

ポーフリーカッパー鉱床

⑨

～物理探査とその適応性～

小野吉彦

はじめに

筆者はポーフリーカッパー探査に参加した経験もなければ この種の鉱山を見学したこともない。このシリーズでポーフリーカッパーの物理探査について書いて欲しいといわれていささか当惑したが、とうとう引き受ける羽目に至った。そんなわけで内容が全く文献紹介的で新鮮味に乏しい点はあらかじめお断わりしておきたい。ただ最近 SEG から出された“Mining Geophysics” (全2巻) などをも見て、ポーフリーカッパーの物理探査が盛んに実施されている一方これに関する紹介がわが国であまりなされていないようにも思われるので、あえて筆を取った次第である。

さて、ポーフリーカッパーの物理探査で最も注目してよい点は、空中磁気探査法や I. P. 法のような比較的新しい探査技術が、つぎこまれて、成果をあげていることであろう。I. P. 法については、数年前からわが国でも各鉱山会社で盛んに用いており、今やブーム状態にあるといっても過言ではないであろう。わが国の空中磁気探査技術は地質調査所を中心にして発展し、主として油田地域で活用され、金属鉱床地域での利用はむしろ今後の課題となっている。新しい観点から地球物理学的手法を鉱床の研究に導入しようとする試みは、地質調査所内で計画されるに至ったが、まだ陽の目をみない。

磁気探査の概要

磁気探査法が鉄鉱床探査において、その直接探鉱的性格のために、きわめて効果的手法であるのに対して、ポーフリーカッパー探査での重要性は、逆に間接探鉱的性格に由来しているといえるであろう。なぜならば、岩石の磁性は強弱は別として、普遍的性を有するので、高感度・高精度の測定や広域調査が可能であるならば、鉱床胚たい条件に関する情報が得られる可能性があるからであり、空中磁気探査技術の発展がこれに答えたといつてよい。事実、空中探査は広域的に、均一的に、迅速かつ経済的に、しかも高精度で実施されるようになって、そのデータは基本図幅的性格をもつに至った。

それはさておき、ポーフリーカッパー探査において、磁気図の作成あるいはその解釈は、つぎの諸点に留意されている。

- (1) 岩石の分布 ことに 貫入岩の分布の推定
- (2) 貫入岩と関係あるスカルン帯の探知

そこで、全磁力分布図や二次微分図などの磁気的データ解釈に際して、図上から磁気異常物の境界をどのようにして決定するか、またその帯磁率(残留磁気をも含めた)をどう秤量するかが関心事となる。これらの問題については、幾多の研究がなされており、あるいは多くの経験的關係が求められている。

磁気探査の例

では、磁気探査によってどんな事が判ったであろうか。これについて、北米南西部のポーフリーカッパー地域を例にとりて説明しよう。

ネバダ州東部やユタ州西部では、空中磁気探査によって貫入岩の分布が浮きぼりにされた。しかも、ジュラ紀初期の貫入岩とララマイドならびに第三紀モンゾニ岩型貫入岩との識別も容易である。前者の推定帯磁率値(残留磁気分も含めて) K は $500 \sim 2,000 \times 10^{-6}$ C. G. S. 単位であり、その平均値は $1,000 \times 10^{-6}$ よりも幾分低いものに対して、後者では $K = 1,500 \sim 2,000 \times 10^{-6}$ であると秤量される。一方、アリゾナのララマイド貫入岩はこれに比べて磁性が弱く、 $K = 500 \times 10^{-6}$ C. G. S. 単位以下と考えられる。その結果、浅所に分布している基盤岩類の方が磁気異常を呈し、貫入岩はそのバックグラウンドをなすに留まる場合もしばしばある。

イリー(ネバダ)やビンガム(ユタ)では K の値が $3,000 \times 10^{-6}$ であるような貫入岩の分布が磁気図から読みとれるが、サン・マニュエル(アリゾナ)では、石英モンゾニ岩の磁性が弱いため、 $K = 3,000 \times 10^{-6}$ のオラクル花崗岩の中で、厚い被覆物の下部に分布する深部の基盤岩と結びついて低磁気異常区域を形成している。同様に、バグダード(アリゾナ)でも、ララマイド貫入岩に属すると思われる石英モンゾニ岩が、西や南に分布しているプレカンブリア紀の岩石や北方の玄武岩台地の高磁気異常域にかこまれて、低値区域を形成している。モレンシイ(アリゾナ東部)では、ララマイド斑岩とカンブリア紀堆積岩グループとが、低磁気異常区域をなし、これを囲んで $K = 2,000 \sim 3,000 \times 10^{-6}$ という値のより古

い花崗岩の分布がみられる。レイヤソノラ（いずれもアリゾナ）の西方に分布しているララマイド貫入岩はより古い花崗岩・片岩・輝緑岩等の中で低い値を示している。マイアミ（アリゾナ）西方のシュルツ花崗岩地域でも同じ事がいわれ得る。

実験室での測定結果も空中磁気探査データを裏付けしている。アリゾナにおけるララマイド斑岩型貫入岩の大部分は帯磁率が 500×10^{-6} C. G. S. 単位以下の値を示し平均 100×10^{-6} である。この値は貫入岩中の随伴磁鉄鉱としておおよそ $\frac{1}{25}$ の量に相当する。これより古い花崗岩・片岩・輝緑岩・玄武岩質火山岩は上に比べてもっと強い磁性を示し $1,000 \sim 5,000 \times 10^{-6}$ という値になっている。またたとえばシーフエリン第三紀花崗閃緑岩 ($K=1,500 \sim 3,000 \times 10^{-6}$) シルバー・ベルの白亜紀 alaskite ($K=1,000 \sim 1,500 \times 10^{-6}$) ジョンソン・キャンプの白亜紀花崗岩 ($1,500 \times 10^{-6}$) ターキーズ山塊のジュラー三疊紀花崗岩 ($1,000 \sim 2,000 \times 10^{-6}$) のようにララマイドに属さない比較的新しい貫入岩も同様に強い磁性を有している。

したがってララマイド石英モンゾニ岩はアリゾナではジュラー第三紀貫入岩類の中で最も弱いといつてよいであろう。それゆえララマイド貫入岩の分布を磁気探査のみで決定するのは困難である。それを可能とするには周囲の磁氣的性質を推測し得る程度には周囲の地質が判っているのでなければならない。とくにアリゾナ南部では貫入岩が強い磁性を示すならばララマイド石英モンゾニ岩ではないと考えてよいという。さらに磁気図の解釈を複雑にしているものに第三紀後期および白亜紀の溶岩流の分布がある。

