

## 資 料

55+551.46(265.54)

### 日本海の地質と水理の基本的特徴\*

ソ連科学アカデミー海洋研究所 (V. N. STEPANOV 責任編集)

盛谷 智之\*\*訳

#### 第 I 部 日本海の海底地形、底質および海岸

##### §1 海底地形 訳者注<sup>1)</sup>

海底地形は海で進行するほとんどすべての過程と密接に関連しているところから、その研究は総合的な海洋調査における根本的課題の一つである。海底地形はある程度水塊の水力学的条件や物理化学的状態を規定する。海底地形はさらに現世の堆積過程に重要な影響をもち、一方その過程は、国家経済にとって大切な水産魚類や他の海洋生物を含む底棲動物群の質的・量的分布に密接に関係している。

その他に、海底地形の特徴についての知識は、船に音響測深機や十分精密な等深線図が備えられている場合、航行の安全性を保障し、かつ航行の正確性を高めるという実用的価値を明らかにもっている。

海底地形の研究は地質学者にとってことに興味深い。なぜなら海底地形の大形態は、海底とそれに接する陸地の構造を良く反映しているからである。さらにわれわれは海底地形の特徴から海底における地形形成の諸過程の役割を判断することができる。これらの研究は海洋の地質構造と地史の解明をたすけるものである。

##### 1. 海底地形の研究と調査進捗の歴史

日本海の水理学的・海洋学的研究は、その測深に関する仕事も含めて、前世紀の中頃に始められた。1850—1855年にネベルスク (G. I. NEVELSK) は、アムール河の河口における測量と並行してタタール(間宮)海峡北部の探査を行なった。1855年にウンコフスキー (I. S. UNKOVSKII) 中尉はフリゲート艦“パラード”号で、ロシア国境以南の朝鮮東海岸についての記載を行なった。1862—1866年にかけて、パーキン (BAKIN) 大佐の探検隊は朝鮮・ロシア国境から北のリハチュフ (Likhachev) 岬間の海岸の地形測量や測深に従事した。1866—1867年に、ベールキン (BELKIN) 騎兵中尉はゾエ (Duc) からクリールオン (Krilon) 岬をへてコルサコフ (Korsakov) までに及ぶサハリン西海岸の地形測量を行なった (AKHMATOV, 1926; ZHDANKO, 1904)。

1866年から1870年にかけて、スタリーツキイ (K. STARITSKII) は日本海、オホーツク海、一部はベーリング海で、海図作成のための主要基点の天文学的位置測定を実施した。彼はこれと同時にこれらの海域で若干の深海海洋学的観察と大きい深度の水深測量を行なった。

このとき、スタリーツキイは北緯 40° 付近で 1,600 サージェン (2,950 m) をこえる水深を発見し、日本海が深海盆であることを確かめた。スタリーツキイの調査以前には、日本海における大きい水深の測定は、ラペルーズ (J. F. LA PEROUSE)、クルゼンシュテルン (I. F. KRUZENSHTERN) そして英国の士官達などによって1855—1863年にわざわざ行なわれたにすぎない (K. STARITSKII, 1873)。

1870—1880年にかけて、朝鮮からゼジュネフ (Dezhnev) 岬にいたるロシア極東沿岸の全域にわたって、水路学的調査が活発になった。1872年には軍港がニコラエフスク (現在のニコラエフスク・ナ・アムール) からウラジオストックに移された。この新しい軍港の発展あるいはその他諸理由もあって、海図作成への要求は非常に高まった。この要望が政府を動かし、1880年について“東洋海区測量所”を組

\* Академия Наук СССР. Институт Океанологии: Основные Черты Геологии и Гидрологии Японского Моря, 224p., 1961.

\*\* 地質部

訳者注: 本文献は日本海の地質と水理に関する論文集である。内容は概括的で発行年度もややふるいが、ソ連の日本海に関する基本的文献の一つでもあるので、目次と巻末の文献をつけたうえ、第I部のI、II章を訳出紹介する。

訳者注1) 執筆者は N. L. ゼンケビッチ (Zenkevich)。

織せしめた。この年からステニン (STENIN) 大尉の指揮によって、ピョートル大帝湾海域計画についての作業が開始された。1897年まで (つまり17年間) にピョートル大帝湾全域とその南部区域は水深測量によって詳しく判ってきた。サハリン海岸の地形測量と水深測量も新たに始まった。1895年にはマカロフ (S. O. MAKAROV) 提督の指揮のもと装甲艦 “ニコライ一世皇帝” 号によって実施された計画に基づいて、ポボロト (Povorot) 岬からブラジミル (Vladimir) 湾までの海図が作成された。1897年に “分海区測量所” は “東洋海区水路調査隊” に変わった。その際調査隊の任務としてピョートル大帝湾以北、オホーツク海への出口以南の日本海域の海図の作成が定められた。しかしながらこの調査計画は、関東半島 (遼東半島南部の旧名) がロシアに合併され、このため水路調査隊はジューダンコ (M. E. ZHDANKO) の指揮のもと黄海水域に次々に投入されていったことと関連して、目標通りには行なわれなかった (ZHDANKO, 1904)。

1915—1917年に日本人による日本海とオホーツク海の広範な調査が、いろいろな船 (うにお丸など) を使い丸川教授の指揮のもとで実施された。1921年に “天鷗丸” による一連の水路調査が行なわれ、このとき日本海中央部において大きな水深の部分とともにまったく浅い場所が発見された。1922年には日本海で “はく丸” による海洋学調査が遂行された。1924年には重松艦長の指揮による調査船 “大和” の広範な水路調査が行なわれた。この結果、小倉伸吉が編集した日本海の最初の等深線図が出現し、これは日本海の海底地形に関する当時の概念をいじりくく変えさせることになった。1921年に調査船 “天鷗丸” によって発見された日本海中央部を占める広大な海膨は、その後調査船 “大和” により精査され、船の名をとって大和海膨<sup>訳者注2)</sup> (堆) と命名された (MARUKAWA & KAMIYA, 1926; OGURA, 1927; DERYUGIN, 1930)。

ソ連邦の時代になると、日本海を含む極東海域の調査はとくに広範囲に及んだ。実施された一連の海洋学調査として次のようなものがある。1927—1929年の “ポロフスキー” 号と “クラスヌィ・ブィムペル” 号による調査、1932—1935年のデリュギン (K. M. DERYUGIN) の指揮による “ロシナンタ” 号調査、そして祖国 (第2次世界) 大戦後1947—1949年にリンデルグ (G. U. LINDBERG) が指導した千島—サハリン調査、などである (DERYUGIN, 1934, 1935; ZUBOV, 1954; LINDBERG, 1955)。

これらの探検調査や他の調査においては、各測点で機械的測鉛を使って海の深さが測定された。それに加えて、千島—サハリン学術探検の際は日本海北部において肉眼判読のつたいいくつかの短い音響水深断面が作成された。これまでに述べた諸調査の全期間を通じて、各々の水路学・海洋学調査隊によって集められた日本海の水深に関する資料は、水路部が航海海図を編集する際に大いに活用された。これらのデータは個々の水深標示として記入された。

測量の方法がまだ不完全であったため、大きい水深の測定には非常な困難と、無駄な作業による時間の浪費とを招いた。このことが外海域の調査を著しく妨げた。また実際に必要性が認められたのはまず沿岸浅海域の航海水路調査であった。このようにして1850—1949年に日本海で行なわれた測定の大部分は海岸にごく近い浅海域におけるものである。

日本海の中央深海域においては、せいぜい数10の水深測定を数えるにすぎない。このため航海海図の水深標示に基づいて、もしも沿岸陸棚の海底地形の特徴と同程度の詳しさとで判読できる図を要求するならば、中央深海域の海底地形を描写することは不可能である。

ソ連あるいは外国で刊行された日本海の等深線図は、各著者によって主として航海海図上に記入された数少ない同じ水深標示を使って作成されている。このため各々の等深線図の地形表現にみられるちがいは、単に各著者が同じ原資料をどのように利用したかだけのちがいに基づく。

このように資料が充分にないため当然、海底地形の描写は、ことに中央深海域について、ある程度仮説的・図式的なものにならざるを得ない。例えば250万分の1ソ連邦高度図の場合、仮説的な表現によって地形が誇張され、その結果等深線図が複雑になりすぎている。一方他の図 (例えば日本の等深線図第9601; Dietz, 1954) では資料が不十分なため日本海の海底地形が単純化しすぎた描写になっている。

訳者注2) 日本では大和海膨と呼んでいるが、ここでは全体の地形区分用語との関係で便宜上、ソ連の呼称どおり海膨 (Rise) と訳しておく。

1949年からは極東海と太平洋北西部海域における、調査船“ビチャージ”<sup>訳者注<sup>3)</sup></sup>号によるソ連邦科学アカデミー海洋研究所の総合海洋学探検調査が開始された（BEZRUKOV & UDINTSEV, 1953；ZENKEVICH, 1956）。“ビチャージ”号調査で行なわれた海洋学調査の全体の中で主要な位置を占めたのは、自動記録音響測深機を使った連続水深記録法による海底地形の研究であった。1949年から1955年にかけて“ビチャージ”号は極東海域において21の調査航海を行ない、そのうちの3つの航海（第3, 6, 17）が日本海の特別研究にあてられた。第3航海では日本海盆のほとんど全域が、第6航海では北部とタートル（間宮）海峡、第17航海ではおもに日本海中央部がそれぞれ調査された。他の18の航海の場合も、“ビチャージ”号が他の調査地域に向かって日本海を横切って航行する際、いつも付随的に連続水深記録をとることが命じられた。これらの通過コースは、前に済んだ測深航跡に重ならぬよう、そして未調査区域の音響測深図をカバーし、それによって海底地形に関する補足的資料を得るという配慮のもとに、バランスよく定められた。

このような7年間の調査の結果、日本海のほぼ全域が大体均等な測深航跡網によってカバーされた。その総延長距離は約19,800マイル（36,650km）をなす（第1図）。“ビチャージ”号調査で音響測深が実施されなかったのは、北海道と本州に近接する海域、ポシエト湾以南の朝鮮湾および朝鮮半島の沿岸までの海域である。

すでに述べたように、“ビチャージ”号調査の全測深航跡において自動記録式音響測深機のテープに連続水深記録をとることが指示されたが、その場合1分間あたりの水深計測量は地形の凹凸の刻みの複雑さに応じて7.5から75の間を上下した。

ソ連科学アカデミー海洋研究所で用いた海底地形調査法の基本的な特徴は音響測深機を任意の水深で働かせる際、可能な限りその浅い周波数を利用することであり、これによって水深の大小にかかわらず海底の十分に詳しいプロファイルを得ることが可能になった。

音響測深機の浅い周波数を働かせると、場所の水深とは無関係に船の5—7mの航程ごとに1つの水深計測が保証される。このことは沿岸陸棚と深海盆の両者とも同じくらい容易にその微地形を研究できる可能性を与える（UDINTSEV, 1951, 1956）。こうして日本海における“ビチャージ”号の全測深航跡に沿って、海底地形の多様性と複雑性を十分に説明するだけの連続海底断面図が作り上げられた。

ここで特記すべきは、1952年から日本の水路部が北海道大学と共同で、日本列島、とくに北海道に接する海域の詳しい調査を開始したことである。この調査においては、音響測深機を使った海底地形の研究に関する仕事が大きな位置を占めた（HOSHINO, KITAGAWA et al., 1954；TOMABECHI, 1956）。この結果、北海道と本州北部の西方の日本海域のかなり詳しい等深線図が刊行された。それらの図に表現された地形は、“ビチャージ”号調査によって集められた水深の資料と良く一致している。

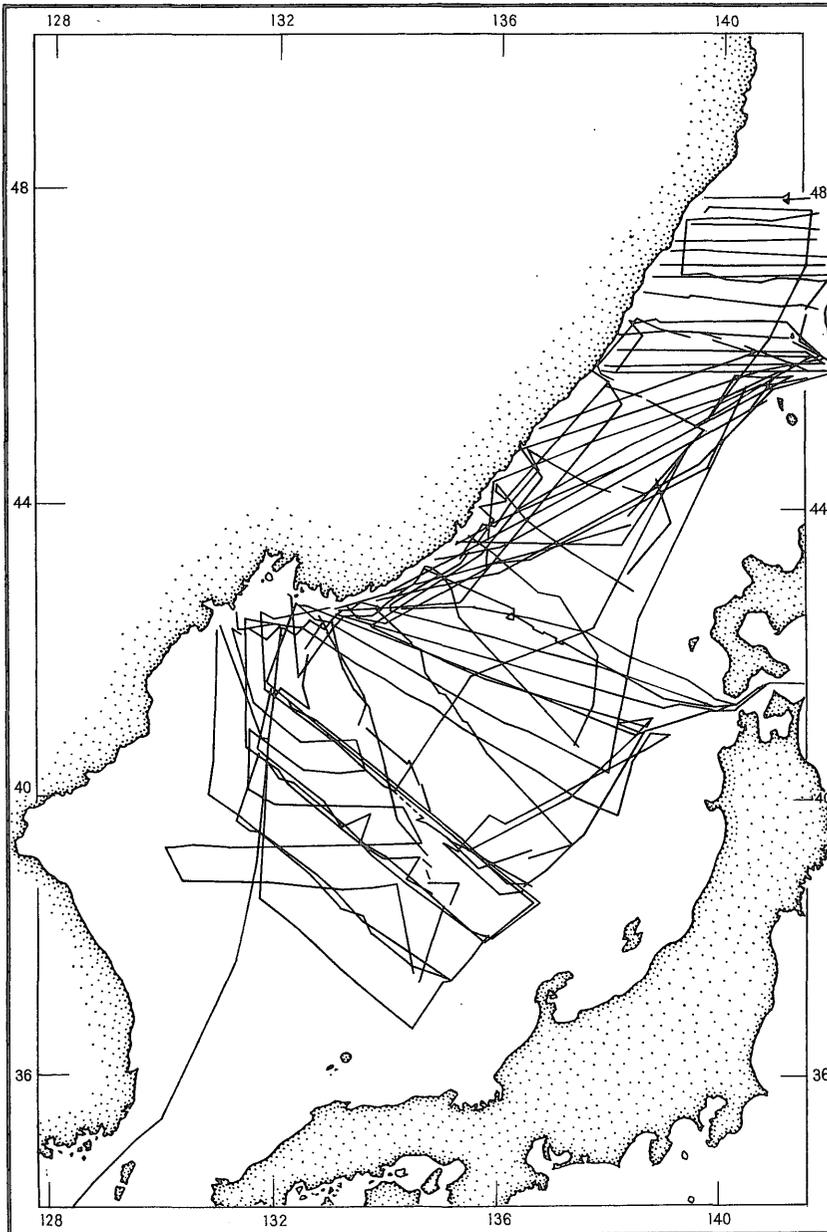
このように多くの資料を基にして、日本海の新しい総括等深線図を作成した。その簡略図を第2図に示す。総括図の作成に先立って、日本海の全域をカバーする個々の等深線図の編集作業が行なわれた。その際利用した資料は、“ビチャージ”号調査で集められた地形データのほか、各種縮尺の航海海図の水深標示や、戦後刊行された日本の等深線図のデータなどである。

