

フィリピン沿海鉱物資源開発計画調査
空中磁気探査報告書

昭和46年1月

海外技術協力事業団

118
65.8
SD

JICA LIBRARY



1046577[1]

フィリピン沿海鉍物資源開発計画調査
空中磁気探査報告書

昭和46年1月

海外技術協力事業団

国際協力事業団	
受入 月日	84. 4. 30
	118
登録No.	04090
	65,8
	80

は し が き

日本政府は、フィリピン政府の要請に基づき、同国ルソン島南部、ミンドロ島の一部及びマリズケ島並びにそれらの周辺海域において、海域及び陸域における石油を含む鉱物資源開発の可能性を検討するため空中磁気探査を行なうこととし、その実施を海外技術協力事業団に委託した。

海外技術協力事業団は、通産省工業技術院地質調査所主任研究員佐野浚一氏を団長とする11人の専門家からなる調査団を編成し、1970年2月25日より同年3月30日(34日)に亘り派遣した。

調査団は、ルソン島南部北方沖合からミンドロ島南方沖合に至る面積約18,500 Km²の地下構造、特に堆積層の厚さとその基盤の形状を調査し、帰国後調査結果の解析作業を行い報告書としてとりまとめた。

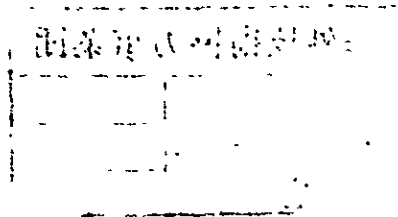
本報告書の提出にあたり、これがフィリピン国の鉱物資源の開発、ひいては国民経済の発展に寄与するとともに、同国とわが国の友好親善の推進に役立つことを切望する。

最後に、本調査の任に当られた団員各位の労をねぎらうとともに、調査に協力されたフィリピン政府及び関係者、並びにわが国の関係機関の方々に衷心より感謝の意を表わすものである。

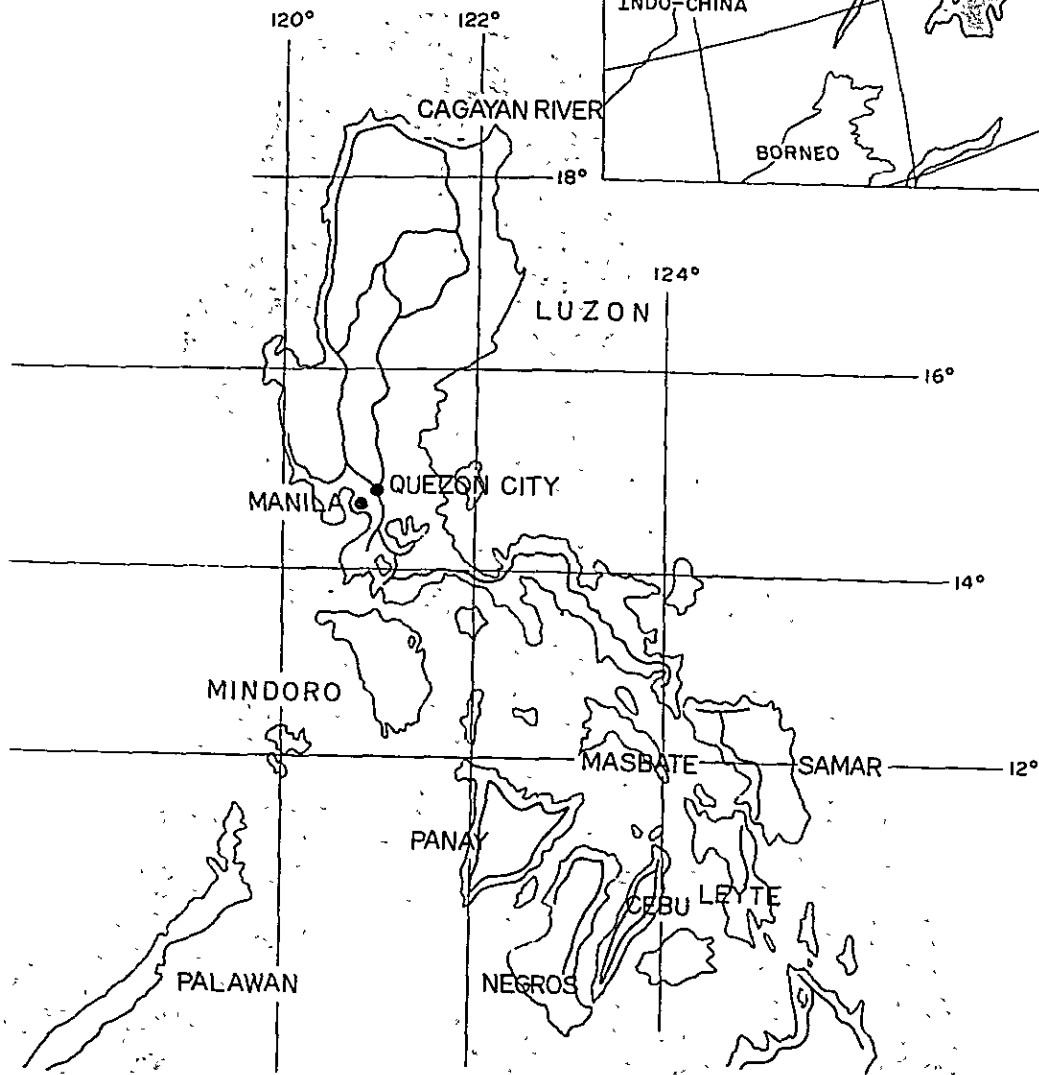
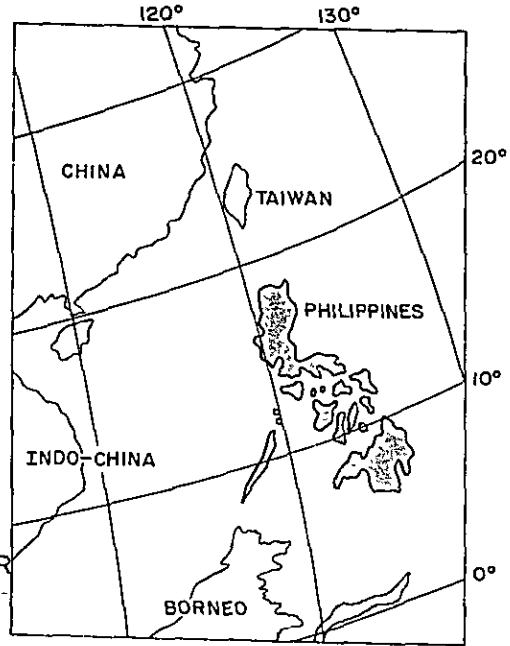
1971年 1 月

海外技術協力事業団

理事長 田 付 景 一



LEGEND . ● ----- CITY
----- RIVER
----- ROAD



Key Map & Location Map

フィリピン沿海鉱物資源開発計画調査 空中磁気探査報告書

目 次

はしがき

Key Map & Locotion Map

1. 緒 言	1
1.1 調査の経緯	1
1.2 調査の目的及び調査区域	2
1.3 調査団の編成	3
1.4 謝 辞	3
2. 地 質	6
2.1 南部ルソン、カマリネス ノルテ	6
2.2 マリンズケ島	6
2.3 ミンドロ南部	7
3. 解釈理論	9
4. 解析方法	17
5. 調査機器および調査方法	31
5.1 空中磁力計	31
5.2 ステーション磁力計	32
5.3 航法装置とその使用法	32
5.4 データの編集	35
6. 地質解釈	37
6.1 調査地域全般の磁気的特徴	37
6.2 Aゾーン（調査地域南西部分）	38
6.3 Bゾーン（調査地域北東部分）	40
7. 結 語	43
文 献	44

付 録 II	岩石磁気測定	48
第 A-1 図	試料採取位置	49
	Localities of the rock samples	
第 A-1 (a) 表	試料の採取位置と岩石名	50
	Localities and rock types of the samples	
第 A-1 (b) 表	試料の磁氣的性質	51
	Magnetic properties of the samples	
付 図 (別添)		
	全磁力図 (5 枚組)	1 : 100,000
	Total magnetic intensity map (5 sheets)	
	残留磁力図 (2 枚組)	1 : 250,000
	Isogam map (2 sheets)	
	鉛直二次微分図 (2 枚組)	1 : 250,000
	Second vertical devivative map (2 sheets)	
	鉛直一次微分図 (2 枚組)	1 : 250,000
	First vertical derivative map (2 sheets)	
	解析断面図 (3 枚組)	1 : 250,000
	Subsurface section and total magnetic intensity profile (3 sheets)	
	磁気基盤図	1 : 250,000
	Magnetic basement map	
	測 線 図	1 : 100,000
	First line map	

目 次

図		
第 1 図	位置図.....	5
	Location Map	
第 2 図	(第 2-1~第 2-5 図)プリズムモデルによる磁気異常	12~16
	Magnetic anomalies by prism Models	
第 3 図	I' と φ および A^2 と φ との関係	20
	$I'-\varphi$ 、 $A^2-\varphi$ relations	
第 4 図	$G\sqrt{A}$ と I'_0 との関係	21
	Anomaly characteristic-effective angles relation	
第 5 図	磁気異常曲線(脈状モデル)	22
	Magnetic anomalies (Dyke model)	
第 6 図	鉛直二次微分曲線(脈状モデル)	23
	Second vertical derivative anomalies (Dyke model)	
第 7 図	磁気異常曲線(Grabenモデル)	24
	Magnetic anomalies (Graben model)	
第 8 図	鉛直二次微分曲線(Grabenモデル)	25
	Second vertical derivative anomalies (Graben model)	
第 9 図	磁気異常曲線(脈状モデル)	26
	Magnetic anomalies (Dyke model)	
第 10 図	鉛直二次微分曲線(脈状モデル)	27
	Second vertical derivative anomalies (Dyke model)	
第 11 図	Inflection tangent length and straight slope length	30
第 12 図	プロトン磁力計のブロックダイアグラム	33
	Block diagram of proton magnetometer	
第 13 図	ルビジウム磁力計のブロックダイアグラム	33
	Block diagram of rubidium magnetometer	
第 14 図	ロラン-A チャート	34
	Loran-A navigation chart	
付 録 I	仕様および統計	47

1. 緒 言

1.1 調査の経緯

昭和41年5-6月マニラで開催されたアジア沿海鉱物資源共同探査調整委員会(CCOP)第1回会議において、フィリピン政府は委員会の共同探査計画の1つとしてほとんどフィリピン全域を覆り空中磁気探査を提案し、石油探査の見地から全地域を第I地域から第VII地域までの6地域に分割した。昭和42年6-7月にソウルで開かれたCCOP第3回会議において、日本政府は空中磁気探査実施の可能性を示唆したが、昭和42年11月台北で開かれたCCOP第4回会議において、日本の援助がフィリピンの第II地域の一部における空中磁気探査に振向けられるよう勧告され、この探査計画はCCOP-1/PH.2計画としてCCOPの作業プログラムに組み入れられた。

フィリピン政府の要請によって、探査計画を検討し調査地域の地質資料を蒐集するため、日本政府は地質専門家2名・地球物理専門家1名からなる専門家チームを昭和43年3月から4月までの1ヶ月間フィリピンに派遣した。フィリピン農業天然資源省鉱山局からの要望にもとづいて専門家チームによって作製された探査計画は昭和43年6月東京で開催されたCCOP第5回会議に提出され討議された。しかし、この探査計画は第5回会議以後1年以上放置された。

昭和44年10月キャンベラで開催された第4回アジア極東地域石油資源開発シンポジウムの際に、フィリピン代表は上記探査計画の実施について日本代表およびエカフエ事務局の注意を喚起した。この会議の後、両国政府はCCOPの会議で討議された空中磁気探査について接触し、日本政府によって与えられる援助およびフィリピン政府によって負担されるカウンターパートについて確認した。

従って、日本政府はこの調査の実施を海外技術協力事業団に委託し、同事業団は調査団を組織してフィリピンに派遣した。

計画された地域は北東-南西方向に約400Kmの長さに延びる巾40Kmの矩形形状でルソン島南部、マリンスケ島およびミンドロ島およびその沖合地域を覆っている。

日本政府は本調査に対して地球物理専門家、関係技術者、操縦士、整備士および事務担当者で構成された調査団、必要器材および調査用航空機を提供した。フィリピン政府は下記の各種のカウンターパートを負担した。

1. 航空機用燃料(13,000 U.S.ガロン)の供与および給油施設の提供
2. 器材および航空機の通関
3. 航空機の着陸料および繫角料の免除

4. 航空機のグランドハンドリングの提供
5. 航空機および機材の保安
6. 鉱山局における暗室および複写室の提供
7. 自動車1台(運転手付)の提供
8. 飛行場における待合室の提供
9. 地上磁力計観測室の提供
10. 計画された地域の航空写真の提供
11. 鉱山局からのカウンターパート職員、渉外担当者、地質専門家、地上磁力計および複写器操作要員の提供

現地調査の結果得られた磁気資料の編集および解釈は地質調査所で行なわれた。フィリピン鉱山局の地質専門家を個別研修員として受入れ、この作業に協力させた。

1.2 調査の目的および調査区域

この空中磁気探査は鉱物資源の開発の可能性を検討するための概査として計画され、中生代の基盤を覆う堆積層の厚さを決定し、石油を含む鉱物資源の存在の可能性がある地下構上を探査することを目的としている。調査地域内のマリンズケ島では幾つかの銅鉱床が開発中であり、調査地域に隣接するポンドック半島ではガス徴があることが報告されている。陸上部でさらに多くの金属鉱床が発見されることが期待されており、海底の堆積層から炭化水素鉱床が発見されることが希望されている。

今回の調査の飛行計画は気象条件およびその他の理由によって調査期間中に変更された。調査当初に日本調査団が提案したLoran-A位置線に並行な曲線による測線はテスト飛行の結果Loran-A電波の伝播が陸域で障害を受けることが判明したので中止された。従って350 Km以上の長さの北東-南西方向の直線状の測線が間隔約6 Kmで設けられたがその一部は天候不良のため飛行できなかった。計画された地域はルソン島北方のラモン湾の海底下に堆積盆地が存在することが現地整理によってわかったので北西方向に拡大された。長さ約150 Kmの8本の短い測線が間隔約6 Kmで設けられた。長さ50 Kmから100 Kmの5本の交叉測線も測定された。

測線には北西方向へ順次#1から#14までの番号をつけ、交叉測線には南西方向へ順次P2からP6までの番号をつけた。

従って、再飛行200 Km分を除いて測線延長3,800 Km、交叉測線延長400 Km、従って測定のための全飛行距離は4,200 Kmであった。調査面積は約18,500平方Kmであった。

1.3 調査団の編成

今回のフィリッピン派遣調査団の団員は下記の通りである。

氏名	業務	所属
佐野 浚一	団長	通産省地質調査所
平木 国夫	連絡渉外	日本航空機輸送株式会社
田村 芳雄	物理探査	通産省地質調査所
飯島 保道	電子工学	丸文株式会社
小川 克郎	物理探査	通産省地質調査所
鈴木 宏尚	業務調整	海外技術協力事業団
中川 誠二	航空測量	住鉱コンサルタント株式会社
市川 元二	機長	日本航空機輸送株式会社
坂部 雄	副操縦士	全上
立石 敏夫	整備士	全上
木崎 直洋	全上	全上

調査団は昭和45年3月4日マニラに到着し、3月29日に帰国した。団長および渉外担当団員は2月26日先発し、台北(中国)に立寄って調査用航空機の着陸許可手続きを行ない、2月27日マニラに到着した。渉外担当団員は3月10日任務を終えて帰国した。調査用航空機、すなわち特別に機装したYS11型プロップジェット旅客機は3月3日東京を出発し、台北に一泊後3月4日マニラに到着した。調査用航空機は調査飛行終了後マニラを3月29日出発し、台北経由翌3月30日帰国した。

1.4 謝辞

フィリッピン鉱山局石油部長 Felipe U. Francisco 氏および首席地質官 Carlos F. Teodoro氏は現地調査期間中カウンターパートの実施について担当し、野外作業の進行に伴う調査計画の変更についても日本調査団と協議した。そのほか下記のフィリッピン鉱山局職員が現地調査に協力した。

Dominador Muriel	渉外連絡
Pedro Estupigan	地質担当
Juan de la Cruz	地上磁力計担当
Herminio Yaquiqui	全上

D. Muriel氏は研修員として昭和45年7月1日から9月30日まで来日し、地質解釈および報告書作製に協力した。

日本調査団はフィリッピン鉱山局および関係職員各位に調査作業中の協力に対し深甚な謝意を表明する。また、調査飛行に対し便宜を与えられたフィリッピン空軍およびフィリッピン民間航空局、地上磁力計観測室を提供されたフィリッピン気象台および地磁気連続観測の結果を提供されたフィリッピン沿岸測地調査局に対し感謝の意を表わす次第である。

