

海底下の地下構造を探る ～物理探査法のいろいろ～

早川正巳

原子エネルギーが利用されるようになった今日でも石油 石炭 鉄をはじめとする数多くの地下鉱物資源はわれわれの日常生活に欠くことのできないものである。陸上のこれら宝庫の中味が次第に消費されるにつれ探査の鋭先がいきおい陸地から海の底へと伸びてゆくのは島国であるわが国としてはむしろ当然のことであろう。

世界各国でも海底下の調査には非常に熱心でそれぞれ海洋および海底下調査研究の長期計画を打ち立てている。わが国でも目下 学術会議 海洋学会 科学技術庁等で同種の試みがなされつつある。

フランスの科学映画「火山の驚異」の中で有名な火山学者のタジェフは 次のように云っている。——「人間は宇宙に向かって飛び出すことはできるが 科学が進んでもおそらく地球の奥深くまでもぐることはできないであろう」——と。しかし もぐることはできないまでも 人間の努力は常にできうる限り目にふれることの不可能な未知の世界の探究にも払われ続けている。近年科学技術の進歩発達によって 海底および海底下の地質構造や 地下資源のありさまが次第に明らかになってきた。

地下資源や海底軟弱地盤等を調べる技術は もっと他の事がらを知るためにも使われる。たとえば わが国は常に地震や火山の爆発に見まわっているが このような現象のものは陸上よりはむしろ海底下で起こるものに大きくよる場合が多い。このような地震や火山のおこる海底下の場所は地質学的にどういふ構造のところか当たり・またいかなる状態の下にあるかなどということも地下資源などを調べると同じ地球物理学的な方法で調べることができる。以下に順を追って これらの現状を地球物理学的な方法を主としてしるしてみよう。

海底下の地下構造を調べるための地球物理学的な方法は原理的には陸上で用いているものと大したちがいはないのであるが 大地の上とは異なり揺れる波間で あるいは海中 海底で測定しなければならない。しかし元来海上における地球物理量の測定は そのむずかしさが測定技術上の問題にあるので 一たん その困難が取り除かれれば機動力から考えて 陸上におけるよりもはるかに能率よく測定できるのである。

それではまず重力から始めよう。

重力が石油 石炭地帯等の地下構造を調べるのに使われるのはよく知られているが さらに次のような測地・地球物理学的な使命を持っている。すなわち 地球の正確な形を求め 島 大陸等の正しい経度 緯度を決定する 海底下の地下構造を求め 他の地球物理的測定と共に地震 火山等の実体を糾明する ロケット 人工衛星等の正しい軌道を求めるなどである。

重力のブーゲー異常はそのまゝ地下構造の第一近似を表わすものと考えられる。さらに精密な地下構造の決定のためには 自然地震あるいは人工地震の観測によらなければならないが これらの方法によって求められる地下構造は必ず重力のブーゲー異常を説明できるものでなければならない。というのは重力の資料のみからは一義的に地下構造を決定できない欠点はあるが 測定結果は色々の地球物理量の測定値中 最も信頼度の高いものの一つであるからである。海の重力測定にはV・マイネスの振子やアスカニアの船上重力計を使う方法もあるが 現在および近い将来 日本近海において重力測定を行なうには 次のような方法が望ましいと思われる。

- 1°) 沿岸および近海諸島の重力測定には 陸上重力計
- 2°) 水深が200 m程度より浅い海域 いわゆる大陸棚海域での測定には 海底重力計
- 3°) 外洋における測定のためには 船上重力計 を用いる

1°) にはウォルドンまたはノースアメリカン重力計
2°) にはノースアメリカン海底重力計等が用いられる。
3°) については船上で海の重力測定を行なうための努力が東京大学の坪井(忠)教授 友田助教授 金森博士等により数年前からなされ その研究の結果 弦振動組織を垂直ジャイロに取り付けた「東京船上重力計」(Tokyo Surface Ship Gravity Meter) が完成した(その内容はすでにいろいろの文献で紹介されている。最近では 例えば UMP シンポジウム講演集(37年3月) Proc. Jap. Acad. Vol. 37, No. 9 1961.)。これの配線を第1図に示す。

原理は鉛直な弦の下部に質量が吊され その振動の基本周期は弦の長さ 弦の線密度の函数として与えられ g の変化による周波数の変化によって重力の変化を知ることができる。この重力計はそれ自身低周波フィルターを持たない。したがって得られた情報は 重力および

船の動揺による鉛直加速度である。両者は電子計算器を用いデジタル低周波フィルターにより分離される。この新しい船上重力計によって今後深海における重力測定が高精度で能率的になされることが期待されている。

次は地震探査であるが重力測定により異常が発見されたような地域で地震探査が石油・石炭等の地下構造を求めめるために使われることはよく知られているが地震探査はその他の目的にももちろん利用される。すなわち浅海および大陸棚の地下構造を明かにし且つ土木(海底トンネル等も含め)海底地下資源の開発に資する島島弧の地域の地下構造を求めその成因や火山の実体を明らかにするそしてさらに深海における地震探査により地殻からモホロビチック層(Mohorovicic)をこえさらにマントル上部(Upper Mantle)までの地下構造を知り地震の起こる地域の性質を説明する等である。

深い地下構造を知るための地震探査の前に浅い方から述べてみよう。海底ごく浅い200~300mていどの構造を知るために最近音波探査(Sparker)の方法が盛んに用いられている。これは原理的には地震探査や魚群探知測深器と同じであるがこれらとはその音波のエネルギーや周波数が異なるのである。もともとアメリカで開発されてきた技術であるが約2年前地質調査所の森・中条・古谷技官等と日本電気通信技術研究所の協力により国産品が完成しすでに成果をあげている。その詳細はすでに『物理探鉱』(36年4月)または地質ニュース第64・73・91号等にしてされているので要点だけをここに述べる。

装置は発振・受振・制御・記録の各部と水中電極およびハイドロフォンからなる。第2図にそのブロックダイヤグラムを示した。電源は100V、60cpsの交流でこれをトランスで10,000Vの高圧直流にしコンデンサーにたくわえ起動部を通じて水中電極に放電を与える。これにより電気エネルギーの一部は音響エネルギーに変換され100~3000cps程度の周波数幅を持った比較的低周波の非常に衝撃的な音波を発生する。海底に届いた音波のある部分はさらに海底地質内の不連続面に達しそこから反射してハイドロフォンに戻ってくるこの受振信号は再び電気エネルギーに変換されA. V. C.を持った増幅器に入り適当な周波数制御を受け整流の後電力増幅され制御部を通じて記録器に入る。

記録器はドラムの回転毎に電解記録紙を掃引し固定および回転する一對の電極をそなえている。増幅された受振波はこの両極に印加され信号の大小に応じ濃

淡記録される。また毎回の掃引ははじめの信号で同期パルスを生じこれは制御部に加えられ計数されて適当な時間間隔の起動パルスとなり前記起動部に加えられ受振記録は周波数をかえて二種類の同時記録を得ることができる。また制御部で深度選択回路を切り換え浅深两部分を同時に記録することもできる。

