

### 3. 1. 2 物理探査でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明

#### (1) 業務の内容

##### (a) 業務題目 物理探査でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明

##### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	草野 有紀
同	キャリアエキスパート	松島 喜雄
同	研究グループ長	古川 竜太
同	招へい研究員	山元 孝広
同	主任研究員	朝比奈 大輔
国立大学法人山形大学	講師	井村 匠

##### (c) 業務の目的

霧島硫黄山を対象とする地下構造探査により明確となった、キャップロック構造と考えられる低比抵抗域を到達目標として試錐を行い、低比抵抗域の物質科学的特徴を明らかにする。

##### (d) 業務の要約

地下構造探査で明らかとなった低比抵抗域を到達目標としつつ、地勢的に掘削可能な場所を調べ、基礎試錐の適地を選定した。そして、暴噴等の対策を施した上でオールコアによる試錐掘削を実施した。その結果、低比抵抗域を含むほぼ全深度の地質試料の採取に成功した。採取した試料に対し記載岩石学的並びに岩石・鉱物学的分析による変質鉱物種の同定等を通じて、低比抵抗域として機能している部分は熱水変質帯であり、これは1.8万年前以前の火山砕屑岩を原岩とし、変質鉱物として部分的に粘土鉱物(スメクタイト)が形成されていることを明らかにした。また、採取した試料に対する岩石物性試験を実施し電気伝導度を求めたところ、地下構造探査で推定された比抵抗と同等であることが明らかとなった。さらに透水係数を調べると、100m以深で水を通しにくくなるが200m以深では透水性が上がり、水みちとなるような構造を持つことがわかった。以上のことから地下浅所での熱水系内の圧力蓄積を達成する物質科学的条件を推定すると、深度200m以深には熱水が循環しスメクタイトが形成されている可能性がある。地表～深度50mの高比抵抗域と深度200m以上の低比抵抗域に挟まれる部分(深度100～200m)には変質鉱物としてシリカ鉱物が形成され、透水率も低いことから、低比抵抗層のキャップとして機能している可能性が指摘できる。

##### (e) 業務の実施方法

霧島硫黄山の北方 550 m 地点のえびの市営露天風呂跡地において(図 1)、深度 275 m のオールコア試錐掘削を実施した。掘削工事は日鉄鉱コンサルタント株式会社に委託し、2024 年 12 月 16 日から 2025 年 3 月 30 日まで実施した。採取されたボーリングコアは 3m ごとに木箱に梱包して、産業技術総合研究所つくば中央事業所に納品され、地質記載及び試料採取が行われた。なお、掘削直後の一部コアについては間隙水採取用の試料として、現地にてラップフィルムで厳重に梱

包し別送した。

岩石・鉱物学的特徴の把握のため、代表的な試料については産総研及び山形大学においてX線解析を実施した。また、物性試験も産総研で実施した。

#### (f) 業務の成果

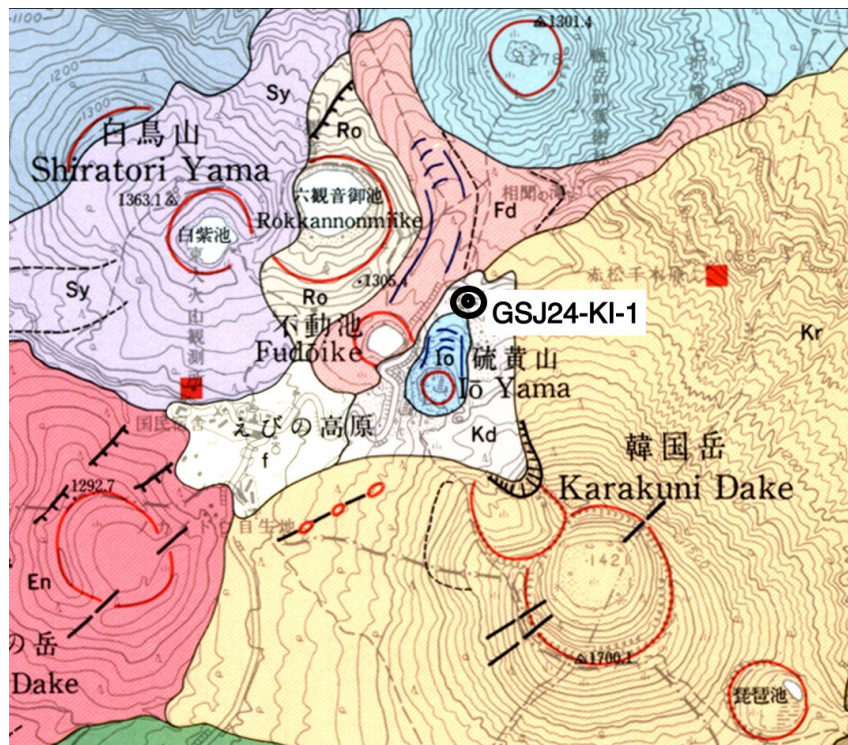


図1 掘削地点。本試錐孔(GSJ24-KI-1)は、韓国岳火山(Kr:1.8~1.5万年前)の北北西斜面に位置している。南側の噴気活動が活発な硫黄山溶岩(Io)は、16~17世紀に噴出した。地質調査総合センター「霧島火山地質図」を使用。

#### 1) 掘削

本試錐孔(GSJ24-KI-1)の位置座標(平面直角座標系 2系)は

X座標:-116245.167

Y座標:-13660.939

標高:1,207.040m

である。また、本孔は深度275.00mの垂直井で、オールコアリング(コア径:55.8mm)を実施した。

掘削は全区間HQ-WL工法(外径100.5mm)で行った。セラー底面である1.83mから孔長275.00mまでの区間でコア採取率は88.40%であった。最初の計画では、孔長50.00mに4"ケーシングパイプを設置し、暴噴防止装置・坑口バルブ・スプールで構成した坑口装置を設置する予定だったが、近隣掘削地での溢泥情報があったため、暴噴対策として、孔長20.00mに10"ケーシングパイプを設置し、坑口装置を取り付ける手順に変更した。掘削泥水はベントナイト泥水を基本として、坑内状況を良好に保つ為、地質状況・坑内温度等を考慮し抑留事故が起こらない様に作泥及び調泥を行った。今回使用したベントナイトはクニゲルV1及びクニゲルGTであり、ポリマー・テルナイトBXを添加した。掘削用水は酸性であったため、苛性ソーダを適宜添加した。セメント浚渫前には重曹を添加し、ゲル化しないよう調泥した。逸泥発生後は適宜イーゼードリルを添加した。掘削

中は、泥水比重・ファンネル粘性・pH・入排泥水温度等を1時間毎に測定した。また、脱水量、泥壁厚・砂分の測定を1日数回実施した。以下に各段の詳細を記す。

① 第一段孔(1.83m～21.00m)

HQ-WL 工法でコアリング先進掘削を孔長 1.83mから孔長 21.00mまで行った。掘削長 19.17m に対し、コア長は 8.62m、流出長は 10.55m、区間採取率は 44.97%であった。その後、12-1/4" トリコンビットで孔長 20.50mまで拡張を行った。10" ケーシングパイプを挿入したところ、孔長 18.30mで停管したため、孔長 18.10mにセットした。その後、ノズル管を孔内に降管し管尻セメンチング、硬化待機後にアニュラス部にノズルを降管してトップジョブセメンチング2回の計3回のセメンチングで環状フルホールセメンチングを実施した。坑口装置を取り付けて 20KSC の圧力をかけ、5分間漏れが無いことを確認した。セメント浚渫を 20.50mまで行い、第一段孔の掘削作業を終了した。

② 第二段孔(21.00m～53.00m)

HQ-WL 工法でコアリング先進掘削を孔長 21.00mから孔長 53.00mまで行った。掘削長 32.00m に対し、コア長は 11.07m、流出長は 20.93m、区間採取率は 34.59%であった。その後、8-1/2" トリコンビットで孔長 52.80mまで拡張を行った。4" ケーシングパイプを孔長 51.00mにセットした。その後、インナーstringス工法によるセメンチングを実施し、セメントスラリーの回帰を確認した。坑口装置を取り付けて 20KSC の圧力をかけ、10分間漏れが無いことを確認した。セメント浚渫を 52.80mまで行い、第二段孔の掘削作業を終了した。

③ 第三段孔(53.00m～275.00m)

HQ-WL 工法でコアリング掘削を孔長 53.00mから孔長 275.00mまで行った。掘削長 222.00m に対し、コア長は 221.80m、流出長は 0.20m、区間採取率は 99.91%であった。第三段孔は 100m以内毎に孔芯測定を行った。インナーチューブ回収時にオーバーショットに留点温度計を取付けて孔内温度を測定した。孔長 179.00m以深はインナーチューブ回収時にワイヤーラインワイパーを取付け、管内からの噴出を防止した。孔長 275.00mまで掘削し、揚げ検尺作業を実施した。立会い検尺の結果、掘削孔長 275.00mが確定し、第三段孔の掘削作業を終了した。

掘削の計画・実績比較工程図を図2、コア採取率を表1、泥水温度変化を図3に示す。

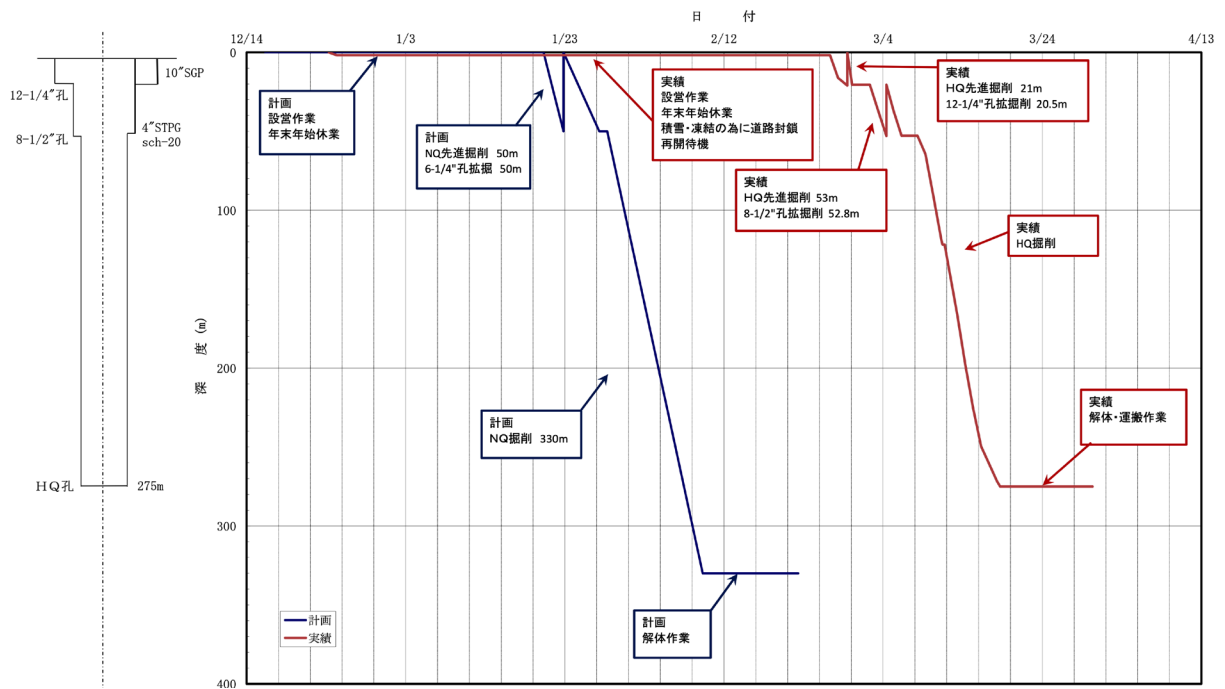


図2 計画・実績比較工程図

表1 コア採取率

No.	掘削区間	区間長	掘削長	流出長	総流出長	コア長	総コア長	採取率	総採取率	備考
1	1.83m～21m	19.17	19.17	10.55	10.55	8.62	8.62	44.97	44.97	12-1/4" 掘削区間
2	21m～53m	32	51.17	20.93	31.48	11.07	19.69	34.59	38.48	8-1/2" 掘削区間
3	53m～100m	47	98.17	0.20	31.68	46.80	66.49	99.57	67.73	
4	100m～150m	50	148.17	0.00	31.68	50.00	116.49	100.00	78.62	
5	150m～200m	50	198.17	0.00	31.68	50.00	166.49	100.00	84.01	
6	200m～250m	50	248.17	0.00	31.68	50.00	216.49	100.00	87.23	
7	250m～275m	25	273.17	0.00	31.68	25.00	241.49	100.00	88.40	

