

韓国周辺海域の海洋地質(2)

Marine Geology of Korean Seas, No.2

"Copyright 1983 IHRDC, 137 Newbury Street,
Boston, Ma00216. All Rights Reserved"

スン・クン・チュー*

訳 満塩 大洪**

3. 縁海（東海）【日本海】

3.1 地質学的設定

東海【日本海】は西部太平洋における、典型的な縁海、あるいは後背島弧である。海底は TERADA (1934), ZENKEVITCH (1959, 1961), U.S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE (1969), MOGI (1979) によって、地図が作られた。3つの深い海盆、すなわち、日本海盆・大和海盆およびウレウン（ウルネウン・ウルン・ウレウン・対馬）海盆がこの海にあり（図-3.1）、海水準面以下約500m以内に盛上がっている韓プラトー・隠岐堆・大和堆および北大和堆のようなリッジによって、それらは区分されている。各海盆中の海底は、2, 3の海山や海丘を除いてかなり平滑である。

UYEDA and MIYASHIRO (1974), HILDE *et al.* (1976) によれば、後期白亜紀から漸新世にかけて、仮説的なクラ～太平洋リッジ（海嶺）による衝突と沈み込みの結果としての延長により、東海【日本海】は形成された。多くの著者の中では、沈み込みのリソスフェア上に位置する、アセノスフェアのくさび中における、小規模の対流から作られた熱に原因する、マリアナ型の沈み込みに普通にみられる張力によって、この海は上昇したと、

UYEDA (1979) は提唱した（図-3.2）。これより以前には、上述の説に似ているけれども、マントル物質の不連続的なダイアピル状の上昇を示唆する仮説を、BERSENEV (1971), および KARIG (1971) は提唱した。日本海盆を最初に形成した、2つの拡大していくリッジに沿って、その開きが起こり、大和堆とウレウン海盆が続いてできたことを、HILDE and WAGEMAN (1973) は仮定した。

この拡大は、後期白亜紀（BERSENEV 1971; MURAUCHI 1971; HILDE and WAGEMAN 1973; UYEDA and MIYASHIRO 1974）、あるいは古第三紀（MELANKHOLINA and KOVYLIN 1977）のどちらかに始まったのである。最初の上昇は中生代-古第三紀に始まって、非海成堆積層がこれに続いたけれども、北東大和海盆中の DSDP のサイト 299 での、堆積物の蓄積速度の外挿法によって決定された海洋基盤の時代は、後期漸新世から初期中新世（2500万～3千万年）に開いたことを示している（KARIG and INGLE *et al.* 1975）。この年代はまた、日本海溝における沈み込みと関連した、日本列島弧の初期の沈降とも一致している（LANGSETH *et al.* 1981）。この海における高い地殻熱流量も、後背弧の開きの時代を支持している。本州の西岸に沿う新第三紀層（主として中新世）における、グリーンタフ（MINATO *et al.* 1965; GORAI 1968）の塊状の堆積は、この海における主要な上昇の証拠としてみられている（INGLE 1975）。グリーンタフは海底面下

*Sung-Kwon CHOUGH, ソウル大学助教授

**高知大学理学部教授、本会第2部会常任委員

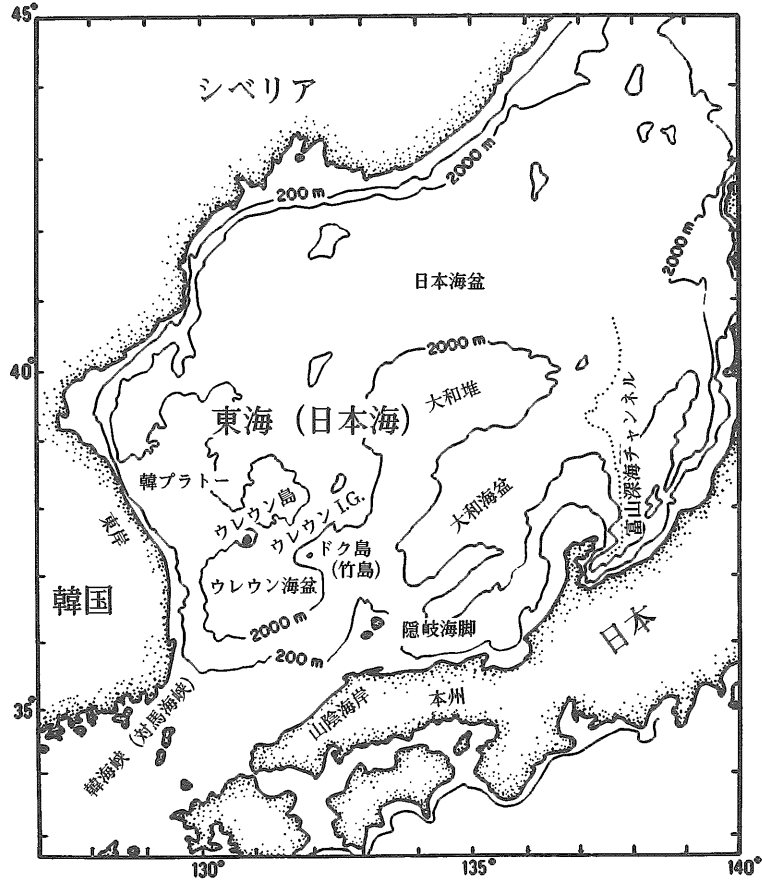


図-3.1 東海【日本海】の主要な地理学的特徴。
 (注：LG は平坦面間のギャップ)

530mの深度において、北大和堆(DSDP孔302)上でも同定された(Shimazu 1979)。

大陸地殻の海洋化という仮説は、陸上および海の下で発見された、地質学的特徴の可能性のある連続を仮定している。この海の島や堆における基盤岩類は、時代の異なる厚い大陸地殻と関係している。古生代または中生代以来、地向斜盆地の発達の間違った段階をこれは代表していることを、Gnibidenko (1979)は示唆した。一般に、この海の地殻は花崗岩質層の薄いベニヤと、下位のかかなり厚い玄武岩質層からなっている。この薄い花崗岩質層は、パリスカン造山運動以来沈降が続いていた、厚い先カンブリア紀の地殻の侵食の結果であり、そして、新第三紀にこの海を形成したと、Minato *et al.* (1973), Gorai (1968), Kaseno (1971), Minato (1973)は議論した。とりわけ、Melankholina and Kovylina (1977), Gorai (1982)

は、マントル物質の注入と流出に関係した、日本列島のタテの移動の観点で現在強調しているのである。

3.2 速度構造

東海【日本海】においてなされた地震探査(Kovylina and Neprochnov 1965; Murauchi 1966; Ludwig *et al.* 1975)によって、深い海盆は海洋地殻からできていることが明らかにされた(図-3.3)。ウレウン海盆と大和海盆では海面下4kmに、そして日本海盆では約6kmに、音響基盤(第二層)が存在している(図-3.3)。それは3.5km/s(固結した堆積岩あるいはグリーンタフ)か、あるいは5.8km/sのどちらかからなっており、後者は近接の縁辺に露出している基盤岩類である(Ludwig *et al.* 1975)。堆積層の第一層(1.6~3.2km/s)は2kmもの厚さがあり、大陸棚がわに