## 2. 海底地形の特徴

日本海は太平洋の縁辺海の一つであり、その北西部にある。日本海はアジア大陸から太平洋床に向かう移行帯内に位置し、その形は北東方向に伸びた長円形である。伸長方向の長さは1,200マイル（2,220 km）、南東横断方向の幅は480マイル（890km）である。日本海はその北西および西をシホテ・アリンおよび朝鮮の地体構造の斜面により、また東を北海道と本州の各山脈の斜面によりそれぞれ限られている。

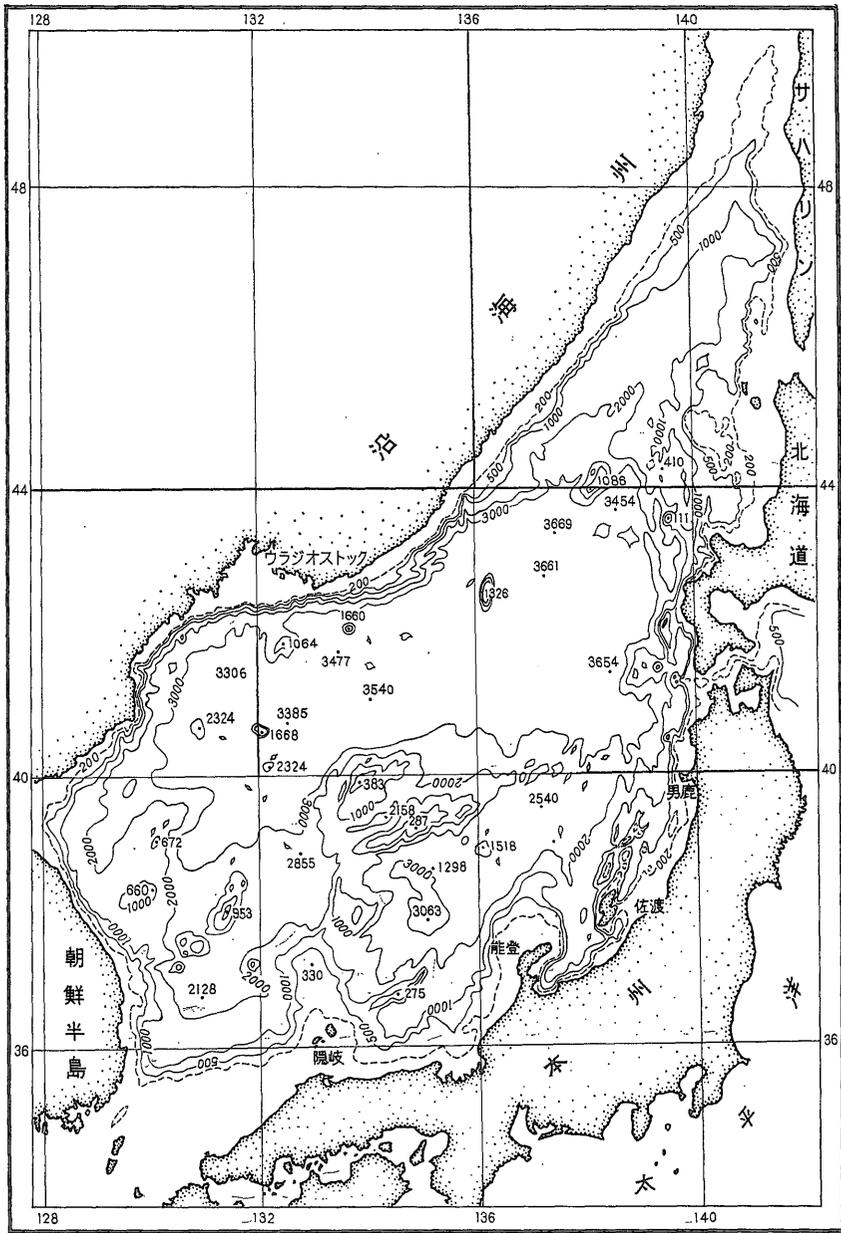
日本海は大洋や近くの縁辺海から浅いバリヤー（障壁）によって隔てられた深い縁辺海の典型例である。日本海は北および北東部でネベルスク（間宮海峡北端部）海峡とラペルス（宗谷）海峡によりオホーツク海と、東部ではサンガルスク（津軽）海峡によって太平洋と、南部で朝鮮海峡によって東支那海とそれぞれ連結される。朝鮮海峡は普通その東側の九州・対馬間の部分を対馬海峡、そして西側の朝鮮半島と対馬の間をブロウトン水道と呼ぶ。これらの海峡のうち最も浅いのはネベルスク海峡の水深約

<sup>3)</sup> 正しくはビチャージと発音されるが、日本では語尾を濁ってビチャージと一般に呼んでいるのでそれに従うことにする。



第1図 調査船“ビチャージ”号が1950年から1955年にかけて日本海で遂行した測深航跡図

日本海の地質と水理の基本的特徴（盛谷智之記）



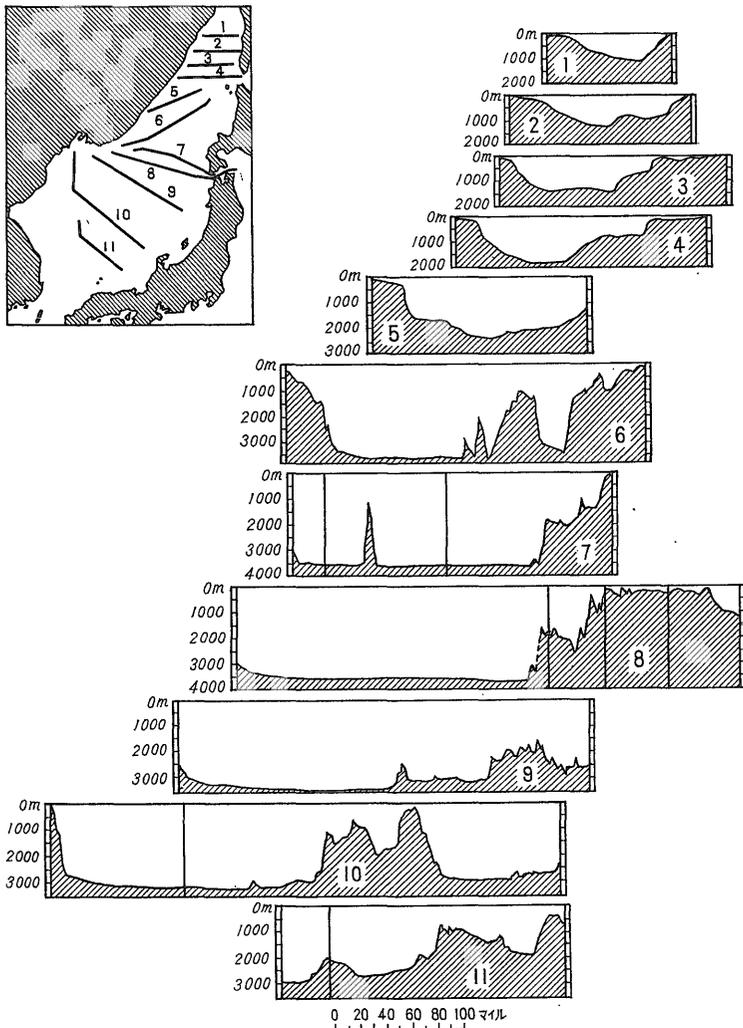
第2図 1950年から1955年の“ピチャージ”号調査の資料によって編集作成した日本海の等深線図

5 m, 最も深いのは津軽海峡の水深約 200 mである。

日本海はその海底地形の特徴から、北部（北緯44°以北）、中央部（北緯40—44°の間）、および南部（北緯40°以南）の3つの区域に分けられる。

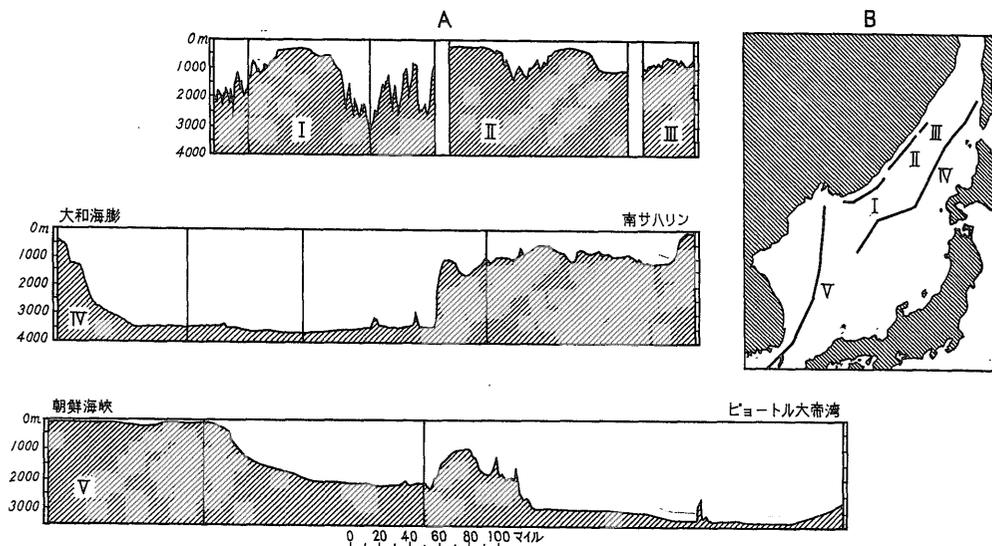
**日本海北部区海底地形** この部分は北に向かって次第に狭まるあたかも広い舟状海盆のようである。この舟状海盆の表面は北から南に向かって3つの面を形成する。各面は明瞭な海底崖によって互いに分けられる。北側の面は北緯46°20′から48°00′の間を占め、その水深は900~1,400mである。この面は北方にスムーズに高まる比較的狭い舟状海盆に移行し、ここでは北緯49°30′付近でタートル（間宮）海峡の陸棚面と一緒になる。中間面は大体北緯45°00′と46°15′の間で、水深1,700—2,000mの位置にある。南側の面は大体北緯44°21′と44°45′の間の水深2,300—2,600mに存在する。この面はわずかに南に傾く。北側の面と中間面の勾配は約12—14′である。南側の面は勾配がやや大きく約40′ほどである。

前述のように各面は海底崖によって分けられている。北側の面と中間面の間の海底崖は約350 mの高さと約2°の傾きをもつ。海底崖面は多くの浅い海底谷によって横断面上の刻みをつけられている。中間面と南側の面の間の海底崖は勾配が約2°, 高さが約450 mである。その表面もまた海底谷によって横断



第3図 日本海を横切るもっとも特徴的な海底断面（1—11）とその位置図  
垂直スケールは水平スケールの37倍

日本海の地質と水理の基本的特徴 (盛谷智之訳)



第4図 日本海の伸びに沿う海底断面 (A) とその位置図 (B)  
 垂直・水平スケールの比は、断面I, II, III, Vで37:1, 断面IVで50:1

面上の刻みをつけられているが、その谷幅は広くなる。

ここで興味深いのは、海底地形が北側から南側の面に移るにしたがって、著しく複雑になることである。つまり、沿岸陸棚は狭まり、陸棚外縁はより明瞭になり、斜面の勾配は大きくなり、そして地形の凹凸の刻みの度合も強まる。

このような地形の特徴にみられる変化は、第3図にあげた日本海を横切るいくつかの海底断面図に良くあらわれている。断面1—3は日本海北部区の北側の面、断面4は中間面、断面5は南側の面の各区域をそれぞれ切っている。

日本海北部区の沿海州陸棚は北側面の区域で25—27マイル (46—50 km) の幅をもつ。陸棚の陸棚外縁側に向かう傾斜は平均  $16'$  をこえない。陸棚面は水深約 200 m の地点から急激な曲折なしに勾配が約  $1^{\circ} 30'$  の陸棚斜面の表面に移行する。断面のあるもの (第3図, 1—3) には、沿海州の陸棚斜面の水深約 700 m の位置に海底段丘が認められる。他の断面では、この水深に陸棚斜面の曲折部があり、それを過ぎるとよりゆるやかになっている。沿海州の沿岸陸棚外縁と陸棚斜面は、北側面の区域でゆるい斜面をもつ小海底谷によって凹凸の刻みをつけられている。