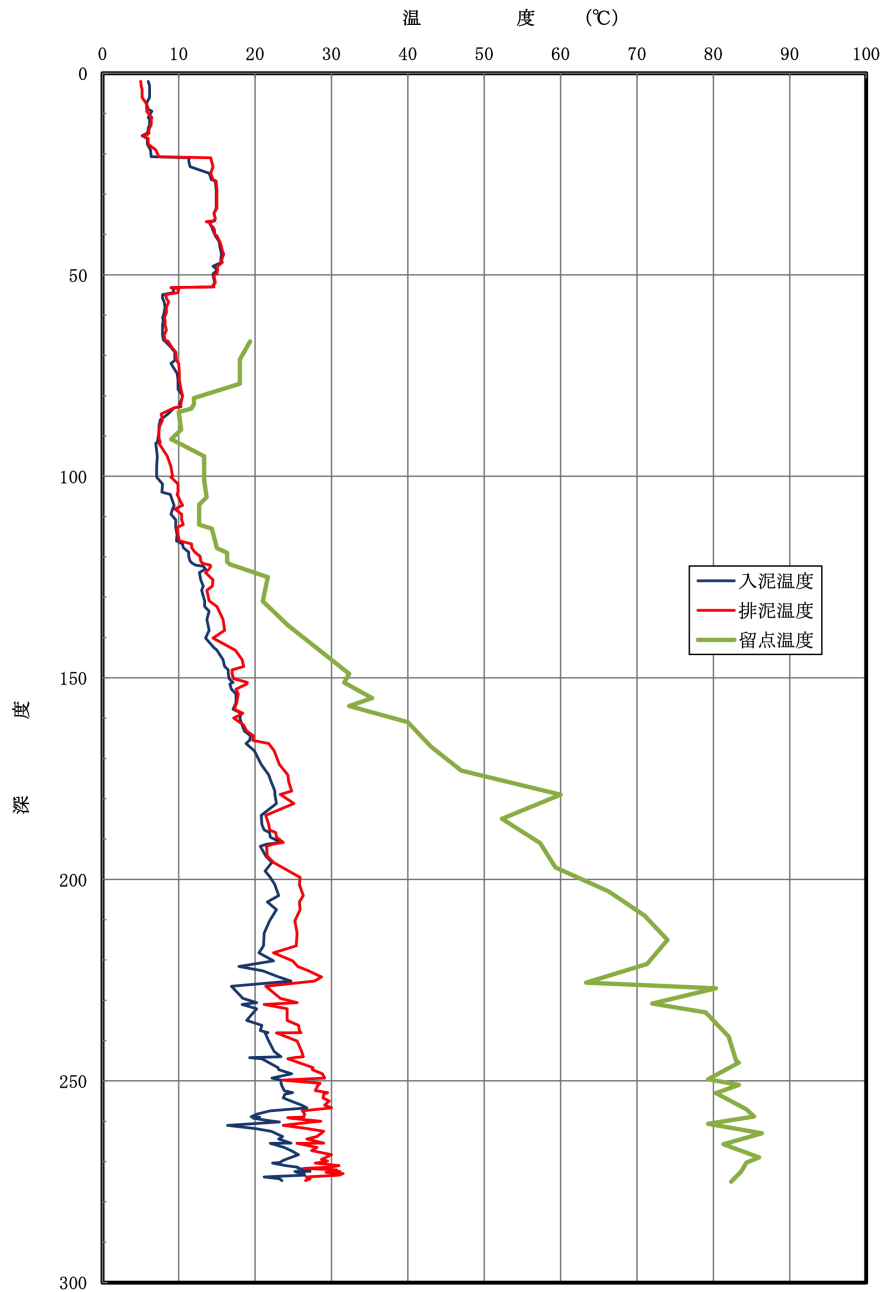


図3 入排泥水温度の深度変化図

## 2) コアの概要

掘削孔 GSJ24-KI-1 コアの一次記載として、岩種区分・色調・コア形状・岩相及び構成物を確認した(図4)。岩種は、安山岩火山礫、安山岩火山岩塊、安山岩火山角礫岩、安山岩溶岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩、変質凝灰岩、礫混じり砂質土及び火山礫混じり砂岩である。以下にその概要を示す。

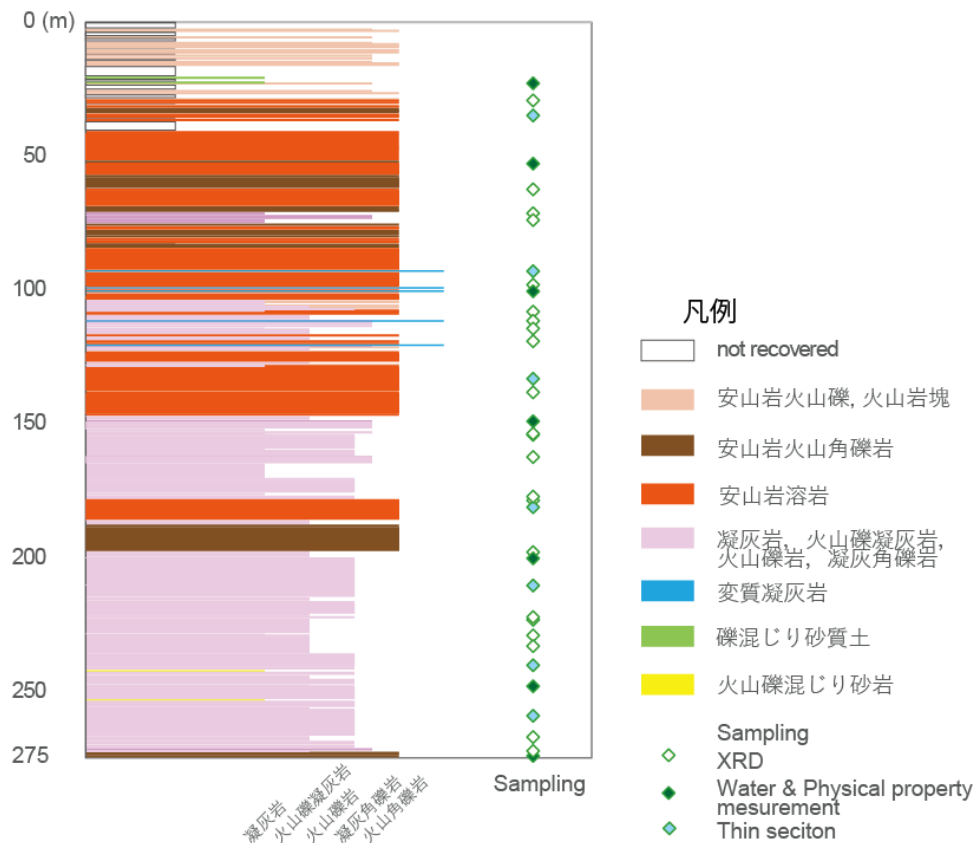


図4 ボーリングコアの柱状図

深度 0.0～深度 2.73mのコアは未回収であるが、掘削地点は駐車場であったため、造成工事による盛土があったと考えられる。

深度 2.73～16.7mは、安山岩火山礫及び火山岩塊からなる(図 5 (a))。黄褐色の粘土質基質に安山岩礫が混じる。礫は主に安山岩アグルチネイトからなる。下位の古土壌との境界は未回収である。全体の中でコア回収率が低いのは、粘土質基質と安山岩礫の硬度が大きく異なり掘削が困難であったことによる。コアの岩相と掘削地点周辺の地質分布から、深度 0.0～20.65mは韓国岳岩屑なだれ堆積物(井村・小林, 2001)と判断される。

深度 20.65～21.0m及び深度 22.4～22.8mの礫混じり砂質土は、暗灰色砂質土中に最大礫径 7cm の白色変質岩及び黒色安山岩礫を含む。下位の安山岩火山礫を覆う。古土壌と判断される。

深度 22.8～147.32mは、塊状の安山岩溶岩とそれに接する安山岩火山角礫岩に、凝灰岩、火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩からなる火山碎屑物が挟まれる(図 5 (b))。塊状の安山岩溶岩とそれに接する安山岩火山角礫岩は、溶岩流の中心部と基底及び上底礫岩部と判断される。岩種は区間を通じて直方輝石普通輝石安山岩である。安山岩溶岩の塊状部分は比較的発泡が良く、発泡孔は二次鉱物に充填される。部分的に板状節理が発達し、節理による割れ目も二次鉱物に充填される。

深度 92.8～92.86m、99.05～100.1m、100.3～100.35m、111.43～111.45m、120.5～120.7mには、明灰色～灰色の変質凝灰岩がみられる。これらの母岩は主に溶岩で、火砕岩脈として貫入している(図 5 (c))。

深度 147.32～178.5mは、火山碎屑物(凝灰岩、火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩)から

なる。全体的に固結した火山灰からなり、火山礫サイズ及び火山岩塊サイズの礫を含む。弱い堆積構造を示す部分もある。

深度 178.5～197.8mは直方輝石普通輝石安山岩溶岩と礫支持の火山角礫岩からなり、間に火山礫凝灰岩を挟む。火山角礫岩中の礫は同質の安山岩角礫で、降下火砕堆積物と判断される。

深度 197.8～272.6mは、火山碎屑物(凝灰岩、火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩)からなる(図 5 (d))。砂質基質中に色調の異なる亜角礫～亜円礫が含まれる。礫径は3～135cmと幅広く、径 135cm(深度 259.87～260.0m)の安山岩片は、直方輝石普通輝石安山岩である。

深度 272.6～275mは、安山岩火山角礫岩からなる。無斑晶状で、溶岩流の自破碎部分と考えられる。溶岩片は変質の影響を受け脆い。



図5 ボーリングコア写真。(a) 深度 9.00～15.00m。灰色安山岩火山岩塊及び黄褐色の粘土質基質に安山岩礫が混じる層。塩ビ管はコア流出(未回収)部。(b) 深度 63.00～69.00m。灰色の塊状安山岩溶岩。深度 65.0～66.5mでは板状節理が発達する。(c) 深度 96.00～102.00m。99.05～100.1m、100.3～100.35mの明灰色～灰色の変質凝灰岩は、母岩の溶岩に火砕岩脈として貫入している。(d) 深度 168.00～174.00m。砂質基質中に色調の異なる亜角礫～亜円礫を含む火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩。