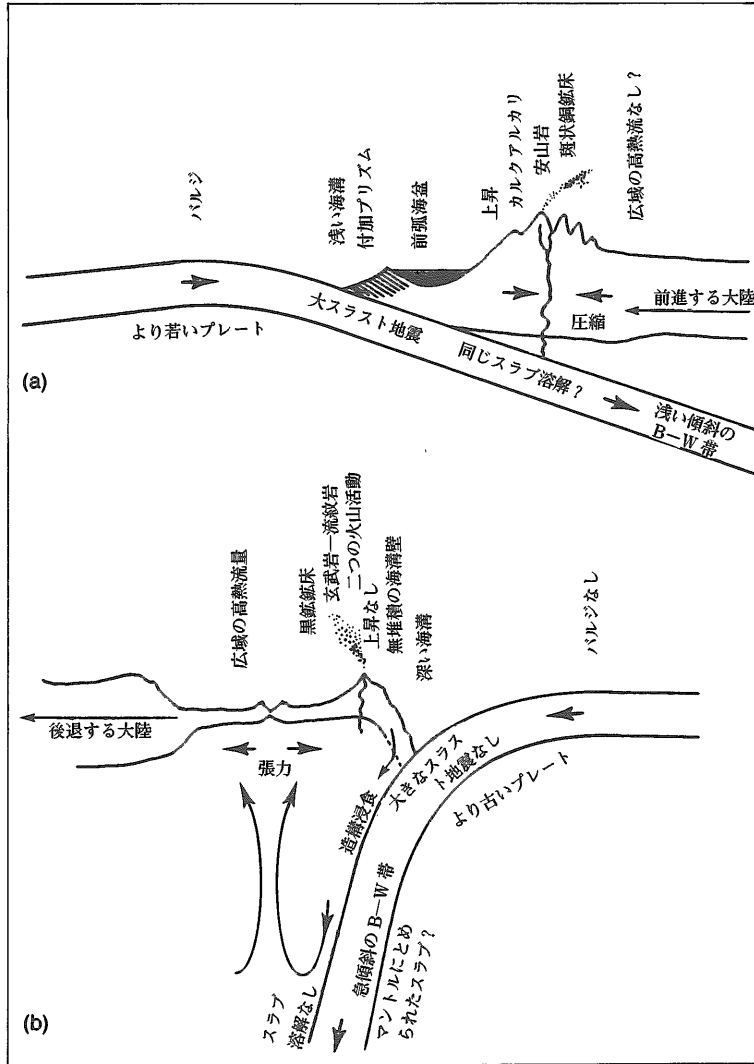


図-3.2 後背弧の開きによる、2つの沈み込みモデル：チリ型(a) およびマリアナ型(b). Oceanus の許可によるUYEDA (1979) による。

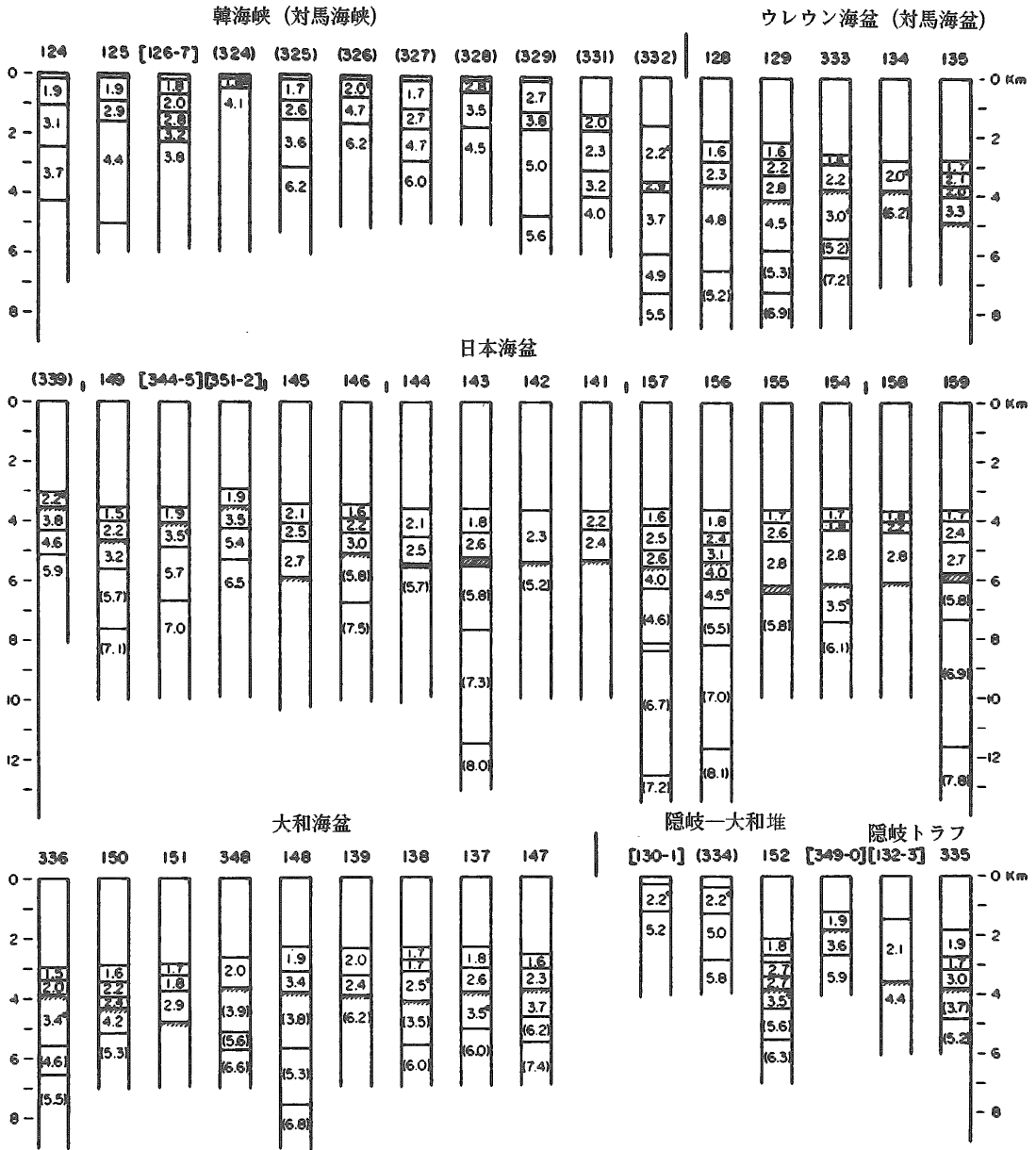
厚くなっていく。より深い海盆では、少し変形した鮮新世と、より古い堆積物が下位にくる、1 km もの厚い未変形の第四紀のタービダイトからできている。中新世の堆積物（あるいは岩石）は、ブロック状に断層作用を受け（縁辺で解明された）て、そして火山活動を伴っている。このことは後述しよう。

玄武岩と変成岩 (GNIBIDENKO 1979) からなる海洋地殻の第三層 (6.7km/s 以上) は、大和海盆とウレウン海盆では海面下約 6 km から 7 km であり、日本海盆では約 8 km にある (図-3.4) (LUDWIG *et al.* 1975). 日本海盆における上部マントルまでの深度は、海面下約12km である。重力

のデータに基づいて、YOSHII (1973) は、大和堆の直下のマントルまでの深さは約23km と見積っている。

3.3 磁気と重力異常

トランスフォーム断層によって派生した、日本海盆および大和・ウレウン海盆の長軸方向に沿って、可能な拡大の中心がおおまかに位置している (図-3.5) (HILDE and WAGEMAN 1973; ISEZAKI 1975). 日本の北西岸において発見された顕著な磁気の直線性に基づいて、韓国の南岸近くの拡大軸とともに、この海の時計まわりの放射状の拡大を、HONZA (1979a, 1979b) は仮定した。一方、ア



図一3.3 東海【日本海】中のいろいろな種類の地質区の速度構造セクション。速度はkm/s. 斜線は音響基盤を示す。米国地質学会報告の許可による, LUDWIG *et al.* (1975) による。

アジア大陸 (シホタリン山脈と韓半島) および日本列島における, 南-北 (および北北西-南南東)・北東-南西 (および北北東-南南西) および北西-南東の諸方向の, 無数の走向断層により, この海は古第三紀に日本弧の南方への移動によって形成されたと, OTSUKI and EHIRO (1979) は提唱した。

この移動は, その西方は対馬断層によって, そしてその東方は棚倉断層によって区切られている。

YASUI *et al.* (1967), ISEZAKI and UYEDA (1973), および ISEZAKI (1975) によって編纂された磁気異常は, これらの異常の幅は小さくて, 波長は西太平洋のそれらよりも, およそ3分の1であること

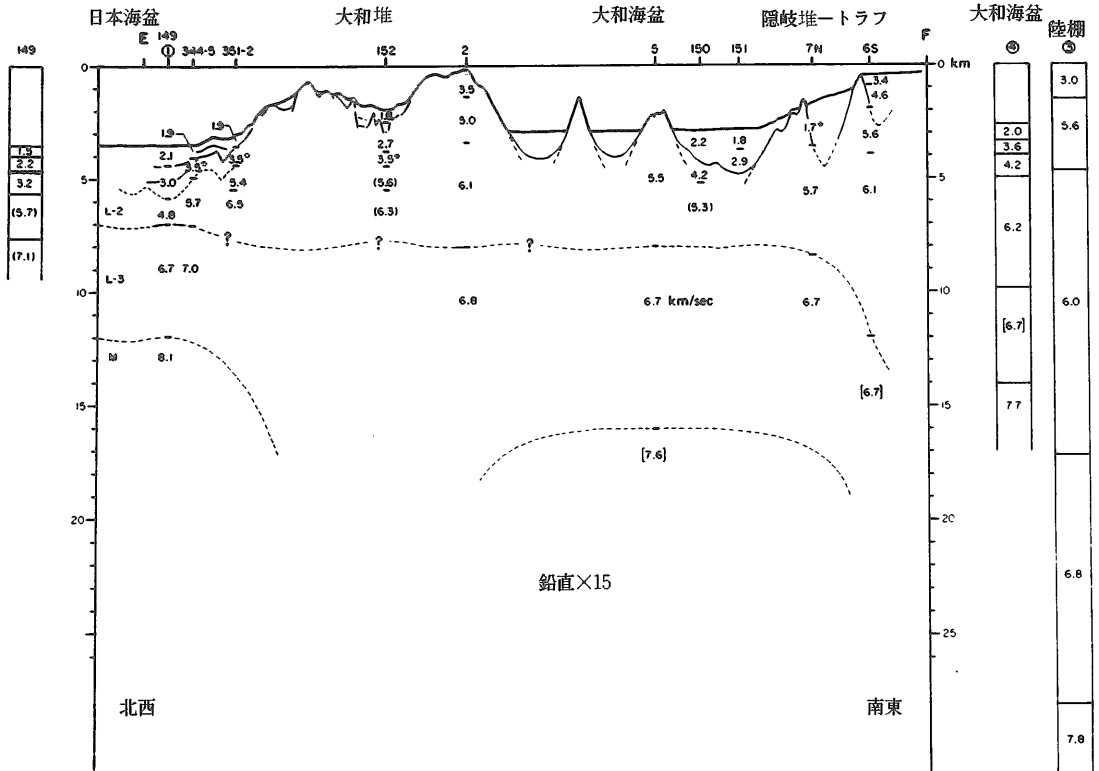


図-3.4 等深線・反射法・屈折法のプロフィールから解釈された東海【日本海】を横切る概略的地質構造 (1・2・3の各層とモホー)。米国地質学会報告の許可による, LUDWIG *et al.* (1975) による。

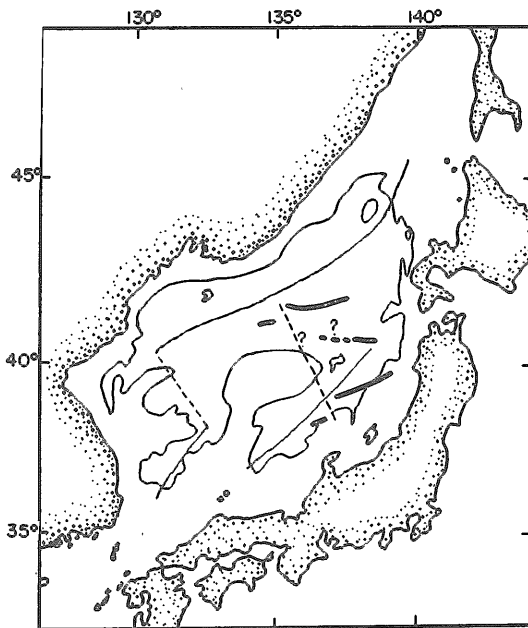


図-3.5 磁気異常から解釈された東海【日本海】における可能性のある拡大の中心(濃い線) - 薄い線は HILDE and WAGEMAN (1973) によって提唱された可能な拡大軸。破線は可能なトランスフォーム断層。D.Reidel Publishing Co.の海洋地球物理学調査雑誌の許可による ISEZAKI (1975) による。

が示された。結果として、異常のパターンにおける200ガンマの線は確認がむずかしく、大洋盆中で測定された磁気異常の時間の尺度と、この異常パターンを対比することは不可能である。

この海における重力異常は一般にプラスで、大陸縁辺部やリッジのふもと近くでの最小の場合を除いて、10-20ミリガルである (STROEV 1971; LUDWIG *et al.* 1975; JOSHIMA 1978)。この海底はアイスタシー的に平衡であって、拡大はとまってしまっていることを、このことは示唆している。50ミリガルまでの大きなプラスの異常は、隠岐や甌島のような島および韓平原近くにおいても観測された。マイナスの異常(-20ミリガル)は、この海より深い部分において観測された。ウレウン海盆と、韓海峡【対馬海峡】近くのその南縁では、重力異常は-30ミリガルと低い (JOSHIMA 1978)。

3.4 地熱流

東海【日本海】の中のすべての海盆では、地熱流は大きく、特に南の方に大きくなり、大和海盆とウレウシ海盆では3 HFUになる(図-3.6)。海盆の間に存在する海嶺上では低くなる(YASUI and UYEDA 1972; WATANABE *et al.* 1977)。地熱流は日本列島の方へ向かって東方に次第に低下していくが、韓国とシベリアの大陸棚の縁辺に沿って急激に低下する。大きな値は、拡大のより初期の相の残留効果と解釈される。何故なら、想像される拡大の海嶺と関連して、浅い地震は全く起こらないからである。前述したように、重力のプラスの異常によって、この海底はアイソスタシー的に平衡しており、拡大はとまっていることがわかった。その拡大は、6千万年と2千万年の間に起こった。大和海嶺の横腹からドレッジされたアルカリ-カンラン石玄武岩の存在(2100万年)が、この仮説を支持している(KOBAYASHI and ISEZAKI 1976)。

SCHLANGER and COMBS (1975)によれば、この海

盆中の高い地熱流は、若くて浅い地層中のケロゲン・炭化水素の形成をひき起こす。しかしながら、KOBAYASHI and NOMURA (1972)は、この海からのコア中に磁性をもった硫化鉄を同定し、これは氷期間に停滞的な環境であったことを示している。酸化物の硫化作用と同様に、硫化物の酸化作用が、日本海の深い海盆の高い地熱流を説明できると、彼等は示唆した。

