

亀岡・篠山地域の水理地質と 応用地質学的諸問題

—— 昭和57年度 見学会案内書 ——

1982年11月

日本応用地質学会関西支部

目 次

は じ め に	日本応用地質学会関西支部 支 部 長 笠 間 太 郎 …… 2
京都市の地盤について	株式会社近畿地質センター 藤 原 重 彦 …… 3
丹波帯の地質	京都大学理学部 志 岐 常 正 …… 6
桂川水系・亀岡盆地の水害	立命館高等学校 堀 井 篤 …… 14
京都府亀岡盆地の水理地質について	株式会社近畿地質センター 清 水 欣 一 …… 19 九州農政局 黒 田 睦 生
地下水盆の安全揚水量を試算する簡便な方法	株式会社近畿地質センター 清 水 欣 一 …… 25
丹波層群に関する最近の知見 —兵庫県篠山盆地地方の丹波層群を例として—	大阪市立大学理学部 石 賀 裕 明 …… 33
北摂山地の有馬層群と花崗岩類	大阪市立大学理学部 吉 田 久 昭 …… 40
藤岡ダムの地質概要と基礎処理について	兵庫県篠山農業水利建設事務所 遠藤郁二, 九合 精, 立花速雄 …… 47

見 学 コ ー ス 案 内

集 合 日 時 昭和 5 7 年 1 1 月 6 日 (土) 9 時 2 0 分

集 合 場 所 京都駅八条中央口観光バス駐車場

コ ー ス 京都駅 (八条口) → 亀 岡 → 園 部 → 篠 山 →
三 田 → 新大阪駅 (解 散)

は　じ　め　に

今年の秋の現地見学討論会は、京都―亀岡―篠山―三田と丹波帯内の盆地を廻ることになりました。

これらの盆地には、昔から人が住み、今また開発の諸問題があります。人間が生活するために、水なくしては生命が維持できません。

一つ一つの盆地の成立条件が違うため、水を得る手段・方法も違います。今年の見学会のテーマの一つに水理地質を問題にしました。

もう一つのテーマは最近急速に発達した丹波帯の新知見を実際に確かめることです。秩父地帯斜に堆積した“古生層”が日本列島のバックボーンを形成しているといわれ、チャートを見つければ“古生層”と教えられてきました。1975年に丹波帯のチャートから三疊紀を示すユノドント化石の発見以来、急速に丹波帯の層序・構造の再検討が進められ“古生層”のかなりの部分が、中生代三疊紀のものとされ、さらにジュラ紀の化石も発見されています。

急傾斜する丹波層群をおおって篠山盆地には、緩傾斜の篠山層群（ジュラ～下部白亜紀）があり、北摂山地には有馬層群（中～上部白亜紀）の酸性火砕岩類が分布します。

今回の見学地域に、日本の地質構造発達史を大きく変える鍵がひそんでいるような気がします。

最後に、この見学会の準備と実施には、京都在住の志岐常正・清水欣一・吉岡龍馬氏ら支部幹事が中心となり、諸大学・官公庁・民間会社の協力をいただいた皆様に厚く感謝する。

1982年11月

日本応用地質学会関西支部
支部長 笠間 太郎

京都市の地盤について

株式会社キンキ地質センター 藤 原 重 彦

On the Subsurface Ground in Kyoto City

Shigehiko FUJIWARA

1. ま え が き

京都盆地は、南北約 20 km、東西約 10 km の細長い盆地で、東山～桃山丘陵をはさんで東側には山科盆地を伴っている。

京都盆地における最初の「表層地質図」は意外に古く、昭和7年(1932年)に塚本¹⁾により発表されている。その図は、表層地質を定性的に砂礫・砂・粘土地域にわけたものであるが、高野川系と賀茂川系の砂礫とが区分して図示され、いわゆる「賀茂川つけ替説」の根拠となったもので現在でも広く引用されている²⁾。

表層地質図は、その後も範囲をひろげて2, 3発表^{3,4)}されているが、いずれも塚本の図を踏襲しており、表層地質を定性的に区分しているという点でも基本的にかわるものではない。

従ってこれまでに京都盆地の地盤状況を定量的に表現した図は、作成されておらず、また地盤の土質工学的性質をまとめた研究も皆無という状態であった。

京都市では地震対策の基礎資料とするため、京都市域の地盤について、昭和44年から昭和55年まで計6回にわたって、財団法人防災研究協会に依頼して調査、研究を行い、その成果はそのつど翌年度の京都市防災会議において発表されてきた^{5,6)}。

筆者は、これらの調査、研究で収集されたボーリング柱状図を用いて「京都盆地表層地質図」を作成し、昭和54年の本会関西支部総会で発表した。

本報文では、その後のデータにより改訂した「表層地質図」により、京都盆地全域の沖積地における表層の地盤状況を明らかにし、また新たに作成した「支持層等深線図」により、支持地盤の分布状態を示した。さらに土質試験結果をまとめて地盤の土質工学的性質の概要を示した。

なお、紙面の都合で、地形、地質解説については省略したが、それらについては石田⁷⁾により地質図とともにわかりやすくまとめられているので参照されたい。

本報文を作成するにあたり、京都市(総務局総務課)から御協力をいただきました。ここに記して厚く御礼申し上げます。

2. 京都盆地表層地質図

図-1は、京都盆地内の既存調査のボーリング柱状図を用いて作成された盆地内の沖積低地

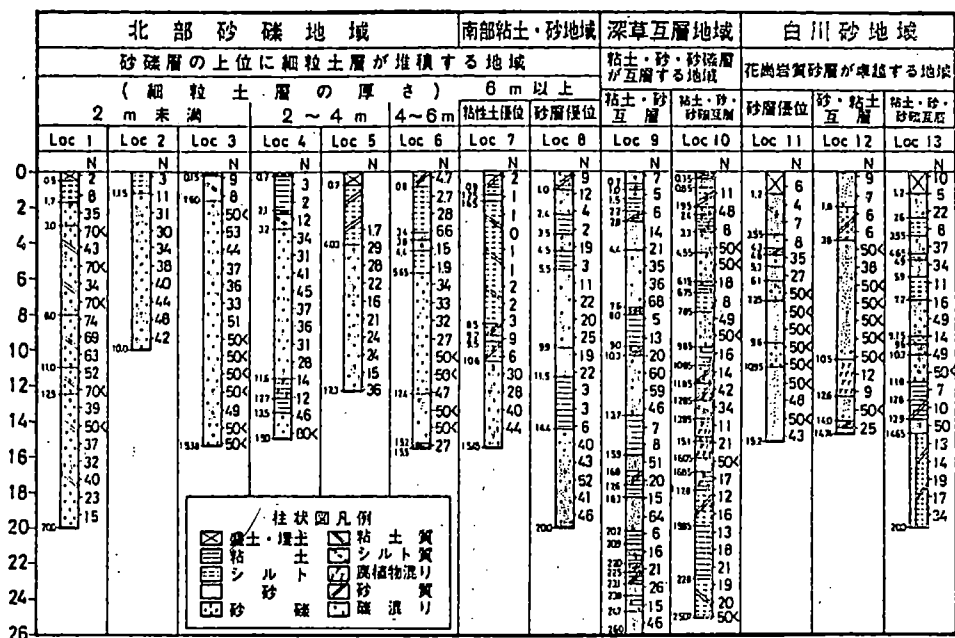


図-2 京都盆地の表層地質の模式柱状図 Loc 番号は図-1中のものと対応する。

における表層地質図で、作成に際して使用したボーリング柱状図は約5000本である。

京都盆地の沖積地における表層地質は、大部分の地域で砂礫層の上に細粒土（砂、粘性土）層が被覆するという層相を取っている（図-2参照）。この細粒土層の厚さは、盆地中・北部においては、2 m 以下の所が多く、その下位には河床性の砂礫層が分布している。一方南部の旧巨椋池周辺地域では10 m 前後の厚さを有している。

図中では、この細粒土層の厚さ（盛土、埋土は除く）を、等厚線で表示するとともに、その厚さが、6 m を越える地域においては、砂質土あるいは粘性土（粘土、シルト、腐植土）層のいずれが卓越するかを区分して表示した。

本報文では、盆地中北部で、表層の細粒土層が6 m 以下の地域を「北部砂礫地域」、盆地南部の6 m 以上に達する地域を「南部粘土・砂地域」と呼ぶ。盆地内の低地はこの二地域で大部分が占められるが、盆地中央東端の深草地域では、顕著な砂礫層が発達せず、砂・粘性土及び砂礫層が頻りに互層し、また盆地北東端の山麓部では花崗岩質砂（白川砂）層が卓越し、上記の二地域とは層相を異にしている。従って、これらを前二地域とは別に「深草互層地域」及び「白川砂地域」として区分しその分布範囲を図示した。

2.1 北部砂礫地域

鴨川・桂川などによる砂礫層が卓越する地域で、表層の細粒土層の厚さは、現流路付近においては薄く1 m 以下であるが、流路からそれる所ではやや厚く1~2 m となる。特に鴨川・桂川の堆積の及ぶにくい山ノ内、西院地区においては2 m 以上の所が多く4 m を越える所もみられる。

地域南部においては、細粒土層のやや厚い（2 m 以上）所が薄い地域の中に島状に点在し、さらに南方においてはそれらが不規則に入り乱れるようになる。

なお、向日丘陵の東麓で、細粒土層が厚くなっているのは、西方にある丘陵地からの小扇状地性の押し出しのためである。

1982年度

丹波帯の地質

京都大学理学部 志 岐 常 正

応用地質学会関西支部1982年度巡検地域は、丹波山地の西南に続き、京都盆地の西方に位置する亀岡盆地、篠山盆地を含む摂丹山地の一帯である。準平原の遺物であれ起伏面地形が断層により分析されて地塊化し、盆地や隆起地塊に分化している。

地質学的には、いわゆる丹波地帯の西南寄りにあたり、同地帯を特徴づける丹波層群が広く発達するほか、白亜系篠山層群、酸性火山砕屑岩類等、花崗岩、および、ホルンフェルスなどが分布している。これらの他、一部に大阪層群に相当する砂礫層、崖錐や盆地を埋積した完新統などが見られる。

以下には、主に巡検域の東部（亀岡盆地とその周辺）の諸岩層を中心に、地質の概略を述べる。より西部にのみ分布する岩層については、他の方々により解説がなされていると聞いているからである。

なお、亀岡盆地とその周辺の地形・地質は、京都府「土地分類基本調査、京都西北部」の一部として、水山・坂口・園田（地形）、石田・井本・武蔵野（表層地質）らにより調査され、まとめられている（京都府：1980）。本稿ではこれを非常に参照させていただいた。井本伸広氏には個人的にもいろいろ御教示をいただいている。また、清水大吉郎氏その他の方々にも、資料の提供その他の御援助をいただいた。厚く御礼申上げたい。

I. 古期岩層

丹波層群（坂口：1958）

近年の丹波地帯研究グループの研究によれば、丹波層群は、1）泥岩を主とし、チャートや砂岩のレンズを含む地層、2）砂岩および砂岩・泥岩互層、3）チャート層、4）"輝緑凝灰岩層"（"緑色岩"）、などからなる（丹波地帯研究グループによる）。亀岡盆地東方の山地では、石灰岩の小岩体（多くは変成・結晶化している）や、いわゆるアジノール（後述）などが散在する。

ここで、砂岩・泥岩互層としたものは、ほとんどタービダイトである。

"輝緑凝灰岩"には枕状溶岩、塊岩溶岩、ハイアロクラスタイト、ピロプレッチャなどが含まれる。玄武岩質で、溶岩においては斜長石およびカルシウムに富む単斜輝石を残晶として含むが、斜長石は曹長石化していることが多い。

チャート層の多くは、本地域内では典型的な層状チャートである。その珪質部（チャート質ラミナ）

図 1. 近畿地方土木地質図
昭和56年3月

近畿地方土木地質図
編集委員会

1:200,000より



沖積層	a	粘土・砂・礫
段丘堆積物	i	粘土・砂・礫
旧河床堆積物	f	粘土・砂・礫
大正期及び昭和前期 (昭和56年以前)	Os	粘土・砂・礫
新山層	Ssl	礫・砂・礫・頁岩
有馬層及び新山層 (昭和56年以前)	Ar	礫・砂・礫・頁岩
	At	礫・砂・礫・頁岩
		安山岩
丹波層群 (昭和56年以前)	Tal	砂・砂・礫・頁岩
	Tm	砂
		砂・砂・礫・頁岩
	Tbr	礫・砂・礫・頁岩
	Tls	石炭

は主として放散虫遺骸およびその碎片で構成されることが多いが、多数の海綿骨片を含むものもある。
"輝緑凝灰岩層"との境界付近には"赤白珪石"鉱床を伴うことがあり、地域西北の日吉町地内では
炉材珪石として採掘されている。

丹波層群は、"輝緑凝灰岩層"中に散在する石灰岩小岩体中の紡錘虫やサンゴ化石により、主とし
て二疊系、一部上部石灰系であると長く信じられてきた。1960年代から、本地域に隣接する高槻
北方の"京都西山"や、京都北方周山付近などから三疊系上部の二枚貝が見出されはじめたが、なお、
断層によりはさまれた、ごく小さな地塊に産するものと見なされた。

しかし、近年、コノドントや放散虫とその層位学が目覚しく発展し、丹波層群の時代論だけでなく、
丹波地帯全体の層序、構造、地史の全体が大きく変容しつつある。

詳しくは本案内書中の、石賀氏による篠山盆地付近を中心とする記述を見ていただきたいが、上記
層状やレンズ状のチャートには二疊紀前期～中期のものと三疊紀中～後期のものがあり、主として
珪質頁岩からジュラ紀前～後期を示す放散虫群集が続々と見出されつつある（たとえば、田辺・丹波
地帯研究グループ：1982）。本地域内の丹波層群も、そのかなり広範な部分が三疊系からジュラ
系に及ぶことは確実である。

なお、上記砂岩や、巡検地をややはずれるか観音峠に見られる礫岩には、構成碎屑物として、石英、
長石やチャート、砂岩などの他に、安山岩質～流紋岩質火砕岩や花崗岩、片麻岩、ホルンフェルスな
どの注目すべき岩片を含んでいる（武蔵野・中村：1976、など）。言うまでもなく、これらの岩
片の存在は、1時代前の変成・深成作用や、陸上への中・酸性マグマの噴出などを物語る。

丹波層群に関しては、オリストリス、オリストストロームの認定、向斜部構成岩類と背斜部構成岩
類との層位的・構造的関係の提起など、将来応用地質学的な面へも影響を及ぼすかも知れない研究が
非常に勢いで進展しつつある（井本伸広・丹波地帯研究グループ：1982）。その一端は、石賀裕
明氏によって本案内書中に、また巡検当日に野外において説明されるであろう。

篠山層群（坂口：1961）

はじめ、小野山（1931）により篠山統と呼ばれた地層である。今回の巡検域の西部、篠山盆地
周辺にのみ分布する。露出が悪く、今回現地を観察することは、時間的に困難と思われるが、簡単に
ふれる。

本層群は基底礫岩にはじまる黒色頁岩、シルト岩等の碎屑岩層、赤色岩層、安山岩質の溶岩流と火
山碎屑岩の層、凝灰質砂岩・頁岩層などからなり、全層厚1,000mに達するとされる（坂口：19
61）。

貝殻、二枚貝、巻貝、植物化石などを産し、岩相・化石から、九州北部～中国地方にみられる"硯
石統"（すなわち関門層群）に対比され、白亜系下部とみなされる。

ジュラ紀に及ぶ丹波層群を不整合に被いつつ、大局的にそれと共通の東亜方向の軸をもつ向斜構造をしていることや、次に触れる酸性火砕岩層との関係などの点で、丹波地帯や西南日本内帯の構造発達研究上重要である。

酸性火山岩・火砕岩類（有馬層群）

巡検ルートをややはずれた瑠璃溪においてよく観察されるが、今回は割愛せざるを得ないと思われる。石賀・吉田両氏によつてくわしく解説が書かれると聞くので、これを参照いただけたらと思う。

篠山盆地西方に広く分布するものは、篠山層群を不整合に被覆するとされる。

花崗岩

亀岡市西部、亀岡盆地内小丘稜、上記瑠璃溪付近などに分布する。白亜紀に貫入した岩体で、中粒黒雲母花崗岩を主とするが、一部に白雲母を伴うことがあり、またカリ長石の粗晶が斑状をなして含まれる場合がある。風化の顕著なところでは地表下10m以上にわたってマサ化しており、亀岡市千代川町北ノ庄付近で採掘されている（京都府：1981）。

なお、亀岡市西方の行者山岩体には灰重石や錫石を含む石英脈が伴われており、採掘されている。

ホルンフェルス

花崗岩体周辺の中・古生代堆積岩類は顕著なホルンフェルス化をうけている。とくに行者山岩体西縁には堇青石、紅柱石、珪線石などを含む泥質岩源ホルンフェルスが発達しており、堇青石が雲母化した"桜石"の産出は有名である。

II. 亀岡盆地とその周辺の新期の地形・地質

はじめに述べたとおり、巡検地域には、上記の古期岩層以外に、鮮新・更新世以後の新らしい堆積物があり、また現在まで続く新らしい運動によって形成された構造がある。以下に亀岡周辺にしぼって、これらについて略述する。記述の大半は前記「土地分類基本調査、京都西北部」からの要約であるので、詳細に関してはこれを御覧いただきたい。

地形・地質一般

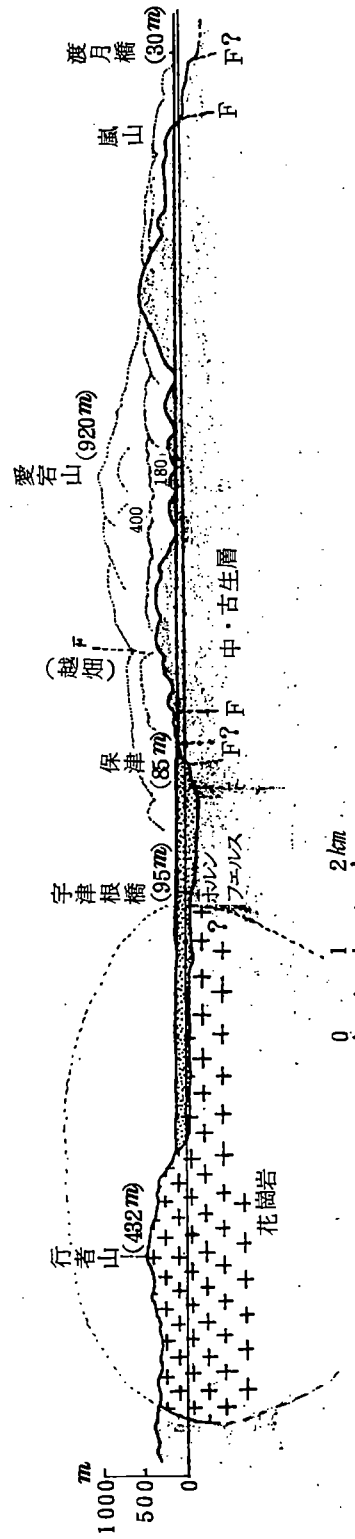
亀岡盆地は北西・南東方向の構造線（亀岡断層）に沿う西高東低の傾動運動により生じた断層角盆地であり、東北側をこの断層による急崖によって境されている。

