

第 3 回 研 究 発 表 会

講 演 集

1994年2月10日

日 本 応 用 地 質 学 会

東 北 支 部

日本応用地質学会東北支部 第3回研究発表会

- 日 時：平成6年（1994年）2月10日
9時30分～16時10分
- 会 場：仙台市青年文化センター3階 エッグホール
仙台市青葉区旭ヶ丘三丁目27-5
TEL 022-276-2110
- 会 費：3,000 円
- 協 賛：東北地質調査業協会
- 発表および討論時間
 - ・発表：10分
 - ・討論：5分
- プログラム概要
 - ・開会（10:00）
 - ・開会挨拶----田野 久貴（東北支部副支部長）
 - ・講演（10:10～12:10）
 - 講演者 渡辺 邦夫氏（埼玉大学）
 - 講演者 市川 慧氏（建設省）
 - ・昼食（12:10～13:00）
 - ・発表講演（13:00～16:00）
 - I Ⅱ～Ⅳ座長 高橋禎一（東北農政局）
 - II Ⅴ～Ⅶ座長 和島 実（サンコーコンサルタント株）
 - III Ⅷ～Ⅹ座長 倉持 隆（東北ボーリングさく泉株）
 - ・閉会の挨拶----松岡 功（株テクノ長谷）
- 懇親会
 - ・場所：同センター内（レストラン すばる）
 - ・時間：16:30 より

○ プログラム

受付開始 9:30

研究発表会 時間 10:00 ~16:00

総合司会 太田 保 (株)復建技術コンサルタント)

10:00 開会

開会挨拶 田野 久貴 (日本大学工学部)

—— 講演 ——

10:10 ~11:00

特別講演 I

渡辺 邦夫氏 (埼玉大学)

「今後の岩盤浸透流調査の方向と現場対話型解析」

11:00 ~11:10

質疑

11:10 ~12:00

特別講演 II

市川 慧氏 (建設省)

「岩盤の開口割れ目とその取扱い」

12:00 ~12:10

質疑

12:10 ~13:00

昼食

13:00 ~13:10

来賓挨拶

岡本 隆一 (日本応用地質学会会長)

—— 発表講演 —— 講演10分、質疑5分

13:10 ~14:10

講演I 4編

座長 高橋 禎一 (東北農政局)

㊦「ダムサイトおよび地滑り地での地下水調査事例」

○谷藤 隆三 (株)ダイヤコンサルタント)

中村 光作

中條 達也

木村 勝美

㊧「軟岩におけるルジオンテストについて」

澤野 久弥 (建設省摺上川ダム工事事務所)

○千葉 茂美

同上

太田 一道

㊨「水質から見た深層地下水の特性」

藤島 泰隆 (川崎地質株式会社)

㊩「現場透水試験改良の試み」

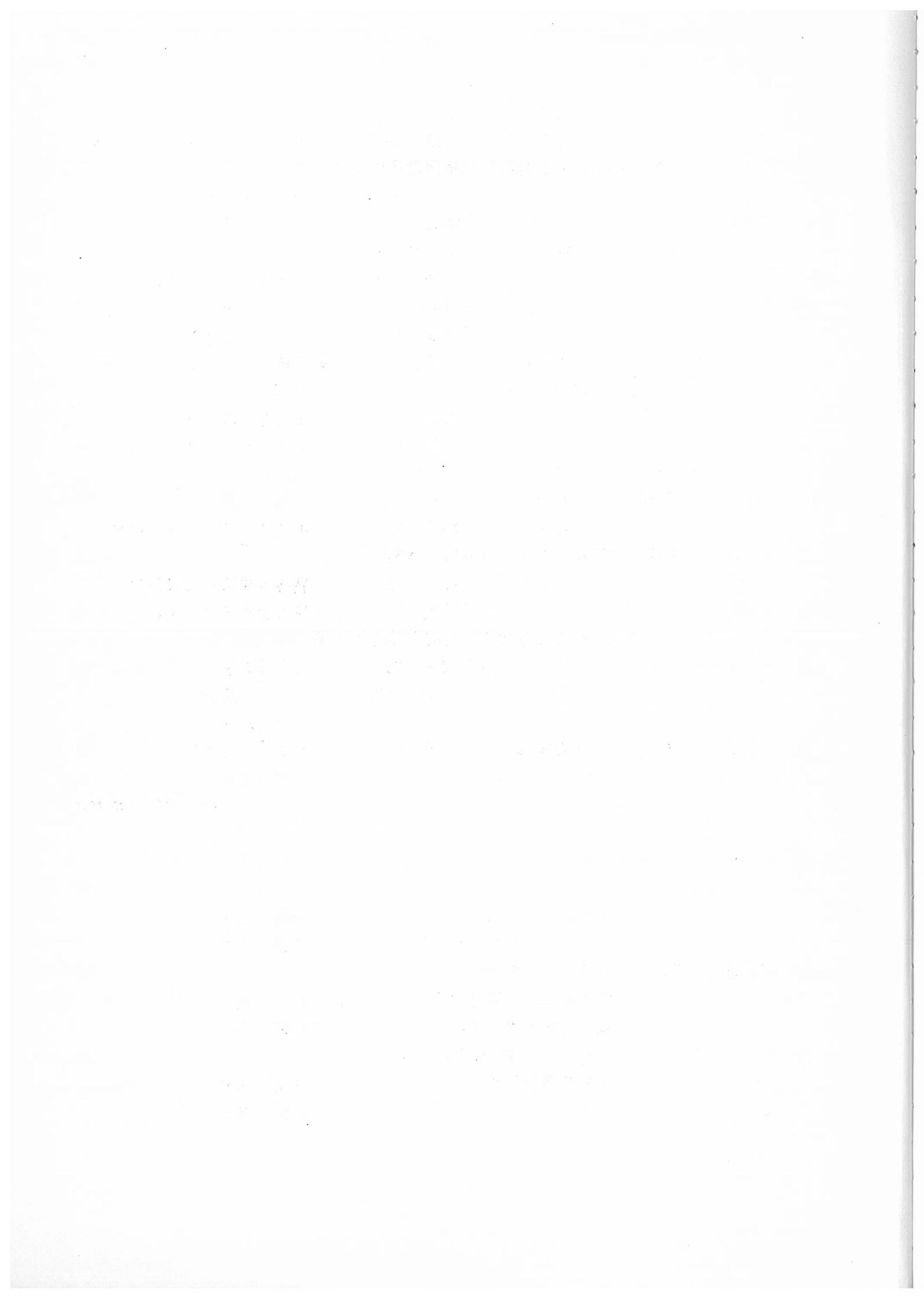
佐藤 喜一郎 (株)復建技術コンサルタント)

14:10 ~14:25

休憩

- 14:25 ~15:10 講演Ⅱ 3編
 座長 和島 実 (サンコーコンサルタント(株))
- ㊦「せん断試験における岩石の破断面の粗さについて」
 古住 光正 (岩手大学工学部)
 ○阿部 正良 同上
- ㊧「形状のフラクタル次元と花崗岩の異方性」
 田野 久貴 (日本大学工学部)
 有坂 和彦 同上
 ○田鎖 隆 同上
- ㊨「ボーリングコア観察における岩級区分から岩級評価へのアプローチ
 に関する試案について」
 ○鳥越 祐司 (東北電力(株)土木部)
 江藤 淳宏 (株)ダイヤコンサルタント)
- 15:00 ~15:15 休憩
- 15:15 ~15:45 講演Ⅲ 2編
 座長 倉持 隆 (東北ボーリングさく泉(株))
- ㊩「阿武隈山地花崗岩の地下水開発の実例」
 長江 亮二 (農林水産省東海農政局)
 ○早坂 功 (株式会社テクノ長谷)
- ㊪「ディープウェルによる地下水汚濁対策工の効果」
 ○津山 輝男 (大成基礎設計(株))
 吉野 浩光 同上
- 15:45 ~16:00 閉会挨拶 松岡 功 (株)テクノ長谷

※ ○印：発表者



目 次

○特別講演Ⅰ	今後の岩盤浸透流調査の方向と現場対話型解析	1
	埼玉大学	渡辺 邦夫氏
○特別講演Ⅱ	岩盤の開口割れ目とその取扱い	7
	建設省	市川 慧 氏
□Ⅰ	ダムサイト及び地回り地での地下水調査事例	20
	(株)ダイヤコンサルタント	○谷藤 隆三
	同上	中村 光作
	同上	中條 達也
	同上	木村 勝美
□Ⅱ	軟岩におけるルジオンテストについて	24
	建設省摺上川ダム工事事務所	澤野 久弥
	同上	○千葉 茂美
		太田 一道
□Ⅲ	水質から見た深層地下水の特性	28
	川崎地質株式会社	藤島 泰隆
□Ⅳ	現場透水試験改良の試み	42
	(株)復建技術コンサルタント	佐藤 喜一郎
□Ⅴ	せん断試験における岩石の破断面の粗さについて	46
	岩手大学工学部	古住 光正
	同上	○阿部 正良
□Ⅵ	形状のフラクタル次元と花崗岩の異方性	52
	日本大学工学部	田野 久貴
	同上	有坂 和彦
	同上	○田鎖 隆
□Ⅶ	ボーリングコア観察における岩級区分から岩級評価へのアプローチ に関する試案について	58
	東北電力(株)土木部	○鳥越 祐司
	(株)ダイヤコンサルタント	江藤 淳宏
□Ⅷ	阿武隈山地花崗岩の地下水開発の実例	62
	農林水産省東海農政局	長江 亮二
	株式会社テクノ長谷	○早坂 功
□Ⅸ	デーブウエルによる地下水汚濁対策工の効果	66
	大成基礎設計(株)	○津山 輝男
	同上	吉野 浩光

一、 姓名： 张明远
 二、 性别： 男
 三、 出生日期： 1985年10月15日
 四、 籍贯： 江苏省南京市
 五、 民族： 汉族
 六、 政治面貌： 中共党员
 七、 学历： 硕士研究生
 八、 学位： 工学硕士
 九、 专业： 计算机科学与技术
 十、 工作单位： 南京理工大学
 十一、 职务： 副教授
 十二、 职称： 副教授
 十三、 研究方向： 人工智能、机器学习
 十四、 主要成果： 主持国家自然科学基金项目2项，发表SCI/EI论文30余篇，发明专利5项。
 十五、 获奖情况： 获得江苏省科技进步奖一等奖1项，中国计算机学会优秀论文奖2项。
 十六、 其他信息： 无不良记录，品行端正，为人师表。

今後の岩盤浸透流調査の方向と現場対話型解析

埼玉大学 工学部 渡辺 邦夫

はじめに

『岩盤中の地下水は、主に割れ目を通過する。従ってその評価にあたっては、割れ目系の地質特性を把握して解析に反映させねばならない。』これは良く聞く言葉である。しかし、実際にどんな調査をし、いかなる特性を把握すれば最終的な地下水評価につながるかとなると、確立した手法がないのが現状である。この理由の1つに、現在の解析では割れ目系の特性が取り入れ難いことがある。具体的には、下記の3つの問題が挙げられる。

①従来の解析は、本質的に均質媒体モデルに立脚しているものが多く、顕著な破砕帯などを除いて解析に取り入れ難い。透水係数の分布の計測で対応できる。

②最近研究が進んでいるフラクチャー・ネットワークモデルでは確かに割れ目系のデータを必要とする。しかしそのデータは割れ目の方向分布や長さ分布といった幾何学的量であり、割れ目形成史などの地質的にみて重要と思われる情報は取り扱われていない。

③地質現象には不確定性が大きく、確定的な割れ目モデルが作り難い。

こういった理由から、割れ目調査の重要性が指摘されつつも、必ずしも詳細調査が行われているとは言いがたい。またそのことが、割れ目特性と地下水流れの関係の研究や調査技術の発展を遅らせていたと考える。

しかし最近諸外国で、形成史を含めた割れ目の特性が、現在の岩盤地下水のあり方に大きく影響しているという研究が報告されて来っており、割れ目調査の重要性が改めて指摘されている。このような現状を踏まえて、著者らは、『現場対話型解析に基づく岩盤割れ目の調査・研究方法』を提案している。

1. 割れ目特性と地下水流れとの関係についての最近の研究と調査の問題点

最近の割れ目特性と地下水流れとの関係についての主な知見は、以下の3点であろう。

①地下水は割れ目内を一様に流れず、チャンネルと呼ばれる特定の水みちを流れる。

②多くの割れ目の中で、地下水の主要な経路となるのは、最も新しい変動で形成された割れ目、もしくはその時再動 (Reactivation) した古い割れ目である。(Munier, 1993)

③地質時代を通した、岩盤の地下深度、温度の違いが異なった微小間隙系や地下水経路を作る。(Bossart, 1991)

これらのうち、①は昔から鉱山やトンネルで指摘されていたことである。②、③はそれぞれスウェーデン、スイスの放射性廃棄物地層処分の研究の中で明らかにされたもので、割れ目の形成過程を読み取る必要性を示している。このような最近の研究成果を踏まえると、今後の研究や調査技術開発の1つの方向として、①チャンネルとは何かを地質的に明らかにすること、②割れ目の形成史を踏まえた水みちのモデル化と解析法の開発、が重要とな

る。その過程では、地質技術者の判断が今まで以上に求められることになる。

しかしながら、ここで、地質現象には不確定性が大きいことを十分考慮しなければならない。たとえば、地質判断に基づいて、地下水学的に重要な割れ目を取り出し得たとしても、次にその連続が問題となる。つまり、その割れ目がどこまで伸びているかを判断しなければならない。もし判断に誤りがあれば、その判断に基づいて作られたモデルによる解析は、現状の地下水流れをうまく表現できなくなる。そのため、例としてトンネル周囲の水圧分布を考えた時、解析結果と実測値が異なることとなる。しかし、通常の調査では割れ目の連続を判断することは容易ではない。通常、その判断には大きなリスクがつきまとうのである。このリスクこそ、地質判断が従来十分評価されてこなかった1つの理由と考える。この点の解決を目指すものが、提案する『現場対話型解析』である。

2. 現場対話型解析の考え

現場対話型解析は、地質技術者の判断の妥当性を検証し、サポートするものである。地質判断に基づいて1つの割れ目系モデルが作られた時、とりあえずそのモデルで解析を行い、実測結果と比較し大きな誤りがないかを検討するものである。こういう検討を現場、もしくは現場と直結した事務所でいき、必要ならば追加調査や検証調査の計画を立てる。その結果を見て、さらにモデルを改良する。この過程でモデルは少しずつ改良され、また解析精度は向上する。また逆に、地下水流れにはどんな地質要因が大事かを考えてゆくことができる。つまり、調査、地質判断、解析を一体としたトライアル・アンド・エラーの手法により、前述の、地質判断が内包するリスクを回避するわけである。この現場対話型解析には、下記の3点が重要となる。

- ①多くのトライアル計算を行うため、計算時間が速いこと。
- ②モデルを作るための地質データの入力容易であること。
- ③結果が見やすく、実測と比較しやすいこと。

このような観点で現在開発中の、解析手法の全体的コンセプト（Don-Chanモデル：Donen Channelling Flow Model）を図-1に示す。このモデルでは、計算の速さやデータ入力の容易さ、地下水は水みちを主に流れるといった点を基礎として、3次元管路網解析を用いている。管路はチャンネルを表し、割れ目面上の2方向に発達していると考えている。また、割れ目相互の交線もチャンネルになると考えている。図では例としてトンネルを取り扱っている。このコンセプトによる解析の流れは以下の様である。

- ①ボーリング・データ等による主要割れ目（もしくは割れ目群）の抽出
- ②主要割れ目の透水性の検討
- ③割れ目上の水みち（管路）のモデル化
- ④割れ目の複合
- ⑤解析結果と実測値との比較
- ⑥追加調査計画の立案（必要ならば）
- ⑦モデルの改良（必要ならば）

解析に必要なデータは、境界条件の他は、割れ目の数、走行・傾斜および位置、チャンネル方向、チャンネル間隔、チャンネルの透水量係数、透水係数である。解析ではまず各管

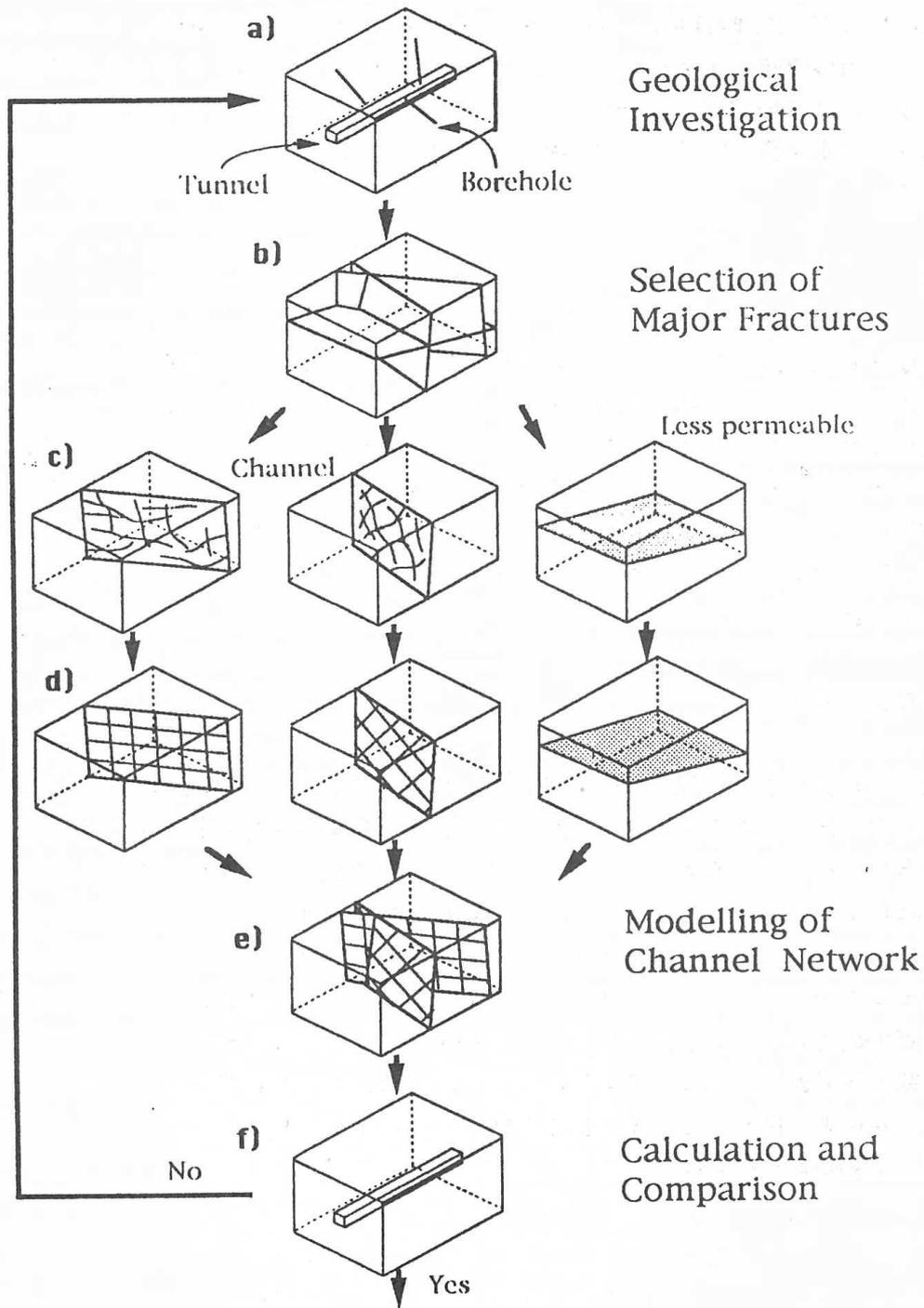


図-1 現場対話型解析による調査・解析の流れ

路交点の水頭が得られる。交点座標は、自動的に計算される。各管路流速分布、トンネル壁面上の湧水量分布も計算される。また、トレーサー試験が行われた場合、トレーサーの動き、トンネル内の分布、ブレイク・スルーカーブがパーティクル・トラッキング法により解析される。これらの結果は後述するように、すべてコンピューター・グラフィックスで表示される。透水係数などは、注水試験やトレーサー試験を、作られた管路網で解析して推定しうる。

3. 解析例

解析例を図-2から図-5に示す。この例は、釜石鉱山KD90坑道周辺の地下水流れを対象としている。図-2は解析領域である。取り上げた割れ目数は40枚、チャンネル間隔は6mとした。このケースではチャンネル交点数は約15000であった。計算時間は、Sun-SP2ワークステーションを用いて、境界条件以外のデータ入力時間を含め、1時間以内であった。この計算時間は短いと言え、現場対話の目的に合致している。

図-3は、取り上げた割れ目系を示している。図-4は、トレーサーの経路である。図-5はトンネル壁面上のトレーサーの分布(パーティクルの出現数)を示している。

4. 結論と今後の問題点

今回、最近の岩盤浸透流研究の成果を踏まえ、今後の研究および調査技術開発の方向を論じた。その中で地質判断の重要性とその判断を支える現場対話型解析の考えを示した。また、その考えに基づいて開発しているDon-Chanモデルの概略コンセプトを示した。今後はこのような現場対話型解析にサポートされた地質判断が重要と思われる。ただ、まだ、地下水学的に見て主要な割れ目の抽出や、チャンネルの地質特性については明らかになっていない。その点をスウェーデンやスイスで報告されている割れ目形成史の問題と併せて、釜石鉱山などで検討している段階である。いまの所、水が流れるためには、多くの引張り割れ目の集中が必要との観点に立って、割れ目の分岐点や、交線部で生じた繰り返し破壊がチャンネルに深く関わっている可能性を調べている状態である。こういった点をさらに研究することが必要と考える。

参考文献

Bossart, P., Mazurec, M.: Structural geology and water flow paths in the migration shear zone, TR 91-12, NAGRA, pp. 1-55, 1991.

Munier, R.: Four dimensional analysis of fracture at the Aspo hard rock laboratory SE Sweden, Engineering Geology, Vol. 33, pp.159-175, 1993.

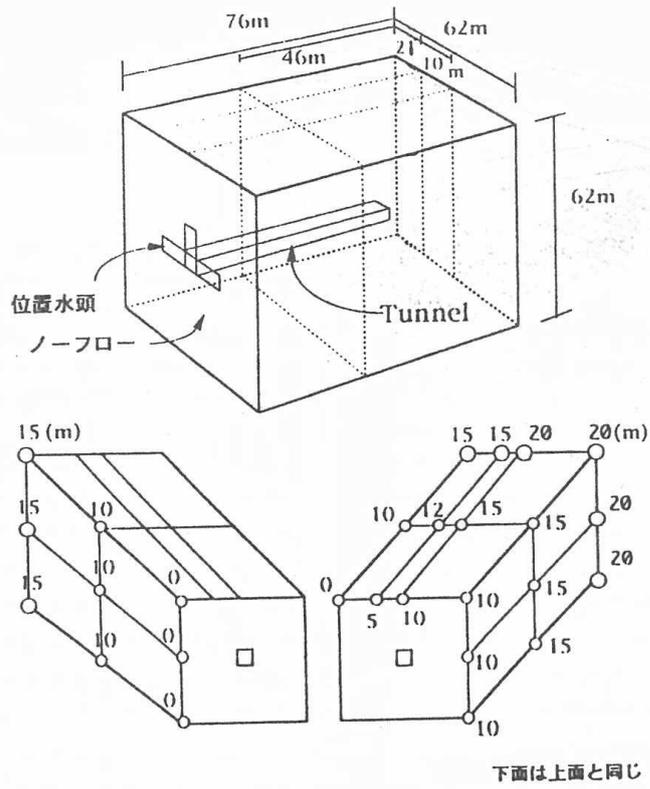


図-2 解析領域と境界条件。下図の数值は水頭値 (m)。

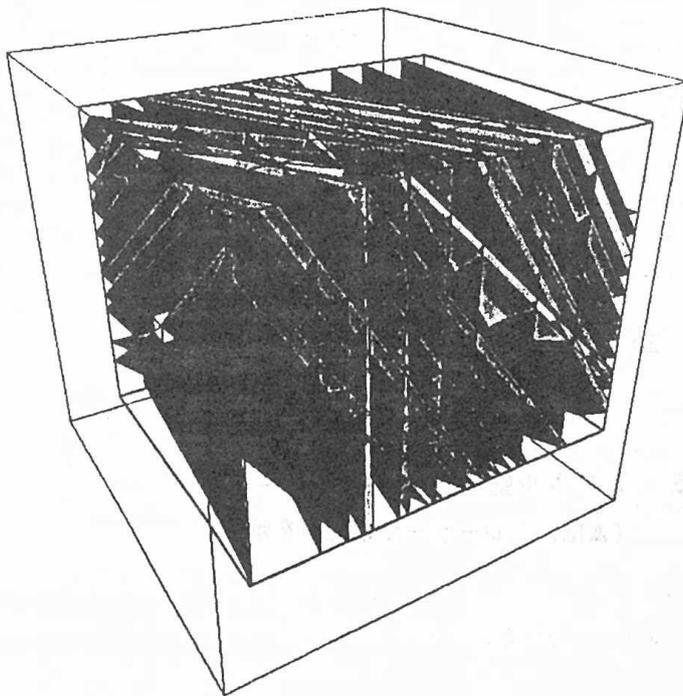


図-3 割れ目系図

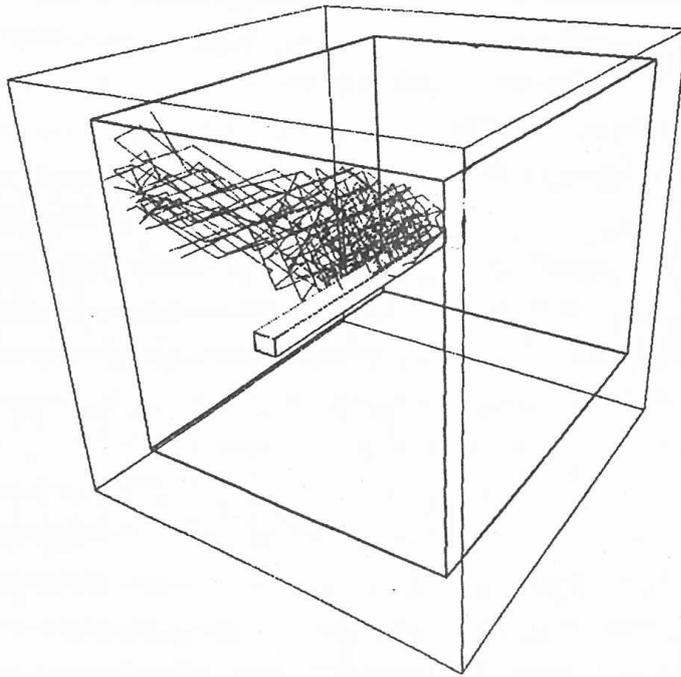


図-4 トレーサー経路図

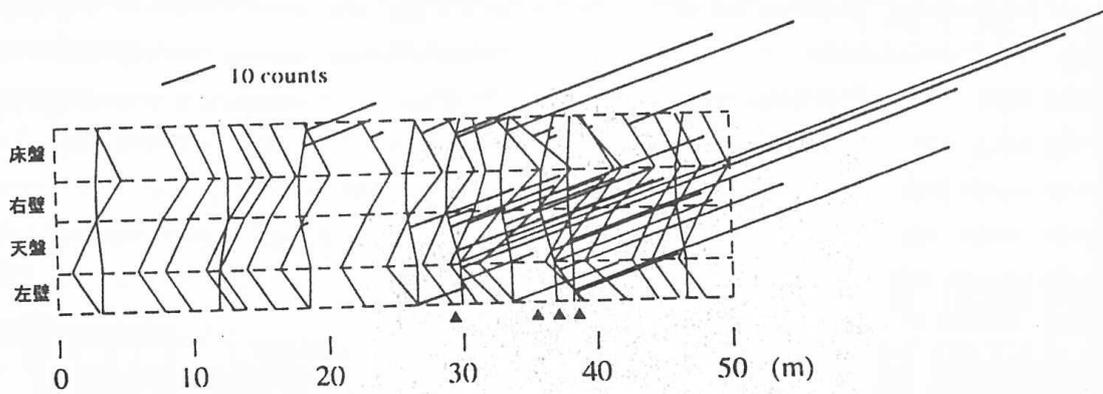


図-5 トンネル壁面上のトレーサー分布図
(▲は、トレーサー到達地点を示す)

【論 説】

岩盤の開口割れ目とその取扱い

建設省土木研究所 市川 慧*

1. はじめに

ダムの基礎岩盤にしばしば発見される開口した割れ目、いわゆるオープクラックには、岩盤の一体性を分断してダムの基礎の設計条件を変えるものから、グラウチングの際に注入量を多くすることによって対応できる程度のもので、極めて変化が多い。また、割れ目が開口しているかどうかは通常の調査では分かりにくく、一般にはルジオン値が 30 を超えるような高透水性を示す部分に存在していると考えてよい。このため、透水性の高い岩盤の存在が調査の時点で明らかにされた場合には、それがどのようにして形成され、どのような性質のものかを知って、対処の仕方を早い時期からはっきりさせておく必要がある。岩盤に

存在する割れ目を規定する要因には、岩石そのものに内在する性質から岩盤が存在する場所の被った地質学的な歴史にかかわるものまで種々のものがあり、割れ目が存在したり透水性が非常に高かったりすることはダムの計画にとって必ずしも致命的な欠陥ではないにせよ、割れ目の方向によっては計画を著しく変更しなければならないこともあり、設計や積算の時点では予測しきれなかった高透水性岩盤による工費の著しい増大と工期の延長に至った例も、最近では決して希少とはいえない。

透水性の高いオープクラックといっても、正確な調査と適切な対策が可能であれば一概に毛嫌いしなければならないわけではない。ここではその基本的な性質と扱い方について述べる。

表-1 代表的な岩石と基礎としての問題

	地山深部帯	節理帯	緩み帯	不安定化帯
特 徴	密着した割れ目 岩盤として一体	閉じた割れ目 岩盤として一体 掘削して分離	開口した割れ目 岩片の噛合わせ 割れ目の摩擦	岩片の集合 岩片の角の噛合わせ
均質な塊状硬岩 (花崗岩)	P: 極小 S: 極大 T: —	P: 小~中 S: 大~中 T: —	P: 大 S: 小 T: カーテン大 安定化処理	P: 極大 S: 極小 T: 除去 安定化処理
均質な層状硬岩 (砂岩)	P: 極小 S: 極大 T: —	P: 小~中 S: 大~中 T: — カーテン大	P: 大~極大 S: 小 T: カーテン大 安定化処理	P: 極大 S: 極小 T: 除去
不均質な層状硬岩 (片岩)	P: 極小~小 S: 極大 T: — カーテン大	P: 小~中 S: 大~低 T: — カーテン大 安定化処理	P: 大~極大 S: 小~極小 T: カーテン大 安定化処理 除去	P: 極大 S: 極小 T: 除去
軟 岩 (凝灰, 角礫岩)	P: 極小 S: 大~中 T: —	P: 小 S: 中~小 T: —	P: 小~大 S: 小~極小 T: カーテン大 安定化処理	P: 中~極大 S: 極小 T: 安定化処理 除去

注 P: 透水性, S: 強度, T: 問題点を表す。

* 地質化学部長

2. 割れ目の発生

割れ目が開口しているか否かを問わず、まず割れ目が発生する機構を考えてみる。岩盤の成因から考えて、最初から開口していることはないからである。割れ目が形成される際の内的な原因(素因)は岩石に内在している分離構造で、火成岩における冷却時の収縮による節理、堆積岩の層理に代表される堆積構造、これらの岩石が近く構造応力や熱の影響を受けた変成岩の片理が代表的なものである。これに対して、岩石の外側から働き、元来一体であった岩盤の内部に分離面を生じさせるものが誘因であり、地殻変動に代表される地球内部の動きによるものと、重力に代表される地球の表面に働くものがある。しかし、岩石の形成が一部の熔岩などに見られるように短時間に行われたものはまれで、硬化して行く間にも地殻変動は進んでいるので素因と誘因とを区別できないことも多い。

このようにして形成された割れ目と総称されるものは極めて変化に富む性質のものであることは想像に難くない。岩盤中の割れ目を意味するものを簡単に説明すると次のとおりである。

- ・断層：割れ目(幅は問わない)の両側の岩盤に相対変位が認められるもの。
- ・節理：割れ目(一般に幅は狭い)の両側も岩盤に相対変位(節理面に垂直なものを除く)が認められないもの。

この二つは岩石の種類を問わず見られるが、特に堆積岩や一部の熔岩のように層状の構造があるものに対しては、地層面に平行なものと垂直なものとを区別して表現すべきである。

- ・層理：堆積岩の生成時に堆積が一時的に中断したことを示す面で、一般に岩相の境界をなしている。熔岩や深成岩でもこのような現象が見られることがあり、層状と表現することがある。
- ・片理：変成岩に見られる薄片状の構造で、元の岩石(特に堆積岩の場合)の構造に平行なものも斜交しているものもある(図-1~4)。片理面に沿ってずれや破砕を伴うことが多いが、特に大規模な場合を除いては断層とはいわないこと

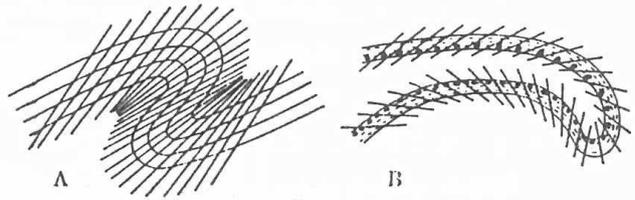


図-1 層理と片理の方位の関係(1)

- A: 通常の過褶曲: 正翼(地層の上下が保存されている部分)では片理の傾斜は層理よりも急、逆翼(中央の逆転した部分)ではその反対。
- B: 背斜の頭部が陥入して向斜状になっている褶曲: この部分には上の関係は当てはまらない。地層の上下は図のような別の基準が必要。(Aubouin et al., 1979)

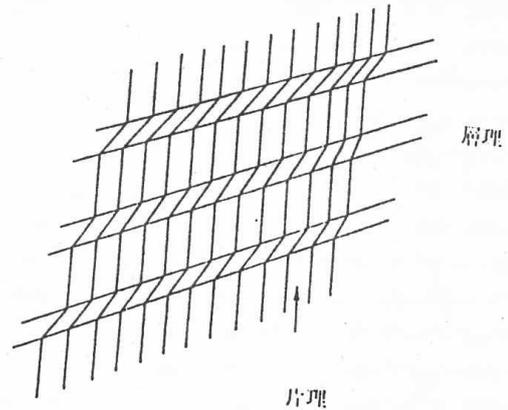


図-2 層理と片理の方位の関係(2)
変形性の大きい地層(図中の薄い層)では片理が層理に近付いている。(Aubouin et al., 1979)

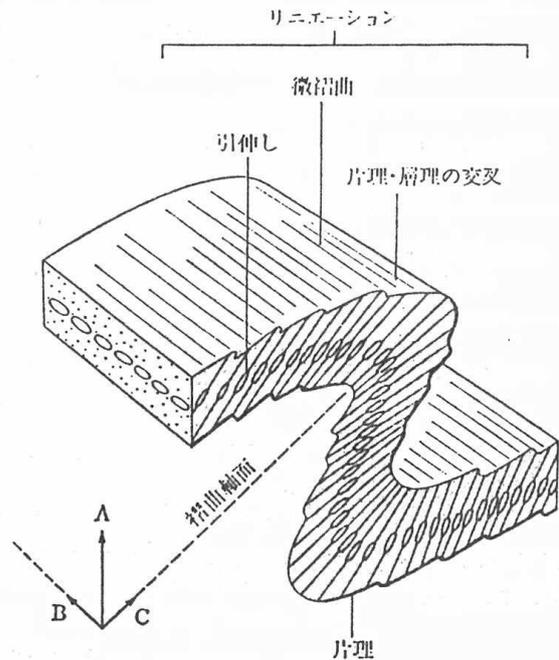


図-3 褶曲に伴う微小構造の特徴
A, B, C はそれぞれ最大, 中間, 最小主応力に相当する。この例では最大主応力が地層面にある。(Aubouin et al., 1979)

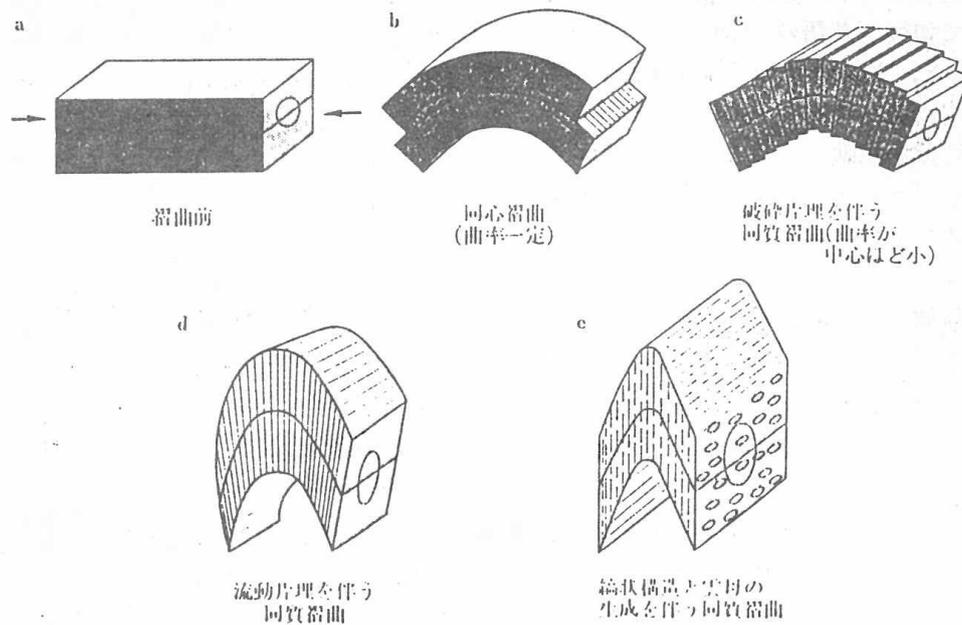


図-4 深さによる褶曲機構の模式図
 主応力は一定で、下ほど変成の程度が高い。bは上部構造レベル、cは片理前線の上面、
 dは片理領域、eは変成岩領域に相当する。(Mattaueer, 1967)

が多い。

誘因のもう一つに岩石の質的变化がある。これは割れ目の中を流動する地下水の働きで鉱物の化学的变化が起きるもので、一般には風化と呼ばれる作用が進行し、機械的には寒冷な地方での割れ目に浸入した水の凍結・融解や流入した土砂（特に粘土）の膨張によって次第に分離面を広げ、化学的には周囲の岩石の劣化を促進する。風化作用は岩盤の表面から進行するので、最終的には斜面の崩壊に終わり、新たな地表面が露出し、それに再度侵蝕が働くという過程をたどる。

(1) 地質構造応力による割れ目

地殻構造応力には地球に対して接線方向に働くものと半径方向に働くものがあり、いずれの場合も押し覆せや逆断層、褶曲に見られるような圧縮性の変形あるいは地畷や地溝に代表される引張り性の変形を生じる。圧縮変形（あるいは破壊）が（変形性の小さい）岩体に働くと共軛関係にある断層や節理を生じ、その結果岩盤に短縮と伸長ができ、均質な岩体では比較的大きさの揃った岩片群から成る岩盤となる。反対に岩石の変形性が大きいときには褶曲に代表される変形と破壊を生じるが、砂岩と泥岩の互層のように変形性の異なる地層が重なっている岩盤のときには、砂岩のよ

