

日本列島と海の底——海溝とその周辺——

本 座 栄 一 (海洋地質部)
Eiichi HONZA

私達の住む日本列島はまわりを全て海で囲まれている。日本は海洋国であり その生活は海と密接に結びついている。しかしながら 私達が海を生活の手段として利用してきたのは つい最近まで海の表面近くに限られ深いところはまるで見当もつかないといった状態であった。海の底がどのようになっているかといったことがわかりだしたのはせいぜい ここ20年位の間であるが今後 海との直接の対話がますます増え より深いところへとその対称がのびていくであろう。

私達が自然の理りを求めて探求するものには 目にふれる現象のほかに 目にはよくみえないマイクロあるいはマクロの世界があり もう1つ 身近ににありながらみえないものに地下の現象があり 海底もその1つである。

私達が住む地表の数10m 数100m下がどのようになっているかを判断する場合 ボーリング等の穴を掘って物を採ってくる直接法の他に 体をさぐる聴診器や体温計やX線写真と同じように 音を出してその反応を聞いたり 電気・磁気といった現象を利用した手段である程度は判断がつく。これらの探査手段は通常 深さが増すにつれて粗い情報しか得られなくなってくる。それは深くなると 微細な情報をもたらす探査手段では到達できなくなるためであり 粗い情報をもたらす探査手段のみが到達して情報をもたらすことができる。

海の底の探査も同様である。今 その1例として音波による探査をとりあげてみよう。私達に聞える音の周波数は通常 50—15,000 Hz である。海底の地形を調べる音響測深器は海水と海底の境界ではね返ってくる音波を利用したものであるが 5—15 kHz の音波が使用され 通常 12 kHz 位が使われている。これは「ピー」といったかん高い音である。海底下数10mの浅いところの情報を得るには 1—5 kHz の周波数の探査器が使われる。「ピー」といった音である。12kHzの音波は海底表面ではね返ってくるものを受信できるが 海底下に浸透した音波は吸収され 戻ってはこない。数kHzの音波は通常 海底下数10mまで到達し 反射波となって帰ってくる。これを受信して海底下の情報を得ることができる。さらに低い周波数になると 海底下 数100m 数1,000mまで浸透し 反射波となって戻って

る。ただ ここでやっかいなことが1つあり それは周波数が低くなればなるほど 音波の発振機構が難しくなり 装置も大がかりになってくる。ここで音波の周波数と波長の関係をみてみよう。周波数と波長は反比例の関係にあり 低い周波数は長い波長となる。例えば 海中での音波の伝播速度はだいたい1秒間に1,500 mである。1,000 Hz の音波は1.5mの波長があるが 100 Hz の音波は15mの波長がある。1.5mの波長の音波が反射して得られる情報の方が15mの波長の音波の情報にくらべて微細な情報が得られる。波長が長くなると解像力がおちるわけである。周波数が可聴音より低いものを地震波と呼んでいる。自然地震は数 Hz 以下の弾性波である。災害をもたらす地震波を逆に利用して地球内部の情報を得ることもできる。この場合の受信地点は地震発生地地球の反対側であったりする。このように何らかの方法で受けることができる地下の情報は 浅いところでは細かい情報も得られるが 深いところは粗い情報しか得られないわけである。

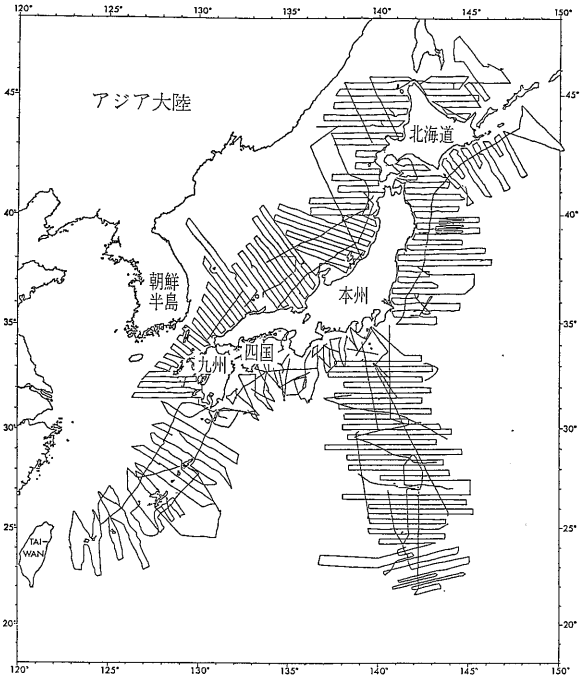
海底を調べる時に基本になるものが地形である。海の深さを知り その形状を知ることが第1であり その次に底がどのようなものから成っているかといった情報を得る手段を講じる。ある地点の海の深さを正確に知ることには大変困難なことである。少々奇異な感じを持たれることと思うが 1つに音波の速度が海水の密度によって変化することがあげられる。密度は塩分濃度と温度によって変化する。現在では海域ごとに測定された塩分濃度と温度を基にして粗い補正表があるが 正確には各点ごとの密度がわからなければ正確な速度は求まらない。通常1~2% 時としてそれ以上の誤差がある。次に音波による探査は海底が平坦でないかぎり 反射音は四方八方にとび散り 斜面では船の真下の海底から反射されるのではなく その幾分上の方の反射波が戻ってくる。つまり 船と海底面とが直角となる面からの反射波が 真下の海底地形として得られるわけである。次に広大な海上の地点を定める方法に誤差がある問題があげられる。現在 かなりの精度で位置が得られる装置が開発され 理論的には数10cmから数mの精度で位置が決まるといわれている。しかしながらこ

これらの精度も周囲の状況によって変化し 外洋では 通常数 10 m から数 100 m の誤差があると考えると差しつかえない。

現在までに 世界中の海底の調査が進み 海洋底のあらましはわかってきているが それでも海底地形に関する新事実の発見が相ついで報じられている段階である。陸にみられる山々は浸食をうけ 谷を刻み 削られたものが平野に 海底へと川によって運ばれている。海底の地形は陸上地形にくらべるとはるかにゆるやかである。その原因の1つに 陸上にみられる浸食作用が少ないことがあげられる。これは言いかえと 変動の結果が直接海底地形に反映され それがよく保存されているといえることができる。深海底では特にこの傾向が強い。

日本列島周辺海域の地質調査所による調査研究

日本列島周辺海域の地質学的調査研究は地質調査所海洋地質部を中心として ここ6—7年間に大巾に進められてきた。これらは前月号に報じられているとおりである。昭和49年以来 日本近海調査は特別研究により大陸棚を中心とした20万分の1 地質図・表層堆積図の作成と海溝まで含めた100万分の1 広域地質図の作成をめざした2本立てで進められ 100万分の1 広域海底地質図作成のための調査は昭和54年にほぼ全域を終了し