沿海州の沿岸陸棚は北側面と中間面間の海底崖が拡大することによって、9—10マイル (17—18km) に狭まる。その傾斜は  $30'$  まで増す。陸棚は、タバイス (Tavaiz) 湾—シャンツ (Shants) 岬間の地域においてのみやや広がる (最大17マイル)。中間面の区域における陸棚外縁はその全距離にわたり十分明瞭にあらわれ、その水深は150—200mである。この区域の陸棚斜面は北側面におけるよりもかなり高く急傾斜である。陸棚斜面は、水深700—750mで浅い上部で  $8^{\circ}$  以内、そして750mで深でほぼ  $1^{\circ} 50'$  の勾配をもつ。シャンツ岬付近の陸棚の張出部の地域では陸棚斜面の勾配は水深約 1,300 mあたりでゆるやかになる。中間面に相当する沿海州の陸棚斜面はかなり急な斜面の横断谷によって著しく刻み込まれている (第4図, III)。

日本海北部区の南側面において、沿海州の沿岸陸棚は12—15マイル (22—28 km) の幅をもち、その外縁側に向かう傾斜は平均して約  $20'$  をなす。陸棚外縁は明瞭で大体水深 200 m に位置する。ルウインダ湾の横断面でみると、陸棚斜面にはいくつかのかなり大きな海底谷が深く切り込んでいる (第4図, II)。陸棚斜面の勾配は平均約  $8^{\circ}$  である。

日本海北部区のサハリン、北海道地域では、陸棚と陸棚斜面の地形は沿海州の場合よりも複雑であ

る。サハリンの陸棚は  $48^\circ$  線付近で最大幅 (37 マイル—68 km) に達する。陸棚外縁に向かうその傾斜は  $7'$  以内である。この線から南に向かうとスレピコフスク (Slepikovsk) 岬付近で陸棚は著しく狭くなり、幅は 4 マイル (7.4 km), その勾配は平均  $1^\circ 10'$  となる。さらに南下すると陸棚は再び 14—16 マイル (26—30 km) まで拡がり、逆にその勾配は  $30'$  までに減ずる。陸棚外縁ははっきりしており、水深 150—165 m に位置している。サハリンとモネロン (海馬) 島の間のロパーチン (Lopatin) 岬の南方には、北から陸棚に深い海底谷が切り込んでおり、これはちょうどラペルス (宗谷) 海峡の緯度線まで追跡される。サハリンと北海道の陸棚は宗谷海峡で結合し、最大幅 35 マイル (65 km), 日本海側に向かう傾きがせいぜい  $12'$  の広範な浅瀬を形成する。陸棚面は比高や比深が 10—15 m 内外の多くの個々の海底の盛り上がりや窪みによって複雑化されている。陸棚外縁は非常に明瞭にあらわれ、宗谷海峡を横断する部分では水深 145 m に、そしてやや南の礼文島付近では水深 153 m に位置している。

北海道の沿岸陸棚はほぼ  $45^\circ$  線上で最大幅 (40 マイル—74 km) に達する。陸棚はここでさらに北方の北緯  $45^\circ 30'$  の線まで続く張出部を形成する。この張出部に沿って利尻島、礼文島、モネロン (海馬) 島など一連の島々が並んでいる。利尻島と礼文島の南西方、約 45 マイル (83 km) に武蔵堆と呼ばれる最小水深 5 m の広い隆起部が存在する。武蔵堆の陸棚は水深 200 m あまりのチャンネルによって北海道の陸棚から分断されている。

スレピコフスク岬 (Slepikovsk) 岬北方のサハリンの陸棚斜面は  $2^\circ$  の勾配をもつ。スレピコフスク岬付近では勾配は  $4^\circ$  に増すが、さらに南下すると  $1^\circ 30'$  までに減ずる。サハリンの陸棚斜面の高さは大体 850 m ある。宗谷海峡地域でサハリンと北海道の両陸棚斜面は合体し、一つの広大な陸棚斜面を形成する。“ビチャージ”号調査によって、この斜面上のおよそ 750 m の水深に、その表面が著しく刻みをつけられた幅広い (最大 35 マイル—65 km) の面が存在することが確かめられた。この面は陸棚斜面を上位と下位の海底崖に分ける。上位の海底崖の勾配は  $5^\circ$  に及ぶ。下位海底崖はよりゆるい傾きで、その勾配は  $2^\circ 30'$  以内である。この面の外縁に沿って南北方向に延びる小海山脈状の一連の盛り上がりの部分が並んでおり、これは明らかに北海道の山脈の一つが海面下に入っていった延長部とみられる。ここで注目すべきは、これらの海山の頂上面が平坦化し、また大体同じ水深、約 600 m (589, 590, 598 m) にあるという事情である。このことはこれらの海山脈の頂部がその侵食期に切りとられ、その後ここで起こった海底沈下の結果、海面下深部におかれたという仮定に根拠を与えるものである (ZENKEVICH, 1957)。

日本海北部区の中央舟状海盆底はその東端近くで、海底面に切り込んだ、ところによっては 70 m の深さをもつ有枝状海底谷によって凹凸の刻みをつけられている (第 3 図, 2, 3)。この海底谷はその輪郭からみると河川谷に似ている。

この中央舟状海盆における北側面および中間面の表面は多かれ少なかれ平坦化している。南側面の地形は、とくにその外縁付近で多くの個々の突起部によって複雑になっている。この突起部のあるものは海底から 500 m も盛り上がっている。ちょうどこの南側面縁辺の  $44^\circ$  緯度線上に、海洋研究所の調査船の名を記念して命名された“ビチャージ”海膨と呼ばれる、最小水深 1,086 m の広大な海膨が存在している。“ビチャージ”海膨の頂部面は平坦である。その斜面は急でとくに南東斜面でそれが顕著であり勾配は  $22^\circ$  に達する。北西斜面はゆるやかで、その勾配は平均  $8^\circ$  をなす。

日本海北部区の南側面は、険しく著しく切り込んだ海底崖によって日本海中央海盆底から分断されている。この海底崖の勾配は北部の海底崖のそれよりもかなりまさっており、平均  $10—12^\circ$ 、ところによって  $25—30^\circ$  をなす。海底崖の高さは大体 800—900 m で、それもまた北側面の海底崖のものより大きい。興味深い点は、この海底崖の走向 (東北東) がオホーツク海の南部の深海盆 (千島海盆) の北を限る大陸斜面の走向と一致し、そして両者がほぼ同じ直線上に配列していることである。

このような沿海州の陸棚斜面と、宗谷海峡・北海道北部地域の陸棚斜面の両者に共通してみられる現象の存在、つまり同じ水深に存在する海底段丘、明瞭な侵食形態の海底谷や他の陸上地形の残存形、日本海北部区を中央海盆から分ける海底崖の均等な勾配・高さ・走向などから判断すると、日本海北部区全体が、大陸斜面の成長に巻き込まれた沈降大陸縁内に位置するオホーツク海北部 (UDINTSEV, 1957) と同質であると考えることができる。また、日本海北部区で海底段丘が同じ水深 (700—750 m) のみに発見

されていることから、この地域における海底の低下は2度にわたって起こり、その中間に海水準が比較的安定した時期があったと推定することが可能である。

**日本海中央区の海底地形** この海域は一つの閉じた深海盆で、東北東方向にやや伸びた形をしており、その方向はオホーツク海の千島海盆の伸長方向に近い。中央海盆はその西、北および東を朝鮮、沿海州、北海道および本州の各山系が海面下に没したその急な海底崖によってそれぞれ限られている。中央海盆の南は大和海膨の陸棚斜面によって限られる。第4図IVには、南は大和海膨から中央海盆を横切ってさらに北方に日本海北部区の東側の陸棚斜面に沿いスレピコフスク岬まで至る海底断面図を示した。この断面で中央海盆をその北で限る陸棚斜面の急な海底崖が目立っている。

日本海中央区では、沿岸陸棚の発達弱いのが特徴的で、ことに朝鮮、北海道、本州の各区域でそれが顕著である。比較的広い陸棚は南沿海州の区域のみにみとめられる。

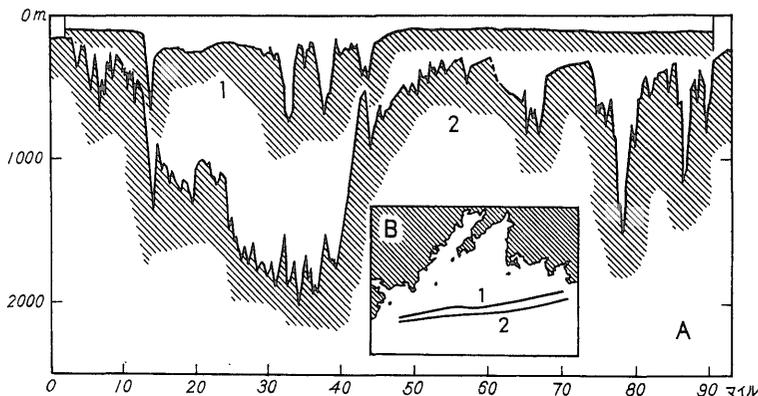
朝鮮の沿岸ではボルチン (Boltin) 岬とカザコフ (Kazakov) 岬間で、陸棚の幅は3マイル (5.5 km) しかない。その北方で7—8マイル (13—15 km) までやや広がるが、やがてバセン (Bashen) 岬地域で再び4マイル (7.5 km) に狭まる。ピョートル大帝湾地域では陸棚の幅は45—60マイル (83—110 km) に及ぶ広い浅瀬を形成する。陸棚面の陸棚外縁に向かう傾斜は12—15'である。パバロートヌイ (Poborotnyi) 岬とブラジミル (Vladimir) 湾の間では陸棚の幅はほとんど変化せず、ほぼ10マイル (18 km) を保つ。パレンチン (Valentin) 湾地域の場合のみは陸棚幅が若干広がっている。

北海道と本州北部の日本海中央区沿岸陸棚の幅は非常に小さい。とくに渡島半島 (北海道) に沿う部分でそれが顕著となり、ここでは最大0.5マイル (0.9 km) しかない。積丹半島から北方に向かって、陸棚は石狩湾で27マイル (50 km) に広がり、さらに北海道北部の広大な浅瀬に移行していく。津軽海峡地域では陸棚外縁はわずかに西方に移動する。ここでの陸棚の幅は約15マイル (28 km) ある。

日本海中央区における陸棚外縁はその全距離にわたって明瞭に現われる。その水深はピョートル大帝湾地域で130—140 m、パレンチン湾で200 m、クラスヌイ・スカル岬とブラジミル湾間で130—135 m、津軽海峡で135—145 mである。

すでに述べたように日本海中央海盆をその西、北および東側で限る、朝鮮と沿海州の陸棚斜面は非常に急勾配で、多くの深い海底谷によって横断面上の刻みをつけられている。朝鮮の陸棚斜面の海底崖の勾配は平均して約8°である。斜面上には個々の海山をその上にのせる数多くの突出部が認められる。カザコフ (Kazakov) 岬とコロコルツェフ (Kolokoltsev) 岬の間では、東から深い有枝状海底谷が斜面上に切り込んでいる。

ピョートル大帝湾地域、とくにその北部では陸棚斜面の勾配は非常に大きく平均15—20°に及ぶ。第5-A、B図に示すように陸棚斜面は深く切り込んだ横断海底谷によって著しく刻みをつけられている。その斜面勾配は場所によっては60°に達する。



第5図 ピョートル大帝湾の陸棚に沿う海底断面 (1, 2) (A) と断面位置図 (B)

パバロートヌィ岬とブラジーミル岬間の南沿海州陸棚斜面はやや複雑な構造をもつ。ここではクラスナヤ・スカール岬付近で、海岸に平行に延びる2つの海山脈によって陸棚斜面は乱されている。これらの海山脈は明らかにスズヒンスク (Sudzukhinsk) 複背斜の海面下に隠れた支脈である (ALKHANGELSKII, 1947)。オルギ湾とブラジーミル湾の北方では、陸棚斜面上に海底峡谷の形をした非常に規模の大きい有枝状海底谷が切り込んでいる (第4図, I)。特記すべきは、この海底谷とその南東にある一連のより浅い海底谷の軸が、通常のように海岸線に直角な方向でなく、日本海北部区と中央海盆を分割する海底崖に垂直な方向に配列することである。このような海底谷の方向は、おそらく日本海北部区全体が沈降した大陸縁辺内に存在するという仮説を確証するものであろう。

北海道と本州の陸棚斜面は非常に複雑な凹凸の刻みをもつ。この地域の興味ある特殊性は雁行状に次次に並ぶ海山の長い列である。それらは男鹿半島の入道岬から北に延び、奥尻島を通り、そして武蔵堆北西域で終わっている。これらの海山脈は北海道中部、渡島半島の南北方向の構造の海面下に隠れた延長部である。海山脈の斜面の勾配は大きく、平均10—15°ある。とくに急勾配 (平均20—25°) は奥尻島西方、渡島半島の茂津多岬地域の海底斜面にみられる。この海域には海山脈西斜面上におもに配列するいくつかの海山が存在する。これらのうち最大の海山はノボシリベツ岬 (積丹半島) の北西、約40マイル (74 km) にあり、その最小水深は111mである。ここでは海山脈の間に全閉あるいは半閉型の海盆が延び、その海底は堆積物で著しく埋積され、その表面は平坦である。

津軽海峡地域で陸棚斜面は日本海側に向かって広い張出部を形成する。その表面は著しく凹凸の刻みをつけられ (第3図7, 8)、またその上にいくつかの独立海山が存在する。それらのうちの2つは海面上に現われ大島と小島を形成する。この陸棚斜面は個々の海底崖と面に分割されている。海底崖の勾配はところによって30—35°に達する。

