

平成7年度日本応用地質学会 関西支部
見学会 案内書

四万十帯・田辺層群の堆積構造と応用地質

1995年12月

主催：日本応用地質学会 関西支部
協賛：関西地質調査業協会

平成7年度 日本応用地質学会 関西支部 見学会

「四万十帯・田辺層群の堆積構造と応用地質」

主催 日本応用地質学会 関西支部

協賛 関西地質調査業協会

実施月日：平成7年12月8・9日（1泊2日）

集合場所：南海本線泉佐野駅改札前

集合時間：12月8日午前9：00

見学日程：

12月8日 泉佐野出発9:15 － 阪和道・国道42号経由 － 京都大学由良町地殻変動観測所見学－昼食－ 田辺地域の地すべり地の見学 － 国民宿舎みなべ泊

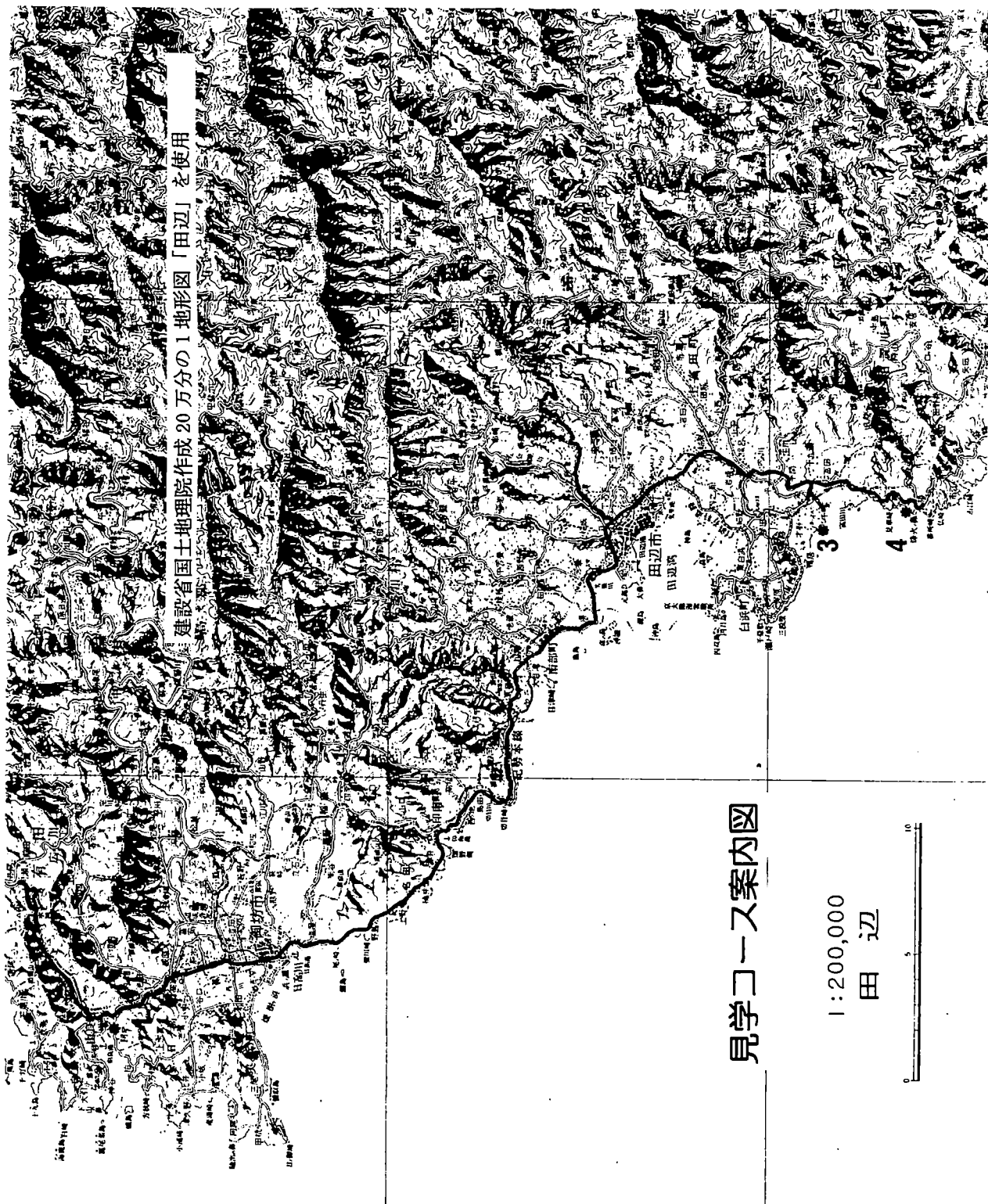
12月9日 宿舎発8:30 － 国道42号経由 － 白浜町大間磯海岸（2箇所にて田辺層群堆積相の観察）－ 昼食 － 白浜町椿，烽火の鼻海岸（田辺層群の観察）－ 国道42号・阪和道経由 － 泉佐野駅解散（6:00頃を予定）

案内者：久富邦彦(和歌山大学)

箕沢正夫(和歌山県)・廣田清治(日本基礎技術(株))

下島 栄一(大同工業大学)・細 善信(京都大学防災研究所)

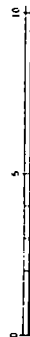
宿泊先：国民宿舎 みなべ（和歌山県日高郡南部町埴田1540, Tel.0739-72-3939）



見学コース案内図

1:200,000

田 辺



平成7年度日本応用地質学会 関西支部

見学会 案内書

目 次

		ページ
田辺層群の堆積相	久富 邦彦(和歌山大学教育学部)	----- 1
由良地殻変動観測室	田中 寅夫・細 善信(京都大学防災研究所)	-----12
由良地殻変動観測室での湧水観測	下島 栄一(大同工業大学)	-----15
和歌山県田辺市上野地区の地すべり	箕沢正夫(和歌山県西牟婁郡事務所) 廣田 清治(日本基礎技術株式会社)	-----21

田辺層群の堆積相

久富邦彦(和歌山大学教育学部)

I. はじめに

見学旅行の第2日目は、田辺層群を材料に浅海成層中のさまざまな堆積相を見学する。田辺層群は、和歌山県田辺市・白浜町周辺に分布する下部中新統で、火山灰層を全く欠き砂岩・泥岩・礫岩のみからなること、層厚 1,500m という厚い浅海成層であること、時代決定に有効な化石の乏しいことを特徴とする(第1図, 第2図)。しかし、海岸地域の分布が広いためさまざまな堆積構造や堆積相がよく観察できる。最もよく発達するのはストーム起源堆積物と潮流起源堆積物である。今回は両者の代表例を見学し、その基本的な性格を確認して頂くのを目的とする。

なお、田辺層群についての堆積相の検討は遅れている上、公表された研究のある朝来累層は、代表的な露頭が山地の尾根に限られていて見学旅行に適さないため、今回は全く触れない。そのため、今回の見学地点の多くは、公表論文のない、研究途上の材料であり、提示できる図表類がきわめて貧弱であることを、前もっておわびします。

II. 研究史と層序

田辺層群の分布域全域についての層序は、1984年に田辺団体研究グループ(以下、田辺団研と省略)により設定された(田辺団研, 1984)。この時、田辺層群は、主に泥岩と礫岩からなる下部の朝来累層と、主に砂岩と砂岩泥岩互層からなる上部の白浜累層に2分された。さらに、朝来累層はA1~A3の3部層に、白浜累層はS1~S5の5部層に細分された。この層序は、それ以前の研究が、浅海成層に特有な岩相変化の激しさのため、分布域全域についての層序を設定できなかったのに比べれば画期的であった。しかし、この層序が、泥岩、砂岩といった岩種のみを基準に設定されたものだったために、岩相変化の実態は記載したものの、その変化の成因を解明するものではなかった。この点を克服するため、朝来累層について堆積相解析に基づく堆積環境復元の研究がなされ、朝来累層がファンデルタの礫質堆積物と、沖合泥相とによって構成されること、1984年の部層区分に誤りがあることが明らかとなり、新たに、朝来累層は、岩屋谷、万呂、飛曾川、郷地谷の4部層に細分された(第2図; 田辺団研, 1992, 93)。白浜累層についても、岩種のみを規準として堆積相解析に基づかない点は同じであるから、84年の部層区分に誤りがある可能性はきわめて高い。しかし、白浜累層の堆積学的研究は1993年に開始されたばかりで問題点を解決する段階にはなく、旧来の部層区分にかわるものはない。

既出の文献に基づいて、現時点での、田辺層群の層序を述べると以下の通りである。

田辺層群は、層厚 1,500 mで、下位の朝来累層と上位の白浜累層に区分される(第1図)。朝来累層は、層厚 170~930 mで、下位より、岩屋谷、万呂、飛曾川、郷地谷の4部層に細分され

る。岩屋谷部層は、北部では主に溺れ谷を埋積した礫岩、南部では薄い基底砂岩からなる。万呂部層は北部のみに分布し、ファンデルタを構成する土石流礫岩と潟に堆積した炭質泥岩からなる。飛曽川も北部のみに分布し、ファンデルタを構成する土石流礫岩とそれが波浪などにより再動して形成された砂岩からなる。郷地谷部層は、陸棚の沖合部分に堆積した泥岩からなる。白浜累層は、層厚 600~700m で、下位より、S1~S5 の 5 部層に区分される。S5 部層が砂岩・礫岩のみからなる以外は、各部層は、下半部が砂岩と砂質互層、上半部が泥質互層からなる。

田辺層群の地層は、一般に、北部ではNW-SE走向、 5° ~ 30° SW傾斜であり、南部ではNE-SW走向、 5° ~ 30° SE傾斜である。全体としては、西に傾く、緩い半盆状構造をなす。

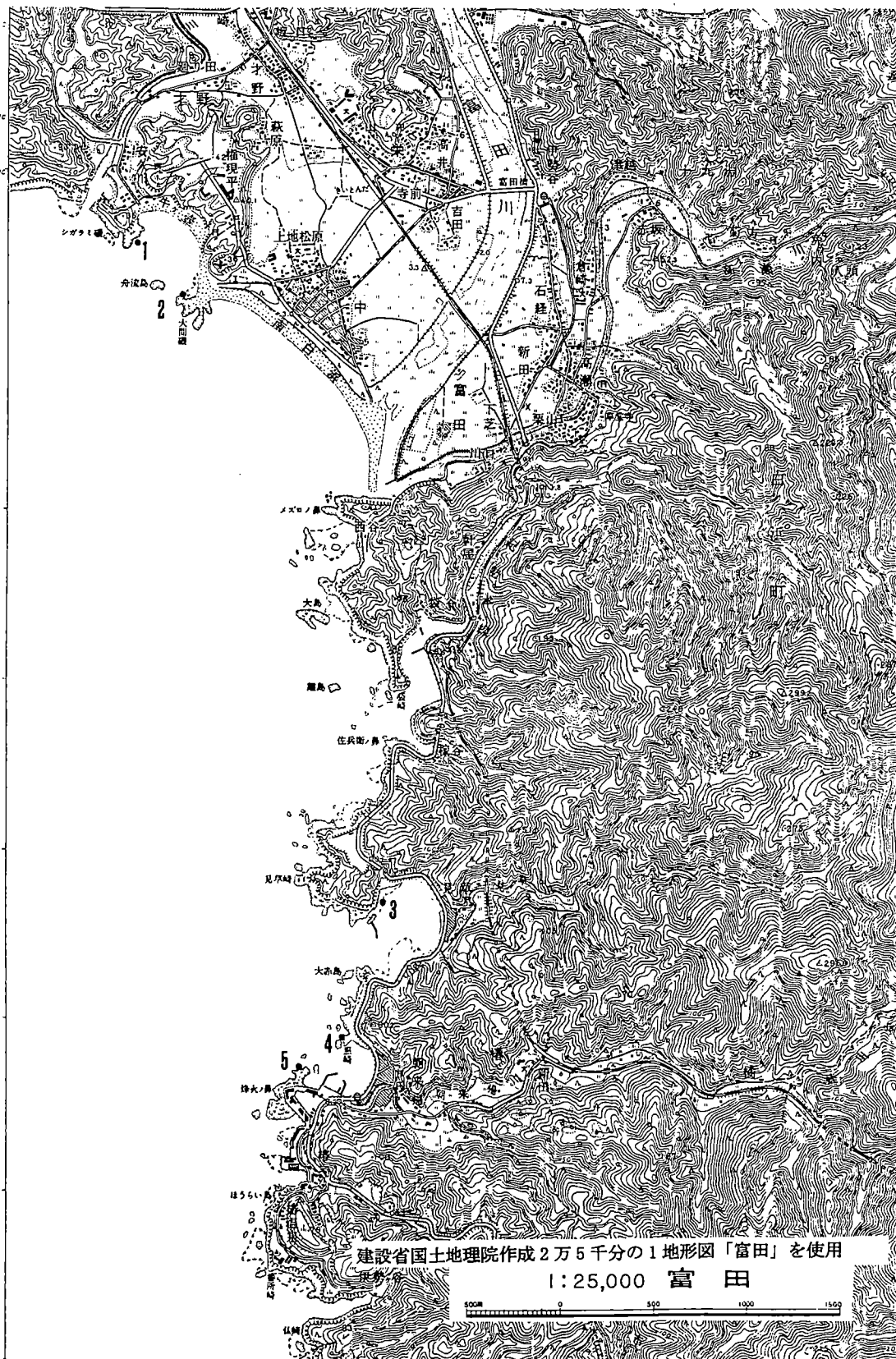
III. 観察地点について

見学地点と見学テーマ、関連する用語の一覧を第1表に示す。田辺団研(1984)では、各地点の地層の層準は、地点1がS3部層上部、その他の4地点はいずれもS3・S4部層境界とされている。地点3~5は、現在堆積学的研究が進行中の地域に含まれており、少なくとも、地点3と地点4・5は層準が異なることがわかっている。

各地点の見学テーマは、一部で重複しており、また、互いに関連があるが、いずれにせよ波浪や水流によってつくられた、さまざまな堆積構造が観察できる。これらの堆積構造は、水の動きの強さや水深という条件に、それぞれの粒度の碎屑物が反応して、ベッドフォーム(堆積物表面の形)が形成され、動くことによってつくられたものである。第2図に、水流によって形成されるベッドフォームの種類と、それらが形成される粒度・流れの強さの関係をあらわす図を示す。また、第3図と第4図にそれぞれ水流(単一方向流)と波浪(振動流)がつくるベッドフォームの代表例を示す。

[地点1] 白浜累層 S3 部層のストーム砂岩層を伴う砂岩泥岩互層を観察する。地点1・2周辺のルートマップを第5図に、地点1のスケッチを第6図に示す。この地点では、単層は薄いがほぼ完全なヘモキシーケンス(第7図)を示すストーム砂岩層が観察できる。単層の下底部には、貝殻片などを含むラグ堆積物が、断続的にレンズ状の形態で存在し、ハンモック状斜交成層部をへて、単層上面には小規模なウェーブリップルが観察される(第6図のCの地層)。この単層の直下と焼く1.5m上位には、やわらかく水を多量に含んだ泥の上に、ストーム砂岩層が急激に堆積したことにより作られた密度の逆転に起因する未固結時変形構造が観察される。変形層の内部では、下位の泥層が上方に向かって上昇・貫入し、それに伴って下降する砂層がブロック化し、彎曲しているのが観察できる。

[地点2] S3・S4 部層境界の堆積相を観察する。ここでは大規模な板状斜交葉理が数多く発達する。この地点の最上位付近の厚さ約1.3mの板状斜交葉理砂岩には、数10cm間隔に、斜交葉



理にそって泥岩の葉層が規則的に挟まれている。これは、潮流堆積物に特徴的に見られるマッドドレープと呼ばれるもので、停潮時に潮流が弱まるときに形成されるものとされている（第8図）。砂岩層中には再活動面（第9図）が数多く観察されるがこれも潮流堆積物の特徴である。さらに薄い単層も含めて、マッドドレープの間の斜交葉理の厚さが規則的に変化しているのがわかる。これは、月齢の変化に伴う潮位差の変化による潮流速の変化を反映したものである（第10図）。また、が、潮流堆積物のもう一つの特徴とされるヘリンボーン構造はこの地点ではあまり明瞭でない。

【地点3】 地点3～5周辺のルートマップを第11図に示す。この地点では地点1で観察したハンモック状斜交成層の立体的な形が観察できる。ハンモック（凸部）とスウェール（凹部）とは特に方向性を持たないことが特徴で、この点では断面では類似することがあるトラフ状斜交葉理と明瞭に異なる。また、厚い砂岩層に挟まれる泥質互層中には、リップル斜交葉理が観察されるが、その断面形態は、単一方向流と波浪による振動流の複合した流れによってできた複合流リップル（第12図）の特徴を示している。

さらに約2m上位の斜交葉理砂岩にも地点2でふれたヘリンボーン構造状のものが観察できる。より典型的なヘリンボーン構造は、地点3から西北西に約100mの地点で観察できる。

