

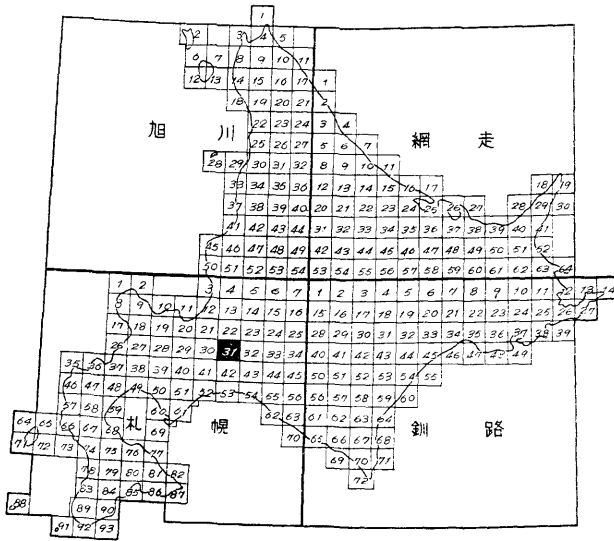
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

恵 庭

(札幌一第 31 号)

北海道開発庁

昭和 34 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

恵 庭

(札幌一第 31 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 長 尾 捨 一

同 小 山 内 熙

同 石 山 昭 三

北海道開発庁

昭和 34 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34年3月

北海道開発庁

目 次

はしがき	1
Ⅰ 位置および交通	1
Ⅱ 地 形	2
Ⅲ 地 質	3
Ⅲ.1 地質概説	3
Ⅲ.2 地質各説	3
Ⅲ.2.1 新第三系	3
Ⅲ.2.1.1 川端層	3
Ⅲ.2.1.2 馬追山層	6
Ⅲ.2.1.3 長沼層	9
Ⅲ.2.2 第四系	10
Ⅲ.2.2.1 洪積統	10
1 野幌層	10
2 竹山礫層	13
3 支笏火山噴出物	14
i 島松浮石部層	14
ii 支笏熔結凝灰岩	14
iii 豊平浮石部層	16
4 輪厚砂礫層	16
5 広島砂礫層	18
Ⅲ.2.2.2 沖積統	19
1 恵庭火山灰層	19
2 樽前火山灰層	20
3 岩屑堆積物	20
4 泥 炭	20
i 低位泥炭	21
ii 中間泥炭	21

iii 高位泥炭	21
5 現河川堆積物および氾濫原堆積物	22
III.3 地質構造および地史	23
IV 応用地質	25
文 献	27
Résumé (in English)	29

5 万分の 1 地質図幅 恵 庭 (札幌一第 31 号)
説 明 書

北海道立地下資源調査所

北海道技師 長 尾 捨 一

同 小 山 内 熙

同 石 山 昭 三

はしがき

この図幅は、北海道開発庁から委嘱されて、作成したものである。野外調査は、昭和 32 年に、延 100 日を費しておこなった。地質調査の大部分は、小山内・石山が担当し、長尾は、鉱床調査を担当した。

この地域は、いわゆる札幌一苫小牧低地帯地域にあたつていて、地質学的には、西南部北海道と、中央部北海道に属する地層が発達している。また中央地域をしめる低地帯には第四系が厚く堆積していて、天然ガス鉱床がみとめられる。

調査に際しては、北海道立地下資源調査所技師佐藤巖・二間瀬冽・松井公平の諸氏に協力していただいた。また、同技師齋藤尚志氏には、試錐資料について教えていただいた。さらに同技師長谷川潔氏には、岩石の顕微鏡鑑定の労をわずらわした。ここに上記の方々に、深く謝意を表する。

I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 $42^{\circ}50'$ ~ $43^{\circ}0'$ 、東経 $141^{\circ}30'$ ~ $141^{\circ}45'$ の範囲である。行政的には、千歳郡千歳市・夕張郡長沼町・札幌郡広島村および千歳郡恵庭町に、それぞれ属している。

図幅地域の西寄りに、国鉄千歳線が、北から南に向つて走り、図幅内には北広島・島松・恵庭の 3 駅がある。また通称弾丸道路と呼ばれる国道が、ほぼ鉄道と平行して走っている。中央低地帯は、550 m 間隔の道路が、基盤目状に発達し、その中の基線となる道路にはバ