日本海中央海盆底は水深3,450—3,650mに存在し、その周囲をとりかこむ陸棚斜面が複雑な凹凸の刻みをもつのとちがって完全に平坦である。海盆の西には数多くの孤立海山と海膨が認められている (第3図)。この平坦面はわずかに東に傾く。この海域で最も大きい隆起部はアスコルト (Askold) 島の南約50マイル (90 km) にあり、その最小水深は1,064mである。これはその基部で30マイル (55 km) の直径を有する円形の広大な海膨である。その斜面は海底谷によってかなり刻みをつけられている。この地域に分布する他の海山の比高は数100から2,000mの範囲内にある。

日本海盆のほぼ中央に、その北西縁近く、“ビチャーヂ”号調査によって発見された海底から2,300mも高まった孤立海山脈が延びている。その最小水深は1,326mである。この海山脈は南北方向に約35マイル (65 km) 延びる。その幅は基部で約10マイル (18 km) ある。海山脈の東と西側の斜面は平均17°の勾配をもつ。この海山脈は有名なソ連の海洋学者ボゴロフ (V. G. BOGOROV) を記念して“ボゴロフ海山脈”と呼ばれている。

日本海中央海盆底はその地形と底質の特徴からみて、広大な非波浪型堆積臨界平坦原である。“ビチャーヂ”号調査によって、それまでの海図で示されていた日本海の最大水深、4,225mと4,036mは真実にあわないことがわかった。例えば以前の海図にあった水深標示“4,225m” (奥尻島西方) の地域では、水深は実際には3,650mをこえない。“4,036m”の水深標示付近 (大和海膨南東) においては本当はせいぜい2,700mである。日本海の最大水深は“ビチャーヂ”号調査によると3,670mである。この水深はビチャーヂ海膨の南方約50マイル (92 km) にある。

日本海中央区に津軽海峡もまた関連付けることが可能である。この海峡の海底面の構造はまったく複雑である (第3図, 8)。津軽海峡の地形の特殊性は、その海底に個別の閉じた海盆が存在することで、そのうちの最も大きいものは海峡入口付近にある。この海盆の比深は300m以上である。ややこれより小さい同様の海盆が、津軽海峡の東部にも分布している。

**日本海南部区の海底地形** この海域は著しく複雑な海底地形によって特徴づけられる。その中央をここでは広大な大和海膨が占める。大和海膨は、その間に閉じた海盆を置き東北東方向に延びる2つの海山脈をなす (第3図, 10)。大和海膨の北西海山脈は約180マイル (330 km) の長さで約2,600mの比高をもつ。この海山脈の斜面は一連の突起部とその間を切り込む凹地を形成する。海山脈の北西斜面の平

均勾配はところによっては27—30°に達する。南東斜面はかなりゆるく勾配は8—10°以内である。この海山脈の頂部面は非平坦で、その上にいくつかの比高400—500mの冠状の伸長した隆起部が分布する。大和海膨の北西海山脈における最小水深は383mである。

南東側の海山脈は長さが250マイル(460 km)、海底面からの比高は2,700mある。その斜面はまた前者と同じように、突起部と凹地によって刻みをつけられている。海山脈の南西部における斜面の勾配は12—16°ある。北東側では勾配を減ずる。この海山脈の頂上面は多少とも平坦であり、水深約290mに存在する(第3図, 10)。この平坦面は鞍部によって2つの部分に分割される。南東側海山脈における最大水深は285 mである。北東に向かって海山脈は低下しその表面は非平坦になる(第3図, 9)。ここでは若干の個別的な海山と小海山脈が分布し、雁行状をなして北東に延びる。

大和海膨の主海山脈間に配列する閉じた伸長型の海盆は約3,000 mの比深をもつ。この海盆の最大水深は2,158mである。

大和海膨の南東端には、隠岐島からほぼ南北に延びる幅広い海山脈が南から結合する。その北部の西側斜面は直線的で、勾配は平均約10°である。海山脈南部において、その西側斜面は西に著しく張出した幅広い突出部を形成する。突出部の縁にリアンクール(竹島)露岩としてわずかに海面上に突出した孤立海山が存在する。この海山脈の東斜面は、北東方向に伸びる海脚状の突出部を形成し、それらの間には幅広い凹部が配列する。これらのうち最も著しい海脚は隠岐から出て、長さ約90マイル(170 km)、最小水深275 mの独立の狭い海山脈を形成する。これらのどの海脚も本州南部の構造方向に合致する。

能登半島北部の本州陸棚斜面は、本州の南北構造の続きである多くの海山脈によって著しく複雑化している。この海山脈は能登半島と佐渡島の北方に延びる。佐渡島北方において海山脈頂部は海面近くに高まり、水深100—140m程度の一連の伸長形の堆を形成する。これらの海山脈の間には深い海底谷、またある場所では例えば佐渡島の北方で閉じた海盆が分布している。

大和海膨と本州の陸棚の間には、広い凹地が分布する。これは南西部で拡大しまた水深も増し、ここでは水深3,063 mの幅広い閉じた海盆を形成する。この海盆底面は完全に平坦で(第3図, 10)、日本海中央海盆底と同様に非波浪型堆積臨界平坦原である。

大和海膨と本州北部の各陸棚間の凹地は、海底面に300 mめり込んだ急壁面をもつ狭いチャンネルによって日本海中央海盆に結合する。このチャンネルは海底面は平坦で、その斜面は約47°の勾配をもつ。大和海膨の南東地域には多くの海山が分布し、それらのうちあるものは海底から1,600—1,700m盛り上がっている。この地域の底質には、火山礫、火山岩滓、火山灰層などの火山物質がかなり広く発達する。このことは海山の部分がおそらく海底火山であることを証明しており、またそれらのうちあるものが円形で急斜面(最大45°)の地形をなすことから証拠づけられる。

本州の陸棚の幅は一定しない。広い部分は普通、30—35マイル(55—65 km)で、佐渡東方、能登半島北方、隠岐地域に発達し、ことに隠岐においては60マイル(110 km)に達する。陸棚の幅が最も狭いのは富山湾地域における0.5マイル(0.9 km)である。

大和海膨の西方および南西方にもまたその北部で日本海中央盆に合流する広い凹地が存在する。ウルルン島の東方でこの凹地の幅は例えば20マイル(37 km)に狭まるが、さらに南では再び拡がりウルルン島南方に、水深2,000 mの多少とも閉じた形の海盆を形成する。この海盆の底面は南に向かってスムーズに高まり、次第に朝鮮半島の陸棚斜面に移行していく。斜面の勾配は数度以内である。

ウルルン島の北東方に“ピチャージ”号調査によって、北北東に延びる海山脈をなす広範な海底隆起部が発見された(第4図, V)。その最小水深は953 mである。海山脈の表面にはその北部にいくつかの小海山が分布している。海山脈の斜面は主にその北部でわずかに刻みをつけられている。ウルルン島地域にはいくつかの海山が存在する。それらのうち南西部に存在する最大のものは、海底面から1,200mほど高まっている。これらの海山はどれもウルルン島をもつ一つの基盤の上に分布している。

朝鮮の陸棚斜面は北緯40°線の南では、朝鮮半島から北東に延びる諸海山脈によって著しく複雑化している。とくに巨大な海山脈は北緯38°と40°の平行線の間に延びている。これらの海山脈の比較的平坦化した頂上面には最小水深700—1,000m程度のいくつかの海山が盛り上がっている。これらの海山脈地

帯にある斜面は、海底谷と個々の突起部によって横断面上の刻み込みをつけられている。斜面の勾配はところによって著しく変化し、 $2-3^{\circ}$  から  $8-10^{\circ}$  の間を上下する。海山脈間には広い海底谷が存在する。とくに大きい有枝状海底谷は朝鮮湾地域に認められる。それは約 3,250 m の水深まで追跡される。この地域における大海底谷の存在については、すでに以前にも日本の研究者によって指摘されている (YABE & TAYAMA, 1934)。

朝鮮半島周辺の大陸棚はその全延長にわたって狭い。幅は一般に 10 マイル (18 km) 以内である。ただ朝鮮半島地域の場合だけはかなり拡がり 30 マイル (55 km) に達する。朝鮮海峡地域で、朝鮮と本州の大陸棚は合流し、水深 120—140 m の浅瀬を形成する。この浅瀬上には対馬島北方 15 マイル (28 km) に北東方向に伸びる比深約 100 m の独立の海底凹地が存在する。

### 3. 日本海の高底地形の成因について

日本海の高底の大形態を隣接する地域の陸上および高底の構造と比較検討すると、日本海南部区の高底地形の複雑さは、千島・カムチャッカ、日本、琉球の各大山系がここで互いに交叉し、重なり合うことによって規定されるという推論が可能である。例えば大和海峡の 2 つの高山脈はその走向からみると千島—カムチャッカ弧の構造の延長に相当する。これらの高山脈は、千島—カムチャッカ弧の場合と同様に、雁行状に配列する。隠岐から大和海峡に向かって延びる高山脈の走向は琉球山系の構造の延長に相当する。本州と北海道の陸棚斜面域内に分布する高山脈は日本の南北性構造が海面下に没した部分である (ZENKEVICH, 1958)。その場合特筆されるのは、千島—カムチャッカ系も琉球系も日本山系と切り合っていることである。

その上すでに述べたように、日本海とオホーツク海の高底盆の相互関係が注目される。両高底とも東北東方向に伸び、その長軸はほぼ同一線上に並んでいる。同様にこれらの高底の北を限る大陸棚斜面の急な高底崖もまた一つの線上に並んでいる。

日本海の高底盆の起源とその時代に関する問題は現在まで論争中である。

リンドベルグ (G. LINDBERG, 1955) や日本の研究者のあるものによれば、日本海の高底盆は比較的最近の時代、第四紀初めに高底の陥没によって生じたとされる。リンドベルグの説は極東海のある種の淡水魚の現在の分布範囲にみられる分断現象に基づいている。

ムラトフ (M. V. MURATOV) によって支持されたクロボトキン (P. N. KROPOTKIN) の説は、日本海とオホーツク海の高底盆は水圏発生期の非常に早い時期から存在したとする (KROPOTKIN, 1954)。この仮説はスパツスク・ダーリヌィ (Spassk-Dalnyi)、ウスリースク (Ussuriisk) 付近、および朝鮮半島で発見されたカンブリア紀海棲フォナーの存在によって証拠づけられている。これらの事実はオホーツク海南部と日本海の高底の高底性の比較的平坦な部分の生成が新しい沈降による結果だと判断するのを許さない (KROPOTKIN, 1956)。

1957年に“ピチャージ”号によって実施された日本海の高底地質構造に関する地震波音響探査の結果、日本海中央部におけるモホロヴィチ面の深さは海水準下ほぼ 11—13 km であることが確かめられた。このように浅い位置のモホロヴィチ面は、周知のように、海洋地殻に、それに何よりもまず太平洋の圧倒的の大部分に固有である。したがって日本海はその地殻構造の観点からすれば大洋底に近似し、おそらく大洋底の残存形とみなされるべきものである (ANDREEVA & UDINTSEV, 1958)。

同時に特記すべきは、地球物理学のデータによるとオホーツク海北部も日本海の高底縁辺も同様に大陸地殻型の構造で特徴づけられていることである。

日本海の高底をその成因に関する問題と関連して検討するため、ソ連海洋研究所海洋地質研究室において完成された高底地形のタイプと形態の成因型分類 (UDINTSEV, 1957) を利用した。

ソ連海洋研究所の分類は次のような区分を定める。1) 地殻構造のちがいによって形成された地球表面の最大級地形形態、2) 構造運動によってつくられた高底地形あるいは平坦化面の大形態、3) 外生的過程と構造運動によってつくられた高底小地形の成因型、4) 個々の高底小地形、などである。

この分類に従って日本海の高底地形図の凡例は作成された (付録の着色地図参照<sup>訳者注4)</sup>)。

訳者注4) ソ連で発行された日本海の高底地形図のこと。

地図上で輪郭線をもって示した最大級地形形態は、その中に陸上地形の跡を保有し日本海でもオホーツク海においても広く発達する（沈水）大陸縁辺（大陸棚、陸棚斜面）の境界；ほとんど日本海全体がその範囲内に存在する大陸斜面移行帯の基部；大洋底の縁部、などである。

構造運動によってつくられた日本海海底大地形のうち、同様に輪郭線で示したのは、大山系（朝鮮—シホテ・アリンおよび日本—サハリン）の山麓斜面；海山脈と凹地の軸；大陸斜面と大陸縁辺内に分布する構造崖の基部と段丘面縁、などである。

図上にはまた次のような平坦面の輪郭を示した。事実上陸上地形の跡を欠き、後氷期における継続的な全海洋の海水準上昇の結果、海食によって完成された平坦化面である沿岸陸棚；大陸棚および島棚内の各水準に位置する個々の独立した拮がりの小さい平坦面、差別的垂直運動の結果、隆起あるいは沈降した侵食—堆積型平坦化面。

海底小地形形態の成因型は図上で着色して示される。われわれは日本海において次のような型を区分した。1) 現在の波浪地形形成作用の領域において形成される侵食—堆積型地形、2) 波浪地形形成作用の領域外で形成される、堆積層の包被による非平坦な原地形の持続的保護の傾向をもった堆積型地形、3) 同様な波浪地形形成作用の領域外においてつくられる、非平坦原地形を平坦化する傾向をもつ堆積型、4) 波浪および底層流の地形形成作用の領域外においてつくられる堆積平坦化型、5) 波浪および底層流による地形形成作用の領域外の閉じた海盆底でつくり上げられた堆積平坦化型、つまり非波浪型堆積臨界平坦原。

さらに図上に底層流によってつくられた、凹凸の刻み形をもつ侵食—堆積型地形を細線で示した。この型の地形は日本海にかなり広く分布し、その他の型の地形の上に重ね合わされることもある。