うに変形性の小さい地層は内部で破壊を生じて全体の変形と釣り合おうとし、泥岩のように変形性の大きい地層は塑性流動をすることによって全体の変形に合わせようとするため、砂岩には割れ目が多く、泥岩は細かい葉片状の粘土に近いものとなっている。したがって、硬質の岩石と軟質の岩石とが存在する場合には、前者の方に割れ目が保存されやすく、後者は塑性変形に近い挙動を示して一層軟質化するが割れ目が保存されることは少ない。中生界や古生界の硬質砂岩・粘板岩や高温や高圧の下で変成した三郡、御荷鉢などの広域変成岩の珪質片岩と泥質片岩にはこのような性質の差を残した組織を示しているのがよく見られる。

(2) 重力による割れ目

岩盤に働く重力が問題になるのは、岩盤の中で差別的に働く場合に限られるので、比較的表面的ことになる。岩盤の内部に不連続面が生じるということは岩盤の力学的一体性が破られることを意味し、後に述べるように緩みを生じた岩盤では岩片の間の隙間を上から下に向かって詰めるように岩片が移動する。これは上に行くほど変位量が大きくなり、岩盤から分離した岩片の量が多くなると自重によって崩壊するに至る。これがいわゆるクリープである（長期間にわたる荷重のために変

形が増大するという意味では力学で用いられている用語とは矛盾しないが、定義が違うのと混乱を生じやすいので匍行（英語の reptation）を使う方がよい。また、岩石が比較的堅く新鮮で均質な場合には岩片に別れにくく、大きな岩塊となって崩落する。地盤が傾動していたり、崖の下方が侵蝕されてオーバーハングしていたりするときには岩塊にモーメントが働いてトップリングと呼ばれる崩壊を生じることがある。

(3) 応力解放による割れ目

岩盤は地下の深部で形成されてから、地殻変動や侵蝕によって地表に露出したものであり、形成されたときの応力状態からはかなりかけ離れた状態にある。露出してから十分に長い間経過した岩盤では、緩慢な応力解放を繰り返して新たな内部応力状況が作られているが、隆起や侵蝕が急激であったり、極端な例では横坑やトンネルのように人工的に急速に応力が解放されたりした岩盤では緩みを連続的に生じる形での応力の再配分ができず、割れ目を生じることになる。この場合には応力の解放された面に平行な割れ目が特徴的で、シーティング節理に代表される低角度の割れ目が形成される。

割れ目の成因，方向から見た特徴を次に示す。
割れ目の発生の原因となるものはこの三つであ

	シーティング	断層・節理	緩み	崩壊型
水平	○	○	△	すべり
鉛直	×	○	○	座屈

るが、これらが単独で存在している例はまれで、実際に見られるものは常に複数の素因や誘因が複合しており、現象の解析に当たってどれが主因で、どれが副因であるのかを区別することは困難である。

3. 割れ目の拡大と開口

岩盤の内部の分離面として形成された割れ目が開口するためには、外力によって割れ目の両側の岩盤に引っ張りを伴う相対変位が生じるか、割れ目の間の物質が除去される必要がある。

(1) 機械的な割れ目の拡大

機械的な原因による割れ目の拡大には、岩盤の表面から比較的小規模な範囲に働くものと岩盤全体に広く働くものの二通りがある。前者には割れ目に浸入した水の凍結・融解や割れ目の挟まれる粘土の吸水膨張が、後者には重力による下方への引っ張りが挙げられる。

最初に重力が原因となる場合を考える（図-5～6）。一見して分かるように断面形状は凸型で凹型にはなっていない。凹型が現れるのはこの斜面上の不安定化した岩体が重力などによって崩落した

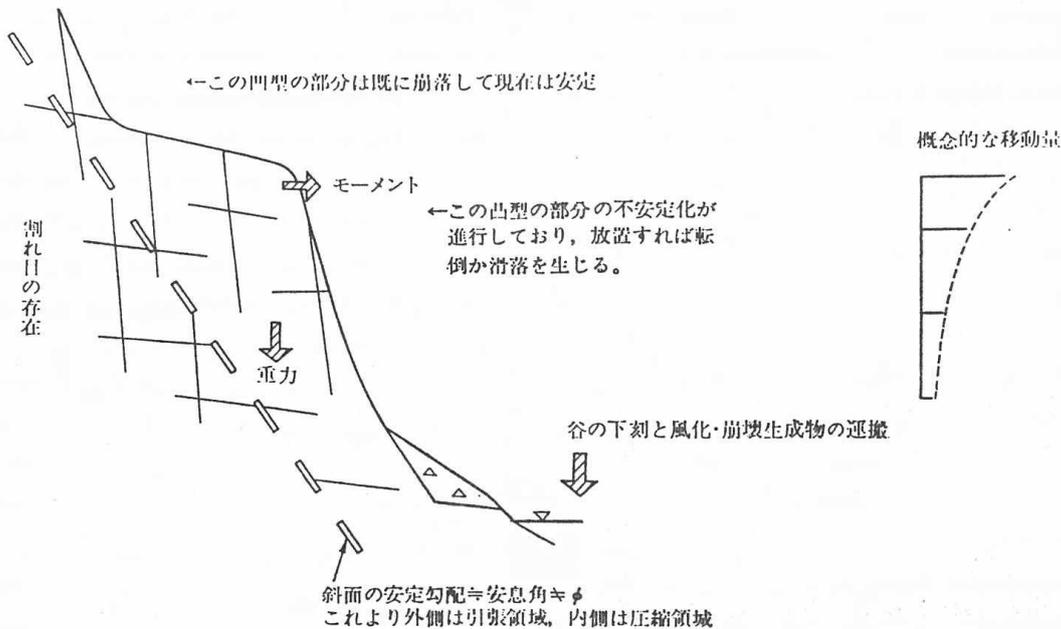


図-5 割れ目のある岩盤のおかれた状況 (1)
均質な（特定の面状構造のない）岩盤

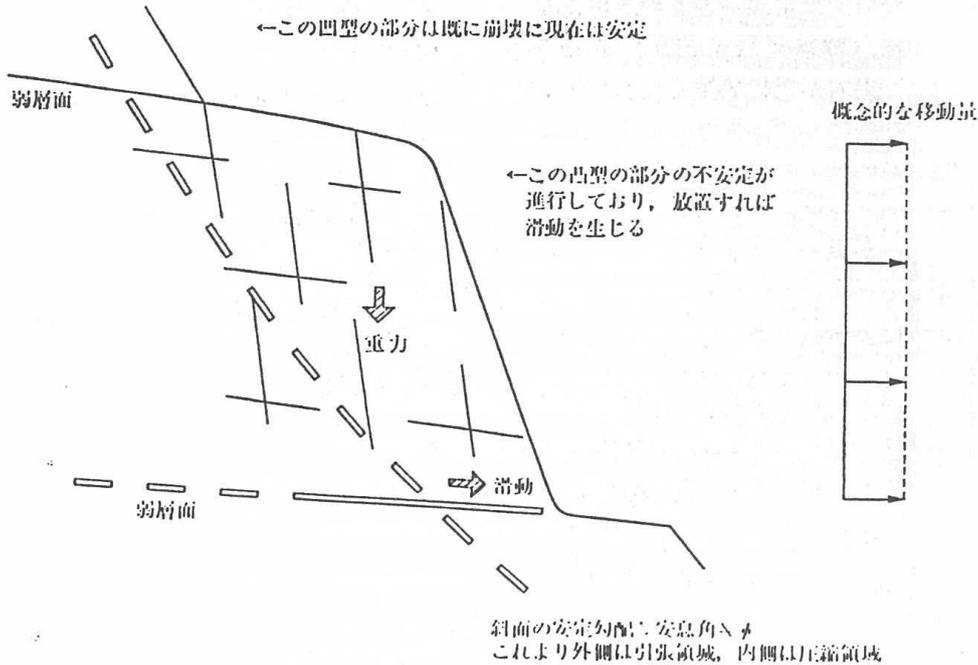


図-6 割れ目のある岩盤のおかれた状況 (2)
不均質な(特定の面状構造をもつ)岩盤

後である(もちろん、複数の凸型斜面の間に凹型に見える斜面が挟まっていることもある)。割れ目によって背後の岩盤から切り離された岩塊は、それまでは場としての影響を受けているだけであった重力を岩塊自体の安定という形で受けることになる。

このときに特定のすべり面が形成されていれば、すべり面に沿って一体となって平行移動し、背後の岩体(いわゆる安定地山)との間に割れ目が開口することになる。このときには移動した岩塊の内部で割れ目が開口している必然性はない。理想的には移動ベクトルは岩塊の上面と底面との間に差はない。

特定のすべり面が存在しない場合には、岩塊の個々に重力が働くことになるが、外側にあるものほど移動の自由度が高いために、移動ベクトルは上方の外側ほど大きく下方の内側ほど小さい分布となる。この分布がほぼ一様であればいわゆる岩盤のクリープ型となり、上方が特に大きいときにはトップリング型となる。

これらの開口機構が働くためには比較的大きい斜面が存在すること、言い換えれば谷の下刻が行われていることが必要で、しかも下刻(谷底付近での侵蝕、運搬)の速度が斜面の侵蝕(風化、運

搬)速度よりも大きくなければならない。小さければ厚い風化物の中に河川が流れているだけで、割れ目が保存されているような比較的新鮮な岩盤の形での露出がないからである。これらの速度の差が大きければ大きいだけ谷の比高が大きく、兩岸には切り立った岩盤が存在することになる。写真-1のような、ある標高から上では岩盤の割れ目に水の循環を示す褐色の膜ができており、透水性も非常に高いのに対して、そこから下では岩盤状態が急に良くなり、透水性が急に低くなるのは、その標高の面までが地表からの風化の到達できる限界で、そこから下には風化を被っていない新鮮な岩盤が分布していることを示していると解釈することができ、これを風化前線(あるいは面)ということがある。谷底からこの風化前線までの比高差が下刻速度と風化速度との差であり、一般には断面上で凸型の遷急線を形成しているのが特徴である。

ところで、割れ目の多い岩石から成る斜面の勾配は同じ岩石であっても様々ではない。これはある程度大きさをもつ岩塊同志が多少とも一体性を持つと同時に噛み合わさって保持されている斜面と、既に一体性を失っている岩片から成る斜面の双方が見られるためである。後者は岩盤に固有

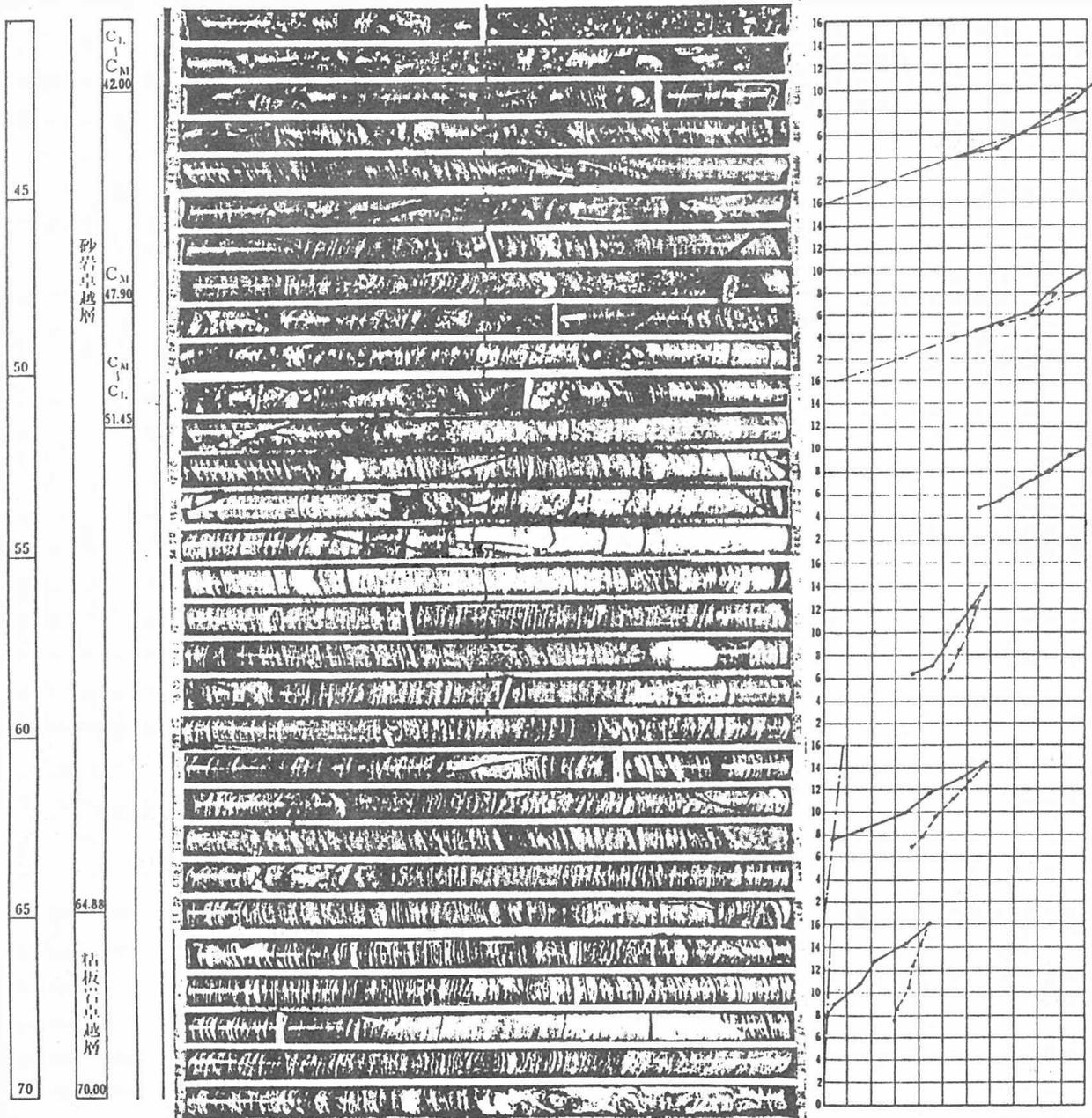


写真-1 層状岩盤の風化前線と透水性

極めて堅硬な低変成の二畳系砂岩・粘板岩。51.4 m までは開口気味の割れ目が多く、褐色の沈着物があり、風化の影響が及んだ部分であることがわかる。これより下では割れ目が少なく、密着しており、透水性が急に低くなる。右の P-Q 図から分かる。このような点を結び、地形の起伏にはほとんど左右されなかり平らな一つの面が現れる。これを風化前線と呼ぶ。隆起の激しい地帯では風化前線が河床より下に達していることもあるのは写真-10~11 の例にも示されている。
(錦川、平瀬ダム)

のいわゆる安息角あるいは安定勾配で平衡する。この面は岩盤の引っ張り領域と圧縮領域との境界で、最終的に斜面がとる形態に当たると考えることができ、これより急な斜面では岩塊の下に座屈を生じるような弱層がなければ谷側方向のモーメントによるトップリング（トップリング崩壊と座

屈崩壊については後述）、あるいはトップリングを生じて岩体から切り離された岩塊のすべりが生じ、これより緩い斜面ではすべりが生じるかさもなければ安定している。

(2) 岩盤内部の物質の移動による空間の拡大
これは割れ目というよりは岩盤内部の空洞とで

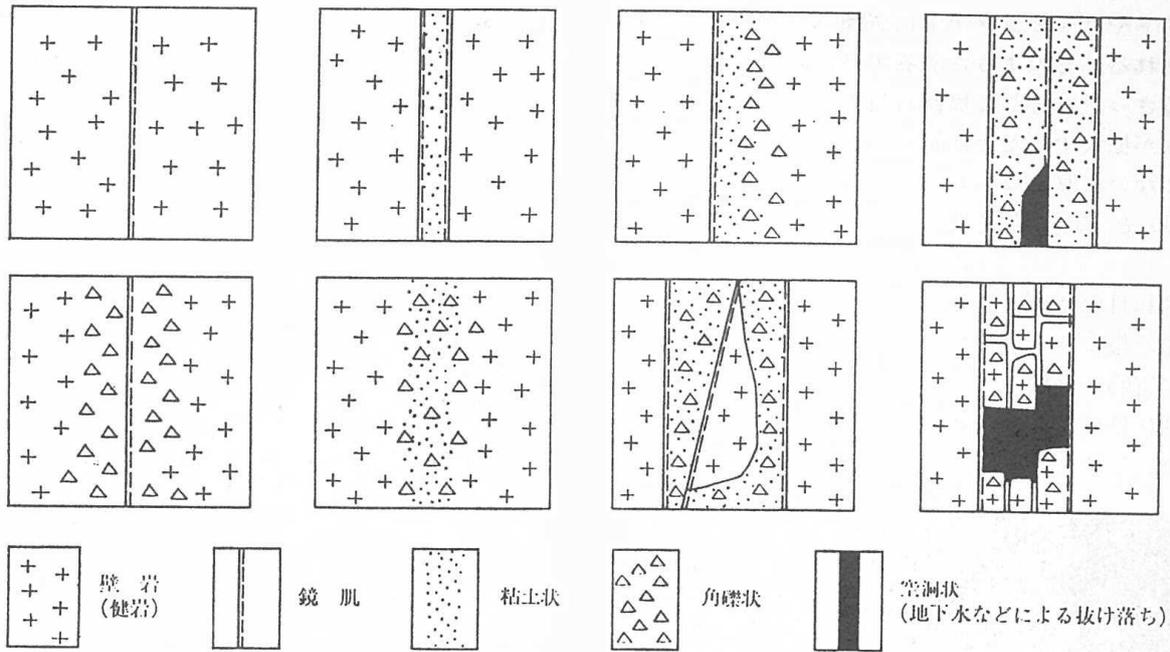


図-7 断層の形態の例 (調査横坑内程度のスケール)
(多目的ダムの建設)

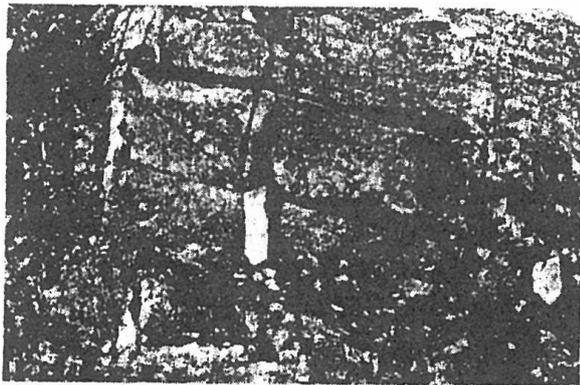


写真-2 石灰岩中の空洞 (1)

層理面に沿うほぼ水平な割れ目は層理面に一致した応力解放(シーティング)節理で、これに直交する節理がある。節理はその後の溶蝕で空洞化し、流入粘土と風化生成物が詰まっている。(中国、八盤嶺トンネル)

もいうべきもので、岩盤の内部で特定の方向性をもって分布する侵蝕に弱い物質(断層粘土、変質帯)が、主として地下水の循環によって除去されて形成されたもので、模式的には岩盤の緩みを必要としない。断層の内部物質が除去されている様子の例を図-7に示す。このような空間が岩盤の中に形成されるには、周囲の岩石に比較して弱い岩石が面状に分布していることが必要で、断層破砕帯、変質粘土、未固結の地層、水溶性の地層などがその主なものである。このタイプの割れ目は発見するのが困難であるが、ダムの通常の調査範囲

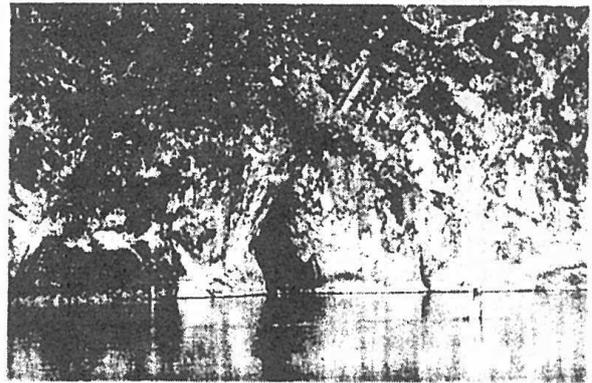


写真-3 石灰岩中の空洞 (2)

中央にあるのは、右上一左下の節理(層理面)に沿う溶蝕洞で、鍾乳洞の小規模なものといえる。手前の河川とはつながっているが、独立したものらしく、河川と水の収支はなさそうである。

(中国、観音閣ダムサイト)

に入っていないければ特に問題とする必要はない。ただし、貯水池の鞍部ややせ尾根の背後ではこのような割れ目を通して直後漏水した例や、上に載っている旧河床堆積物が吸い出されて漏水路が形成された例があるので、そのような地形や堆積物が存在する場合には特に注意が必要である。

特殊な例としては水に溶けやすい岩石から成る岩盤があり、石灰岩(CaCO₃)や白雲岩(MgCO₃)、泥灰岩、時には石膏、岩塩といった蒸発岩、既に生じていた空洞に堆積していた流入粘土、スメク

タイトやローモンタイトに置換された岩石などに見られる。このような岩石では、溶解現象が発生するきっかけとしては割れ目の意義は大きい、それが拡大するために特に割れ目を必要とすることはない(写真-2~4)。

(1)と(2)の差を概念的に示すと次のようになる。

- ・割れ目の谷側の岩体は(1)では緩んでおり、岩片の集まりとなっているのに対して、(2)では本質的には緩んでなく、一体性が保たれている。
- ・割れ目の谷側の岩体の安定性は(1)では不安定ないし準安定であるのに対して、(2)では安定

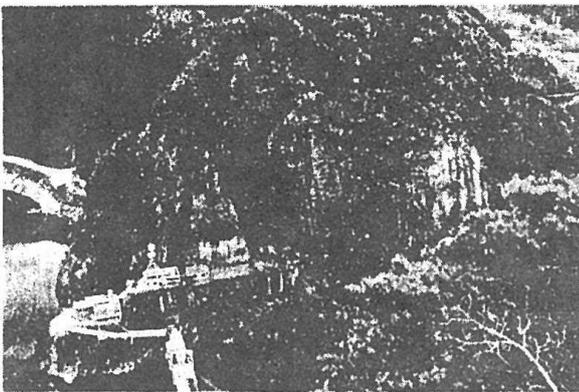


写真-4 硬質岩盤中の開口割れ目 (1)

極めて堅硬な新第三系の安山岩。冷却節理は両面中央の岩壁に平行なものとこれにほぼ直交するものがあり、それぞれ一つずつが見え、高位の部分ほど開口している。建物の上に見られる罅みは小さい節理が交叉したところに生じた崩壊である。

(矢部川, 日向神ダム)

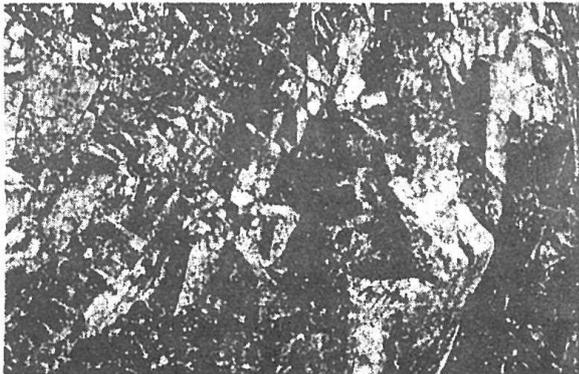


写真-5 硬質岩盤中の開口割れ目 (2)

極めて堅硬なカンブリア系の塊状石灰岩。ほぼ鉛直な割れ目は層理面に一致する。これに左上-右下の節理と、不明瞭な右上-左下の節理が交叉し、地表に近いこともあって全体に開口しているが、少し深く(10m程度)では密着している。両面中央の土状のものは石灰岩の溶蝕穴に詰まっている流入粘土で、特徴的な赤褐色を呈している。

(中国, 観音閣ダム)

である。

- ・割れ目の谷側の岩盤の強度は(1)では背後の岩盤よりもかなり低いのに対して、(2)では背後の岩盤と同じである。
- ・割れ目の両側の岩盤は(1)ではずれを復元すればはめ合わせることができるのに対して、(2)

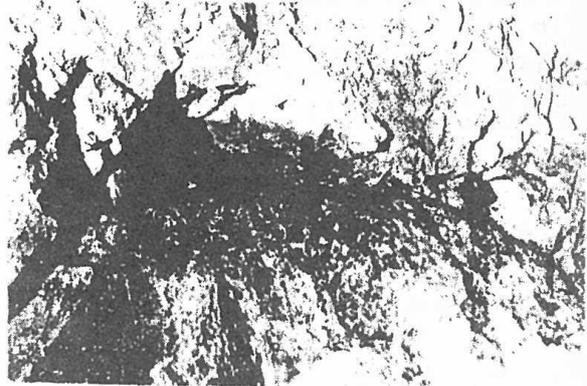


写真-6 硬質岩盤中の開口割れ目 (3)

写真-5に同じ。河床で、画面左の暗い部分が節理に沿った割れ目とこれに伴う溶蝕穴。河床より低い基礎掘削面(断層処理)に河川水がそのまま流入している。

(中国, 観音閣ダム)



写真-7 硬質岩盤中の開口割れ目 (4)

極めて堅硬な新第三系の安山岩と同質凝灰角礫岩。中央の低角度の面は堆積岩の層理面に相当する火山活動の休止面で、これにほぼ垂直な割れ目加わって岩盤に不安定を生じている。割れ目より上の岩塊はほぼ一体となっているが、全体に緩んでいる。これはダムのアバットより上にあるが、安定勾配に掘削除去し、残した岩盤はアンカーで地山深部に縛り付けている。

(百々川, 豊丘ダム)

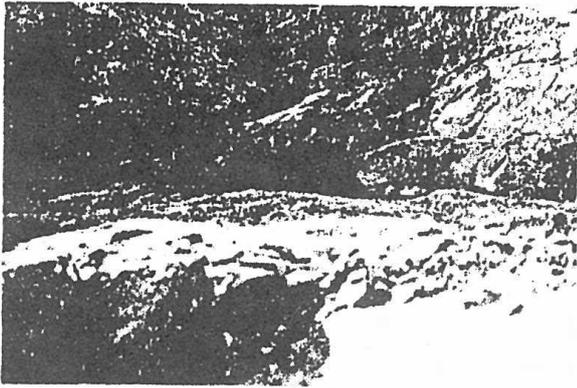


写真-8 硬質岩盤中の開口割れ目 (5)

写真-7 に同じ。画面中央の水平な割れ目は火山活動の休止期に当たる凝灰質の部分で、急崖の表面に露出していることもあって選択的に風化して運び出され、開口した割れ目となって残っている。深部では新鮮な凝灰岩の狭みである。(百々川、豊丘ダム)

では合わない。

当然のことであるが、われわれが目にする岩盤は両者の影響が重なっていることが多く、一概にどちらかに区分できるとは限らない。

(3) 岩石の硬さと割れ目

割れ目が岩石の破壊に起因するものである以上、岩石自体の剛性が割れ目の発生に大きな因子となっていることはいうまでもない。変形をもたらす要因は既に述べたとおりであるが、変形による割れ目のできやすさという観点からは次の点が挙げられよう。

- ・剛性の高い(言い換えれば硬い)岩石ほど変形に対して割れることによって対応する(これをコンピートな岩盤という)ので、割れ目が多くなる(例えばチャート)。硬い岩石でも、粒子が粗い(例えば花崗岩)場合には割れ目は岩石単位のこととも鉱物粒子間にとどまることもある。後者の場合には岩盤としては軟らかい岩盤としての挙動を示す。
- ・反対に剛性の低い(軟らかい)岩石ほど塑性変形して対応しやすい(これをインコンピートな岩盤という)ので、割れ目が入りにくい(例えば新第三系の泥岩)。ただし、このような岩石が剛性の高い岩石の間に挟まれて存在するときには変形が集中して破碎帯となり、極端な場合には粘土化するが、その程度が軽いときには劈開あるいは片理状の割れ目が密集することになる。割れ目の間隔は、岩石の生成条件と

その後に割れ目を生じさせた応力場との関係で決まるもので、特定の箇所だけが著しく破壊されたもの(断層、破碎帯)と岩盤全体に軽度の割れ目が比較的均一に分布するものがある。

一方、岩石の生成の時から存在している、火成岩の冷却節理などの割れ目は冷却の速度が鉱物粒子の大きさと節理の間隔を規定しており、冷却がゆっくり行われた岩石(例えば花崗岩)では粒径、割れ目間隔とも大きいものに対して、急速に冷却が起きた岩石(例えば安山岩の熔岩流、極端な場合は黒曜岩)では細粒からガラス質となり、割れ目の間隔は小さくなっている。

4. 岩盤の安定性の変化

ここで、開口した割れ目(粘土などで填充されたものを含めてもよい)を有する岩盤の、掘削や自然の侵蝕過程の経過による安定性の変化を考えて見る。割れ目が存在する岩盤は、一般にその両側の岩石がしっかりしていて割れ目を保存できるものでなければならないので、岩盤自体の安定性が問題になるのは硬岩あるいはこれに近い岩盤に限られる。

(1) すべり面が存在する場合

この場合のすべり面は前述の安定勾配よりも緩いものを意味する。急であれば転倒性の破壊面を構成するのみで、岩塊の滑動を生じることにはならないからである。割れ目を有する岩塊が滑動す

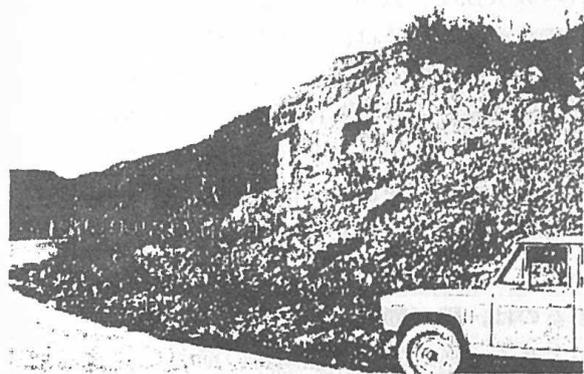


写真-9 層理面に沿って滑動した硬岩の岩塊。珪岩のブロックが粘板岩の上を画面の左に滑動している。これは規模の小さいものであるが、ブロックが一体となっているのに対して、下位の粘板岩は風化による粘土化とブロックの重量のために片状化して変形し、すべり面をなしている。ブロックは地表にあって風化が著しいにもかかわらず、比較的しっかりした岩塊をなしている。(中国、遼寧省、本溪市付近)

れば、その変位量の何分の一かは岩塊自体の見かけの膨張量になり、機械的な割れ目の拡大を助長し、それだけ岩塊の強度を低下させる。すべり層となるもののいかに問わず、分離面の摩擦強度ならびに噛み合わせによる抵抗と重力との関係で継続的に進行し、最終的には一体となってすべてが崩落するか、岩塊の細片化が進んで細かいものが侵蝕されて比較的大きいものだけが残った岩海(Felsenmeer)となるか、風化の方が早く土砂状の崖錐となるか、滑動の途中で何かに引っかかって止まるか、である(写真-9)。突発的に生じた例でも、Vajont ダムでは貯水位の上昇という状況の大きな変化があったからで、自然状態ではもっとずっと長い時間経過を経て崩壊に至るものであろう。もっと頻繁に現れるのは、滑動面の凹凸が噛み合わせとなり、その部分の剪断で抵抗するが、次第に破壊してゆき、最後の部分が破壊したときに滑動を開始するので突発的に見えることが多い。いずれにしても、この場合には安定勾配よりもかなり緩い低角度の面が連続して存在していることが必要で、かなりのものは現地の観察から明らかになるものである。

(2) 岩盤内部に座屈が生じる場合

岩盤の内部に特定のすべり面が存在しない場合には、特に急な傾斜の割れ目の開口によって地山との一体性が失われると割れ目の前面の部分の重量が下方の岩盤にかかることになり、その部分の岩石の破壊強度が表面の岩塊の安定性を支配することになる。これには、一様な岩盤の中に破壊が生じる場合と、特定の弱層(例えば砂岩の層の間の粘板岩の層、破碎帯)に破壊が生じる場合とがあり、後者の場合には変形がその帯に集中するので比較的分かりやすいが、前者は崩落が発生するまで分からないことが多い(図-5)。

一体であった岩盤の中にある割れ目の拡大が進行するのは、熱(膨張、収縮)や水(凍結)の影響が大きく、模式的には急傾斜の節理などの分離面が次第に広くなると共に、その下において一体性を保持していた部分(ロックブリッジ)の剪断抵抗と分離面の摩擦抵抗とが、部分的に分離した岩塊の重量に耐えられなくなった場合に座屈が生じる。これが崩壊で、その下方の斜面の形状によっては滑落が二次的に生じることもある。このと

きに分離面の拡大によって岩塊の重心が外側に移動して崩落したものがトップリングであるが、この両者はそれぞれがお互いの引金となっていることが多い。大規模な崩壊には、地質学的にかなり長い期間にわたる傾動を伴う地盤の隆起があったためにトップリングとなっているものが多い。

このような崩壊は一般に突発的で、数十年あるいはそれ以上の間隔をおいて発生している。

(3) その他の場合

前述の(1)に近いものに、下の方にある弱い岩石が侵蝕されて上方の硬い岩盤がオーバーハングとなり、(2)に述べたトップリングに近い生じる場合がある。このような岩盤では分離面がなくとも引っ張りによる破壊を生じることもあるが、弱い岩石が既に座屈して一見良好に見える岩塊の背後に分離面が存在することが多いので、比較的厚い堅硬な岩石とあまり厚くない弱い岩石とが組み合わされている岩盤で、川側の傾斜が急な場合にはこのことを考慮に入れておく必要がある。

5. 開口しやすい岩質

芥川(1985)は大小の割れ目の開口によって緩みを生じやすい岩石として次のように述べている。

地下深部ではげしい変形を受けた中・古生層、強い剪断褶曲を受けた頁岩で、ハンマーで割れば常に樹脂光沢をもつ平滑な面(褶曲時の微細剪断面)が見られるもの。このような剪断面は地下深部では緑泥石等によってノリ付けされているが、地表に近付くと除荷によって接着面が少しずつ剥がれ、地表ではcm大のレンズ状岩片にまで分離したり、平滑面が連続してクリープ下端面や崩壊の滑落面になったりする。ラミナイト、頁岩、一部の結晶片岩に見られる。

深成岩では、固結時に石英の移転や熱の応力、ダイアピル(密度差による固体状況での上昇)のために岩体内部に歪が蓄積されやすく、これに地表での温度変化や風化による膨張が加わって結晶の内外にわたる微細な割れ目が生じており、これが花崗岩の真砂化につながる。

固結が十分に進んでいない新第三系では、吸水率が高いことと、ローモンタイトやスメクタイトのような体積変形を生じる粘土鉱物を含んでいる

ために緩みが促進されやすい。

層理面・片理面・節理などの方向性を持つ不連続面で、特に流れ盤を形成する面があって、連続性が良い場合。

断層破碎帯で、透水性の高い部分と低い部分とが交互に存在して被圧地下水をもつ場合。特に背面と底面を断層で地山から切り離されている尾根状地形。

6. ダムの基礎岩盤としての対応

これまでに述べた岩盤中の開口割れ目の問題は、実際問題としては次の二つのカテゴリーに区別して考えることができる。

- ・緩みを生じている岩盤の中の開口割れ目
- ・緩んでいない岩盤の中の開口割れ目

実際にダムサイトで扱う岩盤がこれらのいずれに属するかを把握した上で、対応を考えることになる。ここでは主として透水性の高い岩盤における割れ目について考察する。

(1) 緩みを生じている岩盤の中の開口割れ目

この岩盤は本質的には一体となって滑動する岩盤に相当し、全体的に当初の体積より増大している。緩んだ部分では割れ目に沿った褐色の錆の付着が見られ、ルジオン値の高い（一般に20以上）範囲に相当している。ここは引張り領域にあり、緩みの範囲は全体に広がっていることが多く、幅の狭い尾根が突出しているサイトを選択してしまった場合や、上下流で分布する岩石が異なっているような特別な地質条件でもない限りダム軸を加減するくらいでは対応できないことが多い。また、割れ目が密集している部分で細片が洗い流されて割れ目が広がっていることもある。

この部分の割れ目の頻度（岩片の大きさ）は、背後の地山深部に分布する岩盤中の頻度と同じで、中に行くほど割れ目が密着しているだけであるのが特徴といえる。

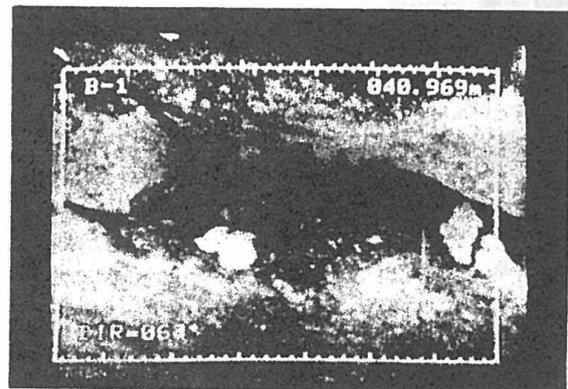
このような岩盤は、ダム敷の主要部分には使用できず、コンクリートダムではダム敷全体、フィルタイプダムではコア敷で除去する必要が生じる。

(2) 緩んでいない岩盤の中の開口割れ目

この岩盤は本質的には断層や節理の中の物質が洗い出された割れ目や、岩盤に内在する収縮割れ

目（例えば熔結凝灰岩の柱状節理）に相当し、当初の岩盤の体積から変化していない。周囲の岩盤に比較して透水性が著しく高くなっていることが多く、上記の岩盤では物性が連続的に変化しているのに対して、極めて不連続に急変するのが特徴である。岩盤の表面に近い部分と地山の深部との差も少ない。

この型の割れ目は硬い岩盤にも軟らかい岩盤にも見られる。前者では割れ目の中にある軟らかい物質（例えば断層粘土や流入粘土、碎屑岩脈）が流された後が開口して残っており、そこから風化が進んで周囲より軟質になっていることもあるが、新鮮な岩盤が露出していることも多い。後者



No. 41.37

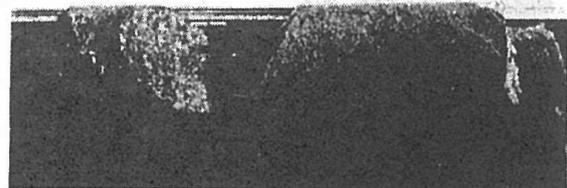


写真-10 ボーリング孔から見た開口割れ目と対応するボーリングコア

未詳中・古生界の堅硬なチャートと輝緑凝灰岩。このサイトは第三紀のグリーンタフ堆積盆地が形成された際に、この付近を中心にして沈降と隆起が分かれるヒンジに当たり、先天的に割れ目の多い構造が保存されたものである。このボーリング孔は河床から実施したカーテンのパイロット孔で、地中深部にまで高透水性のゾーンがある。ここではルジオン値の高い岩盤と低い岩盤とでグラウチングの開始濃度に差をつける仕様を採用している。20 Lu の部分。写真の小さい目盛りが1mmで、開口幅は約5mm、コアの両面はかみあわず、割れ目の面には丸みがあり、黄鉄鉱が付着している。（川内川、川内ダム）