崖や山地の麓では岩屑が崖錐や谷を埋めて緩斜面をつくり、崖を刻んだ比較的大きな谷の口には扇状地が発達している。

一方、盆地内には低位段丘面や沖積面がひろがる。盆地の南甲部では段丘面は大堰川（保津川）による側方侵食をうけていて、段丘崖がみられる。亀岡東南方篠町国道西側の竹藪の崖にみられる大礫

図2. 亀岡盆地・保津峡地質断面図

(行者山から渡月橋に至る)



(1980. 4. 24 清水大吉郎)

層は高位段丘であるという。盆地東南隅一帯の丘陵をなし、盆地へむかってゆるく傾斜する礫・砂・泥層が篠層とよばれ、礫層が段丘・扇状地礫にくらべてマトリックスが多く、また礫の淘汰もよいこととて区別される。

沖積平地はあまり広くない。主に大堰川の大礫によってつくられている。航空写真によると旧河道が多数識別され（井上：1969）、河道のはげしい変遷が知られる。河道変遷は支流の犬飼川、曾我谷川、年谷川などでも見られるが、現在は堤防で固定されている。

土地利用と水害

上記扇状地上や段丘の上端沿いには古くから集落が発達していた。また最近の都市開発も主にはこの上で行われてきた。それらの地域の多くは現在の大堰川の水害からは安全なところであるが、一部は古くからの水害常習地域へ拡がっている場合もみられる。

もともと亀岡盆地は保津峡の排水難による逆流氾濫などによって湛水被害の多いところであった。この被害を少しでも少なくするために、村々の多くに少しでも小高いところを選んでつくられてきた。たとえば沖積地内に位置する三辻、三軒家、八軒家、田中、上勝林島などの立地と従来の水害の浸水状況との関係（本案内書、堀井篤氏による解説、図2）には、この悲しいまでの努力がうかがえる。逆に言えば、田畑の冠水はある程度あきらめて人命と住居を守ってきたのであり、河川の築堤にも、乗越堤、カスミ堤を多用し、さらに竹林や桑などの育成によって、堤防の保守、田畑の洗堀や砂礫の汜らんからの防備を行ってきた（同じく図3参照）。このような工法の名残りに、亀岡盆地には今なお、日本でも珍らしいぐらゐに保存されている。

それでも、一部の村民に湛水被害がしわよせされるという事態が長く続いてきた。そこで、保津峡の入口の谷幅が、府知事の裁断で川ざらえと称して括巾されたことがある。

亀岡の水害の軽減を一つの目的として、現在日吉ダムの建設が進められようとしている。一方、従来からある世木（天若）ダムについてダム直下の河床侵蝕による亀岡盆地への砂礫供給の増大、あるいは逆にダムへの堆積の影響などが講じられたことがある。

大矢（1955他）は、日本の盆地と峡谷では、平水時にも洪水時にも、前者での河の流速が後者のそれより大きいことを指摘しており、これが亀岡盆地と保津峡にもあてはまると述べたことがある。

支流の人工河道化、天井川化がどのような効果をもたらしているかも重要な問題であろうと思われる。

亀岡盆地の沖積層の厚さと形、水理地質などについては、清水欣一氏によって解説が行われるはずである。

断層と地震

亀岡盆地の東北を限る亀岡断層の大きさと性格は開発と防災上大きな問題である。

盆地の東北側には、それぞれ高度320~340m, 340~460mに堆積面をもつ、神吉盆地、越畑盆地があり、それらの東・東北側にも同様な断層（神吉・越畑断層）の存在が知られている。

1830年（文政13年、地震を機会に改元したので天保元年）7月2日、京都とその周辺に大きな地震があり、かなりの被害を出した。この地震については、三木晴男氏が「京都大地震」を著して、その被害の様子や震源の推定から、地震後の流言にまでわたって述べておられる。これによると、地震は規模6.4の直下型地震で、被害範囲はそう広くなく、人口、家屋密集度に比べて被害が大きかったのは京都市内よりも、愛宕山、高雄山、亀岡であった。亀岡の三宅町、篠町柏原などでは家屋の倒壊率が2割に達している。

三木氏は、種々な点から、この地震と既知の活断層との関係を考察し、上記の神吉、越畑両盆地、亀岡盆地のそれぞれ東・東北側を限る断層のいずれか、またはそれらの一部が横ずれを起したという推定を行なっている。

なお、清水大吉郎氏の教示によれば、亀岡断層については、保津峡の入口より約100mのところ、かなり大きな破碎帯を認めることができる。また、これに並行なもう一本の断層が、保津峡に入るより手前にも、伏在していると見られるとのことである。

亀岡断層や神吉・越畑断層と、近畿地方の多くの断層系、ならびにこれらの活動にかかわる応力場などに関しては、藤田和夫氏の多くの研究がある。最近（1981）出された「近畿地方土木地質図解説書」の記述は、応用地質家にとって最も簡明であろう。

主な文献（引用・参考順）

京都府（1980）：土地分類基本調査，京都西北部，5万分の1，64頁，図6枚。

坂口重雄（1958）：京都西山の層序と構造，大阪学大紀要，6。

Nakazawa, K. and Y. Nogami (1967): Problematic Occurrence of the Upper Triassic Fossils from the Western Hills of Kyoto, 京大理紀要，地鉄，34巻，1。

丹波地帯研究グループ（1969）：丹波地帯の古生界（その1）——京都府北桑田郡京北町東部の古生層——，地球科学，23巻，5。

丹波地帯研究グループ（1979）：丹波地帯の中・古生界（その5）——京都市西北山地の中・古生界のコノドント化石。地球科学，33巻，5。

Isozaki, Y. and T. Matouda (1980): Age of the Tamba Group along the Hozugawa "Anticline", western hills of Kyoto, Southwest Japan. Jour Geosci., Osaka City Univ., 23巻，115-134。

- 石賀裕明（１９８２）：兵庫県篠山盆地北方の地質——とくに丹波層群を構成する２組の地層群について——。地質学会関西支部報，９１。
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ（１９８２）：丹波地帯からの*Mirifusus bailegi* 群集の産出について。地質学会関西支部報，９１。
- 丹波地帯研究グループ（１９７１）：丹波地帯の古生界（その２）——京都府北桑田郡京北町東部の古生層，地球科学，２５巻，５。
- 武蔵野実・中村雅利（１９７９）：京都市北部雲ヶ畑，夜又谷の砂岩と礫岩，京都大紀要，Ｂ，４９。
- 井本伸広・丹波地帯研究グループ（１９８２）：丹波層群の層序と地質構造の再検討，地質学会関西支部報，９１。
- 坂口重雄（１９６１）：丹波帯丹波地域の古生界，多紀・氷上地区，兵庫県地質鉱産図説明書。
- 小野山武文（１９３１）：篠山盆地地質概観，地球，１６巻，３。
- 円増俊夫・中沢圭二（１９５６）：兵庫県篠山盆地（篠山統）より発見した目蝦および植物化石について，地学研究，８巻，６。
- 井上穎繼（１９６９）：亀岡盆地における大堰川流路変遷の復原。人文地理，２１－６。
- 大矢雅彦（１９５５）：峡谷における河川の流速について——猿ヶ石川の場合——。資源研彙報，３７，１９－２８。
- 三木晴男（１９７９）：京都大地震。３３４頁，思文閣出版。
- 近畿地方土木地質図編纂委員会（１９８１）：近畿地方土木地質図，同解説書。３７６頁，国土開発技術研究センター。

桂川水系・亀岡盆地の水害

立命館高校 堀 井 篤

1. 桂川水系の亀岡盆地での逆流による冠水は7月末の集中豪雨・台風10号・その後の低気圧にもなう豪雨によって桂川水系が増水したことと、上流のダム放水が桂川の水位上昇時と一致したためにおこったもので、34災（S34年8月の天若ダム異常放水による水害）と同じ形になった。保津峡口の西川・年谷川間の水田では水位3mを記録したという。（B地点）逆流による冠水地域は地形図にみられるように下流では年谷川までの水田地域で、水田埋め立てで造成された見晴団地（A点）は一段高いため浸水をまぬがれた。（図1、図2）

その他、桂川本流にそって保津大橋の左岸古川流域、宇津根橋上流の犬飼川の並河地域などにみられる。（D地点）年谷川・曾我谷川・犬飼川流域の丘陵地の森林破壊と宅地開発、河川改修が水の出を早くしたことも事実で、亀岡市の近年の人口増加の急激なのびはそうした開発の激しさをあらわしている。

2. 保津大橋の下流、右岸ぞいに保津川下りの船の発着場がある。そこにたつ建設省の亀岡量水塔は図3にみられるが、量水塔の計画高水位の位置が堤防から3.5mの高さにあり、計画の上でここまで水位がくるとを示している。事実その水位をこした洪水が過去に2回ある。このことは、この地域が遊水地としての性格をもっていることを示しているといえる。

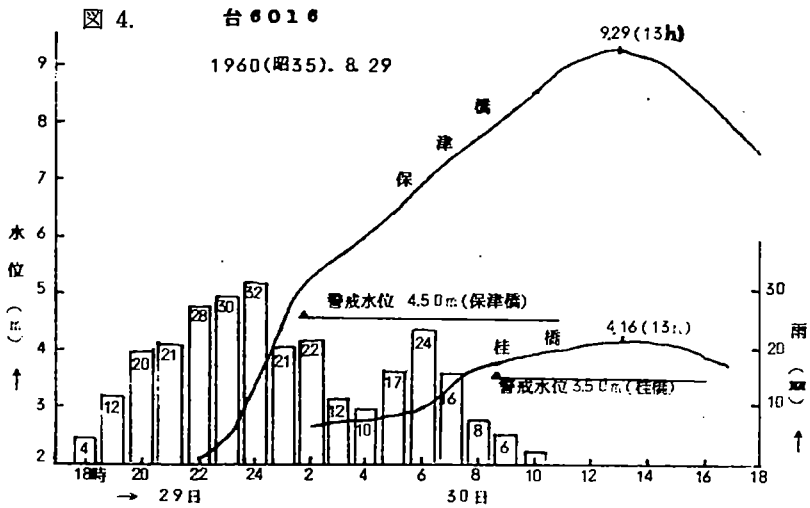
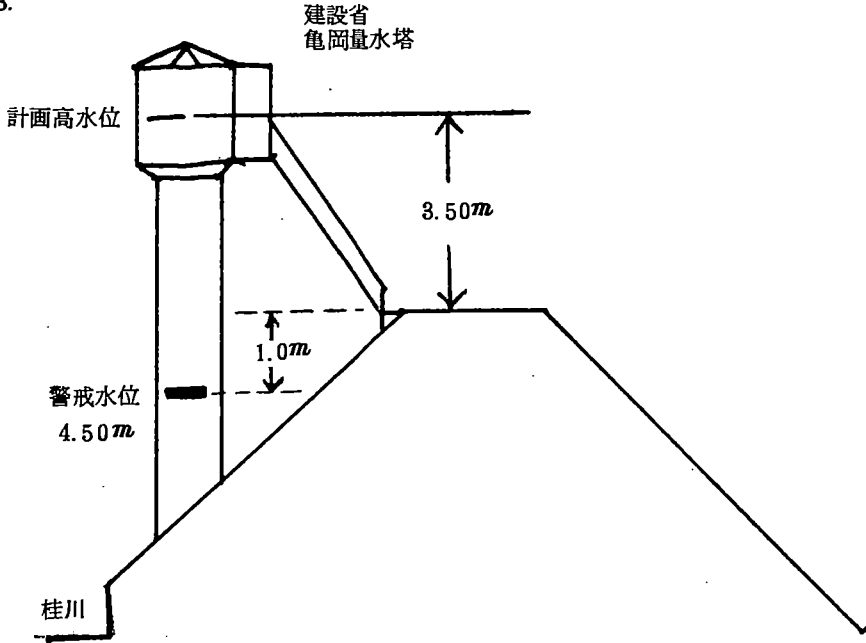
1945年以降の記録をみると保津大橋での警戒水位を越えた洪水は割合に多く、とくに1953（S28）年9月の台風13号での9.18m、1959（S34）年8月の7.11m、1959（S34）年9月伊勢湾台風での6.40m、1960（S35）年8月の台風16号での9.29m、1961（S36）年10月の6.93mなどがあり、堤防を溢流し冠水の被害が発生し一面の湖と化した。冠水地域は水田だけでなく台風16号の1960（S35）年8月の場合（図4）には亀岡駅前で水位9.25mを記録しており、市街地の床上浸水や国鉄山陰線亀岡駅の列車内の浸水被害まで発生している。（C地点）

保津大橋下の量水塔付近での堤防の高さが約5.50mであり、それをこえること3mの水位である。



图 1.

図 3.



3. 亀岡盆地の桂川の堤防をみると堤防の内側の河川敷に竹藪や水田があり(図5)、立派な竹藪が残っている処が宇津根橋上流にみられる。かつては、古い地形図からも、地域の住民の話しからも、

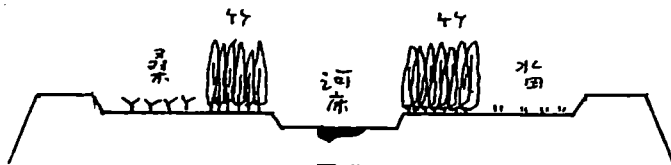


図 5.

もっと広い範囲に立派に分布していたことがわかる。堤防自身、木津川や宇治川など他の河川にくらべると警戒水位 4.50 m に対し 1 m の高さだけであり、乗越堤の性格があるようである。また、亀岡盆地の桂川の川巾は平均 200 m と広く、毎秒 $2,400\text{ m}^3$ の水量であるのに、下流の保津峡では川巾 100 m 以下で毎秒 $2,000\text{ m}^3$ の流量となっている。余分の水の行方は逆流となって残るのであり、地域の人々は、これを天然のダムと呼んでいる。

4. 樋門の少ないのも亀岡盆地の特徴であろう。保津大橋と宇津根橋間には曾我谷川、古川が、桂川に合流しているが、逆流防止のための樋門が古川に残っているだけである。それも古川上流の増水によって、下流からの逆流をまたずに堰水・冠水する。

下流地の年谷川、鶯川、西川にも樋門がなく、自然排水にまかせている。本流の増水によって、保津峡口にあふれた水は逆流し、水位は下流から上昇し、逆流となって支流に波及し、竹藪をとって水勢を弱めた洪水は堤防を乗り越えて、水田や家屋に浸水し、冠水し、それが長期冠水に及ぶと水害が発生する。

5. 宇津根橋から上流、月夜見橋間では、特に竹藪がよく残って保存されているが、右岸の犬飼川も本流との合流点で樋門がなく、犬飼川にはさまれた水田地帯の低地排水路も樋門がなく排水不良のまま自然流入の形をとっている。堤防と竹藪はその排水路毎につくられており、連続堤でなく、カスミ堤のような形をとって残っている。

参考文献 災害白書 昭和37年3月 京都府
京都府防災気象委覧 昭和43年3月 京都地方気象台
京都府上桂川水系における水害の研究

昭和39年1月 木村春彦他、京都学芸大紀要 B, No. 23

京都府亀岡盆地の水利地質について

株式会社キンキ地質 センター 清水 欣 一
九州農政局 黒川 陸 生

A Hydrogeological Study of the Kameoka Basin in Kyoto Prefecture

Kiniti SHIMIZU and Mutuo KUROKAWA

Abstract

In the period 1969~1971, the hydrogeological studies were done in the area of the Kameoka basin, Kyoto prefecture. The conclusions are summarized as follows:

- 1) The geology of the Kameoka basin consists of Alluvial deposit, terrace deposit and Sino Formation that may correspond to the upper part of the Osaka Group.
- 2) The depth of the basement composed of the palaeozoic formation and of biotite granite was presumed from the result of gravity survey. The maximum value in depth situated near Kawarabayashi is approximately 280 meters under the ground.
- 3) The artesian wells in this basin are about 60 to 80 meters in depth and their discharge is about 2,000 to 4,000m³/day.
- 4) Though the quality of confined ground water derived from Sino Formation is bad, that from recharge flow of the Ooi river is excellent.

1. はじめに

亀岡盆地は亀岡市に属し、京都盆地とは峠一つを隔てて西北方に位置し、桂川上流の大堰川の流域にひろげた盆地である。東西約 3.5km, 南北約 10km, 面積約 32km² の往時の湖盆である。盆地の一般標高は 100m 前後、盆地を囲む山地は 400~600m の標高をもつ。

筆者らは、この盆地の地下水調査を昭和44年より3年間にわたり実施し、若干の水利地質学的知見を得たので、ここに報告する。

本調査にあたり、京都大学阿部悦夫、桂京造、石田志郎、那須考梯、大阪市立大学鶴巻道二博士らの御協力を得、かつ、近畿農政局、京都府耕地課、亀岡市役所耕地課の関係者の方々の御助力を得た。ここに記して謝意を表する。

2. 一般地形地質

亀岡盆地は古生層とそれを貫く花崗岩よりなる山地に囲まれた構造盆地である。北から南へ、そして東に

流れる大堰川が盆地を縦断し、盆地の西南部では大銅川や曾我谷川をあわせている。

亀岡盆地にみられる地層はすべて第四系と考えられる。その層序は以下のごとくである。

Table 1. 亀岡盆地の地質層序

地質時代	地 層
完 新 世	沖積層, がいすい, 扇状地れき層 最低位段丘堆積物
更 新 世	段丘堆積物 高位段丘堆積物 礫 層 (六甲変動)

礫層は地表では盆地東南部の丘陵をつくり、れき、砂、粘土層からなる。なお、礫層の亜炭層から採取された植物化石は大阪層群上部の時代を示す。

高位段丘堆積物は篠町に見られ、表層部が顕著に赤色化をうけたれき層である。

段丘堆積物は、ほぼ 100m の高度をもつ広い平坦面をなし、主として、れき、砂よりなる。亀岡市街がの

る広い段丘面の、連続と思われる曾我部町天川には泥炭層があり、植物化石を産する。粉川昭平 (Kokawa, 1961) は、これらの植物は寒冷地を好むものであり、この時代をウルム氷期に対比している。

3. 水理地質

3-1. 自由地下水

亀岡盆地では浅井戸によって自由地下水が取得され、飲雑用水、かんがい用水源として利用されている。浅井戸の深度は一般に 2~10m である。

地下水位等高線図を作製したところ、地下水面の形は大堰川の保津橋を中心として河川方向に傾斜しており、地下水は大堰川を涵養していることがわかった。昭和44年の測定結果では、時期的にみると、かんがい期の7、8月の地下水位よりも12月の地下水位が最大5m程度低くなっており、この傾向は大堰川の左岸において特に顕著である。地元の人は、非かんがい期に地下水位は低下していたが、浅井戸が枯渇するようになったのは、大堰川の井堰が統合され虎天井堰ができてからその下流部に河床低下が起こり、そのことが原因であるといっている。

EST-3型を使用して行なった電気伝導度測定の結果では、 $100\mu\sigma/\text{cm}$ 以下の地下水は大堰川沿いの地帯に存在し、周辺の山地に近づくに従って高くなり、最高 $300\mu\sigma/\text{cm}$ 程度を示す。

3-2. 被圧地下水

亀岡盆地には約20本の深井戸が掘削され、主として農業用水(水田補給水)が取得されている。筆者らが亀岡盆地の地下水調査を行なうまでは、深井戸は数本に過ぎなかったが、調査の進行とともに深井戸の数が増えてきた。掘削深度は60~80mが多く、揚水量は $2,000\sim4,000\text{m}^3/\text{day}$ である。