海底小地形の成因型は日本海の底質の機械的（粒度分析）組成や、また海底の音響測深記録の詳細な研究などのデータに基づいて区分された。

海底地形の単独あるいは複合的形態のうちで図上に示したのは、海上あるいは海底侵食の残存形、個々の海山、海底谷、小断崖および地回り分布地帯などである。さらに、陸棚外縁の水深（日本海では115～250mの範囲内にある）のデータも示した。

## § 2 底 質訳者注5)

日本海海底土についての最初の資料は、19世紀後半にロシアの水路学者の著作のなかにあらわれた。1894年にマカロフ提督は彼の本「“ビチャーヂ”と太平洋」(MAKAROV, 1894)において、日本海の水理学的条件の特性の記述とならんでいくつかの海底土の性状に関する記載を行なった。

1915年から日本の水理学者達による日本海の調査が進められたが、その資料のなかにも海底土に関する若干の報告がみられる。

1925年からは日本海においてソ連探検隊による水理学・水生物学の組織的な調査が開始され、その過程で個々の沿岸海域の海底土についての数多くのデータが得られた。

日本海の深海部の最初の大規模な水理学・水生物学的調査は1932年にデリュエギン(K. M. DERYUGIN)の指導で始められた。この仕事で海底堆積物試料も採集され、探検報告書のなかにそれについての記載がなされている。

1940年にタラソフ(N. I. TARASOV, 1940)は既存の全資料を基に日本海の底質に関する総括的論文をあらわした。

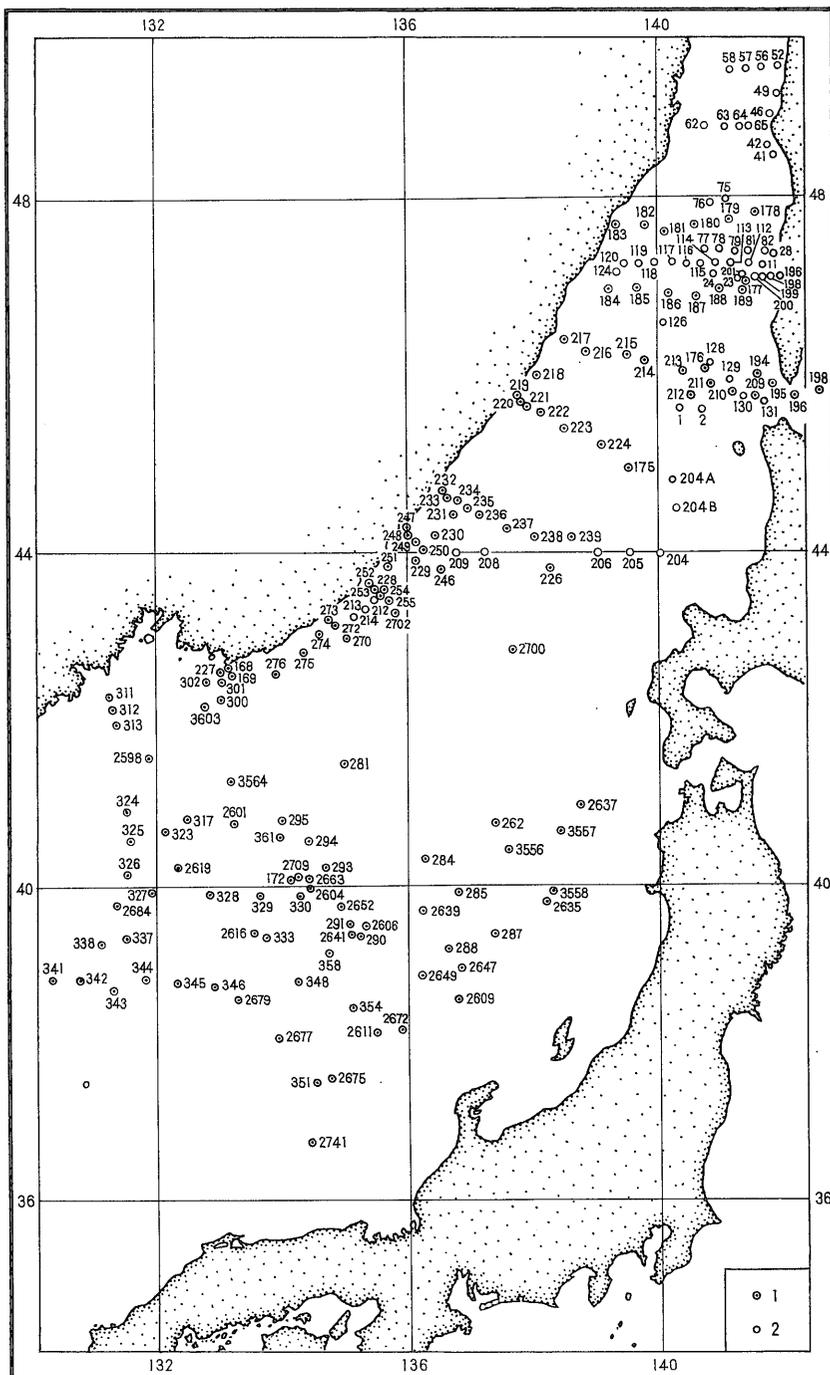
1944年にスコピンツェフ(B. A. SKOPINTSEV)は海底土の肉眼的記載や分析資料をもとにして日本海海底土図をあらわした。

1950年からは日本海で調査船“ビチャーヂ”号によるソ連科学アカデミー海洋研究所の調査が始められた。日本海の底質に関する資料は、“ビチャーヂ”第3航海やこの時期に実施された他の探検調査、“イススリエーダパーチュリィ”号(VNIRO)探検およびソ連科学アカデミー地質研究所の1948—1949年の学術探検によって集められ、そしてソロビエフ(A. V. SOLOVJEV)とゲルシヤノビッチ(D. E.

訳者注5) 執筆者は N. S. スコルニャコーバ (SKORNJAKOVA)

GERSHANOVIKH, 1951, 1956) によってまとめ上げられた。彼らは日本海における現世堆積作用の基本的な規則性を確立し、底質の機械的（粒度分析）・化学的そして鉱物学的組成の特徴を明らかにした。

1954—1957年に、“ピチャージ”第17, 23, 24航海のとき日本海の深海部の底質に関する新しい資料が集められた。これは以前に集められた諸資料とともに新しい日本海の底質図を作成する基礎となった



第6図 “ピチャージ”号調査（1）および“イススリエーダバーチェリイ”号調査（2）の地質測点位置図

(第6図に地質測点図を示す)。“ビチャーヂ”第7航海の地質学的調査はゼンケビッチ (N. L. ZENKEVICH) の指導で実施された。同第23—24航海では地質班にゼンケビッチ, サイドーバ (Kh. M. SAIDOVA) などが加わり, 作業はウジンツェフ (G. B. UDINTSEV) が指揮した。

この章は底質の表層とその機械的, 一部は原料物質的組成の特徴の記述にあてられる。この2目標のため“ビチャーヂ”号調査で集められた資料だけでなく, それ以前のあらゆる文献や基本的情報源を利用した。この著述では一部ソロビエフとゲルシャノビッチの分析資料も利用した。

### 1. 日本海における堆積作用の基本的特徴

日本海の堆積作用の特徴は, 日本海の地質構造と地理的位置の特性に密接に関係する。日本海はほぼ南北に伸びる, 幅広い深海盆である。日本海は東アジア大陸の沿岸にそって分布し, 太平洋とはサハリンと日本列島によって隔てられている。

地質学的観点からすれば, 日本海は地向斜性盆地である (KLENOVA & GERSHANOVICH, 1951; BEZRUKOV & UDINTSEV, 1953)。このような日本海盆の地向斜的性質がその地形の複雑性と鋭い凹凸の刻み, 高い地震発生率, そして現世火山噴出物のかなり広範な発達, などを規定する。またこれらすべてが堆積作用の性質と速度にみられる著しい多様性を条件づけている。

海底斜面の勾配が大きいことは, 底質の粒度組成が急激に交替していくことや, それが一般に海岸に沿って線状に発達することの原因となる。底質の原料物質的組成もかなり多様である。ここでは陸源物質のほかに生物源 (珪質および石灰質) そして火山砕屑型の堆積物がみられる。

海水域に対するその集水域の面積比の値が小さく, また大洋と密接なつながりをもつことは, 日本海と太平洋の両者における堆積作用の著しい類似性の原因となる (BEZRUKOV & LISITSYN, 1957)。陸地からの排水量は日本海の水収支全体の0.4%を占める。

海底地形や水化学・水力学的条件は底質の分布や, また著しい程度に, その原料物質組成を規定するものであるが, この論文集の他の章で述べられているのでここではふれないことにする。

日本海への堆積物質の供給作用は, 河川や流れによる懸濁および溶解物質の搬入というかたちとしても, また波浪や水河の削剝作用および火山活動によっても行なわれる。

このようなすべての物質供給源の役割を量的に評価するためのデータは残念ながらまだない。単にここでいえるのは, 日本海沿岸域における大河川の欠如と全体としてみた集水域の狭さが, 河川による運搬の役割の小さいことを証明している点である。おそらく日本海への陸源物質の搬入における重要な役割を演ずるのは波浪と, そして北部においては氷河性の削剝作用であろう。このことは侵食型の沿岸が広範に発達することが立証している。

海流のうちで陸源物質を海盆へ供給する実際の意義をもつのは, かなりの量の懸濁粒子を運んでいる対馬海流塊だけであろう。供給作用にいくらかの意味をもっているのは陸上と海底火山活動で, これは日本海中央部に火山ガラスや火山岩細礫が広範に発達することが証明している。

最後に, 海水の生物学的物質分別作用の役割も存在し (STRAKHOV, 1954), 一定の条件下で珪質および石灰質底質の堆積をもたらす。

### 2. 海底表層堆積物の一般的特徴

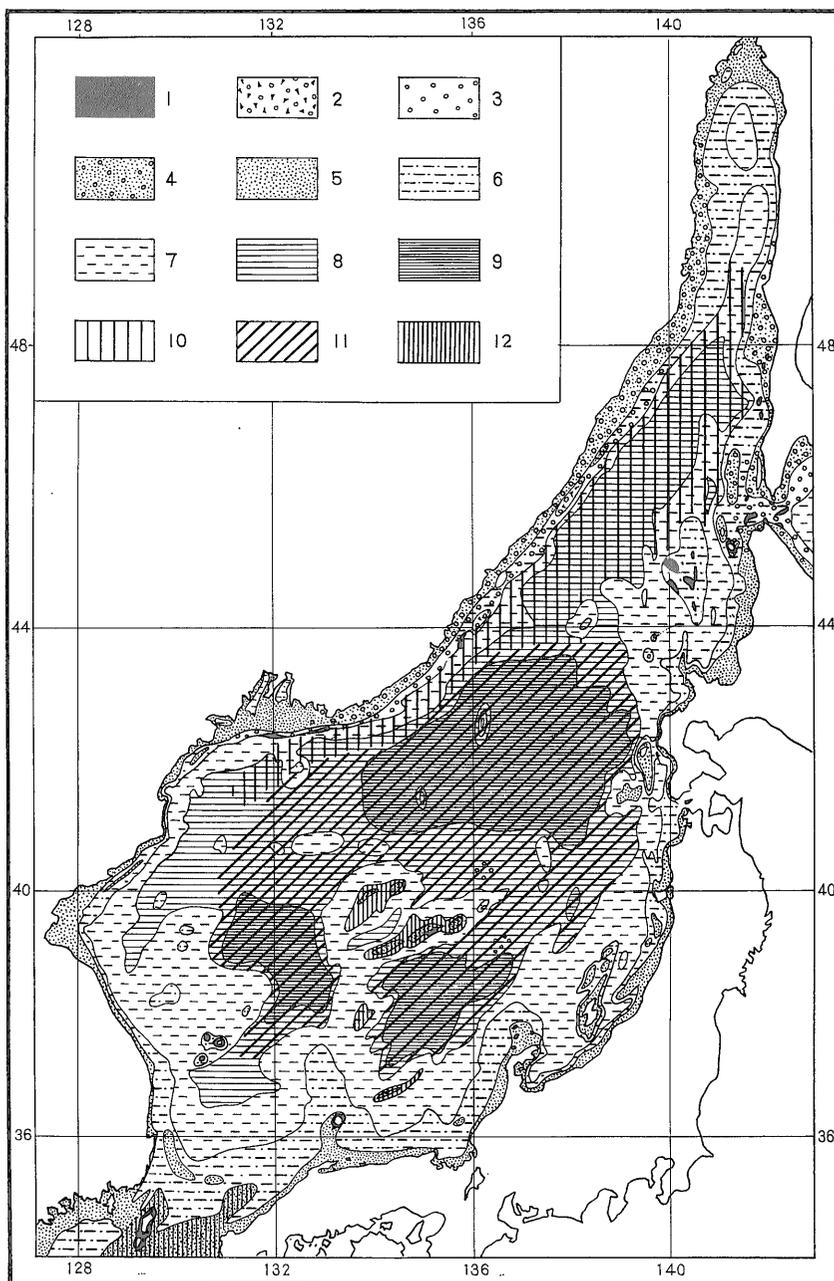
日本海の底質の特徴を述べる前に, 底質の分類についてふれる必要がある。この論文では底質区分の基礎にストラホフ (STRAKHOV, 1954) がまとめ上げ, そして海洋学研究所の海洋学者達, ベズルコフとリシツィン (BEZRUKOV & LISITSYN, 1957) が補足した分類を採用した。

この分類は底質の機械的 (分析区分), 原料物質的組成についての特性をあらわす。機械的組成区分の根底においたのは, 底質をその主要構成粒径成分と平均 (中央) 粒径値によって分けるという原則である。原料物質組成については, 底質は陸源 (砕屑源), 火山砕屑源, 生物源, 化学源に分けられる。

