

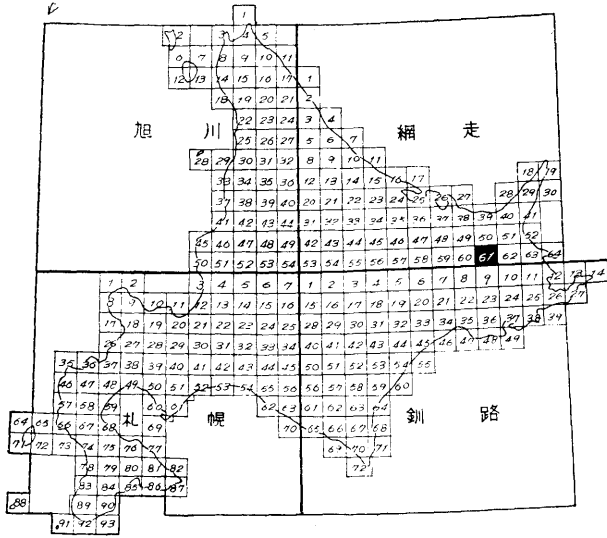
5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 摩 周 湖

(網走一第 61 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 37 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 湖 周 摩

(網走一第 61 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 国府谷 盛 明

同 松 井 公 平

同 長谷川 潔

北海道嘱託 安 藤 久 男

北海道開発局

昭和 37 年 3 月

この調査は、北海道総合開発の一環である、  
地下資源開発のための基本調査として、北海  
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお  
いて、実施したものである。

昭和37年3月

北海道開発庁



## 目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	3
III 地質概要	7
IV 新第三紀	10
IV.1 パウシベツ層	10
IV.2 シタパノポリ熔岩	10
IV.3 タテクンナイ層	11
IV.4 脈 岩	11
V 新第三紀～第四紀	12
V.1 △679.1 m 熔岩	12
V.2 アタクッチャ熔岩	13
V.3 標津山熔岩	13
V.4 ・677 m 熔岩	13
V.5 標津岳熔岩	14
VI 第四紀洪積世	14
VI.1 ケネカ熔結凝灰岩	14
VI.2 屈斜路火山の活動にともなうもの	16
VI.2.1 第1展望台熔結凝灰岩	16
VI.2.2 屈斜路熔結凝灰岩	17
VI.2.3 屈斜路軽石層	18
VI.3 上札鶴層	18
VI.4 摩周火山の活動にともなうもの	18
VI.4.1 西別岳熔岩	18
VI.4.2 摩周第1熔岩	20
VI.4.3 摩周第2熔岩	20
VI.4.4 摩周第3熔岩	20
VI.4.5 摩周第4熔岩	21

VI.4.6	摩周第5熔岩	21
VI.4.7	摩周第6熔岩	22
VI.4.8	モンベツ軽石層	22
VI.5	清里熔結凝灰岩	23
VI.6	仁田砂層	24
VI.7	カムイシュ島熔岩	25
VII	第四紀洪積世～沖積世	25
VII.1	カムイヌプリ火山の活動にともなうもの	25
VII.1.1	カムイヌプリ第1熔岩	25
VII.1.2	カムイヌプリ第2熔岩	26
VIII	第四紀沖積世	26
VIII.1	カムイヌプリ軽石層	26
VIII.2	新期火山灰	27
VIII.3	崖錐および湖成堆積物	35
IX	構造地質および地史	35
X	応用地質	38
文 献		39
Résumé		41

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書 摩 周 湖 (網走一第 61 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 国府谷 盛 明

同 松 井 公 平

同 長谷川 潔

北海道嘱託 安 藤 久 男

は し が き

この図幅説明書は、昭和 34 年から昭和 35 年にわたる 2 年間の野外調査をもとにして、とりまとめたものである。

野外調査は、昭和 34 年 11 月に開始したが、その際には、調査担当者が全員行動とともに、野外で討論を重ねた。それをもとにして、昭和 35 年には、地域をわけて調査した。図幅地域の東部およびアタクッチャ川流域は国府谷が、東部のパウシベツ川流域は松井が、摩周湖畔は、国府谷と松井が、それぞれ調査した。また、長谷川は摩周西部と仁田地域を、安藤は札幌川流域を、それぞれ分担調査した。なお、モンベツ流域については、齋藤昌之地質鉱床課長の調査資料をいただき、討論にも参加していた。

この図幅地域は、阿寒・摩周国立公園で有名な摩周湖を含んでおり、火山および火山地形については、田中館秀三、火山については、勝井義雄らの詳細な研究がある。さらに表層の火山灰については、山田忍の詳細な研究がある。これらの成果は、この図幅作成にあたって、ひじょうに参考になった。

図幅地域の東南部には、広く平坦な台地が発達しているが、わずかに、養老牛に村落がみられるだけで、荒漠としている。しかし、近年になり、カラ松を中心にした、植林が大規模に進められている。



この地域は、ほとんど全域にわたって、新期の火山灰でおおわれている。したがって、この地域の開拓や森林開発にあたっては、気候条件とともに、表層地質が重要な意味をもつ。したがって、この図幅調査では、表層の地質を明らかにすることに努力したが、調査期間が短かったことに加えて、土壌に関する専門的知識を必要とするなど、今までの地質調査とは、かなり違った側面が多かったので、十分に明らかにすることができなかった。なお、地質図の表現にさいしては、新期火山灰が全域をおおっているために、一部ではこの火山灰をはいで表現してある。そのほかの第四紀の地層についても、全体にうすい地層であるために、こちょうしたものもあり、実際には、存在していても表現できなく省略したところもある。その点は、できるだけ説明書の中でおぎなうように努めた。だが、十分に表現し尽くしたとはいえないし、省略したのは主観的である、というそしりも、まぬがれることはできない。しかし、いままでの地質図の表現形式を用いる以上、あるていどやむをえなかった。その点は了解していただきたい。

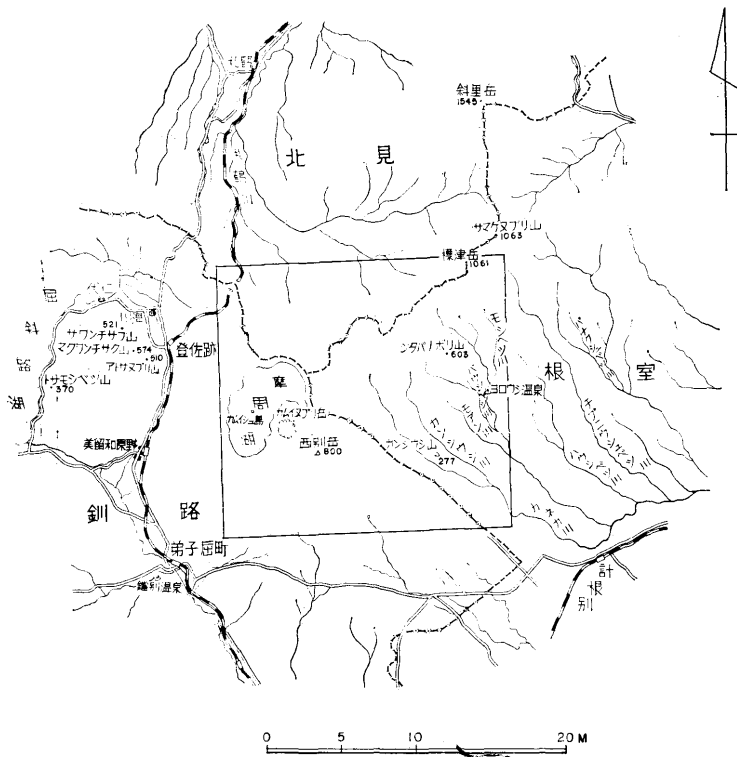
報告にはいるにさきだち、調査資料を提供された斎藤昌之地質鉱床課長、野外調査にあたって、いろいろと便宜をはかっていただいた、弟子屈町役場、弟子屈営林署、中標津営林署、清里営林署、虹別ふ化場、美留和ふ化場の各位に感謝する。

## I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、知床半島の基部にあたる脊梁部と、南方は、根釧原野に連なる台地とからなっている。阿寒・摩周国立公園の一つである摩周湖も、この図幅にはいっている。

行政的には、北部は斜里郡清里町、東部は標津郡中標津町、西南部は川上郡弟子屈町<sup>てしかが</sup>および標茶町<sup>しべちや</sup>にそれぞれわかれている。村落は養老牛<sup>ようろうし</sup>付近にみられるだけで、そのほかは、わずかに農家が点在しているにすぎない。

交通機関としては、この図幅以外の西部に、国鉄網罟線が通じているが、図幅内には、バス線路のみみられるだけである。それも弟子屈町より、摩周湖の西側を通過して川湯にいたる観光バスのほかは、計根別より養老牛温泉にいたるバスが運行しているだけで、交通はきわめて不便である。なお近年、植林のために虹別およびケネカ川中流付近、北部では、札鶴川にそって、裏摩周にいたる林道が開かれ、木材搬出などに利用されている。

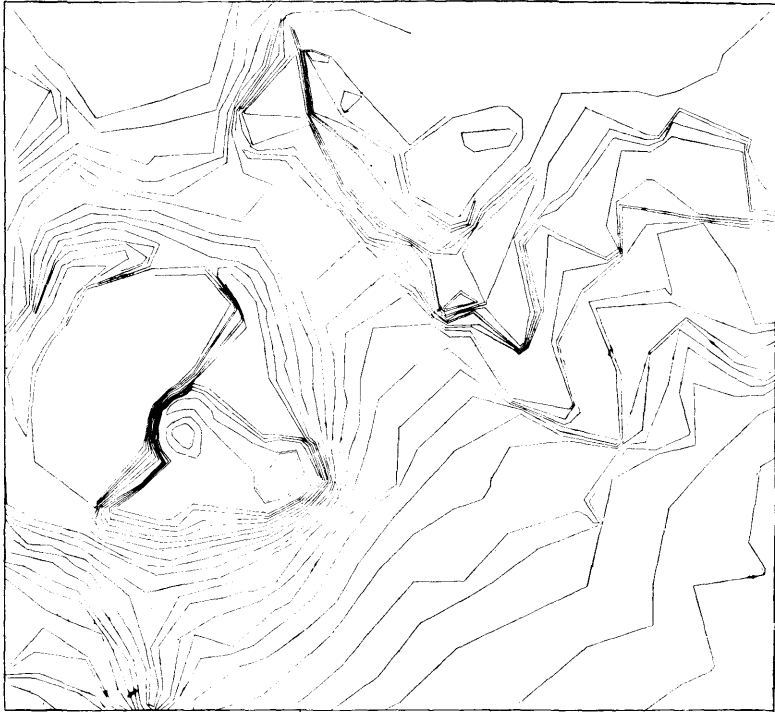


第1図 位置 図

## II 地 形

この図幅地域は、西南西から東北東へ連なる、いわゆる千島孤に属し、道東地域の脊梁部にあたっている。したがって、この図幅地域の地形は、火山地形で特徴づけられる脊梁部山地と、脊梁部山地で南北にわけられた平坦な台地とに、大別される。

まず脊梁部の地形についてのべる。大きくみると、この地域の西南西から東北東へ、標高 700 m 前後の山稜として、摩周火山、標津山、標津岳が連なっている。しかし、この図幅地域では、切峯面図でもうかがわれるように、この大きな千島孤にそった構造に対して、ほぼ直角にこれをきる、北北西—南南東方向の地形の変わりめがある。すなわち、摩周火山と、その東側に連なる山塊との間に、標高 400 m 前後の平坦な地形が、脊梁部にくいこんで発達し、東側の山塊とは急な斜面で接している。この点につい



第2図 切峰面図

ては、後にのべるが、ほかの脊梁部は、摩周火山、標津山、標津岳などの、いわゆる火山地形を呈している。これらの火山地形のうち、もっともいちじるしく侵蝕され、解析されているのは、標津山であり、次いで標津岳である。両山体の山稜部では、熔岩流を基本にした、比較的ゆるい平坦な斜面をわずかにとどめてはいるが、いずれも、河川の侵蝕が進んで、かなり上流部まで、この図幅地域の基盤をなす緑色凝灰岩層を露出している。また、脊梁部の南側で、これらの熔岩流におおわれていない地域では、基盤のシタパノボリ熔岩が侵蝕作用に抗して、急な山腹斜面をもつ残丘地形を、脊梁方向にそって点々と残している。

摩周火山は、摩周をとりまく諸峰と、カムイヌプリ岳、西別岳を含む、一連の火山作用によるものである。摩周湖は、長径7.5 km、短径5.5 kmのほぼ楕円形のカルデラ湖である。カルデラ壁は、標高500 mないし700 mの高さで、急な崖で湖水にのぞ



