

近畿西部の中央構造線の地質特性と 応用地学的諸問題

—— 昭和53年度 見学会案内書 ——

1978年11月

日本応用地質学会関西支部



目 次

1. は じ め に 奥 田 節 夫
2. 近畿西部の中央構造線 市 川 浩一郎
3. 和泉山脈南縁の中央構造線の運動像 宮 田 隆 夫
4. 中央構造線のネオテクトニクス 藤 田 和 夫
5. 和泉山脈南縁の中央構造線の現地露頭 宮 田 隆 夫
6. 紀ノ川流域中央構造線断層調査 織 田 精 徳
村 田 竹 外
7. 中央構造線付近の地すべり地について 千 葉 三 雄
8. 研究学園ゾーン西部エリア土地利用計画
に伴う地盤調査について.....小 川 力 也
9. 和歌山県橋本市南海電鉄宅造地の地質について.....北 浦 善 昭
神 田 四 男

は じ め に

1978年11月

日本応用地質学会関西支部

支部長 奥田節夫*

今年度、本支部が見学の対象にえらんだ近畿西部の中央構造線については、地質学、地形学に関心を寄せる人なら、誰でも一度は教科書的知識として、その存在と地学的重要性を認識されているはずであるが、さて実際にそれが地表にどのような特徴的形態をもたらし、また防災、土地利用など応用地質学的問題にどのような影響を及ぼすかについて、具体的な知識を有する人は意外に少ないように思われる。

またこの地域では最近諸種の開発計画が進められつつあり、この構造線沿いに、従来経験されなかった新らしい問題が提起される可能性も高い。

このような時機に、中央構造線の地質特性とこれに関連してもたらされる特徴的な応用地質学的課題を、現場においてそれぞれ造詣の深い諸先輩の御案内を受けて学習することは、本支部会員の研修にとってきわめて有意義なことと考える。

最後に今回の見学会の準備と実施に際して、多大の援助を寄せられた、諸大学、官公庁、民間会社の諸氏に対して深い謝意を表する。

*京都大学防災研究所

近畿西部の中央構造線

市川 浩一郎*

1. はじめに

中央構造線は西南日本を内・外帯に分かつ第1級の大断層として国の内外によく知られている。その総延長は800 km以上に及び、またその形成の歴史も中生代にさかのぼり、少なくとも1億年以上にわたっている。このような大断層は当然のことながら1本の断層線で示されるというようなものではない。主断層(main fault strand)と共に種々の系統の断層群が発達して断層系をなしている。このような断層群には主断層と平行するもの、主断層に対し水平方向に小角度または大角度をなして分岐するもの、分岐の仕方で左雁行型(主断層に対し反時計まわり)または右雁行型(時計まわり)のもの、そして変位センスが正断層型、逆断層型、横ずれ型など様々である。分岐断層のあるものは主断層から10 km距ったところまで追跡されるものがある。また個々の断層に沿う断層産物の巾および性質にも多様性がある。

さて、中央構造線に関してはここ数10年来多数の地質学的、地形学的研究が進められてきたが、中央構造線の断層系としての具体的解析は比較的最近になって進められた。また変位様式の地質時代における転換…例えば現在一部地域で右横ずれが認められているが、かつては左横ずれ成分が卓越していたこと、などが判明したのも数年前のことである。これら中央構造線の地学的諸問題を解明するため、1975年4月より科学研究費総合研究Aとして「中央構造線の形成過程に関する総合研究」(代表者—市川)が発足し、今年3月を以て一段落をつけた。この総合研究の計画や研究成果については研究連絡誌MTL(中央構造線) nos. 1~3(102+126+203ページ)(1976~1978)に速報されている。本文では、その成果の一端を近畿西部すなわち和泉山脈南縁部に焦点を合わせて概説することとする。

* 大阪市立大学理学部

2. 中央構造線の地域区分と形成史

中央構造線は関東地方から九州地方にわたる大断層であるが、そのすべての地域が一定の地質時代に画一的に変位したわけではなく、変位量には当然ながら地域変化がある。また地質時代の変遷に伴い活動の中心域の移動があり、変位センスの転換もある。現在地表でみる中央構造線はこのような複雑な歴史の所産である。

断層というと活断層かどうかが応用地質上も関心事であるが、多くの活断層は既存の断層の再動である。そこで活断層についてもその「既往症」がどうであったのか過去の履歴を心得ておく必要がある。このような意味からここに中央構造線の地域区分と形成史にふれておく。

中央構造線の両側の地質体の配列と形成史の地域変化とに着目すると、中央構造線は図1に示すように区分される(市川、1978)。

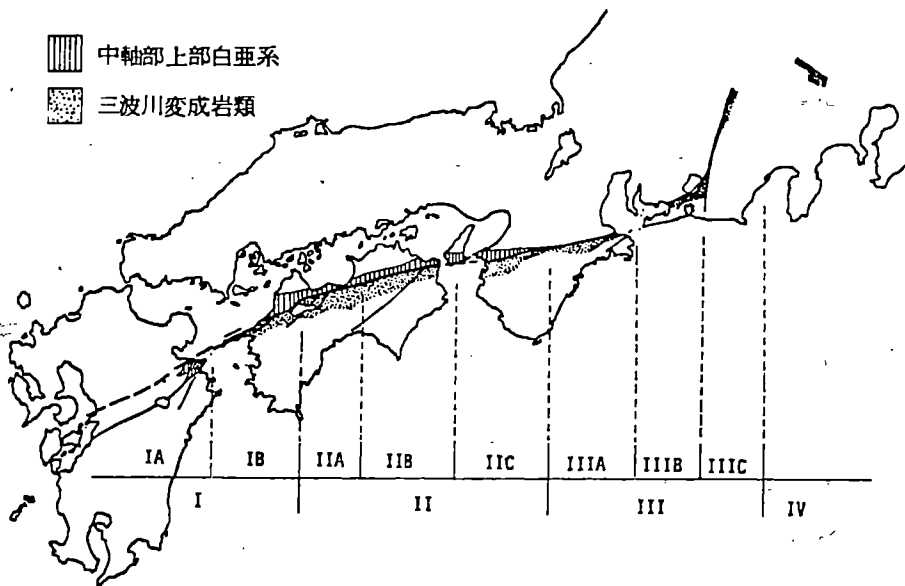


図1. 中央構造線の地域区分(市川、1978)

いくつかの分岐断層および中新世火山性盆地をも記入した。

I (九州、四国西部)、II (四国中・東部、近畿西部) は西南日本の中軸帯をなす上部白亜系 (IA の大野川層群など、IB・II の和泉層群) と外帯の三波川・秩父帯の地質体とがそれぞれ構造的に接している地域。III は上記の上部白亜系相当層の分布が継続的にせまくなり、大勢としては領家帯の花崗岩類と三波川・秩父帯岩類とが構造的に接している地域。IV は糸魚川・静岡構造線を越した関東山地北東縁で、現状では内側の新第三系と三波川帯結晶片岩類とが構造的に接している。

IB 域 (四国西部) は上記の説明でもわかるように基盤形成史 (先中新世) に関しては、むしろ II 域に含めたほうがよい。しかしながら中央構造線の新时期形成史に関しては、いわゆる活断層は II 域で顕著であり、IB 域では活構造帯は中央構造線の本来の主断層からはややそれてしまう。その他、IA・III C の一部にも活断層がみとめられている。

後期中生代以降の中央構造線形成史は次の 4 期に区分されよう。

第 1 期 (後期中生代、その末期を除く) (II・III 域では $>80\text{Ma}^*$)

MTL 発生時の大規模な左横ずれ変位の時期 (I~III 域)。三波川帯・領家帯基盤変成岩・深成岩類の MTL 域における変形特性から推定させる (詳しくは原・秀他、1977 参照)。領家帯の MTL 域における片理 S_2 形成に関連する延性横ずれ変位量だけで、III A 域で 30 Km 程度という見積りがある (原・横山、1974)。

第 2 期 (白亜紀末期~古第三紀始新世前期) (80~50 Ma)

第 2 波の左横ずれ変位の時期 (I、II 域)。第 1 期の記録が変成岩、深成岩類の深部変形現象で示される (すなわち当時の浅部レベルは浸食削剥し去られた。) のに対し、第 2 期の記録はより表層的な表現で示される。

2a 期) MTL 北縁帯とくに I、II 域での粗粒タービダイト積成盆の形成 (大野川・和泉層群)。

2b 期) 左横ずれ変位を示す断層系パターンはとくに II C 域 (近畿西部) の

* Ma は 10^6 年

和泉層群に典型的に認められる。この断層系については4章で記す。ⅡC域では累積変位量約15 kmという試算がある。

第3期（中期始新世～新第三紀〔第四紀初期？〕）（50～Ma）

この時期の変位の全体像はまだ明らかではない。ⅢB域（中部地方中部）で中期中新世以降（13 Ma>）に約2 kmの左隔離が認められている。それ以外に横ずれ成分を示唆する情報は今のところない。中期中新世以降の垂直変位センスの変遷については従来Ⅱ域の情報から議論されている（例えば須鎗・阿子島、1974参照）。そしていくつかの活動時階が提唱されている。

第4期（第四紀〔後半〕）

右横ずれ変位の時期（主にⅡ域）。累積変位量は第1、2期の左横ずれよりは小規模である（ 10^3m のオーダー）。

3. 近畿西部の中央構造線付近の地質系統

近畿西部は図1の地域区分でⅡC域にあたる。前章に述べた第4期の右横ずれはⅡB、C域で（金子、1966）、第2期の左横ずれはⅡC域で（市川・宮田、1973）、はじめて指摘された。Ⅱ域の地形をみると、石鎚山脈北縁のⅡA域では燧灘に面して南側が相対的に隆起し、讃岐山脈、和泉山脈南縁のⅡB、C域では吉野川、紀ノ川に面して北側が相対的に隆起している。ⅡB域とⅡC域とは地質的にも地形的にも共通点が多い。第四紀後期の中央構造線における水平変位速度はⅡB域では岡田（1970）によると $6\sim9m/10^3$ 年であり、ⅡC域では岡田・寒川（1978）によると $0.9\sim3.1m/10^3$ 年となる。

ⅡC域には古期のものより順に次の地質系統が認められる。

- a. 三波川結晶片岩類
- b. 和泉層群（中生代白亜紀後期末）
- c. 中性一酸性岩岩脈（新第三紀中新世）
- d. 菖蒲谷層
- e. 五条層

f. 段丘堆積物、扇状地堆積物

a. 三波川結晶片岩類

主な分布域は紀ノ川の南側であるが、北側でも中央構造線主断層に沿って数10 cmないし10数mの幅で上(北)盤の和泉層群と下盤の菖蒲谷層との間に狭くはさまれていることが多い。伊都郡高野口町上中付近には幅数100 mにわたって露出する。主として黒色泥質片岩よりなり、部分的に緑色片岩をはさむ。一般に著しく破碎され、和泉層群の黒色泥岩の破碎部と一見区別がつけ難い場合があるが、石英脈が発達し、また残存角礫岩片を検討すると片理面が認められるので和泉の破碎泥岩とは識別できる。

b. 和泉層群

和泉山脈の主部を構成する厚い地層で、砂岩・泥岩・礫岩層の種々な厚さの互層から成る。中央構造線主断層の付近では泥岩層はいろいろの程度にガウジ化している。砂岩・泥岩互層の場合は層の境界面に沿う厚面欠りが著しく、また砂岩単層の膨縮—ブーディン化が認められる。

c. 中性～酸性岩岩脈

中央構造線の主断層または分岐断層の一部に沿い貫入した岩脈で幅は数10 cmないし数mの規模である。なお貫入後の断層運動により周縁は破碎されている。岩質は珪長岩(フェルサイト)質で細粒の石英・長石集合体であるが、変質して岩酸塩鉱物を生じている場合が多い。一部では安山岩質岩脈も認められる。

d. 菖蒲谷層

橋本市菖蒲谷より命名された地層で、主として中央構造線より南側に分布する。比較的細粒な湖沼型堆積物を主とする。

e. 五条層(竜門層)

礫層が卓越し、礫種はチャート、石英安山岩、砂岩など多種類で内外帯両域の岩類を供給源とする。粉河以東に地表露出する本層の堆積面—五条面は小起伏の丘陵状の地形として分布している。

f. 段丘堆積物・扇状地堆積物

五条層形成後の段丘は高位、中位、低位段丘に対比され、寒川（1977）は6段丘面を識別した。すなわち

山田面	高位
恋野面	
山蔭面	中位
野原面	
二見面	低位
今井面	

4. 近畿西部の中央構造線

図2、3に近畿西部の中央構造線域の断層を示す。これらには活断層とそうでないものとを一応わけてある。ただし前者は大抵先第四紀に発生した断層の再動であるので、「活断層でもある」ものと表現した方がよいであろう。中央構造線の1断層によって和泉層群と菖蒲谷層とが接しているとき、和泉層群は幅数10mないし百数10mの破碎帯を伴うのに対し、菖蒲谷層は数10cm～10数cm程度の断層破碎帯しか伴わないのが普通である。一部では著しく破碎された和泉層群や三波川変成岩類を菖蒲谷層や段丘礫層が不整合に覆っている。また中央構造線にはほぼ沿って局部的に分布する中性～酸性火成岩岩脈の破碎も和泉層群のに比べて格段と低い。これら岩脈群は中期中新世の石鎚山火山岩類に対比される。このような状況から中央構造線域の和泉層群や三波川変成岩類中の大規模な断層破碎帯は、本質的には中期中新世よりは前に形成されたものと解される。さらにIB域での始新統の知見をも考慮すると、上記の破碎帯は前々項に述べた第2期（先中期始新世）に本質的には形成されたとみてよい。このような考察から近畿西部の中央構造線をいくつかの形成段階にわけて解析することができる。ここでは前述の第2～4期にわけて述べよう。

a) 第2期

分岐断層系としては中央構造線主断層に対し水平に10～20°左まわり分岐する（すなわち西方に収斂する）ものが優勢である（図3）。その代表的な

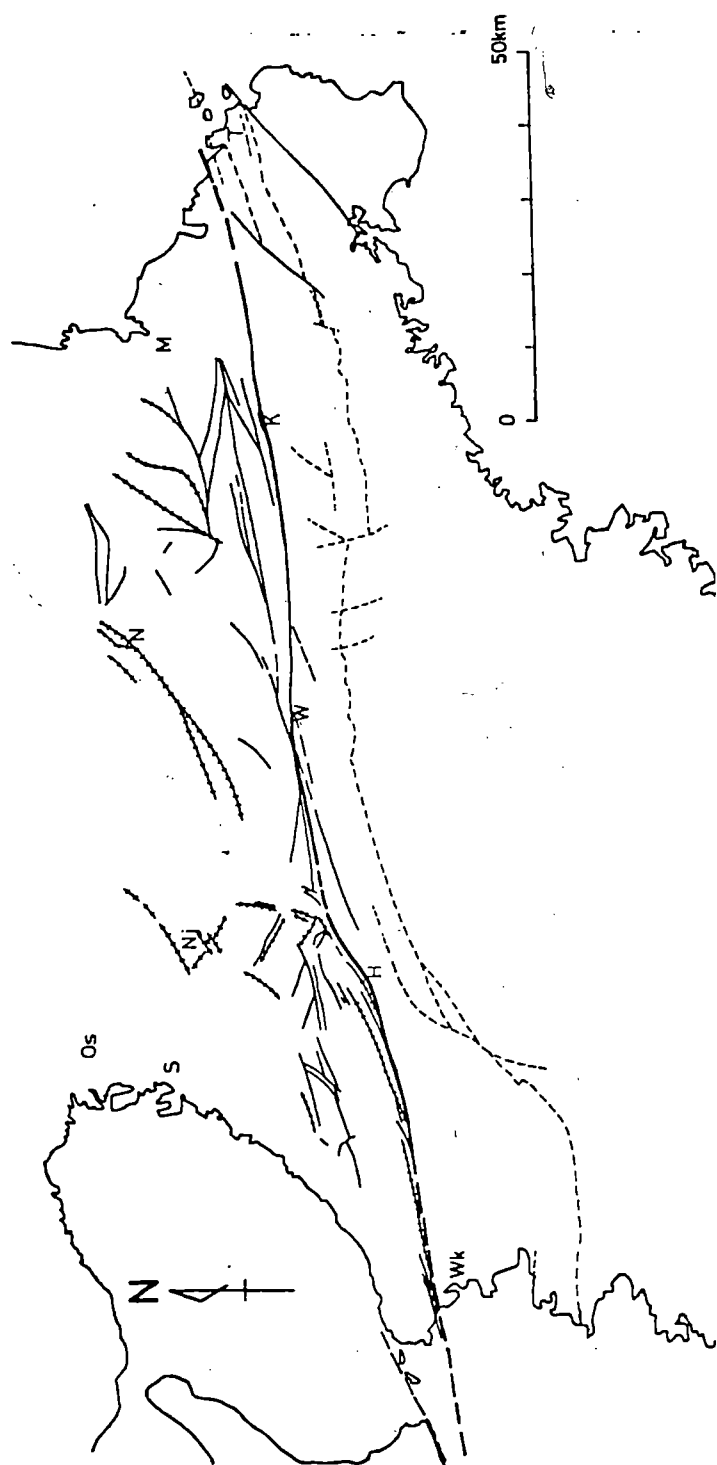


図2. 近畿地方の中央構造線付近の断層図(市川、1978)

太線 主(境界)断層、細線 従属断層、きざみのある線 活断層でもある断層、

破線 その他の断層

H橋本、K狹見、M松阪、N名張、Nj二上山、Os大阪、S堺、T鳥羽、W鷺家、Wk和歌山

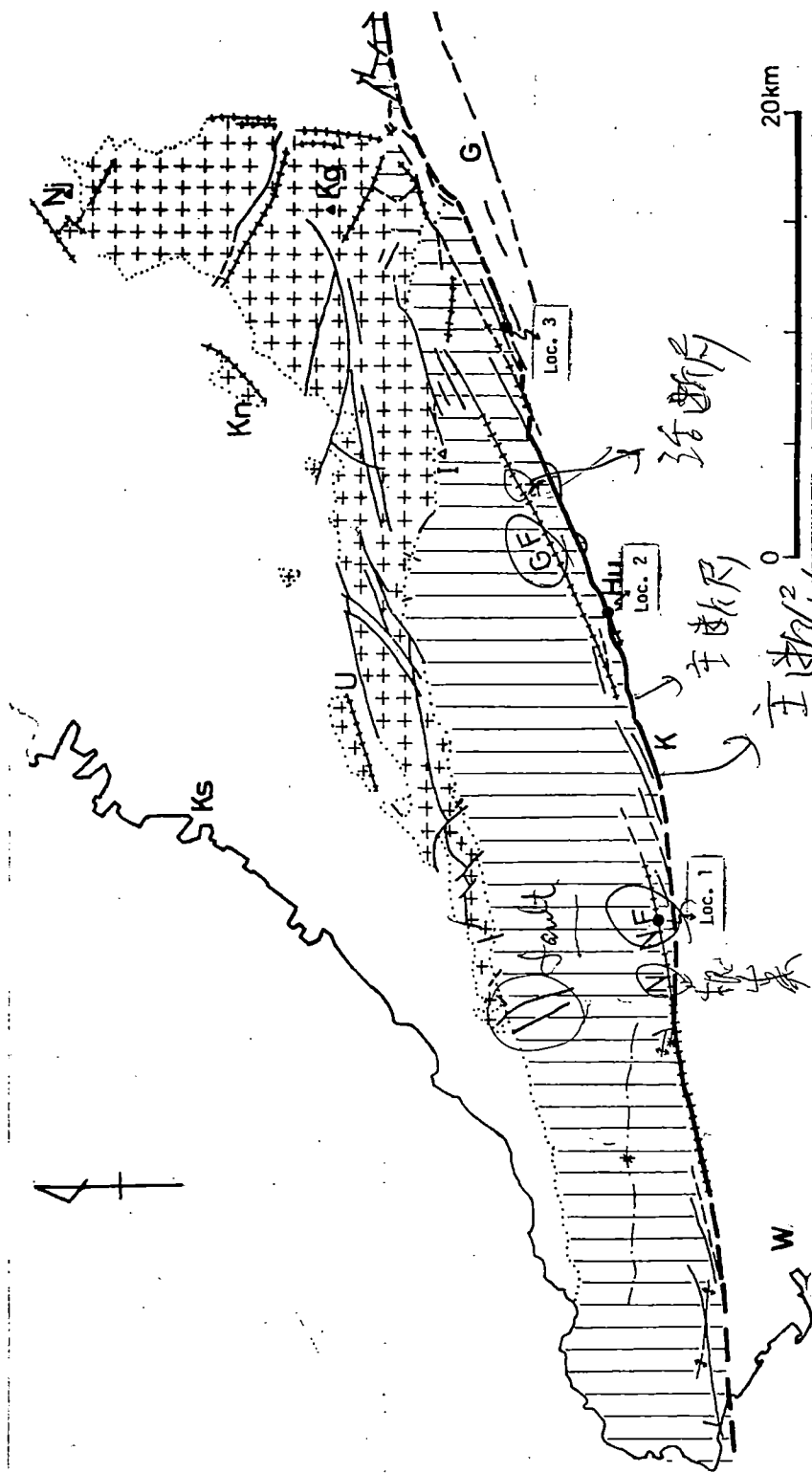


図 8. 近畿西部の中央構造線断層図 (市川, 1978 に加筆)

縦線部 和泉層群、十字路 領家帯花崗岩類および泉南層群 (一泉南酸性

火砕岩類)

G 五条、Hu 広浦、I 岩湧山、K 粉河、Kg 金剛山、Kn 河内長野、Ks 岸和田、

N 根来、Nj 二上山、U 内畑、W 和歌山、(GF 五条谷断層、NF 根来断層)

分断層

ものが根来断層、五条谷断層であり、同様の性格の分岐断層は橋本以東の三波川帯北縁付近にも認められる(図2)。この系統の分岐断層系は個々の断層の直線性—急斜断層面、破碎規模(大)、両盤の和泉層群鍵層の左隔離、副次断層の左雁行配列等の特徴から総合判断して左横ずれ断層とみられる。

一方、主断層に対し水平に $10 \sim 25^\circ$ 右まわり方向の分岐断層系は発達していない。しかしこの方向の褶曲軸跡をもつ小規模な雁行褶曲群が地域西半部では認められる。以上の分岐断層系、雁行褶曲系の諸特徴は、当時中央構造線が左ずれ変位していたとすれば説明できる。すなわち前者は左ずれ変位に伴う Riedl shear として、後者はその際の雁行褶曲として理解される。単純剪断に伴って形成される Riedel shear その他の二次剪断面の雁行配列様式については、本文末に付した用語解説を参照されたい。なお、中央構造線主断層に沿う和泉層群擾乱帯中でのブーディン構造の発達状況、破碎帯プロパーに含まれる岩片の変形配列様式等も左ずれ変位によるものとして調和的に説明される(宮田、1978 参照)

b) 第3期

この時期の運動に関する知見は近畿西部では貧弱である。ただ菖蒲谷層積成後の逆断層形成、すなわち菖蒲谷時階の活動とされてきたものが検討の対象となる。和泉山脈南縁の中央構造線主断層では和泉層群、狭く分布する三波川変成岩類の地帯、菖蒲谷層が南北に配列し互いに構造関係で接し北斜する。いわば三階建構造をなしている場合が少なくない(図4)。橋本市菖蒲谷の古典的露頭はこの関係を示したもので、今回訪れるかつらぎ町広浦、橋本市胡麻生の主断層露頭も同様である。(和泉・三波川岩類の関係は上〔北〕盤が新时期層であるが、第3期に関してはこれを正断層と称するのは不適當である。)これらは後菖蒲谷、すなわち第四紀の活動ではあるが、多くの場合、典型的な活断層とは異なり変位地形の表現が不明瞭であり(図5A)、第四紀後半には活動を停止したか活動度が低かったものである。断層面の観察でも水平成分が特に卓越したとする積極的証拠はなく、これらは第四紀前半における和泉山脈の上昇期にその南麓に形成された逆断層である。

1976年に五条市より東方、大淀町馬佐の吉野カントリークラブゴルフ場駐車場建設現場で、和泉層群と菖蒲谷層（大淀層）を境する中央構造線主断層を五条層が明確に不整合に覆う大露頭が切り開かれた（寒川・岡田、1977、寒川、1978）（図5B）。（現在では植生のため観察は困難となっている。）これは上記の第四紀前半の運動を裏付ける有力な野外事実である。ただし、五条層と菖蒲谷層との不整合関係は五条以西では必ずしも明瞭でなく、また四国東部に到ると、藤田（1978）によると「五条層相当層も著しく変位し、かつ和泉層群によって衝上されており、第四紀後期においても垂直運動が継続し横ずれ運動と共存したものとみられる。」このようなことが近畿西部でもあるのかないのか、あるとすればどの程度のものであるかは、いわゆる菖蒲谷時階の運動をMTL形成史の第3期の終末段階として位置づけるのが適当かどうかという問題と共に、今後さらに検討を深めるべき課題であろう。

c) 第4期

近畿西部で中央構造線に関係する、

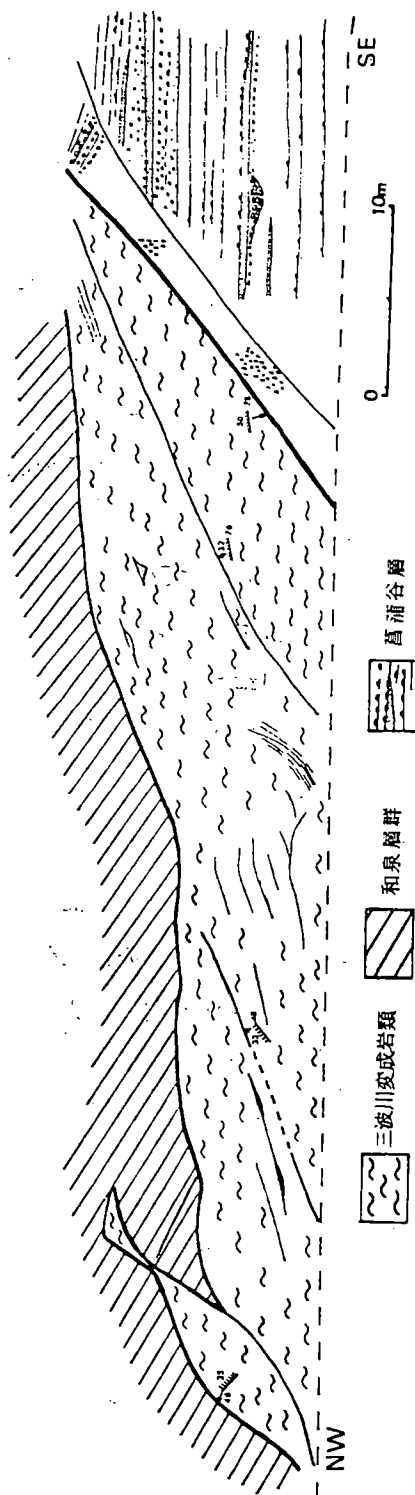


図4. かつらぎ町広野西方の中央構造線の断層露頭スケッチ
(近畿西部MTL研究グループ、1978)

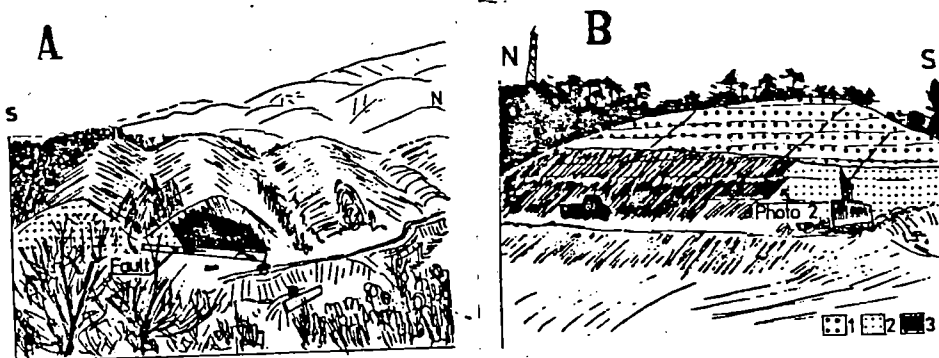


図5. 3和泉層群（黒）と2菖蒲谷層（細点）との間の中央構造線露頭。右図では、それを1五条層（太点）が不整合に覆っている。

A（左）：橋本市胡麻生（Loc.1）

B（右）：大淀町馬佐（寒川、1978より）

変位地形の明瞭な典型的な活断層は根来断層、五条谷断層などであり、最近岡田・寒川（1978）はくわしい研究結果を発表した。これらは和泉層群中に入る分岐断層で、第2期の左横ずれリーデル・シアに相当する。この既存断層を利用して右横ずれ活断層が雁行状に発達したわけである。近畿西部だけでなく四国東部でも活断層は主断層から100～500m程度はなれて和泉層群中へ発達する傾向がある。

根来断層は国鉄阪和線が通る湯屋谷以西では主断層に合流し、ここに発達する中・低位段丘面を変位させている。種々の変位地形の変位量とそれらの原形形成年代の推定から、岡田・寒川（1978）は $0.9 \sim 3.1 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ の右ずれ変位速度とそれを一桁下まわる $0.11 \sim 0.40 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ という北側の相対的隆起速度を推算した。また根来断層と五条谷断層について活断層より上流側の河谷長と断層による河谷屈曲量との間の相関係数をも求め、松田（1976）の活断層分類におけるA級活断層に属することを示した。なお、上記の断層では最大1.5kmの河谷の右屈曲が認められるので平均変位速度から少くとも50万年前には右ずれの卓越傾向が発生していたこととなる。

5. あ と が き

次に断層破碎帯ならびに断層産物について記す予定であったが、紙数の関係もあり省略する。

ひと口に断層といってもその破碎規模、破碎の程度、断層産物の種類およびそれらの破碎帯内での分布状況、旧期断層産物の固結、新期の断層粘土と旧期の断層産物との相違点、同じ破碎域でも原岩の相違による見かけの破碎度の相違など、種々の問題があり、これらを整理して断層を記載していくことが応用地質上でも肝要である。断層破碎帯における破碎度の分類については M T L 誌所載の松田・岡田(1977)を、また中央構造線の断層露頭の実態については同誌の諸記載、例えば、寒川・宮田・市川(1977)、須藤・篠原・市川(1978)を参照されたい。

断層破碎帯では活動度の高い活断層域での直接の変位が関心事となっている。中央構造線の個々の断層については、上述のように A 級の活断層もあるが、第四紀後半には活動が低下ないし休止しているとみられる断層もある。しかしながら後者の場合でも断層 gouge は長雨後は軟泥化し、新しい切開き露頭では軟泥の流出が目立つ。このような断層面付近の gouge 帯以外でも中央構造線主断層から 500~600m 程度の幅の地帯は広義の破碎帯をなしている(市川・宮田、1973)。この部分は一般の泉層群地域と比べて極めて不均質・不安定な地質条件をもっていて、たとえ活動度の高い活断層が通過していなくても施工にあたっても細心の注意が必要な地帯である。

文 献

1973 年以前の文献は、杉山隆三(編)(1973)中央構造線(東海大出版会)所載論文および巻末の文献集を参照されたい。

原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男(1977)

：三波川帯の造構運動、「三波川帯」広島大学出版研究会、P・307-387

藤田和夫(1974)：第四紀地殻変動図「近畿」、1/50万、地質調査所

藤田和夫・奥田 悟(1973)：近畿・四国の中央構造線のネオテクトニク

- ス、杉山隆二編「中央構造線」東海大学出版会、P 97-109。
- Ichikawa, K. (1976) : Median Tectonic Line of Southwest Japan.
25th Internat. Geol. Congr., Abstracts 3, P. 683-684.
- Ichikawa, K. (1978) : Median Tectonic Line of Southwest Japan.
a Review. In; Structural Geology section. Recent Progress Nat. Sci.
Japan, vol. 3, P 42-47.
- 市川浩一郎 (1978) : 中央構造線の断層図と形成史、MTL, №3, P 195-203.
- 市川浩一郎・宮田隆夫 (1973) : 中新世前の中央構造線 (とくに近畿地方)、
杉山隆二編「中央構造線」東海大学出版会、P 87-95.
- 市川浩一郎・宮田隆夫 (1976) : 和泉山脈南縁の中央構造線、日本地質学会
第 83 年学術大会講演要旨、P 144.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正夫・河口雄三 (1976a) : 根来断層について、
MTL, №1, P 23-26.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・政岡邦夫・篠原正男 (1976b) : 奈良県五条市北方
の和泉層群中のカコウ岩塊、MTL, №1, P 27-30.
- 近畿西部 MTL グループ (1978) : 和歌山県かつらぎ町一橋本市地域の中央
構造線、MTL, №3, P 61-64.
- Miyata, T., Maejima, W., Maeno, S., Ohira, Y. and Onishi, K.
(1974) : En echelon faults along the Median Tectonic Line in
Shobudani-Hirono District, Wakayama Prefecture, Southwest Japan.
Jour. Geosci., Osaka City Univ., vol. 17, P 99-116.
- Miyata, T. (1975) : Boudinage structure in the Cretaceous Izumi
Group along the Median Tectonic Line, western Izumi Range, South-
west Japan-(I). Jour. Geosci., Osaka City Univ., vol. 19,
P 63-80.
- 宮田隆夫 (1978) : 和泉山脈南縁の中央構造線の運動像。MTL, №3, P 73-77.

