住鉱資源開発株式会社における新しい物理探査の取組み

岡田 和也[1)]

1. はじめに

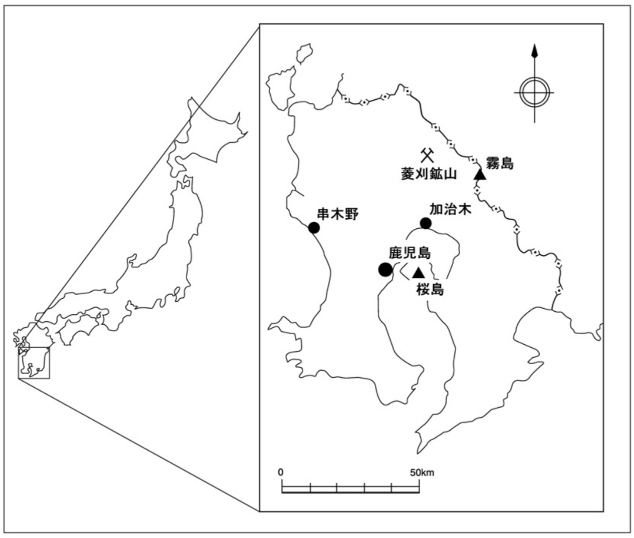
本稿は，2016 年 2 月に菱刈鉱山で開催された産業技術総合研究所と住友金属鉱山株式会社との意見交換会において紹介した，住鉱資源開発株式会社で取り組んでいる新しい物理探査技術について述べたものである．住鉱資源開発株式会社は，試錐・物理探査を含む地質調査とその関連技術を主体とした資源・環境分野のコンサルタントとして，1963 年に住友金属鉱山株式会社により設立された*．国内においては，住友金属鉱山株式会社の探鉱・開発プロジェクトや同社の保有する菱刈鉱山の探鉱・採鉱・開発において実績を重ね，地震・火山噴火予知のための観測網の整備関係業務や全国規模の地熱資源・鉱物資源調査・海洋資源探査などにも携わってきた．また，海外においては，資源確保および我が国政府による海外協力・援助のための金属鉱物，エネルギー，水資源調査などの業務を実施してきた．物理探査は，当社の設立当時から保有技術として重要な位置を占め，本稿で紹介する菱刈鉱山の発見およびその後の探査においても大きく貢献した．当社では，金属鉱物資源探査に用いられることの多い電気探査，電磁探査，重力探査等に加えて，近年，微動アレー探査，空中物理探査および 3 次元逆解析などの新しい技術に取り組んでいる．以下に，これらの新しい物理探査技術について具体的に紹介していく．

* 創立時の社名は住鉱コンサルタント株式会社，2010年に主たる業務を資源開発調査に特化して社名変更．

2. 菱刈鉱山の概要

菱刈鉱山は，鹿児島県の北東部に位置する（第 1 図）．同鉱山の年間生産量は，金量約 7 t であり，国内で産出される金量の 9 割以上を占め，総産金量においても 1985 年 7 月に出鉱を開始してから 2015 年 3 月末までに 216.7 t を越える金を生産した我が国最大の金鉱山である．

菱刈地域の探鉱の歴史は，1750 年代の馬越郷山田金山の試掘まで遡るとされているが，現在開発されている主要な鉱床は潜頭性のものであり，1981 年の鉱床発見および以降の開発において物理探査は重要な役割を演じている（岡田 , 1998, 2004）．



第 1 図　菱刈鉱山の位置．

菱刈鉱山周辺の地質は，先新第三系の四万十累層群を基盤とし，これを不整合に覆う第四系の火山岩・火山砕屑岩類および沖積層から成る．四万十累層群は南九州の基盤をなしており，対象地域では頁岩と砂岩およびそれらの互層を主体とする．これらの岩石の露頭は鉱山付近では見られないが，試錐と坑道探鉱により海抜 0 m ～ 130 m（地表下 100 m ～ 200 m）に確認されている．第四紀火山岩は，下位より上位へ菱刈下部安山岩類，黒園山石英安山岩類，菱刈中部安山岩類，獅子間野石英安山岩類および菱刈上部安山岩類である．菱刈下部安山岩類は，火砕岩，凝灰岩，安山岩溶岩を主体とし，四万十累層群を不整合に覆う．鉱

1）住鉱資源開発株式会社

キーワード：微動アレー探査，空中重力探査，空中電磁探査，3 次元逆解析，金属資源探査，地熱探査

床は，浅熱水性の含金銀石英氷長石脈であり，砂岩，頁岩および安山岩中の割れ目を充填して分布する．

金鉱床発見の糸口となった物理探査では，広域重力探査，電気探査（シュランベルジャー法），空中電磁法が実施された．また，SIP（Spectral IP）法，CSAMT（controlled source audio-frequency magnetotelluric）法による試験調査も行われ，鉱床周辺の物性的環境がある程度明らかにされた．これらの調査結果の検討から，鉱化帯と高重力異常，低比抵抗異常との関連が認められ，当地域の鉱床探査に対して物理探査の重要性が認識された（川崎ほか，1986）．菱刈鉱床に関わる物理探査上の知見は下記のとおりである．

(1)　高重力異常は，標高 130 m まで盛り上がった基盤（密度差 0.2 ～ 0.25 g/cm^3）と解釈され，さらに，この盛り上がりは，火山活動に関連した基盤の局所的なドーム形成であると解釈される．基盤のドーム形成が裂罅を引き起こす可能性があるので，局所的な高重力異常は，探鉱上注目に値する指標である．

(2)　対象地域の比抵抗断面は，以下の三層構造によって特徴づけられる．比抵抗マッピングと直流法および電磁法を含む比抵抗サウンディングは，岩相および地質構造を把握する上で重要である．

