

JNC TJ7440 2005-022

~~PNC ZJ4010 90-003(1)~~

限定資料

西南・中部日本内帯中・古生代流紋岩類の 深部地質環境データ

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1991年 8 月

住友金属鉱山株式会社

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松 4 番地49
核燃料サイクル開発機構
技術展開部 技術協力課
電話：029-282-1122（代表）
ファックス：029-282-7980
電子メール：jserv@jnc.go.jp

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

○核燃料サイクル開発機構
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)
2005

~~この資料は、動燃事業団の開発業務を進めるため、特に限られた関係者だけに開示するもので~~
~~す。ついては、複製、転載、引用等を行わないよう、また第三者への開示又は内容漏洩がないよ~~
~~う管理して下さい。また今回の開示目的以外のことには使用しないよう特に注意して下さい。~~

本資料についての問合せは下記に願います。

〒107 東京都港区赤坂 1-9-13

動力炉・核燃料開発事業団

技術協力部 技術管理室

西南・中部日本内帯中・古生代流紋岩類の 深部地質環境データ

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1991年8月

住友金属鉱山株式会社

1991年 8月

西南・中部日本内帯中・古生代流紋岩類の
深部地質環境データ

■■■■■*, ■■■■■*

要 旨

本資料は、既存の鉱床探査資料の中から、岐阜県大野郡白川村における深度481.0mの試験錐データを取りまとめたものである。

岩芯は主として濃飛流紋岩類の溶結凝灰岩からなり、二箇所では安山岩岩脈を挟在する。溶結凝灰岩の岩相は砂質なもの、火山礫質なものに区分され、さらに、深度とともに珪化変質が増大する。また、亀裂の発達が著しく、深部の新鮮な岩盤部でも礫状岩芯を示す部分が多い。これらは、89m, 102~103m, 106.5m, 135.6m, 149.5~149.9m, 163.5~186.5m, 232~237.5mに分布する断層破碎帯の影響によるものと考えられるが、広域的には珪化変質も含めて、深部に存在する花崗岩類の併入の影響と推定される。

物理検層及び岩芯物性試験の結果は、岩盤の性状と対応し、変質した溶結凝灰岩及び割れ目・破碎の多い部分では、密度、比抵抗、弾性波速度、圧縮強度が小さく、空隙率が大きい。

溶結凝灰岩の透水係数は、 $k = 7.53 \times 10^{-6} \sim 2.57 \times 10^{-8} \text{ cm/sec}$ で、深度285~312mで岩盤等級による推定値に較べて大きく、他の箇所では相対的に小さい値を示す。安山岩岩脈の透水係数は $5.65 \times 10^{-8} \text{ cm/sec}$ で岩盤等級による推定値に較べやや大きい値を示す。

調査結果を総合すると、深度125~165m付近の不良岩盤区間が明瞭で、そのほかの区間でも極めて割れ目に富んだ岩盤である事を示している。但し、透水係数を岩盤の一般値と比較すると、一部を除いてやや低めの値を示す箇所が多く、これら割れ目は原位置では潜在的なものである事をうかがわせる。これら亀裂面の主要方向はNW-SEで、他にENE-WSW, NE-SW, N-Sが存在するが、これらの大部分は既知の当地方最大水平圧縮力による共役的に発達した割れ目方位と調和的であるが、一部の亀裂形成(N-S系)が輝水鉛鋅々脈を形成した熱水溶液貫入による古い時期のものであると推察される。

本報告書は、住友金属鉱山(株)が動力炉・核燃料開発事業団との契約により実施した業務の成果である。

契約番号: 022A1058

事業団担当部課室: 環境技術開発推進本部 地層科学研究グループ(■■■■■)

* 住友金属鉱山株式会社 資源事業部

August, 1991

Data on the Deep Welded Tuffs of the Mesozoic and Palaeozoic Rhyolitic
Members in Inner Zone in Mid- to South Western Japan.

██████████*, ██████████*, ██████████**, ██████████**

Abstract

This report presents the data obtained from a 481.00 meters deep drill hole, located in Shirakawa-mura, Oono-gun, Gifu Prefecture. The drill core of this hole is made mainly of welded tuff of so-called Noohi Rhyolitic Rocks intruded by two low-angle andesite dikes. In general, these rocks consist of sandy and tuff breccia facies, which are altered by silicification with depth. Most of the rocks are fresh, however, many fractures are observed throughout the core. This intense fracturing may be caused by fault breccia situated at the depths of 89, 102~103, 106.5, 135.6, 149.5~149.9, 163.5~186.5, 232~237.5 meters affected by the intrusion of Granitic masses at greater depth.

Geophysical loggings and rock tests show that the rock parameter values coincide with rocks appearances. Resistivity, seismic velocity, density and compressibility are low and porosity is high in altered welded tuff and fractured zones. Tests carried out on Welded Tuff indicate a wide variety of permeability values (7.53×10^{-6} to less than 2.57×10^{-8} cm/sec). Between 285 and 312 meters tests indicate higher permeabilities compared with the permeability estimated by rock classification and at other depths permeabilities are lower than the estimated values. The permeability of Andesite in the core is 5.65×10^{-8} cm/sec being considerably higher than its rock classification.

From the results of the investigation, it is clear that most portions of the hole are highly fractured except for the andesite dike, and the most fractured zone is at the depth of 125 to 165 meters. However, at other depth permeabilities are lower than values estimated by rock classification, and it can be concluded that these fractures may exist in a tightly closed condition.

The main directions of fracturing are NW-SE, ENE-WSW, NE-SW and N-S. These are not coincident with the direction of maximum horizontal pressure in this region and it may suggest that parts of these fractures (N-S direction) were formed at the time of hydrothermal mineralization bearing molybdenite in old geological time.

Work performed by Sumitomo Metal Mining Co., Ltd. under contract to Power
Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation.

PNC Liaison : Isolation System Research Program,
Radioactive Waste Management Project
(██████████)

* : Sumitomo Metal Mining Co., Ltd., Mineral Resources Div.

** : Sumiko Consultants Co., Ltd., Exploration Div.

目 次

1. 資料調査の概要	1
1.1 件 名	1
1.2 目 的	1
1.3 資料調査位置及び岩種	1
1.4 資料調査期間	1
1.5 資料調査項目	1
1.6 担当者	1
2. 地形・地質	6
2.1 地形概要	6
2.2 地質概要	6
2.3 地質構造概要	13
2.4 濃飛流紋岩の岩盤特性	13
3. 岩芯調査データ	17
3.1 岩芯の地質	17
3.2 割れ目状況	20
3.2.1 割れ目の分布	20
3.2.2 割れ目パターン	20
3.2.3 割れ目の角度	20
3.2.4 条 線	20
3.2.5 R Q D	25
3.2.6 充填鉱物	25
3.3 岩質及び岩盤分類	26
3.4 変 質	26
3.5 岩石鉱物試験	26
3.5.1 顕微鏡観察及びX線回折分析	26
3.5.2 全岩分析	32
4. 物理検層データ	39
4.1 検層方法	39
4.2 検層結果	42
4.2.1 温度検層	43
4.2.2 電気検層	44

4.2.3	中性子検層	46
4.2.4	音波検層	47
4.2.5	密度検層	48
4.2.6	自然放射能検層	48
4.2.7	孔径検層	48
4.2.8	孔曲り検層	49
4.3	解析	49
4.3.1	電気検層解析	49
4.3.2	音波検層解析	52
4.3.3	中性子検層解析	53
4.3.4	物性値の比較	54
4.4	試験データとPLMTデータの対比検討	60
5.	岩芯物性試験データ	61
5.1	試験方法	61
5.2	試験結果	61
5.3	物理特性	62
5.4	力学特性	68
5.5	熱特性	76
6.	ボアホールテレビ観察データ	82
6.1	孔壁の概要	82
6.2	岩盤の不連続面の構造	82
7.	透水試験データ	91
7.1	現地試験の概要	91
7.2	試験結果	91
8.	総括	99
	参考文献	105

別冊資料

調査資料の内容と方法

- I. 試錐経緯
- II. 岩芯調査
- III. 岩芯物性試験
- IV. ボアホールテレビ観察
- V. 透水試験

試錐柱状図（縮尺 2 0 0 分の 1）

割れ目記載柱状図（縮尺 2 0 分の 1）

コア写真

顕微鏡観察記録

作業状況写真

室内試験状況写真

図表一覽

図 1.3.1	調査位置図	3 ~ 4
図 2.2.1	周辺地質図	7
図 2.2.2	概略地質図及び断面図	9 ~ 10
図 2.2.3	模式地質柱状図	11
図 2.2.4	地質平・断面図	15 ~ 16
図 3.1.1	深地平瀬 No. 1 孔 模式柱状図	18
図 3.2.1	岩芯観察・計測結果図	23 ~ 24
図 3.2.2	深度別割れ目分布	25
図 3.5.1	ハーカー図 (1) ~ (2)	36 ~ 37
図 3.5.2	MFA 図	38
図 3.5.3	$\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ 及び $\text{FeO}^* - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ 図	38
図 4.2.1	深地平瀬 No. 1 孔 方位測定結果図	50
図 4.3.1	岩盤状況と比抵抗値	52
図 4.3.2	音波速度から推定される動弾性係数と岩盤状況	53
図 4.3.3	間隙率と岩盤状況	55
図 4.3.4	音波速度／比抵抗	56
図 4.3.5	密度／比抵抗	56
図 4.3.6	間隙率／比抵抗	57
図 4.3.7	密度／音波検層	57
図 4.3.8	間隙率／音波速度	58
図 4.3.9	間隙率／密度	58
図 4.3.10	M - Nプロット図	59
図 4.4.1	試錐データと PLMT 法データの対比	60
図 5.3.1	有効間隙率と吸水率の関係	65
図 5.3.2	有効間隙率と見掛比重の関係	66
図 5.3.3	乾燥比重、吸水率と岩石組成の関係	66
図 5.3.4	縦波速度と有効間隙率の関係	67
図 5.3.5	横波速度と有効間隙率の関係	67
図 5.3.6	縦波速度と見掛比重の関係	68
図 5.4.1	一軸圧縮強度分布図	69
図 5.4.2	応力 - ヒズミ曲線図	70
図 5.4.3	圧縮強度と密度の関係	71
図 5.4.4	一軸圧縮強度と有効間隙率の関係	71
図 5.4.5	一軸圧縮強度と吸水率の関係	72

図 5.4.6	一軸圧縮強度と縦波速度の関係	72
図 5.4.7	一軸圧縮強度と静弾性係数の関係	74
図 5.4.8	圧裂引張強度と縦波速度の関係	75
図 5.4.9	溶結凝灰岩の静的・動的弾性係数の比較	75
図 5.5.1	岩石の熱伝導率と有効間隙率の関係	78
図 5.5.2	岩石の比熱と有効間隙率の関係	78
図 5.5.3	岩石の線膨張係数と有効間隙率の関係	79
図 5.5.4	岩石の熱伝導率と含水比の関係	79
図 5.5.5	岩石の比熱と含水比の関係	80
図 5.5.6	岩石の熱伝導率と単位体積重量の関係	80
図 5.5.7	岩石の比熱と単位体積重量の関係	81
図 5.5.8	岩石の線膨張係数と単位体積重量の関係	81
図 6.1.1	深度 - 亀裂頻度相関図	83
図 6.2.1	亀裂面ステレオネット図	85~86
図 6.2.2	亀裂面ステレオネット図 (深度別)	87~88
図 6.2.3	亀裂面ステレオネット図 (深度別)	89~90
図 7.2.1	間隙水圧分布及び透水係数と深度の関係	95~96
図 7.2.2	t-logHグラフの曲線のタイプ	97
図 8.1.1	各種データ対比図	103~104

添付図

第1-1図	深地平瀬No.1孔 総合柱状図 (深度 0~150m)
第1-2図	深地平瀬No.1孔 総合柱状図 (深度150~300m)
第1-3図	深地平瀬No.1孔 総合柱状図 (深度300~450m)
第1-4図	深地平瀬No.1孔 総合柱状図 (深度450~481m)

表 1.5.1	資料調査内容	5
表 3.2.1	深度別割れ目分布状況	21
表 3.5.1	顕微鏡観察結果一覧表	27
表 3.5.2	X線回折分析結果一覧表	28
表 3.5.3	水簸試料のX線回折結果一覧表	29
表 3.5.4	全岩分析結果一覧表	34
表 3.5.5	環日本海アルカリ岩石区火山岩平均化学組成	35
表 4.1.1	物理検層使用機器一覧表	40
表 4.1.2	物理検層作業工程表	41

表 4.2.1	地温・地温勾配と岩盤	43	1. 資
表 4.2.2	地層比抵抗解析結果	45	
表 4.2.3	孔曲り検層結果表	49	1.1
表 4.3.1	電気検層解析結果	51	
表 4.3.2	音波検層解析結果	53	
表 4.3.3	中性子検層解析結果	54	1.2
表 4.3.4	物理検層解析結果	55	
表 4.3.5	検層物性値相関係数	55	テ
表 5.2.1	試験に用いた供試体の採取深度	62	学
表 5.2.2	物性試験結果一覧表	63~64	す
表 5.3.1	岩石の種類と密度・間隙率（日本鉱業協会誌）	65	
表 5.4.1	一軸圧縮強度，弾性係数比による岩石強度の分類基準	73	1.3
表 5.4.2	岩石強さの数値例（鉄道技研報告 No812, 1972）	76	
表 7.2.1	透水試験結果一覧表	92	
表 7.2.2	透水試験結果と割れ目の関係	93~94	1.4

1.5

1.6

1. 資料調査の概要

1.1 件 名

西南・中部日本内帯中・古生代流紋岩類の深部地質環境データ

1.2 目 的

高レベル放射性廃棄物地層処分システムの性能評価と概念設計に資する地質環境モデルデータセットの整備のためのデータ集積の一環として、岩石の物性や地層の水理学的特性等に関する資料を収集し、モデルデータセットの構築に資することを目的とする。

1.3 資料調査位置及び岩種

岐阜県大野郡白川村平瀬 字稗田東方、中生代白亜紀流紋岩類

1.4 資料調査期間

平成 3年 3月 4日～平成 3年 8月 30日

1.5 資料調査項目

本資料調査の項目及び数量を表1.5.1 に示す。

1.6 担 当 者

技術責任者（総 括）

（地 質 担 当）

（検層・コア試験担当）

（試 錐 担 当）

This is a blank page.

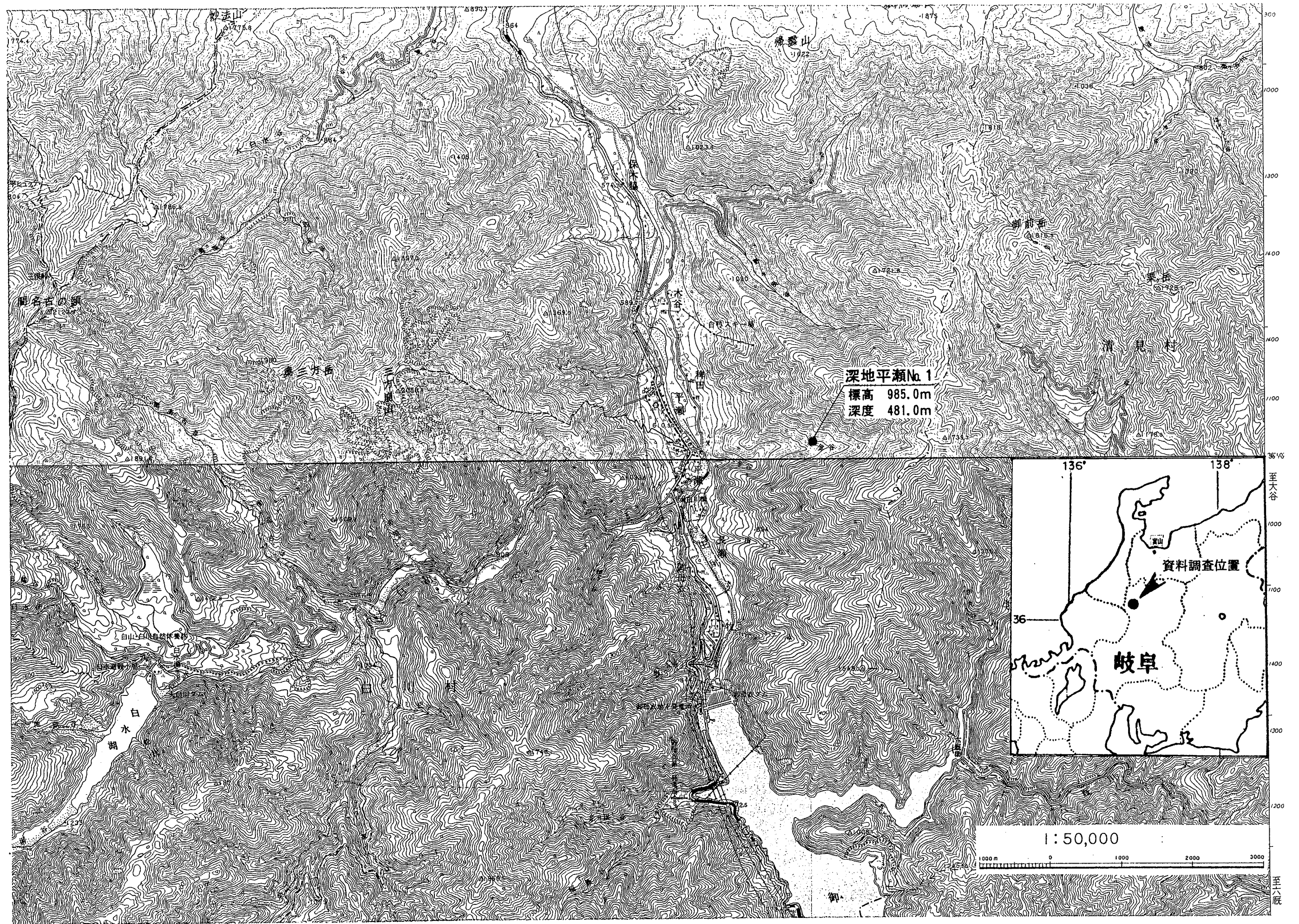


図1. 3. 1 調査位置図

表1.5.1 資料調査内容

項 目		数 量	備 考
対象試錐名 深地平瀬No.1 孔		481.00m	試錐仕様 0.00～22.10m 5 5/8"トリコンビット 22.10～481.00 HQ-WL
岩 芯 調 査	岩芯観察・岩芯計測 ・割れ目記載		22.10～481.00m
	岩石 鉱物 試験	顕微鏡観察	5試科
		全岩化学分析	5試科
		X線回折分析	10試科 バルク無定方位、水ひ定方位 (無処理、EG処理 HCl処理)
物 理 検 査 層	音波検層		458.00m
	密度検層		460.00m
	自然放射能検層		460.00m
	中性子検層		460.00m
	電気検層		462.90m
	温度検層		460.00m
	キャパリー検層		460.00m
	孔径検層		12箇所
岩 芯 物 性 試 験	力学試験		10試科
	物理試験		10試科
	熱特性試験		6試科
BHS (ボアホールスキャナー) 観察		472.55m	24.0～472.55m
原位置透水試験		10箇所	

2. 地形・地質

2.1 地形概要

対象地区は、岐阜県・石川県の県境を成す両白山地と飛騨山脈に挟まれた飛騨高地南西端に位置し、標高600～1700mの山岳地形を呈する。

対象地東側には、庄川と神通川との分水嶺が南北に伸び、両河川とも北流するが、これらに注ぐ水系は東西方向を示すものが多く、対象地斜面の河川は西流している。

試錐地点は、庄川右岸の支流の一つである金谷右岸の急斜面下に位置する。

2.2 地質概要

本地域の基盤は飛騨複合岩類（飛騨片麻岩類、船津花崗岩類）で、これを覆ってジュラ紀～白亜紀に対比される手取層が堆積し、さらにこれらを白亜紀後期の濃飛流紋岩類が広く覆っている。濃飛流紋岩類に続いて花崗岩類の活動があり、上記各層に貫入、最後に玄武岩～安山岩岩脈が、主として花崗岩体内の破碎帯中に貫入した。

基盤岩類及び手取層群は今次調査地域内には露出せず、地域の北東部と南西部に分布する。両者は不整合関係にあるが、濃飛流紋岩類とはほとんど断層で接している（金属鉱業事業団，1977）。花崗岩類は数岩体に分れて庄川沿いに分布しているが、これらの花崗岩体を河合正虎（1961）は白川花崗岩類と総称し、石原舜三（1971）は北から鳩谷岩体、荒谷岩体、平瀬岩体、御母衣岩体、アワラ谷岩体、福島岩体と呼称した（図2.2.1）。これらの岩体は本地域の輝水鉛鋅鉱床の母岩となるもので、特に平瀬岩体は平瀬モリブデン鉱床を胚胎していることで良く知られている。

調査地内は、ほとんど濃飛流紋岩類とこれに貫入した白川花崗岩類（平瀬岩体の南半部、御母衣岩体の一部）により構成されている。また、断層沿いには玄武岩岩脈が貫入している。庄川沿いには沖積層が分布するほか、庄川右岸には濃飛流紋岩類の崩落による崖錐堆積物が広範囲に分布している。

(a) 濃飛流紋岩類

本岩類は白亜紀の酸性火山活動の噴出物で、凝灰岩、溶結凝灰岩、火山礫凝灰岩等より成り、その分布域は調査範囲の大半を占めている。

これらの岩石は、走向ENE～WSW、傾斜20～40°Sを示し、南東方向に向けて、順次上位の地層が積み重った単斜構造を成している。

凝灰岩は灰色～暗灰色を呈し、石英粒に富み、直径1cm以下の黒色異質岩片を含む緻密な岩石である。

火山礫凝灰岩は一般に灰白色を呈し、やや砂質、多孔質である。

溶結凝灰岩は青味を帯びた灰色ないし暗緑灰色を呈し、明らかな溶結構造を有している。斑晶鉱物として、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母が含まれる。

これらの岩相の濃飛流紋岩類は、白川花崗岩類の貫入によって広く変成～変質を

南

シ
タ
ミ
ナ
リ

ト

平

手
取
層
群

飛
騨
変
麻
岩
類

船
津
花
崗
岩
類

御
母
衣
岩
体

ア
ワ
ラ
谷
岩
体

福
島
岩
体

大
牧
ダ
ム

椿
原
ダ
ム

石
川
川

富
山
県

石
川
県

富

山

県

石

川

県

荒
谷
岩
体

鳩
谷
岩
体

庄

川

大
牧
ダ
ム

平
瀬
岩
体

庄

御
母
衣
岩
体

ア
ワ
ラ
谷
岩
体

御
母
衣
ダ
ム

福
島
岩
体

大
牧
ダ
ム

椿
原
ダ
ム

石
川
川

- 火山岩類……………新生代
- 白川花崗岩類
- 濃飛流紋岩類
- 手取層群
- 船津花崗岩類
- 飛騨変麻岩類…古生代
- 地質境界
- 断層

0 3 6 9 12 km

図 2. 2. 1 周辺地質図

This is a blank page.



凡 例

- | | | | |
|-----------------------|--------------------------|--------------|-------------------------------|
| 第四紀 | 崩壊地積層
扇状地堆積層
緩丘堆積層 | 砂、粘土及び礫 | |
| | 白山火山岩類 | 安山岩質溶岩及び砕屑岩類 | |
| 第三紀
白川酸性
白崖火成岩類 | 大窩層 | 凝灰角礫岩 | |
| | 白川型
花崗岩類 | Ab | 準花崗岩 |
| | | Gs | 黒雲母花崗岩、黒雲母角閃石花崗岩、
角閃石花崗閃綠岩 |
| | | | 石英斑岩、珪長岩 |
| | | | 花崗斑岩 |
| | 環状流紋岩類 | | 溶岩及び溶結凝灰岩 |
| | | | 凝灰岩 |
| | | | 溶結凝灰岩 |
| | | | 火山礫凝灰岩 |
| | 手取層群 | | 凝灰角礫岩 |
| | | 砂岩、頁岩互層 | |
| 時代未詳 | 飛騨変成岩類 | Nls | 品質石灰岩 |
| | | | 角閃石黒雲母片麻岩、黒雲母片麻岩 |
| | | | 珪長質片麻岩 |
| | | | 黒雲母角閃石片麻岩 |

1:50,000

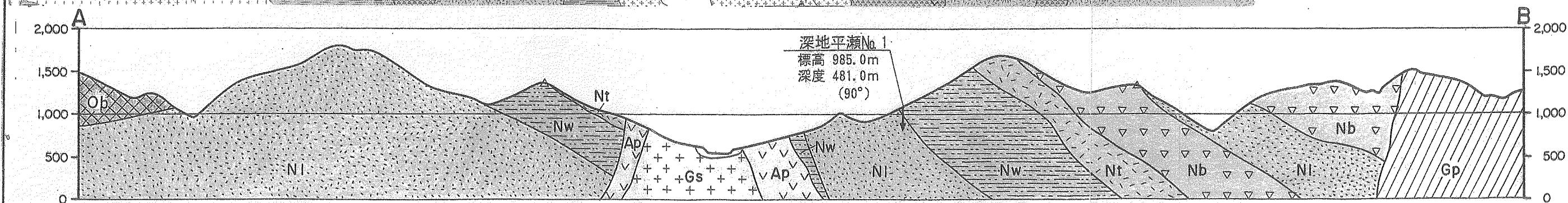


図2. 2. 2 概略地質図及び断面図

地質時代		地 層 名	地厚 (m)	地質柱状図	岩 相	深部の半深部 火成活動
第四紀	Ma	沖 積 層			砂 礫	
古第三紀～白亜紀～ジュラ紀		濃飛流紋岩類	700 ⁺		安山岩及び同質凝灰岩	白川花崗岩類
		手取層群 飛弾変成岩類	2500 ⁺		溶結凝灰岩 溶結凝灰岩 凝灰岩 流紋岩質溶岩, 溶結凝灰岩, 角礫岩 泥岩・砂岩 礫岩 片麻岩類	

図 2. 2. 3. 模 式 地 質 柱 状 図

受け、強変質部では白色～灰白色を呈し、原岩組織が認められない。

また、変質岩中には不特定方向の無数の節理が発達し、所によって、節理沿いに輝水鉛鉱フィルムを生成している。この節理の発達した変成～変質流紋岩類が各所で崩落し、庄川右岸に広く分布する崖錐堆積物の源となっている。

(b) 白川花崗岩類

白川花崗岩類は、濃飛流紋岩類の噴出後に貫入したもので数岩体存在するが、本調査地内では、平瀬岩体の南半部と御母衣岩体の一部が見られるにすぎない。

平瀬岩体は、庄川沿い低地と北東隅野々又谷上流の沢沿いに、地窓式に露出している。本岩体は、中心部は細～中粒角閃石黒雲母花崗岩であり、周辺部に向って次第に優白色細粒となり、半花崗岩質となっている。岩体はNS方向に伸長し、南側が急激に沈み込む形態を示す。その規模は南北4.5km、東西2.4km(+)である。

御母衣岩体は5km×2kmの規模を有するが、調査地内では南西隅のごく小範囲に露出するのみである。主岩体は岩漿分化が顕著ではなく、ほぼ均質な中～細粒雲母花崗岩である。

(c) 第四紀層

当地域の第四紀層としては、庄川沿いの沖積層及び濃飛流紋岩類の崩落による堆積物がある。後者は濃飛流紋岩類の変質部が崩落堆積したものである。変質岩中に発達する不特定方向の無数の節理に沿って雨水が浸透、風化を促進し、各所で大規模な崩壊を惹起したものと考えられる。崖錐堆積物は、変質が厚く発達するところに多く、庄川右岸の平瀬本鉱床の北部地域が最も多い。住友金属鉱山社内資料によれば、平瀬東部鉱床付近の地表から実施した試錐で、崖錐の厚さは100mに達している。

一方、沖積層は礫、砂、粘土より成り、庄川及びその沿岸部に100～400mの幅で発達する。

(d) 岩脈

平瀬花崗岩体を切るNW系破碎帯中には、しばしば幅数cm～10mのオーダーで玄武岩岩脈が貫入している。この岩脈はその後の断層活動によって著しく圧碎、細片化されているほか、炭酸塩化、緑泥石化等の変質を受けて濃緑色を呈している。

(e) 変質

平瀬花崗岩体が濃飛流紋岩中に貫入し、これに再結晶作用等の変成作用を及ぼしたほか、岩体周辺部に熱水変質作用を及ぼしている。濃飛流紋岩類の変質は場所により様相、規模を異にするが、その厚さは岩体南部で300mに達し、北部ほど強くなる。

花崗岩体に近い部分では、珪化、絹雲母化、黄鉄鉱化、炭酸塩化、緑泥石化等の変質による白色化が強く、一部で紅柱石クロット^(*)を認める。岩体から離れるに従っ

(*) 紅柱石クロット：径が数mmの紅柱石の集合体で、石英と少量の白雲母及び黒雲母を含む。

て、緑泥石化、黄鉄鉱化を主とし、灰白色～灰色となり、やがて未変質部に漸移する。

花崗岩では節理沿いに緑泥石化が見られたり、部分的に黒雲母が緑泥石化されている以外、広範に亘る著しい変質はない。また、含輝水鉛鉱脈が賦存する地域では、脈際数cm～数10cm間がカリ長石化、絹雲母化、炭酸塩化等の変質を受けている。

御母衣岩体が、付近の濃飛流紋岩類中に及ぼした変成～変質作用については未詳であるが、白色化等の変質はないか、あっても極めて小規模である。

2.3 地質構造概要

中部山地の活断層は次の3方向に代表される。即ち、阿寺断層帯・根尾谷断層帯で代表されるNW-SE方向の左ずれ断層、跡津川断層で代表されるNE-SW方向の右ずれ断層、富山、金沢、木曽谷、伊那谷に認められるNNE-SSW方向の逆断層である。白川地方に限って見ると庄川沿いにNNW-SSEを示す白川断層と本孔地点の東方にNW-SE方向の森茂断層及び鉾山の探查結果による東部断層が存在する。

本地域にはNW系断層が卓越するが、調査地内には少なくとも3本のNW系断層（傾斜 90° ）が確認されている（図2.2.4）。これらの断層は、いずれも10～70mの破碎帯を伴い、玄武岩岩脈の併入を受けていることが多い。流紋岩類と花崗岩体の相対的な変化から推定すれば、垂直落差より水平変位の方が多く、一般にこれらは左横ずれ断層である。

最も変位量の大きいものは、平瀬本鉾床の東部をNW方向に転移させた、いわゆる東部断層で、破碎帯幅30～70m、水平変位量500m±、垂直落差100～200mと推定される。その他のNW系断層の小規模のものは、平瀬坑内、地久坑等で数多く観察される。平瀬花崗岩体内には、NW系の断層とは別に、N-S系急傾斜の小断層及び節理が発達し、これに含輝水鉛鉱石英脈が胚胎している。

これらの結果から水平最大圧力方位を推定すると、中部山地の大部分はWNW-ESE方向とされている（活断層研究会，1991、熊木洋太，1983）。水平最大圧力方位は全国規模で定期的に繰り返し実施されている三角点測定の差からも求められ、岐阜県から富山県にかけてはE-WないしNW-SEの圧縮場を示しており（原田健久、葛西篤男，1971）、これらの結果は全て整合的であることが知られている。

2.4 濃飛流紋岩の岩盤特性

一般的特性として、濃飛流紋岩類地帯では大規模斜面崩壊の多いことが知られており、調査地北方約5kmの「帰雲山崩れ」や調査地東方の「三方崩山」の山腹変状等が認められる。

岩盤特性を定量的に評価する手法としてQ値法が土木関係で用いられているが、新鮮と見られる露出面で測定した値は、表2.4.1のとおりとなり、花崗岩の風化帯に相当

また、濃飛流紋岩類中のトンネル工事として著名な恵那山トンネルでは、地山の脆弱性や大量の湧水等のため難工事の連続であったことが記録されており、濃飛流紋岩類中のトンネル建設工事上の岩盤特性について次の記載がある。

「濃飛は、岩片としては非常に堅硬であるが、坑内では亀裂が細かく発達し、花崗岩貫入に伴う熱水変質を受け、亀裂の開口化や亀裂沿い粘土化が進んでいて湧水を伴うと容易に崩壊し、切羽自立が保てなかったことが多かった。補助工法として水抜き工を採用した事で施工自体はやりやすかった」とされている。

以上の事例から見ると、濃飛流紋岩類の一般岩盤特性としては、岩片は硬いが亀裂が多く、変質し、粘土脈が多いことが特徴として上げられる。

表 2.4.1 岩盤評価 (Q 値法) 結果一覧表

岩 体 名	Q 値	岩 盤 等 級
熊野酸性岩(風化岩)	0.005	CL
(新鮮岩)	9.9	B
北上花崗岩	8.79	B
北上古生層(シルト岩)	6.8	B
船津花崗岩	0.194	CM
領家花崗岩	0.73	CH
濃飛流紋岩	0.0247	CL
姫路酸性岩	0.22	CL~CM
高田流紋岩	0.194	CM
安山岩(タリ-ツタ地域)	0.073~0.439	CL~CM

$$Q = \frac{R Q D}{J n} \times \frac{J r}{J a} \times \frac{J w}{S R F}$$

J n : 不連続面の係数で、0 ~ 20 の値をとる

J r : 不連続面の粗さで、0 ~ 4 の値をとる

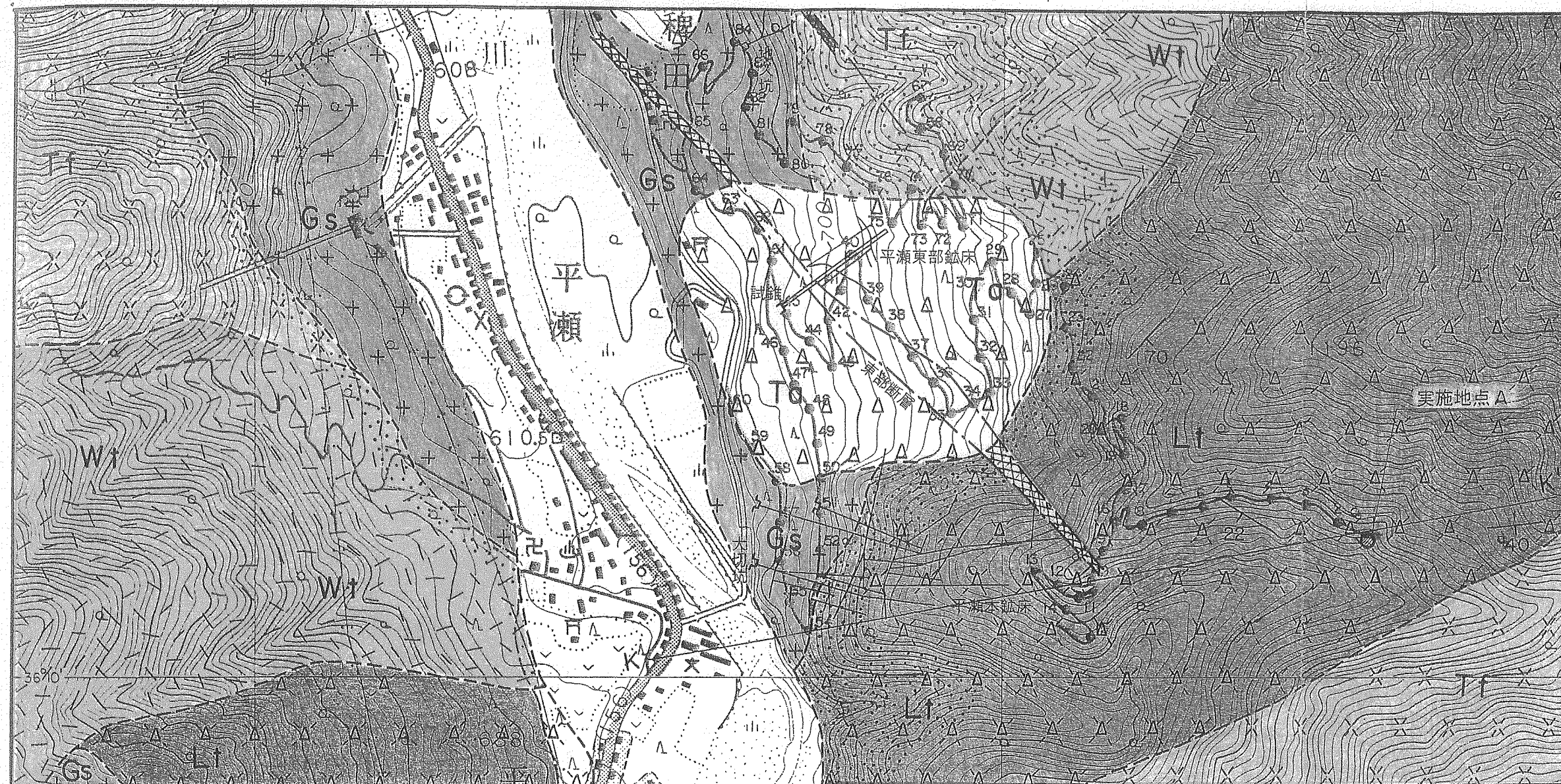
J a : 充填物の有無で、0 ~ 20 の値をとる

J w : 水の有無で、0.1 ~ 1.0 の値をとる

S R F : 応力減少要素で、1 ~ 10 の値をとる

山の脆
流紋岩

花崗
くを伴
く抜き
亀裂



- 第四紀
- 沖積層 礫・砂及び粘土
 - 崖錐堆積物 主として濃飛流紋岩類の崩落による堆積物
- 白亜紀
- 白川花崗岩類 黒雲母花崗岩
 - 濃飛流紋岩類 凝灰岩
 - 火山礫凝灰岩
 - 溶結凝灰岩

- 岩脈 玄武岩
- 変質帯
- 地質境界
- 断層
- 断層破碎帯
- 地層の走向傾斜 40
- 坑口及び坑道

1/10,000

0 500m

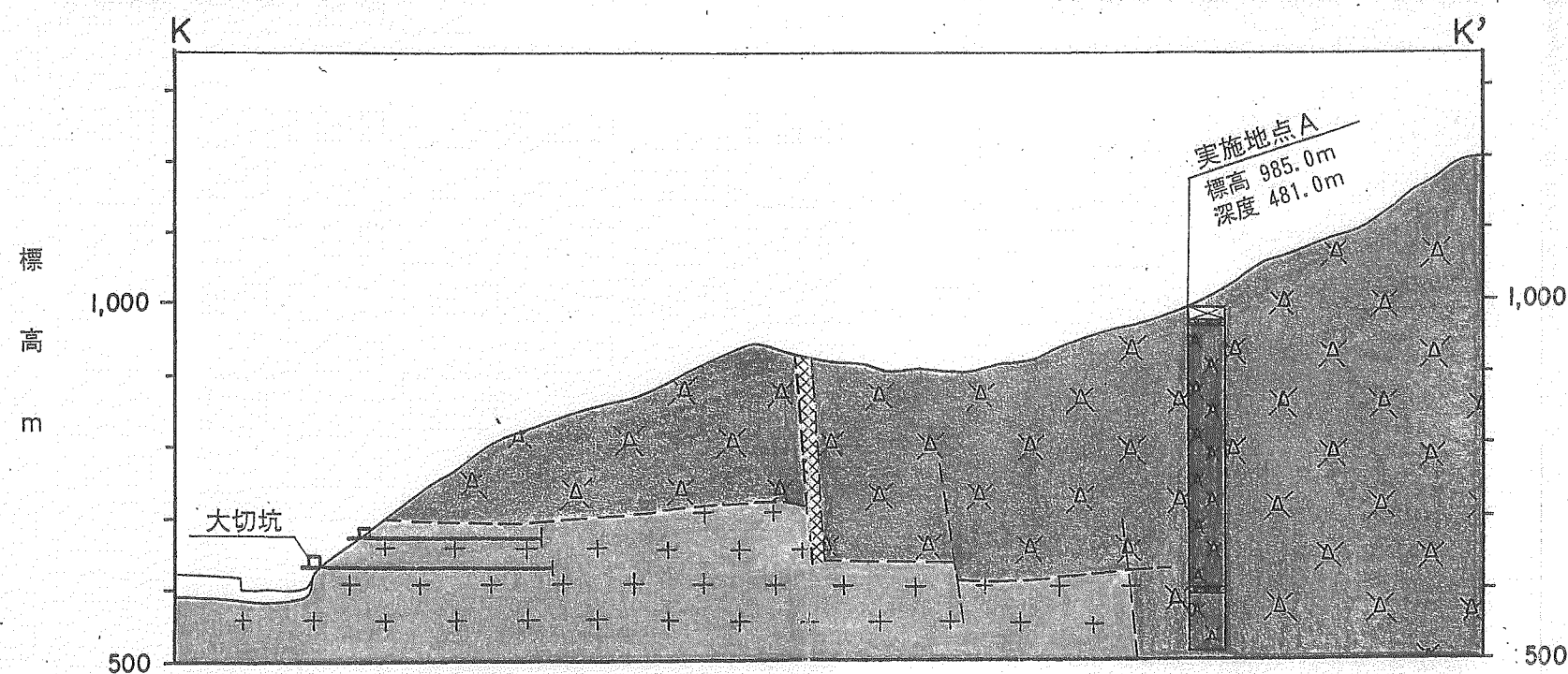


図2. 2. 4. 地質平・断面図

3. 岩芯調査データ

3.1 岩芯の地質

深地平瀬No.1孔の地質層序を図3.1.1に示す。

本孔の地質は、深度22.10mまでが山腹斜面下に堆積した崩積土で、22.10m以下が濃飛流紋岩体とこれを貫く安山岩岩脈より構成されている。

本孔で採取された濃飛流紋岩体は、全て溶結凝灰岩よりなるが、その組織構成から砂粒度組成の岩相を示す部分と火山礫凝灰岩状岩相を示す部分とに区分される。

また、本孔での濃飛流紋岩体は、深部に存在が知られている花崗岩体の併入による珪化変質を受けており、変質の程度により「弱珪化」、「珪化」、「強珪化」の三相に区分される。

(1) 火山礫粒度溶結凝灰岩

本孔の主要構成岩をなしている。

深度24.50～28.00m間の安山岩岩脈を挟み、深度30m程度迄は風化の影響を受け、割れ目沿いに水酸化鉄が沈澱し、岩片も軟質化しているが、深度42.20～44.60mの断層と推定される部分（コア攪乱し、不採取部多い）以下はほぼ新鮮となっている。

本層中には前述の42.20～44.60m間の他に、次の6箇所では破碎帯や粘土を伴う断層が存在する。

88.80m、102.40～103.20m、106.58m、135.60～139.40m、149.50～149.63m、232.00～235.73m

本層の確認は深度288.70mまでで、以下の深度にも本層の分布は推定されるが、珪化変質作用のため原岩組織の識別が困難となっている。

また、微小な珪化変質は本層中でも認められ、脈状またはモザイク模様を呈する。

これらの主な分布深度は、前者が53.90m、54.10～54.30m、84.80～85.20m、274.00～274.50mで、後者が66.00～67.60m、74.20～79.30m、80.70～81.20m、122.40～123.10mである。

