

石狩湾の海底地形からみた低地帯の地形発達史

大嶋 和雄* 池田 国昭** 山屋 政美**

Topography of the Ishikari bay and lowland area

Kazuo OHSHIMA, Kuniaki IKEDA and Masami YAMAYA

Abstract

The marine geology of the Ishikari bay was investigated by the Tansaimaru in 1967 & 1971 by 1000 km echo-sounding, 56 dredge samples, 24 grab samples and 5 gravity cores. The Ishikari bay is continental shelf enclosed by the Shikotan peninsula and Cape Ofuyu, and embayed in NW-SE direction towards the Ishikari lowland. The late Würm paleogeography is reflected in several morphologic forms in the Ishikari bay. The recognition of transgressive sequences in lowland investigations is of primary importance in understanding the development of Ishikari plain.

In this paper, some problems of the late Quaternary geohistory in Ishikari plain and bay area were discussed, combining these results of marine investigation with geological data obtained from borings and field survey on the coastal regions of the bay.

Ishikari shelf extends at the maximum 52 km from the coast to the depth of shelf edge ranging from 120 to 140 m. The gentle bottom slope of the shelf is again interrupted at a water depth of approximately 80 m and 50 m. This negative slope-break is well reflected in the bottom morphology around the entire bay and it forms the top of the shelf edge of the wide ancient platform. This negative slope-break zone corresponds to the area of stillstanding sealevel. We noted a subdued ridge and swale topography on the surface of the vast sand plain of the shelf. We concluded that such the sand was emplaced by streams during low stands of the sea, that it had been reworked by the advancing Holocene sea, and that it constituted a relict strand plain.

As the knowledge on the nature of the late Würm sea-level rise is an essential factor to an understanding of coastal development, studies on shelf and lowland along the Japanese Islands has been carried out and it resulted a tentative time table of sea-level rise after the end of the Würm glacial period. Instead of the value 140 m for the post-glacial rise in sea-level postulated by several authors, 80 ± 5 m, is the reasonable interpretation based on carbon-14 dated, submerged terraces along Japanese Islands. As shown in fig. 2, the rise started about 15,000 years ago and reached its maximum level about 6,000 years B.P. Several studies also show evidence of temporary stillstands of sea level and its brief reversals just before present time. It is clear, however, that post-glacial time brought with it a displacement of the Ishikari coastline which at times very rapid.

Four successive stages in the development of the Ishikari bay and lowlands are as follows:

1. Paleo-Ishikari lowland (-80 ± 5 m), 2. Ishikari lagoon (-45 ± 5 m), 3. Momijiyama dune (4 ± 1 m) and 4. present.

1. はじめに

大陸棚上には、氷河期の浸食地形である河川浸食地形

跡や、低海水準位を示す沈水砂州地形などが残されている。これらの古地形を海底地形から読みとることによって、また、その古地形の深度分布変化を研究することによって、古地形が形成された当時の海水準およびその後の変化を推定することが可能である。海底地形と海底堆

* 海洋地質部
** 北海道支所

積物の分布とは、密接不可分な関係にあることが、これまでの海洋地質調査の経験からも明らかにされているので、海底地形変化の連続観測資料として得られる音響測深記録断面は、堆積物の分布境界線を推定する場合に、重要な資料となる。これら、海底における古地形および堆積物の分布は、近年詳細な調査が可能となり、海岸平野の地形発達や軟弱地盤層の深度分布を推定するための重要な資料となっている。

1971年4月26日から5月1日まで、石狩湾の底質を東京大学海洋研究所所属「淡青丸」によって調査する際に、石狩平野の軟弱地盤層の層厚分布を明らかにするために、石狩湾の海底地形についての研究を同時に行った。当時は石狩湾の海底地形図(海図 No. 6323)が発行されていなかったため、調査に先立ち、海図(No. 28, 105)から等深線図を作成した。その等深線図を参考にして、大陸棚を縦断する北西から南東方向に測深線を8本設定した。測深には、サンケンの音響測深機T型を用いた。船の位置は、デッカ航法によって、10分毎に求めた。小論の目的は、1971年度によって得た海底地形断面と海上保安庁水路部発刊の海底地形図(No. 6323)をもとにして、筆者らがこれまで研究してきた石狩平野の埋没地形と海底地形との対応関係を明らかにし、石狩湾沿岸部の地形発達について考察することにある。

小論を草するに当たり、調査機会を与えられた、東京大学海洋研究所、奈須紀幸教授に深甚なる謝意を表す。また、本調査プロジェクトの責任者、曾我部正敏技官を始め、調査に御協力頂いた北海道支所調査員各位ならびに淡青丸乗組員各位に厚く御礼申し上げる。石狩平野の試錐資料検討の機会を与えて頂いた、北海道開発局石狩河口橋建設事業所の高橋陽一技官、北海道地下資源調査所の斎藤昌之所長(当時)、松下勝秀企画課長ならびに北海道ボーリング工業株式会社の若松幹男技術士に厚く感謝の意を表す。

2. 軟弱地盤の深度分布を規制する海水準変動

札幌市周辺から石狩湾にかけての海浜低湿地には、貝化石を含む第四系が厚く発達するが、この第四系の上半を占める沖積層、いうなれば、軟弱地盤層の深度分布については、あまりよく知られていない。このことは、札幌市の旧市街地が、建築基盤としては比較的安定な豊平川の扇状地上に発達するために、土木建築工事のために障害となる軟弱な砂泥層の分布が、あまり問題とならなかったためにほかならない。しかし、近年、市街地が、急速に扇状地の外側へと進展していくにつれて、礫質堆積物を置きかえて発達する軟弱地盤が、日本各地の臨海

平野におけると同様に問題となり検討されるようになってきた。とくに、N値10以下の砂泥層からなる軟弱地盤層は、主ウルム氷期後に堆積したもので、第四系を最終氷期以前と以後の堆積物に2分する地質学的には重要な鍵になっている。

札幌市周辺に分布する扇状地堆積物は、支笏軽石流堆積物(31,900±1,700 y. B. P. GaK-713)によって上下に2分され、その上半を占める礫層の大部分が、約1万9千-1万7千年前の主ウルム氷期以降の堆積物であることが判明している。すなわち、平野下の後氷期堆積物は、扇状地堆積物が分布していない地域でも、支笏軽石流堆積物が鍵層となっており、支笏軽石流堆積物よりも上位の堆積物がこれに相当することがわかる。しかし、石狩湾岸部の低湿地は、支笏軽石流堆積物の噴出時にも海底下にあったためか、この地域の堆積物中には、軽石流堆積物が挟まれておらず、沖積層と洪積層との境は、判然とせず、これまで2つの異なった見解が対立していた。

その1つは、山口(1970)、大嶋(1974)が主張する中部帯水層群の上面をもって境とするものであり、もう1つは、湊ほか(1968)が主張する深部帯水層群よりも下位の地層、現海水準下-140 mに、その境界を主張するものである。いずれにしても、この境界は、主ウルム氷期の低海水準よりも上位にあったことでは一致している。そこで、この軟弱地盤層の基底深度を支配する主ウルム氷期の低海水準を明らかにする必要がある。

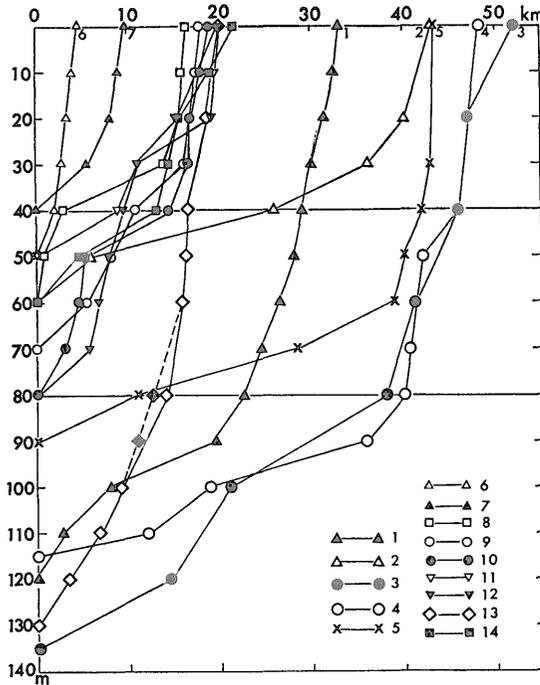
湊ほか(1968)の主張する、主ウルム氷期の最低位海水準-140 m説は、現在のわが国の第四紀学会では疑う余地のない定説のようにになっているが、その根拠について、これまで検討した論文はない。検証もされずに定説となる仮説が、科学の世界にあるとは信じられないが、-140 m 仮説は、今や地理学、考古学の世界でも受け入れられている。この主ウルム氷期の最低位海水準は、第四紀地質や海洋地質において、最も基本的な問題であるので、少し、詳しく検討してみる。

