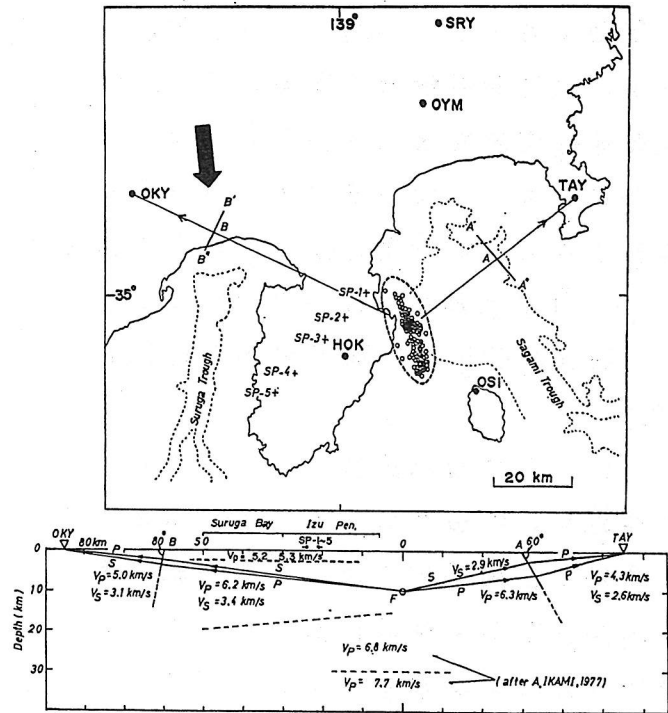
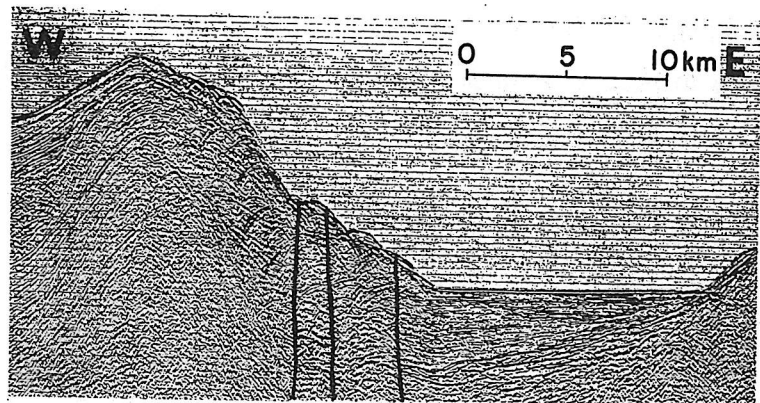
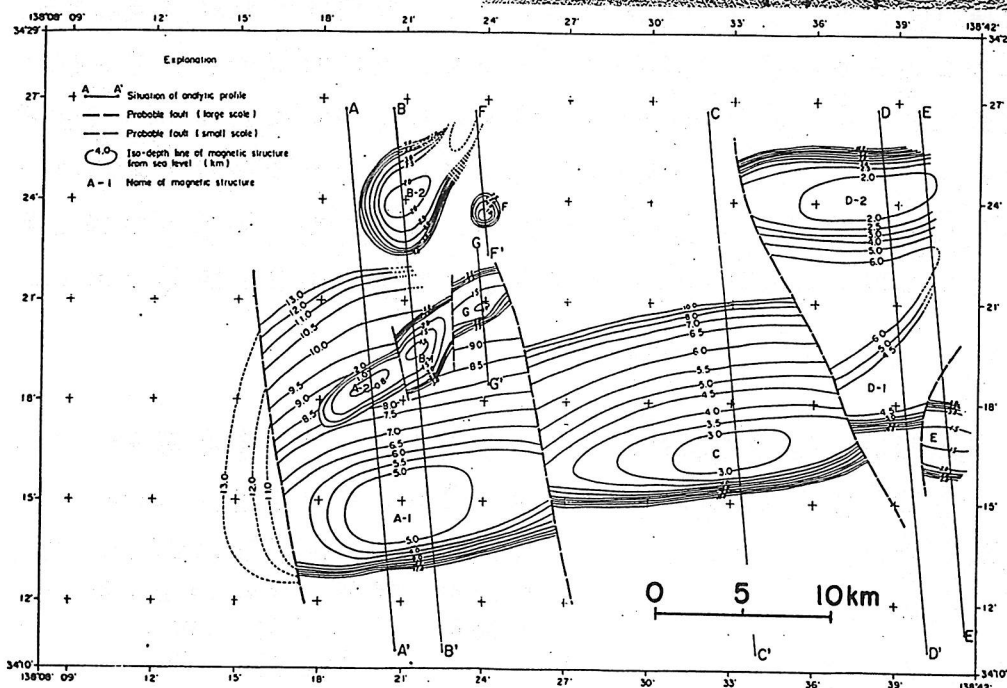


図-5 富士川河口部の地震波速度不連続⁷⁾



(上) 図-6

駿河トラフを横断する音波探査⁹⁾
(断層加筆)



(左) 図-7

駿河トラフをまたぐ地磁気異常¹⁰⁾

・深海スカープ・中軸平坦面と分類できる。大陸棚外縁は伊豆側が深く、伊豆西岸の沈降を示している。⁸⁾深海スカープは荒々しい地形を呈し、おそらくトラフに沿って南流する海底土石流によって侵食された断り谷の谷壁であろう。駿河湾断りは中軸平坦面の西縁を通る。

駿河トラフは水路部により各種の精密な調査が行われている。図-6は図-2のA地帯を横断するマルチの時間断面⁹⁾である。中軸平坦面には新期の堆積物がフリスム状にたまっている。西側には高角度の断りが三本認められ、地層の反射面が切断されている。この様子は図-4の陸上での断面によく似ている。

図-2のB地帯にはトラフの中軸に段差があり、堅い岩石が露出していることを想わせる。そこでは、図-7のような地磁気の高い物質が東西40kmにわたり、トラフを横断している¹⁰⁾。大きな玄武岩体であろう。このような幅で同一岩体がトラフの中軸をまたいで広がっていることは、「もぐり込み説」にとって否定的である。岩体が左横すべり断りで切られていることは「左横すべり説」を支持する。

図-8は、図-2のC地帯を横切る東西断面¹¹⁾である。矢印の箇所に断りが認められる。海底地形としては、駿河トラフはC地帯の北で鋭く折れ曲がって南海トラフへつながる。しかし、駿河湾断りは南へつきぬけているわけであるから、南海トラフ断りとは別の断りであることがわかる。もちろん、断りの性格も異なり、駿河湾断りは左横すべり断りで、南海トラフ断りは低角逆断りである。

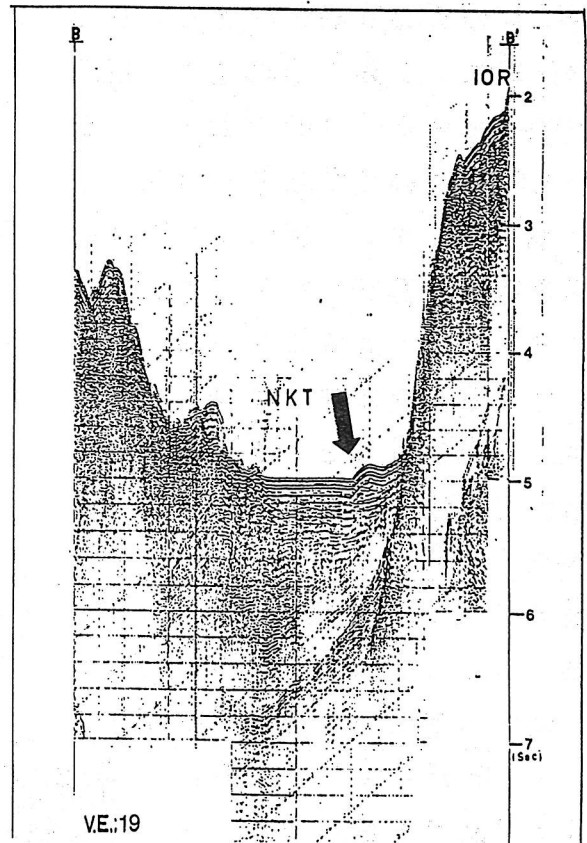


図-8 駿河トラフ南方での音波探査¹¹⁾

引用文献

- 1) 恒石幸正・塩坂邦雄, 応用地質22, 52~.
- 2) 羽鳥徳太郎, 震研彙51, 13~.
- 3) 水路部・地調, 予知連28, 239~.
- 4) 岡山俊雄, 「フォッサ・マグナ」, 243~.
- 5) IKAMI, A., J. Phys. Earth 26, 299~.
- 6) 浅野周三他, 地震学会昭57春, 15~.
- 7) 溝上恵他, 震研彙56, 139~.
- 8) 茂木昭夫他, 地震予知シンポ(1980), 117~.
- 9) 水路部・地調, 予知連26, 212~.
- 10) 水路部, 予知連28, 250~.
- 11) 水路部, 予知連29, 269~.

S4-4 南部フォッサマグナの弯曲構造と伊豆の衝突

松田時彦（東大地震研究所）

南部フォッサマグナやその周辺の地形あるいは地質が伊豆・マリアナ弧の北端で北に凸に弯曲していることは、ナウマン・原田の時代から知られていた。ナウマンは伊豆が障害となって古生代の末に本州がここで折れ曲ったと考え、原田は富士山を囲む天守・御坂などの弧状山脈（図2）がオミ紀またはそれ以後に現在のような配置で生長したと考えた。

最近ではプレートテクトニクスの観点から、伊豆がオ四紀に南部フォッサマグナに衝突したと考えられている。この考えは 1) この地域でオミ紀層・オ四紀層が著しく短縮変形していること、2) 丹沢・天守・巨摩・赤石などの強い隆起山地が生じていること、3) 地殻応力場の方位が本州の中で特異であること（図3）、4) 伊豆をめぐる北に凸の弯曲した活構造があること、などを説明するかにみえる。

しかし、ここではまず南部フォッサとその周辺の弯曲がオ四紀の伊豆の衝突によってできたものではないことを述べる。オ四の最も見事な弯曲形態は図2に見るように富士山の西～北側の天守山脈・御坂山脈の弧状地形である。この弧状山脈は、いずれも新オミ紀の海成層からなるのでその地形の成立はそれ以

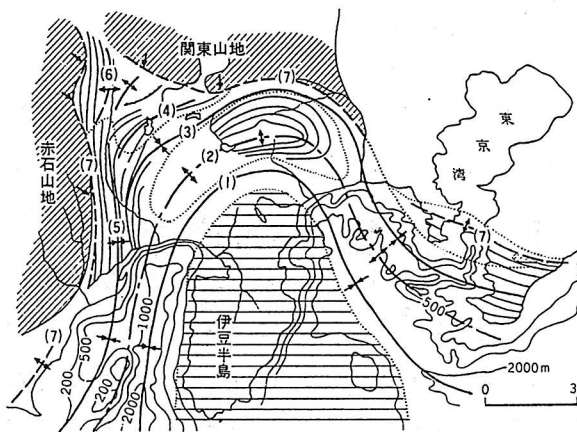


図1. 南部フォッサマグナの構造。
太実線は隆起帯と沈降帯。

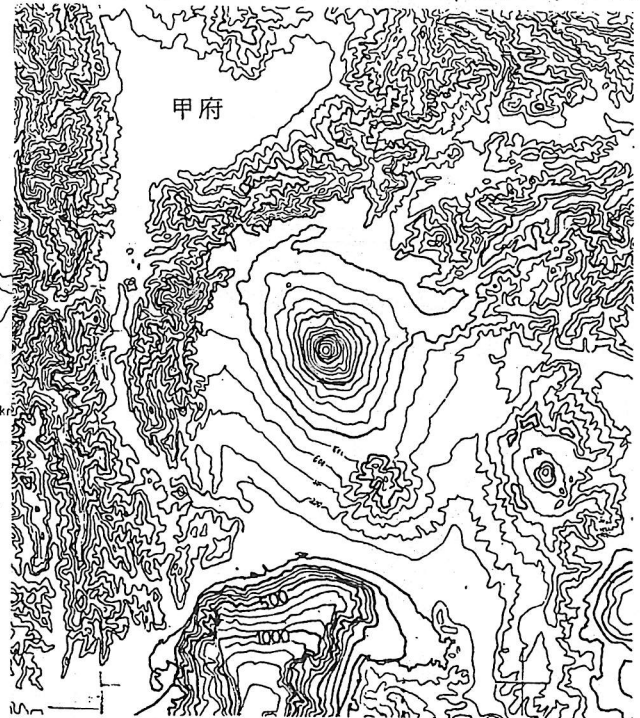


図2. 富士山北～西の弧状山脈。
(御坂山脈と天守山脈)。

後であるが、それは、はじめ真すぐに形成されたものが後の時代にたとえば伊豆の衝突によって曲ったものではない。また、同時代にはじめから弧状に生長したものでもない。

そのことは次の2つのことからいえる。①現在天守山脈に分布する関東山地起源の礫岩層（身延累層丸瀧礫岩、4～7 Ma B.P.）の古流向からみて、当時の関東山地は現在の天守山脈の走向延長方向（北方）には位置しておらず、現在と同様東～北東方向に位置していた。②山脈地形の形成を付近に分布する地層から推定すると東西性の御坂山脈・関東山地の隆起が先行し、南北性の天守山脈・赤石山地の隆起はそれより数Ma おくれてはじまった（4～7 Ma 頃）。

このことは、4～7 Ma 以前のフィリピン海プレートの進行方向は現在のそれよりも北寄り（ほぼ南北？）であったことを示唆している。才四紀の天守・赤石の隆起や南北性構造（とくに逆断層）の発達は、それ以前の時代にはみられない極めて顕著なものであり、それは伊豆の衝突と関連していると思われる。

図4と図5は図3作製時の資料の一部である。丹沢では共役断層系を、系静線では断層条線を用いた。

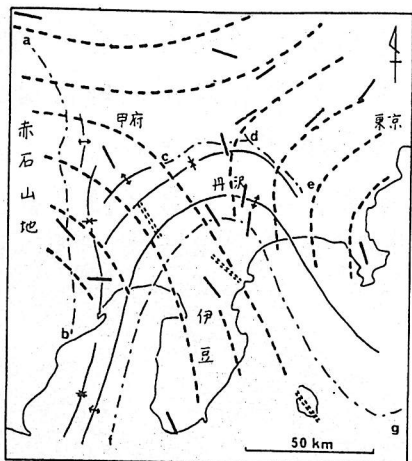


図3. 最大圧縮軸（太破線）
（松田 1977）

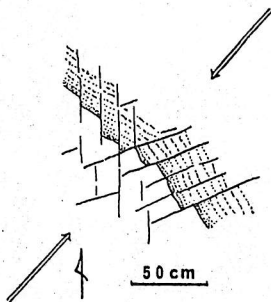


図4. 丹沢・中川温泉付近での
共役小断層（松田 1967）

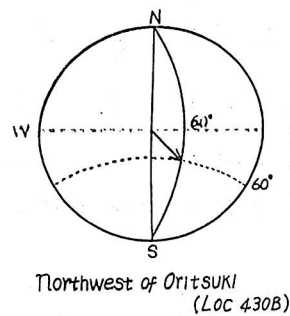


図5. 系魚川・静岡線
の断層条線

表 御坂-天守地域のおいたち

時代	Ma	代表的地層	地質区					テクトニクス	
			赤石山地	富士川谷	天守山脈	御坂山脈	関東山地	方向	強弱
中新世 鮮新世 才四紀	15-5 (Ma)	I 西八代群				東西性 沈降		南北	弱
		II 富士川層			東西性 沈降	東西性 隆起		短縮	弱
		III 身延層			東西性 隆起	全上	隆起 浸食	中	
	5-2 (Ma)	IV 曙層			南北性 隆起	全上	全上	東西短縮	中
		V (海成層なし)			南北性 隆起	全上	全上	強	

S5 駿河湾周辺地域の新第三系・第四系の層序・構造とネオテクトニクス

土 隆一 (静大・理)

この地域の新第三系から下部第四系については、近年の浮遊性微化石 — 特に浮遊性有孔虫の研究により、それらの地質年代がほぼ1 Maの精度でわかってきたので、地質図を再編し、第四系の対比も一部改訂し、それらに基づいて、ネオテクトニクスを検討してみる。

駿河湾沿岸のフォッサマグナ南部は、南北性断層群により、いくつかの地塊にわかれるが、これらの地塊は西から東へ、初期中新世の竜吼—高草山地塊(16 Ma)、後期中新世の静岡—和田島地塊(9—5 Ma)、鮮新世の小河内—浜石岳地塊(5—3 Ma)、更新世の蒲原地塊(0.9—0.1 Ma)と順次に若くなり、西から東に向って新しい地塊が次々につけ加わるように形成されたと考えることができる。火山岩、砂岩・泥岩互層、礫岩とも、外洋性のや、深い海域の堆積相から次第に浅くなり、駿ノ田礫層(0.4—0.3 Ma)では陸成層となる。

何れの地塊も主として南北性の地質構造を示すが、詳しく見ると東西性ないしNE—SW性のしゅう曲も認められ、西方の古い地塊ほど強く変形を受けている。断層群は高角度の衝上を主とする左ずれの傾向が見られるが、截られている地層から見ると、それらの形成年代は西から、16, 5, 2, 0.3 Maと東ほど新しく、かつ、形成年代の间隔は次第に小さくなるように見える。このことから推定すると、現在の富士川付近にもつとも新しい活断層の存在が予想され、それが地形的にも新しい駿河湾断層に続くものと思われる。しかし、既存の断層のその後の活動は河岸段丘から見る限り活断であるようには見えない。この地域の南北性の構造は上記衝上断層群を形成した応力によるものと思われ、それは伊豆半島の北進や伊豆崎を南へ突出させた力と同じものであろう。一方、NE—SW性のしゅう曲は掛川地域のしゅう曲や日本平活しゅう曲を形成した応力と同じものと考えられるが、何れにしても、この地域は新第三紀以来の2方向の力が加わって形成された。この地方の第四紀波曲性地殻変動についてはすでに明らかにしたが、これらの波曲はフォッサマグナ南部の新第三系のしゅう曲・断層構造形成の萌芽と考えることができる。

駿河湾の原形は初期中新世倉真層群の時代(18 Ma)にすでに認められるが、日本平活しゅう曲と同じものと考えられる「せのうみ」堆の礫層が小笠原期(0.9—

0.5 Ma) のものであるとすれば、現在の駿河湾の輪郭の形成はそれより後のごく最近のことになる。

伊豆半島は大型有孔虫化石から見ると、鮮新世初期、相良層群上部の時代(5 Ma)には南方沖合にあり、才田紀初め頃本州に衝突したと解釈できるが、その後ゆるやかに曲隆しつゝ、北々西に傾きながら本州を押しつづけているように見える。

図1はこの地方の上部新才三系・才四系の対比と編年、図2は地質年代を入れた地質図、図3はR-W間氷期と考えている牧ノ原期沖積平野面の等隆起線を通いたものである。

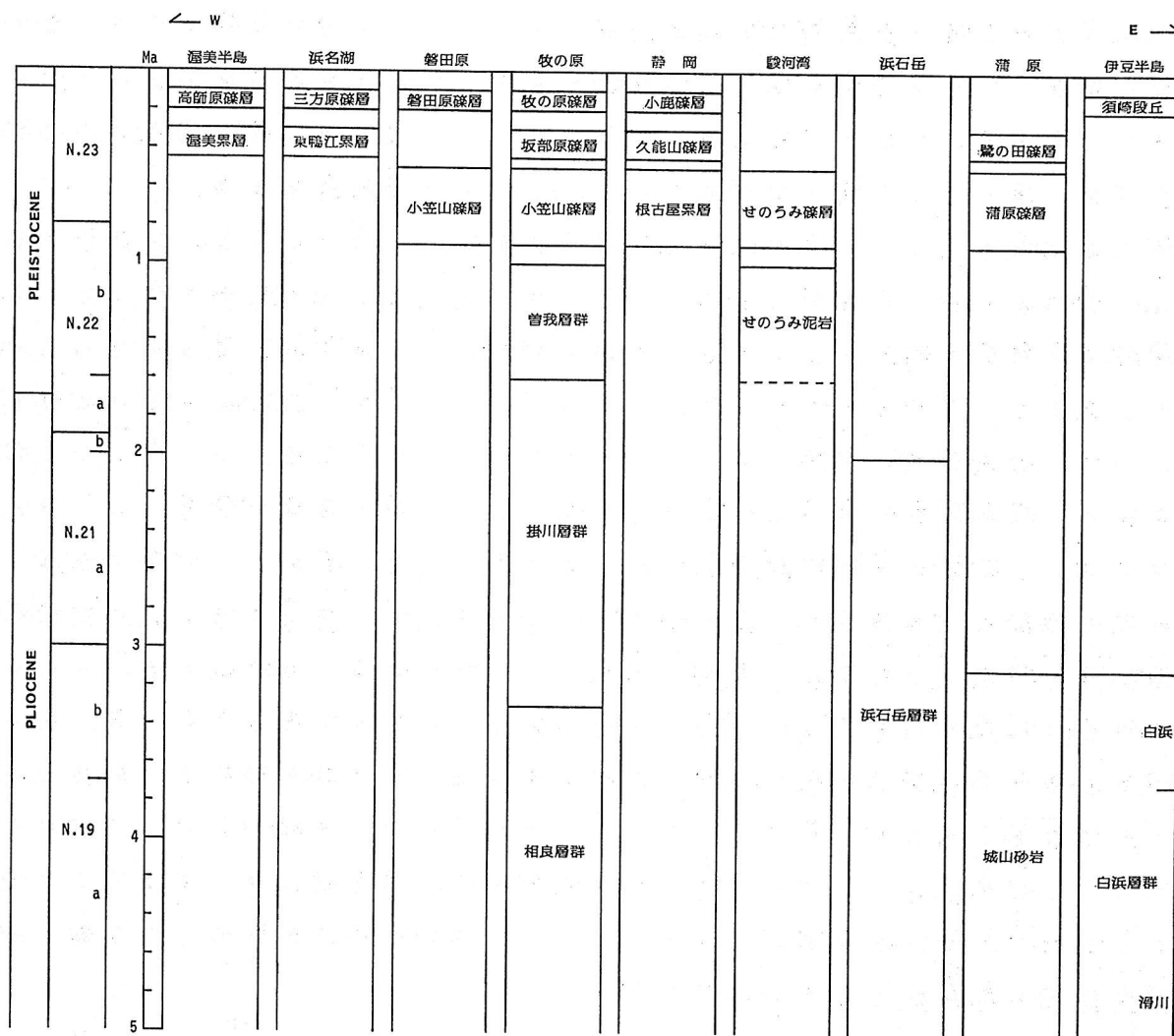


図1. 駿河湾周辺地域の上部新才三系・才四系の対比と編年

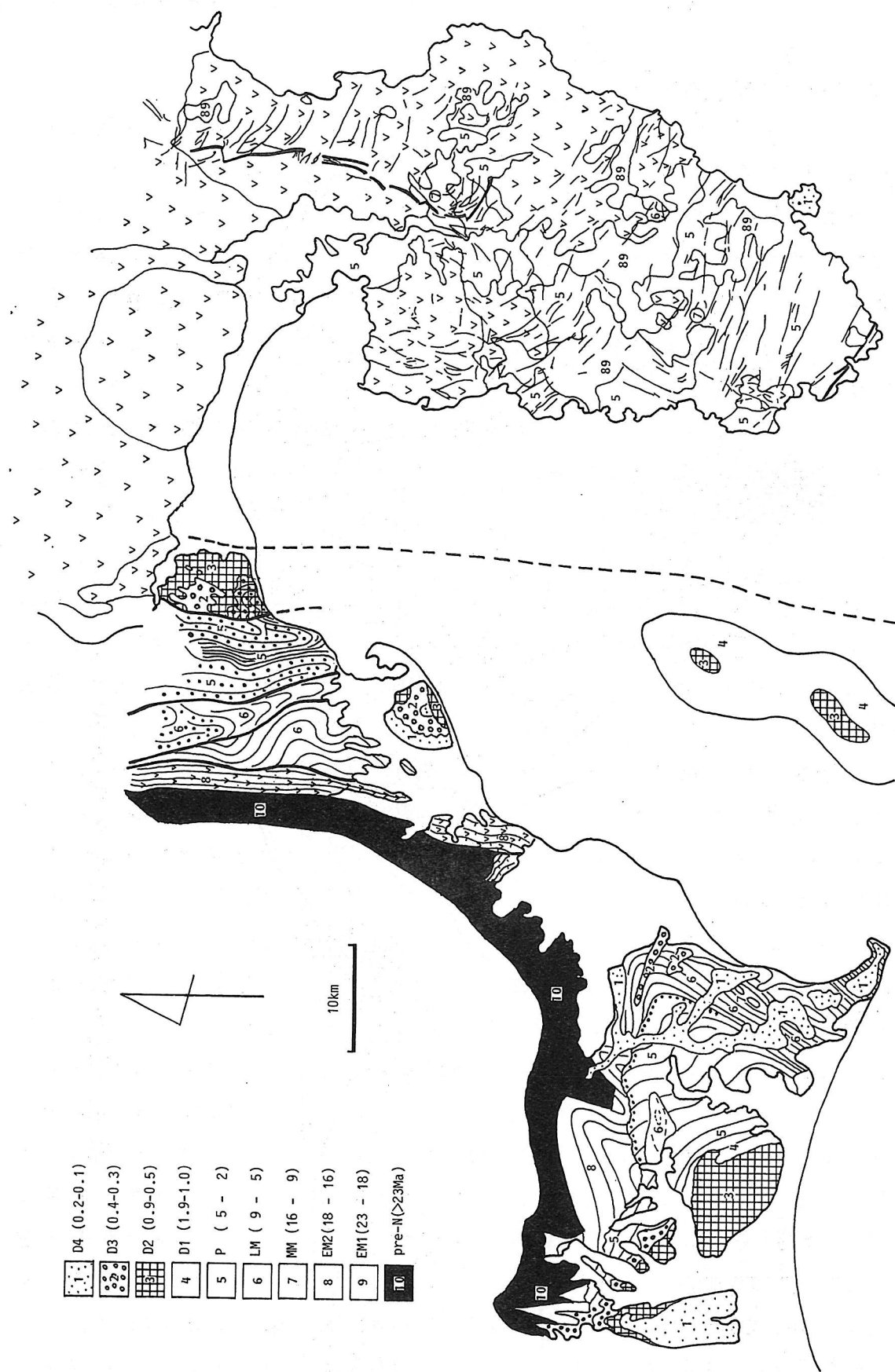


図2. 駿河湾沿岸地域の地質年代図・構造図

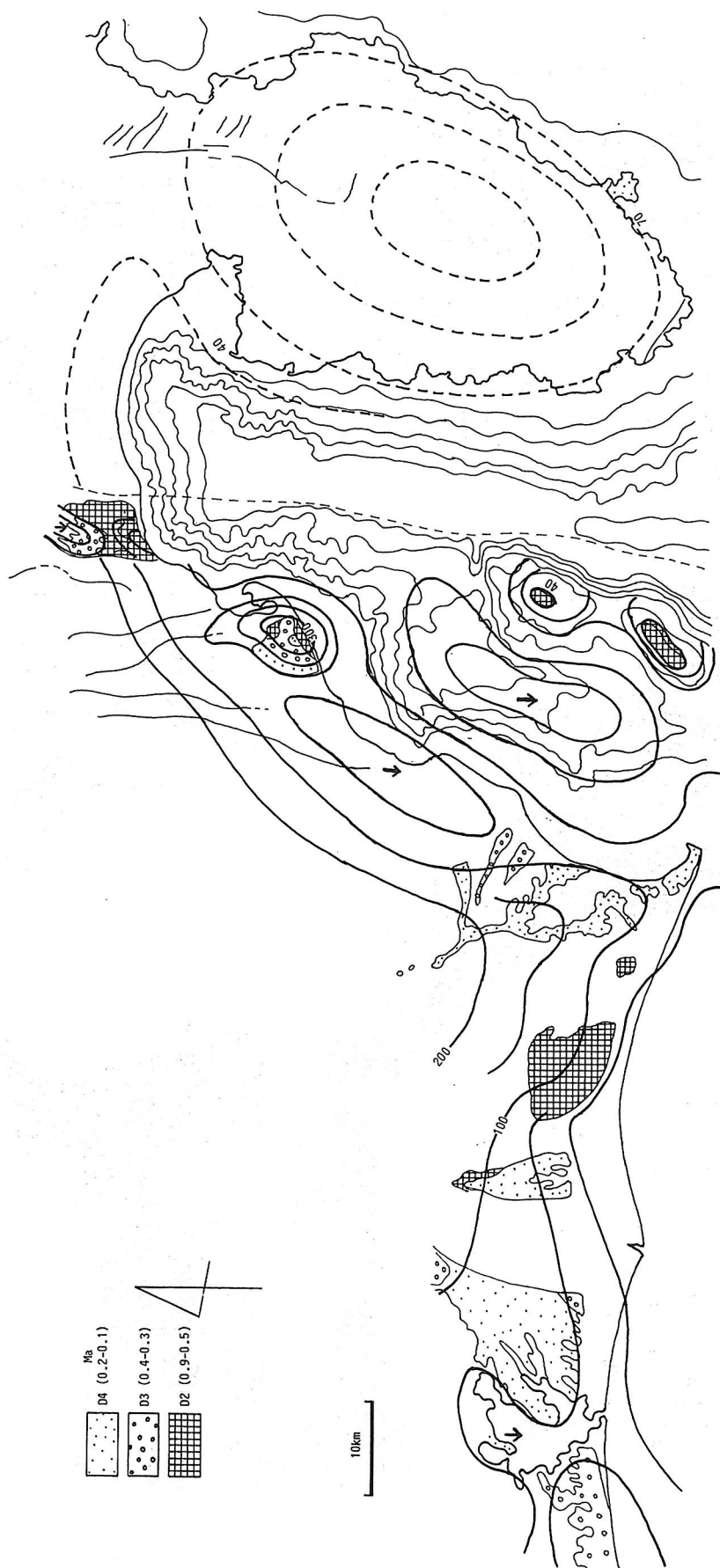


図3. 駿河湾沿岸地域の牧ノ原面 (0.1 Ma) の変形

S5-1 地形から見たこの地域のネオテクトニクスの問題集

羽田野誠一 (国土地理院)

〈話題1に関連して〉

1. ネオテクトニクス, 特に才四紀のテクトニクスから見た「フォッサマグナ」と「南部フォッサ」の範囲は? →東北日本と西南日本の境界に位置する変動帯の東縁としては, 新発田-小出-長野-松本NE-八ヶ岳火山列-甲府N-上野原-伊勢原-宮田-鴨川を通る線が考えられる。この場合, ほぼ松本-小淵沢間が中部フォッサ, 以南が南部フォッサとなる。

2. 「フィリピン海プレート」の北(北西)進→(伊豆の衝突→)中期更新世以後の(西)北西進説」は魅力的な仮説だが, 次の点はどうか。

1) 「南部フォッサ(SF)・フィリピン海プレート(PHS)北端部」での才四紀後期~現在の平均的 $\sigma_H \max$ 方位は $N50^\circ W \pm 5^\circ$ (島崎・中村・米倉, 1981, 地球) ではなく, $N35^\circ W \pm 10^\circ$ (中村 1969, 火山) と見る方がよいのではないか? → $\because$ SF・PHS 北端部の中軸に位置する富士山~伊豆大島間の火山の側火山配列方位 $\div$ それらの火山の配列方位 $\div$ 相模トラフでの主な(測地的)地震モデルの slip 方位 (1923年地震, Matsuura et al. 1980, J.P.E., Model III, F-2, $N24^\circ W$; 1703年地震, Matsuda et al. 1978, G.S.A.B., A面 $N22^\circ W$, C面 $N19^\circ W$) と駿河トラフでの方位 (1854年地震, 石橋 1976, 震予稿 No.2, 北東側 $N49^\circ W$) の2等分線方向 $\div$ 2つのトラフの2等分線方向 $\div$ 中部フォッサの延長方向。なお「衝突境界」のすぐSE側に発生した1930年北伊豆地震では主圧力軸方位 (牧 1983 自然災害科学) は $N37^\circ W$, 地震断層両側の2等三角点 (大仁町以北の8点) の改測による短縮軸 (藤井・中根 1977, 測地学会誌) の平均方位は $N36^\circ W$ である。

2) 松田時彦 (1980 地球) は南部フォッサの新才三系・才四系の圧縮後と逆断層の方位を検討し, 最近数百万年の伊豆 (小笠原弧) の進行方向は $N45^\circ W$ (国府津~松田断層) と $N22^\circ W$ (伊豆→関東山地と伊豆→赤石山地の方向の2等分線) の間, およそ $N35^\circ W$ と考えた。これと上記1)を認めると, PHS北端部に關しては「中期更新世以後の方向転換」は消えてしまう。

3) PHS北端部は2つのトラフに拘束されているので, より南方では進行方向が異なる可能性もある。そこで, 伊豆諸島の側火山配列方位を空中写真と地質図で調べてみた。三宅島は多方向, 新島は $N50^\circ W$, 鳥島は $N21^\circ W$ だが, その他の7例は $N35^\circ W \pm 10^\circ$ の範囲にあり, これらは雁行する海丘列にほぼ直交する。

4) 空中磁気図 (大島たち 1981, 水路部研究報告; 地質調査所 1982) によると, 伊豆半島~御蔵海盆の間 (120 km) にはNE~SW方向の断続的な磁気異常の縞が約9列あり, 次のことが判る。① 方向は西方では $N70^\circ E$, 東方では $N40^\circ E$ に近

S5-1 地形から見たこの地域のネオテクトニクスの問題点

羽田野誠一 (国土地理院)

〈話題1に関連して〉

1. ネオテクトニクス, 特に第四紀のテクトニクスから見た「フォッサマグナ」と「南部フォッサ」の範囲は? → 東北日本と西南日本の境界に位置する変動帯の東縁としては, 新発田-小出-長野-松本NE-八ヶ岳火山列-甲府N-上野原-伊勢原-宮田-鴨川を通る線が考えられる。この場合, ほぼ松本-小淵沢間が中部フォッサ, 以南が南部フォッサとなる。

2. 「フィリピン海プレート」の北(北西)進→(伊豆の衝突→)中期更新世以後の(西)北西進説」は魅力的な仮説だが, 次の点はどうか。

1) 「南部フォッサ(SF)・フィリピン海プレート(PHS)北端部」での第四紀後期～現在の平均的 σ_{Hmax} 方位は $N50^{\circ}W \pm 5^{\circ}$ (島崎・中村・米倉, 1981, 地球) ではなく, $N35^{\circ}W \pm 10^{\circ}$ (中村 1969, 火山) と見る方がよいのではないか? → ∵ SF・PHS 北端部の中軸に位置する富士山～伊豆大島間の火山の側火山配列方位とそれらの火山の配列方位と相模トラフでの主な(測地的)地震モデルの slip 方位 (1923 年地震, Matsuura et al. 1980, J.R.E., Model III, F-2, $N24^{\circ}W$; 1703 年地震, Matsuda et al. 1978, G.S.A.B., A面 $N22^{\circ}W$, C面 $N19^{\circ}W$) と駿河トラフでの方位 (1854 年地震, 石橋 1976, 震予稿 No.2, 北東側 $N49^{\circ}W$) の二等分線方向と 2 つのトラフの二等分線方向と中部フォッサの延長方向。なお「衝突境界」のすぐ SE 側に発生した 1930 年北伊豆地震では主圧力軸方位 (牧 1983 自然災害科学) は $N37^{\circ}W$, 地震断層両側の二等三角点 (大仁町以北の 8 点) の改測による短縮軸 (藤井・中根 1977, 測地学会誌) の平均方位は $N36^{\circ}W$ である。

2) 松田時彦 (1980 地球) は南部フォッサの新第三系・第四系の圧縮後と逆断層の方位を検討し, 最近数百万年の伊豆 (小笠原弧) の進行方向は $N45^{\circ}W$ (国府津～松田断層) と $N22^{\circ}W$ (伊豆→南東山地と伊豆→赤石山地の方向の二等分線) の間, およそ $N35^{\circ}W$ と考えた。これと上記 1) を認めると, PHS 北端部に関しては「中期更新世以後の方向転換」は消えてしまう。

3) PHS 北端部は 2 つのトラフに拘束されているので, より南方では進行方向が異なる可能性もある。そこで, 伊豆諸島の側火山配列方位を空中写真と地質図で調べてみた。三宅島は多方向, 新島は $N50^{\circ}W$, 鳥島は $N21^{\circ}W$ だが, その他の 7 例は $N35^{\circ}W \pm 10^{\circ}$ の範囲にあり, これらは雁行する海丘列にほぼ直交する。

4) 空中磁気図 (大島たち 1981, 水路部研究報告; 地質調査所 1982) によると, 伊豆半島～御蔵海盆の間 (120 km) には NE～SW 方向の断続的な磁気異常の縞が約 9 列あり, 次のことが判る。① 方向は西側では $N70^{\circ}E$, 東側では $N40^{\circ}E$ に近

づく。②方向だけでなく位置的にも海丘列・海嶺に対応するものが少なくない。
③強い双極性異常は塩基性岩の高まりと解されており、殆んど正常磁である。
④前記の側火山配列方位とはほぼ直交する。⑤駿河トラフの西側では左ズレを
思わせるパターンが見られる。⑥相模トラフの近くでは右に曲り、宮田-鴨川
地溝帯までの間は数本の縞がトラフの屈曲に沿って併走する。⑦西七島海嶺(
N10°E方向)東側のE落ち断崖線では左ズレ模様が認められ、その北方延長は
西相模断崖に連なる公算が大。また、銭州東方でN45°E方向へ分岐する断崖(
SE落ち)は相模トラフ屈曲部~鴨川海底谷に連なるらしい。⑧磁気異常のパタ
ーンは南方のより単純な縞模様が基本形で、プレートの北西進に伴う変形と貫
入岩の上昇により複雑化したものと考えられる。

5) 下鶴たち(1972, 火山)は伊豆諸島(北部)の火成活動について、④地殻全体また
は⑤地殻上部が下方の北西方向への流動に追隨できずに buckling をおこし、④の
場合に玄武岩マグマが、⑤の場合に流紋岩質マグマが生ずるというモデルを考
えた。前項⑧はこの考えと矛盾しない。

6) 中村たち(1983, 震予稿No.1)は相模トラフ屈曲部北西方の相模湾断崖崖下
にあった沈降域の中心が(前期更新世以降に)西方へ移動したことに注目し、ユーラシ
アプレートに対するPHSの収束方向が1Ma以降に、より西向きに変化したとの
仮説に立つて、相模湾断崖の抜け出し(eduction)を推論した。この場合、プレ
ート進行方向が変化していないとの前提に立つと、次のような説明も可能ではな
いだろうか。①新期沈降域は輪郭が楕円形で、その長軸(N15°W方向)の南方延長線
上に伊豆大島がある。この線は相模湾断崖(N35°W)と西相模湾断崖(N5°E)の2等
分線に一致し、重力(ブーゲー)異常の最大傾斜方向(南高北低)でもある。②大島の基
底の鮮新更新統は東西幅30kmにわたり周囲の海底に露出。(地質調査所地質図1/20万横須賀) 磁気異常の縞は、こ
の露出域北西端を頂点としてNNWに凸のカスパを形成。頂点近くの地層はNEへの約
4°傾き、基盤上面は相模トラフ下方へ約10°傾下する。(本村1976, 海洋地質図No.3) ③大島以南の伊豆弧の
火山フロントは400km以上も真直にのび(N10°W)、その北方延長が相模トラフと
交わる直前で西に急カーブして箱根に続く。(茂木たち1981, 地球) 新期沈降域はこの弯曲頂点に位置
する。④上記の仮想交点と弯曲頂点は伊豆弧の北西進とともにトラフ沿いに北
西へ移動してまたに違いない。火山フロントの上部地殻の"浮力"に場所的差違があるとき、衝突または沈み込み帯での buckling は増起伏をもたらす。沈み難い大
島ブロックが相模湾断崖と西七島海嶺断崖の夾角部途中でつかえたため、前
方(東側)に新期沈降域が生じ、西相模湾断崖での underthrust (と西側の丹那断崖の左ズレ)
が1Ma以降に始まった。

<話題5に関連して>

上記1,2のほか、大井川と富士川の段丘変形の関連性との面から言及したい。
(井口1958, 駿河地理) (海野・角田1982, 地函研報No.24)

S5-2 完新世海成段丘からみたこの地域のネオテクトニクス

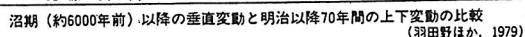
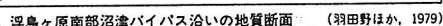
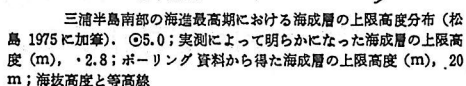
松島義章(神奈川県立博物館)

南部フォッサマグナは、伊豆半島ののるフィリピン海プレートが、相模トラフと駿河トラフでアジアプレートに衝突、あるいはその下にもぐり込んでいると考え(杉村1972)られており、これを反映するように第四紀後半以降、特に完新世において、きわめて地殻変動の活発な地域である。地殻変動で隆起現象を記録するものに段丘地形がある。相模湾・駿河湾沿岸に発達する完新世海成段丘については、これまでに数多くの研究がなされている。これらの研究成果を基に海成段丘の分布、高度、形成年代などについて概説し、本地域の地殻変動の特異性の一端を探ってみる。

相模トラフの東側、大磯丘陵から房総にかけての地域：縄文海進以後の地殻変動については、Sugimura & Natuse 1954が各地の沼段丘面の高度分布を明らかにして以来、成瀬1968、町田1973、松田ほか1974、Yonekura 1975、国土地理院1982などが、それぞれ新しい資料を加えて沼面の高度分布を明らかにしている。いずれも全体の傾向は房総南端と大磯丘陵南西部に最も隆起量の大きな高い場所があり、東京湾湾奥に向かって徐々に小さく低くなる傾向を示す。図1へるに示す比較的狭い地域で、詳細な資料から海進最高期の海岸線を復元し、各おぼれ谷の河線高度を求めると、隣接するおぼれ谷においてそれぞれ高度にかなりの差が認められる。これは海進最高期以降の地殻変動を反映するもので、活断層や地盤の構造によるブロック運動が大きく関与しているものと考えられる。特に相模トラフが陸上に現われた大磯丘陵西縁では、国府津・松田断層を挟んで海成層上限高度が21mもくいちがい、大磯側の著しい隆起で示される。

フィリピン海プレートの先端に位置する伊豆半島：完新世海成段丘の高度分布による地殻変動は、半島の南東岸から北西岸に向かって低くなる(檀原・土1975など)。この資料には年代の裏付けされたものが少なく、変動の一般的な傾向を示すにとどまった。最近半島南西部の大賀茂川、青野川および松崎那賀川)低地の掘削調査で、系統的な資料が得られた。大賀茂川下流域では約8000年前-11.3mで決水がはじまり、約6000年前の高海面期は陸上に確認されず、海成層上限高度が約25m、その年代は約3000年前であった(太田ほか1983)。那賀川では約8700年前-26mで海進がはじまり、約6000年前の高海面期は陸上にはなく、海成層上限が2m、その年代は5000年前より新しい。ここでは約6300年前に降灰したAhテフラが-12mに挟在する。この点を含めて大賀茂川流域と比較すると、本地域がかなり沈降していることを示す。駿河湾北岸は猪野川低地、

駿河トラフの西側、富士川西岸から御前崎にかけての地域：兎新世段丘は、岩淵、由比、有度丘陵、御前崎付近の箴川沿いに小規模に発達するが、その年代について未確定なところが多い。清水から岩淵にかけての沼面は、富士川西岸に何って高まり、富士川沿いの入山瀬断を境して西側の隆起、東側の沈降が明瞭に示される（図5）。御前崎付近の堀野新田では海成層上限高度は、10.4mを示し隆起量が大きいと推定されていた（坂本ほか1978）。米倉ほか1983によると箴川沿いでは、3.1mの谷埋め堆積物中にAaテフラを確認し、層相や珪藻分析からAaテフラ降下時の海水面は3.1m以下、最高海水面も5〜7m以下であったとして、従来考えられていたほどの隆起量の大きくなことを明らかにした。



1 大分市丹生台地における大分層群の火山灰層序と対比

水野清秀・山崎晴雄・下川浩一（地質調査所）

（はじめに）大分層群は、大分市南部の丘陵を構成する鮮新-更新統である。この地層は、瀬戸内海周辺地域と九州各地の中・下部更新統との対比を確立する上できわめて重要である。演者らは、火山灰層の対比を行なうための基礎として、大分層群の詳細な火山灰層序学的調査を進めている。今回は、丹生台地で得られた結果を報告し、さらに火山灰層序の確立されている大阪層群中の火山灰層との対比を試みる。

（層序構造）

丹生台地における大分層群は、層厚160m以上に及び、層相により下位よりⅠ・Ⅱ・Ⅲの3部層に区分できる。Ⅰ部層は主に結晶片岩の角礫層と淘汰の悪い砂質シルト層の互層からなり、比較的厚い火山灰層を2~3層挟在する。Ⅱ部層は

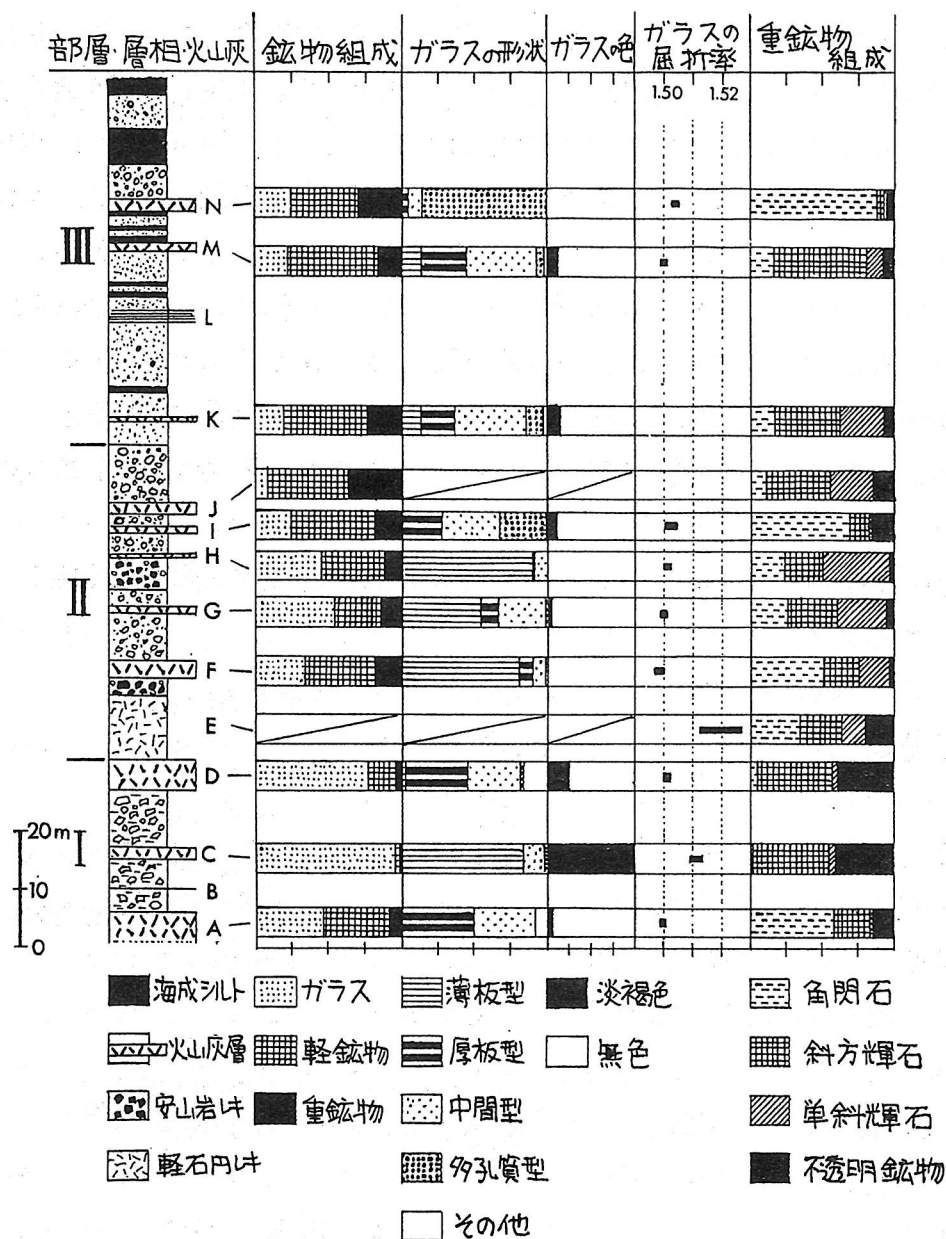


図1

総合柱状図および各火山灰層の諸性質。火山灰層の分析値はすべて粒径 $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{16}$ mmのもの。

砂岩・頁岩・緑色凝灰岩・結晶片岩等の亜円礫層が主体であり、軽石・安山岩礫層、火山灰質砂層を多量にはさむ。Ⅲ部層は、礫層をはさむ淘汰のよい砂層と海成シルト層との互層であり、火山灰層の量は少ない。これらの各地層は全体として北へゆるく傾斜している。また台地北部には、ほぼ東西にのびる隆起帯があり、その北縁には垂直変位約70mに及ぶ北落ち正断層が存在する。

（火山灰層の記載）丹生台地では、少なくとも14層（A～N）の火山灰層が観察された。各火山灰層の岩石学的性質は、部層単位で異なるように見える。以下に各部層ごとの一般的な特徴と、その中での主な火山灰層の特徴を記載する。

I部層内：層厚2～5m程度、火山ガラスの多い火山灰層が主体であり、重鉱物は角閃石または斜方輝石が多い。A火山灰層は、粗粒で、斜長石・角閃石の多いゴマシオ状の火山灰層であり、火山ガラスは厚手のものが多い。C火山灰層は、結晶粒の多い部分（下部）、軽石層（中部）、火山ガラス主体の部分（上部）からなり、火山ガラスは薄手で淡褐色のものが多く、その屈折率が比較的高いことが特徴である。D火山灰層は厚さ数cm程度の薄層の互層であり、火山ガラスは塊状、粒状のものが多く、ガラスの30%程度が褐色ガラスである。

II部層内：層厚0.5～2m、火山ガラスの比較的少ない火山灰層が多く、重鉱物は角閃石、斜方輝石、単斜輝石が多い。J火山灰層は、火山ガラスが少なく、最大粒径2～4mmの斜方輝石、単斜輝石を含むゴマシオ状の火山灰層である。

III部層内：層厚1～2m程度、軽石層が主体であり、重鉱物は斜方輝石または角閃石が多い。

（火山灰層の対比）丹生台地の大分層群は、鶴崎台地（大分層群模式地）の鶴崎層に相当すると考えられている（

SHUTO et al. 1966）が、鶴崎層はまた花粉分析等から大阪層群上部に対比される（ONISHI 1978）ので、丹生台地の大分層群と大阪層群上部とはほぼ同層準であると考えられる。両層群中の各火山灰層の鉱物組成、ガラスの形状、ガラスの屈折率、重鉱物組成等の比較から、丹生台地のA・C・D火山灰層は、それぞれ、大阪層群中の今熊Ⅱ、八町池Ⅱ、梅火山灰層（吉川1976）に対比される可能性がある。

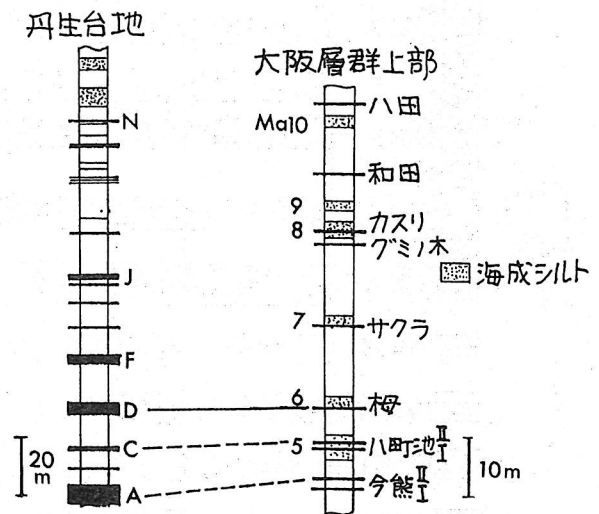


図2 火山灰層の対比

2 広域テフラによる南関東と南九州の海成段丘の対比

町田 洋(都立大)・新井房夫(群馬大)・長岡信治(都立大院)

最近、九州の大カルデラ(阿蘇, 鬼界, 阿多)起源の広域テフラが3層見出された。それらは、阿蘇4, 長瀬(西之表)および阿多と呼ばれた巨大火砕流と同時に噴出した降下火山灰である。これらは遠隔地ではいずれもバブル型火山ガラスを主とする細粒白色火山灰の薄層で、それぞれ特徴的な火山ガラスと斑晶鉱物を包有している(表1)。

表1 3広域テフラの岩石記載的特性

	火山ガラス		特徴的斑晶鉱物	
	タイプ	屈折率	組合せ	屈折率
阿蘇4火山灰(Aso-4)	bw* ≥ pm	1.506-1.514	br, ho, opx, cpx	$\left\{ \begin{array}{l} \text{opx} : 1.699 - 1.701 \\ \text{ho} : 1.685 - 1.691 \end{array} \right.$
鬼界-葛原火山灰(K-Tz)	bw > pm	1.497-1.500	opx, cpx; qt	opx : 1.705 - 1.709
阿多火山灰(Ata)	bw* > pm	1.508-1.513	opx, cpx	opx : 1.704 - 1.708

bw バブル型; pm 霏石型; * 淡褐色

これまでに上記3テフラの分布が確認された地点はまだ少ないが、図1~3の状況からみて分布の広域性は確実である。とくに3テフラとも南関東のテフラ層序の中に介在する点は、編年上重要である。すなわち、Aso-4は小原台軽石層(OP)と御岳Ⅱ'軽石層(PmⅡ')との間に、長瀬(西之表)火砕流堆積物と同時のK-Tzは、御岳Ⅱ'軽石層(PmⅡ)と御岳Ⅰ軽石層(PmⅠ)との間に、またAtaはKmP-10とKmP-9との間に見出された(図4)。したがってこれら広域テフラの噴出年代は、南関東における層序・編年を基準にすると、小原台高海面期の前後、およそ7万年前から8.5万年前の間に入る。これらは阿蘇4, 阿多両火砕流についての従来の放射年代より著しく古い。

これらの広域テフラは、九州~関東の諸地域における後期更新世海成段丘の対比に有用である。図4には、種子島と宮崎および南関東における海成(一部三角州成)諸段丘の層位を記入してある。種子島の中位段丘1(M1)と宮崎平野の三財原~仲間原段丘(Sn)は、従来の予想のように南関東の下末吉段丘(S)に対比される。また種子島の中位段丘3(M3)は、その堆積物中にAtaを含み、汀線部のみK-Tzにおおわれるので、南関東の小原台段丘(O)に対比される。このようにこれら広域テフラは後期更新世海成段丘の広域対比に道を開くものといえる。今後さらに詳しい調査により、古海面高度や地殻運動の定常性などについても論及できるようになるであろう。

Figure 1 Distribution of Aso-4 ash

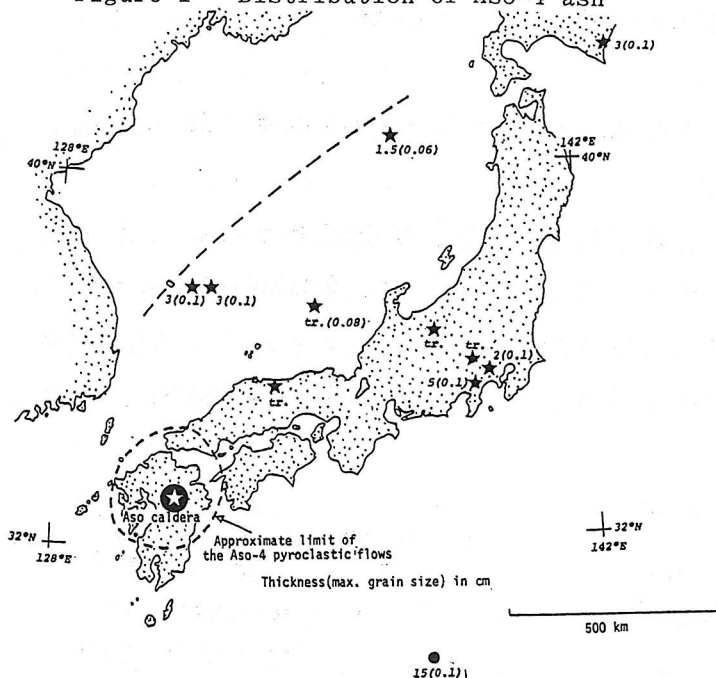


Figure 2
Distribution of
K-Tz ash

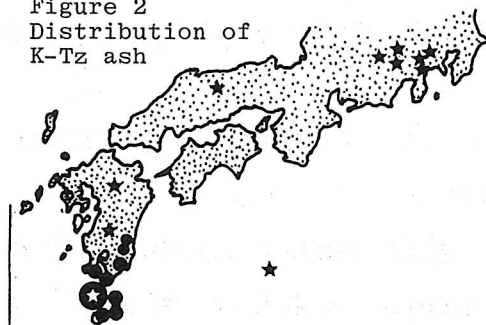


Figure 3
Distribution of
Ata ash

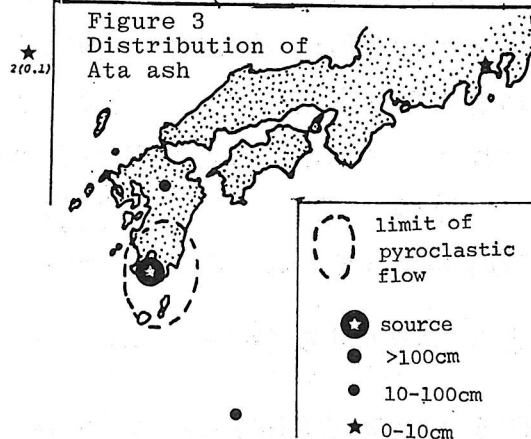
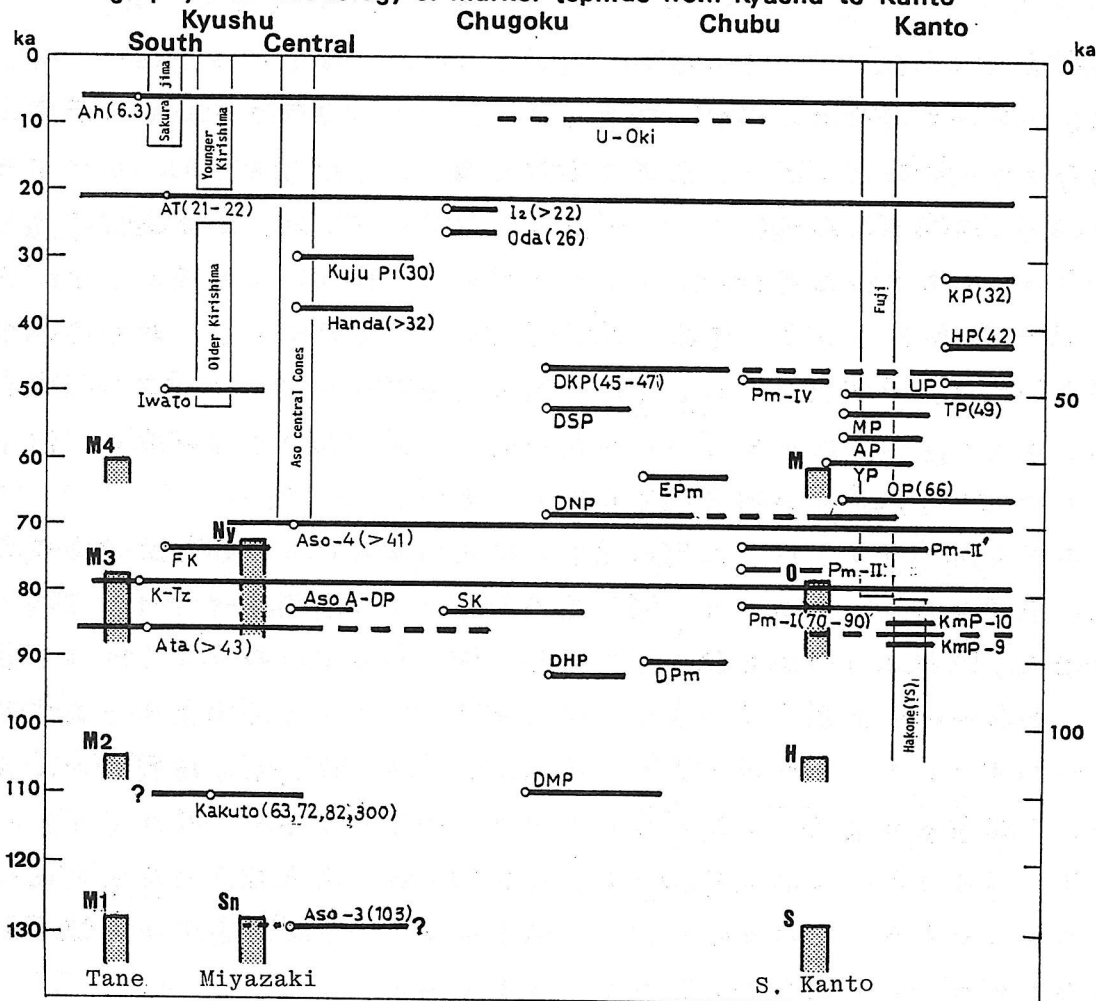


Figure 4

Stratigraphy and chronology of marker tephras from Kyushu to Kanto



3 宮崎平野における第四紀風成テフラと強磁性鉱物の化学組成

長友由隆(宮崎大・農) 長岡信治(都立大・院)

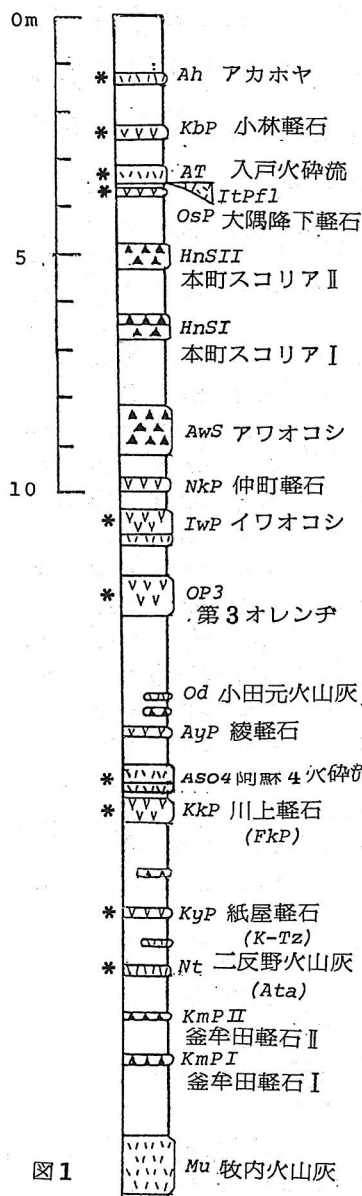


図1 テフラの模式柱状

宮崎平野の段丘面上には厚い風成テフラが堆積し、その多くは鍵層として面区分や対比等に使われている。また、これらテフラのいくつかは起源や分布範囲が明らかにされている(町田1977、新井・町田1980)。一方、テフラ中に含まれる強磁性鉱物のMn, Zn, Vなどの微量元素含量は、主成分であるFe, Ti含量に比較すると、テフラの噴出源や噴出時期によって特徴的で、テフラの同定・噴出源解明に有効である(庄子ら1974)。この事は南九州の“アカホヤ”火山灰などの完新世を中心とするテフラや(長友ら1976, 1977)、火砕流堆積物(庄子ら1977)でも実証されている。

一般に、年代の若い更新世のテフラに比較して、更新世のテフラは風化が進み、堆積後の環境の相違によって、産状が様々に異なり、また分布も局部的であるため、同定や対比が困難な場合が少なくない。本研究は、長岡(1983)が区分したアカホヤ火山灰より下位のテフラ層のうち、分布の広い主な鍵テフラについて強磁性鉱物の化学組成を分析し、こうした古い更新世のテフラの識別・同定の際の有効性を明らかにするために実施した。

鍵テフラの層序を図1に示し、供試テフラには、*印を付記した。

<結果>風化が進んで粘土化しているテフラでも含まれる強磁性鉱物は外見上は比較的新鮮な状態を保っているが、採取後、褐色に変色するところもみられた。しかし、分析値に影響は見られなかった。一般に、完新世を中心とするテフラではMnとZnとの含量の間には相関関係がある事が明らかにされている。これに今回分析した更新世のテフラを含めると図2に示されるようなバルト状に分布することがわかった。表1によると、KbPとIwPがいずれの元素含量に比べて比較的類似した値を示す。その他は、各テフラそれぞれ特徴的な化学組成を示し、特にASO-4はMn含量が著しく高く、他のテフラとの識別が容易である。次に、不純物混入の影響の少ない元素含量比の組合せ(図3-A)では、OP