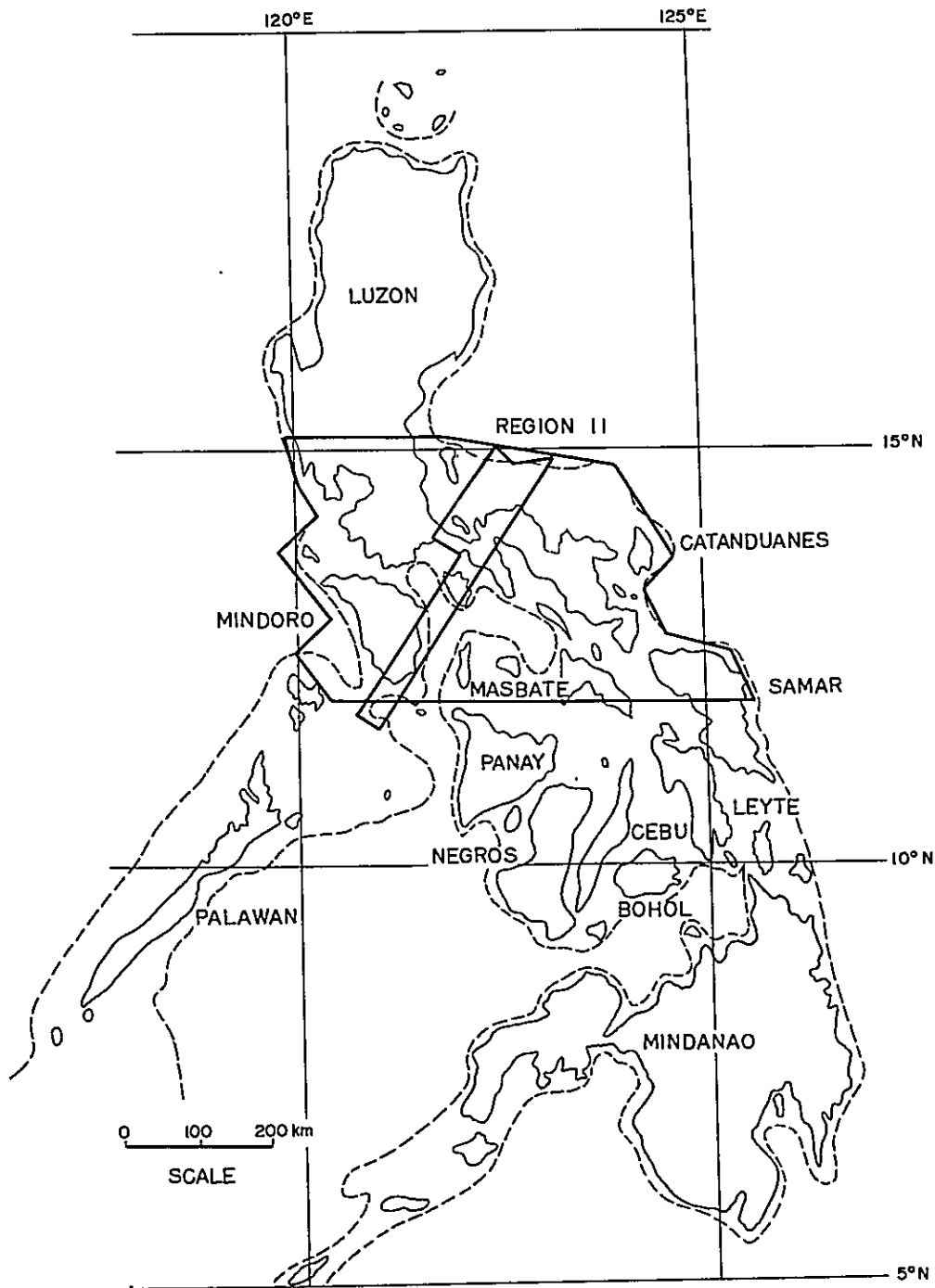


Fig. 1 Location Map

2. 地 質

2.1 南部ルソン¹⁾、カマリネス・ノルテ²⁾

カマリネス・ノルテの沖合の小島に露出する最古の岩石は高度の変成を受けたパラシストおよびオルソシストである。ララップ³⁾半島には低変成度の岩石が存在する。これらの岩石は主に緑泥石片岩、緑伝石黒雲母片岩片石および珪岩であり、後の時代の岩抹やあるいは岩脈や岩床によって貫ぬかれている。変成岩は第三紀より古い時代のものである。

これらの変成岩の上部に主にスピライト、チャートおよび硬砂岩からなる中生代の火山岩や堆積岩がある。スピライト、チャートおよび硬砂岩は蛇紋岩化した起塩基性岩の衝上によって甚しく破碎されている。蛇紋岩化した岩石は地殻変動時代の初期に花崗閃緑岩の岩抹に貫入されている。

粘土質および石灰質の砕屑および火山性のワッケが付随する石灰岩および礫岩と共に古い地層を不整合に覆っている。この地層はサンジョセ⁴⁾、パンガニバン⁵⁾の南西によく露出している。褶曲および断裂系は第一に花崗閃緑岩の貫入によるものである。この地層は上昇運動を受け南西に傾いている。

主に安山岩溶岩からなる火山性物質および凝灰角礫岩が始新世の堆積層の上に沈積しており、漸新世のものと考えられる。この火山岩も幾分傾いており断層が発達している。

下部中新世の時代に広い地域が細かい石灰質の砕屑で覆われていた。中部中新世は閃緑岩、閃緑斑岩および閃長岩(?)の貫入による広汎な造山作用によって特長づけられる。

閃緑岩の貫入は成因的にこの地域の鉱床と関係づけられると信じられている。

上部中新世は火山活動を伴う海成および陸成(モラッセ型)の堆積の時代である。これらの堆積層は低い谷の地域を埋めている。

この地域の主な断層構造はフィリッピン リフト ゾーン⁶⁾に沿って北西にのびており、地層のその方向に沿う沈積によって示されている。これらの主要な断層はウルトラマフィックな岩石の衝上によって表わされる。

しかし、花崗閃緑岩岩抹の貫入によって張力型断裂も無数に発展しており、熱水溶液の通過によって影響されている。

2.2 マリンズケ⁷⁾ 島

1) Luzon、 2) Camarines Norte、 3) Larap、 4) San Jose、 5) Panganiiban
6) Philippine Rift Zone ≡ Philippine Fault Zone、 7) Marinduque

この島の最古の岩石は蛇紋岩の小岩体を伴なり時代末詳の変成された火山岩とグレイワックとである。これらの岩石は石英安山岩あるいは安山岩流の薄層を伴なり一連の変成された砂岩頁岩および大理石によって覆われている。これらの地層の露出はこの島の中央部分の北西—南東にのびる地帯にみられる。

これらの始新世の地層の上部に不整合に厚い一連の安山岩流がある。この主要部分は島の北東側に沿って露出している。この安山岩流の上部はチャートの薄層である。これらの岩石の露出は北東部の山岳のところどころにみられる。

玄武岩流および火山碎屑物をはさみこんだ中新世のリーフ (reef) 石灰岩のレンズが火山岩流の上に不整合にのっている。中部中新世の石灰岩は閃緑岩体の近傍である程度結晶化している。中部中新世の地層の基底部分は十字形交叉をしている安山岩斑岩岩脈に影響されている。厚い凝灰岩質堆積岩が西翼に沿って中部中新世の地層を覆っており、北東側にはほとんど露出がない。この地層は一連の向斜および背斜を示している。

凝灰岩質の地層の上に細粒火山性碎屑物の堆積が不整合にのっている。これらの堆積物の鉱物学的研究によればこれらは凝灰岩から再生されたようである。これらの堆積物は化石に富み中新世—鮮新世に属する。これらの地層は南西にゆるやかに傾斜している。

島の最南端のマリンディブ¹⁾山という休火山の斜面に沿って成分的に中性から塩基性の碎屑された火山岩が変成された基底部の地層、中部中新世の石灰岩および凝灰岩のレンズを覆っている。第4紀の沖積層が谷底に堆積している。

主要な断裂はフィリッピン リフト ゾーンに並行に北西—南東方向に配列している。

これは貫入岩体の地域分布や延び方向によって示されている。これらの貫入岩体の位置は北西—南東方向の断裂によって支配され、周辺の岩石をひずませて広い背斜のパターンを形成させているようにみえる。

2.3 ミンドロ²⁾ 南部

この地域の最も古い岩石は主に片岩、頁岩および片麻岩からなる変成岩である。

これらの変成岩はワシグ³⁾川の南方に広く存在し北方に延びている。ある場所では層状構造が残っているが、またあるものは火成岩に由来している。

マンサレイ⁴⁾層は主に礫岩、黒色頁岩、硬砂岩および褐炭状物質からなるアンモナイトを含む地層である。完全なアンモナイトがこの地域から発見された。この堆積層は結晶質基盤岩の上に不整合に堆積している。

1) Malindig, 2) Mindoro, 3) Wasig, 4) Mansalay

中生代は火成岩の貫入および蛇紋岩化した超塩基性岩の衝上によって特徴づけられる。

火成岩はマンサレイ層に貫入して周辺に変質を生じたように見える。暗色頁岩の不透水性および耐浸蝕性はいくぶん火成岩の貫入によって影響されているけれどもある地域では珪化している。閃緑岩は甚しく変成されているが、新鮮な場合は可視大の長石および強磁性鉱物を含む。

始新世の時代には石灰岩および石灰質碎屑がおそらく間断なく沈積した。基底礫岩は閃緑岩、斑礫岩、黒色頁岩、片麻岩およびより古い岩石から由来した他の物質のよく硬結された礫からなっている。石灰岩の露出は地形的に高いところやマンサレイの市街の北および南の斜面に断片上にあらわれ、よく層状をなしている。碎屑堆積物はおもにワッケおよび頁岩で、時に礫岩と密接に関連している。

頁岩、砂岩およびシルトと互層をなしている漸新世—中新世の石灰岩はこの地域の南部を占め、セミララ¹⁾島に延びている。これはゆるやかに摺曲し層状をなしている。多くの場所で、再結晶の証拠が認められる。色はうすい灰色から白であるが、風化するとピンクになる。シルト層にかこまれた石灰質団塊は藻類帯の存在を示している。この地層の下部ではかなりの明灰色砂岩が石灰岩と交叉している。一般に、それは細粒であるがある層は礫岩性である。ある地域では頁岩が粗粒のシルト性物質で大きく置換えられている。ある部分は石灰質で化石を多く含む。

色は明灰色から暗灰色である。この部分はいくつかの炭層を含んでいる。

最近隆起した地域では沖積層、リーフ石灰岩および段丘礫からなる。低い地域のよく硬結していない礫岩はあまり広く分布していない。

一般に、地域の構造としては北西—南東に延びる衝上断層やたわみ摺曲が卓越している。

1) Semirara

3. 解 釈 理 論

地球磁界は場所によって強さと方向が異なる。従って、通常、偏角 (Declination)、伏角 (Inclination) および水平分力、鉛直分力、全磁力 (Total Intensity) の何れかによって、その場所の地球磁界を規定する。偏角は磁気子午線と地理的子午線とのなす角であり、伏角とは地球磁界 (全磁力) の方向と水平面とのなす角であり、磁極 (Magnetic Pole) では伏角は 90° で、地球磁界の強さは $60,000 \sim 65,000$ gamma となり、磁気赤道 (Magnetic Equator) では伏角は 0° で、地球磁界は $30,000 \sim 40,000$ gamma に減少する。当地区では全磁力は約 $40,000$ gamma となっている。

地球磁界の分布は地球の中心に置いた棒磁石、双極子によって近似することが出来るが、実際の地球磁界の分布は、このような双極子磁界よりは一段と複雑である。実際の磁界の双極子磁界よりの偏倚 (Departure) は磁気異常 (Magnetic Anomaly) と呼ばれる。磁気異常には数千平方哩にわたって広がる大きな異常と、規模の一段と小さな異常とがあり、前者を地方的異常 (Regional Anomaly) 又は地殻異常 (Crustal Anomaly)、后者を局所的異常 (Local Anomaly)、又は地表異常 (Surface Anomaly) と云う。物理探査の対象となるのは局所的異常であり、これは岩石の磁氣的性質の相違によって生ずる。強く磁化した岩石と弱く磁化した岩石との境界近くには磁気異常が発生する。従って、このような異常を検出し、解析することによって、両岩石の分布状態を求めることが出来る。

岩石の磁性はそれを構成する鉱物の磁性によって決まるもので、磁鉄鉱は磁性が最も強く、イルメナイト、磁硫鉄鉱、ヘマタイトおよびウルボスピネルも磁性を有してはいるが磁鉄鉱に比べて、その磁化率は遙かに小さい。その他の鉱物は概ね非磁性鉱物と見なして差支えない。一般論として、火成岩、変成岩類は、そこに含まれる磁鉄鉱の量が多いために、堆積岩よりは強く磁化していると云うことが出来る。堆積盆地内の堆積物は非磁性と見なせるが、基盤内には火成岩、変成岩類が分布するため、磁氣的には不均質であり、磁性の異なる幾つかの部分 (Compartment) に分けられ、これら磁性を異にする部分 (Compartment) の境には磁気異常が発生する。従って、堆積盆地を含む地域で検出される磁気異常は基盤内のこれら部分 (Compartment) によって生じたものと見なし、これらの磁気異常を解析することによって、堆積盆地の基盤深度分布を求めることが出来る。また、基盤がいくつかの Compartment に分かれるのは、基盤構造によってもたらされると考えることが出来るので、このよう Compartment の分布を知ることによって基盤構造を推定することも出来る。

この様な考え方が堆積盆地の構造解明に空中磁気探査を用いる基盤となっている。ところで、基盤内の Compartment の 1 つとして貫入する火成岩体を考えた場合、このような火成岩体

の貫入は基盤内に止まり、その頂部は基盤とこれを覆う堆積物との不整合面にあるならば、磁気異常より求めた異常物体の頂部の深度は不整合面の深度と一致する。すなわち、磁気基盤は地質学的基盤と一致する。しかしながら、時として、基盤深所にある貫入岩体もあり、このような場合には、磁気基盤は地質学的基盤よりも深くなる。一般に磁気基盤の深度は最大基盤深度と解釈すべきものである。

次に貫入岩体が堆積物内にまで貫入していることもありうる。この場合には、磁気異常より解析される頂部の深度は基盤深度と関係がない。ただ、この種の磁気異常は貫入岩体の巾が大きくないことと、深度が浅いために、巾の狭い、sharpな形をした磁気異常となり、一般に磁気異常の値も大きいので、基盤内の異常物体によるものとは明らかにパターンを異にする異常となって現われる。

すなわち、両者は磁気異常のパターンに注意すれば弁別することが出来る。また、この種の貫入岩体による浅い異常の頂部の深度を連ねた場合に、あたかも基盤の形状を意味するが如く、平面的に拡がった1つの曲面を構成することはなく、むしろ、これらは1つ（またはいくつかの）方向をつらねた線状に配列することが多く、その方向は構造線と一致する場合が多い。

堆積物内に sill 状に夾在する火成岩の場合には、やはり巾の狭く、異常値の小さな異常となって表われるので、基盤に関連ある異常と見誤ることはない。

堆積物に比べて、基盤全体が磁性が強い場合には、基盤の凹凸によって磁気異常が発生するが、この異常値は基盤の Compartment の磁性の差によって生ずるものよりも、異常値が小さく、上記 sill 状の火成岩によるものに比べて異常の拡がりが広がる。

磁気異常は異常物体の磁性、形状、深度等によってパターンを異にするが、この外、地域的全磁力の強さ、伏角、異常物体の方位 (Orientation) によっても、異常のパターンが変化する。いま、伏角 15° N の場合の磁気異常のパターンの1例を、5つの異常物体の方位について、Fig. 2 に示した。

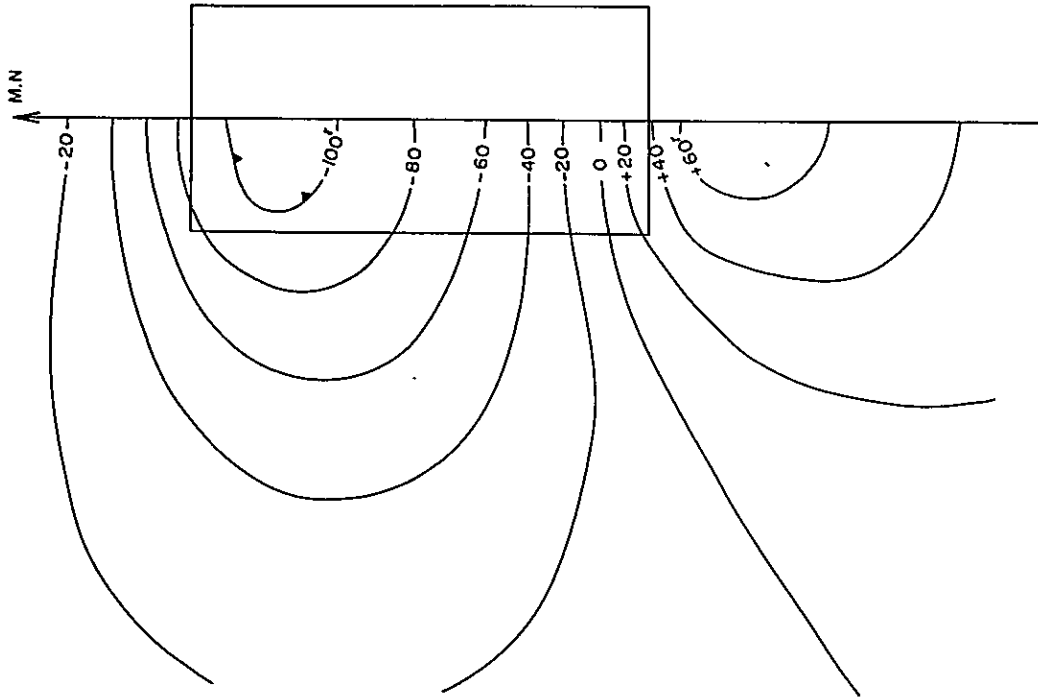
いづれも、異常物体の北側に負、南側に正の異常が分布するが、そのパターンは方位によってかなり変化することが分る。

Fig. 2 の例は磁化の原因は地球磁界による誘導磁化 (Induced Magnetization) と考えた例であり、この種の磁化が磁気異常の主体をなすと見なして解析を行うのが常であるが、残留磁化 (Remanent Magnetization) による磁気異常も存在する。誘導磁化を生ずる物体は、多少の差はあれ、残留磁化をもっている。残留磁化の大きさ、及び磁化の方向は物体固有のもので、現在の地球磁界の強さと方向には左右されない。残留磁化は磁気異常のパターンに重要な影響を与えることは事実である。特に残留磁化の方向が現在の地球磁界の方向と著しく異なるときは、その影響を無視することは出来ない。残留磁化の影響は岩体内より取り出した岩石

試料について、磁化率と共に、残留磁化の強さと方向を測定することによって決められる。しかしながら、堆積盆地を構成する堆積物の下位にある基盤より岩石試料を採取して、その磁性を測定することは調査の段階よりして無理なことであり、実際上は不可能である。

ところで、磁化率と残留磁化の強さ及び方向は岩石の採取箇所によってかなり変化するものであり、空中磁気探査において重要な役割を果たす深部にある規模の大きな Compartment 全体に亘って、一定の値をとることは稀であり、一般にはまずないと考えられる。従って、空中磁気探査結果に反映する量は平均としての磁化、平均地層磁化 (Average Formation Magnetization) である。ところで、誘導磁化はすべて現在の地球磁界の方向を向いているが、残留磁化は個々の方向を向いているため、異常体全体としての正味の磁化は小さくなる傾向をもっていると考えることが出来る。従って、平均の地層磁化に主要な役割を果たすのは平均誘導磁化 (Average Induced Magnetization) であり、平均磁化率のみを考慮して、磁気異常を解析することは、一般に許されることと考えることが出来る。

ただ、磁気基盤深度の決定に妨害的働きをする浅部の異常岩体の場合には、その規模が小さいことと火山岩のうちには一様な残留磁化を特徴的に示すものがあるので、この種のものに対しては残留磁化の影響を無視しえない。



$B/A = 2$ $A/H = 1$ $\theta = 15^\circ$ $\psi = 0^\circ$
 $k = 1.2 \times 10^{-3}$ CGS