1）未変質の火山岩類に対応する高比抵抗（100 ～ 1,000 Ω m）の最上層
2）変質した火山岩類に対応する低比抵抗（3 ～ 8 Ω m）の中間層
3）基盤岩に対応する高比抵抗（80 ～ 200 Ω m）の最下層

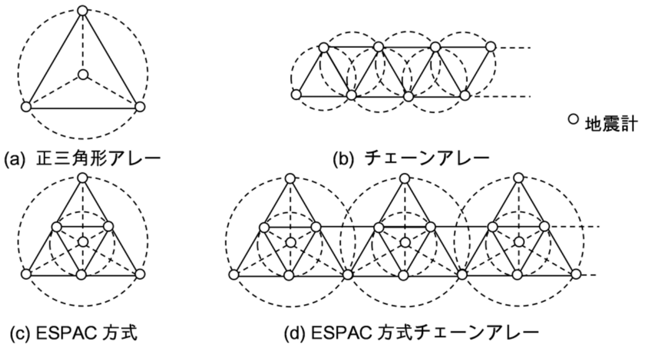
(3)　低比抵抗帯中の IP 異常（高チャージャビリティ異常）は，鉱化帯を探査する上で最も重要な指標である．IP 異常の原因については，なお議論の余地があるが，硫化鉱物，粘土および多孔質の岩石中に存在する導電性の熱水が関係して引き起こされる現象であると考えられる．

3.　微動アレー探査

地震活動が無い時でも，地表では人間が感じられない振幅の微動が発生している．土木地質調査分野・地震工学分野では，微動波形のスペクトル解析から表層地盤の卓越周波数や増幅特性を推定し，耐震設計のための資料として用いられてきた（物理探査学会，2008）．1970 年代から，卓越する表面波に着目して S 波速度構造を推定する微動アレー探査が試みられ（工藤ほか，1976 等），地震防災のための堆積平野地下構造調査を通じて実用化された（岡田ほか，1990）．松岡ほか（1995）は詳細な地質構造解釈も可能な高精度 3 次元地下構造探査法へと発展させた．当社では，松岡ほか（2007）の現場解析システムを用いて，チェーンアレー探査（林ほか，2010）や平野部の地下構造調査，空洞調査等を行ってきた（南ほか，2011）．非鉄金属鉱床では地盤の弾性波動を利用した物理探査が使われることは少なく，日本国内で微動アレー探査が適用された報告はない．今回，菱刈鉱山地域において鉱床探査への適用性について検討したので，その概要について紹介する．

3. 1．調査方法

微動アレー探査は，第 2a 図に示すように，4 台の地震計を正三角形の頂点と重心に配置する正三角形アレーを基本とし，正三角形アレーを単独，もしくは複数組合せた多重アレーで測定を行う．本調査では，測線下の含金石英脈の位置を特定する目的で複数の正三角形を線状に並べて観測するチェーンアレー（第 2b 図）を採用し，これに加えて S 波速度構造も解析できる拡張空間自己相関法（以下，ESPAC 法）で用いるアレー（第 2c 図）を組み合わせた ESPAC 方式チェーンアレー（第 2d 図）も適用した．



第 2 図　微動アレー探査の地震計アレー様式例.

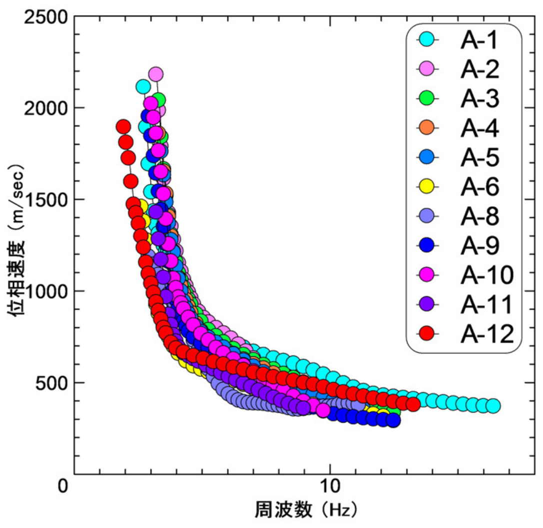
探査深度は第 2 図に破線で示す各正三角形の頂点が円周上に位置するような円の半径，言い換えれば正三角形の重心から各頂点までの距離に依存する．経験上，この半径は探査深度の 1/10 ～ 1/20 が目安となるので，本試験の対象である四万十累層群の上面深度が 200 ～ 800 m と想定して半径 15 ～ 40 m 程度とした．現地測定には，上下成分を測定する固有周期 7 秒の地震計を用い，20 分間の予備測定でノイズ状況等を確認した後に 40 ～ 60 分間の測定を行った．

3. 2．調査結果

測定データから空間自己相関法（SPAC 法）によって位

相速度を計算した結果（位相速度分散曲線）を第３図に示す．求めた位相速度は各周波数と位相速度から求まる波長の約 1/2 の深度の位相速度に相当するので，チェーンアレーによる測定を行った測線では，測点下の半波長に相当する深度に位相速度をプロットして位相速度断面図を作成した．さらに，ESPAC 方式チェーンアレーを用いた測点では遺伝的アルゴリズムによる１次元逆解析で測点下の S 波速度構造を求めた．ここでは，菱刈鉱山の本鉱床を横断する測線（本鉱床横断測線と記す）の探査結果を紹介する．