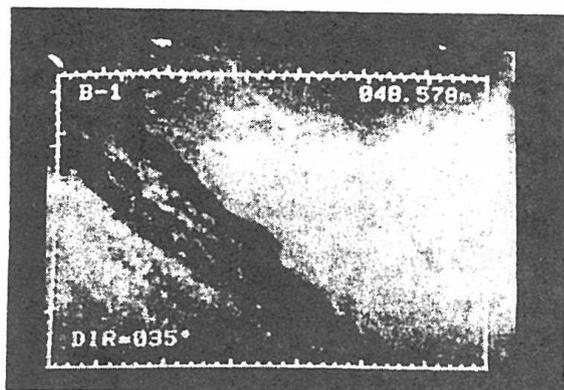
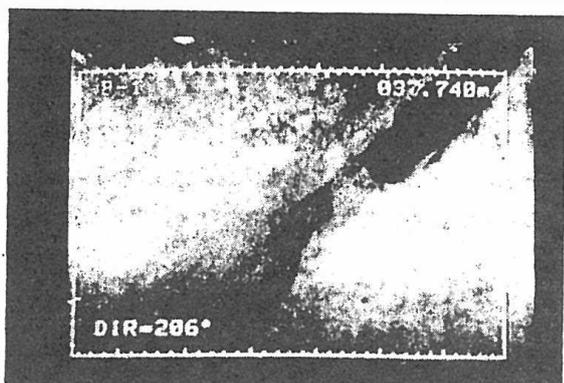


写真-11 ボーリング孔から見た開口割れ目
写真-10に同じ。ルジオン値は上は47, 下は34。
開口幅は上が2~5mm, 下が0~4mmで, 下の割れ目からは湧水がある。(川内川, 川内ダム)

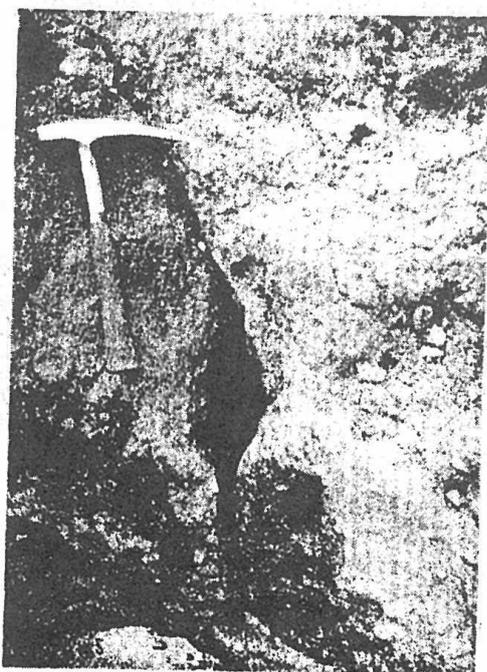


写真-12 軟岩中の開口割れ目
新第三系の凝灰角礫岩で軟らかい。この画面は水平な掘削面で, 中央の開口部は上下方向の鉛直な割れ目であり, 中間のより軟質の部分(破碎あるいは変質)が洗い流されたものである。(塩田川, 深浦ダム)

では割れ目の中を循環する地下水流によって侵蝕されて割れ目が拡大していたり, ダムの完成後も侵蝕が進行し続けることも考慮しなければならないこともまれではない。特別な場合として, 石灰岩や白雲岩のような炭酸塩鉱物から成る岩盤があり, 鍾乳洞に代表される空洞が存在する。

このような岩盤がダムの基礎に存在する場合には, 軟岩では広範囲な地下水の流動系を確認しなければ対応は考えられない。また, 特に硬岩の場合は一見良好な岩盤の背後に, 他の分離面(例えば低角度の割れ目など)と組み合わせられることによって岩盤がブロック状に分離されていないことを確認する必要がある。

(3) 割れ目の定量化

割れ目の頻度と状況(特に開口の程度, 夾雑物)を定量的に評価する試みは, 既に岩盤分類(岩盤の力学的性質の評価)の一部として, 設計値を定量的に求める上でのカテゴリー区分の要因に取り入れられている。このほか RQD, Q 指数などの形での定量化は Deere, Barton を始めとして, 内外でさまざまな論文が発表されている。岩盤中に存在する割れ目のうちでも密着した割れ目については岩盤の力学的性質の研究の対象となっており, 単位長さ当たりの数や粗さを各種の数量化手法(フラクタル等)によって力学的にも解析が可能となっている。しかし, 開口した割れ目については, 数は数えられるがその幅に関する情報は得にくく, 岩盤の評価に用いられるまでには至っていない。一方, 透水性に関しては, それが著しく高いことが割れ目が開口していることを予測させるにしても, どの程度のものであるかは現在のところではボーリング孔内の観察を除いては情報を直接得ることができないうえに, このような情報を得るだけの値がある調査方法であるとも言いがたいので, 従来の透水試験法を踏襲する結果となっている。透水性を考慮した岩盤分類の必要性については, 従来のルジオンマップに加えて, ここで問題としているような透水性の高い岩盤や緩みの生じている岩盤を評価できるものが望まれている。

(4) 岩盤の一体性を確保するための手段

ダムの基礎岩盤に開口した割れ目が残る場合には, 岩盤としての一体性を確保するために, 割れ

目の進行を防止することと、割れ目に沿って入り込む風化の進行を防止することの二つが必要となる。

割れ目の進行の防止は、特にダムの近くに斜面として残る部分に必要で、前記の Kategorie 1 に属する岩盤では原則として除去が必要で、斜面として水没後も安定であれば表面の被覆でよい場合もある。Kategorie 2 の岩盤では表面の岩盤を背後の地山に縛り付けるためのアンカーなどが有効であろう。

風化の進行を防止するためには、Kategorie 1 では新たな岩盤の表面を作らないことが必要で、このためには侵蝕防止のための処理を行う。Kategorie 2 の岩盤では表流水の浸透を防ぐ処理が必要となる。

(5) 岩盤の透水性を改良するための手段

透水性の改良に当たっては、Kategorie 1 の岩盤がダムのリム部や高標高部に残った場合には岩盤に変形を生じないような注入が必要となり、堤体の基礎の大部分のような通常の基礎処理ではなく、例えば粘性の高いセメントミルクや二重管式の注入など、材料や施工で特別な配慮が必要となることが多い。Kategorie 2 の岩盤では注入開始の濃度を高くしたり、セメントミルクの代わりにモルタルミルクを使用したりすることがある。

両者の岩盤で大きく異なるのは、前者では注入によって岩盤に変形が発生したり、注入が及ばない部分が残ったりする危険性が回避し難いのに対して、後者では特定の部分に膨大な注入が必要となるものの、岩盤自体に注入による悪影響を考えなくてもよいということである。

7. おわりに

ダムの基礎岩盤の開口割れ目の成因と対応策との間には確乎たるものではないにせよ関係があることが、現場での経験的な対応から分かってきている。問題となるのは調査段階ではどのような性

質の割れ目でどの程度開口しているかが的確に把握できないことであろう。それには岩盤に割れ目が形成される機構と主として透水性にどのように現れるかを知っておく必要があると考え、小文にまとめてみた。力学的な影響については横坑観察や原位置試験によってかなりの精度で確認できるのに対して、ここでも引用したような地下深部にある高透水性ゾーンのような現象は、調査が比較的密になってきてから、あるいは実際の施工段階になってから初めて発見されることも少なくない。結果論的には調査段階にも徴候は現れていたのだが、という言い訳や、大がかりな設計変更が難しいといった現実的なことから、表に現れてこないことも、基礎処理に大量の注入を行うことが結果的には安全側になっているはずだといって疑問を封殺している例もあろう。特に強調しておきたいのは、パイロット孔は数少ない調査段階の成果を修正し、グラウチング試験によって決めた注入の仕様が妥当であったかを確認するためのものであり、現地の岩盤に一層適した仕様に修正することに躊躇してはならないということである。

岩盤の補強、透水性の改良のいずれの場合にも、その岩盤がどの Kategorie に属するかを把握して対応方針を決めることが重要であると思われる。

小文を表すにあたって、多くの現場からさまざまな情報の提供を受け、発注側、コンサルタント、コントラクターの方々に貴重なご意見を賜った。ここに一人一人のお名前を挙げるだけの紙幅がないので省かせて頂くが、筆者の謝意をお汲み取り頂ければと思う。

参考文献

- 1) Aubouin, J., Brousse, R., Lehmann, J.-p. (1979): Précis de géologie, Vol. 3, Tectonique, Dunod, Paris.
- 2) Mattauer, M.: In ibid, (1967)
- 3) 芥川真知ほか: 地盤の劣化とその地域特性を考慮した崩壊危険度の評価に関する研究 (1985)
- 4) 建設省河川局 (監修): 多目的ダムの建設



ダムサイトおよび地すべり地での地下水調査事例

(株)ダイヤコンサルタント ○谷藤隆三
 中村光作
 中條達矢
 木村勝美

1. はじめに

ダムの止水計画を検討するために、あるいは、地すべり地での安定検討を行うために、地山の地下水分布を正確に把握することは、重要課題の一つである。

従来これらのサイトでは、地下水分布を把握する方法として、ボーリング掘進時の孔内水位観測による最終的に安定した孔内水位と、その後の地下水観測により求められる安定した孔内水位から、地山の地下水を評価しているのが一般的である。

地山の地下水位が、地形と調和的に単一自由地下水面を形成している場合には、同手法により掌握可能と考えられるが、しかし、実際の現地調査では、掘進時の孔内水位が段階的に降下し、宙水が分布することが示唆される場合があり、単一自由地下水面としては解釈し難い状況に遭遇することが少なくない。

ここでは、ダムサイト袖部で、掘進時の孔内水位が段階的に降下したため、これにルジオン試験、静水圧透水試験の前段として間隙水圧測定を実施することにより、地山が多段水位を構成している可能性が高いことを確認した例と、また、地すべり地で不透水性の不動基盤岩の上に流動性地下水が賦存していることを確認した例とを紹介する。

2. 試験・観測の流れ

地下水分布を把握するための試験・観測は、図-1に示す流れに従って実施した。

3. 調査事例

3-1 Aダムサイト

ダム軸線延長部斜面で検討した例である。

(1) 地質概要

新第三紀の安山岩類(安山岩, 凝灰角礫岩)と石英安山岩類より構成される。各岩の特徴を表-1に示す。安山岩類と石英安山岩類は、不整合関係にあるが、全体に水平な成層構造を形成している。

(2) 地下水分布の問題点

従来から、ダムサイト袖部斜面の地下水は低地下水位を示すとともに、掘進時に段階的に降下する現象から、多段水位(宙水位が存在する)が構成されていることが示唆され、これに加え、地下水観測データから断面的、平面的にスムーズに結ばれないなど、その実態について不明な状態で残されていた。

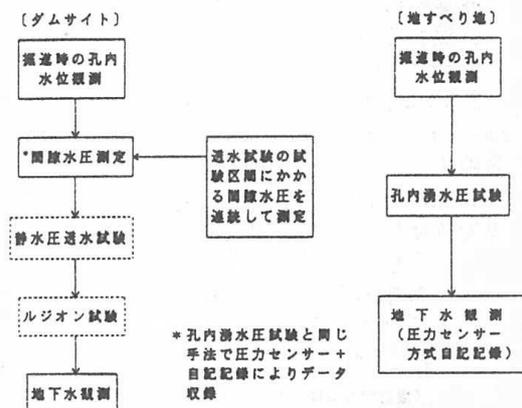


図-1 試験・観測の流れ

表-1 地質区分と特徴

地質時代	地質区分	記号	特徴
新 世	安山岩類	安山岩塔岩	A n 暗灰色, 硬質 不規則亀裂が多く発達
	凝灰角礫岩	T b	暗緑灰色, やや硬い 亀裂の発達が乏しく塊状
第 三 紀	石 英 安 山 岩 類	石英安山岩 IVタイプ	Da-IV 灰白色, Iよりさらに軟質 亀裂の発達が乏しく塊状
		石英安山岩 IIIタイプ	Da-III 灰白色, 軟質 亀裂の発達が乏しく塊状
		石英安山岩 IIタイプ	Da-II 灰色, やや硬い 柱状節理発達
		石英安山岩 Iタイプ	Da-I 灰白色, 軟質 亀裂の発達が乏しく塊状

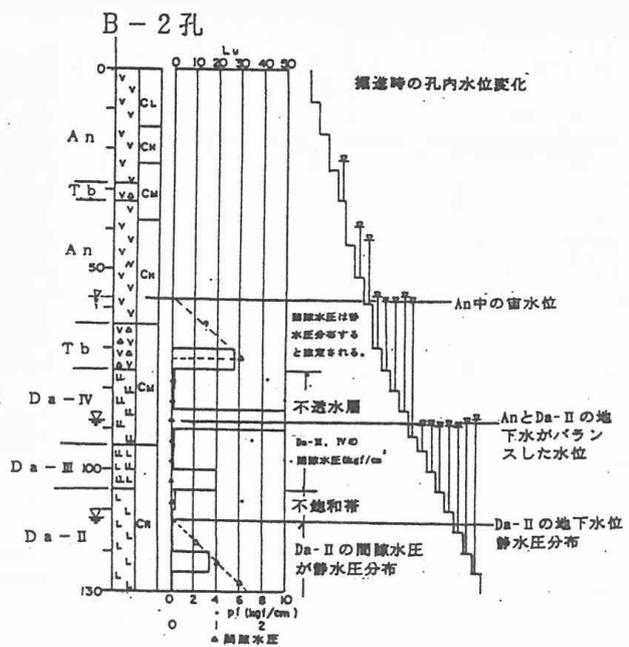
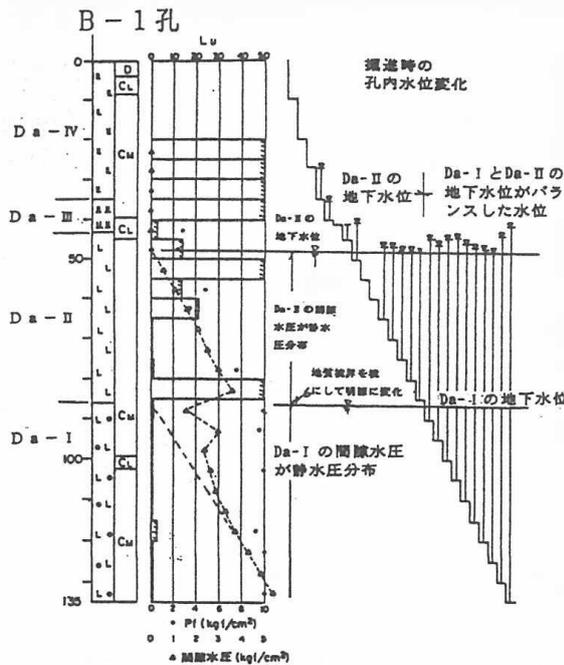


図-2 掘進時の孔内水位変化および間隙水圧分布

(3) 調査結果

当サイトの代表的2孔について、掘進時の孔内水位変化、間隙水圧、Lu値を整理して図-2に示す。

〔掘進時の孔内水位変化〕

掘進時の孔内水位変化には、次のような状況が確認された。

B-1：一定レベルで安定

B-2：2段階のレベルで安定*

* (周辺ボーリングでも段階的に降下する孔内水位が確認されている。)

〔間隙水圧〕

間隙水圧は、各層によく対応し、地層境界で鋭敏に変化する傾向が確認された。

- ・安山岩、凝灰角礫岩内に、静水圧分布する間隙水圧が存在
- ・この下位のDa-III, IV層は、間隙水圧 0kgf/cm²のゾーンを形成

(周辺でも同様のことが確認されている。)

- ・これらの下位に分布するDa-I, II層は、夫々別個に静水圧分布する間隙水圧が存在

〔透水性〕

間隙水圧測定、透水試験を行った箇所では、全体に難透水性 (Lu<5) で局所的に高透水性を示す。

(4) 評価

上記の水理特性を示すことから、当サイトは、Da-III, IV層等の割れ目の少ない塊状岩、または初生的に割れ目系が異なるDa-I, IIの境界が不透水層の役割を果たし、地下水はこれらを境にして、間隙水圧が静水圧分布する自由地下水面、または帯水層を形成していると推察される。この間隙水圧が静水圧分布するゾーンは、地層分布によく対応しており、これは表-1と(1)に示すように、当サイトが成層構造を形成し、かつ、上下位の地層に比べ、亀裂性岩盤となっていることを反映していると考えられる。

掘進時、2段階のレベルに安定した孔内水位は、帯水層と不透水層の分布を考慮するとその状況がよく説明出来る。すなわち孔内水位は、不透水層 (Da-IV~III) を貫いた時に降下している。また、降下した水位が下位の地下水位と一致しないが、これは、上下位の地下水が複合した孔内水位としてとらえられているものと考えられる。

以上のことから、当斜面の地下水は、図-3に示すような多段水位 (3段) を構成している可能性が高いものと判断した。

- ・安山岩の基底部付近に賦存する地下水
- ・Da-II層に賦存する地下水
- ・Da-I層に

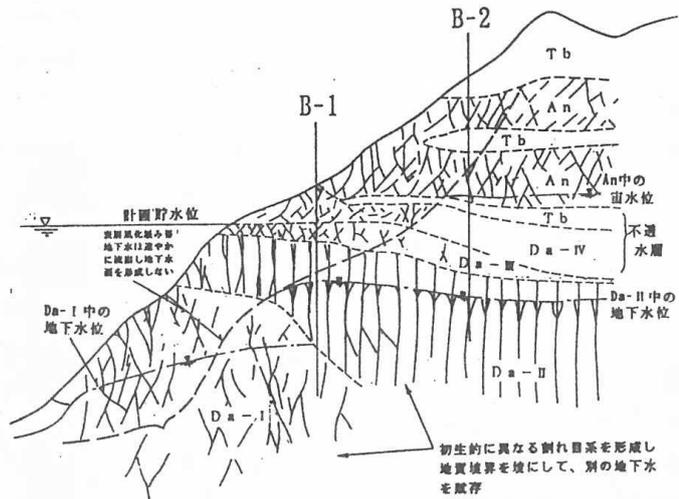


図-3 地下水分布模式図

3-2 B地すべり地

B地すべり地はトンネル坑口部に位置し、幅800m、長さ900mの規模の地すべりである。(図-4.5参照)

(1) 地質概要

新第三紀の砂岩を不動基盤岩とし、この上に第1次～第3次にわたる変動により形成された地すべり性堆積物より構成される。第2次地すべりは、低位段丘形成以降に変動した地すべりである。各層の特徴を整理して表-2に示す。

(2) 地下水調査の目的

トンネルは、約500m区間にわたり、地すべり土層中を通ることが分かり、砂質土である地すべり土層は、地下水の分布状況によっては、切羽の自立性が損なわれることが想定された。従って、地下水賦存状況を正確に把握することが必要とされた。

(3) 調査結果

各地すべり土層および不動基盤岩は、各層内で湧水圧試験を行った結果、次の水理特性を示すことが分かった。

- ・第1～3次地すべり土層は、不動基盤岩の上に10～20mの水頭をもつ地下水面を形成し、各地すべり土層は、透水係数 $10^{-3} \sim 10^{-5} \text{ cm/sec}$ オーダーの透水性を示す。
- ・これに対して、不動基盤岩は、湧水圧(間隙水圧)が 0 kgf/cm^2 で、透水係数 10^{-6} cm/sec 以下の透水性と推定された。

(4) 評価

上記水理特性を示すことから、当地すべりは、不動基盤岩が不透水層となり、この上に流動性地下水が賦存することが分かった。

一方この地下水は、地すべり末端部に湧水帯が分布し、後背地に沢が流れていることから、この沢より供給されている可能性があることが指摘されていた。この点を確認する目的で、図-5に示す各調査地点で、地下水観測(1時間ごとに経時的に測定)を行った結果、次に示すことが確認された。(図-6参照)

「集中豪雨が発生した時(図-6D)の孔内水位変化を見ると、沢に近い観測孔の孔内水位は、降雨に敏感に反応し、急激に上昇し変動幅が大きい。これに対して、沢から離れるに従い、降雨に対してタイムラグをもって反応し、緩やかな上昇カーブで変動幅も小さくなる傾向がある。」

すなわち当地すべりの地下水は、大部分、沢から供給されて地すべり土層内で拡散していく状況が示唆された。従って、当地すべりは、図-5に示すように、不動基盤岩上に流動性地下水が賦存し、地下水の大部分が、後背の沢から供給されているものと判断した。

表-2 地質区分と水理特性

地質時代	地質区分	記号	土層・岩層	水理特性		地下水状況	
				透水性	水頭		
第四紀	第3次地すべり堆積物	La-3	礫質土砂	地下水面と一致($1 \sim 2 \text{ kgf/cm}^2$ 程度)	$10^{-3} \sim 10^{-4}$	不動基盤岩の上に流動性地下水として賦存	
	第2次地すべり性堆積物	La-2	礫質土砂	"	$10^{-3} \sim 10^{-4}$		
	段丘堆積物	Td	砂 礫	"	$10^{-3} \sim 10^{-4}$		
	第1次地すべり性堆積物	La-1	岩換質土砂	"	$10^{-3} \sim 10^{-4}$		
新第三紀	中新世	不動基盤岩	S	砂 岩	なし	10^{-6} 以下	不透水層地下水の流動はほとんどない

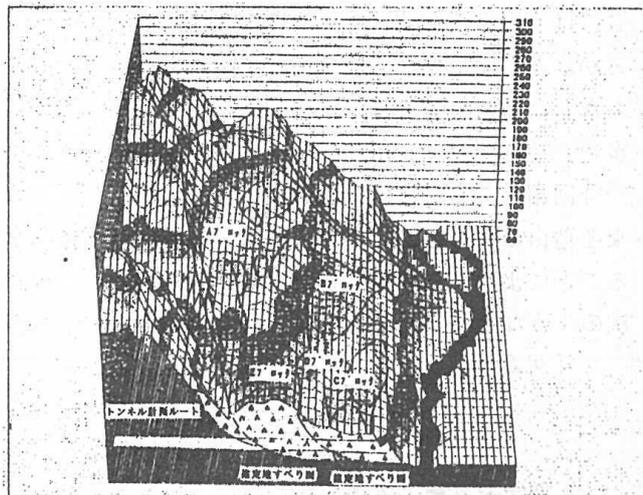


図-4 地すべり状況

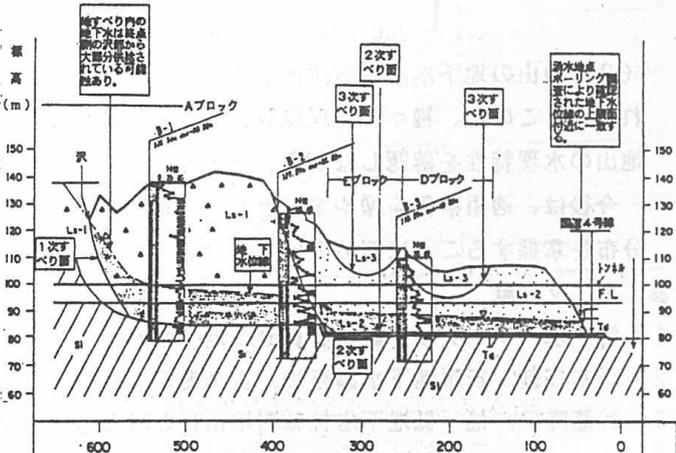
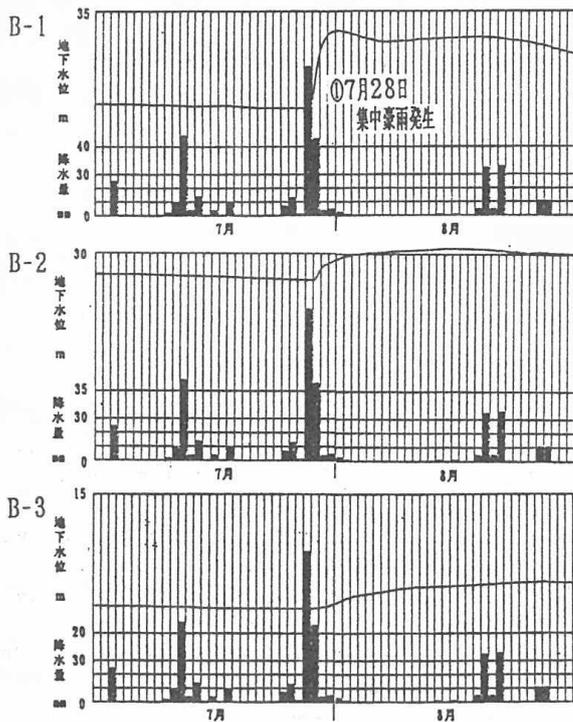


図-5 地質断面図



☆7月28日集中豪雨発生

- ①B-1：集中豪雨発生直後28日23時頃、孔内水位が急激に3m程度上昇
 - ②B-2：B-1より遅れて29日8時頃孔内水位上昇。上昇水位は、1m程度でB-1に比べ小さく上昇カーブも緩慢である。
 - ③B-3：B-1、B-2に比べ、更に遅れて上昇。上昇水位も、1m未満となり、上昇カーブも更に緩慢である。
- 上記現象から、後背地の沢に近いB-1～B-3の順に沢から地下水が供給され、拡散していく状況が推察される。

図-6 降水量とB-1～B-3孔内水位変化の関係

4. おわりに

(1) 一般に、大概の地盤や岩盤は、程度の差はあるが水を通すと考えて大過はないが、未固結地盤の場合には土層の透水性に依存し、帯水層と不透水層と大別出来る性格を備えている一方、岩盤の場合は、裂っか水として賦存し、地層分布、割れ目状況および断層などの地質条件に左右されるものと考えられる。しかし、通常岩盤の透水性は低いので、単一自由地下水面を形成するものとして、評価されていることが多い。

今回紹介した2例は、成層構造で各層が異なる割れ目系を形成している地山の例と、土砂と岩盤に大別出来る地山の例である。このように、地質条件が区分出来る地山に対して、地山地下水の間隙水圧を測定することにより、未固結地盤と同様、帯水層と不透水層に区分出来るとする考え方を適用し検討した結果、次のような地下水状況が確認されたものである。

・ダムサイト：多段水位を構成。

{ 帯水層は、間隙水圧が静水圧分布するゾーン、不透水層は、間隙水圧が 0kgf/cm^2 ゾーンを形成。孔内水位は、不透水層などを貫いた時降下。 }

・地すべり地：不透水層である不動基盤岩の上の地すべり土層に流動性地下水賦存。

{ 不動基盤岩は、湧水圧(間隙水圧) 0kgf/cm^2 のゾーンを形成。地すべり土層は、 $1\sim 2\text{kgf/cm}^2$ 程度の湧水圧を有すゾーンを形成。 }

(2) 地山の地下水調査方法としては、一般にボーリング掘進時の孔内水位とその後の地下水観測が行われるが、この他、種々の物理探査、原位置試験がある。今回紹介した事例のように、間隙水圧を測定し、地山の水理特性を確認しながら、地山地下水を把握する方法も1手法として有用と考えられる。

今後は、適用事例を増やすとともに、種々の物理探査や原位置試験を組み合わせ、さらに正確に地下水分布を掌握することに努めていきたい。

参考文献

- 1) 地下水ハンドブック編集委員会：地下水ハンドブック，建設産業調査会，1979年9月。
- 2) 山本荘毅：新版地下水調査法，古今書院，1983年3月。
- 3) 谷藤隆三，他：低地下水位軟岩地山における透水試験例，日本応用地質学会東北支部第2回，研究発表会講演集，PP39～44，1993年2月。

建設省摺上川ダム工事事務所 澤野久弥

○千葉茂美

太田一道

1 はじめに

ルジオンテストは、ダムの基礎岩盤の透水性を評価し、ダム位置の選定、掘削線の決定、グラウチングの計画及び効果の判定等を行うための基本的な試験である。

ルジオンテストにおいて、注入部分の岩盤の破壊が生じ注入量が急増する場合、この時の圧力を限界圧力とし、ルジオン値は破壊前の注入圧力-注入量曲線をもとに換算した値を用いている。従って、基礎岩盤の限界圧力が小さい場合、ルジオン値は換算した値を用いており、このためには、注入圧力と注入量の正確な測定及び限界圧力の正確な把握が必要となる。

摺上川ダムの基礎岩盤は、軟岩に分類される岩盤であり、部分的に限界圧力が小さい箇所が分布している他、地下水位が多段階に分布しており、地山内の地下水頭が一様に変化するものでない。このため、ルジオンテストを行う際、注入圧力の管理を厳密に行う必要があり、まず、地下水位を正確に測定し、低い圧力段階での注入圧力-注入量の関係を正確に把握することに特に留意してルジオンテストを実施した。以下にその概要を述べる。

2 摺上川ダムの地質概要

摺上川ダムの基礎岩盤は、新第三紀中新世の梨平層に属する火山礫凝灰岩 (N l t) と礫岩 (N c g) の互層からなっている。

火山礫凝灰岩は固結度が良好で、中硬質の均質で難透水性の岩盤であるが、部分的に高角度の割れ目が存在する。この割れ目は、引っ張り性の割れ目であることから、断層としての粘土や破碎帯を伴わず、また、表層部では開口度が大きく透水性も高いが、深部では密着して透水性も低い傾向が見られる。

礫岩は、火山礫凝灰岩に比べて固結度が劣るものの、割れ目は明瞭でなく、透水性が小さい岩盤である。

地下水位は、3~4段の多段階水位を形成しており、最も下位のものは、左岸部で標高220~230m、右岸部で標高270~280m付近に分布している。

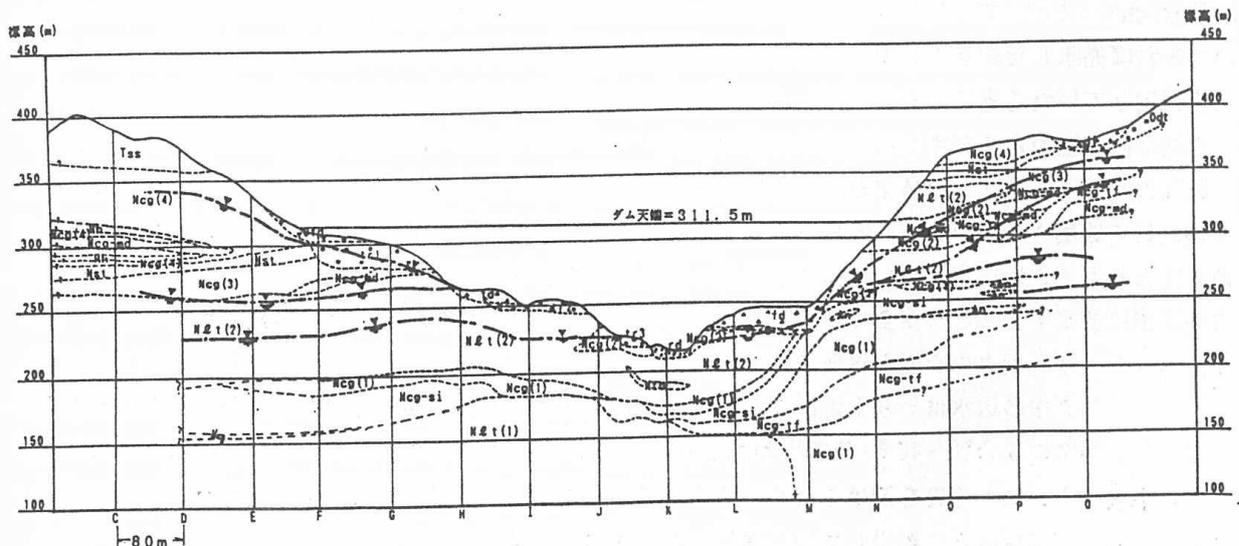


図-1 ダム軸地質断面図

3 ルジオンテスト実施上の問題点

摺上川ダムにおける既往のルジオンテストの結果を見ると、割れ目を有している箇所において図-2に

代表されるような注入圧力-注入量の曲線が得られていた。(a)は浅い深度(深度10~15m、N1t)での試験結果であるが、限界圧力は低いながらも明瞭に測定されており、地山の透水性を正確に評価できるものである。

一方、深い深度で実施した(b)(深度80~85m、N1t)及び(c)(深度80~85m、N1t)は注入圧力-注入量曲線の変曲点が不明瞭である。従来、このような試験結果が得られた場合、(b)については、変曲点を見いだすことができないため、岩盤が破壊に至っていないものと判断した。(c)については、変曲点が認められる8.5kgf/cm²で岩盤が破壊したものと判断して、この点を限界圧力としていた。

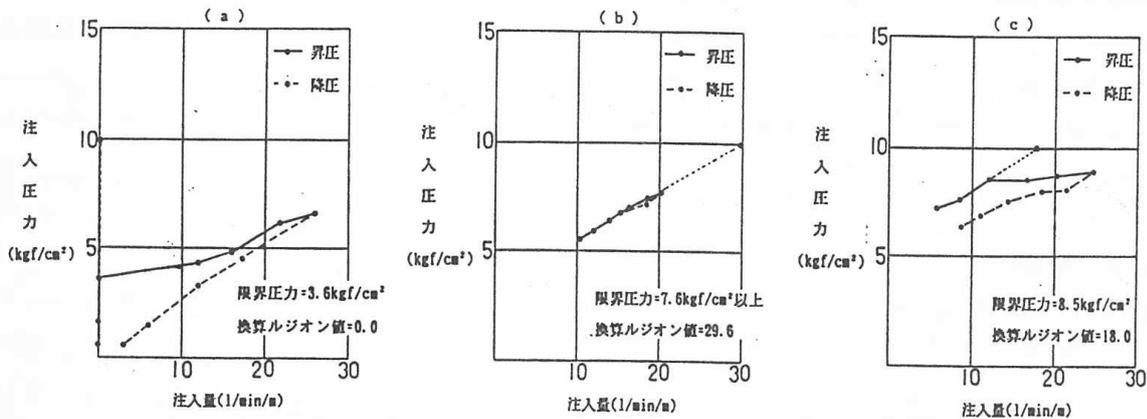


図-2 既往のルジオンテストにおける注入圧力-注入量図の例

しかしながら、このような解析の方法については、摺上川ダムの地質の特性を考慮した場合、以下のような疑義が生じる。

当ダムサイトの地下水位は多段階に分布しており、ボーリング孔の掘進に従い孔内の水位も低下している。既往の試験では注入圧力を口元に設置した圧力計で管理するため、口元まで充水してからポンプによる圧力を加えていた。このため、試験箇所では、はじめから地下水位から口元までの圧力が加わることになる。図-2の(b)及び(c)において低い圧力段階での注入圧力-注入量のデータが得られていないのは、口元までの充水を行ったためであり、そのために注入圧力の第1段階で、上の図の(b)では約5.5kgf/cm²、(c)では約6.5kgf/cm²の圧力となっている。この場合、限界圧力が(a)のように低いものであれば充水した段階で岩盤が破壊され、その後実施したルジオンテストは破壊後の注入圧力-注入量を測定していたことになる。

4 正確な限界圧力とルジオン値を得るための工夫

既往のルジオンテストの結果から、正確な限界圧力とルジオン値を把握するためには、①試験前に岩盤や割れ目を破壊させないこと、②地下水位を正確に把握すること、③地下水位から孔口まで充水した場合の水圧よりも小さい圧力についても注入圧力-注入量の関係を把握すること、そして、④試験時の注入圧力を正確に測定することが重要であることがわかり、以下のような方法で試験を実施した。

1) ボーリング孔掘進中の岩盤破壊を防ぐために

ボーリング中の送水はビットの冷却及びスライム除去のために必要なものであるが、その量を極力少なくし、通常の場合20~40ℓ/分で行われるものを10ℓ/分程度にした。また、ロッドの重さによりビットに過大な力が加わるのを避けるため、適正な給圧となるように調整しながら掘進した。

2) 地下水位(試験区間に作用している水圧)の正確な把握のために

ルジオンテストに先立ち、試験区間に作用している水圧を把握する必要がある。一般にその水圧は地下水位で評価され、地下水位はボーリング孔内の水位をもって評価されているが、当ダムサイトの場合、地山の地下水位が各地層毎に独立した水頭を有しており、ボーリング孔内の水位がそのまま地下水位とはならない。そのため、従来方法では、試験区間に作用している地下水圧を正確に把握できないので、

試験区間の上部にパッカーをセットし、パッカーに設置した水圧センサーにより間隙水圧を測定する方法をとった。

図-3は、ボーリング孔の掘進に伴う孔内水位及び上記の方法により測定した、試験区間に作用している水頭の変動を示すものであるが、水位がボーリング孔の掘進に従って低下しており、地山の地下水位が多段階に分布していることを現している。また、どの深度においても孔内水位より間隙水圧の方が小さい値を示しており、孔内水位により地下水位を評価した従来の方法では、地下水位を過大に評価していたと考えられる。

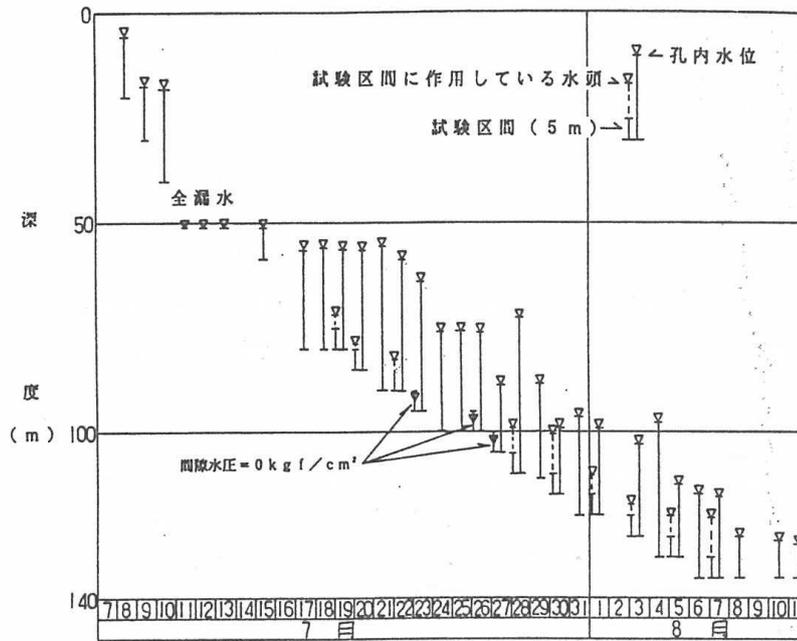


図-3 孔内水位と試験区間に作用している水頭の変動図

3) 低い注入圧力での注入圧力-注入量の関係を把握するために

低い圧力での注入圧力-注入量の関係を把握するため、地下水位から孔口まで充水する間で静水圧によるルジオンテストを実施した。この方法は、注入管内の水頭により圧力を加えるもので、間隙水圧より求めた地下水位と注入管内水位との差から求められる注入圧力と、水位を一定に保つために注入した量から注入圧力-注入量の関係を求めるものである。

4) 正確な注入圧力を測定するために

上記のような工夫に加え、正確な注入圧力を測定するために、試験区間の上部にセットしたパッカーに水圧センサーを設置して、直接注入圧力を測定する方法をとった。従来の方法では、口元で注入圧力を管理するため、注入圧力-注入量の作成に当たっては注入管内の損失水頭を計算式により算出して補正していたことから、管内に錆や損傷等があった場合は誤差が大きくなっていたと考えられる。

