

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

標津および野付崎

(網走一第 63, 64 号)

北海道立地下資源調査所

昭和 42 年

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

標津および野付崎

(網走一第 63, 64 号)

技術吏員 松 下 勝 秀

嘱 託 平 田 一 三

技術吏員 小山内 熙

同 石 山 昭 三

北海道立地下資源調査所

昭和 42 年 3 月

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地質概説	4
IV 地質各説	5
IV.1 戸春別層	5
IV.2 中標津熔結凝灰岩	8
IV.3 茶志骨層	8
IV.4 段丘堆積物	10
IV.5 新期火山灰層	10
IV.6 野付砂礫層	15
IV.7 泥 炭	15
IV.8 現河川氾濫原堆積物	16
V 戸春別層と茶志骨層の層位関係について	17
VI 根室海峡沿岸地方に発達する洪積層について（対比の問題点）	17
VII 野付崎について	20
VII.1 野付崎の地形	20
VII.2 野付崎を構成する堆積物（野付砂礫層）	23
VII.3 野付崎の形成	24
VIII 応用地質	29
参考文献	29
Résumé	31

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

標津および 野付 崎

(網走一第 63, 64 号)

北海道立地下資源調査所

技術吏員 松 下 勝 秀

嘱 託 平 田 一 三

技術吏員 小山内 熙

同 石 山 昭 三

は し が き

この図幅は、昭和 39 年および 40 年の 2 ヶ年にわたり、延約 200 日間の野外調査の結果をとりまとめたものである。標津図幅は、松下、小山内、石山が調査を担当し、とりまとめは松下がおこなった。野付崎図幅は、平田が調査およびとりまとめをおこなった。

野外調査およびとりまとめに当っては、北海道大学湊正雄教授から指導をうけた。また、説明書を取りまとめる段階では、当所研究員の各位とくに根釧地方の調査研究に従事してきた諸兄から^{*}検討ならびに教示をうけた。

報告に入るに先だち、上記の方々に厚くお礼申し上げる。

I 位置および交通

標津および野付崎図幅は、北海道の東部に位置し、知床半島と根室半島のほぼ中間の地域である。標津図幅は、北緯 $43^{\circ}30'$ ~ $43^{\circ}40'$ 、東経 $145^{\circ}0'$ ~ $145^{\circ}15'$ の範囲で、北東部に根室海峡の一部がふくまれる。野付崎図幅は、北緯 $43^{\circ}30'$ ~ $43^{\circ}40'$ 、東経 $145^{\circ}15'$ ~ $145^{\circ}30'$ の範囲であるが、陸地は少なくほとんどが海域である。

行政区割では両図幅とも根室支庁の管内にある。標津図幅地域で当幌川以北の西半分は中標津町に属し、東半分は標津町に属する。当幌川以南の地域と野付崎図幅地域は別海村に属する。

* 当所、松井公平、国府谷盛明、藤原哲夫。

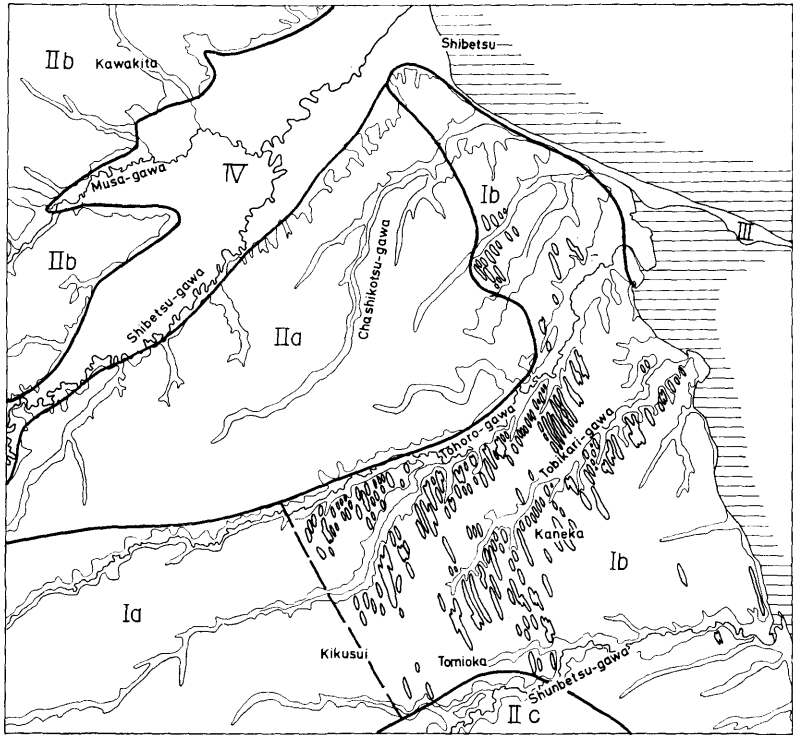
交通は、標津幅地域北西部には、中標津から根室標津に至る国鉄標津線が通じている。また、同幅地域南西部には、中標津から厚床に至る国鉄標津線が通じている。

海岸線に沿って、国道根室一斜里線（224号線）が通じている。当幌川をのぞく地域には、道道や開拓農道などが開さくされている。

野付崎幅地域では、エキタラウス付近まで道路があり、一般車輛が通行できる。ここより先端までは、一般車輛の通行は困難である。しかし、前輪駆動の車であれば、泥炭地や森林地帯をのぞく地域は、どこでも走行可能である。

II 地 形

標津幅地域の地形は、全般的にみると、比較的平坦な丘陵地形をしめしている。



第1図 地形区分図

標津図幅および野付崎図幅地域の地形は、大きくみて、ほぼ次のように分けることができる。(第1図)

- (I): やや波状をしめす丘陵地形
- (II): ほぼ平坦な台地状地形
- (III): 砂嘴地形
- (IV): 沖積低平地

(I) は、当幌川と春別川間の地域や、標津町市街南方の丘陵地帯などの地域である。この地形区は、(II) の地形区との間に明瞭な境界はない。すなわち、地形図でもわかるように、段崖や急傾面などは存在しない。しかし、(I) は (II) よりやや高い地形面を形成している。

この地形面は、海岸地帯では標高 10~20 m であるが、南西方向に漸次高度を増し、標津図幅南西隅では標高 60 m に達する。一連の地形面であるが、菊水付近を境にして、二つに分けられる可能性がある。すなわち、菊水より西方地域 (Ia) は、標高 40~60 m の比較的起伏の多い丘陵地形であるのに対して、菊水より東方地域 (Ib) は、標高 20~40 m の面上に、規則性のある小起伏が分布していることで、特徴付けられる。この小起伏は、地形図上では明確でないが、航空写真で観察すると、現在の海岸線にはほぼ平行な細長い砂丘状^{*}地形をしめしている。この小起伏は、あきらかに現在の沢で切られている。この様子は、カネカ牧場付近でいちじるしい。このような微地形的特徴は、他の地形面にはみられない。

このように、菊水付近の東西両側で異った地形的特徴があるが、現段階では一つの面としてとりあつかった。

(II) は、当幌川以北の台地や、春別川以南の地域などである。

この地形区のうち、標津川流域の南側 (IIa) では、南西方向に向って、3/1,000 ていどの勾配で高度が増加している。

標津川より北の地域 (IIb) では、地形面は標津川流域から北西方向に向って漸次高度を増し、標津図幅北西隅で標高 70 m に達する。この地形面の平均勾配は、10/1,000 ていどである。また、この地形面は、西方および北西方に隣接する中標津および武佐

* この小起伏を構成している物質は確かめられていない。成因的にも、どのようにして形成されたものかは不明である。これは、第1図で IIb の地域に太線でしめしてある。

岳図幅地域にも連続して発達している。すなわち、標高 120~130 m まで一連の地形面を形成している。

春別川流域より南で、この地形区に属するのは、富岡南東部のわずかな地域 (IIc) である。主なる分布範囲は、南に隣接する西別図幅地域内にある。

(III) の地形区には、野付崎図幅地域およびその延長部にあたる、標津図幅の一部がふくまれる。野付崎は日本における代表的な砂嘴である。くわしくは、あとでのべる。

(IV) は、沖積低地であって、主なものは、標津川流域の低平地である。また、武佐川、当幌川および春別川などの主要河川流域や河口付近も、この地形区にふくめられる。

標津図幅地域内には、武佐川、標津川、茶志骨川、当幌川、飛雁川および春別川の各河川があり、いずれも E~NE 方向の流路をとっている。武佐川と標津川は根室海峡に注いでいる。その他は、野付崎の内湾に注いでいる。