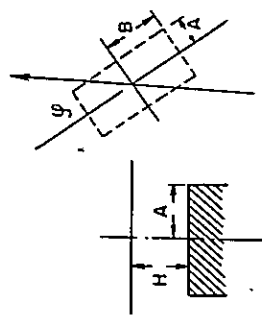


Fig. 2--1 MAGNETIC ANOMALIES BY PRISM MODELS

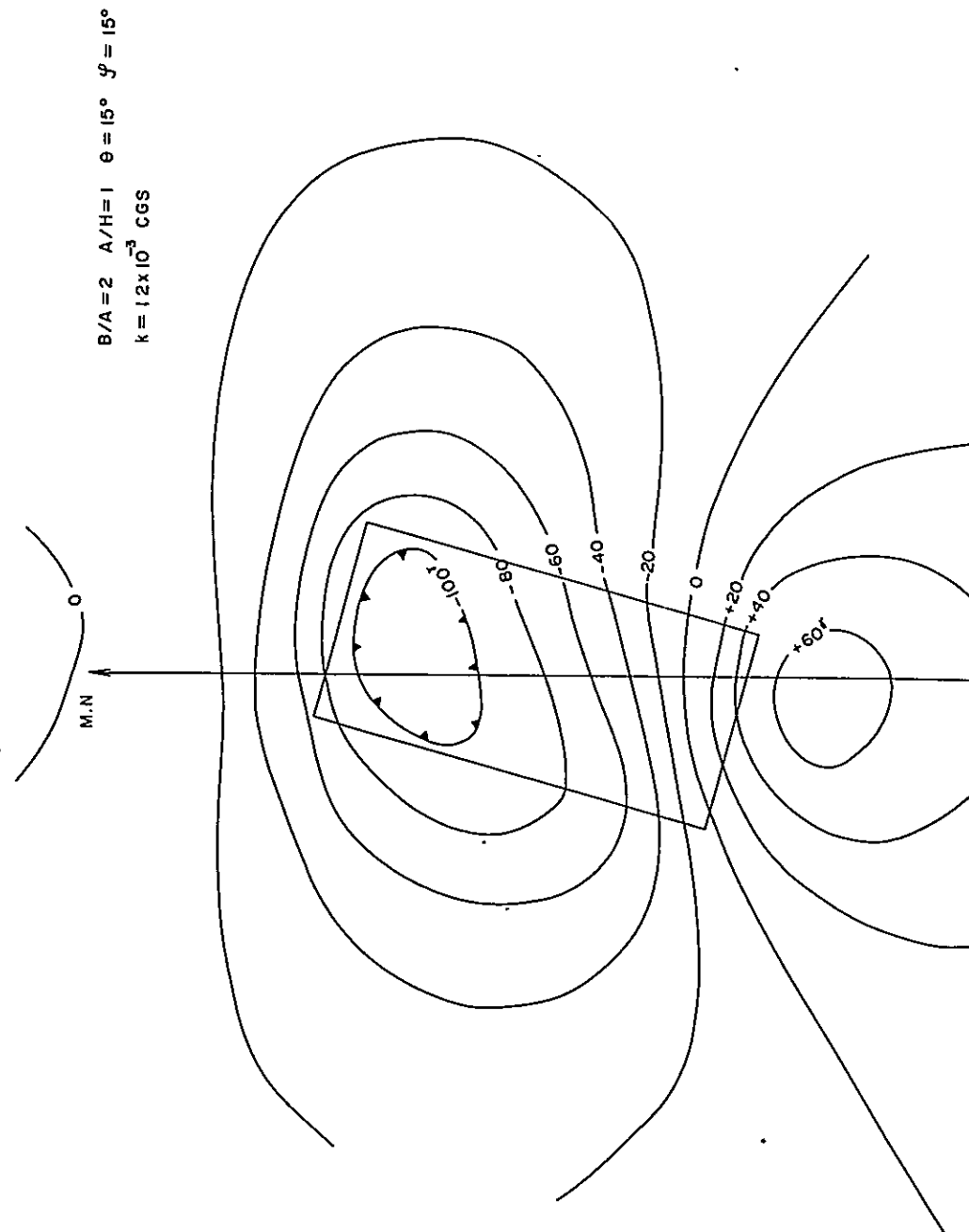


Fig. 2-2 MAGNETIC ANOMALIES BY PRISM MODELS

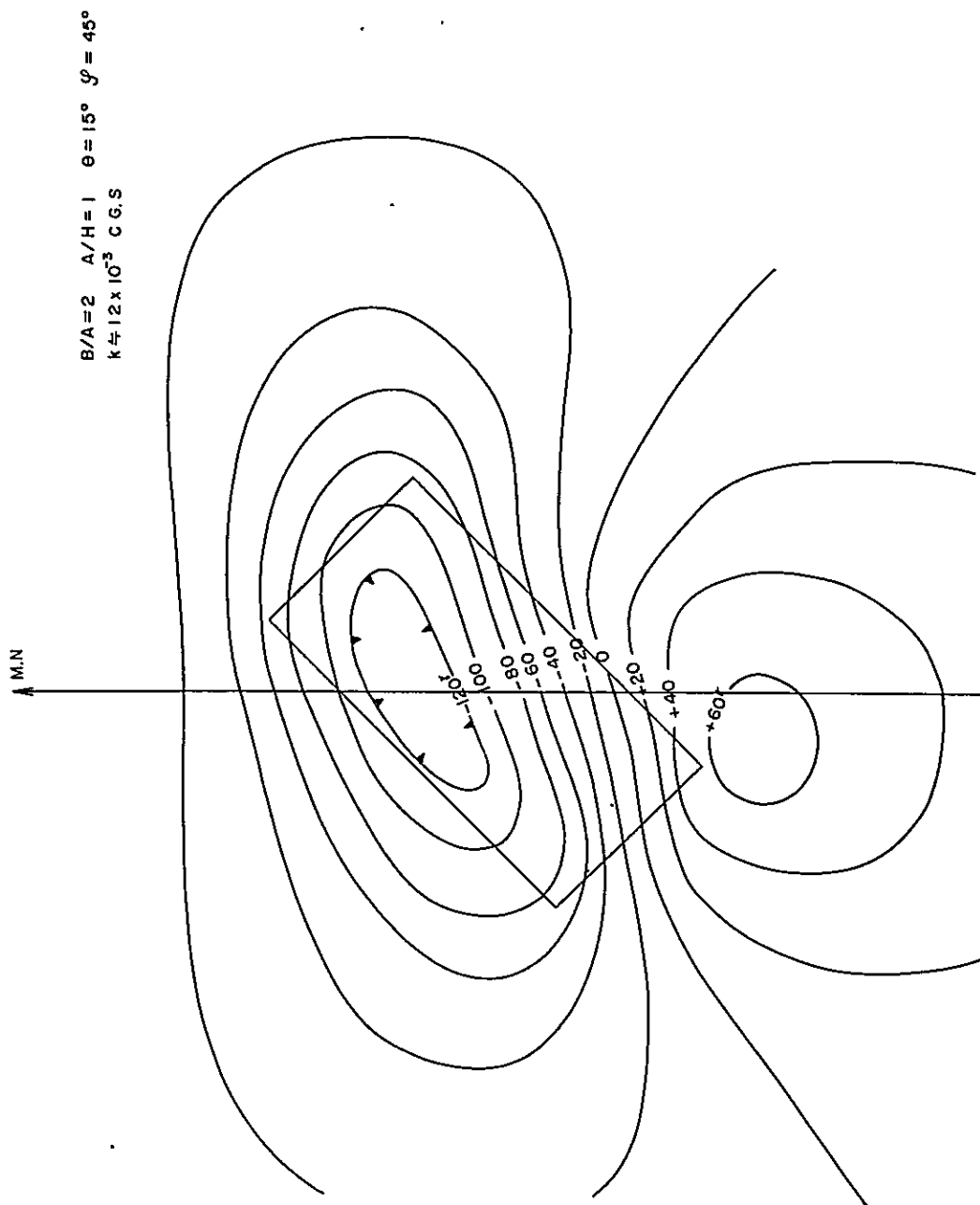


Fig. 2-3 MAGNETIC ANOMALIES BY PRISM MODELS

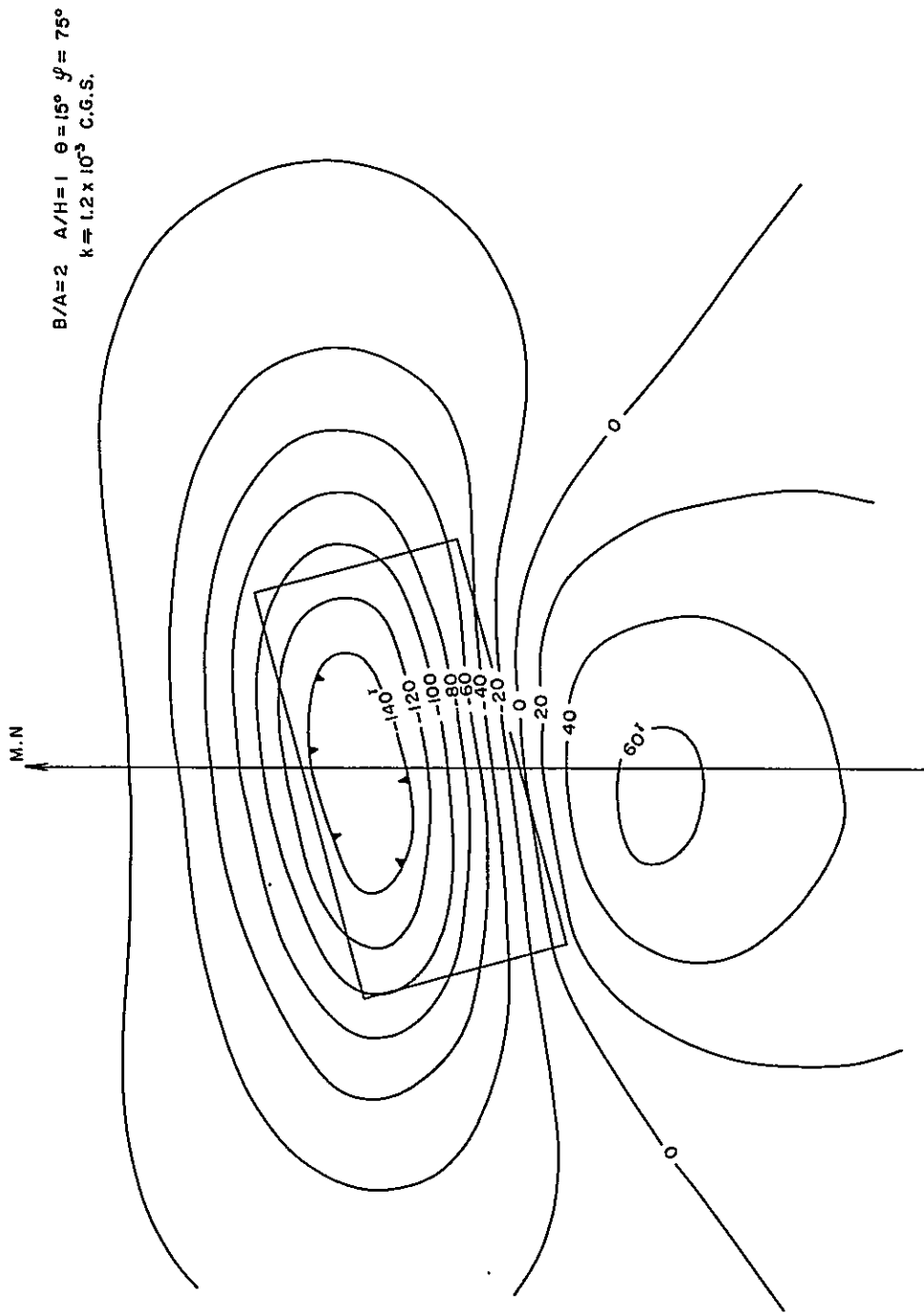


Fig. 2-4 MAGNETIC ANOMALIES BY PRISM MODELS

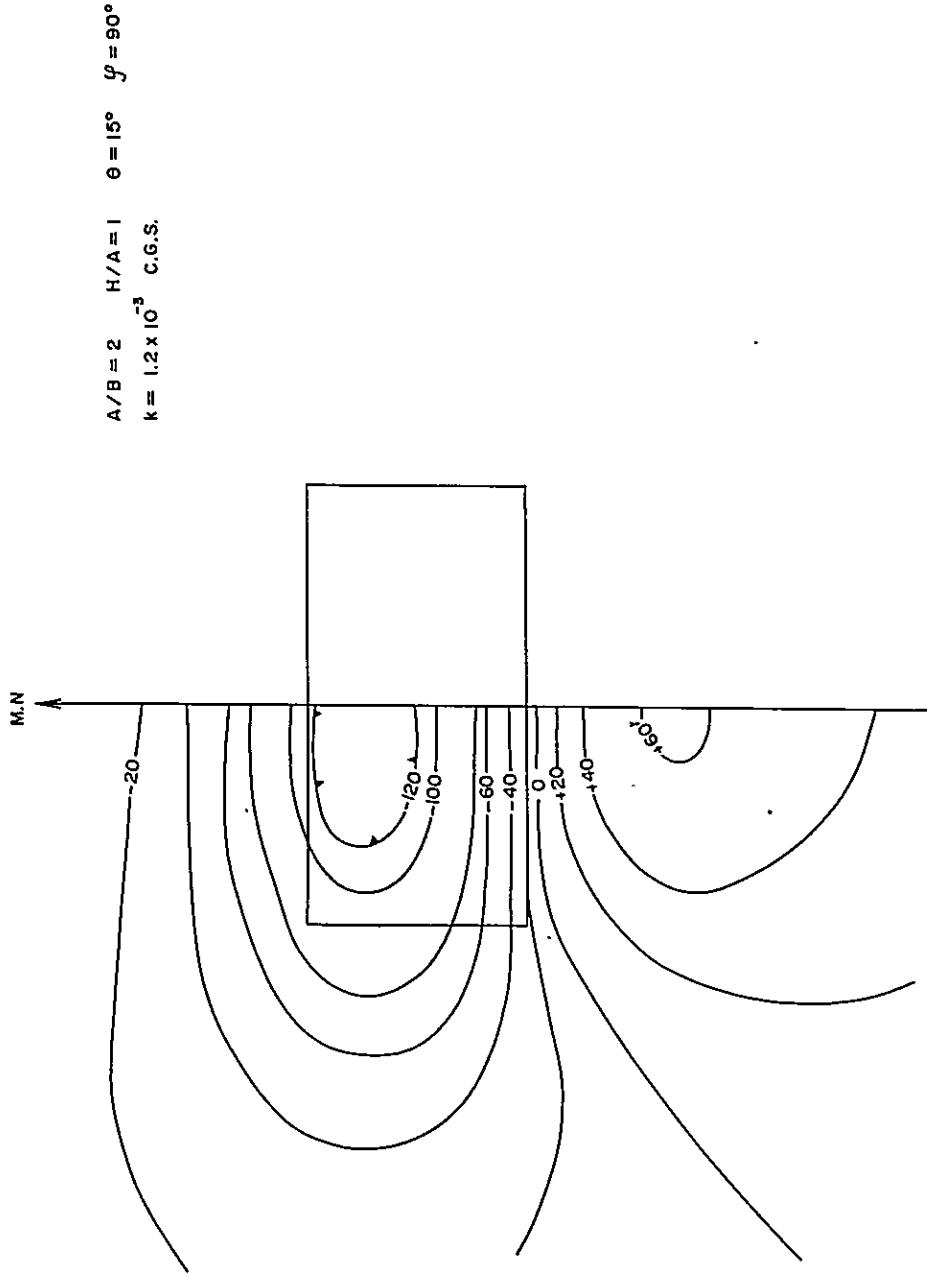


Fig. 2-5 MAGNETIC ANOMALIES BY PRISM MODELS

4. 解析方法

空中磁気探査の結果の解析方法は、定性及び定量解析の2つに大別される。

磁気異常分布のパターンより構造の概略を推定しておくことは、これまで述べた説明からも、その必要性があることが分る。

定性解析では基盤内の断裂系の分布、基盤の岩相変化、堆積物内に貫入又は進入する火山岩の分布等について考察し、構造概念を作り上げる。

次に、このような構造概念を念頭に置きながら、それぞれの異常について定量的に解析し、異常物体の深度、磁化率を求め、基礎深度図を作成する。

いま、2次元モデルについて、磁気異常 ΔT 、およびその鉛直2次微分 $\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2}$ の特徴をしらべてみる。2次元モデルは次のような一般式で表わされ、曲線は偶関数と奇関数の1次結合で表わされるような比較的単純な形をしており、後に述べるような特徴的性格をもっている。

$$\Delta T = 2kTA^2 \sin d \left[\cos 2I'_0 \times \phi_x + \sin 2I'_0 \times \lambda_x \right] \dots \dots \dots \textcircled{1}$$

$$\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} = 2kTA^2 \sin d \left[\cos 2I'_0 \times \frac{\partial^2 \phi_x}{\partial Z^2} + \sin 2I'_0 \times \frac{\partial^2 \lambda_x}{\partial Z^2} \right] \dots \dots \dots \textcircled{2}$$

ここに k : susceptibility (磁化率)

T : 全磁力の強さ

A : 強度減衰係数 (intensity attenuation factor)

$$A = \sin I / \sin I'$$

I : 伏角

I' : 有効伏角 (effective inclination)

$$I' = \tan^{-1} (\tan I / \sin \varphi)$$

φ : 異常物体及び断層の走向が磁北となす角

$$I'_0 = I' + \frac{\pi}{4} - \frac{d}{2}$$

d は異常物体及び断層の水平面に対する傾斜角 (Fig. 3)

ϕ_x は観測点とモデルの端 (edge) を結ぶ2つの線のなす角によって決る項であり、脈状モデルでは偶関数となり、ステップ・モデルでは奇関数となる。

λ_x は観測点とモデルの端との距離の比の自然対数で定る対数項であり、脈状モデルでは奇関数となり、ステップ・モデルでは偶関数となる。

Fig. 3は φ と I' 、及び A^2 との関係を伏角 $15^\circ N$ のMahakam地域の場合について示したものである。 $\varphi = 90^\circ$ では $A^2 = 1$ であるが、 φ が減少すると共に A^2 も急速に減少し、 $\varphi = 25^\circ$ では $\varphi = 90^\circ$ の場合の $1/5$ となる。すなわち、異常値は φ と共に減少する傾向がある。 I' の方は $\varphi = 90^\circ$ では $+15^\circ$ であるが、 φ が減少すると絶対値は増加し、 φ が 18° 附近で $+45^\circ$ となる。

ところで、脈状モデルの場合の $[\cos 2 I'_0 \times \phi_x + \sin 2 I'_0 \times \lambda_x]$ は $I'_0 = 0^\circ$ で ϕ_x 、 $I'_0 = +45^\circ$ で $+\lambda_x$ となり、Fig. 4のように I'_0 の値によって変化する。

すなわち、 $I'_0 = 0$ のとき、負の異常が卓越し、 $I'_0 = +45^\circ$ に近づく程、負の異常は減衰し、 $I'_0 = +45^\circ$ では正・負の異常値が等しくなる。

このように、 $I = +15^\circ$ の場合には、 φ が 90° より減少するにつれて、負の異常が減少する。先に示した、プリズム・モデルの磁気異常のパターンが $\varphi = 90^\circ$ では、岩体の中心附近の北側に正の異常が、南側に負の異常が相接して存在するが、 φ が減少するにつれて負の異常の中心が岩体の中心から遠ざかり、岩体の中心附近の負の異常値が減少することと全く類似の現象である。