水中電極は円筒状の簡単な構造で円筒銅電極と中心電極の間に絶縁物が充填されている。ハイドロフォン(第3図)には圧電子素子を用いこれを木製魚雷型の容器におさめてある。水中電極ハイドロフォン共二本の平行したケーブルにより船尾から100m位(スクリューの雑音をさけるため)のところで曳航する。(第4図)

この方法では船を走らせながら地下音波断面が得られる。また周波数が地震探査より一桁高く測深器よりはるかに低い。このことは地震探査法に比べ地層中への波の浸透は少ないが構造に対する分解能がよくまた測深器に比べ地層中の波の減衰の少ないことを示している。この方法によりすでに森・蜷川・古谷等により幾多の成果があげられているが最近大阪湾で行なった一例を第5図に示した。

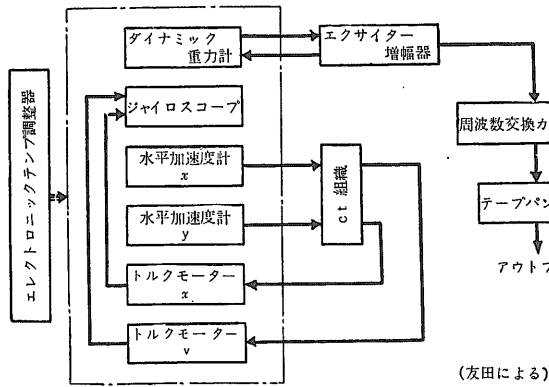
この電気火花放電を利用するSparker, Sonar Bommerあるいはガス爆発を利用するものの他にもう少し深い所が探れる方法もアメリカで使われはじめた。それは音源として数分の1ポンドの火薬を2分間隔で海中に投下し記録方式は音響測深器のようにしたものでSeismic Profilerという。深海でも使用でき海の底から10kmも深くまで透過しその構造をprofileする。第6図にそのブロックダイヤグラムを示す。

Stylus No. 1は地震動水中音波両方共記録するがNo. 2は高周波すなわち主として水中音波を記録する。

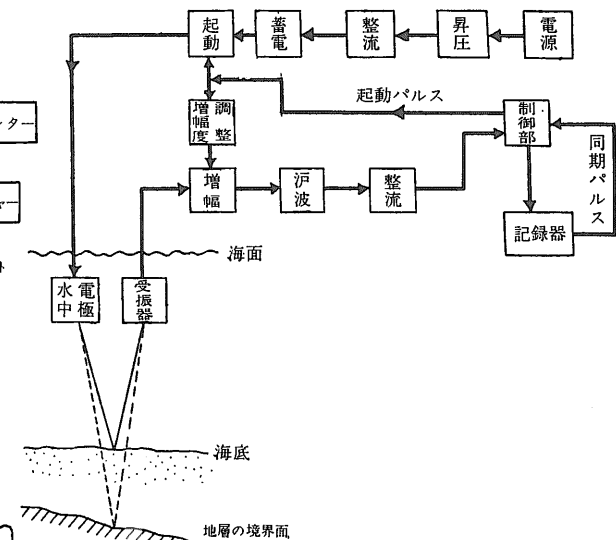
この方法では屈折反射両方法とも使用できる。屈折法においては火薬船が火薬を海へ投げ込み受振船は観測しながら移動する。屈折法で表層付近の地層が求められた後は反射法により層の厚さを推定することができる。この時は船は一隻で数ノットの速さで走れば海底下の断面が得られる。

ところで過去20年ばかりの間にわが国での海の地震探査は屈折法から反射法へ海底曳航法から浮遊移動法へと発展してきた。この様子を見やすくするため第7図に各方法の概略を示した。

図からわかるように海上の地震探査法には爆発点移動法と受振器移動法とがある。ごく初期には前者が使われたが後にはほとんど後者が用いられている。また受振器移動には海底固定法(7図A)曳航法(B D)そして現在盛んになってきた浮遊移動法(C E)がある。

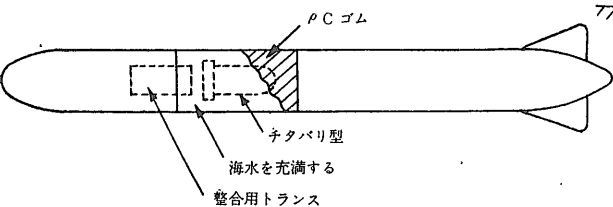


① 船上重力計のブロックダイアグラム (友田による)

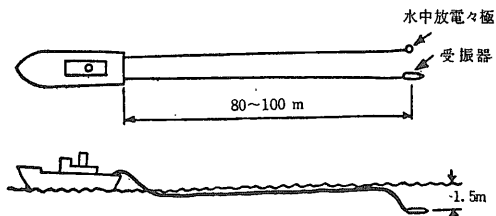


(友田による)

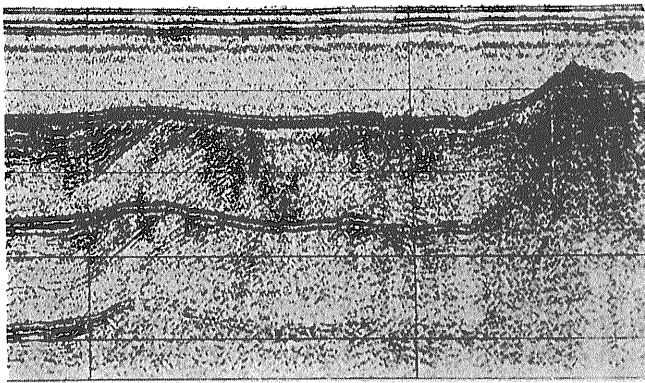
② 音波探査装置
ブロックダイアグラム
(森による)



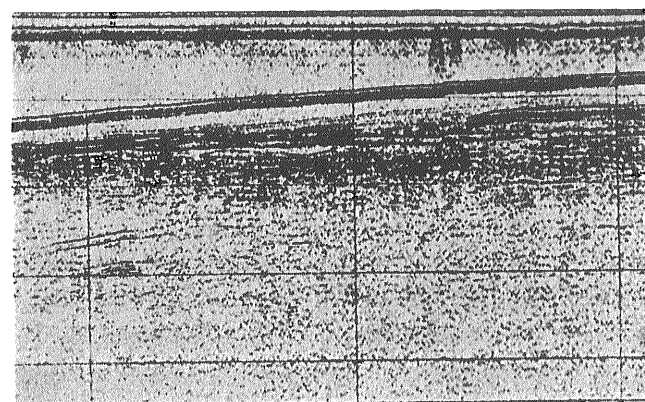
③ 水中ハイドロフォン (森による)