(2) 砂粒度溶結凝灰岩

本層は前述の火山礫粒度の層と互層を成しているが、分布は少ない。粒度状況からは、均等粒度の粗砂サイズで、時に級化層理を示す。

火山礫粒度の部分とは狭い漸移関係にあるが、深度42.20～44.60m、135.60～139.40mでは断層で接している。

(3) 弱珪化変質溶結凝灰岩

本層は深度259.70～288.70m間に分布する。肉眼による原岩の識別が可能で、上

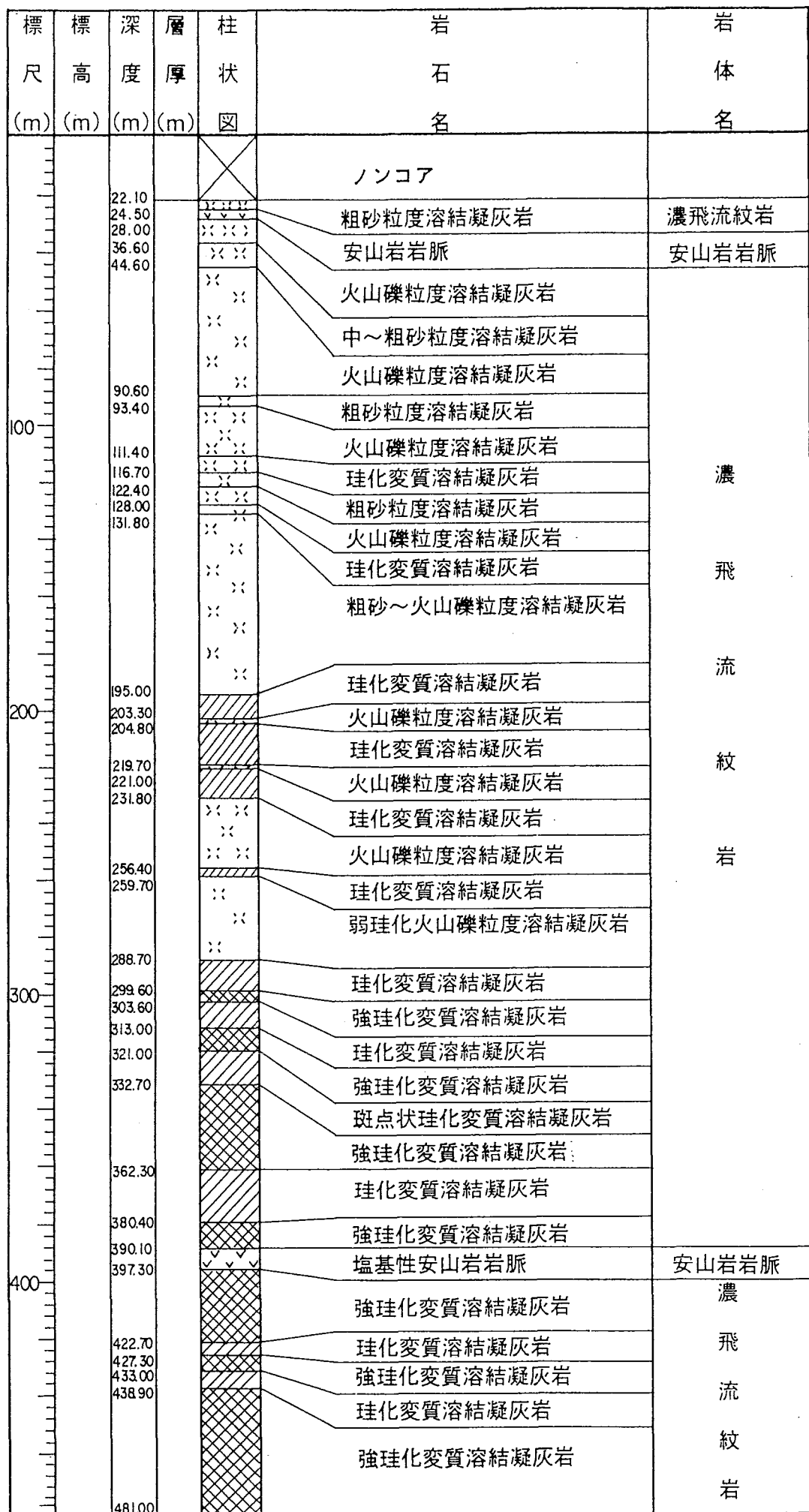


図 3. 1. 1 深地平瀬 No. 1 孔 模式柱状図

記区間では火山礫岩相が主体であるが、稀に分布する砂岩相を示す部分では級化構造も認められている。

深度288.60m試料の顕微鏡観察結果では、細粒ガラス片よりなる石基の石英・長石への再結晶化がみられ、鉱物境界部への黒雲母分布や紅柱石の存在等熱変成を示唆する事象が認められており、長石斑晶の絹雲母化や網状石英脈の分布が顕著となっている。

(4) 珪化変質溶結凝灰岩

本層は深度111.40mに現れ、下部に進むにつれ出現頻度を増しているが、深度300m付近以下では後述の強珪化変質の喰い残し状に散在し、深度440m付近以下では認められない。

他の岩相との境界は狭い漸移関係にあるが、深度195.00m、232.00m付近では断層が介在する。

深度305.72m試料の顕微鏡観察結果では、石基部がガラス片の再結晶による石英・長石の集合体を成し、鉱物粒間に白雲母・黒雲母が形成されている。網状石英脈が発達し、微量の黄鉄鉱が存在するとともに、一部長石の粘土化（カオリナイト）が認められる。

また、より下部の深度435.50mの試料の顕微鏡観察結果でも同様に、再結晶の微細な石英・長石の集合体よりなるが、鉱物粒子間には黒雲母の発達が著しい他、紅柱石が点在する。

(5) 強珪化変質溶結凝灰岩

深度299.60m以下の主要岩層を構成する。深度390.10～397.30mの安山岩岩脈と明瞭な境界をなすが、他の境は狭い漸移関係を示す。

深度471.00m試料の顕微鏡観察結果では、石英・長石の集合体からなり、原岩組織は消滅している。紅柱石・ザクロ石が多数認められる他、不透明鉱物（黄鉄鉱、輝水鉛鉱）を含んだ石英脈と方解石脈が網目状に発達している。

(6) 安山岩岩脈

本孔では、深度24.50～28.00m、390.10～397.30mの2箇所が存在する。

上部のものは風化により弱く脱色し、割れ目沿いに褐色の水酸化鉄を沈澱しているが、下部の安山岩岩脈は新鮮で青紫色を示している。また、境界部は急冷縁部である事を示す細かな割れ目が発達し、緑褐色をなしている。

深度393.80m試料の顕微鏡観察結果では、細粒石基と径1mm程の斑晶よりなる斑状岩で、斜長石・角閃石・輝石等の自形斑晶が著しく方解石により交代されている。

3.2 割れ目状況

3.2.1 割れ目の分布

本孔の岩芯で認められた割れ目は、全採取長375.10mに対し2,061本であった。表3.2.1に深度別の割れ目の分布状況を示す。

これら図・表に示されるように、掘削長481.00mの内表層部の22.10mを除いて、コア採取不能区間長は83.80mに達した。また、採取コアが礫状で割れ目測定のできない区間長は138.46mに達し、合計244.36mで割れ目測定不能であり、これらの区間は極めて割れ目に富んだ不良岩盤により構成されている。

3.2.2 割れ目パターン

割れ目パターンは、PNCにより分類に基づき、Pタイプ、Iタイプ、Cタイプ及びSタイプに分類され、それぞれのタイプが更に細分されている。

岩芯に認められる割れ目パターンの出現状況を表3.2.1に示すとともに、図3.2.1に深度5m毎の各割れ目パターンの出現状況を比率で示した。

観察された全割れ目2,061本のうちで最も多いパターンはPパターンで全体の68% (1,397本) を占め、ついでCパターン20% (410本)、Iパターン6% (133本)、Sパターン6% (121本) となっている。

深度による割れ目パターンの変化は、それほど顕著ではないが、150~200m間のコア採取率不良の区間で数え得る割れ目本数が少なくなっている事と、22.1~50m間でPパターンがやや減少し、代わりにCパターンが増加する傾向を示している。

3.2.3 割れ目の角度

割れ目の角度(A)は、図3.2.1に深度に対応させ、連続割れ目と不連続割れ目を区別して示すとともに、深度5m毎の平均角度及び角度の比率($A \leq 30^\circ$ 、 $30^\circ < A \leq 60^\circ$ 、 $60^\circ < A \leq 90^\circ$ に対応する比率)を示した。なお、ここで示した割れ目の角度(A)とは、ボーリングの掘進方向と割れ目とのなす角度である。

割れ目角度の平均値は深度に無関係に60°前後を示した。これを比率別に見ると60°以上の角度のものが50%程度を占めている為、各深度で平均すると60°前後に集中することとなった。

本孔全体としてみると、浅部では15°~90°と広く分布しているのに対し、深部では60°以上の割れ目が多くなるという傾向がうかがえる。このことから、深部では花崗岩の貫入に伴って形成された節理の割合が多くなっているものと考えられる。

3.2.4 条線

条線の角度(B)は、割れ目が岩芯を切ってできる切断面(楕円)の中心軸から時計回りに測定した値を割れ目記載柱状図に示した。今回の測定では、全て90°以下で

表3.

コ
ない
極

及

6
Sコ
で区
≦
度30
中で
花時
で

表 3. 2. 1 深度別割れ目分布状況

深 度 (m)	コア長 (m)	礫状 コア長 (m)	形状検 討長 (M, m)	割れ目パターン毎の本数(n)				割れ目 数 (n)	割れ目 頻度 (n/M)
				P	I	C	S		
0～50	21.00	16.63	4.57	31 48%	4 6%	30 46%	0 0%	65	14.22
50～100	45.80	20.22	25.58	164 60%	22 8%	70 25%	20 7%	276	10.79
100～150	42.40	13.93	28.47	190 67%	11 4%	47 17%	33 12%	281	9.87
150～200	14.60	11.59	3.01	32 84%	2 5%	3 8%	1 3%	38	12.62
200～250	32.90	8.52	24.38	160 90%	4 2%	10 6%	4 2%	178	7.30
250～300	47.90	13.29	34.61	199 66%	19 6%	78 26%	5 2%	301	8.70
300～350	46.70	19.84	26.86	153 63%	14 6%	68 28%	8 3%	243	9.05
350～400	45.40	9.83	35.57	184 78%	18 8%	20 8%	14 6%	236	6.63
400～450	47.30	22.07	25.23	165 63%	22 9%	50 19%	24 9%	261	10.34
450～481	30.90	2.54	28.36	119 65%	17 9%	34 19%	12 7%	182	6.42
全 体	375.10	138.46	236.64	1397 68%	133 6%	410 20%	121 6%	2061	8.71

This is a blank page.

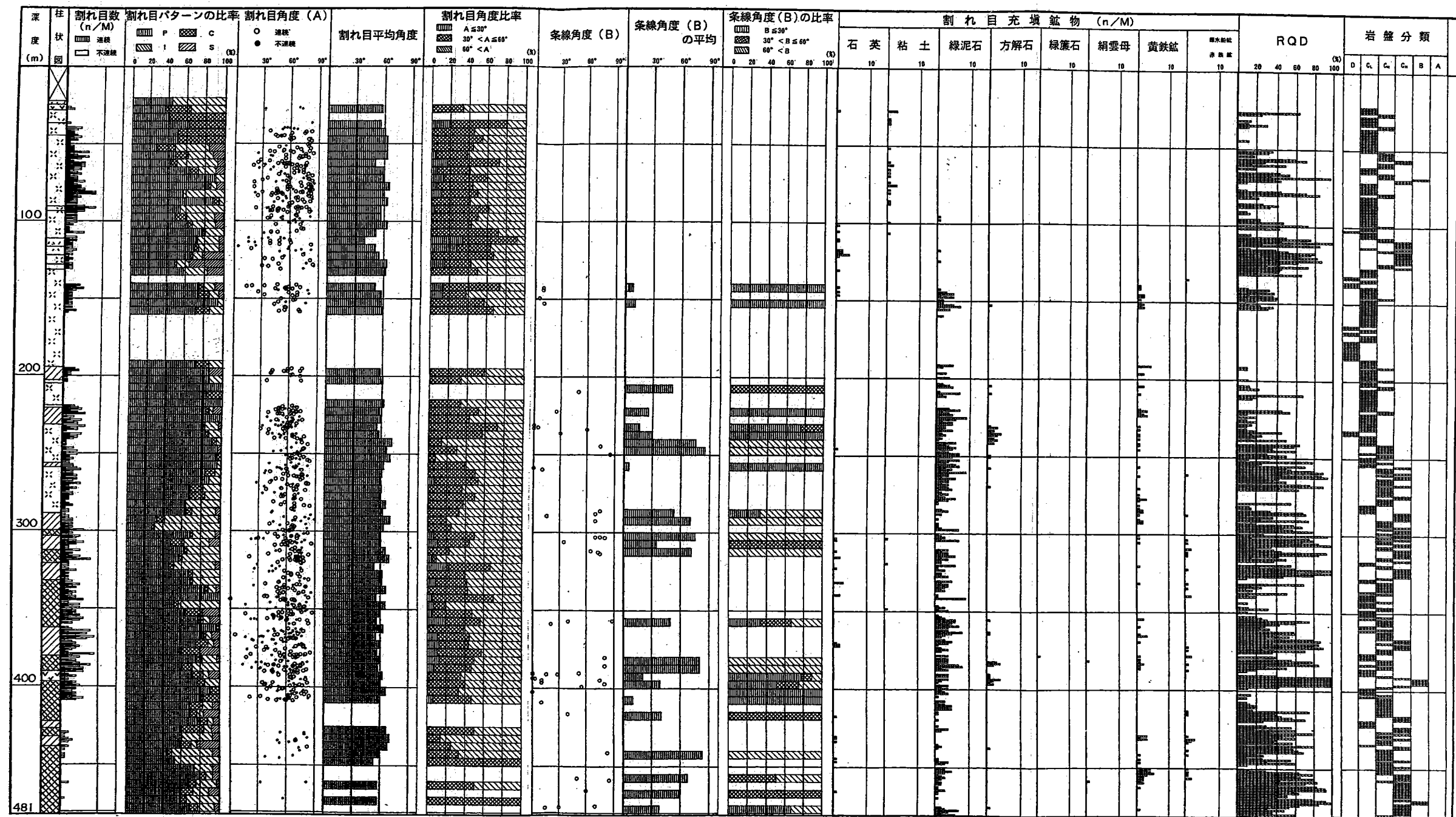


図 3. 2. 1 岩芯観察・計測結果図

あった。図3.2.1には深度に対応させて条線角度を示すとともに5m毎の平均条線角度及び条線角度の比率 ($B \leq 30^\circ$ 、 $30^\circ < B \leq 60^\circ$ 、 $60^\circ < B \leq 90^\circ$ に対応する比率)を示した。

全体に条線を持つ割れ目の数が少ないため、条線角度の分布に顕著な傾向を見いだすことはできないが、深度205m以下に比較的条線を持つ割れ目が多い。

3.2.5 R Q D

R Q Dの値を図3.2.1に地質柱状図とともに示した。R Q Dの値は一般に浅い部分で小さく、深くなると大きくなる傾向にあるが、本孔でR Q D=100%を示す区間は11箇所(11m)に過ぎず、この内、深度390.10~397.30m間の下部安山岩脈内で6m連続しており、流紋岩類中では僅かに5箇所(5m)に過ぎなかった。

図3.2.2に示す5m区間毎の平均値で見ると、3.1(1)項で示した断層間でR Q Dが高く、40%以上を示す区間は65~70m、75~80m、110~130m、255~315m、320~325m、355~375m、380~385m、390~400m、415~420m、425~430m、435~440m、450~480mの区間に過ぎないが、この結果からみると、下部に従いR Q Dが高くなる傾向を示している。

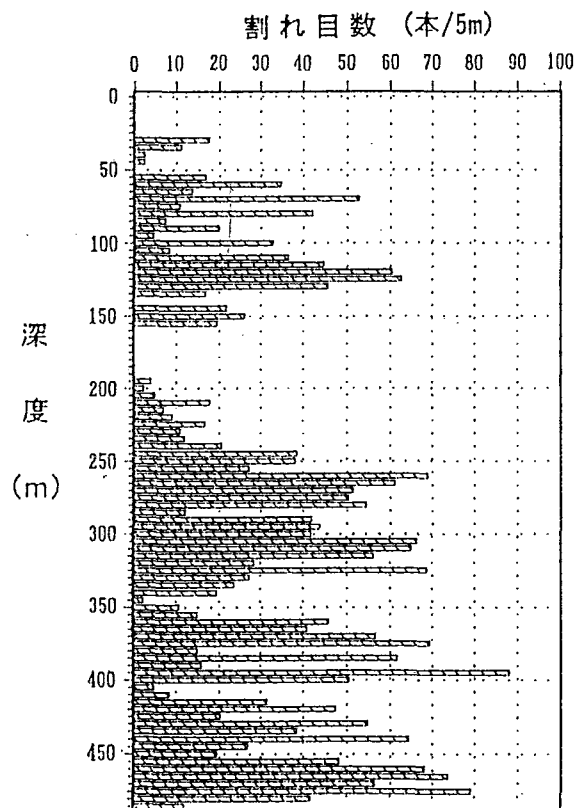


図 3.2.2 深度別割れ目分布 (5m毎に集計)

3.2.6 充填鉱物

図3.2.1に示したように、割れ目を充填する主要な鉱物としては石英、粘土、緑泥石、

方解石、緑簾石、絹雲母、黄鉄鉱、輝水鉛鉱及び赤鉄鉱が認められる。本孔の割れ目充填鉱物はほとんどが緑泥石で、風化帯を脱けた深度100m付近から大多数の割れ目沿いにフィルム状に分布している。緑泥石に付随して微細で少量の黄鉄鉱が割れ目沿いに点在する。

粘土は110m以浅と300～350m間の一部の割れ目沿いに見られるが、これらは後述するX線回折の結果、スメクタイト、緑泥石、カオリンであることが明らかとなった。石英、方解石は100m以下で広く分布し、緑簾石、絹雲母は370m以深の深い所で極く稀に見られた。

その他、深度250m以下の石英細脈中の一部に輝水鉛鉱がフィルム状に分布し、深度135mに濃紅色の赤鉄鉱フィルムが認められた。

3.3 岩質及び岩盤分類

電中研式の方法を基準に、岩盤分類を行い、その結果を図3.2.1に示した。

図から明らかなように、岩盤分類は深度230m付近迄は所々にD級の土砂状の部分を含み、C_M級は深度110～125m間他の一部に限られ、大部分がC_L級である。C_L級主体の間は深度250m付近迄続くが、250m以下ではC_M級岩盤が主体となるが、C_L～C_M級にかけて劣化が激しい。深度390.10～397.30mの安山岩々脈はR Q D 100%の堅硬棒状でB級に値し、深度68～69m及び470～472m間の珪化変質部でB級を示すに過ぎない。

3.4 変 質

今回のボーリング岩芯で得られた濃飛流紋岩類は全体に亀裂に富み、全孔に亘り珪化及び緑泥石化を受けている。前述したように岩芯調査では特に珪化変質に注目し、溶結凝灰岩を珪化～強珪化に区分した。珪化程度は深部に向かうにつれ徐々に強くなり、その分布長も大きくなり、深度288.70m以下は安山岩々脈部を除いて全長珪化を受けている。

鏡下観察ではこれらは石基中のガラスの石英・長石化が進み、また、本質レンズの絹雲母化と網状の石英脈が発達する。深度を増すにつれ、これらは顕著となるが、長石のカオリン化や白雲母化・黒雲母化を示し、最深部試料(Na1-10)では金紅石、ザクロ石が認められる。

3.5 岩石鉱物試験

3.5.1 顕微鏡観察及びX線回折分析

濃飛流紋岩類の10試料について顕微鏡観察とX線回折を行った。その結果を表3.5.

1、表3.5.2 及び表3.5.3 に示した。

① Na1-1試料（深度102.80mの断層破碎帯）

深度102.49～103.10m間の断層破碎帯試料で、淡緑灰色の粘土状を呈する。X線回折

表 3.5.1 顕微鏡観察結果一覧表

試料		斑晶 鉱物		石					組織		変 質 鉱 物							
番号	採取深度	岩 石 名	Qz Or Pl Ho Pr	Qz	Fel	Pr	Op	Bi	Mu	Pu	Bi	Mu	Ru	Ap	Ka	Py	Ca	Gt
No1-5	288. 60m	弱珪化	○ ◎ △	◎ ◎	◎ ◎						○ △	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎
		溶結凝灰岩	<1.8<1.8<1.8	0.01 0.01	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎
No1-6	305. 72m	珪化変質	○ ◎ △	◎ ◎	◎ ◎					○	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎
		溶結凝灰岩	<1.5<1.5<1.5	<0.05<0.05	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎
No1-7	393. 80m	安山岩々脈	◎ ◎ △	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎
		珪化変質	<2.0<2.0<2.0	<0.1 0.05 0.02	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎
No1-8	435. 50m	溶結凝灰岩	○ ◎ △	◎ ◎	◎ ◎					○	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎
		強珪化変質	<2.0<2.0<2.0	<0.1 <0.1	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎
No1-10	471. 00m	溶結凝灰岩	◎ ◎ △	◎ ◎	◎ ◎					○	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎
		溶結凝灰岩	<2.0<2.0<2.0	<0.05<0.05	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎	◎ ◎

〔鉱物〕 Qz : 石英 Or : 正長石 Pl : 斜長石 Ho : 角閃石 Pr : 輝石 Mu : 黑雲母 Bi : 黑雲母 Ka : カオリン Py : 黄鉄鉱 Ca : 方解石
 Fel : 長石 Op : 不透明鉱物 Ap : リン灰石 Mu : 白雲母 Pu : 軽石 Ca : 微量
 Ru : ルナル Gt : 柎榴石

〔粒径〕 <1.3 他 単位:mm

〔鉱物量比〕 ◎:多量 ○:中量 △:少量 ·:微量

表 3.5.2 X線回折分析結果一覧表

試 料		岩 石 名	構 成 鉱 物					変 質 鉱 物							
番号	採取深度		Qz	Kf	Ab	Pl	Bi	Mt	Se	Ca	Ka	Ch	Si	Mo	Py
No.1-1	102.80m	断層破碎帯	◎	◎	△	◎		◎	◎	△		△		△	
No.1-2	135.60m	断層破碎帯	◎	◎		△		◎	△	△	△				
No.1-3	157.20m	破碎質溶結凝灰岩	◎	◎	◎				◎		△				
No.1-4	235.00m	断層破碎帯	◎	○	△	◎		◎	○	△		△	.		
No.1-5	288.60m	弱珪化溶結凝灰岩	◎	◎	◎		.		△			△			
No.1-6	305.72m	珪化溶結凝灰岩	◎	◎	◎				○			.			
No.1-7	393.80m	安山岩岩脈	◎	○	△	◎		△		○	△		△		
No.1-8	435.50m	珪化溶結凝灰岩	◎	◎	◎				○		△				
No.1-9	441.70m	破碎質溶結凝灰岩	◎	◎	○	△		.				.	△	.	
No.1-10	471.00m	強珪化溶結凝灰岩	◎	◎	◎				.	.	.		.		

〔鉱物〕

Qz:石英 Kf:カリ長石 Ab:曹長石 Pl:長石
 Bi:黒雲母 Mt:モンモリロナイト Se:絹雲母 Ca:方解石
 Ka:カオリナイト Ch:緑泥石 Si:菱鉄鉱 Mo:モルデンソ沸石
 Py:黄鉄鉱

〔鉱物量比〕

◎ : 多量
 ○ : 中量
 △ : 少量
 . : 微量

表 3.5.3 水筒試料の X 線回折結果一覧表

No	試 料	定 方 位			エフランク・ジョーナル処理			塩 酸 処 理	
	採取深度	岩 石 名	$2\theta^\circ$	$d(A)$	$2\theta^\circ$	$d(A)$	鉱物名	ヒークの変化	鉱物名
1-1	102.80m	断層破碎帯	5.8	15.3	5.1	17.4	スメクタイト		
			12.3	7.19				消 滅	緑泥石
1-2	135.60m	断層破碎帯	5.7	15.5	5.1	17.3	スメクタイト		
			12.2	7.25				変化なし	カオリン鉱物
1-3	157.20m	破碎質 溶結凝灰岩	12.2	7.25				変化なし	カオリン鉱物
1-4	235.00m	断層破碎帯	5.7	15.5	5.0	17.7	スメクタイト		
			12.3	7.20	6.0	14.7	緑泥石		
1-5	288.60m	弱珩化 溶結凝灰岩	12.3	7.17				消 滅	緑泥石
1-6	305.72m	珩化 溶結凝灰岩	12.3	7.20				消 滅	緑泥石
1-7	393.80m	安山岩々脈	5.7 6.9	15.4 12.8	4.9 6.5	18.0 13.7	スメクタイト 母/スメク タイト混合		
			12.2	7.25				変化なし	カオリン鉱物
1-8	435.50m	珩化 溶結凝灰岩	12.3	7.20				変化なし	カオリン鉱物
1-9	441.70m	破碎質 溶結凝灰岩	6.2 12.2	14.3 7.25	5.0	17.7	スメクタイト		
								消 滅	緑泥石
1-10	471.00m	強珩化 溶結凝灰岩	12.2	7.25				変化なし	カオリン鉱物

結果では石英、長石類を主とし、変質鉱物としてモンモリロナイト、絹雲母が多量に認められ、他に方解石、緑泥石、モルデン沸石が存在する。

② Nq1-2試料（深度135.60mの断層破碎帯）

深度134.30～135.60m間の破碎帯で、淡緑灰色を呈する。X線回折結果では石英、カリ長石を主とし、斜長石を僅かに含み、変質鉱物としてはモンモリロナイトが主体で、絹雲母、方解石、カオリナイトを少量含む。緑泥石は認められない。

③ Nq1-3試料（深度157.20mの破碎質溶結凝灰岩）

深度146～220m間に連続する破碎带状岩芯部の代表試料で、青緑ないし青緑灰色を呈し、特に破碎の著しい部分は緑灰色となる。X線回折結果では石英、カリ長石、曹長石と変質鉱物である絹雲母と少量のカオリン鉱物からなる。

④ Nq1-4試料（深度235.00mの断層破碎帯）

深度235.05～235.11m間の破碎粘土で、淡緑灰色を呈する。X線回折結果では石英と長石類を主とし、変質鉱物としてモンモリロナイトを多量に含み、他に絹雲母、方解石、緑泥石及び微量の黄鉄鉱が認められている。

⑤ Nq1-5試料（深度288.60mの弱珪化溶結凝灰岩）

深度259.70～288.70m間の弱珪化溶結凝灰岩の代表試料である。

鏡下では、灰白～灰色の珪質緻密な石基中に径1.8mm以下の長石と石英の斑晶（2～3%）及び5×2mmサイズの黒色頁岩片が点在する。弱い葉理が認められる。

斑晶鉱物はいずれも破片状で正長石が最も多く、次いで石英、斜長石の順である。

石基中には細かなガラス片の構造が僅かに残存するが、ほとんどは結晶化が進み0.01mm程度の石英と長石の結晶の集合体となっている。ガラス片の内部や境界部には熱変成作用によると推定される最大径0.1mmの褐色黒雲母が多数集合し、最大径1mmのスポットを形成している。また、高温ガスによる弱いグライゼン化作用により生じたと推察される径0.02×0.01mmの微細な白雲母が全体に点々と形成されている。この他金紅石、燐灰石等の小粒が点在する。

本質レンズの径は最大7mmで、変質の弱いものや強いものが各所に分布する。

岩片は最大径3mmの細かい砂岩、凝灰岩片が少々分布する。

変質鉱物は本質レンズの一部が強く絹雲母化し、また、最大幅1mmの石英脈が網状に発達している。

X線回折結果では鏡下観察同様に石英、長石類を主とし、黒雲母を微量認め、変質鉱物として絹雲母、緑泥石が認められる。

⑥ Nq1-6試料（深度305.72mの珪化溶結凝灰岩）

試料は深度303.60～313.00m間の珪化溶結凝灰岩である。

鏡下では、灰白～灰色の緻密な石基中に径1.0mm以下の斑晶鉱物が（容量で2～3%）が点在し、弱い葉理が認められる。石片は認められず、多数の割れ目が存在するが、これらに沿って白色化～細脈が存在する。

斑晶鉱物の最大径は1.5mm程度で、正長石が最も多く、次いで石英、斜長石の順である。これらの容量は2～3%と少ない。

石基中には細かなガラス片の構造が僅かに残存するが、ほとんどは結晶化が進み0.01～0.05mm程度の石英と長石の結晶の集合体となっている。また、高温ガスによる弱いグライゼン化作用により生じたと推察される0.02×0.01mm程度の自形成のよい白雲母が全体に点々と形成されている。ガラス片の境界部に熱変成作用によると推定される0.05mm程度の褐色の黒雲母が集まり、径0.5mm程のスポットを形成している。この他、金紅石、燐灰石が少量認められる。

本質レンズの径は最大10mmで、やや多く、繊維状の構造を示す軽石が存在し、偏平化しているが、方向性が一定しない等、溶結性は弱かったと見られる。

変質鉱物は長石の変質による若干のカオリンがあり、他に、幅0.5mm以下の石英脈が網状に発達し、一部に黄鉄鉱を伴っている。

X線回折結果では本試料は石英、長石類と絹雲母よりなり、微量の緑泥石を含んでいる。

⑦ No1-7試料（深度393.80mの安山岩々脈）

深度390.10～397.30m間の安山岩で、黄色味をおびた淡褐色の斑状岩で均質である。

鏡下での組織は細粒の石基中に径1mm以下の斑晶（灰白色の長石?）が散在する構造を示し、やや変質した安山岩である。

斑晶は平均径1mm、最大径2mmを示し、鉱物は斜長石が最も多く、次いで角閃石、輝石の順で、いずれも自形をなす。これらは方解石による交代が著しい。

石基は0.03×0.1mm前後の拍子木状の斜長石、長径0.05mmの輝石、長径0.02mmの不透明鉄鉱物及びそれらの間を埋める石英と長石とから成っている。石英と長石はおそらくガラスが結晶化したものと推定される。石基部も斑晶部同様方解石による交代が激しく、全体に淡褐黄色を呈している。また、径1mm以下のレンズ状の透明部があり、長石と方解石で埋められているが、これらはかつての空隙と考えられる。

X線回折結果では石英、長石類と方解石、モンモリロナイト、カオリン鉱物、菱鉄鉱よりなっている。

⑧ No1-8試料（深度435.50mの珪化溶結凝灰岩）

深度433.00～438.90m間の灰白～灰色の緻密な珪質岩で、ほぼ水平な葉理を示す。

鏡下では、斑晶鉱物はやや大きい（最大2mm径）が、小量（容量で2～3%）である。他に、長径3cmもの頁岩の岩片がある。斑晶鉱物の最大径は2.0mm程度で、鉱物種は正長石が最も多く、次いで石英、斜長石の順である。これらはいずれも破片状で、その容量は2～3%と少ない。

石基部は径0.03～0.1の石英と長石の集合から成る。他に、不明瞭ではあるが火砕岩の組織を示すと思われる0.1mm程度の白雲母と褐色の黒雲母の集合部がアメーバー状に発達する。

長径3 cmを示す岩片は頁岩～細粒砂岩で、全体に細かな褐色黒雲母を生成し、径1 cmの変閃緑岩(?)の岩片を含んでいる。

副成分鉱物及び変質鉱物としては金紅石が点在するにすぎない。

X線回折結果では石英、長石類と絹雲母、カオリナイトよりなっている。

⑨ No1-9試料(深度441.70mの破碎質溶結凝灰岩)

深度441.50～441.65m間の淡青緑色を呈する破碎部の試料である。X線回折結果では石英、長石類と変質鉱物として菱鉄鉱が少量と、モンモリロナイト、緑泥石、黄鉄鉱を微量含む。

⑩ No1-10試料(深度471.00mの強珪化溶結凝灰岩)

深度438.90m以下の強珪化溶結凝灰岩の代表試料である。灰白色で緻密な珪質岩で、最大径1.5mmの長石斑晶が極少量散在する、他、珪質岩(?)の岩片(径最大7 mm)と幅1 mm程の石英と金属鉱物脈(輝水鉛鉱?)が存在する。

鏡下では、斑晶鉱物の最大径は2mm程度で、正長石が最も多く、次いで石英、斜長石の順である。これらの容量は5 %前後である。

石基は径0.01～0.05mm程度の石英と長石の集合から成り、凝灰岩としての組織はほとんど示していない。この他、径0.03mm程の金紅石が多数点在し、また、溶食が著しく径0.5～1 mmのアメーバー状を呈するザクロ石が稀に認められ、方解石による変質交代が見られる。

径5 mm以下の砂岩、石英斑岩の細かい岩片が存在し、また、幅1 mm以下の石英・不透明鉱物脈とこれを切る幅0.2～0.5mmの方解石脈とが網目状に発達する。

X線回折結果では石英、長石類と変質鉱物として絹雲母、方解石、カオリナイト、黄鉄鉱を微量に含んでいる。

3.5.2 全岩分析

全岩分析結果を表3.5.4に示すとともに、図3.5.1にハーカー図、図3.5.2にMFA図、図3.5.3に $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ 図及び $\text{FeO}^*\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ 図を示す。

本岩は程度の差はあるにせよ白川花崗岩類の併入による変質を受けているとみられるため化学分析結果も原岩成分から変化していると推定されるが、鏡下観察の結果ではこれらは SiO_2 の微量な付加と鉱物の再結晶が主体であったとみられることから以下に検討を行った。

本地域の溶結凝灰岩類はMFA図において伊豆・箱根のカルクアルカリ系列のトレンドにのる。

濃飛流紋岩類の最近の研究では、噴出時期が約90Ma～約25Maの間に図3.5.4に示すように5段階に分かれている。この中で噴出物の鉱物学的特徴として約65Ma～約45Ma間の活動ステージⅢで濃飛北部ではステージⅡ迄のチタン鉄鉱系の火成岩類から磁鉄鉱系への変化が認められており、今回得られた試料の全岩分析値をみると、全Fe量が著

しく低いが、弱珪化～珪化変質溶結凝灰岩は Fe_2O_3 の量比が高く、また、深部の強珪化部では $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$ となっている。この結果からみると本岩がステージⅢの特徴である磁鉄鉱系の岩石であると考えられる。

また、本岩マグマの分化の進行程度を表す示標として $\text{MgO} \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ がもちいられているが、表3.5.5の環日本海アルカリ岩石区火山岩平均化学組成と比較すると、本分析結果による主な元素の濃集度は、 K_2O がかなり多く、次いで Al_2O_3 が多く、 Na_2O が平均的で、 Fe_2O_3 がやや少なく、 FeO , MgO , CaO がかなり少ない状況にある。また、個々の試料については安山岩々脈が粗面安山岩に、本孔上部の弱珪化溶結凝灰岩が粗面岩に、他は粗面流紋岩に対比されることが解る。

仮に、これらの岩石が一連のもので、日本のカルクアルカリ系列（またはソーレイト系列）の分化経路に沿って分化したものの産物と考えた場合、 Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO は珪化作用に伴って岩石中から外部へ移動し、相対的に K_2O , Al_2O_3 等は濃集した可能性はある。

表 3.5.4 全岩分析結果一覽表

番 号	No.1-5	No.1-6	No.1-7	No.1-8	No.1-10
採取深度	288.60m	305.72m	393.80m	435.50m	471.00m
岩石名	弱珪化 溶結凝灰岩	珪化變質 溶結凝灰岩	安山岩岩脈	珪化變質 溶結凝灰岩	強珪化變質 溶結凝灰岩
SiO ₂ Wt%	71.53	66.79	66.68	74.76	73.18
TiO ₂	0.18	0.33	0.30	0.11	0.09
Al ₂ O ₃	15.78	17.88	13.83	13.24	13.24
Fe ₂ O ₃	0.87	0.78	1.28	0.56	1.29
FeO	1.14	1.39	1.39	1.00	1.02
MnO	0.05	0.09	0.09	0.05	0.06
MgO	0.33	0.21	0.57	0.17	0.18
CaO	1.16	1.07	3.26	0.58	0.96
Na ₂ O	3.38	5.25	2.16	3.24	4.11
K ₂ O	5.12	5.31	3.56	5.31	4.57
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.21	0.12	0.13
H ₂ O ⁺	0.66	0.45	2.61	0.34	0.36
H ₂ O ⁻	0.04	0.02	2.95	0.02	0.05
S	0.007	0.089	<0.001	<0.001	0.557
SO ₃ ²⁻	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02
CO ₂	<0.2	0.3	2.4	0.5	0.8
Total	100.56	100.11	101.17	99.96	100.49
FeO*	1.92	2.09	2.54	1.50	2.18
FeO*/MgO	5.82	9.95	4.46	8.82	12.11
固結度	3.1	1.6	6.5	1.7	1.6
CIPW Norm					
Q	29.01	13.99	39.04	35.01	31.47
C	2.85	2.55	6.42	2.24	1.53
Or	30.05	31.16	21.15	31.16	27.27
ab	28.84	44.56	18.35	27.26	34.60
an	5.01	2.50	0.00	0.00	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
en	0.80	0.50	1.41	0.40	0.40
fs	1.32	1.32	1.06	1.32	0.00
mt	1.16	1.16	1.85	0.93	1.39
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32
il	0.30	0.61	0.61	0.15	0.15
ap	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31
cc	0.00	0.70	5.50	0.70	1.40
pr	0.00	0.17	0.00	0.00	1.12

$$\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$$

$$\text{固結度} = \text{MgO} \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

表3.5.5 環日本海アルカリ岩石区火山岩平均化学組成

岩 型	リンバー ジャイト ーベイサ ニトイド	玄武岩—粗 面玄武岩	粗面安山岩 質玄武岩	粗 面 安山岩	粗面岩	粗 面 流紋岩	コメン ダイト
SiO ₂ の 範囲	<45	45-50	50-55	55-60	60-65	65-70	70<
平均個数	12	27	14	11	16	16	21
SiO ₂	41.97	47.77	52.35	57.51	62.63	66.97	72.71
Al ₂ O ₃	14.94	16.41	17.67	18.79	17.25	14.93	12.14
Fe ₂ O ₃	4.73	3.29	3.17	2.63	2.13	1.55	2.12
FeO	7.56	7.20	5.75	3.18	2.34	2.44	2.25
MgO	8.43	5.94	3.16	1.38	0.40	0.27	0.16
CaO	11.34	9.34	7.61	4.00	2.21	1.23	0.62
Na ₂ O	3.02	3.44	4.24	5.02	5.34	5.30	4.26
K ₂ O	1.50	2.08	2.54	4.65	5.19	5.47	4.49
H ₂ O	2.83	1.45	1.14	1.18	1.55	1.12	0.84
TiO ₂	2.10	2.19	1.71	1.11	0.55	0.43	0.28
P ₂ O ₅	1.10	0.69	0.48	0.40	0.20	0.09	0.04
MnO	0.48	0.20	0.18	0.15	0.21	0.15	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
$\frac{\text{MgO} \times 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$							
	34	27	17	8	3	2	1

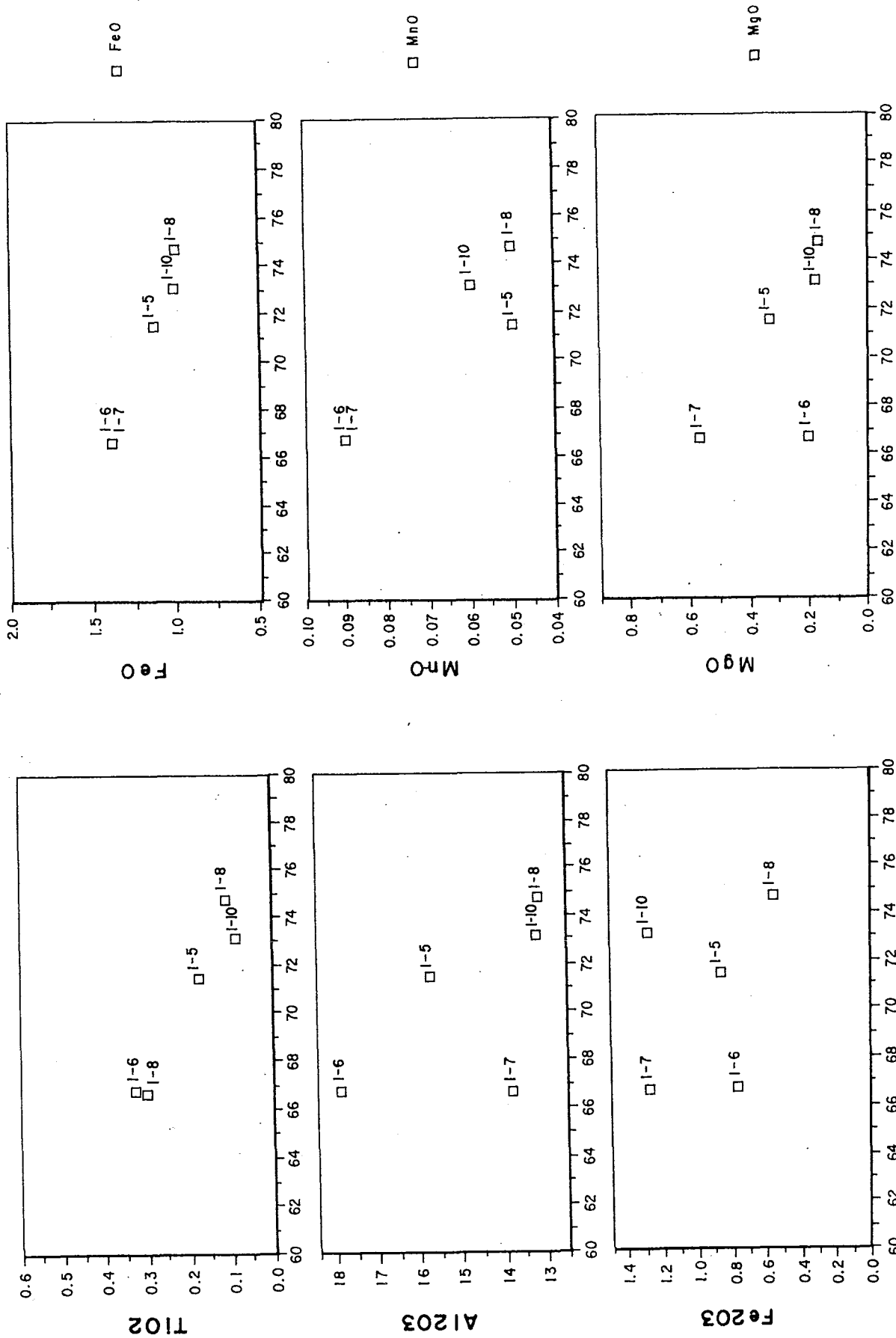


図 3. 5. 1 ハーカ一図 (1) SiO₂

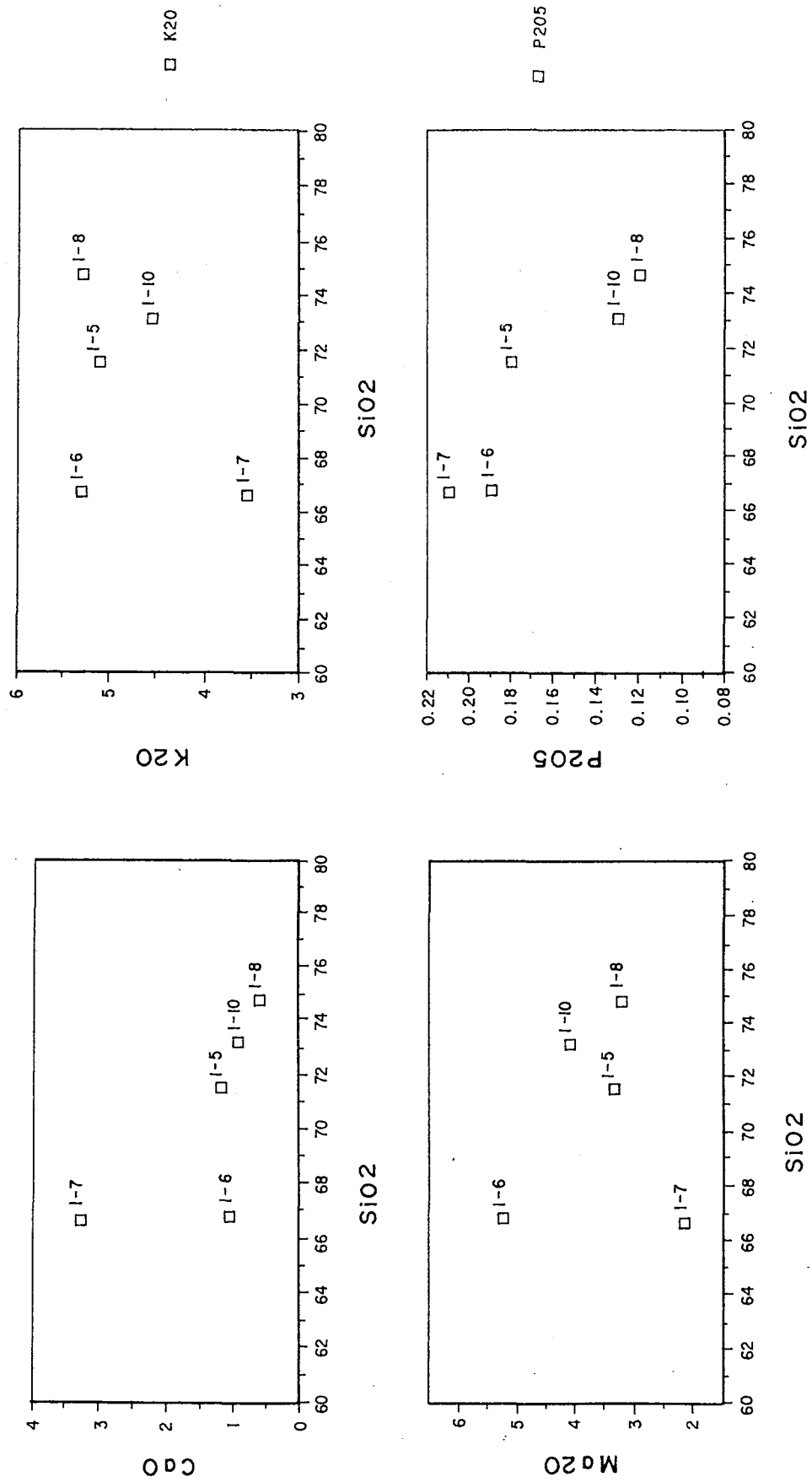


図 3. 5. 1 ハーカ一図 (2)