第3図 カムイシュムスブリリリ丘および摩周湖

んでいる。湖面の高さは標高351 mで、湖水の最深部は208 m（田中館秀三）に達するが、湖底は比較的平坦である。このカルデラ湖には、流入する川も、排水する川もない。かつては、バイカル湖を凌いで、最大透明度41.6 m（1931）を示していた。西および西北のカルデラ壁は、摩周火山の各熔岩で構成されているので、急峻な崖で湖水にのぞんでいるが、北東壁は、屈斜路熔結凝灰岩および同軽石層で構成されているので、相対的にいちじるしく侵蝕され、解析されている。そのため湖畔には、数mないし10数mの幅で、湖水面より、およそ50cmの高さで、湖成堆積物の砂礫による平坦面が作られている。さらに、この平坦面は、湖汀線より、約20~30mの幅で、ゆるい傾斜で続き、その先で、急な崖となって湖底にむかっている。これに対し、南西部では、安山岩の巨礫からなっているので、わずかに平坦面を作っているが、ほとんど発達していない。また、カムイシュ島でも、島をとりまいて、湖面より約80mの

高さで、2~3mの幅で礫を堆積している。この堆積物の前面は、約30°の急傾斜で湖面に没している。これらの湖成堆積物は、摩周湖形成以降の侵蝕作用と、湖水面の変異を示している。東南側は、摩周湖形成後のカムイヌプリ火山の活動で、カルデラ壁は、おおいかくされ、これによってカムイヌプリの山腹が直接湖水にのぞんでいる。

このような摩周湖をいだいている摩周火山は、基底の直径が15kmにもおよび、標高700mのゆるい山体をなしている。すでにのべた標津岳などに比較すると、放射状谷の名残りをとどめてはいるが、すでに複雑な流路になっている。これらの放射状谷は、すでに複雑化し、新期火山灰におおわれているものの、まだ定状流をみるにいたっていない。わずかに、磯分内川上流、ケネカ川の支流では、標高約400mより低いところにかぎって、湧水を源として定常流がみられるにすぎない。

カムイヌプリ岳は、摩周湖の東南のカルデラ内に生じた火山で、山体は、急峻な円錐形をなして、カルデラ壁をおおっている。標高858mの山体で、山頂には、直径約2kmのほぼ円形の火口がみられる。北部では、およそ500mに達する火口壁をもっている。火口底は、標高363mで、崖錐によっておおわれている。カムイシュ島は、摩周湖のほぼ中央にあり、長さ110m、幅40m、高さ25mの熔岩からなる島で、一種の熔岩山頂丘であると考えられる。

つぎに、脊梁部で南北にわけられた、広く発達している平坦な台地の地形についてのべる。脊梁山塊の東南部には、根釧原野<sup>こんせん</sup>につづく広い台地が発達している。この平坦面は、この図幅域外の磯分内図幅、計根別図幅、中標津図幅によく発達しているものであるが、この図幅域内では、養老牛より南によく発達している。養老牛付近では、標高180mの高さで平坦面がみられるが、脊梁部に近いため、ゆるく北にむかって、平坦面は上昇し、養老牛の北側では、標高240mまでは連続している。この平坦面は、磯分内図幅、計根別図幅の標高140m~120mの面に続くものである。なお、この面の性格については、この地域ではあまり発達していないので、正確にのべることができない。さらに根室方面に面を追跡する必要がある。この図幅域で、もっとも特徴のある点は、すでに脊梁でのべたように、ケネカ川にそう、ゆるい斜面が脊梁部にいくいこんでいることである。養老牛付近から、平坦面を追っていくと、全く地形的な変換面もなく、このゆるい、起伏の少ない斜面につながってしまい、この斜面は、脊梁にむかって次第に高度をまし、標高400mの高さまで続くことである。さらに脊梁部をこえた北側では、じょじょに高度を下げて、札鶴川流域に発達している、斜里

岳幅の標高 140 m 前後の面に連なる。地質の項でものべるが、南部の 140 m 前後から 180 m にいたる面の上にも、また脊梁部にくい込むゆるい斜面にも、仁田砂層が堆積している。さらに、脊梁部をこえて、北部にも、仁田砂層を追跡することができる。また、斜里岳幅では、同層準の札鶴層がこの面の上に堆積している。以上のように、脊梁部の南側の養老牛付近に発達する標高 180 m の平坦面が、脊梁部をこえて北側にまで、一連のものとして続くことが、地形上、最も特徴のある点である。

水系は、脊梁部に源を発して、北および南に流路をとっている。この地域で、特徴的なことは、摩周火山に源を発するものを除いては、おおむね北北西—南南東方向の流路で、脊梁部を横断している構造にほぼ平行していることである。北部では、オニセツ川、札鶴川、アタクッチャ川が、ともに北北西に流れ、アタクッチャ川は、斜里岳幅の南部で、急に流路を西にかえている。南部では、西別川、ケネカ川、カンジウ川、パウシベツ川、モシベツ川などが、いずれも南南東方向に流れ、幅域外でそれぞれ合流し、急に進路を東にとって、東西性の水系を形成している。

### III 地 質

#### III.1 地 質 概 要

この地域を構成しているものは、新第三紀の地層とそれ以後の地層、および火山岩類である。

新第三紀の地層は、プロピライト、緑色凝灰岩、凝灰質頁岩で構成されている。パウシベツ層、石英粗面岩からなるシタパノポリ熔岩および泥岩、軽石質凝灰岩をともなう泥質頁岩よりなるタテクンナイ層である。これらの地層は、幅域の基盤を構成している地層である。プロピライトと緑色凝灰岩類は、いわゆる千島孤にそって分布しているグリーン・タフであり、知床半島の基盤に連なるものである。これらの各地層は、脊梁部に近い、侵蝕の進んだ川床に、わずかに露出しているに過ぎない。

新第三紀以降の地層としては、新第三紀鮮新世か、あるいは第四紀洪積世かと考えられる、脊梁部の諸火山岩と火山碎屑岩、第四紀洪積世の屈斜路火山、摩周火山の火山活動にともなう、火山岩と火山碎屑岩、および、第四紀の各地層である。

脊梁部を構成しているものは、△679.1 m 熔岩、アタクッチャ熔岩、標津山熔岩、●677 m 熔岩、標津岳熔岩である。岩質は、ともに普通輝石安山岩である。

屈斜路火山の火山活動にともなうものは、次の通りである。ケネカ熔結凝灰岩は、

ケネカ川ぞいに分布している、青灰色のしそ輝石安山岩質のものである。第1展望台凝結凝灰岩は、第1展望台の下、および、この図幅外であるが、摩周火山の西麓に広く分布している。岩質は、普通輝石しそ輝石石英安山岩質のものである。屈斜路凝結凝灰岩、および屈斜路軽石層は、摩周湖の北岸に分布しているもので、含普通輝石しそ輝石石英安山岩質のものである。ともに、上札鶴層によって不整合におおわれている。

摩周火山の活動にともなうものは、次の通りである。西別岳熔岩は、西別岳の山体を形成しているもので、含かんらん石普通輝石しそ輝石安山岩である。摩周第1熔岩から摩周第6熔岩までの、各熔岩および火山砕屑岩類は、摩周火山の山体を作るものである。大部分は普通輝石しそ輝石安山岩であるが、一部には、含かんらん石普通輝石しそ輝石安山岩をともなっている。モンベツ軽石層は、モンベツ川付近に広く分布している。暗灰色の発泡のわるい軽石を主としている。図幅外にも広く分布しており、弟子屈付近では、弱い熔結作用をうけている。岩質はしそ輝石石英安山岩質のものである。カムインシュ島熔岩は、摩周カルデラの形成後、カルデラの中にできた熔岩円頂丘で、含普通輝石しそ輝石安山岩である。清里凝結凝灰岩は、札鶴川、アタクッチャ川流域に広く分布している。ひじょうにガラス質の、含普通輝石しそ輝石安山岩質のものである。これらの各火山および火山砕屑岩類は、仁田砂層に、いずれも、不整合におおわれている。仁田砂層は、粗砂および細礫よりなり、分級作用をうけ、層理がよく発達している。仁田層は、隣接する斜里岳図幅の、100 m 前後の丘陵性台地に分布している札鶴層に対比されるものである。この地域では、摩周火山と標津山との間の平坦地をおおって、南北に連なっている。

摩周カルデラの形成に引き続いて、カルデラの東南の内側に、カムイヌプリ岳の火山活動がはじまった。これは、カムイヌプリ岳第1、第2溶岩で構成されている。ともに普通輝石しそ輝石安山岩である。これらの活動の時代は、ほかの堆積岩との関係が不明なので、洪積世に属するか、沖積世に属するか、明らかでない。

沖積世に属するものは、カムイヌプリ軽石層、および、新期火山灰である。カムイヌプリ軽石層は、カムイヌプリ岳の周辺に分布しており、降下軽石層である。しかし、カムイヌプリ岳の西麓では、溶結作用が進み、黒色の厚いガラスが形成されている。新期火山灰は、この地域のほとんど全域をおおっているもので、火山灰と軽石で構成されている。従来は、摩周統火山灰といわれていたものであるが、筆者らは、それら

の大半は、カムイヌプリ岳火山の噴出物と考えている。

うえにのべた、各地層および岩石は、すべて新期火山灰におおわれており、相互の関係、上下関係は、必ずしも明らかではない、しかし、いちおう第1表のように総括することができる。

時代	層	序	柱状図	符号	岩 質	備 考		
第 三 世 紀	湖 成 層			Al	砂礫、円礫			
	新 期 火 山 灰			As	軽石、ローソク岩、火山灰、軽石質土	カムイヌプリ火山活動 火口形成		
		カムイヌプリ軽石層	崖地堆植物	Kap	含著石軽石、軽石質英安山岩			
	カムイヌプリ火山噴出物	カムイヌプリ岩第2熔岩		D	角礫			
		カムイヌプリ岩第1熔岩		Kj	普通軽石して軽石英安山岩			
	第 四 世 紀	仁 田 砂 層			Ns	砂、砂岩		
		清里熔結凝灰岩			Kv	含著石軽石して軽石英安山岩		
		摩 周 湖	カムイヌプリ島熔岩			Ka	普通軽石して軽石英安山岩	カルデラ形成
			モシベツ軽石層			Mp	して軽石英安山岩	
		火 山 活 動	摩周第6熔岩			M	普通軽石して軽石英安山岩	摩周火山活動
摩周第5熔岩					M	含著石英安山岩普通軽石して軽石英安山岩		
摩周第4熔岩					M	普通軽石して軽石英安山岩		
摩周第3熔岩					M	含著石軽石して軽石英安山岩		
噴 出 物		上 札 鶴 層			S	砂、礫	カルデラ形成 石材	
		屈斜路軽石層	屈斜路火山噴出物		Kp	して軽石英安山岩		
	屈斜路熔結凝灰岩			Kw	普通軽石して軽石英安山岩			
	第1展望台熔結凝灰岩			Dw	普通軽石して軽石英安山岩			
	摩周第1熔岩			M	含著石英安山岩普通軽石して軽石英安山岩			
第 四 新 世 紀	西 別 岳 熔 岩			Nv	含著石英安山岩普通軽石して軽石英安山岩	カルデラ形成 石材		
	ケネカ熔結凝灰岩			Kew	含著石して軽石英安山岩			
	標 津 岳 熔 岩			Slv	普通軽石して軽石英安山岩			
	677m 熔 岩			Lv	普通軽石して軽石英安山岩			
	標 津 山 熔 岩			Sv	普通軽石英安山岩			
	アタクニチノ熔岩			Av	普通軽石して軽石英安山岩			
新 第 三 世 紀	△679.1m 熔 岩			Tl	普通軽石して軽石英安山岩	鈣化作用		
	タテクンナイ層			T	凝灰質頁岩 軽石質凝灰岩			
	シタバノボリ熔岩			Sv	ホバクタイト質英安山岩			
	バウシベツ層				Pg		緑色凝灰岩 凝灰質頁岩	
				Dv	玄武岩			

第1表 摩周湖模式柱状概念図



## IV 新第三紀

この地域に発達している新第三紀層は、露出がひじょうに断片的であるので、各岩層の相互の関係は、不明な点が多い。プロピライトと緑色凝灰岩を主体とした、パウシベツ層と、パウシベツ層の堆積に多少遅れて、この地層に進入し、さらに脊梁部の南部に広く溶岩流として、流出した石英粗面岩よりなる、シタバノポリ溶岩、および泥岩を主体とした、タテクンナイ層がこの地域の新第三紀層である。

### IV.1 パウシベツ層

この地層は、モシベツ川、パウシベツ川、およびアタクッチャ川の上流流域に分布している。図幅地域では、主としてプロピライトが広く分布しており、緑色凝灰岩および頁岩は比較的少ない。しかも地層の走向、傾斜を測定できるところが限られているので、この地層の構造を正確にあらわすことはできない。しかし、この地域の全体的な分布をみると、脊梁部地域では、暗緑色のプロピライトが主に露出しており、南に向うにしたがって、緑色凝灰岩と頁岩が多くなる。走向、傾斜からみると、ゆるい褶曲をしているが、全体には、南部ほど上位層が分布している。

