

本資料は2000年3月31日付けで登録区分  
変更する。

東濃地科学センター 【研究調整グループ】

## 活断層の地域特性に関する調査

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1996年3月

株式会社 ダイヤコンサルタント

本文の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせ下さい。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松 4 番地 49  
核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:  
Technical Cooperation Section,  
Technology Management Division  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184  
Japan

©核燃料サイクル開発機構  
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)  
1996



本資料は2000年3月31日付けで登録区分  
変更する。

東濃地科学センター【研究調整グループ】

## 活断層の地域特性に関する調査

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1996年3月

株式会社 ダイアコンサルタント

活断層の地域特性に関する調査



要 旨

本調査は完新世に活動した断層に関する調査方法とその組み合わせの検討を実施した。さらに、沿岸地域、第四紀層が分布する平野部、第四紀層が分布しない山地部にてこれらの調査方法を適用性および問題点について言及した。

上記の目的のために、事例調査および文献調査を実施した。事例調査では、糸魚川-静岡構造線に対する現地調査を行い、これに、過去に実施された調査結果を加味して、地形解析から活断層（逆断層）が青木湖から松本盆地に分布し、変位速度は  $8.6 \pm 1.0$  mm / 年であることが解明された。

文献調査からは、一般的に断層の幅は、断層の変位に正比例すること、古い活断層ほど破碎幅が大きいと解釈された。

完新世の断層に関する調査手法の適用性および問題点は以下のとおりである。

1. 文献調査、地形調査、ボーリング調査は沿岸地域、平野部、山地部において適用できる手法である。
2. 沿岸地域の場合、海上であること、天候、機械の運搬等で調査手法が制限される。最も有効な手法は音波探査、重力探査、磁気探査である。
3. 第四紀層が分布する平野部では種々の手法が適用可能である。断層の変位、破碎幅、活動年代が現地踏査と、室内試験で解明できることさえある。トレンチ調査によって、活断層の有効な情報を得ることができる。深部の活断層に関しては、ボーリング調査及び孔内検層が不可欠な手法である。
4. 山地部においては断層露頭が限られるため、完新世の断層調査に困難性が伴う。現状では適切な方法は決められない。しかし、ボーリングによって採取された断層物質を使った、ESR法、フィッシュトラック法、熱ルミネッセンス年代測定、石英粒子表面構造解析が有用な手法となる可能性はある。

## The investigation on regional properties of active fault

### Abstract

In this study stage, investigation method and its assortment were examined on active faults, in which has become active during Holocene. Besides applications and limits of these method were afresh inquired each regions, namely the coastal region, the plain was formed Quaternary period and the mountainous district which Quaternary sediments weren't distributed.

For the purpose of above study, case studies and literature investigations were performed.

The results of case studies of field investigation for Itoigawa-Shizuoka tectonic line shows that active reverse faults exists at the area from Aoki lake to Matsumoto basin from topographic analyses and the rate of dislocation is  $8.6 \pm 1.0$ mm per year adding previous investigation results .

The literature investigation has resulted in which the width of the fault is direct proportion to the dislocation of the fault and elder active fault has larger crushing zone, as a general rule.

Applications and limits of investigation methods for Holocene faults is as follows:

1. Literature and topographic investigations and drilling are useful at three regions, namely the coastal region, the plain and mountainous district.
2. In the case of the coastal region, investigations are limited in kind for the presence of sea water, the weather and machine parts transportation etc. The most useful method is sonic prospecting, afresh gravity and magnetic prospecting.
3. Various methods are able to use in the plain was formed Quaternary. The dislocation, width of crushing zone and age of faults are determined for the field survey and laboratory tests in some case. Trench investigation supply helpful informations on active fault studies. With regard to deep active faults, drilling accompanying well logging is necessary for above objects.
4. It is expected that Holocene fault investigation in mountainous district is so difficult because of limit of out crop of fault. Under the existing conditions, suitable method can be determined. However some method, namely electron spin resonance, fission track method, thermoluminescent dating and surface structure of quartz grain may be valuable for deep fault investigations by the use of material in faults, in which was picked by drilling.

# 目 次

1. 調査概要 .....	1
2. 完新世断層に関する地表踏査 .....	2
2.1 調査方法 .....	2
2.2 空中写真による活断層トレース判読調査結果 .....	2
2.3 野外調査結果 .....	21
2.3.1 縮尺 1/10,000 による地表踏査結果 .....	21
2.3.2 断層露頭観察結果 .....	41
3. 活断層の破碎帯の調査手法に関する文献の収集 .....	55
3.1 文献収集の方法 .....	55
3.2 文献要旨集 .....	55
3.3 破碎帯に関する調査手法の適用例の整理 .....	113
3.4 破碎帯調査手法の適用性の検討結果 .....	119
3.4.1 文献調査 .....	127
3.4.2 地形調査 .....	127
3.4.3 地表地質踏査 .....	130
3.4.4 物理探査 .....	131
3.4.5 地化学調査 .....	141
3.4.6 ボーリング調査（含ピストンコアリング） .....	143
3.4.7 孔内検層（含ボアホールカメラ撮影） .....	144
3.4.8 トレンチ調査 .....	148
3.4.9 室内試験 .....	149
4. 活断層調査手法の総括検討 .....	151
4.1 調査手法と各種調査手法の組み合わせ .....	151
4.1.1 沿岸部を含む地域 .....	151
4.1.2 第四紀層が分布する平野部 .....	155
4.1.3 第四紀層が分布しない山地部 .....	160
4.2 活断層調査手法の適用上の妥当性に関する検討結果 .....	165

## 図 表 目 次

図 2.2.1	フォッサマグナ地域の第三系地質区分	8
図 2.2.2	新潟平野の地質断面位置索引図	9
図 2.2.3	新潟平野の地質断面	10
図 2.2.4	長野盆地周辺の地下構造	11
図 2.2.5	北部フォッサマグナ地域における屈折法地震探査測線の断面位置と重力異常	12
図 2.2.6	屈折法地震探査断面	13
図 2.2.7	中部日本の主要な活断層の変位速度	14
図 2.2.8	糸魚川静岡構造線に沿う左ずれ変位地形	15
図 2.2.9	松本盆地のブーゲ異常図（萩原ほか， 1986）	16
図 2.2.10	松本盆地中部を横切る地形面の投影断面図（小口， 1990）	17
図 2.3.1(1)	地表踏査結果図 # 1	26
図 2.3.1(2)	地表踏査結果図 # 2	27
図 2.3.1(3)	地表踏査結果図 # 3	28
図 2.3.1(4)	地表踏査結果図 # 4	29
図 2.3.1(5)	地表踏査結果図 # 5	30
図 2.3.1(6)	地表踏査結果図 # 6	31
図 2.3.1(7)	地表踏査結果図 # 7	32
図 2.3.1(8)	地表踏査結果図 # 8	33
図 2.3.1(9)	地表踏査結果図 # 9	34
図 2.3.1(10)	地表踏査結果図 # 10	35
図 2.3.1(11)	地表踏査結果図 # 11	36
図 2.3.2	露頭位置図（A， B， C露頭）	43
図 2.3.3	A露頭スケッチ	44
図 2.3.4	B露頭左側のり面， スケッチ	48
図 2.3.5	B露頭右側のり面， スケッチ	49
図 2.3.6	C露頭スケッチ	50
図 2.3.7	露頭位置図	51

図 2.3.8	D 露頭スケッチ	52
図 2.3.9	D 露頭拡大スケッチ	53
図 2.3.10	E 露頭スケッチ	54
図 3.1	水平変位量と破碎帯の幅との関係図	116
図 3.2	活動時代と破碎帯の幅との関係図	118
図 3.3	活断層調査のフローチャート	120
図 3.4	断層地形	129
図 3.5	第四紀層分布地域断層調査における物理探査法適用の概念と手順	132
図 3.6	規模の大きい低速度帯が測線を斜断する場合	134
図 3.7	新笹子トンネルにおける坑内～地表速度測定による破碎帯の傾斜角測定法	135
図 3.8	新笹子トンネル	135
図 3.9	地質構造と地温の関係 (Jakosky、1949)	138
図 3.10	音波探査の概要	139
図 3.11	音波探査記録の例	139
図 3.12	海底活断層の模式図	140
図 3.13	地中ガスと断層の関係 (川舟断層・大荒沢地区)	142
図 4.1	沿岸部を含む地域の活断層の調査手法	154
図 4.2	第四紀層が分布する平野部の活断層の調査手法	159
図 4.3	第四紀層が分布しない山地部の活断層の調査手法	164

表 3.1	文献要旨のフォーマット	57
表 3.2	調査精度・信頼度のランク区分表	58
表 3.3	破碎帯の性状・構造分類	59
表 3.4	活断層の活動特性に関する調査項目一覧表	60
表 3.5	活断層要素一覧	114
表 3.6	水平変位量と破碎帯の幅	115
表 3.7	活動時代 (B.P) と破碎幅 (m)	117
表 3.8	破碎帯の調査手法の適用性一覧表	121
表 3.9	空中写真のもつ一般的特徴	128
表 3.10	電気探査法の種類	136
表 3.11	ガス成分平面分布と断層との関係	142
表 3.12	孔内検層の種類	144
表 3.13	電気検層の各方法の特徴	146
表 3.14	放射能検層の区分	147
表 4.1	活断層調査手法の適用上の妥当性に関する検討結果	166

・ 卷末資料

現地露頭写真

・ 付図

付図 - 1 空中写真による活断層トレース判読図 (1:25,000) 4 葉

付図 - 2 地表踏査図 (1:10,000) 2 葉

・ 別冊

活断層の調査手法に関する文献集 48 編

・ 別納品

フロッピーディスク 1 式



## 1. 調査概要

(1) 調査件名：活断層の地域特性に関する調査

(2) 調査目的：活断層の地域特性に関する調査の一環として、我が国において、完新世に活動した可能性の高い断層について、地表での分布並びに、それに関する文献調査を行う。今回の調査では、活断層の地表分布は糸魚川－静岡構造線の性状を把握し、文献調査では日本の主要な断層の調査方法に関する資料を収集する。これらの結果から活断層に関する調査手法並びにその組み合わせ、さらに、これらの手法の妥当性に関する検討を行う。

(3) 作業範囲：完新世断層に関する地表踏査

活断層の破砕帯の調査手法に関する文献の収集

活断層調査手法の総括検討

(4) 作業内容：空中写真による活断層トレース判読調査 1 式

野外調査 1 式

文献収集 1 式

文献要旨集の作成 1 式

破砕帯に関する調査手法の適用例とその適用性の検討 1 式

調査手法とその組み合わせ、並びに適用上の妥当性に関する検討

1 式

(5) 調査期間：自 平成 7 年 1 0 月 5 日

至 平成 8 年 3 月 4 日

(6) 委託者：動力炉・核燃料開発事業団 東濃地科学センター

地層科学研究開発室

(7) 受託者：株式会社ダイヤコンサルタント 名古屋支店

## 2. 完新世断層に関する地表踏査

### 2.1 調査方法

#### (1) 1/10,000 空中写真による活断層トレース判読調査

調査対象とする活断層について、1/25,000の地形図を用いて活断層の地表部における詳細トレース図（ストリップマップ）を作成した。ストリップマップの作成は、長さ約20kmの主要断層を中心にその片側各2kmの範囲について行った。

#### (2) 野外調査

調査対象とする活断層については、現地において変位地形確認、地形面分類を行い、1/10,000の地表踏査図を作成した。地表踏査図の作成は、長さ20kmの主要断層を中心に、片側約0.5kmの範囲について行った。

また、調査対象とする活断層の断層破碎帯の露頭から、破碎幅、内部構造、固結度などの、破碎帯の性状に関するデータを収集した。

### 2.2 空中写真による活断層トレース判読調査結果

#### (1) 日本海東縁プレート境界説と北部フォッサマグナ

中村(1983)は北米-ユーラシアプレート境界が、北海道日高中軸帯から日本海東縁にジャンプし、現在この領域に両プレート境界が位置すると考えた。当時、地震学的には相対的に静穏であると考えられていた日本海で1983年に日本海中部地震が発生し、この仮説は一躍脚光を浴びることになった。その後、この仮説については地震・活断層・地質などさまざまな角度から検討が加えられてきた。とくに、この問題は現在のテクトニクスのみならず数百万年前から進行した地質構造形成史が関連し、さらに対象となる範囲も北海道・東北日本のみならず西南日本までおよぶ。このため仮説が提示されてから10年を経ているが、その妥当性については、多くの検討の余地をのこしている。日本周辺のプレート境界については、その後北日本がオホーツクプレートに属するという新しい仮説も提示されている（瀬野，1993）。北日本がいずれのプレートに属するかという問題は、あくまで剛体プレートの運動論にもとづいた議論であり、塑性-脆性的な島弧地殻に対して剛体プレートの運動論を細部まで適応すること妥当性については、疑問が投げかけられている（江口，

1984 ; Heki et al., 1990 )。プレート相対運動モデルから期待される日本海東縁での収束速度は、東北日本が北アメリカプレートに属すると仮定すると  $10 \pm 3.5\text{mm} / \text{年}$  程度であり (NUVEL-1 に基づく)、オホーツクプレートと仮定した場合は瀬野 (1993) の計算によれば  $6\text{mm} / \text{年}$  程度である。このように小さな収束速度しかもたないプレート境界を塑性的な島弧地殻の中で検出するためには、精度の高い長期間地殻変動のデータが必要である。北米プレート説が、いまだに「説」と呼ばれている背景には、確かなデータに基づいた検証の難しさがある。

東北日本の地質構造は現在島弧と平行する逆断層によって特徴づけられている。これらの逆断層の一部は現在も活動的であり、横手盆地西縁の千屋断層による陸羽地震 (1896 年) や出羽丘陵西縁の酒田衝上断層系による庄内地震 (1894 年) などの歴史地震を引き起こしている。測地 (中根, 1973 ; Sato, 1973), 発振機構 (小菅ほか, 1994), 活断層 (活断層研究会, 1991) も島弧と直交する方向での短縮変形・圧縮応力場の卓越を示している。これらの一連の短縮変動は鮮新世末 (約 3Ma) 以降に顕著なものである (Sato & Amano, 1991)。現在の東北日本の地質構造は現在の短縮変動の結果のみで説明するのは困難で、日本列島の形成に大きな影響をもたらしたより古い地殻変動の痕跡を明瞭にとどめている。とりわけ 25-15Ma の日本海の形成にもなって形成された地殻構造は現在の活断層を規制しており、地質構造の形成過程について言及することは地震学的にも重要である。

現在の日本列島における第三紀の地層の分布は、東北日本と西南日本ではきわめて対照的な分布を示す。とくに東北日本ではかつての背弧海盆の堆積物が現在陸上に広範囲に分布している。これら第三系の堆積物の厚さは、陸上では秋田平野・新潟平野の地下では極めて厚く、仁賀保・新潟平野で実施された 6km に達するボーリングによっても、第三系の地層を掘抜いていない (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992)。これらは日本海の形成に伴うリフト帯の堆積物であり、現在の東北日本の大半は中新世にはリフト帯に属していたことになる。

南東北の日本海側には、6km 以上の第三系を堆積させている新潟平野が形成されている。新潟平野は 25Ma 前後からリフトとして形成された正断層に規制された盆地であり、その南西は北部フォッサマグナのリフトへと連続する。

## (2) 新潟-北部フォッサマグナ地域の地質構造からみたネオテクトニクス

新潟から北部フォッサマグナにかけての地域は、日本海側に分布する新第三系の中で最大の層厚を示し、新潟市南方の新潟平野中軸部で掘削された6,000mのボーリングでも、リフトベイスンの上部層までしか到達していない（佐藤・佐藤，1992）。また、同様に北部フォッサマグナにおいても、地表に露出する地層の厚さのみでも5000mに達するとされている（Kato, 1992）。この地域の地質構造は大きく2つの断層によって規制されている。すなわち松本から糸魚川に続く糸魚川静岡構造線の北部と、新潟平野の南東縁から長野市に続くNE-SW方向に伸びる断層で、北部では新発田-小出構造線、南部では津南-松本構造線（小坂，1985）と呼ばれる（図2.2.1）。ここでは便宜的に新発田-松本線と呼ぶことにする。この新発田-松本線を境にその北西側では前述したように厚い第三系が分布し、強く褶曲している。これに対しその南東側では、主として先第三系や第三系下部の火山碎屑岩が分布し、変形は軽微である。つまり、新発田-松本線の南東側の上越山塊は、近似的にはあたかも剛体的に挙動しているように見える。

新潟平野の断面（図2.2.2, 2.2.3）からは、新発田-松本線は基本的には新潟-北部フォッサマグナの堆積盆地を形成した西傾斜の正断層と解釈される。現在、新潟平野の東縁部に見られる活断層は、インバージョンの結果、盆地側が隆起するような西傾斜の逆断層として活動している。新潟市を東西に切る断面（図2.2.3）では、日本海沿岸の角田山の東側に大規模な断層が存在することが明らかにされている。この断面沿いの試錐資料をもとに圧密補正を施した復元断面（鈴木，1989）では、この断層はかつては西傾斜の正断層として発生したと考えられる。したがって、現在の新潟平野は中新世のリフトベイスンの東側に位置し、このベイスンの軸は佐渡ヶ島と角田山の間に位置すると推定される。角田山東縁の断層は、その基底部分が1.1Ma（佐藤ほか，1988）とされる灰爪層に垂直方向で約2.5kmの変位を与えており、2-3mm/年の垂直変位速度が推定される。さらに断層面の傾斜を45°と仮定すると実際の変位速度は4-5mm/年に達する可能性があり、いずれにせよA級の活断層となる。この断層は従来活断層とは認定されていない（活断層研究会，1991）。これは、地形学的な調査のみでは山地と沖積層が接する場合、活断層の認定が困難になるためである。ここで述べたのは従来の地質情報に基づく推定であるが、今後早急に検討すべき課題である。

新発田-松本線での、テクトニック・インバージョンは北部フォッサマグナでも顕

著に認められる。長野市を通る測線で実施された爆破地震動観測による地下速度構造によれば、新発田－松本線は北西に傾斜した正断層であり、4km/secの厚さは低下側で3～4倍になり、約3kmほどの垂直変位を生じている（図2.2.4, Asano et al., 1969a, b）。現在この断層は北西側隆起の逆断層として活動しており、この断層を震源断層として善光寺地震（1847年）などを引き起こした。

北部フォッサマグナグラバーンの西端を画する糸魚川静岡構造線の北部のセグメントについては、松本盆地周辺で爆破地震観（Ikami et al., 1986）や重力の精密測定（萩原, 1990）が実施され、東に傾斜した断層であることが判明した（図2.2.5, 2.2.6）。この断層は現在、東側隆起の左横ずれ成分を伴う逆断層として活動しており、第三系からなる東側の山地を隆起させている。ここでも、顕著なインバージョン・テクトニクスが見られる。なお、この断層については近年トレンチ調査が実施され、現在、断層の最終活動時期から平均再来周期を上回る年月が経過していることが明らかにされている（奥村ほか, 1994）。以上の松本盆地から大町周辺の物理探査データと地質学的資料を考慮すると、現在、糸魚川－静岡構造線の北部のセグメントは東に傾斜した逆断層であり、これは北部フォッサマグナ形成時に正断層として形成されたものであると判断される。したがって、従来から指摘されてきた東北日本が糸魚川－静岡構造線を境に西に向かって飛驒山地の下にアンダースラストしているというテクトニックモデルを示唆する直接的な資料はない。

これまで述べてきたように、北部フォッサマグナは糸魚川－静岡構造線と新発田－松本線の正断層に境された大規模なグラバーンとして形成された。このグラバーンは3～6kmに及ぶ堆積物で充填され、その後の短縮変動によって盆地内堆積物が激しく褶曲するとともに、両端の正断層が逆断層として再動し、盆地内堆積物を隆起させたと考えられる。

北部フォッサマグナにおいて、第四紀後半における変位が著しい地域は、松本盆地東縁から青木湖にかけての糸魚川静岡構造線と長野盆地北西縁から十日町に連なる部分である。青木湖以北の糸魚川静岡構造線では、第四紀後半の活動を示唆する資料は得られていない。現在この地域の主圧力軸の方位は発振機構からWNW－SSE方向であり、これと直交する方向で活断層の分布を眺めると、青木湖周辺からSSE方向に長野盆地北西縁の活断層が現れ、互いに補完しあって変形している状況がうかがえる（図2.2.7）。第四紀後半の動きから見ると、青木湖以北の糸魚川静

岡構造線については活断層と認定する資料は得られていない。

### (3) 北部フォッサマグナと周辺地域の主要活断層の変位速度

図 2.2.7 は、中部地方の主要な活断層について、最近数万年間の平均変位速度を図示したものである。既に述べたように、北部フォッサマグナ及び新潟地区に発達する断層のうちで現在最も活動的なのは、青木湖以南の糸魚川静岡構造線、新発田—松本線に沿う活断層群、および長岡平野西縁から角田山東縁に至る活断層群である。この内、新発田—松本線の中部の善光寺地震断層が生じたセグメントは、完新世の河成段丘の変位とボーリング資料から、 $2\text{--}3\text{mm}/\text{年}$ の垂直変位速度を有することがわかった（地質調査所，1990）。この値は垂直成分のみであるから、総変位速度（ネットスリップ）はこれより大きい。

糸魚川静岡構造線の北部・犀川の狭窄部付近では、約 16ka の河成段丘の変位から  $2.7\text{--}3.5\text{mm}/\text{年}$  の垂直変位速度が得られている（小口，1990；図 2.2.7，2.2.10）。この値も垂直成分のみであるから、総変位速度（ネットスリップ）はこれより大きい。同じく糸魚川静岡構造線の北部・松本市中山では、約 55ka の扇状地面が  $475 \pm 25\text{m}$  の左ずれを示すことから、 $8.6 \pm 1.0\text{mm}/\text{年}$  の変位速度（左ずれ）が得られている（図 2.2.7；Ikeda & Yonekura, 1986）。この付近では、断層線に沿って顕著な pressure ridge が発達するので（図 2.2.8），かなりの水平短縮成分も存在すると予想される。ここより北では、糸魚川静岡構造線は大局的には東傾斜の逆断層（左ずれを伴う）である（後述）。糸魚川静岡構造線の変位速度は、この他に諏訪湖南方と甲府盆地西方の 2箇所でも明らかになっている。諏訪湖南方では、 $7\text{--}9\text{mm}/\text{年}$  のほぼ純粋な左ずれ変位を示す（藤森，1991）。甲府盆地西方では、重力探査によって断層の浅部地下構造が明らかになり、その結果松本盆地以北とは全く異なり、西傾斜の低角（約  $18^\circ$ ）逆断層であることがわかった（隈元・池田，1993）。地表変形のパターンと地下構造から変位速度（逆断層成分のみ）を求めると  $6.3\text{--}8.3\text{mm}/\text{年}$  となる（隈元・池田，1993）。

#### (4) 糸魚川静岡構造線の活動と飛騨山脈の隆起問題

飛騨山脈の東縁には顕著な地形境界があるにもかかわらず、そこには活断層が存在しない。逆に、松本盆地東縁に位置する糸魚川静岡構造線は、飛騨山脈が沈降するようなセンスの動きを示す（池田，1990；図 2.2.7）。既に述べたように、諏訪湖北の糸魚川静岡構造線は東傾斜の逆断層である。図 2.2.9 の松本盆地のブーゲ異常図（萩原ほか，1986）を眺めると、飛騨山脈から松本盆地の東縁に向かって徐々に減少した重力異常値は、糸魚川静岡構造線越えると急激に立ち上がっている；これは松本盆地を埋積する低密度の堆積物が東傾斜の断層で犀川丘陵の第三紀層と接していることを示している（萩原ほか，1986）。一方、飛騨山脈と松本盆地の境界にはこのような重力異常の急変帯が認められない。

図 2.2.10 は松本盆地を横切る河成段丘のプロファイルである（小口，1990）。飛騨山脈内に発達する河成段丘は東に向かって徐々に比高を減じ、松本盆地の沖積層下に埋没する。山麓斜面を切る常念岳断層は、高位面群をわずかに変位させているが、波田面（50–60ka）より新しい段丘は切っていない。したがって、飛騨山脈の東縁部は顕著な断層を伴わずに松本盆地側へ傾き下るような緩やかな撓曲変形をしていることになる。一方、犀川丘陵内には段丘地形が顕著に発達し、盆地東縁部で東側隆起の断層運動があることを示している。犀川丘陵内の第 III 段丘（約 16ka）は飛騨山脈東麓の森口面に対比されるが、両段丘は糸魚川静岡構造線によって 35m の垂直変位を受けている（小口，1990；図 2.2.9）。したがって、糸魚川静岡構造線の変位速度は垂直成分だけでみても 2.7–3.5mm / 年という大きな値になる。

以上の証拠から、飛騨山脈を隆起させるようなスラストは存在しない。従来多くの研究者によって暗黙のうちに西傾斜のスラストと考えられてきた糸魚川静岡構造線北部は、実は東傾斜のスラストであり、飛騨山脈を沈降させるようなセンスの動きを示す。飛騨山脈東縁部の変形は断層を伴わない緩やかな撓曲変形である。飛騨山脈の隆起の原因は、未だよく分かっていないが、火成活動に伴う隆起であるとす説（池田，1990，1996）と地殻水平短縮によるとする説（Fukao & Yamaoka, 1983；山岡，1996）の 2 説がある。

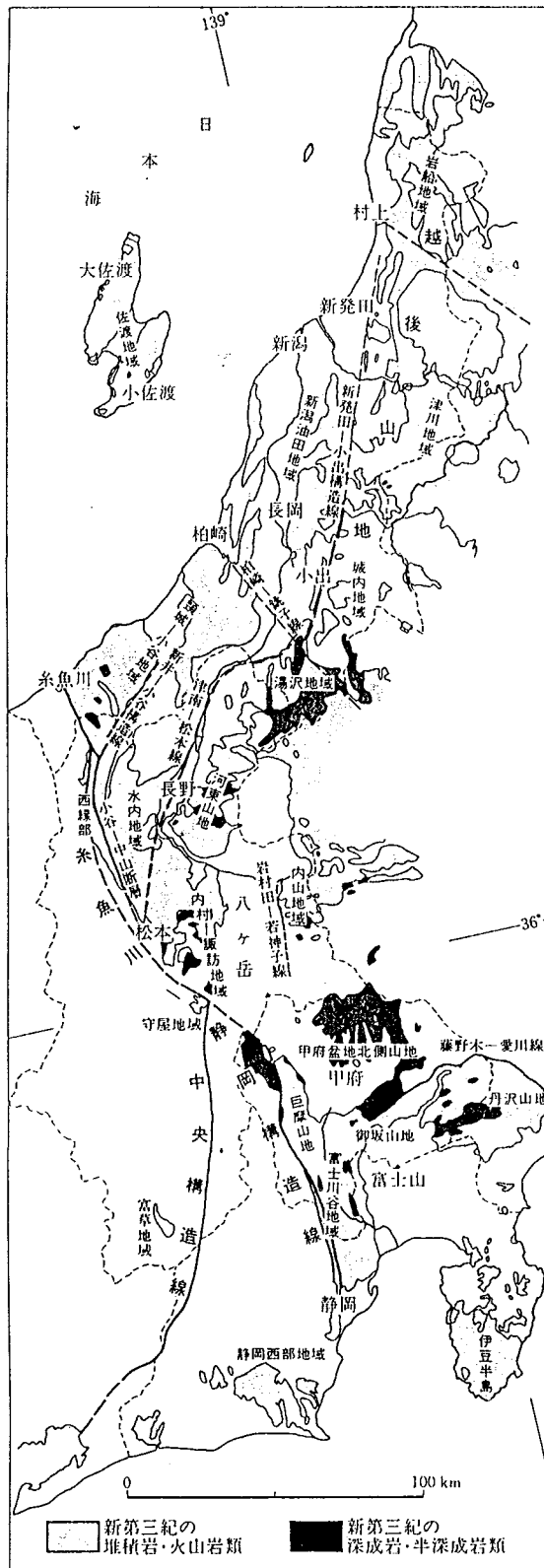


図 2.2.1 フォッサマグナ地域の第三系地質区分  
(日本の地質中部地方 I 編集委員会編, 1988)



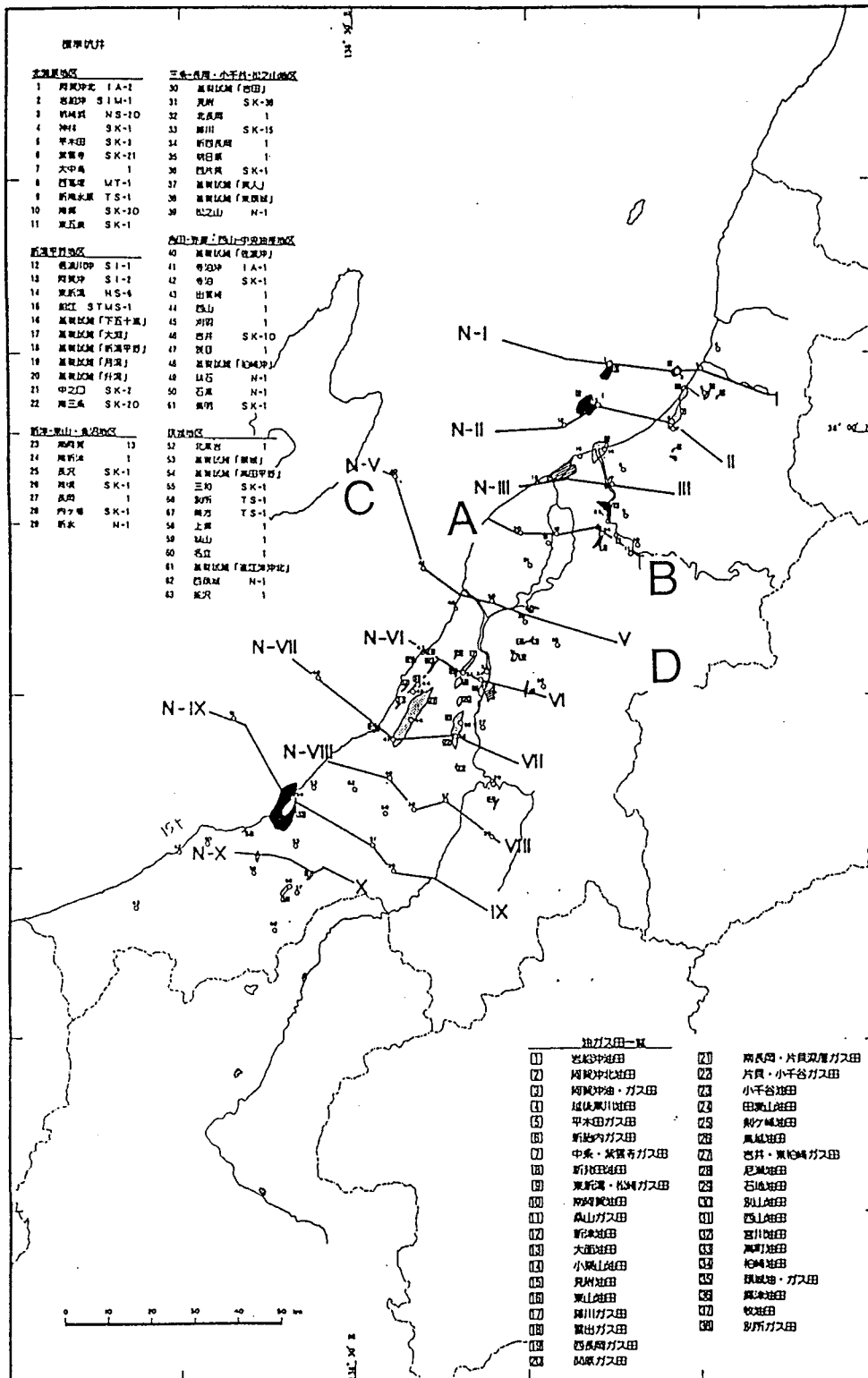


図 2.2.2 新潟平野の地質断面位置索引図  
 (図 2.2.3 参照, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992)

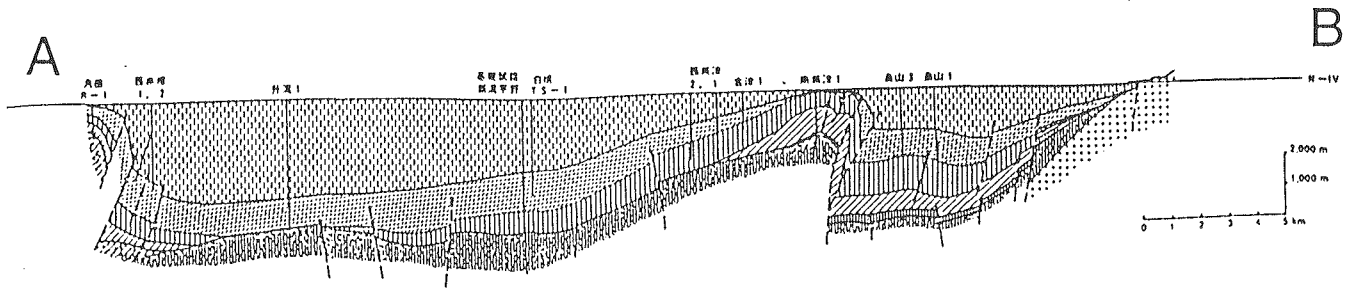


図 II B-54 d 主要地質断面図

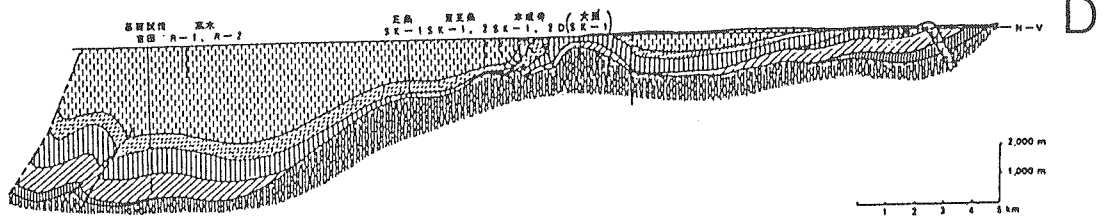
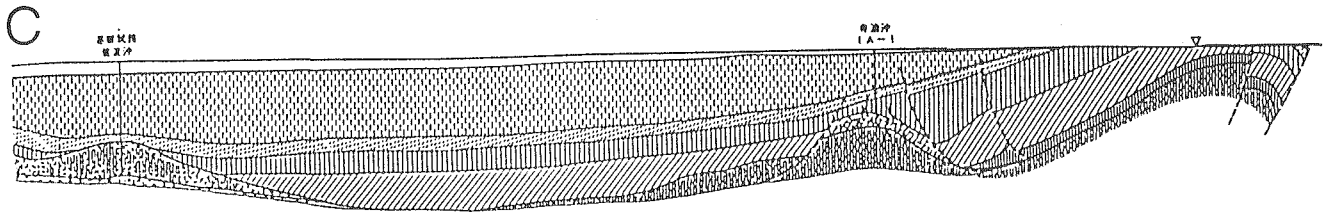
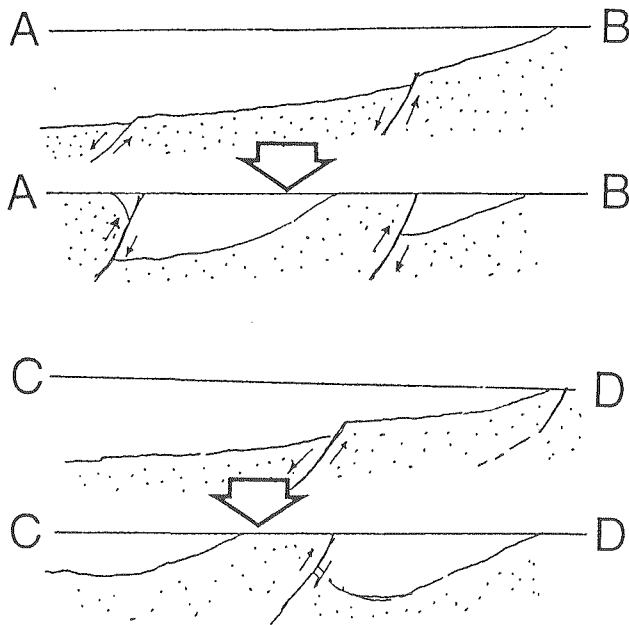


図 II B-54 e 主要地質断面図



凡例

- 灰爪階以浅
- 西山階
- 椎谷階
- 寺泊階 (上部/下部)
- 七谷階 (泥岩相/グリーンタフ)
- 基盤岩 (花崗岩)
- 基盤岩 (中生界・古生界)
- 砂岩
- 礫岩
- 凝灰角礫岩・凝灰岩
- 溶岩
- 侵入岩

図 2.23 新潟平野の地質断面  
 (図 2.22 参照, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992)  
 左下に記入したのはインバージョンテクニクスによる解釈

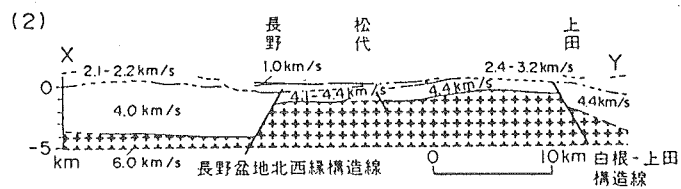
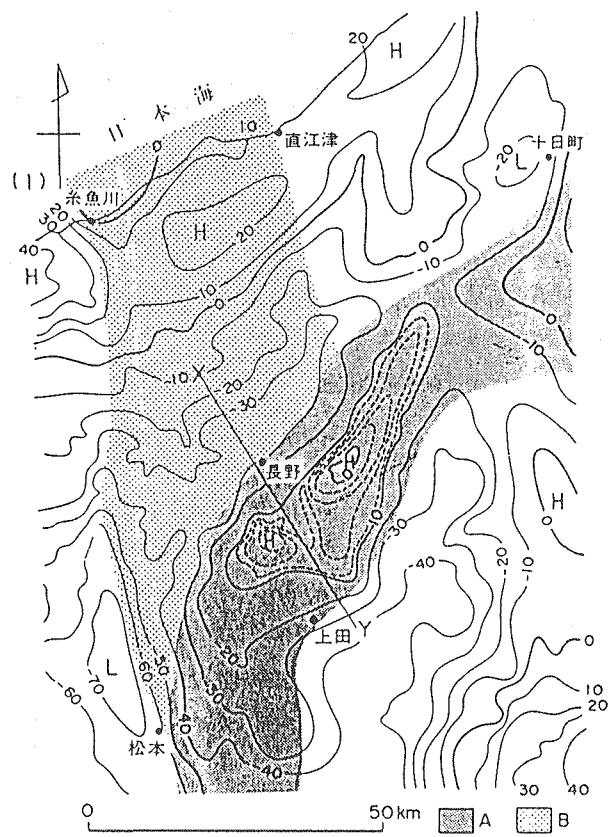


図 2.24 長野盆地周辺の地下構造  
 (加藤・赤羽, 1986 による編集図) 断面は Asano et al. (1969) にもとづく



図 2.2.5 北部フォッサマグナ地域における屈折法地震探査測線の断面位置と重力異常 (Kato, 1992)。測線位置は図 2.2.6 に対応

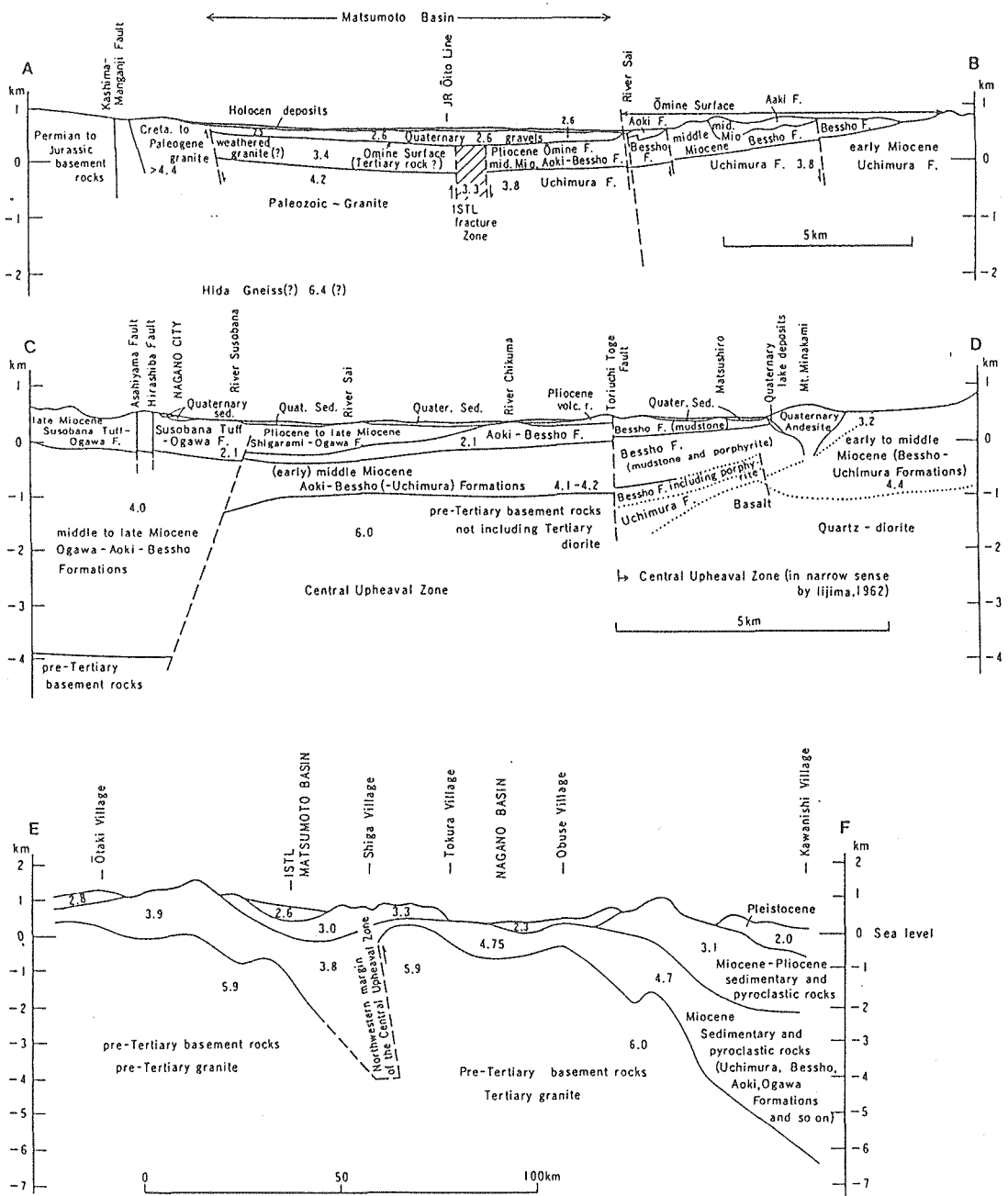


図 2.2.6 屈折法地震探査断面

(Asano et al., 1969, Ikami et al., 1986 をもとにした Kato, 1992 による図,  
地層名は Kato, 1992 による推定)

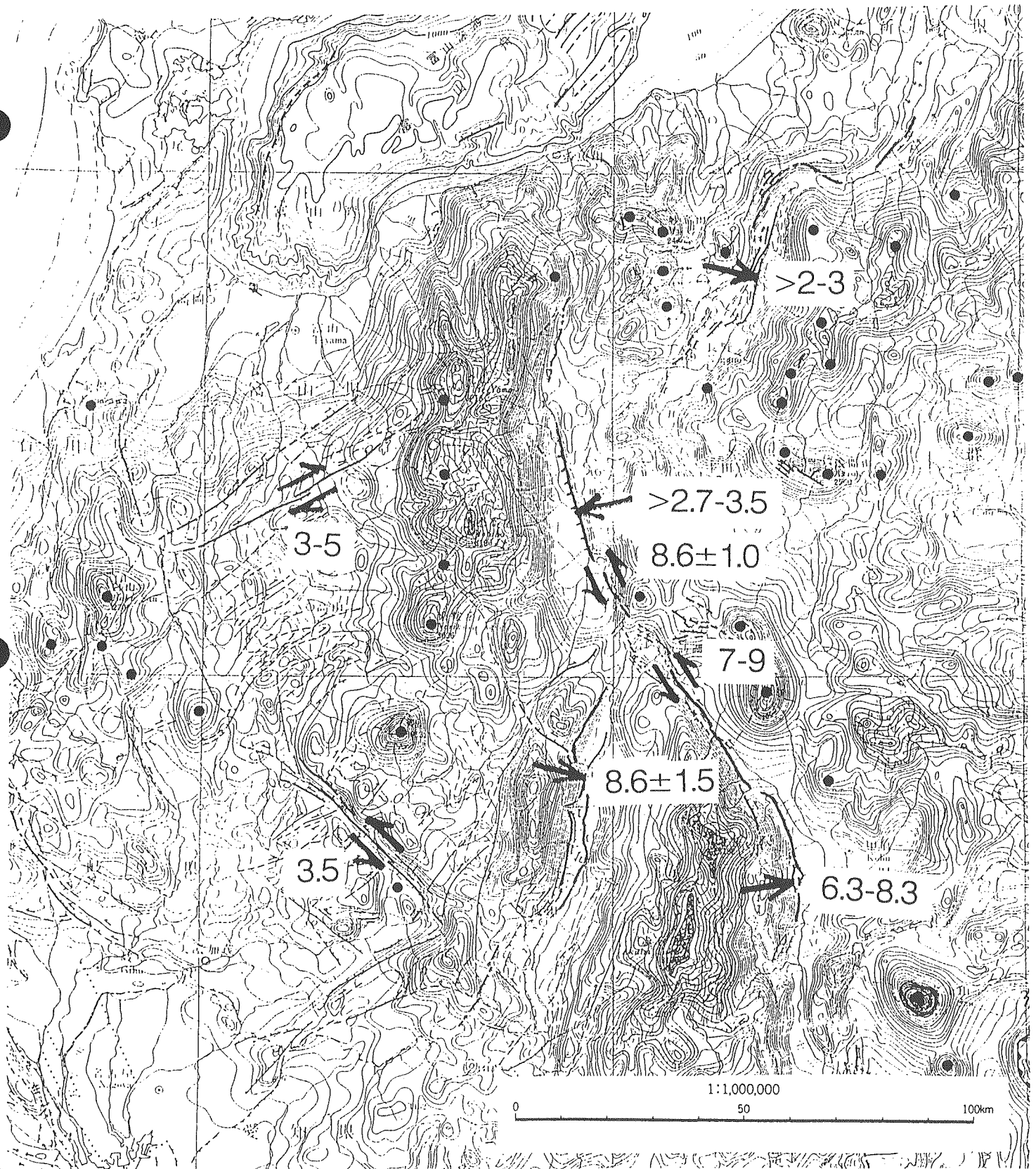


図2.27 中部日本の主要な活断層の変位速度  
 (ベースマップは、活断層研究会, 1991による) 変位速度の単位は mm / 年。単独の矢印は逆断層, 向かい合う一組の矢印は横ずれ断層を表す。黒丸は第四紀火山

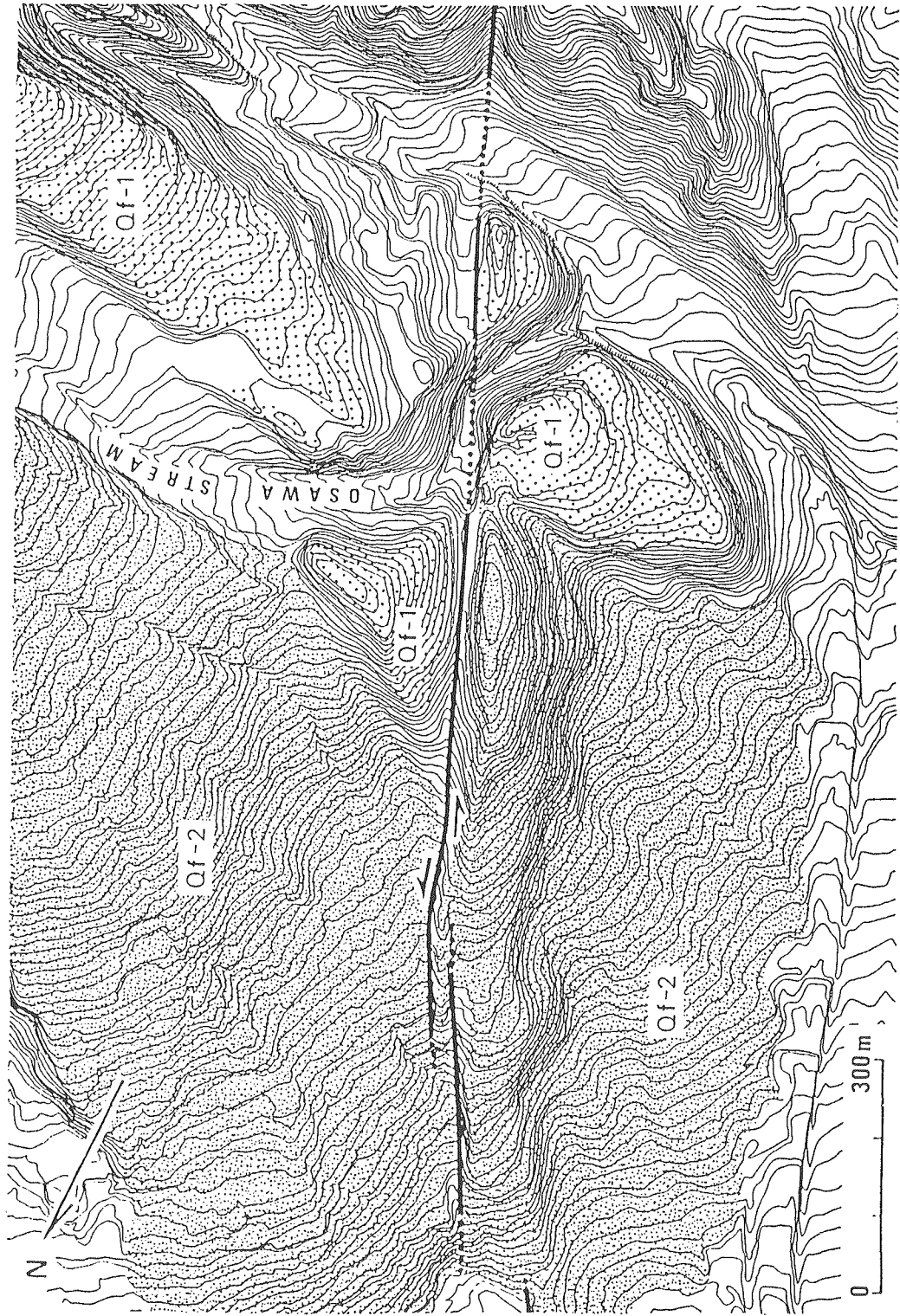


図 2.2.8 米魚川静岡構造線に沿う左ずれ変位地形 (Ikeda & Yonekura, 1986)。場所は松本市中山。Qf-1, Qf-2は最終水期に形成された扇状地面。この2つの扇状地面を境する侵食崖が475 ± 25 m 左ずれしている。Qf-2の年代は55 ± 5kaなので、変位速度は8.6 ± 1.0 mm / 年となる。断層の西側ではQf-2が変形して pressure ridge 状の地形を形成していることに注意；かなり大きい水平短縮成分を有するものと推定される。

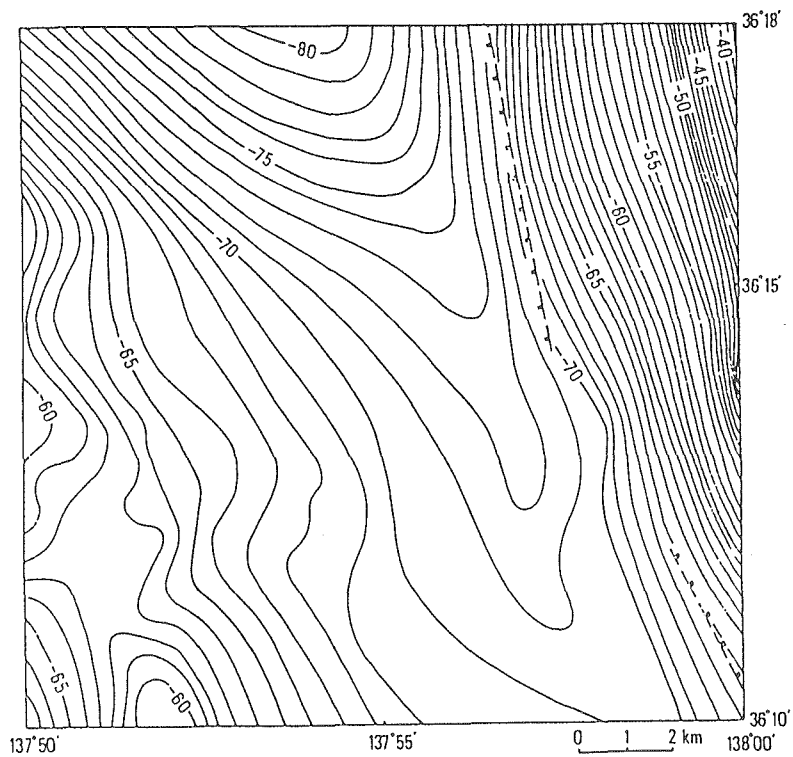
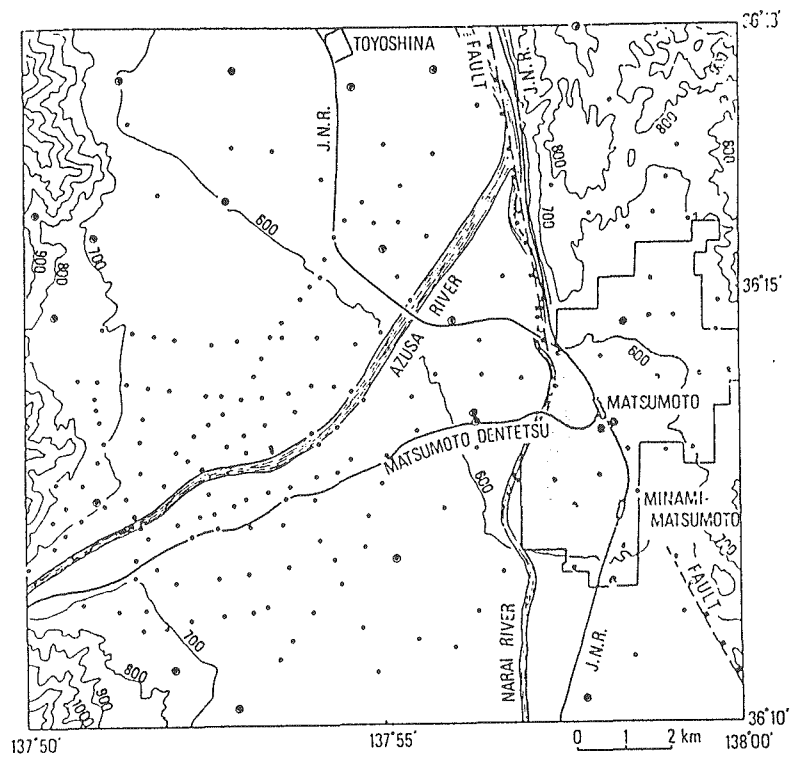


図 2.2.9 松本盆地のブーゲ異常図 (萩原ほか, 1986)

上図は測点位置を示す。下図は等ブーゲ異常線図。糸魚川静岡構造線(点線で示す)を越えると東側で急に重力異常値が増加する。飛騨山脈東縁にはこのような重力異常急変帯がないことに注意。



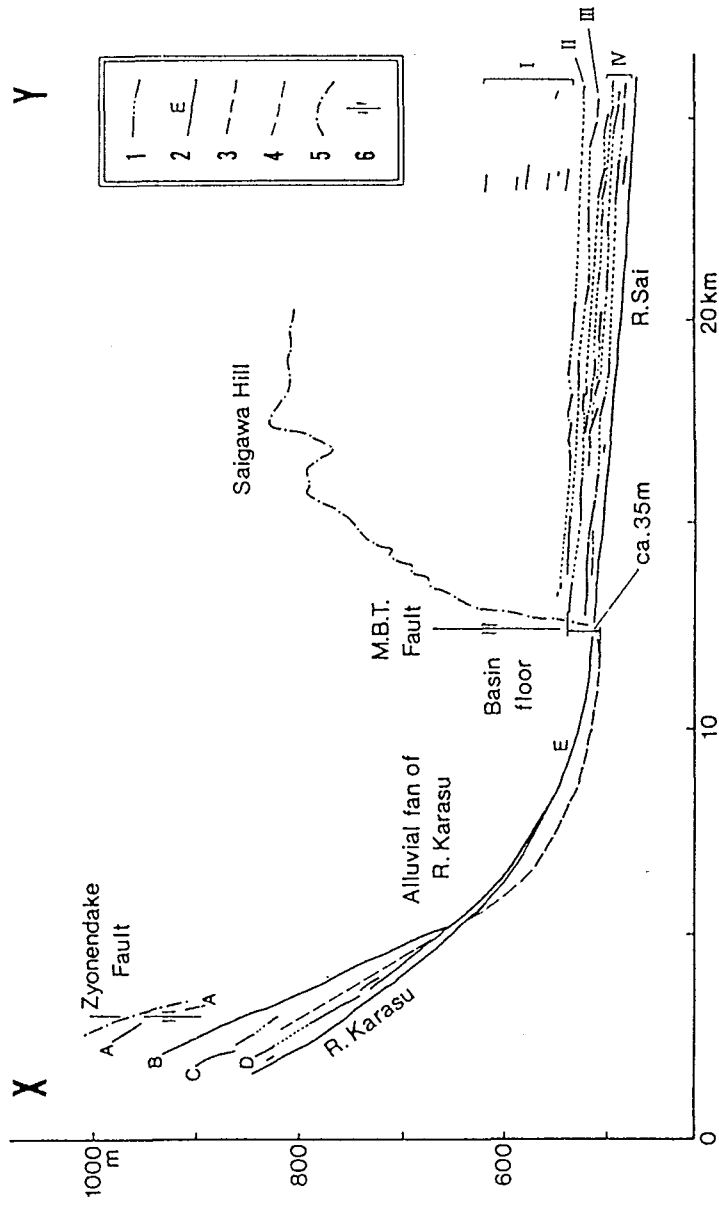


図 2.2.10 松本盆地中部を横切る地形面の投影断面図 (小口, 1990)

断面の位置は鳥川から松本盆地を経て犀川狭窄部に至る線。1, 河成段丘面; 2, 現河床もしくは現生の沖積面; 3, 4, 上海渡・押出礫層の基底面; 5, 山地・丘陵の背面; 6, 活断層。飛騨山脈東麓の河成段丘面: A, 高位面群; B, 波田面; C, 森口面; D, 上海渡面。犀川丘陵内の河成段丘面: I~IV。

引用文献

- Asano, S., Ichikawa, K., Okada, H., Kubota, S., Suzuki, H., Nogoshi, M., Watanabe, H., Seya, K., Noritomi, K. and Tazime, K., 1969, Explosion seismic studies of the Matsushiro swarm area Part I. Explosion seismic observations in the Matsushiro earthquake swarm area, Special Rept. Geol. Surv. Japan, 5, 1-162.
- Asano, S., Kubota, S., Okada, H., Nogoshi, M., Suzuki, H., Ichikawa, K. and Watanabe, H., 1969, Explosion seismic studies of the Matsushiro swarm area Part II. Underground structure in the Matsushiro earthquake swarm area as derived from explosion seismic data, Special Rept. Geol. Surv. Japan, 5, 163-203.
- 壇原 毅, 1968, 日本における過去 60 年間の上下変動, IV. 中部地方, 測地学会誌, 13, 66-74.
- 江口孝雄, 1984, 日本海東縁のテクトニクス. 月刊地球, 6, 55-60.
- Fukao, Y., and Yamaoka, K., 1983, Stress estimate for the highest mountain system in Japan, *Tectonics*, 2, 453-471.
- 萩原幸男, 1990, 重力からみたフッサマグナの構造とテクトニクス, 地学雑誌, 99, 72-80.
- 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫, 1986, 糸魚川-静岡構造線の重力調査(1) - 松本盆地中央部のブーゲー異常と構造解析 -, 地震研究所彙報, 61, 537-550.
- Heki, K., Takahashi, Y. and Kondo, T., 1990, Contraction of northeastern Japan: evidence from horizontal displacement of a Japanese station in global very long baseline interferometry networks. *Tectonophys.*, 181, 113-122.
- 藤森孝俊, 1991, 活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成, 地理学評論, 64, 665-696.
- Ikami, A., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Hasai, A., Moriya, T., Miyauchi, H., Matsu'ura, R.S., Wada, K., 1986, Seismic-reflection profile in Nagano prefecture, central Japan, *J. Phys. Earth*, 34, 457-478.
- 池田安隆, 1990, 侵食と隆起: 山脈形成論の観測的基礎, 地震, 43, 137-152.
- Ikeda, Y., and Yonekura, N., 1986, Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in Central Japan, *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 18, 49-63.