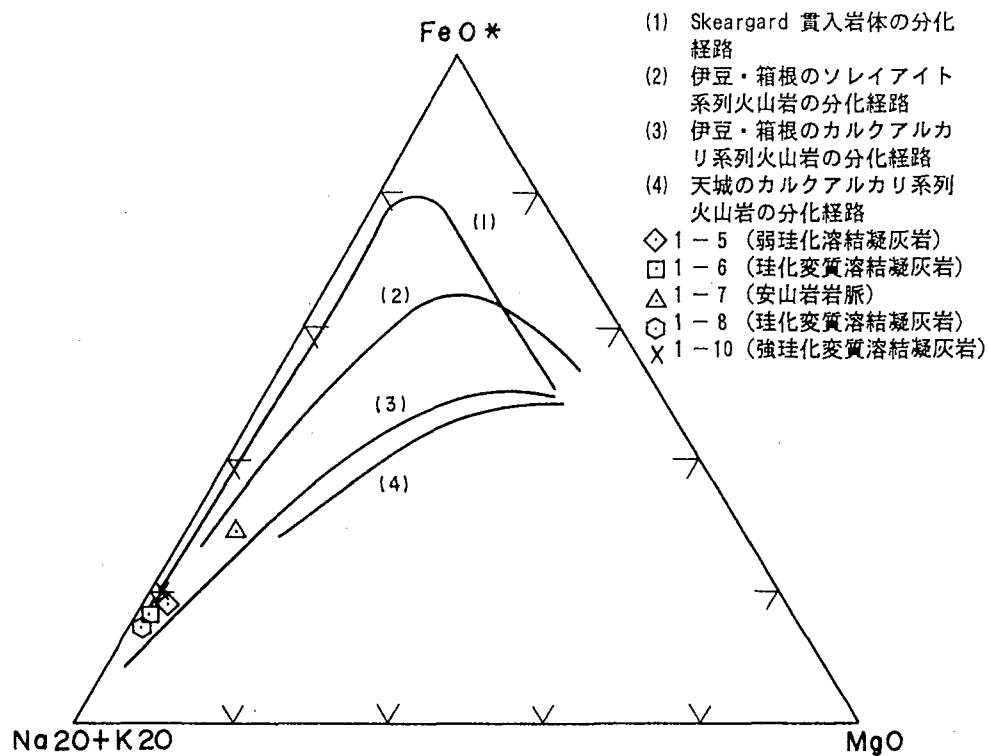


図 3. 5. 2 M F A 図 (FeO^* : 全Fe量を全Fe0として換算した値)

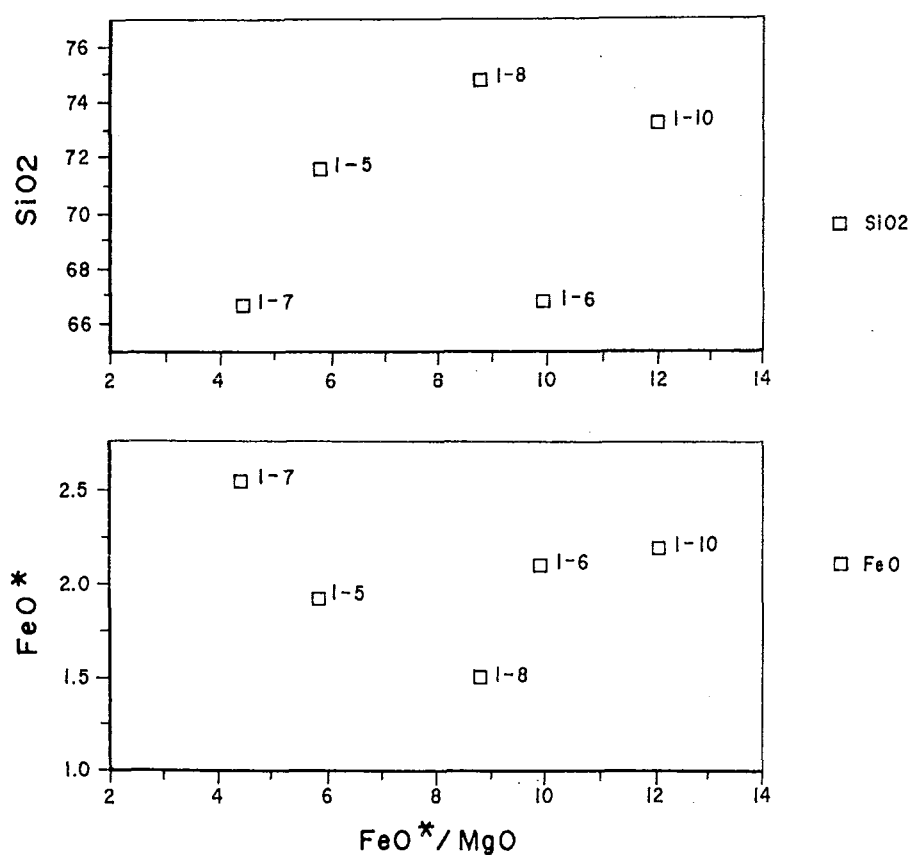


図 3. 5. 3 SiO_2 - FeO^*/MgO および FeO - FeO^*/MgO 図
(FeO^* : 全Fe量をFe0として換算した値)

4. 物理検層データ

4.1 検層方法

本孔の物理検層は温度・電気・音波・中性子・自然放射能・密度・孔径・孔曲り検層の8種目について実施されている。表4.1.1に使用機器を、表4.1.2に作業工程をまとめた。

(1) 温度検層

温度検層はボーリング孔内でセンサーを連続的に降下させながら、孔内の温度を測定するものである。これを地層の対比や逸水層・出水層・帯水層等の位置やその温度の判定に利用している。

一般に、サーミスタ温度計や白金抵抗温度計等、その電気抵抗が温度によって大きく変化する素子をセンサーに用い、孔内の温度分布を計測する。本データはサーミスタ温度計によるものである。

(2) 電気検層

電気検層は比抵抗検層と自然電位（S P）検層の総称である。比抵抗検層は地層の対比や岩盤の区分に、また、自然電位（S P）検層は浸透性地層の判定や頁岩の含有率の算出にそれぞれ利用される。

比抵抗検層における電極配列は2極法が一般的で、本検層でもこれを用いた。電極間隔は25cm（ショートノルマル： ρ_{SN} ）と100cm（ロングノルマル： ρ_{LN} ）を使用した。地層が等方・均質で無限大の拡がりを持つ場合は測定値は真の比抵抗を示すが、実際には泥水の介在や地層の不均一性のため測定値は真の比抵抗を示さず、見掛けの比抵抗を示す。

自然電位（S P）検層は比抵抗検層と同時に行われ、地上の固定電極（N極）と孔内の移動電極（M極）の間に発生する電位差を、深度に対して連続的に記録する。自然電位の発生原因の主なものは、塩分濃度の異なる孔内水と地層水が接触した場合に孔内に発生する、電気化学的な電位である。

(3) 音波検層

音波検層の目的は音波を利用して岩盤の弾性波速度を求め、岩盤の亀裂や破碎帯の判定をすることである。

音波検層は測定電極内に超音波振動子を一定の距離（1 m）で発信器・受信器として装備し、発信器から高周波パルスを発信し、地層を走行して受信器に到達する音波の到着時間を深度に対応させて連続的に記録し（走行時間曲線）、この時間から地層の弾性波速度を求める検層である。更に、受信した音波の全走行波形（ウェーブトレ

表4.1.1 物理検層使用機器一覧表

測定種目	機 種	型 式 等	製 造 元	仕 様
全種目共通	物理検層車 捲上装置 ケーブル 記録計	三菱キッター 油圧ウインチ 5芯アーマードケーブル RV型多バソリューダ-	三菱自動車 田中自動車 ロチェスター 理化電機	チーセル 3,000m級 外径:11/32" 耐熱温度:315°C 素子:4バソ, 紙送り:エンコーダ-連動
	電源	交流安定化電源 直流定電圧電源 ヒソパ-社	タカゴ 物理計測コンサル 大阪電機	出力電圧:300V~150VDC
電気検層	電気検層器	ELM-202 SCM-304	物理計測コンサル 物理計測コンサル	出力電圧:150V, DCHz 出力電流:5~50mA 周波数:20Hz~300Hz 出力波形:短形波
	ゾンデ		日本ハルカー	外径:50mm 電極:ステンレス 電極間隔:25cm, 100cm
温度検層	温度検層器 ゾンデ	TSM-300	宝工業 宝工業	測定範囲 0~200°C 外径:43mm; 全長 1.0m
音波検層	音波検層器 オロスコープ 連続撮影装置	CBM-303, PSP-303, LPM-202 RM-504 PC-20	物理計測コンサル ファトニクス 日本工業	電源装置:300VDC 150mA
	ゾンデ		物理計測コンサル	ソングルソ-バ-振動子, 固有周波数:25kHz 受発信子間隔:1m, ハ-ルズ発信周期:25kHz 外径:43mm, 全長:3m
中性子及び 自然放射能 検層	中性子・自然 放射能検層器 ゾンデ	RMM-204 LPM-204	物理計測コンサル 物理計測コンサル Gearhart-Ovea	レートメーター ライソワイパー 線源: ^{241}Am -Be 3ci 外径:43mm, 全長 150cm
密度検層	密度検層機 ゾンデ	LRM-2D, DPM-1 LPM-204	Comprobe 物理計測コンサル Comprobe	線源: ^{137}Cs 150mCi
孔径検層	孔径検層機	RMM-204 LPM-204	物理計測コンサル 物理計測コンサル	
	ゾンデ		物理計測コンサル	37-A式
孔曲り検層	孔曲り検層器	トロハ-リ型	USA	

表4.1.2 物理検層作業工程表

種 目	測定年月日時	測定区間(m)	備 考
温度検層	H. 3. 9. 4 9:58~10:45	0 ~460.0	孔長 481.0m 孔径 97.54mm ケーシング深度 24.3m ケーシング径 5 inch
電気検層	H. 3. 9. 4~5 9/4 12:38~12:55 9/5 12:14~12:22	23.0~462.9	
中性子検層	H. 3. 9. 4~5 9/4 15:57~16:37 9/5 12:49~13:04	23.0~460.0	
孔径検層	H. 3. 9. 4~5 9/4 17:10~17:49 9/5 13:28~13:48	23.0~460.0	
音波検層	H. 3. 9. 5 9:00~10:00	23.0~458.0	
密度検層	H. 3. 9. 4 8:40~ 9:45	25.0~460.0	

イン) やこの波形の振幅の変化(インテンシティ)を連続的に撮影することによって、種々の物理的データを求めることができる。インテンシティログは黒と白の縞模様で表現され、振幅や速度の全体的な傾向を視覚的に判別できるもので、岩盤の亀裂や断層、破碎帯の有無などの判定に有効である。

本データではウェーブトレインは原則として5 mごと、破碎帯では2~3 mごとに記録した。

(4) 中性子検層

中性子検層の目的は地層の空隙に関するデータを得ることと、岩盤の割れ目や破碎帯の判定を行うことである。

中性子検層ではゾンデ内の中性子線源から高速中性子を放射し、地層を構成している物質の原子核と反応させ、その過程で形成される熱中性子の強度をニュートロンAPIとして、深度に対応させ連続的に測定する。この強度は地層中の水素原子の量(地層の空隙中の流体に係る)に大きく依存しており、換言すると地層の空隙を反映した量である。

本孔ではアメリシウム・ベリリウム (Americium-Beryllium) の放射性同位元素からなる線源 (3キュリー) を使用し、検層速度は約10m/分、時定数は5秒を選定している。

(5) 自然放射能検層 (γ 線検層)

自然放射能検層の目的は地層中の自然の γ 線量の変化から地層を対比し、中性子検層とのレスポンスを比較することである。また、頁岩層の判定や頁岩分の算出にも利用する。自然放射能検層では地層中に微量 (岩石の種類により量が異なる) に含まれている放射性物質から出る γ 線を、深度に対して連続的に測定する。 γ 線検層で計測される γ 線量は放射性元素の密度が高くなるにつれて増加し、地層の密度が増加すると減少する。

本孔では検層速度は10m/分、時定数は5秒を選定している。

(6) 密度検層

密度検層の目的は地層の密度を求め、岩盤の区分をすることである。

密度検層では測定ゾンデ内の γ 線源 (セシウム137、150ミリキュリー) から地層中に γ 線を放射して、地層と反応し減衰する γ 線の強度を深度に対応させて連続的に測定する。このような反応はコンプトン散乱といわれている現象で、これが起きる割合は地層の電子密度に比例している。地層の電子密度とバルク密度の間には一定の関係があるので、これから地層の見掛け密度が求まる。

(7) 孔径検層

孔径検層の目的はボーリング孔の孔径の変化から破砕帯の判定をしたり、他の検層の補正に必要な孔径データを提供することである (破砕帯や断層では崩壊等により、孔径が拡大していることが多い)。孔径検層では通常1本又は3本のアームを使用し、孔底で小型モーターによりこれを開き、孔径の変化に対応するアームの動きを電気信号に変換し、地上のレコーダーに記録する。本検層では3本アームを使用した。

(8) 孔曲り検層

孔曲り検層の目的は掘削中のボーリング孔の方位・傾斜角を一定間隔で測定し、孔曲りの程度を把握することである。本データでは原則的に50mごとに方位・傾斜角を測定している。

4.2 検層結果

検層結果を添付図 (第1-1図、第1-2図、第1-3図、第1-4図) に示す。

4.2.1 温度検層

地表に近い52.8m以浅を除けば、本孔の温度勾配はほぼ一定の値を示し（平均温度勾配：0.38℃/10m）。日本の一般的な地温勾配0.3℃/10mと比べると、やや高い。最高温度は深度460m（測定深度の孔底）の25.5℃であった。温度分布の特徴を表4.2.1にまとめた。

表 4.2.1 地温・地温勾配と岩盤

深度 (m)	温度 (℃)	温度勾配 (℃/10m)	岩 盤 状 況
0	18.7	-2.84	直接大気温の影響を受ける。
20.8	12.8		
51.3	10.6	-0.52	地下水温に近い温度であるが大気や地表面温度の影響を受けて地温勾配は負。
60.0	10.6	0.0	地下水温と地表面温度とのバランス帯。
74.6	11.0	0.27	平均地温勾配より若干小さいことから、熱伝達がよく、比較的地下水の流通が良い地層部。
179.5	15.0	0.30	
191.0	15.2	0.17	温度勾配が小さく、地下水の流動が想定される。
266.0	16.8	0.21	地温勾配が比較的小さく全体に透水性がよい。
365.0	21.2	0.44	地温勾配が高く、伝導型の温度分布を示し、比較的割れ目の少ない安定した地層帯。 365～406mの低地温勾配は反映である熱伝導率の差を表していると想定される。
406.0	22.8	0.39	
460.0	25.2	0.44	

最低温度 10.6℃ (55.7m)
 最高温度 25.2℃ (460.0m)
 0～460m の平均温度勾配 0.14℃/10m
 平均地温勾配 0.38℃/10m
 水位 26.8m

地表付近は孔口からの大気の流入や季節温度変化の影響を受けているが、深度60m付近で恒温状態に達する。深度60m以深で温度勾配は漸増しているが、深度180～191m間で $0.17^{\circ}\text{C}/10\text{m}$ と一時的に低下している。コア観察結果では深度173～186.5m間は劣悪な岩盤状況によるコア採取不能区間で、地質構造の攪乱帯に相当すると推定され、地下水の影響による温度低減が推察される。

上記の深度以下の266m迄の温度勾配は $0.21^{\circ}\text{C}/10\text{m}$ と比較的低い。コア状況は深度255mよりC_H級岩盤が出現し、また、RQDも好転を示していること等から深度260m付近以浅迄地下水の影響が及んでいるものと推定される。

同様に深度365～406m区間で温度勾配が $0.44^{\circ}\text{C}/10\text{m}$ から $0.39^{\circ}\text{C}/10\text{m}$ と低下しているが、コア観察では中心部の深度390.10～397.30m間に安山岩岩脈が分布し、周辺部にC_L級の劣悪な岩盤が分布していることから、地下水脈の存在による低温化が生じているものと推定される。

深度266m付近以下は、前述の364～404m区間を除き、地下水影響を受けていない区間であると考えられる。

4.2.2 電気検層

見掛比抵抗値をロングノルマルでの値でみると最大値は371mにおける $4100\Omega\cdot\text{m}$ 、最小値は389～398mにおける $50\Omega\cdot\text{m}$ であり、 $1000\Omega\cdot\text{m}$ が平均的な見掛比抵抗値といえることができる。

本坑における見掛比抵抗分布は大局的には、ほぼ $1000\Omega\cdot\text{m}$ を基準にして高見掛比抵抗帯と低見掛比抵抗帯との互層をなしている。高見掛比抵抗帯は32～129m、255～326m、413～463mであり、低見掛比抵抗帯は129～255m、326～413mである。

<32～129m>見掛比抵抗値は $200\sim 2500\Omega\cdot\text{m}$ であり、 $1300\Omega\cdot\text{m}$ 程度が平均値で比較的高見掛比抵抗である。この間はコア採取率約88%、RQD26%で比較的安定している。また、37.5～39m、88～89.5m、94～95m、102～103m、105.5～107mでの $500\Omega\cdot\text{m}$ 以下の低見掛比抵抗異常は自然電位の正への偏寄帯でもあり粘土脈帯に対応するであろう。

<129～255m> $180\sim 2000\Omega\cdot\text{m}$ で平均 $500\Omega\cdot\text{m}$ 程度の低見掛比抵抗帯に相当するが、188mを境に上位は約 $400\Omega\cdot\text{m}$ の低異常を、それより下位は約 $800\Omega\cdot\text{m}$ の高異常を形成する。上位の低異常帯は、孔径検層結果でみられるように孔内状況は極めて悪く、通常110mmの孔径が450mmにまで拡大しているところがみられる。また、コア採取率は極めて悪く(41%程度)、棒状コアはほとんど採取されておらず、RQDが8%に近い礫状コア帯といえることができ、全体に軟弱帯である。

下位の低異常帯は、孔内状況は決して良いとはいえないが、上位よりも安定しており、コア採取率も局部的に悪いところを除くと、75%以上を示す。しかしRQD

表4.2.2 地層比抵抗解析結果

深 度 (m)	見掛比抵抗 Ras Ral		地層解析比抵抗($\Omega \cdot m$) Rts Rtl Rts/Rtl			S P (m)	地 質
32~38	1200	1900	1080	1290	0.83	-15	火山礫粒度 溶結凝灰岩
40~52	1400	1700	1200	1200	1.00	± 10	
52~67	1200	1400	1080	1030	1.05	± 15	
67~85	1800	1800	1500	1300	1.15	-20	
85~90	300	400	270	370	0.73	+40	
90~102	1200	1000	1030	820	1.26	+20	
102~107	500	500	390	430	0.91	+30	
107~129	1500	1500	1300	1080	1.20	-30	
129~162	500	500	390	430	0.91	± 10	
162~170	300	400	270	370	0.73	± 5	
170~188	300	400	320	330	0.97	± 10	
188~207	700	700	600	580	1.03	-20	珪化變質 溶結凝灰岩
207~221	1000	1000	860	940	0.91	-30	
221~225	700	800	600	650	0.92	-20	
225~231	900	700	710	600	1.18	-20	
231~239	400	400	350	360	0.97	+30	火山礫粒度 溶結凝灰岩
239~250	1200	1200	1030	900	1.14	± 40	
250~255	800	900	650	680	0.96	+40	
255~263	2000	2000	1800	1400	1.29	+20	弱珪化變質 火山礫粒度 溶結凝灰岩
263~274	1500	1500	1300	1080	1.20	+30	
274~277	2600	2800	2500	1900	1.32	-10	
277~286	1300	1600	1080	1100	0.98	+20	
286~290	2800	3400	2500	2200	1.14	-15	
290~295	1600	2100	1300	1400	0.93	+10	珪化變質 溶結凝灰岩
295~300	1500	1500	1300	1080	1.20	+20	
300~320	2000	2200	1800	1600	1.13	± 10	
320~326	3200	4000	3200	2600	1.23	-30	
326~362	1000	1000	860	730	1.18	± 15	強珪化變質
362~369	1800	1800	1700	1300	1.31	± 10	珪化變質 溶結凝灰岩
369~374	3200	4200	3200	2600	1.23	-30	
374~381	600	700	470	560	0.84	+25	
381~386	2800	3200	2600	2200	1.18	-20	強珪化變質 溶結凝灰岩
386~390	500	500	390	430	0.91	+25	
390~398	80	100	80	100	0.80	+50	安山岩々脈
398~408	500	600	520	520	1.00	+10	強珪化變質 溶結凝灰岩
408~413	1200	1200	1030	900	1.14	-10	
413~420	2000	2300	1800	1600	1.13	-20	
420~424	600	600	470	520	0.90	+10	
424~433	2500	2900	2400	1900	1.26	-20	
433~435	1400	1600	1100	1100	1.00	-20	珪化變質 溶結凝灰岩
435~438	3000	3800	3000	2400	1.25	-30	
438~448	200	2200	1800	1500	1.20	-15	強珪化變質 溶結凝灰岩
448~452	1000	1200	860	900	0.96	+10	
452~463	2000	2000	1800	1400	1.29	-15	

からみた棒状コアの採取率は、下位に向かって除々によくなる傾向がみられるが、全般に悪く、15%程度で礫状である。

<255~326m>700~4000 $\Omega \cdot m$ を示し、平均的に約1800 $\Omega \cdot m$ の高見掛比抵抗帯である。本層に相当する部分の孔内状況は全体に良く、孔径の大きく拡大している所は見られない。また、コア採取率は、局所的な採取率の低下部を除くとほぼ96%であり、R Q Dから見た棒状コアの採取率も比較的良好51%である。

本帯は珪化変質により高比抵抗化しており、比抵抗値は、主として珪化の度合や岩盤の硬度差を反映していると考えることができる。岩盤は全般に安定して硬質である。

比抵抗値からみた岩盤の特に堅硬な部分は、2000 $\Omega \cdot m$ 以上を示す255~263m、274~276m、286~294m、303~307m、309~313m、320~326mである。

また、比較的良好な部分は、272~274m、276~278m、298~300m、307~309m、316~320mであろう。

<326~413m>50~4100 $\Omega \cdot m$ で、変化の激しい比抵抗帯を形成し平均的には1000 $\Omega \cdot m$ 程度であり、全般的に良好である。

本帯には、孔径の大きな拡大部はみられないものの若干の崩壊はある。コア採取率は全体に良く、100%採取率を示す部分もあるが、局所的に採取されていない所もみられ、全体では29%である。一方、R Q Dは全体に大きいとはいえず32%程度である。岩盤は比較的良好質である。

本帯の比較的良好な部分として、363~373m及び381~385m、良好な部分としては、326~331m、343~344m、350~352m、357~361m、376~381m及び387~408mを指摘できる。また、本孔中で最も低い見掛比抵抗値の50 $\Omega \cdot m$ を示す389~398m間は、安山岩脈に対応させることができる。

<413~463m>400~3800 $\Omega \cdot m$ を示し、2000 $\Omega \cdot m$ 程度が平均的な見掛比抵抗値で、全体に高異常帯を形成する。また、孔径はほぼ一定であり、大きく拡大した部分はみられず、コア採取率も98%を示し、R Q Dからみた棒状コアの採取率も比較的良好45%である。全体に安定した地層部を形成し、比較的良好な岩盤帯である。

本帯中の比抵抗値から推定できる特に堅硬な部分としては、416~419m、428~432m、435~437mを、比較的良好な部分としては419~423m、449~452mを指摘できる。

4.2.3 中性子検層

本孔内の測定された中性子強度は、大局的にみると188m付近を境に異なる。これより上位は500~3000APIで比較的良好低く、下位は2000~5000APIで高い値を示す。

中性子検層では、間隙率の大きな地層、すなわち堆積岩や風化帯、良好帯、変質帯などは測定値が小さく、堅硬で比較的良好安定した地層部は大きな値を示す。このこ

とから、188m以浅は比較的間隙性の地層で、風化や破碎が進んでおり、これより以深は全般的に比較的堅硬な安定した地層部を形成していると考えることができる。

<188m以浅>500~3000APIを示し、間隙率に換算して10~30%に相当し、間隙率の大きな軟弱な地質部に対応する。本部分には孔径の拡大部が多くみられること、全般にコア採取率が悪く、RQDも小さく、採取された岩石の大部分が礫状であることが、これを裏付けている。

また、22~36m、87~95m、101~106m、130~139m、155~186mのAPIの低異常部は、それぞれ孔径の拡大部に対応し、孔径の影響を強く受けていることが想定できるが、孔径を考慮して算出された間隙率でも20%以上であり、強く破碎を受けた部分に対応する。

<188m以深>2000~5000APIを示し、大局的に間隙率10%以下であることから、比較的稳定した地層部に対応するであろう。188~255mは、深度が増すに従って測定値が大きくなる傾向が見られ、間隙率が小さな地層に移行する漸移帯を形成している。この傾向は前述の比抵抗値や後述する γ - γ 検層における密度値や音波検層におけるP波速度値にも検出されており、この付近が上位の地層から下位の地層への物性的漸移帯と考えることができる。

255m以深は、約4000API $\pm$ を示し、間隙率換算で5%程度と比較的安定した地層部である。しかしこの内の326~413mは、全体にAPI値が小さく、若干間隙率が上昇する。また、326~331m及び390~397mは局所的なAPI値の低下がみられ、間隙率のこの部分の増加が想定された。この内、前者は比較的大きな破碎帯に、後者は安山岩々脈に対応する。

4.2.4 音波検層

音波検層における岩盤速度は、走行時間曲線(ΔT)から算出されるが、この走行時間(ΔT)には、孔内水中の伝播時間が含まれている。これを補正して真の岩盤速度を算出してP波速度曲線とした。この場合、 ΔT が第一波の初動を捉えていれば問題はないが、波動が小さく、第二波以降の波動を観測している場合も考えられるため、ウェーブトレインやバリエーブルインテンシティを参考にして補正した。

188m付近を境に、上位と下位で速度分布が異なる。上位は全体に速度値は小さく3.2km/s程度であり、下位は4.0km/s程度で比較的大きい値である。これは前述した間隙率とよい整合性を示し、上位の岩盤の破碎状況や下位の比較的稳定した岩盤状況の反映と考えられる。

<188m以浅>局所的な速度異常を除くと2.7~4.0km/sであり、速度値の変化の激しい地層部である。129mを境に上位は速度値がやや大きく、3.5km/sを中心に速度変化が激しい。下位はほぼ3.0km/sである。このことは、大局的には比抵抗分布とよい整合性を示し、高速度帯は高比抵抗帯に、低速度帯は低比抵抗帯に対応する。孔

径の変化や、コア採取率、R Q Dとも良い相関を示す。

<188m以深>岩盤速度は4.0km/sではほぼ一定の値を示し、比較的安定した岩盤状況を反映している。しかし326~413m間は若干速度値は小さく約3.7km/sを示し、比抵抗の低下や間隔率の増加帯に良い対応を示した。

4.2.5 密度検層

本孔での密度検層は、孔内状況が極めて悪く、密度検層用ゾンデを事故なく挿入することが困難であることが判明したことから、裸孔での測定をあきらめ、ロッド内での測定とした。γ線強度測定値からの密度値変換は、ロッドを考慮した補正曲線を用いて実施した。

換算された密度値は最小値が179mにおける 1.6g/cm^3 であり、最大値は100m付近の 2.75g/cm^3 であったが、 $2.6\sim 2.7\text{g/cm}^3$ が本孔における平均的な密度値である。

密度分布は大局的には、188mを境に上位と下位とで異なり、上位は変化に富んだ密度分布で全体に小さく、下位は比較的安定しており全体に大きい。速度分布や間隔率分布、比抵抗分布と調和的であり岩盤状況をよく反映している。

<188m以浅>孔径の補正がなされているにもかかわらず、孔径の拡大部分が低密度異常を示し、強い破碎部との関係が想定できる。孔径の拡大部分を除くと $2.6\sim 2.7\text{g/cm}^3$ を示し、後述する下位の188m以深と同程度の密度値を示す。

<188m以深>除々に密度値が増加する188~255m間の漸移帯や孔径の局所的な拡大部分を除いてほぼ $2.5\sim 2.7\text{g/cm}^3$ の安定した密度値を示す。326~413m間は、比抵抗分布値や速度値と同様若干の密度値の低下がみられ、この部分の岩盤の軟弱化が想定できる。

4.2.6 自然放射能検層

測定された自然放射能検層は、130~370APIであり、局所的な異常値を除くと250API以上で全体に高いγ線強度を示す。岩質が全般的に酸性であることを反映している。

129~188m及び391~398mに比較的大きなγ線強度の低下した部分がみられ、前者は孔径の広がった破碎帯に、後者は安山岩々脈に対応する。

4.2.7 孔径検層

本孔は掘削ビットサイズHQL:98.5mmで掘削したが、岩盤全体が破碎質であったため、孔壁の保持が難しく、一度掘削して応力を開放してから、全体に坑内に押し込んだ破碎岩を再び掘削するような方法をとった。このため、全体に孔径は大きくなり、105mm程度の測定値を示した。

本孔の孔径は188m付近を境に上位は拡大した部分が多く、下位は比較的安定した

孔径を示している。大きく拡大している部分として22~37m、132~139m及び155~189mの3箇所を指摘できるが、89m、94m、102m、214m、付近に孔径150mm以上の幅1m以下の拡大部がある。22~37mについては、最大180mmにまで拡大しているがコアはほぼ100%採取されている。しかし、RQDは極めて小さく礫状コアであることから、この部分は掘削後破碎し崩壊したものと考えられる。

132~139m間は、最大180mmに拡大しており、コア採取率は平均で33%、RQDは0%であることから、断層等による岩盤の破碎が強く進んだ部分に対応させられる。

155~189mについては、最大で250mm以上に大きく拡大しており、またこの間のコアが採取されていないことから、全体に強い破碎を受けていることが想定できる。

4.2.8 孔曲り検層

孔曲り検層の結果を表4.2.3に、方位測定結果図を図4.2.1に示す。図示のようにほぼ直線的に西側に偏位しており、深度に対する偏位の割合はほぼ一定している。

表 4.2.3 孔曲り検層結果表

深度 (m)	傾斜 (°)	方位 (°)	垂直深度 (m)	東西偏位 (m)	南北偏位 (m)	方位 (°)	偏位 (m)
50.00	1.33	270.00	49.987	-1.161	0.000	270.00	1.161
100.00	1.67	310.00	99.965	-2.277	0.937	292.37	2.462
150.00	2.00	311.00	149.935	-3.594	2.081	300.07	4.153
180.00	2.67	330.00	179.902	-4.292	3.292	307.49	5.409
210.00	3.00	311.00	209.861	-5.477	4.322	308.28	6.977
240.00	3.00	310.00	259.820	-6.680	5.331	308.59	8.546
270.00	3.00	304.00	269.779	-7.982	6.209	307.88	10.113
300.00	3.50	313.00	299.723	-9.321	7.458	308.66	11.937
330.00	3.67	323.00	329.661	-10.477	8.992	310.64	13.807
360.00	4.17	323.00	359.582	-11.790	10.734	312.32	15.944
390.00	4.17	334.00	389.503	-12.746	12.695	314.89	17.990
420.00	4.50	337.00	419.410	-13.666	14.861	317.40	20.189
481.00	(4.50	337.00)	480.222	-15.536	19.267	321.12	24.750

4.3 解析

4.3.1 電気検層解析

比抵抗検層で測定される比抵抗値は、試錐孔内を満たす掘削水や、これが周辺地層に浸透して地層の電氣的性状を変えるために、真の地層の比抵抗値とは異なる。

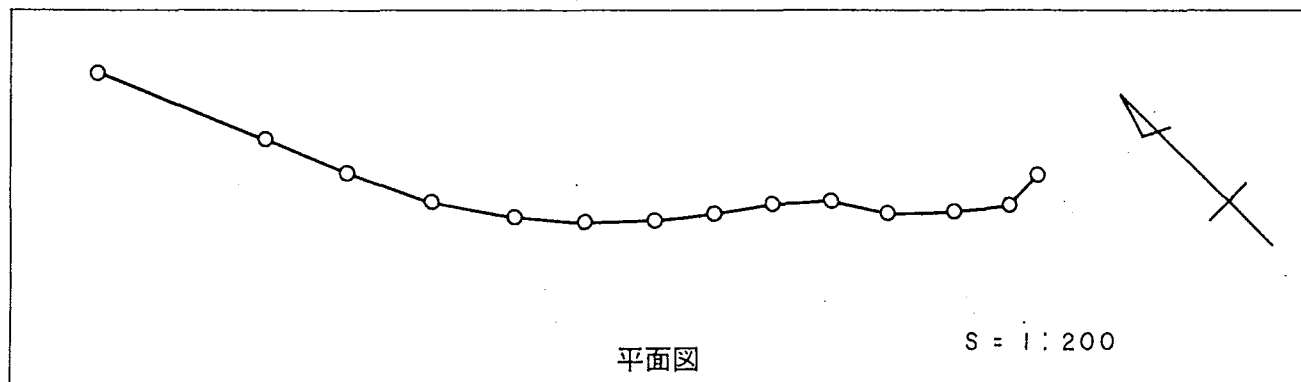
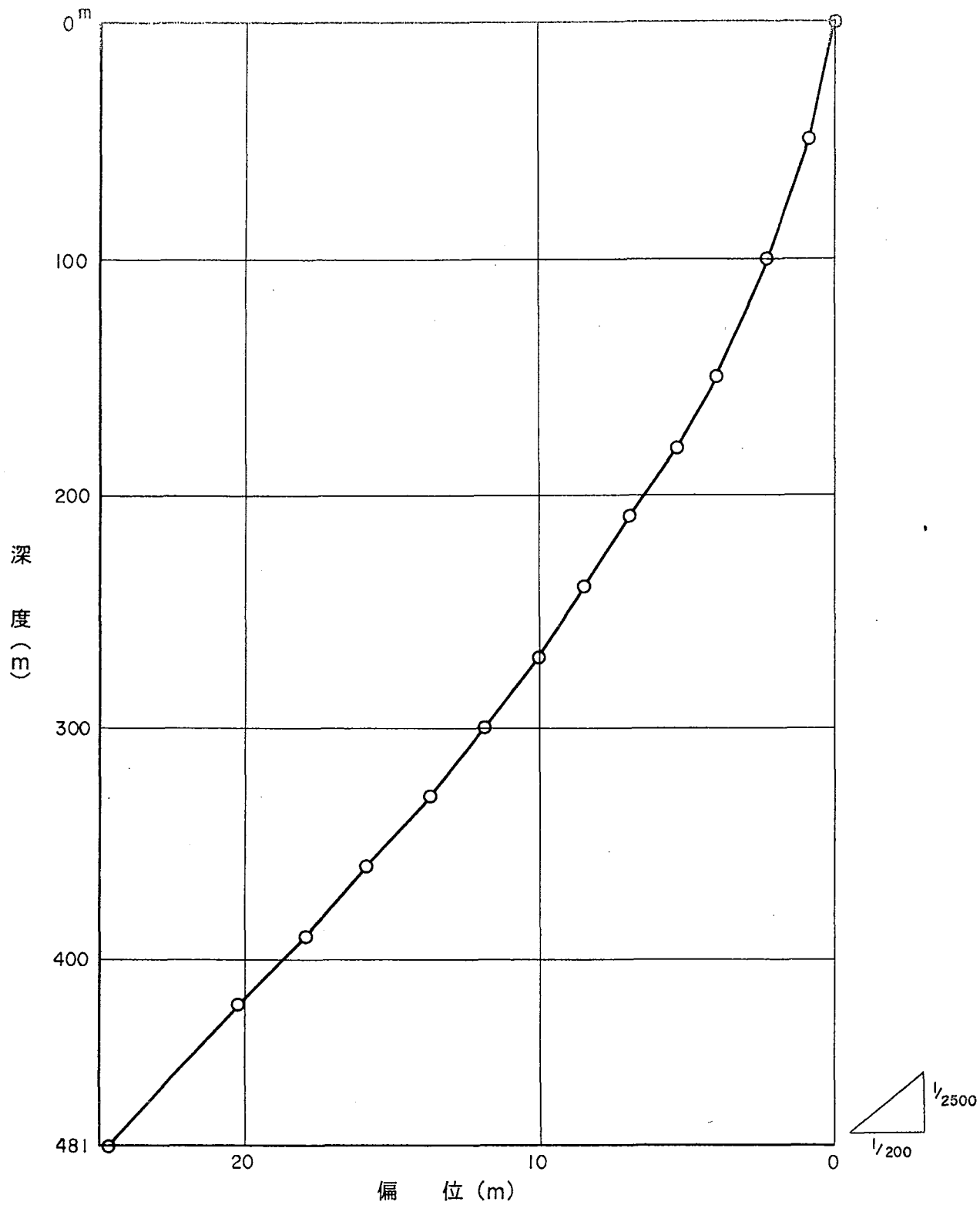


图 4. 2. 1 深地平瀬No. 1 方位測定結果図

検層結果を同じような見掛比抵抗値を示す区間で区分して真の地層の比抵抗値を解析した。本解析では、掘削水の周辺地層への浸透を考慮せず、孔内水のみを補正する比抵抗偏差曲線（シュランベルジャー社作製）を用いて実施した。この場合、孔径の変化は孔径検層結果を用いた。解析結果を表4.3.1に示した。

上述の仮定で解析された比抵抗値は、地層内に掘削水が浸透していなければ、ショートノルマルから算出された値も、ロングノルマルから算出された値も一致しなければならない。しかし、実際には表4.3.1に示すようにこれらには差が生じている。これは掘削水の地層部への浸透があったことを意味しており、この両者の開きは地層の透水性の指標となり得ることを示唆している。

解析比抵抗値は見掛比抵抗に比べて、概ねやや低く解析されており、岩質と比抵抗との関係を表4.3.1のようにまとめることができる。

表 4.3.1 電気検層解析結果

深度区間 (m)	見掛比抵抗値 $\Omega \cdot m$	解析比抵抗値 (平均値) $\Omega \cdot m$	比抵抗層	地 層 性 質			
				採取率 (A) %	RQD (B)%	$\frac{A+B}{2}$	珪化度
32～129	500～1900	270～1500 (970)	中比抵抗	88	26	57	
129～188	300～ 500	270～ 430 (390)	低比抵抗	41	7.8	24	
188～255	400～1200	350～1030 (700)	低比抵抗	75	15	45	珪化
255～326	1300～4000	1080～3200 (1500)	高比抵抗	96	51	74	移 ↓ 帯
326～413	80～4200	80～3200 (870)	中比抵抗	92	32	62	珪化
413～463	600～3800	470～3000 (1500)	高比抵抗	98	45	72	強珪化

解析比抵抗は見掛比抵抗に比べて、概ねやや低く解析されており、岩質と比抵抗との関係を次のようにまとめることができる。

図4.3.1に比抵抗値対コア採取率とRQDの平均値との関係を示した。これによる

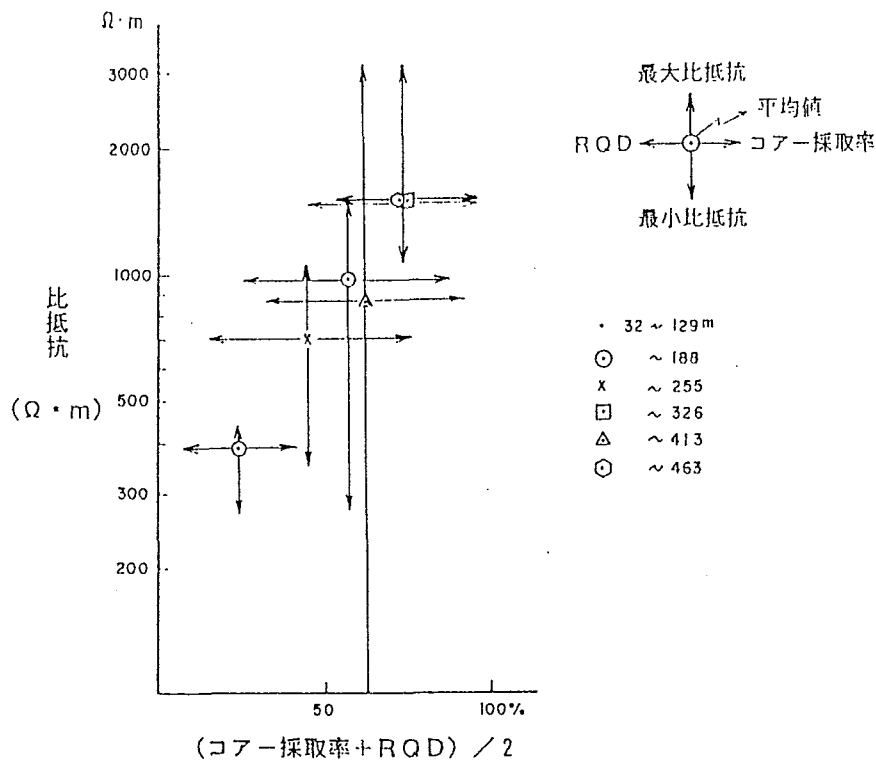


図 4. 3. 1 岩盤状況と比抵抗値

と、比抵抗値の大小は大局的にはコア採取率やRQDと良い相関を示す。すなわち低比抵抗を示すゾーンはコア採取率が41~75%で、RQDも8~15%と低く、破碎質で比較的岩盤区分の軟弱部に対応し、中比抵抗ゾーンはコア採取率が88~92%で、RQDは26~32%を示す。高比抵抗ゾーンはコア採取率96~98%で、RQDは45~51%を示し比較的亀裂の少ない堅硬で安定した岩盤部に対応する。このことから比抵抗値は岩盤の亀裂の状況をよく反映しているといえることができる。