プロピライトは、モシベツ川上流、パウシベツ川、アタクッチャ川上流地域に分布している。暗緑色を呈する、緻密な輝石安山岩質のものである。

緑色凝灰岩は、パウシベツ川中流、養老牛温泉付近、アタクッチャ川中流などに分布している。岩質は、粗鬆で、暗緑色ないしは緑灰色を呈し、いちじるしくプロピライト化した輝石安山岩の角礫を保有している。一般に塊状であるが、パウシベツ川中流では、灰緑色を呈し、ほとんど安山岩の角礫はなく、片状に圧しつぶされた軽石片を多量にもった、片状構造の発達したものがみられる。さらに、一部では、石英粒を含み、粗面岩質凝灰岩起源のものがみられる。これは、パウシベツ層間で、下位から上位へと火成活動の変化をしめしている。

頁岩は、凝灰質のものであり、淡黄色を呈し、わずかに、シタバノポリ山の東側に露出している。この頁岩は、パウシベツ層の上部に、大きなレンズ状にはいるものとみられる。

### IV.2 シタバノポリ溶岩

この岩石は、脊梁部の南側に広く分布しており、地形のところでのべたように、一見ネック状の、特異な残丘地形をしめしているものである。シタバノポリ山、△680.2

m 峰, △ 698.5 m 峰, および図幅西南部の仁田山付近などに分布している。この地域では, 前記の緑色凝灰岩類との関係は直接はみられない。モンベツ川の upstream で, わずかに, 河床に露出がみられるが, ほかのところでは, 緑色凝灰岩の上位にみられる。また, 隣接する斜里岳図幅では, 同質とみられる石英粗面岩が, 緑色凝灰岩を岩脈状に貫いている。これらの点から, この石英粗面岩は, 一部は緑色凝灰岩を貫ぬき, 前記の諸岩をおおっているものと考えられる。

シタパノボリ熔岩は, ネバダイト質のもので, 石英および斜長石の斑晶が大きい。ときには, 数 mm 以上に達する, 大型の斑晶がみられる。多くの場合黄鉄鉱の鉱染がみられる。

鏡下では, 斑晶としては, 石英および斜長石がみとめられるが, 有色鉱物は, すべて変質してみられない。石英は融蝕形を呈する。斜長石は, 卓状ないし長柱状を呈し, 概して新鮮なものが多い。しかし, なかには変質し, 絹雲母, 緑泥石および曹長石の微細な集合体にかわっているものもみられる。有色鉱物は緑泥石および褐鉄鉱様鉱物で置換えられているが, 外形から, 角閃石と推定される。斑状構造がいちじるしい。石基は, 主としてガラスであるが, 絹雲母, 緑泥石および炭酸塩鉱物の微細な集合体に変質している。

#### IV.3 タテクンナイ層

この地層は, 札鶴川にそった, 上札鶴付近および上流の河床と川岸に, わずかに露出しているだけである。下位の地層との関係はこの地域ではわからない。しかし, アタクチャ川の支流のごく小さな露頭では, 類似した凝灰質頁岩が, パウシベツ層の軽石片を多量にもち, 淡灰緑色を呈する緑色凝灰岩の上位に, 整合にのっているのが観察された。

一般に, 淡黄褐色ないし灰白色を呈する凝灰質頁岩と軽石質凝灰岩で構成されている。以上のような産状と岩質から, 隣接する斜里岳図幅のタテクンナイ層に相当するものと考えられるので, ここでは, タテクンナイ層として記載した。

#### IV.4 脈 岩

脈岩は, カンジウシ川上流のほか, 養老牛温泉の付近やパウシベツ川の中流などにも, 幅数 10 cm のものがみられる。一部は, 地質図へ記入を省略した。これらはともに, パウシベツ層中に岩脈状に貫入しているもので, 上位の第三紀または第四紀の溶岩や地層によって不整合におおわれている。黒色を呈し, 緻密な岩石で, 細粒な玄武岩であるが, 部分的には, 粗粒玄武岩質のものになる。この脈岩は, 隣接する武佐嶽

図幅の横牛川層を貫ぬく、金山粗粒玄武岩に類似し、さらに、東北の知床半島の基部に岩床状に分布する粗粒玄武岩にもよく類似しているものである。

鏡下では、斑晶は、普通輝石、斜長石である。普通輝石は、粒状で自形～半自形を呈し、0.1 mm～0.2 mm である。斜長石は、0.2 mm で半自形、長柱状ないし短柵状を呈する。一般に新鮮な斑晶であるが、劈開にそって、虫喰い状に、黄褐色等方性物質を生じている。普通輝石よりやや少ない。石基は、針状の斜長石、微細な粒状の普通輝石、少量の磁鉄鉱よりなり、間粒状構造を示す。

## V 新第三紀～第四紀

この時代に属するものは、脊稜部に分布する火山岩類および火山砕屑岩類で、標津岳、標津山などを構成している。すべて火山岩で、正常の堆積物をともなっていない。また、分布地域が、脊稜部であるので、段丘などとの関係もわからない。したがって、時代を確定することはむづかしい。

すでに地形の項でのべたように、脊稜山地は、いちじるしく解析されており、各熔岩は、おもに山稜部にのみ残されているものである。この山稜部は、熔岩流の流理面を基本としたと考えられる平坦な地形がみられるが、この地形だけに、わずかに火山地形の名残りがとどめられているにすぎない。また、水系も、南北性の構造に支配されたものであり、放射状谷の名残りをとどめていない。すなわち、新しい火山の特徴としてあげられる、山頂を中心として、四方に流下する、山体表層を侵蝕する河川段階を過ぎ、より下部の地質構造に支配された水系の段階にいたっている<sup>\*</sup>。また、構成している岩石も、多かれ少なかれ、多少の高質作用をうけている。したがって、その時代を確定することはできないが、第三紀鮮新世末か、あるいは第四紀洪積世の初頭と考えられるので、この図幅説明書では、いちおう、第三紀～第四紀の火山活動の産物として取り扱った。

### V.1 ▲ 679.1 m 熔岩

図幅の北側、札鶴川とアタクッチャ川支流との間の、高地を形成するもので、679.1

\* 地形だけで、時代をきめることは、ひじょうに危険である。しかし、関東ローム研究グループで、洪積世初期の火山活動として、ほぼ確認された、愛鷹山火山（多摩ローム期～下末吉ローム期）の水系をみると、明らかに、放射状谷を基本とした水系である。岩質および侵蝕作用の地域的な差などを考慮しても、愛鷹山火山より古い可能性は大きい。

mの三角点の山などである。いちじるしく解析された山体で、一種の残丘地形である。独立した、山体をなしているの、ほかの地層との関係は不明である。上位の新期火山灰には、不整合におおわれている。暗褐色を呈し、斑晶が比較的粗粒な、塊状、緻密な、普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>普通輝石よりなる。斜長石斑晶は、2~3 mmの大型の斑晶と、0.5 mm前後の小型な斑晶とからなり、自形を呈する。しそ輝石斑晶は、0.2 mm前後で自形ないし半自形を呈し、柱状あるいは、粒状である。普通輝石は、しそ輝石斑晶にくらべて、やや小型で、量も少なく、半自形を呈する。比較的新鮮ではあるが、緑簾石の小粒集合体にかわっているものもある。斑状構造をとり、填間組織よりなる。石基は、長針状斜長石、粒状の普通輝石、しそ輝石および磁鉄鉱、ごく少量の磷灰石よりなる。

## V.2 アタクッチャ熔岩

この岩石は、アタクッチャ川支流および、釧網線トンネル付近に分布している。下位のパウソバツ層を不整合におおひ、新期火山灰に不整合におおわれている。この熔岩は勝井義雄により、屈斜路火山の外輪山熔岩とされているものである。一般に、暗黒色を呈し、緻密、中粒均質な普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石普通輝石よりなる。斜長石斑晶は、0.2 mm~0.3 mmでいどのもので、自形~半自形を呈する。しそ輝石、普通輝石は、ほぼ等量で、粒状または、柱状で、半自形を呈する。石基は、粗粒で、ガラスは、ほとんどなく、斜長石、しそ輝石、普通輝石および少量の磁鉄鉱よりなる。ややオフィティック構造をしめす、玄武岩質安山岩である。

## V.3 標津山熔岩

△846.7 m峰を中心として、脊梁部の山稜を広くおおっている熔岩で、ところにより、集塊岩をともなっている。パウソバツ層を不整合におおひ、標津岳熔岩におおわれている。暗黒色を呈し、ややガラス質で、板状節理がよく発達している。普通輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>普通輝石よりなる。斜長石輝晶は、自形ないし半自形を呈し、一般に新鮮であるが、一部では、割れ目にそって、絹雲母・曹長石化している。普通輝石斑晶は、半自形を呈し、短柱状である。ともに斑晶は少ない。石基は、細針状の斜長石、粒状の普通輝石、磁鉄鉱およびガラスよりなり、ピロタキソティック構造をしめす。

## V.4 ・677 m 熔岩

標津岳の東側山稜に分布しているもので、パウンベツ層を不整合におおい、標津岳熔岩におおわれている。暗灰色を呈し、多孔質な、普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石 $>$ しそ輝石 $\approx$ 普通輝石よりなる。斜長石斑晶は、0.5 mm $\sim$ 0.2 mm 自形卓状を呈する。ポイキリチックに、普通輝石および磁鉄鉱を包かす。しそ輝石、普通輝石斑晶は、ほぼ等量で、ともに、半自形、短柱状ないしは、粒状を呈する。石基は、填間状構造をしめし、細い柱状斜長石、粒状 $\sim$ 長柱状の普通輝石、しそ輝石、粒状の磁鉄鉱、および、少量のガラスよりなる。

## V.5 標津岳熔岩

この熔岩は、標津山の山頂を形成しているものである。標津山熔岩、 $\bullet$  677 m 熔岩をそれぞれおおっている。暗灰色で、やや多孔質、粗粒な普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石 $>$ しそ輝石 $\approx$ 普通輝石よりなる。斜長石斑晶は、約 0.5 mm に達し、自形 $\sim$ 半自形、卓状を呈する。一部には、割れ目にそって、絹雲母 $\cdot$ 曹長石化している。しそ輝石斑晶と普通輝石斑晶は、ほぼ等量で、半自形、短柱状を呈する。一部には、周辺が、黄褐色の等方性物質に変質している。

石基は、比較的粗粒で、填間状構造をしめし、しそ輝石、普通輝石および磁鉄鉱よりなる。ガラスは少量である。

## VI 第四紀洪積世

第四紀洪積世に属するものの大半は、火山岩および火山噴出物で、堆積岩はわずかである。この時代に属する火山岩および火山噴出物は、一部のものを除いて、屈斜路火山の活動にともなうものと、摩周火山の活動にともなうものとに、大別することができる。

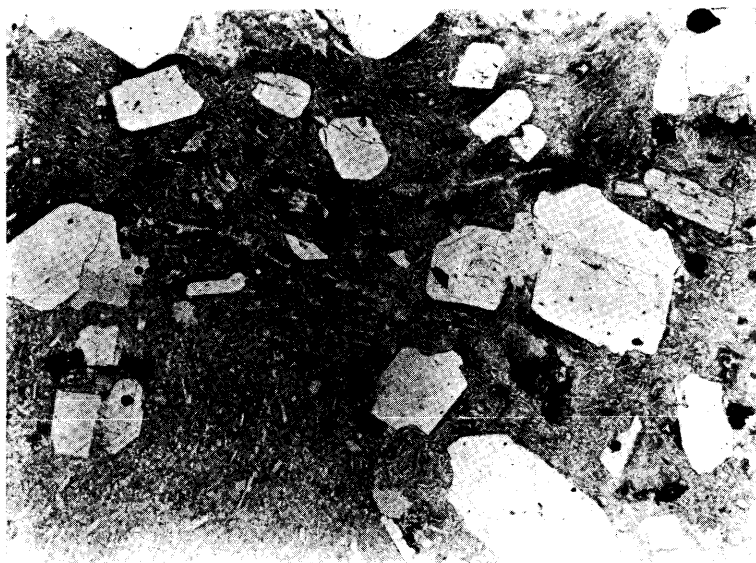
摩周火山は、従来から、沖積世の火山と考えられているが、あとにのべるように、筆者らは、洪積世の活動と考えている。

### VI.1 ケネカ熔結凝灰岩

この岩石は、ケネカ川中流、モシベツ川上流、および、養老牛温泉の南などに点在し、川床、川岸などに、窓状に露出している。

露頭が少なく、分布地域も限られているので、実態は正確にわかっていない。したがって、どの火山活動に結びつくものかは、不明である。

養老牛温泉の南では、パウンベツ層の緑色凝灰岩を不整合におおっており、現地形



第4図 ケネカ熔結凝灰岩

には、完全にぎられている。また、ケネカ川中流に分布するものは、下位の地層との関係は、不明であるが、仁田砂層でおおわれている。この図幅地域では、わずかに分布しているだけであるが、隣接する地域には広く分布している。中標津町市街地付近にみられる熔結凝灰岩とは、岩質も類似している。これらの分布域から推察すると、恐らく、地形でのべた、この地域で140 m 前後の台地に発達しているものと考えられ、第四紀洪積世のものであることは間違いないであろう。