一方アリゾナやネバダでは貫入岩と関係あるスカルン帯の中であるものについてはピマの例のように K が $6,000 \times 10^{-6}$ 程度という値を示すことが立証されている。結局アリゾナの場合には高磁気異常は古い花崗岩・輝緑岩・片岩・玄武岩溶岩や比較的新しいララマイドに属さない貫入岩によってもたらされると考えてよく一方ララマイド斑岩型の貫入岩は高磁気異常によ

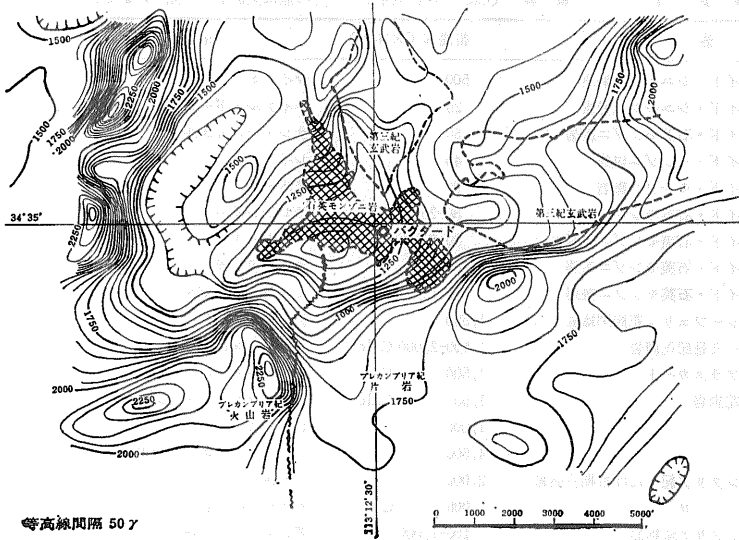
第1表 岩石の磁値 (Calc 現場測定より 他は実験室での測定による)

岩 石	帯磁率 ($\times 10^{-6}$)	地 点
ララマイド・シュルツ花崗岩	500	マイアミ
ララマイド・シュルツ花崗岩	20	キャスル・ドーム
ララマイド・石英モンゾニ斑岩	50	サン・マニユエル
ララマイド・モンゾニ斑岩	40	レイ
ララマイド・モンゾニ斑岩	30	アホー
ララマイド・石英モンゾニ岩	30-250	モレンシー
ララマイド・石英モンゾニ斑岩	00-300 Calc	バグダード
ララマイド・石英モンゾニ斑岩	<100	エスペランザ
ララマイド・石英モンゾニ斑岩	00-150 Calc	ミッション・ピマ
第三紀シーフエリン花崗閃緑岩	1,800	テュムストーン
ジュラー三疊紀花崗岩	1,500-2,000 Calc	ターキーズ山
第三紀アラスカイト	1,500 Calc	シルバー・ベル
白亜紀花崗岩	1,500 Calc	ジョンソン・キャンプ西部
輝緑岩	1,000	レイ地域
輝緑岩	4,500	サン・マニユエル マグマ
プレカンブリア紀または古期花崗岩	2,000	レイ西南
〃	3,000 Calc	オラクル花崗岩
プレカンブリア斑岩	100-7,000	プレスコット地域
パイナル片岩	50-1,500	マグマ レイ ビスピー マイアミ
プレカンブリア紀片岩	1,500-5,000	ハンボルト
第三紀玄武岩	1,500-5,000	トムストーン スーベリア ジェローム
第三紀石英英安山岩	100-800	トムストーン マグマ レイ
スカルン帯	5,000-7,500 Calc	ピマ
スカルン帯	6,000	ネバダ
スカルン帯	4,000-6,000 Calc	アリゾナ

って特徴づけられることは期待されずむしろ低値域と結びつく結論づけられるであろう(第1表に岩石磁性例を示す)。調査結果の具体例を図で示す。

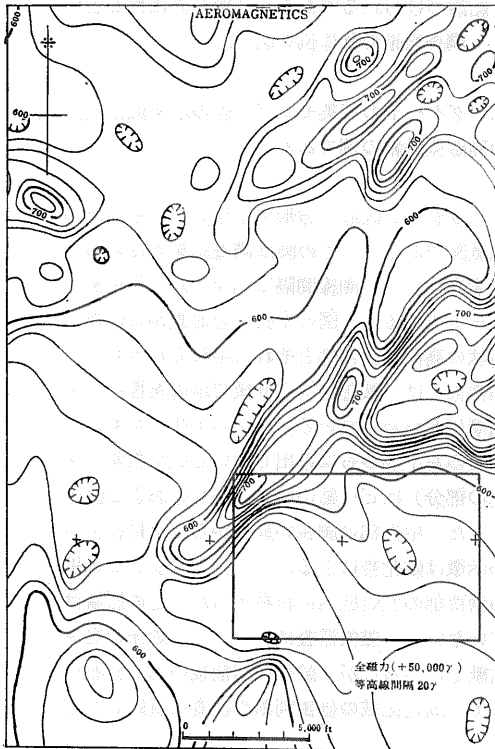
第1図はバグダードの石英モンゾニ岩の示す低磁気異常と周囲の高磁気異常の例である。

第2図はミッション区域(方形で示す)とその周辺部の空中磁気図である。この図は調査結果のほんの一部を示すにすぎない。測線間隔は $\frac{1}{4}$ マイル 対地高度は500フィートである。図の中央部を北東から南西にのびる半島状の高磁気異常部とそれに平行したさらに北側の磁気異常部とは 鉱化作用より後で地溝を埋めた火山岩(沖積層におおわれている)によって生じたものである。方形の左下隅からはみ出している磁気異常(スケールの上の部分)はピマ鉱山のスカルン帯および鉱床による。また中央部の細長い異常から南東に枝分かれた弱い示徴は鉱化帯による。一方ミッション鉱床は方形の南西部の低値域内に存在するがその影響はあらわれていない。磁気探査はミッション鉱床の発見には何等貢献しなかったが 鉱化作用前後の岩石分布の決定を通じて 周辺区域の価値判断や探査に貢献したという。



第1図 バグダード地域の全磁力図(空中磁気探査)

第3図は ピマスカルン帯を横切って南北方向にのびる測線についての鉛直磁力および全磁力の変化を示すものである。これは上の調査よりも以前に実施された地上探査によるものである。データ解析により 深さ230フィート 幅230フィート ディップ45°S K=7,500 $\times 10^{-6}$ と推定された。