4.3.2 音波検層解析

音波検層結果を電気検層結果同様に6区分して、各ゾーンについて解析した。

解析はS波速度や動弾性係数を算出することとし、S波速度は音波P波速度と岩石試験から求められた動ポアソン比を用いて次式から推定した。

$$V_s = V_p \left\{ \frac{(1-2\nu)}{(1-\nu)} \right\}^{1/2}$$

V_s : S波速度 (m/s)

V_p : 音波検層結果から求められたP波速度 (m/s)

ν : 動ポアソン比 (0.41~0.42)

また、動弾性係数は次式から算出した。

$$E = \rho \cdot (V_p)^2 \left\{ \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{(1-\nu)} \right\} / g / 1000$$

E : 動弾性係数 (kg/cm^2)

ρ : 密度検層結果から求めた密度 (g/cm^3)

g : 重力加速度 ($980\text{cm}/\text{sec}^2$)

表4.3.2 に解析結果を示した。

解析結果によると、岩盤の原位置におけるS波速度はコア試験での速度に比べて約1/2、動弾性係数は1/2～1/3である。このことは本孔の位置する岩盤は全体に亀裂の発達が良いことを示唆している。

表 4.3.2 音波検層解析結果

	P波速度 (検層) m/s	密度 (検層)	ポアソン比 岩石試験 による	算出 S波速 度 m/s	動弾性係数 (算出) 10^4 kg/cm^2	コア採 取率 (A)%	RQD (B)	$\frac{A+B}{2}$
32～129	3230	2.52	0.42	1200	10.5	88	26	57
129～188	3220	2.21	0.42	1190	9.16	41	7.8	24
188～255	3690	2.51	0.42	1370	13.7	75	15	45
255～326	3840	2.59	0.42	1420	15.3	96	51	74
326～413	3680	2.53	0.41	1440	15.0	92	32	62
413～463	3730	2.56	0.42	1380	14.2	98	45	72

また、図4.3.2に示すように動弾性係数とコア採取率、RQDとは相関があり、相関係数は $r=0.78$ であった。

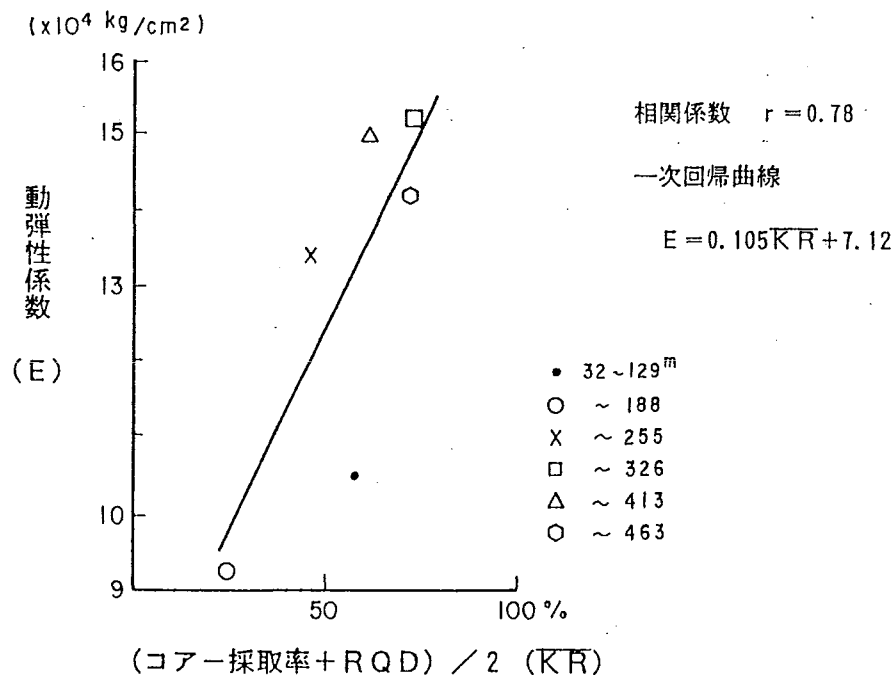


図 4.3.2 音波速度から推定される動弾性係数と岩盤状況

4.3.3 中性子検層解析

中性子検層結果から次式（実験式）を用いて間隙率を算出した。

$$\phi N = -(5.12 + 7.538d) \times 10^{-5} \times A + \log 58$$

$$\phi N = 10$$

ϕN : 中性子陰層による間隙率 (%)

A : 中性子陰層結果、API

d : 孔径 (インチ)

(英国ギャハート・オーマン社の中性子陰層器の補正式を物理計測 (株) で修正した。)

図4.3.3に中性子陰層から算出された間隙率と岩盤の性状に関連するコア採取率やRQDとの関係を示した。全体には中性子陰層から算出される間隙率はコア採取率やRQDと良い相関を示し (相関係数 $r=0.8$)、岩盤性状を良く反映している。

原位置における間隙率は188mを境に上位が13.5~15.9%と大きく、これより下位の3.7~8.0%と良い対比を示した。しかし、本結果は岩石コアによる試験結果での間隙率0.6~1.4% (安山岩々脈の8.8%を除いて) に比べて1桁大きな値であり、岩盤自体の亀裂の発達状況を反映している。

表 4.3.3 中性子陰層解析結果

深度 (m)	中性子強度 (API)	換算間隙率 (%)	密度 (g/cm ³)	コア採取率 (A) (%)	RQD (B) (%)	$\frac{A+B}{2}$ (%)
32~129	900~3200	13.5	2.52	88	2.6	57
129~188	800~3200	15.9	2.21	41	7.8	24
188~255	1800~4100	7.1	2.51	75	15	45
255~326	3000~4900	3.7	2.59	96	51	74
326~413	2100~4300 (一部1500)	8.0	2.53	92	32	62
413~463	2400~4800	4.1	2.56	98	45	72

4.3.4 陰層物性値の比較

陰層図から本孔における柱状図を物性区分し、表4.3.4に地質単位における物性値 (比抵抗・音波速度・密度・間隙率) の最大値・最小値・平均値並びに岩石マトリックス指標であるM・N値を示した。また、各物性値の関係を図 4.3.4~4.3.9に示し、これらの相関係数を表4.3.5にまとめた。

これによると各地質単位の物性値 (平均値) の相関は全般に良く、音波速度と間隙率が-0.97を示して最高であり比抵抗/密度、比抵抗/間隙率、密度/間隙率が0.80で、これに続き音波速度/密度が0.71、比抵抗/音波速度が0.65であった。このことから本調査での物性値での地層区分の妥当性が明かとなった。

音波陰層、密度陰層、中性子陰層のデータから次式により求められるM値及びN値は、図4.3.10に示したM・Nプロット図における位置から、有効間隙の影響を除いた

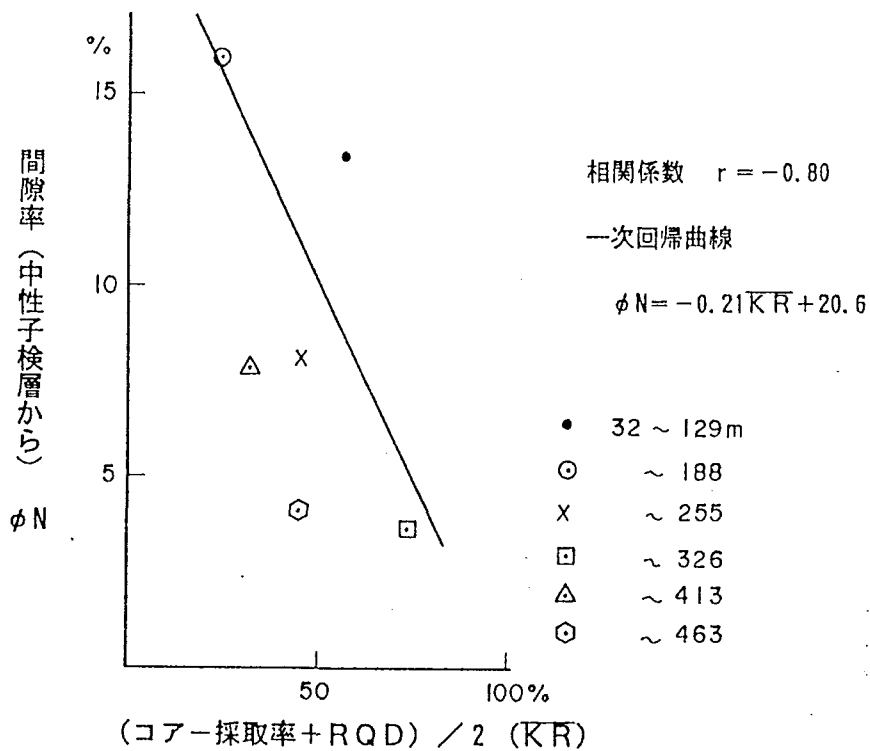


図 4.3.3 間隙率と岩盤状況

表 4.3.4 物理検層解析結果

地質单元 深度区間 m	標示記号	比 抵 抗 $\Omega \cdot m$			音 波 速 度 m / s			密 度 g / c m ³			間 隙 率 %			M	N
		平均	最大	最小	平均	最大	最小	平均	最大	最小	平均	最大	最小		
32~129	●	970	1500	270	3230	3970	1160	2.52	2.73	1.93	13.5	26.9	5.3	0.72	0.57
129~188	⊙	390	430	270	3220	3920	2640	2.21	2.64	1.61	15.9	24.1	7.9	0.90	0.70
188~255	×	700	1030	350	3690	3970	2920	2.51	2.64	2.22	7.1	14.3	3.3	0.80	0.62
255~326	◻	1500	3200	1080	3840	4130	3350	2.59	2.65	2.48	3.7	8.1	2.0	0.78	0.61
326~413	△	870	3200	80	3680	4270	2850	2.53	2.63	2.32	8.0	23.5	2.2	0.79	0.60
413~463	◇	1500	3000	470	3770	4670	2930	2.56	2.63	2.43	4.1	9.8	1.9	0.78	0.61

表 4.3.5 検層物性値相関係数

	比抵抗	P波速度	密度	間隙率
比 抵 抗		0.651	0.794	-0.795
P波速度			0.710	-0.970
密 度				-0.797
間 隙 率				

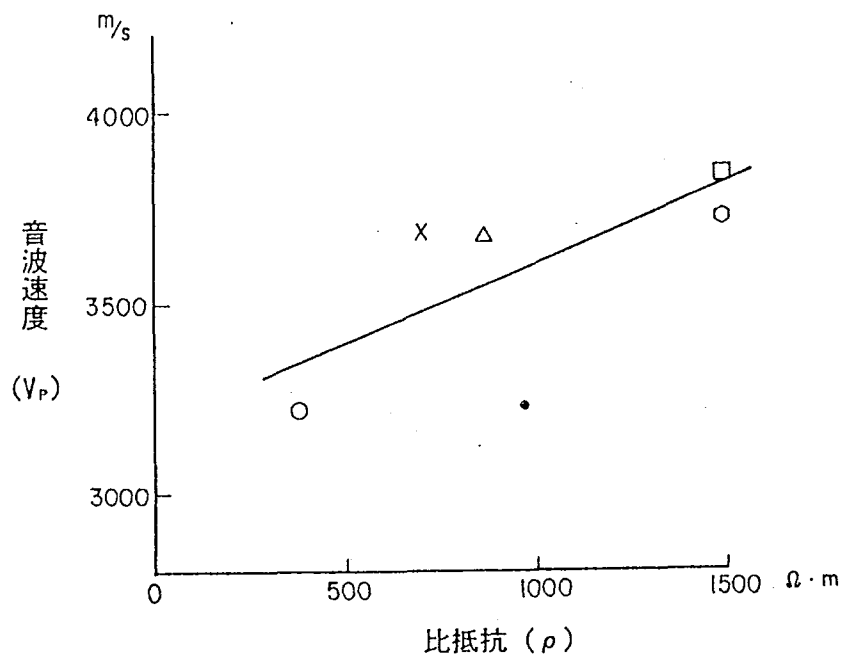


図 4.3.4 音波速度／比抵抗

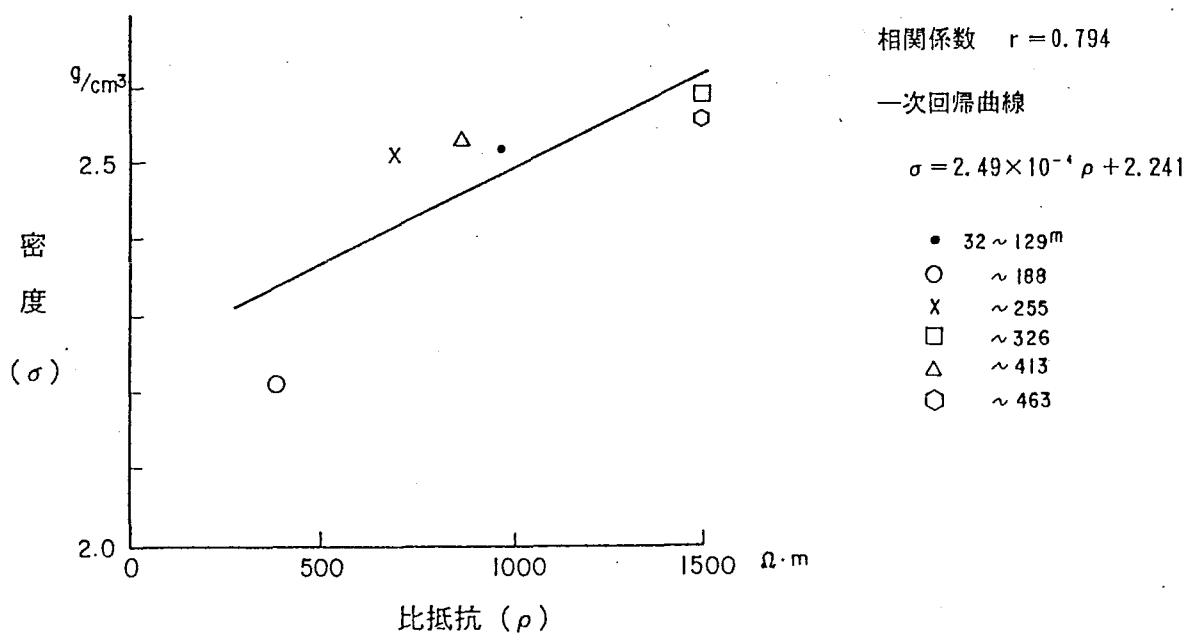


図 4.3.5 密度／比抵抗

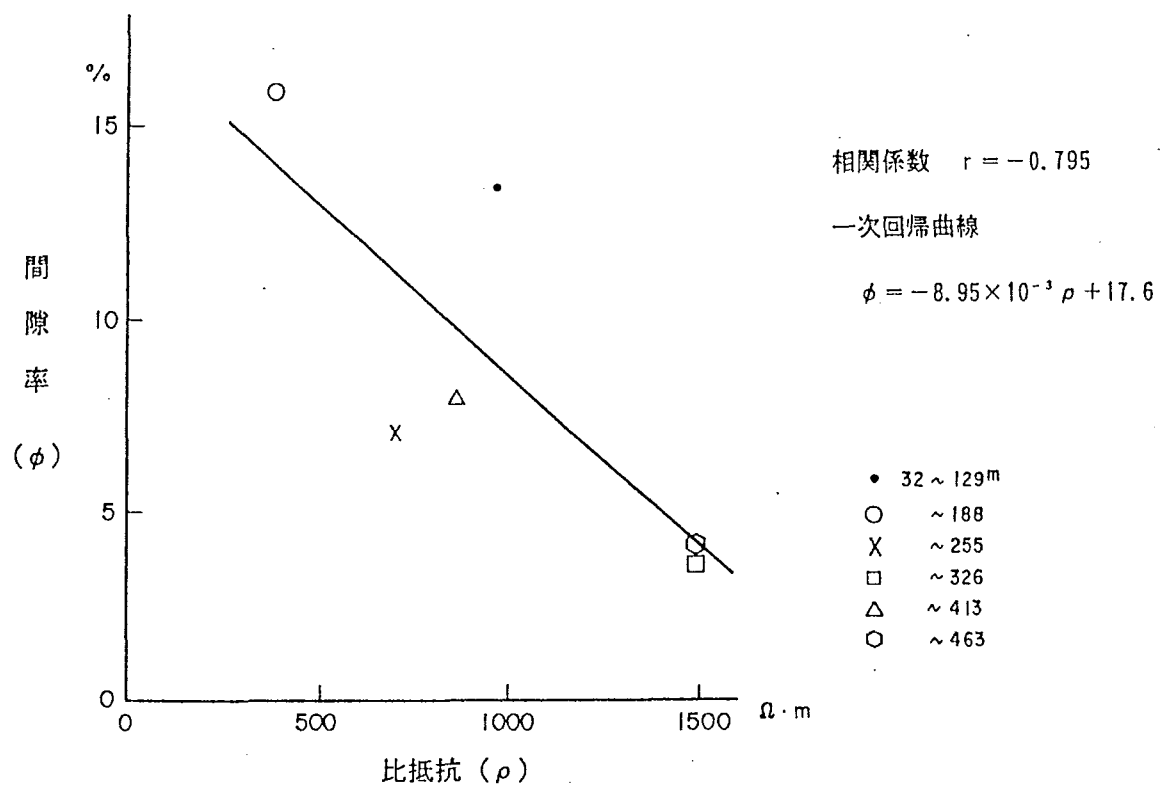


図 4.3.6 間隙率／比抵抗

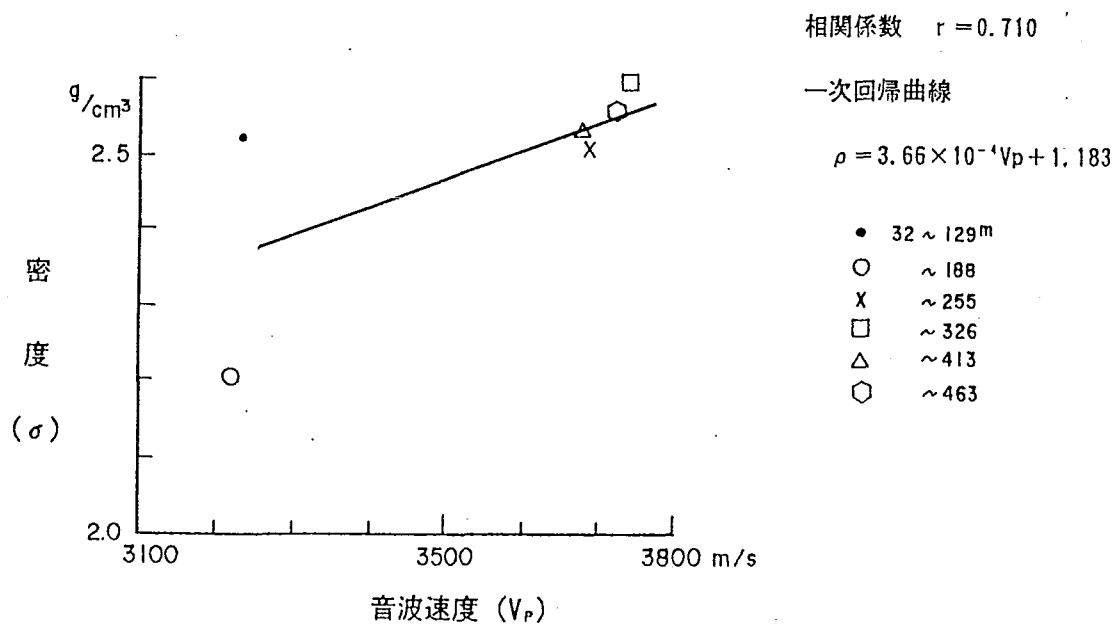


図 4.3.7 密度／音波検層

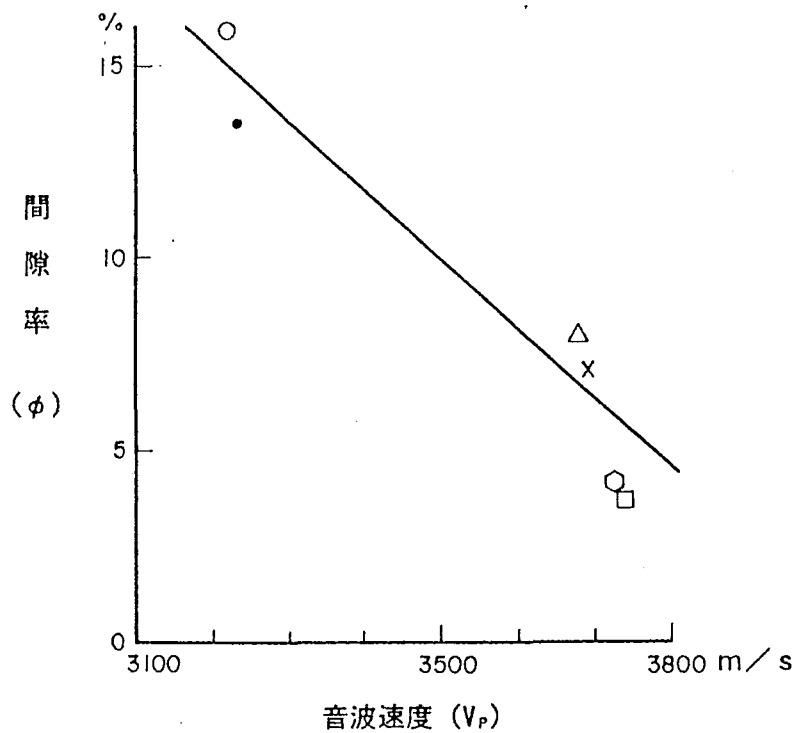


図 4.3.8 間隙率／音波速度

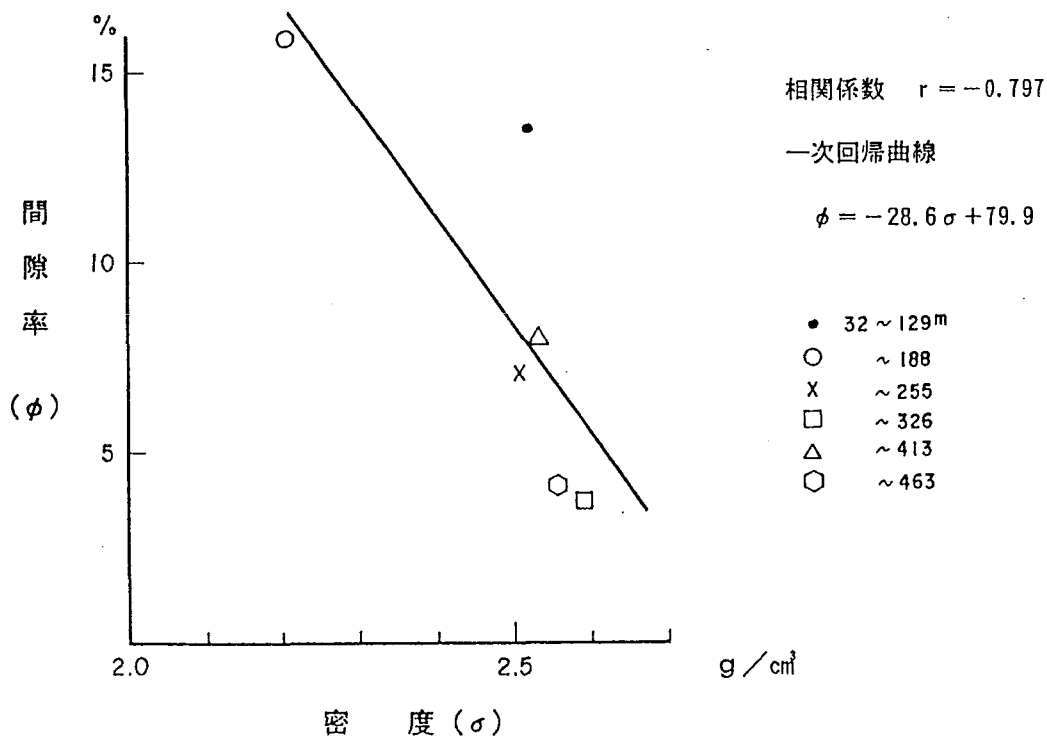


図 4.3.9 間隙率／密度

岩石のマトリックスの性状と判定することができる。

$$M = (\Delta T_f - \Delta T_a) / (\sigma_a - \sigma_f) \times 0.01$$

$$N = \{ (\phi N)_f - \phi N \} / (\sigma_a - \sigma_f)$$

出典：Schlumberger(1972a)

ΔT_f : 間隙水の音波到達時間

ΔT : 地層中の音波到達時間

σ_a : 地層の密度

σ_f : 間隙水の密度

(ϕN) : 間隙水の中性子検層による間隙率

ϕN : 地層の中性子検層による間隙率

これによると上位の32~129m間と129~188m間は岩石のマトリックスの性質から分離し、亀裂や孔隙に依存した物理的性質を示すようになる。

一方、188mより下位の地質単位は石英の性質に類似し、岩盤のマトリックスが酸性であることを反映した。

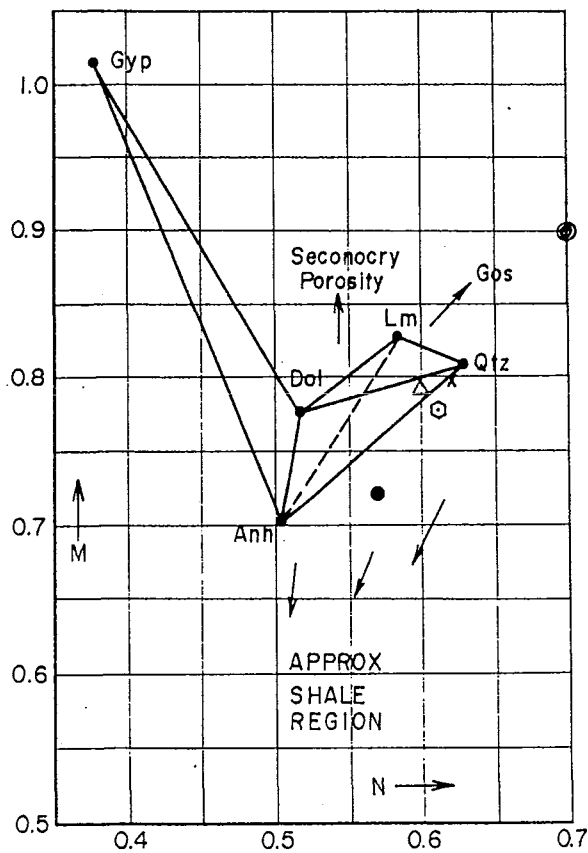


図 4.3.10 M-Nプロット図

4.4 試錐データとPLMT法データの対比

本調査地では電気探査とPLMT法の調査データがあり（PNC ZJ4010 90-001）、これと電気検層データとの比較検討を行った。なお、検層に用いた検層データの比抵抗値は解析比抵抗値である。

図4.4.1にPLMT法解析断面に電気検層解析結果を付した。これによると本試錐孔に最も近いPLMT法解析データは測点No.1である。PLMTでは地表から200mに比抵抗層の境界があり、上位が $1000\Omega\cdot m$ 、下位が $500\Omega\cdot m$ の2層構造として解析されている。これに対して電気検層結果では地表から129m迄が $970\Omega\cdot m$ 、その下位に $390\sim 700\Omega\cdot m$ の地層が分布した。PLMT法の解析精度等を考慮すると、検層における129mの境界はPLMT法における深度200mの境界に対応させてよいであろう。また、検層結果では深度255m以浅に $870\sim 1500\Omega\cdot m$ の高比抵抗層が分布するが、PLMT法では検出されていない。これは2層目の比抵抗値が $500\Omega\cdot m$ で低いことから、PLMT法の可探深度を越えているためであろう。

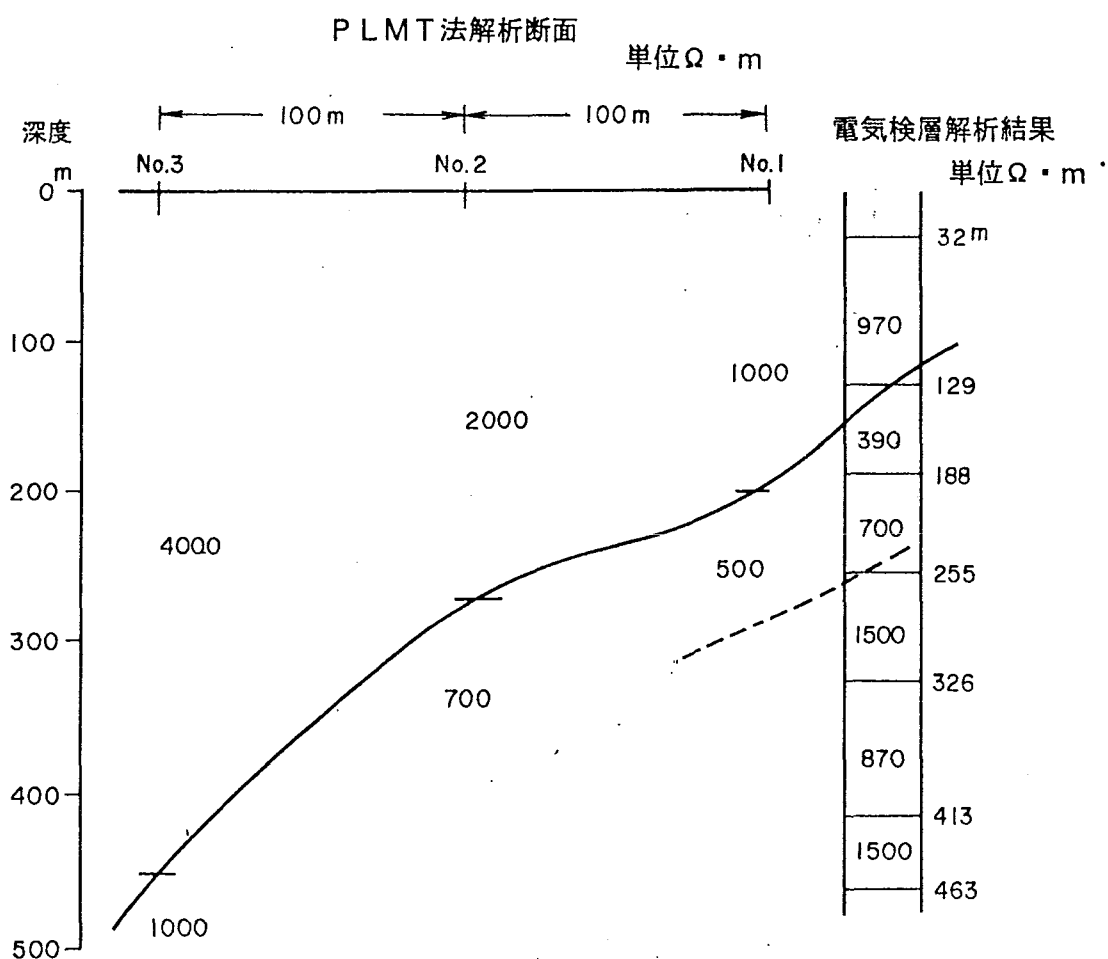


図 4.4.1 試錐データとPLMT法データの対比

5. 岩芯物性試験データ

各岩相の物理・力学・熱特性を把握するために、本孔では次の物性試験が行われている。

①物理特性試験

密度・吸水率・含水率・有効空隙率・単位体積重量・超音波速度（P波・S波）

②力学特性試験

一軸圧縮強度・静弾性係数・静ポアソン比・圧裂引張強度

③熱特性試験

熱伝導率・比熱・線膨張係数

5.1 試験方法

岩芯物性試験の方法（詳細は巻末資料）及び試験機器は次のとおりである。

①見掛比重（密度）・空隙率・含水率……国鉄仕様

- ・重量測定器：ザートサウス MODEL 2255, 2351（感度0.01g）
- ・乾燥器：ヤマト（株）製DF-61型

②超音波速度試験……国鉄仕様

- ・超音波パルス発生器：（有）開発電子製 MODEL SPG 5A
- ・超音波振動子：（有）開発電子製 MODEL SPD 30（P波用）
MODEL USD 30（S波用）
- ・シンクロスコープ：岩崎通信機（株）製 MODEL SS 5157

③一軸圧縮試験……国鉄仕様（JIS M0302）

- ・圧縮試験機：（株）丸東制作所製 MODEL PHC-20, PMM-40（軸荷重 MAX 40 ton）
- ・歪測定器：共和電業（株）製 MODEL BPM-120A
- ・記録器：三栄測器（株）製 MODEL 5L30

④圧裂引張試験……国鉄仕様（JIS M0303）

- ・試験装置：（株）丸東制作所製アスラム型 PHC-100E（荷重 MAX 100ton）

⑤熱伝導率……非定常法（BOX PROBE 法）

- ・試験装置：昭和電工（株）製 QTM-D2

⑥比熱……断熱法

- ・試験装置：真空理工（株）製 断熱型比熱測定装置 SH-3000型

⑦線膨張係数……標準試料対比法

- ・試験装置：理学電気（株）製 熱機械分析装置（線膨張計） TMA-CN8098D01

5.2 試験結果

試験に用いた溶結凝灰岩 9 個（このうち 2 個は溶結凝灰岩、5 個は珪化変質溶結凝灰岩、2 個は強珪化変質溶結凝灰岩）安山岩 1 個、計 10 個の試料の採集深度を表 5.2.1 に示す。試験結果を表 5.2.2 に示す。

表5.2.1 試験に用いた供試体の採取深度
(単位 m)

試料No	物理・力学試験	熱特性試験
1	100.95～101.20	101.20～101.40
2	121.83～122.31	122.40～122.60
3	259.00～259.66	260.70～261.05
4	288.60～288.95	289.75～290.00
5	305.72～306.15	306.95～307.25
6	371.50～371.70	371.50～371.70
7	395.50～395.75	393.80～394.26
8	417.65～417.90	418.40～418.70
9	435.50～435.73	435.73～435.93
10	471.00～471.30	471.30～471.60

5.3 物理特性

(1) 比重（密度）・吸水率・有効間隙率

湿潤状態の比重は全試料で2.51～2.71（平均2.62）と全体にまとまって高い。また、岩相別にみると溶結凝灰岩、珪化変質溶結凝灰岩、安山岩の順となっている。

- ・ 溶結凝灰岩 ----- 2.71
- ・ 珪化変質溶結凝灰岩 ----- 2.61～2.65
- ・ 安山岩 ----- 2.51

各試料の乾燥状態と湿潤状態の比重の差を比べると、深度396mの安山岩で0.09であるが、溶結凝灰岩はずれも0.01と差が小さく、空隙の少ない緻密・堅硬な岩質を反映している。

一般的な岩石の密度を表5-3-1に示すが、本孔の溶結凝灰岩は凝灰岩、流紋岩の各より高い値を示し、安山岩については既往の測定データと整合している。

吸水率 及び含水比は、安山岩、溶結凝灰岩、珪化変質溶結凝灰岩の順に低くなっている。有効間隙率も同様で、安山岩（8.8％）、溶結凝灰岩（平均1.2％）、珪化変質溶結凝灰岩（平均1.0％）の順に小さくなる。これらのうち安山岩は表5-3-1に比べると平均的な値となつていますが、他の試料は緻密・堅硬な岩質を反映し、かなり小さな値である。

図5.3.1に有効間隙率と吸水率の関係を、図5.3.2に有効間隙率と見掛け比重の関係を示す。いずれも良い相関が認められる。

図5.3.3は比重と吸水率との関係から岩の組成（結合度）を表したものである。図示のように、ほとんどの溶結凝灰岩と珪化変質溶結凝灰岩は非常に高い結合度の領域に属するのに対し、深度396mの安山岩だけは乾燥見掛け比重と吸水率の相関関係をみると高い結合度の領域に属していない。

表 5. 2. 2 物 性 試 験 結 果 一 覧 表

試 料 番 号 No.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
採 取 深 度 (m)		100.95~101.20	121.83~122.31	259.00~259.66	288.60~288.95	305.72~306.15	371.50~371.70	395.50~395.75	417.65~417.90	435.50~435.73	471.00~471.30
岩 石 名		溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	珪化変質 溶結凝灰岩	珪化変質 溶結凝灰岩	珪化変質 溶結凝灰岩	珪化変質 溶結凝灰岩	安山岩々脈	強珪化変質 溶結凝灰岩	珪化変質 溶結凝灰岩	強珪化変質 溶結凝灰岩
見 掛 比 重	自 然 状 態	2.702	2.703	2.632	2.612	2.615	2.648	2.496	2.600	2.609	2.616
	強 制 湿 潤 状 態	2.713	2.710	2.636	2.619	2.622	2.654	2.509	2.607	2.617	2.622
	強 制 乾 燥 状 態	2.699	2.699	2.630	2.608	2.612	2.648	2.421	2.593	2.606	2.610
吸 水 率 (%)		0.527	0.397	0.227	0.430	0.380	0.219	3.650	0.524	0.391	0.411
含 水 比 (%)		0.114	0.137	0.070	0.129	0.109	0.019	3.109	0.242	0.119	0.220
有 効 間 隙 率 (%)		1.423	1.074	0.597	1.123	0.994	0.580	8.838	1.360	1.021	1.153
単 位 体 積 重 量 (g/cm ³)		2.72	2.69	2.65	2.63~2.64	2.63~2.64	2.55	2.61	2.61	2.62~2.63	2.61
超 音 波 速 度	縦 波 速 度 (km/s)	5.43	5.28	5.36	5.45	5.43	5.52	4.29	5.53	5.46	5.55
	横 波 速 度 (km/s)	2.13	2.00	1.98	2.14	2.08	2.17	1.76	2.11	2.05	2.06
	動 ポ ア ソ ン 比	0.41	0.42	0.42	0.42	0.41	0.41	0.40	0.41	0.42	0.42
	動 弾 性 係 数 (×10 ⁴ kg f/cm ²)	35.20	29.98	30.43	34.42	34.04	35.58	22.35	35.04	31.34	32.14
一 軸 圧 縮	一 軸 圧 縮 強 度 (kg f/cm ²)	1760	500	702	2420	2270	2750	1380	3380	1760	1950
	静 弾 性 係 数 (×10 ⁴ kg f/cm ²)	78.60	66.69	70.22	64.76	74.05	77.68	33.75	74.04	57.64	58.80
	静 ポ ア ソ ン 比	0.279	0.396	0.421	0.232	0.223	0.242	0.260	0.214	0.191	0.236
	破 壊 ひ ず み (%)	0.27	0.084	0.15	0.335	0.33	0.39	0.425	0.485	0.35	0.35
圧 裂 引 張 強 度 (kg f/cm ²)		121	37.6	63.4	136	140	121	57.5	122	90.2	153
熱伝導率	乾 燥 状 態 (×10 ⁻³ cal/cm · s · °C)	8.17	9.51	7.80	7.33	7.61	7.53	5.34	7.27	7.80	6.56
比 熱	乾 燥 状 態 (300 °C) (cal/g · °C)	0.248	0.251	0.246	0.246	0.245	0.246	0.270	0.254	0.249	0.253
熱膨張率	線 膨 張 係 数 (300 °C) (×10 ⁻⁵ /°C)	0.0563	0.0592	0.0410	0.0415	0.0362	0.0501	0.0263	0.0442	0.0368	0.0452

表5.3.1 岩石の種類と密度・間隙率（日本鉱業会誌、1986）

分類	岩石種	密度 (g/cm)	有効間隙率 (%)
火成岩	花崗岩	2.5～2.6	2～8
	閃緑岩	2.6～2.7	2～3
	流紋岩	2.0～2.5	10～25
	安山岩	2.3～2.6	5～15
堆積岩	角礫凝灰岩	1.8～1.9	
	粘土岩	2.2～2.4	10～25
	シルト岩	1.6～1.8	20～40
	泥岩	1.6～2.0	25～30
	凝灰岩	1.7～2.3	20～40
	砂岩	1.7～2.5	11～25
	頁岩	2.5～2.7	5～15
変成岩	大理石	2.6～2.7	0.5～1.5