掘削地点の形成史について井村・小林(2001)に基づいて構築すると、以下のとおりである。掘削地点周辺には2.9万年前以降に形成された既存の火山体があり、これらの火山体から転動及び土石流堆積物として供給された碎屑物が深度 197.8m 以深を構成している。深度 178.5～197.8m及び 22.8～147.32mを構成する溶岩流及び降下火砕堆積物は、1.8～1.5万年前に活動した韓国岳に由来する火山噴出物であろう。韓国岳の噴火活動が弱い、または掘削地点に噴出物が供給されない期間には、既存の火山体から土石流堆積物が供給されることで、深度 147.32～178.5mが形成された。韓国岳岩屑なだれ堆積物の形成年代は 4,500～4,300 年前と考えられている(田島

ほか、2014) ことから、ボーリングコア最上部の深度 2.73~16.7mはこの間に形成されたと考えられる。

### 3) 変質部の岩石・鉱物学的特徴

掘削により得られた深度 275mのボーリングコアにみられる変質部について、色調の変化に基づき、灰黒色硫気変質部、灰色粘土化・珪化変質部、白色粘土化・珪化変質部の3つに区分した(図6)。この区分並びに、各変質部に伴われる灰色~白色粘土脈(図7)について代表的な試料を選出し、不定方位法による XRD 分析を山形大学及び産総研にて実施した(表2)。この際に低角側の膨潤性粘土鉱物の底面反射のピーク(約 14Å,  $2\theta=5\sim6^\circ$ )が出現した試料についてはエチレングリコール処理を行い、そのピークが膨潤しさらに低角側へと完全に移行したものをスメクタイト族鉱物と判断した(図8、9)。変質部の岩相的な特徴と XRD 分析で同定された鉱物について、以下に記述する。

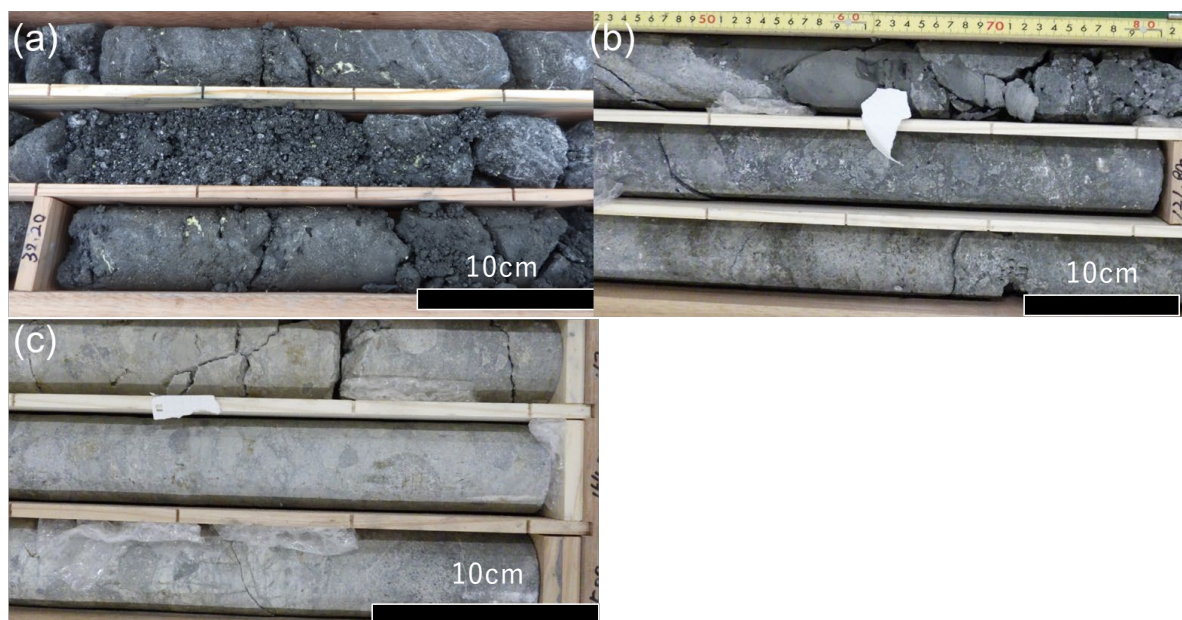


図6 ボーリングコア全体における各変質部の代表的な岩相。(a) 深度 30.00~33.00mのコア中にみられる灰黒色硫化変質部。しばしば数 cm 程度の脈状及びパッチ状の黄色自然硫黄濃集部を含む。(b) 深度 120.00~123.00mのコア中にみられる灰色粘土化・珪化変質部。図中のものは固結度が高くやや珪化している。(c) 深度 162.00~165.00mのコア中にみられる白色粘土化・珪化変質部。図中のものは固結度がやや低く粘土化変質を強く被っている。

灰黒色硫気変質部(図6 (a))は深度 30m以浅に分布し、黄鉄鉱、自然硫黄、クリストバイライト、ミョウバン石からなる。数 cm 程度の脈状~パッチ状の単体自然硫黄集合部を伴うことが特徴的である。色調が明るくなっている箇所もあり、そのような箇所ではミョウバン石の X 線強度が他の鉱物種に比べ高くなる。

灰色粘土化・珪化変質部(図6 (b))は深度 30~275mに渡って、断続的にはあるが、広範囲に分布しており、やや固結している。これらの試料は、鉱物 X 線ピーク強度の試料ごとに差異があるものの、共通して、クリストバイライト(あるいは非晶質シリカ鉱物)、石英、黄鉄鉱、硬石膏、石膏、スメク

タイト族鉱物からなる。

白色粘土化・珪化変質部(図6 (c))は深度 120m以深にて、灰色粘土化・珪化変質部の分布範囲内にて挟在しないしパッチ状に分布している。これらの試料は、クリストバライト・石英の X 線強度が、灰色粘土化・珪化変質部と比較して高い上、さらにミョウバン石、パイロフィライト、カオリナイトの鉱物 X 線ピークが明瞭である。また、X 線強度は低いものの黄鉄鉱のピークも認められる。深度 177.90～178.00mでは、白色粘土化変質した角礫からなる箇所があり、これは白色珪化変質部と比してクリストバライト、ミョウバン石、パイロフィライトの組み合わせを示した。

ボーリングコア全体を通じて各変質部内に産する灰色～白色粘土脈(図7)の構成鉱物は、上記の3つの変質帯を構成する鉱物の組み合わせとは若干の差異がある。灰色、淡灰色、及び白色のものは、それぞれミョウバン石、黄鉄鉱を主として含み、これらにカオリナイト(例えば深度 61.40m)あるいはパイロフィライト(例えば深度 74.30m)が含まれる。

以上の分布、岩相、鉱物種に基づくと、灰黒色硫気変質部は硫黄山表層部の噴気帯の埋没部と判断できる。灰色粘土化・珪化変質部及び白色粘土化・珪化変質部については、より地下深部における熱水循環部にて直接形成したものと解釈される。灰色粘土化・珪化変質部及び白色粘土化・珪化変質部には硫酸塩鉱物として硬石膏、石膏、ミョウバン石、硫化物鉱物として黄鉄鉱が含まれており、これらの変質部の形成には硫酸酸性熱水が関与したであろう。また、灰色粘土化・珪化変質部は黄鉄鉱や膨潤性のスメクタイト族鉱物に富む点で変質に寄与した熱水はより還元的であり、カオリナイトやパイロフィライトに富む白色粘土化・珪化変質部はより酸化的な熱水に由来するものと考えられる。そのような熱水の複雑な酸化還元状態の変化が生じうる場としては、地下熱水系の頂部付近が有力であり、上記の二つについてはキャップロックの構成物である可能性が高い。

一方、灰色粘土化・珪化変質部及び白色粘土化・珪化変質部を切る灰色～白色粘土脈は、灰色粘土化・珪化変質部及び白色粘土化・珪化変質部とは主となる鉱物種、鉱物組み合わせ及び産状が異なるため、山体内部で条件の異なる熱水の侵入、貫入によって形成した可能性がある。

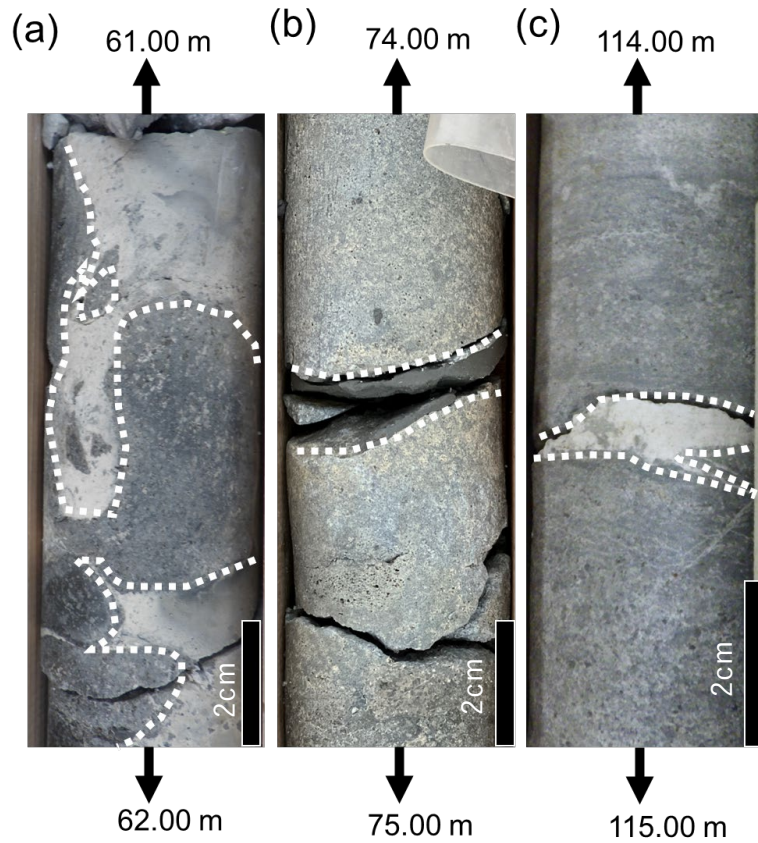


図7 灰色珪化変質部中の各種粘土脈。いずれも白色点線で囲われた領域が粘土脈。(a) 灰色珪化・粘土化変質部中の割れ目を充填する淡灰色粘土鉱物脈（深度 61.40m）。(b) 灰色珪化・粘土化変質部中の割れ目を充填する灰色粘土鉱物脈（深度 74.30m）。(c) 灰色珪化・粘土化変質部中の割れ目を充填する白色鉱物脈。