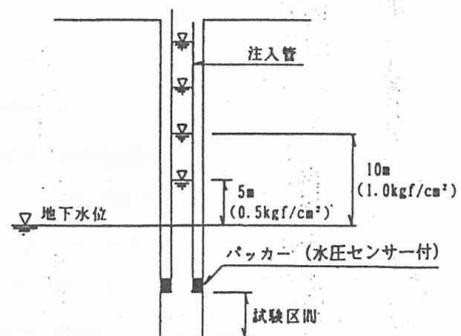


図-4 静水圧によるルジオンテスト

5) 試験結果

今回の試験結果により、従来、高透水箇所として評価されていた箇所が、限界圧力は低いものの、ルジオン値も小さいことが確認された。

下図はダムサイト右岸部におけるルジオンテストの注入圧力-注入量の図であるが、従来、図-5から18Luの透水性を示す高透水箇所と評価されていたものが、近接した箇所ですべて述べてきたような方法で試験を実施したところ、図-6に示すように、明瞭な限界圧力を測定することができ、試験区間の透水性も正當に評価できた。

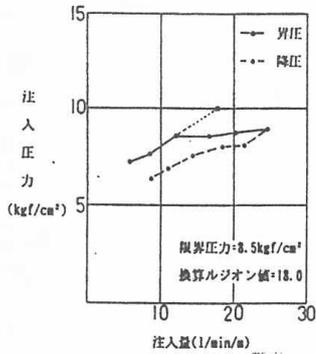


図-5 既往の注入圧力-注入量図
(深度80~85m、N1t)

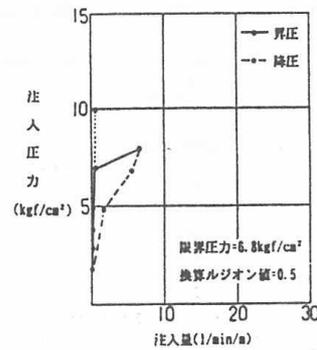


図-6 精度良く測定された注入圧力-注入量図
(深度80~85m、Ncg)

6 まとめ

従来、注入圧力は口元の圧力計で管理し、地下水位による補正及び注入管内の損失水頭の補正を行って有効注入圧力を算出していたが、後者については、パッカーに水圧センサーを設置することにより改善され、前者についても、試験区間に作用する水圧を直接測定することにより精度を向上させることができた。また、ボーリングを行うに当たっても、岩盤や割れ目を破壊しないように十分に注意して施工し、さらに、静水圧による試験を行うことにより地山の透水性を正確に把握することができた。

このように、地山の地下水圧分布が不連続で、限界圧力が小さい場合、以上のようなルジオンテストを行うことが必要と思われる。

水質から見た深層地下水の特性

川崎地質株式会社 藤島泰隆

1 緒言

地下深部の掘削に際し、湧水の位置・湧水量・持続性などを正確に察知することができれば、これに応じた計画・対策の樹立が可能である。また、湧水による被害額・工期の遅延を最小にすることができる。岩盤亀裂内に賦存する地下水の水質は、深度・岩質とその堆積環境・地質構造等により変化する。本論では石炭鉦山(北海道 夕張新炭鉦 開坑 1970~1983閉山)の開発にあたって 深度 808m と 916mの2本の立坑掘削中に湧出した地下水の水質・水量・水圧・水温等の変化と湧出水をもたらした地層の堆積環境との関係を示した。これらの資料が今後の地下深部開発の、事前調査に際して、突発的な災害を招かないための参考となれば幸いである。

2 地質および地質構造

昭和45年 原料炭確保を目的として開坑した 夕張新炭鉦は、夕張炭田中央部、夕張市の南西部に位置する。昭和26年より地表地質踏査・試錐により炭層の賦存状況を調査した。本域の地質を構成する地層は、図-1に示すように、中生代白亜紀の上部蝦夷層群を基盤として、その上位に古第三紀始新世~漸新世の石狩層群、さらにその上位には漸新世の幌内層群が互いに不整合に累重している。石狩層群は、下位より 登川層・幌加別層・夕張層・若鍋層および幾春別層の諸層からなるが、この中、若鍋層のみが海成層であり、他は、陸成層である。一方、夾炭層としては、登川層・夕張層・幾春別層の3層があるが、主力稼行原料炭層を挟在するのは、夕張層のみである。

地質時代	層序	柱状図	層厚 (m)	堆積相				主要化石			備考																		
				岩相	凝灰質	汽水	海水	軟体動物・外	有孔虫	植物																			
古新世	幌内層	G	400~1350	暗灰色黄層 緻密な泥岩 泥灰岩・円球多数存在 上部 凝灰岩層を挟在 層下部 海緑石に富む				<i>Neocardium yokoyami</i> TAKEDA <i>Lima J-suzuki</i> TAKEDA <i>Merisca onishii</i> INOUE et NIZ <i>Portlandia wataiei</i> (KANENAKA) <i>Callianassa muratai</i> NAGAO <i>Neilonella poronica</i> (YOK.)	<i>Bulinina schwaneri</i> YOKOYAMA <i>Plectrofrondicularia packardii</i> CUSHMAN & SCHENCK <i>Cornuspiroides oinowitadot</i> TANZAWA & ASANO <i>Cyclamina incisa</i> (STÄCKE)	<i>Glyptostrobos eurypacus</i> NEER <i>Eucelbaria koronica</i> OISHI <i>Naclintckia trinervis</i> NEER <i>Cunninghamia</i> sp. <i>Acer(samara)</i> sp.	浅海(数10~300m)の堆積物よりなり、層深で500m程度の堆積と想定され、主として泥質堆積物よりなるF・G帯には凝灰質の層を挟在																		
		幾春別層										50	淡緑灰色細~粗粒砂岩を主とし、暗灰色頁岩・凝灰質混じり粗粒炭を下部に挟在			<i>Macoma poronaiensis</i> (et N. UNO) URYUENSIS SUZUKI <i>Lanceolaria pisciformis</i> (YOK.) <i>Cinacopala undina jimbai</i>	<i>Elphidium</i> sp. <i>Amobaculites akabiraensis</i> UCHINO <i>Cyclamina</i> sp. <i>Maplophramoides</i> sp.	<i>Lougisium arcticum</i> NEER <i>Acer arcticum</i> NEER <i>Woodwardia endoana</i> OISHI et N.	漸新世堆積物よりなり層下部の粗粒炭は凝灰質と互層状の炭の皮層を呈し、炭層名となる凝灰岩の厚さ										
																				石狩層	Vk ₂ Vk ₁	170~200	上部 緑灰色細~中粒砂岩と暗灰色頁岩の互層 下部 暗灰色泥岩 層下部 緑灰色粗粒砂岩			<i>Crassatellites ezoensis</i> H. & N. <i>Callista matsuuraensis</i> (NAGAO) <i>Periploma besshoense</i> (YOK.) <i>Sacella nagaoui</i> TAKEDA <i>Merisca cf. onishii</i> (et N.	<i>Elphidium</i> sp. <i>Amobaculites akabiraensis</i> UCHINO <i>Cyclamina</i> sp. <i>Maplophramoides</i> sp.	<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEUB.) CHANEY <i>Salix</i> sp. <i>Acer(samara)</i> sp.	緑褐色~浅褐色堆積物よりなり顕著な凝灰質の層が広範囲に追跡でき層厚となる
																				幌加別層	150	暗灰色泥岩が主で上半部砂質頁岩および炭質凝灰岩の層を挟在			<i>Unio uryuensis</i> SUZUKI <i>Lanceolaria pisciformis</i> (YOK.) <i>Anisodactylus</i> sp.	<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEUB.) CHANEY <i>Myrica</i> sp. <i>Salvinia</i> sp. <i>Sabalites nipponicus</i> (KIT. SW.)	漸新世の低平な堆積地 高森林を主とし高森林の豊富な、蒸発帯~凝灰岩の環境		
	登川層		100	淡灰色細~粗粒砂岩・頁岩砂質頁岩・石灰の互層			<i>Unio uryuensis</i> SUZUKI <i>Anisoptera</i> (組)	<i>Musophyllum complicatum</i> LES. i <i>Ulmus ezoana</i> TANAI	半深海性堆積環境																				
	白亜紀	上部蝦夷層群		1000~1500	暗灰色頁岩に凝灰質砂岩 泥灰岩を挟在			<i>Inoceramus wiboensis</i> HAY. <i>Damites damesi</i> (JIMBO) <i>Anapachydiscus fasciatus</i>	<i>Marginulina</i> sp.	<i>Ginkgo adiantoides</i> NEER <i>Populus</i> sp.																			

図-1 夕張新炭鉦 地質層序概念図

幌内層(層厚 約400~1350m)の泥岩層は、地表ほぼ全域にわたって分布し、石狩層群を緩傾斜不整合に被覆する。厚層の海成層である。本域の夕張層の炭層賦存状況は試錐により確認されている。

本地域は、図 - 2 に示すように、南北性の清水沢背斜、ペンケマヤ背斜が開発区域の西部を雁行して地質構造の基調を作り、その西部には清水沢向斜、東部には清真向斜がある。

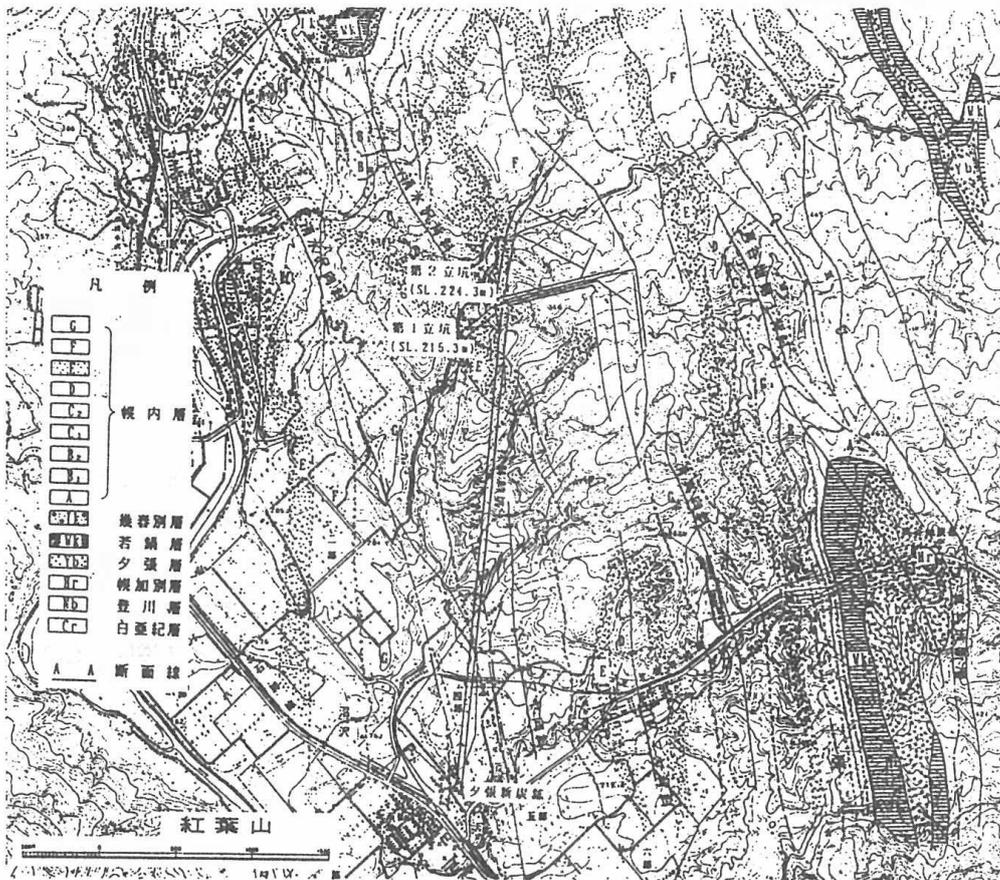


図-2 夕張新炭鉱付近 地質図

3 堆積環境

地下深部を掘削中、淡水成の地層から海水より塩分濃度の高い地下水が炭田各地で度々湧出している。これらの地下水が、どのような環境のもとで貯溜されたかを究明するため、岩質・岩石の化学組成・産出化石・岩石からの抽出水の試験等を行って、地下水の性状を検討した。

3-1 岩質および岩石の化学組成

炭田内に分布する石狩層群の岩質は、図-1 に示すように頁岩・砂質頁岩・砂岩の互層よりなる。すなわち、登川層は粗粒な砂岩に富み、礫質砂岩および頁岩からなり、石炭層が1~3枚挟在する。幌加別層は全層泥岩よりなり、炭酸鉄鉱質泥灰岩の薄層が多数挟在する。夕張層は頁岩・砂質頁岩および砂岩の互層よりなり、良質な石炭層が挟在する。若鍋層は海成層で上半部は砂岩・頁岩の互層よりなり、下半部は頁岩を主とし、最下部に砂岩が発達する。幾春別層は頁岩・砂質頁岩および砂岩の互層よりなり、凝灰質物混じりの粗悪炭が厚層で発達する。石狩層群を緩傾斜不整合で幌内層が炭田全域に分布する。幌内層の岩相は、暗灰色で、貧層理、緻密な泥岩よりなる。

ボーリング・コアを利用して、上記の岩石の堆積過程で著しい環境の差異があるかをみるため、化学組成分析を実施した結果、表-1 のようで、淡水成層・海成層の間に極端な差異は認められない。すなわち、SiO₂ は淡水成層・海成層間に差異は認められないが、Al₂O₃・MnO・CaO は淡水成層≧海成層を示し、Fe₂O₃・MgO は海成層≧淡水成層の傾向が認められる。

表-1 岩石の化学組成分析表

(%)

No.	試料採取箇所	深度	地層名	岩質	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O+K ₂ O	P ₂ O ₅	ig. loss	SO ₃	CO ₂ (cc/g)	-H ₂ O	+H ₂ O	比重
1		51	G層		70.92	1.24	12.44	4.99	1.28	1.20	1.74	0.33	0.22	3.33	0.88	1.80	1.20	3.23	
2		162	F層		67.80	0.98	12.26	7.19	0.23	0.52	1.70	0.48	0.25	3.95	0.93	2.14	1.78	3.16	
3		302	E層		65.48	1.14	12.31	7.37	0.61	0.83	1.97	0.51	0.20	4.67	0.67	2.84	1.74	4.67	
4	沼の沢1号	354	D層		65.84	1.20	13.08	7.57	0.10	0.52	2.19	0.38	0.15	4.37	0.85	1.24	1.78	4.37	
5		424	C ₁ 層		64.12	0.94	14.31	7.77	0.30	0.68	1.98	0.44	0.13	4.42	0.66	1.77	1.81	3.90	
6		484	C ₂ 層		66.01	0.81	12.86	8.72	0.20	0.80	2.13	0.25	0.19	4.50	0.73	2.22	1.53	3.45	2.64
7	清水沢8号		帷内層	暗灰色泥岩	67.13		13.64	5.26	1.54	0.43	2.67			2.57	4.76	2.57	0.4	1.56	
8	沼の沢1号	541	B ₂ 層		68.27	0.80	12.71	6.39	0.84	0.78	1.77	0.56	0.07	4.80	0.96	1.76	1.51	3.81	2.60
9	清水沢8号				67.47		12.32	6.16	0.95	0.47	2.13			4.44	3.02	1.0	1.35		
10	沼の沢1号	638	B ₁ 層		63.73	0.50	15.31	6.79	0.49	1.90	1.89	0.55	0.07	4.41	1.20	2.29	1.49	3.52	2.64
11	清水沢8号				62.48		13.90	6.82	1.33	0.68	2.00			5.37	4.96	3.4	1.53		
12	沼の沢1号	699	A層		61.37	0.73	14.49	7.79	0.47	2.79	1.90	0.31	0.08	5.33	1.90	3.61	1.50	3.65	2.64
13	清水沢8号				64.67		14.16	6.72	0.98	0.28	2.03			5.06	0.51	0.6	1.53		
14	鹿の谷5号	308		細粒砂岩	56.83		15.31	3.74	0.84	6.83	1.47			10.99	0.07				
15	清水沢8号			粗粒砂岩	65.11		14.06	6.72	1.07	1.20	2.52			2.63	0.39	2.1	0.66	1.75	2.67
16				細粒砂岩	59.41		22.19	2.49	1.00	2.75	1.36			6.71	0.57				
17	途根 11号		幾春別層	中粒砂岩	68.14		17.14	4.31	0.49	1.13	0.83			5.31	0.93				
18				細粒砂岩	61.95		17.65	2.95	1.35	4.28	0.94			5.62	0.12				
19	清水沢8号			微細粒砂岩	63.86		18.51	3.99	0.98	1.40	1.52			2.08	0.43	0.8	0.85	1.45	2.64
20	清水沢8号			砂岩、頁岩互層	61.85		18.21	5.79	1.05	1.83	2.01			5.03	0.46	10.7	1.89	3.66	2.56
21		402		砂岩、頁岩互層	60.53		15.77	6.23	0.95	1.03	3.27			8.93	0.04				
22	鹿の谷5号	406		灰色頁岩	62.03		14.15	4.87	2.58	4.00	1.47			8.61	1.33				
23		415	Vk ₁ 層	細粒砂岩	60.89		12.64	6.34	1.30	3.78	2.45			8.43	0.45				
24		438		中粒砂岩	65.28		14.42	6.00	1.44	2.45	1.68			7.50	0.14				
25	清水沢8号			細粒砂岩	55.20		11.66	4.59	1.93	10.15	1.16			10.83	3.00	39.7	0.98	1.98	2.64
26			若鍋層	暗灰色頁岩	73.16		11.51	3.99	0.91	1.05	1.51			4.09	0.92	0.8	1.36	1.96	2.60
27	鹿の谷5号	470		砂岩、頁岩互層	69.88		10.01	4.99	1.38	1.65	1.64			7.23	2.02				
28	清水沢8号			細粒砂岩	75.62		12.71	3.99	0.86	1.65	1.10			3.13	0.15	6.8	0.84	1.11	2.64
29		512	Vk ₁ 層	砂岩、頁岩互層	73.65		6.99	4.99	1.54	0.80	1.91			6.42	1.17				
30	鹿の谷5号	516		細粒砂岩	66.21		11.70	6.80	2.35	1.20	2.21			8.09	1.90				
31		517		中粒砂岩	67.71		9.72	4.76	1.47	1.73	1.72			7.57	1.86				
32	清水沢8号			砂岩、頁岩互層	64.28		16.88	4.79	1.23	2.90	1.19			5.31	0.19	0.4	1.52	3.07	2.56
33				暗灰色頁岩	63.15		18.41	3.86	0.49	0.25	1.29			5.90	0.11	3.5	1.46	3.63	2.56
34	鹿の谷5号	531	夕張層	砂岩、頁岩互層	66.45		14.65	3.85	0.87	1.13	1.14			7.19	0.23				
35				細粒砂岩	64.49		15.13	3.65	0.58	3.28	1.55			5.18	0.09	11.4	1.30	1.43	2.57
36	清水沢8号			粗粒砂岩	65.83		12.94	9.01	0.67	2.58	1.10			5.68	0.09	11.5	0.96	3.45	2.64
37				灰色頁岩	65.06		16.25	4.93	1.07	0.20	1.87			6.67	0.21	0.6	1.80	4.59	2.56
38	清水沢8号		幌加別層	暗灰色頁岩	64.71		17.91	4.29	0.30	0.85	1.01			5.54	0.15	1.0	1.37	1.51	2.64
39	清水沢10号		登川層	淡灰色泥岩	66.29		17.46	5.03		0.58	0.76			4.77	0.09		1.40	4.56	
40				淡灰色泥岩	67.77		11.57	8.67		0.88	0.97			4.61	0.03		1.05	3.86	
41	Vedepohl(標本'94 標本27(粉砕))			泥質岩	58.9	0.77	16.7	2.8	0.1	2.2	2.6	5.2	0.10			1.3		5.00	
42	Clarke (253(粉砕))			砂質岩	78.7	0.25	4.8	1.1	0.01	5.5	1.2	1.8	0.04			5.0	0.3	1.3	

3-2 産出化石からみた堆積時の環境

岩盤亀裂から湧出してくる地下水は、時には海水より高鹹度を示す事が多い。これらの水質をもたらした、地層がどのような水圏環境下で堆積したかを知るため、地層中から産出する化石を検討した。図-1 に示すように、夕張炭田の基盤岩である白亜紀より上位の古第三紀の地層へ概略すると次のようである。

上部蝦夷層群：アンモナイト・イノセラムス等の化石を多産し、半深海性の軟体動物よりなり、また、植物化石も度々産出することから、陸地部よりさほど離れていない場所と想定される。従って、堆積に関与した水は、海水のみである。

登川層：泥質部より、カワシンジュガイUnioを産するほか、トンボの翅、甲虫等もコア中より産出している。一方、植物化石をみると落葉樹を主とするが、芭蕉・シュロ等の産出より気候は温帯南部ないし温暖帯の湖沼性の低平な堆積盆へ淡水により堆積された。

幌加別層：主として泥質部よりなり、カワシンジュガイ、ヌマガイLanceolaria等の外、ゴミムシ、水藻を多産する。植物化石は、常緑樹混じりの落葉樹林を後背地にもつ、湖沼性堆積盆地へ淡水により堆積物が供給された。

夕張層：7回の堆積小輪廻より構成され、泥質部からは、下位層と、同様な淡水棲の貝類を産するほか、温暖帯の常緑樹混じりの落葉樹の化石を多産する。炭丈7m(+)の良質原料炭が発達する。

若鍋層：石狩層群最大の海侵時の堆積物で、海棲の軟体動物を多産するほか、有孔虫も検出されている。植物化石も産するが夕張層堆積時代と異なるものではなく、河川による漂流沈積と想定される。したがって、類海ないし浅海性の堆積環境にあり、かつ、凝灰岩の薄層が広範囲に分布することから活発な火山活動もあったことが認められている。

幾春別層：堆積初期は植物遺体の供給が極めて多いが、火山活動が活発で、虎の皮層と呼称されるような粗悪炭と凝灰岩の細互層が発達する。泥質部からは、下位層と同様な、淡水棲貝類を産す

るほか、保存の良好な羊歯化石植物群を多産する。温暖帯な湖沼性環境で堆積したと想定される。

・幌内層 : 全層泥質岩よりなり、極めて豊富な海棲の軟体動物化石および有孔虫を多産する。化石の内容から浅海 (数10~300m)の堆積環境にあったと想定されるが、最深の時は、水深 500m 程度の半深海で棲息していたとみられる貝殻化石 (Lima, Nemocardium, Crenella etc.)が泥岩中に多産する。

3-3 岩石抽出水の組成

地表水(雨水・河川・湖沼・海水等)が地下へ浸透する過程で、堆積時に岩石粒子間に包蔵されていた水、と周辺岩盤由来の水とが接触してその間にどの程度の成分が短日時に交代したかを推定するため、次のような水質試験を実施した。

- ① ボーリングコアを粉碎し、6~10 mesh の粒状試料を 100g 作成し、三角フラスコにとる
- ② 蒸留水 (1000cc)を加えて、沸騰しているウォーター・バス中で濃縮(1000→800cc)する
- ③ 蒸発した分の蒸留水を補充して1000ccとして試験試料とする
- ④ 定性濾紙にて濾過
- ⑤ 試験にあたり蒸留水で希釈して岩石からの抽出水の水質分析をする
- ⑥ SiO₂と全固形物はフラスコ中に 5日放置後、上澄水を使用測定

分析試験結果は表 - 2 に示すように、坑内における地下水に比較して、顕著な数値を示したものとして次の成分がある

HCO₃⁻, SO₄²⁻, Fe⁺, SiO₂, HBO₂

意外に溶出しなかった成分としては

Cl⁻, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺

上記の特徴は地表水が地下へ浸透してきた時の水質そのものである。

表-2 岩石抽出水の水質分析表

No.	試料採取箇所 深度 (m)	地層名	岩質	埋蔵	pH	RpH	HCO ₃	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺	SiO ₂	HBO ₂	全固形物	(ppm)
1	308	幾春別層	淡灰色細粒砂岩	海成層	8.9	9.3	57.6	5.0	4.1	2.6	0.9	4.1	84	5.8	258	
2	402		灰色微細粒砂岩	海	8.9	9.3	28.8	5.0	8.2	0.9	0.6	3.5	47	8.2	279	
3	406		暗灰色頁岩		8.8	9.2	81.1	6.0	8.2	1.8	0.2	4.4	97	5.8	240	
4	415		灰色細粒砂岩		8.8	9.3	16.5	4.0	13.1	1.8	0.1	4.9	52	4.7	112	
5	鹿の谷 5 試堆	若鍋層	灰色中粒砂岩	成層	8.6	9.4	31.1	8.0	42.0	1.8	0.5	6.4	42	3.5	183	
6	470		暗灰色頁岩		7.6	8.3	21.3	6.0	23.4	0	0.8	4.7	79	7.0	229	
7	512		凝縮 & 互層	層	7.7	8.6	43.9	2.0	85.6	0	1.7	7.3	17	7.0	328	
8	516		灰色細粒砂岩		7.7	8.8	59.2	4.0	96.3	0	0.8	14.6	62	7.0	440	
9	517		灰色中粒砂岩		7.6	8.8	40.3	6.0	207.7	3.5	2.8	6.8	27	5.8	465	
10	531	夕張層	灰色頁岩	陸成層	8.6	9.1	49.3	18.1	7.0	0	0.8	8.6	101	3.5	325	

以上より、岩石組成においては、海成層(若鍋層・幌内層)と陸成層(登川層・幌加別層・夕張層・幾春別層)との間に明瞭な差異はないが、産出化石においては、淡水棲と海棲とが判然としている。夕張炭田においては、軟体動物化石からみて汽水域の介入する機会は無かったようである。

岩石抽出水試験では、岩石粒子間に堆積当時の水圏の水が閉塞・濃縮していることを期待したが、岩石粒子間ではなく、大半の地下水は、岩盤の亀裂等に貯溜しているとみてよく、地表からの浸透水の水質変化は亀裂等の貯溜水との混合と見られる。

したがって、淡水成層中の高鹹度地下水の根源は、下位の白亜紀海あるいは若鍋海・幌内海の堆積時あるいはその後の造構造運動による亀裂を水路として、移動・貯溜し、高鹹度型の地下水へと地質時代の経過により変質したと想定される。

4 地下水水質の特性

地下掘削に際し湧出する水を水質からみて湧水源を次のように分類できる

- ① 地表水型（河川・湖沼・海水・天水等）
- ② 層内水型（いわゆる化石水・地層水とも呼称）
- ③ 旧坑水型（鉱山の採掘跡に貯溜していた古洞水）
- ④ 上記の混合水
- ⑤ 火山性の地下水

4-1 地表水型

これは降雨雪・河川水・湖沼水・海水等が、岩石亀裂（断層破碎帯・褶曲活動時に生成された亀裂・岩石固有の節理等）を水路として浸透する湧水で、坑内（トンネル）の岩盤温度よりも湧水温が幾分低く、口に含んでもほとんど味がなく、特異な場合を除いて、臭いや沈殿物を伴わないのが特徴である。

これら地表からの浸透水は、岩盤中の破碎帯あるいは微細な亀裂・節理等を水路として浸透し、亀裂周辺の岩石より諸成分を溶解してくるため、この湧水を分析すると雨水や河川水の水質に較べて、水に溶けやすい炭酸類あるいは珪酸に差が認められることが多い。

溶解している成分・含有量にどの程度の差ができるかは、溶解に要した流路の長さ、あるいは岩石中に閉塞されていた時間等による。

なお、浸透過程で、未固結状の火山灰あるいは軟質な凝灰岩と地下水が接触した場合、硫化水素の臭気および沈殿物を伴うことが多い。

また、採掘切羽周辺に古洞（石炭・金属鉱床等の採掘跡）がある場合、鉄分・アンモニア・硫酸等の含有量が多くなる。

一方、未固結の腐植物が発達する地層・石炭層・ガス田・石油鉱床が発達する地域ではメタンガスを伴う場合が多く、鉄分・炭酸類が多量に検出される。

4-2 層内水型（化石水）

層内水とは、地層が堆積当時（火成岩の噴出時）の水圏に一次的に由来したもの、造構造運動に伴い二次的に上下の地層中より移動して地層中に貯溜されたもの、あるいは、上部の地層の堆積にかかわった水圏（河川等の淡水あるいは海水）が二次的に浸透し、ある程度の地質年代の間、地層中に滞留・閉塞していた地下水をいう。したがって、地層の堆積あるいは産出する化石とは必ずしも地質年代が一致してないと想定されるため、化石水という呼称は使用しない。このような層内水型の地下水は、岩石中の粒子間に貯溜している場合、（この場合、岩石の孔隙率は5~40%前後、実際に地下深部の掘削切羽からの湧出の場合は、岩石粒子間より滲み出してくるので、災害を招くような水は殆どない。むしろ、切羽面が湿潤してきた場合は湧水の前兆と見ることが出来る）あるいは、岩石中の節理・亀裂および断層に付随する破碎帯に閉じ込められている場合が多い。

層内水型の湧出水は、長期に亘って地層中に閉塞されているため、その湧水温は、ほぼ地温に等しく、溶存成分も岩石中からの溶解あるいは還元作用により、ある特定の成分はイオン交換により増加傾向を示し（ Cl^- , Ca^{++} , I^- etc.）、一方、減少するものもあり（ Mg^{++} , SO_4^{--} , Br^- etc.）、または、バクテリアの作用により減少あるいは皆無（ SO_4^{--} ）となり、初生水に比較して水質を大きく変化させている。

4-3 旧坑水型

石炭あるいは鉱石を採掘した跡（旧坑・古洞）は水の貯溜槽になりやすく、これらの人工的にできた空洞は、天盤が崩落して充填されたとしても、採掘量に対して30%以上の空隙が残っている場合が多い。

この払跡が地表に近い場合には、地表水が亀裂や坑道を水路として流入したり、また、地下深部でも地層

内に初生的に閉じ込められていた層内水が、採掘により生じた亀裂を通して払跡に貯溜したりして旧坑水を作る。

したがって、旧坑水が坑内に湧出した場合、地表水のような低温のものから、層内水のような高温のものまで(時には採掘残渣物・有機物による分解熱も僅かに加わり、特異な臭気を伴う)水温に変化があり、殆ど味の無いものから貯溜時間の幅により塩辛さを感じるものまでである。

しかし、その多くは、旧坑の残渣物を溶かし込んでくるため、鉄分・アンモニア・硫化物およびこれらの沈殿物を伴っている。この場合、注意しなければならないのは、層内水型の湧水が払跡を水路とした場合、旧坑水型に近似の値を示すことがある。このため、資料採取にあたっては、湧水個所と採掘跡の関係に注意を要する。

4-4 混合水型

上記3者が互いに混合した場合、その混合の度合いに応じて多様な性状を示す。例えば、地表水と層内水の混合水型は低～中鹹度(500～3000mg/l)を示し、重炭酸・硫化物の含有量が多く、層内水と旧坑水の混合水型では、中～高鹹度(3000～10000mg/l・Cl⁻)であるが、重炭酸・鉄分・アンモニア・硫化物等が多く、また地表水と旧坑水では、鹹度は極めて低いが、重炭酸・鉄分・アンモニア・硫酸分等が多い水質を示す。

石炭鉱山においては、坑口排水準下-200～-300m付近までが地表水の影響を受けて混合水型の水質を示す場合が多い。

4-5 火山性の地下水

火成岩の貫入あるいは熔岩の分布する地域においては、周辺の地層を変質しているため、湧出水も堆積岩地帯に比較して、重金属の溶解が極めて多いほか、炭酸ガスを多量に溶存させ、時には、異常地圧により突出的な湧出形態をとる場合がある

5 地下水湧出の条件

1) 地質構造との関係

地下深部を掘削中に湧出する地下水のうち、層内水型のものは、少なくとも地質時代から岩盤中に貯溜されていた地下水であるから、規模の大小は別として、一応有限の水と考えられる。

地層の生成当初は、ほぼ一様に生成時の水圏に係わった水が含まれていたと想定されるが、その後の地殻変動により、地下水の貯溜層は特定の地質構造あるいは岩質に支配される場合が多い。

地表水が地下に流入し、湧水を起こす条件としては、透水性の高い地層または微細な亀裂が地表から地下深部まで連続的に連絡していることであり、地表から水が補強されることにより、湧出水は持続的となる。

① 向斜構造

層内水型あるいは地表水型であろうと、それらはともに向斜構造を示す地層の亀裂の発達した岩相(脆弱で粗粒な岩盤より、時には、堅硬・緻密な岩盤の方が造構造運動による亀裂の発達が著しい場合があり、多量の湧水に遭遇する)の場合には、地下水は一般に低い位置へ移動しようとするため、向斜軸部に貯溜している

② 背斜構造

地下水にガスを伴う場合 -水溶性ガス- には、油田・ガス田の場合と同様、背斜頂部(または冠部)に集積する傾向がある。これが大規模な背斜構造の場合には、その湧水量も多く、ガス圧も強く、稀に、長期間、湧出水が持続する場合がある。特に、石狩層群最下層の登川層の場合には、明治の開坑以来、背斜部を坑道が接近あるいは貫通することが多く、常に大量の湧水が出て、計画変更・排水設備等で難渋したとい

う経過があった。

③ 断層破碎帯

断層に伴う破碎帯中の空隙は、良好な貯溜槽となり、地下水はここに移動集積する。したがって、深部掘削中に断層に達着すると、一時に大量の出水をみる事がある。また断層粘土が浸透水を堰止めダムの役目を果たしている場合があり、断層の両側の掘削には先進穿孔等による事前探査は不可欠である

④ 火成岩の潜在地帯

火成岩が硬質・緻密な砂岩を貫入している場合、熱作用により、多孔質で亀裂の多い岩盤に変化し、炭酸ガスを溶存した地下水の貯溜槽となる場合がある。特に向斜構造を呈している場合には注意を要する

2) 湧水温

地下水は貯溜あるいは浸透過程で地質状況に多少影響を受けるが、地熱・温泉地帯を除くと、地表下100m毎に約3℃の地温が上昇するのが一般的である。夕張炭田における最高温度勾配は4.6℃/100mである。地表付近の地温は、緯度・季節・昼夜等により変化が認められるが、一般に地表下10m付近からは、地上の影響を殆ど受けない恒温状態を呈している。

なお、地温は地表温度（気温）と相関関係にあり、標高が100m上昇すると、約1℃低下するが、地表付近の地温も同様に約1℃の低下が認められる。

以上のような状況より、地下水の水温に注目すると、湧水の温度変化をもとに、湧水源究明の足掛かりが得られる。

① 地表水型

地表水型と想定される地下水が湧出すると、初期には切羽の地温とほぼ同温度であるが、時間の経過とともに僅かに水温の低下傾向が認められる事が多い。

この現象は、湧出直前まで、亀裂に閉塞されているため、切羽の地温とほぼ同温度になっているが、一旦、湧出口が出来る時、地表からの冷たい水が連続的に供給され、浸透水路となっている岩盤温度を冷やしつづ湧出するため、切羽湧出口の水温は次第に低下し、地表の河川・沼沢水温に近づくことによるものである。

なお、湧水量が多量（数 m^3/min 以上）の場合は岩盤の冷却が早く、このような状況下では湧水温が恒温状態に達する時間は極めて短い（数日間）。

このような水温が恒温になる時間に注目すると、地下水が岩盤亀裂を浸透する距離と大いに関係があり、比較的恒温になる時間が早い場合、地表の浸透口は、切羽と比較的近いことを示している。

岩盤亀裂中を地下水が自然流下する速度は、深部で掘削あるいは常時排水処理（数 m^3/min ）をしている状態でも、約1km流下（レベル差100m）するのに、約3~6ヶ月を要した現場もある。

② 層内水型

本タイプの湧出水は地表水型と異なり、岩盤中に長時間（地質年代的に）貯溜していたため、地下水温は岩盤温度とほぼ平衡状態にあり、ほとんど温度変化がないか、あるいは上昇傾向を示す場合が多い。このような水温上昇の傾向は、閉塞されていた地下水が湧出することにより、切羽周辺が減圧され、より深部の地温の高い高圧下の地下水が時間の経過とともに、押し上げられることによるものである。

3) 湧水量

採掘切羽で地表水型の湧出水に遭遇した場合、一般に季節的変動を示しながら長期にわたって持続すると考えなければならない。時には、湧水路となっている亀裂を拡大し（亀裂中の充填物を溶解あるいは流失）湧水量が増大する。このような湧水は、濁水の流入により目詰まりを起こし、減水あるいは枯渇する場合もある

湧水量が増大する。このような湧水は、濁水の流入により目詰まりを起こし、減水あるいは枯渇する場合もあるが、地震等の震動で地盤がユルミ、再び湧出量が急増することもある。一方、層内水型の地下水の場合は、切羽付近の亀裂の発達状況により貯溜能力も異なるが、ガス付随水でない限り、2~3週間程度で減衰する傾向にある。

6 地下水の化学組成

地下深部の採掘切羽に地下水が湧出した場合、これらの水源がどこかを早期に知ることにより、止水あるいは排水対策の基礎とすることができる。

この水源の判定は、現場での簡易的な判定のほか、水質分析により、比較的容易に判定できる。

この場合の検討に要する分析項目および水質の特徴は以下のようである。

- ① pH (水素イオン濃度) : 湧水が酸性・アルカリ性を示すかを調べる。一般に地質年代が古い地下水は酸性側に寄ることが多い。雨水は昭和30年頃は弱酸性 pH6 前後であったが、最近では酸性雨の影響で、pH5 以下の場合がある
- ② R_{pH} (親気水素イオン濃度) : 空気中に放置しておく、どの程度 pH が変化するかをみる。炭酸ガスの多い湧出水のチェックになる
- ③ freeCO₂ (遊離炭酸ガス) : 貫入岩の近傍の地下水に多量に溶存
- ④ CO₃⁻ (炭酸) : pH8.5~9以上の地下水に溶存
- ⑤ HCO₃⁻ (重炭酸) : 一般に地表水、断層破碎帯に貯溜あるいは水路とした地下水および攪乱され懸濁した湧水に、他の成分に比較して多く検出される。堆積時から貯溜していた層内水は他の成分に比較して少ない
- ⑥ Cl⁻ (塩素) : 地表水(雨水・河川・湖沼水)は 50mg/l 以下と少なく、層内水から多量に検出され、海水(18880mg/l)より高鹹度で、20000mg/lを超えることもある(第三紀の炭田、油田)。湧水起源を追求する上で、最も重要な成分である
- ⑦ Na⁺ (ナトリウム) : 地下水における Na⁺ の含有量は Cl⁻ とほぼ正の相関関係にある。地表水型には一般に少なく、層内水型からは多量(5000~10000mg/l)に検出される。
- ⑧ K⁺ (カリウム) : Na⁺, Cl⁻ の含有量とほぼ正の相関関係にあり、一般に1/10 Na⁺前後。Na⁺, K⁺ については、分析に要する時間と費用の関係で省略したことが多い
- ⑨ NH₄⁺ (アンモニア) : 旧坑水型の湧水から多く検出され、採掘跡の残渣物と接触していた証拠となる。一方ガス付随水からも多量に検出される
- ⑩ SO₄⁻ (硫酸) : 地表に起因する成分で、海水(2300~2600mg/l)および河川水に多く、また断層破碎帯を水路とした湧水に多い。岩盤中に閉塞されると時代とともに減衰し、あるいは硫酸バクテリアに喰われて含有量が殆ど皆無となる
- ⑪ Ca⁺⁺ (カルシウム) : Cl⁻の含有量と正の相関関係にあり、地下深部の層内水型の湧水には、海水(495mg/l)より多いものがあり(2000mg/lを超える)、地表水型の湧水は浸透過程で一部還元されて河川水より少なくなる場合がある
- ⑫ Mg⁺⁺ (マグネシウム) : Mg⁺⁺は海水(1140mg/l)に多く、河川水(10mg/l以下)に少ない。一方岩盤中に長期に閉塞されると、還元作用により少なくなる場合がある
- ⑬ Fe⁺ (全鉄) : ガス付随水に多く含まれるほか、旧坑水に多い