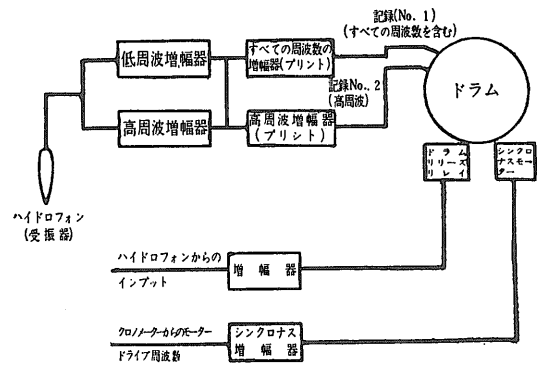
④ 発振および受振ケーブルの曳行図
(森による)



(その 1)



⑤ 大阪湾におけるスーパーカー記録の 1 例(その 1・2) (その 2)
(早川・森・鎌田・駒井)



⑥ Seismic Profiler のブロック
ダイアグラム (Ewing and Tirey-村内
の紹介による)

浮遊移動法によれば深海 底質のいかんにかかわらず測定が可能で また移動が容易なために能率が向上する。一面 波浪などによるノイズが入る心配があるが これは速度型受振器の代わりに 圧力型受振器を用いることによって かなり波浪による長い周期の振動波は除かれる。圧力型受振器による受振波形は 速度型に比べ高い周波数の波が強調される。この点 増幅器のフィルターの方で high cut (高い周波数の振動波を除く方法) をきかせなければならない。また圧力型受振器の感度は一般に水深の増加と共に減少する。(第8図)

陸上では問題にならないが よい反射記録を海上で得ようとする場合 問題になることがある。それは爆発条件(薬量 深さ等)のいかんによっては 爆発時の発生ガスが海中で体積変化の自由振動を起し 反射法の検出のじゃまをする。爆発に関連して今一つの反射波のじゃまになるものとして 海面と海底間で起こる繰り返しの振動をあげなければならない。これらの問題も最近 は理論 実験 現地実験によって解決法が見出されるようになった。

海上の地震探査 は海底下の石油 石炭地帯の構造探査に貢献してきた。

深海の地震探査 は原理的にはふつうの海上地震探査と同じであるが 現実には日本は非常に立ちおけている。

終戦後数年してイギリスの Discovery 号が また最近 は 米ソの観測船が日本近海の地震探査を行なっているのに わが国はまだ現在のところ実施していない。しかし 深海の地震探査を行ないたいという気運は熟してきており 近い将来活発な調査 研究が期待されている。これには船を2隻用いるアメリカ方式と英国の Hill の方法(ソ連の Vityaz 号もこの方式によっている)として有名な船1隻使用のイギリス方式とがある。

前者では観測時にノイズを減少するため 受振船はあらゆるエンジンをとめ 電源は Battery を使う。また ハイドロフォンを船からできるだけ離し 同時に波浪の影響をなくするため ハイドロフォンのケーブルにはほんの少し負の浮力をつけたウキをつける。

後者の場合 Sono-radio buoy を4個(各1~2マイル間隔)位使って音波を観測するので船は一隻ですむ。

(第9図) また一発の火薬で数個の観測ができる。しかし ハイドロフォンがブイにぶら下るので 風速6m/秒以上ではノイズが大きくなったり 無線もよくとどかなくなり また Sono-radio buoy の回収に時間がかかる。受振船とブイの間隔は 20マイル以下である等の欠点もある。筆者は北海道日高帯のかんらん岩中をつたわる

地震波速度を実験室内で測定し マントル上部において得られると同じ 8.0km/秒の値を得た。

次に **磁気探査** について述べよう。

海上磁気測定の使用とするところは 日本列島周辺の大陸棚の地形 地殻構造および地下資源の探査 大陸棚から島 深海上での磁気測定による地殻構造 火山 岩漿等に関する資料を提供し 地磁気およびその時間的変化の測定により航海等に役立てる他 地殻またはさらに深部の電気伝導度を推算すること等である。

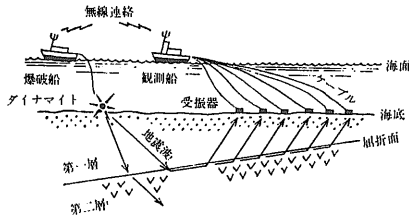
海上で磁気を測定する器械には flux-gate 型磁力計と proton precession magnetometer との二つがある。

それぞれ長所 短所を持っているので目的を考えて使用するればよい。いずれも今日 わが国で製作されている。flux-gate 型は最初東北大学の加藤(愛)教授のところで proton 型の方は東京大学の力武教授のものでつくられた。

測定を行なうのに 空中からの測定 (air borne) と船による測定 (sea borne) の二つの方法が行なわれている。sea borne による例としては1957年の第2次南極地域観測の際 観測船「宗谷」に積み込んで東支那海 インド洋 南極海域等において また第3・第4次南極地域観測にも若干の改良を施して引き続き使用された。資源方面での利用としては sparker との併用により すでに海底砂鉄 海底油田・炭田の開発に利用されてきている。第10図に flux-gate 型磁力計の原理を示す。高透磁率材料にコイルを巻いてこれを励磁し 鉄心の磁化状態 とくに交流励磁に対する飽和磁化の位相が 地球磁界の存在によって変化することを利用して 磁界を測定するものである。図に示すように 逆向きに帯磁する2個の鉄心を用いてブリッジを組む。いま一次線輪を交流励磁すると鉄心方向の外部磁場がない場合には両鉄心の磁束が逆向きであるから 全体としては打ち消し合って二次線輪に得られる出力電圧は0である。

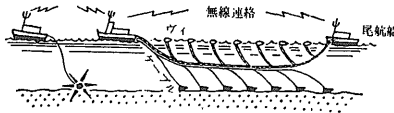
これに外部磁界が加わると一方の鉄心では 外部磁界が交流磁界と加わり合うが 他方の鉄心では反対向きであるから 飽和磁化に達する位相が前者では後者より早く図に示す合成電圧を生ずる。この電圧には電源周波数の偶数倍の周波が含まれており ピーク電圧の大きさと幅が磁界で変化する。したがってその出力電圧を適当に増幅してメーターに指示させる。この型の磁力計として使うには 例えばジャイロによって鉛直を保つ。高精度を得るためには 例えば 相互に直角をなす3組の検出器を用い 内2組が地球磁界に直角になり 測定用検出器が地球磁界の方向に一致し全磁力が測定されるように制御機構を働かせる。この検出器部分は多くの場合航空機からパードに入れて吊り下げ機体からの磁界

(A) 受振器固定法 (屈折) 受振器を毎回海底におろし、移動の際は船に引きあげる (受振器 (A-D迄) は速度型)



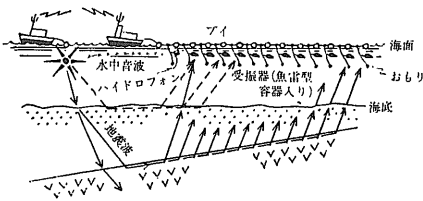
(B) 海底曳船法 (屈折)