- Kato, H., 1992, Fossa Magna - A masked border region separating southwest and northeast Japan, Bull. Geol. Surv. Japan, 43, 1-30.
- 活断層研究会, 1991, 新編・日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会, 437p.
- 小坂共栄, 1985, 信越方向, 大峰方向ならびに津南一松本線, 信州大学理学部紀要, 19, 121-141.
- 小菅正裕・佐藤魂夫・長谷川昭・鈴木貞臣・本谷義信, 1994, 東北・北海道における浅発地震のメカニズム解の空間分布, 地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, 297.
- 隈元崇・池田安隆, 1993, 南部フォッサマグナ, 甲府盆地の低角逆断層とネットスリップ, 地震, 46, 245-258.
- 中根勝見, 1973, 日本における定常的な水平歪 (I) (II). 測地学会誌, 19, 190-208.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性. 震研彙報, 58, 711-722.
- 小口高, 1991, 松本盆地中部における活断層の垂直変位速度, 活断層研究, 8, 15-21.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉, 糸魚川 - 静岡活断層系の最近の断層活動 - 牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査, 地震, 46, 425-438.
- Sato, H., 1973, A Study of horizontal movement of earth crust associated with destructive earthquakes in Japan. Bull. Geogr. Surv. Inst., 19, 89-130.
- Sato, H., and K. Amano, 1991, Relationship between tectonics, volcanism and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan, Sediment. Geol., 74, 323-343.
- 佐藤 修・佐藤時幸, 1992, 秋田および新潟油田地域に発達する西黒沢期玄武岩 - 基礎試錐「仁賀保」・「新潟平野」で認められた玄武岩のもつ意義 -. 石油技術協会誌, 57, 91-102.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司, 1988, 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その 4 : 総括一太平洋側および鮮新統/更新統境界の模式地との対比, 石油技術協会誌, 53, 475-491.
- 瀬野徹三, 1993, 日本付近のプレート運動と地質, 科学, 63, 711-719.

鈴木宇耕, 1989, 日本海東部新第三系堆積盆地の地質, 地質学論集, 32, 143-183.

Tanaka, M., 1982, A map of regional denudation rate in Japanese mountains, Trans. Japan. Geomorph. Union, 3, 159-167.

天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992, 改訂版・日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 520p.

## 2.3 野外調査結果

### 2.3.1 縮尺1/10,000による地表踏査結果

図 2.3.1 # 1 [白馬町落倉～切久保]

図幅内には、段丘面を変位させる断層が大別して2列認められる。このうち東側の断層は（浅間山断層と仮称する）、姫川左岸に沿って南北に延びる丘陵の西縁と、その西側に広がる高位扇状地面（H1面）とを境し、図#1の範囲より北へ更に数km追跡できる。浅間山断層は、西側低下の断層崖をなしているが、この崖に沿った沖積錐等の新しい地形面には、断層変位が認められない。多分、楠木川以北では、中位面形成期ないしはそれ以降、浅間山断層は活動を終えている可能性が高い。しかし、楠木川以南（図#1の北端部およびそれ以南）では、低位面（L1面、L2面）を変位させており、完新世にも活動的である。

浅間山断層の西側を平走する断層（切久保断層と仮称する）は、高位扇状地面（H2面）を変位させる西側低下の低断層崖を成す。断層の東側40～60m位の範囲に撓曲変形が認められる。浅間山断層の南の延長部では、中位面（M面）および低位面（L1面）に変位が認められないので（図#2の北端部参照）、最近数万年間は活動をしていないものと考えられる。

(1)本図幅より北では糸魚川静岡線沿いに活断層が認められないこと、(2)上記の2断層が高位面ないし中位面相当の時代まで活動しそれ以降活動を終えていること、および(3)本図幅より南では完新世にも断層活動が認められること、等から判断して、糸魚川静岡線は時代とともに北から南へと活動を停止しつつあると推定される。

図 2.3.1 # 2 [白馬町北城]

上記の浅間山断層の南方延長部は、図幅北部で3列の断層に分岐する。これらの断層は、いずれも低位面（L1面、L2面）を変位させて、西側低下の低断層崖を成している。

図幅南部のでは、松川を作る低位扇状地面（L2面、L3面）を変位させる西側低下の低断層崖が認められる。この断層の隆起側では、低位扇状地面がL2面以降少なくとも4段以上に段丘化しているので、完新世に複数回の断層活動があっ

たことが推定される。

#### 図 2.3.1 # 3 [白馬町]

本図幅内では、東側の第三紀層からなる山地と西側の平川の作る扇状地面（完新世後期～現世）との境界部（姫川沿い）に断層が存在するものと推定されるが、低断層崖は認められず、従って断層の正確な位置は不明である。図幅北東部の蕨平付近には、高位面および中位面相等と考えられる数段の段丘面群が孤立的に発達し、恐らく断層活動による相対的な隆起を反映しているものと推定される。

#### 図 2.3.1 # 4～# 6 [神城盆地]

活断層は、神城盆地の東縁の丘陵基部に沿って走る（写真 1, 2）。

堀之内では、L1面 L2面を変位させ、崖高数mの低断層崖をつくっている。地質調査所によってこの低断層崖が掘削され（トレンチ調査、写真 3, 4）、L1面を構成する湖成層が盆地床（L3面）の泥炭層に衝上する低角度逆断層が確認された（1995年11月）。

谷地川兩岸の低い面上（L3面の中でもっとも低い面）には、低断層崖は認められない。この断層の最後の活動時期より、この部分の地形面の形成時期の方が新しいことを示している（断層は地下に伏在しており、断層はこの地形面の堆積層に覆われている）。なお、この谷地川の上流（堀之内の約1km東）のL1面と区分した段丘面の露頭で、AT火山灰（約24万年前の噴出年代を示す火山灰）が見つかっている。

三日市場のすぐ西側から東佐野の南までの盆地の東縁には、再び低断層崖がつづく。L2面では崖高約5m、L1面では崖高10m未満、M面では崖高15m以上と、明らかに変位が累積していることがわかる。また、この断層崖に平行するように、崖の上の地形面には、高まり（膨らみ）がみられる（高まりの西側は盆地に向かって撓み下がる）。この高まりから断層崖（盆地床との境の崖）までの間の斜面には、1～2段の小崖があるが（図\*\*）、これらの小崖は、地形面の分布と小崖の配列から判断して、おそらくL1面やL2面形成時期の古神城盆地の旧汀線（旧湖岸線）に相当する小崖と考えられる。つまり、活断層はもっとも西側（盆地側）の崖基部に位置し、この活動によって断層東側（上盤側）のM面～L2面は、それぞれ隆起を繰り返してきたと理解される。

東佐野の南の小谷では、谷の北側には低崖があるが、谷の南側（谷底は L3 面に相当）にはない。つまり、本地域では L3 面と分類した中にも断層変位を受けている場所（三日市場や堀之内）とそうでないところ（東佐野の南の小谷）があるが、これは、L3 面（完新世の後半に形成）と分類した面が、必ずしも同一の地形面ではないため、今後は、この L3 面をそれぞれの場所でさらに細分することが必要であろう。

これらの活断層の活動度 (Slip-Rate) を直接評価する資料は、われわれはこれまでのところ得ていない。断層の両側のボーリング（山崎 1981, 下川 1987）によれば、東佐野付近では盆地床下約 50m 付近で AT 火山灰が確認されている。したがってこの深度と断層東側の L1 面高度との比高を単純に断層の上下変位量とすると、この活断層の平均変位速度の上下成分は約 3mm/年と見積もることができる。しかし、トレンチ調査結果、断層面が地表付近では相当低角度になること（断層線の平面形からも予想できる）を考えると本活断層の slip-rate はこの上下成分の平均変位速度より大きいことは明らかであろう。

#### 図 2.3.1 # 7 [青木湖]

本図幅北部、神城盆地と青木湖の間には、飛驒山脈側から供給された土石流堆積物が堆積しており、青木湖と中綱湖はこの土石流が姫川を堰止めることによって形成されたと考えられている（例えば、山崎、1979）。堆積面上には DKP 火山灰が風成で残っていることから、この堆積物の年代は 8-10 万年より古いと考えられている（山崎、1979）。凹凸に富んだ表面の地形から判断して、この土石流堆積物は径 200m に達する巨大な岩塊を含むものと推定される。この堆積面を変位させる断層（西側低下）が 2 列認められる。東側の断層の変位量は 30-40m、西側の断層の変位量は不明である。

東側の断層の延長上では、青木湖湖底に西側低下の明瞭な断層崖が存在する。

#### 図 2.3.1 # 8 [中綱湖]

中綱湖の北東側には、湖面からの比高 20-40 の位置に 2 ないし 3 段の湖成段丘が認められる。このうち L1 面相当と考えられる段丘面は、東に逆傾斜している。また、この段丘面を開析する谷の谷底面（L2 面相当）は、谷の出口付近を断層で切られているように見える。

中綱湖以南では、東側の第三紀層からなる丘陵の西縁が、極めて直線性の良い崖をなし、断層はこの崖の基部を走っているものと考えられる。本図幅南部では、犀川丘陵を開析する小谷の出口に形成された小規模な扇状地面（L3面相当）上に、比高2-4mの西側低下の低断層崖が認められる。

犀川丘陵西麓の断層崖より西側では、飛驒山脈東斜面を開析する谷が埋積されて、溺れ谷状の地形をなしている。犀川丘陵側に発達する上述の数段の湖成段丘に対比される地形面が、飛驒山脈側の山脚には全く認められない。また、飛驒山脈側の山脚は数箇所断層崖に接していることから、この断層を境に西側の古期岩類（および新期の谷埋め堆積物）が犀川丘陵の下に *underthrust* しているものと考えられる。

#### 図 2.3.1 # 9 [木崎湖北方]

本図幅内には、犀川丘陵側に低位面～中位面相当（L1～M面）と思われる湖成段丘が数段発達する。最高位の面（M面）は、比高60-70mに達する。飛驒山脈側には、低位1面（L1面）相当と推定される面（比高30-50m）が発達するが、この面は扇状地であり、従って当時の湖面レベルより高い位置に形成されたものである。飛驒山脈側では、現成の谷底面より高い位置には湖成の地形面が存在しない。このことは、犀川丘陵西縁に位置する断層の活動により、飛驒山脈側が相対的に沈降してきたことを示すと考えられる。

本図幅中部の崩沢では、低位2面相等の扇状地の末端が、西側低下の低断層崖によって切断されている。この面を開析する現成ないし低位3面相等と考えられる扇状地には、断層変位が認められない。

#### 図 2.3.1 # 10 [木崎湖中央付近]

活断層は、東海ノ口付近から木崎湖に入って、稲尾沢川がつくる大きな *delta-fan*（稲尾付近）の前縁を通り、南岸の木崎湖キャンプ場付近に向かうものと推定される。井内ほか(1987)の湖底地形図には、この線に沿って、湖底に西向き急崖地形が存することが示されている。稲尾沢川の *delta-fan* の西縁が南北に直線的であるのも、その前縁が西落ちの断層で限られていることと関係している可能性が考えられる。また、東海ノ口南方や稲尾沢沿いには、湖成と思われる段丘が認められる。これらは、木崎湖東岸部が隆起傾向にあることを示している。



図 2.3.1 # 1 1 [木崎湖南岸～信濃木崎駅付近]

この地区では、鹿島川が形成した扇状地が東に向かって大きく広がっており、木崎湖の排水河川で南流する農具川は、これによって流路を東に追いやられ、東側に位置する第三紀丘陵の西縁基部に沿って流れる結果となっている。この鹿島川扇状地地帯の東部に、扇面が、西落ちに変位したことを表す北北西—南南東方向の撓曲崖地形が認められ、これらに沿って西落ちの活断層が存在すると考えられる。

撓曲崖は、木崎湖南岸・木崎湖キャンプ場の南から信濃木崎駅の西方に至るものと、信濃木崎駅の東から南南東に向かうものに分けられる。いずれでもごく若い扇面まで変形に参加しており、前者においては、森付近に分布するやや古い扇面と木崎付近のより若い扇面、それらを開析する小谷底面がともに撓曲変形をなし、古い面ほど撓曲崖の比高が大きいことから、撓曲変形が量的に時代とともに累積してきていることが分かる。信濃木崎駅付近では、両撓曲崖の中間に位置する国道 148 号線沿いの部分も僅かながら高まっており、国道 148 号線に沿ってそのすぐ西側でも扇面の撓曲が生じている可能性がある。

#### 引 用 文 献

- 井内美郎・山崎晴雄・下川浩一（1987）：長野県青木湖の音波探査結果（予報），第四紀学会講演要旨集，17，116-117.
- 金子史朗（1958）：青木湖周辺の新期断層，地質学雑誌，64，94-95.
- 下川浩一・山崎晴雄（1987）：古神城湖堆積物からみた断層運動，第四紀学会講演要旨集，17，92-93.
- 山崎晴雄（1979）：長野県北城盆地活断層，地理学会予稿集，17，60-61.

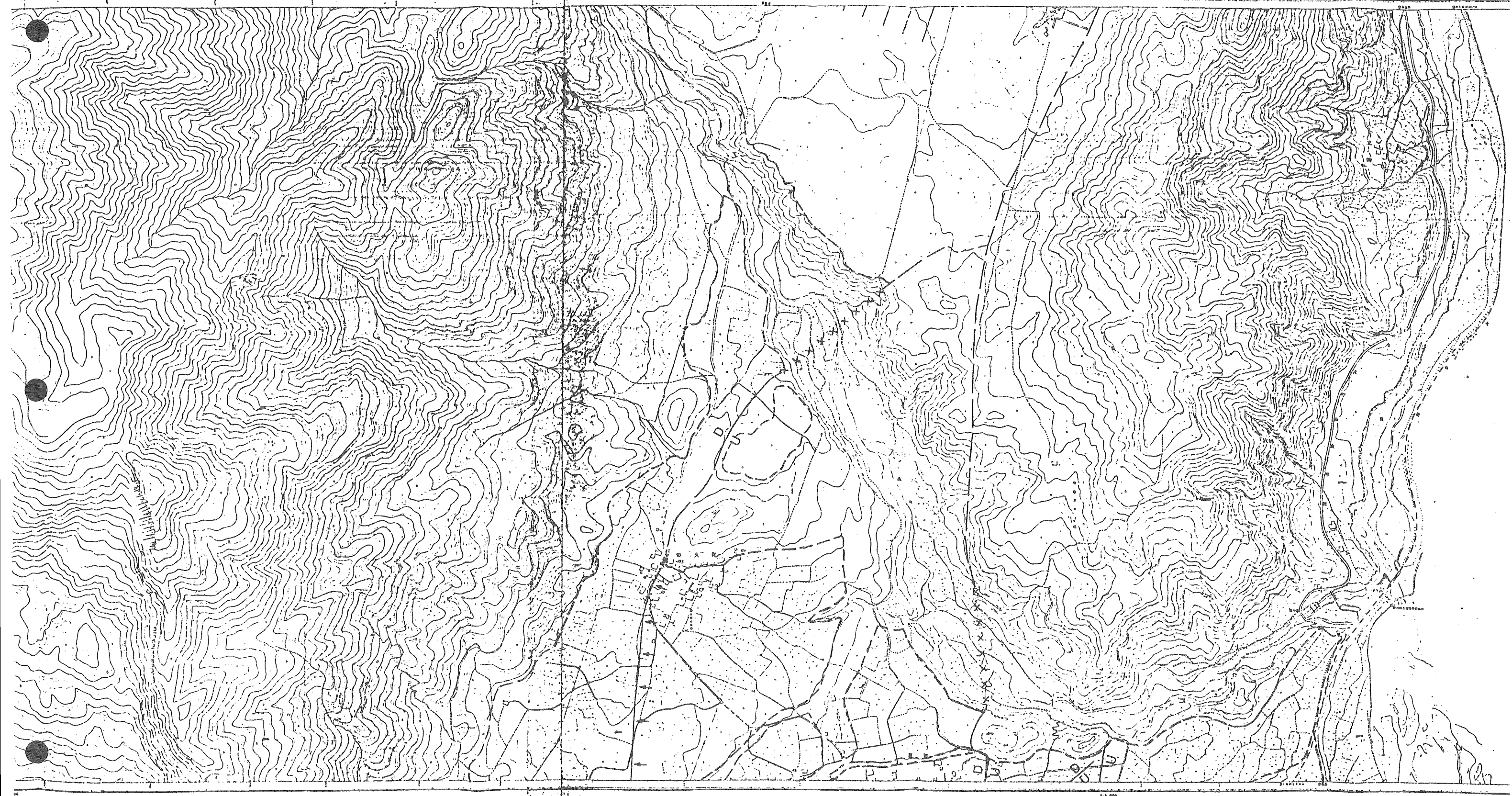


图 2.3.1(1) 地表踏查結果图 # 1

白馬都市計画図其七

1	2	3	4	5
6	7	8	9	10
11	12	13	14	15
16	17	18	19	20
21	22	23	24	25

3,000

1	2	3	4	5
6	7	8	9	10
11	12	13	14	15
16	17	18	19	20
21	22	23	24	25

昭和三十六年六月測図

白馬町役場



图 2.3.1(2) 地表踏査結果图 # 2

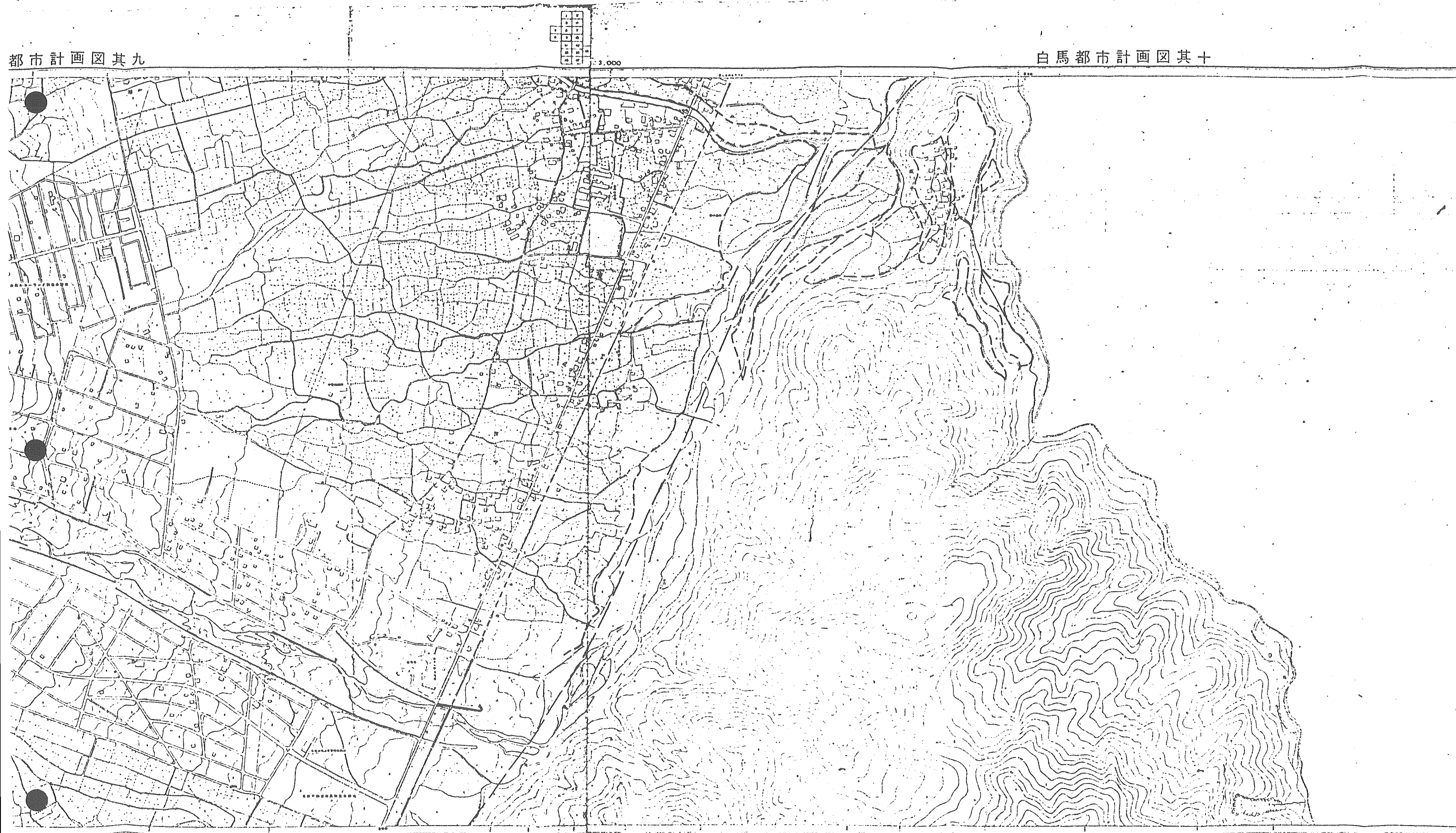


図 2.3.1(3) 地表踏査結果図 # 3



白馬都市計画図其十一

1	2	3	4	5
6	7	8	9	10
11	12	13	14	15
16	17	18	19	20
21	22	23	24	25

1:3,000



图 2.3.1(4) 地表踏査結果図 # 4

白馬都市計画図其十三

1:3,000

1:3,000



図 2.3.1(5) 地表踏査結果図 # 5

16

白馬都市計画図其十六



3,000

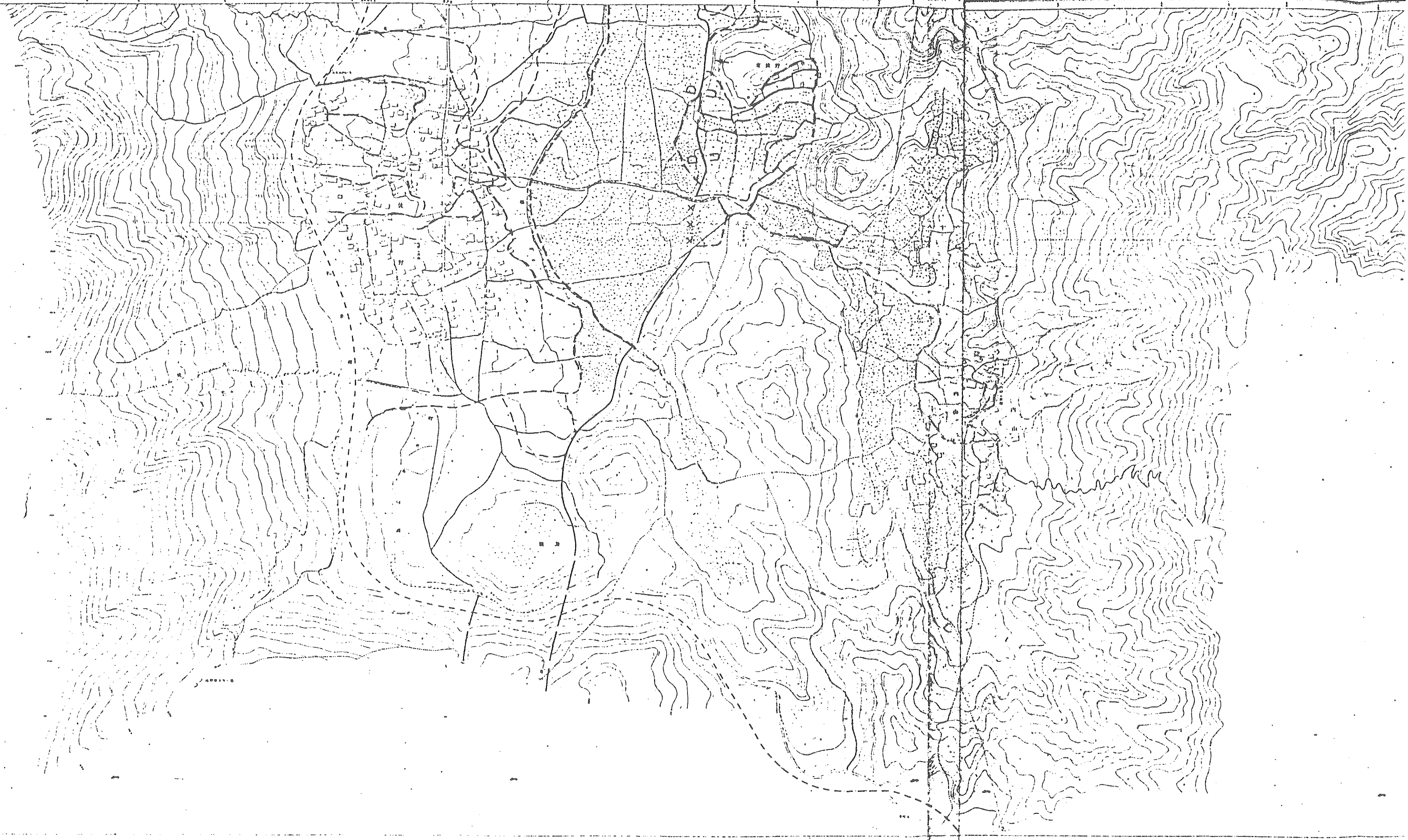


図 23.1(6) 地表踏査結果図 # 6







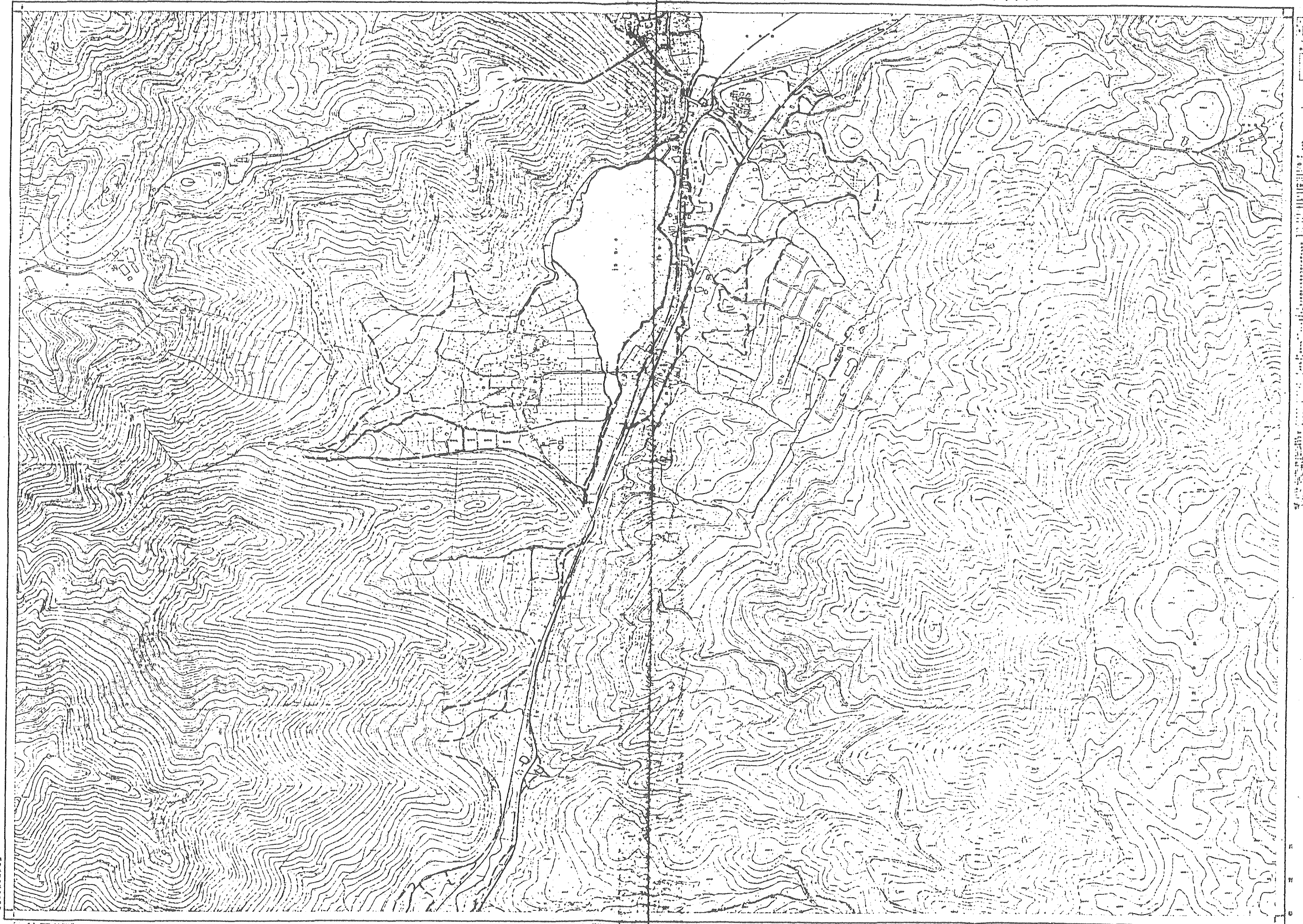


図 2.3.1(8) 地表踏査結果図 # 8

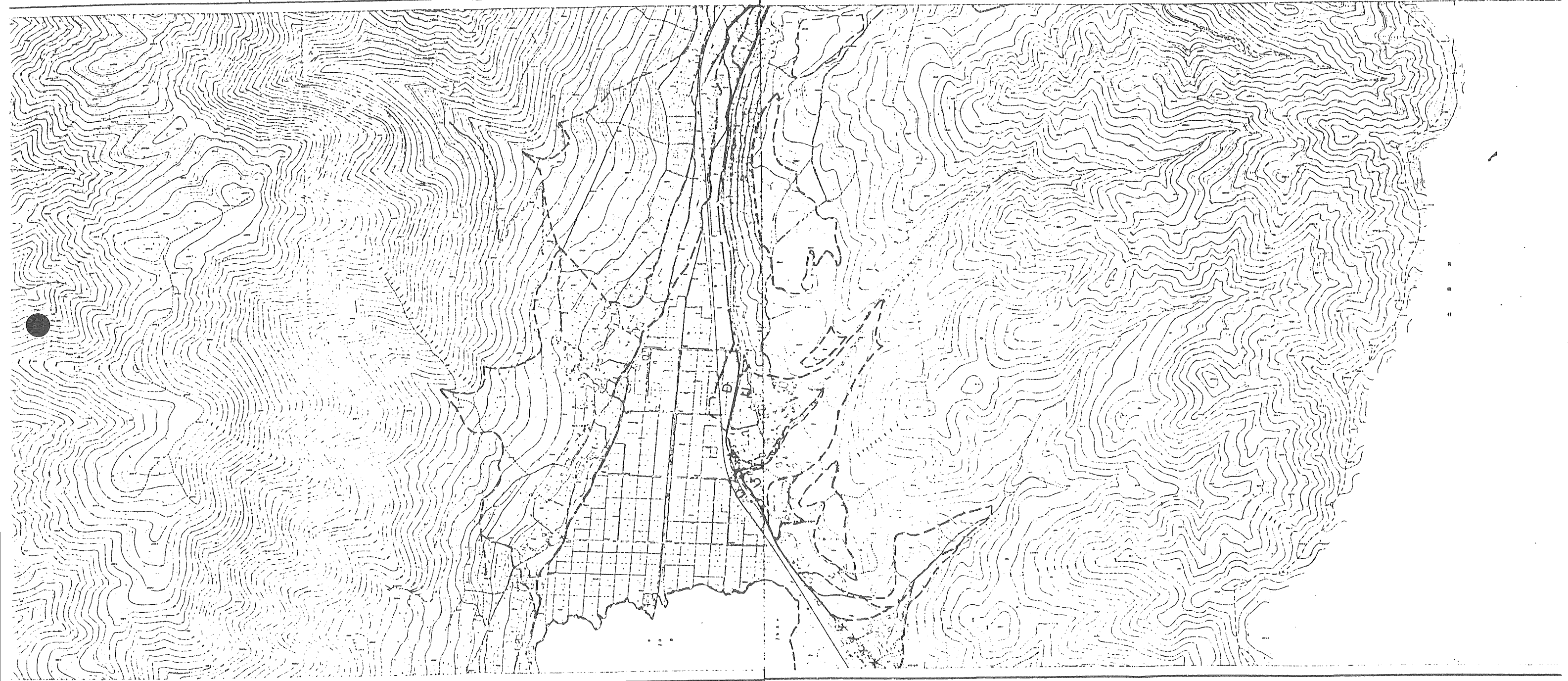


図 2.3.1(9) 地表踏査結果図 # 9

大町市都市計画図11



図 2.3.1(10) 地表踏査結果図# 1 0



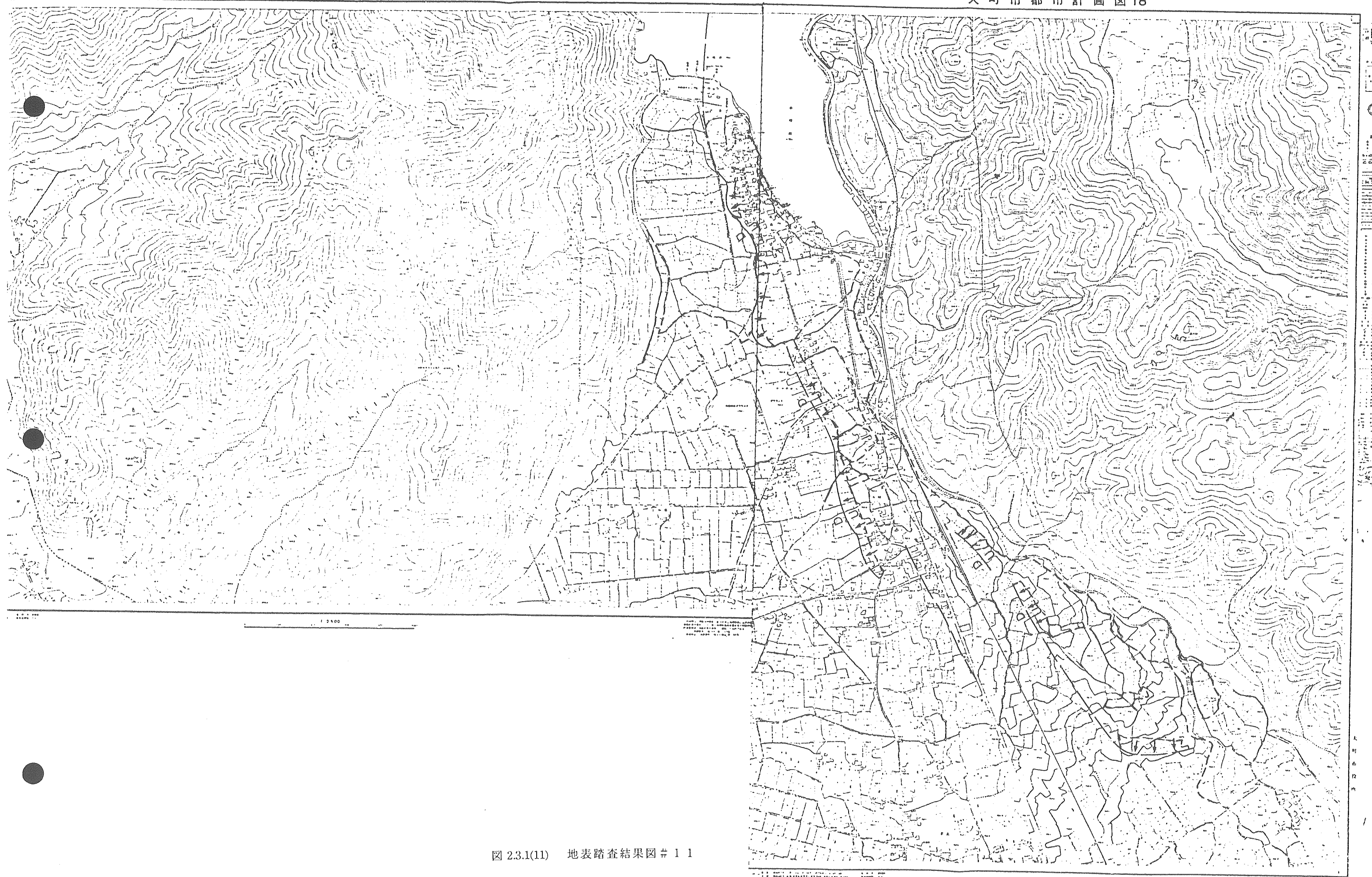


図 23.1(11) 地表踏査結果図# 1 1



写真1 神城盆地と北西方の飛驒山地（八木浩司氏 撮影）

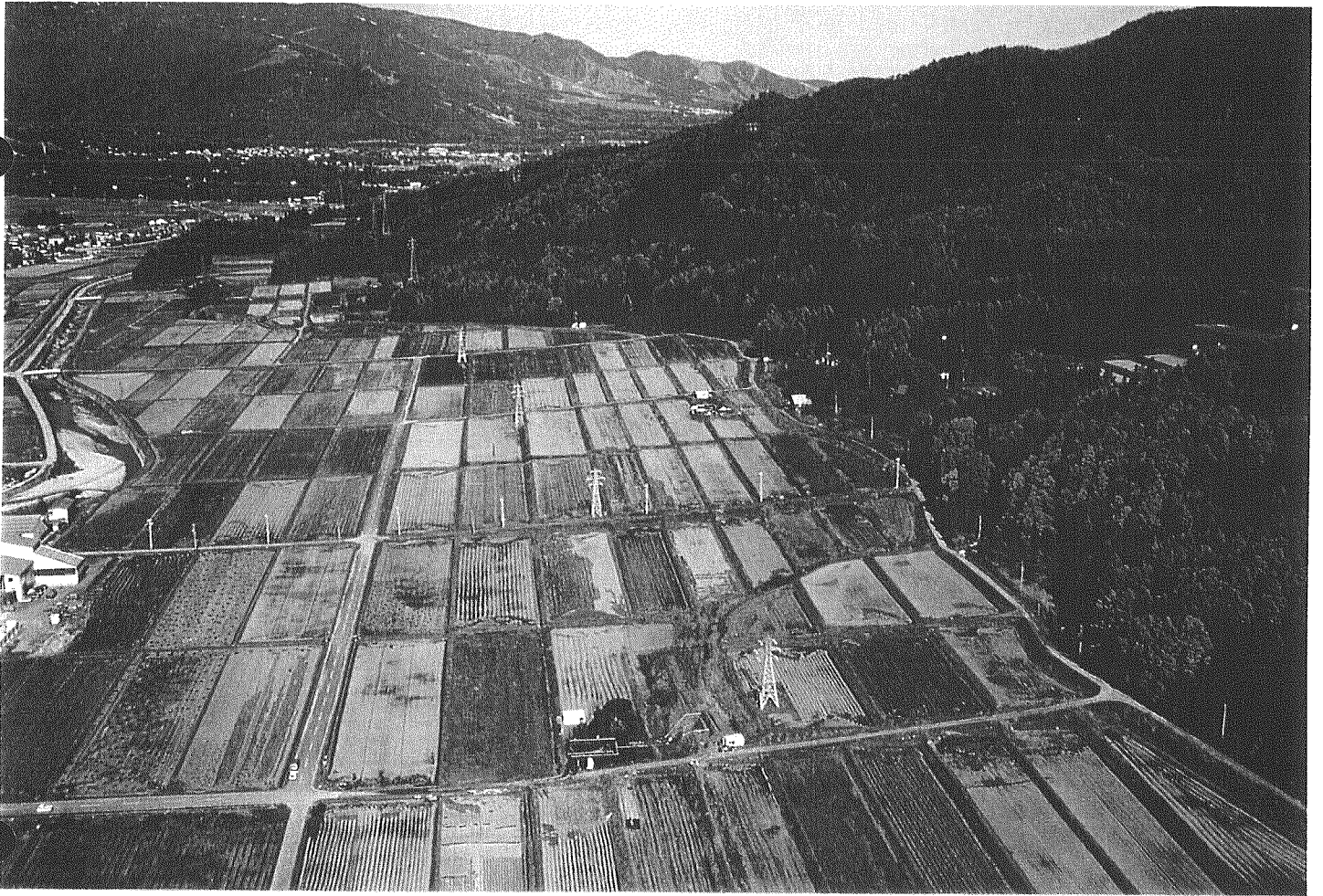


写真2 神城盆地北東麓の活断層（八木浩司氏 撮影）  
（写真中央下で1995年11月，地質調査所によってトレンチ調査が行わた）





写真3 写真2のトレンチ付近の拡大 (八木浩司氏 撮影)  
(トレンチは、鉄塔の左(西)側の低断層崖を掘削した)

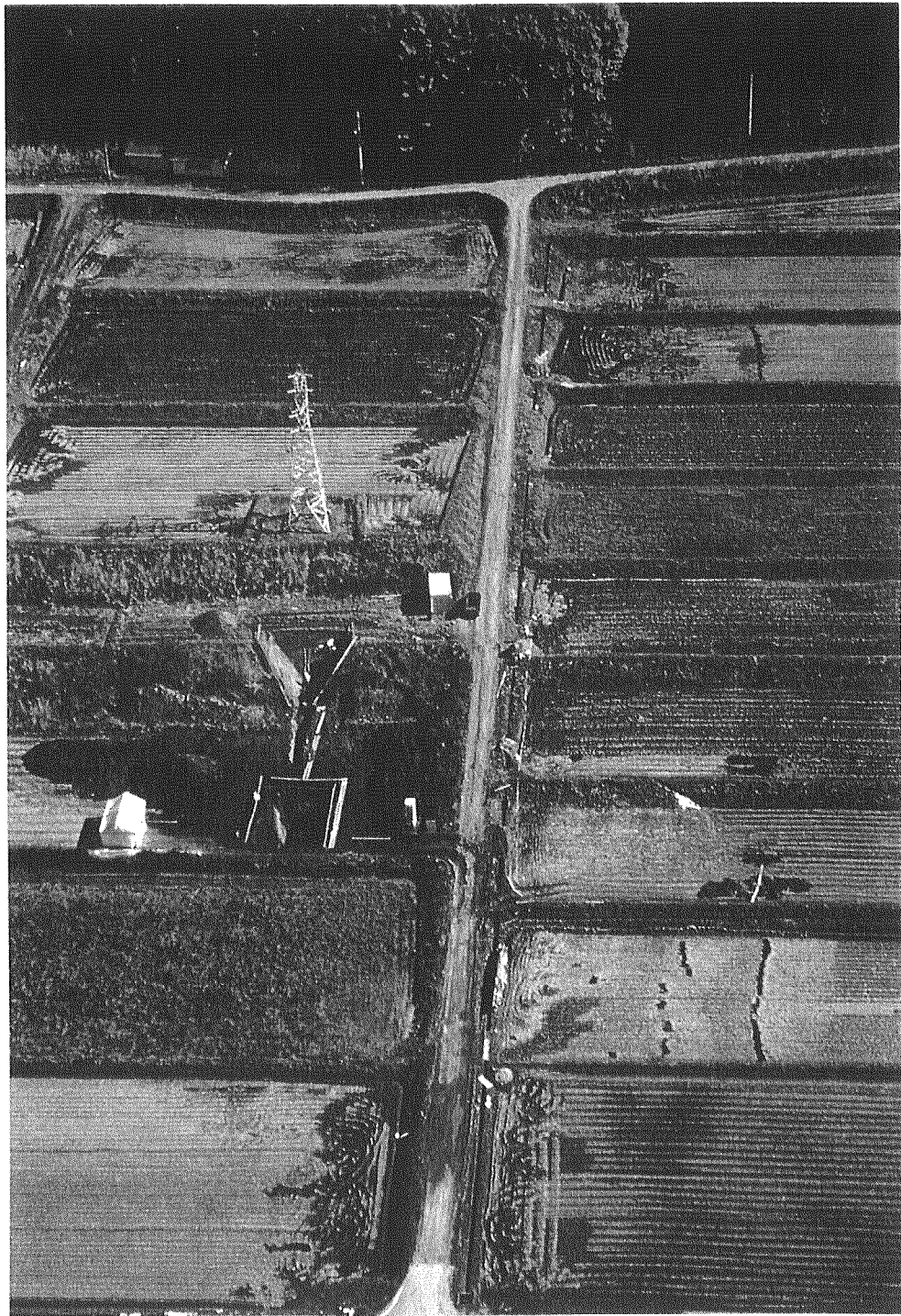


写真4 低断層崖を正面（西側）からみる（八木浩司氏 撮影）  
（断層は手前のトレンチに現れた）



## 2.3.2 断層露頭観察結果

### (1) A 露頭 (図 2.3.2, 図 2.3.3 参照)

- ・ 場所：長野県北安曇郡白馬村神城
- ・ 露頭記載：L1面を形成する湖成層が分布し、シルト、砂、砂礫およびピートから構成される。これらの地層は露頭上部では約45°の傾斜で、下部ではほぼ垂直に立っている。ピートは4枚認められ、下位の2枚のピートは厚さ10cmでその上位の3枚目のものは約30cm、最上位のものの厚さは明確でない(30cm以上)。断層は3本認められ、面はフィルム状をなす。最上位の断層はわん曲しており、最下位のピートの水平変位は約35cmである。中央および最下位の断層はN14E14Wで変位量は不明である。いずれも低角度の逆断層である。

図 2.3.2 に示す①～③地点で軟 X 線用のサンプルを採取し、X 線写真を撮影した(写真①～③参照)。断層面は1本ではなく細かいすじが数条観察された。

### (2) B 露頭 (図 2.3.2, 図 2.3.4, 図 2.3.5 参照)

- ・ 場所：長野県大町市築場<sup>きずな</sup>(青木湖と木崎湖の間、国道のり面)
- ・ 露頭記載：

左側のり面(図 2.3.4 参照)

黄褐色～褐色の礫層中に黒ボク、シルト、砂の薄層(2m以下)が挟まる。地層はPleistocene(?)の大峰層と一連の地層かと考えられる。のり面中央部から右下部にかけてN2E50Eの厚さ1cmの粘土を伴うシャープな断層(逆断層)が認められ、互層(砂質シルト、シルト質砂、淘汰の良い砂層)は断ち切れ、のり面左上部ではピートが断層によってとう曲している。また断層と平行してピートと、シルト質細砂まじり砂層が分布する。断層の落差は正確に求められないがピート垂直隔離は約4mである。

右側のり面(図 2.3.5 参照)

左側の面と同様に大峰層と一連の地層と考えられる砂礫・砂・シルト・ピートからなる。のり面は走向NE系東傾斜の面なし断層が3本、走向NS系、西傾斜の面なし断層が2本分布する。NE系の断層のうち、のり面右上部のN62E48Eの断層は明らかに逆断層であり、上盤ピートおよびシルトが左上方へ引きずられている。のり面右下のNS系の断層に沿って平行

にピートおよびシルトが立っている。これらの断層の落差は不明である。

(3) C 露頭 (図 2.3.2, 図 2.3.6 参照)

- ・場所：長野県大町市三日町
- ・露頭記載：礫層と砂層がほぼ水平構造をなし、上位を黒ボク（完新世）が被っている。露頭中央部には不整合面が認められ、露頭左上部から右下へかけて逆断層 (N40W30E) が認められ、礫層と黒ボクが接する断層に沿って礫の平行配列が認められる。礫層の礫はイグニブライトで、黒ボクの中から 5～6 世紀の土師器が出土されている。

(4) D 露頭 (図 2.3.7, 図 2.3.8, 図 2.3.10 参照)

- ・場所：長野県韭崎市折居南方
- ・露頭記載：桐沢の谷の砂岩側の段丘崖直下に位置する。円井石英閃緑岩を不整合に被って段丘礫層が分布する。この不整合面が断層 (N11W45W の衝上断層) で変位している。断層面上には N84W (45°) のやや明瞭な striation が見られる。不整合面の落差は約 80cm, 断層面に沿った傾斜隔離は約 50cm である。本露頭の上位には段丘面上に桑畑が広がっているが、本断層の延長部と見られる位置に約 30m にわたって、南北走向で落差約 1m の西あがりの低崖がみられ、この断層の延長部にあたるものと考えられる。

(5) E 露頭 (図 2.3.7, 図 2.3.10 参照)

- ・場所：長野県韭崎市折居南方
- ・露頭記載：D 露頭の近傍で、円井石英閃緑岩と韭崎岩屑流との不整合と、両者が断層で接する露頭を発見した。断層の走向傾斜は N21W70W で、ほとんど破碎部を伴わない。本断層の落差は不明である。

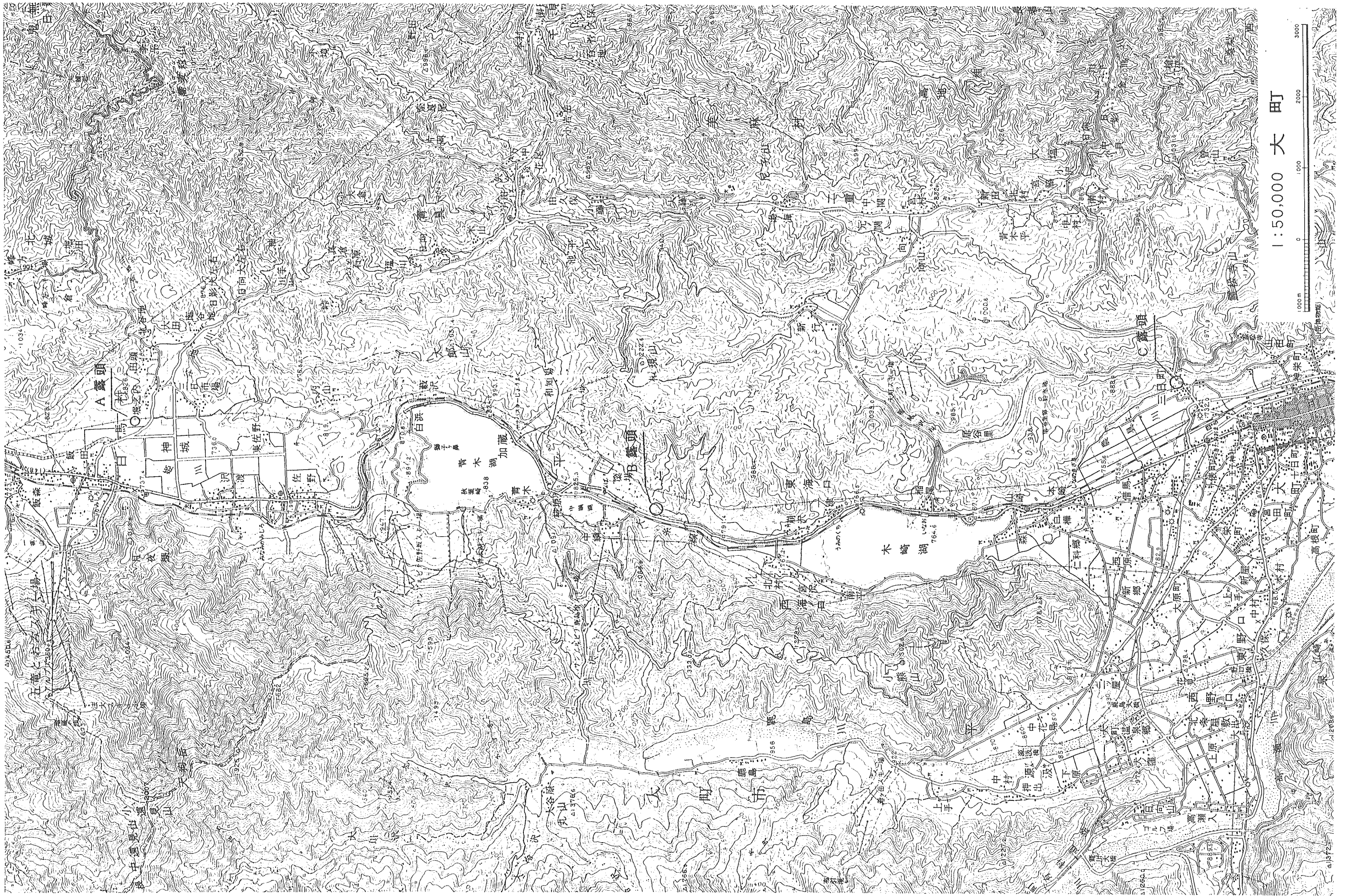


图 2.3.2 霧頭位置图 (A, B, C 霧頭)