本鉱床横断測線の位相速度断面図と各測点での S 波速度構造を第４図に示す．調査地区周辺は，大局的には基盤の四万十累層群と，それを不整合に覆う菱刈下部安山岩類の２層構造として考えることができる．菱刈鉱山内で確認された四万十累層群の上面深度を位相速度断面図に重ねたものを第５図に示す．第５図では，S 波速度が 2,300 m/s の速度層の上面が四万十累層群の上面深度と調和的である．他の測線では，2,300 m/s 速度層の上面が基盤深度と調和的である測点と 1,550 m/s 速度層の上面が基盤深度と調和的である測点とに分かれた例も認められた．周辺で採取した四万十累層群の岩石試料の P 波速度を測定すると，速度分布頻度の極大値が２群に分かれたことから，四万十累層群の S 波速度も一様ではなく，概ね２群の速度帯に分かれて分布すると考えられる．以上の結果から，微動アレー探査によって鉱床を規制する基盤の上面深度を捉えられることが確認できたと言える．

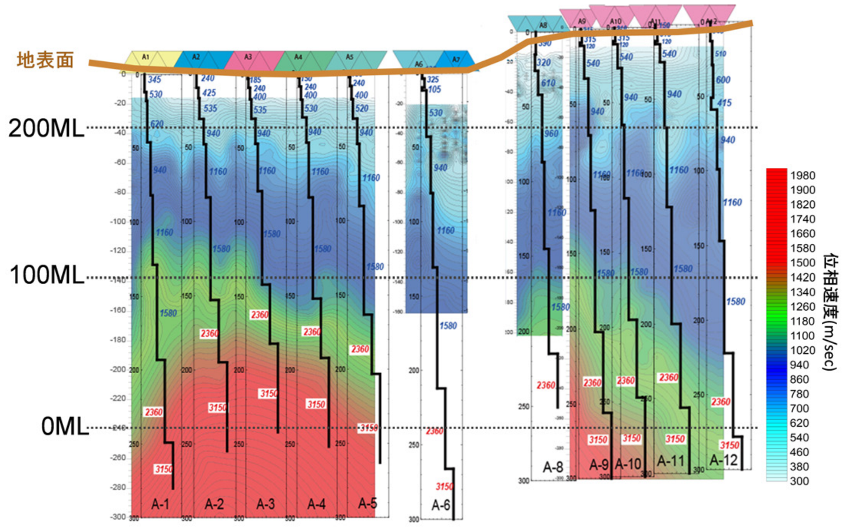


第３図　菱刈鉱山の本鉱床横断測線の位相速度分散曲線.

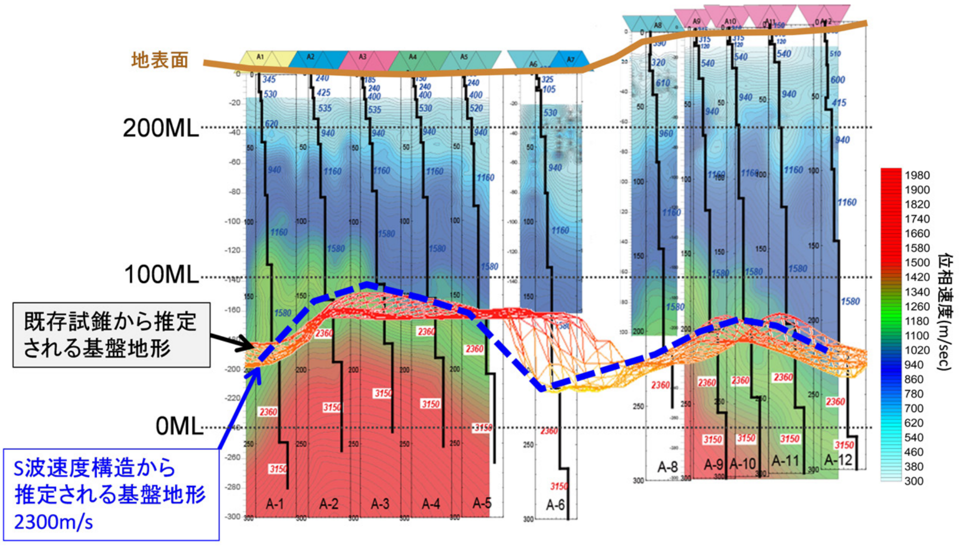
第６図に本鉱床横断測線の周辺の鉱脈位置を示す．鉱脈が分布する付近は深部の高位相速度層（赤色部）が盛り上がった箇所に対応する．また，鉱脈直上の測点では，第６図の位相速度分散曲線上に赤矢印で示したように，4 ～ 5Hz の低周波数帯で，表面波の基本モードの理論曲線では表すことができない高次モードの信号の混入が認められる．一方，直下に鉱脈が存在しない測点では高次モードの混入は認められない．以上から，微動アレー探査の位相速度分散曲線から鉱脈の位置を推定できる可能性が示唆された．