宇津根橋北方の代表井 No. A の柱状図を示せば、Fig.1のごとくである。この井戸は深度130mまではパーカッション、以下深度180mまではロータリーで掘削した。

深度0~71mの間は主として砂れき層よりなり、うち15mまでの玉石まじり砂れき層は沖積層、以下71mまでの砂れき層は段丘堆積物および場合によっては篠層の上部層がふくまれると考えられるが、はっきりしない。

深度71~168mの間は粘土、砂、砂れきおよび泥炭の互層で5~10m程度の単層が互層している。那須考梯による花粉分析の結果では、深度134.8~168m

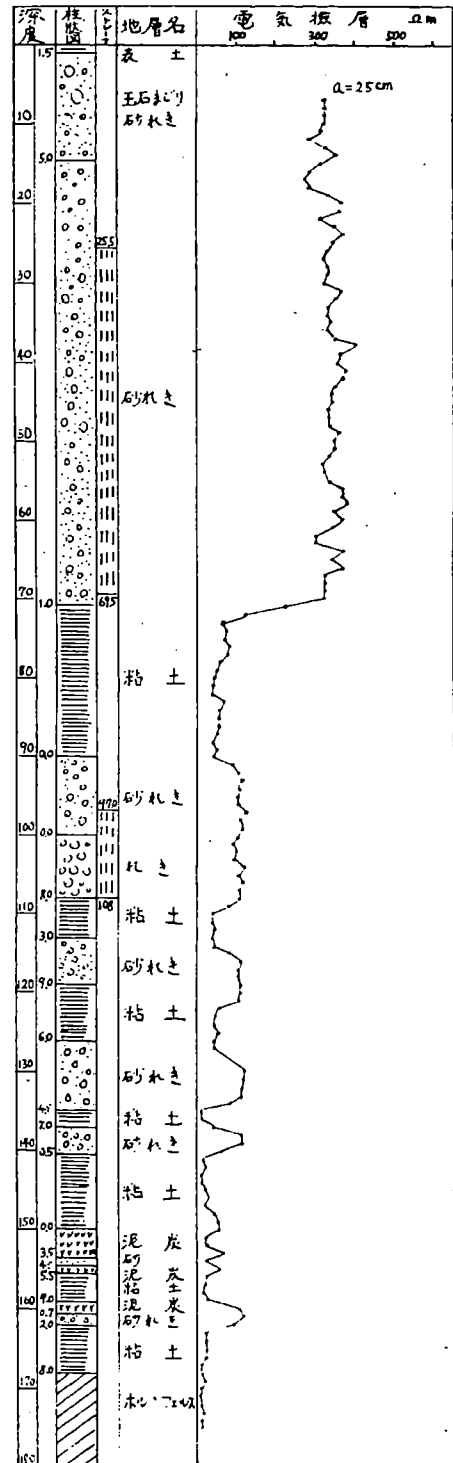


Fig. 1. さく井 No. A 柱状図

間の8個の試料は2つのタイプに分れ、第1型は *Pinus-Picea-Abies* (or *Tsuga*) によって代表され、第2型は *Fagus-Quercus* によって代表される。第1型に属するもののうち、深度 157.5~158.5m のサンプルは *Pinus* 63.5% (*Haploxyton* 優勢), *Picea* 16.2%, *Abies* 2.7%, *Tsuga* 10.8% (*T. diuersifolia* type 多し) とゆう構成で、かなり寒冷的な気候を暗示する。第2型に属するサンプルのうち、深度 145~146m および 162~163m の2つのサンプルには *Liquidambar* が含まれ、木本花粉中に占める割合は前者が 3.3%, 後者が 9.3% におよぶ。本邦より消滅した属の花粉は *Liquidambar* 以外には *Cunninghamia* がまれにふくまれる。これらの事実より、深度 71~168m の地層は篠層で、大阪層群相当層と考えられる。深度 168~180m の間は、古生層の基盤岩と判断されるホルンフェルスが採取された。

揚水試験による水理定数を表示すれば、Table 2 のごとくである。

a) 地下構造

電気探査と重力探査を行ない、その結果得られた地

下構造断面図および基盤等深線図(重力探査による)を Fig. 2-1, Fig. 2-2, Fig. 3 に示す。

電気探査は農資S型を用い、4極法による垂直探査を深度 200m まで実施した。基盤岩の層比抵抗値は花崗岩で 500 Ω m, 古生層で 100~200 Ω m である。しかるに、亀岡盆地を埋める堆積物は 1,000~30 Ω m と変化するので、堆積物がほぼ水平構造であるとうことはわかったが、基盤の深度を推定することができず、かろうじて千代川町附近で花崗岩の基盤の深度を推定できたにすぎない。

重力探査は WORDEN 重力計を用い、盆地内に88の測点を設け実施した。結果は Fig. 3 に示すごとくで、盆地の最深部は河原林町附近であり、地表下 280m, 海水準面からの深さが -180m 程度とゆうことが明らかとなった。また、盆地内の基盤構造は盆地北部ではほぼ単調な盆状をなしているが、盆地南部では多少起伏のある形状を示している。基盤は盆地の周辺部ほど浅くなるが、盆地の東縁部では、山地の基盤露出地域のごく近傍であるにもかかわらず、なお基盤の深度が地表からおおよそ 200m 余にも達することから、こ

Table 2. さく井の水理定数

さく井 No.	ストレーナー m	自然水位 m	揚水量 m ³ /day	T m ² /sec
		揚水水位 m		
A	23.5~69.5, 97~108	3.395/5.489	5060	5.64×10^{-2}
B	6~24, 30~36, 42~60	7.844/9.045	3400	6.66×10^{-3}

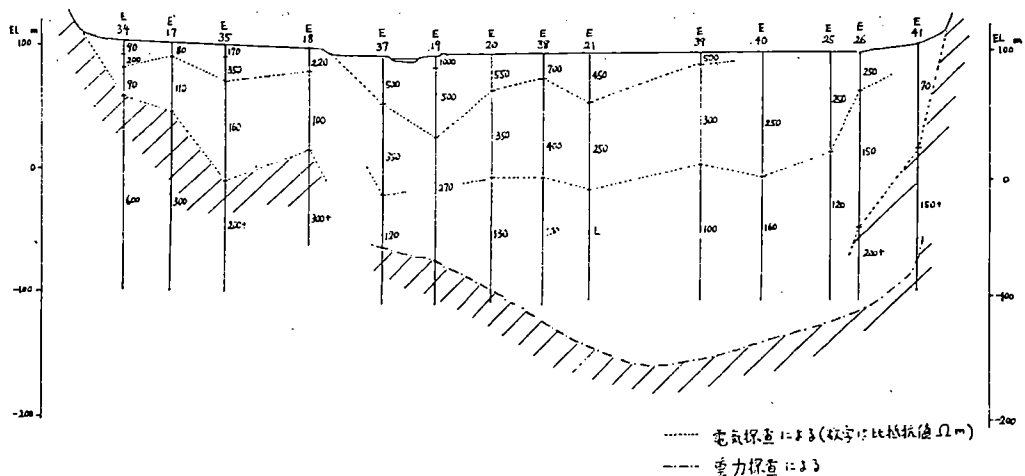


Fig. 2-1. 地下構造断面図

京都府亀岡盆地の水利地質

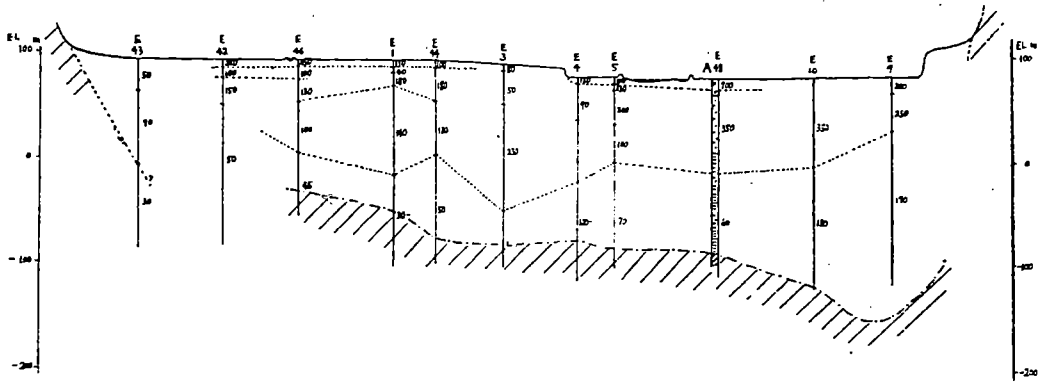


Fig. 2-2. 地下構造断面図

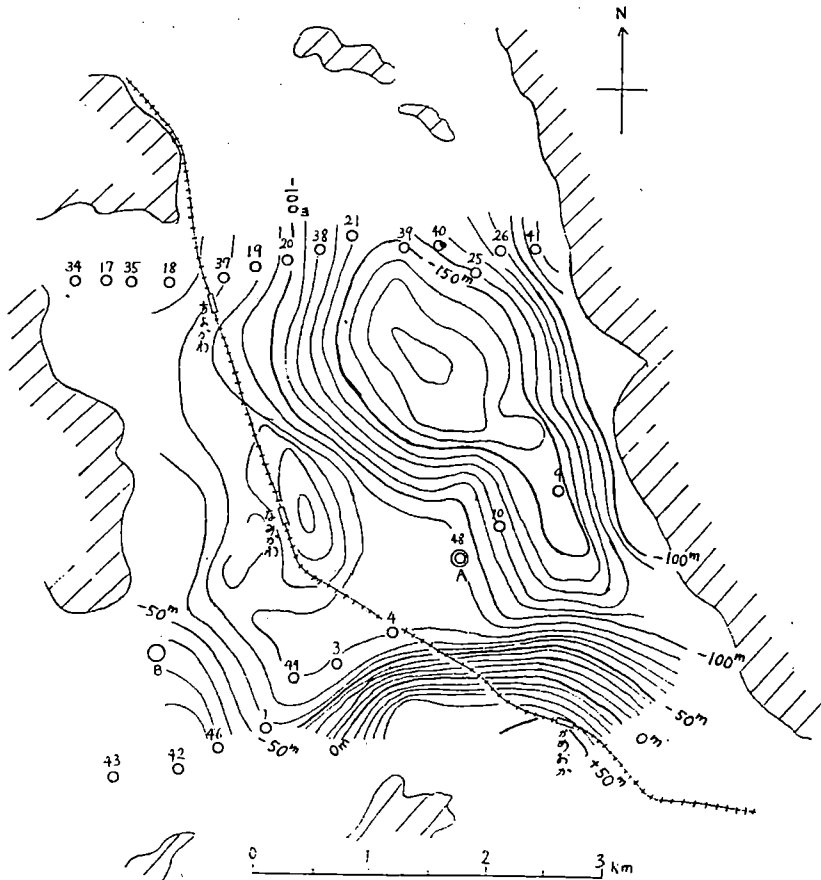


Fig. 3. 基盤等深線図 (重力探査による)

の附近に断層の存在することが考えられる。この断層はおそらく亀岡盆地の形成に関係しているものである。

b) 水質

深井戸14本について採水し、化学分析を行なった。結果を Fig. 4, Fig. 5 に示す。

Fig. 4 の菱形座標図において, NaHCO_3 型に近い組成を示す No. 9, 6, 13 の3試料と, 他の11試料との2つのグループに判然と区別される。前者は溶存酸

素 (DO) が少なく, F が多い。後者の11試料は, カチオン三角座標図において Fe 5ppm 以上を示す No. 4, 10, 11 と他の8試料とに区分される。

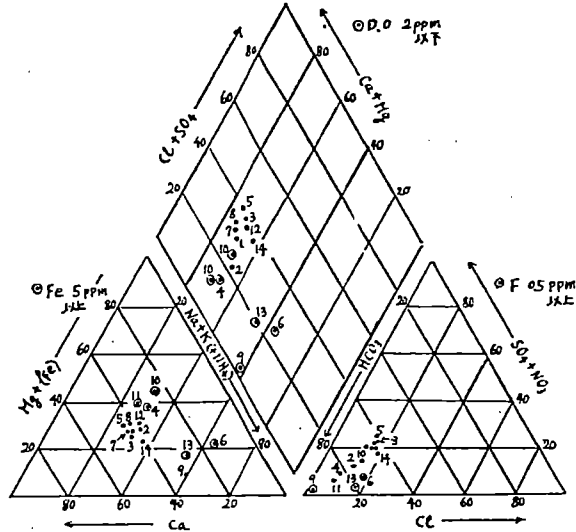


Fig. 4. トリリニャー・ダイアグラムによる被圧地下水の水質組成図 (鶴巻による)

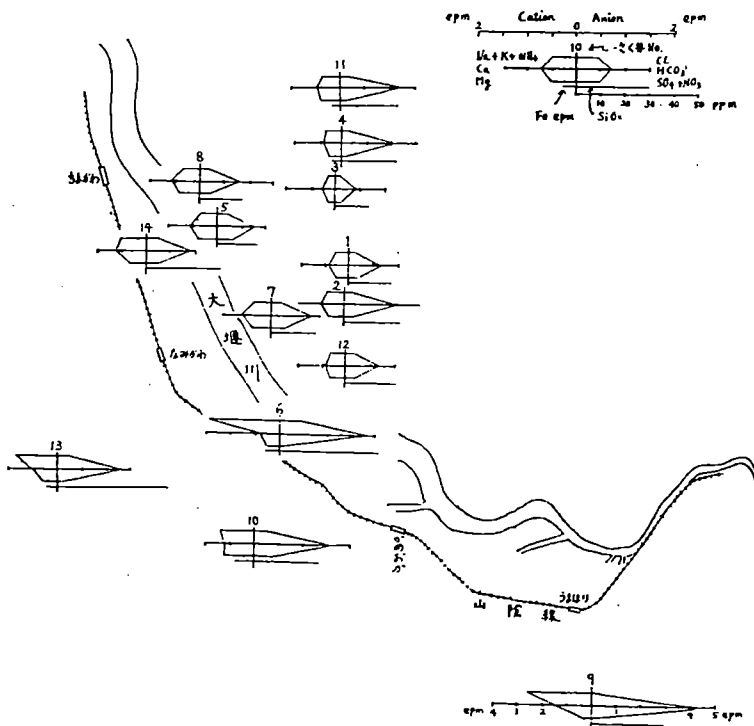


Fig. 5. パターン・ダイアグラムによる被圧地下水の水質組成図 (鶴巻による)

Fig. 5 において, No. 9, 6, 13 は Na (Ca)-HCO₃ 型の組成を示している。これら 3 井は篠原から収水しているものと考えられる。その他の 11 資料中 No. 10 を除く 10 資料は, HCO₃ 含有量の大小はみられるが近似した組成を示し, かつ大堰川に近い位置もしくはその左岸に分布している。これらのうち No. 1, 2, 3, 5, 7, 8, 12, 14 は組成がよく一致し, また DO が多く, 鉄の溶存量がきわめて少ないという共通した特徴をもち, 大堰川の伏流水起源とみなし得る。No. 4, 11 は組成の点では上記のものと類似するが DO が全く存在せず, HCO₃, Fe, KMnO₄ 消費量が多くなっており, No. 11 は硫化水素臭を有する。この 2 試料は有機物に富む粘土層を介在する帯水層に存在する地下水とみなされる。No. 10 は前記の何れのグループにも属せず, 混合型とでもみなすことができよう。

以上の水質組成にみられる特徴より, 以下のように区分することができる。

- A. 流動の活発な地下水
No. 3 (七谷川起源)
No. 1, 2, 5, 7, 8, 12, 14 (大堰川起源)
- B. 停滞性の地下水
南部丘陵に分布するもの No. 6, 9, 13
北部山地寄りに分布するもの No. 4, 11
- C. 中間的地下水
No. 10

4. 要 約

亀岡盆地を水利地質学的に調査, 研究した結果, 以下のことがわかった。

- (1) 盆地の構成地質は沖積層, 段丘堆積物, 篠原であり, 篠原は大阪層群上部相当層である。

(2) 盆地の基盤岩は 古生層と一部が花崗岩であり, 電気探査では基盤の推定がむづかしいが, 重力探査で基盤を推定することができた。盆地の最深部では, 基盤深度は地表下 280m に達すると推定される。

(3) 盆地には有力な被圧地下水が賦存し, 深度 60~80m のさく井で, 2,000~4,000m³/day の揚水量がある。

(4) 篠原に由来する被圧地下水は水質が悪いが, 盆地中央部のものは大堰川の伏流水起源と考えられ, 水質は良い。

文 献

- 井上顕繼(1969): 亀岡盆地における大堰川流路変遷の復原, 人文地理, 21, 6: 637-646.
- 木村春彦・水山高幸(1964): 京都府上桂川水系における水害の研究, 京都学芸大学紀要, B23: 27-55.
- KOKAWA, S. (1961): Distribution and phytostigraphy of *Menyanthes* remains in Japan. *J. Biol., Osaka City Univ.*, 12: 123-151.
- 清水欣一・黒川睦生・相場瑞夫(1973): 農業用地下水調査開発調査亀岡盆地地区調査報告書, 近畿農政局計画部資源課.
- 土地分類基本調査京都西南部 5 万分の 1 国土調査 (1972): 経済企画庁.

(筆者: 清水欣一, 近畿農政局, 京都市; 黒川睦生, 中国四国農政局, 岡山市; Kinito SHIMIZU, Kinki Agricultural Administration Bureau, Kyoto City; Mutuo KUROKAWA, Chūgoku-Shikoku Agricultural Administration Bureau, Okayama City)

地下水盆の安全揚水量を試算する簡便な方法

株式会社 キンキー地質センター 清水 欣一

A Convenient Method for Estimation of the Safe Yield of a Groundwater Basin

Kin-ichi SHIMIZU

Abstract

The maximum quantity of groundwater which can be withdrawn from a particular groundwater basin is limited by the danger of land subsidence. The author proposes a simple new method for calculating this maximum value on the basis of empirical data.

First of all, the average discharge (m^3/day) of wells of a given groundwater basin is calculated from the list of deep well discharge. Most deep wells may be regarded as in operation half of the time, so that half of the average discharge is assumed to be mean discharge $\bar{Q}$ (l/sec) in practice. When the discharge per unit time and unit area Z ($\text{m}^3/\text{day}/\text{km}^2$) corresponding to $\bar{Q}$ is read on the regression line of the spring area in the $Z-\bar{Q}-n/A$ diagram, Z is the safe unit area discharge of the particular groundwater basin. The product of this value of Z and A (km^2), which is the presumed continuous area of the groundwater basin determined from a hydrogeological survey, is the safe yield of the groundwater basin (m^3/day).

1. はじめに

筆者はさきに地盤沈下と地下水の単位面積排水量との関係を論じた(清水, 1978). この経験的な関係を応用して, ある地下水盆で地盤沈下をひきおこすことなく揚水できる, いわゆる安全揚水量を簡便に試算する方法を検討してみよう. この方法は筆者の集めた地下水の単位面積排水量に関するデータの応用であり, 現段階のデータでは必ずしも十分ではなく, 今後の補正が必要であることはいうまでもない.

最近, 地下水収支シミュレーションが流行している(水収支研究グループ, 1976; 水収支研究グループ訳, 1978). ここに提案する方法は多くの揚水経験にもとづくもので, 水理学的な水収支シミュレーションとは異質の考え方である. 将来, 機会があれば同一地区で両方のやり方で安全揚水量を求め, 比較検討したいと考えている.