第1図 地質調査所海洋地質部の日本近海調査の測線図 一部を徐いて全域にほぼ15マイル間隔の測線が設けられている

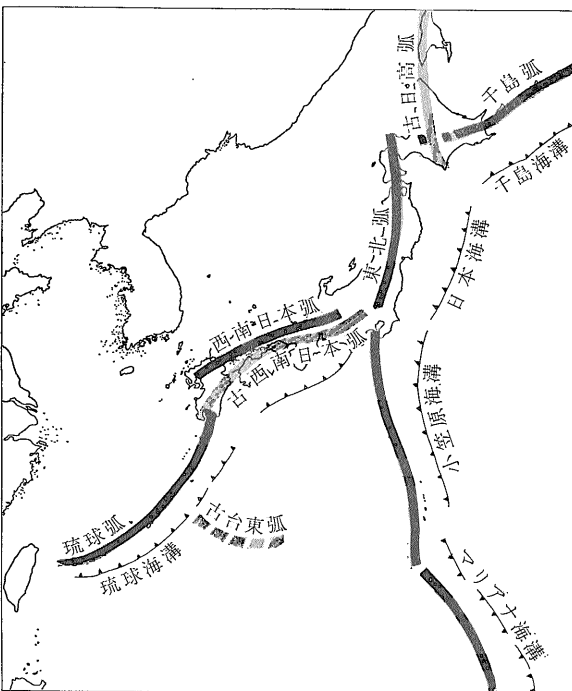
現在は狭域の20万分の1 地質図作成の調査だけが進められている。広域調査はほぼ15マイル間隔の横断測線を設定し 海溝域も横断した多くの測線の調査結果が得られている(第1図)。

ここではこれらの調査・研究結果のなかから 海溝の生い立ちとその周辺の地質について他の研究機関による調査研究 国際協同研究の成果等も踏まえて論じてみよう。

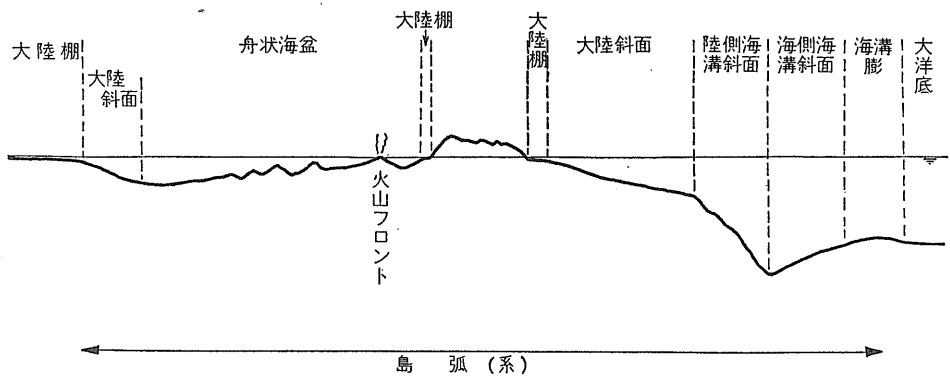
日本列島周辺にみられる島弧と海溝

日本列島を細かくみると幾つかの島弧から成っている。これらは北から千島弧 古日高弧 東北弧 西南日本弧 琉球弧 小笠原弧であり 島弧であつたらしいというのが古台東弧である。この台東弧と日高弧を除く他の島弧には前面に海溝が分布している(第2図)。古台東弧 古日高弧 西南日本弧の一部は現在活動している島弧ではなく 地質時代に活動した島弧 古島弧である。古西南日本弧には現在も活動している西南日本弧が重なっている。

島弧あるいは弧状列島とも呼ばれるが これは今だ厳密な定義が定まらず 人によって様々な使い方をしている。これは島弧の研究が一段落するまで続くものと思われる。私自身もどの様に使ったら良いか暗中模索の



第2図 日本列島周辺の島弧と海溝 古日高弧と古台東弧は現在活動していない 西南日本弧と古西南日本弧は過去の島弧に新时期の島弧が重なっている



第3図
島弧の地形とその名称

段階であり この間もさる外国の研究者から「あまりくるくる変えないでくれ 学生に教える身にもなってくれ」と言われたばかりである。

通常 島弧というと日本列島のように 弧状にのびた陸地あるいは高まりで前面に海溝があるものをいう。海溝 その外側の海側海溝斜面 大洋底の一部 背面の縁海を含めたものを島弧系という。最近 上述の島弧系から系をはずし 全体のことを島弧という使い方もされている。 その場合 陸地あるいは高まりとなる火山列を境として大洋側を前面弧 背面側を内面弧と呼んでいる (第3図)。

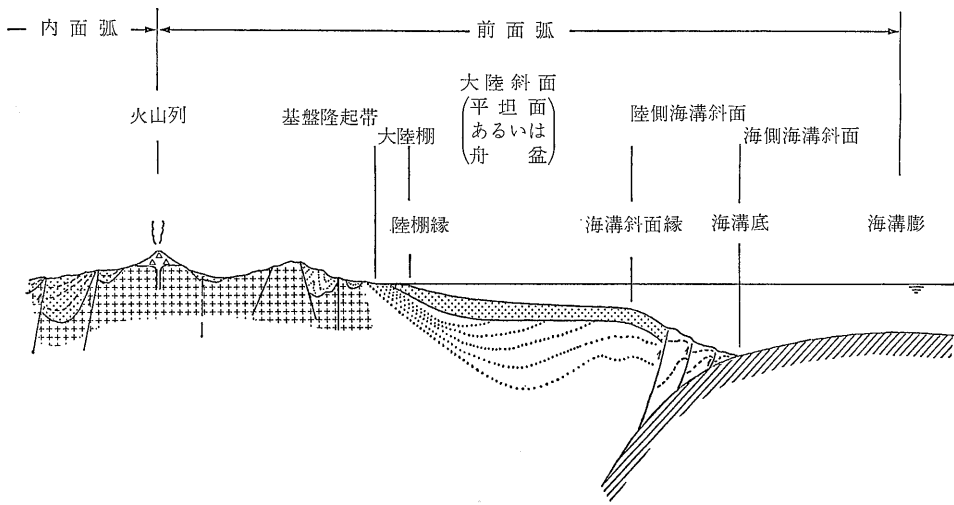
島弧を形成する基本的構成物が幾つかある。 火山列 (火山フロント) をはさんで前面弧には基盤隆起帯 海溝があり 内面弧には縁海がある (第4図)。 これらは全て 島弧であればいかなるところにもみられるというものではなく とぎれとぎれに分布したり 全くみられないこともある。 この分布形態には1つの規則性があり

それは島弧の形成にかかわる基本的なメカニズムに起因しているが これについては次の機会に詳しく検討することにして。 これらの基本構成物の間には堆積盆地という新しい堆積物がたまるどころが形成される。 堆積物がたまるには そこが沈降しなければならない。 高まりには堆積物はたまらない。

海洋プレートの沈み込み帯

島弧の基本形態である 火山列 基盤隆起帯 海溝は全て 海洋プレートが島弧前面で沈み込むことによって形成されるものである。

日本海溝・小笠原海溝の海側にある太平洋の海洋プレートはほぼ 100 km の厚さがあり その下位のマントル物質にくらべて 幾分固い岩石圏を形成している。 太平洋にはこれが敷きつめられているように分布している。 海洋プレートは大洋中央海嶺が湧き出し口となって マントルから新しい物質が供給されてつくり出される。 太平洋の海洋プレートは南米沖合いの中央海嶺でつくら