海底に受振器を引っぱりながら移動する



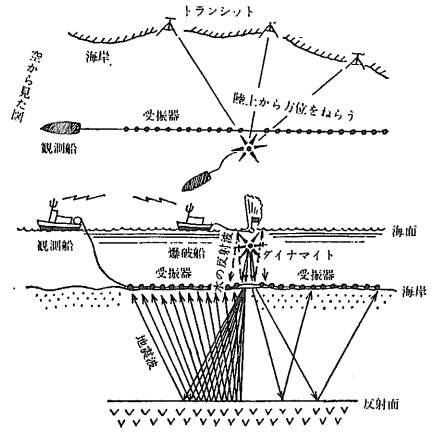
(A)と同じく屈折折

(C) 浮遊移動法 (屈折) 受振器を海上に浮かせ、また観測しおわればそのまま引っぱりながら移動する

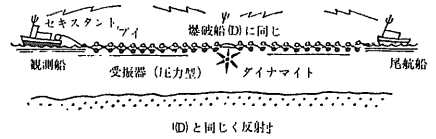


⑦ 海上地震探査各方法の模式図 (早川による)

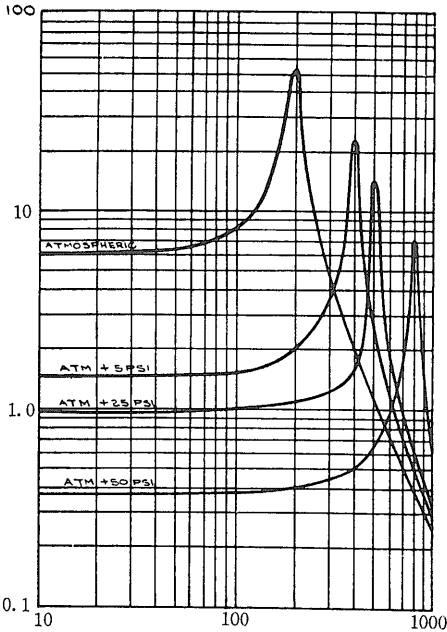
(D) 海底曳船法 (反射)



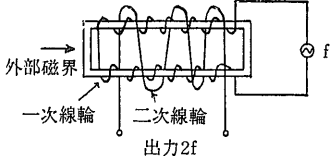
(E) 浮遊移動法 (反射)



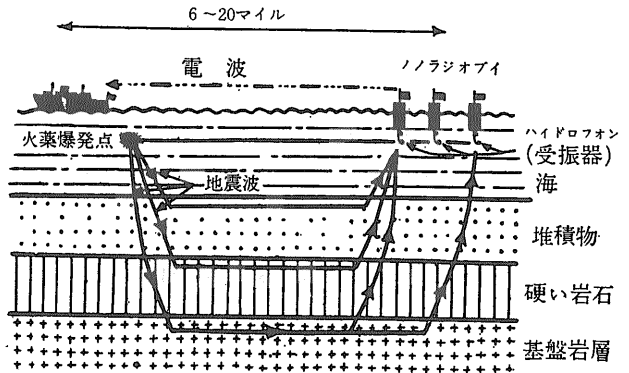
(D)と同じく反射折



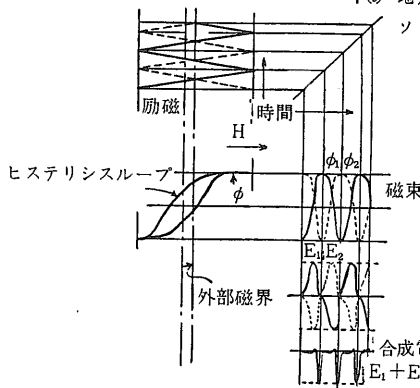
⑧ 圧力型受振器の特性 縦軸は出力感度 (%) 横軸は周波数 (cps) (Electro. Tech. の EVP-1—早川の紹介による)



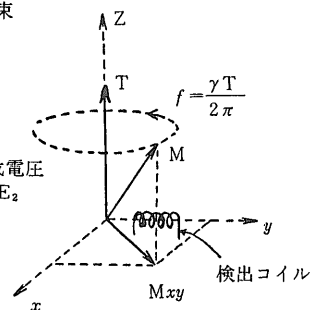
⑧-1 flux-gate 型磁力計原理図 (牧野の紹介による)



↑⑨ 地震 (屈折) のソノラジオパイによる方法 (村内の紹介による)



⑨-2 flux-gate 型磁力計動作原理図 (牧野の紹介による)



⑨ 核磁力計原理図 (牧野の紹介による)

の影響をさける。このようにして 1δ の精度を上げることができる。

核磁力計 (proton magnetometer) は検出器としては蒸留水または他の液体を入れ それにコイルを巻いたものである。そして普通地球磁場と直角方面に地球磁場に比較してさらに大きな磁場を加えておいて この磁場を急に切り その時生ずる原子核の才差運動によって コイルに電磁誘導作用により生ずる電圧の周波数を連続測定する。原理を第11図に示す。この周波数 f はその場所の地球全磁力 T に完全に比例するので 精度が高く絶対値測定を行なうこともできる ($f = \gamma T / 2\pi$ γ は核種により定まる物理常数)。この検出器を曳航しながら船上で連続測定することができる。地質調査所では斎藤・駒井・長谷川技官等によりトランジスタ化され小型の器械を作って海上の探査に使用している。検出器の材料に蒸留水を用いると比較的大きい出力電圧が得やすくその減衰が小さい。また水素の原子核の γ は大きくその値が正確に知られているので微小磁界の測定に利用される。しかしこの場合には数秒程度の測定時間を要する。航空機などによって磁界測定を行なう場合には 他の試料を用いて測定時間を縮めることが研究されている。

空中探査の特長とするところは ①高速度で短時間に測定ができる ②地表の影響が除ける ③高度を変えて測定することにより地下異常物体の深さを推算できる ④山岳 ジャングル 湿地帯など陸上測定で不可能な測定が行なえる等である。また精度の点からいうと 精査の場合は 対地高度200m程度 概査の場合400~1000 mあるいはそれ以上の高度がとられる。

電気探査 による海底下の探査はわが国では未だ本格的には行なわれていないが ソ連においては直流法を用いて約 200 アンペアもの電流を海底から海底下へ流し探査を行なっている。なお日本でも地電流を解析して地下構造を求めることが住友金属 K.K. の長谷川博士等によって行なわれている。原理的には陸上のやり方を海底において行なえばよいのであるが 技術的な点で今少し研究を進めなければならないと思われる。

次にわが国では比較的新しい分野に属する 熱流測定についてのべる。最近 地熱発電等地熱の利用がまじめに考えられてきたが 海底下の熱の実体が知られなければ本質的なことはいえない。また地震や火山の問題をほり下げて研究する場合にも 熱を抜きにしては議論を進めるのに不じゅうぶんである。