&ATとAhの分布範囲が一部重なり、また、IwPとKbP、OsP&ATとKyPは分布範囲が接近しているものの、いずれのテフラも独立の範囲内に収まっている。また分布範囲が重なるOsP&ATとAhも、Mnの代りにZnを用いると(図3-B)、両者を分離できる。Ntといたものは、鹿児島県大根占町の阿多火砕流(図3Aの▲印)と同範囲に分布し、Aso-4と福岡県八女市の試料(図3Aの×)も同範囲内にあり、各々両者の対比が可能である。

表1 各代表テフラの強磁性鉱物の化学組成

テフラ		全Fe (%)	Ti (%)	Mn (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
Ah	ash	61.38	6.57	4620	2140	753
	pumice	61.11	6.62	4580	1990	769
KbP	pumice	58.30	6.12	3012	4388	613
	pumice	58.35	6.19	3005	4575	662
OsP&AT	pumice	61.39	6.10	4147	2305	1057
	ash	61.16	6.34	4250	2290	1079
IwP	pumice	56.24	5.89	2638	4553	550
	pumice	52.00	6.00	2937	4735	496
OP3	pumice	61.42	5.28	3949	2864	1027
	pumice	59.70	5.07	4003	3286	1061
Aso-4	ash	59.35	6.28	8049	1716	1194
	pumice	59.91	5.59	8432	1473	1297
KkP	pumice	61.43	4.30	3274	3770	811
	pumice	61.14	4.35	3473	3845	810
KyP	ash	59.88	7.26	4858	2628	864
	ash	59.90	6.86	4776	3014	782
Nt	ash	58.21	5.76	5715	1920	1027
	ash	58.83	6.48	6371	1930	1094

KyPは鬼界カルデラ起源のK-Tzと対比

とされている。

りく町田・

新井(1983)。

図3-Bで

同起源の

Ahと分布

が重なり合

っている。

以上の

ように、

層位学的

岩石記載

学的方法で同一とさ

れた宮崎平野の風成

テフラ(長岡1983)

の強磁性鉱物の化学

組成には共通性がある。

これは、こうい

ったデータが更新世の

テフラの同定・対比

に有効であることを

示唆している。

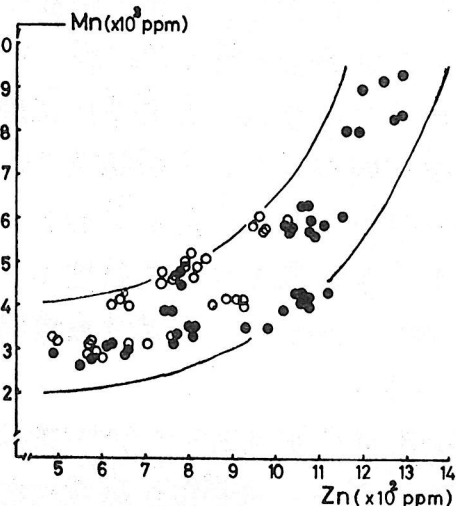


図2 強磁性鉱物のZn含量とMn含量の関係
○ - アカホヤ火山灰より新しいテフラ
● - アカホヤ火山灰より古いテフラ

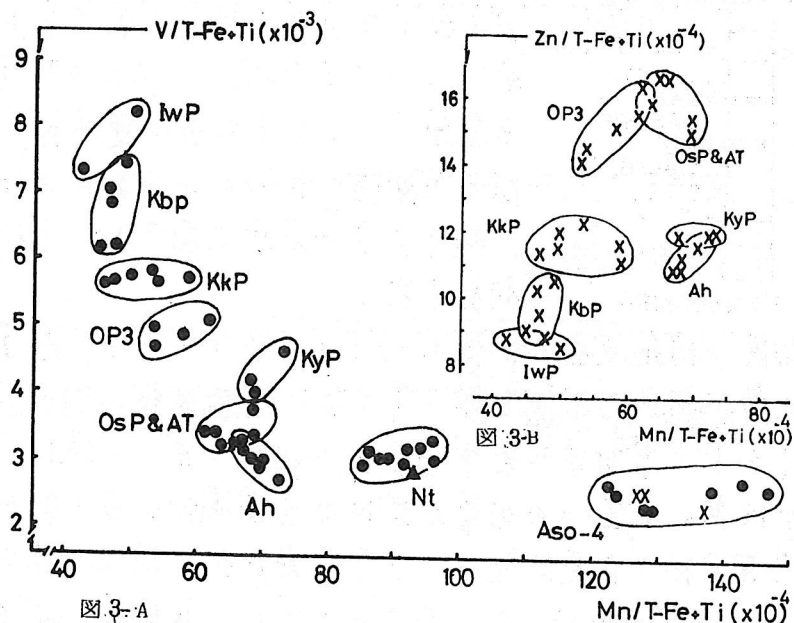


図3-A

宮崎平野における第四紀テフラの強磁性鉱物のMn/T-Fe+Ti含量比とV/T-Fe+Ti含量比およびZn/T-Fe+Ti含量比との関係

Ah: アカホヤ火山灰, KbP: 小林軽石, OsP&AT: 大隅降下軽石&入戸火砕流・姶良Tn火山灰(第2オレンチ), IwP: イワオコシ軽石, OP3: 第3オレンチ軽石, Aso-4: 阿蘇4火山灰・火砕流, KkP: 川上軽石, KyP: 紙屋軽石, Nt: 二反野火山灰

4 宮崎平野における海成更新統の層序について

長岡信治 (都立大・院)

宮崎平野の更新世の海進堆積物“通山浜層”(大塚1930)の層序・段丘との関係について(Endo 1968, 屋埜1971)は、不明な点が多い。著者は、この点について新しい資料を得たので、ここに報告する。

“通山浜層”は、下位より、不整合で、名貫川層(下部礫層、中部砂泥互層、上部砂礫層)、平田川層(下部礫層、中部含貝化石砂泥互層、上部砂礫層)、三財原層(下部礫層、中部含貝化石砂泥互層、上部砂礫層)、高鍋層(下部礫層、中部泥層、上部砂礫層)の四層準に正分されることが新たにわかった。

名貫川層に対比せれると考えられる周辺地域の地層には、野尻層、四家層、椎原層がある。このうち椎原層のみが堆積面を有する。

平田川層はその基底に、田え平軽石層TnPを鍵層として介在し、南部の河成の久木野面構成層と対比される。また、その中部層には甘漬軽石層AmPが挟まる。

三財原層は、従来、三財原面を直接構成する薄層堆積物(本報告の上部砂礫層)とされていた(大塚1930, Endo 1968)。しかし、この薄層堆積物と下位の谷埋めの堆積物(本報告の中下部層)との間には著しい不整合が認められること、後者に鍵テフラ、通浜軽石層TRPが介在し、他層準の海進堆積物と区別できることから、上記のように下部礫層、中部砂泥互層も含めて三財原層を再定義する。上部砂礫層は海浜堆積物で、面上には3~4mの砂堤を形成している。その中にはAso-3に酷似するスクリア層が含まれる事、面上にはAta以上の

表1 宮崎平野の層序対比表

10 ⁴ yBP 地 形 面	南 西 部	中 部	北 部	鍵テフラ
0 沖積面	沖 積 層 f, m			Ah
1 新期段丘面群	新 期 段 丘 構 成 層 f			AT IwP OP3
6 西都原I面	西 都 原 I 面 構 成 層 f, m?			ASO-4
8 新田原面	新 田 原 面 構 成 層 f, m			KyP(K-Tz) Ata(Nt)
10 高鍋面	高 鍋 層 m?			(Tk)
三財原面	三 財 原 層 m			ASO-3 ? (TRP)
茶臼原面	茶 臼 原 層 f			Mu HrPfl (AmP) (TnP)
久木野面 (先茶臼原面)	久 米 野 層 f	平 田 川 層 m		
椎原面	野尻層 f 四家層 l	名貫川層 m	椎 原 層 f, m?	

f: 河成層 m: 海成層 l: 湖成層

風成テフラがある事等から、三財原面は、最終間氷期極相に形成したと判断される。層厚・旧河線高度から、最終間氷期の海面上昇量は90m以上と考えられる。

5 強磁性鉱物の化学組成からみた東日本のテフラ

青柳隆二 (川崎・宮崎中)

まずおそに大磯丘陵で 南関東ロームの示標テフラ約70枚について強磁性鉱物の化学組成の主成分 (FeO , Fe_2O_3 , TiO_2) を調べた。この分析試料はこれ以上不純物の除去が困難と思われる主成分として93~94 wt%のものである。

その結果、野外観察の結果を考慮すれば TiO_2 量で高頻度の8~12%外のテフラでは固有の値なのでこれにより、また8~12%内ではその上下のテフラの TiO_2 量の変化の傾向からみた組合わせで同定できることが多い。しかし給源から遠方の地域では、大磯のように示標テフラが揃わないので、前述の方法のみ

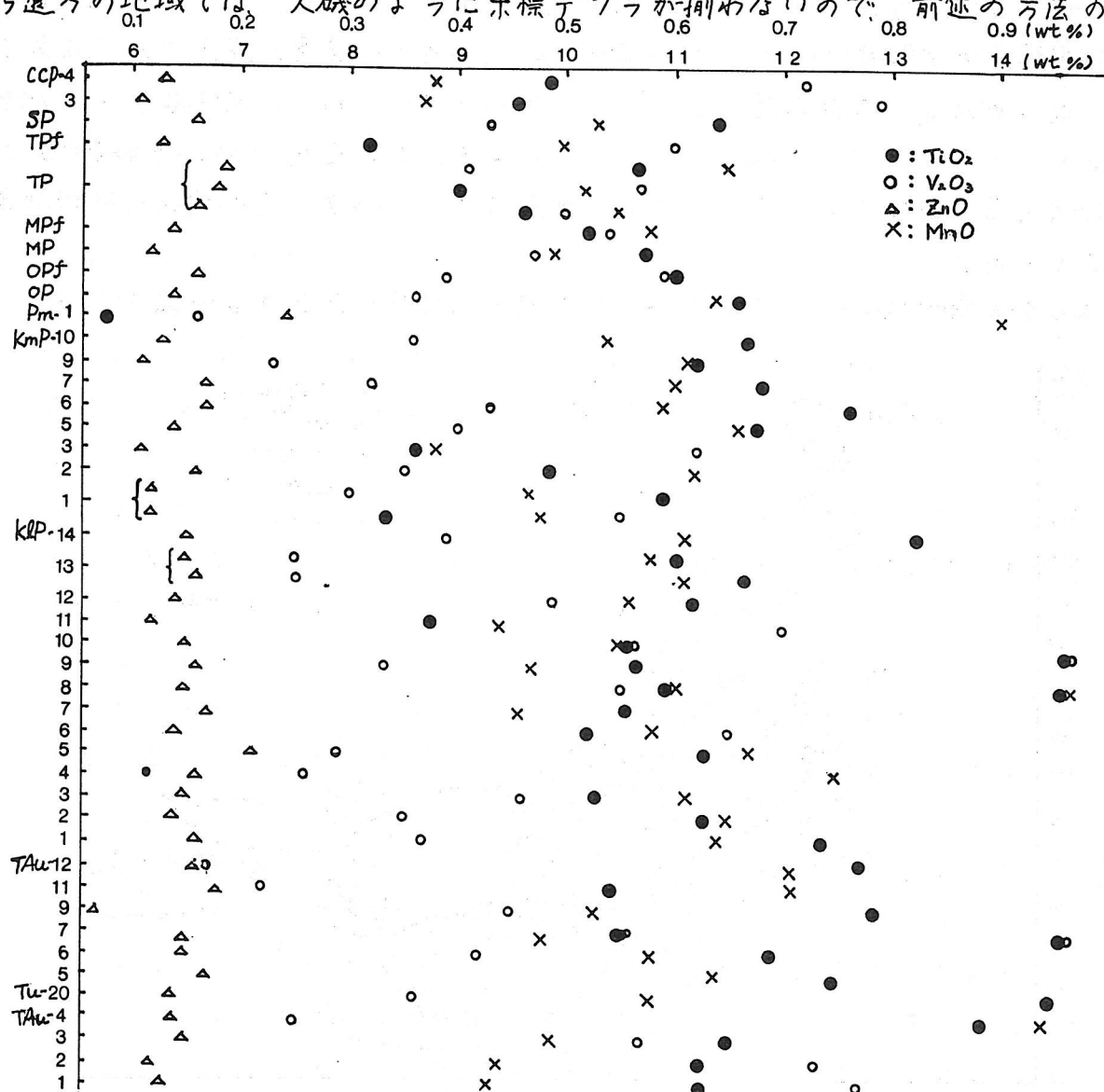


図1 南関東ロームに含まれる強磁性鉱物の化学組成
(wt%の上段は V_2O_5 , MnO , ZnO 。下段は TiO_2)

ではテフラの同定の難かしいことも予想される。そこで強磁性鉱物の微量成分である V_2O_3 , MnO , ZnO も調べた。 TiO_2 量とこの微量成分をここでは TAu より上部について図1としてまとめた。これによると微量成分でテフラによる特徴の顕著なものは V_2O_3 , 次いで MnO である。図1でもわかるように、 TiO_2 量では別のできないテフラでも、これらの微量成分を考慮すると一義的に区別のできることが多い。さらにこれらの元素比の組合せとして、 Ti/V , Ti/Mn , V/Zn , Fe/Mn の何れか2つの組合せによると、さらに区別が容易となる。

そこでこれらの組合せで大磯丘陵のTEより上部の約40枚、および信州、北関東ローム14枚のテフラについて検討した。その結果 Ti/V と Fe/Mn の組合せが最も grouping のよいことがわかった。そこでここでは信州、北関東、および大磯丘陵のKlpより上部と一部これより下部のテフラについて図2とした。図2では北関東のYPとBPのように同一給源火山で、同一の累層に属していても著しい違いがある。大磯丘陵でもKlpより下部のTA, TBに属するテフラは累層としてのまとまりがない。そうして図2にすべてを記入すると、さらに図が見にくくなるのでここでは省略した。一方このことはテフラの同定には好都合なことである。

なお本発表では、さらに青森ロームに関する結果も報告する予定である。

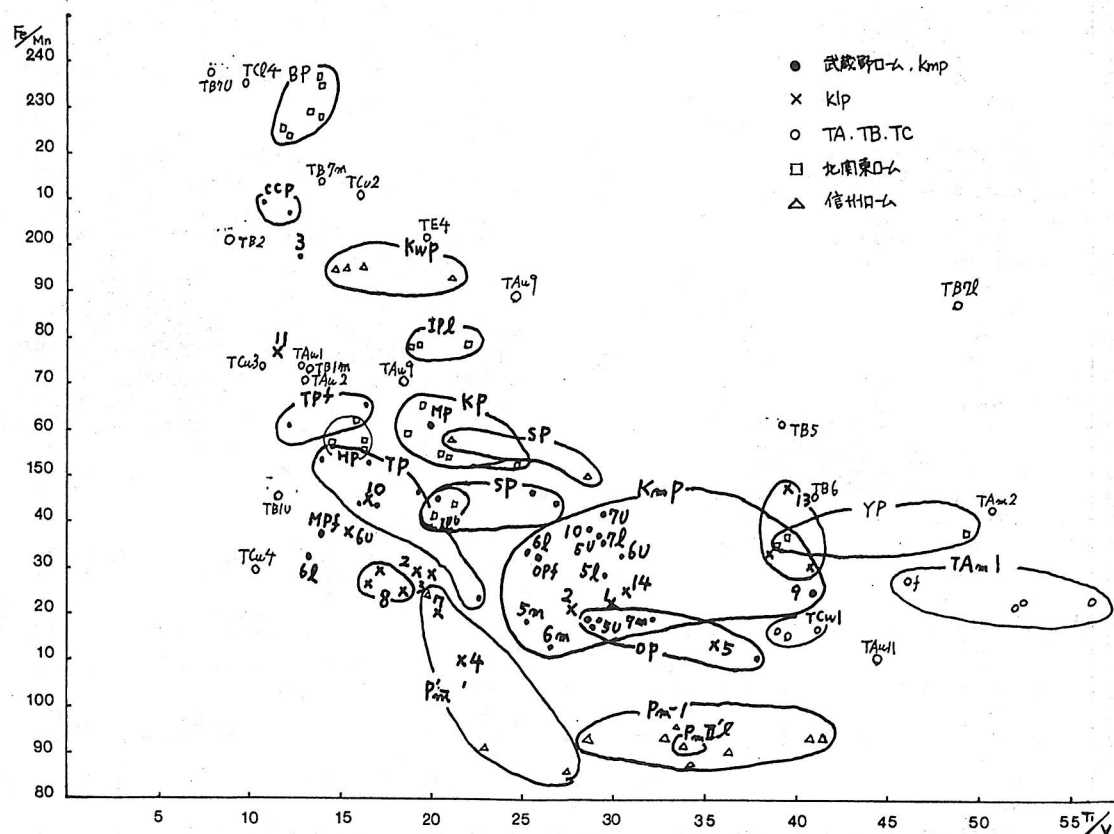


図2 東日本のテフラに含まれる強磁性鉱物の化学組成の元素比

6 琵琶湖底深層掘削で得られた地質柱状試料について

横山卓雄(同大・工)・竹村恵二(京大・理・地鉱)

堀江正治(京大・琵琶湖石環境実験施設)

1982年春より1983年春にかけて行われた琵琶湖底深層掘削によつて、琵琶湖底の古い堆積物の柱状試料が約900m採取された。この深層掘削によつて、今まで未知であつた琵琶湖の湖底の地層の全貌が明らかとなり、非常に有用かつ貴重な情報が得られた。

柱状試料は、京大・琵琶湖石環境実験施設において、観察・記載され、柱状図の作成が行われた。現在、その結果の解析を行っているところであり、詳細はその解析を含めて報告されるが、今回は現時点までに得られている重要な新発見について報告する。

- ・琵琶湖盆に堆積した地層は約900mの厚さを有する。
- ・琵琶湖堆積物は、岩相によつて大きく5つに区分できる。ここでは下よりP, Q, R, S, T層と呼ぶことにする。

P層は、主として大～中礫からなり、礫は主として基盤を構成する中、石生層から由来したものであるが、10%内外の湖東流紋岩礫を含んでいる。岩相から見て、西川ほか(1979)の報告した「時代未詳の新第三紀層」に對比できる。

Q層は主として中～小礫層からなるが、P層と異なり湖東流紋岩礫をほとんど含まない。P層とQ層の関係は不整合であり、Q層は現在の琵琶湖盆形成期の地層である。

R層は粘土と砂の互層である。

S層は砂とシルトを主体とするが、ところどころに礫層をはさまる。特にS層の最上部の礫層は厚く、この地点の琵琶湖が当時ほとんど干上が、といったことを示している。

T層は均質な粘土層であり、琵琶湖が拡大期を迎えて、現在のような安定した湖となつて以後の堆積物である。

- ・厚さ900mの琵琶湖堆積物中に少なくとも40層の火山灰層が発見された。深度約640mの白色火山灰層は大阪層群中のピンク火山灰層に對比され、深度約180mの桃色火山灰層は古琵琶湖層群堅田累層中の上仰木火山灰層に對比される。
- ・今回の深層掘削でわか、た層準や堆積物の厚さから考へて、琵琶湖が現在

地点に移動してきたのは約130万年前と推定される。この年代は周辺の地層の研究から推定されていた年代とよく調和している。

- 。今回の結果と過去に行われた200m湖底ボーリングや、1000m湖岸ボーリング、周辺の丘陵地における地表調査結果とは共通の火山灰層によってよく対比できる。
- 。今回の結果を総合的にみると伊賀盆地や近江盆地南部に分布する古琵琶湖層群は現在の琵琶湖底に存在しないことが明白である。

西田史朗 (奈良教育大学)

火山灰層の層位学的な意義については今さら言うまでもないが、その鍵層としての現実には必ずしも満足できるものではない。この隔絶の原因には火山灰の主要構成物である火山ガラスの組成を正しく把握しないで、副次的な特徴から火山灰層を認識してきたことに起因する。ここで言う副次的特徴とはガラスの形態、粒度構成、鉱物組成、重鉱物組成を指し、これらは堆積の場と条件によって大きく変化することもあり、変動が大きい。当然のことながら堆積条件、その他の影響の少ない本質的な特徴による判断基準が求められねばならない。本質的特徴としては、構成鉱物の化学組成、色相、屈折率であろう。

屈折率の測定値は信頼度が高まっている。色相については主観的に区分されている上、微量成分に支配され、精密度を上げることが難しいのではなからうか。また化学組成については、従来の報告ではバルク分析がほとんどで、火山ガラスの空隙に充填された粘土鉱物などを包含したまま分析されがちで、火山ガラスそのものの組成を正しく示すとは思えない。多くの火山灰層の主体は火山ガラスから成るので、この火山ガラスの主要元素を夾雑物の無い状態で分析し、火山ガラスの第1級の特徴として捉えようとするものである。分析は走査電子顕微鏡下で表面状況を確認の上、エネルギー分散型マイクロアナライザーにより Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Fe, について行ない、ガラス片10~50個の分析結果を平均値として求めた。以下に大阪層群の火山ガラスの分析例を示す。

371 ~ 380	N = 10	7カ所 分析済						
	DISKET: 57-26	date: 27-JUN-83						
	NA2O	MGO	AL2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	FeO
Minimum	2.030	0.780	11.060	75.940	2.130	2.250	0.330	3.330
Maximum	3.270	1.440	11.260	77.100	2.390	2.690	0.450	4.250
Range	1.240	0.660	0.200	1.160	0.260	0.440	0.120	0.920
Mean	2.507	1.059	11.171	76.474	2.183	2.456	0.396	3.755
Sum of sqs.	1.509	0.362	0.043	0.934	0.050	0.164	0.010	0.790
Variance	0.151	0.036	0.004	0.093	0.005	0.016	0.001	0.079
Std. dev.	0.388	0.190	0.066	0.306	0.071	0.128	0.032	0.281

201 ~ 250	N = 50	1カ所 分析済						
	DISKET: DSS02	date: 27-JUN-83						
	NA2O	MGO	AL2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	FeO
Minimum	3.660	0.770	16.600	63.080	3.870	1.520	0.160	3.360
Maximum	7.840	2.500	17.300	65.930	5.370	2.180	0.500	7.930
Range	4.180	1.730	0.700	2.850	1.500	0.660	0.340	4.570
Mean	5.906	1.429	16.969	64.863	4.497	1.829	0.287	4.280
Sum of sqs.	47.659	5.487	1.376	19.545	4.784	1.087	0.245	23.838
Variance	0.953	0.110	0.028	0.391	0.096	0.022	0.005	0.477
Std. dev.	0.976	0.331	0.166	0.625	0.309	0.147	0.070	0.690

181 ~ 190	N = 10	7カ所(AT) 分析済						
	DISKET: DSS03	date: 27-JUN-83						
	NA2O	MGO	AL2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	FeO
Minimum	1.850	0.380	10.250	77.870	2.380	1.320	0.030	1.290
Maximum	3.660	1.470	11.040	80.330	3.120	1.590	0.160	2.350
Range	1.810	1.090	0.790	2.460	0.740	0.270	0.130	1.060
Mean	2.891	1.003	10.783	79.450	2.565	1.423	0.102	1.787
Sum of sqs.	2.455	0.892	0.439	4.296	0.415	0.071	0.011	0.597
Variance	0.245	0.089	0.044	0.430	0.042	0.007	0.001	0.060
Std. dev.	0.495	0.299	0.210	0.655	0.204	0.085	0.032	0.244

251 ~ 300

N = 50
DISKET: SA01775 77"20"4
date: 27-JUN-83

	NA20	MGO	AL203	SI02	K20	CA0	TI02	FEO
Minimum	1.760	0.430	11.240	77.010	2.870	1.030	0.100	0.960
Maximum	3.730	1.560	12.050	79.770	3.620	1.340	0.220	1.990
Range	1.970	1.130	0.810	2.760	0.750	0.310	0.120	1.030
Mean	2.786	1.082	11.537	78.674	3.162	1.164	0.163	1.434
Sum of sqs.	13.553	5.001	1.703	24.987	1.044	0.202	0.044	2.404
Variance	0.271	0.100	0.034	0.500	0.021	0.004	0.001	0.048
Std. dev.	0.521	0.316	0.185	0.707	0.144	0.064	0.030	0.219

151 ~ 200

N = 50
DISKET: HA010775-47 77"20"4
date: 27-JUN-83

	NA20	MGO	AL203	SI02	K20	CA0	TI02	FEO
Minimum	1.310	0.710	11.000	73.480	0.410	2.560	0.100	1.630
Maximum	3.830	2.200	13.370	78.620	1.120	5.490	0.260	4.300
Range	2.520	1.490	2.370	5.140	0.710	2.930	0.160	2.670
Mean	2.631	1.586	12.306	75.373	0.538	4.279	0.178	3.109
Sum of sqs.	17.885	5.925	4.790	34.868	0.470	11.263	0.060	15.163
Variance	0.358	0.118	0.096	0.697	0.009	0.225	0.001	0.303
Std. dev.	0.598	0.344	0.310	0.835	0.097	0.475	0.035	0.551

351 ~ 400

N = 50
DISKET: AZ0177"7 77"20"4
date: 27-JUN-83

	NA20	MGO	AL203	SI02	K20	CA0	TI02	FEO
Minimum	0.760	0.560	12.530	72.570	3.090	1.560	0.200	2.570
Maximum	3.070	1.810	14.010	76.350	4.080	2.410	0.570	4.810
Range	2.310	1.250	1.480	3.780	0.990	0.850	0.370	2.240
Mean	2.141	1.233	13.095	74.097	3.447	1.990	0.369	3.648
Sum of sqs.	9.010	3.182	6.676	21.522	1.492	1.965	0.149	9.487
Variance	0.180	0.064	0.134	0.430	0.030	0.039	0.003	0.190
Std. dev.	0.424	0.252	0.365	0.656	0.173	0.198	0.055	0.436

181 ~ 200

N = 20
DISKET: PI0177"7 77"20"4
date: 27-JUN-83

	NA20	MGO	AL203	SI02	K20	CA0	TI02	FEO
Minimum	1.840	0.910	10.600	77.140	2.870	1.190	0.090	1.090
Maximum	4.610	1.910	11.240	80.080	3.670	1.390	0.220	1.630
Range	2.770	1.000	0.640	2.940	0.800	0.200	0.130	0.540
Mean	3.195	1.334	10.930	78.520	3.255	1.274	0.146	1.348
Sum of sqs.	9.625	1.369	0.715	14.928	0.731	0.066	0.014	0.336
Variance	0.481	0.068	0.036	0.746	0.037	0.003	0.001	0.017
Std. dev.	0.694	0.262	0.189	0.864	0.191	0.057	0.027	0.130

51 ~ 100

N = 50
DISKET: SM01577777 77"20"4
date: 27-JUN-83

	NA20	MGO	AL203	SI02	K20	CA0	TI02	FEO
Minimum	1.050	0.340	11.220	77.790	1.940	1.010	0.090	1.040
Maximum	3.020	1.780	12.480	80.870	2.760	2.000	0.270	3.010
Range	1.970	1.440	1.260	3.080	0.820	0.990	0.180	1.970
Mean	2.000	1.141	11.788	79.316	2.428	1.454	0.163	1.710
Sum of sqs.	15.587	6.096	5.869	29.705	1.836	3.297	0.061	6.070
Variance	0.312	0.122	0.117	0.594	0.037	0.066	0.001	0.121
Std. dev.	0.558	0.349	0.343	0.771	0.192	0.257	0.035	0.348

8 伊豆大島における縄文時代の遺跡・遺物と鬼界-アカホヤ火山灰

小田 静夫 (東京都・文化課) ・ 杉原重夫 (明治大・文)
 丑野 毅 (東京大・総合研究資料館)



図1. 伊豆大島のK-Ah関係遺跡
 (1. 龍の口, 2. 王の上, 3. 下高洞)

九州南方の鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)が挟在している事実が判明した(町田・新井, 1978)。しかし、九州ではK-Ahは縄文早期と前期の境界付近の層位におかれている(新東, 1982)ことから、関東との土器型式の対比に若干のずれが生じていた(新井, 1978)。

東京都大島町元町から野増にかけての海蝕崖沿いに露出する古期大島層群(田沢, 1980)中には、縄文時代早期~中期にかけての考古学的遺物が包含されており、火山活動の年代を知る貴重な地域となっている(一色・松村, 1976)。その後の研究で、縄文早期後半の茅山式期の土器が包含されているとされたO₄₀部層には、

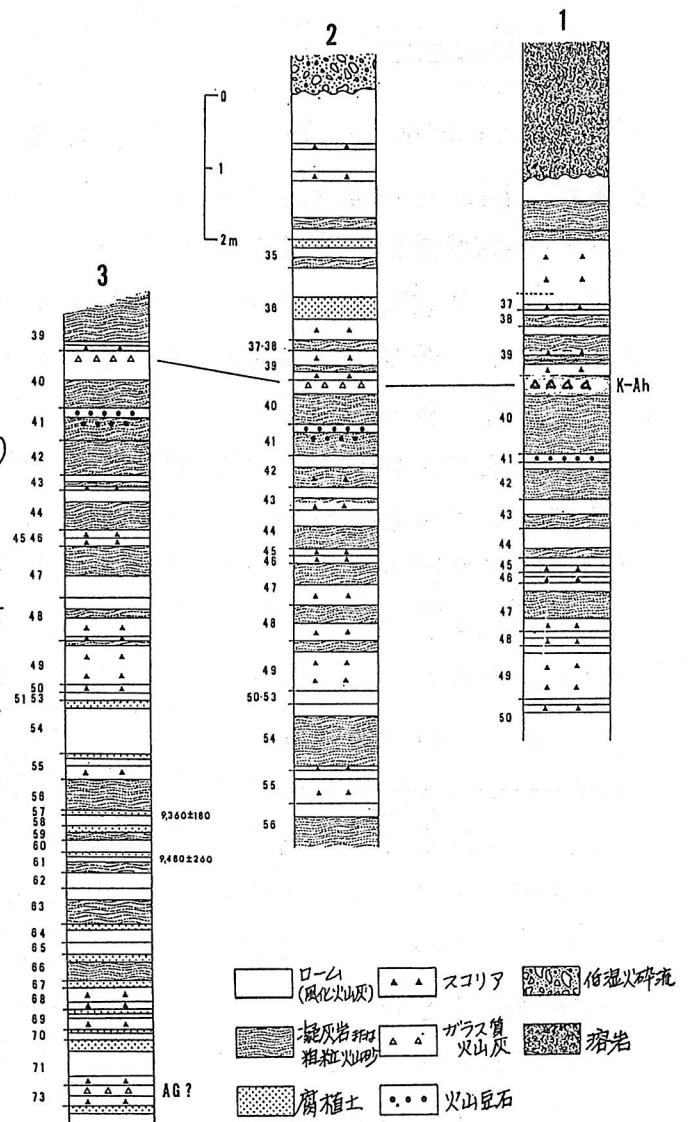


図2. 柱状図

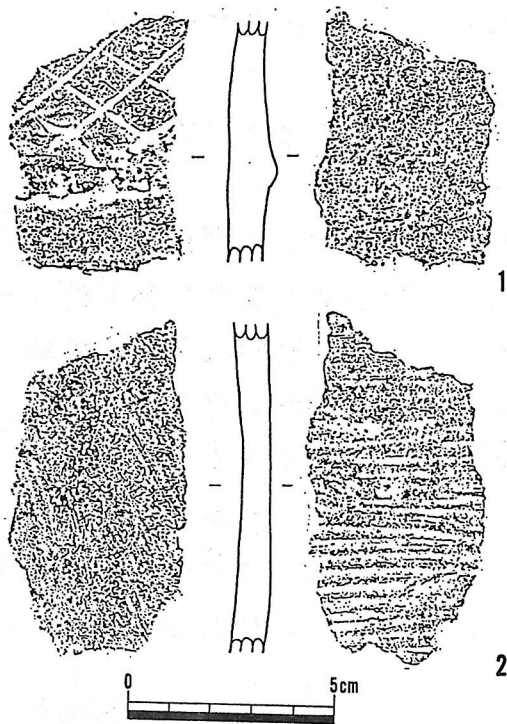


図3. 龍の口遺跡発見の土器(O₄₀部層)
木島式・関山式が出土している。

3) 下高洞遺跡 (大島町元町)

1966年一色直記氏が発見し、1982年から大島町下高洞遺跡調査団(永峯光一団長)による発掘調査が続行中。O₅₄部層から、縄文早期前半の平坂式、山形押型文土器が出土している。

以上三遺跡の調査で、O₄₀部層上部の風化火山灰層中にK-Ah が挟まれている事実が再度の鉤物分析により確実になった。そして、龍の口遺跡O₄₀部層から文様の明確な縄文土器が追加され、縄文早期終末期の天神山式(東海地方西半の型式)と、関東の同時期型式未設定土器であることが判明した。1962年発見の土器は実見する限り型式判定の困難なものであり、今回の土器型式がK-Ahに関連した考古学資料と言うことができよう。

表1. 縄文土器型式の編年(小林他1983を一部改変)
(九州)(中国・四国)(近畿)(中部)(関東・東)

前	森	羽島下層2	北白川下層1 鳥浜	石塚 木島	神ノ木 中越	関山 ニツ木 花積下層
期		羽島下層1	石山7 石山6 石山5 石山4 石山3 石山2	塩屋 天神山 入海2 入海1 上ノ山 柏畑	神之木台・下吉井 型式未定土器	茅山上層 茅山下層 船ヶ島台 野島 子母口
早	塞ノ神B					
期	塞ノ神A					

今回、伊豆大島の古期大島層群と考古学的遺物の対比の再検討を計画し、龍の口、王の上、下高洞の三遺跡の地質調査を実施した。次に調査結果の概要を述べる。

1) 龍の口遺跡 (大島町野増)

明治時代に鳥居龍藏等によって調査された有名な遺跡である。溶岩流直下に縄文中期の遺物が豊富に出土する。この層より約2m下のO₄₀部層から、1962年に中村一明氏によって縄文早期後半の条痕文土器が発見され茅山式と認定されている。今回の調査で同層準から数片の土器を採取できた。

2) 王の上遺跡 (大島町野増)

1966年一色直記氏により発見された。O₃₅部層から縄文中期の土器、O₂₆部層から前期の

9 遺跡出土黒曜石の原産地の推定

高橋 豊(静岡県立教育研修所)

遺跡から出土する黒曜石の原産地を推定する試みをおこなった。黒曜石の産出地である神津島、伊豆、箱根や信州各地の露頭より採集した黒曜石について、屈折率、鏡下での組織、鉱物組成、晶子形態などのちがいの有無を検討し、その差異に基づき、遺跡出土黒曜石の原産地の推定の可能性の有無を検討し、若干の新知見を得た。

黒曜石はマグマが地上に噴出し急冷した、無定形で非結晶質の火山ガラスである。黒曜石は既存の分析値をみるかぎり、 SiO_2 が70~77%と、完全にガラス質というより、むしろ少量の斑晶と、石基には微晶、晶子を含むのが普通である。造岩鉱物の斑晶はよく発達している。微晶は0.03~0.08mmといきなものが多い。晶子は0.003~0.05mmに近いものが多く観察され、斑晶から晶子への晶出期の移り変わりが急激であり、急冷した様子がうかがわれる。

鏡下にみる、原産地の異なる黒曜石の組織には特異な差が認められることが多い。特に晶子形態、晶子の配列の具合や接合の様子に有意な差が認められる。造岩鉱物組成のちがいは、さらにこの差も有意なものにし、遺跡出土黒曜石の原産地を推定する根拠をよえている。

黒曜石片の屈折率には、伊豆系、箱根系、伊豆七島神津島系、信州系の間に有意な差が認められる。黒曜石の屈折率の測定は浸液法による。浸液は高精度な検定がなされ、検定誤差は±0.001で、少数実以下の桁目の数値に2以上の差が認められる場合は、異なる原産地の黒曜石であるとする可能性が高い。屈折率の測定にあたっては、水知の影響をさけ、各試料とも芯部を取り出し測定しており、同一試料についての測定値の乱雑さはみられない。屈折率の測定は群馬大学の新井房夫氏に依頼した。

黒曜石の屈折率は1.483~1.496と狭い測定値範囲を示し、例外として箱根芦ノ湯(笛塚)の1.518~1.522の高い値が得られた。信州系の黒曜石の屈折率は1.483~1.489で、北伊豆系の黒曜石の屈折率は1.488~1.491、さらに箱根系の黒曜石の屈折率は1.491~1.496とより高い値を示し、以上の地域の原産地にみられる黒曜石の屈折率には有意な差が認められる。伊豆七島神津島系、南伊豆の黒曜石の屈折率は信州系の値と近似するが、鏡下での黒曜石の組織が異なり識別される。これら屈折率の差異は、遺跡出土黒曜石片の原産地の大まかな推定を可能にし、鏡下でみられる黒曜石の組織や組成鉱物の差異と組

み合わせることによって、より精度の高い原産地の推定が可能であると考える。

第1表 原産地の黒曜石にみる屈折率

Sampling site	Sample	Type	Colour	Refractive Index										Refractive Index		
				Range Mean Range Mode										Range	Mean Range	Mode
				1.480	1.485	1.490	1.495	1.500								
Wadatoge	Higashimochiya	WAH-A1	bk-d.gy.											1.486-1.487	-	-
	WAH-B1	cl-p.br.												1.486-1.487	-	-
	WAH-C1	bk-d.gy.												1.485-1.487	-	1.486
	WAH-D1	bk												1.484-1.486	-	1.485
	WAH-E1	cl-p.br.												1.485-1.487	-	1.487
	WAH-F1	cl-p.br.												1.485-1.487	-	1.486
	Higashimochiya-nishi	WAH-A1	bk.											1.486-1.488	-	1.487
	-A2	bk.												1.486-1.488	-	1.487
	-A3	bk.												1.486-1.488	-	1.487
	Wadatoge	WAT-A1	bk.											1.486-1.488	-	1.487
	Tunnel-minami-shita	WASA-A1	bk.											1.483-1.485	-	1.484
	Saiseikyo															
	Wadayama	WAY-A1	cl-p.br.											1.483-1.485	-	1.484
	Wadayama	WAY-B1	cl-p.br.											1.483-1.485	-	1.484
	Omekura	OMEK-A1	bk.											1.487-1.489	-	1.488
Kirigamine	Hoshigadai	HODA-A1	cl-p.br.											-	-	1.486
	-A2	cl-p.br.												-	-	1.486
	-A3	cl-p.br.												-	-	1.486
	HODA-B1	cl-p.br.												1.486-1.487	-	-
	-B2	cl-p.br.												1.486-1.487	-	-
	-B3	cl-p.br.												1.486-1.487	-	-
	Hoshigato	HOTO-A1	cl-p.br.											1.486-1.488	-	1.487
	-A2	cl-p.br.												1.486-1.488	-	1.487
	-A3	cl-p.br.												1.486-1.488	-	1.487
	HOTO-B1	bk-d.gy.												1.486-1.488	-	1.487
	-B2	bk-d.gy.												1.487-1.489	-	1.488
	-B3	bk-d.gy.												1.487-1.489	-	1.488
	HOTO-C1	cl-p.br.												1.486-1.487	-	1.488
	HOTO-D1	cl-p.br.												1.486-1.487	-	1.488
	HOTO-E1	cl-p.br.												1.486-1.487	-	1.488
Shimosuwa	Suigetsukoen	SUG-A1	cl-p.br.											1.485-1.487	-	1.486
	SUG-B1	cl-p.br.												1.485-1.487	-	1.486
	Hoshikuso-toge	HOKU-A1	bk-d.gy.											-	-	1.490
	Hoshikuso-toge															
	Tateshina	TUME-A1	cl-p.br.											1.487-1.488	-	1.488
	Shibunoyu	SIBU-A1	bk-d.gy.											1.487-1.489	-	1.488
	-A2	bk-d.gy.												1.487-1.489	-	1.488
	Mugikusatoge	MUGI-A1	p.gy.											1.487-1.488	-	-
	-A2	p.gy.												1.487-1.488	-	-
	-A3	p.gy.												1.487-1.488	-	-
	MUGI-B1	cl-p.gy.												1.485-1.487	-	1.486
	MUGI-F1	cl-p.gy.												1.485-1.488	-	1.487
Hakone	Ashinoyu	ASHI-A1	bk.											1.518-1.522	-	-
	Hatajuku	HATA-A1	d.gy-p.gy.											1.493-1.494	-	-
	-A2	d.gy-p.gy.												1.493-1.494	-	-
	-A3	d.gy-p.gy.												1.493-1.494	-	-
	HATA-B1	bk-d.br.												1.494-1.496	-	1.495
	-B2	bk-d.br.												1.494-1.496	-	1.495
	-B3	bk-d.br.												1.494-1.496	-	1.495
	HATA-C1	bk-d.br.												1.491-1.493	1.491-1.492	-
	HATA-D1	bk-d.br.												1.494-1.496	-	1.495
	HATA-E1	bk-d.br.												1.494-1.496	-	1.495
	HATA-F1	d.gy-gy.												1.492-1.494	-	1.493
	Kajiya	KAJI-A1	bk.											1.491-1.493	1.491-1.492	-
Izu	Kamitaga	TAGA-A1	d.gy.											1.488-1.491	1.488-1.490	1.489
	-A2	d.gy.												1.488-1.491	1.488-1.490	1.489
	-A3	d.gy.												1.488-1.491	1.488-1.490	1.489
	TAGA-B1	d.gy.												1.489-1.490	-	1.489
	-B2	d.gy.												1.489-1.490	-	1.489
	-B3	d.gy.												1.489-1.490	-	1.489
	TAGA-C1	d.gy.												1.488-1.492	-	-
	Kashiwatoge	KASI-A1-UU	d.gy.											1.488-1.490	-	1.489
	-A2-UU	d.gy.												1.488-1.490	-	1.489
	-A3-UU	d.gy.												1.488-1.490	-	1.489
	KASI-B1-U	d.gy.												1.489-1.490	-	1.4895
	KASI-I1	gy.												1.488-1.490	-	-
	Amagi Ikadaba	AMIK-A1	d.gy.											1.488-1.493	-	-
	Minami Izu	OGAM-A1	bk.											1.485-1.487	-	1.487
	Ogami	NIIZ-A1	gy.											1.485-1.489	1.485-1.487	1.486
Kouzuzima	KOZU-A1	cl-l.gy.												1.485-1.488	-	1.486
	KOZU-B1	l.gy.												1.485-1.487	-	1.486

● : abundant, ○ : common △ : rare
 cl=colour less, bk=black, br=brown, gy=gray, p=pale, l=light, d=dark, sk=smoky, r=red,
 測定値参照

10 箱根火山，古期カルデラ内堆積物の火山灰層序学的研究

吉川 充己 (日大・院)

箱根火山は，Tephrochronology の発達に伴い，南関東の Tephra の主要給源火山の一つとして注目されている。しかしながら，箱根火山に露出する Tephra については，関東ローム研究グループ (1965)，町田洋也 (1974)，鈴木正男 (1970) 等の報告があり，部分的に層序，噴出時期等が明らかにされているものの，火山体内における層序および火山発達史の細かな検討には，不足が感じられる。このため演者は，Tephra の露出が比較的良好な箱根火山古期カルデラ南東部を中心に調査を行ない，箱根火山起源の Tephra 層序が確立されている大磯丘陵との対比を試み，古期カルデラ期における箱根火山の様子を明らかにした。箱根火山，文庫山新期外輪山溶岩下には，火山碎屑性堆積物を主体とする層厚約 120 m の堆積物が露出している。堆積物は，構造上，古期外輪山壁を側方のへりとする火山性凹地 (古期カルデラ) に堆積しており，層相を下位から順に，角レキ，厚い本質火山碎屑物 (黒岩橋の軽石層：町田 1971 により真鶴岬の軽石層 (TAu-12) に対比された)，ごくわずかの本質火山碎屑物を挟む湖沼性堆積物，少量の本質火山碎屑物を挟む火山碎屑性堆積物，へと変化させる (図-1)。この堆積物の堆積時期は，凹地の形成後，新期外輪山溶岩の噴出までとなり，箱根火山形成史の中では今まであまり重要視されなかった時期にあたるが，カルデラ期における火山活動を考える上では注目に値すると思われる。Tephra から本堆積物の堆積時期を考えると，堆積開始は不明であるが，噴出年代がわかっている TAu-12，今まで知られていなかった数枚の顕著な軽石層，厚い火山灰層を挟み，新期外輪山溶岩の岩片を含み始めるまでと考えることは可能である (新期外輪山溶岩は，デイサイト質のもので箱根の中でも特徴的な岩石である)。以上の事がう演者は，TAu-12 あるいは細粒火山灰層準以上で，しかも新期外輪山溶岩の石質岩片を含み始める Tephra をさがせば堆積物の堆積時期の終りをおさえることができると考えた。図-2 は，大磯丘陵の TAu-12 (SB-0) の上位にある吉沢ローム層の柱状図，水色によって示した軽石とみかけ密度 1 以上の粒子の比，および軽石層中の石質岩片の組成比を示す。TAu-12 より上位には，厚い軽石層が多数あり，この中で火山灰が特に多いのは吉沢ローム層下部 (Kp-3 から Kp-8 あたり) であることがわかる。大磯丘陵吉沢ローム層の名 Tephra に含まれる石質岩片を調べると，デイサイト質の岩片は各層に入っていた。しかしながら，吉沢ローム層下部の岩片は新期外輪山溶岩とは見かけ上異なり，新

期外輪山溶岩の岩片はKlp-13から急激に入り始め、それよりも上位の層では少量ながらどこにでも入っていることがわかった。以上の事から考え合わせると、新期外輪山溶岩の噴出は、Klp-13を中心とした、吉沢ローム層下部から中部にかけてと見られ、文庫山の堆積物の堆積時期もおおよそこのあたりまでと考えられる。これ以上のこまかな議論については、対比方法を考慮する必要がある、現在検討中である。

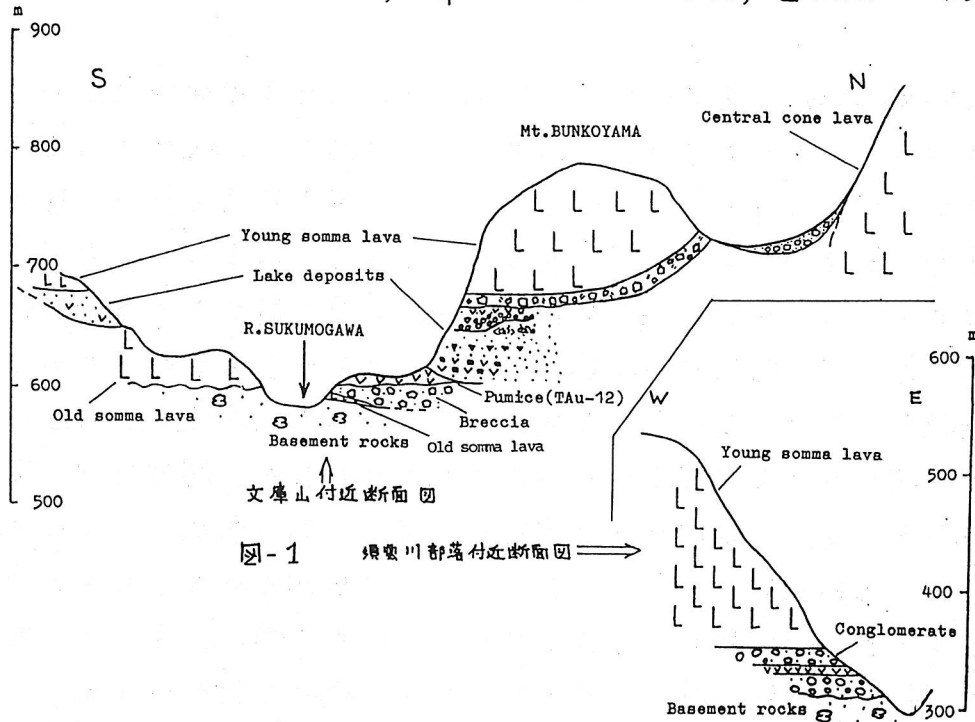


図-1 須賀川部落付近断面図

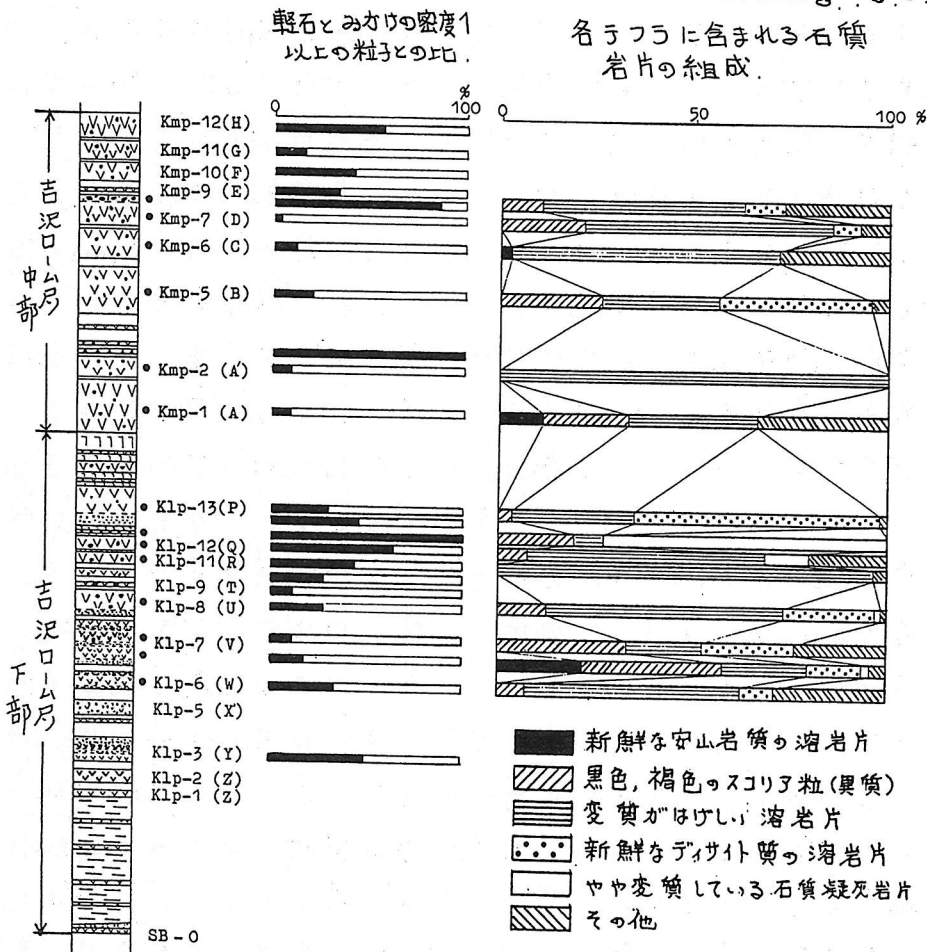


図-2 吉沢ローム層柱状図、水色によってわけた軽石とみかけ密度1以上の粒子の比、および吉沢ローム層の各層に含まれる石質岩片の組成。

11 多摩ローム層を中心とした多摩丘陵の地質

峰岸佳典 (日大 院)

本報告は多摩丘陵における多摩Iローム層の層序を、新たに得た3鍵テフラ層を用いてより明らかにし、多摩Iローム層の乗る堆積面として一番広い面積を持つ多摩I低位面(宇野沢, 1980)の性格を現地調査とボーリングデータにより再検討した。以下にその概要を述べる。

(1) 多摩Iローム層中より重要な鍵層となる以下に述べる3枚のテフラ層を発見した。

TBP (Fig-1) : 多摩丘陵及び多摩丘陵以北の丘陵上の多摩Iローム層中で観察された黒雲母を含む白色の軽石層であり、町田他(1974)が記載した多摩Iローム層中の角閃石型のテフラである。

YS-1 : スコリア層で、軽石層のみが鍵層として対比に利用されてきた多摩Iローム層の中では異色の鍵層である。YS-1は、多摩丘陵で見られるものよりも発達がよく、多摩丘陵以北の丘陵上での発達は良好でない。

YO : 橙色の火山灰質な軽石層で、斑晶はあまり含まれていない。多摩丘陵ではレンズ状に観察されるが、多摩丘陵以北の丘陵上の多摩Iローム層では発達が非常に悪い。

(2) 皆川・町田(1974)は、坂下面(宇野沢, 1980の多摩I低位面にあたる)におけるHdP-1~HdP-3(皆川・町田, 1974)を水成堆積であると記載している。これに対しその上のYOは風成堆積していることから多摩I低位面上の多摩Iローム層の離水層準はHdP-3より上でYOより下と限定できる。

(3) 皆川・町田(1971)は、程久保面(宇野沢, 1980の多摩I高位面)上の多摩ローム層中の2層準(GoP1の下とHc-1の下)で斜交関係を報告している。多摩I低位面上の多摩Iローム層中でも同層準で斜交関係が確認できるが、これら斜交関係のうちGoP1下のものは、GoP1とTBPの間にあり、Hc-1下のものは、Hc-1とYOの間にあり、これを確認した。また町田他(1974)が報告しているUP、NP-II、NP-I層準の斜交関係も今回八王子市松木、別所など数地点で確認した。以上のことから多摩I低位面上の多摩Iローム層が浸食され始めた時期はHc-1堆積以前と考えられる。

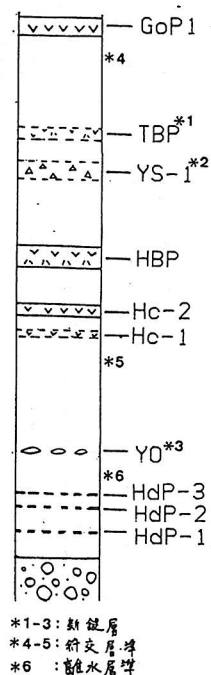


Fig-1: 模式柱状図
(多摩I低位面における多摩Iローム層)

(4) 多摩工位位面を構成する御殿峠礫層Ⅲ(宇野沢、1980)と上統層群は不整合関係で接しており、御殿峠礫層Ⅲの南限における上統層群との関係は、ボーリングデータで見る限りアバット不整合関係である。また森(1969)は御殿峠礫層の分布南限を船ヶ台から平久保(現在は落合四丁目)にかけての陵線北側であると指摘した。演者の調査結果もほぼ同様であり、分布南限の延長は南多摩霊園付近を通るようである。

(5) 御殿峠礫層Ⅲの基底面高度分布(Fig-2)から、多摩工位位面形成期の古相模川の流路方向が西南西から東北東に向いていることが明らかになった。

(6) Fig-3に見られる御殿峠礫層Ⅲの高度のばらつきは、礫層分布南限地域に見られるものであるが、調査の結果10m程度の礫層のばらつきでは多摩工位位面の上の多摩Iロ-4層の層序及び離水期に変化がないことがわかった。宇野沢(1980)が礫層南限に近い所で存在を報告している多摩I中位面の礫層基底高度と多摩工位位面の礫層基底高度の差は15m以上と見積もられる。

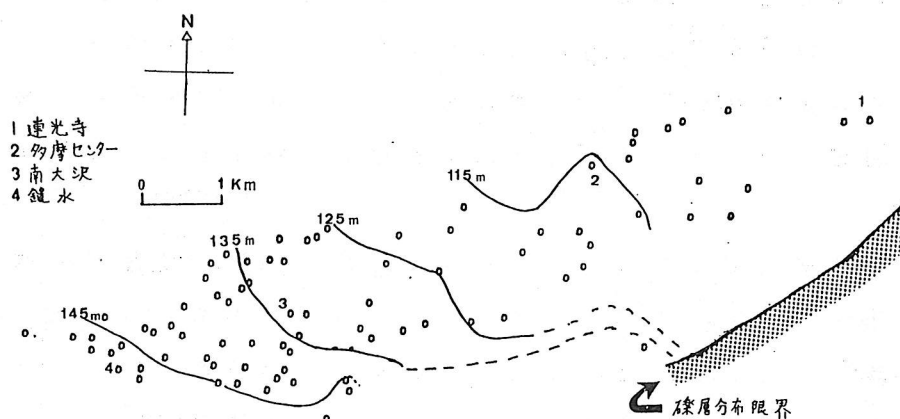


Fig-2: 御殿峠礫層Ⅲ基底等高線図

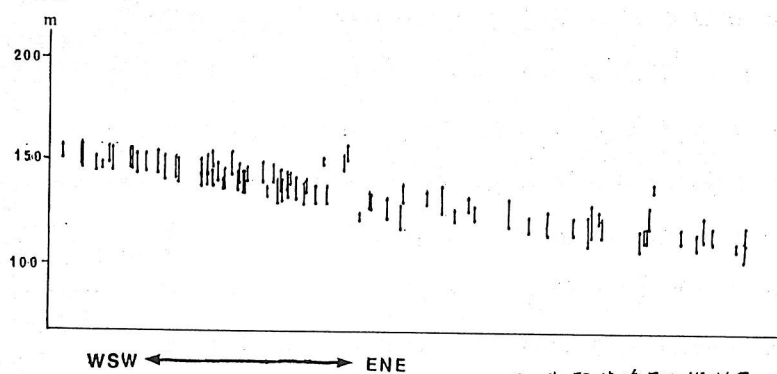


Fig-3: 御殿峠礫層Ⅲ縦断面

武藤鉄司(京都大理)

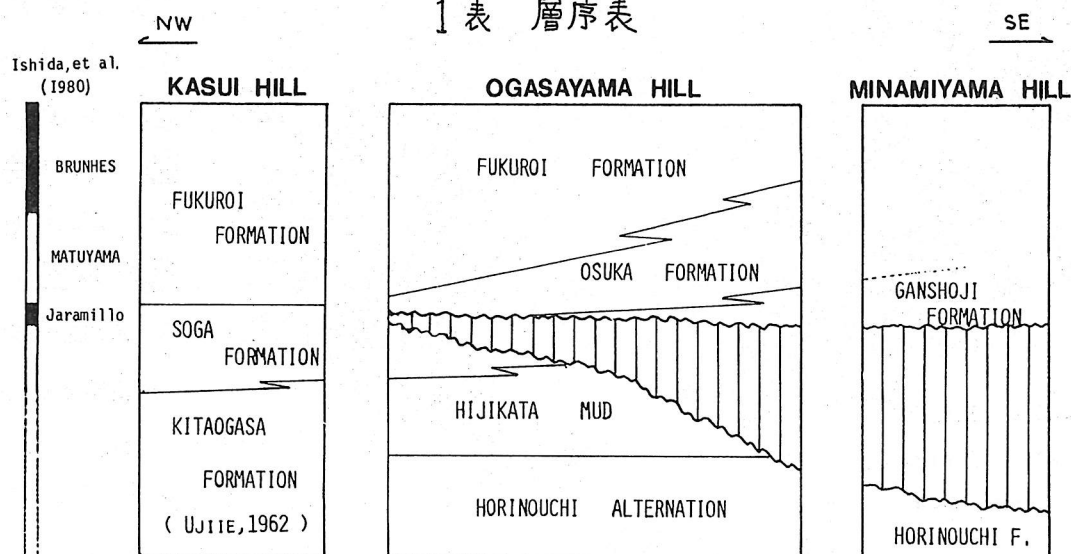
掛川地域の更新統小笠層群は、構造運動の活発な場における deltaic basin の堆積学的な諸特性を論じるうえで、1つの典型となりうる。

掛川層群の古流向は、北西部ではN~NW→S~SE、南東部ではSE→NW、中部ではE~NE→W~SWを主体としている。この古流向系は明らかに小笠層群の古流向系と異なり、さらに、相良-掛川と続いてきた深海basin(一部浅海)は小笠層群堆積開始後、急激に浅海化、沖積化されていることから、堆積の著しい中断がなくとも、小笠層群のbasinは相良-掛川のbasinとは、堆積学的に別個のbasinと結論づけられる(1図)。

小笠層群は、岩相上の違いから、下位より岩井寺累層、大須賀累層(再定義)、袋井累層(再定義)に層序区分される(1表)。岩井寺累層と大須賀累層、大須賀累層と袋井累層は、それぞれ一部で同時異相の関係にある。岩井寺累層が submarine channel の充填堆積物であることは、すでに報告した(武藤, 1983)。大須賀累層は大規模に発達する平板状斜層理で特徴づけられ、デルタ成の堆積物と考えられる。ここでは、特に袋井累層の堆積環境について報告する。

可睡丘陵における袋井累層は、厚い泥相と中礫を主体とする礫相の繰り返しからなる(石田ほか; 1980)。礫相について facies を細分し(2表)、マルコフ解析(Miall, 1973の方法)を行なった。これによって得られた各 facies 間の累重関係はランダムではなく、ある規則性に支配されているといえる(2図)。礫相

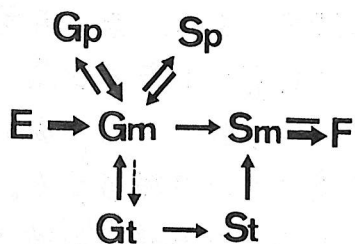
1表 層序表



は、数mオーダーで上り細粒化サイクルを示し、G_m相の礫は流向に対して、直角方向に長軸が向く traction type のファブリックを示す。礫相に含まれる比較的薄い泥層は、現地性の植物化石をしばしば産する。さらに礫の imbrication から求めた古流向は、多方向性 (NW ~ NE → SE ~ SW) である。以上のことから、本累層は alluvial plain の堆積物と考えられる。

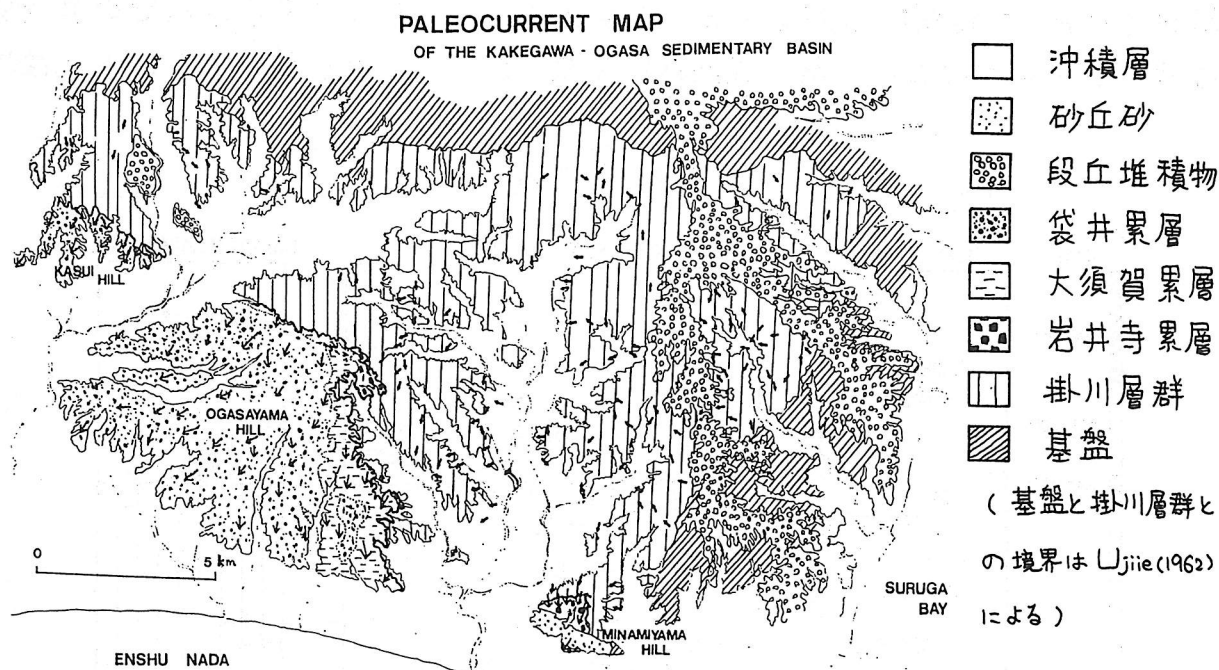
2表 CLASSIFICATION OF FACIES
(FUKUROI F. IN KASUI HILL)

E : EROSIONAL BASE AND COARSER CLAST
G_m: GRAVEL, MASSIVE OR CRUDELY BEDDED
G_p: GRAVEL, PLANAR CROSS-BEDS
G_t: GRAVEL, TROUGH CROSS-BEDS
S_p: SAND, PLANAR CROSS-BEDS
S_t: SAND, TROUGH CROSS-BEDS
S_m: SAND, MASSIVE OR CRUDELY BEDDED
F : MUD, MASSIVE, PARALLEL LAMINATED OR RIPPLE CROSS LAMINATED



2図 faciesの推移図

小笠丘陵における袋井累層は、大礫を主体とする厚い礫層中に、数m ~ 20m以上の泥層、砂層、細礫 ~ 中礫を挟有し、それらの累重は上り粗粒化層序を示す。泥層には淡水成と海成の両方が認められる (石田ほか; 1980)。中礫 ~ 大礫の imbrication から求めた古流向は、多方向性 (N ~ ENE → S ~ WSW) であり、礫は traction type の fabric を示す。以上のことから、小笠丘陵の袋井累層は alluvial fan の堆積物を主体としているといえる。



1図 古流向図

13 掛川地域の Neogene/Quaternary boundary 付近に見られる浮遊性有孔虫群の変遷

茨木雅子(静岡大・理)

掛川地域は Pliocene から Pleistocene にかけての海成層が連続している数少ない地域の1つであるが、詳しい岩相層序に基づいた浮遊性有孔虫による生層序、古地磁気層序、それらによる年代層序がほぼ確立している。Neogene/Quaternary boundary をどこに置くかについては、まだ問題があるとしても、境界付近の浮遊性有孔虫の fauna の詳細な変遷を検討しておくことは重要なことと思われる。今回は浮遊性有孔虫群の変遷から水温の変化の検討を試みた。

図1は掛川地域で得られた2Ma以後約100万年間の浮遊性有孔虫の datum 及び寒流系と暖流系浮遊性有孔虫の産出頻度を表わしている。2Ma以後、この地域では、*Pulleniatina* 属の殻の右巻きから左巻きへの変化、*Globorotalia truncatulinoides* の出現、*Globoquadrina asanoi* の消滅、*Pulleniatina* 属の左巻きから右巻きへの変化の4つの datum が認められ、これらは、古地磁気年代尺度から、それぞれ、1.95, 1.9, 1.6 Ma と見積ることができる。次に各 sample から産出する浮遊性有孔虫400~1000個体を分離し、暖流系浮遊性有孔虫、寒流系浮遊性有孔虫の産出割合を求め、水温の変化を推定した。2Ma以降、寒流系種の増加によって次第に水温は低下するが、著しい低下が認められるのは高御所凝灰岩層直上の層準である。ここで、Haq et al.(1977)に従って、Pliocene と Pleistocene の境界を Olduvai Event の top (1.67) 付近とすれば、ここは、Pleistocene になって、初めての水温低下ということになる。次の急激な水温低下は曽我層群中部の約1.3Maにある。ここでは、短い期間に水温低下と上昇の変化が認められる。Jaramillo Event 付近でやや水温は上昇するが Pliocene の水温にはおよばない。以上、浮遊性有孔虫からみると、2Ma以後、少しずつ低下した水温は1.6Ma直前にいったん急激な低下をし、以後は多少の変動を伴いながら全体として低下していきといえる。

図の説明、A: 古地磁気年代尺度からの推定年代、B: 地質年代、C: Stage D: 岩相層序、E: 古地磁気層序 (Yoshida & Niitsuma, 1976; Ishida et al., 1980)、F: 柱状図 (Ni: 西平尾凝灰岩層, Ho: 細谷凝灰岩層, Ko: 高御所凝灰岩層, So: 曽我凝灰岩層)、G: 試料採取地点、H: 基準となる浮遊性有孔虫の range 及び生層序基準面 (a, b, c, d)、I: 水温変化の推定に使用した浮遊性有孔虫の産出頻度分布 (%), J: 暖流系浮遊性有孔虫と寒流系浮遊性有孔虫の頻度分布 (%), K: J の両者の合算したものに対する暖流系浮遊性有孔虫の割合 (%).