III 地質概説

両図幅地域を構成する地質系統は、第 1 表にしめしたように、第四系に属するものだけであって、第四系以前の地質系統は見当たらない。

この地域周辺で、いままでに報告されている洪積世の地層には、¹⁾ 薫別層や²⁾ 西春別層

第 1 表 地質層序表

時代	地層名 (層厚 m)	層相	
第四紀	沖積世	現河川氾濫原堆積物	砂・礫・シルト・粘土
		泥炭	中位泥炭・高位泥炭
		野付砂礫層	礫・砂
	洪積世	新期火山灰層 (3~4)	降下軽石・火山灰・ローム質火山灰
		段丘堆積物 (1~2)	礫
		茶志骨層 (5~10)	砂・礫
		中標津熔結凝灰岩	黒色熔結凝灰岩
		戸春別層 (10~20)	軽石・火山灰・ローム

がある。これらは、洪積世でも、比較的古い時期と考えられている。一方、標茶、磯分内、摩周湖図幅地域にも、上多和層³⁾、仁田砂層⁴⁾などの地層がある。上の各層の相互関係は、まだ不明の点が多く今後に残された問題である。

標津図幅地域にも、洪積世に属する地層が広く分布している。しかし、地形がなだらかであるうえに、3 m 前後の新期火山灰層でおおわれているために、断片的にしか観察できない。また、現段階では、はっきり鍵となる単層の設定ができず、細い層序を確立することはひじょうに困難である。しかし、層相や、堆積様相などの差異で、戸春別層、中標津熔結凝灰岩層、茶志骨層および段丘堆積物などに分けられる。

戸春別層^{*}は、凝灰岩や軽石およびローム⁵⁾など、火山性堆積物で特徴付けられる地層である。このような層相は、別海図幅地域の薫別層の層相によくにている。

中標津熔結凝灰岩は、依橋西方地域にわずかに分布しているだけであって、黒色の特徴的な色調をしめし、そのような岩相である。

茶志骨層は、砂や礫などで構成されていて、水的作用による堆積相をしめしている。

標津図幅地域の沖積低地を除く洪積台地には、摩周火山系統に属する火山灰層が広く分布している。これらは火山灰や降下軽石などの累積されたものである。このなかには、特徴的な火山灰や降下軽石などがあり、これらを鍵として、全地域に追跡することができる。また、下部の2～3の層準については、その特徴から、標準層序⁶⁾に對比することができる。

野付砂礫層は、野付砂嘴を構成している砂礫層である。くわしくはあとでのべる。地質図上では、海浜堆積物もふくめてとりあつかった。

沖積層は、砂、粘土、泥炭などで構成されていて、主要河川流域に発達している。

IV 地質各説

IV.1 戸春別層

模式地： 戸春別から春別川河口にかけての海岸の崖。

分布： 標津町市街南方から戸春別にかけての海岸地帯、カネカ牧場から菊水および図幅南西隅にかけての丘陵地域。この分布は、地形区分の (I) とほぼ一致する。

層相： 戸春別では、250 cm 前後の新期火山灰層の下に、4～5 m にわたって、

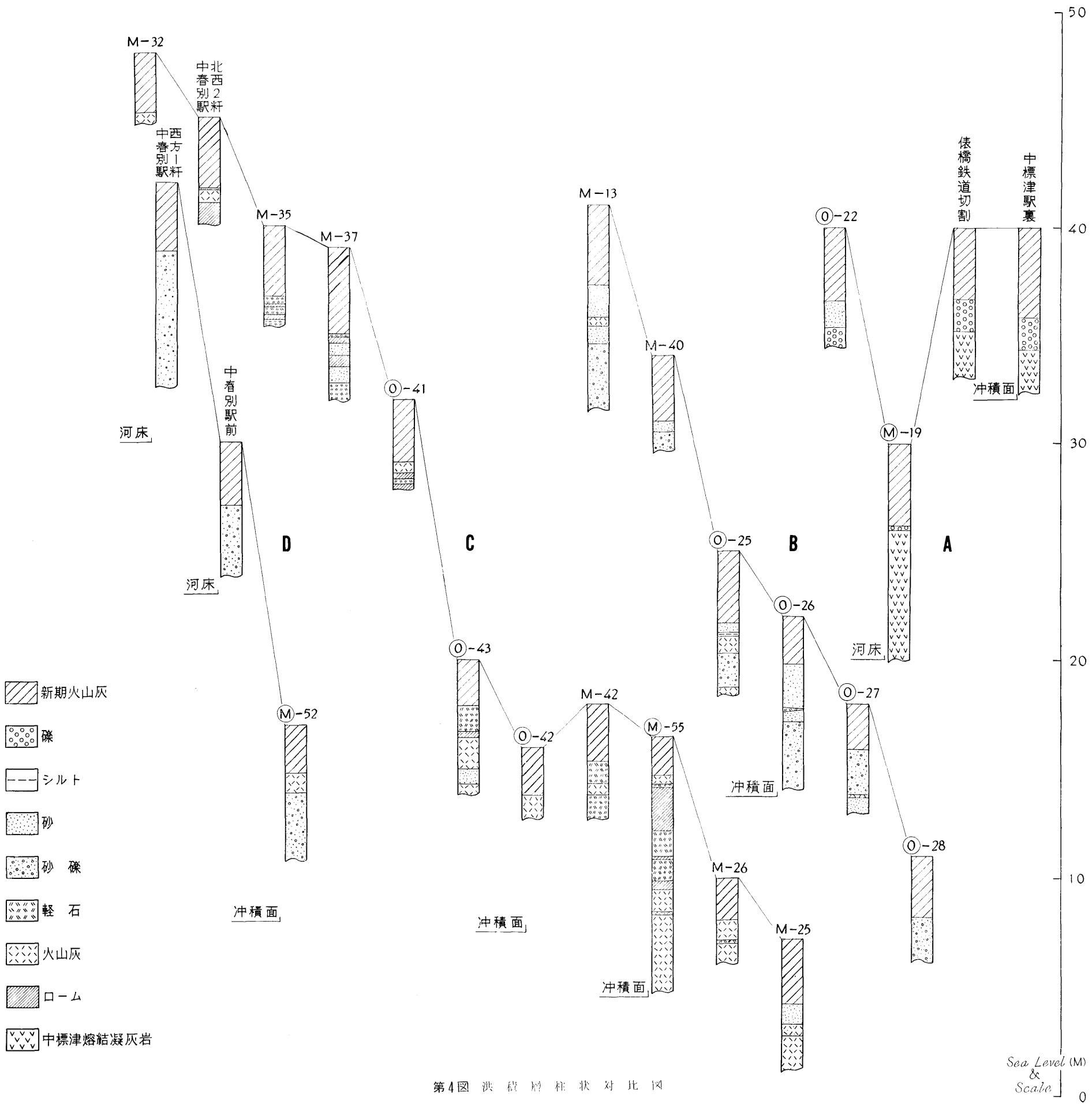
* やや固結した火山灰。



第2図 M-42地点の戸春別層



第3図 同上点線より上は新期火山灰層

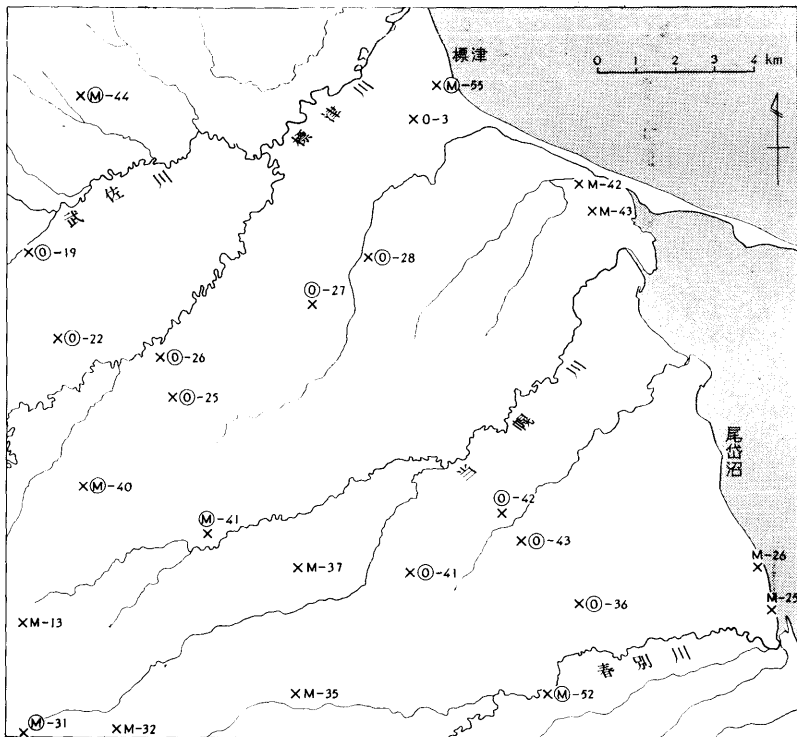


第4図 洪積層柱状対比図

戸春別層が観察される。この付近の戸春別層の層相は、細粒の軽石や粘土化の進んだ火山灰およびロームなどの互層である。軽石は、粒度のそろい具合などからみて、降下軽石層である。この層相は、標津町市街南方地域にもみられる。床丹川河口付近で薫別層の kc とされている層準⁵⁾に対比されるものである。