今回, 簡便法で試算した地下水盆は, 京都府亀岡盆地, 相楽丘陵, および愛媛県宇和盆地であり, それらの水理地質については清水ら(1974, 1976, 1980)に報じてある.

2. 地盤沈下と地下水の単位面積排水量の関係

(清水, 1978より)

地下水の単位面積排水量 Z は (1) 式で表現できる.

$$Z = \frac{n}{A} \bar{Q} \quad (1)$$

ここに,

n : 水理地質条件が連続である範囲内のさく井数または湧泉数.

A : 水理地質条件が連続である範囲の面積.

$\bar{Q}$: さく井の揚水量平均値, または湧泉の湧出量平均値, すなわち上記の範囲内での全揚水量または全湧出量を井戸または泉の全数で除したものの.

(1) 式で Z は n/A と $\bar{Q}$ との積で, 両対数グラフの X 軸に $\bar{Q}$ を, Y 軸に Z をとると, Fig. 1 のように n/A 線群は平行線として表現できる. なお n/A をさく井分布係数, または湧泉分布係数と呼ぶ. 単位面積あたりのさく井数または湧泉数である.

各地の湧泉の分布帯および地盤沈下地帯の Z , $\bar{Q}$, n/A を求め, $Z-\bar{Q}-n/A$ 図 (Fig. 1) にプロットすると, それぞれの地帯について2つの別の直線に沿って点が分布する. そこで最小自乗法によって処理すると, 裂か水起源の湧泉群の10例では標本回帰方程式は

$$\log Z_{sp} = 0.772 \log \bar{Q} + 2.357 \quad (2)$$

となる.

また地盤沈下地帯の4例では

$$\log Z_{sub} = 0.890 \log \bar{Q} + 2.617 \quad (3)$$

Table 1. Limit of equation (2), (3).

Groundwater basin	Z (m ³ /day/km ²)	Q (l/sec)	n/A	
Tubogameyama andesite of Daisen volcano	18,500	97.3	2.2	Upper limit in equation (2) Point T in Fig.1
Paleozoic limestone of Nariwa platform	108	0.3	4.7	Lower limit in equation (2) Point P in Fig.1
Yokkaichi City	4,300	19.9	2.5	Upper limit in equation (3) Point Yi in Fig.1
Yokohama City	120	0.6	2.5	Lower limit in equation (3) Point Yo in Fig.1

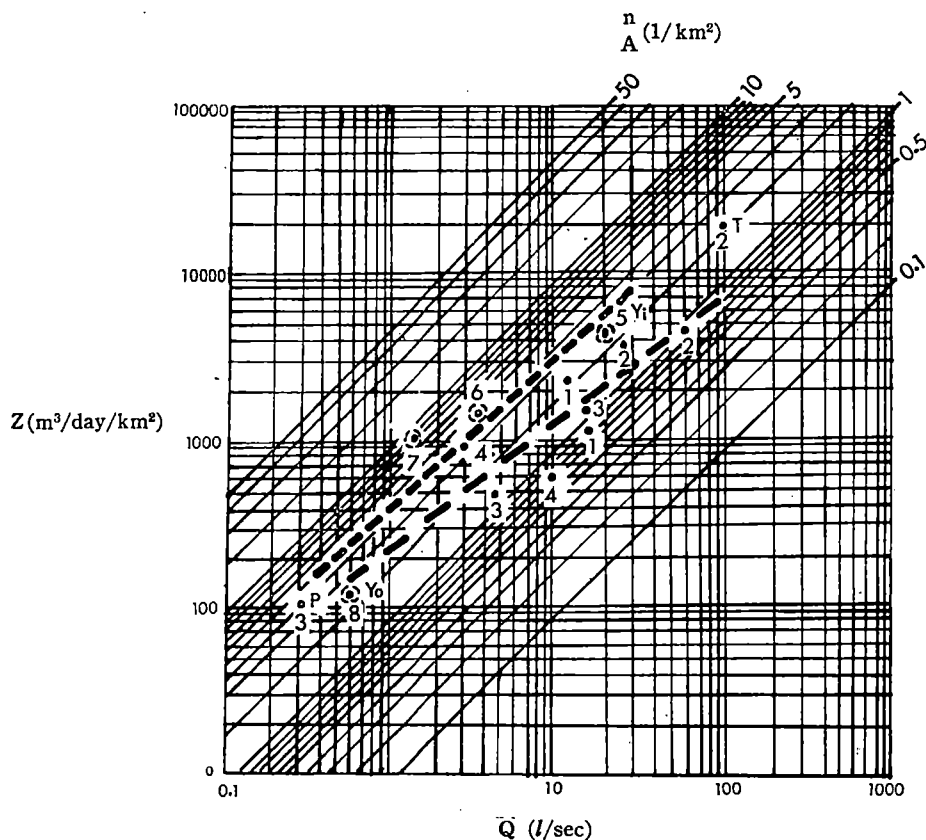


Fig. 1. Z-Q-n/A diagram.

- theoretical relation (equation 1).
- regression line of spring area (equation 2).
- regression line of land subsidence area (equation 3).
- 1. Pyroclastic rock of Daisen volcano (SHIMIZU, 1964).
- 2. Andesite of Daisen volcano (SHIMIZU, 1964).
- 3. Limestone of paleozoic formation (SHIMIZU, 1965).
- 4. Ryukyu limestone (SHIMIZU, 1966b).
- 5. Yokkaichi City (SHIMIZU, 1978).
- 6. Osaka City (SHIMIZU, 1978).
- 7. Nobi Plain (SHIMIZU, 1978).
- 8. Yokohama City (SHIMIZU, 1978).

となる。ここで Z_{sp} , Z_{sub} はそれぞれ湧泉分布帯および地盤沈下地帯での単位面積排水量であり、 $\bar{Q}$ と n/A との間に (2), (3) 式で示すような経験的法則性が認められる。

Fig. 1 よりわかるごとく (2), (3) 式は理論式 (1) よりわずかに勾配が小さい。また n/A は (2) 式では $0.9 \sim 3/km^2$ と小さく、(3) 式では (2) 式より大きく、さく井分布係数が $2.5 \sim 4/km^2$ をこえたと激しい地盤沈下がおこなっていることがわかる。なお、(2), (3) 式の適用範囲は Table 1 のごとくである。

3. さく井分布係数について

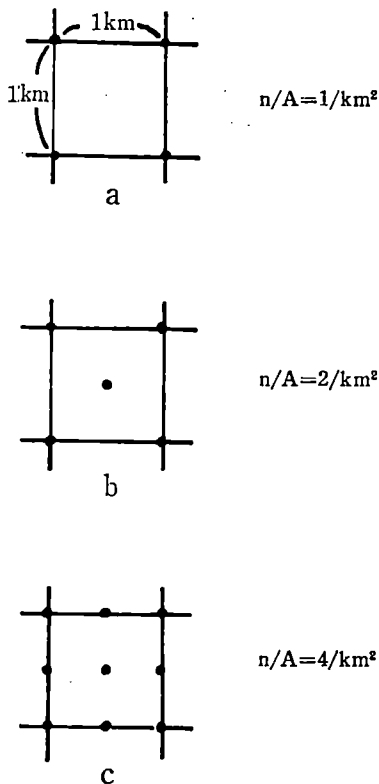


Fig. 2. Distribution of deep wells.

さく井分布係数 n/A の意味を考えてみよう。いま、Fig. 2-a のごとく、 $1 km^2$ の正方形の4つの隅に深井戸が1本ずつあって揚水されるような形、またはこれに類するものは $n/A=1/km^2$ であり、さらに対角線の交点に1本追加すれば、Fig. 2-b のごとく $n/A=2/km^2$ となる。さらに Fig. 2-c のような配置では $n/A=4/km^2$ となる。

2. で述べたような地盤沈下地帯の経験によると、被圧水のさく井分布係数が $2.5 \sim 4/km^2$ をこえたり、これに近づくと、地下水の過剰揚水による地盤沈下がおこなっているようであるが、地盤沈下に対し揚水を継

続するさく井分布が、Fig. 2-a のような配置であるか、またはこれに類すると安全、Fig. 2-b のようなものはやや疑問、Fig. 2-c のようであれば危険ということになる。

なお、この値は四日市市、大阪市、濃尾平野、横浜市のような沖積層、洪積層、新第三紀層の分布する海岸平野の地盤沈下地帯の深井戸について経験的に求めたものであり、一般の浅井戸については適用できない。

4. 安全揚水量の求め方

地盤沈下地帯と湧泉の分布帯の値を記入した $Z-\bar{Q}-n/A$ 図 (Fig. 1) を応用して、ある地下水区で地盤沈下をひきおこすことなく被圧地下水を継続して揚水できる量を求めてみよう。

まず、さく井資料より揚水量平均値を求める。このためには、代表さく井の一覧表より揚水量の平均値を求め、これを2で割る。一般にさく井の揚水量は一日の揚水量で示されているが、実際の揚水量はポンプの吐出量に揚水時間をかけたものであり、一般に深井戸を半日稼働とみなして、揚水量平均値の $1/2$ が実際に用いる $\bar{Q}$ となる。

$Z-\bar{Q}-n/A$ 図でこの $\bar{Q}$ と湧泉群 10 例の回帰直線との交点の Z を読めば、これがその地下水区の地盤沈下に安全な平均日単位面積排水量である。この $\bar{Q}$ と地盤沈下地帯 4 例の回帰直線との交点の Z は、激しい地盤沈下をおこす時の値であり、被圧地下水を安全に揚水できる条件はこの値より小さく、ここでは湧泉群の実例に示されるような関係直線 (2) 式が地盤沈下に対し安全な限界と考えた。湧泉の実例の場合の値は自然に補給される循環性の地下水帯の条件を示し、降水の影響をうけて湧出量は変化するが、絶ゆることなく湧出し、涵養と湧出が釣合った条件である。

湧泉群の実例では、大山北西部壺瓶山潜晶質安山岩の値を最大とし、古生代石灰岩成羽台地の値を最小として (2) 式の関係が成立している。以上が現在の適用範囲である。なお、これらの値は観測の都合で、湧泉の平水量を対象としたもので、河川の平水量にはば対応するものと考えられる。

帯水層の連続性を推定しうる範囲を物理探査結果によって求める。この範囲に Z をかけたものが、ある地下水区の安全日間地下水利用可能量であり、これを 365 倍したものが安全年間地下水利用可能量である。

この値から現在利用されつつある地下水利用量を差引いたものが、将来の安全開発可能量となる。

5. 現地例の説明

つぎに上述の考え方を実際の地下水盆に適用する例について具体的な数値にもとづいた説明を行なう。

5-1. 亀岡盆地の例

亀岡盆地は京都府亀岡市に属し、京都盆地とは峠一

つを隔てて西北方に位置する。なお、亀岡盆地、相楽丘陵、宇和盆地の位置を Fig. 3 に示す。

亀岡盆地は古生層、花崗岩よりなる山地に囲まれた構造盆地で、この盆地の堆積物はすべて第四系と考えられる。氾濫原堆積物、崖錐、扇状地礫層、最低位段

丘堆積物などの完新統と、段丘堆積物、礫層（大阪層群上部相当層）などの更新統に大別される。

盆地では浅井戸によって自由地下水が取得され、飲雑用、かんがい用として利用されている。また盆地には約 20 本の深井戸が掘削され、主としてかんがい用（水田補給水）に供されており、主として完新統、段丘堆積物の地下水を取得している。亀岡盆地では盆地堆積物の第四系が亀岡地下水盆を形成している。

盆地の深井戸の単元を表示すれば Table 2 のごとくで、位置は Fig. 4 に示す。

これらの深井戸のうち No. 12, 13, 14, 15 は盆地の縁辺部に分布し、かつ礫層を帯水層とするものと考えられ揚水量も小さく、また No. 11 は掘削深度が浅く、その他の深井戸と大分性格が異なるので、これらを除外して、Table 2 より揚水量平均値を求めた。

$$42,000\text{m}^3/\text{day} \div 13 = 3,231\text{m}^3/\text{day} \div 371/\text{sec}$$

深井戸を半日稼働とみなせば、 $\bar{Q} \approx 19\text{l}/\text{sec}$ をうる。

Fig. 1 の湧泉群の回帰直線上で、この $\bar{Q}$ に相当する Z を読めば、 $Z \approx 2,000\text{m}^3/\text{day}/\text{km}^2$ をうる。このときのさく井分布係数は 1.2 となる。

Fig. 3. Location map.

1. Kameoka basin.
2. Soraku hill.
3. Uwa basin.

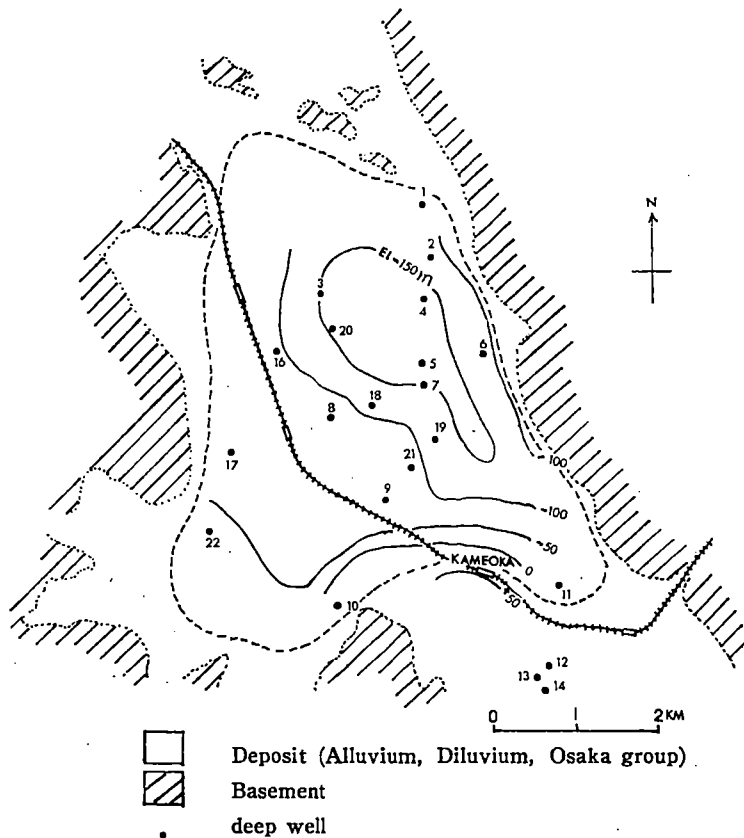


Fig. 4. Depth contour map of Kameoka basin.

清水

Table 2. Deep wells in Kameoka basin.

No.	Depth (m)	Diameter (cm)	Discharge of deep well (m ³ /day)	Groundwater level (m)	Pumping water level (m)	Specific capacity (m ³ /day/m)
1	60	15	—	—	—	—
2	60	30	1680	6.6	8.0	1200
3	80	40	3600	3.31	12.32	399
4	60	30	2160	9.35	10.45	1963
5	60	—	—	—	—	—
6	55	35	2160	13.57	22.62	238
7	80	30	2900	2.52	6.48	732
8	37	13	—	—	—	—
9	71.2	35	2940	2.10	4.63	1162
10	90	30	2880	9.95	19.96	287
11	15	10	216	3.25	3.7	480
12	80	10	288	9.2	20.6	25
13	62	30	300	7.8	42.6	8.6
14	57	25	—	1.5	—	—
15	81	—	—	—	—	—
16	80	40	4500	4.34	9.30	970
17	75	25	—	2	—	—
18	80	35	4100	2.05	7.26	787
19	80	30	2640	2.23	2.89	4000
20	80	40	3930	3.41	6.98	1148
21	180	30	5060	3.39	5.49	2409
22	60	25	3400	7.84	9.05	2809

盆地のさく井分布、物理探査結果を参酌し、深度 70~80 m 以下に帯水層の分布する範囲を推定すれば、Fig. 4 の破線の範囲で、その面積は約 22 km² である。したがって

$2,000 \text{ m}^3/\text{day}/\text{km}^2 \times 22 \text{ km}^2 = 44,000 \text{ m}^3/\text{day}$
が安全日間揚水量となり、これを 365 倍すれば 16,000,000 m³/year が安全年間揚水量となる。地下水開発はこの限界内に止めるべきで、この限界をこえると地盤沈下のおそれがある。

盆地では昭和 47 年時点で約 20 本の深井戸があり、水田の補水として年間約 100 日程度利用されている。日間使用量は $42,000 \text{ m}^3/\text{day} \div 2 = 21,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 、年間使用量はこれを 100 倍して 2,100,000 m³/year である。これらはさきに述べた地下水開発の目安を若干下回り、亀岡地下水盆地では多少の地下水開発の余地があるらしい。しかし、目安でのさく井分布係数は 1.2 を示しているの、ある特定の地区だけに深井戸を集中することは避けるべきであり、盆地全体にばらまきようなさく井分布が望ましい。

5-2. 相楽丘陵の例

相楽（そうらく）丘陵は京都府相楽郡木津町、加茂町に属し、山城盆地と奈良盆地との接合点にあたる。

基盤山地の地質は花崗岩類で一部は古生層である。丘陵の地質は段丘堆積物、大阪層群下部層とソノハ礫層（鮮新世）よりなる。丘陵では梅谷、下梅谷、高田などの集落に飲雑用の浅井戸があるほかは、美加の原カントリー・クラブの深井戸（No. 3）があるのみであった。筆者らの地下水調査により試掘井が 2 本（No. 1, 2）が掘削された。また調査の進展にともない個人所有の農業用深井戸（No. 4）が掘削された。帯水層は大阪層群の砂礫、砂層であり、ソノハ礫層は比較的よく膠結されているため難帯水層と考えられる。

相楽丘陵では丘陵を構成する大阪層群が、相楽丘陵地下水盆地を形成している。

丘陵の深井戸の単元を表示すれば、Table 3 のごとくで、位置は Fig. 5 に示す。

これらの深井戸のうち No. 4 は丘陵の縁辺部にあり揚水量も小さい。また No. 5 は沖積面の井戸である。これらを除外し、No. 1, 2, 3 より $\bar{Q}$ を求める。

$$2,264 \text{ m}^3/\text{day} \div 3 = 755 \text{ m}^3/\text{day} \div 8.7 \text{ l/sec}$$

深井戸を半日稼動とみなせば、 $\bar{Q} \div 4 \text{ l/sec}$ をうる。

Fig. 1 の湧泉群の回帰直線上で、この $\bar{Q}$ に相当する Z を読めば、 $Z = 600 \text{ m}^3/\text{day}/\text{km}^2$ をうる。このときのさく井分布係数は 2 となる。

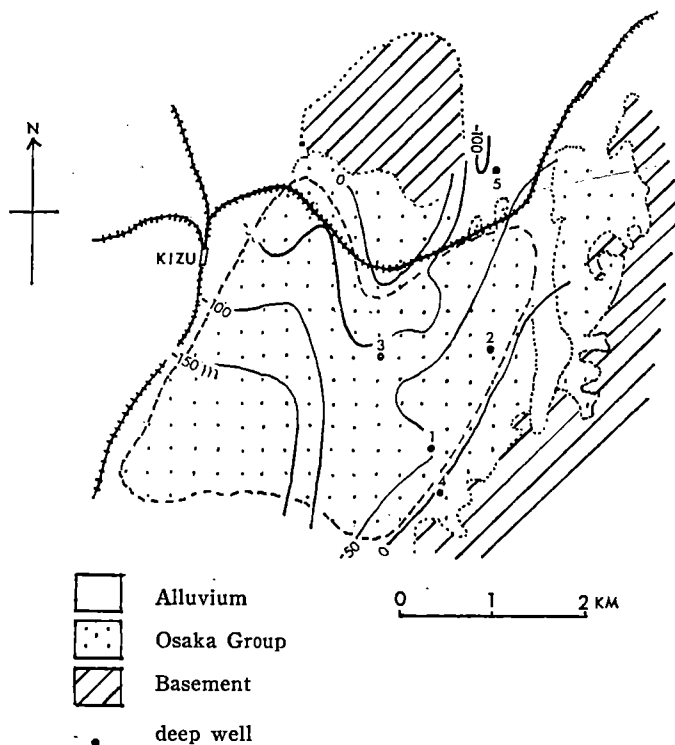


Fig. 5. Depth contour map of Soraku hill.