上記の分類法に基づいて日本海においては次のような底質の基本型が区別される。1) 細一中礫, 2) 砂, 3) 弱石灰質含有孔虫砂, 4) 弱石灰質含貝殻砂<sup>原注</sup>, 5) 極細粒砂, 6) 弱石灰質含有孔虫極細粒砂, 7)

原注) 沿海州と日本海南部の沿岸地域における分析試料が不足しているため, 図上に原料物質組成による区分を示すことはできなかった。

シルト質軟泥, 8)・9)シルト-粘土質弱珪質含珪藻軟泥, 10)・11)シルト-粘土質および粘土質弱含マンガン軟泥。



- |                |  |
|----------------|--|
| 1—露岩海底の部分      | 8—シルト質軟泥                                   |
| 2—細—中礫質堆積物     | 9—シルト—粘土質軟泥                                |
| 3—分散状細—中礫質物質   | 9—粘土質軟泥                                    |
| 4—多量の細礫・中礫をもつ砂 | 10—弱珪質 (珪藻質) 堆積物 (SiO <sub>2</sub> 10—30%) |
| 5—砂            | 11—弱含マンガン質堆積物 (Mn>0.2%)                    |
| 6—極細粒砂         | 12—弱炭酸塩質堆積物 (CaCO <sub>3</sub> 10—30%)     |

第7図 日本海の底質図

大和中央海膨地域とそれに隣接する部分の海底には火山碎屑性の堆積物が発達する。この種の堆積物は火山ガラスに富んだ細粒砂、極細粒砂およびシルト質軟泥で、しばしば火山岩や凝灰岩の細礫・中礫を含む。この地域の試料は手元に少なく、また一般にその研究もあまりないため底質図上に火山碎屑性堆積物を区分して示すのは現在のところ不可能である。

さらに、岩石海底の基盤岩露出区域を区別した。以下に主要な底質型とその分布について簡単に述べることにする。

**岩石海底の区域** 現世堆積物を全く欠くかあるいはほとんど欠く部分は日本海にかなり広く発達する。これらは沿海州陸棚斜面、サハリンの陸棚、大和海膨および武蔵堆などにとりどころに存在する。

とくに数多くの岩石海底の露出がみられるのは日本海の沿岸域の島棚、陸棚、陸棚斜面の上である（第7図）。日本海に岩石海底の露出部が多く存在することは、ある地区では細かい堆積物の集積を妨げるような大きな斜面勾配や水の高移動性が、そして他の場所ではおそらく地震や最近の海底火山活動が関連している。

**細礫—中礫堆積物** これらの堆積物は日本海の浅海域において、武蔵堆、宗谷・津軽の両海峡、そしてとくに広く沿海州とサハリンの沿岸、などの砂および極細粒砂帯中に発達している。沿海州とサハリンの場合は、この型の堆積物の堆積は波浪性、一部は氷河性の侵食作用に関連している。このほか、分散状の細礫—中礫物質は日本海北部でも水深1,000 mおよび以深の部分に認められる。この地域での細礫や中礫の存在は海水と多分海藻類による運搬作用に関連している。

分散状細礫—中礫物質はまた、大和海膨と隣接する深海底の水深2,000 mおよび以深にもみだされる。ここの礫はおもに火山岩のものである。

なお、沿海州の（いわゆる沿海州中礫帯）区域において、ゲルシャノビッチは膠結された細礫—中礫物質を水深120—140mの位置に認め、それをこの区域に存在した古期海岸線に關係するものとしている。

細礫—中礫物質の岩石学的組成に関するゲルシャノビッチとソロビエフの研究によると日本海の粗粒碎屑物は火成岩・堆積岩・変成岩起源で、その70%近くは火成岩のものである。火成岩の細礫と中礫はどの場所にもあるが、堆積岩のものはおもに日本海の東部にみられる。沿海州の海岸近くにはところによって変成岩の細礫・中礫が分布する。日本海中央部の細礫・中礫は、火成岩・軽石凝灰岩・火砕質砂岩のものである。

日本海における火成岩源の粗粒碎屑物は、おもに輝緑岩・斑れい岩質輝緑岩・玢岩・安山岩・安山岩質玄武岩・中性および塩基性火山岩などであり、少程度に花崗岩・石英斑岩を含む。堆積岩の細礫・中礫は主として砂岩のものである。

**砂質堆積物** 日本海沿岸域の波浪作用帯における優勢な堆積物型は砂である。砂質堆積物が発達するのは、陸棚のおもに水深50—70mまでの部分であるが、沿海州南部、朝鮮半島、宗谷海峡の各地域や日本の島棚に沿っては、その分布はしばしば100—200 mの水深までに及ぶ。砂は中央粒径値1.0—0.1 mmの散らばりやすい粒状の底土である。砂は通常緑色か帯緑灰色であるが、ところによって（サハリンと朝鮮海峡の沿岸付近）は帯黄灰色を呈する。しばしば細礫—中礫の混在物を含む。

砂は通常、非炭酸塩質で、 $\text{CaCO}_3$ 含有量は0.15—3.04%である。Fe含有量は（ソロビエフとゲルシャノビッチのデータによると）1.26から3.56%の間を上下する。

日本海南部、朝鮮海峡およびところによっては沿海州沿岸の各地域には弱石灰質含貝殻砂が分布する。朝鮮海峡地域の第3548測点ではその $\text{CaCO}_3$ 含有量は14.7%ある。ここでのやや高い炭酸塩含有率は主として貝殻の個体や破片、まれに有孔虫殻の存在に関連している。

日本海の砂は粒度組成により粗粒、中粒、細粒に細分され、多くの場合は中粒と細粒からなる（第1表）。分析試料が不足しているため各粒度の砂を厳密に分帯することはできなかった。

最後に、弱石灰質含孔虫砂は大和海膨上の水深300—600mの部分に存在する。粒度組成上これは細粒砂であり、Md（中央粒径）は0.11から0.13の間にある（第2表）。

この砂は多量の有孔虫殻・海綿骨針および火山ガラス混在物を含有する。この種の砂は日本海として

第1表 日本海沿岸地域の砂の機械的 (粒度分析) 組成

測点番号	水深 (m)	粒 径 区 分 (mm)					
		>1.0	1.0—0.1	0.1—0.05	0.05—0.01	<0.01	Md(mm)
169*	270	(26.5)	69.2	21.9	4.4	4.5	0.34
178	50	(19.5)	71.9	16.5	4.6	7.0	0.37
182	148	(5.4)	53.3	42.6	1.4	2.7	0.15
195	54	(26.7)	88.7	10.1	0.4	0.8	0.49

\* 底質の粒度組成に関するこの表の場合も海洋研究所の分析データを引用した。例外は第1, 4表でこの場合はゲルシャノビッチのデータを加えて作成した。

第2表 大和海膨の砂の機械的組成

測点番号	水深 (m)	粒 径 区 分 (mm)					
		>1.0	1.0—0.1	0.1—0.05	0.05—0.01	<0.01	Md(mm)
172	486	—	51.0	25.0	8.7	15.3	0.118
2,653	620	(8.5)	54.7	23.9	2.9	9.7	0.136

第3表 日本海の砂の化学組成\*

測点番号	水深 (m)	層 準	含 有 量 (%)				
			SiO <sub>2</sub>	Fe	Mn	C org	CaCO <sub>3</sub>
130	—	平均試料	3.10	3.56	0.02	0.83	0.34
169	231	平均試料	2.29	1.29	—	—	1.678
172	486	0—10 cm	1.88	2.92	0.02	0.51	22.60
182	142	平均試料	—	1.26	—	—	3.04
2,604	618	平均試料	—	—	—	0.43	13.71

\* 日本海の底質の機械的および化学的組成の表中には、底質の面的分布を見積った上で選ばれたもっとも特徴的な分析値をあげてある。

はやや高い炭酸塩含有率によって特徴づけられ、第172測点においては CaCO<sub>3</sub> 含有量が22.6%に達する (第3表)。

この地域における弱炭酸塩質含有孔虫堆積物の集積は、有孔虫生物群の豊富な生長と陸源物質の搬入が少ないことに関連づけることができよう (GERSHANOVICH, 1956)。ここでの著しい水の動きは、細粒物質の沈積を許さず結果的に粗粒物質の集積を招く。

**極細粒砂質堆積物** 極細粒砂質堆積物の平均粒径は 0.1—0.05 mm の部分を占める。乾燥粉末状の粒状土を手で触れてみると、粘りけの程度はち密である。

極細粒砂は陸棚と陸棚斜面上部の水深50—100 mから400—500 mの範囲に発達する。また、大和中央海膨の水深500 m余りの部分、武蔵堆、日本の海岸に沿う海脚と堆のまわりなどにも存在する。これらの堆積物は緑色や帯緑灰色の色調で、しばしば貝殻、細礫、中礫などの包有物をもつ。

極細粒砂質堆積物はその分級程度に応じて極細粒砂成分を38—91.3%まで含むが、多くの場合は50—65%の範囲である (第4表)。

極細粒砂中の炭酸塩含有量は一般に低く、0.33から2.1%の範囲にある。例外は沿海州地域の第247および219測点の試料で、この場合は貝殻の個体や破片の混入の結果、比較的高い CaCO<sub>3</sub> 含有量(5.3および12.5%)が指摘される (第5表)。

ゲルシャノビッチのデータによれば、極細粒砂中の Fe 含有量は 0.65から2.06%、マンガン含有量は 0.018から0.03%の間にそれぞれある。

日本海の地質と水理の基本的特徴 (盛谷智之訳)

第4表 日本海の極細粒砂の機械的組成

測点番号	水深(m)	粒 径 区 分 (mm)					Md(mm)
		>1.0	1.0-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	<0.01	
168	91	( 2.5)	28.8	63.7	4.1	3.4	0.082
183	52	( 5.4)	5.9	91.3	1.0	1.8	0.074
189	568	—	0.2	65.6	22.2	12.0	0.055
219	43	(31.6)	29.9	48.9	4.3	17.0	0.073
221	116	(35.5)	39.5	45.5	5.8	9.2	0.086
276	291	( 3.8)	4.9	87.5	4.6	3.0	0.070
358	319	( 1.4)	18.2	66.3	6.2	9.3	0.074

第5表 日本海の極細粒砂の化学組成

測点番号	水深(m)	層 準	含 有 量 (%)				
			SiO <sub>2</sub>	Fe	Mn	C org	CaCO <sub>3</sub>
168	91	平均試料	—	0.65	—	—	0.107
183	52	"	—	1.26	—	—	1.3
219	43	"	—	1.36	—	—	12.05
276	291	"	—	1.21	—	0.54	0.60
247		"	2.06	1.43	—	0.84	5.33

第6表 日本海のシルト質軟泥の機械的組成

測点番号	水 深 (m)	粒 径 区 分 (mm)				Md (mm)
		>0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	<0.01	
179	962	0.2	11.2	46.2	42.4	0.016
213	1,219	3.1	6.1	43.2	47.6	0.012
226	3,596	0.2	8.2	48.4	43.2	0.015
235	1,716	—	5.1	46.6	48.3	0.011
255	2,500	0.3	15.7	43.2	40.8	0.018
294	3,236	0.6	14.4	39.4	45.6	0.014
333	933	0.6	5.8	53.8	39.8	0.019
342	3,056	—	13.2	38.9	47.9	0.012
3,556	3,020	2.91	10.7	42.27	44.03	0.014

第7表 日本海のシルト質軟泥の機械的組成

測点番号	水 深 (m)	粒 径 区 分 (mm)				Md (mm)
		>0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	<0.01	
199	96	27.0	20.6	31.0	21.4	0.043
203	112	1.4	34.4	38.4	25.8	0.035
208	213	1.0	20.0	44.8	34.2	0.024
291	760	1.0	20.2	51.8	27.0	0.027
2,616	775	29.3	18.4	14.6	37.5	0.044
2,677	533	18.7	26.9	17.7	36.6	0.039

大和海膨地域には強石灰質含有孔虫極細粒砂が分布する。これは多量の有孔虫と火山ガラス混在物を含有する。CaCO<sub>3</sub>含有量は最大で36.4% (第358測点)である。通常の陸源型の極細粒砂とちがって含有孔虫極細粒砂は著しく軽く、ルーズな点が特徴的である。

シルト質軟泥 これは0.05—0.01 mmの間の中央粒径値をもつ、やわらかく粘性に富む堆積物である。

この型の軟泥は、各地の湾や入江 (ポシエト, アムールスク, ウスリースクなど) の水深20—30 mや、タートル (間宮) 海峡の100—150 mの陸棚上にも、そして水深400—500 mの陸棚斜面上にも発達するが、その分布領域はさらに陸棚斜面の基底部に向かって低下し、一部は3,000—3,500 mまでの深海盆の縁部をも占める。

この軟泥は日本海南部のゆるく傾く陸棚斜面や、この地域に存在する海膨の上にとくに広範に発達する。さらに大和海膨の北西および東方においては、3,000 mをこす水深にシルト質軟泥の斑紋状分布域がみいだされる。この場合における軟泥の出現は火山ガラスの付加によるシルト質粒径成分の増加と関連している。これはいわゆる火山源シルト質軟泥である。

日本海のシルト質軟泥は31から58%のシルト分を含み、その中央粒径値は0.011から0.044 mmの間にある。

日本海中央部とタートル (間宮) 海峡の深海部の両地域には、シルト分含有量が36から53%、0.01 mm粒径成分の含有率が36—48%と大きい、かなり淘汰のよい微細なシルト質軟泥が発達する。同時にこの軟泥は砂の混入物をほとんど欠いている。