3.5 音響的層序

3.5.1 基盤

音響的基盤岩類は、大和堆・北大和堆・韓プラトーやその他の海山に露出している(図-3.7)。いろいろな所の堆や海山からドレッジされた岩石類の年代決定(HOSHINO and HOMMA 1966; UENO *et al.* 1971; LELIKOV and BERSENEV 1975; GNIBIDENKO 1979)によって、古い(一般に6千万年より古い)火成岩および変成岩(花崗岩・閃緑岩・流紋岩・安山岩・石英安山岩・片岩および片麻岩)と、相対的に若い(6千万年より若い)堆積岩類(砂岩・頁岩)および火山岩類(玄武岩・凝灰岩)の

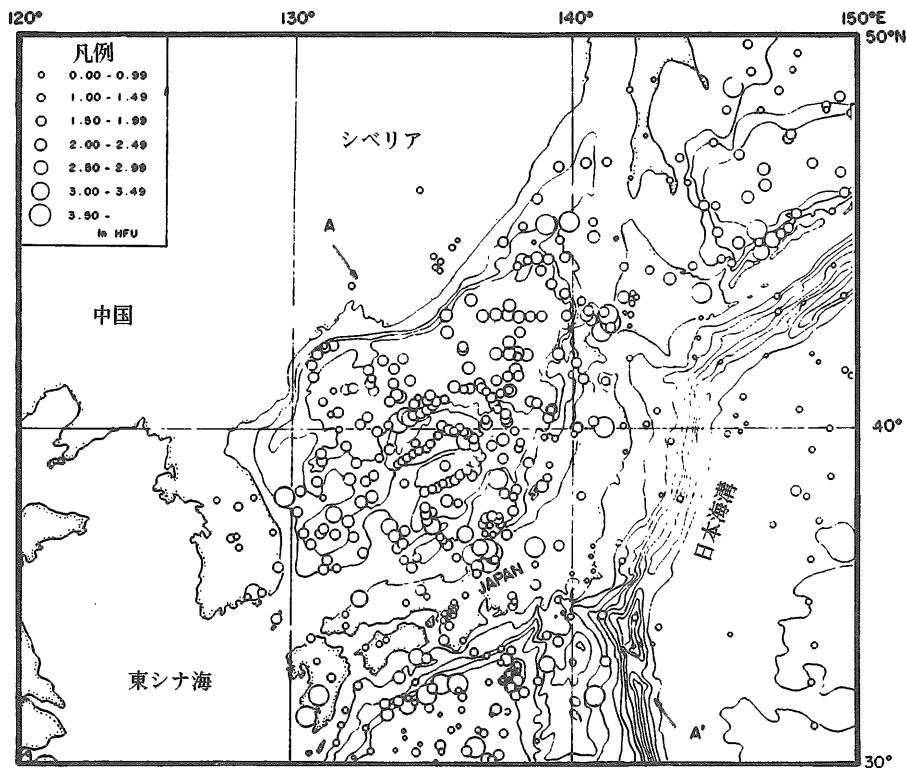


図-3.6 東海【日本海】と隣接海域中の熱流量値。米国地球物理学連合の許可による WATANABE *et al.* (1977) による。

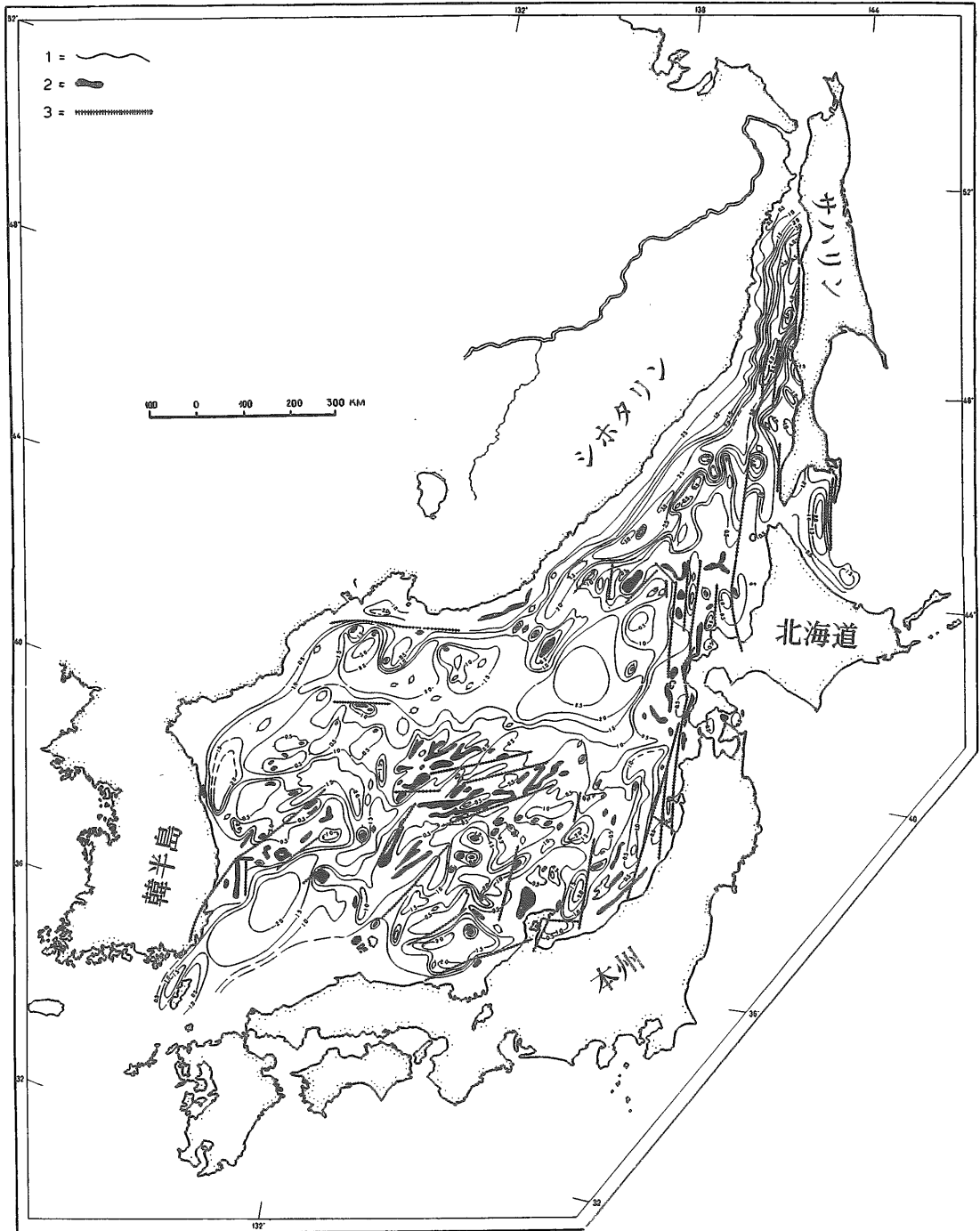
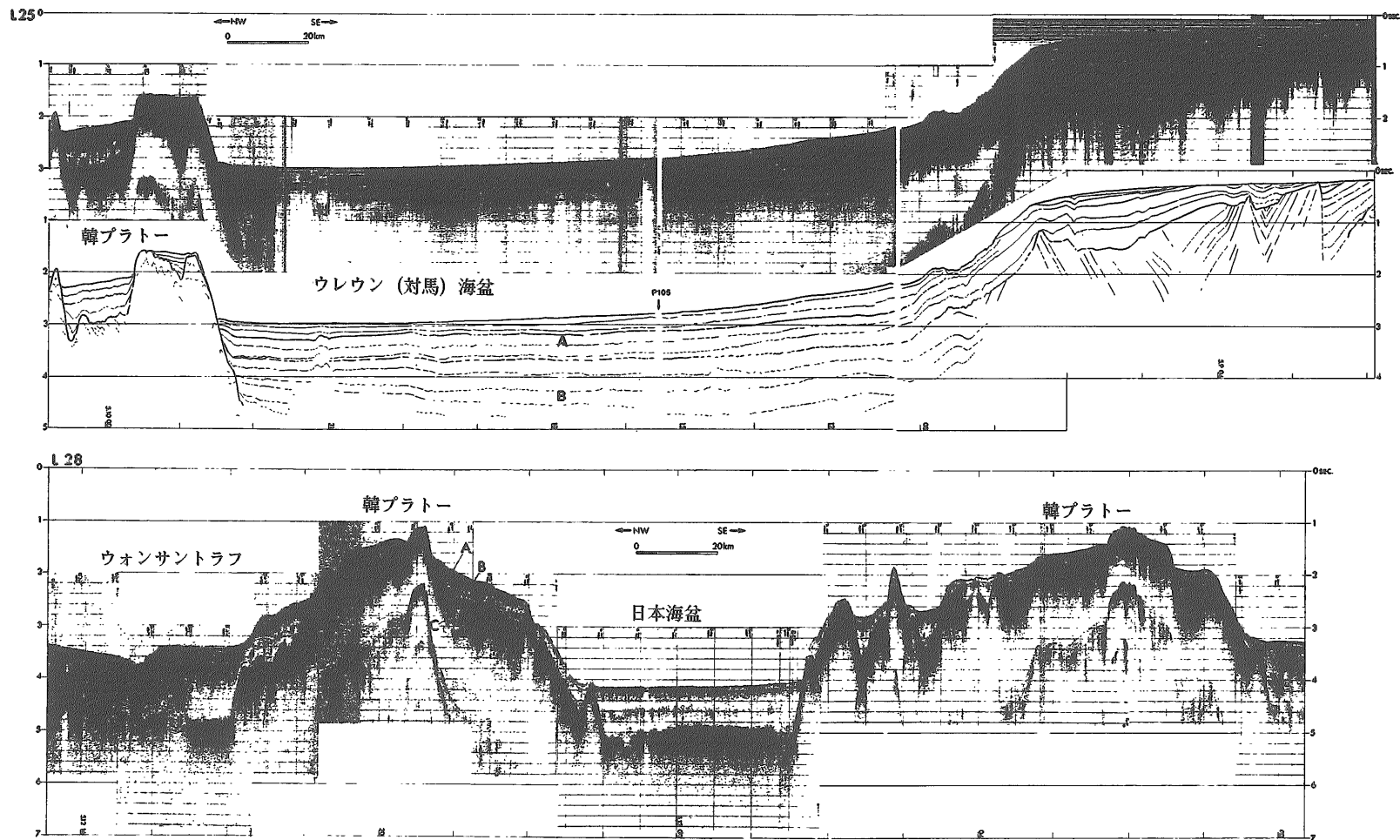


図-3.7 東海【日本海】における音響基盤上の堆積物の厚さの図。等深線間隔(1)は平均伝播速度2km/sより推定した往復走時0.5秒。黒い地域(2)は音響基盤(3.5—6.2km/s)の露出。斜交の線(3)は断層。Elsevier Scientific Publishing Co.の海洋地質の許可によるGNIBIDENKO(1979)による。



図一3.8 エアガンの断面図 (25測線・28測線の位置は図一5.4 を参照せよ)。鉛直スケールは秒の往復走時。透明な中央のユニット (B) の下位にくる、上部の非透明ユニット (A) は、ウレウン海盆・日本海盆の両方に産出する。日本海盆では非透明ユニットも透明ユニット中に介在している (図一5.7 ピストンコアの位置、次号掲載予定)。日本地質調査所の許可による TAMAKI *et al.* (1978) による。