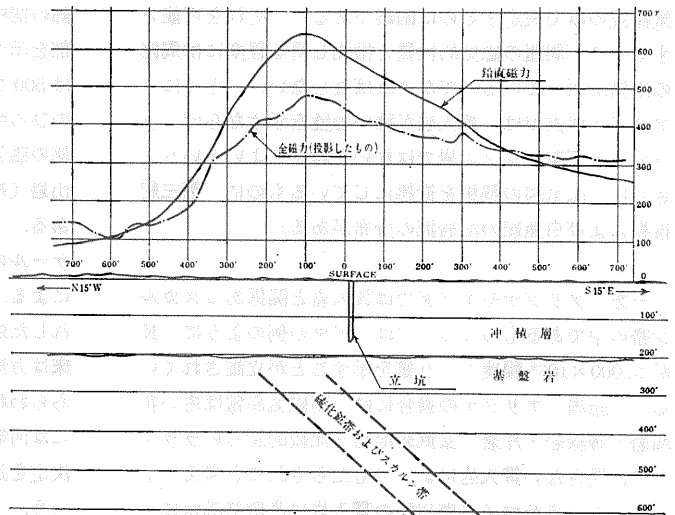


第2図 ミッション地域空中磁気探査図 (LACY & MORRISON 原図)

I. P. 法の原理と鉱物の I. P.
 I. P. 法の始祖はシユランベルジヤであるといわれている。わが国では京大松原教授が先駆者である。これら先人の努力は直接的な形では今日の I. P. 法の隆盛には結びつかない。彼等の研究は1920年代あるいは30年代のことであり I. P. の研究は長い間中断状態にあり 1952年以降になって実用化に成功し とくに ポーフィリー-カッパー探査への利用が今日の I. P. 法の発展をもたらした。

I. P. 法は鉱染状硫化鉱床の物理探査法の中で 多分唯一の直接探鉱法といってよいであろう。わが国でもこの点に着目して 数年前から各鉱山会社で 黒鉱その他の硫化鉱床で盛んに実施され 今日ではわが国の物探技術者の手で海外の I. P. 探査が実施されるまでに成長した。I. P. 法は 誘導分極法 induced polarization method の略称で 強制分極法とも呼ばれる。物探協会では後者が用語として選定されているが ここでは I. P. 法と呼ぶことにする。

I. P. は広い意味では外部電界のために媒質内の電荷が分離して生ずる分極現象である。
 電解質溶液内に電子導電性鉱物が存在しているとき その界面を通じて電流を流すならば 界面に電気二重層を生じ(過電圧現象) ここに貯えられたエネルギーは



第3図 ピマ地区の磁力断面図(地表調査)

電流切断後放出されて、電流と逆向きに放電電流を生じ過渡電圧が観測される。ACの場合二重層があたかも漏洩コンデンサとして働き、周波数をかえてゆくとそれに応じてインピーダンス変化が観測される。過電圧によるI.P.効果を生ずる鉱物は第2表に示すように閃亜鉛鉱を除くほとんど全部の金属硫化物、若干の酸化物、石墨、自然銅等である。閃亜鉛鉱は比抵抗が高いためI.P.を発生しない。酸化物でI.P.応答するものは MnO_2 、 FeO_2 のような MO_2 の形をもつ鉱物である点は興味深い。なお黄鉄鉱が褐鉄鉱に被覆されてしまうと酸化物の不活性のために硫化鉱も影響されてI.P.効果が小さくなる。

さてI.P.現象は上記鉱物のみならずほとんど全部の岩石で観察される。ただ一般にその程度において大きな差を生ずる。このようなI.P.現象は膜電位や流動電位その他の電気化学的現象と結びつけて説明される。時として粘土鉱物に強いI.P.効果があらわれることもあるが一般にはこの種のI.P.はバックグラウンドを形成するにとどまりバックグラウンド効果またはノーマル効果と呼ばれ、前の過電圧効果と区別される。たとえばモンモリロナイト、パーミキュライトが強いI.P.を示すことがあるがカオリン、白雲母、黒雲母、緑泥石、滑石等は異常を示さない。

ネバダやユタでベントナイト・タフやある種の玄武岩噴出物がI.P.を示すことも見受けられるがアリゾナの火山性噴出物は全くノーマルである。ジェロームの絹雲母片岩が若干高い値を示すが大部分の片岩類はバックグラウンドをなす。ジョンソン・キャンプの透角閃石石灰岩から認められる異常値はモンモリロナイトに帰すことができた。

岩石のバックグラウンド値はごく大ざっぱにいて体積百分率で黄鉄鉱が1%程度岩石に分散した値に相当する。また古い岩石程高いI.P.応答を示し火成岩は堆積岩より高い値をもつ傾向がある。

I.P.効果は低比抵抗・浸透性岩石や高比抵抗・緻密質岩石を除くと比抵抗変化にはそれ程影響されない。

また硫化鉱物粒子あるいはその集合体が大きくなればなる程体積百分率当りのI.P.応答は漏洩コンデンサーのインピーダンスの減少のために低くなる。サン・マニュエルの 10×10^{-3} /体積%からペルーでの 20×10^{-3} あるいは 50×10^{-3} という風に変動範囲をもつが鉱染状斑岩は $10 \sim 20 \times 10^{-3}$ %程度であると考えられる。

第2表 比抵抗とI.P.値(現場測定結果)

岩石	$\rho_a(\Omega m)$ ($\times 10^{-8}$)	F.E.(%)	計算値MからM.F.観測値
地下水	10-30	0	0
干積層	20-100	1-4	2-80
礫	20-400	3-9	9-180
Gila 礫岩	30-300	4-15	0-4
第三紀火山岩	20-1,000	3-17	1-5
プレカンブリア紀火山岩	200-5,000	8-20	1-4
花崗岩 モンゾニ岩 閃緑岩	100-1,000	6-15	—
プレカンブリア紀花崗岩 閃緑岩	1,000-5,000	5-25	1-4
プレカンブリア紀片麻岩	500-5,000	6-30	1-4
片岩	50-5,000	5-20	2-4
砂岩	40-1,000	3-12	—
頁岩	50-500	3-10	—
石灰岩 ドロマイト	200-10,000	5-15	—
珪岩	100-5,000	5-20	—
硫化鉱体積百分率			
サン・マニュエル鉱化帯	<100	75	6
ミッション	<100	80-90	5
カクタス	100	45	3-5
キャスル・ドーム	100	60-70	4-5
クアジョーン(ペルー)	100	80-100	4-5
クラベコ(ペルー)	<100	70-80	3-4
サンホアン サフォード	4-40	50-150	5-8
塊状硫化鉱	$1/100-1$	10-30	—
			10,000-400,000