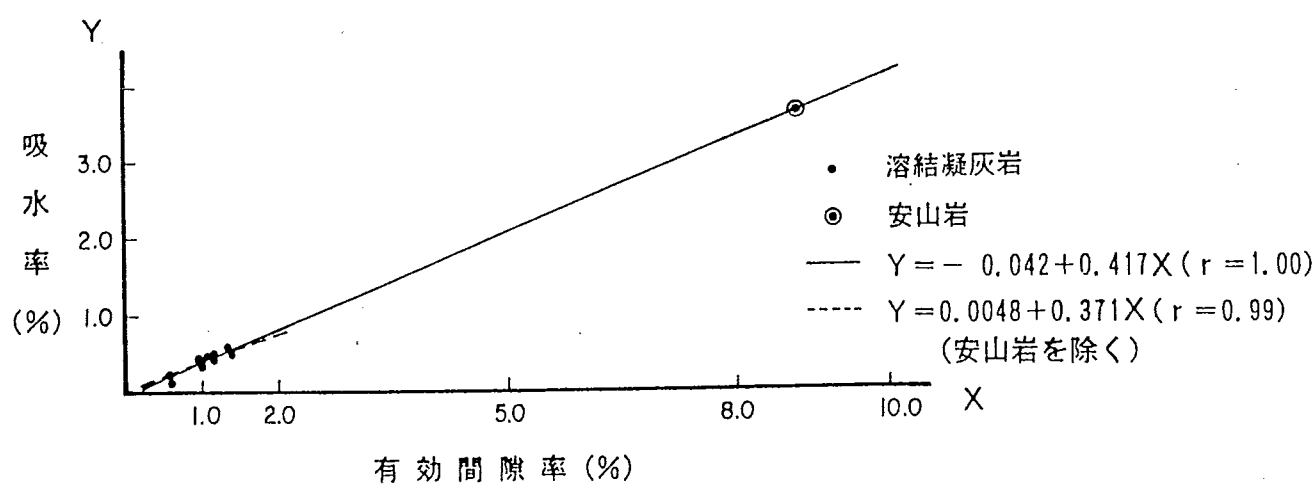


図 5.3.1 有効間隙率と吸水率の関係

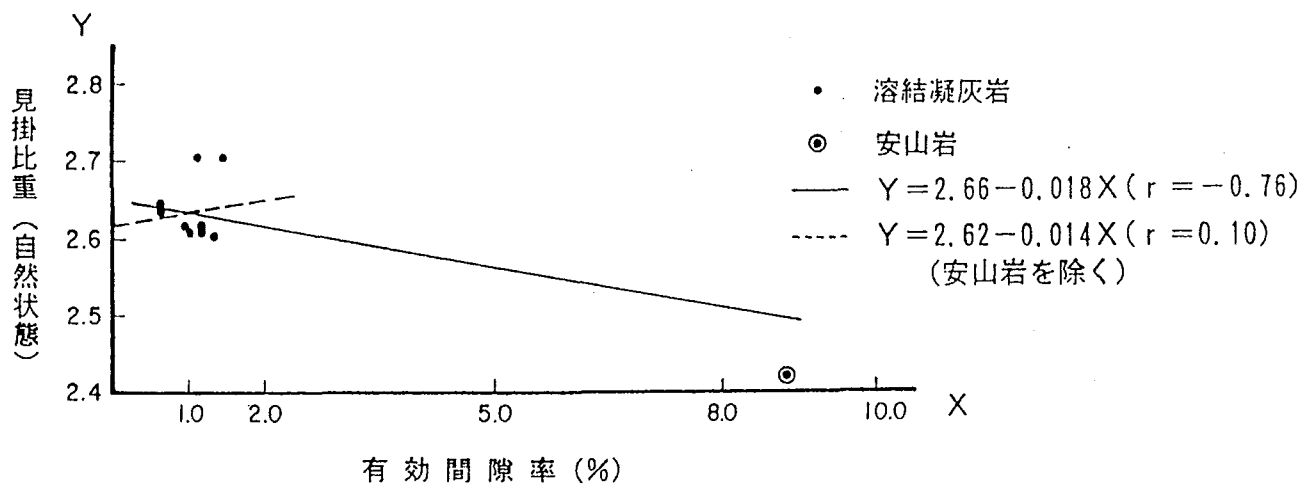
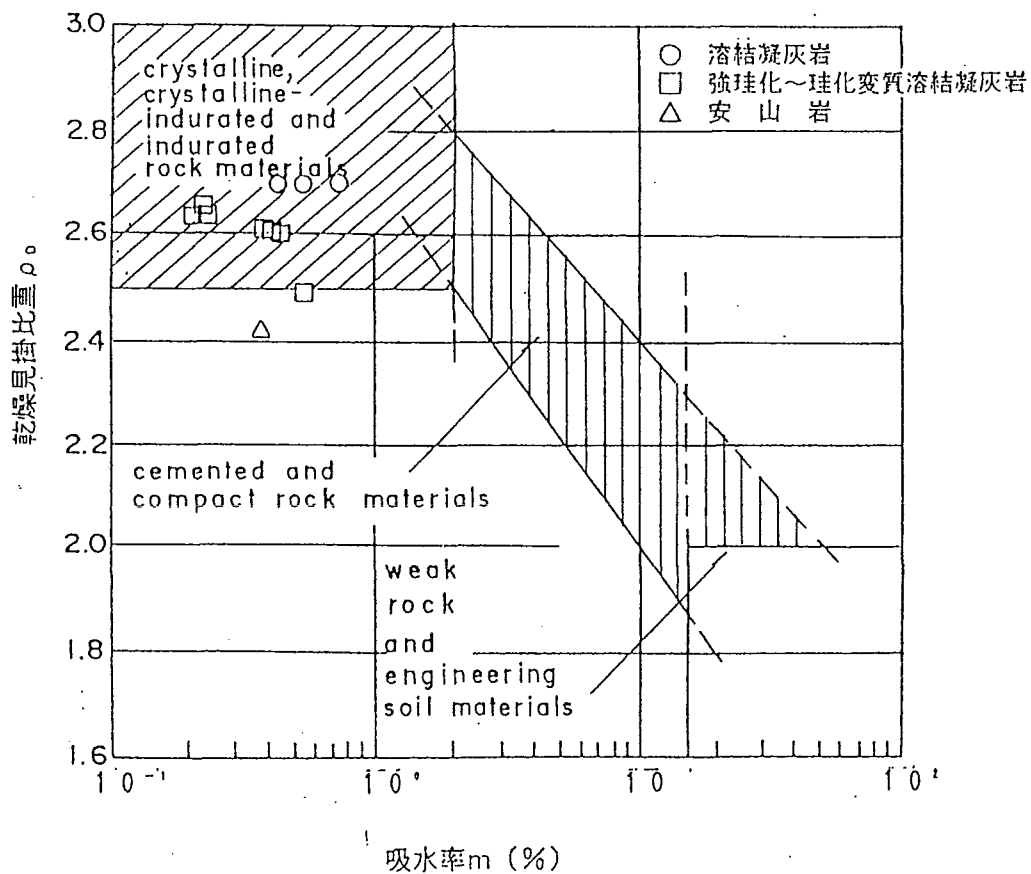


図 5.3.2 有効間隙率と見掛比重の関係



土質工学会 (1974) に本孔のデータを加筆

図 5.3.3 乾燥比重, 吸水率と岩石組成の一般関係

(2) 超音波速度

ほとんどの溶結凝灰岩と珪化変質溶結凝灰岩の縦波速度は5.28～5.55km/sec, 横波速度は、1.98～2.17km/secとまとまっており、比較的高い値を示す。しかし、深度396mの安山岩はそれぞれ4.29km/sec、1.76km/secと平均的である。

図5.3.4に縦波速度と有効間隙率の関係を、図5.3.5に横波速度と有効間隙率の関係を示す。各値はほぼ一点に集中している。図5.3.6は既存データと本孔の測定値を比べたもので、既存データの示す領域内にプロットされる。

また、USAで得られたデータ(土質工学、1974)では、安山岩の弾性波速度はP波で6.6km/sec、S波で3.56km/secであり、本孔の安山岩より高い値を示す。同様に凝灰岩の弾性波速度はP波で2.16km/sec、S波で0.83km/secであり、本孔の場合は珪化し緻密であり、高い値を示す。

音波検層の結果と比較すると、安山岩(深度390～397m)を除き、P波・S波とも岩芯物性試験データと良く整合している。数値的には岩芯物性試験の方が若干高い速度を示すが、これは亀裂の無い供試体を試験に用いるためと考えられる。

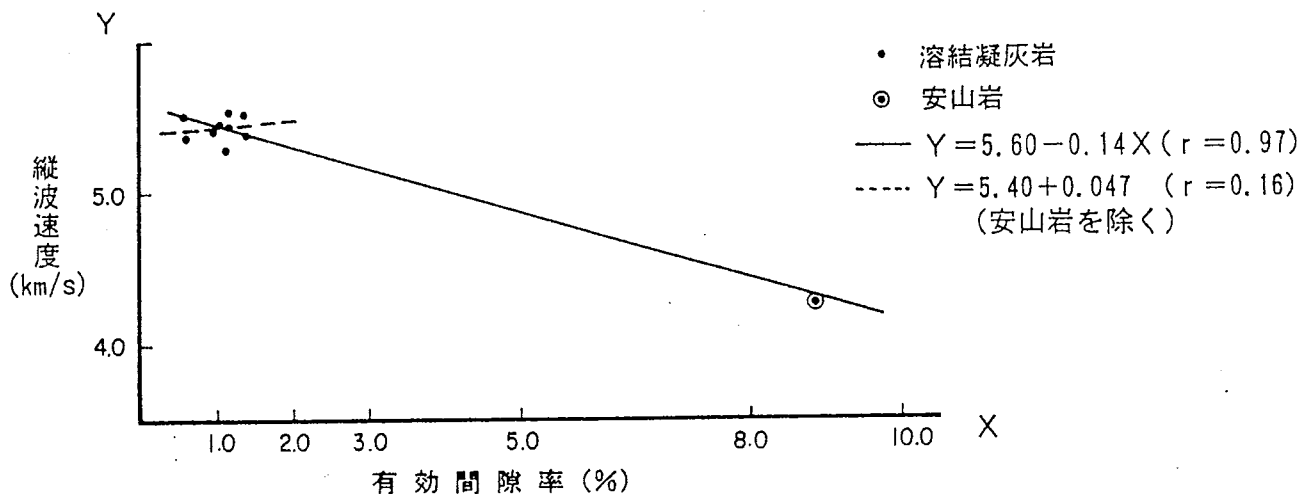


図 5.3.4 縦波速度と有効間隙率の関係

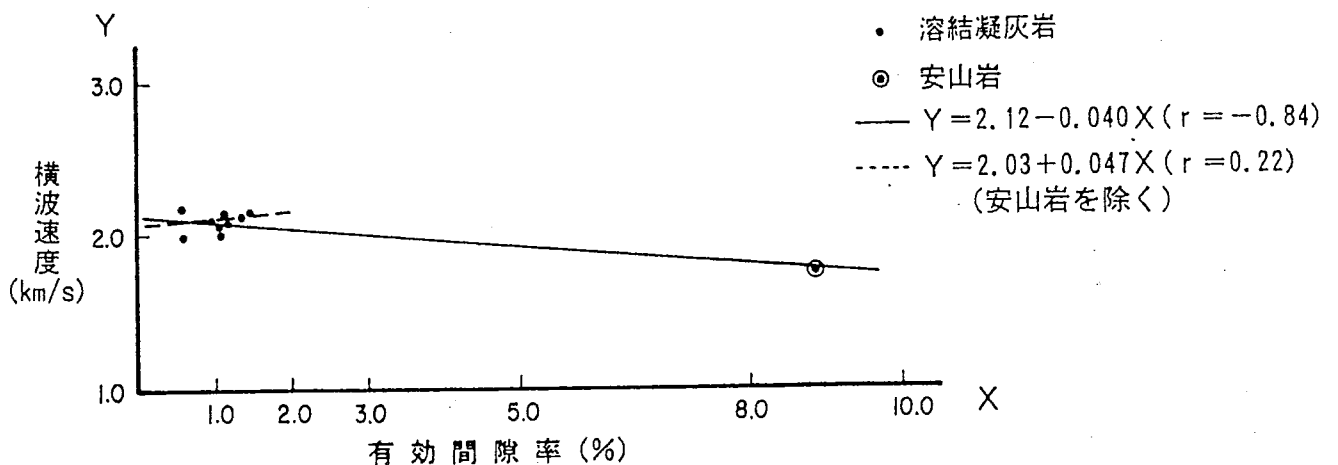
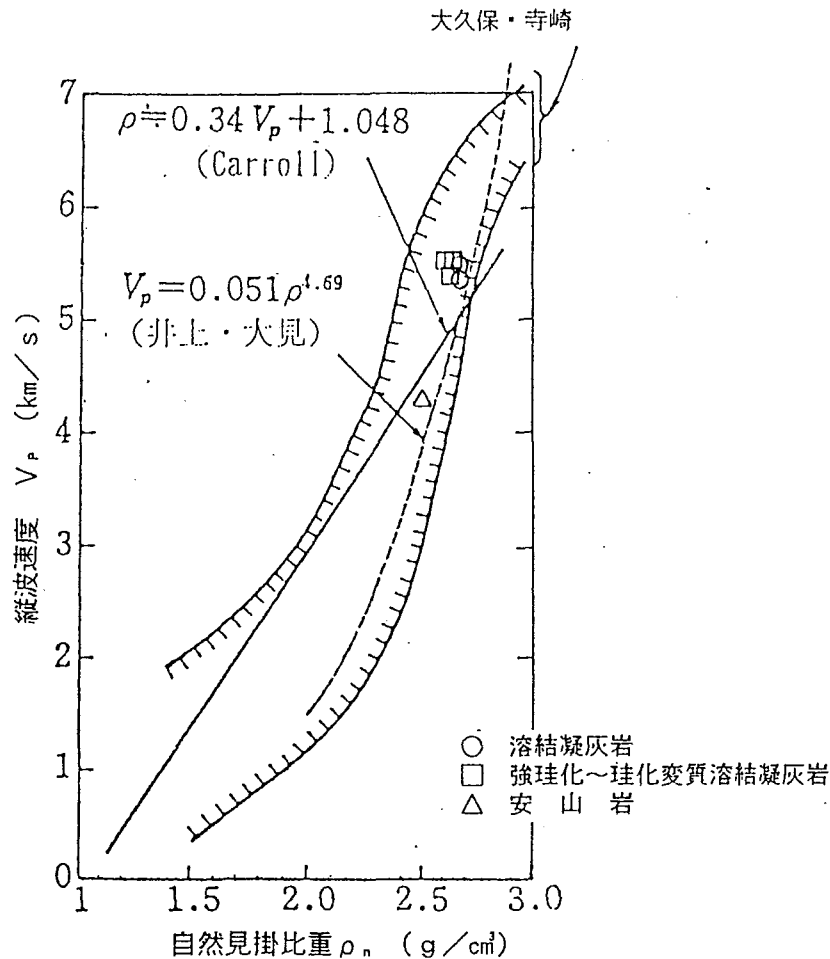


図 5.3.5 横波速度と有効間隙率の関係



土質工学会 (1974) に本孔のデータを加筆

図 5.3.6 縦波速度と見掛比重の関係

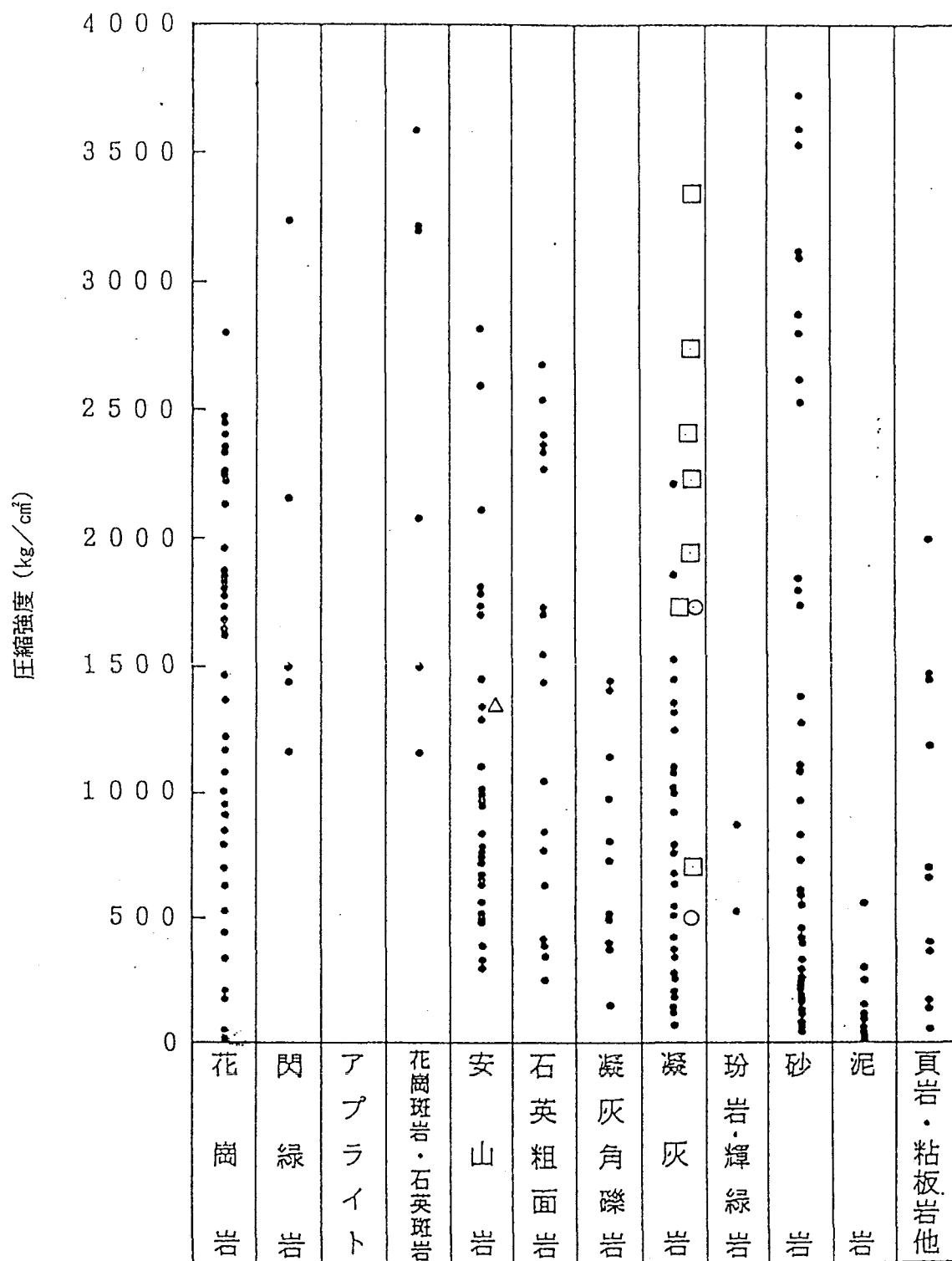
5.4 力学特性

(1) 一軸圧縮強度

図5.4.1に一般的な岩石の一軸圧縮強度と本孔の測定データとの比較を示す。図示のように、本孔の試料（安山岩を除く）は凝灰岩のなかでバラッキのある強度を示している。また、安山岩の強度は安山岩のなかで中位の強度を示している。

図5.4.2に圧縮過程で得られた応力と歪の関係を示す。全体に応力－ヒズミ曲線は直線的であり、弾性体としての挙動を示している。圧縮強度500～700km/cm²以下の試料は載荷直後に多少非線形が認められるが、このような現象は、応力状態の変化に伴って生ずる岩石内部の破壊形態の変化にあるものと推測される。

図5.4.3～図5.4.6に一軸圧縮強度と各物性値の関係を示す。図示のように、本孔のデータは各物性値に応じた一軸圧縮強度を示し、有効間隙率と一軸圧縮強度の関係を除いては、これらの間に相関が認められる。既存の試験資料と比べると、密度及び吸水率と一軸圧縮強度との関係では、溶結凝灰岩～珪化変質溶結凝灰岩の一部を除き各試料が既存データの範囲内にプロットされる。



糟谷憲司 (1987) に本孔のデータを加筆

深地平瀬 No. 1 孔

- 溶結凝灰岩
- 強珪化～珪化変質溶結凝灰岩
- △ 安山岩

図 5. 4. 1 一軸圧縮強度分布図

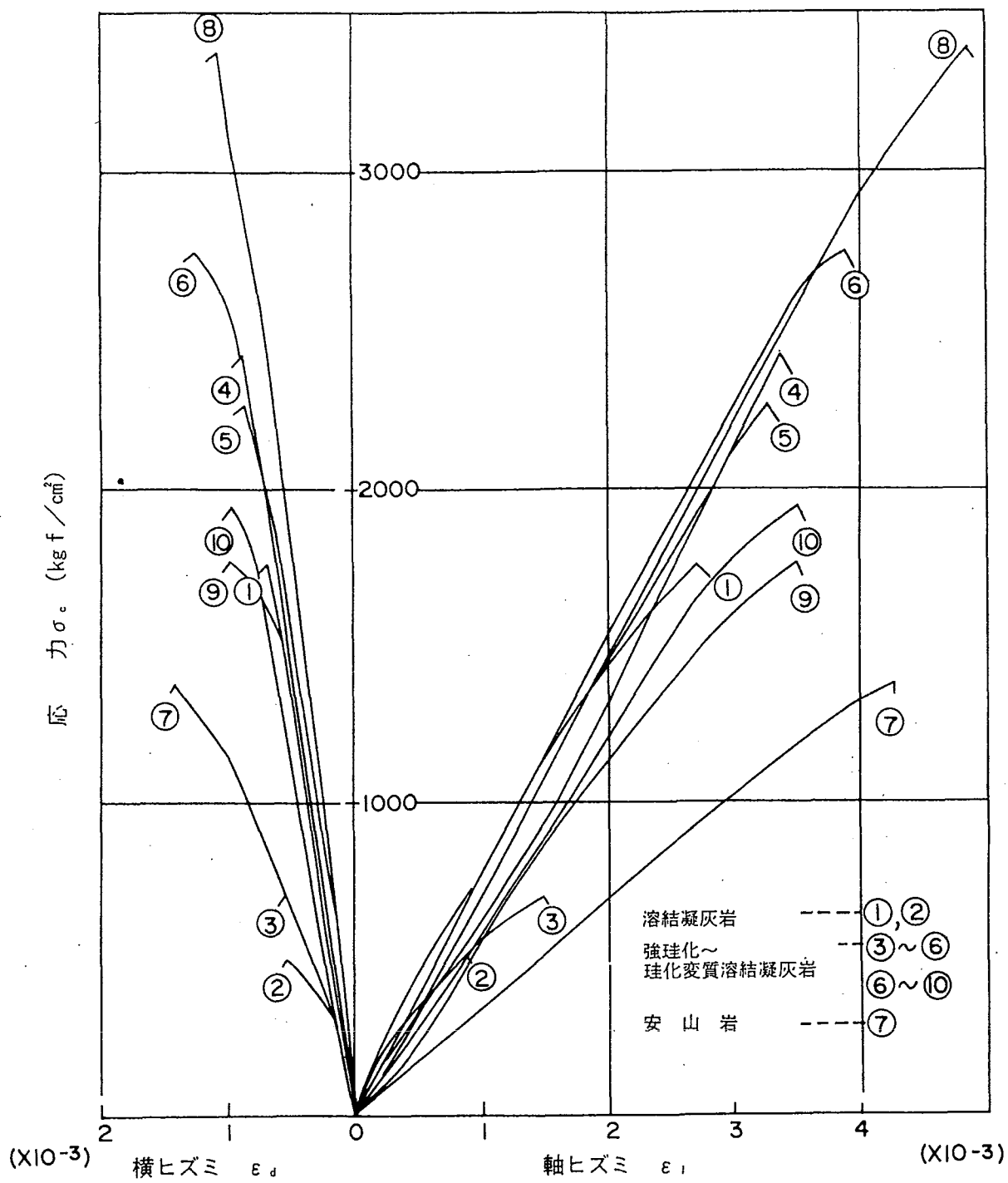
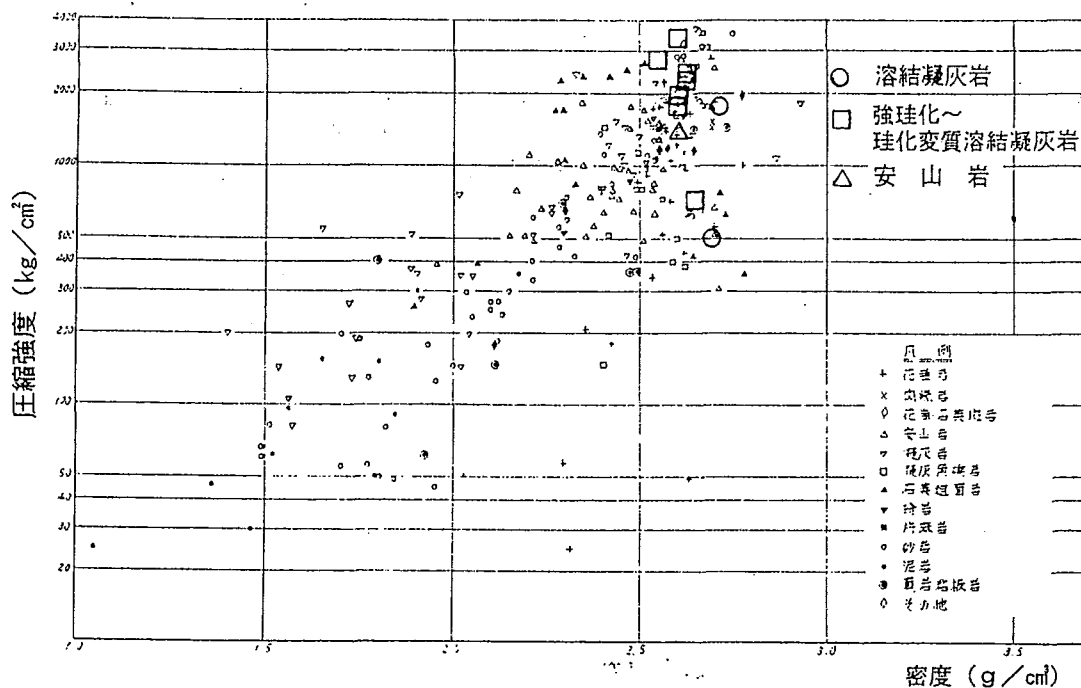
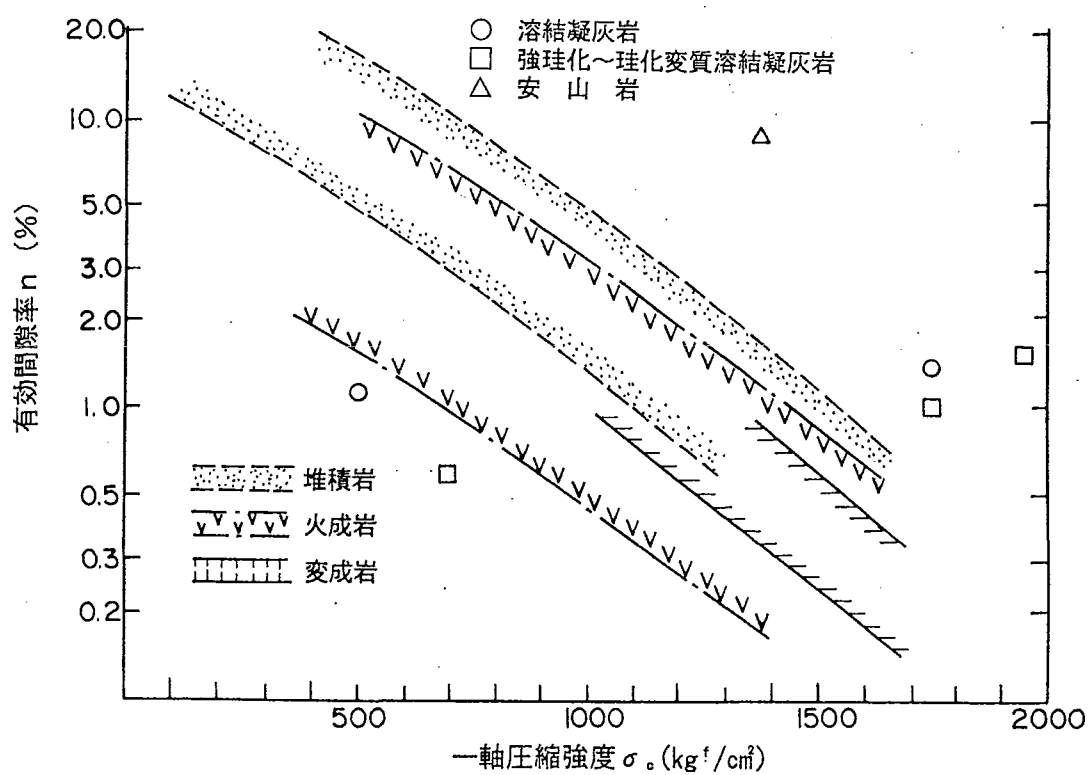


図 5. 4. 2 応力～ヒズミ曲線図



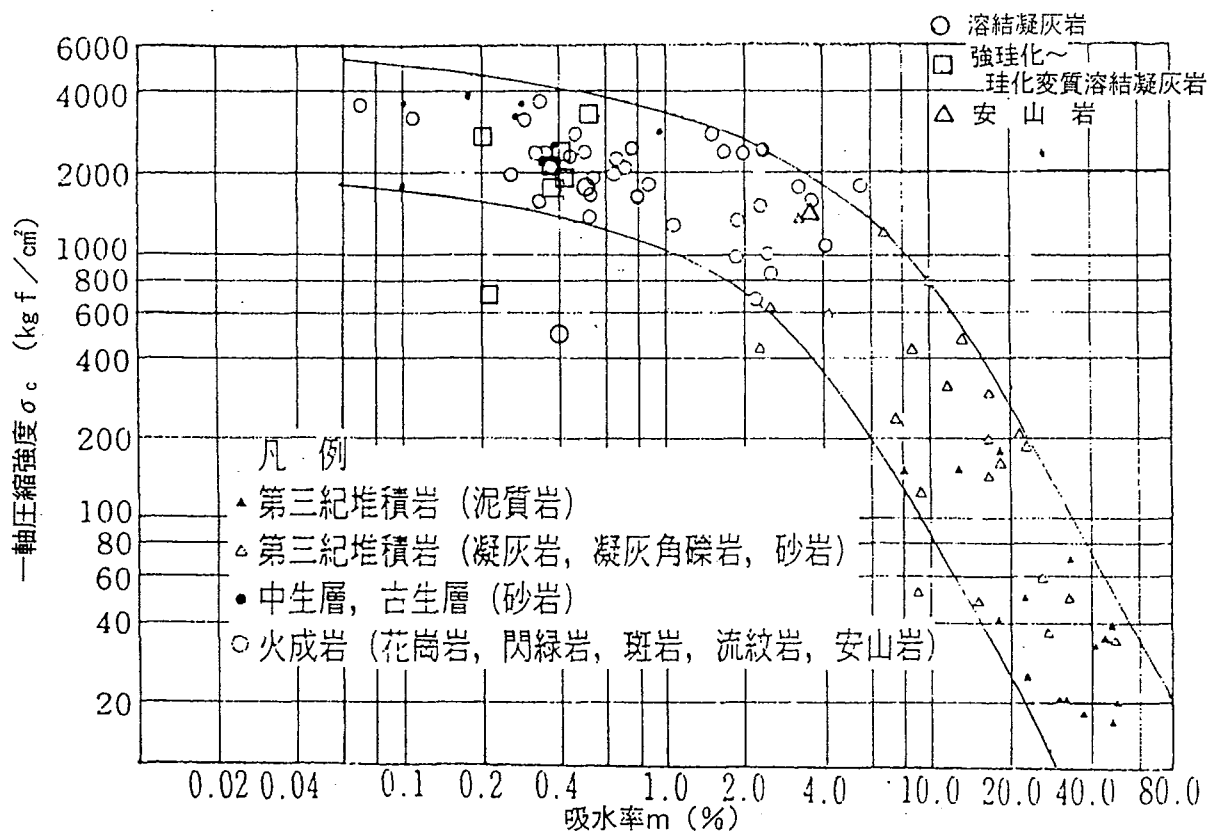
槽谷憲司 (1987) に本孔のデータを加筆

図 5. 4. 3 圧縮強度と密度の関係



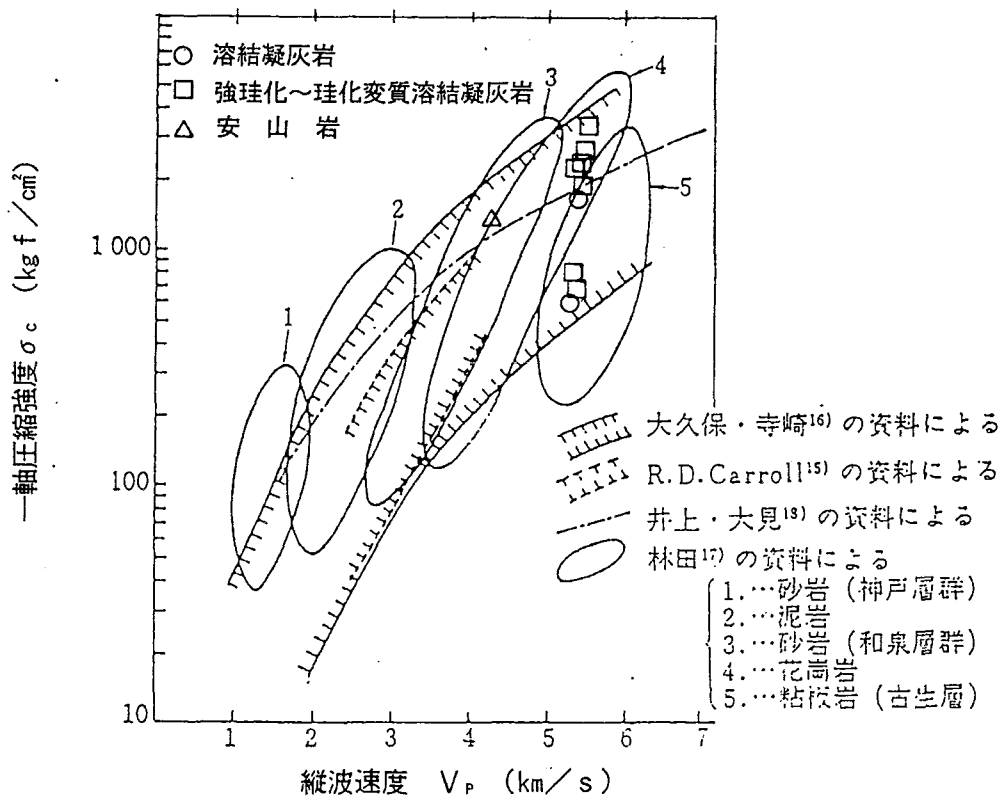
三木幸蔵 (1978) に本孔のデータを加算

図 5. 4. 4 一軸圧縮強度と有効間隙率の関係



西 好一ほか (1988) に本孔のデータを加筆

図 5. 4. 5 一軸圧縮強度と吸水率の関係



土質工学会 (1974) に本孔のデータを加筆

図 5. 4. 6 一軸圧縮強度と縦波速度の関係

また、P波速度と一軸圧縮強度の関係では、全て既存研究データの範囲内にプロットされるが、有効間隙率と一軸圧縮強度 (σ_c 2000kg/cm²以下)の間には、既存データとの間にバラッキが大きい。

一軸圧縮試験に併せて測定された静弾性係数およびポアソン比はそれぞれ破壊荷重の50%応力において算定された物である。一軸圧縮強度が比較的大きいグループの静弾性係数は、6.476~7.404 ($\times 10^5$ kgf/cm²)、静ポアソン比は0.214~0.242を示している。一方、一軸圧縮強度が比較的小さいグループの静弾性係数は6.669 ($\times 10^5$ kmf/cm²)、静ポアソン比も0.396であり、共に前者と比べやや小さい。また、安山岩の静弾性係数は、 3.375×10^5 kg/cm²と極端に低かった。

なお、既存資料(土質工学、1974)による凝灰岩の静弾性係数は、0.3~2.4 ($\times 10^5$ kmf/cm²)で、本孔のデータはこれより大きい値を示し、整合性に乏しい。

一軸圧縮強度と静弾性係数とはある幅で直線関係にあることが知られており、このことから岩石の分類を行うことが試みられている(土質工学会、1974)。表5.4.1に分類基準を、図5.4.7に分類結果を示す。本孔では、一軸圧縮強度が大きいグループはAM~BMに、小さいグループはCH~DHに分類される。

表 5.4.1 一軸圧縮強度，弾性係数比による岩石強度の分類基準

出典：土質工学会 (1974) pp. 239

分類	σ_c (kg/cm ²)	記 載	分類	E_{so}/σ_c	記 載
E		はなはだ弱い	L		低係数比
.....300			 200.....		
D		弱 い			
.....600			M		中係数比
C		中程度	 500.....		
..... 1200					
B		強 い	H		高係数比
..... 2400					
A		はなはだ強い			

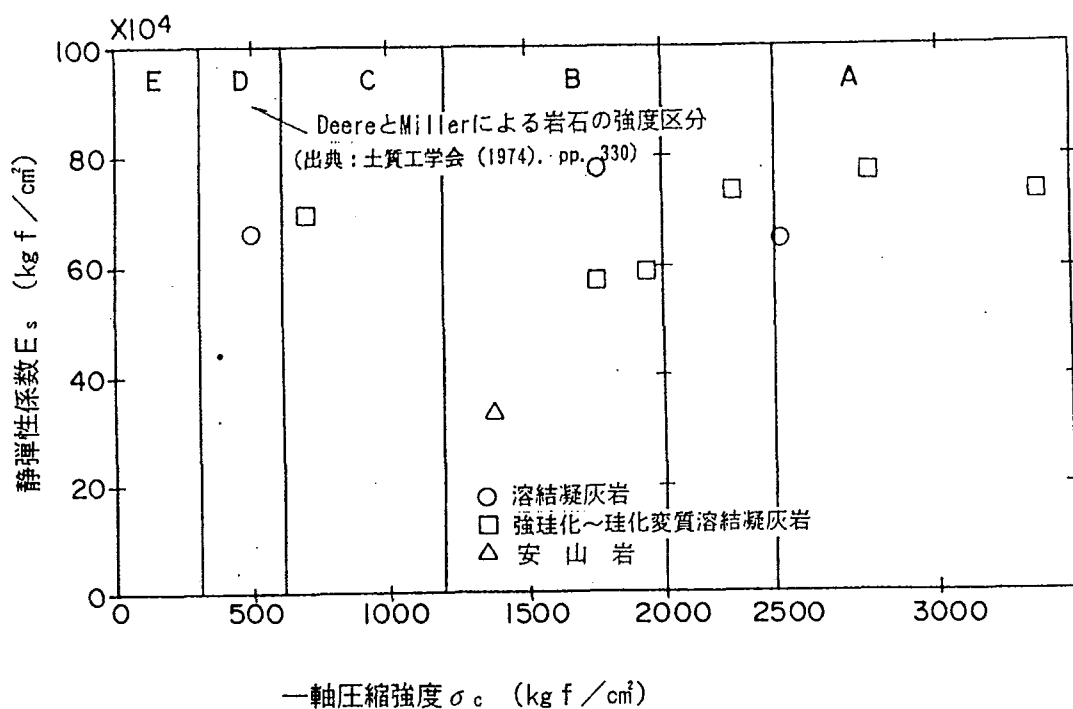


図 5.4.7 一軸圧縮強度と静弾性係数の関係

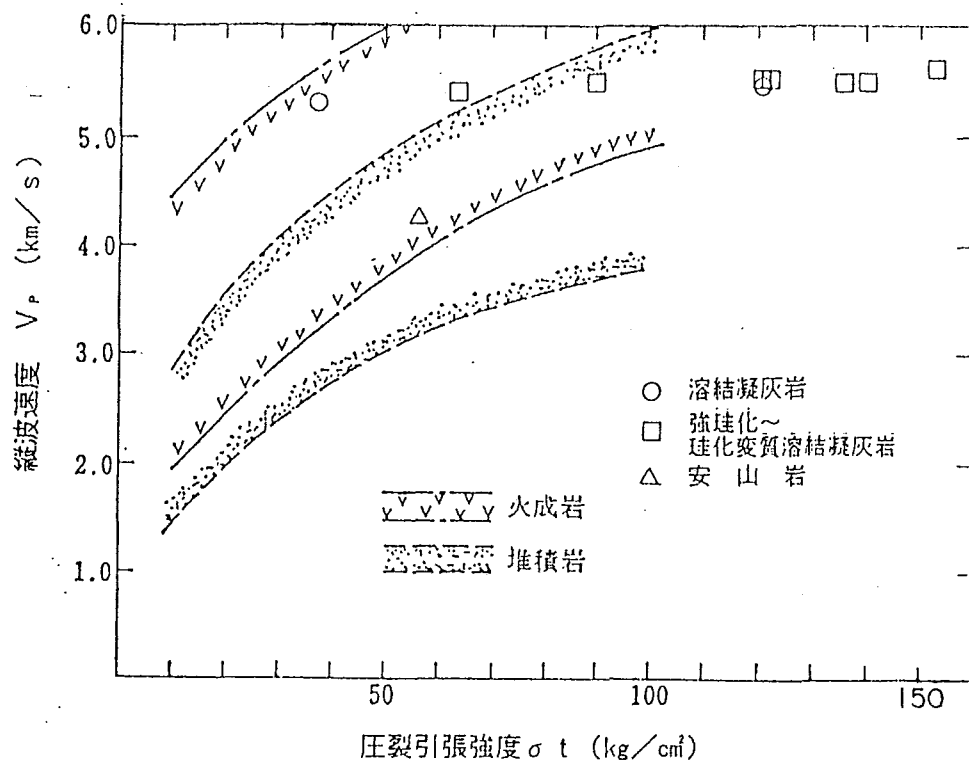
(2) 圧裂引張強度

図5.4.8に本孔の圧裂引張強度と縦波速度の関係を示す。図から明かなように、本孔のデータは、一般的な岩石の圧裂引張強度の領域にほぼ位置しており、両者の間に通常と同じ正の相関がある。凝灰岩の引張強度の報告例では、 $31 \sim 108 \text{ kgf/cm}^2$ (土質工学 1947) があり、本孔の溶結凝灰岩のデータ $38 \sim 121 \text{ kgf/cm}^2$ (ただし珪化変質溶結凝灰岩を除く) はこれとほぼ整合している。

一軸圧縮強度 (σ_c) と圧裂引張強度 (σ_t) との比 σ_c / σ_t を脆性度 (Br) といい、岩石の脆さの尺度として用いられる。脆性度が大きいものほど小さい歪みで壊しやすい。つまり、脆性破壊を生じやすいことになる。岩石の脆性度は、一般に堆積岩では、 $10 \sim 30$ を示すものが多いのに対し、火成岩では $30 \sim 40$ を示すこともまれではない。

表5.4.2に火成岩の岩石強さの数値例を示す。本孔の脆性度は $11 \sim 27$ で通常の範囲に分布する。

表5.2.2によると、本孔の動弾性係数は静弾性係数より小さい傾向がある。一般の岩石では弾性波速度試験による動弾性係数は静弾性係数の $4 \sim 10$ 倍程度である (土質工学、1983) が、溶結凝灰岩～珪化変質溶結凝灰岩では、図5.4.9のように、静弾性係数が約2倍と大きい場合が多い (土質工学、1982)。これは弾性波試験の数値が試料が試料の割れ目の影響を受け易いためと推測される。



三木幸蔵 (1987) に本孔のデータを加筆

図 5.4.8 圧裂引張強度と縦波速度の関係

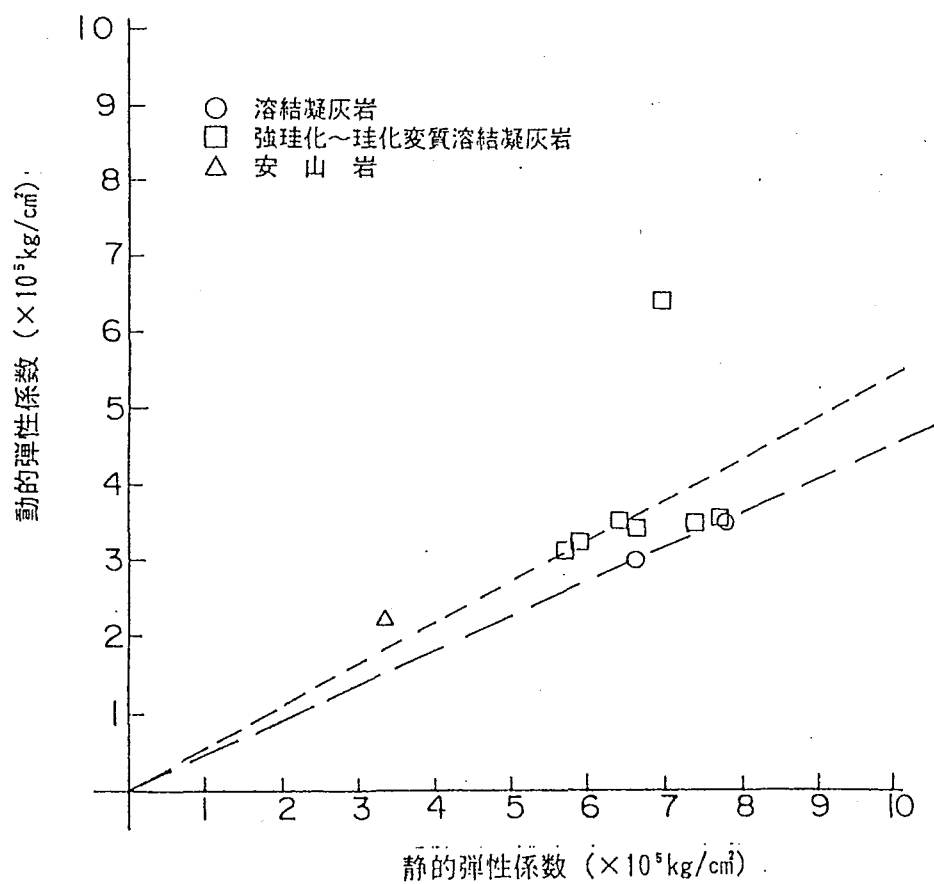


図 5.4.9 溶結凝灰岩の静的・動的弾性係数の比較

表 5.4.2 岩石強さの数値例 (鉄道技研報告 No.812, 1972による)