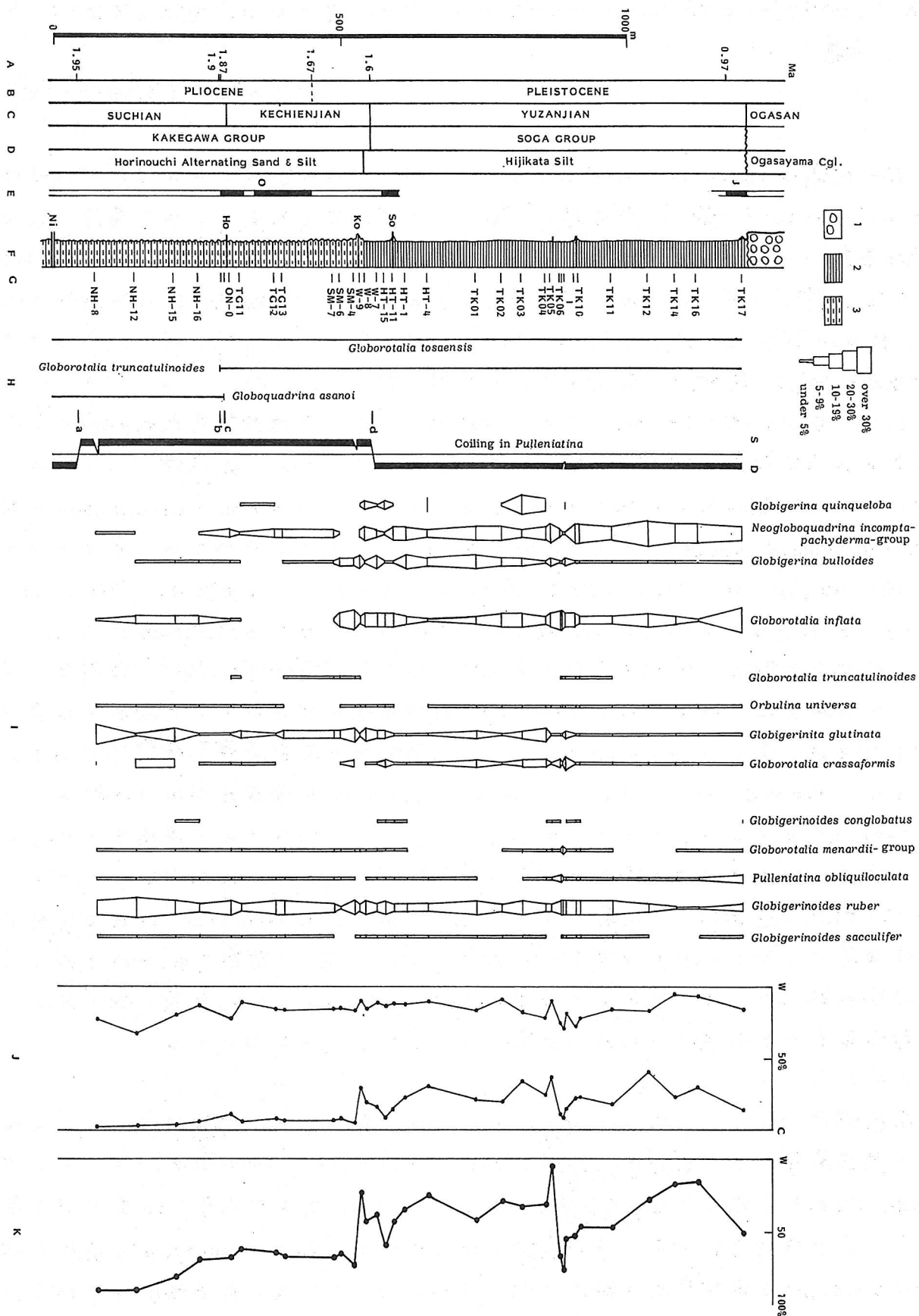


図1. 掛川地域の2Ma以降、約100万年間の浮遊性有孔虫群の変遷とそれから推定される海水温変化。

フィッシュン・トラック年代からみた 上総層群の鮮新／更新世境界

鈴木正男（立教大学・一般）・杉原重夫（明治大学・文）

演者らは、フィッシュン・トラック年代測定法によって、上総層群の鮮新／更新世境界の認定を試みた。測定は演者らの一人（M. S.）が、米国地質調査所（デンバー）滞在中（S57.4～S57.10）に、当調査所の原子炉（Lazy Susan）を用いて行なわれ、他の一人（S. S.）によって上総層群およびその相当層の測定試料（ジルコン）が採集された。測定は、 $S2\pi ES-12\pi ES$ 法によった（Suzuki et al., 1983; Suzuki, 1983, 投稿中; Suzuki et al., 投稿中）。また、 ϵ 値の検討およびトラックの認定は、Bishop (0.71 Ma)、Bishop Upper (0.68 Ma)、およびFish Canyon (27.9 Ma) Tuffによった。

得られた結果は下記のとおりである。

GoP2	0.31±0.05 Ma	O16	1.90±0.29 Ma
TE-5	0.39±0.08	O23	2.06±0.28
HBP	0.46±0.07	Kd16	2.34±0.22
Ks17	0.62±0.11	Kd26	2.54±0.29
Ch3	0.63±0.22	Kd38D	2.59±0.78
Ku5B	0.87±0.17	HS	2.76±0.49
U1	1.06±0.40	Na-14	3.12±0.58
U8	1.47±0.36	KR	3.37±0.51

（計数誤差はいずれも 2σ を示す。）

以上の結果から上総層群の鮮新／更新世境界（1.65 Ma: Haq et al., 1978; 1.7 Ma: Obradovich et al., 1982）について考察してみると、U8とO16の間にあると考えられる。さらに、その解釈は別にして、新妻（1976）の古地磁気層序のデータを参考にしてみると、BO-B1が、Olduvai Normal Event に相当すると考えられる。その上限が鮮新／更新世境界とされるので、上総層群においては、O1付近になる。

ここに得られた上総層群の鮮新／更新世境界についての結果は、従来から考察されてきた、Globorotalia truncatulinoides のFADによる見解（Oda, 1977）と大きくくい違ふ。若い年代（ $AC < 5 \times 10^{-8}$ ppm・a）の試料の測定に伴うフィッシュン・トラック年代測定法の問題は、（1） ϵ 値の確かさ、（2）トラック同定の確かさ、（3）detrital zircon grainの混入などが考えられる。（1）、（2）、については、Bishop Tuff、0.70 Ma, Bishop Upper Tuff、0.73 Ma, Fish Canyon Tuff、2.82～2.79 Ma と得られたこと、（3）について

は、普賢寺 Tuff (pumice, 1.60 ± 0.25 Ma; bulk, 1.99 ± 0.31 ; Suzuki et al., 投稿中) と類似の現象が見られないこと、および得られた年代の新旧関係と層序の上下関係に斉一性が見られることが指摘される。

引用文献

Haq et al., 1977: Corrected age of the Pliocene/Pleistocene boundary. *Nature*, 269, 483-488.

新妻信明, 1976: 房総半島における古地磁気層位学. *地質雑*, 82, 163-181

Obradovich et al., 1982: Age constraints on the proposed Plio-Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy. *Nature*, 298, 55-59.

Oda, 1977: Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, central Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 48, no. 1, 1-72.

Suzuki, 1983: Fission track dating: A review on the current discussion. *Proceedings of Radiation Physics (in press)*.

Suzuki, 1983: Discussion on terminology, anisotropy, and interprocedural cross-checks of fission track ages of zircon. 投稿中

Suzuki et al., 1983: Fission track ages of pumice tuff, tuff layers and Javites of hominid fossil bearing formations in Sangiran, Central Java. *Special Publication of PPPG (in press)*

Suzuki et al.: Re-examination of fission track zircon ages of Osaka and Kobiwako groups, Japan. 投稿中

*ここに掲げた測定結果は, Suzuki, M. and Sugihara, S.: Contradictory interpretation of the Plio-Pleistocene boundary layer of the Kazusa group, Boso, Japan として投稿準備中であるから, 引用にあたっては、それを参照されたい。

15 上総・下総層群のフィッシュン・トラック年代からみた更新世の 気候変化と海面変化史

杉原重夫 (明治大学・文)

房総半島における上総・下総層群は、鮮新～更新世に比較的連続して堆積した海成層を主体とし、その厚さは、累計すると3400mに達する。この上総・下総層群については、多数の示標テフラにより対比・編年が行なわれ、層相変化や堆積輪廻さらには動植物化石の示す古環境が海水準変動と深いにかかわりあいがあることが明らかにされている(杉原ほか, 1978・町田ほか, 1980)。ここでは鈴木・杉原(1983)が明らかにした、フィッシュン・トラック年代からみた上総・下総層群の気候変化や海面変化史について検討する。

1) 鮮新・更新世境界付近の古環境: フィッシュン・トラック年代から鮮新・更新世境界をB0-B1正磁極垂帯(新妻, 1976)の上限, すなわちO1付近の層準におくことを考える。古くから有孔虫化石によって梅ヶ瀬層基底付近で寒冷系種が急増することが指摘されている(例えばO7~O5, U3~Ku6の下位: 青木, 1964)。また、花粉化石では梅ヶ瀬層最下部(U10下位)で, *Keteleeria*, *Pseudolarix*? が消滅する。(大西, 1969のZone 1と2の境)。東日笠化石海底谷(佐藤・小池, 1957)が上総層群中の最初の海面低下の記録である可能性もある。

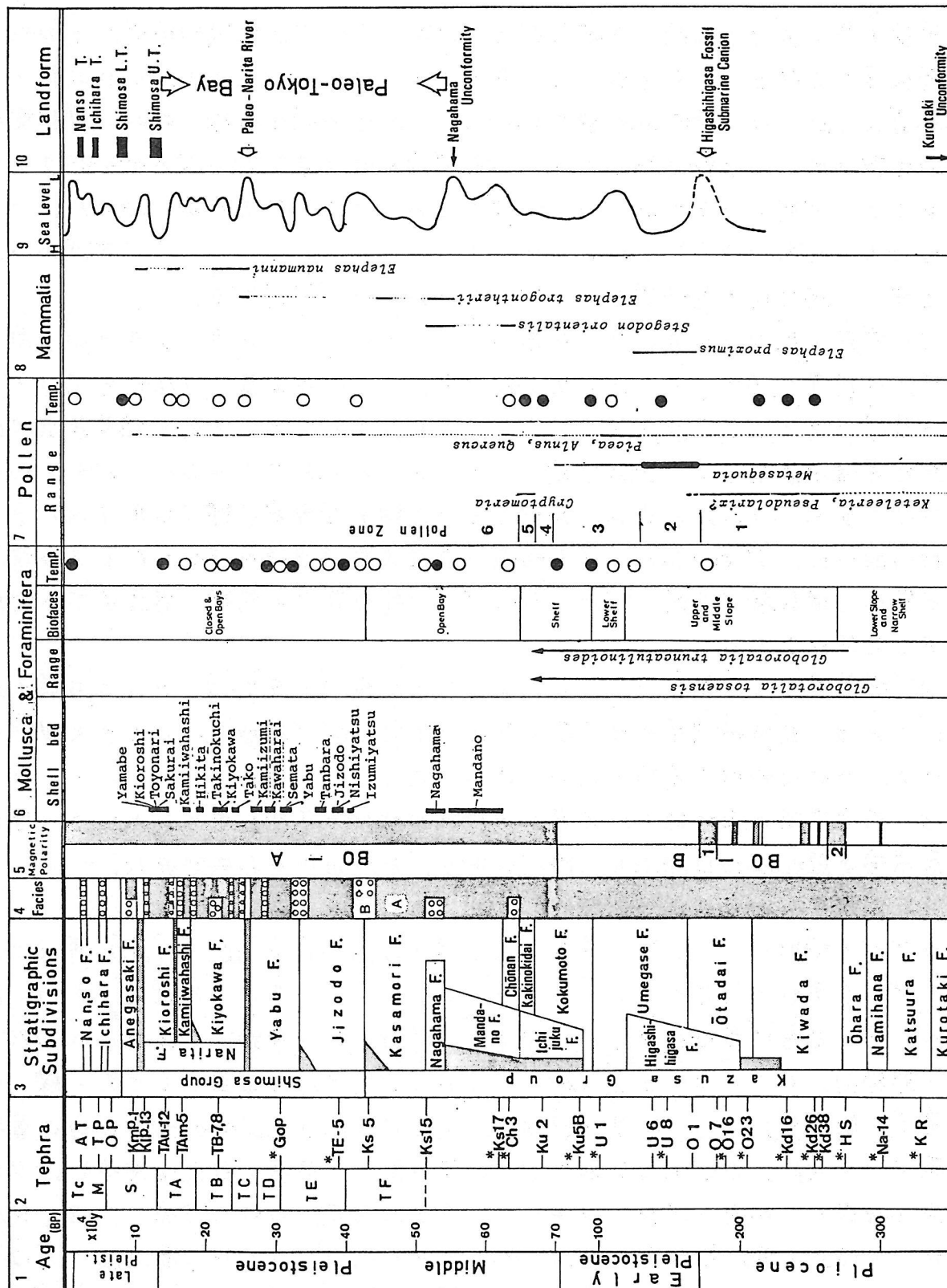
2) 海面変化: 更新世における海面低下は10数回に及ぶが、このうち最も著しいものは、長浜砂礫層や清川層の基底の不整合面(谷地形)として表現されていて、それは約55万年前と約25万年前である。

3) 古東京湾の古地理: 古東京湾の時代は約40万年間と考えられ、この間に古東京湾が陸化または縮小した時代があり、古成田川が形成された。

4) 大阪層群との対比・国際対比: 従来の見解との違いを指摘する。

〈コラムの説明〉 1: 地質年代はW.A. Berggren et al. (1980)等による。2: テフラ名称に星印のあるのは、フィッシュン・トラック年代測定を行ったもの。3: 地層区分は杉原ほか(1978), 町田ほか(1980), 三梨ほか(1979)の一部補訂。4: Aは主として砂・シルト(海成層), Bは主として砂・礫・泥炭質泥(陸成層)。5: 新妻(1976)。6: *G. truncatulinoïdes*の分化層準は尾田(1975)。古水温は青木(1964)等(黒丸は温暖, 白丸は冷涼)。7: 大西(1969), 杉原(1978, 1979)。(黒丸は温暖, 白丸は冷涼)。8: 杉原ほか(1978), Ichihara et al. (1973)の一部補訂。9: Hは高海面, Lは低海面, 10: 小池(1975), 杉原(1970)等。

Table Pleistocene chronology of the Kazusa and Shimosa Groups of the Bōsō Peninsula



菊地隆男（都立大・理）・関東第四紀研究会

相模平野西部、大磯丘陵の第四系は、西方の火山群からもたらされた多量の降下火砕物質（テフラ）、隆起の著しい丹沢山地や箱根火山から運び込まれた多量の礫層、数回の氷河性海面変動の影響を被った浅海成層、そして国府津－松田断層崖に象徴されるような激しい地殻変動、複雑な断層運動などによって特徴づけられる。

大磯丘陵に関する、テフクロノロジーに基いた近年の研究は、遠藤・上杉（1972）、町田・新井・村田・袴田（1974）等により先駆的になされ、大磯丘陵の第四紀における編年の概要が知られていた。しかし、風成層と水成層の対比、構造運動、古環境等について、なお多くの問題を残していた。演者等は、1973年以来、大磯丘陵の第四紀地質構造発達史の解明を目的として調査を進め、その結果の一部は、第四紀学会あるいは地質学会の研究発表会において公表してきた。本研究はまだ最終的な結論を得ている段階ではないが、その後得られた新資料なども加え、現時点でのまとめをしておきたい。

（1）地質構造発達史を組み立てる際の示標となるのは、広域に同時面を保存する多量の火砕質鍵層である。大磯丘陵には、9層準、厚さ約300mの風成テフラ層序が明らかにされており、南関東各地の対比に役立っている。多量のテフラは鍵層として有効であるばかりでなく、給源火山はもとより、マグマ溜りの地球化学的・地球物理学的な情報をも与えてくれる。

（2）編年の際の年代に関しては、本地域から得られているフィッシュ・トラック年代値の他、南関東の他地域で得られている資料も参考とされた。

（3）曾我山北部の中村川中・上流地域は、海浜礫を含む三角州性堆積物が堆積面をなし、これを風成テフラが覆い、これをさらに上位の三角州成層が覆うというサイクルが、少なくとも4層準認められる。これらの層序によるテフラ累層は、横浜地域における層序とも対比できる。

（4）曾我山東部から大磯丘陵東部の鷹取山周辺にかけては、上浅海帯から下浅海帯を示す貝化石を含む海成層が分布し、それぞれ不整合によって、7層準（西部）から9層準（東部）に区分される。これらのいくつかの層準は、介在する多数の火砕質鍵層に基き、丘陵北部に分布する風成テフラ累層と対比される。

（5）大磯丘陵の第四紀地質構造発達史の概略を、第1図に示す。

17 横浜南部地域の長沼層・屏風が浦層について

安野信(光陵高校)・満岡孝(国立科学博物館)・稲垣進(川崎高校)・鹿島薫(東大・院)・横山有史(法大・院)・山岡進(相鉄開発部)・横浜サブ田研

演者らは横浜南部地域に分布する中部更新統の層位学的検討をすすめてきた。その過程で多数の火砕質鍵層を識別し、これをもとに表-1に示すような層序関係が明らかになった。一方、町田ほか(1980)は南関東の中部更新統のテフラの岩石学的特性などにもとづいて、房総半島および近畿地方の中部更新統との対比について検討している。その中で演者らの長沼層上部層中の火砕質鍵層を屏風が浦層下部とし、By1およびBy2の新称を与えた。そして、これらBy1・By2は広域的な対比が可能であると述べ、具体的には房総半島笠森層中のKs11がBy2であり、Ks11.2がBy1であるとし、その中でもKs11は大阪層群のサクラタフとの対比が可能であるとも述べている。

演者らと町田ほか(1980)の層序認定の違いは、主として屏風が浦不整合の層準をどこに置くかという問題であり、その解決のためには広い地域における長沼層および屏風が浦層の関係の精査(地質図の作成)が必要であると考える。このような観点から調査を、田谷町周辺から下倉田町一帯そして小菅ヶ谷町付近まで拡大し、両層間の関係について検討を行った。その結果、以下に示す根拠から、By1・By2はそれぞれ演者らの飛石ゴマシオ・飛石ピンクタフに相当し、長沼層上部層に含まれるものとの結論を得た。

① 図1は下倉田町東部の露頭である。ここでは長沼層上部層の金井Ⅰ・Ⅱの下位に飛石ピンクタフ・飛石ゴマシオが位置する。そしてこれらを不整合に覆って下倉田がうパミが重なる。この関係は田谷町でも同様である。

② 飛石ピンクタフ・飛石ゴマシオはイリドウフの上位にあって、この関係は田谷町でも同様であり、イリドウフと飛石ゴマシオ間には、不整合関係は認められない(図2)。

地層名		鍵層名	層厚m
屏風が浦層	中部	— コロケタフ	12
	下部	— 堤ヶ谷 ち — " 4 — " 3 — " 2 — " 1	14
	最下部	— ピンクタフ — 白色タフ — 紫灰色タフ — 下倉田がうパミ — Mタフ	14
長沼層	上部	— ラピリ — 金井Ⅱ — 金井Ⅰ — 飛石ピンクタフ — " ゴマシオ — " パミス — ハイ	13
	中部	— イリドウフ — ユキノシタ — カラメⅡ — カラメⅠ — 青ラピリ	14
	下部	— 犬糞白パミ — タマスコ	28
	最下部	— コシアン	16

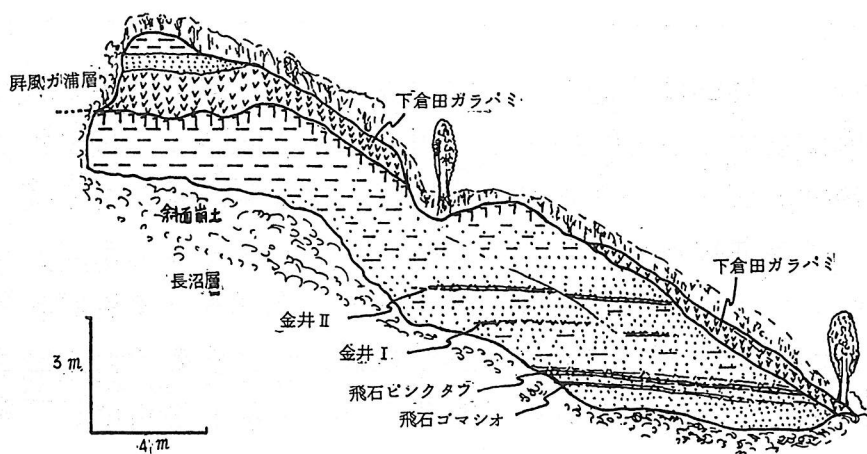


図1 下倉田芝スキー場付近のスケッチ

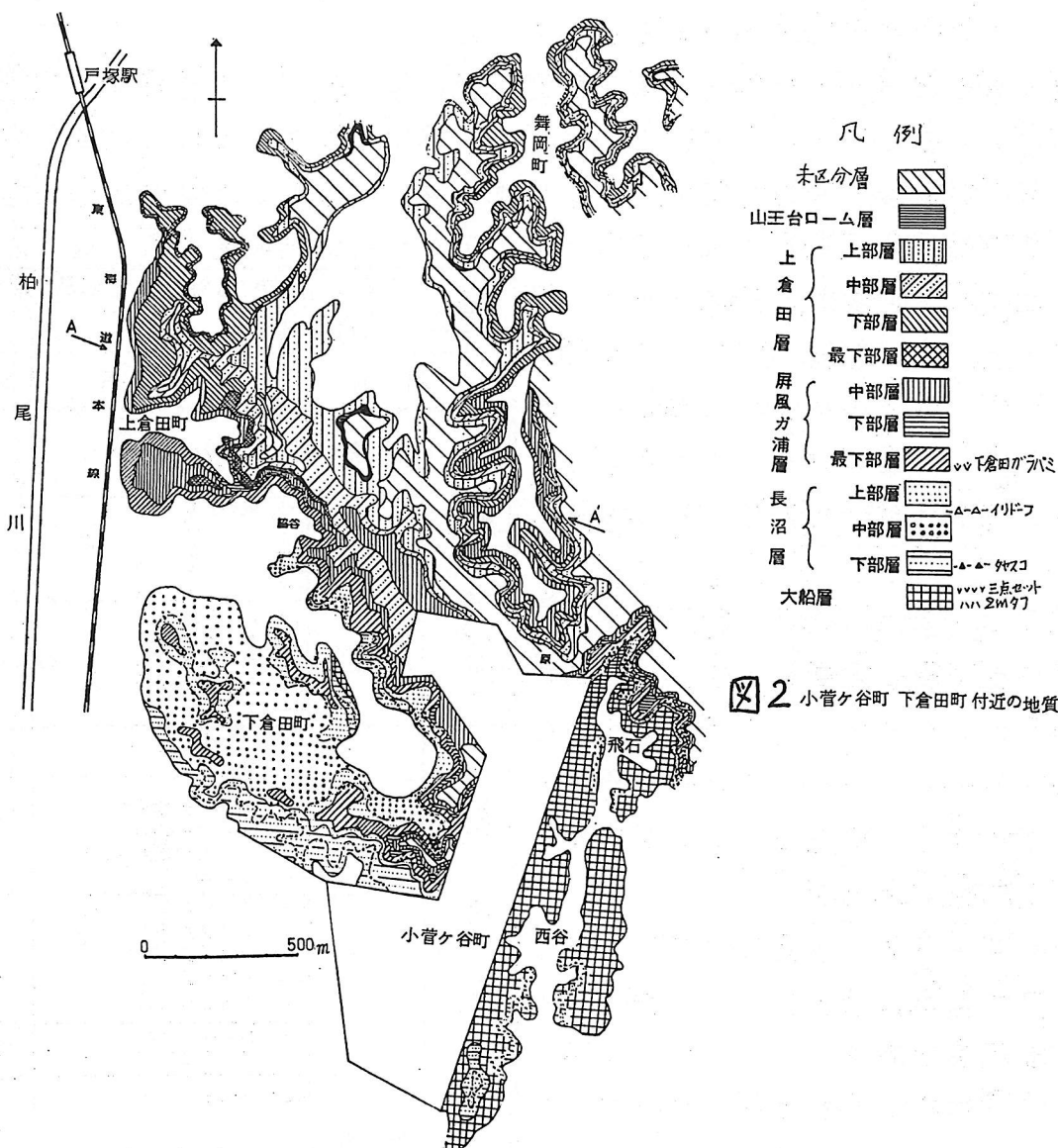


図2 小菅ケ谷町 下倉田町 付近の地質図

18 南関東上部更新統の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ サンゴ年代

大村明雄 (金沢大学理学部地学教室)・大村一夫・桜井勇治
(株式会社ダイヤコンサルタント)・辻 喜弘 (石油公団)

ウラン系列放射性核種のうち、 ^{234}U とその娘核種である ^{230}Th の非平衡関係を利用する $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定法は、上部更新統にとってきわめて有効な方法である。しかしながら、方法の有用性にもかかわらず、適用できる材料が現在のところ石サンゴ類に限られているため、多量のサンゴ化石の産出が望めない非サンゴ礁地域への適用例が少ないのが現状である。今回、筆者らは千葉県木更津市桜井 ($35^{\circ}21'25''\text{N} \cdot 139^{\circ}55'17''\text{E}$)の桜井貝層および神奈川県横須賀市馬堀 ($35^{\circ}15'22''\text{N} \cdot 139^{\circ}43'13''\text{E}$)の大津貝層から、保存状態の良い非礁性単体サンゴ化石を採集し、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値を求めた。

ウランおよびトリウムに関する同位体分析に使用したのは、桜井貝層からの Heterocyathus japonicus (VERRILL) と大津貝層中の Notocyathus (Paradeltoocyathus) orientalis (DUNCUN) の2種のサンゴ試料で、両試料とも完全にアラレ石のみからなり、鉱物組成と結晶変質を被っていないと判断されたものである。結果は、桜井貝層----- $120,000 \pm 4,000$ 年、大津貝層----- $100,000 \pm 3,000$ 年であった。これらの年代値は、(1)ウラン量および $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比(放射能比)と(2)トリウム量および $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 比から、充分信頼できるものといえる。すなわち、両層の堆積時期は明らかに異なり、桜井貝層は最終間氷期に、そして大津貝層はそれに引き続く一亜間氷期に形成されたと結論できる。したがって、桜井貝層は、本研究同様 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法によって形成年代が明らかにされた能登半島の平床および宇治貝層 (Omura, 1980) に対比される。サンゴ礁地域の第四紀に関する研究で、最終間氷期以降、比較的高海水準期(亜間氷期)がおおよそ2万年を周期に存在したことが明白にされてきた(例えば, Bloom et al., 1974)。その一つに、 $105,000 \pm 5,000$ 年前のものも知られている (Harmon et al., 1979, など)。大津貝層は、まさしくこの時期に形成されたといえよう。

上記の値は、日本の第四系にとって模式地ともいえる南関東地方の更新統から得られた初めての $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値である。また、以前テフラのフィッシュン・トラック法で推定された上部更新統の堆積年代値の信頼性を検討する意味からも、長い間待たれてきたものである(町田・鈴木, 1971)。そこで、次に、今回得られた $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ サンゴ年代値とテフラのフィッシュン・トラック年代値を比較してみる。さうい、今回使用された両試料の採集地点ともに、テフラの存在が認められ、図1のようにそれぞれがすでに同定されている。とくに図

中のA地点においては、3枚のテフラが確認され、中位のものがKlp-5あるいは-6のいずれであるかが未確定とはいえ、サンゴ試料採集層準は、TAu-12とKlp-13テフラの間にある。このことから、鈴木(1976)によってまとめられた各テフラのフィッシュン・トラック年代値から、サンゴの示す $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値をあらかじめ予想することができた。今回求められた年代値($120,000 \pm 4,000$ 年)は、そうした期待値とほぼ一致したといえる。逆にいえば、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ サンゴ年代値から、フィッシュン・トラック年代値の信頼性が実証されたことになる。

大津貝層から年代測定用サンゴ試料を採集した層準は図1Bに示した通りである。すなわち、TAu-12と同一とされた多量の中礫大軽石を含む火山灰と、中～粗粒砂との混合部の上位で、岩相的には下位から漸移的に火山灰の含有量が減少し、砂粒が多くなる部分である。したがって、この部分は、TAu-12のフィッシュン・トラック年代値から考えて、140,000～150,000年前の堆積物であると予想される。しかしながら、予想値と実際のサンゴ年代値($100,000 \pm 3,000$ 年)の差は、あまりにも大きい。上述のように、ここで得られた $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値が充分信頼できることから、この不一致は、TAu-12のフィッシュン・トラック年代値から大津貝層の堆積時代を推定するところに原因があるように思える。本研究で得られた大津貝層の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値が、

図1BにおけるTAu-12(少なくともその上部あるいはサンゴ試料採集部に混在する火山灰)の再堆積を示唆しているように思えてならない。

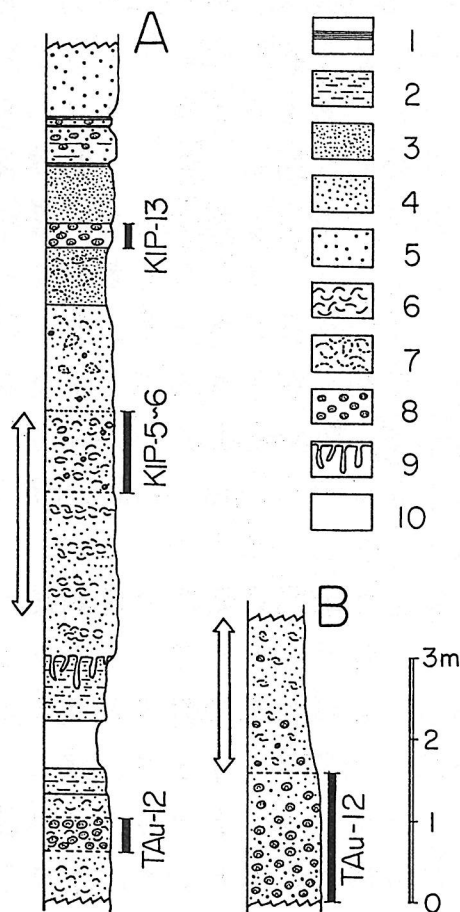


図1. 年代測定試料採集地点の地質柱状図

(A, 千葉県木更津市桜井; B, 神奈川県横須賀市馬堀における露頭: 試料採集層準を矢印で、確認されたテフラの位置を黒棒で示す: 1, 細粒凝灰岩ないし泥岩; 2, 砂質シルト岩; 3, 細粒砂岩; 4, 細粒～中粒砂岩; 5, 中粒～粗粒砂岩; 6, 軟体動物殻; 7, 軟体動物印象化石; 8, 軽石; 9, サンドパイプ; 10, 露出欠如部)

19 利根川下流域の笠森層相当層について

西嶋輝之（農林水産省関東農政局）・物倉克幹（国土庁土地局）・楠井久・楠田隆（千葉県公害研究所地盤沈下研究室）・今泉真之（農林水産省関東農政局）・栗原権四郎・福井謙三（基礎地盤コンサルタント）

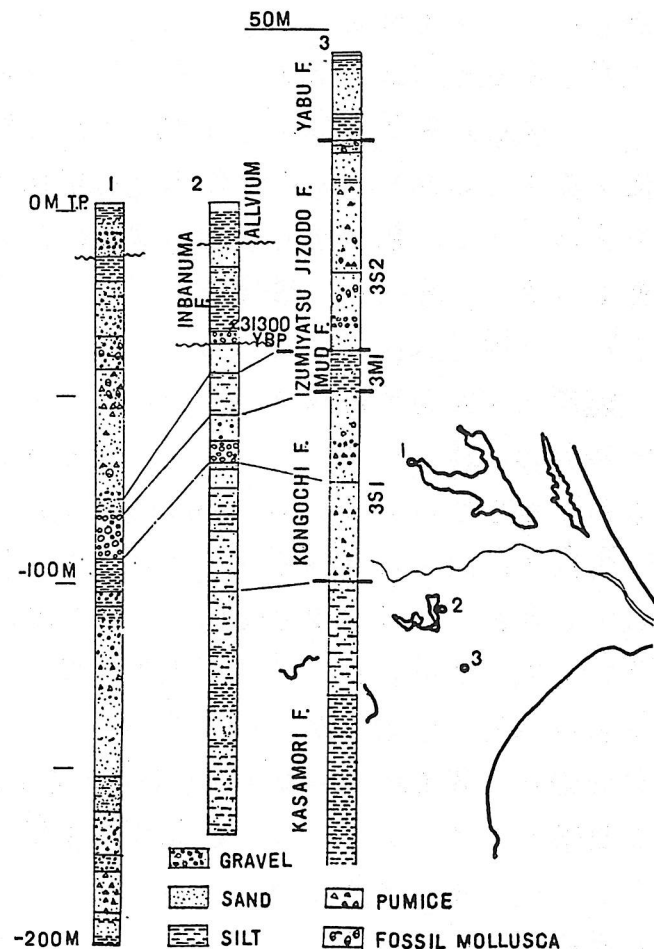
利根川下流域における笠森層については、不明な点が多い。最近、下図に示したような、3地点（1：茨城県土浦市大岩田、2：千葉県成田市北須賀、3：千葉県八街市）についての層序試錐が行なわれた。このような資料を中心に、利根川下流域における地下地質検討を行なうと、次のような点が明らかになってきた。

①：房総半島中央部に発達する泉谷泥層（東京湾東岸の地下に分布する3M₁層）が、八街から成田そして土浦にまで分布すると思われる。同時に、東京湾東岸に認められる。3M₁層直下に礫層（3S₁層上部に発達する）も、成田から、土浦にかけて分布していると思われる。

②：地藏堂層相当層も、八街、成田そして土浦にかけて分布しているのが認められる。

③：笠森層・上位の金剛地層は、利根川の北側に行くにつれて、粗粒堆物が多くなると同時に、浅海化の傾向を示す。

なお、ここで発表するのは、最近、得られた資料の一部である。今後、資料が蓄積され次第、その詳細を発表して行く予定である。



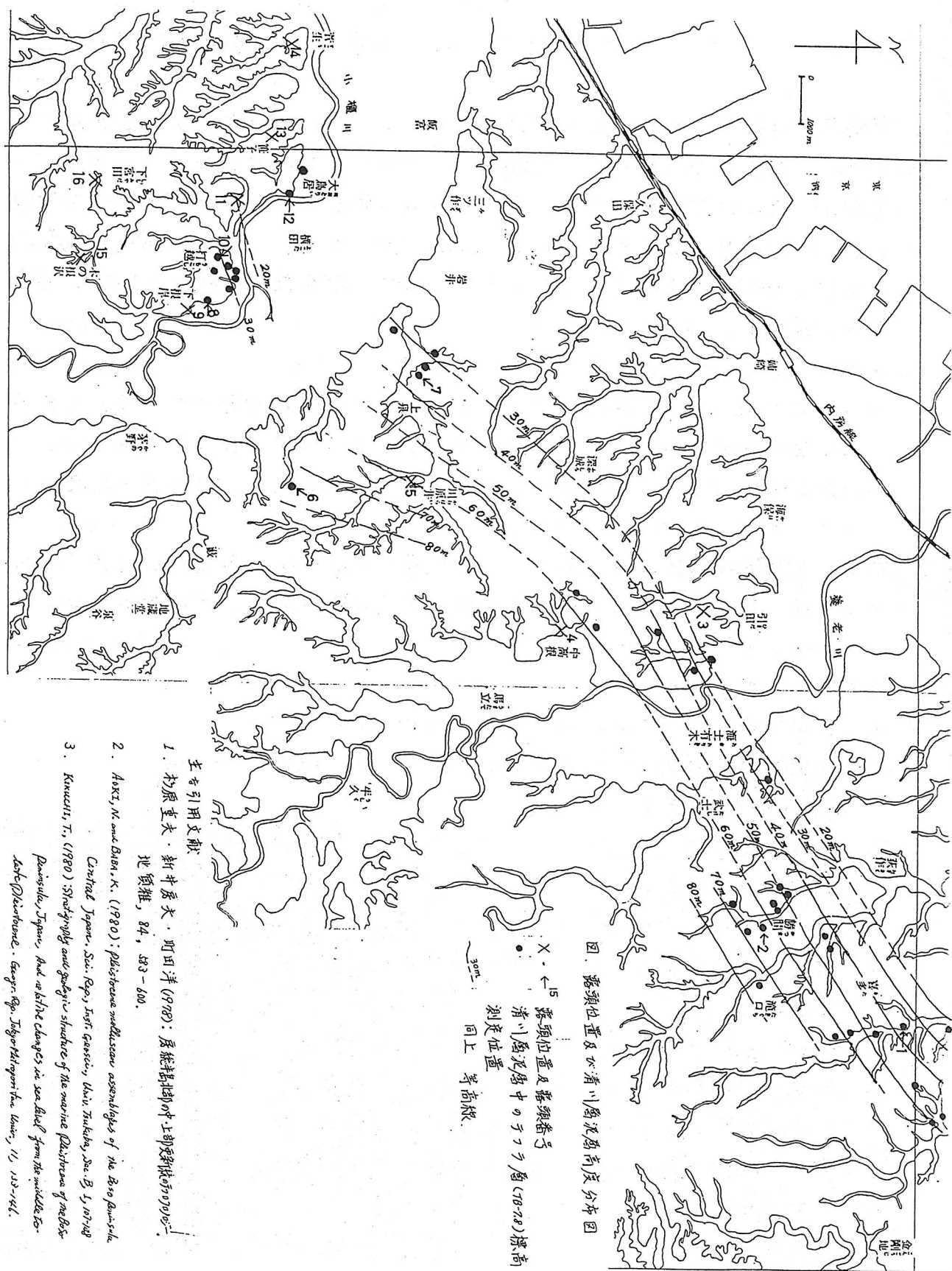
遠藤秀典・徳橋秀一（地質調査所）

1) 上泉層の分布. 上泉層の小櫃川以南あるいは養老川以東地域の分布. 対比については異なる見解が公表されている。上泉層は模式地に近い川原井^{文献1, 2等}(loc.5)付近では、下位の敷層^{文献1}(Ki-I, II, III)と整合的であり基底部の泥層と及び砂層からなる。砂層の下部にテフラ層(Ki-I, II, III)が挟まれる。木の根沢^{文献1}(loc.15)付近には、このKi-I, II, IIIが連続して分布すると共に、その直下の泥層中に厚さ約15cmの粗粒の浮石層が挟まれる。中高根^{文献1}(loc.4)付近及び喜多^{文献1}(loc.1)の泥層中に挟まれる浮石層は、この上泉層基底部の泥層の浮石層に対比される。上泉層は姉崎地域に広く分布する。

2) 清川層の分布. 清川層の基底の分布形状については、上記1)の層準の対比の問題もからみ複雑な谷地形状の分布を伴うとする見解がある。清川層には、模式地周辺の犬島居^{文献1}(loc.12)付近で、基底部の泥層中に特徴的なテフラ層がはさまれている。このテフラ層を挟む泥層^{文献1, 2等}(Ki-I, II, III)の分布高度を図に示した。この泥層は、朽越^{文献1}(loc.10)から上泉^{文献1}(loc.7)付近にかけて、上泉層のヒスホルムシの生痕を含む砂層上に整合的に重なる。他の地域に於いても、陳場台^{文献1}(loc.6)付近等でこの泥層の直下に厚さ2~4m程度の斜交層理の砂層を伴う場合があるが、下位を著るしく削りこんだ埋谷性の層相は見られない。清川層の基底部は、初生的には、ほぼ平坦な面として形成されたと考えられる。走向方向あるいは傾斜角度の著しい変化は、堆積後の構造的な変位によると考えられる。

3) 小櫃川以南の埋谷性層相堆積物について. 小櫃川の南側の台地域には、礫層及び泥質堆積物が広く分布し、従来清川層に対比されて来た。しかしこの両層相の接する所で（例: loc.8とloc.9）その層相が急激に著しく異なると共に、基底高度も異なっている。（台地側の泥質堆積物の基底高度が低い）さらに下宮田^{文献1, 2, 3等}(loc.16)の一連の泥質堆積物中に挟まれる浮石の1つは木下層相当層の埋谷性堆積物中の浮石^{文献1}(74a-12)に対比される。この泥質堆積物は、木下層相当層に対比されると考えられる。

4) Yk 層準について. 犬島居周辺^{文献1}(loc.11, 12)及び引田^{文献1}(loc.3)付近では清川層のヒスホルムシの生痕を含む砂層上に、汽水-淡水成の泥層があり、さらに生痕を含む海成の泥質砂層が重なる。（この層準を暫定的にYk層準と呼ぶ）この層準を木下相当層とする見解と、それより下位に対比する見解がある。この基底の泥層には連続性の良い2枚のテフラ層(YkP)が挟まれる。このテフラ層の分布と管生^{文献1}(loc.1)に於ける層位関係から、この層準は、木下相当層より下位の層準である可能性が強い。この層準は印旛沼周辺の上岩橋貝化石床層準より上位にあると考えられる。



石井 清・佐藤 弘幸(千葉大・理)

千葉県北東部には広く上部更新統が分布している。これらの層序を確立することは、“古東京湾”の時代的変遷を明らかにする上で意義深い。

著者は、先の地質学会鹿児島大会において、東金市周辺の地質について報告したが、その層序を確立するには至らなかった。そこで、この地域の再調査を行なうとともに、調査範囲をさらに北東に広げ、地質構造を明らかにし、層序の確立を試みた。

この地域で従来から問題とされてきたのは、

- (a). 菊地(1962), (1963), 杉原(1979)が、その層準こそ異なるものの、多古町を中心とする地域に、“谷状構造, 谷地形”が存在するとしていること。
- (b). 三土(1934-37)が、“笠森層”とした、八日市場市北部の砂質泥~泥質砂について。
- (c). 多古町梁井付近に分布する“多古貝層”の層準を、菊地(1962)は木下層に馬場・青木(1975)は地蔵堂層に、杉原(1979)は清り層に、それぞれ対比していること。

のおもな点である。

Fig. 1 は、Fig. 3 の南部における模式柱状図である。

- (1). 斜交葉理の発達した砂鉄に富む中~粗粒砂。腹部小村(1959)の成東層にあたる。
- (2). 垂炭を挟む泥、Fig. 3 に示したものはこの泥層の等高線図である。
- (3). 淘汰のよい平行~低角の葉理をもつ。“多古貝層”は、この層準にあたり、この地域でも貝化石を産する。
- (4). wave ripple をもつる~4枚の泥層と細~中粒砂。
- (5). 上才細粒化サイクルをもつ、ripple葉理, 低角~高角斜交葉理, フサビ状斜交葉理の発達した中~粗粒砂。大型の巣穴, ヒメスナホリムシ型の生痕化石もみられる。
- (6). 淘汰の悪い泥質砂, 水平方向で2~3mの泥に変化する。

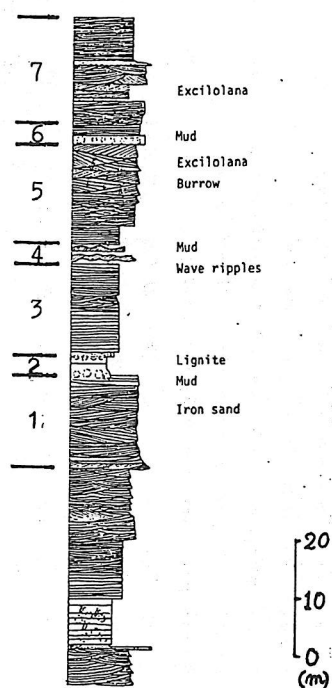


FIG. 1

(7) ripple葉理，ワサビ状斜交葉理の発達した中～粗粒砂，ヒメスナホリムシの生痕化石もみられる。全体に軽石質である。

以上のような、一連の岩相変化は、氷河性海面変動に支配された“下総層群”の岩相変化とよく一致する。

Fig. 2, Fig. 3は、(2)の垂炭を挟む泥層の等高線図(Fig. 2は、成田層基底面等高線図)である。杉原(1979)は、木戸台(Fig. 2のX印, 22)において、この泥層中下部に指標テフラTB-1の存在を認め、その対比によつて、この地域に谷地形の存在を示した。しかし、演者らの調査によれば、木戸台にみられるこの泥層の分布は、Fig. 3に示すように、ほぼ南西-北東の走向をもち、北西にゆるく傾斜する単斜構造をもっており、10mを示す線より北西側では、地表面下に没し、露頭においては観察できない。杉原(1979)が、Fig. 2の尾根部で対比している泥層は、演者らの(4)、(6)にあたる泥層と思われるが、これは、明らかに(2)の泥層より上位にあたり、北部の25、30mで対比している泥層、礫層も、(2)の泥層より上位にある。以上のように(2)に対する演者らの見解は、多古町を中心とする地域には、杉原(1979)、菊地(1962)(1963)の谷地形は存在しないということになる。しかし、Fig. 3の南乗方の八日市場市付近には、埋谷性の堆積物の存在が認められる。これにより、層準は、(2)の泥層より下位ではあるが、“谷地形”の存在が予想される。

この他に、(b)、(c)の問題点、そして全体の地質構造についても検討を加えてみる。

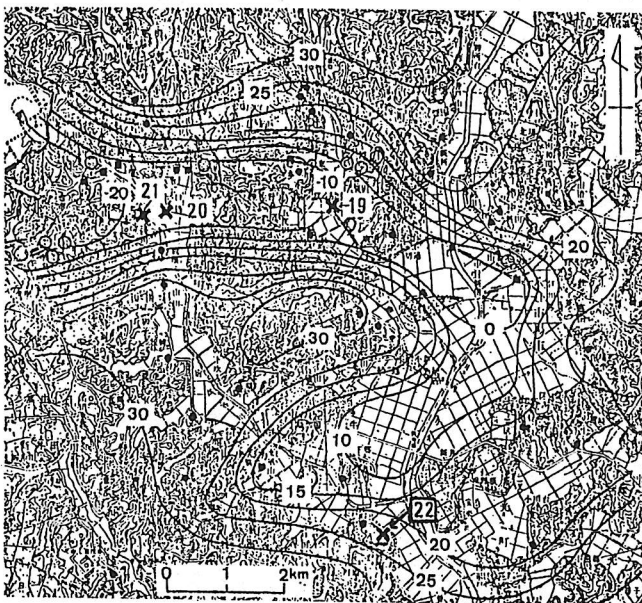


FIG. 2 杉原(1979)

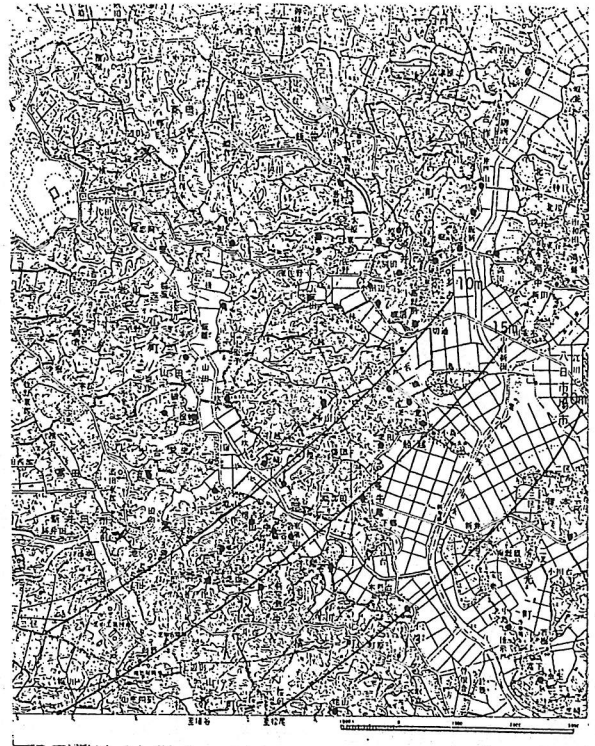


FIG. 3

竹本弘幸(駒沢大・院)

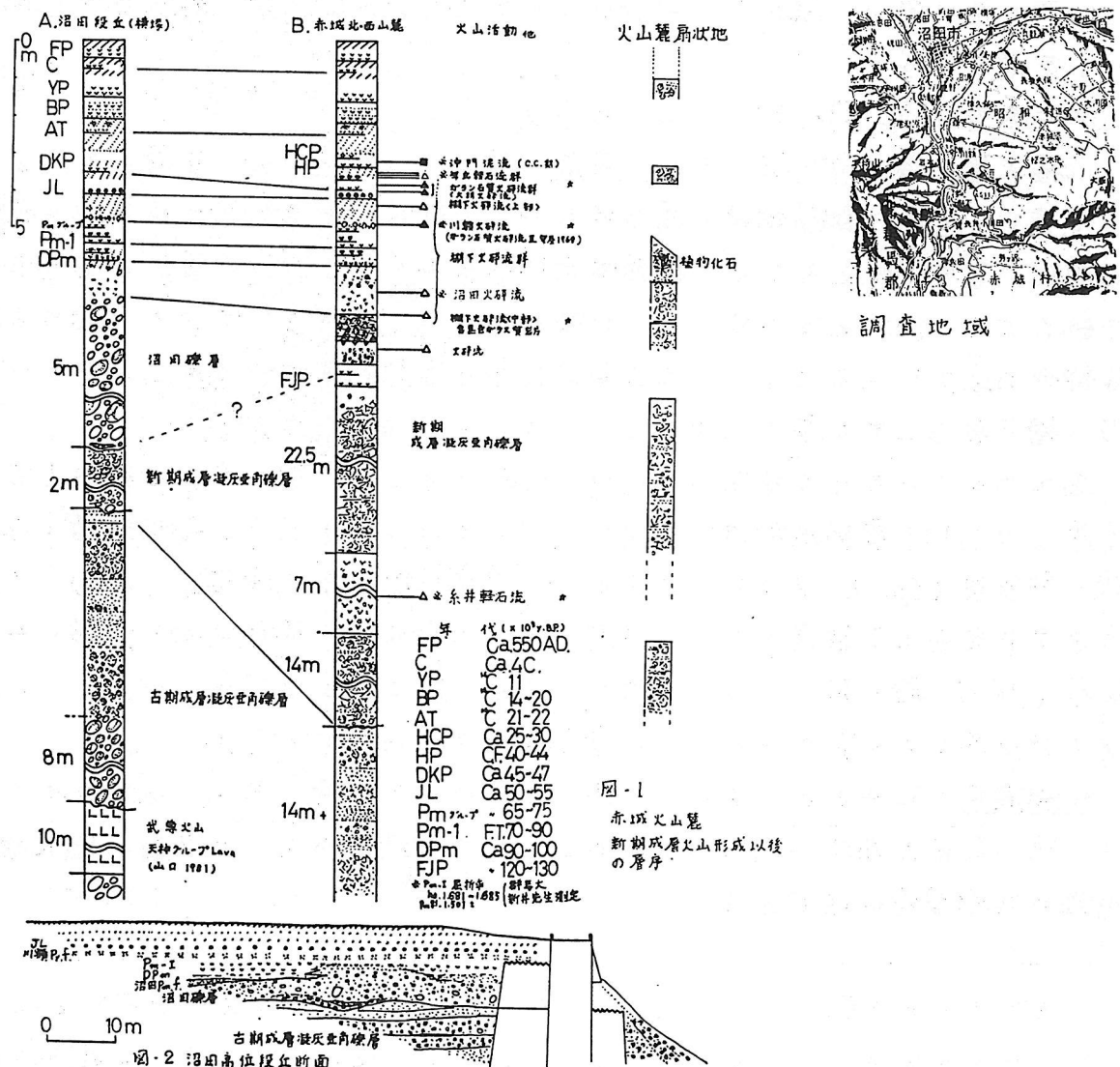
利根川水系片品川流域には、日本でも有数の河岸段丘が発達している。これらについては、西村(1940)の記載にはじまり、町田(1949)・新井(1962)(1964)・久保(1968)・守屋(1968)等の研究があり、沼田高位段丘の性格や形成年代についての見解は、大別して3つある。新井(1964)は、段丘上のテフラ層と礫層下の湖成層の花粉分析等から南関東の下末吉面相当であると考え、沼田台地を沼田湖成層の堆積面に近い関係にあると考え、久保(1968)は、湖成層と礫層の堆積構造の研究から沼田礫層は、湖の消滅直後、青木・砂川の谷から供給された砂礫により急速に形成されたと考えた。また、守屋(1968)は、赤城火山の形成史の立場から、湖成層中の礫が古期成層火山形成に由来する礫が主体とすること、沼田礫層の主体が新期成層火山形成期の噴出物に由来する礫からなり下部に存在しないことから、礫層中に不整合があり、沼田段丘は侵蝕面であると考えた。これらの点について、赤城火山の活動史を含めたテフラ層序や堆積物を再検討した結果、若干の知見を得たので報告する。

(テフラ層序と火山麓扇状地) 調査地域には、浅間・榛名等の西方諸火山に由来するテフラが約10m堆積している。これは、新井(1962)の上部・中部・下部ローム層に相当する。各ローム層中には多数の示標層が挟在しており、下部ローム層中には黒雲母を少量に含む層準が少なくとも3~4枚認められる。これらのうち下位の2層準は、岩相上明瞭な特徴を示している。すなわち、下位のものは、灰褐色砂質結晶質火山灰で層位・岩相・鉱物組成等から大町D_{pm}に、上位のものは、径1~3mmのガラスセシイ状発泡した黄色軽石層で層位・岩相・鉱物組成・屈折率等からP_m-Iにそれぞれ対比されると考えられる。これらテフラ層序を用いて、守屋(1968)による赤城新期成層火山形成期の層位関係を検討すると、図-1Bのようになり一部では火砕流の層序は逆転する。また、赤城火山の裾野を構成している新期火山麓扇状地は、各火砕流の流下以後発達するが、北西麓では、富士見降下軽石(FJP)以前にはその主体は完成しており、その上にP_m-I降下前後のものが薄く被い、それ以後のものは、これを開析した谷中に主に分布する。

(段丘堆積物と火山麓扇状地の関係) 沼田高位段丘は、赤城古期成層火山形成期の成層凝灰亜角礫層を基盤に、新期成層凝灰亜角礫層を2m挟在する約7mの礫層によって構成されている。礫は、新期成層火山形成期の噴出に由来する

安山岩が90%以上を占めており、一部風化殻を形成している。また、礫層直上には沼田火砕流を、風成テフラ層中には川頼火砕流をそれぞれ挟在している。これに対し、赤城北・西山麓では、厚い火山麓扇状地堆積物と少なくとも10枚以上におよぶ火砕流と互層しているのが認められ、これらと段丘との層位関係は図-1 のようになる。すなわち沼田高位段丘は、少なくとも糸井軽石流流下以後形成されたもので、層相等から赤城火山の新期火山麓扇状地的性格を持った段丘と考えられる。

(沼田高位段丘の形成年代) 沼田高位段丘の段丘化の時期は、沼田火砕流流下以後Pm-I降下直後まで若干の幅を持っており、動的平衡状態が続いていたことが認められる。これは、段丘が一部火山麓扇状地の性格を持つこと、沼田火砕流以後の火山活動と火山麓扇状地の形成に示されるように、沼田盆地が埋積されるような作用が継続したことなどの複合的原因に起因するものと考えられる。



風岡 修・立石 雅昭・小林 巖雄(新潟大、理)

新潟県中央部に広く分布する鮮新世～更新世に堆積した魚沼層群は、最大層厚3000mにも達する厚い地層であるにもかかわらず、ほとんど堆積学的な検討は行われてこなかった。また層序区分については、構造運動の立場からの区分が行われているが、構造運動を反映する岩相の変化との対応が明らかにされていない。このようなことから、堆積学的な観点から魚沼層群の層序区分を小千谷付近において再検討してみた。

層序区分：調査地域の魚沼層群は以下で述べる岩相の特徴、堆積サイクルの検討から、下位より時水層・法末層・檜沢層に分けられる(図)。

i) 時水層は厚い、塊状または弱いラミナの入った砂、厚い塊状の泥、砂、シルト互層から成る。

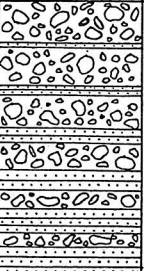
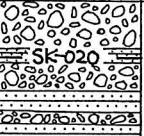
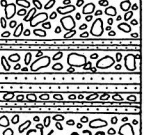
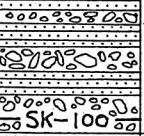
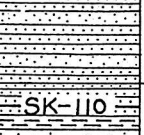
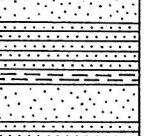
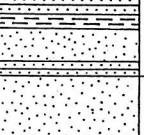
ii) 法末層は礫、砂<砂、シルト互層から成る。

iii) 檜沢層は礫、砂 $\leq$ 砂、シルト互層～礫、砂>砂、シルト互層から成る。

堆積サイクル：調査地域で得られた1/500柱状図をもとに、法末層～檜沢層の層相の累重関係をみると、礫層または砂層から始まり、互層またはシルト層で終る上方に細粒化するサイクルが認められる。これらサイクルの始まる粗粒な部分の厚さに注目すると、法末層は上方に薄層化する2つのユニットから成り、檜沢層は上方に厚層化する4つのユニットから成る。

各ユニットにおける岩相をマルコフ解析をもとに、更に詳しく検討した。法末層より上位の魚沼層群は次の7つの岩相タイプから成る。塊状礫層(G_1)、礫・砂互層(G_2)、クロスラミナに沿って礫が配列する砂礫層(G_3)、クロスラミナの発達した砂層(S_1)、平行ラミナの発達した砂層(S_2)、砂・シルト互層(Al_1)、礫・砂・シルトの細かい互層(Al_2)、シルト層(M)。これらのタイプは各ユニットごとに岩相の累重関係を異にする(図)。

堆積環境：珪藻化石、貝化石、シルト中のイオウ量、岩相、堆積サイクルから、時水層は上浅海～汽水域(河口など)の堆積環境が、法末層～檜沢層は河川性の堆積環境が堆定される。

時代	地層名	模式柱状	層厚 (m)	岩 相	化 石	サイクル の数	サイクル の厚さ (m)	サイクルパターン	堆積環境
新 世	前期	魚 鱒 沢 層	最 上 部 層	 礫・砂 > 砂・シルト 互層。 それに、ピート層をはさむ。 全体に粗大が悪い。 礫層は、上方に厚層化	Epithemia sp.	9以上	5 5 50	Cg1 → Cg3 → S2 → M → Al2 → Al1 → Cg1'	網 状 河 川
			上 部 層	 礫・砂 < 砂・シルト 互層。 ピート層をはさむ。 礫層は、上方に厚層化	Stauroneis sp. Pinnularia sp.	5	5 5 40	Cg1 → Cg2 → S1 → Al1 → Cg1 Cg3 → S2 → Al1 → Cg3	
			中 部 層	 礫・砂 ≡ 砂・シルト 互層 SK-020 礫層は上方に厚層化		4 5 5	6 5 35	Cg3 → S1 → Al1 → Cg3 Cg2 → S1 → S2 → Al1 → Cg2	
			下 部 層	 礫・砂 ≡ 砂・シルト 互層 SK-030 礫層は上方に厚層化		10 5 13	5 5 30	Cg3 → S2 → Al1 → Cg3 Cg2 → S2 → M → Al → Cg2	
		法 末 層	上 部 層	 礫・砂 < 砂・シルト 互層 ピート層をはさむ 礫層は上方に薄層化		3	5 5 35	Cg2 → S2 → Al1 → M → Cg2	河 川
			中 部 層	 礫・砂 < 砂・シルト 互層 ピート層をはさむ 礫層は上方に薄層化 SK-100	Cymbella sp. Pinnularia sp.	3 5 4	10 5 50	Cg2 → S2 → Al1 → Cg2	
			下 部 層	 砂 < 砂・シルト 互層 ピート層をはさむ	Pinnularia sp.				
	鮮 新 世	時 水 層		 塊状砂層、砂勝 互層、泥勝互層。 塊状シルト層が くり返し、重なる。 SK-110	Trace fossil Corbicula japonica. Theora fragilis Navicula cryptocephala				河 口 上 浅 海
		和南津層	 80	塊状砂層					

※ SKは新潟平野団体研究グループ(1970)が芝ノ又川を模式地に広域的な火山灰鍵層を上位からSK010...と命名した。ここでもこれら鍵層名を使用する。

陶野 郁雄 (国立公害研究所)

近年、農業用や消雪用に地下水を利用している地域の地盤沈下が問題となってきた。主として農業用に地下水を利用している例として、図-1の茨城県総和町に設置した観測井の記録を示す。この図によると、稲作の時期の夏から秋にかけての約半年間は地下水位が低下し、冬から春にかけての約半年間は上昇するという地下水位の変動が生じている。しかしながら、長期的に見ると、地下水位はほぼ一定であるといえる。また、地盤沈下は、地下水位の年間の平均がほぼ一定であるにもかかわらず、地下水位の季節的な変動によって、年々進行していることが分かる。

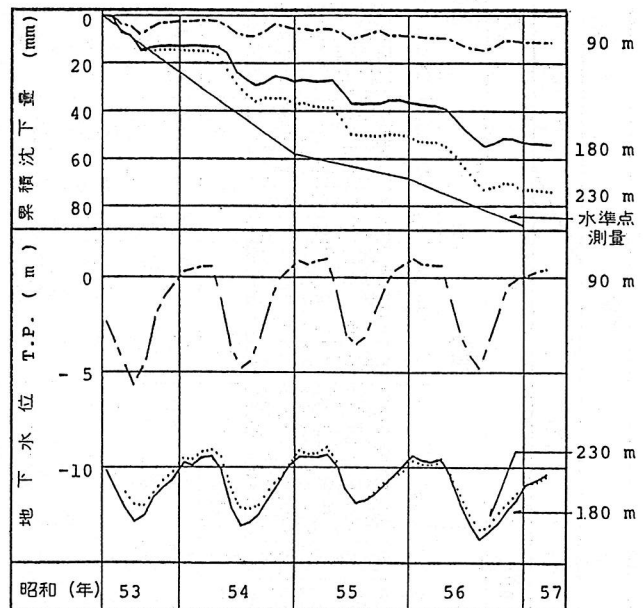


図-1 茨城県総和町における地層別収縮量と地下水位の変動 (S53,5~S57,3) 「茨城県, 1983 より」

また、図-2は主として消雪用に地下水を利用している新潟県六日町に設置した観測井の記録である。この図によると、冬期間に消雪用として地下水を多量に揚水するため、地盤が急激に沈下するが、春から秋にかけて地下水位が回復し、地盤も少し膨張していることが分かる。また、地盤沈下量は地下水位の変動量に比例しているようである。このように、夏期の地下水位が毎年ほぼ一定の値になるにもかかわらず、冬期の地下水利用のため、地盤沈下が進行している。

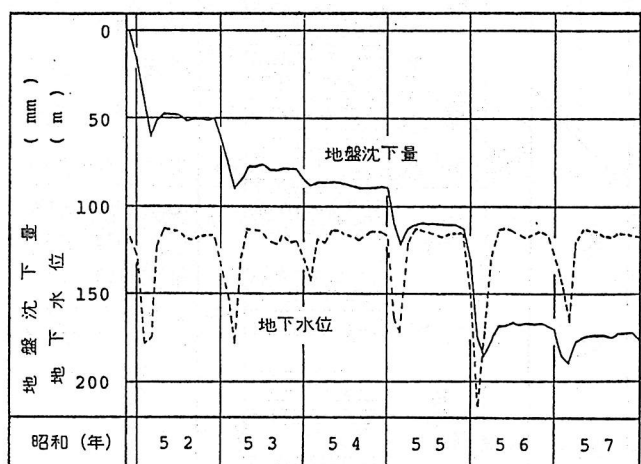


図-2 新潟県六日町における地盤沈下量と地下水位の変動 (S51,12~S57,12) 「新潟県, 1983 より」

このように、地下水位が変動する地域の粘性土層は、地下水位の上下変動に伴って、載荷・除荷の繰返し荷重を受けることになる。しかも、粘性土層の層厚、圧縮係数、繰返し周期によっては、圧縮(膨張)が未完了の状態を除荷く

そこで、粘性土層に繰返し荷重が作用する場合の圧密沈下挙動を解明するため、電子計算機制御方式によつて、応力増分比と載荷・除荷時間を任意に設定できる全自動圧密試験装置を製作し、繰返し圧密試験を行つた。

給水路

排水路

コンプレッサー

圧力計

変位計

供試体

試験条件等入力

データ集録装置

デジタルカウンター

試験制御装置

基準時刻発生器

電磁弁

バッファタンク

圧力計

調圧弁

電磁弁コントローラー

ベントナイト：カオリン：水 = 1
: 1 : 1.2 の重量比で混合した粘土
を 0.2 kgf/cm^2 で予備圧密したもの
を試験試料とした。試験は $0.4, 0.8,$
 $1.6 (\text{kgf/cm}^2)$ の圧密段階で各 1 日圧密
させ、その後繰返し圧密試験を行なった。

Figure 1 is a line graph showing the relationship between settlement (mm) and time (hours) for three different consolidation rates ($U=20\%$, $U=60\%$, $U=90\%$) under two different pressures (3.2 kgf/cm^2 and 2.8 kgf/cm^2).