スの運行がある。

また西部および東部の丘陵地帯にも、沢ぞいや尾根越しの道路が、多数発達している。

II 地 形

この図幅地域を、大まかにみると、3つの地形区にわけることができる。

- (1) 図幅の東部地域の、小さな起伏にとんだ山梁地帯
- (2) 西部地域および(1)の山麓部をしめ、台地状の地形を呈し、段丘面がみとめられる丘陵地
- (3) 各河川にそつてひろがつている沖積地、および中央地域の大半をしめる低地帯

(1)は、標高280 m以上の、南北につらなる梁線をもつた馬追山脈と、その西側の標高100 m以上の山麓地域である。新第三系からできており、これをおおつて第四系の火山灰層が発達している。馬追山脈の梁線は、新第三紀に噴出した安山岩でつくられている。

(2)は、標高20 mから、しだいに高さをまして石山¹⁾図幅地域の台地、および馬追山脈梁線につらなる台地状の丘陵地である。おもに第四系の地層で構成されている。

西部地域では、大まかに3つの段丘面をみわけることができる。それは、広島市の西南方の竹山にみとめられる、標高100 m~120 mの竹山^{わつ}面、輪厚市街地をのせる85 m前後の輪厚面、および広島市街地附近に発達する20 m~40 mの広島面である。竹山面は、竹山を中心とした地域にだけみとめられ、周囲は輪厚面・広島面で構成されている。輪厚面は西部ほどしだいに高さをまして、石山¹⁾図幅地域の150 m前後の台地に連続している。広島面は、広島市街附近で、模式的にみとめられるが、南部地域では、輪厚面との境界が不明瞭となつている。これは、あとからのべる新期の火山灰層でおおわれているためと、考えられる。

これらの面には、それぞれ砂礫層がつているが、竹山面の礫層は、支笏火山噴出物におおわれ、輪厚面・広島面の砂礫層は、ともに支笏火山噴出物の上に発達している。このような支笏火山噴出物との関係から、竹山面は、石山¹⁾図幅地域に発達している、中位段丘面に、輪厚面・広島面は、低位段丘面に相当するものと考えられる。

東部の馬追山脈西麓地域では、西部の輪厚面および広島面に相当する、2段の段丘面を区別することができる。輪厚面に相当するものは、50 m~80 m、広島面相当のものは、

* 恵庭火山灰層および樽前火山灰層、ともに沖積世のものと考えられている。

20 m～35 m の標高を、それぞれしめしている。これらの面には、ともに新第三系・野幌層および支笏火山噴出物をおおつて、砂礫層をのせている。東部地域でも、樽前火山灰層が厚く発達する南部では、2 段の面の境界が不明瞭となつている。

(3) は、(1) および (2) の地域を流れる、河川の沿岸に発達している低い河段丘および沖積地と、中央低地帯にひろく発達している沖積地をさしている。

III 地 質

III.1 地質概説

図幅地域を構成する地質系統は、第 1 図にしめしたようなものである。

新第三系は、東部の馬追山脈の西麓部に、発達しており、岩相によつて、川端層・馬追山層・長沼層にわけられる。

第四系は、ほぼ全域にわたつて発達している。下位から、野幌層・竹山礫層・支笏火山噴出物・輪厚砂礫層・広島砂礫層などの洪積統と、これらをおおつてひろく分布している恵庭火山灰層・樽前火山灰層および、低地帯を構成する低地帯堆積物などの沖積統にわけられる。

III.2 地質各説

III.2.1 新第三系

この地域の新第三系は、前記のべたように、下位から川端層・馬追山層・および長沼層にわけられる。川端層は、下部がシルト岩・頁岩、上部が砂岩・頁岩を主とする地層である。馬追山層は玄武岩質安山岩、および硬質頁岩・砂岩・礫岩で構成されている。長沼層は泥岩を主体としている。

III.2.1.1 川端層

模式地： 松井鉱泉の沢、およびその南部の沢

分 布： 図幅の東端北部地域（馬追山の西麓地域）に分布している。

構 造： 沢の下流地域では、一般に N 20°W～N 15°E・20°～50°SW～NW、上流地域では、NS～N 20°E・40°～75°SE の走向・傾斜をしめしていて、東に急で、西にややゆるい背斜構造をとつている。