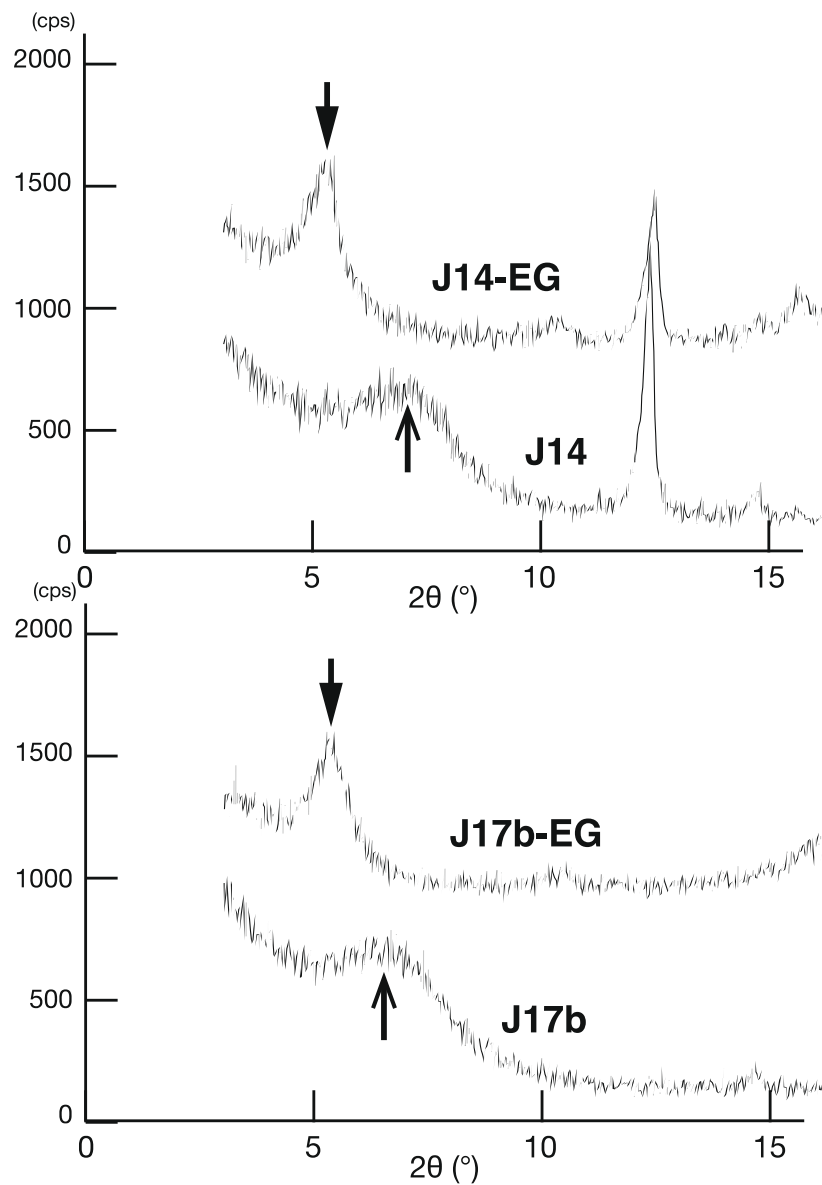


図8 代表的試料のエチレングリコール処理。全岩 XRD 分析試料のうち低角度のピークを持つ鉱物種を特定するために、エチレングリコール処理を行った。エチレングリコール処理後の試料(-EG)で低角側にピークを持つ場合は、スメクタイト族鉱物を含むと判断した。分析試料は表2のとおり。試料の前処理・分析仕様については伊藤ほか(2018)による。

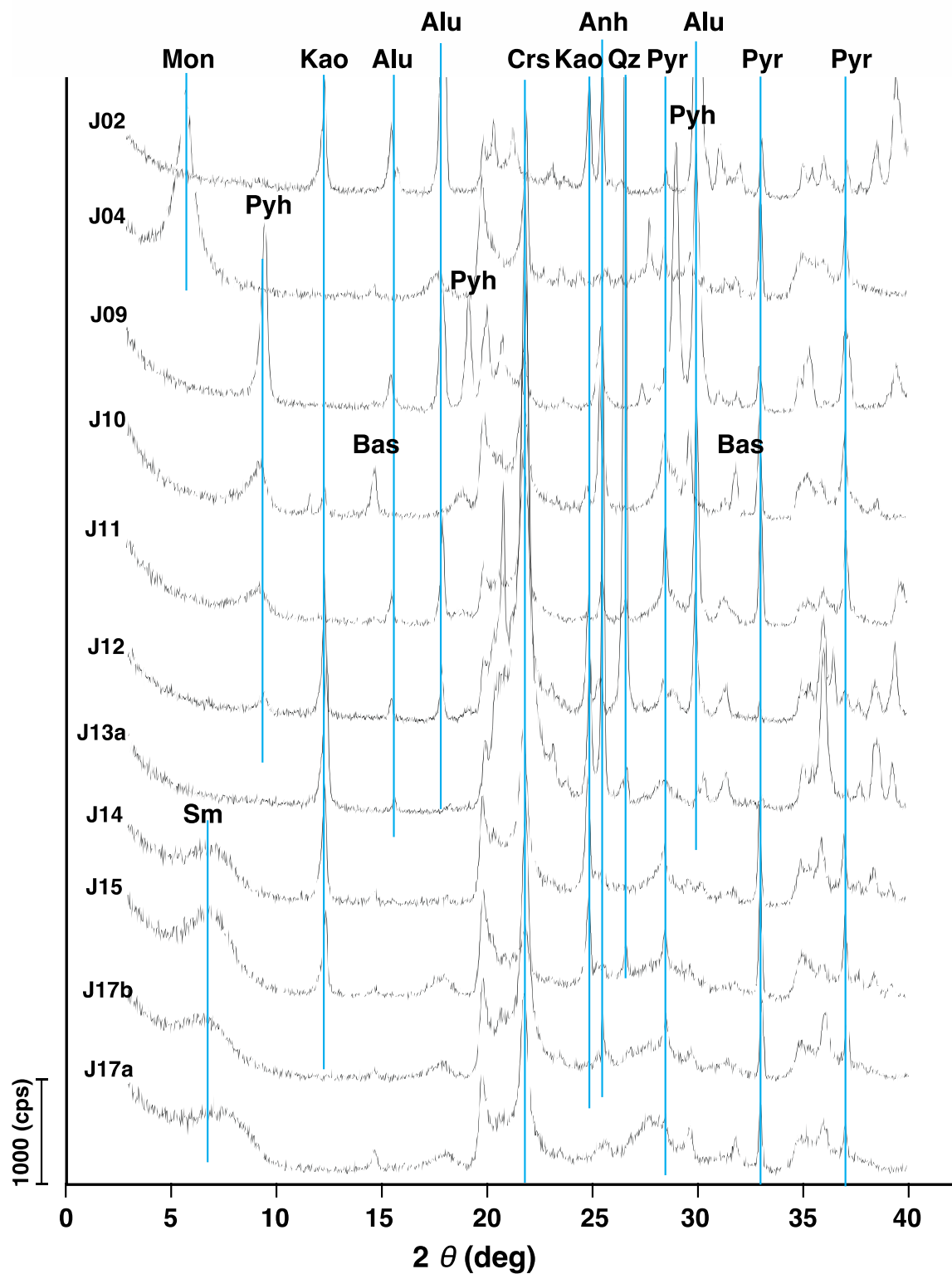


図9 代表的試料の全岩 XRD チャート。前処理及び XRD 分析手法は、伊藤ほか (2018) による。試料概要は表2のとおり。鉱物略号 Mon; モンモリロナイト、Sm; スメクタイト、Pyh; パイロフィライト、Kao; カオリン属、Bas; 半石膏(バツサナイト)、Alu; 明ばん石、Crs; クリストバライト、Anh; 硬石膏、Qz; 石英、Pyr; 黄鉄鉱。

表2 ボーリングコア各深度から採取した各変質部の XRD 分析結果。

Depth (m)	Sample	Types of alteration	Silica minerals		Clay minerals			Sulfate minerals			Sulfide minerals	
			Qz	Crs	Sm	Kao	Pyh	Alu	Ahy	Gyp	Pyr	S
28.7	28.70_b	DG		○					○		○	○
29.2	29.20_b	DG							○		○	○
61.4	61.40_b (V)	G				○			○		○	
61.4	J02	G				○			○			
74.3	74.30_b (V)	G	○	○				○	○		○	
111.6	111.60_b	W	○	○	○				○	○	○	
114.4	114.42_b (V)	G								○		
138.8	J07 (V)	G								○		
155.0	J08	W									○	
177.9	177.90_b	W		○				○	○		○	
179.9	J09	W							○		○?	
200.1	J10	W									○?	
222.0	J11	W							○		○?	
228.0	J12	W				○					○?	
228.9	228.90_b	W	○	○		○	○	○			○	
235.2	J13a	G				○				○		
	J13b (V)	G								○		
250.8	J14	G			○	○						
267.5	J15	G			○	○						
271.9	271.95_b	G	○	○	○				○	○	○	
275.6	J17a	G			○ ?							
	J17b (V)	G			○							

表中の略称は下記のとおり; DG: 灰黒色硫気変質部、G: 灰色珪化・粘土化変質部、W: 白色粘土化変質部、○: present (その鉱物が試料中に存在するの意)、Qz: Quartz (石英)、Crs: Cristobalite (クリストバライト)、Sm: Smectite-group minerals (スメクタイト族鉱物)、Kao: Kaolinite (カオリナイト)、Alu: Alunite (ミョウバン石)、Gyp: Gypsum (石膏)、Anh: Anhydrite (硬石膏)、Pyr: Pyrite (黄鉄鉱)、S: Native sulfur (自然硫黄)。

#### 4) 物性測定

##### a) 透水試験

ボーリングコア試料の透水特性を調べるため、フローポンプ法による透水試験を行った。本項では、試料の概要、透水試験装置概要・方法、試験結果について報告する。

##### 試料の概要及び試験準備

掘削地の透水特性を把握するため、得られたボーリングコアから約 50mごとに試験用のコア試料を採取し、岩石カッターで整形した。乾燥による亀裂の進展を防ぐため、コアは掘削直後に食品包装用ラップフィルムと塩ビ管で覆い、適切に保護した。コアの梱包状況を図 10 に、整形後の試料を図 11 に示す。また、整形した試料の深度、試料 ID、寸法については表 3 に示す。



図 10 整形前のボーリングコア試料の梱包状況。

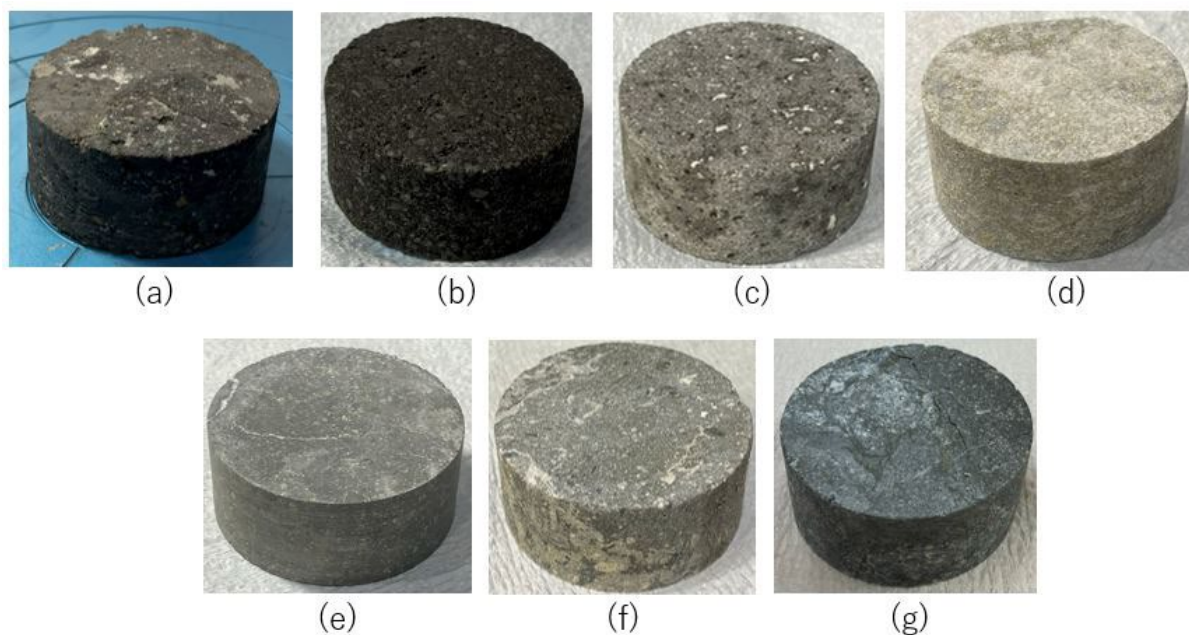


図 11 コア試料。(a)深度 23m、(b)深度 50m、(c)深度 100m、(d)深度 150m、(e)深度 200m、(f)深度 250m、(g)深度 273m。