Table 3. Deep wells in Soraku hill.

No.	Depth (m)	Diameter (cm)	Discharge of deep well (m ³ /day)	Groundwater level (m)	Pumping water level (m)	Specific capacity (m ³ /day/m)
1	118	20	734	13.09	47.86	21.4
2	110	20	810	11.3	21.1	82.6
3	126	20	720	35	49.3	50.4
4	128	30	26	2.5	80	0.3
5	122	15	1100	+0.5	6.75	151.7

筆者はさきに、大阪市の地盤沈下現象の解析より類推して、相楽丘陵の地下水開発は日単位面積排水量 $1,000 \text{ m}^3/\text{day}/\text{km}^2$ 、年単位面積排水量 $300,000 \text{ m}^3/\text{year}/\text{km}^2$ を目安とするべきであると指摘したが（清水ら、1976）、今回の試算結果とくらべ、それほど異質なものではない。

丘陵のさく井分布、物理探査結果を参酌して、大阪層群の厚く分布する範囲を推定すれば、Fig. 4 の破線の範囲で、その面積は約 9 km^2 である。したがって相楽丘陵では

$600 \text{ m}^3/\text{day}/\text{km}^2 \times 9 \text{ km}^2 = 5,400 \text{ m}^3/\text{day}$
が安全日間揚水量となり、これを 365 倍すれば

$1,970,000 \text{ m}^3/\text{year}$ が安全年間揚水量となる。

5-3. 宇和盆地の例

宇和盆地は愛媛県宇和郡宇和町に属し、仏像構造線の北方に分布し、地形上、四国では特異な盆地である。盆地は秩父古生層の山地に囲まれた沖積盆地で、盆地の堆積物はすべて第四系である。

盆地には現在 9 本の深井戸が掘削されており、主として水道用に利用されている。盆地堆積物のうちの砂礫層、とくに下部砂礫層（深度 $70 \sim 100 \text{ m}$ に分布）が有力な帯水層である。

宇和盆地では盆地堆積物の第四系が宇和盆地地下水盆を形成している。

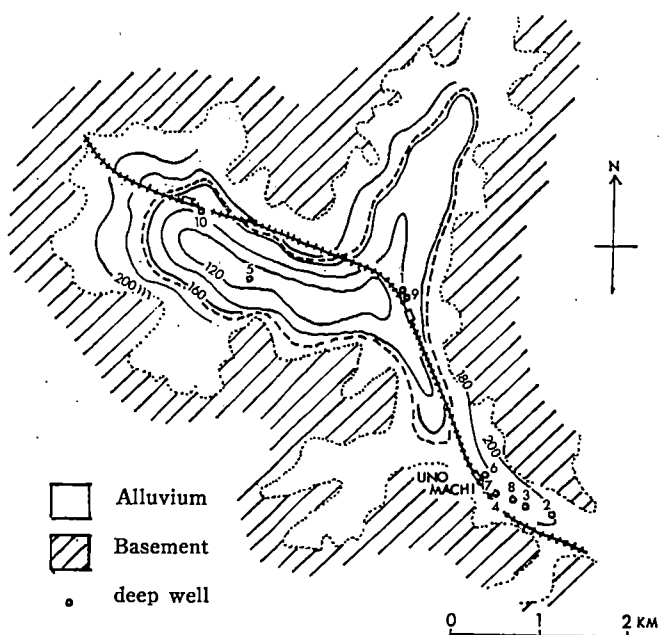


Fig. 6. Depth contour map of Uwa basin.

Table 4. Deep wells in Uwa basin.

No.	Depth (m)	Diameter (cm)	Discharge of deep well (m ³ /day)	Groundwater level (m)	Pumping water level (m)	Specific capacity (m ³ /day/m)
1	70	35	1500	7.0	13.0	250
2	54	35	150	4.5	25.0	7
3	40	25	200	5.0	17.0	17
4	35	25	200	5.0	18.0	15
5	95	20	1008	+1.4	17.5	53
6	36	25	300	9.0	24.0	20
7	24	30	100	10.0	17.0	14
8	30	30	150	11.0	13.0	75
9	23	20	3168	artesian flow	4.0	—

盆地の深井戸の単元を表示すれば Table 4 のごとくで、Fig. 6 に位置を示す。

これらの深井戸のうち、卯之町附近の盆地狭窄部のもは揚水量が小さいので除外し、盆地中央部のさく井 No.1, 5 より $\bar{Q}$ を求める。

$$2,508 \text{ m}^3/\text{day} \div 2 = 1254 \text{ m}^3/\text{day} \div 14.5 \text{ l/sec}$$

深井戸を半日稼動とみなせば $\bar{Q} \approx 7 \text{ l/sec}$ をうる。

Fig. 1 の湧泉群の回帰直線上で、この $\bar{Q}$ に相当する Z を読めば、 $Z=1,000 \text{ m}^3/\text{day}$ をうる。このときのさく井分布係数は 1.7 となる。

重力探査の結果を参酌し、盆地内で堆積物が深度

50 m 以上ある範囲を図示すれば Fig. 6 の破線の範囲と推定され、その面積は 6.7 km^2 である。したがって

$$1,000 \text{ m}^3/\text{day}/\text{km}^2 \times 6.7 \text{ km}^2 = 6,700 \text{ m}^3/\text{day}$$

が安全日間揚水量となり、365 倍すれば、 $2,445,000 \text{ m}^3/\text{year}$ が安全年間揚水量となる。

この盆地では、昭和 54 年時点で $3,000 \text{ m}^3/\text{day}$ が水道用水として利用されているので、将来の開発可能量は $3,700 \text{ m}^3/\text{day}$ 、 $1,350,000 \text{ m}^3/\text{year}$ と予想される。

6. 結 論

以上、実例をあげて地下水盆の安全揚水量を試算する簡便な方法について述べた。

地盤沈下に対する安全性は沖積平野<洪積台地<新第三紀丘陵の順に高いと考えられ、将来、精密な $Z-Q-n/A$ 図の作成で、この順位を検討してみたいと考えている。しかし大局的には現在提唱しているこの方法が安全側とも考えられ、水理地質調査に基づいてある地域の地下水区の一応の将来の地下水開発と保全の目安を検討することができる。

日本では、地下水利用量の調査と公表が不足している。精確な地下水利用量の把握とその検討が、地下水資源の有効利用と保全に不可欠であり、今後の強力な調査が望まれる。

なお 1. でも述べたように、この方法はまったく経験的な法則性にもとづいて、過去の揚水データーから導かれたものであり、水理学的また土質力学的な揚水と圧密沈下の理論的考察とは独立して進められており、同一の地下水盆について筆者の方法と、数値的シミュレーションの方法と併用して、その整合性を早急に確かめる必要がある。

文 献

水収支研究グループ(1976)：地下水盆の管理〔理論と実際〕、東海大学出版会。

- 水収支研究グループ訳(1978)：地下水管理モデル——世界の現況とすう勢——、環境情勢科学センター。
 清水欣一(1964)：大山北西部の湧泉の水理地質学的研究、応用地質、5(3)：136-144。
 清水欣一(1965)：湧泉の見掛け単位面積排水量に関する考察(主としてカルスト泉の水理地質について)、応用地質、6(3)：145-157。
 清水欣一(1966a)：中国地方の地下水の研究——とくに地下水の単位面積排水量と水理地質条件との関連、応用地質、7(2)：51-78。
 清水欣一(1966b)：琉球石灰岩の湧泉に関する若干の知見～沖縄南部の湧泉について、地下水学会誌、11：17-21。
 清水欣一・黒川睦生(1974)：京都府亀岡盆地の水理地質について、陸水雑、35(2)：82-87。
 清水欣一・川崎敏(1976)：京都府相楽丘陵の水理地質、応用地質、17(2)：11-61。
 清水欣一(1978)：被圧地下水の単位面積排水量と地盤沈下との関係、応用地質、19(1)：1-11。
 清水欣一・和田温之・富田友幸・榎並信行・古川博恭(1980)：愛媛県宇和盆地の水理地質、応用地質、21(1)：1-9。

(著者：清水欣一、中国四国農政局、岡山市天神町；Kin-ichi Shimizu, Chugoku-Shikoku Noseikyoku, Okayama)。

1980年12月17日 受理

丹波層群に関する最近の知見

—兵庫県篠山盆地北方の丹波層群を例として—

大阪市立大学理学部 石賀 裕明

I. はじめに

西南日本内帯の丹波帯には、主にチャート、緑色岩および碎屑岩からなる丹波層群が広く分布している。緑色岩には、石灰岩がともなわれることがあり、以前はこの石灰岩から産出する紡錘虫、サンゴにより、丹波層群の年代は前・中期ペルム紀（一部後期石炭紀）にあたると考えられていた。しかし、Nakazawa and Nogami (1967) による、京都西山からの *Halobia* と共存するコノドントの発見以来、丹波帯の各地からトリアス紀コノドントが報告されるようになり、丹波帯には広くトリアス系が分布するものとされた。いっぽう、1970年代初頭から飛躍的な進歩をとげてきた、中生代放散虫層序の確立にともない、これまで年代の決定が望めないと考えられてきた碎屑岩からの放散虫化石の抽出が試みられ、泥岩層からジュラ紀放散虫が発見された (Is-zaki and Matsuda, 1980; 竹村, 1980; 下西・丹波地帯研究グループ, 1981; 田辺・丹波地帯研究グループ, 1982 など)。

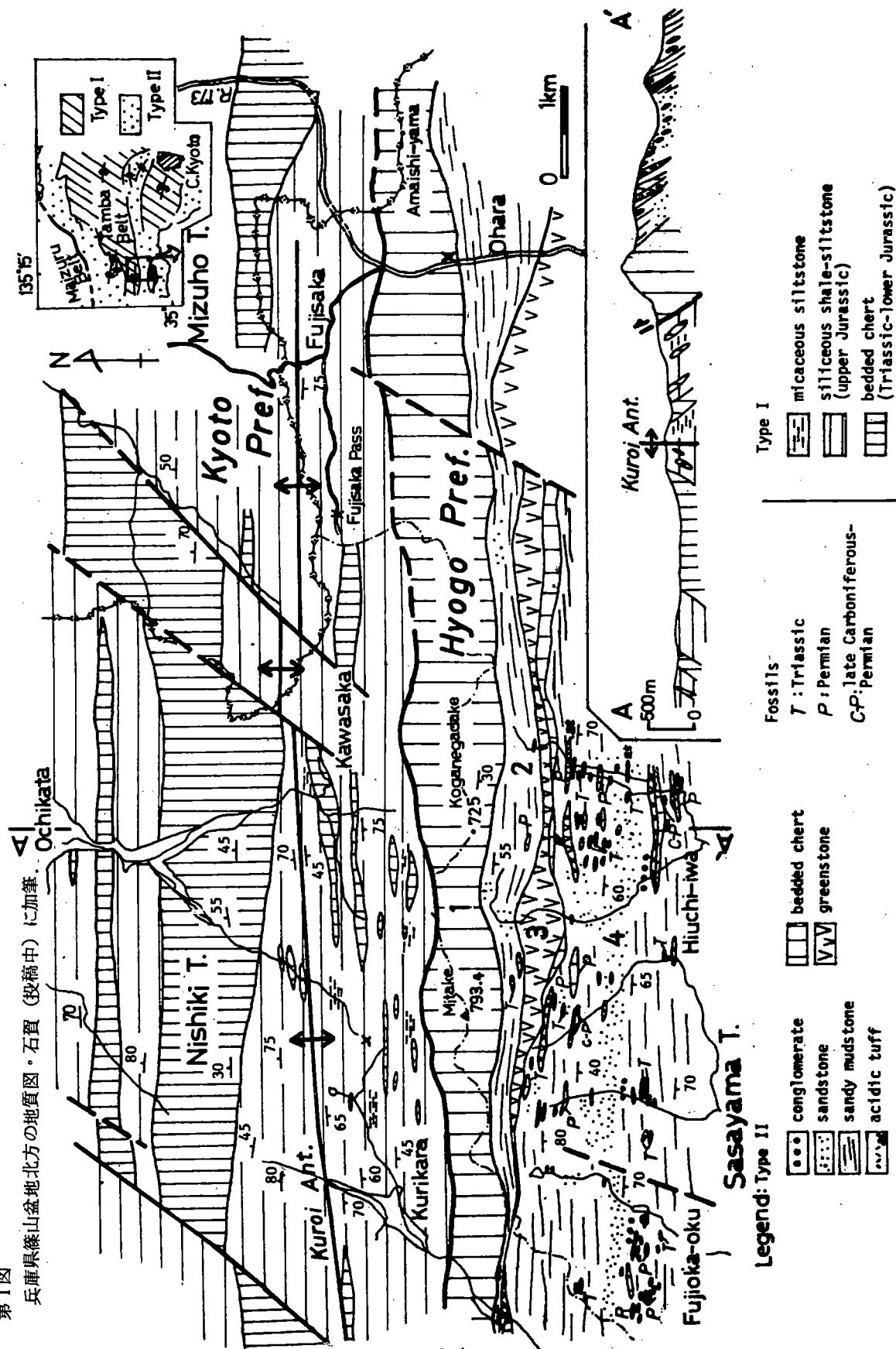
また、北米から Ormiston and Babcock (1979) および Holdsworth and Jones (1980) により報告された特徴的な形態をもつペルム紀放散虫も、丹波帯の層状チャート層からその産出が報告され、ペルム紀の詳細な放散虫化石層序がチャート層の内部で確立されてきている (Ishiga and Imoto, 1980; Ishiga et al., 1982a, 1982b, 1982c; Ishiga, 1982)。

このように化石が稀にしか発見されず、年代決定が困難であるとされていた丹波層群はコノドント、放散虫といった微化石を用いてその年代の推定が試みられ、後期石炭統一ペルム紀、トリアス紀、そして、ジュラ紀にわたる種々の年代の地層が含まれることが明らかになった。また、従来現地性とされていた地層のなかにもチャート、緑色岩等のオリストリスを含むオリストストローム（海底地塗り堆積物）が存在することが報告されてきた (松田, 1976; 石賀・丹波地帯研究グループ, 1981 など)。

このような成果にもとづき、丹波層群の層序と構造の再検討が始められた。そして、丹波層群はその構成メンバー組み合わせと、特定の岩相をもつ地層の年代分布に着目すると異なる2組の地層群に区分され、それぞれの地層群が現在の向斜部と背斜部に分かれて分布することが明らかとなった (石賀, 1982, 投稿中; 井本・丹波地帯研究グループ, 1982)。本論では、石賀 (1982,

第1図

兵庫県篠山盆地北方の地質図・石賀（投稿中）に加筆



投稿中)にもとづき、丹波帯西部篠山盆地北方地域に分布する丹波層群を構成する2組の地層群の差異について記載し、その識別の丹波帯形成史における意義について考察する。

II. 地質

調査地域は兵庫県多紀郡篠山盆地北部から京都府船井郡瑞穂町におよぶ地域である。この地域に分布する丹波層群は東西性の軸をもつ正立褶曲構造をなし、それは南から篠山向斜、黒井背斜からなる(第1図)。本論ではまず、篠山向斜および黒井背斜を構成する地層群の特徴について簡単にふれ、丹波層群を構成する2組の地層群の比較検討を行なう。

A. 篠山向斜北翼部

篠山向斜を構成する丹波層群の層序と構造は、坂口(1959)にまとめられており、下位より、佐仲峠層、真南条層、高城山層、新莊層に区分されている。佐仲峠層は東西延長数kmをこえる大規模なチャートを含むことで特徴づけられるとしているが、佐仲峠層および真南条層ともにチャート、緑色岩の小規模レンズ状、ブロック状岩体を含むオクストストロームを主としている。高城山層、新莊層は上記のようなチャート、緑色岩のレンズ状、ブロック状岩体を含まず、高城山層は成層した石灰質砂岩を主とする。また、新莊層は泥岩を主とするが、石英質砂岩を含んでいる。そして新莊層もしくは高城山層を不整合におおって下部白亜系篠山層群が向斜軸部に分布するとされている。

佐仲峠層および真南条層については岩相の特徴と産出化石のうえから4つの岩相単位に区分される。それは下位より、

1. 層状チャート層(層厚100-500m)。
2. 砂質泥岩を主とし、オリストストロームを含む地層(層厚50-400m以上)。
3. 層状チャートをともなう緑色岩層(80-200m)。
4. 砂質泥岩を主とし、オリストストロームを含む地層(層厚1,000m)。

である。

1および3の層状チャートは、ほぼ同様の岩相を示す。一般に赤色を呈し、珪質部と"はさみ"と呼ばれる泥のフィルムの互層からなる。単層の厚さは変化に富み、珪質部の厚さは、薄いものでは1cm以下、厚いものでは10cmを越えるものもある。これらのチャート層からはペルム紀および後期石炭紀を示すコノドント、放散虫が得られている。しかし、1のチャート層全体については、ある化石群集がくり返して産出したり、より古いとされている群集がそれよりも新しいとされている群集を産するチャートよりもみかけ上位から産出する場合があり、チャート層はその内部にくり返しがあるものと考えられる。1と2とは整合関係にあるとみているが、その性格については現在検討中である。

2および4は砂質泥岩を主とし、黒色シルト岩を含むオリストストロームで、4にはれき岩をとまう塊状砂岩が含まれる。大小様々の規模の層状チャート、緑色岩のレンズ状、ブロック状岩体が含まれ、チャートの年代は放散虫およびコノドントからみて、後期石炭紀、前期ペルム紀、前期ないし中期ペルム紀、前期トリアス紀、中期トリアス紀、後期トリアス紀と様々である。後期石炭紀および、ペルム紀のチャート岩体は1および3のチャートと同じ岩相の特徴をもつ。これらのチャート岩体は地層としての連続性は悪く、ブロック状もしくはレンズ状で、各岩体の岩相、年代は多様である。また、その配列に規則性はなく、各岩体とその周囲のジュラ紀碎屑岩（次記）とは堆積接触関係にあるところから、オリストリスとみなされる。