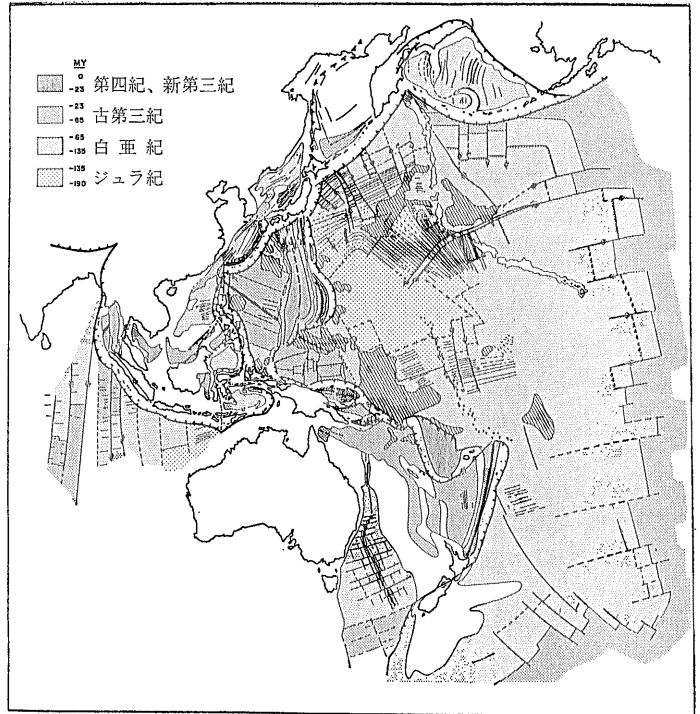


第4図
前面弧の断面図の1列 前面弧には基本構成物があり それらは火山列 基盤隆起帯 海溝の3帯である (Honza, in press)

れている。この南太平洋中央海嶺はオーストラリアと南極の間からインド洋を横断し アフリカ沖で2つに分れ 一方は紅海に入り もう一方はアフリカ南岸沖から大西洋に入り 大西洋中央域を縦断してアイスランドから北極海にのびている。地球上をぐるりととりまいて いるわけである。

海洋プレートが大洋中央海嶺で形成される原因として マントルの熱対流が考えられている。地球内部の元素の放射性自然崩壊により発生した熱によるものであり そのわき出し口が大洋中央海嶺であり 沈み込み口が海溝である。したがって 中央海嶺に近づくにしたがい 海洋プレートの年代が若くなる (第5図)。

海洋中央海嶺でつくられた新しい海洋プレートが何千kmの間を何千万年から数億年かかって旅をして海溝でもぐり込むわけである。



第5図 太平洋の海洋プレートの地質時代 大洋中央海嶺で新たに作り出され 海溝でもぐり込む (Hilde, et al., 1977)

海溝の地形

海溝の地形上の定義は 深く 細長い 比較的急斜面からなる海底の凹地のことをいう。これは地形上の定義であり そこには地質学的要因は入っていない。地質学的要因によって海溝が形成されていることは勿論のことである。海溝底をはさんで陸側の斜面を陸側 (内側) 海溝斜面 海側を海側 (外側) 海溝斜面と呼んでいる (第3図)。陸側海溝斜面は海側海溝斜面より急傾斜であるが それでも勾配が10°を起えることはほとんどない。通常4—6°である。私達が断面図を作る時に 水平方向にくらべて垂直方向の情報は比較的浅いところに限られてくるために どうしても縦横比を拡大して書く傾向がある。実際はもっとゆるい傾斜である。日本海溝に沿った大陸棚は1°以内 せいぜい0.3°位の勾配 大陸斜面は1~2°の勾配である。

大陸棚と大陸斜面の境界が陸棚縁 大陸斜面と陸側海溝斜面の境界が海溝斜面縁と呼ばれている。大陸斜面の1~2°の勾配の比較的平坦な面を海段あるいは単に平坦面と呼ぶこともある。時にここが凹地状の舟盆 (舟状海盆) から成ることもある。この場合は海溝斜面縁が大きな高まりとなり これを斜面隆起帯といっている。陸側海溝斜面にはベンチ状地形がみられ これをベンチと呼んでいる。海溝はV字谷に近い断面が多く U字形の断面は少ない (第6図)。

海側海溝斜面には小さな垂直に切りたった起伏があり これを地塁地溝と呼んでいる。陸側海溝斜面のベンチは約100km位連続しているものが多い。一方 海側海溝斜面の地塁地溝は5—20kmの長さでとぎれている。海側海溝斜面から大太平洋に移行する地域にゆるやかな高まりがみられることがある。これを海溝膨と呼んでいる。

ここに述べた海溝およびその周辺の海底地形は主として日本海溝に例をとっている。他の海溝域の海底地形にもほぼ同様の形態がみられるが なかには異なった様相のものもみられる。これは後述の地質学的要因によって左右されるもので 上述の地形が基本になって それが変形したものとして理解される。

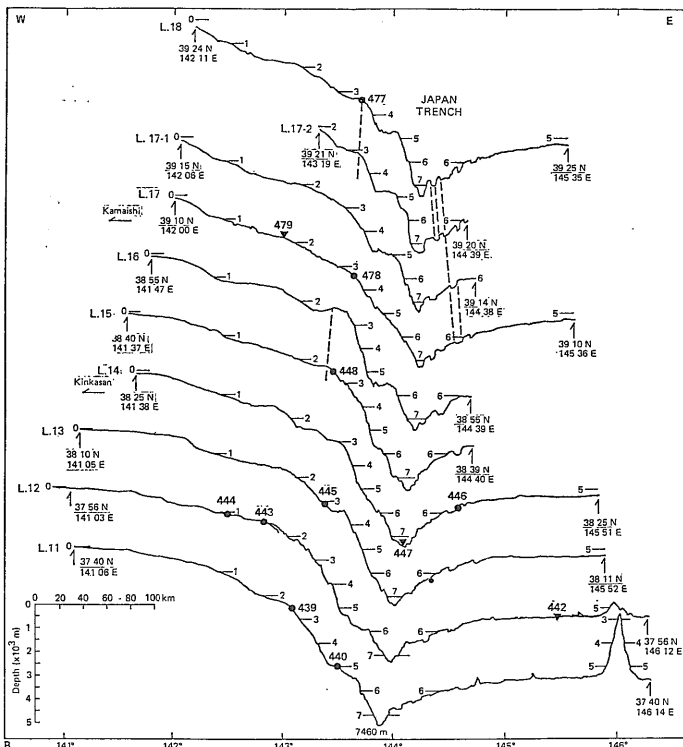
海溝の堆積物

海溝周辺の堆積物はバラエティーに富んでいる。海溝は海底地形のなかで一番深く 厚い堆積物がたまり易いと考えがちであるが 実際には ほとんど堆積物は存在しない。これは海溝底がV字形の断面からなることから判断できよう。大陸棚から大陸斜面 陸側海溝斜面と運搬されてきた堆積物はいったいどこへ行ってし

まうのであろうか。海溝は活きている。ここは海洋プレートがもぐり込むところであり、海洋プレートと一緒に地球の奥深くへ持ち去られてしまったのだろうか。現在の時点で、答えはイエスでもありノーでもあると考えられている。

海溝の海側の堆積物は大洋底の堆積物であり、海洋プレートの上に堆積した遠洋性堆積物が主体である。遠洋性堆積物とは、赤粘土あるいは褐色粘土ともいうものや微小生物遺骸等から成る堆積物で、通常1000年に数mm内外といった遅い堆積速度のものである。多量の堆積物が供給される沿岸域と異なり、大洋底には堆積物の供給源が限られ、わずかに風に乗って運ばれてきたり、海流に乗って運ばれてくる微粒子、プランクトン、珪藻といった浮遊性動物植物の遺骸、宇宙から地球にふりそそぐ小隕石（コスミックダスト）といった物質がほそほそと大洋底にたまっていく。大洋底では海底表面が長期間にわたり海水にさらされているため、マンガン団塊のような自生鉱物が海水との接触によって形成される。