上記の地域外では、新期火山灰の下に、1~2mの範囲が観察できるだけである。それらの観察や、ハンド・オーガーによって得られた資料から判断すると、白色の火山灰層が広く分布しているようである。この火山灰は、磨砂状を呈し、かなりしまっている。^{*}これは、戸春別層の特徴的な岩相の一つである。

そのほか、軽石と火山砂が斜交層理をしめす部分もみられる。また、薄い砂層も挟



第5図 柱状位置図(第4図, 第8図共通)

* 凝灰岩様である。

まれている。

このように、正規堆積物もふくまれているが、ほとんどの部分は、火山性堆積物で構成されている。(第4図・C)

床丹川河口付近でみられる、埋れ木や泥炭を挟む層準は、標津図幅地域では発見されなかった。戸春別の海岸の露出では、泥炭の層準は海面下に没しているものと推定される。

戸春別層の下限は未詳であるが、あとでのべるように、戸春別層の下位には、風蓮湖層の中・下部の岩相が分布している可能性がある。

層 厚： 戸春別付近では、20 m 前後の層厚が推定される。

IV.2 中標津熔結凝灰岩

模式地： 中標津町周辺（中標津図幅）。

分 布： 上武佐付近の武佐川流域，図幅西端の標津川流域の北側の丘陵地帯。

岩 相： 中標津熔結凝灰岩は、黒色を呈し、熔結度の低い粗しょうな岩相をしめしている。岩質は、含石英しそ輝石安山岩質である。この岩質や外観は、摩周湖図幅のケネカ熔結凝灰岩によく似ている。

中標津図幅地域では、俣落川の上流部で標高140 m位のところまで分布が知られている。しかし、現在のところ、この熔結凝灰岩の噴出源は不明である。

この熔結凝灰岩は、中標津図幅地域で、戸春別層の上ののっている様子が観察されている。

IV.3 茶志骨層

模式地： 共成付近の道路切割。

分 布： 戸春別層の分布地域と俵橋周辺を除く台地地域。

層 相： 砂や礫などの堆積相で特徴づけられる地層であって、堆積物の内容や、堆積状態からみると、3つの地域に分けられる。

茶志骨から共成にかけての地域に分布する茶志骨層は、粗粒砂や細礫で構成されていて、斜交層理がいちじるしく発達している。この地域の柱状図は、第2図・Bにしめしてある。

礫種は、軽石が比較的多い。部分的にレンズ状の軽石層がみとめられるが、これは再堆積層である。このような層相の標式的なものは、中標津から標津に通ずる道道の、西10線から西11線にかけての道路切替工事現場でよく観察された。



第6図 茶志骨層，点線より上は新期火山灰層

第4図・Bの②-25の柱状図は、ハンド・オーガーによって得られた資料から推定されたものである。この地点では、茶志骨層は、凝灰質の砂や細礫で構成されている。この柱状図で火山灰とした岩相は、初生的なものであるか、2次的なものであるか不明である。とくに、最下部の岩相は、磨砂状をしめし、戸春別層中の火山灰に似ている。

川北周辺で茶志骨層とした地層も、砂と礫で構成されている地層である。砂は細粒砂～中粒砂で浜砂様である。また、礫はイチゴ大～コブシ大の礫で、よく円磨されている。

富岡東方の春別川流域や、図幅南西の当幌川流域の茶志骨層は、主として、礫で構成されている。礫は、大豆大～イチゴ大の礫が多い。礫種は黒色の火山岩の垂角礫が多い。斜交層理がいちじるしく発達している。このような砂礫層は、中春別駅前（西別⁷図幅）や計根別⁷図幅地域にも分布している。これらの柱状図は、第4図・Dにしめたとおりである。②-52の地点では、新期火山灰の直下に白色火山灰があるが、追跡できない。

層 厚： 下限がはっきりしないので、明らかでないが、5～10 m ていどの層厚とおもわれる。



第7図 茶志骨層中の斜交層理

IV.4 段丘堆積物

第4図・Aにしめたように、上武佐南東地域や、俵橋北西地域には、段丘堆積物とおもわれる礫層が分布している。標津図幅地域では、分布はせまいが、中標津図幅地域では、標津川や俣落川に沿った地域に分布している。

標津図幅地域では、中標津熔結凝灰岩の上に、層厚 20~100 cm で分布している。沖積面との比高は 5~8 m である。

IV.5 新期火山灰層

根釧地方には、ほぼ全域にわたって火山灰が厚く分布している。これらは、沖積世の火山活動に基くものであって、土壌学的立場や火山学的立場で研究が進められてきている。

山田忍は、これらの火山灰を、摩周岳に属するものと、アトサスプリ岳に属するものに分類し、摩周岳火山灰は a~l の 12 層に、アトサスプリ岳火山灰を a~c の 3 層にそれぞれ分け、編年を試みた。その後、調査研究が進むにつれて、新しい火山灰が

第2表 カムイヌプリ岳，摩周岳，アトサヌプリ岳火山灰の編年表
(瀬尾⁸⁾による)

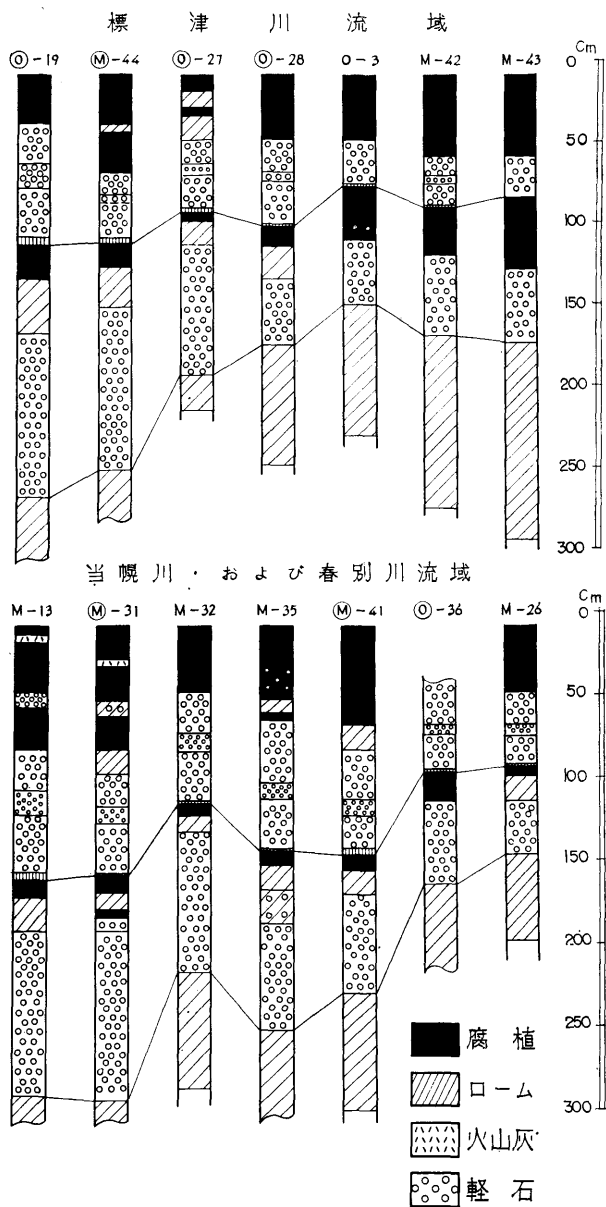
山	田 1951		勝 井	石塚・瀬尾・池田・佐々木・中川 1953	瀬尾・佐々木・富岡・後藤・片山・天野 1961
	噴 出 年 代	アトサヌプリ岳			
500	M-a		カムイヌプリ岳		雌阿寒岳 {Me-1a Me-2a}
		A-a	〃	Ma-b ₁	カムイヌプリ岳 M. Km-1a
		A-b	〃	{Ma-b ₂ Ma-b ₃	〃 M. Km-2a
		M-b	〃	Ma-b ₄	M-b・C ₂ 層 〃 M. Km-3a
		A-c	〃	Ma-b ₃	〃 M. Km-4a
	M-c		〃	Ma-c	〃 M. Km-5a
					〃 M. Km-b
					M-m 〃 M. mK-c
					M-n 〃 M. Km-d
					M-y 〃 M. Km-e
1,500	M-d	〃	Ma-d	{M-d ₁ M-d ₂	不明 矢白別 カムイヌプリ岳 {M. Km-1f M. Km-2f}
	M-e	〃	Ma-e		摩 周 M-e
	M-f	摩周カルデラ 形成期 摩周	Ma-f	{M-f ₁ M-f ₃	〃 {M-f ₁ M-f ₃
	M-g		Ma-g		〃 M-g
	M-h		Ma-h		〃 M-h
2,000	M-i		Ma-i		〃 M-i
	M-j		Ma-j		〃 M-j
	M-k		Ma-k		〃 M-k
	M-l		Ma-l		〃 M-l