I.P.測定システムと調査システム

I.P.測定法は大別して2種類となる。その一つはタイム・システムすなわち時間領域測定であり他の一つはACシステムあるいは周波数領域測定である。

いずれの場合でも電流は金属電極を通して大地に流され他の点におかれた2つの電位電極間で電位差が測定される。この点については比抵抗法の場合に全く類似している。

第一のシステムでは一定時間直流を流した後電流切断直後の残留電圧変化を測定する。電流オン(オン・タイム)での電位差 V_p と電流オフ(オフ・タイム)での電位差 V_s との比較から見掛分極率を求める。

その際記録方式を用いて刻々の電位変化を観測する方式と積分回路を用いてオフ・タイムの過渡電圧を一定時間における平均値として測定する方式とがある。通常見掛分極率 M は V_s/V_p から定義され同時に見掛比抵抗 ρ_a とが求められる。 M は理論的には明確に定義され得るが実用的には探鉱器によって著しく異なることがあるのでI.P.応答を比較するとき使用測定器の性能を予め知っておく必要がある。このことは次に述べる第二の方式でも同様である。

第二の方式では DC あるいは1サイクル以下の低周波の方形波状交流に対する比抵抗 ρ_L とこれより高い周波数（通常10サイクル以下）の交流に対する比抵抗 ρ_H との測定から周波数効果 F. E. が求められる。F. E. は $(\rho_L - \rho_H)/\rho_L$ として定義される。実用的には $(\rho_L - \rho_H)/\rho_H$ が用いられ百分率で表される。また メタル・ファクタ M. F. なる量も導入され $M. F. = 2\pi \times 10^5 \times (\rho_L - \rho_H)/\rho_L \times \rho_H$ あるいは $\rho_L \times \rho_H$ の代りに $(\rho_H)^2$ が用いられている。M. F. は比抵抗の逆数の次元をもち v/m 等の単位で表わされる。一方 F. E. は無次元であり時としてパーセント・エフェクトと呼ばれることもある。

なお 一般に F. E. と M とは何等かの関係をもち周波数の選定 あるいは時間の選定によって 近似的には比例関係にあるといわれる。また 位相差 $A = \tan^{-1} V_s/V_p$ を測定する方式もある。一般に V_s/V_p が小さいのでこの角度は小さい。現在 わが国でルーチンに用いられているのはほとんど第二の方式である。

さて このような測定システムを用いて調査を実施するとき 先ず重要な問題は電極配置の選定である。第4図に I. P. 法探査で実用化されている各種の電極配置を示す。図で C_1 と C_2 とは電流電極を P_1 と P_2 とは電位電極である（参考までに フランス流では前者は A と B 後者は M と N とで表わされる）。

C_2 を遠電極として用いるとき（通常 使用される a の最大値の約20倍離さねばならない） C_1, C_2 が C_1, P_1 に垂直になるように配置され 同時に C_1 までの結線はできるだけ短くする必要がある。これは電磁カップリングを減少するためである。

電極配置の選択は使用される測定システム 探査対象 四囲の条件等を考慮して行なわなければならない。周

波数システムの探査では pole-dipole あるいは dipole-dipole 配置が用いられている。タイム・システムでは Schlumberger あるいは3極 Schlumberger 配置がしばしば用いられている。時として 比抵抗法で使われる矩形法（配置）が用いられることもある。

上の配置は電極間の相対的關係から名付けられることが多いが ちょうど 比抵抗法における水平探査や垂直探査の場合と同様 電極間隔をそのまま保って 測線沿いに移動する(A)方式 電極間隔をひろげてゆく(B)方式 両者を組み合わせる(C)方式とがある。現在 周波数システムでは ほとんど(C)方式が選択的に用いられている。

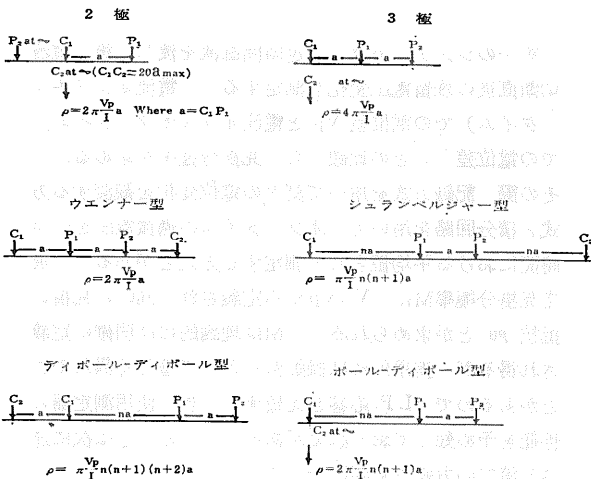
測定に際し 前述のような鉱床に起因しない I. P. すなわちノーマル効果 電磁カップリングおよび地電流についてはことに留意せねばならない。

電磁カップリングは 大地および電線を通じて 流線が電位線へ電磁誘導電圧を導びき 測定を妨害するもので 各電線の長さ 大地導電率および周波数の増大につれてその効果は大きくなる。とくに 深部を対象にした探査では時々迷惑な結果を引き起こす。周波数システムではとくにこのカップリング除去に神経を使わざるを得ない。反面 タイム・システムでは切断後の時間間隔の選定によって逃れることができる。地電流ノイズについては 周波数システムの方が有利であるといえよう。地電流ノイズの強い地域では 2極配置は用いられず 電位電極間隔の小さい他の配置が使われる。

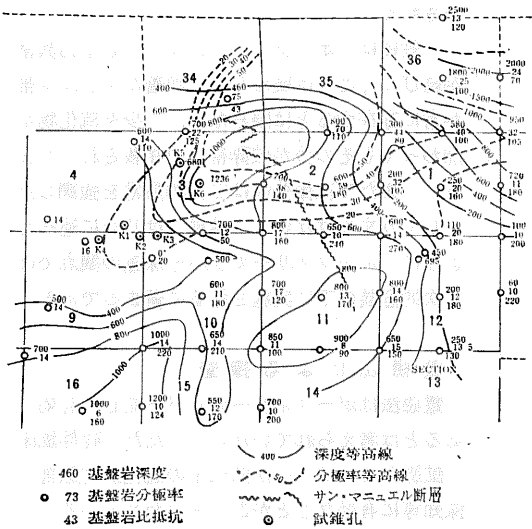
ポーフィリー銅探査では ターゲットの面積が300エーカー以上であり 一辺が3,500フィート程度はある。タイム・システムでの測定では $\frac{1}{4}$ ないし $\frac{1}{2}$ マイル毎に中心点をとり 電極間隔をひろげる。必要に応じて測点を増す。もちろん 水平探査的測定も行なわれ得る。周波数システムでは与えられた測線沿いに(C)方式で探査が実施される。