余談ではあるが、私達が沿岸域の堆積物を採取すると、何千mという深海からビニール袋や石炭がらを採取することがある。何千万年あるいは何億年後に人類が亡び、新しい知的高等生物が地球上を支配している時に、地層中のビニール袋や石炭がらが当時の地質時代を示す鍵層となるやもしれぬと空想しながら泥をこねまわしたも



第6図 日本海溝とその周辺の海底地形。縦横比は20倍であり、実際はもっとゆるやかな傾斜である。

のである。願わくば、そのような状態にならないことを祈ろう。千年に10mmしかたまらない深海底を汚したら、その上に1mの新しい堆積物がたまるのに10万年かかるのである。

陸側海溝斜面には陸地から供給された堆積物が分布しているが、海洋プレートのもぐり込み域の前面にあたるため、著しい構造運動をうけて変形し、圧縮されている。ここには大洋底の遠洋性堆積物がもぐり込まずに、陸側海溝斜面にとり残されていくアクリーション機構による海溝付加堆積物も分布している。この海溝付加堆積物の上に浅海から運ばれてくる陸源性堆積物がおおい。同時に海洋プレートの沈み込みにもなる構造運動によって変形され、圧縮されているといった複雑な形態の堆積物から成っている。

大陸斜面に分布する陸源性堆積物は通常数kmの厚さがあり、陸地沿岸から運ばれてきたものが堆積している。陸地からも遠く、何千mといった深海底では大陸棚にみられる粗い堆積物はほとんどない。細粒の堆積物が主体であり、大洋底の遠洋性堆積物とあまり変らないものも多い。ただ、乱泥流といって堆積物と海水が混って

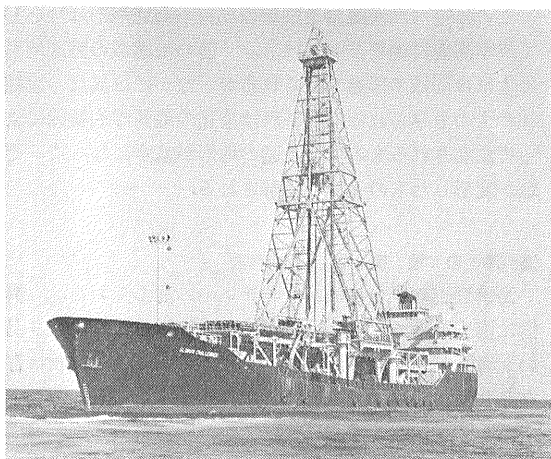


写真1 深海掘削船 グロマー・チャレンジャー号
日本海溝域の深海掘削で多大の成果をあげた

密度の高い水塊となり 斜面を流れだすと はるか遠くまで瞬時に堆積物を運んでしまう現象があり この堆積物をタービダイトと呼んでいる。時折り 深海底にタービダイトの粗粒堆積物が分布していたりするが 日本海溝に沿った大陸斜面にはタービダイトもあまりみられていない。これは米国のグロマーチャレンジャーという深海掘削船が日本海溝周辺および大陸斜面域で掘削した結果判明したものである(写真1-5)。掘削結果がでる以前には 乱泥流による砂質物等の粗粒堆積物があるものと予想していたが これが完全にはずれたわけである。わずかに下位の基盤岩との不整合上に砂質堆積物が厚く分布する程度であった。主たる構成物は細粒の粘土質堆積物であり 他に珪藻遺骸と火山灰である。これらは半遠洋性堆積物といえるものである。

グロマーチャレンジャー号による深海掘削計画は世界中の深海域でボーリングを行うというもので 開始されてから12年になるが 今日まで数多くの成果をあげている。この計画は最初 JOIDES (Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling) として 米国のラモント・ドハティ地質学研究所が1965年に 大西洋沿岸域でカルドリルI世号という フローティングタイプの掘削船をチャーターして 掘削したのははじめであり その後 スクリップス海洋研究所に JOIDES の代表機関が移り グローバルマリン社に深海掘削船の建造と運航を依頼し 1968年にアメリカの海洋研究所の協同事業として 米国科学財団(NSF)から費用を得て 深海掘削計画(DSDP: Deep Sea Drilling Project) となってスタートした。やがて 米国の呼びかけに応じて日本 イギリス 西ドイツ フランス ソ連邦が参加して1975年から国際

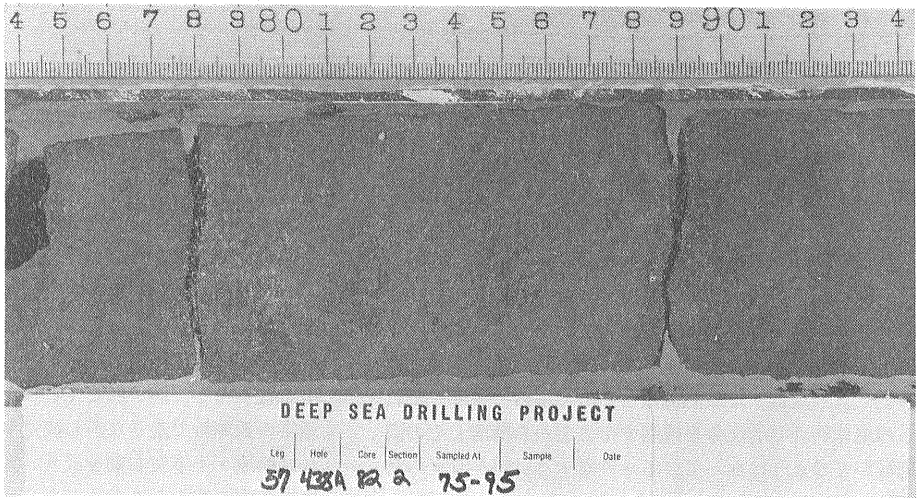


写真2 グロマー・チャレンジャー号の深海掘削で得られた大陸斜面の堆積物 粘土が主体の細粒物と珪藻が含まれ 半遠洋性堆積物と呼ばれるものが厚く堆積している



写真3 陸側海溝斜面上部のベンチでの掘削で得られたコア一試料 幾つかの小断層が発達している

化され 国際深海掘削計画 (IPOD: International Phase of Ocean Drilling) として掘削を続けている。 そのなかで1977年の第56 57次航海が日本海溝とその周辺域の掘削であった。

日本海溝での掘削に先だって 1976年に地質調査所の特別研究による広域調査が日本海溝 千島海溝南域で実施された。この結果は掘削地点の選定に大いなる威力を発揮し その後の東京大学海洋研究所の掘削地点の精査にも参考となった。これらの蓄積された資料の上に立っての掘削結果はすばらしい成果をあげ それまで推定の域を出なかった幾つかの問題点に解答を与え なおかつ 新しい疑問点の提起もされた。 私達の研究活動も疑問点の解決と同時に生じる新しい問題点への追求活動のくり返しであり 遠くは先人の残した足跡を 近くは同時代の仲間がしるした真新しい足跡をふまえて その先を一步一步あゆもうとしているわけである。

海溝にみられる地球物理学的現象

地球上の諸現象を解明する手段として 自然自身が語りかけてくるものを把える方法と こちらから何らかのパルスを送り その反応をみる方法がある。 現在 主として海上で観測している地球物理学的現象は重力 地磁気 自然地震 地殻熱流量といったものであり これらの地球物理学的現象を観測することから海溝とその周辺域がどのようになっているか判断する材料が与えられる。