⁸⁾追加されたり、噴出源の訂正などが行なわれてきた。これらは、第2表のようである。

標津圏幅地域に分布する沖積世の各種火山灰や軽石は、一括して新期火山灰として地質図に塗色してある。図幅地域内の各地区における代表的な柱状図は、第8図に示めたとおりである。以下各層について説明する。

第1層～第4層： 第1層と第3層は、黒色の腐植層である。しかし、第2層が不

* 火山灰地帯に特徴的にみられるものである。土性的には、腐植に富む火山灰と考えられている。名称的に適否の問題はあるが、一応この名称で記述する。



第 8 図 新期火山灰柱状対比図 (位置は第 5 図参照)

明瞭なところでは、2つの層位に分けることはできない。

第2層は、粗粒の火山灰層である。層厚は、2~3 cm と薄いために、全域に追跡することはできない。第2表の層序のどれに相当するか不明である。

第4層は、軽石交りのローム質火山灰層である。全地域には追跡できない。層厚は15~20 cm である。また、第1層から第4層までの全層厚は40~70 cm である。

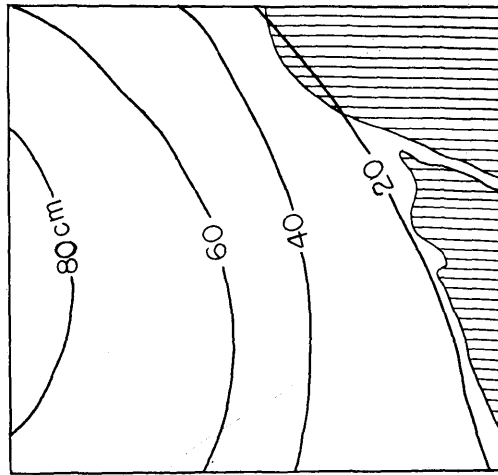
第5層~第7層： 標津圏幅全域に分布している。いずれも降下軽石層である。しかし、粒度や組成で3層に分けることができる。層厚の変化があっても、この特徴は変わらない。

第5層は、帯黄灰色の色調をしめす軽石が主体である。わずかではあるが、スコリアもふくまれている。軽石は、角状を呈し、径4 cm 大以下である。層厚は15~60 cm である。

第6層は、スコリアを主とし、細粒の軽石をわずかに混在する。スコリアの粒径は、0.2 cm より小さい。層厚は5~15 cm である。

第7層は、淡黄色を呈する軽石層である。軽石は角状で、径1 cm 大のものが多い。第5層より細粒である。層厚は10~40 cm である。

以上の3層の合計層厚は、第9図にしめしたとおりであり、西方に向って増加して



第9図 第5, 6, 7層合計層厚の等層厚線図

いる。また、各層の上・下限は、ともに明瞭である。山田忍の分類⁶⁾に対比すると、第5層→M-g、第6層→M-h、第7層→M-iとなる。また、中標津図幅では、3層をまとめて、第8層とされている。⁹⁾

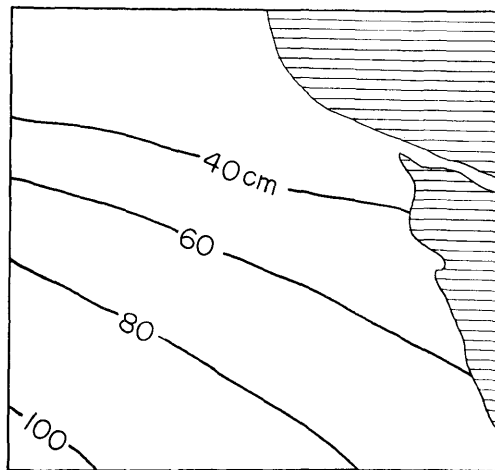
第8層： 標津図幅地域の全域に分布している。黄灰色の細粒な火山灰と、青灰色の微細粒の火山灰層で構成されている。このうち、下部の青灰色火山灰層は、ひじょうに特徴的である。前記の第5層～第7層とともに、火山灰層の対比には、良い鍵層となる。黄灰色の火山灰層の層厚は1 cm 前後である。青灰色の火山灰層の層厚は、1～5 cm である。

山田忍の分類のM-jに対比できる。

第9層： 第8層の下にかならず存在する腐植層である。層厚は、5～15 cm である。全地域に分布している。

第10層： 全域に分布せず、欠けるところがある。暗褐色のローム質火山灰層で、第9層との境界は、やや明瞭である。層厚は10～25 cm である。

第11層： ほぼ全域に分布する。橙色～淡黄色の軽石層である。軽石は角状を呈し、1～2 cm 大のものが多い。上部は橙色で、下部に向って黄色に漸移している。層厚は75～110 cm である。西方に向って厚さが増加する。(第10図) 第10層との境界は不明瞭のところが多い。



第10図 第11層の等層厚線図

山田忍の分類の M-1 に対比できる。

第 12 層： この層は、ローム、火山灰、火山砂、腐植の薄層などから構成されている。全体的にみると、上部よりも下部の方が砂質である。ほぼ中間の層準に腐植質の部分が存在している。しかし、漠然としているので、2 層に分けることはできない。層厚は、130～150 cm である。

山田⁶⁾や、瀬尾⁸⁾他は、M-1 の下に存在するものを洪積土としてとりあつかっている。すなわち、第 12 層を洪積土と考えている。しかし、第 12 層は、洪積層の岩相に無関係であることや、現地形に沿って分布していることなどから、沖積世の火山活動に関係した堆積物であろう。そのような観点から、新期火山灰層にふくめてとりあつかった。しかし、不明の点が多く詳細は、今後に残された問題である。

以上のべた新期火山灰層のうち、腐植層や腐植に富む層の存在は、火山活動の休止期間をしめす。全体的には、地形に沿って分布している。しかし、西に隣接する中標津幅地域では、局所的ではあるが、第 3 層の下底と、第 10 層の下底に不整合がみとめられる。中標津駅裏の露頭で観察すると、第 3 層より上の層は、第 5 層以下を削った地形面に沿って分布している。また、俣落川の中流地域では、第 10 層より上位の層は、第 11 層を削った地形面に沿って分布している。この地点では、第 12 層は欠除している。