両方から、それらは構成されていることがわかった。ウレウン海盆の北方の韓プラトー上で、ドレッジされた角閃岩相のいろいろな花崗岩-片麻岩の変成岩類は、Rb-Sr年代により、27億2900万年から19億8300万年にわたっている (LELIKOV and BERSNEV 1975)。同じサンプルでのK-Ar法では、より若くなる(1億8千万~2億5千万年)が、これはLELIKOV (GNIBIDENKO 1979より引用)によれば、白亜紀における花崗岩の貫入の間の熱的事件のせいである。大和堆からドレッジされた花崗岩と花崗閃緑岩のK-Ar年代は、1億9700万年を示し、玄武岩と安山岩はこの海域では、2千万年が平均的年代である。特徴的な赤褐色のカンラン石・火山ガラス、その他を含む、黒ウンモ花崗岩および片麻岩・凝灰岩と凝灰角礫岩、および火山碎屑性砂岩の産出を、YUASA *et al.* (1978)は隠岐堆の斜面から報告した。北西方の本州近くの海山からドレッジした安山岩と玄武岩質岩石の年代は、時代が770万年から420万年(後期中新世から後期鮮新世)にわたる。第四紀の玄武岩もまた、韓国のウレウン島とドック島【竹島】中に報告されている。

3.5.2 堆積層

GNIBIDENKO (1979)によって編纂された東海【日本海】中の堆積層(2 km/sと推定される)の全体は、図-3.7に示されている。その層は一般に深い海盆において厚く、2.5秒までのレンジがあり、間にある海嶺・海膨や縁辺の方に薄くなる。それはその縁辺に沿ってのいくつかの海域の海盆中においても同様に深くなっている。

堆積層は一般に上部が不透明層で、下部は透明層からなりたっている (HILDE and WAGEMAN 1973; LUDWIG *et al.* 1975; GNIBIDENKO 1979)。上部の層は10km以上にわたって追跡される、よい反射面(図-3.8)によって特徴づけられる。それらは一般に、海嶺とトラフの近くでの例外を除いて、水平的によく成層している。この層はたいてい互層のタービダイトからなっている。下部の透明層は主に遠洋性堆積物、主としてケイソウ軟泥からなっている (KARIG and INGLE *et al.* 1975)。本州とポーハン近くの、東部韓国の海岸に沿ってある、多数の新第三紀層中の中期~後期中新世のケイソウ質堆積物に、これら是对比される可能性が強い (INGLE 1975)。下部層は時折、若干の不透明層を

含んでいる (図-3.8) (TAMAKI *et al.* 1978)。DSDPの結果 (KARIG and INGLE *et al.* 1975)およびHONZA *et al.* (1977)によれば、上部の不透明層は、時代は上部鮮新世に対応する。

不透明層の厚さは、日本海盆とウレウン海盆中で、100mから1,000mになる (GNIBIDENKO 1979)。ウレウン島南のウレウン海盆の中心では、それは約600mである (TAMAKI *et al.* 1978)。ここでは、不透明層のトップは中央部において、なめらかな表面で特徴づけられるが、北西方と南東方の両方に、不規則になって傾斜している。この傾斜は南東方へはおだやかであるが、しかし、北西方へはかなり急激である。最近、HONZA *et al.* (1978)によってとられたピストンコアにより、この不透明層の最上部は、薄く成層したタービダイト層と、少量の半遠洋性堆積物との互層から主に構成されていることがわかった (CHOUGH 1982)。

3.6 表層堆積物

3.6.1 一般的記載

この海底上の堆積物の分布は、SKORNYAKOVA (1961), KASENO (1972), REPECHKA (1973)によって編纂された。堆積物は礫・砂・シルト・シルト質粘土および粘土に分類される。遠洋性堆積物は主にケイソウ (HASEGAWA 1970; KOIZUMI 1970, 1978)、および付随するケイ鞭毛ソウ類 (SHITANKA *et al.* 1970)から構成されている。深い海盆中の有孔虫(そしてCaCO₃)はむしろ少なく (ASANO 1957; KOZAK 1974; ICHIKURA and UJIE 1976)、高酸素の水の深い方への循環が原因とされる、約2,000mの、浅い炭酸塩補償深度(CCD)のせいである (NIINO *et al.* 1969)。アジア大陸と日本列島から由来した、浅海盆中の半遠洋性堆積物中の陸源成分は、高く酸化されて、色は茶色をおびている。対馬海流の影響もまた、南西からの細粒物質の運搬を示唆している (AOKI *et al.* 1974)。

3.6.2 分布(図-3.9)

砂質および礫質堆積物は、この海の浅い部分に沿って分布しており、そのうちのいくらかは氷によって運搬されてきた (SKORNYAKOVA 1961; NIINO and EMERY 1966)。大和堆上の砂質礫は、輝緑岩・はんれい岩-輝緑岩・玢岩・安山岩および安山岩-玄武岩を含む火山起源の岩片よりなっている。塩基性とアルカリ噴出岩、および花崗岩と石英斑

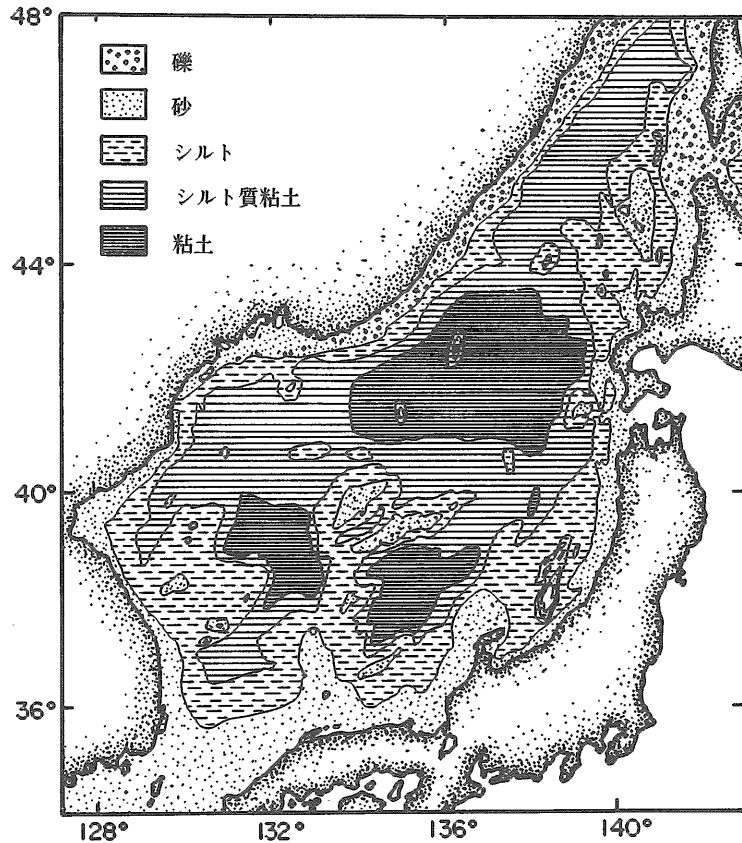


図-3.9 東海【日本海】中の表層堆積物の粒径分布. SKORNYAKOVA (1961) より修正.

岩の若干量の礫もまた産出する (UENO *et al.* 1971).

砂質堆積物は主に、大陸棚上の70m水深に制限されているが、しかし、韓海峡【対馬海峡】と本州の海岸沿いにみられ、そこでは、 CaCO_3 含有量は15%以上である。石灰質有孔虫の砂は大和堆と韓プラトーに多量にあり、*Globigerina pachyderma*が優占し、ついで*G.bulloides*、*G.quinqueloba*、*Globigerinita glutinata*、*Globigerinoides rubescens*、*Globigerinoides nuber*その他が続く (KOZAK 1974)。

粗粒シルトサイズの堆積物はふつう、緑色および灰緑色であり、多量の貝殻片を含んでいる。それらは主にこの海の浅い部分に産出している。すなわち、大陸棚・斜面の一部、および日本の海岸に沿う島々周辺にも産出している。シルト質堆積物中の CaCO_3 含有量は、0.3–2.1%である。細粒シルトと粘土(0.05–0.01mm)は、若干の海岸の湾入部と同様に、大陸斜面を含んで、日本海の深い海盆中に優占している。それらは一般に、

CaCO_3 含有量が低い(0.13–1.56%)。この海の北部において、シルト質粘土は豊富な植物破片とケイ質ソウ類を含んでいる。

黄海と南海とは対照的に、モンモリロナイトは東海【日本海】中に多量(2.5%まで)に存在している (NIINO *et al.* 1969; AOKI and OINUMA 1973; AOKI *et al.* 1974)。これは隣接する縁辺部の火山岩・火成岩・火山砕屑岩および土壌の風化産物の流入のせいである。カオリナイトはイライト(50%まで)より少ない(15%まで)。緑泥石の含有量は約30%である。莫大な量のイライトは韓海峡【対馬海峡】から由来し、一部はジェット流により、風成の運搬によると一般に信じられている (HAN 1979)。カオリナイトの含有量は、北部太平洋海域では、およそ平均値となっている。

3.6.3 地球化学的成分

大陸棚と堆上における粗粒物および石灰質堆積物は、有機炭素の少量を含み (NIINO and EMERY 1966)、一方、大陸棚上の細粒でやや石灰質の堆

積物は、相対的に多量の2%までを含有している(図-3.10)(SOLOVEV, STRAKHOV 1962の引用; NIINO *et al.* 1969). 海盆中の海底では、茶色の泥は、より少ない石灰質(CaCO₃ 1%以下)であり、有機炭素の1%以下を含んでいる。

生物性の非晶質シリカと炭酸塩を除いた、堆積物の化学成分は、SAKANOUE *et al.* (1970)やREPECHKA (1973)によって測定され、シリカ含有量は砂質堆積物中に一般に高く(70%まで)、一方、泥質軟泥では50%以下である。CaO(2.4-1.2%)およびアルカリ全量もまた、泥質堆積物に低く、他方、Al₂O₃(11.7-17.6%)・MgO(1.2-2.6%)・Fe₂O₃(2.7-3.7%)・P₂O₅(0.08-0.34%)およびMnO(0.04-0.73%)は、細粒物に一般に多量に存在している。火山源の堆積物中には、シリカ・マグネシア・全鉄・MnO・CaO・Al₂O₃・TiO₂の量は、一般に砂質堆積物中のこれらと比較して高い。東海【日本海】の堆積物中のNa₂O・K₂Oと比較して、全鉄+マグネシ

アの相対量は図-2.2に示している。東海【日本海】の堆積物は、大部分が高い鉄マグネシアの範囲におち、ユー地向斜、あるいは造構的に活発な環境の特徴を有している。

3.7 後期第四紀の層序

東海【日本海】のコア中の後期第四紀の層序は、岩質・生層序学・テフラ年代学、および酸素と炭素のアイソトープを使った化学層序的方法に基づいて設立された。

3.7.1 岩質

調査船ヴェマ号とロバートコンラッド号によって、この海域から採集された26本のピストンコアを、ICHIKURA and UJIE (1976)は詳細に検討した。3つの深海盆中では、均質でラミナのある粘土が優占しているが、他方、ケイソウ質粘土あるいは軟泥が、海嶺上に卓越している。その最上部の部分(0-2m)はふつう均質の茶色の粘土であり、一方、より下部はふつうラミナがある。しかし、