元来 地球の熱的狀態について直接測ることのできる量は地殻熱流量 Q だけである。 Q は地温勾配 $\frac{dT}{dz}$ 岩

石の熱伝導率を K とするとき $Q = K \frac{dT}{dz}$ で与えられる。海底の Q 測定から期待できることは

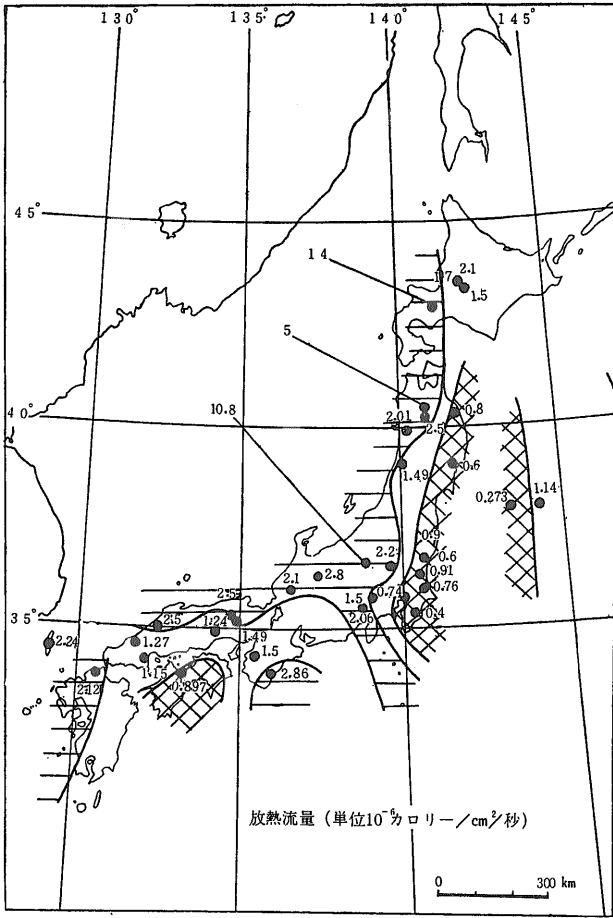
- 1) 陸上の Q 測定結果と共に海底下からの熱放出の実体を知る
- 2) 地殻を構成する岩石中に含まれる放射性物質の量を測りこれを Q から差し引けば マントルから流れてくる熱量が推算できる 1) 2) により地殻および Upper Mantle 内の熱の運搬 発生について考えることができる
- 3) 海底地形の (もり上りとくぼみ) と Q 分布をしらべることにより マントル内の熱対流の存在を議論することができる
- 4) 上記の結果から日本列島の動的現象たとえば造山運動 地殻変動 地震および火山活動の原因を解明するための一助となることが期待できる
- 5) 地熱利用の基礎問題が解明できる

等である。

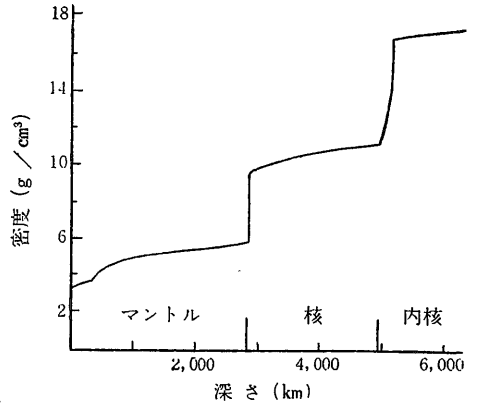
海洋の地殻は大陸のそれに比べて非常にうすく 花崗岩層がないことはよく知られている。したがって海洋底では Q は非常に小さいであろうと予想されていた。ところがイギリスのブラード (Bullard) 卿はこれを確かめるために今から 9 年前の 1954 年に装置をつくり 大西洋 太平洋 地中海等において Q を測定し 海洋底での熱流量が意外にも大陸地域でのそれとほとんど同じであることを見出した。このことは戦後の地球物理学における最も大きな業績の一つで この結果は従来の定説を大きくゆるがすもので容易に説明の与えられるものではない。アメリカの Scripps 海洋研究所等ではこの重大性をみとめ 太平洋 大西洋にわたって大規模な観測をはじめた。その結果 さらに興味深い事実が明らかになってきた。それは East Pacific Rise, Mid-Atlantic Ridge のように海底が高まっている所で大きな Q が発見され 海溝のような海底のくぼみにおいてはきわめて小さな Q が発見されたのである。

さてこれらの事実はどうのように説明すればよいのだろうか。はじめの事実は マントル中にも放射性物質が相当量なければならぬことを示す。しかし 放射性物質をたくさん含んでいるとすれば その自然崩壊に伴う熱の発生が 伝導によって運び去られる熱を上まわり ついにマントルがとけてしまうことになる。地震波の伝播からは マントルは固体であることが知られているので 海底の Q をうまく説明できない。

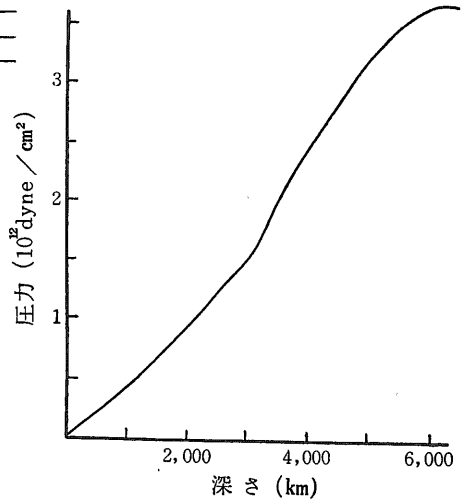
単位体積当りの放射性発熱量をへらすべく 放射性熱源層を厚く仮定すると マントルはもはや固相でなくなってしまう。この困難さをさけるために 温度を余り上昇させないで熱の伝わる機構を考えなければならない。つまり マントル内の有効熱伝導率を大きくする機構を捜さなければならない。



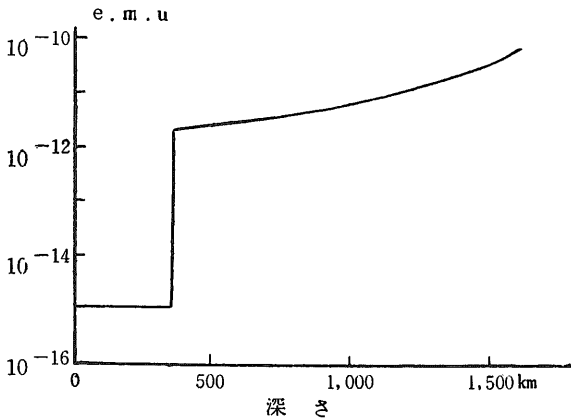
㊸ 日本の地熱熱流量 Q の分布 (上田・宝来による)