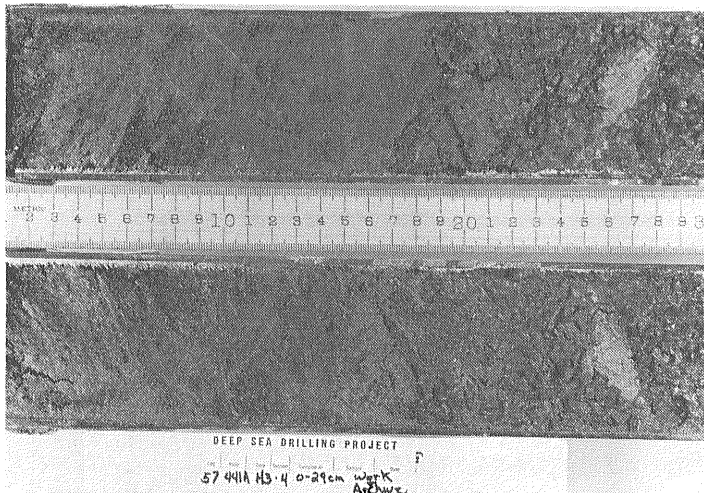


写真4 陸側海溝斜面下部の海溝付加帯上での掘削で得られたコア-試料 強い圧縮応力をうけて破砕されている

重力とは地球の引力のことであるが 重力の値は周辺の構成物質によって幾分の差異が生じる。 付近に重いものがあれば大きく 軽いものがあれば小さくなるわけである。 したがって 重力を計ることから 海底下の構成物とその構造を判断する目安が得られるわけである。 また 地球表面をならして 一定の面とした場合にそれからどの位の差異があるかをみることもできる。

揺れている船の上で重力が計れるようになったのも最近の観測機器の発達に負っているわけである。 以前は潜水艦のなかで静かにして計ったりしていたが 現在は通常の観測船で走りながら測定することができる。 これは船速・上下左右動を計り 重力の値から差し引いて 真の重力の値を得る方法であるが 地域的な重力の差異が充分に検出できる装置が開発されている。

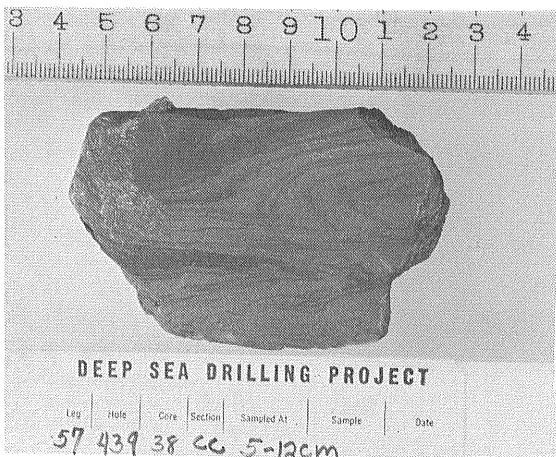


写真5 大陸斜面での掘削で得られた 新期堆積層下の白亜紀後期の堆積岩 幾分細粒なタービダイトから成っている

海洋観測は全て装置に頼って進められている。 海の上から 時に何km下の海底のさらに下を知ろうとするわけであり 観測装置の優劣が結果の優劣を決めかねない様相を呈している。 事実 良い観測装置があれば だれでも良い結果を得ることができるわけであるが 必要条件であっても十分条件でないことは御理解いただけるものと思う。 劣悪な条件でも良い成果を得ることはできるわけである。 ただ 良い装置はだまっても 誰かが開発してくれるというものではない。 装置を開発する者と使用する者との密接な協同作業のできるものであり 一般に使用者自身が開発しないと良い装置はできない。 使用者自身によって開発された装置が観測方法として確立すると 種々の改良と応用がほどこされ優

秀な装置へと発展していく。

海溝域の重力の話に戻そう。海溝域には大きな重力の負異常がみられる。

この負異常帯をよくみると海溝軸から少し陸側に寄ったところにあることに気づかれるであろう。大陸斜面と陸側海溝斜面の境界域である海溝斜面縁あたりに正の重力異常帯があり その陸側の大陸斜面に負の異常帯がみられる (第7図)。

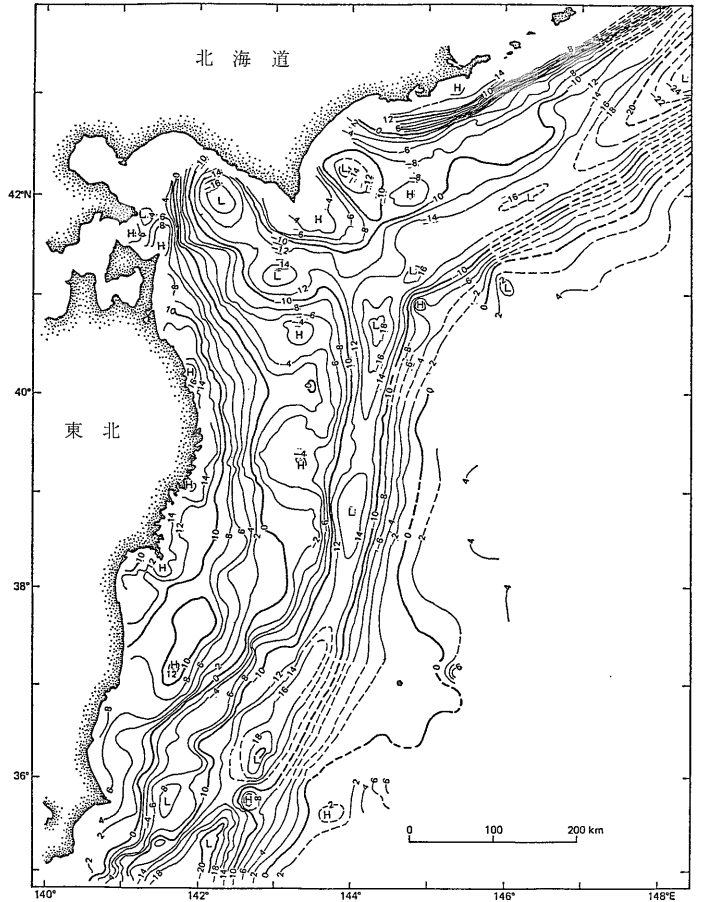
海溝にみられる負の異常帯は深く窪んだ海溝地形によるものであるが 異常帯の軸が幾分陸側にあることから 陸側海溝斜面を構成する物質が 幾分軽いものから成っていることを示し 大洋底を構成する物質が その下にもぐり込んでいることを支持している。また 前述の陸側海溝斜面の麓に大洋底の堆積物が掃き寄せられて陸源性堆積物と混って分布するというアクリーション機構をも支持している。

海溝斜面縁の正の重力異常帯から この付近に密度の高い物質が分布していることがわかる。大陸斜面域の構成物と海溝斜面縁の構成物に 大きな差異がないことから海溝斜面縁に下位層の隆起帯があることが判断される。大陸斜面の負の異常帯は軽い つまり 新期の堆積層の存在によるものである。

