

荒尾市南新地地区 温泉探査業務

報 告 書

2021年10月29日

株式会社 ネスパ

荒尾市南新地地区 温泉探査業務・報告書

株式会社 ネスパ・新規事業部

000 荒尾市南新地地区 温泉探査業務・報告書

(1) 序言

本報告書は、一般財団法人荒尾産炭地域振興センターのご依頼により株式会社 ネスパが実施した、「荒尾市南新地地区温泉探査業務」の結果をとりまとめたものです。

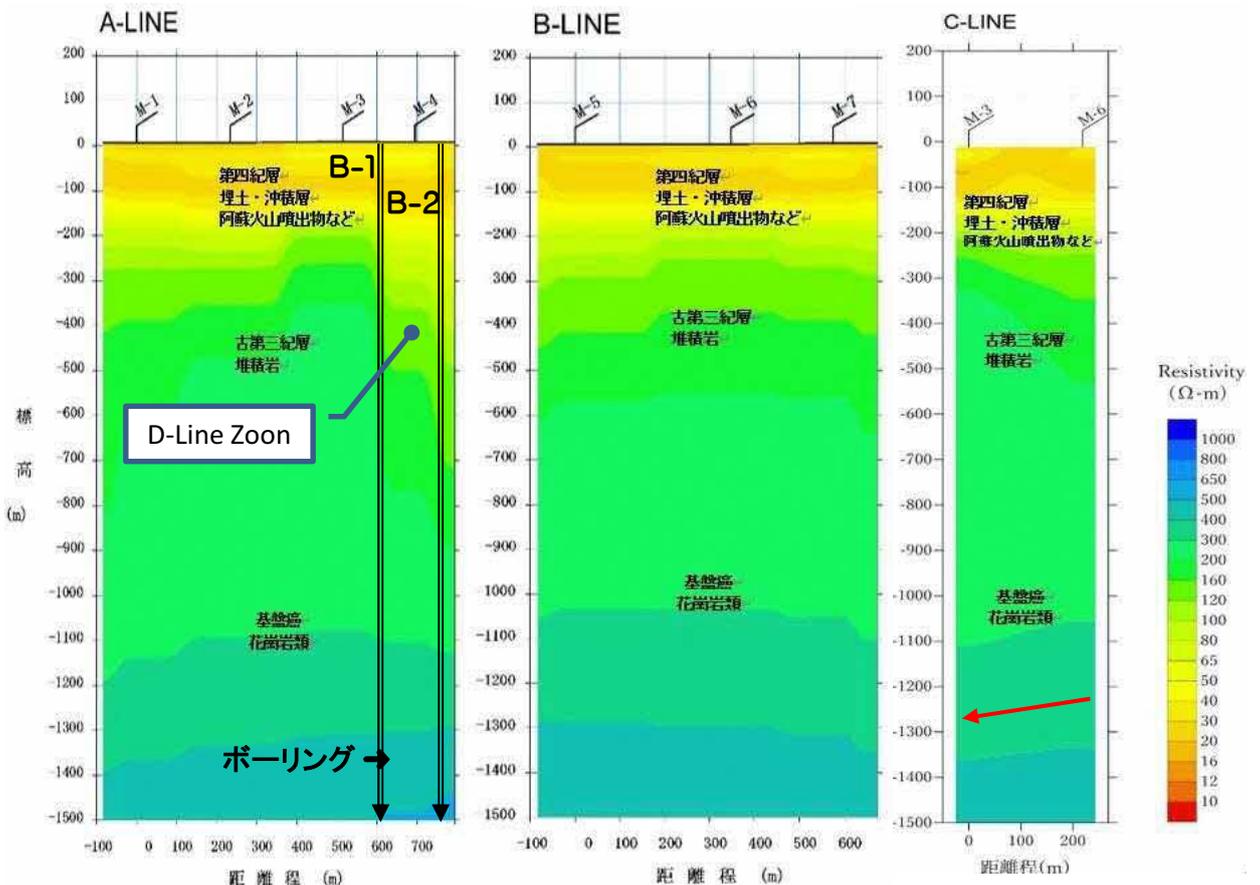
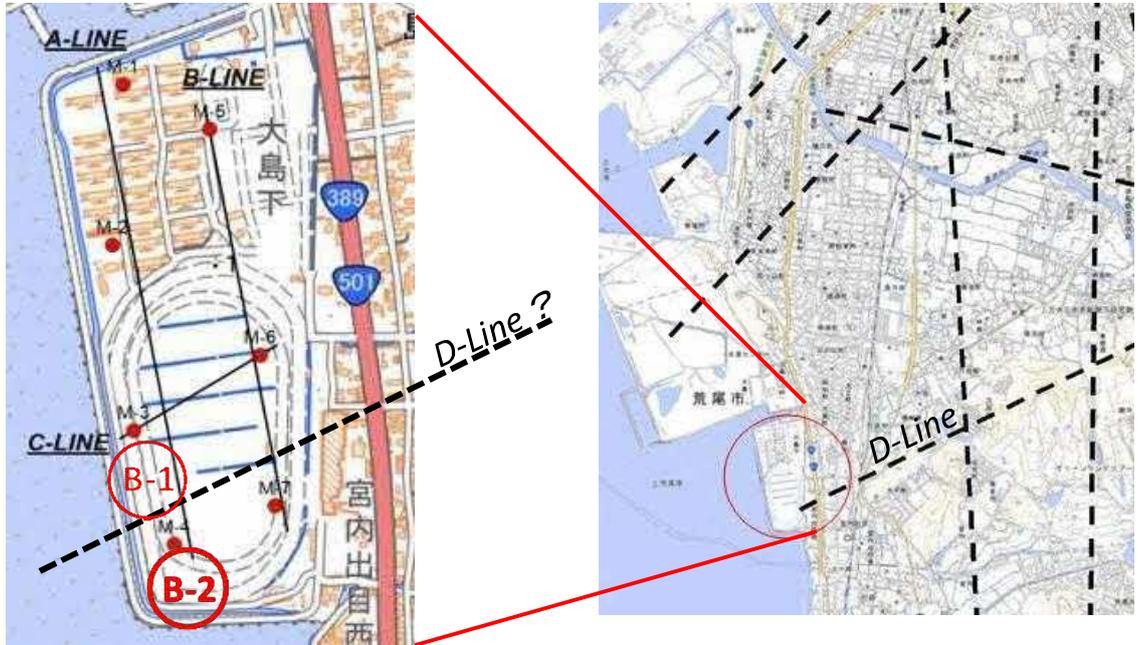
本業務は、当該地における温泉源開発の可能性について評価し、掘削候補地点の選定を行うなど、今後の掘削仕様の立案に必要な基礎資料を得るために、物理探査を中心とした各種地質調査を実施いたしました。関係者各位のご指導ならびにご協力、誠に有り難うございました。

(2) 目次

■ 探査報告書要旨	……2
100 調査概要	……3
110 調査概要	……3
120 調査の流れ	……4
130 地形・地質概要	……5
140 探査地域周辺の地質概要	……7
150 探査地周辺の既存温泉	……13
200 温泉資源探査	……15
210 地表踏査	……15
220 地化学調査	……15
230 物理探査	……17
231 電磁探査	……17
300 探査結果	……24
310 地質踏査・地化学調査	……24
320 地質構造	……26
330 地化学調査	……27
340 電磁探査	……29
350 探査のまとめ	……33
360 新規温泉開発の可能性について	……33
370 温泉ボーリング計画	……37
400 巻末資料	
410 地質踏査写真	
420 自然放射能探査測定データ	
430 電磁探査測定データ	
440 現場記録写真	

■ 探査報告書要旨

計画地で実施した電磁探査、M.1～4を「A-Line」、M.5～7を「B-Line」、M.3～6を「C-Line」とし、探査データを可視化したところ、M.4とM.7の南端に共通した比抵抗の変化パターンが破碎帯・断層の可能性を示唆しており、活断層デジタルマップで表示されている「リニアメントD-Line」の西端と整合していることから、計画地南側エリア「B-1」又は「B-2」で、深度1,500mのボーリングにより、口元で30～45℃の弱食塩泉が得られる可能性があるかと推定しました。詳細説明は、本文33ページ以降の資料を参照してください。



本文、P31～32 から抜粋・編集

100 調査概要

110 調査概要

本調査の概要は以下のとおりです。

- (1) 調査件名 荒尾市南新地地区温泉探査業務
- (2) 調査地 図-1. 参照
- (3) 調査目的 当該地区における、温泉の賦存状況および開発可能性の検討。
- (4) 調査内容 文献調査、および地表踏査・地化学調査 1式。
物理探査、電磁探査 7測点 (探査データ補強のため1点追加)
総合解析、1式。
- (5) 工期 自2021年8月1日～2021年10月29日
- (6) 発注者 一般財団法人荒尾産炭地域振興センター
- (7) 受注者 株式会社 ネスパ
〒176-0012
東京都豊島区豊玉北5丁目29?4 井門練馬ビル 6F
03-5984-2366 fax035984-2364
主任技師 河野順一、探査技師 呉 俊一郎、地質技師 矢島 徹。

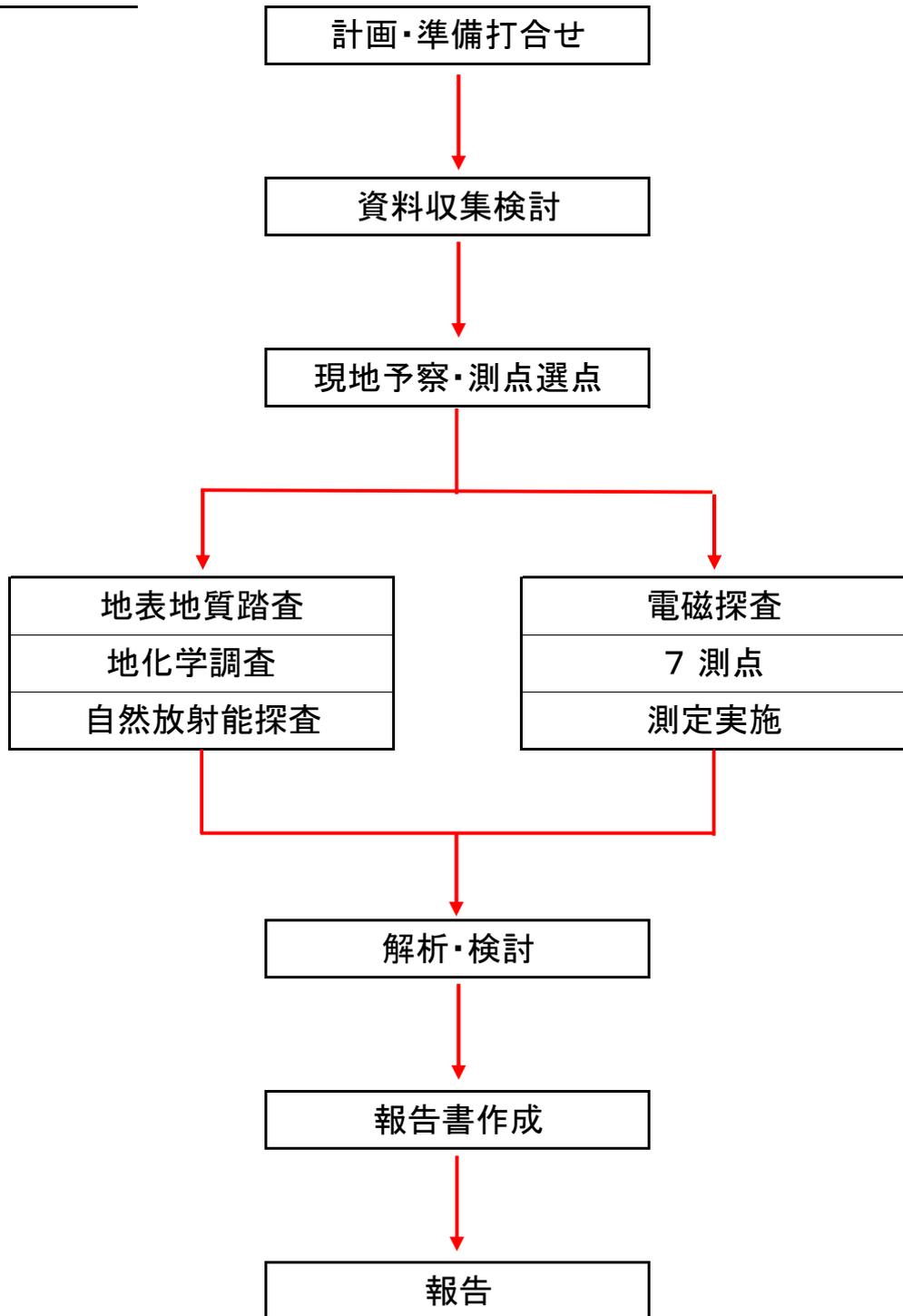
図-1. 計画地点 案内図



120 調査の流れ

本調査は、図-2. に示すフローに従って行いました。

図-2. 作業フロー図



130 地形・地質概要

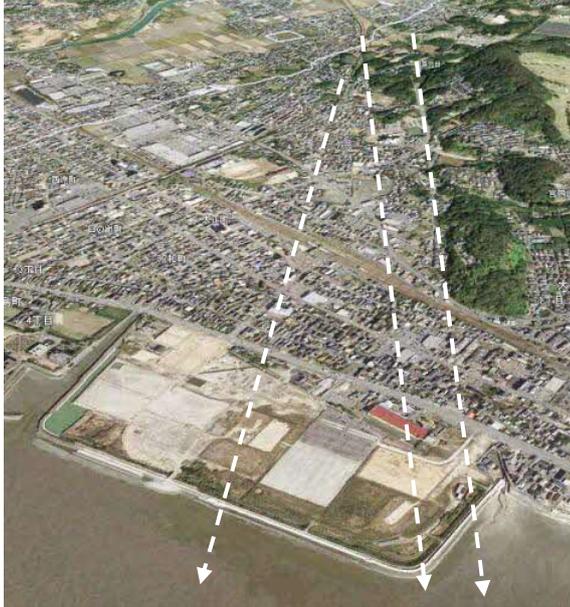
(1) 地形概要

荒尾市は行政的には、北は福岡県大牟田市に接し、東は玉名郡南関町および玉名市に、南は玉名郡長州町にそれぞれ接しています。

東方に筒ヶ岳(501m)を背負い、西の島原湾に面しています。

調査対象地である荒尾競馬場跡地(南新地地区)は、JR鹿児島本線「荒尾」駅の西方0.5km程の有明海に沿う海岸低地に位置しており、付近の標高は10m以下です。

写真－1. 計画地と推定リニアメントをのぞむ



調査対象地を含む荒尾市の地形は、大きく次のように分けられます。

- ① 小岱山(しょうたいさん)を中心とする山地。
- ② その山麓部の扇状地。
- ③ 市の北西部に分布する丘陵。
- ④ 金山－府本－宿を結ぶ県道の西側に広く分布する台地。
- ⑤ 海岸沿いに分布する海成段丘。
- ⑥ 砂州、関川・浦川・菜切川・行末(ゆくすえ)川沿いの、河岸段丘および沖積平野です。