[a] 火 成 岩				
岩 石、産 地	圧縮強さ (kg/cm ²)	引張強さ (kg/cm ²)	せん断強さ (kg/cm ²)	ぜい性度
花 崗 岩、山陽新幹線神戸トンネル	700	70		10.0
" (沉砂) 恵那山補助トンネル	1180	65.3		18.1
" " "	911	36.7		21.8
花 崗 岩、山陽新幹線六甲トンネル	1490	96.0	211	15.5
" 天城黒岩山	1480	74.1	179	20.0
流紋岩(溶岩)山陽新幹線相生トンネル	3338	233	496	14.3
" " "	773	66	132	11.7
凝灰質流紋岩 " 西庄トンネル	1090	93.6	185	11.6
	1070	71.8	155	14.9
	917	50.1	117	18.3
	1030	55.3	130	18.6
	1090	67.8	151	16.1
	1140	82.5	173	13.8
	1110	38.8	110	28.6
	1150	91.9	186	12.5
	542	55.5	104	9.8
	1100	83.9	173	13.1
	1000	56.4	130	17.7
	1160	75.5	165	15.4
	1090	60.6	141	18.0
	710	37.2	88.5	19.1
	1040	68.6	149	15.2
	914	69.4	149	13.2
流 紋 岩 " "	1680	86	207	19.5
	2040	171	341	11.9
	1660	94	218	17.9
	1230	84	180	14.6
	1140	77	166	14.8
	1920	122	269	15.7
	800	39	163	9.0
" " "	1090	77	160	13.4
凝灰質流紋岩 " "	1170	105	205	11.1
玄 武 岩、青函トンネル本州側調査坑	1530	146	280	10.5
安 山 岩、甲府市	2430	123	297	19.8

5.5 熱特性

(1) 熱電導率

安山岩を除く9試料の熱電導率は、6.56~9.56、平均7.731 ($\times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$) の範囲にあり、全体にまとまっている。これはいずれも緻密な岩質で、高い熱電導率の測定値と調和している。しかし深度396mの安山岩は軟質で細粒なため、 $5.34 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ と低い値である。一般に、細粒な岩石は粗粒なものに比べ熱電導率が小さく、本孔の安山岩も細粒な岩石のため熱電導率は小さい。細粒な岩石を代表する玄武岩の熱電導率 ($\times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$) の測定例には次のとおりで、本孔の測定値に若干近い傾向を示す。

・玄武岩 ----- 4.0~5.5 平均4.8 (南アフリカ 9試料)

(2) 比熱

安山岩を除く9試料の比熱は、乾燥状態で0.245~0.245 cal/g $\cdot$ °C (300°C), 0.170~0.209 cal/g $\cdot$ °C (20~100°C) の値を示し、ほぼ一定している。溶結凝灰岩・珪化変質溶結凝灰岩との間に有意な差は認められない。しかし、深度396mの安山岩は0.270 cal/g $\cdot$ °C (300°C) とやや高い値を示す。

温度-比熱曲線 (巻末資料) に示すように、温度と比熱の間には、比例関係 (温度が高くなると比熱が大きくなる) がみられる。しかし、安山岩 (資料7) は比熱-温度曲線がやや滑らかでなく、他の試料と熱的性質の差異を示唆している。

理科年表(1989)によると、岩石の比熱は次のとおりで、本孔の比熱は既存データと調和している。

- ・花崗岩 ----- $0.19 \sim 0.20 \text{ cal/g} \cdot ^\circ\text{C}$ ($20 \sim 100^\circ\text{C}$)
- ・玄武岩 ----- $0.20 \sim 0.24 \text{ cal/g} \cdot ^\circ\text{C}$ ($20 \sim 100^\circ\text{C}$)

(3) 線膨張係数

安山岩を除く9試料の線膨張係数は、 300°C で $0.0362 \sim 0.0592 (\times 10^{-5}/^\circ\text{C})$ を示している。溶結凝灰岩と珪化・変質溶結凝灰岩の間には、有意な差が認められない。

しかし、深度396mの安山岩の線膨張係数は、 300°C で $0.0263 (\times 10^{-5}/^\circ\text{C})$ と溶結凝灰岩類のものより小さい値を示す。

既存試料によると、安山岩の線膨張係数は次のとおりで、本孔のデータは、これと調和している。

- 斑禰岩および安山岩 $7 \pm 2 \times 10^{-6}$ (4試料 $20 \sim 100^\circ\text{C}$)
(土質工学、1974)

(4) 熱特性と物理特性の関係

岩石の熱伝導率、比熱および線膨張係数は、岩石の鉱物組成、密度、構造、間隙率、水分含有量および圧力と関係する。特に、間隙率は岩石の熱特性に大きな影響を与える。

一般に、間隙率が大きくなると、岩石の熱伝導率、比熱及び線膨張係数は小さくなることがわかっている。本孔のデータでは、熱伝導率についてやや相関(図5.5.1)がみとめられる。また、比熱及び線膨張係数と間隙率の関係(図5.5.2・図5.5.3)では、溶結凝灰岩で良い相関は認められなかったが、安山岩と比べるとその傾向がある。

含水比の相関をみると、同じ岩石では、含水比が大きくなると熱伝導率及び比熱が大きくなることが知られている。これは空気に比べ、水の熱伝導率及び比熱が共に大きいためである。しかし、本孔のデータでは、含水比と熱伝導率の間にわずかに逆の相関が認められた(図5.5.4)。これは次のように考えることができる。本孔の熱伝導率はいったん乾燥状態にしたのち室温で測っているため、試験時には含水比の測定時(自然状態)ほどには空隙に水分が含まれていなかった。このため含水比の大きい試料の方が間隙が多く、空気を沢山含んでおり、前述の間隙率と同様な相関関係となった。なお、含水比と比熱との間には、特に相関は認められなかった(図5.5.5)。

熱伝導率と単位体積重量の関係(図5.5.6)では、単位体積重量が大きいほど熱伝導率が大きくなるという明瞭な相関が認められた。また、比熱と単位体積重量の関係(図5.5.7)では、単位体積重量が大きくなると比熱が小さくなる傾向が、弱いながらも見受けられた。線膨張係数と単位体積重量の関係(図5.5.8)では、単位体積重量が大きいほど線膨張係数が大きくなるという相関が認められた。

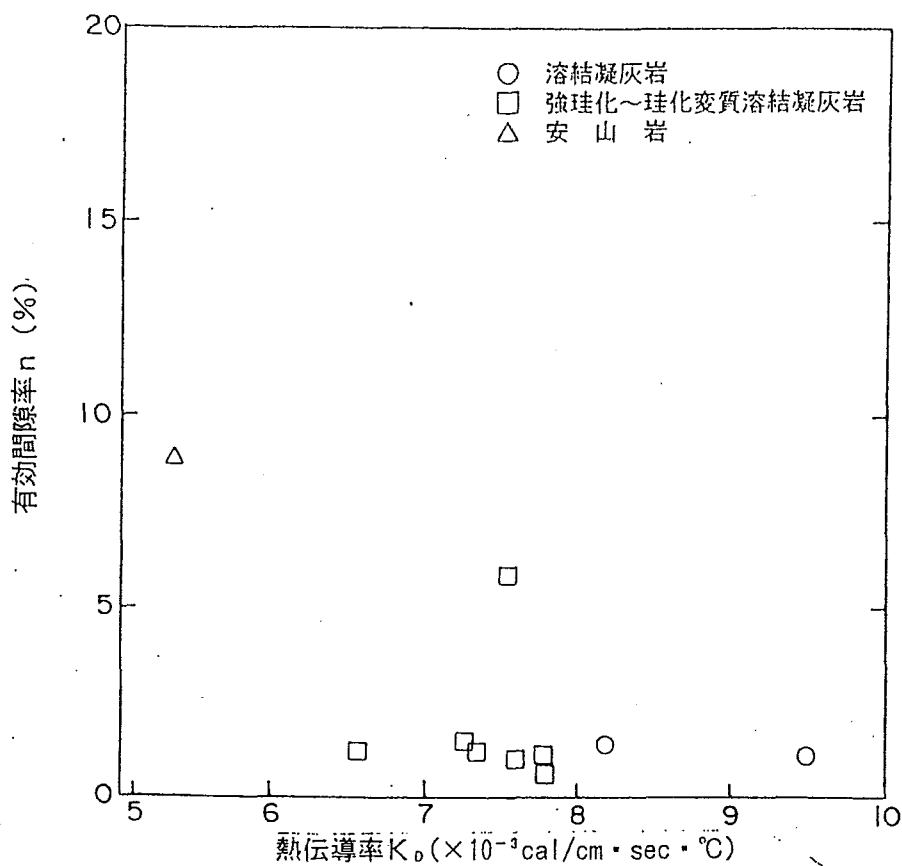


図 5.5.1 岩石の熱伝導率と有効間隙率の関係

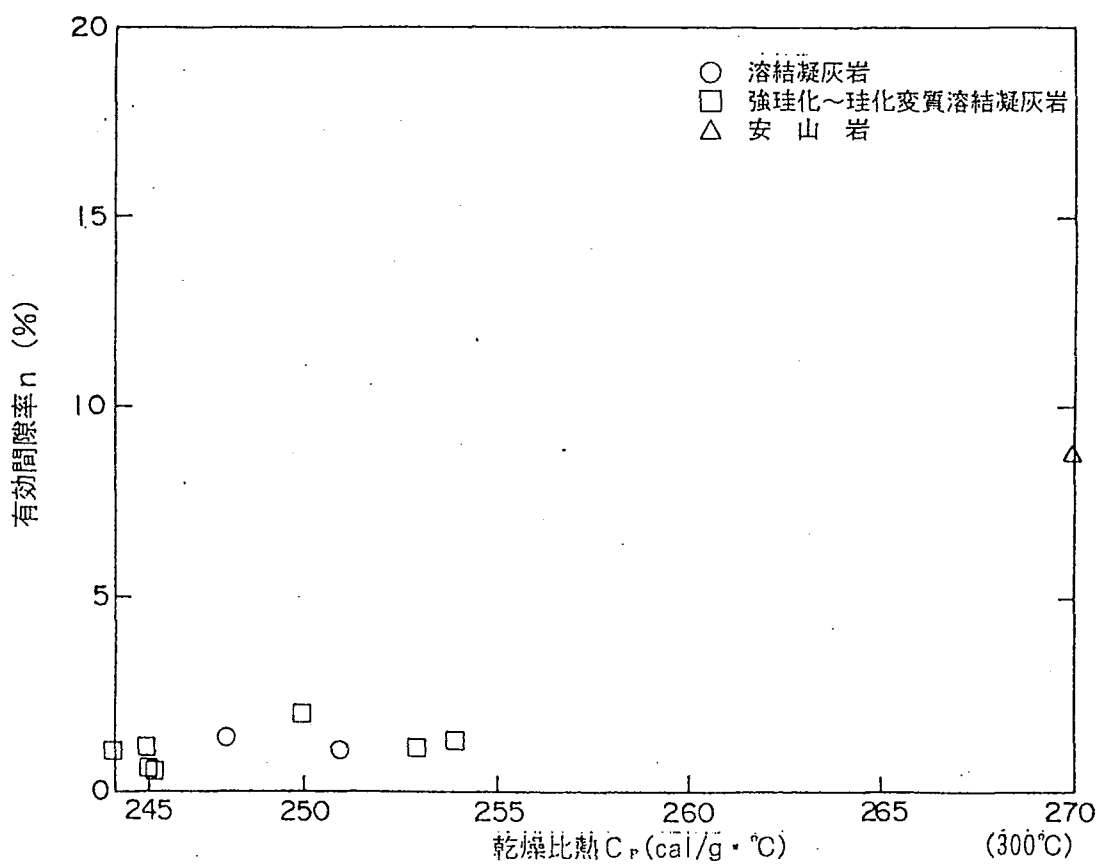


図 5.5.2 岩石の比熱と有効間隙率の関係

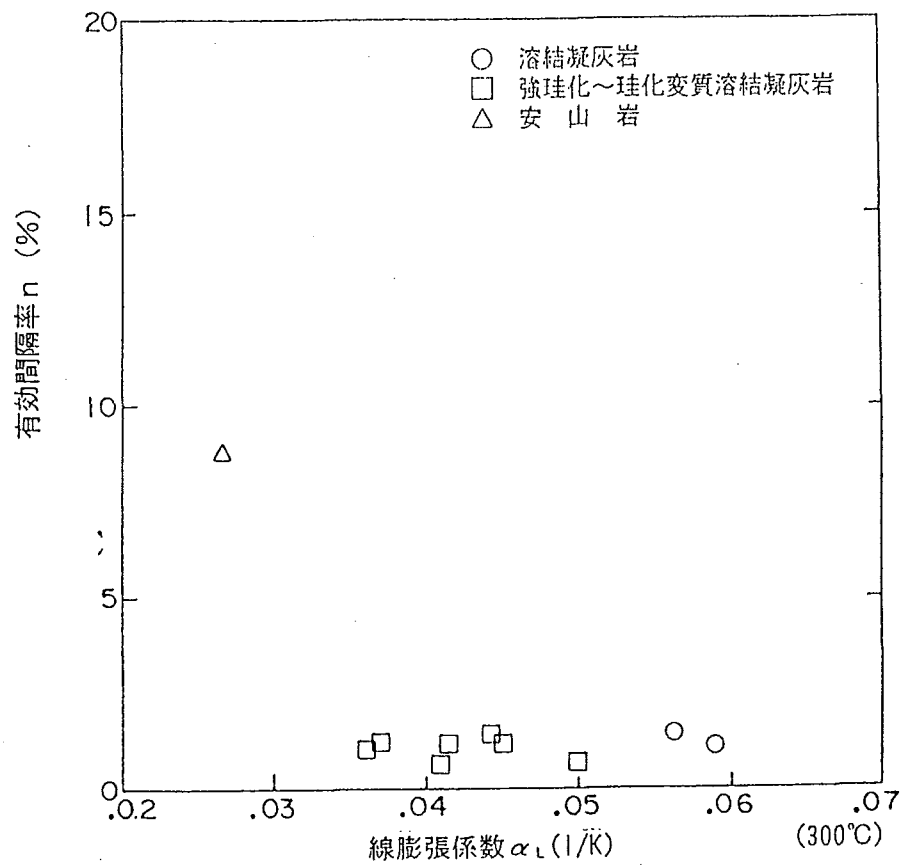


図 5.5.3 岩石の線膨張係数と有効間隙率の関係

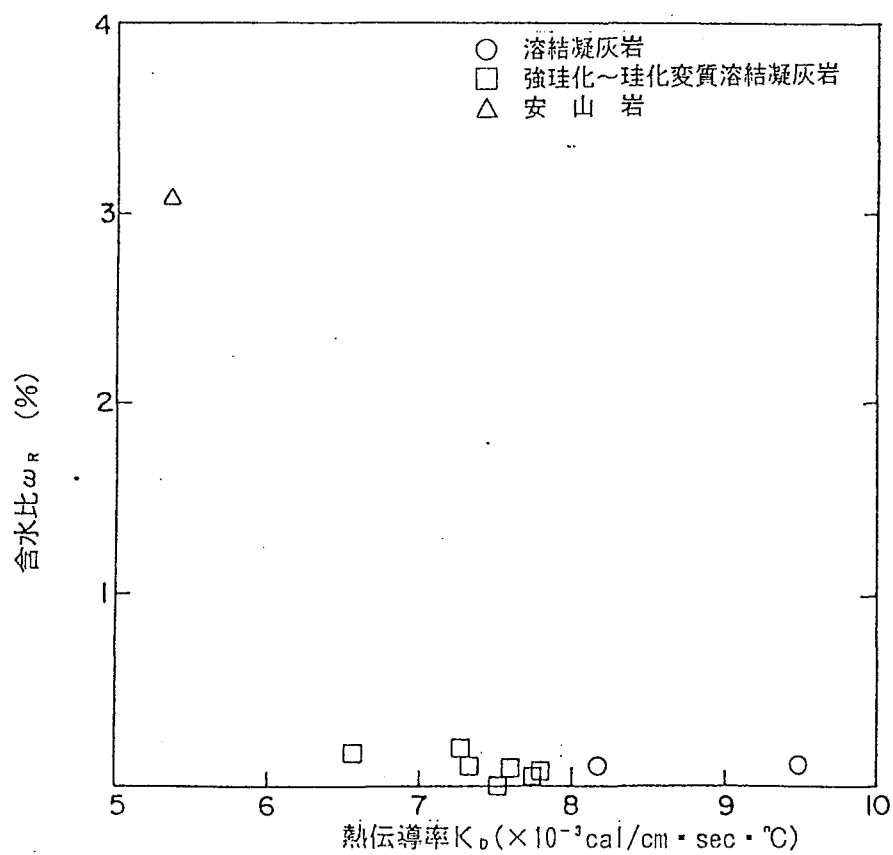


図 5.5.4 岩石の熱伝導率と含水比の関係

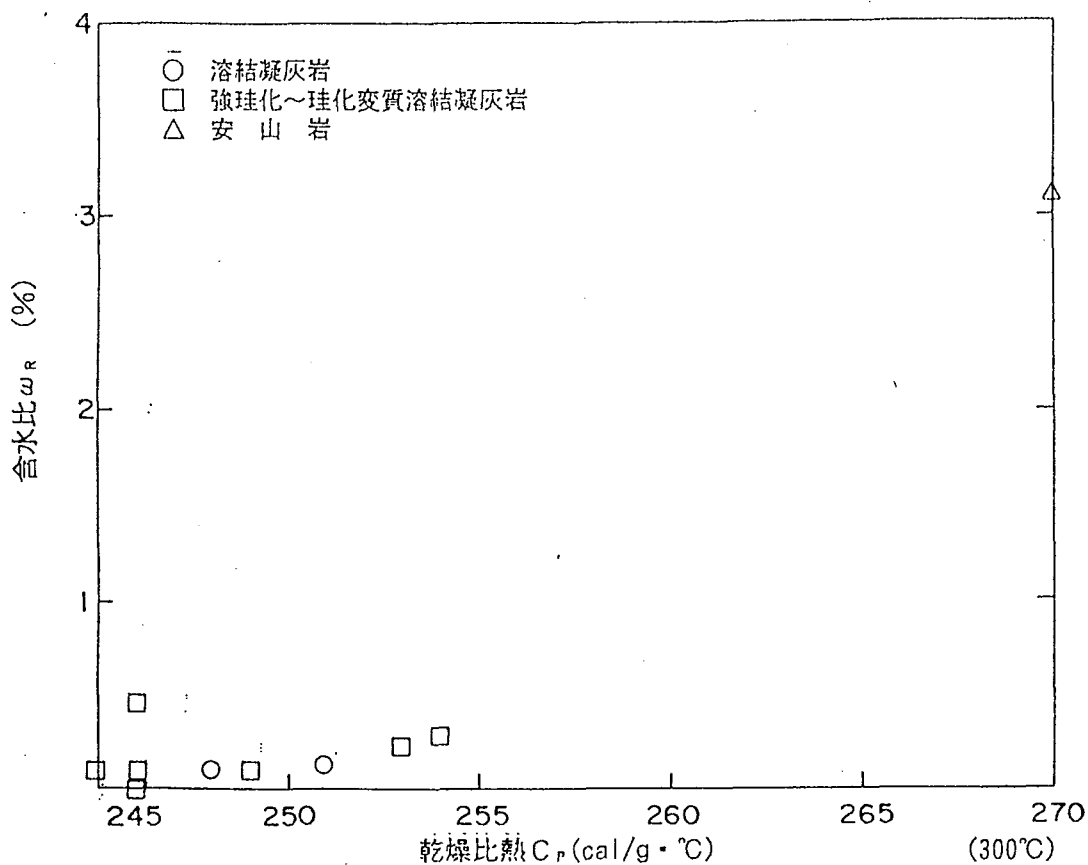


図 5.5.5 岩石の比熱と含水比の関係

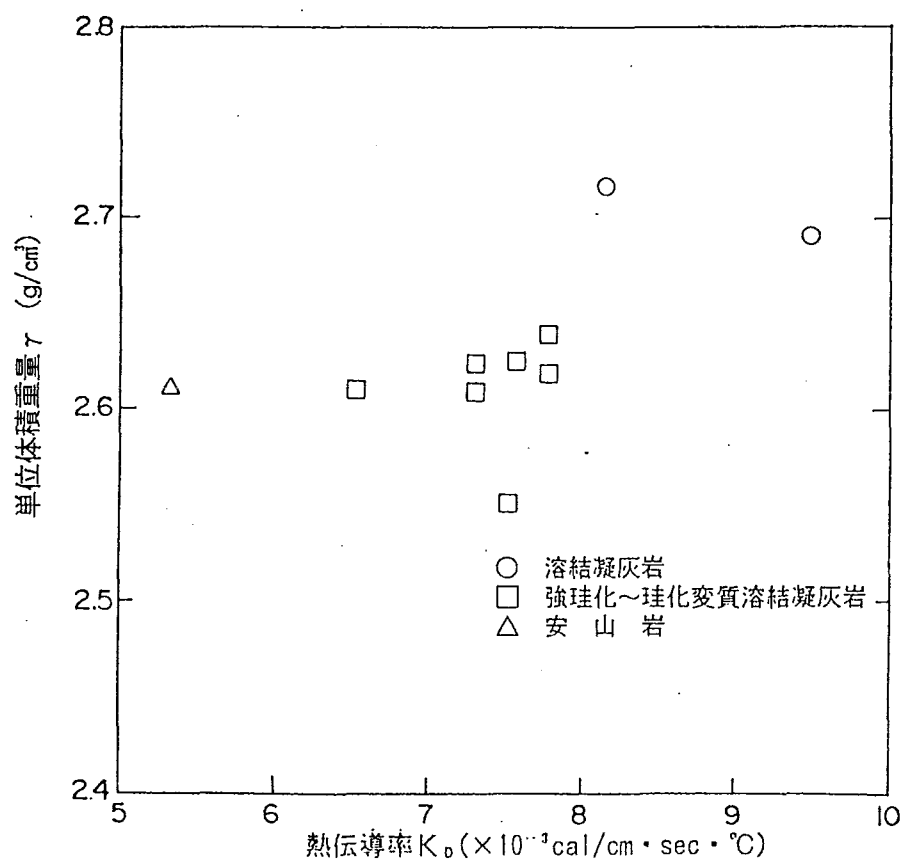


図 5.5.6 岩石の熱伝導率と単位体積重量の関係

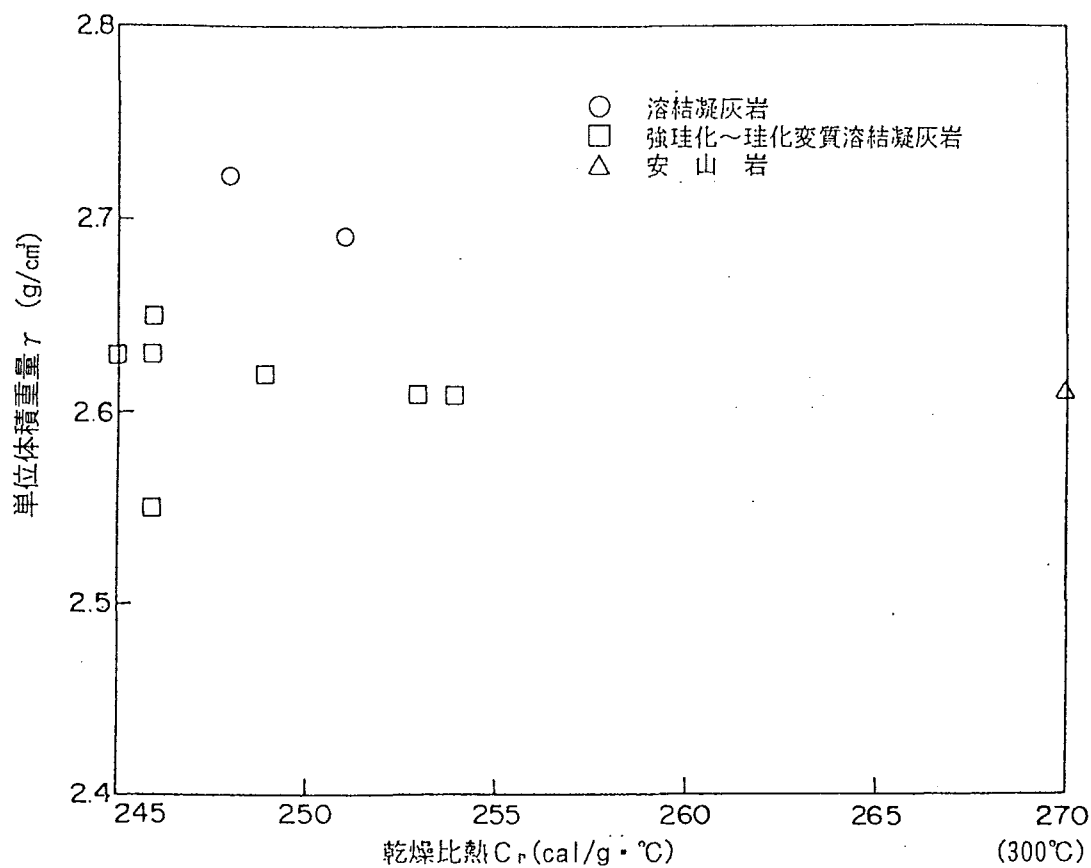


図 5.5.7 岩石の比熱と単位体積重量の関係

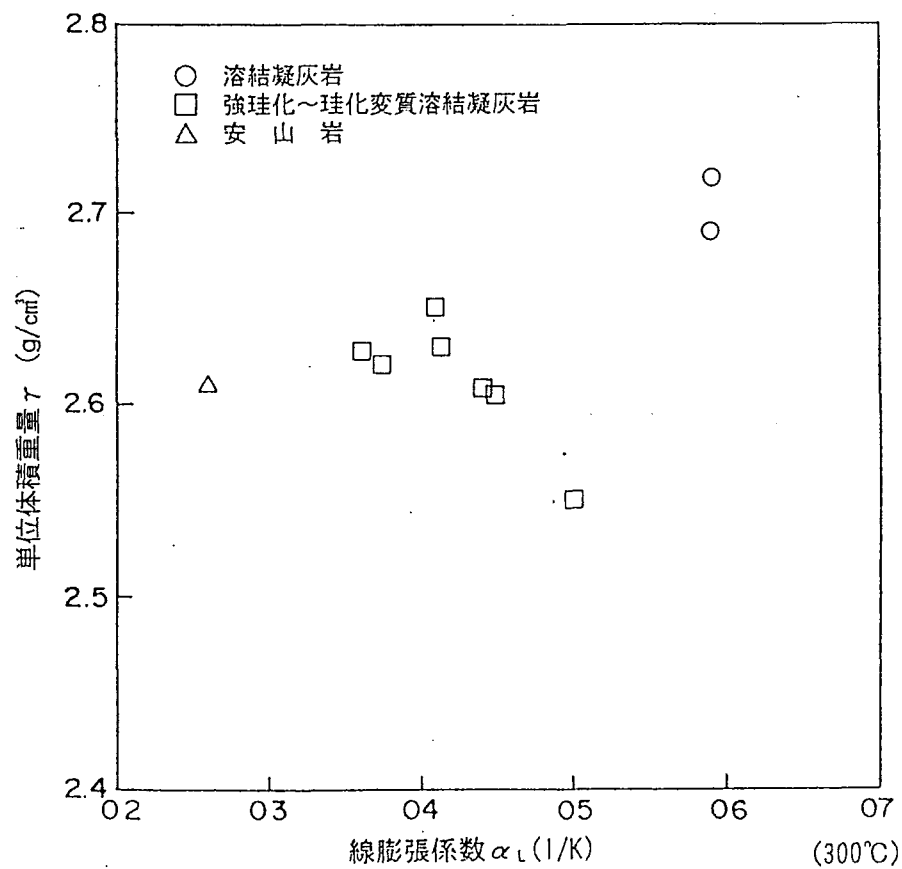


図 5.5.8 岩石の線膨張係数と単位体積重量の関係

6 ボアホールテレビ観察データ

6.1 孔壁の概要

ボアホールテレビ観察は、深度24.30～473.00m間の濃飛流紋岩類について行った。観察される不連続面は岩相境界面と亀裂とに分けられる。ここで境界面とした不連続面の大半は溶結凝灰岩と安山岩岩脈との岩相境界面である。また、亀裂として記載したものの中には節理面も含めた。

図6.1.1に深度-亀裂頻度相関図を示す。亀裂の発達状況は、深度420m付近まで9～46本/10mと相対的に亀裂が多いのに対し、深度420m付近より深部では、0～20本/10mと少なく、その大半がヘアークラックになっている。なを深度161～190m間及び410～420m間は孔壁不良で観察不能であった。孔壁観察でみられる亀裂の状況はいずれも密着しており、開口性を示す部分は少なかった。

6.2 岩盤の不連続面の構造

不連続面の構造をシュミットネットに投影し、図6.2.1に示した。また、深度別にみたシュミットネット投影図を図6.2.2および図6.2.3に示す。

全亀裂面の方向は広範な方向に散在するものの、大局的にはN50E, 80° WとN67W, 65° SWのほぼ直交する2方向の面に集中する傾向がみられる。さらにこれらに直交するほぼN20Wの走向で東に急傾斜（傾斜80°以上）の面にも、弱い集中がみられる。全亀裂の投影図についても、また、鉱物脈中の亀裂の方向についても同様の傾向がみられる。

このようなほぼ直交する3方向の亀裂が発達することからみて、亀裂の主要な部分は溶結凝灰岩類中の節理系を示していると考えられる。

これらの亀裂を深度別にみると、0～100mまでの割れ目の方向は片寄りがなく、全方向に分散し、角度も低角度から高角度と幅広く卓越した割れ目は少ない。100m以降になると割れ目分布にある方向に集中する傾向が現れ、深度によってその傾向に幾分の動きが生じている。

深度100～250mは、走向N40E, 走向N65Wの2方向で低角度のものが優勢であるが、深度250～400mは走向N75E, 走向N75Wの2方向で高角度の割れ目が卓越する。この他に走向NEの割れ目が分散して分布する。

深度400～450mは割れ目の数が少なくなり、走向N60Eで高角度の割れ目が主体になっている。

亀裂頻度 (本/10m)

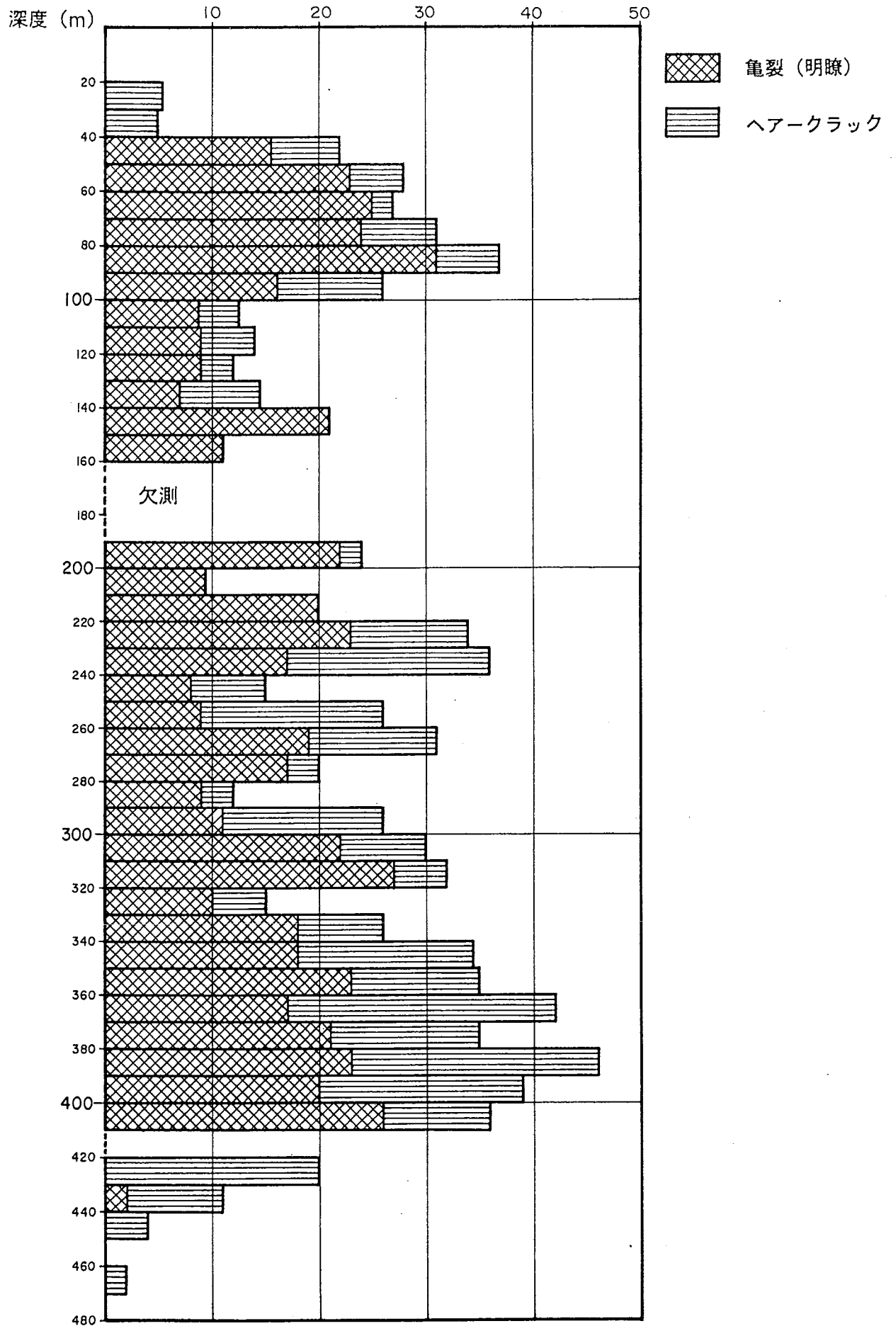


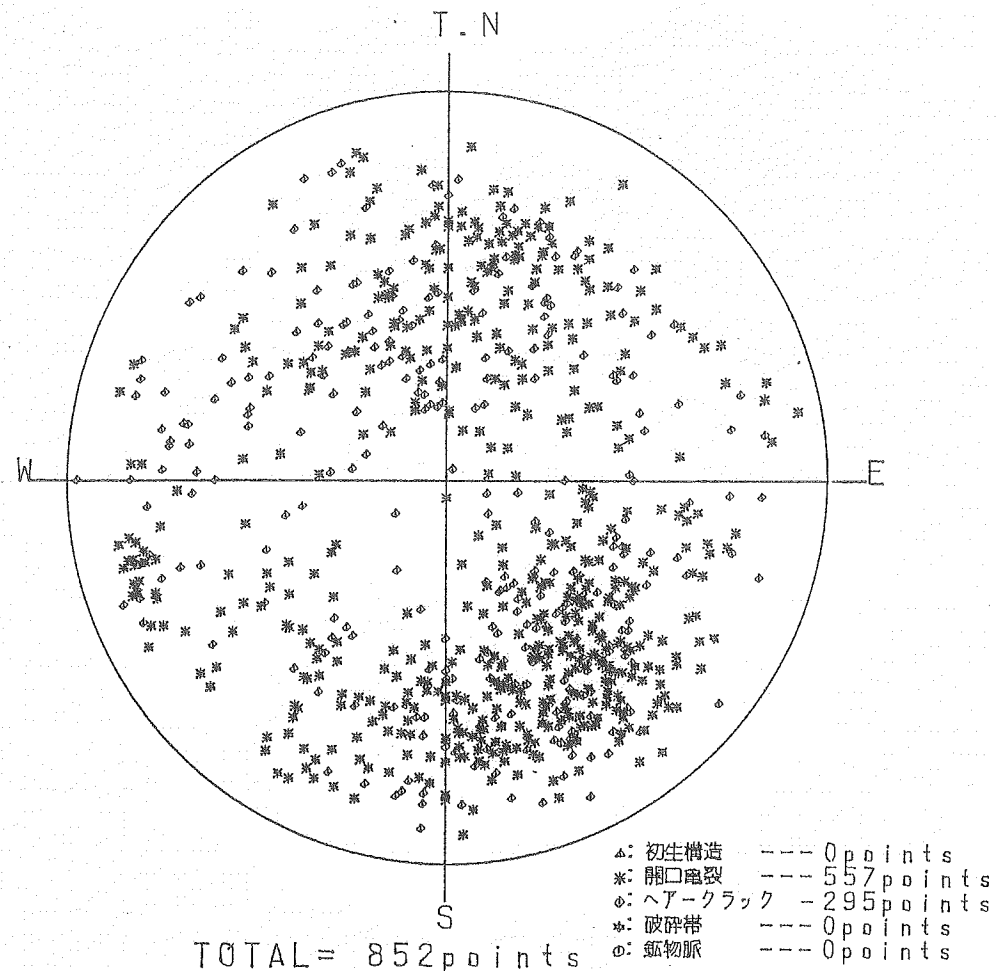
図6. 1. 1. 深度 - 亀裂頻度 相関図

This is a blank page.