４．空中物理探査

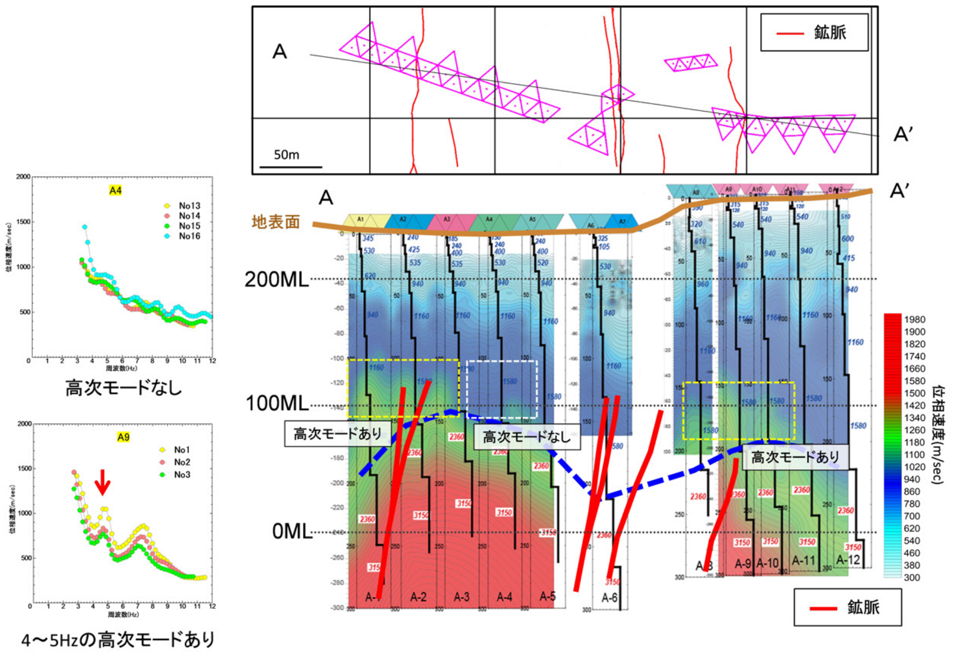
当社の前身である住鉱コンサルタント株式会社は，1970 年代に自社で空中探査用の航空機を保有し，国内外で空中磁気探査や放射能探査を実施した．金属鉱業事業団（現 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構，以下 JOGMEC）は，1977 年に周波数領域空中電磁法を日本に初めて導入した際，現在の菱刈鉱山を含む北薩地域の



第４図　本鉱床横断測線の位相速度断面図（カラー表示）と各測点の S 波速度構造曲線（黒線）.



第 5 図　鉱山内で確認された本鉱床横断測線下の基盤（四万十層群）の上面深度（破線）と S 波速度構造の比較.



第 6 図　鉱山内で確認された鉱脈の位置を位相速度断面図に投影して表示．微動アレーの配置（上）と特徴的な位相速度分散曲線の例（左）も示す.

探査に同法を適用した．JOGMEC は，2013 年から Fugro Airborne Surveys 社（当時）が運用する空中重力偏差法 FALCON システムと時間領域空中電磁法 HeliTEM システムを用いて地熱有望地域を抽出する調査を行っている．両システムとも，日本に初めて導入された空中物理探査法であり，現在は CGG 社によって運用されている．当社は，株式会社フグロジャパン，CGG 社，中日本航空株式会社と共にこの空中物理探査法による広域の地熱ポテンシャル評価調査に参画しており，本稿ではその概要を紹介する．

4. 1. 空中重力偏差法

重力探査は，資源分野を含めた実用という観点からは，重力そのものの測定よりも重力偏差の測定の方が歴史が古く，1890 年にハンガリーの物理学者 Loránd von Eötvös によって捻れ秤による重力偏差計が発明され，重力偏差の測定・応用研究の端緒が開かれた．重力偏差を用いた探鉱は，20 世紀前半に活発に行なわれ，米国の石油探鉱においては，その件数は地震探査に匹敵するほどであった．しかし，捻れ秤による重力偏差の測定には長時間を要し，探

査能率が1日当り数点と低かったため，10倍以上の探査能率を実現するスプリング式の可搬型重力計が1949年に開発されて以降は，重力偏差計は探鉱には殆ど利用されなくなった．重力偏差計が再び脚光を浴びるのは，本稿で紹介するFALCON（Lee，2001；Dransfield and Lee，2004）のような空中重力偏差計（Airborne Gravity Gradiometer，以下AGG）が実用化されてからである．FALCONは，1970年代に開始された米海軍の研究においてLockheed Martin社が開発した空中重力探査システム（1987年に初飛行）を発展させたものであり，BHP Billiton社が1991年から実現可能性調査を行い，1997年に初の飛行実験が実施された（岡田, 2001）．BHP Billiton社はAGG技術を独占的に用いて探鉱する権利を有し，J/V探鉱のパートナーに限定して利用させてきたが，2010年からFugro社によりFALCONの広範な商用利用が開始され，さらに2012年にCGG社に事業移転された．ただし，前述の通り，本技術は元々は米海軍ミサイル原潜のために開発された軍事技術を転用したものであり，測定機は勿論，データの取扱いについても米政府による厳しい制限が設けられている．

重力偏差計FALCONは，現在5台が運用中で，それぞれに高名な物理学者の名が冠せられているが，1～3号機（Einstein，Newton，Galileo）が固定翼機搭載型で，4～5号機（Feynman，Cavendish）がヘリコプター搭載用に小型化と回路のデジタル化が図られた機種であり，HeliFALCONと呼ばれる．本稿で紹介するJOGMECの地熱調査（JOGMEC，2014）では，山岳地帯で詳細な探査を行うために，HeliFALCONを用い，原則として対地高度150mで飛行しながら測定を行った（第7図）．FALCONの測定機構やデータ処理の方法については千葉・Cevallos（2016）に詳しい．

地表で実施する重力探査では第8図に示す重力異常ベクトル**g**の鉛直成分g_Dの異常を測定するが，AGGでは重力偏差テンソル**G**の互いに独立な6成分G_{NN}，G_{NE}，G_{ND}，G_{EE}，G_{ED}及びG_{DD}を測定する．G_{DD}は鉛直重力偏差とよ