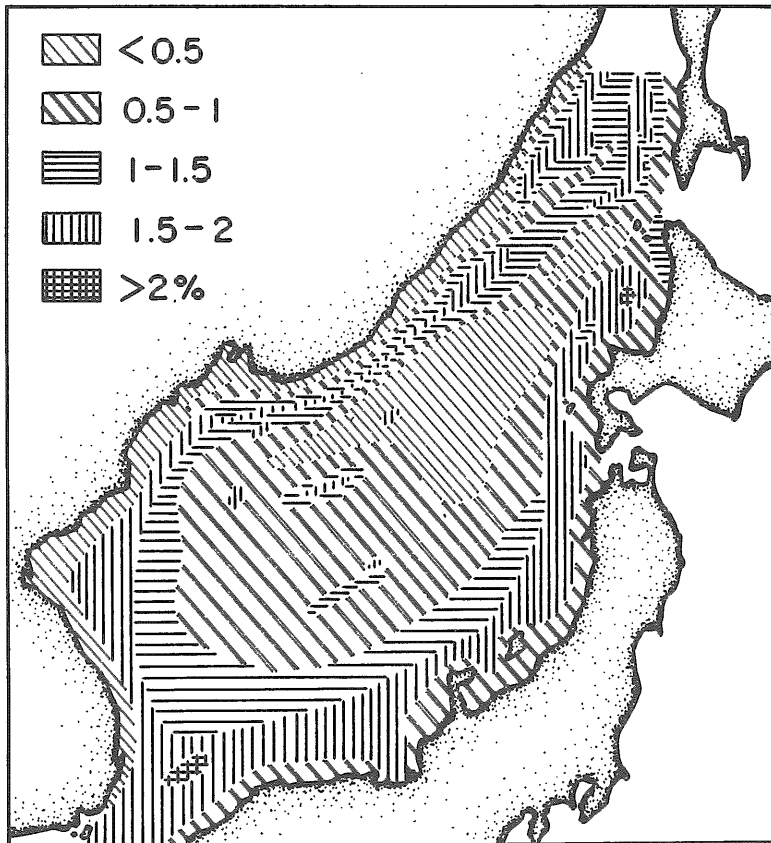


図-3.10 東海【日本海】の堆積物中における有機炭素の分布(%).
SOLOVEV (STRAKHOV 1962より引用); NIINO *et al.* (1969); G.H. LEE (1983).

大和堆上では、それは石英・火山ガラス・海緑石・ウンモおよび若干の苦鉄鉱物からなる砂質粘土におきかえられていて、ふつう生物源の成分は不毛である。均質な茶色粘土はケイソウが多く、ついで放散虫・火山ガラスおよび少量の石英粒子がある。有孔虫砂は日本海の浅い部分から、タービディティ流によって運ばれたことを示唆している、ラミナのある部分（タービダイト）に産出している。

この海中に発見された堆積物の他のタイプは、大和堆上にはもっぱら海緑石質の砂、および砂質粘土と砂を含んでいる。深い海盆中ではもっぱら発見されるものは、角状から亜角状の石英・火成岩・植物片などを含んでいる。有孔虫・海綿骨針やオストラコーダのような微化石もまた、砂の中に産出している。貝殻片を豊富に含む砂は、ウレウ海盆の南縁に広く分布している。

火山灰層はこの海に豊富にあり、明オリープ色（5Y 6/1）の火山灰・石英・黄鉄鉱および他の苦鉄質鉱物を含んでいる。酸化状態を指示するマンガンの小団塊は、約2,100m以深の日本海中の表層堆積物中に発見された。オクタヘドロン型の集合体からなる、小さなフランボイドの黄鉄鉱（サイズは3-25 μ m）もまた、先完新世の堆積物中において、有孔虫や放射虫の殻、ケイソウの殻、あるいは他の束状の有機物中に発見された。

3.7.2 完新世—更新世の境界

3つの深い海盆中において、均質な半遠洋粘土からラミナ状のタービダイトまでの岩石的境界に関する、炭素14年代は約9千年前にある。多くのタービダイトコアは有孔虫を含まないけれども、UJIE and ICHIKURA (1973), ICHIKURA and UJIE (1976), ARAI *et al.* (1981) は、*Globigerina pachyderma* のうずまきの率は、この境界をすぎると、左から右に変化することを発見した。これはまた、*Globigerina umblicata* の消失も伴い、UJIE and ICHIKURA (1973) はこの境界をすぎて、還元環境から酸化環境への変化のせいであるとした。完新世に酸素の多い底層水の増加の結果として、底棲有孔虫の急激な増加によって、この変化は実証された。マンガンの小団塊はこの環境に伴っており、一方、フランボイド状の黄鉄鉱はこの境界以下にあり、その時この海は公海から孤立し、かくして還元環境となっていた。

完新世—更新世の深度は地域的に異なるのみならず、それを同定する方法にもよるのである。日本海盆 (KOIZUMI 1970) の海底中では1m以下から、大和堆では約2.8mにわたっている。ウレウ海盆では、それは約2mである (CHOUGH 1982)。その境界上の半遠洋堆積物の蓄積速度は、平均で1千年間に12cmであり、以前に MIYAKE *et al.* (1968) に示唆された Io/Th によって測定された速度 (1.5cm/1000年) よりも、それは基本的に大きい。ケイソウ・有孔虫 (KOIZUMI 1978) によるデータは、前者と一致している。

コアの堆積物中の火山灰の詳細な研究 (MIZUNO *et al.* 1972; ARAI *et al.* 1981) によって、広く拡散していて相互に対比されうる数枚の火山灰があることがわかった。それらは、九州の鬼界カルデラからの赤ホヤ火山灰 (約6300年前)、恰良カルデラからの恰良-Tn 火山灰 (約2万1千—2万2千年前)、および阿蘇カルデラからの Aso-4 (約5万年前) を含んでいる。この海の中央部と南東部では、マーク (目印) 層はウレウ島からのウレウ火山灰 (CHOUGH 1982) (約9300年前) および大和火山灰 (約2万5千—3万5千年前) を含んでいる。

3.8 古海洋学

岩質・有孔虫含有量・*Globigerina pachyderma* のまき率・酸素アイソトープ比における垂直変化は、約6500—9500年前、1万3千年前、および2万3千年前にそれぞれ起こっている。底棲および浮遊性有孔虫の殻 (ARAI *et al.* 1981) における酸素アイソトープ比の値から測定された古海洋学的状態は、この海の水塊は6万年前から2万3千年前の間の期間中には、相対的に一定で (33—34‰の塩分濃度) あり、相対的に低温 (8—10°C) であった。これは太平洋からの少量の海水に影響されたのである。有孔虫殻中の δO^{18} の減少に伴う塩分の減少は、2万3千年前から1万3千年前の間の水期に起こった。約1万3千年前に浮遊性有孔虫殻の δO^{18} 値の増加は、この時に太平洋の水の流入を示している。約8千年前に、有孔虫の暖水種 (7—8°C) は、右まきの *Globigerina pachyderma* の出現に伴われて出現した。後者はウレウ海盆からの4本のコアから KATO (1978) によって示され、その海盆中では、氷期から間氷期

への気候変化に対応する、約1万年前に右まきのタイプは左まきにおきかえられたものである。G. pachyderma の個体数もまた増加した。

前節に述べた多方面の証拠により、東海は海水準低下時の後期更新世の水河期の間に、公海から孤立していたことがわかった。この海の水は停滞していた可能性が強く、水塊の鉛直方向の循環を欠いたこの時代に氷で覆われていた。底層水の還元環境はたぶん、底に黄鉄鉱や硫化物を形成するのを助けただろう。タービディティ流および関連した質量流もまた、この時代に活発であった。

後氷期の海水準の上昇は、韓国と対馬海峡を通じて、暖水塊（対馬暖流、黒潮の一支流）の流入の結果となり、それはこの海の日本海側に沿う北東側へ大部分が流れている。この海の北東端での冬の冷却は、深海盆中の溶存酸素の高濃縮をひき起こす、底水塊の形成の原因となる (NINO *et al.* 1969)。呼吸作用と酸化作用のために、この底層水はしだいに、CO₂に富んできた。CCDはそれから、非常に浅くなり、半遠洋堆積物は石灰質有機物の遺骸中に不足している (ICHIKURA and UJIE 1976)。

4. 東部大陸棚

4.1 地質学的設定

韓半島の東部大陸棚と北緯38度の南の大陸斜面は、エアガン反射法を使用して、詳細に研究された (SCHLUTER and CHUN 1974)。図-4.1は大陸棚の海底 (30kmの幅) を示している。この海底はかなり平滑で、しだいに斜面に向かって深くなっていくが、ここでは便宜的にフボ堆 (その西側の港の名をとって) と命名しておくが、広い高まり、あるいは堆がまわりの海底から100m以上上昇している所は例外である。断層によってよく区切られた基盤によって、海がわへせき止められた堆積物の多量の蓄積に、このフボ堆は依存している (図-4.2と図-4.3を比較せよ)。

海岸線は大部分直線状であって、ポーハン近くのヨンギル湾を除いて湾入がなく、そこではヒョンサン川から主に由来した地域的な、分級のよくない礫・砂・シルト質粘土からその堆積物は成立っている (B. K. PARK and SONG 1972; C.S. KIM and KANG 1973)。海岸線には、海拔高度が約

3-7mから、90-130mまでの範囲の多数の段丘によって特徴づけられている (S. W. KIM 1973)。2つの段丘からの泥炭と木炭片の炭素14年代は、それぞれ1.1-1.4mm/年の上昇率を示唆している。この率では、東岸の最上位段丘 (90-130m 海拔) は、最後の間氷期以来形成された。これらの段丘の上昇における差異は、造陸的な変形を受ける間の、上昇の異なる率、あるいは断層のためと解釈されよう。

北緯37度の北方の沖合では、海底は複雑な列の浅い海嶺や海膨の韓プラトーによって特徴づけられ、それは約200kmも東側にのびている (図-3.1, 図-4.4)。このプラトーは、北緯39度近くの北ブランチ、および北緯38度近くの南ブランチからなっている。先カンブリア紀の片麻岩のなかに、ジュラ紀に陸上に貫入した花崗岩の延長であるように、このプラトーは思われる。このプラトーは厚さ1.1秒レンジの高まりの間の、トラフ中の薄い堆積層に覆われている。この層は透明かやや成層しているかのどちらかであって、トラフ中に埋没されたタービダイトを示唆している。

4.2 音響層序

図-4.3は以前の音波探査調査の結果を示しており、最近ではC.S. KIM *et al.* (1981)やK.P. PARK *et al.* (1981)によって、より詳細に解析された。東部大陸棚は薄い第四紀堆積物によって底を覆われ、恐らく新第三紀層が下位にくる。音響基盤は、陸上に露出している先カンブリア紀の片麻岩・白亜紀花崗岩および堆積岩類からなる。音波探査 (SCHLUTER and CHUN 1974) は、上部第四紀と新第三紀堆積物を通じての中間速度は、約2 km/s以下であり、他方、音響基盤を通じてのそれは、4.4km/sか5.6km/sのいずれかである。ウルジンの北方で、音響基盤は非成層の5.6km/sの岩石 (ソノブイ測定による) からなり、それは先カンブリア紀の片麻岩の可能性が強い。しかし、ウルジンの南方では、基盤は成層した4.4km/sの岩石であり、陸上の白亜紀堆積岩類の延長のようである。新第三紀の堆積物は大陸棚上ではかなり薄く、2つの相対的に厚い海盆、すなわち、ムコ海盆 (約1,400mの厚さ) とフボ海盆 (約850mの厚さ) に堆積している。2つの海盆とも、後期中新世以来堆積後の、堆積物をとじこめる多数の地塊断層に