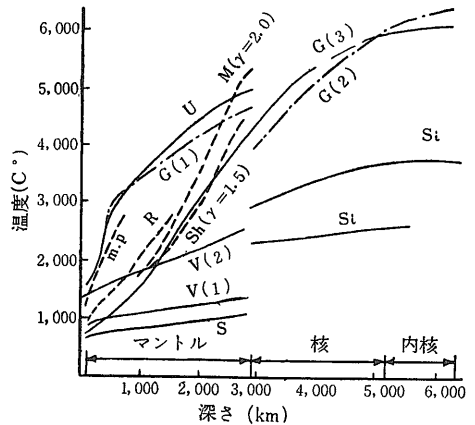
㊸-1 地球内部における密度分布 (竹内の紹介による)



㊸-2 地球内部における圧力分布
(竹内の紹介による)



㊸ マントル内の電気伝導率 δ の分布 (力武による)



㊸-3 地球内部の温度分布 (上田・力武の紹介による)

- V(1)Verhoogen の断熱温度分布
- S島津の断熱温度分布
- UUffen の融点分布
- m. p.玄武岩の融点
- V(2)Verhoogen の最高温度分布
- SiSimon の融点分布
- G(1)Gilvarry の融点分布 (マントル)
- G(2)Gilvarry の融点分布 (核)
- G(3)Gilvarry の温度分布
- M($\gamma=2.0$)三木の温度分布
- Sh($\gamma=1.5$)島の温度分布
- R力武の温度分布
- StStrong の融点分布

このためには2つの可能性がある。その1つは高温状態で岩石の熱伝導率が意外に高いのではなからうか。他の1つは熱対流の存在である。前者についてはふつうの熱伝導率の温度変化からは不可能であるが輻射熱伝導を考えれば必ずしも不可能ではないと思われる。しかし現在得られている資料の量を説明するにはいささか不じゅうぶんでそれには後者の熱対流の方がもっともらしく見える。そしてこの考え方はすでに上述した第2の事実をも説明できるのである。つまり流れが上昇している部分では海底がもち上げられ同時に Q が大きくなる。また流れがもぐり込んで行く部分の地表は低まりかつ Q が小さくなる。かりに1000km以上のスケールの対流渦がマントル内に存在しその流速を1年数cm程度とすれば East Pacific Rise で得られたような大きな Q の値も説明し得ることになる。

従来 造山運動その他に関連して多くの地質学者 地球物理学者によって提唱されたマントル内の対流という考えは 海底の Q の測定によってはじめて有力な支持を得るようになった。日本でも東京大学の地震研究所の上田(誠)博士 宝来(焔)氏等によって日本全土の鉱山 油井 トンネルおよび海底等での実測から第12図のような Q の分布図が得られた。この図は将来さらに改訂されてゆくものと思われるがこれからわかることは第1に予想に反して日本の Q は非常に大きくはないという事実である。また東北日本の太平洋側では Q が小さく日本海側では Q が大きくなっている。

日本の Q の分布と地質構造 地震活動 火山活動その他との関連については 詳しい議論を行なうのは尚早かも知れないが 大勢としては Q が大きい地域に火山 温泉があり 逆に Q が小さい地域には火山 温泉がないように見える。また東北日本については 爆破地震や重力分布から知られているように 花崗岩層が太平洋側でうすく 日本海側に向かって厚くなっていると考えられるがこのことは花崗岩中に放射性物質による熱源がきわめて多いことを考えると Q の分布と調和する。

海底での熱流量測定には 船から海底まで 温度記録装置をつり下げ しかも地温勾配を求めるために海底地層中に温度計を突き差し 一方熱伝導率決定のために海底地層試料を採集する。海底にさし込む温度計はたとえば径6cm 長さ3mの容器に温度勾配測定のため4コのサーミスターを取り付けたようなものである。

ここでちょっと模様の変った表面波についてのべよう。最近ここ数年の間に表面波に関する研究は目ざましい進歩をとげた。それはカリフォルニア工科大学のF・プレス教授とコロンビア大学のラモント地質研究

所のM・ユーイング教授による Press-Ewing 型長周期地震計の完成と電子計算器の利用により いままで不可能に近かった伝播の理論的研究が容易に行なわれるようになったからである。地震波の中 P波 S波等の実体波による地球内部の研究はもうある限界まで達している。これ以上精度を上げてさらにくわしい内部構造をしらべることがは 現状ではきわめてむずかしい (核爆発を使えばもちろん精度を上げることは可能であるが)。また実体波では Upper Mantle のように 弾性波速度が少しでも深さと共に減るようなことがありうると その走時曲線から地下構造を求めることが本質的にむずかしくなってくる。そこで振幅の減衰の仕方などを使うことになるが 振幅はいろいろな原因で信頼しがたい。しかし表面波を用いると 低速度層があってもその方法自体には本質的な困難は全くない。

現在 Mantle-Rayleigh 波の分散の研究は大へん進んでいる。とくに地球模型に対して理論的に分散曲線を計算し これを観測と比べて模型の優劣をきめるという研究が盛んである。日本でも東京大学の竹内(均)助教 安芸(敬)博士等によってこの研究は進められており 竹内・Press・小林によっていい出され Dorman, Ewing, Oliver, Alterman, Jarosch, Pekeris, Bolt 等によってたしかめられた Gutenberg 低速度層の存在確認はこの種研究の一成果である。低速度層は大陸下では150kmの深さ 海洋下ではもっと浅い所にあるといわれているが 海洋の島における観測から 地球自由振動の観測と共に今後の研究の発展が期待される。

ここでちょっと 海底地震計 (受振器) にふれておこう。海底受振器を設置する研究は原理的にはそう新しいことではないかも知れないが 現実にはやはり新しい問題の一つといえよう。これによって半永久的に海上に また島 陸上に海底下からの信号を送ってくれば 従来のデータに加えて いくつかの新しく且つ正確な地下の様子を知りうる可能性が生まれる。

方法の最後に モホール 検層について述べよう。名前は適当でないかも知れないが 次のような意味である。モホロビッチク層以下にまで達する坑井をほる計画をモホール計画といっているが わが国でも近い将来適当な地域を選んで深い坑井を掘る計画がある。その際にはもちろん all coring で掘られることと思うが core analysis と平行して Schlumberger 会社でやっているように井戸の中で直接 Sonic, Induction, 電気探査 Dip, Formation pressure, γ - γ logging, 放射能検層等の検層を行ない 地震波速度 電気的性質 密度等

を知り、地層の性質(Porosity 等を含め)をしらべてゆくことが大切である。

以上、海底下の地質構造(地下資源を含め)を調べる主として地球物理的な方法についてのべたが、ここで最近の地球内部構造論にふれておきたい。その理由は地球内部構造を知るために使われてきた方法が地殻あるいはマントル上部の構造を説明する際にもある程度利用される可能性があることと、今一つはこれら地殻あるいはマントル上部の大部分は地球上において海におおわれ、これらを調べるにはすべて船または島を利用しなければならないからである。地球の内部構造といっても非常に深い核などのことはここでは問題にしないのももちろんである。いうまでもなく地殻は場所によって厚みが異なり、ある部分はたいへん厚くて山脈をつくり、マントル内部にも根が入っているし、またある部分はたいへんうすく、上に海をのせて大洋をなしている。