第7図　地熱資源調査に用いた重力偏差計と測定方法．

ばれ，地下の密度分布を最もよく表していることから，鉛直重力偏差分布図を使って地下構造を定性的に推定することが多い．

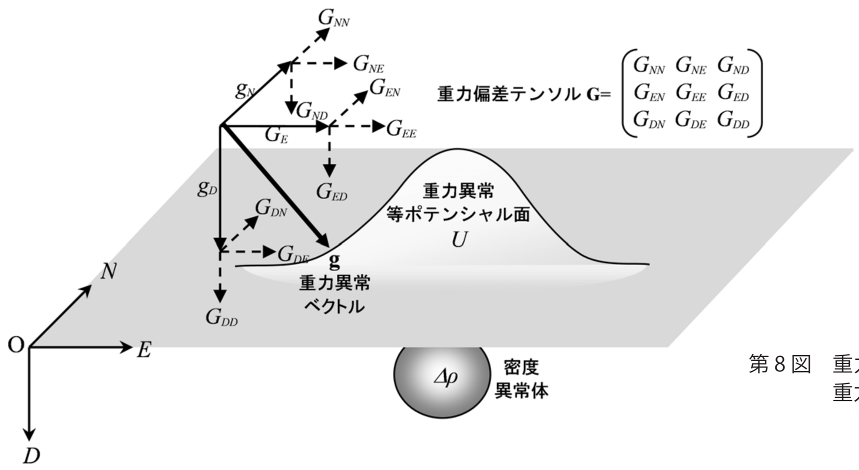
今回，空中重力偏差法を日本で初めて適用するに当たり，同手法の適用性の評価も行うため，参照できる既存データが多い地熱発電所を含む地域から探査を開始した．滝上，大岳，八丁原の3つの地熱発電所が位置するくじゅう地域を例に，鉛直重力偏差分布の解釈結果と既知の地質構造を重ねた総合解析図を第9図に示す．調査地域全体においては測線間隔250 mの南北測線，大岳，八丁原を含む精査地域においては測線間隔125 mの南北測線を設定し，測線方向には3～5 m間隔でデータを取得した．鉛直重力偏差分布から解釈される線状構造は，既知の断層やリニアメントと調和的であり，各地熱発電所は高鉛直重力偏差異常内もしくは周辺に位置している．

空中重力偏差法では重力偏差だけでなく，重力異常の鉛直成分g_Dも算出される．くじゅう地域では200～500 mの測点間隔で比較的密な地表重力探査が実施されているので，地表の重力異常分布を空中重力偏差法の飛行高度に上方接続し，空中重力偏差法の重力異常分布と比較した．その結果，空中重力偏差法から得られた重力異常と地表重力探査から求めた重力異常の相違は±5 mgal以下に収まり，同データの妥当性を確認することができた．

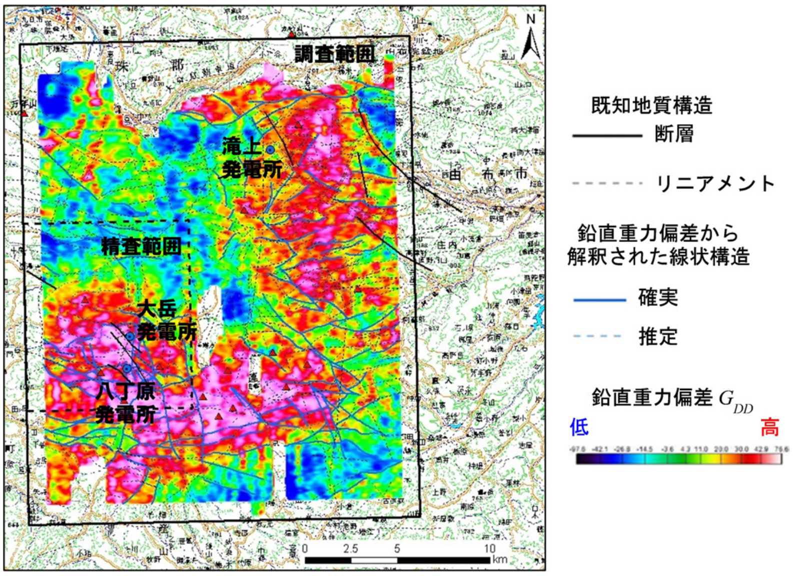
4. 2. 時間領域空中電磁法

地下における電磁波の応答を利用して地下構造を調査する電磁探査法は，周波数領域電磁法と時間領域電磁法に大別される．時間領域空中電磁法は，第10図に示すように，送信ループにパルス電流を流して電磁波を発生させ，電流を遮断した後，受信機で観測される磁場減衰の時間変化を用いて地下の電気特性を調べる．電流遮断直後の磁場は地下浅部，遅くなるほど深部の電気特性に対応する．

本調査に適用した時間領域空中電磁法HeliTEMは，第11図に示すように，直径30 mの送信ループをヘリコプターに吊るして，ループの対地高度が70 mになるように曳航しながら測定を行う．第10a図に示したような半正弦波パルス電流を繰り返し周波数30 Hzもしくは25 Hzで流して電磁波を発生させる．電流切断後の磁場の変化をヘリコプターと送信ループの間に取り付けた受信機で観測する．受信機内には互いに直交する3本のコイルが設置されており，飛行方向，飛行方向に直交する水平方向，鉛直方向の計3成分の磁場変動を測定する．測定した磁場変動は，30個の時分割（チャンネル）データとして記録される．また，時間領域空中電磁法の計測と同時に，送信ルー