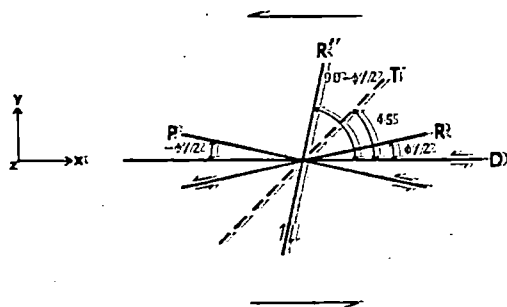
- 岡田篤正（1970）：吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度、
地理評、vol, 43, P1-21。
- 岡田篤正（1977）：中央構造線中央部における最新の断層運動—沖積世の変
位地形・変位量・地震との関係について—。MTL, №2, P29-44。
- 岡田篤正・寒川 旭（1978）：和泉山地南麓域における中央構造線の断層変
位地形と断層運動、地理評、№51, P385-405。
- 寒川 旭（1977）：紀ノ川中流域の地形発達と地殻運動、地理評、№50,
P578-595。
- 寒川 旭・岡田篤正（1977）：紀伊半島西部の中央構造線の新时期活動に関す
る断層露頭について、MTL, №2, P51-60。
- 寒川 旭・宮田隆夫・市川浩一郎（1977）：橋本市胡麻生における中央構造
線の断層露頭について、MTL, №2, P61-69。
- 須藤宗孝・篠原正男・市川浩一郎（1978）：橋本市胡麻生の中央構造線、
MTL, №3, P65-71。
- 須鎗和巳・阿子島功（1974）：四国島の中央構造線の諸問題—四国中央部に
おける中央構造線—、徳島大学教養部紀要（自然科学）、vol.7, P25-
42。

用語解説 (9)

リーデル・シア (Riedell shear)

リーデル・シアはSKEMPTON (1966) によって定義され、使用された。彼によると、リーデル・シアとは単純剪断 (simple shear) の相対運動の方向 (第1図のxz面) に対して、 10° ~ 30° の低角度で相対運動の方向に収斂する剪断面あるいはすべり面であり、これは典型的な雁行配列 (en échelon arrangement) を示す。

リーデル・シアの研究はRUIJWHARA (1924)、H. CLOOS (1928)、RIEDEL (1929) の先駆的な実験に見ることが出来る。RIEDEL の粘土実験 (clay cake experiment) では、Scherrisse と Zugrisse とが区別され、それらの形成が論じられた。RIEDEL のいう Scherrisse が、後年、リーデル・シアと称されるようになった。McKINSTRY (1953) や E. CLOOS (1955) は、RIEDEL (1929) に言及していないが、小論でいう剪断面を二次剪断面 (a shear of the second order) あるいは雁行剪断割れ目 (en echelon shear fractures) として、その形成を論じている。しかし、二次剪断面という言葉は著者によってリーデル・シア以外の剪断面にも使われることがあるので注意を要する。リーデル・シアは、最近の剪断試験 (shear box test: MORGENTERN and TCHALENKO, 1967; TCHALENKO, 1968, direct shear machine: COULSON, 1972)、および粘土実験 (TCHALENKO, 1970; WILCOX et al., 1973; KOIDE and BHATTACHARYA, 1977) においても観察され、議論されて来ている。なお、高封圧下の三軸圧縮試験 (永広他, 1974; BYERLEE et al., 1978) でも類似した割れ目パターンの形態が報告されている。



第1図 左まわりの単純剪断に関係する剪断帯の用語
D: principal displacement shear, P: thrust shear, R: Riedell shear, R': conjugate Riedell shear, T: tension fracture, ϕ : 内部摩擦角
z 軸は上下方向を示し、紙面に直交する。

リーデル・シアは理想的な場合、共役リーデル・シア (conjugate Riedell shear) を作り出し、上記の実験で、共役セグメントの形成は一般に貧弱である。MORGENTERN and TCHALENKO (1967) はリーデル・シアの形成機構について、クーロン・カービーの破壊条件を用いて説明している。すなわち、xz 面に対して 45° の方向をなす最大圧縮主応力軸の条件下で、 $\phi/2$ と 90° - $\phi/2$ の方向に、それぞれリーデル・シアと共役リーデル・シアが形成される (第1図)。ここで、 ϕ は Mohr の包絡線上に示される最大傾斜の内部摩擦 (またはすべり摩擦) 角を表わす。

TCHALENKO (1970) は、リーデル・シアが剪断帯形成過程の初期に生じ、単純剪断の相対運動の量が増加するに伴い、スラスト・シア (thrust shear)、さらに主変位シア (principal displacement shear) が生じるといふ変形系列を示した。スラスト・シアというのは相対運動の方向に対して、 $-\phi/2$ の方向に分岐する、一見、リーデル・シアとは鏡像的な方向の剪断面である。他方、主変位シアは最終的に全体に渡って発達する、xz 面に平行な剪断面である。剪断帯中の他の構造としては、実験条件に關係して形成される引張り割れ目 (tension fracture) がある。これは xz 面に対して、理想的には 45° の角度をなす (第1図)。

MORGENTERN and TCHALENKO (1967)、TCHALENKO and AMBRASEYS (1970) によると、リーデル・シアは他のスラスト・シア、主変位シア、引張り割れ目と一緒に単純剪断に關係した成因用語として、規模に關係なく使用されている。剪断試験、粘土実験の結果、および地震断層に対して、また、大規模なリーデル・シアの剪断帯中に発達する小規模な雁行剪断面に対しても、上記のリーデル・シアの定義に当てはまる場合、リーデル・シアを用いる (TCHALENKO, 1970)。しかし、成因の明らかでない段階では、雁行断層 (en échelon faults) と記載の方がよい。この場合、横ずれ断層、本ズスト、正断層の雁行配列があるが、リーデル・シアは最初のものをさしている。

リーデル・シアの雁行配列は、水平方向に右まわりの単純剪断の場合に左雁行 (CAMPELL, 1958; 植村, 1970)、左まわりの単純剪断の場合に右雁行 (同上) を形成する。リーデル・シア型の雁行断層を用いると、過去

の大断層の変位センスを逆に推定することができる。その例に、中央構造線(原・秀他, 1973; 市川・宮田, 1973, 1976; MIYATA *et al.*, 1974), 日詰-気仙沼断層(永広, 1977)がある。

リーデル・シアは地震に伴って形成される地表付近の断層中に観察される。例えば、イラン, 1968年のDasht-e Bayaz 地震断層(TCHALENKO and AMBRASEYS, 1970; トルコ, Anatolia 断層(AMBRASEYS, 1970), およびペルー, 1969年のPariahuanca 地震(PHILIP and MEGARD, 1977)の報告がある。

トランスフォーム断層とリーデル・シアとを関係づけたものとしては、COURTILLOT *et al.* (1974), FREUND, (1974), および ARCYANA (1975) などの文献がある。

(宮田隆夫・市川浩一郎)

文 献

- AMBRASEYS, N.N. (1970) Some characteristic features of the Anatolian fault zone. *Tectonophys.*, 9, 143-165.
- ARCANA (1975) Transform fault and rift valley from bathyscaph and diving saucer. *Science*, 190, 108-116.
- BYERLEE, J., MJACHKIN, V., SUMMERS, R. and VOEVODA, O. (1978) Structures developed in fault gouge during stable sliding and stick-slip. *Tectonophys.*, 44, 161-171.
- CAMPBELL, J.D. (1958) *En echelon* folding. *Econ. Geol.*, 53, 448-472.
- CLOOS, E. (1955) Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, 241-256.
- CLOOS, H. (1928) Experimente zur inneren Tektonik. *Centralbl. Mineral. Geol. u. Pal.*, 1928 B, 609-621.
- COULSON, J.H. (1972) Shear strength of flat surfaces in rock. In CORDING, E.J., ed. *Stability of rock slopes*, 77-105. Amer. Soc. Civil Engineers, N.Y.
- COURTILLOT, V., TAPPONNIER, P. and VARET, J. (1974) Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model. *Tectonophys.*, 24, 317-329.
- 永広昌之(1977) 日詰-気仙沼断層. 東北大学地質古生物研報, 77, 1-37.
- ・大槻憲四郎・北村 信(1974) 高封圧下における岩石の割れ目の形態とその発達過程. 地質雑, 80, 555-558.
- FREUND, R. (1974) Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophys.*, 21, 93-134.
- FUJIWARA, S. (1924) Torsional form of the earth surface and the great earthquake of Sagami Bay. *Jour. Meteorol. Soc. Japan*, Ser. 2, 2, 32-36.
- 原 郁夫・秀 敬・池田幸夫・横山勇治(1973) 三波川帯の造構造作用と中央構造線の起源. GDP 連絡紙, II-1-(1) (地質構造), 1, 29-38.
- 市川浩一郎・宮田隆夫(1973) 中新世前の中央構造線(とくに近畿地方). 中央構造線, 87-95. 東海大学出版会.
- ・宮田隆夫(1976) 和泉山脈南縁の中央構造線. 日本地質学会第83年年会(演旨), 486.
- KOIDE, H. and BHATTACHARJI, S. (1977) Geometric patterns of active strike-slip faults and their significance as indicators for areas of energy release. In SAXENA, S.K. and BHATTACHARJI, S. eds. *Energetics of geological processes*, 46-66. Springer-Verlag, N.Y.
- MCKINSTRY, H.E. (1953) Shears of the second order. *Amer. Jour. Sci.*, 251, 401-414.
- MIYATA, T., MAEJIMA, W., MAENO, S., OHIRA, Y. and ONISHI, K. (1974) *En echelon* faults along the Median tectonic line in Shobudani-Hirono district, Wakayama Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, 17, 99-116.
- MORGENSTERN, N.R. and TCHALENKO, J.S. (1967) Microscopic structures in Kaolin subjected to direct shear. *Géotechnique*, 17, 309-328.
- PHILIP, H. and MEGARD, F. (1977) Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Peru). *Tectonophys.*, 38, 259-278.
- RIEDEL, W. (1929) Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. Mineral. Geol. u. Pal.*, 1929 B, 354-368.
- SKEMPTON, A.W. (1966) Some observations on tectonic shear zones. *Proc. 1st Congr. Intern. Soc. Roc. Mech.*, 1, 329-335.
- TCHALENKO, J.S. (1968) The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophys.*, 6, 159-174.
- (1970) Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 1625-1640.
- and AMBRASEYS, N.N. (1970) Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 41-60.
- 植村 武(1970) 左雁行褶曲, 右雁行褶曲. 地学事典, 901, 1060-1061. 平凡社, 東京.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. and SEELY, D.R. (1973) Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 57, 74-96.

和泉山脈南縁の中央構造線の運動像

宮田 隆 夫(神戸大・教養)

和泉山脈南縁の中央構造線(以下MTLと略称)に近接する領域の最上部白亜系和泉層群には、変形構造(褶曲、ブーディン構造、断層系)が発達する。これらの構造要素はMTL断層運動に起源を求めるのが実際に即しているし、合理的でもある。ここでは、植村(1971)の研究課題に基づいて、MTLに沿う和泉層群の構造形態(ひずみ像)を取り上げ、さらにMTL運動像について言及する。

当地域の地質系統は和泉層群の他に、三波川変成岩類、中期中新世の酸性～中性岩脈、前期洪積世菖蒲谷層、および段丘・扇状地堆積物が分布する。MTLは主断層と分岐断層(例、根来断層、五条谷断層等)からなる(市川・宮田, 1976)。和泉層群の南縁はMTLに沿って、著しい破砕帯(広義)を形成する。この破砕帯(広義)はひずみ状態の差に基づいて、MTLに接する破砕帯プロバ

ーとその北に続く擾乱帯とに区別される。主断層および分岐断層に伴う破砕帯(広義)の基本的な形成時期は、すでに報告(市川・宮田, 1973; 市川ら, 1976)しているので要約すると、白亜紀末～中期中新世(おそらく中期始新世)前の期間(65～50 m. y.) (の一部)と考えられる。褶曲の一部、ブーディン構造がこの破砕帯(広義)中に分布することから、これら構造要素の形成を、上記破砕帯(広義)の形成と関係づけるのは妥当といえよう。

ひずみ像

1. 和泉山脈南縁の和泉層群には、(1) 褶曲 (2) Riedel 型断層、と (3) 岩脈の雁行配列という構造要素の幾何学的な特徴が認められる。詳しくは市川・宮田(1976)を参照されたい。
2. 和泉山脈西部の MTL 沿いの擾乱帯中の和泉層群には、ブーディン構造が発達している。(1) ブーディン構造は MTL 方向に対して、地層の走向が時計まわり～ほぼ平行な関係をもつ領域の擾乱帯に発達し、反時計まわ

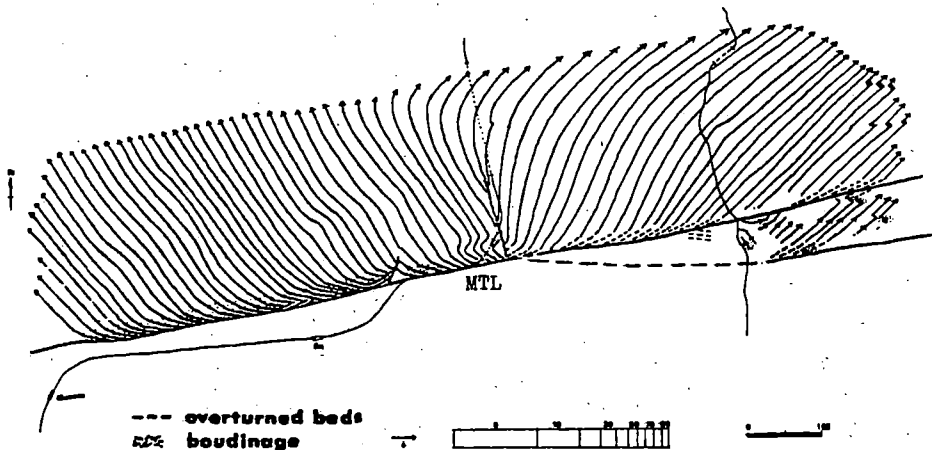


図1 走向線図(和歌山市六十谷—根来間の地域)

地層(実線)は矢印方向にむかって右へ傾く。

MTL, NO. 8, 1978

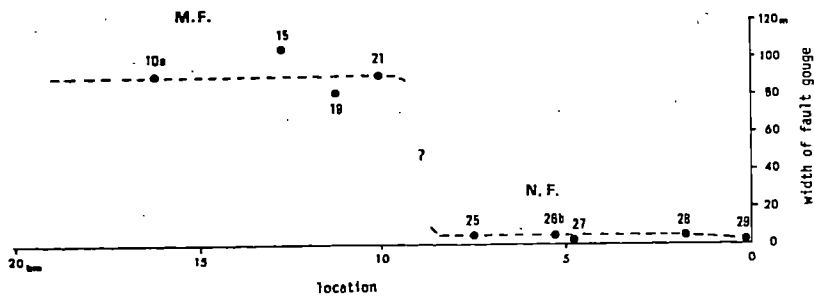


図2 MTL沿いの破砕帯プロファイルの産状

M.F. : MTL主断層, N.F. : 根来断層, 数字 : 計測地点 (位置図省略)
横軸 : 根来断層の東端からの距離。

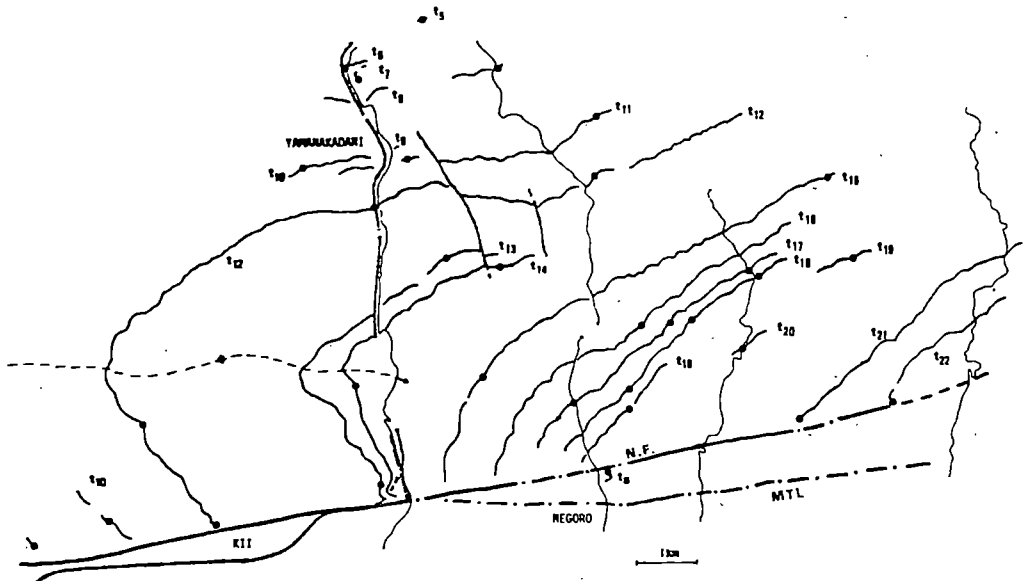


図3 酸性凝灰岩層の分布図

・印 : 蛍光X線のサンプリング地点、東部域の凝灰岩層の分布は川口 (1973) による。

り～ほぼ垂直な関係をもつ領域には一般に認められない (図1)。このことからプーディン形成をMTL断層面に対するN-S方向の pure shearで説明することは困難であり、MTLに沿う左きわり simple shearによる効果を考える必要がある。この場合、GhoshとRamberg (1976) によると、断層付近の和泉層群の回転 (図1) も、この運動で説明されよう。(2) プーディンのネックには引張割れ

目が認められる。この引張割れ目とネック・ライン等の解析から、ひずみだ円体の主軸 ($X > Y > Z$) を求めると、Xはほぼ東西～北西方向に、Yはほぼ鉛直方向に、Zはほぼ南北～北東方向になる (宮田, 1977)。(3) プーディンの解析から求められる縦ひずみはMTLから北へ離れるに伴い減少する傾向がある (Miyata, 1975; 宮田, 1976)。

3. MTL主断層の破砕帯プロパーは次の特徴をもつ。(1) 主断層の断層面は一般に $N70^{\circ}E \sim N80^{\circ}E$ の走向で、北へ急傾斜($50^{\circ} \sim 80^{\circ}$)する。例、和歌山市紀伊付近のボーリング資料(市川・宮田, 1973)、かつらぎ町柏木付近の露頭観察(近畿西部MTL研究グループ, 1977)等。さらに図1に示すように、和泉層群はMTL付近で急傾斜ないし逆転構造を示す。(2) 破砕帯プロパーは一般に幅が広い。例えば、和泉山脈西部で100 m前後(図2)である。(3) 破砕帯プロパーは断層粘土と断層角礫(of. Higgins, 1971)からなる。含まれる岩片の一部は非対称レンズ〜タマゴ型を示し、東

西断面でその配列をみると、東方に引き伸ばされている(市川・宮田, 1973)。その岩片の長軸方向とはほぼ直交する面に calcite 脈がよく発達する傾向がある。

運 動 像

上記のひずみ像の解析から導かれるMTLの運動像は次のようになる。白亜紀末〜中期始新世前の時期(の一部)におけるMTLは、市川・宮田(1973)で指摘した様に、垂直成分(三波川帯の上昇)に比べ、左ずれ成分の卓越する運動であった。和泉層群に発

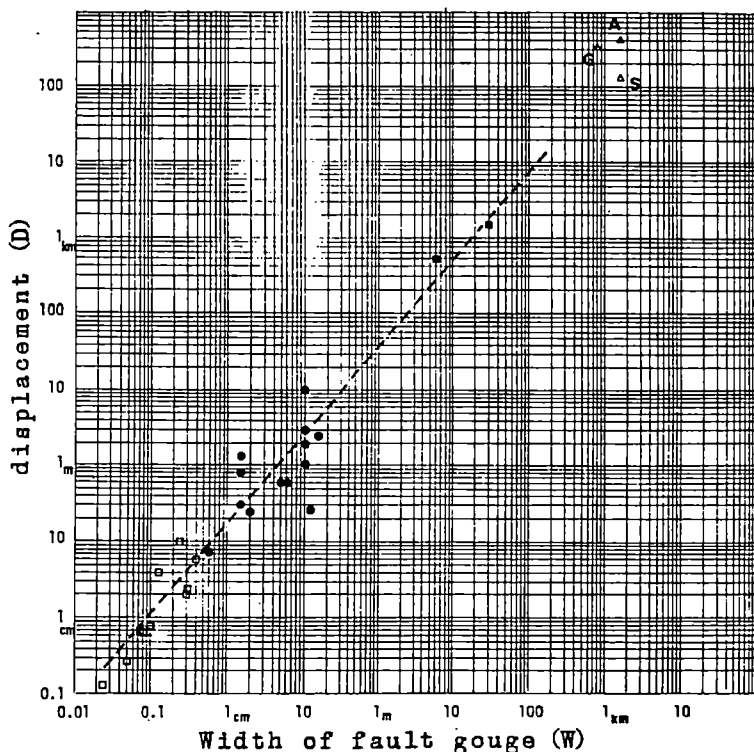


図4 fault gougeの幅と変位置との関係

□: Engelder (1974) から(平均値記入)
 ●: 和泉層群中の小断層
 ■: MTL分岐断層(根来断層、五条谷断層)
 $\log D = 1.17 \log W + 1.87$ [単位cm]

△: San Andreas fault (S),
 Alpine fault (A), Great
 Glen fault (G) (参考として入れる)

達する雁行褶曲、断層系、ブーディン構造の形成は、この時期のMTL断層運動によるものとして統一的に説明される。

次に、この左ずれ変位をもつMTL分岐断層、主断層の運動量を検討する。

(1) 根来断層(市川他, 1976)で境された両側の和泉層群中には、酸性凝灰岩層が発達する(図3)。凝灰岩層は一般に暗緑灰色〜暗灰色で、ガラス質〜結晶ガラス質凝灰岩である。蛍光X線を用いて凝灰岩層中のRb・Srを検討すると、根来断層の南側に分布する凝灰岩層(t₈)は著しくSrの多いことが判明した。Rb/Srの比から、これを断層北側に多数分布する凝灰岩(t₅〜t₂₂)と対比すると、t₁₉に最も類似している。この場合の走向隔離は左ずれ約500mである。五条谷断層においても、特徴ある凝灰岩層と粗粒砂岩との組合せによる対比から、走向隔離が左ずれ1.5〜1.3kmと求められた(近畿西部MTL研究グループ, 1978)。

(2) 主断層の変位の大きさは、現在これに沿ってoffsetをなすべき地質体が失われているので直接求められない。最近、Engelder(1974)によって、fault gougeの幅と変位量との関係が取り上げられた。これを、中〜

大構造まで検討を加えると図4になる。中〜大構造においても、Higgins(1971)の分類によるfault gouge(ないしfault breccia)を対象とする。この場合、MTLについては上記の破砕帯プロバーを取り上げる。この点、大槻(1977)の“破砕帯”とは一応区別される。

図4からも明らかなように、fault gougeと変位量との間には正の相関が認められる。今、主断層の片側における和泉層群の破砕帯プロバーは100m前後であるから、7.5km程の変位量が期待されよう。さらに、三波川帯を含め断層両側で破砕様式が対称と仮定すると、主断層に沿う変位量は第一近似として約15kmと推定されよう。主断層は擾乱帯をも考慮すると、それ以上の変位量をもつものとみなされる。しかし、主断層の変位量に関する研究はまだはじまったばかりであり、今後細かく吟味を加えて行く必要がある。

本稿をまとめるにあたり、大阪市立大学の市川浩一郎先生にはたえず御指導をいただいた。さらに、神戸大学の杉村新先生、後藤博弥先生、および広島大学の原郁夫先生から貴重な御教示・御助言をいただいた。末筆ながら、ここに深謝の意を表わす。

文

献

- Engelder, J. T. (1974) : Cataclasis and the generation of fault gouge. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, p. 1515-1522.
- Ghosh, S. K. and H. Ramberg (1976) : Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. Tectonophysics, 34, p. 1-70.
- Higgins, M. W. (1971) : Cataclastic rocks. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, no. 687, 97p.
- 市川浩一郎・宮田隆夫(1973) : 中新世前の中央構造線(とくに近畿地方). 中央構造線, 東海大学出版会, p. 87-95.

- 市川浩一郎・宮田隆夫(1976):和泉山脈南縁の中央構造線. 日本地質学会第 83 年年会(演旨), p. 486.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男・河口雄三(1976):根来断層について. MTL, no. 1, p. 23-26.
- 河口雄三(1978):和泉山脈中部(泉佐野南部・打田町北部)の層序と構造. 大阪市大卒論(MS).
- 近畿西部 MTL 研究グループ(1977):和歌山県かつらぎ町-高野口町地域の和泉層群の地質構造(予報). MTL, no. 2, p. 71-76.
- 近畿西部 MTL 研究グループ(1978):和歌山県かつらぎ町-橋本市地域の中央構造線. MTL, no. 3(印刷中).
- Miyata, T. (1975): Boudinage structure in the Cretaceous Izumi Group along the Median Tectonic Line, western Izumi Range, Southwest Japan-(I). Jour. Geosci., Osaka City Univ., 19, p. 63-80.
- 宮田隆夫(1976):和泉山脈西部の中央構造線付近における和泉層群のひずみ特性. MTL, no. 1, p. 31-36.
- 宮田隆夫(1977):和泉山脈西部の中央構造線付近における古応力場の復元. 日本地質学会第 84 年年会(演旨), P. 119.
- 大槻憲四郎(1977):断層破碎帯の幅・変位量・破碎産物について. 構造地質研究会誌, no. 20, p. 22.
- 植村 武(1971):流動変形の研究に関する若干の問題. 地質雑, 77, p. 273-278.

中央構造線のネオテクトニクス

藤田和夫*

中央構造線(MTL)に関連する第四紀地殻変動については、1975～1978年にわたる総合研究によって、かなり明瞭になってきたが、なお問題を多く残していて、完全な総括は困難である。しかし、総研メンバーの貴重な資料に基づいて、私が現在抱いているイメージをまとめてみたい。

1) 第四紀に活動したとみられる断層は、三波川帯と領家帯の境界としての地質学的MTLと一致する部分もあるが、むしろこれに平行あるいは隳行して内帯側に発生しているものが多数みられる。

2) MTLに沿う地帯全体が、第四紀に同じような活動をしているのではなく、部分ごとに活動様式を異にし、また活動していないとみられる部分もある。紀伊半島中央部の高見山より西方では、右横ずれ断層変位地形が顕著であるが、それ以东では明瞭ではない。しかし、高見山と鷺家の間にみられる紀ノ川最上流部の2Km余の右横ずれオフセットについては、他地域と様相を異にし、なお検討を必要とする。このように高見山を境にしてMTLの第四紀の運動が区分されることは、内帯側における和泉岩体の分布との関連において注目をひく。

3) 高見山より鳳萊寺北方和田付近までは、少くとも新しい横ずれ運動の形跡はない。それに代って、両地域を直線的に結ぶリニアメント系が認められる。それらの性質については、まだ明らかでないが、古い破砕帯の中に新しい断層が発生している形跡がある。

4) 和田以北のMTLについては、その最北端において、塩嶺累層が変位していることが明らかになった。また地形的には右横ずれ地形が推定されるが、和田付近の断層解析は左横ずれ運動を暗示し、今後の検討を必要としている。いずれにせよ、この部分の第四紀の運動は、近畿以西とは別個であって、むしろ赤石裂線との関係において検討されるべきだと思われる。

5) 鷺家以西の運動に関し、重要な発見が寒川旭によっておこなわれた。それは大淀町為佐の吉野カントリークラブ建設現場の大露頭において、鮮新一更

* 大阪市立大学理学部

新統の菖蒲谷層（大淀層）に和泉層群が衝上する部分を、五条層（竜門層）が不整合におおうことが確認されたことである。したがって、紀伊中央部以西のMTLに沿う断層活動は、少くとも2つの時期に区分できる。一つは菖蒲谷層を切るが変位地形があまり明瞭でないもので、第四紀前半には活動的であっても、第四紀後半には不活発になったと考えられるもの。他は段丘面を変位させたり、明瞭な変位地形が認められるもので、第四紀後半にも活発な運動を行っている典型的な活断層である。

6) 上記の区分でみると、鷲家と五条の間は前者の型で、五条以西は両者が並存し、西にゆくにつれて後者の型が明瞭になるという傾向がみられる。この現象は、第四紀前半の運動が逆断層型で垂直ずれ成分が大きく、地質的MTLに比較的忠実に沿って運動したのに対し、第四紀後半になって右横ずれ成分が卓越するようになり、その運動は五条付近より北へ、近畿三角地域の中にまわり込み、金剛、葛城山地東側の逆断層、近江・伊賀大断層の運動によって歪みを解消しているのではないかと推測に導く。

7) 紀ノ川、吉野川盆地に分布する鮮新、更新総の層序の確立はまだ困難であるが、私の予察では、菖蒲谷層、五条層に相当するものが広く分布する。前者は大阪層群最下部や三豊層に対応し、後者は大阪層群最上部や焼尾峠礫層に対応し、“最高位段丘層”、“高位段丘層”を含む“満池谷期”のものと推定される。従って、満池谷期以前に活動を終った断層と、それ以後に活動した、あるいは活断を継続した断層とに区分できる可能性が大きくなった。これらはいずれも、現在の定義でいえば「活断層」に入る。

8) 5), 6), 7)に述べたような傾向は近畿三角地帯の各所で確認されるようになった。奈良盆地東縁の断層には典型的にあらわれていて、断層活断は次第に西にずれてゆく傾向を示している。

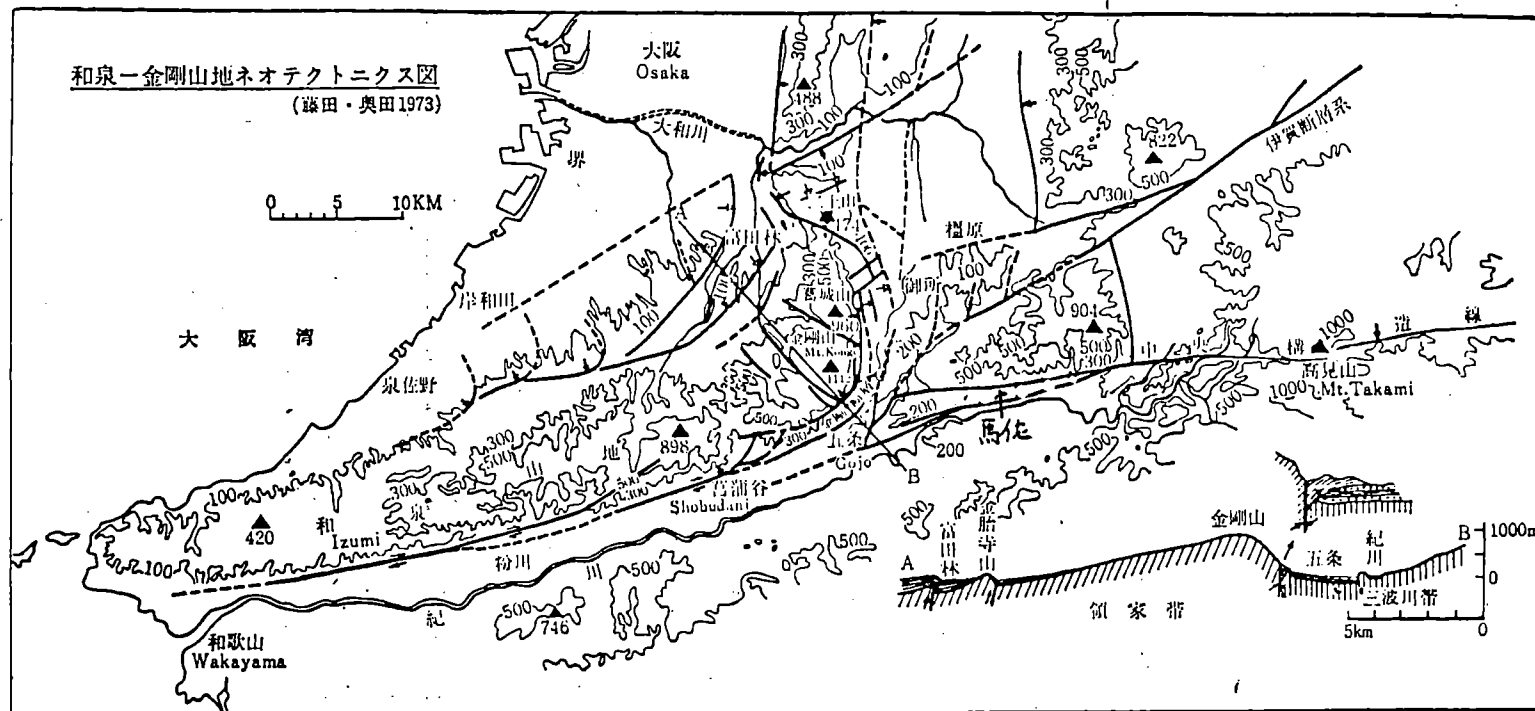
9) 四国においては、五条層相当層も著しく変位し、かつ和泉層群によって衝上されており、第四紀後期においても、垂直運動が継続し、横ずれ運動と共存したものとみられる。

10) 石鎚地区の桜樹屈曲以西は、新しい横ずれ運動はMTLに沿わず、岡村、

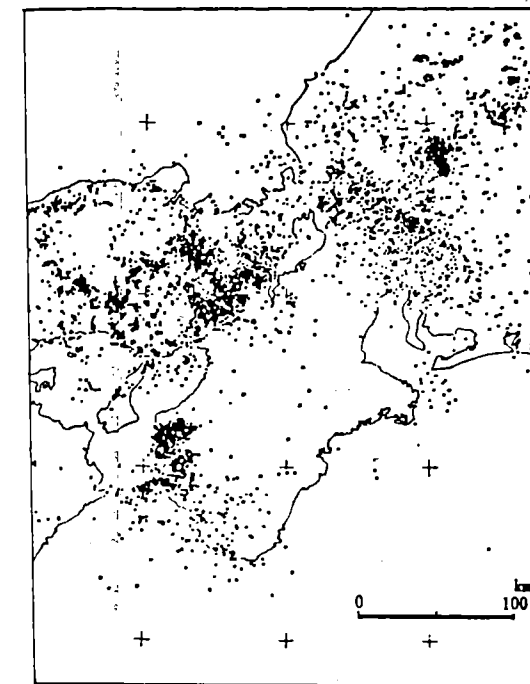
川上断層に乗り移り、直線的に西に延びる。

11)九州では、臼杵-八代線などには沿わず、中部九州の火山地帯下の運動と複合するものとみられる。それは北部九州地塊と、南九州地塊の差別運動に関係するものであろう。

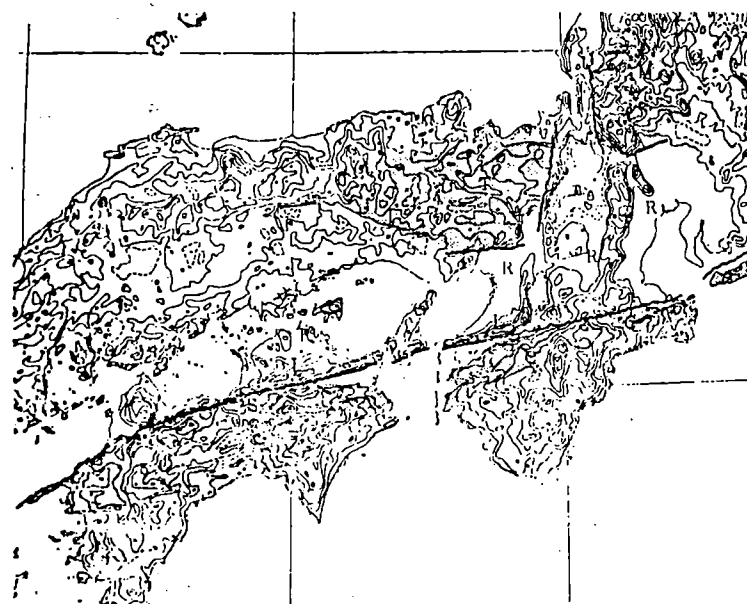
12)断層が運動するのではなく、断層は、その両側の地塊の異なる運動を調節する役割を果す破断面である。ネオテクトニクスの観点に立てば、M T Lは内帯と外帯という二大地塊の異なる変形運動を調節する古傷といえる。