全深度亀裂 走向傾斜 ステレオネット投影図 (下半球投影)

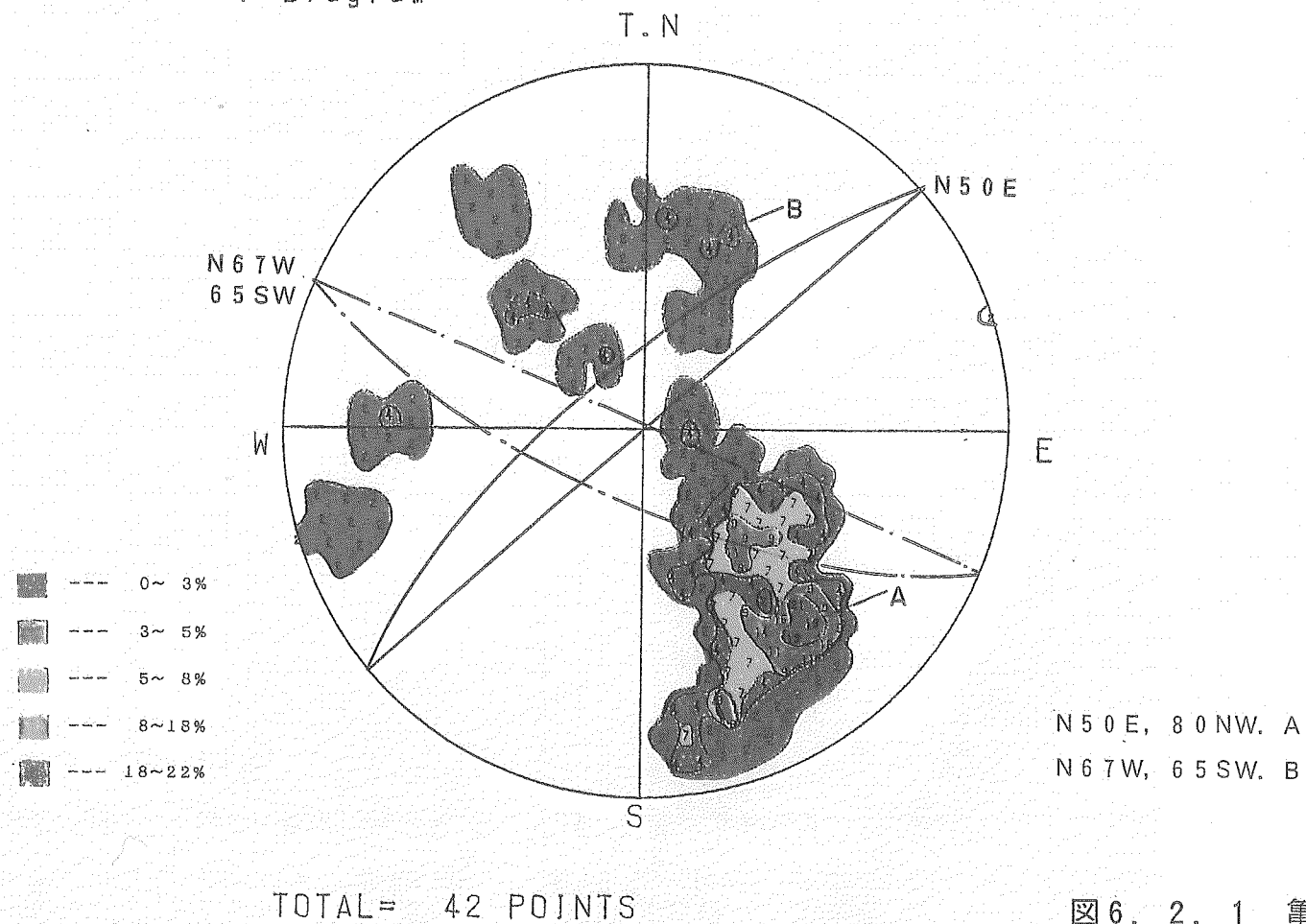
HIRASE

<<0-473m>>



全深度亀裂 走向傾斜 コンターマップ

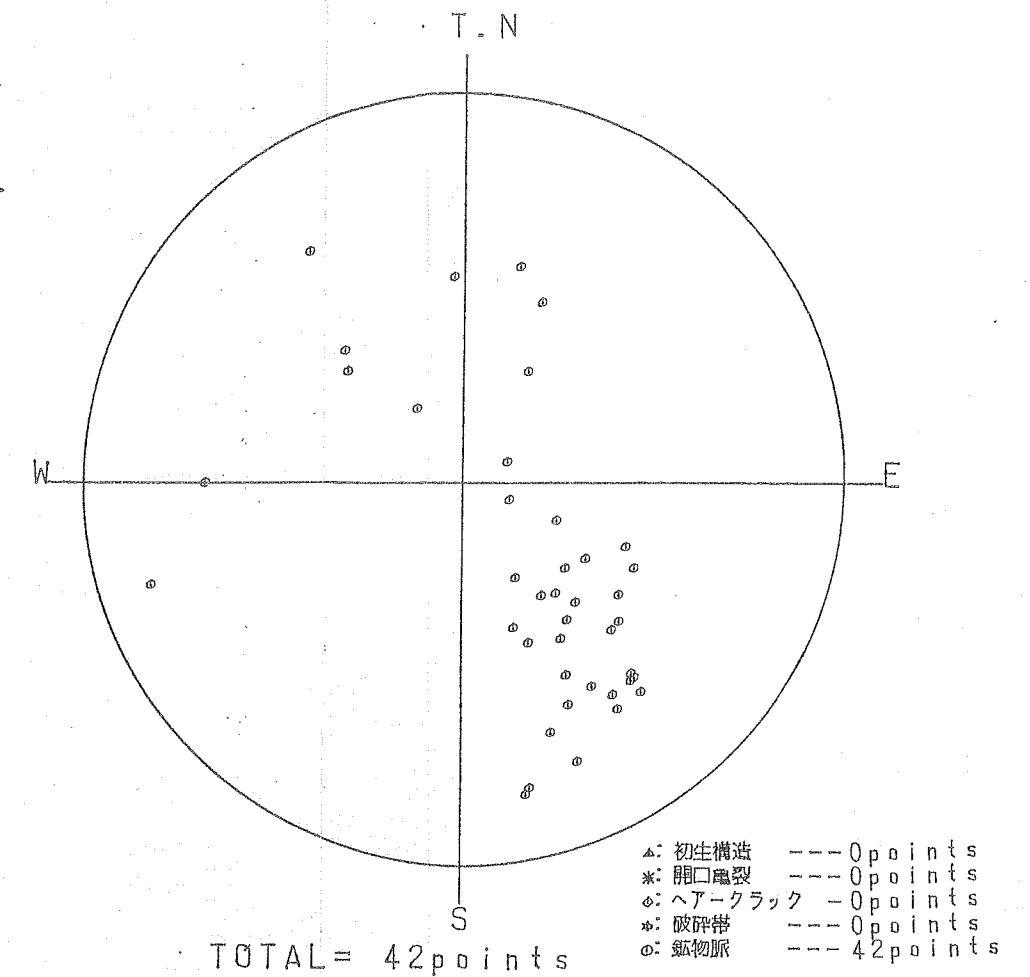
<< % Diagram >>



鉱物脈 走向傾斜 ステレオネット投影図 (下半球投影)

HIRASE

<<0-473m>>



鉱物脈 走向傾斜 コンターマップ

<< % Diagram >>

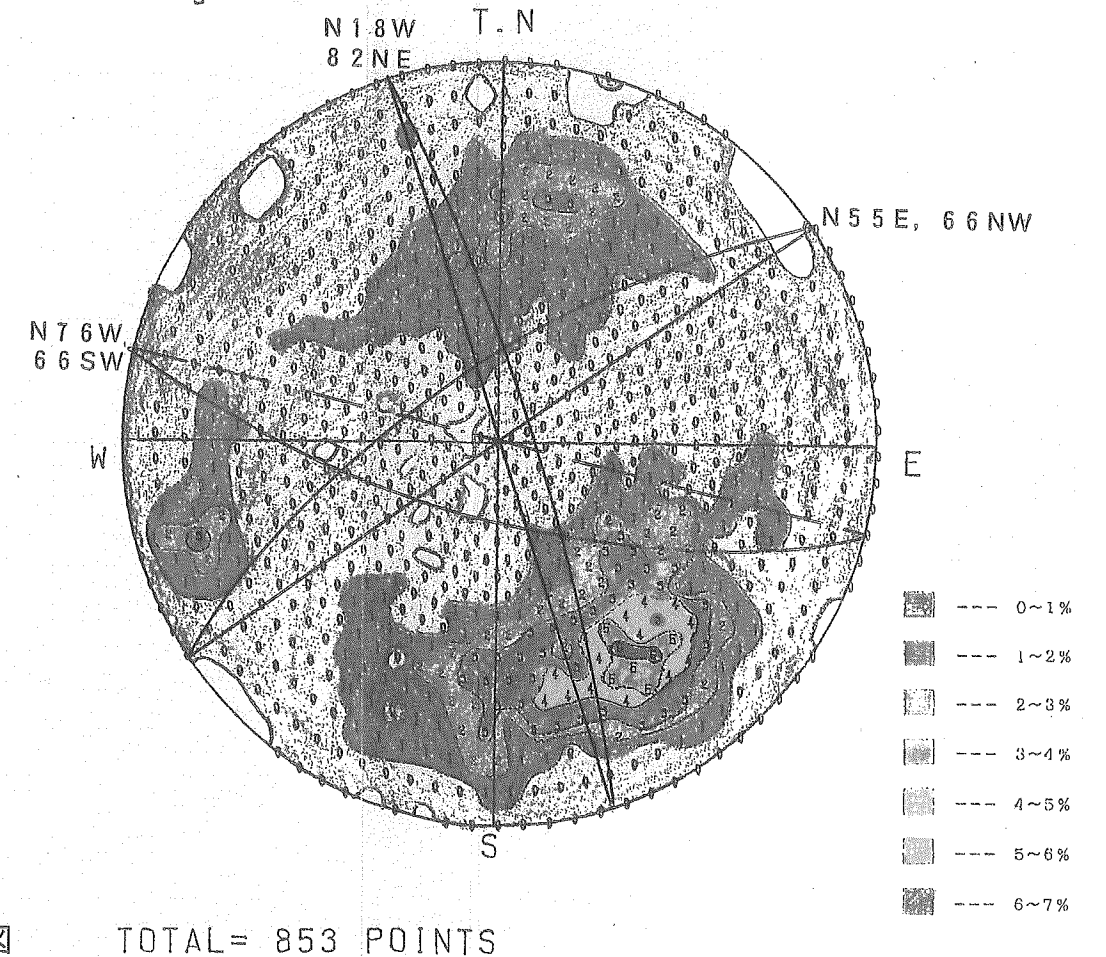


図 6. 2. 1 亀裂面ステレオネット図

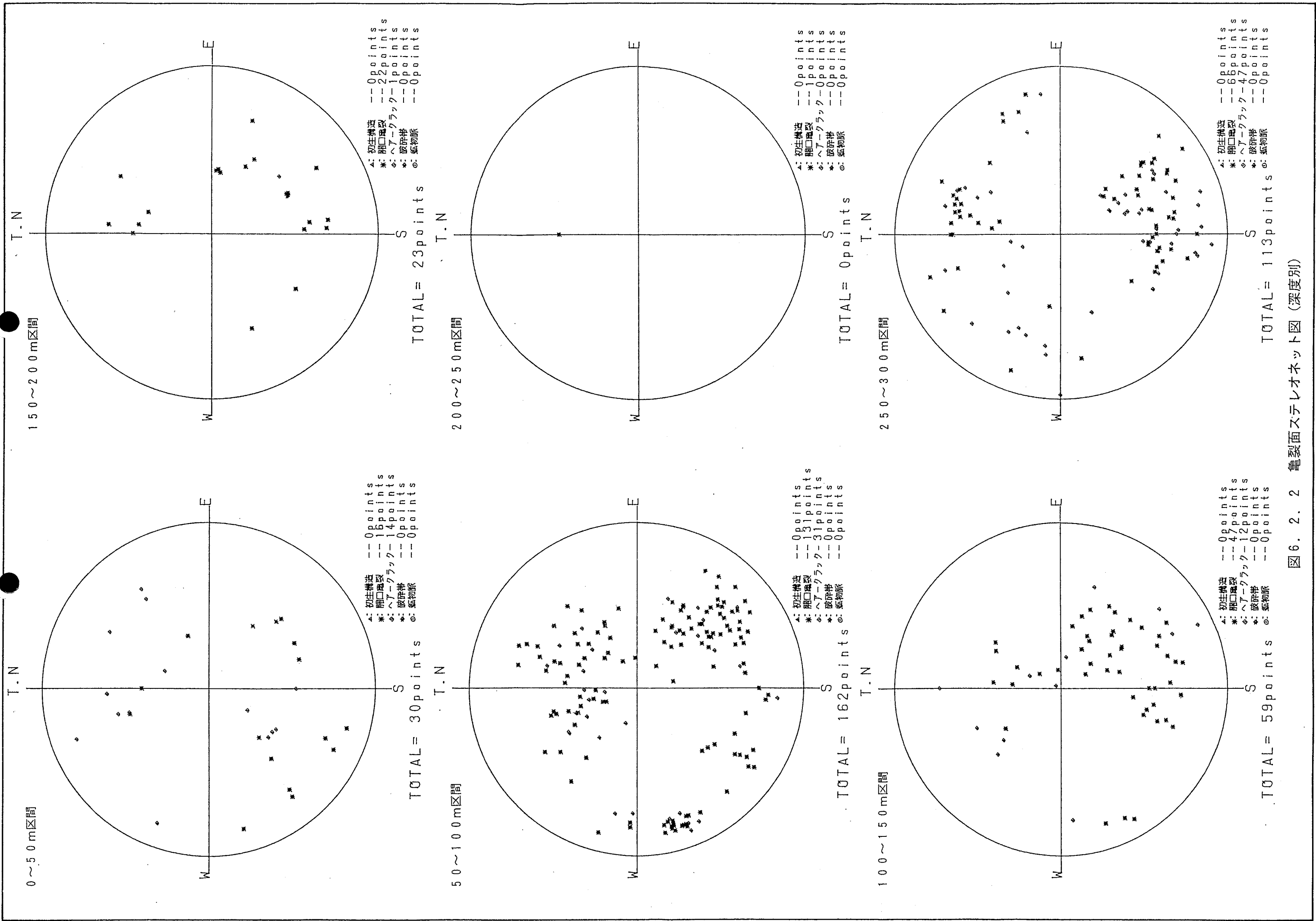


図6. 2. 2 亀裂面ステレオネット図 (深度別)

This is a blank page.

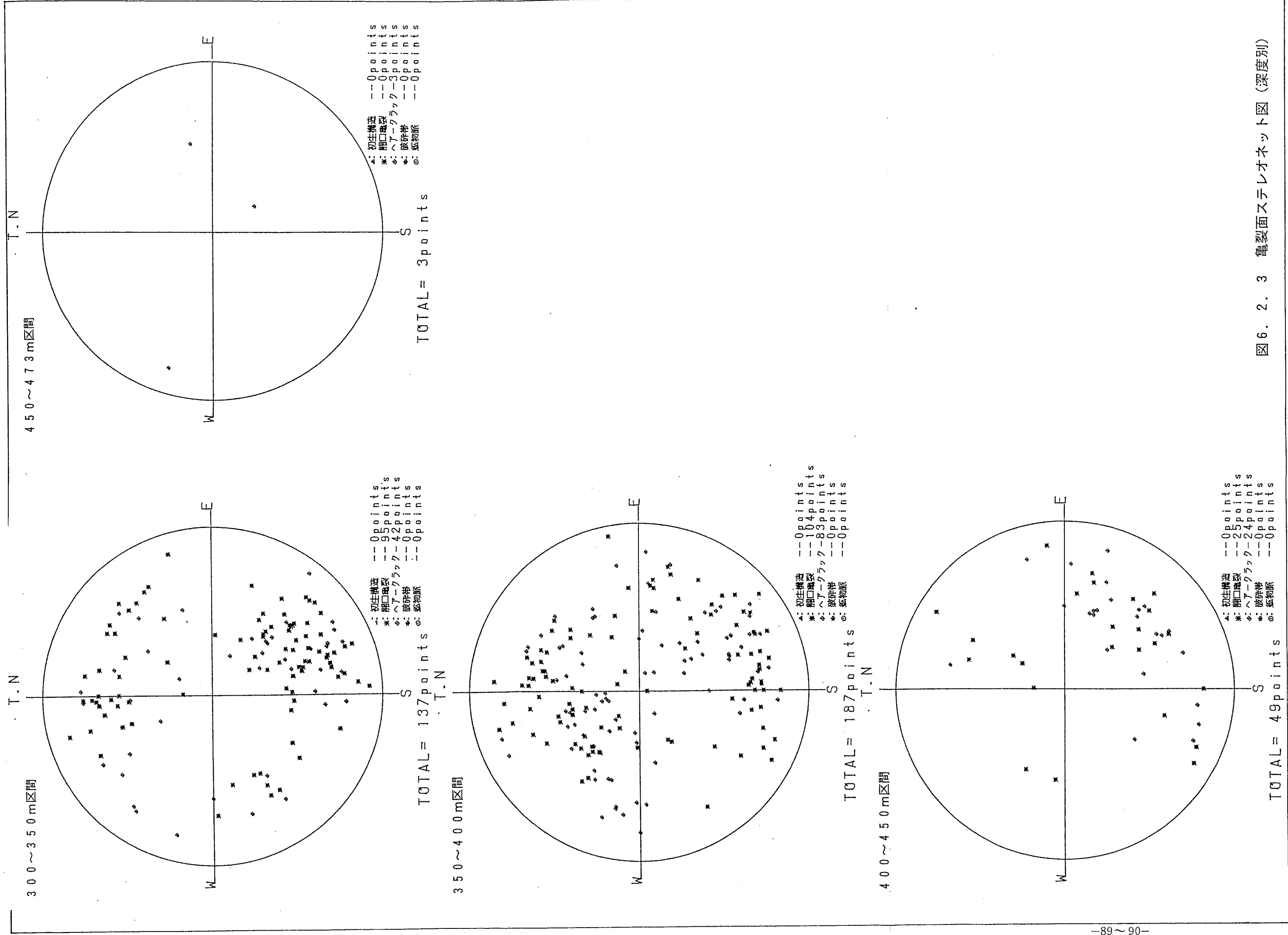


図6. 2. 3 亀裂面ステレオネット図 (深度別)

7 透水試験データ

7.1 現地試験の概要

間隙水圧測定及び透水試験は、No. 1 孔のボーリング地点（調査深度481.0m）において計10箇所を実施した。測定区間長（ストレーナー長）は、 $L=3.0\text{m}$ (298cm)である。

今回の間隙水圧測定及び透水試験の実施に当たっては、測定区間長を確保するためにガス圧で拡張させるエア－遮水パッカーを用いた。試験中の遮水パッカーの破損・漏圧原因は、①鋭利硬質な亀裂性孔壁によるパッカーの引き裂かれ、②遮水パッカー内管漏圧防止部の若干のゆるみ発生であった。

現地試験に要した期間は、9月9日に試験機器を搬入して9月27日に搬出するまで延べ19日間であった。

7.2 試験結果

今回の試験結果をまとめると表7.2.1のとうりとなる。また、RQD、岩盤等級、割れ目の性状との関係を表7.2.2に、各層の間隙水圧及び透水係数と深度の関係を図7.2.1にしめす。

(1) 間隙水圧について

測定深度101.00～262.00mまでの間隙水圧は、ほぼ静水圧分布状態に近く、GL-29.22～-32.00mの間隙水圧を示す。また、深度285.00～397.00m間の場合は、GL-34.37～40.81mと5.15～8.81mほどの減圧があり、深度417.00m以深ではGL-100.67～-101.02mと低く、静水圧から69.02～91.45m低い間隙水圧を示した。

以上の結果から、本孔は3層の地下水構造を貫いたことが解る。

(2) 透水性について

岩相と透水係数 k を比較すると下記のように区分される。

- ・ 溶結凝灰岩
深度101～124m間： $k = 3.62 \times 10^{-8} \sim 3.05 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$
- ・ 珪化変質溶結凝灰岩
深度256～262m間： $k = 9.47 \times 10^{-7} \text{cm/sec}$
深度285～312m間： $k = 1.82 \times 10^{-6} \sim 7.53 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$
- ・ 強珪化変質溶結凝灰岩
深度316～439m間： $k = 2.57 \times 10^{-8} \sim 3.46 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$
- ・ 安山岩岩脈
深度391～397m間： $k = 5.65 \times 10^{-8} \text{cm/sec}$

① 深度101～107m間の溶結凝灰岩は、RQD = 2%の割れ目の発達したもので、

表 7.2.1 透水試験結果一覧表

測定深度	平衡水位	透 水 係 数 K			
		パルス法	回復法	注入法	平均値
102.51~105.49m	GL-32.00m	$3.36 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$	$1.20 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$	$8.35 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$3.05 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$
119.51~122.49m	GL-29.22m	$4.62 \times 10^{-8} \text{ cm/s}$	$2.84 \times 10^{-8} \text{ cm/s}$		$3.62 \times 10^{-8} \text{ cm/s}$
257.51~260.49m	GL-29.59m	$2.28 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$	$2.38 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$1.57 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$9.47 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$
286.51~289.49m	GL-38.66m	$2.51 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$9.11 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$	$2.67 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$1.82 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$
307.51~310.49m	GL-37.28m	$6.46 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$8.15 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$8.12 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$7.53 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$
317.51~320.49m	GL-36.49m	$4.65 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$2.96 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$3.03 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$3.46 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$
368.51~371.49m	GL-40.81m	$1.68 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$	$4.38 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$		$2.71 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$
392.51~395.49m	GL-34.37m	$1.95 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$	$1.64 \times 10^{-8} \text{ cm/s}$		$5.65 \times 10^{-8} \text{ cm/s}$
418.51~421.49m	GL-101.02m	$4.36 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$1.02 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$		$6.66 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$
434.51~437.49m	GL-100.67m	$2.09 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$	$3.17 \times 10^{-8} \text{ cm/s}$		$2.57 \times 10^{-8} \text{ cm/s}$

※ ストレナー長は2.98m である。

※  はクーパーの式による透水係数

表 7. 2. 2 透水試験結果と割れ目の関係

測定深度 (m)	測定 区間 (m)	岩 石 名	R Q D (%)	岩 盤 等 級	測 定 区 間 の 割 れ 目 の 性 状										間隙水圧：P w		透 水 係 数 K (cm/sec)	備 考	
					深 度 (GL-m)	タ イ プ	連 続 性	パ タ ー ン	表面構造	角 度 (A)	幅 (mm)	条線角度 (B)	充填鉱物	変質度 (色)	変質幅	水位表示 (GL±m)			水圧表示 (kgf/cm ²)
102.51～105.49	2.98	溶結凝灰岩	2	D～C _L	102.49～ 103.10 105.20～ 105.35	破碎帯 開口	連続 連続	P ₀ ～I ₀ I ₀ ～P ₀	— A～B	28°～38° 85°	3200 —	— —	破碎粘土 石 英	— —	— —	-32.00	7.051	3.05×10 ⁻⁶	
119.51～122.49	2.98	溶結凝灰岩	65	C _{II}	119.55～ 122.30	開口, 密着	連続	P ₀ , S ₀ , I ₀	A, B, E	9°～85°	0.1～1	—	石 英	—	—	-29.22	9.029	3.62×10 ⁻⁸	
257.51～260.49	2.98	珪化変質 溶結凝灰岩	73	C _M ～C _H	257.58～ 122.30	開口, 密着	連続	P ₀ , P ₁	A, C	28°～70°	0.1～1	0°～10°	緑泥石	—	—	-29.59	22.792	9.47×10 ⁻⁷	
286.51～289.49	2.98	珪化変質 溶結凝灰岩	31	C _{II}	286.65～ 289.40	密着	連続 稀に 不連続	P ₀ , I ₀ , I ₁ , C ₀	A, B, E	5°～85°	0.1～2	15°～70°	緑泥石 輝水鉛鉱	—	—	-38.66	24.785	1.82×10 ⁻⁶	
307.51～310.49	2.98	珪化変質 溶結凝灰岩	32	C _M ～C _H	307.60～ 307.73 308.80～ 310.39	密着 密着, 開口	連続 連続	P ₀ , I ₀ P ₀ , C ₀ , I ₀ , S ₀	A, E A, B, E	48°～60° 45°～85°	— —	— —	— 緑泥石 輝水鉛鉱	— —	— —	-37.28	27.023	7.53×10 ⁻⁶	
317.51～320.49	2.98	強珪化 溶結凝灰岩	22	C _L ～C _M	318.80～ 319.00 319.35～ 320.40	密着 密着, 開口	連続 連続	P ₀ P ₀ , I ₀	A A, E	30°～45° 27°～87°	— —	— —	— 緑泥石 輝水鉛鉱	— —	— —	-36.49	28.102	3.46×10 ⁻⁶	
368.51～371.49	2.98	珪化変質 溶結凝灰岩	68	C _M ～C _H	368.60～ 371.46	密着	連続	P ₀ , C ₂ , I ₀ , S ₁	A, B, C, E	17°～90°	0.1～0.3	—	石 英 緑泥石 黄鉄鉱	—	—	-40.81	32.770	2.71×10 ⁻⁷	
392.51～395.49	2.98	安山岩々脈	100	B	392.88～ 395.46	密着, 一部開口	連続	P ₀ , C ₀	A, B	28°～34°	0.1～1.0	0°～25°	方解石 緑泥石	—	—	-34.37	35.814	5.65×10 ⁻⁸	
418.51～421.49	2.98	強珪化変質 溶結凝灰岩	20	C _L ～C _H	418.70～ 419.75	密着	連続	P ₀ , S ₀	A	10°～90°	—	—	緑泥石	—	—	-101.02	31.749	6.66×10 ⁻⁷	
434.51～437.49	2.98	珪化変質 溶結凝灰岩	55	C _M ～C _H	435.80～ 437.40	密着	連続	P ₀ , P ₂ , C ₀ , I ₀ , S ₂	A, B, E	38°～84°	0.1～0.3	—	緑泥石	—	—	-100.67	33.384	2.57×10 ⁻⁸	

* (DF) : ボーリングによる割れ目

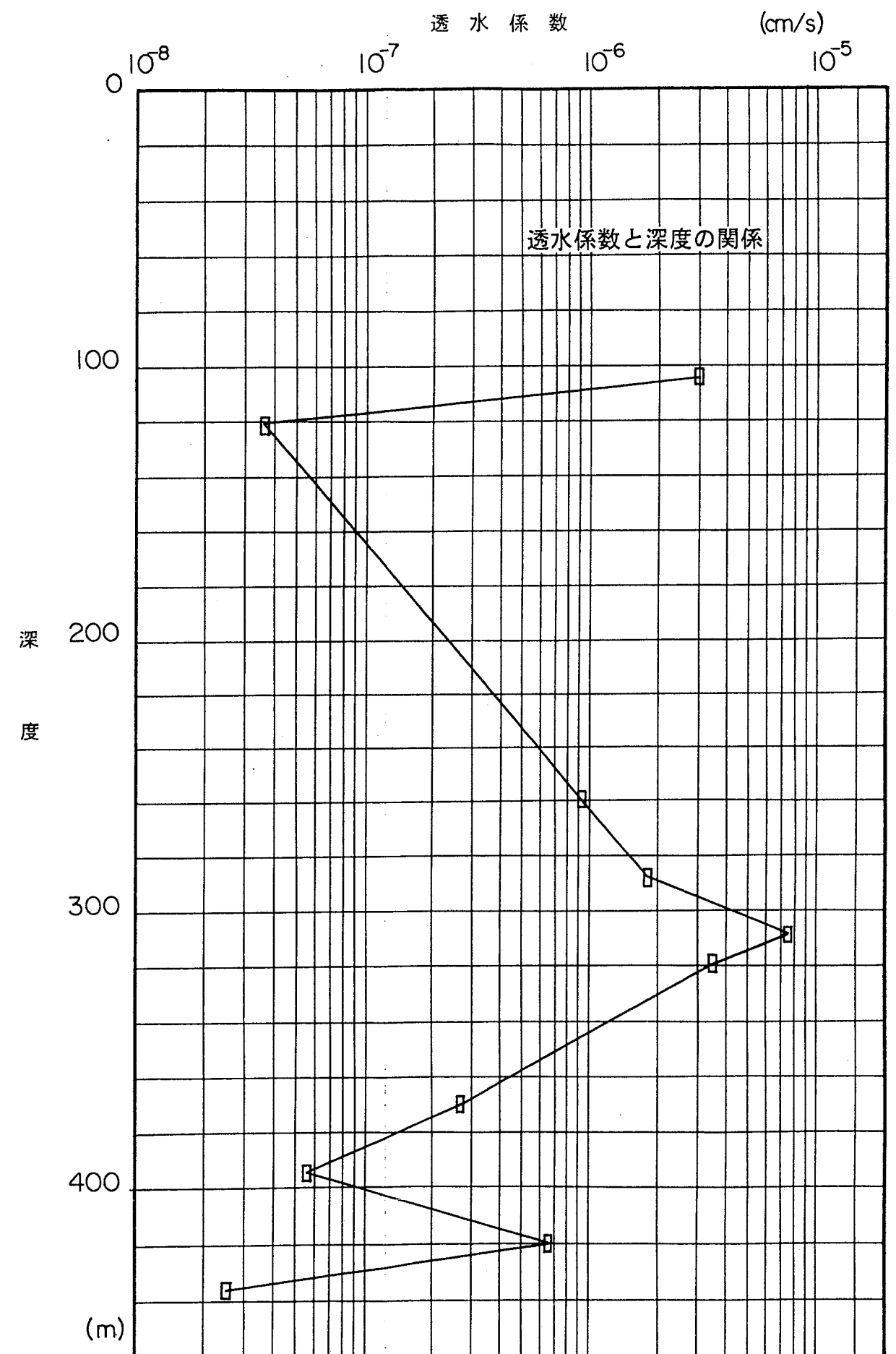
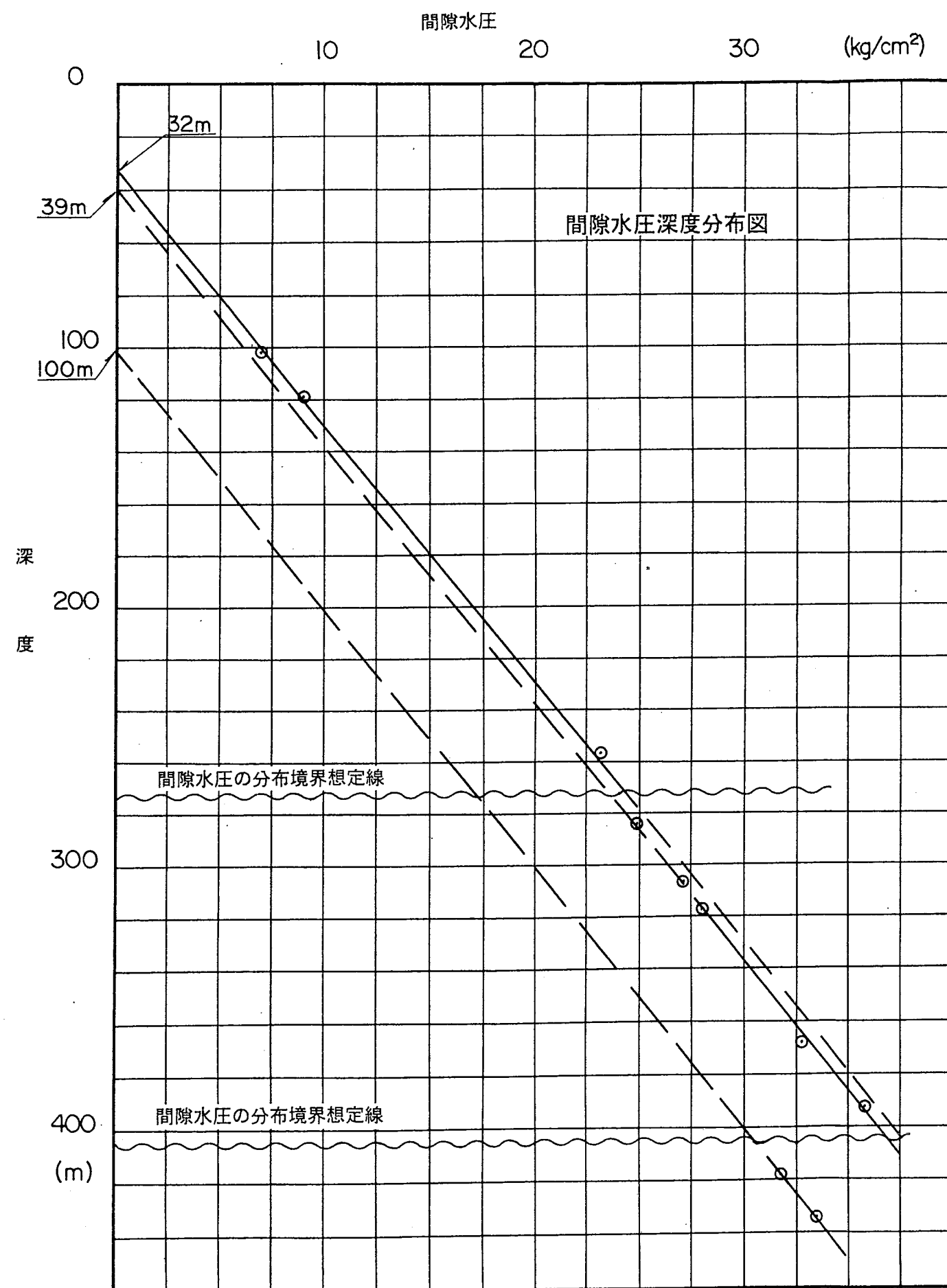


図 7. 2. 1 間隙水圧分布図および透水係数と深度の関係

測定区間内の深度102.5~103.7m間は破碎帯を成しており、透水試験結果より $k = 3.05 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ と大きめの値を示した。一方、深度118~124m間は $RQD = 65\%$ を示し、本孔内で比較的亀裂の少ない区間で、透水試験結果より $k = 3.62 \times 10^{-8} \text{ cm/sec}$ と低い透水性を示した。

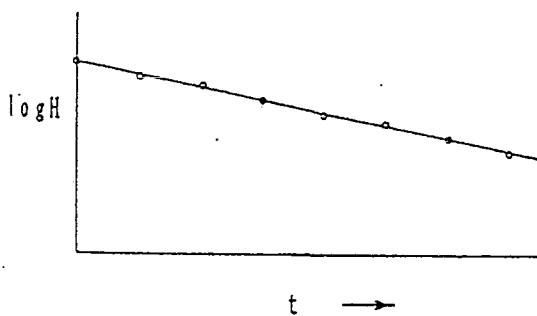
② 珪化変質溶結凝灰岩は深度111.4mより出現し、深度299.6m付近より強珪化部に移行するが、深度256~262m間の亀裂の少ない区間 ($RQD = 73\%$ 、最小 $RQD = 45\%$) の透水試験結果は $k = 0.95 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ を示し、必ずしも低透水性とはなっていない。亀裂の多い深度285~291m間 ($RQD = 47\%$ 、最小 $RQD = 10\%$) で $k = 1.82 \times 10^{-6}$ 、深度306~312m間 ($RQD = 63\%$ 、最小 $RQD = 20\%$) で $7.53 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ を示しほぼ同様な値を示した。

③ 深度299.6m付近以深よりの主要構成岩である強珪化変質溶結凝灰岩では、4箇所測定を行っているが、測定区間の平均 $RQD 45\%$ (最小 $RQD = 0\%$) に対して、透水係数は $k = 1.11 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ である。この内、最も低い透水性を示した箇所は最深部の深度433~439m間の $k = 2.57 \times 10^{-8} \text{ cm/sec}$ で、次いで深度367~373m間の $k = 2.71 \times 10^{-7} \text{ cm/sec}$ であった。この間の RQD は52%及び62% (最小 $RQD = 0\%$ 及び35%) で、割れ目頻度と透水性の間には関係性を認め難いことを示している。

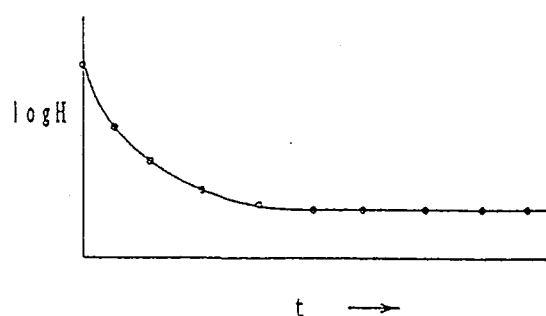
④ 安山岩岩脈内での測定結果は $k = 5.65 \times 10^{-8} \text{ cm/sec}$ で、測定区間が $RQD = 100\%$ であり、妥当な値と思われる。

(3) $t - \log H$ から見た亀裂の状態について

透水試験結果の時間(t) - 水頭差($\log H$)の解析グラフ (図 7.2.2) では、曲線の形状が下図のように大きく2つのタイプに分けられる。



(a) プロットが直線状を示す場合
(貯留係数が小さい)



(b) プロットが緩やかな曲線を示す場合 (貯留係数が大きい)

図 7.2.2 $t - \log H$ グラフの曲線のタイプ

(b) タイプは、深度316~322m付近の強珪化溶結凝灰岩に見られ、他の測定区間の

データは全て(a)タイプである。

(b)タイプの場合は、地盤の貯留係数が大きい場合に生じることが多く水圧の変化によって亀裂部の体積変化が生じているような場合が考えられる。このことから深度316～322m付近の岩盤内の亀裂は粘土化していたり、あるいは、亀裂内に粘土鉱物の流入がある等が考えられる。

8 総括

深地平瀬No.1孔（掘削長481m）の岩芯調査及び孔内諸調査データをまとめると、以下のようになる。

- ① 岩芯の地質は、深度22.10mまでは山腹斜面下に堆積した崩積土である。22.10m以深の大部分は溶結凝灰岩で、安山岩々脈が2箇所観察される。溶結凝灰岩はその組織構成から砂粒度組成の岩相を示す部分と火山礫凝灰岩状岩相を示す部分とに区分される。また、本孔の岩芯は著しく亀裂に富み、ほとんどの割れ目は緑泥石で充填されている。さらに、深度111.40m以深では珪化変質を受け、鏡下ではこれらは石基中のガラスの石英・長石化が進み、本質レンズの絹雲母化と網状の石英脈が発達し、深度を増すにつれこれらは顕著となるが、長石のカオリン化や白雲母化・黒雲母化を示し、最深部試料（No.1-10）では金紅石、ザクロ石が認められる。安山岩々脈は深度24.50～28.00m及び390.10～397.30mに認められ、後者は亀裂の少ない棒状の堅硬岩盤をなしている。
- ② 前述のとうり本孔は極めて亀裂に富み、掘削長481.00mの内、表層部の22.10mの他に、コア採取不能区間長が83.80m、採取コアが礫状で割れ目測定のできない区間長が138.46mで、割れ目測定不能区間は合計が244.36mに達し、これらの区間は不良岩盤により構成されていると考えられる。
- ③ 観察された全割れ目2,061本のうちで最も多いパターンはPパターンで全体の68%（1,397本）を占め、ついでCパターン20%（410本）、Iパターン6%（133本）、Sパターン6%（121本）となっている。
- ④ ボーリングの掘進方向と割れ目との角度は、浅部では 15° ～ 90° と広く分布しているのに対し、深部では 60° 以上の割れ目が多くなるという傾向が伺える。
- ⑤ 本孔でのRQDは、下部に従い高くなる傾向を示しているが、RQD=100%を示す区間は11箇所（11m）に過ぎず、この内、深度390.10～397.30m間の下部安山岩脈内で6m連続しており、流紋岩類中では僅かに5箇所（5m）に過ぎなかった。
- ⑥ 本孔の割れ目充填鉱物はほとんどが緑泥石で、風化帯を脱けた深度100m付近から大多数の割れ目沿いにフィルム状に分布し、緑泥石に付随して微細で少量の黄鉄鉱が割れ目沿いに点在する。粘土は110m以浅と300～350m間の一部の割れ目沿いに見られるが、これらは後述するX線回折の結果、スメクタイト、緑泥石、カオリンであることが明らかとなった。石英、方解石は100m以下で広く分布し、緑簾石、絹雲母は370m以深の深い所で極く稀に見られた。その他、深度250m以下の石英細脈中の一部に輝水鉛鉱がフィルム状に分布し、深度135mに濃紅色の赤鉄鉱フィルムが認められた。
- ⑦ 電中研式の岩盤分類に従うと、本孔の岩盤等級は深度250m付近迄が大部分 C_L 級であるが、所々にD級の土砂状の部分と C_M 級の部分を含む。深度250m以下では C_M 級岩盤が主体となり、深度390.10～397.30mの安山岩々脈がRQD 100%の堅硬棒状でB級に値している。

- ⑧ ボアホールテレビ観察によると、孔内の亀裂発達状況は深度420m付近までが9~46本/10mと相対的に多いのに対し、深度420m付近より深部では0~20本/10mと少なく、その大半がヘアクラックになっている。孔壁観察でみられる亀裂の状況はいずれも密着しており、開口性を示す部分は相対的に少なかった。

これら不連続面のシュミットネット投影図で、亀裂面の方向は広範な方向に散在するものの、大局的にはN50E, 80° WとN67W, 65° SWのほぼ直交する2方向の面に集中する傾向がみられる。さらにこれらに直交するN20Wの走向で東に急傾斜（傾斜80°以上）の面にも弱い集中がみられる。これらの亀裂を深度別にみると、0~100mまでの割れ目の方向は片寄りがなく、全方向に分散し、角度も低角度から高角度と幅広く、卓越した割れ目は少ない。100m以降になると割れ目分布にある方向に集中する傾向が現れ、深度によってその傾向に幾分の動きが生じている。即ち、深度100~250mは走向N40E, 走向N65Wの2方向で低角度のものが優勢で、深度250~400mは、走向N75E, 走向N75Wの2方向で高角度の割れ目が卓越し、他に走向NE方向の割れ目が分散して分布する。深度400~450mでは割れ目の数が少なくなるが、高角度で走向N60Eが主体をなす。

- ⑨ 物理検層データ及びその解析データなどはコア観察による岩盤の性状と岩石物性試験データとの間には多少の食い違いが見られる。即ち、密度では検層データと室内試験データとがほぼ一致するが、間隙率では後者が、弾性波速度では前者が高い。このことは原位置では応力が大きく作用しているものと推定される。

湿潤状態の比重及び弾性波速度について見ると、本孔の溶結凝灰岩は一般の凝灰岩や流紋岩の各値より高い値を示し、逆に吸水率、含水比及び有効間隙率は既存データに比べて小さい値となっている。安山岩については既往の測定データと整合している。各試料の乾燥状態と湿潤状態の比重の差を比べると、深度396mの安山岩で0.09であるが、溶結凝灰岩はどれも0.01と差が小さく、空隙の少ない緻密・堅硬な岩質であることを反映している。

力学特性について見ると、一軸圧縮強度は既存データ同様バラッキのある強度を示しているが、安山岩では中位の強度を示している。一軸圧縮試験に併せて測定された静弾性係数およびポアソン比は既存資料（土質工学、1974）による凝灰岩の値に比べ大きい。本孔の圧裂引張強度データは、一般的な岩石の圧裂引張強度の領域にほぼ位置している。一軸圧縮強度（ σ_c ）と圧裂引張強度（ σ_t ）との比 σ_c/σ_t を脆性度（Br）といい、岩石の脆さの尺度として用いられるが、本孔の脆性度は11~27で通常の範囲に分布する。

- ⑩ 岩盤の透水係数は、 $2.57 \times 10^{-8} \sim 7.53 \times 10^{-8}$ cm/secの範囲にある。これらを岩盤等級による推定値と比較すると、深度285~312mで大きく、他の箇所では相対的に小さい値を示す。安山岩岩脈の透水係数は 5.65×10^{-8} cm/secで岩盤等級による推定値に較べやや大きい値を示す。溶結凝灰岩の透水係数が岩盤等級による推定値より低めの値を示す箇所が多い事は、これら割れ目が原位置では潜在的な密着したものである事を

うかがわせ、ボアホールテレビ観察結果を裏付ける事となっている。

間隙水圧は、深度262.00m迄がほぼ静水圧分布状態に近く、深度285.00～397.00m間では水位差5.15～8.81mほどの減圧があり、417.00m以深では静水圧から69.02～91.45m低い間隙水圧を示し、本孔が3層の地下水構造を貫いたことを示している。

- ① PLMT法の解析結果と電気検層の解析結果との整合性は以下のとおりとなる。即ち、本試錐孔に最も近いPLMT法解析データは測点No.1で、その結果では地表から200mに比抵抗層の境界があり、上位が $1000\Omega\cdot m$ 、下位が $500\Omega\cdot m$ の2層構造として解析されている。これに対して電気検層結果では地表から129m迄が $970\Omega\cdot m$ 、その下位に390～700 $\Omega\cdot m$ の地層が分布した。PLMT法の解析精度等を考慮すると、検層における129mの境界はPLMT法における深度200mの境界に対応させられ、また、検層結果による深度255m以浅の870～1500 $\Omega\cdot m$ の高比抵抗層がPLMT法では検出されていないが、これは2層目の比抵抗値が $500\Omega\cdot m$ で低いことから、PLMT法の可探深度を越えているためと考えられる。

以上のデータから、若干の考察と提言を行う。

収集した各種データを検討すると、岩質は緻密・堅硬であるが、全孔にわたり割れ目が発達し、新鮮部でも棒状のコアを採取できた所は限られた部分でしかなかった。また、深部に向うにつれ珪化作用が顕著となり、コアは脱色化により灰色を呈している。これらの現象は地下深部にその存在が推定される花崗岩類の併入影響によるものと考えられ、本孔深部で補足された金紅石はかつて鉱床探査上濃飛流紋岩類の底部、即ち、花崗岩に近いことの指標とされた経緯がある（尾西、松木、小林，1973）。

これらの結果から濃飛流紋岩の岩盤特性について総括すると、次のようにまとめられる。

- ・ 亀裂が多く、電研式岩盤分類によれば $C_L\sim C_M$ 級と見られる。Q値=0.0247（三木幸蔵による）の評価値と調和的である。
- ・ 岩片そのものは堅硬で、今回のデータでは一軸圧縮強度は $q_u=1,944\text{kgf/cm}^2$ （安山岩の $q_u=1,380\text{kgf/cm}^2$ を除いた9試料平均）であった。
- ・ 広域的に花崗岩類の併入を受け、これに関係した変質を被っている。
- ・ 透水性は、亀裂の発達や岩盤等級の割に低い。
- ・ 主要亀裂の分布方向から深地平瀬No.1孔が東西系の圧縮応力場にあることが伺われ、濃飛流紋岩分布地域が広域的な強い圧縮応力場にあるとの既往資料と整合的な結果を得た。
- ・ ボーリング掘削中に、微細亀裂の発達による孔壁周辺の緩み効果に起因すると推定される孔壁の押出しが頻発したが、この対策としてリボーリング作業が効果的であった。

以上の結果から、今後の調査においては、まずリニアメントの持つ意味を明瞭にさせ、

ある程度広域での濃飛流紋岩類の節理系を測定・解析し、同様に安山岩等の岩脈系についても調査を実施して、ボーリングデータと併せて三次元的に解析する事が重要で、そのため十分な地表踏査を実施することが望ましい。さらに、最近の濃飛流紋岩類の研究では、本岩体がいくつかの岩相に区分されているが、それらの岩相の立体的分布は必ずしも明らかではなく、各岩相の構造及び岩相の違いによる岩石物性の違いの有無を充分検討する必要がある。

花崗岩類の影響及び濃飛流紋岩類との境界を調査することは今回の目的から外れるが、ボーリング深度を深くすることにより深部での存在の確認は可能であったと考えられ、さらに、本孔の地質データや物理検層データの所見では、総合的には下部のほうが緻密な岩相を呈しており、PLMTデータと調和的であることから、これを確認するため深度1,000m程度のボーリングを実施することが望ましく、これによって深部での岩盤の亀裂や物理的性状と物理探査結果との対比及び地下水データ解析上の資料を得ること等が可能となろう。