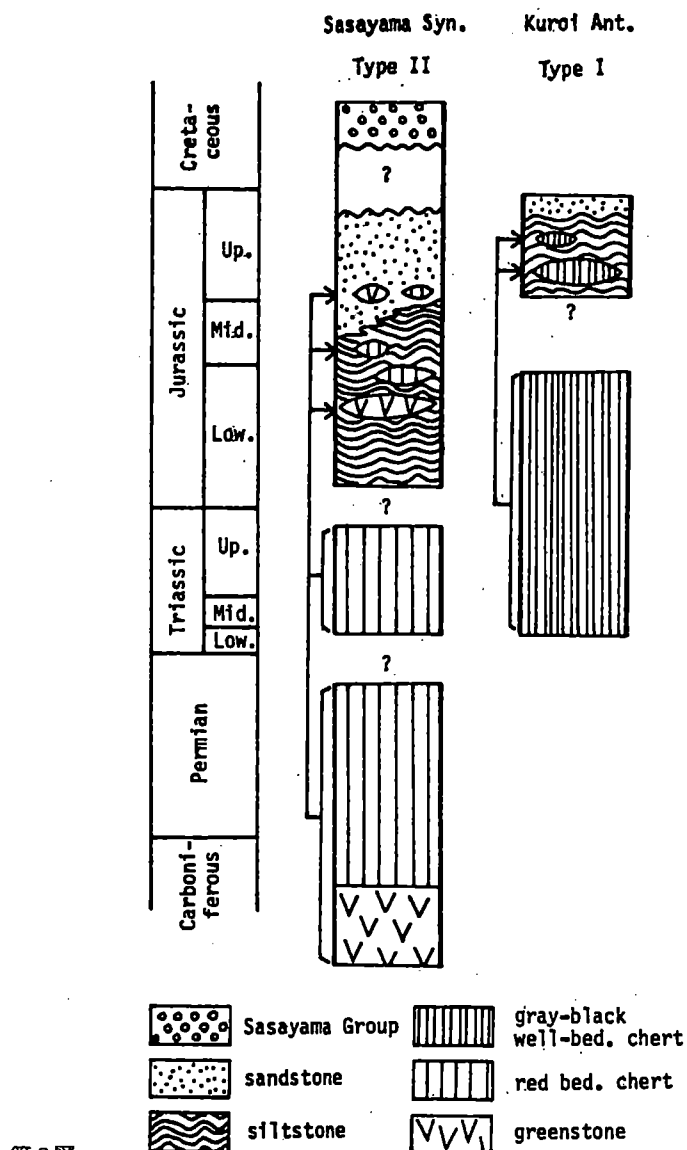
2および4の碎屑岩は、前期および中期ジュラ紀放散虫を産し、これらの碎屑岩層はジュラ紀層を含むものと考えられる。しかし、前期ジュラ紀放散虫と中期ジュラ紀放散虫がみかけ下位から上位にくり返して産することがあり、これが構造的くり返しであるのか、それとも、前期ジュラ紀層は中期ジュラ紀層中のオリストリスであるのかについては現在検討している。次節に述べる背斜部メンバーと向斜部メンバーの1チャート層とは層面にほぼ平行するスラスト性断層で接している。

B. 黒井背斜部

珪質シルト岩—黒色頁岩（オリストストロームを含む）および層状チャートからなり、砂岩は少ない。背斜部のチャート層は、東西延長が6 Km以上、層厚700 mにおよぶ大規模なもの（チャート層の内部では何回かのくり返しがあるものと思われる）から、数10 cm大のブロック状を呈するものまで、その規模は様々である。しかし、岩相の特徴はどのチャート岩体も同様に、一般に灰色ないし暗黒色を呈し、単層の厚さが2～4 cmでよく成層する。チャート層からはトリアス紀コノドントおよび、トリアス紀—前期ジュラ紀放散虫が得られたが、ペルム紀および石炭紀を示す化石は得られていない。

背斜部の碎屑岩は緑色珪質・シルト岩および黒色頁岩が大半を占め、特徴的な岩相として成層雲母質シルト岩が認められる。これらには強くへき開が発達していることが多い。チャート層と碎屑岩の関係については、黒井背斜東方延長部の八丁背斜部で認められているような、チャートから珪質頁岩への漸移関係（田辺・丹波地帯研究グループ，1982）はいまのところ認められず、多くの場合両者は堆積接触関係にある。碎屑岩の年代については、緑色シルト岩からジュラ紀後期を示す放散虫が得られており、背斜部には後期ジュラ紀層が広く分布すると思われる。しかし、碎屑岩の層序については、みかけ下位より淡緑色シルト岩→黒色頁岩→成層雲母質シルト岩ないし細粒—中粒砂岩へ移行している様子が観察され、その層厚は約200 mと見積られる。従ってみかけの層厚が800 mを越える背斜部の上部ジュラ系が整合—連に累重としているとは考え難く、地層はくり返しているものと思われる。現在その実態の具体的解析を行なっている。

Ⅲ. 考察



第2図

I型, II型地層群の特徴をまとめた模式柱状図・石賀(投稿中)より引用。

1. 2組の地層群の比較

篠山向斜と黒井背斜を構成する地層の特徴を模式柱状図にまとめたのが第2図である。ここに示されるように層序の垂直変化のパターンは類似しているが、それぞれの岩相の年代分布範囲には大きな差異がある。岩相についても、1) 緑色岩は向斜部には認められるが背斜部には見られない。2) チャートについては向斜部のものは赤色を呈するものが多く層理も不規則であるのに

対し、背斜部のものは、一般に灰—黒色を呈し、層理の規則的なものが多い。3) 碎屑岩については向斜部にはれき岩をとまう塊状砂岩が認められるのに対し、背斜部のものは、珪質シルト岩—頁岩を主とし砂岩は少ない。など向斜部と背斜部ではその構成メンバーの間に相異がみられる。ここで向斜部に分布する地層群をⅡ型地層群、背斜部のものをⅠ型地層群と呼ぶことにする。両者は地層面にほぼ平行する断層で接しており、堆積接触にある場合はみとめられていない。なお、下部白亜系篠山層群はⅡ型地層群を不整合におおっている。

2. 2組の地層群の " 重ね合わせ構造 "

このような2組の地層群は丹波帯の北部、中央部、南部においても最近識別されてきており、両者にはここでふれたのと同様の差異が認められ、それぞれが向斜部と背斜部に分かれて分布するとされている(井本・丹波地帯研究グループ, 1982)。向斜—背斜構造については向斜内部の古い地層群が、スラスト性断層によって"底上げ"された状態にあるものとする考えがある(井本・清水・丹波地帯研究グループ, 1981)。しかし、向斜内部には背斜部を構成するようなⅠ型地層群は存在しないで、この"底上げ"説は修正を必要とする。すなわち、より古期に形成されたオリストストロームを含むⅡ型地層群がⅠ型地層群の上に構造的に重なり、それが後に褶曲し、現在の向斜部と背斜部にそれぞれ分布するような構造が形成されたと考えられる。このような地層の広がりや丹波帯全体にわたるものであるとすれば、地層の大規模な構造的積み重なりを考えなければならない。

文 献

- Holdsworth, B.K. and Jones, D.L., 1980: Preliminary radiolarian Zonation for Late Devonian through Permian time. *Geology*, 8, 281-284.
- 井本伸広・清水大吉郎・丹波地帯研究グループ, 1981: 丹波地帯の中・古生界層序の再検討・構造地質研究会誌, no. 25, (中・古生代造構作用の諸問題), 25-31.
- ・丹波地帯研究グループ, 1982: 丹波層群の層序と地質構造の再検討・日本地質学会関西支部報, no. 92, 6.
- 石賀裕明, 1982: 兵庫県篠山盆地北方の地質——とくに丹波層群を構成する2組の地層群について——. 同上, no. 92, 5.
- ・投稿中: "丹波層群"を構成する2組の地層群について——丹波帯西部の例——. 地質雑.
- Ishiga, H., 1982: Late Carboniferous and Early Permian Radiolarians from the Tamba Belt, Southwest Japan. *Earth Sci.*

(*Chikyu-kagaku*), **36**,

and Imoto, N., 1980: Some Permian Radiolarians in the Tamba District, Southwest Japan. *Ibd.*, **34**, 333-345.

, Kito, T. and Imoto, N., 1982a: Late Permian Radiolarian Assemblages in the Tamba District and an adjacent area, Southwest Japan. *Ibd.* **36**, 10-22.

, ——— and ———, 1982b: Permian Radiolarian Biostratigraphy. *News of Osaka Micropaleontologists Special Volume* no. 5, 17-26.

, ——— and ———, 1982c: Middle Permian Radiolarian Assemblages in the Tamba District and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu-kagaku)*, **36**,

石賀裕明・丹波地帯研究グループ, 1981: 丹波層群L-砂岩層に含まれる小規模チャート岩体の地質時代. 日本地質学会関西支部報, no. 90, 4-5.

Isozaki, Y. and Matsuda, T., 1980: Age of the Tamba Group along the Hozugawa "Anticline", Western Hills of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **23**, 115-134.

松田哲夫, 1976: 丹波地帯地向斜堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, 49.

Nakazawa, K. and Nogami, Y., 1967: Problematic occurrence of the Upper Triassic fossils from the Western Hills of Kyoto. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. and Miner.*, **34**, 9-22.

Ormiston, A. and Babcock, L., 1979: Follicucullus, new radiolarian genus from the Guadalupian (Permian) Lamar Limestone of the Delaware Basin, *Jour. Paleont.* **53**, 328-334.

坂口重雄, 1959: 兵庫県篠山盆地の層序と構造——丹波地帯南部の地質(2)——. 大阪学大紀要, **8**, 34-46.

下西繁義・丹波地帯研究グループ, 1981: 丹波層群L-砂岩層からのモノチス化石の産出. 日本地質学会関西支部報, no. 89, 3-4.

竹村厚司, 1981: 亀岡市南部の丹波地帯中・古生界. 大阪微化石研究会機関誌, no. 8, 22-31.

田辺利幸・丹波地帯研究グループ, 1982: 丹波地帯からの *Mirifusus baileyi* 群集の産出について. 日本地質学会関西支部報, no. 92, 4.

北摂山地の有馬層群と花崗岩類

大阪市立大学理学部

吉 田 久 昭

北摂山地の地質は、その西部に位置する新第三紀中新統の神戸層群からなる三田盆地を取り囲むようにして、基盤岩類の中生代白亜系の有馬層群と中・古生界の丹波層群が分布している（第1図）。

基盤岩類の有馬層群・丹波層群中には、六甲花崗岩や三草山石英斑レイ岩などの深成岩が岩株状に貫入しており、また、篠山盆地では前期白亜系の篠山層群が舟底状に分布している。ここではこれら基盤岩類のうち、有馬層群と花崗岩類の概要および有馬層群とその基盤岩との関係について述べる。

1 有馬層群

有馬層群は、六甲山地以北に広く分布する凝灰岩・凝灰角礫岩を主体とする流紋岩質火砕岩類の総称としてつけられた層群名である。しかし、その分布は、西方で姫路地域に分布する相生層群、北西部で兵庫県の後背部をなす生野層群に連続している（第2図）（第1表）。

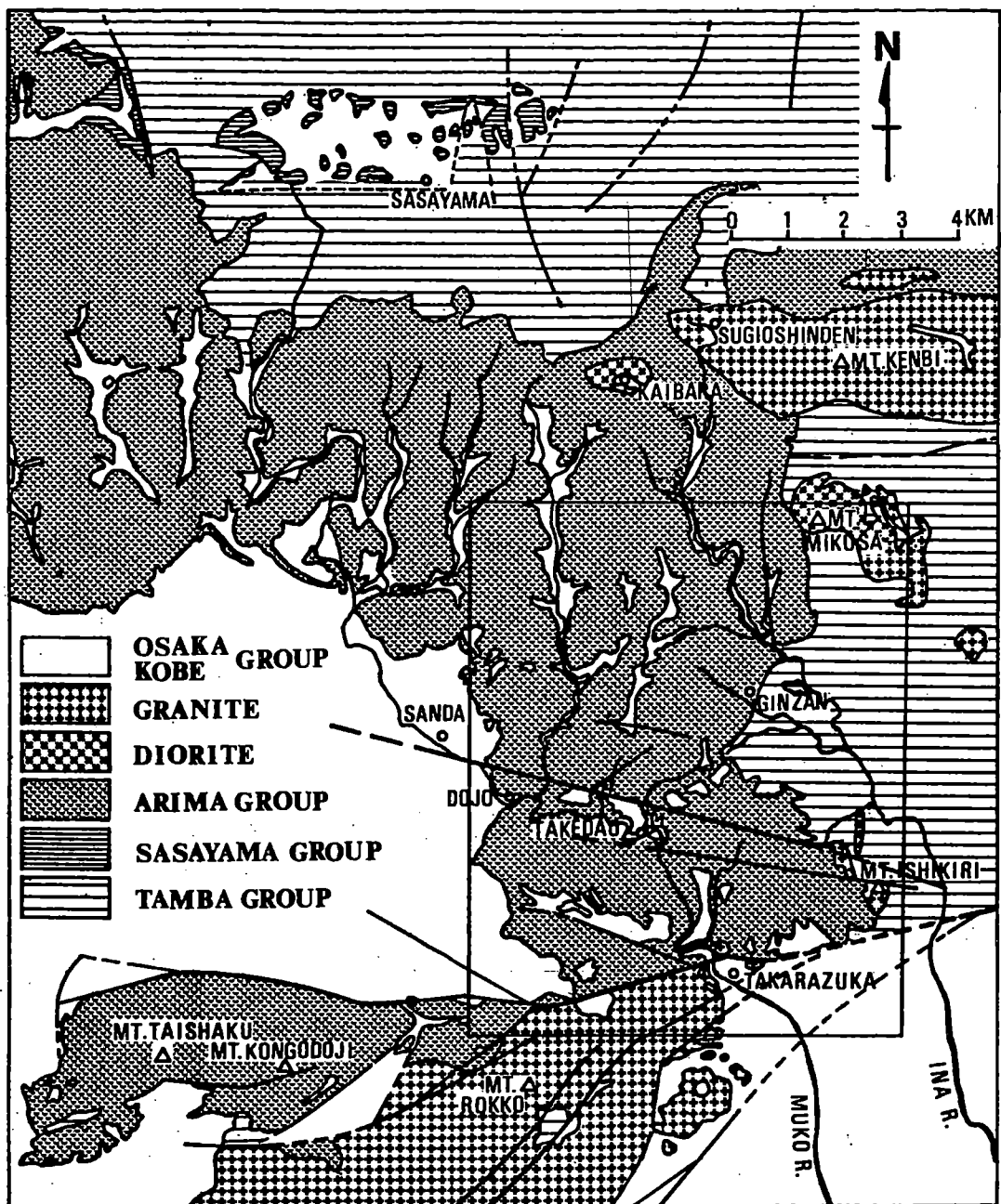
北摂山地の有馬層群は、2枚の連続性のよい水底堆積層によって、下部・中部・上部の流紋岩質溶結凝灰岩に区分されている。各溶結凝灰岩は流紋岩溶岩を挟み、その積算層厚は2,000mに達する。水底堆積層は層理の発達した凝灰質泥岩・砂岩層とその中に挟まる火山礫凝灰岩層からなる。流紋岩質溶結凝灰岩は結晶質で、岩片が目立つものが多い。結晶片はおもに石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなり、まれに角閃石が含まれる。本質レンズは一般に長径数cm以内の小型で量的に少ない。溶結凝灰岩のSiO₂重量百分率は65～71%を示す。流紋岩溶岩は流理構造が明瞭で、石英・斜長石の斑晶を含み、岩体の縁辺部に球顆構造や自破礫構造がみられる。溶岩のSiO₂重量百分率は70～76%を示す（第3図）。

2 花崗岩類

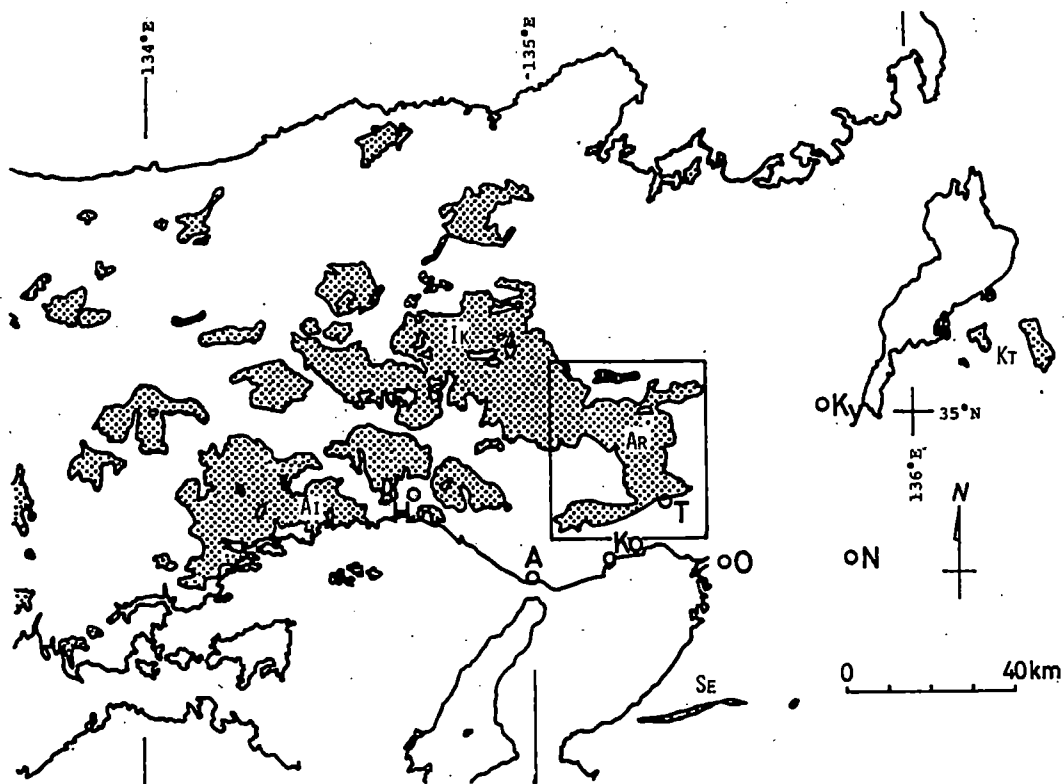
有馬層群中に貫入している白亜紀花崗岩類は、山陽側と山陰側の間の中央山地に岩株状に分布する中央深成岩類と山陽側に分布する広島花崗岩に二分されている。中央深成岩類は花崗岩～石英斑レイ岩と岩相変化に富む。一般に岩株状の花崗岩体の周辺部では微花崗岩質あるいは微文象構造を示す。

北摂山地に分布している有馬層群やその隣接地域の丹波層群に貫入し、有馬層群に熱変成作用を与えている中央深成岩類の岩株状岩体には、宝塚市石切山付近に分布する石切山花崗閃緑岩体、能勢町三草山付近に分布する三草山石英斑レイ岩～文象斑岩体、能勢町剣尾山から猪名川町杉生新田にかけて分布する剣尾山花崗岩体、猪名川町柏原付近に分布する柏原石英斑レイ岩体がある。

石切山花崗閃緑岩体は、中粒の花崗閃緑岩（ $qz \approx pl > kf \gg bi > ho$ ）を主体とし、花崗岩と閃緑岩の小岩体を伴う。閃緑岩の小岩体は石切山の西北西7.5kmにある宝塚市川下川ダムの北に分布



第1図 有馬層群分布地域の地質概略図
第3図の柱状図は枠で囲まれた範囲



第2図 近畿地方内帯の白亜紀火砕岩類の分布
 枠で囲まれた範囲は第1図の地質図の位置を示す
 K_T : 湖東流紋岩 S_E : 泉南層群 A_R : 有馬層群
 I_K : 生野層群 A_I : 相生層群