The Y-axis represents settlement (mm), ranging from 0 to 1.5. The X-axis represents time (hours), ranging from 0 to 24.

The legend indicates the following conditions:

- $3.2-2.8 \text{ (kgf/cm}^2\text{)}$
- $U=20\% \text{ (}\Delta T=13\text{min)}$
- $U=60\% \text{ (}\Delta T=117\text{min)}$
- $U=90\% \text{ (}\Delta T=346\text{min)}$
- $3.2 \text{ (kgf/cm}^2\text{)}$
- $2.8 \text{ (kgf/cm}^2\text{)}$

The graph shows that settlement increases over time and is higher for higher consolidation rates and higher pressures. The curves for $U=20\%$ and $U=60\%$ show a sharp initial increase in settlement, while the curve for $U=90\%$ shows a more gradual increase. The curves for 3.2 kgf/cm^2 are generally higher than those for 2.8 kgf/cm^2 .

また、図中の一点鎖線は平均圧密応力である σ_p (kgf/cm^2)、破線は最大圧密応力である σ_c (kgf/cm^2)の圧密試験結果

今後、このような地域において乱さない土試料を採取し、その繰返し圧密性状を把握し、地盤沈下現象をより一層明らかにする所存である。

楠田 隆^{*}・小林節子（千葉県水質保全研）

1 はじめに 千葉県の北西部に位置する手賀沼は、流域の都市化・宅地開発による人口増と社会基盤整備の遅れ、水田面積の減少等により、CODで全国一の汚濁度を示している。演者らは、生活系排水流入量の多い手賀沼の汚濁機構を明らかにし水質汚濁対策に資することを目的として、1980年以来調査を行っている。底泥からの溶出機構と人為活動による汚染を受けていない深層試料の化学的性状とを明らかにするため、1982年11月ボーリングを実施したので、今回、それと関連する間隙水の水質分析と柱状試料の記載を行う。たので報告する。

2 柱状試料の記載 ボーリング実施地点は図-1に示した。調査地点の水深は約1.0mである。湖底面下4.25ないし4.30m~4.9mまでは沖積層基盤と考えられる淡緑褐~淡灰色細粒火山灰である。3.55m~基盤までは黒色シルト質砂で平行葉理が発達し、下部には泥管がみられる。0.15~3.55mまでは暗灰~暗褐色の砂質粘土ないし砂質シルトが堆積している。この柱状試料中の貝化石の殻は、すべて溶脱され残されていないが、印象は残されているのでそれから判断すると、下位の3.55~2.40m付近までは海棲の二枚貝が、それより上位は汽水棲のしじみ等の貝殻の印象が確認される。0.0~0.15mまでは黒色の中粒砂が堆積している（図-2）。

3 間隙水の水質 図-2に陽イオン濃度と陰イオン濃度の垂直変化を示した。 Ca^{++} は10~55mg/lの値を示し、上層で高く下層では20mg/l前後を示している。 Mg^{++} は10~35mg/lの値を示し、湖底面下1m付近で高く下層では低くCaと同程度の濃度を示している。 Na^+ も10~50mg/lの値を示し、上層で高く下層で低くなっている。2.4mより下層では3成分ともバラつきは小さくほぼ一定した値をとっているが、上層の値は下層に比べ高くバラつきが大きくなっている。 Cl^- は下層の砂で15mg/l程度で低く上層では90mg/lを示している。1.55, 1.95, 2.55, 4.35m付近で高濃度となっている。 SO_4^{--} は表層直下と1.17mで高いが下層では、ほぼ一定した値（15mg/l前後）をとっている。 $\text{PO}_4\text{-P}$ は、1m以深でやや高く（0.20mg/l）1m以浅では低い。

地下水は、間隙水圧の高い方から低い方へ流動し、その水質は通過する地層の化学的性質等により変化するので、分析結果が堆積当時の水質を表わしてい

※現在 千葉県公害研究所地盤沈下研究室

を反映しているものと思
われる。

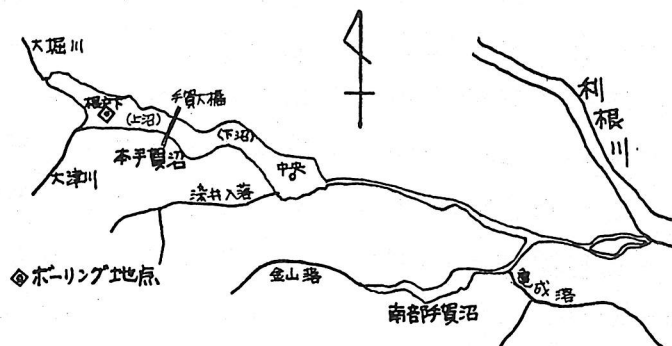


Fig. 1 調査地点図

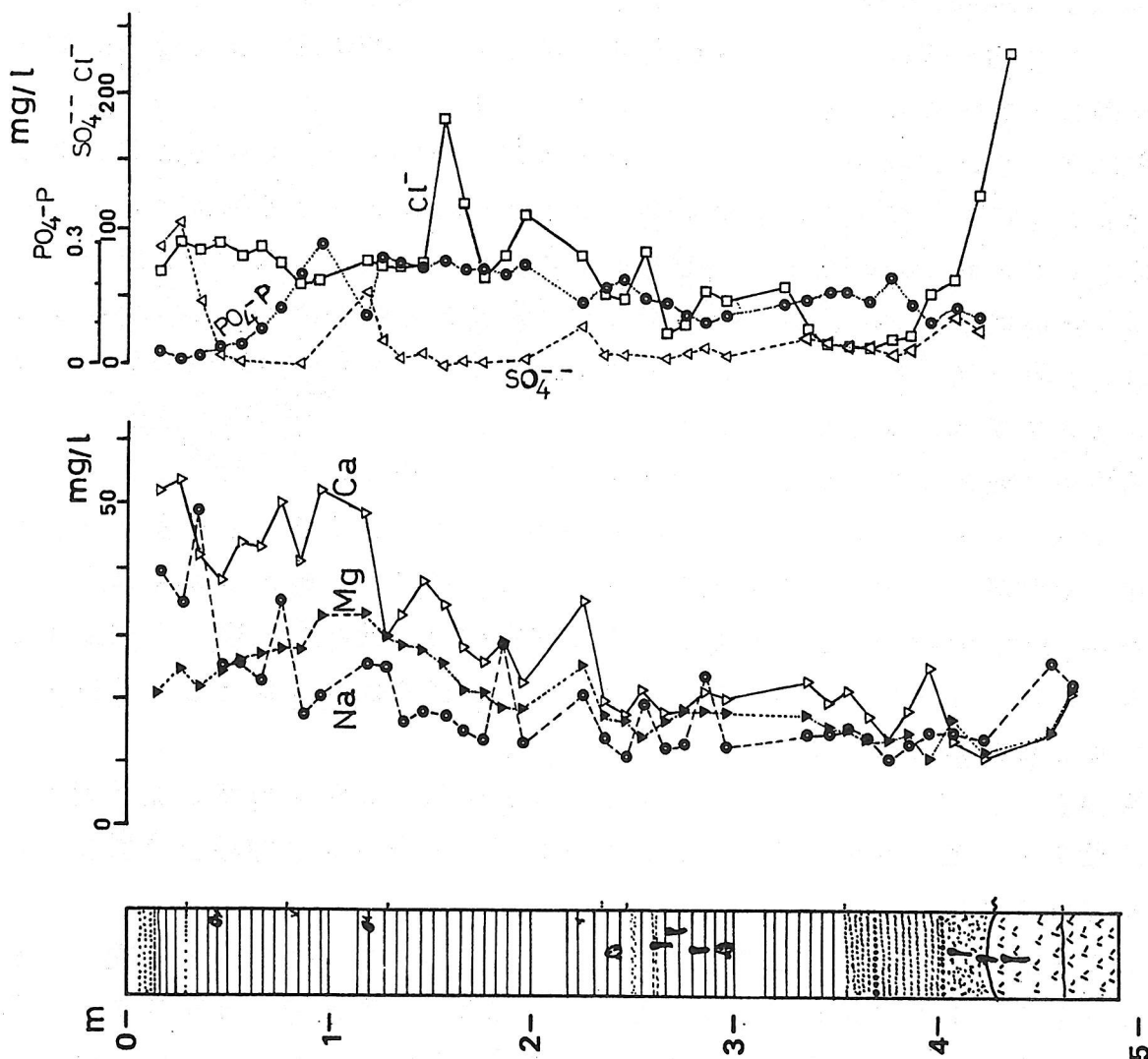


Fig. 2 模式柱状図と陽・陰イオン濃度の垂直変化

南木睦彦(大阪市立大・生物・院)

[はじめに] 異型胞子性のシダ類は大胞子と小胞子という2種類の胞子をつける。小胞子は花粉分析の手法で扱われている。一方、大胞子の大きさは、 $150 \sim 1000 \mu$ で、 $300 \sim 800 \mu$ 前後のものが多く、花粉分析には大きすぎ、大型植物遺体としては小さすぎるため、見すごされる事が多かった。最近、那須らは、花粉分析用試料の残滓中などから以下のような大胞子を報告している。

Salvinia natans (Linn.) All. (サンショウモ); T. Nasu & K. Seto, 1976.

Isoetes sp. (ミズニラ属); 野尻湖花粉グループ・野尻湖植物グループ, 1980.

Isoetes asiatica (Makino) Makino (ヒメミズニラ); 那須考悌ほか, 1982.

Selaginella selaginoides (Linn.) Link. (コケスギラン); 那須考悌, 1983.

私は、大型植物遺体の分析法を改良する事により、数地点より大量の大胞子遺体を得たので報告し、その意義について述べる。

[方法] 中 $0.25mm$ のふるいにより水洗篩別し残滓中から他の小種実と共に選り出した。従来、大型植物遺体の分析には中 $0.5mm$ またはそれ以上のふるいが使用されてきた。単にふるいの目を小さくしただけのことだが、大胞子や *Characeae* の卵胞子、*Juncus* 等の小種実などをとらえられるようになった。またこれは、花粉分析(微小遺体分析)と併用すれば、大きさだけについていえば、全ての植物性遺物を対象とする分析法になりうる。

[結果] 現在までのところ、次のようなものが得られた。

Isoetes japonica A. Br. (ミズニラ), *Salvinia natans* (Linn.) All. (サンショウモ); 千葉県、完新統、3地点(辻・南木・小池; 印刷中/ 辻・南木; 未発表)

Selaginella remotifolia Spring (クラマゴケ); 相模地域、後期更新統、3地点(辻・南木・大沢; 印刷中)。ほかに、各地の中、後期更新統より産出。合計で、12地点、16層準になる。

[議論] 1; ミズニラ, サンショウモは3地点とも稲の出現と共に出現または急増する。他の雑草種実とくみあわせれば、当時の水田環境を考察するのに貴重な資料になる。

2; クラマゴケは現在、本州・四国・九州・琉球、さらに中国・台湾・ジャワ・スマトラにまで分布している。主として暖温帯～亜熱帯に分布するといえる。一方、遺体では *Picea* (トウヒ属) —16層準中9例—、*Chamaecyparis pisifera* (サワラ) —7例—、*Cryptomeria japonica* (スギ) —3例—、などの暖温帯上部～

亜寒帯性の針葉樹と共出することが多く、*Sapium sebiferum* (ナンキンハゼ)、*Paliurus* (ハマナツメ属)、*Quercus* (*Cyclobalanopsis*) (コナラ属アカガシ亜属)などの主として暖温帯以南に生育する樹種と共出する事はなかった。この事は、更新統にしばしばみられる温帯～亜寒帯性針葉樹の優占する植物化石群集の性格を考えるさいに、またクラマゴケ自身の古生態および分布を考える際に、様々な問題を考えさせる。

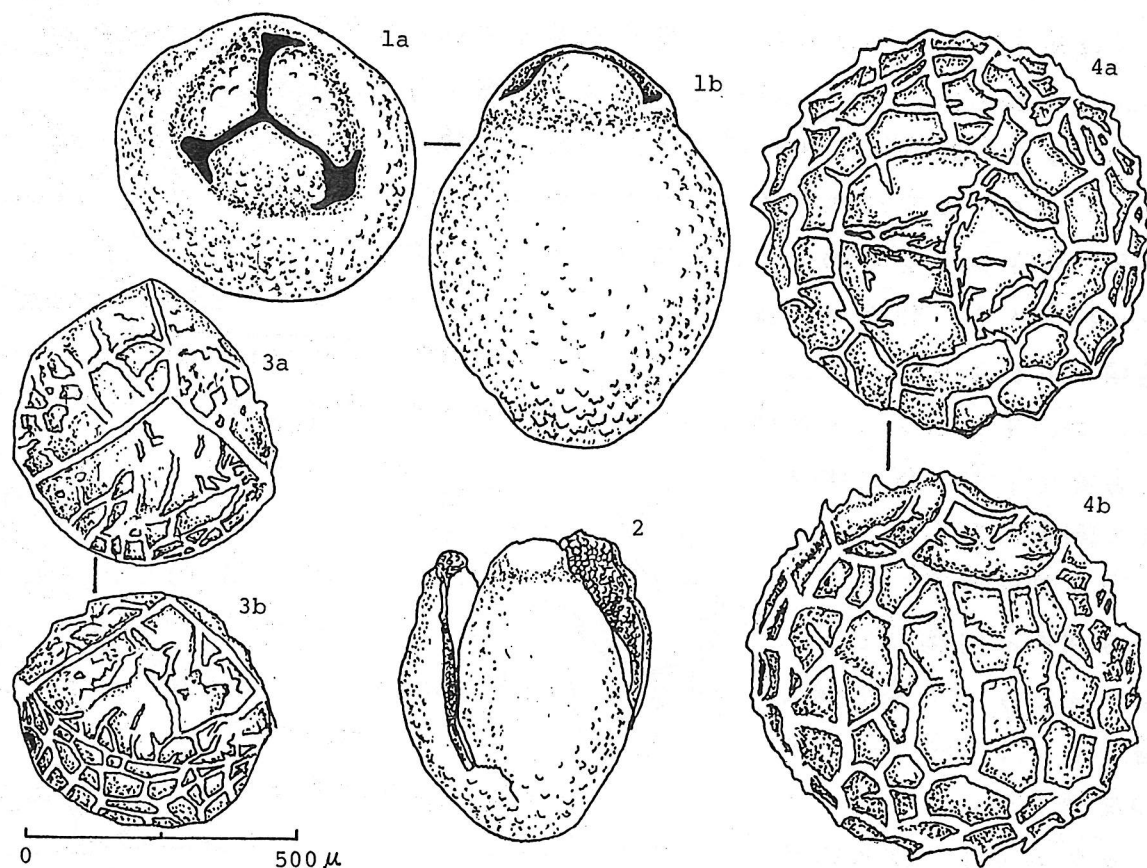


図1；現生および遺体大胞子

- 1 : *Salvinia natans* (Linn.) All., 現生
- 2 : *Salvinia natans* (Linn.) All., 遺体, 千葉県完新統 (辻・南木・小池; 印刷中のSK-37 145~155 cm より産したもの)
- 3 : *Isoetes japonica* A. Br., 遺体, 同上, (同上。の220~230 cm より産したもの)
- 4 : *Selaginella remotifolia* Spring, 遺体, 相模地方後期更新統, (辻・南木・大沢; 印刷中のSK-6 より産したもの)

27 浜名湖表層堆積物の花粉分析

松下まり子 (神戸大・教養・生物)

浜名湖表層堆積物の花粉分析ならびに底質の物理的特性を調べ、水域における花粉・胞子の動態について考察した。

56年6月、エクマン・ギ型採泥器を用いて全域22地点 (Fig. 1) で採取した底泥の表層より3 cm深までの部分を分析に供した。凍結乾燥後、KOH-ZnCl₂ 比重分離-アセトリシス処理により花粉・胞子の全量を抽出し、乾泥1 g当たりの粒数に換算した。粒度組成は500 μ m 標準ふるいを通過した粒子について63 μ m以上の粒子は標準ふるいで、それ以下のものは沈降法により分析した。あわせて、含水率、比重、ILを測定した。

浜名湖は猪鼻、細江、庄内湖等の付属湖をもち、今切口によって遠州灘に通っている。塩分は一部湖奥部を除いて外海とほぼ変わらず、浜名湖全体としてみると一種の内湾とみなすことができる。

水深は本湖南部で1~4 mと浅いが湖央付近で急激に深さを増し、本湖北部で6~12 mの湖盆を形成している。

乾泥1 gから検出された花粉・胞子粒数は本湖南部と都田川河口で少なく20~430粒、一方、本湖北部と猪鼻、細江、庄内湖奥部で多く、中でも本湖北西部と猪鼻湖で10⁵粒以上に達している (Fig. 2)。この分布は堆積物のMd ϕ 、含水率、比重、ILの分布傾向と一致し、それぞれの間に高い相関がみられる (Fig. 3, 4)。即ち、多数の花粉・胞子が検出される堆積物は含水

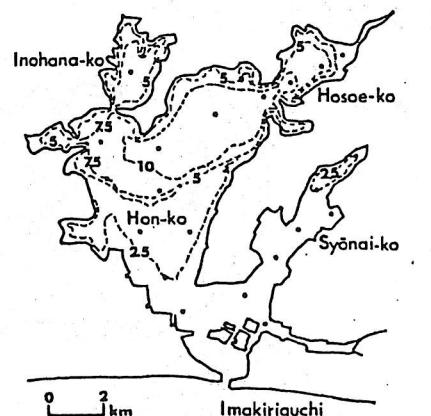


Fig.1 Sampling station and water depth(m).

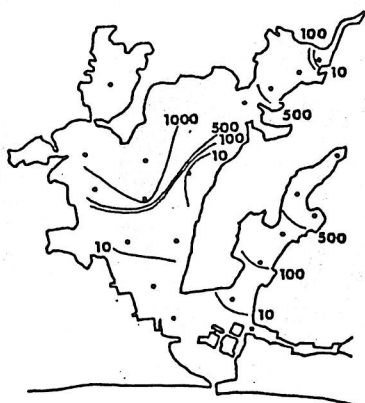


Fig.2 Distribution of total pollen grains and spores($\times 10^2$ /g dry sediment).

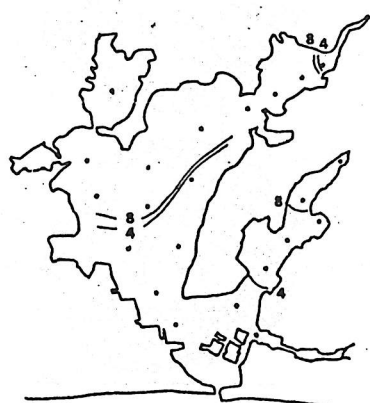


Fig.3 Distribution of median diameter(Md ϕ).

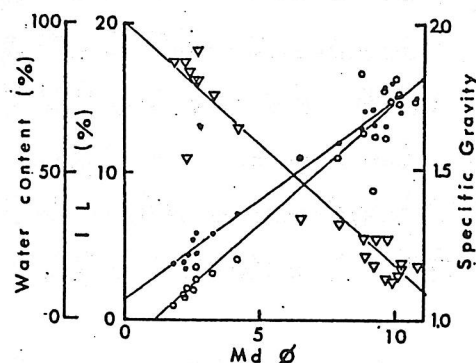


Fig.4 Correlation between Md ϕ value and water content(°), specific gravity(▽) and IL(°).

率が高く比重が小さい、有機物を多く含んだシルト-粘土堆積物である。花粉・胞子粒数とシルト以下粒子での含有比の間の相関係数を Table 1 に示す。

シルト以下の粒子の中でも $\phi 6$ ($16\mu\text{m}$) 以下との相関が悪く ($R = 0.53$)、 $\phi 6$ 以上で相関が良くなる。このことから、花粉・胞子は約 $16\mu\text{m}$ 以下の微細粒子と挙動を共にするといえる。

各地点での木本花粉 (AP)、草本花粉 (HP)、シカ胞子 (FS) の比率を Fig. 5 に示す。草本花粉の比率は付属湖で高率である。これは草本花粉が河川のみを搬入経路とし、河口付近で沈積する率が高いためである。しかし、同様に河川由来のシカ胞子は草本花粉と異なり、庄内湖では低率であった。これは流域による供給量の差によるもので、庄内湖に流入する花川、伊佐地川流域は、水田、畑および市街地になっており、シカ類の生育地が少ないためである。しかしこの

河川流域は森林植生が貧弱であるにもかかわらず、河口域を除いて木本花粉の比率が比較的高率である。これは木本花粉、とくに風媒性のものは豊富な花粉生産量と長い飛散距離をもっており、広く河川流域に落下し湖域に流入するためと推定される。木本花粉は本湖で高率を示した。花粉・胞子の湖域への搬入は湖面積に対する流域面積の比 8.0 からみて河川に依存しているとみて差支えない。木本・草本花粉が共に河川から流入したにもかかわらず、堆積物中では木本花粉が湖央部で草本花粉が河口域で高率となる結果となった。これは水域における花粉個々の特性によると考えられ、その主な原因として、浮遊力がある

Table 1 Correlation coefficients between logarithmic number of total pollen grains & spores and logarithmic percentage of the particles with fixed size (divided by settling velocity of the total particles).

s i l t				c l a y		
4 63	5 32	6 16	7 8	8 4	10 1	11 (ϕ) 0.5 (μm)
0.06	0.75	0.88	0.87	0.93	0.89	0.91
0.53		0.97				
0.94						

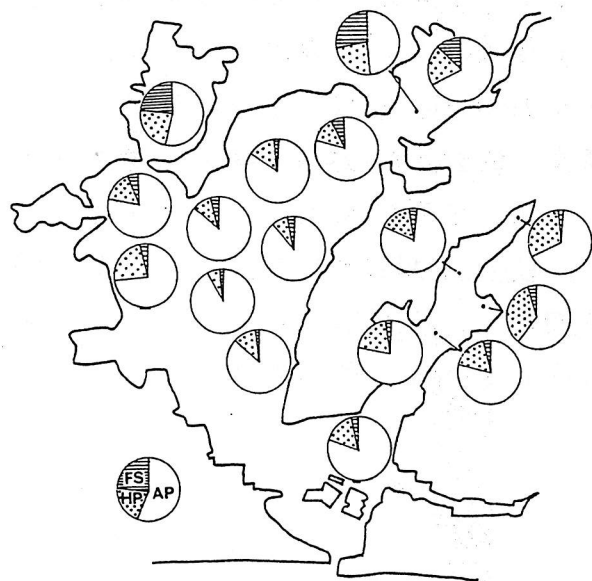


Fig.5 Distribution of percent compositions of AP, HP and FS.

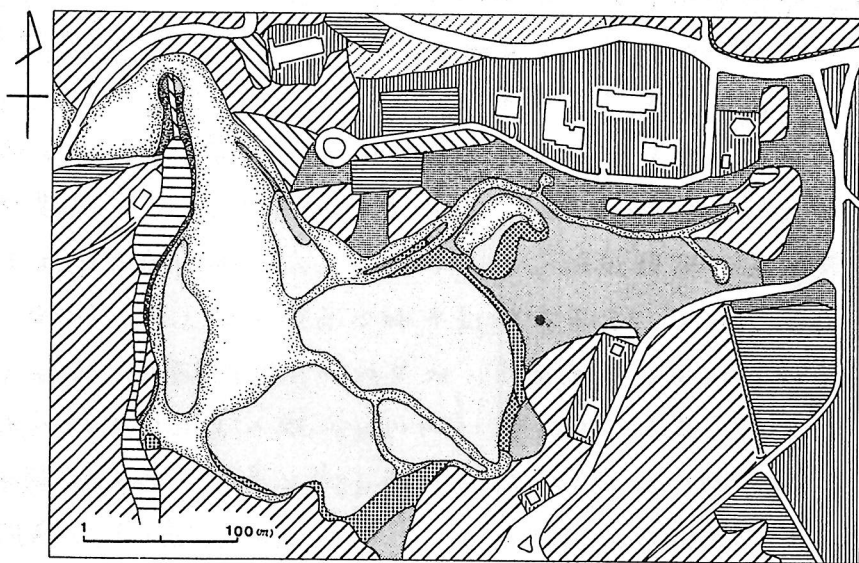
28 静岡県伊東市一碧湖沼池における堆積物の層序と花粉分析

田原 豊（千葉県立幕張西高校）・杉原重夫（明治大・文）・叶内敦子（明治大・院）・中村 純（高知大名誉教授）・大類正久（伊豆シャボテン公園）・横山秀司（明治大・非）・藤森徳雄（中部測地研究所）

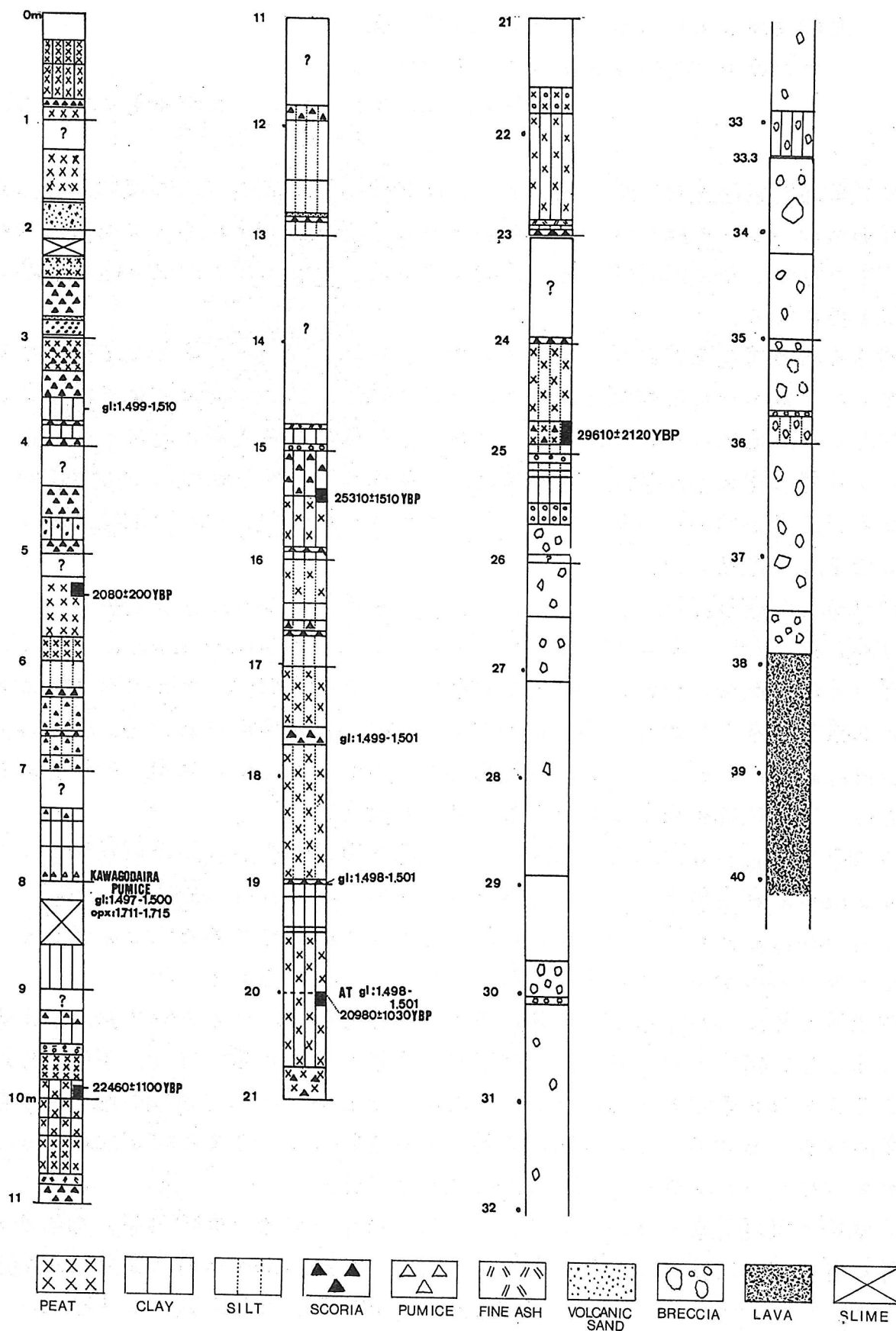
静岡県伊東市の一碧湖沼池（海拔高度 190m）で、ロータリー式ボーリングマシンを使用して深さ約40mまでの連続した試料を採取した。ボーリングの結果、深さ 25.2mまでが湖沼的環境下に堆積した泥炭、腐植質粘土・シルト、火山碎屑物の互層であることから、古環境を明らかにする目的で花粉分析を行った。なお、分析試料の年代は示標テフラ（AT火山灰、カワゴ平軽石層、大室山スコリア層等）と、 ^{14}C 年代測定によって決定した。花粉分析にあたって、深さ30cmから24.9mまでのボーリングコアの中心から120余の試料をとりだした。分析の結果、約20,000~25,000y.B.P.と考えられる時期に、*Cryptomeria*, *Sciadopitys*が連続して高い出現率を示し、次いで *Tsuga*, *Picea* も多く認められた。低率ではあるが、*Buxus* も検出される。一方草本花粉は全般に低率である。したがって、この時期に、一碧湖周辺ではスギ、コウヤマキ、ツガなどが混った温帯針葉樹林が存在していたと考えられる。



第1図 位置図



- | | | | |
|------------|-----------|------------|-----------|
| 1 □ フトイ群落 | 4 ■ オギ群落 | 7 ▨ クサギ群落 | 10 ▨ 竹林 |
| 2 ▨ カササゲ群落 | 5 ▨ ススキ群落 | 8 ▨ スギ・ヒノキ | 11 ▨ シバ庭園 |
| 3 ▨ ヨシ群落 | 6 ▨ 材木群落 | 9 ▨ アカマツ | 12 ▨ その他 |
| 第2図 植生図 | | | 13 ▨ 湖水 |
- はボーリング地点。



第3図 柱状図

29 丹那盆地における完新世後半の環境変遷

——花粉分析結果をもとにして——

橋屋光孝（法政大・院）・東郷正美（法政大）

丹那断層発掘調査研究グループより、丹那盆地（名賀地区）で1982年2～3月に行われたトレンチ調査の際に得られたおおよそ6300年前以降の盆地堆積物の提供をうけた。その試料に対する花粉分析結果を報告し、本地域の環境変遷の特徴を提示する。

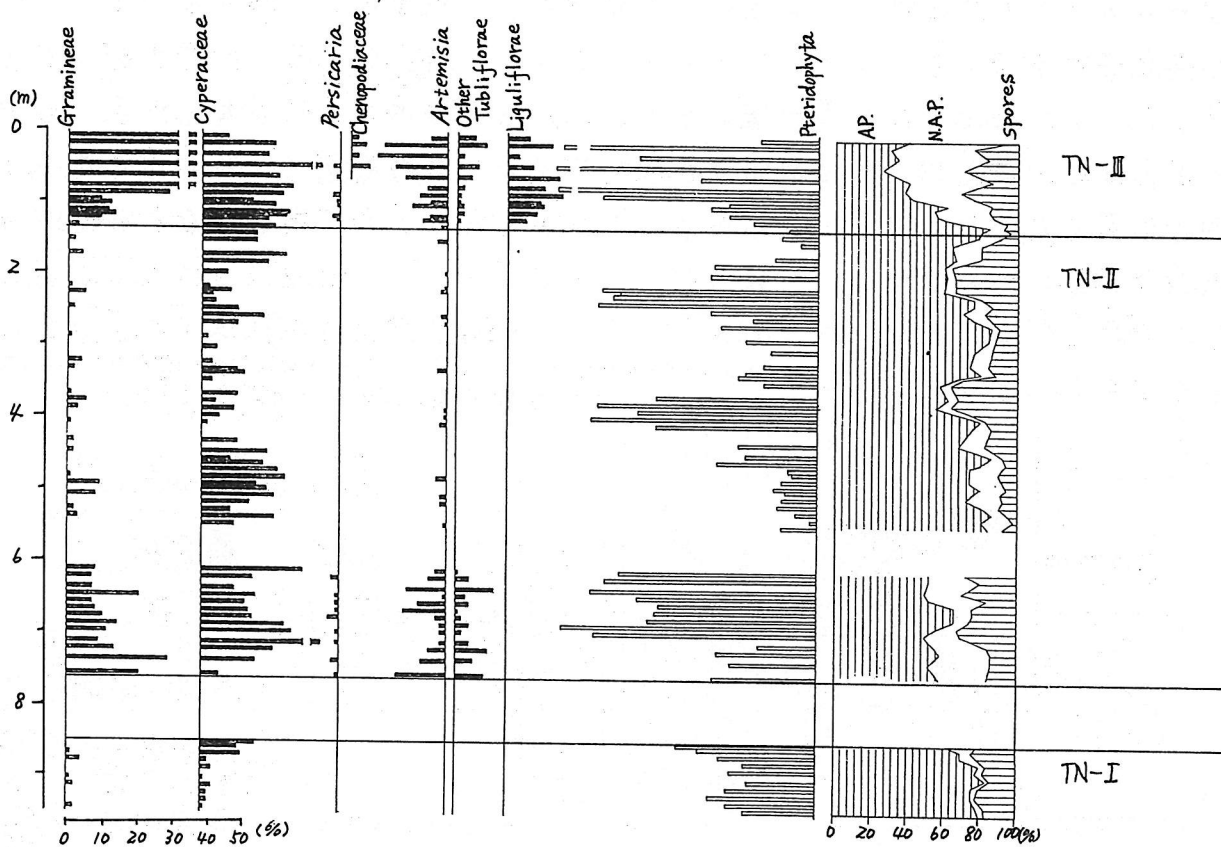
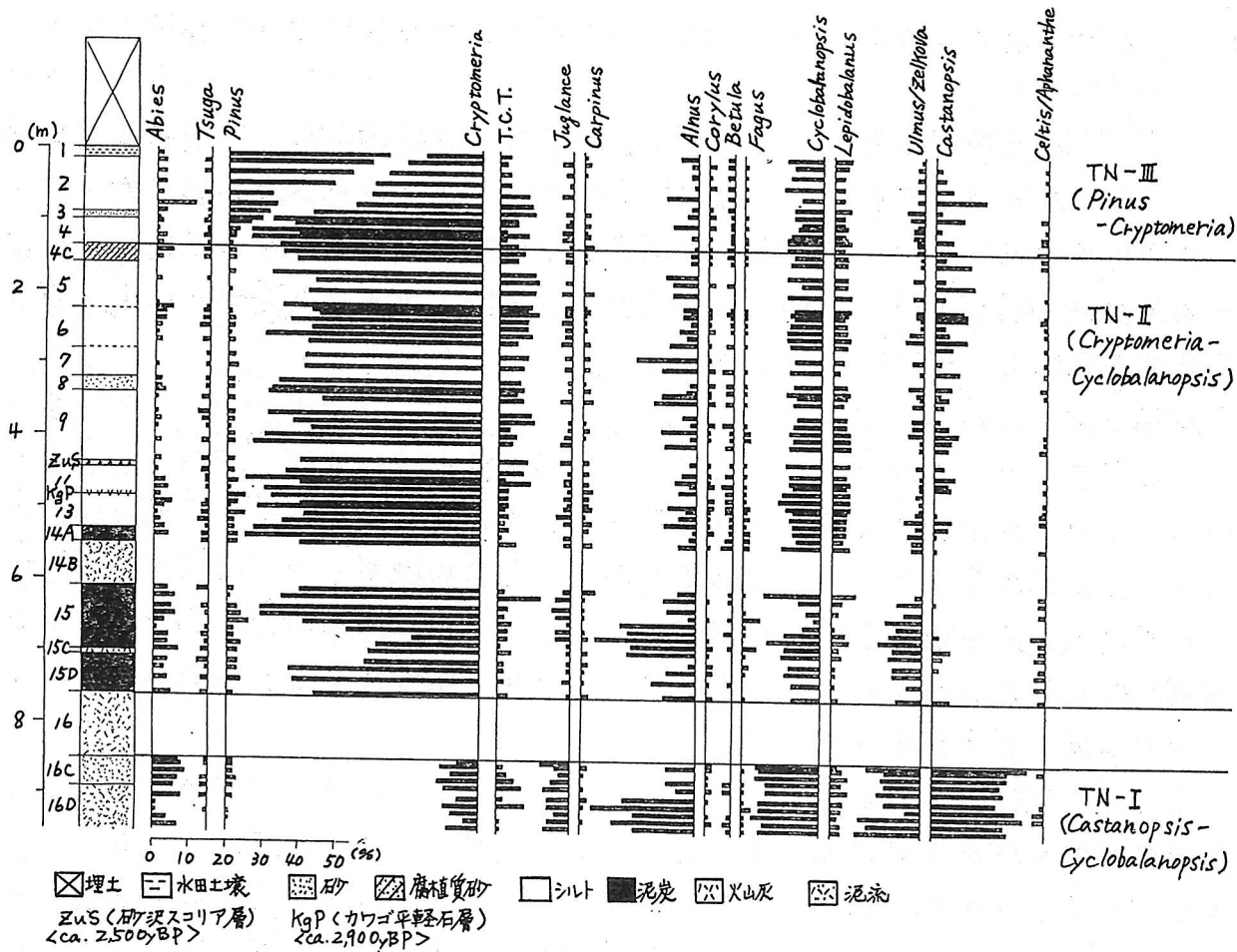
樹木花粉の消長を検討し、下位よりTN-I、TN-II、TN-IIIの3花粉化石群集帯を設定した。以下に各花粉化石群集帯について記載し、各々の花粉化石群集帯より推定した古植生について述べる。なお、各花粉化石群集帯の境界の年代は、トレンチ壁に露出した盆地堆積物中に降下年代の明らかな砂沢スコリア層やカワゴ平軽石層が認められるので、これらの火山灰層を鍵に地層の堆積速度を一定と仮定し、推定した。

TN-I帯（*Castanopsis-Cyclobalanopsis* 群集帯）：*Castanopsis* と *Cyclobalanopsis* の優勢で特徴づけられる。これらに *Ulmus/Zelkova* が次ぐ。下限の年代は試料がないので不明であるが、アカホヤ起源と考えられる火山ガラスを検出することから、本帯はおおよそ6300～6000年前にあたる。*Castanopsis*、*Cyclobalanopsis* がシイ、カシに対応すると考えると、この時期に丹那盆地付近では、照葉樹林が成立していたと推定される。

TN-II帯（*Cryptomeria-Cyclobalanopsis* 群集帯）：*Castanopsis* にかわって *Cryptomeria* が優勢することで特徴づけられる。*Cryptomeria* に次いで *Cyclobalanopsis* が^{出現す}。下限の年代は5250～6000年前である。この時期には、シイ-カシ林にかわってスギ林が成立していたと推定される。

TN-III帯（*Pinus-Cryptomeria* 群集帯）：*Cryptomeria* にかわって *Pinus* が優勢することで特徴づけられる。草本類・シダ類の出現が増加する。下限の年代はおおよそ700年前である。*Pinus* の増加と期をいつにして、草本類・シダ類も増加することから、この時期に人類の生業活動によってスギ林が破壊され、アカマツなどの二次林が成立したと推定される。

本地域の環境変遷の特徴として次の3点があげられる。①TN-I帯とTN-II帯の境界の前後では堆積物の種類が変化しており、5250～6000年前に顕著な環境変化があったことが推定される。② *Pinus* の増加で示される人類による森林の破壊は、本地域では全国的な傾向より遅れている。③丹那断層の活動とシダ類の急増が関連しているように見える。



〔丹那盆地堆積物の花粉分析結果〕

30 西伊豆松崎町低地におけるボーリング・コアの古生物学的解析

松原彰子(東京大・院)・石橋克彦(建築研究所)・松島義章(神奈川県立博物館)・森脇広(都立大・研)・鹿島薫(東京大・院)

松崎町低地は、伊豆半島の南西部に位置し、新第三系山地中を西流する那賀川の河口域に形成された、幅1 km以下の沖積平野である。山麓部には小規模な扇状地が発達し、河口部には砂堆が分布している(図1)。

今回、図1の地点M-1において、オールコアのボーリングを行なった*。図2は、このデータと既存のボーリング資料(静岡県地震対策課, 1983)によって作成した地質断面図である。今回確認された本地域の沖積層は、下部砂礫層(LG), 上部粘土層(UC), 上部砂層(US), 頂部砂礫層(TG)に区別される。

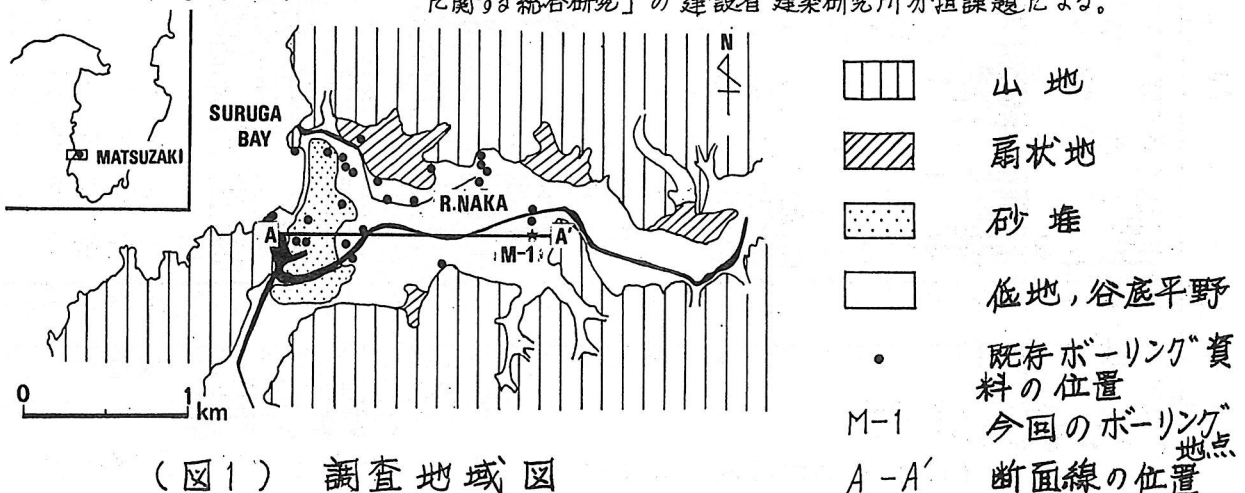
地点M-1の堆積物のうち、海成層であるUC, US中の39層準について、貝および有孔虫化石の分析を行なった(図3)。なお、深度17.6 mの層準から、アカホヤ火山灰(AK)が検出された。

・貝化石: 深度24~29 mおよび11~13 mからは、ウミニナ, コゲツノブエ, マカキなどから成る干潟群集が検出された。深度12~25 mは、チゴトリガイ, シズクガイ, サナギモツボ, マメウラシマなどのような潮下帯泥底群集で特徴づけられる。このことは、本地点が、潮間帯から水深を増して潮下帯となり、再び潮間帯の環境になったことを示している。

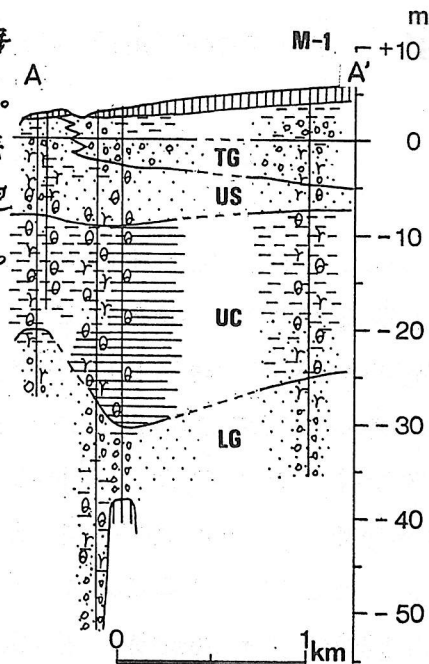
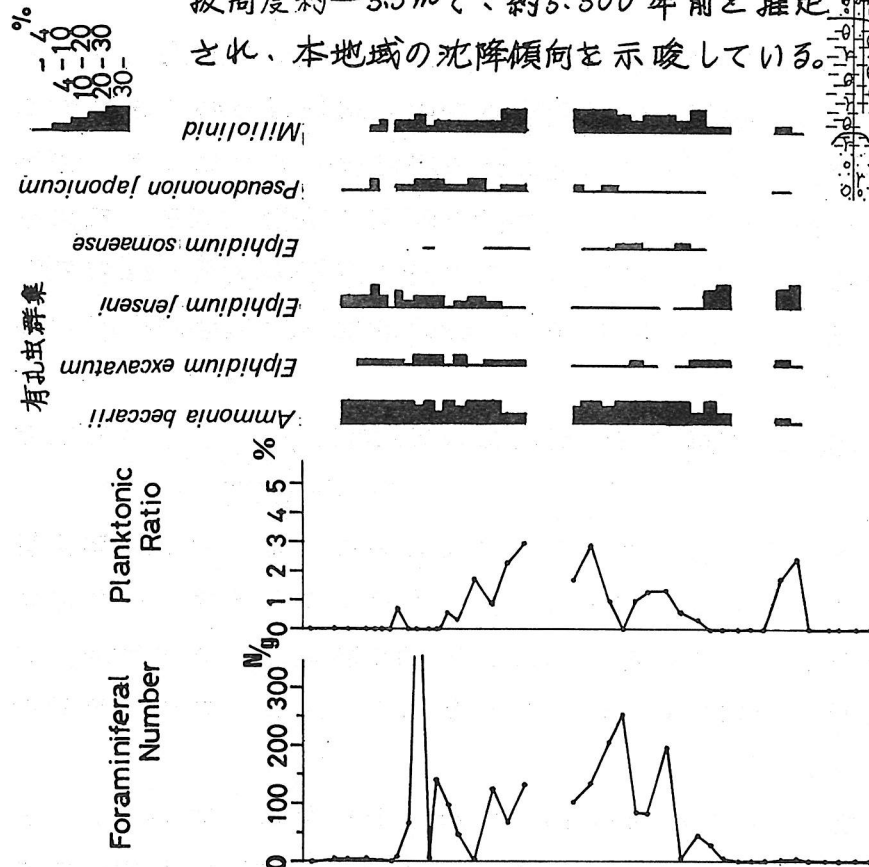
・有孔虫化石: 内湾奥部に生息する *Ammonia beccarii* を優占種とする。深度16~20 mで、定量有孔虫数, 浮遊性有孔虫産出頻度が、共に増加する傾向がある。この時期は、外洋水の流入の割合が最も大きかった、と考えられ、アカホヤ火山灰降下期、すなわち縄文海進最高頂期に一致する。

・珪藻化石: 深度10~32 mの地層について、珪藻化石の分析を行なったが、深度32 m付近から数個体が検出されたほかは、ほとんど検出されなかった。

* 科学技術振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」の建設省建築研究所分担課題による。

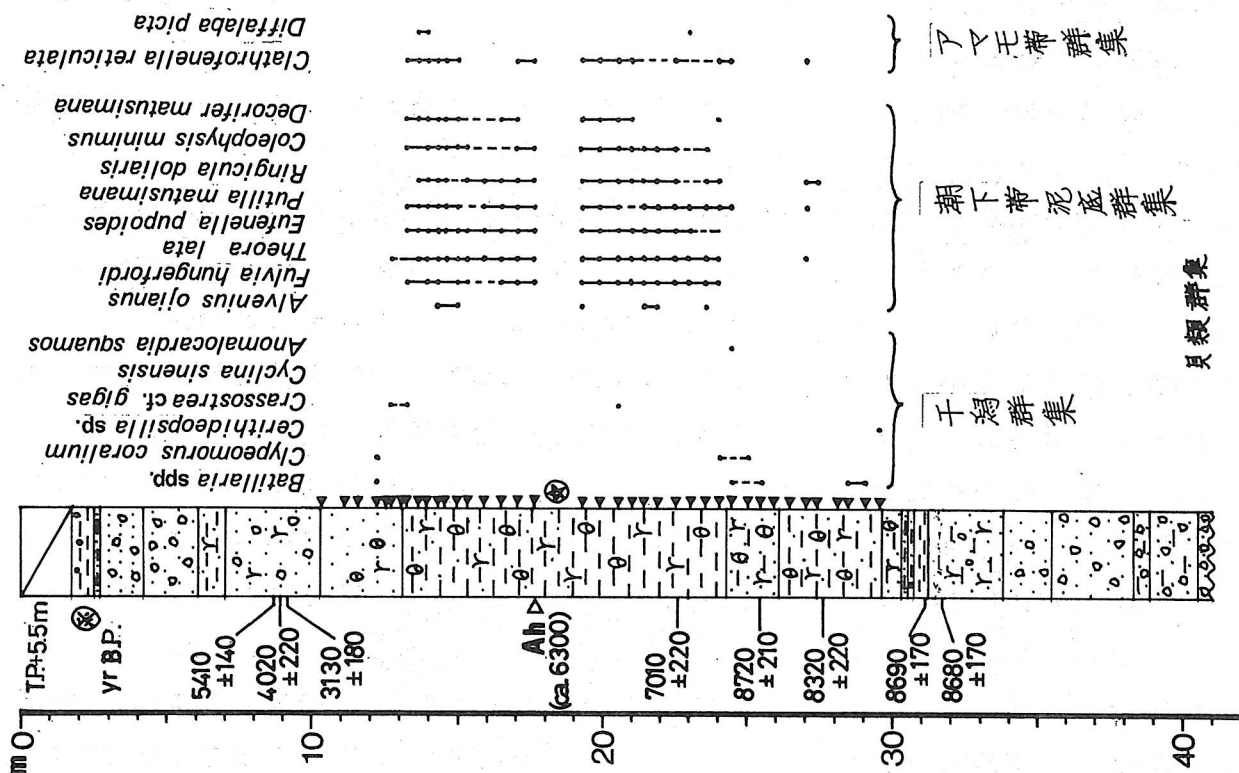


地層の¹⁴C年代値と深度との関係から、本地点の海
 成層の堆積速度はほぼ一定であった、と考えられる。
 また、潮間帯の貝類群集を含む海成層の上限は、海
 抜高度約-5.5mで、約5,500年前と推定
 され、本地域の沈降傾向を示唆している。



(図2) A-A'断面図

(図3)
 貝化石, 有孔虫化石
 分析結果
 ※ ¹⁴C年代は学習院大
 で測定
 ④ 18~19mは
 ボーリング時破壊



31 北・中部関東における立川期の植物相

辻 誠一郎・南木睦彦（阪市大）・吉川昌伸（パリ・サライ）・吉川純子

〔はじめに〕北・中部関東の立川期の堆積物には、主に浅間山を起源とする火山灰層がかなり挟在しており、植物遺体包含層の層位を決定するのにきわめて有効である。演者らは浅間山東麓における火山灰層序を手がかりとして、群馬・栃木・茨城3県にわたる各地の立川期の植物遺体群集（花粉・胞子、大型植物遺体）とその層位を検討してきた。今回は、特に約2.2 万年以降の立川期の植物層と、約1 万年前の植物相の交替期を中心に結果を述べ、地学的事件とのかかわりについて考える。

〔調査地と検討結果〕植物遺体群集は15地点において検討した。このうち主要な地点について述べる。

α) 南軽井沢：約2 万年～1 万年前にかけて、ツネにトウヒ属、マツ属単維管束亜属、ツガ・モミ・カラマツ属が卓越する。トウヒ属にはヒメマツハダ近似種、ヒメバラモミが含まれる。1 万年前、上記針葉樹が衰退し、コナラ属、ブナ属が急増する。特に前者の拡大が著しい。この変化に先立ち、カバノキ属の小規模な増加がある。（図2）

β) 前橋：前橋泥炭層下部（約1.3 万年前）はマツ属（チョウセンゴヨウ）、トウヒ属が卓越する。約1 万年前、カラマツ・カバノキ属が一時的に増加したあと、針葉樹は衰退しコナラ属が急増する。（図1）

γ) 二宮町原分：約2 万年～（1.7 万年）前、トウヒ属（ヒメマツハダ近似種等を含む）、チョウセンゴヨウが卓越する。シラカバとどなう。

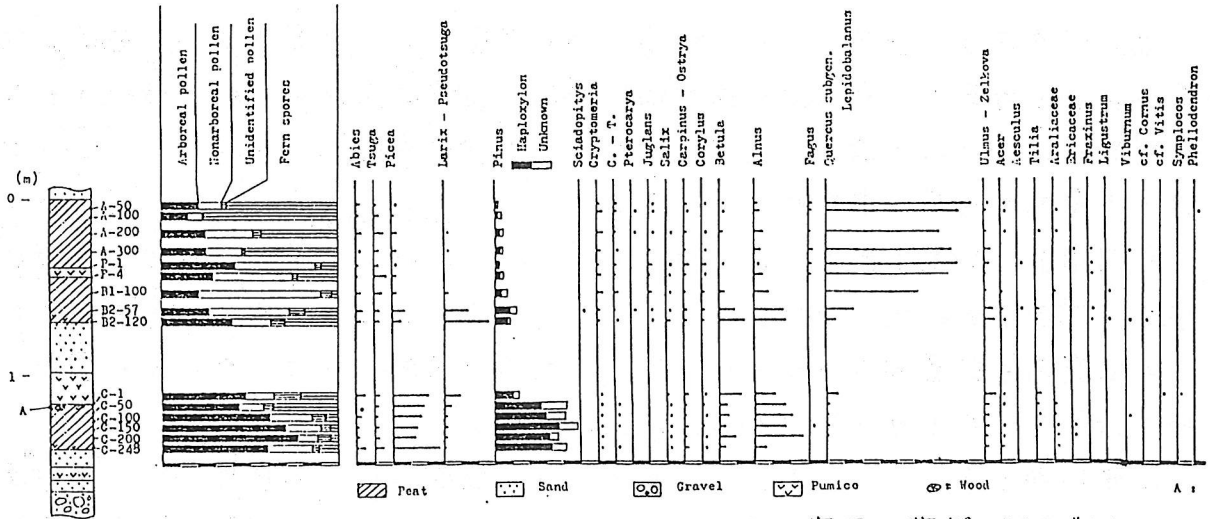
δ) 土浦市下大島：地質ならびに花粉群集の編年は鈴木ほか（1981）による。約2.2 万年前、コナラ属優占からチョウセンゴヨウ・シナノキ優占に移行。AT 前後よりチョウセンゴヨウ・トウヒ属が卓越し、1.7 万年前まで続く。

〔総括〕約2.2 万年以前：コナラ属が卓越し、比較的乾燥温暖な気候であった。約2.2～2.1 万年前：チョウセンゴヨウが急速に分布拡大した。

約2.1～1 万年前：平野部ではチョウセンゴヨウ・トウヒ属が卓越する。約1.7 万年前以降ハンノキ属が増加する。末期にはカバノキ属がツネに卓越する。これに対し山間部ではモミ・ツガ属の産状と著しく、平野部に比べチョウセンゴヨウは目立たない。

1 万年前：カバノキ・ハンノキ・カラマツ各属が一時的に増加したあと、針葉樹は衰退し、落葉広葉樹が急増する。このころ特徴的にフッキソウが出現する。

落葉広葉樹は、山間部では特にコナラ属が多くブナをとなうが、平野部ではエノキ・ムクノキ・クマシデ属などを多く、アカメガシワ・シキミを稀にととなう。1万年前の関東中・北部の植物相の変化は急激であった。



A: 13,130 $\pm$ 230 y.B.P. (新井, 1964)

図1. 前橋泥炭層の花粉ダイアグラム.

2 -

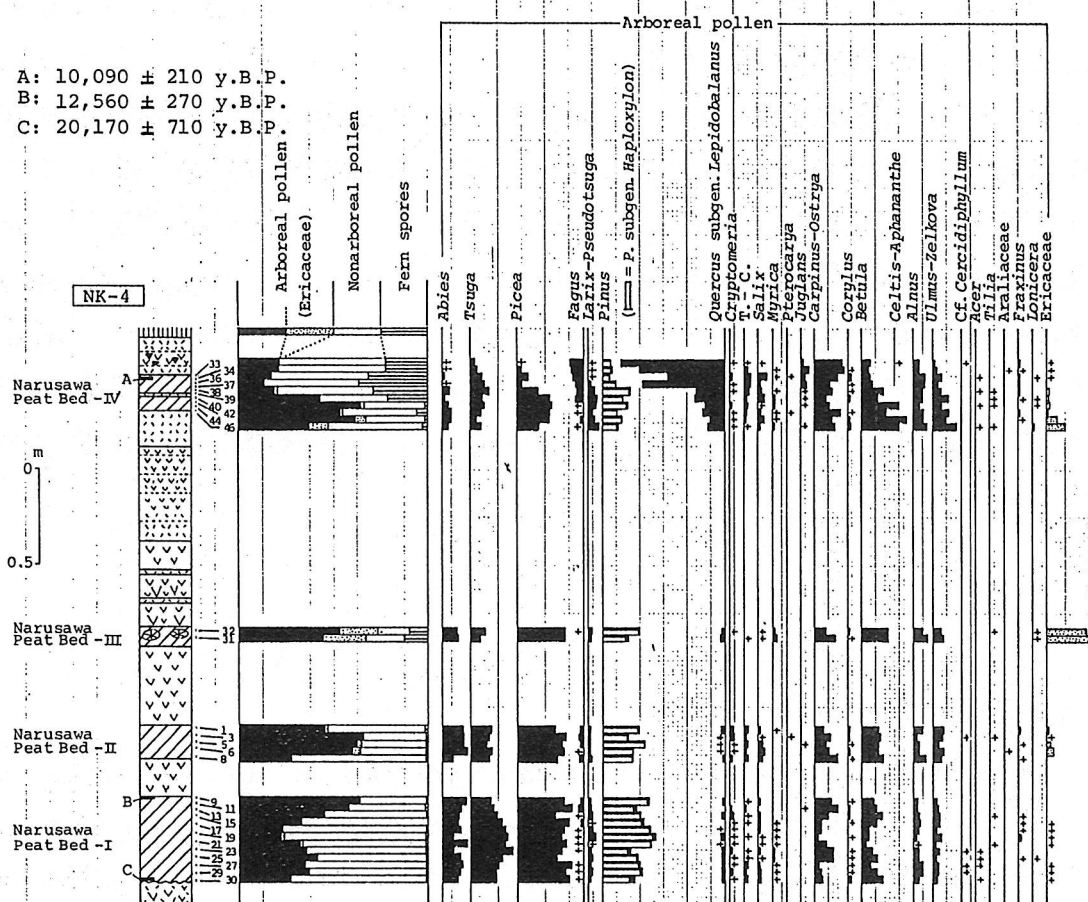


図2. 南軽井沢、成沢泥炭層の花粉ダイアグラム.