このように、磁気異常のパターンは岩体の走向の偏角 φ と岩体の傾斜 d とによって著しく変化するが、①、②式を比較すれば分るように、鉛直2次微分についても全く同様の事が云われる。

次に、①、②式から知られるように、 I'_0 及び形状、深度の等しい異常物については、磁化率 k の大きなもの程、異常値は大きくなる。

Fig. 5、6は、 $I = +15^\circ$ 、 $\varphi = 90^\circ$ の場合の磁力断面及びその鉛直2次微分断面を①、②式によって計算した結果であり、岩体の巾の半分(half width)と深度との比 a/h が0.2、0.5、1.0、1.5、2.0の場合について、 $T = 40000$ gamma、 $k = 1.19 \times 10^{-8}$ C.G.Sとして求めた。

この図から知られるように、深度の等しい岩体では、岩体の巾の大きなもの程、異常値が大きくなり、異常値の水平方向に向かっての減衰率(attenuation rate)が大きい。換言すれば、岩体の中の等しいものについては、埋没深度が深い程異常値は小さく、水平方向の異常値の減衰率は小さくなる。すなわち、異常物体の頂部の深度が深い程異常値は小さく、その異常は巾広くなる性質があり、これが後述する深度決定法の基礎をなしている。もう1つの特色は、異常物体の境界附近で異常の勾配が急となっている。換言すれば、異常物体の境界附近で鉛直2次微分は零となっている。鉛直2次微分が零となる点、変曲点(inflexion point)の間隔は $a/h \geq 1$ の場合には $2a$ と略々等しくなる。 $a/h < 1$ となると、変曲点の間隔は $2a$ より大きくなり、 $a/h = 0.2$ 近くでは変曲点の間隔は約 $1.3h$ となり主として異常物体頂部の深度

に支配されるようになる。なお、Fig.5、6をみれば、磁気異常及びその鉛直2次微分異常曲線の直線部分の水平距離は、岩体の巾に余り影響されず、ほぼ一定となっていることが分る。

Fig.7、8は、ステップ・モデルより計算された“Graben”による磁気異常及びその鉛直2次微分異常である。この場合も、伏角は $+15^\circ$ 、全磁力は40000 gammaである。上面の深度 h と落差 l との比 l/h を0.2にとり、“Graben”巾と深度との比 $2W/h$ が2.0、1.0、0.5、0.25の4つの場合について数値計算を行った。後に述べるように、Mahakamデルタの東方に分布する正の異常はこの種の異常と考えられる。基盤のもり上り(凸部)では負の異常が卓越するが、“Graben”(凹部)では正の異常が卓越し、脈状モデルの場合のように、その端(edge)附近に変曲点があられ、異常の勾配は急となる。また、変曲点間隔も、同様に、 $W/h \geq 1$ ならば、変曲点間隔はほぼ $2W$ に等しくなり、 $W/h < 1$ ならば“Graben”の巾 $2W$ より大きくなり、 $W/h = 0.125$ でほぼ深度 h と等しくなる。

以上のように、磁気異常の勾配の急となる部分、すなわち、変曲点に注目すれば、異常物体の巾が深度に比べて小さくない限り、換言すれば、規模の小さくないCompartmentに着目する限り、異常物体の形状の輪廓が浮きぼりされる。

これまでは、孤立した単一の異常物体による異常について述べたが、実際には、いくつかの岩体の異常が相互に干渉して見掛け上1つの異常を作ることもあり、また、或る岩体が隣接して存在する他の岩体よりの干渉を受けるために、磁気異常曲線及び2次微分曲線を歪むこともある。

Fig.9、10は岩体の巾の半分と頂部までの深度の比 a/h が0.2の岩体が相接して2ヶ存在する場合の例であり、両岩体の中心の距離 S が岩体の巾 $2a$ の1.25倍、2.5倍、3.75倍、5倍の例を示した。この例は両岩体の間隔 S が深度 h の0.25倍、0.5倍、1倍、2倍に相当する。Fig.9から知られるように、 $S/h = 1.5$ 以下では、あたかも単一岩体によって生じた磁気異常の様相を呈し、その深度は見掛け上深く見なし勝ちとなる。しかしながら、鉛直2次微分を行うと、Fig.10のように、 $S/h = 1.5$ の場合には完全に2ヶの岩体の鉛直2次微分異常が表われ、分解されてしまう。このように鉛直2次微分の方が分解能がよい。しかしながら鉛直2次微分を行っても、 $S/h < 0.75$ 以下では2つの異常に分解することは困難であり、 $S/h = 1$ 即ち、深度と2ヶの異常体の間隔が等しい場合でも、定性的にはともかく、定量的に2つの異常体に分解することは、仲々困難である。即ち、何らかの仮定を設けない限り定量的に深度を求めることは出来ない。このような場合には、幾通りかの解が考えられる。

これまで述べて来たように、磁気異常及び形状は、いくつかの要因(parameter)によって影響を受ける。そこで、以下述べる解析においては、異常物体は一様に磁化した単純な形状のもので、異常体の伏角(傾斜)は、一般に 90° であると推定している。このような仮定を設け

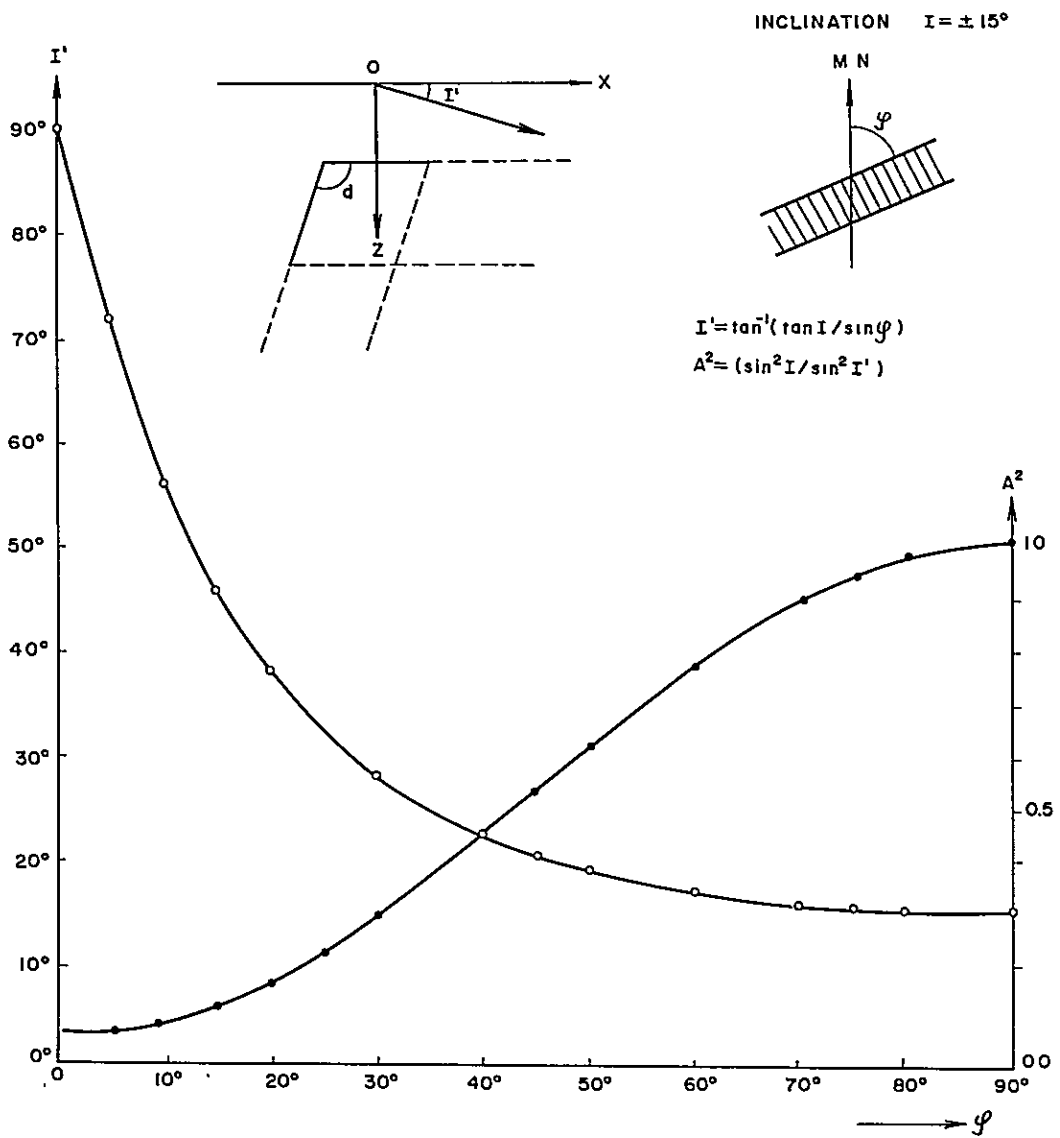


Fig. 3 $I'^2 - \varphi$, $A^2 - \varphi$ RELATIONS

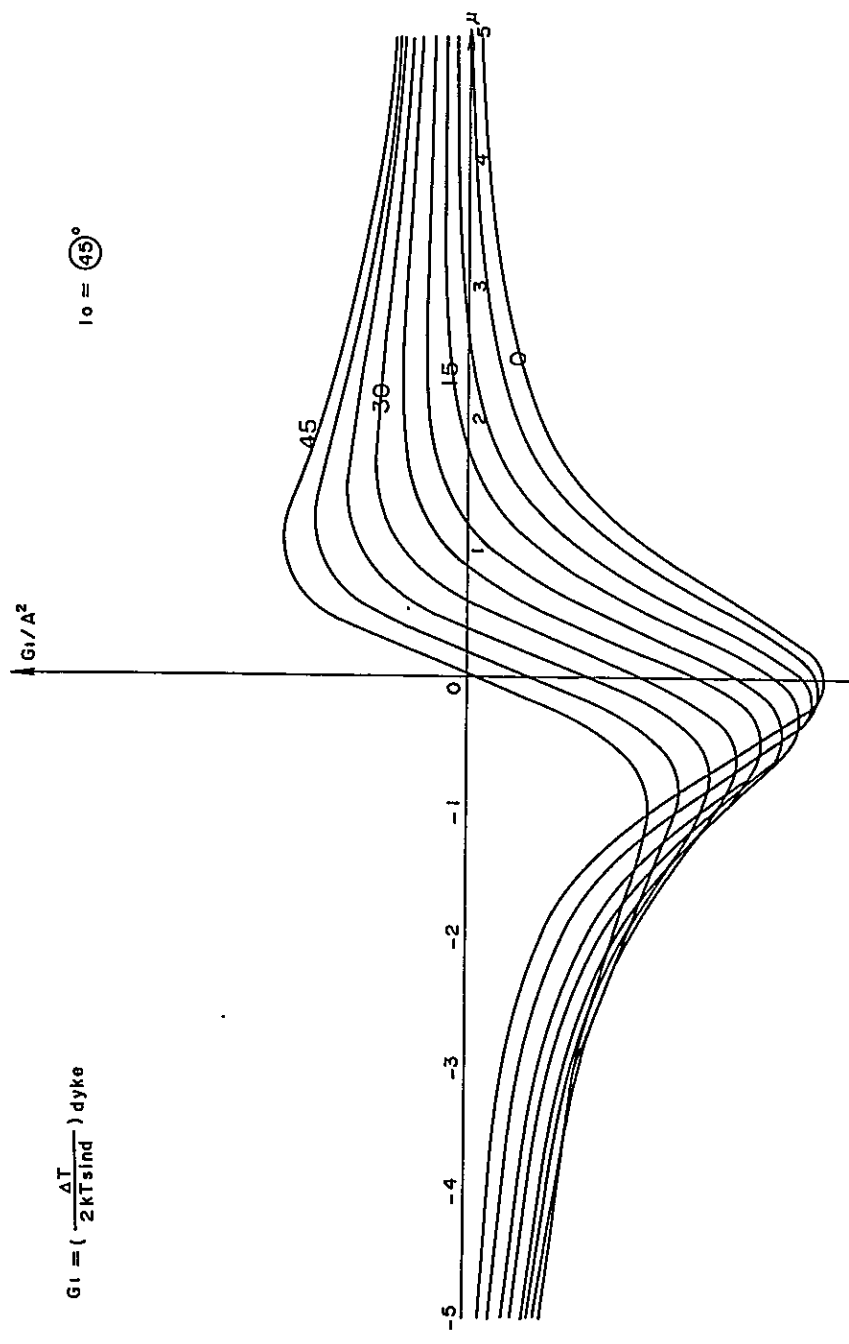


Fig. 4 ANOMALY CHARACTERISTICS - EFFECTIVE ANGLE RELATION
 $G_1/A - i_0^2$ RELATION

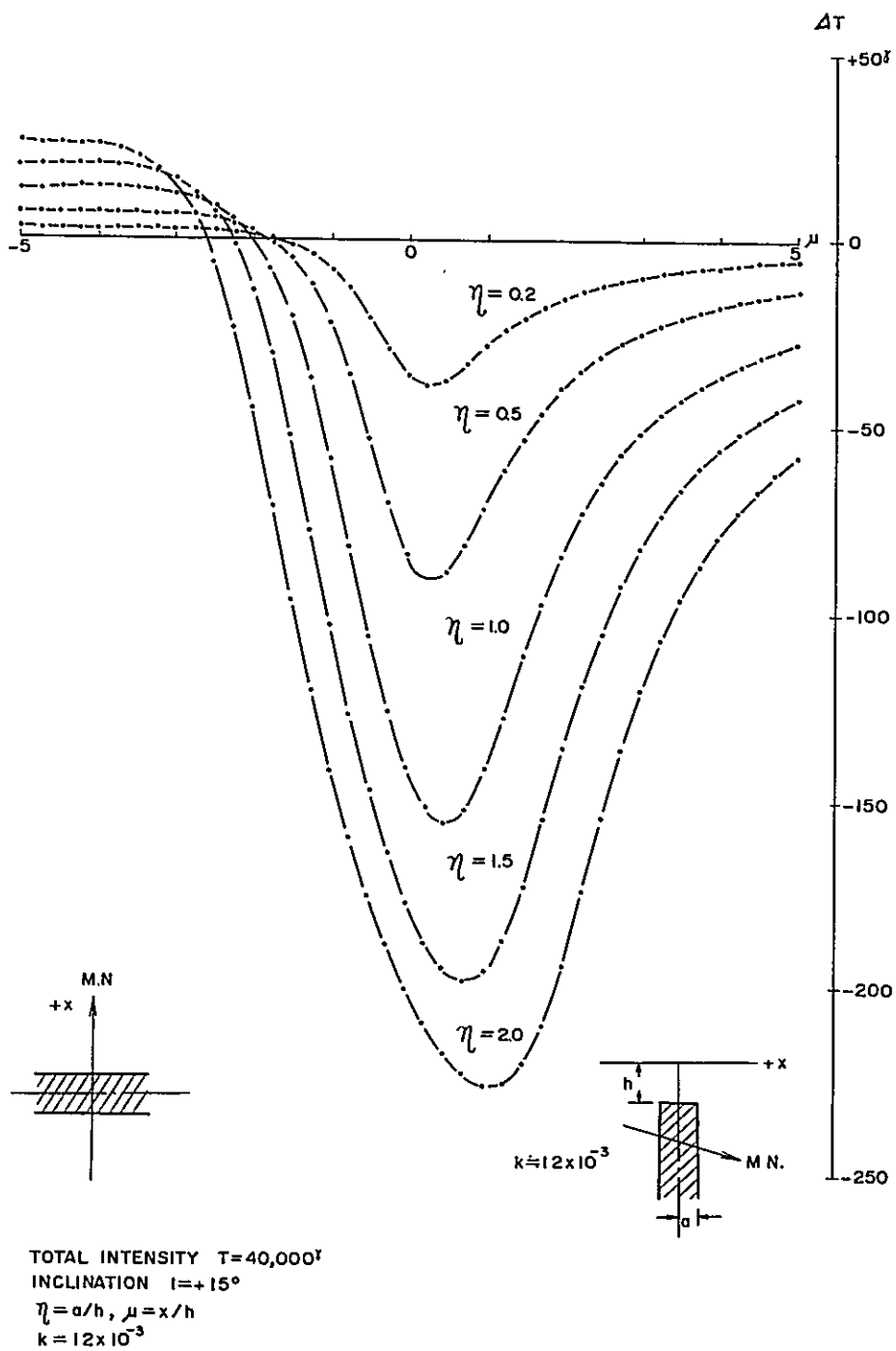


Fig. 5 MAGNETIC ANOMALIES (DYKE MODEL)

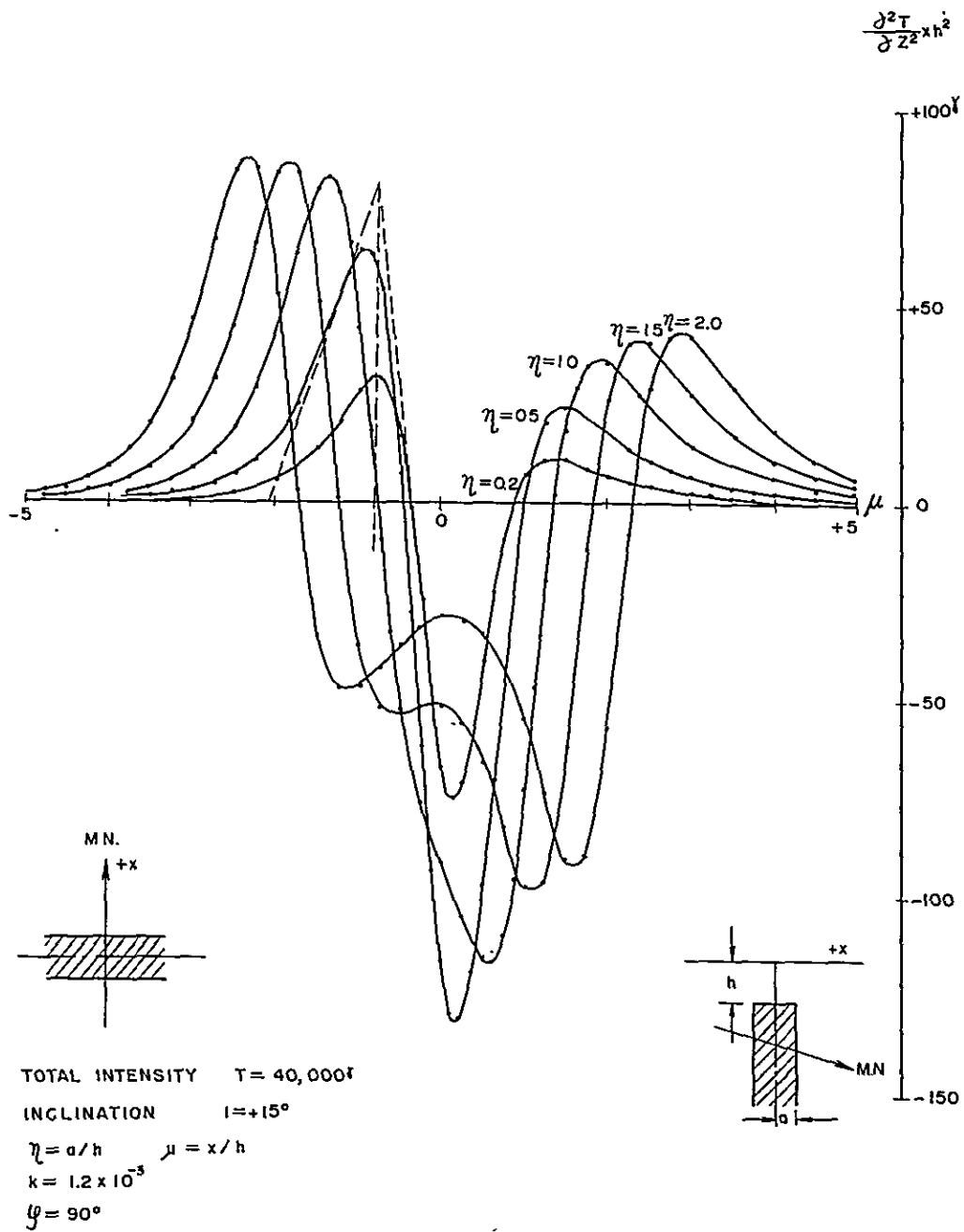


Fig. 6 SECOND VERTICAL DERIVATIVE ANOMALIES (DYKE MODEL)