湊(1966)が初めて主張した主ウルム氷期最低位海水準-140 m説は、青函トンネル工事のため、海上保安庁水路部が作製した、津軽海峡西口の海底地形図を解説することによって、得られたものである。氏は、津軽海峡西口鞍部地形上に、多くの沈水河川地形を想定して、現在の第四紀学会で定説となっている海水準変動論を確立した。氏の説が成立するためには、津軽海峡の西口鞍部地形上に、沈水河川地形が発達していなければならない。もし、そのような、河川地形がなければ、氏の仮説は成立しないことになる。

大嶋(1976-a)は、津軽海峡西口の海底地形を詳しく

再検討した. この青函トンネル工事の行われている海域は, 津軽海峡西口でも, 最も浅い海域で, 佐々 (1969) によって「伊崎鞍部」と命名されている. もしも, 津軽海峡から海水がなくなったとしたならば, 青函トンネル工事の行われている伊崎鞍部は, 山脈の稜線部に相当することが, 一目瞭然である. 稜線部, 尾根筋は谷頭の発する場所であって, 河口の開く海辺にはなりえない. したがって, 現在も谷頭の地形的な高度分布から現海水準位が推定できないように, 谷頭の沈水した海底地形からは氷河時代の海水準は推定できないことを論証した. また, 岩盤の露出する尾根筋を選択して流れる川は, 愛知用水公団の配水路や玉川用水のような人工的な水路であって, 自然には存在しない. したがって, 津軽海峡の西口鞍部地形上に河川地形を発達させることは不可能であり, もし可能であったにしても, 谷頭を含む上流部の地形だけであって, 河口の開く下流部の地形は残されていない. この湊説の崩壊によって, これまでの第四紀学会の多くの論文も崩れさることになる.

この氷期, 間氷期の気候変動にとともなう海水準変化



- | | | |
|----------|----------|----------|
| 1. 大隅海峡 | 2. 宗谷海峡 | 3. 朝鮮海峡 |
| 4. 対馬海峡 | 5. 隠岐海峡 | 6. 早崎瀬戸 |
| 7. 馬毛島海峡 | 8. 五島灘 | 9. 種子島海峡 |
| 10. 甌海峡 | 11. 老岐水道 | 12. 利尻水道 |
| 13. 津軽海峡 | 14. 焼尻水道 | |

第1図 海峡の幅と水深

は, 世界的な現象であるので, 日本列島とその周辺の大
陸棚上の島々を分断する海峡地形にも, 当然, 一樣に海
水準変動の記録が残されているはずである. そこで, 日
本列島の島々を分断する主なる海峡の各水深と, その水
深に対応する海峡の最も狭い幅との関係について検討し
た (第1図). その理由は, 各低海水準における潮流・海
流の浸食営力が最も強く反映しているのは, 海水の通過
する海峡最小断面積であると考えられるからである. こ
の浸食営力の変化を読みとるために, 海峡断面積のパラ
メーターとして, 海峡の各水深に対応する最も狭い海峡
幅を海底地形図から読みとった. この大嶋 (1976-b) の
仮説が正しいとすると, 水深と海峡の幅との関係に, 海
水準の停滞・上昇・下降などの現象が記録されているは
ずである.

今, 海峡の水深: y , 最小の幅: x として, その関係を
 $y = ax - b$

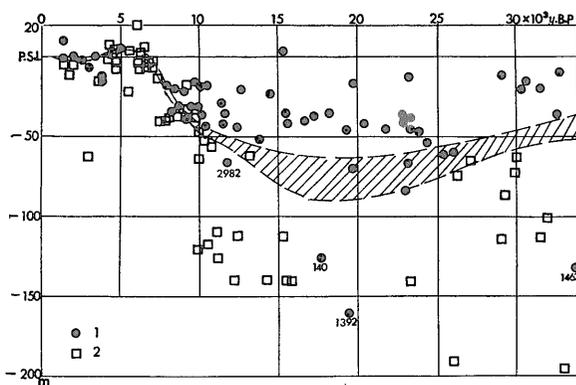
a : 海峡の幅増大係数, b : 海峡最狭部の最大水深で
近似する.

海峡の幅増大係数 a は, 第1図から明らかなように,
一定ではなく, その関係が折れ線グラフで表現されるよ
うに, 海峡の断面積は, 水深と全く一定の関係で増大す
るものではない. すなわち, いくつかの変換点がある.
この変換点の水深は, 隠岐海峡を除いて, -100 ± 5 m,
 -80 ± 5 m および -45 ± 5 m にあることが読みとれる.
したがって, 大陸棚が形成されて以降の比較的大きな海
水準位の変化は, -100 ± 5 m, -80 ± 5 m および -45
 ± 5 m を境にしてあったと考えられる. -100 ± 5 m
を境にして, 海峡の幅が増大する側方浸食の傾向は, 朝
鮮, 対馬, 大隅および津軽の4つの海峡に共通して見ら
れる. 現河川でも, 水量が増大すると, 川幅が一気に拡
大して氾らんするように, 海水準の上昇にとともなって海
峡が形成された当初には幅を広げる. すなわち, a の値
の小さいのは海峡形成当初にみられるものである. こ
のような傾向は, 海水準位 -45 ± 5 m を境にして新たに海
峡となった五島灘, 甌海峡, 宗谷海峡, 焼尻水道など
にも共通してみられる. すなわち, 海水準の上昇によ
って, 海峡が形成された場合に見られる特徴である. それ
に対して, 海水準の低下に対応する浸食地形は, 側方よ
りも下方に残される. これも, 河川の水が通常の水路で
減少する場合, 川幅が一気に狭くなるのではなく, 水位
が低下し, 氾らん原に対して垂直浸食の状態としてあら
われる. -80 ± 5 m への勾配の大きな直線, すなわち,
海水準低下による下方浸食が残されている地形は, 朝鮮
・対馬・津軽および大隅の4つの海峡に共通して認めら
れる. これらの海峡が形成された後の海水準低下は, 一

80±5mまで認められることになる。大嶋(1976)が日本列島の海峡形成史の地質学的背景において、記述したように、日本海沿岸の段丘堆積物として、リスールム間氷期の海水準上昇を示す堆積物が分布し、大陸棚上の地形面が、日本海および太平洋の両沿岸において、ほぼ同水準にて対応することから、リスールム間氷期以降に、日本海と太平洋とは、隔絶したことがなかったと考えている。すなわち、大陸棚上の低位海水準を示す地形は、水深-80±5mまでである。したがって、主ウルム氷期の海水準低下量は、-80±5mであると結論づけざるを得ない。もし、大陸棚が、主ウルム氷期にでき、海峡がそれ以後形成されたのなら、日本海と太平洋の大陸棚外縁の水深は、当然、異なるはずである。また、-100m以下への海水準低下を考えなければ、朝鮮、対馬および津軽海峡を陸化させることはできないので、その証拠が必要である。しかし、主ウルム氷期に、海水準が100m以下に低下したという証拠は、津軽海峡西口鞍部地形上に想像した湊(1966)の川跡地形のほかには、なにもない。

第1図で、特異な傾向を示す隠岐水道の海底地形を少し検討してみる。隠岐水道だけは、変換点の水深が-60±5mで、他の海峡の-45±5mや-80±5mと異なっている。世界的に共通な現象である海水準変動によって決定されるこの変換点の水深は、日本列島沿岸全て、同一水深になければならない。したがって、この-60±5mの変換点は、-45±5mが沈降したものが、-80±5mが上昇したものかの、2つの場合が考えられる。もし、この地盤変動時期が、-45±5m停滞期の前の変動、すなわち、-80±5mが上昇したとすると、朝鮮・対馬海峡と同様に、-60±5mを境にして、浅い方にaの値が大きくなるはずであるが、逆に小さくなっている。いうなれば、海水準低下による下方浸食地形というよりも、海水準上昇にともなう側方浸食的な地形様相を示している。したがって、隠岐海峡の地盤変動は、-45±5mの海水準上昇停滞期の海峡形成後と推定される。さらに、同海峡の幅が、水深0~-30mまで、ほとんど変化しない点を考慮すると、現海岸線は、縄文海進後、急速に沈降した地形であると推定される。このような点を考慮すると、主ウルム氷期の汀線は、地盤変動の小さい海域では-80±5mにあるが、山陰沖のような沈降域では、-100m以下にあることになる。大陸棚の海底地形の地質学的研究が進むにつれて、各海底地形面が形成された後の地盤変動が解明され、主ウルム氷期の汀線の位置が、正確に求められるようになるであろう。