I. P. 探 査 例

タイム・システムを用いて サン・マニユエルで 1953年以降実施された I. P. 法のテスト結果を第5図に示す。中心点を $\frac{1}{2}$ マイル毎にえらんで 電極展開がなされ 基盤深度および比抵抗 またその分極率の3者が求められた。硫化鉱の体積百分率は近似的に M/10 に等しく 基盤深度は時に約300 mに達する。第6図は同地域で得られた中心点に関する比抵抗および I. P. の垂直探査曲線であり このようなデータの解析結果の集録が第5図に他ならない。



第 4 図 電 極 配 置 図



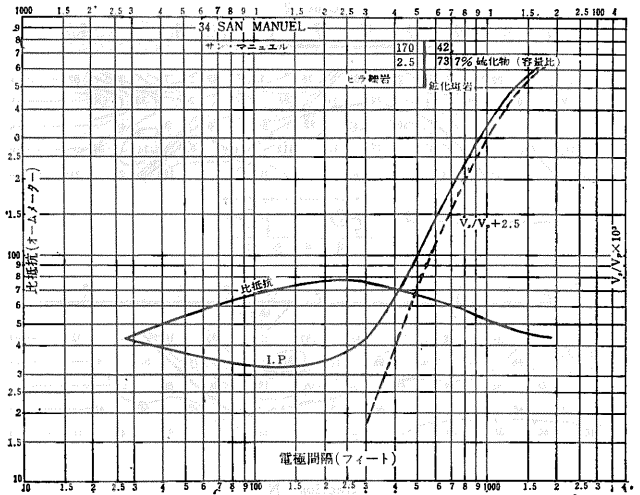
第5図 サン・マヌエル地域 I.P. 探査 (プラント原図)

第7図は ミッション地域での結果で 図2のコンター5が嫁行価値をもつ鉱化帯の輪郭を示す。第5図と第7図で示す I.P. の値は単位が共通でなく 使用探鉱器によって適宜採用されたもので 適当な換算によって一つの系の値を他の系で近似的に表現される。

第8図は AC pole-dipole 配置を用いてカクタスで実施された例で 平板状鉱化帯が高いメタルファクター異常と結びついている。深度と共に比抵抗が低くなっている様子も図からみとめられる。

第9図は サン・ホアンの例で 5~8%黄鉄鉱の鉱化帯が Gila 礫岩と新期火山岩の下部にある古期火山岩類中に存在している場合で 比抵抗は $4\Omega m$ という低い値であり M.F.=15,000 という高い値が得られた。

結局 I.P. 法はタイム・システムであれ 周波数システムであれ ポーフリーカップー探査には特に有効で

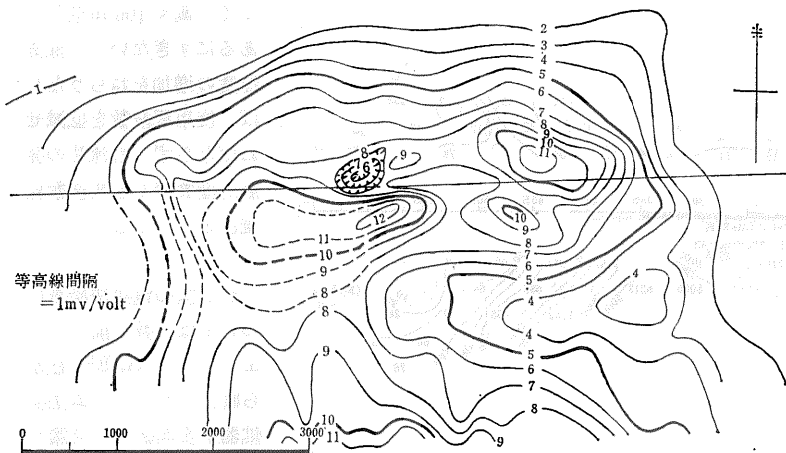


第6図 等間隔3極配置による比抵抗および I.P. 曲線 (垂直探査) サン・マヌエルの例

ある。

重力探査

重力探査はポーフリーカップー探査ではそれほど広い適応性を有していない。それで礫岩や谷部充填物の厚さの概略値の推定のような副次的調査に用いられるのが普通である。周囲の地形に影響されないような低地の露岩地域から出発して 重力値と高度とを順次測定する。このとき高度補正として 露岩基準点から測点までの高度差 h フィートを用いて $-0.066h$ ミリガルを採用する。谷部充填物の比重を $2.0 \sim 2.2$ 岩石の比重を $2.6 \sim 2.8$ とし その比重差を 0.6 とすると 被覆物の厚さは $1304g$ フィートとなる。 $4g$ は補正重力値 (基準点からの) である。こうして谷面に沿う重力断面図から基盤岩形状が求められる。



第7図 ミッション地区の I.P. (Lacy & Morrison 原図)

ビスビー (アリゾナ) では坑内で地下の重力探査が硫化鉄知のために実施されている。ここでは周囲の岩石は 2.7 塊状硫化鉄は 3.3 という比重もっている。測定のレベルより上部に採掘跡や下部に鉱体が存在しているとき正異常がみられる。こうして幾つかのレンズ状鉱体の発見に役立った。重力探査はサン・マヌエルのテストでは硫化鉄による比重の増加分は破碎帯や変質帯の減少分

請される。

一般には ポーフリー・銅と重力異常が結びつくことは疑わしく 顕著なスカルン帯が常に存在するとは限らない。少々硫化物が加わってもその分が破碎帯等で相殺されてしまう。また二次微分等は二次的異常を強調したりしてうまみはない。結局 はじめに述べたように ポーフリー・銅探査の観点では二次的意義の下に実施されるに留まるであろう。