表3 試料の深度と寸法

試料 ID	深度(m)	高さ(mm)	直径(mm)
KI1_23	23	25.60	55.60
KI1_50	50	24.40	55.60
KI1_100	100	24.60	55.60
KI1_150	150	26.20	55.60
KI1_200	200	24.40	55.60
KI1_250	250	25.20	55.25
KI1_273	273	25.20	55.55

図 12 に、試料の試験前準備の様子を示す。円柱状の試料の上下両端には、分水盤、エンドピース、及びろ紙を設置し、その上からゴムスリーブ、熱収縮チューブを用いて密封した。これらの材料は、間隙水の漏れや岩石側面を通る側面流を防止するために使用している。なお、試料は掘削現場でビニールによって被覆されていたため、飽和状態が保たれていた。また、KI1\_273 については、試料整形後に亀裂が生じたため試験は行わなかった。

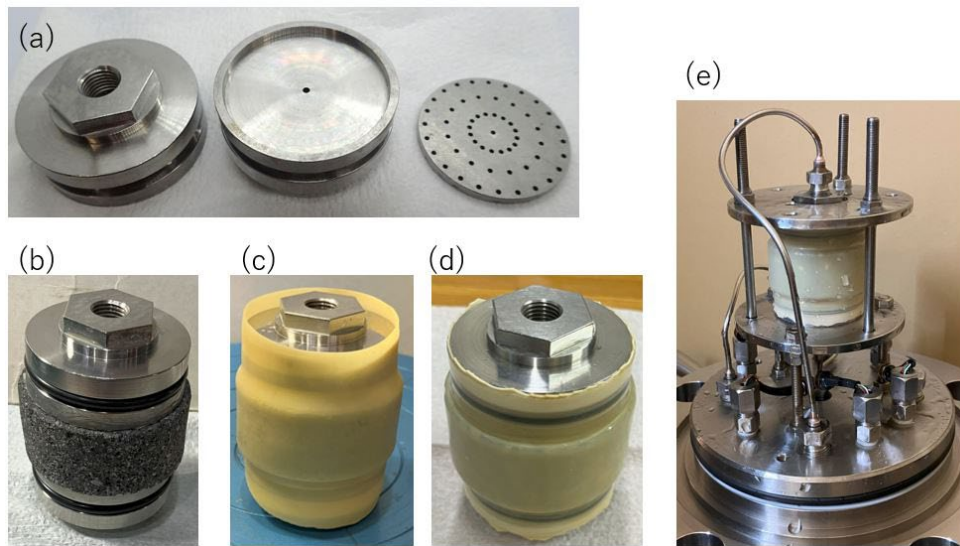


図 12 コア試料の試験準備状況。(a)エンドピースと分水盤、(b)エンドピースとコア試料、(c)ゴムスリーブ、(d)ゴムスリーブの外側を熱収縮チューブで被覆した様子、(e)圧力容器に設置した様子。

### 透水試験装置概要

図 13 に透水試験装置の概要を示す。本装置は、圧力容器内の拘束圧、間隙圧、及び温度を制御する3つのシステムで構成されている。間隙水圧及び拘束圧の制御には、3台のシリンジポンプ(ISCO、100DM:最大圧力 69MPa、制御圧力分解能1kPa、流量範囲  $10^{-5}$ ~30mL/min)を使用した。間隙流体のラインは、上流側のシリンジポンプ A と下流側のシリンジポンプ B、上流・下流の貯留槽を切り離すセパレートバルブ、差圧を生じさせるパルスバルブ、そしてこれらを試料の端面と接続する配管系から構成されている。一方、拘束圧の流体ラインは、最大圧力 50MPa の圧力容器

と、シリンジポンプ C、両者をつなぐ配管から成る(図 14)。試験中は、各シリンジポンプの圧力・流量、差圧計の圧力、温度を常時記録した。シリンジポンプ及び圧力容器は、断熱構造の部屋に設置されており、試験中の圧力容器周辺の温度変化はほとんどない。

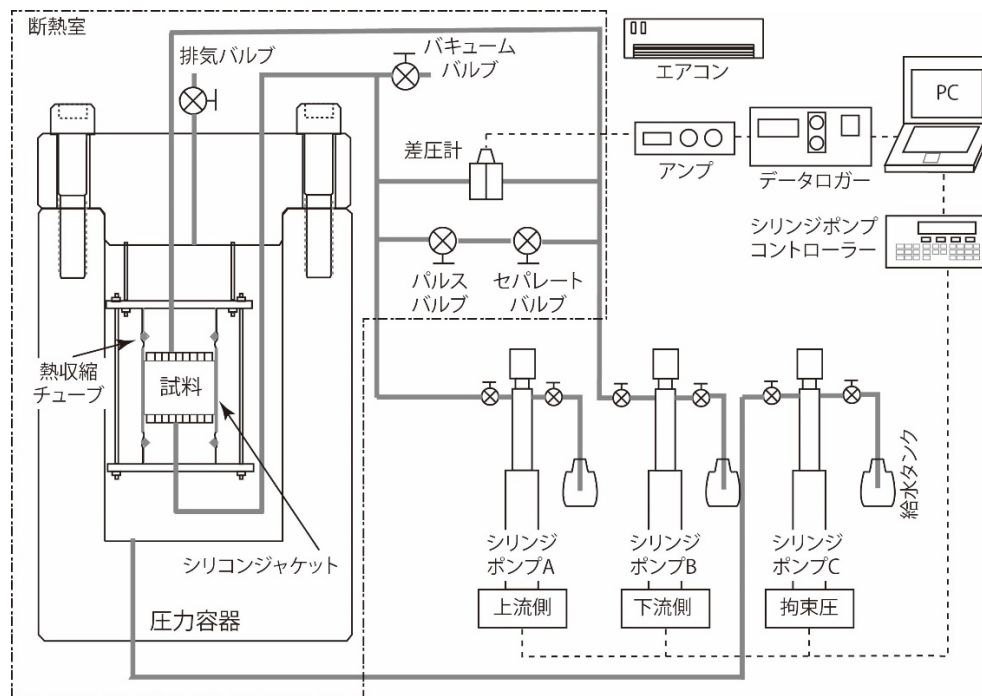


図 13 透水試験装置概要。



(a)



(b)

図 14 (a)シリンジポンプ、コントローラ、制御用 PC、(b)圧力容器及び配管ライン。

本試験では、フローポンプ法(上流側流量制御、下流側定圧制御)により透水特性の測定を行い、透水係数の算出はダルシーの法則を適用した。試験手順として、まずコア試料を圧力容器内に設置し、バキュームバルブを通して間隙流体ラインを5分以上真空脱気した後、蒸留水で満たした。応力条件としては、拘束圧を 1,000kPa、間隙中の背圧を 100kPa に設定し、上流側から所定の流量で水を注入した(表4)。上流側圧力が安定した後に、下流側との圧力差(差圧)を用いて透水係数を求めた。その後、拘束圧を変化させながら、同様の手順で複数回の測定を実施した。

表4 封圧と上流側流量の条件

試料 ID	深度(m)	封圧(MPa)	上流側流量(ml/min)
KI1_23	23	1-3	0.003-0.01
KI1_53	53	1-6	0.01-0.05
KI1_100	100	1-3	0.0008
KI1_150	150	1-6	0.0008-0.001
KI1_200	200	1-6	0.005-0.01
KI1_250	250	1-6	0.001-0.01

### 試験結果

図 15 に、フローポンプ法によって測定された各試料における、代表的な上流側の圧力変化の経時的な挙動を示す。フローポンプ法は、一定流量で水を供給しながら上流・下流の差圧を測定する方法であり、差圧が時間とともに安定した時点の値を用いて、ダルシーの法則に基づき透水係数を算出する。図に示すように、すべての試料において圧力は時間の経過とともに漸近的に変化し、最終的には安定した値に収束する傾向が確認された。特に、ほとんどの試料で 2,000 秒以内に圧力が定常状態に達しており、本手法が定量的評価を可能とすることが分かる。一方で、圧力の立ち上がり方には試料間で差異が見られ、例えば試料 KI1\_53 では、他の試料より大きい流量を設定したにもかかわらず、圧力の上昇幅が小さく抑えられていた。このことは、KI1\_53 が相対的に高い透水性を有していることを示しており、内部構造や亀裂の状態が透水性に大きく影響している可能性がある。

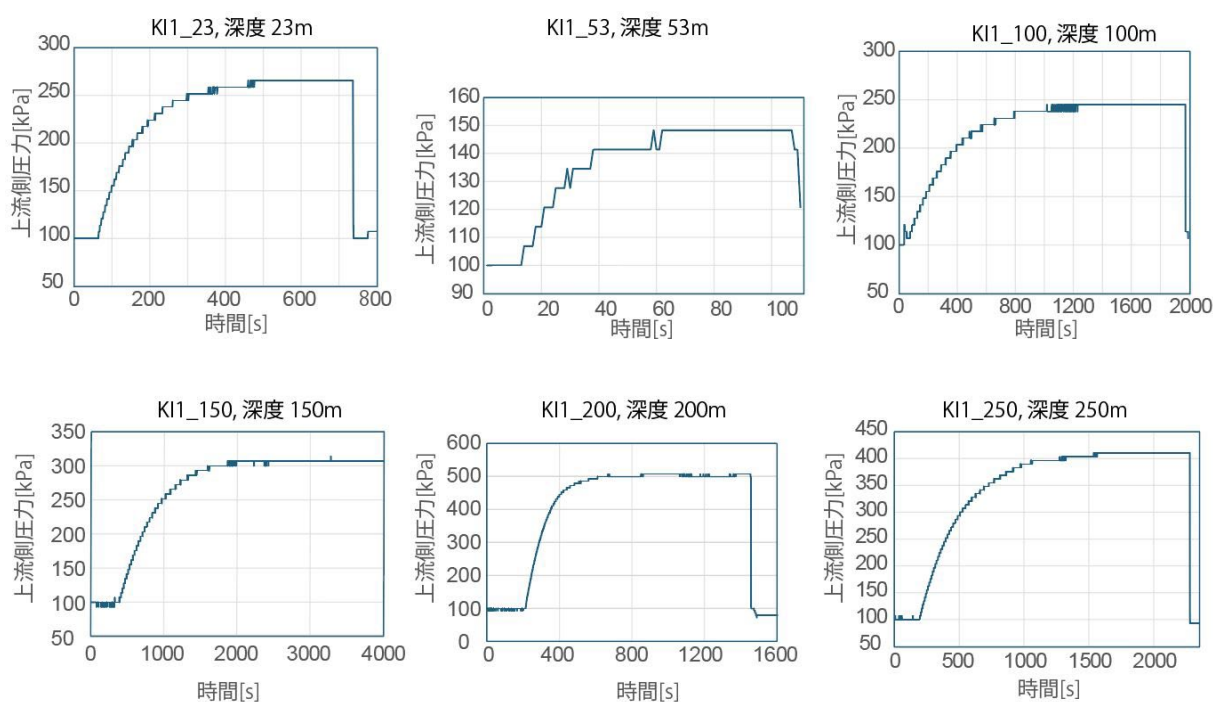


図 15 フローポンプ法による上流側圧力の変化の過程。

図 16 に、各試料における封圧と透水係数の関係を示す。透水係数は対数スケールでプロットしており、封圧変化に対する各試料の応答の違いを把握できるようにしている。以下に、各試料の特性について記述する。