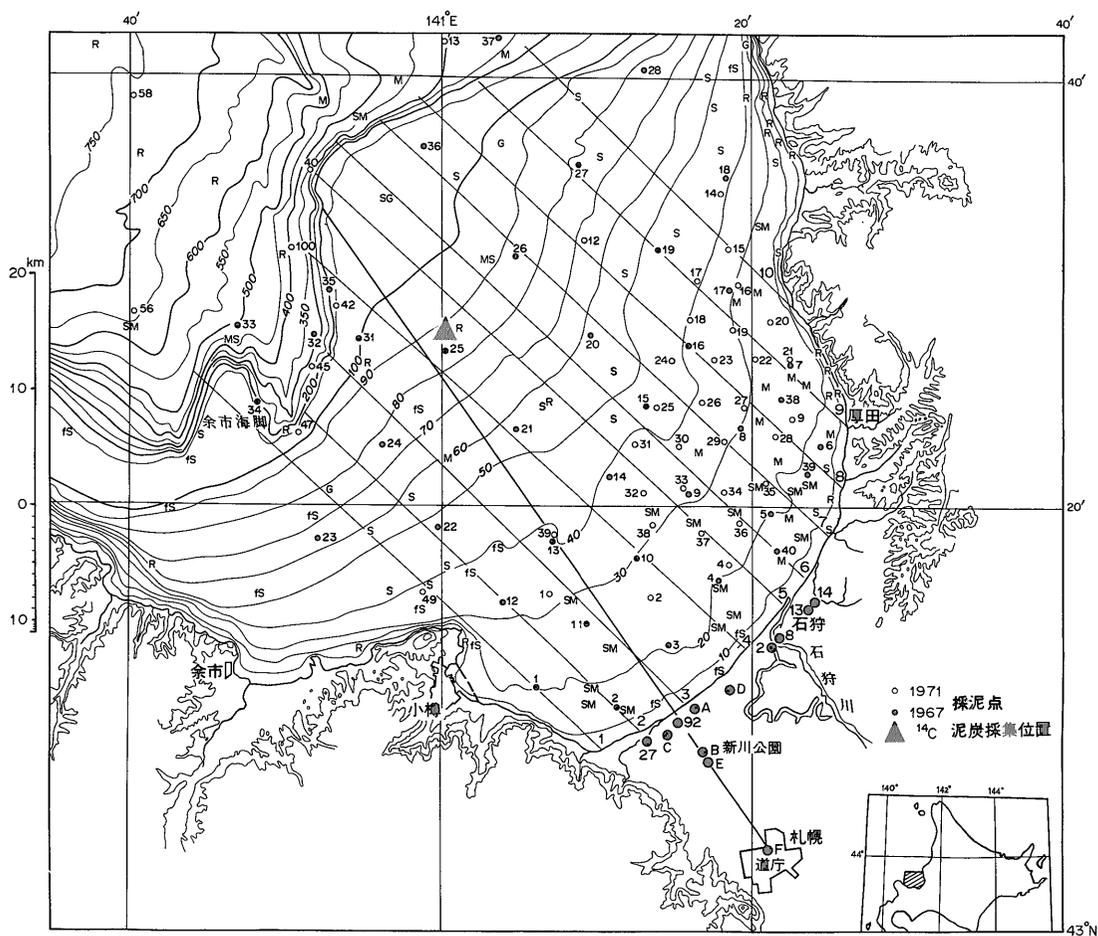
また、大嶋(1976-a)は、日本沿岸平野および大陸棚



第2図 日本沿岸平野および大陸棚から採取した試料の¹⁴C年代と採集深度

から採取された泥炭および貝殻の採取深度とその¹⁴C分析値をまとめることによって海水準変動(第2図)を推定した。ある時期の海水準は、その時代に生成された泥炭層より下方に、貝殻やサンゴ礁よりは上方に位置するという論拠によって、約18000年前の最低位海水準が-80±10mの間にあることを明らかにした。第2図で推定した海水準変動曲線よりも、はるかに下位から採取された新潟平野のボーリング試料の泥炭(1392, 1462)の産状は、柴崎・和田(1968)が述べている。¹⁴C分析試料とした泥炭(木片)を産する地層は、海生珪藻化石や流水の激しさを示す雲母片を多量に含むことから、水流の激しい外海と潟湖との接合部の水路に発達する海苔に堆積したものと考えられる。したがって、産状を詳しく検討すると、異常値のもつ意味が明らかになる。また、国際海洋研究10カ年計画(IDOE)の一環としてのCLIMAP(気候長期研究・図化・予測)計画グループ(1976)は、最終氷期の最盛期の海面低下量として、大陸縁辺地に沿う年代測定をした海底平坦面と比較的地盤の安定したカリブ海の島々に発達する水深-75~-90mの波食ノッチの分布にもとづき、主ウルム氷期の海水準位は、-85mと推定している。このような結果は、石狩湾周辺地域にも、当然、適用されるはずのものである。

松下(1976)および筆者らがコアの現地検討を行った石狩川河口橋の資料から、石狩湾岸の地下断面図(第3図)を作成した。石狩湾沿岸にはもっとも厚く主ウルム氷期以降の堆積物(第1表)が発達している。この低地帯の地下-60m~-170mに発達する海棲貝化石を産し、泥炭を挟在する地層は、リス氷期に形成された大陸棚の凹地を埋積する洪積世の堆積物である。したがって、沖積層あるいは大陸棚の水深90mで浅い地形面との密接な関係は読みとれない。なお、石狩湾中央の水深82m付近



第4図 石狩湾海底地形および採泥試錐位置図

の海底(第4図)から採取された厚さ3m以上の泥炭層の¹⁴C年代は4万年以上前のものであって、リス氷期の海水準低下の大きさを示すものと筆者は考えている。

これらの堆積物(第1表)のうち、下部砂礫層、下部砂泥層、上部砂泥層、上部砂礫層および最上部泥層は、現在の大陸棚にも延伸分布すると予想されるので、それらの陸域における性状について略説する。

3. 石狩湾沿岸低地の上部洪積統と沖積統

3.1 下部砂礫層

層厚7-8mに達し、下位の海成砂泥層を一部浸食して堆積する。石狩川流域の本層には、礫径2-3cmのチャート、粘板岩が主で、現在の当別川が運ぶ砂礫に似た礫種からなるものが多く、豊平川(伏籠川)流域の堆積物には安山岩礫が多い。いずれも亜角礫を主とするが、

円礫も多少含まれる。本層の分布は、基底深度分布(第5図)からも、伏籠川(旧豊平川)および石狩川の流路とよく一致している。しかも、本層堆積時の伏籠川および石狩川は、茨戸油田付近の第三系の地形的な高まりによって2分されていたのがよくわかる。本層は、後氷期堆積物に相当し、更新世末期の砂礫層に対比されることが松下(1976)の資料から読みとれる。したがって、現海底下において本層に対比される地層およびそれによって形成されている海底地形面は、本層の平野下における上限深度-50mから当時の海水準-80±5mの間に存在することが推定される。