大陸斜面から陸地に近づくにしたがい重力の正の異常値となり その値が大きくなっていく。大陸斜面にみられる堆積層も大陸棚に近づくにしたがい 薄くなっていき やがて尖滅している。下位の基盤岩が徐々に浅くなり やがて大陸棚から陸上で古期岩類が露出し 構造上からも大きな高まりとなっている事実と良く合っている。

次の地球物理学的観測手段である地磁気調査は地球磁場の調査であり 双極子型に近いと考えられる地球磁場も周辺の物質の影響をうけて多少の差異が生じる。鉄のかたまりのそばで地磁気を計ると その影響が現われるわけである。岩石のもっている磁気 つまり帯磁率は鉄のかたまりにくらべると微々たるものであるが それを検出することから その地域の構成物質を判断する手がかりが得られる。

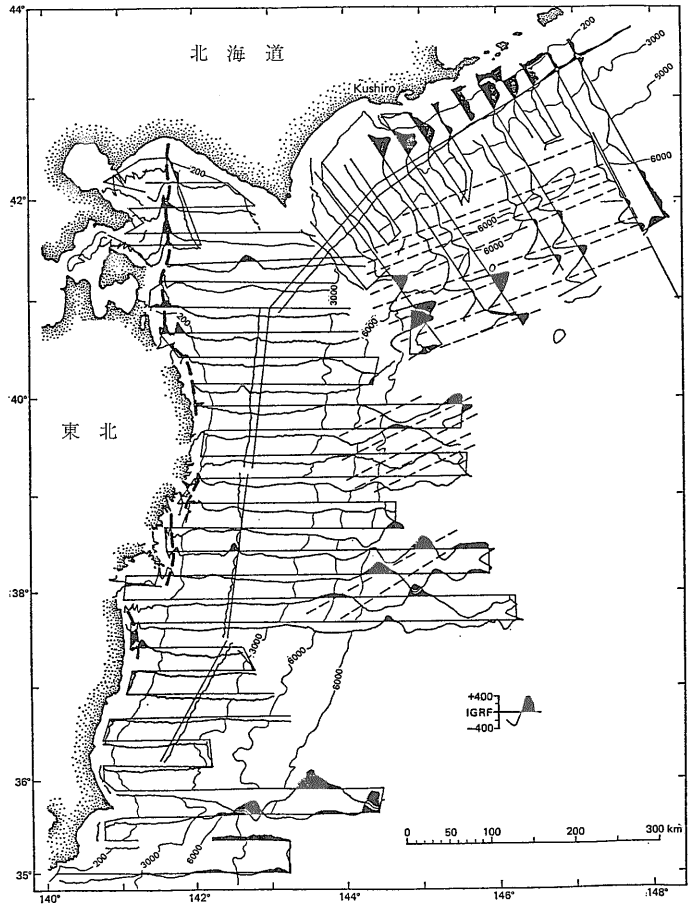
ここ20年位の間に次々と発展し 確立されたプレート・テクトニクスは地磁気に関する研究から浮び上って



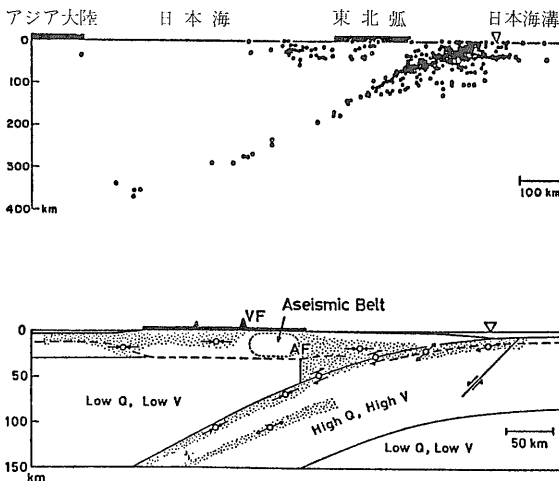
第7図 日本海溝とその周辺域のフリーエア重力異常 (Nishimura et al., 1977; Honza, 1980)

きたものである。20世紀初頭にアルフレット・ウェグナーによって提唱された大陸漂移説は南北アメリカ大陸とヨーロッパ・アフリカ大陸の海岸線の形から発想を得たものであったが やがて一部の研究者を除いて 忘れられ 1950年代の岩石の磁気測定から 再び浮び上ってきたものである。イギリスのブラケットによって開発された岩石の磁気測定装置を使って イギリスのランコーン等によって 大西洋をはさんだ両大陸の地質時代をつうじての岩石の磁気測定がなされた結果 両大陸の岩石の示す北磁極が系統的に約30°ずれていることを発見しそのずれを修正して両大陸が示す北磁極を一致させると大西洋が閉じてしまうことが判明した。1960年代に入ると深海底の調査も活発となり 大洋底に大洋中央海嶺に平行な地磁気縞模様が発見等の事実が次々に明らかになり やがて プレート・テクトニクスの概念へと発展してきた。

大洋中央海嶺で新しく形成された海洋プレートが冷える時に磁極の方向に帯磁される。地球磁場は地質時代を通じて北磁極と南磁極が数多く逆転したことがありその逆転史が地磁気の縞模様となって海洋プレートに残されている。陸上の火成岩の地質時代と地磁気の逆転を調べることからその逆転史がわかり海洋底の年代がわかる。この方法で確立した海洋底の形成時代をもとに日本海溝に隣接した海洋底の時代を調べると今から約1億2千万年前である。これは地質時代でいうと中生代の白亜紀初期である。白亜期に形成された太平洋の海洋地殻が今日本海溝から日本列島下にもぐり込んでいるわけである。地磁気の縞模様と海溝軸はかならずしも平行になるとは限らない。海洋プレートの湧き出し口ともぐり込む口が平行になるとは限らないことと現在の湧き出し口が恒久的なものではなく過去に違った湧き出し口があったりそれが移動したりするためである。日本海溝付近の海洋底の地磁気の縞模様は海溝軸を起えて陸側海溝斜面の麓までのびている。これは海洋地殻が陸側海溝斜面下にのびていることを反映している(第8図)。そこから陸地に近づくにしたがい不明瞭になり海溝斜面縁ではほとんどわからなくなっている。もぐり込む海洋プレートの上位の堆積層基盤岩が厚くなり海洋地殻の磁気異常をお



第8図 日本海溝とその周辺域の地磁気異常の断面図 (Murakami et al., 1977; Honza in press)



第9図 日本列島下の地震分布と地震波の解析から求められた応力場 (Yoshii, 1978)

おってしまうためである。

地球物理学的現象のなかで深部地殻構造を判断するもう1つの大きな現象は自然地震である。地震は人間社会に大きな災害をもたらすがその発生は島弧の造構運動によるものである。発震機構の解明は同時に地震の予知に大きく貢献するものである。島弧には深発地震と浅発地震があり深発地震は海洋プレートのもぐり込み面に集中している(第9図)。太平洋の海洋プレートが日本海溝でもぐり込む速度は8 cm/年である。このプレートの上面と日本列島を形成する大陸プレート間に地震がおこる。地震の起るところを詳細に検討してみるともぐり込み面の少し先からある深さまで地震が起らないところがみられる。発震機構も深いところともぐり込んだ先の浅いところでは異なっている。海溝付加帯にみられる陸側海溝斜面下の複雑な構造運動が地震の発生機構にも表われている。