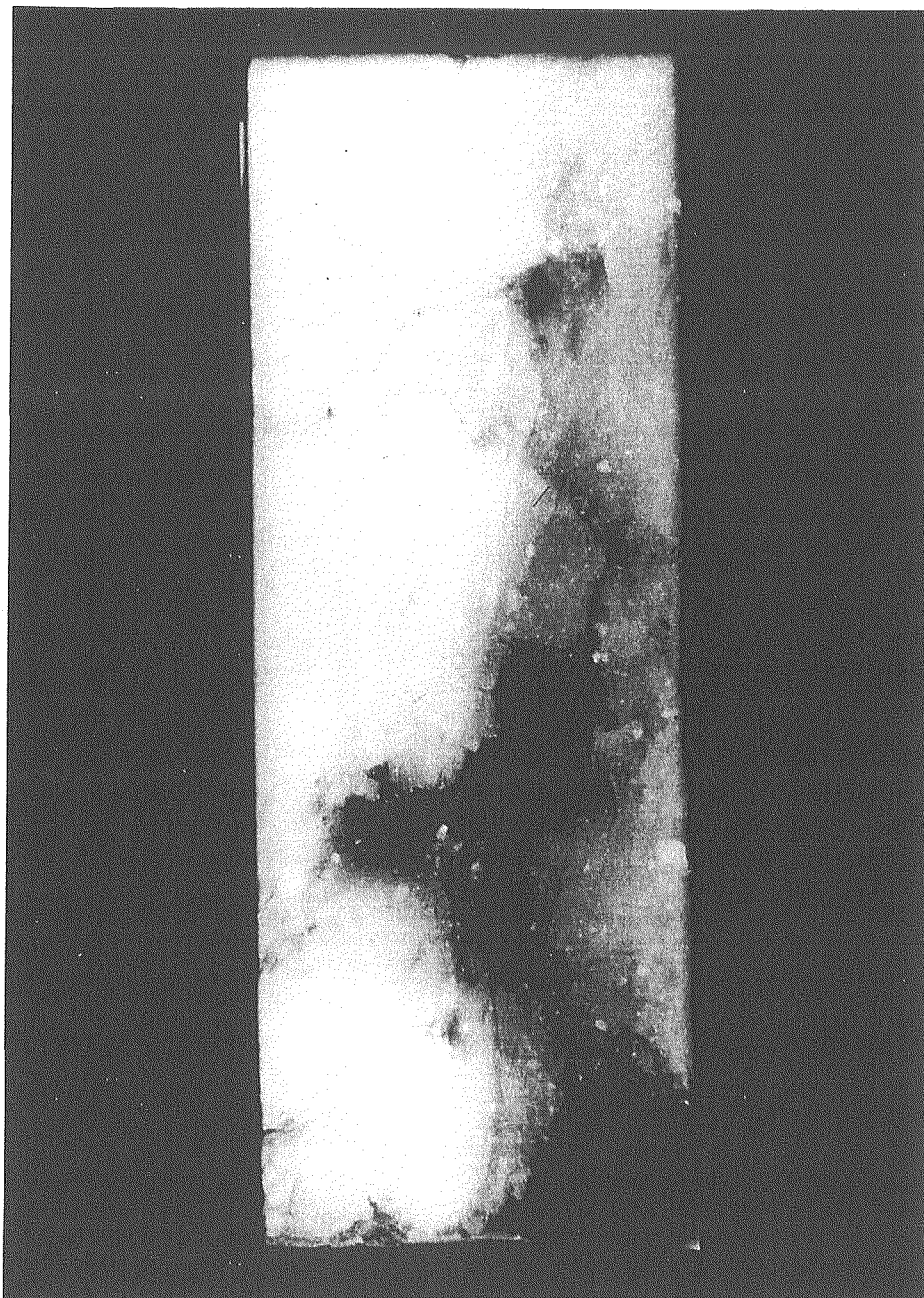


写真 5 ①地点軟X線写真





写真 6 ②地点軟 X 線写真

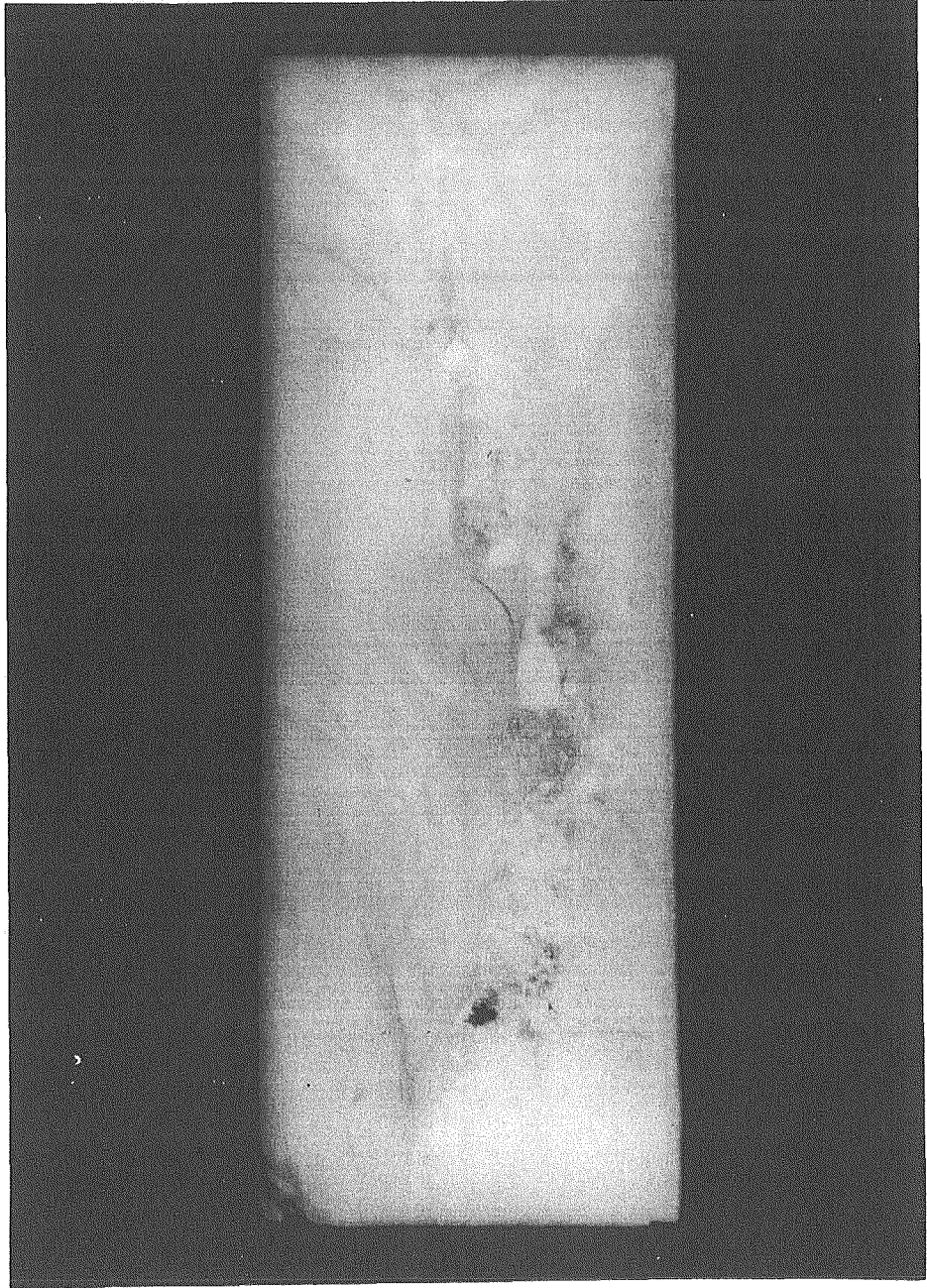


写真7 ③地点軟X線写真

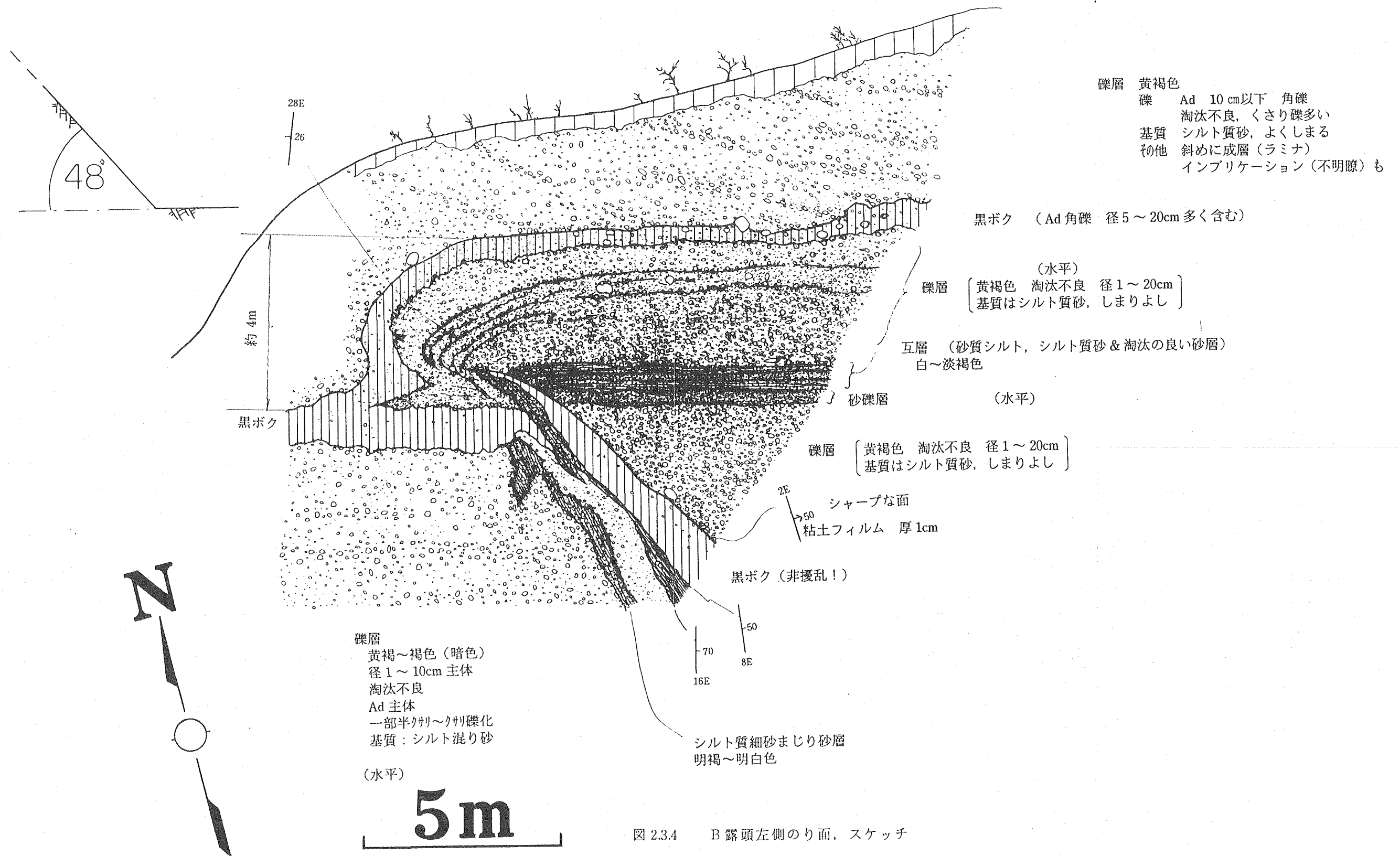


図 2.3.4 B 露頭左側のり面, スケッチ



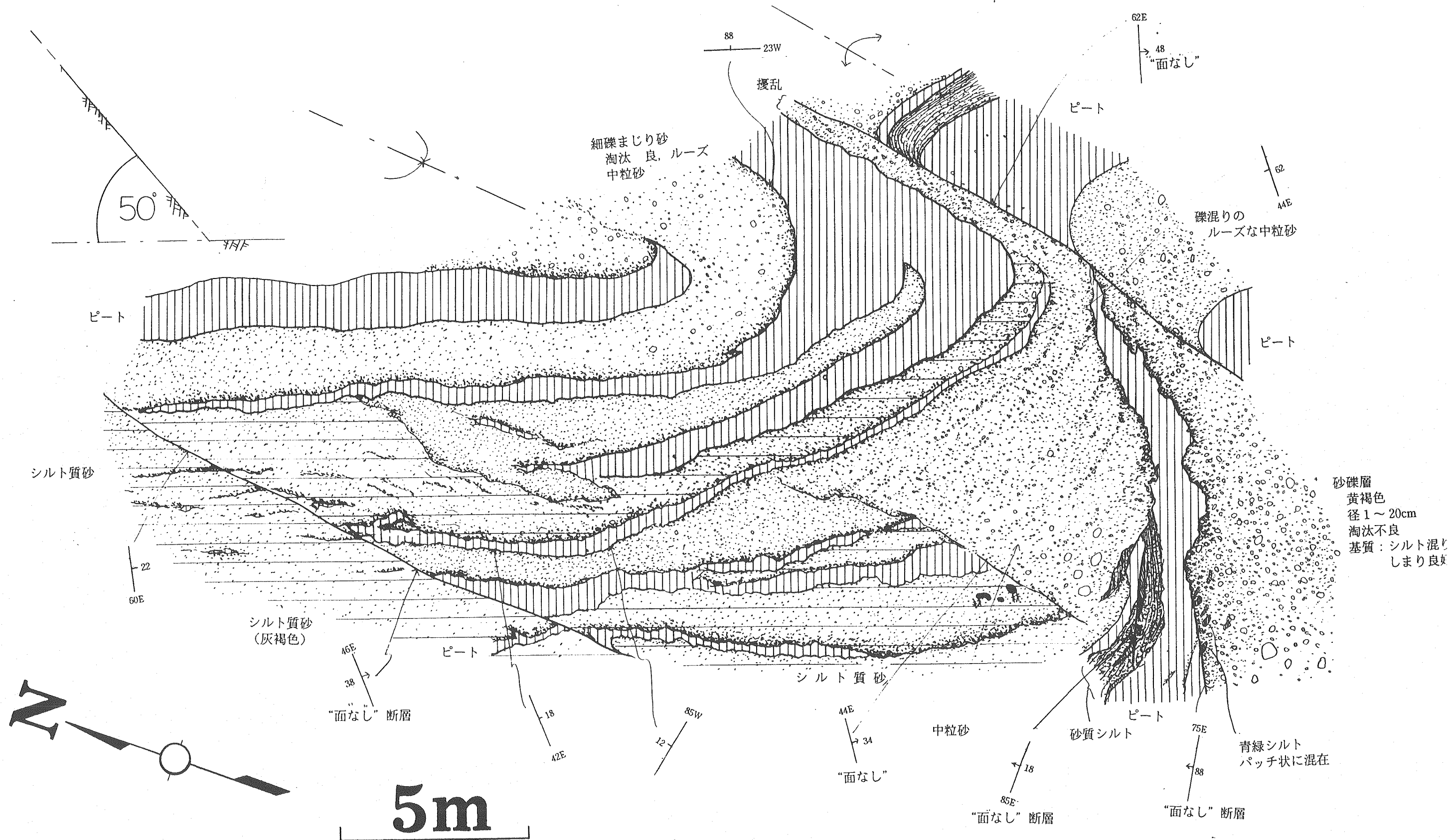
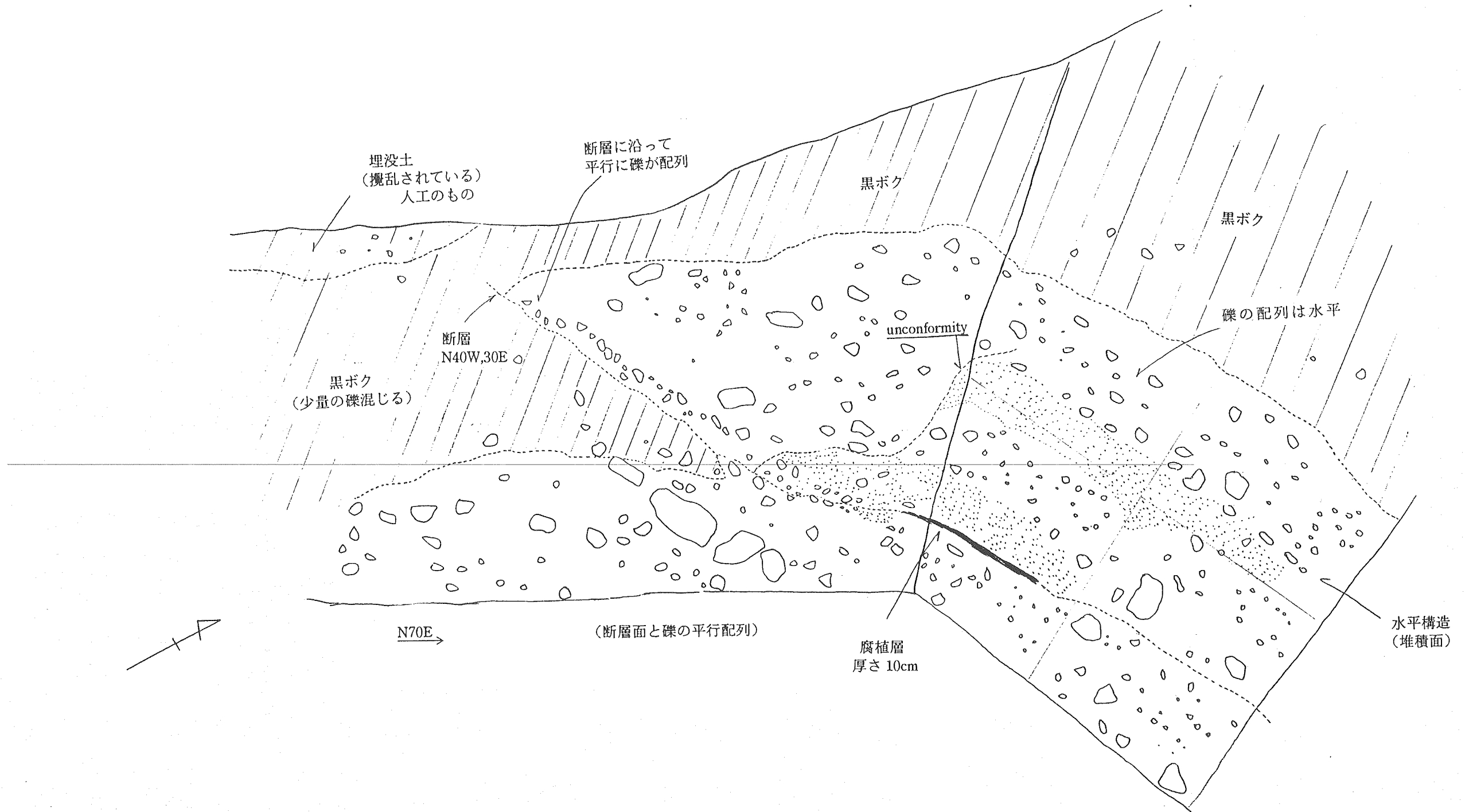


図 2.3.5 B 露頭右側のり面, スケッチ



- 断層崖は N30W
- 黒ボクの中から土師器が出土 (5 ~ 6C)
- 黒ボクの中には縄文式土器も混じる
- 礫はイグニンプライト主体
- thrust
- 黒ボクは完新世 (1万年より新しい)

1m

図 2.3.6 C 露頭スケッチ



1:25,000 霧崎



図 2.3.7 霧頭位置図

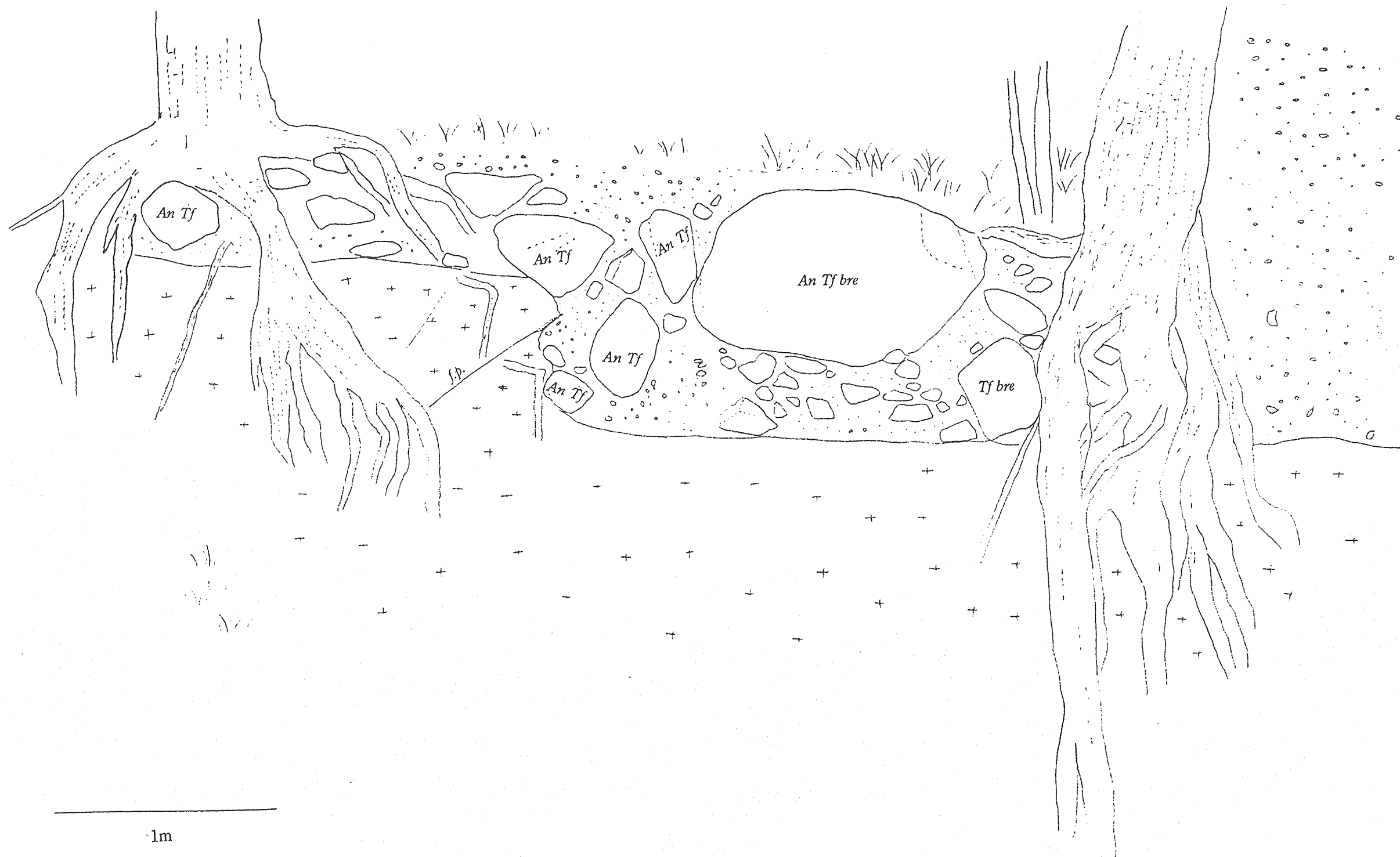
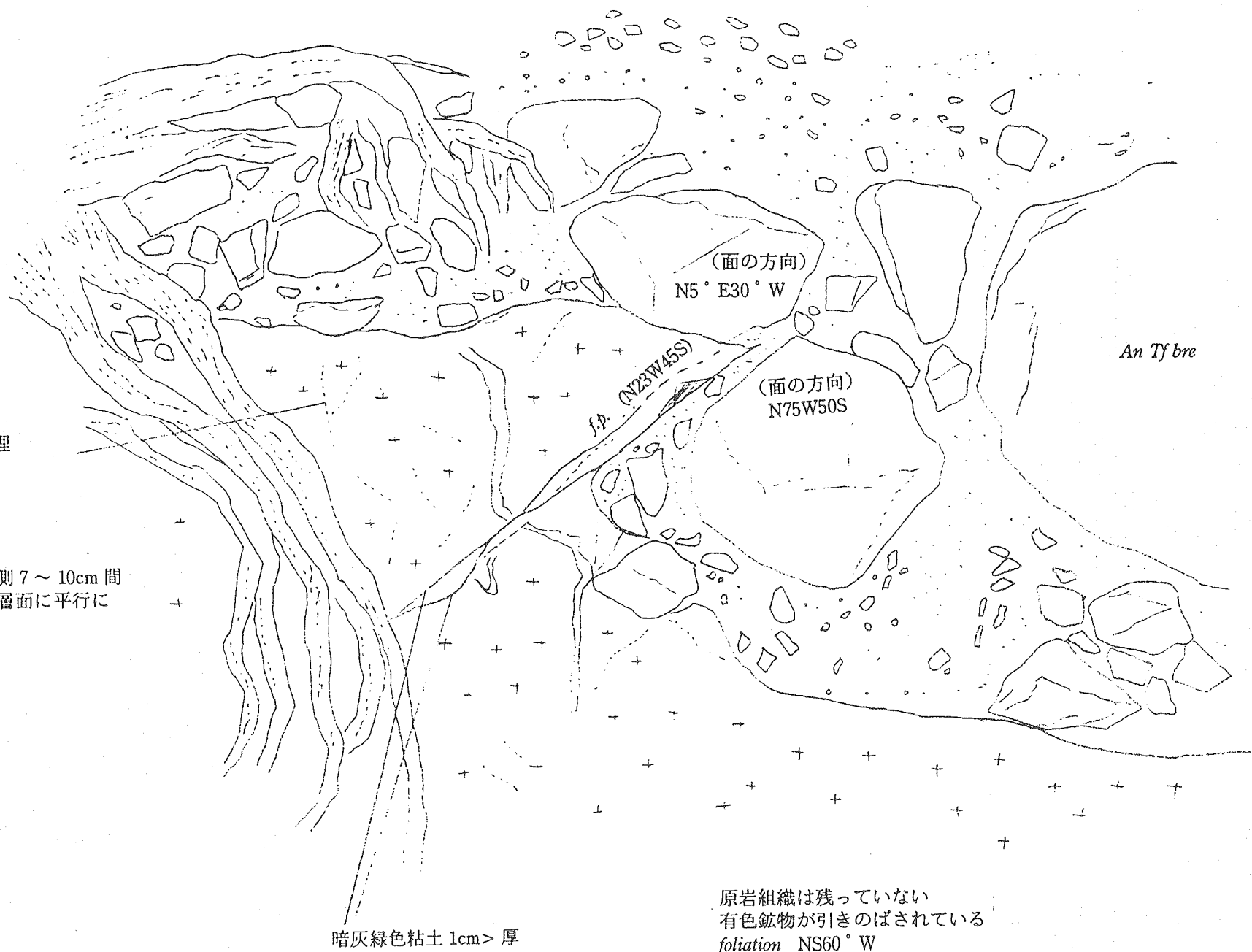


図 2.3.8 D露頭スケッチ



不明瞭な節理  
N75° E90°

断層面上盤側 7~10cm 間  
有色鉱物が断層面に平行に  
伸びている

50cm

暗灰緑色粘土 1cm > 厚

原岩組織は残っていない  
有色鉱物が引きのばされている  
foliation NS60° W

図 2.3.9 D 露頭拡大スケッチ

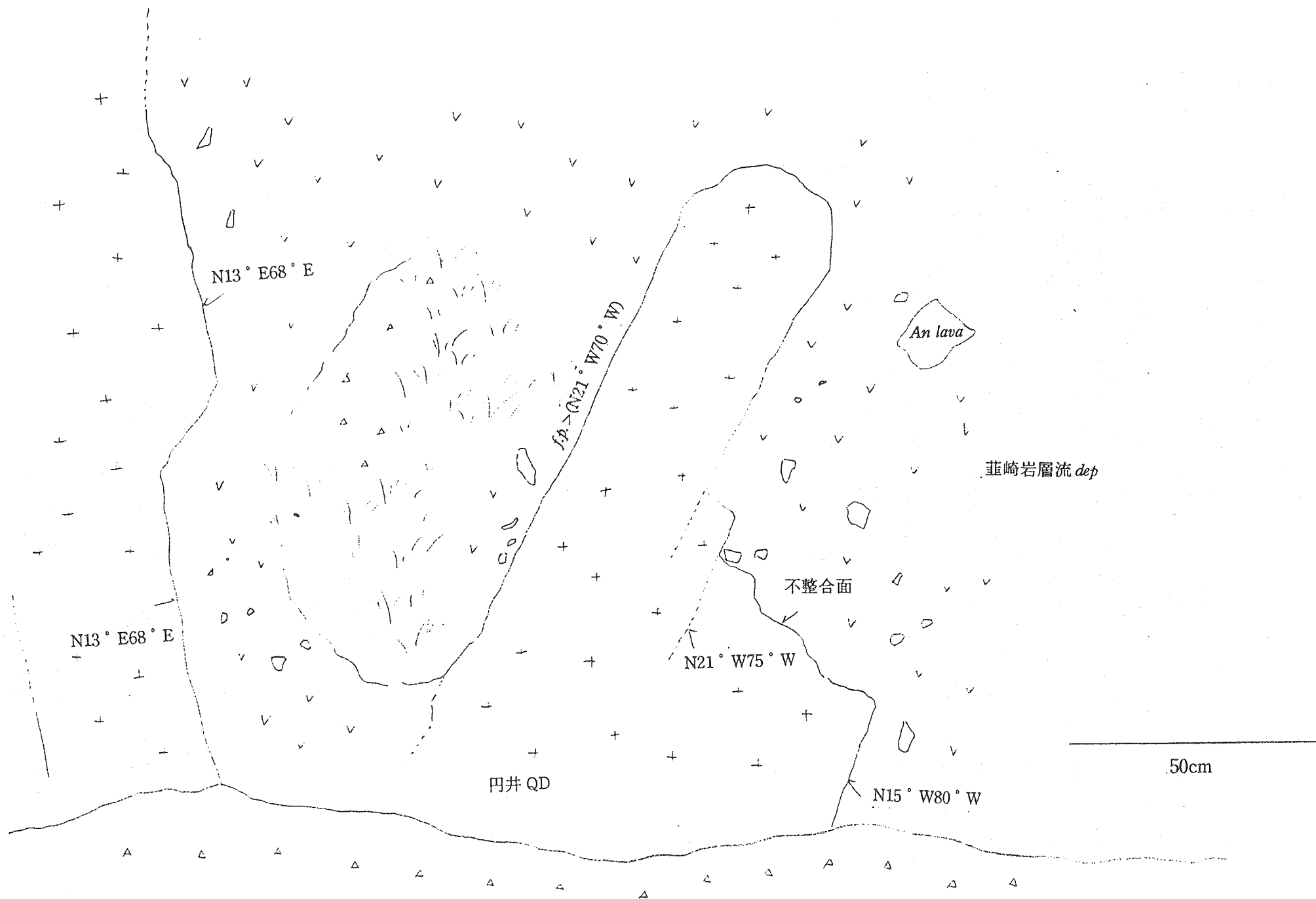


図 2.3.10 E露頭スケッチ

### 3. 活断層の破碎帯の調査手法に関する文献の収集

#### 3.1 文献収集の方法

文献調査で実施した作業は、活断層の破碎帯（規模や内部構造）と断層の活動性との関係について調査した事例に関して、文献や関連資料を収集し、その要旨を作成するものである。また、収集文献の記載の中から、破碎帯に関する調査手法の適用例について整理し、破碎帯調査の適用性の検討を行う。

具体的には、「活断層」、「活断層、破碎帯」、「活断層、調査手法」等のキーワードを用い、データベース（JICST）による検索を行い、比較的最近の文献（1980年以降）について、数十編程度の文献収集に努めた。検索・抽出した文献は、平成6年度の「断層活動の調査手法に関するデータ収集」報告書で検索した文献（合計346編の文献）にすべて含まれるものであった。

このことから、本文献調査では、平成6年度に抽出した文献について、本調査の目的である破碎帯に関する調査手法の適用例についての記載のある文献の抽出を実施した。抽出した文献リストは、著者名、発行年代などで検索可能なデータベース化した。データベースは後述する文献要旨のデータベース化との関連でカード型データベースソフトを使用して作成した（Macintosh用）。

#### 3.2 文献要旨集

活断層の破碎帯に関する抽出文献において、本調査の目的である破碎帯の調査手法に関する記載を整理し、その要旨を作成した。収集した文献で破碎帯に関する調査手法について記載されているものは45編であった。これらの文献は、地表地質調査、地形調査及びトレンチ調査に関するものであった。

活断層の調査手法としては、地形調査、地表地質調査及びトレンチ調査の他にも、物理探査や地化学調査、ボーリング調査、室内試験などの調査が用いられている（平成6年度「活断層の調査手法に関するデータ収集」）。断層（活断層を含む）に伴う破碎帯の調査としても、破碎帯の幅や断層を挟む両側の地質構成によって、その適用限界や効果の程度差があるものの、上限活断層の変位量及び活動性に関する調査手法の一部は、有効な調査手法として考えられる。

このことから、活断層の破碎帯の調査手法の適用性を検討する際には、これらの調



査手法をも含めて検討する。

本文献要旨は、表 3.1 に示す文献要旨のフォーマットに基づいて作成した。要旨を作成するなかで変位量と活動年代については平成 6 年度に準拠し、表 3.2 に示す調査精度・信頼度のランク区分表に沿ってランク表記を行った。また、本調査の調査目的である破碎帯に関しては、表 3.3 に示す破碎帯の性状・構造分類に沿ってランク区分を行った。

文献要旨の記載事項は次の通りである。

- ・ 文献番号
- ・ 表題
- ・ 著者名
- ・ 発行年月
- ・ 出典
- ・ 調査精度・信頼度
- ・ 断層名
- ・ 調査手法
- ・ 周辺の地質・地質代
- ・ 破碎帯の性状・構造
- ・ 要旨

文献番号に対する文献の出典等は表 3.4 の活断層の活動特性に関する調査項目一覧表に示した。本文献調査で抽出した 45 編の文献要旨を以下に示す。



表 3.1 文献要旨のフォーマット

表 題		文献番号
著 者 名	発行年	巻・号・頁
出 典	調査精度・信頼度 変位量： 活動年代：	
活断層名 (地域名)	調査 手法等	
周辺地質 (岩種)	周辺地質 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：            m    破碎幅分類：	内部構造：            固結度：
要 旨		

表 3.2 調査精度・信頼度のランク区分表

■変位量

ランク	誤差の単位	対 象 事 例
A	$\sim 10^{-1} \text{m}$	①鍵層等の変位量を直接測定したもの。 ②対応する地形面の変位量を直接測定したもので、面の対比が可能な場合。
B	$10^0 \sim 10^1 \text{m}$	①部層、累層単位での変位量を測定したもの。 ②対応する地形面の変位量を測定したもので、面の対比が不明瞭なもの。
C	$10^2 \text{m} \sim$	①層群または地質構造上のずれを変位量として測定したもの。 ②2系統以上の沢、尾根の系統的なずれを変位量として測定したもの。 ③海域の断層の場合、音波探査の解析で変位量を測定したもの。
D	—	その他の場合。

■活動年代

ランク	誤差の単位	対 象 事 例
A	$\sim 10^3 \text{年}$	①サンプリングが可能な調査法で最下部非変位層と最上部変位層の絶対年代測定を行っている場合。 ②断層破碎体内物質を直接年代決定した場合。 ③有史の断層活動の場合。
B	$10^4 \sim 10^5 \text{年}$	①Aランクの①で既知の資料から間接的に絶対年代を決定した場合。
C	$10^6 \text{年} \sim$	①第四紀地形に変位が見られるとして、漠然と第四紀や更新世等としたもの。 ②Bランクの①で、各地層の年代として、それと対比されるものとして他地域で知られている地質年代を用いた場合。 ③Aランクの①で最下部非変位層のみの年代決定の場合。

表 3.3 破碎帯の性状・構造分類

■ 破碎幅分類

ランク	破碎幅
A	1 m 未満
B	1 ~ 10 m
C	10 ~ 100 m
D	100 m 以上
-	不明

■ 内部構造

ランク	産状	備考
A	岩体（再結晶作用・流動変形）	再結晶作用・流動変形により岩組織が変化しているもの。葉片状・鱗片状等を示すもの。
B	岩体（剪断帯）	剪断亀裂が多く発達する岩盤
C	主に角礫状	
D	主に砂状	
E	主に粘土状	断層ガウジ
F	その他	擾乱帯（粒子移動）
-	不明	

■ 固結度

ランク	産状	備考
A	固結	周辺の岩盤と同様に固結している。ハンマーの打撃により金属音～半濁音。
B	半固結	ハンマーの打撃により半濁音～濁音。
C	未固結	ハンマーが刺さる程度。
-	不明	

表 3.4 活断層の活動特性に関する調査項目一覧表

文献番号	表題	著者名	発行年月	出典	巻・号・頁	活断層名	周辺地質及び年代		調査手法等		調査精度・信頼性			
							谷地川断層(新称)	加住礫層、五日市層群現代層、更新世	地質・地質調査	変位量	活動年代	破砕帯の性状・構造	破砕帯	内部構造
3	関東平野西縁の谷地川断層について◆	足立久男	1993	地球科学	VOL. 47, NO. 2, PAGE. 123-132	谷地川断層(新称)	加住礫層、五日市層群現代層、更新世	地質・地質調査	A	C	A	C	A	B
18	日本の活断層発掘調査 [45] 1989年牟婁断層系(啓寺地区)トレンチ調査	栗田泰夫、奥村史、田中栄吉、衣笠善博	1993	活断層研究	VOL. 11, PAGE. 56-59	牟婁盆地西縁北断層	段丘堆積物の砂礫、砂、腐植土、更新世	トレンチ調査	A	A				
19	日本の活断層発掘調査 [49] 1990阿寺断層系、湧ヶ峰断層(東段地区)トレンチ調査	栗田泰夫、田中栄吉、杉山健一	1993	活断層研究	VOL. 11, PAGE. 78-81	阿寺断層系湧ヶ峰断層	湧ヶ峰礫岩、段丘堆積物、白亜紀・更新世	トレンチ調査	A	A	A	E	C	
20	日本の活断層発掘調査 [50] 1991年阿寺断層系・阿寺断層(馬場地区)トレンチ調査	栗田泰夫、田中栄吉、Mohamed MEDDAH		活断層研究	VOL. 11, PAGE. 82-85	阿寺断層系阿寺断層	土岐砂礫層(風化砂礫)の腐食土層、砂、更新世、更新世	トレンチ調査	A	B	-	-	-	-
78	Geological evidence for the two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley western	Yasutaka Ikeda, Yasuhiro Suzuki, Ah	1991	Tectonophysis	VOL. 19, PAGE. 335-345	北アナトリア断層帯	非凝結性堆積物、第四紀	トレンチ掘削地質調査	A	B				
82.1	第四紀層下に分布する断層の調査方法、活動性詳細法	井上大栄、宮腰謙義、楠健一郎、木方建彦、大山隆弘、曾根賢治、鈴木浩一、	1991	電力中央研究所孫子研究所総合報告	VOL. 22, PAGE. 159	根尾谷断層	旧河床堆積物、第四紀	トレンチ掘削地質調査	A	B	C	E	C	
82.2	第四紀層下に分布する断層の調査方法、活動性評価法	井上大栄、宮腰謙義、楠健一郎、木方建彦、大山隆弘、曾根賢治、鈴木浩一、	1991	電力中央研究所孫子研究所総合報告	VOL. 22, PAGE. 59	深澤断層	結晶片岩、花崗岩、段丘堆積物、中生代、更新世	トレンチ掘削地質調査	A	B	B	E	F	C
82.3	第四紀層下に分布する断層の調査方法、活動性の評価法	井上大栄、宮腰謙義、楠健一郎、木方建彦、大山隆弘、曾根賢治、鈴木浩一、	1991	電力中央研究所孫子研究所総合報告	NO. V22, PAGE. 159	川舟断層	シルト・砂礫、泥岩、シルト・砂礫、更新世、第四紀	トレンチ掘削地質調査	B		A	E	C	
110.1	新津川断層に伴う断層内物質の特性	金折祐司、猪原芳樹、宮腰謙義、佐竹義典	1981	電力研究所報告	NO. 381, PA. 001, PA. GE. 38	新津川断層(天生谷露頭)	飛騨片麻岩類(花崗岩、片麻岩、石灰岩)、先中生代	地表調査	D	C	B	C	E	A
110.2	新津川断層に伴う断層内物質の特性	金折祐司、猪原芳樹、宮腰謙義、佐竹義典	1981	電力中央研究所報告	NO. 381, PA. 001, PA. GE. 38	新津川断層(真川の露頭)	礫層および花崗閃緑岩、先更新世、占亜紀	地表調査	D	C	C	C	D	A
113	河成段丘下の断層の地化学調査(その1) - 一河成段丘中の土壌ガス組成 -	金折祐司、木方建彦、千根理弘		電力中央研究所土木研究所報告	NO. 381, PA. 036, PA. GE31P	(新潟県)東蒲原河野川(真野川)	礫層およびその周辺の地化学調査(土壌ガス分析)	断層およびその周辺の地化学調査(土壌ガス分析)	-	B	C	E	D	

表 3.4 活断層の活動特性に関する調査項目一覧表

文献番号	表題	著者名	発行年月	出典	巻・号・頁		活断層名	周辺断層	調査手法等			調査精度・信頼度		
					著者名	発行年月			出典	巻・号・頁	活断層名	周辺断層	調査手法等	調査精度・信頼度
128	浮村断層 (木曾山北断層-飛騨山地南部の活断層) の基盤岩変化	狩野謙吉、佐藤博文	1988	地質学雑誌	VOL. 94 NO. 1, PAGE 51 - 54	浮村断層	三層紀のチャート、 三層紀-白亜紀	地表面調査	B	C	C	C	B・ C	
188	下高木衝上断層-糸魚川-静岡線の屈曲部-	小山彰	1988	地質学雑誌	VOL. 94 NO. 4, PAGE. 2 57-277	下高木衝上断層	四万十帯 (砂岩、泥 岩) 糸魚川のホルンヘル 白亜紀-第四紀	地表地質調査	A	C	B	CE F	A・ C	
235	日本の活断層発震調査(37) 1985年東尾尾活断層系、根尾谷断層 (金原地区) トレンチ調査	宮腰義孝、猪原芳 樹、角田隆彦、益折 祐司、佐竹義典	1993	活断層研究	VOL. 11 PAGE. 8-15	根尾谷断層	チャート、頁岩、砂 岩 (基盤層の中、古 中-古生層)	トレンチ調査	A	B	C	C・ E	B・ C	
256	活断層調査の例-柳ヶ瀬断層	武原彰、豊原真、松 浦一樹、池戸正行	1981	応用地質	VOL. 22 NO. 1, PAGE. 3 2-51	柳ヶ瀬断層	礫状地塊、段丘 地塊、石灰岩-二 層	地表地質調査	C	C	C	C・ E	B・ C	
272	愛知県猿投山周辺の瀬戸層群と猿投-知多上昇帯	中山勝博	1987	地球科学	VOL. 41, NO. 2, P AGE. 11 4-130	猿投・堀川断層群	中・古生層 (湖沼堆積 物、砂、頁岩、 古生層、更新世)	地表地質調査	B	C	A	A	A BC	
282	近畿地方北西部地域の活断層 (2) - 三田市西部での最終活動 -	西村進、茂木透、見 野和夫、山田治	1985	地震	VOL. 38 PAGE 2 43-249	三田・山崎断層線 (三田市西部)	神戸層群 (砂、礫) 沖積層 更新世-完新世	地表地質調査	B	A	B		F	
296	山崎断層系安曇断層のトレンチ調査	岡田篤正、安藤雅 孝、佐為成	1987	地学雑誌	VOL. 96 NO. 2, PAGE. 1 - 16	安曇断層	中生層 第四系 礫、砂、シルト 古生代-第四紀	トレンチ調査	A	B	B	C・ E	C	
297	岐阜県宮川村断層における断層川断層のトレンチ調査	断層川断層トレンチ 発掘調査団	1989	地学雑誌	VOL. 98 NO. 4, PAGE. 6 2-85	断層川断層	飛田段状岩類 古生代・第四系	トレンチ調査	A	B	B	A・ C	A・ C	
300	濃尾活断層から発生した古地震の考察 - 佐原断層のトレンチ調査 -	岡田篤正、渡辺潤 久、安藤雅孝、佐為 成、平野信一	1992	地学雑誌	VOL. 10 NO. 1 PAGE. 1-18	濃尾活断層系梅原 断層 (高田地区)	美濃帯中・古生層、 沖積層 古生代-第四紀	トレンチ調査	B	B				
302	日本の活断層発震調査(40) 1988年春季中央構造線活断層系・阿村断層 (西条地区) トレ ンチ調査	岡田篤正、堤浩之、 中田高、安藤雅孝	1993	活断層研究	VOL. 11 PAGE 2 9-37	中央構造線活断層 系・阿村断層	阿村層 (砂、シル ト、礫)、段丘礫層 更新世-更新世	トレンチ調査	B	A	B	F	B	
325	佐渡島の海成段丘をさける活断層との意義	木田鷹子、高橋明 子、塩見美奈子	1992	地学雑誌	VOL. 10 NO. 3 PAGE. 205-	国中雨断層 (大須 鼻)	中新世 (安山岩、凝 灰岩)、完新世、海 第三紀-完新世	地表地質調査	A	B	A	C E	C	

表 3.4 活断層の活動特性に関する調査項目一覧表

文献番号	表題	著者名	発行年月	出典	巻・号・頁		活断層名	周辺地質及び年代	調査手法等	調査精度・信頼度			
					VOL. 10 1, NO. 7 PAGE. 556-	10 7 6-				相模谷断層(水島 断層)	花崗岩、砂岩、チャ ート 中生代	B	C
355	相模谷断層水島断層部のトレンチ壁面の地質	佐藤正昌志、岡田稔 正、松田幸彦、阪本 崇	1992	地学雑誌			相模谷断層(水島 断層)	トレンチ調査 ボーリング調査	B	C	B	C	C
384	日本の活断層発強調査(38) 1985年北丹後活断層系・仲禰寺断層(矢田地区)トレンチ調 査	杉山雄一、佃栄吉	1993	活断層研究			北丹後活断層系中 禰寺断層	トレンチ調査	D	A	A	E	C
385	日本の活断層発強調査(40) 1990年柳井衣断層系、白川断層(水谷地区)トレンチ調査	杉山雄一、栗田泰 夫、佃栄吉	1993	活断層研究			柳井衣断層系白川 断層	トレンチ調査	D	A		F	
386	日本の活断層発強調査(48) 1990年柳井衣断層系・三尾河断層(寺河戸地区)トレンチ調 査	杉山雄一、栗田泰 夫、佃栄吉	1993	活断層研究			柳井衣断層系・三 尾河断層	トレンチ調査	-	A	-	-	-
387	日本の活断層発強調査(53) 1992年柳ヶ瀬断層(樺坂地区)トレンチ調査	杉山雄一、栗田泰 夫、佃栄吉、吉岡敏 和	1993	活断層研究			柳ヶ瀬断層	トレンチ調査	A	C	A	E	B
390	新潟県下田村、下原断層の断層露頭および断層変形地形	鈴木都夫	1993	第四紀研究			下原断層	地形、地表地質 調査	A	B	A	E	C
394	庄内平野東縁における更新世の断層活動と1894年(明治27 年)庄内地震一観音寺断層のトレンチ発強調査による検討一	鈴木藤弘、池田安 隆、渡辺謙久、須見 俊彦、米倉伸之	1989	地震			矢流沢断層	トレンチ調査	A	A	-	F	C
399	東京都西部立川断層沿いの基盤岩の断層変位センス	高橋博昭、高橋修、 石井野	1992	地質学雑誌			立川断層	地表地質調査	A	C	A	E	C
404.1	飛騨山北北縁部の活断層群	竹村利夫、藤井昭二	1984	第四紀研究			跡津川断層	地表地質調査	A	B	A	E	C
404.2	飛騨山北北縁部の活断層群	竹村利夫、藤井昭二	1984	第四紀研究			灰江断層	地表地質調査	A	B	A	E	C
404.3	飛騨山北北縁部の活断層群	竹村利夫、藤井昭二	1984	第四紀研究			牛首断層	地表地質調査	A	B	B	E	C

表 3.4 活断層の活動特性に関する調査項目一覧表

文献番号	表題	著者名	発行年月	出典	巻・号・頁		活断層名	周地質及び年代	調査手法等		調査精度・信頼度			
					NO.	PAGE.			調査地質調査	地表地質調査	変位量	活動年代	断層幅	内部構造
404.4	飛騨山北縁部の活断層群	石村利夫、藤井昭二	1984	第四紀研究	VOL. 22 NO. 4, PAGE. 2 97-312		加須良断層	流紋岩、凝結堆積物 中生代、更新世末期	地表地質調査	A	B	C	C	B· C
410	岩手県花巻市北西部で見いだされた活断層北邊口断層(新称)の新断層について	照井一明、佐藤利美、茂庭彦彦	1993	地質学雑誌	VOL. 99 NO. 2, PAGE. 1 45-148		北邊口断層	砂岩・シルト・礫 炭、礫層 新第三紀、更新世	地表地質調査	A	A	A	E	C
416	丹那断層(北伊豆、名賀地区)の発露調査	丹那断層発露調査研究グループ	1983	地質研究所彙報	VOL. 58 PAGE. 797- 830		丹那断層	シルト、泥岩、火山 灰、礫 更新世～完新世	トレンチ調査	A	B	A	E· F	C
419.1	糸野線活断層系中部、若宮、大沢断層の性格と第四紀後期における活動	糸野線活断層系発露調査研究グループ	1988	地震研究所彙報	VOL. 63 PAGE. 349- 408		糸野線活断層系各 宮断層	河成堆積物、風化火 山灰層 更新世～完新世	トレンチ調査	A	A	-	F	C
419.2	糸野線活断層系中部、若宮、大沢断層の性格と第四紀後期における活動	糸野線活断層系発露調査研究グループ	1988	地震研究所彙報	VOL. 63 PAGE. 349- 408		糸野線活断層系大 沢断層	河成堆積物 更新世～完新世	トレンチ調査			A	B	B
425.1	Excavation Survey of Active Fault for Earthquake Prediction in Japan with special Reference to ukihasi	Eikichi Tukuda, Haruo Yamazaki	1984	地質調査所報告	NO. 263 PAGE. 349- 361		沖積中央断層 (北伊豆断層系)	凝灰角礫岩、沖積礫 層 更新世中期～完新世	トレンチ調査	A	B	A	E	C
425.2	Excavation Survey of Active Fault for Earthquake Prediction in Japan with special Reference to ukihasi	Eikichi Tukuda, Haruo Yamazaki	1984	地質調査所報告	NO. 263 PAGE. 349- 361		阿寺断層	流紋岩、砂質凝結土 礫、河川礫 中生代、更新世～完 新世	トレンチ調査	A	B	A	B· E	C
435.1	中央構造線の分布、性状と活動性 一 紀伊半島中・西部地域における断層露頭の調査および解析一	角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	1981	電力中央研究所報告	NO. 380 044, PA GE. 1- 36		中央構造線 根菜断層	和泉層群、三波川結 晶片岩 中生代	地表・地質調査	C	C	B	C· E	A· C
435.2	中央構造線の分布、性状と活動性 一 紀伊半島中・西部地域における断層露頭の調査および解析一	角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	1981	電力中央研究所報告	NO. 380 044, PA GE. 1- 36		中央構造線 五条谷断層	和泉砂岩、三波川結 晶片岩、湖床堆積物 中生代、洪積世前期	地表・地質調査	C	C	B	C	A
435.3	中央構造線の分布、性状と活動性 一 紀伊半島中・西部地域における断層露頭の調査および解析一	角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	1981	電力中央研究所報告	NO. 380 044, PA GE. 1- 36		中央構造線	和泉層群	地表・地質調査	C	C	B· C	C	A
435.4	中央構造線の分布、性状と活動性 一 紀伊半島中・西部地域における断層露頭一	角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	1981	電力中央研究所報告	NO. 380 044, PA GE. 1- 36		中央構造線	御森花崗岩、新期堆 積物 中生代、洪積世	地表・地質調査	C	C	A	C· E	A· C



表 3.4 活断層の活動特性に関する調査項目一覧表

文献番号	表題	著者名	発行年月	出典	巻・号・頁	活断層名	周辺地質及び年代		調査手法等		調査精度・信頼度			
							和泉層群、三波川結晶片岩中生代	和泉層群、三波川結晶片岩中生代	地表・地質調査	地表・地質調査	系統学	活動年代	破砕帯の性状・構造	内部構造
435.5	中央構造線の分布、性状と活動性 — 紀伊半島中・南部地域における断層露頭—	角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	1981	電力中央研究所報告	NO. 380 044, PA GE. 1- 36	中央構造線	和泉層群、三波川結晶片岩中生代	和泉層群、三波川結晶片岩中生代	地表・地質調査	地表・地質調査	C	C	C	A・ E C
435.6	中央構造線の分布、性状と活動性 — 紀伊半島中・南部地域における断層露頭—	角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	1981	電力中央研究所報告	NO. 380 044, PA GE. 1- 36	中央構造線	和泉層群、三波川結晶片岩中生代	和泉層群、三波川結晶片岩中生代	地表・地質調査	地表・地質調査			B	C A
440	川音川横すべり断層 — 大磯丘陵北西縁の活断層—	上杉勝、米沢宏、千葉運郎、狩野謙一	1981	第四紀研究	VOL. 20 , NO. 1, PAGE. 3 5-42	川音川断層	足柄層群礫岩、多摩下部ローム更新世	足柄層群礫岩、多摩下部ローム更新世	地表・地質調査	地表・地質調査	B	C	A	E C
455	新潟県長岡市南西、朝沢町における活断層露頭および断層変形地	吉岡敬和、加藤碩一	1987	地質学雑誌	VOL. 93 , NO. 5, PAGE. 3 61-367	朝沢断層	角沼層群(シルト、礫)段丘堆積物更新世	角沼層群(シルト、礫)段丘堆積物更新世	地表・地質調査	地表・地質調査	A B	C	B	E・ F C

表 題 関東平野西縁の谷地川断層について		文献番号 3
著 者 名 足立久男	発行年 1993	巻・号・頁 VOL. 47, NO. 2, PAG E. 123-132
出 典 地球科学	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：C	
活断層名 谷地川断層（新称） （地域名）	調査 地表・地質調査 手法等	
周辺地質 加住礫層、五日市層群細代層 （岩種）	周辺地質 鮮新世－更新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.1～1.5 m 破碎幅分類：A, B 内部構造：C, E 固結度：A, B	
<p>要 旨</p> <p>(1)谷地川断層は前－中期中新世に五日市盆地陥落盆地の一辺画している西北西－東南東にのびる北落ち正断層の延長部である。</p> <p>(2)谷地川断層の形成は、五日市－川上線の再活動と関係する。</p> <p>(3)谷地川断層に関連する加住北丘陵、南丘陵の地形的特徴。 加住北丘陵：標高170－230 m、南丘陵より30－50 m低い。水系は全体に支谷が少ない。谷の長さも短い。稜線がやや鋭い。 加住南丘陵：標高180－260 m、北丘陵に較べ支谷が長く、支谷が多く分布するため樹枝状の水系が発達する。稜線の発達がある。</p> <p>(4)地質からみた谷地川断層 礫層中の火山灰シルトを鍵層とした落差8－数10 m。谷地川断層の西方延長の弁天橋における断層破碎帯、幅数10 cm～1.5 m。破碎帯の走向N30～50° W、傾斜はほぼ垂直。これらの破碎帯はいずれも網代層の角礫岩層中に発達し、破碎帯は固結ないしやや固結、滑り面も粘土化しているものが多い。固結した断層の活動時期は網代層堆積後、鮮新世－更新世の加住礫層堆積前と推定される。</p> <p>(5)水準点の観測結果からみた谷地川断層 神奈川県 標石番号交10351を0 mとしたとき、7年間の変動量は南丘陵 a 地点2.58 cm、c 地点0.29 cm、北丘陵 d 地点0.67 cmである。現在この断層は東ほど変異量が大きく、西ほど変異量が少ない。加住北丘陵および南丘陵ともに南上がり、北下がりの変異が進行している。</p>		

表 題 日本活断層発掘調査〔45〕1989年会津断層系(塔寺地区)トレンチ調査		文献番号 18
著者名 栗田泰夫、奥村晃史、佃栄吉、衣笠善博	発行年 1993	巻・号・頁 VOL. 11, PAGE. 56-59
出典 活断層研究	調査精度・信頼度 変位量: A 活動年代: A	
活断層名 会津盆地西縁北部断層 (地域名)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 段丘堆積物の砂礫、砂、腐植土 (岩種)	周辺地質 完新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅: m	破碎幅分類: 内部構造: 固結度:
<p>要 旨</p> <p>(1)会津断層系は会津盆地の西縁を画する逆断層、全長35-40km。北半分を会津盆地西縁北部断層、南半分を南部断層と呼称し、断層系の平均変位速度上下成分で0.3-0.4m/1000年としている。</p> <p>(2)掘削結果  A層…攪乱された耕作土  上 B層…腐植土層………(14C年代 4.270yBP)  部 C層…礫混じり砂層  層 D層…腐植土層  E層…礫混じり軽石質砂層  —  下 F層…腐植土層  部 G層…砂礫層  層 H層…腐植土層………(14C年代 9.230yBP)  I層…腐食層を扶むシルト  下部層は一様に撓曲変形し、上部層は比較的粗粒な堆積物とその上位の腐食層からなる2つの堆積サイクル(E-D層、C-B層)からなり、それぞれの堆積サイクルは下部層の撓曲部に緩やかにアバットし、かつ累積的に変形している。</p> <p>(3)断層の活動  TD3: F層堆積後～E層堆積前約7.000yBP  TD2: D層堆積後～C層堆積前の約4,300～7,000yBP  TD1: C層堆積後</p>		