3.2 下部砂泥層

植物片や泥炭を含む、層厚20-40mの砂質シルト層である。本層は、紅葉山砂丘の内・外両側に連続して発達し、紅葉山砂丘形成以前の堆積物である。本層は石狩湾

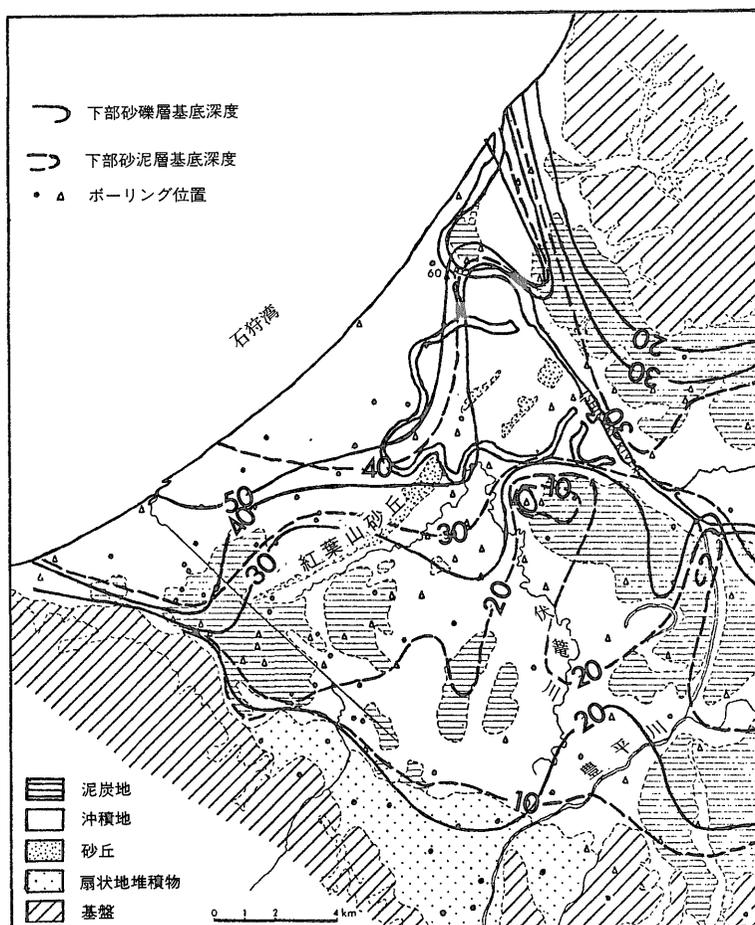
第1表 石狩湾岸部の地形発達史

地質時代	地層	層厚	堆積層	地形発達	絶対年代	海水準変動
沖積層	泥最上層部	5m	泥炭を挟在する軟弱泥層 N値3以下	沖積砂壤土 石狩砂丘形成	B.P.	
	上部砂礫層 UG	5m	泥らん原堆積物	花畔砂堤列形成	1,000	
			貝 3,640±120 (-14.5m)	石狩川・豊平川の紅葉山砂丘内側での合流	3,000	-1±1
	上部砂泥層 UM	20m	チヨノハナ・シズク貝 海成砂質泥 N値10以下 アカガイ ハマグリ アカニシ ツノガイ	紅葉山砂丘形成	4,000	
			7,050±140 (-20m)	紅葉山砂州 縄文海進	5,000	
					6,000	4±1
					7,000	
					8,000	
					9,000	
					10,000	
洪積世	下部砂泥層 LM	30m	汽水成砂質泥 シジミ貝を多産 N値≒10	古石狩湾 宗谷海峡形成	10,000	
			泥炭を挟在する		12,000	-45±5
	砂礫層部 LG	10m	砂礫層 N値30以上	海水準の低下(-55±5m)? 沈水砂州の形成(-45±5m) 豊平川扇状地の形成 古石狩川 (-80mに達す) トツベツ岳カル群形成 雪線標高 1600 m	14,000	
					16,000	
	砂泥層	100m+	泥炭を挟在する		18,000	-80±5
			貝 26,320±1100 (-70m)		20,000	
			29,710± ^{2,150} _{1,690} (-70m)	古石狩湾 石狩海峡の陸化	25,000	
			31,910± ^{2,730} _{2,030} (-100m)	支笏カルデラからの降下軽石流の堆積	30,000	
			エゾタマキ コベルトフネガイ ホタテガイ		40,000	
					60,000	
	間水期		中位段丘堆積物 伊達山層	石狩海峡 津軽海峡の形成	80,000	30±5
	リス水期			石狩海峡? ポロシリ岳カル群形成 雪線標高 1400 m	100,000	
					150,000	-120±10

海底下に広く発達し、なお汽水性のヤマトシジミを多産することから、三角州堆積物というより、現在の網走湖や津軽十三湖のような汽水湖(石狩潟湖とよぶことにする)の環境に堆積したものと推定される。この堆積盆では、さらに海水準が上昇すると、同じ地点でより粗粒の砂質堆積物(上部砂泥層)が堆積するという、一般的な堆積作用とは逆の現象がみられる。すなわち、海水準の上昇に伴って日本海と石狩潟湖とをへだてていた砂州が欠壊して、あるいは砂州を越えて海水が浸入してくることによって、潟湖は紅葉山砂丘(当時は砂州)の内側ま

で後退し、それまでの潟湖の泥質堆積物の上に海浜砂質堆積物が堆積している。したがって、本層堆積時の海水準は、-50~-30m付近にあったものと推定される。本層に対比される当時の砂州は、現在の石狩湾の水深-60~-40m付近に、沈水砂州として残されている可能性がある。本層堆積時には、茨戸油田付近の第三系からなる地形的な高まりと、石狩高岡から延びる砂州が、紅葉山砂丘の前駆的な地形として、石狩潟湖の中に発達していた。

3.3 上部砂泥層



第 5 図 下部砂礫層および下部砂泥層基底等深線図
注：基底深度の数字は、海水準下を示す。

淘汰のよい砂層に、シルト層が挟在する。その最上部は、いわゆる縄文海進最盛期の堆積物で、層厚は30mに達する。本層からは、赤松(1972)が報告したようなハマグリ、アカガイ、カガミガイ、アカニシなどの浅海棲貝類を多産する。紅葉山砂丘を境にして、海側には海浜砂ないしは浅海成砂層が分布し、内陸側の新川公園付近の諸試錐では内海の汽水成層の上位に泥炭を挟在する陸成シルト層が分布している。紅葉山砂丘の内陸側に分布する汽水成層は、札幌市の北24条以北(-10~-20m)および豊平川と石狩川との合流点付近の中沼(海拔-5~-20m)の試錐試料で確認されている。本層のN値は10以下で、典型的な軟弱層で、本層の分布域と泥炭地とはほぼ一致している。また、砂丘内陸部で、本汽水成層が現海水準上では発見されていない。紅葉山砂丘の海側には、赤松(1972)、北川・赤松(1973)が報告するよう

な、縄文海進の証拠となる堆積物が、現海水準上3mの位置にみられ、当時の海水準は+4mに達したと考えられている。現海底の本層相当層が形成する地形面は、縄文中期にはじまる海退によって浸食されているために、識別することが困難である。

3.4 上部砂礫層

現氾らん原堆積物を含む扇状地堆積物上部の砂礫層、紅葉山砂丘の内側に沿って分布する礫層、石狩砂丘砂など、縄文海進以後の海退期の堆積物からなる。豊平川、発寒川の扇状地堆積物の表層礫層は、層厚2-5mで、径30cm以上の安山岩礫を含み、数枚の砂層をはさむ典型的な氾らん原堆積物である。紅葉山砂丘の内側に沿って礫層がレンズ状に分布することは、小山内ほか(1956)が確認した。この礫層は、砂丘の海側には分布していないことから、この礫層の堆積時には、紅葉山砂丘もしく

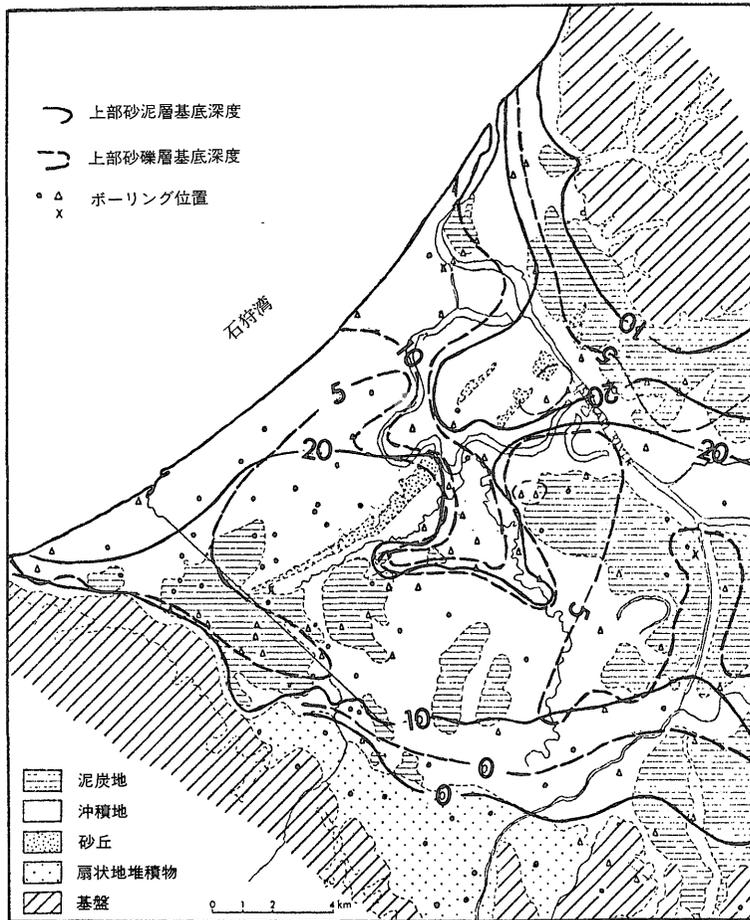
は砂丘の前駆的な地形である砂州が形成されていたと考えられる。旧石狩川の河口周辺の蛇行は、砂丘内側の茨戸油田背斜軸部でもっとも大きい。石油資源開発のボーリング資料（北海道鉱業振興委員会，1968）によると、現海水準下30m付近の第三系礫層の上位に上部砂礫層の礫が発達することが知られている。したがって、縄文海進直後は、石狩川と伏籠川とは、茨戸油田の海岸背斜付近で、それぞれ東および西側を並流し、紅葉山砂丘の海側で合流していたものと推定される（第6図）。現在のような両河川の紅葉山砂丘内側での合流は、石狩砂丘列の発達による河川勾配の減少によるものであろう。紅葉山砂丘の海側に発達する石狩砂丘列は、海退にともなう沿岸砂州の陸化したところに、風成砂が堆積したものである。この堆積物中から産する貝殻は、生息状態を示すものではなく、汀線付近の打上げ堆積によることを示している。石狩砂丘列は、少なくとも、2000年前には、す

でに陸化していたことが、この堆積物の表面近くから出土する縄文晩期（2000年前頃）の土器によって、支持される。この時代は、本州の弥生時代に対比される。

3.5 最上部泥層

泥炭および沖積氾らん原堆積物からなる。一部、上部砂礫層と同時異相の関係にある。この泥層が、上部砂礫層に直接かさかっている地域では、N値が3以下の軟弱層が層厚30mにも達する。そのような地域は、現在も洪水や地盤沈下の被害を受けている。