STAGE	STRATIGRAPHIC SUCCESSION	COMPOSITION · THICKNESS
III	SASORI WELDED TUFF (W ₆)	rhyolite Q=P>A>B 250m+
	TUFF	
	TUKUNAMI LAVA	rhyolite 150m
	SAKAINO WELDED TUFF (W ₅)	rhyodacite P>Q>B>A 200m
	GEN'NOIKE BEDS (S ₂)	~ 200m
II	NAGAOYAMA LAVA	rhyolite 200m
	TAMAZE WELDED TUFF (W ₄)	rhyolite Q=P>A>B 100m
	lower (W ₃)	rhyodacite P>Q>A>B 300m
	BOSANGAWA BEDS (S ₁)	~200m
I	TAKEDAO LAPILLI TUFF (NW ₂)	50m
	TAKEDA WELDED TUFF (W ₁)	rhyolite Q≧P>A>B 150m+

第1表 有馬層群の層序区分と岩相

し、単斜輝石を含む変質した粗粒～細粒の閃緑岩 ($pl > chl (ho?) \gg cpx > kfs$) からなる。

これらの岩体の熱変成作用によって、有馬層群中部の凝灰岩はホルンフェルス化をうけており、特に凝灰質泥岩中には鏡下で斑点状に黒雲母の集合体の晶出が見られる。

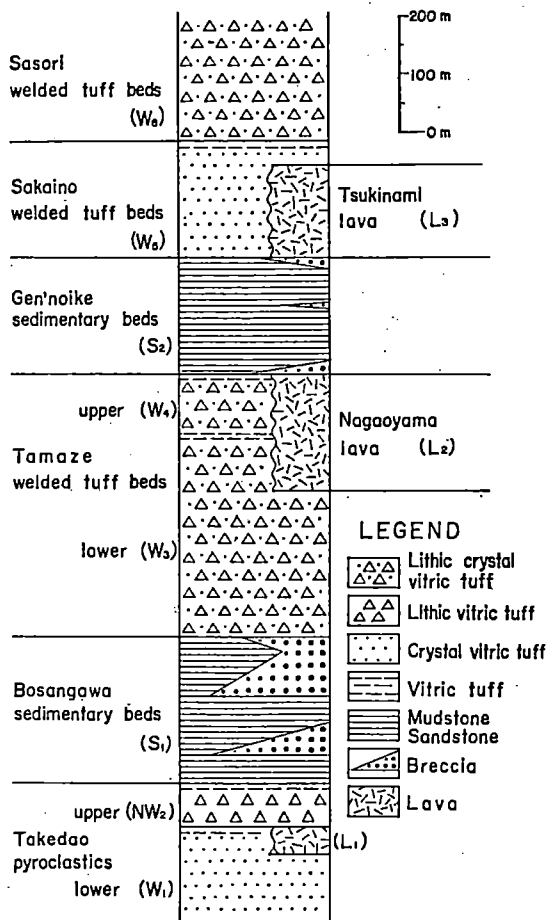
三草山岩体は石英斑レイ岩～文象斑岩の複合岩体である (田結庄他, 1977)。この岩体のすぐ西にある猪名川町仁部の有馬層群上部の溶結凝灰岩は熱変成作用によりホルンフェルス化を受けている。

剣尾山花崗岩体は角閃石黒雲母花崗岩 ($qz > kf > pl \gg bi > ho$) を主体とする。この岩体の西縁部と有馬層群上部の溶結凝灰岩との間には中・古生層の丹波層群とNW-SE方向の花崗斑岩の岩脈を挟んでいるので、有馬層群に対する熱変成作用の影響ははっきりしない。しかし、剣尾山岩体北方の瑠璃溪に分布する有馬層群相当層の凝灰岩は、強い熱変成作用によりザクロ石を生じている。

柏原石英斑レイ岩体は中粒の石英斑レイ岩 ($pl > qz > px > ho > bi$) からなる。この岩体の周辺に分布する有馬層群上部の溶結凝灰岩も熱変成作用によりホルンフェルス化をうけている。

この他、城東町の箆坊温泉西に剣尾山花崗岩の延長部とみなされる花崗岩の小露出があり、周囲の有馬層群の凝灰岩に熱変成作用を与えている。

北摂山地の中央深成岩類の地質年代は、ほぼ同時期に貫入したと考えられる茨木花崗岩の放射年代 (能勢岩体: Rb-Sr法で96 my, K-Ar法で74~76 my, 妙見岩体: Rb-Sr法で76~78 my, K-Ar法で74~76 my) から75~80 myと推定される (第2表)。



第3図 北摂山地の有馬層群の模式柱状図

Rokko Granite K-A 72m.y.(bi) ➤ STAGE II

Rb-Sr 110m.y.(kf) ➤ STAGE II

Ibaragi Granitic Complex

Nose pluton Rb-Sr 96m.y. K-A 74-76m.y.

Myoken pluton Rb-Sr 76-78 m.y. K-A 74-76m.y.

Mikusayama Complex

Xenolith K-A 80m.y. ➤ STAGE III

Ikuno-Akenobe Province

Pre-ore dykes Fission 65-72m.y.

Post-ore dykes Fission 51-55m.y.

第2表 有馬層群分布地域および周辺地域に貫入している深成岩・脈岩の放射年代
(▶印は有馬層群に熱変成作用を与えている深成岩)

3 有馬層群とその基盤の丹波層群・篠山層群との関係

有馬層群の構造は、東西性の軸を有する $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の緩傾斜の波曲構造を示す。これに対し、有馬層群の基盤の丹波層群の構造は、ほぼ東西の軸をもつ $40^{\circ} \sim 90^{\circ}$ の急傾斜の向斜構造(Sakaguchi, 1974), また、篠山層群も東西性の軸をもつ $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の舟底状構造をしている(坂口, 1959)。このことから有馬層群とその基盤の丹波層群・篠山層群は傾斜不整合の関係にある。しかし、地表踏査で明瞭な傾斜不整合がわかる露頭は、あまり知られていない。次に有馬層群と基盤の関係を列挙してみる。

- (1) 有馬層群の黒色泥岩が丹波層群の黒色粘板岩を被覆するが、どちらも岩相が似ており境界ははっきりしない(猪名川町上肝川)。
- (2) 有馬層群中部の溶岩が、丹波層群の粘板岩を被覆する(猪名川町猪淵)。

- (3) 有馬層群下部の火山礫凝灰岩が、丹波層群の砂岩・粘板岩層を急傾斜で接する（猪名川町銀山）。
- (4) 有馬層群上部の溶結凝灰岩が、丹波層群を被覆するが、両者の間に丹波層群および有馬層群由来の不陶汰、歪角礫～歪円礫を含む凝灰質礫岩層を挟在する（猪名川町槻並）。
- (5) 有馬層群の凝灰岩が篠山層群の礫岩層と傾斜不整合で被覆する（山南町下滝）。
- (6) 有馬層群と丹波層群が断層で接する（三田市上村）。
- (7) 有馬層群と丹波層群との境界附近数十m間が露頭を欠如し、丹波層群側が破碎を受けている（能勢町石堂、丹南町味間奥）。

これらの中で、(1)～(5)は不整合関係を(6)～(7)は断層関係を示している。

有馬層群堆積地域は大量の火砕岩噴出時にカルデラのような陥没地形が形成されたと水底堆積層から推定されるので、断層関係はその辺縁部そして不整合関係はその内部の状態を表しているのであろう。

4 先有馬の花崗岩類

有馬層群の溶結凝灰岩中の石質岩片や火山礫凝灰岩中の火山礫あるいは溶岩の捕獲岩として、まれに花崗岩や石英斑岩が見られる。これは有馬層群堆積前に基盤に深成岩類の貫入があったことを示す。

花崗岩と石英斑岩の岩片・礫・捕獲岩は次の地点で見つけられている。

- (1) 武田尾の東、僧川左岸の道路の切割：有馬層群下部の火山礫凝灰岩中含まれる径約6cmの石英閃緑岩。
- (2) 裏六甲帝釈山地、岩谷峠南東の石切場：有馬層群中心の溶結凝灰岩中に含有される径数cm～10cmの中粒花崗岩～石英閃緑岩岩片（裏六甲酸性火砕岩研究グループ、1979）。
- (3) 猪名川町杉生、川辺カンツリークラブ入口道路の切割：有馬層群上部の凝灰岩中に散在する径1～50cmの斑状黒雲母花崗岩と石英斑岩。
- (4) 城東町竜坊温泉、道路の切割：有馬層群安山岩溶岩中の径5cmの花崗岩捕獲岩（田結庄他、1981）。
- (5) 亀岡市土ヶ畑、道路の切割：有馬層群相当層の凝灰岩中に散在する風化した長円形の花崗岩（田結庄他、1981）。

有馬層群中に含有される花崗岩や石英斑岩の岩片は、一般に数cm～数十cmの大きさで、歪角礫～歪円礫状であり、破碎組織が見られない。また、露頭でこれらの岩片が分布する範囲は径数十m以内に限られる。

近畿地方内帯の先有馬の花崗岩類は、舞鶴帯の古生代末から中生代初期のプロトクラスチックないしカタクラスチックの構造をもつ花崗岩質岩と領家帯の強い片麻状構造をもつ古期領家花崗岩及び均

質塊状の新期領家花崗岩がある。有馬層群中に岩片として含有される花崗岩は構造運動の影響を受けている舞鶴帯や古期領家花崗岩の可能性は少なく、新期領家帯の花崗岩または丹波層群中に貫入した先有馬の花崗岩の可能性が考えられる。

文 献

坂口重雄(1959), 兵庫県篠山盆地の層序と構造, 大阪学大紀要, 8号, 34~46。

SAKAGUCHI.S.(1974), *Geology of the Tamba District Comm Mem. Publ Commem*, 1-134。

田結庄良昭, 中島和一, 地垣憲二(1977), 兵庫・大阪県境, 三草山付近の石英はんれい岩-文象斑岩, 複合岩体について, 岩鉱, 72, 263-276。

田結庄良昭, 中島和一, 安尾友宏, 平尾健(1981), 北摂, 剣尾山付近の花崗岩類(予報), 地質学会関西支部報, No.89, 演旨。

裏六甲酸性火砕岩研究グループ(1979), 神戸市北部, 帝釈山地の後期中生代酸性火砕岩類, 地質学論集, 17, 221-230。

藤岡ダムの地質概要と基礎処理について

兵庫県篠山農業水利建設事務所

遠藤郁二，九合 精，立花速雄

1. 事業概要

藤岡ダムは、兵庫県の県管かんがい排水事業篠山川沿岸地区において築造される4ヶ所のダムのうちの1つである。

当事業は兵庫県の東北部に位置し、瀬戸内海と日本海を結ぶちょうど中央に当り、東は京都府の亀岡市に隣接しており民謡のデカンショ節の中で唄われている『丹波篠山山家の狼が』の多紀郡篠山町を中心とした篠山町，西紀町，丹南町という3町にまたがった約2,000haの水田地帯の水源確保のためのかんがい事業である。藤岡ダムを除く他の3ヶ所のダムは既に完了している。

藤岡ダムは、昭和54年12月より着手し54年度仮排水路、55年度仮締切堤、床掘、基礎処理、56年度基礎処理、本堤盛土を実施し、57年度，58年度に渡り、本堤盛土、洪水吐、取水設備、その他附帯工を行い、昭和58年7月完成を目途に現在施工中である。

当ダムの諸元は下記に示す通りである。

藤岡ダムの諸元

ダム型式	中心コア型ロックフィルダム
堤高	43.4 m
堤長	164.6 m
堤体積	360,000 m ³
流域面積	1.94 Km ²
総貯水量	870,000 m ³
有効貯水量	784,000 m ³

2. 地形

本ダムサイトは、兵庫県多紀郡篠山町藤岡奥に位置し、加古川水系篠山川支流の藤岡川に設けられる。この藤岡川はダムサイト北方にある標高700m級の急峻な山岳地帯に源を発し南下して篠

山盆地に注ぐ小規模な河川である。

ダムサイトは藤岡川の中央あたりにあり、急峻な山岳地形から丘陵性の緩やかな地形に移行する河谷である。兩岸の傾斜は左岸で約 40° 右岸では約 50° と急である。河床巾は約 90 m 余りあり、U字形の地形である。

3. 地質

地質は、古生代二疊紀丹波層群真南条層に属する。ダム周辺の地質状況別添図面に示す通りである。ダムサイトは主に輝緑凝灰岩及びチャートが分布し、一部に粘板岩、砂岩が見られる。ダム床掘完了後の地質概要を河床部、左右岸部、コア敷部に分けて以下に述べる。

(1) 河床部

ダム敷部の河床部は約 90 m 余りの巾があり、上流端から下流端にかけて標高 270 m ~ 265 m 緩傾斜となっており、厚さ約 10 m に及ぶ河床堆積層が分布している。下流端には、堤高 10 m 程のため池があり、ダム工事着手までは農業用水として利用されていた。

堆積層の層相は、上位 $0 \sim 5\text{ m}$ ぐらいまでは粘土優勢の砂礫層となっている。又、下位 $5 \sim 10\text{ m}$ までは、砂礫優勢の堆積層となっている。岩相的には $\phi 5 \sim 10\text{ cm}$ max 40 cm くらいの亜円～亜角礫からなり、砂岩、輝緑凝灰岩、チャート、粘板岩と多様な構成礫を有している。マトリックスは粘土分に比し、比較的砂分が多いようである。

下位の砂礫優勢層は、旧ため池の築造前の藤岡川の運搬力の大きな時期の産物と思われる。上位の粘土優勢層は、砂礫優勢層の上にため池が築堤され河川の運搬力が低下した後の産物であると考えられる。

(2) 左右岸部

左右岸部の表土の発達はいく、岩盤が多く露頭している。地質的には、左岸のダム軸上流 $10 \sim 30\text{ m}$ の間で火山細礫岩及び崖錐が一部ある他、チャート及びチャート優勢層が互層に分布している。岩級区分でみると一般に左岸部で (CM) ~ (CL) 級、(CM) 級、右岸部で (CL) 級、(CL) ~ (CM) 級と左岸側に比べ右岸側の劣化が進んでいる。又、チャート部に比べ輝緑凝灰岩部の岩盤劣化が目立ち、特に塊状輝緑凝灰岩の風化が顕著である。

構造的には、 $N80W \sim N70E$ 、一般走向EW、傾斜は一般に $70^\circ S$ 程度である。層状輝緑凝灰岩部においては比較的明瞭な層理面を有している所が目立つが、チャート部においては走向傾斜が乱雑で微褶曲構造を呈している所が殆んどである。

(3) コアートレンチ部

コアートレンチ内も他の部分と同様、輝緑凝灰岩、粘板岩、チャートとこれらの互層で構成さ

れており、各岩相は、いずれも単一岩相として産することは少なく、その殆んどが、漸移的、互層的な関係を示しており、その相対的な量比によって様々な分類が可能な程、極めて複雑な地質構成を成している。

構造的には、地層の一般走向は傾斜 $65^{\circ} \sim 85^{\circ}S$ が卓越しているが、所によっては 90° から地傾斜 80° 前後を示す所も見られる。

(4) コアートレンチ内の断層状況

河床部においては、断層等の弱線は、NE系及びこれらを切ってNW系のものが発達しており、特に後者のNW系（ダム軸に対して上下流方向の右岸側から左岸側に向う断層群）のものに、やや規模の大きいものが目立っており、F-1, F-4, F-5の断層は地傾斜の高角度逆断層と思われる。

F-1断層は破碎巾（10 ～ 60cm） 粘土巾（2 ～ 20cm）

F-4断層は " （2 ～ 50cm） " （1 ～ 5cm）

F-5断層は " （5 ～ 100cm） " （2 ～ 20cm）をそれぞれ有しているが、コア一敷部において比較的その巾も狭く2～20cm程度である。

左岸部においては、NW系のややシャープな断層F-13があり、破碎巾（8～10cm）、粘土巾（1～5cm）を有している。全体に断層等の弱線に沿った岩盤劣化が進んで節理に沿った小さいクラックが多く発達している程度で大規模な脆弱ゾーンは見られない。

右岸部においては、多くの小規模弱線が存在するがそのうち目立ったものとしては、

F-7 破碎巾（2～40cm） 粘土巾（1～30cm）

F-8 " （20～40cm） " （5～20cm）

F-9 " （30～80cm） " （2cm）

F-10～F-12 " （10～20cm） " （0～5cm）等がある。

特にF-9付近には弱線が密集し、節理、弱線、層境界等に沿って褐色の流入粘土やシームを挟んでいる。

4. 基礎処理

ダム型式は堤体の安定性、経済性より別添図面に示す通り中心コア型ロックフィルダムとした。以下盛土ゾーン別の基礎処理について述べる。

(1) コアゾーン

河床部の河床堆積層は透水係数で $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{ cm/S}$ オーダーと非常に透水性である。このため、基礎地盤としては堆積層及び (D) 級岩盤を除去し (CL) 級以上の岩盤に岩着させる。

又兩岸部は表層の土砂及び (D) 級岩盤までを除去し、河床部と同様に (CL) 級以上の岩盤に岩着させることにした。

基礎岩盤の止水性はルジオン値で3～5ルジオン以下を確保する計画とし、セメントグラウトにより改良することとした。

グラウト計画

○カーテングラウト

カーテングラウトは、他の3ヶ所のダムの実績を基にダムセンターを中心に2列を計画した。列間隔1.5m, 孔間隔2.0m千鳥、深度は $L = \frac{1}{3}H + C$ (H; 堤高, C; 定数)の式を基準として計画した。

実施に当っては列間隔, 孔間隔は、テストグラウトを行い、検討することとした。しかし地質構造が非常に複雑でコア敷全体を見ても単一岩相を成す所は殆んどなく、テストグラウトによって孔配置を決定しても全ての場所での適用は困難であり、十分な効果が期待できないため、当初計画どうりの孔配置として、透水テストの結果により未改良部分があれば追加孔を実施することとした。又、深度はダム縦断方向に10mに1本ごとのパイロット孔により、5ルジオン以上の岩盤までを改良深度とした。

○補助グラウト

コア敷の岩盤の表層部分は、全般的に亀裂が多いためカーテングラウト注入時に確実に高圧がかけられるよう、これを補うためにカーテングラウトの上下流1.5mの所に孔間隔2m, 深度5mの補助グラウト各1列を実施した。

その他亀裂が多くコア岩着部付近で浸透の恐れがある所についても、バイピング発生の原因となるため、補助グラウトを追加した。

○断層処理

F-5及びF-9断層についてはコア敷部で平均50cm程の破砕巾があり、不等沈下等が予想されるためコンクリートにより置換した。その他小規模な断層は、表面の断層粘土をコア材で置換した。

(2) ロックゾーン

河床部は厚さ約10m程度の河床堆積層がある。上位5mくらいまでは粘土優勢の砂礫層で貫入試験の結果、大部分がN値20以下の層であった。下位5mは部分的にレンズ状に粘土層を挟むが、全般的にN値30～50の層となっており、堆積層は、上位, 下位と明瞭に区分できる二分構造となっている。

一般的に砂基礎の場合、N値が20以下のときは地震時に液状化現象を発生しやすい。このた

めダムの基礎処理は液状化及び不等沈下防止，支持力不足等に対処するため、上位の粘土優勢の砂礫層を除去した。

兩岸部は、岩盤が露出している所が多く、土砂部も非常に浅く1～2 mの表土を取り除けば、殆んど岩着する。下流ゾーンは、左右岸とも表土1 m程度を取り除き、(CL)～(CM)級岩盤に岩着させた。又、上流ゾーンは、左岸で一部崖錐があるが、その他は表土を取り除き(D)～(CL)級岩盤に岩着させた。崖錐についても極、部分的なものであり、貯水池の水位降下時の吸い出しの対策をすれば支持力については特に問題はなく、ロック材と崖錐の間にクラッシャーランによるフィルターゾーンを設けた。