電磁法による探査

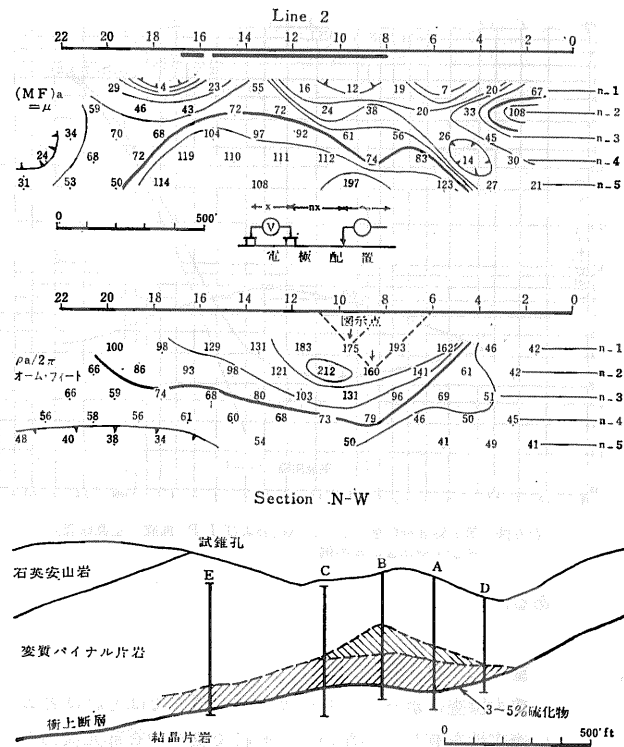
電磁法はポーフリー・銅探査に有効であるとは考えられていない。ただ 随伴鉱床・鉱脈あるいは 一次鉱床中の硫化鉱富鉱部の探知等に有効なことがあるといわれている。

電磁法は電気探査法の中で 測定器や調査方式において多様性に富み 今後の発展が非常に期待されている。一般に 接地しない一次コイル内に交流を流すことによって発生した一次磁界の磁束が大地内の導電性物体と鎖交して渦電流を誘起し この電流が作る二次磁界をピックアップ・コイルで検出する。非接地型に対して十分長いケーブルの両端を接地する型もある。

後者では一次電流が大地内を流れるので この分による効果と 渦電流効果とを分離することは一般に困難である。ともあれ こうして電磁法による観測データは 地下の導電率分布あるいは 導電性物体の賦存状況に関する情報を提供してくれる。この方法は古くから多くの人々によって研究され 近年ようやく実用化されるに至った。現在では航空機による方式を發展し 金属鉱床 地下水等の分野での活用は目覚ましい。しかし 最大の欠陥は実質探査深度がそれ程大きいもので

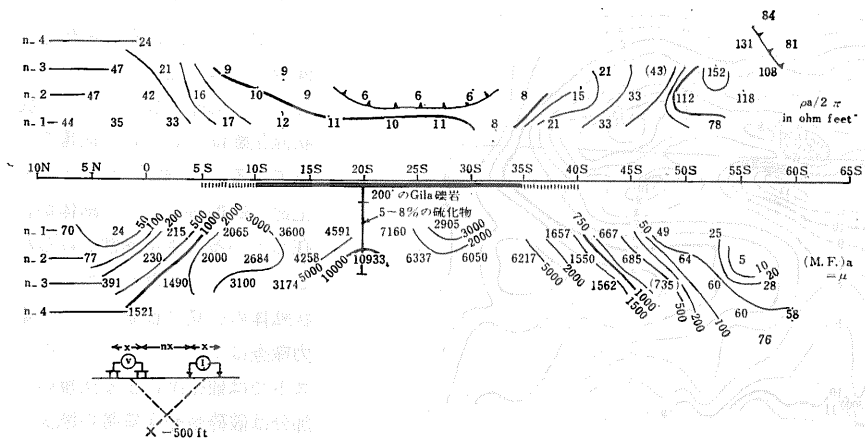
なく 高々 100 m 前後であるにすぎない。探査深度の増加をねらうならば 使用周波数を低減せねばならず 直流法の發展の産物である周波数探査法と合一する。

わが国の電磁法探査については 数年前 スウェーデンの ABEM 社から購入したチュラム法探鉱器が金属鉱山で活躍している。筆者には精度



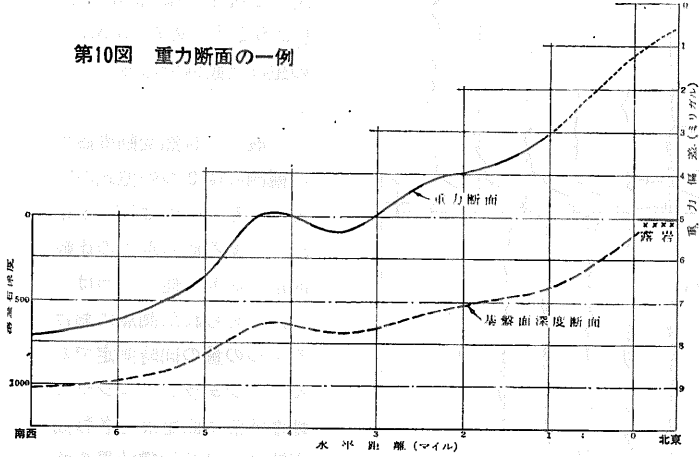
第 8 図 カクタス鉱床の I.P. 探査 (DC および 3 サイクル 4 c 使用)

によって相殺され効果的でないという結果が得られた。しかし ミッションでは 地塁や地溝を示す曲りくねったコンターが見られる。磁気図と重力図とを重ね合わせると地質の概勢をよく反映していることがわかる。方形内の南西隅にあるミッション鉱床は重力異常が認められ 急激な重力勾配が NW 方向に向かって見られるが これは鉱化帯の東端を示す断層による。ミッションの重力ドームは約 1.5 ミリガルで これを出現させるのに厚み 500 フィート 直径 1 マイルのスカルン帯が要



第 9 図 I.P. 探査 サン・ホアン地区 (DC および 5 サイクル使用)

第10図 重力断面の一例



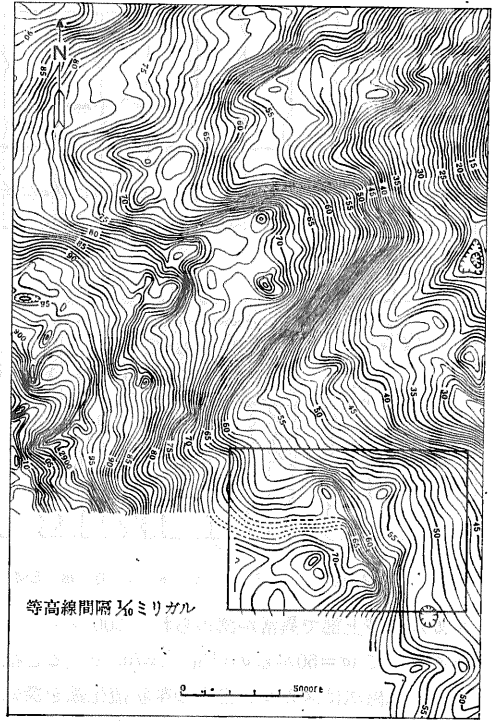
の点でまだ十分でないように思える。その利用も概査段階に留まっている現状にある。さてアリゾナのポーフィリー銅探査に例をとろう。ジェロームのような塊状硫化鉄床探査、銅・グランスやピマのようなスカルン帯探査、ミッション地域の調査がおもなものである。