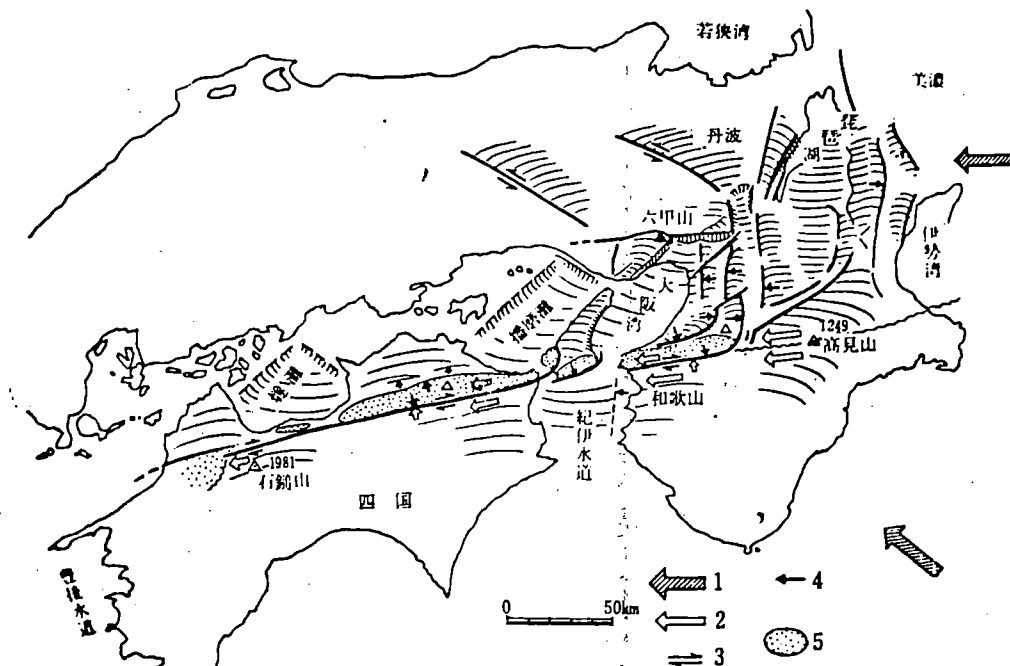
第2図 和泉—金剛山地屈曲部ネオテクトニクス図 (奥田, 1969をもとにして, 藤田が加筆)
反対方向の矢印は横ずれ運動方向, 黒三角矢印は“スラスト”の露頭のみられるところ, 白三角矢印は被覆層の構造からスラストの推定される部分。



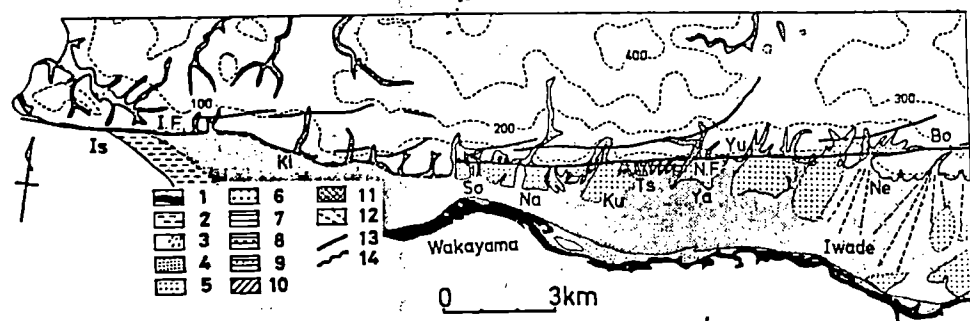
第5図 近畿地方における1963～1972年間の微小・極微小地震の震央分布図 (京都大学防災研究所, 尾池・松村編)
領家帯に少なく, 古期堆積岩体の周縁とその中の断裂系に沿って浅発地震が分布する傾向が明瞭である。



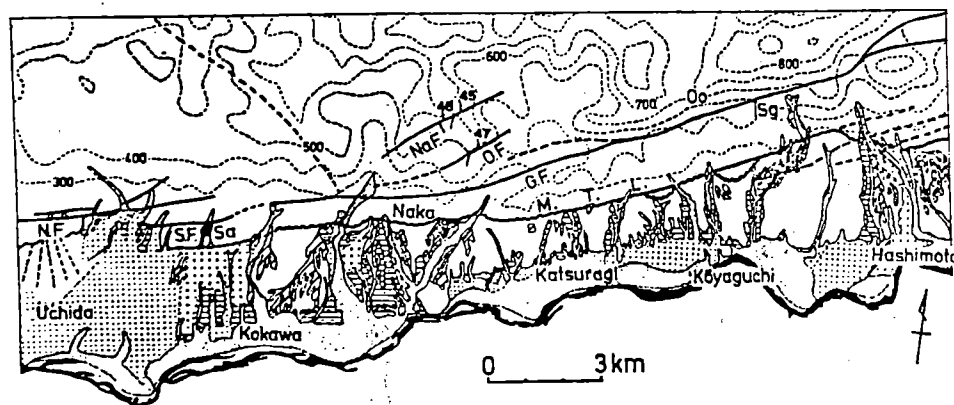
第3図 近畿以西の接峯面と地質体の分布。100 m 等高線 (接峯面は岡山俊雄原図。第四紀地殻変動図, 国立防災科学技術センター, 1969年より)
R: 領家地質体, T: 丹波地質体, M: 美濃地質体, I: 和泉地質体, S: 三波川地質体
C: 秩父地質体



第4図 中央構造線に沿う両側の地質体の運動 (藤田原図)。
1: 圧縮力の方向, 2: 運動のベクトル, 3: 相対的横ずれ運動の方向,
4: スラスト, 5: 和泉地質体



第2図-A



第2図-B

第2図 調査地域の活断層系と段丘面の分布

1. 現河床 2. 砂丘 3. 沖積面(沖積世の扇状地を含む) 4. tl_1 面(今井面) 5. tl_2 面(二見面) 6. tl_3 面(野原面) 7. tm 面 8. 山陰面 9. 窓野面 10. th 面 11. 五条面 12. 丘陵~山地 13. 第四紀後期に活動した活断層 14. 狭義の中央構造線。
Is: 磯ノ浦 Ki: 貴志 So: 園部 Na: 直川 Ku: 黒岩 Ts: 橘谷 Ya: 山口 Yu: 湯屋谷 Ne: 根来 Bo: 菩提峠 Bi: 枇杷谷 Sa: 桜池 Oo: 大畑。
Wakayama: 和歌山市 Iwade: 岩出町 Uchida: 打田町 Kokawa: 粉河町 Naka: 那賀町 Katsuragi: かつらぎ町 Kōyaguchi: 高野町 Hashimoto: 橋本市 I.F.: 磯ノ浦断層 N.F.: 根来断層 S.F.: 桜池断層 Na.F.: 中尾断層 O.F.: 大松断層 G.F.: 五条谷断層 M.T.L.: 狭義の中央構造線。等高線は谷幅 500 m 以下を埋積。

岡田・寒川(1978)

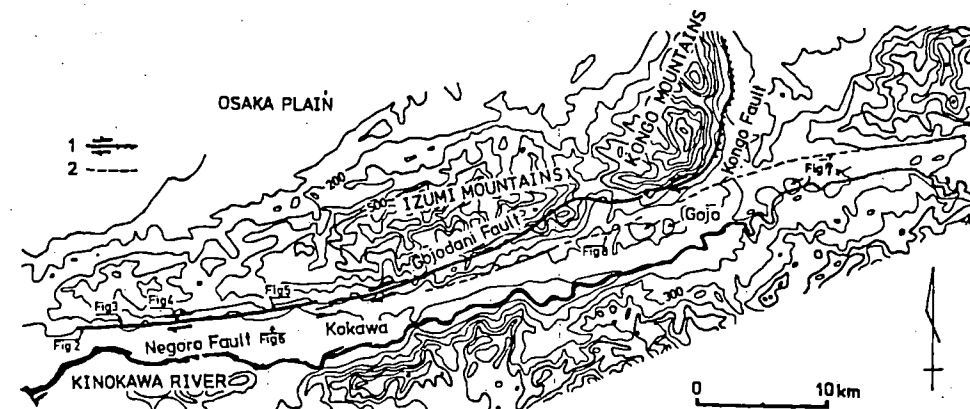


図1 紀伊半島中・西部で第四紀に活動した断層系の分布

1. 第四紀後半に活動的な活断層
2. 第四紀前半に活動した断層

寒川(1978)

MTL, NO.3, 1978

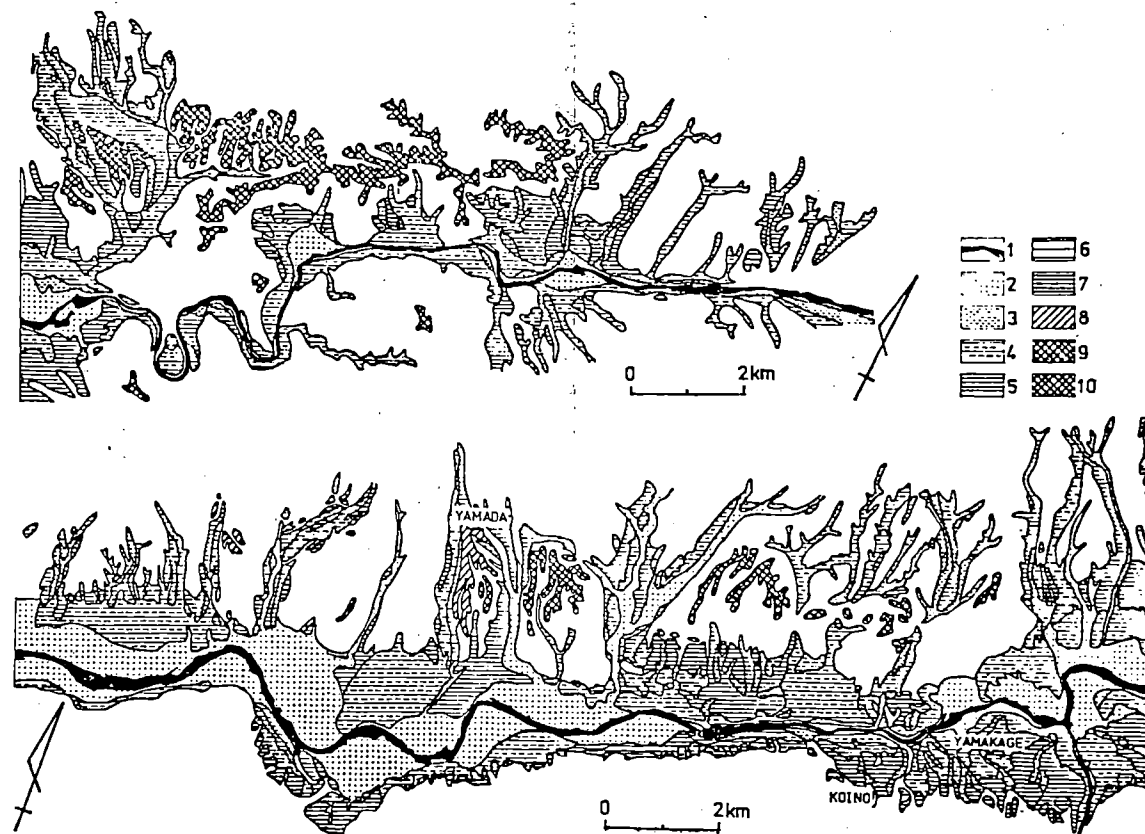


Fig. 2 Distribution of the terrace surfaces

1: the Kinokawa River bed 2: alluvial plain 3: Imai surface 4: Futami surface 5: Nohara surface 6: Yamakage surface 7: Koino surface 8: Yamada surface 9: Gojo surface 10: Gojo surface (flat summit level).

寒川(1977)

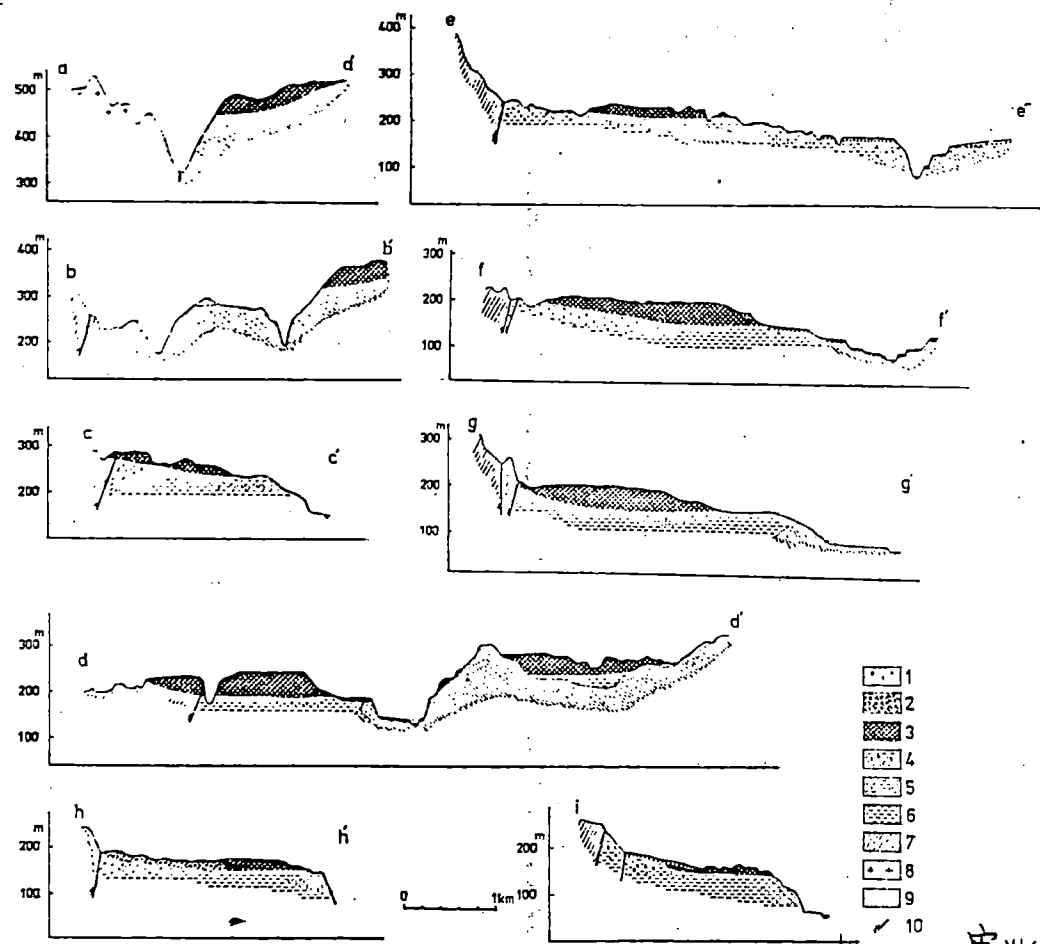


Fig. 5 Cross-profiles along the Kinokawa River

1: terrace deposits 2: Gojō formation (fan deposits derived from Izumi Mountains), 3: Gojō formation (derived by Paleo-Kinokawa River) 4: Shōbudani formation (gravels: derived from Inner Zone) 5: Shōbudani formation (gravels: derived from Outer Zone) 6: Shōbudani formation (sands, silts, clays) 7: Izumi group 8: Granite 9: Sanbagawa schist 10: active faults

寒川(1977)



葛蒲谷層を切る断層と地形の関係

1 葛蒲谷層 2 和泉層群(破砕帯)

寒川(1978)

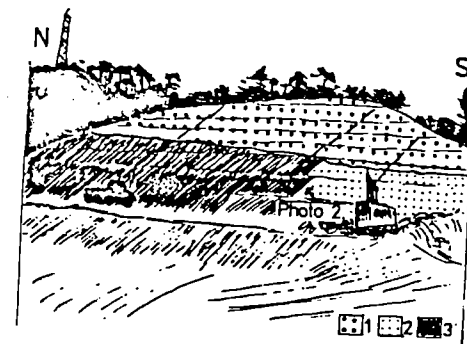
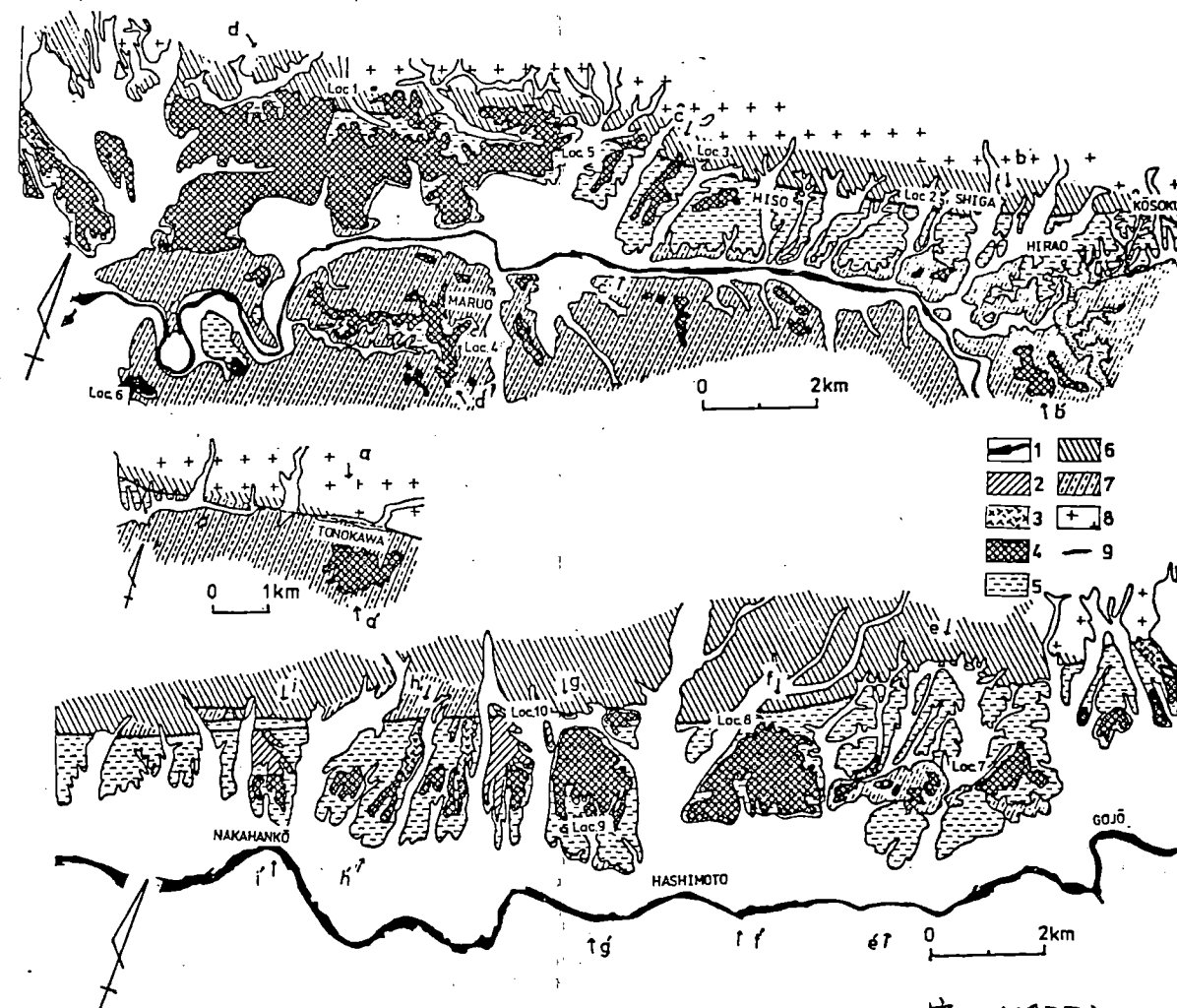


図7, 写真1(左)・2(右) 葛蒲谷層と和泉層群の断層露頭とそれを不整合に覆う五条層(1 五条層, 2 葛蒲谷層, 3 和泉層群)

寒川(1978)

Fig. 3 Geological map of the study area
1: the Kinokawa river bed 2: terrace deposits of the Yamada surface 3: Gojō formation (fan deposits derived from Izumi Mountains) 4: Gojō formation (derived by the Paleo-Kinokawa River) 5: Shōbudani formation 6: Izumi group 7: Sanbagawa schist 8: Granite 9: faults



寒川(1977)

根来断層	20万分1 和歌山	5万分1 粉河		
------	--------------	------------	--	--

(記入者: 岡田篤正 寒川 旭)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
断層番号 (20万分1)	観察地実 番号 概略位置	国幅 番号	断層形態	変位基準	年代 x10 ³ yr	断層変位 上下成分(m) 横ずれ成分(m)	平均変位 速度 m/10 ³ yr	活動度	確実度	備考
23	根来寺	11	河谷の屈曲	丘陵		850~1000右		A	I	岡田・寒川(1978)地理評
24	根来クレ射撃場	11	断層露頭	葛蒲谷層 和泉層群	Sup(50°~60°N)				I	市川他(1976)MTL

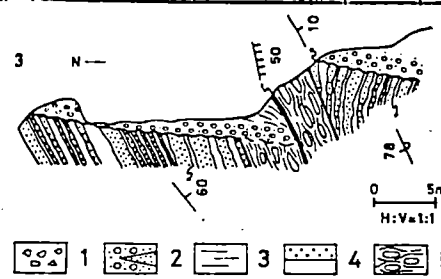
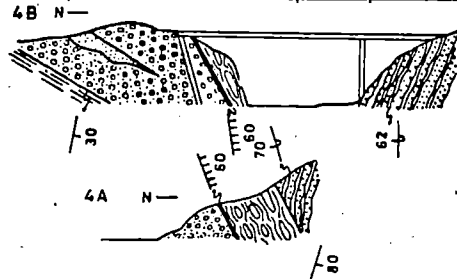
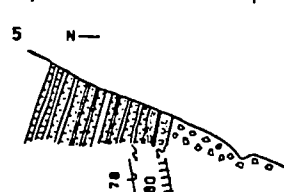
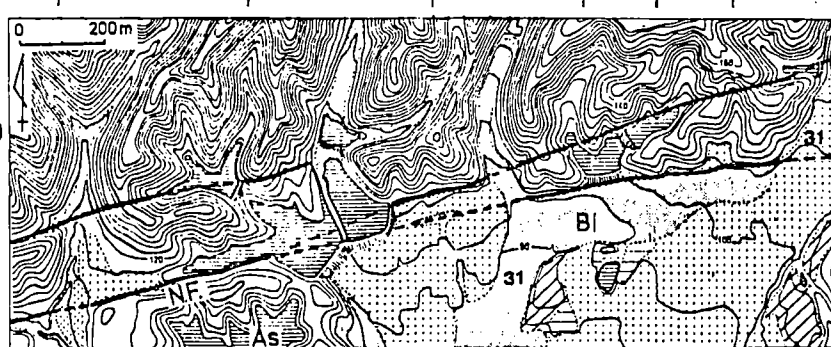
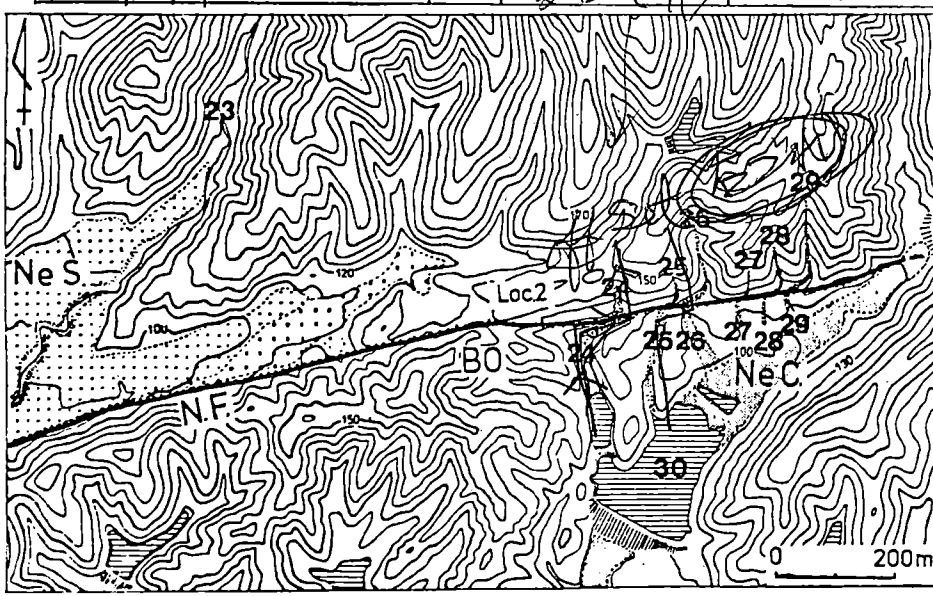
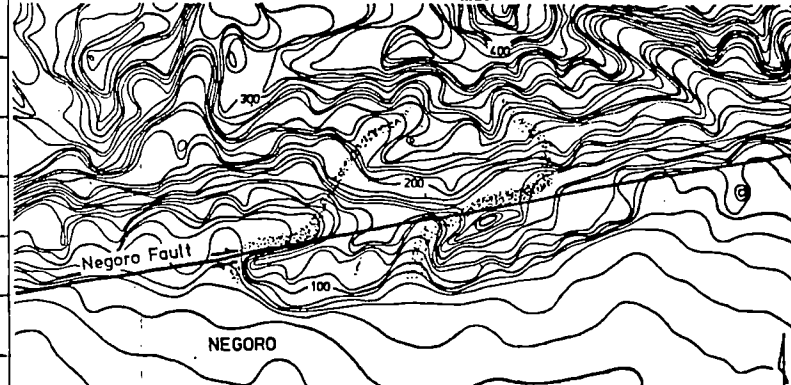


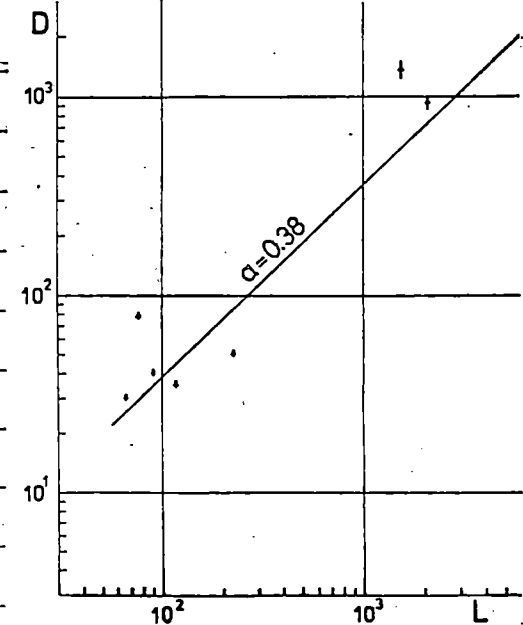
図8. 根来断層のスケッチ断面図 (Loc.2)

1: 崖堆積物、2と3: 葛蒲谷層(2: 礫層(一部砂層)、3: 粘土層)、4: 和泉層群の砂岩・泥岩互層、5: 和泉層群の破砕帯プロバ
一。走向・傾斜の記号は図の左側を北とする。
断面左側の数字は図1,2参照 市川他(1976)

24	根来クレ射撃場	11	河谷の屈曲	丘陵		75~80右		A	I	岡田・寒川(1978)地理評
25	〃	〃	〃	〃		40右		A	I	
26	〃	〃	〃	〃		55右		A	I	
27	〃	〃	〃	〃		30右		A	I	
28	〃	〃	〃	〃		35右		A	I	
29	〃	〃	〃	〃		50右		A	I	
30	〃	〃	〃	〃		1200~1480右		A	I	
31	枇杷谷	11	変位地形	切面	20	600右 (30右)		A	I	



第11図 枇杷谷付近の地形 岡田・寒川(1978)
As: あさお池 Bi: 枇杷谷 N.F.: 根来断層。



第10図 菩提峠付近の地形 岡田・寒川(1978)
NeS: 根来寺 Bo: 菩提峠 NeC: 根来クレ射撃場 N.F.: 根来断層。

和泉山脈南縁の中央構造線の現地露頭

宮田 隆 夫*

(見学地点の説明)

和泉山脈南縁の中央構造線は断層系 (fault system) からなる。今回、本書の市川の図 3 に示す和歌山県那賀郡岩出町根来 (Loc. 1)、伊都郡かつらぎ町広浦 (Loc. 2) および橋本市胡麻生 (Loc. 3) において中央構造線を見学するにあたり、それらの地点で観察される断層の諸特徴を以下に記載する。なお、以下の露頭記載は道路拡張、新道建設および宅地造成工事に伴い、なされたものであり、その後、観察不能となった個所も含めていることを初めにお断わりしておく。根来と胡麻生における詳細な露頭観察については、市川他 (1976) (MTL, №1, P. 23-26) と寒川他 (1977) (MTL, №2, P. 61-69)、須藤他 (1978) (MTL, №3, P. 65-71) にそれぞれ報告があるので参照されたい。

Loc. 1 (岩出町根来、菩提峠) : 根来断層は中央構造線の分岐断層の一つで、最上部白亜系和泉層群中をほぼ $N80^{\circ}E$ 方向に、阪和線湯屋谷東方から根来寺の南を通して打田町山田東方まで直線状に走る断層である (図 1)。断層の長さは 10 km 弱である。断層の南北両側の和泉層群地帯は、根来断層に接する幅 100 m 前後の部分で、地層の走向が NE-SW の一般方向から N-S 方向あるいはほぼ E-W 方向へ変化したり、地層が北斜逆転したりして、地質構造の擾乱が認められる。つまり、和泉層群は根来断層をはさんで、幅 200 m 前後の地帯が広義の破砕帯を形成する。

菩提峠では、菖蒲谷層を切る根来断層が観察される (図 2 の 4A と 4B)。一つは従来から観察される 60° 南斜した逆断層で、南側の和泉層群 (上盤) と北側の菖蒲谷層 (下盤) とが接する。主として砂岩優勢互層からなる和泉層群は断層に沿って、幅約 5 m の破砕帯プロパーを形成する。これに対し、菖蒲

* 神戸大学教養部

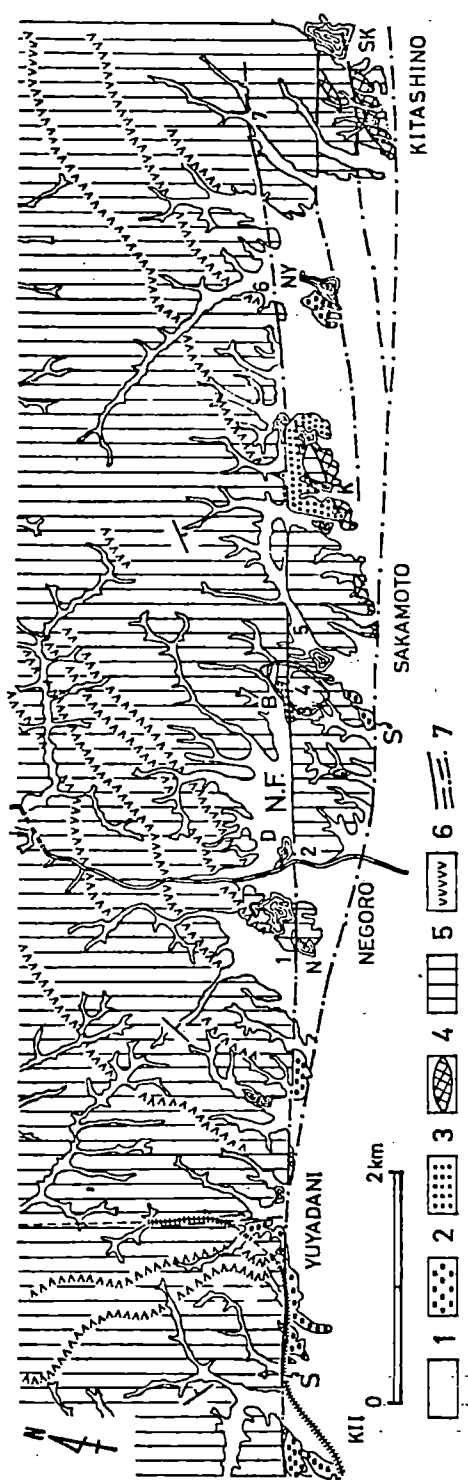


図1. 根来断層付近（和歌山市紀伊一粉河町北志野地域）の地質図（市川他、1976による）

1：沖積層、2：礫層（高・中位段丘堆積物）、3：菖蒲谷層、4：岩脈、5：和泉層群、6：凝灰岩、7：断層（実在・推定・覆在）、S：三波川変成岩類の露出地点、N：中左近池、D：大門池、B：菩提峠、K：春日池、NY：西山田、SK：桜池、 Δ 1～7：根来断層の観察地点

谷層は断層に近接する領域で小規模な引きずり（drag）の効果や、断層沿いに幅5 cm前後の茶褐色の新期ガウジが認められる以外、破碎効果がほとんど認められない。菖蒲谷層は主として礫層、砂層、シルト層からなり、南へ30°程傾斜する。他はその断層の北に発達するN78°W75°Nの逆断層である。この断層は、図3の西側で菖蒲谷層中を通過するが、東側で和泉層群（上盤）と菖蒲谷層（下盤）とを画する。この場合にも、和泉層群の方は幅約10 mの破碎帯プロパーを形成するのに対し、菖蒲谷層の方は、幅5～16 cmの細粒な茶褐色の新期ガウジの形成が認められるという破碎効果の相違がある。これを表示するのに、松田・岡田（1977）の分類した破碎度を便宜的に使うと、図3のようになる。