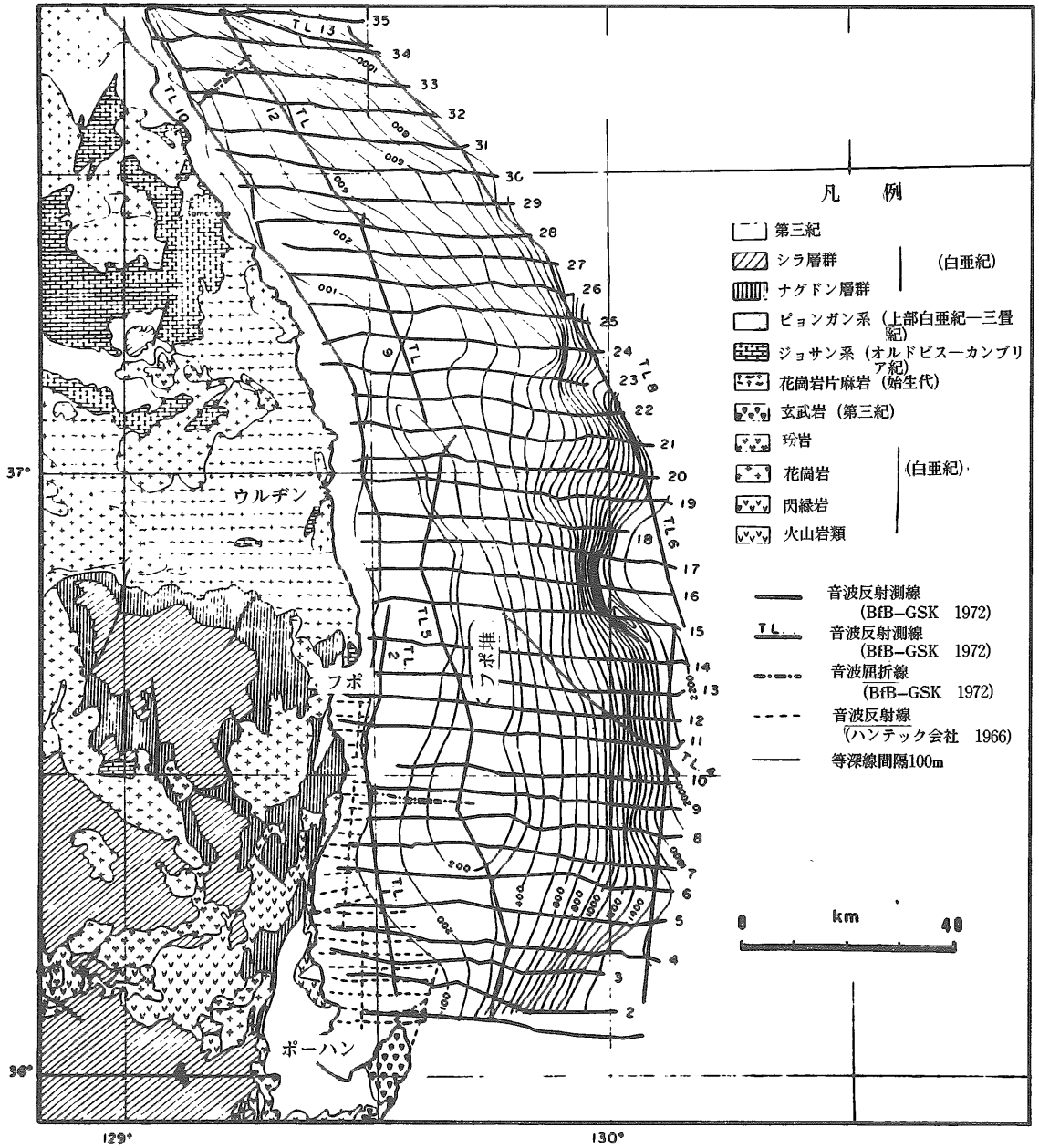


図-4.1 韓半島の東部縁辺の大陸棚および大陸斜面における等深線と音波探査航跡。陸上の地質も示されている。CCOP技術報告書の許可による、SCHLUTER and CHUN (1974) による

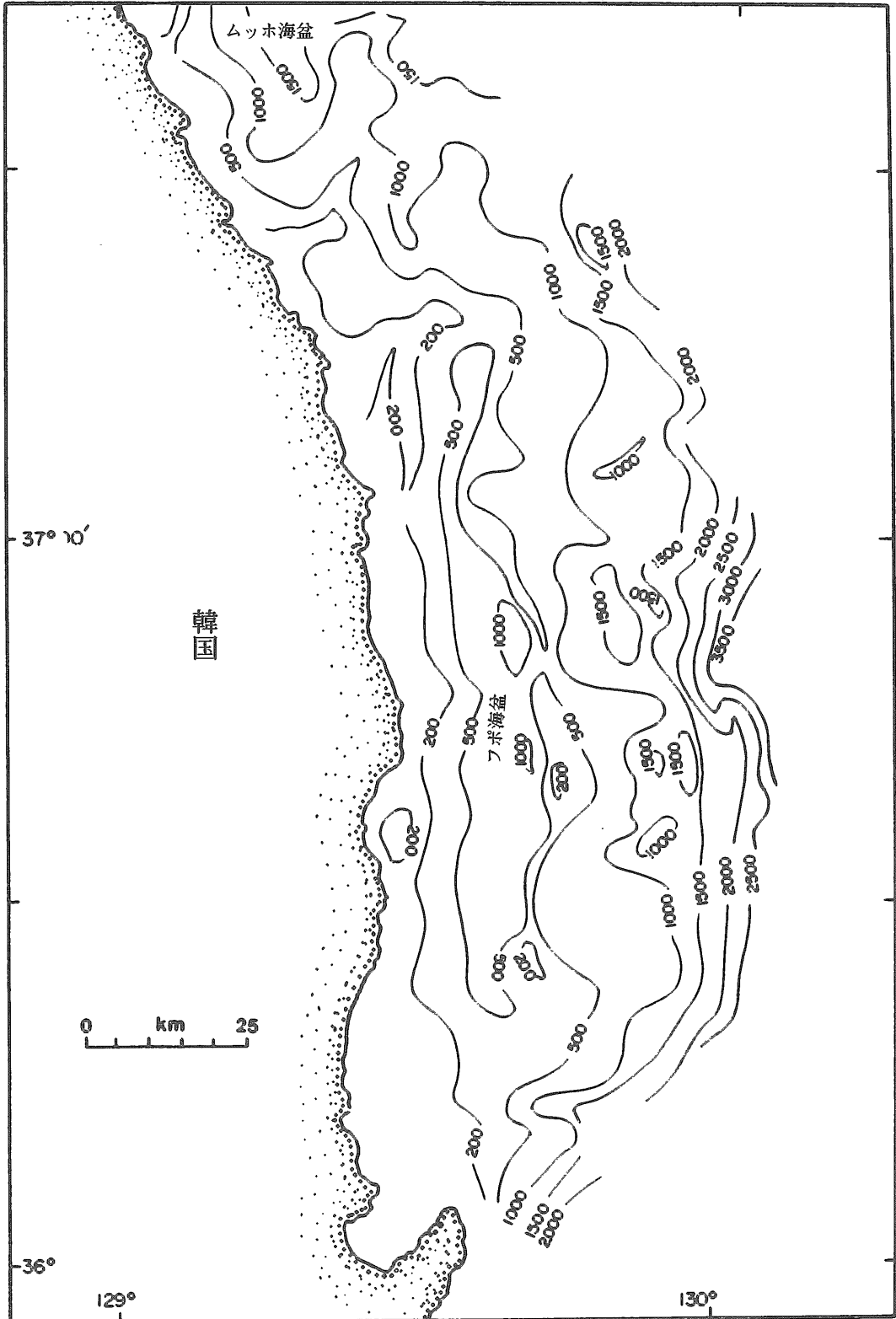


図-4.2 韓半島の東部縁辺における海面から音響基盤までの深度を示す図。韓国エネルギー資源研究所報告書の好意による, K.P. PARK *et al.* (1981) による。

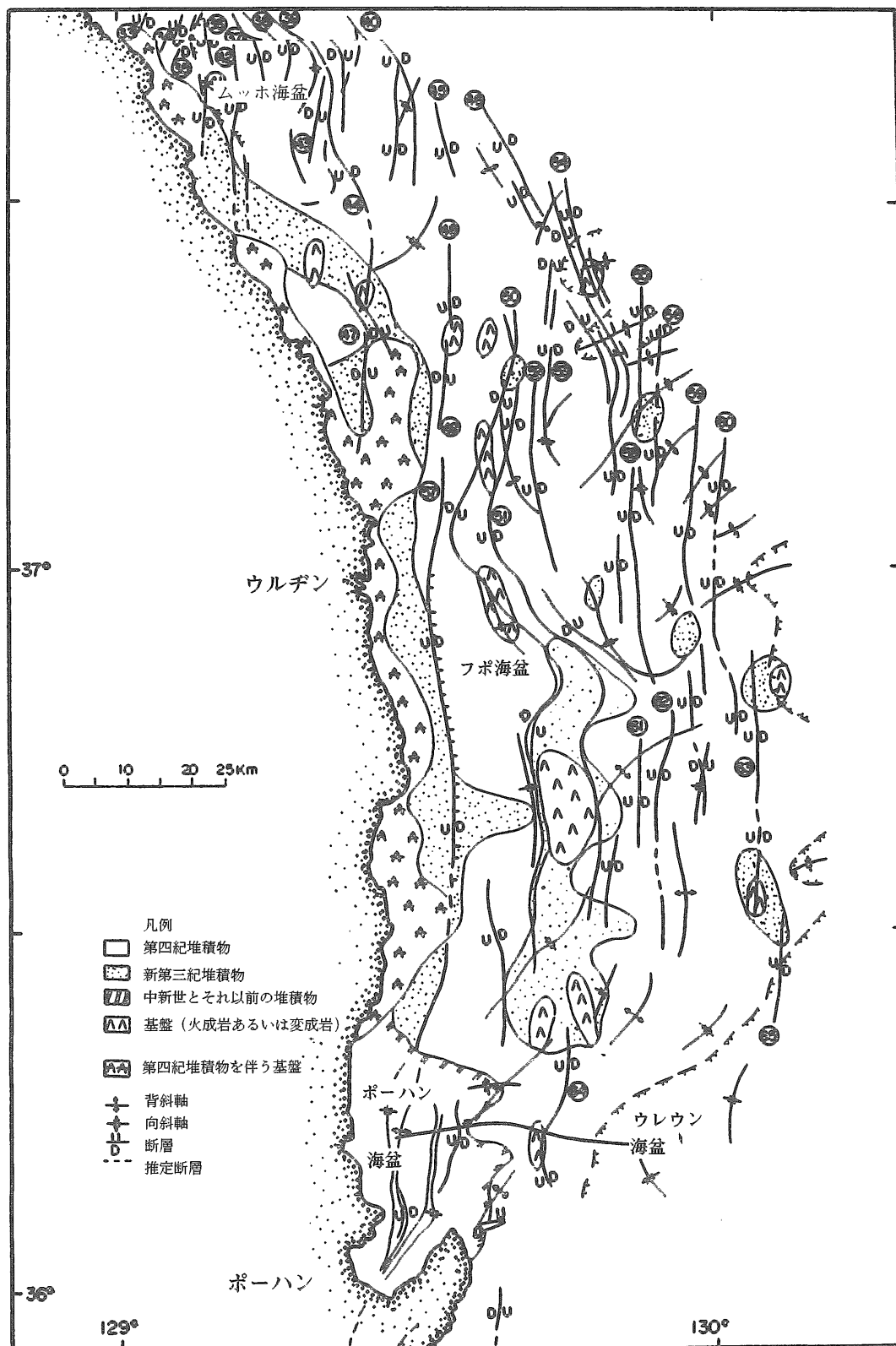


図-4.3 図-4.1 の音波データから解釈された韓半島の東部縁辺の地質図。丸で囲んだ番号は、断層の同定を代表する(本文では触れていない)。韓国エネルギー資源研究所報告書の好意による、K.P. PARK *et al.* (1981) による。