物理・化学の研究の急激な進歩に伴い、地球物理学も最近非常な発展を遂げた。ここ20年ばかりの間に地球内部構造の知識はおどろくほどふえてきた。そのため地球内部構造論に関する限りでは、20年前の教科書はすでに古いというほかない。もちろん、現在でも知らないことはまだまだたくさんある。

海や陸はどのようにしてできたのか、地殻の厚さはどこでどうなっているのか、大洋には非常に深い所があるがこれはどうしてできたのか、大陸ははたして移動しているのか、地下では地震や火山が起こり、年々オオ莫大なエネルギーを放出して災害を起こしているが、そのエネルギーはどこからどのようにして発生したのだろうか、といった何がどうなって地震が起こるのか——こういった大切な疑問はまだ未解決なのである。単なる興味や学問のためばかりでなく、このようなことを知ることがわれわれの人間生活をゆたかにし、向上させるものである。したがってこのような学問の研究を推しすすめるよう、現在色々な試みがなされている。国際地球観測年、地震予知グループ、日米科学協力、国際地球内部開発計画、モホール計画、インド洋観測、南極観測などはもとより、学術会議、科学技術庁、各学会での長期計画もこれの一つのあらわれである。

さて話をもとに戻して、先へ進めよう。よく知られているように、地震の波はわれわれに地球内部の情報をたくさんはこんでくれる。それは、はじめは地球内部の地震波の速度分布を教えてくれたのであった。現在世界中に約600の地震観測所があって、ある場所

で地震が起こると震源から波が四方八方にひろがり、地球の中を通過してこれらの地震計に記録される。

地震の波には疎密波と振れ波とあって、地球の場合には地表面から中に進むにしたがい、この両波共に次第に速度を増すが、地表面から2900kmより深くなると振れ波が透らなくなる。振れ波が透らないということは剛性率がゼロしたがって流体と考えられる。もちろん、高温・高圧下における流体である。同じ論法で、もっと浅い所の岩漿の存在を確かめ、これを探索するのにソ連のゴルブシコフ博士は今から10年前、1953年10月日本で起こった地震のカムチャッカでの記録から振れ波のないものをえらんで議論した(もちろんこれにはまだ議論の余地はあるが)。なお岩漿の問題については下鶴、島津をはじめ日本の学者が研究に打ちこんでいる。このようなことは地震波の速度分布からわかったことで、そのこと自体非常に大切なことであった。しかし、速度分布はさらに地球に関する他の知識を得るのにも役立ってきた。

その一例は地球の密度分布を知ることである。天文学的方法と実験室内における万有引力の定数の測定から地表の全質量が計算され、それから地球の平均密度を出すと5.5gr/cm³となる。ところが地表面の岩石の密度は2.7であるから、地球内部に入るにしたがい重いものがあることになる。そして、これに基づいて色々な地球内部の密度分布の推定がなされていたのである。

しかし、本当に学問的な意味で地球内部の密度分布を明らかにしたのは、今からわずか20年あまり前で、ブレン博士によってであった。もちろんブレンがこのような考えを持ちはじめたのは30年も前で、有名なジェフリーズやグーテンベルグの速度分布がもとになっている。

今から約30年前、1931年の2月、ニュージーランドに大きい地震が起こった。この地震に刺激されてニュージーランドの一青年であったブレンはイギリスのケンブリッジ大学に留学した。そこには偉大な地球物理学者H・ジェフリーズ教授がいた。ジェフリーズの下で2年半ブレンは地球内部での疎密・振れ波の速度分布を用いて密度分布を求めてみようと思いついた。

これら両波の速度分布から、圧力がかかった時密度がどのように増すかを知ることができる。物が圧縮されると密度が増すことは当然考えられることで、いいかえればこの割り合いがどのくらいだということが地震波の速度分布からわかるのである。あとはこの密度をきめる積分方程式を解くことになる。その時、地球の平均密度や慣性能率の観測結果にあうようにこれを数量的に解くのである。このようにしてブレンは今から20年余り前、地球内部における密度分布を求めることに成功し

た。その結果 地表面では2.7であったものが 地下2900km核の入口では約6近くとなり そこで急激に9点何がしまで大きくなり 核の中では次第に増加し 地表面から約5000kmの所の内核の入口では 密度が11から急に17までもとび 地球中心では17点何がしとなっている (第13図)。

ブレンの研究によって地球内部構造についての学問は大きく一歩を進めた。密度分布がわると今度は 圧力分布を知ることができる。それによると地球の中心では360万気圧にもなることが分ってきた。このようなことがわってくると さらに面白いことには地球内部の温度分布が求められるのである。(第13図)

物質は一般に圧縮してやると 外部から別に熱を加えてやらなくても温度が上がる。外部にも内部にも熱源がなく たゞ圧縮するだけの過程を断熱圧縮という。地球内部で圧力が高いことは上にも述べたようにわかってきた。したがって地球を構成する物質は圧力を受けて温度が上昇する。実際は地球の表面から外に向けて熱が逃げているから厳密には断熱的とはいえないが スケールの大きい地球内部ではほぼ断熱的とみて問題なかろう。このように考えると 断熱圧縮による温度勾配は 地球内部に何等の熱源もはじめの熱もない場合にも圧力の増大さえあれば生ずるもので 地球内部における最低の可能温度勾配を与えるものと見てよい。

このようにして たとえばベルホーゲン教授は今から10数年前 地震波の速度分布およびブレンの推定した密度分布を固体理論と組み合わせて 地球内部の温度分布を求めた。その結果 たとえば 2900kmのマントル——核の境界付近では約1200~1300°C程度となる。この方法は温度の最低を与えるので 地球内部の温度はまずこれより低いことはない。

この他に温度を計算する方法はもちろんある。たとえば 地震波の方からマントルは固体であることがわかっているのだから その温度は融点以下でなければならない。しかも物質の融点が圧力により増加することも考えに入れて カナダのアッフェン博士は 最近マントル内部の温度分布を求めた。これはその性質上 最高の可能温度を与えるので それによるとマントルと核の境界面では約5000°Cとなる。つまり 地表面から2900kmのところの温度は1300~5000°Cの間にあることがわかった。

融点分布に関する考えを中心の核内に適用する場合には外核は 液体であるからマントルの場合とは反対に最低の可能温度を与えることになる。6年ばかり前 アメリカのジルパリー博士はこのような考え方から2900kmの核表面で約4000°C 地球の中心で6000°Cをこえる

と発表した。上に圧力によって融点が増加すると云ったが これは 高温高压下での種々の物質の物理的性質の変化 がわかってきたからである。現在どの位迄実験室内で高温高压にできるか といえは温度は3000°C 圧力は20万気圧 地球の深さに直して370km位のものである。しかし 最近ウォルシュ博士は衝撃波を用いる実験によって100万気圧 約1900kmの深さまで引き上げることに成功した。今後高温高压の実験はますます地球内部の物質の状態や その変化を調べるのに役立つであろうことはいうまでもない。