表 題 日本の活断層発掘調査〔49〕1990阿寺断層系、湯ヶ峰断層 (東政地区)トレンチ調査		文献番号 19
著 者 名 粟田泰夫、佃栄吉、杉山雄一	発行年 1993	巻・号・頁 VOL. 11, PAGE. 78-81
出 典 活断層研究	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：A	
活断層名 阿寺断層系湯ヶ峰断層 (地域名)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 濃飛流紋岩類、段丘堆積物 (岩種)	周辺地質 白亜紀・更新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.15 m	破碎幅分類：A 内部構造：E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)阿寺断層系はNW-S E方向に延びる総延長6.6 kmの左ずれ断層。この断層は最近約5万年間における平均変位速度は2.8 m/1000年である。阿寺断層系の北西部は湯ヶ峰断層、下呂断層、宮地断層に分岐する。</p> <p>(2)湯ヶ峰断層は後期更新世末の低位段丘を切って逆向き低断層崖を形成している。</p> <p>(3)約7000 B.P以降少なくとも4回の断層活動があり、最新の活動時期は3100 y B.P以降であることが解明され、トレンチ地点80 m北西でC14年代1120 y B.Pの腐食土層を切る断層が確認されている。</p> <p>(4)トレンチ調査の結果</p> <p>a.濃飛流紋岩類と巨礫層からなる低位段丘堆積物と最大幅15 cmの断層ガウジを挟んでいる。段丘堆積物中の礫は断層によって大きく引きずられている。</p> <p>b.濃飛流紋岩類と段丘堆積物を不整合で覆って腐食土と砂礫層からなる完新統が分布しているが、これも断層で切られ、背斜状に変形している。 完新統のうち上部の腐食土層の14 C年代は981-1, 220 y B.Pである。</p> <p>c.断層活動のイベント MN2：段丘堆積物の堆積後～沖積層の堆積前 MN1：C層、B層堆積後の約1000 y B.P以降、完新統上部のC層が断層によって変位、変更している。</p>		

表 題 日本 <sup>の</sup> 活断層発掘調査〔50〕1991年阿寺断層系・阿寺断層（馬籠地区）トレンチ調査		文献番号 20
著 者 名 栗田泰夫、佃栄吉、Mohzmed MEDDAH	発行年	巻・号・頁 VOL. 11, PAGE. 82- 85
出 典 活断層研究	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 阿寺断層系阿寺断層 （地域名）	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 土岐砂礫層（風化砂礫）の腐食土層、砂礫層 （岩種）	周辺地質 更新世、完新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：— m	破碎幅分類：— 内部構造：— 固結度：—
<p>要 旨</p> <p>(1) トレンチ調査地点は阿寺断層の南東部。断層活動は主断層では2,300y Bp以降、副断層では約3,800~2,000y Bpに確認されている。</p> <p>(2) f1断層の南西側（丘陵側）には著しい風化礫層（土岐砂礫層）が分布し、砂礫層中にはf1断層とほぼ平行する小断層が多くみられる。f1断層の北東側には砂礫層、腐植土層からなる完新統が分布する。</p> <p>(3) 完新統中にはE層（腐植質砂層）F層（腐植層砂層）を確実に切る小断層（f1, f3）がある。</p> <p>(4) 断層活動 MG2：D層堆積後～C層堆積以前の約3,800~2,600y Bp MG2：B層堆積後の約2,600y Bp以降</p>		

表 題 Geological evidence for the two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley western Turkey		文献番号 78
著者名 Yasutaka Ikeda, Yasuhiro Suzuki, Ahmet M Isikawa	発行年 1991	巻・号・頁 VOL. 193, PAGE. 33 5-345
出 典 Tectonophysis	調査精度・信頼度 変位量：A          活動年代：B	
活断層名 北アナトリア断層帯 (地域名)	調査 トレンチ掘削地質調査 手法等	
周辺地質 非海洋性堆積物 (岩種)	周辺地質 第四紀 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：          m	破碎幅分類：          内部構造：          固結度：
要 旨 (1)トルコ西部、地中海沿岸近くで、略東西方向に延びた北アナトリア断層帯で実施したトレンチ掘削地質調査である。断層帯は先第三紀の岩体からなる山脈地域と非海洋性～第四紀の堆積層をそのまま下部に持つ開析された丘陵地帯である。 (2)トレンチ掘削の実施された地点は、Mudurnu川による完新世の河岸段丘である。 (3)トレンチ掘削地点の層序および断層を示す構造 a. 層序、岩層 上位より 单元1. 暗褐色腐植質を含む火山灰質土壌 单元2. 砂層を挟む黄褐色シルト 单元3. (西側)粘土、シルト、砂、細礫の細互層、(東側)砂、砂礫を挟む粘土。 各々地層は細かい腐植物。介化石をはさむ。 b. 断層を示す構造 ・单元1、2は1976年の地震に関係した湾曲した斜面が横切っている。垂直変位50-100cmである。 ・单元4の堆積後、单元3堆積前に垂直変位70-80cmのものが存在する。この段層の特徴は小さい引張構造で、上の堆積物が陥没してうめっている。		

表 題 第四紀層下に分布する断層の調査方法、活動性詳細法		文献番号 82.1
著 者 名 井上大栄、宮腰勝義、楠健一郎、木方建造、大山隆弘、曾根賢治、鈴木浩一、上田圭一、佐竹義典	発行年 1991	巻・号・頁 VOL. 22, PAGE. 159
出 典 電力中央研究所我孫子研究所総合報告	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 根尾谷断層 (地域名)	調査 トレンチ掘削地質調査 手法等	
周辺地質 旧河床堆積物 (岩種)	周辺地質 第四紀 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：12 m 破碎幅分類：C	内部構造：E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)根尾谷断層は、1891年10月28日に発生した濃尾地震(M=8)の地震断層である。狭義断層の岐阜県根尾村から同本巣町川内に到る37kmで、断層の変位は左横ずれ卓越し概して北東側が相対的に低下している。</p> <p>(2)断層の変位量は垂直成分が6m、水平成分は0-8m。</p> <p>(3)基盤岩中の断層破碎帯の12m、走向、傾斜N20°W、80°NE粘土より構成される断層ガウジが認められる。</p> <p>(4)旧河床堆積層の推定年代2000年前、底面の変位量は累積変位量で四回程度の変位で、鉛直変位量12cm/1000年程度である。また、濃尾地震時の水平変位量は4.3mであり水平横ずれ変位量約350cm/1000年である。</p> <p>(5)トレンチ調査の結果、根尾谷断層は基盤岩中の既存の断層破碎帯の上盤側において活動したものである。</p>		



表 題 第四紀層下に分布する断層の調査方法、活動性評価法		文献番号 82.2
著 者 名 井上大栄、宮腰勝義、楠健一郎、木方建造、大山隆弘、曾根賢治、鈴木浩一、上田圭一、佐竹義典	発行年 1991	巻・号・頁 VOL. 22, PAGE 159
出 典 電力中央研究所我孫子研究所総合報告	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 深溝断層 (地域名)	調査 トレンチ掘削地質調査 手法等	
周辺地質 結晶片岩、花崗岩、段丘堆積物 (岩種)	周辺地質 中生代、更新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：4～5 m 破碎幅分類：B	内部構造：E, F 固結度：A, C
<p>要 旨</p> <p>(1) 1945年1月13日未明に三河地震と呼ばれるM=6.8の地震が発生し、地表変位に2本の屈曲した逆断層が現れ、南東側が深溝断層、北西側が横須賀断層と呼称される。三河地震時に断層線を挟んで南西側の岩盤が北東側にのし上げたために、深溝断層は上下変位と共に南北走向部分ではわずかに右横ずれ変化を伴い、東西走向部分で左横ずれ変位を伴う。</p> <p>(2) 西深溝トレンチの箇所は地震時、鉛直成分最大3mと左横ずれ1.3mの西側隆起断層が現れている。</p> <p>(3) 断層の状況</p> <p>a. 東光トレンチ、断層面の走向、傾斜はN70°E, 53°-61°NW、東側の基盤上限面が1.3m高くなっている。断層の上盤側(東側)は泥質先岩、下盤側は風化した石質閃緑岩、断層破碎帯は4-5mである。</p> <p>b. 西深溝、基盤岩中に走向傾斜N57°E56°SWの西側上がりの逆断層。断層面より上盤側4mと下盤側4mは断層ガウジとカタクラサイトよりなる破碎帯。下盤側の破碎帯は原岩組織が残存しており、上盤側に比べ破碎の程度が弱い。基盤中の断層面沿いには厚い2-3mの未固結の細粒物が形成されている。断層面の両側に発達する断層ガウジ中にみられ縞状構造を横切っている。</p> <p>(4) 第四紀堆積層の最下部の年代が三河地震以前は東光寺では約4000年以上西深溝で54000年以上断層活動が生じていない。両トレンチの断層は異なった活動履歴をもっている可能性が存在する。</p>		

表 題 第四紀層下に分布する断層の調査法・活動性の評価法		文献番号 82.3
著 者 名 井上大栄、宮腰勝義、楠健一郎、木方建造、大山隆弘、曾根賢治、鈴木浩一、上田圭一、佐竹義典	発行年 1991	巻・号・頁 NO. V22, PAGE. 159
出 典 電力中央研究所我孫子市研究所総合報告	調査精度・信頼度 変位量：B 活動年代：	
活断層名 川舟断層 (地域名)	調査 トレンチ掘削地質調査 手法等	
周辺地質 シルト・砂礫、泥岩 (岩種)	周辺地質 シルト・砂礫……第四紀 の年代 泥岩……第三紀	
破砕帯の 性状・構造	破砕幅：0.15 m 破砕幅分類：A	内部構造：E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)川舟断層は、1896年の陸羽地震(M=7.2)に伴って秋田、岩手県境付近に生じた地震断層である。震源は県境の山地直下で、山地の東西両側に生じ、川舟断層は山地の東側に60にわたって出現した。センスは山地側が隆起する逆断層であり最大鉛直変位量約3.5m、水平短縮量3m以上、横ずれ変位量0m。</p> <p>(2)構成する地質・断層 洪積世～完新世のシルト・砂礫、基盤岩は泥岩(川舟層)。 基盤の土限面の落差9.4mである。川舟層の下の断層面は軟質な粘土のよる断層ガウジが15cmの厚さで生じている。</p> <p>(3)川舟断層の活動性 C14年代の測定の結果シルト層の下底5650±110yB.P、トレンチの砂礫層の下部4000yB.Pを示す。シルト層の下底の断層のずれは5600年前に生じ陸羽地震まで地震が生じたものと推定される。また基盤の泥岩とシルトの下位にある砂礫との間、10mの落差があることにより数回の活動があったことを示している。</p>		

表 題 跡津川断層に伴う断層内物質の特性		文献番号 110.1
著 者 名 金折祐司、猪原芳樹、宮腰勝義、佐竹義典	発行年 1981	巻・号・頁 NO. 381001, PAGE. 38
出 典 電力研究所報告	調査精度・信頼度 変位量：D 活動年代：C	
活断層名 跡津川断層（天生谷露頭） （地域名）	調査 地表調査 手法等	
周辺地質 飛騨片麻岩類（花崗岩、先麻岩、石灰岩） （岩種）	周辺地質 先中生代 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅： 数 m 破碎幅分類：B	内部構造： C, E 固結度： A
<p>要 旨</p> <p>(1)天生谷の露頭は、跡津川断層の南西端に近い岐阜県吉城郡河合村の河床にある。断層は飛騨先麻岩類を切って幅数m前後を有する5条の破碎帯から構成される。</p> <p>(2)断層内物質の性質</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1)断層内組織・・・破碎帯内は明瞭に2つのゾーンに分けられる。即ち破碎帯と西側の母岩との境界部に存在する細粒物質からなるゾーン（細粒粘土化帯）とその内側の主として角礫から構成されているゾーン（角礫化帯）が存在する。断層内組織を先岩の形状と配列に注目すれば方向性のない角礫状～円礫状組織と方向性のあるレンズ状～網目状組織が存在している。</li> <li>2)粒度組成・・・細粒粘土化帯ではⅣ型、角礫化帯Ⅲ型。平均粒径（m）と表面積（s）の関係は1本直線で近似できる。</li> <li>3)石英粒子の表面構造・・・なめらかな表面構造（Ⅰb類）とやや溶触した表面構造（Ⅱ類）の2種類が認められる。</li> <li>4)粘土鉱物組成・・・イライト、クロライト、モンモリロナイトを主体とする。モンモリロナイトは断層内で新たに生成されている。2mm以下の細粒部に石英、長石を伴っていない。</li> </ol>		

表 題 跡津川断層に伴う断層内物質の特性		文献番号 110.2
著 者 名 金折祐司、猪原芳樹、宮腰勝義、佐竹義典	発行年 1981	巻・号・頁 NO. 381001, PAGE. 38
出 典 電力中央研究所報告	調査精度・信頼度 変位量：D 活動年代：C	
活断層名 跡津川断層（真川の露頭） （地域名）	調査 地表調査 手法等	
周辺地質 礫層および花崗閃緑岩 （岩種）	周辺地質 先更新世 の年代 白亜紀	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：13.1 m 破碎幅分類：C	内部構造：C, D 固結度：A
<p>要 旨</p> <p>(1)真川の露頭は跡津川断層の北東端に近い富山県上新川郡大山町真川付近の工所用林道の法面に出現した断層露頭である。跡津川断層は第四紀礫層と花崗閃緑岩を切っている。破碎帯は礫層川は幅0.1m前後、花崗閃緑岩側は約1.3mに亘って破碎帯と形成している。</p> <p>(2)断層の内部構造</p> <p>1)断層内組織・・・破碎帯内は2つのゾーンに分けられる。即ち破碎帯と両側の母岩との境界部に存在する細粒物質からなるゾーン（角礫化帯）が存在する。岩先形状と配列は方向性のない格子状組織である。</p> <p>2)粒度組成・・・細粒粘土化帯と角礫化帯は差はない。平均粒度（m）と表面積（s）の間の関係2本の直線に分けられる。</p> <p>3)石英粒子の表面構造・・・なめらかな表面構造、溶触した表面構造のもので特徴づけられる。</p> <p>4)石英粒子の表面構造・・・イライト・クロライト・モンモリロナイトを主体とする2mm以下の細粒部に長石を伴っている。</p>		

表 題 河成段丘下の断層の地化学調査 (その1) —河成段丘中の土壌ガス組成—		文献番号 113
著 者 名 金折祐司、木方建造、千根雅弘	発行年	巻・号・頁 NO. 381036, PAGE 3 1P
出 典 電力中央研究所土木研究所研究報告	調査精度・信頼度 変位量：— 活動年代：—	
活断層名 (新潟県東蒲原阿賀野川) (地域名)	調査 断層およびその周辺の地化学調査 手法等 (土壌ガス分析)	
周辺地質 ホルンフェルスチャート、砂岩、粘板岩、礫岩、 (岩種) 古生層、砂岩、凝灰岩、凝灰角礫岩の新第三紀層	周辺地質 古生層、新第三紀 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：10 m 破碎幅分類：B	内部構造：C, E 固結度：D
<p>要 旨</p> <p>(1)調査地点……古生層と新第三紀層が広く分布し、それらを覆って洪積扇状地性堆積物が台地を形成して分布している。古生層は主としてホルンフェルス化したチャート、砂岩、粘板岩、礫岩が構成され走向はほぼN-Sで、東または西に急傾斜している。新第三紀層との関係は断層もしくは不整合である。 A地点：古生層のチャートが約10mにわたり破碎・角礫状と呈する。 B地点：古生層の粘板岩が10m以上にわたり破碎し、角礫状もしくは粘土状である。</p> <p>(2)断層のトレース……地質図幅(新潟県1977)によれば鹿世町迄つづき断層上にきりん山温泉がある。破碎帯は熱水変質作用をうけており、破碎帯・節理に沿って緑れん石が折晶している。</p>		

表 題 境峠断層（木曾山地北部－飛騨山地南部の活断層）の基盤岩変位量		文献番号 128
著 者 名 狩野謙吉、佐藤博文	発行年 1988	巻・号・頁 VOL. 94, NO. 1, PAGE 51-54
出 典 地質学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：B 活動年代：C	
活断層名 境峠断層 (地域名)	調査 地表調査 手法等	
周辺地質 ジコラ紀の堆積岩、三疊紀のチャート、花崗岩 (岩種) (白亜紀末)	周辺地質 三疊紀～白亜紀 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：数10～ m 100	破碎幅分類：C 内部構造：C, E 固結度：B, C
<p>要 旨</p> <p>(1)境峠断層は、木曾山地北部の藪原北方から飛騨山地南部の焼岳にかけて走る北北西－南南東から北西－南東方向の断層。</p> <p>(2)断層のトレース 境峠の北約1 kmから黒川渡北方2 km付近にかけて断層は2つに分岐し、さらに北方でその方向を北西－南東にかえる。</p> <p>(3)断層の主破碎部は、幅数10 mから100 m以上、その内部は角礫状に粉碎され、軟弱なガウジを頻発に伴う。さらに、主破碎部の両側100 mにわたって幅数c mから数10 c m程度の未～半固結状態の破碎帯をもつ断層が散在する。</p> <p>(4)基盤岩の変位量よりみた境峠断層 断層周辺の岩石分布、中生層の走向変化、破碎帯の内部組織が総合すると左横ずれ成分の卓越した高角の断層であり、変位量は基盤岩の実変位量4.5 kmの可能性がある。境峠断層は北方の梓川地域では中生層の見掛け上左横ずれ変化を与え、その変位量3 km前後、一方南方の藪原から伊那市北西にかけては中生層や奈良井断層などの木曾谷層群が見掛け上左横ずれに変化し、その変位量は3 km前後であることから、境峠断層は総延長約50 km、基盤の変位量は3－4 kmの断層である。</p>		

表 題 下蔦木衡上断層-糸魚川-静岡線の屈曲部-		文献番号 188
著 者 名 小山彰	発行年 1988	巻・号・頁 VOL. 94, NO. 4, PAG E. 257-277
出 典 地質学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：C	
活断層名 下蔦木衡上断層 (地域名)	調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 四万十帯(砂岩、泥岩起源のホルンヘルス)花崗 (岩種) 岩類、第三系の巨摩礫層、八ヶ岳の堆積物	周辺地質 白亜紀～第四紀 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.1～ m 7	破碎幅分類：B 内部構造：C,E,F 固結度：A, C
<p>要 旨</p> <p>(1)糸魚川-静岡構造線は北、中、南に三区分される。南部は東西性の断層で切断されるからほぼ南北に連続し、形態的には逆断層、衡上断層である。中部は北西-南東系の左横ずれ活断層である。糸静線は韭崎付近で走向を変じている。</p> <p>(2)富士川上流、釜無川の河床にみられる下蔦木断層は、その活動時期が中期中新世までさかのぼれること、本断層が糸静線を構成する主要断層であること。また、走向変化は位置的にみて糸静線の屈曲部である。</p> <p>(3)下蔦木衡上断層</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) 釜無川左岸：南西側の花崗岩体が段丘礫層に衡上している。断層面はシャープな滑り面をもち、断層面に沿って幅1-3cmの赤紫色、未固結粘土を挟む。</li> <li>2) 釜無川河床(左岸)中粒黒雲母花崗岩、斑れい岩の断層角礫が中粒黒雲母花崗岩の上に衡上する。断層面はシャープ、断層面上盤側最大19cm間に灰緑色を呈する。上盤側は斑れい岩の断層角礫岩がみられると共に熱水変質による粘土化、一部ハカタクライト化している。下部の花崗岩体は砂礫層に20°以下の低角礫断層で押し被せ構造をなしている。</li> <li>3) 釜無川河床(右岸)：断層面はシャープなすべり面、上盤側約20cmの斑れい岩礫混じり黄褐色半固結粘土、7mの間は斑れい岩のカタクラサイト。下盤側5cmの間は花崗岩脈礫混じり、黄褐色半固結粘土である。</li> <li>4) 釜無川河床南部：すべり面は明瞭、断面を挟んで10-20cmの間に断層角礫を伴う赤褐色の未固結粘土、上盤の斑れい岩の破碎帯幅は5-7mである。</li> </ol>		



表 題 日本 <sup>の</sup> 活断層発掘調査[37] 1985年濃尾活断層系、根尾谷断層（金原地区）トレンチ調査		文献番号 235
著 者 名 宮腰勝義、猪原芳樹、角田隆彦、金折祐司、佐竹義典	発行年 1993	巻・号・頁 VOL. 11, PAGE. 8-15
出 典 活断層研究	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 根尾谷断層 （地域名）	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 チャート、頁岩、砂岩（美濃帯の中・古生層） （岩種）	周辺地質 中～古生層 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：12 m 破碎幅分類：C 内部構造：C, E 固結度：B, C	
<p>要 旨</p> <p>(1)主断層面より西側ではチャート、頁岩が主体で、東側には頁岩、砂岩が主として分布している。</p> <p>(2)基盤岩の断層破碎帯の特徴 基盤岩中には幅12m、断層は10条の断層がガウジを主体とする粘土帯が認められ、それらの間は角礫状～縞状の破碎組織を有する断層角礫からなっている。粘土化帯や、角礫状～縞状組織を横断し、あるいはこれに沿って石英の細脈が認められる。断層破碎帯の最も東側にある粘土化帯、上方の崖錐堆積層に向かって延長している。断層面は直線状、鐘肌を有し、ほぼ水平および北または南にゆるく傾く条線がみられる。</p> <p>(3)表層堆積物中の断層 基盤岩はF-D断層を介し、東側が2m低下する”みかけ正断層”、しかしFA-FC断層は逆断層と呈している。</p>		

表 題 活断層調査の例—柳ヶ瀬断層		文献番号 256
著 者 名 武蔵彰、豊蔵勇、松浦一樹、池戸正行	発行年 1981	巻・号・頁 VOL. 22, NO. 1, PAGE. 32-51
出 典 応用地質	調査精度・信頼度 変位量：C 活動年代：C	
活断層名 柳ヶ瀬断層 (地域名)	調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 扇状地堆積物、段丘堆積物、石灰系～二畳系の堆積物、花崗岩類	周辺地質 の年代	
破砕帯の 性状・構造	破砕幅：70-700 m 破砕幅分類：C	内部構造：C, E 固結度：B, C
<p>要 旨</p> <p>(1)柳ヶ瀬断層は琵琶湖北東滋賀県伊香郡木之本町田部付近から余呉川上流—五位谷川—高時川最上流—孫谷川上流のなす直線谷に沿って福井県南条郡今庄二ツ尾付近まで30kmの長さにわたってNNW—SSE方向に発達する。</p> <p>(2)余呉川周辺の地質概略</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・余呉川沖積平野東縁部および直線谷には扇状地が分布している。扇状地堆積物は地形面の開析状況および堆積物の違いにより古期、前中期、後中期、新期に区分されている。新期扇状地堆積層および後中期扇状地堆積層のC14年代値は、5～6千年B.Pおよび1.8～3.5万年B.Pである。</li> <li>・丹生谷川沿いには3段に区分される小規模な河成段丘が、また高時川などは5段のものが形成されている。</li> <li>・基盤の地質は西日本内帯の美濃・丹沢帯の石灰系～二畳系の堆積岩類および噴出岩類が分布する。また、西側の山地は白亜紀から第三期の花崗岩が侵入している。</li> </ul> <p>(3)柳ヶ瀬断層の性状</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) 木之元—小谷川：低地帯の300～400m、古生層の粘板岩の中に未固結な数cm—10数cmの暗灰色粘土状～砂状破砕物が挟まれた低破砕帯がある。破砕帯の主体は西側山地の第四紀堆積物に被われており不明時、破砕帯の幅300～700mで北に向かって徐々に小さくなる。</li> <li>2) 小谷—椿坂峠間：谷底の両側に破砕帯が認められ、粘板岩砂岩、チャート、輝緑凝灰岩が小～中角礫状のものが発達する。但し一部分は幅数cm～30cmの未固結の高破砕帯を伴い、破砕帯には多数の小断層面がみられる。破砕帯の幅は柳ヶ瀬トンネルで150～200mとなっている。</li> <li>3) 椿坂峠—栃ノ木峠：粘土状の高破砕帯が80m発達している。中河内での低破砕の幅70～100m。</li> <li>4) 栃ノ木峠—二ツ尾間：小～中角礫破砕帯を主とし稀に粘土、砂状破砕帯が伴っている。全破砕帯の幅70～200m程までである。</li> </ol>		

表 題 愛知県猿投山周辺の瀬戸層群と猿投-知多上昇帯		文献番号 272
著 者 名 中山勝博	発行年 1987	巻・号・頁 VOL.41, NO. 2, PAGE . 114-130
出 典 地球科学	調査精度・信頼度 変位量：B 活動年代：C	
活断層名 猿投・境川断層群 (地域名)	調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 中・古生層(ホルヘルス化砂、岩、頁岩)、瀬戸層群、 (岩種) 段丘堆積物	周辺地質 古生層・更新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.05～ m 1.0	破碎幅分類：A 内部構造： 固結度： A,B,C
<p>要 旨</p> <p>(1)地質概説：愛知県猿投山の南部および周辺。この地域を構成する地質系統は基盤岩類の中・古生層、花崗岩類、及び中新統の品野層、基盤岩類を広く不整合関係におおっている瀬戸層群、中新世末期から鮮新世にかけて堆積した淡水域堆積物で粘土、シルト、砂、礫からなっている。</p> <p>(2)猿投・境川断層群は基盤岩類、瀬戸層群および段丘堆積層(三好層)を変形させている。この断層は複数の断層からなり、主となるものは北東-南西方向にのびるものである。断層破碎帯の幅は、愛知池(40cm)、福谷(15cm)、三好ヶ丘(5cm)、保見南戸(30cm)、乙部町北方(80cm)、加納町(30cm)、猿投町(60cm)、北一色南方(1m)が発達、良く連続する。断層破碎帯の性質は、中新世～更新世の堆積物の接している部分は破碎帯は未固結である。花崗岩類と接している部分は固結-半固結の破碎帯になっている。変位量は中新世～更新世の地形の分布する地域で20m、中新世と花崗岩類の分布する地域で50mとなっている。</p> <p>(3)広幡断層は、広幡町～愛知池東方にかけて北北東-南南東方向に発達する逆断層で、西側が相対的に上昇している。断層破碎帯の幅は、田初町20cm愛知池東方4cmであり垂直に50m変位している。</p> <p>(4)猿投・境川断層群の活動時期は瀬戸層群の堆積時あるいはその直前が活動を開始し、その後も断続的に活動した活断層である。理由として(1)断層群東方に断層に沿うように発達する花崗岩の巨礫不淘汰堆積物、(2)瀬戸層群中の火山灰層、及び段丘堆積層の垂直変位力80～150m、50～90m、30m変位している。(3)断層系に沿って小断層が発達するが挙げられる。</p> <p>(5)垂直変位速度 0.01～0.04m/1000年の割合。</p>		

表 題 近畿地方北西部地域の活構造 (2) - 三田市西部での最終活動 -		文献番号 282
著 者 名 西村進、茂木透、見野和夫、山田治	発行年 1985	巻・号・頁 VOL. 38, PAGE 243-249
出 典 地震	調査精度・信頼度 変位量 : B      活動年代 : A	
活断層名 三田・山崎構造線 (三田市西部) (地域名)	調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 神戸層群 (砂・礫) 沖積層 (岩種)	周辺地質 鮮新世～完新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅 : 2.5 m	破碎幅分類 : B      内部構造 :      固結度 : F
<p>要 旨</p> <p>(1)地質概要：丘陵地は神戸層群吉川累層下部淘汰のよい無層理の砂、礫層、谷間には沖積層が分布してゐる。</p> <p>(2)三木断層 (F 2) は北に 80° 傾斜し、神戸層群の礫層群が上部のシルトにのり上げ、その落差 1 m の逆断層である。断層の西側の延長では谷を埋積している沖積層がシルト層にのり上げ破碎帯の幅 2.5 m ある。</p> <p>(3)F 3 断層は北に 60° 傾斜した正断層、最大落差 3 m である。正断層の延長 1.5 km、東西両側では落差は小さくなる。その南側 250 m で南に 30° 傾斜、落差 1.5 m の逆断層となる。この地域に分布する F 1、F 2、F 3 の断層群は地下では一本の横ずれ型断層活動の結果生じたものである。</p> <p>(4)断層は 1 回の動きのくい違いで生じ、変位程度 M 7、その時期は沖積層の礫層中の倒木 14 C の年代、3340 ± 40 B.P であるため 3340 B.P よりかなり新しいもので水田下底部の粘土層を断層が切っていることから耕作開始江戸中期より古いものと考えられる。</p>		

表 題 山崎断層系安富断層のトレンチ調査		文献番号 296
著 者 名 岡田篤正、安藤雅孝、佃為成	発行年 1987	巻・号・頁 VOL. 96, NO. 2, PAGE. 1-16
出 典 地学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 安富断層 (地域名)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 中生層 第四系の礫、砂、シルト (岩種)	周辺地質 古生代～第四紀 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：2-5 m 破碎幅分類：B	内部構造：C, E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)山崎断層は岡山県北東部から兵庫県西部へ、北西が南東方向(平均走向N55°W)に約80kmに亘って連続する主要断層帯(山崎断層系)である。</p> <p>(2)安富断層は山崎断層系の中央からやや東南に位置し、走向はN75°W、約20kmの延長距離をもっている。左ずれ卓越の活断層で地質的には数万年以降の活動。</p> <p>(3)断層露頭は中生層に現れ、主要な断層粘土帯は幅2~5m、走向N80°W、傾斜60°-70°Sで両側に向かって角礫化へと移行する。その中に紡錘系した角礫を含む断層帯がかなり広い幅で見られる。断層破碎帯の中に走向N66°W、傾斜73°Sの断面がみられ、その面土10°W上がりの多数の条線がみられる。</p>		

表 題 岐阜県宮川村野首における跡津川断層のトレンチ調査		文献番号 297
著 者 名 跡津川断層トレンチ発掘調査団	発行年 1989	巻・号・頁 VOL. 98, NO. 4, PAG E. 62-85
出 典 地学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 跡津川断層 (地域名)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 飛田変成岩類 (岩種)	周辺地質 古生代・第四系 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：5～6 m 破碎幅分類：B	内部構造：A, C 固結度：A, C
<p>要 旨</p> <p>(1)跡津川断層のほぼ中央であり、分布する地質は基盤岩類として飛田変成岩類とこれに貫入する森安花崗岩、および第三紀安山岩類がある。この基盤岩類をおおように河成砂礫層（多くは河岸段丘層）や崖錐性堆積物が分布する。</p> <p>(2)主断層（破碎帯）面の傾斜は上部で65° N、下部で75° N、走向はいずれも約N70° Eで、北側に傾いた高角度の断層である。断層面上盤は優白色の粗粒アブライト（森安花崗岩）、下盤側は最下部に晶質石灰岩、これを不整合で覆って段丘礫層と氾濫原性砂層がある。下盤側の砂層・腐植層は主断層に沿って引きずりによって撓み上がり、ほぼ直立し、主断層によって派生する小断層で変位をうけている。引きずり帯の幅は1～2 mで、引きずり上げられた砂礫層から毛細管状にのびるサンドダイクやシルトの細脈、見掛け上断層を呈する小断層がある。上盤側では幅30～60 cmの晶質石灰岩を主とする断層角礫帯が花崗岩中に取り込まれてカラカラサイトとして固結している。主断層面は破碎帯の中央でなく上盤5～6 mのところであり砂礫層中に晶質石灰岩が角礫したものが確認されている。</p> <p>(3)主断層面上の条線は、15°～20° W、40° Wの2系統ものがあり、左ずれ北上がりである。40° Wは数が少ないもの、水平に近い条線より新しいことを示す。</p>		

表 題 濃尾活断層から発生した古地震の考察 — 梅原断層のトレンチ調査 —		文献番号 300	
著 者 名 岡田篤正、渡辺満久、安藤雅孝、佃為成、平野信	発行年 1992	巻・号・頁 VOL. 101, NO. 1, PAGE. 1-18	
出 典 地学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：B 活動年代：B		
活断層名 濃尾活断層系梅原断層（高田地区） （地域名）	調査 トレンチ調査 手法等		
周辺地質 美濃帯中・古生層、沖積層 （岩種）	周辺地質 古生代～第四紀 の年代		
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：	m	破碎幅分類：
			内部構造：
			固結度：
<p>要 旨</p> <p>(1)地質概要：山地を構成する地質は砂岩・泥岩・チャートを主体とする美濃帯の中・古生層、丘陵性山地は河性段丘の発達が悪く埋積の進んだ低平な沖積平野が形成される。</p> <p>(2)調査地域は温見、黒津、根尾谷、武儀川、梅原断層などの活断層がほぼ北西－南東方向に雁行状に配列している。1891年濃尾地震の震源断層となったのは温見、黒津、根尾谷、梅津の各断層、延長80kmに及ぶ。断層の形式は左ずれである。</p> <p>(3)梅原断層は1892年濃尾地震時に谷底平野26kmに亘って変位様式が左ずれ、南西側に隆起を伴っている。左ずれ地形の変位量10m程度以下である。</p> <p>(4)断層はトレンチ法面に5つ確認されている。F1～2断層は6層迄、F3～4断層は4層迄及んでいる。</p>			

表 題 日本活断層発掘調査[40] 1988年春季中央構造線活断層系・岡村断層（西条地区）トレンチ調査		文献番号 302
著 者 名 岡田篤正、堤浩之、中田高、安藤雅孝	発行年 1993	巻・号・頁 VOL. 11, PAGE 29-37
出 典 活断層研究	調査精度・信頼度 変位量：B      活動年代：A	
活断層名 中央構造線活断層系・岡村断層 (地域名)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 岡村層（砂、シルト、礫）、段丘礫層 (岩種)	周辺地質 鮮新世－更新世 の年代	
破碎帯の性状・構造      破碎幅：1.5      m      破碎幅分類：B      内部構造：F      固結度：B		
要 旨 (1)岡村断層は中央構造線の北側数kmを並走する断層であり、第四紀後期に最も活動的である。 (2)トレンチ調査地点は、岡村層（鮮新世－更新世）および段丘堆積物が分布している。 (3)岡村断層の断層帯の幅1.5m以下、一般走向N80°以上の高角度である。断面の切断面はシャープで、地層のたわみ引きずりが生じている。断層帯に接している礫層の礫の長軸の方向に一致している。断層は中央で多少湾曲し2本の断層が平行に走り、両端で分流している。 (4)平均変位速度6.8/1000年、活動期2,600年B.Pより7世紀の間と限定される。		



表 題 佐渡島の海成段丘をきる活断層との意義		文献番号 325
著 者 名 大田陽子、宮脇明子、塩見美奈子	発行年 1992	巻・号・頁 VOL. 101, NO. 3, PA GE. 205-224
出 典 地学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 国中南断層（大須鼻） （地域名）	調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 中新世（安山岩、凝灰岩）、完新世、海成段丘、 （岩種） 礫層	周辺地質 第三紀～完新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.05～ 0.7 m	破碎幅分類：A 内部構造：C, E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)国中南断層</p> <p>1) 国中南断層は、国中平野東縁に分布する最終間氷期と推定される海成段丘を切る活断層である。断層の走向は北東-南西、長さ4 kmで国中平野側への著しい段丘面の撓み下がり、その背後での逆向き低断層崖が出現している。撓み量は最大3.0 m、逆向き低断層崖の比高は最大約1.0 m、最大平均変位速度0.2 m/1000 yr～0.09 m/1000 yrである。</p> <p>2) 撓曲崖の南西延長部における段丘堆積物をきる逆断層は、基盤の安山岩を不整合に覆うT3面の構成層が走向N40° E、傾斜50° Sの西下がり逆断層で知られている。断層面の変位量は約3 m、破碎帯0.7 m青灰色の軟土粘土である。</p> <p>(2)小田断層</p> <p>1) 小田断層は大佐渡外海府海岸において矢柄より北田浦迄1.5 kmつづく断層である。</p> <p>2) 断層露頭は断層鐘肌と破碎帯がある。断層面の走向はN40° E、傾斜は70° W。破碎帯の幅は約5～17 cmで軟質の粘土と断層角礫を伴う。</p>		

表 題 根尾谷断層水鳥断層崖のトレンチ壁面の地質		文献番号 355
著 者 名 佐藤比呂志、岡田篤正、松田時彦、隈本宗	発行年 1992	巻・号・頁 VOL. 101, NO. 7, PAGE. 556-572
出 典 地学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：B 活動年代：C	
活断層名 根尾谷断層（水鳥断層） （地域名）	調査 トレンチ調査 手法等 ボーリング調査	
周辺地質 泥岩、砂岩、チャート （岩種）	周辺地質 中生代 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：3～3.5 m 破碎幅分類：B	内部構造：C, E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)水鳥周辺の地震断層は走向変位の異なる3条の断層線に区分されている。即ち根尾谷断層（狭義）、水鳥大將軍断層、水鳥断層である。</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・根尾谷断層（狭義）：根尾川西岸 走向N30°W、東側に低下の変位をもつ</li> <li>・水鳥大將軍断層：水鳥集落の北端 東西延長400m、地震時北側へ5m低下した。</li> <li>・水鳥断層：地震時に北東側を隆起させ、水鳥の集落の西南方から南南東に延びる顕著な断層崖を形成。上下変位は6m。</li> </ul> <p>(2)破碎帯と断層条線</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・断層粘土帯の幅は3-3.5m。粘土の岩類区分D。断層の条線はN37°W60°Sに集中し、上下変位量5-6m。左ずれ変位量2-5mとすれば断層運動のプランジは45°-70°であるので、条線はその中央値となる。</li> <li>・断層を含む地質は中生代の泥岩、玄武岩、チャートである。</li> </ul>		

<b>表題</b> 日本の活断層発掘調査[38] 1985年北丹後活断層系・仲禅寺断層（矢田地区）トレンチ調査		<b>文献番号</b> 384
<b>著者名</b> 杉山雄一、佃栄吉	<b>発行年</b> 1993	<b>巻・号・頁</b> VOL. 11, PAGE. 16-21
<b>出典</b> 活断層研究	<b>調査精度・信頼度</b> 変位量：D                      活動年代：A	
<b>活断層名</b> 北丹後活断層系仲禅寺断層 (地域名)	<b>調査手法等</b> トレンチ調査	
<b>周辺地質</b> 花崗岩、更新統堆積物（礫・砂・シルト） (岩種)	<b>周辺地質の年代</b> 白亜紀、更新世	
<b>破碎帯の性状・構造</b>	破碎幅：0.002 - m 0.003	破碎幅分類：A                      内部構造：E                      固結度：C
<b>要旨</b> (1)仲禅寺断層は、1927年の北丹後地震の際に活動した郷村断層の東側2.5kmを並走する延長約5km、走向N15°Wの活断層である。仲禅寺断層沿いには地形的に河谷、尾根の系統的な左ずれ屈曲が認められている。 (2)トレンチの南方のボーリング調査（C-7孔 掘進長18.5-18.6）の花崗岩体中に厚さ2-3mmの断層ガウジを伴う数条の断層破碎帯が認められた。 (3)トレンチ調査 1) トレンチ壁面の地質、上位より ・谷埋め堆積物：花崗岩起源の破屑粒子からなる細礫混じりの砂、シルト（2250+80BP）。 ・矢田層           ：細礫および粘土混じり粗粒～細粒を主体とし厚さ数cm、10cm程度の細粒堆積物（5120±110～11910±700BP）。 ・スランプ層   ：細礫混じりの砂、細粒堆積物の組合せ、砂層はスランプ褶曲、級化層理が発達する（18180±1910～24390±700BP）。 ・粗粒角内先石黒雲母花崗岩、矢田層と接する部分はマサ化が進んでいる。 2) トレンチ壁面の断層 ・トレンチ壁面には仲禅寺断層と考えられるF1～4の4本の断層が確認されている。断層の走向N20°Wで仲禅寺断層の走向と一致している。断層の傾斜はF1、2はほぼ鉛直、F3、4は西傾斜、これらの断層は全体として下方へ向かって一つに収れんする形になっている。断層はスランプ堆積物のすべり面にそれぞれ一致している。		

<b>表題</b> 日本の活断層発掘調査[40] 1990年御母衣断層系、白川断層（木谷地区）トレンチ調査		<b>文献番号</b> 385
<b>著者名</b> 杉山雄一、栗田泰夫、佃栄吉	<b>発行年</b> 1993	<b>巻・号・頁</b> VOL. 11, PAGE 65-70
<b>出典</b> 活断層研究	<b>調査精度・信頼度</b> 変位量：D                      活動年代：A	
<b>活断層名</b> 御母衣断層系白川断層 (地域名)	<b>調査手法等</b> トレンチ調査	
<b>周辺地質</b> 表層土、礫層 (岩種)	<b>周辺地質</b> 更新世～完新世 の年代	
<b>破碎帯の性状・構造</b> 破碎幅：                      m                      破碎幅分類：                      内部構造： F                      固結度：		
<b>要旨</b> (1)御母衣断層系は、富山県南西部の小矢部川源流域から岐阜県北部の庄川土流域にかけて、北北西-南南東方向に延長65kmのびる活断層である。この断層系は北から加須良断層、白川断層、三尾河断層で構成されており、地形的には河谷、尾根の系統的な左ずれ屈曲が認められ断層西側の相対的隆起を示す変位地形がある。 (2)トレンチ壁面の地質 上位から A層：表土（シルト～細砂分の卓越する明褐色の腐植混じり土壌） B層：腐植質土壌、最下部にアカホヤ火山灰の火山ガラス散在（14C年代 7300年B.P） C層：明黄褐色を呈するシルト基質の礫層 D層：河成礫層 (3)トレンチ壁面の断層 トレンチ壁面に4つの断層が存在する。走向はほぼ南北、いずれも見掛け上西傾斜の逆断層を呈する。F1断層はC、D層を、F2、3、4断層はB層をきっている。F1断層はC層堆積後に活動している。（7700年B.P）F2、3、4断層はB層堆積中～堆積後に少なくとも1回の活動イベント（2500年B.P）があった。特にF3断層は断層に沿って腐植土層中の礫の再配列（礫の長軸が断層面に平行に揃う）も保存されている。		

表 題 日本の活断層発掘調査[48] 1990年御母衣断層系・三尾河断層(寺河戸地区)トレンチ調査		文献番号 386
著 者 名 杉山雄一、栗田泰夫、佃栄吉	発行年 1993	巻・号・頁 VOL. 11, PAGE. 71-77
出 典 活断層研究	調査精度・信頼度 変位量：－ 活動年代：A	
活断層名 御母衣断層系・三尾河断層 (地域名)	調査 手法等 トレンチ調査	
周辺地質 安山岩礫層、腐植土層 (岩種)	周辺地質 更新世～完新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造 破碎幅：－ m 破碎幅分類：－ 内部構造：－ 固結度：－		
要 旨 (1)三尾河断層は山中峠付近から北北西方向に延び莊川村三尾河を経て御母衣湖に達する延長約20kmの活断層である。地形的には河谷の系統的な左ずれ屈曲、扇状地面や火山斜面上の東落ち低断層崖、断層凹地の変位地形が認められる。 (2)トレンチ壁面の地質 上位よりa～mの13層に区分する。b～k層は腐植質土層(黒土層)d、g、kの各層は安山岩礫および1cmの角礫状の崩壊土を含む。これらの地層は活断層の活動によって生じた崩壊性堆積物である。l層は礫混じりシルト粘土層、m層は断層の西側に分布し安山岩礫よりなる礫層である。 (3)トレンチ壁面の断層 断層凹地地形に調和する東側に沈降示す東傾斜の断層である。断層の走向N20°Wである。断層面には32°～37°北西の傾斜する条線がみられ、南西側隆起成分を伴う左横ずれ断層である。断層はe層まで切り、変形し断層面に沿って黒土、および礫・崩壊土片が落ち込んでおり、地震によって生じた地割れ跡と推定される。 (4)活動イベント T1：e層堆積後～d層堆積前(840年B.P以降) T2：h層堆積後～g層堆積前(4400～6300B.P) T3：l層堆積後～k層堆積前(7100y.B.P以前)		

<b>表 題</b> 日本の活断層発掘調査[53] 1992年柳ヶ瀬断層(椿坂地区)トレンチ調査		<b>文献番号</b> 387
<b>著者名</b> 杉山雄一、栗田泰夫、佃栄吉、吉岡敏和	<b>発行年</b> 1993	<b>巻・号・頁</b> VOL. 11, PAGE. 100 -109
<b>出典</b> 活断層研究	<b>調査精度・信頼度</b> 変位量：A      活動年代：C	
<b>活断層名</b> 柳ヶ瀬断層 (地域名)	<b>調査手法等</b> トレンチ調査	
<b>周辺地質</b> 角閃石安山岩、美濃中生帯の頁岩、砂・礫・シルト (岩種)	<b>周辺地質</b> 中生代、更新世 の年代	
<b>破碎帯の性状・構造</b> 破碎幅：0.1      m      破碎幅分類：A      内部構造：E, F      固結度：B		
<b>要 旨</b> (1)柳ヶ瀬断層は滋賀県木之本町木之元付近から福井県今庄町板取付近まで30kmにわたって走向北北西-南南東の活断層である。地形的に断層沿いに直線的な断層谷及び尾根、河谷に左ずれ屈曲が認められる。 (2)トレンチ周辺の地質 基盤岩は普通角閃石と斜長石の斑晶を含む、角閃石安山岩及び美濃中性界の頁岩である。基盤岩の上には砂、礫、シルト層が堆積し、断層に接している。 (3)トレンチ壁面の断層 Bトレンチ：安山岩の東端部は著しく破碎され、粘土サイズの破碎物質(断層ガウジ 幅10cm)が形成されている。ガウジ中に砂礫層に由来する礫・砂が揉み込まれている。この断層は走向N17°-22°W、西に67°-80°傾斜する。断層面は北へ10°および20°ブランチする礫の擦痕が認められる。また強破碎帯から幅50cmの範囲の礫の多くは長軸を壁面に沿って見かけ鉛直方向に向けて再配列している。 Cトレンチ：基盤岩は美濃帯の頁岩であり、断層は頁岩中に砂~粘土サイズの破碎物質を伴う断層が数10cm~数mの間隔で発達、走向は南北、東へ55°~75°傾斜する。 (4)断層の活動はS1層中の層準(570-630yB.P)の堆積前に起き、垂直変位量は0.7~1mと推定される。この断層は北へ10°及び20°ブランチしていることから垂直変位量を上まわる左横ずれ変位を持つ可能性がある。		

表 題 新潟県下田村、下原断層の断層露頭および断層変形地形		文献番号 390
著 者 名 鈴木郁夫	発行年 1993	巻・号・頁 VOL. 32, NO. 2, PAGE 61-74
出 典 第四紀研究	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 下原断層 (地域名)	調査 地形、地表地質調査 手法等	
周辺地質 くさり礫、赤色土、黄色砂層 (岩種)	周辺地質 更新世、新第三紀 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.2～0.6 m	破碎幅分類：A 内部構造：E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)下原断層は、五十嵐川左岸の丘陵、段丘面を変位させ、北北東-南南西走向を持つ長さ約4 kmの活断層である。この断層は北西部が南東部に対して相対的に隆起するような逆断層成分を持っている。一方、水平変位はⅦ面およびⅧ面の背後の段丘崖のくい違いから右ずれ変位が示唆されている。</p> <p>(2)断層の露頭 下原断層、畜産試験場と下田城ゴルフ場：Ⅲ面を構成するくさり礫、およびその上にある赤色土を断る断層。西側の断層面は走向N14°W、傾斜84°W、東側の断層面は走向N5°W傾斜50°Wである。両断層の幅は7m、断層粘土は前者が60cm、後者が20cmである。これらの断層に雁行する小断層が数本認められる。これらの露頭で見られる断層はすべて西上がりの逆断層である。 下原断層東方の断層露頭：断層面は走向N51°W、傾斜25°S、上盤（西側）の新第三系黄色砂層が下盤（東側）の赤色土および砂礫層にのしあげている。変位量は24m、下原断層の走向に直交する。</p> <p>(3)平均変位速度 下原断層のⅤ面、Ⅶ面から得られた垂直変位量は段丘面形成年代から、平均垂直変位速度が0.05/1000年である。</p> <p>(4)下原断層、町屋敷断層等の短い断層は新発田-小出線と越後平野東縁に存在すると推定される大きな断層間の副断層と考えられる。</p>		

<b>表 題</b> 庄内平野東縁における完新世の断層活動と1894年(明治27年)庄内地震 -観音寺断層のトレンチ発掘調査による検討-		<b>文献番号</b> 394
<b>著 者 名</b> 鈴木康弘、池田安隆、渡辺満久、須見俊彦、米倉伸之	<b>発行年</b> 1989	<b>巻・号・頁</b> VOL. 42, PAGE. 151 -159
<b>出 典 地震</b>	<b>調査精度・信頼度</b> 変位量：A          活動年代：A	
<b>活断層名</b> 矢流沢断層 (地域名)	<b>調査手法等</b> トレンチ調査	
<b>周辺地質</b> 粘土・粗粒 (岩種)	<b>周辺地質</b> 完新世 の年代	
<b>破碎帯の性状・構造</b> 破碎幅：-          m          破碎幅分類：-          内部構造：F          固結度：C		
<b>要 旨</b> (1)調査地域は、庄内平野とその東方の丘陵、山地域であり、丘陵、山地と平野の境は比高100-150m直線的な崖がある。丘陵地は新第三系、下部第四系が著しく褶曲している。平野と丘陵の地形的対立は大的に丘陵側隆起の地殻変動の累積結果である。完新世の地形面(扇状地面)には不連続があり、低断層崖が形成され、複数列あり、その変位量1m前後であり低断層崖が隆起している。 (2)トレンチ壁面の地質 下部から中部は粘土～粗粒および小礫の互層木片や腐植物を含むシルト層および砂層から成り、それより上位には有機物を多く含む水田耕作土壌である。 (3)トレンチ壁面の地質 F1：粘土～粗粒の細粒堆積物の互層を切り、断層面はN20°Eの走向で東に15°傾いている。また、この断層は縄文後期(3500～3800y.B.P)の土器を切っている。 F2：断層は乱帯の位置より東に25°程度傾いている。F2の上盤側はラシナのない粗砂、下盤側の地層と層相が異なる。2500y.B.Pの腐植層を噴砂により切断されている。 (4)断層の活動 F1、F2は上盤側が隆起する逆断層で活動時期2500y.B.P以降～水田開拓以前(庄内地震以前)に起きている。		



表 題 東京都西部立川断層沿いの基盤岩の断層変位センス		文献番号 399
著 者 名 高橋博昭、高橋修、石井醇	発行年 1992	巻・号・頁 VOL. 90, NO. 7, PAG E. 661-664
出 典 地質学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：C	
活断層名 立川断層 (地域名)	調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 チャート・頁岩 (岩種)	周辺地質 二畳紀 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.5 m	破碎幅分類：A 内部構造：E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)立川断層は東京都西部の武蔵野台地の西端、東京都国立市青柳より東京都青梅市岩蔵付近を通り、北西延長方向に続く断層と推定される。</p> <p>(2)露頭の地質は、剪断壁開の発達した頁岩中にチャート・石灰岩・シャルスタインの数cmから数m大の大小さまざまな岩塊を含む混在岩層（メランジ）で、二畳系成本層とされている東方延長である。</p> <p>(3)断層 地点1（青梅市岩蔵、黒沢川左岸）走向・傾斜N57°W50°S、南西側は頁岩と北側のチャートの境をなし、断層破碎帯の幅0.5m、破碎されたチャート、頁岩の碎屑物からなり、断層条線は面上50°南落ちである。 地点2（青梅市小曾木一丁目、黒沢川支流右岸）走向・傾斜N66°W、52°S、破碎帯の幅0.5m、白色珪質の破碎岩片を含む粒子の細かい粘土である。断層の上盤（南西側）がチャート、下盤側（北東側）が頁岩主体の混在岩である。断層面は52°南落ちの断層条線がみられる。</p> <p>(4)変位センスは水平成分はほとんどなく、鉛直成分は断層の南西側の基盤が北東側に対して相対的に持ち上がった逆断層である。</p>		

表 題 飛騨山地北縁部の活断層群		文献番号 404.1	
著 者 名 竹村利夫、藤井昭二		発行年 1984	巻・号・頁 VOL. 22, NO. 4, PAGE. 297-312
出 典 第四紀研究		調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 跡津川断層 (地域名)		調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 花崗岩、礫層 (段丘) (岩種)		周辺地質 の年代	
破碎帯の 性状・構造      破碎幅：      m      破碎幅分類：A, C      内部構造：E      固結度：C			
要 旨 (1)断層は岐阜県北部から富山県南部にかけて白山、立山をつなぐように存在する。 (2)断層の露頭 1) 真川地点Ⅰ：断層の周辺の地質は花崗岩、段丘礫層 (25~40m)、湖成層 (15~30m) である。断層は走向60°E、傾斜85°SE~90°、破碎帯の幅は100m近くある。段丘礫層は断層に近づく程全体に締まってくる。断層に接する部分は礫の長軸が断層と平行している。変位量は段丘礫層が50~60mである。条線のピッチは35°~45°SWで、右ずれ変位量が推定される。湖成層は断層のひきずりのため断層へ接した付近で傾斜している。湖成層の中の木片の14C年代は30450±2170yB、Pと35895+3025-2190yBである。 2) 真川地点Ⅱ：真川地点(特)の上流700m。基盤の花崗岩の上に不整合で亜角礫~亜円礫層 (層厚2~3m)、角~亜角礫層 (層厚3m) が整合にのる。部分的に層厚1mの灰褐色中~粗粒砂がはさまれている。断層は走向42°~45°E、傾斜87°SEを境にして、北西上がりでその落差は基盤で6.5m、上部の角~亜角礫層で4~3mである。断層沿いは引きずりのため地層の傾斜は立っている。断層粘土は1~20cmで褐色を呈する。条線のピッチ45°SWである。 (3)断層の変位速度は縦ずれの平均変位速度が、L1面 (20000年前) ~L3面 (10000年前) 間で1~2m/1000y、Ls面 (5000年前)、1~4m/5000年である。横ずれの変位速度は1~5.7m/1000年程度。			

表 題 飛驒山地北縁部の活断層群		文献番号 404.2
著 者 名 竹村利夫、藤井昭二	発行年 1984	巻・号・頁 VOL. 22, NO. 4, PAG E. 297-312
出 典 第四紀研究	調査精度・信頼度 変位量：A      活動年代：B	
活断層名 茂住断層 (地域名)	調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 片麻岩、角礫 (岩種)	周辺地質 先中生代、更新世末期 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.9 m    破碎幅分類：A    内部構造：E, C    固結度：C, B	
<p>要 旨</p> <p>(1)茂住断層は、牛首断層と跡津川断層の間に存在する。大長谷部源流部で牛首断層から分岐、杉原、茂住、長木更川上流、祐延ダムを経て立山カルデラ付近で跡津川断層に合流する長さ45M、一般走向N80°Eである。</p> <p>(2)断層の露頭は断層の北側に破碎された片麻岩。また断層の南側に堆積性の角礫層があり、断層沿いの角礫中にはひきずりのため南へ40-50°傾斜している。断層粘土は暗褐色、幅90cmで、南側60cm軟い。粘土表面にはピッチ35°SWの条線が残っている。</p> <p>(3)断層の変位速度は角礫層が10、000年前の堆積物と推定すると、縦ずれ変位速度0.6m以上/1000年、横ずれ変位速度0.9m以上/1000年となる。</p>		

表 題 飛騨山地北縁部の活断層群		文献番号 404.3	
著 者 名 竹村利夫、藤井昭二	発行年 1984	巻・号・頁 VOL. 22, NO. 4, PAGE E. 297-312	
出 典 第四紀研究	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B		
活断層名 牛首断層 (地域名)	調査 地表地質調査 手法等		
周辺地質 片麻岩、石灰岩、礫層 (岩種)	周辺地質 先中生代、更新世末期 の年代		
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：1.5-10 m	破碎幅分類：B	内部構造：E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)牛首断層は岐阜県白川村から牛首谷、利賀川上流、水無谷、白木峰南部、神通川流域、能野川上流、常願寺川流域の小見、亀谷地区、早月川上流馬場島を経て黒部川支流小黒部谷に達する全長80kmである。地形的に牛首川沿いには断層崖、断層谷、段丘面の変位河川や尾根の右ずれ変位などの断層地形がみられる。</p> <p>(2)断層の露頭 牛首谷中流部(4a)：走向N60°E、傾斜80°NWで著しく破碎された青灰色の破碎帯および断層粘土が幅10m以上である。 牛首谷中流部(4)：走向N58°E、傾斜80°NW、幅1.5m軟弱な粘土がある。 水無谷上流(4b)：崖錐約50cm変位させている。走向60°Eほぼ垂直、断層粘土が残されている条線20°-30°SWのピッチを有している。</p> <p>(3)平均変位速度 縦ずれ平均変位速度0.8-1.5m/1000年。</p>			

表 題 飛騨山地北縁部の活断層群		文献番号 404.4	
著 者 名 竹村利夫、藤井昭二		発行年 1984	巻・号・頁 VOL. 22, NO. 4, PAGE. 297-312
出 典 第四紀研究		調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 加須良断層 (地域名)		調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 流紋岩、崖錐堆積物 (岩種)		周辺地質 中生代、更新世末期 の年代	
破碎帯の 性状・構造		破碎幅：4～ 60 m	破碎幅分類：C 内部構造：C, E 固結度：B, C
<p>要 旨</p> <p>(1)加須良断層は白川村馬狩地区から庄川支流の横谷、加須良川、境川、ブナ林峠東部、小矢部川上流を経て医王山西部へ到る全長約30kmの断層である。</p> <p>(2)断層の露頭</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・加須良川上流右岸の山腹にある鞍部：幅60m以上に亘る破碎帯を持ち、中央部の走向N33°W、傾斜60°NE、南西上がりの正断層、断層の東側に流紋岩類からなるルーズな崖錐堆積物がある。</li> <li>・加須良川と境川を分ける尾根：断層粘土の幅は最大4m。断層は基盤岩のベースで4m西上がりで変位している。</li> <li>・小矢部川流域：断層粘土の幅8m。断層の走向N20°～30°W、傾斜60～80°Wで北東側の低位段丘礫層にのり上げている。</li> </ul> <p>(3)平均変位速度</p> <p>境川のL2面の礫層は更新世末期以降と推定すると礫層の年代は1万年前程度である。基盤の縦ずれ変位量約4m、縦ずれ平均速度0.4m/1000年である。また、小矢部川では変位量3mで礫の年代2～5000年と推定すると縦ずれ変位速度1.5～0.6m/1000年となっている。</p>			