この地域のシルト質軟泥の中央粒径値は0.11—0.17、そして非常にまれに0.02 mmの間を上下し、平均すると0.013 mmである。

陸棚斜面、海膨や堆の斜面のシルト質軟泥の中央粒径値は0.021から0.044 mmの間にあり、その平均値Mdは0.031 mmである。この場合の軟泥中には極細粒砂成分の混入が増し (33—39%まで)、またときには砂成分も増す。

日本海の陸棚斜面のシルト質軟泥は帯緑灰色に着色しており、そしてしばしば表面を薄い酸化皮膜によって覆われている。深海盆の縁部および大和海膨の斜面においては酸化層の厚さは著しく増大し、そして軟泥は帯青褐色と褐色を呈してくる。

シルト質軟泥は非炭酸塩質でありCaCO<sub>3</sub>の含有量は0.13—1.51%である。唯一の例外は水深700—900 mにおける大和海膨の軟泥で、そのCaCO<sub>3</sub>含有量は7.8—14.4%に達する。この炭酸塩の存在は有孔虫殻の存在に結びついている。

日本海北部地域では、シルト質軟泥は珪藻遺骸に富んでいる。この軟泥中の非晶質珪酸の量は10.2から20.2%の間を上下する。このことからこの種の軟泥は弱珪質含珪藻軟泥として扱うことができる。シルト質軟泥の場合もシルト—粘土質軟泥の場合にも原料物質の組成の変化はその物理的性質の変化をもたらす。日本海の弱珪質含珪藻軟泥はその比重が小さいことで特徴づけられる。

この地帯の南方ではシルト質軟泥中の非晶質珪酸の含有量は2.16—7.16%に減少する (第8表)。

第8表 シルト質軟泥の化学組成

測点番号	水深(m)	層準(cm)	含有量 (%)				
			SiO <sub>2</sub>	Fe	Mn	C org	CaCO <sub>3</sub>
213	1,219	0—8	20.28	2.69	0.04	1.31	0.81
226	3,596	0—10	2.16	3.21	0.89	0.34	0.20
235	1,716	0—10	18.96	3.09	0.06	1.42	0.58
255	2,365	0—10	10.30	4.10	0.12	1.18	0.23
333	933	0—10	7.16	2.85	0.05	0.94	14.45
342	3,056	0—10	4.6	4.08	0.49	0.87	0.72
2,677	533	0—10	—	—	—	1.05	12.32
2,616	775	0—10	—	—	—	0.66	7.84

日本海の地質と水理の基本的特徴（盛谷智之訳）

シルト質軟泥中の鉄の含有量は1.95から4.56%の間にあり、そして最大含有量はより深い海域に偏在する。

マンガン含有量は陸棚と海膨斜面の区域において0.02—0.15%であり、そして日本海深海盆の縁部で0.24—0.89%に達する。

このことから、深海盆縁域のシルト質軟泥は弱含マンガン質軟泥として扱うことができる。最後に、日本海中央部の海膨斜面上のシルト質軟泥は弱炭酸塩質軟泥とみなすことができる。そのCaCO<sub>3</sub>含有量は12—15%である。この場合の炭酸塩物質は、この地域の極細粒砂の場合と同様に、有孔虫殻である。

シルト—粘土質および粘土質軟泥 シルト—粘土質軟泥とは50—70%の泥質粒径成分を有する堆積物をいい、粘土質軟泥とは泥質粒径成分が70%をこえる堆積物をさす。

シルト—粘土質軟泥は日本海の深海（2,000—2,500mをこす）域の大きな範囲を占め、またタートル（間宮）海峡の水深500—700mの部分に存在する。この型の軟泥は50.0—69.4%の泥質成分と著しいシルト粒子の混在物を含有する（第9表）。

日本海の最大深海域の、水力学的低活性帯にある、3,000mをこす水深をもつ中央凹地および大和海膨の西と南東方の凹地には70—83%の泥質成分を含む粘土質軟泥が発達する（第10表）。これほど微粒の堆積物はこれまで日本海で区別されたことはなかった。

シルト—粘土質軟泥および粘土質軟泥は褐色、淡褐色を呈する。例外は間宮海峡のシルト—粘土質軟泥で、ここでは帯青緑色をしており、薄い酸化皮膜面をもっている。

日本海北部地域においては、シルト—粘土質軟泥は、シルト質軟泥と同様に、珪藻遺骸に富み、非晶質珪酸含有量がやや高く（11.9~23.2%）、これは弱珪質含珪藻軟泥とみなすことができる（第11表）。こ

第9表 シルト—粘土質軟泥の機械的組成

測点番号	水深 (m)	粒 径 区 分 (mm)			
		>0.1	0.1—0.05	0.05—0.01	<0.01
176	742	0.4	2.4	42.4	54.8
180	881	0.2	3.0	45.2	51.6
211	863	0.4	1.4	43.4	54.8
236	2,056	0.2	7.2	42.6	50.0
285	2,257	0.3	9.6	37.5	52.6
328	3,212	0.3	3.5	33.8	58.2
2,637	3,432	—	0.28	30.2	69.4
2,652	1,292	0.26	0.77	36.6	62.3
2,702	3,522	0.59	14.41	29.7	55.3
3,554	3,500	0.81	2.16	31.3	65.6

第10表 日本海の粘土質軟泥の機械的組成

測点番号	水 深 (m)	粒 径 区 分 (mm)			
		>0.1	0.1—0.05	0.05—0.01	<0.01
2,609	2,108	0.24	1.19	17.86	80.7
2,611	2,804	0.28	0.28	20.5	78.8
2,675	2,952	0.22	0.89	28.4	70.4
2,679	2,215	0.28	0.28	16.11	83.3
2,684	3,010	—	0.26	25.0	74.7
2,700	3,702	—	0.45	19.77	79.7

第11表 シルト—粘土質軟泥の化学組成

測点番号	水深(m)	層準(cm)	含有量 (%)				
			SiO <sub>2</sub>	Fe	Mn	C org	CaCO <sub>3</sub>
176	742	0—10	23.28	2.61	0.04	1.76	0.49
180	881	0—10	16.00	3.17	0.04	1.45	0.68
211	863	0—10	20.64	2.79	0.04	2.02	0.98
236	2,056	0—10	11.96	2.84	0.05	1.96	0.04
2,598	3,320	0—3	13.32	—	—	—	—
285	2,257	0—10	6.16	4.22	0.48	0.79	2.54
328	3,212	0—10	6.16	4.31	0.44	0.65	0.36
344	2,923	0—10	6.00	4.39	0.82	0.94	0.77
345	2,860	0—10	7.16	4.09	0.76	0.85	0.36
2,700	3,651	0—3	5.03	—	—	—	—
2,702	3,522	0—3	8.49	—	—	—	—

の軟泥の鉄含有量は2.6—3.48%, マンガン含有量は0.03—0.05%である。

鉄およびマンガンの含有量がずっと高まるのは、日本海中央海盆域の褐色シルト—粘土質と粘土質軟泥である。この場合は鉄は4%余り、マンガンは0.48—0.82%の含有量をなす。

このように、日本海の中央深海域においては、褐色弱含マンガン質シルト—粘土質軟泥および粘土質軟泥が区別されるべきである。

### 3. 日本海の底質のシルト質成分の鉱物組成

日本海の底質のシルト質粒径部分の鉱物組成はゲルシヤノピッチとソロビエフによって研究された。そのデータによって以下にその鉱物組成の簡単な特性記述を行なう。

日本海の底質の軽鉱物成分は、石英・長石(酸性、アルカリ性および塩基性斜長石)・火山ガラス・雲母・緑泥石・玉髓・岩片および海緑石などである。このほかにある型の堆積物の軽鉱物組成中に、珪藻・海綿そしてまれに有孔虫の遺骸が含まれる。

上述の諸鉱物の面的分布の解析結果、陸棚および陸棚斜面の砂質、極細粒砂質成分の軽鉱物は、主として石英・長石および岩片からなることが判った。

日本海中央海域のシルト質および粘土質軟泥の分布帯の軽鉱物成分は、珪質生物遺骸と量的には劣る火山ガラスであり、後者の量は大和海膨の隣接区域で多くなる。

最後になお、間宮海峡の微細軟泥質堆積物の場合も珪質生物遺骸に富んでいる。

日本海の底質の重鉱物組成は普通のシルト質部分で痕跡から8%まで変化する。重鉱物の間でもっとも広範に分布するのは鉱石鉱物と緑簾石である。鉱石鉱物は磁鉄鉱・赤鉄鉱・チタン鉄鉱・褐鉄鉱・黄鉄鉱である。重鉱物成分中の鉱石鉱物含有量は10—70%の間にあり、多くの場合は15—18%である。

緑簾石は重鉱物組成の3—33%, 多くの場合は15—25%をなす。その最大含有量は武蔵堆、沿海州および大和海膨の各地域に認められる(砂、極細粒砂、まれにシルト質軟泥中において)。

日本海のどの底質中にも沸石は存在する。その重鉱物組成中の最大含有量は19—26%で、これは緑簾石の場合と同じ地域にみいだされる。他の地域ではその含有量は1から8%である。

角閃石もまた広範に発達する。それは重鉱物成分の4—42.8%(ピョートル大帝湾), 多くの場合10—20%を占める。これらのうち普通角閃石がもっとも多い。玄武岩質角閃石は0.5—1.5%程度の量で、沿海州、大和海膨および日本海西部の深海域、のそれぞれの区域にみいだされる。

タートル(間宮)海峡と日本海南部(第351測点)では8.6から28%の輝石が存在する。その他の地域では、重鉱物組成中に占める割合は3—8%である。

輝石の種類としては紫蘇輝石、まれに普通輝石と透輝石がある。

他の重鉱物としては、1—9%の割合の雲母と緑泥石・ザクロ石(1.1—3.5%)・ジルコン(0.4—6.3

%)・電気石・十字石・チタン石・鋭錐石・燐灰石などが存在する。各重鉱物成分の面的分布は著しく一様である。大ざっぱに言えば、日本海の底質のシルト成分は角閃石-緑簾石-輝石型あるいは角閃石-沸石-緑簾石型の、多量の鉱物をもった、陸源鉱物区に属せしめることができる。

### 第 I 部 3 章以下の内容

これらの部分の全訳は省略するが、内容の概略を紹介する意味で目次の訳をつけ加えておくことにする。詳しくは原書を参照されたい。

#### 第 3 章 日本海の海岸 (V. S. MEDVEDEV)

1. 日本海の海岸の一般的特徴とその発達に及ぼす要因
2. 日本海のソ連領域海岸
3. 日本海の諸外国領域海岸

### 第 II 部 日本海の水理

#### 第 1 章 日本海の水理の一般的特徴 (V. N. STEPANOV)

#### 第 2 章 日本海の水塊 (M. A. RADZIKHOVSKAYA)

1. 利用した資料と文献の概略
2. 水塊区分の方法
3. 水塊の特徴
  - 表層型太平洋水塊
  - 表層型日本海水塊
  - 深層型日本海水塊
4. 水塊の化学的特性 (V. V. MAKIEVSKAYA)
  - 海水中の化学元素の一般的特徴
  - 季節による表層水塊の化学的特徴

#### 第 3 章 日本海の水および熱バランス (M. A. RADZIKHOVSKAYA)

1. 日本海の水バランス
2. 日本海の熱バランス
3. 水塊の熱運搬作用による熱交換
4. 日本海的全熱バランス

#### 第 4 章 日本海の水の循環 (Yu. V. SIZOVA)

1. 日本海の流れに関する研究の概要、利用した資料とその処理
2. 日本海の水の循環に及ぼす風の影響
3. 海水循環の一般的特徴
4. 季節による水循環の特徴

#### 第 5 章 水温 (S. G. PANFILOVA)

1. 日本海の水の温度条件を規制する要因
2. 水温変化の一般的規則性
  - 海水の年間水温変化
  - 日本海の水の水温日変化
  - 日本海の水の水温垂直変化の基本的な規則性
3. 水温の季節的特徴

#### 第 6 章 海水の塩度 (S. G. PANFILOVA)

1. 日本海の水の塩度の特徴
2. 日本海の水の塩度の季節的特徴

#### 第 7 章 日本海の水の密度 (V. V. ARATSKAYA)

1. 海水密度の特徴

2. 海水密度の季節的特徴
- 第8章 海氷 (A. N. KRYNDIN)
  1. 結氷条件の特徴
  2. 結氷の季節および多年変化
- 第9章 海水準の非周期的変化 (L. I. GALERKIN)
  1. 海水準の季節的变化
  2. 海水準の多年変化の特徴
  3. 海水準の短期的変化