- ⑭ SiO_2 (珪酸) : 断層破碎帯のような擾乱された箇所を浸透してきた地下水および層内水型の湧水に比較的多く含まれる
- ⑮ I^- (沃素) : 層内水型の湧水から検出され、 Cl^- の含有量と正の相関関係にある
- ⑯ Br^- (臭素) : Cl^- の含有量と正の相関関係にあり、海水は $\text{Br}^- > \text{I}^-$ であるが、海水起源の層内水は $\text{Br}^- < \text{I}^-$ の関係に変わっている
- ⑰ P_2O_5 (磷酸) : 淡水性起源の湧水に検出され、有機物からも溶出
- ⑱ HBO_2 (メタ硼酸) : 海水起源のガス付随水に多い
- ⑲ H_2S (硫化水素) : 地下水が固結度の低い火山灰層を水路あるいは接触してきた場合白色の沈殿物と臭気を伴う
- ⑳ 全固形物 : 湧水中の浮遊物質と溶解物質との総和で表し、地表水《層内水》の関係にある

以上の水質より、地表水・層内水・旧坑水はそれぞれ次のような特徴を示しているため、多くの場合、水質分析値をもとにその判定は容易である。

地表水型	層内水型	旧坑水型	海水
$\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Cl}^- \gg \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{Cl}^- \gg \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$
$\text{Na}^+ \geq \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$	$\text{Na}^+ \gg \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$	$\text{Na}^+ > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$	$\text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++}$
$\text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$	$\text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} \gg \text{SO}_4^{2-}$	$\text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$	$\text{SO}_4^{2-} > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++}$
$\text{I}^- = \text{Br}^- = 0$	$\text{I}^- \geq \text{Br}^-$	$\text{I}^- = \text{Br}^- \geq 0$	$\text{Br}^- \gg \text{I}^-$

7 湧水状況

夕張新炭鉱において開坑以来、地下深部掘削にあたり地下水の湧出に難渋した。これらのうち、2本の立坑(図-3)で、垂直的に地下水の賦存状況を追跡することが出来たので、その水質変化を以下に紹介する。

7-1 立坑掘削状況

立坑への湧水は、坑底付近の岩盤中の亀裂・断層破碎帯・発破のための穿孔あるいは発破により生じた二次的亀裂等を水路とするものと、立坑底への湧出水を事前に阻止する目的で施工した場合に防水試錐孔へ出てくるものがある。

1) 立坑底への湧出水

夕張新炭鉱における立坑底へ地下水が湧出した状況は次のようである。

① 防水用セメントミルク注入不足による湧出水

立坑は掘削時、坑内への湧出水を極力抑える目的で、立坑を 20~50m 掘削する毎に、防水試錐を実施し、立坑周辺部の亀裂をセメントミルクによりグラウトし、湧水路となる亀裂を充填する。

しかし、試錐孔口付近のコーキングを施す前に湧出、あるいは試錐孔内の崩壊、ジャーミング等の障害により、セメントミルクの注入が十分できない亀裂が岩盤中に残ると、掘削時、立坑底付近へ湧出水がみられる。

② 二次的亀裂による湧出水

防水試錐を利用して亀裂の充填が十分施され、チェック試錐へ湧出水の徴候が全くみられないにもかかわらず、掘削時、湧水に遭遇したのは、発破により生じた亀裂あるいは、周囲の岩盤の崩落・山押し、あるいは高压ガス付随水等により、二次的に亀裂が生じ、湧水路となったためと想定される。

2) 防水試錐孔への湧出水

立坑付近の地層は、孔隙率および滲透率は極めて小さく、層内流体の移動に関しては無視できるが、炭層賦存調査のための構造試錐のコアには、微細な小亀裂が発達しており、かつ、掘削泥水が各所で逸泥していた。当初より湧水に遭遇することは想定されていたので、掘削予定周辺の岩盤中の亀裂をセメントミルクによりグラウトする目的で立坑の掘削が行われた。20~50m 毎に 10~70 本の試錐孔を穿孔したところ、高压水が下図のように噴出した。

立坑掘削時湧出した状況は、図-4~5 に示すように、幌内層下部から若鍋層上部にかけて多量の湧出水により、排水能力を超え、掘削工事は数度に亘り難渋した。

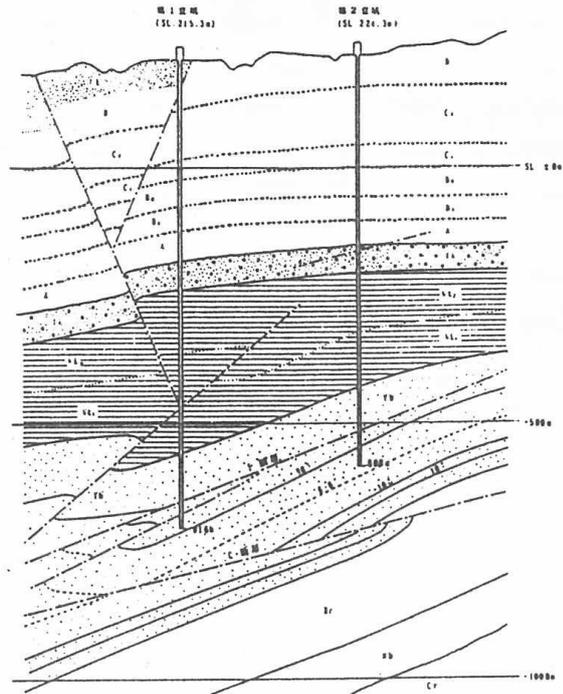


図-3 夕張新炭鉱第1~第2立坑地質断面図

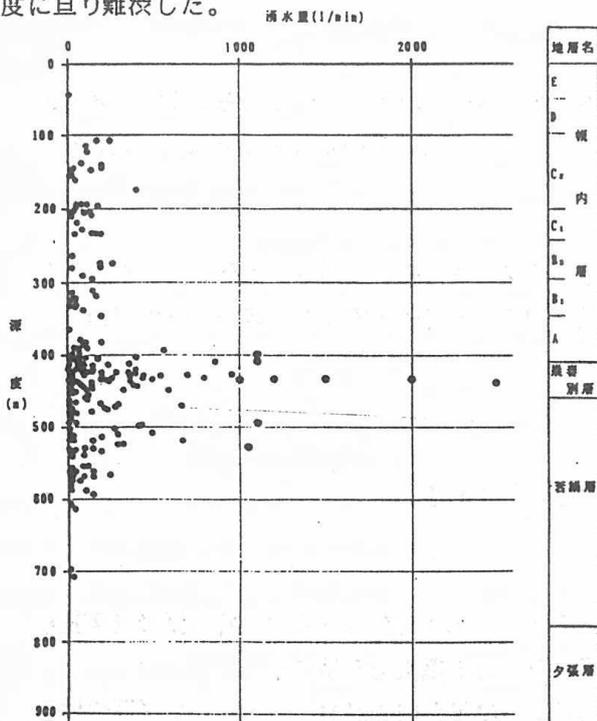


図-4 第1立坑深度と湧水量関係図

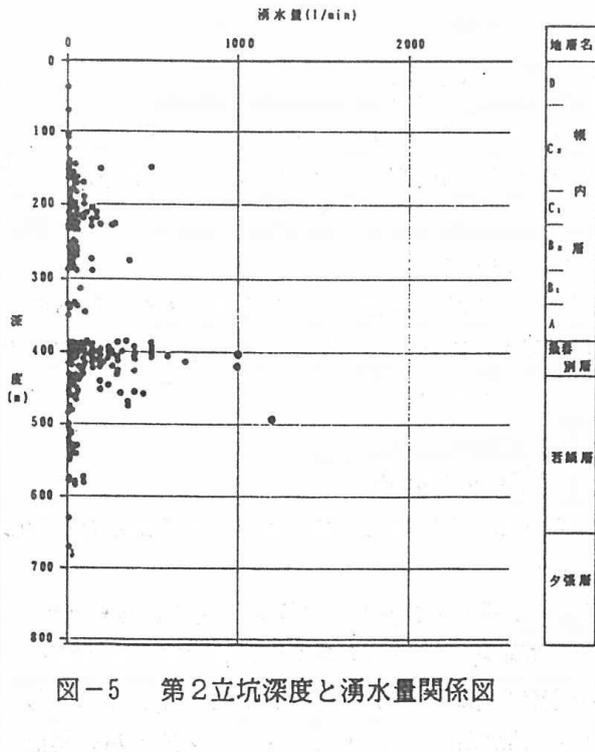


図-5 第2立坑深度と湧水量関係図

7-2 採水方法

立坑を掘削するにあたり多量の地下水の湧出が想定されていたため、最大孔長 60m の試錐孔によりセメントミルクを注入した。そして、立坑周辺をカーテングラウトし、地下水の湧出を完全に抑え、掘削・グラウトを交互に施工する工法を採用した。

地下水の採取にあたっては、立坑孔底(掘削口径φ=7.00m)の亀裂からの湧水は直接採取し、グラウト用の試錐孔からの湧水はセメントの影響を最小限にするため出来るだけ最初に湧出した地下水を採取するようにした。場合によっては、グラウトが開始後に採取し、セメントミルクの影響で pH が 10 以上の強アルカリ性を呈したのも数多くあるが、出来るだけ貯溜深度の初期の地下水を採取するよう努力した。

7-3 水質試験結果

岩盤中の地下水の性状を垂直的に解明しようと試み、表-3~4 に示すように湧出水を採取し、水質分析を実施した。

表-3 第1立坑(SL.215.30m)湧出水水質分析一覧表

(ppm)

No.	採水年月日	試錐孔 GL.n	試錐孔 SL.n	坑内温 °C	湧水温 °C	湧水圧 kgf/cm²	湧水量 l/min	地層名	岩質	pH	RpH	f.CO₂	CO₃²⁻	HCO₃⁻	Cl⁻	NO₃⁻	SO₄²⁻	Ca²⁺	Mg²⁺	Fe³⁺	SiO₂	全固形物	湧水型	
1	71.07.02	44	171.3	-	8.0	-	1	横内層	暗灰色泥岩	8.7	9.3		8.4	26.8	42.0	0.3	23.1	10.9	7.2	1.6	10.0	290	地層内水の混合水型	
2	08.19	115	121.3	12.0	10.0	4.5	2			12.6						114.0	19.5	613.2	161.4	9.0	0.8	10.0		2140
3	09.03	147	82.3	16.0	10.0	9.2	140			9.2	9.8			62.6	144.4	14.2	1.3	50.8	2.6	3.5	1.1	10.3		2000
4	09.22	173	42.3	17.0	12.5		400			9.8	10.0			105.9	153.9	30.8	1.8	79.8	0.9	0.2	1.4	15.0		680
5	09.28	178	37.3	16.0	12.4		300			9.8	10.0			61.1	101.6	27.4	2.0	56.7	6.8	6.0	0.2	15.0		590
6	09.25	194	37.3	15.0	13.2	8.0	80			9.4	9.5			53.1	139.5	53.2	0.5	44.1	13.6	4.4	0.1	7.5		485
7	09.29	196	37.3	16.0	13.8	8.0	50			9.4	8.5			72.2	122.4	35.4	1.1	46.2	22.7	11.7	1.1	7.5		700
8	09.25	206	37.3	16.0	13.6	11.0	145			9.4	9.5			67.4	122.4	27.4	0.5	44.1	18.2	4.3	0.1	7.5		465
9	10.23	271	-2.7		16.0	19.0	200			9.3	9.6			26.5	290.1	23.9	0.5	42.0	11.2	11.0	2.3	20.2		620
10	10.23	271	-2.7		16.0	19.0	270			9.2	9.5			28.9	98.6	18.8	1.2	29.4	15.7	5.7	1.7	20.2		670
11	10.23	272	-2.7			20.0	200			9.4	9.6			36.1	169.0	20.5	1.4	56.7	6.8	8.6	0.8	15.0		580
12	11.10	278	-51.7	16.0	16.5	20.0	85			9.0	9.5			31.3	147.3	20.5	1.8	33.6	4.5	4.9	0.1	5.0		610
13	11.11	278	-51.7			7.0	26			9.5	9.9			67.0	182.8	25.7	1.8	33.6	4.5	4.9	0.4	6.0		620
14	11.11	301	-51.7		16.0	16.0	8	9.0	9.5			188.5	171.3	150.6	4.2	84.0	2.2	3.7	2.3	15.0	1150			
15	11.09	314	-91.3	16.0	14.0	19.0	150	9.0	9.5			31.4	227.1	20.5	1.2	21.0	6.8	3.5	0.1	5.0	590			
16	11.10	317	-91.3	16.0	16.5	18.0	170	10.0	10.4			168.7	75.8	47.9	4.5	16.8	5.0	3.8		25.0	2440			
17	12.03	341	-91.3	15.5	17.5	18.0	7.3	8.5	9.0			19.3	109.1	20.8	0.2	14.7	4.5	2.2	0.2	10.0	635			
18	12.02	345	-91.3	15.5	17.8	28.0	200	8.3	8.8				136.6	38.2	0.1	8.4	6.8	1.3	3.6	15.0	875			
19	12.25	377	-144.7		20.5	29.0	80	8.1	8.5				40.9	250.6	0.8	6.3	17.9	33.4	4.0	15.0	1320			
20	12.27	388	-144.7			30.0	40	8.0	8.4				81.4	492.5	1.1	10.5	26.9	23.0	4.2	15.0	1660			
21	12.27	398	-144.7			33.0	571.4	8.0	8.4				104.7	248.4	1.2	4.2	22.4	30.8	4.0	12.0	1620			
22	72.01.24	409	-181.1	19.0	21.0	33.0	660	7.9	8.6	4.4			440.7	879.9	2.4	14.7	20.0	5.6	0.2	8.5	2270			
23	03.16	412	-171.7		21.0	30.0	14.4	8.3	8.8				557.1	1419.2	1.7	23.1	32.6	14.0	0.2	7.5	3160			
24	03.22	415	-171.7		36.0	80.4		8.3	8.8			93.4	789.6	257.2	2.9	21.0	14.9	3.4	0.1	15.0	2390			
25	04.08	423	-180.7		18.0	40.0	200	8.9	9.2				353.5	1170.8	4.3	130.2	12.2	2.9	0.3	15.0	2350			
26	04.10	431	-180.7		21.0	2000		8.3	8.8				745.3	1596.6	2.9	33.6	31.9	10.3	0.1	10.0	3250			
27	04.09	453	-180.7		22.0	35.0	130	11.8	12.1			556.9	24.5	1099.9	7.3	151.2	8.5	0	0.1	15.0	2680			
28	05.21	469	-201.7	18.0	21.0	40.0	660	7.9	8.7				124.8	11457.6	3.5	2.6	632.8	80.9	1.2	7.5	18330			
29	06.15	469	-224.7			35.0	300	8.3	8.7	74.7			135.1	9005.0	6.0	75.6	350.2	46.4	0.3	10.2	14680			
30	06.15	471	-224.7		20.0	35.0	290	8.3	8.8	28.0			45.2	10377.0	3.4	268.8	221.3	48.1	0.1	6.5	16240			
31	07.09	473	-241.7	20.0	22.0		220	7.5	8.7	40.2			126.3	9726.5	7.2	29.4	430.2	72.0	0.1	7.5	17310			
32	07.12	494	-241.7		22.0	40.0	440	7.5	8.7	118.7			228.9	9174.7	2.5	8.4	384.7	79.2	0.2	12.5	17030			
33	07.12	508	-241.7	21.0	23.0	40.0	300	7.5	8.5	116.2			250.8	9245.8	3.8	4.2	370.6	87.7	0.2	12.5	17150			
34	08.11	515	-264.3			670		7.8					165.8	9967.7			531.0				18165			
35	09.13	533	-296.0	15.0		200		8.0	8.7	31.6			50.0	12511.9	1.5	25.2	884.0	123.4	0.3	10.0	22520			
36	09.18	553	-296.0			35.0	85	7.5	8.5	78.0			138.9	12477.0	2.5	16.8	672.3	139.2	0.5	14.0	22760			
37	11.17	584	-371.7	16.0	24.0		100	7.7					281.6	10368.5			8.4	475.4	87.3		18500			
38	73.03.21	708	-485.7		28.0		40	7.9	8.3	160.0			423.0	14393.9	6.5	4.2	434.4	45.3	0.1	10.0	26480			

表-4 第2立坑(SL.224.33m)湧出水水質分析一覧表

(ppm)

No.	採水年月日	試錐孔 GL.n	試錐孔 SL.n	坑内温 °C	湧水温 °C	湧水圧 kgf/cm²	湧水量 l/min	地層名	岩質	pH	RpH	f.CO₂	CO₃²⁻	HCO₃⁻	Cl⁻	NO₃⁻	SO₄²⁻	Ca²⁺	Mg²⁺	Fe³⁺	SiO₂	全固形物	湧水型	
39	72.12.20	273	1.8	12.0	15.0	10.0	40	横内層	暗灰色頁岩	10.8	10.3			146.3	400.8	4.2	336.0	20.5	3.5	0.5	24.0	1180	地層内水の混合水型	
40	73.02.01	335	-55.5		18.0	20.0	60			8.5	9.2	30.0			332.2	22.3	1.2	8.4	5.3	1.9	1.1	12.0		820
41	04.04	401	-151.1		20.0	32.0	400			8.3	8.9	70.0			609.7	845.2	0.8	4.2	27.8	1.7	0.8	7.5		2300
42	07.24	403	-168.7	19.0	20.7		500			8.4	9.4	82.0			424.2	693.6	1.0	27.3	14.8	1.5	0.3	7.5		1960
43	05.05	410	-178.7	16.0	21.0	32.0	270			8.1	8.8	53.0			602.3	1080.4	5.0	16.8	24.2	4.7	0.4	12.0		2570
44	74.01.05	421	-197.4		24.0		100			8.1	8.7				694.5	1.7	29.4	11.5	10.7	0.2	12.5	1850		
45	01.18	430	-205.7		24.0		300			7.8	8.3				244.0	2929.2	1.2	8.4	68.8	11.0	0.8	17.5		6070
46	03.25	447	-211.7		21.0	17.0	6			8.4	8.9				54.0	2806.3	0.8	53.5	6.5	1.9	0.2	16.0		4520
47	02.14	459	-192.3	10.0	22.0	30(+)	450			8.4	9.1				451.9	2212.9	4.4	16.9	73.8	1.7	0.2	9.7		4360
48	03.27	462	-211.7		22.0	27.0	60			9.3	9.3				73.1	948.4	1.5	102.9	7.2	10.3	1.0	27.0		4220
49	03.26	467	-211.7		23.0	35.0	360			11.2	11.3				238.9	2697.6	1.1	37.0	27.4	23.5	0.3	16.0		9290
50	03.29	470	-211.7		23.0	40.0	360			10.4	10.4				32.0	619.7	2.5	242.8	4.3	9.1	0.6	24.0		4070
51	02.14	471	-192.3		23.0	35.0	200			8.2	8.6				368.4	1890.9	2.5	21.0	69.7	1.8	0.6	7.0		6510
52	02.28	477	-192.3		22.0	31.0	320	9.4	9.7				216.0	2476.3	3.9	63.0	10.1	2.7	6.6	17.0	8010			
53	02.14	481	-192.3		22.0	30.0	400	8.6	9.1				164.6	2177.8	2.9	239.4	61.5	36.6	0.6	10.2	5360			
54	02.14	481	-192.3		21.0	30.0	55	11.0	11.0				110.5	2212.9	2.9	100.8	8.2	2.4	0.4	15.0	4070			
55	04.26	494	-235.7	19.0	24.0	41.0	1200	8.0	9.3				165.2	2416.6	7.5	12.3	42.7	22.1	0.2	10.0	5050			
56	05.28	527	-287.2	15.0	25.0	13.0	85	7.5	8.0				58.9	15788.6	0.5	8.2	920.0	352.0	1.0	17.5	27300			
57	06.08	529	-287.2		24.0	15.0	40	12.1	12.1				11.0	10186.3	9.4	131.0	647.7	99.8	0.4	20.2	17336			
58	06.27	573	-305.5		25.5	5.0	100	7.9	8.5				203.2	8465.2	0.5	8.6	49.4	179.6	181.1	0.3	17.0	15110		
59	06.27	574	-305.5		25.0		300	7.4	8.4				168.2	8690.0	0.6	16.5	228.8	80.1	0.1	7.5	15520			
60	06.27	580	-305.5		25.5	5.0	30	7.8	8.3				173.1	8430.0	0.6	32.9	228.8	53.5	0.1	7.5	14380			
61	06.27	582	-305.5	18.5	25.0	40.0	130	7.9	8.5				173.1	8430.0	0.6	32.9	228.8	53.5	0.1	7.5	14380			
62	07.30	607	-347.0		26.0		18	7.8	7.9	86.0			159.9	9739.7										

水質分析結果、表-3~4 より、 Ca^{++} ・ Mg^{++} ・ SO_4^{--} ・ HCO_3^- ・ Cl^- ・全固形物の6成分をもとに、湧水源を求めるために、ダイヤグラムにプロットすると、図-6 のようである。

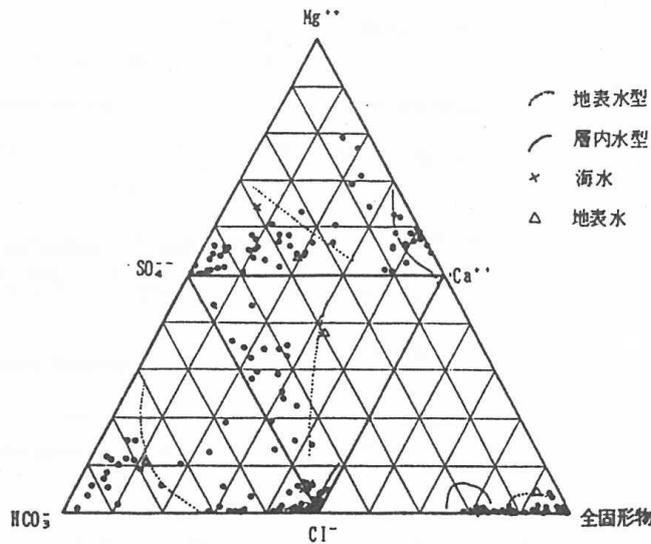


図-6 6成分ダイヤグラム

第1立坑の湧水質をみると地表から400m付近までは、 HCO_3^- 、 SO_4^{--} が多く、 Cl^- は大半が50mg/l以下で表-9に示す沢水より僅かに多い。また、深度460m以深は、地表水的様相を示すものではなく、 Cl^- - Ca^{++} rich型の高鹹度の層内水型を示し、 HCO_3^- 、 SO_4^{--} の占める比率は低くなっている。

水質試験で、簡便的に採用できる Cl^- 濃度に注目すると、次のような深度との関係になる(図-7~8) 深度400m付近までは、 Cl^- 濃度の低い地表水の浸透が地下水の主力であり、深度450~500m付近まで低~中鹹度で、混合水型の様相を示し、これより以深で、 Cl^- 濃度の大きな変化が認められる。

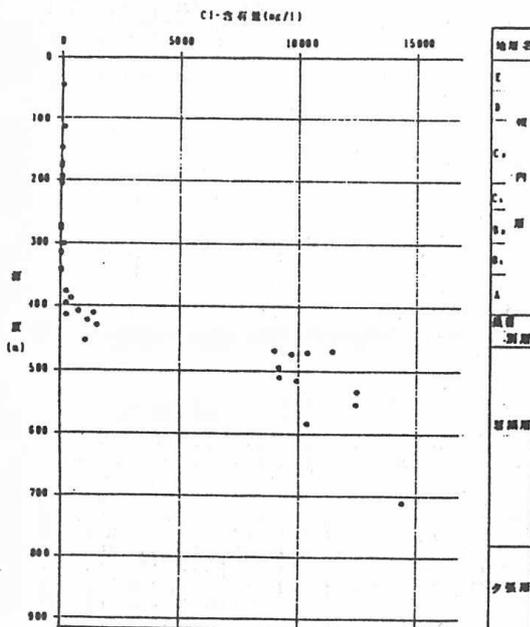


図-7 第1立坑 深度と Cl^- との関係図

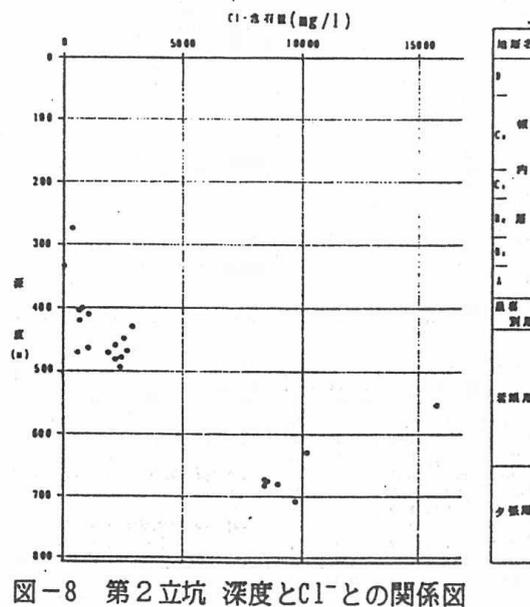


図-8 第2立坑 深度と Cl^- との関係図

図-6~8で明らかなように、地表からの浸透水は、立坑坑口から450~500m付近まで影響を与えていることが分かる。この夕張新炭鉱地域の排水準、すなわち、主要河川である夕張川のレベル(SL.150m)からみると、SL.-300m位までが地表水の影響圏となる。

なお、主要稼行炭層である夕張層からの湧出水については幸いなことに立坑においては、遭遇しなかった、以下に、2本の斜坑および立坑周辺の幌内層から夕張層の湧出水を参考資料として添付した(表-5~9)

表-5 夕張新炭鉱 材料斜坑(SL.175m)湧出水水質分析一覧表

															(ppm)									
No.	採水年月日	採水点距離 (標高-16")	トウツク深 m	標高 SL.m	湧水温 ℃	湧水量 l/min	地層名	岩質	pH	RpH	f.CO ₂	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ⁺	SiO ₂	全固形物	湧水源			
63	71.02.27	530		28.3	11.0	240	幌内層	暗灰色泥岩	9.0	9.4		128.0	56.1	8.3	42.0	0.4	0.2	6.4	42.7	1380	賦採			
64	04.06	709		-21.1		150			8.2	8.7		663.0	1755.5	3.5	21.0	17.6	8.3	3.2	24.0	4200				
65	05.09	840		-57.2					8.2	9.0		893.0	5194.3	6.0	58.8	24.0	9.0	1.8	10.0	13340	賦採			
66	07.06	1114		-132.9		140			7.8	8.5	22.0	596.2	8170.3	6.2	50.0	107.0	81.5	0.05	5.0	23730				
67	08.28	1377		-205.5	19.0	1680			7.5	8.5	54.0	327.6	11719.0	4.9	10.5	305.4	340.4	2.4	6.5	20780	賦採			
68	12.08	1728		-302.3	20.0				8.4	9.0		102.6	799.8	1.9	16.8	55.8	20.2	1.9	20.3	2530	賦採			
69	72.04.29	2030		-385.4	27.0				7.4	8.0		27.6	17052.7	6.8	8.4	1148.9	168.1	0.1	5.0	30200				
70	04.20	2001		-389.3	24.0	300			7.3	7.8		70.4	16178.9	17.0	25.2	1246.8	160.6	0.2	7.5	27040				
71	05.22	2033	21.5	-392.4	24.0	210			7.5	8.2	11.0	92.9	25871.3	6.2	2.6	1874.3	48.9	2.4	5.0	39100	層			
72	05.31	2033	28.5	-394.4		1000			7.5	8.3	33.0	79.5	21820.8	6.9	8.4	1914.9	267.1	0.1	8.5	38030				
73	06.05	2033	30.0	-394.4	18	150	7.4	8.2	75.2	85.9	21752.0	5.8	12.6	2025.5	279.7	0.1	10.2	38690						
74	07.01	2053.6	18.6	-395.1	24	100	7.2	8.2	40.4	44.3	16790.0	3.8	12.6	3909.4	182.0	0.1	12.0	32660	内					
75	08.02	2073.75	15	-401.9	25	40	7.4	8.2	117.1	131.8	12976.6	7.5	16.8	897.8	130.4	0.1	12.5	25600						
76	08.17	2085.3		-400.9	25.7	1200	7.4	8.5	143.6	233.3	10908.7	2.3	4.2	791.9	182.4	1.4	5.0	20630	水					
77	09.07	2110.4	28.0	-415.0	24.5	180	7.5	8.2	39.0	43.0	17248.8	2.5	16.8	1822.5	182.2	0.5	10.2	34440						
78	10.18	2117.5	22.3	-418.0			7.4	8.3	66.4	72.0	20144.5	9.6	8.4	1584.4	236.8	0.3	15.0	38020						
79	12.19	2253.5		-475.0	25.0		7.5	8.5	125.0	224.0	20388.4	2.8	4.2	131.2	291.1	0.8	9.5	34920	型					
80	73.01.13	2376.0		-479.5	27.0		7.7	8.5	72.0	283.9	18611.0	7.2	4.2	680.3	236.0	0.4	8.0	34945						
81	02.11	2488.0		-506.6	24.0		8.1	8.4	90.0	373.4	17060.0	5.6	8.4	409.8	198.9	0.2	12.0	29100						
82	02.21	2518.0	28.0	-520.4	28.0		7.6	9.2	122.2	405.2	17670.0	6.0	50.4	491.8	220.4	5.5	10.8	30930						

表-6 夕張新炭鉱 ヘルト斜坑(SL.175m)湧出水質分析一覧表

															(ppm)									
No.	採水年月日	採水点距離 (標高-16")	トウツク深 m	標高 SL.m	湧水温 ℃	湧水量 l/min	地層名	岩質	pH	RpH	f.CO ₂	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ⁺	SiO ₂	全固形物	湧水源			
83	71.03.04	595		10.4	9.0	85	幌内層	暗灰色泥岩	9.3	9.8		141.0	51.0	5.0	16.8	1.6	0.5	3.8	10.0	1040	賦採			
84	04.06	757		-34.3		100			8.9	9.5		327.0	99.9	2.1	21.0	1.2	0.5	0.8	14.0	970				
85	05.18	989		-92.8		120			8.2	9.0		771.0	2315.4	3.2	63.0	17.0	10.3	3.2	18.0	5490				
86	06.28	1146		-142.5		130			8.0	8.9		614.0	6376.5	3.8	16.8	92.4	61.2	2.0	5.0	11440	賦採			
87	10.08	1450		-225.6					7.4	7.8		42.8	10431.1	3.0	8.4	381.6	119.6	0.2	6.0	18170	賦採			
88	12.10	1890		-347.6	20.0				7.7	8.2	10.6	281.9	1167.5	8.5	12.6	708.5	263.1	0.2	6.5	9045	賦採			
89	72.02.05	1992	34.0	-384.6	24.0	10			7.2	8.1		195.9	18004.8	7.4	8.4	1719.1	70.0	0.2	10.0	30780	層			
90	05.10	2043		-389.3	25.5	4000			7.4	8.4		208.1	11363.8	0.8	8.4	683.3	140.9	0.7	8.0	18370	内			
91	06.22	2047	35.8	-397.5	25.0	9			7.5	8.2	39.6	74.7	21853.0	2.0	12.6	1414.8	221.7	0.1	10.5	33420	水			
92	08.05	2120.85	34.0	-420.1	25.0				7.7	8.2	68.2	50.6	10045.5	9.9	4.2	1702.1	275.8	0.1	10.0	20440				
93	08.26	2150.35		-418.9	25.0		7.5	8.1	48.6	62.6	19835.3	6.0	8.4	1859.5	132.5	2.2	10.2	37140						
94	12.14	2388	25.0	-490.8	28	30	7.7	8.5	96.4	213.8	16830.8	2.0	4.2	1086.1	287.9	5.8	19.0	38020						
95	73.02.14	2549.85		-529.2	28	700	7.6	8.1	114.2	593.8	15827.4	4.2	8.4	315.6	180.5	0.2	10.0	28400						

表-7 夕張新炭鉱 坑内湧出水水質分析一覧表

															(ppm)									
No.	採水年月日 (19**)	湧水箇所名	湧水温 ℃	湧水量 l/min	地層名	岩質	pH	RpH	f.CO ₂	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ⁺	SiO ₂	全固形物	湧水源					
96	74.07.17	-600 中央第二立入	470m	30.2	30~50	夕張層	灰色中粒砂岩	8.4	9.1		820.6	12737.9	8.5	8.2	128.1	72.8	8.3	12.0	22500	層				
97	07.23	-650 北坑道 A水-リング直	25.3	3000均	8.4			9.4		331.2	11799.0	12.0	12.3	88.3	63.5	0.7	7.5	29740						
98	12.23	-620 北-10段目のガト	180m	37	200			8.1	8.6		97.0	12492.8	31.6	8.2	62.0	63.4	0.1	11.5	16850	内				
99	12.23	-600 中央第二立入	481m	27	50			8.0	8.8		147.4	12576.3	17.9	4.1	57.7	73.8	0.1	9.0	10980	水				
100	75.02.19	-650 北坑道 No.1088r	43m	2~3				8.2	8.9	4.0	146.1	12938.0	8.0	4.2	171.2	66.1	0.8	11.5	20300					
101	03.18	-600 北坑道	1039m	33.3	30			7.9	8.7		115.5	11849.5	8.5	12.3	185.6	84.6	1.6	15.0	18210					

表-8 夕張新炭鉱 試錐孔へ自噴した湧出水水質分析一覧表

															(ppm)									
No.	採水年月日 (19**)	採水試錐名 (深さ)	標高 (SL.m)	湧水温 ℃	湧水量 l/min	地層名	岩質	pH	RpH	f.CO ₂	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ⁺	SiO ₂	全固形物	湧水源				
102	59.11.28	涌水試錐 374.1m	-201.1	19.5	200	夕張層	石炭層	7.6	8.4	16.5	355.1	805.9	655.7	22	3.0	27.5	7.0		1903	賦採				
103	67.09.13	涌水試錐 536m	-582.1	28.7	210			7.7	8.6	43.0	67.7	11396.8	9013.3	288	8.9	3.4	1757.2	70.5	6.8	22.5	21450	層		
104	68.04.19	ベック15号試錐 840.2m	-597.4	4.8	4			7.7	8.3	107.1	487.8	14920.0	6525.8	217	11.0	12.6	286.2	123.5	9.6	11.5	28396	内		
105	70.11.09		-	12.5	3			7.6	8.1	79.2	533.0	11439.0				0.2	4.2	368.0	108.0	2.8	12.0	19670	水	
106	71.11.02	涌水試錐 850m	-587.7	10.0	1			7.5	8.1	55.0	487.2	11768.1				4.9	16.8	247.7	78.9	2.3	12.0	20280		
107	71.12.19	ベック15号試錐 900m	-550	13.8	6			8.0	8.5	105.1	1052.9	13869.2				6.5	6.3	152.4	113.9	2.5	15.0	20445		

表-9 地表水水質分析一覧表

															(ppm)									
No.	採水年月日 (19**)	採水箇所	種類	pH	RpH	f.CO ₂	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ⁺	SiO ₂	全固形物	湧水源								
108	83.12.24	苫小牧臨海槽	(湧水)				63.0	18881.2	10533	353	0	2314.3	495.5	1173.3	6.0	6.0	32487							
109	89.07.15	夕張市ベックマヤ	(沢水)	7.9	tr.		24.6	9.9				0.9	10.4	9.7	2.8	0.4	7.5	82						

8 考察 特に地表水の地下浸透について

地表水は亀裂を水路として地下深部に浸透していく場合、地層生成時より初生的に包蔵されている地下水を希釈しながら深部へと浸透していくと考えられる。この際、地下水は賦存する層内流体の圧力（水圧・ガス圧等）の影響で、深部の地下水を流動させ、水圧等を大幅に減衰させなければ、ある限界深度以深（その地域の排水準下 -300m 前後）までは、浸透することができない。このような事実を石狩炭田の地下水調査における水質データより明らかにすることができた。

なお、大規模な地下採掘により、SL.-400m (GL.-600m) 付近まで地表水の浸透が認められた地域においても、閉山に伴い、採掘跡を強制的に水没（河川に放流できない高濃度の選炭排水を立坑口より注水）させたところ、坑内の大出水で枯渇した温泉（夕張層の稼行炭層の下位 約100m の石狩層群最下部の登川層を探索中に自噴した）が復活した。これは採掘跡の水位の回復とともに、温泉源の水位も上昇し、大正時代の水質・水温が回復した結果であろうと考えられる。このことから深部の地下水は、水圧の大きな変化を与えない限り地表水の浸透は極めて難しいことが判明した。

小論をおわるにあたって、ご指導いただいた、東北大学 北村 信名誉教授に心からお礼申し上げる次第である。

9 深層地下水および炭田地質に関する参考文献

- 金原均二・本島公司・石和田靖章 (1958) : 天然ガス - 調査と資源 朝倉書店
- 粕 武・横田節哉 (1968) : 坑内水の塩素起源について 朝日炭鉱における一例 工業技術院地質調査所北海道支所 調査研究報告会講演要旨録 No.19, pp.50~57
- 佐藤 進 (1959) : 太平洋炭鉱における坑内水探索 日本鉱業会誌 Vol.75, No.855, pp.207~209
- 佐藤 進 (1961) : 太平洋炭鉱における切羽出水と含水層に関する研究 鉱山地質 Vol.11, No.47, pp.413~422
- 下河原寿男 (1963) : 夕張炭田の形成とその地質構造の発展 石炭地質研究 第5集, 北海道炭鉱技術会地質部会, pp.1~243
- 石油技術協会 (1963) : 石油鉱業便覧 - 石油技術協会創立30周年記念 pp.43~45
- 手島 淳 (1961) : 化石組成に見られる幌内層の堆積輪廻 北海道地質要報 No.40, pp.1~10
- 手島 淳 (1970) : 北炭夕張新鉱の地質調査から開発まで 炭鉱技術 Vol.25, No.6, pp.1~6
- 西村茂樹 (1969) : 新鉱開発計画について 北海道鉱山学会誌 Vol.25, No.146, pp.74~89
- 藤島泰隆 (1969) : 夕張炭田の坑内水について 日本鉱山地質学会北海道支部 第5回講演会資料 pp.6~8
- 藤島泰隆 (1977) : 夕張新第二炭鉱の坑内水の特性 日本鉱山地質学会北海道支部 第16回講演会資料 pp.38~44
- 室住正世・渡辺寛人・我孫子勤 (1965) : 温泉水溶存成分の起源に関して 地層水の化学成分の挟炭層内における変質 温泉工学会誌 Vol.3, No.1, pp.9~18
- 本島公司 (1961) : 地下水について 中国炭鉱技術会誌 Vol.14, No.2, pp.4872~4876
- 本島公司 (1962) : 化石水の産状と地球化学 坑内水を中心に 日本鉱業会誌 Vol.78, No.885, pp.205~210
- 本島公司・益子 安・甘露寺泰雄 (1973) : 地下水・温泉の分析 講談社 pp.44~45

現場透水試験改良の試み

(株) 復建技術コンサルタント 佐藤喜一郎

1. はじめに

現場で行う透水試験には、単孔式透水試験および多孔式揚水試験とがある。

単孔式透水試験の特徴は、比較的安価であること、深度方向に多数試験できること、また試験位置のごく近傍の透水係数が得られることなどであるが、得られる値は透水係数のみである。