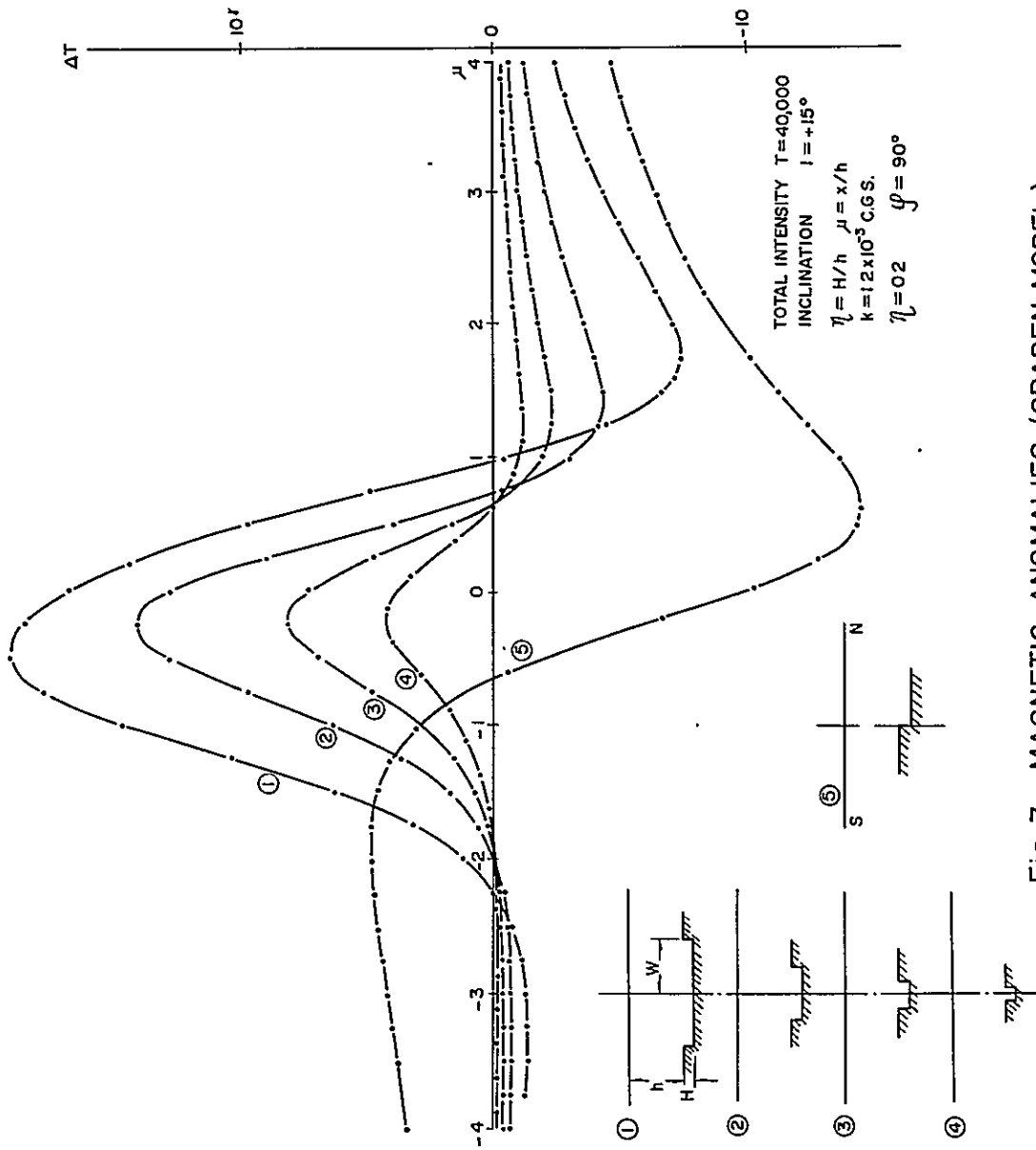


Fig. 7 MAGNETIC ANOMALIES (GRABEN MODEL)

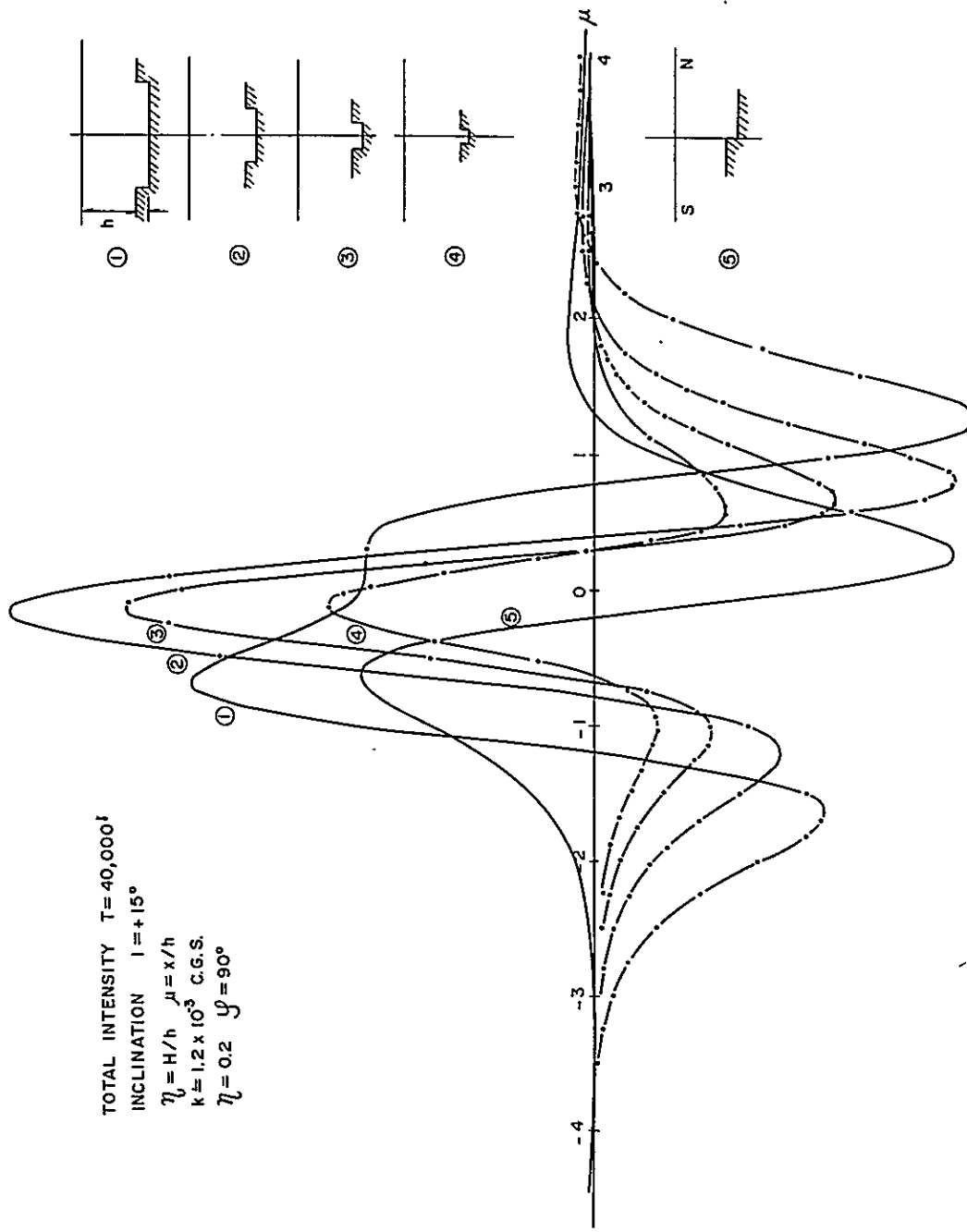
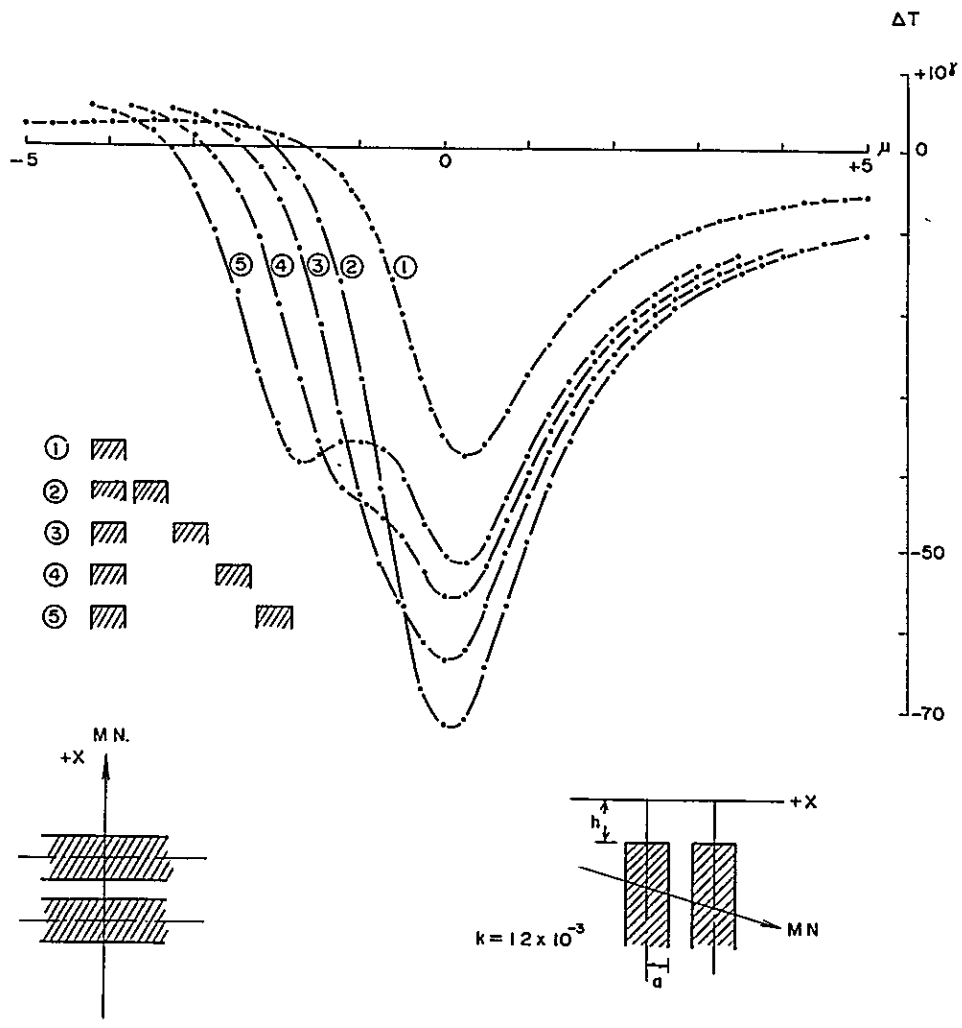


Fig. 8 SECOND VERTICAL DERIVATIVE ANOMALIES (GRABEN MODEL)



TOTAL INTENSITY $T = 40,000^t$

INCLINATION $I = +15^\circ$

$\eta = a/h$ $\mu = x/h$

$k = 1.2 \times 10^{-3}$

$\eta = 90^\circ$ $\psi = 0.2$

Fig. 9 MAGNETIC ANOMALIES (DYKE MODEL)

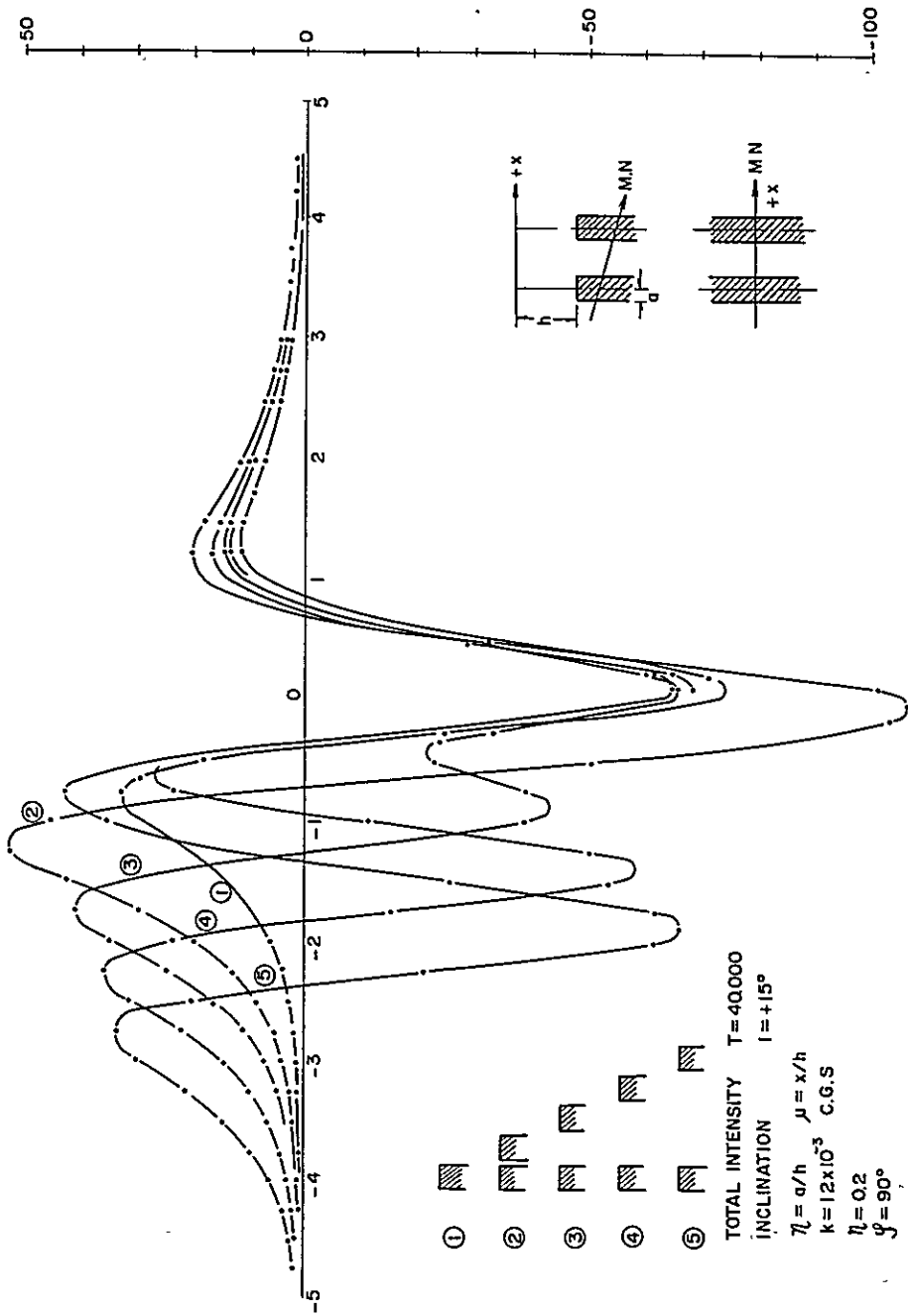


Fig. 10 SECOND VERTICAL DERIVATIVE ANOMALIES (DYKE MODEL)

ても、磁気異常とその鉛直2次微分異常の解析結果は唯一(unique)なものではない。ここでは、こうした任意性を救うために、定性解析でえた概念を念頭において定量解析を行っている。

ところで、定量解析法にはいくつかの方法があるが、これらを大別すると、解析的解析法(analytical method)、特性点法(specific point method)及び曲線照合法(curve watching method)に分けられる。

解析的方法是、古く Tsuboi & Fuchida (1937、1938)によって、重力異常解析のために開発され、後で Nagata (1938)によって磁気水平分力、垂直分力異常解析に適用された。最近 A. Hahn (1965)によって全磁力異常解析に適用されている。

この方法を要約すれば次の通りである。即ち、測定された磁場を Double Fourier series を用いて解析的に表現しておく。一方、地下の一定面に薄い horizontal plate 状の磁化の凝集面を考え、その磁化の平面分布が、やはり Double Fourier series で表現されるものとする。この時、後者の Fourier series は Potential Theory を介して、前者の Fourier series より導かれる。

この計算に際して、逆に磁化の強さを一定と仮定すれば、凝集面深度を Fourier series で表現することができる。この時、平均凝集面深度と平均磁化の強さを何らかの方法であらかじめ知っておく必要がある。

この解析法は、堆積物に較べて基盤全体の磁性が強く、しかも水平方向の磁化の変化がない二層構造(Two layered structure)の場合には、極めて有効で、基盤面の凸凹をよく表現することができる。またこの方法では、作業を全般的にコンピューターに依存できるので、手間のかからない利点をもつ。

しかし、このような二層構造は、重力異常の構造モデルとしては一般に適切であるが、磁気異常の構造モデルとしては、どちらかという、稀れである。即ち、堆積盆地の磁気異常は、前にも述べたように、基盤内の Compartment の磁性の差や堆積層の中での貫入火成岩体、即ち水平方向の磁化の変化によって生ずることが多い。この場合、水平方向に磁化の変化を認めない二層構造を仮定した解析的解析法では、多大の誤差を生むことになる。

今回の調査結果でも、陸域での磁気異常分布を地質構造と対応させると、大部分の磁気異常は、基盤内の Compartment の磁性の差によるものか、堆積層内の新しい貫入岩体によるものであることが解る。また、基盤の深いと推定される地域においても、平均凝集面深度及びその平均磁化を与える Well 等の資料が全く得られないこともあって、この解析法は用いなかった。