(2) 小岱山を中心とする山地

小岱山は、中軸部に直線上の尾根が走り、その両側が斜面となっていて屋根のような形をしています。

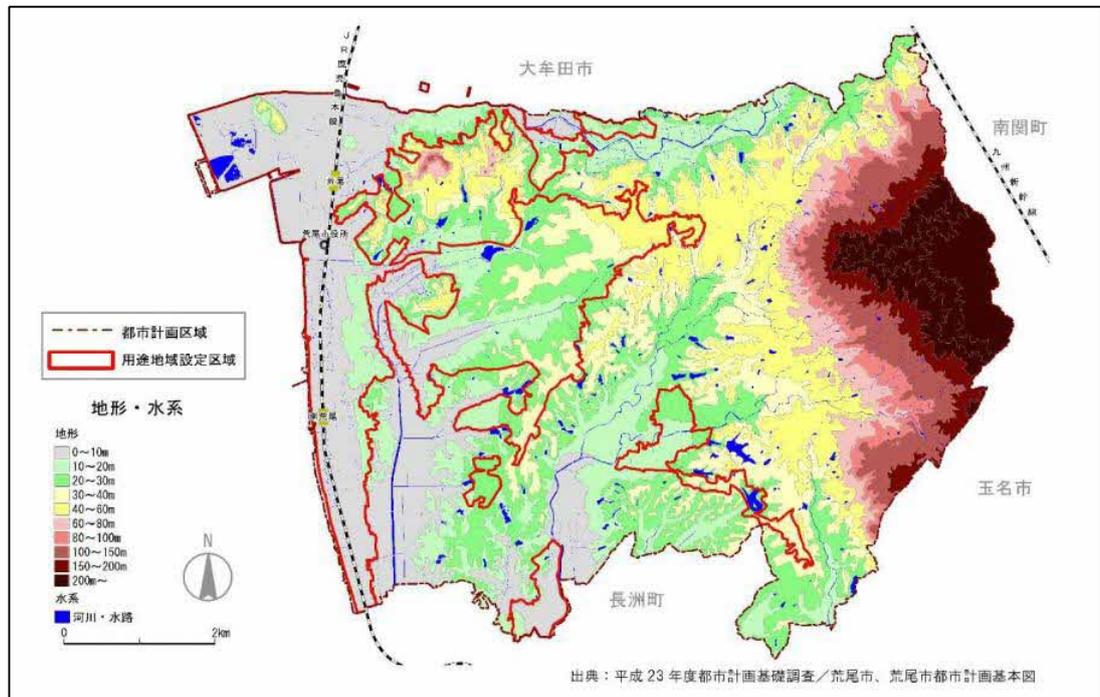
丸山(391.9m)・観音岳(473.0m)・筒ヶ岳(501.4m)の三つのピークが、南南東から北北西の方向に並び、そのピークを結ぶ線が尾根となっています。

また、その尾根の延長方向に大牟田市の三池山が位置しています。

この標高400～500mの尾根の西側に、一段低く、南側に本善坊(208m)、北側に前岳(291.9m)の二つの山地があります。

小岱山の山地とその西側の大地の境界付近には、米ノ山断層とよばれる大きな断層と、これに平行してすぐ東側を走るもう1本の断層があり、それらの断層面は90°に近い急傾斜をなして北北西から南南東の方向へ伸びています。

図－3. 荒尾市の地形図



(3) 山麓の扇状地

小岱山の山腹から山麓部にかけての傾斜が緩やかな部分が扇状地です。標高200m付近からはじまり、約40m付近まで分布し、低地側へいくほど幅広く展開しています。平山の東部では、標高200m付近を扇頂として下方へ扇を60°くらい開いた、きれいな扇状地の地形を呈しています。府本および樺の東部のものは二つの扇状地が結合した形になっています。この扇状地をつくる地層は、大きさ50cm以上もある巨礫を含む砂礫層が主体で、豪雨時に後背山地(小岱山)から運ばれてきたものです。扇状地面の傾斜角は5~10°、平均6°です。

(4) 丘陵地

荒尾市北西部には、深瀬ヶ丘から万田山(114.7m)を経て宮内へ至る丘陵が、またこの丘陵の南側の屋形山(63.0m)および北西部の四ツ山(55.1m)の丘陵が分布しています。これらの丘陵は、まわりの比較的平坦な台地よりひととき高く、地形も凹凸を繰り返しており、地表面の傾斜は15~40°と急です。この丘陵は、新生代古第三紀の砂岩・頁岩層(四ツ山層)より成り、砂岩は固結していて浸食に強いので急崖を作っています。

(5) 台地

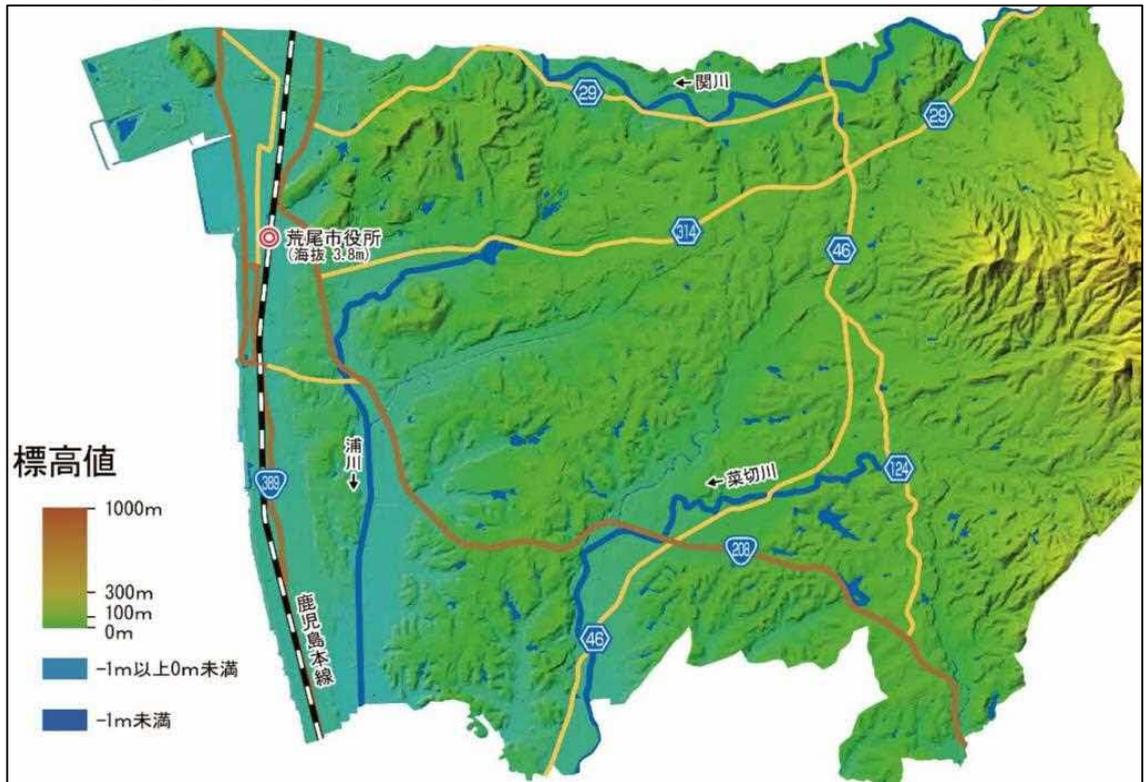
金山から府本を経て、宿・上井出に至る県道の西側には、広く台地が発達しています。台地の標高は25~50mですが、全体として西側ほど低くなっています。また、平山・上井出・本井出の一带では、台地面はそれよりも一段高く、標高40~60mの平坦面が形成されています。前者は赤田層とよばれる砂礫層によって形成されており、中位段丘面とされたものであり、後者は、Aso-4 火砕流堆積物のつくる平坦面であり、さらに、これらの段丘面に付随するような形で、岱明層およびその相当層がつくる標高10~20mの低位段丘面があります。

(6) 海成段丘

浦川の西側に南北に延びている標高10～25mの低い台地は、貝殻混じりの薄いシルトないし砂層で覆われており、台地面は標高10～15m面と約20m面に分けられますが、低い平坦面が大部分を占め、高い平坦面の面積は著しく狭いです。

この浦川西部の台地は、かつて海底で波の作用で平坦化された台地で、その後隆起した海成段丘です。

図－4. 荒尾市の主な河川



引用:「荒尾市総合防災ハザードマップ」

(7) 沖積平野

荒尾市域を流れる関川、浦川、菜切川、行末川の河川沿いには沖積低地が形成されていて、その多くの部分は水田として利用されています。

この低地をつくる地層は、最終氷期後の海面上昇に伴って低地を次第に埋積した河川の堆積物で、主として砂や泥で形成されており、調査対象地の上部堆積部位を覆っています。

140 探査地域周辺の地質概要

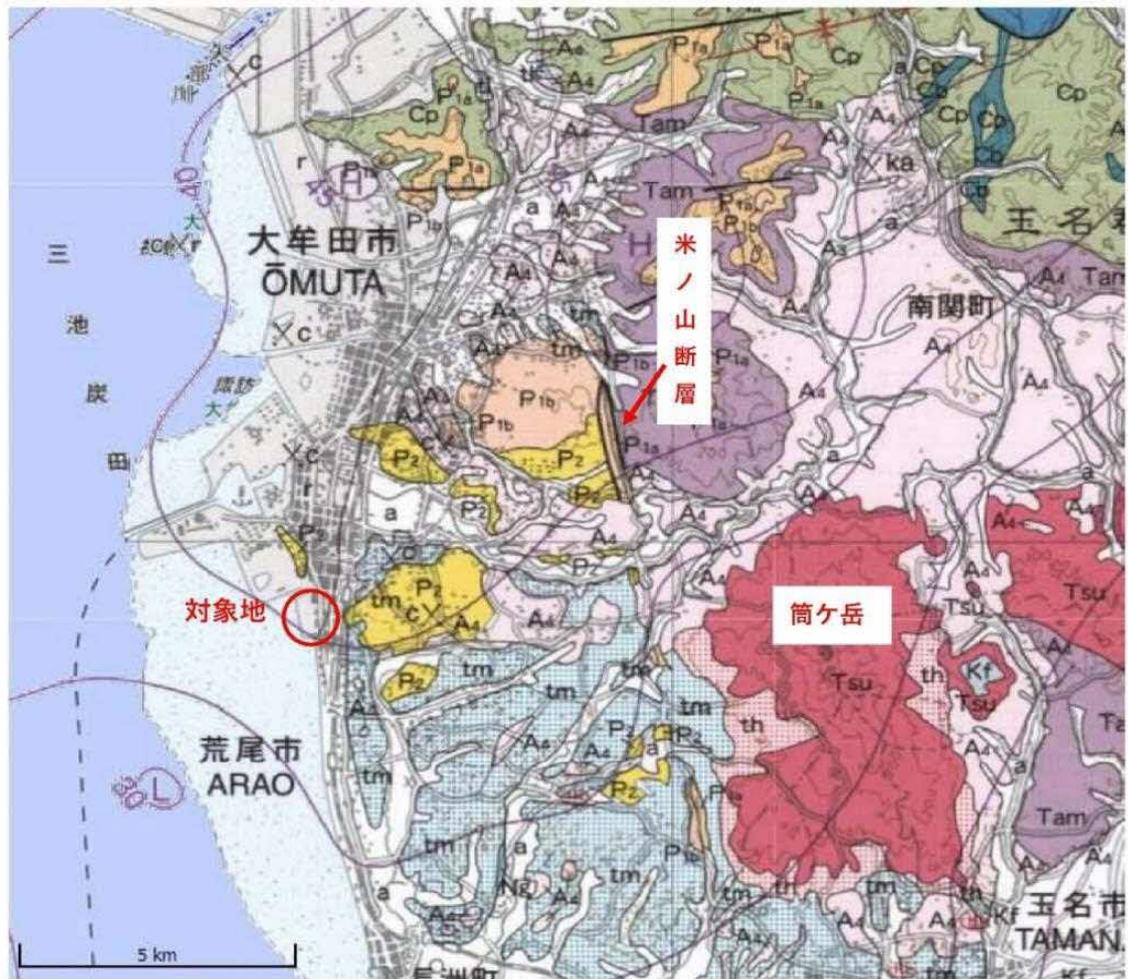
調査対象地周辺を構成する地質で基盤をなしているのは、筒ヶ岳を形成する花崗岩類であり、中生代白亜紀後期に活動した地層です。

筒ヶ岳の西では、北北西－南南東方向の断層(米ノ山断層)によってその分布が限られ、対象地を含むその西方部分には地表の露出は見られません。

米ノ山断層の西側では、新生代古第三紀始新世の地層(三池炭田の地層)、第四紀の阿蘇火山の噴出物(阿蘇火砕流堆積物)、段丘堆積物、沖積層が分布しています。

以下、①花崗岩類、②三池炭田の地層、③阿蘇火砕流堆積物について概説します。

図-5. 探査地域周辺の地質図



凡 例

a :	第四紀完新世	沖積層	礫、砂及び泥
tm :	第四紀更新世	中位段丘堆積物	礫、砂及び泥
th :		高位段丘堆積物	礫、砂及び泥
A4 :		火砕流堆積物	角閃石デイサイト溶結凝灰岩、火山灰、軽石
P2 :	古第三紀	万田層群及びその相当層	砂岩泥岩互層、砂岩および泥岩（石炭の薄層挟む）
P1b :		大牟田層群及び諫早層群	砂岩泥岩互層、砂岩、泥岩、礫岩及び石炭（凝灰岩の薄層挟む）
P1a :		銀水層および銚ノ甲層	礫岩、砂岩および泥岩
Tsu :	白亜紀後期	筒ヶ岳花崗岩	細・中粒白雲母黒雲母花崗岩
Tam :		玉名花崗閃緑岩	粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

図－6. 本調査地周辺に出現する主な地層

荒尾・計画地の地質年代と、およその深度

深度	年代		紀/世	岩石の特徴	
0	現在	23	第四紀	阿蘇火山噴出物(火山灰) 段丘堆積物・沖積層	
1000	23	66	新世代古第三紀始新世		
			大牟田層群	陸成堆積岩	石炭層あり
			万田層群	海成堆積岩	下半分は石炭層をはさむ
以下	66	100	中世代・白亜紀後期	花崗岩類	マグマが地下深部で冷えて固結した岩石

註 深度単位=m。年代単位=百万年

(1) 花崗岩類

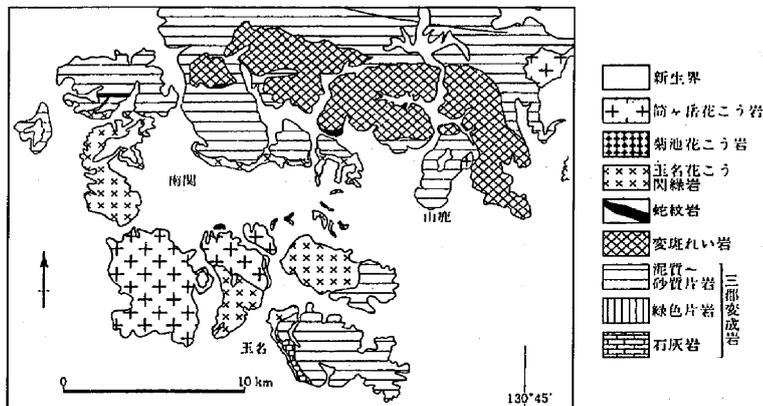
調査対象地周辺に分布する花崗岩類は、南関町の山地、菊池川沿いのAso-4火砕流堆積物の下位、山鹿市北部の震岳(ゆるぎだけ)東麓部等に露出しており、「玉名花崗閃緑岩」「筒ヶ岳花崗岩」の二つに大別されます。

「玉名花崗閃緑岩」は、角閃石の大型結晶を含むのが特徴で、南関町中部から北部に分布しており、南関町北東部では、玉名花崗閃緑岩が変成岩類に低角で貫入しています。

一方、「筒ヶ岳花崗岩」は主に白雲母からなる花崗岩からなり、南西部に分布しています。

小岱山に分布するものは、筒ヶ岳花崗岩であり、これらの岩体の形成年代は、約7,000万～9,500万年前といわれています。

図－7. 玉名・南関町・山鹿付近の深成岩と変成岩の分布



引用:「荒尾市史 環境・民族編

写真－2. 玉名花崗閃緑岩と思われる露頭(玉名市 採石場跡)



(2) 三池炭田の地層

三池炭田の地層は、下位から順に、銀水層、米ノ木層、稻荷(とうか)層、七浦層、勝立層、四ツ山層の六つの地層からなり、下位の4層は主に非海成層、上位の2層は海成層です。これら六つの地層は、すべて整合に重なり、海進に伴って堆積した一連の地層であります。

図-8. 三池炭田の古第三紀層標準柱状図

① 銀水層

銀水層は、甘木山および大間山にみられる、紫赤色頁岩・淡青色頁岩・褐色または白色の砂岩および帯白淡青灰色珪質礫岩などの互層からなり、垂直ならびに側方変化に富んでいます。

紫赤色頁岩は銀水層の特色をなすもので、古第三紀層堆積前に基盤岩の準平原上に形成された風化土壌に由来するものと考えられます。

銀水層は紫赤色頁岩層を介在する、陸上ならびに淡水性環境下に堆積された地層で浅水性堆積層と考えられます。

② 米の山層

米の山層は、第9層～第6層と称する4枚の炭層を介在する鹹水～半淡水性の地層です。米の山層堆積時には顕著な海進があり、海進海退がくりかえされた浅水性堆積層で、海退時の沼沢地域に、第8層～第6層の炭層が堆積生成されました。