以上、陸域における後水期堆積物ならびにそれから知られる古地理について、これまでに知られているところを述べた。現在の石狩湾海底には、上述の各地層が延伸分布しており、それらによって形成された堆積地形、あるいは、これらを侵食する地形が存在するものと考えられる。現海水準よりも、海水準が低かった時代に形成された海成地形であって、陸上では認めることのできない



第6図 上部砂泥層および上部砂礫層基底等深線図

注：基底深度の数字は、海水準下を示す。

地形としては、1) 下部砂礫層期の河川浸食地形とその河口の外側に広がる浅海波食地形、2) 下部砂泥層期の石狩瀉湖を形成していた砂州地形とその外側の波食地形などが挙げられる。

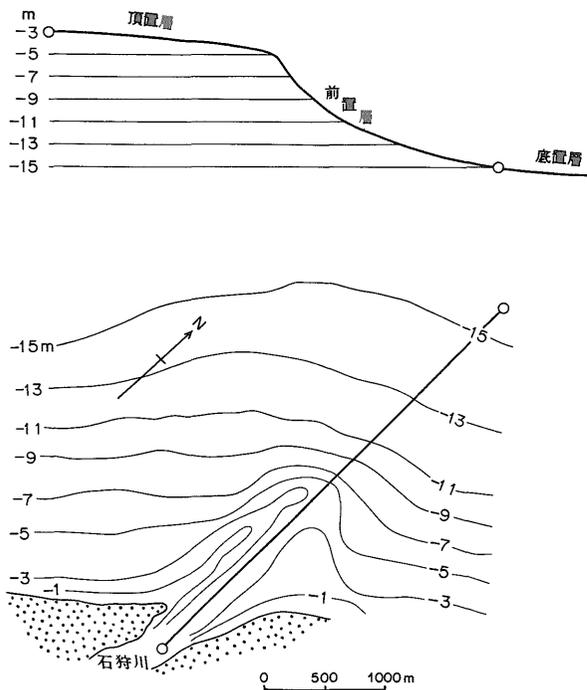
4. 海底地形の特質からみた石狩湾底

大陸棚上には、低海水準時に形成された陸上地形の沈水した地形が、その後の埋積あるいは浸食作用を受けなければ、そのまま残されているはずである。しかし、現海底地形は、海水準上昇にともなう浸食作用や埋積量の変化などによって、かなり修飾されている。この修飾をとり除いて地形を復元することにより、また、修飾の特徴を読みとることによって、大陸棚上の地形の形成史を明らかにすることができる。たとえば、波食作用による波食台やノッチの水深規制は、海水準位の幅5mを越えないものであるから、当時の海水準を波食台の深度分布から推定すると、石狩湾中央部の水深80-90mおよび45-55mの露岩分布域が各停滞海水準を反映するものと考えられる。しかし、石狩湾の岩石海岸については、あまり調査が進んでいないので、波食作用による海底地形の変化を明らかにすることはできない。

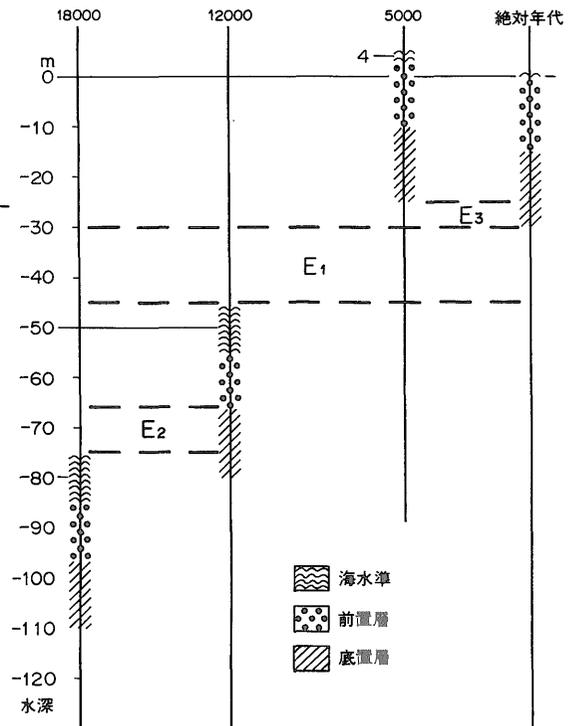
これまで述べてきたように、主ウルム氷期の海水準が

もっとも低下したときには、その海水準位は現海水準下-80±5mにあったので、当時の河川浸食地形は、現在の海底では、0~-80mの範囲に発達しているはずである。また、16,000-12,000年前には、海水準が、-45±5mに停滞していたので、その頃の河川地形は、現海底の0~-50mまでに発達していたであろう。これら大陸棚上の河川地形は、その後の海水準上昇が急速であれば、埋積作用および波食による浸食作用を受けても、消し去られることはない。石狩湾での埋積作用としては、石狩川や豊平川などのもたらす河川堆積物によるものと、各停滞海水準時における漂砂によるものがある。

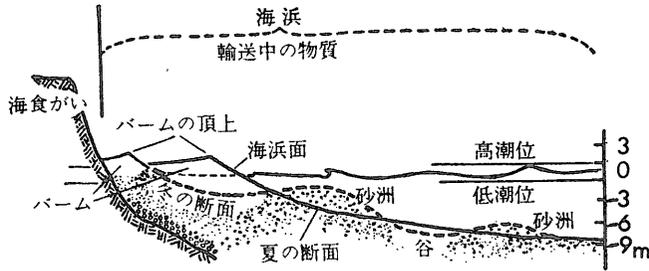
現在の石狩川から供給される砂泥は、三角州堆積物を形成している。その頂置層、前置層および底置層は、河口付近の海底地形図(第7図)からは、それぞれ、水深1-5m、5-15m、15-35mにあることが読みとれる。主ウルム氷期において、現在の石狩川程度の河川が、現在の水深80m付近に河口を開いていたであろうから、地形的に周辺の海底と異なる地形を呈する前置層は、河口水深から-15mを越えない範囲に形成されたと推定される。したがって、海水準の停滞が明らかにされている海水準位-80m、-45m、+4mの前置層は、水深-80~-95m、-45~-60m、+4~-10m付近に、同様にし



第7図 石狩川河口周辺海底地形と断面図



第8図 残存地形の変形についての概念図



第9図 沿岸砂州の季節的変化

て底置層は、水深 $-95 \sim -110$ m、 $-65 \sim -75$ m、 $-10 \sim -30$ mの範囲にあると考えられる (第8図)。

河川の埋積作用に対して、沿岸漂砂による埋積作用は、場所によっては桁違いに大きなものであって、苫小牧工業港や現在計画されている石狩新港などでは重要な問題となっている。この沿岸漂砂問題の起る海浜については、土木工事や戦争時の対上陸作戦のために詳しい研究が数多くなされている。外洋に面した海浜の断面は、夏と冬とはかなり異なる (第9図)。海水面より上には、波浪で運ばれた砂で形成された、ほとんど水平な平坦面が発達していて、バームと呼ばれている。水面下には、海浜に平行に伸びた砂の堤があって、砂州または沿岸州と呼ばれる。

夏には、海底の断面は滑らかで、一般には砂州がなくなるか、低くなる。冬になると、バームは夏よりも高く、狭くなる。この原因は、バームの大部分の砂が水面下に移動して砂州をつくるからである。砂がこのような移動するのは、季節とともに波の営力が変化するためである。冬の嵐によって生じる大波は、バームを切り込んで後退させ、夏のおだやかな海は、バームを再びもとにもどす。沿岸砂州の大きさは、波浪の大きさと海底地形によるが、石狩海浜の場合、外側の砂州の発達する水深は -10 mを越えない。したがって、海底地形を変化させる要因としては、三角州堆積物としての底置層ほどの拡がりはない。逆にいうと、停滞海水準位の周辺に、海浜堆積物は沈水砂州として残されていて、当時の海水準を知るための重要な手がかりを与えている。したがって、停滞海水準位、 -80 mおよび -50 mの周辺に再移動堆積物的な特徴をもつものは、旧海浜堆積物である可能性がある。また、 -80 m海水準位時に形成された陸上河川浸食地形の保存状態を考えてみると、 -45 m海水準位停滞時に埋積作用を受け、とりわけ $-45 \sim -60$ m付近までは、堆積速度の速い前置層域であり、また -45 ± 5 mは波食作用によって平坦化されるなどのことがあり、ところによっては、旧河谷地形は現海底面ではあまり残され

ていないと考えられる。したがって、河川浸食地形がその後の水理営力によって消滅されていない順番は、第8図から、 $E_1 \rightarrow E_2 \rightarrow E_3$ の順になる。以上の論点を各停滞海水準毎に整理すると次のようになる。