まず、深度 23m から採取した試料 KI1\_23 では、透水係数は  $7.87 \times 10^{-11} \sim 3.00 \times 10^{-11} \text{m/s}$  の範囲にあり、封圧の上昇に伴って透水係数がやや低下する傾向がみられた。

次に、深度 53m の試料 KI1\_53 は、全体的に他の試料と比較して透水係数が高く、 $1.44 \times 10^{-9} \sim 2.64 \times 10^{-9} \text{m/s}$  の範囲を示した。封圧の変化に対しても透水係数はほとんど変化せず、一定の値を保った。これは、本試料が高い透水性を有していることを示している。図 11b に示す写真からも多孔質で空隙の多い構造が確認されており、視覚的観察からも透水性の高さが推測できた、

一方、深度 100m の試料 KI1\_100 では、初期応力条件下における透水係数は他のすべての試料の中で最も低く、 $4.38 \times 10^{-12} \sim 1.20 \times 10^{-11} \text{m/s}$  の範囲であった。本試料においても封圧を上昇させた際に透水係数の明確な変化は認められず、封圧依存性はほとんど見られなかった。

深度 150m の試料 KI1\_150 では、封圧依存性がほとんど見られず全体的に低い透水係数を示した。

深度 200m の試料 KI1\_200 では、封圧依存性が顕著に現れた。初期応力条件下では透水係数は  $4.10 \times 10^{-10} \text{m/s}$  であったが、封圧を変化させた後に再び同じ応力条件に戻した際には、透水係数が  $5.47 \times 10^{-11} \text{m/s}$  まで低下し、1 オーダー以上の減少が確認された。

深度 250m の試料 KI1\_250 では、深度 200m の試料 KI1\_200 と同様に封圧依存性が顕著に現れた。初期応力条件下では透水係数は  $7.13 \times 10^{-10} \text{m/s}$  であったが、封圧を変化させた後に再び同じ応力条件に戻した際には、透水係数が  $1.17 \times 10^{-11} \text{m/s}$  にまで低下し、本試料でも 1 オーダー以上の減少が確認された。これは、応力の履歴によって岩石の透水性が大きく変化することを示しており、特に、この深度においては岩石構造の脆弱性や不連続面の発達が生じている可能性があり、これが透水特性に影響を及ぼしている可能性がある。図 11e、f に示す写真からも、熱水変質による組織の変化や、鉱物脈の形成が明瞭に確認されており、これらが透水係数の封圧依存性に寄与した可能性が高いと考えられる。

以上の結果から、深度 53m 付近までは比較的地表に近く、自然由来の割れ目や多孔質構造の影響により高い透水性を示していることが分かる。一方、100m 及び 150m 付近では透水性が著しく低下しており、この領域にはキャップロックとして機能する低透水層が存在している可能性がある。また、200m 及び 250m 付近では熱水変質の影響により鉱物脈と母岩の境界が水みちとなり、封圧条件による透水性の変動が生じていた可能性が考えられる。

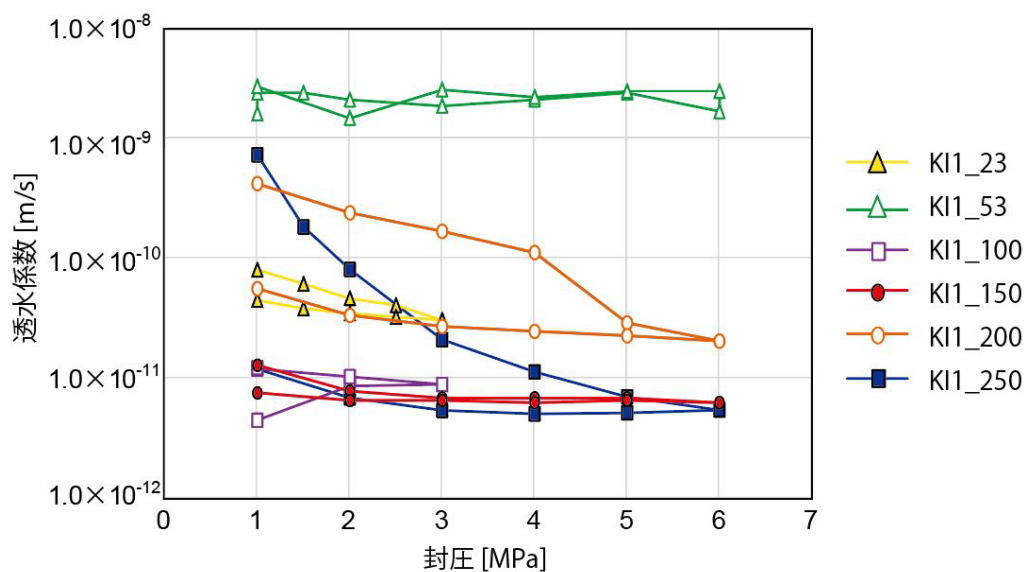


図 16 封圧と透水係数の関係。

#### b) 電気伝導度

オールコアで行っている掘削において、コア回収時にいくつかの深度でコアサンプルを抜き取り比抵抗測定用の試料とした。試料は抜き取り直後に、乾燥を防ぐため食品包装用ラップフィルムで包装し、なるべく地下に存在していた状態と大差ないように保管し実験室へ運搬した。抜き取りを行った深度は 23、53、100、133、150、200、250、273m である。コアの直径はおよそ 5cm であるが、これを円柱状に 5cm 程度の高さでカットして測定に用いた。133m を除いて、各深度で 2 個の試料を取得した。なお、実際の大きさは電子ノギスで測定した。

比抵抗の測定は、食品包装用ラップフィルムをはがした直後の自然状態での測定と、試料を規定溶液（質量パーセント濃度 0.01% の NaCl 水溶液）で飽和させた状態での測定を行った。手順としては、まず自然状態の測定を行った後、数日間、開放大気で自然乾燥させた。同時に純水で規定溶液を作成し真空状態にしたデシケータの中で脱気した。そして脱気した規定溶液に試料を浸水させ、真空状態にしたデシケータの中で脱気しつつ数日間放置し平衡状態になるようにした。なお、溶液に浸水させた際に、250m 及び 273m の試料は瞬く間に崩壊してしまい、その後の測定を行うことができなかった。この 2 つの深度では、掘削後コアを管から取り出す際にかなりの膨張をしており、岩石組織が脆くなっていた可能性が高い。他の深度の試料については、平衡状態にした後、水溶液の電気伝導度、飽和した試料の比抵抗、空中重量及び水中重量の測定を行った。水中重量測定には脱気した純水を用いた。なお、飽和中に試料中にある塩が溶け出すので、飽和後に水溶液の電気伝導度測定を行い、その値を間隙水の比抵抗とみなした。各項目の測定後、試料を自然乾燥させ、その後、105℃ で 48 時間強制乾燥させた後、試料の空中重量と帯磁率を測定した。湿潤状態での空中重量と水中重量、及び乾燥状態での空中重量の測定値から、試料の湿潤密度、乾燥密度、有効間隙率を求めた。

比抵抗の測定は、岩石試料の両端に電流電極と電位電極を設置する四電極法で行った。電流電極及び電位電極は銅製の網状の平板を使用した。後述するように比抵抗の測定には交流インピーダンス法を適用することから、IP 効果を評価するためには電位電極は非分極であることが重要なので、電流電極や試料との間に硫酸銅溶液を含ませたろ紙を入れた。ろ紙を介して電極を試料

にそのまま付着させ、両端から電流を流しつつ両端で電位差を測定したが、その際には試料を自立させ、上に重りを載せるなどして、電極を確実に接触させた。試料の側面に電流が流れないように、側面の水をしっかりと拭き取ること、測定中に試料が乾燥しないことに注意した。

測定には、英国ソーラトロン社のインピーダンスアナライザ 1260 とガルバノ/ポテンシヨスタット 1287 を使用した。同社から販売された ZPlot という交流インピーダンスの測定を行うソフトウェアで測定装置を制御し、周波数 100 kHz から 0.01Hz までの複素比抵抗を計測した。周波数毎に得られるインピーダンスの実部と虚部から比抵抗と位相を求めた。

このようにして求められた、自然状態、及び NaCl 溶液に飽和した試料についての、周波数ごとの比抵抗と位相を図 17 及び図 18 に示す。同じ試料において自然状態と溶液で飽和した状態ではいくらか異なっていることがわかる。この違いは、間隙水の比抵抗や飽和度の変化によると考えられる。飽和に使った NaCl 溶液は、火山地域としては塩分濃度が薄いので、溶液で飽和した試料の比抵抗が上がったのは、内部の塩分濃度が薄まったためと考えられる。一方、比抵抗が下がったのは、もともと完全飽和ではなかったため、飽和度が上がったのが原因と考えられる。このようにコアによって両者の影響が異なり、自然状態と NaCl 水溶液で飽和させたコアでは比抵抗の多少の違いがある。しかし、オーダーで変化するような大きな違いは見られないので、最初に測ったコアの比抵抗、つまり自然状態の試料の比抵抗を代表させても問題ないと判断した。ただし、常温の値なので、実際の比抵抗はもっと低くなるであろう。また、比較的割れ目の無いコアを対象としているので、測定された比抵抗は地層の平均値よりは高く、上限値を示していると考えられる。比抵抗と位相、間隙率、帯磁率の測定結果を表5に示す。ここで比抵抗と位相は1Hz の値を用いた。