32 花粉分析からみた鬼怒沼湿原の環境変遷

叶内敦子 (明治大・院) ・杉原重夫 (明治大・文)

下川和夫 (明治大・非) ・田原 豊 (千葉県立幕張西高校)

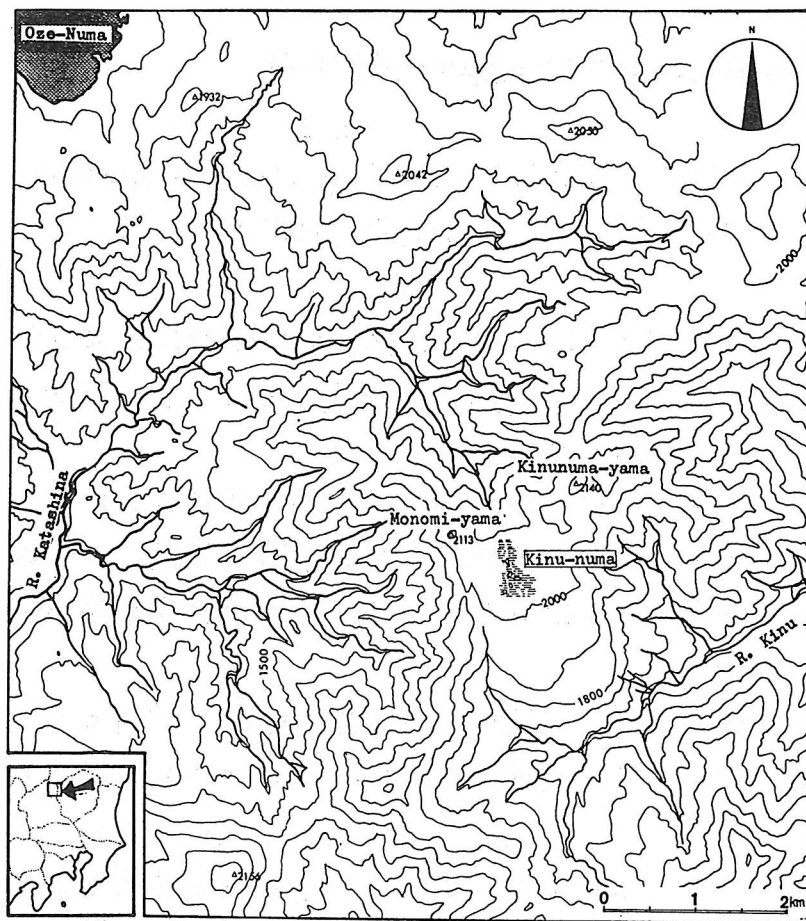
鬼怒沼湿原は、福島・栃木・群馬 3 県の県境近くに位置する、鬼怒沼山 (標高 2140 m) と物見山 (2113 m) の南側緩斜面上、標高約 2020 m 付近に形成された高層湿原である (第 1 図)。湿原には大小の池塘が散在し、ケルミ・シュレンケなど泥炭地に特有の微地形もみられる。

鬼怒沼山・物見山付近の植生は、標高 600 m ~ 1600 m にブナ・ミズナラ林が発達し、標高 1600 m 以上はアオモリトドマツ・ダケカンバ・クロベ・アスナロなどの亜高山帯針葉樹林が広がっている。湿原の周囲からは、クロベが侵入して矮小群落を形成している (第 2 図)。

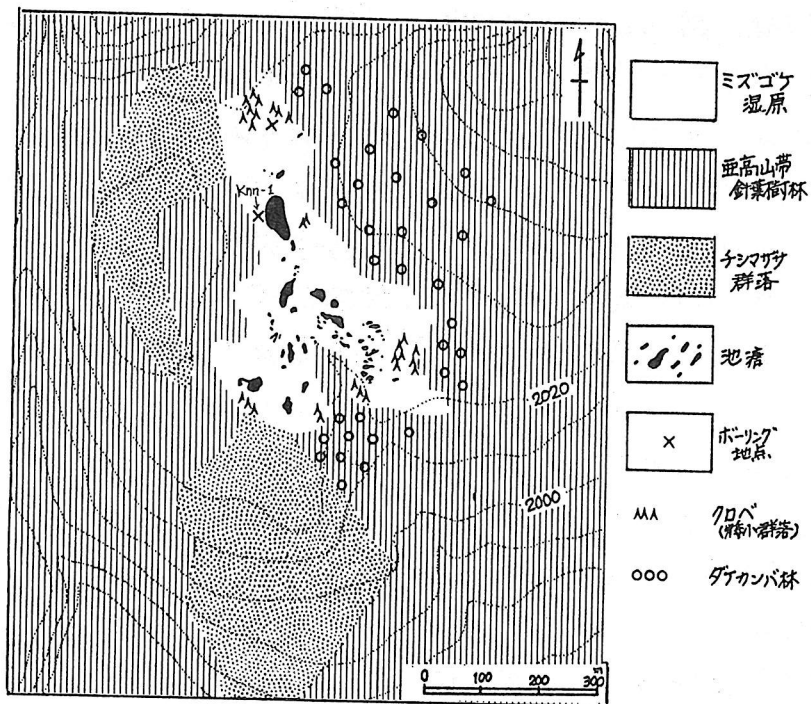
湿原北部から、ハンドオーガーとヒーラー型ボーラーを使用して、2 地点で 2 本づつボーリングコアを採取した。コアは約 4 m のほぼ均質な褐色~暗褐色の泥炭からなり、この中に数枚のガラス質テフラ層と軽石層が挟在する。上部から FP (深さ: 0.6~0.75 m), 浅間 C (1.72 m), FA (2.27 m), Ah (2.94 m) の 4 枚の鍵層が同定された (群馬大・新井房夫氏による)。また、泥炭層最下部 (3.25~3.35 m) についての ^{14}C 年代を測定し、 $6090 \pm 150 \text{ y. B.P.}$ の値を得た。以上の成果から、鬼怒沼湿原の泥炭層は完新世の温暖期以降の堆積物と考えられる。ヒーラー型ボーラーで採取したコアのうち Knn-1 (第 3 図) について花粉分析を行った。その結果、湿原の形成初期にあたる最下部では、*Quercus* - *Fagus* - *Carpinus* の花粉化石が多く検出する。このことから、鬼怒沼湿原の形成初期には、湿原の周囲近くまで冷温帯落葉広葉樹林が存在していたものと思われる。また、試料の分析の際、既知量の生花粉を加えることにより、花粉化石の絶対量 (APF) を算出することを試みた。

〈参考文献〉

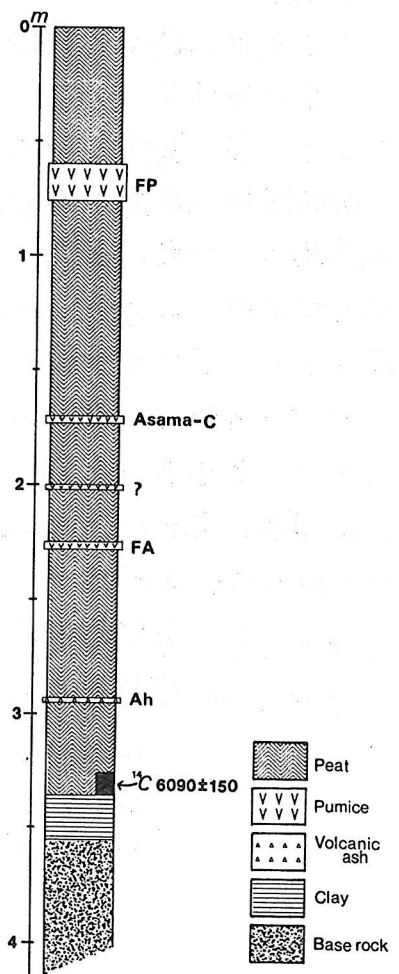
- Hori (1957): Pollen Analytical Studies on Bogs of Central Japan, with Special References to the Climatic Changes in Alluvial Age. [Jap. Jour. Bot. 16]
Shioda (1974): Pollen Analysis of Peat Deposits in KINU BOG with a Note on the Distinction Between *Abies* and *Picea* Pollen. 日生態会誌, Vol. 24, No. 1.



第1図 鬼怒沼・概観図



第2図 鬼怒沼湿原周囲の植生及び ボーリング地点



第3図 Knn-1 柱状図

33 黒松内低地帯における中部更新統の植物遺体と絶対年代

矢野牧夫(北海道開拓記念館)・日下 哉(北松山町左股中)
尾上博章(厚田村古澤小)・大室道夫(札幌市南小)

北海道渡島半島の北部、寿都一長万部を結ぶ線上には、ほぼ南北にのびる細長い低地が存在する。この低地帯は、ふるくから「黒松内低地帯」とよばれ、地質学的にも植物地理学的にも注目されてきた地域である。

最近、黒松内低地帯にも、いくつかの更新統が分布することが明らかにされつつあるが、演者らは、それらのうち、中部更新統に対比し得る堆積物中から、とくに北海道の中期更新世の植生とその変遷を考察するうえで重要と思われる若干の植物遺体を得ることができた。

一方、これらの植物遺体を産出する層準付近の降下軽石堆積物を試料としてフィッシュオントラックによる絶対年代の測定値をも明らかにすることができた。

ここでは、産出した植物遺体および堆積物ならびにそれらの絶対年代などについて報告する。

1. 植物遺体を産出する堆積物

植物遺体を産出し中部更新統に対比される堆積物は「蕨岱層」である。この堆積物は、知来川上流地帯に分布し、暗灰色ないし青灰色粘土層・中粒砂層・砂質粘土層からなり、場所によっては安山岩を多く含む礫層、および数10cmの厚さをもつ亜炭層を挟在する。砂層・粘土層・砂質粘土層は、薄い亜炭層を挟みながらそれぞれ数cmから数10cmの厚さで互層し、一定のサイクルを示すことが多い。蕨岱層の上部には、厚さ40cmの降下軽石層が存在し鍵層となっている。蕨岱層の厚さは30m前後である。上位の「知来川層」下位の「瀬棚層」とはいずれも不整合で接する。

2. おもな植物遺体

1) 蕨岱層最上部

<i>Larix gmelinii</i>	ゲイマツ
<i>Betula ermanii</i>	ダケカンバ
<i>Menyanthes trifoliata</i>	ミツガシワ

2) 蕨炭層上部

<i>Abies</i>	sp.	
<i>Picea</i>	sp.	
<i>Cryptomeria</i>	<i>japonica</i>	スギ
<i>Chamaecyparis</i>	<i>pisifera</i>	サワラ
<i>Thujaopsis</i>	<i>dolabrata</i>	アスナロ
<i>Fagus</i>	<i>crenata</i>	アナ
<i>Styrax</i>	<i>obassia</i>	ハクウンボク
<i>Styrax</i>	<i>japonica</i>	エゴノキ

3) 蕨炭層中部

<i>Picea</i>	sp.	
<i>Larix</i>	<i>gmelinii</i>	グイマツ

これらの植物遺体のうち、*Cryptomeria*・*Chamaecyparis* および *Larix* は現在の北海道には天然に分布しない種である。また、蕨炭層上部の *Abies* は、*Abies sachalinensis* トドマツ、*Picea* は *Picea glehnii* アカエゾマツである可能性がきわめて強い。蕨炭層上部から産出する植物遺体の組成については、北海道の中期更新世の植生を考察するうえで興味深い資料である。

3. 蕨炭層の絶対年代

蕨炭層層上部の黄褐色降下軽石層を試料として、フィッシュントラック法による年代測定を行ったところ、次のような結果を得た。

測定値	0.40 ± 0.08 Ma
測定者	檀原 徹
測定資料	降下軽石
採取年月	1982年10月

この測定値は、演者らの野外調査の結果から推定した堆積年代をさらに具体的に支持するものであり、蕨炭層の下位に接する瀬棚層に関する、石灰質超微化石群集からの地徳(1983)の対比結果ともよく合致している。

34 北海道の化石周氷河現象の編年について

曾根敏雄 (北大 院)

1. はじめに 北海道の化石周氷河現象の編年について従来は十勝平野での研究が中心であり、他の地域ではほとんどなされていなかった。演者は数年来北海道の火山灰分布地域を中心に化石周氷河現象の調査を続けている。今回はその結果の一部について述べるとともに、化石周氷河現象の編年にまつわるいくつかの問題点を指摘したい。

2. 資料の補充 従来報告の少なかった地域について次の資料が得られた。
i) 道北地方—サロベツ原野北西の豊徳台地では豊徳火山灰層にインボリューションがみられ(図1)、浜頓別ではウシコの沢軽石層にインボリューションがみられる(図2)。ii) 道東地方—小清水台地では屈斜路軽石流I (Kp fl-I) の二次堆積層上部にアイスウェッジカスト状の断面が観察された(図3, 4)。iii) 道央地方—石狩低地帯南部ではEn-a層とSp fa 1~7層にインボリューションが認められる(図5)。ここではSp fa 3~5層のインボリューションの出現頻度が高い。iv) 道南地方—柏原ほか(1976)により羊蹄火山噴出物中に著しいインボリューションのみられることが報告されているが、羊蹄山南麓ではN₁ Us-c層のインボリューションの出現頻度が高く、場所によっては波高3mを超えるものが存在する(図6)。

3. 考察 各地域の化石周氷河現象を演者の調査結果と文献に基づいてまとめたものが表1である。各地域とも規模が大きく出現頻度も高い化石周氷河現象は更新世の火山灰層に限定される。完新世の火山灰層中にもアースハンモックのほかにインボリューションなどの化石周氷河現象がみられるが比較的小規模で出現頻度も低い。しかし豊徳台地では豊徳火山灰層のインボリューションの出現頻度は高く規模も波高1m以上のものがあり、北海道北部で著しかった後氷期の寒冷期を示すものかもしれない。分布については羊蹄山東南麓地域でインボリューションの出現頻度が高いことから、鈴木(1962)の示した氷期の周氷河地域の分布には疑問が生じる。また現時点では推測であるが、インボリューションには寒さ以外の条件(例えば粒度組成、層厚、上下層との関係など)により形成され易さに相異があり、それが各地域のインボリューションを特徴付けているのではないだろうか。

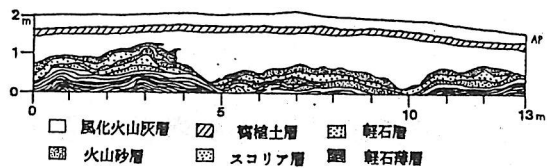


図1 豊徳台地のインボリユーション



図2 浜頓別のインボリユーション

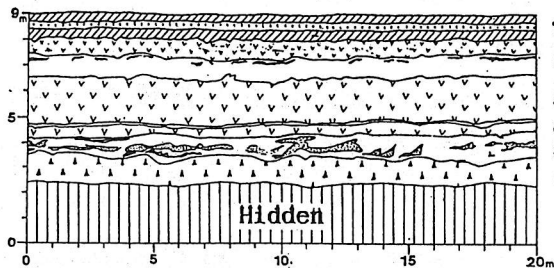


図5 千歳市新川のインボリユーション

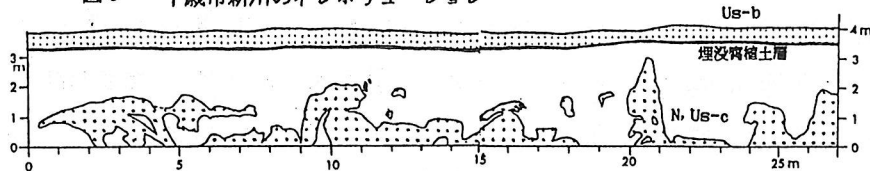


図6 洞爺のインボリユーション

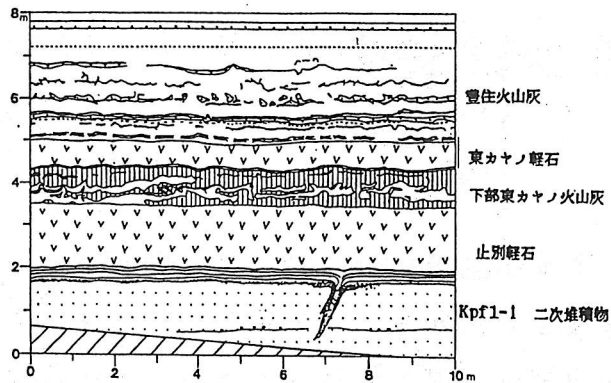


図3 小清水の化石周水河現象

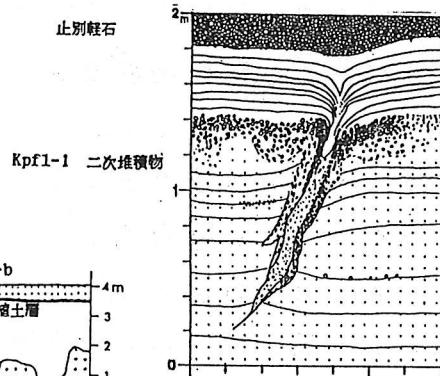


図4 小清水の
アイスウェツジカスト

表1 北海道の化石周水河現象の編年

C年代 10 ⁴ 年BP	道東地方				道央地方				道北地方				道南地方	
	火山灰	十勝	火山灰	根釧	火山灰	石狩	火山灰	日本	火山灰	釧路	根釧	火山灰	根釧	根釧
0	A.D. 1667 Ta-b		Ma-a 約2000年			A.D. 1739 Ta-a								
	Ta-c 2020 To-c1 3240 To-c2		2280 火白河 1850											
1	Ta-d 8940 13100 En-a 15000		6460 Ma-f1 7120 Ma-k 8420 Ma-l 11700 M.L. 17000		6460 Ma-f1	Ta-d 8940 13100 En-a 15000			雪住 火山灰 13100 En-a 15000			雪住 火山灰 5240		
2			GW		雪住 火山灰 13100 En-a 15000				En-a 15000			雪住 火山灰 5240		
3	Spfa-1.2 RPI 35750 TES 13200 RPIV		BF		Spfa-1 32200 Spfa-2 32200				Spfa-1.2 32200 Spfa-2 32200 Spfa-3, 4, 5 Spfa-7			雪住 火山灰 5240		
4					Spfa-1 32200 Spfa-2 32200 Spfa-3, 4, 5 Spfa-7				Spfa-1.2 32200 Spfa-2 32200 Spfa-3, 4, 5 Spfa-7			雪住 火山灰 5240		
5					Spfa-1 32200 Spfa-2 32200 Spfa-3, 4, 5 Spfa-7				Spfa-1.2 32200 Spfa-2 32200 Spfa-3, 4, 5 Spfa-7			雪住 火山灰 5240		

インボリユーション { 波高2m以上 ● レキの立ち上がり ▲ アイスウェツジカスト V
2m以下または不明 ○ アースハンモック ■ 緩斜面 △ ビンゴ □

小崎 尚（明治大）・岡沢修一（千葉英和高校）

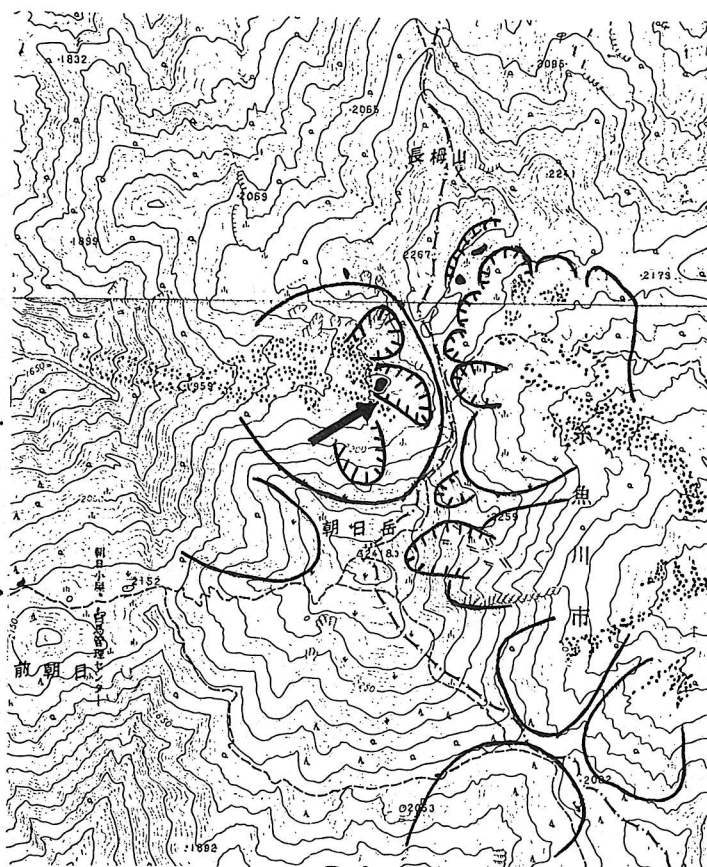
後立山連峰北部，朝日岳北面にある池をたたえた小さな園谷の，堆石堤中の泥炭と木片から，1万年B.P.よりも新しい ^{14}C 年代がえられた。氷河堆積物中からの ^{14}C 年代としては，わが国では白馬岳北股入谷の堆石につぐもので，しかも今回のものは，完新世の氷河作用を裏づける点で重要と考える。

年代がえられた堆石堤は，朝日岳頂上北方700mの池のある園谷で，海拔2150mに位置している。才1図に示すように，朝日岳北面には面に開いた径1kmほどの園谷がある。園谷底は2050-2100mと2150mの2段に分れ，下の園谷底からは1600m付近まで氷舌がのび，堆石を押し出していた。上位の園谷の堆石は，下位の園谷底で止りそれより下方には達していない。今回の資料は上位園谷の堆石からえられた。園谷壁は朝日岳北斜面と池の周囲で，他に比べて開析の程度が弱い。このような地形的証拠から，朝日岳北園谷は少なくとも2回の氷河作用で形成され，そのうち新期のものは3つに分れて古い園谷の中におさまっていたとみられる。資料は，池のある園谷の出口をとり囲む堆石堤南側外縁からえられた。

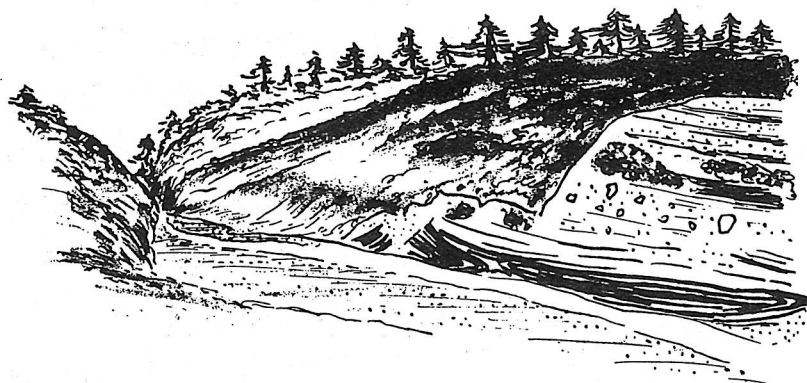
この堆石堤は才2図のように，高さ約5m，樹高数mの針葉樹，ササなどにおおわれ，外縁を流れる小さな流れの攻撃斜面で堆積構造がみられる。砂礫層中に十数枚の泥炭が挟在し，それが露頭の左右両端でまくれ上り，とくに左端では斜断されている。この部分でハの字形になっている泥炭層の走向傾斜は，左側で $N 80^{\circ}W, 65^{\circ}S, N 95^{\circ}W, 25^{\circ}S, N 80^{\circ}E, 60^{\circ}W$ ，右側で $N 35^{\circ}E, 46^{\circ}W, N 70^{\circ}W, 13^{\circ}S, N 25^{\circ}E, 32^{\circ}S$ と，泥炭層が複雑にゆがんでいることを示している。才3図に露頭右端の柱状断面と ^{14}C 年代を示す。そのうち泥炭層P5の走向傾斜は $N 95^{\circ}W, 75^{\circ}S$ である。このことから層全体が南ないし南西へ傾いていることがわかる。露頭の下部3分の1は最大径3cm以下の小・細礫を中心とする河成砂礫層と泥炭層の互層であるが，上部3分の2は粘土にとむ角礫層と泥炭の互層で，とくに地表下1.5-3mの部分は大礫を含む典型的なtillの堆積層を示している。以上のような堆積層の特徴から，この堆石堤は，泥炭地に氷が押しこめて作ったプッシュモレーンと考えられる。 ^{14}C 年代からその時代は8000年前よりは新しく，完新世の氷河作用によることが明らかである。しかし，完新世のいつ頃かはわからない。あるいはBC3000年頃の寒冷期のものであろうか。

圈谷 
 最新の圈谷 
 堆石堤 
 池 
 露頭の位置 → 

0 km 0.5

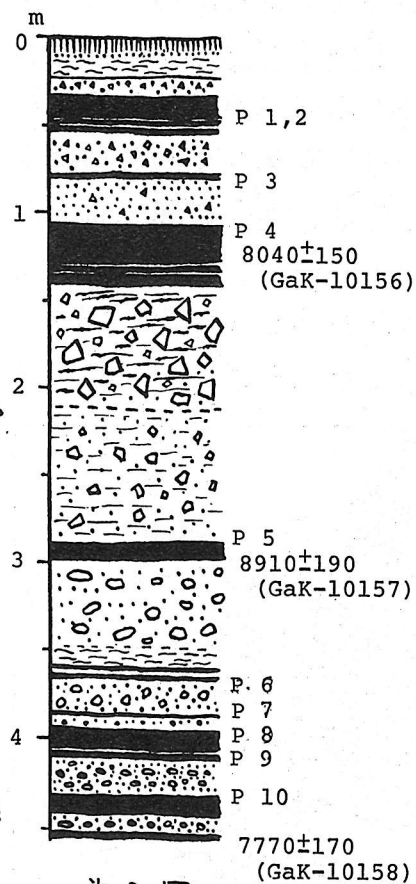


才1回 朝日岳付近の氷河地形分布図



才2回 朝日岳北圈谷の堆石堤

     
 腐植 泥炭 粘土 砂 角礫 亜円礫



才3回

右の堆石の柱状断面と
 泥炭の¹⁴C年代(y.B.P.)

平井幸弘（東京大・院）

I はじめに 海岸部に位置し、砂州や砂嘴・砂丘などの発達によって外海から隔てられて生じた潟湖（海跡湖）は、兎新世の海進とその後の海退によって形成されたと考えられており、日本列島の海岸部における兎新世の環境の変遷を知る上で、重要な意味をもっている。これらの湖では、現在も海水が混入し汽水湖となっているものが多い。汽水湖は、日本の湖沼の面積上位50位のうち半数近くを占め、山間の湖に比べて湖棚の幅が広く発達しているという特徴がある。ところが、従来小川原湖や細走湖で幅の広い湖棚とされてきた水深約5m以浅の微地形を詳細に調査・観測すると、それは必ずしもひと続きの平坦面ではない。水深0.5~1.5mの比較的浅い所によく連続して発達する平坦面と、水深2~5mの間に少なくとももう一段平坦面が認められる。両平坦面の間は、比高1~2mの斜面あるいは小崖となっている。今回の発表では、小川原湖、細走湖、能取湖において、従来湖棚とされてきた浅湖底の微地形を明らかにし、その地形のもつ意味について考察する。

II A 小川原湖：湖西岸の浅湖底には、水深0.5~1.5m（標高0~-1m）と水深2~2.5m（同-1.5~-2m）の2段の平坦面が認められる（図1）。下位の平坦面の分布は、湖岸背後の台地侵食谷の出口沖合いに限られ、舌状に張り出している。これは、過去に湖水位が約2m低かった時に形成された三角州が沈水したものと考えられる。湖最大の流入河川である七戸川河口では、現三角州の前置斜面は水深約4.5m（標高約-4m）の平坦面上で終わっている。地質断面図から、その深さにちい別の三角州頂置層堆積面が埋没していると推定される（図2）。

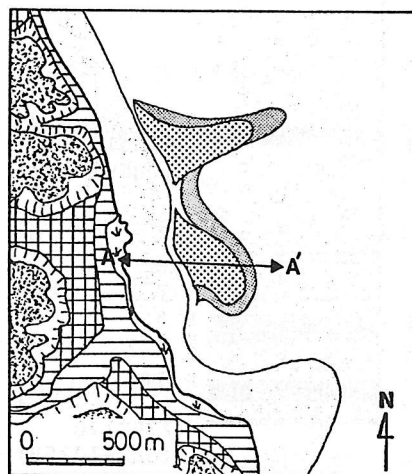


図1a.小川原湖西岸の地形分類図

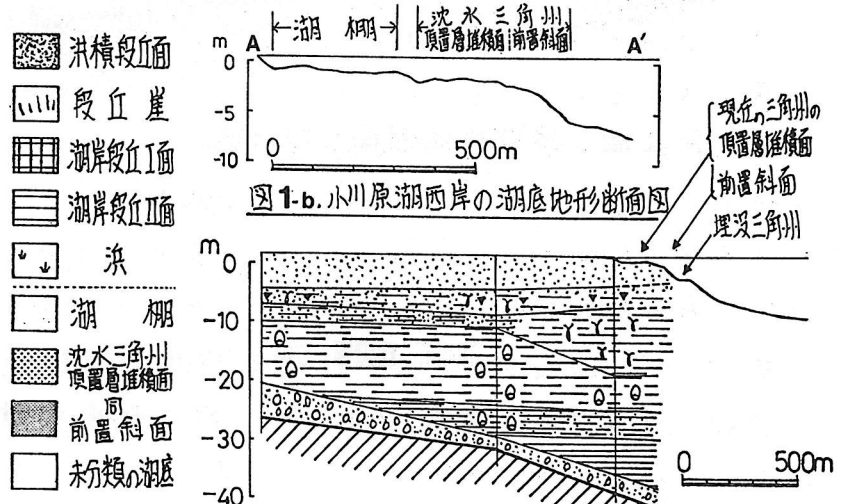


図2.七戸川河口の湖底地形断面と地質断面図

B 網走湖：湖西岸の浅湖底には少なくとも水深0.5~1.5m（標高0~-1m）と、水深2~2.5m（同-1.5~-2m）に2段の平坦面が認められる（図3, A, C）。両者の間は、比高約1mの斜面となつてゐる（図3, B）。

C 能取湖：能取湖は、平均湖面標高0.1mで大潮時の潮位差約0.4mの汽水湖である。湖岸北東部の第三紀層露岩地帯では、標高0m付近に幅200~300mの潮間帯フラットホームが形成されている。さらにその沖合いの標高-1~-1.5mにも幅200~300mの平坦面が認められる（図4）。

Ⅲ 考察 (1) 上記の例のように、汽水湖の浅湖底では水深0.5~1.5mの平坦面の沖合いにさらに別の平坦面が認められることが多い。上位の面は現在の営力下で侵食あるいは堆積作用によって形成されている地形面で、下位の面は過去に湖水準が現在よりも低かった時期（標高約-2m）に形成された地形面と考えられる。その時期は湖岸の微地形との関係などから、縄文海進期以降と推定される。海岸部に位置する汽水湖で、このような低位湖水準の存在は、完新世における低位海水準を示唆していると考えられる。

(2) 汽水湖で現生の湖棚の幅は、特別の場合（小川原湖の潮汐三角州など）を除くと約200~300mである。汽水湖で湖棚が広く発達している要因として、風波が強く湖岸が緩斜し地質が砂・泥であること（吉村，1937）のほか、汽水湖では完新世の海水準変動（縄文海進や上述の低位湖水準）に対応して、現在の湖岸線付近に異なった時期の地形面が形成され、現在の湖棚はそれらを前地形として、全体をならすように広く発達しているのではないかと考える。

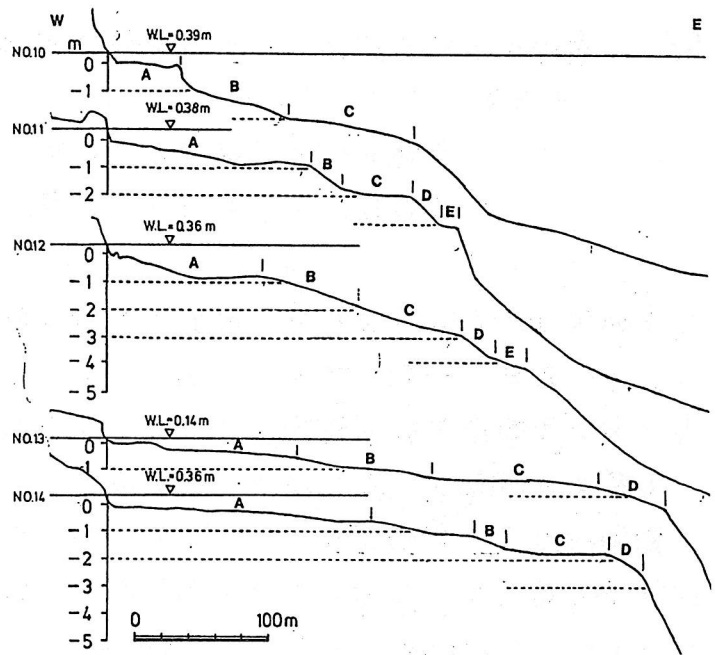


図3. 網走湖西岸の浅湖底の微地形

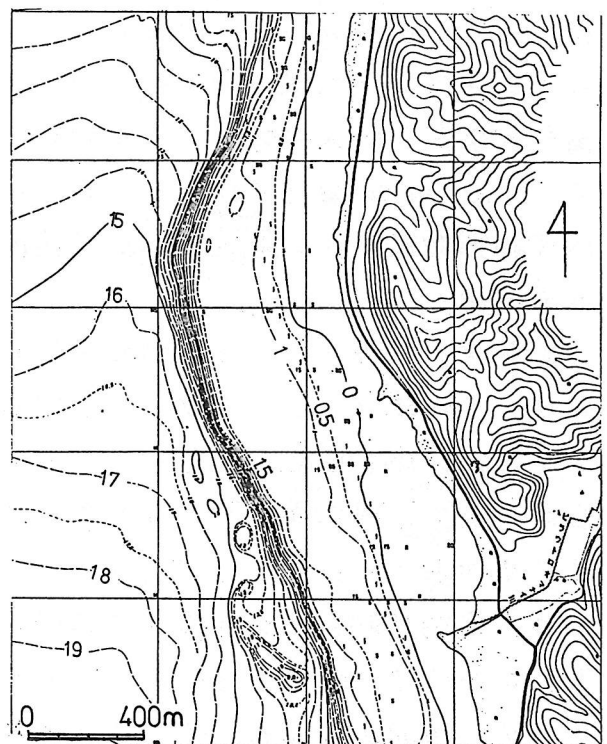


図4. 能取湖北東湖岸の浅湖底の微地形

37 南部マリアナ諸島における完新世離水サンゴ礁

茅根 創・米倉伸之（東京大）・井田喜明（東京大 海洋研）

松本英二・富樫茂子（地質調査所）・杉村 新（神戸大）

本研究は、文部省海外学術調査「中部太平洋における海面変動とテクトニクス」（代表者 杉村 新）の一環として、太平洋の北西に位置するマリアナ諸島において海面変動の特徴を明らかにするために行なわれたものである。

〔従来の研究〕 本地域の完新世離水サンゴ礁については、田山（1952）が「新期隆起サンゴ礁」として始めて記載した。彼は、ノッチ・ベンチ等の地形的証拠も用いて、完新世の旧海面高度を、GUAMで現海面から+4m、ROTAで+5m、SAIPANで+5m、TINIANで+2mと報告し、内2mをeustaticな海面変化に、それ以上を各島の地盤隆起によるものとした。その後SAIPANについて、CLOUD et al.（1956）は、田山（1952）が新期隆起サンゴ礁とした層の ^{14}C 年代として19,400~30,000 y.以上を報告し、1.8mのノッチに対応する高度の海岸平野の堆積物から $1,730 \pm 450$ y.の値を得ている。またGUAMについて、TRACEY et al.（1964）、CURRAY et al.（1970）、EASTON et al.（1978）らは完新世離水サンゴ礁の分布上限高度を+2mとし、2,880~5,115 ^{14}C y B.P.の年代値を得ている。

〔調査の概要〕 以上の研究結果をふまえ、我々は、本地域において完新世の高海面を示す地形・地質的証拠を集成し、その年代を定めることを目的として、1982年8月から9月にかけて、南部マリアナ四島（Fig. 1）で調査を行なった。本報告では、完新世離水サンゴ礁が模式的に発達するにもかかわらず、従来、ほとんどデータの得られていなかったROTA島について主に述べる。

〔ROTA島〕 ROTA島は、安山岩の基盤をおおって、最高位496mまで全島サンゴ礁段丘より成る。完新世の離水サンゴ礁は、島の北岸沿いに主に分布する。離水サンゴ礁の頂面高度は、A・B地点で4m前後、C・D・E・F・H地点で3m以下で、年代は3,590~5,010 ^{14}C y B.P.の範囲に分布し、4,000 ^{14}C y B.P.前後に集中する（Tab. 1, Fig. 2）。

A地点では、砂浜の前面に、サンゴ化石の保存のよい離水サンゴ礁（頂面高

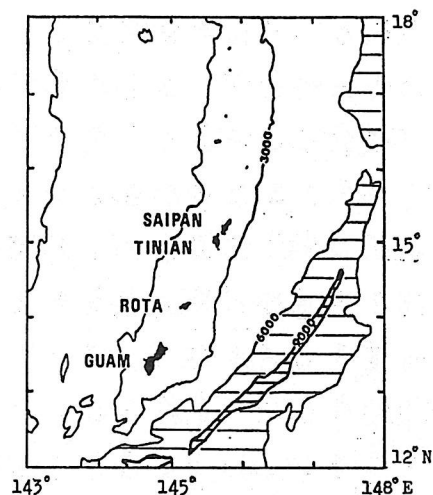


Fig.1. Location map.

度4m)が露出する。前面は離水サンゴ礁を侵食してできた面で、最も海方の高まりは石灰藻嶺である(Fig.3)。E地点では離水サンゴ礁の頂面高度は2m程度で、moatを隔てて陸側D地点には、この離水サンゴ礁に対応したノッチ(高度3m)が見られる。このノッチの下盤に付着したサンゴ試料(D-2,4)から $4,070 \pm 190$, $4,040 \pm 190$ y. という¹⁴C年代を得た。D, F, G地点には更に高い5m前後にもノッチが見られるが、このノッチ下盤に付着した試料(D-1,3)の¹⁴C年代からみれば、上段ノッチは完新世より古い時代の海面に対応するといえる(Fig.3)。

[TINIAN 島] 東海岸のDANGKULO BEACH (LONG BEACH) には、平均海面上1mおよび3m付近に2段のノッチが発達する。上段ノッチ下盤に付着した試料(TINIAN-3,5, Table 1)の¹⁴C年代は3万年より古い。

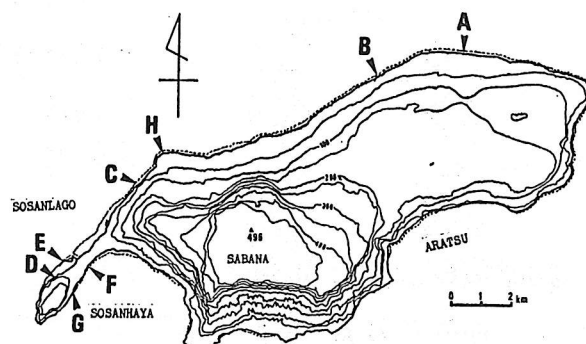


Fig. 2. Locality map of Rota.

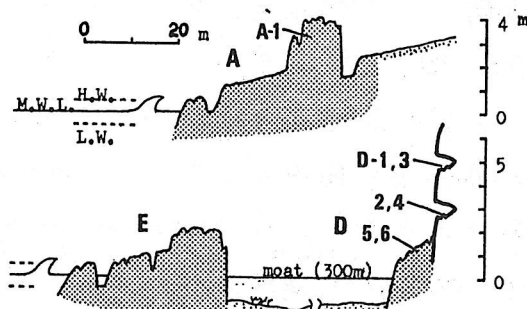


Fig. 3. Schematic profile of A, D and E.

Table 1. Radiocarbon Dates

Sample No.	Height	¹⁴ C age*	Coral sp.	Mineralogy	Code No.
ROTA-A-1.81	3 m	3910±80 ^{yBP.}	<u>Porites</u>	Ar.	N-4301
ROTA-B-1.81	3	4150±80	"	Ar.	N-4302
ROTA-C-1.81	3.2	3590±80	"	Ar.	N-4303
ROTA-D-1.82	5.0	16500±400	"	Ar., Mg-cal. 3%	JGS-77
ROTA-D-2.82	3.3	4070±190	"	Ar., Mg-cal. 1%	JGS-78
ROTA-D-3.82	4.7	31300 ⁺²²⁸⁰ -1770	"	Ar., Cal. 1%	JGS-79
ROTA-D-4.82	3.1	4040±190	"	Ar. 99%	JGS-80
ROTA-D-5.82	1.6	3780±200	"	Ar.	JGS-81
ROTA-D-6.82	1.2	5010±200	"	Ar.	JGS-82
TINIAN-3.82	2.9	32700 ⁺²⁴⁰⁰ -1800	"	Ar.	JGS-75
TINIAN-5.82	2.2	37800 ⁺⁵⁹⁰⁰ -3400	"	Ar.	JGS-76

* Half life = 5570y

38 南部クック諸島における完新世の海面変化

米倉伸之(東京大)・松島義章(神奈川県立博)
前田保夫(神戸市立教育研)
松本英二・高柳茂子(地質調査所)
杉村 新(神戸大)・井田喜明・石井輝秋
茅根 創(東京大) (東京大・海洋研)

本研究は、文部省海外学術調査「中部太平洋における海面変動とテクトニクス」(昭和56年度～)(代表者:杉村新)の一部をなす。本報告は、中部太平洋の完新世における海面変動を明らかにし、広域における海面変動の様式により、マントル深部の粘性分布を求めようとするものである。

南部クック諸島の島々は、南緯19-22度、西経157-160度の海域に分布する(Fig. 1)。太平洋プレート内において、地殻上下変動が相対的に安定な海洋島で、いずれも水深4500m以上の深海底から伸びる第三紀の海底火山に起源する。これらの島々のうち、MANGAIA島(海拔169mの隆起サンゴ礁にとりかこまれ火山島)(Fig. 2)、AITUTAKI島(海拔124mの一部火山島を残す堡礁-準堡礁)(Fig. 3)、RAROTONGA島(海拔653mの高火山島)の3島を現地調査した。空中写真判読、現地での地形・地質調査のほかに、ポータブル・ドリルを用いて現成サンゴ礁最上部(2-4m)の掘削をし、得られた試料の¹⁴C年代測定を行った(Fig. 5, 6)。

AITUTAKI島とRAROTONGA島では、完新世の高海面を示す地形・地質学的証拠を見いだせず、掘削の結果によれば、

6-5,000年前に海面は少くとも現海面下1.5mには達していた。

MANGAIA島の北西海岸には、平均潮位上約2mに離水ベンチ、約1.2mに離水ベンチがあり、離水ベンチ上のマイクロ・アトール^代の¹⁴C年代は $5,020 \pm 190$ yBPである。約5,000年前に現海面より約1.2-2m高い位置に海面があったことを示す。離水ベンチの前面にある現成の礁原縁の掘削によれば、約2,000年前に現海面に近い所でサンゴ礁が成長していた。

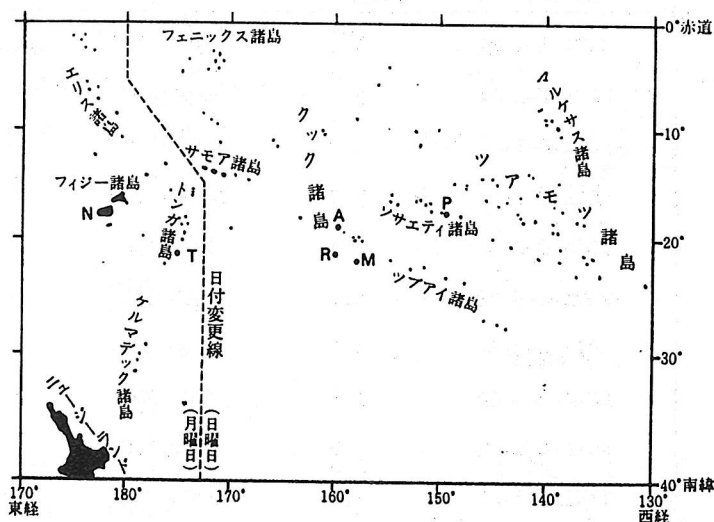


Fig. 1. Location of the Cook Islands.

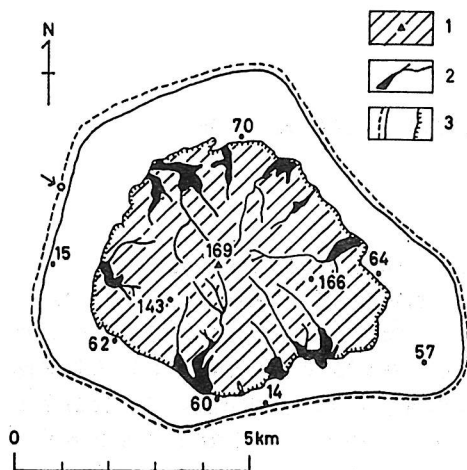


Fig. 2. Landform of Mangaia Island.

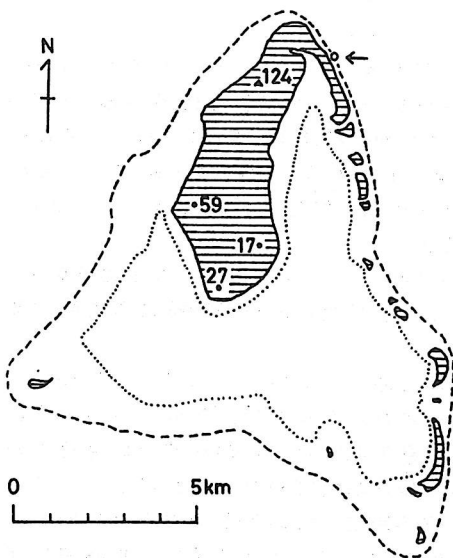


Fig. 3. Landform of Aitutaki Island.

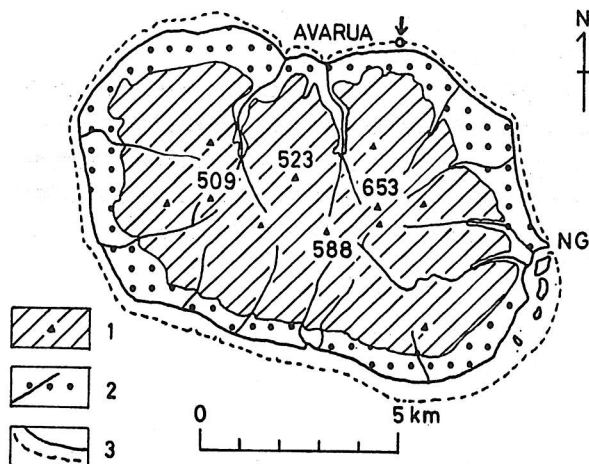


Fig. 4. Landform of Rarotonga Island.

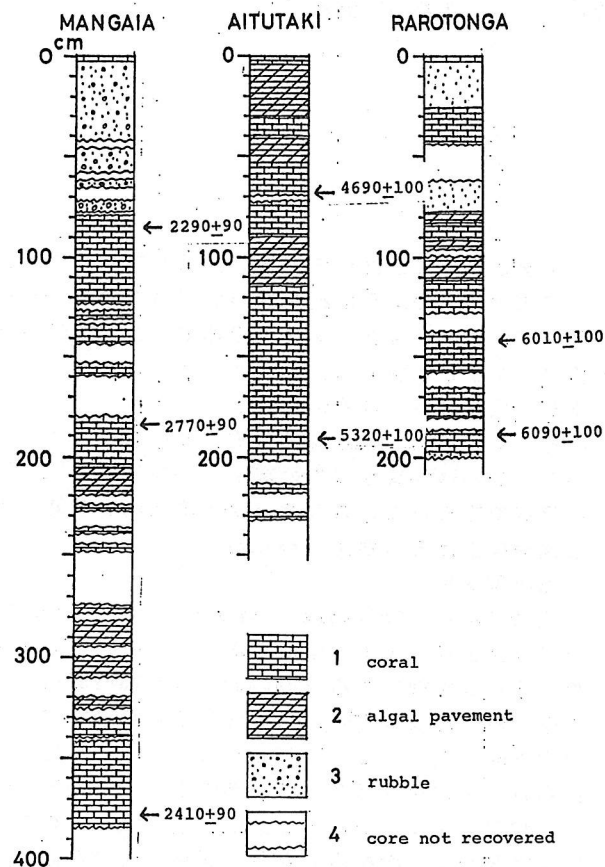


Fig. 5. Section of shallow drilling at reef crest.

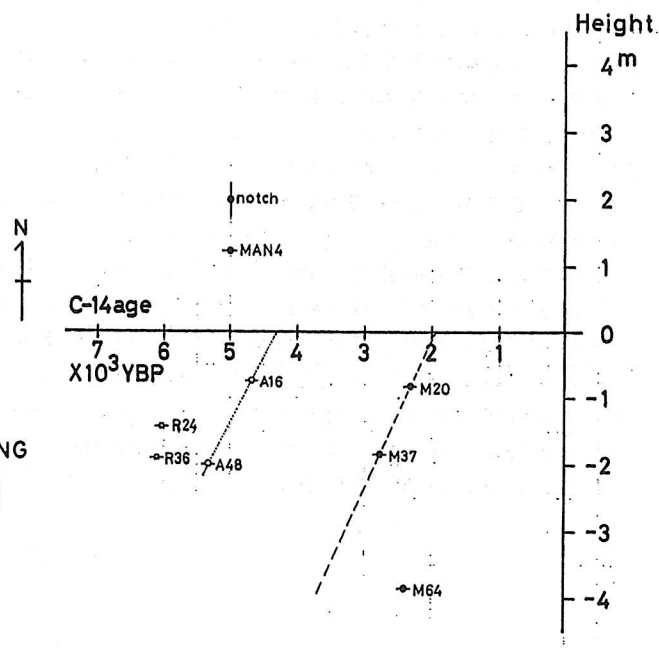


Fig. 6. Diagram of altitude and ages of coral samples.

藤井昭二 (富山大・教養)

1980年に黒部川扇状地、入善町吉原沖で水深40mから1万年前の沈水林が発見された。

日本では次のような沈水林が知られている。1) 魚津沈水林、杉を主とし、水深0.5~1m、前後、年代は1960~1750年前。2) 神通川河口沈水林、クリやケヤキを主とし、水深2m、年代は1950年前。3) 四方沖沈水林、ツバキやブナ、水深3m、年代2970年前、4) 入善沖沈水林、水深20~40m、ハンノキ、ヤナギ、年代は8000年から1万年前である。この他海岸工事をしている際、富山県朝日町大屋のように海面上2m、ハンノキを主とし、年代は1560年前である。この他海岸線にでい炭や、海岸近くの地下から埋没林は知られているようである。以上のように日本で知られている沈水林は皆富山湾から産出している。一応これを海岸線付近にみられる魚津型と大陸棚上ある入善型にわけると。

魚津型沈水林

北米では1) Delawareの海岸で1969年春のハリケーンで沈水林が現われ、松、サイプレス等で年代は250~350年前である。(Kraft, 1971)。またVirginiaでも同様な樹幹が知られており、200年前である(Newmann and Munsart, 1968)。また同様な沈水林がWoods HoleにおいてもEmeryによつて知られており2000年位前とのことである。Fundy Bayは干満の差は約6mで世界的に大きいことで知られており、干潮時水深1.5mから氷河たい積物中に根を張つた沈水林が知られ、その年代は4000年前となつている(Grant, 1975)。

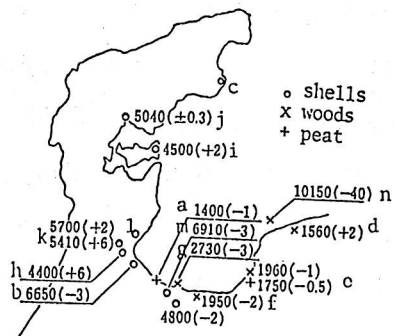
北欧ではブルターニュと英国で沢山発見されている。TERS (1975)はブルターニュの海岸そいに沈水林やでい炭を多く発見し調査している。St. Mare湾は干満の差が数mあり干潮時に多くの樹幹が露出し、TERSの海水準変動研究の好材料を呈供している。

英国ではReid (1973)やHeyworth (1978)によつてまとめられている。EnglandやWalesで、ほとんどが現てい線付近から知られている。年代は350~8000年前でカシやマツが多く、4000~5500年前のものがその中でも多い。北方に8000年前後と古いのがてい線付近に分布しているが、その原因として、氷期にスコットランドが氷河でおおわれており、離水によるアイソスタシーの運動で8000年前のものが7mも上昇しててい線に産出しているとのべられている。

入善型沈水林は入善沖の他北海のDogger Bankから知られていた(Reid: 1973)。世界的なぎょ場として知られているDogger Bankではトロールにより沢山の材木や動物の骨が採集され大英博物館に保存されている。沈水林は1973年当時もトロールでほとんどまきあげられてなくなつていたようで、その後Dogger Bankを研究した報告で沈水林についてはほとんどふれてないのが現状である(Veenstra 1965, 69, Jansen etc. 1979, Jergersma etc. 1979)。

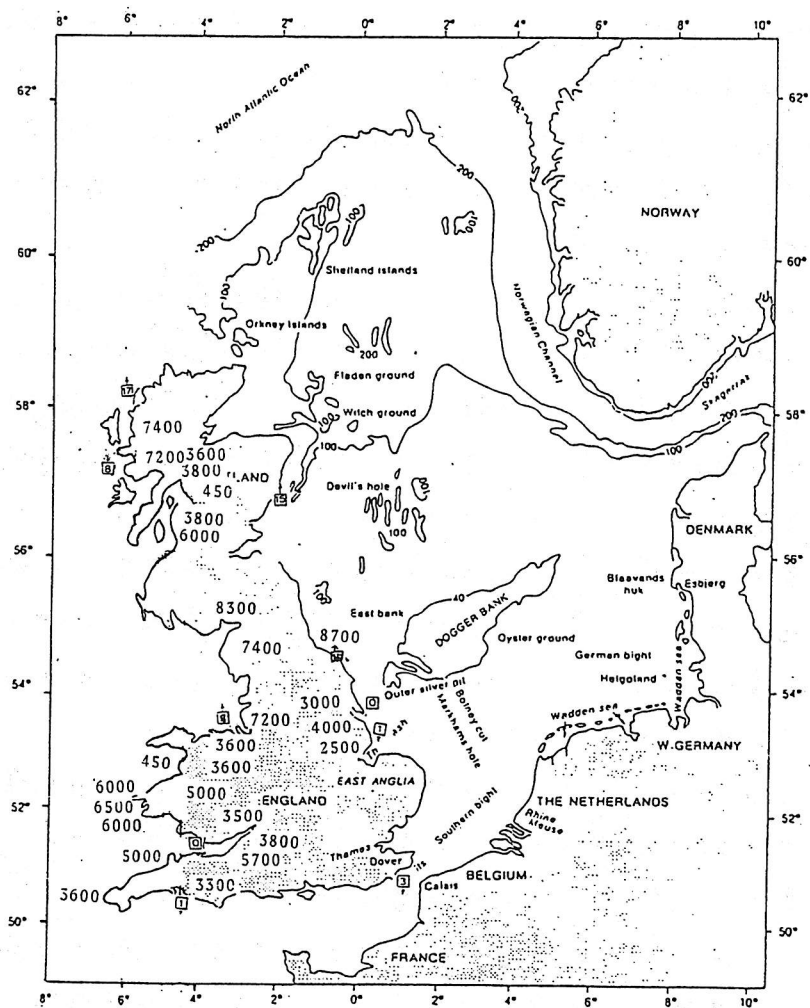
以上のように調べると入善沖の埋没林は現存する最古のものようである。

最終氷期において100m前後の海面低下があり、大陸棚が干上がつていたなら、当然森林があつてよいはずであるが、それが発見されないのは次のような原因が考えられる。1) 海岸浸食でほとんど持ちさられる。2) たとえ埋没しても腐つてしまひ残らない。3) たとえあつても海水準研究者や海岸の研究者がすくないため世に知られない。4) 海水中に樹幹が露出されるやTeredoや他の食物による食害でなくなつていく。5) またDogger Bankで行つたようにぎょ業者他人間による破壊が行なわれることなどが考えられる。



富士湾における沈水林の分布

ドブカバンクと



40 伊豆半島南部の完新世海進の時期と特性

太田陽子 (横浜国大)・石橋克彦 (建築研)・松田時彦 (地震研)・松島
義章 (神奈川県)・三好真澄 (横浜国大)・鹿島薫・松原彰子 (東大)

完新世海成段丘は最近数千年間の環境変化を記録する重要な地形である。しかし一般に露頭に限られ、直接構成層を観察できることは少なく、また試錐資料はあっても分析用試料は入手し難い。そこで、年代・環境を解析する試料と直接かつ系統的に採取し、完新世海成層の上限高度を確認し、年代を始めとする考察を行うために、『掘削法による完新世海成段丘の形成過程に関する研究 (昭和57・58年度総合研究A, 代表太田陽子)』により、5地域で掘削調査を実施した。本発表以下の4発表はその研究の一部である。

伊豆半島はフィリピン海プレート上に位置しており、他の太平洋岸とは異なる第四紀地殻変動が期待される地域である。海成段丘・離水貝層の存在から伊豆半島南部における隆起が知られているが、年代資料は極めて限られていた。今回、大賀茂川および青野川下流 (図1) で、機械ボーリング、土木用油圧シャベル・通稱ブルームカンプレアーによる掘削によって層相の観察・試料採取を行い、層相解析、 ^{14}C 年代測定、貝・有孔虫・珪藻などの生物群集の解析を試みた。おもな結果は以下の通りである。

大賀茂川下流地域：地点1では7.13m以浅に海成層があり、その上限高度は2.4mである。海成層の ^{14}C 年代は地点2の結果を考慮に入れると約8000~3000 YBPの間に入る (図2)。地点1の貝類群集は、最下部の汀線付近の岩礁性群集(a)、上部の潮間帯の内湾砂底群集(b)、その間の潮下帯ないしそれ以浅の群集(c)にわかれ、海面付近であった場所が次第に水深を増し、最後にはたゞ潮間帯となつたことを示す (図2)。この傾向は粒度組成・有孔虫群集の状態とも対応している。上流の地点5では、層相からみて海成層上限高度は2.5mで、珪藻分析による結果と一致する (図3)。地点10の海食洞に保存されている海生生物分布上限高度は2.7m、 ^{14}C 年代は約2900 YBP (石橋他, 1979) である。

青野川下流地域：14000 YBP以降の海成層が確認された。海成層の上限高度は2~3m、 ^{14}C 年代は2000~3000 YBPで、大賀茂川地域と大差ない。

相対的海面変化：大賀茂川地域の海成層の年代と高度を図4に示す。約8000 YBP以降沉水したが、本地域では約6000 YBPの縄文海進に当る高海面期は陸上には認められず、完新世海成層の上限高度は2.5m、その年代は約3000 YBPである。その後現海面に至る離水があったが、約600 YBPの海面が高度1mに記録されており、離水が間歇的であったことを示唆している。

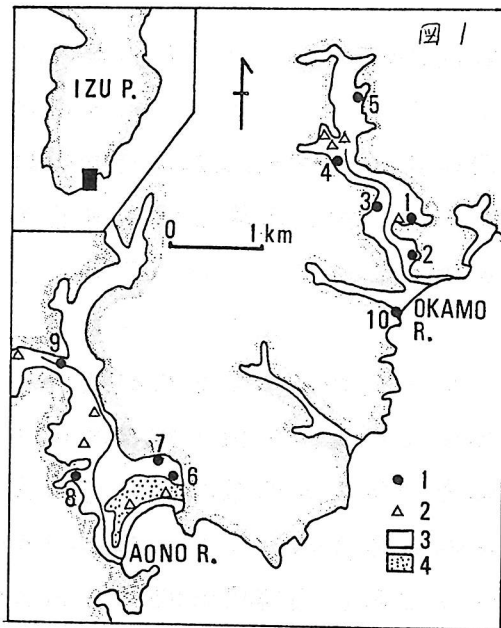
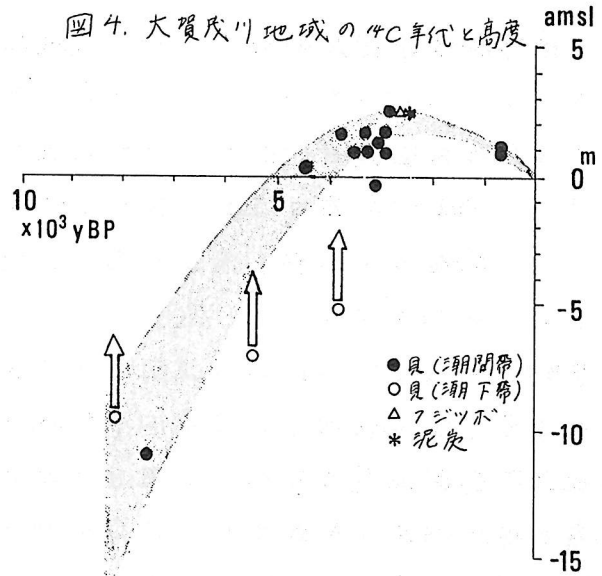


図1. 調査地域

1. 掘削・調査地点 2. 既存試錐地点
3. 完新世面 4. 砂堆

図4. 大賀茂川地域の¹⁴C年代と高度



- 貝(潮間帯)
○ 貝(潮下帯)
△ フジツバ
* 泥炭

a.m.s.l.

m

+5

0

-5

-10

-15

-20

-25

-30

-35

-40

-45

-50

-55

-60

-65

-70

-75

-80

-85

-90

-95

-100

-105

-110

-115

-120

-125

-130

-135

-140

-145

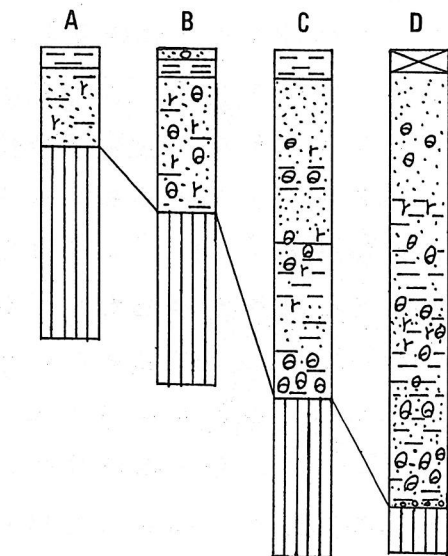
-150

-155

-160

-165

-170



yBP
-3860±160
-5440±190
-8160±300
-7530±150

Saxostrea echinata
Anomia chinensis
Trapezium liratum
Branca manilensis
Lunella coronata coreensis
Paphia undulata
Dorsinella penicillata
Pillucina pisidium
Theora lata
Reticunassa japonica
Dentalium octangulatum
Batillaria spp.
Umbonium moniliferum
Meretrix lusoria
Mactra spp.
Tapes philippinarum
Niotha livescens
Hinia festiva

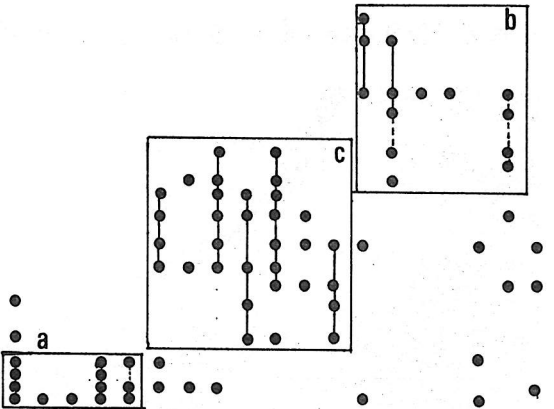


図2. 地点1の掘削結果と1Dの¹⁴C年代・貝類群集 a・b: 潮間帯 c: 潮下帯

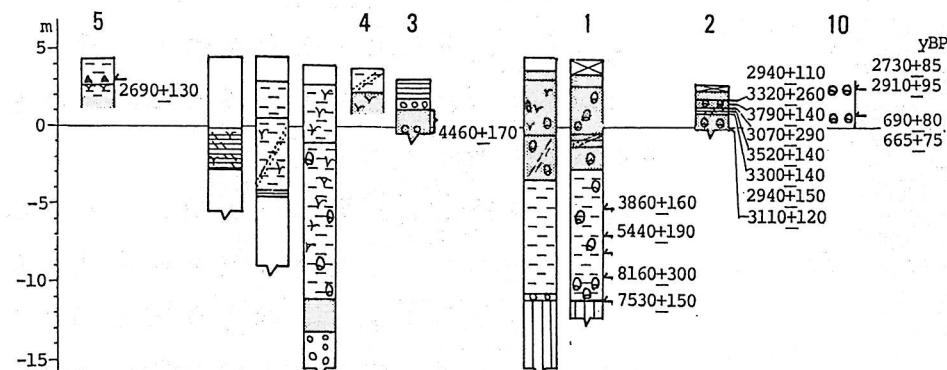


図3. 大賀茂川沿岸の柱状図と¹⁴C年代. 地点5の三角はカワゴダイ パミス

41 佐渡国中平野北部の完新世海成段丘の形成過程

鈴木郁夫(新潟大)・太田陽子(横国大)・Bloom, A.L. (Cornell Univ.)・前田保夫(神戸市教育研究所)・松島義章(神奈川県立博物館)・三好真澄(横国大・研究生)

〔目的・方法〕 佐渡島は北東-南西方向に主山稜が並走する大佐渡、小佐渡、およびこれらにはさまれた国中低地よりなっている。今回の調査では、国中低地北東部に位置する加茂湖周辺および両津湾岸の完新世段丘構成層の層序の観察と年代測定・花粉分析・珪藻分析試料の採取を目的とした。掘削は加茂湖南岸に流入する天王川沿いで3地点、西岸で1地点、両津湾に面するbarrier背後で3地点である。試料の¹⁴C年代測定は木片、泥炭など12点について結果を得た。また、珪藻分析は神戸大の佐藤裕治氏に依頼した。

〔結果〕

1) 主な掘削地点の層序(図2・3): Loc. 2(標高0.9m)では、深さ6mまで木片、泥炭を含む細粒なシルトから礫まじりの粗砂までの粒径を異にする層相変化の著しい堆積物の互層からなる。深さ6~11mまでは、ラミナの発達した灰褐色粘土層からなり、上部層と層相を著しく異にする。Loc. 3(標高2.2

m)では、深さ6mまでは泥炭質あるいは木片などを含む粘土~粗砂など層相変化が著しく、深さ6m以下では海成の可能性もある、やや粒径の小さな淘汰のよい中~粗砂となる。Loc. 4(標高8m)では、深さ2.5mまでは青灰~暗灰色の泥炭質粘土およびシルトの互層、それ以深では層相が大きく変化し、海成層と推定される粗~細砂となる。Loc. 7(標高4.2m)では、深さ2.1mまでは暗灰~青灰色の泥炭質粘土、深さ2.1~2.5mまでは粗砂、それ以深では泥炭層をはさむ粘土層からなっている。

2) ¹⁴C年代分析結果などを基にした考察: Loc. 2の上部・下部層の境界の年代はおおよそ2600 y.B.P.である。珪藻分析(図3)の結果によれば、下部層では4500~3800 y.