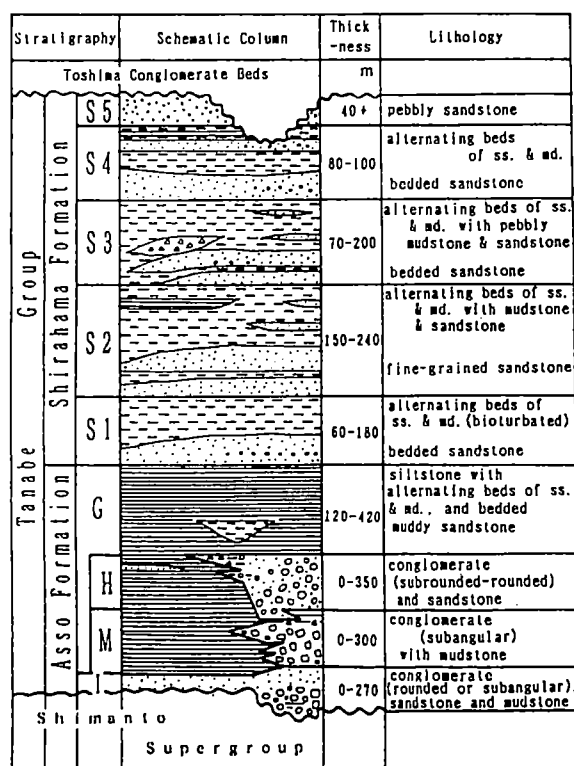
【地点4】 この地点では、厚い泥質互層とその上位にのる厚い砂質層が発達する。泥質互層中には、数多くのスランプ構造や海底地滑りが発達し、またタービダイトの特徴を持つ薄い砂岩層が挟まれる。上位の砂岩層には癒合ハンモック状斜交層理や、一見すると平行葉理にみえる大規模な斜交層理が観察できる。この斜交層理には地点2で観察したようなマッドドレープや周期的な葉理の厚さの変化は観察されない。一連のサクセッションは、外側陸棚から外浜上部への浅海化にともなって形成されたものであり、砂質相はデルタ（?）が北から南に向かって前進したことで形成されたものと考えることができる。こう考えると、下位の泥質互層は、プロデルタの堆積物で海底面が傾斜をもっていたことや、デルタ本体による不均等荷重のためにスランピングや地滑りが多発したことを合理的に説明できる（第13図、第14図）。

【地点5】 地点4とほぼ同じ層準を観察するので、テーマも地点4と同じであるが、この地点では、泥質互層中の薄い砂岩相が示すタービダイトの特徴がよく観察できる。侵食的な下底面をともなう明瞭な平行葉理の上にリップルドリフト斜交葉理があり、不明瞭ながら級化も示す。上位の砂質部は、南に向かって砂質部全体の厚さが急激に薄くなる。また、泥質部との境界面（若干の滑りがあると考えられる）では、個々の砂岩単層も急激に薄くなりながら尖滅する。このような産状は、上位の砂岩層が下位の泥質層にたいして傾斜を持って堆積し、斜面の麓で地層が終了するダウンラップを示しており、デルタ前面の前置斜面のような形態を示すと考えられる。下位のタービダイト相は、陸側のデルタ頂置面で嵐の際に巻き上げられた堆積物がそのまま前置斜面

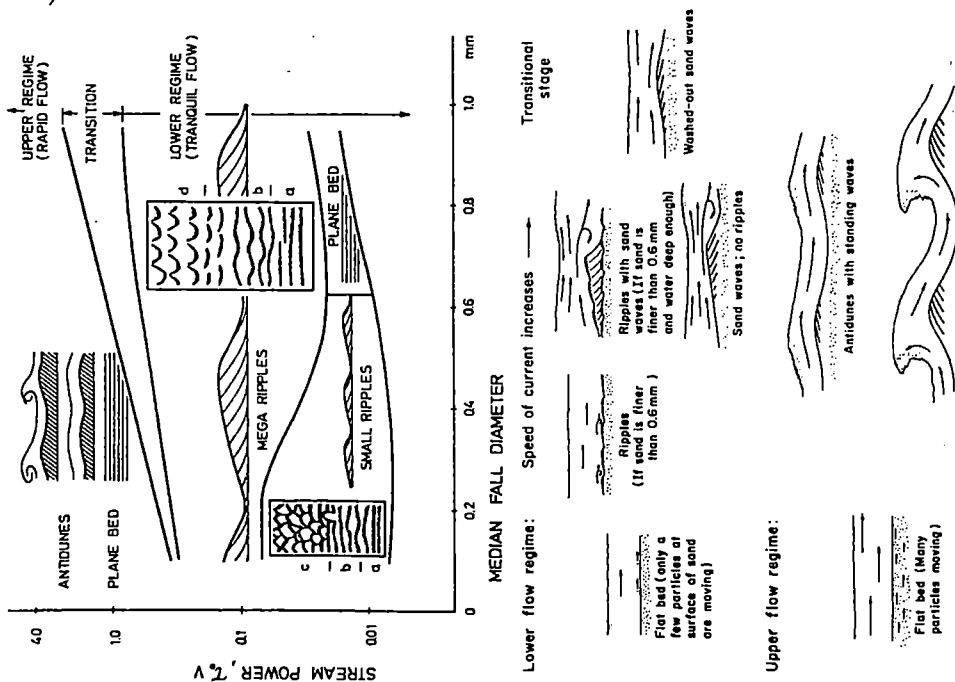
を流れ降りたものと考えることができる。地点4や5の泥質互層中の砂岩層にはリップルドリフト斜交葉理が特徴的に発達するが、この葉理は、上流から継続的に砂が供給されることでできるクライミングリップルによって形成されるものであるから、一定期間継続する嵐が、砂を前置斜面に供給しつづけたことを示すのであろう。

第1表 見学地点の一覧

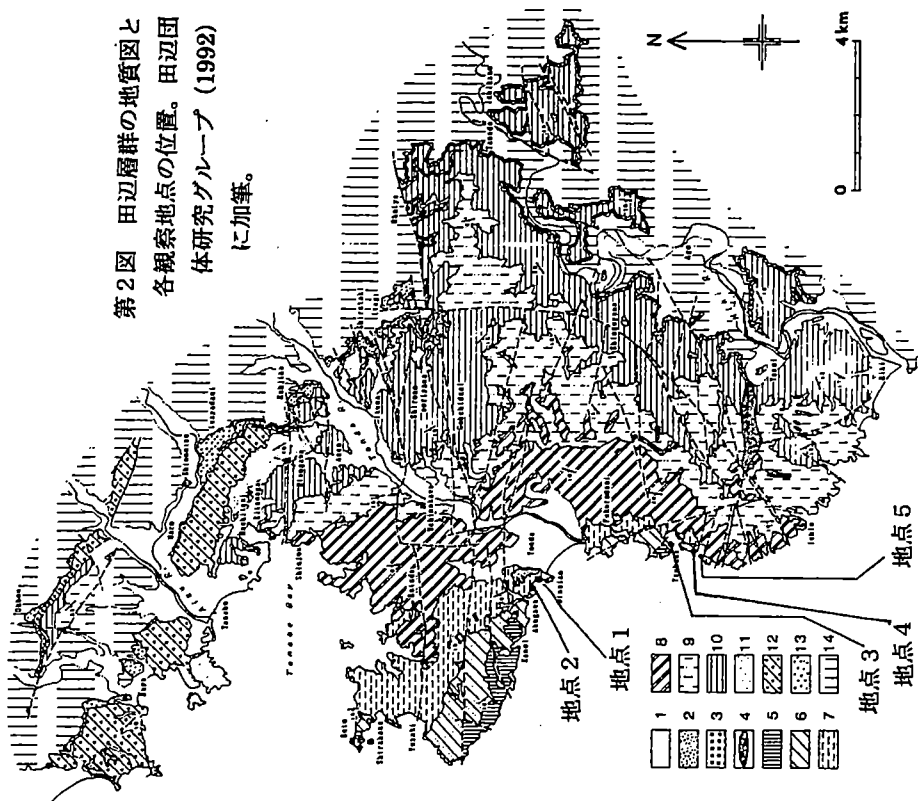
地点	地名	主たるテーマ	関連する用語
1	御石ヶ浜	ストーム起源堆積物の未固結時変形構造	ハンモック状斜交成層、ハンモッキーシェンズ、液状化、ウェーブリップル、ウェーブデューン、内側陸棚、外浜
2	シガラミ磯	潮流起源堆積物	タイダルパントル、マッドトレプ、再活動面
3	見草崎	ストーム起源堆積物	癒合ハンモック状斜交成層、複合流リップル、ヘリンボーン構造
4	のろしの鼻	外浜堆積物	外浜、ウェーブデューン、砂州（バー）、タービダイト
5	黒崎	外浜堆積物の形態	ダウンラップ、リップルトリフト斜交葉理、デルタ



第1図 田辺層群の層序総括図（田辺団体研究グループ，1992）。G：郷地谷部層、H：飛曾川部層、M：万呂部層、I：岩屋谷部層。

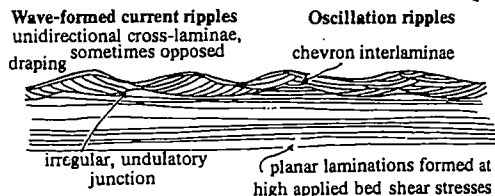
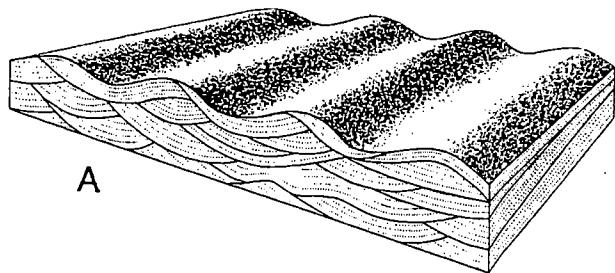


第3図 単一方向流によるベッドフォームの形成条件 (Reineck & Singh, 1980) と流れとの関係 (Friedma & Sanders, 1978)。



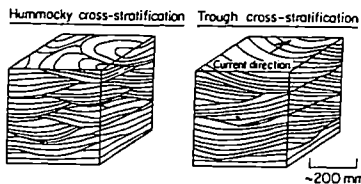
第2図 田辺層群の地質図と各観察地点の位置。田辺層群研究グループ (1992) に加筆。

Geologic map of the Tanabe Group. 1 : alluvium, 2 : terrace deposits, 3 : Tohshima Conglomerate Bed, 4 : mud diapor, 5-9 : Shirahama Formation (5 : Member S₅, 6 : Member S₆, 7 : Member S₇, 8 : Member S₈, 9 : Member S₉), 10-13 : Asso Formation (10 : Gohchidani Member, 11 : Hisogawa Member, 12 : Maro Member, 13 : Iwayadani Member), 14 : Shimanto Supergroup.

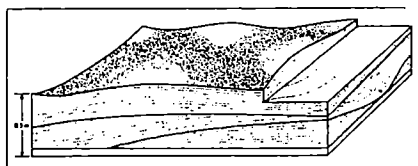


B Some diagnostic internal features of wave-formed

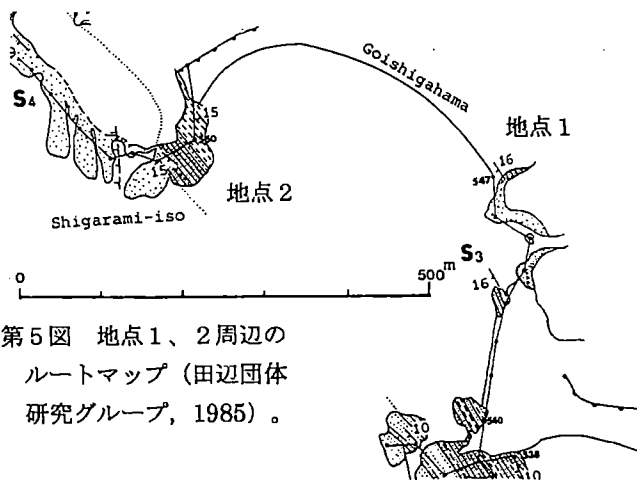
第4図 A: ウェーブリップルのブロックダイアグラム (Reineck & Singh, 1980)。B: 断面構造のいろいろ (Walker & Plint, 1992)。C: ハンモック状斜交層理とその断面 (増田ほか, 1993)。



第3図 ハンモック状斜交層理とトラフ型斜交層理の違い (Brenchley, 1989)。

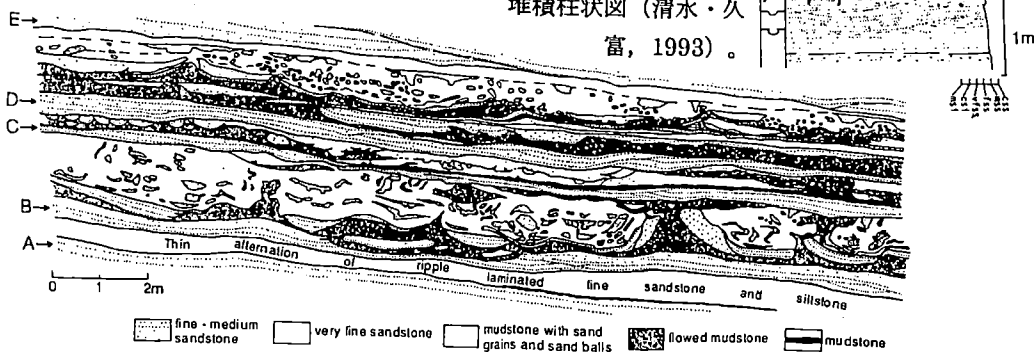


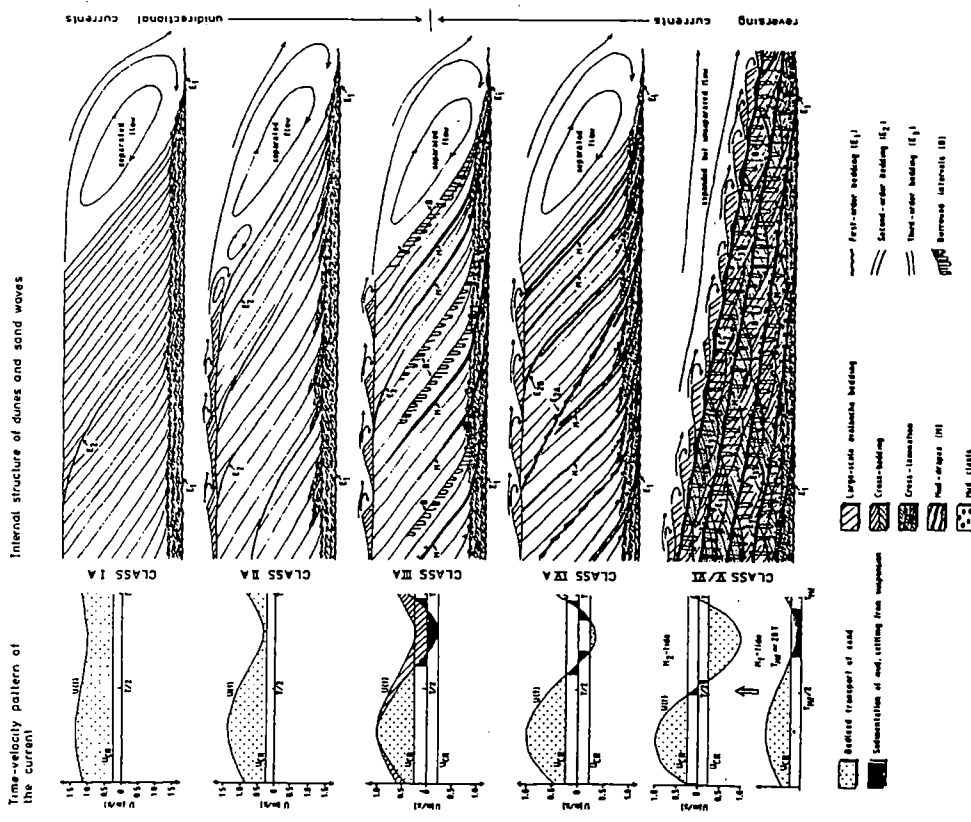
第2図 ハンモック状斜交層理のモデル図



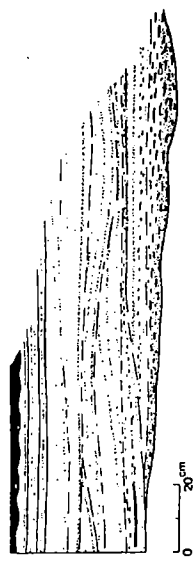
第5図 地点1、2周辺のルートマップ (田辺団体研究グループ, 1985)。

第6図 地点1のスケッチと堆積柱状図 (清水・久富, 1993)。

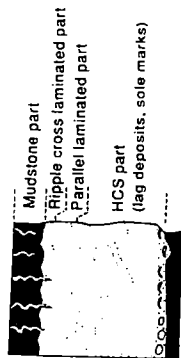




第8図 潮流速変化と砂州の内部構造 (Teyssens, 1984)。Ⅲ A に注目。



第7図 Dott & Bourgeois (1982) によるストーム砂岩層の理想的モデルと地点1のC砂岩層のスケッチ (清水・久富, 1993)