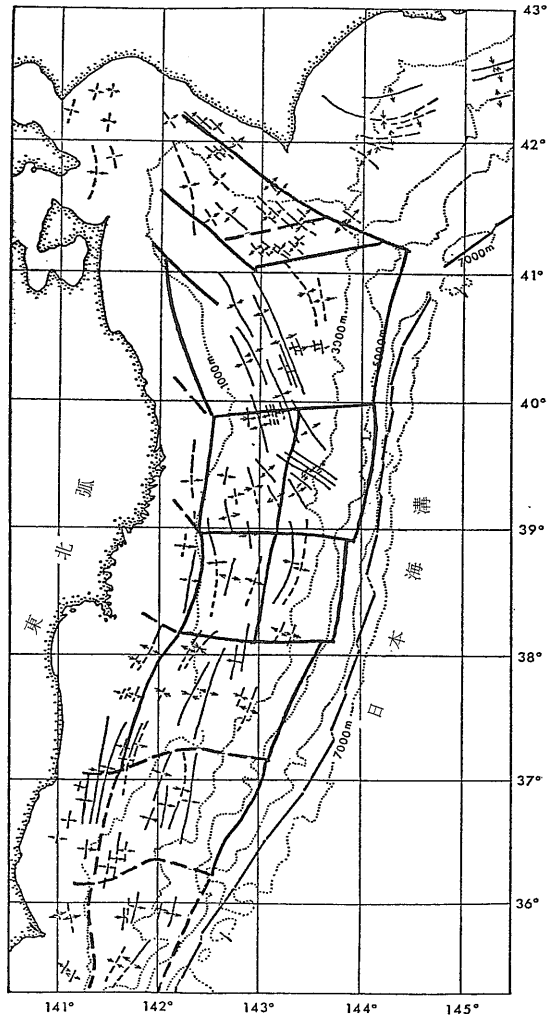
浅発地震の観測から 日本列島を構成する地殻の情報を得ることができる。大陸斜面域には浅発地震が発生している。

地震は地殻に応力が働き その歪を支えるのに限界に達した時に断層となって地殻に破壊が起きる。これが地震である。主となる地震のあと 補正する変動があり それが余震となって表われる。地殻が そこに働く応力を支えることができる地域的範囲には限界があり地震の動き 余震域の分布から判断すると 大陸斜面域では長さ 100 km 巾 30—50 km が1つの地殻単位となっている(第10図)。これらの地殻単位は 地質時代を通じて蓄積されたものであり その結果は地質構造に反映されている。背斜構造の消滅するところが地殻単位の境界域となっている。

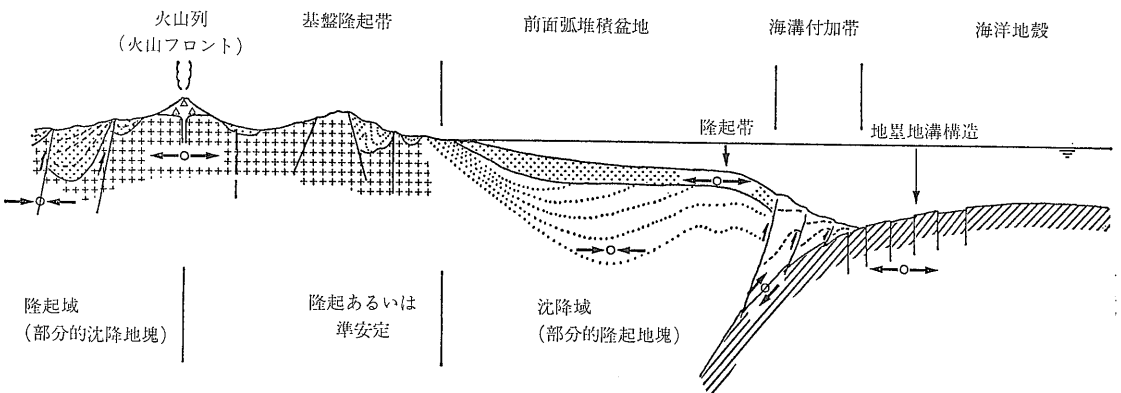
地震波の解析と地質構造の解析から 島弧に働く応力を判断することができる。大陸斜面下の浅発地震の解析から 水平方向の圧縮応力の場が判断できる(第11図)。陸側海溝斜面下のプレートのもぐり込み面上面では横ずれ断層の場であるが その上位の海溝付加帯は水平方向の圧縮応力の場である。海洋プレートのもぐり込んだ深いところの深発地震は 図にはでていないが圧縮応力の場となっている。

海側海溝斜面下は水平方向の引張力が働く場であり ここには地塁地溝構造が分布し これはもぐり込もうとする海洋プレートが撓曲する上面にできる亀裂と解釈できる。理論的には海溝軸に平行な亀裂ができると考えられるが 実際は海溝軸に斜めの方向に断層が発達している(第12図)。断層群の方向は海洋プレートの地磁気の縞模様と直角方向であり 断裂帯(フラクチャー・ゾーン)に平行方向である。このことから海洋プレートには持って生れた弱線方向があることがわかる。

大陸斜面から海溝斜面縁にも水平方向の引張力の働く場がみられる。下位の基盤岩の高まりのところによく



第10図 日本海溝前面の東北前弧大陸斜面の地質構造と地震の余震域から判断された地殻構造単位 背斜構造の消滅域が地殻単位の境界域となっている (Honza et al., 1976; Honza, in press)



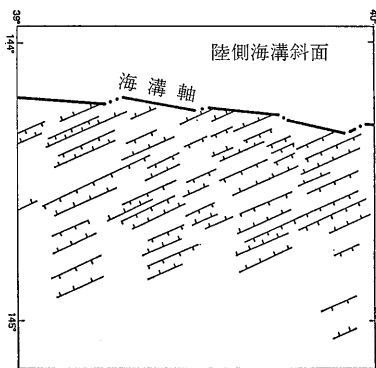
第11図 前面弧の応力場 地震波の解析と地質構造の解析から得られたものである (Honza in press)

みられることから 部分的隆起ともなって表層にできた亀裂による断層群であると解される。

海溝の生いたち

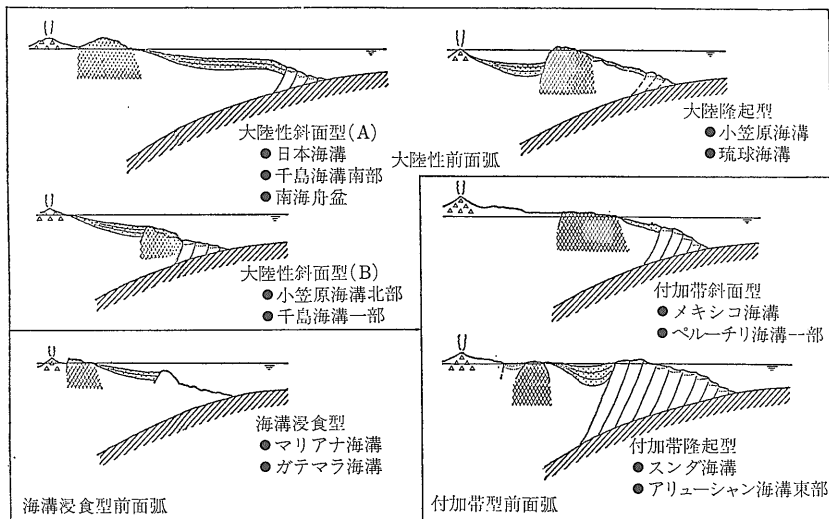
海溝は大太平洋の縁辺域に多くみられるが 一部インド洋北域 大西洋西縁域にも分布する。これらの海溝を含めた島弧には種々の形態があり 日本海溝はそれらのなかで大陸性斜面型前面弧という部類に含まれる (第13図)。数年前までは 前面弧には海溝付加帯が厚く分布する付加帯斜面型 あるいは付加帯隆起型が大多数であるという考え方が強かった。これはたまたま 欧米の研究者による調査海域が そのタイプに属するところであったためであり 他の海域の調査が進むにつれて第13図のように 種々のタイプがあることが判明してきている。