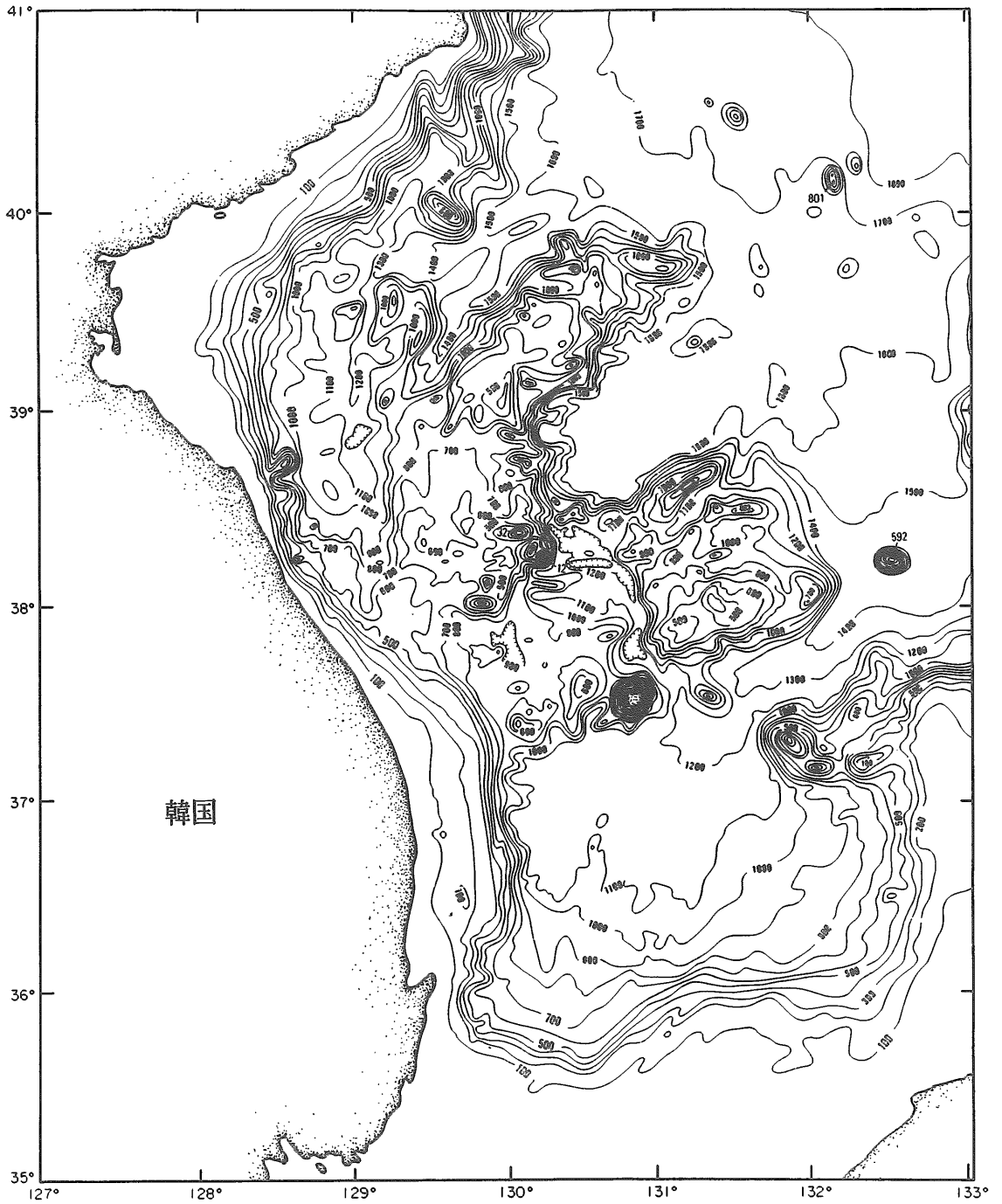


図-4.4 韓半島の東部縁辺の詳細な等深線海図。等深線はファゾム。この図はU.S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE, PACIFIC SUPPORT GROUP (1969) によって準備された、東海【日本海】の地図の一部を代表している。海軍局の許可により再印刷。

よって境されている(図-4.5)。ポーハン沖合では、新第三紀層は、たぶん厚さが700mをこえない(HUNTEC LTD. 1968)。ポーハン海盆中の中新世およびそれより古い岩石類は、沿岸に沿うそれらに対比される。(B.K. KIM 1965)。

対馬の北東、山陰沖の南東大陸棚においての、詳細な音波探査と探査ボーリングによって、この大陸棚は厚い(厚さ4 km以上)第三紀の(漸新世から中新世)の堆積物(MINAMI 1979)が下位にくることがわかった。堆積物は初期中新世において、この海盆が北方へ前進的に深くなることが続いて起こった、堆積作用の初期にパラリックな環境中において堆積した。この海盆の深化は主にタービダイトからなる深い海成相を形成した。堆積作用は、広い海盆を満たす作用を示唆している斜面堆積物をもって、中期中新世に続いたのである。その斜面層は多数の古チャンネルと質量流の堆積物によって、特徴づけられている。後期中新世に、海盆は浅海堆積物によって再び充填された。

韓海峡【対馬海峡】に関するデータ(1970年代初期に得られて以来まだ分類され続けている)は、同様の歴史を示すと期待されている(補遺参照)。

地殻変動に伴った後期中新世の地塊断層運動は、北西本州沖と韓海峡【対馬海峡】中の東部陸棚中に起こり(HONZA *et al.* 1979; MINAMI 1979; K.P. PARK *et al.* 1981)、そしてその間に、先中新世の堆積層は地塊断層を受けて、北-南および北東-南西方向に褶曲した(図-4.3, 図-4.6)。地殻の変成もまた、火山活動と可能な貫入に伴われている。MURAUCHI *et al.* (1970)は、埋没された海嶺が北部本州の大陸棚の下にくることを示唆した。隠岐堆と近接の陸棚では、中新世の堆積層は砂岩・頁岩および礫岩からなり、厚さ400mまである。韓海峡【対馬海峡】とウレウン海盆の南東縁では、3 kmの新第三紀堆積物が下位にきて(ISHIWADA and OGAWA 1976)、それは古第三紀と白亜紀の堆積層の両方を覆って褶曲し、断層作用を受けている。

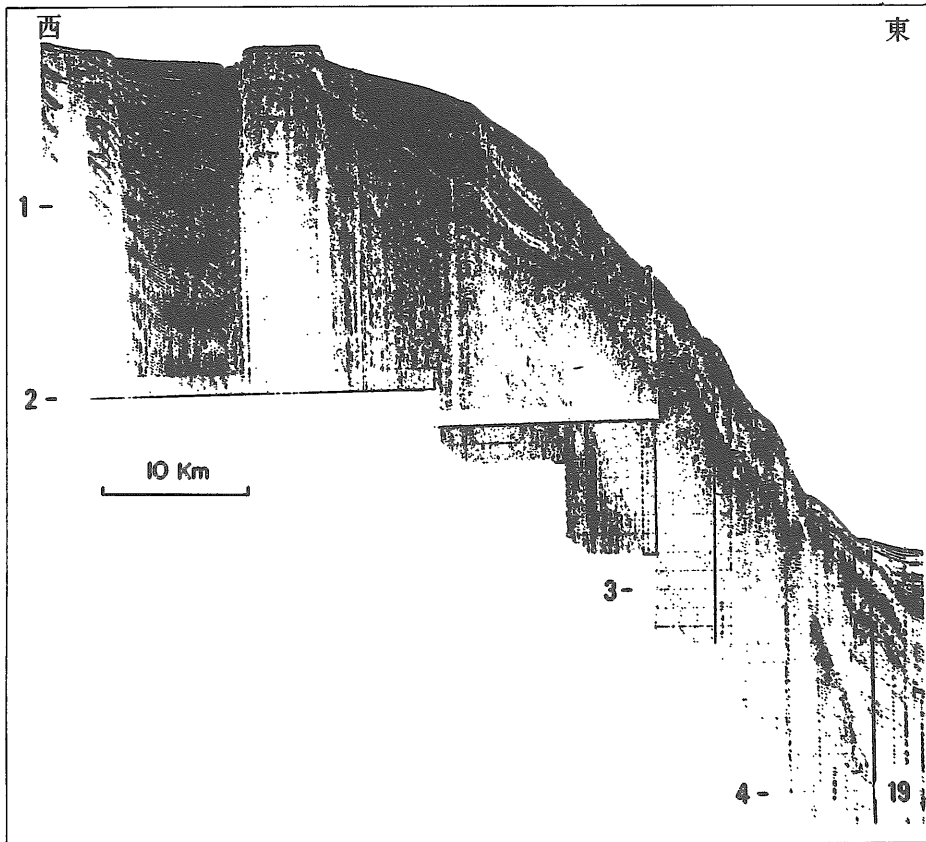


図-4.5 新第三紀と第四紀の堆積物をトラップした断層地塊を示す韓半島の東縁を横切るエア-ガンのプロファイル(図-4.1の測線19)。韓国エネルギー資源研究所の好意による断面。