第9図 再活動面のできた(Reineck & Singh, 1980)。

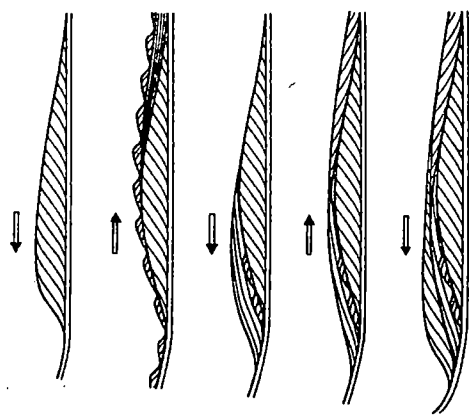
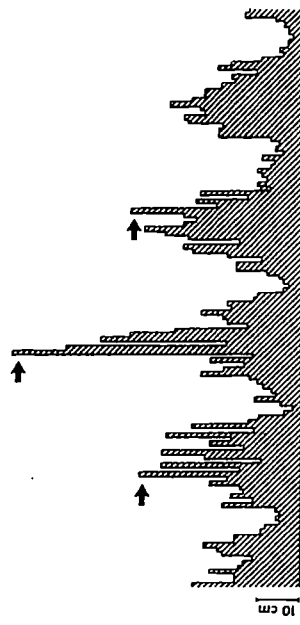
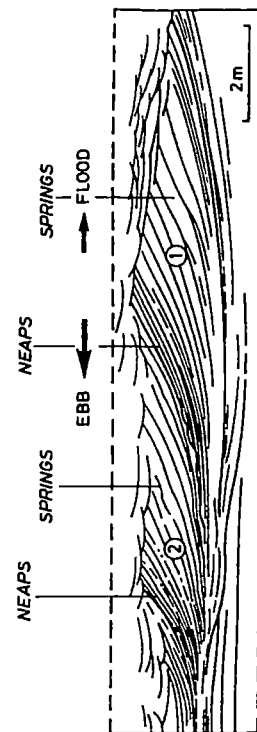
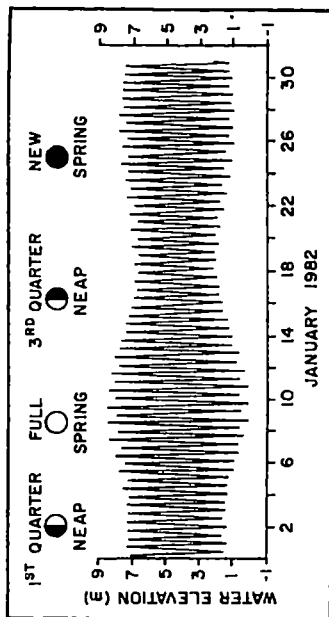
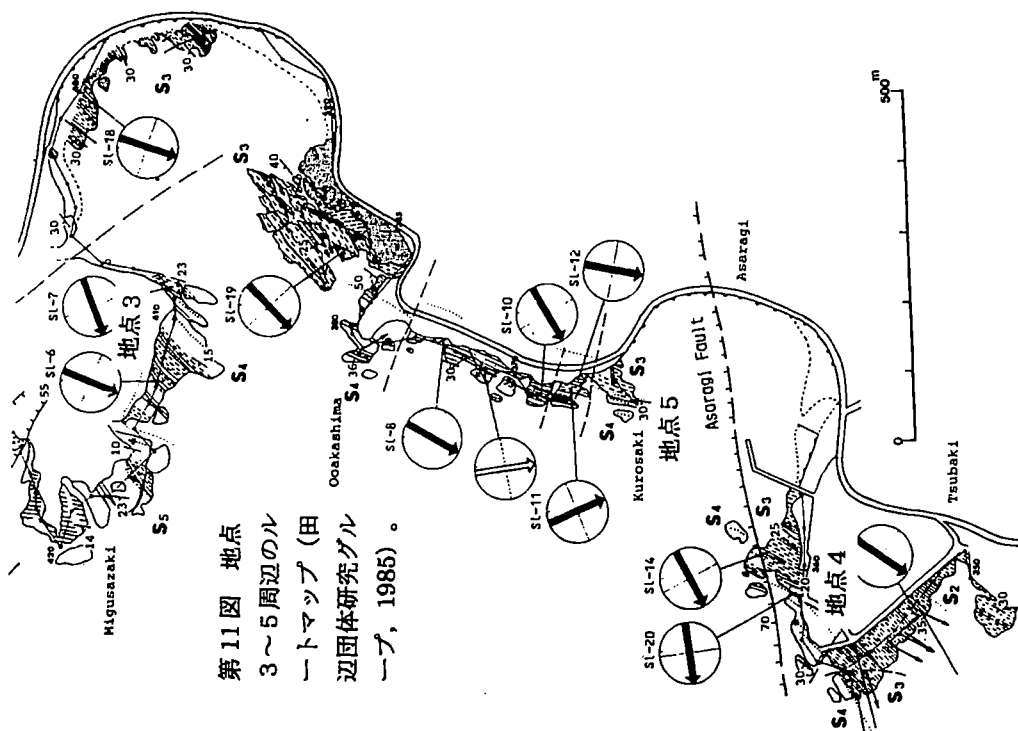


Fig. 138. Reactivation surfaces. (Modified after Boersma 1969; Klein 1970a)



第10図 上：月齢の変化の潮位の変化の関係 (Dalrymple, 1992)。中・下：タイダルバンドルの厚さの変化の実例 (Reineck & Singh, 1980)。

引用文献

- Dalrymple, R. W., 1992: Tidal depositional system. *In* Walker, R. G. and James, N. P. ed., *Facies models -response to sea level change-*. Geol. Assoc. Can., 195-218.
- Friedman, G. M. and Sanders, J. E., 1978: *Principles of sedimentology*. John Wiley & sons, New York, 792p.
- Masuda, F. and Yokokawa, M., 1992: Combined-flow ripples produced by flume experiments. *Sci. Rep., Col. Gen. Educ. Osaka Univ.*, 41, 1-13.
- 増田富士雄・横川美和・坂本隆彦, 1993: HCS MIMICS: 下総層群の潮汐堆積物と大阪層群の洪水氾濫堆積物. 堆積学研究会報, 39, 27-34.
- Reineck, H.-E. and Singh, I. B., 1980: *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, 551p.
- 斎藤文紀, 1989: 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑, 98, 350-365.
- 清水博行・久富邦彦, ストーム砂岩層の変形イベント -田辺層群白浜累層の例-. 月刊地球, 号外8, 189-196.
- 田辺団体研究グループ, 1984: 紀伊半島田辺層群の層序と構造. 地球科学, 38, 249-263.
- 田辺団体研究グループ, 1985: 紀伊半島田辺層群の研究 -海岸地域(鴨居-日置川間)の地質. 和歌山大教育紀要, 自然科学, 34, 3-24.
- 田辺団体研究グループ, 1992: 朝来累層の堆積相と層序 -田辺層群朝来累層の研究(その1)-. 地球科学, 46, 369-383.
- 田辺団体研究グループ, 1993: 下三栖ファンデルタの堆積相と堆積環境 -田辺層群朝来累層の研究(その1)-. 地球科学, 47, 1-16.
- Teyssen, T. A. L., 1984: Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. *Sedimentology*, 31, 195-211.
- Walker, R. G. and Plint, A. Guy Plint, 1992: Wave- and storm-dominated shallow marine systems. *In* Walker, R. G. and James, N. P. ed., *Facies models -response to sea level change-*. Geol. Assoc. Can., 219-238.

京都大学防災研究所附属地震予知研究センター
北陸近畿地殻活動観測線

由良地殻変動観測室 Yura observatory

田中寅夫・細 善信（京都大学防災研究所）

所属機関 京都大学防災研究所附属地震予知研究センター

Research Center for Earthquake Prediction,
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

観測点コード YRA (国内=東京大学地震研究所地震予知観測情報センター)

所在地 649-11 和歌山県日高郡由良町大字里字里山1228の1 (無人)

連絡先 京都大学防災研究所附属地震予知研究センター 田中寅夫 細 善信

所在地 611 京都府宇治市五ヶ庄

電話 0774-32-3111 ext 3055/3063 FAX 0774-33-0726

観測点位置 緯度・経度 33° 57.3' N, 135° 47.3' E

地表標高 10 m

横坑の平均かぶり 30 m

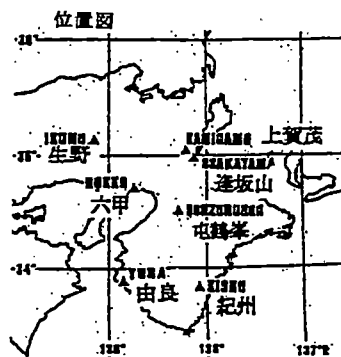
計器設置標高 13 m

地質 砂岩および頁岩

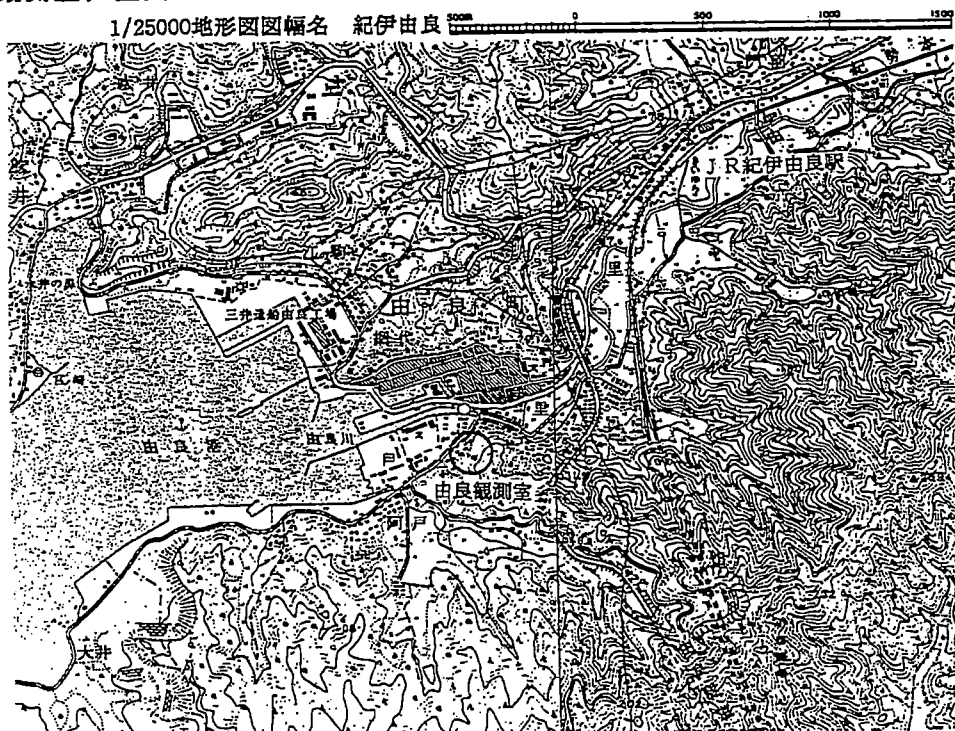
観測所の開設年月日 1951 年 11 月 日

観測されている地殻変動現象 歪, 傾斜

併せて観測されている現象 気圧, 降水量, 気温, 湧水量



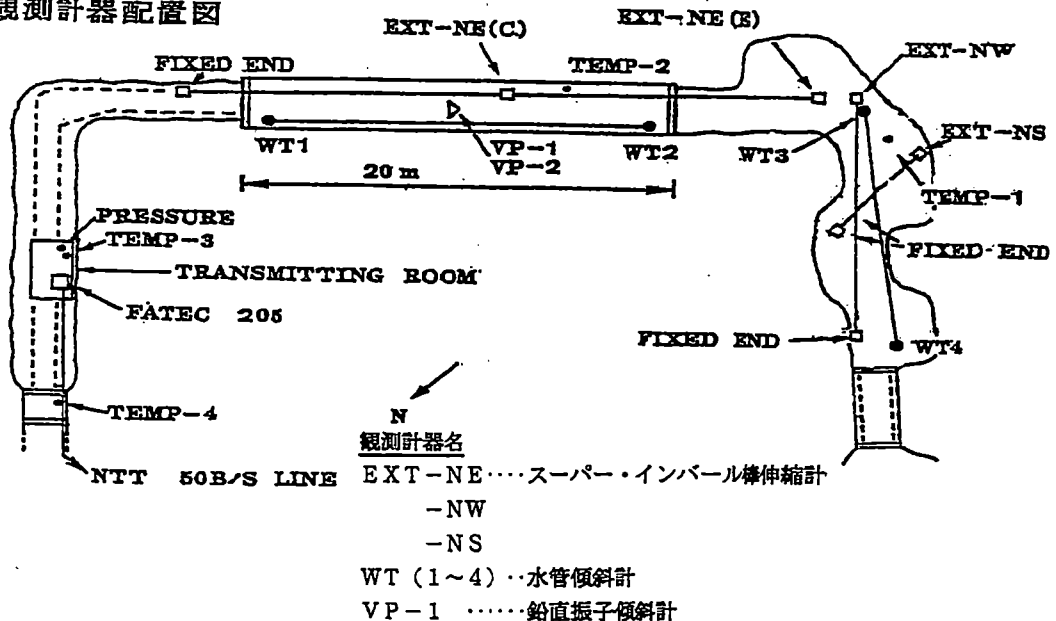
観測室位置図



設置理由

和歌山県北部は活発な群発地震の発生域として知られており、また紀伊水道付近から和歌山県中部にかけてもマグニチュード(M) 4～5クラスの地震がしばしば発生する。さらに南海道沖には1946年の南海道地震をはじめとして、フィリピン海プレートのもぐり込みに起因する大地震が過去において繰り返し発生し、これに伴って紀伊半島南端は隆起と沈降を繰り返してきている。由良観測室は1951年に設置されたが、その目的は上に述べた地震活動と和歌山県中西部の地殻変動との関係を究明し、合わせて地震予知の研究に資することにあった。以来今日まで、観測計器の増設、改良、変更などを加えつつ、40数年にわたって地殻変動の観測が続けられている。

観測計器配置図

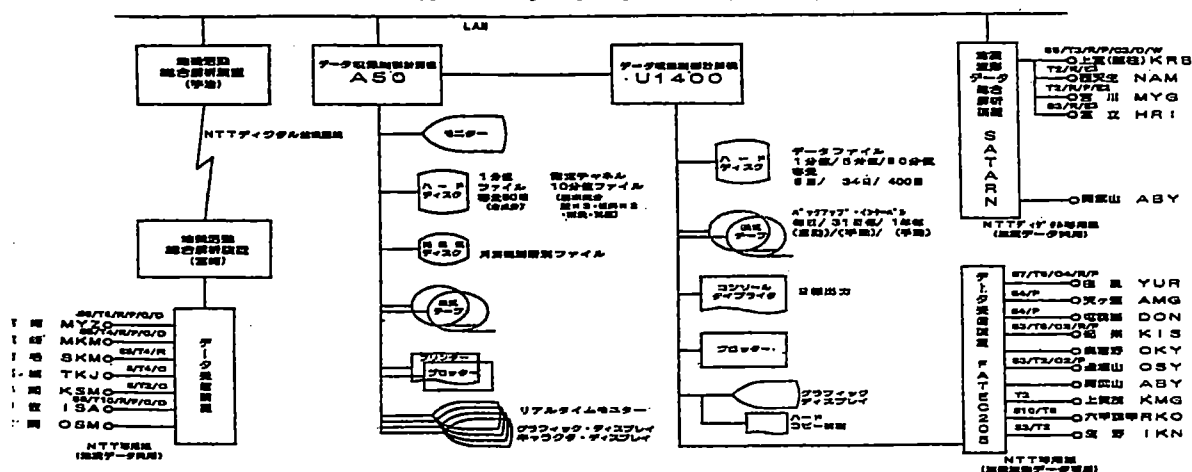


観測室および観測計器

観測室は和歌山県日高郡由良町里に在り、海岸から約300m離れた小山の麓に旧軍隊によって水平に掘られた地下壕を利用している。坑道は中生代の砂岩および頁岩からなる岩盤中に「コ」字型に掘られていて、その中央部約20mはコンクリートで巻き立てられており床面もコンクリート張りで、この付近で地表からの深さはほぼ30mである。水平振子型傾斜計2台と水銀傾斜計2台、それに地磁気偏角計1台を1951年11月に設置し、光学記録方式により観測が始められた。また1957年9月～1964年には一戸式重力計による重力変化の観測も実施された。1958年に同じ型の水平振子傾斜計を併設すると共に地殻ひずみの観測も2台の水平直行2成分の伸縮計を設置して開始され、1959年には水平成分および鉛直成分各1台のひずみ計が増設された。1973年10月まで、これらはDouble bow-string型の光学記録方式により観測が続けられてきた。1970年8月よりマイクロメータ読み取り方式の水管傾斜計1成分を新設して観測を開始し、読み取りは光学記録の交換時になされた。ひずみ計については1973年12月にセンサーを差動トランス方式に変更し、降雨量とともに打点記録計に記録させる方式に変更した。

その後、第4次地震予知研究5カ年計画の事業の一環として「地殻活動総合観測線」が全国重要地域に設定されることになり、京都大学では北陸測線と近畿測線の2本の測線が昭和56年度から58年にかけて設定され、各観測線のデータは日本電信電話会社（NTT）の専用回線を用いて1分サンプリングで宇治センターへ搬送・収録されることになった。由良観測室においても1982年10月よりデータの宇治センターへの搬送が開始された。これに伴い観測計器も差動トランス伸縮計に加え、マグネセンサ伸縮計3成分、フロート型マグネセンサ水管傾斜計2成分、差動トランス鉛直振子傾斜計2成分、気圧計、温度計を設置し、由良観測室から宇治センターへデータを搬送して、U-1400ミニコンピュータ・システムの固定ディスクにデジタル収録している。湧水観測については1988年よりトンネル内4ヶ所において観測を開始し、その後電気伝導度、炭酸ガスの観測も含めて上記地殻変動観測とともに宇治センターにおいてデータ収録をおこなっている。

総合観測線データ収録システム構成図



テレメータ収録 送信先 京都大学防災研究所附属地震予知研究センター
方式 NTT専用回線(50bps符号品目)
原記録の媒体 ハードディスク
保管場所 京都大学防災研究所附属地震予知研究センター
保存記録の媒体 磁気テープ、光磁気ディスク
保管場所 京都大学防災研究所附属地震予知研究センター

観測報告及び参考文献

- 京都大学防災研究所, 1992, 地殻活動総合観測線による観測結果(暫定値)(1991年7月1日~1992年1月31日), 地震予知連絡会報, 48, (1992), 482-486.
京都大学防災研究所, 1991, 地殻活動総合観測線による観測結果(暫定値)(1990年1月1日~1990年11月15日), 地震予知連絡会報, 45, (1991), 446-453.
T.Tanaka, E.Shimajima, K.Mitamura, Y.Hoso and Y.Ishihara, 1990, Precipitation, onn and Greaud, water Ground Deformation, Global and Regional Geodynamics IAG Symposium 101, Springer Verlag, 132-139.
加藤正明・田中寅夫・細 善信 由良における地球潮汐の観測(観測システムと潮汐定数), 京都大学防災研究所年報, 28B-1, (1985), 65-78.