本層の下部は頁岩を、上部は砂岩を主とし、礫岩の薄層をまれに介在し数枚の炭層および炭質頁岩を挟んでいます。

③ 稻荷層

三池本層炭(1番層)を含む三池炭田の主要夾炭層で、半鹹～半淡水性層です。本層は中～粗粒の淡青色および灰白色砂岩の厚層からなる、きわめて単調な岩層で、わずかに頁岩の薄層を挟み、下位より5番層・4番層・3番層の薄炭層～炭質頁岩および盤下層(2番層)・三池本層(1番層)を挟在しています。

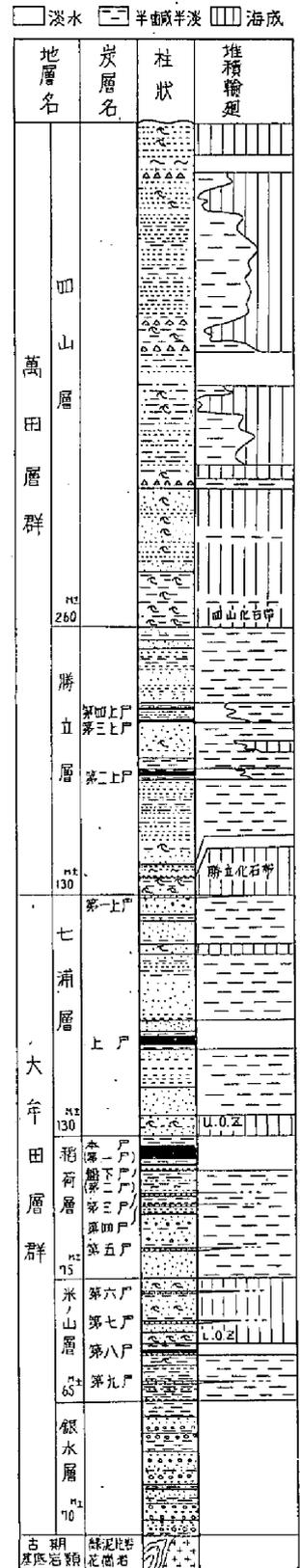
砂岩は石英・チャート・長石類よりなり膠結物は石灰質物・粘土質物・珪質物・緑泥石および絹雲母などです。

本層中の砂岩は勝立層の砂岩とともに三池炭鉱の透水層となっています。三池本層炭上約5～10mは細粒砂岩～頁岩で、この上位に海成層の粗粒砂岩～礫質砂岩が存在しています。

④ 七浦層

大牟田層群上部の夾炭層で、鹹水～半淡水性層で大局的に2つの堆積輪廻からなり、中期の淡水性環境下で上層の炭層を末期の淡水性環境下で1上層の炭層を堆積生成しています。

本層は帯緑色あるいは白色の中粒～粗粒砂岩からなり、中部に含礫極粗粒砂岩～礫岩を挟む。全般的に層理の発達が悪い堅硬塊状の単調な砂岩の厚層で、頁岩・砂質頁岩をまれに介在しており、最上部に風化しやすい濃灰色細粒砂岩または砂質頁岩があり、万田層群勝立層の勝立化石帯で整合に被覆されています。



柱状図引用:「三池炭田の層序と堆積環境に関する研究」鉱山地質Vol.13.No.57

⑤ 勝立層

万田層群下部層で、七浦層上に整合に重なる鹹水～半淡水性の夾炭層であり、大局的に3つの堆積輪廻から形成されています。

本層は灰緑色細粒砂岩を主とし、淡灰色硬質砂岩・灰色頁岩の薄層、および第2上層・第3上層・第4上層と称する炭層および炭質頁岩を挟在しています。

勝立層の砂岩層は含水層を形成し、三池炭鉱出水の最も主要な水源をなしています。

⑥ 四山層

勝立層第3堆積輪廻を完了した後、四山層沈積時に至り、顕著な海進があり四山層を沈積したが、四山層は4回以上の海進・海退の繰り返えされたいくつかの堆積輪廻からなる鹹水～半鹹水性層で、主として灰緑色または青灰色細粒～中粒砂岩と砂質頁岩の互層で形成されています。

写真－3. 万田坑付近 万田層群と思われる露頭



(3) 阿蘇火砕流堆積物

いわゆる「阿蘇火砕流」とよばれる火砕流の噴出活動は、27万年前から9万年前にかけて4回あり(阿蘇-1～阿蘇-4)、この活動によって現在のカルデラ地形が形成されました。

① 阿蘇-1 (Aso-1)

おもに、カルデラ壁の下～中部に露出する溶結凝灰岩(一部凝灰角礫岩)からなり、堆物のほとんどは強く溶結し、固い溶結凝灰岩となっています。

阿蘇-1と阿蘇-2との間には火山灰層が発達しており、阿蘇-1の最上部と共に著しく風化しています。本質岩塊の岩質はデイサイト質です。

② 阿蘇-2 (Aso-2)

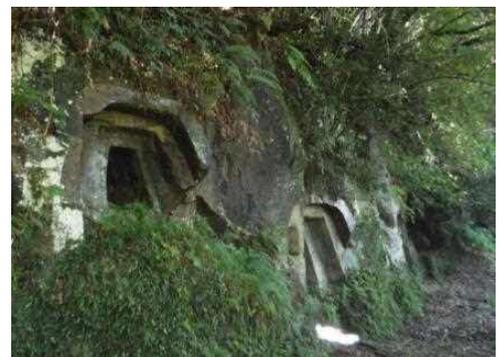
カルデラ壁では、下部に溶結度の高いユニット部分が厚く分布しており、上部の発泡の良い無斑晶質のスコリアからなる非溶結～弱溶結の堆積物は、カルデラ壁から遠ざかると厚くなる傾向があります。本質岩塊の岩質は安山岩質です。

③ 阿蘇-3 (Aso-3)

カルデラ縁から外側に広がる斜面の、ほぼ全域に分布する堆積物です。

岩相は変化に富み、本質物質として白色の軽石・発泡性の悪いスコリア・黒曜石岩塊を含む、非溶結の堆積物・全体が強く溶結している溶結凝灰岩・発泡性の悪い多斑晶のスコリアなどからなる非溶結～弱溶結の堆積物です。

本質岩塊の岩質は流紋岩質から安山岩質です。



写真－4. 阿蘇-3 火砕流堆積物(石貫ナギノ横穴群)

④ 阿蘇-4 (Aso-4)

カルデラ縁から外側に広がる斜面の平坦面や火山灰層の下に広く分布し、軽石に角閃石の斑晶を含むことで、他の火砕流堆積物と区別されています。

カルデラ縁付近では角礫層の岩相を呈し、堆積物の上部は溶結凝灰岩で下部は非溶結軽石流堆積物やその溶結部により形成されています。

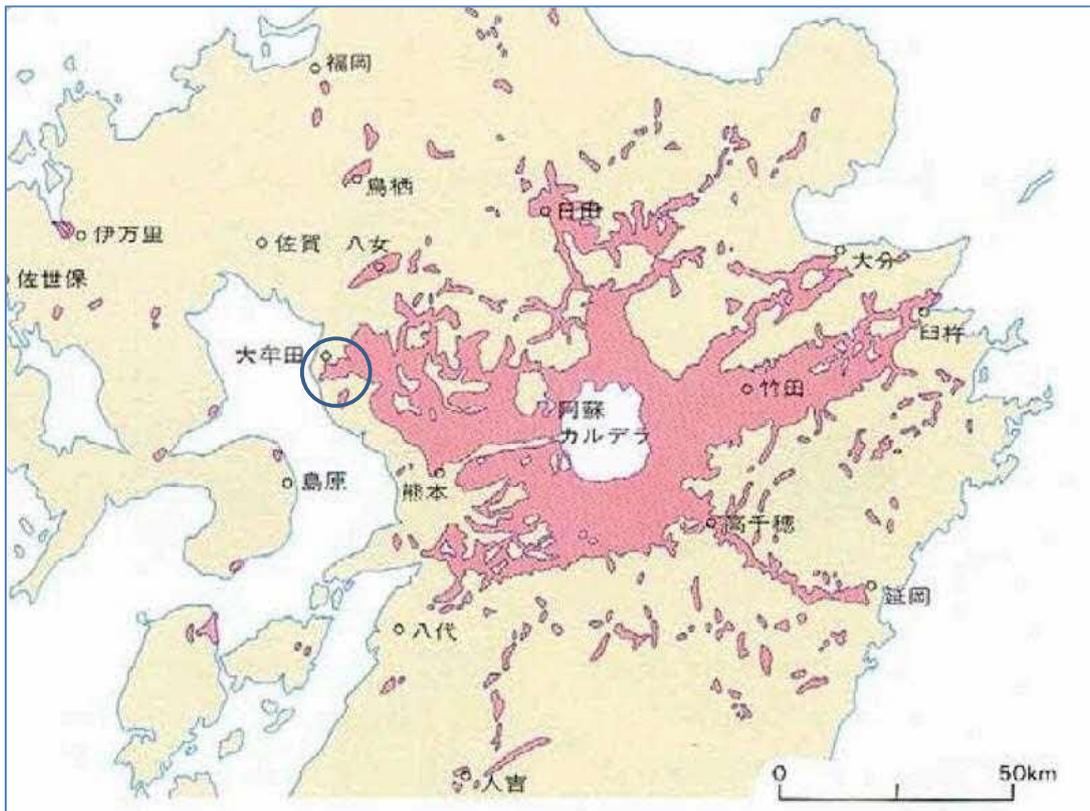
本質岩塊の岩質は、流紋岩質から玄武岩質まであります。

荒尾で見られる阿蘇火砕流は、図-9で示したような流路を経て荒尾に辿り着いています。

写真-5. 阿蘇-4 火砕流堆積物(鍋田横穴古墳)



図-9. 阿蘇-4 火砕流の分布図



引用:「九州の火山と基盤構造」アーバンクボタNo.22

150 探査地周辺の既存温泉

調査地周辺の既存温泉は、東方3.8Kmのグリーンランド敷地内に3源泉、南東方約3.5Kmに1源泉、北東方4.3Kmの福岡県大牟田市に1源泉があります。

表-1. は既存温泉一覧表、図-10が既存温泉の位置図です。

表-1. 探査地域周辺の既存温泉

No	源泉名	泉温	孔底	泉質	湧出量	掘削深度	pH値
		°C			ℓ/min	m	
1	有明の湯	27.7		註1	291	800	9.26
2	天然グリーンランド温泉 弥生乃湯	31.8	35.0	註1	280	1,600	9.3
3	天然グリーンランド温泉 弥生乃湯 2号泉	28.9		註1	321	1,300	9.2
4	荒尾温泉 ドリームの湯	40.8	39.1	註1	188	1,150	9.5
		検層	42.6				
5	大牟田温泉 最高の湯(旧満月の湯)	不明			不明	不明	不明
註1	アルカリ性単純温泉(低張性アルカリ低温泉)						

(1) 既存温泉の評価

東方のグリーンランドにある3つの既存温泉は、湧出量は 280～321ℓ/min以上と比較的多いのですが、最大1,600mの掘削で湧出温度が31.8°Cです。

南東方のドリームの湯は、湧出量 188ℓ/minとやや少ないが 1,150mの掘削で泉温が40.8°Cと比較的高くなっている。

深部に分布する中生代の花崗岩類は、火成岩ではあるが中生代と年代が古く、一般的に熱源としてはあまり期待はできないとされています。

対象地では、熱源をもたらす地質が分布する可能性が全くないわけではありませんが、既存温泉の孔底温度がそれほど高くないことから、高温度の温泉は期待できないと考えています。

(2) 地下増温率

一般的に、地下の温度は深度に伴い高くなっており、この温度上昇の度合いを地下増温率(地温上昇率とも)と呼んでいます。

日本列島における地温上昇率の平均は、おおよそ 3°C/100m前後と言われていますが、これは火山地域を含めたものです。この地温上昇率は地域によって様々であり、ある地点の地温上昇率を正確に推定することは極めて困難ですが、周辺の温泉井を参考にすることで、ある程度の予測は可能です。

したがって、対象地においても少ないながらも温度上昇は見られ、ここでは孔底温度が判明している ②グリーンランド温泉 弥生乃湯と ④ドリームの湯を参考とし、対象地域の地温上昇率を推定して見ます。

「地下恒温層」と呼ばれる、地温が一年を通して変化しない地層の温度を 16.3°C(荒尾市の年平均気温)とした場合の温度上昇率を試算すると以下ようになります。

② 天然グリーンランド温泉 弥生乃湯

$$\text{孔底温度}(35.0^\circ\text{C}) - \text{地下恒温層温度}(16.3^\circ\text{C}) \div \text{掘削深度}(1600\text{m}) * 100\text{m} \doteq 1.16^\circ\text{C}/100\text{m}$$

④ 荒尾温泉 ドリームの湯

$$\text{孔底温度}(42.6^\circ\text{C}) - \text{地下恒温層温度}(16.3^\circ\text{C}) \div \text{掘削深度}(1150\text{m}) * 100\text{m} \doteq 2.28^\circ\text{C}/100\text{m}$$

(3) 想定される温泉

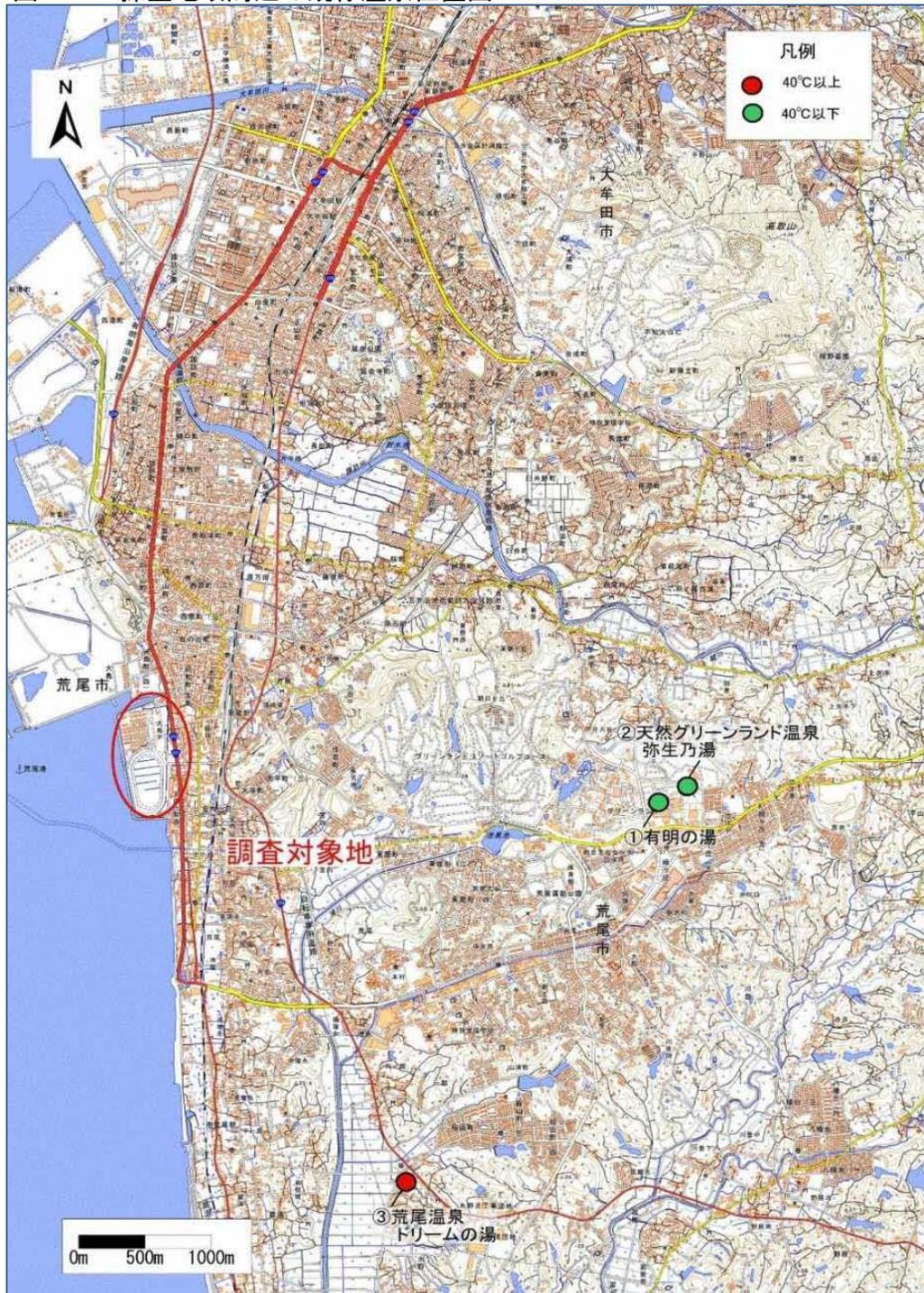
対象地では、1.16～2.28℃/100m程度の地温上昇率が見込まれます。

湧湯時の温度低下については湧出量によります、つまり深部の地下水が豊富であれば高温のまま湧出しますが、少ないと浅部の地下水によって冷却され湧出温度は低くなります。

熱源が乏しい場合、一定以上の温泉水を得ることが必要であり、深部において透水性の良い地層が存在することが肝要です。

調査地の地質は既存温泉と同様と予想されるので、泉質はアルカリ性単純泉の可能性が予想されますが、海域の卓越した断層があれば、断層に含まれる化石海水を起因とする食塩泉が得られる可能性もあると思われます。