多孔式揚水試験の特徴は、広い範囲の地層の平均的な定数が得られること、精度が良いこと、貯留係数が求められることなどであるが、単孔式に比べて費用が高い。

単孔式透水試験は、従来から地盤調査に並行して数多く実施されてきたが、多孔式揚水試験や土の粒度試験から得られた値とかなり異なることなどが多かったためか精度の信頼性が低いと思われてきた。しかし、注意深く試験された単孔式透水試験から得られた透水係数は信頼性もあり、多孔式揚水試験から得られた透水係数が平均的であるのに対して、試験位置での局所的な透水係数が求められるなどの特徴を有している。

単孔式透水試験は、Hvorslev (ポシュレフ) らによって提案された方法で、対象としている地盤は比較的粘性のある地盤であり、透水係数で表せば $1 \times 10^{-8} \sim 1 \times 10^{-4}$ cm/sec程度の地盤である。しかし、根切りのための地下水対策の対象となる地盤では、砂礫層など透水係数が $1 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-1}$ cm/secと透水性の良い場合がある。このように、透水性が良い地盤を対象として単孔式透水試験を実施する場合、水位の低下方法や回復水位の測定方法など困難な点が多い。そこで、小型の水中ポンプを使用して水位低下を行い、水圧センサーを用いて回復水位の測定を行う方法を試みた。

2. 水位の低下方法

砂礫層など透水性の良い地盤において、効率良く水位を低下させるため小型の水中ポンプ(グルンドフォスポンプ株式会社製)を用いた。この水中ポンプの構成は、単相100V(50/60Hz)を3相220V(0~400Hz)に変換するインバーター、およびポンプ本体とで構成されている。

インバーターはキャリングケース内に収められており、持ち運びに便利な形となっている。また、周波数を変化させることにより水中ポンプのモーター回転数を調整することが可能であり、適切な揚水量を確保することができる。さらに、各種の保護機能(過電流・過電圧・不足電圧等)があり、インバーターを保護している。

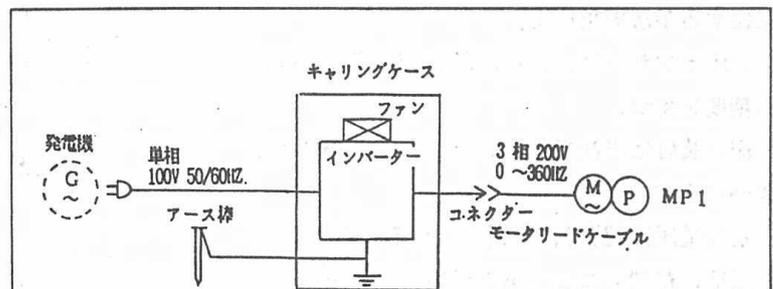


図-1 水中ポンプ構成図

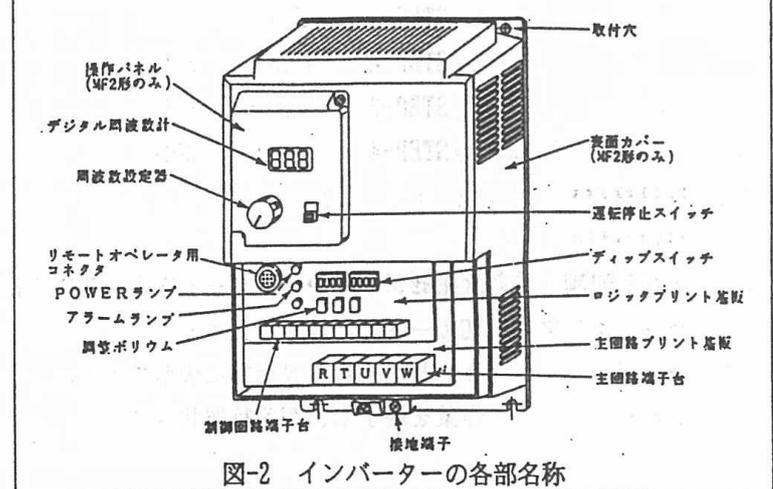


図-2 インバーターの各部名称

ポンプ本体は、重量約2.5kg、外径45mmと軽量・小型であり、通常のボーリング孔内に十分入る大きさとなっている。インバーターによって約50Hz～400Hzの範囲で駆動され、400Hzの場合、揚程65mで1m³/h (17l/min)の流量が得られる。ポンプにはパイプまたはホースが接続できるが、この間に逆流防止のための逆止弁が必要である。

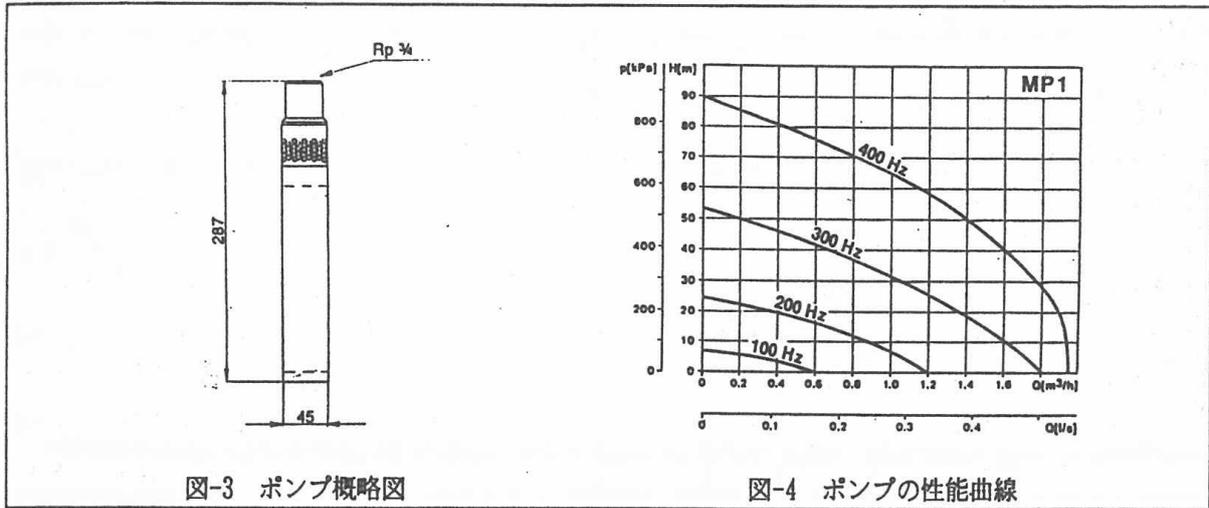


図-3 ポンプ概略図

図-4 ポンプの性能曲線

3. 水位の測定方法

透水性の良い地盤においては、水位の回復速度が速いために、効率的に、また精度良く測定できることが必要となる。そこで、水圧センサーを使用し、測定はICカードに自動的に記録する手法を用いた。

水圧センサーは、外径約30mmで分解能約8mmの精度を持つ。

測定装置は当社で作成したもので、概略図を図-5に示す。

動作電圧は12Vで、電源を入れることにより表示部に初期メニュー画面が表示される。メニュー項目は次の通りである。

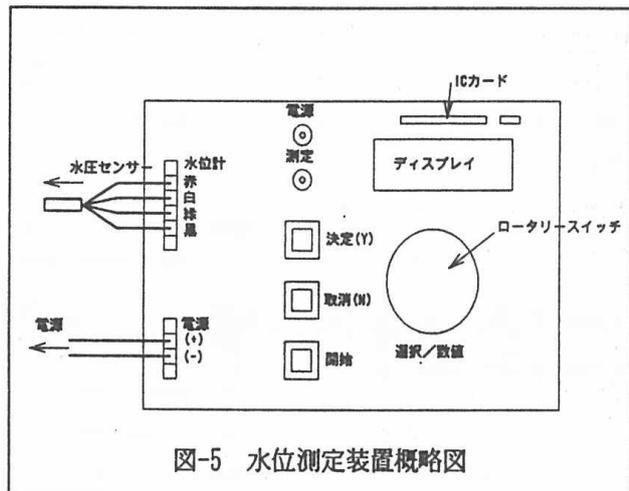


図-5 水位測定装置概略図

1. *****
2. ステップ 測定間隔・時間単位・測定回数をセットする。例えば次のようにセットする。

STEP-1	5sec	60回
STEP-2	10sec	30回
STEP-3	30sec	40回
STEP-4	1min	30回
3. *****
4. *****
5. テスト観測 水圧センサーからのデータを表示部に表示させる。
6. カードクリア ICカードの内容を消去する。
7. カード カードの内容を表示部に表示させる。
8. 終わり 作業を終了し、測定待機状態に入る。

メニューの選択は、ロータリースイッチおよびボタンスイッチで行う。また、測定間隔・測定回数などの設定にもロータリースイッチを用いる。

測定は開始ボタンを押すことによりスタートする。測定が開始されると、あらかじめ設定された時間毎に水圧センサーからのデータを取り込み、自動的にICカードに記録される。

記録されたデータは、カードリーダーで読み取り、フロッピーディスクにファイルとして保存する。その後、パソコンを用いてデータ処理し、透水係数を算出した。

4. 測定例

測定例を図-6に示す。この試験条件は次の通りである。

試験深度	GL-35.0~36.0m
試験方法	回復法 (ピエゾメーター法)
土質名	砂礫
センサーセット位置	GL-29.0m
ポンプセット位置	GL-28.0m
平衡水位	GL- 6.5m
測定間隔	前述の「ステップ」の設定で実施した。

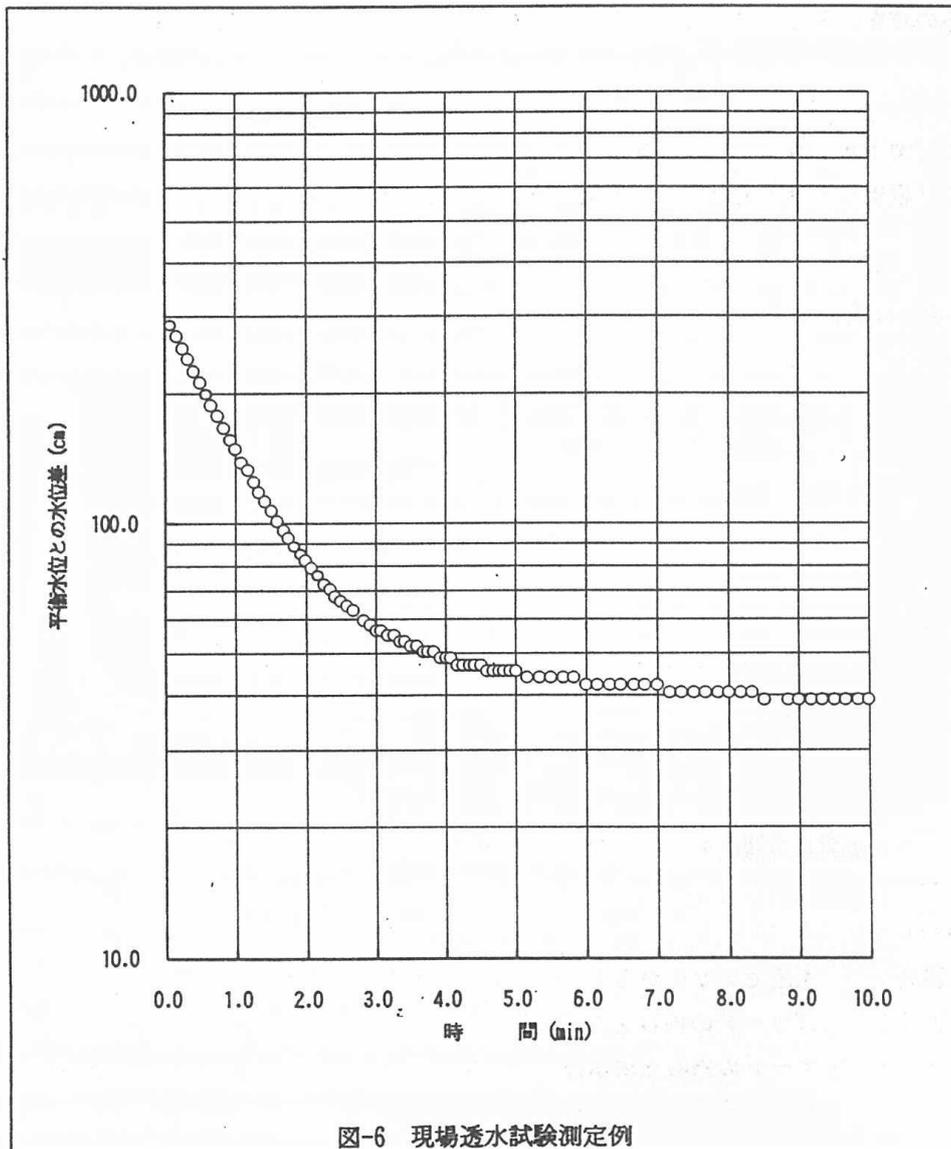


図-6 現場透水試験測定例

測定開始から、ほぼ2分の間で平衡水位との水位差が対数目盛上で直線を示しており、この部分を用いて透水係数を算出した。その結果透水係数は $k=3.3 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$ と透水性の良好な地盤であることが判明した。このように、透水係数を算出するときは、回復の初期段階で水位差が対数軸上で直線となる必要がある。この回復の初期段階は特に回復速度が速いため、人手による手動測定ではその速度に追いつけず、直線区間が得られない場合がある。今回使用した測定装置は、初期の測定間隔を5secと短い間隔で行っており、その結果精度の良い直線区間が得られている。

5. ま と め

透水性の良い地盤でも、小型の水中ポンプを使用することで効率的に水位低下を図ることができた。また水圧センサーを用い、自動的に測定を行うことで水位の回復速度が速い地盤でも、精度の良いデータを収集することができた。

今後の改良点としては、次の点が考えられる。

- (1) 測定している間は自動的にICカードにデータが記録されるが、その状況を確認することができない。このため、測定中のデータをディスプレイ上に表示されるようにする必要がある。
- (2) ICカードに記録されたデータを事務所に持ち帰り、カードリーダーで読み取った後、データ処理を行っている。これを、現場で直接行うことができれば、より効率的に作業が進むものと考えられる。以後、これらの点を改良し、さらに使いやすいものにしたと考えている次第である。

参考文献

河野伊一郎：「地下水工学」 鹿島出版会

土質工学会：「根切り工事と地下水」（調査・設計から施工まで）

せん断試験における岩石の破断面の粗さについて — 垂直応力一定および垂直変位拘束の場合 —

岩手大学工学部

古住 光正

"

阿部 正良

1. 緒言

岩盤内に存在する不連続面は、岩盤の工学的特性に大きな影響を及ぼす。なかでも、不連続面の粗さは、岩盤の変形・破壊特性や透水性などを支配する重要な要因である。従来から、岩石の破断面の粗さについては、自乗平均平方根粗さや中心線平均粗さなどによる数値化が行われてきた¹⁾。しかし、これらの方法は特定の測定長さにおける粗さを数値化することはできるが、測定長さに伴う粗さの変化を表現することができないため、近年、フラクタル次元による数値化がよく行われている^{2) 3)}。

本研究では、岩盤内に存在する不連続面の粗さに関する基礎研究として、比較的低垂直圧下の垂直応力一定および垂直変位拘束試験を行い、両条件のもとで形成される破断面の粗さが、試験条件とどのような関係にあるかをフラクタル次元の上から検討した。

2. 岩石試料

本研究で使用した岩石試料は、島根県宍道町産の来待砂岩である。試験片は、直径50mm、高さ100mmに仕上げた円柱形試験片を用い、試験においては自然の岩盤状態に似せるため湿潤状態で行った。表1に供試岩石の物性値を示す。

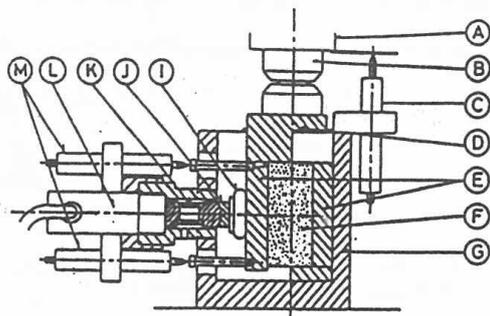
表1 供試岩石の物理的性質

密度 (kg/ cm ³)	乾燥 1.94	湿潤 2.20
一軸圧縮強度 (MPa)	乾燥 46.58	湿潤 16.62

3. 実験装置、実験方法ならびに計測方法

図1にせん断試験装置の本体、図2に測定システムの概略を示す。本せん断試験機は、せん断荷重を100トン用材料試験機で、垂直荷重は10トン用ラムで加えられるようになっている。

実験にあたっては、試験片に所定の垂直応力 σ_n (0.39、0.61、0.78、0.98 MPaの4条件)を加え、これを一定に保持する垂直応力一定試験と、同じ垂直応力 σ_n を加えた後、垂直変位を一定に保持する垂直変位拘束試験について行い、破断後、せん断変位が3mmに達したところで実験を終了した。このときのせん断荷重および垂直荷重はロードセル、試験片のせん断変位および垂直変位は差動トランスによって計測し、多ペンレコーダおよびX-Yレコーダに記録した。



- | | | |
|-----------------|-----------------|----------------|
| Ⓐ圧錶 | Ⓒせん断変位測定用差動トランス | Ⓔ垂直荷重測定用受圧器 |
| Ⓑ球座 | Ⓓせん断刃 | Ⓚ垂直荷重用ラム |
| Ⓒせん断変位測定用差動トランス | Ⓛせん断箱 | Ⓛ垂直変位測定用差動トランス |
| Ⓔ垂直荷重測定用受圧器 | Ⓜ試験片 | |

図1 せん断試験装置本体の概略図

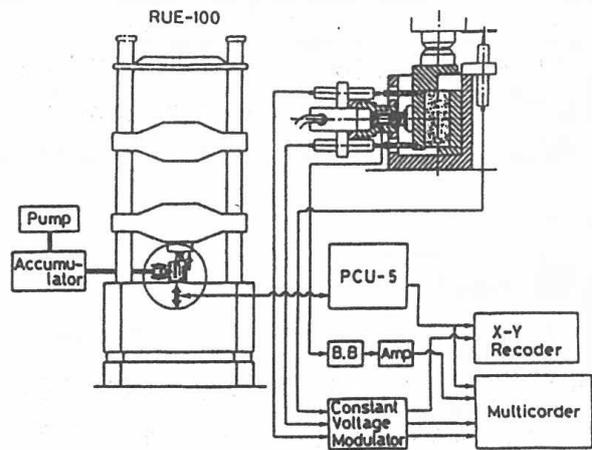
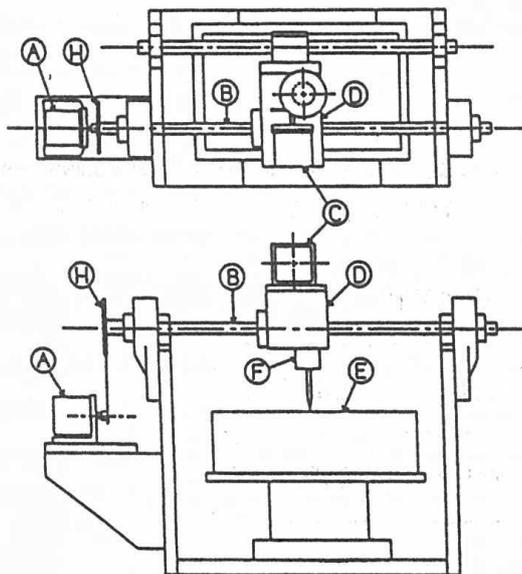


図2 せん断試験における測定システムの概略図



- Ⓐモータ1
- Ⓑボールねじ
- Ⓒモータ2
- Ⓓ差動トランス固定部
- Ⓔ試験片固定部
- Ⓛ差動トランス
- Ⓛラダーチェーン

図3 試作粗さ測定装置の概略図

図3に試作粗さ測定装置の概略を示す。本粗さ測定器は、差動トランスに取り付けた先端半径約 $250\mu\text{m}$ の測定針で破断面の凹凸が測定され、一連の動作は全てパーソナル・コンピュータで制御される。実際の破断面の粗さ測定においては、試験片の破断面 ($50\text{mm}\times 100\text{mm}$) に対して、測定間隔を縦 0.5mm 、横 1mm とし、一試験片について計9604点の測定を行った。

4. フラクタル次元

従来、よく用いられてきた表面の粗さを表すパラメータは、自乗平均平方根粗さ、中心線平均粗さ、十点平均粗さ、最大高さ、最大粗さ、中心線深さなどである。しかし、これらの方法では測定長さに対する粗さの変化を表現することができないため、本研究では破断面の粗さについてスペクトル解析を行い、ここから求まるパワー・スペクトル密度と波長の関係より傾き S を求め、これを (1) 式に代入することにより一次元の粗さ曲線のフラクタル次元 D_f を得た。

$$D_f = (5 - S) / 2 \quad (1)$$

5. 実験結果ならびに考察

図4は、垂直応力一定 (A) ならびに垂直変位拘束 (B) 試験で得られた来待砂岩のせん断応力 τ - せん断変位 u 線図である。図より、両試験の $\tau - u$ 曲線を見ると、いずれも σ_n が大きくなるに従って最大せん断応力 τ_p ならびにせん断剛性とも増加する傾向が認められるが、 τ_p 後の $\tau - u$ 挙動には両者に顕著な差異が認められる。すなわち、垂直応力一定試験では τ は急激に低下し残留強度 τ_r に至るが、垂直変位拘束試験では τ の低下は小さく、 τ_r は大きな値を示している。次に、両者の所定垂直応力下における τ_p を比べてみると、垂直応力一定試験に比べ垂直変位拘束試験の τ_p は約2倍の大きさとなっている。これら両者に見られる変形挙動と τ_p の差異は、せん断抵抗の違いからくるものであり、このことは図5の垂直変位拘束試験における所定垂直応力と破断時の垂直応力の増分から理解され、また、このことは図6に示す両試験の所定垂直応力に対する τ_p と τ_r の関係からも理解される。すなわち、これらの関係にMohr-Coulombの直線型の破壊基準を適用してみると、垂直変位拘束試験の τ_p ならびに τ_r の関係は共に垂直応力一定試験のそれらの関係よりも内部摩擦角は大きくなっている。

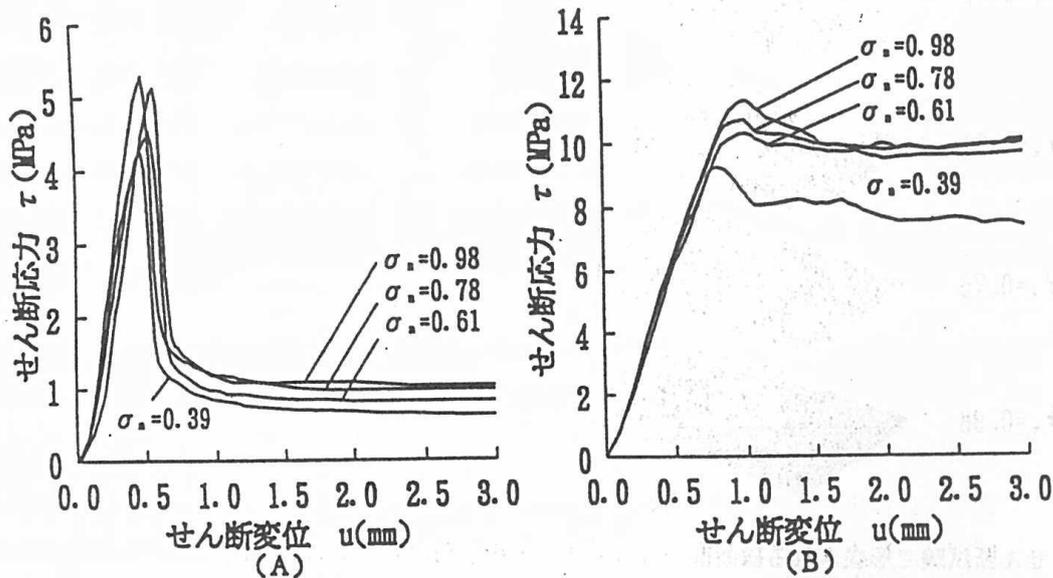


図4 せん断応力 τ - せん断変位 u 線図 (A: 垂直応力一定試験、B: 垂直変位拘束試験)

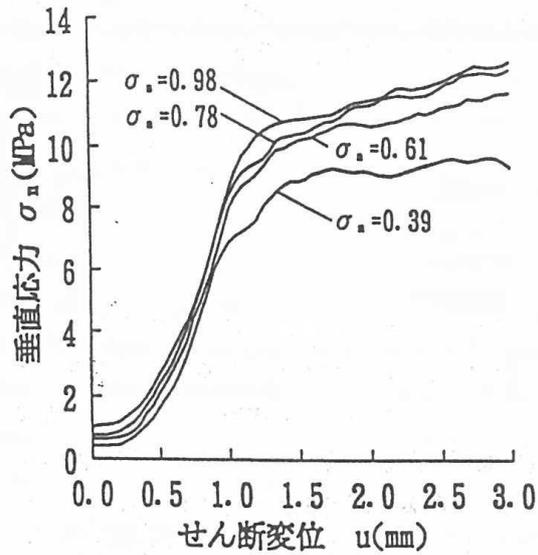


図5 垂直変位拘束試験における垂直応力 σ_n —せん断変位 u 線図

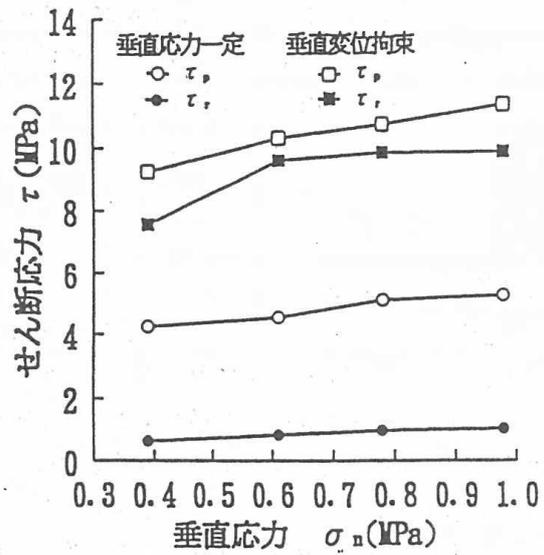


図6 各せん断試験における最大せん断応力 τ_p と残留せん断強度 τ_r の関係

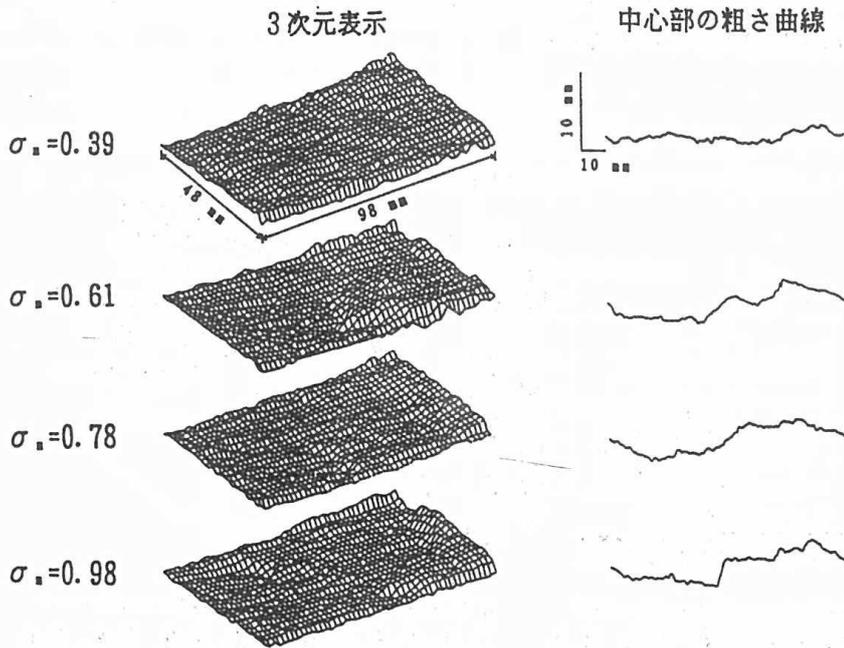


図7 せん断試験で形成される破断面の3次元表示と中心部の粗さ曲線の一例

図7は、せん断試験によって形成された破断面の3次元表示と中心部の粗さ曲線の一例を示したものである。このような表示法においては、特定の測定長さにおける破断面の粗さの比較は可能であるが、測定長さに対する粗さの変化を理解することはできない。そこで、次に破断面の粗さについてスペクトル解析を行った。

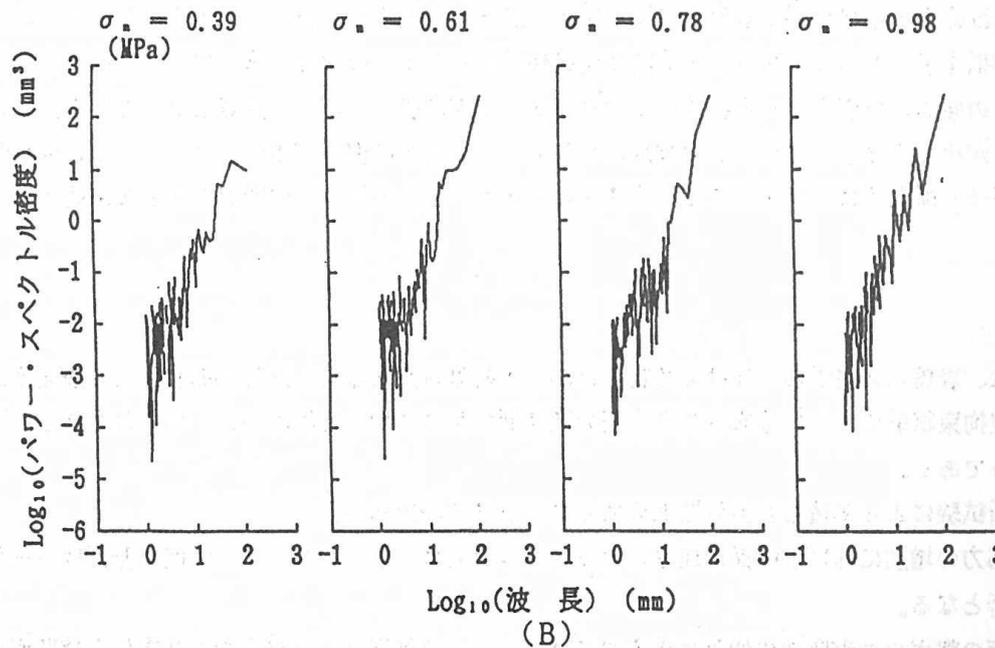
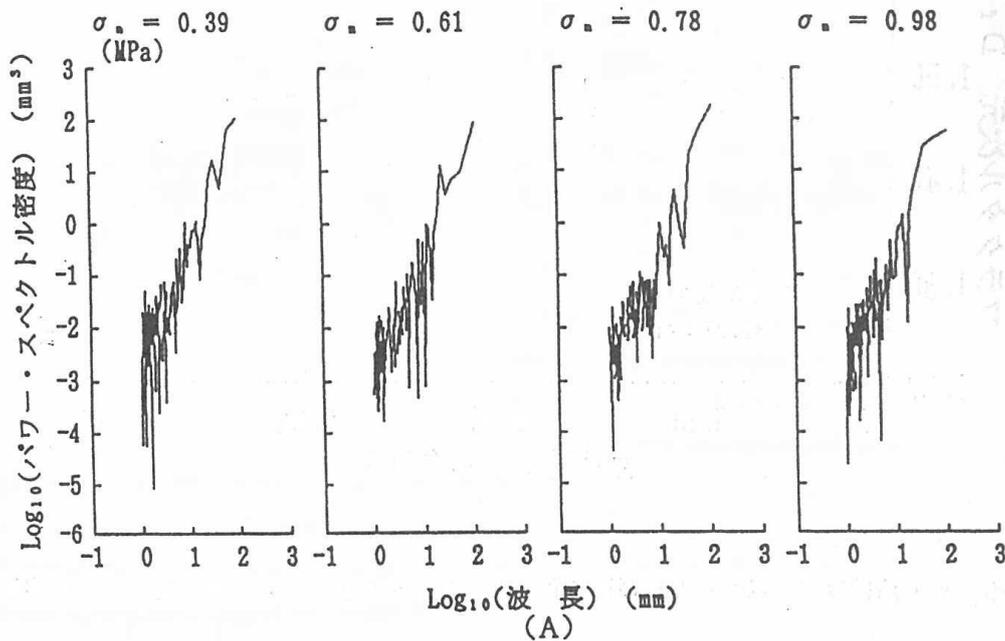


図8 せん断試験で形成された破断面の粗さのパワー・スペクトル密度と波長の関係
(A: 垂直応力一定試験、B: 垂直変位拘束試験)

図8は、両試験の各垂直応力下で形成された破断面の粗さのスペクトル解析結果を、パワー・スペクトル密度と波長の関係で示したものである。図をみると、パワー・スペクトル密度の変動量は大きいですが、波長が長くなるにつれてそれらは線形的に増加する傾向が見られる。両対数グラフ上でパワー・スペクトル密度と波長との関係がほぼ線形であることは、粗さ曲線はフラクタルと言える。そこで次に、同図から傾き S を求め、(1)式に従ってフラクタル次元 D_f を求めてみた。

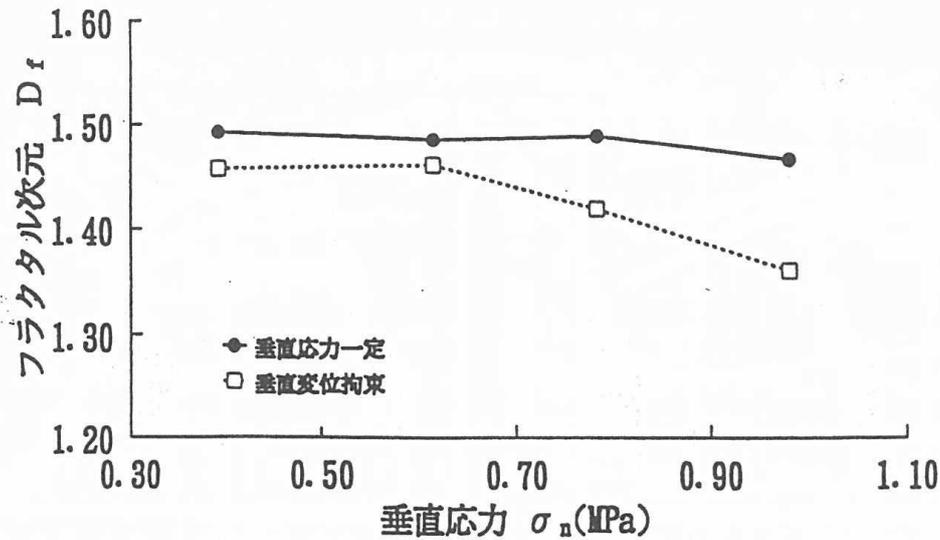


図9 セン断試験で形成された破断面の粗さのフラクタル次元 D_f と垂直応力 σ_n の関係

図9は、垂直応力一定ならびに垂直変位拘束試験で造られた破断面の粗さのフラクタル次元 D_f と垂直応力 σ_n との関係を示したものである。全体的に両試験結果とも σ_n の増加に伴って D_f は小さくなる傾向が認められ、この傾向は垂直応力一定試験に比べ垂直変位拘束試験の方がより顕著となっている。 σ_n の増加につれて D_f が小さくなり、また σ_n の増加につれて D_f の低下の割合が増すということは、破断面の粗さは σ_n およびせん断抵抗に依存することを示すものであり、 D_f の低下は破断面の粗さの単純化を意味するものである。

6. 結 言

本研究では、岩盤に存在する不連続面の粗さに関する基礎研究として、比較的垂直圧の垂直応力一定および垂直変位拘束試験によって形成される岩石の破断面の粗さについて検討した。得られた結果を要約すると以下のようなものである。

- (1) セン断試験によって造られる破断面の粗さはフラクタルである。
- (2) 垂直応力の増加に伴い破断面の粗さのフラクタル次元は小さくなり、この傾向は垂直変位拘束試験の方がより顕著となる。
- (3) 破断面の粗さの垂直応力の増加に伴うフラクタル次元の低下は、垂直応力の依存性と破断面の粗さの単純化を示すものである。

参考文献

- 1) WEISSBACH, G., Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., Vol. 15, 131-133 (1978)
- 2) BROWN, S. R. and SHOLZ, C. H., J. Geophys. Res., Vol. 90, 12575-12582 (1985)
- 3) POWER, W. L., TULLIS, T. E. and WEEK, J. D., J. Geophys. Res., Vol. B12, 15268-15278 (1988)

形状のフラクタル次元と花崗岩の異方性

日本大学工学部 田野 久貴
 同上 有坂 和彦
 同上 ○田鎖 隆

1. まえがき

自然界の現象の多くがフラクタル的であると指摘¹⁾されて10数年近くになろうとしている。種々のフラクタル次元のなかで、小はマイクロクラックから大は節理や断層のそれ、いわゆる配向のフラクタル次元が最も注目されているものの一つであろう。材料内でのマイクロクラックの存在はその強度や変形性、あるいは異方性と言う観点からも重要視され、フラクタルを適用する以前から多くの研究がある。花崗岩もその一つであり、フラクタル幾何学を適用するとすればマイクロクラックの配向のフラクタル次元が第一に考えられる。一方、不規則な図形集合にもフラクタルが適用可能であり、雲のそれが報告²⁾されたが、以来これに関する報告はすくないようである。筆者らの一人はこれを“形状のフラクタル次元”と称して、試みに二三の地質図に適用した^{3)・4)}。その境界線の形状は地質の分布している地形形状の幾何学的表現、すなわち、地形図の等高線形状のフラクタル次元と関係する傾向が認められた。また、一軸圧縮下の岩質材料の軸方向分離破壊過程で発生する不規則な破壊片の圧縮軸方向に直交した断面図形の集合にこれを適用し、ピーク強度以後の変形過程と形状の次元との関係⁵⁾を示している。さらに同一断面のクラックのそれ、すなわち配向のフラクタルをも調べ、二つのフラクタル次元との関係についても比較⁶⁾している。

本文では、花崗岩の異方性を結晶粒形状の観点から、形状のフラクタル次元を用いて検討したものである。

2. 形状のフラクタル次元 D_s の求め方

不規則な形状の図形集合があるとき、それぞれの周長 L_i と面積 A_i を求め、 $\log L_i$ を横軸、 $\log A_i$ を縦軸とする座標にプロットしたとき、これらの点が直線上にあれば形状の次元 D_s は次式より得られる。

$$D_s = 2/a = 2 \frac{\log L_i - \log L_{i-1}}{\log A_i - \log A_{i-1}} \quad (1)$$

ここに a は(1)式から明かなように直線の勾配である。

フラクタル性の強さの程度はこれらの点の直線性の程度で表されるから、 D_s の値のみでなく回帰直線の相関係数も意味を持っている。また、 D_s の値の大小と図形形状の関係については大略次のようである。