特記事項

- 中央構造線(根来断層)から25km.
海からの距離 0.40km.

由良地殻変動観測室での湧水観測

下島 栄一 (大同工業大学)

1. はじめに

和歌山県日高郡由良町にある亀裂堆積岩の山体に掘られたトンネル（京都大学防災研究所地震予知研究センター由良地殻変動観測室）への湧水の流量・導電率の測定を1988年に開始し、以降連続して観測を行うと共に、1994年よりトンネル天井部付近の炭酸ガス濃度も測定している。また、時折、湧水を採取し、その化学分析も行っている。

観測目的は、亀裂岩盤内の雨水浸透の仕組みを湧水の観測を通して明らかにしようとするものであるが、特に水質や炭酸ガス濃度の測定は浸透水に含まれる地質的・水理的情報を調べるためである。また、同トンネル内では地殻の歪や傾斜の測地学的測定が行われているが、この測定において、山体への降雨や浸透はノイズとして大きな影響を及ぼすため、この効果を明らかにすることも本湧水観測の目的となっている。

2. 観測結果

図1、2は、1994年の8月以降の流量低減期（少雨による）及び1995年4-5月の流量増大期での近接した2地点での観測結果を示す。この地点上の山体は主として砂岩で構成されており、土被りは約10mである。また湧水流量は、2~4m²の受水面積を持つ漏斗等で湧水を集めて、転倒升雨量計で測定している。A-1点では、導電率（EC）と炭酸ガス濃度（Cco₂）の変化に、またA-3点では、流量（Q）が大きな場合、QとECの変化に良い応答が認められる。なお、Qの単位は上記の雨量計の測定値で示している。

図3は1995年の兵庫県南部地震による観測結果を示す。地震によって流量や導電率は増加を始めるが、これらの回復は導電率の方が流量に比し速い。この差異の存在は、亀裂岩盤中の雨水浸透は多経路でなされていることを示唆する。

図4は、台風9019号来襲時の観測結果を示す。A-3点の場合、流量、導電率及び硫酸イオン濃度の変化には良い対応がみられる。これより、導電率の変化は、主としてSO₄²⁻の濃度変化に顕著な影響を受けているが分かる（図5参照）。A-1点の場合、ECはQと逆の変化を、またHCO₃⁻濃度と類似な変化を示している（図5参照）。

図5は、水質変化に顕著な影響を及ぼす陰イオンの濃度と流量の関係を示す。丸印は台風により降雨がもたらされた場合（集中観測）、三角印は定期観測で、△印、▲印は採水時点がそれぞれ前期降雨が10日間以内及び以上となっていた場合を意味する。濃度は流量が小さな際にはほぼ一定値を示し、また流量増加につれて、不連続的な変化をしている。これらより、雨水の浸透経路は、大別して、2つあることが分かる。それらの流れは、少数で大きな亀裂部を速く流下する成分（fissure flow）と多数の小さな亀裂部をゆっくりと流下する成分（matrix flow）とに対応する。

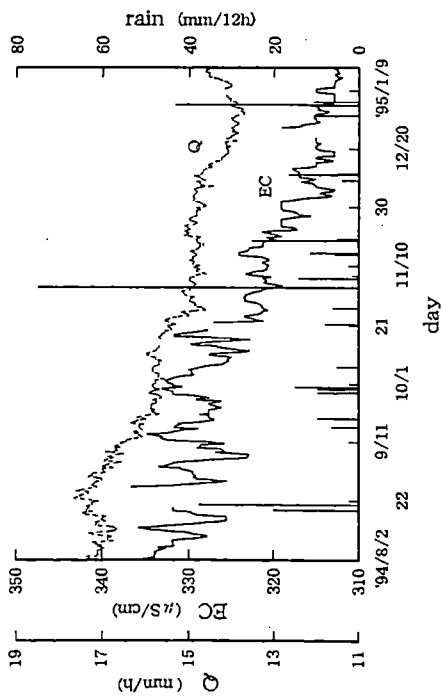
3. おわりに

以上は本観測結果の概要であるが、その詳細や解析は、下記の文献等を参照されたい。

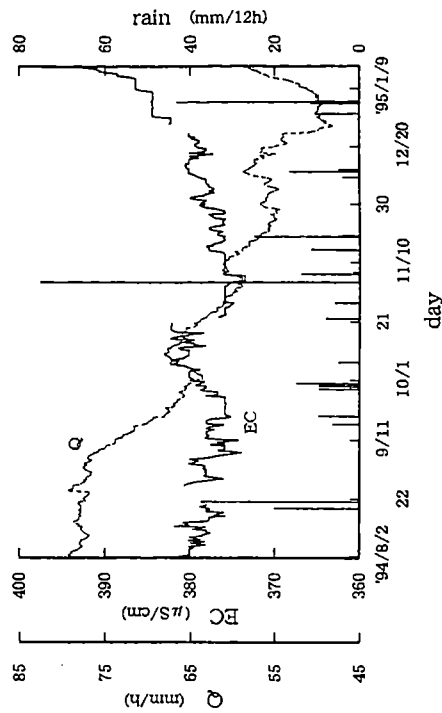
1) E. Shimojima, T. Tanaka, R. Yoshioka and Y. Hosoi: Seepage into a mountain tunnel and rain infiltration, J. Hydrology (Elsevier), Vol. 147, 1993.

2) 下島栄一・上田裕一朗・吉岡龍馬・田中寅夫・細 善信: 亀裂堆積岩の山体での雨水浸透とその水質、水工学論文集(土木学会), Vol. 39, 1995.

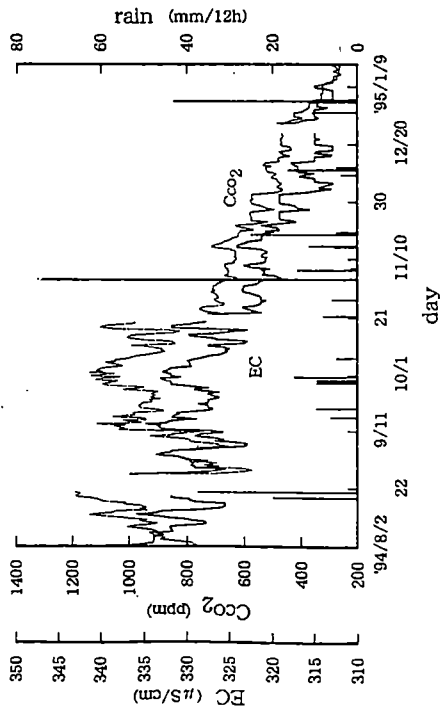
本観測には、京都大学防災研究所地震予知研究センター田中寅夫教授、細善信技官、また水質分析には、富山県立大学吉岡龍馬教授の援助を得た。



(a) 地点A-1



(b) 地点A-3



(a) 地点A-1

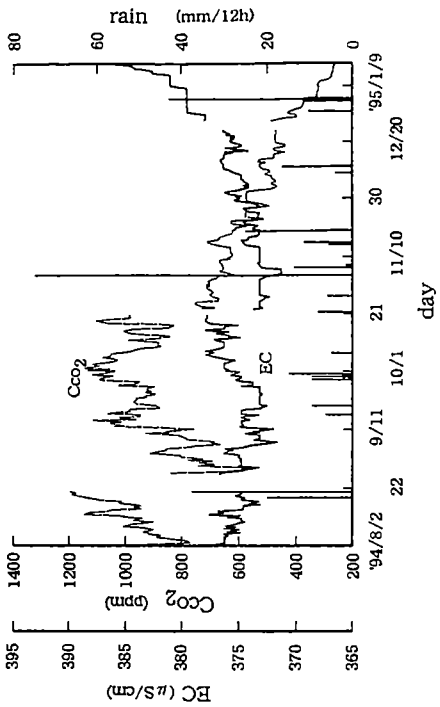
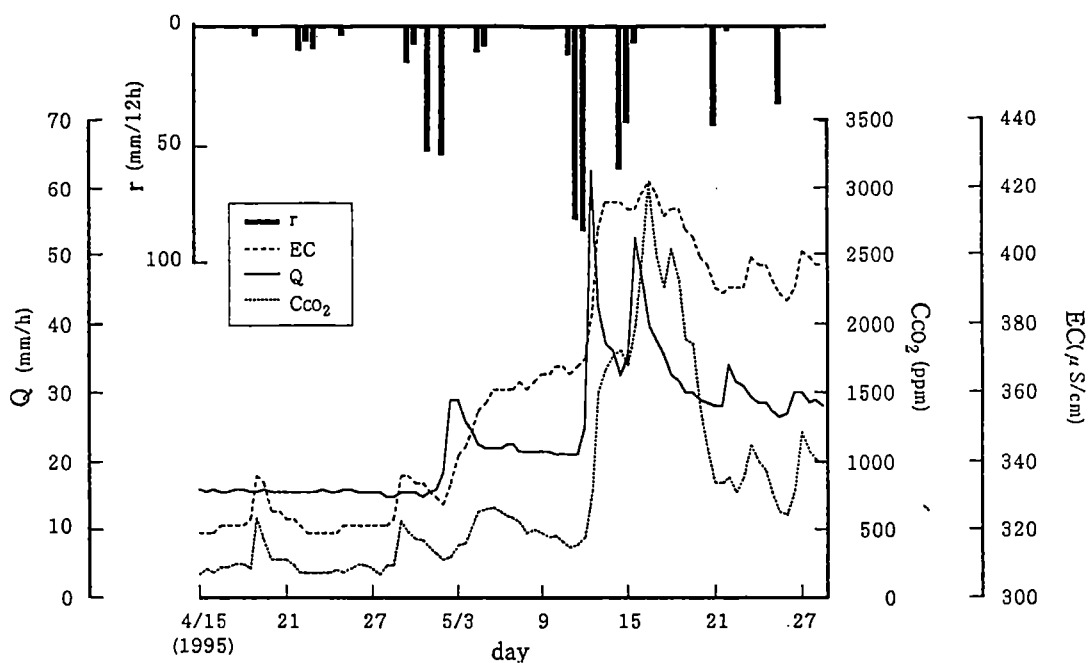
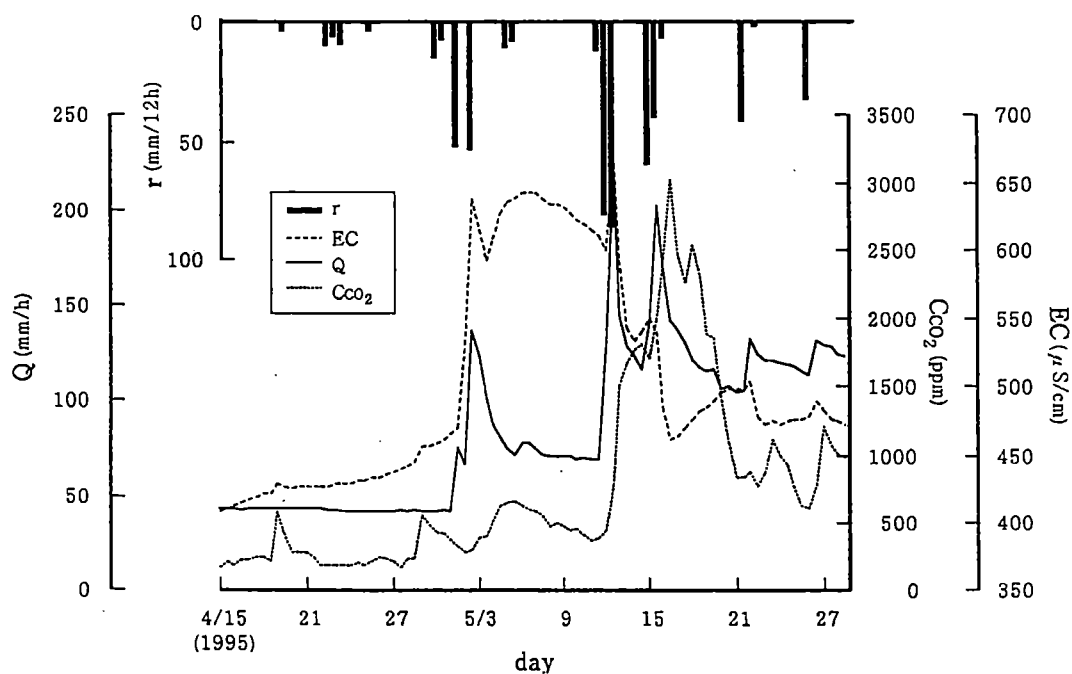