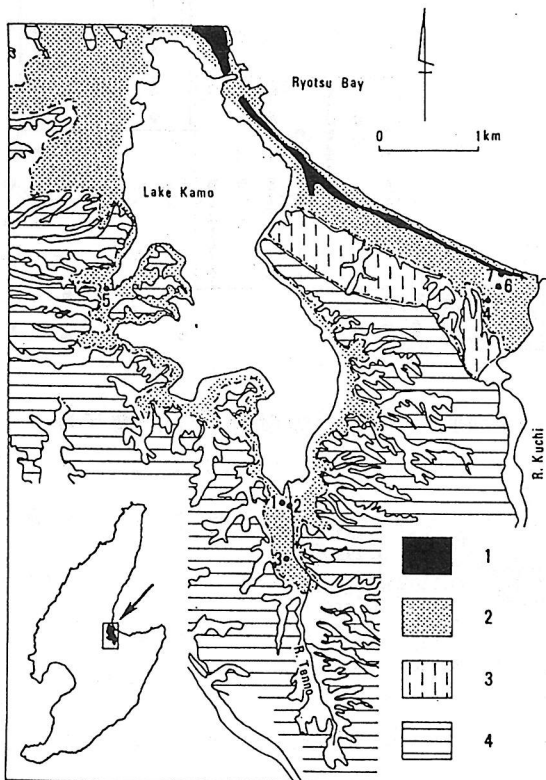


図1. 佐渡国中平野北部の地形分類図と調査地点。
1. 砂丘・砂堆, 2. 完新世面, 3. S面より下位の更新世海成段丘,
4. 海成段丘(S面相当)。黒丸と番号は掘削地点を示す。

B.P.の間は海水種と淡水種が交互に優占するが、その後海水種が優占する海の侵入期が続く。そして、最後に海水種が優占するのは深さ4.1~2.9mで、その年代は2300~1800 y.B.P.である。1800 y.B.P.以降は淡水種が急増、優占するようになるが、これは湾奥に発達した barrier との関係で説明できると考えられる。Loc. 3 では、標高-2.2m 以下の、層相から海成と推定した砂層では、海水種の珪藻が優占する。標高1.5mより上の粗粒な堆積物では淡水種が優占するが、その時期はほぼ4000 y.B.P.以降となる。その時期は、Loc. 2 では標高-8.5mで海水が流入しており、一つの溺れ谷でも湾口と湾奥とでは離水期に著しい違いが認められる。一方、両津湾岸では比較的淘汰のよい砂層の上限と海成層の上限とみなすと、その高さは両津湾側にゆるく低下している、この地域の離水期は4500~4000 y.B.P.と考えられる。このように、隣接した加茂湖南岸の溺れ谷と両津湾岸とでも、両津湾岸で離水期が早く、溺れ谷では遅いという時期的なずれが認められる。加茂湖が現在のような状態になったのは、約1800 y.B.P.である。

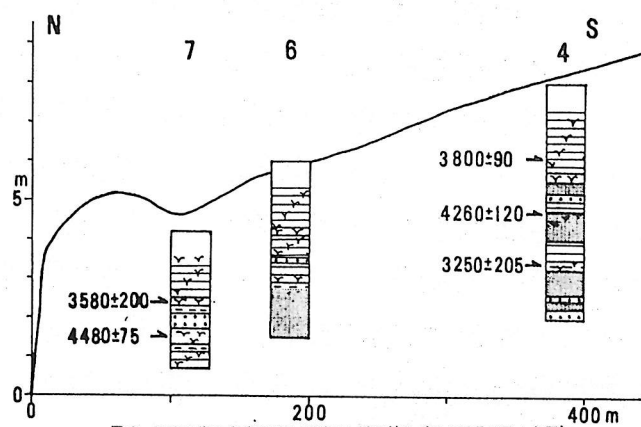


図2 両津湾岸の海成段丘地形断面と掘削結果 (地点番号は図1参照)

と両津湾岸とでも、両津湾岸で離水期が早く、溺れ谷では遅いという時期的なずれが認められる。加茂湖が現在のような状態になったのは、約1800 y.B.P.である。

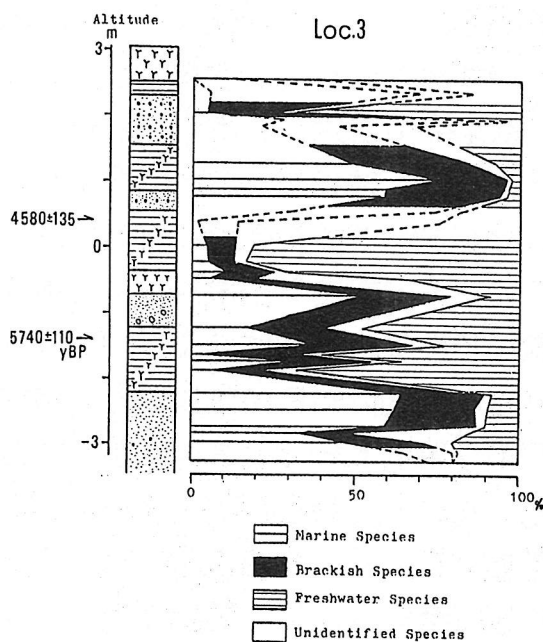
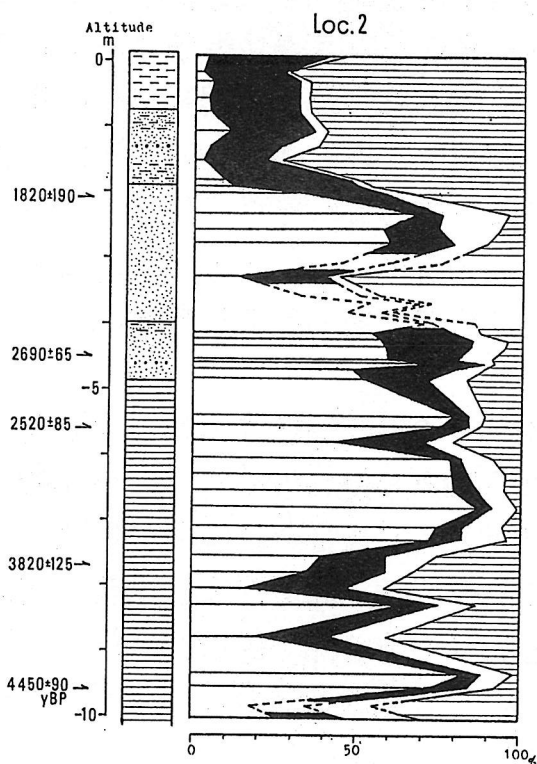


図3 地点2, 3における珪藻分析結果

三好真澄(横浜国大)・松島義章(神奈川県博)・太田陽子(横浜国大)
前田保夫(神戸市教育研)・鹿島薫(東大)・森脇広(都立大)

銚子半島は関東構造盆地の東縁に位置し、下末吉相当面の高度は50~60mである。そして、本面及び下位の段丘面を刻むおぼれ谷を埋積した大小の沖積低地が発達している。本研究では、その中で最大規模の“高神低地”において計10ヶ所の掘削調査を行った。得られた試料については層相観察のほか、 ^{14}C 年代測定、火山灰・貝類・花粉・珪藻・渦鞭毛藻の分析などを行い、完新世堆積物の堆積過程を総合的に明らかにしようとした。

高神低地は、出口を西に持った標高9~10mの東西に延びた低地である(図1)。掘削の結果、低地の東半(Loc.3より東側)では貝殻片混りの青灰色粘土層の上に、西半では貝殻片混りの海成のよい砂層の上に、それぞれ水厚さ5m以上の泥炭層が堆積している(図2)。これらの粘土層、砂層はその層相から海成相と考えられ、それを裏付けるためにLocs.1,2,7の試料について各種分析を行った: Loc.1では珪藻分析により、標高3.9mまでは海水、3.9~5.5mは内湾的汽水、5.5m以上は淡水の止水環境へと変化した; Loc.2では貝類群集、珪藻、渦鞭毛藻の分析により、標高5.3mまでの粘土、シルト層は海成である。その中で貝類群集は下部から感潮域群集→強内湾性種漸下帯泥底群集→内湾漸下帯砂泥底群集→感潮域群集・内湾アマモ帯群集へと変遷している; Loc.7の砂層中の貝は、内湾漸下帯砂底群集からなるはき寄せ堆積である、等のことが明らかになった。従って、海成層の上限高度は、層相観察から推判したものといずれも一致し、湾奥のLoc.1が標高5.3mで最も高く、西の湾口に近いLoc.10では4.4mを示し、現地形と調和的に西へ向ってわずかに低下している(図3)。一方、沖積層の基底高度はLoc.3で-10m、Loc.2で-15mと東へ傾き下がり、かつて高神低地は東側に開口した内湾であったことを示唆している。以下、この内湾を“古高神湾”と呼ぶ。

次に ^{14}C 年代測定結果に基づいて古高神湾の形成史を編むと: オI期(約8000年前)海面は-15m位にあり、東側から海水の侵入が始まる。オII期(約6000年前)海面上昇とともに海域は急速に拡大し、最盛期には利根川沿いにつながる。その時の海面は約+5mに達した。その後、海面低下と東西両縁の砂堤の閉塞とにより、古高神湾は浅い内湾となり(オIII期, 約5000年前), オIV期(約3000年前)には、泥炭が形成されるような淡水止水環境へと急激に変化して行ったと考えられる(図4)。

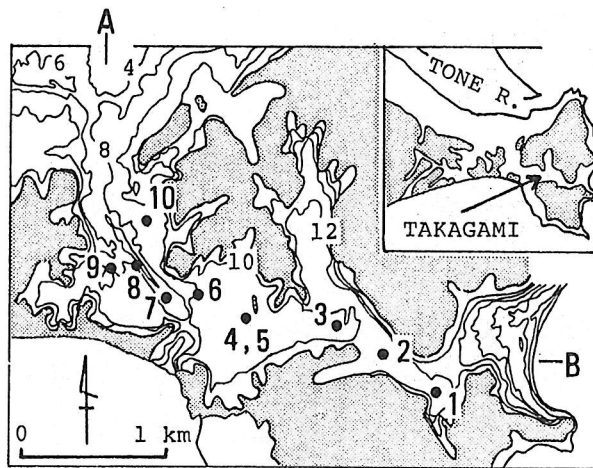


図1. 高神地区の地形 白地は完新世面と等高線(間隔2m), 点線は更新世海成段丘
●3: 調査地点

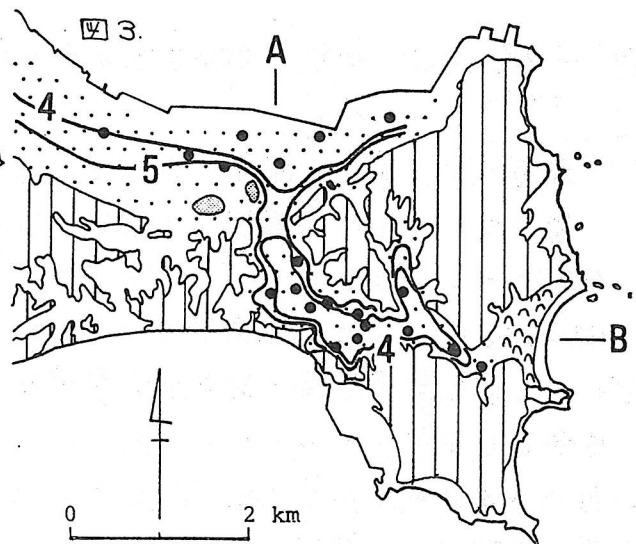


図2. A

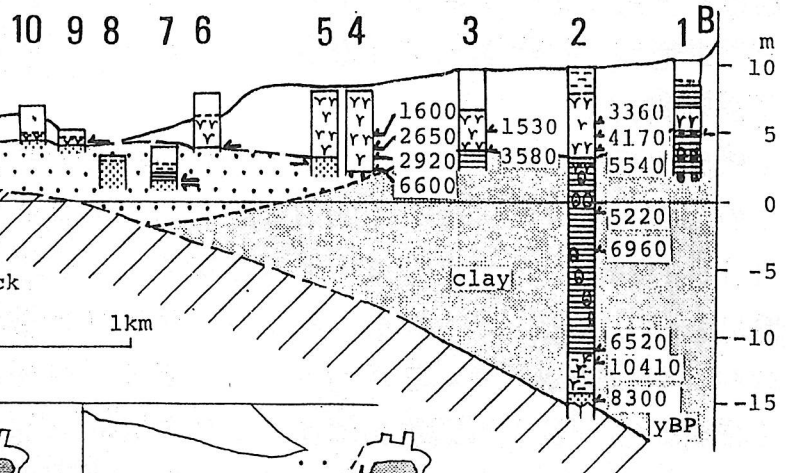


図2: 高神地区の地形
地質断面図

図3: 高神地区の完新
世海成層上限高
度の等高線図
(単位 m)
粗い点線は完新世
面, 細い点線は砂堤,
縦線は更新世
海成段丘

図4.

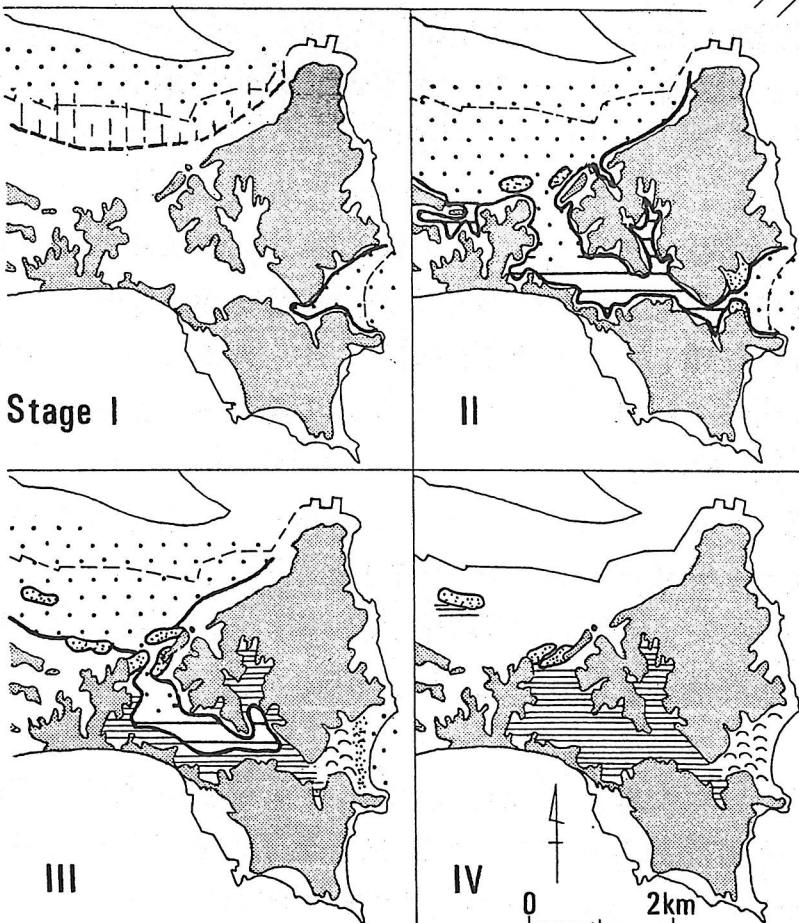


図4: 高神地区の古地
理図

- : 旧海岸線
- ...: 砂
- : 粘土
- ||: 波食台
- ≡: 泥炭
- ⊖: 砂堤
- 〰: 砂丘

43 御前崎周辺地域の完新世海水準変化

鹿島 薫（東大・院）・米倉伸之（東大・理）・池田安隆（東大・理）

熊木洋太（国土地理院）・宮崎 隆（熱海高）・長澤良太（マジマ航測）

〔研究の目的と方法〕

駿河湾西岸から遠州灘東部にかけての地域では、測地結果や地震被害資料などから、過去数百年間の地殻変動量が明らかになりつつある。しかし、これらの変動が長期的にどのように累積されていくかについては、ほとんどわかっていない。本研究では、御前崎周辺の各地区において沖積平野の掘削を行い、海成層の上限高度の認定とその形成年代を調べた。さらに、これらの資料をもとに、本地域の完新世における海水準変動および地殻変動について考察を加えた。

〔研究結果〕

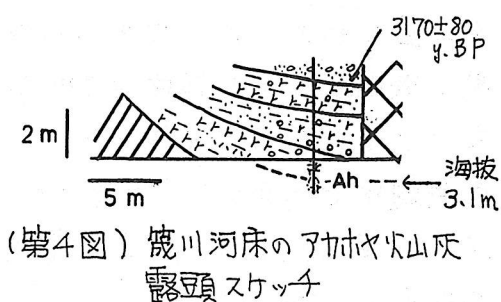
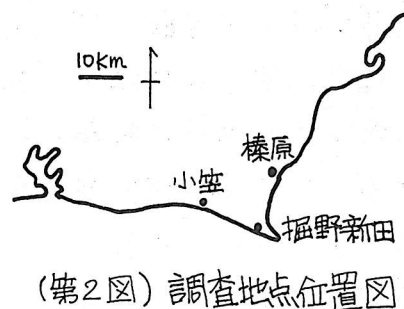
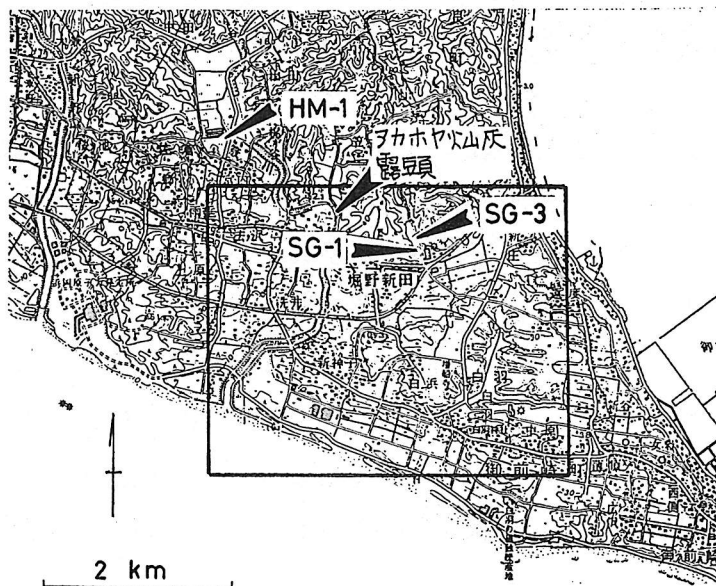
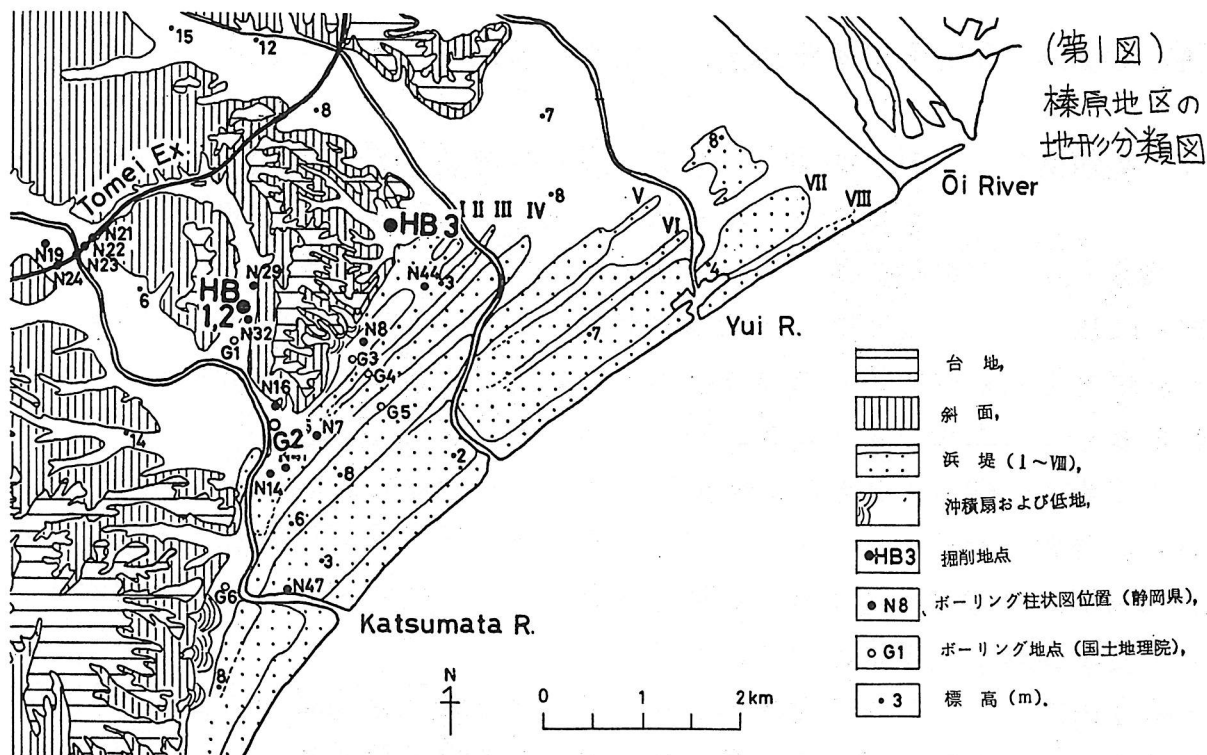
（榛原地区）榛原地区には、8～10列の砂堤列が分布している。このうち、最も内陸側の砂堤列の背後（HB-3地点）と、勝間田川に面した小支谷の谷底（HB-1、HB-2地点）および勝間田川河口を閉塞する砂堤の背後（4-2地点）の3地点で掘削を行なった。この結果、本地区の完新世の最高位海水準は海拔5m以下、5000y.B.P以降は、海水準は+1～-1m（海拔）の間にあったと推定された。

（掘野新田地区）掘野新田地区は、坂本ほか（1977）によって海成層の上限高度が海拔10.4mであると報告され、今回の調査地域内で完新世における隆起が推定されている地区である。本研究では、掘野新田（SG-1、SG-3地点）および内陸側の宮内（HM-1地点）で、それぞれ海拔7.8m、海拔5.6mまで掘削を行った。しかし、両地点とも海成層に達しなかった。また、箴川河床に、アカホヤ火山灰を夾在する谷埋め堆積物層の露頭を発見した。珪藻分析の結果、アカホヤ火山灰は淡水の湿地上に堆積したと推定された。これらの点から、本地区の完新世最高位海水準は海拔5～7m以下、アカホヤ火山灰降下時の海水準は、海拔3m以下であった可能性が高い。

（小笠地区）小笠地区では、既存のボーリング資料から、縄文海進時の内湾域を推定し、その北限付近で掘削を行った（OG-1地点）。OG-1地点での海成層上限高度は海拔5.1mであった。また、箴川河床沿いのカキ礁露頭（大東町西ヶ崎、海拔3.5m）より試料を採集し、 ^{14}C 年代測定を依頼中である。

〔まとめ〕

御前崎周辺地域は、宝永地震、安政地震時に、1m程度の隆起が確認されている。しかし、本研究の結果、本地域の完新世の最高位海水準は海拔4～5mであり、房総半島南端部のような顕著な隆起は認められなかった。



(第3図) 掘野新田地区の調査地点

(第4図) 篠川河床のアカヤマ山灰露頭スケッチ

(第1表) 御前崎周辺地域の旧海水準資料			
地区名	海成層上限高度	年代(y.BP)	備考
榛原 HB-1,2	1.1m	5140±35~4590±75	当時の高潮位に相当(珪藻分析から)
HB-3	-0.1m	3170±70	当時の高潮位に相当(珪藻分析から)
G-2	-1.7m	3320±160 以前	海成層の最上部は削られた可能性有り。
掘野新田 SG-1,3	7.8m以下	測定中	珪藻分析による
HM-1	5.6m以下	測定中	珪藻分析による
篠川河床	3.1m以下	6300 (アカヤマ山灰)	珪藻分析による
小笠 04-1	5.1m		(縄文海進の内湾域の最大拡大時の高潮位に相当(珪藻分析から)
(篠川低地) 西山崎	3.5~4m	測定中	カキ礁

長澤良太(マジヲ航測)・宮崎 隆(熱海高)・鹿島 薫(東京大・院)
青木哲哉(立命館大・院)・大庭正八(常葉学園女子短大)

演者らは、御前崎西方の菊川低地において、地形・地質調査、ボーリング資料の収集、ボーリングコアの微化石分析を行い、更新世末期から完新世にかけての地史と海水準変動の解明を進めてきた。現在までに、本研究によって得られた知見は、以下のようにまとめられる。

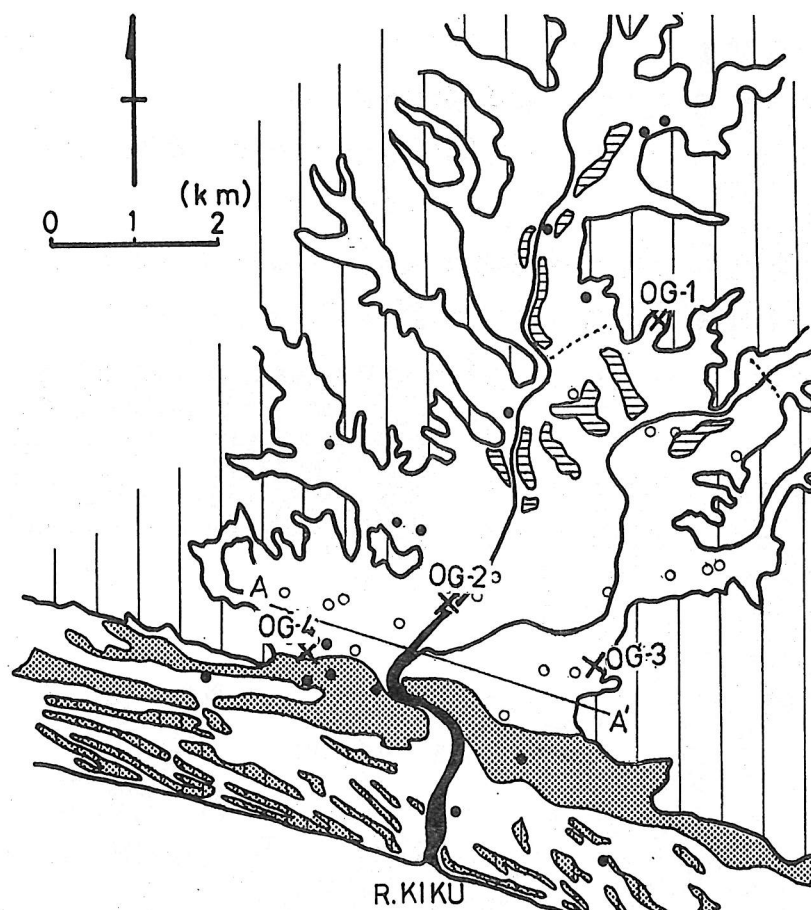
(1) 菊川低地は上位風成砂に厚く覆われた砂堤によって南端を閉ざされている。低地の北半では、河川に沿って多くの自然堤防が分布し、頻繁な氾濫と河成物質の堆積を示唆する。低地の南部は、土地改良が行われる前までは、排水不良の低湿地・泥炭地が分布していた。

(2) 既存のボーリング資料の解析から、本地域の沖積層は下位より、基底礫層(BG)、下部砂礫・泥互層(LGM)、中部砂礫層(MG)、上部泥層(UM)、最上部泥層(TM)の5層に細分される。これらのうち、MGはLGMの堆積頂面を10m弱きり込んで堆積しており、MG堆積時は若干海面低下傾向にあったと推定される。UMは、貝片を混在しており、その層厚は15m余に達する。これは、縄文海進によって形成された内湾域の堆積物と推定される。TMは、砂礫混在の河成シルトからなり、その層厚は3~5m以下である。また菊川低地南部ではTMは泥炭質シルトとなる。

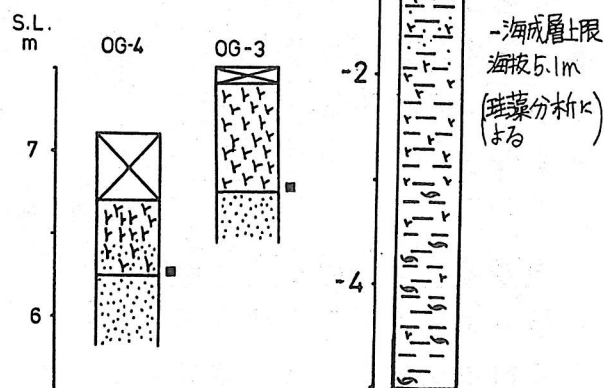
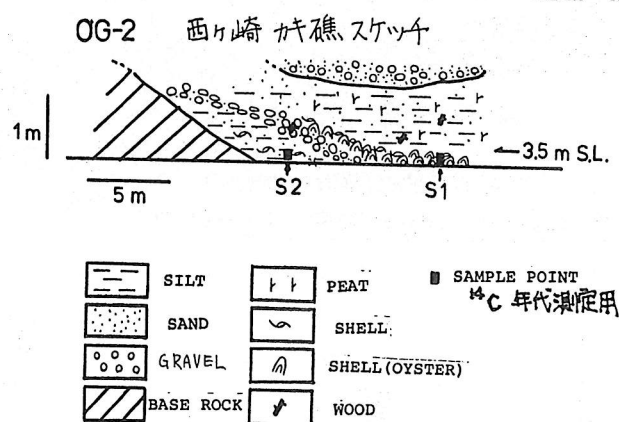
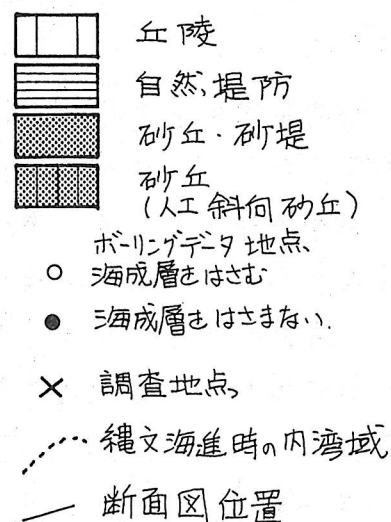
(3) 上記のUMの分布から、縄文海進の最大海域拡大時の内湾域を復元し、その最も北側の地点でオールコアボーリングを行なった。コアの珪藻分析の結果、海成層の上限高度は海拔5.1mであった。また、大東町西ヶ崎では、菊川河床にカキ礁露頭を発見した。カキ礁の高度は海拔3.5~4mであり、¹⁴C年代測定を依頼中である。

(4) 菊川低地南端部を閉塞している砂堤の背後でオーガーボーリングを行い、泥炭層基底部のサンプリングを行った。本試料の¹⁴C年代も現在依頼中である。

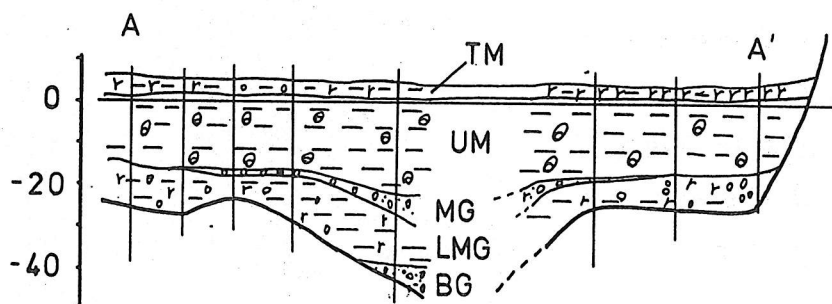
(5) 菊川低地の完新世の地史は次下のようにまとめられる。MG期以降の急速な海水準上昇に伴い、菊川低地に広く内湾域が拡大した。最も湾域が拡大した時の海水準は、海拔4~5mであった。その後、菊川低地北部では、菊川の氾濫による河成物質の堆積が進んだ。南部では、砂堤による湾口の閉塞のため、排水不良の低湿地・泥炭地が形成された。



菊川低地の地形分類図



各調査地点の柱状図



菊川低地の地質横断面図

45 海岸砂地帯の地盤と地震被害

—遠州中東部における東南海地震の家屋被害の例—

大庭正八（常葉学園女子短大菊川校舎）

静岡県遠州中東部の、榛原町と福田町との間約54kmにわたる海岸砂地帯の地盤と、そこでの1944年12月7日東南海地震の家屋被害について述べる。

同じ沖積地盤でも、海岸砂地帯や砂礫地は、泥層地に比べて地震の被害は軽い（表1）。しかし、海岸砂地帯の場合、下部に厚い泥層があると被害が増大するというのが、本文のポイントである。

（表 1）

東南海地震の遠州の家屋被害

地 盤	戸 数	住家全壊	全壊率%
沖積泥層地	14200	3700	26.1
沖積海岸砂地帯	22200	780	3.5
沖積砂礫層地	31800	440	1.4
洪積地盤岩盤	61600	140	0.2

（大庭1957 p208）

1. 地盤の分類

海岸砂地帯の地盤を、下部の泥層（粘土質層）の有無から、次のふたつに分類する。

(1) 地盤の主体となる砂層（後述の上部砂層に相当）が、直接基盤の上にある場合（S型地盤）

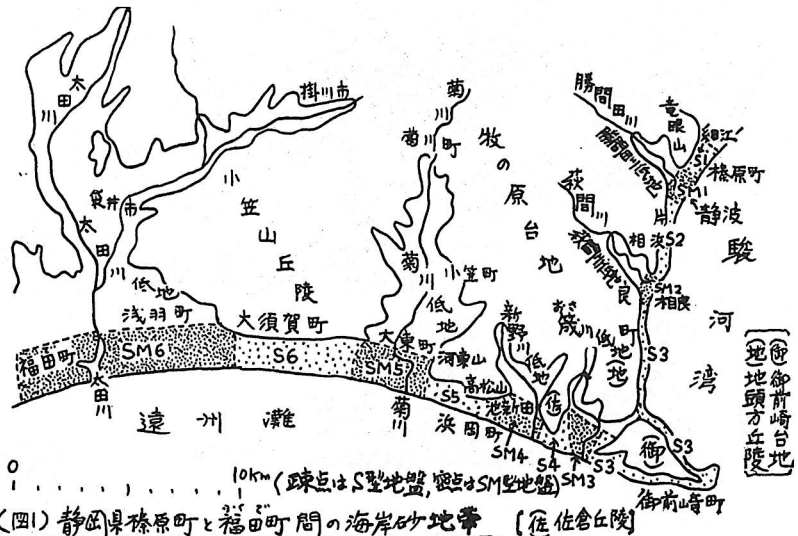
。

(2) 砂層（上部砂層）と基盤との間に厚い泥層（下部泥層）がある場合（SM型地盤）。なお泥層には、基底礫層をもとまう場合が多い。

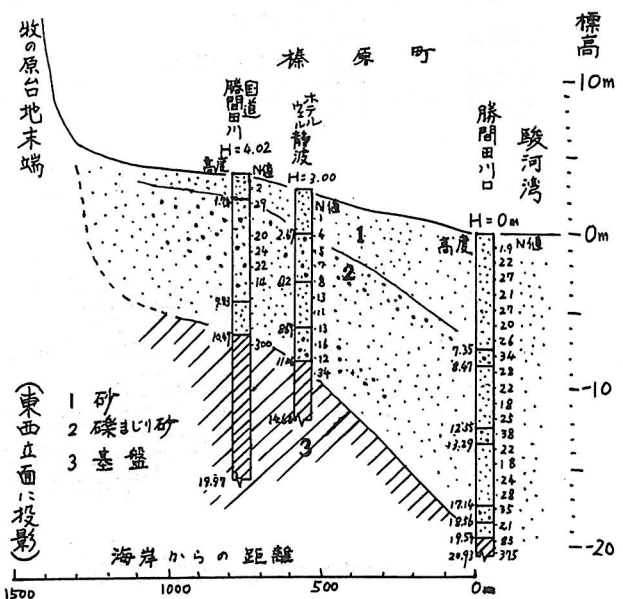
(1)と(2)のどちらの場合でも、砂は、海水の営力にもとづく砂州のものと、その上にのる砂丘のものとある。砂州には、浜堤と浜堤間低地・後背湿地とが見られ、後者はくぼ地でうすい泥層におおわれる。

2. S型地盤

S型地盤には、図1の中や表2に示される6つの地区がある。ここの



（図1）静岡県榛原町と福田町間の海岸砂地帯（佐佐倉丘陵）



（図2）海岸砂地帯S型地盤の地質断面図—S2地区の例—

地盤の背後には、どこにも洪積台地・丘陵があって、これと海食崖と思われる急崖で接している。砂層の厚さは5～25mぐらいで、その基底面は海食面と思われる。

3. S型地盤の地震被害

S型地盤における東南海地震の住家全壊は表2に示してあり、4,405戸のうち61棟が全壊している。全壊率は1.7%となる。S6地区の場合、被害は後背湿地に集中する。

4. SM型地盤

SM型地盤には、図1の中や表3に示されるように、6つの地区がある。この地盤の背後は、どこも厚い泥層（粘土質層）の低地である。上部砂層の厚さは10～15mぐらいだが、S6地区では10～30mに達する。下部泥層は15mぐらいから50mぐらいまでである。この下部泥層は、背後の低地の泥層の下部につながっている。

5. SM型地盤の地震被害

SM型地盤では、表3に示した地震被害があった。すなわち、合計5,783戸のうち495棟が全壊し、全壊率は8.6%となる。ここの全壊率は、S地盤の1.7%の6倍強の高率である。

SM型地盤では、地震に強いといわれる砂地でありながら被害率が高いのは、下部泥層のしわざである事は明白である。それはこの地震のさいに、上部砂層が下部泥層の振動に乗せられて中れたのが、おもな理由であろう。

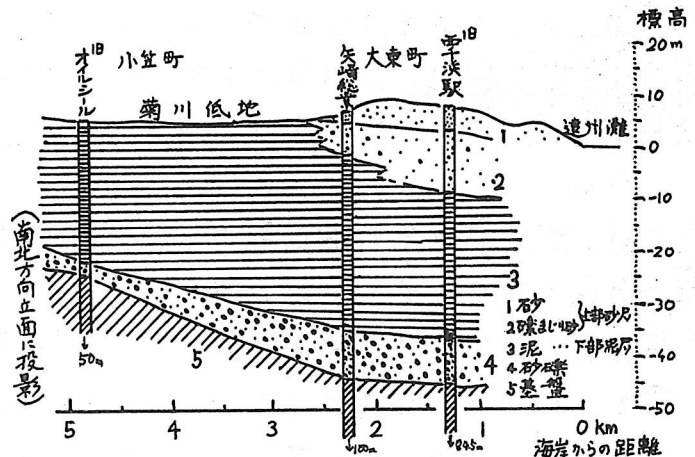
文献： 大庭正八：1944年12月7日東南海地震に見られた遠江地方の家屋被害分布と地盤との関係，地震研究所彙報35-1（1957）

(表 2)
S型地盤の地区別家屋地震被害

地 区	背 後	戸 数	住家全壊	全壊率%
S1地区 鵜飼地区	竜眼山	942	1	0.1
S2地区 片浜地区	牧の原台地	609	1	0.2
S3地区 御前崎地区	徳島台地	1,160	14	1.2
S4地区 佐倉地区	佐倉丘陵	287	2	0.7
S5地区 高松地区	河東山・高松山	523	1	0.2
S6地区 大須賀地区	小笠山丘陵	884	42	4.8
合 計		4,405	61	1.4

* 6ヶ町47集落

(大庭1957 p257以降より編集)



(図3) 海岸砂地帯 SM型地盤の地質断面図

-SM5地区の例-

(表 3)
SM型地盤の地区別家屋地震被害

地 区	背 後	戸 数	住家全壊	全壊率%
SM1地区 静波地区	勝間川低地	606	20	3.3
SM2地区 相良地区	萩間川低地	1,209	12	1.0
SM3地区 茂川地区	飯川低地	180	4	2.2
SM4地区 池新田地区	新野川低地	799	6	0.7
SM5地区 大東地区	菊川低地	509	59	11.6
SM6地区 浅羽地区	太田川低地	2,480	394	15.9
合 計		5,783	495	8.6

* 6ヶ町49集落

(大庭1957 p257以降より編集)

宮崎 隆 (熱海高)

遠州灘沿岸の天竜川から東端の御前崎に至るまでの約40kmの沿岸域には、海成平野が発達しており、さらに平野上から段丘・丘陵上に至る地域には太平洋岸最大規模を有する砂丘が発達している。(Fig. 1)

筆者は、数年来、遠州灘沿岸平野東部地域について調査を進めてきている。得られた成果の一部を紹介する。

紹介

①遠州灘沿岸の平野上に見られる地表形態は、大別して三列からなる砂堆列と多数の砂丘列で示すことができる。(Fig. 4)

②多数の砂丘列は、砂堆表面において乾燥した砂粒が、西の冬季卓越風の影響を受け匍行・跳躍の運動をくり返し移動・再堆積を行なった結果形成されたもので、大別して3期に区分することができる。(Fig. 3)

③最内陸砂堆上及び段丘・丘陵上にまで分布する砂層の一部は黒色腐植砂層により被覆されていることが確認され、御前崎町新神子の砂堆断面が観察できる露頭では下部海成円礫中にパミス粒が点在することと直上の黒色腐植砂層中からは弥生式土器(ヌシメ〜3C)が出土することが確認された。

④第二列目の砂堆列は、最内陸砂堆上にまで黒色腐植砂層の被覆が終了した後、新しい時期に形成された砂堆と考えられ、現在までのところ明らかな腐植砂層は確認できないでいる。

⑤第二期砂丘は、古文書等により16Cにはすでに固定化していたことが知られている。

⑥第三列目の砂堆形成期に関しては、明らかにすることはできなかった。

⑦第三期砂丘は、17C以来、西の卓越風の影響を受けさかんに東方への移動を行ない地域住民を大変に悩ませていたが、20C後半になり県林務部並びに当時の林野庁から応援を得て以来、住民産による砂丘への積極的な働きかけがはじまり現在に至っている。(林野局1947)

今後の課題

日本の沿岸地域に発達する平野形成モデルの1つとして、砂堆列の形成・陸化過程及び砂丘地形への移行・変化過程に関する分析を実施することにより今後も、調査・研究・報告をより一層進めて行きたいと考える。

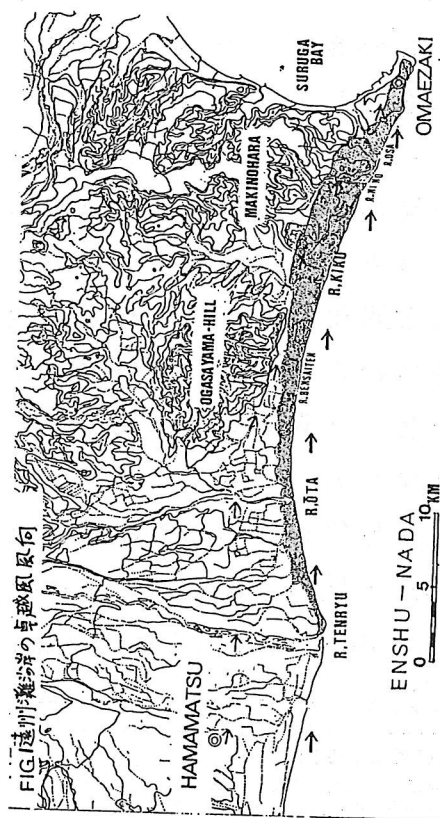


FIG2 縦断面図B 御前崎から神子

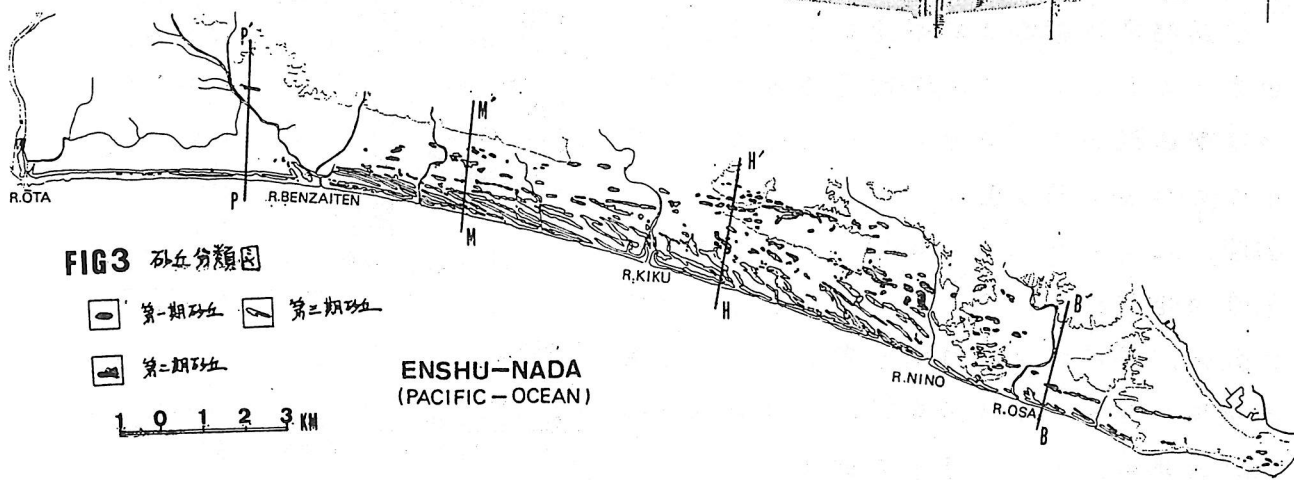
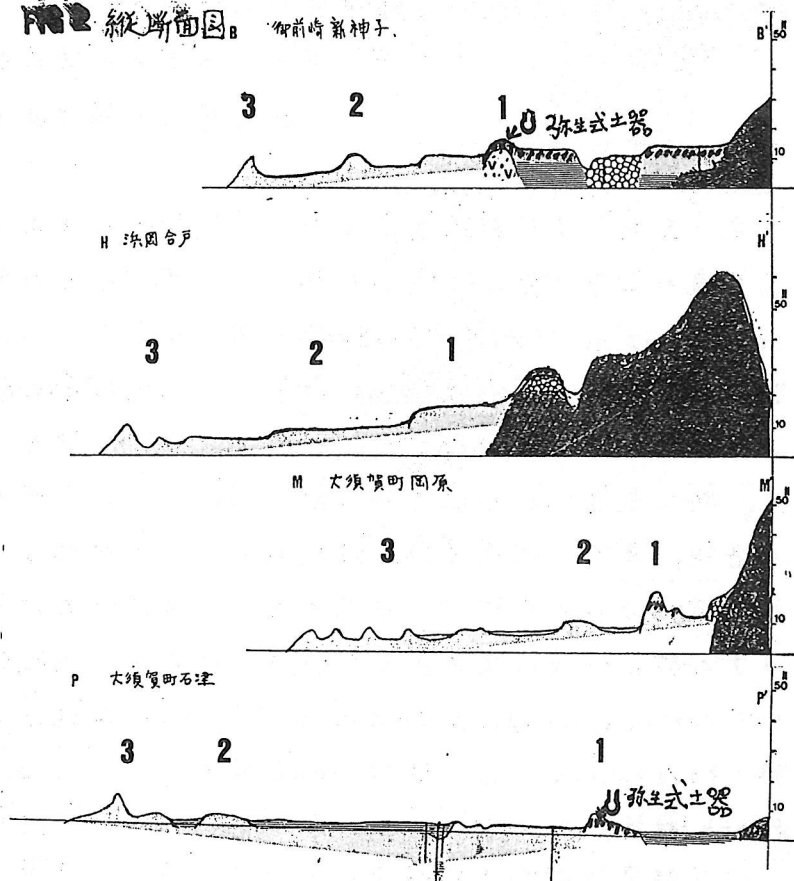
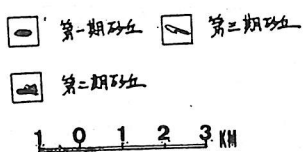


FIG3 砂丘分類図



ENSHU-NADA
(PACIFIC-OCEAN)

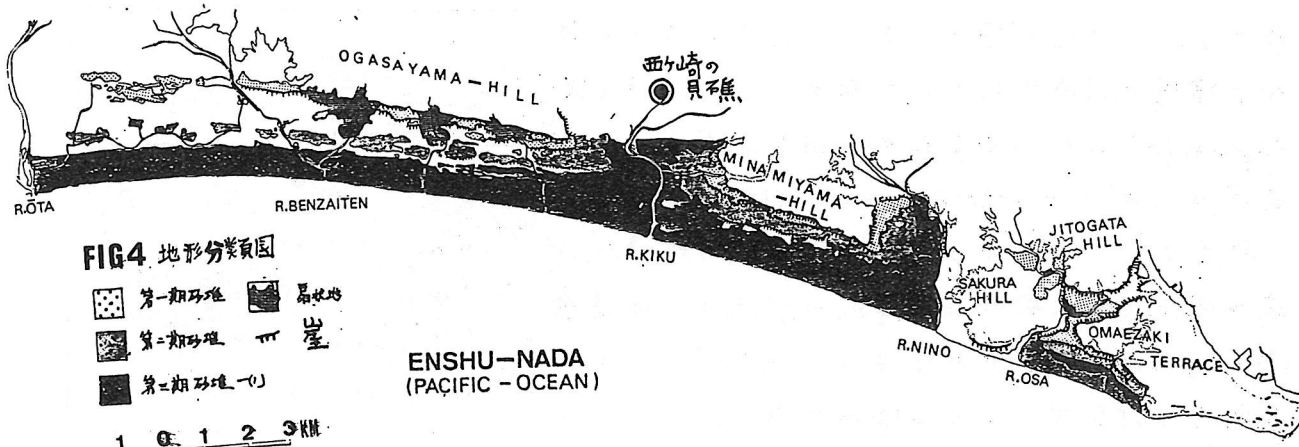
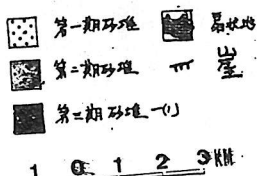


FIG4 地形分類図



ENSHU-NADA
(PACIFIC-OCEAN)

47 風成環境における粒度組成の特徴

— オーストラリアおよび日本の風成砂を例として —

遠藤邦彦・隅田まり (日大・文理・応用地学)

オーストラリア大陸を広くおおう内陸砂丘および海岸砂丘の層序は、近年、古土壌や¹⁴C年代などの資料が加わり、明確化しつつある (Bowler, 1971ほか; Suzuki, et al. 1982)。その結果を図1に示す。これを概括すれば、最終氷期後期の乾燥期 (Zanci, Mungo期) に、longitudinal dune や lunette を主とする活発な砂丘形成が生じ、その終息の後、完新世に至って再び活動が生じている。特に最近2000年間の再活動は内陸・海岸を問わず著しいものがある。これら各期、各形成環境の風成堆積物やその供給源となる各種堆積物の粒度組成上の特徴について検討し、日本のそれとの比較を行った。試料を得たオーストラリアの砂丘地域は次の通りである (図2)。内陸部: Mildura 周辺 (Walls of China, L. Victoria, L. Popilta の lunettes, Colignan の河畔砂丘), L. Grace 周辺, 他。海岸部: Esperance 周辺, Millicent 周辺, Perth 付近, 他。

分析結果の概要は次の通りである。

- ① オーストラリアの各種堆積物の積算曲線や確率曲線は幅を示すが、砂丘堆積物は集中している (図3)。
- ② 図4において、オーストラリアの各堆積環境の堆積物は、C, L, R の3つの領域に分れ、風成砂は3領域の重なる部分に集まる傾向がある。Cは海岸部, Lは内陸の lunettes 地域, Rは内陸の河畔に主として分布する。この領域界を、シリア砂漠と日本の様々な環境の堆積物について求めた ϕ -M ϕ 図 (Ue-sugi, 1973) 上におとしたのが図5である。Cの領域は日本の windlaid or wave field の領域と一致する。この図から、C領域は波の環境から風成環境へ, L領域は停滞水の環境から風成環境へ, R領域は流水の環境から風成環境へという関係に対応することが読みとれる。

- ③ ϕ -M ϕ 図 (図6) においても、3つの領域が重

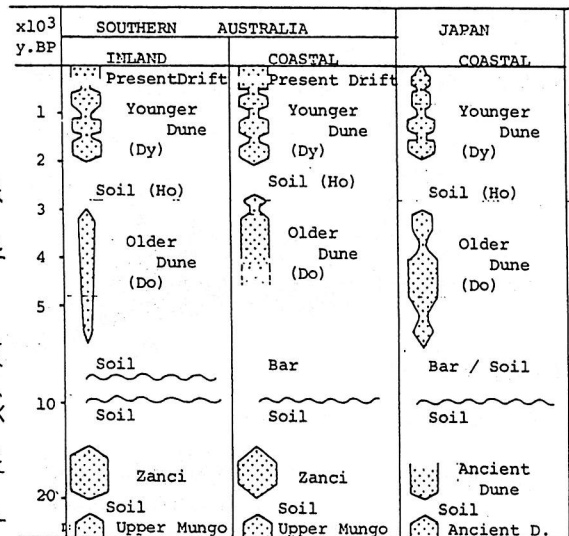


図1. オーストラリアと日本の砂丘層序

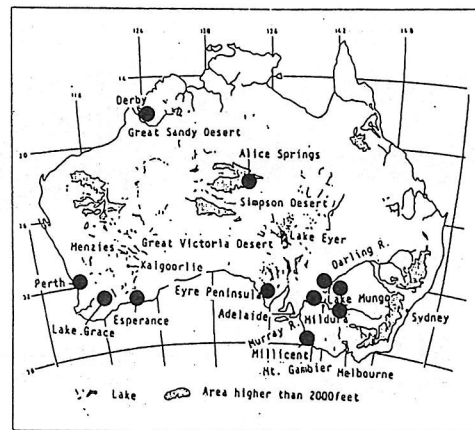


図2 オーストラリアにおける試料採取地点。

複部をもちつつ分けられる。図7において、従来の海浜砂・風成砂の境界は海岸砂丘と内陸砂丘の境界に対応し、オーストラリアの海岸砂丘は海浜砂の領域に位置する。図7にはオーストラリアの海浜砂・風成砂の境界を示したが、サンプル数が少いため、更に検討を要する。以上にもとづいて、オーストラリアと日本の各堆積環境における風成層の形成過程とその時代的変遷について考察する。

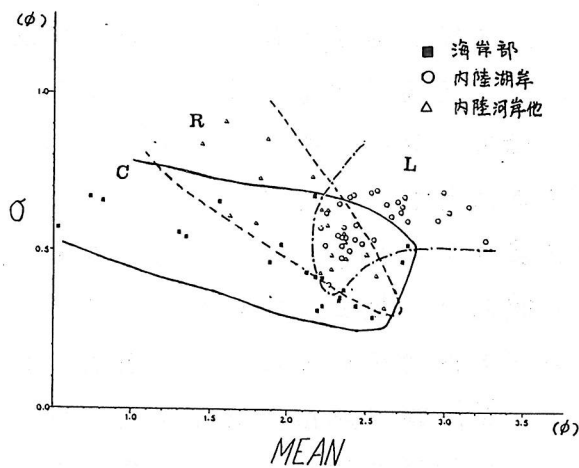


図4 オーストラリア $\sigma\phi$ - $M\phi$ プロット

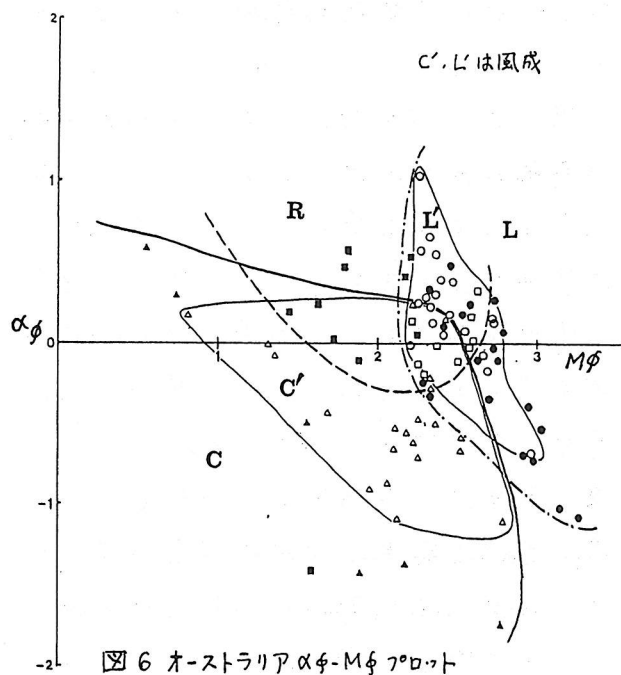


図6 オーストラリア $\alpha\phi$ - $M\phi$ プロット

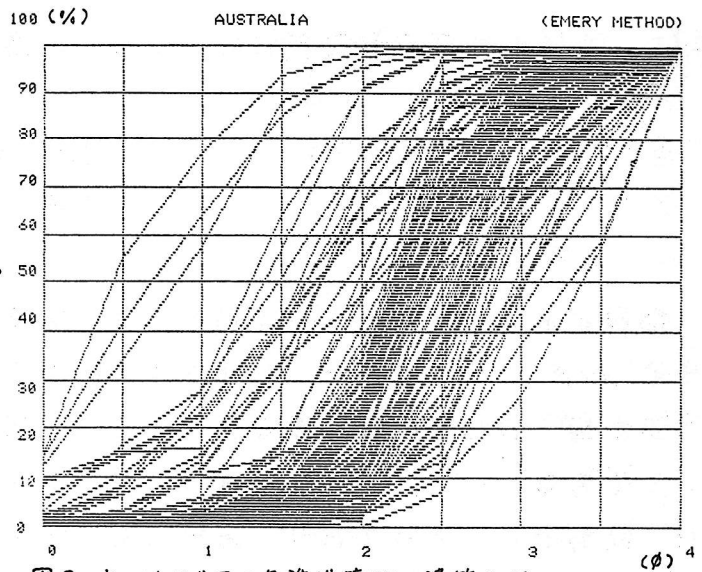


図3 オーストラリアの各種堆積物の積算曲線

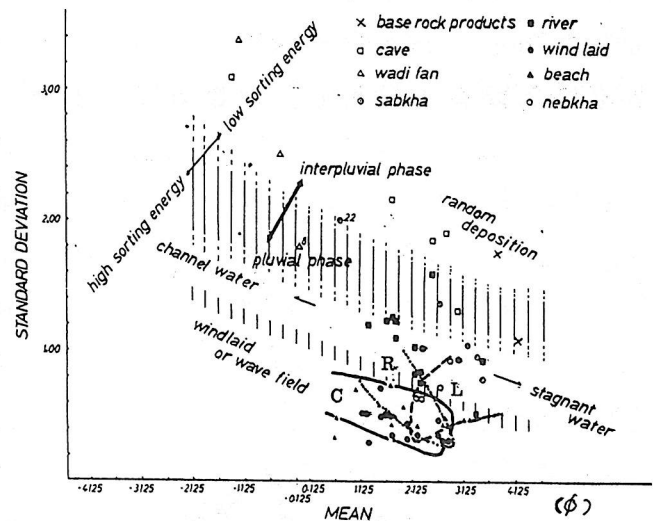


図5 Uesugi (1973) の $\sigma\phi$ - $M\phi$ 図とオーストラリアの C, L, R 領域 (図4による)

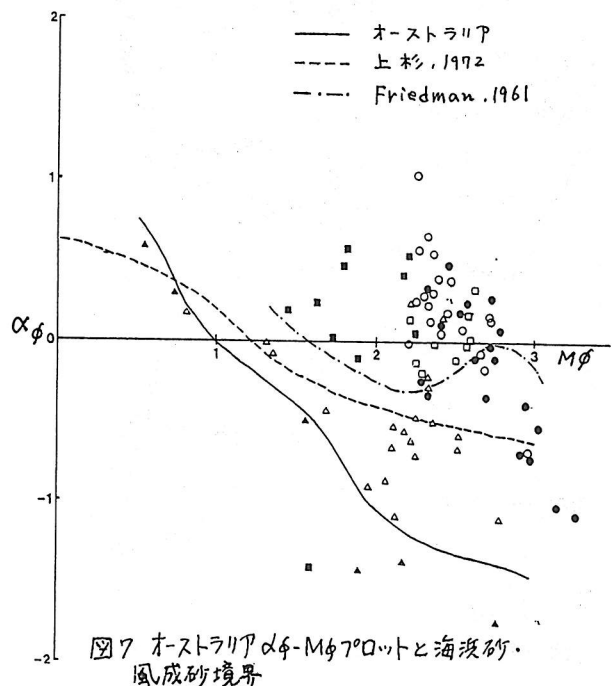


図7 オーストラリア $\alpha\phi$ - $M\phi$ プロットと海浜砂・風成砂境界

陶野 郁雄 (国立公害研究所)

安田 進 (基礎地盤コンサルタント)

昭和58年5月26日12時00分、秋田県能代市西方沖の北緯40.4度、東経140.9度を震央としたマグニチュード7.7の地震が発生した。この地震は「日本海中部地震」と命名された。この地震の大きな特徴は津波を伴っていたことである。一方、砂地盤の液状化現象は規模の大きさ、範囲の広さとも新潟地震以降最大のものであり、各地に大災害をもたらした。

図-1は秋田県内において液状化現象による噴砂が認められた地点を示したものである。能代市の河戸川、浅内地区や若美町の五明光、玉の池地区で顕著な液状化現象が発生し、多数の家屋が倒壊し、道路が陥没した。ハ節潟干拓堤

防はほぼ全周で沈下、すべり、クラック等の被害を受け、噴砂も堤防沿いにほぼ全域にわたって生じていた。また、秋田県立男鹿工業高校でも校舎の周囲、床の割れ目、校庭で噴砂が生じていた。秋田港もほぼ全域にわたって被害が生じていた。秋田港は、旧雄物川河口を埋立てて構築されたものであり、この埋立て砂の液状化に起因しているものと思われる。

図-2は青森県内において噴砂が認められた地点を示したものである。特に車力村では広範囲にわたって液状化現象が発生しており、その中心は富范、牛潟地区である。富范では噴砂孔が5~8mのものがいくつも見られた。その一例を図-3に示した。また、牛潟、下牛潟、大田光、平滝地区では住宅、道路で顕著な液状化現象が見られた。岩木川では下車力付近を中心として、十三湖から稲垣村にかけて、左右

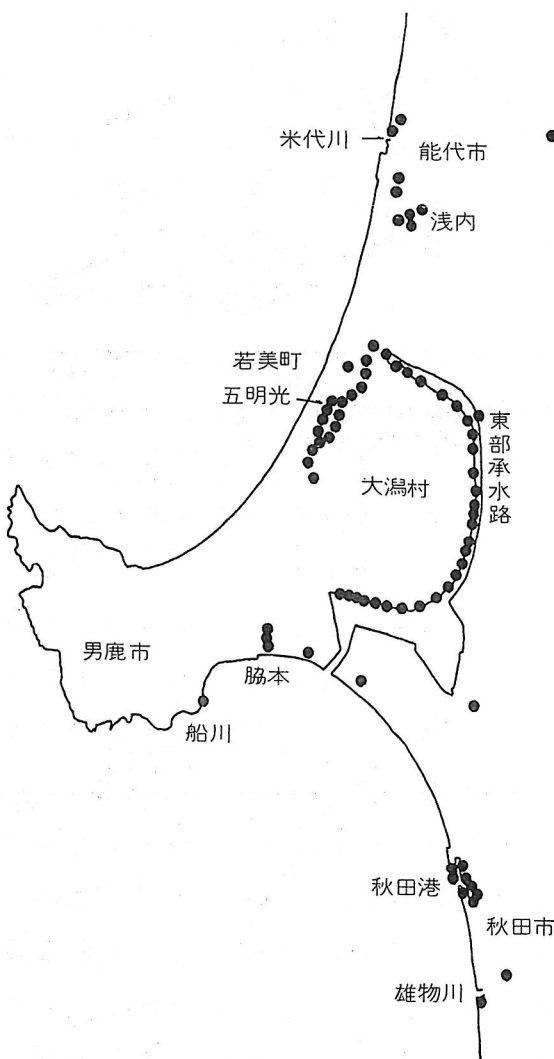


図-1 秋田県内における液状化発生地点

の護岸堤防に被害が生じており、堤内地・堤外地に無数の噴砂が見られた。青

森市では青森駅、沖館地区の石油基地で噴砂が見られた。この他多くの噴砂の認められた地点があるが省略する。

6月21日15時26分頃余震域の北端部でマグニチュード6.9の地震が発生した。この時も車力村の富苑、牛潟地区、岩木川の堤防沿いで再び噴砂が見られ、再液状化現象が確認された。