文 献

- А л д о ш и н а Е. И. Тепловой баланс поверхности Японского моря. Тр. ГОИН, вып. 35, 1957.
- А л е к с е й ч и к С. Н. Новейшие тектонические движения острова Сахалина. Докл. АН СССР, т. XXXIII, № 2, 1952.
- А л е к с е й ч и к С. Н. Схема тектонического районирования Сахалина. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5.
- А л е к и н О. А. Гидрохимия рек СССР, ч. III, Тр. Гос. гидр. ин-та, вып. 15 (69), 1949.
- А н д р е е в а Н. Б. и У д и н ц е в Г. Б. Сейсмоакустические исследования дна Японского моря. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.
- А р м а н д Д. Л. Остров Хоккайдо. Изд-во АН СССР, М. — Л. 1947.
- А р м а н д Д. Л., Д о б р ы н и н Б. Ф., Е ф р е м о в Ю. К. и др. Зарубежная Азия М., Учпедгиз, 1956.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, Госгеоллиздат, 1947.
- А х м а т о в В. В. Картография. Тихий океан. Русские научные исследования. Изд-во АН СССР, 1926.
- Б а т а л и н А. М. Проекционный метод обработки наблюдений над ветром. Тр. ДВНИГМИ, вып. 1. Л., Гидрометиздат, 1956.
- Б е з р у к о в П. Л. и У д и н ц е в Г. В. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. Докл. АН СССР, т. XCI, № 2, 1953.
- Б е з р у к о в П. Л. и Л и с и ц ы н А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, т. XIII, 1957.
- Б е л ь е в с к и й Н. А. Очерк геологии Приморья (Центральный и Южный Сихотэ-Алинь с прилегающими территориями). Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та геологии и полезн. ископаемых, вып. 1, 1956.
- Б у д а н о в В. И. О поднятии берегов Приморья. Тр. Ин-та океанологии, т. VI, 1951.
- Б у д а н о в В. И., В л а д и м и р о в А. Т., И о н и н А. С., К а п л и н П. А., М е д в е д е в В. С. Современные вертикальные движения берегов дальневосточных морей. Докл. АН СССР, т. 116, № 6, 1957.
- Б у д ы к о М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометиздат 1956.
- В л а с о в Г. М. Движения береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время. Вопросы географии Дальнего Востока, сб. 3, 1957.
- В о л а р о в и ч Г. П. Основные фазы складчатости Дальневосточного края. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2, 1939.
- Г а н е ш и н Г. С. Геоморфологические исследования в районе оз. Кизи на северном Сихотэ-Алине. Отчет о полевых работах летом 1947 г. Рукопись, 1948.
- Г а н е ш и н Г. С. Речные перехваты в Сихотэ-Алине. Природа, 1955, № 5
- Г а н е ш и н Г. С. Основные этапы истории развития рельефа Приморья. Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 1, 1956а.
- Г а н е ш и н Г. С. О скорости регрессии береговой линии Амурского залива. Информация, сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956б.
- Г а н е ш и н Г. С. и О к л а д н и к о в А. П. О некоторых археологических памятниках Приморья и их геологическом значении. Мат-лы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та. Геология и полезные ископаемые, вып. 1, 1956.
- Г е р ш а н о в и ч Д. Е. Особенности современного глубоководного осадкообразования в северной половине Японского моря. Метеорология и гидрология, 1951, № 11.
- Г е р ш а н о в и ч Д. Е. Кремнекислота, карбонат кальция и органический углерод в глубоководных отложениях Японского моря. Тр. Гос. океаногр. ин-та, вып. 31 (43), 1956.
- Д а м п е р о в Д. И. и Е л и с е е в Б. Н. О четвертичных отложениях Северного Сахалина в связи с вопросом о четвертичных террасах. Тр. II Междунар. конференции по изучению четвертичного периода Европы (АИЧПЕ), вып. III, 1933.

- Дерюгин К. М. Японские гидрологические исследования в Японском и Охотском морях. Зап. по гидрографии. Гидрол. упр., т. 59, 1930.
- Дерюгин К. М. Работы Тихоокеанской экспедиции Государственного гидрологического института в 1932 г. Бюлл. Тихоокеанск. комитета АН СССР, № 3, 1934.
- Дерюгин К. М. Работы Тихоокеанской экспедиции Государственного гидрологического института в 1933 г. Исследования морей СССР, вып. 22, 1935.
- Дйбров В. Е. Сейсмо-тектоническое районирование Сахалина, Докл. АН СССР, т. 113, № 4, 1957.
- Добровольский А. Д. Водные массы северной части Тихого океана. Диссертация. Рукопись, фонды ИОАН, 1947.
- Дуванин А. И. Уровень моря. Л., Гидрометеониздат, 1956.
- Ефремов Ю. К. Японские острова. Сб. Зарубежная Азия. М., Учпедгиз, 1956.
- Жданко М. Е. Гидрографические работы русских моряков в водах Тихого океана. Зап. о-ва изучения Амурского края, т. IX, вып. II. Владивосток, 1904.
- Забелин И. М. Заметки о динамике блокированных дельт. Вопросы географии, сб. 7, 1948.
- Зайчиков В. Т. Корея. М., Географгиз, 1951.
- Зенкевич Л. А. Новейшие океанологические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 4.
- Зенкевич Н. Л. Рельеф дна северной части Японского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. XXII, 1957.
- Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна Японского моря. Изв. АН СССР, серия геогр., 1958.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, т. I. Волновые процессы. М. — Л., 1946.
- Зубов Н. Н. Отечественные мореплаватели — исследователи морей и океанов. М., Географгиз, 1954.
- Зубов Н. Н., Мамаев О. И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Л., Гидрометеониздат, 1956.
- Зубов Н. Н. Уплотнение при смешении морских вод разной температуры и солености. Л., Гидрометеониздат., 1957.
- Ивацукэ. Физико-географическое изучение обвалов и оползней, происходящих в районах железных дорог Японии. РЖ. «География», № 1 (№ 364), 1954.
- Идзире. О террасах морского побережья Японии. Тикю кагаку, № 15 (на японском языке), 1953.
- Иосикава. Рельеф побережья и дна моря в районе порта Масике в западной части Хоккайдо. Геогр. Rev. Jap., v. 28, № 7 (на японском языке), 1955.
- Истошин Ю. В. Научно-технический отчет по теме «Расчеты температуры вод Японского моря». Рукопись, фонды ГОИН, 1956а.
- Истошин Ю. В. Материалы по температуре вод Японского моря по семи разрезам. Рукопись, фонды ГОИН, 1956б.
- Клёнова М. В. и Гершанович Д. Е. Японское море как современная геосинклиналь. Докл. АН СССР, т. LXXVII, № 6, 1951.
- Кобаяси. Современные ветрикальные движения в Японии. Сб. «Живая тектоника» ИЛ, 1957.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. М., Георазведиздат, 1932.
- Криштофович А. Н. Следы погрузившейся суши в Японском море. Природа, 1933, № 12.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. Вопросы геологии Азии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. Тр. XVII Междунар. геол. конгресса, т. II, 1937.
- Леонов А. К. Водные массы Японского моря. Метеорология и гидрология, 1948, № 6.
- Леонтьев О. К. Донные аккумулятивные формы береговой зоны. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. X, 1954.
- Линдберг Г. У. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение пресноводных рыб. Изв. ВГО, т. 78, № 3, 1946.
- Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Макаров С. О. «Витязь» и Тихий океан, т. I и II. СПб., 1894.
- Медведев В. С. Некоторые вопросы динамики и морфологии западного побережья Сахалина в связи со строительством рыболовных портов. Тр. Океанограф. комиссии АН СССР, т. IV, 1959.
- Мещерякова И. М. О сезонных изменениях планктона в центральной части Японского моря. Автореферат. Владивосток, 1956.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1—3. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1935—1938.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири, период (1918—1940) вып. 9. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1948.

- Огура С. Океанографические работы в Японии. Производительные силы Дальнего Востока, вып. II. Поверхность и недра. Хабаровск — Владивосток, 1927.
- Рудовиц Л. Ф. О колебаниях уровня Балтийского моря. Петроград, 1917.
- Саврасов Н. П. О следах древнего оледенения в южной части Дальнего Востока. Вопросы географии Дальнего Востока, сб. I. Хабаровск, Далькрайгиз, 1949.
- Скопинцев Б. А. Карта грунтов Японского моря. Изд. Гос. океаногр. ин-та, геология моря, № 92, 1944.
- Смехов Е. М. Геологическое строение острова Сахалина и его нефтегазоносность. Тр. ВНИГРИ, вып. 6. Л. — М., Госгостехиздат, 1953.
- Сомов М. М. Вычисление скорости течения динамическим методом между гидрологических станциями различной глубины. Метеорология и гидрология, 1937, № 8.
- Старицкий К. С. Несколько измерений больших глубин Охотского и Японского морей, Тихого и Индийского океанов, Грунты, водоросли. Морской сборник, № 6. СПб., 1873.
- Степанов В. Н. Основы методики исследования режима ледовитых морей. Тр. АНИИ, т. 19, 1949.
- Степанов В. Н. Комплексная типизация гидрологического режима моря. Проблемы Арктики, 1957, № 2.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР 1954.
- Такано. Оползни в Японии. РЖ, «География», № 7 (№ 14150), 1955.
- Тарасов Н. И. Японское море. Морской сборник, № 8, Л., 1940.
- Тихонович Н. Н. и Полевой П. И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина. Тр. Геол. комитета, нов. серия, вып. 120, 1915.
- Томабети. Рельеф дна и грунты. В сб. «Доклады об исследовании ресурсов р-на Хоккайдо», № 1. Траловый промысел и его ресурсы, апрель (на японском языке), 1956.
- Треварта Г. Т. Япония. Физическая и экономическая география. ИЛ, 1949.
- Удинцев Г. Б. К методике эзометрической съемки при морских геологических исследованиях. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. V, 1951.
- Удинцев Г. Б. О дешифрировании эхограмм. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. XIX, 1956.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. XXII, 1957.
- Федоров К. Н. Вопросы практического приложения результатов современной теории морских течений. Диссертация. Рукопись, Фонды ИОАН, 1955.
- Фомин Л. М. О глубине проникновения ветровых течений в море. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 2.
- Хосино М., Китагава, Е. Кнеси и Есио. Форма и характер морского дна в северо-восточной части Японского моря. Информационный бюллетень Гидрогр. упр. Японии, № 42 (на японском языке), 1954.
- Штокман В. Б. Основы теории T,S-кривых как метода изучения перемешивания и трансформации водных масс моря. Проблемы Арктики, 1943, № 1.
- Штокман В. Б. Исследование влияния ветра и рельефа дна на результирующую циркуляцию и распределение масс в неоднородном океане или море. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. III, 1949.
- Штокман В. Б. Определение стационарных течений и поля масс, обусловленных ветром в бароклинном море. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. VI, 1951.
- Dietz R. S. Marine geology of Northwestern Pacific; description of Japanese bathymetric chart 6901. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, N 12, pt 1, 1954.
- Jabe H. and Toyama R. Bottom relief of the seas bordering the Japanese islands and Korean peninsula. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., v. 12, pt 3, 1934.
- Kawakami N. On the secular upheaval and subsidence of land in some districts of Japan. Mem. Imp. Marin Obs. Kobe, v. 2, 1925.
- La Fond E. C. Variations of sea level on the Pacific Coast of the United States. J. Mar. Res., v. 11, N 1, 1939.
- Lautensach H. Korea. Eine Landeskunde auf Grund eigener Reisen und der Literatur. Leipzig, 1945.
- Lawson A. S. Insular arcs fore deeps and geosynclinal seas of the Asiatic coasts. Bull. Geol. Soc. Amer., 1935.
- Mazukawa H. and Kamiya T. Outline of the hydrographical features of the Japan Sea. Annotation Oceanogr. Res., v. 1, N 1, 1926.
- Miyazaki M. The heat budget of the Japan Sea. Bull. Hokkaido Region Fich. Res. Lab., N 4, 1952.
- Miyazaki. On the Water Masses of the Japan Sea. Bull. Hokkaido. Region. Fich. Res. Lab., N 7, 1953.
- Miyazaki M. Seasonal variations of the sea level along the Japanese coasts. Rec. Oceanogr. Works in Japan, v. 2, N 3, Tokyo, 1955.
- Niino H. Concretions and pseudoconcretions dredged from the sea bottom around Japan. J. Imp. Fish. Inst., v. 30, 2, Tokyo, 1934.

- N i i n o H. On the soundings from Northern Yamato Bank. J. Geol. Soc., v. XLII, 20, Nov., Tokyo, 1935.
- N i i n o H. On the soundings from the banks between the Oga peninsula und Sado islands in the northeastern part of the Japan Sea. J. Imp. Fish., Inst., v. 31, 1, Tokyo, 1935.
- N o m i t s u T., O k a m o t o M. The causes of annual variation of Mean sea Level along the Japanese Coast. Mem. College Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. A., v. X, N 3, Kyoro, 1927
- O g u r a S. The tides in the seas adjacent to Japan. Bull. Hydrogr. Dept., Imp. Japan. Navy, v. VII, 1933.
- P a t u l l o J., M u n k. W., R e v e l l R., S t r o n g E. The seasonal oscillation in sea level. J. Mar. Res., v. 14, N 1, 1955.
- P h i l i p s H. Der Wärme und Wasserhaushalt des Indo-Pazifischen Ozeans. Potsdam, 1949. Publication Scientific N 5, 1940. Monthly and Annual Mean Height of Sea Level. Liverpool.
- S h e p a r d F. P., E m e r y K. O., G o u l d H. R. Distribution of sediments on East Asiatic Continental Shelf. Allan Teacock foundation publications. Occasional paper, N 9, 1949.
- S u d a K., H i d a k a K. The results of the oceanographical observations on board R. M. S. «Syunpu Maru» in the Japan Sea during the summer of 1930 (p. 1). J. Oceanogr. Kobe, 3, 2, 1932.
- S u d a K., K a w a s a k i H. The results of the oceanographical observations on board R. M. S. «Syunpu Maru» in the southern of the Japan sea during the summer of 1929 (p. II). J. Oceanogr. Kobe. 3, 3, 1932.
- S u d a K. On the bottom-water of the Japan Sea. J. Oceanogr., Imp. Mar. Obs. Kobe, v. IV, N 1, 1932.
- S u d a K. On the dissipation of energy in the density current. Geophys. Mag., v. X, N 2, 1936.
- S u m i d a T. On storm tides caused by the typhoon of the last decade of August 1935. «Sea and Sky». Mar. Meteorol. Soc. Kobe Mar. Observ., v. 15, Kobe, 1935.
- U d a M. Results of simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. J. Imp. Fish. Exp. Sta., Tokyo, N 5, March 1934.
- U d a M. Results of simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and its adjacent waters during Oct. and Nov. 1933. J. Imp. Fish. Exp. Sta., Tokyo, N 7, 1936.
- W a t a n a b e A. Piedmont benchland of the Kitami mountainland, north-eastern Hokkaido. Compt. Rend. Congr. Internat. Geographie. Amsterdam, 1938.