- > : 大きな図形ほど偏平、あるいは境界線が複雑
- $D_s = 1$: 完全相似図形
- < : 大きな図形ほど丸みを帯びている、あるいは境界線が単純

3. フラクタル次元の計測方法および試料

3.1 花崗岩

阿武隈山中より産する石材を石材店より購入して用いた。周知のように、石職人の世界では”石目”という言葉で一種の”異方性”が表現されている。そこで、購入に先だって”一番”の面を基準に、この面を直方体の一つの面とし、二番および三番を残りの二つの面となるよう指示して購入した。なお、本文では”一番の面”を単に”1番”と称することにする(以下同様)。

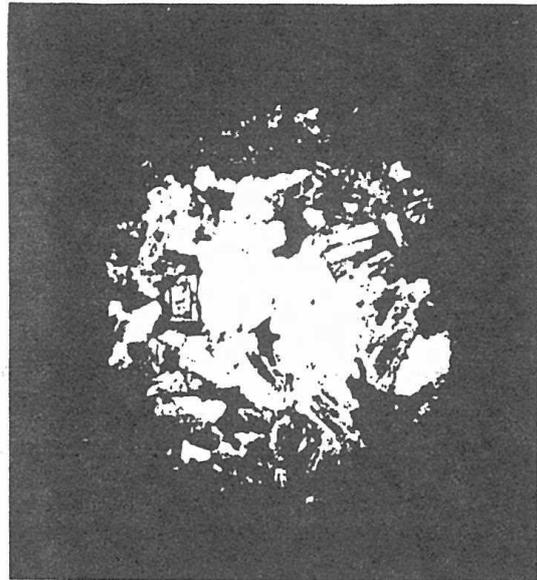


図1 偏光投影機のスクリーン画面

3.2 岩石薄片と形状の測定方法

今回は一つのブロックより各面に対応する薄片を各10枚、計30枚作製した。注目した鉱物は黒雲母と石英の2種類である。前もって写真を撮り、顕微鏡下で各鉱物を同定し各鉱物ごとにその

周長と面積を測定することが考えられるが煩雑である。そこで、偏光顕微鏡に投影装置を備えたものを用いた。すなわち、対象とする領域を決めたのち、トレース紙を投影板に固定してすべての鉱物粒をトレースする。その後載物台を回転させる等により各鉱物を同定した。この結果をスキャナーにより画像処理装置に取り込んでこれらの周長と面積を求め、フロッピーに記録する。フラクタル解析はこれらのデータを読み込んでマイクロコンピュータにより行った。

電子カメラあるいはTVカメラから直接薄片画像を取り込んで、処理装置上で鉱物判定を行うのが理想であるが現在そこまでは至っていない。

図1は投影装置の画面を写真に撮ったものである。図2は画面のトレースの一例である。

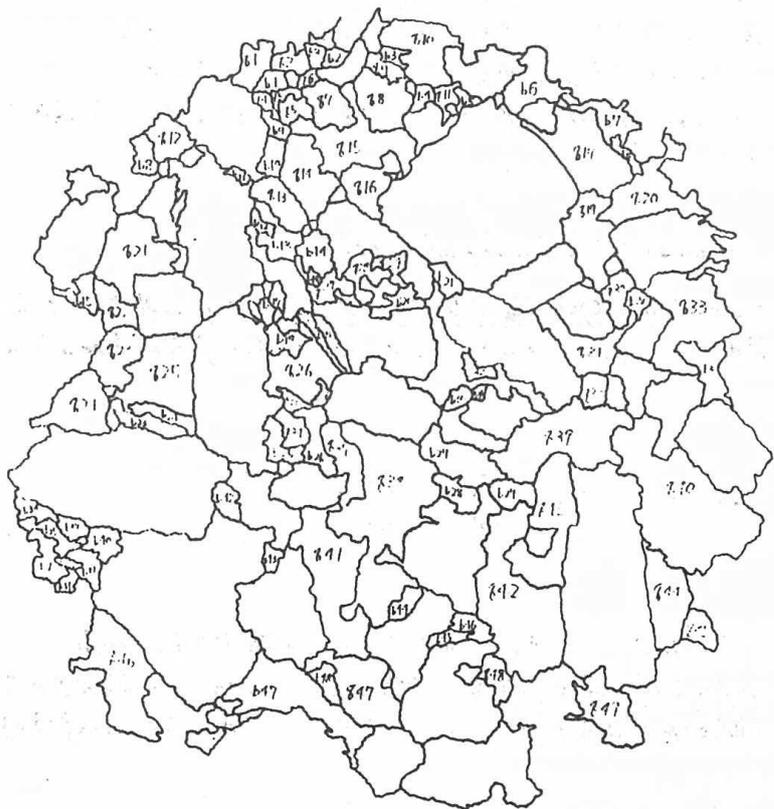
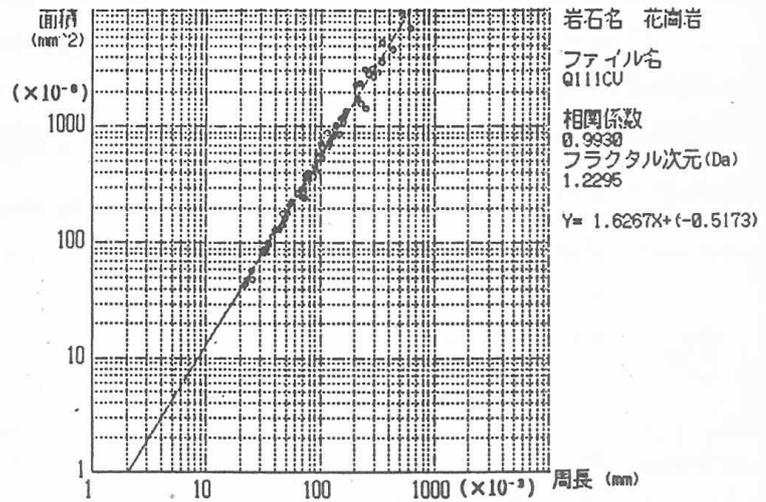


図2 鉱物粒子境界のトレース例

4. 解析結果および考察

4.1 形状のフラクタル次元D_s

図3に鉱物粒子の周長と面積データをプロットした例を示す。相関係数は0.9以上を示し十分フラクタル的であることがわかる。表1に石英と黒雲母のフラクタル次元 D_f の結果を表2にこれらに対応する相関係数を示すが、すべて相関係数は0.96以上を示しともにフラクタル的である。 D_f が両鉱物とも1より大きい、大きな鉱物ほど一般に扁平であることを示している。また、黒雲母のほうが石英より次元 D_f が大きい、これも石英より黒雲母の方が扁平な形状であることを示すものである。

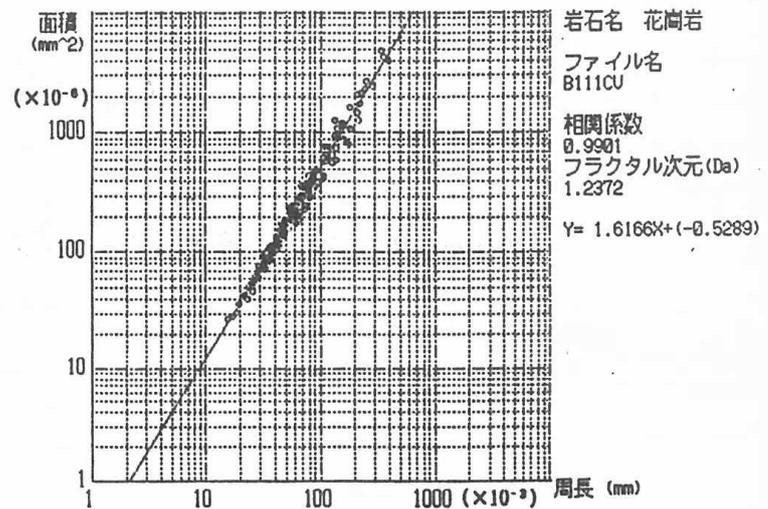


(a) 1面の石英(no.5)の解析結果

4.2 石目との関係

図4は石目と D_f の平均値の関係を示したものである。石英では1面が最も大きく2面が最も小さい。

一方、黒雲母では2面が大きい、1面との差はほとんどなく3面が最も小さい。これらから明らかなように形状の次元においても異方性が認められる。鉱物は自形をそれぞれもっており、石英は柱状、黒雲母は板状



(b) 1面の黒雲母(no.5)の解析結果

図3 石英と黒雲母のフラクタル解析例 (マイクロコンピュータ画面ハードコピー)

フラクタル次元

	石英			黒雲母		
	1面	2面	3面	1面	2面	3面
No. 1	1.313	1.224	1.214	1.384	1.340	1.288
No. 2	1.230	1.183	1.200	1.300	1.321	1.263
No. 3	1.207	1.163	1.170	1.268	1.306	1.276
No. 4	1.169	1.194	1.220	1.207	1.276	1.226
No. 5	1.230	1.213	1.205	1.237	1.215	1.243
No. 6	1.279	1.229	1.334	1.359	1.321	1.267
No. 7	1.284	1.235	1.272	1.381	1.329	1.288
No. 8	1.350	1.236	1.296	1.322	1.336	1.291
No. 9	1.242	1.321	1.265	1.240	1.334	1.399
No. 10	1.332	1.326	1.244	1.347	1.315	1.397
平均	1.264	1.233	1.242	1.305	1.309	1.294
標準偏差	0.055	0.051	0.047	0.061	0.036	0.056

相関係数

	石英			黒雲母		
	1面	2面	3面	1面	2面	3面
No. 1	0.985	0.989	0.989	0.985	0.985	0.987
No. 2	0.988	0.993	0.993	0.988	0.984	0.991
No. 3	0.991	0.990	0.990	0.986	0.987	0.985
No. 4	0.989	0.990	0.987	0.991	0.983	0.989
No. 5	0.993	0.992	0.993	0.990	0.988	0.989
No. 6	0.982	0.982	0.983	0.970	0.982	0.991
No. 7	0.980	0.973	0.977	0.973	0.974	0.985
No. 8	0.986	0.979	0.972	0.988	0.978	0.982
No. 9	0.980	0.972	0.984	0.986	0.980	0.970
No. 10	0.981	0.987	0.987	0.986	0.966	0.967
平均	0.986	0.985	0.986	0.984	0.981	0.984

表1 花崗岩鉱物粒の形状のフラクタル次元 D_f とフラクタル性(相関係数) (解析結果)

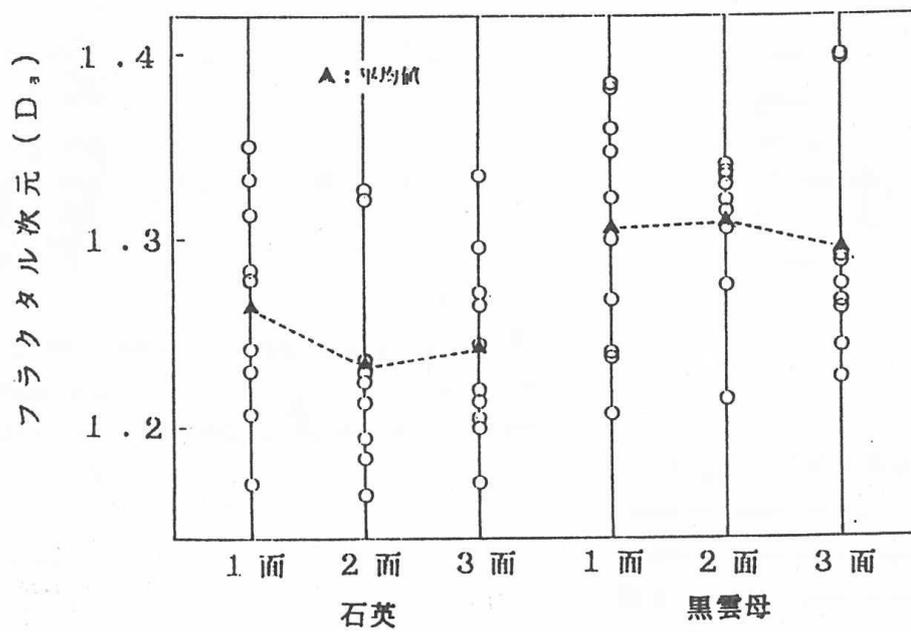


図4 石目と石英・黒雲母のフラクタル次元 D_f の関係

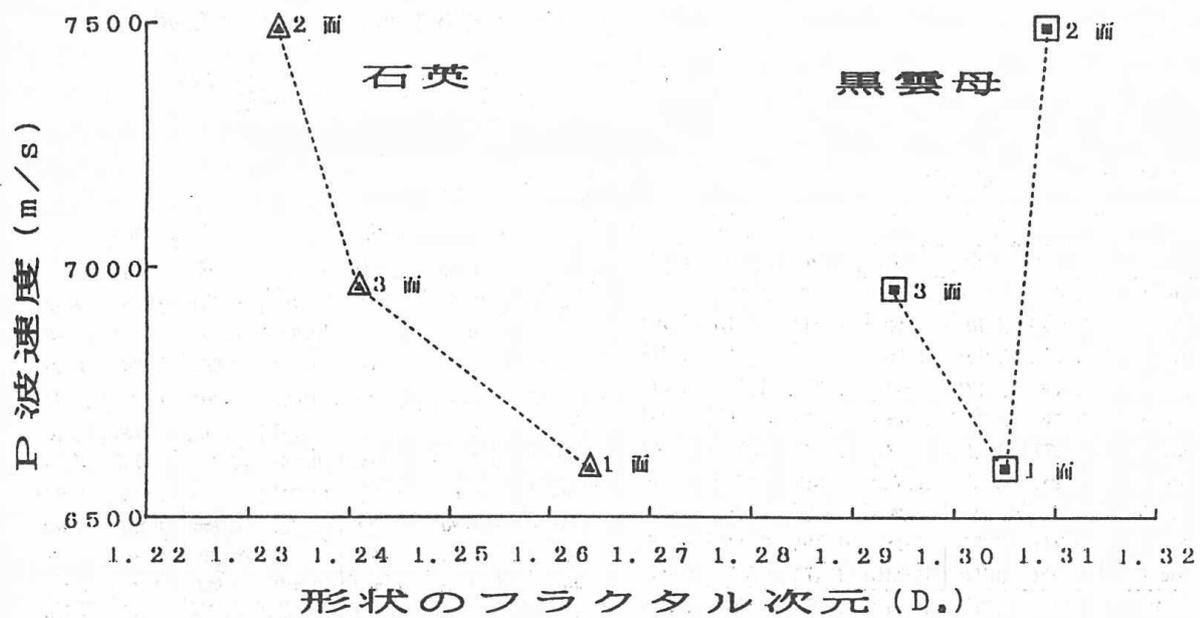


図5 P波速度の異方性とフラクタル次元 D_f の関係

が卓越する。したがって、黒雲母はより偏平であるため方向性をもった分布を示しやすいと考えられたが、用いた試料の範囲では石目による相違は小さく、したがって黒雲母はむしろ等方的な分布に近いと考えられる。これに対して石英はより異方的な分布をしていると考えられる。

4.3 弾性波 (V_p) 速度との関係

前述したように、石目は職人の花崗岩の割り易さに対する指標であり、これを基準として D_0 を求めてきたが、これがいわゆる異方性とどう対応しているかを調べるためP波速度を測定した。試験片は各面に平行に切り出しているから、ここでは1面の速度とは1面に直交した方向の速度である。100個の測定結果は1面(約6600m/sec)、2面(約7500m/sec)、3面(約7000m/sec)であった。したがって、石目は本試料においても従来いわれているように微視的内部構造の異方性を反映していることがわかる。

図5はこの V_p と D_0 との関係を示したものである。これによれば石英では両者には強い負の相関が認められるが、黒雲母ではあまり明瞭ではない。これらの結果から少なくとも石英の形状のフラクタル次元の面による相違は花崗岩の異方性を表す一つの指標となり得るようである。従来は、例えば弾性波速度の異方性とは、マイクロクラックが方向性をもつことで一般に説明されている。今回の場合は、1面(に垂直方向)の V_p が最も小さいが、これはこの面に平行な方向にクラック面が卓越し、弾性波を擾乱するためと解釈されよう。一方、 D_0 の観点からは石英の長軸方向と直交する方向に弾性波は最も遅くなっている。

花崗岩中のマイクロクラックについては、光学顕微鏡で観察可能な大きさから、電子顕微鏡サイズにわたって多くの研究報告があり、クラックは特に石英中に発達することが知られている。したがって、石英の長軸方向に沿ってマイクロクラックが発達していると考えると、1面の V_p が他の二つの面に較べて最も小さいということと合致するが、その詳細は現段階では明かではない。

火成岩中の鉱物粒の形状は、その結晶本来の形(自形)と温度と圧力によってきまる晶出順序に左右される。したがって、同じ石英や黒雲母であっても火成岩の種類や産出場所によってもその値の大小は異なることも考えられる。このような場合、同じ阿武隈花崗岩であっても形状のフラクタル次元が明瞭に異なる場合はその形成年代や過程が異なることも考えられる。

5. まとめ

以上をまとめると次のようである。

- 1) 花崗岩中の石英と黒雲母の形状はフラクタル的である。
- 2) 黒雲母の次元 D_0 は石英のそれより大きい。
- 3) 石目によってこれらの値は異なり、特に石英はその傾向が顕著である。
- 4) 石英の次元は弾性波の異方性と強い相関が認められる。

ここで注目した石目が直交異方弾性体の主軸と一致しているか否かは明かでない。したがって、得られた D_0 の値やP波速度もその主値であるか否かは今後の問題である。また、長石の形状の次元 D_0 やマイクロクラックの配向のフラクタル次元 D についても検討中である。

ここでは、火成岩を取り上げたがレキ岩や砂岩等の堆積岩の場合には構成レキや砂粒子の形状に、また、変成岩の鉱物粒にも適用可能であり、そのフラクタル性やその値の意義等も興味ある問題である。

参考文献

- 1) Mandelbrot, B.B. (1982): The fractal geometry of nature, Freeman, Sanfrancisco.
- 2) Lovejoy, S. (1982): Area-Perimeter Relation for Rain and Cloud Areas, Science, Vol.216,9, pp.185-186.
- 3) 田野久貴 (1992): 地質構造のフラクタルについて, 日本応用地質学会東北支部 第1回研究発表会講演論文集, pp.1-6.
- 4) 田野久貴, 前田直也, 林 健一朗: 宮城県の地質分布のフラクタル次元について, 日本応用地質学会東北支部 第2回研究発表会講演論文集, pp.23-29.
- 5) Tano, H & M. Satake (1993): Fractal analysis of crack distribution, Proc. of the second Asian-Pacific conference on Computational Mechanics, Sydney Australia, eds. S. Valliappan, A.A. Pulmano and F. Tin-Loi, pp.689-694.
- 6) Tano, H. (1994): Comparison of Two Kinds of Fractal in Fracture Phenomena, Forma special issue (in press).

ボーリングコア観察における岩級区分から岩盤評価へのアプローチに関する試案について

東北電力(株) 土木部 ○鳥越 祐司
(株)ダイコンサルタント 仙台支店 江藤 淳宏

1. はじめに

一般に岩盤分類を行なう際のデータには、法面・基礎底盤・試掘坑壁などの直接の岩盤から読み取る岩級区分と、ボーリングコアから読み取る岩級区分があり、両者のデータを結合させることによって総合的に岩盤の評価を行なっている。前者は、空間的に広がりを持った岩盤としての岩級を直接評価できるのに対し、後者はいわば“鉛直方向の線のデータ”であるため、特に一様な性質の岩盤である場合を除いて、水平方向にも広がりを持つ空間としての岩盤の直接的な評価とは必ずしも一致しないことがある。

また、堆積岩互層などの成層構造を示す岩盤においては、微視的には岩級も細かく互層状となることも多いため、鉛直方向についての岩盤としての評価も難しくなる。

本発表では、こうしたボーリングコアで観察される互層状の細かい岩級区分のデータから、岩盤評価へ(いわゆる“岩盤分類”)のアプローチの手法に関する試行を紹介する。

2. 基本的考え方

(1)岩盤分類法

今回対象とした硬質岩盤の岩盤分類については、橋本、三和(1992)、橋本(1992)などで述べられている。岩盤分類の基本的な考え方は、岩種と、分類要素(風化度、割れ目の頻度)の組合せによる岩級区分(B級~D級の5段階)を基本とし、ボーリングコア及び試掘坑についてそれぞれ岩級区分をした後、分布状況を考慮しながら、

- a. -50mまでは3m程度
- b. -50m~-100mは5m程度
- c. -100m以深は10m程度

を基準長さとして岩盤分類(岩盤としての評価)を行なうというものである(図-1)。

この様に、岩級区分から岩盤分類を行なう際、ボーリングコアで区分された岩級のうち、基準長さに達しているものについては空間的な広がりを考慮しつつ岩盤として評価されるが、基準長さに満たないものについては上下の岩級分布との関係や隣接孔のボーリングデータ等を考慮し、大勢としてどの岩級に属するものかを決定する。今回は、これら基準長さに満たない岩級を岩盤として評価する指標として、特に上下の岩級分布との関係を対象として検討を行なった。手法としては、フーリエ解析とメンバシップ関数化の2つを取り挙げてみた。

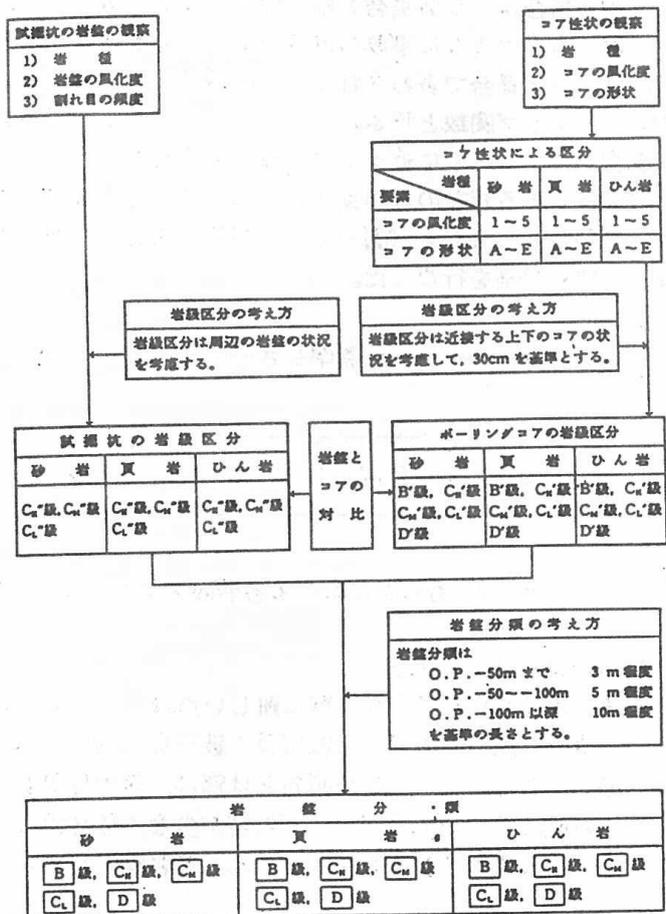


図-1 岩盤分類の考え方フロー

(2)フーリエ解析の適用による岩盤評価法

まず各深度ごとに岩級に値を与え、深度-岩級値をプロットする(図-2)。このプロット(岩級の変化)を全体として多数の周波数の波の重なりあった波形としてとらえ、フーリエ変換を行なうことにより、短波長成分がノイズとして除去され、細かい岩級の変化が除去された岩盤としての評価ができる。

除去する波長としては、基準長さ以上の波長が残される(波形の凹凸が基準長さ以上になる)様に、

- a. -50mまでは半波長3m未満
- b. -50m~-100mは半波長5m未満
- c. -100m以深は半波長10m未満

とした(図-3)。

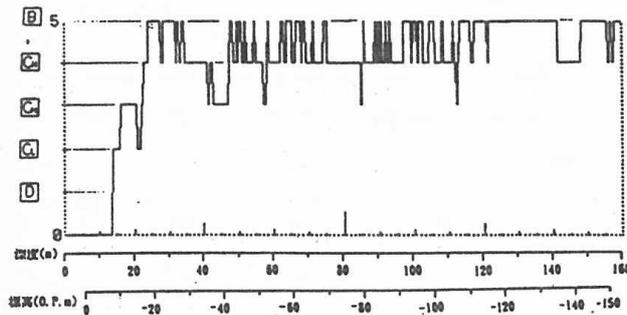


図-2 深度-岩級値のプロット

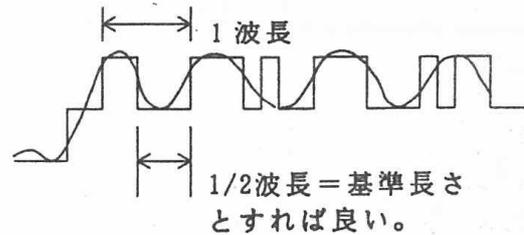


図-3 波長の決定

(3)メンバシップ関数化の適用による岩盤評価法

一般の集合は、全体集合X中の要素xがある事象Aに属するか属さないかが明確であるが、例えば“大きい数”などのように事象の意味があいまいな場合には、要素の集合への帰属が主観的かつあいまいとなり、ファジィ集合で表わされる。この場合、xがファジィ集合Aに属している度合を0~1で表わす関数をメンバシップ関数と呼ぶ。すなわちメンバシップ関数 $X_A(x)$ の値が1に近づくほど、xがAに属する度合が大きく、0に近づくほど属する度合が小さいことになる。

今回は、ある岩級の基準長さに占める割合を、基準長さの岩盤がその岩級に属する度合を表わすメンバシップ関数として捉え(図-4)、深度に対して移動平均法により各岩級のメンバシップ関数を求め、岩盤としての評価を行なった。

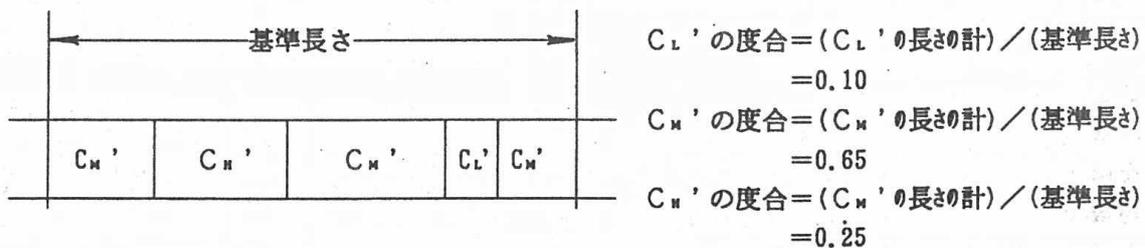


図-4 ある点における各岩級のメンバシップ関数値の求め方

3. 解析結果に対する考察

実際に岩盤の評価を行なう際に難しい点は、主に以下の2点である。

- ・ 深度の浅い所では、一般にD'級→C_L'級→C_M'級→C_H'級(→B級)と岩級が上昇していく傾向にある中で、全体の傾向とは別に、割れ目が多い所や破碎部、貫入岩近傍その他の原因で部分的に岩級の低下を示す箇所、割れ目が少なく部分的に岩級の上昇を示す箇所、またこれらの現象が連続・交互に現れる箇所もあり、これらを岩盤としてどう評価するか。

・ 深度の深い所では、基本的にはC_n'級とB'級の繰り返しであり、どこまでをC_n'級とし、どこからをB'級とするか。

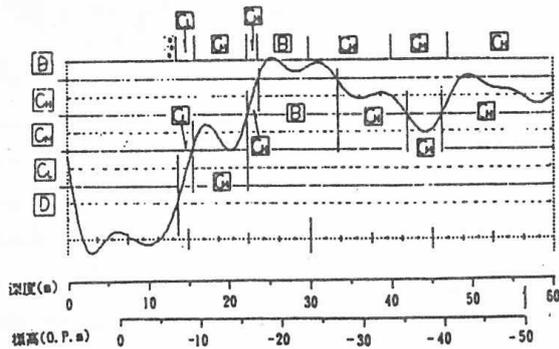
特にこれらの問題に対して、2つの解析結果がどのように対応するか考察する。

(1)フーリエ解析結果

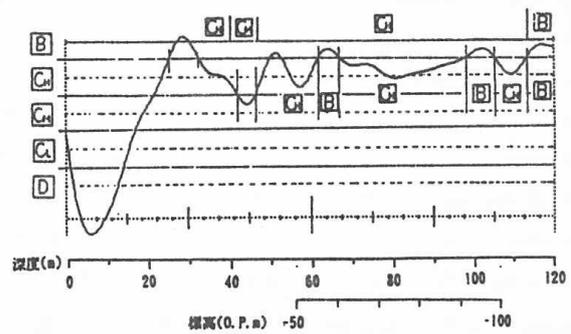
フーリエ解析結果の一例を図-5に示す。

フーリエ解析結果を見てみると、まず全体の岩級の変化の傾向を良く表わしている。また、人間の判断によって行なわれた岩盤分類とも比較的良く一致した傾向を示している。更に細かい部分については、基準長さ程度の厚さの岩級の低下・上昇についても全体の岩級の変化の傾向の中で適当でないものは除去されている。特にこの結果は深部で著しく見られる。

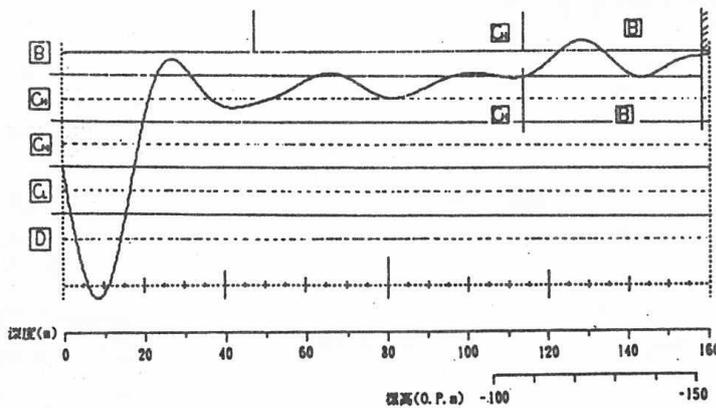
ただし、岩級の変化を波形として処理していることから、各岩級の境界位置は大略で合っているものの、一般的には多少ずれる場合が多い。



(1)深度-50mまで (1/2波長: 3m)



(2)深度-50m~-100m (1/2波長: 5m)



(3)深度-100m以深 (1/2波長: 10m)

図-5 フーリエ解析結果の例

(2)メンバシップ関数化による結果

メンバシップ関数化による結果の一例を図-6に示す。

メンバシップ関数の値が0.5以上の岩級か、あるいは最大値をとる岩級を見ると、全体の岩級の変化の傾向を良く表わしており、人間の判断によって行なわれた岩盤分類とも比較的良く一致している。また、上述のフーリエ解析結果とも概ね良く一致している。

細かい部分については、柱状図での基準長さ以下の岩級の互層状部についても、比較的良く大勢の岩級を捉えており、岩盤の評価としてはほぼ適切なようである。

ただし、解析結果自体には長さのフィルタリングがかかっていないため、基準長さ以下の厚さのピークが随所に見られる。

また当然のことではあるが、値が 1.0 に近いほど岩級の判断が明確になるが、0.5 に近づくにつれて岩級の選択が微妙となる箇所が見られる。

しかしこれら 2 点の問題点については、フーリエ解析と異なり各岩級とも値を持っているので、その岩級固有の連続性や他岩級との相対的な関係によりどの岩級を評価すれば良いかがわかりやすいと思われる。境界については概ね実状と合っているものの、やはり微妙にずれる場合がある。

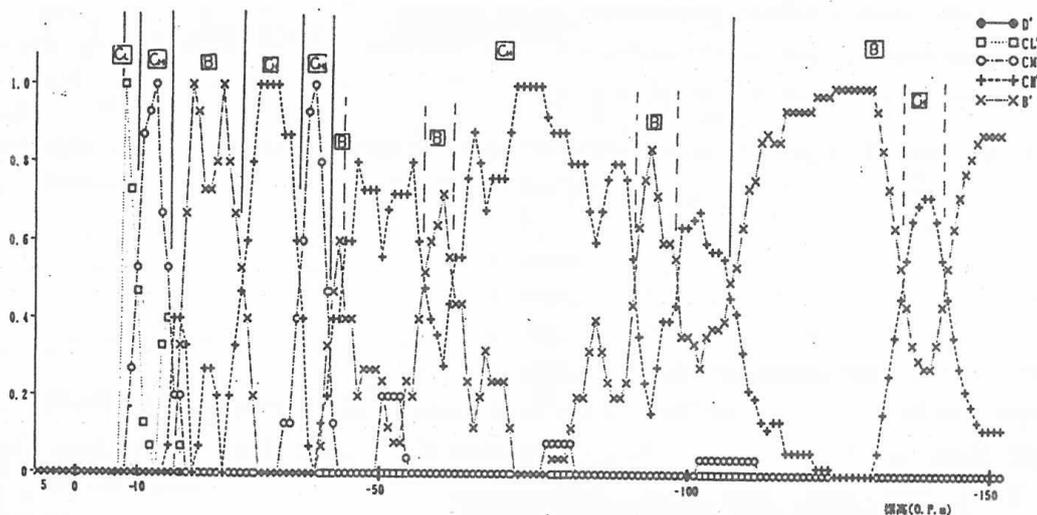


図-6 メンバシップ関数による岩盤評価の例

5. おわりに

ボーリングコア観察結果による岩級区分から岩盤の評価を行なう手法として、フーリエ解析とメンバシップ関数化の 2 つを取り上げて試行してみた。

両者ともに、境界のずれや除去しきれない岩級の存在などといった問題点もあり、これらによって一義的に岩盤分類が決定される訳ではないが、全体の岩級の変化の傾向を比較的良く表わし、かつ細かい岩級の変化に対して適正な岩盤の評価を与えられると思われる。

実際には、これらの手法により機械的に決定された岩盤分類が直接断面図に反映される訳ではなく、更に水平方向への連続性や地質構造との調和性などの地質学的な要素が考慮された上で最終的な岩盤の評価がなされるべきである。

今回取り上げた 2 つの手法は、従来ある程度は主観的にならざるをえなかった、岩級区分からの岩盤の評価の作業に 1 つの客観性を与えるものとして有効であると思われるので、今後改良を加えていきたいと考える。

— 参考文献 —

- 橋本 修一, 三和 公(1992): 成層構造の発達する硬質岩盤での岩盤分類, 日本応用地質学会東北支部第 1 回研究発表会講演論文集, pp. 45-48.
- 橋本 修一(1992): 原子力発電所の岩盤分類例, 日本の岩盤分類 (応用地質特別号), pp. 41-46.
- 野上 道男, 杉浦 芳夫(1986): パソコンによる数理地理演習, 275P.
- 古田 均, 小尻 利治, 宮本 文穂, 秋山 孝正, 大野 研, 背野 康英(1992): ファジィ理論の土木工学への応用, 260P.