表 題 岩手県花巻市北西部で見いだされた活断層北湯口断層（新称）の新露頭について		文献番号 410
著 者 名 照井一明、佐藤利美、茂庭隆彦	発行年 1993	巻・号・頁 VOL. 99, NO. 2, PAG E. 145-148
出 典 地質学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：A	
活断層名 北湯口断層 (地域名)	調査 地表地質調査 手法等	
周辺地質 砂岩・シルト・礫岩、礫層 (岩種)	周辺地質 新第三紀、更新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.05- 0.08 m	破碎幅分類：A 内部構造：E 固結度：C
要 旨 <p>(1)活断層の露頭が、花巻市北湯口の県立総合教育センター南方500m付近の工業団地造成地において発見されている。</p> <p>(2)断層の下盤は湯口層の凝灰岩の角礫からなる扇状地礫層、その下部にハンレイ岩、ホルンフェルス苦鉄質火山岩類、玄武岩、角閃岩、蛇紋岩、花崗岩、流紋岩、デイサイト等からなる大礫の円礫で日詰礫層の上部層が重なっている。</p> <p>(3)断層面は5～8cmの青灰色、未固結の断層粘土を伴う。断層の断面の形態は不規則であるが、全体的に走向・傾斜はN30°E、35°Wである。断層面上の明確な条線は2方向位観測され、旧期の条線のプランジは北西方向に30°ほど、新期の条線のプランジは西南西の方向に30°ほどである。断層の活動は最初が北西-南東への傾斜ずれ断層（右横ずれ逆断層）次に南西から北東への傾斜ずれ断層（右横ずれ逆断層）と考えられる。</p> <p>(4)断層の変位量、時期 新しい条線の実変位量は23.5m、断層の形成時期10数万年～約1万年前と推定されている。</p>		

表 題 丹那断層 (北伊豆、名賀地区) の発掘調査		文献番号 416
著 者 名 丹那断層発掘調査研究グループ	発行年 1983	巻・号・頁 VOL. 58, PAGE. 797 -830
出 典 地震研究所集報	調査精度・信頼度 変位量: A 活動年代: B	
活断層名 丹那断層 (地域名)	調査 トレంచి調査 手法等	
周辺地質 シルト、泥岩、火山灰、礫 (岩種)	周辺地質 更新世～完新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅: 0.1-1 m 破碎幅分類: A	内部構造: E, F 固結度: C
<p>要 旨</p> <p>(1)位置: 静岡県田方郡函南町丹那</p> <p>(2)地質: シルト、泥岩、火山灰、礫などからなる。トレంచి最下部の地層から鬼界カルデラ起源のアカホヤ(6000-6500年B.P)の火山ガラス中部の地層から2800-2900年B.Pのカワゴ平軽石層と2500-2800年B.Pの富士山起源の砂沢スコリア層、中上部に層838年A、D神津島噴火に由来する白色火山灰岩が見いだされている。</p> <p>(3)断層: 断層帯の幅は2-3m、断層によるずれのほか充填された開口地割れシルト、粘土層の流動送込構造、木材の密集、地層の落ち込み～地溝となっている。断層帯付近で主に西に下がるような地層のひきずりがみられる。断層帯付近で主に西に下がるような地層のひきずりがみられる。断層帯の主部(巾数10cm-1m)は中下部で分岐し、下部で一枚の断層に収れんするが周囲の地層と異先の逆入状の地層(シルト～粘土)で占められている。断層の走向傾斜N80°W82Eである。断層帯を構成する各断層の多くは上方、ときには下方に向かって落差を減じて消滅する。</p> <p>(4)断面の変位量・平均変位速度 丹那断層は左ずれ断層で数十万年前以降、その量が約1000m、平均速度2m/1000年である。その横ずれ量トレంచి付近の地層(約6000年前の地層)10-15mで最も大きく上位程その量は少ない。</p>		

表 題 糸静線活断層系中部、若宮、大沢断層の性格と第四紀後期における活動		文献番号 419.1
著 者 名 糸静線活断層系発掘調査研究グループ	発行年 1988	巻・号・頁 VOL. 63, PAGE. 349 -408
出 典 地震研究所彙報	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：A	
活断層名 糸静線活断層系若宮断層 (地域名)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 河成堆積物、風化火山灰層 (岩種)	周辺地質 更新世～完新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：— m 破碎幅分類：—	内部構造：F 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)位置：長野県諏訪郡富士見町若宮</p> <p>(2)地質：トレンチの壁面は赤石山地起源の河成砂礫層、数層の示標テフラ（御岳火山起源D<sub>m</sub>-Ⅳ軽石層、千本松スコリア層、D<sub>m</sub>-Ⅲ軽石層、鬼界葛原（K-Tz）火山灰）の風化火山灰層、それらを覆う黒色腐植土層が露出している。</p> <p>(3)断層：F1・・・丘陵西縁の崖の方向に一致し、N45°W、傾斜はほぼ垂直である。 F2・・・F2a、F2bの2本の断層がある。F2a断層は千本松スコリア層を変位させ、上盤側（東）隆起断層であり変位量40cm、F2bは東側低下の正断層であり縦ずれ変位量は約20cm。 F3・・・本断層はF1断層と斜交している。断層面と平行する長軸を持つ巨礫も断面に沿って並ぶ、断層粘土や礫の破碎が認められない。 F4・・・走向N22°W、断層とほぼ平行。断層面は60°～80°傾斜し、断層面沿いに大～巨礫の長軸が断層面の傾斜と同方向に向く。 F5・・・断層面の走向N20°W、傾斜は80°以上の角度で東に急傾斜している。この断層は東側隆起の逆断層である。 F6・・・断層の走向N25°W-N53°Nで、傾斜は70-80°、東側に低下を示す正断層上下の変位量20-25cmである。 F7・・・断層の走向はN20°Wで丘陵の西縁の崖の方向に斜交する。断層面は東に10-20°傾く。東側隆起の低角度逆断層、断層面に沿って粘土、破碎礫は伴わず、上盤が引きずり込まれ、上盤側がめくり上げられている。 F8・・・3本の断層がある。F8aは低角度逆断層、F8bは東側隆起の低角度断層に8cは上下変位量25cm、三つの断層共に断層粘土等は存在しない。 F9・・・断層の走向N20-23°W、断層間の傾斜は25°～50°である。断層面に沿う上盤側が引きずられ、下盤がおりたたまれている東側隆起の逆断層。 F10・・・本断層は正断層。</p> <p>(4)断層の変位丘陵の下部の高角度断層群は左横ずれ、西側の扇状地を切る低角度断層は縦ずれ断層である。</p>		



表 題 糸静線活断層系中部、若宮、大沢断層の性格と第四紀後期における活動		文献番号 419.2
著 者 名 糸静線活断層発掘調査グループ	発行年 1988	巻・号・頁 VOL. 63, PAGE. 349 -408
出 典 地震研究所彙報	調査精度・信頼度 変位量： 活動年代：	
活断層名 糸静線活断層系大沢断層 (地域名)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 河成堆積物 (岩種)	周辺地質 更新世～完新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.1～0.5 m	破碎幅分類：A 内部構造：B 固結度：B
<p>要 旨</p> <p>(1)位置：長野県茅野市金沢地区</p> <p>(2)地質：トレンチの壁面に露出した地層は、すべて未固結で、礫、砂、シルト、腐植土で、その大部分は大沢川によってもたらされる赤石山地起源の河成堆積物である。</p> <p>(3)断層：断層帯は幅10cmで、下部の著しい剪断構造の発達する破碎帯の部分と上部の3層が充填している凹状の部分とからなっている。走向N40°W、傾斜はほぼ垂直である。下部の剪断構造は幅40～50cmで、シルト、砂、礫あるいは腐植土の層が細長く引き延ばされ、複雑にちぎれて薄層状レンズ状をなし、断層に平行している。</p>		

表 題 Excavation Survey of Active Fault for Earthquake Prediction in Japan with special Reference to Ukihasi Central Fault and the Atera Fault		文献番号 425.1
著 者 名 Eikichi Tukuda, Haruo Yamazaki	発行年 1984	巻・号・頁 NO. 263, PAGE. 349 -361
出 典 地質調査所報告	調査精度・信頼度 変位量：A 活動年代：B	
活断層名 浮橋中央断層 (地域名) (北伊豆断層系)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 凝灰角礫岩、沖積礫層 (岩種)	周辺地質 更新世中期～完新世 の年代	
破砕帯の 性状・構造	破砕幅：0.2 m 破砕幅分類：A	内部構造：E 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)浮橋中央断層は、1930年北伊豆地震の原因となる北伊豆断層系の南の部分である。</p> <p>(2)北伊豆断層系は伊豆半島を南北方向に延長し、左横ずれが50万年前より2m/1000年の速度で滑動している。</p> <p>(3)トレンチ壁面の地質は、多賀火山の凝灰角礫岩（更新世中期）と沖積層である。</p> <p>(4)断層は、左横ずれ運動を示す小断層が進行し、断層粘土は幅数mm～20cmで、凝灰角礫岩では細くなり礫岩の部分で大きくなる。鐘肌の条線は低角度である。</p>		

表 題 Excavation Survey of Active Fault for Earthquake Prediction in Japan with special Reference to Ukihasi Central Fault and the Atera Fault		文献番号 425.2
著 者 名 Eikichi Tukuda, Haruo Yamazaki	発行年 1984	巻・号・頁 NO. 263, PAGE. 349 -361
出 典 地質調査所報告	調査精度・信頼度 変位量 : A          活動年代 : B	
活断層名 阿寺断層 (地域名)	調査 トレンチ調査 手法等	
周辺地質 流紋岩、砂質腐植土壌、河川礫 (岩種)	周辺地質 中世代、更新世～完新世 の年代	
破砕帯の 性状・構造	破砕幅 : 0.2 m    破砕幅分類 : A	内部構造 : B, E    固結度 : C
要 旨 (1)阿寺断層の中央部、岐阜県付知町において、左横ずれ移動3-5m/1000年垂直方向0.6-1m/100年の活動がみられる。 (2)トレンチ壁面の地質は、北半分が基盤に流紋岩、その上に河川礫、南半分は層状の粗い砂質、腐植土壌である。 (3)断層は走向N40°Wの剪断帯があり、断層粘土の幅は20cmであるが、段丘堆積層から由来した礫も含まれている。崖錐堆積物中は小さい断層が切られている。		

<b>表 題</b> 中央構造線の分布、性状と活動性 - 紀伊半島中・西部地域における断層露頭の調査および解析 -		<b>文献番号</b> 435.1
<b>著 者 名</b> 角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	<b>発行年</b> 1981	<b>巻・号・頁</b> NO. 380044, PAGE. 1-36
<b>出 典</b> 電力中央研究所報告	<b>調査精度・信頼度</b> 変位量：C                      活動年代：C	
<b>活断層名</b> 中央構造線 <b>(地域名)</b> 根来断層	<b>調査 手法等</b> 地表・地質調査	
<b>周辺地質</b> 和泉層群、三波川結晶片岩 <b>(岩種)</b>	<b>周辺地質</b> 中生代 <b>の年代</b>	
<b>破碎帯の性状・構造</b> 破碎幅：10～20 m      破碎幅分類：B      内部構造：C, E      固結度：A, C		
<b>要 旨</b> (1)位置：和歌山県湯屋谷～那賀町切畑間 (2)地質：和泉層群に近接して三波川結晶片岩が存在する。 (3)断層：中央構造線の露頭は、三波川結晶片岩起源の粘土を挟んだ中新世中期とされる貫入岩が存在する。貫入岩は角礫状に破碎され破碎帯の幅20m程度である。根来断層(F1)は配列方向に規則性のない締まった角礫状の組織、頁岩が粘土化、砂岩が角礫状に破碎され、原岩の互層の構造を残す。葛蒲谷層中部(洪積世前期)と接する部分は4-5mの幅の粘土を挟在する破碎帯の幅10m程度である。 (4)活動性：和泉層群中に葛蒲谷層下部層が挟在し、同下部層中に条線を伴う破断面が認められる。中央構造線は葛蒲谷層中部層堆積後～旧河床砂礫堆積前である。		

表 題 中央構造線の分布、性状と活動性 —紀伊半島中・西部地域における断層露頭の調査および解析—		文献番号 435.2
著 者 名 角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	発行年 1981	巻・号・頁 NO. 380044, PAGE. 1-36
出 典 電力中央研究所報告報告	調査精度・信頼度 変位量：C 活動年代：C	
活断層名 中央構造線 (地域名) 五条谷断層	調査 地表・地質調査 手法等	
周辺地質 和泉砂岩、三波川結晶片岩、湖床堆積物 (岩種)	周辺地質 中生代、洪積世前期 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：15～ 70 m	破碎幅分類：B 内部構造：C 固結度：A
要 旨 (1)位置：和歌山県那賀町切畑～紀見峠、菖蒲谷間 (2)地質：三波川結晶片岩、和泉砂岩が中央構造線によって洪積世前期菖蒲谷層に35-45°で衡上している。 (3)断層：中央構造線は和泉層群から山地の南縁部に位置し、三波川結晶片岩の締まった角礫混じり粘土を特徴としている。破碎帯の60-70mである。中央構造線と菖蒲谷層の境界は15cmの粘土を挟む場合がある。 五条谷断層は和泉層群中に破碎帯の露頭がある。破碎帯は規則的配列を示さない。よく締まった角礫状の破碎を特徴とする。破碎帯の幅は15-70m、走向は60-70E、傾斜70-90°Wを示す。 (4)活動性：中央構造線は菖蒲谷層、上、下部層（洪積世）に北側から衡上している。断層を被う五条層には変位は認められないので、中央構造線の活動時期は五条層の堆積前（洪積世前期）と考えられる。五条谷断層は菖蒲谷層上部層と垂直な面で断層接触して、境界には水平な条線が認められるので、この段層は菖蒲谷層上部層堆積後横ずれ性の活動を発生している。		

<b>表 題</b> 中央構造線の分布、性状と活動性 -紀伊半島中・西部地域における断層露頭の調査および解析-		<b>文献番号</b> 435.3
<b>著 者 名</b> 角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	<b>発行年</b> 1981	<b>巻・号・頁</b> NO. 380044. PAGE. 1-36
<b>出 典</b> 電力中央研究所報告	<b>調査精度・信頼度</b> 変位量：C                      活動年代：C	
<b>活断層名</b> 中央構造線 (地域名)	<b>調査 地表・地質調査</b> <b>手法等</b>	
<b>周辺地質</b> 和泉層群 (岩種)	<b>周辺地質</b> の年代	
<b>破碎帯の</b> <b>性状・構造</b>	破碎幅：4-100 m	破碎幅分類：B, C    内部構造：C    固結度：A
<b>要 旨</b> (1)位置：紀見峠、菖蒲谷～五条市出屋敷町間 (2)地質：和泉層群、領家花崗岩類、泉南酸性火砕岩類および新期堆積物（洪積世前期）が分布する。 (3)断層：H-I 破碎帯は和泉層群中にあり、平均走向傾斜はN80°E、90° 締まった角礫状および粘土化している。幅10-30m。 H-II 破碎帯は和泉層群、領家花崗岩類、泉南酸性火砕岩類中にありH-I 破碎帯の東側に分布し平均走向傾斜はN70°E70°NWで締まった角礫状を主体とする破碎帯で、幅10-50m、一部100mに及ぶところもある。この破碎帯は菖蒲谷層に衡上している。 H-III、IV 破碎帯は和泉層群、和泉南酸性火砕岩中にあり、H-I、IIの北側1kmに平行に分布する。平均走向傾斜はH-III EW、36-70°S、H-IVではEW60-90°Sでいずれも締まった角礫状の幅4m程度。 (4)活動性：H-I 破碎帯は菖蒲谷層下部層とほぼ垂直な面で断層接触し、境界は水平な条線が出来ており、横ずれ性の活動性を示している。H-II 破碎帯は菖蒲谷層上～下部層に北側から衡上しその活動は洪積世前期である。H-III 破碎帯は活動性は不明。H-IV 破碎帯は菖蒲谷層上層部に相当する古期崖錐堆積物と垂直な面で接触している。		

表 題 中央構造線の分布、性状と活動性 —紀伊半島中・南部地域における断層露頭—		文献番号 435.4
著 者 名 角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	発行年 1981	巻・号・頁 NO. 380044, PAGE. 1-36
出 典 電力中央研究所報告	調査精度・信頼度 変位量：C                      活動年代：C	
活断層名 中央構造線 (地域名)	調査 地表・地質調査 手法等	
周辺地質 領家花崗岩、新期堆積物 (岩種)	周辺地質 中生代、洪積世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.03～ m 0.05	破碎幅分類：A                      内部構造：C, E                      固結度：A, C
要 旨 (1)位置：五条市出屋敷町～御所市猿目間 (2)地質：領家花崗岩類、新期堆積物 (3)断層：破碎帯は角礫状、粘土薄層の網目状破碎、熱水作用により粘土化したものでそれぞれ露頭によって異なっている。また、破碎帯の方向もE-W系、N-S系がある。極楽寺で破碎帯は西側に分布する葛蒲谷上部層に断層で接触している（破碎帯の中3-5cm）。これらの破碎帯群の一部は金剛断層の位置に一致する。 (4)活動性：破碎帯は葛蒲谷上部層と断層接触し、上位の中位段丘堆積物相当の扇状地堆積物に変位を与えていない。		

表 題 中央構造線の分布、性状と活動性 —紀伊半島中・南部地域における断層露頭—		文献番号 435.5
著 者 名 角田隆彦、佐竹義典、金折裕司	発行年 1981	巻・号・頁 NO. 380044. PAGE. 1-36
出 典 電力中央研究所報告	調査精度・信頼度 変位量：C          活動年代：C	
活断層名 中央構造線 (地域名)	調査 地表・地質調査 手法等	
周辺地質 和泉層群、三波川結晶片岩 (岩種)	周辺地質 中生代 の年代	
破碎帯の性状・構造          破碎幅：30～50 m    破碎幅分類：C          内部構造：C, E    固結度：A, C		
要 旨 (1)位置：大淀町檜垣本～吉野町山口間 (2)地質：和泉層群、三波川結晶片岩類が分布する。 (3)断層：中央構造線は新期堆積物が発達しているため確認できないが、和泉層群の南側に三波川結晶片岩の破碎粘土がみとめられている。破碎帯は、和泉層群と圧砕岩中にあり、縮まった角礫状の破碎帯、巾30～50mである。和泉層群起源の破碎帯と葛蒲谷層の境界には軟性粘土が幅15～20mある。これらの破碎帯の平均走向傾斜はE <sub>70</sub> °Nである。 (4)活動性：破碎帯中に葛蒲谷層下部層を取り込んだ断層接触。旧河床堆積層には断層の変位は認められないことから活動時期は葛蒲谷層下部層堆積後～旧河床砂礫層堆積前である。		



<b>表 題</b> 中央構造線の分布、性状と活動性 ー紀伊半島中・南部地域における断層露頭ー		<b>文献番号</b> 435.6	
<b>著 者 名</b> 角田隆彦、佐竹義典、金折裕司		<b>発行年</b> 1981	<b>巻・号・頁</b> NO. 380044, PAGE. 1-36
<b>出 典</b> 電力中央研究所報告		<b>調査精度・信頼度</b> <b>変位量：</b> <b>活動年代：</b>	
<b>活断層名</b> 中央構造線 <b>(地域名)</b>		<b>調査</b> 地表・地質調査 <b>手法等</b>	
<b>周辺地質</b> 和泉層群、三波川結晶片岩 <b>(岩種)</b>		<b>周辺地質</b> 中生代 <b>の年代</b>	
<b>破碎帯の</b> <b>破碎幅：</b> 6~16 m <b>破碎幅分類：</b> B <b>内部構造：</b> C <b>固結度：</b> A <b>性状・構造</b>			
<b>要 旨</b> (1)位置：吉野町山口～鷺尾間 (2)地質：和泉層群、三波川結晶片岩が分布する。 (3)断層：破碎帯は和泉層群および三波川結晶片岩起源の角礫混じり粘土と圧砕岩類起源の角礫状破碎帯からなる。一部で貫入岩があるが圧砕されている。走向はEWで北に47°傾斜している。断層の破碎帯は6-16mであるが、高角度の傾斜を示す箇所では破碎帯の幅は極めて小さい。 (4)活動性：断層破碎帯中の貫入岩も角礫状に破碎されており、中新世中期以降の活動を示している。			

表 題 川音川横すべり断層 —大磯丘陵北西縁の活断層—		文献番号 440
著 者 名 上杉陽、米沢宏、千葉達郎、狩野謙一	発行年 1981	巻・号・頁 VOL. 20, NO. 1, PAG E. 35-42
出 典 第四紀研究	調査精度・信頼度 変位量：B 活動年代：C	
活断層名 川音川断層 (地域名)	調査 地表・地質調査 手法等	
周辺地質 足柄層群礫岩、多摩下部ローム (岩種)	周辺地質 更新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：0.02～ m 0.04	破碎幅分類：A 内部構造：E 固結度：C
要 旨 <p>(1)川音川は秦野盆地や中津川水系の水を足柄平野に流出させる北東—南西方向の挟谷である。露頭の位置は川音川をまたぐ東名高速道路の高架の下から国道246号線を北に750mほどの地点の左手に全長450mほどの北北東から南南西に走る急勾配の小支谷にある。</p> <p>(2)断層周辺の地質は、西側に30万年前と考えられる。多摩下部ローム層中の雑色ローム層の最上部と断層および一部不整合でのる角礫ローム互層、東側は足柄層群の礫岩である。</p> <p>(3)断層の走向傾斜はN30°E70°Wであり、断層面は平滑な面で面上全般に断層条線が見られ、条線は面上20°南落ちであるからやや鉛直成分を含む横すべり断層である。主断層面の西側には厚さ2—4cmほどの断層粘土がある主断層面が離れたところに1—6cmの角礫が含まれる。</p> <p>(4)川音川横すべり断層は第四紀中期以降の活動である。</p>		

表 題 新潟県長岡市南西、親沢町における活断層露頭および断層変形地形		文献番号 485
著 者 名 吉岡敏和、加藤碩一	発行年 1987	巻・号・頁 VOL. 93, NO. 5, PAG E. 361-367
出 典 地質学雑誌	調査精度・信頼度 変位量：A B 活動年代：C	
活断層名 親沢断層 (地域名)	調査 地表・地質調査 手法等	
周辺地質 魚沼層群（シルト、礫）段丘堆積物 (岩種)	周辺地質 更新世 の年代	
破碎帯の 性状・構造	破碎幅：3 m 破碎幅分類：B	内部構造：E, F 固結度：C
<p>要 旨</p> <p>(1)断層の露頭のある地点は新潟県長岡市親沢町</p> <p>(2)断層の周辺の地形は魚沼層群にあたり断層の上盤側の大部分はシルト層、上部に礫層がある。また下盤は下半分がシルト、粗粒砂の互層、上半分は最大径20cmの扁平な礫からなる礫層（段丘堆積物）である。</p> <p>(3)断層は全長1.5km高角な逆断層で断層帯の幅最大3mで断層内で各タイプのシルト層が回転、引きずり、屈曲および破碎を受けている。</p> <p>(4)親沢断層の活動度は、その両側に分布するI-III面の段丘面を数m-10数m変位させており、最大の平均変位速度は0.1m/1000年と推定されている。</p>		

### 3.3 破碎帯に関する調査手法の適用例の整理

要旨を作成した文献で、破碎帯の調査手法の適用例について整理して表 3.5 に示した。

断層破碎帯の規模は、断層を形成した活動の時代、活動の強度、および母岩の種類によって異なっているものと考えられる。

抽出した活断層の断層破碎帯の調査手法に関する文献（45 編）は地形調査、地表地質調査及びトレンチ調査に関するものであり、それらの手法による破碎帯と水平変位量（m / 1000 年）及び破碎帯と活動時代との関係について表 3.6、図 3.1 及び表 3.7、図 3.2 に整理して示した。

#### (1) 水平変位量と破碎帯の幅（図 3.2）

水平変位量は、1000 年に対する地塊の横ずれ移動を示しているものであるが、これは同時に地塊の運動の強度を示す値でもある。変位量の測定は、断層を挟んだ両側の地質における地層の対比を正確に行う必要があり、比較的新しい地層中の有機物、テフラ等によってきめることができる。古い断層についてはその決定が困難であるため、表 3.6 に示す断層のみについて検討し、図 3.1 に示すように横軸に水平変位量（m / 1000 年）、縦軸に破碎幅をプロットした。

その結果、文献の記載方法に統一性がないため詳細には判明しないが、一部を残して全体的に破碎帯の幅は水平変位量に正比例する。

#### (2) 活動時代の時代と破碎帯の幅（図 3.3）

断層の活動が開始したと推定される地層の有機質の絶対年代等について文献に記載された数値を用い活動開始年代と断層帯の幅との関係を図 3.2 に示す。

断層の活動開始年代が古いほど、断層の繰り返し活動によってその破碎帯の規模が大きくなると推定される。従って、図 3.2 は断層の開始された推定年代を横軸にとり、縦軸には破碎帯の幅を示してある。

その結果、大局的には断層の開始年代が古い程断層の規模が大きくなる傾向が認められるが、全体に“バラツイ”ており、断層の開始時期の新旧だけでなく、断層の活動、遍歴（活動回数）に左右されるものと考えられる。

表 3.5 活断層要素一覧

文献 番号	断層名		調査信頼度・信頼度		破碎帯の形状				備考
	系	断層	変位量	活動時代	破碎幅	破碎幅分類	内部構造	固結度	
3		谷地川断層	A	C	0.1~1.5	A~B	C・E	A・B	
18	会津断層系	会津盆地西縁北部断層	A	A	-	-	-	-	
19	阿寺断層系	湯ヶ峰断層	A	A	0.15	A	E	C	
20	阿寺断層系	阿寺断層	A	B	-	-	-	-	
82(1)		根尾谷断層	A	B	12	C	E	C	
82(2)		深溝断層	A	B	4~5	B	E・F	A・C	
110(1)		跡津川断層(天生谷)	D	C	数m	B	C・E	A	
110(2)		跡津川断層(真川)	D	C	13.1	C	C	A	
113		新潟県東蒲原部	-	-	10	B	C・E	D	
128		境峠断層	B	C	数10~100	C	C・E	B・C	
188	糸魚川-静岡線	下蘆木衝上断層	A	C	0.1~7	B	C・E・F	A・C	
235		根尾谷断層	A	B	12	C	C・E	B・C	
256		柳ヶ瀬断層	C	C	70~700	C	C・E	B・C	
272	猿投-知多上昇帯	猿投・境川断層群	B	C	0.05~1	A	-	A・B~C	
282	三田・山崎構造系	三田西部	B	A	2.5	B	-	F	
296	山崎断層系	安富断層	A	B	2~5	B	C・E	C	
297		跡津川断層	A	B	5~6	B	A・C	A・C	
302	中央構造線	岡村断層	B	A	1.5	B	F	B	
325		国中南断層	A	B	0.05~0.7	A	C・E	C	
355	根尾谷断層系	水鳥断層	B	C	3~3.5	B	E	C	
384	北丹復活断層系	仲禅寺断層	D	A	0.002~0.003	A	E	C	
385	御母衣断層系	白川断層	D	A	-	-	F	-	
386	御母衣断層系	三尾河断層	-	A	-	-	-	-	
387		柳ヶ瀬断層(椿坂)	A	C	0.1	A	E・F	B	
390		下原断層	A	B	0.2~0.6	A	E	C	
394		矢流沢断層	A	A			F	C	
399		立川断層	A	C	0.5	A	E	C	
404(1)	飛騨山地北縁部	跡津川断層	A	B	0.01~0.2cm 100m	A・C	E	C	
404(2)	飛騨山地北縁部	茂住断層	A	B	0.9	A	C・E	C・E	
404(3)	飛騨山地北縁部	牛首断層	A	B	1.5~10	B	E	C	
404(4)	飛騨山地北縁部	加須良断層	A	B	4~60	C	C・E	B・C	
410		北湯口断層	A	A	0.05~0.08	A	E	C	
416	丹那断層系	丹那断層	A	B	0.1~1	A	E・F	C	
419(1)	糸魚川-静岡線	若宮断層	A	A	-	-	F	C	
419(2)	糸魚川-静岡線	大沢断層	A	A	0.1~0.5	A	B	B	
425(1)	北伊豆断層系	浮橋中央断層	A	B	0.2	A	E	C	
425(2)		阿寺断層	A	B	0.2	A	B・E	C	
435(1)	中央構造線	根来断層	C	C	10~20	B	C・E	A・C	
435(2)	中央構造線	五糸谷断層	C	C	15~70	B	C	A	
435(3)	中央構造線	中央構造線	C	C	4~100	B・C	C	A	
435(4)	中央構造線	中央構造線	C	C	0.03~0.05	A	C・E	A・C	
435(5)	中央構造線	中央構造線	C	C	30~50	C	C・E	A・C	
435(6)	中央構造線	中央構造線	C	C	6~16	B	C	A	
440		川音川断層	B	C	0.02~0.04	A	E	C	
485		親沢断層	A・B	C	3	B	E・F	C	

表 3.6 水平変位量と破碎帯の幅

文献番号	断 層 名	変 位 量 (m/1000年)	破碎帯の幅・形状	
			幅 (m)	型 状
19	阿寺断層系湯ヶ峰断層	2.8	0.15	A
82(1)	根尾谷断層	3.5	12	C
82(2)	深溝断層	1.3	4~5	B
82(3)	川舟断層	3.0	0.15	A
302	中央構造線岡村断層	6.8	1.5	B
325	国中南断層	0.2~0.09	0.05~0.7	A
387	柳ヶ瀬断層	0.7~1	0.1	A
390	下原断層	0.05	0.2~0.6	A
404(1)	跡津川断層	3.5	0.01~0.2 100	A・C
404(2)	茂住断層	0.9	0.9	A
404(3)	牛首断層	0.8~1.5	1.5~10	B
404(4)	加須良断層	0.4	4~60	C
410	北湯口断層	0.2	0.05~0.08	A
416	丹那断層	2	0.1~1	A
425(1)	北伊豆断層系浮橋中央断層	2	0.2	A
425(2)	阿寺断層	3~5	0.2	A
485	親沢断層	0.1	3	B

(図 3.1 に示す)

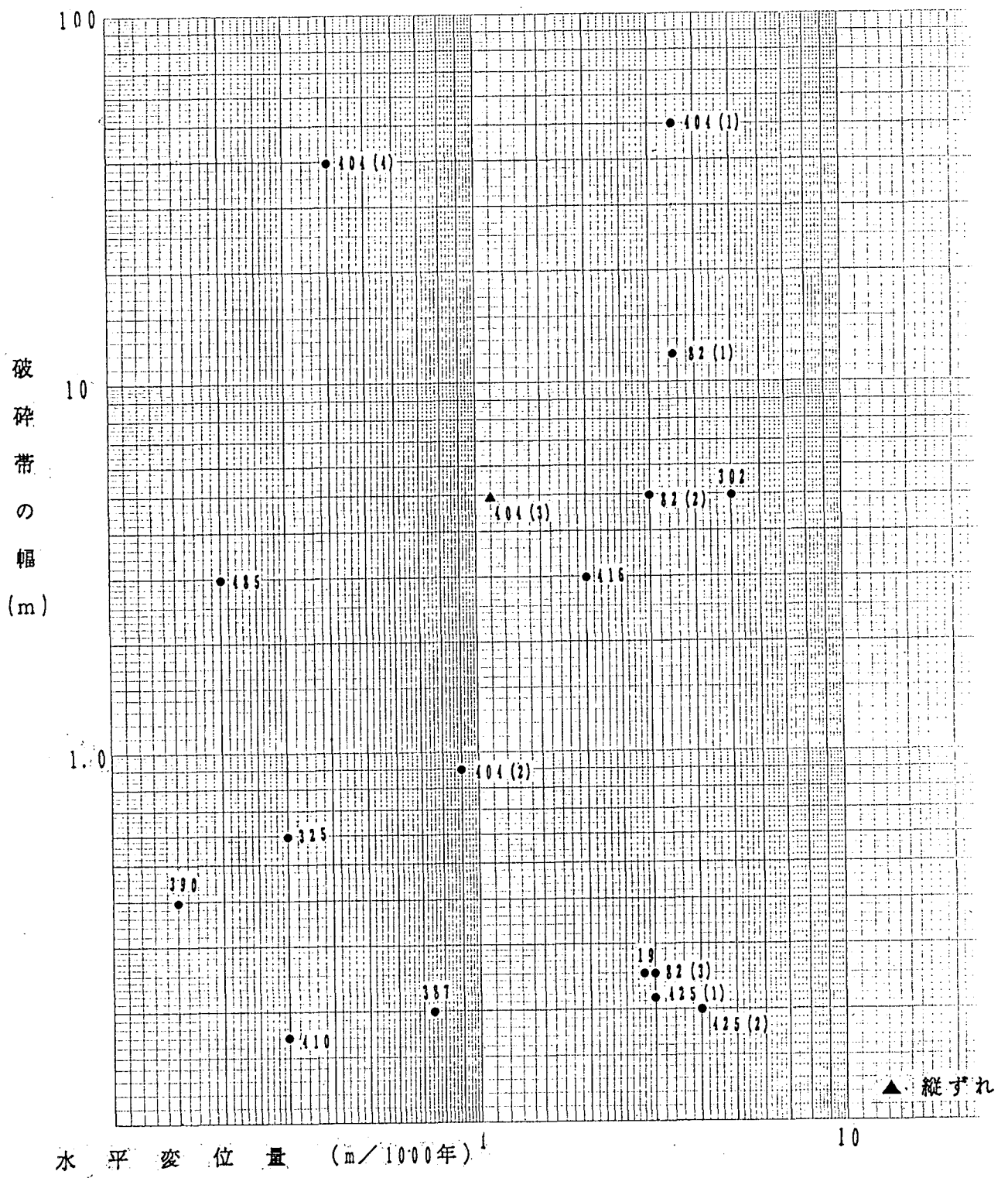


図 3.1 水平変位量と破砕帯の幅との関係図

表 3.7 活動時代 (B.P) と破碎幅 (m)

文献番号	断 層 名	活 動 時 代	破碎帯の幅・形状	
			幅 (m)	型 状
19	阿寺断層系湯ヶ峰断層	3,100~7,000	0.15	E
82(1)	根尾谷断層	2,000	12	E
82(2)	深溝断層	4,000以上	4~5	E・F
82(3)	川舟断層	40,000	0.15	E
282	三田・山崎構造系(三田西部)	3,340	2.5	E
296	山崎断層系安富断層	10,000以上	2~5	C・E
302	中央構造線岡村断層	2,000	1.5	F
384	北丹後活断層系仲禅寺断層	18,180~24,390	0.02~0.003	E
387	柳ヶ瀬断層	570~630以前	0.1	E・F
404(1)	跡津川断層	30,450~35,895	0.01~0.2 100	E
404(2)	茂住断層	10,000以上	0.9	C・E
404(3)	加須良断層	10,000以上	4、8 60	C・E
410	北湯口断層	10,000~100,000	0.05~0.08	E
416	丹那断層	100,000以上	0.1~1	E・F
425(1)	北伊豆断層系浮橋中央断層	500,000	0.2	E

(図3.2に示す)



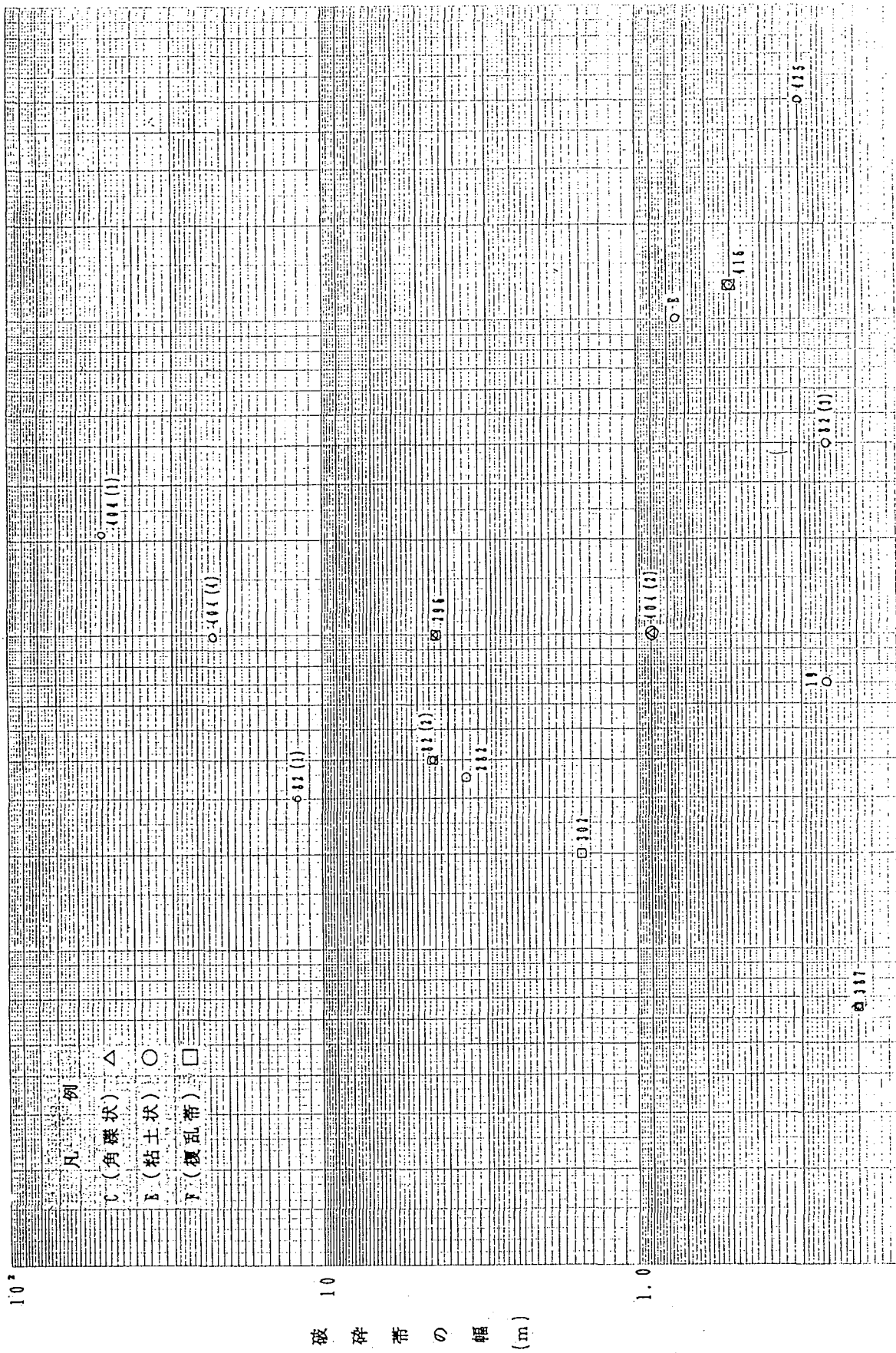


図 3.2 活動時代と破碎帯の幅との関係図

### 3.4 破碎帯調査手法の適用性の検討

活断層の調査手法に関するデータを収集する目的で、「活断層、破碎帯、調査手法」のキーワードを用いた文献検索を行い、45編の文献を抽出した。

断層破碎帯の性状・構造あるいは活動年代、変位量といった断層の性状・規模を重視すれば、おのずと調査手法に限られる。例えば、物理探査は大構造の探査には向いているが、活動年代、変位量を言及できない手法である。従って、本項では前年度（平成6年度）に実施した文献調査結果をも加味して検討を行う。

破碎帯の性状・構造、断層の活動年代・変位量等の性状・規模に関して得られた調査手法は以下の通りである。

- ・文献調査
- ・地形調査
- ・地表地質調査
- ・物理探査
- ・地化学調査
- ・ボーリング調査（含ピストンコアリング）
- ・孔内検層（含ボアホールカメラ撮影）
- ・トレンチ調査
- ・室内試験

これらの調査手法の一般的な流れは、図3.3のフローチャートに示す。

各調査の手法について以下に述べるが、調査手法の適用性を検討した結果を表4.8の一覧表にとりまとめた。

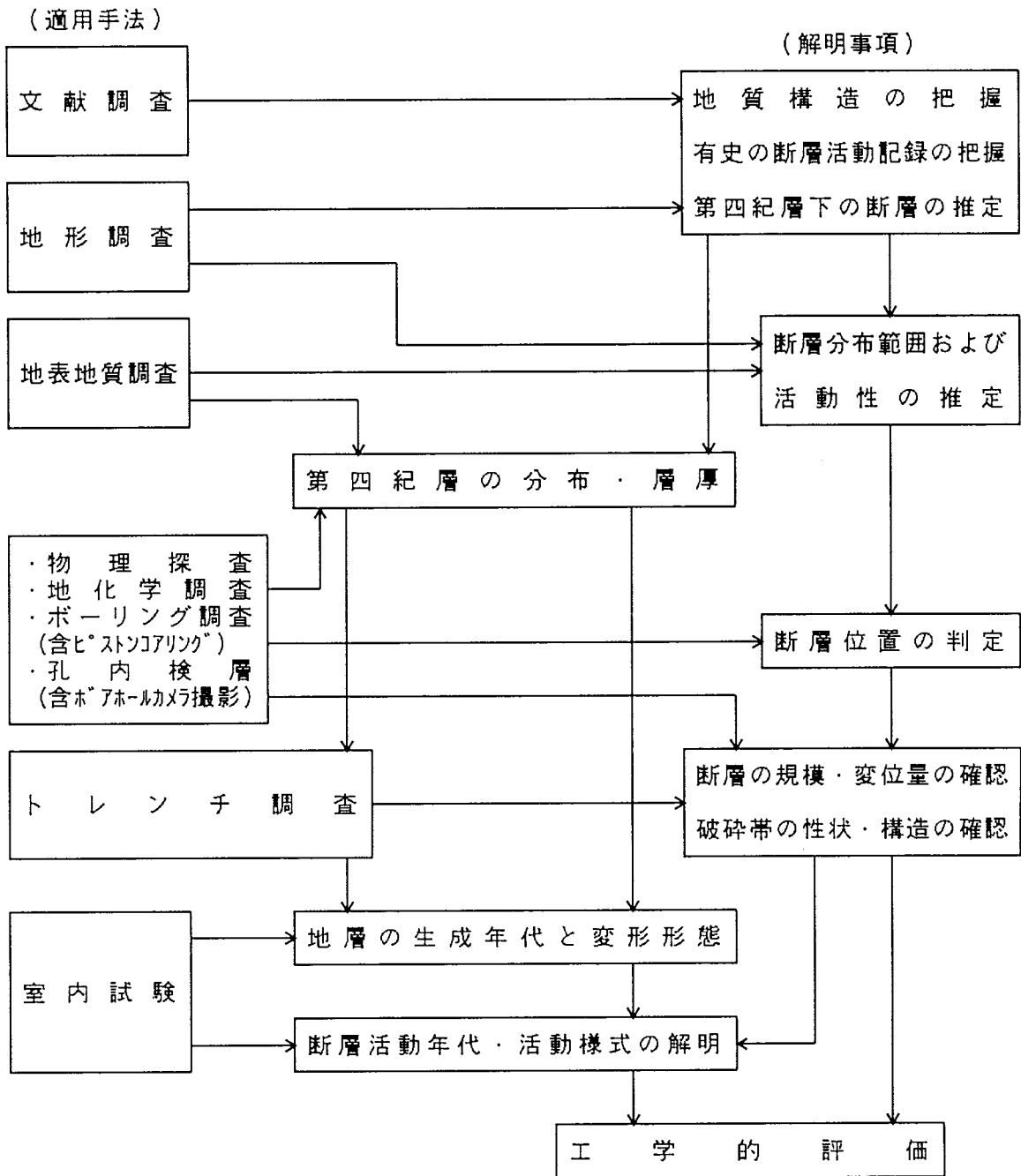


図 3.3 活断層調査のフローチャート

表 3.8 破碎帯の調査手法の適用性一覧表

調査項目	目的	調査方法	適用性の問題点・留意点
文献調査	①過去の調査事例・調査結果の把握 ②有史の断層活動の記録の把握 ③周辺の地質・地質構造の把握	文献検索（JICST等） 古文書収集	①文献毎に調査精度、調査目的が異なることから、データの取り扱いに注意を要する。 ②新しい調査目的で調査する場合、目的に沿った過去の調査事例がないことが多い。 ③古文書記録では、客観的事実に基づいた記録と、主観的な言い伝えの記録を区別して扱う必要がある。
地形調査 ①地形判読 ②地形踏査	①大地形・微地形を調査し、断層活動に伴う変位地形から、次の事象を測定する。 断層の連続性 活動年代 変位量・センス 活動及び変位の累積性 など	空中写真判読 リニアメント抽出 変位地形要素の抽出 変位センスの累積性 異常地形の抽出 不安定斜面の抽出 変位地形面の変位量の計測（測量等）	①地形判読は観察者により測定精度が左右される場合がある。 ②変位地形の認定を行う必要がある。 対応する地形面が同一地形面であることの確認 系統的な変位の連続性 断層活動以外の条件による地形の否定 など ③第四紀層が分布しない場合、活動年代や変位量が正確には測定できない。 ④破碎帯の性状・構造の調査手法としては不十分。 ⑤地下の断層の性状・規模の調査には使用不可。
地表地質調査	①周辺の地質分布、地質構造の把握 ②破碎帯の性状・構造、断層の性状・規模の把握 ③断層の連続性の確保 ④地質学的手法による活動年代の推定 ⑤断層面、破碎帯のスケッチ、写真撮影、各種試験資料の採取	地質踏査 地質分布 地質構造 スケッチ、写真撮影 小断層、割れ目系の測定 破碎帯性状・構造の記載 変位量測定等	①活動年代以降の堆積物等に被覆されている場合、断層面破碎帯などの性状を直接確認することは困難。 ②風化面が露出することが多く、必ずしも新鮮な面での調査ができない。
物理探査	物理学的手法を用いて、地下の地盤状況を探査する。	—	各調査項目によって、適用性が異なる。
①弾性波探査 （屈折法・反射法）	地下の岩質差や断層破碎帯等の弾性波速度境界面で屈折・反射した弾性波（地震波）振動を捕らえ、走時曲線を解析し、岩盤及び破碎帯等の弾性波速度特性（地質境界）を把握する。	①起震点で火薬爆発・重錐落下等で起振し、受振点で地下で反射又は屈折した地震波を受震する。 ②走時曲線を作成し、地下の速度層を解析する。	①弾性波探査（屈折法）は、下位層が上位層よりも高速度層であるという仮定に基づいたはぎとり法によって解析するため、高速度層の下に低速度層が水平的に分布する場合や、それらが互層状に分布する場合等には、正確な低速度層の速度値が得られない。 ②大局的な地質構造や大きな破碎帯を伴う断層の分布を把握する際には有効であるが、次のような事象の解析には限界がある。 <ul style="list-style-type: none"> <li>・詳細な地質分布、地質構造</li> <li>・表層末固結堆積物中の断層</li> <li>・破碎帯を伴わない断層</li> <li>・同質岩盤中（花崗岩等）の断層</li> </ul>

調査項目	目的	調査方法	適用性の問題点・留意点
② 電気（電磁） 探査	地盤を構成している土・岩石の電気的性質の差異によって、人工または自然的要因によって発生した電界あるいは電磁界の諸量を測定し、地下の電気的構造を把握（主に地下及び地表の比抵抗分布を把握する）し、断層の存在位置の判定を行う。	① 高密度電気探査法及び比抵抗映像法 2点間の電位を測定し、電極移動することで鉛直方向の比抵抗値を測定する方法。	① 広域で、地下10～1000mまでの地質構造の探査が可能であり、大きな破碎帯をもつ断層の位置の判定には適している。 ② 破碎帯に物性の差がない場合や、小規模な破碎帯の場合には、破碎帯が検出されないこともある。
		② C S A M T 法 地表から周波数の異なる電流を流しそれに対応した様々な深さにおける比抵抗値を測定する方法。	① 比抵抗値は、弾性波速度値よりも、地層の違いに敏感であるため、同質の岩石中の断層や、鉛直落差がない水平ずれ断層などでは、断層の検出が困難である。 ② 適用深度が1～数10mであり、深部の構造探査には適さない。
		③ V L F 法、E L F 法 固定局から放射される電波を受信し地表での電磁波を測定して、見掛けの比抵抗水平分布を測定する方法。 V L F 法は17.4KHz E L F 法は8～20Hz	① 断層の存在を示唆する地表の水平的比抵抗不連続的の検出に用いる方法であり、地下深部への断層の連続の探査には適さない
③ 電磁波探査	地中に向けて放射した電磁波の反射波を捕らえて地下の地質構造を把握する。	地下レーダー法 地中に向けて電磁波を放射し、電磁波速度の異なる2媒体の境界面での反射から地質構造解析する。	① 探査深度は地下の比抵抗に大きく影響される。 ② 地中における電磁波の減衰が大きく、探査深度は土質地盤で2～5m、高比抵抗岩盤で数10mである。 ③ 幾つかの活断層での実験では、良好な効果は得られていない。 ④ 地形の影響を受ける為に地形による補正が必要。
④ 重力探査	地下の重力値の分布（重力異常）から、地下の高重力及び低重力岩体の分布から地質構造を把握する。	地上、海上、空中で重力計を使用して地下の重力を測定する。	① 大局的地下深部の構造調査には有効であるが、重力的に同質な岩体の分布域での浅～中深度での地質構造調査には適さない。
⑤ 磁気探査	地球磁場を測定し、地下の磁性体の分布から、地質構造、断層の存在を推定する。	地上、海上、空中で地磁気測定器を用い、地球磁場を測定する。 地下の磁性体の分布を求め、地質構造を解析する。	① 地球磁場は時刻や場所によって変化し、磁気嵐の影響を受けるため、個別な補正が必要。 ② 大構造（構造的と呼ばれる程度の断層）調査には有効であるが一般の断層及び破碎帯は検出されないことが多い。
⑥ 地熱探査	地表付近の地温を測定し、地下水脈や地質構造を推定する。	地表付近（地下1m程度）の地測を測定する。	① 地熱探査で、地下深部の地質状態や地温状態を定量的に精度よく求めることは一般に困難であり、他の探査法と併用して用いられる。 ② 熱は割れ目系に沿って上昇しやすいことを利用した探査で、断層かその他の割れ目系か区別することは困難。 ③ 熱伝導率の高い岩体と低い岩体が断層で接する場合には、効果が期待される。

調査項目	目的	調査方法	適用性の問題点・留意点
⑦放射能探査	地表付近の $\gamma$ 線強度を測定し、岩石の分布や地質構造線・破碎帯の存在を把握する。	岩石や鉱物中にわずかに含まれる放射性同位体元素（一般的には、ウラン・トリウム・カリウム）が放出する $\gamma$ 線をシンチレーションカウンタで検出し、その強度やエネルギーを検出する。（マンボーン・カーボーン・エアボーン）	①地表での $\gamma$ 線の強度やエネルギーを定性的・定量的に推定する方法であるために、地下の構造調査には適さない。
⑧音波探査	水中で音波を発振し、地下からの反射をとらえて地下の地質構造を推定する。	海上及び陸上において水中に音波を発振し、岩盤の不連続面で反射、屈折した波を受振し、地下の地質構造を解析する。 ・発振 ソノプローブ エアガン スパーカー ・受振 マトリーマー ベイケーブル ランドケーブル	①海域の断層（破碎帯）、地質構造の解析に有効な手法。 ②音波探査による境界面は、音響的境界面であり、地質境界面を必ずしも反映するものではなく、注意を要する。ボーリング等で確認が必要。 ③記録を解析する際、個人差が生じやすい。 ④鉛直落差の断層は解析されることが多いが、水平ずれ断層については解析できない。 ⑤地層、岩盤の弾性波速度を求められないため、深度が音響深度（発振から受振までの時間）で表示される。
地化学調査	地下から湧き出てくるガスは主として断層破碎帯等の断裂系を通過して地表にでてくることから、地表において採取した地中ガスを指標として断層の位置を推定する。	地表においてグリッドにより組織的にガスの組成の分布を調査する。ガスの濃度分布から地下の断裂系の位置を推定する。 ・調査成分 He/Ar, Ne/Ar, Nz/Ar, Rn, Hz, CO <sub>2</sub>	①地中ガスの指標値が高い値を示すゾーンが、必ずしも断層破碎帯を反映していない場合もある。 ②地中で発生したガスを完全には採取できないことから、絶対濃度と断層の活動度を議論することはできない。
ボーリング調査	地表及び海上からボーリング掘削を行い、得られたボーリングコアから、地中の地質分布、地質構造、断層面、破碎帯の状況を直接観察する。また、海域でのピストンコアリングは、活断層を挟んだ両側で実施し、採取資料の比較から、活動時期や変位量などの検討を行う。	鉛直ボーリング 傾斜ボーリング 水平ボーリング 海上ボーリング ピストンコアリング	①ボーリング調査は地下の構成岩盤や断層面、破碎帯などを採取し、直接観察できることから、断層破碎帯の調査手法としては有効な手法。 ②破碎帯内の構造物をみださずに採取することは困難な場合がある。その際にはボアホールカメラ等で孔壁面を観察する等の補助手段を併用する必要がある。 ③ピストンコアリングはN値が10以下の泥質堆積物が厚く分布す場所に限られ、砂質や礫質部、N値10以上の場所では試料を採取できない。

調査項目	目的	調査方法	適用性の問題点・留意点
孔内検層	ボーリング孔を利用して、地下の構成地質や断層破砕帯などの物理的性質を測定する。	—	
(弾性波の利用) ① P波検層	孔内の弾性波速度分布を把握し、断層破砕帯が示す低速度帯の分布から、断層の位置及び破砕帯の規模を推定する。	孔内に発振子と受振子を装備したゾンデを入れ、孔壁地盤の弾性波速度(P波速度)を求める。	① ボーリング孔を利用することから、事前にボーリング掘削を実施する必要がある。 ② 検層は物理量であり、ボーリングコアの観察やボアホールカメラなどの孔壁観察とあわせて解析する必要がある。
② P S 検層	孔内の弾性波速度分布を把握し、断層破砕帯が示す低速度帯の分布から、断層の位置及び破砕帯の規模を推定する。	P波検層と同じであるが同時にS波をも測定する。	① ボーリング孔を利用することから、事前にボーリング掘削を実施する必要がある。 ② 検層は物理量であり、ボーリングコアの観察やボアホールカメラなどの孔壁観察とあわせて解析する必要がある。
③ 孔間速度測定	2孔間に分布する地質の弾性波速度(P波速度)を測定し、地質分布の状況による弾性波探査の解析限界を補い、総合的な地質構造を把握する。	隣り合う2つのボーリング孔で、一方に受信器を、他方に振源を設置し、2孔間の弾性波速度を測定する。	① 2孔間が単一の地層・岩盤からなる場合には、正確な速度が測定されるが、多数の異なる速度層からなる地質の場合には、見掛けの速度値となる。 ② この方法を単独で適用することは有効でなく、弾性波探査などと併用する必要がある。
(音波の利用) ④ 反射検層	孔内の地下水下において発振する音波の反射によって、孔壁に直交する方向の断層の分布を地質構造を解析する。	孔内の地下水下で音波を発振し断層や不連続面で反射した。高波から孔壁に直交する方向の地質構造を解析する。	① 音波を利用するため、ボーリング孔内に地下水位がない場所では適用できない。 ② 孔壁面の状況(滑らかさ、割れ目の頻度)に影響されやすい。
(地電流の利用) ⑤ 電気検層	孔壁を構成する地質の比抵抗分布を測定する。	孔内に一定間隔で配置した電極を挿入し、孔壁の比抵抗を測定する。	① 単純な地層の場合には有効であるが、複雑な地層の場合には、比抵抗値の反転や、正確な値を得ることは困難となる。
⑥ 地下水検層	孔内の地下水に電気伝導度の高い物質(食塩等)を加え、時間と共に変化する抵抗値を測定し、断層や割れ目系を流れる地下水の位置を把握し、断裂系の位置を推定する。	ボーリング孔内の地下水に食塩を加え時間毎の電気抵抗値を測定する。	① 孔内に地下水がない場合には適用できない。 ② 電気抵抗値の変化は地下水の流れを示すものであり、断層や破砕帯の位置を必ずしも一致しないことがある。 ③ 深い(50m以上)ボーリング孔に対応した検層機器はないことから適用できない。
(放射能の利用) ⑦ 放射能検層 水分検層	孔内の放射能を測定し地層の物理的性質(密度、固結度、間隔率)を知る。	孔内の放射能を測定する。	① 破砕帯の調査では適用例はない。
(温度の利用) ⑧ 温度検層	孔内の温度分布を測定し、断裂系の位置を推定する。	孔内の連続的な温度分布を測定する。	① 高温分布域と破砕帯が必ずしも一致しないことがあり、適用にあたっては他の調査手法を併用する必要がある。