菩提峠西方200 mの地点（図1のLoc. 3）で、和泉層群の広義の破碎帯と菖蒲谷層との不整合が観察された。ここでの

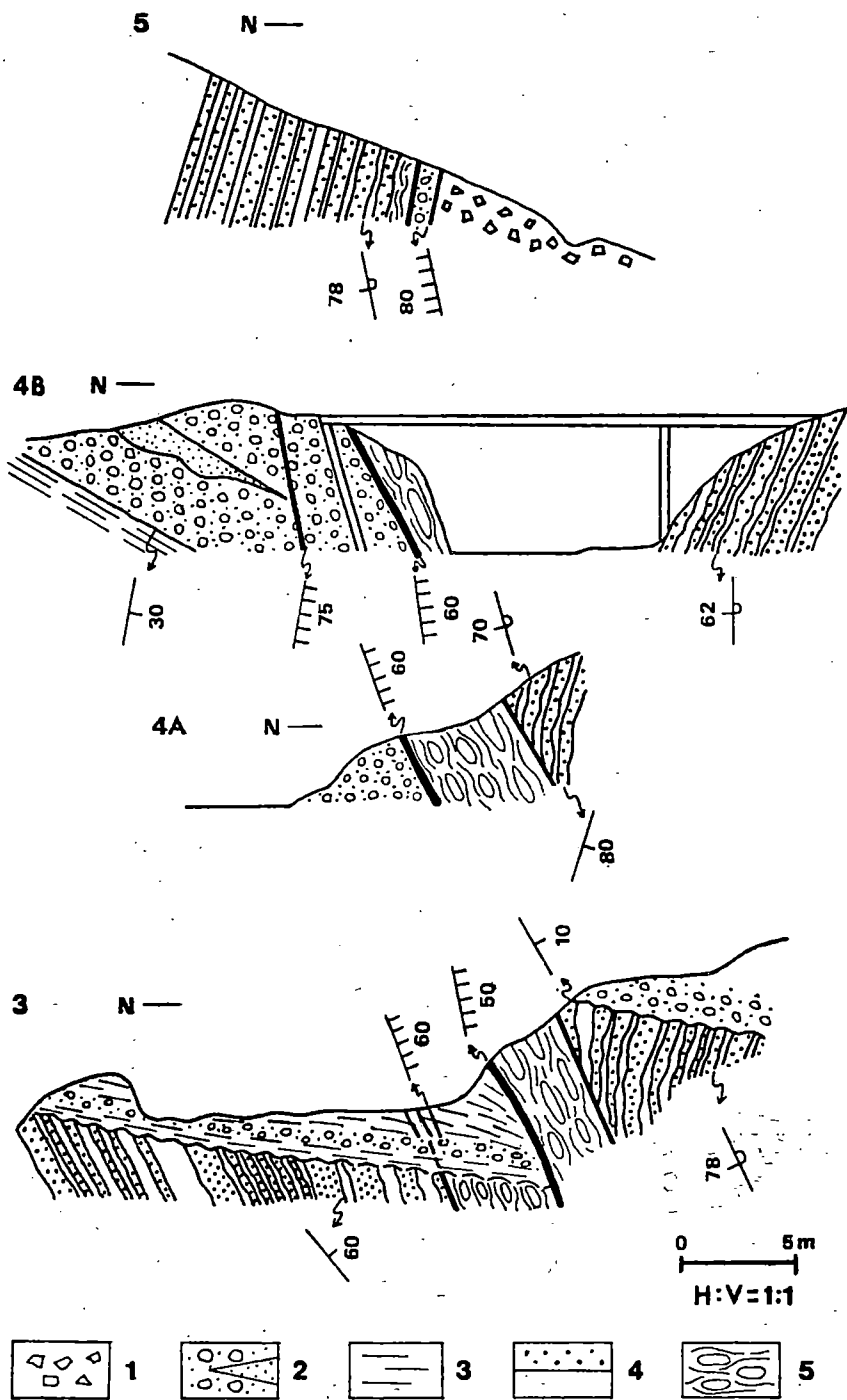


図2. 根来断層のスケッチ断面（市川他、1976による）

1：崖堆積物、2と8：菅蒲谷層（2：礫層（一部砂層）、8：シルト層）、4：和泉層群の砂岩・泥岩互層、5：和泉層群の破砕帯プロパー、波線：不整合。走向、傾斜の記号は図の左側を北とする。断面左側の数字は図2参照。

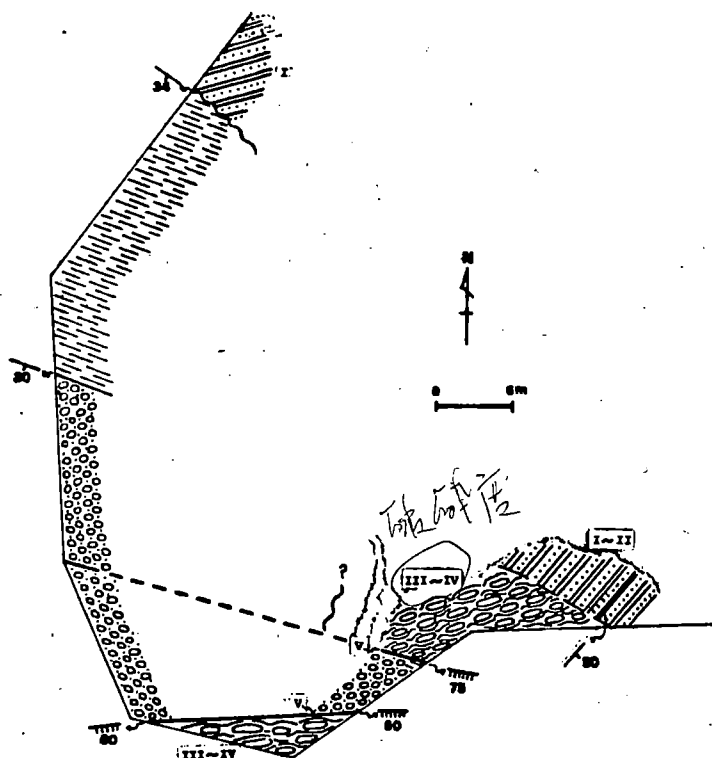


図3. 菩堤峠のルートマップ(寒川・篠原・宮田による)
記号の説明は図2を参照。

表1 断層破碎帯の破碎度による分類
(松田・岡田(1977)による)

破碎度	分類の基準
V	主として(90%以上)細粒物質(断層作用によって生じた粒径が 0.2mm ≡細粒砂以下の物質)よりなる。これがさらに、シルト大以下の極細粒物質が卓越する部分と、砂質から主になる部分とに、明瞭に分けられる場合には、 $V_a \cdot V_b$ のように区分する。
IV	細粒物質が露頭における面積比で粗粒物質より多量(50~90%)である。
III	細粒物質が粗粒物質より少量である。
II	細粒物質は一般に認められない(あっても10%以下)が、小断層・節理などの割れ目が概して 10cm 以下の間隔で生じている。
I	細粒物質はなく、割れ目が概して 10cm 以上の間隔で生じている。

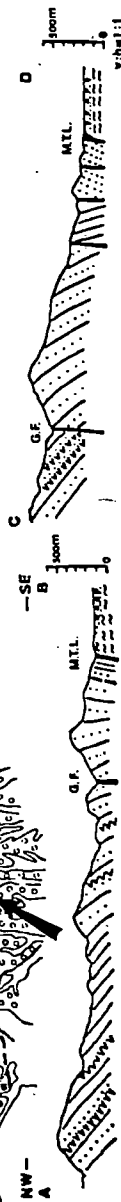
菖蒲谷層は主として礫層、砂層、材を含むシルト層からなる。菖蒲谷層を切る新期の断層活動も認められる。N76°E、50°Sの断層面に沿って、相対的に南側の和泉層群が上昇している（図2の3）。断層に沿って和泉層群が著しく破碎されている。

菩提峠東方500 mの地点（図1のLoc. 5）で、根来断層は北斜（80°N）の逆断層を示す（図2の5）。上盤は和泉層群で、下盤は菖蒲谷層である。和泉層群は砂岩優勢互層からなり、北斜逆転している。一方、菖蒲谷層は礫層、材を含むシルト層からなるが、極めて分布は狭い。

要約すると、根来断層は高角度断層である。この断層に沿って、和泉層群は幅15 m以内の破碎帯プロパーと、幅200 m前後の擾乱帯を形成する。そしてこのような部分を菖蒲谷層が不整合に被っている。つまり、根来断層の形成は先菖蒲谷といえる。先菖蒲谷の根来断層は、左横ずれ成分をもつリーデル・シアと解釈されている（市川・宮田1976）。その変位量は和泉層群中に発達する酸性凝灰岩の対比から、500 m以上と推定される（宮田、1978）。一方、根来断層は菖蒲谷層をも切って、断層沿いに新期ガウジを形成する。この新期ガウジは、先菖蒲谷のリーデル・シアが第四紀に右横ずれ断層として再動した時に形成されたものと解される（岡田・寒川、1976, 1978）。岡田・寒川（1978）によると、根来断層に沿って河谷の屈曲が系統的にみられる。

Loc. 2（かつらぎ町広浦）：和泉層群の南限を画する中央構造線主断層（境界断層）は、図4に示されるように、西から東へ名手上から山田、広浦、柏木、広野、西川北方、および信太神社を通り、田原北方までN65°Eの方向に、リーデル・シア型の五条谷断層（市川・宮田、1976；近畿西部MTL研究グループ、1978）とはほぼ並走する。田原北方以東で、この主断層方向の延長上に分岐断層が発達する。ここに言う主断層というのは、和泉層群と三波川変成岩類との間の境界断層である。中央構造線の新期活動も認められ、複雑な関係を呈する。しかし、第四紀後半には、顕著な活動はその区間に認められず、むしろ、北側の五条谷断層がより活動的である（Huzita, 1969；藤田・奥田、

Sb : 蘆薈谷、Km : 紀見峠、My : 御幸辻、M : 三石山、N.K.R. : 南海高野線



1978による)。矢印は図5の位置を示す。

1973;松田、1973;寒川、1976;岡田・寒川、1978)。

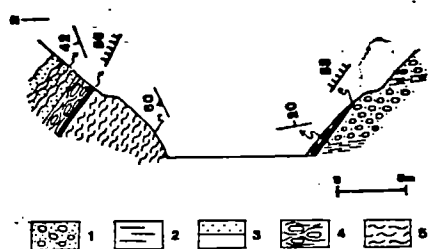


図5. 中央構造線主断層のスケッチ断面
(かつらぎ町広浦)

1と2: 菖蒲谷層 (1: 礫層、2: シルト層)、3: 和泉層群、4: 和泉層群の破碎帯プロパー、5: 三波川変成岩類の破碎帯プロパー

広浦の中央構造線の露頭は、1978年3月の新道工事により観察される。この地点は、1976年7月の新道工事中に観察された露頭(寒川・岡田、1977のLoc. 5~7)の約100m西方に位置する。図5に示されるように、北から南へ和泉層群、三波川変成岩類、菖蒲谷層の3階建構造が観察される。北側のノリ面において、主として礫岩、砂岩、および泥岩からなる和泉層群と三波川変成岩

類とを画する主断層が観察され、断層面は、 $N62^{\circ}W$ 、 $50^{\circ}N$ の走向、傾斜を示す。主断層に沿って、和泉層群と三波川変成岩類は著しい破碎帯プロパーを形成する。新道が三波川変成岩類の破碎帯プロパー中を通る関係で、その破碎帯プロパー内の構造が比較的よく観察できる。特に、直径15cm以下のだ円形〜タマゴ型を有する石英脈の岩片を含み、定方向配列が認められる。

南側のノリ面において、主として礫層、シルト層からなる菖蒲谷層(下盤)と三波川変成岩類起源のガウジ(上盤)とは、 $N58^{\circ}W$ 、 $53^{\circ}N$ の走向、傾斜の逆断層で接する。しかし、上盤の三波川変成岩類起源のガウジと和泉層群起源のガウジとが差し違い構造を形成するので、露頭で見られる両者の関係は非常に複雑である。断層面と切取ノリ面とがほぼ一致するために、断層の移動方向を示す条線(striation)が、断層面に沿う下盤の礫層に発達する。条線の方角とプランジは $N16\sim 40^{\circ}W$ と $20\sim 40^{\circ}WN$ の範囲に集中する(図6)。この場合、新期断層運動は、上盤のガウジが下盤の礫層に対して、相対的に上昇しながら、右横ずれ移動をしたと判断されよう。

要約すると、ここでは3階建構造(北から南へ和泉層群、三波川変成岩類、

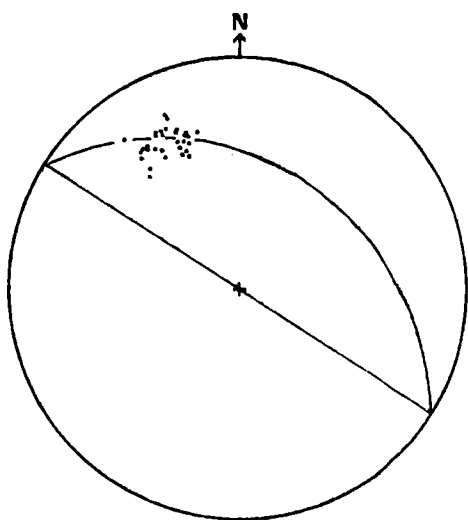


図6. 礫層の礫にみられる条線（シュミット・ネットの下半球投影）
（宮田・篠原が測定）

菖蒲谷層）が見られる。これは、中央構造線の新期活動によって、三波川変成岩類のガウジが挟み込まれたもので、場所によってその幅も異なるし、それを欠いて和泉層群と菖蒲谷層が直接接する場合も見られる（Miyata et al., 1974）。菖蒲谷層を切る中央構造線の活動は、ここでは傾斜50°前後の逆断層であり、条線の測定結果からも右ずれ成分はさほど大きくなく、さらに、変位地形が認められないことから判断すると、

第四紀後期に活発ではなく、むしろ、縦ずれ成分の強い第四紀前期の断層と考えられる（岡田・寒川、1978）。しかし、和泉層群と三波川変成岩類とが断層で接したのは、初生的には先菖蒲谷である。おそらく先始新世（市川・宮田、1973）であり、この時期の中央構造線の運動像については、本書の市川の寄稿を参照されたい。

Loc. 3（橋本市胡麻生）：ここは1976年秋以来、大規模な宅地造成工事によって出現した中央構造線の新しい露頭であり、すでに詳細な露頭観察の報告もある（寒川他、1977；須藤他、1978）。しかしながら、工事の進行により、現在では報告の大部分が観察不能である。そこで、ここでは中央構造線の大規模な破砕帯の破砕程度の違いを主として観察することになる。本地域は南北に走る南海高野線御幸辻駅から約1km北東方に位置し、古典的な中央構造線の露頭として有名な橋本市菖蒲谷（河田、1939；Miyata 他、1974）とは約2km東方に位置している。

ここでは、和泉層群、菖蒲谷層、および五条層が分布し、さらに三波川変成

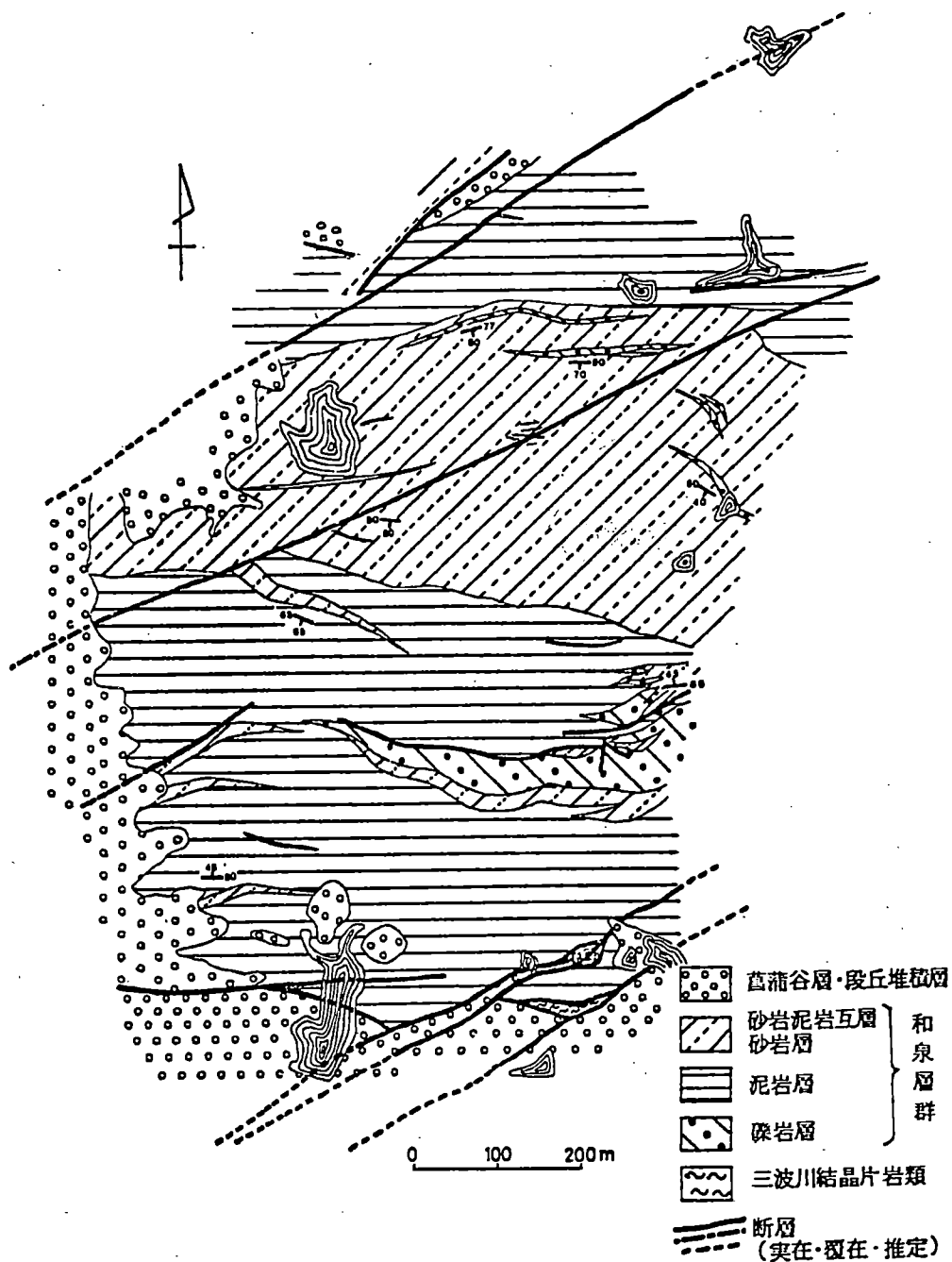


図 7. 橋本市胡麻地域の地質図 (須藤・篠原・市川、
1978 を一部改変)

岩類が断片的に断層に沿って露出する(図7)。中央構造線は $N60\sim70^{\circ}E$ 系の断層と $E-W\sim N70^{\circ}W$ 系の断層とが認められる(図8)。前者は一般に

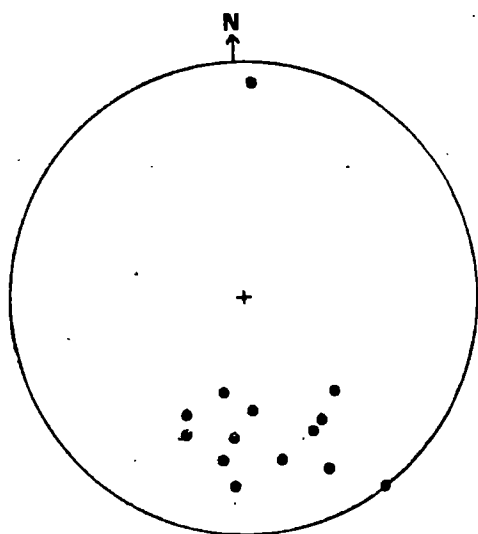


図8. 胡麻生地域の断層面の π ポール
(シュミット・ネットの下半球投影)

高角度断層で、ほぼ平行配列を示す。しかし、それらは広域的に眺めた場合、雁行配列をなしている(本号、市川の図3)。後者は一般に中・高角度で、断層の長さも小規模である。それらの主たるものは地質境界断層に認められる。

寒川他(1977)と須藤他(1978)によって、観察された境界断層としての中央構造線の諸特徴を要約すると、以下のとおりである。(1)境界断層に沿って、幅 $100\sim200m$ の大規模な和泉

層群の泥岩起源の破碎帯プロパーが発達する。(2)境界断層に接して、幅約 $5\sim25cm$ の細粒な新期ガウジが見られる。(3)昭和池東西両側の切取ノリ面において、和泉層群のガウジと菖蒲谷層との間に小規模な差し違い構造が発達する。(4)図9のBルートで、北から南へ、和泉層群のガウジ、三波川変成岩類のガウジ、菖蒲谷層の3階建構造が見られる。(5)同じくBルートで、境界断層に沿う菖蒲谷層に引きずりの効果が認められる。(6)三波川変成岩類や菖蒲谷層のテクトニック・スライスが認められる。

次に、昭和池東側のノリ面(図9のAルート)と約 $250m$ 東方のノリ面(図9のBルート)において、和泉層群の泥岩起源の比較的均質とみなされる破碎帯の破碎程度(須藤他、1977)を取り上げる。境界断層に接する部分で破碎度は最高で、それから離れるにつれ、破碎度は高・低繰返しながら、全体として低くなる傾向がある。上記の新期ガウジは、破碎度V(表1)に相当するものであり、これを比較的破碎度の低い破碎帯プロパーと区別することは、

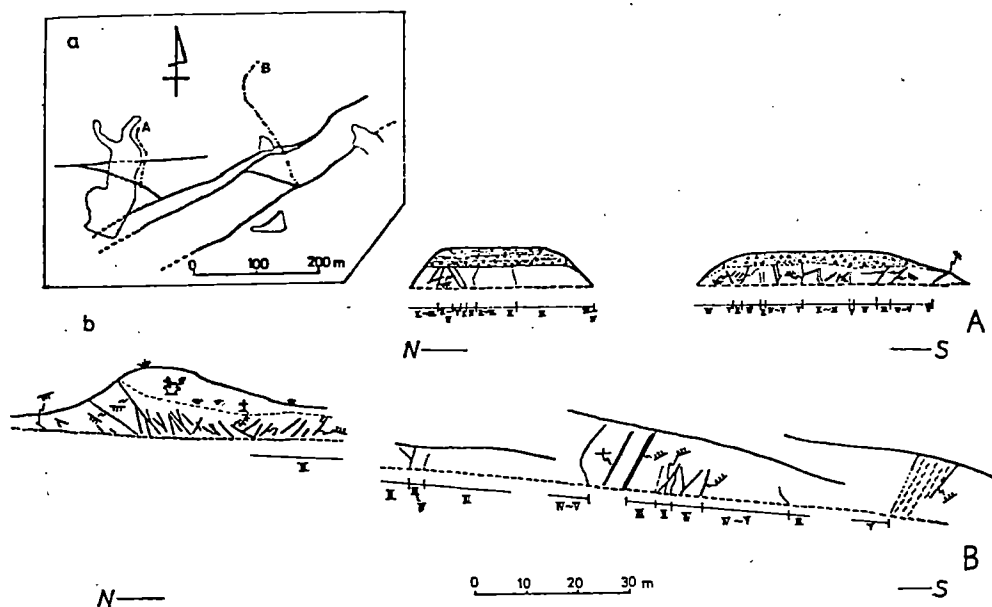


図9. 胡麻生における破碎帯のスケッチ

中央構造線の新期活動を考察する際に重要であると考ええる。

文 献

Huzita, K. (1969) Tectonic development of Southwest Japan in

Quaternary Period. Jour. Geosci., Osaka City Univ., 12, 53-69.

藤田和夫・奥田 悟 (1973) 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス

・杉山隆二編「中央構造線」、97-109、東海大出版会。

市川浩一郎・宮田隆夫 (1973) 中新世前の中央構造線（とくに近畿地方）

・杉山隆二編「中央構造線」、87-95、東海大出版会。

——— (1976) 和泉山脈南縁の中央構造線。

———・篠原正男・河口雄三 (1976) 根来断層について。

MTL, №1, 23-26.

河田喜代助 (1939) 紀ノ川流域の“中央線”に沿う地質。矢部教授還暦記

念論文集、I, 39-53.

近畿西部MTL研究グループ(1978) 和歌山県かつらぎ町一橋本市地域の
中央構造線。MTL, №3, 61-64.

松田時彦(1973) 活断層としての中央構造線。杉山隆二編「中央構造線」、
239-251. 東海大出版会。

——・岡田篤正(1977) 断層破碎帯の破碎度階級—野外観察による分
類試案一。MTL, №2, 117-125.

Miyata, T., Maejima, W., Maeno, S., Ohira, Y. and Onishi, K. (1974)
En échelon faults along the Median Tectonic Line in Shobudani-Hirono
district, Wakayama Prefecture, Southwest Japan. Jour. Geosci.,
Osaka City Univ., 17, 99-116.

宮田隆夫(1978) 和泉山脈南縁の中央構造線の運動像。MTL, №3, 73-
77.

岡田篤正・寒川 旭(1976) 和泉山地南縁における中央構造線活断層系の
活動様式と断層変位速度(根来断層の新期断層運動について)。MTL, №1
37-47.

——・——(1978) 和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変
位地形と断層運動。地理学評論, 51, 385-405.

寒川 旭(1976) 紀ノ川流域の地形形成と地殻変動。MTL, №1, 49-
60.

——・宮田隆夫・市川浩一郎(1977) 橋本市胡麻生における中央構造
線の断層露頭について。MTL, №2, 61-69.

——・岡田篤正(1977) 紀伊半島西部の中央構造線の新期活動に関す
る断層露頭について。MTL, №2, 51-60.

須藤宗孝・篠原正男・市川浩一郎(1978) 橋本市胡麻生の中央構造線。
MTL, №3, 65-71.

紀ノ川地域中央構造線断層調査

** 織田 精 徳 ** 村 田 竹 外

調 査 概 要

この調査は、財団法人電力中央研究所からの発注によるもので、その目的は中央構造線の確認及びその規模、性状等について明らかにするものである。

調査内容は、断層の露頭を発見し、その露頭での地質状況を明解、詳細に以下の項目について記載（スケッチと写真）する。

- (1) 位 置
- (2) 断層の走向、傾斜、幅、派生断層、条線等
- (3) 断層粘土、破砕帯内部の状況
- (4) 上盤、下盤、断層の影響範囲
- (5) 断層が新期堆積物に覆われているか否か。その状態のスケッチ

このほか、断層面に対する変位計の埋め込み、断層粘土試料の採取などを行なう。また、外業にあたっては、5千分の1のルートマップにより各断層の位置を明示することになっている。

なお、この調査は、3ヶ年計画として実施されているため、今回の見学会資料としては、発注者側の御厚意により見学ルートに至近にあたる代表的な断層露頭を紹介することとする。

1. 根 来 断 層

露頭位置(a) 根来寺付近の根来川右岸。

(b) 根来寺より愛宕峠へ向う右側旧道。

(c) 愛 宕 峠。

2. 広野断層（仮称）

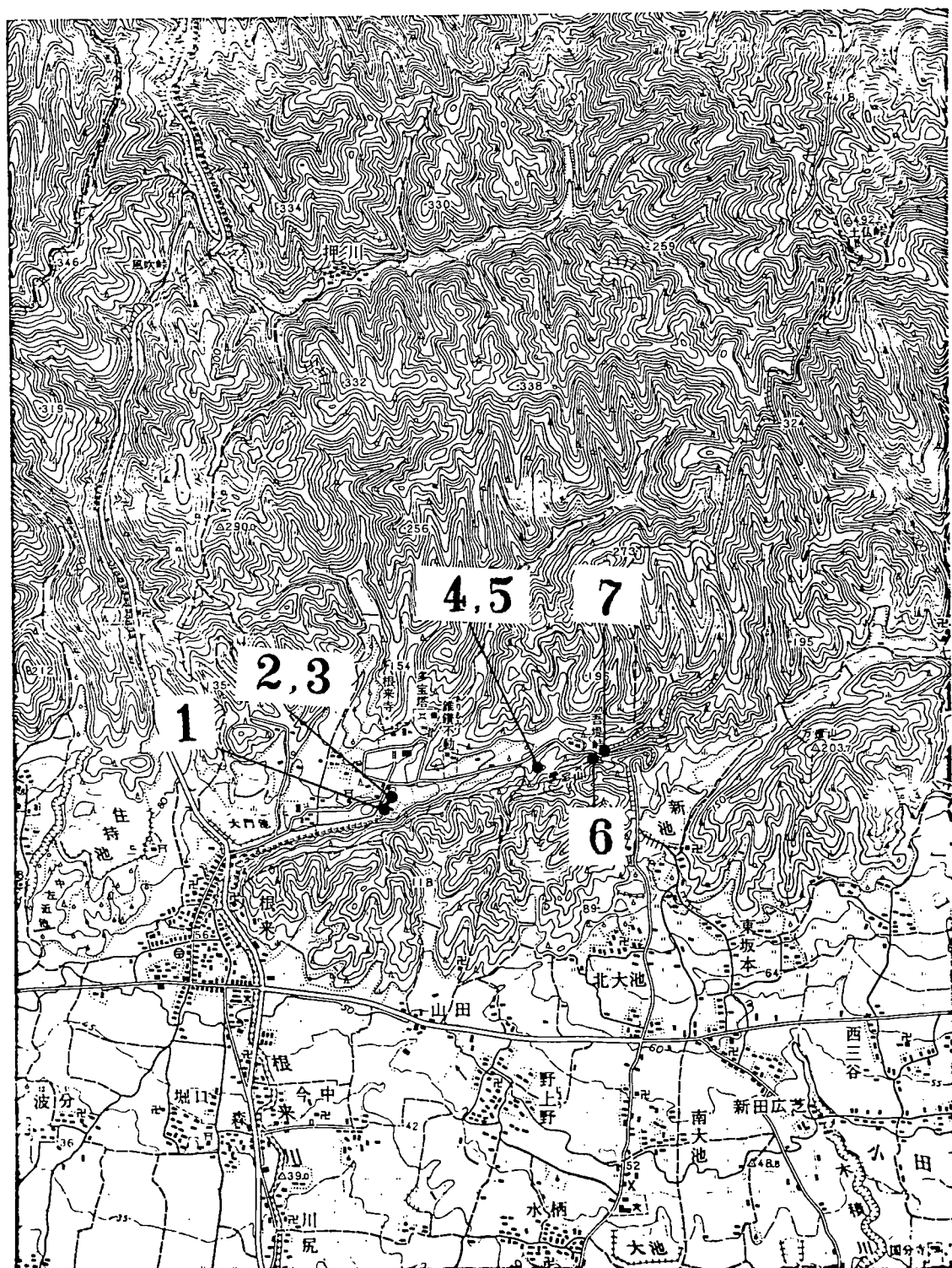
露頭位置 かつらぎ町笠田中より、那賀町垣内へ向う町道の峠下左手。

3. 菖蒲谷断層（仮称）

露頭位置 南海電鉄高野線御幸辻駅の西方 1.3 km の菖蒲谷川北岸。

** サンコーコンサルタント（株）

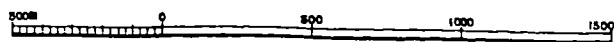
調査地案内図



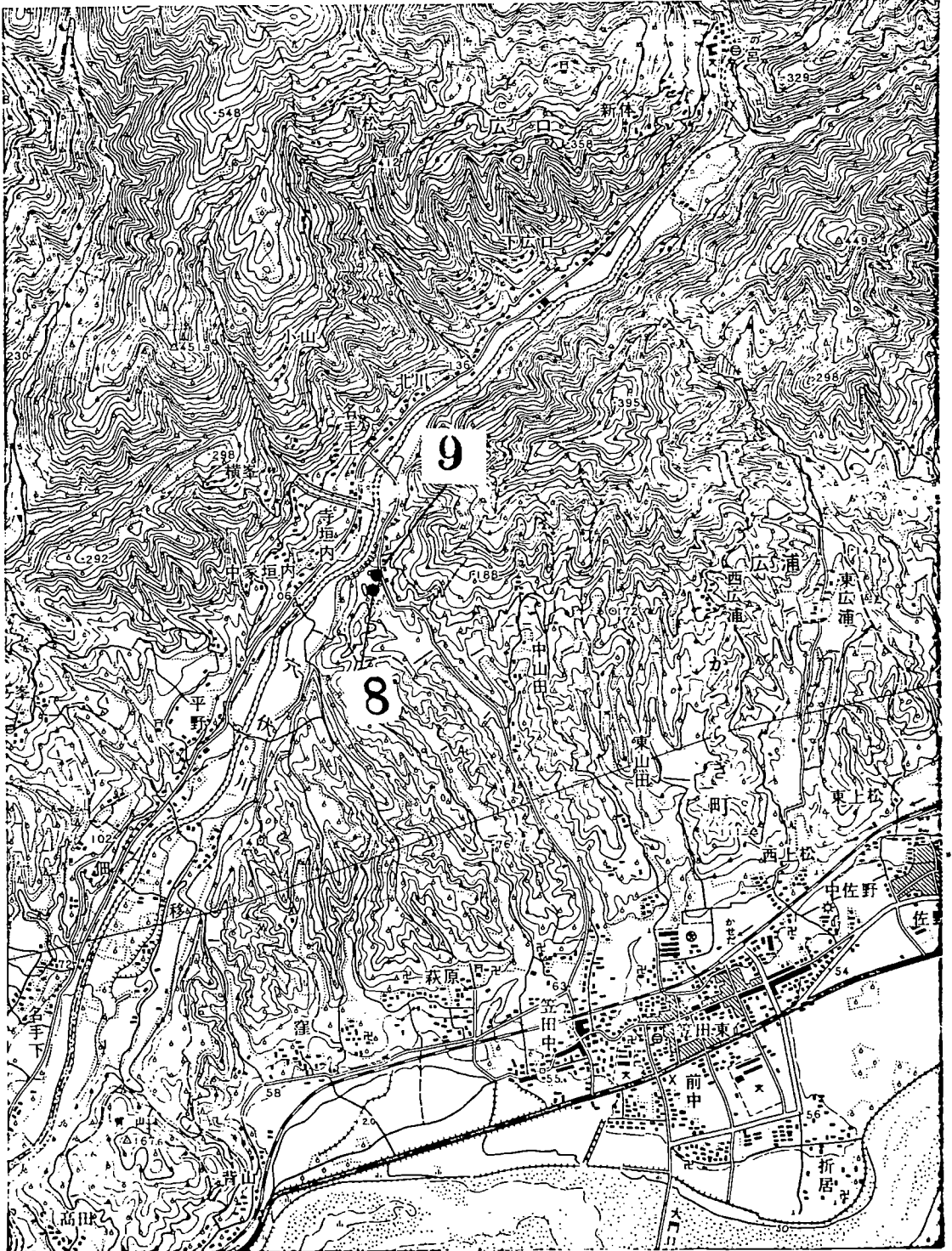
○ 調査地

-45-

1:25,000

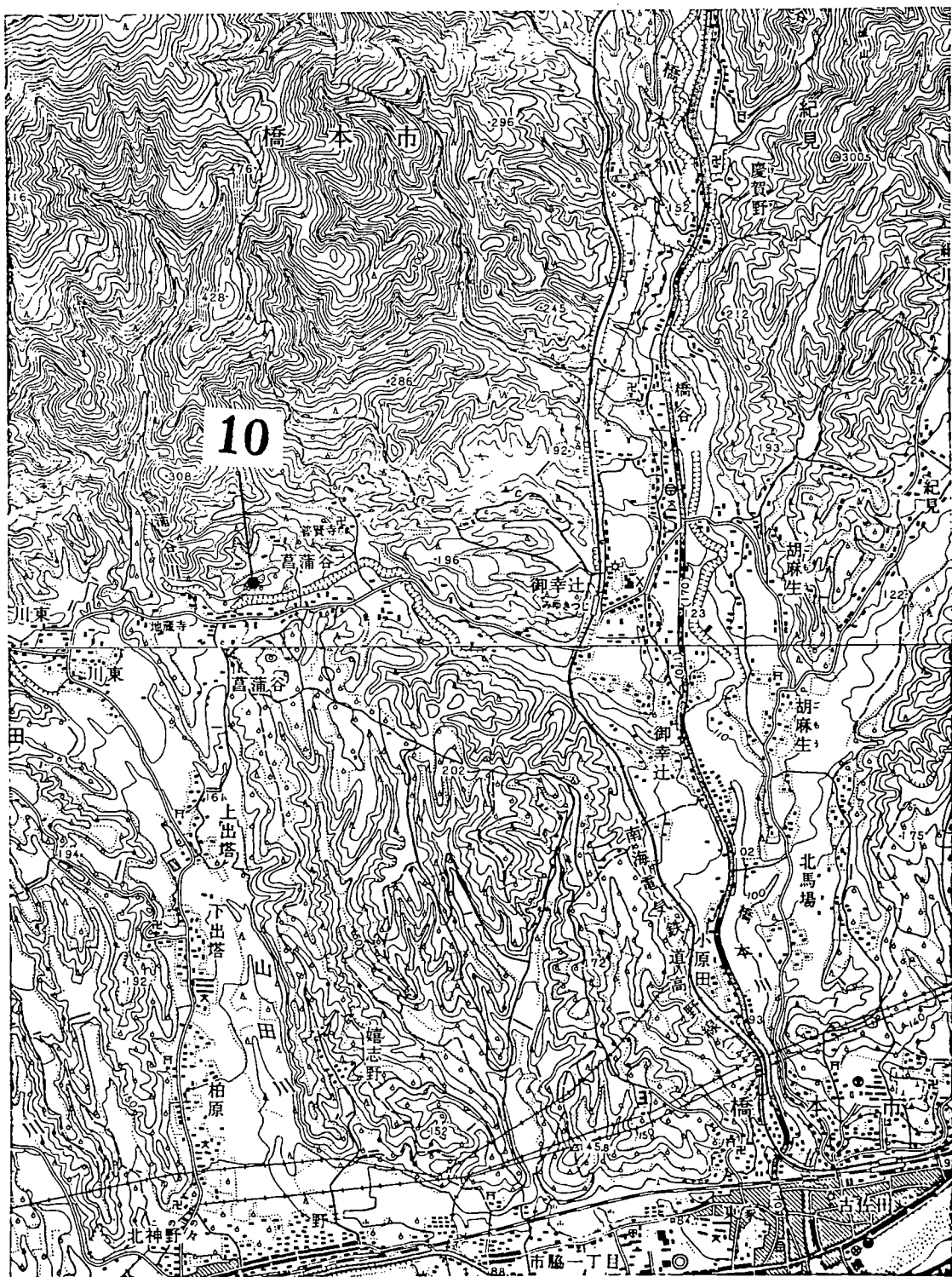


調査地案内図



○ 調査地

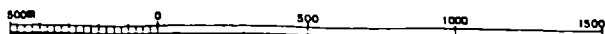
調査地案内図



○ 調査地

-47-

1:25,000



地 名 根 来

① 根来破砕帯

位置番号

記 載: IZ層群中の大規模な断層破砕帯。

上・下限の状況不明, 図中の f_1 (fault plane) は最も顕著

にして断層の性状 (dip & strike) を示唆するものと考えられる。

破砕帯の幅は m 内外, 上流側に近接して平行的な 71108

破砕帯が存在する。両者を合して根来破砕帯と呼称する。

断 層:

粘 土 dark grey clay 30+3=33cm 角 礫 3 ~ 15 cm

上 盤 IZ層群砂岩・頁岩互層 (sh > ss) 近辺の岩盤 多亀裂

下 盤 IZ層群砂岩・頁岩互層 (ss > sh)

変位量 大きい? 不明

型

鏡肌面 あり

火山灰 なし

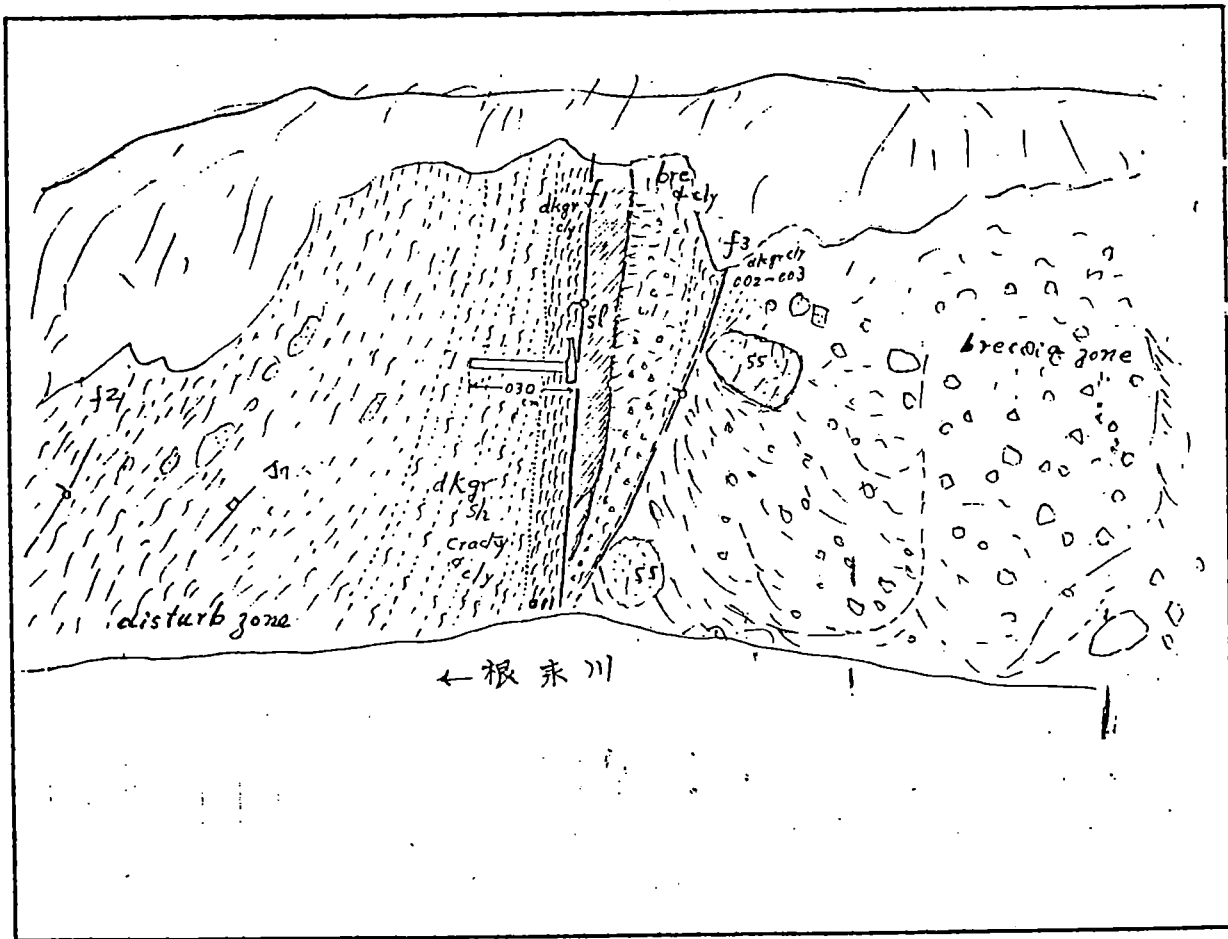
段丘堆積物 上盤にのみ

互接関係については不明

走向傾斜	1	2	3	4	5	6	J7
断 層 面	N83°E 69°SE	N50°E 77°SE	N71°E 70°SE				N53°W 53°SW
条 線	不明	不明	不明				



スケッチ



縮 尺 1 m

地 名 根来川 (僧兵そば屋裏手)

② 根来破砕帯

位置番号

記 載: f_3 (N70°E, 75°NW), f_4 (N80°E, 88°NW) で代表される

和泉層の破砕帯の上に 菖蒲谷層 (5b) の礫岩が堆積した。

その後 f_1 (N77°W, 80°SW), f_2 (N88°E, 87°S) で代表される

断層 (高角度の逆断層) 運動により, 図の左側のような和泉層と

菖蒲谷層との断層接触面ができた。上位の段丘礫層 (根来寺の山門レベル)

を切るかどうかは微妙である。71109 参照

断 層:

 f_3, f_4 系 灰色 (古期) $\gamma_{15} = 12 \text{ cm}$
 粘土 f_1, f_2 系 帯褐暗灰色 (新期) 角 礫 最大 15 cm, 2 ~ 3 cm

上 盤 和泉層 砂岩

近辺の岩盤 上盤 和泉砂岩
多亀張

下 盤 ここでは不明

変位量 新期のものは 大きくない

新期
型 f_1, f_2 : 高角度逆断層

鏡肌面 不明瞭

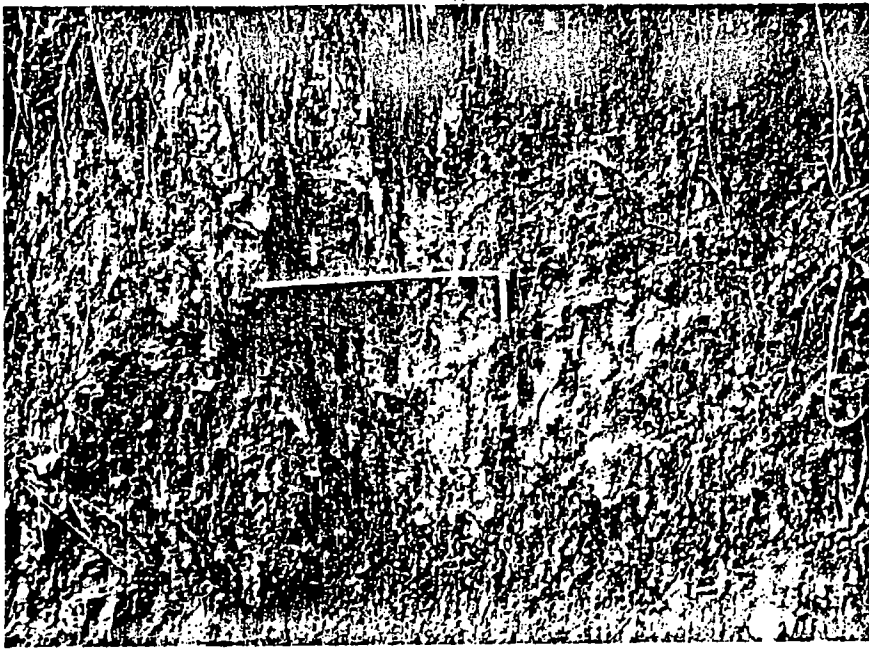
火山灰 なし

段丘堆積物 直上部にのる

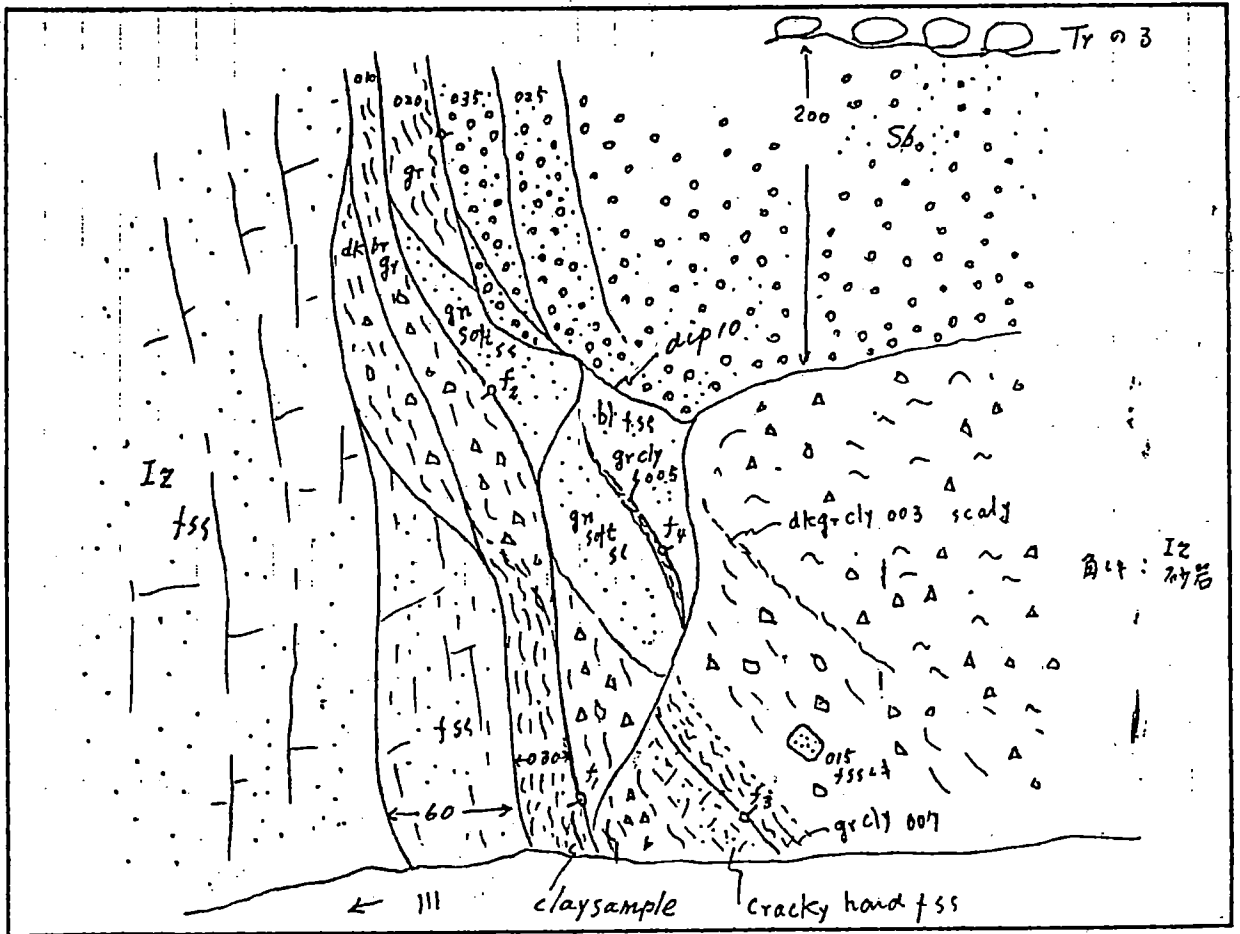
新期

古期

走向傾斜	1	2	3	4	5	6	7
断 層 面	N77°W 80°SW	N88°E 87°S	N70°E 75°NW	N80°E 88°NW			
条 線	不明	不明	不明	不明			



スケッチ



縮尺 2m

記入者 サンコーコンサルタント (株)

地名 根来川 (僧兵4は屋裏手)

③ 根来破砕帯

位置番号

記載: 71108 に接続する露頭である。71108 における新期型 (f_1, f_2) と同一系の f_8 断層が存在する。和泉砂岩の破砕帯上位に菖蒲谷層が不整合にのり、さらにその上位に不整合で段丘堆積物 (EL. 72m $\pm$) が覆う。微小なる f_8 断層は見掛上

和泉層に 60cm, 段丘堆積層に 30cm の SW あがりの運動を示している。

段丘堆積層を完全に切っていないので堆積面とみなすが微妙である。

断層:

粘土 灰色 1~2cm

角礫 f_8 によるものはない

上盤 和泉層破砕帯、菖蒲谷層

近辺の岩盤 f_8 による影響は少ない

下盤 和泉層破砕帯、菖蒲谷層

変位量 60cm

型 SW 側 衝上

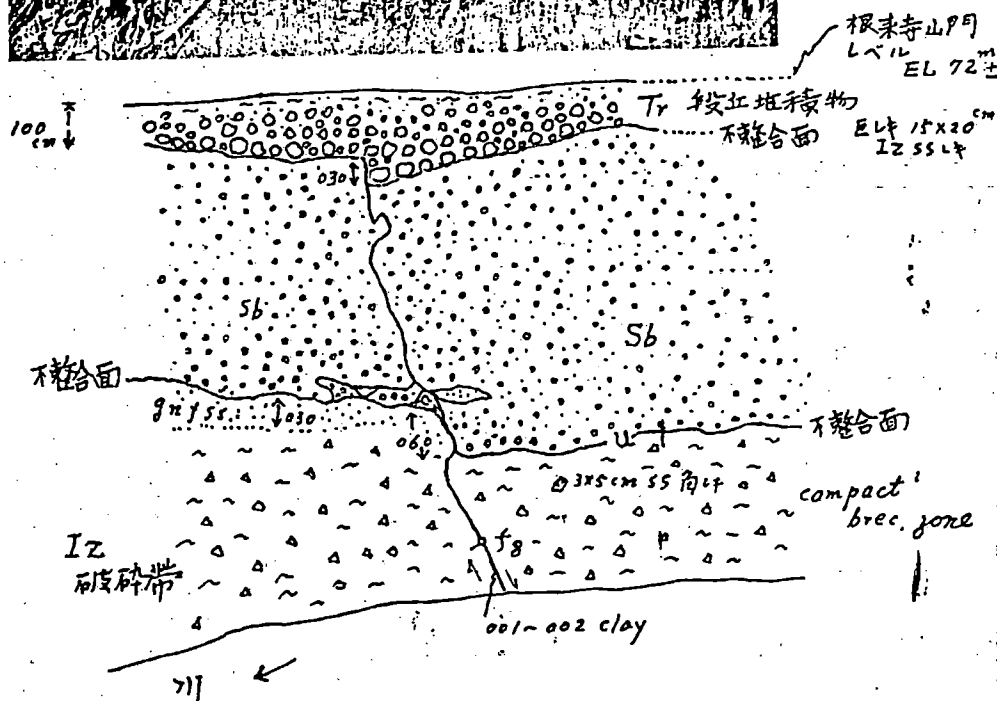
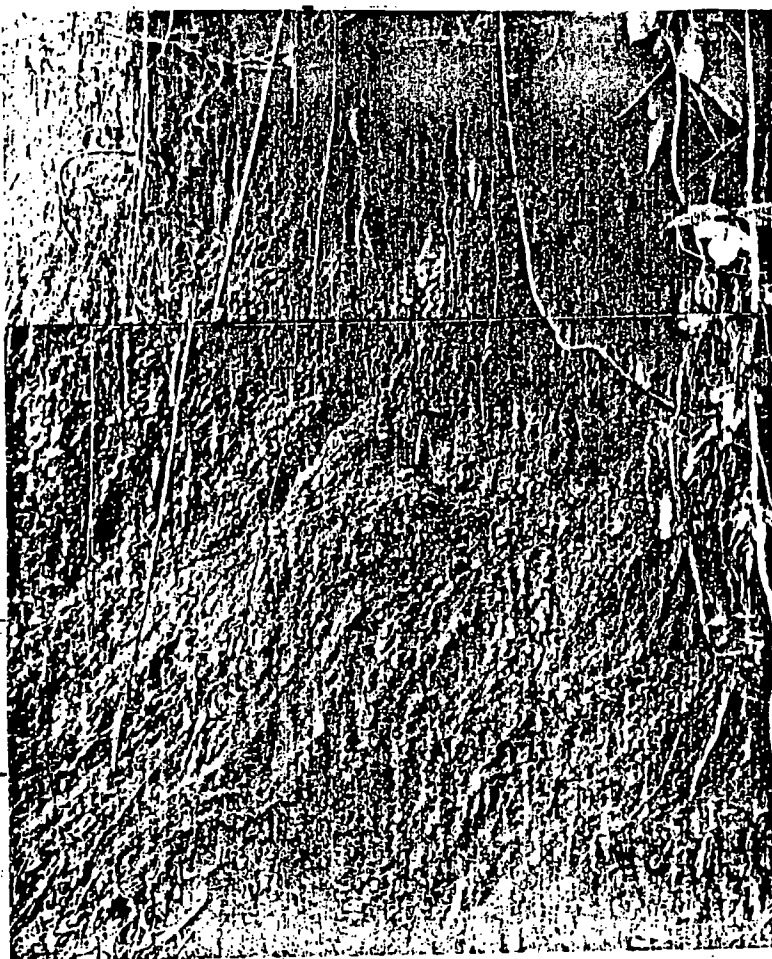
鏡肌面 明瞭でない

火山灰 なし

段丘堆積物 あり 厚さ 1m $\pm$

走向傾斜	1 = f_8	2	3	4	5	6	7
断層面	N 80°W 63°SW						
条線	不日月						

スケッチ



縮尺

記入者 サンコーコンサルタント (株)

-53-

所属

氏名

地 名 根来東部

④ 根来破碎帯

位

根来破碎帯

記 載: 大露頭の上盤側のスケッチを示す。

f₁ ~ f₇ はすべて S 側落ちを示し, 71108 及び 71109 によると

何れも葛蒲谷層堆積後の新期運動に属する。

葛蒲谷層と和泉層との不整合面は断層ではない。

(5)

スケッチ

に示す衝上運動に伴って不整合面が引っ張りあげられたものであろう。

断 層:

粘 土 暗灰色 8+30=38cm

角 礫 1~3cm

上 盤 和泉砂岩及び葛蒲谷層

近辺の岩盤 和泉砂岩部内は擾乱

下 盤 和泉砂岩

変位量

型

鏡肌面 あり

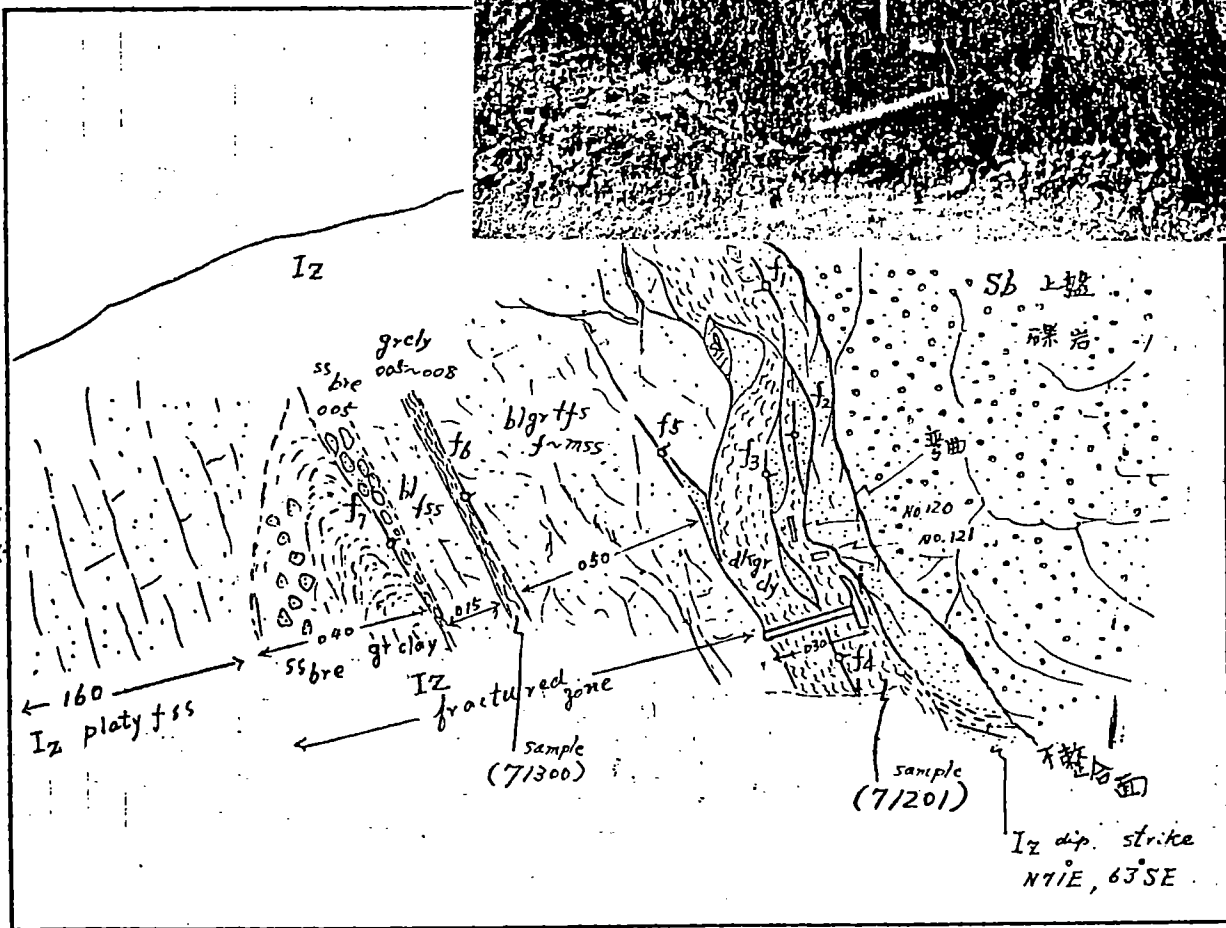
火山灰 なし

段丘堆積物 なし

走向傾斜	1	2	3	4	5	6	7
断 層 面	N87°E 80°S	N89°E 81°S	N84°W 79°S	N82°E 73°S	N66°E 87°S	N52°W 57°SW	N72°E 77°SE
条 線		20° 山側					30° 山側



スケッチ



縮尺 1 m

記入者
所属 氏名
サンコーコンサルタント(株)

地名 根来東部

⑤ 根来破砕帯

位置番号

記載: 71201 のスケッチに続く下盤側までの状況である。

地質構造は比較的に残されている。砂岩と頁岩の互層で頁岩は粘土化している。

透水性が高いため風化が進み全般に若い岩相を呈する。下盤寄りの凝灰質塊状

砂岩中に硝子樹皮を含む。この部分は和泉層ではないが、その境界をどこに

置くか問題といえる。下盤の境界断層以下は完全な和泉互層となる。

スケッチのように葛蒲谷層と考えたと $f_8 \sim f_{11}$ 間に挟み込んだ形になる。

断層:

粘土 暗灰色、灰色 $\frac{10+18+3+10}{8+5+30} = 8\%$ 角礫 50 cm 以上のものもある。5~10 cm

上盤 和泉層、葛蒲谷層

近辺の岩盤 多亀裂

下盤 和泉層

変位量 不明

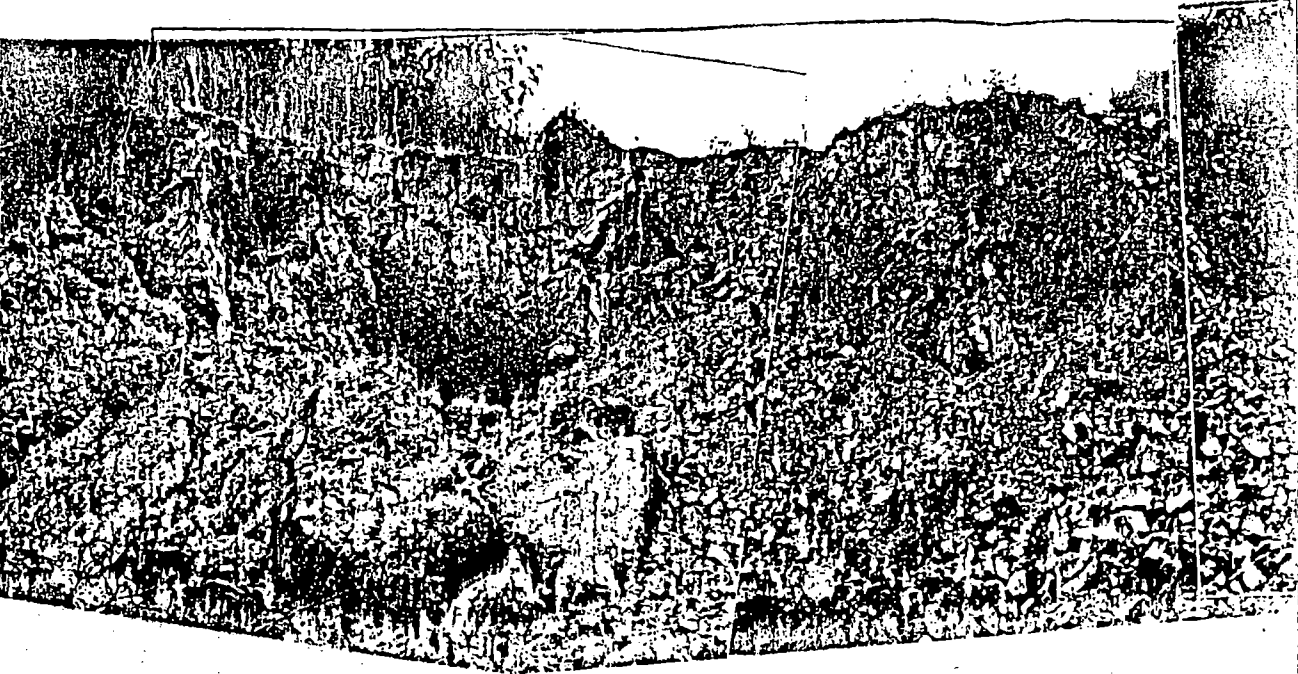
型

鏡肌面 あり

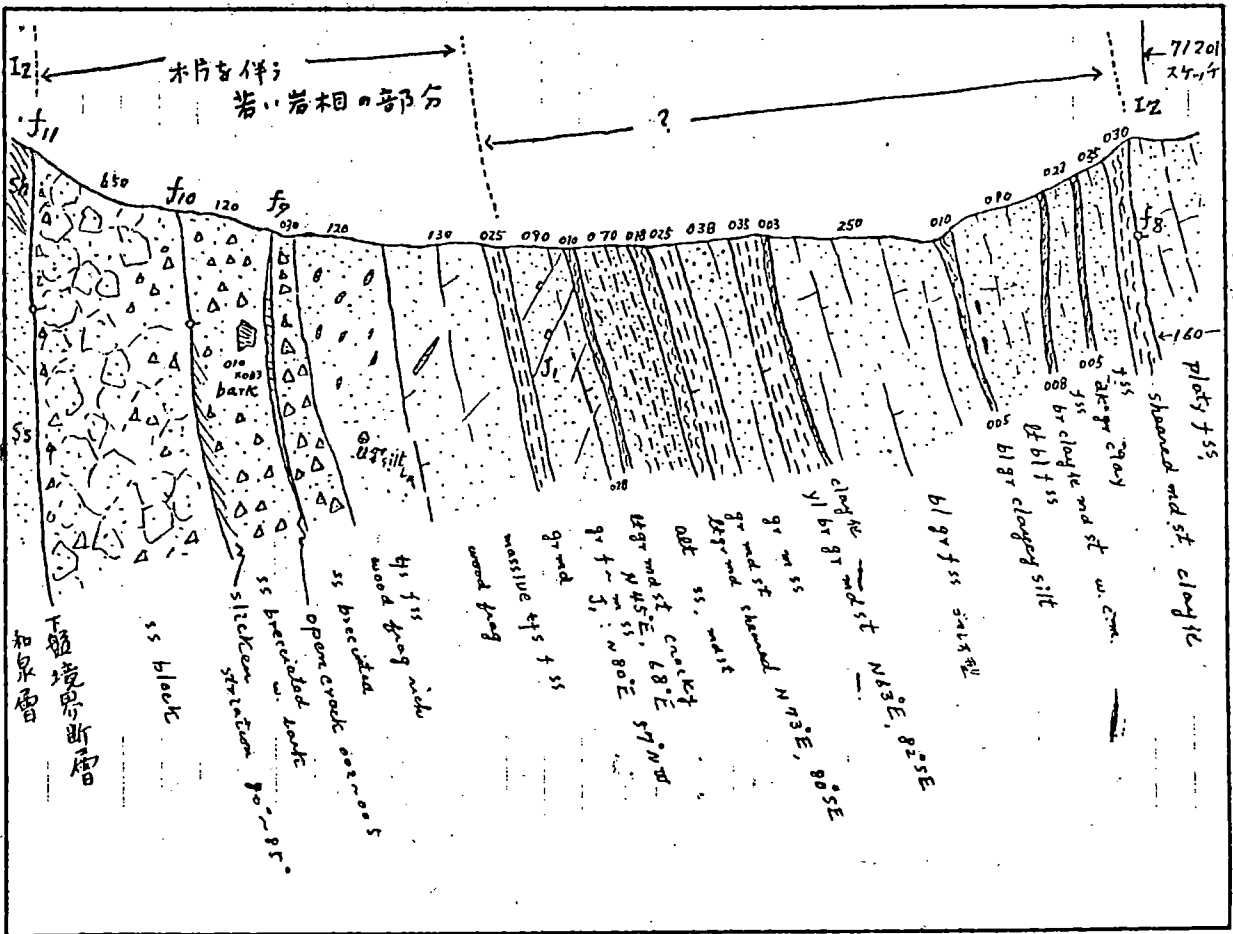
火山灰 なし

段丘堆積物 なし

走向傾斜	f_8 (1)	J_1 (2)	f_9 (3) ^{open crack}	f_{10} (4)	f_{11} (5) ^{下盤}	6	7
断層面	N 71°E 72°SW	N 80°E 57°NW	N 30°W 83°SW	N 75°E 73~77°SE	N 70°E 75°SE		
条線				80~85°SE			



スケッチ



縮尺 5m

記入者 サンコーコンサルタント(株)
 所属
 氏名

地 名 根来菩提峠

⑥ 根来破砕帯

位置番号

記 載: 菩提峠 道路脇(南側) アケリーの前。

暗灰色粘土及び和泉層灰色砂岩亜角礫(最大10cm)からなる断層

角礫帯(数m幅はありそう)と菖蒲谷層礫岩(古期岩の亜角礫

マトリックスは紫褐色の砂)との境に 3~5cmの帯褐黒灰色粘土が

存在する。上盤側の和泉層(砂岩に富む頁岩との互層)は幅20mにわたってやや擾乱している。下盤側は殆んど変化を示していない。

断 層:

粘 土 帯褐黒灰色 3~5cm

角 礫 2~5cm

上 盤 和泉層砂岩>>頁岩互層

近辺の岩盤 上盤側は擾乱幅約20m
下盤側は殆んど変化なし。

下 盤 菖蒲谷層 礫岩

変位量 大きいが不明

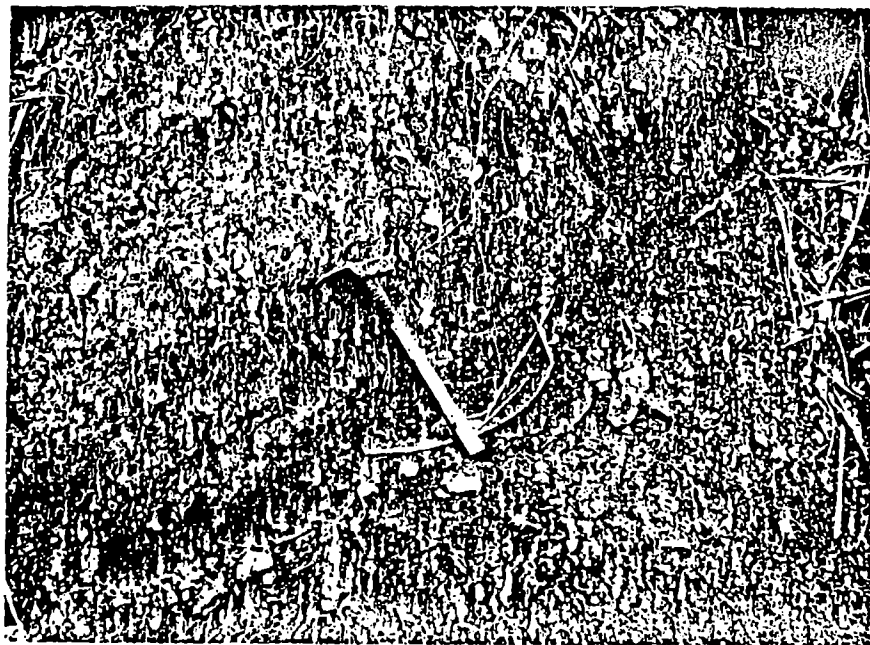
型

鏡肌面 明瞭でない

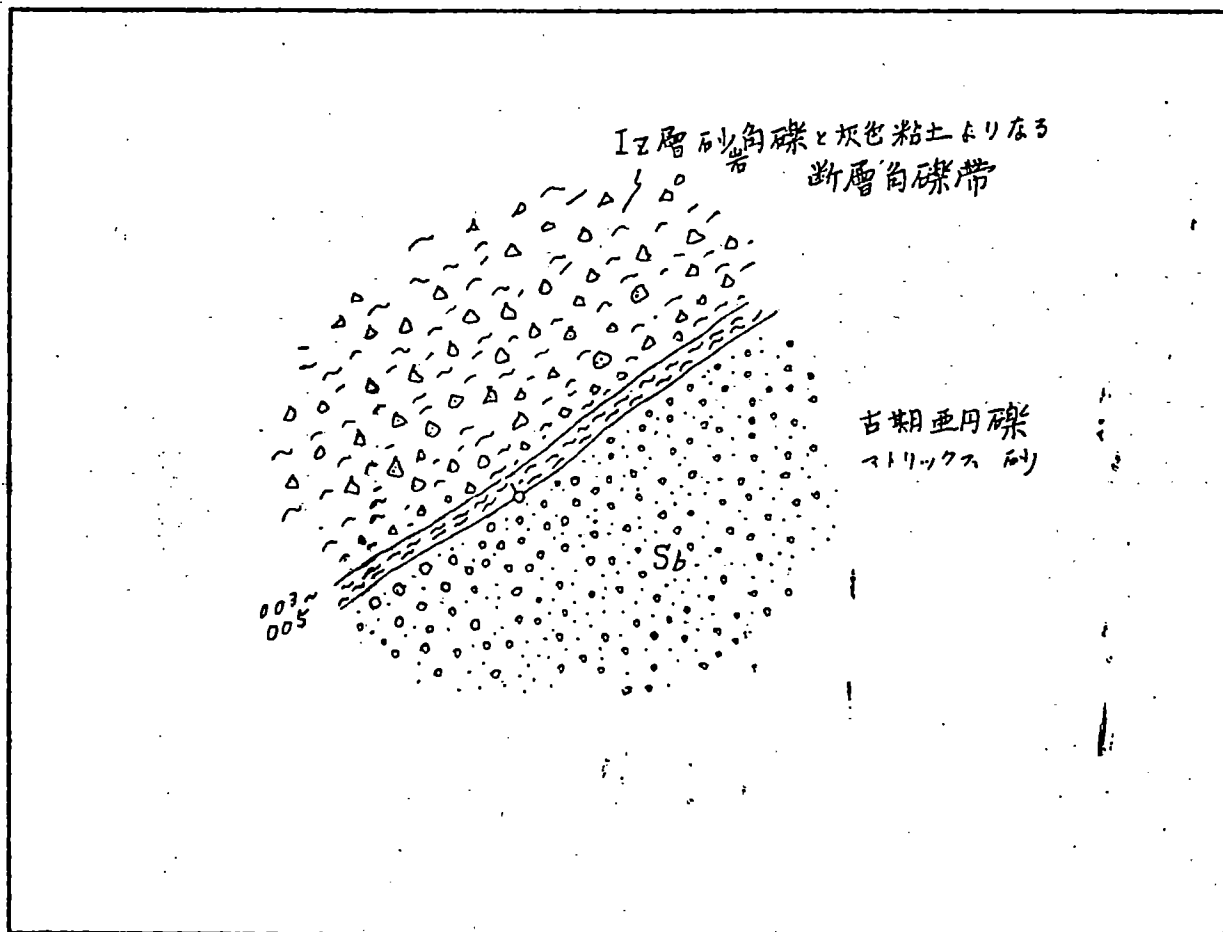
火山灰 なし

段丘堆積物 なし

走向傾斜	1	2	3	4	5	6	7
断 層 面	N 78°E 60°NW						
条 線	不明						



スケッチ



縮 尺 1 m

記入者 サンコーコンサルタント(株)
所属
氏名

分類 MTL (K)

地名 根来菩提峠

⑦ 根来破砕帯

標本番号

記載: 菩提峠

⑧ 直ぐ北東側延長。

葛蒲谷層 (礫岩) の屹立崖 (道路のカット面) 南面に

$N89^{\circ}E$, $71^{\circ}S$ の断層面がある。断層面南側は灰褐色

粘土に和泉層砂岩・角礫の混合物が崖錐状に分布して

いる。

断層:

粘土 灰褐色

角礫 1 ~ 10 cm

上盤 和泉層砂岩・頁岩互層

近辺の岩盤 上盤側擾乱

下盤 葛蒲谷層 礫岩・砂岩

変位量 大きい不明

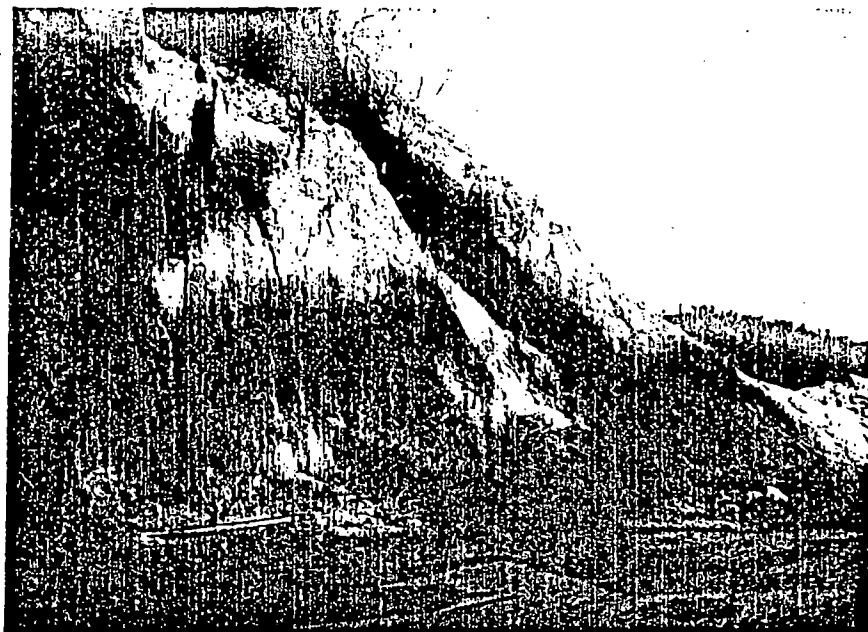
型

鏡肌面 风化のため
明瞭でない

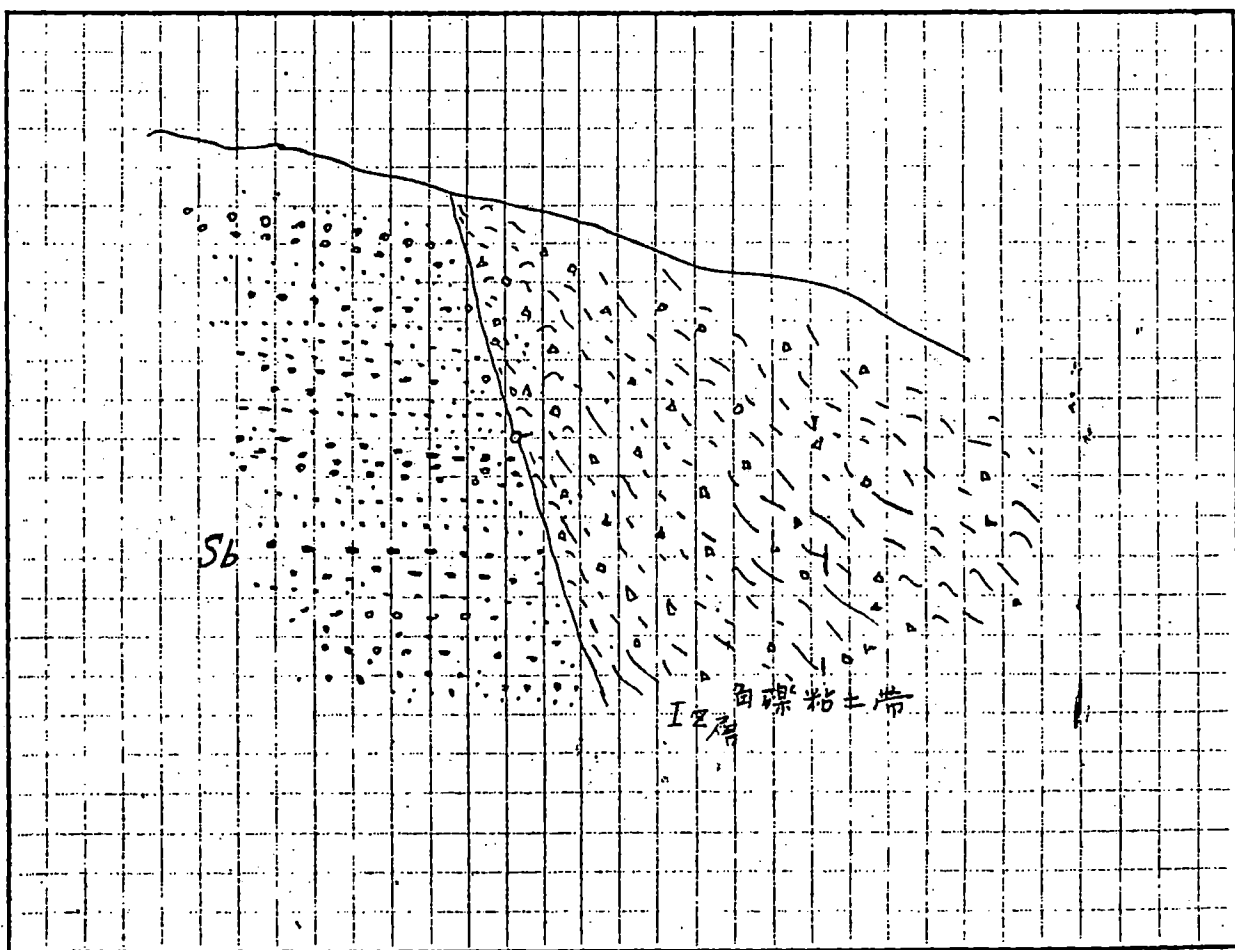
火山灰 なし

段丘堆積物 なし

走向傾斜	1	2	3	4	5	6	7
断層面	$N89^{\circ}E$ $71^{\circ}S$						
条線	不明						



スケッチ



縮尺 3 m

記入者 ヤンコーコンサルタンツ(株)

分類 MTL (K)

地名 北川部落

8

位置番号

標本番号

写真番号

記載: 100201 露頭の 50~60m 奥部にあたる。

100201 と全く同様な断層関係にある。違う点は走向が東西系、傾斜が高角度を呈することである。しかし、葛蒲谷層は下盤側から河の右岸部一帯に低角度で広く露出するので、傾斜は急激に低平な角度に変わる事が推定される。三波川系のモメ帯は葛蒲谷層の地形斜面にへばりつぎの形で残っている。

断層:

粘土黄灰色、暗灰色 30cm

角礫 1 ~ 3 cm

上盤 三波川系 破碎帯

近辺の岩盤 葛蒲谷層は殆んど変化を
受けていない。

下盤 葛蒲谷層 含礫砂岩

変位量 不明

型

鏡肌面 不明

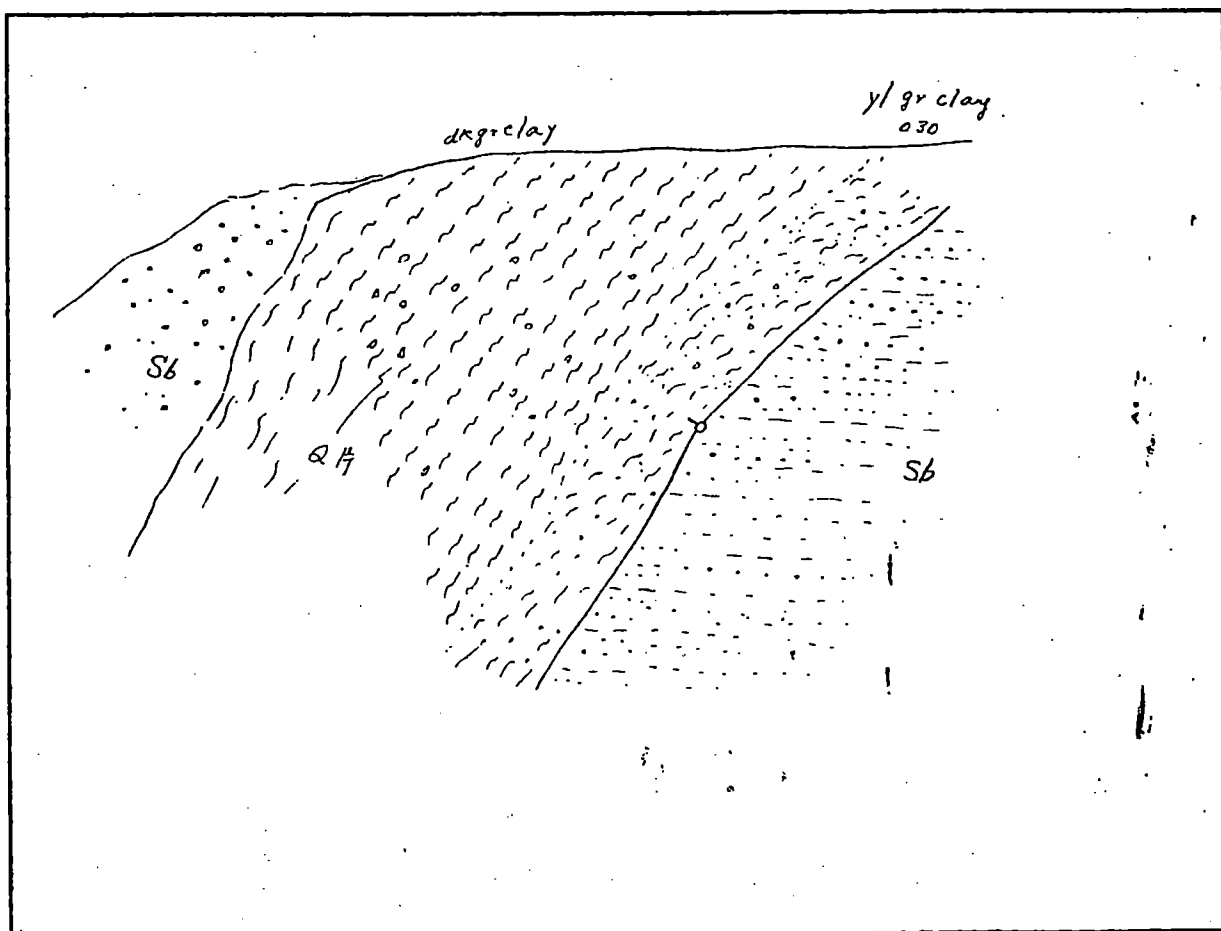
火山灰 なし

段丘堆積物 未詳

走向傾斜	1	2	3	4	5	6	7
断層面	N 85° E 76° NW						
条線	不明						



スケッチ



縮 尺 1 m

記入者 サンコーコンサルタント(株)
 所属
 氏名

分類 MTL (K)

地名 北川部落道路脇

9

上

記載: 結晶片岩系(三波川系)の粘土化帯が葛蒲谷層に衝突して

いる。結晶片岩系のは暗灰色の緻密な粘土を主とし石英や結晶片岩の

岩片を含んでいる。葛蒲谷層はペグル石礫を少量に含む固結度の

やや低い砂質シルト岩～微細粒砂岩(全般に massive)からなっている。

断層:

粘土黄白色、暗灰色 30+6=36cm 角礫 1x/cm

上盤 三波川系破砕帯

近辺の岩盤 葛蒲谷層は表面に近い部分がやや軟硬化している程度。

下盤 葛蒲谷層 含礫シルト岩～微細粒砂岩

変位量 不明

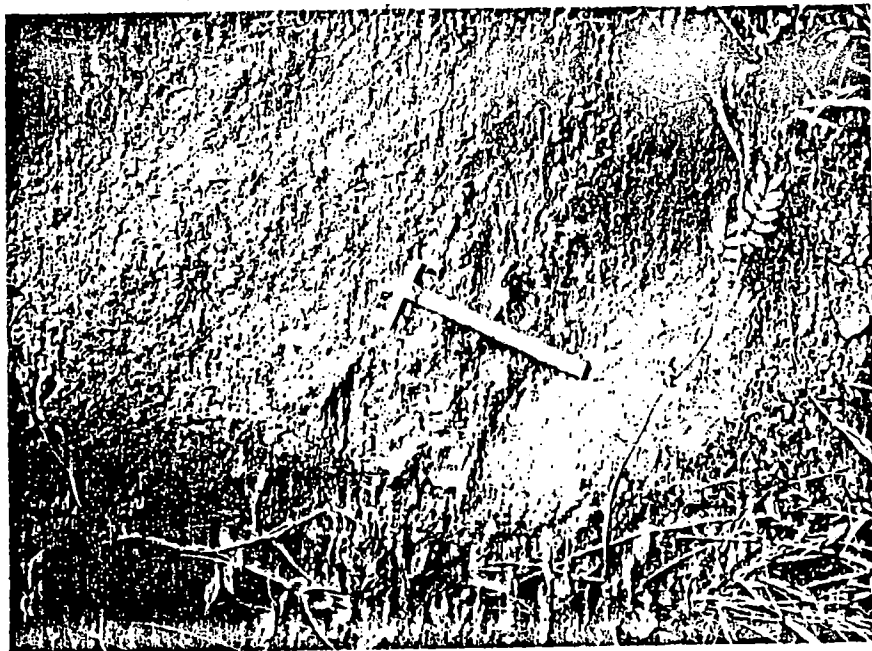
型

鏡肌面 不明瞭

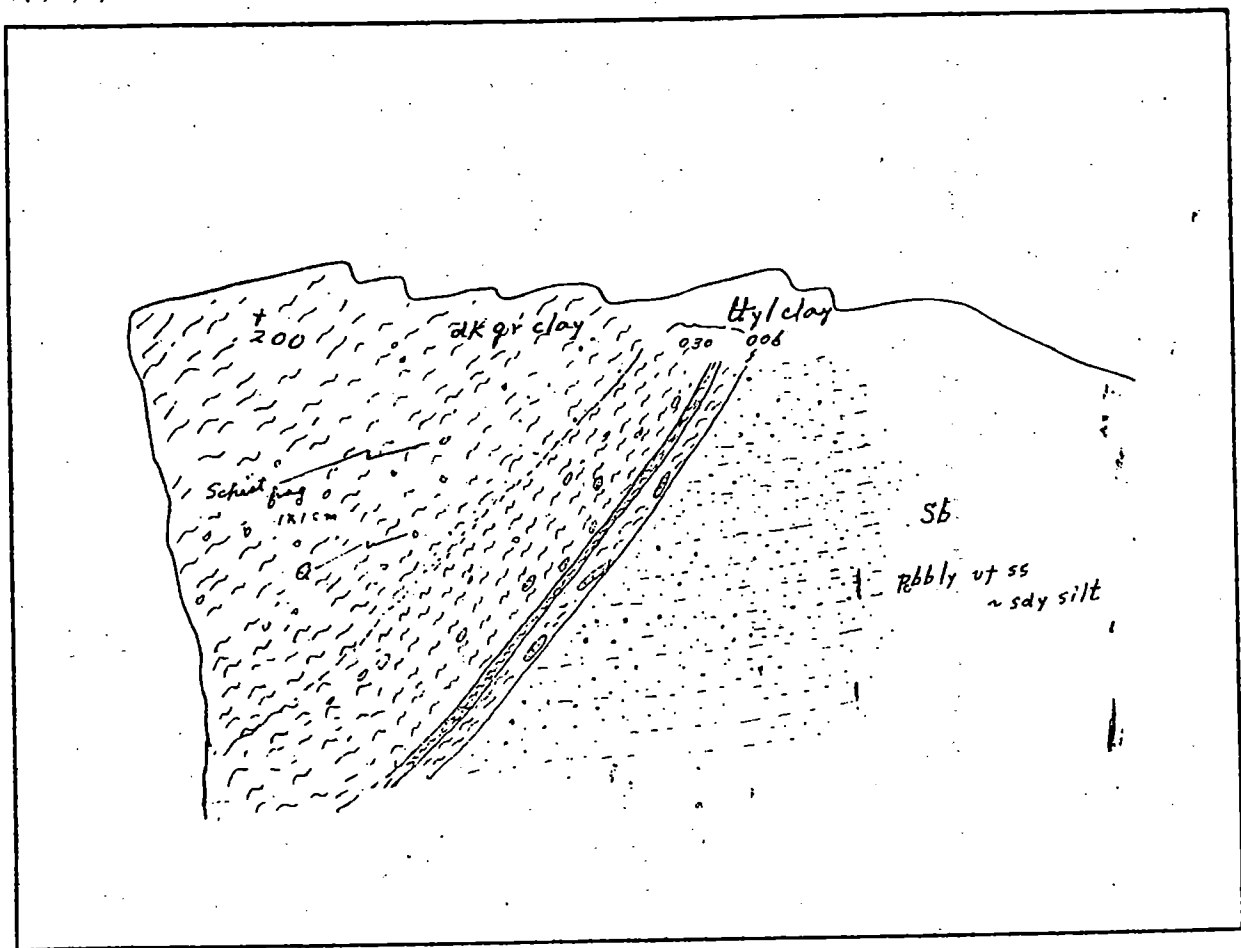
火山灰 なし

段丘堆積物 なし

走向傾斜	1	2	3	4	5	6	7
断層面	N 9°E 33°NW						
条線	不明						



スケッチ



縮尺 1 m

記入者 サンコーコンサルタント(株)
 所属
 氏名

地名 葛蒲谷

(10)

記載: 著明な葛蒲谷断層の露頭である。

葛蒲谷層は礫層(pebble: 礫岩)砂岩を主とし、^{厚さ}30~15cmの細粒砂岩及び

盤際にはシルト岩を挟んでいる。下盤側の構造はN75°E, 30°NWを示す。

三波川系破砕帯の盤際に近く黄褐色の粘土化凝灰岩(原岩葛蒲谷層のもの)をレンズ状にセリ込んでいる。

断層:

粘土 暗灰色 5+15cm = 20cm

角礫 1~2cm

上盤 三波川系破砕帯

近辺の岩盤 葛蒲谷層は盤際のシルト岩を除き変化していない。

下盤 葛蒲谷層 シルト岩・礫質砂岩

変位量 不明

型

鏡肌面 不明

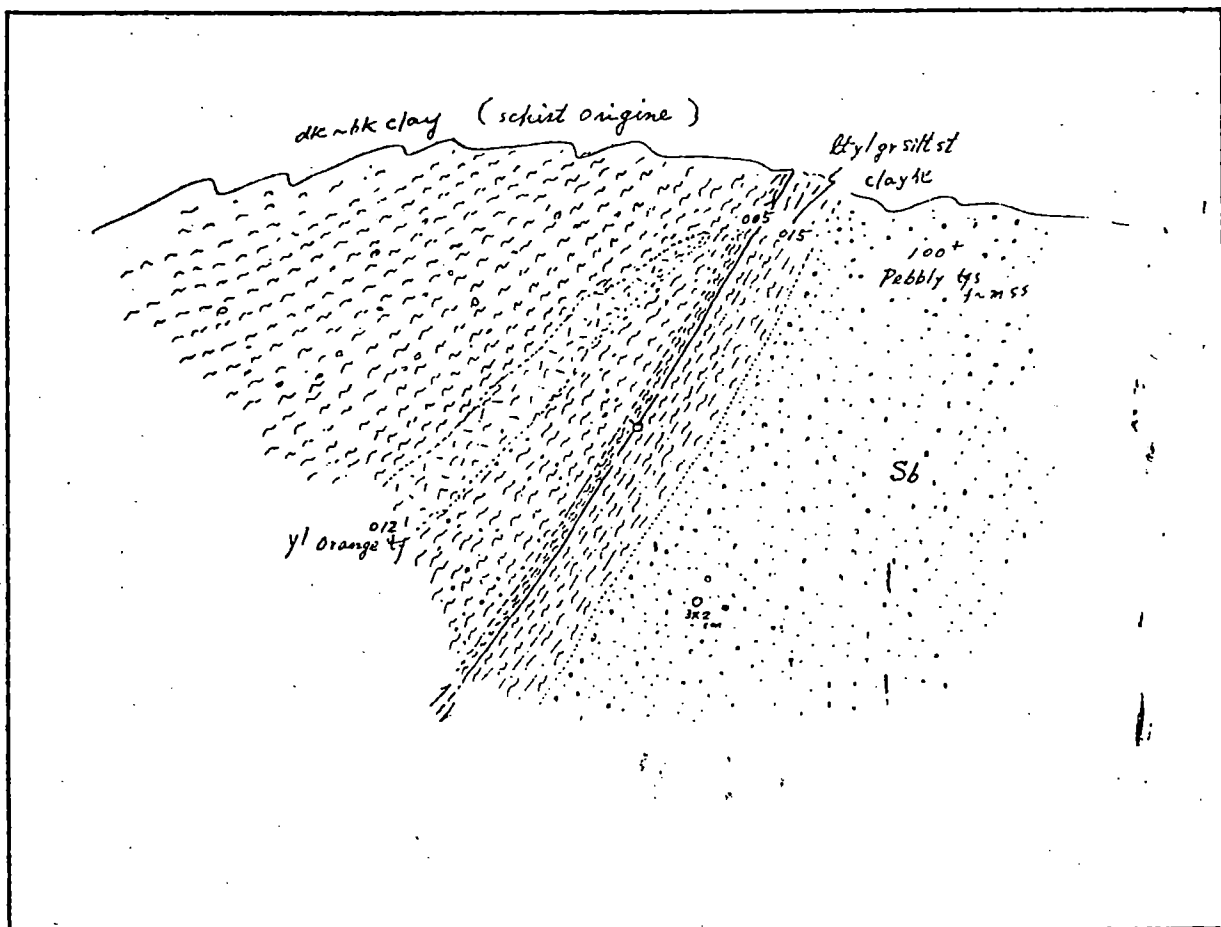
火山灰 なし

段丘堆積物 なし

走向傾斜	1	2	3	4	5	6	7
断層面	N 69°E 60°NW						
条線	不明						



スケッチ



縮 尺 1 m

記入者 サンコーコンサルタント (株)

中央構造線付近の地すべり地について

千 葉 三 雄^{*}

中央構造線は、わが国の地質構造区分のうえで、糸魚川～静岡線いわゆるフォッサマグナとともに、古くから多くの地質学者等によつて、調査研究され、その成因や時代、位置等が明らかにされてきている。私達としてはその成因や時代が何時であつたかということもさることながら、地質的に西南日本を内帯と外帯とに区分する一大断層として把握するとき、防災や地域開発のうえで、それが地形や表層の地質にどのような現象をもたらしているかが問題である。

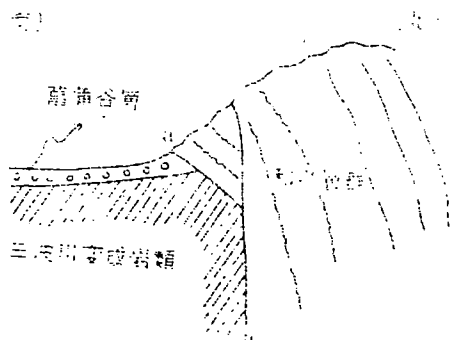
たまたま応用地質学会関西支部の方々が、本県紀の川沿いの中央構造線帯の見学会を計画されているので付近の地すべりの分布や対策等、実務上のことでも何か話題を提供してほしいとのことでありましたので、一例として葛谷地区をとりあげながら簡単にふれてみたいと思います。

中央構造線帯については紀の川沿いも含めすでに多くの研究がなされているが、紀の川北岸の状況について50年3月国土調査で県の企画部が作製編集した土地分類基本調査、「粉河」の中で次のように要約している。

「中央構造線は和泉山脈の南麓に沿つて、いくつもの副次的な断層を伴いながら、東西方向に走っている。その活動は、古くは2億年前にまでさかのぼると考えられ、現在に至るまで活動をつづけている。世界的にみても、最も大規模な断層の一つである。中央構造線については、東海大学出版会から「中央構造線」(杉山隆二編)が出されており、本地域を含め詳しい検討がなされている。又松田(1973)によるとして中央構造線を図-1のように模式的に示し、a-aは和泉層群と三波川変成岩の境界となる市の川時階の構造線で、これはさらに再活動して、地表に近い部分では和泉層群と菖蒲谷層の境界となる菖蒲谷時階の構造線である。一般に市の川時階の構造線は

^{*} 和歌山県土木部砂防利水課

図 - 1



半固結堆積物の地下深くに伏在しており、地表で観察することは出来ない。菰蒲谷時階の構造線は和泉山脈の最も南縁に位置する断層であり、とくに中津川より東では丘陵地に分布する菰蒲谷層と、その北側の和泉層群が逆断層で接するのがよく観察される。a - a'

は地質学的に、ごく新しい時代に活動した断層で活断層とよばれている。地質図に示された東西性の断層の多くはそのようなものである。相谷から原、山田の北、万燈山南麓に沿つては、このような活断層あるいは活断層に伴う崩壊が随所に観察される。中央構造線に沿う破砕帯はa - a'にそつて著しいが、現在活動しているのは特にa - a'の断層群である。岡田(1973)、松田(1973)やMIYATA(1974)等を参考にして述べると、これらの動きは、地形的に判断されるところでは右ずれで、最近数万年間の平均変位速度は5~10mm/年と見積られる。断層のうごき方は、常時変位が進行するのではなく、地震の際に瞬間的に変位する型であると考えられている。この図幅地域での活断層のうごきは現在のところでは観測されるようなものはほとんどないといえるが、比較的新しい時代に活動した証拠はいくつも残されており、また上述のような変位速度が推定されていることは、防災および開発にあたつて、大いに配慮すべき事柄であろう。」と述べられている。

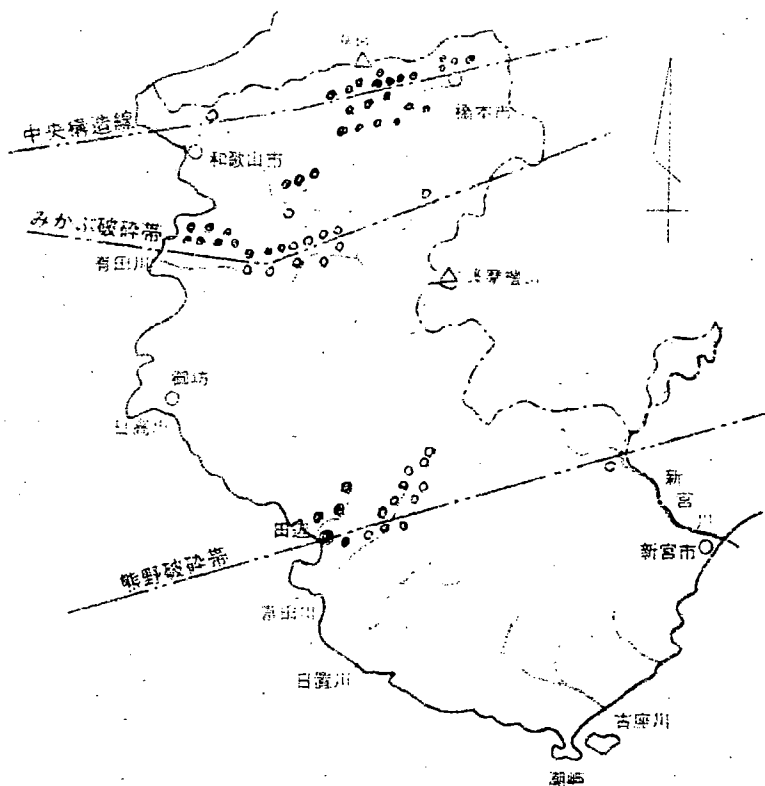
これらのことから和泉層群と三波川変成岩類の間の断層よりも和泉層群と菰蒲谷層間の断層が問題のようである。

県内の地すべり危険箇所は135箇所あり、そのうち建設省所管となるのは102箇所と把握しているが地すべり防止法にもとづく指定箇所は県全体で96箇所、建設省所管としては約70%の65箇所を指定している。図-2に示したように大別して紀の川沿い、有田川沿い、富田川沿いの三プロッ

クに分けられ、ほとんどが破碎帯地すべりである。

図 - 2

地すべり防止区域指定箇所 ● 65箇所 (昭和52年5月現在)



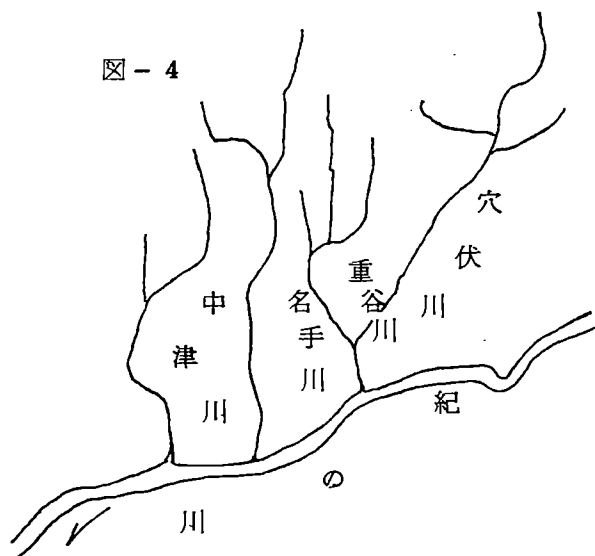
紀の川沿いについてみれば表-1のように右岸側、左岸側を合せ23箇所であるがその70%18箇所が右岸側で、和泉層群の南縁附近で発生している。

中央構造線による破碎帯は和泉帯側には約500メートル、三波川帯側には高野口町北方では約1.3キロメートル位で、その他の場所ではそれ以下といわれているが、今図-3 5万分の1表層地質図に下ろしてみると、中津川より東の地域に分布し、中津川、芦上、葛谷、林ヶ峯、名手上西、名手上東、名手上、広浦、西柏木等、構造線との関係が深いことが明らかである。「粉河」図より東側は未発行であるが、柏木広野、西川、上中、吉原についても同様に推定される。又大松や平野、竹尾等は南北方向の断層の影響等関連があると考えられる。これら地帯の特徴としては、地形が $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ と急峻な

地形をなしているため、地すべり傾向は微地形に左右されて小ブロック単位（数十メートルから百数十メートル単位）の移動の形をとり、一般にいう頂部の滑落崖もあまり見うけられず平常の移動も活潑ではないが、異常豪雨等の際には急激な崩落や陥没の形で断続的な移動をするようである。