図-10. 探査地域周辺の既存温泉位置図



200 温泉資源探査

今回の温泉資源探査には、①地表踏査、②地化学調査、③物理探査の手法を採用しました。以下、探査方法について要点を解説いたします。

210 地表踏査

地表地質踏査により、露頭観察を実施し、地層や岩脈の性状、断層の有無、湧水状況などを調査し、この結果から、調査対象地の地質構造を推定し、温泉掘削候補地の参考資料にしました。

220 地化学調査

地化学調査は、地表付近の水やガスを分析し、微量成分の濃度や分布を調べ、地質構造や鉱床の存在を調査する手法です。本調査では調査地周辺の湧水・地下水の主要溶存成分、水素・酸素同位体比の分析を行いました。

(1) 主要溶存成分の分析

地下水は色々な化学成分を含んでいます。地化学調査(流体地化学調査)は、調査地域における地下水や地表水、湧水などを採取分析し、地化学的特性を把握するものです。これらの主要溶存成分、および鉄、マンガンから対象地域における地下水流体の流動機構の推定を行いました。

一般に地下水の化学成分は、岩石と地下水との相互作用(反応)により規定されます。

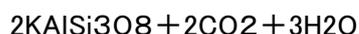
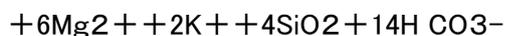
① アルカリ性岩石からの溶出—岩石と炭酸ガスを含む地下水との反応—



(黒雲母)



(カオリン)



(正長石)



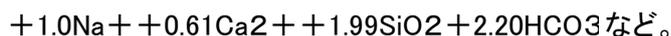
(カオリン)



(斜長石)

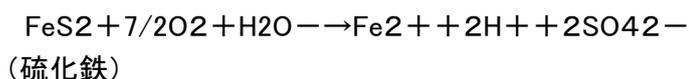
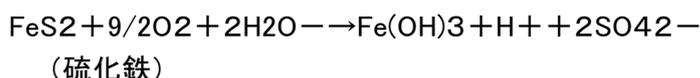


(カオリン)



岩石を構成する鉱物と炭酸ガスを含む地下水($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$)とが反応すると、岩石は化学風化作用によりカオリン($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$)などの風化粘土(鉱物)を生成するとともに、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} および Mg^{2+} を溶出し、 2HCO_3^- を生成し、さらには SiO_2 を溶出します。その結果、地下水の溶存イオン量は増大し、電導度は高くなります。また、アルカリ性岩石からは、 Cl^- 、 SO_4^{2-} は溶出せず、これらのイオンは一般的には降水起源です。

② 硫化鉄の溶解－硫化鉄と酸素を含む地下水との反応

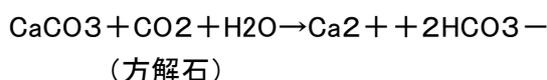


地下水の酸化環境下で硫化鉄(FeS₂)と地下水(H₂O+O₂)とが反応すると、硫化鉄を溶解して水酸化鉄(Fe(OH)₃)を生成するとともに、2価鉄(Fe²⁺)、SO₄²⁻およびH⁺を溶出します。その結果、地下水中のSO₄²⁻イオン量は増大するとともにpHが減少し、地下水は酸性化し、さらに2価鉄(Fe²⁺)は、



の反応により水酸化鉄となり、この時、HCO₃⁻が消費され、CO₂を生成します。

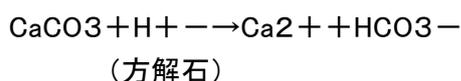
C. 方解石の溶解－方解石と炭酸ガスを含む地下水との反応



方解石(CaCO₃)と炭酸ガスを含む地下水(H₂O+CO₂)とが反応すると、方解石を溶解して Ca²⁺を溶出し、HCO₃⁻を生成します。

その結果、地下水中のCa²⁺とHCO₃⁻イオン量は増大し、電導度は高くなります。

③ 方解石による中和－方解石とH⁺との中和反応



H⁺は、方解石と反応すると、方解石を溶解してCa²⁺を溶出し、HCO₃⁻を生成するとともに中和反応によりpHは大きくなり地下水はアルカリ化します。

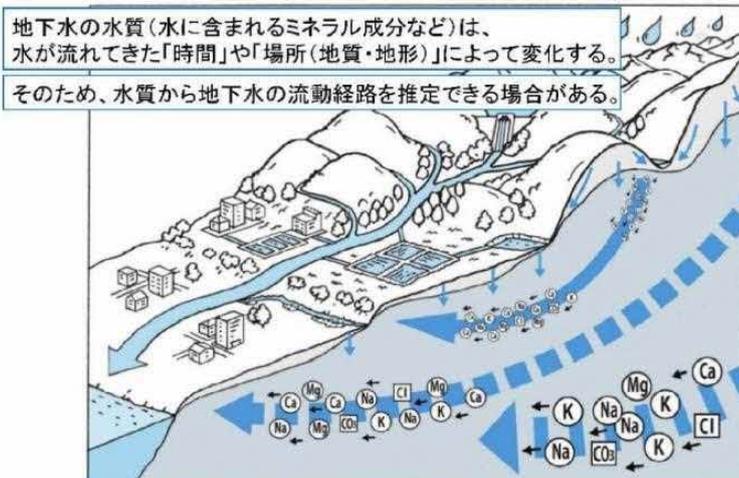
④ 陽イオン交換反応

粘土鉱物は陽イオンを吸着する力を持っています。この吸着力はイオンにより異なり、Ca²⁺>Mg²⁺>K⁺>Na⁺

の関係にあるため、粘土鉱物上で各陽イオンの間での交換が起こります。

陽イオン交換反応が起こると 地下水中のCa²⁺、Mg²⁺はNa⁺と入れ代わって吸着するため減少し、Na⁺は増加します。

図－11. 地下水の水質



「地下水マネジメントの手順書」内閣官房水循環政策本部事務局

230 物理探査

通常、温泉資源探査には、自然放射能探査、垂直電気探査、電磁探査などがあります。

自然放射能探査は、地下から放出される放射能の測定と分析により、地下に発達する開口した割れ目＝断層・破碎帯を推定する方法です。

垂直電気探査は、測点下の電気抵抗（比抵抗という）の分布状況を探査するもので、測点下の状況を一次元で表現するものです。

電磁探査は、調査地域の比抵抗を測定し、地下構造を推定する方法で、確立された技術です。

231 電磁探査

電磁探査AMT (Audio-frequency Magneto-Telluric) 法は、自然の磁場(Magneto-)と電場(-Telluric)を信号とする電磁探査法で、信号源は、太陽風の作用によって発生する地磁気脈動や、遠方の雷放電によって発生する空電等で、10⁻¹～104Hz程度の周波数が対象です。

測定点が、信号源から十分離れている場合、測定する電磁波は平面波と見なすことができ、測定点における電場と磁場の関係から大地の比抵抗に関する情報を得ることができます。

これにより、**地下深部までの比抵抗分布**を求めることができます、**地質構造や断層・変質帯および地層の透水性を評価することが可能**なので、地熱や石油の探査などに良く用いられています。

(1) 測定方法

測定点が信号源から充分離れた地点での電場と磁場は直交し、その比をとると次の(1)式により大地の見掛比抵抗 ρ_a を求めることができます。

$$\rho_a = \frac{1}{2\pi f \mu} \left| \frac{E}{H} \right|^2 \quad \dots\dots\dots(1)$$

$$\phi = \phi_E - \phi_H \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここで、 E : 電場の強度(V/m), H : 磁場の強度(A/m),

f : 電波の周波数(Hz), μ : 真空の透磁率(H/m),

ϕ_E : 電場の位相, ϕ_H : 磁場の位相である。

地中に透入する電磁波は、その周波数によって到達深度が異なってきます。

周波数が高い場合は浅く、周波数が低くなるに従って地下深部まで到達するようになります。

従って、AMT法では、測定した電磁場を周波数解析することで、広範囲の周波数の信号を得ることができるので、深度の異なる地層の見掛比抵抗を測定することができるのです。

概略の探査深度は次の(3)式で求められますが、ここでの探査深度とは、地中に透入する電磁波の振幅が $\exp(-1)$ 倍に減衰する深度に相当し、一般に表皮深度と呼ばれています。

$$zd = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここで、 zd : 表皮深度(m), ρ : 比抵抗($\Omega \cdot m$), f : 電波の周波数(Hz)である。

(2) 測定周波数

今回使用したシステムは広帯域観測であるため、測定には表2に示す3つの周波数帯域に分けて実施しました。

表-2. 測定周波数 帯域一覧表 (AMT法)

Band	Frequency(Hz)	Sample-rate(Hz)
2	10400~388.235	24000
3	317.645~11.25	2,400
4	9.375~0.35156	150

(3) 現地測定

見掛比抵抗や位相は、大地が1次元構造の場合には電場や磁場の方向に左右されませんが、2次元・3次元構造の場合には電場や磁場の方向で変化します。

今回の測定では、電場2成分、磁場2成分の計4成分の時系列データを取得しました。

磁場測定ではインダクションコイルを用いて、互いに直交する2方向(Hx, Hy)を測定しました。

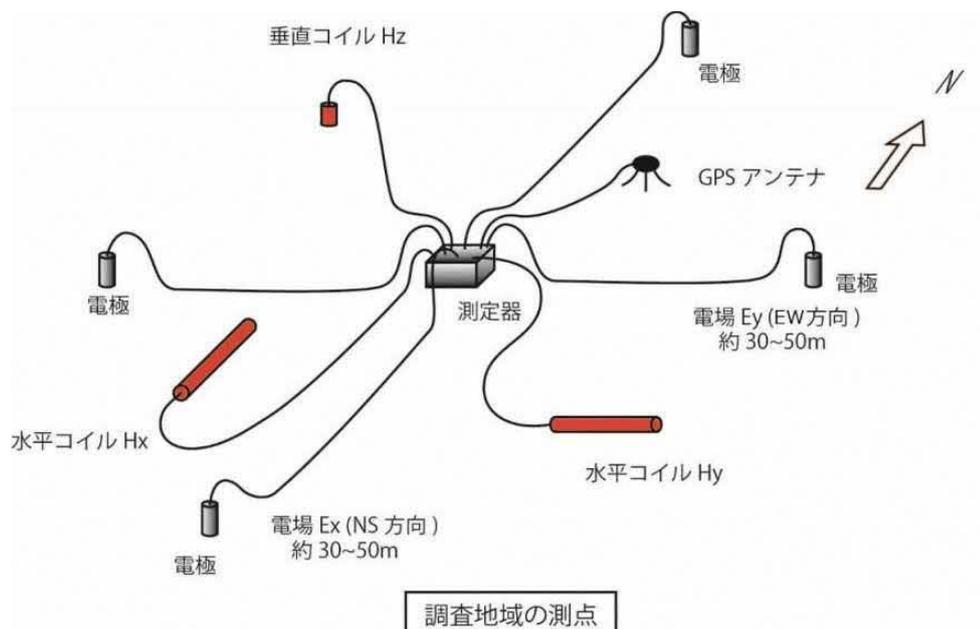
電場測定では非分極電極を用い、互いに直交する2方向(Ex, Ey)を測定します。

インダクションコイルおよび電場ダイポールの方向は磁北方向をX方向、これと直交する方向をY方向とします。

電場測定用ダイポールは長さ30m以上とし、観測点の土地使用状況、周辺状況(例えば電灯線に近いなど)や測定結果品質により、適宜長さを変更します。

また、電場および磁場の角度も、同様に周辺状況を考慮して決定します。

図-12. AMT測定 データ取得レイアウト説明図



各測点での測定は、毎夕方に開始し、翌日データ回収を行います。

この際、各測点でノイズ状況等を確認します。

その後、宿舎にてデータ処理を実施し、見掛比抵抗、位相等のパラメータを検討し、周波数に対するMTパラメータの連続性と、エラーバーに留意しつつ品質管理を行いました。データ品質に問題があったので、測定時間の延長や、測点位置の変更を行いました。

なお、測定のために用いた電極・コイル設置用の穴や溝は、測定終了後速やかに埋め戻し復旧しております。

(4) 解析方法

① データ処理

観測データは、南北および東西2方向の水平電場と、これに直交する2方向の水平磁場および垂直磁場の時系列データです。この時系列データを一定時間の多数のセグメントに分割し、リファレンス処理を適用します。

リファレンス処理とは、測定点における時系列データと、参照点における同時刻の時系列データを比較し、クロスコリレーションによる統計処理を行って、相関する信号を抽出する手法で、これにより、測定点におけるノイズの影響を減らすことができます。

リファレンス処理後の時系列データを、フーリエ変換による周波数解析をすることにより、AMT法では、10400Hzから 0.35Hz間の周波数における、パワースペクトルと位相が求められます。

求められた電場および磁場のパワースペクトルの振幅を、P17 (1)式に代入することで、水平電場2方向の見掛け抵抗が算出されます。

実際の地下構造は、2次元あるいは3次元となっているため、水平2方向の電場成分(E_x, E_y)は歪められており、直交する水平2方向の磁場成分(H_x, H_y)によって、次の線形結合(ベクトルの定数倍と加え合わせ)の関係式で表されます。

$$\begin{aligned} E_x &= aH_x + bH_y \\ E_y &= cH_x + dH_y \end{aligned} \quad \dots\dots(4)$$

ここで、大地を磁場2成分を入力とし、電場2成分を出力に持つ線型システムと考え、その伝達関数を求めます。この伝達関数は、4種類の複素数を成分に持つ2階のテンソルであり、インピーダンステンソル(Z)と呼ばれます。

$$Z = \begin{vmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{vmatrix} \quad \dots\dots(5)$$

ここで、 Z_{xx} : 南北方向の磁場に対する南北方向の電場の伝達関数

Z_{xy} : 東西方向の磁場に対する南北方向の電場の伝達関数

Z_{yx} : 南北方向の磁場に対する東西方向の電場の伝達関数

Z_{yy} : 東西方向の磁場に対する東西方向の電場の伝達関数である。

真北を基準とした時系列データは、座標系を回転させることにより、インピーダンステンソル(Z)の各成分が変化します。これにより、見かけ比抵抗 ρ_{xy} (XYモード) 及び ρ_{yx} (YXモード) が次式で求められます。

$$\begin{aligned} \rho_{xy} &= \frac{1}{2\pi f \mu} |Z_{xy}| \\ \rho_{yx} &= \frac{1}{2\pi f \mu} |Z_{yx}| \end{aligned} \quad \dots\dots(6)$$

ここで、 ρ_{xy} : 回転後の電場方向とそれに直交する磁場により算出された見掛け比抵抗

ρ_{yx} : ρ_{xy} の電場および磁場に直交する電場と磁場より算出された見掛け比抵抗

一般に、断層や地層境界のような構造の走向に対して、電場を平行に測定したものをTEモード、電場を直交するように測定したものをTMモードと呼んでいます。

TEモードの測定値は地表付近の微細な構造の影響を受けにくい特徴を持ち、TMモードの測定値は鉛直方向の構造の変化に敏感であり、3次元構造の応答に良く似たデータになるという特徴を持っています。

これらのデータ処理は観測機器製造会社である Phoenix Geophysics社製の処理ソフト SSMT-2000を使用して行います。

② データ編集

データ処理による得られたMTインピーダンスのうち、見掛け比抵抗値及び位相値に関しては、同社ソフト(MT-editor)を用いてノイズの低減、その程度によって解析に使用できない周波数データの除去等のデータ編集処理を施します。