以上のような現象が、何を意味するかは、今後調査研究が進むにつれてあきらかにされるであろう。

このほか、ローム質火山灰や腐植層など、今後に残された問題は多い。

IV.6 野付砂礫層

野付砂嘴を構成している砂礫層である。くわしくは、あとの項でのべる。標津幅地域では、海浜砂礫もこの層にふくめた。

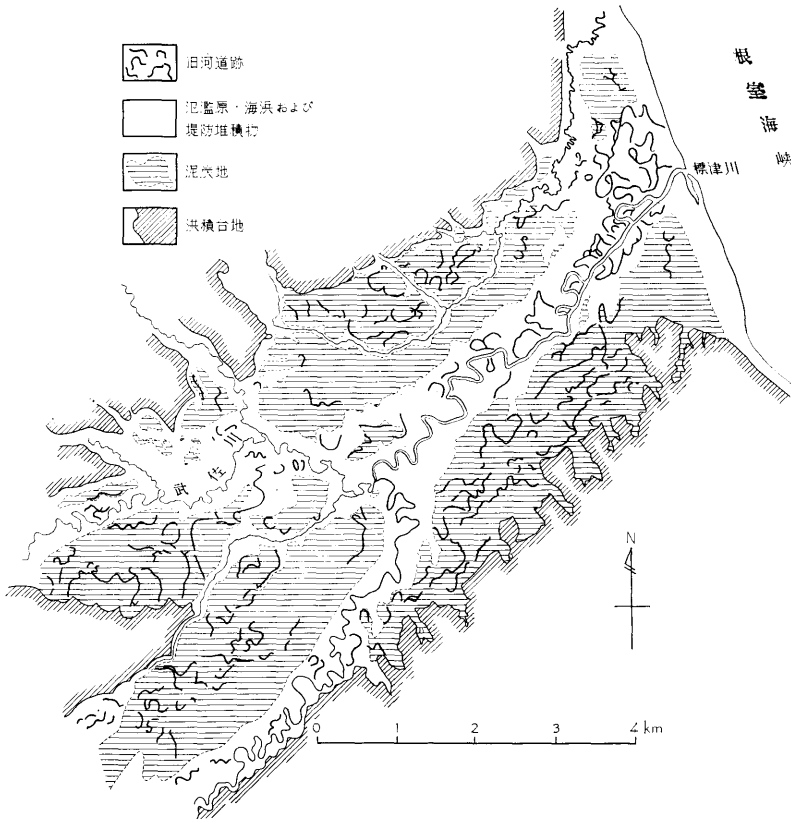
IV.7 泥炭¹⁰⁾

この地域に分布する泥炭は、湿地帯に形成されたいわゆる“沼野泥炭”に属する。分布は、主として、標津川、当幌川、武佐川、飛雁川などの各河川流域である。海岸の砂丘付近や、標津川上流には、ヨシ、スゲを主要植物とする低位泥炭がわずかにみられる。一般には中位泥炭の分布がひろい。これらは、ワタスゲ、ハンノキなどが主要植物である。中位泥炭地域内には、ミズゴケ、ワタスゲを主要植物とする高位泥炭が点在している。

IV.8 現河川氾濫原堆積物

標津川，当幌川，飛雁川などの主要河川流域に発達している。河川勾配のやや急な上流地域では，砂や礫などで構成されている。下流地域は，一般に勾配がゆるいので，シルトや粘土などで構成されている。標津川と武佐川との合流点付近の自然堤防は，粘土と砂の互層で構成されている。中に円磨された軽石礫を多くふくんでいる。

標津川流域の低地を航空写真で観察すると，旧河道跡が多数みられる。第11図は，その概略をしめしたものである。この図で，洪積台地の端を太い線で表わしたところは，沖積低地と，洪積台地との間が急な崖で境いされている部分である。



第11図 標津川および武佐川の旧河道跡

V 戸春別層と茶志骨層の層位関係について

まえにのべたように、戸春別層と茶志骨層は、層相の差異で区別される。すなわち、戸春別層は、火山性堆積物で特徴付けられ、茶志骨層は、砂礫で代表される地層である。しかし、標津図幅地域内では、両者の層位関係を定めることができない。中標津駅裏（中標津図幅）や計根別市街南東1軒の土取場（計根別図幅）などの露頭で、両者の関係がみられる。

中標津駅裏の露頭では、茶志骨層（砂礫層）が、中標津熔結凝灰岩を不整合におおっている。しかし戸春別層はみられない。同じく、中標津図幅地域の雪印乳業前の土取場では、戸春別層（火山性堆積物）の上に中標津熔結凝灰岩が累重している様子がみられる。

一方、計根別の土取場では、砂礫層（茶志骨層に相当するとおもわれる）が、軽石層とローム質火山灰との互層（戸春別層に相当するとおもわれる）を不整合におおっている。

以上のようなことから、両者は不整合関係と考えて間違いない。

地形の項でのべたように、標津図幅地域は、いくつかの地形区に分けることができる。これらの地形区と、戸春別層や、茶志骨層の分布は、よく適合する。地形面の特徴から、(II)の地形区は、(I)より新しい地形面であることが推定される。したがって、(II)の地形区と対応する茶志骨層は、戸春別層より若い地層であることが推定される。茶志骨層の分布が、地形区分に関係するとすれば、当然、茶志骨層自体が地形面の形成に深い関連をもつ可能性がある。このことは、茶志骨層の生成条件、すなわち、堆積環境を規定する1つの条件であろう。このような地形区の広がりから考えると、茶志骨層は、地域的に発達した堆積層であって、地域毎に堆積物を異にする可能性がある。地質各説の項でのべた、茶志骨層の3つの地域の層相の差は、そのような事実を示唆するものかもしれない。

VI 根室海峡沿岸地方に発達する洪積層について（対比の問題点）

東部北海道、とくに根室海峡沿岸地域には、各地でいくつかの洪積世の地層が報告^{1),2),5),11)}されている。これらは、第3表にしめしたとおりである。また、釧路から標茶にかけての地域には、釧路層が洪積世の地層をほぼ代表している。釧路地域の釧路層につい

第3表 根室海峡沿岸地方の洪積層

薫別図幅 (1961)	別海図幅 (1963)	厚床および 落石岬図幅 (1962)	釧路・根室 経営区の地質 (1965)	標津図幅 (1967)
河岸段丘 堆積物	床丹浮石層	厚床火山灰層	省 略	茶志骨層
薫別浮石層		ヤリムカン 火山灰層		中標津熔結 凝灰
低位段丘 堆積物	薫別層	段丘堆積物	西春別層	戸春別層
薫別層		風蓮湖層		
古多糠層				

では、古くから調査研究が進められ、多くの報告がなされている。釧路層は、道東の代表的な洪積世の地層としてとりあつかわれていて、根室海峡沿岸の洪積世の各層も、いろいろな形で釧路層に対比しようとする試みがなされている。しかし、調査が進むにつれて、釧路層自体の層序にも、いろいろな問題が提起されつつある。

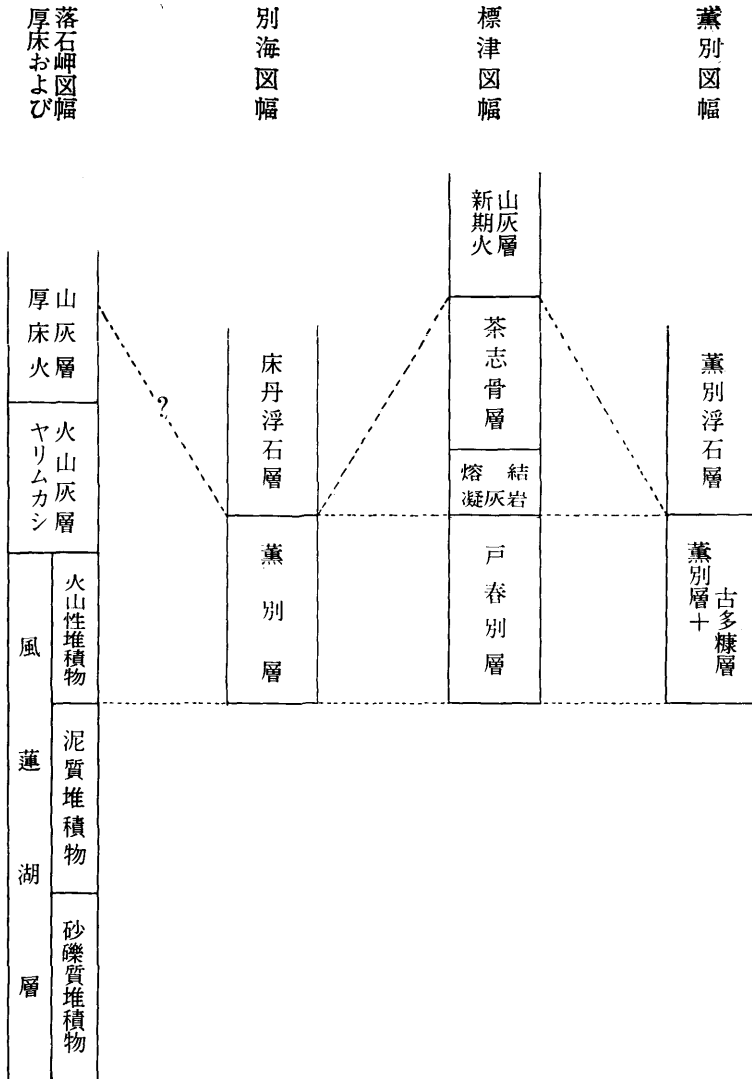
一方、根室海峡沿岸の洪積世の地層については、相互の比較検討、対比がなされないまま、新しい地層名が提起されている場合が多い。