関 係： 下限が露出していないので、下位層との関係はわからない。

時代	層序 (層厚)	模式柱状	岩質および岩相	その他																			
第四紀	沖積層		現河川堆積物および氾濫原堆積物、砂、礫、粘土、泥炭	←樽前山活動 ←惠庭岳活動																			
	樽前火山灰層 2±		浮石質火山灰層浮石層																				
	惠庭火山灰層 2±		火山灰質粘土層 (赤土)																				
	洪積世	広島砂礫層 4±		火山灰質砂層、砂、礫	←石材																		
		輪厚砂礫層 4±		浮石質砂層、砂、礫																			
		支笏火山噴出物	豊平浮石部層 30±			浮石質凝灰岩 火山岩小礫を含む																	
			支笏熔結凝灰岩 8 } 30±			安山岩質熔結凝灰岩																	
		島松浮石部層 20+		浮石質凝灰岩																			
		竹山礫層 5±	紀世	野幌層 500+			粘土層、砂層 泥炭層、礫層 含具化石	←砂利	新第三紀	長沼層 200+		泥岩	←削割 札幌一苫小牧低地帯の形成	馬追山層 270 } 450±		硬質頁岩 砂岩 (凝灰質) 玄武岩質安山岩 頁岩 石炭 玄武岩質安山岩	←石炭	新第三紀	川端層 300 } 450±		砂岩、頁岩 シルト岩	←削割? 火山活動	シルト岩、頁岩 凝灰岩 砂岩、シルト岩
		紀世		野幌層 500+			粘土層、砂層 泥炭層、礫層 含具化石	←砂利															
新第三紀	長沼層 200+				泥岩	←削割 札幌一苫小牧低地帯の形成																	
	馬追山層 270 } 450±			硬質頁岩 砂岩 (凝灰質) 玄武岩質安山岩 頁岩 石炭 玄武岩質安山岩	←石炭																		
新第三紀	川端層 300 } 450±		砂岩、頁岩 シルト岩	←削割? 火山活動																			
			シルト岩、頁岩 凝灰岩 砂岩、シルト岩																				

第1図 地質柱状図

岩質および岩相： おもにシルト岩・頁岩・砂岩などで構成され、凝灰岩をはさんでいる。

シルト岩・頁岩は、ともに暗灰色～淡青灰色で、やや堅硬である。シルト岩には、砂質のものもみとめられる。また、玉葱状にわれることが多い。

頁岩は、一般に板状を呈し、砂岩と互層していることが多い。上部の頁岩には、*Corbicula* sp. を多量にふくんでいる。あとでのべる安山岩の下盤のものは、弱い鉱化作用を受けてやや堅くなっている。

砂岩は、暗青緑色のものや、暗灰色のものなどがみとめられるが、風化すると、一樣に暗褐色～淡褐色白色となつている。一般に凝灰質で、粗粒から細粒のものまでみとめられる。上部の砂岩ほど、凝灰質であつて、浮石片を多量にふくんでいるものもある。また上部砂岩は炭質物や植物化石破片をふくんでいることが多い。

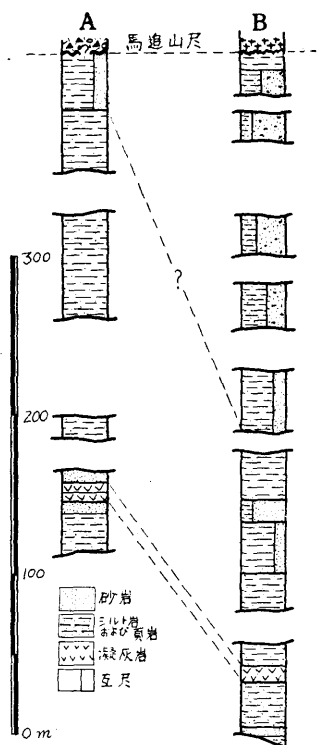
凝灰岩は、全層をつうじて、2枚～3枚みとめられる。淡青灰白色・淡緑灰色・灰白色などをしめし、細粒～粗粒のものである。一般に北部地域にみとめられる凝灰岩は、砂質のものが多い。また浮石片を多くふくんでいる。厚さは10cm内外のもの、50cm～60cmていどのものなどがある。