次に中央構造線(帯)沿いの地すべりの一例として那賀町葛谷地区について地質等、附近の状況も含め簡単に報告する。

葛谷地区は穴伏川（四十八瀬川）の右支川重谷川の右岸部、国鉄和歌山線名手駅の北約2 Kmのところにあつて、付近は和泉山脈の南端斜面で、主にミカン畑として利用されその山脚部には階段的に集落があり、県道中尾名手市場線が通じている。地質的には和泉層群に含まれ、南には中央構造線に属する断層が東北東から、西南西の方向に走っており、周辺の地層は破砕されているところが多い。又図-4に示しているように右横ずれ断層運動による



ものでないかといわれている流路の東西性の屈曲部分にあたっている。

昭和47年の梅雨期7月10日頃から前線が本州南岸沿いから九州にかけ本格的な梅雨の気圧配置となり15日頃まで前線活動が続き、特に12日から13日にかけて前線上を低気圧が東進したため紀北地方では珍しい大雨となつた。

この附近（岩出観測所）では11日から13日まで連続雨量219mm、時間雨量31mmの集中豪雨があり、この地区の岩谷川に面している東斜面側で巾130メートル、斜長80メートルの崩壊性地すべりが発生、農道約150メートル、人家2戸が被災した。（図-5）

この農道は農業構造改善事業の一環として、那賀町が附近のミカン畑198ヘクタールを対象に45年度から3ヶ年計画で、巾員3.0m、延長8071.3

mを新設するもので、4号支線として904mを479mまで進行中のものであつた。

記録によれば、この附近は昭和26年7月12日～13日の豪雨により、16日頃から迂りだし21日には、人家4戸が被災したと云はれており、この4号支線は地区の上部を通るため、計画時点で法線決定等かなり議論されたようである。

たまたま直接人家の区域はまぬがれているが南斜面の人家側で発生していたら大災害にむすびつくものとして、附近住民の不安がつり、農道工事の中止、続行が住民の利害関係ともからみ相当論議された。

地質構造上問題の地域でもあり、人家側の南斜面について48年2月にKKダイヤコンサルタントに委託し平均深30メートルのボーリング孔を11本、No.2～No.5、No.7～No.9、No.11の8孔について歪計、同箇所透水性試験、地下水検層、地下水測定、4月には伸縮計、傾斜計それぞれ2基を設置し10月末まで観測した。

ボーリング調査結果

ボーリング調査から得られた地質状況の概略は地表から

表	土	みかん畑の耕土で層厚は0.1～0.5m位
レキ混り粘性土		崖錐堆積物でN値ほとんど20以下であるがところどころ20以上の値を示す。層厚は1.7～10.7m位、標高の高い所では崖堆積物は見られない。
砂岩(強風化岩)		岩質はもろくコアは岩片状あるいは土状となる。処々に橙色の風化土を挟んでいる。
砂	岩	全般にかなり風化しているが浅部では風化の程度が著しい。全体に亀裂が多く、亀裂面には酸化鉄の付着が見られる。又粘土状あるいは砂質土状の風化土をとところどころに挟んでいる。
頁	岩	標高の低い地域では砂岩が見られない。全般に風化をうけており採取コアは岩片状～土状となる。処

々に粘土状の風化土をはさんでいる。深部ではいく
分新鮮な部分も見られる。

標準断面としてNo. 6～No. 9を示す。

歪計観測結果

歪計は各孔とも顕著な累積を示しているものはない。たゞNo. 9の深さ4m
のところで累積が見られる。これ以外は判然としない。

水位観測結果

傾斜計観測結果 } 省略

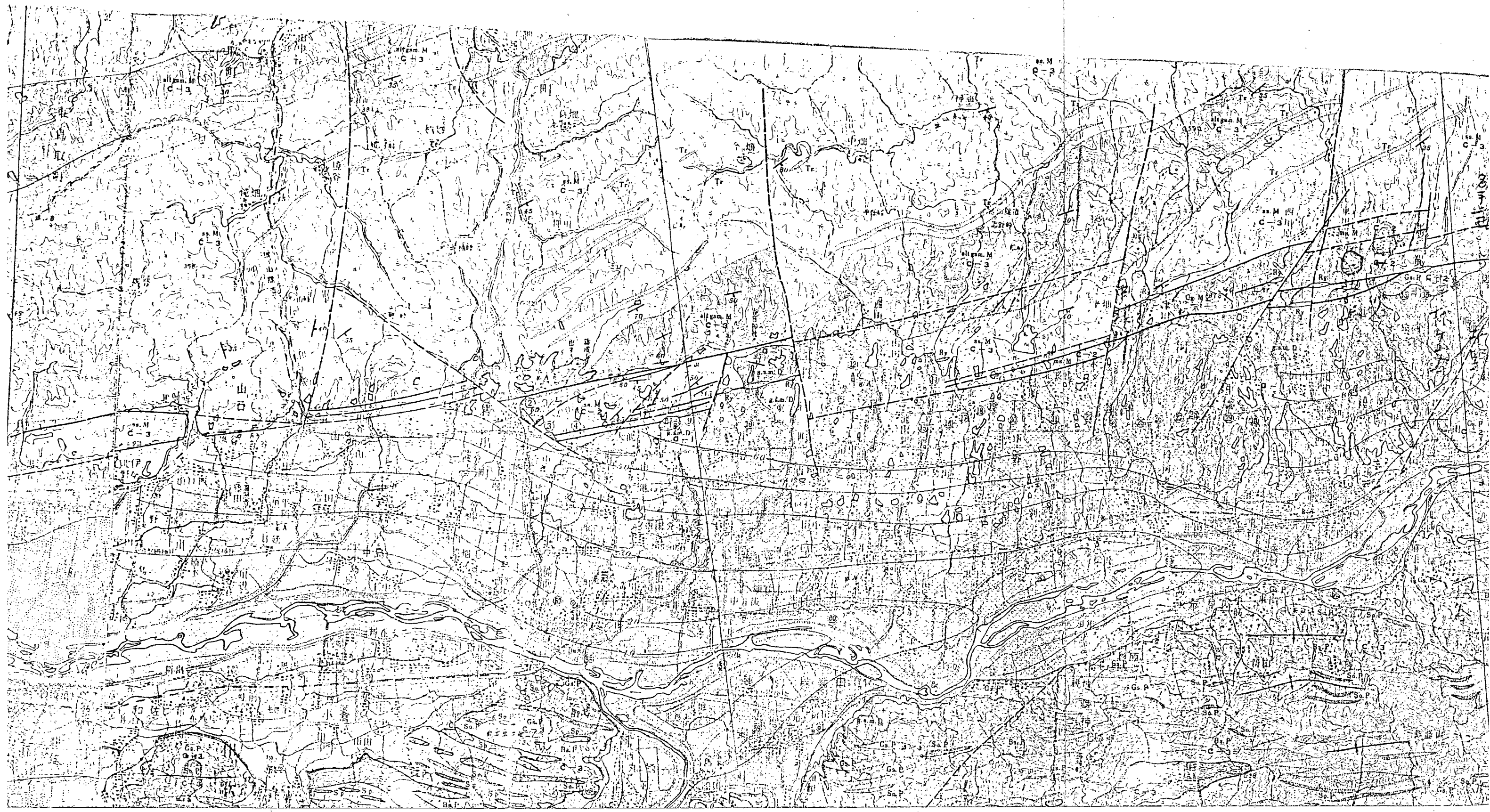
南斜面観測の結果では、地すべりの動きとしては、判断のつきにくいよう
な微妙な記録であるが、地形からみて、地すべりの動きが発生すると緩慢な
動きをするのではなく、おそらく急激な動きが生じると思はれる。No. 9の深度
4mにみられる歪の累積を重視すれば最も危険なところはNo. 9付近で、全域
にわたつてすべる大きな地すべりでなく、47年発生のようなブロック的な
比較的小規模なものと考られる。

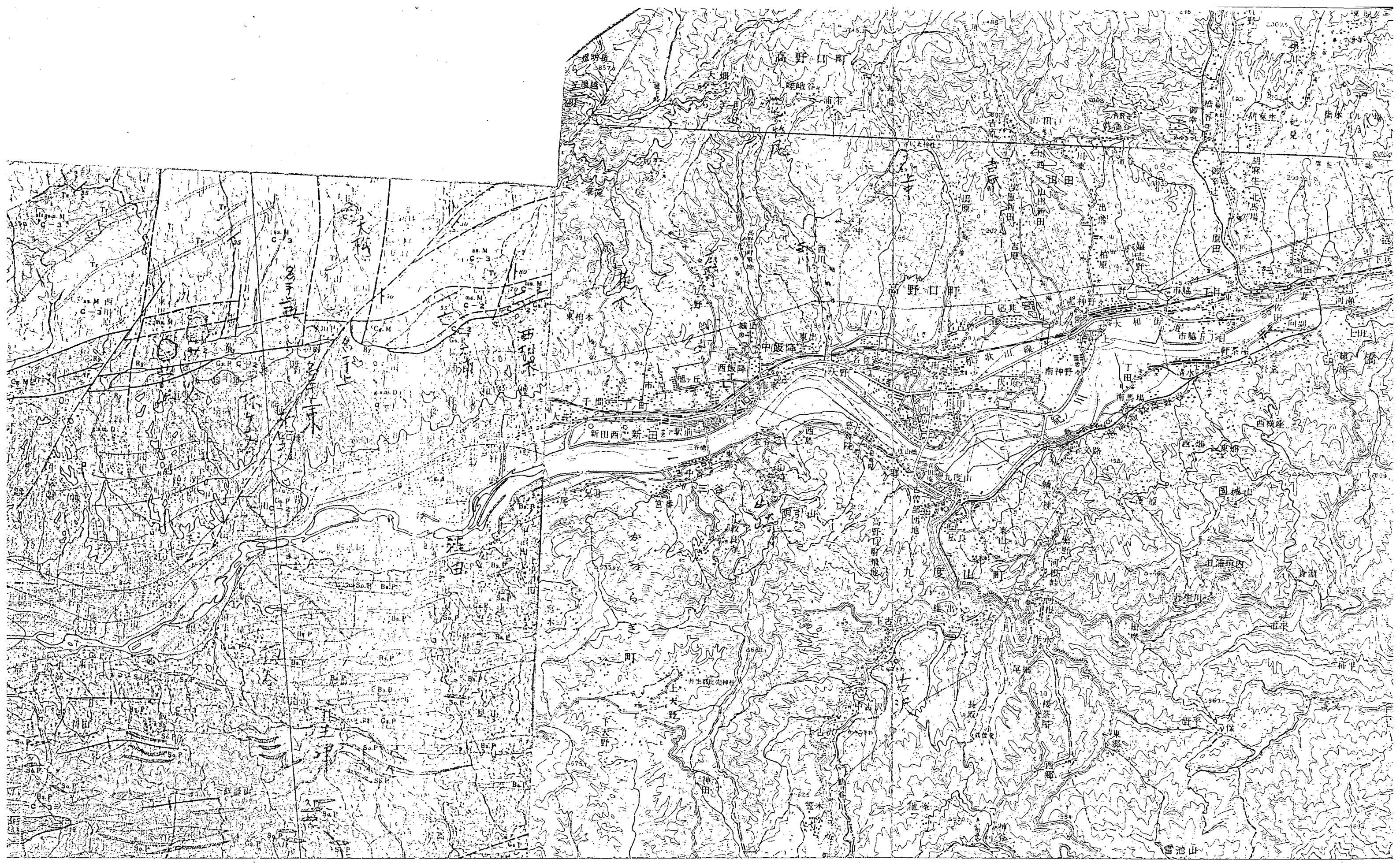
東斜面の地すべりは末端部の切土により、すべりを助長した例としてあげ
たが、また、この地域周辺図-7は降雨量に比し崩壊しやすい傾向も見られ
るので、地域開発等に際しては計画調査の際には地質調査等充分に実施し構
造物の計画でも排水施設等細心の注意を払う必要があるようである。

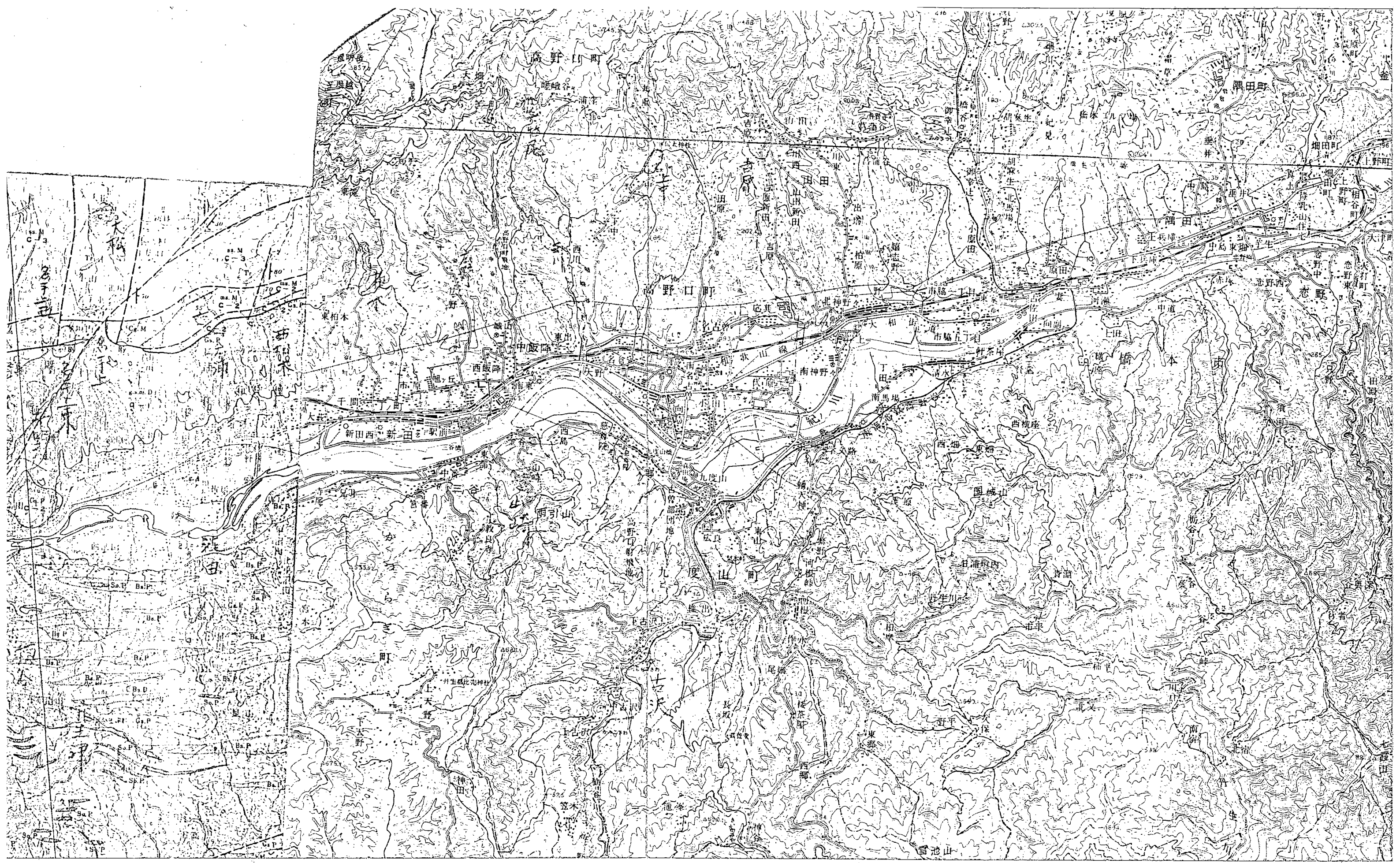
図-3

阪 湾









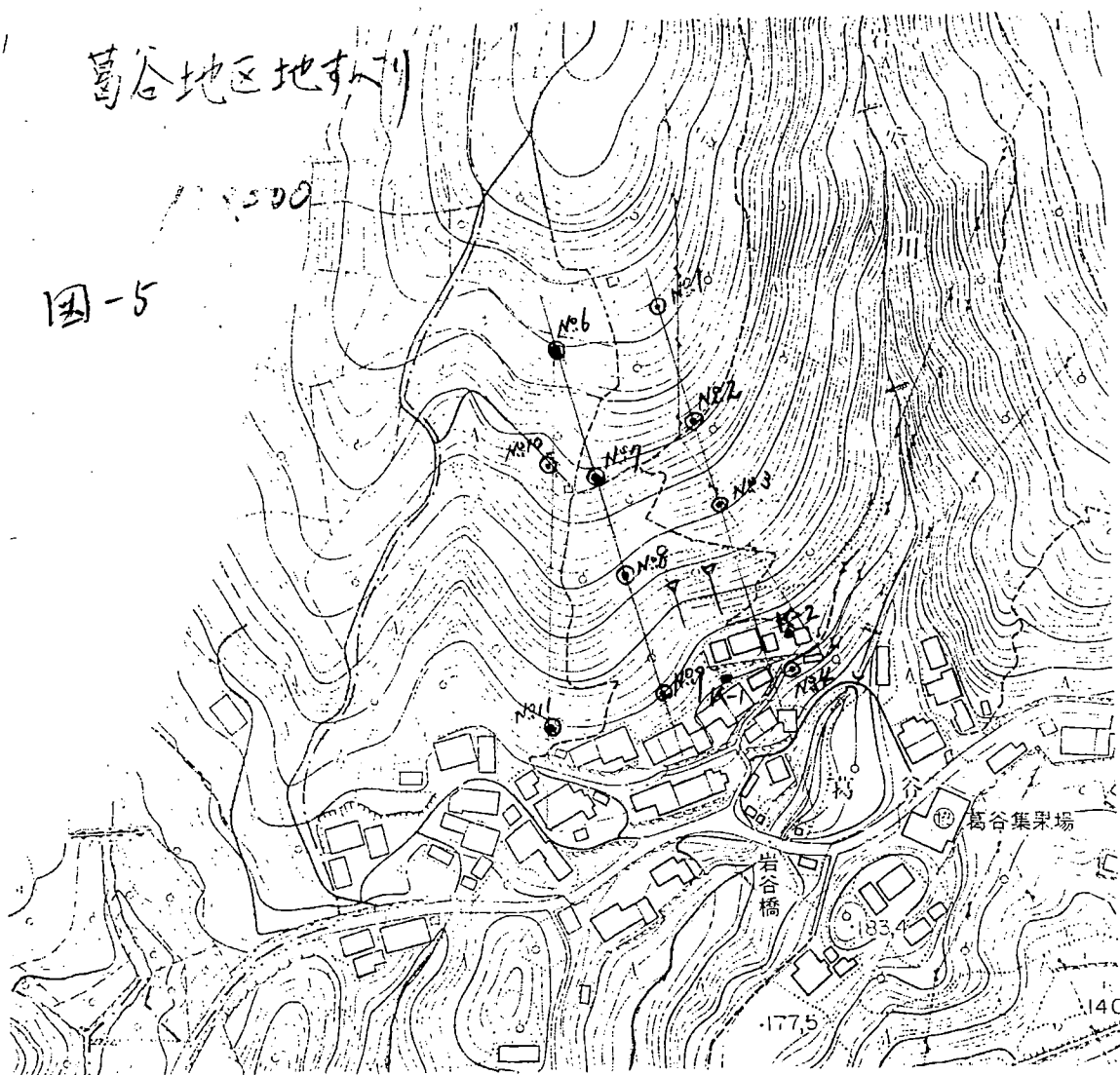
表－1 紀の川沿いの地すべり防止区域

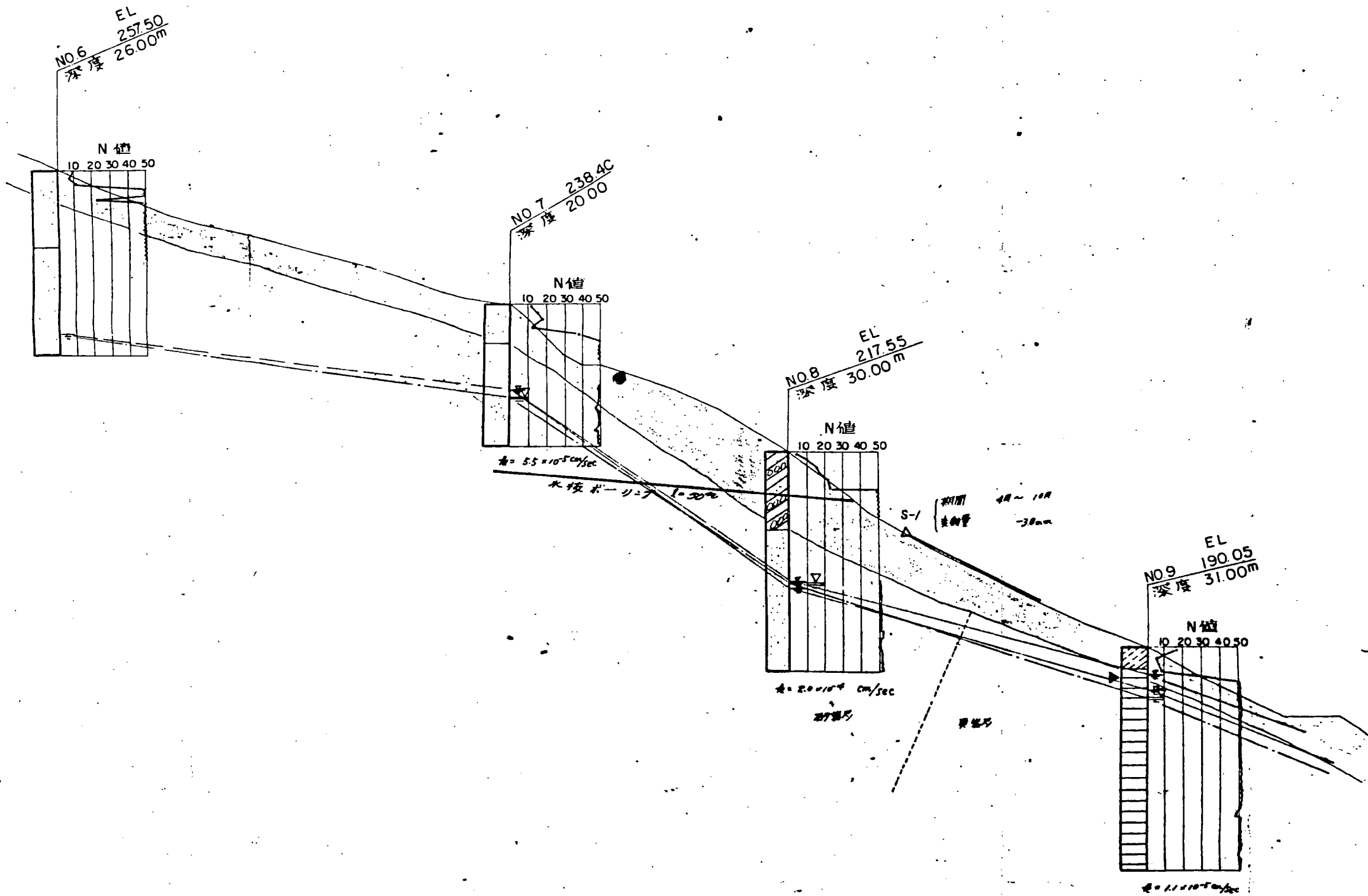
(右岸)

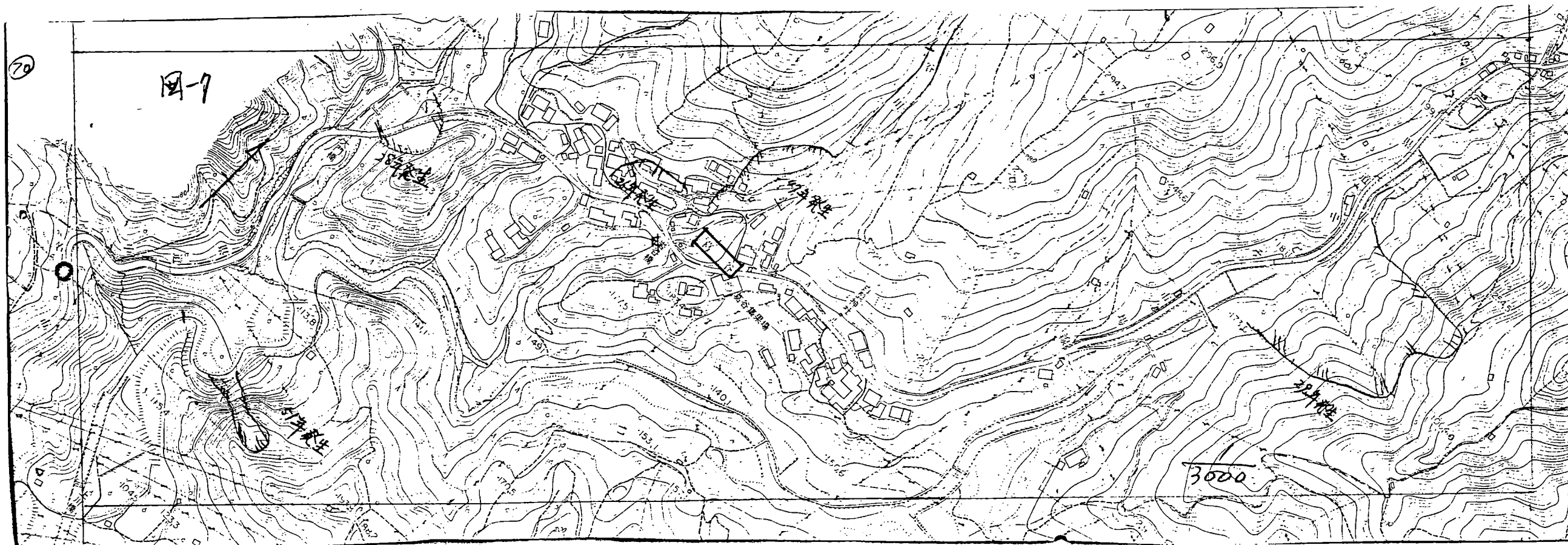
区 域 名		位 置		面積 (ha)	家屋数	告 示 年 月 日	地すべり 発 生 年 月 日	所管
区域名	関 係 河川名	郡 市	町 村					
吉 原	吉原川	橋本市		25.1	31	37.10.19	M中期	建設
上 中	嵯峨谷川	伊 都 郡	高野口町	5.02	9	35. 6.18	S 28	"
西 川	"	"	"	5.6	5	37.10.19	T 末期	"
竹 尾	中谷川	"	"	6.8	1	"	S 20	"
広 野	弁天谷川	"	かつらぎ町	8.3	1	"	S 28	"
柏 木	檜谷川	"	"	26.2	2	2610号 35.12.14	T 7	"
西柏木	中谷川	"	"	15.9	29	51. 4.13	S 47	"
広 浦	西谷川	"	かつらぎ町	5.00	11	37.10.19	M初期	"
大 松	境谷川	"	"	16.13	29	"	M 末期	"
名手上	穴伏川	那賀郡	那賀町	18.40	8	35.12.14	S 28	"
林ヶ峯	梅の木谷	"	"	83.30	25	"	"	"
葛 谷	重谷川	"	"	8.70	27	37.10.19	S 26	"
中津川	中津川	那 賀	粉河町	10.13	3	37.10.19	S 26	"
善明寺		和歌山市	善明寺	5.6	60	51. 4.16	S 50	"
名手上東	穴伏川	那賀郡	那賀町	74.0	54	46. 3.27	M 中期	構改
名手上西	"	"	"	22.0	50	"	"	"
平 野	"	"	"	51.5	8	37.12.22	"	"
芦 上	賢谷川	"	"	30.4	36	38. 2.27	"	"

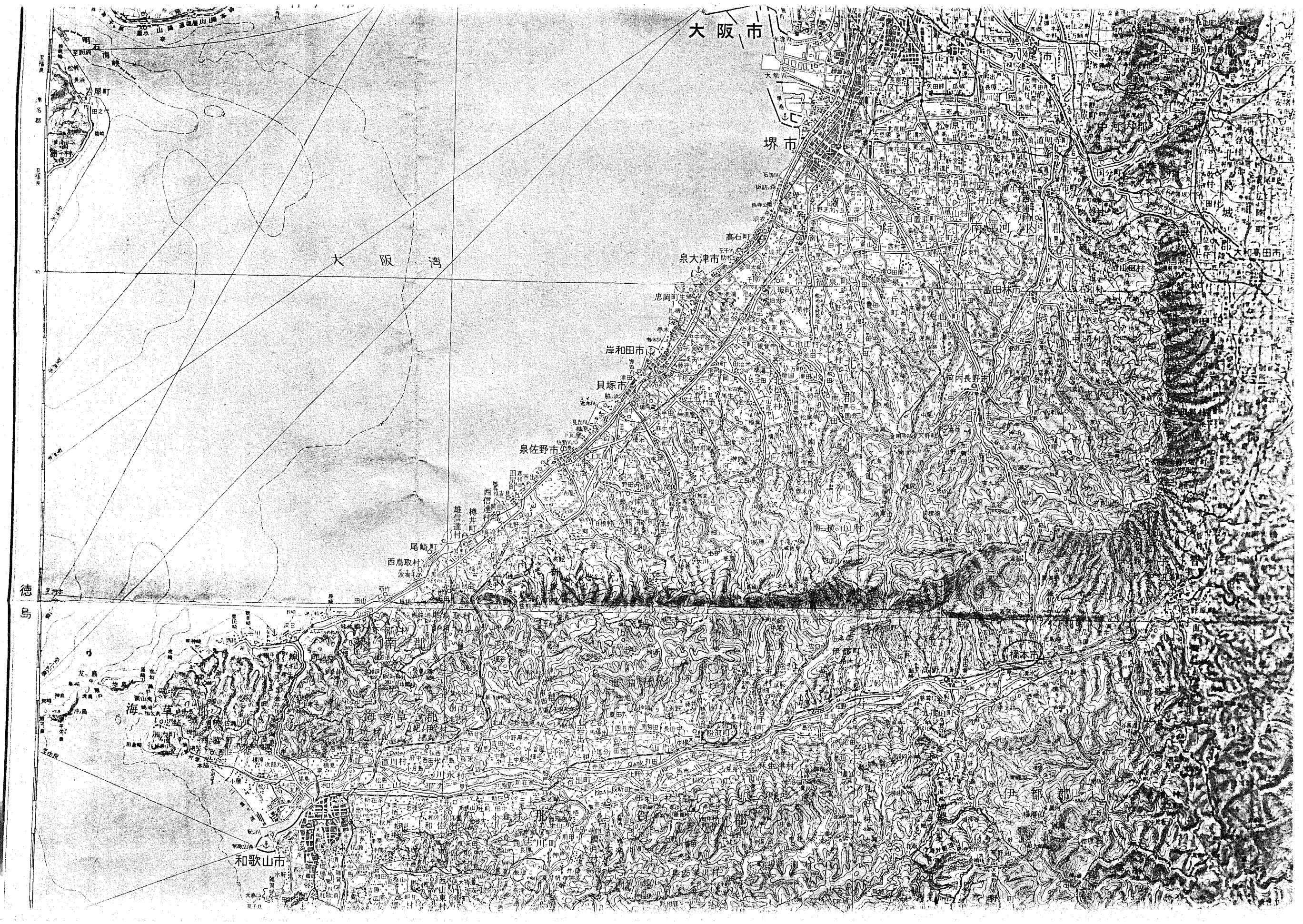
(左岸)

区 域 名		位 置		面積 (ha)	家屋数	告 示 年 月 日	地すべり 発 生 年 月 日	所管
区域名	関河川係名	都市	町 村					
古 沢	不動谷川	伊都郡	九度山町	5.2	35	37. 10. 19	T 末期	建設
山 崎	山 崎 川	"	かつらぎ町	10.0	12	37. 10. 19	S 25	"
渋 田	四 邑 川	"	"	16.2	85	51. 4. 13	S 47	"
横 谷	釈迦谷川	那賀郡	那賀町	14.30	28	37. 10. 19	S 18	"
麻生津	麻生津川	"	"	8.50	13	35. 6. 18	S 35	"









大阪市

堺市

大阪湾

岸和田市

貝塚市

泉佐野市

尾崎町

西鳥取村

和歌山市

徳島

研究学園ゾーン西部エリア土地利用計画

に伴う地盤調査について

小 川 力 也^{*}

- 1) 和歌山県が将来の発展を考慮して、紀の川北岸の紀泉山麓に研究学園ゾーン設定の構想を画き、その西部エリアの計画 349 ha のうち民有地の区域 88 ha の用地取得を行つたのは、昭和 49 年から 50 年であつた。

この 88 ha は那賀郡岩出町と打田町に概ね半々に跨る東西 900 m、南北 700 ~ 1,300 m の地域で現況地目は主として雑木の山林 82 ha、谷地田の水田 4 ha、主としてみかんの果樹園 2 ha よりなつている。

- 2) 地形は、標高 203 m の万燈山を頂点として南西より北東に 1,300 m に亘つて伸びる立山がありその南東面は平均 $1/5$ の勾配で E L 80 m の水田地帯に下つており、北西面は平均 $1/2$ の急勾配で E L 120 m ~ 100 m の西流れの谷部に面している。

更に地域はこの谷部の北斜面をも含んでいるが、この北斜面は紀泉山麓に該当し、 $1/2.5 \sim 1/4$ の平均勾配を有している。

- 3) この研究学園ゾーンに対処する県の機構としては企画部において構想並びに計画を行つているがその中全体の用地の取得と敷地の造成については、県土地開発公社に委託されており、亦建築物の設置については夫々の所管部局の事業であつて、その設計施工については、総務部営繕の所管となつている。

- 4) 県企画部においてはかねてより別に 5 万分の 1 図幅毎の県内地質図を作成する事業を行つていたが西部エリア該当地区には地質上問題があるという学者の意見具申に接した。問題を重視した企画部は K 社に委託して地

^{*}和歌山県参事
県土地開発公社事務局長

表地質調査を行はしめ昭和49年12月その報告を得ている。

その概要は次の如きものである。

- ① 傾斜分布起伏量分布調査の結果から谷底平野以外平坦な造成地盤を必要とする土地利用には適していない。

② 地質調査の結果から

A 北部地域（根来断層より北、北山地域）

和泉層群に属し、比較的良好であり、断層による破砕の影響は根来断層巾100m前後の部分を除いては認められない。

但し、地層の走向がN60~75°E傾斜45~60°SEであるので、工事施工上流れ盤に注意する必要がある。

B 南部地域（根来断層より南、前山地域）

中央構造線の主断層は本地域では地表に現われていないが、菖蒲谷層分布域の南限近く（即ち前山の南端）の新規堆積物下を東西に通過するものと推定される。

中央構造線断層系については、長期間にわたる形成史を持つと共に活断層としてもよく知られている。

建設地盤として、活断層地域をあえて選ぶことは地球科学的観点からは当然避けるべきことである。

根来断層は中央構造線の派生断層のひとつであり、当地域ではこれと南の主断層に挟まれた南北約700mの地帯（前山）が大きな意味での破砕帯を成している。

その破砕は地下深部迄及んでいるので、和泉山脈中央部の大規模な破石場に見られる如き、堅硬な地盤が地下に期待されるものではない。

さらに中央構造線の運動に伴う破砕が著しく、至る所にグーじ化帯、（断層に伴う著しい破砕、粘土化帯で角礫化した岩片と粘土の集合体。水を含むと著しい軟弱化を生じる。断層粘土という表現では全くの粘土のみと解釈され易いのでグーじという表現を用いた）が存在するも