図1 流量低減期でのQ、EC、Cco₂の変化

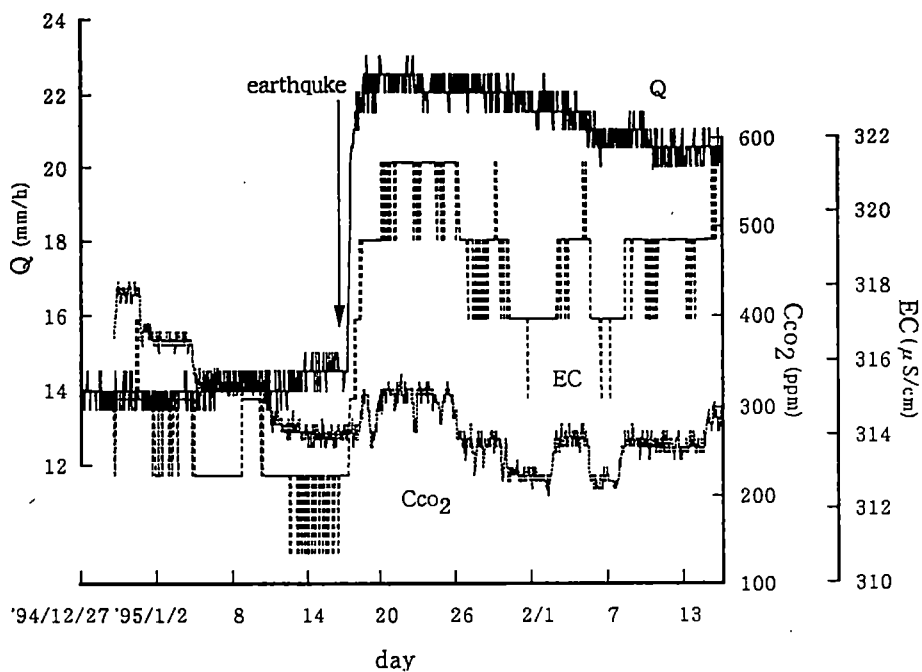


(a) 地点A-1

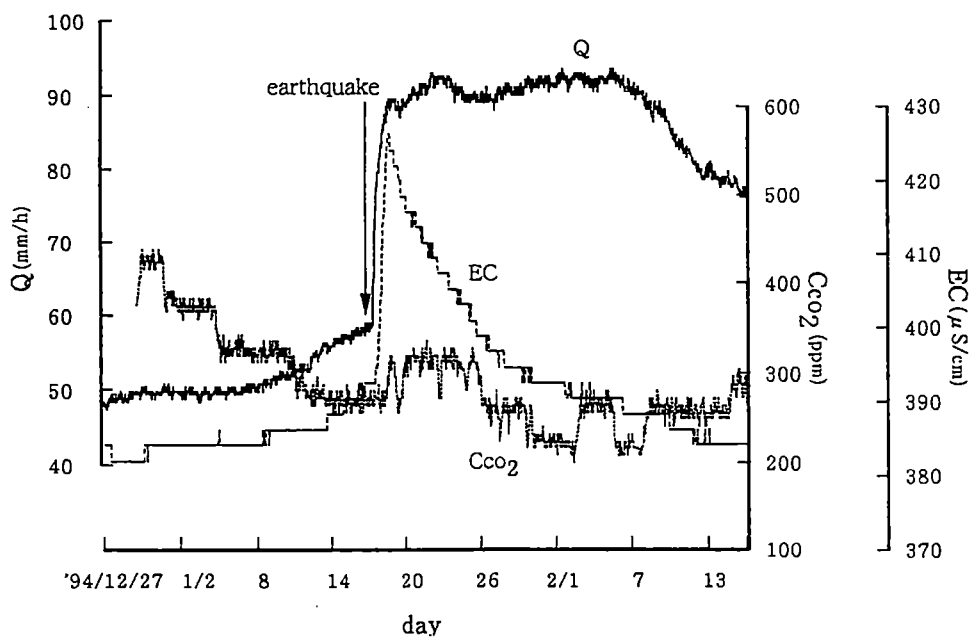


(b) 地点A-3

図2 流量増大期の Q 、 EC 、 C_{co_2} の関係

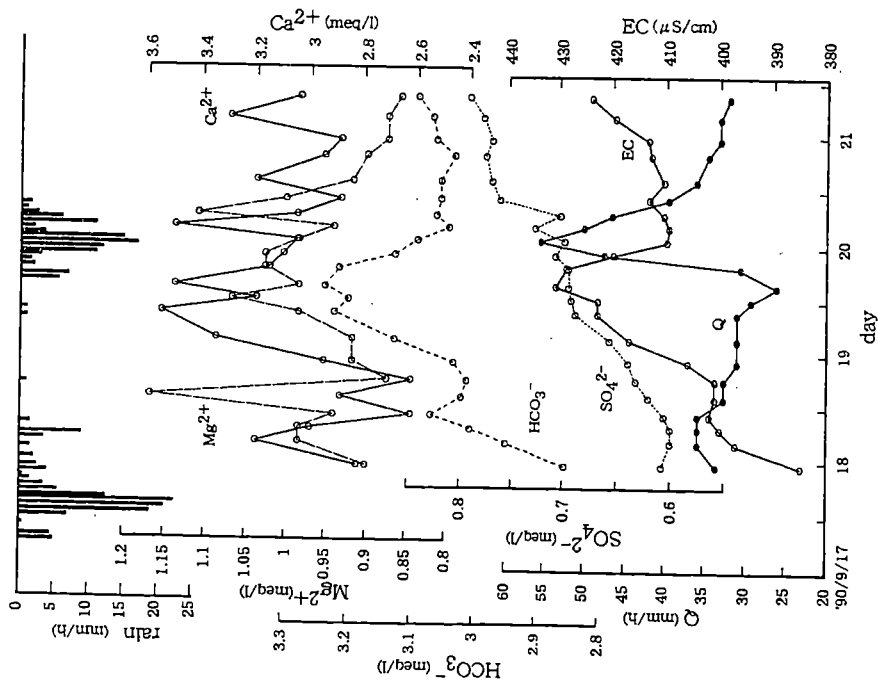


(a) 地点 A-1

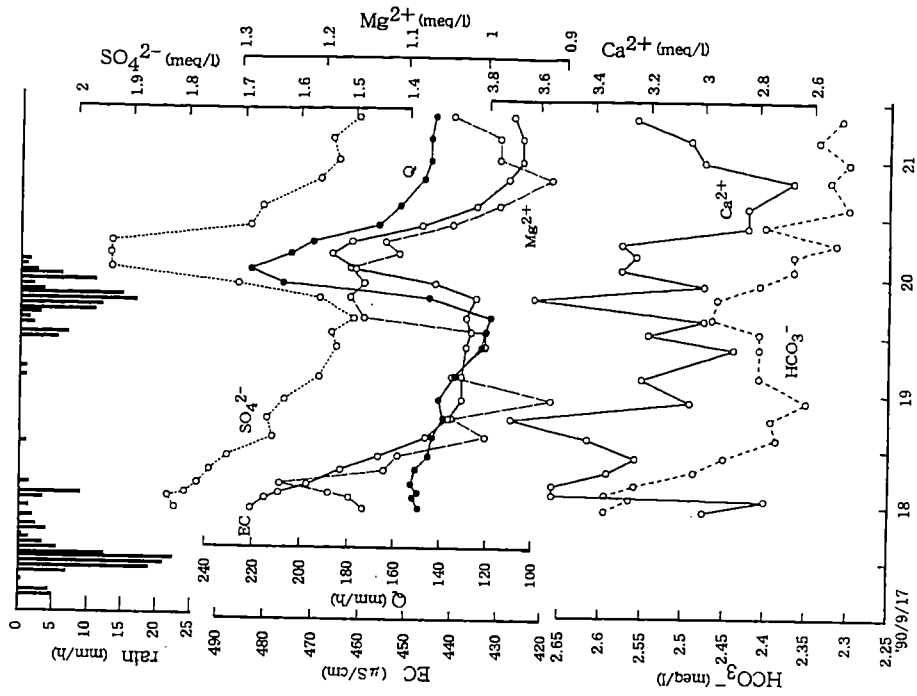


(b) 地点 A-3

図3 地震による Q 、 EC 、 C_{co_2} の変化

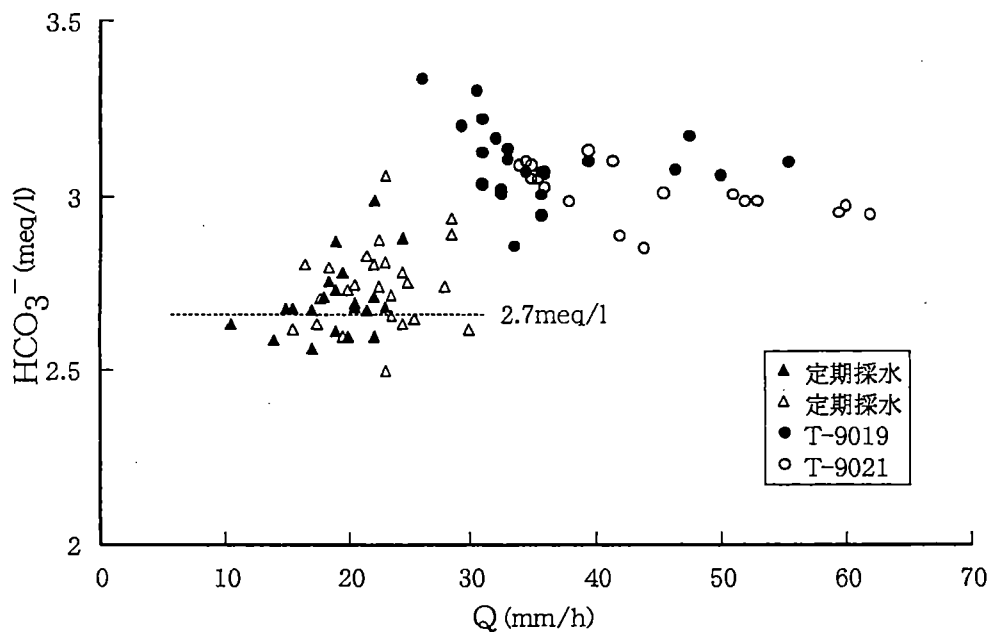


(a) 地点 A-1

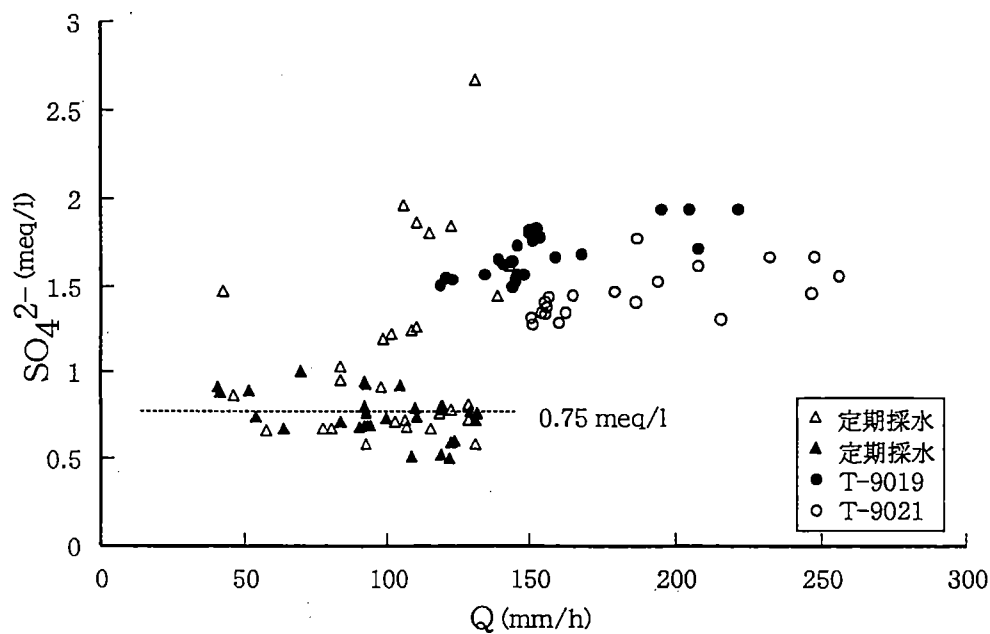


(b) 地点 A-3

図4 降雨による流量と水質の変化



(a) 地点A-1



(b) 地点A-3

図5 卓越する陰イオン濃度と流量の関係

和歌山県田辺市上野地区の地すべり

箕沢正夫(和歌山県西牟婁県事務所農地課)

廣田清治(日本基礎技術株式会社大阪支店)

はじめに

本案内書は、応用地質学会関西支部の見学会用として作成した。案内書を作成するにあたり、昭和60年度(1985年度)に和歌山県西牟婁県事務所農地課が実施した「地すべり防止対策事業上野地区地すべり調査・設計業務委託」報告書を基本資料とした。

和歌山県田辺市上野地区の地すべりは、その規模において初生すべりブロックで 4.50×300 、主要すべりブロック(対策工を必要とするブロック)で $260 \text{ m} \times 140 \text{ m}$ あり、地すべり最大深度がいずれも地表から35mと推定される。

この主要地すべりブロックの抑止・抑制工のため昭和60年度業務で「押え盛土工+杭工」および「押え盛土工」を計画したが、施工するに際し「押え盛土工」($830,000 \text{ m}^3$)案を採用した。

現在では、工事も仕上がりの段階に入っており、地すべりブロックの規模と施工状況がコントラストを成して見学することができると考える。

この書面をお借りし、ここに調査当時から上野地区の調査・工事に携わってこられた和歌山県西牟婁県事務所ならびに関係者の方々に労いを申し上げる。

1. 地形・地質概要

1.1 地形

和歌山県田辺市上野地区は、紀伊半島西南部の山間地にあたり、JR紀勢線「紀伊田辺」駅から北東方へ約4.0km離れた山稜地に位置する(図1)。上野地区では、標高500~700m程度の壮年期地形を呈する開析の進んだ山地が広がっている。当山地には、比較的大きな幅50~150m程度の谷が山間をぬう形で南北方向に延びており、東西方向に多くの支谷が枝葉状に広がる。この主谷に見られる谷壁斜面は、西側で急傾斜面となり、東側では比較的緩斜面を形成する。

すなわち、ボーリング調査地点のある東側の斜面は、概ね 30° の傾斜を有する緩斜面域を形成し、西側では 50° 前後の急斜面を形成している。

また、谷底部には河床堆積物、崖錐性堆積物、土石流堆積物が被覆し、水田、果樹園として利用されている。

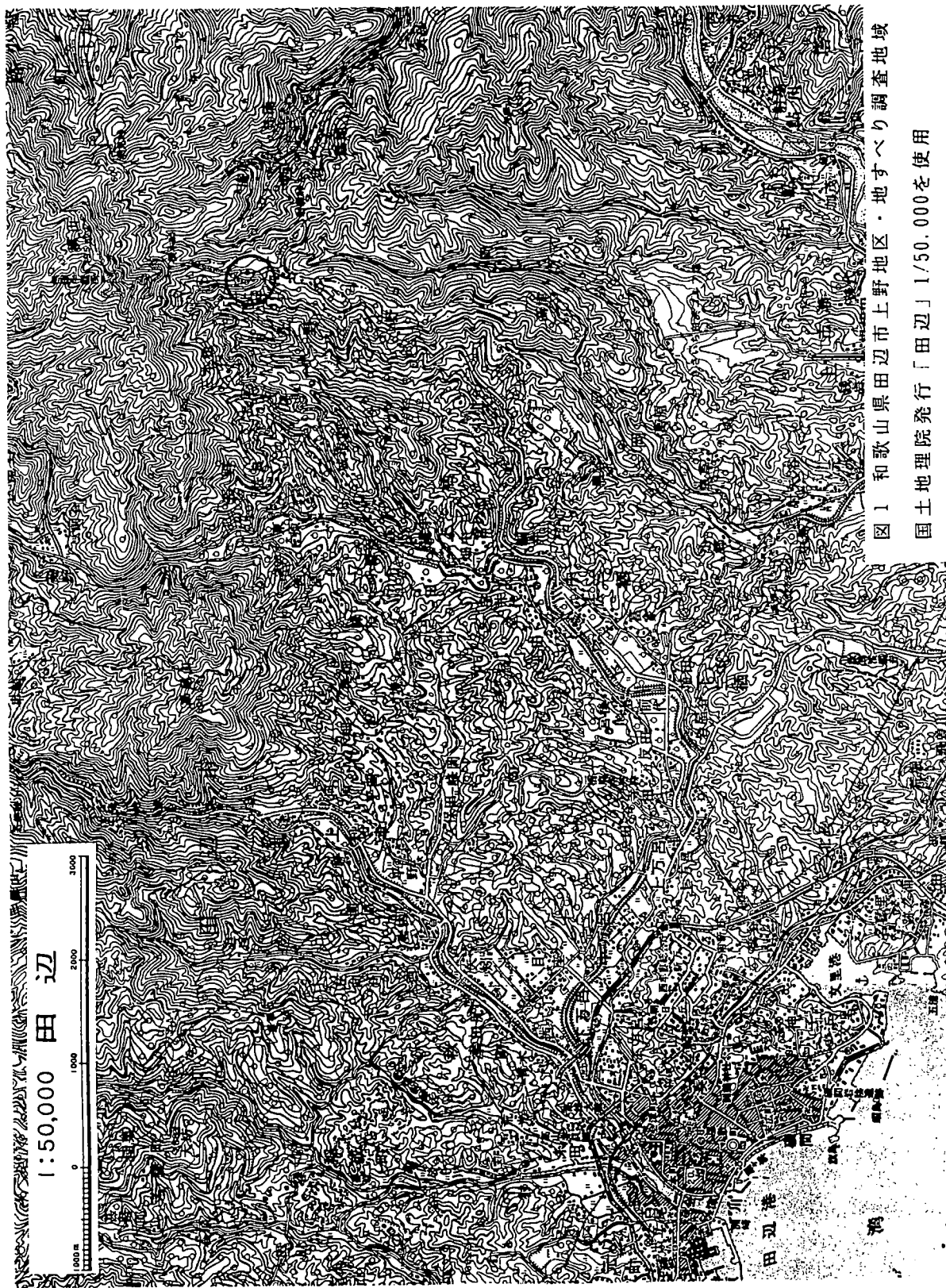


図1 和歌山県田辺市上野地区・地すべり調査地域
 国土地理院発行「田辺」1/50,000を使用

1.2 地質

紀伊半島を占める地質区は四万十帯で、北から南へ日高川帯、音無川帯および牟婁帯に細区分される。日高川帯は白亜系を主とする日高川層群、音無川帯は始新統と推定される音無川層群、牟婁帯は漸新統ないし下部中新統の牟婁層群から構成されている。日高川帯と音無川帯は御坊-萩構造線により、また音無川帯と牟婁帯は本宮断層によって境される（鈴木ほか、1979：図2）