③ 1次元解析

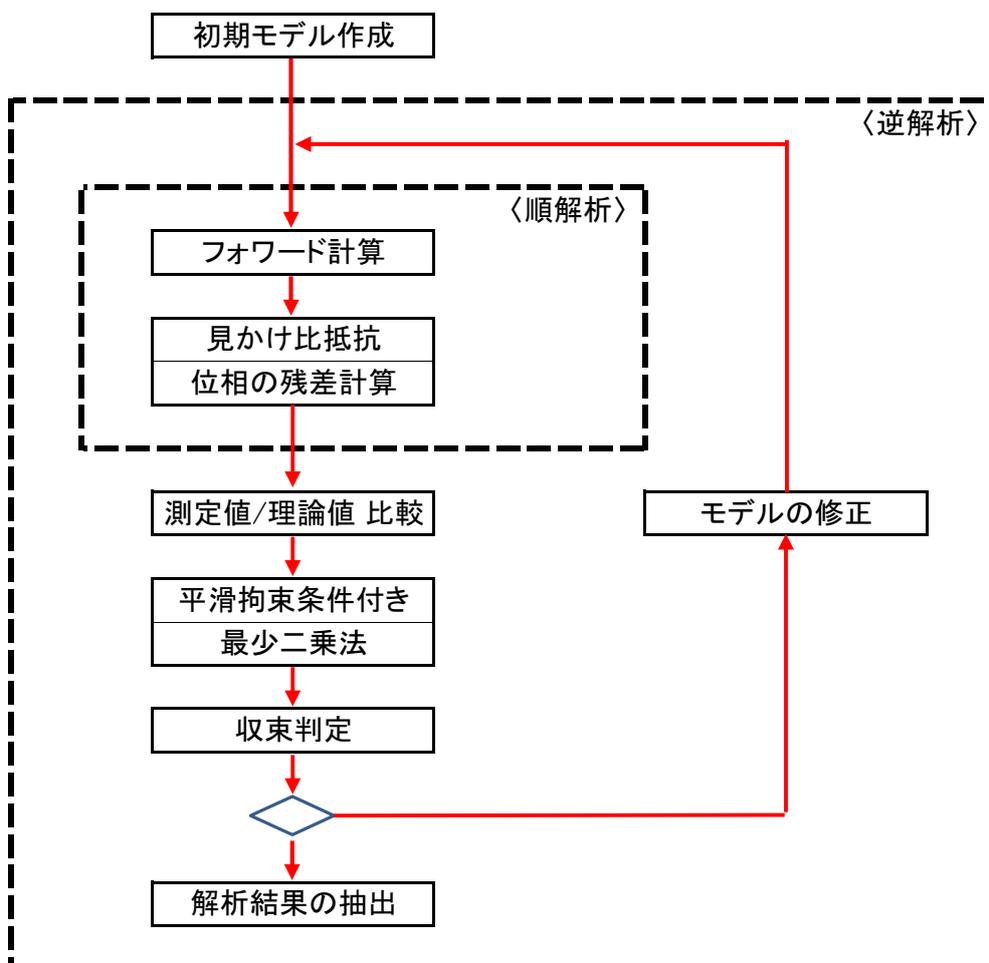
前項のデータ処理によって得られた見掛け比抵抗と位相を使用して解析を行います。

一次元解析は、測定値の周波数変化から大地の比抵抗構造を得るポスティックインバージョンのような直接法と、測定値と比抵抗構造モデルからの計算値との差が小さくなるようにモデルの修正を繰り返す反復法とがあります。

反復法では、非線形最小二乗法によるインバージョンが適用されるのが一般的です。

今回は反復法である「オッカム・インバージョン手法(Constable et al., 1987)」を用いました。この解析コードは平滑化付き最小二乗法による逆解析法であり、対象の構造を細かく分割しても解を安定的に求めることができます。

図-13. 1次元解析フロー図



(5) 機器仕様

測定にはカナダの Phoenix Geophysics社製 の探査システムを使用しています。

AMT探査測定機器 (Phoenix Geophysics社製)

測定器	入力チャンネル	電場2ch, 磁場3ch, GRD, GPS
MTU-5A	周波数範囲	0.0002Hz～10kHz
	ダイナミックレンジ	130dB
	AD変換	24bit
	データ記録メディア	コンパクトフラッシュ
	寸法/電源	230×225×110mm 4kg / 12Vバッテリー
	機器間同期	GPS同期
磁場センサ	測定周波数範囲	0.1～10000Hz
AMTC-30	寸法	コイル長825mm, 外径60mm, 重量3.1kg
電場センサ	形式	Pb-PbCl ₂ 非分極電極
PE5型電極	寸法	高さ130mm, 設置面径73mm, 重量0.75kg

写真-6. 測定機器一式



(6) 比抵抗について

電磁探査は、「比抵抗」という地層ごとに特有な電気の流れやすさ,あるいは流れにくさといった電氣的性質から地下地質構造を推定する手法です。

こうした手法によって求められる地層の比抵抗は,地層を構成する粒子の種類や間隙率,水分含有量(飽和度),地下水,温度といった多くの因子に左右されます。

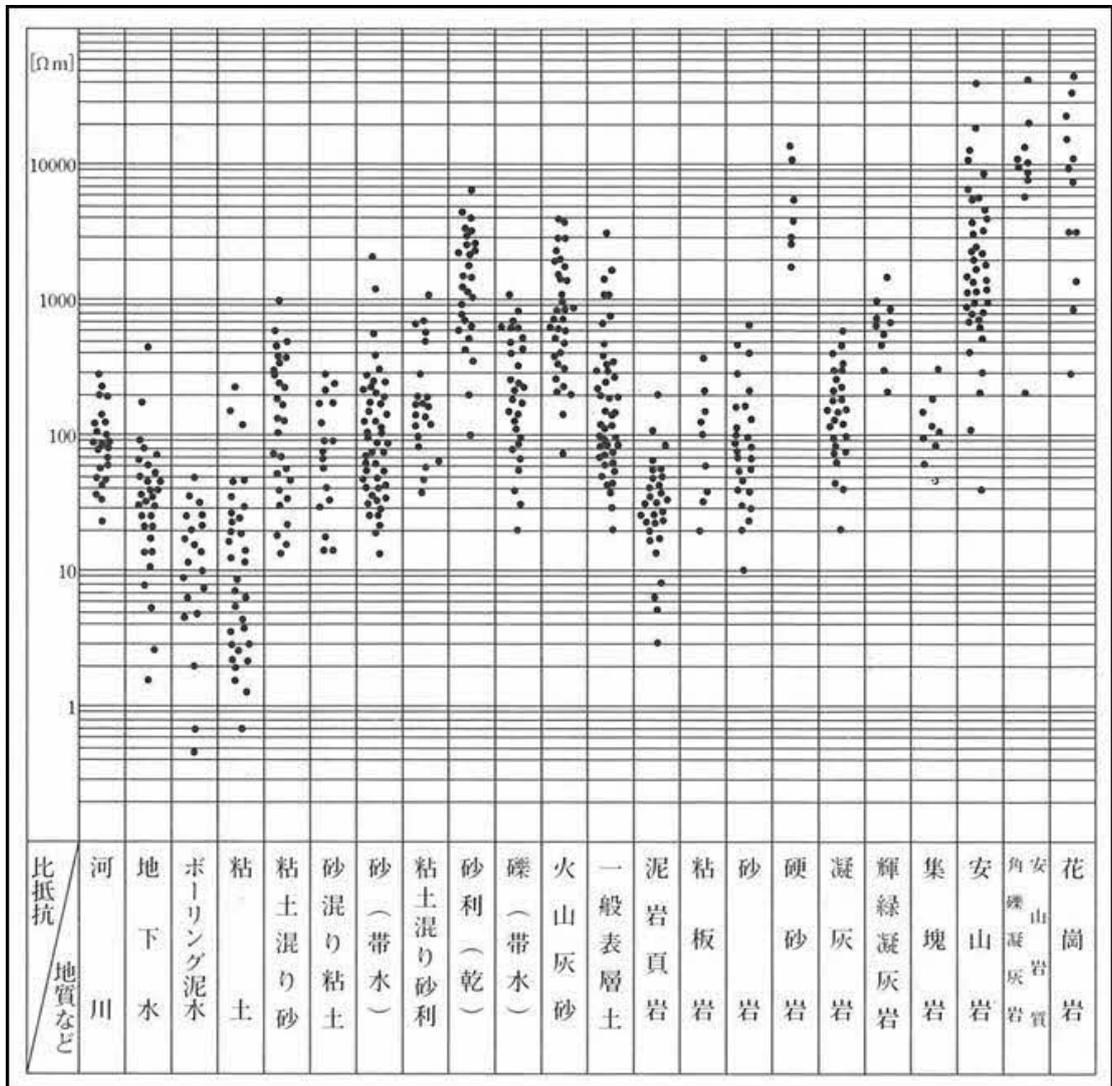
- ① **新しい地質年代に形成された未固結の地層**では,地下水位が同じ条件であれば,礫や砂のように粒度が粗いものほど比抵抗が高く,シルトや泥のように粒度が細かいものほど比抵抗が低くなります。これは粒度の細かいシルトや粘土のような細粒土では間隙率が大きくて,含水量が多くなるためです。
- ② **一方,古い地質年代に形成された固結した堆積岩や火成岩,変成岩**では,亀裂の少ない硬質な岩盤ほど比抵抗が高くなりますが,亀裂や断層破碎帯により亀裂が大きく,地下水が介在してくると比抵抗は低下します。また,風化や変質を受けて粘土化した場合も,含水率が高くなり,比抵抗は著しく低くなります。

表-3. 地盤の比抵抗に影響を及ぼす要因

要因		地盤の比抵抗の高低 低い ← → 高い	地盤の関連現象
間隙率	飽和状態	大きい ← → 小さい	風化, 破碎帯
	乾燥状態	小さい ← → 大きい	
飽和度 (間隙率一定)		大きい ← → 小さい	地下水位
体積含水率 (間隙率×飽和度)		大きい ← → 小さい	風化, 破碎帯
粘土鉱物含有量 (導電性鉱物)		多い ← → 少ない	風化, 変質
地下水の比抵抗		低い ← → 高い	塩水楔など
温度(地温)		高い ← → 低い	地熱, 温水

(財)災害科学研究所, トンネル調査研究会(2001).「地盤の可視化と探査技術」『鹿島出版会』

表-4. 地質・土質と比抵抗の関係例

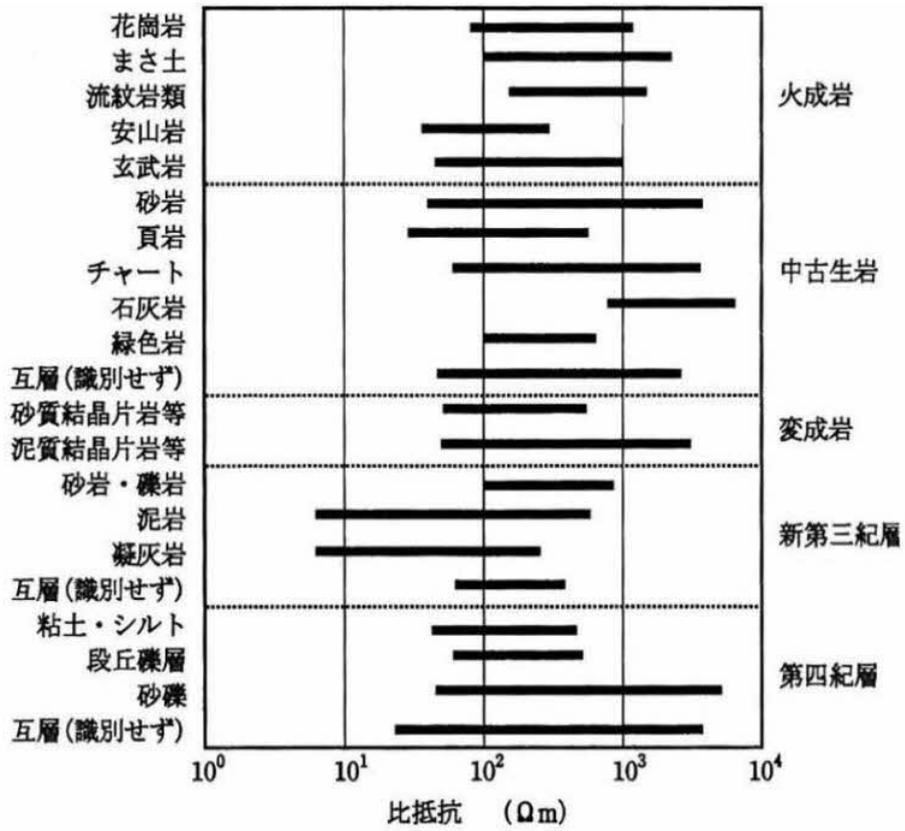


島裕雅, 梶間和彦, 神谷英樹(1995).

「比抵抗映像法-建設・防災・環境のための新しい電気探査法」

『古今書院』

図-14. 岩石などの比抵抗の分布範囲



(財)災害科学研究所, トンネル調査研究会(2001). 「地盤の可視化と探査技術」 『鹿島出版会』

300 探査結果

310 地質踏査・地化学調査（踏査による露頭観察写真は、巻末資料に掲載しました）

(1) 基盤岩

調査対象地付近を構成する地質で基盤をなすのは、筒ヶ岳を形成する花崗岩類であり、中生代白亜紀後期に活動したものです。筒ヶ岳の西では、北北西-南南東方向の推定断層(米ノ山断層)によってその分布が限られ、対象地を含むその西方部分には地表の露出は見られません。

(2) 断層の西側

上記の断層の西側では、新生代古第三紀始新世の地層(三池炭田の地層)、第四紀の阿蘇火山の噴出物(火砕流堆積物)、段丘堆積および、沖積層が分布しています。始新世層は、下位より大牟田層群(陸成の堆積岩で石炭層を含む)、万田層群(海成の堆積岩で下半部は石炭層を含まむ)となっており、対象地北方の四山神社や東方のゴルフ場に露出がみられます。

(3) 調査対象地付近の花崗岩類

調査対象地付近の花崗岩類は、主に菊池川沿いの阿蘇-4 (Aso-4) 火砕流堆積物の下位、山鹿市北部の震岳(ゆるぎだけ)東麓部等に露出している「玉名花崗閃緑岩」「筒ヶ岳花崗岩」の二つに大別されています。

(4) 三池炭田の地層

三池炭田の地層は、下位から順に、銀水層、米ノ木層、稲荷(とうか)層、七浦層、勝立層、四ツ山層の六つの地層からなっています。下位の4層は、主に非海成層、上位の2層は海成層です。これら六つの地層はすべて整合に重なり、海進に伴って堆積した一連の地層です。

(5) 阿蘇-4(Aso-4)火砕流堆積物

荒尾市北東部の上井出付近一帯には、阿蘇-4 (Aso-4) 火砕流堆積物と呼ばれる阿蘇火山の噴出物が赤田層とよばれる砂礫層を覆って、標高40~60mの大地が形成されています。