注 グーじ化帯のN値は表層附近で16、破砕帯中の劣化部における最小補正值で27、平均値21、程度を有している。

のと考えてよい。従つて施工中施工後の災害が最も懸念され、造成後も切土、盛土にかかわらず良好な地盤は期待し難い。

本地域では現在厚い植生のため破砕帯の地表露頭に乏しいがこれは逆な見方をすれば破砕帯が現在の地形斜面条件下で植生により保護され地上の崩壊を免がれているのであるが之が造成により植生が除去された時には長雨期に際して斜面における地沁りやクリープ性表層変形による移動が予想されるのである。

従つて本地区は広域的な造成を目的とした場合の地盤評価としては北部和泉山脈主部では地形が急峻で岩盤深度が浅いという点、南部前山地域では中央構造線の運動に伴う破砕粘土化が著しく施工中、施工後の災害を生じる可能性が充分にあるという点で、いずれも土地利用には好ましくない地形地質と判断される。

以上のように、本地区の開発に対して非常に悲観的な報告がなされている。

参 考

中央構造線の性格（K社の報告抜粋S.49.12）

中央構造線は多数の派生断層を伴うある巾を持つた断層系で、過去1億年以上にのぼる複雑な形成史をもっている。

根来断層もひとつの派生断層であり、当地域ではこれと南の主断層に挟まれた南北約700mの地帯（前山）が大きな意味での破砕帯を成している。

学術的な論拠はここでは省略するとしてこの破砕帯は第三紀中新世以前の大規模な左ズレ変位によつて形成されたもので（市川、宮田、1973）

E N E 性の派生断層もそれに伴い形成された古いクーデルシア（水平ズレに伴う派生的な剪断面の一種）と見なし得る。（宮田ら、1974）

この古創（キズ）は第4紀においては右ズレ断層運動による変位面として、利用され、又垂直成分は破砕帯ブロックの衝上運動という形で認められる。

この右ズレの平均変化速度は岡田（1973）により5～10m/10³年のオーダーと計算されている。

一方中央構造線に沿うその活動に直接関与したとみられる地震の確実な記録はない。

又近年の微小地震観測結果からも、和歌山市附近の集中があるにもかかわらず近畿の中央構造線沿いの地震発生は皆無に等しい。

他方、明治以来繰返えされる水準測量や、三角測量の情報からも有意な水平変位は認められない。(EX、四国における検討結果；岡田 1970)。

即ち少くとも明治以来においては中央構造線に沿った地域で地震活動による瞬間的変位も持続的なクリープ性変位も認められないのである。

このことと前述の $5 \sim 10 \text{ m} / 10^8 \text{ 年}$ という平均変位量とはどのように結びつければ良いであろうか、松田 (1973) はマグニチュード 7 ～ 8 のオーダーの地震が $10^2 \sim 10^8 \text{ 年}$ の間隔で起つたとすれば常時変位を零としても上記の変位量は説明し得ると計算している。

活断層というイメージからは常時変位が連想されるが活断層としての中央構造線の変位は間欠的なものである。

5) 県企画部の調査とは全く別に当土地開発公社に於いても建設省専門官の現地調査と指導のもとに N 社に委託して慎重に調査を進めて行つたのである。

先づ全体の地表地質調査を行うと共に特に谷部の地質土質については、ボーリング貫入試験、土質試験を併用し、谷部の盛土についての支障の有無について N 社に委託して調査した所、S 50 年 1 月当地区の土地開発について谷部の高盛土が施工可能という報告を得たので、第二次調査を進めることとした。

第二次調査としては主として山地部の調査を目的とし、広汎な弾性波探査、ボーリング、トレンチによる地質調査、また第一次の補足としての谷部軟弱層の地質、土質調査試験、更に山地部の地山材料の盛土材としての性質の検討を含めて実施した。その結果 S 50 年 8 月本地区土地造成の基本的計画と基本的な土地利用に関する報告を得たのである。

先づこの第一次、第二次を通じて調査解析を行つた概要は次のとおりである。

1. 地表地質調査	一 式	計画面積 88ha	
2. ボーリング調査	第1次16ヶ所	240m (平均 15m/ヶ所)	
	第2次27ヶ所	780m (平均 29m/ヶ所)	
	計 43ヶ所	1020m (平均 24m/ヶ所)	
3. 弾性波探査	測 線11本	8400m (平均764m/ 本)	
4. ポータブルコーン調査	測 点61点	477m (平均 0.8m/ 本)	予想外に硬くて入らなかつた。
5. トレンチ調査	地 点24所	264m ² (平均13.2m ² /ヶ所)	山頂近くの地点1ヶ所平均30m
6. 土 質 調 査	第一次	第二次	計
標準貫入試験	126回	71回	197回
不攪乱試料採取	29点	11点	40点 (物理試験)
圧 密	11点	8点	19点
三 軸 uu	3点	6点	9点
三 軸 cu	6点	5点	11点
一 軸	10点	—	10点
7. 盛土材の土質調査	—	6点	6点 (物理試験)
締 固 め	—	12点	12点
三 軸 uu	—	12点	12点
三 軸 cu	—	4点	4点
圧 密	—	4点	4点
8. 地 質 解 析	弾性波・ボーリング・トレンチ一式		
9. 土質調査解析及び基本設計	土質試験・切盛土の安全・沈下検討・基本設計・施工方法の検討		
10. 総 合 解 析	切盛土の総合検討一式		

N社報告の要旨は次のとおりである。

研究学園ゾーン西部エリアとして企画の対象になつている当調査地域は、紀の川に沿つて東西に走る中央構造線の近傍に位置している為に断層が存在し、かつ基盤岩全体が何がしかの破砕を受けている。

地域内で特に大きな断層と考えられるのは新池・桜池・しょうぶ池・別所池を結ぶ根来断層（或は菩提峠断層）と呼ばれているものであるが、この他どろ池の沢沿い、内谷池の沢沿いの線構造も断層と考えられる。

このような地質条件は多少程度の差はあるにせよ紀の川沿いの地域では一般に考えられることで、本計画地だけの特殊事情ではないが、この地域を開発する場合には、先づ第一に考慮しなければならない制約条件となるのは止むを得ないことである。

この地域の断層の危険度については諸説あるが、根来断層を横切つて設けられた構造物がここ100年程の間で地層のずれによつて破壊した記録は見当らない。

又ここ1000年程の間で中央構造線の本計画地域周辺の地下に震源を持つと考えられる地震が発生した記録もなく、数十万年及至数百万年のスパンの地質的な時限の中で現象としては既存の断層に沿つた地盤の変動或は新しい断層の発生等も考えられるが、工学的な時限の範囲ではそのような変動の起こる可能性は少ない。

しかしながら本レポートでは最悪の場合も考慮して安全設計を行うと云う立場をとり、上記根来断層の谷部は盛土部分とし盛土上は緑地・グラウンド其他に利用し、人の住む建造物はここには設けないことを提唱している。

更に、どろ池の沢沿い、内谷池の沢沿いの断層についても、山地を開削して造成した平面上でこれ等の断層が通ると予想される線はこれをまたぐ建物の計画を避けるように提案している。

この地域には断層があり、これに伴う破砕作用もある。又、基盤が比較的軟かい砂岩を主体とし若干の泥岩・頁岩・礫岩等の層を含むものであり、空气中に露出すれば風化を受け易い種類の岩であることから、当然のことながら計画地域内には地すべり崩壊の跡が見られ、粗雑な造成のやり方をすれば地すべり、崩壊を誘発することになるのは明白である。本レポートには、

この様な危険を避けて造成を行う為の具体的な方法を説明してある。

即ち、長大法面を形成しないような造成計画を立てること、地すべり斜面の末端を掘削したり、頭部に載荷するような土工計画をしないこと山腹道路を避ける計画にすること、法面や法肩附近に法面に並行する断層線が現われるような造成を避けること、但し局部的にどうしても、そのようなヶ所ができる場合はよう壁、枠工等で補強する等の手段を考えること等である。

本計画地域は上記のような地質であるため、造成に当つてはそれなりの制約を受けるが、その他の点では必ずしも不利な造成地と云う訳ではない。

計画地は既存の県道に近く、数kmに及ぶ引込道路を新設しなければならない造成地に較べれば格段に有利である。又都市や近郊における造成地では一般に残土の処理が大きな問題で10km以上離れたところに土捨場を準備して、そこ迄残土を運んで処理する程度のことは珍らしい事ではない。この事から考えれば本計画のように残土を処理できる谷が開発地域内にあると云うことは、こよなく有利な条件と云えよう。

本計画では上記のように残土を処理する場所として地域内の谷を考えここに盛土することを想定したので谷部の地盤調査を実施し盛土基礎としての適否を検討したが谷部の地表を覆う軟弱層は一般の軟弱地盤に較べれば程度のいい方で深度3m程度迄のN値は2乃至8それ以深では10以上、深度6乃至7mで基盤の砂岩に達し、ここでは硬過ぎてN値の測定が不能となる。盛土の基礎としての谷部地盤の処理については谷の出口部分では軟弱地盤の掘削置換えを行いアースダム築造に準じた盛土を行い、それより谷奥部では軟弱土層は残置し地表にサンドマットを敷き、かつ暗渠排水等の処置をした上で盛土することを提案している。

40m程度の盛土を行つた場合基礎の軟弱地盤は最終的には1m程度の圧密沈下して治まるがそれ迄に要する期間は局部的に特に軟弱な部分を除き3.4年程度である。盛土部分も地盤の部分と同時に圧密沈下を起すが標準の転圧が行われていれば基礎地盤の沈下が治まるよりずっと早い時期に盛土部分は固まつている筈である。

このような盛土基盤の処理は一般の造成地でも普通に行われていることで

本計画地にだけ特別に要求されているものではない。

地山の主体をなす砂岩についてはこれが盛土材料として適当なものであるか否かの試験を実施した。この材料は自然に崩壊したものが雨水によつて流され堆積したような状態では軟弱層に準じた始末の悪いものであるが、適正な含水比のもとで十分に締め固めると密度の高い充分な強度を持つた盛土になる事が分つた。

掘削した直後の自然含水比は締め固めの最適含水比に極めて近いものであることも分つたので盛土材としては格好なものと云えよう。

以上述べて来た調査、検討の結果に基いて本地域の造成案として基本的な姿を考えると先づ万燈山を中心とする尾根部をできる丈掘削して平場を作りここを造成地の中心とすることが提示されよう。模式的に水平に山を切り取るとしてE¹、145乃至E²、150位にはできる見込みである。若し残土を本計画地外に持ち出して処理することができれば更に低くする事も可能であろう。次にこの造成地に南から進入するメインの道路は谷部に築造した転圧盛土上及び尾根部を通つて取り付けられる事が望ましいが、計画上これも可能である。このような基本構想について本レポートは土工の数量的な検討を行つている。

この他に本レポートで扱つた事項として環境条件の変化に対する処置方法の検討がある。これは造成に伴つて雨水の流出、又砂の流出条件が變つて来るのでこれ等に対応して洪水調節及び砂防を目的とするダムの新設又は盛土によつて埋められる溜池の代替池の建設等の計画である。これについては既設の溜池の機能を全く浸害しないで、環境条件の変化に依つて新しく生じた負担は一切新設の溜池で処理する条件で計画した案と既設の溜池の農業用水貯留機能を或程度犠牲にしてその分は金銭的に補償することや、下流域の放水路の改修によつて洪水処理能力の増大を計ることを折込んで新設溜池の規模、数量を極力小さくした案の2案について検討してある。この事によつて造成地の切土部分の面積が若干變り後者の案に基づく切土面積は前者の案、 185.000 m^2 に比し約18%の増加となり切土部総面積は約 219.000 m^2 となる。但し、北側造成区での切土部縁辺部及び断層部分を除く有効面積

は前者の $93,000\text{ m}^2$ に比し、約 26 % の増加となり約 $117,000\text{ m}^2$ である。なお、これらの切土部では 10.0 t/m^2 以上の地耐力が期待しえる為、特に高層な建物を造らない限り、建物の基礎としては十分な基礎地盤と考えられる。

以上述べて来たように本計画地域の地質構造上の弱点を如何に克服して安全な造成計画を立てるかと言うことが本レポートの主調となつてゐるが、以下に地質、土質及び造成計画基本検討に分けて、それぞれの分野での調査、解析の内容が詳しく示されている。尚、造成工事着手前に更に調査、検討が行われるべきとするならば、万燈山を中心とする尾根部に $\text{E}2$ 、 145 乃至 $\text{E}2$ 、 150 の標高での横坑による調査を実施される事が望ましい。

6) 結 び

当公社が N 社に調査検討を委託した時に考えていた基本理念は「山が無ければ崩れない」ということであつた。それは標高 203 m の万燈山 (203 高地) の頭を横に切り谷を埋めて広い平坦地が出来れば斜面の地沁りや崩壊の場所が少くなり、より安全な造成が出来んだろうという考えの実現性にかけての検討であつたと言える。

幸いにして N 社の報告はその計画実現の可能性を証明してくれたし、地区内での切盛均衡の有利性さえ強調している。

過去にかつらぎ町の青年の家、打田町の仙溪学園、和歌山市の鳴滝団地等の紀の川北岸沿いの県の施設が基礎工事で手戻り工事を余儀なくされた例は中央構造線沿いの地質の悪いことに起因しているのだと仄聞するが、必ずしも一概にそう言い切ることは出来ないのではないか。何故なら、個々に調査して見ると、他の原因が加味されておつたりそれが事後対策によつて解決されているということは設計条件に対する認識の甘さと無理があつたと言われても仕方がないであろう。

本地区の地質の難しさに対する判断は、K 社、N 社何れの報告も同じである。異なるのは前者が回避することを提唱しているのに、後者が綿密な計画と慎重な施工管理による開発を提唱していることである。

地質が難しいと言つて開発を回避していたのでは地入り地帯を諸所に抱えた紀の川北岸の地帯は低開発の為に取残されることを甘受しなければならない。

しかし、K社の注告は決して忘れてはならないことである。之を忘れた時に我々は計画と施工に失敗するであろう。

ともあれ研究学園西部エリアは未開発のまま現在に至っている。

大学新設より既存大学の充実へと国の方針が変更され、一般社会経済の低調から県としても設備投資が抑えられているからである。

そうこうしている中に昭和の森が研究学園と共存するよう計画され実施されようとしている。亦大規模農道も地区内を東西に貫通すべく着工されようとしているのである。何れは研究学園施設も実施されるであろうが、「君子危きに近寄らず」で開発を回避するのが良いか「虎穴に入らずんば虎子を得ず」で開発をするのが良いか何れも応用地質学の研究目的としてふさわしいことであろうけれども自然を知り自然を利用して土地利用の高度化を図ることこそ、我々技術者の責務ではないかと思われるし、地質が難しい程、応用地質の進歩もあるのではないかと思考されるものである。

今後共、学会の御指導、御鞭撻を御願ひして止まない次第である。

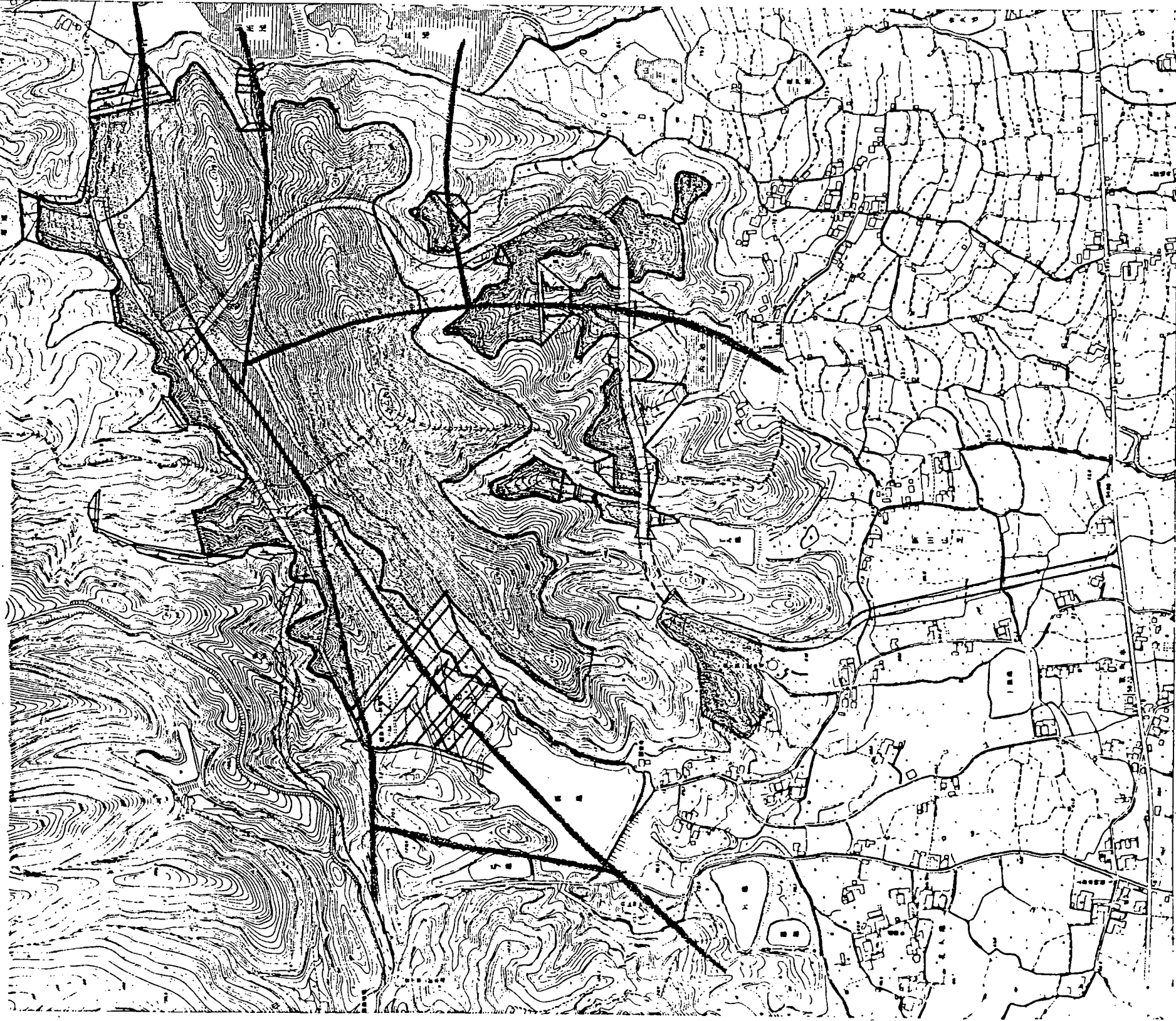
研究学園ゾーン西部エリア

土地造成計画(N社試案の1)

団地	切土面	盛土面	合計	切土量
北側1団地	18,600 ^{m²}	16,700 ^{m²}	35,300 ^{m²}	3,680 ^{m³}
南側70ヶ7	11,200 ^{m²}	28,000 ^{m²}	61,200 ^{m²}	336 ^{m³}
合計	29,800 ^{m²}	191,200 ^{m²}	410,000 ^{m²}	4,016 ^{m³}

断層破砕帯

計画道路

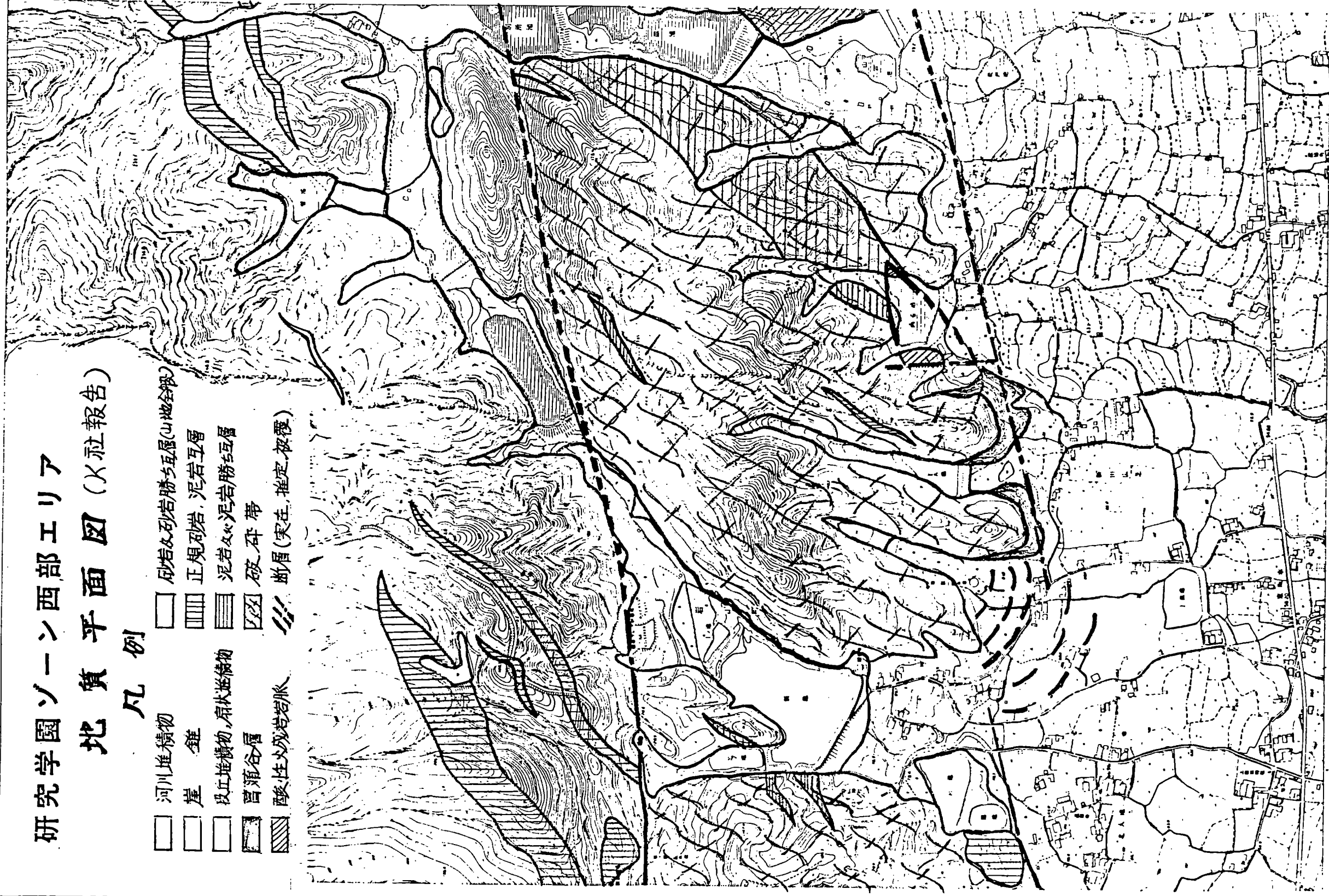


研究学園ゾーン西部エリア

地質平面図 (K社報告)

凡例

-  河川堆積物
-  崖 錐
-  段丘堆積物、扇状地堆積物
-  宮前谷層
-  酸性火成岩岩脈
-  砂岩及礫岩勝ち互層(山地全概)
-  正規砂岩、泥岩互層
-  泥岩及礫岩勝ち互層
-  破砕帯
-  断層(実在、推定、被覆)



和歌山県橋本市南海電鉄宅造地の地質について

北浦善昭* 神田四男**

- (1) 本域は橋本市北東部の東-西約6 Km、南-北約1.5~3.5 Kmの区域に散在する6ヶ所の宅造地で、その総面積は約730ヘクタールである。本域の北西部は和泉山系の高地が東-西につらなり、北西部尾根の標高は310m前後であるが、南ないし南西方向に低くなり、紀ノ川(すだ駅付近で約100m)の低地となる。従つて高地と溪谷低地との比高は150m~200m前後で壮年期の地形を呈する。

東部岩倉池の東側高地では最高海拔266m、最低は約150mにして比高110~120m程度である。その両端部では北部最高244m~約190m(比高約35m)、南部最高214m~約130m(比高約80m)で比較的緩やかな丘陵地となる。

水系は本域の東端境界に近く落合川、南流して吉野川にそそぐ。その他の小溪流として東より隅田川(仮称)、東谷川、橋本川等はいずれも南~北系にして、東~西系はその支流となる。

- (2) 地質構成を概観すると三波川結晶片岩類を基盤とし、北西部の山地には和泉層群分布し、その南方に中央構造線がある。中央構造線の南には菖蒲谷層が分布する。中央構造線には和泉層群の地向斜堆積物を破碎粘土化帯したグーシがみられる。

この粘土化帯は和泉層群堆積後に形成された中央構造線にほぼ調和的な断層系にもみられ、一般に北東~南西の走向で北側に急斜する。

- (2)-1 当域の三波川系片岩は一般に砂質片岩と泥質片岩、又はそれらの互層が観察されるが、東端SA地区では塩基性片岩と石英片岩等が見られる。

* 南海電鉄(株)

** 中央復建コンサルタンツ(株)

(2)-2 当域の和泉層群は主に塊状泥岩、礫岩層にて構成され、一部砂岩、泥岩の互層を伴っている。

和泉中部亜層群に特徴的な砂岩、泥岩（又は頁岩）の正規互層は発達せず、上部亜層群に相当するものと推定される。

(2)-3 この地層は当域中央K A地区の西部では一部NE-SW走向であるが、一般にNNE-SSWにて急斜し、又、グーシの最大巾はKB地区で100m以上の発達とみられる。

(3) 菖蒲谷層は、中央構造線の南部に発達し下部及び上部（志井田、粉川の竜門累層）に分けられる。

(3)-1 菖蒲谷層下部

構成は細礫を含む褐色粘土層、淡青色砂層及び小礫層であり、礫種は火山岩（石英安山岩質）、チャート、和泉礫岩で $\phi 2 \sim 3$ cmの亜角礫を含む砂層、シルト層、ビート層がレンズ状にはさまれ全体として南西方に緩斜している。

(3)-2 菖蒲谷層上部

大部分砂質礫層よりなり、レンズ状に白色シルト層をはさみ、結晶片岩類を不整合に覆う。

礫種は和泉礫岩、砂岩、チャート、泉南酸性岩よりなる。下部層の礫に比べ10~20 cmの大礫、巨礫が優勢で、下部層との境界附近の侵食面ではしばしば認められる。

地質図には上下部層をまとめて菖蒲谷層とした。

(4) 土質試験結果

(4)-1 中央構造線付近見取図（KB地区のA地点）に示した3試料とC地点2試料について土質試験を行った結果は別表のごとくで、試験試料の摘要は次のごとし、

試料番号	摘 要	採取巾
I	(A)点 M T L 上盤側の三波川帯黒色片岩	1.5 m
II	" " 和泉砂岩層グー ジ	1.5
III	" 下盤側菖蒲谷層(下部?)	1.5
IV	(O)点の和泉層群中の断層グー ジ	
V	" " 砂質頁岩	

(4)-2 試験結果は三角座標分類によると

G-M

塑性のない細粒分(シルト分)を含み、粒度分布の悪い礫、砂、シルトの混合物。圧縮性、膨張性はわずかである。

G-C

塑性のある細粒分(粘土分)を含み、粒度分布の悪い礫、砂、粘土の混合物(不透水性ある?)。圧縮性、膨張性はわずかである。

S-C

塑性のある細粒分(粘土分)を含み、粒度分布の悪い砂、粘土混合物。不透水性。圧縮性、膨張性はわずか〜普通

(4)-3 試料番号IIは中央構造線に沿うグー ジであるが、含水比が他の試料に較べて高い。これは水を含みやすく、崩壊の要因となろう。現在沈砂池になつている昭和池の北側よう壁面は降雨時等に数回壊れたので、めくら暗梁等で排水に努めた結果安定したという。

以 上

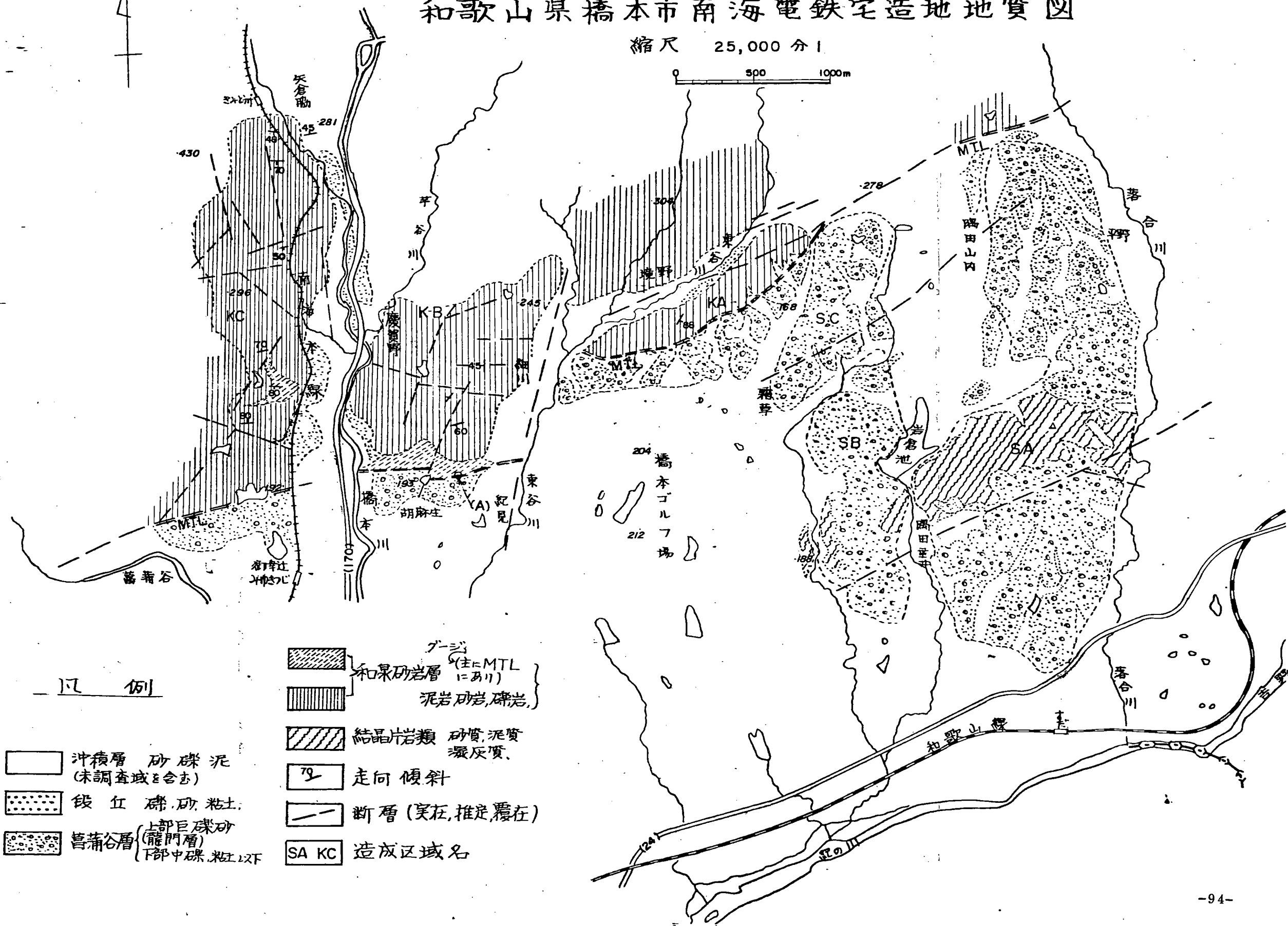
- 液性限界とは多量の水分を含む土が塑性体として最少のせん断強さを示す状態にあるときの含水比である。
- 塑性限界とは土に含まれた水分がさらに減少するともろくなり、力を加えると亀裂を生じやすく自由に変形し難くなるような限界。
- 塑性指数とは液性限界と塑性限界との差をいう。($I_p = W_L - W_p$) 塑性の度合を示す。すなわち塑性状態の含水比の巾が大きい土ほど塑性指数の値が大きい。

T.N.

和歌山県橋本市南海電鉄宅造地地質図

縮尺 25,000 分 1

0 500 1000m



凡 例

- | | | | |
|--|--------------------------------|--|-------------------|
| | 沖積層 砂 礫 泥
(未調査域を含む) | | 和歌山砂岩層 (主にMTLにあり) |
| | 段丘 礫 砂 粘土 | | 泥岩 砂岩 礫岩 |
| | 菅蒲谷層 { 上部巨礫砂 (龍門層)
下部中礫 粗以下 | | 結晶片岩類 砂質 泥質 凝灰質 |
| | | | 走向 傾斜 |
| | | | 断層 (実在, 推定, 覆在) |
| | | | 造成区域名 |

(スケッチ后に間知石積壁面となる)

厚^{2-3mm}程度の綫状で揉め
帚構造を呈する。
三波川系
黒色片岩。(泥質部に
綫状に砂質部が入る。)

青灰色
豆粒くま状の砂岩。
砂質頁岩、珪岩を伴う。
基質は石英緑泥岩、礫母
よりなるや、固結する。

中の砂岩、頁岩の
円く、亜円礫を伴い、褐色
を呈する。

-95-

土質試験結果一覽表 (基礎地盤用)

報告用紙

調査名・調査地点

南 海

整理担当者

試料番号	深さ	I	II	III	IV	V
深さ	m	~	~	~	~	~
粒 度 特 性	レキ分 (2000 μ 以上)	63	63	35	67	37
	砂分 (74-2000 μ)	30	13	33	72	40
	シルト分 (5-74 μ)	5	13	24	10	17
	粘土分 (5 μ 以下)	2	6	19	11	6
	最大粒径	22.1	25.4	10.1	25.4	19.1
特 性	均等係数 U_c	66.7	191.1	—	150.0	75.0
	曲率係数 U_c	13.1	14.1	—	41.7	0.75
	液性限界 w_L	21.0	29.0	31.5	30.0	28.5
	塑性限界 w_p	16.5	17.6	14.2	13.4	13.8
	塑性指数 I_p	4.5	17.4	17.3	16.6	9.7
分 類	三角座標分類	砂-シルト	—	砂-シルト	シルト質砂	シルト質砂
	日本統一土質分類	(G-H)	(GC)	(SC)	(SC)	(SC)
土 粒 子 の 比 重 G_s		2.673	2.649	2.721	2.743	2.651
	含水比 w	1.7	10.8	2.0	1.9	2.9
	湿潤単位体積重量 γ_t					
	間キキ比 e					
自然状態	飽和度 S_r					

昭和53年11月25日発行

編輯兼 大阪市住吉区杉本町459

発行者 大阪市立大学理学部地学教室内
日本応用地質学会関西支部
企画委員会