車力村富苑で見られたおぼけ噴砂群は現在までに確認された噴砂孔としては世界最大のものであり、天然記念物として後世に残す価値があるもの

と考える。

今後、さらに詳細な調査を行い、液状化現象による地盤災害発生メカニズムをより一層明らかにして行きたいと考えている。

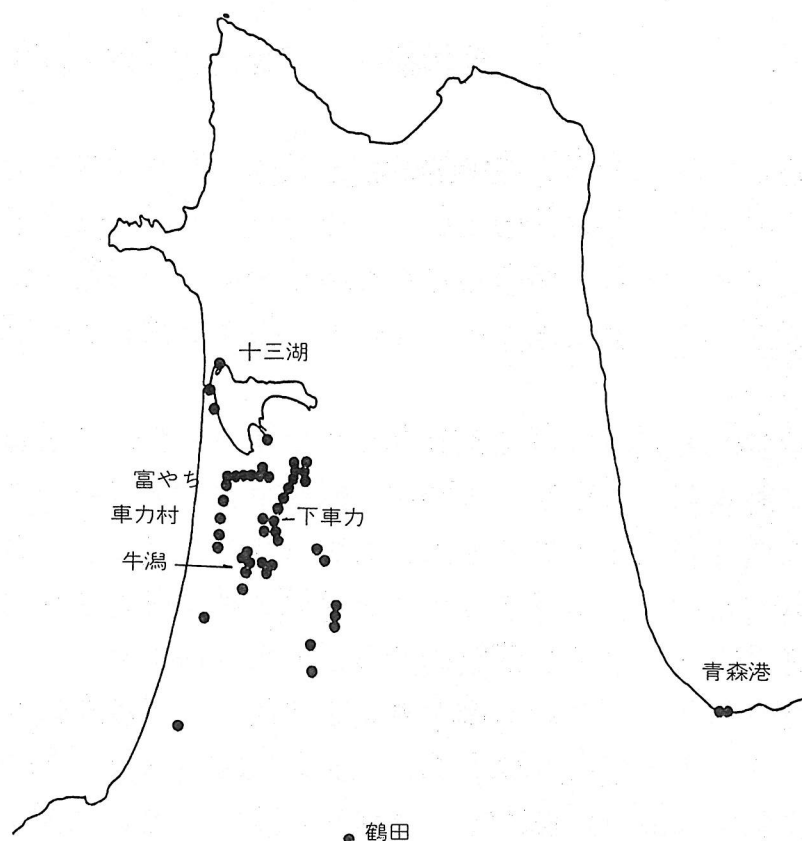
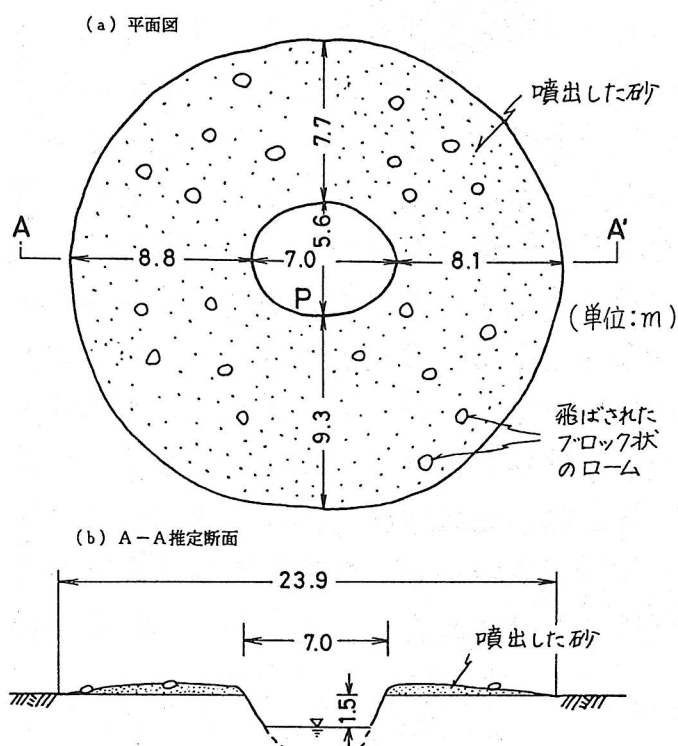


図-2 青森県内における液状化発生地点



(c) P点の噴砂孔壁の詳細断面図

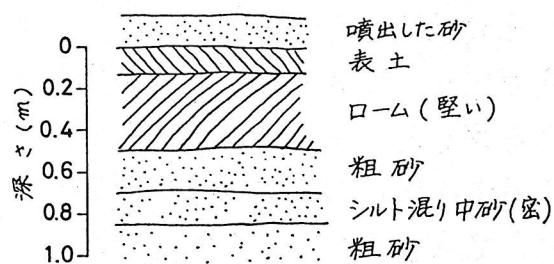


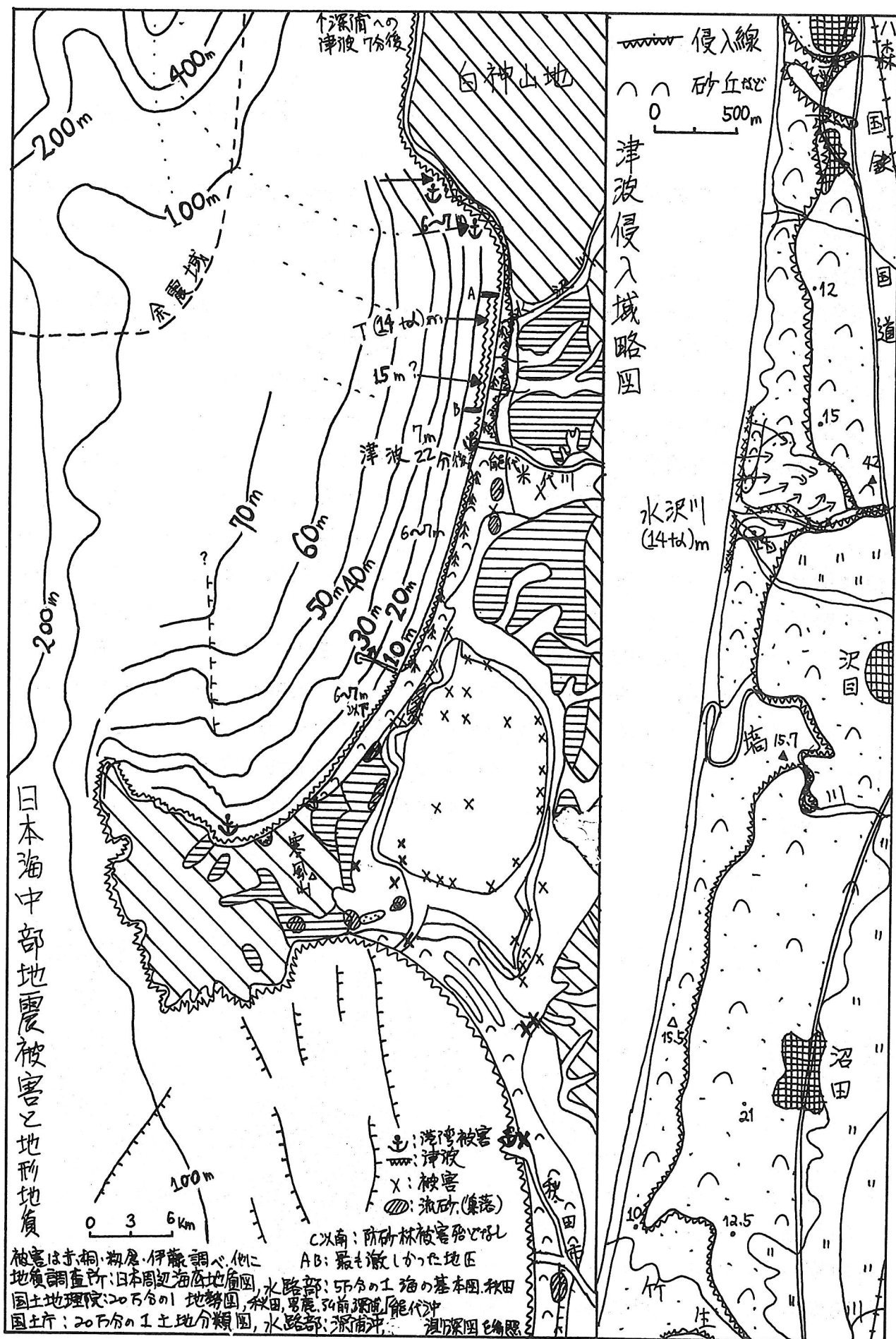
図-3 青森県車力村におけるおぼけ噴砂孔

赤桐毅一・粕倉克幹（国土庁）

1. 概要 1983年5月26日に発生した日本海中部地震は秋田・青森両県下に甚大な被害を与えた。演者（赤桐）は当日秋田にいて、地震とその後の混乱及び被害状況をつぶさに知ることができた。演者らはその後秋田県下の被害を調査した結果、被害とネオテクトニクスの関係について若干の知見を得たので報告する。

2. 陸域の被害の分布 陸域における被害は大部分低地に集中した。流砂は砂丘の付根に著しく秋田市、若美町、男鹿市、大潟村、能代市などで多数の家屋が損壊した。秋田市新屋元町ではNNW～SSE方向に並走する7条以上の地割れが発生し、この地割れの伸びは図1に示すようにこの地域の構造線の方角と一致し、流砂・噴砂泥がネオテクトニクスと関連のあることを示唆している。若美町五明光では住宅地の他にビニール水田の噴砂が大量発生し、男鹿市脇本では水田に盛土した地区で全壊家屋が多数発生した。これらの被害は縄文期からの地盤運動が上昇域から下降域に遷移する点で土地利用が適正でない地点で被害が激しくなっている。

3. 津波被害の特徴 津波は第一波が最も高く、繰返し押寄せた。海岸線の出入に富む岩館～八森海岸～男鹿半島に被害が出た。このうち八森～竜町では全体に平滑な海岸であるにもかかわらず津波波高は7mもしくはそれ以上であり、砂丘を越えて内陸側の沖積低地に侵入した。後日、この高さに植生枯死線が残った。ことに峰浜村の海岸では津波波高は14mもしくはこれを超えており、直線海岸においては異例な現象であった。しかし、この高波高を示す地域の背後の地形は中小河川の形成による発達した扇状地におけるWürm氷期以後の侵食谷が周囲より深く、かつその後の沈降が周囲より大きく、谷の大陸棚への延長部での埋積が周囲より小さいことが類推される。津波は沖合では海底地形の大まかな傾向（深海底（2000m）より浅海底（100）へ移る）に影響されて津波の型が決り、浅海域に入り、浅海底の地形（男鹿半島から北に伸びる構造線により形成された海底地形、米代川河谷の流送物の堆積地形、Würm氷期の米代川及び中小河川の谷地形）に影響されて峰浜村を中心とした高波高地域が形成されたと考えられる。しかし、海域の情報が充分でなく、この方面での探査と情報の集積の必要性が大きい。



栗田泰夫 (地質調査所)

出羽丘陵の形成史を明らかにするため、主な断層による変位基準面の変位量と年代、古環境などについて考察を行、た結果は以下の通りである。

① 鮮新世末までは、出羽丘陵の隆起や逆断層・褶曲の形成はなかつた。

② 出羽丘陵の背斜状隆起は主として第四紀に起、ており、それは両翼部に発達した共役性逆断層によるところが大で、第四紀を通じての平均的な垂直変位速度は $1\text{ m} / 10^3\text{ y}$ になる。また、西翼部では逆断層下盤側の沈降が著しい。

③ 第四紀後期においても活動度の大きな変化はないと推定される。

最も顕著な地質構造は北由利衝上断層系（大沢ほか、印刷中）であり、能代・北由利・仁賀保・酒田の名衝上断層群と申川断層（ $\text{N} \cdot \text{K} \cdot \text{Ni} \cdot \text{SA} \cdot \text{S}$ ）よりなり、総延長 190 km 、真の平均変位速度 $1 \sim 2\text{ m} / 10^3\text{ y}$ の大規模な A 級活断層と考えられ、海成段丘に覆われる部分では明瞭な変動地形が見られる。この断層系近傍の活発な地震活動（1644 年以降、M7 クラスが 7 回）は、名断層群に対応した、約 1000 年周期の分割型の地震性変位を仮定すると矛盾がない。

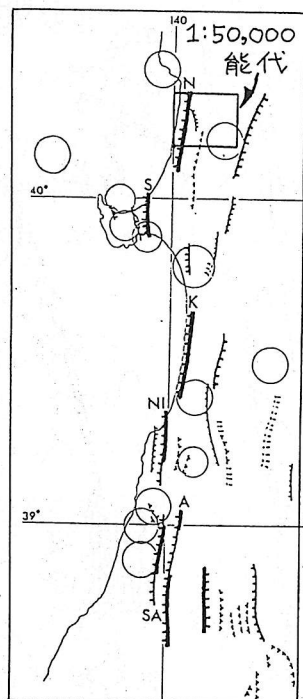


図 1 出羽丘陵の活断層と主な歴史地震 太線は A 級活断層を示す。

出羽丘陵の地殻変動も、より時間的にも空間的にも細かく見ると、変動形態の推移が推定される。大沢ほか（印刷中）は、能代地域で第四紀を通じての様々な変形像を明らかにしたが、それらは次の様に解釈される。

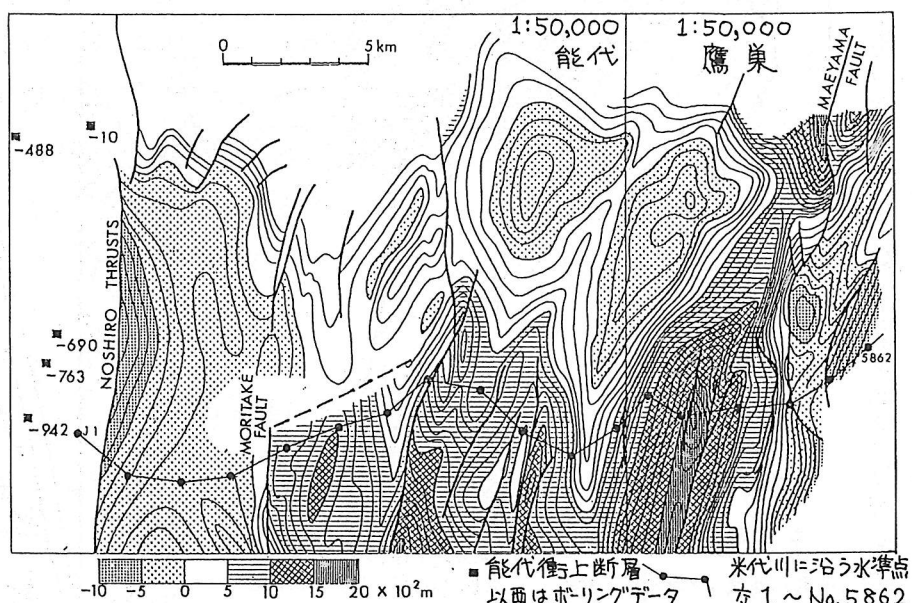
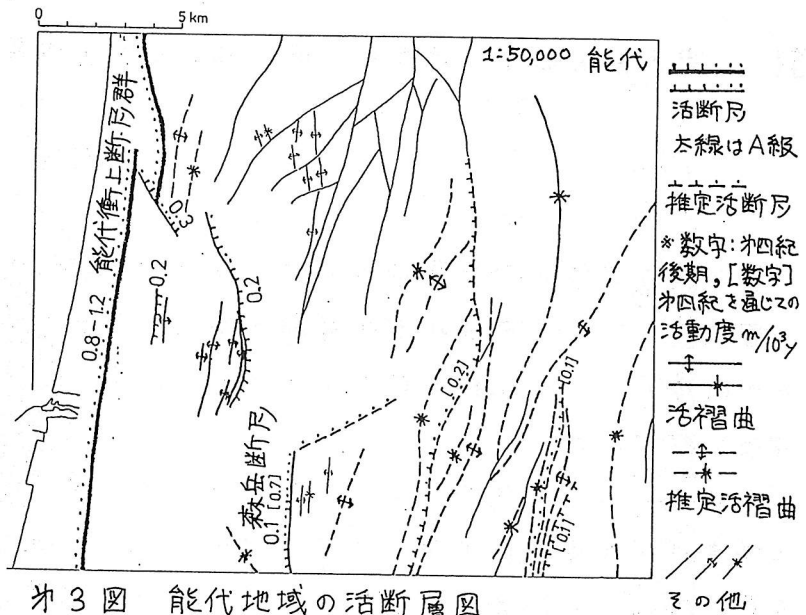


図 2 笹岡層基底（1.2~2.0 Ma）の構造等高線図

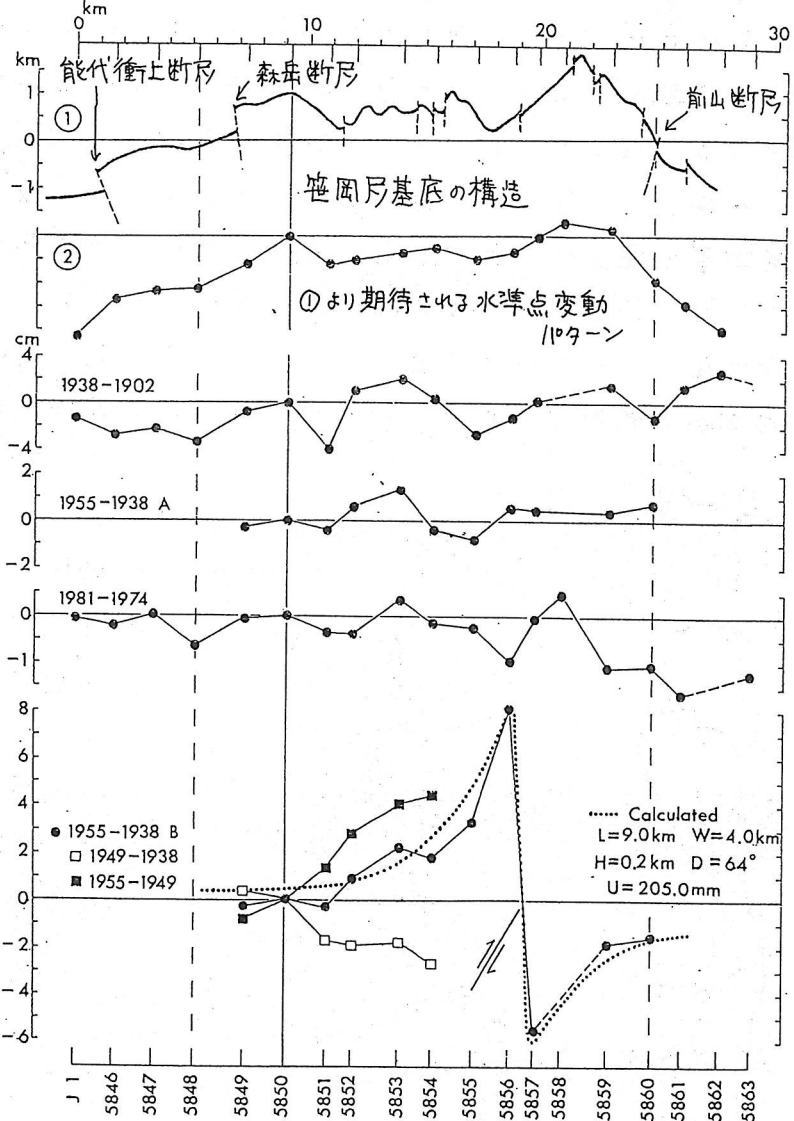
① ㊦四紀初頭より強まった東西性の圧縮応力場は、強短縮テクトニクスをもたらし、変形の初期には短波長の褶曲群を含む複背斜状隆起が生じた(㊦2図)。

② ㊦四紀後期の隆起・沈降は両翼部の断層(能代衝上断層と前山断層)の地震性変位による。隆起帯の中の褶曲活動は衰えており、段丘の変形は小さい。また、森岳断層の活動は衰え、より外側の能代衝上断層は引き続き活発である。

③ 大塚(1942)によつて活褶曲の証拠とされた、米代川に沿う水準点の変動は、隆起帯の褶曲群の成長を示しているが、両翼の断層付近では断層のクリープ性変位について否定的である。また、水準点の定常的な変動は段丘の変動に比べて1桁ほど大きい。水準点の定常的な変動は、地震間(の)変動で、両翼部の断層が地震性変位を生ずる際に歪エネルギーを解放して逆戻りするのかわり知れない。なお、地震時の逆戻りがないとすると、笹岡層基底の構造は、同じ様歪速度の下では約100万年間で形成できる。



㊦3図 能代地域の活断層図



㊦4図 米代川沿いの水準点の変動(㊦2図参)

下段、ニッ井地震の断層モデルはMIZOUE et al. 1982

下川浩一・栗田泰夫(地質調査所)

岩手県盛岡市から花巻市にかけての奥羽山地東縁に沿って、「志波構造線」(宮城, 1975)と呼ばれる断層群が南北に連続している。演者らは、同構造線の活断層としての性格を明らかにするために、図1に示した地域において地質調査を行なった。

本地域には、鮮新統とされてきた三ッ沢川層(木下, 1972)が、山地と平野に挟まれた丘陵地に分布している(図2)。今回、花粉分析を行なった結果、本層下部からATPB群集(真鍋・鈴木, 1983)が検出され、したがって本層の堆積年代は約92万年以降と考えられる。本層は、山地と丘陵の境界付近で垂直なれし逆転しており、この変形帯を挟んでの両地層の累積変位量は500m以上に達する。以上のことから、変形帯の平均変位速度は $0.5\text{m}/\text{千年}$ と見積もられる。

今回、この変形帯の南西方向への延長である図1のA及びB地点において、活断層の露頭が発見された。A地点では、沖積段丘の礫層を3m以上変位させており、断層の北側では三ッ沢川層が逆転しているのが観察された。また低位段丘面には約15mの変位がみられる(図3)。B地点付近でも、低位段丘面に約20mの断層変位がみられ(図4)、断層近傍で採取した低位段丘堆積物中の

泥炭の ^{14}C 年代値は、約2万6千年であった。したがって、A・B両地点での活断層の鉛直方向の平均変位速度は、約 $1\text{m}/\text{千年}$ であり、これは変形帯での変位量から求められたものとオーガー的に合っている。したがって、本地域の活断層系は、三ッ沢川層堆積以後、ほぼ一定の変位速度で活動を続けてきたと考えられる。

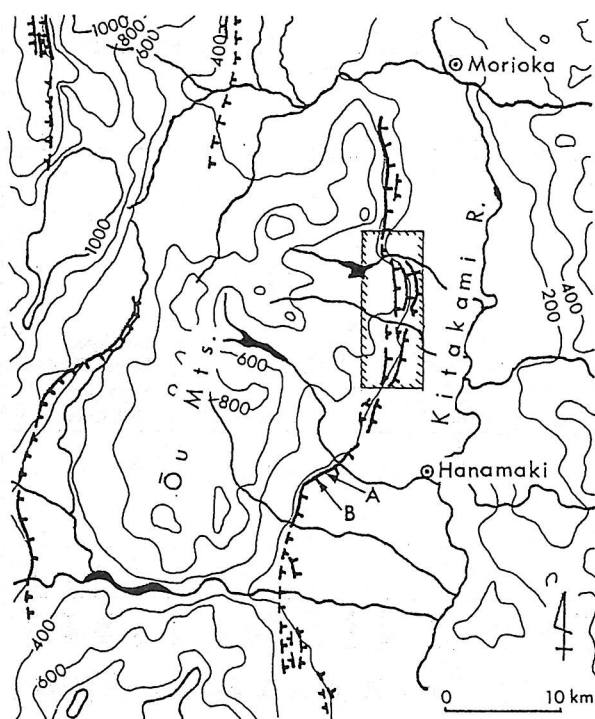
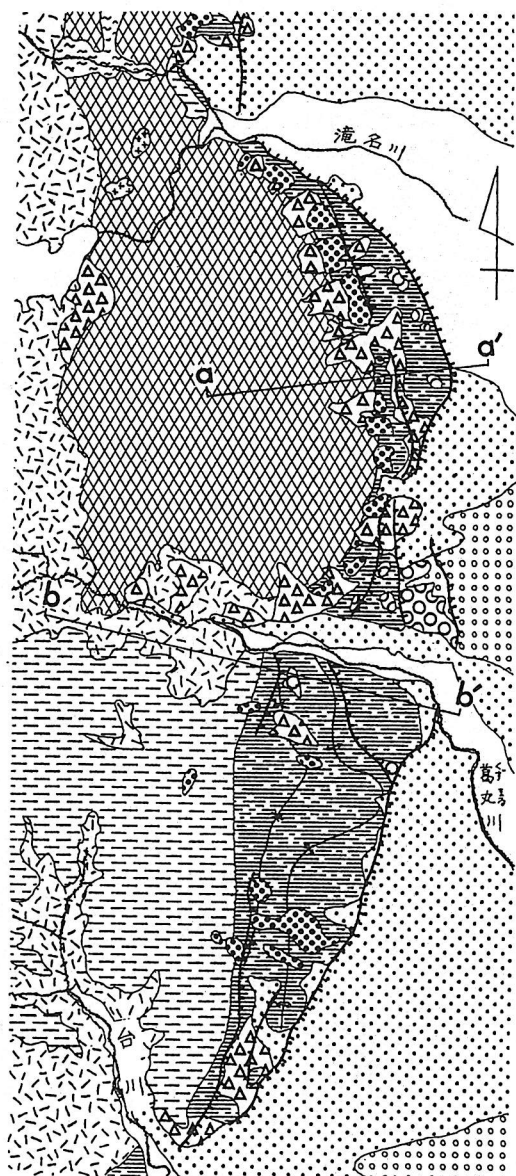


図1. 調査地域及び活断層分布図



第 四 紀	完新世	沖積層	
		崖錐堆積物	
	更新世	低位段丘堆積物	
		中位段丘堆積物	
		高位段丘堆積物	
		松林寺層	
	新第三紀	三ッ沢川層	
		湯口層	
		男助層	
	中新世	飯岡層	
先新第三紀		ホルンフルス	
		花崗岩	

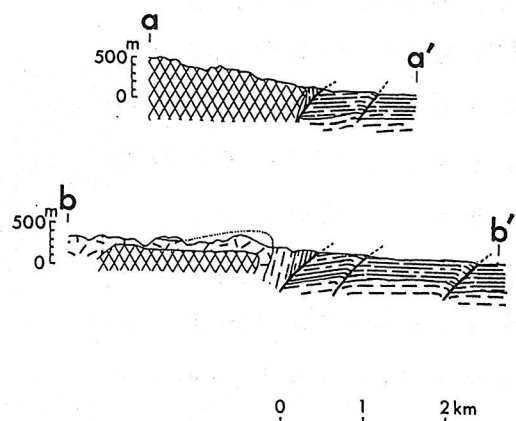


図2. 調査地域地質概略図及び断面図

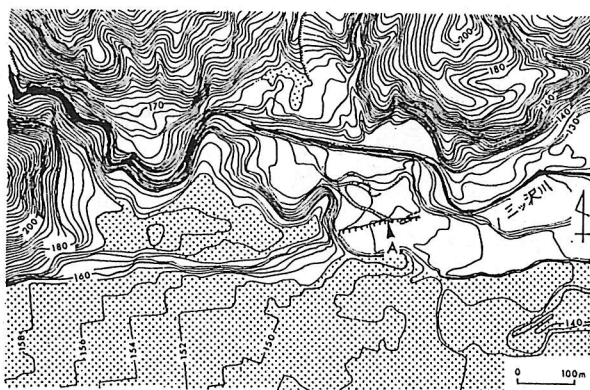


図3. A地点の地形と低位段丘面

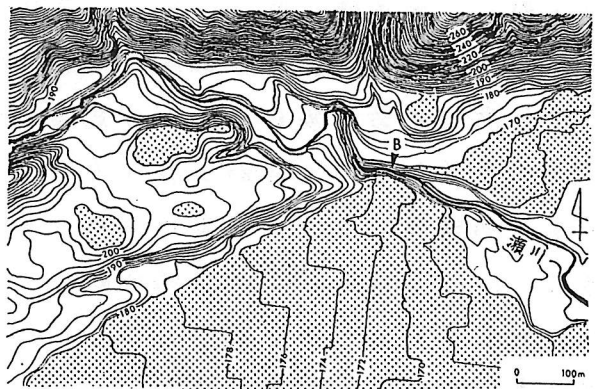


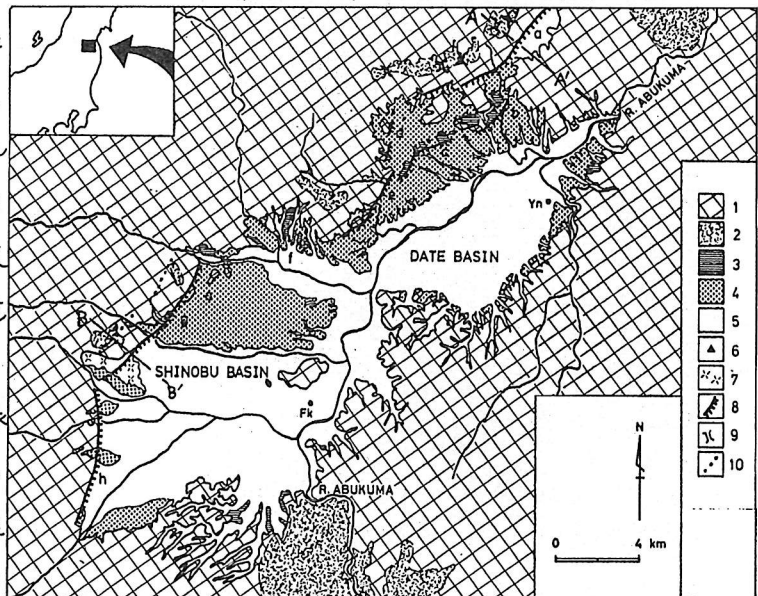
図4. B地点の地形と低位段丘面

渡辺 満久(東京大・院)

1. はじめに：東北日本弧の盆地縁辺部には、山地側が隆起する逆断層が存在することが多いが、これらの活断層が山地と盆地の分化に対して、いかに関与してきたかについては、これまでの活断層の研究では扱われてこなかった。ここで対象とする福島盆地は、その西縁を明瞭な活断層(西縁活断層)で限られている。演者は、まず盆地およびその周辺の地形面の分布を明らかにし、地形面にみられる断層変位を吟味した。さらに深井戸資料等を用いて盆地の地下構造を明らかにし、福島盆地北半部(伊達盆地)、南半部(信夫盆地)の相違点に留意して、西縁活断層の活動と盆地の沈降との関連について考察した。

2. 地形面の分布：盆地内に発達する地形面は、上位面群、藤田面、沖積段丘面に区分される(第1図)。藤田面は盆地内に広く分布するが、信夫盆地東縁には分布せず、この点は伊達盆地と非常に対照的である。

3. 活断層と変位地形：西縁活断層は、地形面の変位からみて逆断層と考えられる。信夫盆地の西縁活断層は、伊達盆地の西縁活断層に比べて4km程北西に位置するが、後者は前者に比

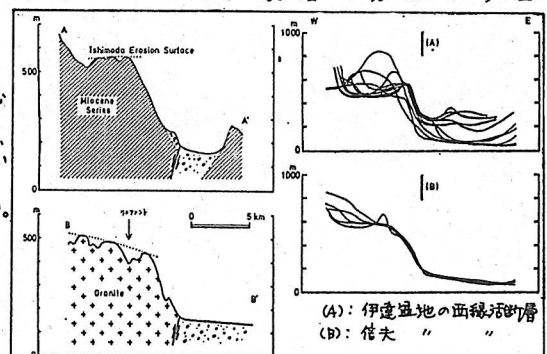


第1図. 地形分類図

1:山地, 2:浸蝕平坦面, 3:上位面群, 4:藤田面, 5:沖積段丘面
6:古期泥流堆積面, 7:新期泥流堆積面, 8:活断層, 9: wind gap
10: 浸蝕平坦面上のリアメント

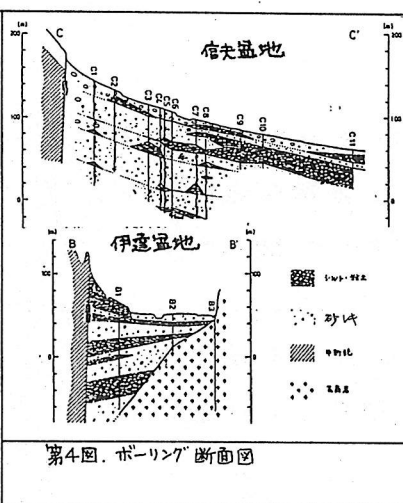
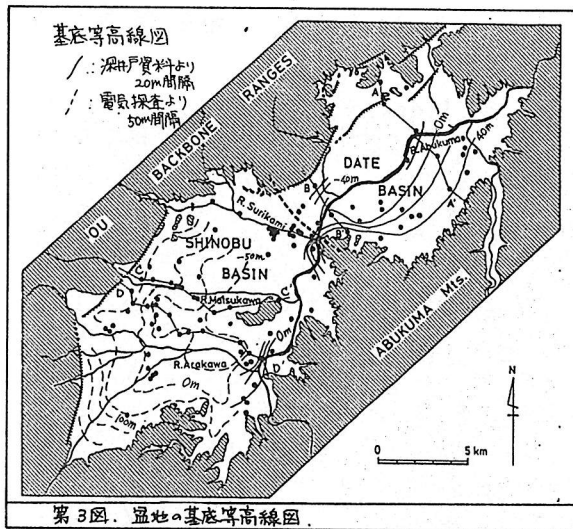
べて短く、断層線は弧状を呈し、雁行配列を示す。これは、後者の方がより低角な逆断層であるためであると解釈される。

信夫盆地西方の浸蝕平坦面は盆地側へ傾むき、断層崖斜面は上に凸となる(第2図)が、これを西縁活断層による変位とは考えにくい。また、この平坦面上には西縁活断層の走向と平行に谷が刻まれている。これらの特徴は、伊達盆地西方の浸蝕平坦面上には認められない。



第2図. 浸蝕平坦面の変形(左)と、盆地面縁の断層崖の投影断面図(右)

4. 地下構造：盆地の埋積物は主に西側山地より供給されている。伊達盆地の基底高度は西縁活断層に向かって一方的に低下し、埋積物は下位のものほど本来の傾斜よりも

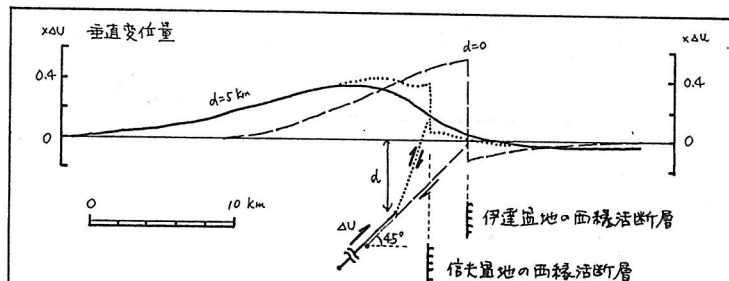
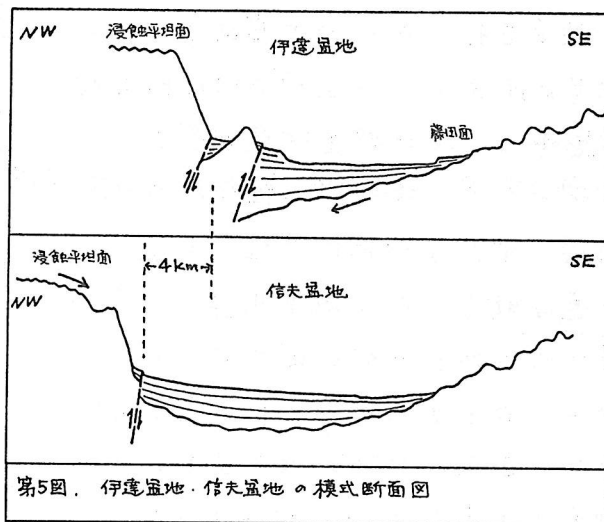


来の傾斜よりも緩くなる傾向がある。これに対し、信夫盆地の基底は盆地中央部で最も低く、埋積物は本来の傾斜を有している（第3図、第4図）。

以上に述べた事を第5図の模式断面図にまとめた。

5. 考察：伊達盆地は、その構造から西縁活断層の活動で沈降した断層角盆地である（第5図、6図）。これに対し、信夫盆地西縁の活断層は、信夫盆地の沈降には直接関与してゐたとは考えられない。

信夫盆地の沈降については、地下数kmでは伊達盆地の西縁活断層とひとつづきの断層面となす“潜在断層”の活動によるものと考えた。さらに、潜在断層の末端から高角度の逆断層が派出しているとは仮定した（第6図）。このモデルによって、伊達・信夫両盆地の相違点を統一的に説明しよう。



$d=0$ の時：断層面が地表まで達している場合の垂直変位量と表わす。伊達盆地の構造は、この変位のパターンによく一致する。
 $d=5$ の時：断層面が地表から5kmの所まで達していない場合の垂直変位量と表わす。この変位のパターンは、信夫盆地の地下構造、信夫盆地西方の浸蝕平坦面の形態と適合する。

← 信夫盆地東縁では、伊達盆地東縁よりも沈降量が大きく、藤田面が埋没したと解釈できる。

また、潜在断層の末端から高角度の断層が派出していると、両盆地の西縁活断層の位置の違いが説明できる。

加藤 完 (地質調査所)

αトラップ法による活断層調査は、被覆土壌中のラドンの相対濃度分布を、ラドンが放射するα線に感度を有する硝酸セルローズフィルム（コダック製LR 115 Type II）を使用し、単位時間・単位面積当りのα線のトラップ（飛跡）としてとらえる。そしてそのラドンの相対濃度分布から、活断層の位置を推定する方法である。

調査を行った松代地震断層は、1965年8月3日から長野県松代町皆神山を中心とした群発地震が発生し、皆神山東麓に現われた雁行状の地割れ群が、その活動期に急速に発達して、一連の断層となり地下基盤に地震断層—松代断層—が形成されたものである。断層は幅0.1~0.5Km、長さ4Km以上、走向N55°Wの水平左ずれで、地表での変位は42~57cmである（中村ほか、1967）。

調査は1980年と1981年の2回実施した。1980年の調査は松代地震断層の全体とみるため図1に示すよう、断層を横切るA・B・Cの3測線（1950m）上に25~50m間隔で44孔の観測点を設定した。測定結果は図2に示すように、A測線上では恒石ほか（1967）の地割れ帯に相当する場所で数ヶ所のトラップ密度のピークを測定した。B測線上ではF4割れ

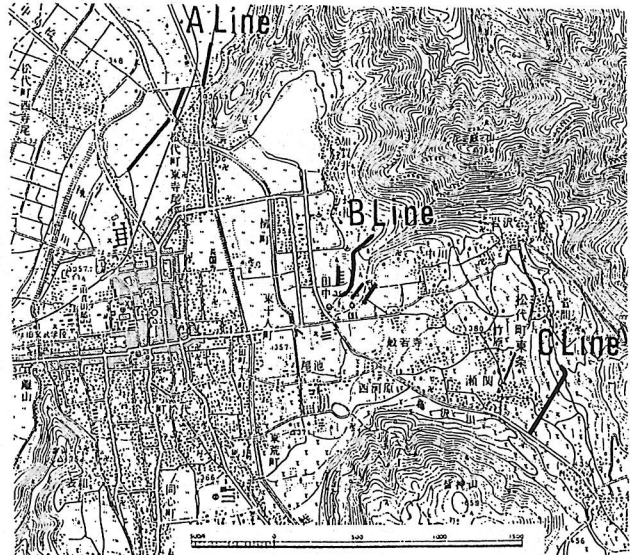


図1 A・B・C測線位置図

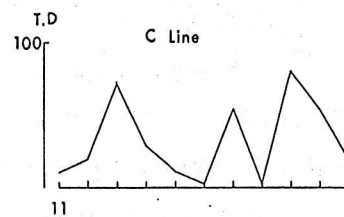
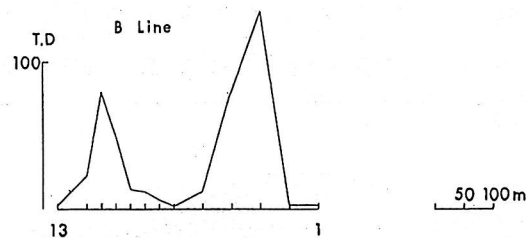
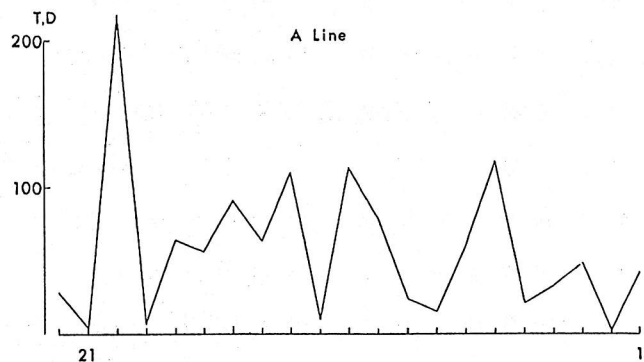


図2 測線A・B・C上のトラップ密度図

目帯とほぼ一致する場所にトラック密度のピークが得られた。C測線上ではF2 およびF5 割れ目帯とほぼ一致する場所にトラック密度のピークが得られた。

1981年の調査はF4 割れ目帯を対象として詳細な調査を行った。図3に示すよう、新たに断層を横切る中四紀堆積層上にD測線(100m)、天王山の尾根沿いにE測線(100m)、山麓の東側にF測線(100m)上に10m間隔で合計33孔の観測点を設定した。また、山麓の西側のB測線上にも5孔の観測点を増設した。測定結果は図4に示すようなトラック密度分布図を得た。各測線上のトラック密度のピークを結ぶ線は、本断層の走向($N 55^{\circ} W$)とほぼ一致する。D測線上のトラック密度値は堆積層上にあるため、ラドンの上昇時間に起因して他の測線上のそれと比較して低い値を示している。E測線上のトラック密度値は尾根部に位置し、ラドンを放散しやすい砂礫層のため、BおよびF測線と比較して低い値を示している。

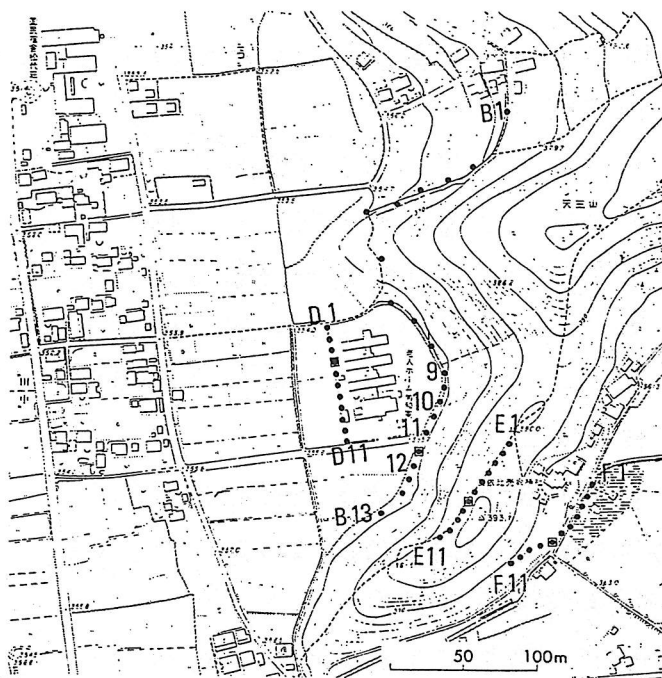


図3 B・D・E・F測線位置図 黒：ピーク

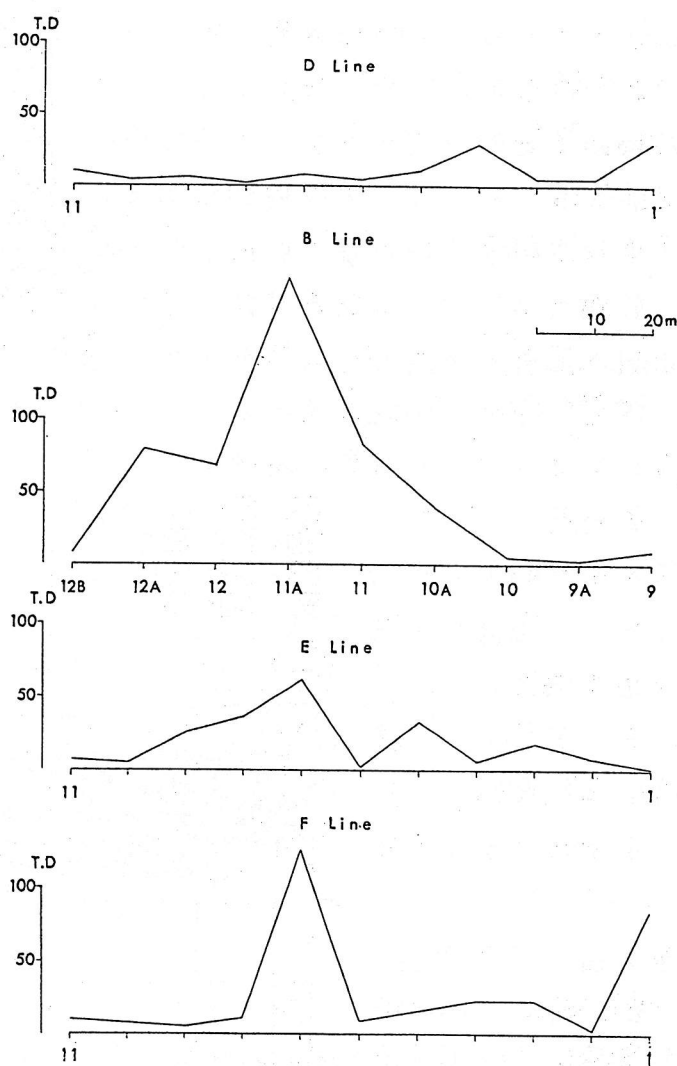
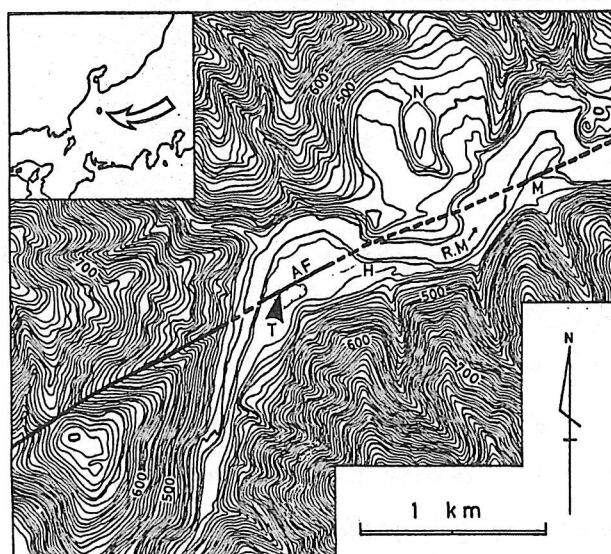


図4 測線 B・D・E・F上のトラック密度図

54 トレンチ発掘による跡津川断層の調査

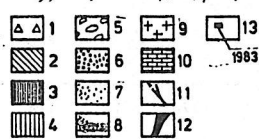
岡田篤正（愛知県立大・文）・佃為成（京大防災研）・竹内章（富山大・理）・小林武彦（富山大・数養）・竹村利夫（北陸高専）・平野信一（東北大・理）・井本真二（大阪市大・理）・竹花康夫（神戸大・理，現石油開発）・池田安隆（東大・理）・渡辺満久（東大・理）・奥村晃史（東大・理）

跡津川断層は裾野高地北部を東北東から西南西方向へ約60数km走る右ずれ北上りのA級活断層である。その中央西部にあたる岐阜県吉城郡宮川村林（オ1図）で57年7月後半から8月初頭にかけてトレンチ発掘調査を行った。そこには宮川の形成した最低位段丘面を横切る低断層崖があり、これを横切る調査溝を掘った。その両側法面には見事な活断層露頭が現われた（オ2図）。

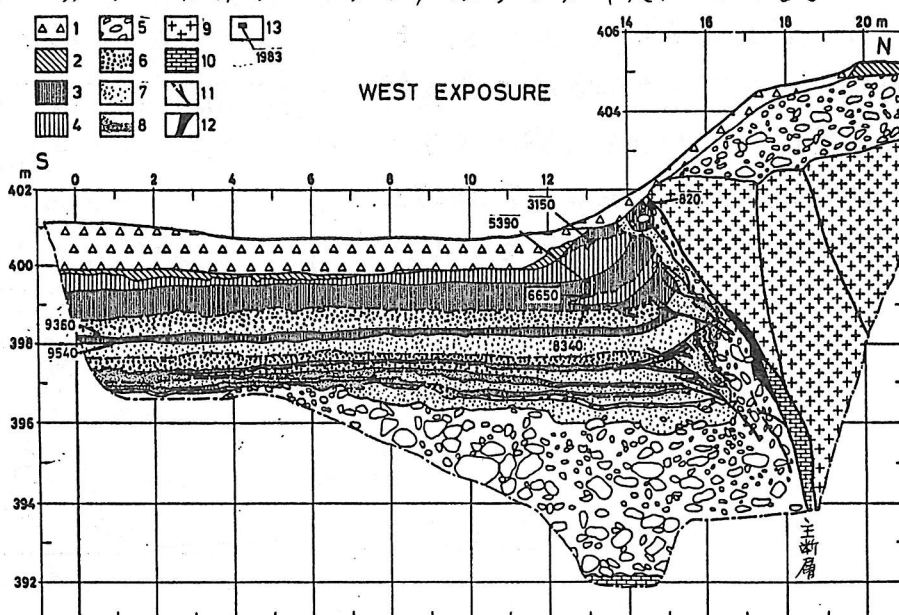


主断層は見かけ上逆断層状を呈し、北側の花崗岩が南側の晶質石灰岩を被う礫層・砂層・腐植土層の上へ、 $65^{\circ}\sim 75^{\circ}N$ の角度でのし上げている。主断層面沿いには 15° 東上り程度の条線が普遍的にみられ、右ずれが卓越している。

主断層に沿って、何本もの断層が平行したり、分岐し複雑な地質構造になっている。下盤側の堆積物は主断層沿いに引きずり上げられると



WEST EXPOSURE



オ2図 西側断面

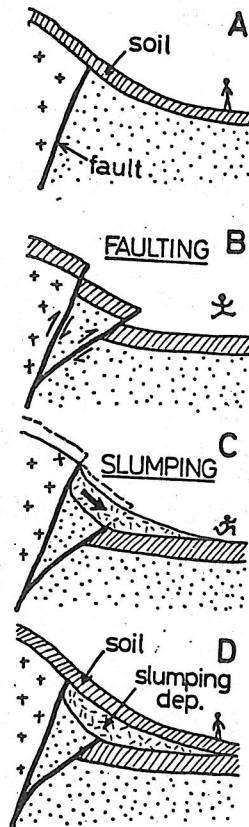
1: 盛土・崩土, 2: 氷田土壌
3: 腐植土, 4: 腐植質砂
5: 礫層, 6: 粗砂, 7: 中砂
8: 細砂, 9: 花崗岩, 10: 晶質石灰岩, 11: 断層, 12: 断層粘土, 13: C¹⁴年代, 系統の数字は標高・横は幅m.

共に、小断層で切断されている。とくに低断層崖麓付近にはその斜面から供給された崖錐性堆積層（俗称：プリズム層）が挟まれている。地震発生に伴う断層変位時にはオ3図に示すような経過が考えられるので、地層の年代測定および変形状態などから、その発生時期を推定した。

それによれば、最低位段丘礫層堆積以後に不確実なものを含めると10回の跡津川断層の活動が解読された（オ4図）。とくに上位の年代測定された腐植土層以後4回の断層変位時期が絶対年代値で判った（オ4図右上）。そのうちの最新の活動時期は平越地震（1858年）による可能性が大きい。この間の活動間隔は平均2800年となる。個々の間隔は1300~5100年と大きくばらつくとも考えられる。しかし、最上部の地層が人為的に改変を受けていることも予想されるので、今回の地点では数千年前頃の変位が解読できなかったかもしれない。この間にEventが欠落しているとすれば、上記の活動間隔はもう少し短くなり、ばらつきも少なくなる。

なお、最低位段丘形成（1万数千年前）以後、10m弱の垂直変位量が解明されたが、右ずれはその3倍程度の値になるであろう。

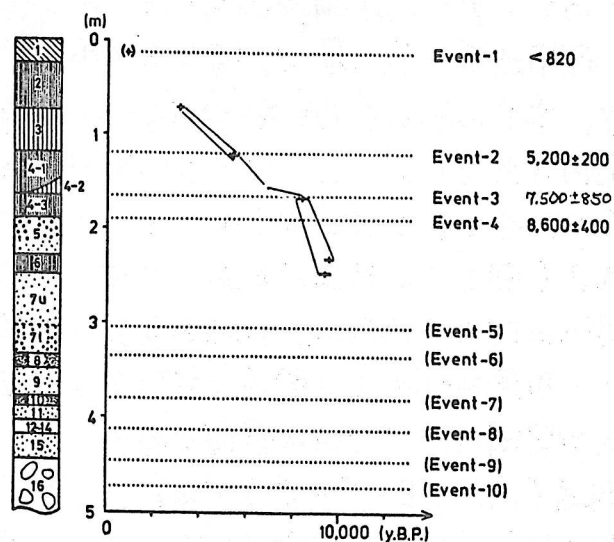
この調査に関連して、断層変位を受けた砂質堆積物の古地磁気測定・砂層および腐植土層中のテフラの検出・断層破砕帯付近の地中ガスの測定・低断層崖を挟む付近のγ線測定などが行われ、きわめて興味ある成果が出されてきた。こうした調査を契機として、活断層やオ4系との総合的研究が行われ始めてきた。



オ3図 断層変位と斜面崩壊の模式図

- A：断層変位前の長期の斜面状態
- B：断層変位時の主断層・分岐断層の形成
- C：その直後の斜面崩壊
- D：断層変位後の長期の斜面状態と土壤層の形成

1つのEventにはDのような構造ができる。この繰返しでオ2図のような断面ができた。



オ4図 断層変位(Event)の時期

地質柱状図はオ2図に対応。Event 1~4の右側の数字はその発生C¹⁴年代

55 伊那谷南部，飯田市周辺の活断層

澤 祥（横須賀市立工高）・太田陽子（横浜国大）
渡辺晃司（市立日吉台小）

伊那谷は，木曽山脈・赤石山脈に挟まれた構造盆地で，木曽山脈東麓では盆地中に発達する河成段丘上に多数の新期断層変位地形が見られる。伊那谷では，松島（1966）により河成段丘面に変位を与える活断層が指摘されて以来，活断層について多数の報告が行われている（活断層研究会，1980；松島，1981など）。しかしこれらの研究は，伊那谷北部の活断層の記載に重点がみかれており，南部の新期断層変位地形の詳細な記載を行ったものは少ない。そこで筆者らは，伊那谷南部の天竜川右岸の片桐松川～飯田松川間の活断層の調査を行った。

当地域の地形面は，火山灰と段丘構成層の関係から，上位よりⅠ面（Ⅱ面より高位の面を一括したもの）・Ⅱ面（ P_m-I 軽石層を含む火山灰に覆われるもの，8万年前以前）・Ⅲ面（ P_m-I 軽石層より上位の火山灰に覆われるもの，2～8万年前）・Ⅳ面（火山灰に全く覆われていないもの，2万年前以降）の4面に大別される。これらの地形面は大半が木曽山脈から東流する河川が形成したもので，天竜川本流が形成したものは低位の段丘面のみである。

研究地域の活断層は，何れも木曽山脈の方向と平行した北東方向の走向を持ち，木曽山脈の成長と調和した西上りのたてずれ変位が主体で，横ずれ変位は認められない。これらは木曽山脈東麓の山麓線の東1～2kmに位置する断層A1～A4と，山麓線から4～5km東に離れて位置する断層Bの2系統に大別される（図1）。断層Aに沿っては，低断層崖・撓曲崖・地形面のふくらみ・堆積物の撓みが連続し，当地域北方の飯島町での田切断層の変位様式と同様に，Ⅱ・Ⅲ面を開析する谷中に分布するⅣ面上にも変位が明瞭に現われており，最近地質時代まで変位の累積が継続していることがわかる（図2）。特に飯田市羽場（図2，B-B'断面）では，上下2段のⅣ面上にも明瞭な変位の累積がみられ注目される。断層Bに沿っては，Ⅱ面が山麓側に向かって逆傾斜し，それより若い段丘上に突出しており，新旧の面が複雑に斜交している。上記の変位地形の特徴から，これらの活断層は逆断層と推定される。なお当地域では，逆断層に特徴的な撓曲崖背後の逆向き低断層崖は見られない。断層A1は有井（1964）・活断層研究会（1980）の三州街道断層と，断層A2～4は同じく飯田断層と，断層Bは活断層研究会（1980）の田切断層と概ね一致するが，北部のトレースに若干の相違がある。活断層の活動度は，断層A・BともにB級で，何れも活断に活動している。

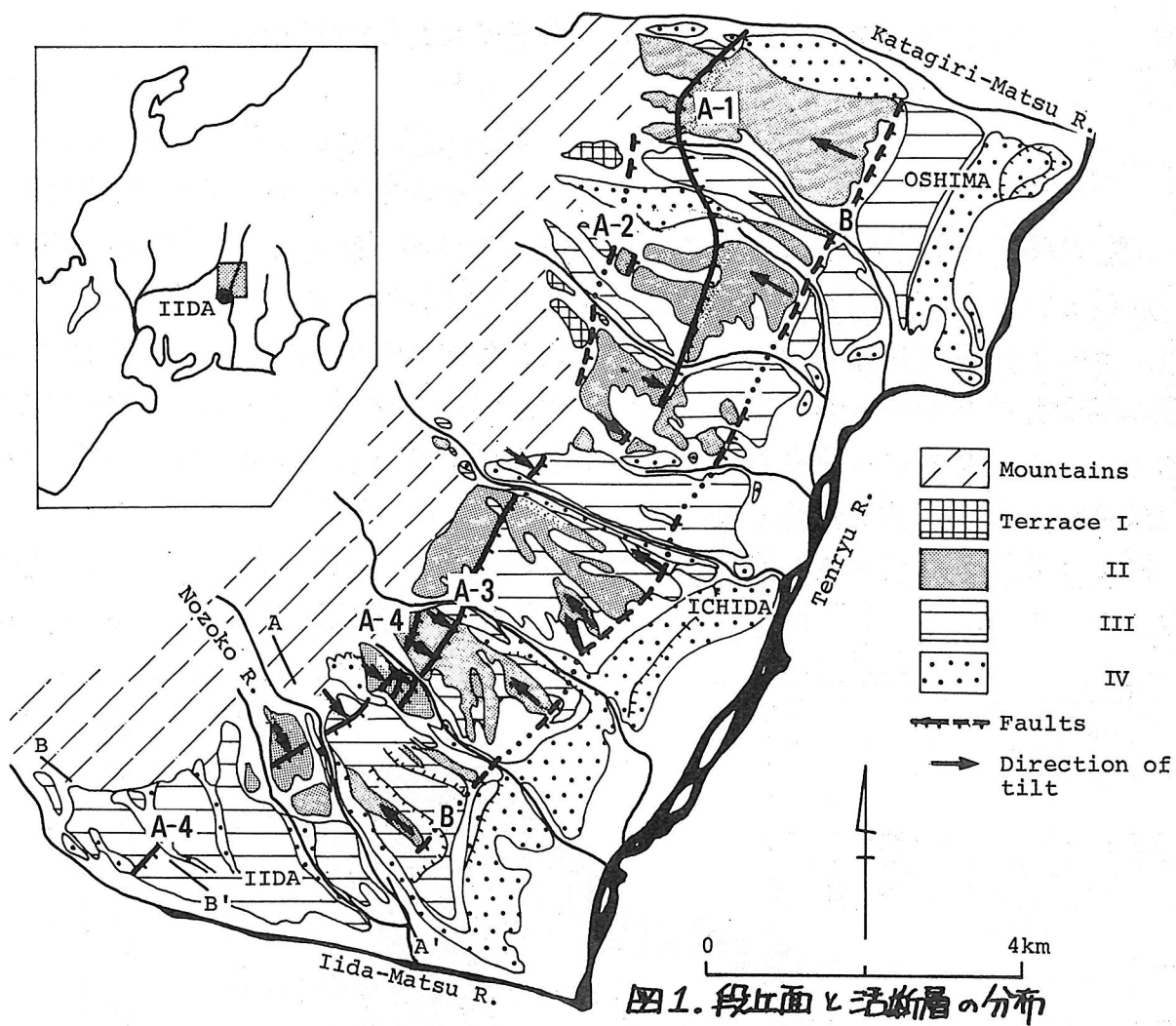


図1. 段丘面と活断層の分布

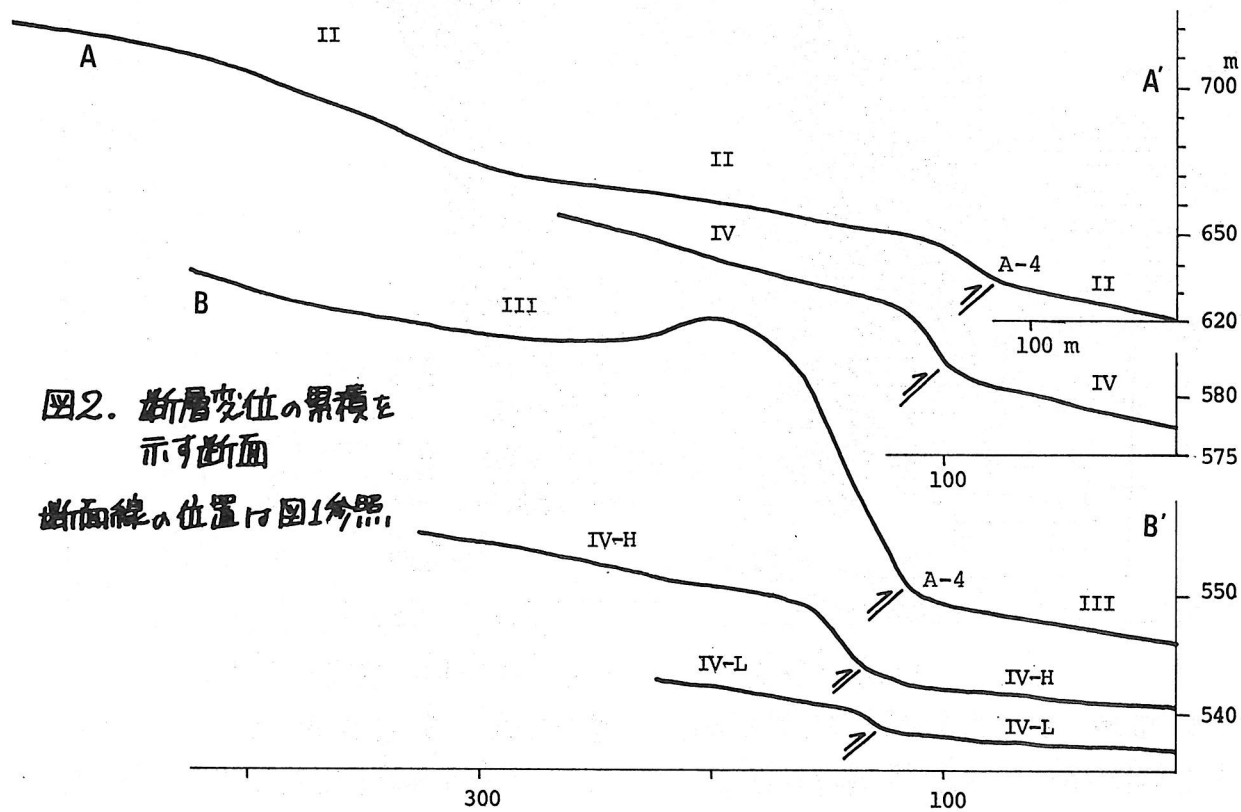


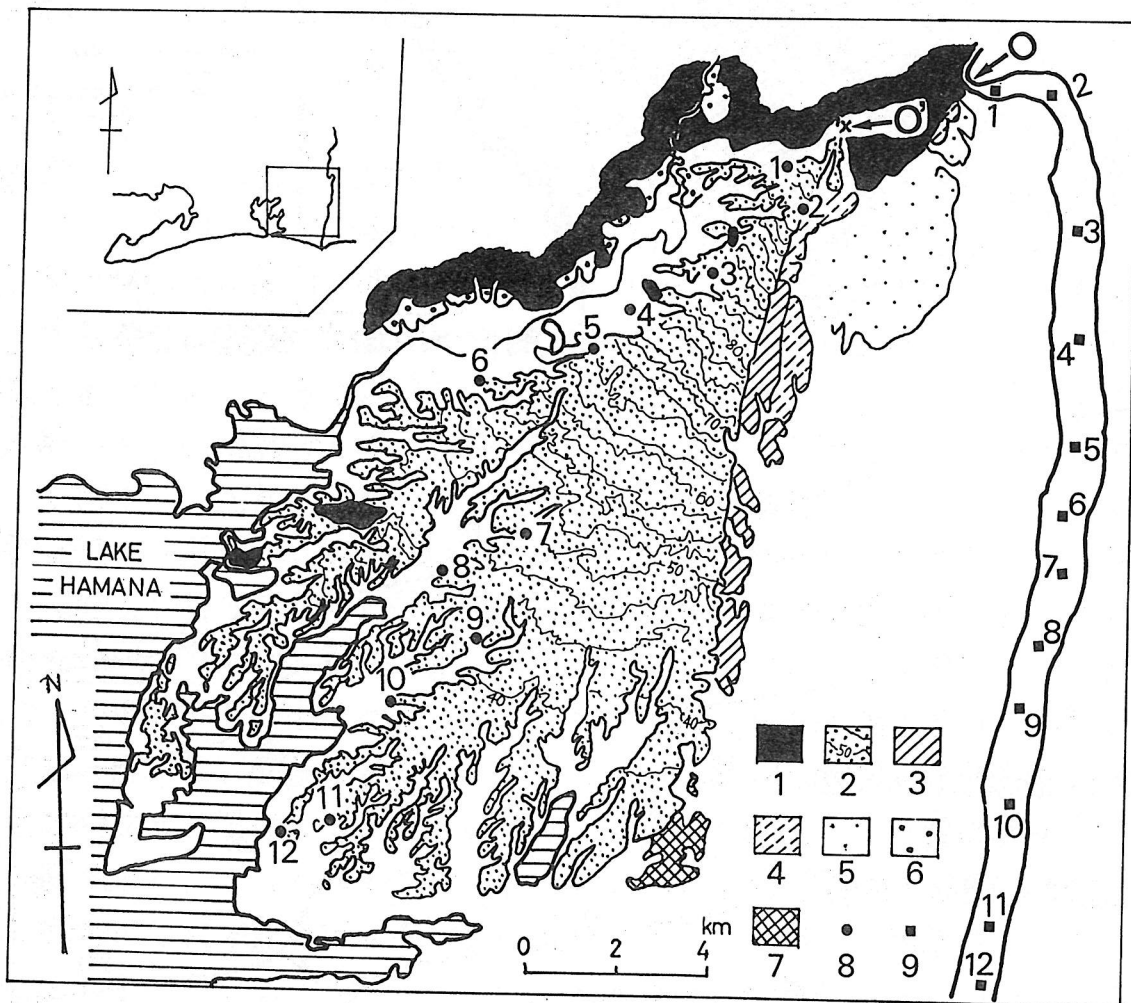
図2. 断層変位の累積を示す断面

断面線の位置は図1参照

森山昭雄(愛知教育大)・中神昭夫
(武豊町衣浦小) 鈴木幸博(西浦小)