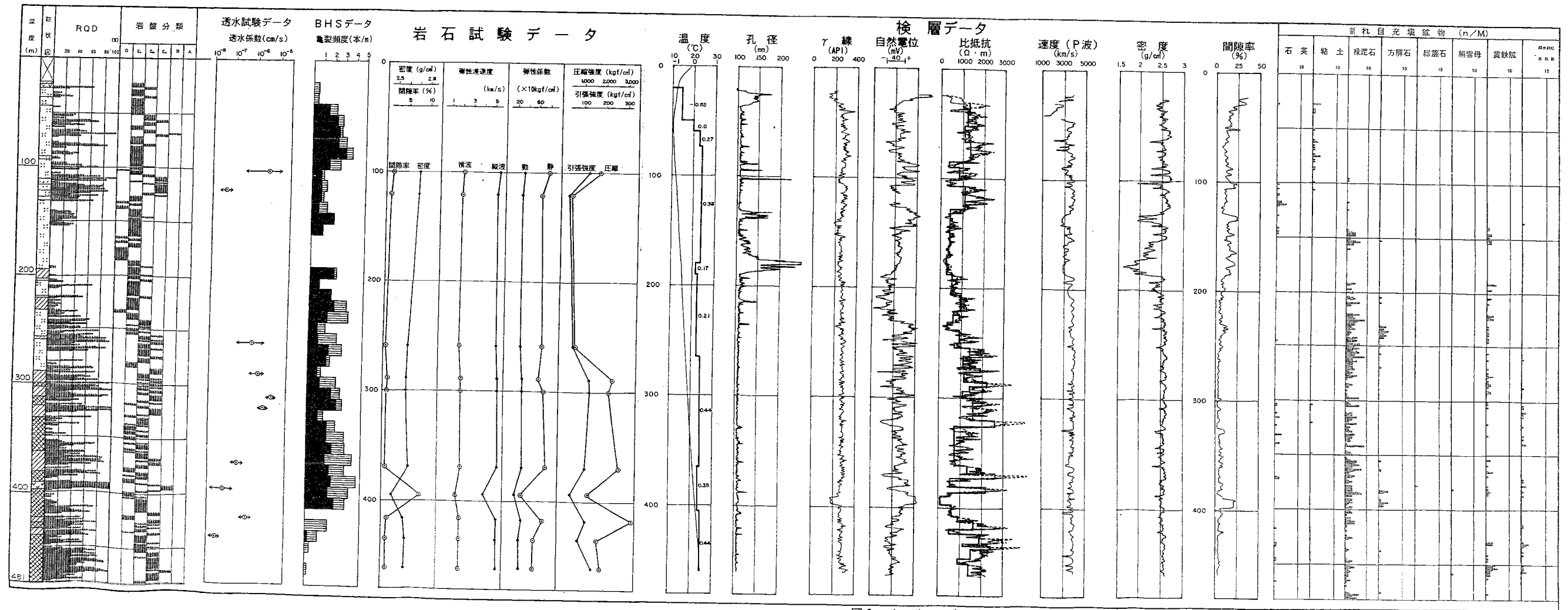
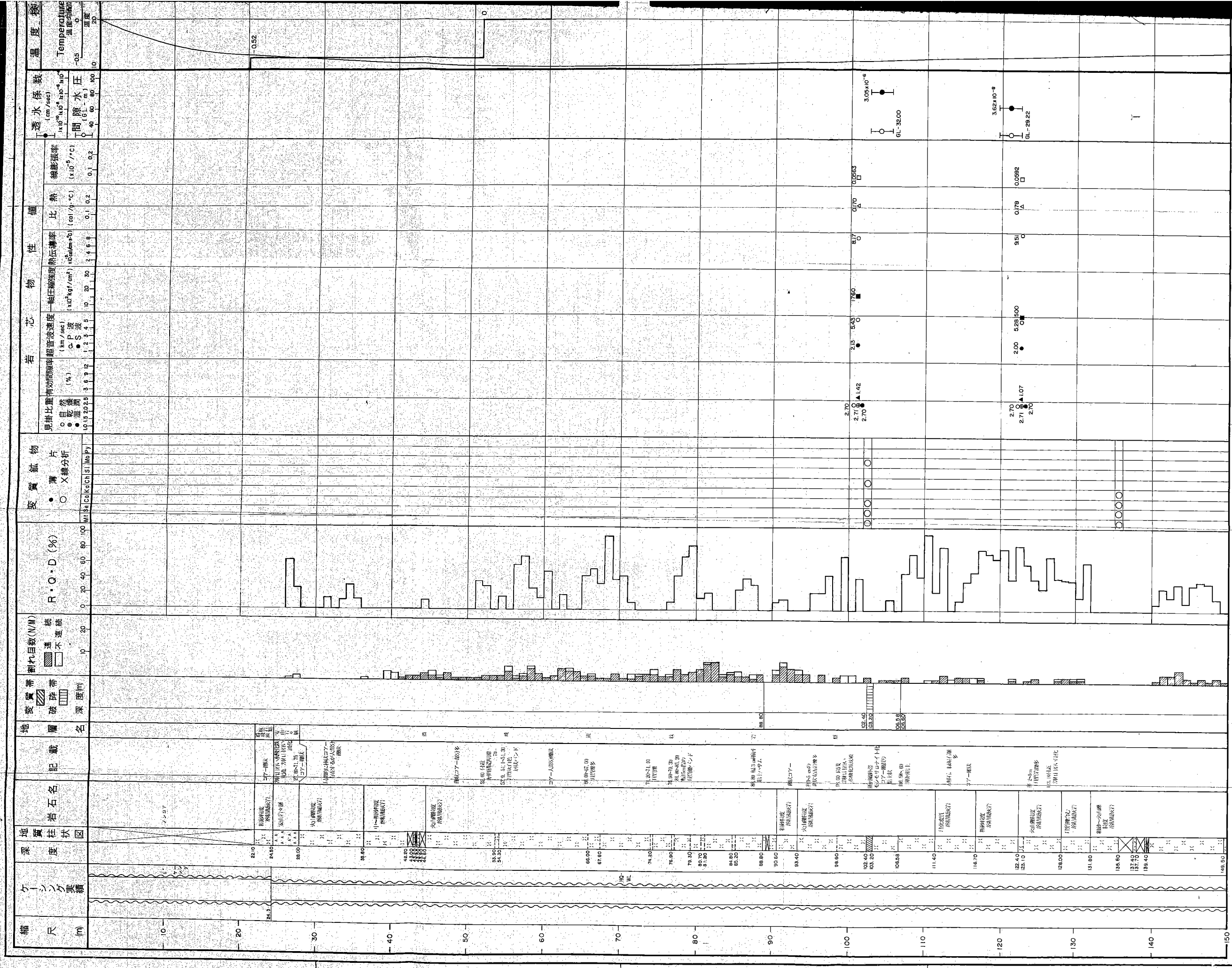
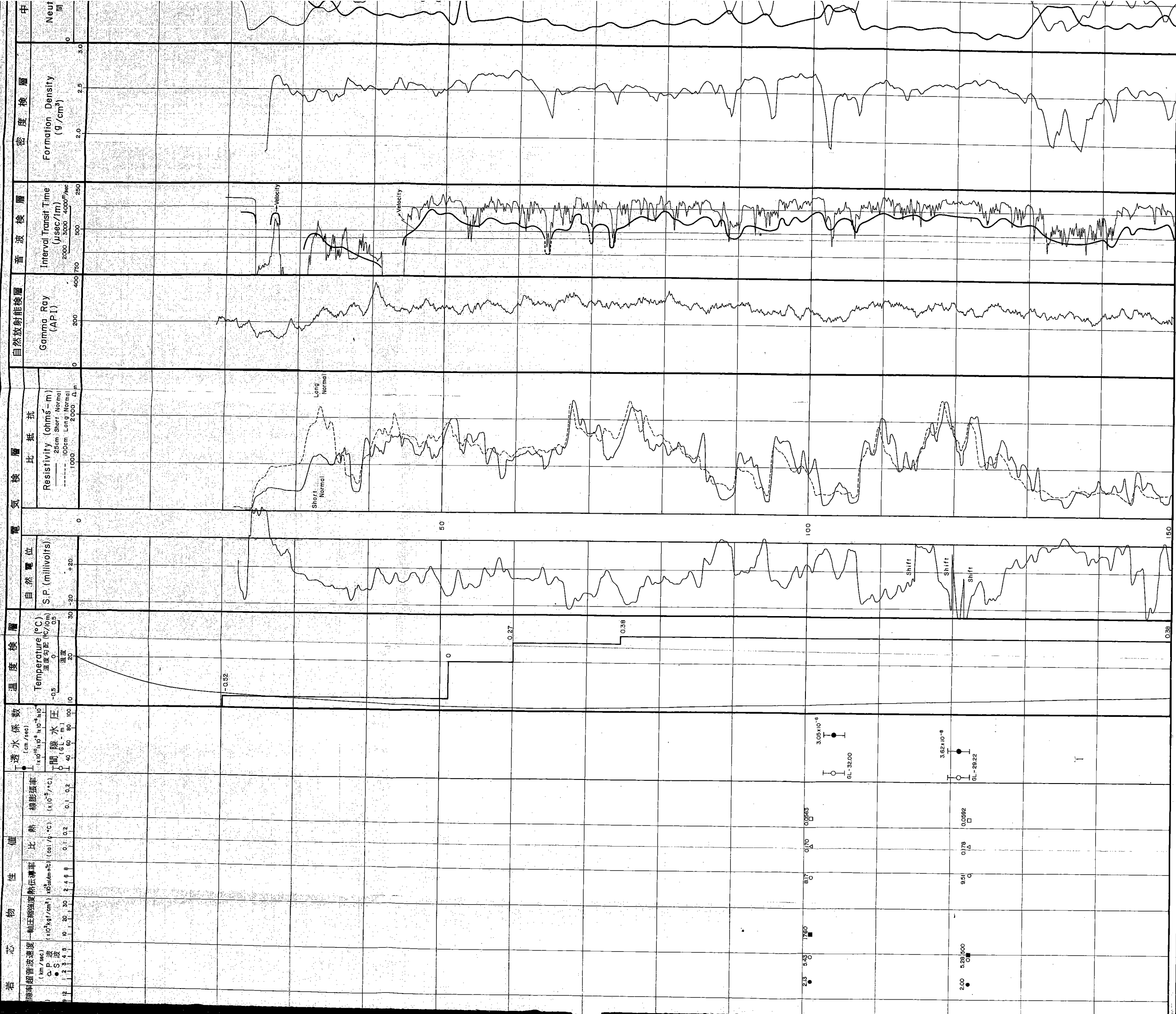


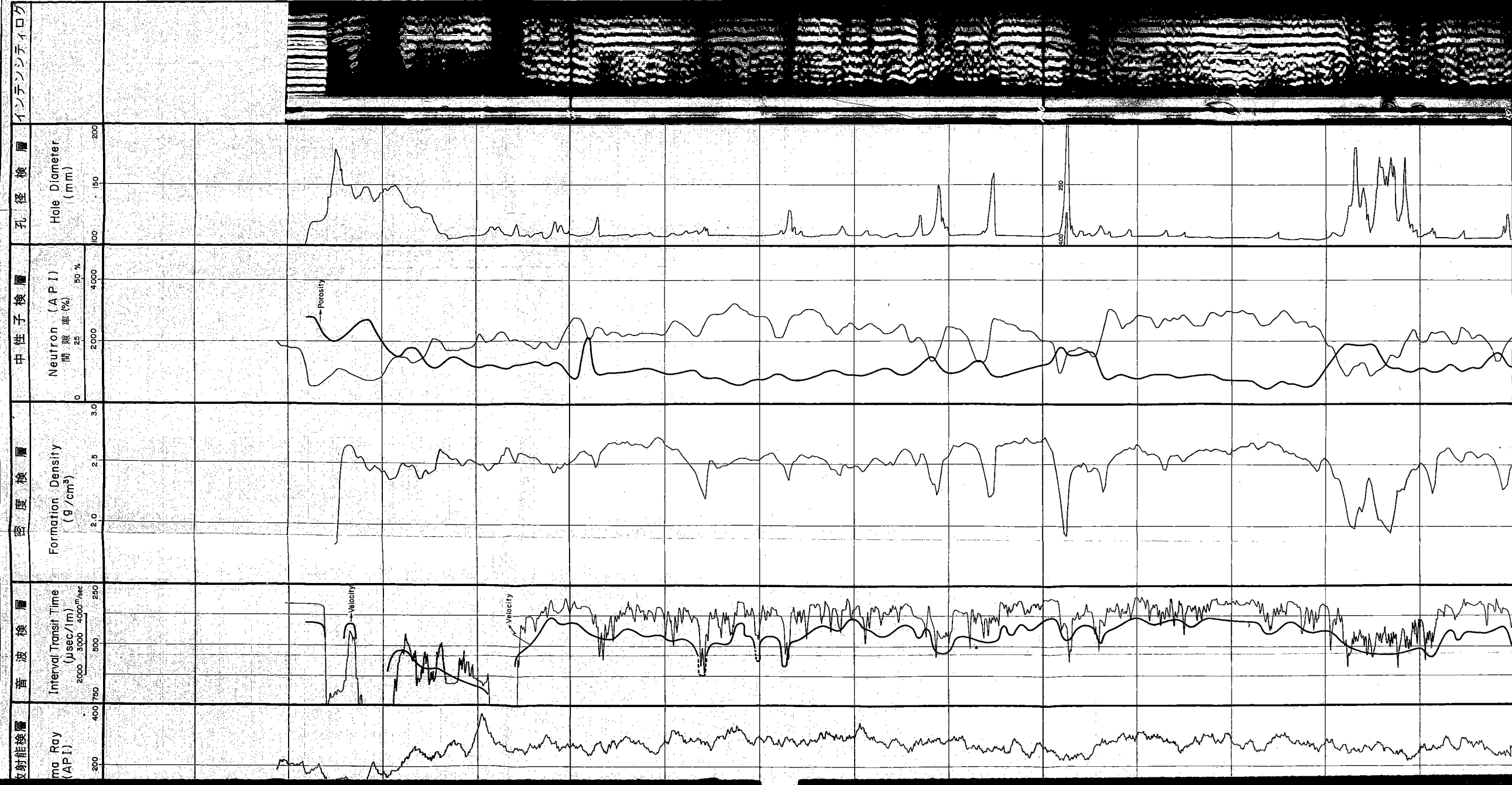
図8.1.1. 各種データ対比図

参考文献

- 1) 金属鉱業事業団, 飛騨地域地質調査報告書(1977)
- 2) 河合正虎, 白山周辺地域の地質学的研究: 地調月報, No. 12, pp. 747~762(1961)
- 3) 石原舜三, 日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩種: 地調月報, 239号, pp. 1~178(1971)
- 4) 尾西明生, 松木正義, 小林直樹, 平瀬鉱山およびその周辺の地質鉱床: 鉱山地質, Vol. 23, No. 2, pp. 119~136(1973)
- 5) 動力炉・核燃料開発事業団: 中・古生代西南・中部日本内帯流紋岩類の深部地質環境データ (PLMT法), PNC ZJ4410 90-001 (1990)
- 6) 動燃・中部事業所, 深部花崗岩中の割れ目解析ー岐阜県東濃地域に分布する花崗岩類を例にしてー: 応用地質Vol. 30, No. 3, pp. 131~142(1989. 9)
- 7) 久野 久, 火山及び火山岩: 岩波全書, pp. 210~224 (1976)
- 8) 都城秋穂, 久城育夫, 岩石学Ⅱ 岩石の性質と分類: 共立出版, pp. 31~37 (1975)
- 9) 日本の地質「中部地方Ⅱ」編集委員会, 中部地方Ⅱ: 共立出版, pp. 77~87(1988)
- 10) 国立天文台編, 理化年表: 丸善, 東京(1989)
- 11) 三木幸蔵, 岩石力学入門: 鹿島出版会, (1991)
- 12) 山口梅太郎, 西松裕一, 岩石力学入門: 東京大学出版会, (1991)
- 13) GEARHART-OWEN, 中性子検層器の補正式: Gearhart-Owen Ltd.
- 14) 日本鉱業会岩石試験データシート作成・利用研究委員会, 岩石試験データシートの作成と利用の現況ー三軸圧縮試験結果についてー: 日本鉱業会誌, Vol. 102, pp. 1182 (1986)
- 15) 土木学会, ダムの地質調査: 土木学会, (1986)
- 16) 土質工学会, 岩の工学的性質と設計・施工への応用: 土質工学会, (1985)
- 17) 土質工学会, 土質工学ハンドブック: 土質工学会, (1982)
- 18) 活断層研究会, [新編] 日本の活断層ー分布図と資料: 東京大学出版会, PP. 24~25, 242~245 (1991)
- 19) 熊木洋太, 跡津川断層周辺の活断層に関する二・三の知見: 月刊地球, No 9, pp. 549~552 (1983)







西南・中部日本内帯中・古生代流紋岩類の深部地質環境データ

(平成2年度)

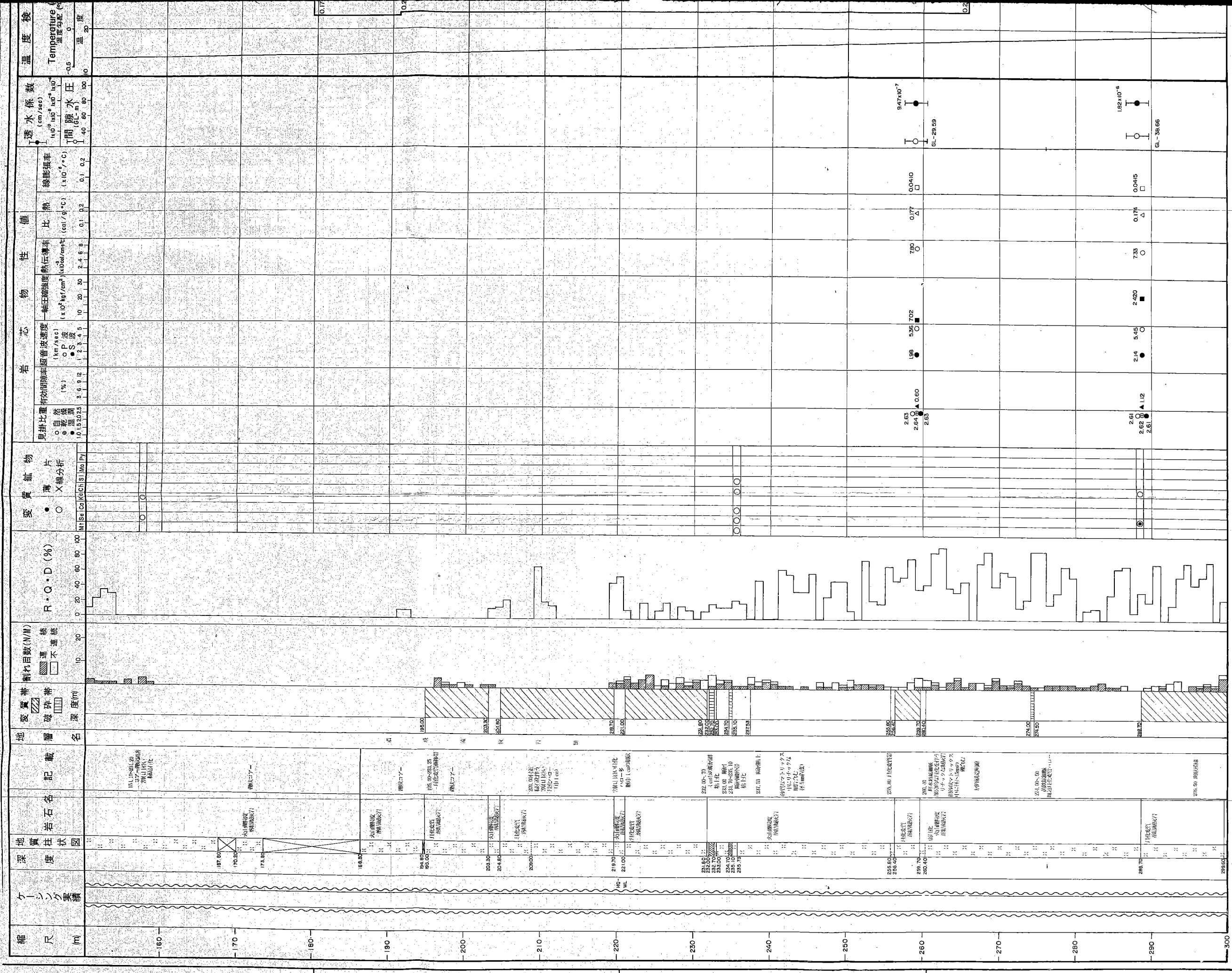
第1-1図 深地平瀬 No.1孔 総合柱状図

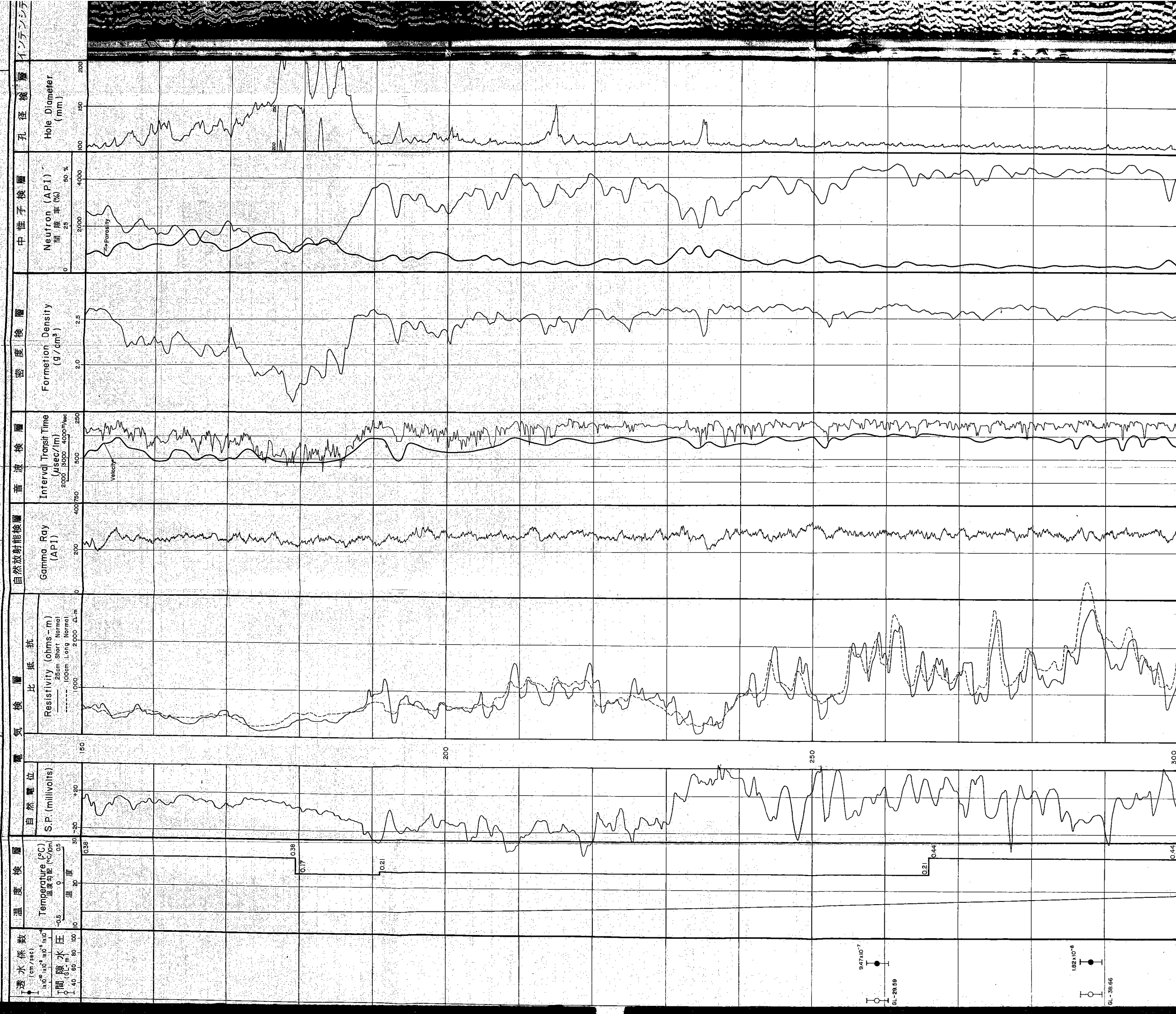
製作: (住友金属鉱山株式会社)

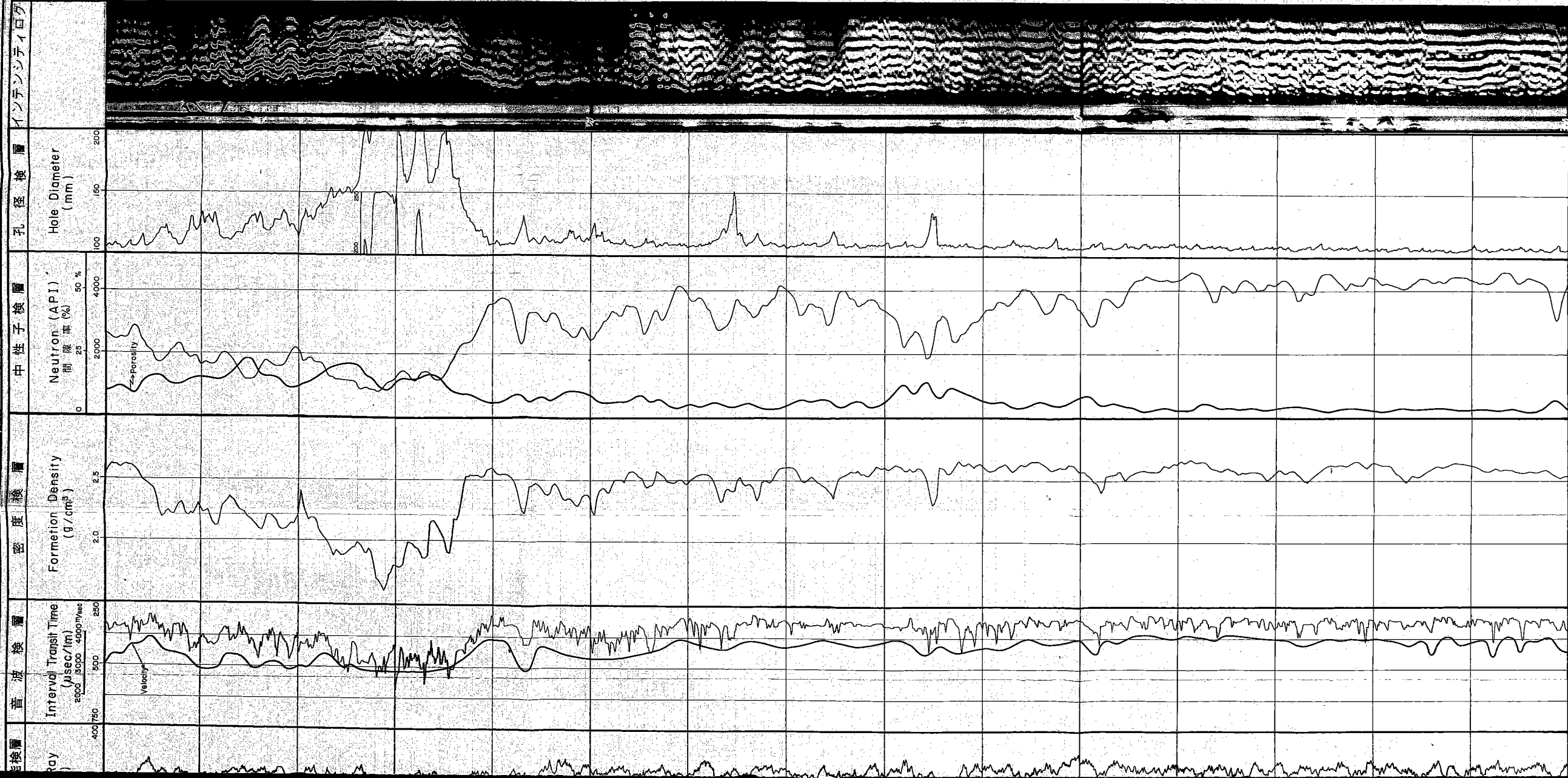
開示制限 無制限 2005-022

位置	年月日	記事	署名

変更訂正
4枚の内, 第1号図







0 10 20 30 m

西南・中部日本内帯中・古生代流紋岩類の深部地質環境データ

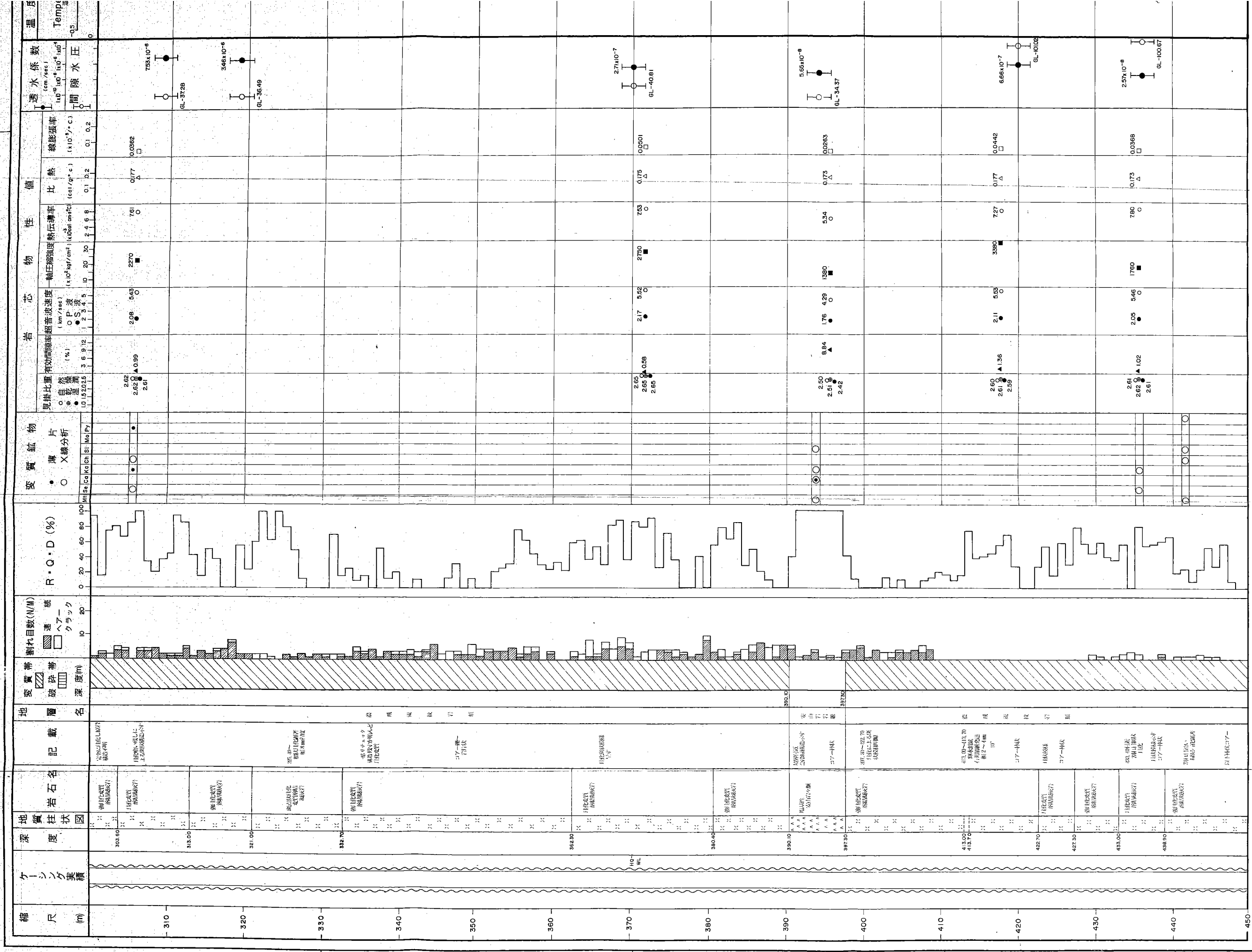
(平成2年度)
第1-2図 深地平瀬 №1孔 総合柱状図

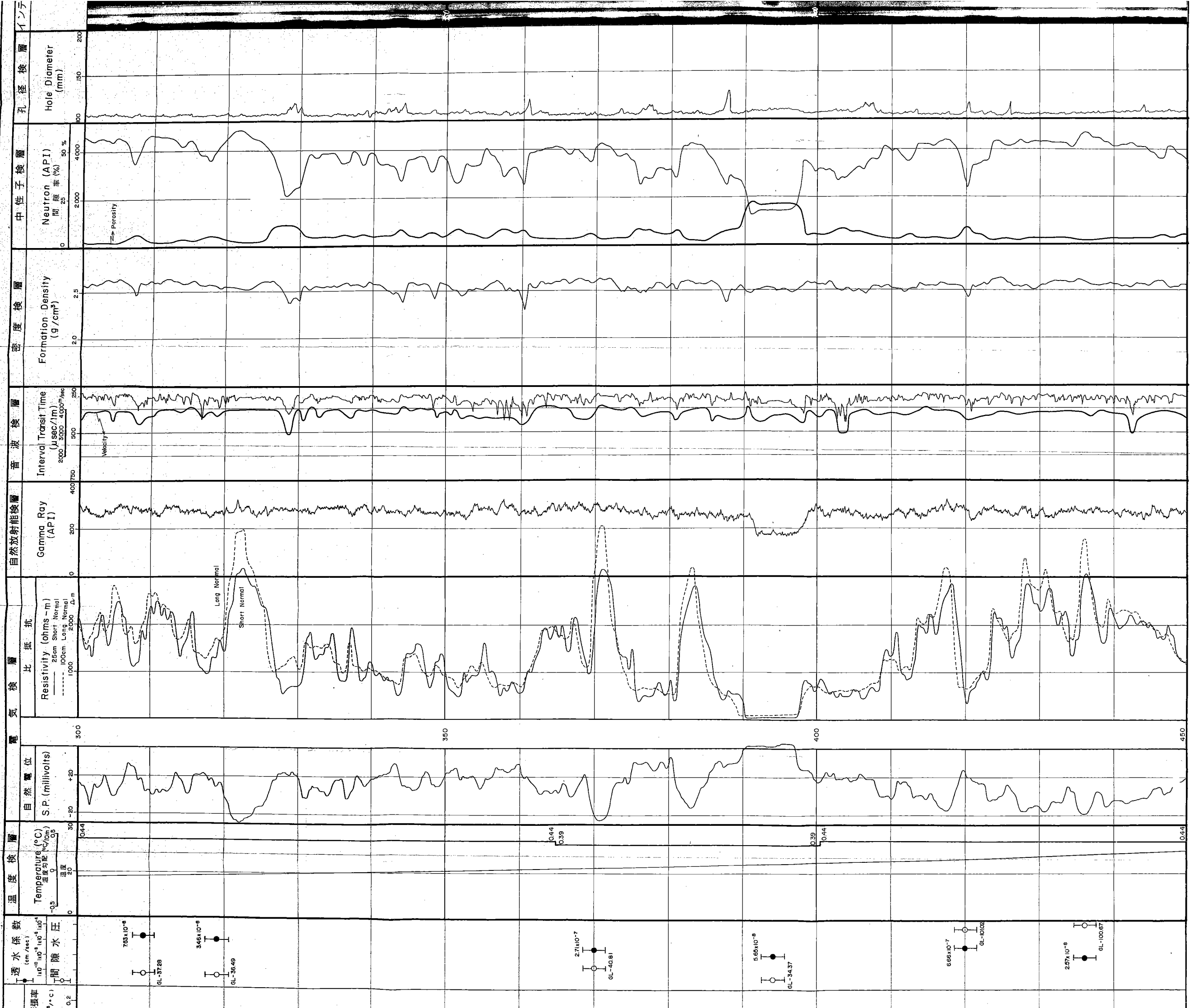
製作: (住友金属鉱山株式会社)

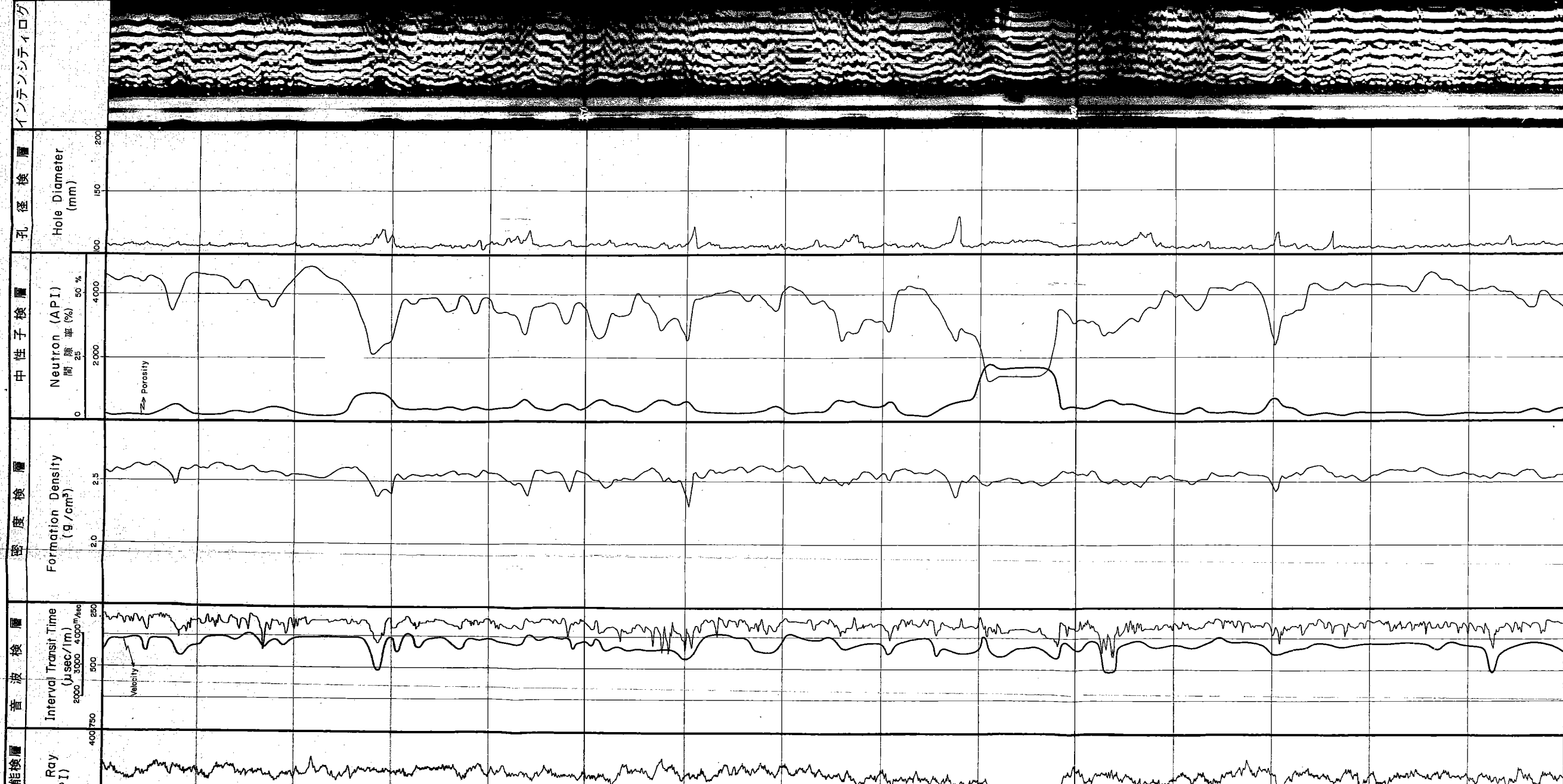
開示制限 JNC 117440 2005-022

位置	年月日	記	事	署名
変更			訂正	

4枚の内、第2号図







0 10 20 30m

西南・中部日本内帯中・古生代流紋岩類の深部地質環境データ

(平成2年度)

第1-3図 深地平瀬 No.1孔 総合柱状図

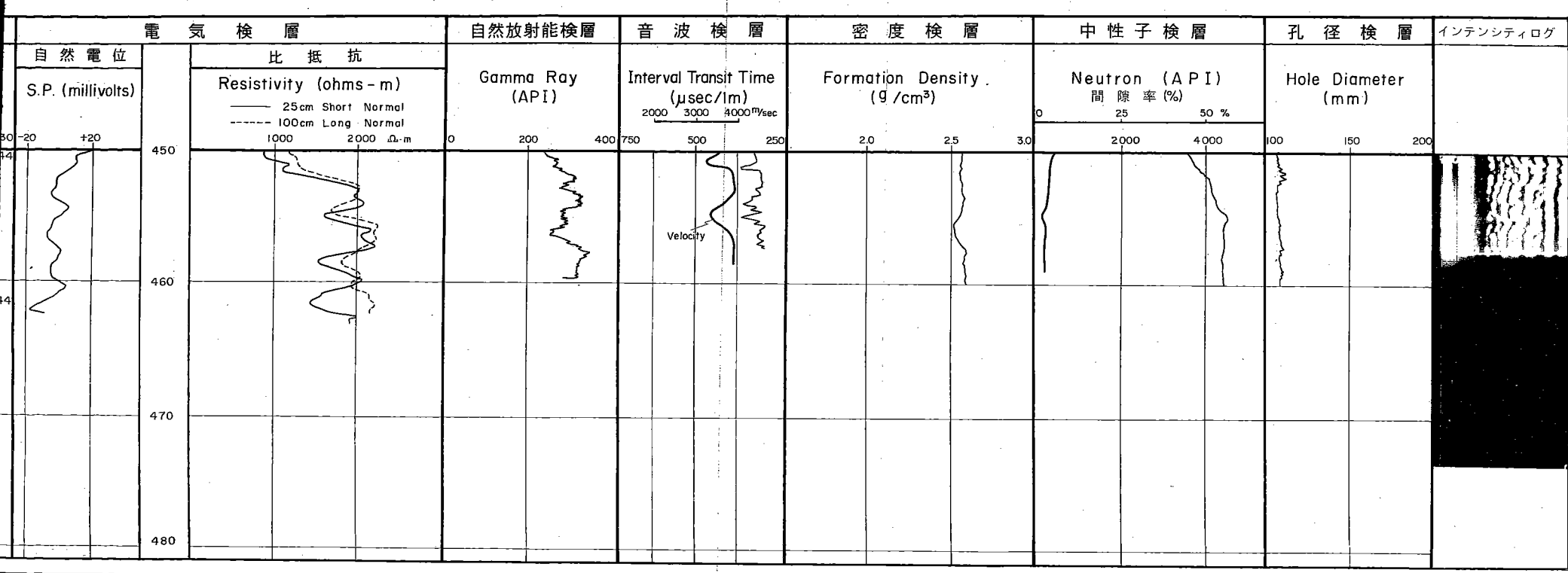
製作：(住友金属鉱山株式会社)

開示制限 JNC 1,740 2005-02

位置	年月日	記事	署名
変更			訂正

4枚の内、第3号図

[illegible]



西南・中部日本内帯中・古生代流紋岩類の深部地質環境データ

(平成2年度)

第1-4図 深地平瀬 No.1孔 総合柱状図

製作：(住友金属鉱山株式会社)

開示制限 JNC IJ7440 2005-022
RNG-ZJ 0-00

位置	年月日	記事	署名
変更		訂正	