この熔結凝灰岩は、暗青灰色の粗鬆な岩石で、安山岩の角礫をもっている。含石英しそ輝石安山岩質のものである。

鏡下では、斑晶は、斜長石 $\gg$ しそ輝石 $\gg$ 石英よりなり、石英粒は、まれにみてもいどである。斜長石斑晶は、卓状または、短柱状で半自形を呈するが、周縁は、わずかに融蝕し、角は丸味を帯びた形である。しそ輝石斑晶は、ごく少量で、半自形であるが、破碎され、片状になって散点している。石英斑晶も、破碎片である。

石基は、主として、ガラスからなり、無色透明な、絹糸状のガラスが彎曲し、互いにくっつき合い、その間は、微細なダストで汚れたガラスによって埋められている。外来的的破碎片として、軽石は、おしつぶされた形をとり、ガラスに変じている。また、安山岩礫では、しそ輝石安山岩がみられ、この礫の石基を構成している、針状の斜長石もいくらか変形し、もとのピロタキソティック構造を残し、針状の斜長

石間は、ガラスおよびトリディマイトで埋めた、安山岩片が多い。

## VI.2 屈斜路火山活動にともなうもの

屈斜路火山は、隣接する、屈斜路図幅内に位置し、摩周火山の西に接している。広大な、屈斜路湖をカルデラとし、このカルデラをとりまく、藻琴山、サマツカヌブリ、サマツケヌブリなどの諸山で形成されている。屈斜路火山については、岡村要蔵、田中館秀三、勝井義雄らの詳細な研究がある。このカルデラの形成時期は、石川俊夫・湊正雄により、上部洪積世と考えられている。この図幅域外にあるので、詳細については、なお不明であるが、摩周火山との関係から、あるいは上部洪積世以前となるのかも知れない。

### VI.2.1 第1展望台熔結凝灰岩

この岩石は、第1展望台の下、摩周カルデラ壁に露出している。つぎののべる屈斜路熔結凝灰岩とは、ほぼ同じ層準のものであるが、岩質の相違で、いちおう分類した。

この図幅域内では、第1展望台付近、札鶴川の一部に露出しているだけであるが、隣接する屈斜路図幅では、第3展望台より、川湯にいたるバス路線、および道立釧路拓殖実習場の北側山地などに広く分布している。



第5図 第1展望台熔結凝灰岩

第1展望台の下では、摩周第1熔岩をおおって、摩周第5熔岩におおわれている。図幅域外の美留和付近では、鮮新世と考えられる安山岩を不整合におおっている。

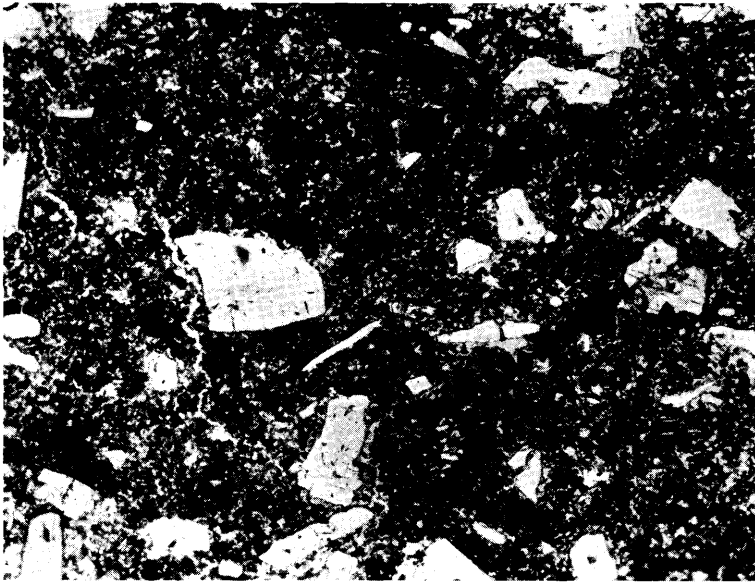
この岩石は、暗灰色を呈し、比較的緻密、堅硬で、大まかな方状の節理が発達している。一般に、外来岩片をもっているが、あまり多くない。普通輝石しそ輝石石英安山岩質のものである。

鏡下では、斑晶は、斜長石 $\gg$ しそ輝石 $>$ 普通輝石 $>$ 石英よりなる。ともに、破砕片であるが、斜長石および石英は、わずかに融蝕し、丸味があった外形をしめす。斑晶として、石英、普通輝石、しそ輝石の量は少ない。

石基は、微細な石英破片とひきのばされ、彎曲したガラスを主としており、ところによっては、黄褐色のダストにより、いちじるしく汚されている。

#### VI.2.2 屈斜路熔結凝灰岩

この岩石は、摩周湖北岸のカルデラ壁に分布している。この図幅地域内では、分布はわずかであるが、図幅域外では広く分布しており、前記の第1展望台熔結凝灰岩とともに勝井義雄により、屈斜路軽石堆積物として記載されたものである。第1展望台熔結凝灰岩に比較して、熔結作用が強く、石英粒を多量にもっていることが、特徴と



第6図 屈斜路熔結凝灰岩



してあげられる。摩周第1熔岩をおおい、屈斜路軽石層、および、摩周第3熔岩におおわれている。

岩質は、淡灰色～灰白色を呈し、粗鬆である。石英粒が多く、柱状の節理がわずかに発達している。普通輝石しそ輝石石英安山岩質のものである。

鏡下では、斑晶は、斜長石と石英が主で、ほかに、ごく少量の粒状の普通輝石、少量のしそ輝石がみられる。いずれも破砕片である。

石基は、ガラスが大半を占めているが、ガラスの破砕片が、互にくっつき合ったもので、少量の石英および普通輝石、しそ輝石の破砕片を含んでいる。ガラスは、あまり彎曲したり、ひきのぼされたりしていないが、いちじるしくダストで汚れ、黄褐色～暗褐色を呈する部分が多い。

### VI.2.3 屈斜路軽石層

屈斜路軽石層は、カルデラの北壁に分布している。熔結凝灰岩と同じ岩質の軽石、および火山灰、安山岩片で構成されている。石英粒の多い軽石で、しそ輝石石英安山岩質のものである。ほとんど無層理であるが、熔結凝灰岩との境界部、および上部では、いくらか分級作用をうけて、層理をしめしている。

## VI.3 上札鶴層

この地層は、札鶴川にそって分布している。札鶴川支流の上流部で、屈斜路軽石層を不整合におおい、清里熔結凝灰岩によって、不整合におおわれている。下部は、主として、安山岩質の垂円礫からなり、上位になるにしたがい、軽石を混じえた、細粒の礫層と砂層で構成されている。上札鶴層の層厚は、数m内外と考えられる。分級作用をうけて、細い層理が発達している。ところによっては、偽層がわずかにみとめられる。なお、脊梁部をこえた南部地域でも、モンベツ川ぞいには、上札鶴層に対比できる同様な砂層が発達している。それは、数mの厚さをもつ、粗粒～中粒の砂礫層で、一部では、この砂層が、良好な滞水層となっている。

しかし、この図幅では、地質図の表現上、南部地域のものについては、割愛した。

## VI.4 摩周火山の活動にともなうもの

摩周火山は、この図幅の西部に位置し、長径7.5km、短径5.5kmにおよぶ、カルデラ湖—摩周湖—を抱いた火山である。この頁では、摩周カルデラの形成後、カルデラ中に生じた、カムイヌプリ岳火山の活動を除いた範囲のものについてのべる。

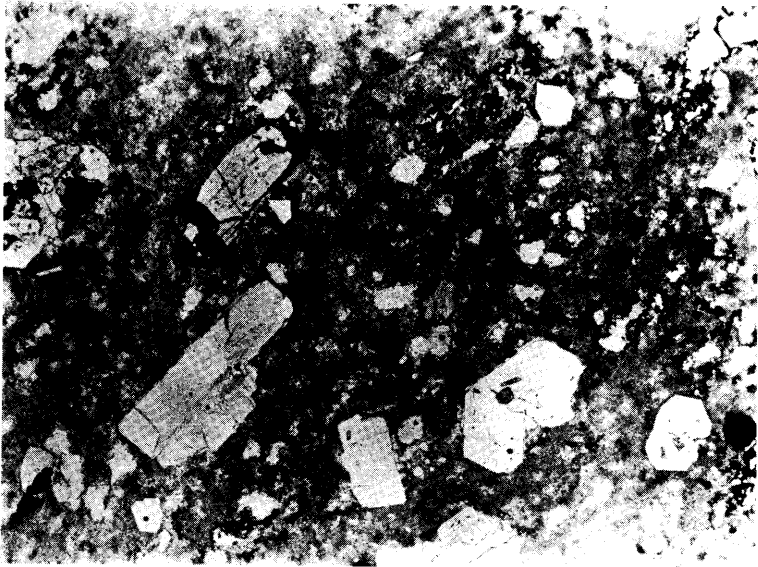
### VI.4.1 西別岳熔岩

この熔岩は、西別岳を形成しているものである。西別岳は、摩周湖の東南側に位置

し、標高 789 m の高さで、山体は侵蝕され、かなり解析をうけているが、放射状谷を規本とした水系をとどめている。山頂部は、北方に口を開いた馬蹄形の稜線を形成しており、この間に約 1 km の直径で、北に口を開いた凹地を抱えている。この凹地は、火口状の凹地であるが、火口壁の地形は、全く崩れている。

西別岳は、摩周火山の一連の火山活動にともなうものであるが、ほかの各熔岩との直接の関係をみれるところはない。しかし、火口壁は、侵蝕作用によって崩壊している点など、地形上から判断しても、摩周カルデラの形成にかなり先き立つ活動によるものと推察される。山体が、かなり侵蝕されているので、いちおう摩周火山の初期の活動のものとした。

岩石は、暗灰色を呈し、緻密であるが、一部では、多孔質のものもあり、かんらん石普通輝石しそ輝石安山岩である。



第7図 西別岳熔岩

鏡下では、斑晶は、斜長石 ≧ しそ輝石 ≧ 普通輝石 ≧ かんらん石よりなる。かんらん石は、ごく少量で、すべて融蝕形をしめし、単斜輝石の反応縁をともなう。普通輝石は、自形ないし、半自形で短柱状を呈する。しそ輝石は、自形ないし半自形を呈し、X' = 淡黄褐色、Z' = 淡緑色の多色性をしめす。周縁に小粒の単斜輝石の反応縁をもっている。斜長石は、自形で短柱状を呈する。

石基は、針状の斜長石、粒状の単斜輝石、少量のガラス、燐灰石、磁鉄鉱で構成され、ピロタキソティック構造である。

#### VI.4.2 摩周第1熔岩

この熔岩は、摩周湖西南岸および東北岸に、摩周火山の基底熔岩として、わずかに露出している。暗灰色、緻密な岩石で、含かんらん石普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石 $\gg$ しそ輝石 $>$ 普通輝石 $>$ かんらん石よりなる。斜長石斑晶は、粗粒であるが、ほかの斑晶は、概して小さく量も少ない。斜長石斑晶は、自形で卓状を呈する。かんらん石は、融蝕形をしめし、単斜輝石の反応縁をもっている。しそ輝石は、半自形で、単斜輝石の反応縁をとまなう。普通輝石は、半自形を呈し、斑晶としては、少ない。

石基は、細粒の長柱状斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱、および、ごく少量の燐灰石で構成され、填間構造をしめしている。

#### VI.4.3 摩周第2熔岩

この熔岩は、摩周カルデラの南部および、東南部に分布し、カムイヌプリ岳噴出物におおわれているので、2分されて分布している。2~3枚の集塊岩をとまなっている。

カムイヌプリ岳と683.5m三角点山との間の沢では、やや粗粒であるが、同質の岩石が、集塊岩をN20°Wの方向で岩脈として貫ぬいている。この熔岩は、暗灰青色を呈し、緻密であるが、集塊岩をとまなう付近では、かなり多孔隙になっているものもある。全体に、板状節理が発達している。肉眼的には、斑晶の少ない、含普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石 $>$ しそ輝石 $\gg$ 普通輝石よりなる。斑晶は、全体に小型である。斜長石斑晶は、自形~半自形で卓状を呈する。しそ輝石斑晶は、自形~半自形を呈し、弱い多色性をしめず。周縁は、わずかに、単斜輝石の反応縁にとりまかれている。普通輝石は、ごく少量で、半自形、粒状を呈する。これらの斑晶は、集合体をつくり点在することが多い。

石基は、細粒の長柱状斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱よりなり、少量のガラスおよびクリストバライトをとまなう。填間構造をしめず。

#### VI.4.4 摩周第3熔岩

この熔岩は、摩周カルデラの西壁と北壁に分布している。数枚の熔岩流からなり、集塊岩と互層する。西壁では、屈斜路熔結凝灰岩をおおって発達しているが、北壁では、屈斜路熔結凝灰岩を、3~4ヶ所で、岩脈として貫き、さらに、熔岩流として、集塊岩をとまなう。熔結凝灰岩の上面を流れていることが観察される。この脈岩は、