さて一方、特性点法としては、V. Vacquier et al (1963) の straight slope 法、J. K. C. Moo (1965)、F. S. Grant (1966)及び R. Giret et H. Naudy (1963)らの特

性曲線法があり、曲線照合法としては、S. P. Gay. JR (1963)及び J. Chastenet de Gery et H. Naudy (1957)らの曲線照合法とがある。これらのうち、鉛直2次微分図を用いているのは V. Vacquier の方法のみである。

吾々は地質調査所において計算された prismatic model (プリズム・モデル)、脈状モデル及びステップ・モデル (step model) より straight slope の水平的長さに変曲点を通る切線の交点の水平的長さに対する深度示数 (depth index) を求めて置き、相隣る3つ以上の断面より straight slope length 及び inflection tangent length を求め (Fig. 11) これに深度示数を乗じて深度を計算した。

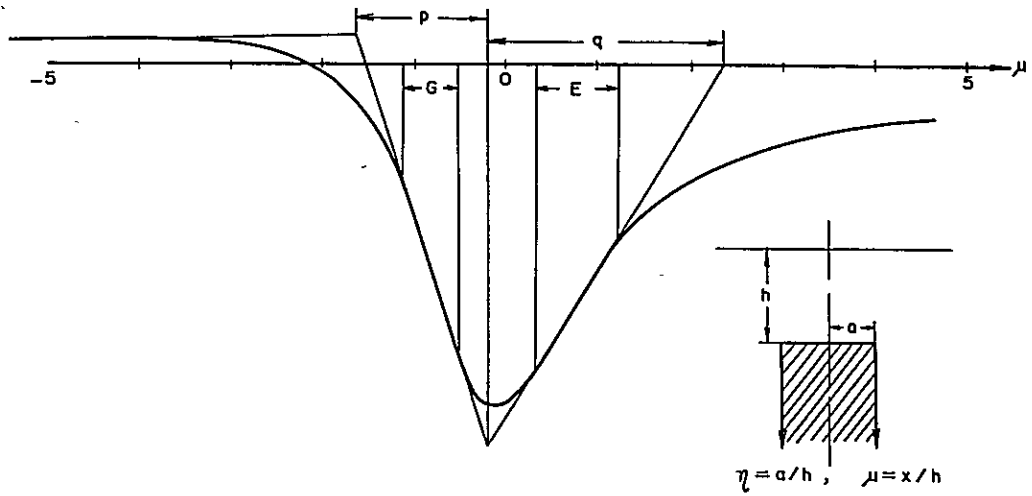
その際、3つ以上の相隣る断面について、straight slope length と inflection tangent length の再現性を充分吟味すると共に、実測断面とモデル断面の形状の比較対照を行い、干渉による断面の歪みによって生ずる誤差を最少ならしめた。

このような方法を用いれば、多くの異常についての深度評価が短期間のうちに行うことが出来る。

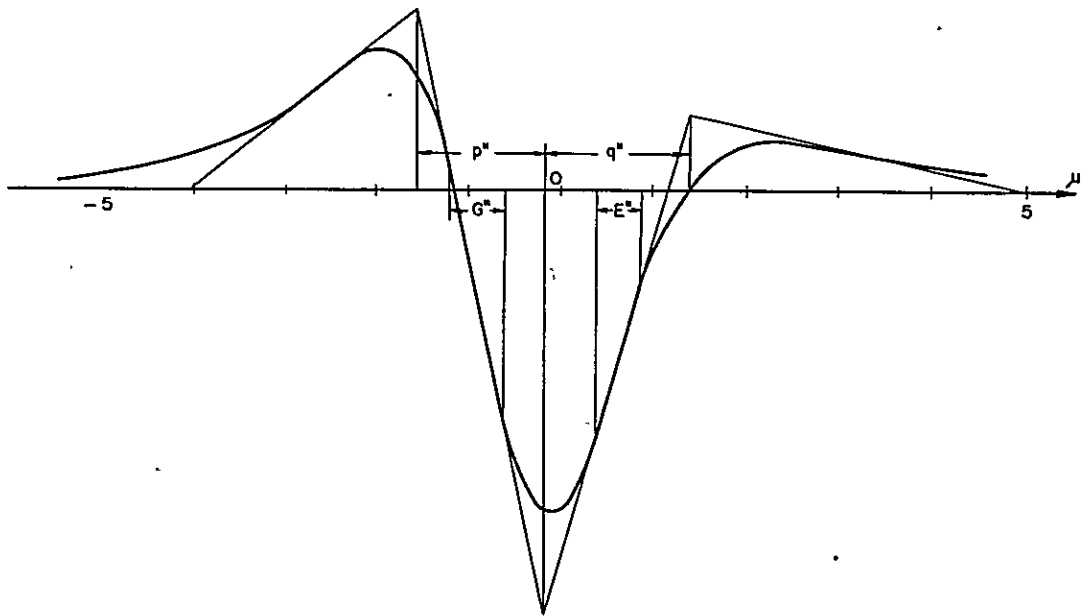
straight slope length は解析的に明確に定義されたものではないが、吾々の経験からすれば、実際上すぐれた結果をもたらすことが知られており、特に他種の深度に関する情報を用いて深度示数を吟味し、地域特色の経験的補正を施せば、経験的方法としてすぐれた結果が期待出来ると思われる。今回は inflection tangent length との比較照合を併用することによって、straight slope の解析的に弱い面を補う方法を用いた。

このようにして、深度、形状が求まると、モデル計算値と実測値との比較によって、見掛けの (平均の) 磁化率 (Apparent or Average Magnetic Susceptibility) を求めると共に曲線照合法によって、実測曲線と理論曲線との比較を行い、一致の度合を検討した。干渉異常に対しては、まず、最北端 (又は最南端) の異常より大略の深度、形状を推定し、このような形状の物体による磁気異常を計算して実測異常から差し引き、残差異常について逐次深度を求めることを行った。その際、磁化率は周囲の異常から求まる平均磁化率を用い、定性解析から得られる構造概念を念頭に試行錯誤の方法によって解析を行った。

(A) MAGNETIC ANOMALY



(B) SECOND VERTICAL DERIVATIVE



INFLECTION TANGENT LENGTH : P . q . p'' . q''
 STRAIGHT SLOPE LENGTH : G . E . G'' . E''

Fig.11 INFLECTION TANGENT LENGTH & STRAIGHT SLOPE LENGTH

5. 調査機器および調査方法

5.1. 空中磁力計

Varian V 4914 空中磁力計は、陽子の磁気回転特性に基づくラモア-自由才差運動を利用して、地球磁界の強さを測定する磁力計である。

陽子は、あたかも廻転する棒磁石のように、地球磁界の囲りを才差運動しており、その才差運動の周波数、才差周波数、 f_p は地球磁界の強さ T に比例し、次の式が成り立つ。

$$T = 23.4868 \times f_p$$

ここに、 T は地球磁界の強さで単位は gamma
 f_p は才差周波数で単位は Hz

ところで、正規状態では、炭化水素試料内の陽子の合成磁化は地球磁界の方向をとっているが、そのうちの幾らかの陽子だけが地球磁界の方向に並行に配向しているにすぎない。そのため、才差信号は検出可能なものではない。しかしながら、もしも、地球磁界に直角に、地球磁界の強さの約 200 倍の強さの磁界を印加すれば、可成りの数の陽子を印加磁界の方向へ整列させることが出来る。このような状態から急に印加磁界を取り去ると、整列させられていた多数の陽子は位相のそろった才差運動を行う。この場合には、検出可能な大きさの才差信号が発生する。

その軸が地球磁界の方向と直交するように配置されたコイルの中に、炭化水素（灯油、又は灯油とモーター・オイルの混合油）試料を入れ、コイルに電流を流して地球磁界の約 200 倍の磁界を発生させ、次に、この電流を切断すれば、コイル内に、陽子の才差運動による才差信号電圧が、発生する。この信号電圧の周波数は地球磁界の強さに比例し、その比例定数は陽子固有の定数であるために、信号電圧の周波数を計測することによって地球磁界の強さを求めることが出来る。

空中磁力計のブロック・ダイアグラムは、Fig 12 に示した。励起を終了した検出コイルは自動同調増巾回路（automatic tuning and amplifying circuit）を通して、才差信号計数回路（precession signal counting circuit）に接続される。才差周波数（Precession frequency）は次の才差周波数計数回路で計測されるが、この回路には参照周波数（reference frequency）400 KHz の発振器が内蔵され、そのゲート（gate）は才差信号計数回路によって制御される。

才差周波数計数回路によって計測された才差周波数は D-A 変換器（converter）を通してアナログ記録計によって記録される。

この記録（magnetic records）上には、時刻および航空写真器からの照合マークが同時に記録される。

本空中磁力計では、検出部を一定方向に保つ必要はないので、そのための制御装置はない。ただ、感度は地球磁界の強さによって変化し、地球磁界の強さが41,615.59 gammaの場合、才差周波数は1,771.872 Hzとなるため、才差信号計数回路のゲート (gate time cycle) を512にセットした場合の感度は0.36 gammaとなる。

5.2 ステーション磁力計

地球磁気の日変化及び磁気嵐を観測し、空中磁力計の記録の採否を決めると共に、日変化の影響を除去するために用いられるもので、Varian V-4938 G Cesium 磁力計を用いた。

このCesium 磁力計は光ポンピング (optical pumping and monitoring) の原理を利用したものである。Cesium および Rubidium 等のアルカリ蒸気の価電子 (single valence electron) はいくつかのエネルギー準位をもち、Zeeman 効果によってエネルギー準位はいくかのサブ準位の間隔 (separation) は外部磁界の強さによって決まり、Cesium 133 (Cs^{133}) では、この間隔は3.498 cycle per second per gammaである。いま Cs^{133} に光ポンピングの技術を利用すれば、このLarmor 周波数をもち、連続的に自動発振する原子発振器をつくることが出来る。この発振器の周波数は Cs^{133} のLarmor 周波数をもつので、その周波数を測定することによって地球磁界を連続的に求めることが出来る。 Cs^{133} のLarmor 周波数はLarmor 周波数の約100倍に当るので、100倍の感度で地球磁界を測定することが容易となる。

Fig.13に、そのブロック・ダイアグラムを示した。原子発振器 (sensor 及び sensor electronics から成る) のLarmor 周波数を直接カウンターで計測すると共に、局部発振器によって混合したのち、飽和磁芯型周波数弁別器 (saturable magnetic core type frequency discriminator) によって、周波数に比例する直流電圧に変換し、アナログ記録計によって連続的に測定した。この記録上には30分毎にLarmor周波数の測定値からえられる地球磁界の絶対値を記入すると共に、1分毎のタイム・マークが記入されている。

本調査では、0.1 gamma の精度で地球磁界が連続的に観測され、その結果は空中磁力計の記録をすべて同一の磁気水準 (magnetic level) へ変換するために利用される。

5.3 航法装置とその使用法

本調査では、Navigation Systemとして、LORAN - Aを用いた。装置としては、古野電機 LA-2A型航空機用LORAN - Aを使用した。

これは、電波伝播速度が一定であることを利用した無線航法方式であり、その動作原理を要約すると次の通りである。

海岸に近い主局 (Master Station) 及び従局 (Slave Station) から成る一対の送信局から、

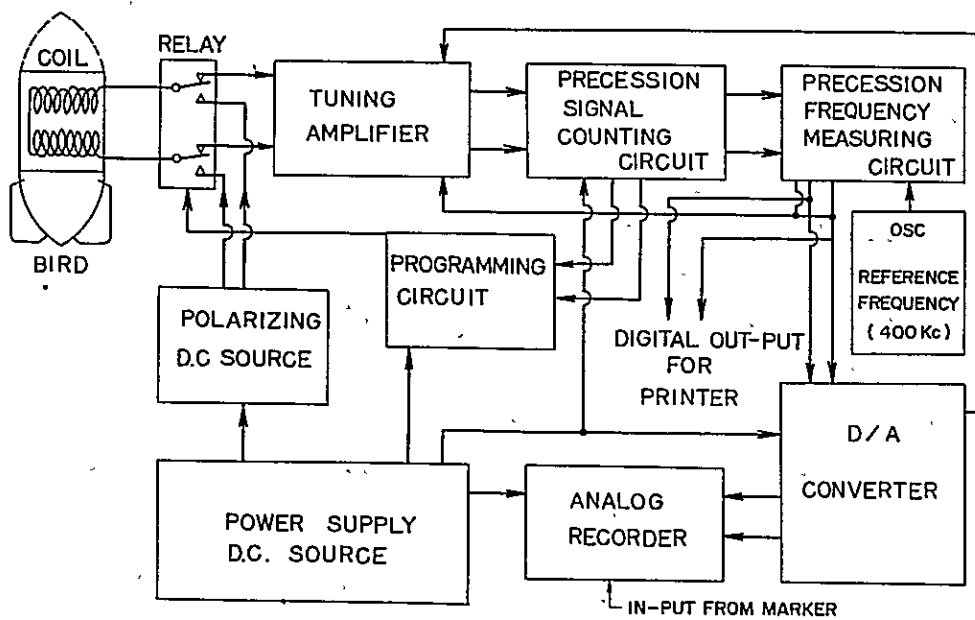


Fig.12 BLOCK DIAGRAM OF MAGNETOMETER (PROTON)

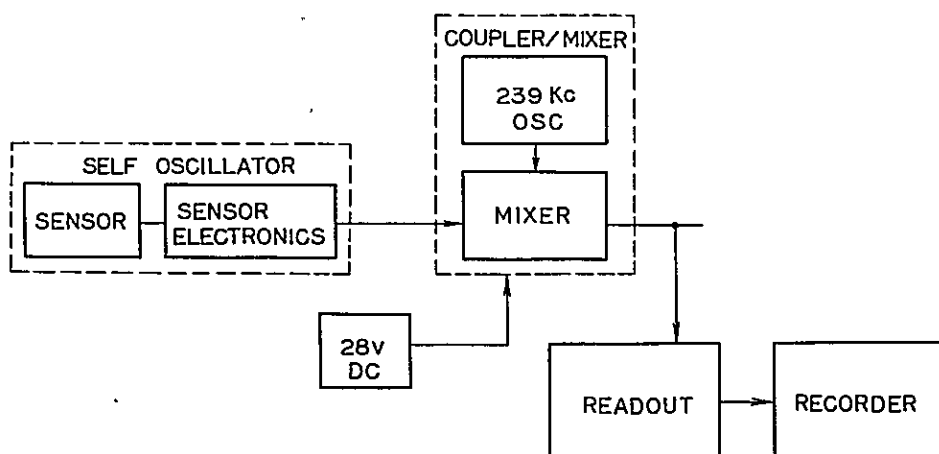


Fig.13 BLOCK DIAGRAM OF RUBIDIUM MAGNETOMETER

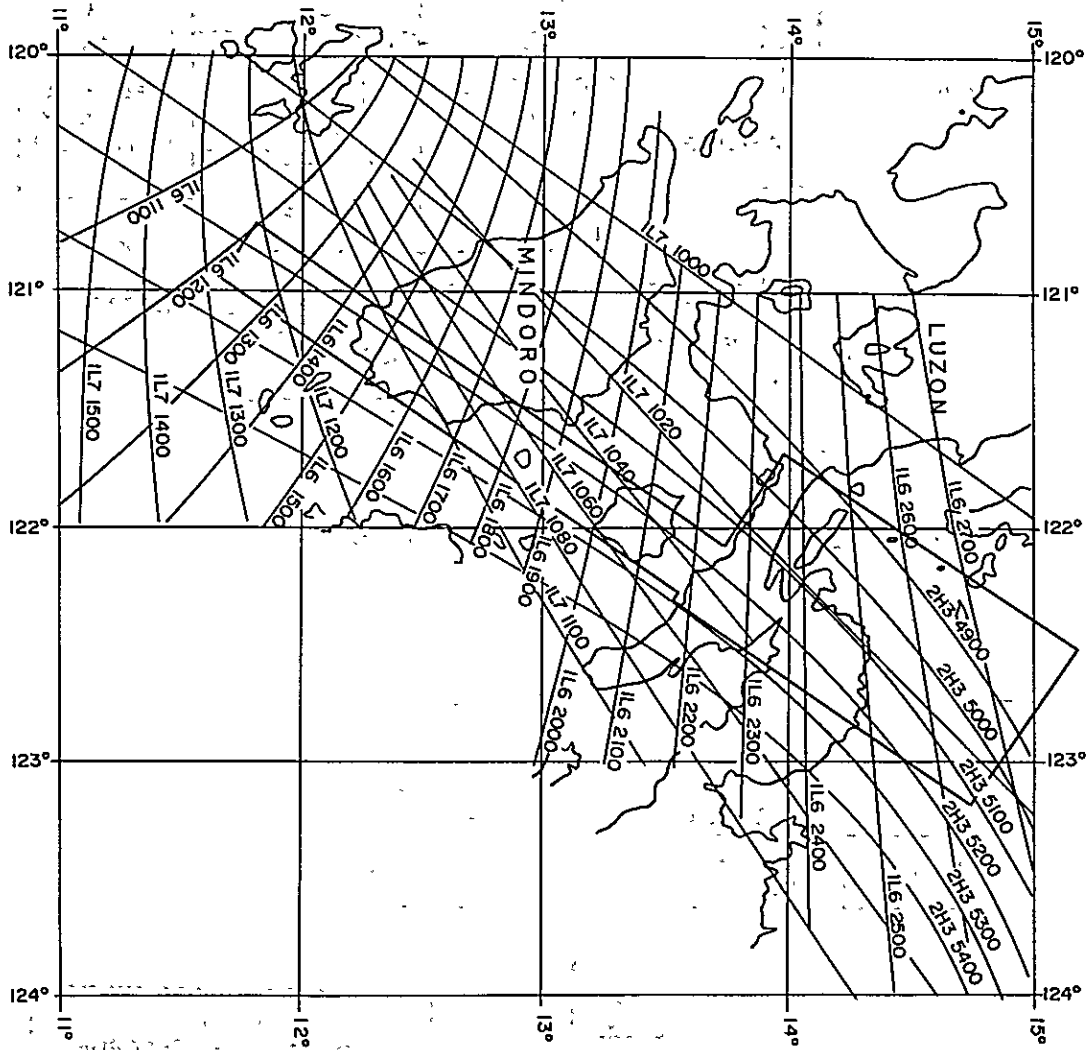


Fig. 14 LORAN - A NAVIGATION CHART

MERCATOR PROJECTION

Published by the U.S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE

同一搬送周波数の同期した LORAN-A パルスを送信する。この電波と航空機に設置した LORAN-A 受信機で受信する。受信機は、一対の送信局から到来するパルス波の時間差を測定する。この時間差は両局を焦点とする双曲線を形成するが、これを位置線 (Line of Position) と云い、あらかじめ地形図上に描かれた位置線 chart を用いることによって、航空機の位置線を決定する。他の一対の送信局からも同様にして位置線を決定し、この位置線の交点から、航空機の地形図上の位置を決定する。