第 8 図　重力異常ベクトル，重力異常ポテンシャルおよび重力偏差テンソル（千葉・Cevallos（2016）に加筆）．



第 9 図　くじゅう地域の鉛直重力偏差 G_{DD} の総合解析図（JOGMEC（2014）に加筆）．

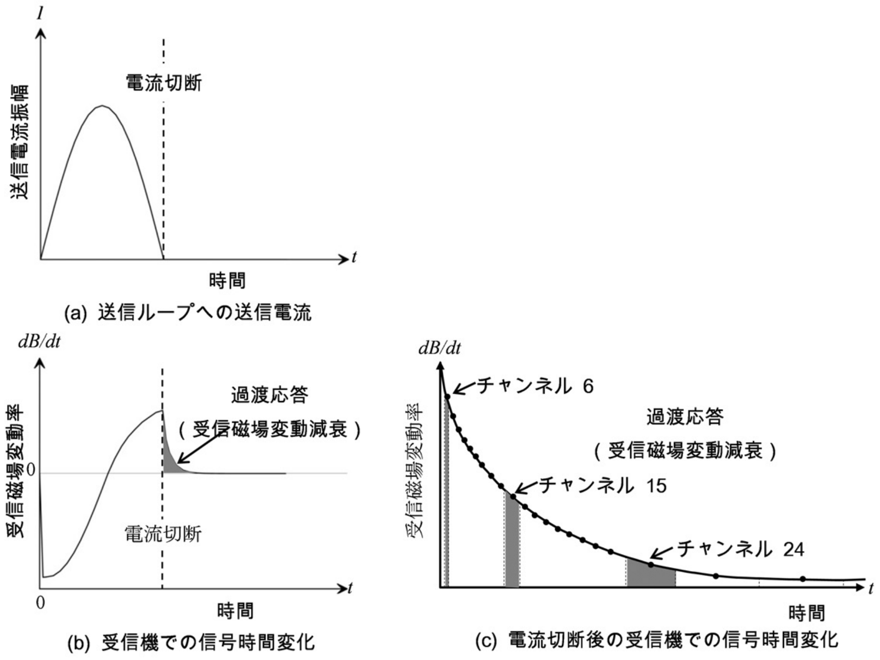
プの内側に取り付けた全磁力計で地磁気を計測している．

時間領域空中電磁法では，まず，チャンネル毎に測点の鉛直磁場（dB/dt）をプロットして平面分布を求め，定性的に地下の比抵抗分布を推定する．HeliTEM で計測した 30 チャンネルのデータ（dB/dt）から浅部，中部，深部を代表する 3 個のチャンネルを選択し，それぞれに赤緑青（RGB）の各色を割り当てて擬似カラー画像として合成することで 3 次元的な比抵抗構造の特徴を定性的に把握した．第 12 図に，くじゅう地域の鉛直磁場の擬似カラー画像と地表で確認された変質帯の分布を重ねて示す．白っぽい部分は，3 個のチャネルの応答が全て高く，観測時間帯全般に亘って dB/dt が高く連続する，すなわち低比抵抗帯が浅部から深部へ連続する事を意味するが，それらの分布は既知の変質帯の分布と調和的である．時間領域空中電磁法で捉えられる低比抵抗帯は，大規模な変質帯すなわち地熱貯留層の帽岩が分布する可能性の把握に利用できると考えられる．

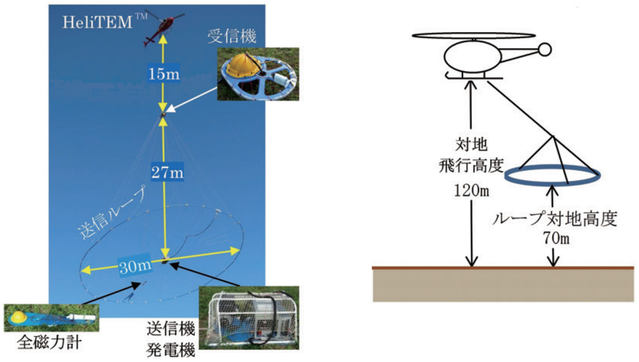
時間領域空中電磁法と同時に実施した空中磁気探査では，低磁気異常が変質帯の分布と調和的であり，比抵抗と同様に地熱貯留層の帽岩の分布を探査する上で有効な指標になりうる．

5.　3 次元解析

物理探査データの逆解析では，従来実施されてきた 1 次元および 2 次元の逆解析に加えて，物性の 3 次元分布を推定する逆解析の適用が増えてきている．3 次元逆解析は，3 次元的に不均質な地質構造を解析できる利点があるものの，伝統的な解析法で精度の高い解析を行うには膨大な計算時間がかかるため，極めて高性能の計算機を用いたり，計算時間を節約するために精度を落として計算したりすることが多かった．最近では，計算機性能の向上や計算方法の高度化によって計算時間が短くなったものの，入力



第 10 図　HeliTEM の送信電流波形と受信信号波形.



第 11 図　時間領域空中電磁法システムと測定方法.

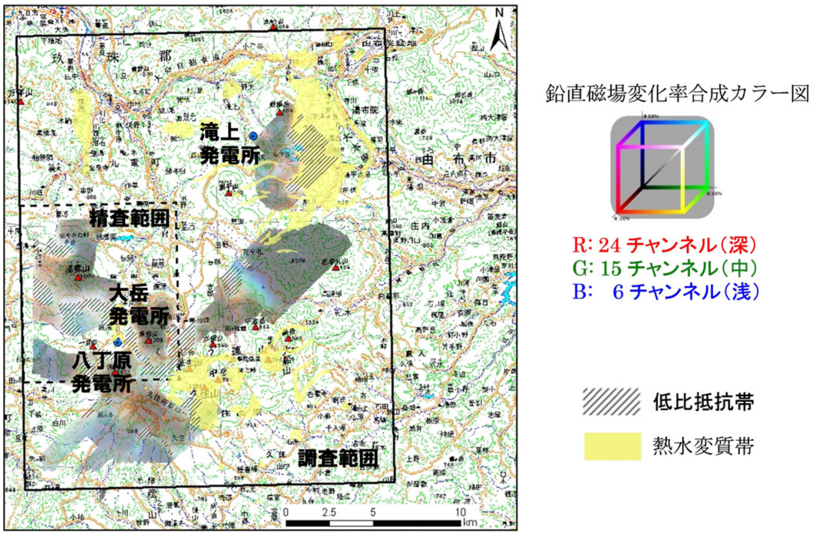
データ数が多かったり，解析範囲が広かったりする場合は，数日間や数週間の解析時間を要することもある．当社は，世界最新鋭の解析技術を有する米国 TechnoImaging 社と提携して，電磁法や空中重力偏差法の 3 次元逆解析を行っている．本稿では時間領域空中電磁法と MT 法の 3 次元逆解析の例について紹介する．