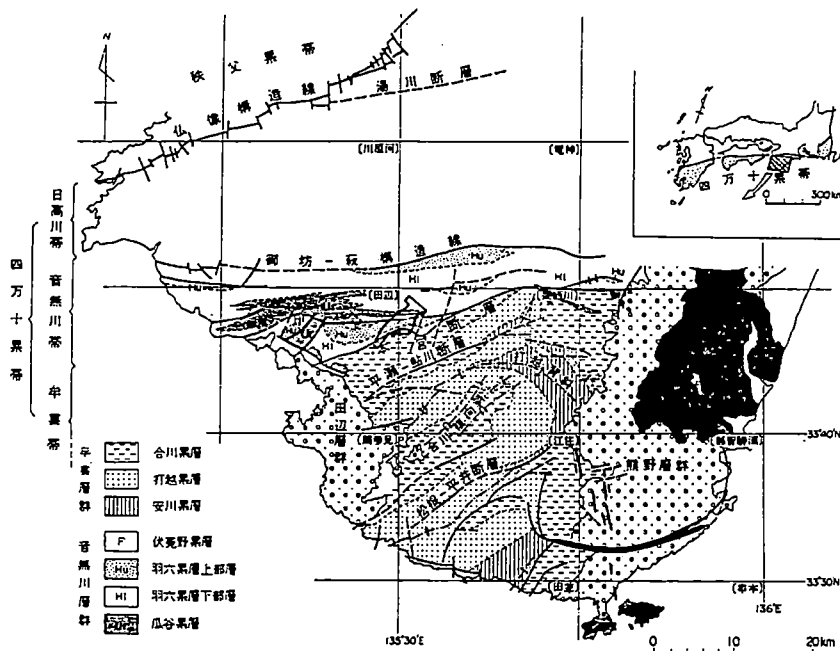


図2 紀伊半島の四万十累帯の構造区分（鈴木ほか，1979に調査地を加筆）

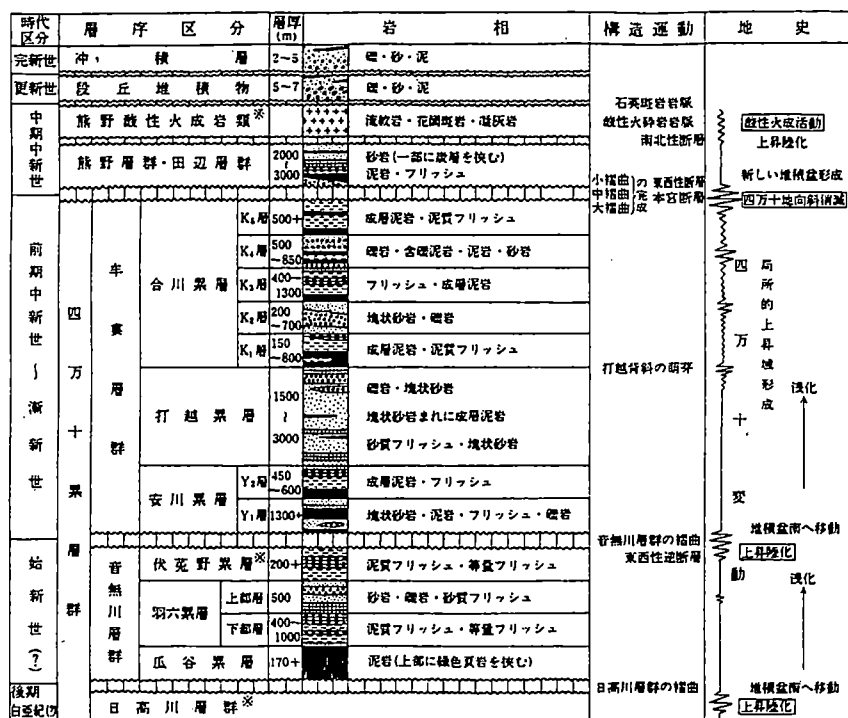


図3 栗栖川図幅およびその周辺地域の地質総括図(鈴木ほか, 1979に加筆)

上野地区周辺の地質は、四万十帯中の牟婁層群に属するフリッシュ型の砂岩・泥岩互層からなる。上野地区近傍には、牟婁層群の砂岩および砂岩頁岩互層が主体をなして賦存する。上野地区の北側には断層を介して音無川層群に属する頁岩層および砂岩頁岩互層が知られている。昭和56年に行われた地表地質踏査の結果によると、上野地区周辺の地質構造は、概ね走向・傾斜がN S・30°~40°Wの単斜構造をなしている。

断層については、東西性のものが卓越しており、調査地南部では、それらの断層を切るように南北性の断層が谷底に沿って延びる。

上野地区の層序区分は表1に示す。

表 1 上野地区の地質層序および岩相区分

層序区分		記 号	岩 相	特 徴	位 置	
第 四 系	被 覆 層	D t A	地すべり崩土 (現況移動層)	砂岩の転石が頻繁に混 じる砂質～礫質土。部 分的に砂状を呈する。	上野地区の西 向き斜面の末 端付近	
		T l	崖 錐	砂岩の角礫を主体とし 黄灰色のシルト～粘土 質砂で充填される。礫 径max=φ50～200cm。	支谷および緩 傾斜部	
		R d	河床堆積物	砂礫層。礫径はφ50～ 100cm前後が主体でφ max200～300cmの巨礫 も見られる。	上野地区中央 部を南北に横 切る谷底沿い	
		D tB	旧地すべり崩 土	亀裂が著しいある中～ 粗礫の塊状砂岩で、亀 裂面は汚染される。	上野地区の西 向き緩斜面	
古 第 三 系	四 万 十 累 川 層 群	牟婁	M a l	砂岩頁岩互層	砂岩頁岩の有律的な互 層や砂岩をレンズ状に 挟む頁岩優勢層。	上野地区東部 および西部～ 北部
		層	M s s	砂岩層	中～粗粒の塊状砂岩。 厚さ5～20cmの頁岩の 薄層を挟む。	上野地区中央 部
		音無	O s h	頁岩層	新鮮岩では剥離性はあ まりないが風化岩は細 片状に剥離し、脆弱化 する。	上野地区より 北部
		層	O a l	砂岩頁岩互層	頁岩がやや優勢であり 砂岩は厚さ10～20cmの 板状に成層する。	上野地区より 北部

2. 地すべり概要

2.1 地すべりブロック

地すべりブロックは初生的な地すべりと考えられる I ブロックと、その下半部に形成された A～D ブロックがある。

各ブロックの状況は次のとおりである。

① I ブロック

地形上地すべり運動の跡を示す陥没帯と丘陵地塊があり、また、60-1 孔と 56-1 孔のコア判定から地すべり崩土の厚さが確認されて、初生的地すべりと考えられたものである。

② A ブロック

凸状の地形部に形成された現況移動ブロック。

③ B、C ブロック

A ブロックと並んでおり、凹状の地形部に形成されている。これらは、地形的特徴から I ブロックの頭部陥凹地からつづく土石流堆積物の跡とも考えられる。

④ D ブロック

調査地南縁の東西性の支谷に向かった比較的急な斜面に向かって形成されたブロック。谷に沿って細長く分布し、小ブロックの集まりと考えられる（図 4）。

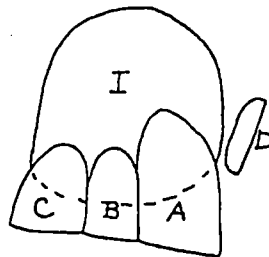


図 4 地すべりブロック模式図

なお、これらのブロックの両側も地すべり地である可能性が強い。

2.2 地すべり状況

昭和60年当時、地すべりの特徴が現れていたのはAブロックであり、他は安定していた。ここでは対策工を計画したAブロックについてのべる。

(1)移動形態

頭部滑落崖は県道を横断して幅60mにわたり1～40cmの落差が生じていた(昭和60年)。ブロックの幅は除々に拡がり中央から末端では幅130mとなる。側方部も比較的明瞭に認められるが北側(山に向かって左側)と南側(山に向かって右側)ではやや形状が異なる。北側では沈下を伴う引張性の亀裂が雁行状に連なる。これに対して南側ではほぼ連続した幅2～3mの陥没帯をなす。ただし、これらの側方の変状も56-3孔～56-5孔のある農道付近までは追跡できるが、これより下部(谷側)がやや不明瞭となる。北側では農道から水平距離にて30m程度の所に上部の側方部の続きと見られる沈下があり、さらに、これより下部が沢地形となって随所に崩落跡が見られる。南側は農道から下部が支谷に向かう小ブロックとなっていると考えられる。末端部は、これまでの調査では51-3孔～60-4孔のある平坦地形の上部付近までと考えていたが、60-4孔では深度28.60m付近までが移動層と推定され、また、60-4孔付近から下部で落差40cmの滑落が認められたので、末端は下の沢地形にまで及んでいる可能性が強いと考えた。ただし、末端は平坦地形の上部の一つでている可能性は否定できない。頭部から末端の沢までは長さ260mにおよぶ。

移動方向はほぼ斜面の傾斜方向と考えられる。農道の側方亀裂の変状から方向を測るとS85°W方向であった。

(2)移動履歴

地元での聞き取りによると、ここ数10年位の間に除々に進行してきたということである。

a. 昭和57年7月24日～8月28日

ブロック全体に変状が現れた。歪計では56-2(20.5m)、56-3(26.5m)、56-5(8.5m)の各孔、各深度に確定～準確定的なひずみが現れた。

この時点では、7月で770mm(日最高降雨量218mm)、8月で639.5mm(同左159.

5mm)の降雨量が記録され、地下水位も最高水位が56-2孔でGL-18.77m、56-3孔でGL-25.38m、56-5孔でGL-20.18mまで上昇し、最低水位と比べると56-2、56-3孔では20m程度上昇している。

b. 昭和59年9月7日～11月30日

歪計で59-2(22.5m)に準確定的なひずみが現れた。ただし、同時に計測した56-2、56-5孔には現れておらず、地表にも明瞭な徴候はなかった。

c. 昭和60年10月25日～61年1月29日

今回の調査期間は地すべり変状はなかったが、その前には活動があり昭和59年の状態と比べて変状が現れた。

2.3 地すべり機構

(1)地質

①ボーリングコア観察結果をもとめると、調査地の模式地質柱状図は以下のとおりである(図5)。

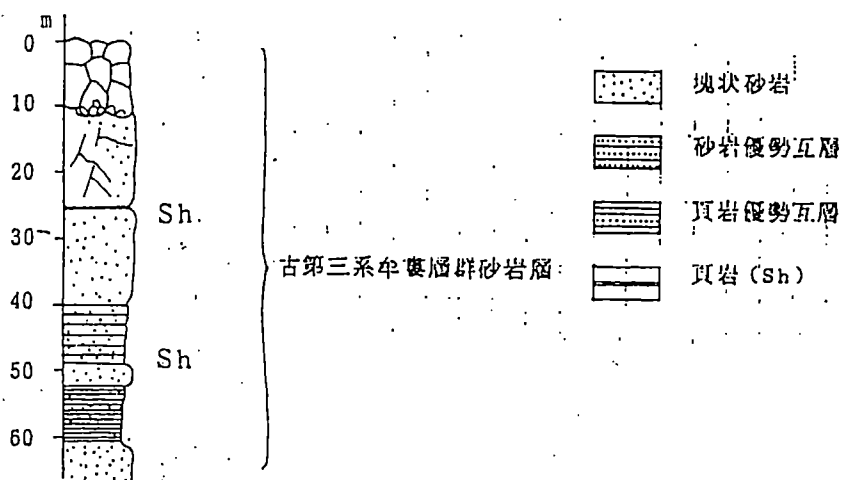


図5 模式柱状図

地質は、古第三系牟婁層群の砂岩層が分布する。この砂岩層は大部分が中粒～粗粒の塊状砂岩であるが、ところどころに頁岩の薄層（厚さ5～10cm）を挟んでいる。

砂岩優勢砂岩頁岩互層（以下、砂岩優勢互層）には比較的明瞭なラミネーションが見られる。頁岩優勢砂岩頁岩互層（以下、頁岩優勢互層）はしばしば擾乱されている。頁岩優勢互層より下位にある砂岩層は径5mm程度のマッドパッチを含む。

②露頭の観察から、地層の走向・傾斜はN S・25～35°Wであり、地すべり調査地斜面に対しては地層は流れ盤をなす。上述の砂岩層の下位には砂岩頁岩互層が賦存し、八幡神社下の沢（左岸、図6）に見られる。前出の露頭での走向・傾斜はN 28°E・62°Wを示し、後出の露頭での走向・傾斜はN 36°W・27°SWを示すため沢部に断層を推定した。

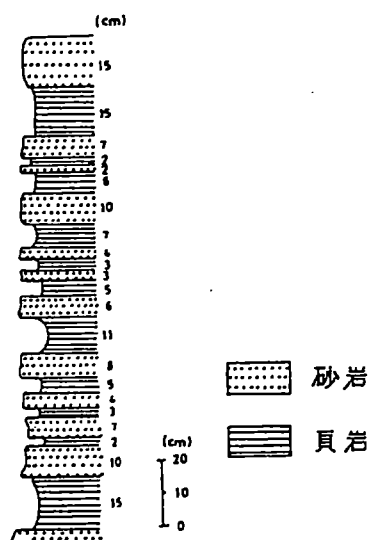


図6 地質柱状図（八幡神社に続く沢左岸の露頭）

③ボーリングコア観察から、風化は深度50m付近まで達し、亀裂面の汚染は塊状の砂岩層にみられ岩芯にまで及んでいる。また、砂岩層に介在する頁岩の状態は、層状・レンズ状・パッチ状のいずれかの形態を呈する。脆弱になりやすい（一部、粘土化）。

したがって、この頁岩が地すべりを引き起こす弱層を形成する可能性がある。

(2)水文

①地下水位は基岩中の風化帯（C_u～C_l級岩盤）中にある。

②透水係数は、地下水面上で $k=2.0\times 10^{-3}\text{cm/s}$ 、地下水面下で $k=4.0\times 10^{-4}\text{cm/s}$ であり、地下水面上が特に透水性地盤をなしている。

③昭和57年度の観測結果では、豪雨時に20m程度も地下水位が上昇し、すべり面の上部まで満たす状態となり、歪計観測結果で変動Aが現れている。日降水量が100mm以上の日が数日観測された。

④昭和59年度の観測結果、日降水量は最高63mmで調査期間中（8～11月）の累積降水量は昭和57年度のそれと比較して少なく約1/3の量である。地下水は、59-1孔と59-4孔では孔底付近にあり、59-2孔と59-3孔で地下水は下がり続け、ほぼ孔底付近になった。

⑤昭和60年度の観察結果、10/12～1/31の調査期間中1mm/日以上の日数は21日で、そのうち50mm/日を越える日数は3日間（10/30:54mm, 11/5:94mm, 11/25:56mm）である。いずれの観測日も降水量は100mm/日未満である。日降水量は最高94mm（表2）であるが、地下水位の変動との関連は希薄である。調査期間中（4箇月）の累積降水量は昭和59年度と比較して同じ程度である（表3）。

表 2 各月別降水量

1985年 月 降水量区分	10月 [mm] 10/12～	11月 [mm]	12月 [mm]	1月(86) [mm]	総 量 [mm]
降水量／月	79.0	206.0	66.0	47.0	398.0
最高降水量／月	54.0	94.0	28.0	29.0	—

表 3 月別降水量一覧（単位mm）

	8 月	9 月	10月	11月	12月	1月	総降水量 (4箇月)
昭和60年度	—	—	(79.0)	206.0	66.0	47.0	398.0
昭和59年度	(126.0)	97.5	37.0	64.0	—	—	324.5
昭和58年度	639.5	161.0	63.5	81.0	—	—	945.0

以上から、昭和57年度と同程度の降水量があれば、地下水は降水量と敏感に関連すると考えた。日降水量が50～60mm程度では地下水位は上昇せず、すべり面上には地下水がない状態である。このような状態では56-5孔（昭和57年度）、59-2孔（昭和59年度、昭和60年度）、60-4孔（昭和60年度）で測定できる歪計観測結果には変動が認められず、地すべりブロック全体の活動を表すものではないと考える。

(3)地すべり機構

①素因・誘因

上野地区調査地における地すべりが発生した原因を素因・誘因に分けて以下に述べる。

<素因>

- a. 構造運動の結果、基盤が劣化している。
- b. 地層が流れ盤をなす。
- c. 塊状砂岩、砂岩頁岩互層が分布し、粘土化しやすい頁岩の薄層を挟んでいる。
- d. この頁岩層（あるいはレンズ）が凸状斜面を傾斜に沿って切るように分布している。
- e. 砂岩層は節理が開口状となり、地表水の浸透を受けや易く、風化が深部に及び易い。
- f. したがって、塊状砂岩中の頁岩層あるいは砂岩頁岩層中の劣化した頁岩の連続をすべり面とするような機構が考えられる。

<誘因>

- a. 昭和60年度までの観測結果、現況においても部分的に滑動している可能性も考えられるが、地すべりブロック全体が滑動する誘因としては豪雨時の水位上昇が考えられた。
- b. 降水の当該ブロックへの浸透を促進する要素としては、当ブロック上部に旧地すべり地があり、ここからの供給が考えられる。旧地すべり地の頭部滑落崖跡の凹地は降水の“受け皿”となっているとも考えられる。