航空機のあらかじめ決定された測線への誘導は、Doppler System で行い、航跡を後で LORAN を用いて決定するのが、地質調査所の通常の方式であるが、今回の Survey では Doppler System を用いることができなかつたので 航空機の誘導も LORAN-A を用いて行った。

Fig.14 は、今回使用した LORAN-A 送信局の名称、位置及び位置線の概略を示す。

当初、測線を 2H3 位置線上に設定し、航空機をこの位置線に沿って誘導し、他の位置線としては 1L6 を用いる計画であったが、現地テストの結果 Bondoc 半島より西南側では 2H3 パルスが受信できないことが判明したので、この地域では 1L6 及び 1L7 を位置線として用いることにした。ところで両局の位置線はいずれも計画測線の方角とかなり食い違いがあり、測線を改めて、位置線とは無関係に直線状に設定し、航空機の誘導は、機上にて、刻々の位置線を地形図上に評定することによって行った。

なお、LORAN-A は Automax-G2 型パルスカメラによって、10 秒毎に撮影記録した。

5.4 データの編集

測定が終了すると、各測定毎に空中磁力計及び Streak Camera のフィルムを点検すると共に、飛行時間中の地球磁界の変化の記録をしらべた上、記録の採否、再測の要、不要を決定する。

航空機の位置決定の方法は次の通りである。即ち、陸域では、現像された流しカメラ (Streak Camera) のフィルムより、image matching method によって、空中写真上に飛行径路を見出し、これを 10 万分の 1 の地形図に移写する。ここで高度計の記録と対照し、所定の高度で測定が行われているかを点検する。この時同時に、LORAN-A 記録から位置線を地形図にプロットし、Streak Camera との位置誤差を決定しておく。

次に海域部では、LORAN-A 記録から、位置線を地形図上にプロットするが、この時先きに決めておいた位置誤差を海域にも外挿して補正を行い、飛行径路を決定する。

このようにして飛行径路と各 fiducial point の位置が求まれば、空中磁力計の記録を位置図 (Location Map) へ移写することになるが、それに先立ち、各々の空中磁力計の記録より地球磁界の日変化の影響を取り除く。すなわち、ステーション磁力計の記録を $\pm 0.5 r$ で折線近似を行い、各折線部分に対応する時刻を空中磁力計の記録上に見出し、空中磁力計の記録 (air-

borne magnetic record) 上に、1 次的な地球磁界の変化を記入し、この変化分(linear drift) だけ空中磁気記録より差し引く。この場合、両磁力計共に機械的ドリフト(instrument drift) はなく、絶対値として測定されているので、このような差し引き計算によって、地球磁界の日変化の影響が除去されることになる。ステーション磁力計は調査範囲のうちの 1 箇所にしか設置されていないために、調査範囲内での地球磁界の日変化の姿態が変化すると誤差が生ずる可能性がある。そこで、斜交測線(Tie Line)と測線(Traverse Line)との交点を求め、交点上で両測線上での磁力値が一致するかどうかの吟味、調整も行った。

以上のようにして、同一の磁気水準にもとづく空中磁気記録が得られると、飛行径路、fiducial point の記入された位置図(Location Map)上の各点の地球磁界の強さが決定され、これらの値をコンターリングすることによって、全磁力図(Total Intensity Map)が完成する。

吾々が磁気探査で興味をもつのは、磁界の変化のうちの局所的異常である。局所異常を浮び上らすためには、地方的変化(Regional Variation)を取り去らねばならない。

そのためには、斜交測線とこれに直交する方向を座標軸に選び、2.5 Km毎に全磁力図より値を読み取り、多項式の最小自乗法によるあてはめ(fitting)を行って、地方的変化を求め、この値を全磁力図より差し引いて、全磁力変化図(Isogm Magnetic Map)を作成した。

次に鉛直 2 次微分及び鉛直 1 次微分は、上記と同じ座標軸を選び、2.5 Km毎の磁力値を読み取り、次に示す計算式を用いて計算した。

鉛直 2 次微分

$$\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} = \frac{1}{24 S^2} (96 T(O) - 72 \bar{T}(S) - 32(\sqrt{2} S) + 8 \bar{T}(\sqrt{5} S))$$

(Rosenback (1953))

ここで、 $\bar{T}(\sqrt{2} S)$ 等は半径 $\sqrt{2} S$ の格子上の入力の平均値である。

なお、 $\sqrt{2} S$ の円周上の格子点は存在するが、半径 $\sqrt{5} S$ の円周上の格子点の入力が欠ける場合には、次式を用いた。

$$\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} = \frac{1}{S^2} (6 T(O) - 8 \bar{T}(S) + 2 \bar{T}(\sqrt{2} S))$$

(Henderson and Zietz (1949))

鉛直 1 次微分

$$\frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{1}{S} (2.723 T(O) - 2.885 \bar{T}(S) + 0.922 \bar{T}(\sqrt{2} S) - 0.760 \bar{T}(\sqrt{5} S))$$

(Kato (1965))

6. 地 質 解 釈

6.1 調査地域全般の磁気的特徴

調査地域は磁気的特徴によって、地域の南西端からマリンズケ島までのAゾーンと、マリンズケ島から北東端までのBゾーンとにわけられる。Aゾーンには磁気異常が少なくまた振巾が小さい。従って、この地域が比較的火成活動の少ないおだやかな環境にあったことを示している。Bゾーンは磁気異常に富み、しかも振巾が大きい。この磁気異常はフィリッピン・リフト・ゾーンに平行で、この方向の断層等の構造も多い。従って、この地域で火成活動が活発であったこと、またそれが特定の方向をもった構造運動に随判するものであることを意味している。

フィリッピンの地質については数多くの研究が発表されているが、出版された地質図は鉾山向による100万分の1のものだけである。

この地質図によれば、Aゾーンに露出する火成岩は、ミンドロ島における基盤複合体の火成岩、中生代～古第3紀侵入岩および鮮新世～第4紀の火山岩である。Bゾーンでは、基盤複合体の火成岩、中生代～漸新世の侵入岩、漸新世～中新世の火山岩および鮮新世～第4紀の火山岩が露出しており、フィリッピン・リフト・ゾーンに平行な延びを示している。Aゾーンでは第3紀を通じてほとんど火成活動がみられなかったが、Bゾーンでは漸新世～中新世の時代に激しい火成活動があった。

この地域の地質を考慮して、下記のようにして磁气的構造を決定し、磁気基盤を求めた。

- (a) Aゾーンでは、磁気異常はおおむね基盤複合体中の火成岩の貫入等による化学組成の変化によるものとみなして、解折深度をそのまま磁気基盤深度とする。また、中生代～古第3紀侵入岩も、その貫入の時代を考慮すれば、基盤に含まれるものとみて差支えない。しかし、地質図より明らかに第4紀火山岩と判明したもの、および海域においても解折深度、分布位置および計算された帯磁率などより第4紀火山岩と推定されるものは磁気基盤から除外する。
- (b) Bゾーンでは、磁気異常は基盤中の化学組成の変化によるものとそれ以後の時代の火成岩によるものとが複雑に組合わさっている。従って、磁気基盤を決定するためには、各磁気異常を分類してその時代を明らかにする必要がある。

Bゾーンのうち陸域部において、磁気異常より解折された岩体の深度、形状および帯磁率と地表地質とを対応させ、対応の良好なものについて磁气的構造を決定する。こうした確定点をコントロール・ポイントと呼び、それを含む一連の磁気異常の系列については、露頭がなくても、同一な磁气的構造であると仮定する。

このようにして陸域では大部分の磁気異常に対応する磁气的構造が決定できた。この中で基

盤複合体および中生代～古第3紀侵入岩と推定できる岩体の分布深度をつらねて磁気基盤を決定できる。

マリンズケ島、ボンドック¹⁾半島およびビコル²⁾半島の大部分の地域はこのようにして磁氣的構造が決められる。ただし、磁気基盤とみなされる磁気構造が少ないことから、磁気基盤の精度はあまりよくない。これは基盤がその上を覆う第3系の火成岩によって磁氣的に隠されてしまうからである。

一方海域については、特にバイコル半島の東方海域について既知の地質学的事実が少なく、磁氣的構造に対応する地質時代を判別することはかなり困難である。しかし、調査地域外でこの地域に相当すると考えられている陸上の地質構造の性質からみると、この地域では新第3紀の火成活動は西方のビコル半島に比較して少なくなっていると推定される。また、海域に散在する諸島の地質と磁気異常とを比較すると、その多くは基盤複合体または暁新世～始新世火成岩によるものであることがわかる。

従って、特に陸上から延びている磁気異常で基盤でないと思われるものを除いて、これらの磁氣的構造を基盤によるものと仮定して磁氣的基盤とした。この際、暁新世～始新世火成岩も古第3紀という時代を考慮して磁気基盤を示すものと考えた。

ところで、Bゾーンの磁氣的構造のうち磁気基盤に含まれない構造のうち、第4紀火山岩を除いたものを連ねて別の磁氣的不整合面を画いた。この面は中新世以後の堆積層の厚さを示すものとみることができる。

以上の考えにもとづいて磁気基盤を決定した。また、磁氣的断面図の3例を付図に示した。

6.2 Aゾーン(調査地域南西部分)

この地域は磁氣的性質により3つの小ゾーンに区分できる。

A₁ゾーン 調査地域南西端～ミンドロ島中部

A₂ゾーン ミンドロ島中部～東部

A₃ゾーン ミンドロ島東海岸～マリンズケ島西海岸

本地域の特徴を南西から簡単に述べると、磁気基盤の深いA₁ゾーン、基礎が露出するA₂ゾーンおよび再び磁気基盤が深いA₃ゾーンとなる。

A₁ゾーンは調査地域の中で最も磁気異常の少ない地域である。すなわち、ミンドロ島南西洋上に分布する3つの独立磁気異常がすべてであって、東側の2つは北西～南東の方向性を持ち、フィリピン・リフト・ゾーンの方向にほぼ一致する。これら3つの異常はいずれも基盤複合

1) Bondoc, 2) Bicol

体内の貫入岩体によるものと推定される。磁気異常の形、振巾および帯磁率等の検討によっても、基盤の起伏による surbasement 型異常でなく、 intrabasement 型の異常である。

この推定はこの地域では中生代あるいは古第3紀初頭以後の火成活動の証拠がない(ミンドロ島には新しい火成岩の露出がない)ことから導かれた。従って、この intrabasement 型異常の深度を磁気基盤とした。これら3つの異常のうち、東側の2つは南東～北西に向けて岩体深度を増している。すなわち、堆積層の深さは調査地域の北西側で最も深く、3,000 m 程度である。この堆積盆地の中心はミンドロ島サンジョセ¹⁾の南西約50km 沖合である。

一方、ミンドロ島中央部から前記の異常までの約80kmの間には、明らかに第4紀火山岩と推定されるものを除いて磁気異常は全くない。従って、この区域では基盤についての情報は何も得られない。しかし、過去の経験からこうした地域の基盤は深いものである。恐らくこの間にさらに1つの堆積盆地が存在すると考えられる。そして、上記3つの異常のうち最東部の異常はむしろ基盤の隆起を意味しているように思われる。そうすればA₁ゾーンには2つの分離した堆積盆地の中心が存在することになる。なお、後者の最大深度は不明である。

A₂ゾーンはミンドロ島中部以東の基盤の露出する地域である。基盤は基盤複合体と中生代～古第3紀時代末詳火成岩とであり、このうち基盤複合体は磁気異常を発生させていない。一方中世代～古第3紀時代末詳火成岩は磁気異常を発生させている。基盤は東方に向けて急激に深くなっている。

西方からミンドロ島でいったん隆起した基盤はミンドロ島を超えて再び沈降してゆく。そしてマリンスケ島で再び隆起するまでの間堆積盆地を形成している。これがA₃ゾーンである。この地域ではメストレデコンボ島²⁾周辺で浅い異常が集中しているほか、一般に磁気構造は深い。メストレデコンボ島周辺の磁気異常は周辺の地質から判断して第4紀火山岩によるものと考えられる。このように仮定すると、磁氣的基盤はメストレデコンボ島付近で最も深く、マリンスケ島に近づくにつれて次第に浅くなる。しかし、盆地の中心は調査地域の外で東南方向に位置するであろう。盆地最深部の深度は2,500～3,000 m 程度である。

またもし、メストレデコンボ島周辺の異常を基盤によるものとするれば、基盤はミンドロ島とメストレデコンボ島の間でいったん深くなった後、メストレデコンボ島に向けて浅くなり、それ過ぎて再び深くなり別の盆地を形成し、その後再びマリンスケ島に向けて浅くなる。すなわち、盆地は2つに分れる。この可能性は少ないと考えられるが、基盤深度に関する情報が乏しいので、磁気基盤図ではミンドロ島とメストレデコンボ島の間で基盤が最も深くなるように表現した。

1) San Jose, 2) Maestre de Compo

6.3. Bゾーン(調査地域北東部分)

このゾーンは磁気的特徴により次の4つの小ゾーンに別れる。

B₁ゾーン マリンズケ島 ~ ボンドック半島(ボンドック半島基幹部を含む)

B₂ゾーン ボンドック半島西海岸 ~ バイコル半島中部

B₃ゾーン バイコル半島中部 ~ 調査地域北西部

B₄ゾーン バイコル半島北方海域

Bゾーンは第3紀の火成活動が激しい地域であって、B₄ゾーンを例外して堆積盆地はほとんど発達していない。

マリンズケ島からボンドック半島西海岸にかけて極めて多量のしかも振巾の大きい磁気異常が分布する。これらはいずれも北西~南東に長くのびる性質をもち、フィリッピン・リフト・ゾーンにほぼ並行している。これらの磁気異常を発生する岩体の磁性はかなり大きく 10^{-3} c.g.s.e.m.u. のオーダーで、火成岩によるものである。地表地質によって、これらは漸新世~中新世火山岩および新第3紀侵入岩に対応することがわかる。以上でもわかるように、これらの多数の磁性岩体は基盤ではない。従って、解折されたこれらの岩体の深度は基盤深度には対応せず、むしろ新第3紀侵入岩体の深度に対応する。基盤による磁気異常が存在したとしても、前者に妨げられて解折できない。従って、磁気基盤の深度は正確には決定しにくい、新第3紀侵入岩体の深度より深いことは確かである。

この地域の磁气的構造は西より次のようである。マリンズケ島では、磁性岩体の深度はほとんどすべて地表付近と解折される。また、地表地質からみてもこの島で基盤が最大の隆起をしていることは間違いない。マリンズケ島をすぎると磁気構造は徐々に沈んでいき、ボンドック半島の西岸において深度約1,500 mに達する。マリンズケ島の北東岸に沿って、磁気異常のパターンから、北東落ちの基盤の断層が考えられる。これと並行して、マリンズケ島とボンドック半島間のモンボック¹⁾海峡上の磁気異常から南西落ちの基盤の断層が推定される。これらの断層の間のせまい地域は巾約10kmにわたって磁気異常がまったくなく、見掛上グラベン構造を呈している。

北西部のボンドック半島基幹部(グマカ²⁾周辺)の陸域では、マリンズケ島同様の著るしい磁気異常が分布する。これもフィリッピン・リフト・ゾーンに並行する著るしい方向性を示す。これらの異常は漸新世~中新世火山岩、新第3紀侵入岩および基盤複合体によく対応する。この小ゾーンの基盤複合体は極めて強い磁気異常を発生させていることが注意される。

総体的には、グマカ周辺の基盤露出地域を除いてこのゾーンの基盤は案外深く、深いところ

1) Momroc, 2) Gumaca

では 1,500 m に達すると推定される。

ポンドック半島西海岸からピコル半島中部にかけて、すなわち B₂ゾーンでは、磁気異常がほとんど存在しないか、あっても振巾の極めて小さい部分が存在する。この異常はフィリッピン・リフト・ゾーンの方向に延びている。この部分は 2 つの区域に分けられる。すなわち、ポンドック半島西海岸から同半島中部までとそれにつづくピコル半島中部までとである。前者は全く磁気異常のない地域で北西方向へロベツ¹⁾湾へ延びていく。この区域も巾約 15km のせまいチャンネル状で、B₁ゾーン中部モムボ海峡と同じく、2 通りの解釈の仕方がある。

その 1 つはチャンネル状にグラーベンが発達していて基盤が落込んでいるという考え方で、他の 1 つは、基盤はなだらかに連続的に変化していくのだが、この部分だけは第 3 紀の火成岩の分布が欠如しているという考え方である。前者は構造的に、後者は化学組成的に解釈している。磁気探査だけからはいずれとも決定することはできないが、ここでは後者の考え方を採用して、特別グラーベンを作らなかった。

一方、後者は弱い磁気異常が一般に分布する区域である。これらの磁性岩体は地表付近に分布するが、南西方の B₁ゾーンおよび北東方の B₃ゾーンにくらべて岩石の磁性が弱い。これらの一部は地表地質から基盤複合体であることがわかっている。ここから磁気異常の系列を追跡してゆくと、この区域の大半の磁気異常は比較的浅く、深くても 300 m 程度の基盤複合体によるものであることが推定できる。ただし、この地域の北東部のアラバット²⁾島の北東海岸沿いの磁気異常は漸新世～中新世火山岩によるものである。

基盤はこのゾーンの西南半分（磁気異常の全くない区域）では深く、おそらく所によって 1,500 m を超えるが、東北半分（弱磁気異常分布帯）ではきわめて浅く、ほとんど地表付近と推定され、その間に基盤の断層が推定される。この断層はポンドック半島北西部ロベツから南東に延びてピリス³⁾でラガイ⁴⁾湾に出る surprabasement 型の西南落ち断層によって区切られる。

ピコル半島の中部から調査地域北東端に至る B₃ゾーンでは、B₁ゾーンと同様に、数多くの強い磁気異常が分布する。これらはいずれも北西～南東方向のフィリッピン・リフト・ゾーンに並行な方向性をもっている。ピコル半島においては、これらの磁気異常は基盤複合体、時代末詳火山岩（恐らく古第 3 紀より古い）、白亜紀～古第 3 紀侵入岩、漸新世火山岩、漸新世～中新世火山岩あるいは鮮新世～第 4 紀火山岩などの多様な時代の火成岩とよく対応している。特にここでは、白亜紀～古第 3 紀侵入岩が広く分布するが、極めて強い磁気異常を与えていることが注目される。

ピコル半島の東北海域については地質情報が欠除していて、磁気異常に対応する構造が明ら

1) Lopez, 2) Alabat, 3) Piris, 4) Ragay

かでない。この地域では、ポンドック半島に分布するすべて火成岩が存在する可能性をもっている。しかし、この海域に相当する他地域の陸域では、一般に第3紀の火成岩特に漸新世～中新世火山岩がみられないことおよびこの海域で基盤複合体および白亜紀～古第3紀火山岩がチャゴ¹⁾島に露出していることから、このゾーンの磁気異常のうち、陸域から追跡して明らかに漸新世～中新世火山岩および鮮新世～第4紀火山岩であるもの以外を磁気基盤によるものとみなした。基盤複合体、白亜紀～古第3紀火山岩、時代未詳火山岩および鮮新世火山岩はいずれも白亜紀から古第3紀の火成岩であるから、磁気基盤として差支えないと考えられる。