最初と最後の場合には、一次コイルに1,000サイクルの交流が流され、検出コイルはこれから500フィート以上離しておかれて測定が行なわれた。第二のピマでは5,000フィートの長さのケーブルを磁気異常に平行に直線状に張り、その両端を接地して、400サイクルの交流を大地に流す。測定はこのケーブルに垂直な方向に何本もの測線を設け、これに沿って実施された。2つのピックアップ・コイルを100m離しておき、全磁界の振幅比と両者の位相差が求められた。銅・グランスでもこれとほぼ同様の測定が実施された。ジェロームやミッションでの測定では純粋な電磁誘導のみが関係したことになる。ここで板状導体に関する応答を考察すると ts/d^2 に比例する。記号については

- t : 導体の幅
- s : コイル間隔
- d : 表皮の深さで $500/\sqrt{of}$ (m) に等しい
- f : 周波数
- σ : 導体の導電率 (Ω/m)

である。その結果、一次磁界に対する二次磁界の比は ts/of に関係する。同様に h/s に逆比例する。ここに h は導体までの深度である。

幅の広い不良導体でも、周波数を増すにつれて応答するようになる。このことはジェロームの調査でも明らかである。ロング・ケーブル法では、導電性物体が媒

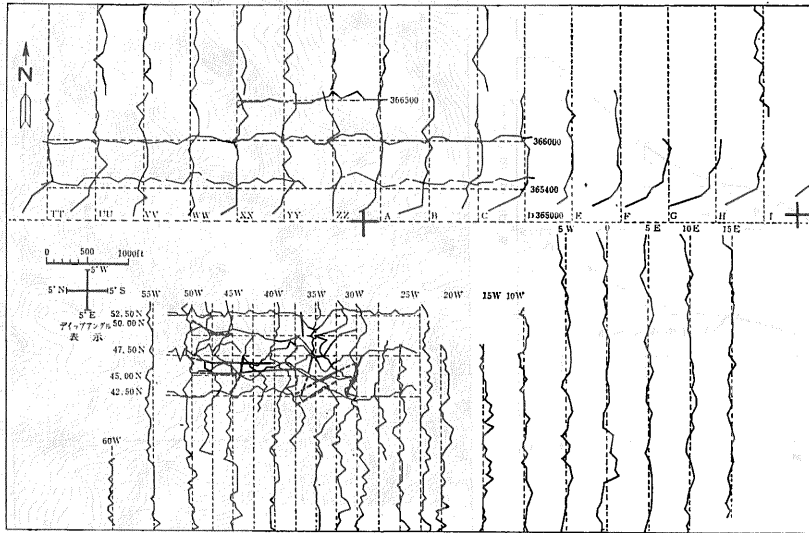


第11図 ミッション地域等重力線図

質内に存在しているとき、異常は2つの因子からの産物である。導体と媒質の導電率をそれぞれ σ_1 、 σ_2 とすると電流は σ_1/σ_2 に比例して導体に集中する。そのためこの部分における電磁界強度は大きくなる。同様にケーブルからの磁界は磁束の導体との鎖交により $\sigma_1 ft$ に比例する電磁界を生ずる。最初の因子は導電率のコントラストに関係するので、比抵抗分布に相当するような異常を生ずる。第二の因子は $of t$ が重要であるような場合のみ生ずる。破砕帯や頁岩のような周囲よりも導電性に富むもの示徴となる。

第12図はミッション地区の電磁法探査結果を示す。この区域は空中磁気探査、重力探査例での矩形枠内であり、伏角測定が測線間隔500フィート、測点間隔50フィートの測線上で送信器と受信器とを移動しながら実施された。測線群は2種あり、一つはN-S、他の一つはE-Wである。太い実線と破線とは導体の軸部を示す。測線35Wでの異常差 10° を解析すると、コイル間隔500フィート、被覆物の厚さ200フィート、周波数1,000サイクルとして $t\sigma=100$ となる。

第13図にはロング・ケーブル法での例を示す。垂直EM界の振幅比、2つの検出コイル間の位相差とこれらから導出した振幅、位相角が曲線として図示してある。



第12図 ミッション地域 EM 断面図

スカルン帯上部で異常が認められ 200 フィートの幅があるとして $\rho = 50$ から $\sigma = 1/10 \sim 1 \Omega/m$ であると推測される。電磁法はスカルン帯内の帯状硫化鉱を探知し得るけれども 幅広い鉱染状硫化鉱体を指示しないようである。

AFMAG の利用

可聴周波数範囲の地球変動磁界の観測にもとづく物理探査法は AFMAG (アフマグ) と呼ばれている。もともと可聴周波数範囲の自然電磁界中に含まれるエネルギーの大部分は対流圏の放電 (空電) によって供給されるもので 地球全体で 1 秒につき数 100 回の割合で空電が発生しているという。したがって このように頻繁に

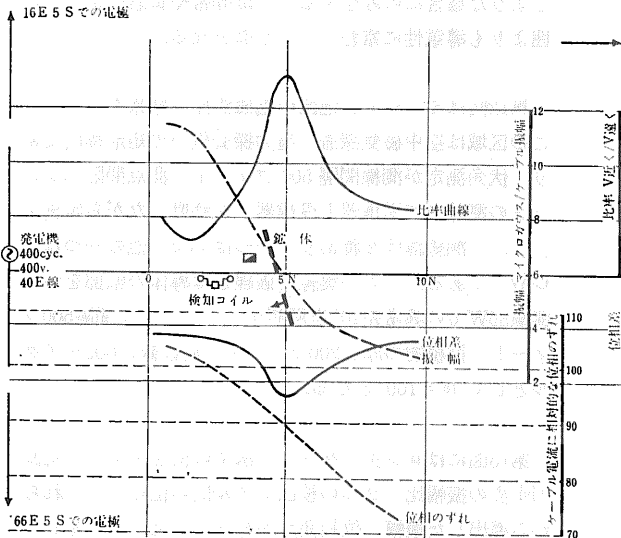
起きる現象を積極的に利用しようとするのが AFMAG の生れた動機である。

一般に 自然変動電磁界の観測には 2 つの型式がある。その一つは (A) 基準点に対する他の点での比較測定であり 他の一つは (B) 与えられた測点における 2 つの量の同時測定である。シュランベルジャの地電流法は固定点と各移動点間における地電流界の強度および方向を比較する (A) ものであり カニヤールの MT 法 (地磁気—地