日本海溝の大陸斜面には 新第三紀の堆積物が約2kmの厚さで分布している。その下には沿岸で一部 古第三紀 沖合いには白亜紀末期の堆積物があり 上位の新第三紀の堆積物と不整合の関係にある。新第三紀堆積物のなかには 下位に古第三紀最末期の堆積物も含まれていることが グロマーチャレンジャー号の掘削結果から判明している。堆積物にみられる不整合は 上位の堆積物がたまるまでの間に時間的間隙があり 何らかの事件があったことを意味している。ここでは大陸斜面の沖合いには 古第三紀の堆積物の供給がなかった つまり 高まりとなっていたか 島となって海から顔を出していたものが削られてしまったかのどちらかであり その後に沈降して新期堆積物がたまったものと解される。



第12図
海側海溝斜面にみられる地壘地溝構造 (Honza, 1980)
海溝軸に斜交する方向に発達し この方向は断層帯の方向と一致する

不整合にみられる事件を解く鍵は陸にもあり 島弧の火山活動が島弧の形成 つまり 海溝の形成によって生じるものであるということである。日本海溝の形成によってできた島弧は東北弧であり 東北弧の火山列は古第三紀最末期 今から2700—2800万年前に急激な火山活動となって現われたものである。この火山活動の始動期と 大陸斜面に新期堆積物がたまりだす時期は一致している。日本海溝ができたのは 別の言葉で太平洋の海洋プレートが東北日本の前面でもぐり込みはじめたのは 今から2700—2800万年前であると考えられる。それ以前にも 日本列島周辺には海溝があったと考えられているが 白亜期後期から古第三紀にかけて 東北日本の前面には海溝がなく 南北アメリカ大陸 ヨーロッパ・アフリカ大陸の大西洋岸と同様の大陸縁辺域があり 大陸斜面が大洋底までのび その麓には コンチネンタル・ライズという厚い堆積物のたまり場があると推定される。大陸斜面域は当時現



第13図
前面弧の種々の形態 (Honza in press)

在より浅く ところどころに島もみられる 粗粒堆積物のたまる海域であったであろう (写真5). それが海溝の形成とともに島弧活動が活発となり 変動の多い列島に変わっていった.

海溝が形成されると陸側海溝斜面には 海溝付加帯の堆積物が付加されていく. 同時に堆積する陸源性堆積物と混じり その上に また陸源性堆積物がたまる.

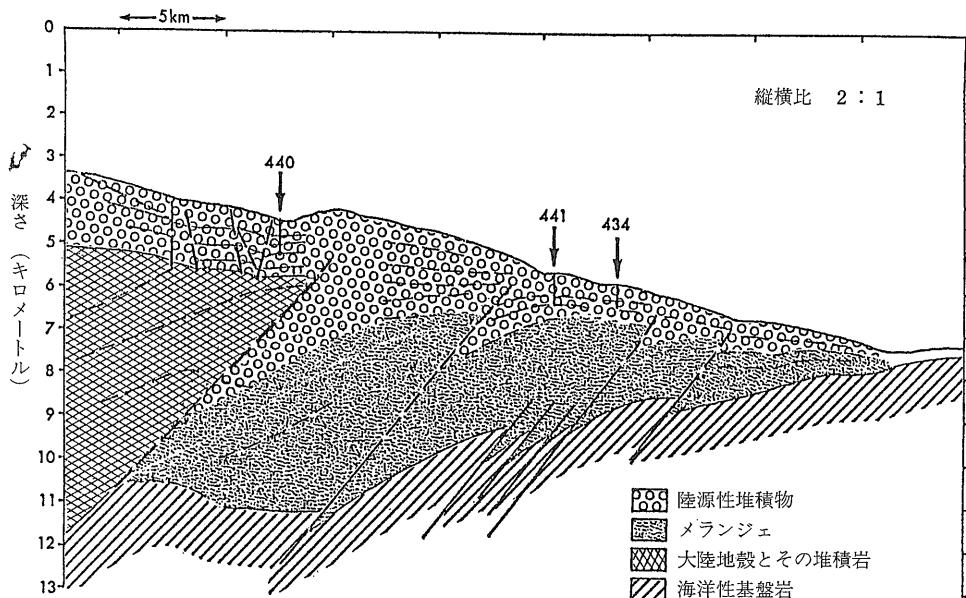
ここには逆断層から衝上断層が発達している (第14図). この断層群は下位の海洋性の基盤岩も切っている. このことは海洋性基盤が 断層のブロック間では動くことができないことを示している. つまり 島弧の下にもぐり込むことができないわけである. 現在のところ 下位にこれらの断層を収約した衝上断層があり その断層面から下が島弧下にもぐり込んでいくと考えている.

海溝付加帯と島弧を構成する大陸地殻および その堆積岩との境界は衝上断層で境いされているが 断層面にみられるほど明瞭な境界とはなっていない. 圧縮されて混合物質から成る漸形帯であるとする考え方もある.

海洋プレートのもぐり込みは 上述の考え方で解決しても 海溝付加帯が増えていくことから 別の問題が派

生ずる. 海溝がその位置を保つことができなくなる. 数年前までは海溝の位置は変わらず 海溝付加帯が逆断層の運動によって積み重なり 陸側海溝斜面の上の方へ押し上げられていくと考えられていた. しかしながら 逆断層群が海洋地殻の基盤岩まで切っていることから 海溝付加帯の増加によって 逆に海溝が海側に張り出していくと考えた方が良いことが判明した. 海溝は海溝付加帯の形成によって後退していくのである.

以上で海溝がどのようになっているか どのような生いたちからなっているか 現在までに判明していることを述べた. このような新しい考え方は最近の調査測器の進歩に負うところが大きい. なかでも多重式音波探査装置といって石油探査に使用されていたものが発展して深海底にも使用されだし 大きな成果をあげている. 私達が使用しているのは単式音波探査装置であるが 多重式音波探査装置は 全部そろえると数億円もかかるものである. 地質調査所では現在 その基礎的実験を行っているところであるが なるべく早い時期に装置をそろえ 日本近海の調査に使用できる日がくることを期待している.



等14図 海溝付加帯ともぐり込む海洋底基盤岩の模式断面図 (Honza, in press)
 矢印と番号は DSDP 掘削地点とその番号

おわびと訂正：地質ニュース第318号の 目次と26ページの第2図を下記のように訂正しておわび致します。

- (1) 「断層とマイグレーション」は「断層とマイグレーション処理」の誤り. また 著者・中条純輔・宮崎光旗は 中条純輔・宮崎光旗・茂木昭夫・桜井操 となります.
- (2) 「会話型データ処理その3 REDIM」文を使った配列操作の著者茂木昭夫・桜井操は誤りで吉井守正となります.
- (3) 口絵の著者は中条純輔・宮崎光旗・茂木昭夫・桜井操の4名となります.
- (4) 26頁の第2図の図面は天地が逆になります.