②地すべりの運動機構

昭和60年までの調査結果から次のことが言える。

- ・ 昭和59年度・60年度は、昭和57年度と比較して観測期間中（8～11月）の雨量が約1/3と少ない。昭和59年度結果では、地下水位は59-3孔を除き、ほぼ孔底付近にあり、非常に低いにもかかわらず59-2孔の推定すべり面付近で+1430 μ /月の変動量を有する変動Bが認められた。

しかし、56-2孔および56-5孔では0～-315 μ /月と変動量が小さく地すべ

り性の変動とは認められない。

- ・昭和57年度の観測における変動箇所は、+560～3570 μ /月の変動量を示すのに対して昭和59年度の変動量は59-2孔を除いて小さい。本年度の観測における変動箇所は認められない。また、調査期間中に地表面には地すべりの変状は見られなかった。
- ・地すべりブロックの地質縦断面図は、巻末資料に示すとおりである。
II'断面から、地すべりブロック全体が滑動した可能性が高いが、ここには歪変動は現れていない。したがって、昭和59年度、59-2孔に現れた変動は、地すべりブロック全体の滑動を表すものではないと考えられる。
- ・また、地質断面図に示すように、深度約40～50mにも頁岩の薄層が見られ、これより上位のC_M～C_L級の風化塊状砂岩は完全な安定地盤とは言いがたく、むしろ履歴的にクリープ性の変位を受けている可能性が高い。
- ・上野地区における地すべりブロックは、地層が流れ盤となる西側の斜面に発達する。昭和60年当時滑動していると考えられたAブロックは、それらの地すべりブロック群の一つである。地形的にも上野地区南部のやや尾根状の地形を呈する区域に当り、側面抵抗が少なく特に活動しやすい条件にあると見られるが、周囲の地すべりブロックも必ずしも安定していないと見るのが妥当である。
- ・地元住民の話によると地すべりブロック末端付近の町道から下の斜面は草木が根元から傾き、河床の畑地が隆起するなどの変状が見られたということである。また、現すべり面を形成すると考えられる砂岩・頁岩互層は河床付近までのびると想定されるので、地質的に河床に達する大きいすべり面を考える余地が残った。

ただし、昭和57年度および昭和59年度の観測結果から、56-2孔および56-5孔の推定すべり面深度付近に変動は見られなかった。昭和60年度の観測結果からも、59-2孔、60-4孔の推定深度付近に変動は見られなかった。

したがって、現在地すべり地に変状をもたらしているのは、河床に達する大きいすべり面ではないと考えられるが、今後引き続いて観測を行う必要がある(昭和60年現在)。

・以上から、すべり面を次のように推定した。

ボーリングコアで判定したすべり面をもとに、地表形態に現れた変状をもとに行ったブロック区分に応じて定める。

a. Iブロック a～cすべり面 60-1孔の調査結果から旧ブロックと考えられるもの。

b. Aブロック b～dすべり面 山腹の途中に出ると考えられるもの。

b～eすべり面 60-4孔の調査結果から末端部河床にいたると考えられるもの。

d～eすべり面 今回の踏査で新たに認められた山腹下半部のブロックを示すもの。

c. Bブロック 巻末図に示す旧ブロック崩土が想定される。60-2孔、60-3孔の調査結果から判明。

3. 調査一覧および対策工

3.1 調査数量（調査ボーリングのみ）

地すべりブロックの確認、施工計画のための主な調査ボーリングは表4に示すとおりである。

表4 調査孔一覧表

孔 番	深度 (m)	現場透 水試験	歪計 設置	孔内傾 斜計	水位計 設置	地下水 検層	一面剪 断試験
5 1 - 1	20						
5 1 - 2	33						
5 1 - 3	20.1						
5 6 - 1	40		○			○	
5 6 - 2	50		○			○	
5 6 - 3	50		○			○	
5 6 - 4	30		○			○	
5 6 - 5	40		○			○	
5 7 - 1	40		○				
5 7 - 2	50		○				
5 7 - 3	50		○				
5 7 - 4	30		○				
5 7 - 5	40		○				
5 9 - 1	36			○	○		
5 9 - 2	50	○	○	○	○		
5 9 - 3	50	○			○		
5 9 - 4	30	○			○		
6 0 - 1	36						○
6 0 - 2	36.8						○
6 0 - 3	32						○
6 0 - 4	36		○		○		○
6 0 - 5	20						

3.2 対策工と数量

対策工案として、排土工、押え盛土工、地下水排除工、地表水排除工、および抑止杭工が考えられ、各工法の妥当な組み合わせ次の2案のうちA案を採用した。

A. 押え盛土①(830.000m³)を行い、b～d、b～eすべりでFS≥1.20とする。

ただし、この場合、a～cすべりやb、d間に出るすべりに対して抑止効果がない。

B. 押え盛土②(550.000m³)を行い、b～d、b～eすべりでFS≥1.10とする。

かつ、抑止杭工を加えFS≥1.20とする。

なお、盛土勾配は現況斜面勾配をこえないように山腹斜面に対しては3割とし、沢部の盛土は地すべりブロック末端部では3%の勾配とし、これより下流は3割勾配とし、法尻部は土留堰堤(H=5.2m)を設けるものとする。

主要すべりブロックの抑制工に計画された対策工はA案を選択し表5に示すとおりであり、平成7年度までの施工数量と残工事数量を示している。

表5 工種および数量

工 種	規 格	全体数量	平成7年度までの 施工数量	残工事 数量
集水 ボーリング工	φ66mm (5箇所×5本×100m)	2,500m	2,500m	0m
承水路工	コルゲートフリューム400*400mm	600m	600m	0m
	承水路兼用道路 コンクリート舗装W=200m	350m	0m	350m
排水路工	コルゲートフリューム900*800mm	510m	460m	50m
	コルゲートフリューム900*800mm	570m	270m	300m
	コンクリート三面張水路 (B=3.00m*H=1.90m)	560m	560m	0m
排土・押え 盛土工	排土工	36.000m ³	0m ³	36.000m ³
	押え盛土工 (公共事業の工事費士による)	830.000m ³	830.000m ³	0m ³

上表に示すとおり、事業進捗率は約80%であり、残事業の内訳は、地すべり面頭部の排土工およびそれに伴う承水路工、押え盛土工は跡地を畑として利用するための法面整備および承水路兼用道路、排水路工の一部となっている。

4. 地すべりの現況

本地区の地すべり対策の主要工事である押え盛土は公共残土によるもので、施工には10年近い時間を費やしたが、平成4年時点で約70%の盛土を完了した時点で地区内道路に発生していた地割れ現象が小康状態を保つようになり、対策工としての効果を発揮し始めた。

平成7年の段階において必要とされる盛土量を確保した状態となり、最近では道路の地割れが完全に止まったという地元住民の声が聞かれるようになった。また、事業開始初期から施工されてきた集水ボーリング工は、現時点においてもかなりの湧出量があり、承水路、排水路を整備したことで速やかな表面水の排除ができるようになったことと共に、地すべりの最大の原因と考えられる地下水位、間隙水圧の上昇の上昇防止に十分な効力を発揮していると考えられる。

地すべり対策事業 上野地区 一般平面図

地 質 平 面 図

凡例

- | | | |
|------|-----|---------|
| 第四紀 | DtA | 地すべり崩土 |
| | Tl | 崖錐 |
| | Rd | 沖積層 |
| | DtB | 旧地すべり崩土 |
| 古第三紀 | Mss | 砂岩層 |
| | al | 砂岩頁岩互層部 |
| | sh | 頁岩層部 |
| | Mal | 砂岩頁岩互層 |
- 牟婁層群



田 辺 市
上 野
上 野

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 地すべり崩土(崩壊地) 崖錐 沖積層 旧地すべり崩土 砂岩層 砂岩頁岩互層 | <ul style="list-style-type: none"> 地すべり崩土(崩壊地) 崖錐 沖積層 旧地すべり崩土 砂岩層 砂岩頁岩互層 |
|--|--|
- 牟婁層群
-
- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 地すべり崩土(崩壊地) 崖錐 沖積層 旧地すべり崩土 砂岩層 砂岩頁岩互層 | <ul style="list-style-type: none"> 地すべり崩土(崩壊地) 崖錐 沖積層 旧地すべり崩土 砂岩層 砂岩頁岩互層 |
|--|--|
- 牟婁層群
-
- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 地すべり崩土(崩壊地) 崖錐 沖積層 旧地すべり崩土 砂岩層 砂岩頁岩互層 | <ul style="list-style-type: none"> 地すべり崩土(崩壊地) 崖錐 沖積層 旧地すべり崩土 砂岩層 砂岩頁岩互層 |
|--|--|
- 牟婁層群

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	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-----

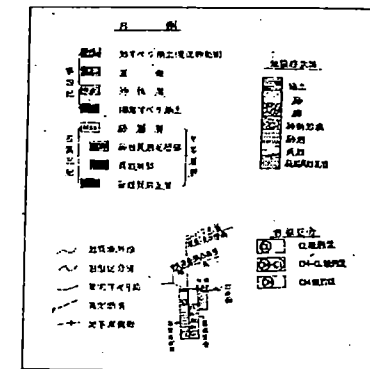
0 200m

地質断面図

凡例

第四紀
 DtA 地すべり崩土
 Tl 崖錐
 Rd 沖積層
 DtB 旧地すべり崩土

古第三紀
 Mss 砂岩層
 al 砂岩頁岩互層部
 sh 頁岩層部
 Mal 砂岩頁岩互層 } 牟婁層群



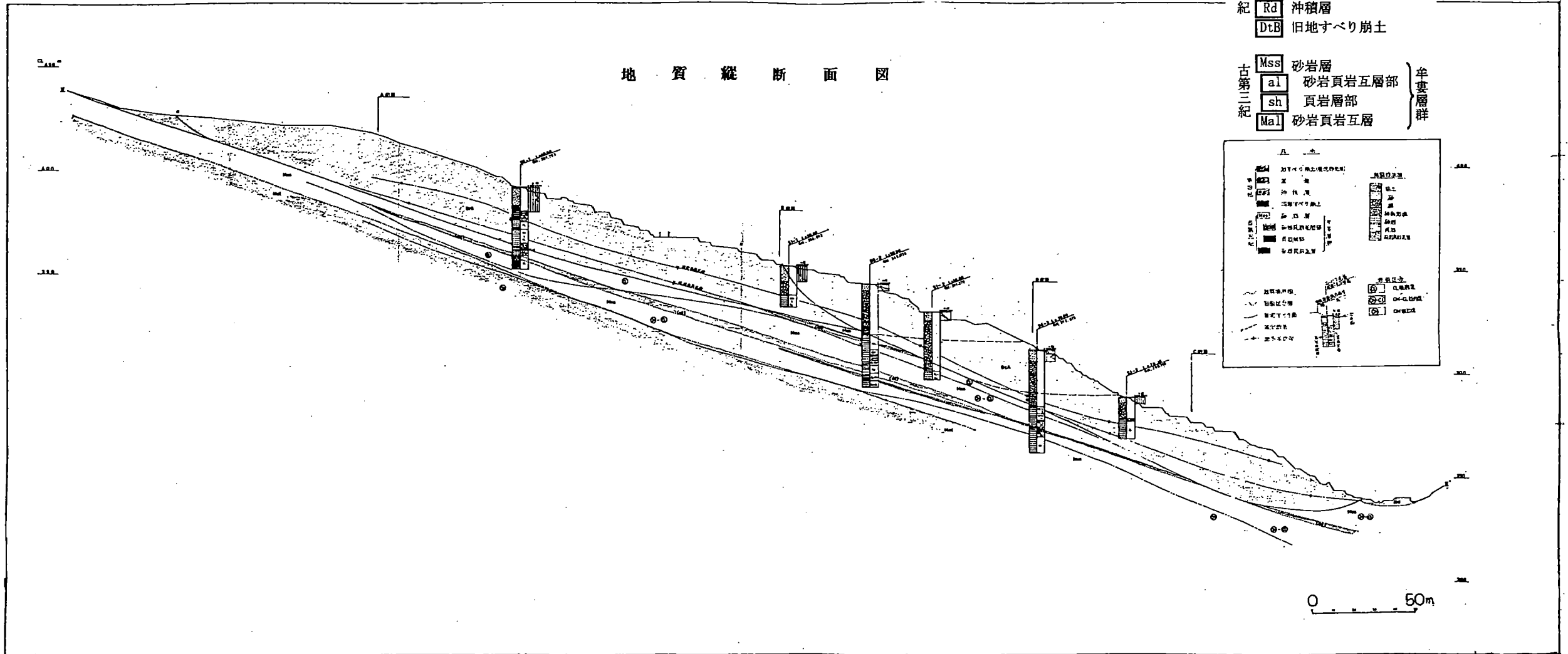
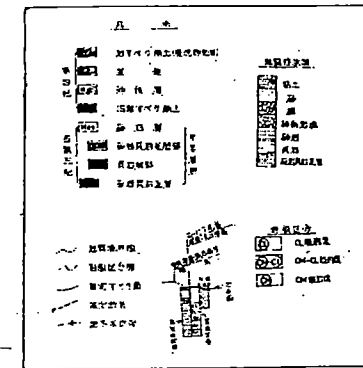
0 50m

地質縦断面図

凡例

第四紀
 DtA 地すべり崩土
 Tl 崖錐
 Rd 沖積層
 DtB 旧地すべり崩土

古第三紀
 Mss 砂岩層
 al 砂岩頁岩互層部
 sh 頁岩層部
 Mal 砂岩頁岩互層
 半復層群



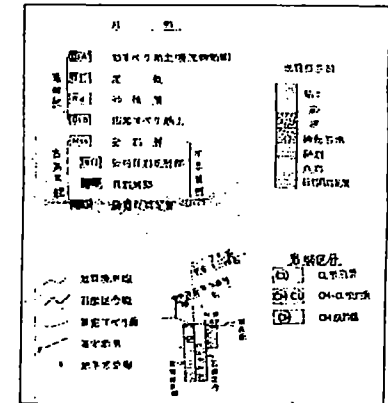
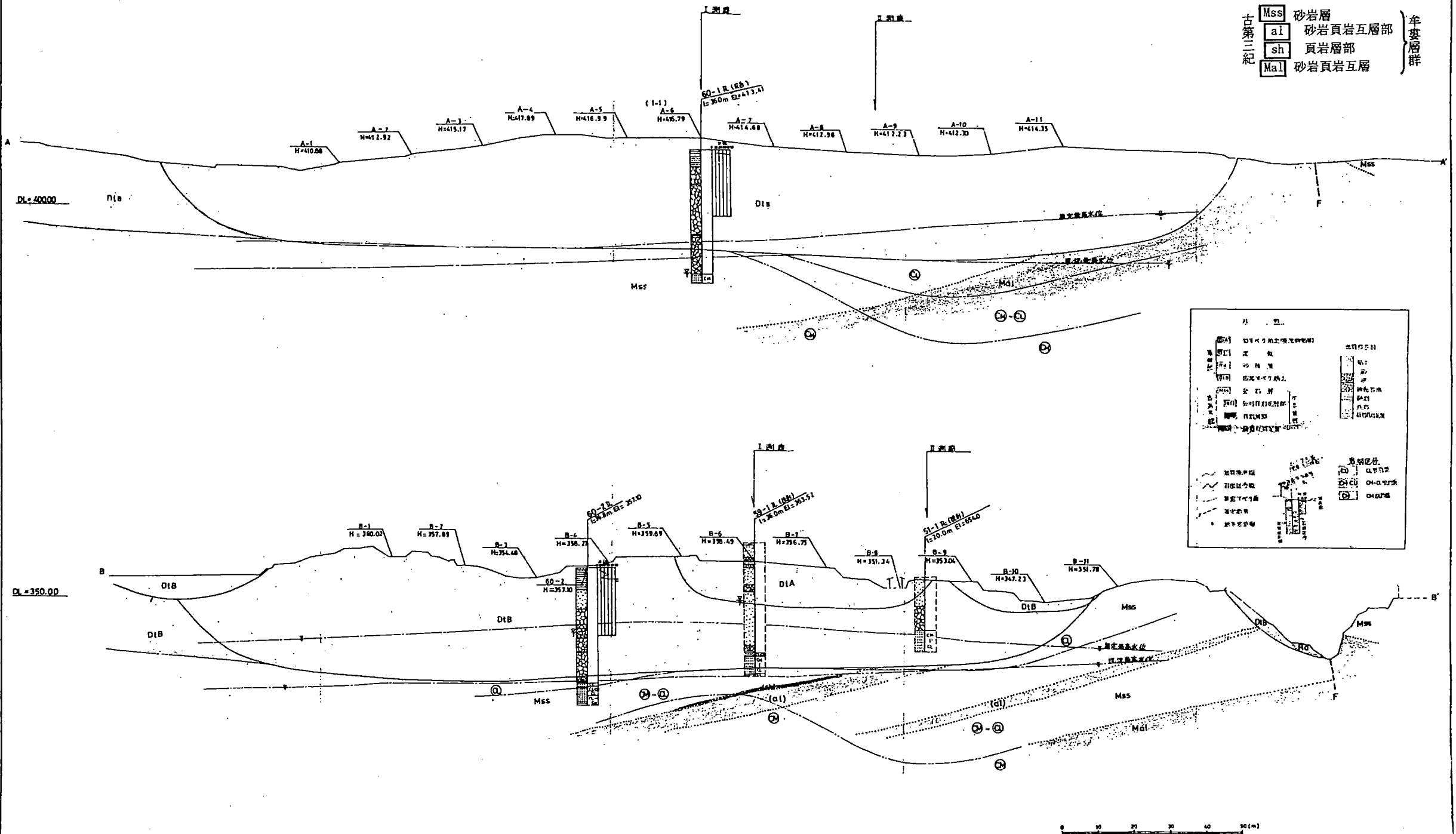
地質断面図