河床堆積物の粒度組成については、最近いくつかの研究によってA集団の平均粒径と掃流力との関係が明らかになってきた。(井口・目崎, 1974, 森山・神辺, 1978)。段丘堆積物はかつての河床堆積物であるから、段丘堆積物のA集団の平均粒径がわかれば、段丘堆積物の堆積時の古営力を求めることが可能である。以上の考えから筆者らは三方ヶ原面を構成する三方ヶ原礫層と天竜川の河床砂礫の粒度分析を実施した。

掃流力の速度表示である摩擦速度は、 $U_* = \sqrt{gDI}$ で示される(g : 重力加速度, D : 平均水深, I : 河床勾配)。 U_*^2 とA集団の平均粒径(A_{50})との間には、

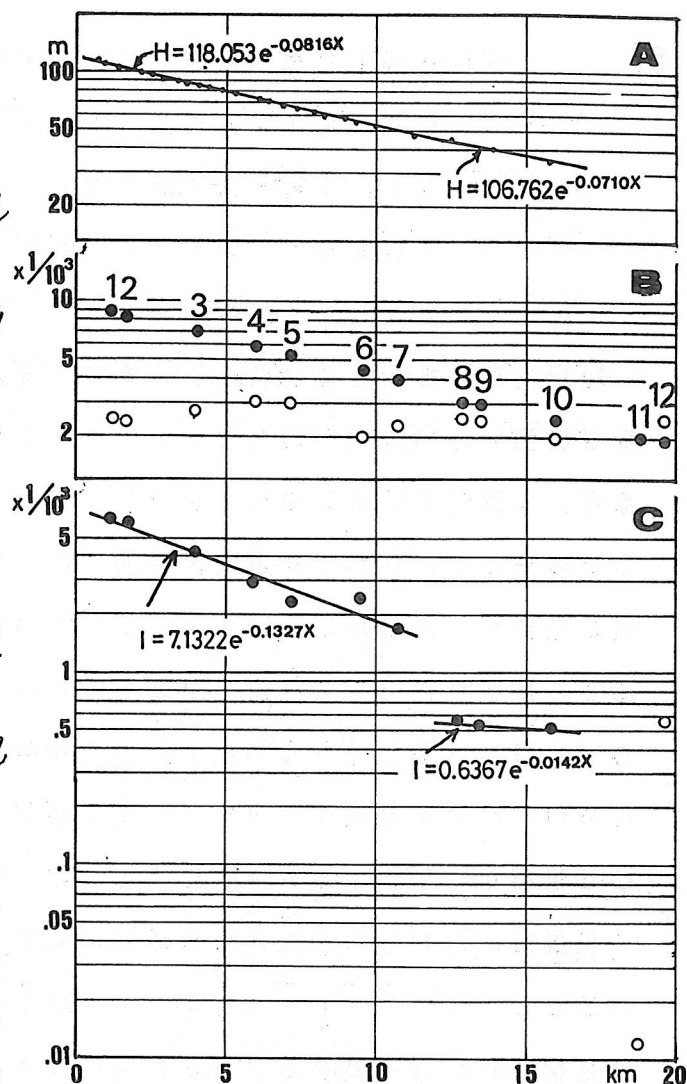


第1図 三方ヶ原およびその周辺の地形と粒度分析地点

1. 山地, 2. 三方ヶ原面, 3. 富岡面, 4. 姥ヶ谷面, 5. 浜北面, 6. 気賀段丘面,
7. 鴨江面, 8. 三方ヶ原礫層の粒度分析地点, 9. 天竜川河床堆積物の粒度分析地点,

第2図に示す関係が得られたので、粒度分析で得られた三方ヶ原礫層の A_{50} を代入して三方ヶ原面形成時の U_x^2 が求められた。三方ヶ原礫層と現天竜川河床砂礫の粒度組成はきわめて良く似ているので、三方ヶ原面形成時の洪水時における水文量が現在とほぼ等しい (D が等しい) と仮定すれば、両者の勾配のちがいは三方ヶ原面形成後の地殻変動によると考えることができる。粒度分析地点の三方ヶ原面形成時の勾配を上述の仮定に立って求めれば第3図Bのようになり、現勾配と三方ヶ原面^{形成時}の勾配の差が勾配の増加量を示す (C)。

この結果は、土 (1961) が指摘した赤石山地の隆起に伴う東海地方諸台地の上昇と良く一致しており、最南部2地点の減傾斜は渥美曲隆運動の内陸側への傾動運動のあらわれとも考えられる。



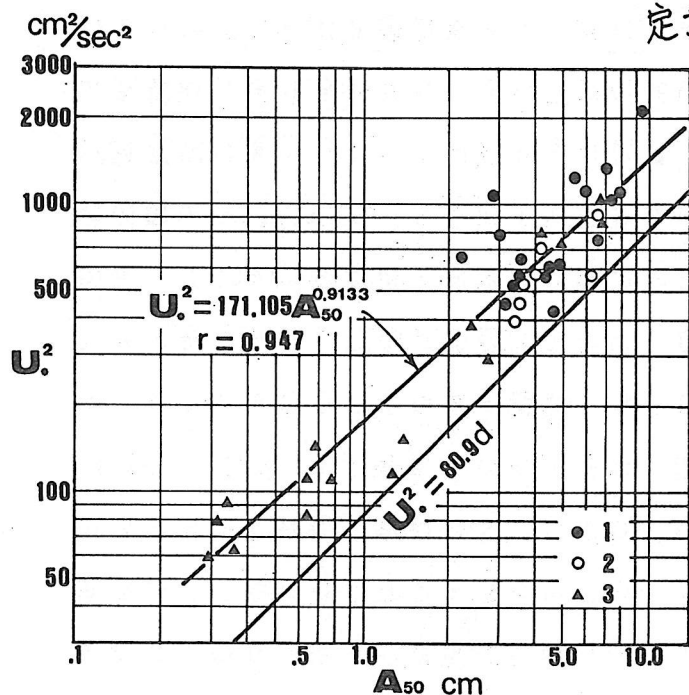
第3図 三方ヶ原礫層の粒度組成から推定される三方ヶ原面の変位

A: 三方ヶ原面の高度分布, B: 粒度組成から推定される三方ヶ原礫層堆積時の勾配 (白丸) と現在の三方ヶ原面の勾配 (黒丸), C: 三方ヶ原面形成後の増傾斜量 (白丸は減傾斜量を示す。) 横軸は起点 O (第1図参照) からの距離。



第2図 摩擦速度とA集団の平均粒径との関係

1. 忍怒川 (安芸, 19), 2. 天竜川 (筆者ら, 1983), 3. 長良川 (森山, 神辺, 1968)



伊藤谷生（東大理），上杉陽（都留文大），狩野謙一（静大育），木宮一邦（静大育），千葉達朗（日大文理），染野誠（静大育），大川 渉（ツルミ技術），米沢宏（明大文），古賀まどか（法政大文）

箱根古期外輪山外側北斜面に位置する足柄山地は，少なくとも古箱根火山形成後強い地殻変動の場となっている。このことは，古期外輪山を構成する溶岩，火砕岩（Os）の分布を概観することによっても予想される（図-1）。Osの分布は，外輪山外側北東斜面においては明神ヶ岳から関本へと10°弱の傾斜でなだらかに下降する。これに対して，北斜面におけるOsは金時山から地蔵堂付近までなだらかに下降したあと地蔵堂北方で一度基底高度をあげ，5°以下というきわめてゆるやかな傾斜で再び北方に下降する。このためOsの分布高度に大きなギャップが生じている。このようなギャップはOs堆積後の足柄山地の隆起によるものと考えられる。そしてこのギャップの位置は，おおむね山北から地蔵堂に到るNE-SW方向の地形上の境界に対応している。Kaneko（1970）はこの境界に断層を推定し，鈴木（1971）は足柄山地の隆起量を500mと見積っている。

この地形上の境界付近を調査すると，山北町平山付近を通るN30°E方向の平山断層の南西延長沿いにOsが直立し矢倉沢周辺では一部逆転しているのが観察される（図-2）。平山断層は左横すべり成分を有する逆断層であるが，活動史のよくわかっている最近2万年以前にもくりかえし断層運動があったことを示す巾広い破碎帯が存在する（伊藤ら，1982）。その破碎物は，ESR法で，17万年，24万年の年代を示す（伊藤ら，1983）。平山断層によってOsは垂直成分で500m程度北西側が隆起させられたと考えられる。平山断層の平均変位速度は少なくとも見積っても1000年あたり2mという大きな値となる。地蔵堂周辺の地質については今永（1976）の先駆的な研究があるがなお不明な点も多い。しかし，夕日の滝断層がほぼE-W走向で南傾斜の正断層で垂直変位量が100mを越すことは疑いない。Os基底が地蔵堂北方で高くなっているのは夕日の滝断層による引ずりのためであ

ろう。

足柄山地西部については現在調査中であるが、乙女峠北西1.7km地点で行われた御殿場市のボーリング資料によれば、足柄層群に達する深度は海拔-700mである。東名高速道路の東側ではおおむねこの程度の深度であるが、西側になると一転して浅くなり海拔+120mとなる。この急激な深度の転換は、左横すべり成分を有する逆断層である塩沢断層系（狩野ら,1980）が小山から南西に延び御殿場東部に達しているために生じた可能性がある（本学会における染野らの講演を参照）。

図-1. 地質概略図

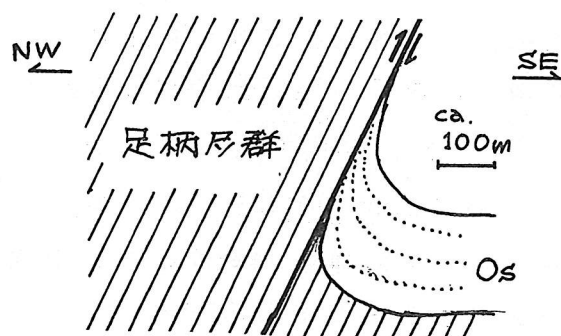
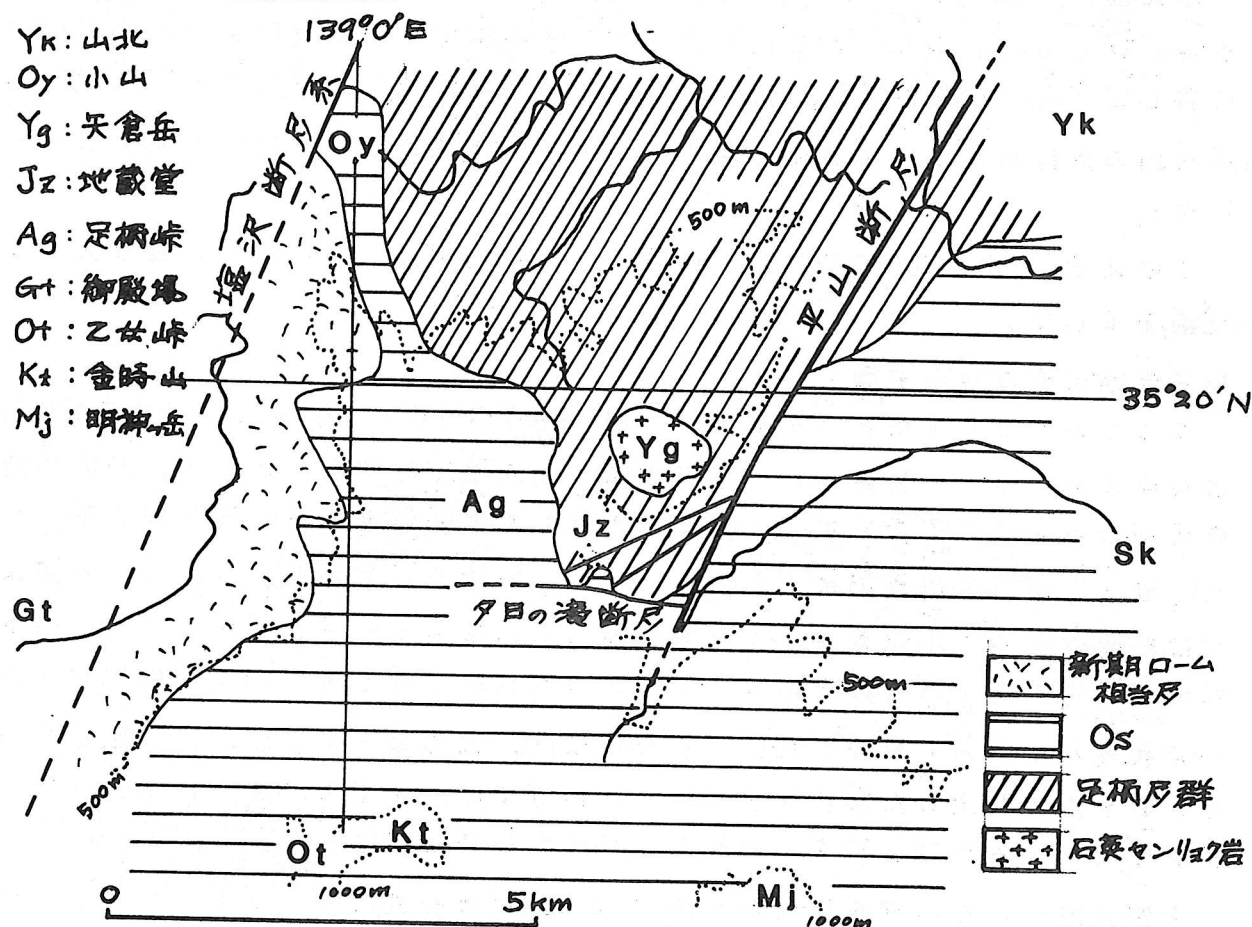


図-2. 平山断層様式断面図（矢倉沢周辺）

上杉 陽(都留文科大)・森 慎一(平塚市博物館)・米澤 宏(明治大・院)・
千葉達朗(日本大・院)・宮地直道(日本大・院)・関東第四紀研究会

大磯丘陵の位置

小平野の多い日本島の中にあって、例外的に広大な関東平野の西側には関東構造線をはさんで北から南へ、秩父山地(二畳系～中部中生界)、小仏山地(白亜系～古第三系)、丹沢山地(第三系)がならんでいる。大磯丘陵はさらにその南側に位置する、新第三系を基盤とする小丘陵である。このように書くと大磯丘陵は当初より“盆地”に対峙する“山地”側にあったかのように受けとれるかもしれない。しかし、ここは少なくとも多摩下部ローム層期までは“盆地側”に属していた。即ち、神奈川県横浜市戸塚区のあたり(古戸塚湾地帯)から箱根火山の東縁部にかけて東西方向に広がっていた相模堆積盆地の西翼をなしていた。

この地域が“山地側”に転化していくうえで最終氷期以降の地殻変動は大きな役割を果たした。

最終氷期以降の地殻変動

ここでいう最終氷期とは新期ローム層(図1)の時代であり、古富士火山の活動期の後半にあたる。木曾御岳第一軽石(Pm-1)が降下堆積した頃には、丹沢山地縁辺部あるいは関東平野主部に広く下末吉(吉沢)海進以来の滞水域が残存した(図3)が、最終氷期に入ると本格的に離水をはじめた。丹沢山地縁辺部では離水が早く、小原台埋没土層形成期に広い範囲にわたって離水した。一方、関東平野主部が本格的に離水したのは次の武蔵野埋没土層(MB)形成期であり、一時代遅れている(菊地, 1981)。MB期以降、両地域とも全般的に隆起していくという点で共通した時代性をもつが、他方では、すでにOB期(古くとれば、多摩中部ローム層期)にあらわれた隆起速度の格差がはっきりしてくる。

大磯丘陵は、この期を境に最終的に“山地側”の一員になったといえよう。同丘陵の四周を限る断層群(図2, 図4)は概略南北水平圧縮の応力場のもとで活動し、同丘陵の隆起速度は現在に向けて加速化されているように見える。たとえば、図2の吾妻山北方の吉沢面は、仮に当時の海面高度を10mとすると、その隆起速度は平均0.7mm/年となる。一方、MB期の岩倉面は当時の海面を-10mとすると、平均2.3mm/年となり、沖積段丘のそれは、2.3~2.5mm/年となる。これは、いわゆるフィリピン海プレート北縁部における最終氷期、特にその後半以降における造構力の増大を意味するものであろう。

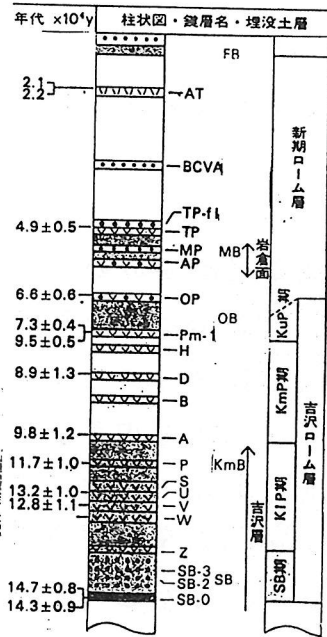


図1-柱状図

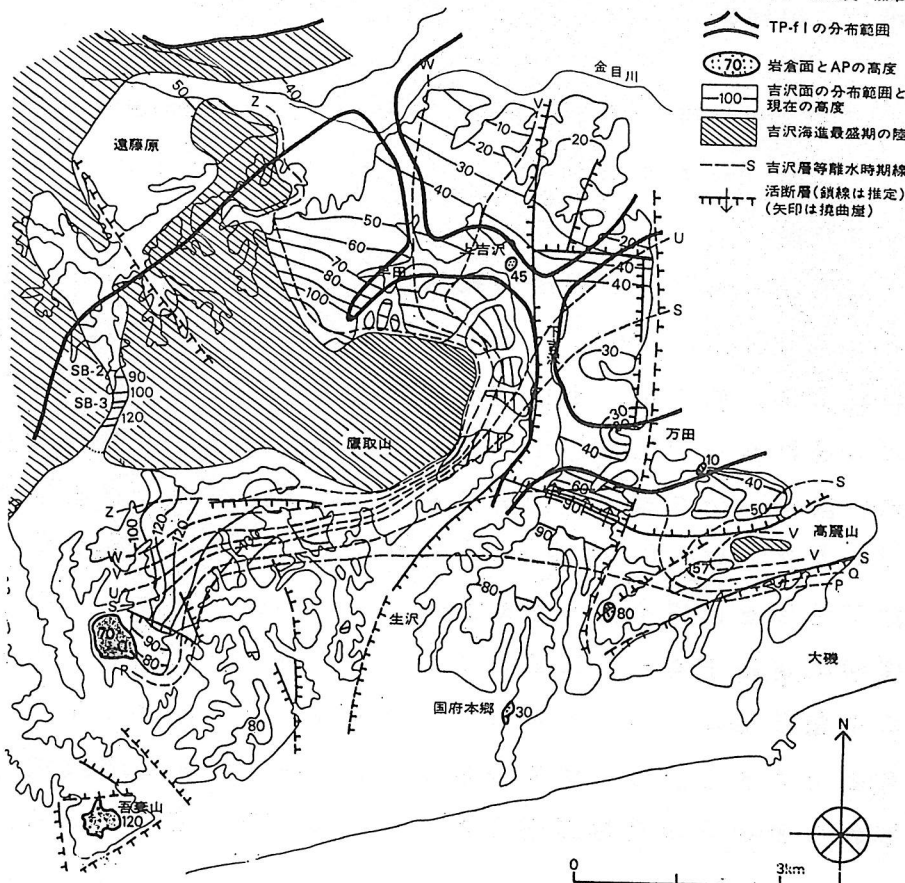


図2-大磯丘陵東部の地殻変動図

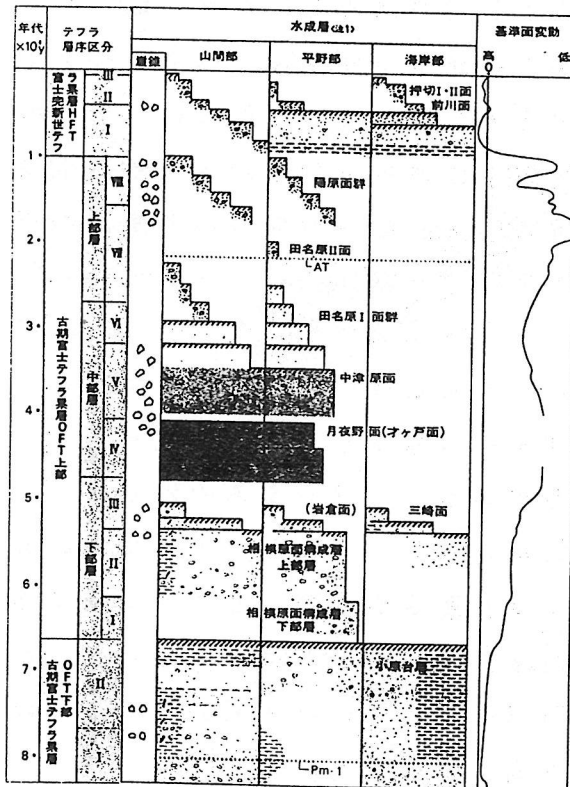


図3-南関東のテフラ層序と水成層層序

* 4枚の図は、いずれも上杉ほか(1983)を一部改変したものである。

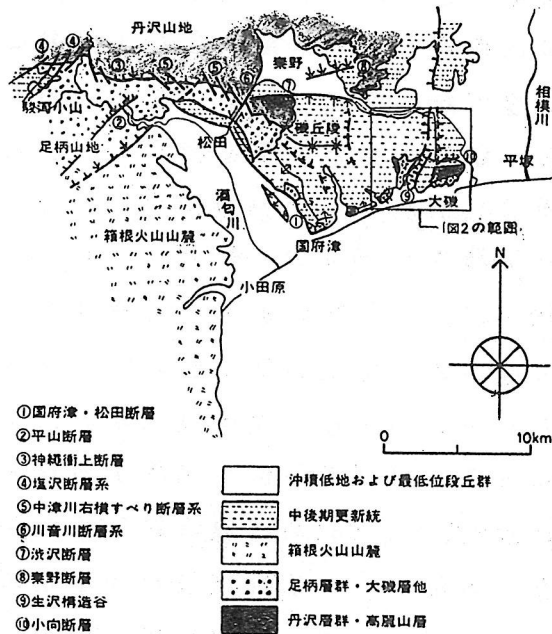


図4-大磯丘陵周辺の活構造図

染野 誠（静大・院）・狩野謙一（静大・教育）・上杉 陽（都留大）・
伊藤谷生（東大・理）・千葉達朗（日大・院）

層序概説

本地域の第四系の層序の概略は以下のとおりである。従来の足柄層群の塩沢礫岩層（今永，1982），あるいは足柄上部帯（久野，1951）の地層は，塩沢礫岩層下部，同上部，小山巨礫層および多摩ローム相当層の4層に区分できる。前3層は整合的に接している。小山巨礫層は最下部が火砕岩よりなる固結度の弱い巨礫層で多量の火山岩礫をもつ。多摩ローム相当層は主として火砕岩・礫岩よりなりTll-9 (TE-5)と思われるタフをはさむ。多摩ローム相当層は東側では下位層を傾斜不整合でおおい，西にむかって層厚が増し，すぐ下位の小山巨礫層に構造上整合的に重なる。その上位の駿河礫層も同様に東側で下位層を傾斜不整合でおおい，西にむかって層厚が増し，すぐ下位のローム層に軽微な不整合で重なる。この駿河礫層は新期ローム層によりほぼ整合におおわれている。これらの地層の累重関係と構造は図2に表現されている。

断層系と構造発達史

本地域の断層群は古期神繩衝上断層と，より新期の東西走向の高角逆断層（Kn断層など），南北走向右横すべり逆断層および北東走向左横すべり成分をもつ塩沢断層系（Ks断層を含む）が主なものである（図1）。これらの断層群のうち塩沢断層系について，多摩ローム相当層以上の構造と切断関係・断層条線から，断層運動と堆積造構作用との関係を解析した。塩沢断層系の各断層の断層面は足柄層群の層理面にほぼ平行した走向で $60^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\sim 85^{\circ}\text{E}$ の傾斜をもち，西側下降成分をもつもの（S5, S6', S8）と西側上昇成分をもつもの（S6'を除くS2～S7, Ks）とがある。前者は多摩ローム相当層と駿河礫層を切るが新期ローム層中の変位は確認できない。後者は新期ローム層をも切る。地域南西部で多摩ローム相当層と駿河礫層が西に傾斜し西に向かって厚くなるのは（図2），これらの堆積期に西側が沈降する造盆地運動が進行していたためと考えられる。これはS5, S6, S6'等の塩沢断層系の活動を伴う西さがりのとう曲の反映であろう。新期ローム層堆積期以後は逆に西側が上昇する断層運動が卓越した。この運動に伴って，駿河礫層を供給し駿河湾にそそいでいた古酒匂川（町田ほか，1975）は，その流路を現在の酒匂川の方角へとかえた。

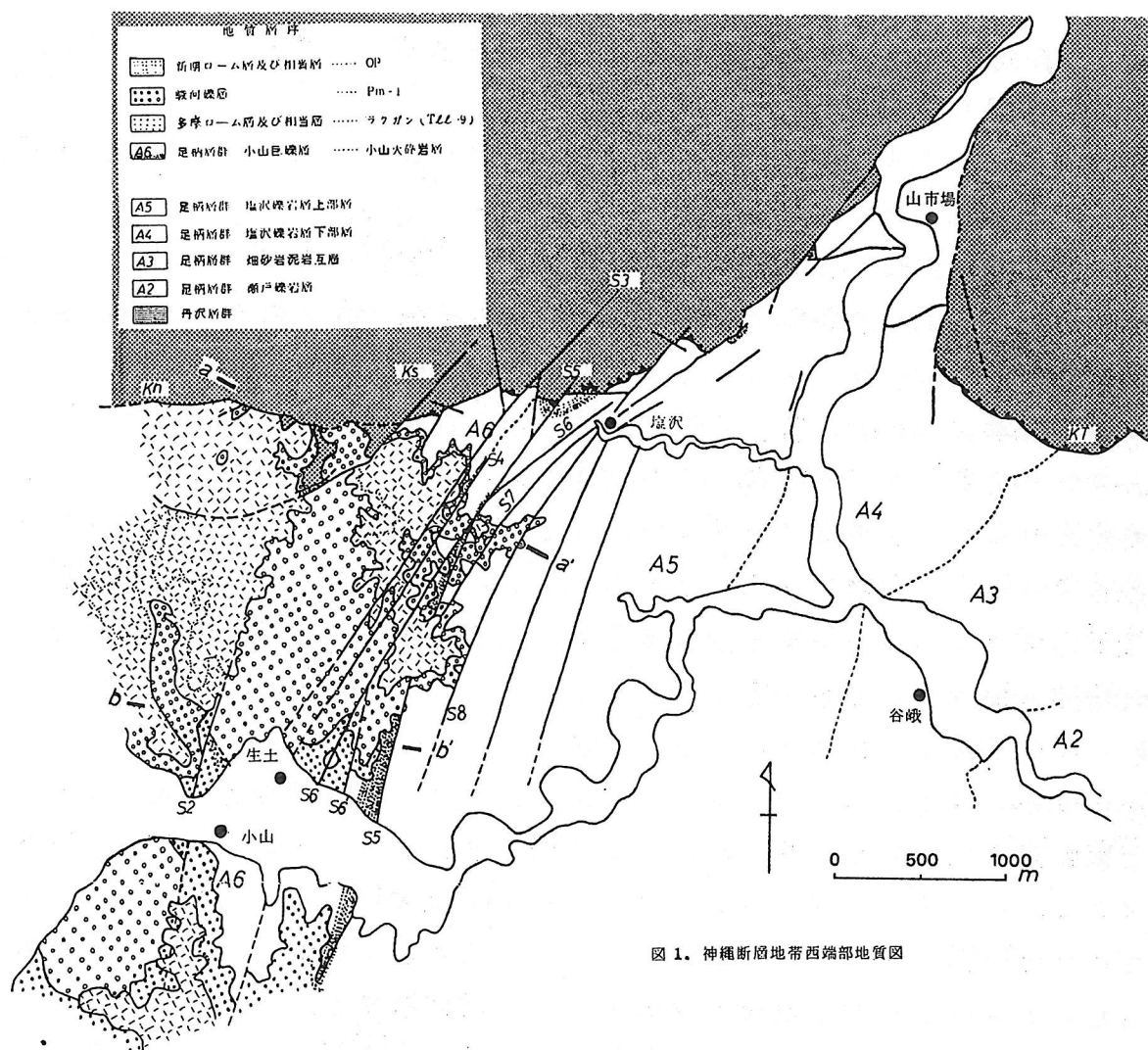


図 1. 神縄断層地帯西端部地質図

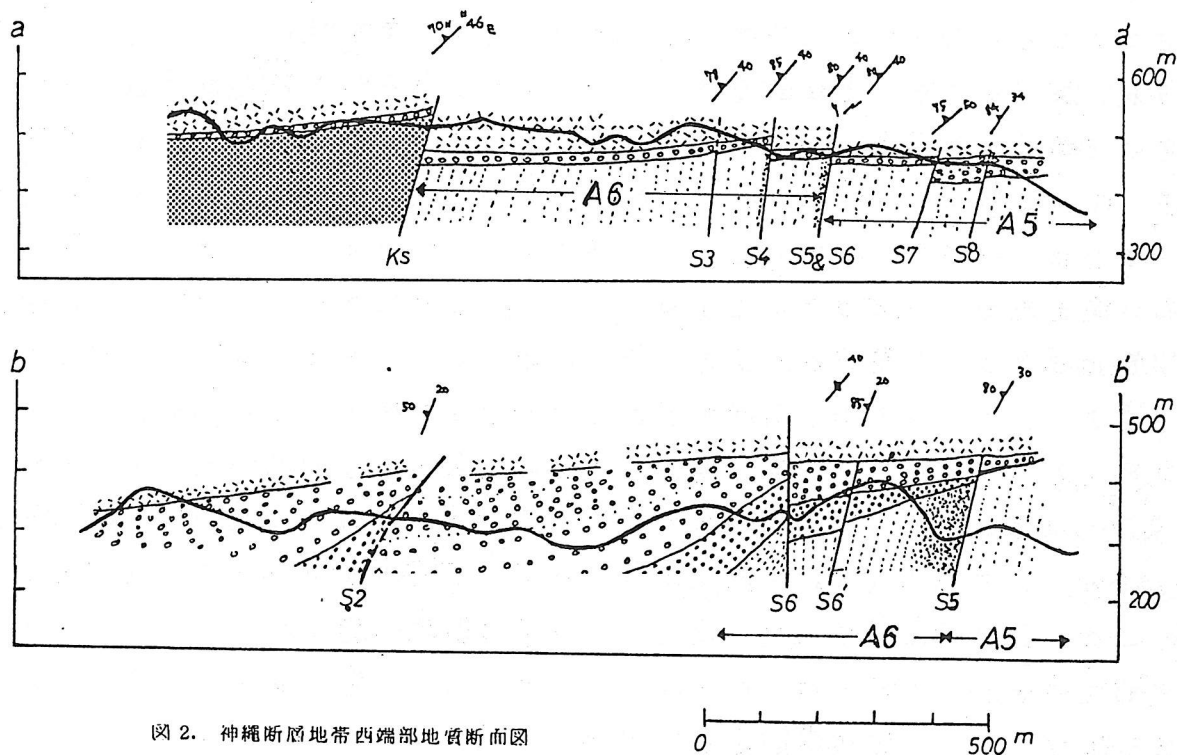


図 2. 神縄断層地帯西端部地質断面図

千葉達朗(日大・院)・関東第四紀研究会

▶ 神奈川県南西部に位置する大磯丘陵は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートのまさに境界部に位置し、プレート理論からの数多くの推論を検討する上で大変重要なフィールドである(杉村, 1972; 石橋, 1977; 藤井, 1979; 中村・島崎, 1981; 恒石, 1981)。関東地震の震源断層である相模湾断層の陸上延長に位置する、国府津-松田断層崖が、右横すべり逆断層であることは、地震学的事実から推定されていた(ANDO, 1971, 1974 ほか)にもかかわらず、地質学的事実から検証することは困難なことであった。これは、本地域に分布する膨大なテフラの層序を認識することの困難さに加え、未固結被覆層中の小断層群の複雑さもその一因であった。

▶ このうち第1の点については、断田(1971), 断田 ほか(1974), 上杉(1976), 上杉 ほか(1978, 1980)などの検討により、テフラ層序が確立されたこと、さらに関東第四紀研究会の長年にわたる詳細なマッピングにより、大分光明が見えてきた。一方第2の点については、従来の構造地質学的手法を単純に適用するだけでは問題があり、この地域において、新たな方法論を確立させる必要があった。この点に関する現状の問題点を以下に列挙する。

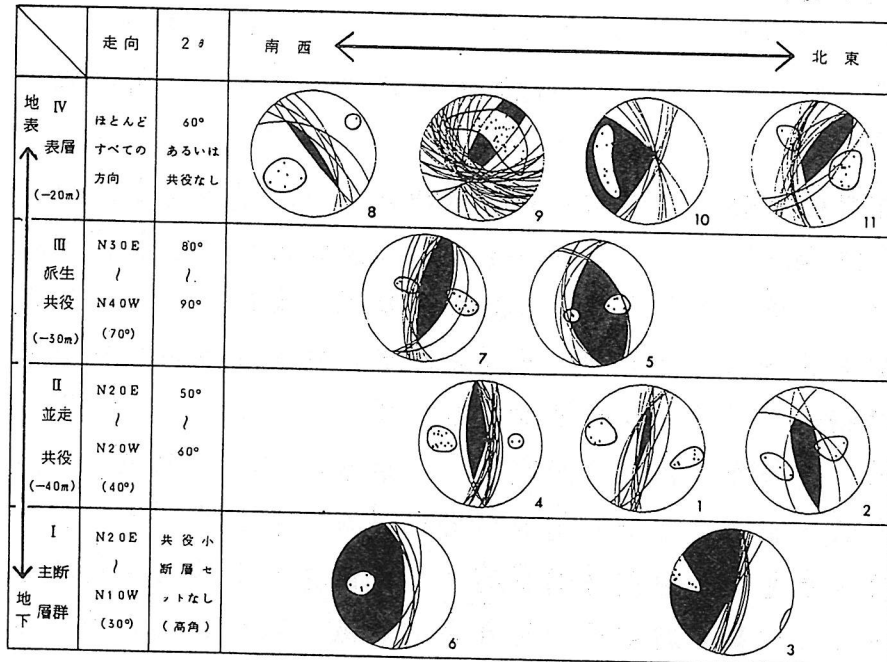
第1に未固結被覆層中の小断層系は、その形成深度により大きく様式を変化させること。図-1に示したように、浅すぎると、重力性のものが大きな割合を占め、深すぎても、共役断層対が現れない。典型的共役断層が認められる深度は正断層型の場合-20m~-40mであった(千葉・森 1983)。しかし、このことはローム層中の例であり、他の岩相にも一律に言える性格のものではない。

第2に、小断層系は地下にある主断層のタイプにより、パターンが異なり、応力復元法も一様ではない(千葉, 1981)。しかも、ストリーションの確認が困難な場合や、断層の数が少ない露頭ではタイプ分けが、事実上困難である。

第3に、このような、活断層露頭における応力場が、どれほど広域的一般性を持っているのかという点である。この点に関しては、数多くの事実から検討するしかない。図-2 および図-3に、曽我大沢地域の地質図および断面図をあげた。これは約2km北側に位置する菊川(上杉 ほか, 1982)とほぼ共通する。

▶ このような観点にたって、現段階で性急な結論は避けたいが、少なくとも、大磯丘陵西部と東部では、 σ_1 がN-Sと、垂直という差があること。時期的には5万年以降の両地区の運動速度の増加が共通することは言えよう。

図-1 地表面からの深度と小断層系の関係（正断層型の例）



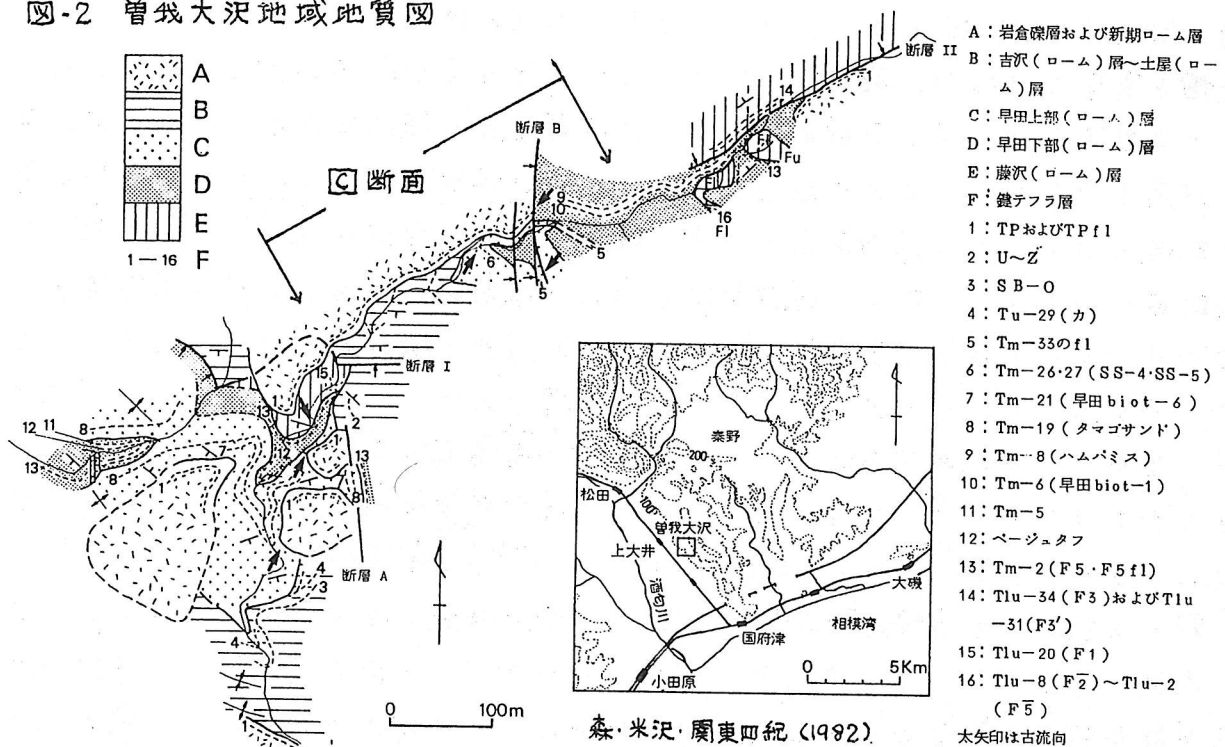
千葉・森(1983)

＜ウルフネット 上半球＞

大磯丘陵東縁部根坂間断層周辺での例。

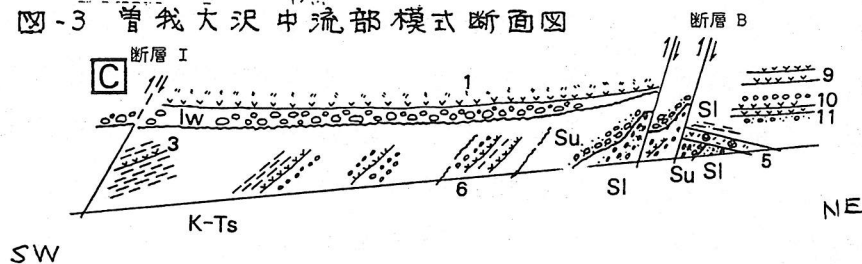
地表に近づくにつれ、走向の不安定な重力性の小断層群となる。また、深部では共役断層対が伴われはれない。応力場の復元には、その中間の深度のデータが適している。黒色部はσ₁の存在しうる範囲。

図-2 曾我大沢地域地質図



森・米沢・関東四紀(1982)

図-3 曾我大沢中流部模式断面図



N-S走向の正断層系は岩倉礫層を変位させるが、E-W走向のスラストは、変位させていない。

森・米沢・関東四紀(1982)

61 南伊豆-下田地域の破砕帯・変質帯およびそれらに起因する 線状組織地形

小坂和夫(日大・文理・応用地学)

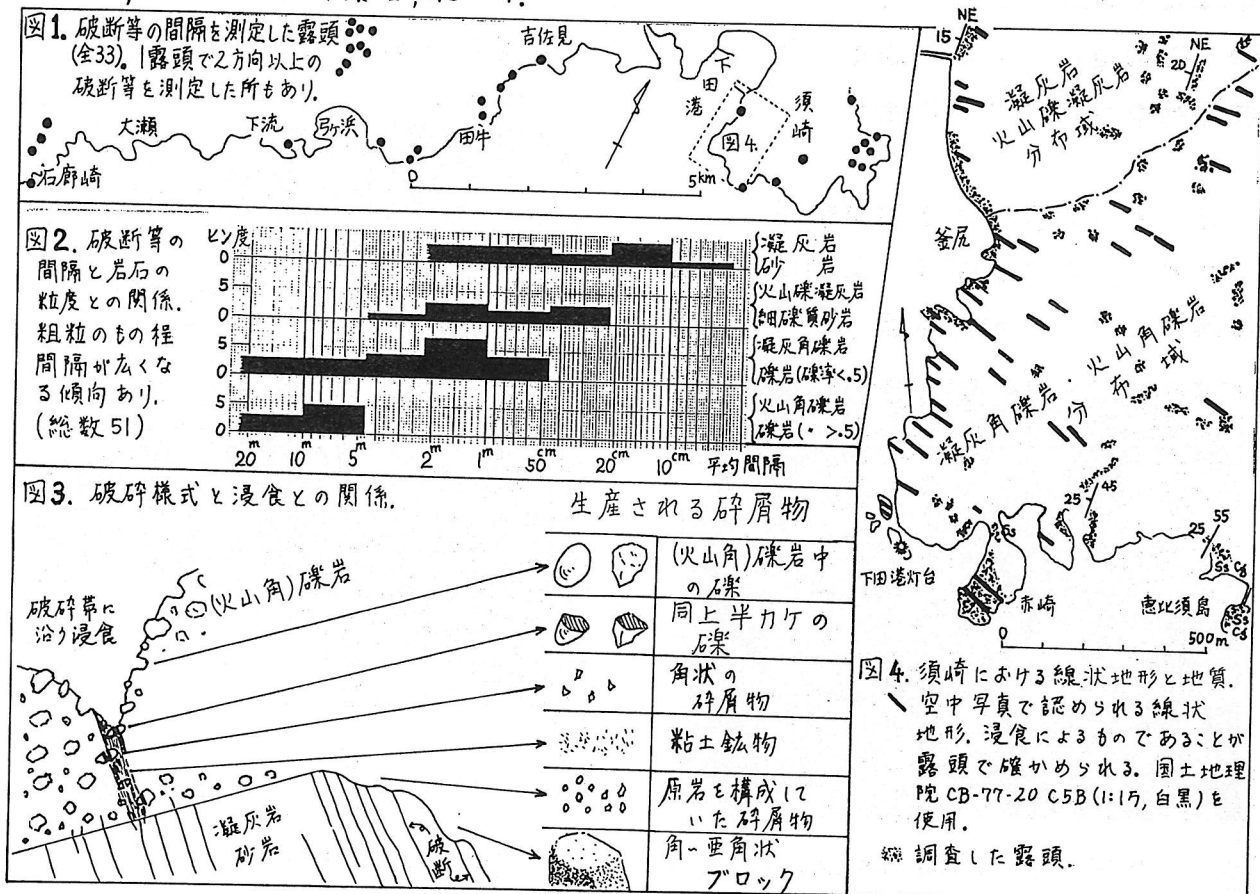
岩石の剝削に対する抵抗性の違いに由来して形成された、地質構造を反映する浸食地形、すなわち、組織地形については、その形成過程に関する基礎的研究が極めて遅れている。この種の研究では、普通の地質図に表現されている様な層序や地質構造を主とした地質に加えて、風化や浸食に対する性質を目安として識別された岩石の物理的・化学的な性質が重要となってくる(1)。以下、標題地域の破断・破砕帯・変質帯の特徴を記載し、それらが線状組織地形(微地形)としてどの様に反映されているかを見ることにより、この問題を考える。

標記地域(図1)には湯ヶ島層群・白浜層群に属する火山岩・火砕岩・火砕質砂岩礫岩が分布し、それらに破断・破砕帯・変質帯が形成されている。面なし断層を主とする古期のものを除くと、新期のものはすべて傾斜70°以上で卓越走向はWNW, NNW, NNEである(2他)。それら新期の破断・破砕帯・変質帯は次の特徴を有する(3): [1] 凝灰岩・砂岩では破砕帯の幅が肉眼的には認められないもの(以下破断と呼ぶ)が卓越し、火山礫凝灰岩・細礫質砂岩から凝灰角礫岩・礫岩(礫率<.5)へとより粗粒になるに従って幅が肉眼的に認められる破砕帯の割合が増え、火山礫凝灰岩・礫岩(礫率>.5)では数cm~1m程度の幅を有する破砕帯が卓越する。多くの破砕帯では帯内の微小破断に沿って変質鉱物を生じており、その意味では変質帯でもある。[2] 破断・破砕帯が形成されている場合、凝灰岩・砂岩から火山角礫岩・礫岩(礫率>.5)へとより粗粒になるに従って、それらの平均的間隔はより大きくなる傾向がある(図1,2)。[3] 幅が数10cmもある様な破砕帯・変質帯でも、両盤の相対的変位が露頭においてほとんど認められない(数10cm~数cm以下)ものが大半である。

野外で認められる浸食の様子は上記[1]~[3]の特徴と極めて強く関係している(図3)。破断を生じている比較的細粒の岩石では、それを構成している個々の碎屑粒が徐々に浸食されていくほか、破断により形成された数10cm~数m大のブロックが落下することにより浸食が進行している。この場合、破断に起因する線状組織地形は稀である。破砕帯・変質帯を生じている比較的粗粒の岩石では、破砕帯・変質帯に沿う差別的浸食が著しい一方、破砕帯・変質帯間の浸食に対する抵抗力が大きい⁴⁾ため、明瞭な線状組織地形が形成され易い(図4)。この線状組織地形は、破砕帯・変質帯そのものの浸食とそれに引き続いて起こる両盤内の礫の落下とに元々は起因していたものと推定される(図3)。

両盤の相対的変位が露頭においてほとんど認められない様な破碎帯・変質帯でもその幅が数10cmもあり、それに沿って明瞭な線状地形が形成されているということは、この地域の比較的短い(数10m~1km程度)線状地形の多くが浸食により形成されたものであることを示している。1974年伊豆半島沖地震に際して露頭で変位が認められたのは石廊崎断層の一般走向とは斜交する既存の小断裂であり、それらの中には石廊崎断層に沿う谷の外側に位置するものもあった(2, 5, 6, 7)。このことは石廊崎断層に沿う全長10km弱の線状地形の形成に関しても、活断層変位以外に既存の小断裂に沿う浸食作用が強く関与していることを示唆している。近年, "リエアメント"は活断層発見の一手段として扱われることが多いが, 組織地形としての側面も十分に考慮しなければならない。その場合, 破断, 破碎, 変質の様式の差異, および, 生産された碎屑物の形態が重要な着目点となってくることは既に報告した通り(8)である。

- (1)吉川虎雄他(1973), 新編日本地形論, 東大出版会, pp.190-191, (2)星野一男(1977), 地調特別報告, 6号, 83-100, (3)小坂和夫(1983), 地質学会演旨, p.475, (4)角清愛(1958), 5万分の1地質図幅「神子元島」説明書, pp.2-3, (5)Kimura & Ito(1981), J. Natural Disaster Sci., 3(2), 23-39, (6)松田時彦・山科健一郎(1974), 震研速報, No. 14, 135-158, (7)村井勇・金子史郎(1974), *ibid.*, 159-203, (8)小坂和夫(1982), 第四紀学会演旨, 78-79.



62 富士川断層連日監視システム

恒石幸正（東京大学地震研）

1. 断層を用いた地震予知

地震とは断層運動の際に発する弾性波である。また、断層は地殻を構成する岩石中に生じる剪断破壊である。だから、断層の周辺に蓄積する地殻歪を観測し、主破壊に先立つ地殻物質の降伏点を検知するならば、地震の直前予知が可能となるはずである。上記が本研究の基本的考え方である。

地学に対する社会的要請として、東海地震の予知が課せられている。この課題を解くためには、次の東海地震を惹き起こすであろう断層を確定することが第一に必要である。富士川断層発見の意義はこの点にある。

2. 富士川断層とは

駿河トラフを真直ぐ北へのぼると、富士川の河口へつきあたる。富士川断層はここから富士山の西側斜面を叩いて北上する。1978年に発見された富士川断層は、本邦随一の活動性をもつ左横すべり活断層であった¹⁾。この断層は1854年安政東海地震の際に、著しい地殻変動を富士川河口部におよぼした（シンボ資料・巡検案内・広報「ふじかわ」参照）。地質資料からみて次の東海地震もこの断層の活動によるであろう。

3. 光波測量による連日監視

横すべり断層を監視するには、光波測距儀による辺長測量が適している。そこ

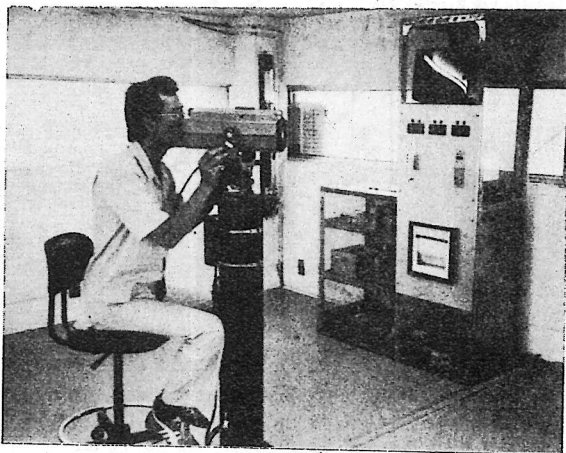


図-2 富士川町観測点の内部風景

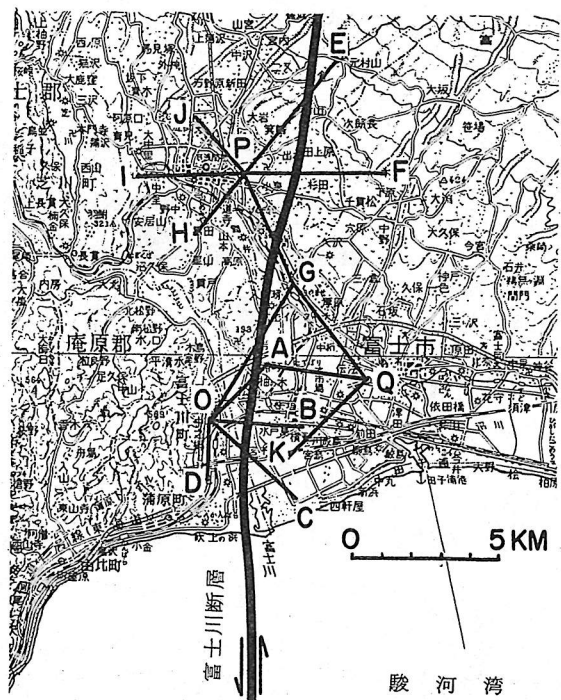


図-1 富士川断層と光波測線網

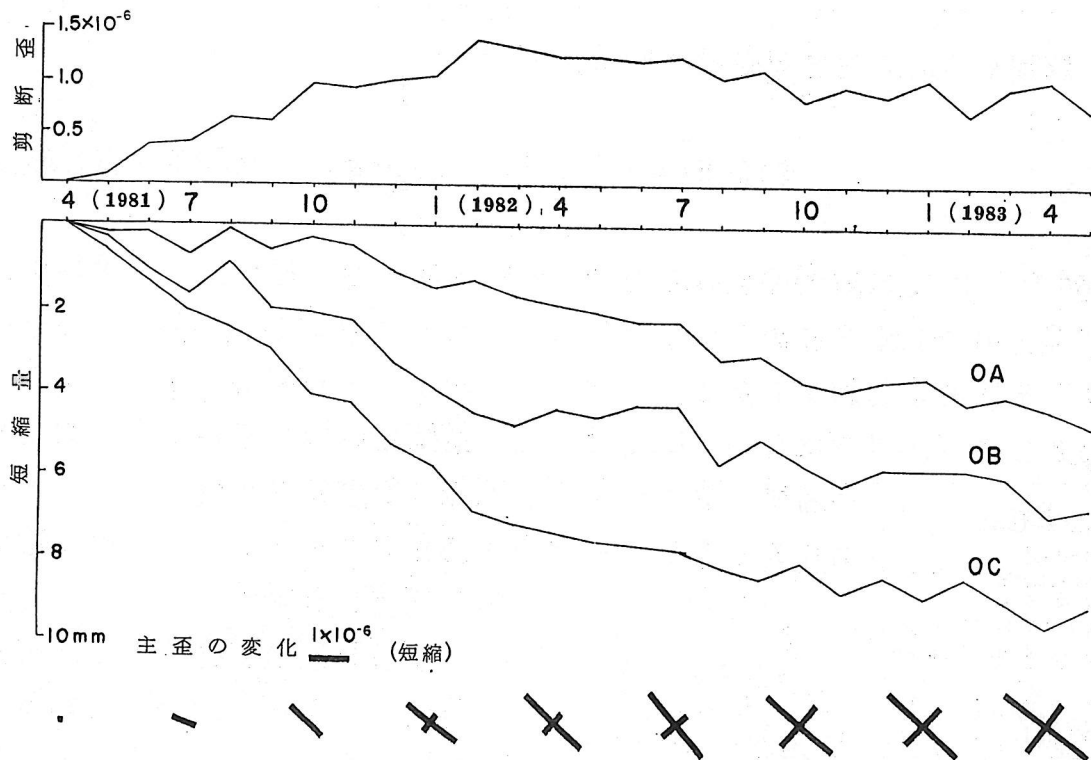


図-3 富士川町観測点での結果：(上) 剪断歪，(中) 測線長の変化，(下) 主歪の軸

で図-1のような測線網を設定した。O点、P点、Q点はそれぞれ「富士川町」、「富士宮」、「富士市」の各観測点で、他は反射点である。従来の測量方式とのちがいは、測距儀と反射プリズムをしっかりとった建造物にとりつけた点と、毎日定時に観測をくりかえす点である。図-2は富士川町観測点の内部風景である。

4. 観測結果と考察

図-3は富士川町観測点での結果である。毎日の観測値から月平均値を求め、さらに季節変動を差し引いた結果が中段の図である。OC測線は2年間で約10mmの縮みをみせている。下段の図は主歪の軸を示すが、北西-南東方向の短縮が現われている。上段の図は剪断歪で、南北走向の断層については左ずれのセンスとなる。1982年2月に地殻変動の変換点が見られるが、伊豆半島の地震活動(図-4)の消長と合致している。

1) 恒石幸正・塩坂邦雄(1981)：富士川断層と東海地震，応用地質22。

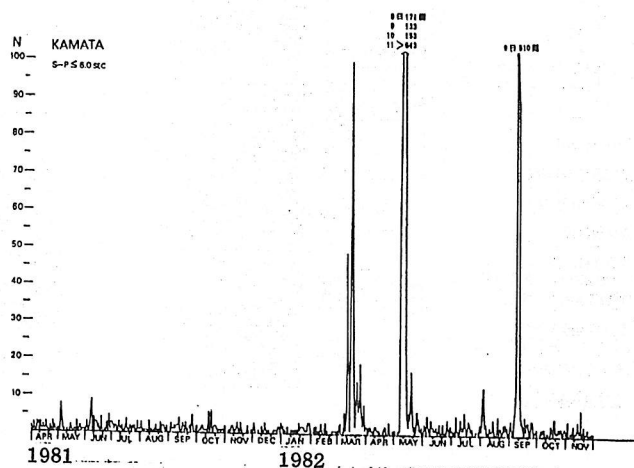


図-4 伊東市鎌田での地震回数 (気象庁)

杉倉克幹（国土庁）・岩田孝仁（静岡県地震対策課）

7,700 km² に及ぶ静岡県土から山地と水域を除いた“可住地”の面積は1,700 km² で県土の20%を占めるにすぎない。この可住地が345万県民の生活の場であり、主要生産基盤でもある。しかし、そのすべてが災害に対して抵抗力の大きいところばかりではない。国土庁では、静岡県の協力を得て県下の土地利用履歴と東南海地震、宝永・安政東海地震その他の過去における主要な災害実績を調査してきている。これら被災地の自然環境の共通性に着目し、現在における災害危険度を図1に示す地域ごとに予測し、土地利用適性分級図（土地保全図）を作成している。ここでは、調査成果のうち表題にかかげる内容について表1に抄録し、その調査手順を図2に紹介する。多くの御意見を乞う。

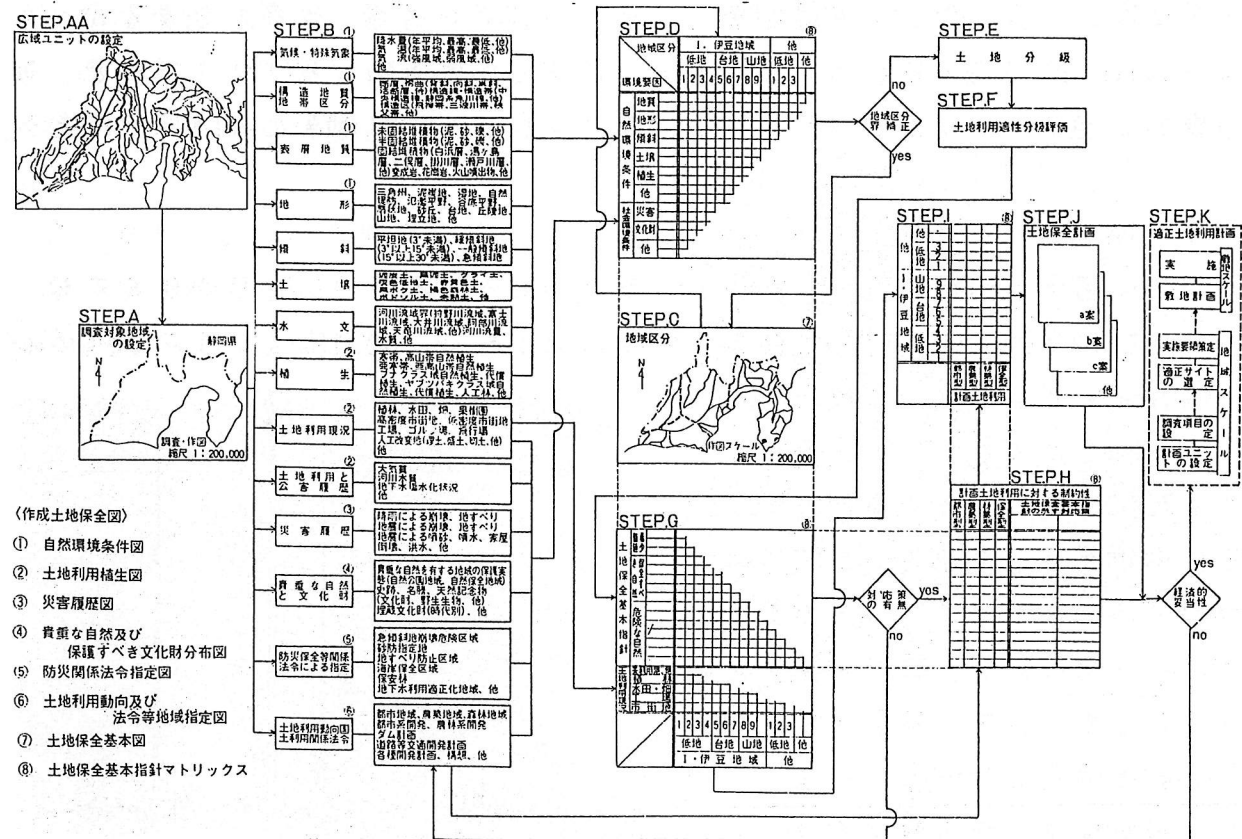
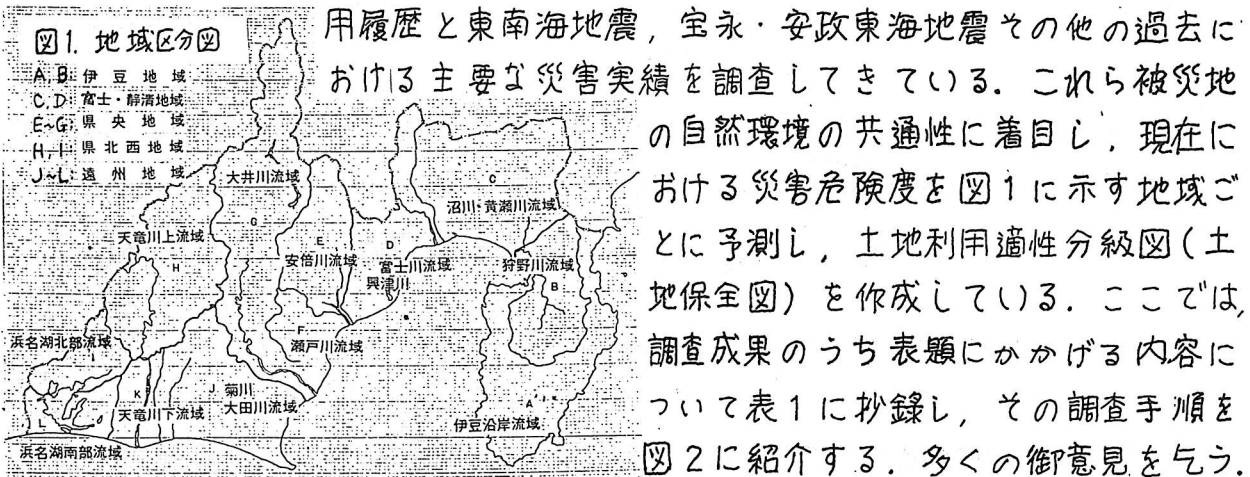


図2. 土地保全基本調査フローチャート（土地保全基本調査の流れと土地保全基本指針マトリックスの作成方法）

(抄)

6・7	高	危険度
4	中	
	低	