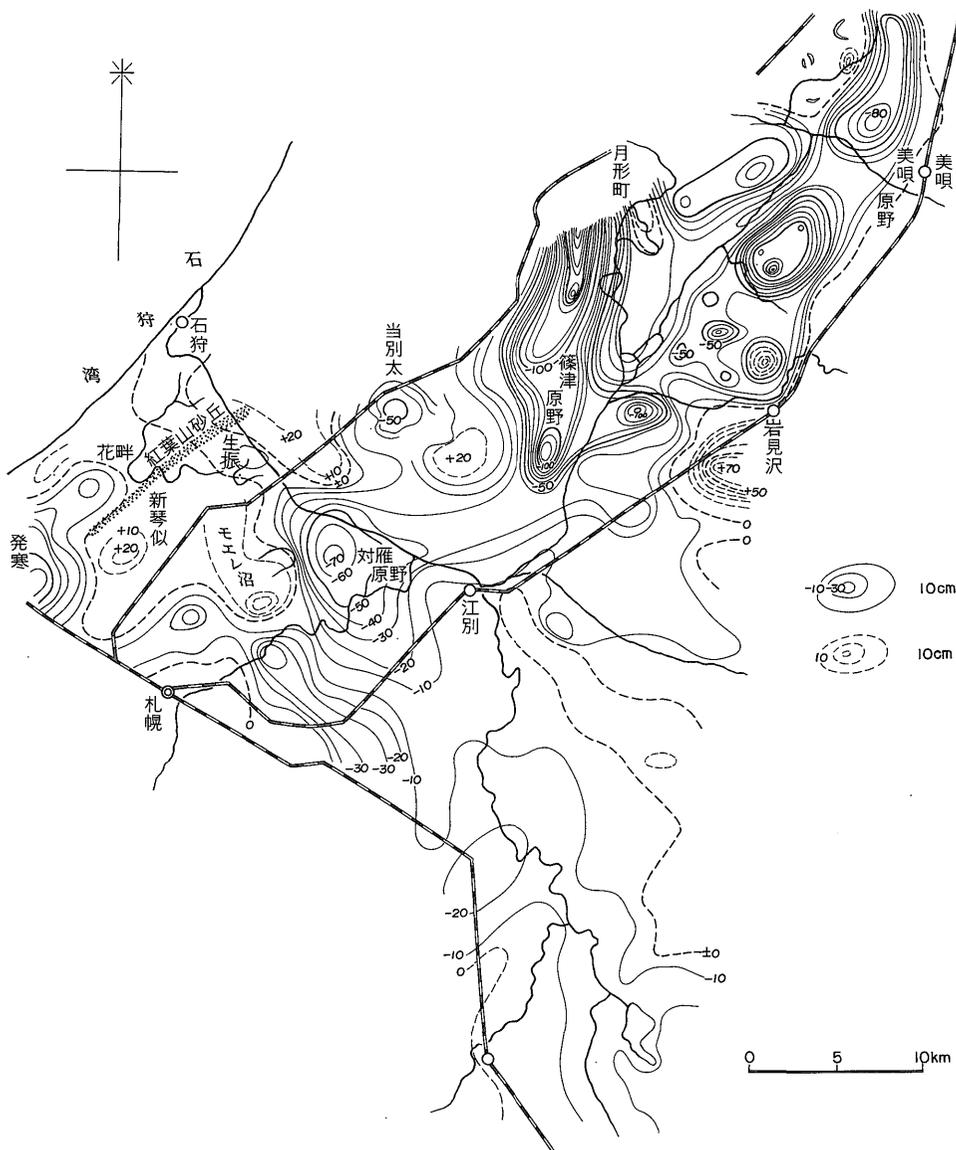
4.1 海水準位 -80 m期

河川地形は、 $0 \sim -80$ mまで追跡される。そうして、水深 80 m付近に砂州地形および露岩波食地形が残されているはずである。

4.2 海水準位 -45 m期

河川地形は、 $0 \sim -50$ mまで追跡され、水深 50 m付近に砂州地形と露岩波食地形が発達する。この時期の三角州堆積物と漂砂によって、海水準位が -80 mにあった時の河川地形のうち、 $-50 \sim -70$ mの部分が消去される。同様に、海水準位が -45 m期に形成された河川地形のうち、 $0 \sim -20$ mが、現海水準の埋積平坦化作用によって消去され、底置層堆積物の発達する -30 m近辺までの河川地形の特徴は失われていると考えられる。以上のフィルターを通して、現石狩湾の海底地形を検討する。

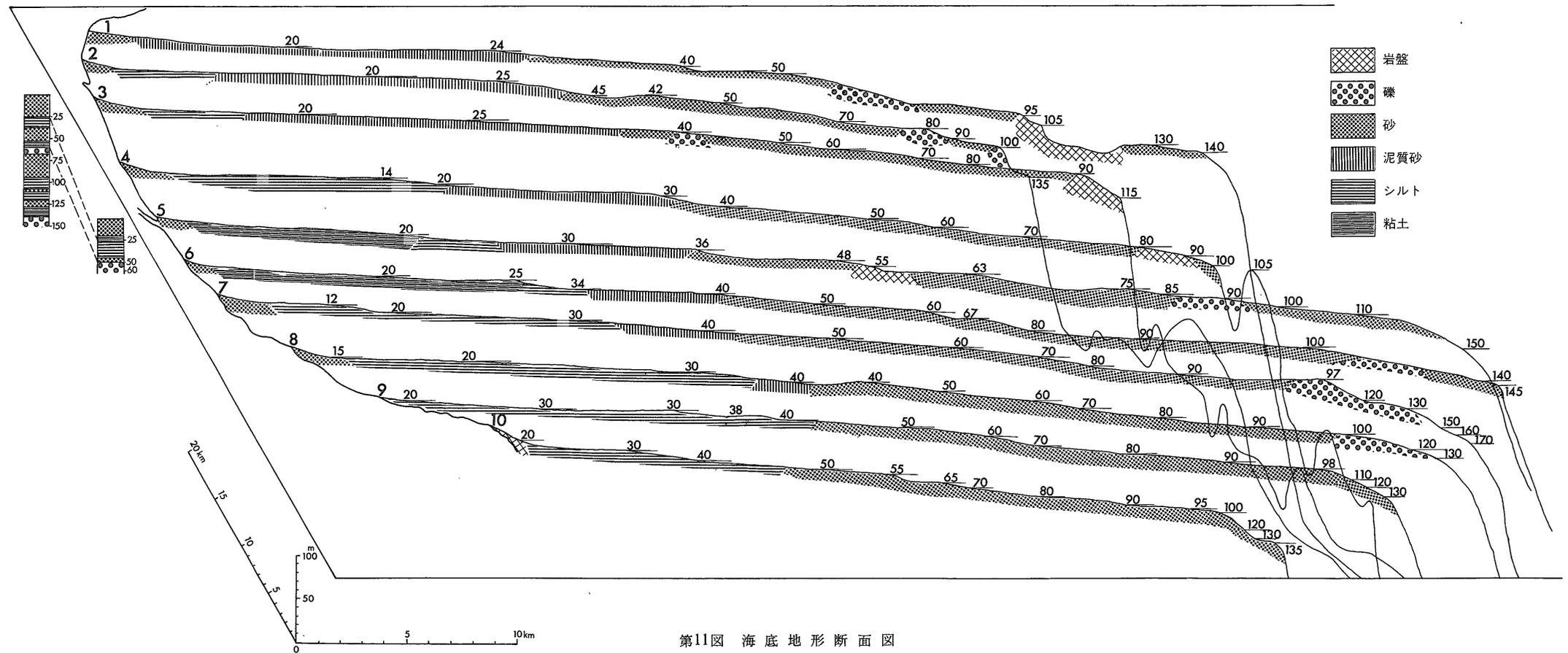
石狩湾には、平坦な大陸棚が最大幅が 52 kmにわたって、水深 $100-140$ m付近まで発達している (第4図)。その平均傾斜は、 $120 \text{ m} / 52 \text{ km} = 0.0023 = 8$ 分、非常に平坦であると考えられる。ところが、石狩川の河口から 50 km内陸の平野の標高を調べてみると、月形 (河口から 58.3 km) で 12 mである。つまり河口からこの地点までの沖積平野の平均傾斜は、大陸棚の 10 分の 1 である。この石狩湾底の傾斜 8 分というのは、大陸棚としても、かなり平坦な地形であるが、石狩川による堆積地形ほどに、平坦ではないことを示している。すなわち、大陸棚上においても、沖積平野と同様な堆積作用によって形成された地形ばかりではないことを示している。河川による堆積地形と、波浪によって形成された砂州地形とでは、傾斜がかなり異なるはずである。現在の沿岸砂州が形成されたり消滅したりする海浜をみると、水深 15 mまでの陸岸からの距離は、石狩湾岸では、ほぼ一定で $2.5-3$ kmである。その傾斜は、 $15 \text{ m} / 3 \text{ km} = 0.005 = 18$ 分