(A断面およびB断面)

凡例

- 第四紀
- DtA 地すべり崩土
 - Tl 崖錐
 - Rd 沖積層
 - DtB 旧地すべり崩土

- 古第三紀
- Mss 砂岩層
 - al 砂岩頁岩互層部
 - sh 頁岩層部
 - Mal 砂岩頁岩互層
- 牟婁層群



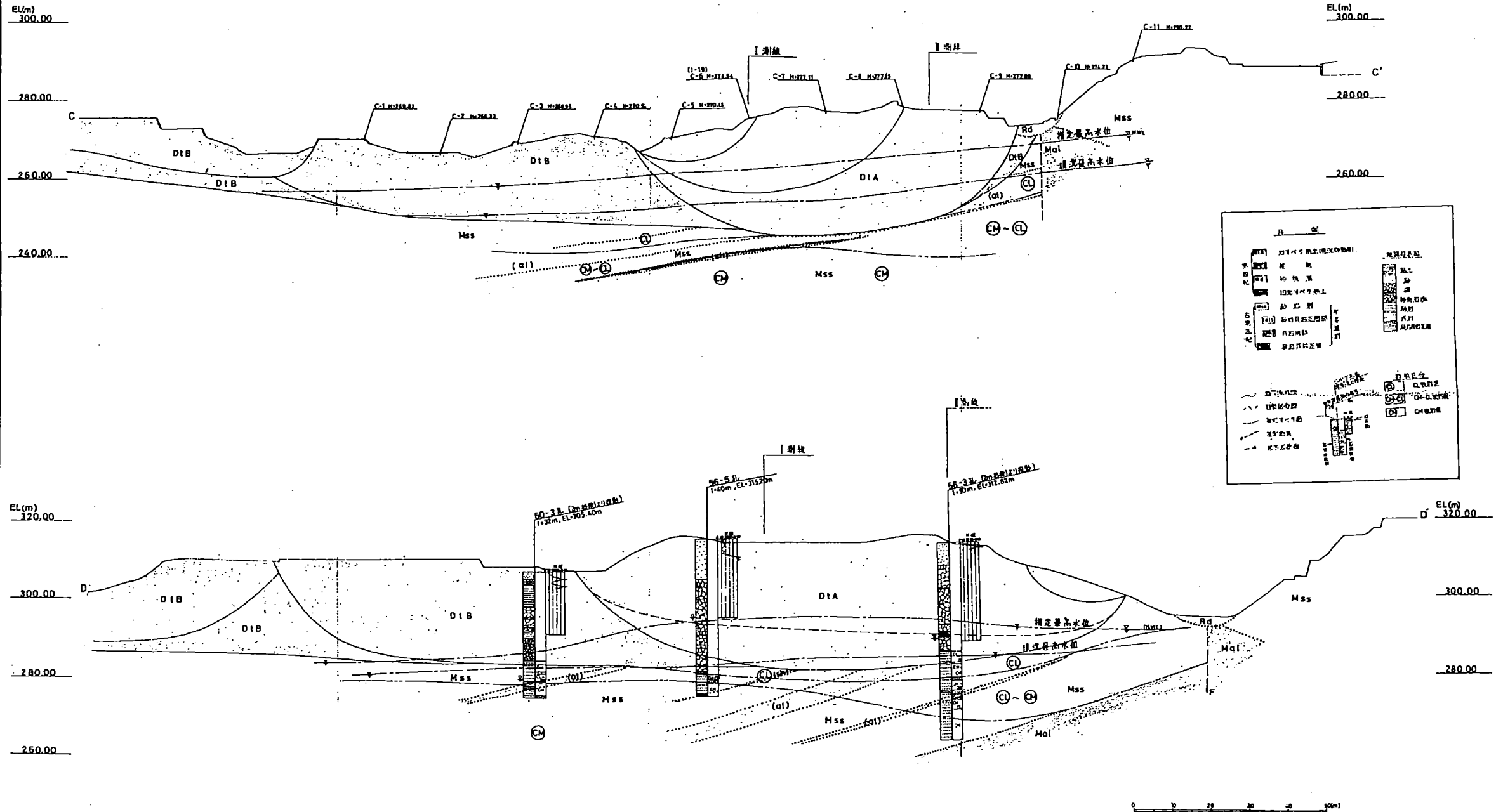
地質断面図 (C断面およびD断面)

凡例

第四紀
 DtA 地すべり崩土
 Tl 崖錐
 Rd 沖積層
 DtB 旧地すべり崩土

古第三紀
 Mss 砂岩層
 al 砂岩頁岩互層部
 sh 頁岩層部
 Mal 砂岩頁岩互層

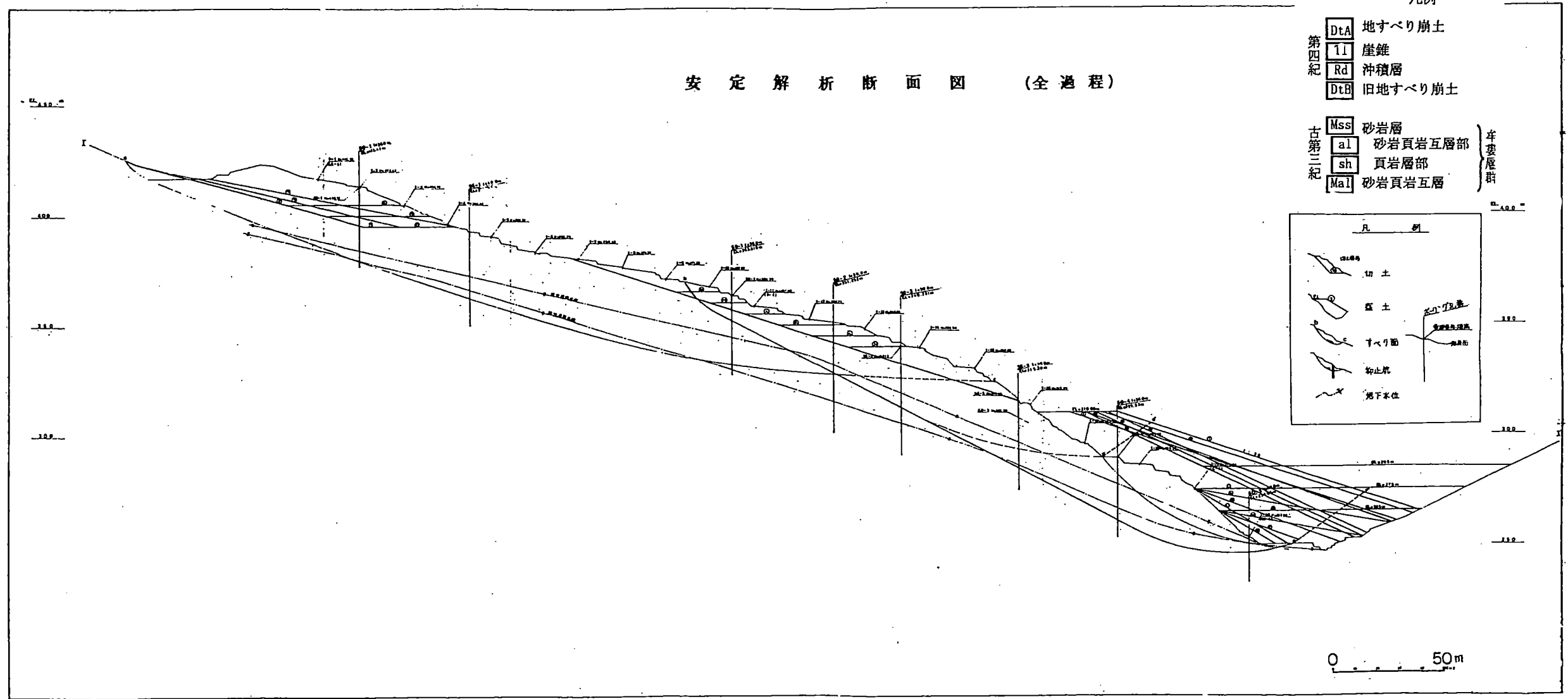
牟婁層群



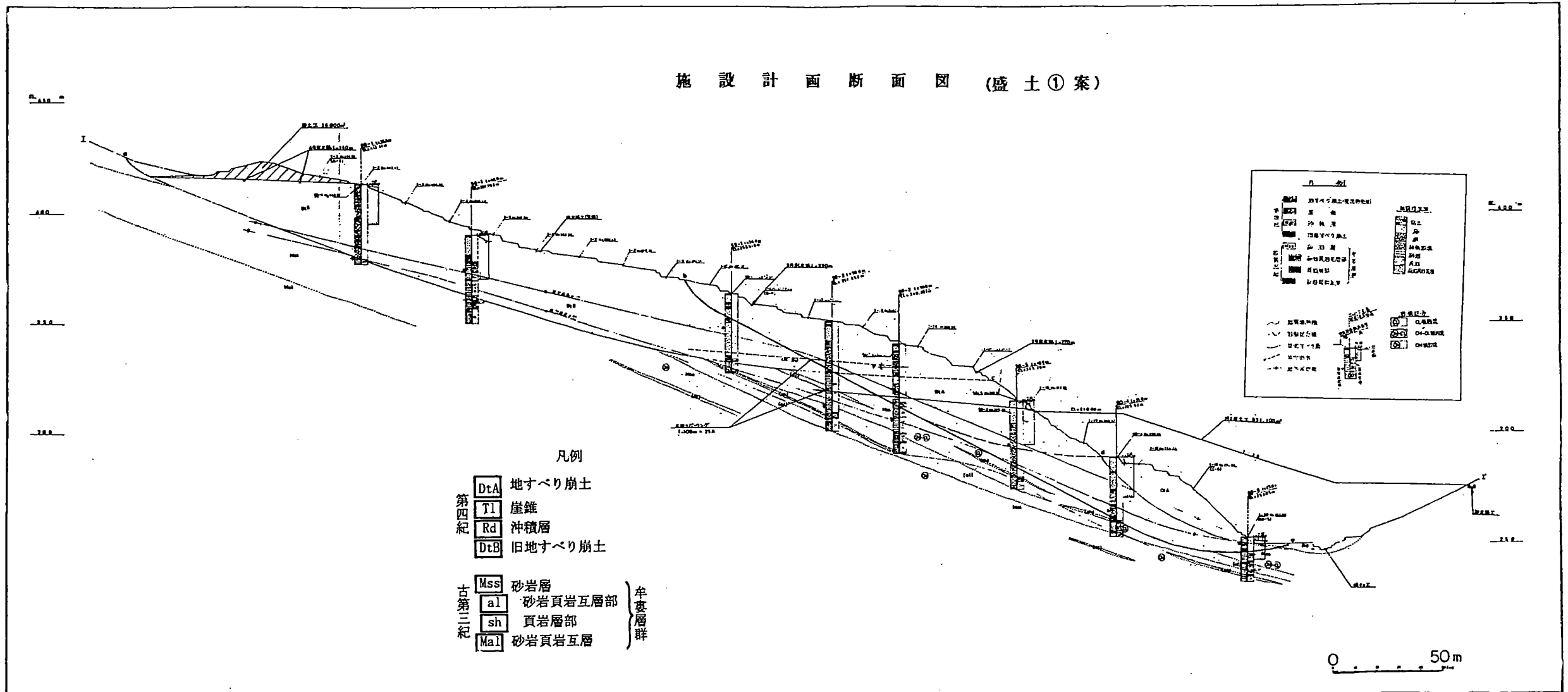
安定解析断面図 (全過程)

- 凡例
- | | | | | |
|------|-----|---------|------|------|
| 第四紀 | DtA | 地すべり崩土 | 牟婁尾群 | |
| | tl | 崖錐 | | |
| | Rd | 沖積層 | | |
| | DtB | 旧地すべり崩土 | | |
| 古第三紀 | Mss | 砂岩層 | | 牟婁尾群 |
| | al | 砂岩頁岩互層部 | | |
| | sh | 頁岩層部 | | |
| | Mal | 砂岩頁岩互層 | | |

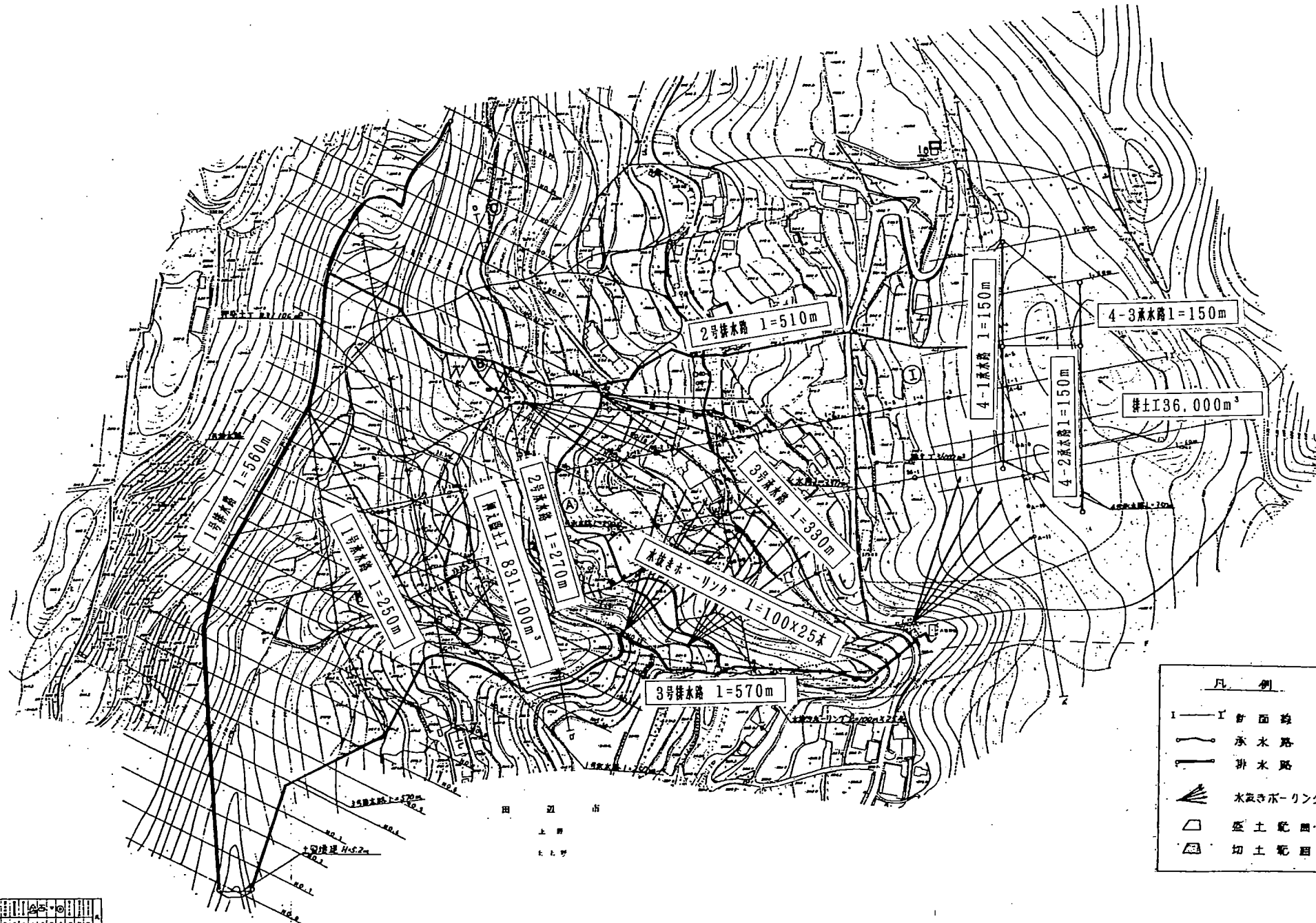
- 凡例
- | | |
|--|------|
| | 切土 |
| | 盛土 |
| | すべり面 |
| | 抑止筋 |
| | 地下水位 |



施設計画断面図 (盛土①案)



施 設 計 画 平 面 図 (盛 土 1 案)

土留堰堤 $H = 5.2\text{m}$

田 辺 南
上 野
大 井 町

A horizontal scale bar with three major markings labeled '0', '100', and '200m' from left to right. The bar is divided into segments by vertical tick marks.