5. 1．時間領域空中電磁法

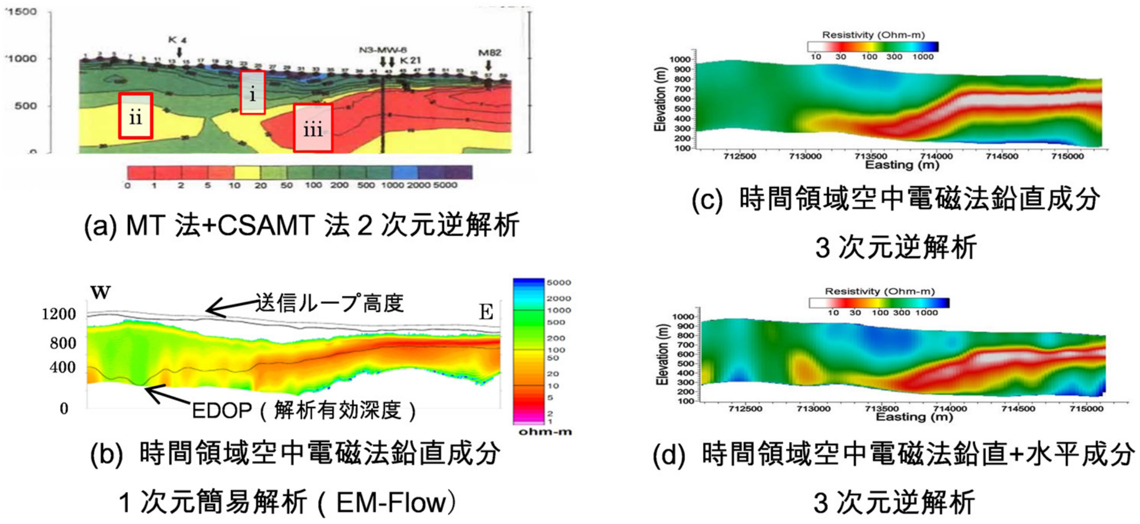
空中電磁法は，地表で行う電磁法に比べてデータ量が膨大であり，解析範囲も広いことが多く，1 次元逆解析ですら長時間を要する．そのため，たとえば，豪州では同国で開発された簡易的な 1 次元解析ソフトウェアである EM-Flow を用いて定量解析が行われることが多い．本稿で紹介したくじゅう地域における時間領域空中電磁法探査では，既往の MT 法・CSAMT 法の 2 次元ジョイント逆解析が行われた測線に沿って測定を実施した．当該の測定結果を用いて 3 次元逆解析を実施し，EM-flow による解析結果や既往の 2 次元逆解析結果と比較した（Nogami *et al*., 2015；第 13 図）．HeliTEM データの EM-Flow による解析結果（第 13b 図）は，第 13a 図に示した既往の地表電磁探査データの逆解析結果と大局的には調和するものの，浅部の高比抵抗層が充分に捉えられていない他，深部の低比抵抗層にも相違が認められる．第 13c 図は HeliTEM の鉛直磁場のみを使って 3 次元逆解析を行った結果であるが，浅部の高比抵抗層も明確に捉えられている．第 13d 図は，鉛直磁場だけでなく測線方向の水平磁場も使って 3 次元逆解析を行った結果である．第 13c 図の解析では第 13a 図に示した ii の深部低比抵抗帯が捉えられていなかったが，第 13d 図では捉えられており，最も良好な結果が得られたと評価できる．

5. 2．MT 法

MT 法では，互いに直交する水平電場 2 成分と水平磁場 2 成分および垂直磁場 1 成分の計 5 成分を時系列で観測し，各成分のデータを周波数解析して，周波数毎にインピーダンスとティッパーを求める．地下構造が 2 次元の場合，走向に沿った電場とそれに直交する磁場から求まるインピーダンスを TE モードのインピーダンスと呼び，走向に直交する電場とそれに直交する磁場から求まるインピーダンスを TM モードのインピーダンスと呼ぶ．1 次元ないし



第 12 図　くじゅう地域の時間領域空中電磁法で抽出された低比抵抗帯と地表の熱水変質帯（JOGMEC（2015）に加筆）.

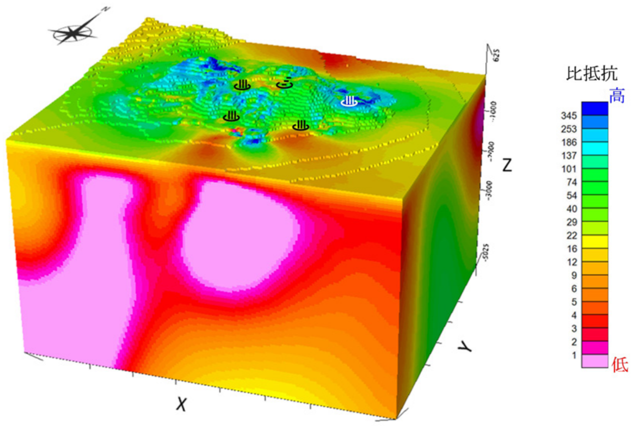


第 13 図　時間領域空中電磁法の 3 種類の比抵抗解析断面と地表 MT 法 2 次元解析断面（Nogami *et al.*（2015）に加筆）.