第10図 石狩川低地帯三角点標高変動等値線図

で、大陸棚全体の傾斜の2倍である。このような観点から、傾斜の緩急を示している等深線間隔を検討すると、水深 0-20m, 20-50m, 50-100m および 100-150m の区域で大きな変化が読みとれる。この等深線間隔に急激な変化の見られる、-20m, -50m および -100 m は、それぞれの時代の停滞海水準位を反映するものと考えられる。ここで注意されることは、等深線が現在の海岸線と平行するのは、水深 100m までであって、この水深までは、連続一連の海水準上昇の過程で形成されたと考え

られる。それに対して、100m 以深の海底地形、たとえば余市海脚は基盤の残存地形であって、石狩川のような大きな河川が、石狩湾に河口を開いていなかった時代の地形と考えられる。このような地形の変換点を検討する場合、地盤変動量を無視する訳にはいかない。筆者の一人である山屋 (1968) は、石狩低地帯の地盤の垂直変動を、国土地理院の水準測量資料をもとにして、検討した (第10図)。国土地理院北海道地方測量部は、昭和37-41年にかけて、石狩川流域の三角点の精度維持、ならびに地



第11図 海底地形断面図

盤変動調査のための標高改測を実施した。なお、改測以前の標高は大正初期に測量されたものが大部分である。したがって、この間の年数は40-50年離れている。それによると石狩湾岸では軽微な上昇隆起傾向がみられ、内陸側に大きな沈降運動がみられる。その沈降運動の大部分は、泥炭地の農地改良工事によるものであり、札幌市内のものは、地下水の汲み上げによるものであることがわかっている。人為的な影響の少ない海岸地域における表層地盤の変動量は、40年間で約±10cm以下であって、比較的小さい。なお、この変動量は、表層の圧密であって軟弱地盤の基底等深線図(第5図)には、その地盤変動量が現われていない。したがって、本地域は、主ウルム氷期以後の海水準変動を検討するに足るフィールドであると考えられる。

20m等深線は、現海岸線よりも屈曲が大きく、縄文中期の海水準低下や、明治時代に入ってから河川改修による河口の変更および三角州堆積物の分布域などを反映している。

20-50m等深線の示す地形は、大陸棚で最も平坦であって、波食平坦化作用だけでは、この平坦面の形成は考えられない。すなわち、50m等深線付近での海水準停滞時の石狩潟湖の堆積地形面と推定される。50m等深線付近での海水準の停滞していた事実は、現石狩湾岸低地にヤマトシジミを多産する下部砂泥層の分布と、その基底深度地形の海底地形への延伸対応関係から推定される。また、日本海と石狩潟湖とを分断する沿岸砂州を切る、水路の浸食地形が40-50m等深線の凹入部に読みとれる。

水深60-100mまでの10m等深線間隔は、ほぼ2-3kmで、その勾配は波食地形のそれとほぼ等しい。河川地形跡らしきものが推定されるのは、70m等深線の凹入部だけであって、それ以外の等深線では不明瞭である。

さきに、一般にみられる三角州堆積物の深度分布から、それ以前に生じた浸食地形の保存状態を推定したが、その推定通りE₁帯(-30~-45m)およびE₂帯(-65~-75m)に、河川もしくは水路浸食地形跡が認められる。このことは、石狩湾底の地形形成に、-80m海水準停滞が、大きな意義を示す事実とみられる。また-60mおよび-90~-100m等深線が平滑である理由としては、-45mおよび-80m停滞海水準位の沿岸波浪によって形成された海岸地形に平行な沈水砂州によるものと推定される。

5. 音響測深に基づく地形断面の解析

大陸棚の海底地形断面(第11図)は、前述した海底地形図から読みとれるよりも、さらに詳しい地形が示され

ている。とくに水深約50mを境にして、石狩湾の大陸棚の地形面発達様相が全く異なり、50m以浅の平坦面が大陸棚の½以上を占めることを明らかに示している。すなわち、大陸棚は平坦であるが、決して一定の傾斜で深くなるものではなく、勾配を異にする堆積地形と波食地形とによって構成されていることを示している。これらの海底地形の特徴を、海底地形断面の相対的な勾配変化から、平坦面と斜面とに区分した。

海底地形は大まかに、45-55m、80-85mおよび100-110m付近の斜面を境とする平坦面に区分される。45m以浅の平坦面は、20-30mと30-45mとの面に小区分される。その小区分は底質と互いに関連しており、30m以浅には、石狩川三角州堆積物の底置層に相当する泥底質が、30m以深には、残存堆積物と現世泥質堆積物の混合堆積物である砂泥が分布する。現世泥質堆積物の分布は、北側の測線8、9、10の方向へ深くなる。

45-55mの斜面は砂底質からなり、斜面というよりも、沈水砂州的特徴をもった起伏のある地形が、測線2、5、8に見られる。また、水深55m付近(測線5)に基盤が露出している海域がある。これまでに明らかにされた、停滞海水準位(-50±5m)における波食地形を示すものと考えられる。

55-80mの平坦面は、砂底質からなる。その勾配は、25m/10km=0.0025で石狩湾における大陸棚全体の平均勾配にほぼ等しい。

80m以深の平坦面は、測線5、6、7、8に認められるが、その勾配は70m/20km=0.0035であって、現在の石狩湾浜の値0.005に近い。すなわち、堆積地形というよりも、波食作用によって形成された地形勾配に相当する。とくに、120-140m面は、80m以浅の平坦面と明らかに異なり、その地形面の形成時代は古く、形成されて以後の変形が大きい。海底地形図からも、-80m以浅の地形は、連続一連の形成であるのに、それより深い水域の地形は、これと異なる形成作用によるものと考えられる。このような、-80mの海水準のもつ意義から考えても、これを最終氷期の最低位海水準と考えるべきであろう。海峡地形の幅と水深との関係から求めた、最終氷期の最低位海水準-80m説は、石狩湾の海底地形の-80m付近の地形変換や露岩域などが支持している。

-45m付近の海水準位の停滞は、-80mにつぐ意義をもっている。-50m付近の沈水砂州地形を境にして、明らかに海底地形勾配が異なり、50m以浅の平坦面は沖積平野同様の堆積地形であることを示している。陸上の試錐柱状図と海底断面図とを比較すると、その間の事情がよく読みとれる。すなわち、海水準が-45m付近に停滞

していた頃に形成された沿岸砂州の内側に生じた石狩潟湖の堆積物が、下部砂泥層である。また、沿岸部の-50m付近の下部砂礫層は、海底では水深80m付近の底質に、その延長部が追跡される。その海底地形の勾配は、 $30/20\text{ km}=0.0015$ でかなり緩傾斜であって、水深80m付近には河川礫が供給されず、泥炭が形成される低湿地の状態にあったと推定される。この地形勾配のゆるやかになった原因は、石狩湾岸の地盤沈降によるものとも考えられるが、山屋(1968)によると、石狩湾岸部は確たる隆起地帯である証拠には乏しいが、少なくとも沈降域でないことは確かである。したがって、石狩低地帯の平坦な地形面は、地盤沈降によって形成されたというよりも、堆積作用によると考えた方が、妥当である。

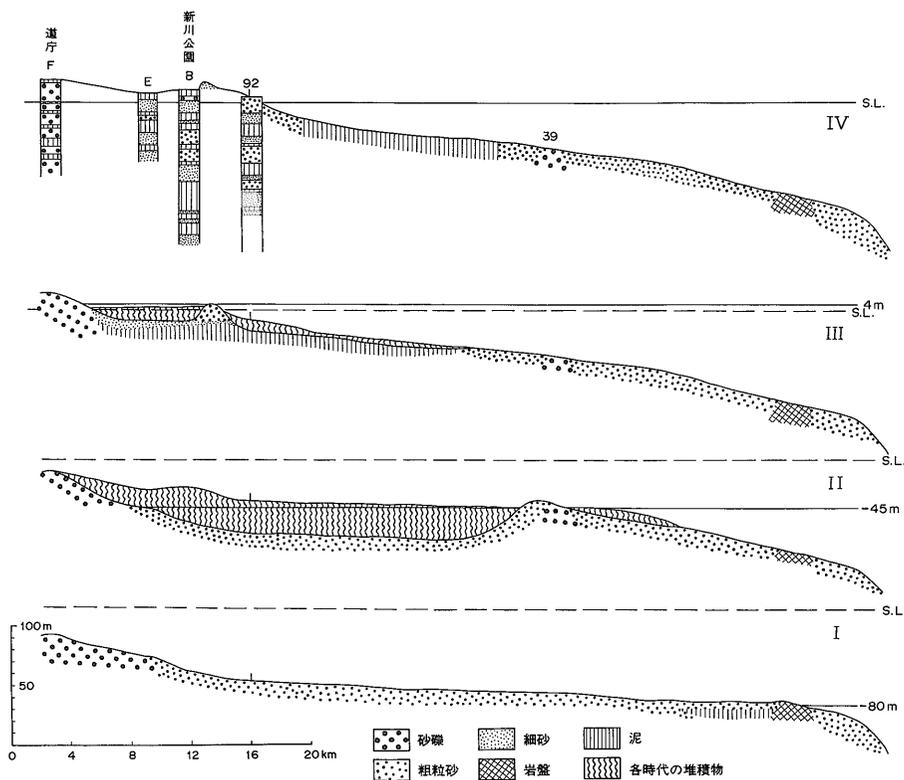
6. 地形発達史

沖積平野の形成は、後氷期の海水準変動と密接な関係にある。したがって、主ウルム氷期の最低位海水準(-80±5m)、低海水準停滞(-45±5m)、高海水準位(4±1m)および現海水準位に対応して、石狩平野の地形的様相は変化してきた。この地形発達を理解するため