一般的な層相は、次のとおりである。

下部は、やや砂質のシルト岩が主体をなし、凝灰質砂岩をはさんでいる。その上部に、凝灰岩～砂質凝灰岩を2枚～3枚はさんで、塊状のシルト岩が発達している。さらに上部には、シルト岩と砂岩の互層・粗粒凝灰質砂岩層・砂岩と頁岩の互層などが発達し、上位層におおわれている。

東西方向、すなわち背斜軸の東翼と西翼では、やや層相がちがつている。たとえば、松井鉱泉の沢附近で、東西両翼部をくらべると、次のとおりである。

東翼部では、上部が砂岩にとんでおり、植物化石破片・*Corbicula*などをふくんでいる。しかし西翼上部は、シルト岩が主体であつて、凝灰岩・砂岩をはさんでいるだけである。これは、後でのべるように、上位の馬追山層が、礫岩層ではじまつており、不整合関係のうたがひもある。したがつて、あるて



第2図 川端層柱状対比図
A: 背斜西翼部 B: 東翼部

堆積物からはじまつていて、環境はほとんどかわらずに、ほぼ連続的に堆積したと推定されることから、あまり大きな時間間隙は、なかつたと考えられる。

岩質および岩相：安山岩・砂岩・礫岩・凝灰岩などで構成され、石炭・シルト岩・硬質頁岩などをはさんでいる。

安山岩は、東翼の下部および上部に発達している。このうち、上部のものは、隣接の追分図幅地域に露出している。

下部の安山岩と川端層との関係は、前にのべたとおり、下位層に見かけ上整合的に接し、下盤にやや鉱化作用を、あたえている。そして上盤は、粗粒砂岩（礫質）でおおわれている。また、同質の安山岩が、西翼の基底礫岩～集塊岩状礫岩の中に、角礫となつて入っている。したがつて、馬追山層堆積の開始期に、熔岩流として溢流したものと考えられ、西翼部のものは、その際の噴出物であろうと考えられる。北部地域では、この熔岩流は南北 1.5 km にわたつて追跡される。

この安山岩は、暗青灰色～暗灰緑色の、ち密なもので、かなり堅硬である。肉眼的に、斜長石の斑晶がみとめられる。一般に板状節理が発達している。

顕微鏡でみると、斑晶は、斜長石>普通輝石>紫蘇輝石である。斜長石 (An 72) は、曹長石 (2V = +72) の外被におおわれていることが多い。紫蘇輝石 (2V = -74・76) は、周辺に普通輝石の反応縁をもっていることがある。普通輝石 (2V = +54) は無色で、多色性がみとめられない。石基は、充間構造をしめし、斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・曹長石・黒雲母質の緑泥石・燐灰石などからなる。

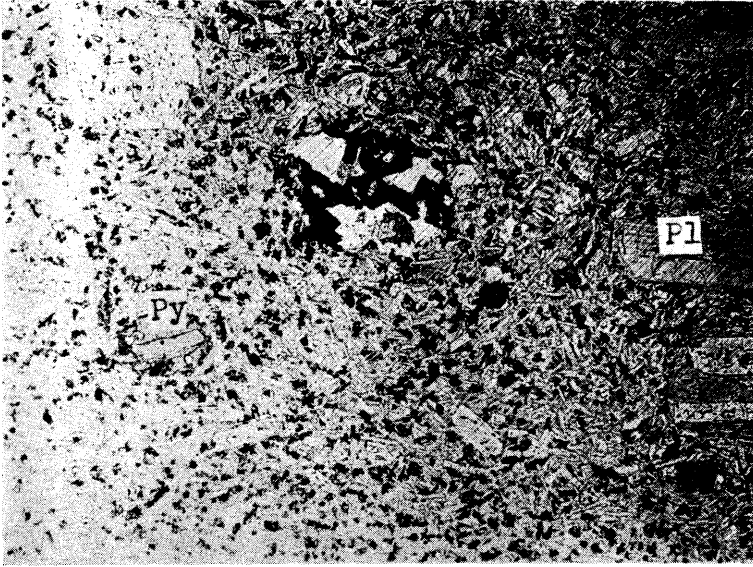
砂岩は、淡灰色～淡褐灰白色のもの、暗緑色のものなどがみとめられるが、粗粒のものも多く、ひじょうに凝灰質である。また、礫質の火山砕屑岩質砂岩もみとめられる。一般に浮石片や植物化石片をふくんでいることが多い。