2 次元逆解析では，地下構造を 2 次元と見做せない場合においても，地下構造の大局的な走向にインピーダンスを回転して TE，TM のそれぞれのモードを定めるが，その選び方に任意性があるため，解析者による走向の選択によって解析結果が左右されることがありうる．一方，3 次元逆解析では，走向を前もって決めておく必要が無いので，その選択に関する解析者の任意性は介在しない．このような 3 次元逆解析の利点に着目して，その適用事例が近年増えてきた．第 14 図に地熱探査を目的に実施した MT 法探査データの 3 次元逆解析の例を示す．MT 法は大深度かつ大規模な地下構造を対象とする場合が多く，その解析においては，深度や平面上の距離に比較して相対的に変化が小さい地形を考慮しない事も多いが，この例では地形も考慮して 3 次元逆解析を実施した．火山体の浅部には溶岩層に相当する高比抵抗層，温泉や噴気が関連すると考えられる深部の低比抵抗帯の 3 次元的な形状が詳細に捉えられている．

6．おわりに

本稿では，住鉱資源開発株式会社における物理探査に関する新しい取組みを紹介したが，地球科学に携わる諸兄の参考になれば幸甚である．また，当社においては，これらの取組みの他にも，空中で MT 法と同じように地磁気変動



第 14 図　地形も考慮した MT 法 3 次元逆解析の例.

を測定する ZTEM 法と，地表の MT 法を組み合せて，一般的な時間領域空中電磁法よりさらに深部の探査を可能にする試みなど，さらなる技術開発を続けており，さらに，このような新たな取組みを活かした地質的な解釈を含めて，地質調査技術についても最新のデータや技術の活用に取組んでいる．今後，技術の進化に向けて，内外の研究機関との交流も活発にしていきたい．

謝辞：本稿に使用した各種データの使用には，住友金属鉱山株式会社菱刈鉱山，独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構および株式会社レノバのご承認を頂いた．また，本稿を纏めるに当たって住鉱資源開発株式会社の千葉昭彦氏に助力を頂いた．ここに記して謝意を表する．最後に，本稿執筆に機会を与えて頂いた国立研究開発法人産業技術総合研究所の各位に御礼を申し上げる．

文　献

物理探査学会（2008）　第 5 章 微動アレイ探査．新版物理探査適用の手引（土木物理探査マニュアル 2008），111–126.

千葉昭彦・Cevallos, C.（2016）　空中重力偏差法探査の概要と現状．物理探査，**69**，5–18.

Dransfield, M. H. and Lee, J. B.（2004）　The FALCON airborne gravity gradiometer systems, Abstracts from the ASEG-PESA. Airborne Gravity 2004 Workshop, 15–20.

林　久夫・松岡達郎・水落幸広・小野雅弘（2010）　微動アレー探査法の拡張の試み－チェーンアレー探査法の適用について－．地盤工学会誌，**58**，10–13.

JOGMEC（2014）　平成 24 年度「地熱資源ポテンシャル調査のための空中物理探査」報告書．179p.

JOGMEC（2015）　平成 26 年度地熱資源ポテンシャル調査のための空中物理探査（九州 2 地域における時間領域電磁探査）業務報告書．212p.

川崎　潔・岡田和也・窪田　亮（1986）　菱刈鉱山における物理探査．鉱山地質，**36**，131–147.

工藤一嘉・太田　裕・後藤典俊・鏡味洋史・塩野計司・坂尻直巳・成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗（1976）　やや長周期の微動観測と地震工学への適用（4）– Array 観測による微動伝播性の検討–．地震 II，**29**，323–337.

Lee, J. B.（2001）　FALCON gravity gradiometer technology, Extended Abstracts of ASEG 15th Geophysical Conference and Exhibition, 4p.

松岡達郎・梅沢夏実・巻島秀男（1995）　空間自己相関法による浅い地下構造の推定．物理探査学会第 92 回学術講演会論文集，149–153.

松岡達郎・白石英孝・中村光宣・佐坂公規・八戸昭一（2007）　地下構造データベースを利用した微動探査法現場解析システムの開発．物理探査学会第 116 回学術講演会論文集，243–246.

南雄一郎・水落幸広・松岡達郎・原口　強・元木健太（2011）　微動アレー探査法による大阪平野都市域全域の深部 S 波速度構造の推定．応用地質，**55**，110–117.

Nogami, S., Endo, M., Cox, L. H., Kuwamura, J. and Chiba, A.（2015）　3D inversion of HELITEM data in geothermal area, Japan, Proceedings of the 12th SEGJ International Symposium, Paper S4-4, 4p.

岡田和也（1998）　金属資源の探査，2. 鉱床別探査の実例，2.1 浅熱水性金鉱床，2.1.1 菱刈鉱山．物理探査ハンドブック，物理探査学会，1018–1024.

岡田和也（2001）　オーストラリアにおける金属資源開発と物理探査技術を取り巻く状況．物理探査，**54**，315–327.

岡田和也（2004）　菱刈鉱山の開発および現況．地質ニュース，No. 601，16–27.

岡田　広・松島　健・森谷武男・笹谷　努（1990）　広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法，物理探査，**43**，402–417.

OKADA Kazuya（2017）Efforts aimed at applying new geophysical technologies to mineral and geothermal exploration in Japan by Sumiko Resources Exploration & Development Co., Ltd.

（受付：2016 年 12 月 2 日）