調査項目	目的	調査方法	適用性の問題点・留意点
(孔径) ⑨ キャリパー検層	ボーリング孔内の孔径を連続的に測定し、膨張や崩壊場所を把握し、破碎帯の位置を推定する。	孔内の孔径を測定する。	① 膨張性のある破碎帯の位置を推定するには有効であるが、膨張性を伴わない場合や破碎質部分の幅が小さい場合には検出されないことがある。
⑩ 孔壁観察 (ボアホールカメラ) (ボアホールテレビ)	孔壁の状況をカメラ撮影画像やテレビ画像で観察し、破碎帯や地質構造を把握する。	ボアホールカメラやボアホールテレビをボーリング孔内に挿入し、孔壁を撮影し観察する。	① ボーリング調査では、破碎帯を乱さないで採取することは困難であり、その場合、破碎帯の状況を観察するには有効な手法である。しかしながら、カメラのケーブル等には制限があり、深度500m以上のボーリング孔では適用上の改良が必要である
トレンチ調査	活断層の直上の地表を掘削し活断層の活動年代、変位量、破碎帯の状況、断層面などを観察・計測する。 横坑調査や坑洞調査を広義的にこれに加えると、地下深部での破碎帯の状況観察が可能である。また、破碎帯内物質の採取と室内試験から、活動性について検討することも可能である。	地表にトレンチを掘削し、壁面の断層面や破碎帯の状況を観察する。	① 第四紀層が地表に分布する地域での活断層の調査手法としては有効である。第四紀層が分布しない地域では、破碎帯の状況の観察は可能であるのに対し、変位量や第四紀の活動についての検討はできない。 ② トレンチの掘削は深さ数mであり、地下深部での破碎帯の調査には適用できない。 ③ 横坑調査及び坑道調査を広義的にトレンチ調査に加えると、地下の深い深度での破碎帯の状況を直接観察できる。この場合、変位量や活動年代についての検討は、破碎帯物質の室内試験などとの併用や鍵層等の存在など特殊な場合のみに可能である。
室内試験	地層の年代測定、断層内物質の年代測定を行い、断層活動年代や地層対比による変位量を求める。	—	① 断層の活動性を明らかにするのに有効な手法であるが、試料の採取に注意を要する。 ② 事前に採取位置の地質学的意義を明らかにしておく必要がある
① <sup>14</sup> C年代測定	変位を受けた地層中の木片や貝化石などの <sup>14</sup> C年代を測定し、堆積年代を明らかにして活動性を評価する。	地層中に含まれる木片や貝化石などの試料を採取し、 <sup>14</sup> C年代を測定する。	① <sup>14</sup> C年代測定限界は3万年であり、それよりも古い時代の測定ができない。 ② 一定量の試料を必要とし、目的の地層から量を採取できないことがある。
② ESR法による年代測定	断層内物質の石英などの鉱物におけるESR(電子スピン共鳴)年代を測定し、断層の活動年代を求める。	石英粒などの鉱物のESR年代を測定する。	① 試料は極少量で測定可能であり、活断層の活動年代を求めるのに有効な手法であるが、新期の断層活動の熱などで0セットされる。
③ フィッショントラック(F T)法	断層活動により変位を生じた地層(火山灰層等)に含まれるジルコンやガラスに記録された放射線によるトラック計数から堆積年代を求め、断層活動時期を推定する。	火山灰層中等に含まれるジルコンやガラスを抽出し、鉱物表面のトラック計数を測定する。	① 花崗岩等の均質岩帯中の活断層の年代は評価できない。



調査項目	目的	調査方法	適用性の問題点・留意点
④ 熱ルミネッセンス (TL) 法	断層破碎帯中に含まれる石英粒子の蓄積放射線量 (パレオドーズ) を求めることにより、断層の最終活動年代を推定する。	断層粘土中から石英粒子を抽出し、加熱試験によりトラップ電子の発光量を計測する。それから求められた蓄積放射線量 (パレオドーズ) を年間線量で除すと TL 年代が求められる。	① 活断層研究への適用実機は今のところほとんど無し。 ② 断層活動時に破碎面の発熱によりパレオドーズが完全にリセットされるという仮定が必要になる。
⑤ 石英粒子表面構造解析法	断層破碎帯中に含まれる石英粒子の表面構造から活断層の活動履歴や活動時期を推定する。	断層粘土中の石英粒子の表面構造を走査型電子顕微鏡 (SEM) で観察し、表面形状 (起伏形態) を分析する。	① 活断層を対象とした調査例に限られており、手法の広範な適用性には問題がある。 ② 断層活動の絶対年代を求めることができない。
⑥ 火山灰分析	トレンチ壁面、ボーリング試料、ピストンコアリング試料などに含まれる広域火山灰の分析 (鉍物組成、屈折率測定、化学組成) で地層対比を行い断層の活動性・変位量などを検討する。	広域火山灰を認定し、火山灰を採取し鉍物組成、屈折率測定、化学組成を分析し、年代を対比する。	① 広域火山灰の分析、鑑定には熟練を必する。 ② 広域火山灰の分布しない地域では適用できない。 ③ 広域火山灰の分布しない地下深部では、適用できない。
⑦ 粒度分析 重鉍物分析	堆積物の粒度や重鉍物組成は、ある限られた範囲では、同様の組成を示すと考え、断層を挟んだ両側で地層対比を行う。	粒度分析 重鉍物分析	① 相対比較であり、いくつかの手法と組み合わせて行う必要がある。

### 3.4.1 文献調査

文献調査は、学術論文、観測記録、古文書等をもとに調査をおこなう方法である。現地調査の予備調査として、目的に沿った情報を抽出する。したがって、調査目的を明確にすることが重要である。

調査対象文献は、多いほど調査精度が良くなるため、目的に沿った文献を検索し、能率的に収集する必要がある。

検索には、専門団体が発行している文献目録や図書館の蔵書目録などを利用する。近年では、コンピューターによるデータベース化が進んでおり、作業効率が飛躍的に向上した。さらに、コンピューター通信の発達で、遠隔地からの専門機関の大規模データベースや海外へのアクセスが可能となり、検索の幅が広がった。

文献の収集では、図書館などでの文献複写サービスが多く利用されるが、著作物は著作権法により保護されている場合が多く、注意が必要である。

#### ・調査目的

- ①過去における調査事例、調査結果を把握する。
- ②古文書で有史の断層活動・変位量に関するデータを収集する。
- ③周辺の地質分布、地質構造の把握。

#### ・適用性の問題点・留意点

- ①過去に調査事例では、調査精度、調査目的が文献毎に異なっていることが多く、データの取り扱いに注意を要する。
- ②新しい調査目的で調査を行う場合、目的にあった調査事例がなく、有効でないこともある。
- ③古文書で有史の断層活動記録を収集する場合、客観的事実に基づいた記録と主観的な言い伝えの記録を区別して扱う必要がある。

### 3.4.2 地形調査

地形調査は、室内でおこなう調査と現地踏査に分けられる。室内での調査は、主に空中写真や地形図を用いた地形判読をおこなうが、近年では地形データの数値解析やコンピューターによる衛星画像解析等も試みられている。

①空中写真による地形判読

空中写真判読は、肉眼または実体視鏡を使用して実体視をおこない、断層地形やリニアメントを抽出する。断層は、主に

- i) 地形上のずれや段差、谷の直線的連続性、岩相の直線的境界を持った変化
- ii) 植生の直線的配列、植生タイプの差の直線的配列、標高差の直線的配列
- iii) 土壌階調 (tone) の直線性、直線的境界をもった面的階調変化

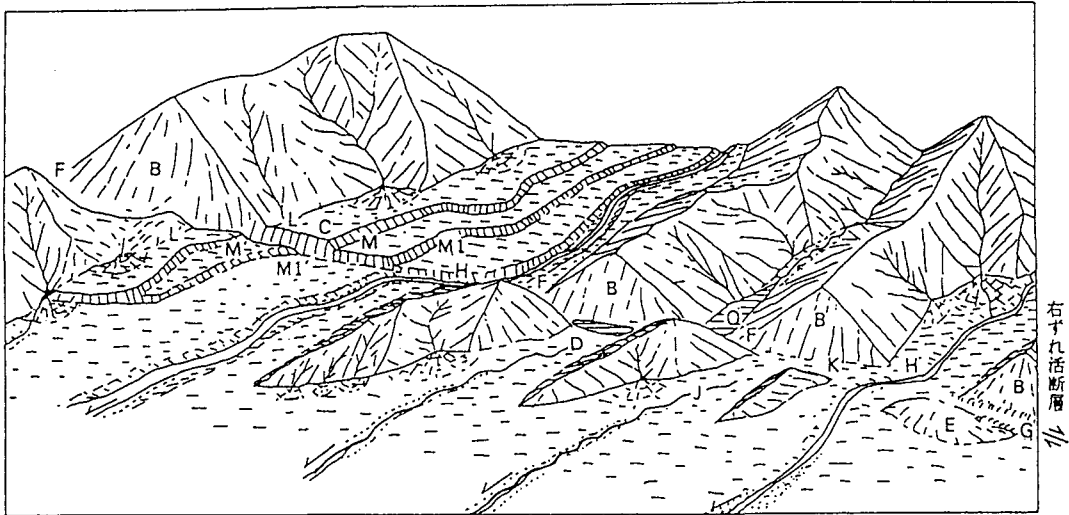
しかし、それらの抽出には感覚的な要素が多く、観察者により測定精度が左右される場合が多い。

以下に、空中写真もつ一般的特徴、実体視による空中写真判読の調査項目、断層地形を示す。

表 3.9 空中写真のもつ一般的特徴

記録性	空中写真は、膨大な量の地表の情報を、撮影時点での状態のままに記録している。このため、写真からあらゆる地物の分布を正確に把握できるだけでなく、撮影時点には不必要な情報であっても、それが後で必要になった場合、過去にさかのぼって利用することができる。
巨視性	空中写真判読は、原理的に高所から巨視的観察をすることになり、対象の観察に際し大局を見失わない効果がある。このため、広域における問題点の所在を明確にし、それをせばめ絞っていく過程で、非常に有効である。
同時性	空中写真の撮影は、広域を短時間におこなうことができる。このことは、地表をほぼ同一条件で調査できることを意味する。ことに短時間で変化しやすいもの—たとえば洪水時の流速、地表含水状況など—の現状把握には非常に有効である。
過高感	空中写真の最大の特徴・利点は、立体感が得られ、しかも肉眼以上の過高感をもつ点にある。このような過高感は、ことに微地形の判読に効果が大きい
定量性	写真上で測定される量は、(1)ディメンション、(2)写真濃度、(3)色値などで、このうち(1)は基本的には①水平距離、②方向(平面上の位置)③高さの差、の3種類であるが、これらをもとに、表面積、斜面長、傾斜、地層の厚さ、水系発達の状況などを測定したり、節理や割れ目方向の頻度ダイヤグラムをつくったりすることができる。

(関東地質調査業協会技術委員会：技術アラカルト「空中写真と地質」、技術ニュース 16、1982 より)



右ずれ断層による変位地形の諸例(岡田, 1979 を改訂)

B: 三角末端面, C: 低断層崖, D: 断層池, E: ふくらみ, F: 断層鞍部, G: 地溝, H: 横ずれ谷, I: 閉塞丘, J: 截頭谷, K: 風隙, L-L': 山麓線のくいちがい, M-M': 段丘崖(M, M')のくいちがい, Q: 堰止め性の池.

図 3.4 断層地形

## ② 地形踏査 (現地踏査)

現地における地形観察あるいは地形測量などにより、調査地域の地形状況を解明する方法である。空中写真判読で得られた結果をより詳細に調査することができる。

地表地質踏査と同時におこなわれる場合が多い。

地形調査手法の適用性についてとりまとめると次のようになる。

### ・ 調査方法

- ① 地形判読
- ② 地形踏査

### ・ 調査目的

- ① 大地形、微地形を調査し、第四紀の断層活動に伴う変位地形から、断層の連続性、断層活動年代、変位量、活動及び変位の累積性等を測定する。
- ② 方法としては、空中写真の判読による変位地形の抽出と地形踏査による確認調査を併用する。

・適用性の問題点・留意点

- ①空中写真による地形判読は、観察者により測定精度が左右される場合がある。
- ②変位地形に認定には、対応する地形面が同一地形面であることの確認、系統的な変位の連続性、断層活動以外の条件で形成された否定等幾つかの常連をクリアにする必要がある。
- ③第四紀層の分布がない場合、活動年代や変位量が正確には測定されない。
- ④破碎帯の性状・構造の確認調査としては、本調査だけでは不十分である。
- ⑤地下の断層の性状・規模の調査には使用不可。

### 3.4.3 地表地質調査

地表地質調査は、地質踏査（現地踏査）をおこない、その結果をルートマップとしてまとめ、地質平面図、地質断面図等を作成する一連の作業から、地質構造を解明するほうほうである。さらに、露頭の写真・スケッチによる記録、岩石・土質試料等のサンプリング、数値データの解析など様々な要素を含み、総合的な調査法といえる。サンプリング試料は、各種室内試験や岩石薄片による岩種・変質等の鑑定に利用される。数値データは、統計的に整理され、特に割れ目の走向・傾斜から方向性や頻度を解析する手段としてシュミットネットやウルフネットにより整理される方法が広く用いられる。

地質踏査において、踏査ルートの選定は、精度の高いルートマップの作成と作業の効率を良くするために重要である。一般に、露頭が多い河川や沢沿い、切土のり面をもつ道路などが選ばれる。地質構造に直交するルートでは、地層の変化が多く観察の幅が広がるため、予め文献調査や空中写真判読等をおこなうことが有効である。

クリノメータによる走向・傾斜の計測は、地質図作成の基本となるものであり、図面の精度に直接影響する。層理面、節理面、断層面などに分類し、慎重に計測することはもちろん、地形図上で計測位置を正確に記録が必要である。さらに、ルートマップ作成の際は、磁北と真北の差により、走向データを補正をおこなう。地表地質調査の適用性についてとりまとめると次のようになる。

・調査目的

- ① 周辺の地質分布、地質構造の把握
- ② 破碎帯の性状・構造、断層の性状・規模の把握
- ③ 断層の連続性の確認
- ④ 地質学的手法による活動年代の推定
- ⑤ 断層面、破碎帯のスケッチ、写真撮影、各種試験資料の採取

・適用性の問題点・留意点

- ① 断層活動年代以降の堆積物等に被覆されている場合、断層面、破碎対等の性状を直接確認することは困難。
- ② 地表に露出する露頭の観察を主体とするものであり、必ずしも新鮮な面の調査ができない。
- ③ 破碎帯の性状・構造調査では、有効な手法であるが、活動年代や変位量の調査では、それらを測定できる地層・岩体の分布がある場合に限られる。

#### 3.4.4 物理探査

物理探査は、地下の地盤状況を物理的手法を用いて探査する探査法である。具体的には、地震波や電気波を用いて地盤の物理量を測定し、その物理量の意味を解釈すると共に確認を行い、地盤の状況を検討する探査法である。

活断層調査で一般によく実施されている物理探査には次のものがあり、その適用と概念は図 3.5 に示すとおりである。

- ① 弾性波探査
- ② 電気探査
- ③ 電磁波探査（地下レーダー法）
- ④ 重力探査
- ⑤ 磁気探査
- ⑥ 地熱探査（地中海温度測定）
- ⑦ 音波探査

以下に、各手法について述べる。

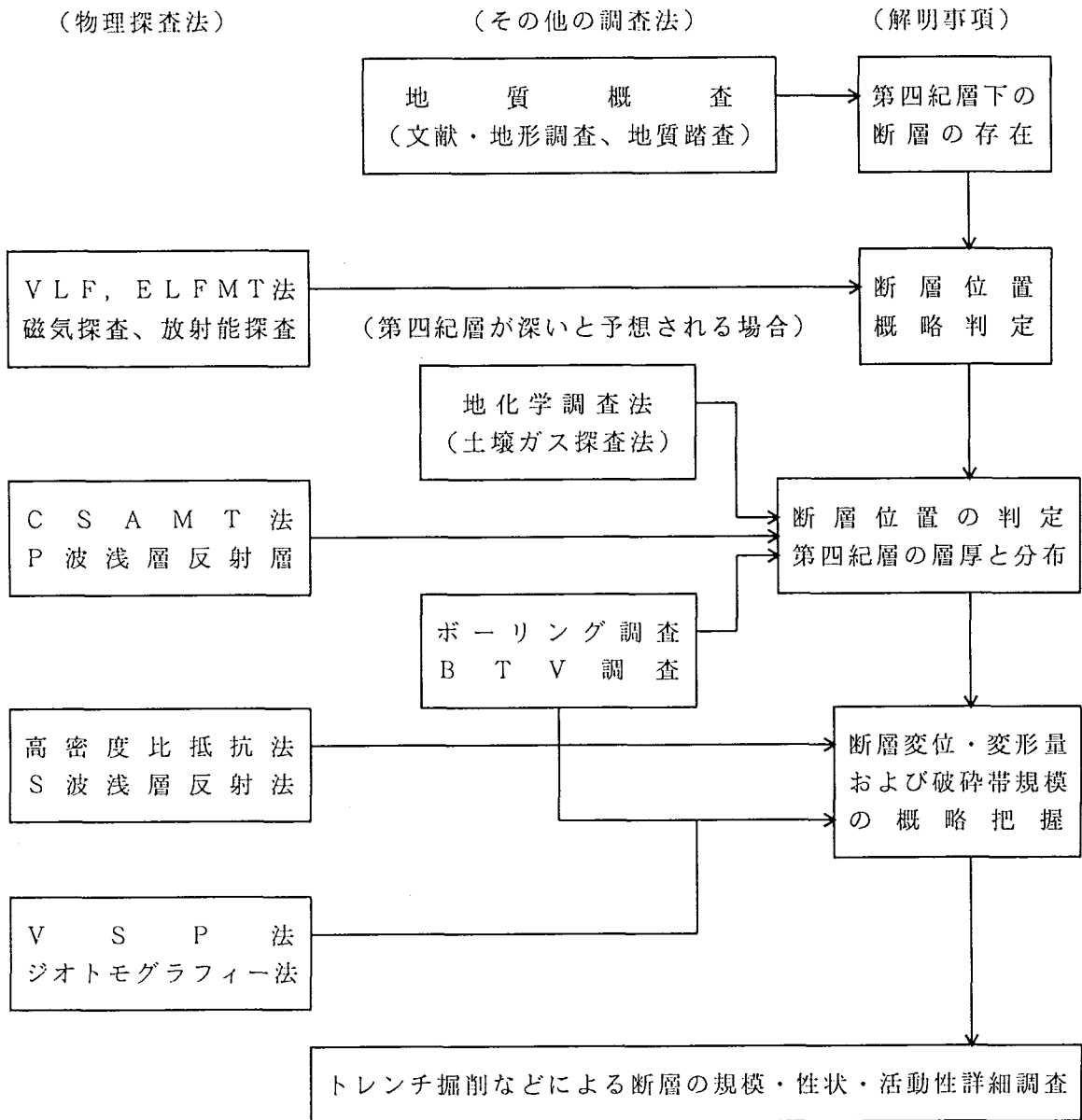


図 3.5 第四紀層分布地域断層調査における物理探査法適用の概念と手順

## ①弾性波探査

弾性波探査は地震探査とも呼ばれ、反射法と屈折法に分けられる。反射法は、地下の速度境界面からの反射波を捕らえて解析する方法であり、屈折法は、直接あるいは地下の速度境界面で屈折し伝播した振動（屈折波）を捕らえて、その走時曲線を解析する方法である。

### ○断層調査への利用

弾性波探査において、断層破碎帯はしばしば低速度帯として検出される。低速度帯とは、ある速度帯（特に基盤の一部）が、周辺の基盤より低い速度値を示す場合をいい、屈折法の解析では、速度走時曲線（ $T'$ 曲線）上の段差として検出される。低速度帯は断層や破碎帯に起因することが多いが、断層や破碎帯が存在しても常に低速度帯として検出されるとは限らず、また $T'$ 曲線との段差は、低速度帯以外の原因で生じることがある。

#### i) 地表弾性波探査による低速度帯の検出

低速度帯の境界付近では、様々な屈折波、回折波を生じるため、速度走時曲線は乱れ、真の速度値を示さない。したがって、比較的小規模な低速度帯では、その幅や速度値を速度走時曲線から一義的には決められない場合が多い。しかし、低速度帯の存在そのものは、速度走時曲線上の段差によって確認できる。池田（1980）、本荘（1979）は、低速度帯と周辺岩盤との比較について次のように述べている。

①一般に破碎帯（低速度帯）の弾性波速度は周囲岩盤の0.45～0.75倍である場合が多い（池田）。

②屈折法探査によって明確な低速度帯を検出するためには $T'$ 曲線で少なくとも5msの段差が認められることが必要である（本荘）。

これらを組み合わせると、破碎帯が有意に判定されるためには、一般に20～30m以上の幅をもたなければならない（本荘、1979）。

低速度帯の幅が十分に大きい場合は、屈折法探査によって、その速度値と幅を決定できるが、測線と低速度帯との成す角度により、速度値が真の値を示さない場合がある。図3.6に、低速度帯の傾斜を考慮に入れた上で、低速度帯の走向傾斜と、測線との成す角度により、得られる走時曲線上的の見かけ



の速度の変化を示す。

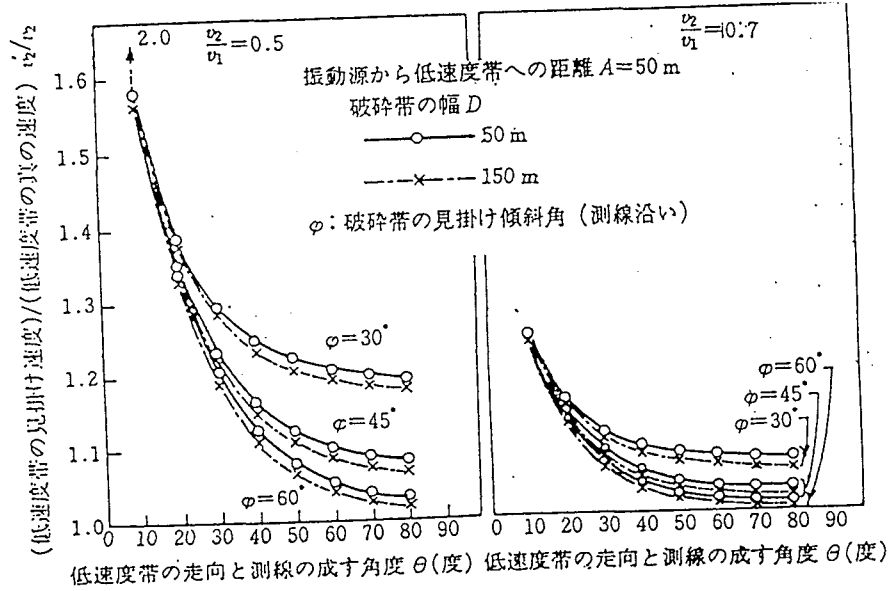


図 3.6 規模の大きい低速度帯が測線を斜断する場合  
低速度帯部の示す見かけ弾性は速度 (池田、1980)

ii) 低速度帯と傾斜角

一般に地表屈折法探査によって低速度帯の傾斜角を知ることはできないが、工事中のトンネル坑内から切羽前方の低速度帯の位置を推定する方法が提案されている (物理探鉱技術協会編：土木弾性波探査法、1977)。この方法は、図 3.7 に示すようにトンネル坑内で起振し、破碎帯 (低速度帯) を挟んで地表上 2 箇所に設置した地震計によって受振する方法であり、2 つの地震計に到達する初動の時間差を利用する。

想定される破碎帯に対し、あらかじめ標準曲線を作成しておき (図 3.8)、実測データを対比することにより、トンネル施工基面上に出現する低速度帯位置を推定する。

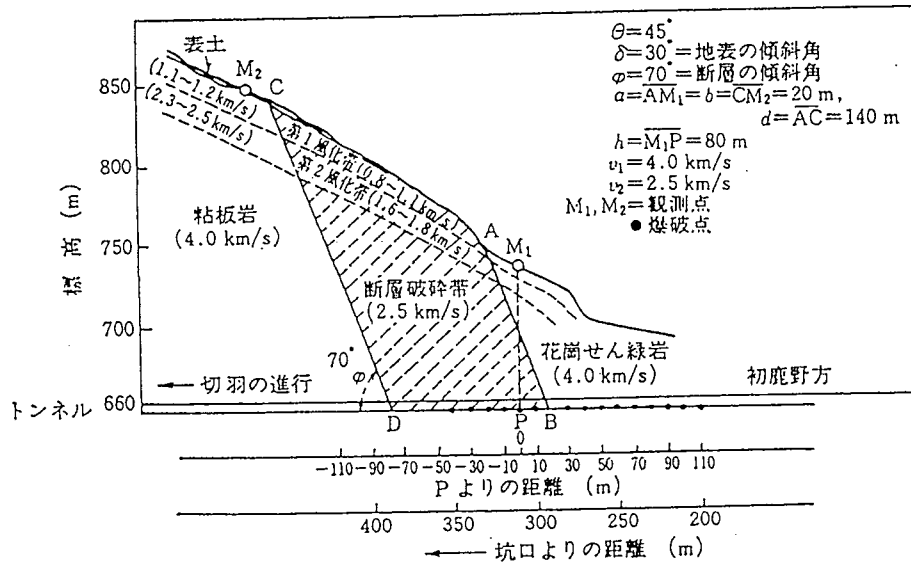


図 3.7 新笹子トンネルにおける坑内～地表速度測定による破砕帯の傾斜角測定法

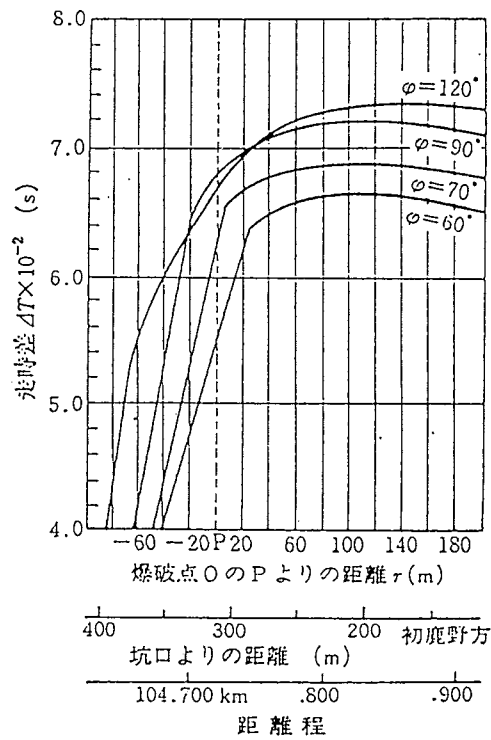


図 3.8 新笹子トンネル

標準走時差 ( $\Delta T$ ) ~ 距離 ( $r$ ) 曲線

②電気探査法

電気探査は、地盤を構成している土、岩石の電気的性質の差異によって、人工または自然的要因によって発生した電界あるいは電磁界の諸量を地表で測定し、そのデータから地下の構造や状態を推定する探査法である。

表 3.10 電気探査法の種類

方 法		物 理 現 象	発 生 方 法
自 然 電 位 法		分極現象	自然
強 制 分 極 法		分極現象	人工
地 電 流 法 (C S A M T法)		比抵抗分布(鉛直)	自然
電 位 法	比 抵 抗 法	比抵抗分布(鉛直)	人工
	等 電 位 線 法 (高密度電気探査又は比抵抗映像法)	比抵抗分布(鉛直)	人工
	電 圧 比 法	比抵抗分布(鉛直)	人工
電 磁 法	流 電 電 磁 法	比抵抗分布(水平)	人工
	誘 導 電 磁 法 (V L F法、E L F法)	比抵抗分布(水平)	人工
電 気 検 層		分極現象・比抵抗分布(鉛直)	人工・自然

V L F法 (Very Low Frequency) ----- 17.4KHz  
 E L F法 (Extremely Low Frequency) ----- 5~20Hz  
 C S A M T法 (信号源制御地磁気・地電流法)

電気探査法の種類は多いが、探査原理の因子には共通のものがあり、電磁場あるいは電位分布から地下の比抵抗値分布を求めるものである。

これらのうち、地質構造、断層（活断層）や断層破碎帯の調査としてはC S A M T法、高密度電気探査（比抵抗映像法）、誘導電磁法のV L F法、E L F法が用いられている。

電気検層については孔内検層の項で述べる。

### ③電磁波探査（地下レーダー法）

地下レーダー法とは、地中に向けて電磁波を放射し、その反射波を捕らえて地下構造や埋設物の探査をおこなう方法である。

電磁波の反射は、一般に電磁波電波速度の異なる2つの媒体の境界面で生じるため、地盤の含水状態や、締め固め状態に影響される。

観測結果は、受信した信号が周波数変換され可視記録として、CRT等に出力される。

電磁波は、地中における減衰が大きく、探査深度は土質地盤で2～5m、高比抵抗岩盤で数10mである。断層調査の手段としては、地表付近の破碎帯の分布状況を解明するために用いられる。

### ④重力探査

重力探査は、地下の重力値を測定して、その変化状況から地質構造を判定するもので、大きな地質構造や基盤面の深さを求めるのに適している。また、地下資源探査にも利用されている。

重力偏差計によって頻度および曲差を測定し、これを図面上に表して地下の密度異常を推定し、地質構造を判定する。断層付近では、重力傾度、曲差が大きくなる。

重力は地形等による影響を受けるため、あらかじめ重力異常を計算し、測定結果を補正する必要がある。

### ⑤磁気探査

磁気探査とは、地表、海上、空中で地球磁場を測定し、これに基づいて地下の磁性体の分布を求め、地球内部の地質構造や地中の金属資源などを探査する方法である。

地球の磁場は、時刻や場所によって変化することや、磁気嵐の影響を受けることがあるため、重力探査と同様に個別な補正が必要である。

空中磁気探査は、広域における貫入火山岩や断層の推定に有効である。

### ⑥地熱探査（地中温度測定）

地表付近において、地中温度を測定し、地温分布から地下水脈の探査や地質構

造の推定を目的とする。

地表付近における地温測定は、測定用の孔を掘りその孔底でおこなう。孔の深さは、地温の日変化がほとんどなくなる地下1 m程度とする場合が多く、特に恒温層の温度測定が必要な場合は年変化がなくなる深さ（日本においては約20 m）で測定する。

しかし、一般には地表付近の地温測定によって地下深部の地質状態や地温状態を定量的に精度よく求めることは困難であり、地下深部の地温状態は温度検層によって求められることが多い。

地質構造と地表付近の地温との関係を図3.9に示す。

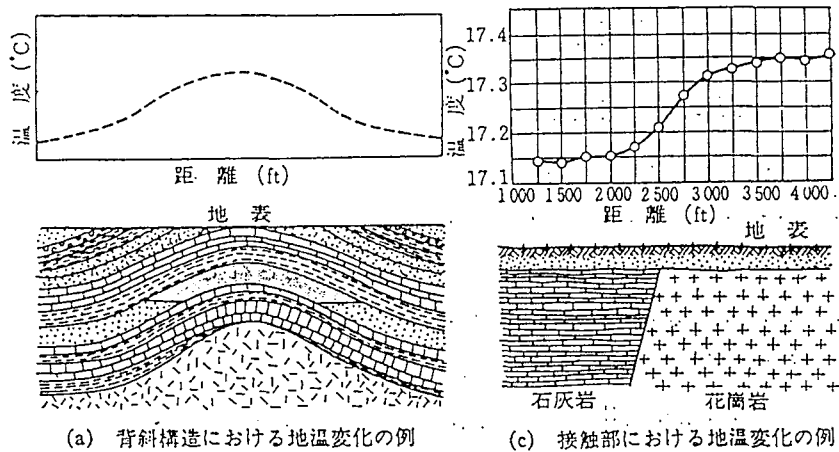


図3.9 地質構造と地温の関係（Jakosky、1949）

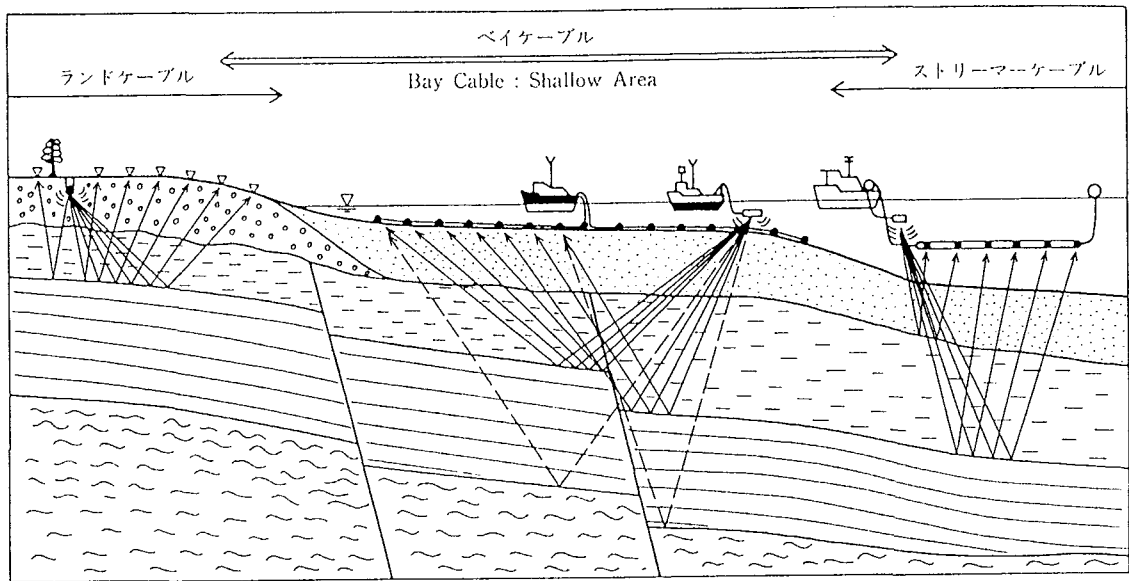


図 3.10 音波探査の概要

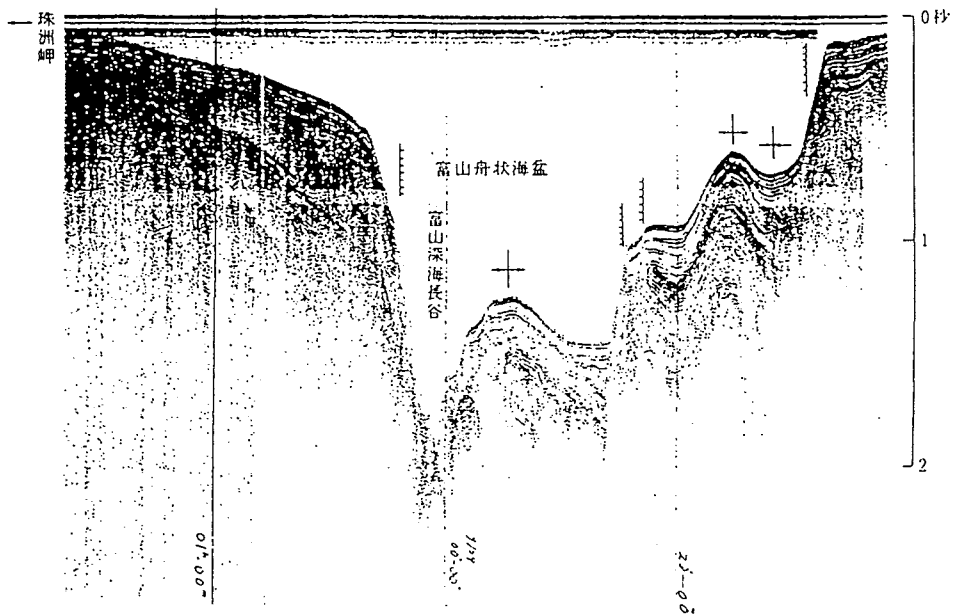


図 3.11 音波探査記録の例

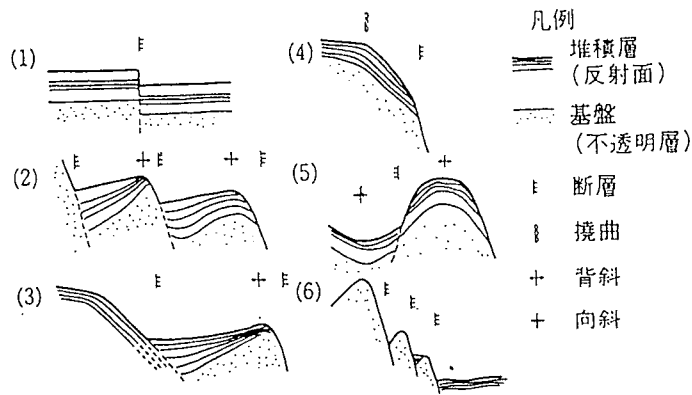


図 3.12 海底活断層の模式図

#### ⑦ 音波探査

音波探査とは、水中に音波を発振し、地下からの反射をとらえて地下構造を推定する方法である。使用される音波の周波数は通常 50 ～ 5000Hz で、発振方法によりいくつかの方法に分類される。探査方法は探査深度や解像度により、適宜選択する。

音波の発振源は、目的や探査深度に応じて使い分け、浅海域ではソノプローブを用い、中～深海域ではエアガン、スパーカーを用いる。

受振は、海上での中～深海域では海面下 5 ～ 10 m に受振ケーブル（ストリーマー）を曳航する。沿岸域の受振ケーブルを曳航できない海域では、海底に受振ケーブルを設置する方式（ベイケーブル）を用いる。

音波探査は海域に限らず、陸域でも使用され、陸上に設置した受振ケーブル（ランドケーブル）に、ドラム缶等に水をはり発振する。

音波探査は海域における、地質構造、断層の調査では一般に用いられる手法である。図 3.10 に音波探査の概要因を示し、図 3.11 に音波探査記録の例、図 3.12 に海底での活断層の模式図を示す。

このように海上音波探査では、対象深度に応じた探査手法があるため、探査条件にあった探査法を用いれば、活断層調査の有力な手法となるといえる。

#### 3.4.5 地化学調査

地下から湧き出てくるガスは主として断層破碎帯などの断裂系を通過して地表に出てくることから、地表において、地中ガスを直接又は間接（ガスを含む地下水として）に採取し、化学分析を行い、ガスの濃度分布から、断裂系の位置を推定する。

測定に使用される成分の例は、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{Rn}$ 、 $\text{He}$ 、 $\text{Ne}$ 、 $\text{H}_2$ 、 $\text{Ar}$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$ の8成分である。それらの分析方法は次の通りである。

$\text{CO}_2$ ：ガス検知器及び検知管

$\text{Rn}$ ：ラドンメーター

その他の6成分：ガスクロマトグラフィー

8成分のうち $\text{Ne}$ 、 $\text{Ar}$ 、 $\text{He}$ のガス濃度は、採取方法や地域によって変化することから、断裂系を通過してくるガスの特性をよく表す $\text{He}/\text{Ar}$ 、 $\text{Ne}/\text{Ar}$ 、 $\text{N}_2/\text{Ar}$ 、等の比で検討されることが多い。また、 $\text{H}_2$ ガスは岩石の破壊によって生じることが知られており、活断層と直接関係する成分として知られている。いくつかの活断層で実験された例による活断層調査法の適用性を表3.11に示し、実験結果の例を図3.13に示す。

地化学調査手法の適用性の問題点・留意点は次の通りである。

- ①地中ガスの指標値が高い値を示すゾーンが、必ずしも断層破碎帯を反映していない場合がある。他の調査と併用して総合的に検討して評価する必要がある。
- ②地中で発生したガスを完全には採取できないことから、絶対濃度と断層の活動度を議論することはできない。



表 3.11 ガス成分平面分布と断層との関係

	He/Ar	Ne/Ar	Rn	H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>
根尾谷断層・金原地区	断層のほぼ直上に ○ 分布する。	断層のほぼ直上に ○ 分布する。	断層の上盤側に ○ 分布する。	- サンプルング方法に問題あり。	×
阿寺断層系萩原断層・ 乗政地区	断層のほぼ直上に ○ 分布する。	断層のほぼ直上に ○ 分布する。	断層の上盤側に ○ 分布する。	- サンプルング方法に問題あり。	×
深溝断層・東光寺地区	×	×	断層の上盤側に ○ 分布する。	断層の直上でスポット的に高濃度域が分布。 △	断層の上盤側に部分的に分布。 △
深溝断層・西深溝地区	直上にスポットとして分布。 △	×	下盤側にスポットとして分布する。 △	断層の直上でスポット的分布、部分的に下盤側に分布。 △	部分的に下盤側に分布。 △
川舟断層・ハツ又地区	×	×	×	×	×
川舟断層・大荒沢地区	断層の上盤側に ○ 分布。	断層に沿って部分的に分布。 △	断層の直上に分布。 ○	×	×
梅原断層・伊自良地区	×	×	×	×	×

○：関連あり  
△：やや関連あり  
×：関連なし

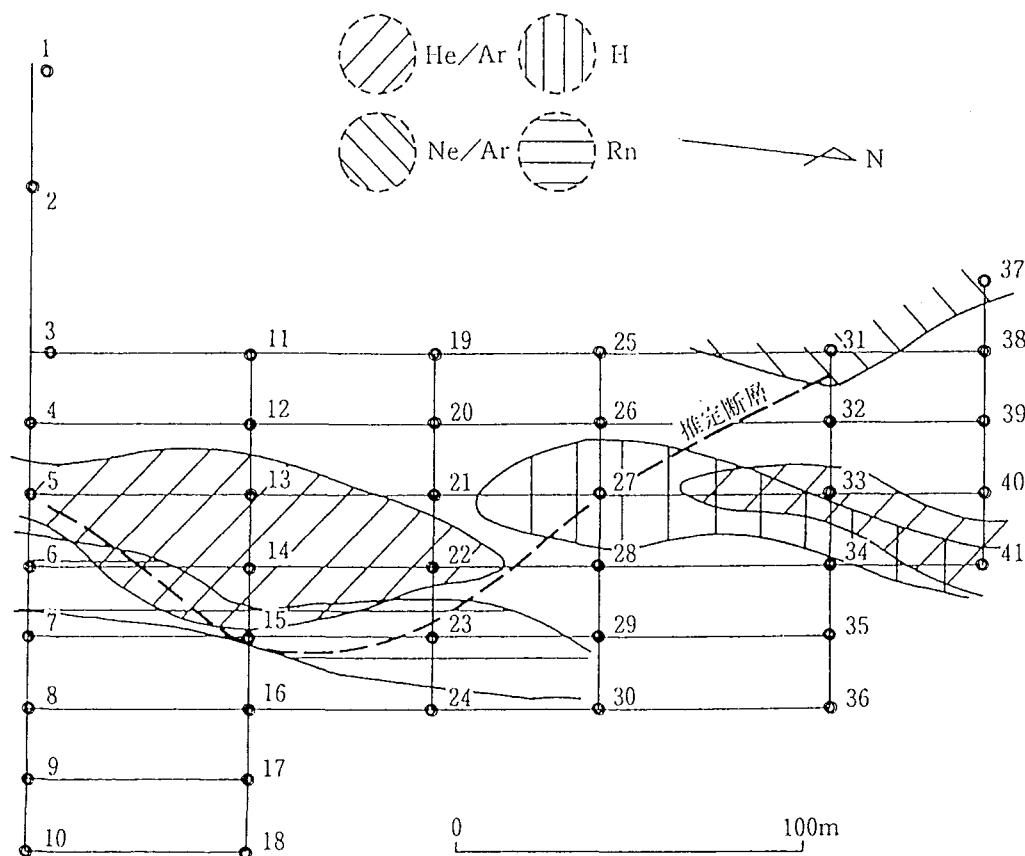


図 3.13 地中ガスと断層の関係（川舟断層・大荒沢地区）

### 3.4.6 ボーリング調査

ボーリング試験は、地表及び海上からボーリング掘削をおこない、得られたボーリングコアから地中の地質構造を解析する方法である。ボーリング調査では、断層面の形状や破砕帯の幅、構造、組織などの状況を観察・記録することができる。さらに断層の上下盤の地質状況や、断面上での地質分布、地質構造を解析する。

ボーリングコアの鑑定から、地層ごとの断層や地表などの分布深度を求め、地質断面図を作成する。また、ボーリング孔を用いた原位置試験や、ボーリングコアを用いた室内試験を行うことで、地層の物理的性質を知ることができる。場合によっては、ボーリング孔において検層や孔内試験もおこなわれる。

断層調査の面では、破砕帯の分布深度が求められるが、破砕帯幅が大きい場合は破砕帯幅の測定は困難である。断層面や層理面、節理面の走向は、コアから求めることはできないので、ボアホールカメラなどによる孔壁観察が必要となる。

ボーリング調査は鉛直に行うばかりでなく、傾斜ボーリングや水平ボーリングなども、断層の分布状況や地形的な条件から実施されることがある。

海域においては、海上ボーリングや表層部の資料採取のためのピストンコアリングなどが断層調査として使用されている。

ピストンコアリングは、活断層の活動性を評価するために、断層を挟んだ両側で試料を採取するのに用いる手法である。水域の活断層調査では、断層を挟んだ両側の試料を用いて、活動時期や活動の累積性を検討している。このため、連続した乱れのない少ない試料の採取が必要である。一般には、ボーリング調査がよく実施されているが、水域では設備が大がかりになること、作業効率が悪いこと、コア採取率に多少の不安がある事などの問題がある。これに対し、ピストンコアリングでは、N値が10以下の泥質堆積物が厚く分布する所に限られるが、わずかな設備で短時間に連続したコアの採取が可能であり、水域のサンプリングでは、かなり有効な調査手法であるといえる。

ボーリング調査手法の適用性の問題点・留意点は次の通りである。

- ① ボーリング調査は、地下の構成岩盤や断層面、断層破砕帯などを採取し、直接観察することができることから断層破砕帯の調査手法としては有効な手法

であるが、反面、大局的にはポイント調査であり、ボーリング地点、ボーリングの傾斜角を事前に正確に決定する必要がある。

- ②回転するドリルで掘削するために、破碎帯内の構成物を乱さず採取することは困難な場合がある。その際には、ボアホールカメラなどで孔壁面を観察するなどの補助手段と併用することが必要である。

### 3.4.7 孔内検層

孔内検層とは、地質の物理的性質をボーリング孔を利用して連続的に深度と対比させて測定する方法であり、測定結果は一般に柱状図で表される。原理的には、地表探査の方法をそのままボーリング孔内に移したものと考えることができる。表3.12に孔内検層の種類を示す。

表3.12 孔内検層の種類

種類	方法	物理的現象	測定物理量	利用面
弾性波 (音波) の利用	P波検層	弾性波動	弾性波速度	地盤構造、力学的性質、 地上弾性波探査の解析
	PS検層			
	孔間速度測定			
	反射検層	音波の反射	音響インピーダンス	孔壁地盤の硬軟、亀裂、 構造物の健全度
地電流 の利用	電気検層	地電流	自然電位、比抵抗	地盤構造、地下水、電気探査の解析
	地下水検層		比抵抗	地下水
放射能 の利用	放射能検層	放射線強度	密度	土質
	水分検層		含水量	含水分布
その他	温度検層	温度	地層温度	地熱地下水の賦存状態
	キャリパー検層	(孔径)		孔壁の状態、地圧
	孔壁観察 (ボアホールカメラ)	(孔壁画像)		孔壁の地質状態

#### ① P波検層

P波検層には様々な方法がある。そのうちの1つである音波検層は、音波の伝播時間を測定してP波速度を得る方法である。ボーリング孔内に一定の間隔で小型の発振子と受振子を装備したゾンデを入れ、孔壁地盤の区間P波速度を求める。

また、爆破あるいは重錐落下を振源として、一定の間隔で多数の受信器を孔内につるし、多成分観測の記録から深さに対する走時曲線を得て、深さ方向の速度分布を求める方法もある。

#### ② P S 検層

P波のみを観測に利用するP波検層に対して、P波と同時に特にS波速度の測定を目的として開発された方法である。屈折法弾性波探査における、速度層分布による弊害や、探査深度による受振距離の設定などの適用限界を補う利点がある。

孔内に降ろす受信器は、上下1成分・水平直交2成分の地盤振動を捕らえる受信器と、孔内水圧の変化を捕らえるためのハイドロフォンが組み込まれ、さらに受信器の向きを方位検出器が付けられている。

#### ③ 孔間速度測定

隣り合う2つのボーリング孔を利用して、1方の孔に受信器を、他方の孔に振源を設置して、2孔間の速度を測定する。振源～受振点間の距離と走時から直接的に速度が求められるが、多数の異なる速度層からなる地盤の場合は見かけの値となる。このため複雑な地層に対して、この方法を単独で適用することは有効ではないが、地表弾性波探査やP波検層、P S 検層等と併用することにより、地盤構造を立体的にとらえ、測定結果の精度向上に役立つ。

#### ④ 反射検層

孔内において、短波長の音波が孔内水を媒介にして発・受振器と孔壁との間で反射する現象を利用した検層で、得られる情報は孔壁と孔内水で決まる反射係数に支配される。反射係数は、孔内水と孔壁地盤の音響インピーダンス（密度と伝播速度の積）の比によって決まるため、孔内水を一様と仮定すれば、孔

壁地盤のP波速度と密度を求めることができる。これらは、地盤の硬軟、空隙、割れ目の度合いを示す。また、反射波の出方は、孔壁の割れ目の滑らかさ、孔径の不揃いさなどにも影響される。

この方法は岩盤の調査に適しており、岩盤の風化状況、割れ目の頻度、破碎帯の検出などに有効である。

#### ⑤電気検層

電気検層は、一定間隔に配置した電極をボーリング孔内に挿入して、孔壁を構成する地層の比抵抗、自然電位などを測定する方法である。電極の配置により、いくつかの方法に分けられる。代表的な方法の特徴を表3.13に示す。

表 3.13 電気検層の各方法の特徴

方法	得られる結果	留意点
2極法	見掛け比抵抗曲線が地層の中心を軸に対称形をなすため、地層との対比が容易。真の比抵抗は偏差曲線から求められる。偏差曲線は算出対象が周囲より高比抵抗部に限られる、などの制限がある。	電極間より小さな層厚では、比抵抗値の反転現象を示す。反転現象の有無は、3極法やマイクロ検層の記録と比較し識別する。
3極法	比抵抗曲線が地層の中心を軸に非対称形となり、地層対比の明瞭さを欠く。電極間隔より薄い層でも検出できる。	真の比抵抗は、2極法での結果と組み合わせて求めるため地層が互層をなす場合などは比抵抗曲線が複雑となり、正確な値を得ることが困難になる。
マイクロ検層	薄層の検出や地層係数の算出に有効。得られる比抵抗値は、地層水が100%濾過泥水に置換された領域の地層の比抵抗値。	泥壁の影響に対する補正が必要な場合がある。
S P 検層	泥水を介して地層間に発生する電気化学的な起電力（自然電位）を測定。地層対比、地層水の比抵抗算出への利用	

#### ⑥放射能検層・水分検層

放射能検層は、ボーリング孔内の放射能測定によって、地質状態、特に帯水層の位置及び状態、地層の物理的性質（密度、固結度、間隙率）を知る方法である。測定物理量により、いくつかの方法に分類される。

表 3.14 放射能検層の区分

種類	方法	測定物理量
自然の放射線を利用するもの	天然ガンマ検層	自然係数率
人工の放射線を利用するもの	ガンマ線密度検層	密度
	水分検層（中性子検層）	含水量
	アイソトープトレーサー検層	透水性
	放射化検層	化学成分

#### ⑦温度検層

温度検層は、孔内の温度分布を求めるものである。一般に、地温は2.5～3.5℃/100mの温度勾配で深さとともに高くなるが、岩石の熱伝導率と、調査地域の熱流量によって差異がみられる。測定の際、センサーは孔内水中に位置することから、正しい地温を得るためには孔内水と地温が平衡である必要がある。平衡に達する時間は、地層の比熱、密度、熱伝導率に関係する。

#### ⑧キャリパー検層

キャリパー検層とは、ボーリング孔の孔径を連続的に測定する方法である。主な目的は、崩壊地層の深度の把握やパッカーを用いる試験の位置決定などであるが、電気検層や密度検層の解析に必要な孔径補正の値も得られる。孔内水の揚水前後の孔径比較から、崩壊性地層を推定することもできる。

#### ⑨孔壁観察

孔壁の直接観察ために、ボアホールカメラやボアホールテレビが用いられる。孔壁の様子が画像として得られるため、地層の区分や成層状態、割れ目や破碎帯の形態、走向、傾斜、風化状態などを観察することができる。

また、音波を利用して、孔壁の状態を音波写真としてオシロスコープに描かせるボアホールテレビビューも開発されている。

観察に際して、ボーリング孔はよく清掃し、泥水は清水に置き換えておく必要がある。

#### 3.4.8 トレンチ調査

トレンチ調査は、断層の直上に調査用のトレンチを掘削し、変位量等の精査を目的とする。トレンチ掘削位置の選定のために、事前に各種の調査が行われ、選定の後には用地問題などを解決しなければならない。このため、多くの時間や人員が必要であり、調査経費をふまえた、綿密な調査計画を立てなければならない。

トレンチ調査では、トレンチ壁面において断層の形態を直接観察するため、変位量等の計測の精度は高く、破碎帯や周辺の地層状態の観察など利点が多い。さらに、サンプリングした試料に対し、室内試験や鑑定をおこなうことで、活動度などを判定することができる。このことから、活断層の調査では、一般に用いられている調査手法である。

トレンチ調査手法の適用性の問題点・留意点についてとりまとめると次のようになる。

- ① 第四期層が分布する地域では一般的に適用されており、有効な手法であるが、第四期層で分布しない地域では、断層の第四紀の活動年代や変位量の測定ができない。ただし、破碎帯の状況の観察は可能である。
- ② トレンチの掘削は深さ数mであり、地下深部での破碎帯の調査には適用できない。
- ③ 横坑調査及び坑道調査をトレンチ調査に含めると、地下の深い深度での破碎帯の状況を直接観察できる。この場合、変位量や活動年代についての検討は、破碎帯物質の室内試験などとの併用や、鍵層等の存在など特殊な場合にのみ可能である。

### 3.4.9 室内試験

活断層調査において室内試験では、主に地層の年代測定・断層内物質、年代測定及び地層（堆積面）の対比を目的に実施される。地層の年代測定では、活動時期を推定するとともに、変位量の測定結果から活動度を求める。断層内物質の分析では、粒度分布や化学組成など物理的・化学的分析により、断層の活動年代や活動形態を明らかにすることが可能である。堆積面の対比では、広域火山灰や粒度組成等の手法を用いて、活断層の活動時期や変位の累積性について検討する。

#### ①年代測定法

活断層の年代測定には、放射性炭素（ $^{14}\text{C}$ ）年代測定法、E S R（電子スピン共鳴）法が用いられている。

##### ・放射性炭素（ $^{14}\text{C}$ ）年代測定

活断層の活動で切られた地層の堆積年代を明らかにして、活断層の活動性を評価するもので、地層中に木片や貝化石などの炭素化合物が存在する場合に有効である。ただ、 $^{14}\text{C}$ の半減期が短いため、精度良く年代測定ができるのは、せいぜい30,000年程度である。

##### ・E S R法

断層内に存在する石英の放射線被曝量を用いて、断層の活動年代を直接測定する手法である。このため、対象とする断層を選定する際に十分な吟味が必要であり、試料採取場所の位置付けを明確にしておく必要がある。また、断層活動で石英の被曝量が0セットされることが前提であるが、この理論についても不明瞭な点（石英の被曝量が0セットされる条件等）があるため、現在その検証がなされている所であるといえる。

#### ②地層（堆積面）対比法

陸上調査では、地層が目視できるため地層の対比は可能であるが、海底調査では、活断層の活動を検討する場合には、地層あるいは堆積面の対比が重要となる。一般的には、火山灰分析や粒度分析、重鉍物分析などが実施されている。

##### ・火山灰分析

火山噴出物のうち広域火山灰を用いて、同一時間面を明らかにし、地層を



対比して活断層の活動性を検討する調査手法である。我が国は、全国に火山が分布する火山国であること、火山により火山灰に特徴があること等から、火山灰は層序対比の上で有効なものであり、通常の地質調査でもよく用いられている手法である。また、噴出規模の大きな火山灰では、広域に分布することや、噴火時期がかなりの精度で明らかになっているものがあるため、堆積年代についても推定が可能な場合がある。活断層調査では、断層を挟んだ地層のズレが重要な問題となるため、それを検討する上で火山灰分析は、有効な手法であるといえる。

本調査でも事例調査で実施したが、ピストンコアリング試料に多くの火山灰が認められ、それぞれを同定することが可能であるため、火山灰分析は、活断層調査では有効な手法であるといえる。火山灰の分析項目としては、鉱物組成、屈折率測定、化学組成である。

・粒度分析、重鉱物分析

粒度分析は、堆積物の粒度組成を用いて地層の対比を行い、活断層の活動性を検討する調査手法である。堆積物の粒度は、ある範囲では同様の組成を示すものと考え、粒度組成を指標として地層の対比を行う手法である。同様に、重鉱物の組成や含有量を指標に用いるのが、重鉱物分析を用いた手法である。