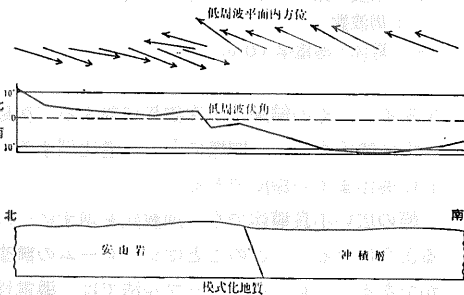
電流法) では 固定観測点の与えられた方向における地電流界強度とこれに直交する地磁界強度との比較がなされる (B)。AFMAG も後者の型で 水平磁界と鉛直磁界との比を求めることに帰す。

空電による電磁界は遠方では平面波とみられ 電界はほとんど鉛直である (鉛直線より伝播方向に向かってわずかに傾く)。したがって磁界はほとんど水平となる。その方向はエネルギー源がひろく分布しているので多少ばらつく。もし観測点付近で大地導電率が様でないならば たとえば 良導体が存在するならば 電界はそれに集中しようとする傾向を示し 磁界は水平方向から傾く。したがって その傾きの角度すなわち方位角と方位角との測定から 逆に良導体の探知 大地の不均質の

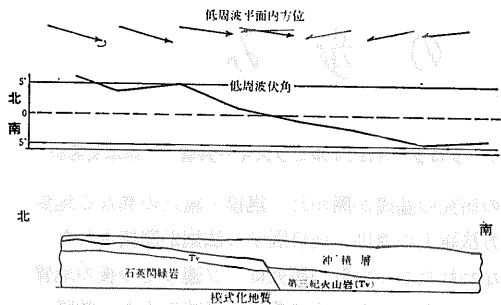
推定を行なうことが可能である。これが AFMAG の原理である。AFMAG は本質において電磁界の相互作用を利用するので 電磁法の変種として分類されている。すなわちエネルギー源が無窮遠におかれたときの電磁法の一つとみなせるわけである。



第13図 鉛直電磁界応答 (ピマ地域)



第14図 地表 AFMAG 探査例 (1)



第 15 図 地表 AFMAG 探査例(2)

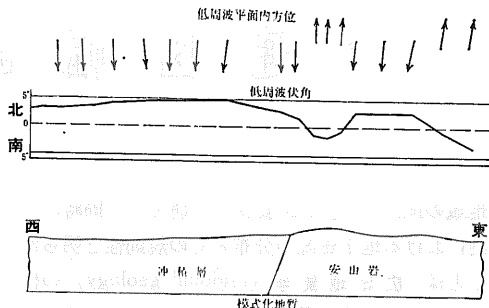
適当に選択された観測周波数での AFMAG 異常は次の 2つの要因によって生ずる。

- a) 導電性区域では ごく粗い近似で σ_1/σ_2 に比例する地電流集中がみられる。この地電流集中が一つの要因である。
- b) 自然電磁界の磁束と導体との鎖交によって発生する渦電流 (近似的に $t\sigma t$ に比例する) が他の要因である

(a)から AFMAG 異常は導電性物質と周囲の比抵抗コントラストから生ずる。頁岩 断層帯その他低比抵抗部で重要な異常を示す。導体が地電流方向(変動地磁界に垂直な方向)に沿って存在するとき その長さが長い程異常は大きくなる。渦電流効果は σ_1 が大きい程増加する。幅 200 フィート 深さ 200 フィート 導電率約 0.2 σ/m の長くのびた導体の AFMAG 異常は 100 サイクルで 10° 程度となる。ピマやミッションのスカルンは AFMAG に応答し 異常への寄与は(a) (b) 共 半々であったと考えられる。

第14 15 16図に AFMAG 地表調査例を示す。選択周波数は 150 サイクルで 図の上部に 磁界の水平面内の方位を 中段に伏角を 下部に模式地質図を断面図として示した。第14 15図の幅広い異常は良導体への地電流集中に主として起因するものと思われる。第16図は磁界が断層に平行している例で 断層は電磁界に反応を示さない。東の安山岩による異常は表面的で安山岩丘によるものである。

AFMAG は天然のエネルギーを利用するので 他の電磁法に比べて送信設備を必要としない利点があり 送信点と受信点との距離が無限大とみなせる点は探査深度に関して有利であると考えられるが 現在の観測の手法では変動電磁界に関する十分な知識を与えるまでには至らず また精度の点でも不十分である。その上AFMAG 異常の大半は(a)の地電流集中型で 比較的わずかな比抵抗コントラストが異常を呈し このような異常が河であるとか 断層 破碎帯その他と複雑に結びついてパツ



第 16 図 地表 AFMAG 探査例(3)

クグラウンドを形成するので 地下深所の鉱体のような小規模導体による渦電流型異常を弁別することは困難である。したがって ポーフイリーカップー探査等で直接的に鉱化帯を探知するのに AFMAG は有効であるという期待はもてない。

おわりに

ポーフイリーカップー探査において用いられている物理探査法は上に紹介した他に 自然電位法や屈折法等があるが 現在のところあまり重要性がない。空中磁気探査は鉱床をとりまく周辺の地質 とくに鉱床と関係があると思われる貫入岩の分布の推定に利用され 時としてスカルン帯の探知に役立つ。一方 I.P.法は硫化鉱床を直接探知するのに効果的であり 中心武器となっている。電磁法は塊状鉱床の場合ほど効果的ではなく AFMAG と同様 直接鉱床探知に役立つ例は数多くはない。しかし 間接的手法としては今後 一定程度の期待はもたれるであろう。重力探査は空中磁気探査と同様 本来 広域調査として有効であるが 後者に比べて調査に制約があり 実際上特殊な局部的問題の解決に利用されるに留まっている。

最後に 実例が 米国南西部それもほとんどアリゾナに限定されているので 他の地域 たえばペルーのポーフイリーカップー地域でこの定石がどの程度適用されるかわからないが 海外探鉱に関心が高まっている現在 この小文が何等かの参考になれば幸である。

(筆者は物理探査部)

訂正とおわび

日本列島の生い立ちをさぐる⑤-1 地質ニュース No. 172 次のとおり訂正とおわびします

頁	行	誤	正
6 頁	左 7 行目	秩父異常	秩父累帯
6 頁	第 131 図中	吉不知海	吉不知海
8 頁	第 133 図説明文中	R	P
9 頁	第 135 図枠外	脱 落	(市川浩一郎 1956)
11 頁	第 138 図 A	B	P