第3表に示めた各層について、記載されている層相の検討や、若干の現地検討の結果、相互に対比することができる可能性ができた。ここでは、若干の訂正とともに、現段階で、1つの試案として対比を試みた。

薫別図幅で薫別浮石層としてあつかわれている火山噴出物は、標津図幅の調査が進むにつれて、洪積世の火山灰層ではなく、摩周火山に属する火山灰であることが明らかとなった。すなわち、標津図幅の新时期火山灰層中の第5層～第12層までの火山性堆積物に対比できる。

まったく同様な事が、別海図幅についても指摘できる。すなわち、床丹浮石層とされた火山性堆積物は、別海図幅の記載や、床丹川河口の現地検討の結果、薫別図幅と同様に、標津図幅の新时期火山灰層中の第5層～第12層までの火山性堆積物に相当するものであって、沖積世の火山灰である。厚床地域では、厚床および落石岬図幅で、軽石質火山灰層とされている堆積物も、これらに対比されるであろう。

厚床および落石岬図幅地域には、風蓮湖層とされた洪積世の地層が分布している。
この地層は、第12図に示したように、下部から、砂礫質堆積物、泥質堆積物およ



第12図 洪積層の対比図

び火山性堆積物などの累層である。このうち、中部や下部の泥質堆積物や砂礫質堆積物¹¹⁾の中からは、*Venerupis* sp. *Macoma* sp. などの海棲化石を産出している。これらの化石から、道東地域の代表的な洪積世の地層である釧路層に対比されている。上部の火山性堆積物中には、泥炭層が介在していて、陸域の堆積相であることをしめしている。

別海図幅地域の薫別層にも、泥炭層が介在している。主なる構成物は、軽石層や火山灰層であって、風蓮湖層の上部の層相にひじょうに似ている。別海図幅地域では、風蓮湖層の中下部に相当する地層は露出して¹²⁾いない。また、姉別図幅地域の万年橋付近にも同じ様な岩相をしめす地層がある。その地層中に介在する泥炭層中に、*Menyanthes* の種子や昆虫の遺がいが発見された。

標津図幅の北に隣接する薫別図幅地域で、薫別層や古多糠層とされている地層も、軽石や火山灰で構成されている。この地層の中にも、泥炭や埋木などを介在している。

以上のようなことから、現段階では、第12図のように対比できるようである。

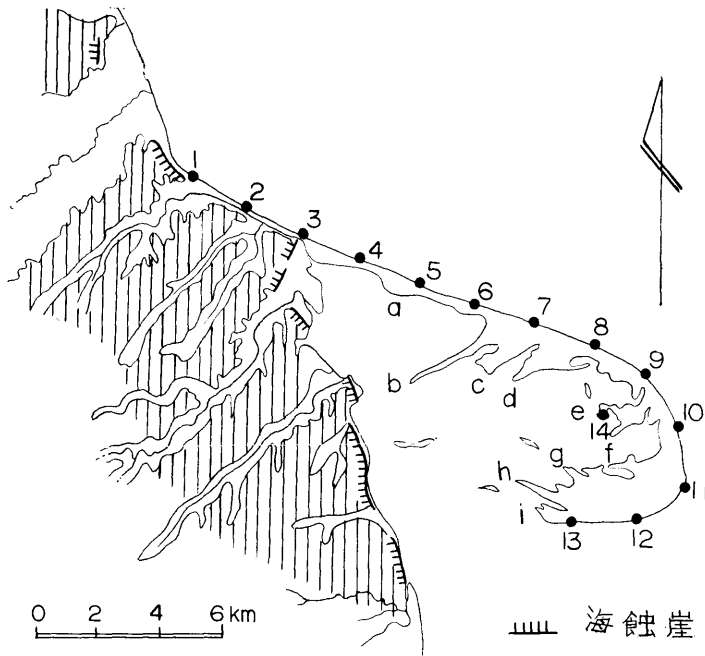
茶志骨層に相当する地層は、あまり明確でないが、摩周湖図幅地域の仁田砂層の一部や、磯分内図幅地域の³⁾上多和層などと、深い関係があるようである。そして、前の項でのべたように、茶志骨層や、それに相当する各層の分布から考えると、これらの地層は、地域性の強い地層とおもわれる。

VII 野付崎について

VII.1 野付崎の地形

野付崎は、標津町市街の南に分布する丘陵の末端部に根元を置き、根室海峡へ突出した分岐砂嘴 (*recurved spit*) である。その規模は日本最大であり、根元より砂嘴先端に至る根室海峡側の海岸綫延長距離は 26 km である。海峡側の海岸線は単調であるが、内湾側には、砂嘴基部より先端にかけて、a ~ i の 9 個の尖岬が突出している(第13図)。また、内湾に散在する低平な島々も、これらの尖岬の延長上に配列している。

砂嘴の根元は、浜茶志骨付近に発達している浜堤 (*beach ridge*) である。この浜堤は、海拔 4 m、幅約 120 m ほどの規模で、標津町市街の南から、ポンニツタイにかけて分布している。この浜堤は、砂礫によって構成されている。また、標津町市街から薫別図幅地域の伊茶仁にかけての海岸にも、浜堤が発達している。この浜堤は、ま



第13図 礫の採集位置ならびに尖岬位置図

えにのべた、砂嘴基部をなす浜堤に連続している。

砂嘴基部と浜堤との間には、茶志骨川が細長い沖積地を形成している。この茶志骨川は、野付崎の内湾に注ぐ地点で、当幌川とともに三角洲を形成している。

浜堤は、地点6（第13図・以下同じ）付近で、海拔1m、幅100mとなる。この地点は、野付崎でもっとも狭い部分である。砂嘴上の最高地点は、b・c尖岬の基部で、



第14図 ポン茶志骨付近の茶志骨川（右手の高い所は海蝕崖をもつ丘陵、道路の通じている所は砂嘴基部をなす浜堤）

海抜約6mである。

全般的にみると、砂嘴の起伏は小さい。微高地をしめすのは、砂嘴の骨格をなしている浜堤である。地点7から8にかけての地域には、海峽側の海岸線にほぼ直角に交わる浜堤が分布している。bおよびc尖岬の基部では7列、d尖岬では3列の浜堤がみられる。

地点10には、6列の浜堤がある。この地点の浜堤は、最初は海岸線に平行であるが、徐々に内湾側に彎曲し、掌状に拡っている。これらの浜堤の先端には、f・g・hのそれぞれの尖岬が発達している。各浜堤間には、堤間低地 (swales) があり、その分布は、先端に向かって広がっている。竜神岬以南には、ポッコ沼などの潟湖 (lagoon) がみられる。



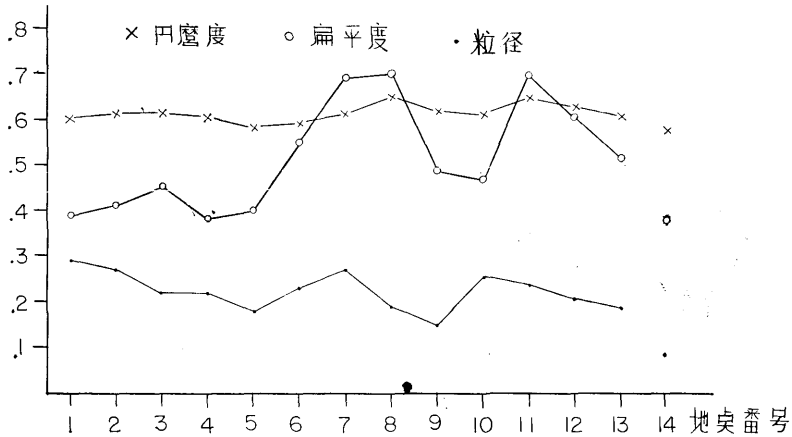
第15図 野付崎内湾側の泥炭地



第16図 野付崎先端部の沼地

VII.2 野付崎を構成する堆積物（野付砂礫層）

野付崎は、砂や礫で構成されている。礫の最大径は35 cmに達するが、このような礫はまれである。一般にコブシ大以下のものが多い。礫種は、火山岩が多く、とくにやや変質した安山岩礫が多い。部分的に、円磨された軽石礫の濃集しているところもみとめられる。第17図は、これらの礫についての計測値である。