南部阿武隈山地花崗岩の地下水開発の実例

農林水産省東海農政局 長江亮二
○株式会社テクノ長谷 早坂 功

1. はじめに

一般に、花崗岩などの硬質岩は、岩石が難透水性であるため岩体中を流動する地下水は裂っかや断層破砕帯などの断層を流路にしていると考えられている。阿武隈山地のように大部分が花崗岩からなる山間部において農業用地下水を開発する場合、多量の安定した地下水が必要であり、断層中の地下水利用が望まれている。しかし、断層と透水性の関係については十分に知られていないので、地下水開発を困難にしている。

筆者等は、これまでに南部阿武隈山地の花崗岩分布域において、地下水とくに深部循環水の流動機構を解明するために、断層系の性質や方向性を調査し、透水性との関連について検討した¹⁾。その結果、断層は透水性の可能性の高い断層と不透水性の可能性の高い断層とに系列区分(6系列9タイプ)され、これらの断層により、地下深部の地下水が地表に湧出していることも判明した。さらに、これらの結果を実証するために、最適な地点として南部阿武隈山地の福島県東白川郡矢祭町の川岐付近(図-1)を選定して、集水井方式(図-2)による集水水平ボーリングを実施したところ、推定した透水性断層から深部循環水の特徴を示す地下水が多量に湧出し、断層系と地下水との関連性を実証することが出来た²⁾。引き続き実施した測水・水文調査、個別揚水試験および長期揚水試験結果を加えて、当地域の断層の透水性について報告する。

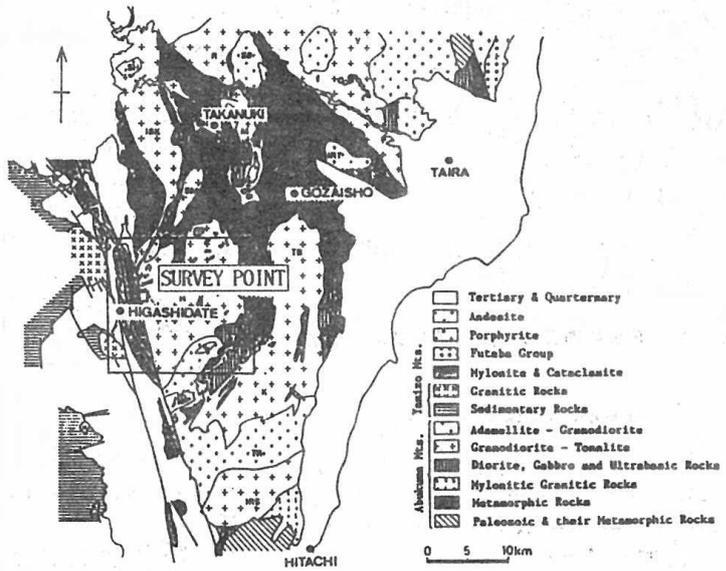


図-1 南部阿武隈山地および調査地域の地質概略図 SH: 塩沢岩体, R: 輪田岩体, SB: 芝山岩体, ISK: 石川岩体, SM: 駿川岩体, M: 宮本岩体, IRT: 入道野岩体, H: 塩岩体, TB: 田人岩体, K: 上野田岩体, TR: 鳥巻岩体, IRS: 入四間岩体。平西方に広く分布する安成岩類は御所所・竹貫安成岩と呼ばれる。

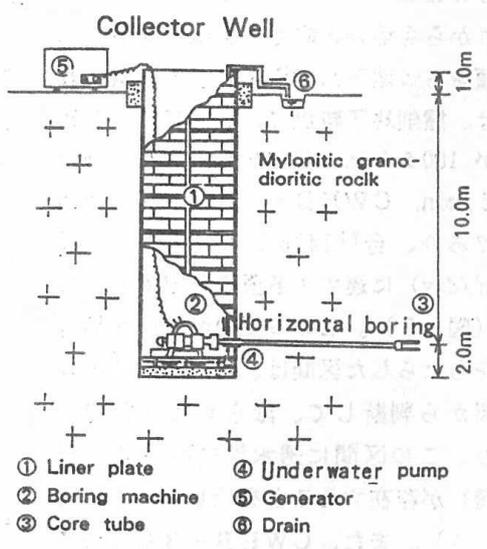


図-2 集水水平ボーリング施工概念図

2. 調査地点の概要と調査方法

調査地点は、標高約 500mで湯川支川上流コブ川山間部の開析された沢底に位置する。当地点は棚倉東縁断層と湯岐断層¹⁾との中間地点であり、地質は塊花崗岩体のマイロナイト質花崗閃緑岩(図-1)から構成され、アブライト脈も分布する。接峰面図¹⁾では地形的に低所として位置づけられ、水質的には広域的流動系地下水²⁾に属する湧水が分布している地点でもある。断層系はフォトリニアメントの卓越方向としてとらえられ¹⁾、透水性断層の可能性の大きいENE-WSW系のC2断層と、不透水性断層の可能性の大きいNW-SE系のA1断層とが交差する地域である²⁾。当地域にみられる湧水は、深部の地下水が透水性断層で

あるC2断層を通じて地域内に流入し、不透水性断層であるA1断層で遮断されて地表に湧出しているものと考えられる。

調査は、推定されるA1、C2断層について、地質状況(断層状況)と地下水状況(透水性、不透水性)を把握する事を目的として、コブ川左岸に設置した直径3.5m長さ13m(地上1m、地下12m)のライナープレート製集水井内部から油圧式ボーリングマシンを用いて行った(図-2)。ボーリングは、地表下10mからほぼ水平に掘削したもので、掘削口径を66mmとし、ストレナー加工を施した口径50mmの鋼管を掘削全区間に挿入した。また、水位測定および個別揚水試験を実施するために、ボーリング孔口より地表まで塩ビ管(VP100)を立ち上げた。集水水平ボーリング孔は、A1断層を対象としたCWHB-1孔($l=125m$)、C2断層を対象としたCWHB-2($l=160m$)、CWHB-3孔($l=90m$)と、断層の無い地域を対象としたCWHB-4孔($l=50m$)の計4孔延べ425mである(図-3)。

3. 集水水平ボーリングによる断層と地下水解析

ボーリングコアの断層面を解析した結果、高角傾斜を示すものが多く、卓越する主な断層はNW-SE走向西傾斜のA1断層(CWHB-1)、ENE-WSW走向南傾斜のC2断層(CWHB-2, 3)であり、フォトリニアメント卓越方向と一致することが確認された。また、断層密度の大きいところは、アプライト脈および断層部であり、このうち、最も断層の発達しているのはC2断層であった(図-4)。

集水水平ボーリングの掘削時における湧水量測定の結果、CWHB-1、CWHB-2、CWHB-3孔のいずれからも地表と同じか2m程度高い水頭をもつ地下水が湧出し、その湧出量は、掘削終了時点で、CWHB-1孔が180 l/min 、CWHB-2孔が550 l/min 、CWHB-3孔が766 l/min であり、合計1496 l/min (約2,000 m^3/day)に達する多量の湧出であった(図-5)。この多量の湧水の大部分をもたらしした区間は、掘削中の測定結果から判断して、限られた区間であり、この区間に透水性断層(C2断層)が存在することを示している(図-4)。また、CWHB-3孔での多量の湧水に伴って、CWHB-1、2孔の両孔で湧水量が減少し、地表湧水も停止することは、これらの湧水が干渉し合っていることを示す(図-5)。

CWHB-4孔は断層はあるものの、湧水量が少なく、透水性断層がCWHB-4孔に分布していないことを示している。

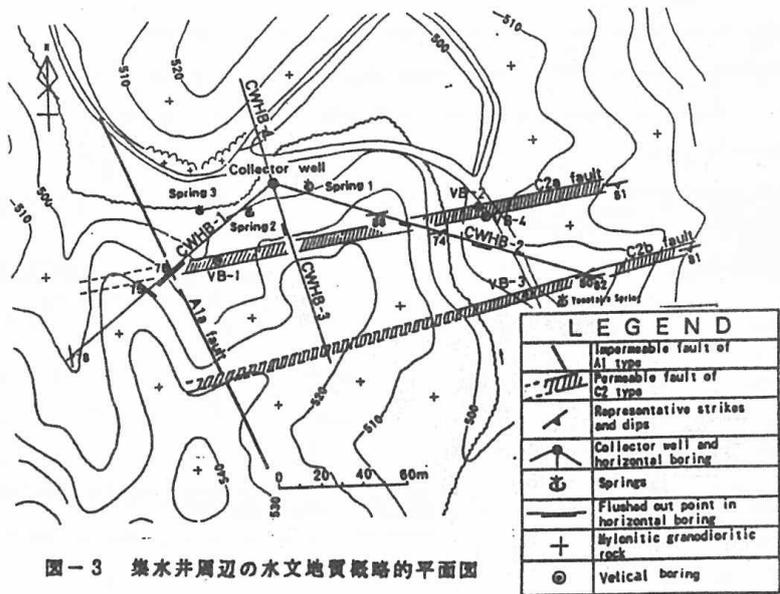


図-3 集水井周辺の水文地質概略的平面図

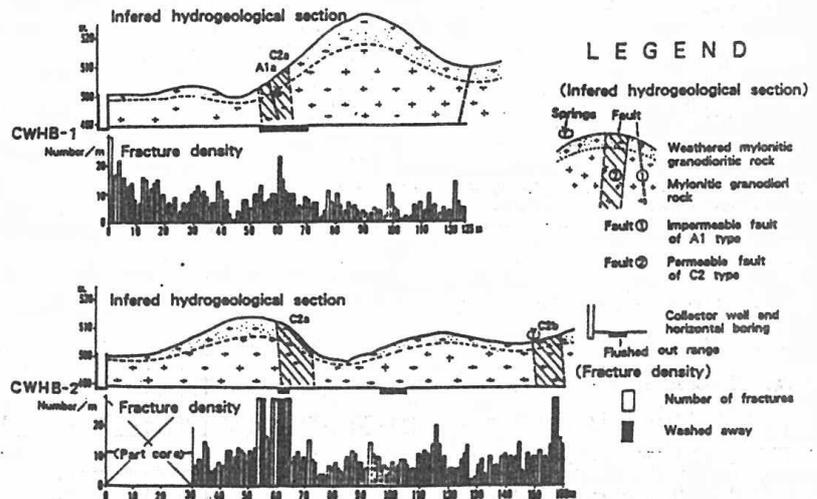


図-4 集水水平ボーリングコアの断層密度分布および推定水文地質断面図

CWHB-1~4孔全孔で連続1ヶ月の長期揚水を行ったところ、掘削終了時点ほどの量ではないが、ほぼ一定した多量の湧水量を保っており(図-6)、地下深部から地下水の供給がなされていることを示している。ほぼ一定になってからの湧水量は、CWHB-1が121ℓ/min, CWHB-2が284ℓ/min, CWHB-3が367ℓ/min, CWHB-4が8ℓ/min計780ℓ/min(集水井周辺を含むと851ℓ/min)の湧水量であった(表-1)。

水温・電気伝導度・pHについて検討すると、CWHB-2孔とCWHB-3孔はほぼ似通った値を示し、地表湧水とも大きな差はなく、水温が18℃以上で電気伝導度が100μs/cm前後、pHが約8.9を示す。

一方、CWHB-1孔は水温が15.8℃, 電気伝導度が約70μs/cmでpHが7.8であり、いずれも若干低くなっている。CWHB-4孔は他孔と異なって断層からの湧水はなく、水温が14.0℃, pH 6.0の低値を示す。

このように、同じ地域での地下水と云ってもCWHB-2, 3のように高温、高pHのものと、CWHB-4のように水温が低く、pHも小さいものとに区別される。前者は水量も豊富であり、後者は水量も乏しい(表-1)。水質についてトリリニア-ダイヤグラムで検討すると、花崗岩類の分布域では、降水の影響を直接受けるような局所的流動系である河川水、湧水、井戸水は大部分が中間型に入り、降水の影響を直接受けないような広域的流動系である温泉・鉱泉は炭酸ナトリウム型に属している。CWHB-1~3孔の湧水は、いずれも似通った性質を示し、Na⁺やHCO₃⁻で特徴づけられ、炭酸ナトリウム型に属するものが多く、広域的流動系に近い性質を示している。水温が高くpHが高いこともこの地下水が、広域的流動系に近い水質をもっていることを裏付けている。

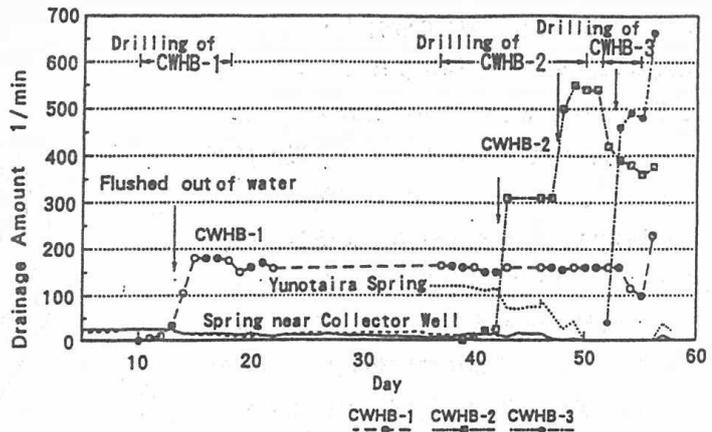


図-5 集水水平ボーリングの掘削日数(深度)と地下水湧出量の関係

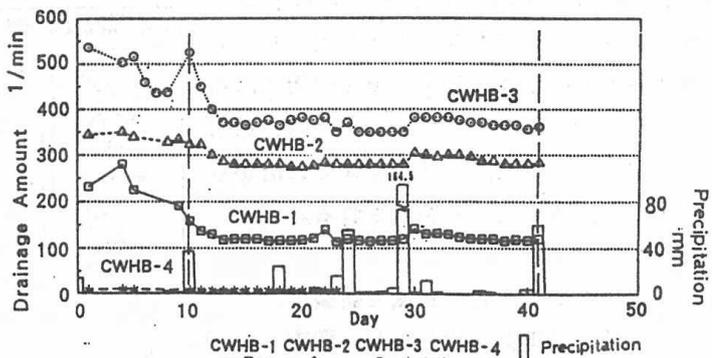


図-6 集水水平ボーリングの湧水量経日変化(長期揚水試験)

表-1 湧水・水文調査結果総括表

	孔口標高 (D. L. m)	掘削深 (L) (m)	地下水位 (W. L.) (D. L. m)	湧出量(Q) (ℓ/min)		水温 (T) (℃)	電気伝導度 (E c) (μS/cm)	pH	Rn (pci/ℓ)	主要溶存イオン 濃度 (meq/ℓ)		関与する 断層	
				単独湧出	同時湧出					Na ⁺	HCO ₃ ⁻		
集水井	10.07	12.0	9.95	10.2	(76)	(12.1)	(88)	-	-	-	-	-	
集水水平 ボーリング	CWHB-1	0.00	125.0	8.82	180 239	121	15.8	72	7.8	372	0.83	0.66	A ₁ , C ₂ a
	CWHB-2	0.00	160.0	12.61	550 344	284	18.5	91	8.7	278	0.96	0.81	C ₂ a, C ₂ b
	CWHB-3	0.00	90.0	12.95	766 536	367	18.1	114	8.8	363	1.00	0.81	C ₂ a, C ₂ b
	CWHB-4	0.00	50.0	9.33	10 9	8	14.0	64	6.0	416	0.48	0.46	なし
調査ボー リング	VB-1	18.62	20.15	12.26	-	-	15.7	69	6.5	-	-	-	C ₂ a
	VB-2	15.11	15.15	12.57	-	-	18.3	106	9.9	-	-	-	C ₂ a
	VB-3	15.45	15.15	14.32	-	-	19.1	121	10.0	-	-	-	C ₂ b
	VB-4	15.22	15.15	13.06	-	-	18.5	104	10.0	-	-	-	C ₂ a
地表湧水	YT	15.87	-	15.87	85	-	19.1	92	8.8	189	1.04	0.80	C ₂ b
	SP-1	10.72	-	10.72	6	-	17.8	89	9.1	292	0.96	0.76	(C ₂ a)
	SP-2	10.57	-	10.57	20	-	18.0	89	8.8	148	1.00	0.75	(C ₂ a)
	SP-3	7.80	-	7.80	32	-	17.3	96	9.0	271	1.04	0.71	(C ₂ a)
コブ川	上流11.59 下流7.60	-	-	-	-	-	17.0	79	6.5	2	0.20	0.23	-
備 考	* 孔口基準	-	3年8~11月 湧出量0の時	集水井:平成2年12月, 集水水平ボーリング・コブ川:平成3年9月 調査ボーリング・地表湧水:平成3年8月, 掘:掘孔, 保:保孔管挿入		平成3年8月26日		-	-	-	-	-	

次に、水理状況について検討する。

個別揚水試験の段階揚水試験において、水位降下量と揚水量との関係は対数グラフ上でほぼ45°の急勾配の直線で示され、限界揚水量と思われる折点はみられない(図-8)。

個別揚水試験、湧水圧試験、現場透水試験結果から、透水性断層を帯水層として仮定して、C2断層の透水量係数と透水係数を算出した(表-2)。試験法や試験孔によって数値は大きく変化するが、個別揚水試験で帯水層幅を断層幅とした場合での透水係数は $k = 1 \times 10^{-3} \sim 7 \times 10^{-1} \text{ cm/sec}$ の大きな値を示し、透水性が極めて大きいことを表わしている。断層の分布しない集水井単独の透水係数が $k = 5 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$ であることから、透水性断層の透水性は断層のない岩体の10倍から10,000倍も大きいものと判断される。

4. おわりに

硬質岩である花崗岩分布域で断裂中の地下水開発の実例を示したが、調査手段として用いた空中写真判読、地表露頭観察、電気探査、水質分析等は断裂系地下水調査には必要不可欠なものであると判断される。

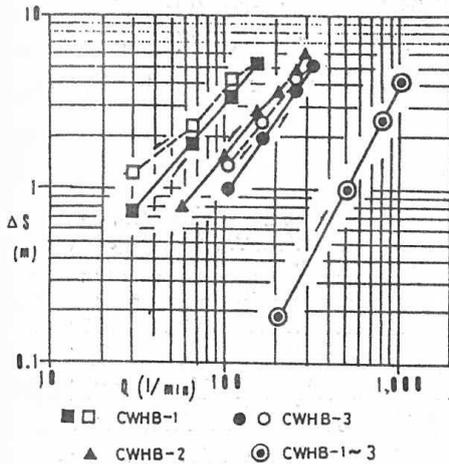


図-8 水位降下量 ΔS と揚水量 Q との関係 (段階揚水試験)

参考文献

- 1) 越谷信・長江亮二・大上和良・森田安彦 (1991) : 南部阿武隈山地花崗岩体中の断裂系と地下水, 応用地質, vol. 32, No. 4, PP. 23~39.
- 2) 長江亮二・早坂功 (1993) : 南部阿武隈山地花崗岩体中の断裂系と地下水 (その2), 応用地質, vol. 34, No. 2, PP. 27~36.

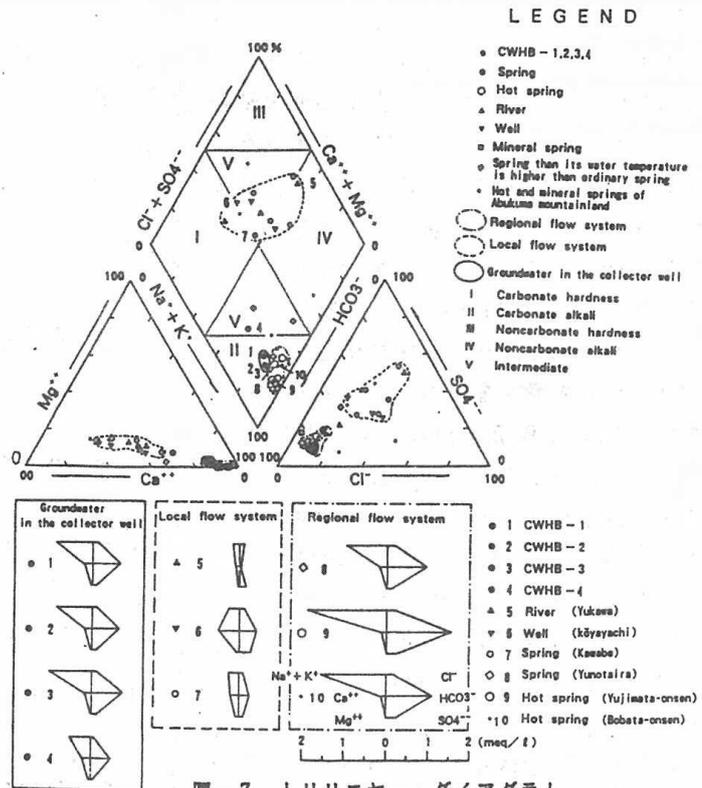


図-7 トリリニヤー・ダイアグラム

表-2 C2a, C2b断層の透水量係数Tと透水係数k

注 k①:m=断層幅 k②:m=開口部断層幅

試験法および試験孔名	T (cm ² /sec)			k (cm/sec)		備 考	
	C2a断層	C2b断層	C2a+C2b断層	k ①	k ②		
個別揚水試験	CWB-1 (連続・回復・揚水孔)	4.4×10 ⁴	-	-	4.0×10 ⁻³	2.0×10 ⁻¹	C2a断層 (西)
	" (連続 VB-1)	2.3×10 ⁴	-	-	2.1×10 ⁻³	1.0×10 ⁰	
湧水圧試験	CWB-2 (段階・回復・揚水孔)	3.1×10 ⁴	6.0×10 ⁴	3.7×10 ⁴	2.1×10 ⁻³	9.5×10 ⁻¹	C2a断層 (東)
	" (段階 VB-2,4)	1.0×10 ⁴	2.0×10 ⁴	1.2×10 ⁴	6.7×10 ⁻¹	3.1×10 ¹	C2a断層 (東)
現場透水試験	CWB-3 (連続・回復・揚水孔)	1.3×10 ⁴	3.0×10 ⁴	1.6×10 ⁴	2.7×10 ⁻³	1.3×10 ⁰	C2a断層 (中央)
	" (連続 VB-1~4)	4.1×10 ⁴	8.0×10 ⁴	4.9×10 ⁴	8.2×10 ⁻³	4.1×10 ⁰	C2a断層 (中央)
湧水圧試験	CWB-1~4 (連続・回復・揚水孔)	3.8×10 ⁴	5.0×10 ⁴	4.3×10 ⁴	1.2×10 ⁻³	6.1×10 ⁻³	C2a断層
	" (連続 VB-1~4)	4.8×10 ⁴	6.0×10 ⁴	5.4×10 ⁴	1.5×10 ⁻³	7.7×10 ⁻¹	C2a断層
湧水圧試験	CWHB-1	3.5×10 ⁻¹	-	-	3.2×10 ⁻⁴	1.6×10 ⁻³	C2a断層 (西)
	CWHB-2	4.4×10 ⁻¹	9.0×10 ⁻²	5.3×10 ⁻¹	2.9×10 ⁻¹	1.4×10 ⁻³	C2a断層 (東) C2b断層 (東)
	CWHB-3 (ℓ=60m)	7.7×10 ⁻¹	-	-	1.5×10 ⁻³	7.7×10 ⁻³	C2a断層 (中央)
現場透水試験	VB-1	3.0×10 ⁻²	-	-	6.0×10 ⁻³	3.0×10 ⁻³	C2a断層 (西)
	VB-2,4	1.1×10 ⁰	-	-	2.1×10 ⁻³	1.1×10 ⁻¹	C2a断層 (東)
	VB-3	-	1.3×10 ⁰	-	2.6×10 ⁻³	1.3×10 ⁻¹	C2a断層 (東)

ディープウェルによる地下水汚濁対策工の効果

大成基礎設計(株)東北支社 ○津山輝男
同 吉野浩光

1、はじめに

一般国道13号線改築工事の一環として、湯沢市と十文字町の境を流れる皆瀬川に皆瀬川橋が掛けられる事となった。当地点の下流側約130m・皆瀬川左岸河川敷の深さ6m付近に、湯沢市水道供給源の1つである岩崎水源のφ600mm集水管が埋設されており、橋梁のピアや橋台下部工事に当って、当水源への汚濁や減水等の影響が懸念された。そこで事前に水源に寄与している水ミチの存在や地下水流量等を詳細に把握する為に地下水調査を行ない、その結果を基にディープウェルによる地下水汚濁対策工を提案実行してその有効性を確認したのでここに報告する。

2、事前地下水調査の方法と結果

平成3年9月から平成4年3月にかけて岩崎水源の埋設集水管に対する基礎工事の影響評価を目的として、工事地点と集水管を含む河川敷エリアにおいて総合的な地下水調査を実施した。既存の地質調査結果資料によれば河川敷の地層は砂礫層が主体であり、深度4~5m付近で上下2層に分けられる。また深度15m付近には比較的連続性の高い硬質粘性土層が分布している。昭和49年と昭和56年の地形図を比較すると、新岩崎橋の架設によって河道が移動している事が明白であった(図1-1,2)。



図1-1 昭和49年6月地形



図1-2 昭和55年6月地形

これらの資料から本区域の地盤構成や水ミチの分布には複雑な変化があると予想し、地下水調査は図-2に示すステップで実施した。

(1) 調査の方法

①地表面地温探査：河川敷を横断する方向に20mピッチで測線を設け地表から深度1m付近まで棒状のサーミスターを打ち込み、測線上における地温変化を測定して地下水等の平面的な分布状況を推定した。

②多点温度検層/地下水検層：多点温度検層はボーリング孔内に温水を注入し温水の温度低下状況を測定して地下水流動部を把握し、地下水検層は孔内に塩水を投入し電気比抵抗変化を計る事によって地下水流動を把握する方法である。ここではP2工事地点にボーリングで深度10mの測定孔を設け実施した。

③大口径砂礫サンプリング：P2工事地点において孔径250mmのボーリングを行ない、深度4~5m区間でコアチューブ内に採

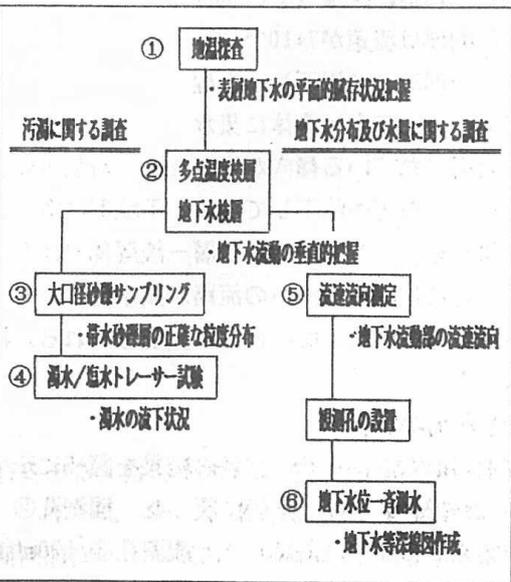


図-2、調査の流れ

取された試料を用いて砂礫層の粒度分析を行ない、できるだけ正確な粒度分布を知るように努めた。

④濁水/塩水トレーサー試験：P2工事地点に濁水/塩水の投入孔を設け、下流側の集水管方向に5, 10, 20 m間隔の濁度/比抵抗観測孔を設置して、投入孔から高濃度の塩泥混合水を投入し、下流側各観測孔の深度3.5, 5.5, 7.5mにおける濁度/比抵抗変化を約3日間に渡り測定した。この結果を基に工事時に発生する濁水の自然流下状況を推定し、水源集水管への汚濁の影響を推測した。

⑤流速流向測定：前述の調査で把握された地下水流動部において、蒸留水をトレーサーとする電位差方式の流速流向計LD-60型を用い流速流向を測定した。これによって河川敷内における浅層-深層地下水流動状況と集水管周辺の流入状況を把握した。

⑥地下水位一斉測定：流速流向測定点や濁水/塩水トレーサー試験孔は水位観測孔仕上げとし、地下水位を一斉測定した。この結果より河川敷全体の地下水等深線図を作成した。

(2) 地下水の分布と流動状況

地温探査結果では、調査結果総合図-4に示すように集水管右側の河川敷窪地、皆瀬川左岸護岸寄りに低温帯が検出された。P1、P2設置地点周辺にも小さな低温帯が存在する。これらは表層地下水の滞留ないし流路を表わしていると考えられる。多点温度検層/地下水検層結果では図-3に示すようにG.L.-2.5~4.5m、G.L.-6.5~8.5m区間にほぼ一致して急速に温度/比抵抗変化を示すゾーンが検出された。当調査地では深度4~5m付近で地層が新期砂礫層と古期砂礫層とに分けられるので、上位の変化ゾーンは新期砂礫層の地下水流動部、下位ゾーンは古期砂礫層の流動部を表わしていると考えられる。地下水流速流向測定結果では浅層 (G.L.-4m付近) 流動部は流速が $2 \times 10^{-2} \sim 1 \times 10^{-3}$ (一部 10^{-5}) cm/sと比較的速いが、方向は様々である。

大きな低温帯として検出された集水管北側面では管方向へ引かれてはいるが、速度は非常に遅くあまり流動していない。集水管前方では稼働中の測定でもあり急速に吸引されている。P-1、P-2地点では南東上流側へ向いている。深層 (G.L.-7m付近) 流動部は流速が $7 \times 10^{-4} \sim 2 \times 10^{-5}$ (一部 3×10^{-6} 以下) cm/s程度で遅いが、方向は全体に集水管へ吸引されている傾向が表れた。一斉測定による地下水等深線図を描くと、P2-P1線上に水位の尾根部があり、周辺へ流下している。下流側は集水管方向へ徐々に下がり周辺で急激に低下する (総合図-4)。

結果を総合して考えると表層-浅層部ではP2-P1付近を結んだ線上と左岸護岸沿いに地下水供給源があり、特に左岸護岸沿いの流路が集水管に大きく寄与している。集水管北側面の低温帯はあまり流動がなく、供給源となっていないように見受けられる。深層部では流速は遅いが全体的に集水管へ集水していると考えられる。

結果を総合して考えると表層-浅層部ではP2-P1付近を結んだ線上と左岸護岸沿いに地下水供給源があり、特に左岸護岸沿いの流路が集水管に大きく寄与している。集水管北側面の低温帯はあまり流動がなく、供給源となっていないように見受けられる。深層部では流速は遅いが全体的に集水管へ集水していると考えられる。

(3) 汚濁の影響

濁水/塩水トレーサー試験の結果を図-5に示す。観測孔① (5m地点) では初期の濁度が大きく乱れがあるが1800分程経過して通常値に戻った。観測孔② (10m地点) では濁度値はさほど大きくはない波動的で2500分程経過して通常値に戻った。観測孔③ (20m地点) では2900分である。この結果より清水化係数T [清水化までの時間 (分) / 測定点距離 (cm)] なるものを定義し、Tを計算するとそれぞれ①T=3.6 ②T=2.5 ③T=1.45であり、縦軸に距離、横軸にTを取って片対数グラフにプロットすると、図-6のようになる。各点を

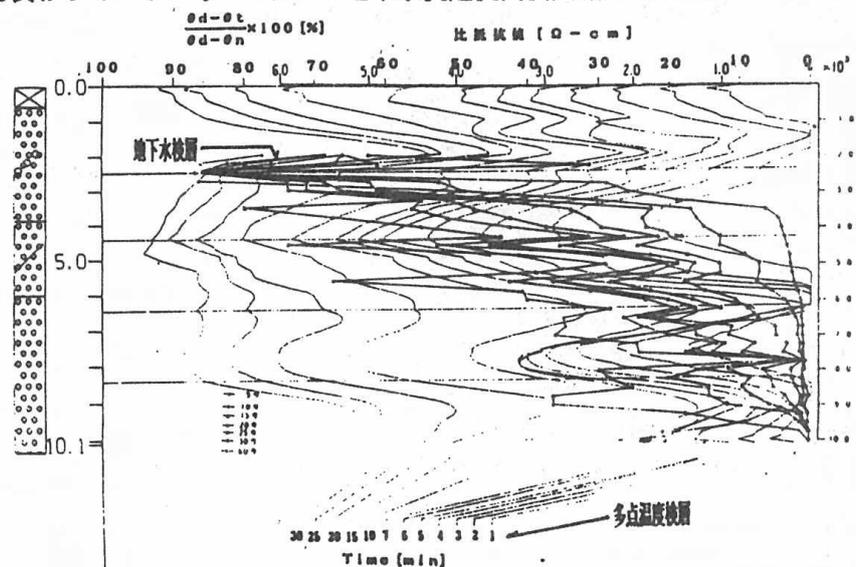


図-3、多点温度/地下水検層結果

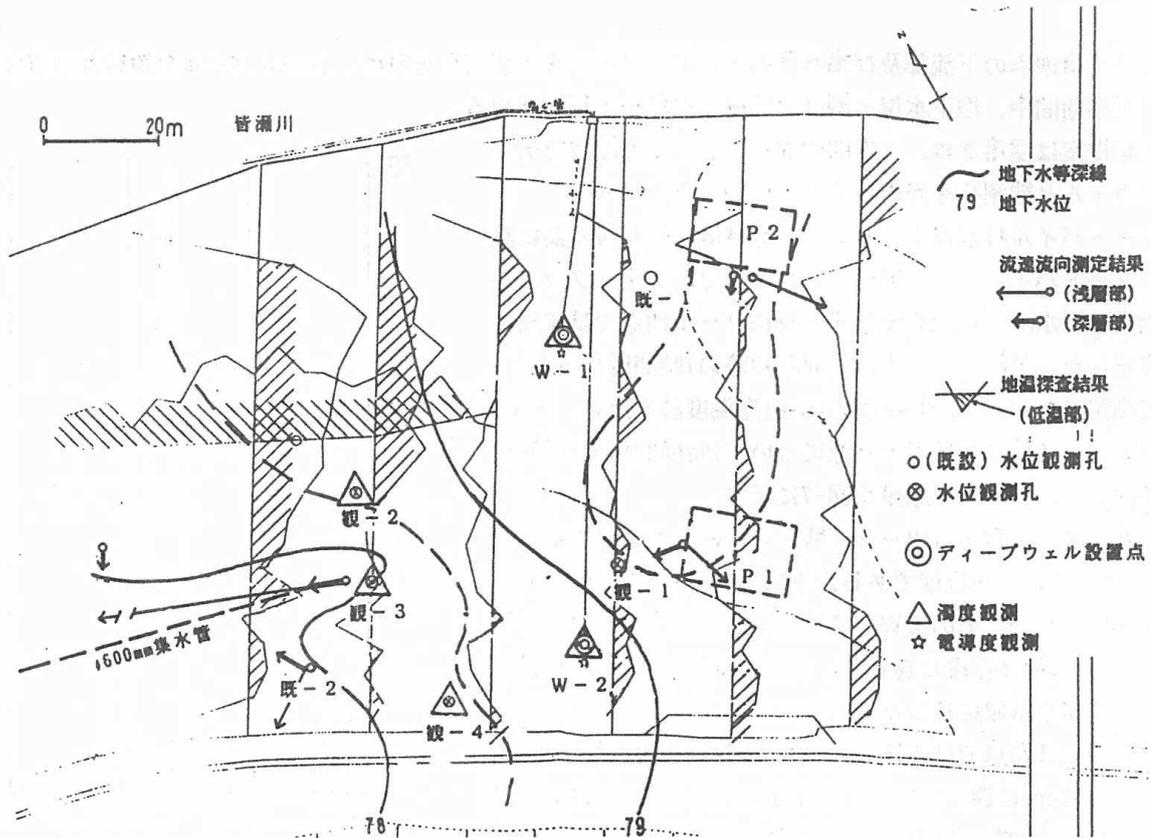


図-4、調査結果総合図-ディープウェル/観測孔配置図

結ぶと明瞭な直線関係を示し、縦軸との交点が自然流下による汚濁影響範囲である。これより当地では汚濁水の影響範囲は自然流下の場合、下流側ほぼ50m程度と推定される。但し高圧水注入等の人為的条件の場合は長期に渡り地下水位が上昇し動水勾配が変化する為、影響はさらに広範囲に及ぶと考えられる。

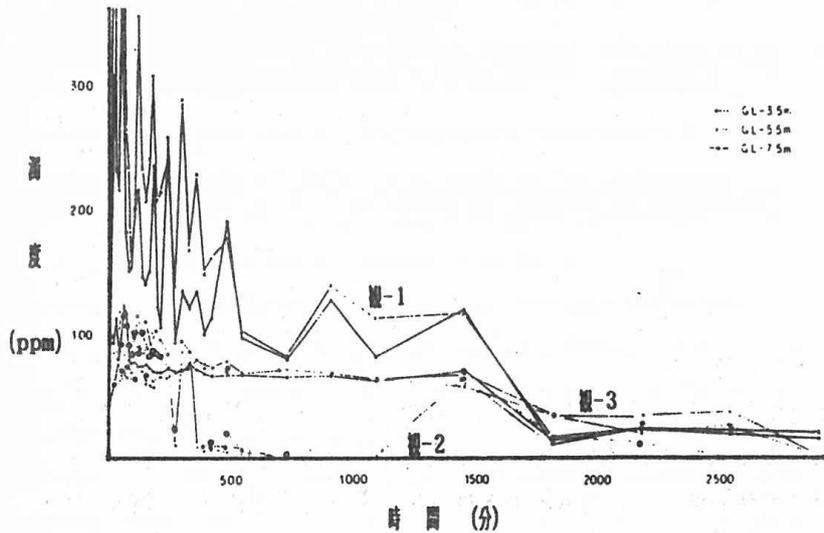


図-5、濁水/塩水トレーサー試験結果

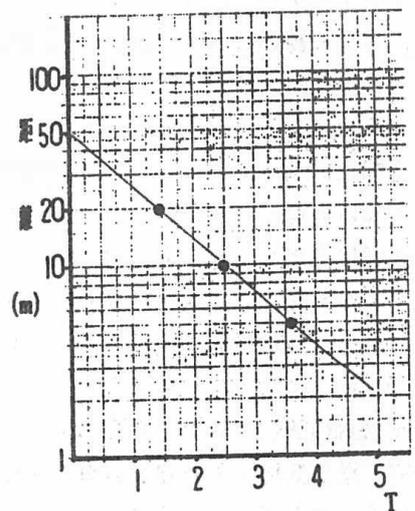


図-6、T-距離関係図

3、地下水汚濁対策工の提案とその効果

以上の調査結果から、橋脚設置点では将来的に水源への水ミチを遮断する恐れは少ないが、設置工事によって供給量の減少や汚濁の影響が少なからず生じると判断したので、次の対策工を提案した。

- 1) 橋脚工事は当河川敷内では一脚づつ行ない、地下水湧水量を減少させる為シートパイルを深度15m付近の不透水粘土層まで打設して囲み、遮水する。
- 2) 橋脚工事地点の近接した下流側に深さ13mのディープウェルを設け、シートパイル打込み時及び橋脚工事中、常時少量づつ揚水しながら濁水を集め、水源集水管の下流部へ排水する。

3) 工事地点の下流部及び集水管周辺に地下水位/濁度観測孔を設け、シートパイル打設時及び橋脚設置
 工事期間中、地下水位と濁度を観測しながら工事を進める。

上記提案は採用され、工事開始前に図-4に示す配置でディープウェルと観測孔を設置して工事に備えた。

シートパイル打設は玉石混じりの砂礫層を打ち抜く為に高圧ジェットパイロ工法で行なわれるので、ディープウェルの効果と濁水流下状況を確認する為にP-1地点で試験施工を実施した。試験打設は1日、9時~17時の7時間行なった。濁度測定はセントラル科学製のUC-61型濁度計を用い、ディープウェル・各観測孔地点・水源について1時間間隔で3日間連続観測した。その時の結果を図-7に示す。

事前に得た平常値はW-2、観-3、観-4地点では5~17ppm、水源では2ppm程度である。平成5年6月1日午前9時から打設を開始したが、その後W-2地点で急速に濁度が高まり午後4時には500ppm程度に達した。その後は徐々に下がり6月2日午前10時頃平常値に戻った。当ウェルでは10~20ℓ/分で揚水した。観-3地点では午後2時頃から上昇し始め午後5~7時頃最高値の32ppmに達している。平常値に戻ったのは6月2日午前0時頃である。観-4地点は午後7時頃から上昇し始め6月2日午前2時に50ppm程度の最高値に達した。平常値に戻ったのは6月2日午後である。水源では大きな濁度上昇は見られず最高値は6月2日午前0時頃の6ppm程度であった。

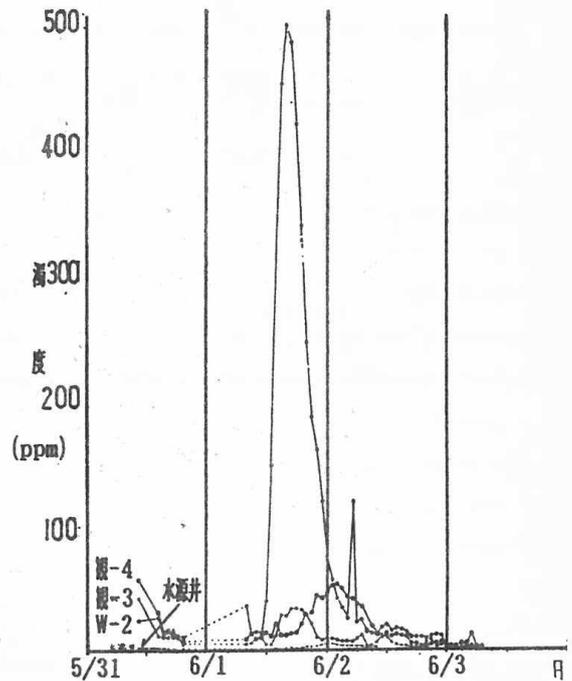


図-7、試験打設時の濁度変化

この結果より、W-2地点では高濃度の濁水を集水できる事、観測孔3地点を通過して濁水は集水管へ到達するが、汚濁の程度は微少に押さえられる事が確認された。水源への濁水到達を完全に防止する事は難しいがディープウェル揚水による汚濁対策法は相当に有効であると言える。

4、今後の課題と謝辞

その後工事中は連続的にディープウェルから100~200ℓ/分程度で揚水し、観測施工を続けた。鋼矢板打設時にはウェル付近の濁度は2000ppmに達し水源水に少量の濁りが発生したが緊急排水等で凌ぎ、現在ほぼ基礎工事は終了している。

本年は夏場の降水量にも恵まれて工事による濁水の影響はなかったが、このような工事と地下水環境保全の問題は今後もますます各地で生じると考えられる。当事例では1施工地点につき1本のディープウェルで対処したが、完全には濁水を吸入できず不測な水ミチ等を回って水源へ濁りが達した場合もあったものと見られる。ウェル本数を増やそうとしても濁水の影響が懸念されジレンマであった。今後はシミュレーション技術等と組み合わせた効果的なポイント設定が課題である。また普遍的な有効性の検証にも務めて行きたい。

本調査の解析と対策工を実施するに当って元大成基礎設計(株)取締役専務 小松田精吉氏には多大な御指導・助言を頂いた。建設省湯沢国道出張所高橋武美所長、武田直実氏他には対策工事、施工中の便宜を計って頂き、またデータの公表を許可して頂いた。湯沢市水道局の方々には観測・緊急排水体制の御負担を頂いた。秋田振興建設(株)佐藤隆氏他作業所員の方々にはディープウェルや観測孔設置、観測施工への御協力を頂いた。以上の皆様方にここに深く感謝の意を表します。

[参考文献]

- 1) 大成基礎設計(株) (1983) :昭和58年度建設技術評価、地下水流向・流速計の開発、建設評第83403号
- 2) 小松田精吉(1993) :流速・流向、地質と調査、1、p30-36
- 3) 竹内真雄(1983) :地すべり 地盤測定による地下水調査法、吉井書店
- 4) 大成基礎設計(株) (1992) :岩崎地区地下水調査報告書
- 5) 佐藤隆(1994) :皆瀬川下流工事に伴う岩崎水源地対策について、建設省研究発表会原稿

第3回日本応用地質学会東北支部研究会

テキスト

平成6年2月10日発行

編集 日本応用地質学会東北支部事務局

仙台市宮城野区萩野町3丁目21-2

応用地質(株)東北支社内