に、北海道庁を基点とする石狩湾を縦断する断面図(第12図)を作成した。この図に基づいて、各海水準位の地形発達について考察してみる。

6.1 古石狩低地期(-80±5m, 第12図I参照)

海水準が-80m付近まで低下すると、石狩湾のほとんど全域が陸地となる。当時の海水準を示すと推定される泥炭層が、石狩湾中央部(43°28.2'N, 141°02.6'E, 水深82m)に存在することが、石井ほか(1974)によって確認されている。現水深-80m付近は、当時の河口周辺部に相当するので、泥炭が堆積する低湿地的な環境にあった。現石狩湾岸の海水準下-50~-60m付近に分布する砂礫層が、当時の河川中流域の堆積物に相当する。その当時の河川勾配は、現在の80m等深線付近に河口があったとすると、 $20\text{ m}/37\text{ km}$ であって、現海底地形よりも、かなり緩やかである。したがって、運搬能力から逆算しても、砂礫の分布は、それほど沖合には達しないはずである。-55~-80mの現海底面は、砂底質からなり、その勾配は、石狩湾大陸棚の平均勾配に等しい。すなわち、-80m海水準位の下流低湿地が、海進にともなう波食作用を受けて形成された平坦面と考えてさしつか



第12図 模式地形発達史

えない。当時の北海道道庁付近の地表は、現海水準下-20~-30mに位置して、当時の海水準からいえば、標高50m付近の豊平川扇状地上にあったことになる。

6.2 石狩潟湖期 (-45±5 m, 第12図Ⅱ参照)

現石狩湾の海岸線から沖合25-30 km, 水深 40-50m付近に、沈水砂州地形が発達する。現平野の地下-30~-60mに発達するヤマトシジミを多産する下部砂泥層は、この沈水砂州の内側の石狩潟湖に沈積した堆積物に相当する。したがって、最低位海水準から-45mまでの海水準上昇速度は比較的早く、その間における沿岸砂州地形の発達は、あまり顕著ではなかった。それに対して、-45±5 mの海水準停滞期は比較的長く、沿岸砂州がよく発達し、当時の海岸には、サロマ湖や八郎潟のような潟湖を形成していたものと推定できる。この沿岸砂州の固定化を考慮する場合、数mの海水準低下(-50±5 m)があったかもしれない。

水深-20~-45mの平坦な海底地形面は、当時の堆積地形原面に相当すると考えられるが、この平坦面の勾配は、現石狩川河岸に発達する沖積平野の勾配とほぼ等しい。すなわち、石狩平野の形成は、洪積世末期の海水準停滞期(-45±5 m)に形成された石狩潟湖の拡がりによって、ほぼ規制されていることが読みとれる。この石狩潟湖の堆積環境は、その後の海水準上昇によって、砂州が欠壊するまで続いた。砂州の欠壊した時期は、シジミ貝包含層の分布上限深度から、海水準が-30±5 mに達してからである。この砂州の欠壊によって、海水は、札幌旧市街地の北側まで浸入した。その証拠は、札幌市の北20条以北のボーリングコア中に数多く確認されているが、いずれも、海水準下30m付近にはじまり、-10mを越えるものはない。なぜ、他の海岸平野の縄文海進のように、現海水準付近ないしは、それより高所まで海成層が沈積するということがなかったのであろうか。その理由の一つに、新たな沿岸砂州が現在の紅葉山砂丘の下位に急速に発達して、海水の浸入を阻止したことがあげられる。紅葉山砂丘付近に分布する第三系からなる島々を基点として、石狩川や豊平川から供給される堆積物が、再び沿岸砂州を形成していった。したがって、石狩平野の沖積層の層相は、紅葉山砂丘を境にして、海側と内陸側とは異なっている。砂丘の海側では、潟湖の泥質堆積物が海浜砂に覆われているが、内陸側で実施した地質調査所の中沼試錐(1971)では、汽水湖の堆積環境が再び形成され、チヨノハナ、シズクガイ、クチベニデおよびマガキなどを産する泥質層が厚く発達していることを確認している。

6.3 紅葉山砂丘形成期—現在 (第12図Ⅲ, IV)

紅葉山砂丘の内陸側では、現海水準上に分布する海成層は発見されていない。内陸での海成層の分布は、いずれも、現海水準下10m以深の地下に限られ、しかも、それは石狩川、伏竜川および発寒川などの河筋にかざられている。砂丘の海側では、縄文海進時に現海水準上に堆積した海成層について、赤松(1972)が報告している。紅葉山砂丘の海側に、現海岸線の石狩砂丘まで、花畔砂堤列が発達している。この砂堤列上から、縄文中期—後期の土器が多数発見されている。したがって、花畔砂堤列の形成は、縄文海進のあった縄文前期から、海退に転じた中期にかけての、たかだか1000年間のことである。この砂堤列の形成速度は、1000年間に5 kmである。この海水準の低下にとまらぬ海岸線の急速な後退は、砂丘内陸側の河川水路の水利的平衡関係を壊し、豊平川や発寒川が、扇状地砂礫堆積をとまらぬながら、石狩川の流路へ流れ込んだ。その時の氾らん原堆積物である砂礫が、紅葉山砂丘の内側に沿って、12 km 以上も追跡される。

まとめ

石狩湾の海底地形と石狩平野の試錐試料から明らかにされた埋没地形面との関係から、石狩湾岸低地の地形発達を明らかにした。

1. 石狩湾大陸棚末端の水深は120-140 mで、波食地形面や泥炭層の分布から、主ウルム氷期の最低位海水準は-80±5 mにあったと推定される。また、水深50m付近の海底地形の傾斜変換および沈水砂州地形の分布は、-45±5 m付近での海水準停滞を示すものと考えられる。
2. 日本列島沿岸各地から採集された試料の年代決定から作成された海水準変動曲線をもとにして、海底地形面、埋没地形面および試錐資料を総合的に解析して、石狩平野の地形発達を次の4つの期に区分した。1) 古石狩低地期(-80±5 m), 2) 石狩潟湖期(-45±5 m), 3) 紅葉山砂丘形成期(+4 m±1 m) および4) 現海水準期である。

引用文献

- 赤松守雄(1972) 石狩川河口付近の自然貝殻層。地質雑, vol. 78, p. 275-276.
- CLIMAP Project Members (1976) The surface of the Ice-age Earth. *Science*, vol. 191, p. 1131-1137.
- 北海道鉱業振興委員会(1968) 北海道の石油・天然ガスの探査と開発。北海道庁, 183p.
- 石井次郎・松本勝時・熊野純男・五十嵐八枝子・三

- 野紀雄(1974) 石狩湾よりピストンコア
ーによって採取された泥炭層について. 地
質学会演旨, p. 177.
- 北川芳男・赤松守雄(1973) 石狩川河口付近の自然
貝殻層の¹⁴C年代. 地球科学, vol. 27, p.
255-256.
- 松下勝秀(1976) 石狩湾新港地域地下水調査報告.
道立地下資源調査所, 22p.
- 湊 正雄(1966) 日本列島の最後の陸橋. 地球科学,
no. 85, p. 2-11.
- ・藤原嘉樹・熊野純男(1968) 札幌市周辺
の地盤について. 北海道防災会議 第3編
昭和42年度研究報告書, p. 13-18.
- 大嶋和雄(1974) 釧路平原の沖積世地盤変動につい
て. 文部省自然災害特別研究, 802029, p.
1-9.
- (1976-a) 海峡形成史(I). 地質ニュース,
no. 266, p. 10-21.
- (1977) 海峡形成史(VI). 地質ニュース,
no. 280, p. 36-44.
- ・小野寺公兎・木下泰正・井内美郎(1976-
b) 底質調査と採泥法. 産業公害防止技術,
日本産業技術振興協会, p. 208-214.
- 小山内 熙・杉本良也・北川芳男(1956) 5万分の
1札幌図幅説明書. 道地下資源調査所,
64p.
- 佐々保雄(1969) 津軽海峡(西口)の海底地質I.
科学, vol. 39, no. 2, p. 70-78.
- 柴崎達雄・和田温之(1968) 沖積層研究からみた新
潟平野の変動. 地質学論集, no. 2, p. 57-
61.
- 山口久之助(1970) 石狩湾岸低地の地下構造と地下
水. 地下資源調査所報告, no. 41, p. 1-32.
- 山屋政美(1968) 石狩低地帯における地盤の垂直変
動について. 地調北海道支所講演要旨録,
no. 19, p. 45-49.

(受付: 1977年10月31日; 受理: 1977年11月11日)