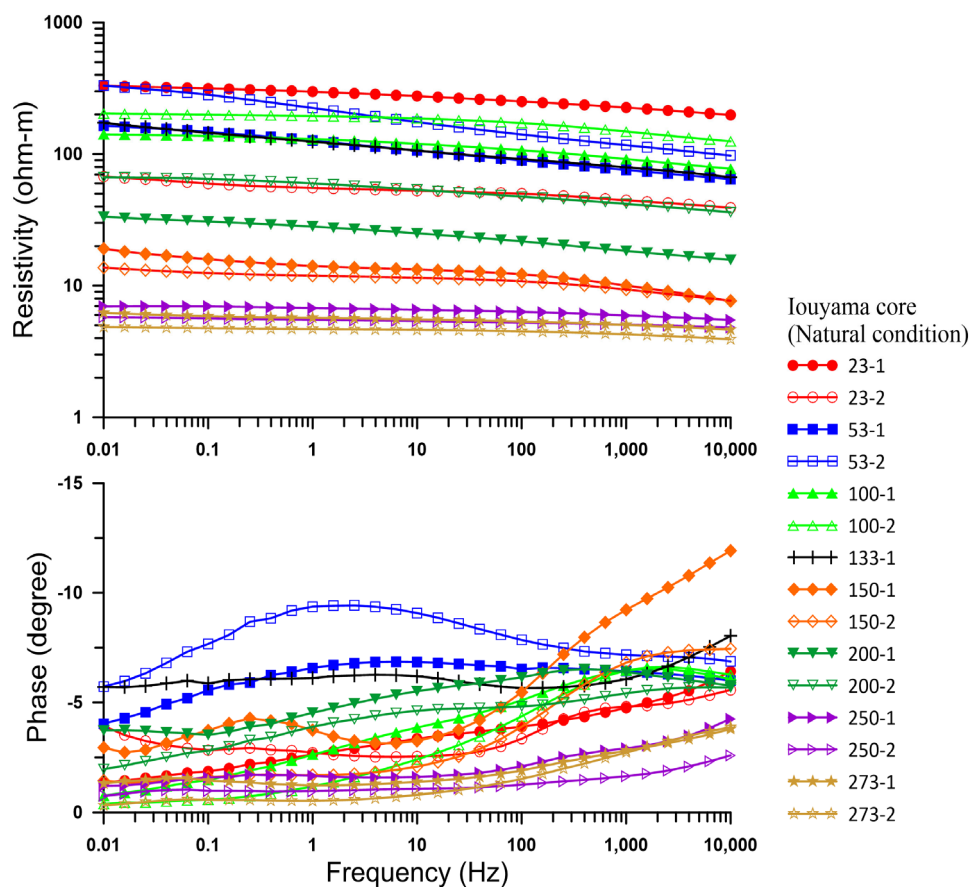


図 17 自然状態の比抵抗（上段）及び位相（下段）の測定結果。凡例の数字は深度（m）を示す。

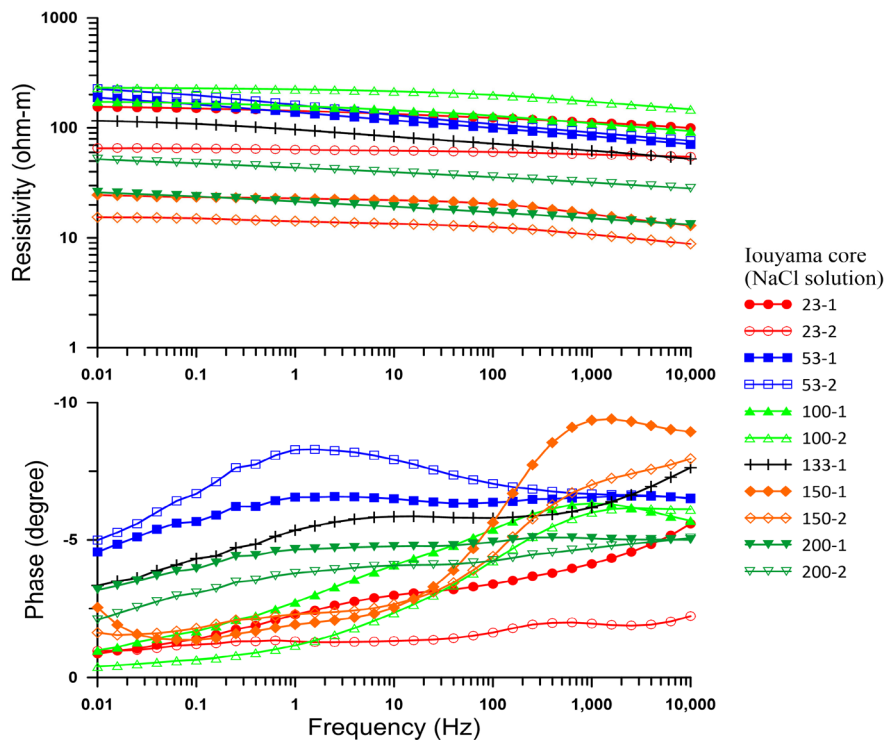


図 18 NaCl(0.01%)溶液で飽和後の比抵抗(上段)及び位相(下段)の測定結果。凡例の数字は深度(m)を示す。

表5 比抵抗と位相、間隙率、帯磁率の測定結果

深度(m)	自然状態比抵抗* ( $\Omega \cdot m$ )	自然状態位相*	間隙率 (%)	帯磁率 (* $10^{-3}SI$ )	塩水比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )	浸透後比抵抗* ( $\Omega \cdot m$ )	浸透後位相*
23	298.1	-2.6	22.8	1.04	12.2	142.8	-2.3
23	55.4	-2.7	51.3	0.29	14.0	63.6	-1.3
53	126.5	-6.6	11.3	9.10	13.2	138.2	-6.6
53	224.3	-9.4	11.3	10.10	30.5	161.4	-8.3
100	130.3	-2.6	13.0	0.65	8.9	158.0	-2.7
100	194.8	-1.2	12.1	0.45	7.6	224.0	-1.2
133	124.4	-6.1	3.9	19.30	8.4	96.5	-5.4
150	14.1	-3.7	38.0	0.34	3.5	22.8	-1.9
150	11.9	-1.7	36.4	0.22	2.7	14.1	-2.3
200	28.2	-4.5	18.1	-0.02	4.2	21.5	-4.7
200	59.9	-3.9	14.6	-0.01	6.9	43.7	-3.8
250	6.8	-1.7					
250	5.5	-1.0					
273	5.7	-1.2					
273	4.7	-0.5					

\* 比抵抗と位相は1Hzのものを使用

次に MT 法電磁探査で得られた比抵抗構造との比較を行う。図 19 に標高 900mにおける比抵抗の水平断面と硫黄山山頂部と掘削地点を結ぶ測線に沿った鉛直断面を示す。鉛直断面から得られた掘削地点直下の深度方向の比抵抗との比較を図 20 に示す。MT 法電磁探査で得られた比抵抗と、試料から得られた比抵抗はおおむね一致することがわかる。細かく見ると、試料から得られた比抵抗は深度 150mまで 100  $\Omega \cdot m$  程度、150~200mまで数十  $\Omega \cdot m$  程度、200m以深が数  $\Omega \cdot m$  程度になっているように見える。今回の掘削によって、比抵抗断面図を見られるような、硫黄岳を中心として厚く存在する低比抵抗層の上面を捉えたと考えて差し支えない。このような比抵抗の傾向に対して間隙率と透磁率の対応は明瞭でない。間隙率は 23mと 150mで 40~50%の高い値をスポット的に示すが、全体的には 10~20%ぐらいになっている。ただし、133mの試料は数%となっている一方、帯磁率が最大の値を示す。帯磁率の値が比較的大きい 53mや 133mの試料は磁性鉱物を比較的多く含むと考えられる。この試料は比較的大きな位相を示すことから、おそらく磁鉄鉱が存在していると考えられる。

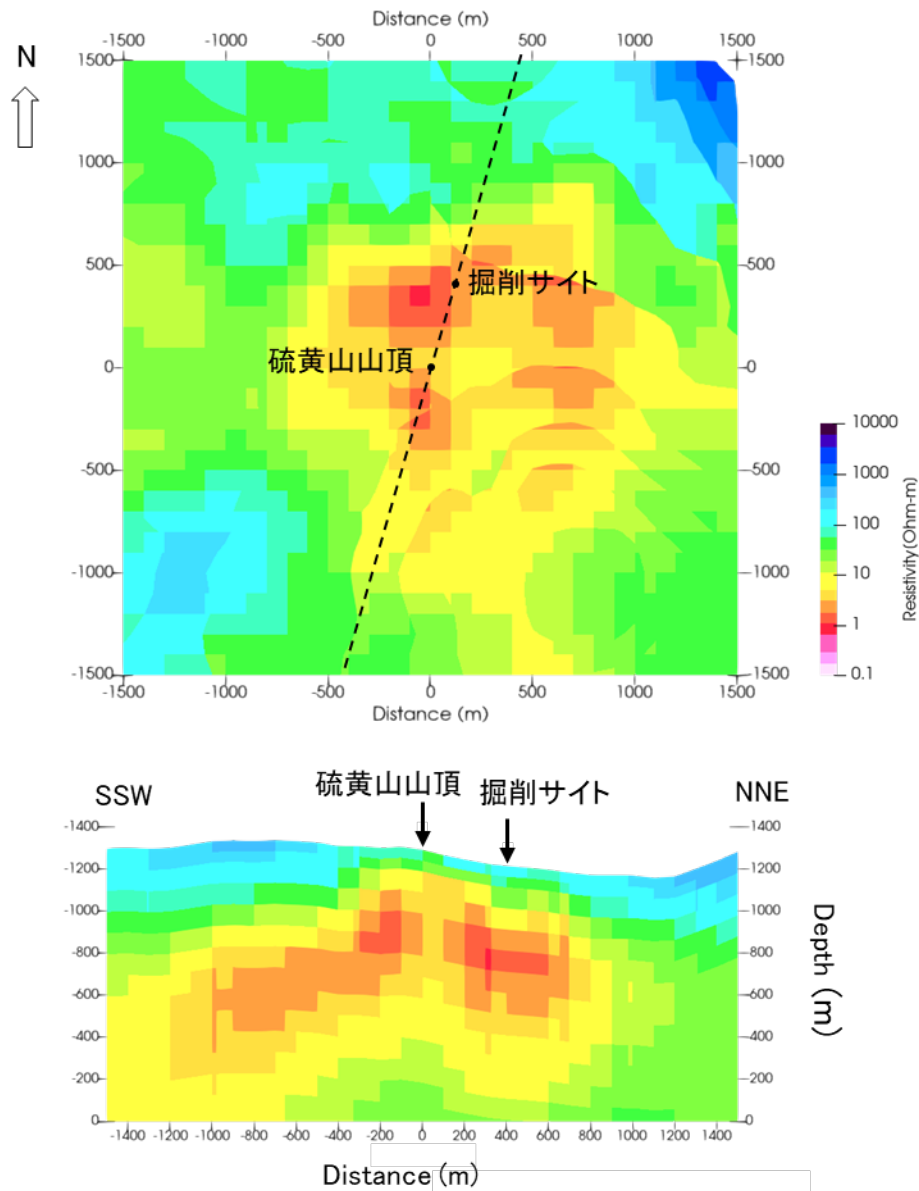


図 19 標高 900m の比抵抗の水平断面 (上段) と破線位置での鉛直断面 (下段)。

掘削時に留点温度計により孔底温度を計測している。泥水を循環している状態なので、数十度以上低くなるが、その深度分布はある程度地層温度を反映していると考えられる (図 21)。これを見ると深度 130m ぐらいから温度勾配が急になり、温度が上昇していることがわかる。この深度は、比抵抗が低下し始める深度とおおよそ一致しており、低比抵抗層が高温であることを示唆している。また、熱伝導が卓越するような温度勾配を示すことから、透水性の悪い粘土層を示している可能性がある。図 21 には前節で得られた透水係数の値も加えたが、深度 100m 以深で透水係数が小さくなっていることがわかる。また、横棒の幅は透水係数の封圧依存性を示している。深度 250m の試料は最も大きな封圧依存性を示し、後述するようにこの深度の試料はスメクタイトを含んでいるので、スメクタイトを含む層の力学的特性を示している可能性がある。比抵抗の深度分布と坑井地質との比較検討を次節にて行う。