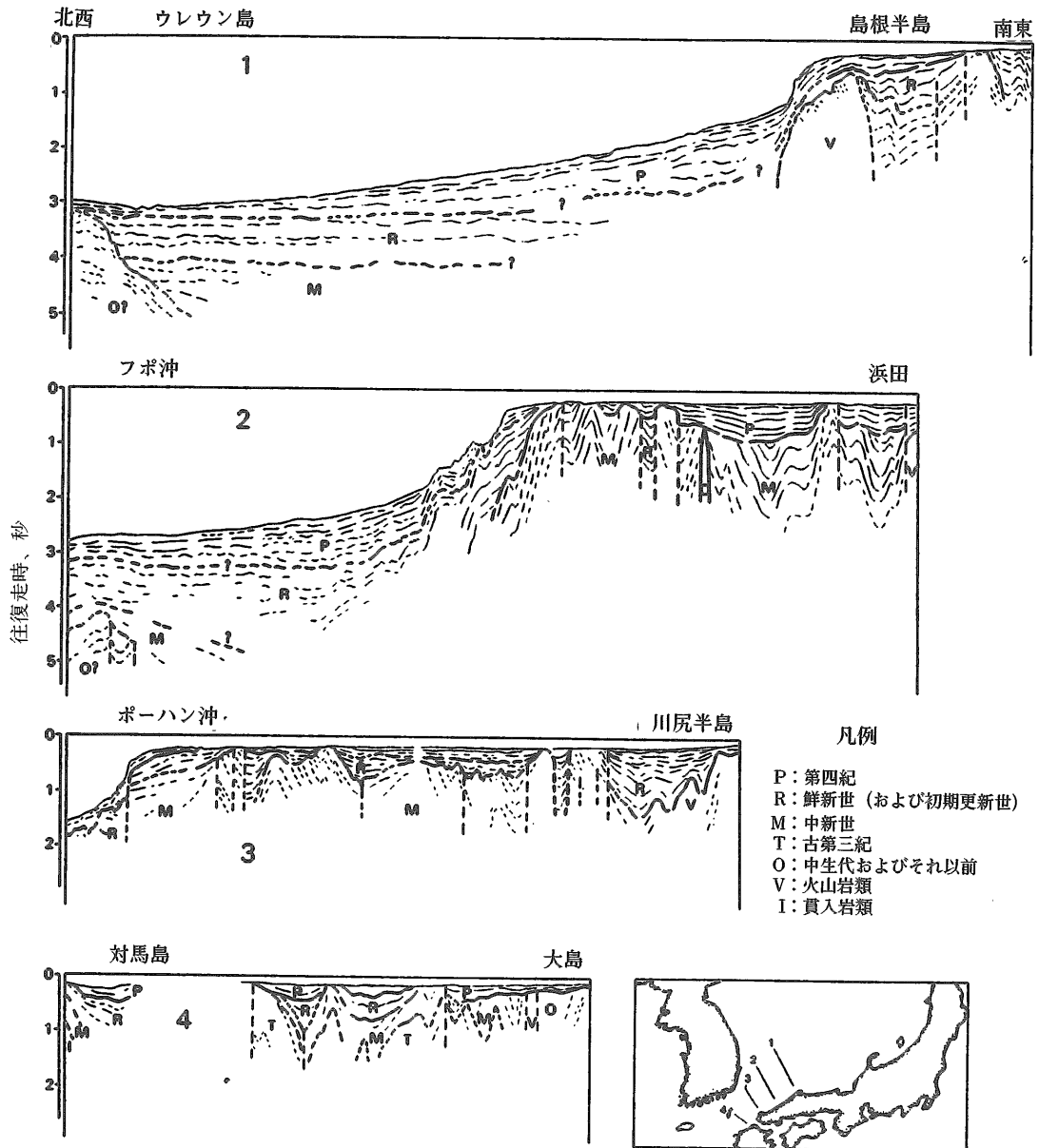


図-4.6 東海【日本海】と韓海峡【対馬海峡】を横切る音波反射プロファイルの線略図。
 日本地質調査所の許可によるHONZA *et al.* (1979) より修正。

東海【日本海】の大陸棚上では、褶曲し、断層のある基盤岩類は海底にしばしば露出している。後変形作用（中新世以後）の堆積物は、海岸線に近い内側の陸棚の海底上には稀にある。それらは一連のデルタ状に発達する堆積層を形成しつつ、より沖合に蓄積される傾向がある（図-4.7）。

4.3 表層堆積物

韓半島の東縁の南半分における表層堆積物の分布パターンは、一般に海底地形に従っている。何故ならば、砂・泥質砂および砂質泥が多い粗粒堆積物は、陸棚上（約500mの水深まで）に産出しており、一方、沖合の縁辺は泥で覆われているからである（図-4.8）。前者には、砂質礫・泥質礫・礫泥質砂・砂および礫質泥もまた、地域的に産出している。ポーハンとウレウンとの間の陸棚上、

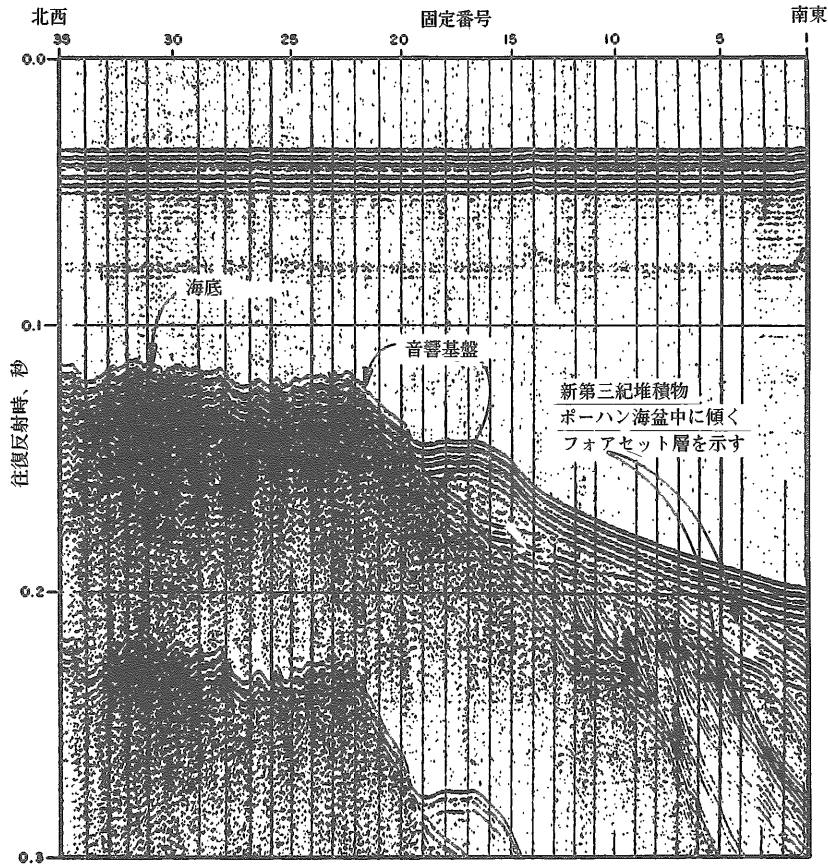


図-4.7 重なっていく新第三紀と第四紀の層を示すブグ沖(ウレウンの北)の韓半島の東部大陸棚を横切るエアーガンのプロファイル。位置は図-4.1を参照せよ。韓国エネルギー資源研究所の好意による図。

およびシルトと泥が卓越するところの南部の湾入中には例外がみられる。

韓半島の現世堆積物の分布は、細粒の粒子をより深い方へ分散させる流れによって、強く影響されるように見える。この陸棚の中部における砂と礫の存在は、北から南へ流れている底層水の存在を示唆しており、その効果はポーハンの南で減少している。ウルサン地域を通して放出されたシルトは、大部分海岸に沿って南方に運搬されるようである。南東のすみの粗粒物の粒子は、北方および北東方へ流れていく対馬海流によって運ばれた可能性が最もありそうである。この海域の砂と礫は、泥質とシルト質堆積物によって、部分的にのみ覆われているところの、恐らく残留堆積物であろう。

河成堆積物の産出を欠くことは、韓半島の東部陸棚上の薄い堆積物が覆った結果となり、しばし

ば岩盤が海底に露出している。堆積物全体は海食崖の侵食および他の供給源によって運ばれたと信じられている (C.M. KIM *et al.* 1971)。ナドン川沖の韓海峡【対馬海峡】では、カオリナイトは大部分が河川から由来し、一方、イライトの分布は対馬海流に影響されている (HAN 1979)。有孔虫の生態における黒潮の影響は、南部韓海峡【対馬海峡】において、B.K. KIM and HAN (1971, 1972) によって強調されてきたが、そこでは *Globrotalia manardii* と *Pulleniatina obliquiloculata* のような暖海の種類が卓越している。彼等は南東陸棚中に、*Globigerina pachyderma* のような冷水種を発見したが、これは北部東海【日本海】から海岸に沿って、冷水の流入を示している。

(つづく)

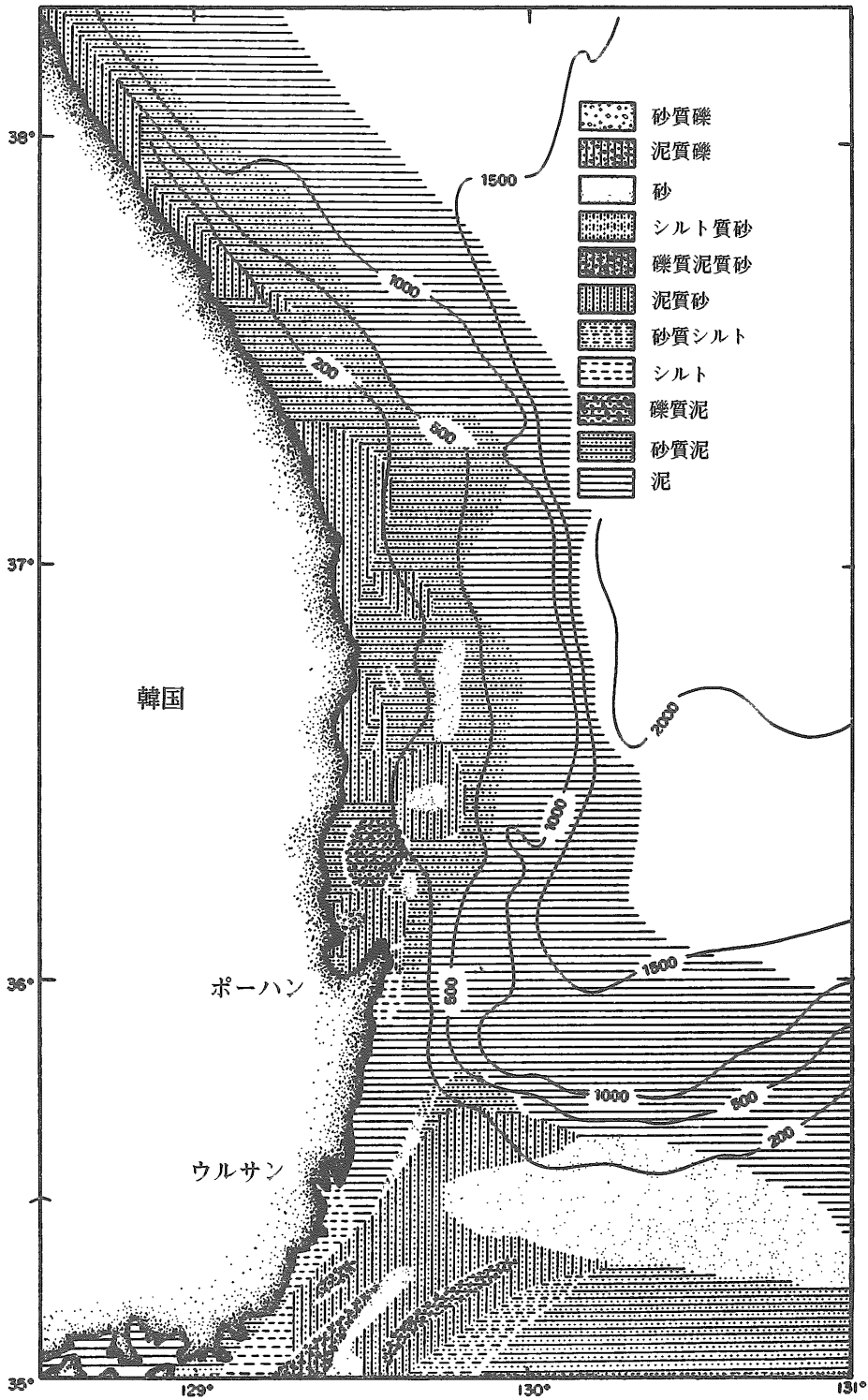


図-4.8 Folk's (1968) の方法を使った粒径によって分類された、韓半島の東縁上の表層堆積物の分布。
CHINHAE MACHINE DEPOT (1979) より修正。