ところで地震の波についても一つふれておきたいことがある。それは地球の自由振動である。今から10年前 1952年11月カムチャッカに起こった地震記録からカリフォルニア大学のベニオフ教授は その地震によって地球自身が57分位の周期の振動を行なったことを確かめた。このようなことは一昨年2月の日向地震の際にもアメリカ イギリスの学者と共に日本の学者(竹内 小林西村その他)もこれを観測し 地球内部構造を調べる上に 貴重な理論的な裏付けがなされた。以上は地震波を中心としての地球内部構造の問題であったが 次に電気的な性質を利用したの研究を紹介しておこう。

地表で観測される地球磁場は地球内部に原因をもつものと外部にもつものとの二つに分けられる。地球磁場の速い変動(2~3分程度から2~3日程度のもの)を分析することによって地球内部を流れる感応電流の状態がわかり 電気伝導度(σ)を計算することができる。これはちょうど 地震波の伝わり方から地震波速度の分布が知られるのと同じである。(第14図)

力武はこのような方法で地表の電気的なモデルをつかった。それによると大まかにいって外側に絶縁層があり その内側に導体の部分がある。絶縁層の厚さは400kmで その ρ は 10^{-15} e. m. u. 程度で 導体の表面で不連続的に 10^{-12} e. m. u. にますことがわかった。地表の岩石の伝導度は 10^{-14} ~ 10^{-18} e. m. u. であり 海水のそれは 10^{-11} e. m. u. である。そして400kmより内部にゆくほど伝導度は大きくなる。ここに得られた地球の電気的なモデルは 地震波から得られた力学的モデルとは独立なものであるが 400kmの深さに電気伝導度の不連続が見られることは 地震波伝播の20°不連続層やブラウンの地球化学的モデルとも矛盾しない。さらに力武は σ の分布を用いて深発地震発生地域の物質の構造を研究した。

電気伝導度の分布は温度分布の推算にも利用される。

すなわち地震波を用いたのはまったく独立にたとえばコスターは今から15年前、岩石の高温での電気伝導度について実験を行い $\sigma = A \cdot e^{\frac{B}{T}}$ で与えられることを示した。したがって σ の分布が分れば T の分布がわかるわけである。A、Bは圧力の函数である。力武はこのような論法から地球内部の温度分布を示した。(第13図)

以上地球内部をしらべるための地球物理的方法について大ざっぱにしるしたが、この方法を少し変曲してうまく使えば地殻上部や地殻内、岩漿の問題あるいはマントル上部の構造や状態を知るのに非常に役に立つことと思われる。たゞこの際、地殻上部は地球内部の問題とちがって、孔隙率の大きいかつ渗透性の地層中に水がはいっている、というような点に注意を払わなければならない。

海洋においては地殻がうすく、マントル上部が顔を出しているので、陸上でできなかつた多くの測定研究ができる。方法のことは以上にして、これらの方法を使って今後どのように調査研究を進めてゆこうとするのか、その最近の動向について述べよう。

現在地球物理学の面からみてこれら海の調査研究に従事関係しているのは、東大理学部、同工学部、同地震研究所、同海洋研究所、東北大理学部、北大理学部、京大理学部、東京水産大学、大阪市立大学、東海大学海洋学部、水路部、気象庁海洋気象部、同気象研究所、国土地理院、日本国有鉄道、国立科学博物館、石油資源K.K.、帝国石油K.K.、および地質調査所等である。たとえば地質調査所においては、次のような目標をかかげて仕事をしている。すなわち

「地質調査、物理探査、地化学、試錐、サンプリング、測量等の各方法を利用して、大陸棚、海底下の表層、基盤の実体を把握する。すなわち、底質、堆積環境、資源分布、地質構造を究明し、海底図幅を作成することを目標としている。この図幅は単に石炭、砂鉄等に限らず他の資源の開発資料ともなり、同時に国土利用、あるいは防災等の土木関係の基礎資料としても利用できる総合図幅である。

このような目標のもとに長期計画の初期の段階(3~5年)では調査方法の確立に重点をおき、具体的には石炭および砂鉄を手がかりとし、基盤調査、表層調査の基礎を固め、方法を確立してゆく。一方物探においては数地区を選んで、短期間に各種の物理探査を実施し、物探図を作成するとともに、これらの作業の中から得られた資料に基づいて、各種調査方法および適応性を検討、このような主旨のもとに地質調査所の大陸棚関係のグループは動いているが、調査所では船は持っていないので他の機関の協力のもとにチャーターしてやっている。

上記それぞれの内容の中、物理探査関係以外のものについてはこの記事のあとに専門の方から述べるのでここでは省略する。さて大陸棚関係の研究成果をあげるには、所内はもちろんのこと、外部の各関係分野とも有機的に連けいし、総合的な能力を発揮できる体制が必要である。ところで上記各研究調査機関においてはそれぞれの目的によって活動をしており、科学技術庁や学術会議、日本海洋学会等においてはそれぞれの立場から将来の計画を立てている。

たとえば科学技術庁では海洋科学技術審議会が設けられ、すでに「緊急必要な事項について」という政府よりの諮問に対しては答申が済んでいる。そして目下諮問されている「海洋科学技術推進の基本方策について」の長期計画の答申をするべく、各方面の専門家によって一般海洋、大陸棚、漁場、沿岸、資料整理の五つの分科に分かれて議論がすすめられている。

一方日本海洋学会においてはかねてから海洋学長期計画委員会が設けられて、この種問題の検討が進められていたが、たまたま学術会議においても、各分野の計画をまとめようとする企てがあり、その海洋特別委員会が海洋学を分担することとなり、両企画の調整を行なうことが要望され、結局学術会議から学会委員会にあて、その依頼がなされた。このような経過のもとに現在海洋学会においては、物理、化学、生物、地質、地物、水産、海洋、沿岸、海洋の七分科にわかれて討議がなされている。いずれも、いかなる目的のもとに、どの位の期間にどのような仕事をどこでするか、またそれにはどのような研究調査者を何人位養成し、船、器機、資料、機構、運営等をいかになすべきかについて考えている。それぞれの立場上、多少のニュアンスのちがいはあるが、最後の目標とするところは大きくは同じである。このようにして海底下の様子が次第に明らかになり、人類の福祉に貢献することが望まれる。

以上の稿を草するに当たり、各方面の多数の文献を利用した。いちいちそれらの著者にことわるべきであったが、短い時間にまとめたため、その機を得なかつた。ここにお詫びとお礼を申し上げたい。

ジェフリーズの「The Earth」第四版のはじめの方に、色々の部門のことをしっかりと理解することはなかなかし難いとおったが、本当にそう思った。筆者としてはできるだけ正確を期したつもりであるが、あるいは誤りの点なしとはいえない。それらの点についてご指示下さるよう、お願いする次第である。

(筆者は物理探査部試験課長)