第17図 礫についての計測値 (地点番号は第13図に示してある)

- ・礫の採集について： 礫の採集は、第13図にしめした14地点(2 km 間隔)でおこなった。表面に散布している礫を無作為に100個ずつサンプリングをおこなった。
- ・扁平度： 礫の長径(a)、中径(b)、短径(c)を計測し、 b/a および c/b を求め、それらに基き、¹³⁾ *Krumbein* の扁平度図表から算定した。
- ・粒径： $b \times c$ を粒径の係数として用いた。第17図に示した粒径は、 $b \times c / 10$ である。
- ・円磨度： ¹³⁾ *Krumbein* の視察のための円磨度表により、同一礫について3名で観察し、それらの算術平均を円磨度として用いた。

粒径の係数は、運搬距離と逆相関し、基部から先端に向かって減少する。しかし、6, 7の地点で、急激に増加し不連続となる。このような異常は、円磨度や扁平度についても、ほぼ同様である。^{*}

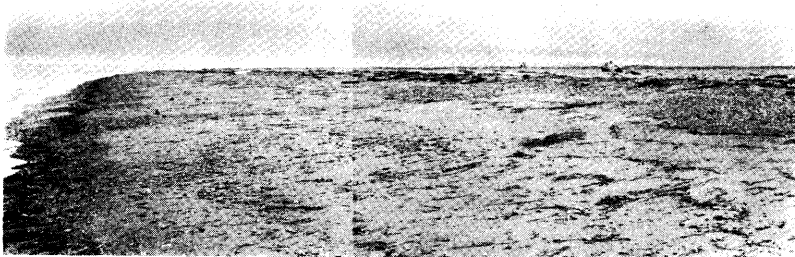
* 円磨度や扁平度は、粒径と深い関係がある。



第18図 地点—4 付近の砂礫層



第19図 地点—8 付近の砂礫層



第20図 地点—13 付近の砂礫層

このようなことは、地形の項でのべた海岸線に直交する浜堤、すなわち c・d 尖岬の存在と関係があるとおもわれる。

まえにのべた、堤間低地には、泥炭層が分布し、潟湖を埋積しつつある。

そのほか、地表近くには、厚さ 2~5 cm の火山灰が分布している。この火山灰層の噴出源は、現在のところ不明である。

VII.3 野付崎の形成

i) 一般的な砂嘴形成過程について¹⁴⁾*

砂嘴は、砂州、陸繋砂州などと同様、一般に沈水海岸に発達する砂質地形である。

沈水海岸の海蝕輪廻の過程においては、陸地から流れてくる河川の供給する岩屑・砂土や、海蝕によって生じた同様の物質が海水によって運搬され、適当の個所に堆積し、部分的に砂礫質の地形を生ずることがある。

砂嘴は湾口に形成されることが多い。すなわち、沿岸流は湾口に達すると、沿岸流自体が今までの方向を多少転じて、海岸線に平行（湾の内側）に向かうようになる。それによって運搬されてきた砂礫も、湾の内側に運ばれる。湾内にくると穏やかになり、沿岸流も砂礫を沖の方に運搬しようとする作用も衰えるから、砂礫は堆積し、磯波に打ち上げられて、ついに水面上に現われて湾の一部を閉塞する洲となる。これが砂嘴 (sand spit) で先端は湾内に多少彎曲する。

砂嘴の根元の陸地が海蝕で後退して行くと、元の砂嘴の外洋に面した部分も先端の彎曲部を残して共に後退し、新しい状態における砂嘴の先端が前進する。このような変化が間歇的になり返されると、元の砂嘴と現在の砂嘴の先端が湾の内側に向って分岐する状態となる。これが分岐砂嘴 (recurved spit) である。

ii) 野付崎の形成

野付崎は、大きくみて2つの形成時期があったと考えられる。第1期は、現在よりも砂嘴の根元を北方の海岸に置き、b・c・dの尖岬をもった砂嘴を形成した時期である。これらの尖岬の基部にみられる浜堤は、現在の海岸線を形成する第2期の砂嘴で切られている。第2期は、e・f・g・h・iの尖岬を形成した時期である。a尖岬は第1期よりも古い時期の砂嘴の先端部である可能性もあるが、不明確である。また、e尖岬は、第1期と第2期の尖岬群の中間に位置するが、その基部は、第2期の砂嘴に切られておらず、第2期の砂嘴形成の早期のものと考えられる。

第1期の砂嘴は、野付崎で標高の高い地域にあたり、標高6mに達する地点がb・c・d尖岬の海峽側にみられる。また、b・c・d尖岬は、森林でおおわれているが、他の尖岬には、森林はみられない。第1期の砂嘴は、現在よりもやや高い海水準の時期に形成されたのではなかろうか。

第2期は現在みられる砂嘴を形成した時期である。この時期には、第1期の砂嘴の

* 現代地理学体系I, 自然地理・応用地理第1巻地形学, 渡辺光 p. 289~p. 290 引用。



第21図 エキタラウス付近の浜堤により内湾側を望む
(遠景の村林は尖岬の一つ)

基部は侵蝕されて、その先端部であるb・c・d尖岬のみが残された。第1期砂嘴を侵蝕することによってえられた砂礫は、沿岸流により運搬されて、b・c・d尖岬を足掛りとしてe・f・g・h・iのそれぞれの尖岬を順次形成したと考えられる。

礫の供給源は、野付崎の北方の海岸と考えられる。薫別凶幅の伊茶仁から北にかけては、海蝕崖が発達している。この崖は、漸次高度を高め、薫別では標高約40mに達する。この海蝕崖をもつ丘陵は未凝固の礫で構成されていて、侵蝕により容易に後退し、礫を海中に放出したと考えられる。野付崎以北の海浜は、砂礫質であり、知床半島方向にはしだいに礫質となる。尾岱沼や戸春別付近の海浜は砂質海岸で、砂嘴を構成している程度の礫は全くみられない。米粒大以下の細礫が散在するだけである。したがって、野付崎を形成した砂礫は、その北方の海蝕崖の形成により海中に供給された礫、また忠類川以北の河川が河口え流送した礫が、根室海峡を通過する潮流¹⁶⁾によって南方へ沿岸漂流 (coastal drift) し、砂嘴を形成したと考えられる。

一般に砂嘴は、湾口の岬に根元を置いて発達するが、野付崎の場合は、海底地形が砂嘴の発達を容易にしたと考えられる。根室海峡は標津沿岸と国後島の間が浅く、水深20m以浅である。とくに野付崎と国後島の間一野付水道一は水深10m以浅の部分がひろくみられる(第22図)。野付岬以南では水深10mの等深線は、距岸距離^{*}が8kmであって、緩傾斜の浅海が発達している。野付岬以北では、海岸近くに急斜面が存在し、水深3m付近より緩な斜面になり、水深10mの等深線は、距岸距離3kmとなる。

* 海岸線からある深度(本文では水深10m)に至る水平距離。

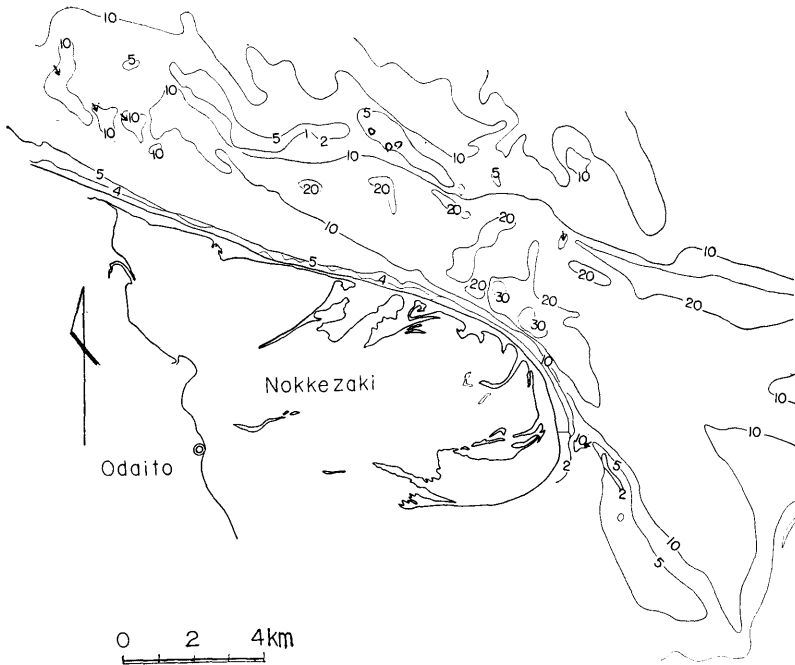


第22図 根室海峡の海底地形 ((1/3,000,000「国後島及び近海」の一部を複製縮図, 海上保安庁承認第412432号)