これらの調査手法は、いずれも相対比較であるため、主にいくつかの手法と組み合わせて用いられる場合がほとんどである。

#### 4. 活断層調査手法の総括検討

##### 4.1 調査手法と各種調査手法の組み合わせ

活断層の分布する地域及び地質条件によって、適用する調査手法は変えなければならない。ここでは、大局的に次の3つの地域・地質条件における調査手法を、より効果及び精度を高めることが可能な各種調査手法の組み合わせを総括的に検討する。

各種調査手法の組み合わせによる調査の流れをフローチャートで示し、期待される調査結果を検討する。

ここで検討する活断層の分布する地域・地質条件は次の通りである。

- ①沿岸部を含む地域
- ②第四紀層が分布する平野部
- ③第四紀層が分布しない山間部

##### 4.1.1 沿岸部を含む地域

海域及び沿岸部に分布する活断層の調査で効果が期待できる調査手法の組み合わせは図4.1のフローチャートに示す通りである。

沿岸部を含む地域における活断層の調査では、海域で調査が可能な幾つかの調査手法の組み合わせで実施される。それらの調査手法は、大別して①文献、②重力探査、③磁気探査、④地形調査、⑤音波探査、⑥ボーリング調査、⑦室内試験に区分される。

海域における調査の場合、調査に際して海上保安庁へ海域での調査許可申請を行う必要がある。海域における調査は、文献調査及び室内試験を除けば、船（専用調査船又はチャーター船）を使用し、また、重量機器の取り扱いで多くの人手を要する調査となる。

①文献調査 ----- 調査に際し、目的とする活断層の海底への延長性などに関する文献を収集し、調査海域の選定の基礎資料とする。

②重力探査 ----- 重力探査及び磁気探査は通常の、海域での活断層調査で

③磁気探査 ----- は適用することは極稀である。海域における両探査は、

調査海域を含む広範囲で探査し、大地質構及び構造線級の断層の分布を把握する場合に適用されることがある。概略的な重力探査及び磁気探査結果（重力図、全磁力図）は、一般に公表されており、これで代用可能な場合が多い。

④地形調査 ----- 海域における調査で、海域が選定されると、まず、調査海域の海底地形図を作成するための地形調査が行われる。地形調査は、精密音響測深機を用い、PDRと呼ばれる記録器に地形を記録し、地形を平面図に図化する。

⑤音波探査 ----- 音波探査は調査海域の地質構造及び活断層の位置・分布を確認するために実施し、水深及び堆積物の状況によって、ベイケーブル+エアガン、ソノプローブ、エアガン、スパーカーなどの調査方法が使い分けられている。

⑥ボーリング調査 --- 活断層の正確な位置が決定されると、それを挟んだ両側での柱状試料を採取する必要がある。柱状試料の採取法は一般にピストンコアリングが使用されるが、ピストンコアリングは海底が泥質堆積物で、N値が10以下の場所では使用できない欠点がある。砂質堆積物や礫質堆積物の分布域（沿岸部に多い）では、海上ボーリングで対応可能である。

⑦室内試験 ----- 得られた試料については、断層を挟んだ両試料の層序対比と、含有火山灰や炭質物含有層などの年代決定を行うことで、変位量や活動性について検討することができる。広域火山灰が分布する場合には火山灰分析で決定し、炭質物含有層の場合は $^{14}\text{C}$ 年代測定が適用される。

海域での活断層の調査では、断層の変位量や活動性についての検討を行うことを目的とするものであり、断層面の性状や破砕帯の性状・構造などは、一般には

調査できない。

ただし、活断層面が急崖をなしている場合や、海底面に幅広い破砕帯がそのまま露出する場合には、海底カメラやテレビ撮影あるいは潜水探査船などで直接見ることが可能である。

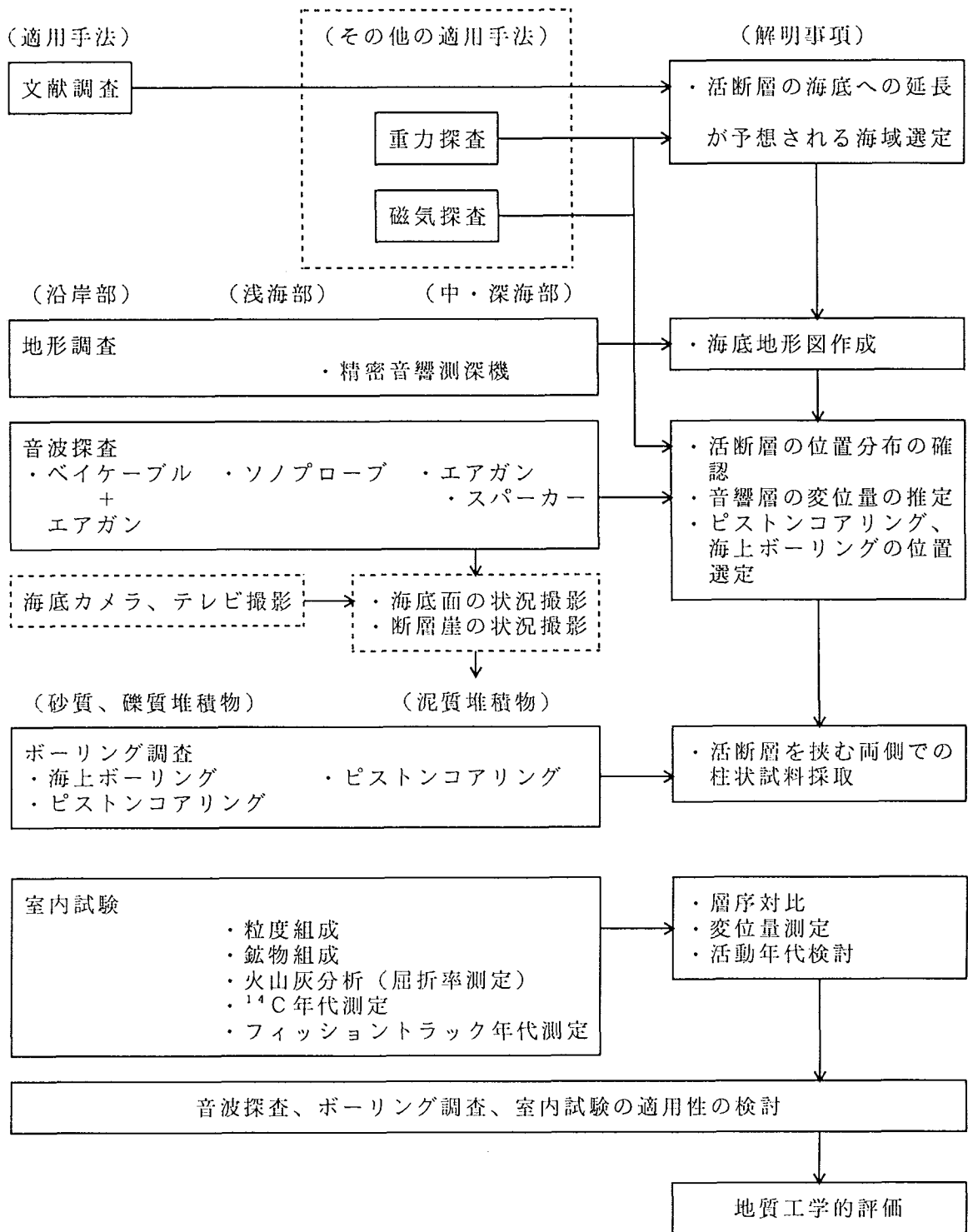


図 4.1 沿岸部を含む地域の活断層の調査手法

#### 4.1.2 第四紀層が分布する平野部

第四紀層が分布する平野部の活断層の調査で効果が期待できる調査手法の組み合わせは、図 4.2 のフローチャートに示す通りである。

このような地域における活断層の調査では、3.4 章で検討した調査手法のほとんどが適用され、調査目的や地質の特殊性に応じて使い分けられる。第四紀層が分布する平野部における調査は大別して①文献調査、②地形調査、③地表地質調査、④物理探査、⑤地化学調査、⑥トレンチ調査（坑道調査）、⑦ボーリング調査、⑧孔内検層、⑨室内試験に区分される。

第四紀層が分布する平野部では、第四紀層が浅く、比較的浅所に先第四紀層が分布する場合と、第四紀層が厚く、先第四紀層が深所に分布する場合とで、適用する調査手法は一部異なる。

いずれの場合にも、第四紀層が分布する地域での活断層の調査は、第四紀の活動性・変位量を検討することが重要な目的の 1 つとなる。このために、調査に先立って、調査位置を選定する際には、第四紀層中に層序対比や年代決定可能な層の分布の有無を把握しておくことが重要である。

①文献調査 ----- 調査に先立ち、活断層の分布、周辺地質分布、地質構造に関する文献を収集し、調査地選定の基礎資料とする。  
既往の調査手法や調査の成果から目的の活断層の調査手法の適用性を事前に確認する。  
この他にも、文献調査では、古文書などによって有史の活動の記録を整理することも重要である。

②地形調査 ----- 文献調査によって、概略的な調査区域が選定されると、調査区域内及び周辺部の詳細な地形調査を実施する。  
地形調査では、詳細地形図を作成すると共に、変位地形やリニアメントの抽出を行う。

③地表地質調査 ----- 調査地域の詳細な地質分布、地質構造、活断層の分布を明らかにし、その後の物理探査等の調査で効果が期待できる調査地点や調査測線を選定する。

④物理探査 ----- 物理探査は、地下における地質分布、地質構造の解析、活断層の分布、破碎帯の規模の推定などを行うことと、今後の調査位置を選定することを主な目的として実施される。

物理探査は、第四紀層の分布が比較的薄い場合と、厚い場合とで適用する調査手法が異なる。

第四紀層が比較的薄い場合には、弾性波探査、P波浅層反射法、電気探査、磁気探査が有効な手法である。この場の電気探査では、活断層の水平分布を明らかにするのにVLF法、ELF法が適用され、断面での分布を明らかにするのに高密度比抵抗法が適用される。

磁気探査は地下レーダーが適用される。高密度比抵抗法の適用限界深度は数10mであり、地下レーダーも、感度の良い岩盤でも数10mである。

第四紀層が厚い場合には、弾性波探査、電気探査（CSAMT法）及び必要に応じて重力探査や地熱探査が適用される。

⑤地化学調査 ----- 地化学調査は幾つかの活断層で適用されている。地化学探査は、他の物理探査の手法で活断層の分布が解析されないような活断層を含め、周辺の地質が物理的に同質物質で構成されているような場合に、地下の断裂系を通過上昇してくるガスの測定を行うものであり、ガスの濃度分布あるいは各種ガスの濃度比の分布によって、活断層の分布位置を推定するのに適用される（第四紀層が厚い場合に多く適用される）。

地化学調査では、活断層の変位量や活動性については検討することはできない。

⑥トレンチ調査 ----- トレンチ調査は第四紀層が比較的薄い場合に一般的に適

適用される手法である。第四紀層が厚い場合には適用できない。

トレンチ調査では、活断層面や破碎帯の状況などを直接観察することが可能であり、変位量や変形様式、活動性について検討することができる。室内試験試料の採取も行う。

⑥ 坑道調査 ----- 地下深所の調査では、特殊な場合、既往の坑道の壁面に露出する活断層を観察することによって、地下の破碎帯の状況や構造を直接観察することが可能である（坑道調査）。

⑦ ボーリング調査 --- 第四紀層が厚く、トレンチ調査ができない場合や、トレンチ調査の周辺部での地層の対比を行う際に適用される。ボーリング調査では、採取試料（ボーリングコア）から破碎帯の状況や幾つかのボーリングコアの対比によって変位量の検討が行われる。

ボーリングコアは一般にみだされた試料であることから、破碎帯の詳細な状況や規模の解明には孔内検層が適用される。

⑧ 孔内検層 ----- 孔内検層としては、周辺の地質構造解析、破碎帯の分布の解明、孔壁における破碎帯の状況把握などの目的でP波検層、孔間速度測定、反射検層、温度検層、孔壁観察などが適用される。

⑨ 室内試験 ----- トレンチ調査、ボーリング調査、（坑道調査）で採取した試料の層序対比や活動年代の検討のために、室内試験が適用される。室内試験は、広域火山灰や炭質物などの層序対比可能な地層が挟まれる比較的浅部では、火山灰分析、 $^{14}\text{C}$ 年代測定及び破碎帯内物質のESRから、活動年代を検討することができる。



これに対し、深部では、一般に広域火山灰や炭質物は挟まれていないことが多く、破碎帯内物質のESRによる活動年代測定が適用される。

第四紀層が分布する平野部での活断層の調査では、目的及び調査段階での成果の状況によって、物理探査で終了することもあり、室内試験を実施しない場合も考えられる。

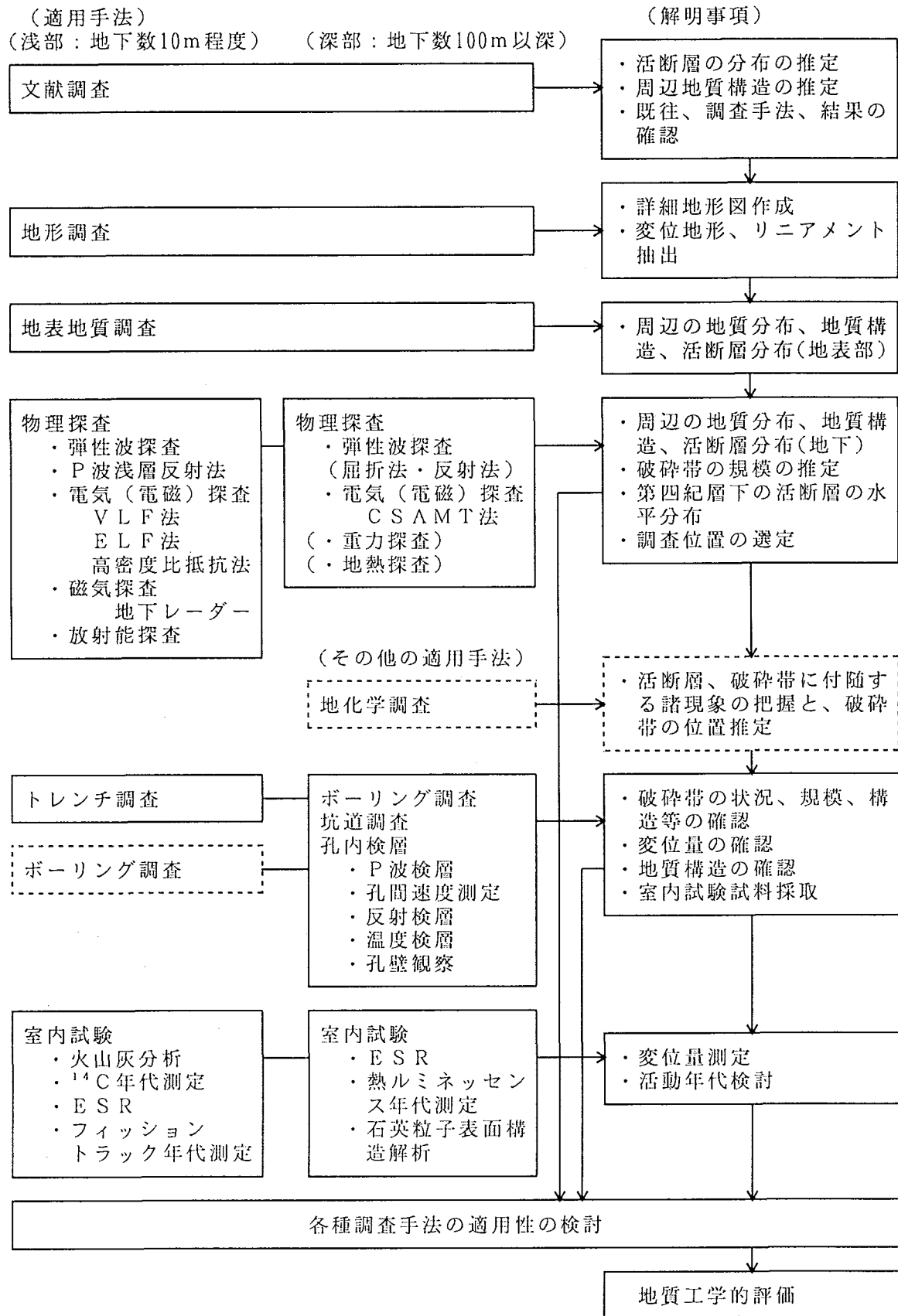


図 4.2 第四紀層が分布する平野部の活断層の調査手法

#### 4.1.3 第四紀層が分布しない山地部

第四紀層が分布しない山地部での活断層の活動性に関する研究・調査は、リニアメントなどによる地表部の変位地形の研究や、平野部で確認されている活断層の山地部への延長性についての地表地質調査の他にはほとんど報告されていない。特に地下深部に分布する活断層の研究調査はなされていない。

ここでは、研究・調査報告はなされていないものでも、期待される成果を限定した場合、適用可能と考えられる幾つかの調査手法を検討する。

第四紀層が分布しない山地部において、地表近くの浅所及び地下深部に分布する活断層の活動性に関する調査に適用可能と考えられる調査手法及び調査の組み合わせは図 4.3 のフローチャートに示す通りである。

この地域における活断層の調査は、基本的には、第四紀層が分布する平野部での調査と同様の手法の適用が考えられるが、第四紀層が分布しないことや、岩盤分布域であることから、トレンチ調査や室内試験における火山灰分析、<sup>14</sup>C年代測定は適用できない。

適用可能な調査手法は、大別して①文献調査、②地形調査、③地表地質調査、④物理探査、⑤地化学調査、⑥横坑調査、坑道調査、⑦ボーリング調査、⑧孔内検層、⑨室内試験に区分される。

第四紀層が分布しない山地部では、第四紀の活動性（変位量、活動年代）を検討することが非常に困難である。第四紀の活動年代については、室内試験における破砕帯内物質の ESR による年代決定が重要な手法となる。

- ①文献調査 ----- 調査に先立ち、活断層の分布、周辺地質分布、地質構造に関する文献を収集し、調査地選定の基礎資料とする。  
古文書などによって有史の活動の記録を整理する。
- ②地形調査 ----- 文献調査によって、概略的な調査区域が選定されると、調査区域内及び周辺部の詳細な地形調査を実施する。  
地形調査では、詳細地形図を作成すると共に、変位地形やリニアメントの抽出を行う。

③地表地質調査 ----- 調査地域の詳細な地質分布、地質構造、活断層の分布を明らかにし、その後の物理探査等の調査で効果が期待できる調査地点や調査測線を選定する。

④物理探査 ----- 物理探査は、地下における地質分布、地質構造の解析、活断層の分布、破碎帯の規模の推定などを行うことと、今後の調査位置を選定することを主な目的として実施される。

物理探査は、第四紀層の分布が比較的薄い場合と、厚い場合とで適用する調査手法が異なる。

第四紀層が比較的薄い場合には、弾性波探査、P波浅層反射法、電気探査、磁気探査が有効な手法である。この場の電気探査では、活断層の水平分布を明らかにするのにVLF法、ELF法が適用され、断面での分布を明らかにするのに高密度比抵抗法が適用される。

磁気探査は地下レーダーが適用される。高密度比抵抗法の適用限界深度は数10mであり、地下レーダーも、感度の良い岩盤でも数10mである。

第四紀層が厚い場合には、弾性波探査、電気探査（CSAMT法）及び必要に応じて重力探査や地熱探査が適用される。

⑤地化学調査 ----- 地化学調査は幾つかの活断層で適用されている。地化学探査は、他の物理探査の手法で活断層の分布が解析されないような活断層を含め、周辺の地質が物理的に同質物質で構成されているような場合に、地下の断裂系を通過上昇してくるガスの測定を行うものであり、ガスの濃度分布あるいは各種ガスの濃度比の分布によって、活断層の分布位置を推定するのに適用される（第四紀層が厚い場合に多く適用される）。

地下学調査では、活断層の変位量や活動性については検討することはできない。

⑥ 横坑調査 ----- 坑道調査

第四紀層が分布しない岩盤地域では、山腹斜面から横坑を掘削し、坑壁面に出現する活断層の破碎帯の状況や活動年代を測定するための試料採取を行う。鍵層などの分布から変位量を検討することが可能な場合もある。

地下深部に分布する活断層の調査では、横坑調査も適用できない。その場合、既存の鉱山などの坑道を利用すれば、その壁面に出現する活断層を観察し、活動性や破碎帯の状況を検討することが可能である。

坑道内に活断層が分布しない場合には、坑道内からボーリング調査を実施し、各種孔内検層と併用して、破碎帯の状況等の検討を行う。

⑦ ボーリング調査 ---

第四紀層が分布しない山地部での活断層調査では、調査期間及び経済性の両面から、適用性が高く、成果が期待できる手法の1つである。

ボーリング調査では、採取されるボーリングコアの破碎帯試料を直接観察し、その状況を確認することができる。

また、室内試験用の試料を採取することが可能である。変位量に関する検討は、幾つかのボーリングコアの対比によって、鍵層を用いて検討される。

しかしながら、一般にボーリング調査での破碎帯の試料採取は困難なことが多く、採取される場合でもみだされており、場合によっては採取できないこともある。

このため、ボーリング孔を使用した各種孔内検層と併用して調査する。

⑧ 孔内検層 -----

孔内検層としては、周辺の地質構造解析、破碎帯の分布の解明、孔壁における破碎帯の状況把握などの目的でP

波検層、孔間速度測定、反射検層、温度検層、孔壁観察などが適用される。

⑨ 室内試験 ----- ボーリング調査、横孔調査、坑道調査で採取した試料を用いて、活動年代の検討を行う。

室内試験は、広域火山灰や炭質物などの年代測定可能な第四紀が分布しないことから、火山灰分析や<sup>14</sup>C年代測定は適用できない。

これに対し、破砕帯内物質のESRによる活動年代測定が適用される。

第四紀層が分布しない山地部での活断層の調査では、目的及び調査段階での成果の状況によって、物理探査で終了することもあり、室内試験を実施しない場合も考えられる。

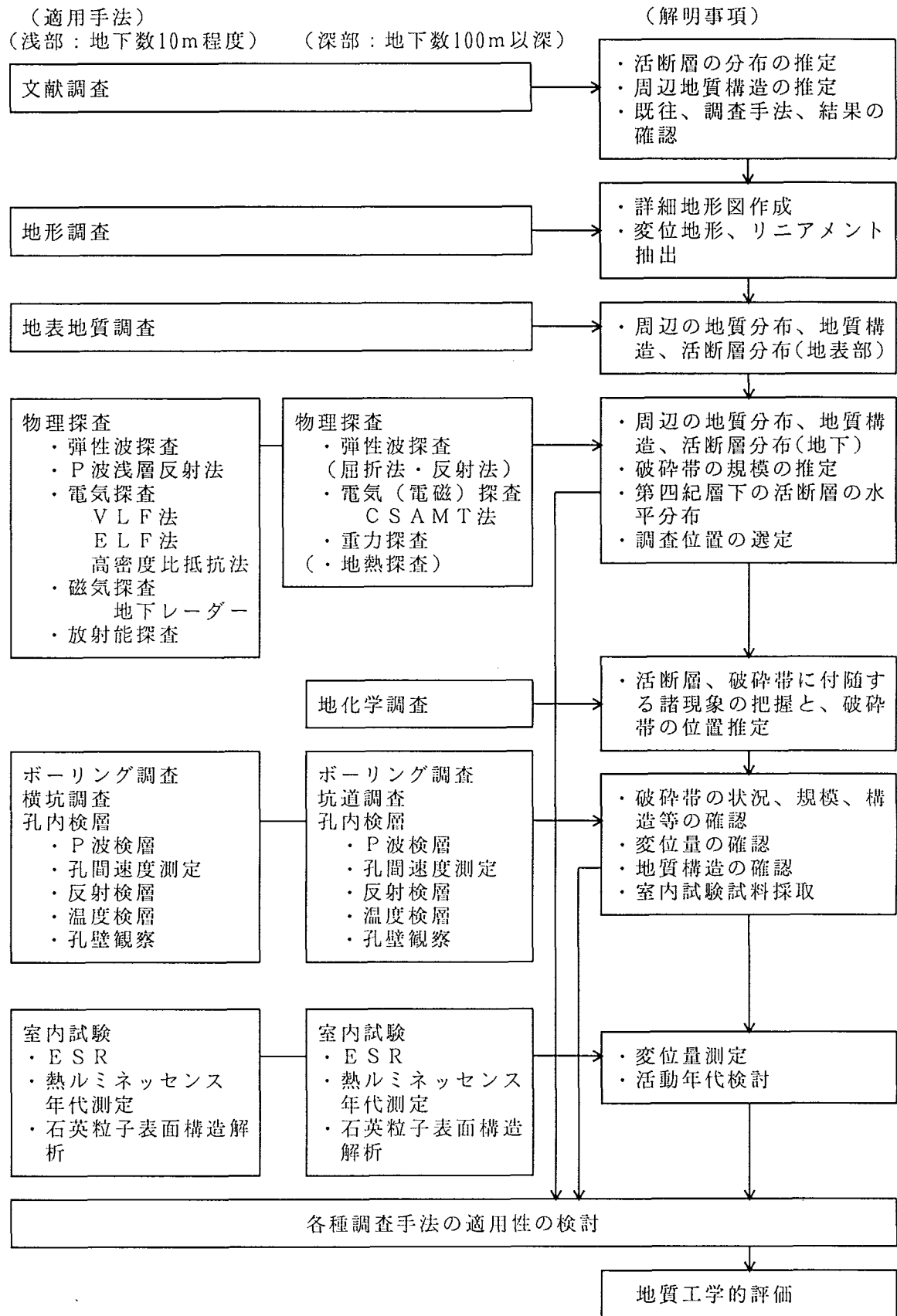


図 4.3 第四紀層が分布しない山地部の活断層の調査手法

## 4.2 活断層調査手法の適用上の妥当性に関する検討結果

調査結果のまとめとして、各手法の適用性及び具体的な調査の流れにおける留意点や問題点を表 4.1 に整理して示した。

活断層の分布する地質や地域毎におけるそれぞれの調査手法の適用上の妥当性を検討した結果、次のように整理することができる。

### ①沿岸部を含む地域で適用が妥当と考えられる調査手法

文献調査、地形調査、（重力探査）、（磁気探査）、音波探査、ピストンコアリング、海上ボーリング、（海底カメラ、テレビ撮影）、室内試験（ $^{14}\text{C}$ 年代測定、火山灰分析）

### ②第四紀層が分布する平野部で適用が妥当と考えられる調査手法

文献調査、地形調査、地表地質調査、物理探査（弾性波探査、P波浅層反射法、電気探査、磁気探査、重力探査、地熱探査）、（地化学調査）、トレンチ調査、坑道調査、ボーリング調査、孔内検層（P波検層、孔間速度測定、反射検層、温度検層、孔壁観察）、室内試験（火山灰分析、 $^{14}\text{C}$ 年代測定、ESR法）

### ③第四紀層が分布しない山地部で適用が妥当と考えられる調査手法

文献調査、地形調査、地表地質調査、物理探査（弾性波探査、P波浅層反射法、電気探査、磁気探査、重力探査、地熱探査）、地化学調査、ボーリング調査、横坑調査、坑道調査、孔内検層（P波検層、孔間速度測定、反射検層、温度検層、孔壁観察）、室内試験（ESR法）

このように区分した適用範囲で、第四紀層の分布する平野部での深部、及び第四紀層が分布しない地域での深部における活断層の活動性や破碎帯の規模・構造に関する研究・調査例は報告されておらず、本報告書作成にあたり、平成6年度の活断層文献調査報告書の文献や適用条件、調査手法の能力などから経験的に考えられる調査手法の適用を検討した。

その結果、確立された調査手法の適用例がない現段階では、まだ不十分ではあるが、本報告書を今後の調査の基礎資料としたい。



表 4.1 活断層調査手法の適用上の妥当性に関する検討結果

適用範囲区分

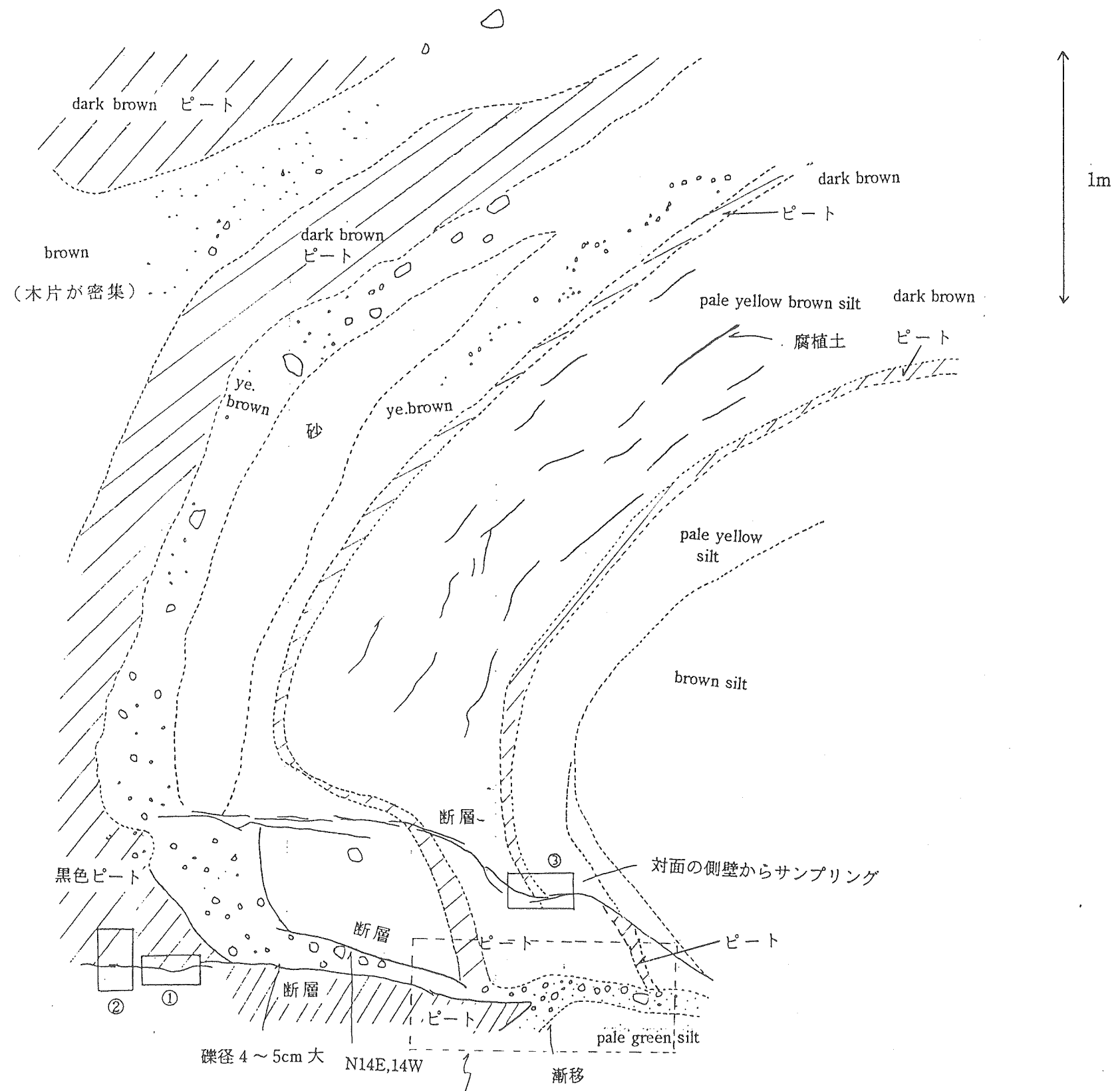
適用範囲		記号		
沿岸部を含む地域	沿岸部	M 1	M	A
	浅海部	M 2		
	中・深海部	M 3		
第四紀層が分布する平野部	浅部	Q 1	Q	
	深部	Q 2		
第四紀層が分布しない山地部	浅部	R 1	R	
	深部	R 2		

適用項目	適用条件	適用範囲	適用上の問題点
文献調査	—	A	<ul style="list-style-type: none"> <li>・文献毎の調査精度を考慮する</li> <li>・古文書は客観的データの整理を要する</li> </ul>
地形調査	—	A	<ul style="list-style-type: none"> <li>・Rでは変位地形の測定が不正確になる</li> <li>・変位地形判読は観察者により判定精度が異なる</li> </ul>
地表地質調査	陸上部で適用	Q R	<ul style="list-style-type: none"> <li>・被覆層下の断層、破碎帯の性状の確認ができない</li> <li>・必ずしも新鮮な面で観察ができない</li> </ul>
物理探査 ①弾性波探査 (屈折法・反射法)  ②電気(電磁)探査 CSAMT法  高密度電気探査法 比抵抗映像法  VLF法 ELF法  ③電磁波探査  ④重力探査	民家を通測線は不可	Q R	<ul style="list-style-type: none"> <li>・次の事象の場合、正確な速度値が得られない                             <ul style="list-style-type: none"> <li>・下位に上位よりも低速度層が分布する</li> <li>・複雑な地質構造</li> </ul> </li> <li>・次の事象の場合、正確な断層位置の解析ができない                             <ul style="list-style-type: none"> <li>・未固結堆積物中の断層</li> <li>・破碎帯を伴わない断層</li> <li>・同質岩盤中の断層</li> </ul> </li> </ul>
	地下10~1000mで適用	Q 2 R 2	<ul style="list-style-type: none"> <li>・周辺の岩盤と破碎帯とに物性の差がない場合や小規模な破碎帯の場合解析できないことがある</li> </ul>
	深度1~数10mに適用	Q 1 R 1	<ul style="list-style-type: none"> <li>・同質岩石中の断層や、水平ずれ断層での解析が困難</li> <li>・地下深部の探査には適さない</li> </ul>
	第四紀層が薄い場合に適用	Q 1 R 1	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地下深部への断層の連続の探査には適さない</li> </ul>
	深度数10m以内に適用	Q 1 R 1	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地形の影響による補正が必要</li> <li>・地下深部での探査には適さない</li> </ul>
	陸上、海上、空中で測定可能	M Q 2 R 2	<ul style="list-style-type: none"> <li>・大構造の探査に有効であり、小規模な地質構造や断層探査には適さない</li> </ul>

適用項目	適用条件	適用範囲	適用上の問題点
⑤磁気探査	陸上、海上、空中で測定可能	M Q 2 R 2	・大構造の探査に有効であり、小規模な地質構造や断層探査には適さない
⑥地熱探査	地熱帯で適用	Q 1 R 1	・地下深部の地質状態や地温分布を求めることは困難 ・断層かそれ以外の割れ目系であるかの区別が困難
⑦放射能探査	陸上、空中で測定可能	Q 1 R 1	・地表での $\gamma$ 線の強度等を測定する方法であり、地下の構造調査には適さない
⑧音波探査 バイケーブル ソノプローブ エアガン、スパーカー	海域 沿岸域で適用 浅海域で適用 中・深海域で適用	M 1 M 2 M 3	・音響的境界面と地質境界面は必ずしも一致しない ・解析には個人差が生じやすい ・水平ずれ断層の解析は困難 ・深度は音響深度で表現される
地化学調査	陸上部	Q 2 R 2	・ガス指標値と破碎帯とが必ずしも相関しない ・絶対濃度で断層の活動度を議論できない
ボーリング調査	陸上部 海上部(沿岸～浅海域)	A	・乱さない破碎帯の試料採取は困難 ・海上部でのピストンコアリングは、N値10以下の粘質堆積物以外は適用できない
孔内検層 ① P波検層 ② P S検層	ボーリング孔を利用	Q 2 R 2	・検層は物理量であり、ボーリングコアの観察とあわせて解析する ・弾性波探査を補って適用
③孔間速度測定	ボーリング孔を利用	Q 2 R 2	・弾性波探査を補って適用 ・複雑な地質構造の場合、見掛けの速度値となる
④反射検層	ボーリング孔を利用 地下水分布域で適用	Q 2 R 2	・孔壁面の状況に影響されやすい
⑤電気検層	ボーリング孔を利用	Q R	・複雑な地質の場合、比抵抗値の反転や不正確な値となる
⑥地下水検層	ボーリング孔を利用 地下水分布域で適用	Q 1 R 1	・地下水の流れを示すもので、断層や破碎帯とは必ずしも一致しない
⑦放射能検層	ボーリング孔を利用	-	・破碎帯の調査で適用例はない
⑧温度検層	ボーリング孔を利用 地熱帯で適用	Q 2 R 2	・高温分布と破碎帯が必ずしも一致しない
⑨キャリパー検層	ボーリング孔を利用	Q 2 R 2	・膨張性を伴わない破碎帯や、小規模な破碎帯では検出されない
⑩孔壁観察	ボーリング孔を利用 500m以浅で適用	Q 2 R 2	・孔壁の観察に有効

適用項目	適用条件	適用範囲	適用上の問題点
トレンチ調査	第四紀層分布域で年代測定可能な変位層が分布する場合に適用	Q 1	・地下深部や第四紀層が分布しない地域では適用できない
横坑調査 坑道調査	地下中・深部の活断層分布域で適用 (既存の坑道～掘削)	Q 2 R 2	・第四紀の変位量の検討が困難
室内試験 ① <sup>14</sup> C年代測定	炭質物試料が得られる場合に適用 新期の堆積物(3万年前以降)に適用	Q 1	・3万年程度よりも古い年代の地層には適用できない
②ESR法	断層破砕帯内物質が存在する場合に適用	Q R	・新期の断層活動の熱で年代が0セットされる
③フィッシュトラック (FT)法	ジルコンや火山ガラスを含む鍵層となる火山灰層が分布する地層(第四紀層)で適用	Q 1 M	・花崗岩等の均質岩体の分布域では適用できない
④熱ルミネッセンス (TL)法	断層活動時に破砕面に発熱を伴う地質条件下(岩盤中の断層等)の断層に適用	Q 2 R	・破砕面が発熱する条件が必要であり、水面下の堆積物の断層や未固結堆積物中の断層では適用できない
⑤石英粒子表面構造解析法	破砕帯を伴う岩盤中の活断層に適用	Q 2 R	・断層活動の絶対年代を求めることはできない ・石英粒子の破砕を伴わない未固結堆積物(第四紀層)分布域等では適用できない ・活断層以外への手法の広範囲な適用性に問題がある
⑥火山灰分析	第四紀層分布域で広域火山灰が分布する場合に適用	M Q	・鑑定には熟練を要する
⑦粒度分析 重鉍物分析	堆積物分布域で適用	M Q	・相対比較であり、他の方法との組み合わせでの検討が必要

現地露頭写真



黒色ピート

②

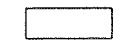
①

礫径 4~5cm 大 N14E, 14W

漸移

拡大部写真

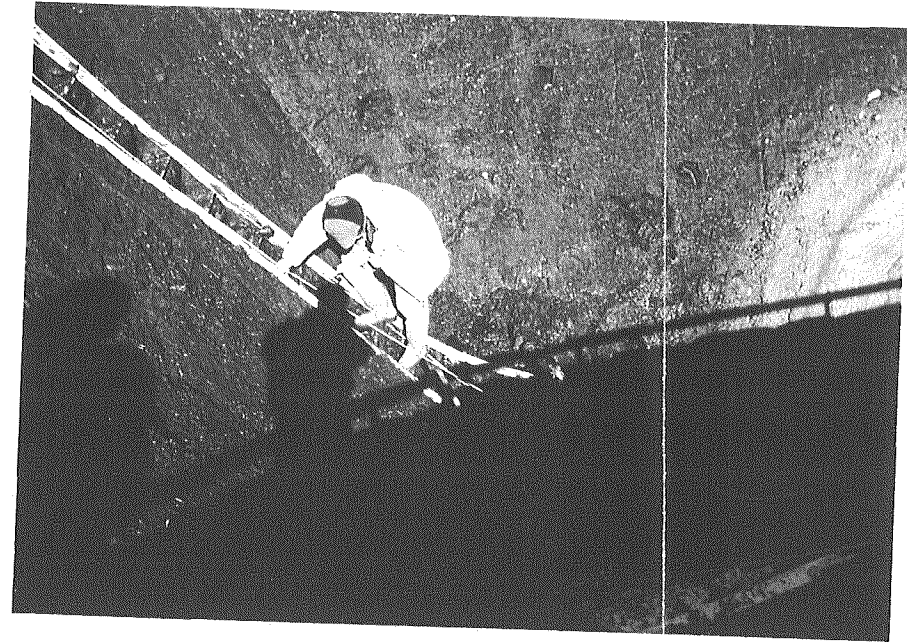
A 露頭 スケッチ



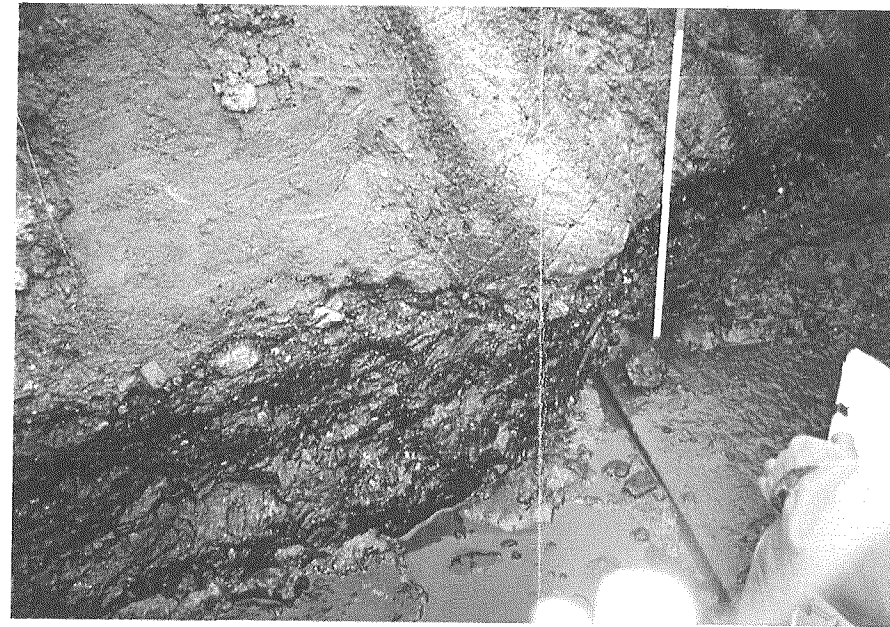
①~③は軟X線サンプル採取地点



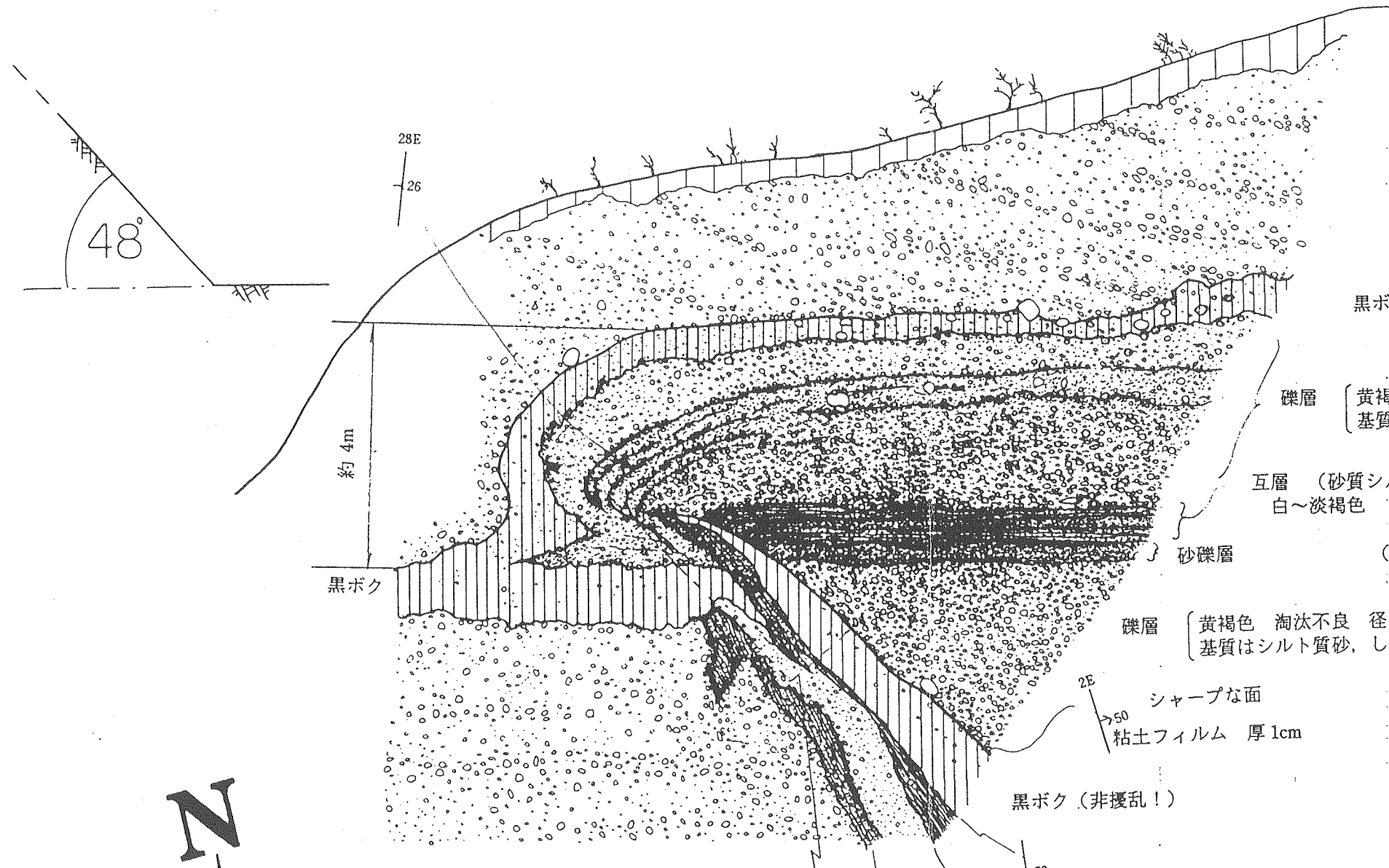
A 露頭全景



A 露頭全景



拡大部写真



礫層 黄褐色  
 礫 Ad 10 cm以下 角礫  
 淘汰不良, くさり礫多い  
 基質 シルト質砂, よくしまる  
 その他 斜めに成層(ラミナ)  
 インプリケーション(不明瞭)も

黒ボク (Ad角礫 径5~20cm 多く含む)

(水平)  
 礫層 [黄褐色 淘汰不良 径1~20cm]  
 基質はシルト質砂, しまりよし

互層 (砂質シルト, シルト質砂 & 淘汰の良い砂層)  
白~淡褐色

砂礫層 (水平)

礫層 [黄褐色 淘汰不良 径1~20cm]  
 基質はシルト質砂, しまりよし

シャープな面  
 粘土フィルム 厚1cm

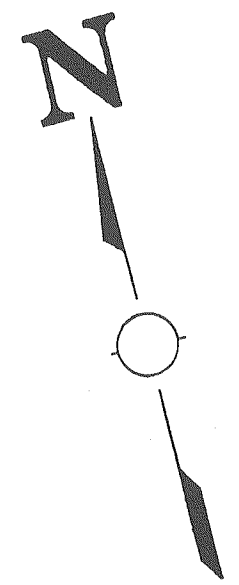
黒ボク (非擾乱!)

礫層  
 黄褐~褐色(暗色)  
 径1~10cm 主体  
 淘汰不良  
 Ad 主体  
 一部半割リ~割リ礫化  
 基質: シルト混り砂

(水平)