いずれも N 10°~20° W の方向をしめし、脈岩の壁に平行に、10 cm 内外の急冷相をもっている。また、同様な方向に、弱い流理構造がみられる。この岩石は、暗褐色で緻密な、含普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>普通輝石よりなる。斜長石斑晶は、自形、卓状を呈する。普通輝石は、半自形、粒状である。しそ輝石は、半自形、短柱状を呈し、弱い多色性をしめし、単斜輝石の反応縁をとまらう。

石基は、柱状の斜長石、粒状の単斜輝石よりなり、やや細かい。ほかに磁鉄鉱、少量の燐灰石および、ごく少量のクリストバライト、ガラスをもち、填間構造をしめしている。

#### VI.4.5 摩周第4 熔岩

この熔岩は、摩周カルデラの西壁に分布するもので、数枚の熔岩と集塊岩の互層からなっている。一部には、この集塊岩中に、いちじるしく、ガラス質で、赤褐色を呈する、数 m メートルにおよぶ安山岩をレンズ状にもっているところがある。この岩石は、暗灰色、緻密で、全体的に粗粒であり、斑状構造のいちじるしい、普通輝石、しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>普通輝石よりなる。斜長石斑晶は、自形、短柱状を呈する。しそ輝石、普通輝石の斑晶は、少量でともに半自形を呈する。しそ輝石は、単斜輝石の反応縁をもっている。

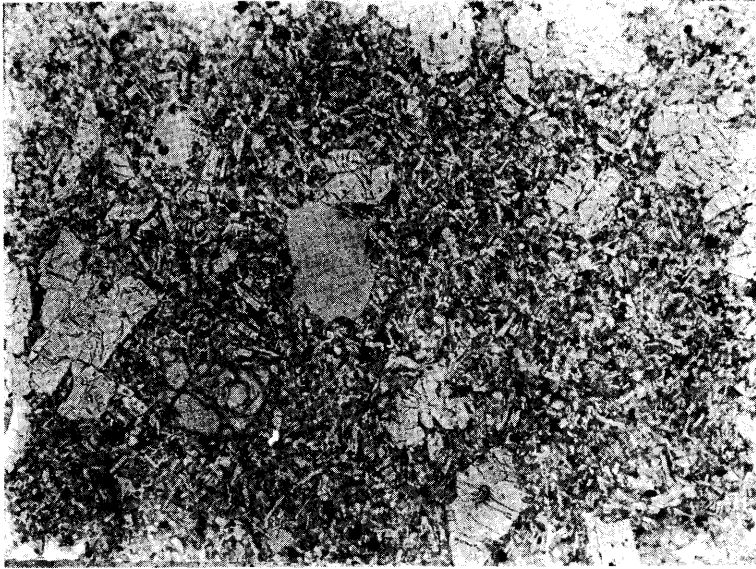
石基は、斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱、および、ごく少量のガラスよりなる。磁鉄鉱のまわりにも細粒の単斜輝石がとりまくことが多い。

#### VI.4.6 摩周第5 熔岩

この熔岩は、摩周カルデラの西壁から南壁にかけて分布し、摩周第4 熔岩、および、第1 展望台熔結凝灰岩をおおって分布している。この岩石は、第4 熔岩と同様に、粗粒で、緻密であるが、ところにより多孔質になる。暗灰色を呈し、数 mm におよぶ斜長石斑晶と、少量であるが、かんらん石の斑晶がみられる。含かんらん石普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>普通輝石>かんらん石よりなるが、有色鉱物の斑晶は、比較的少ない。斜長石は、自形、卓状を呈し、大型の斑晶である。かんらん石斑晶は、粒状で、単斜輝石の反応縁をもっている。普通輝石、しそ輝石は、ともに半自形を呈する。

石基は、粗粒であり、長柱状斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱、少量のガラス、および、ごく少量のクリストバライトよりなり、填間構造をしめしている。



第8図 摩周第5熔岩

#### VI.4.7 摩周第6熔岩

この熔岩は、摩周カルデラの西壁から南壁にかけて分布し、第5熔岩をおおっている。また、摩周火山の西側の山腹では、沢の上流に窓状に露出し、仁田砂層に不整合におおわれている。灰色を呈し、やや粗粒な安山岩で、2~3mmの斜長石の斑晶が散点している。ほかの熔岩にくらべて、やや多孔質な岩石である。普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>普通輝石よりなる。斜長石は、自形で短柱状を呈する。普通輝石は、半自形で、短状柱ないし半自形を呈する。しそ輝石は、半自形で柱状をしめし、単斜輝石の反応縁をもっている。

#### VI.4.8 モシベツ軽石層

この地層は、隣接する磯分内図幅地域に広く分布しているが、この図幅内では、東部地域の川ぞいにわずかに露出しているにすぎない。モシベツ川およびバウシベツ川の中流流域に2~3mから数mの厚さの軽石層として、発達している。径数cmの軽石を主として、ほかに、安山岩角礫をもち、一部には、炭化木片を含んだもので、降下軽石堆積物である。仁田砂層には、侵蝕され、不整合におおわれている。隣接する

屈斜路圏幅内の弟子屈駅裏の露頭をみると、上面は、不規則にけずられて、1 m をこえる凹凸をもった面となり、その凹凸面を仁田砂層がおおっている。また、磯分内圏幅内のパスの仁田停留所付近では、10 m をこえる厚さで、上面は、いちじるしくけずられ、新期火山灰が、このけずられた地形面にそって乗っている。なお、この南部では、一部は熔結凝灰岩になっている。さらに、モンベツ軽石層の分布をみると、摩周火山の東南部に分布しており、磯分内圏幅地域では、釧路川より東部のみ、分布が限られている。

以上の諸点から、この軽石層は、摩周カルデラの形成と結びつく活動によるものと考えられる。比較的摩周火山に近い、弟子屈、仁田付近では、層厚も厚く、軽石流として流下したものである。しかし、東部地域では、むしろ降下軽石として堆積した要素が強い。

なお、この軽石層は、山田忍によって、中標津付近を標式地として設定された、摩周統火山灰の分類で、Mf とされた軽石層と、一部では対比されているようである。しかし、筆者らは、Mf に相当する火山灰は、モンベツ軽石層の上部にくるものと考えている。また、すでにのべたように、どこでも、上面はいちじるしく侵蝕されて、仁田砂層に不整合におおわれているか、あるいは、現地地形面にきられ、侵蝕された地形面にそって、新期火山灰がおおっている。したがって、この軽石層は、洪積世のものである。

岩質は、灰色を呈する、発泡のあまりよくない軽石である。しそ輝石石英安山岩質のものである。

## VI.5 清里熔結凝灰岩

圏幅地域の北部、アタクッチャ川、札鶴川流域に分布している。上札鶴層を不整合におおい、仁田砂層および新期火山灰におおわれている。この圏幅内では分布が少なく、発達する地域は、隣接する斜里岳圏幅である。しかし、いずれも高所をさけて、当時の低地を埋めて、発達しているので、現在までの資料では、出所がよくわかっていない。

岩質は、ところによって、かなり相違している。札鶴川付近では、熔結作用が進んでおり、真黒色を呈し、石英斑晶の少ない、いちじるしくガラス質になったもので、含普通輝石しそ輝石石英安山岩質のものである。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>石英>普通輝石よりなる。ともに、白形

ないし半自形であるが、いずれも破砕片である。これらの斑晶は、淡褐色で、ダストの多いガラスで埋められている。このガラス中には、0.1 mm 前後の球顆がみられる。また、外来岩片として、角礫質の安山岩がみられる。

## VI.6 仁田 砂層

弟子屈町付近から、弟子屈町の市街地へかけての地域が、この地層の標式地である。この地層は、図幅地域の大部分をおおって分布しているもので、粗砂および細礫よりなり、分級作用をうけて、層理がよく発達している。ところにより、2次堆積の軽石を、層理の間に多量にまじえているところもある。弟子屈付近およびモンベツ川付近では、モンベツ軽石層を不整合におおっている。摩周火山の西側では、摩周第3熔岩、摩周第6熔岩を不整合におおい、札鶴川流域では、さらに、清里熔結凝灰岩を不整合におおって発達している。上面は、現地形にきられ、新期火山灰に、不整合におおわれているので、侵蝕作用が、比較的少ない、浅い沢ぞいに、広く露出している。

脊梁部の北側に分布しているものは、隣接する斜里岳図幅の札鶴層に対比できるものである。札鶴層の分布については、杉本良也、長谷川潔は、同図幅で、標高 100 m 前後の丘陵性平坦地に分布している、とのべている。さらに、斜里図幅の止別砂礫層に連なっているもので、松下勝秀によれば、標高 100 m 以下 50~60 m の面を形成する台地をおおって分布している。

脊梁部の南部では、図幅地域では、東南部に発達する、標高 120 m 前後の面に分布している。この面については、すでに地形のところでのべたように、根室付近の標高 80 m 前後の面につらなる可能性がある。しかし、南部地域は、まだ図幅調査があまり進んでいないので、資料がなく、海岸地域での、どの面をおおって発達しているかは、わからない。この仁田砂層は、脊梁部の南部でも北部でも、共通した性格をもっている。脊梁部を境にして、いちおう、南部と北部に、分布域が2分されてはいるが、摩周火山の東側から標津山の西側までの間に発達している平坦な緩斜面では、その緩斜面をおおって、仁田砂層が分布し、南北両地域に発達したものが、一連のものとなつてつづいている。

以上のように、標高 40~50 m の面をおおって発達し、沖積面に完全にきられていくことから、少なくとも、沖積世後期の堆積物であることは確実である。摩周湖東部の標高約 400 m の緩斜面は、地形の項でのべたように、漸次高度を下げて、図幅域内では、標高 120 m 以下に下り、その間は地形的に完全に連続している。一方、仁田砂

層も、この面上に連続的に分布している。このことは、これらの平坦面の形成とともに、脊梁を軸とした、撓曲運動のあったことを示唆するものである。また、南部の厚床幅などに、東西性の方向で面の連続することも合わせて考えれば、洪積世の脊梁を軸とした構造運動をしのばせている。

## VI.7 カムイシュ島熔岩

摩周湖のほぼ中央にある、長さ 100 m、幅 40 m、高さ湖面上約 25 m の、カムイシュ島を構成する熔岩である。田中館秀三によれば、基底約 1 km の直径で、高さ 230 m におよぶ熔岩円頂丘とされている。この島については、すでにのべたように、周囲にはわずかであるが、同質の垂角礫堆積物が、湖面上約 80 cm の高さでとりまいて堆積している。ほかの岩石との関係は、全く不明であるので、時代を確定することはできない。説明上、摩周火山の一連の活動として、この項でのべることにした。

この岩石は灰青色を呈し、緻密で、肉眼的には斑晶はほとんどみられない。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>普通輝石>磁鉄鉱よりなる。斜長石斑晶は、自形を呈し、柱状である。普通輝石は、ごくわずかで、しそ輝石とともに、半自形を呈する。これらの斑晶は、多くは集斑晶状により集まって、斑状構造をとっている。

石基は、ひじょうに微細な結晶質で、針状の斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱よりなり、ピロタキシティックな構造である。これらの間を埋めて、ガラスおよびクリストパライトが存在する。かなり多量のクリストパライトがみとめられるが、鏡下での組織構造は、安山岩である。

## VII 第四紀洪積世～沖積世

### VII.1 カムイヌブリ火山の活動にともなうもの

カムイヌブリ岳は、摩周湖の東南にあり、摩周カルデラ形成後の活動によるものである。長径 3 km、短径 2 km の基底で、ほぼ円錐形の山体で、湖面よりの高さは、約 500 m である。頂部には、直径 1 km、深さ約 470 m の、ほぼ円形の大きな火口をもっている。

#### VII.1.1 カムイヌブリ岳第 1 熔岩

カムイヌブリ岳火口の、北壁下部に分布している。暗灰色緻密で、斑晶の比較的に少ない、普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>普通輝石=磁鉄鉱よりなる。斜長石斑晶



は自形で、短柱状をなし、果帯構造が発達している。普通輝石、しそ輝石は、ともに、半自形、短柱状をしめしている。

石基は、微細な針状斜長石、しそ輝石、単斜輝石、磁鉄鉱が填間構造をなし、クリストパライトおよびガラスが、そのすき間を埋めている。

### VII.1.2 カムイヌプリ岳第2熔岩

第1熔岩をおおって、北壁に分布し、さらに流下して、湖畔に達している。灰色を呈し緻密で、肉眼では、ほとんど斑晶のみとみとめられない、含普通輝石しそ輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は、斜長石>しそ輝石>普通輝石<磁鉄鉱よりなる。いずれも斑晶は小型で、普通輝石は、ごく少量である。しそ輝石斑晶の周辺部には、多量に、微細な磁鉄鉱様鉱物を包かしている。