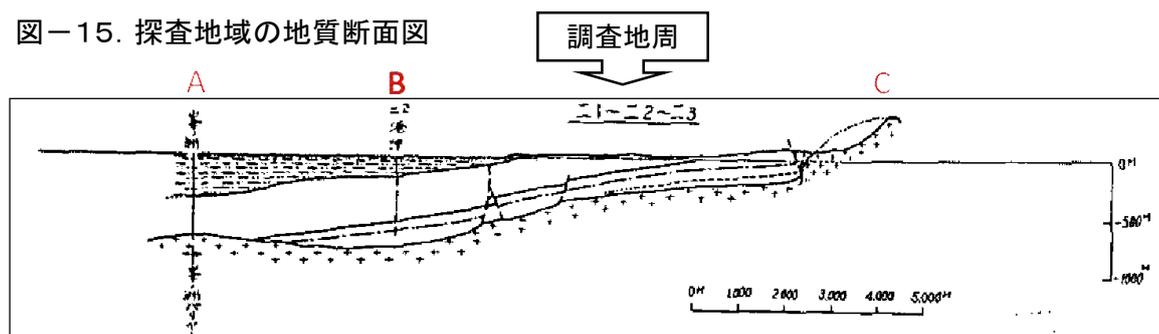
(6) 三井炭田地層

三井炭田の地層(古第三系)の西方延長部は、有明海海底の地下に潜在して西端は長崎県島原半島につづいていると推定されます。

地層の走向は、北西-南東方向で、南西に約5度で緩く傾斜し、単斜構造をなしています。

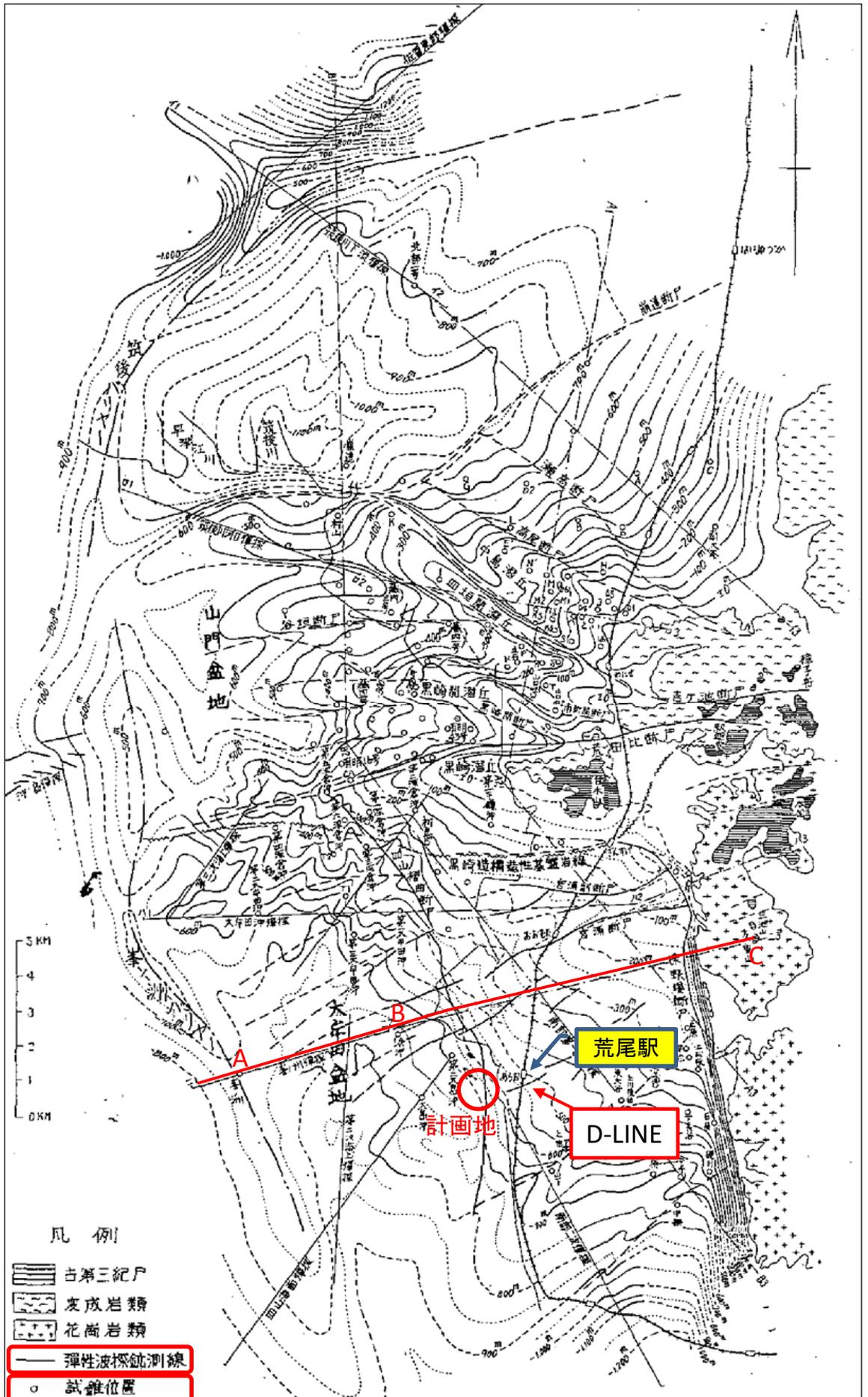
なお、有明海の島原半島寄りの海底下の地質構造は、南北に走る“峯の洲バリエー”と基盤岩の隆起部が確認されており、対象地付近でも古第三系の地層が厚く堆積していると考えられ、更に深部500m付近では花崗岩類の出現が予想されます。

図-15. 探査地域の地質断面図



A.B.C.は、次ページの座標を表示しています。

図-16. 探査地域の地質図



引用：「三池炭田の層序と堆積環境に剣する研究」鉦山地質(1963年)

320 地質構造(断層およびリニアメント)

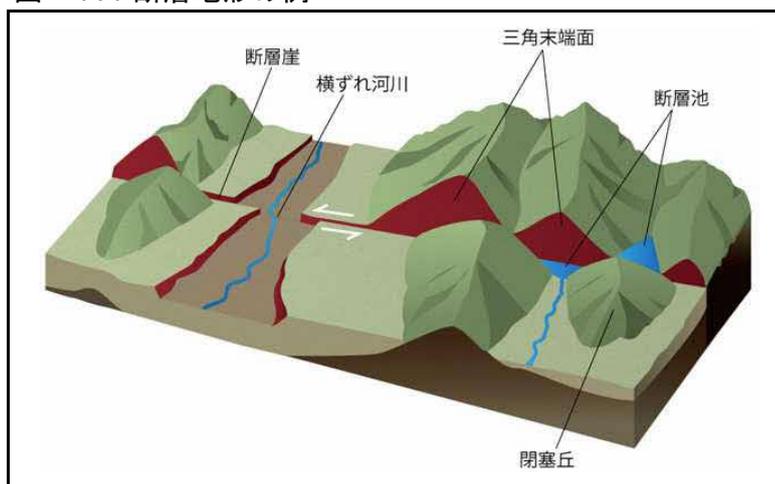
リニアメントとは、地表に現れた直線的な地形のことを指し、その要因は断層による変位や性質の異なる地層の境界等が考えられます。

特に断層については、断層そのものは粘土化した破碎帯となり、遮水層となることもあります。

断層自体から離れたところでは、断層から派生した亀裂が発達することが多く、亀裂自体が開口していれば、岩盤中に地下水が存在する可能性があります。

対象地の背後に広がる集水域の範囲も、地下水資源の涵養域として重要な役割を果たしていると考えられます。

図-17. 断層地形の例



「絵で見る地球科学」産業技術総合研究 地質調査総合センター

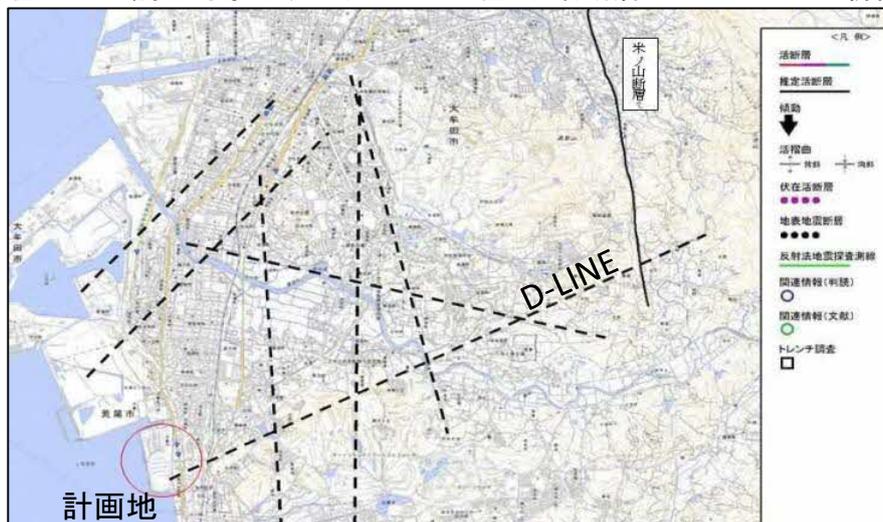
筒ヶ岳の西には、北北西～南南東方向の推定断層(米ノ山断層)が存在しています。

米ノ山断層は 150 ～350m 隔ててほぼ並行する 2 本の断層よりなり、その間に銀水層、米ノ山層及び稲荷層下部までの地層が挟まれ、直立ないし西に急傾斜して細長く分布しています。

米ノ山断層の西側の断層は東傾斜の逆断層で、東側の断層は西傾斜の正断層からなり、いずれも西側の地塊が落ちる方向の変位をしています。

大牟田市北部においては、米ノ山断層にほぼ直交する東西ないし東北東～西南西系の顕著な断層がみられ、リニアメント判読の結果、調査対象地付近には、北北西～南北方向、北東～東北東のリニアメント「D-LINE」が通っていると考えられます。

図-18. 調査対象地域のリニアメント図 (「活断層デジタルマップ 新編」(東京大学出版会))



330 地化学調査

(1) 主要溶存分析

地下水流動や水質形成の要因、水質形成進化などについて明らかにする場合、単純に各溶存成分の濃度 (mg/L) を比較するよりも、これらの値を図示して示したほうがわかりやすいので、ここでは、ヘキサダイアグラムや、トリリニアダイアグラムを用いました。

ヘキサダイアグラムは、主要溶存成分である Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- の8成分の濃度を、陰イオンと陽イオンに分け、それぞれの濃度を当量値 (meq/L あるいは me/L) として図示したものです。

一方、トリリニアダイアグラムは、中央の菱形座標図 (キーダイアグラム) と、左右2つの三角座標図からなっており、この図を作成することにより化学成分濃度の相対的な割合を知ることができるので、主要溶存成分の場所による違いや、同一地点での水質組成の時間変化を示すことができます。

今回の調査では、入手できた調査地周辺の温泉成分表を使用して主要溶存分析を行いました。

表-5. 主要溶存成分

試料名	分析値	pH	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	備考
			mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	
有明リゾートシティー		9.4	157.6	0.7	3.00	-	182.4	13.3	18.3	アルカリ性単純温泉
弥生乃湯		9.3	125.3	0.8	4.2	0.7	211.5	15.6	18.4	アルカリ性単純温泉
弥生乃湯2号泉		9.0	142.0	0.8	3.6	1.2	174.8	13.0	87.0	アルカリ性単純温泉
ドリームの湯		9.6	130.8	1.0	8.7	-	209.5	14.9	-	アルカリ性単純温泉

いずれの温泉も、アルカリ非炭酸塩型で海水・塩水を起源とすると考えられます。

一般に古い地層の形成過程において、堆積物と一緒に地層中に取り込まれた深層の水が、続成作用 (地熱、圧力、微生物など) を受けて成分変化したものは、成因的には「化石水」と呼ばれていますが、成分の特徴から「鹹水 (かんすい)」とも呼ばれます。

鹹水は、水質組成 (Li^+/Na^+) と (K^+/Na^+) の割合で、油田性鹹水と熱水性鹹水に分けることができます。

油田性鹹水は、おおよそ (Li^+/Na^+) が $(0.1 \sim 0.2) \times 10^{-3}$ 、(K^+/Na^+) は $(0.2 \sim 2.0) \times 10^{-2}$ の範囲といわれており、一方、熱水性鹹水は (Li^+/Na^+) が $(3.0 \sim 6.0) \times 10^{-3}$ 、(K^+/Na^+) は $(10 \sim 50) \times 10^{-2}$ であり、 Na^+ 成分に対して K^+ や Li^+ などの他の成分比が高い値を示し、間隙水に海水が混入すると (Li^+/Na^+) が極度に小さくなり、(K^+/Na^+) は油田性鹹水と熱水性鹹水の中間的割合を呈します。

今回、弥生乃湯2号泉では、(Li^+/Na^+) が 0.74×10^{-3} 、(K^+/Na^+) は 0.56×10^{-2} 、ドリームの湯では、(Li^+/Na^+) が 0.76×10^{-3} 、(K^+/Na^+) は 0.76×10^{-2} といずれも油田性鹹水に近い水質組成比を示していました。また、pHも海水 (8.1程度) よりもアルカリ性を示すことから、化石海水の可能性も考えられます。

図-19. 主要溶存成分 (ヘキサダイアグラム)

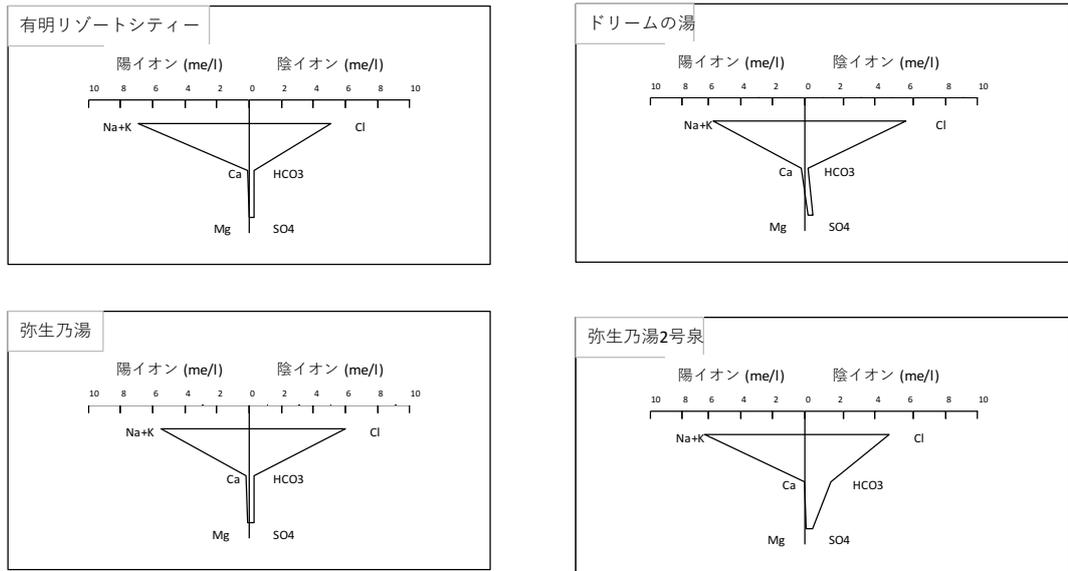
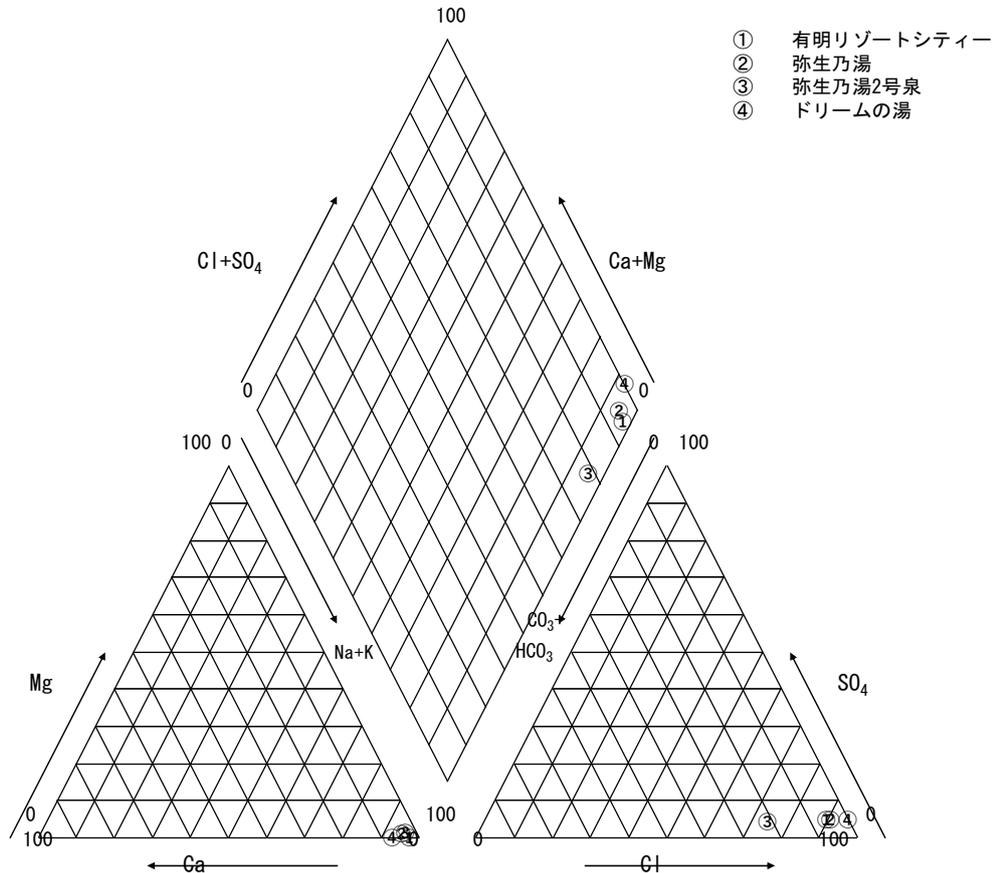