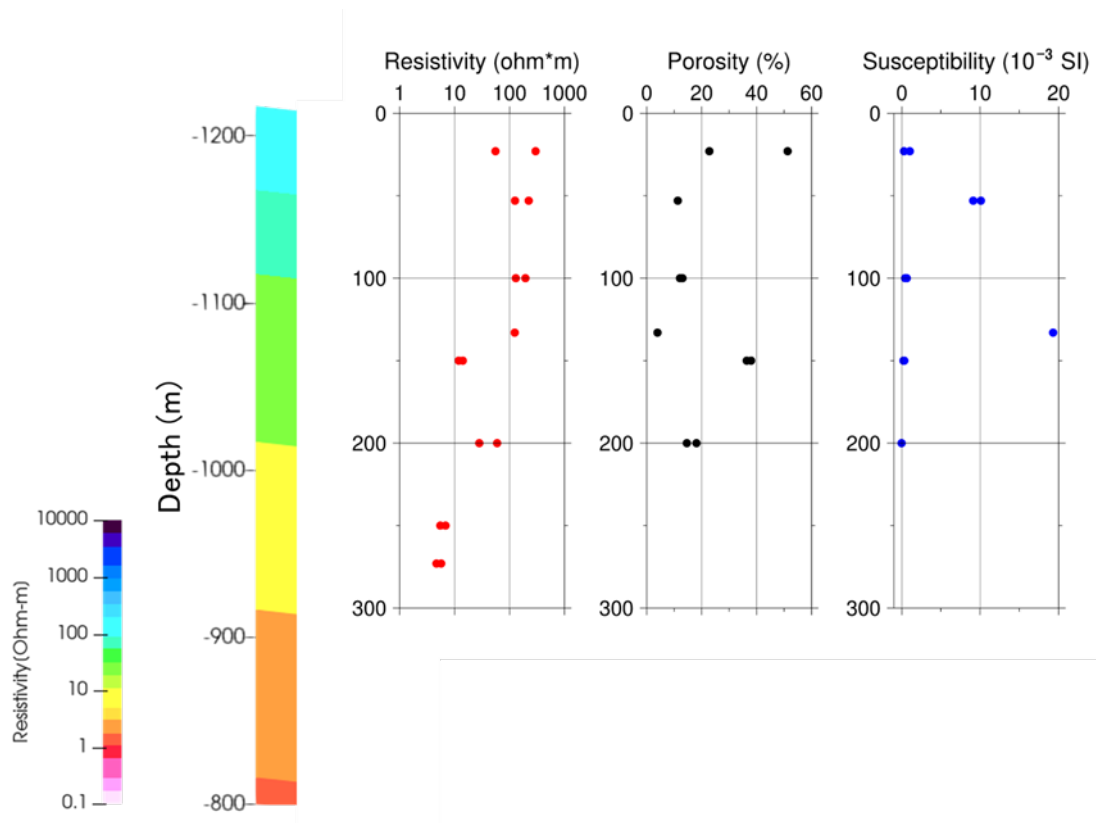


図 20 掘削サイトの比抵抗構造(左)と各深度での比抵抗、間隙率、帯磁率の測定結果(右)。

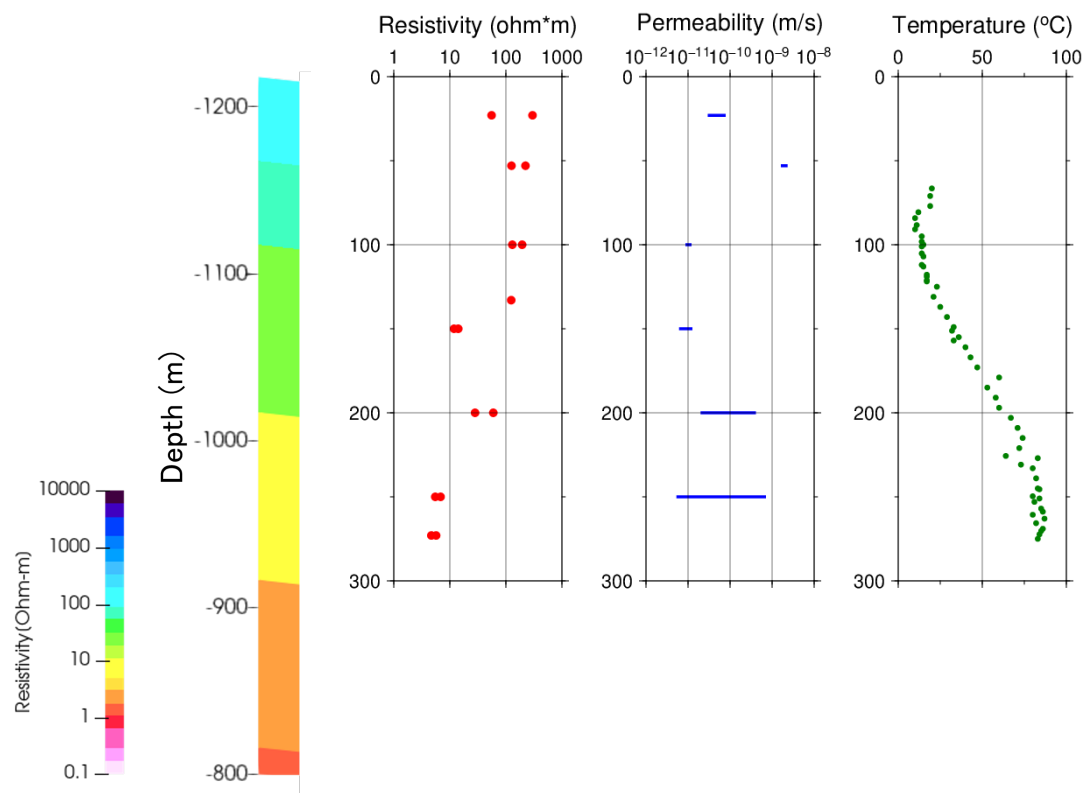


図 21 掘削サイトの比抵抗構造(左)と各深度での比抵抗、透水係数、孔底温度の測定結果(右)。

### 5) 比抵抗構造探査との比較

ここでは比抵抗構造の断面図と、同スケールのボーリング柱状図、確認された変質鉱物種を比較した(図 22)。本地点の形成史及び変質鉱物の特徴とその成因で記述されたように、ボーリング地点は霧島火山の活動で形成された後、硫酸酸性熱水の影響を強く受けて既存の岩石の変質が進行した。白色粘土化変質部(図 6(c))が深度 150m 以深の土石流堆積物主体の岩相に発達していたことは、岩石の変質が降下火砕堆積物や土石流堆積物などの相対的に間隙率の高い岩相で選択的に進行したことを示唆する。これらの堆積物と比して緻密な溶岩流が上位にあり、硫酸酸性熱水が上昇してきた際に覆いの役割を果たした結果、下位の岩相で効率的に変質が進んだ可能性がある。

一般的に、火山浅部の低比抵抗体領域は粘土鉱物(スメクタイト)で構成されると解釈されることが多い(相澤, 2016 など)。今回得られた深度 250m 以深の地質試料からも実際にスメクタイトが確認された(図 22)。一方、変質鉱物組み合わせからは還元的な熱水に由来するものと酸化的な熱水に由来するものの両方が認められており、深度 275m 以上の地質に普遍的にスメクタイトが存在するとは考えにくい。

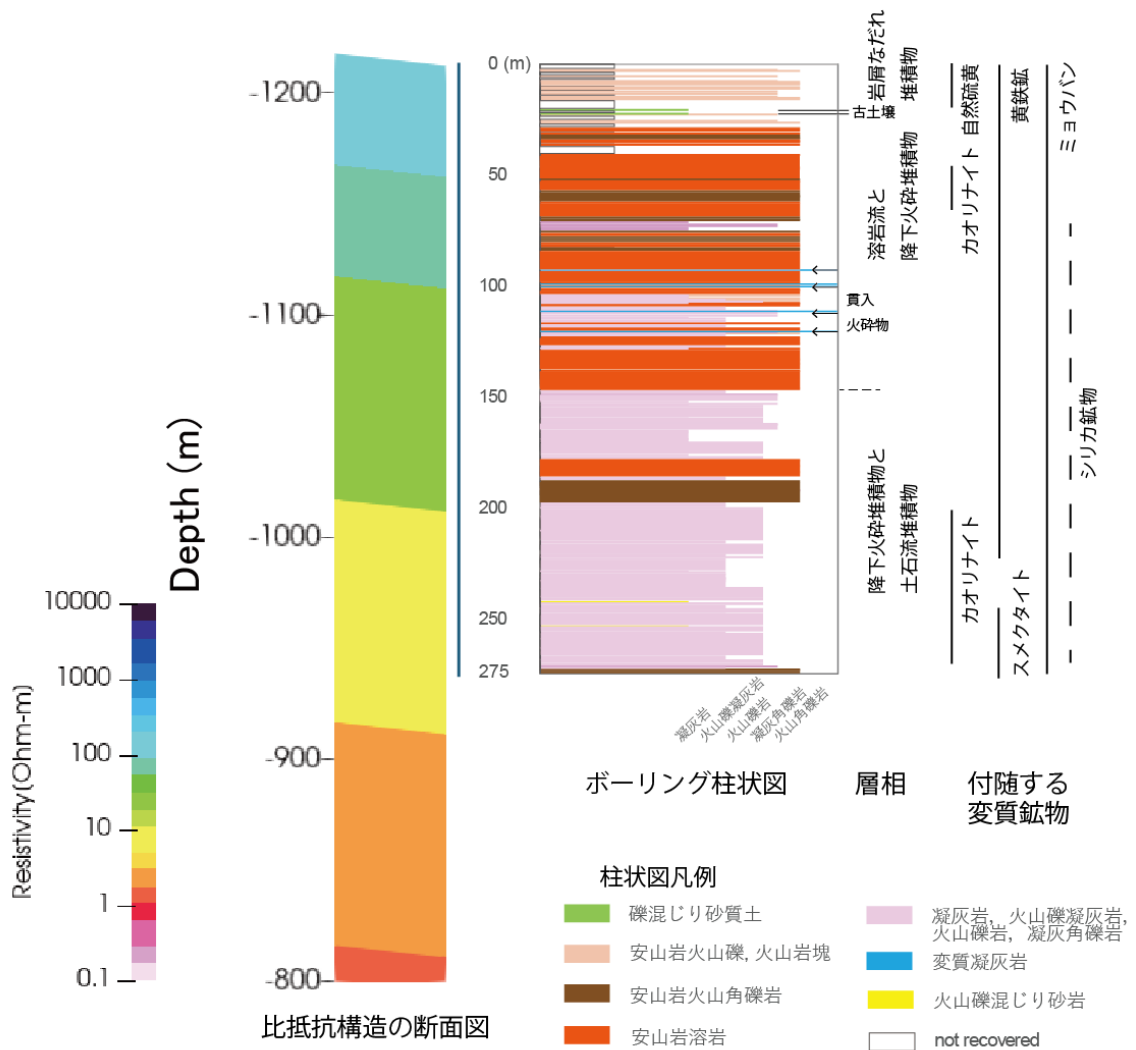


図 22 掘削サイトの比抵抗構造と岩相・変質分帯の比較。

### (g) 結論並びに今後の課題

サブテーマ3. 1. 1で明らかになった比抵抗構造が、ボーリングコア試料で直接測定した比抵抗値と整合的であることが確認された。地質試料が採取されたことによって、形成史、熱水変質帯の影響を受けた母岩の変質の変遷、現在の物性値の測定が一元的に行われ、現在の難透水層の物性とその形成過程を知る手がかりが得られた。

本課題で地質試料の検討を行った結果として、水蒸気噴火を発生させる火山下の難透水層の掘削に成功したといえる。しかしながらその変質鉱物相には複数の粘土鉱物が認められ、低比抵抗体の解釈として一般的に言われるような一元的な粘土鉱物(スメクタイト)層ではないことがわかった。現在の霧島硫黄山周辺の熱水活動は最大でも最近数百年間の火山活動の結果であり、比抵抗構造は現代の地下構造のスナップショットに過ぎない。一方、地質試料は形成してから現在までに被ったすべての現象の積分結果である。今後の地質試料の解析から熱水変質の詳細な順序を整理し、測定された物性値との関係を精査することにより、比抵抗構造から地下の火山活動の変化を読み取ることができるようになると考えられる。

### (h) 引用文献

相澤広記, 火山電磁気観測の進展, 火山, **61**, 345-365, 2016.

井村隆介・小林哲夫, 霧島火山地質図, 1:50,000. 地質調査所, 火山地質図 11, 2001.

伊藤順一・濱崎聡志・川辺禎久, 岩手火山における最近 1 万年間の爆発的噴火履歴の再検討:  
水蒸気噴火とマグマ噴火の時空間的関連, 地質学雑誌, **124**, 271-296, 2018.

田島靖久・松尾雄一・庄司達弥・小林哲夫, 霧島火山、えびの高原周辺における最近 15,000 年間の活動史, 火山, **59**, 55-75, 2014.