石基は、微細な針状斜長石、しそ輝石、磁鉄鉱よりなり、ピロタキソティック構造をしめし、そのすき間を多量のクリストパライトと少量のガラスが埋めている。

## VIII 第四紀沖積世

### VIII.1 カムイヌプリ軽石層

カムイヌプリ岳の山頂より、山腹をおおって発達しているもので、カムイヌプリ火山の所産である。火口付近および西麓では、主として粒径が20cm~30cmにおよぶ、発泡のよい軽石で構成されている。南部の火口周辺では、多量に安山岩礫をもっており、濃赤色を呈する軽石が、一部熔結しているので、一見、集塊岩状を呈する。さらに、南には、急激に粒度を減じ、摩周火口壁上、および西別岳山頂では、数cm以下の軽石がうすくおおうだけである。西側山腹では、粒径は、20cm~30cmにおよぶものであるとともに、局部的に層状をなし、いちじるしく熔結作用が進み、赤黒色のガラスを形成している。このガラスは、一見、黒曜石状で、厚さ30cm~40cm、長さ数mのバンド、あるいは、厚さ2m前後で層状を呈するものなどが、3~4枚重なりあい数mの厚さにおよんでいる。これらの、いちじるしく熔結作用の進んでいる部分に、はさまれた軽石、あるいは、上、下盤にあたる軽石は、ほとんど生のままで、熔結作用も、変形も認められない。また、一部では変形した軽石中に、数cmの単位で、レンズ状にガラスを形成しているものもある。

この軽石は、発泡はよく、濃赤色を呈する、含普通輝石しそ輝石石英安山岩である。

鏡下では、斑晶は、ほとんどなく。斜長石、しそ輝石、普通輝石、石英、磁鉄鉱



第9図 カムイスプリ軽石層の中の熔結相

などの斑晶が、わずかにみとめられるにすぎない。

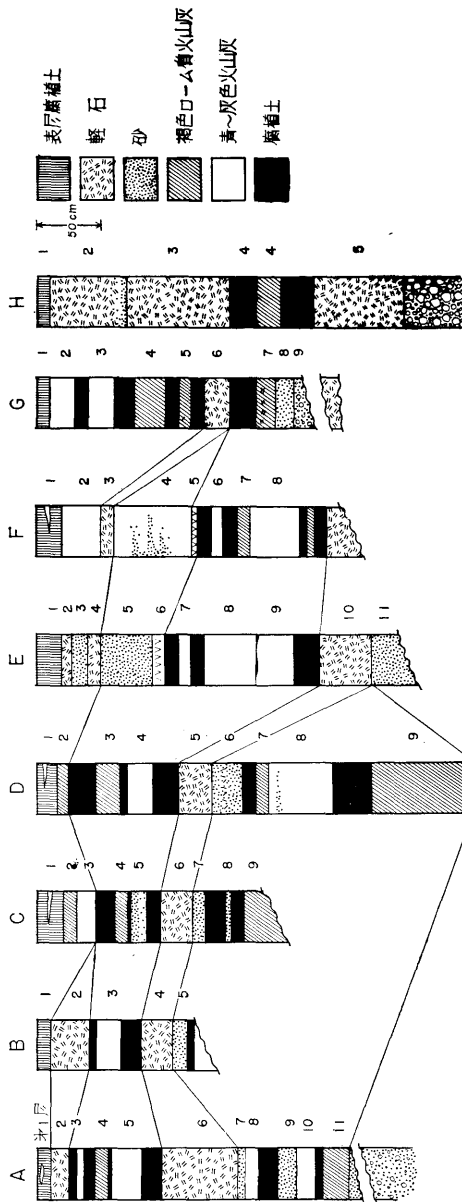
石基は、大部分ガラスである。

熔結作用の進んだものでは、構成鉱物には、変りがないが、斑晶の多くは、集合し、集斑晶状を呈し、ほかは、ほとんど軽石の構造は残っていない。淡黄褐色～濃赤褐色の絹糸状のガラスとなり、互いに複雑にくっつきあっている。一見、複雑な流理構造のように見える。おそらく、発泡した軽石のガラスが、軟化し、互にくっつき合うとともに、そのさいに、加わる力に応じて、ひきのばされ、あるいは、おしまげられた構造とみられる。

## VIII. 2 新期火山灰

新期火山灰は、図幅地域のほとんど全域をおおって分布している。この火山灰については、山田忍の詳細な研究がある。山田忍は、摩周統火山灰とし、Ma より MI まで各火山灰を分類し、根釧原野における分布を調べるのに成功している。さらに、勝井義雄により、研究が進められ、MI より下位の火山灰を、Ma より Mp まで分類し、沖積世の火山灰として、総括し、摩周火山の活動と結びつけている。

筆者らの調査は、日数と範囲がかぎられているうちに、調査事項も、一般地質に重点を置かざるをえなかった。したがって、それらをすべて、丹念に調査することがで



第10図 新期火山灰

きず、ここでは、一括して新期火山灰とした。

以下、各火山灰についてのべる。

モンベツ中流（第10図A）  
 第1層；層厚10 cm。表層土壌。暗黒褐色を呈し、腐植まじりである。1～2 cmの厚さの灰白色砂質火山灰を、レンズ状にもっている。

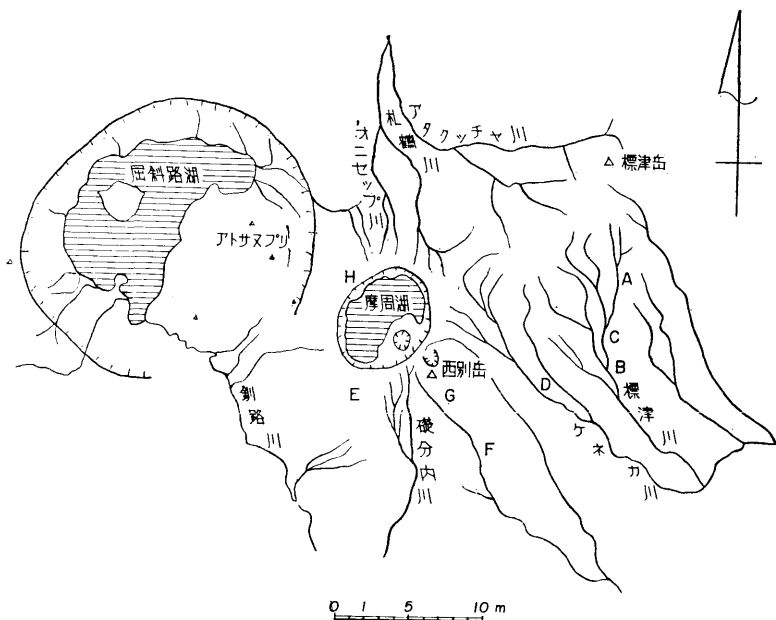
第2層；層厚20 cm。黄白色軽石。がさがさとした感じの軽石で、風化は、余り進んでいない。

第3層；層厚5 cm。上部に5 cmの腐植をもち、青灰色で、やや淡色な砂質火山灰で、より淡色な粘土っぽいところが、まだらになっている。

第4層；層厚10 cm。上部に10 cmの腐植をもち、黄褐色を呈し、ソフトなローム質火山灰。下部は、漸移的に青灰色になる。

第5層；層厚25 cm。上部に5 cmの腐植をもち、青灰色、やや砂っぽい粘土。火山灰源のものである。

第6層；層厚75 cm。上部に15 cmの腐植をもち、比較



第11図 資料位置図

粒のこまかな軽石。粘土化し、軽石の形は不明瞭になる。下部 15 cm は、軽石の粒径が大きくなり、がさがさした感じである。

第7層；層厚 5 cm。暗灰色火山砂。

第8層；層厚 10 cm。灰色の粘土，上部は、やや黄褐色を呈し、火山砂を混じえる。火山灰源。

第9層；層厚 15 cm。上部に 15 cm の腐植をもち、灰褐色を呈する砂質の火山灰。粘土化が進み、しまった感じのもの。

第10層；層厚 15 cm。青色の中粒砂。第9層とは漸移している。

第11層；層厚 20 cm。上部に 5 cm の腐植をもち、黄褐色を呈する、しまったローム質火山灰。

以下は、砂および細礫よりなる。仁田砂層の上部にあたる。

モンベツ合流点（第10図E）

第1層；層厚 10 cm。表層の土壌。灰白色の火山灰をはさむ。

第2層；層厚 30 cm。黄色軽石。粘土化はあまり進まず、固くがさがさした感じの

もの。

第3層；層厚 20 cm。上部に 5 cm の腐植をもち、青灰色の砂質粘土。火山灰源である。腐植との関係は、上部、下部ともに、漸移的である。

第4層；層厚 25 cm。上部に 15 cm の腐植をもち、細い黄色の軽石で、火山砂を混じえ、粘土化が進んでいる。下部に火山砂が多い。

第5層；層厚 15 cm。上部は、葉理のわずかに発達した青色の砂で、下部には青色の粘土をともなう。

養老牛温泉付近の露頭では（第10図C）

第1層；層厚 20 cm。表層の土壤。腐植土をまじえ、中に、レンズ状に 2~3 cm の厚さで、連続性に乏しいクリーム色の微砂まじりの火山灰をもつ。

第2層；層厚 10 cm。褐色のローム質火山灰ソフトな火山灰である。

第3層；層厚 15 cm。上部に 2~3 cm やや粗い火山砂をともなう、灰色の火山灰。下部の約 5 cm は、上部に、桃色~暗赤紫色の火山砂と、1 cm 内外のクリーム色の粘土化の進んだ火山灰（ときに小さな、粘土化した軽石をともなう）とが組み合わせた層がある。この火山灰は、平坦地では、よく連続し、鍍層として使用できる。

第4層；層厚 10 cm。上部に 15 cm の腐植をもち、褐色のローム質火山灰。

第5層；層厚 15 cm。上部に 3~5 cm の腐植をもち、上部の 10 cm は粗粒な暗灰色の火山砂よりなり、下部は、灰色の火山灰で粘土化している。

第6層；層厚 25 cm。黄色細粒の軽石。火山砂を混じえ、やや粘土化している。上部には 10 cm の腐植をもつ。

第7層；層厚 10 cm。灰色の中粒~細粒の砂。第6層との境はやや不明瞭である。

第8層；層厚 5 cm。暗灰色の砂質火山灰。上部に 15 cm の腐植をともなう。

第9層；層厚 40 cm+。礫まじりのしまった褐色ローム質火山灰。

養老牛温泉の西、ケネカ川付近のものについてみると（第10図D）

第1層；層厚 15 cm。表層の土壤。ほかの所と同様に、うすい淡黄白色火山灰をレンズ状にもつ。

第2層；層厚 10 cm。褐色ローム質火山灰。粘土化が進まず、ソフトである。

第3層；層厚 20 cm。上部に 20 cm の腐植をもち、明るい黄褐色のソフトなローム質火山灰。

第4層；層厚 20 cm。上部に 5 cm の腐植をもち、青灰色の細粒な火山砂を混じえた

火山灰。やや粘土化している。

第5層；層厚25 cm。上部に20 cmの腐植をもつ。黄色を呈する、細～中粒の軽石。火山砂を混じえている。

第6層；層厚25 cm。暗灰色粗粒な砂。軽石をまじえ、葉理が、わずかに発達している。

第7層；層厚10 cm。上部に10 cmの腐植をもつ。上部は、黄褐色ローム質火山灰。下部になると、漸移的に砂質にかわり、同時に退色し、青灰色の砂質火山灰になる。

第8層；層厚50 cm。青灰色の細粒～中粒の砂。やや粘土っぽく、細礫を多少まじえる。

第9層；層厚80 cm。上部に30 cmの腐植をもつ。橙黄色の小さな軽石を上部に散点した、褐色ローム質火山灰。第2層や第3層に比較して、しまった感じのものである。

第10層；層厚20 cm+。青黒色の粗粒な砂。葉理が発達している。

図幅の西部にあたり、台地状地形の地域に入るものとして、仁田付近のものについてみると、(第10図E)

第1層；層厚20 cm。表層の腐植土壌。

第2層；層厚5 cm。淡いオレンジ色を呈する軽石。緑色のスコリアを少量ともなう。

第3層；層厚15 cm。少量の軽石をまじえた青色の砂。葉理はわずかに発達している。

第4層；層厚10 cm。黄色の軽石と砂のまじったもの。

第5層；層厚40 cm。青灰色の中粒～粗粒の砂と粘土。わずかに軽石をまじえている。

第6層；層厚10 cm。上部は、暗紫色の火山砂で、下部に1 cm内外の、クリーム色の火山灰をとまなう。

第7層；層厚10 cm。上部に10 cmの腐植土をとまなう。青灰色の砂質粘土。

第8層；層厚40 cm。上部に10 cmの腐植をもつ。青灰色の砂質粘土。

第9層；層厚30 cm。第8層と同質のものであるが、上部に連続性の少ない、数 cmの粘土質な腐植をもっている。

第10層；層厚40 cm。上部には、20 cmの軽石まじりの腐植土をもつ黄色の軽石層。火山砂を混じえている。

第11層；層厚30 cm+。青黒色の粗粒砂。葉理が発達している。下部には、黄色の粘土化した軽石をまじえている。

次に、これらの台地性の地域より、山体側の地域にあたる、虹別ふ化場付近のものについてみると。(第10図F)