拡大部写真

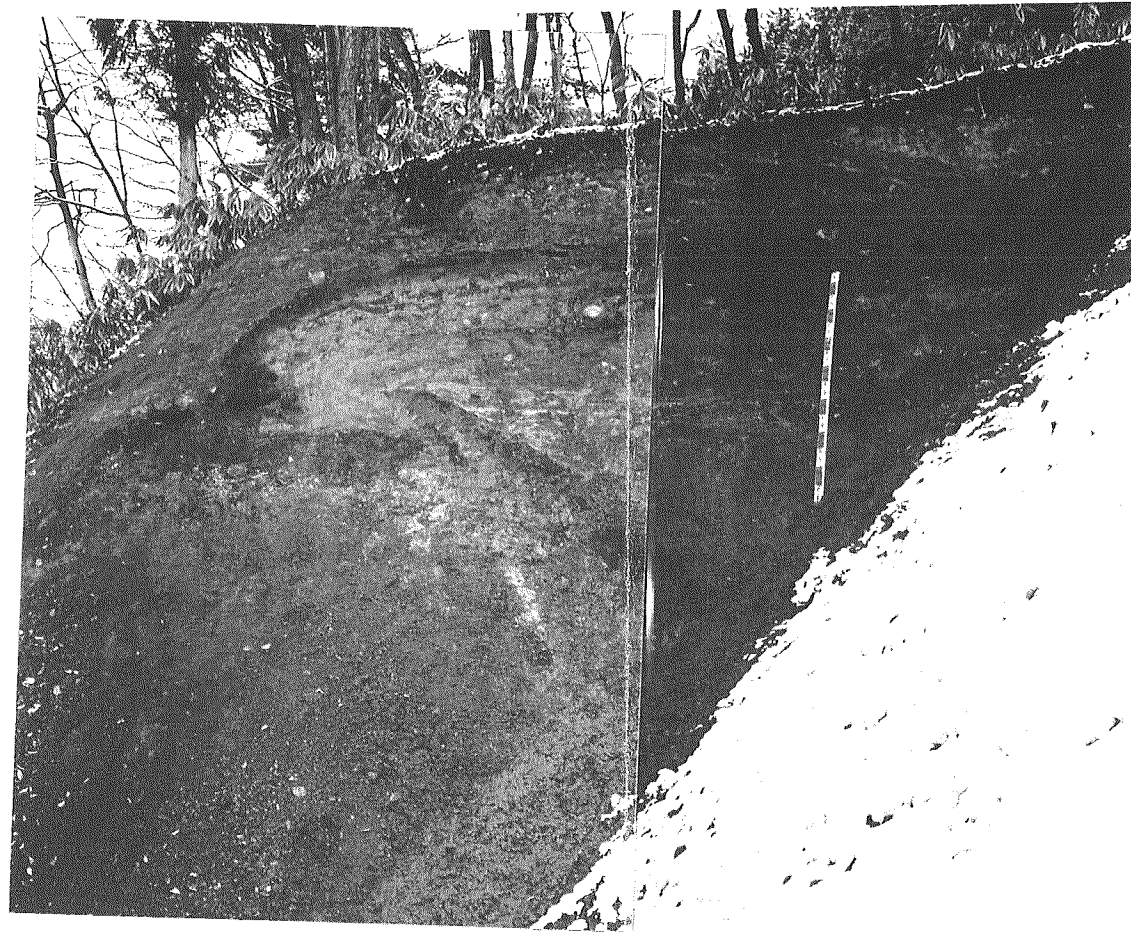
シルト質細砂まじり砂層  
 明褐~明白色



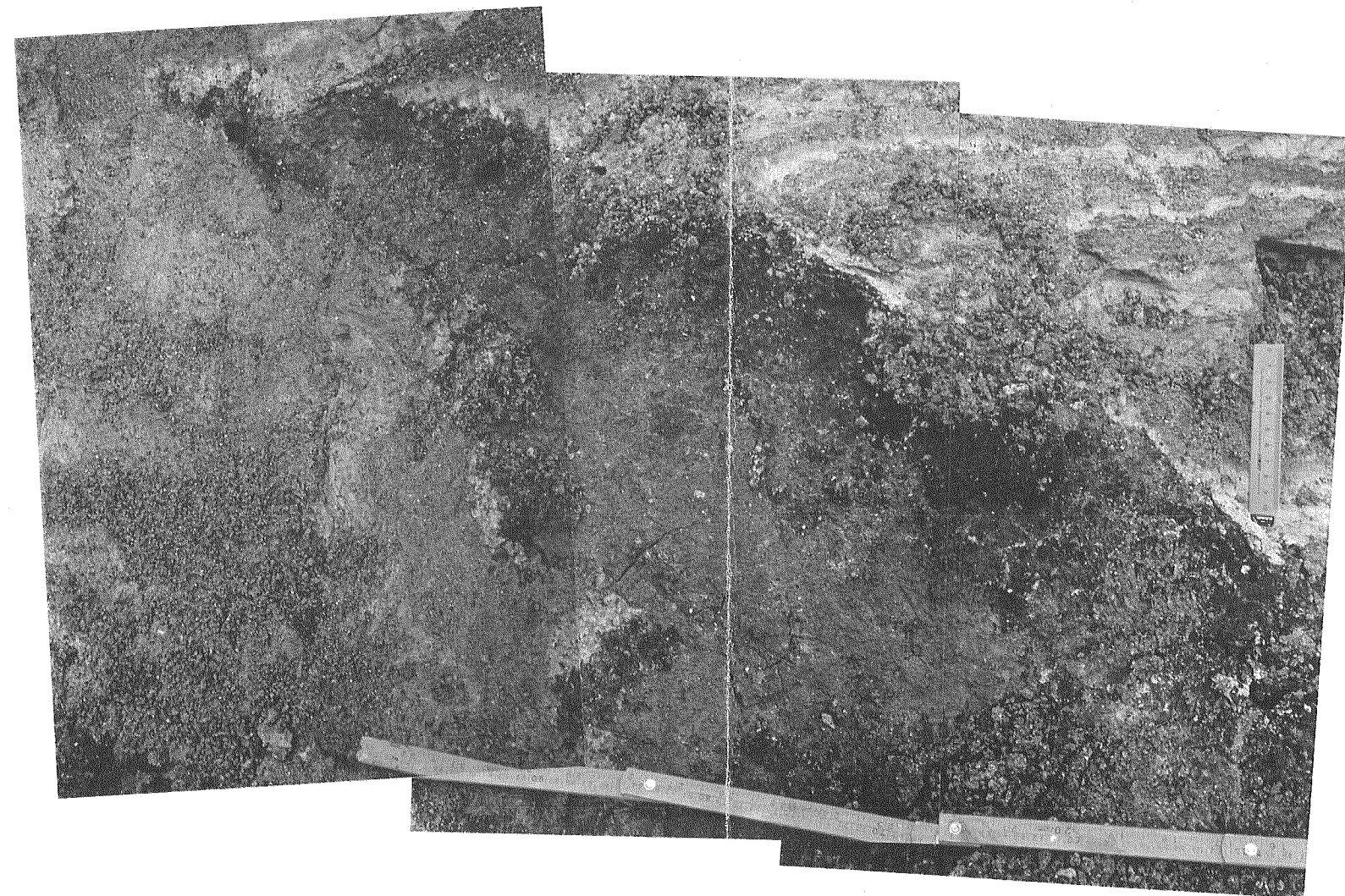
5m

B 露頭左側のり面, スケッチ



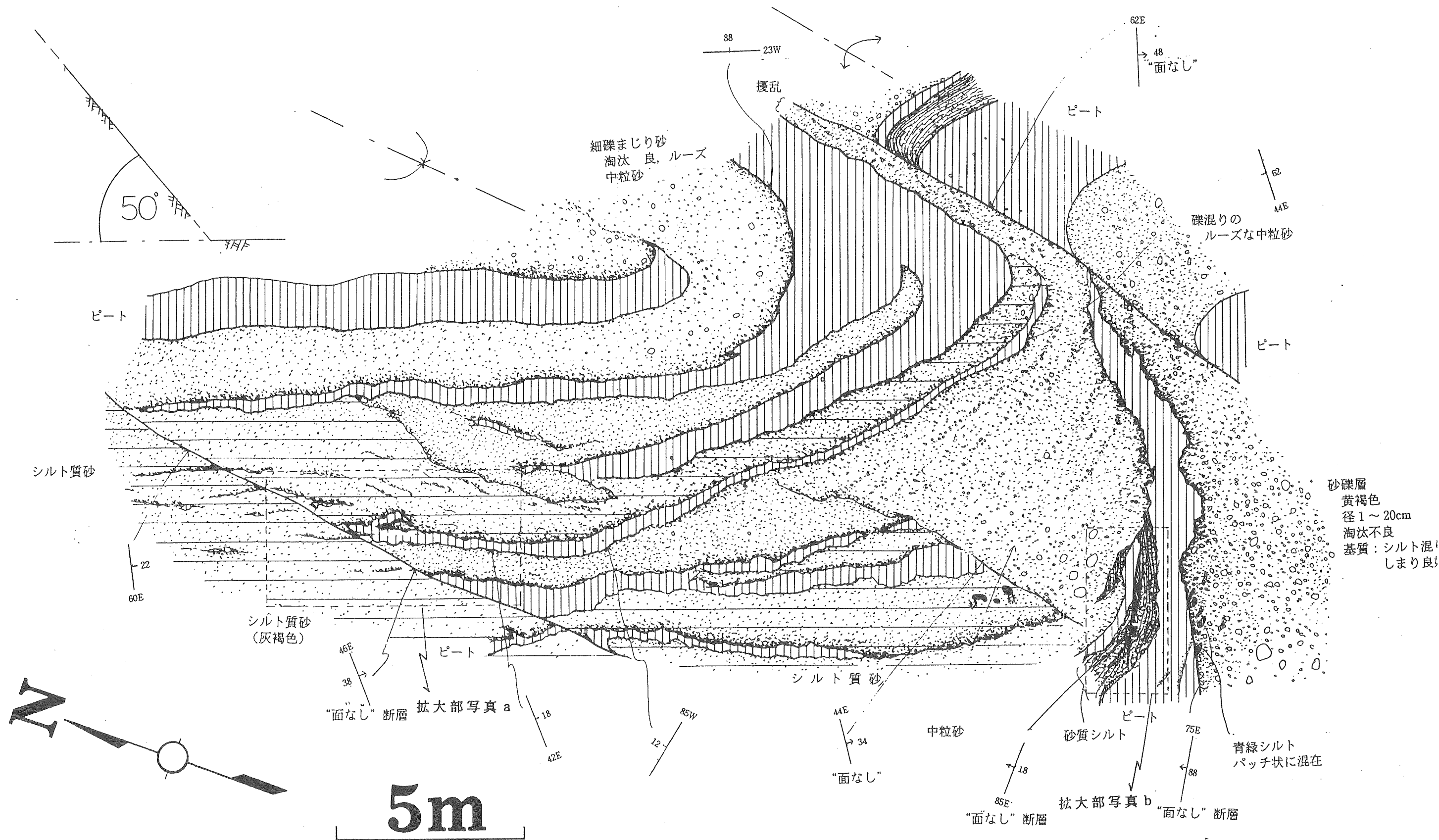


B 露頭左側のり面全景



拡大部写真

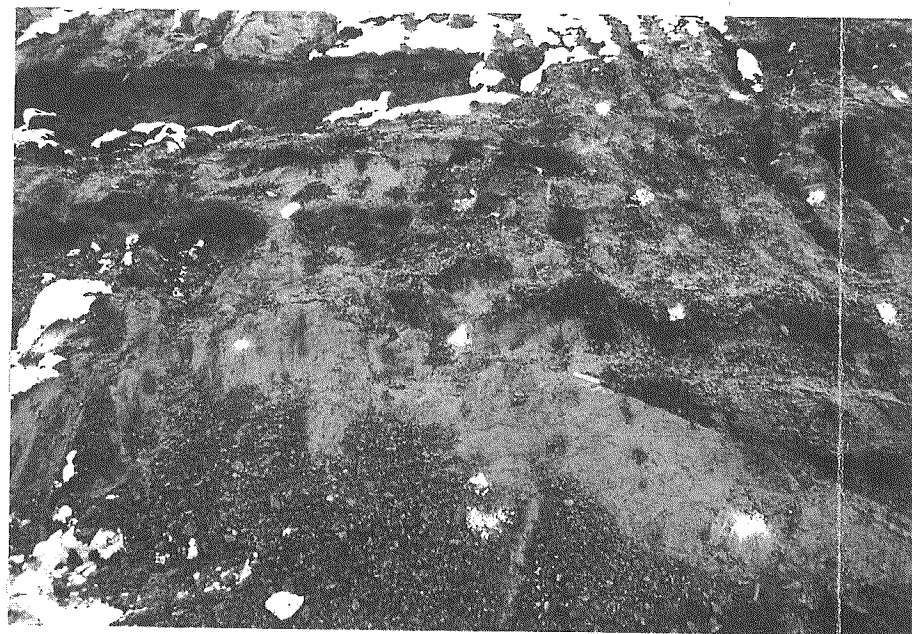




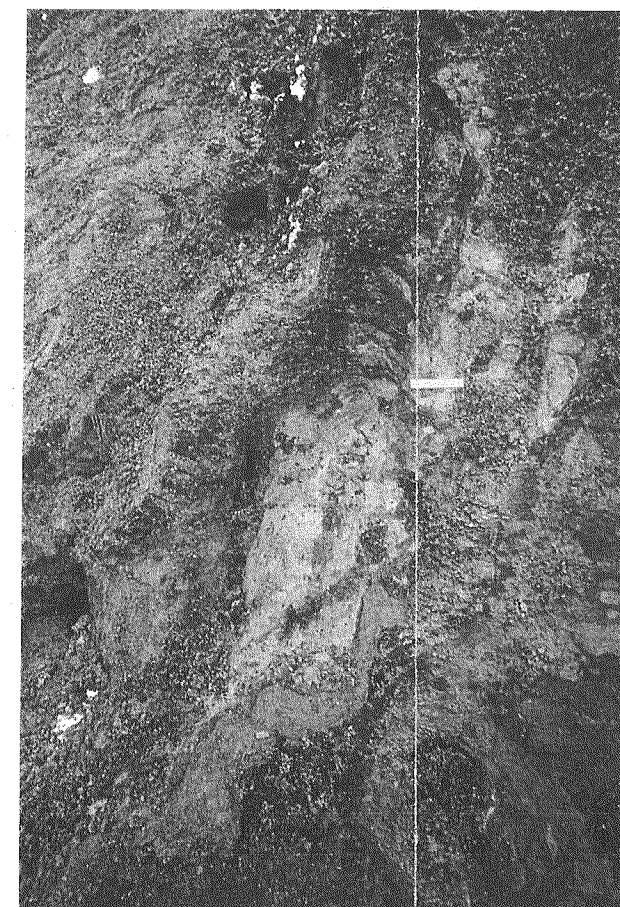
B 露頭右側のり面, スケッチ



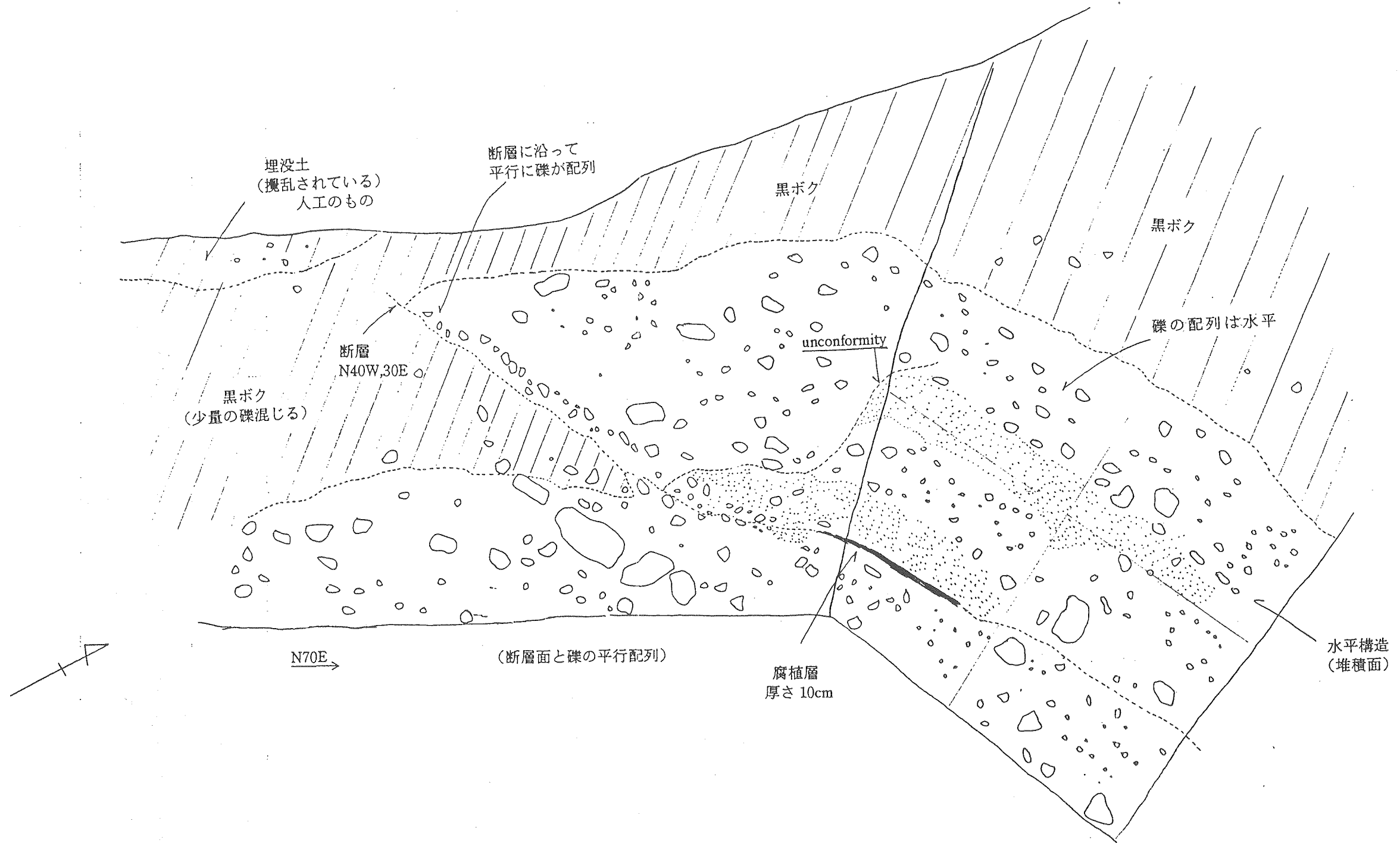
B 露頭右側のり面全景



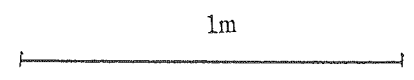
拡大部写真 a



拡大部写真 b

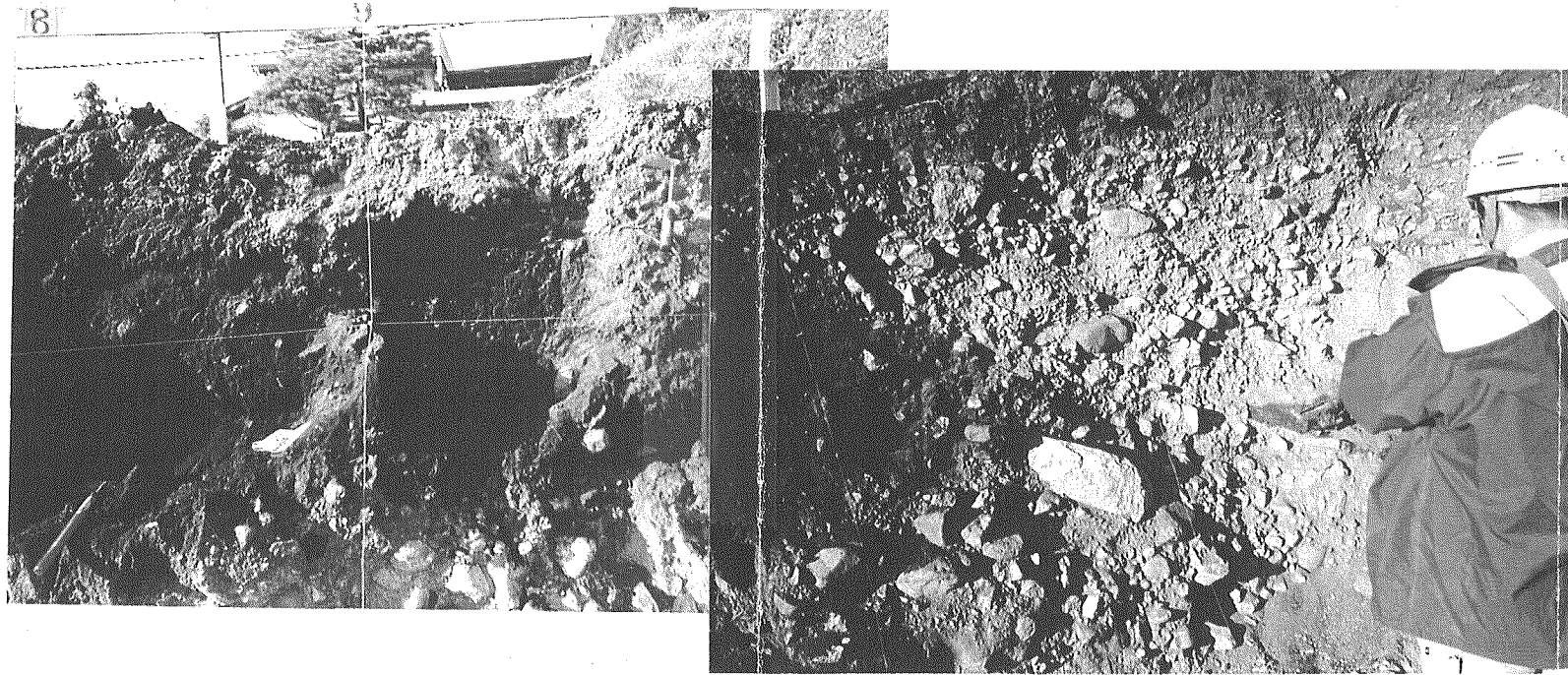


- ・断層崖は N30W
- ・黒ボクの中から土師器が出土 (5 ~ 6C)
- ・黒ボクの中には縄文式土器も混じる
- ・礫はイグニブライト主体
- ・thrust
- ・黒ボクは完新世 (1万年より新しい)

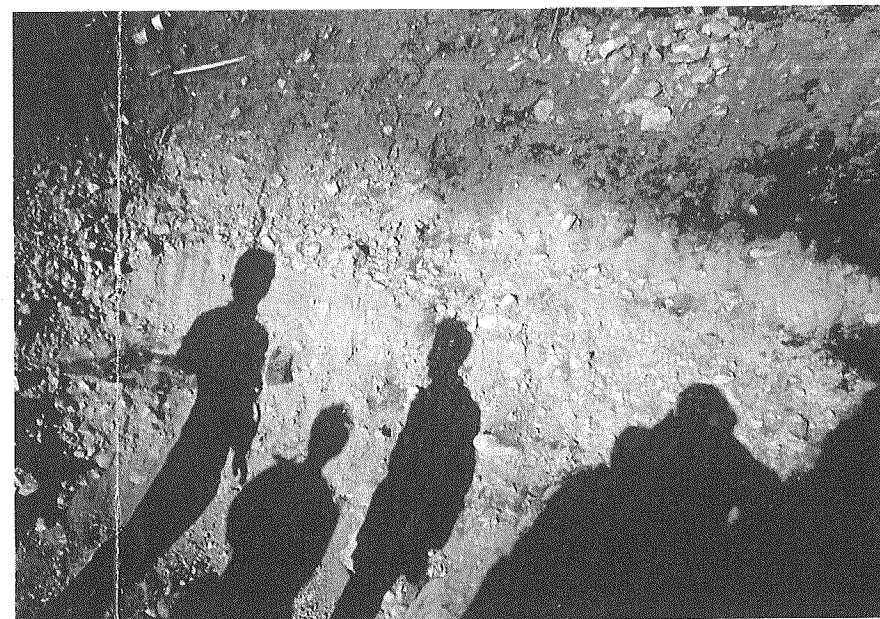


C 露頭スケッチ

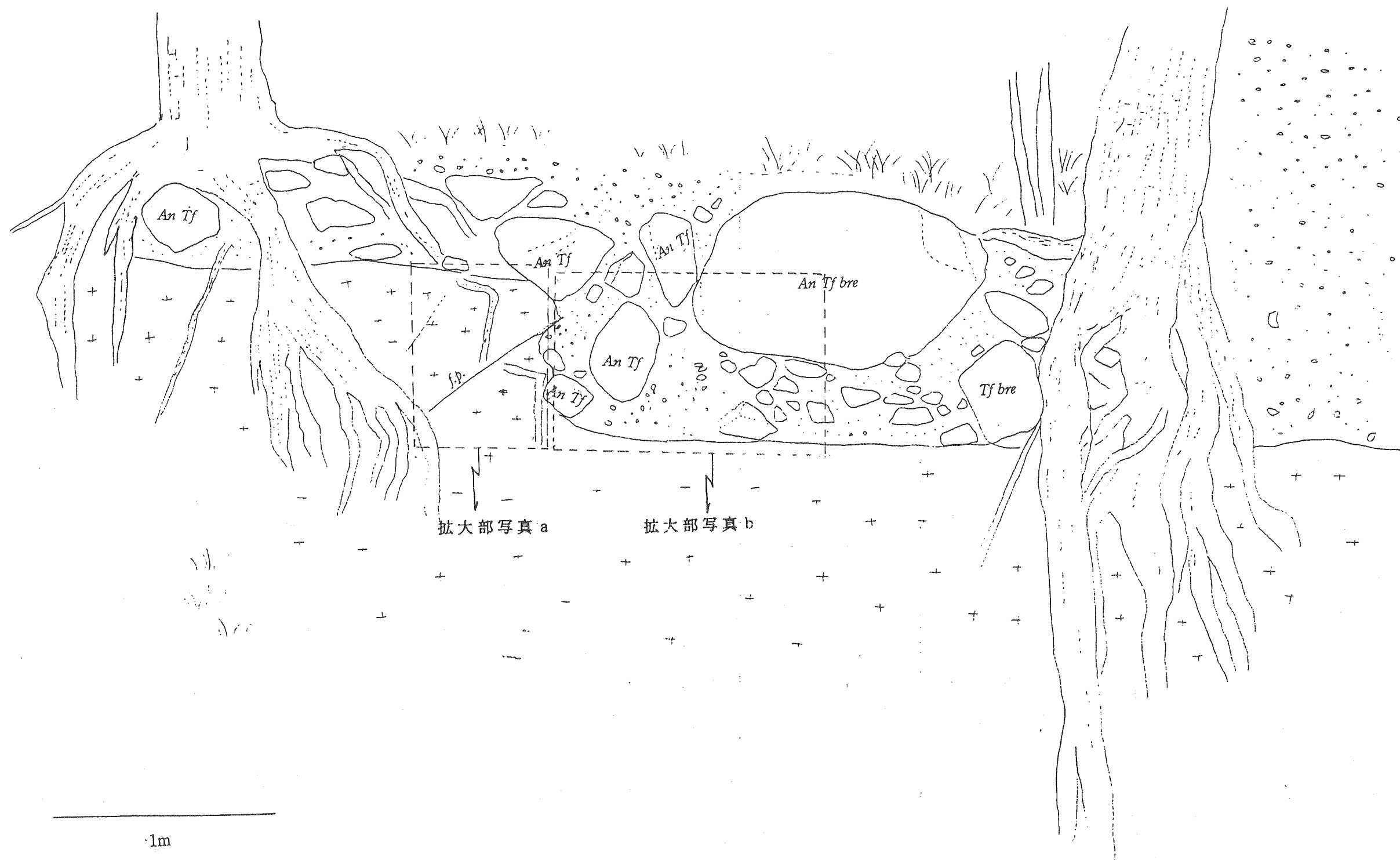




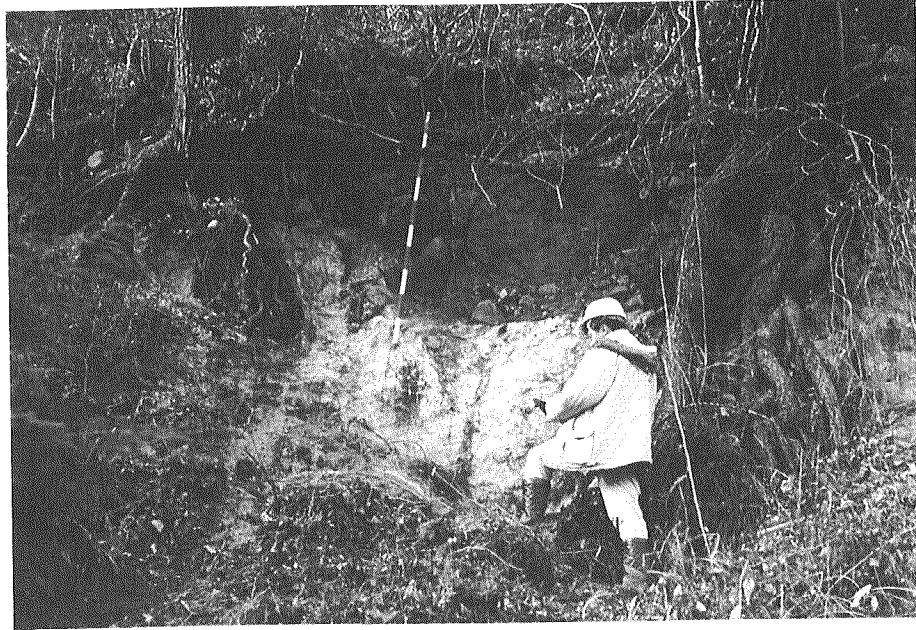
C 露頭全景 (左半部)



C 露頭全景 (右半部)



D 露頭スケッチ



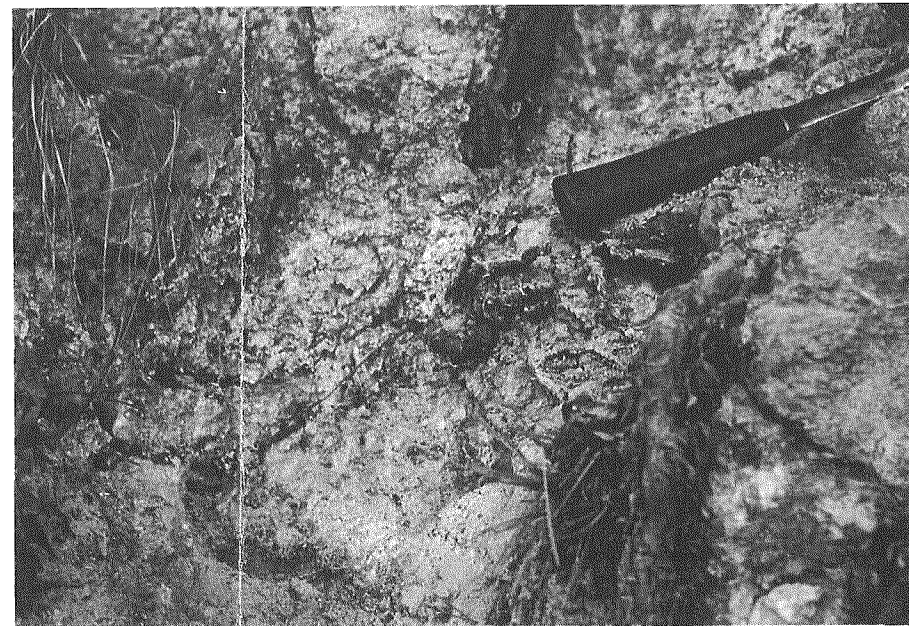
D 露頭全景



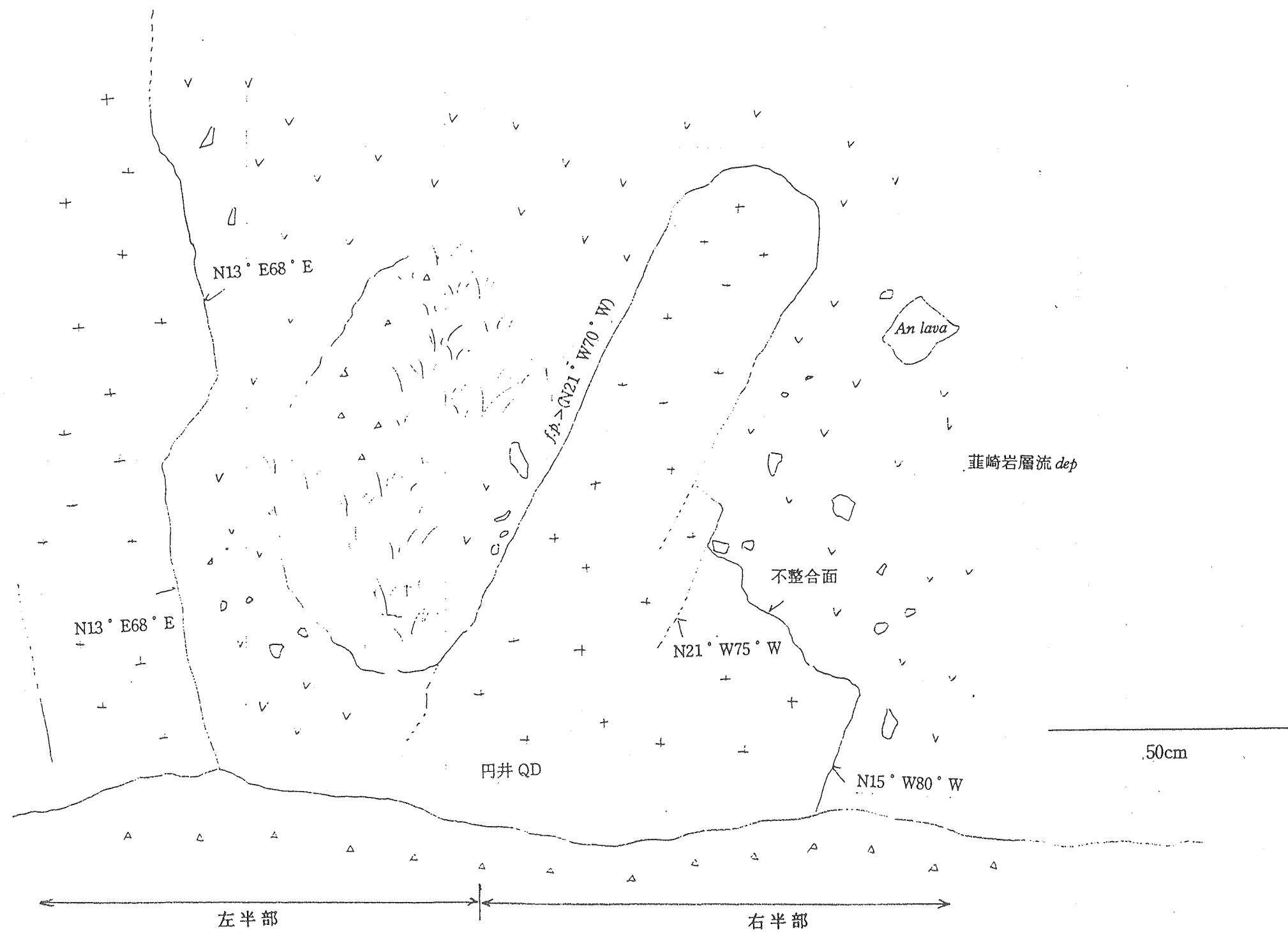
拡大部写真 b



拡大部写真 a

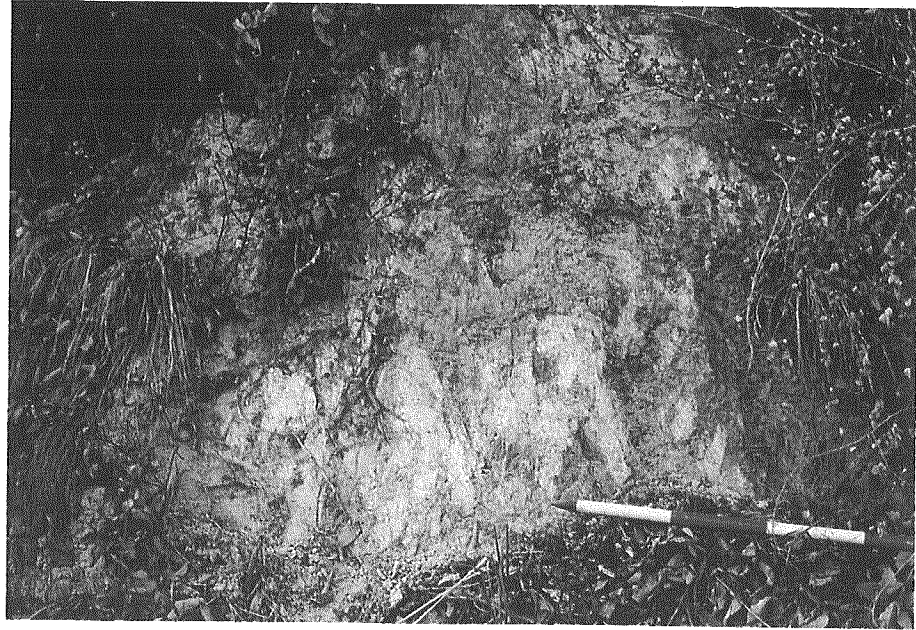


左の写真の接写

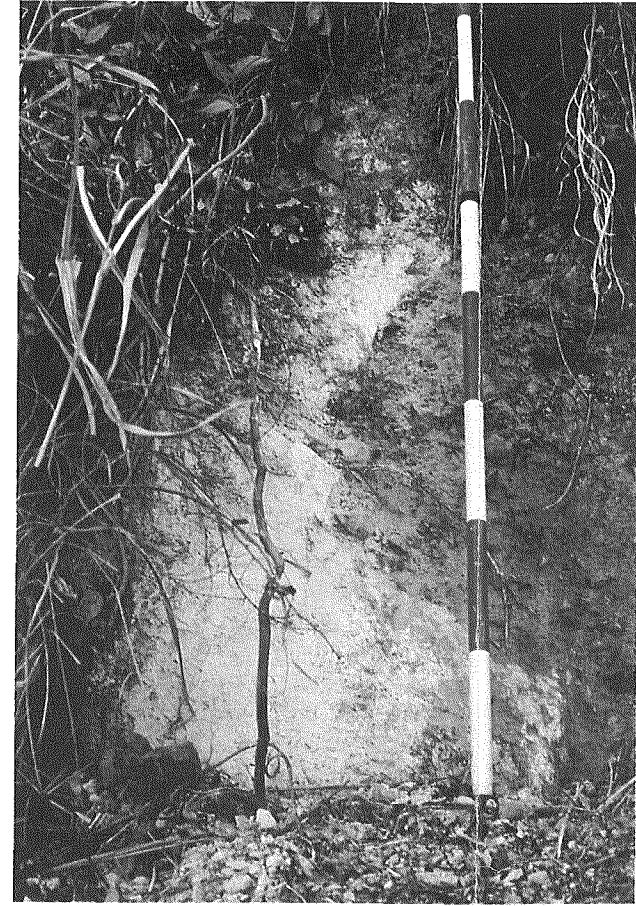


E露頭スケッチ





E 露頭左半部



E 露頭右半部

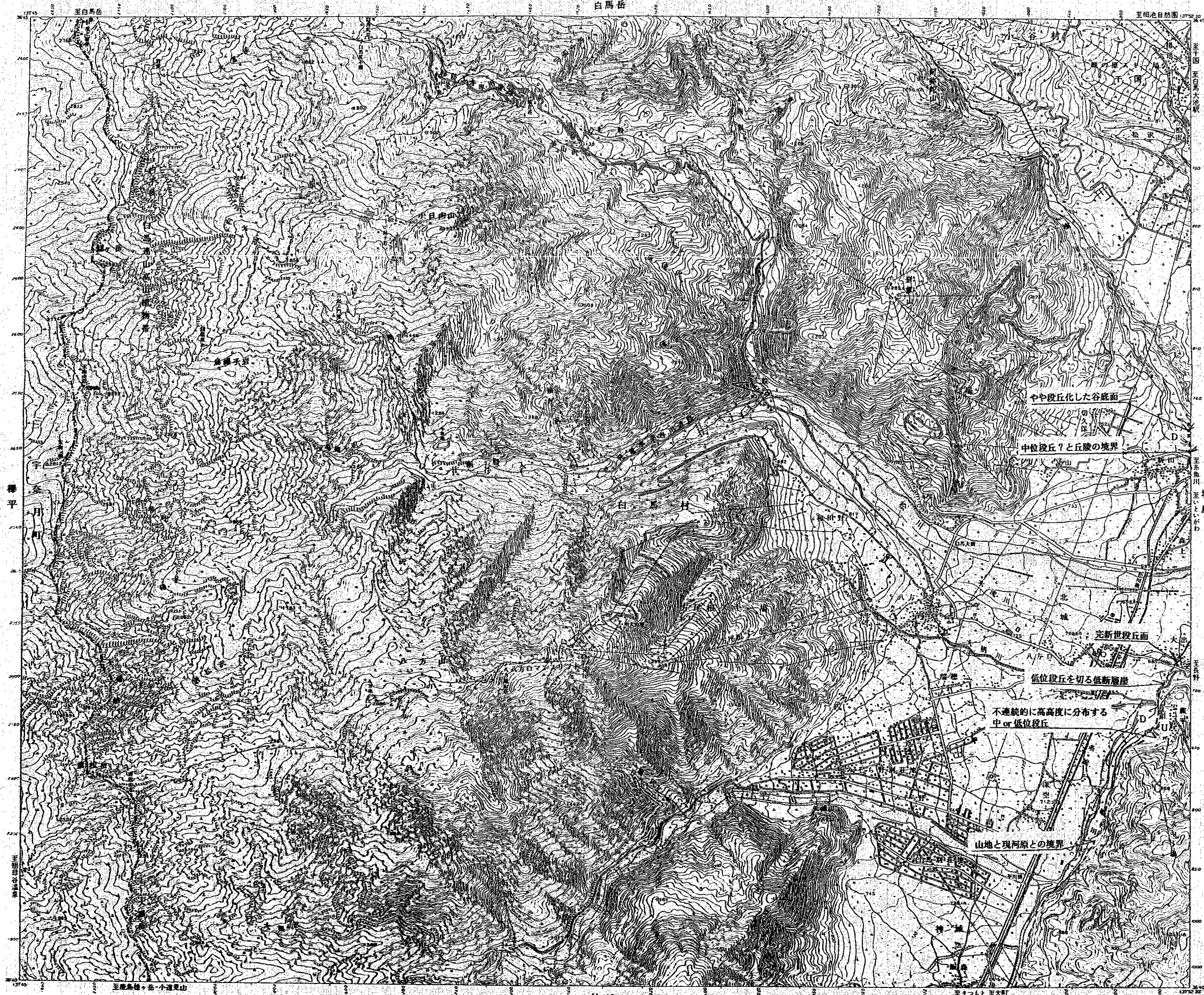


左半部の拡大写真



左半部の拡大写真

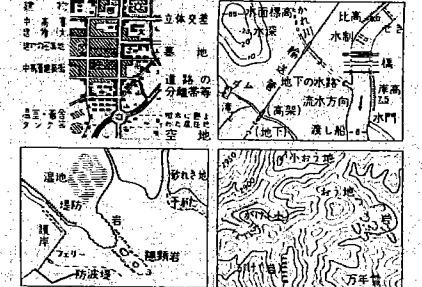




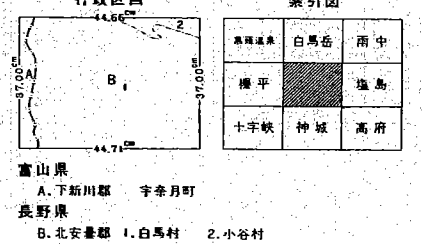
記号

●	市役所	○	神社
○	町役所	○	塔
○	公民館	○	記念塔
○	公会堂	○	燈塔
○	裁判所	○	電波塔
○	郵便局	○	無線塔
○	警察署	○	油井
○	消防署	○	ガス井
○	診療所	○	坑口
○	保健所	○	洞窟
○	衛生所	○	城跡
○	郵便局	○	史跡
○	郵便局	○	天然記念物
○	郵便局	○	噴火口
○	郵便局	○	温泉
○	郵便局	○	鉱山
○	郵便局	○	採石場
○	郵便局	○	石炭地
○	郵便局	○	重要港
○	郵便局	○	地方港
○	郵便局	○	漁港

田	広葉樹林
畑	針葉樹林
雑草	山地
森林	山地
森林	山地
森林	山地
森林	山地
森林	山地
森林	山地
森林	山地
森林	山地



1. 投影はユニバーサル横メルカトル図法、座標帯は第53帯、中央子午線は東経135°
2. 右上の数字は地味メッシュコード
3. 図中に付した短線は黒が経緯度差1分ごとの目盛、青(経緯度目盛と重複する場合は黒)が基準地味メッシュの目盛
4. 高さの基準は東京湾の平均海面、等高線の間隔は10メートル
5. 磁針方位は西偏約6°50'
6. 図式は昭和61年1:25,000地形図図式



富山県  
A. 下新川郡 宇奈月町  
長野県  
B. 北安曇郡 1. 白馬村 2. 小谷村

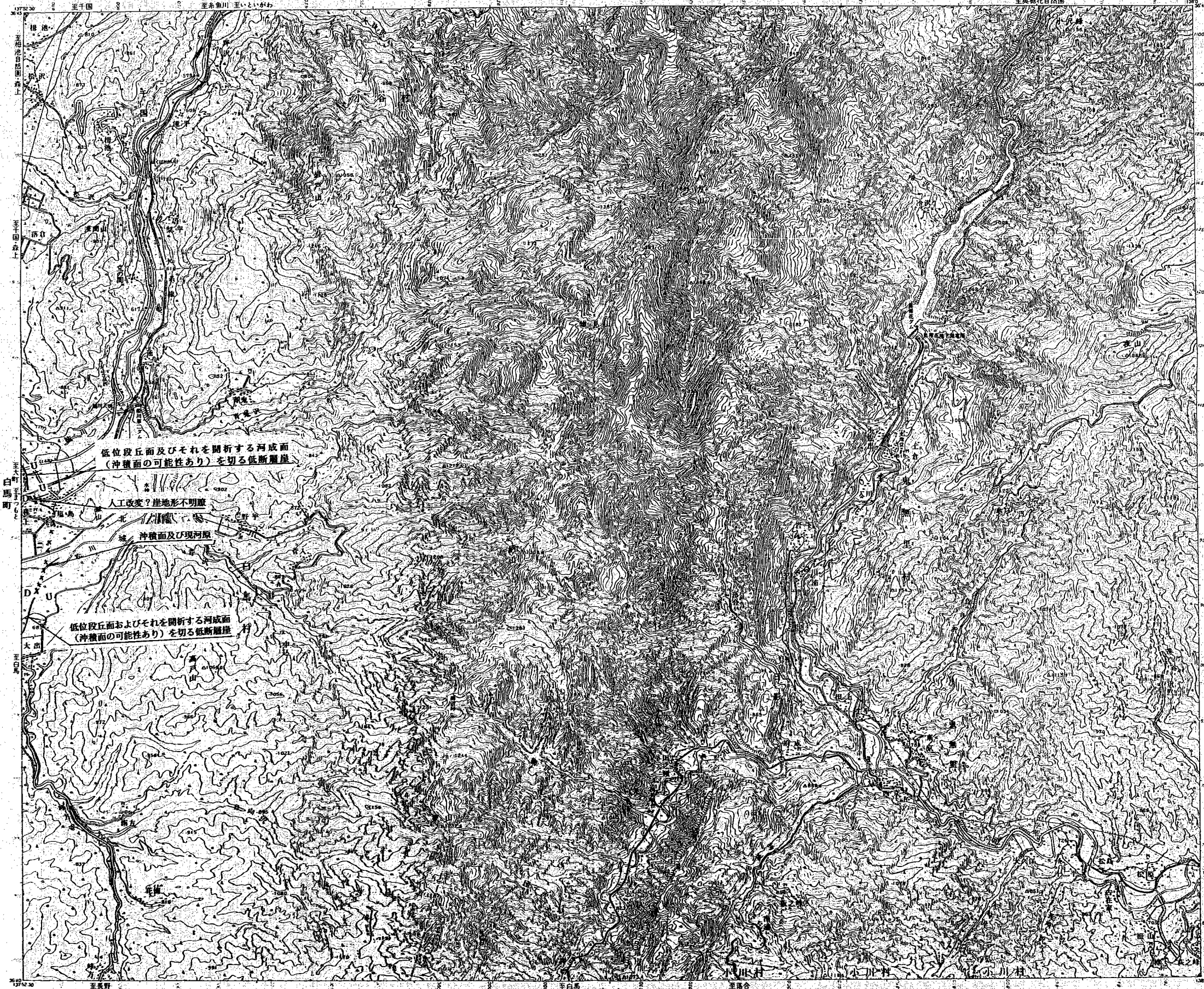
昭和49年測量  
昭和63年修正測量  
1. 使用した空中写真は昭和61年10月撮影  
2. 現地調査は昭和63年 8月実施

1:25,000 白馬町

平成元年8月1日発行 (3色刷) 6刷  
著作権所有兼発行者 国土院 許可(複製を禁ず)

付図-1(1)  
空中写真による活断層トレス判読図  
(白馬町)





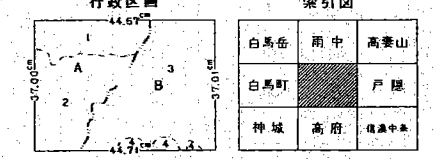
**記号**

○	(市) 役所	■	神社
○	(町) 役所	■	寺院
○	(村) 役所	■	塔
○	官公署(特定)	■	記念碑
○	裁判所	■	慰霊塔
○	視察所	■	電波塔
○	官立林	■	油井
○	私立林	■	ガス井
○	測候所	■	灯台
○	警察署	■	展望台
○	駐在所	■	坑口
○	派出所	■	洞窟
○	消防署	■	城跡
○	保健所	■	史跡・名勝
○	郵便局	■	(天然記念物)
○	郵便局	■	大穴・噴出口
○	道の駅	■	温泉
○	工業場	■	採石地
○	建設中または通行停止中の普通鉄道	■	重要港
○	橋および高架部	■	高等学校
○	切取部および廃土部	■	大学(国)
○	遊歩道	■	大学(高専)
○	石	■	除
○	郡・府・県界	■	田
○	北海道の支庁界	■	広葉樹林
○	道界	■	針葉樹林
○	市界	■	雑木林
○	町界	■	竹林
○	村界	■	空地
○	特定地区界	■	のり地
○	三角点	■	のり地
○	水準点	■	のり地

▲326	三角点	124	標石のありし位置
▲217	水準点	125	標石の位置



1. 投影はユニバーサル横メルカトル図法、座標帯は第53帯、中央子午線は東経135°
2. 右上の数字は地球メッシュコード
3. 図部に付した短線は黒が経緯度差1分ごとの目盛、青(経緯度目盛と重複する場合は黒)が基準地球メッシュの目盛
4. 高さの基準は東京湾の平均海面、等高線の間隔は10メートル
5. 磁針方位は西偏約6°50'
6. 図式は昭和61年1:25,000地形図図式



- 長野県**
- A. 北安曇郡 1. 小谷村 2. 白馬村  
B. 上水内郡 3. 奥無里村 4. 小川村

昭和49年測量  
昭和63年修正測量

1. 使用した空中写真は昭和61年10月撮影
2. 現地調査は昭和63年8月実施
3. 白馬村と奥無里村の境界は一部未定

1:25,000 塩島

平成元年8月1日発行 (3色刷) 3刷  
著作権所有兼発行者 国土地理院 許可なく複製を禁ず

村図-1(2)  
空中写真による活断層トレス判読図  
(塩島)

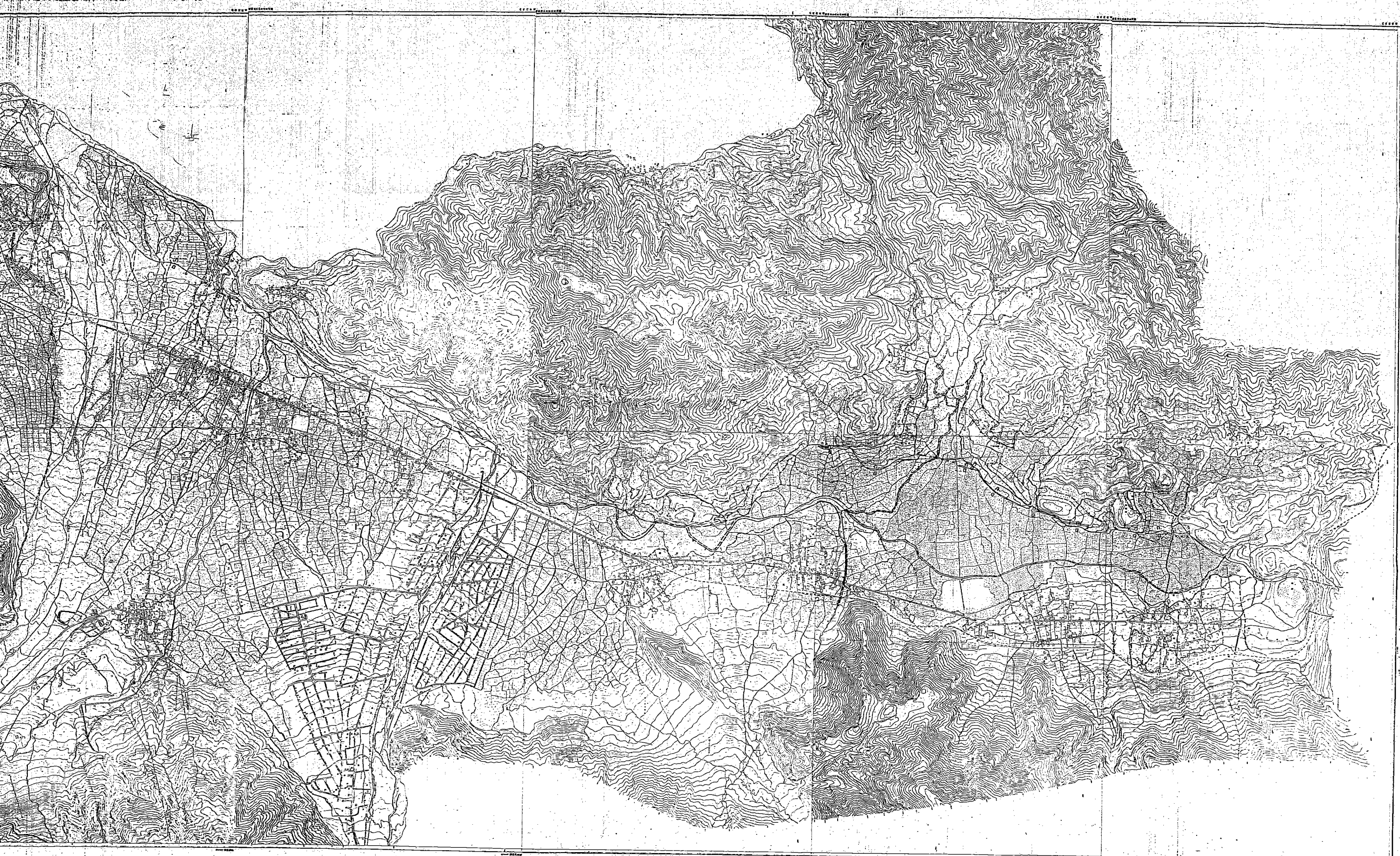






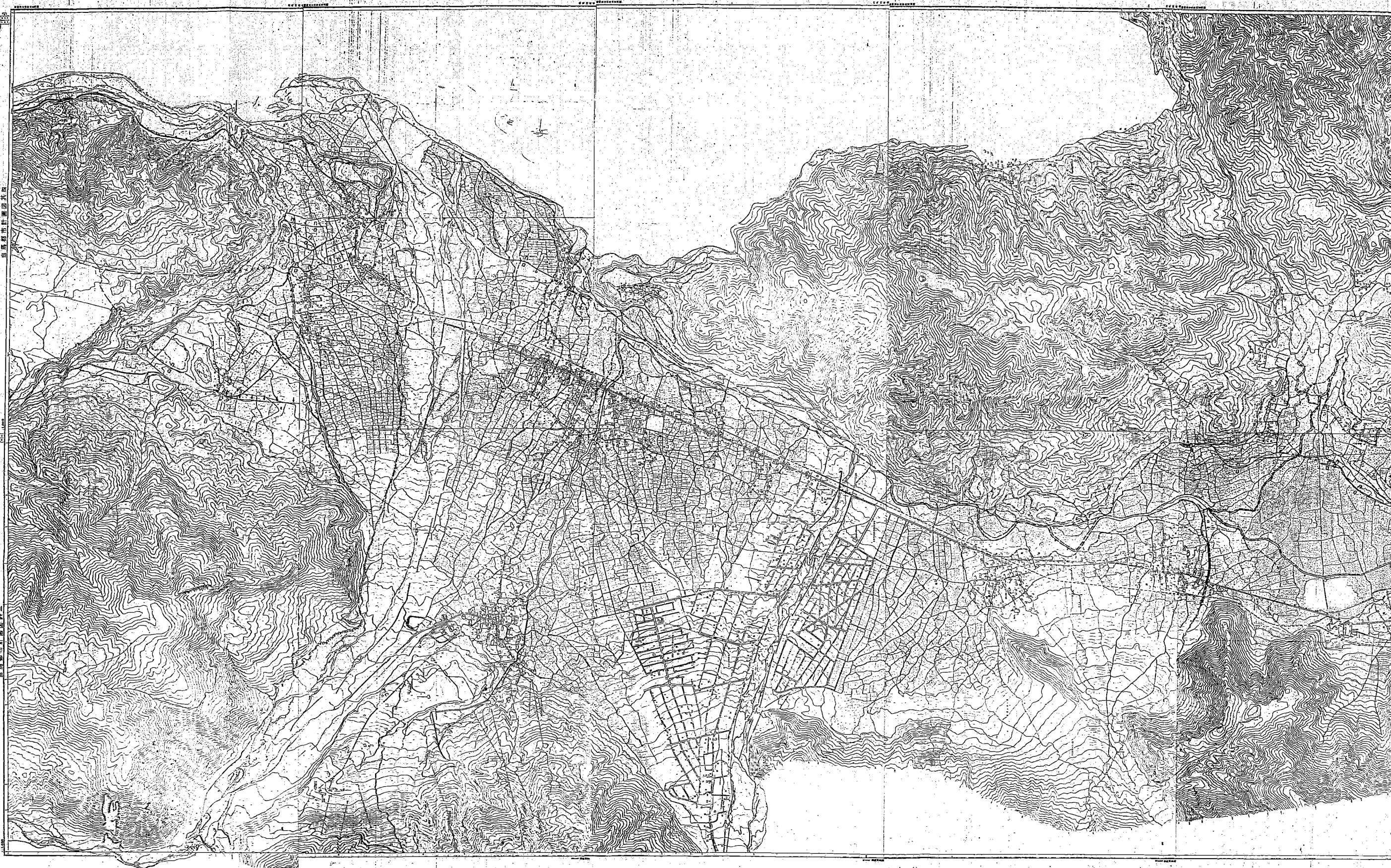






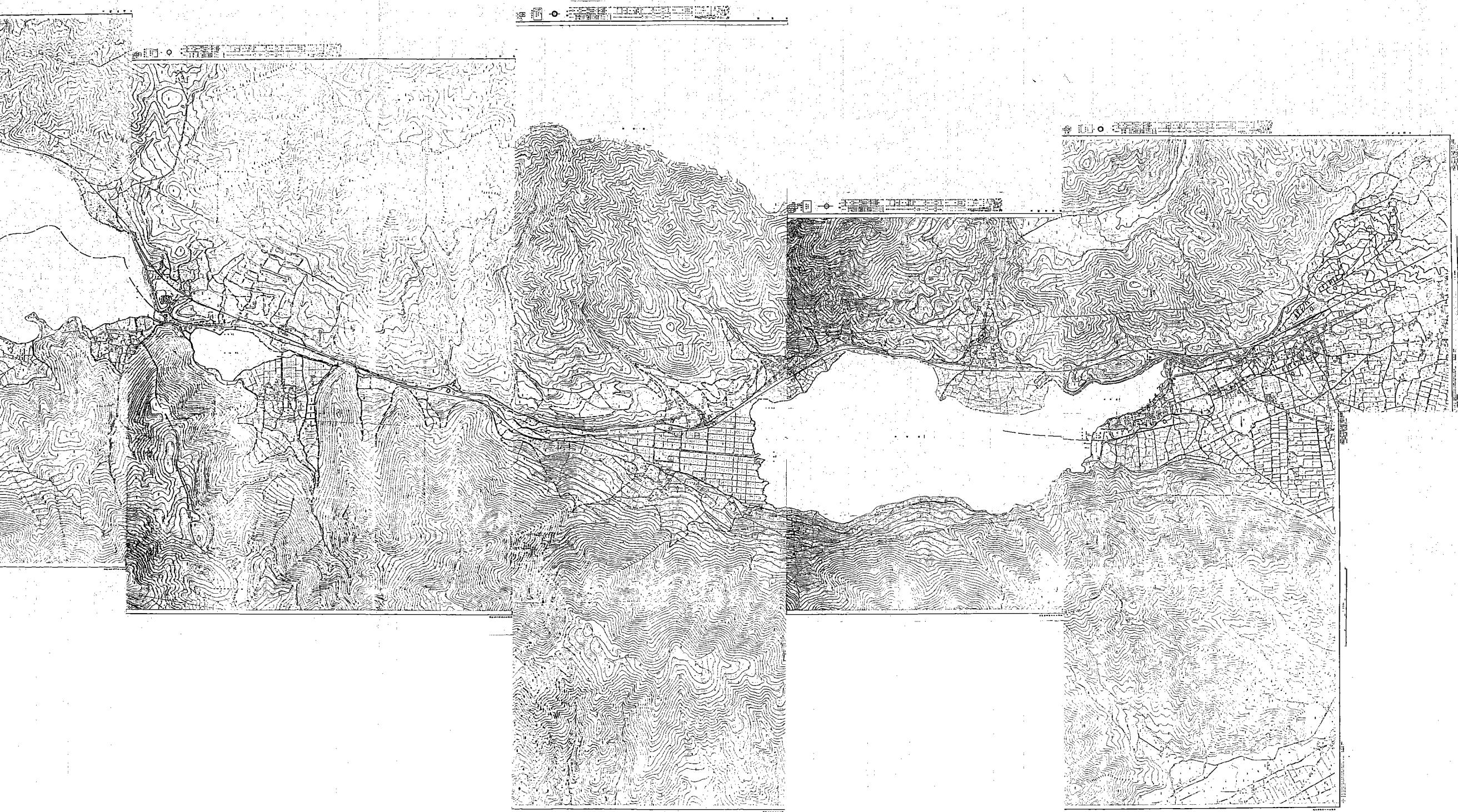
付圖-2(1)  
地形圖表圖 (1:10,000)



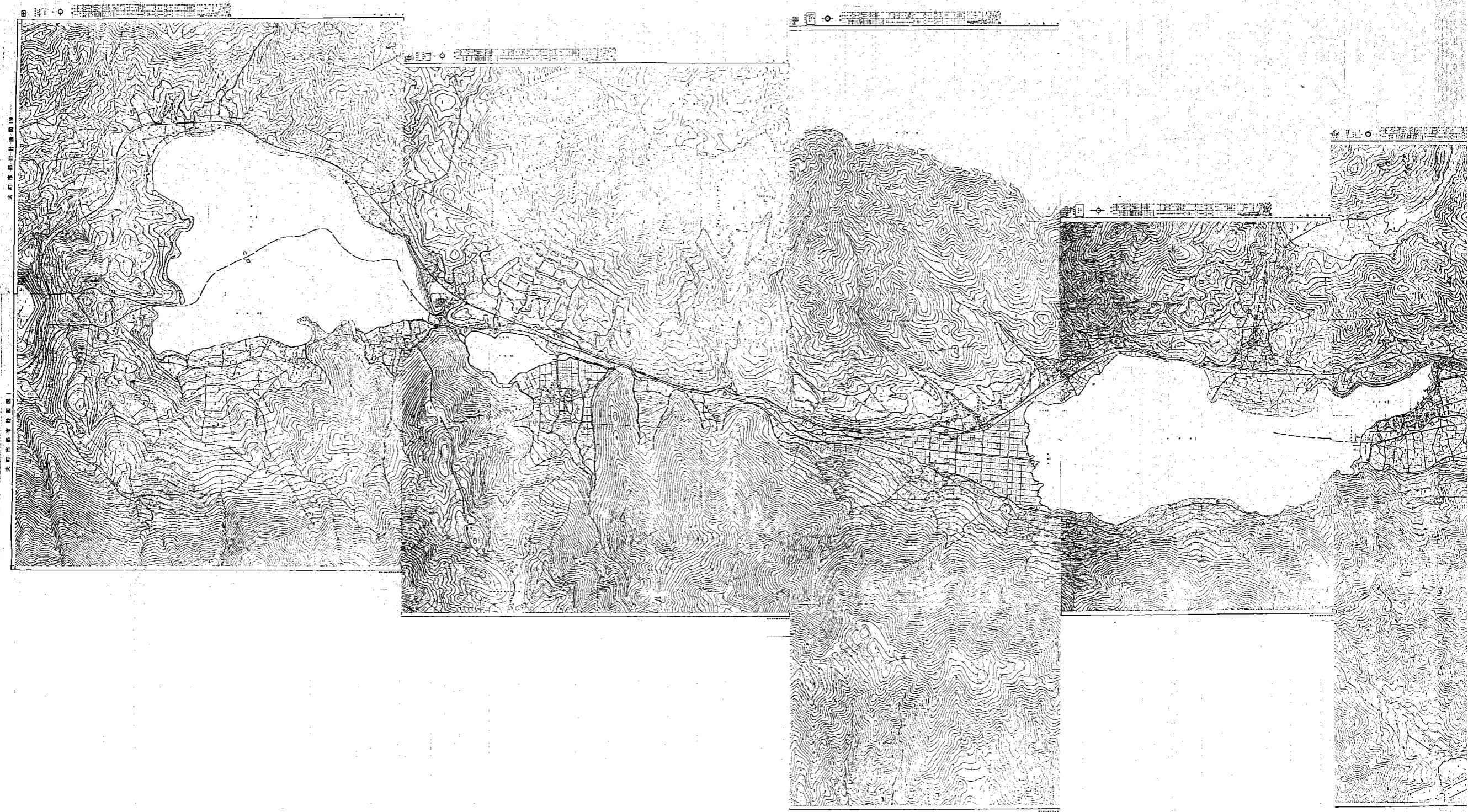


皇國軍用地圖部

皇國軍用地圖部







大正九年...

大正九年...

大正九年...

大正九年...

大正九年...

大正九年...