このような浅海底の存在が、沿岸漂流によって移動してきた砂礫を堆積させて、砂嘴を発達させた要因と考えられる。

野付崎の根元の丘陵末端部には、海蝕崖がみられ、砂嘴基部の浜堤と平行して連続する。地点3背後の丘陵では、海蝕崖が浜堤と直交する方向をとる。これらの丘陵は、砂嘴形成期には岬地形として存在していたと考えられる。砂嘴はこの岬を足掛りとして発達したものである。現在は、このような、海岸線に直交する海蝕崖は砂嘴基部の浜堤、茶志骨川、当幌川の三角洲堆積物により陸封されているが、前記の海底地形とともに砂嘴形成の要因となる岬地形の名残りでであろう。

現在、地点1より9に至る海峡側には比高1~2mの海蝕崖が形成されている。地点6の最狭部では、高波浪時に海峡側から内湾へと波が侵入するときもある。これら



第23図 野付崎周辺の海底地形（測量原図「野付水道」の一部を複製縮図）

の地点では、海峡側が侵蝕を受けていると考えられる。また、このような変化は海底地形にもみとめられ、新しい海図（第23図^{*}）によると、以前の海図にはみとめられない-10 m以深の凹状地が、野付崎基部の沖合い2 kmの地点に形成されている。第17図でみられる、地点7～8の礫形状値の急激な変化も、第1期砂嘴を構成した礫が、侵蝕の結果運び出されたためと考えられる。

野付崎先端部のi尖岬の海峡側には、野付崎のほぼ全域にみられる2～5 cmの白色火山灰層はみられず、この白色火山灰降下後に付加的に発達した最新の尖岬と考えられる。

竜神崎の沖、約1 kmの地点から南に向ってのびる砂堆が海底に形成されており、最浅部は水深1.1 mである。今後砂嘴の発達は、この砂堆の方向に進めると考えられる。

* 昭和41年測量原図「野付水道」の一部を縮図。

VIII 応用地質

この地域で地下資源として取り上げられるものは、砂鉄だけである。しかし、この砂鉄も海浜の発達が悪いために、ごく一部に打上げ砂鉄がみられるだけである。その概要は、長谷川他²⁰⁾により報告されているが、それによれば、次のようである。

標津町市街から茶志骨にかけて、砂鉄の濃集部が数ヵ所みられる。標津町市街付近には、2ヵ所の濃集部があり、着磁率は、それぞれ30%と50%である。各延長は150mと100mであって、鉱量は、それぞれ180tと124tが予想されている。茶志骨付近にも2ヵ所の濃集部がみられる。着磁率は、それぞれ21%と22%である。各延長は、150mと200mであって、鉱量は、それぞれ540tと940tが予想されている。

参考文献

- 1) 松井公平 (1961): 5万分の1 薫別図幅, 北海道開発庁
- 2) 松井 愈他 (1965): 釧路・根室経営計画区の地質, 帯広営林局
- 3) 松井公平他 (1965): 5万分の1 磯分内図幅, 北海道開発庁
- 4) 国府谷盛明他 (1962): 5万分の1 摩周湖図幅, 北海道開発庁
- 5) 斎藤昌之他 (1963): 5万分の1 別海図幅, 北海道立地下資源調査所
- 6) 山田 忍 (1958): 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究, 地図研専報第8号
- 7) 松井公平 (未刊): 5万分の1 西別図幅, 北海道開発庁
- 8) 瀬尾春男他 (1963): 主としてカムイヌプリ岳火山灰の分布について, 北海道農業試験場土性調査報告第13編附1
- 9) 瀬尾春男他 (1967): 5万分の1 中標津図幅, 北海道開発庁
- 10) 石塚喜明他 (1953): 北部根室原野土性調査報告, 北海道農業試験場土性調査報告, 第二編
- 11) 三谷勝利他 (1962): 厚床および落石岬図幅, 北海道立地下資源調査所
- 12) 石山昭三他 (未刊): 5万分の1 姉別図幅, 北海道開発庁
- 13) Pettighon F. J. (1956): *Sedimentary Rocks*
- 14) 渡辺 光 (1961): 地形学, 現代地理学体系 I, 自然地理・応用地理第1巻
- 15) 茂木昭夫 (1963): 日本の海浜型について, (沿岸州の地形学的研究度第1報), 地理学評論, vol. 35. No. 5
- 16) 斎藤昌之他 (1963): 5万分の1 標茶図幅, 北海道開発庁
- 17) 三谷勝利他 (1963): 5万分の1 春刈古丹図幅, 北海道開発庁

- 18) 藤原哲夫他 (1964): 根釧地方における山砂鉄鉱床の層準, 北海道地下資源調査所報告, 第 32 号
- 19) 根釧グループ (1966): 道東に分布する火山灰について, 北海道第四紀研究会連絡誌, 12 号
- 20) 長谷川 潔他 (1956): 標津一風蓮地区砂鉄, 未利用鉄資源, 第 3 輯

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
(Scale 1 : 50,000)

SHIBETSU and NOKKEZAKI
(Abashiri—63, 64)

By
Katsuhide Matsushita, Ichizō Hirata
Hiroshi Osanai and Shōzō Ishiyama
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The areas of Shibetsu and Nokkezaki sheet-maps are located in eastern Hokkaidō. The former extends from 45°30' N. to 43°40' N., and from 145°0' E. to 145°15' E., and the latter from 43°30' N. to 43°40' N., and from 145°15' E. to 145°30' E.

The geologic formations developed in both areas are all Quaternary in age as shown in Table 1. Pre-Quaternary formations are completely absent.

The Toshumbetsu Formation: This is the lowermost formation in this area and consists of volcanic ash, loam and pumice.

The Nakashibetsu welded tuff: This comprises porous weakly welded tuffs, distributed only locally in the western part of Shibetsu area.

The Chashikotsu Formation: This is mainly composed of sand and gravels, with well-developed cross bedding.

The terrace deposit: This distributed on the terraces, about 8~10 m in elevation, though its distribution is very limited.

Table 1

Quaternary	}	Holocene	{	Flood Plain Deposits Peat Beds Nokke Sand Gravel Bed and Beach Sand Gravel Bed Younger Volcanic Ash
		Pleistocene	{	Terrace Deposits Chashikotsu Formation Nakashibetsu Welded Tuff Toshunbetsu Formation

The younger volcanic ash: The Diluvial plateau of this area is extensively covered by young volcanic ash, about 3~4 m in thickness. This formation which is composed of 7 or 8 strata, comprises pumice fall, volcanic ash and loam, ejected from Mashū Volcano.

The Nokke Sand Gravel Formation: The Nokke sand spit is composed of this formation. From the petrographic features of the gravels, they seem to have been derived from the Shiretoko Peninsula.

Peat bed: Peat formation is distributed widely along the Shibetsu and Tōhoro rivers. Most of the peats belong to the middle peat formation, but some to the higher peat formation.

Flood plain deposits: Flood plain deposits, composed of sand and gravels is distributed along the rivers. Natural banks composed of silt and fine sand are developed in the lower reaches of the Shibetsu river.

Nokkezaki: This is a recurved spit, protruding into the Nemuro straits, and has nine small capes on its inner bay side. This is the largest of sand spits present in Japan. Judging from the shape, roundness and grain-size of the sand and gravels composing the spit and the shape of the spit itself, it is regarded that there were two stages of formation of the Nokke spit.

昭和 42 年 3 月 20 日 印刷

昭和 42 年 3 月 25 日 発行

著作権所有 北海道立地下資源調査所

印刷者 加 藤 博

札幌市大通西 8 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市大通西 8 丁目