図-20. 主要溶存成分 (トリリニアダイアグラム)



- ① 有明リゾートシティー
- ② 弥生乃湯
- ③ 弥生乃湯2号泉
- ④ ドリームの湯

340 電磁探査

調査対象地の比抵抗構造を把握するために、電磁探査(AMT法)を実施しました。

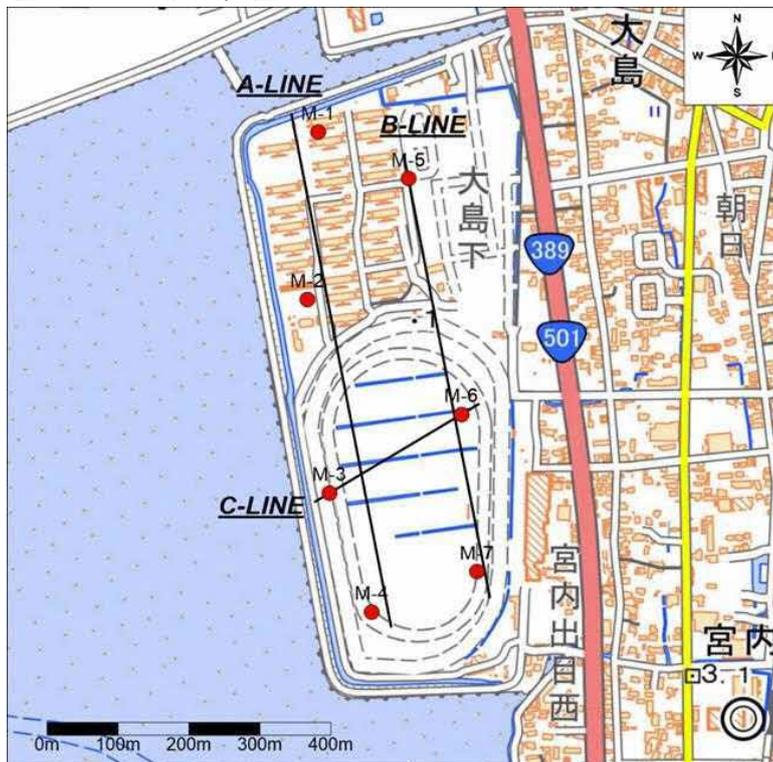
(1) 測点設定

AMT法の測点は7点、測点座標を表5に、測点配置図を図15にそれぞれ示しました。

表-5. 測点座標

測点	緯度	経度	標高(m)
M-1	32° 59.661'	130° 25.611'	7
M-2	32° 59.530'	130° 25.602'	7
M-3	32° 59.379'	130° 25.623'	9
M-4	32° 59.286'	130° 25.662'	8
M-5	32° 59.625'	130° 25.693'	7
M-6	32° 59.441'	130° 25.742'	7
M-7	32° 59.318'	130° 25.757'	9

図-15. 測点配置図



(2) データ処理

データ取得後、S/N比の向上のため解析前処理を経た磁場・電場データから、見掛比抵抗・位相を算出しました。

データ処理(インピーダンステンソル、データ編集)には、Phoenix Geophysics社製のソフトウェア SSMT-2000、および MT-Editor を用いました。

(3) 2次元解析

M-1～M-4を通る「A-LINE」、M-5～M-7を通る「B-LINE」にて2次元解析を行いました。

2次元解析はUchida and Ogawa(1993)の平滑化制約付非線形最小2乗法のプログラムを使用、測線方向に概ね沿うXYモード(電場:南北方向、磁場:東西方向)のデータを用いて、TMモードにて行い、初期値は100[ohm-m]の均質モデルを仮定し、反復計算は10回行いました。

図-16はA-LINE、図-17はB-LINEの見掛比抵抗の測定値(XYモード)とモデルによる計算値の対比を示しています。

図-16. 測定値と計算値の比較(A-LINE)

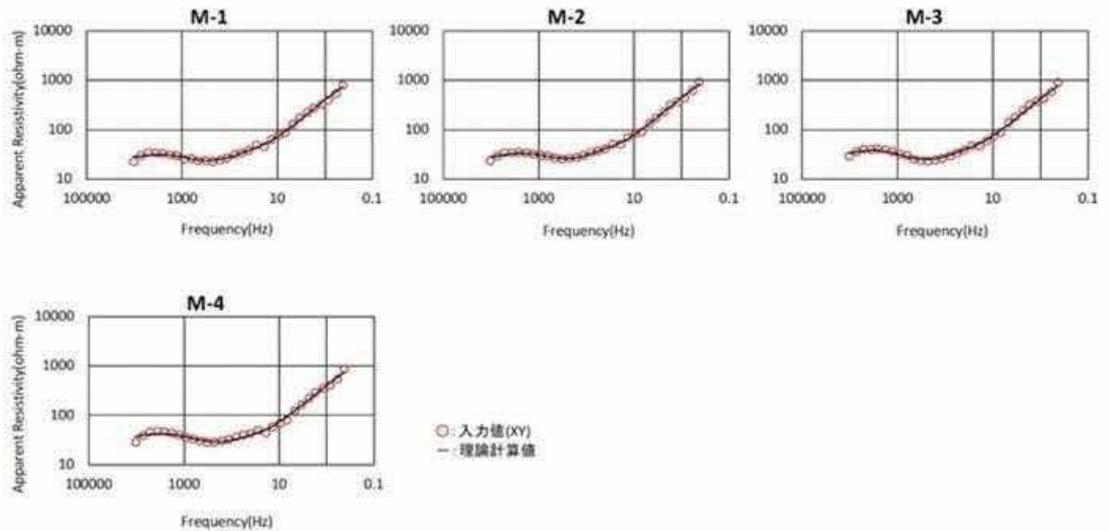
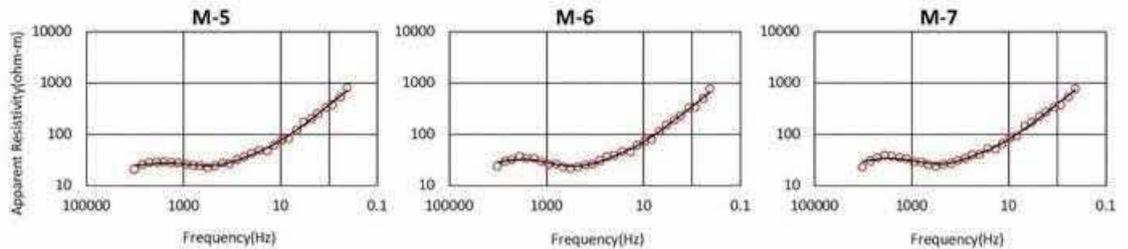


図-17. 測定値と計算値の比較(B-LINE)



(4) 比抵抗断面図

A-LINE、B-LINEの2次元解析による比抵抗断面図を図-16、図-17に示しました。

図の縦横比1:1で、低比抵抗を暖色系(赤色系)、高比抵抗を寒色系(青色系)として図化しました。

全体で数～800Ω-m程度の範囲にあり、地表から標高-200m付近までの低～中比抵抗領域、標高-1000m付近までの中-高比抵抗領域、更に以深の高比抵抗域に分けることができます。

地質資料から、調査地の浅部には主に第四紀堆積層が予想されます。

中深部には、古第三紀層の大牟田層群や万田層群の分布が予想され、比抵抗が高い個所は基盤岩(花崗岩類)の分布が予想されます。

各層の境界は、浅部の第四紀層と古第三紀層では比較的明瞭ですが、古第三紀と基盤岩の間は、漸移的に変化していると予想されます。

これは、基盤岩の上部では、ある程度風化が進んでいることが予想され、境界部分の比抵抗は古第三紀層との明瞭な差がないことにより、地層境界が不明瞭になるためと考えられます。

既存温泉の柱状図から予想すると、深度700～800m付近に基盤岩の上面深度があると推定されます。

A-LINEの M-3測点と、B-LINEの M-6測点のデータから、基盤岩は M-3側に傾斜する傾向が見られ、既述のとおり、基盤岩は西に向かうほど深くなる構造を示しています。

また、A-LINEのM-4測点付近では、比抵抗値の境界がやや深めに確認されました。

同様にB-LINEでは M-7測点でも確認されましたが、このような不連続面は、あまり明瞭ではないものの、前項で示したリニアメントがM-4付近を通ることもあり、M-4、M-7付近を通る断層等の地質構造の存在が明らかになりました。

図－18. A-Line の比抵抗断面図

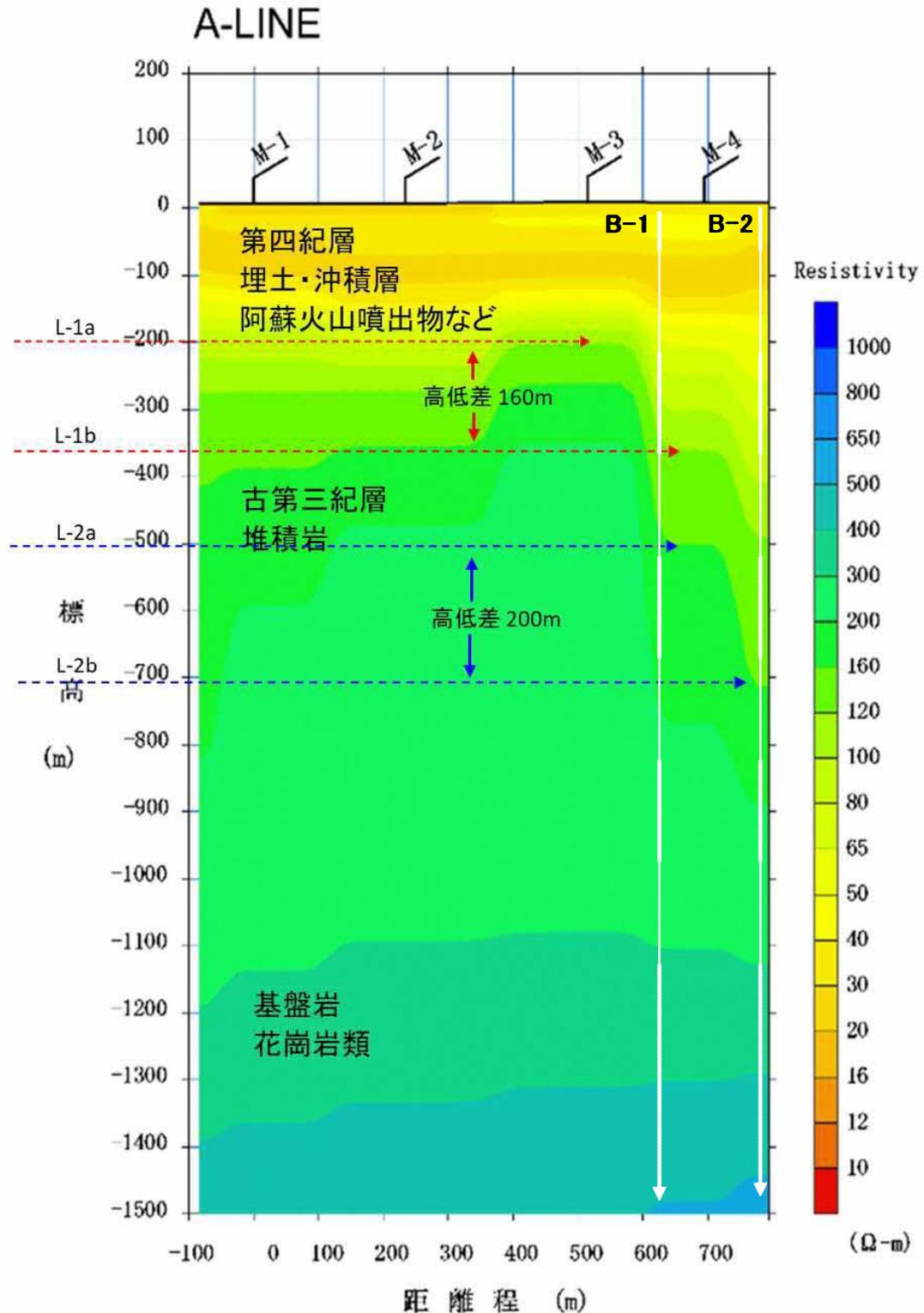
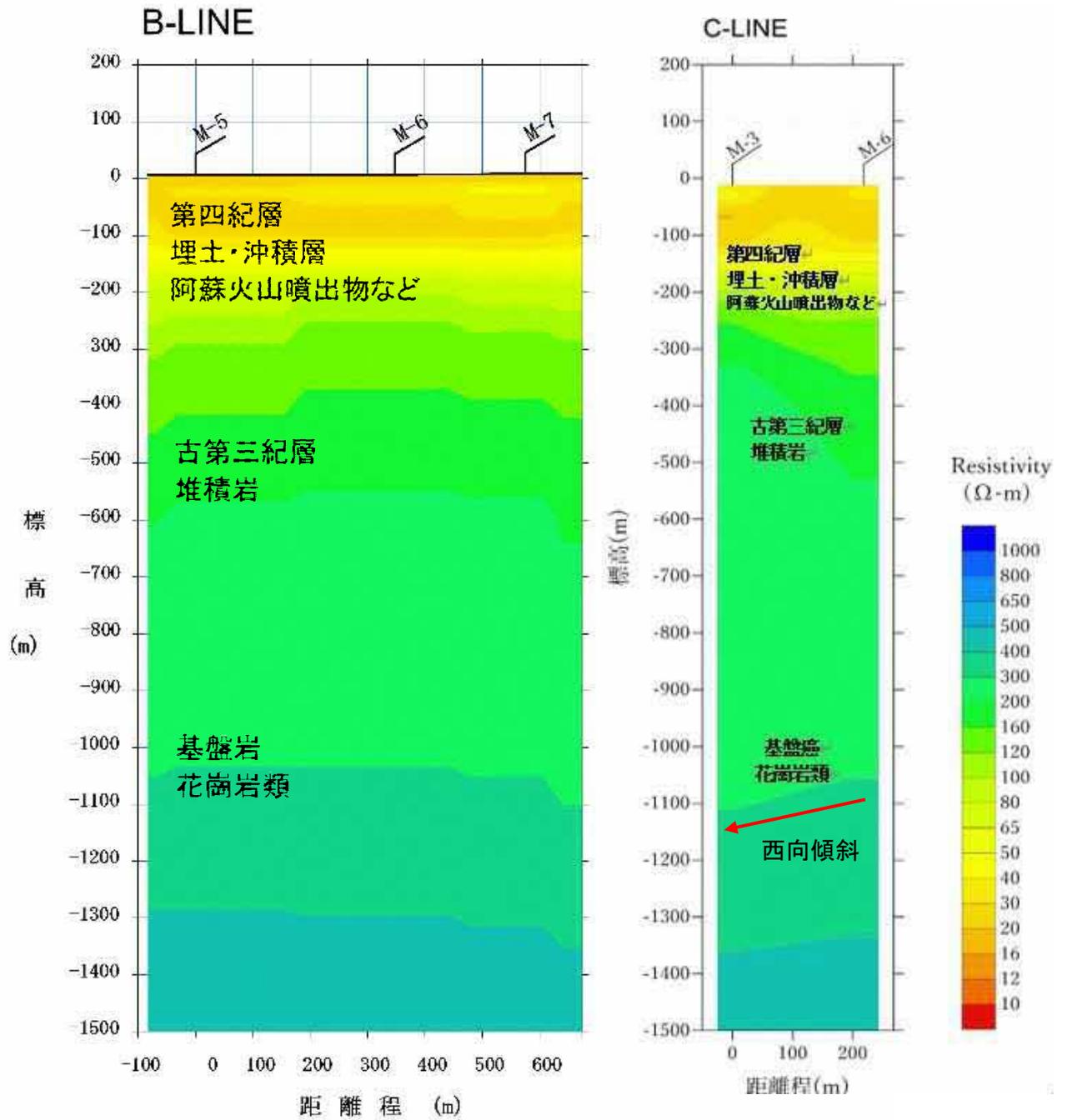