5. まとめ

ダムの施工中の盛土管理及び築堤完成後の堤体の挙動を観測するため、別添に示す観測計器を設置した。

計器のうちダムの基礎に関係した計器の現在までの観測結果を示す。

(1) コア-敷の岩盤内間隙水圧計

グラウト改良深度は、ルジオン値で $Lu > 5$ 以上の岩盤までを改良することとし、グラウト施工前のパイロット孔による透水試験の結果、左岸部、河床部で約20 m、右岸部で20～40 m程が必要となった。グラウト終了後の透水試験の結果、右岸部において一部追加グラウトを行った所を除き、その他は左岸部、河床部とも計画通りの孔配置で、目標値 $Lu > 5$ まで改良することができた。

又、貯水時におけるカーテングラウト効果を観察するため、岩盤内にカーテングラウトを挟んで上下流に床掘面より8 m下に間隙水圧計を設置した。設置時から現在まで14ヶ月測定した結果、ダム上流の仮締切堤に仮かんがい用水確保のため現在貯水しているが、その満水面標高EL. 282.0 mと岩盤内間隙水圧計設置標高EL. 251.0 mとの差31.0 mに対し、上流側 $P_1 = 1.7 \text{ Kg/cm}^2$ 、下流側 1.2 Kg/cm^2 を示している。この 0.5 Kg/cm^2 の差はグラウト効果を示すものと判断しているが、詳細な解析について今後の試験貯水時の水位変動に伴う水圧の観察結果を待つ必要がある。

(2) 河床堆積層内地盤変位計

ロックゾーンの盛土は河床砂礫を基盤としており、その沈下状況を調べるため上流に2ヶ所、下流に2ヶ所の沈下計を設置した。

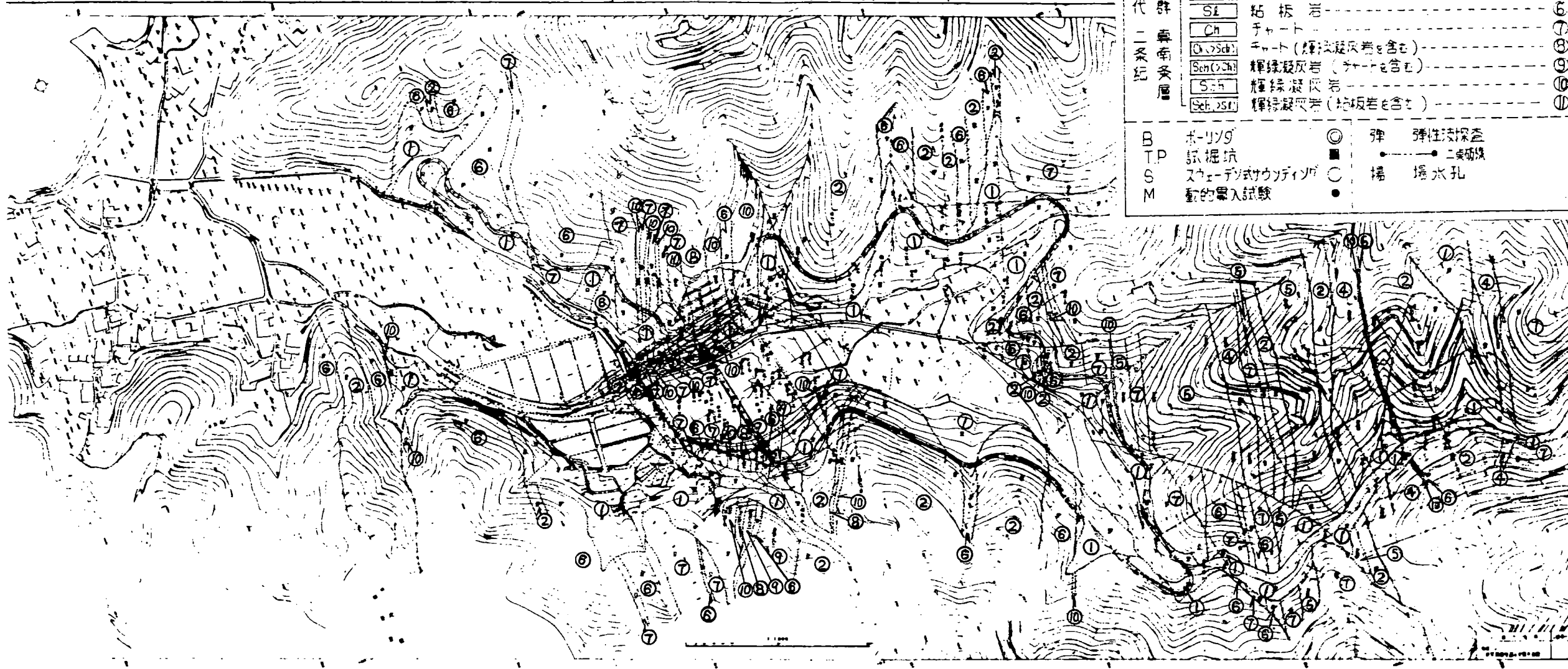
その結果、設置後盛土の上載荷重がそれ程大きくない段階で上流側 S_1 、 S_2 については約2 cm、下流側 S_3 、 S_4 については約4 cm程が沈下している。これは沈下計の機構的關係から計器

設置地盤の掘りゆるみをとらえたものと判断される。その後の盛土の進行に伴って、さらに上流 S_1 で 2 cm 、下流 S_3 , S_4 で 4 cm 沈下している。河床堆積層の厚さ 5 m に対し 1% 以下であり、特に問題はない。しかし、 S_2 については 23 cm 程度沈下している。これは S_2 地点にレンズ状の粘土層があるためではないかと思われる。計器設置後約 12 ヶ月経過して盛土高で 5 m 程になってから沈下が始まっているが、これは床掘で取り除いた砂礫層の厚さに相当し、これらによる先行荷重以上の盛土高になって、再び圧密沈下が始まったものと考えられる。

その後、盛土完了後沈下はおさまっており、沈下量としては層厚に対し 5% 程度であり、ロックの盛土としては問題ないと判断される。

間隙水圧計と同様試験貯水時での動きを十分観察する必要がある。

島岡ダム平面図

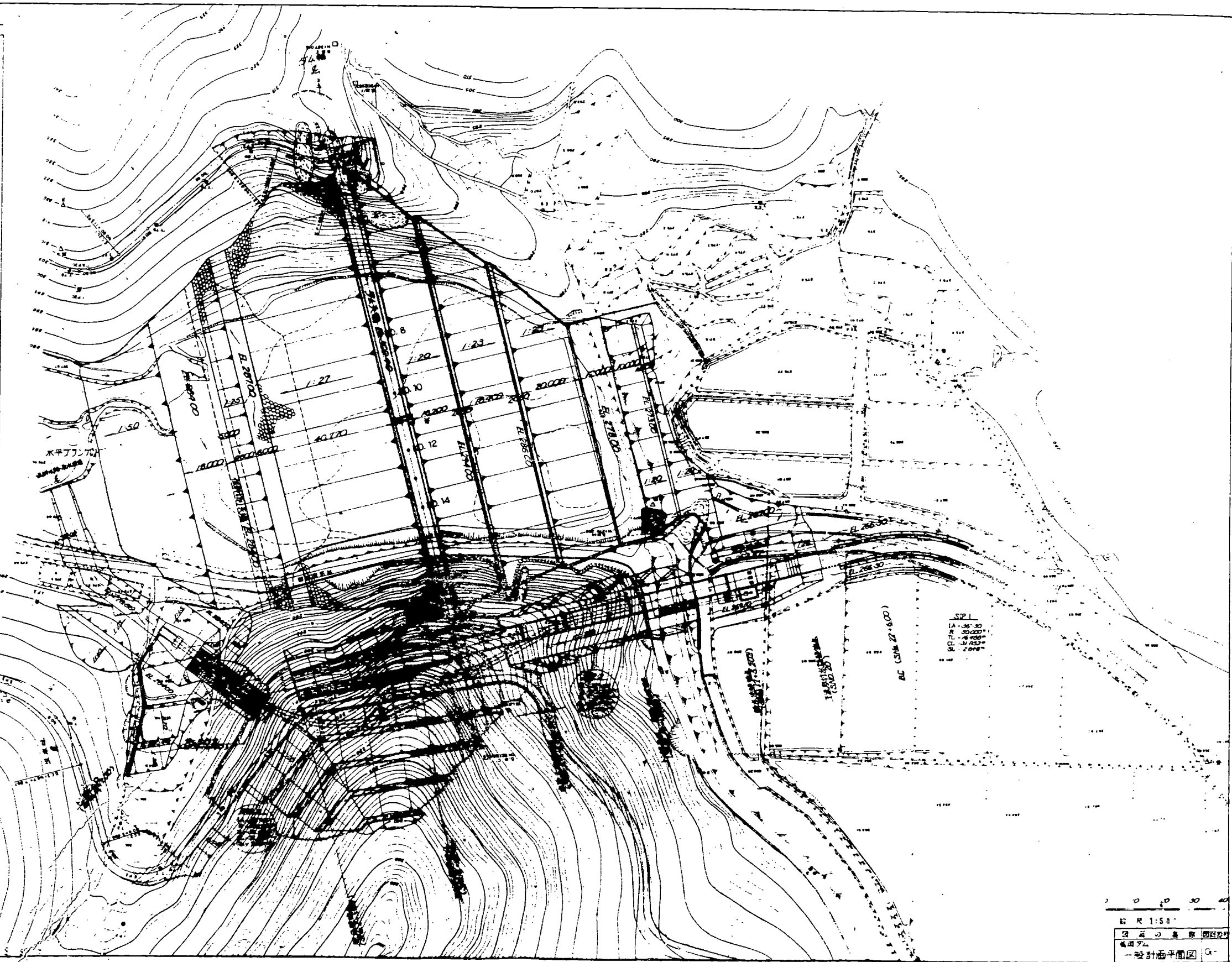


凡 例

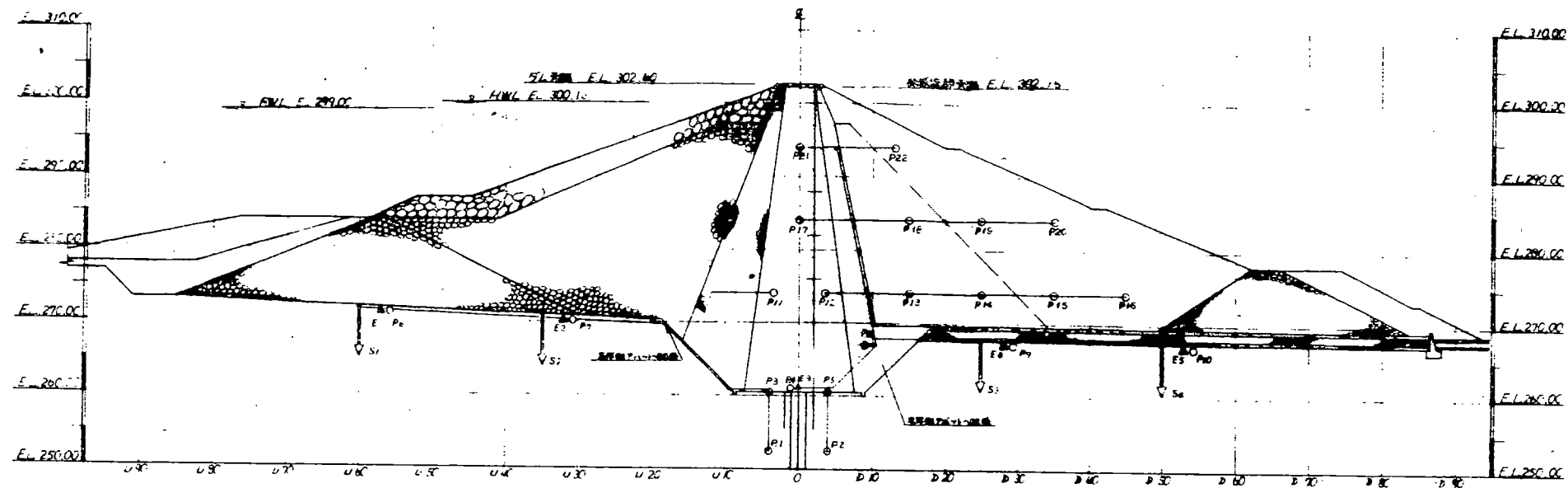
沖積層		堤河床堆積物・農耕土	
	Dz	崖 堆 積 物	①
	Ss	砂 岩	②
丹波層群	Aiz	砂岩・粘板岩 互層	③
古生代	Aless	砂岩優勢の砂岩・粘板岩・輝綠凝灰岩 互層	④
二葉系	Aizsk	粘板岩優勢の砂岩・粘板岩・輝綠凝灰岩 互層	⑤
	Sl	粘 板 岩	⑥
	Ch	チャート	⑦
	Ch(Sch)	チャート (輝綠凝灰岩を含む)	⑧
	Sch(Ch)	輝綠凝灰岩 (チャートを含む)	⑨
	Sch	輝綠凝灰岩	⑩
	Sch(Sl)	輝綠凝灰岩 (粘板岩を含む)	⑪
B	ボリグ	◎	弾 弾性波探査
TP	試掘坑	■	ニ葉系線
S	スウェーデン式ウツディグ	○	揚 揚水孔
M	動的累入試験	●	

断面データ表

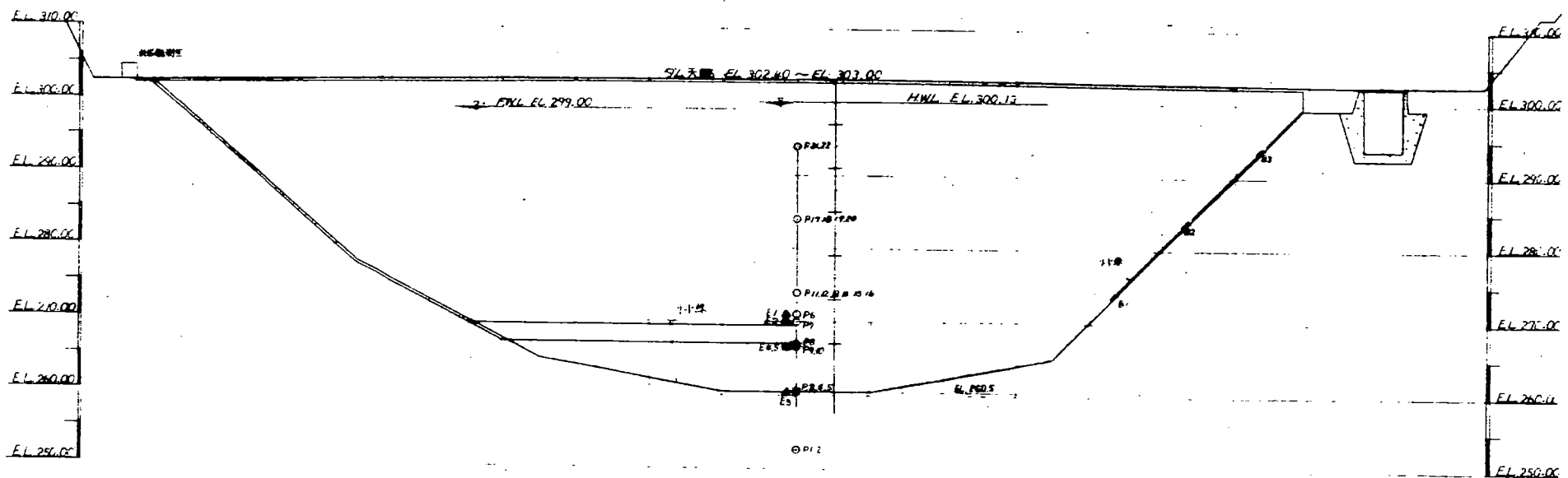
1	断面1	17.460
2	断面2	18.000
3	断面3	17.460
4	断面4	18.000
5	断面5	17.460
6	断面6	18.000
7	断面7	17.460
8	断面8	18.000
9	断面9	17.460
10	断面10	18.000
11	断面11	17.460
12	断面12	18.000
13	断面13	17.460
14	断面14	18.000
15	断面15	17.460
16	断面16	18.000
17	断面17	17.460
18	断面18	18.000
19	断面19	17.460
20	断面20	18.000
21	断面21	17.460
22	断面22	18.000
23	断面23	17.460
24	断面24	18.000
25	断面25	17.460
26	断面26	18.000
27	断面27	17.460
28	断面28	18.000
29	断面29	17.460
30	断面30	18.000
31	断面31	17.460
32	断面32	18.000
33	断面33	17.460
34	断面34	18.000
35	断面35	17.460
36	断面36	18.000
37	断面37	17.460
38	断面38	18.000
39	断面39	17.460
40	断面40	18.000
41	断面41	17.460
42	断面42	18.000
43	断面43	17.460
44	断面44	18.000
45	断面45	17.460
46	断面46	18.000
47	断面47	17.460
48	断面48	18.000
49	断面49	17.460
50	断面50	18.000
51	断面51	17.460
52	断面52	18.000
53	断面53	17.460
54	断面54	18.000
55	断面55	17.460
56	断面56	18.000
57	断面57	17.460
58	断面58	18.000
59	断面59	17.460
60	断面60	18.000
61	断面61	17.460
62	断面62	18.000
63	断面63	17.460
64	断面64	18.000
65	断面65	17.460
66	断面66	18.000
67	断面67	17.460
68	断面68	18.000
69	断面69	17.460
70	断面70	18.000
71	断面71	17.460
72	断面72	18.000
73	断面73	17.460
74	断面74	18.000
75	断面75	17.460
76	断面76	18.000
77	断面77	17.460
78	断面78	18.000
79	断面79	17.460
80	断面80	18.000
81	断面81	17.460
82	断面82	18.000
83	断面83	17.460
84	断面84	18.000
85	断面85	17.460
86	断面86	18.000
87	断面87	17.460
88	断面88	18.000
89	断面89	17.460
90	断面90	18.000
91	断面91	17.460
92	断面92	18.000
93	断面93	17.460
94	断面94	18.000
95	断面95	17.460
96	断面96	18.000
97	断面97	17.460
98	断面98	18.000
99	断面99	17.460
100	断面100	18.000



0 10 20 30 40
 縮尺 1:500
 断面の番号 断面図
 一般計画平面図 G-



断面ダム観測計器配置図
S = 1 : 300



断面ダム観測計器配置図
S = 1 : 300

- 凡例
- 観測点
 - △ 二点計 (一面係)
 - ▲ (三面係)
 - ▽ 断面定下計
 - ◇ 境界面計
 - ▽ 断面式定下計

項目	観測点	計器	計器	計器	計器	計器
計	1	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	2	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	3	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	4	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	5	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	6	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	7	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	8	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	9	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	10	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	11	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	12	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	13	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	14	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	15	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	16	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	17	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	18	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	19	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	20	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	21	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	22	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30

項目	観測点	計器	計器	計器	計器	計器
計	1	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	2	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	3	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	4	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	5	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	6	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	7	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	8	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	9	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	10	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	11	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	12	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30
計	13	11	U 4.00	EL 298.00	12	8.30

注意事項

- 1. 観測点の位置は、断面図に示す通りである。
- 2. 観測点の位置は、断面図に示す通りである。
- 3. 観測点の位置は、断面図に示す通りである。

埋設計器觀測結果