このゾーンの磁気基盤は、ピコル半島からその沖合の調査地域の北東端すなわち大陸棚の終端まで、多少の起伏があるにしてもずっと浅く、深いところで500 mを超えることはない。しかし、調査地域の端で北東方向へやや沈んでいく傾向がみられる。おそらく、大陸棚の外側で深くなっていくと思われる。

B₄ゾーンはピコル半島の北方で、アラバット島北東沖合一带の地域であって、ピコル半島から北方へ次第に深さを増していく基盤によって堆積盆地を形成している。このゾーンの特徴は3つの大きな磁気異常によって特徴づけられる。すなわち、バセシン²⁾島周辺、ジョマリグ³⁾島南方15 kmおよびパトナノンガン⁴⁾島周辺に中心をもつ大きな波長の異常である。

これらの異常はいずれも intrabasement 型の構造をもっており、いずれも3,000 m前後と深く、恐らく基盤中の構造、特に貫入岩体による局所組成異常と推定され、この面積はきわめて大きい。また、このゾーンの特徴は浅い火成岩がみられないことで、むしろAゾーンと類似した構造となっている。この盆地は調査地域の端ないしはさらに西北方向に中心を持つものと推定される。しかし、この盆地のすぐ北方のポリロ⁵⁾島に基盤が露出していることから、この盆地は大きなものではないことがわかる。

1) Calagua, 2) Bacesin, 3) Jomalig, 4) Patnanongan, 5)

7. 結 語

全調査地域を通じて 100 万分の 1 地質図以外の地質的情報、例えば試錐や地震探査の資料が得られなかった。従って、将来地質資料の蓄積をまって再解釈を行なうことが強く望まれる。

本調査は概査であるから、測線間隔があらく、当然微細構造については検出が困難である。しかし、幸いにも、測線方向が主な構造方向とほぼ直交しており、観測もれは最小に防げたはずであり、定量解析にも有利であった。

一般に、基盤の磁性が平面的に一様でなく、むしろ基盤中の化学組成の異常が磁気異常としてあらわれてきている。こうした場合の解析モデルとして *surprabasement* モデルよりも *intrabasement* モデルの方が有利である。前者で処理できる磁気異常は全体を通じてごくわずかであった。解析方法としては上下二層構造的解析法、例えば *double Fourier* 法を用いず、*intrabasement* モデルによるモデル適合法を用いた。従って、*intrabasement* 異常のないところで深度情報の密度が少くなることはやむを得なかった。

本調査の結果は前章に述べた通り既知の地質情報と矛盾しない。海域においては、あまり広くはないがいくつかの堆積盆地が発見され、陸域では構造運動に伴なり多くの火成岩の貫入が観測された。これらの堆積盆地は炭化水素鉱床を胚胎する可能性があり、これらの貫入岩体は金属鉱物鉱床を伴なり可能性があると思われる。

本調査によってあきらかになったいくつかの堆積盆地のうち、ミンドロ島南西沖合の盆地とピコル半島北方のものとは、本調査の結果からみる限り、より厚い堆積層に覆われており、ほかの堆積盆より資源的に興味があると考えられる。残念ながら、本調査の規模が大きくなかったため、どの堆積盆地も完全には調査地域に含まれていなかった。これらの堆積盆地について、地震概査のような地球物理的方法により、また島嶼の地質精査などの方法により更に調査を進めることが望ましい。

文 献

- Alcaraz, A.P., 1947, The mayor structural lines of the Philippines:
The Philippine Geologist, vol. 1, no.2, p. 13-17.
- Bhattacharia, B.K., 1965, Two-dimensional harmonic analysis as a tool
for magnetic interpretation: Geophysics, vol. XXX, no.5, p. 829-857.
- Chastenet De gery, J. et H. Naudy, 1957, Sur l'interpretation des
anomalies gravimetriques et magnetiques: Geophysical Prospecting,
vol.5, no.4, p.421-448.
- Corby, G.W. et al., 1951, Geology and oil possibilities of the Philippines:
Tech. Bull., Philippine Bureau of Mines, 21, Manila, pp.363.
- Feliciano, J.M. and D.M. Basco, 1947, Preliminary geologic report of
the Mansalay district, Mindoro: The Philippine Geologist, vol. 1,
no. 3, p. 1-11.
- Frost, J.E., 1959, Notes on the genesis of the ore-bearing structures of
the Paracale district, Camarines Norte, Philippines: The Philippine
Geologist, vol. XIII, no.2, p.31-43.
- Gay Jr., S.P., 1963, Standard curves for interpretation of magnetic
anomalies over long tabular bodies: Geophysics, vol.28, no.2,
p. 161-200.
- Gervasio, F.C., 1958, The geologic structure of Marinduque Province
and their relation to ore locarization: The Philippines Geologist,
vol.XII, no.3, p. 85-90.
- _____, 1966a, A study of the tectonics of the Philippine
archipelago: The Philippine Geologist, vol.XX, no.3, p.51-75.
- _____, 1966b, The age and nature of orogenesis of the
Philippines: The Philippine Geologist, vol.XX, no.4, p. 121-140.
- Giret, R. et H. Naudy, 1963, Methodes actuelles d'interpretation des
etudes aeromagnetiques en recherche petroliere: The Sixth World
Petroleum Congress, Section 1, Paper 15-PD4.
- Grant, P.S. and L. Martin, 1966, Interpretation of aeromagnetic
anomalies by use of characteristic curves: Geophysics, vol.31,
no. 1, p. 135-148.

- Hahn, A., 1965, Two applications of Fourier's analysis for the interpretation of geomagnetic anomalies: Jour. Geomag. & Geoelect., vol. 17, no. 3-4, p. 195-225.
- Henderson, R. C. and I. Zietz, 1949, Computation of second derivative of geomagnetic field: Geophysics, vol. 14, no. 4, p. 508-516.
- Irving, E. M., 1950, Notes on the geology of the gold star iron mines, Magpog, Marinduque: The Philippine Geologist, vol. V, no. 1, p. 25-36.
- Kato, M., 1965, Generalized treatment of sampling filter (in Japanese): Butsuri Tanko (Geophysical Exploration) vol. 18, no. 1, p. 1-13.
- Moo, J. K. C., 1965, Analytical aeromagnetic interpretation, the inclined prism: Geophysical Prospecting, vol. 13, no. 2, p. 203-224.
- Nagata, T., 1938, Magnetic anomalies and the corresponding subterranean mass distribution: Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 16, p. 550-577.
- Philippine Bureau of Mines, 1963, City of Manila (ND-51): Geologic Map Series, millionth scale, Manila.
- Rosenbach, O., 1953, A contribution to the computation of the "Second derivative" from gravity data: Geophysics vol. 18, no. 4, p. 894-909.
- Santos-Ynigo, L. M., 1959, Geology of the copper-molybdenum deposits at Tumbagahan, Boac, Marinduque: The Philippine Geologist, vol. XIII, no. 2, p. 62-77.
- _____, 1966, Island arc structures of the Philippine archipelago: The Philippine Geologist, vol. XX, no. 3, p. 79-92.
- Segawa, J., 1967, A method of determining subterranean anomalous structure from the distribution of local anomaly in geomagnetic total force: Jour. Geodetic Soc. Japan, vol. 13, no. 1, p. 20-44.
- Tsuboi, C. and Fuchida, T., 1937, Relations between gravity values and corresponding subterranean mass distribution. Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 15, p. 636-657.
- Vacquir, V. et al., 1951, Interpretation of aeromagnetic maps: Memoir 47, Geological Society of America.

Weller, J. M. and J. F. Vergara, 1955, Geology and coal resources of the Bulalacao region, Mindoro Oriental: Special Project Series, Publication no. 1-Coal, Philippine Bureau of Mines, Manila, pp. 37.

Petroleum Division, Philippine Bureau of Mines, 1970, General Geology of Paracale mineral district, Camarines Norte, Marinduque Island and Southern Mindoro: unpublished report. pp. 6.

付録I 仕様および統計

航空機	YS 11, プロップジェット
調査基地	マニラ
調査期間	昭和45年3月12日 ~ 27日
飛行高度	山岳地帯を除き海拔3,000 ft
対気速度	140 knot, (対地速度約150 knot)
磁力計	Varian V 4914 プロント磁力計 Varian V 4938 Gセシウムおよびルビジウム磁力計
航空カメラ	ナック ST-1000 ストリークカメラ
高度計	気圧式
航法	古野電気LK-12 ローラン-A受信機
空中磁気図縮尺	全磁力 1:100,000 その他 1:250,000
トラバース方向	約N 35° W
トラバース間隔	6 Km ところにより12 Km
トラバース長さ	長測線6本、 460 Km ~ 320 Km 短測線8本、 135 Km ~ 35 Km
タイライン長さ	5本、 100 Km ~ 50 Km
測線全長	4,400 line-Km
トラバース全長	4,000 line-Km (再測200 line-Kmを含む)
タイライン全長	400 line-Km
調査地域全面積	18,500 sq.Km
全飛行時間	44時間40分(地上滑走を除く)
全燃料消費量	13,001 U.S. ガロン(ケロシン)
地磁気伏角	15° N
地磁気全磁力	40,000 gamma

付録Ⅱ 岩石磁気測定

昭和43年3月～4月の予察調査において採取した23個の岩石試料について、誘導磁気強度及び残留磁気強度ベクトルを測定した。この測定の目的は、空中磁気探査実施域での岩石の磁氣的性質を把握し、解析の資料とするものである。

第A-1図に採取場所、第A-1表に採取場所、岩石名および測定結果を記す。なお、試料に空中磁気探査実施域外のものも一部含まれている。

§ 1 測定方法

1) 誘導磁気強度

石油資源株式会社製の帯磁率計 (Susceptimeter) を使用した。これは交流法による誘導磁気強度測定装置である。次に装置の性能を示す。

測定感度； 1×10^{-6} CGsemu

測定精度； 3桁

実効磁場； 0.4 Oe

使用周波数； 1000 Hz

2) 残留磁強度ベクトル

測器舎製の無定位磁力計 (Astatic Magnetometer) を使用して残留磁気強度ベクトルを測定した。性能は次の通り

測定感度； 1×10^{-5} CGsemu

測定精度； 3桁

§ 2 測定結果

第一表に測定結果を示す。資料数が少ないので、この結果から十分な結論をひき出すことはできないが、極く大ざっぱに判定すると次の通りである。

一般的に、磁性は超塩基性岩及び塩基性岩が最も強く、次いで酸性岩、最後に堆積岩が最も弱い。これは、平均的な岩石の磁氣的性質と一致している。また、これは、空中磁気図から推定される磁気強度と、それに対応する地表地質(陸域)ともよく一致している。解析に際しては、この結果を原則的に採用した。

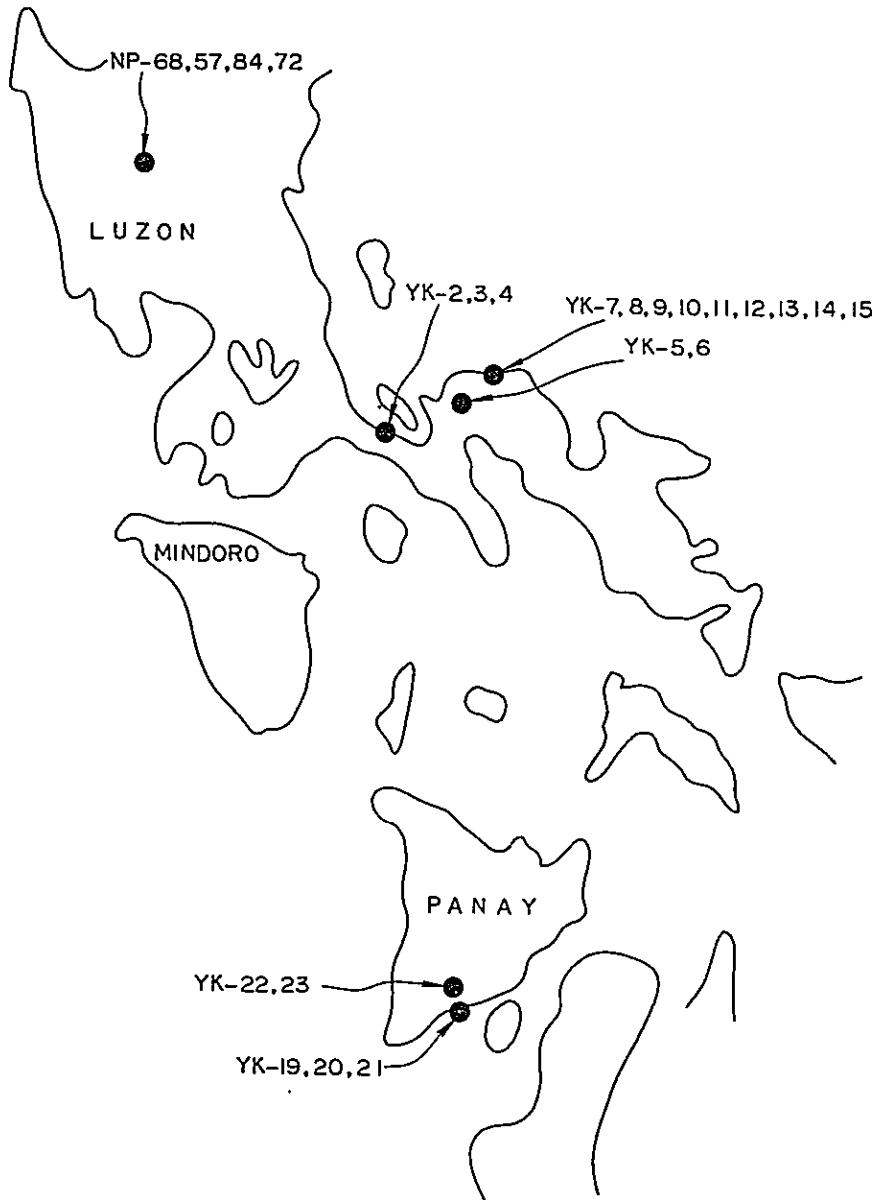


Fig. A-1 Localities of the rock samples

Table A-1(a) Localities and rock types of the samples

No.	Locality	Rock type
YK 2	San Ishidoro (Quezon)	Basement complex
YK 3	San Ishidoro (Quezon)	Basement complex
YK 4	San Ishidoro (Quezon)	Basement complex
YK 5	Negrits Camp (Camarines Norte)	Serpentine
YK 6	Negrits Camp (Camarines Norte)	Peridotite
YK 7	Larap (Camarines Norte)	Syenite
YK 8	Larap (Camarines Norte)	Peridotite
YK 9	Larap (Camarines Norte)	Granite gneiss
YK 10	Larap (Camarines Norte)	Tertiary igneous
YK 11	Larap (Camarines Norte)	Granodiorite
YK 12	Larap (Camarines Norte)	Diorite
YK 13	Larap (Camarines Norte)	Andesite
YK 14	Larap (Camarines Norte)	Andesite
YK 15	Larap (Camarines Norte)	Andesite
YK 19	Sawaragan (Panay Island)	Tuff (Mesozoic agglomerate)
YK 20	Sawaragan (Panay Island)	Basalt (Mesozoic agglomerate)
YK 21	Sawaragan (Panay Island)	Tuff (Mesozoic agglomerate)
YK 22	Tallas River (Panay Island)	Olivine basalt
YK 23	Tallas River (Panay Island)	Olivine basalt
NP 68	Talrac (Talrac)	Shale
NP 57	Talrac (Talrac)	Shale
NP 84	Talrac (Talrac)	Sandstone
NP 72	Talrac (Talrac)	Shale

Table A-1 (b) Magnetic properties of the samples

No.	Density P g/cm ³	Susceptibility K cgsemu	Intensity of "IM" J _i emu/cm ³	Intensity of "NRM" J _r emu/cm ³	Declination of "NRM" γ degree	Inclination of "NRM" θ degree	Ratio J _r /J _i
YK 2	2.62	2.1 x10 ⁻⁵	8 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁵			0
YK 3	2.66	8 x10 ⁻⁶	3 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁵			0
YK 4	2.62	1.54x10 ⁻³	6.16x10 ⁻⁶	4.4 x10 ⁻⁴	157°	58°	0.71
YK 5	2.76	1.31x10 ⁻³	5.24x10 ⁻⁴	5 x10 ⁻⁵	0°	26°	0.09
YK 6	2.68	3.8 x10 ⁻⁵	1.5 x10 ⁻⁵	0 x10 ⁻⁵			0
YK 7	2.73	8.24x10 ⁻³	3.30x10 ⁻³	1.12x10 ⁻³	51°	0°	0.34
YK 8	2.58	2.71x10 ⁻³	1.08x10 ⁻³	8.40x10 ⁻³	312°	9°	7.78
YK 9	2.50	1.65x10 ⁻⁴	6.6 x10 ⁻⁵	0 x10 ⁻⁵			0
YK 10	2.69	8 x10 ⁻⁶	3 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁵			0
YK 11	2.51	8 x10 ⁻⁶	3 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁵			0
YK 12	2.67	4.30x10 ⁻³	1.72x10 ⁻³	6.5 x10 ⁻⁴	149°	28°	0.38
YK 13	2.53	1.0 x10 ⁻⁵	4 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁵			0
YK 14	2.25	2.77x10 ⁻³	1.11x10 ⁻³	4.64x10 ⁻³	57°	49°	4.18
YK 15	2.84	4.75x10 ⁻³	1.90x10 ⁻³	1.62x10 ⁻³	343°	51°	0.85
YK 19	2.20	4.51x10 ⁻⁴	2.14x10 ⁻⁴	2.2 x10 ⁻⁴	349°	-16°	1.03
YK 20	2.46	2.85x10 ⁻⁴	1.14x10 ⁻⁴	8.8 x10 ⁻⁴	319°	-9°	7.72
YK 21	2.36	3.07x10 ⁻⁴	1.23x10 ⁻⁴	1.4 x10 ⁻⁴	51°	-20°	1.13
YK 22	2.48	8.90x10 ⁻³	3.56x10 ⁻³	0 x10 ⁻⁵			0
YK 23	2.70	4.81x10 ⁻³	1.92x10 ⁻³	1.94x10 ⁻³	244°	33°	1.01
NP 68	2.58	4.4 x10 ⁻⁵	1.8 x10 ⁻⁵	0 x10 ⁻⁵			0
NP 57	1.69	0 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁵			0
NP 84	2.56	0 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁶	0 x10 ⁻⁵			0
NP 72	2.61	6.8 x10 ⁻⁵	2.7 x10 ⁻⁵	0 x10 ⁻⁵			0

H=0.4Oe.