第1層；層厚20 cm。白色火山灰のレンズをもつ、表層土壌。

第2層；層厚30 cm。青灰色のやや粘土っぽい火山灰。

第3層；層厚10 cm。黄色の軽石。

第4層；層厚60 cm。青灰色の砂質～シルト質の火山灰。部分的に、不規則な形で、細粒の火山砂をとまなう。

第5層；層厚5 cm。暗紫色の火山砂とクリーム色の火山灰。

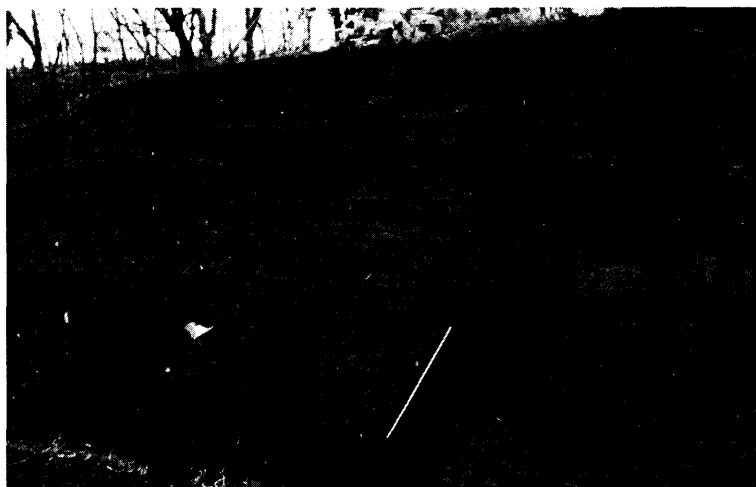
第6層；層厚10 cm。上部に10 cmの腐植をもつ、青灰色のやや粒土質な火山灰。

第7層；層厚10 cm。上部に10 cmの腐植をもつ、暗褐色のローム質火山灰。

第8層；層厚40 cm。青灰色の砂質火山灰。

第9層；層厚5 cm。上部に5 cmの腐植をもち、明るい黄褐色のローム質火山灰。

第10層；層厚30 cm。橙黄色の軽石。



第12図 新期火山灰土層断面

さらに、山体側に、新期火山灰を追うと、虹別ふ化場の北、約3 km、西別岳の山麓部では、(第10図G)

第1層；層厚10 cm。表層の土壌。

第2層；層厚20 cm。青灰色、粘土質火山灰。

第3層；層厚20 cm。上部に、10 cmの腐植土をもつ、灰色の粘土質火山灰。

第4層；層厚25 cm。上部に15 cmの腐植土をもつ、暗灰色のやや砂質の火山灰。

第5層；層厚10 cm～15 cm。上部に、10 cm前後の腐植土をもつ、褐色のローム質火山灰。

第6層；層厚20 cm。上部に10 cmの腐植土をもつ、黄色の軽石。

第7層；層厚15 cm。上部に20の腐植土をともなう、褐色のローム質火山灰。

第8層；層厚15 cm。中粒～粗粒火山砂。

第9層；層厚25 cm+。青黒色の粗粒な砂。葉理が発達している。

さらに、摩周火山体上では、第3展望台付近で、みると、(第10図H)

第1層；層厚10 cm。表層の腐植土。

第2層；層厚60 cm。粘土化していなく、固い、がさがさした軽石。

第3層；層厚80 cm。粘土化していない、軽石。第2層と第3層の間には、5 cm～10 cmの厚さで、細粒の軽石と黒色スコリア質火山砂のまじりあった、黒いバンドをはさむ。

第4層；層厚20 cm。上部に、30 cmの腐植土をともなう。褐色のローム質火山灰。粘土化の進まない、ソフトな火山灰。上下の腐植土とは、漸移的である。

第5層；層厚70 cm。上部に、25 cmの腐植土をもつ。いちじるしく粘土化の進んだ、赤橙色の軽石。一部には、褐色ロームをともなう。

第6層；上部に腐植質の火山灰をともなう。暗褐色、やや砂質な、ローム質火山灰。下部になるにしたがって、安山岩塊を多量に含む、崖錐まじりのローム質火山灰になる。層厚は、数mをこえるものもある。

以上、図幅地域の、それぞれ、地形的条件を異にしたところの、代表的な火山灰の層序についてのべた。各柱状図の位置は、第29図にしめた。

これらの火山灰のうち、Aの第6層にあたる軽石は、摩周火山体のHを除いて、この地域全域にわたって、広く分布している。この軽石は、平坦な台地にも、山麓部にも、ともに分布し、現地地形面をおおって発達している。この軽石より上部には、少な



くても、2~3枚の腐植土をはさんでいるので、腐植の発達が可能で、長期間の火山休止期のあったことが物語られている。B~Dは、摩周火山東南の平坦な台地上に、堆積したものである。E~Gは、摩周火山の西南、あるいは、南部で、ともに、台地より山麓部に移り変わる地点に堆積したものである。E~Gでは、褐色のローム質火山灰にかわって、青灰色のやや砂質な火山灰が多くなり、また、うすい腐植土が、何枚も発達したりしている。この点は、山腹から絶えず、表層水によって、わずかではあるが、堆積物が、機械的に移動し、砂の混交がおきる。一方、絶えず水の影響下にあり、化学的には還元状態におかれ、同質源の火山灰が、砂質になり、青灰色の火山灰となっている。また、このようなわずかな、侵蝕作用の間隙は、ごくうすい腐植土、ないしは、腐植質火山灰として、何枚にもわかれ、複雑になっている。また、Fの断面では、この軽石の上部は、青灰色火山灰、あるいは、砂層が発達しており、腐植土の発達はみられない。絶えず表層水の影響下におかれたものと考えられる。



第13図 虹別北方、西別岳の山麓部で地形面に沿って軽石が分布する

これらの諸火山灰のうち、地形との関係がよくわかるものについてのべる。Hの断面では、第4層の軽石までは、山体の両側では、どこでも、第5層をきって地形にそっている。したがって、第5層と第6層との間には、現地地形面を作りあげる侵蝕間隙がみとめられる。また、Aでは、第11層とそれ以下の地層Dでは、第8層と第9層、Gでは、第7層と第8層との間に、それぞれ侵蝕間隙がみとめられる。すなわち、G

では、A の第 9, 10 層に、D の第 8 層にあたる火山灰を欠いている。しかし、この間の侵蝕間隙は、地形を異にしていること、すなわち、山体に近い部分では、侵蝕作用が一層大であることにもよる。また、ケネカ川などの川には、比高 5 m 後前の低い河岸段丘が発達しているが、この面には、A の第 6 層に相当する軽石は、堆積していないことが多い。現在までの、筆者らの調査段階では、原野部で、山田忍、勝井義雄によって設定された、Ma から M $\rho$  にいたる各火山灰層に、直接対比することができないが、いちおう、A の第 6 層を Md に対比することができよう。この地域では、さらに下部まで、連続的に観察することはできない。また、現在までの調査資料では、新期火山灰中に、沖積世と洪積世の境を設けることはできない。筆者らは、仁田砂層と、これをおおう火山灰との間に、洪積世と沖積世の境を設定した。この点に関しては、仁田砂層の項でのべたように、モンベツ軽石層は、仁田層に不整合におおわれ、さらに、仁田層も、地形にきられている。また、仁田層の分布地域も、洪積世段丘に限られている。以上の点から洪積世と沖積世の境は、仁田砂層より上部にあることが認められる。しかし、さらに原野部においては、A における第 11 層とそれ上下の地層との侵蝕間隙の間に、M $\rho$  までの火山灰が、すべて連続的沖積世として入るかどうかは、この地域では不明である。

### VIII.3 崖錐および湖成堆積物

崖錐は、残丘地形の周辺に厚く分布しており、各後背地の角礫でできている。一部は新期火山灰がおおっており、すべて沖積世とすることはできない。洪積世より連続的に堆積しているものであるが、ここでは、いちおう沖積世として一括した。

湖成堆積物は、摩周湖の湖畔に分布するもので、それぞれのすぐ近くの後背地から供給されている。したがって北岸では、屈斜路熔結凝灰岩、屈斜路軽石層に由来する砂を主としているが、ほかのところでは、おもに、安山岩の垂角礫、および、巨礫からなる。

## IX 構造地質および地史

この地域は、すでにのべたように、鮮新世～洪積世の火山岩類が広く発達し、さらに、新期火山灰が全域をおおっている。そのため、基盤岩類の露頭がきわめて悪く、地質構造を明らかにすることはできない。しかし、大局的にみると、鮮新世ないし洪積世の火山類は、西南より東北にかけて連なって発達しており、基盤になる中新世の

諸岩石も、この地域で一番高い位置まで分布している。この火山岩の分布地域は、知床半島へと連なる、中新世の緑色凝灰岩、頁岩などで構成されている基盤の高まりの軸にそっている。このような、千島弧にそった、構造運動が、もっともこの地域を特徴づけているものである。

新第三紀の後期には、この弧と斜交して、南北性の構造運動がみられる。これは釧路から、網走へぬける低地帯で表現されている。この図幅地域では、摩周火山と標津山との間に、標高 400 m のなだらかな斜面が、脊稜部をこえて南北に連続している地形、およびこの平坦地と山稜の接する地形のそれぞれに、表現されている。このように、弧に斜行する構造は、標津山熔岩、アタクッチャ熔岩などにおおいかくされているが、現在の地形を大きく支配している。この南北性の構造に支配されている地域は、重力のブーゲ異常も、ほぼ同じ形態をとり、周辺の地域よりも、低くあらわれている。このような、千島弧に斜交する構造にはさまれた低地帯に、生じた火山活動が、阿寒、屈斜路、摩周の諸火山であり、ともに、大きなカルデラを形成している点が注目される。

屈斜路カルデラと摩周カルデラの関係については、屈斜路火山の東南東壁上に生じたものが、摩周火山であると考えられてきた。屈斜路カルデラの東南東壁は、摩周火山におおわれて現在はみられないが、屈斜路カルデラの壁は、摩周湖の中央を通り、西南壁をすぎて、西南方丘陵地へ抜けていると考えられていた。その根拠として、勝井義雄は、摩周カルデラ壁における屈斜路熔結凝灰岩および第 1 展望台熔結凝灰岩の分布をあげている。筆者らは、それに対して、第 1 展望台熔結凝灰岩は、摩周火山体の西方に広く分布しており、第 3 展望台の西側にも分布している。また、図幅外ではあるが、美留和駅の北方では、鮮新世と考えられるプロピライト化した安山岩がみられる。従来のカルデラ壁をみとめれば、これらは、カルデラ内に分布することになり、屈斜路カルデラの陥没をもたらした、火山碎屑物が、カルデラ内に多量に存在することになる。このような矛盾から、筆者らは、第 29 図に示めたように屈斜路カルデラは、摩周火山の西側に位置し、現在の摩周火山の熔岩と碎屑物によって、おおいかくされているものと考えている。

従来、新しい火山は、地質学的な吟味を十分に行わず、沖積世の火山活動と考えるときた嫌いがある。しかし、摩周火山については、ほかの火山に比較して、周辺の地質と結びつけて、詳細に研究されていると言える。とくに、火山灰層との関係につい

ては、最も、研究の進んでいる火山である。勝井義雄は、摩周統火山灰をもとにして、火山灰の M<sub>p</sub> から M<sub>a</sub> までの火山灰が、本体形成期、M<sub>1</sub> から M<sub>f</sub> までを、カルデラ形成期、M<sub>e</sub> から M<sub>a</sub> までを、中央火口丘形成期にわけた。さらに、それぞれの時期を、10,000年～5,000年前、5,000年～2,000年前、1,150年～200年前と設定した。したがって、摩周湖の誕生は、2,000年前、カムイヌプリ岳火口の形成は、350年～500年前となり、有史以降の火山活動とされた。

しかし、筆者らは、次の諸点から、洪積世の火山活動であると考えている。

1) すでに、地質の項でのべたように、段丘面、地形との関係などから、洪積世と考えられる仁田砂層が、摩周第3熔岩、同第5熔岩、および、摩周カルデラの形成に直接関係していると考えられる、モンベツ軽石層を、明らかに侵蝕し、不整合におおっている。