図-19. B-Line とC-Lineの比抵抗断面図



350 探査のまとめ

地質踏査・地化学調査、物理探査（電磁探査）を用いて温泉開発のための探査を行いました。対象地における地質状況と、温泉開発に必要な地層の分布状況、および亀裂の発達状況について、考察した内容を以下に示します。

(1) 地質踏査・地化学調査

① 地形および地質の分布状況

調査対象地周辺の地質は、大きく①花崗岩類②新生代古第三紀始新世の地層（三池炭田の地層）で構成されています。なお、調査対象地周辺には、古第三紀層の地層を火成岩が貫く構造が見られ、古第三紀層には、砂岩卓越層ならびに亀裂密集部など透水性が期待される地層が存在すると推定されます。

② 出現が予想される地層ならびに地下水質

調査対象地周辺を構成する地質で基盤をなすのは、筒ヶ岳を形成する花崗岩類であり、中生代白亜紀後期に活動したものです。筒ヶ岳の西には、北北西-南南東方向の推定断層（米ノ山断層）が存在し、米ノ山断層の西側では、おもに新生代古第三紀の地層（三池炭田の地層）、第四紀の阿蘇火山の噴出物（火砕流堆積物灰）、段丘堆積物、沖積層が分布しています。

三池炭田の地層は、調査地周辺では下位より大牟田層群（陸成の堆積岩で石炭層を含む）、万田層群（海成の堆積岩で下位は石炭層をはさむ）となっており、これらの古第三紀の地層の西方延長部は有明海海底の地下に潜在して、西端は長崎県島原半島に達すると推定されます。

地層の走向は、北西-南東方向で、南西に約5度で緩く傾斜し、単斜構造をなしています。

なお、有明海の島原半島寄りの海底下の地質構造は、南北に走る“峯の洲バリエー”と基盤岩の隆起部が確認されており、対象地付近でも古第三紀の地層が厚く堆積していると考えられ、更に深部500m付近では花崗岩類の出現が予想されます。

③ リニアメント

リニアメント判読の結果、調査対象地付近には、北北西～南北方向、北東～東北東のリニアメントが通っていると考えられます。

また、調査対象地周辺には、北北西～南南東方向の推定断層（米ノ山断層）が存在しています。

④ 既存温泉

調査対象地の周辺の既存温泉のうち、調査対象地と同様の温泉地質環境にある代表的な温泉が表6です。既存温泉の泉質は全てアルカリ性単純泉です。

湧出量が豊富で、ポンプ汲み上げ時の温度低下も少ないと予想されます。孔底温度は差が見られ、海岸近くのドリームの湯がやや高くなる傾向を示しています。

表-6. 調査対象地周辺の温泉

No	源泉名	泉温(°C)	泉質	湧出量	掘削深度	pH値
		[孔底温度]				
②	天然グリーンランド温泉 弥生乃湯	31.8 [35.0]	アルカリ性単純温泉 (低張性アルカリ低温泉)	280 l/分	1600 m	9.3
④	荒尾温泉 ドREAMの湯	40.8 [42.6]	アルカリ性単純温泉 (低張性アルカリ低温泉)	188 l/分	1150 m	9.5

(2) 物理探査の結果

電磁探査を行い、地下の地質構造をほぼ明らかにしました。

① 地層の分布状況について

電磁探査の結果、浅部に低比抵抗、中深部に中比抵抗、深部に高比抵抗層が分布し、それぞれ、新生代第四紀層(埋土・沖積層・阿蘇火山噴出物)、新生代古第三紀層(三池炭鉱の地層)、基盤岩層(花崗岩類)に対比されます。

これらの地層は西側へ傾斜する傾向が確認されました。

② 亀裂の発達状況について

M-4測点と、M-7測点付近に比抵抗分布に不連続面がみられ、近くでは北東系のリニアメントも検出されていることから、断層等の地質構造が存在する可能性が考えられます。

そのため、亀裂が発達している可能性が予見されます。

360 新規温泉開発の可能性について

(1) 温泉の定義

「温かい泉」と書いて温泉。そのため温泉は温かいものだというイメージが来ていますが、昭和23年に施行された温泉法によると、温泉は「地中から湧出する温泉、鉱水及び水蒸気その他のガス(炭酸水素を主成分とする天然ガスを除く)で、温泉源での温度が摂氏25℃以上のもの、または鉱水1kg中に規定された19種類の成分中のどれかひとつが、定められた量以上含まれたもの」となっています。温泉法及び療養泉の規定を表7に示しました。

表7. 温泉法の規定

成 分	温泉の規定 mg/kg(温泉法)	療養泉の規定 mg/kg
溶存物質総量(ガス成分を除く)	1,000以上	1,000以上
遊離炭酸(CO ₂)	250以上	1,000以上
リチウムイオン(Li ⁺)	1以上	
ストロンチウムイオン(Sr ²⁺)	10以上	
バリウムイオン(Ba ²⁺)	5以上	
銅イオン(Cu ²⁺)		1以上
総鉄イオン(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	10以上	20以上
マンガンイオン(Mn ²⁺)	10以上	
アルミニウムイオン(Al ³⁺)		100以上
水素イオン(H ⁺)	1以上	1以上
臭素イオン(Br ⁻)	5以上	
ヨウ素イオン(I ⁻)	1以上	
フッ素イオン(F ⁻)	2以上	
ヒドロヒ酸イオン(HAsO ₄ ²⁻)	1.3以上	
メタ亜ヒ酸(HAsO ₂)	1以上	
総硫黄(S)(総硫酸化水素+チオ硫酸に対応す)	1以上	2以上
メタホウ酸(HBO ₂ として)	5以上	
メタケイ酸(H ₂ SiO ₃ として)	50以上	
炭酸水素ナトリウム(NaHCO ₃)	340以上	
ラドン(Rn)	20×10 ⁻¹⁰ (キュリー-単位)以上 (5.5マッハ以上)	30×10 ⁻¹⁰ (キュリー-単位)以上 (8.25マッハ以上)
ラジウム塩(Raとして)	1億分の1(10 ⁻⁸)mg以上	1千万分の1(10 ⁻⁷)mg以上
温 度	25度以上	25度以上

(2) 温泉賦存状況に関する考察

新規の温泉源を開発する場合、基本的には次の2つの要件を満たす必要があります。

① 質的条件

温泉法の定義に従い、25°C以上の泉温を有するか、あるいは規定されている量(別表)を超える成分を有している地下水(温泉水)であること。双方ともに満足する事ができればより良好であると言えます。

② 量的条件

必要とされるだけの湧出量が得られること。

温泉の用途により、必要量が変わるので、温泉施設計画の際に温泉設備の専門家と浴槽の種類と規模を協議して必要量と湧出量のバランスを取るようになります。

③ 地下温度について

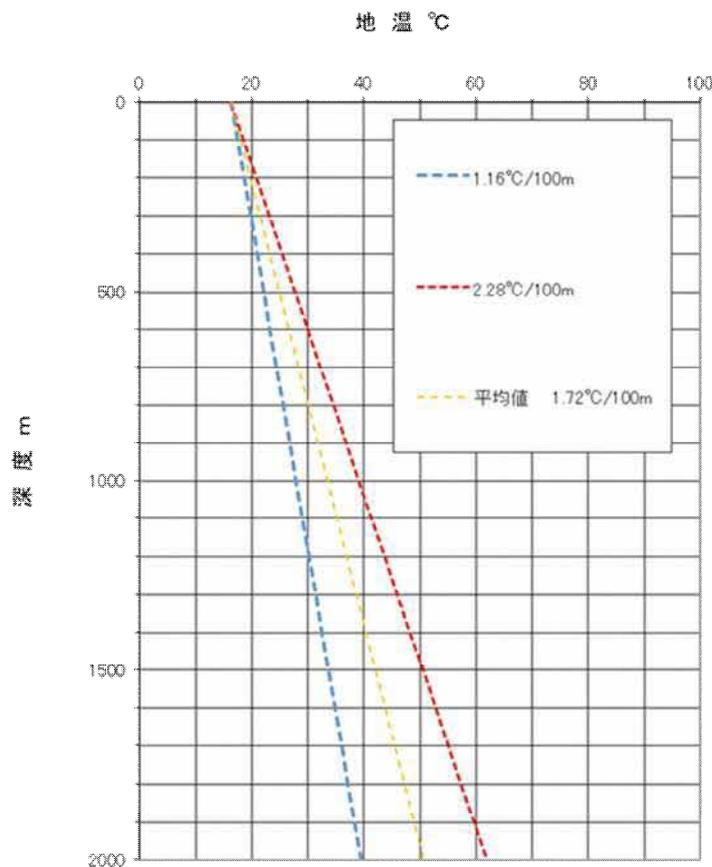
調査地域は、新規の火山活動のなどの高温の熱源が見られない地域です。したがって、温泉開発は地下の地温上昇に伴う、高温の深層地下水を取得する必要があります。

地下の温度については、既存井戸データから予想される地温上昇率に基づき算出することになります。

前述の既存温泉情報から、地温上昇率は1.16~2.28°C/100m程度と予想されています。

地下恒温層の温度を16.3°C(熊本県荒尾市の年平均気温)とした場合、深度と地温との関係は表-8及び図-20のようになります。

図-20. 深度と地温の関係



④ 含有成分について

近隣の既存温泉の実績から推定すると、泉質はアルカリ性単純泉の可能性が高いようですが、掘削ポイントが海岸線を越えているので、化石海水起源の弱食塩泉の可能性が期待されます。

表－8. 深度と坑底温度の関係

深度 (m)	100mあたりの地温勾配			
	1.16℃	1.72℃	2.28℃	
800	25.6	30.1	34.5	
900	26.7	31.8	36.8	
1000	27.9	33.5	39.1	
1100	29.1	35.2	41.4	
1200	30.2	36.9	43.7	
1300	31.4	38.7	45.9	
1400	32.5	40.4	48.2	
1500	33.7	42.1	50.5	計画ボーリング深度
1600	34.9	43.8	52.8	荒尾市の地下恒温層の温度=16.3℃

⑤ 透水性について

地下の温度が地温勾配に従って上昇したとしても、そこに温泉の供給源となる地下水が流動する空隙(すわなち“流路”)が存在しなければ温泉になりません。

揚湯量が確保できるか否かは、対象となる地層すなわち地下深部の地層中に透水性を有する箇所が存在するかどうかにより左右されます。

地層の透水性に関しては、電磁探査で得られた比抵抗値の高低から、ある程度の評価が可能でです。

調査対象地においては、中生代白亜紀の花崗岩類を基盤とし、古第三紀の堆積岩、第四紀層がそれぞれ分布しています。古第三紀層では、砂岩などの間隙に透水性を有する地層が含まれると考えられます。電磁探査結果においても、数10～300Ω・m程度を示したことから、砂岩層の卓越が予想され、透水性は概ね良好であると推定されます。

一方、基盤岩を構成する地層は花崗岩類です。一般的に、花崗岩は緻密で硬質な岩盤であり、基本的に透水性は乏しいのですが、風化や亀裂発達箇所には、亀裂中や風化した粒子の間隙を流動する地下水が存在する可能性が考えられます。基盤岩の上部や断層、およびその周辺部には、こうした透水性のある地層が存在することがあります。

⑥ 掘削候補地

調査対象地で有効な温泉開発を目指すに際し、より地温が上昇した深層部で透水性の高い地層を温泉取得の対象とすることが肝要であり、この条件を考慮すると掘削候補地は、P31・図－18の「B-1」又は「B-2」(P2・報告書要旨説明図)の地点になります。

現段階で特定のポイントを指定することが出来ない理由は、計画地の断層規模が想定より大きいので、掘削途中で逸泥・崩落の可能性が高いため、掘削工事技能者の意見が別れているのと、電磁探査の結果で比抵抗分布の不連続面がみられること、リニアメントが調査地の南部M-4測点付近で確認されたことから、断層・破碎帯等の地質構造が予想され、深部の基盤岩においては、周囲よりも亀裂が多く、透水性を有する地層となる可能性が考えられたため、物理探査・掘削技術者による追加の議論が必要です。

当初計画7カ所の測定結果で地層落差が余りにも大きいことから、用地最南端で掘削追加技術者の意見も採用した探査を行うことが有効であり、その費用として30万円程度の追加費用を計上されますようご提案申し上げます。

⑦ 掘削計画深度

掘削予定深度は、温浴施設向けとして、40℃以上の温度を目標として計画します。

地下恒温層温度と地温上昇率から予想すると、掘削深度 1500mであれば、地温は33.7～50.5℃程度となり、湧出温度は 28.7～45.5℃程度と予想されます。

370 温泉ボーリング計画

(1) 掘削地点と施工場所面積

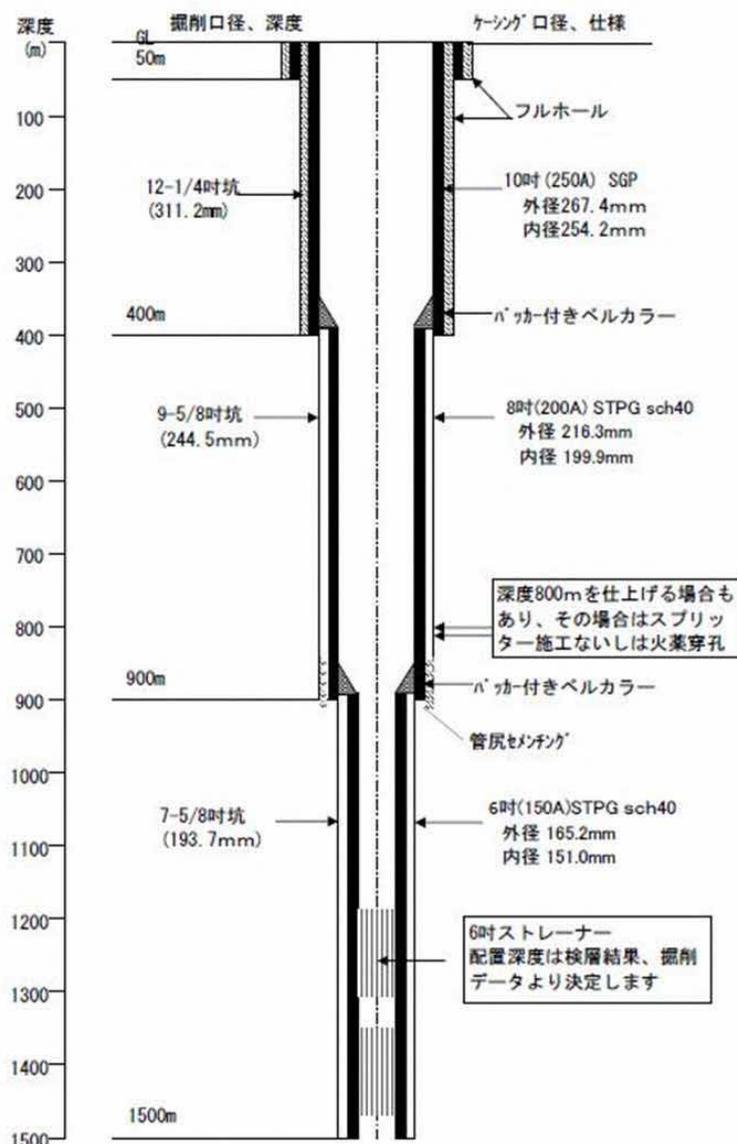
前述のとおりで、発注予定業者と協議して決定すべきと考えます。

施工場所は 20m×40m 必要です。

(2) ケーシングプラン

掘削地点直下の卓越推定断層中を掘削する可能性が高いため、逸泥・崩落などのリスクを回避するため、費用は高くなりますが、図-21のケーシング/10-8-6インチ仕上げで対処すべきと考えます。

図-21. ケーシングプラン



(3) 掘削工事予算

断層帯掘削なので、通常の 8-6-4 インチ仕上げ掘削仕様では失敗する可能性があり、安全性の高い大口径掘削を選択する場合、1m当たり12万円前後になります。

(4) 天然ガス対策

計画地直下の深度500m前後には炭層があり、石炭採掘時にメタンガスが突出する事故の記録が残されているので、メタンガス暴噴対策が必須です。

仮にメタンガスが噴出した場合、熱源として利用出来る可能性は低いと思われず。

以上。