2) 地質図に記載することを省略したが、摩周火山の山体の西側では、Hの断面にも一部示されているが、崖錐まじりの暗褐色ロー



第14図 摩周火山西山腹 上部の軽石層および礫層は地形に完全にけりまじり崖錐まじりの暗褐色ロー

ム質火山灰（一部は、泥流状を呈する）が、各熔岩をおおっている。さらに、この火山灰の上部には、赤橙色のいちじるしく粘土化した軽石をもっている。この軽石を鍵にすると、それは、山体の大地形（ここでは、山体をきざんでいる放射状谷を埋めた地形）にそって分布しているが、各露頭では、いちじるしく侵蝕されて、その山ひだにそい、地形をおおい、新期火山灰が発達している。また、この地形面にそって、厚く腐植土が発達している。このことは、地形面が形成され、その後、この地形面にそって厚い腐植土が形成される時間的間隙をおいて、その後、新期火山灰の降灰をみたものである。すなわち、火山体の形成後ローム質火山灰の堆積、あるいは、山体の形成と平行して、ローム質火山灰の堆積→侵蝕作用（ローム質火山灰および各熔岩の侵蝕＝放射状谷の形成）→地形の安定化→腐植土の形成→新期火山灰の降灰という地史がみられる。侵蝕作用と地形の安定化は、古気候（雨期と乾期）にも関連するものであるが、この間に不整合をみとめることは、いたって自然である。したがって、熔岩を不整合におおっているローム質火山灰は、洪積世の後期のものであり、各熔岩も洪積世後期のものと考えられる。

3) モンベツ軽石層を、山体側に追跡すると、摩周火山の山体にむかって這い上っている。

以上の3点から、摩周火山体は、洪積世に形成され、カルデラも洪積世末に形成されたと考えられる。摩周カルデラの形成後、カムイシュ島、カムイヌプリ岳の活動があり、新期火山灰の大半は、これらの火山活動によって、もたらされたものである。カムイシュ島とカムイヌプリ岳を結ぶ南北性の構造は、カルデラ北西壁にみられる数ヶ所の脈岩や、カムイヌプリ岳西側の沢にみられる脈岩がしめす方向性（N10°～20°E）にもあらわれている。これは、すでにのべた、知床半島軸の構造に斜交する構造の、一つの反映と考え得る。

## X 応用地質

### X.1 鉱 徴 地

この図幅地域には、現在稼行されている鉱山も、稼行の対象となる鉱床も存在せず、わずかに、軽微な鉱徴地が指摘される。

ボンモアン川の上流地域には、シタパノボリ熔岩の石英粗面岩中に、しばしば、鉱化作用の影響がみられる。石英粗面岩中には、EW方向の断層がみられ、同方向の割

目が多数発達する。この断層の付近には、黄鉄鉱の鉱染、粘土化、漂白化作用など、鉱化作用の軽微な徴候がある。また、仁田付近でも同様な徴候がみとめられる。いまのところ、それらの徴候から、直ちに、鉱床の有無を判断することはできないが、実態を把握しておく必要はある。

## X.2 湧 水

地質図では、割愛したが、標高 250 m 以下の平坦地形を呈する地域には、新第三紀層のパウシベツ層、シタパノボリ熔岩などの基盤岩類を不整合におおって、北部地域の上札鶴層に相当する砂礫層が発達している。この砂礫層は、標高 200 m でいどより、海にむかって、次第に高度を低下しているもので、上部は、砂層あるいは軽石質層にかわる。

この砂礫層は、養老牛から計根別に通ずる道路の平均面下にも発達し、標津川の右岸のこの砂礫層からは、いちじるしい湧水があり、良好な滞水層を形成している。また、西別ふ化場、ケネカ川左支流などでも、湧水がいちじるしいが、同様に砂層を滞水層とするものと考えられる。あとの二者については、従来、摩周湖の滲透水と考えられているものであるが、明らかでない。

## X.3 温 泉

図幅東南部に、養老牛温泉がある。この温泉は、パウシベツ層の緑色凝灰岩中より、自噴するもので、パウシベツ層の東西性の割目に沿って湧出している。養老牛温泉の西、パウシベツ川にも、営林署によって利用されている温泉があるが、そのほか、2~3カ所に自然に湧出している。泉質は良好で、湧出量が多い。今後の開発が期待されるものである。

## 文 献

ISHIKAWA T. & MINATO M. (1935) Age of the welded tuff in North Japan  
INQA.

- 1) 勝井義雄 (1955) 摩周火山の地質と岩石 地質雑 61
- 2) — (1957) 屈斜路カルデラの軽石流堆積物について、火山, 2集2
- 3) — (1958) 阿寒・屈斜路火山群 地球科学, 39. 19—29
- 4) — (1961) 火山碎屑物からみた摩周火山の活動史, 地球科学 55
- 6) 湊 正雄 (1962) グリントフ地域の問題 新生代の研究, 14
- 7) — (1955) 北海道第四紀の諸問題, 科学 25

- 10) 田中館 秀三 (1918) 北海道の火山円頂丘, 地質雑 25
- 11) ——— (1918) 北海道本島の火山湖, 地学雑 30
- 12) ——— (1925) 北海道の火山湖概報, 北海道庁
- 13) 山 田 忍 (1958) 火山噴出物の堆積状態からみた沖積における北海道火山の火山活動地図研専報 No. 8
- 8) 杉本良也ほか (1959) 5 万分の 1 地質図幅説明書「斜里岳」北海道開発庁
- 5) 杉 本 良 也 (1960) 5 万分の 1 地質図幅説明書「武佐岳」北海道立 地下資源調査所
- 5) 松 下 勝 秀 (1960) 5 万分の 1 地質図幅説明書「斜里」北海道立 地下資源調査所

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

---

MASHŪKO  
(Abashiri—61)

By  
Moriaki Kōnoya, Kōhei Matsui  
Kiyoshi Hasegawa and Hisao Andō  
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The area of this map is situated in latitude  $43^{\circ}30' \sim 43^{\circ}40'$  N and in longitude  $144^{\circ}30' \sim 144^{\circ}45'$  E. It belongs to the Kurile Arc which extends from WSW to ENE, and corresponds to the backbone of Eastern Hokkaido.

**Topography**

The backbone range, about 700 m above sea level, stretches from WSW to ENE, comprising dissected volcanoes such as Mashū Volcano, Shibetsu-yama and Shibetsu-dake. In spite of its general structure concordant with the great structure concordant with the great Kurile Arc, the map area shows a remarkable change in topography where a flat land, about 400 m above sea level, is flanked by the backbone range and extends in the direction of NNW—SSE. This flat topography is developed farther north and south beyond the range. Mashū Volcano is a series of volcanoes including Kamuinupuri-dake, Nishibetsu-dake and the peaks surro-



unding Lake Mashū. Lake Mashū is a nearly oval caldera lake, 7.5km in longer diameter and 5.5km in shorter diameter. The caldera wall, about 300 m high, forms precipitous cliffs. Kamuinupuri-dake, which subsequently formed to the southeast of this caldera, is a steep Konide, having at its summit a relatively large caldera, about 1.5 km in diameter and 400 m in depth. Nishibetsu-dake, adjacent to the southeast of Mashū Volcano, has a horseshoe-shaped caldera-like depression wide open to the north. Dissection has much progressed as compared with the former two volcanoes.

To the south of the backbone range is developed a flat tableland, 180~120 m above sea level. The aforesaid 400 m high flatland between Mashū Volcano and Shibetsu-yama continues to this tableland which joins the Kosen Plain, without showing any topographic changes, and also stretches northward beyond the backbone range to join a flat plane along the Sattsuru River. All these flat planes are covered by the Nita sand bed.

### Geology

The geological classification in the area and their succession are summarised as follow.

Quarternary...	{	Alluvium .....	{Lake deposits, Talus deposits, Younger Volcanic ashes.	
		Alluvium~ Dilvium...	{Kamuinupuri volcanics.	
	{	Dilvum .....		{Nita sand bed.
				{Kiyosato welded tuff.
			{Mashū Volcanics.	
			{Kamisattsuru formation. Kuccharo Volcanics.	
Dilvium~ Pliocene...	{		{Shibetsudake lava.	
			{• 677 m lava.	
			{Shibetsuyama lava	
			{Atakkucha lava △679. 1 m lava	

Tertiary.....	Miocene.....	{ Tatekunnai formation { Shitabanobori lava { Paushibetsu formation
---------------	--------------	---

The basement of this map area is composed of the Paushibetsu formation and the Shitabanobori lava, both belonging to the Miocene epoch of Neogene Tertiary. It consists of green tuff, which extends from the Shiretoko Peninsula and is developed in Eastern Hokkaido, and of rhyolite. These basement rocks are scarcely exposed on the river bed near the backbone range, where erosion has much advanced.

The Tatekunnai formation, consisting chiefly of mudstone and muddy shale which is accompanied by pumiceous tuff, rests on the Paushibetsu formation.

Unconformably covering these Miocene beds, the following volcanic rocks are distributed in the backbone range: the  $\Delta$  679.1 m lava, the Atakuccha lava, the Shibetsu-yama lava, the  $\bullet$  677 m lava, and the Shibetsu-dake lava. The age of these lavas is Pliocene of Tertiary period or Dilvium of Quaternary period.

The volcanic rocks belonging to Dilvium can be classified into two groups, one is related to Kuccharo Volcano and the other is related to Mashū Volcano.

The rocks resulted from the volcanic activity of Kuccharo Volcano are the Keneka welded tuff, the Daiichi-Tenbōdai welded tuff, the Kuccharo welded tuff, and the Kuccharo pumice bed. The Keneka welded tuff is a grayish blue hypersthene-andesitic welded tuff, distributed along the Keneka River. The Daiichi-Tenbōdai welded tuff is an augite dacite widely distributed from the Daiichi-Tenbōdai to the west foot of Mashū Volcano. The Kuccharo welded tuff and the Kuccharo pumice bed, distributed on the north bank of Lake Mashū, are augite-bearing hypersthene dacite, and both are unconformably covered by the Kamisattsuru formation. These rocks are related to the formation of the Kuccharo caldera

in the adjacent map sheet.

The following rocks are related to the volcanic activity of Mashū Volcano. The Nishibetsu lava constitutes Nishibetsu-dake, the summit of which has a caldera markedly dissected by erosion. The lava is olivine-bearing augite-hypersthene andesite. The Mashū lavas, 1st through 6th, constitute the body of Mashū Volcano. They are mostly augite-hypersthene andesite, partly accompanied by olivine-bearing augite-hypersthene andesite. The Moshibetsu pumice bed is widely distributed in the vicinity of the Moshibetsu River and also in the vicinity of Teshikaga out of the map area. It is a dark-gray, poorly vesicular pumice, and is weakly welded in the vicinity of Teshikaga. Its lightology is hypersthene dacite. This pumice bed is related to the birth of Mashū caldera. The Kamuishu-tō lava is a lava dome which made its appearance in Mashū caldera after the caldera was formed. It is an augite-bearing hypersthene dacite. The Kiyosato welded lava is a highly glassy, augite-bearing hypersthene andesitic lava, but its source has not been confirmed within the map area.

All these volcanic rocks are unconformably covered by the Nita sand bed. The Nita sand bed is composed of coarse-grained sands and fine pebbles, and is well stratified owing to sorting. It covers the level plane between Mashū Volcano and Shibetsuyama, and extends north and south. This bed corresponds to the Sattsuru formation in the adjacent Shari-dake sheet, which is distributed in flat lands about 100 m above sea level.

The age of Mashū Volcano was formerly assigned to Alluvium by Ishikawa, Katsui, and others, but the present writers consider that the volcano is attributable to Pleistocene volcanic activity, for the reason that the lavas constituting Mashū Volcano and the Moshibetsu pumice bed which was related to the birth of Mashū caldera have been eroded and unconformably covered by the Nita sand bed which is correlatable with the Sattsuru formation, as

already mentioned.

Succeeding the formation of Mashū caldera, the volcanic activity of Kamuinupuri Volcano began on the southeastern inner side of the caldera. Kamuinupuri-dake is composed of Kamuinupuri lavas, 1st and 2nd, both being augite-hypersthene andesite. Whether these lavas are Pleistocene or Alluvium in age cannot be determined, as their relationship with other sediments is unknown.

Belonging to Alluvium are the Kamuinupuri pumice bed and the younger volcanic ashes. The Kamuinupuri pumice bed is composed of fall out pumice and is distributed around Kamuinupuri-dake. At the west foot of Kamuinupuri-dake, welding has progressed, forming black and thick natural glass. The younger volcanic ashes, covering almost the whole area of this sheet, comprise volcanic ashes and pumices. Mashū Volcano has been considered their source, but the greater portion of them is related to the volcanic activity of Kamuinupuri Volcano.

#### **Economic Geology**

The green tuff of the Shiretoko Peninsula is attracting people's attention, because of its association with metallic ore deposits. Within this map area, distribution of the green tuff is poor and no ore deposits are found. However, in the Shitabanobori lava in the upper reaches of the Pommoan River and in the vicinity of Nita, faults of E-W strike occur, accompanied by fissures running in the same direction as the faults, and these fissures show signs of mineralization such as pyrite impregnation and argillization.

Hot springs are found in the drainage basin of the Moshibetsu River, centering on the Yōrōushi Hot Spring. The thermal water, gushing out of the E-W trending cracks of the Paushibetsu formation, is high in temperature and superior in quality, so that a future development is expected.

昭和 37 年 3 月 25 日 印刷

昭和 37 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

札幌市北 3 条西 1 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北 3 条西 1 丁目