礫岩は、人頭大以下の安山岩の角礫・亜円礫を多量にふくみ、暗褐色の粗粒砂を基質とするものである。安山岩礫は、肉眼的には、前にのべた熔岩と同じ性質のものである。安山岩礫のほか、砂岩・頁岩・シルト岩などの、拳大以下の円礫もまじえている。局部的には、浮石質砂岩・浮石質凝灰岩・凝灰質泥岩などを基質として、礫をまじえた、分級のわるい堆積状態をしめしていることもある。そのような露出では、集塊岩または角礫凝灰岩のような外観を呈している。

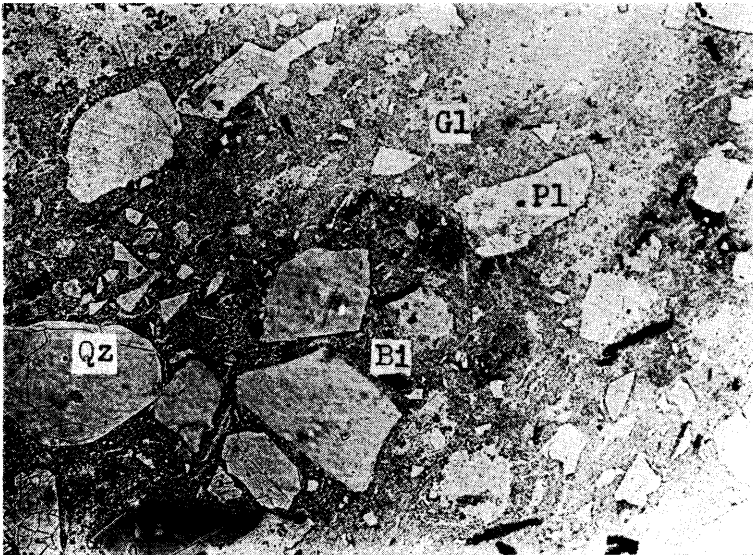
凝灰岩は、灰白色で、浮石片を多量にふくむもの、石英粒のみとめられるものなどがある。一般に、外観は熔結凝灰岩状で、西翼南部地域で 2 枚みとめられる。

なお石英粒のみとめられるものを、顕微鏡でみると、石英>斜長石>黒雲母>単斜輝石、および粘板岩や安山岩の岩片を、ガラスと緑泥石からなる基質がうずめている。基質には、流理構造が発達している。この凝灰岩は、石英粗面岩質凝灰岩である。

層相は、東翼と西翼とでは、かなりちがつている。すなわち、基底部の礫岩は西翼に、だけみとめられるが、東翼では識別できない。そのかわり安山岩熔岩が発達している。これらの上部には、石炭薄層をはさむシルト岩・砂岩の互層が東翼部に発達している。とこ



第4図 玄武岩質安山岩の顕微鏡写真
 Py: 普通輝石 Pl: 斜長石



第5図 石英粗面岩質（熔結）凝灰岩の顕微鏡写真
 Qz: 石英 pl: 斜長石 Bi: 黒雲母 Gl: ガラス

るが、西翼では、植物片をふくむ砂岩層だけで、石炭層はみとめられない。また、西翼でも南部では、安山岩塊をふくむ凝灰質砂岩がみとめられる。さらに上部は、粗粒砂岩・硬質頁岩などの互層・凝灰質をはさむ砂岩層などが、西翼部に発達している。東翼では、凝灰質粗粒砂岩の厚層が発達し、その上に安山岩熔岩がみとめられる。以上の層相柱状は、第7図のとおりである。

層厚： 東翼 450 m,
西翼 270 m。

III. 2. 1. 3 長沼層

模式地： 松井鉱泉の沢
下流部

分布： 馬追山脈西麓の、標高20m~35m台地に、帯状に分布している。

構造： N 10° ~ 20°
E ~ N 10° ~ 15° W · 20° ~

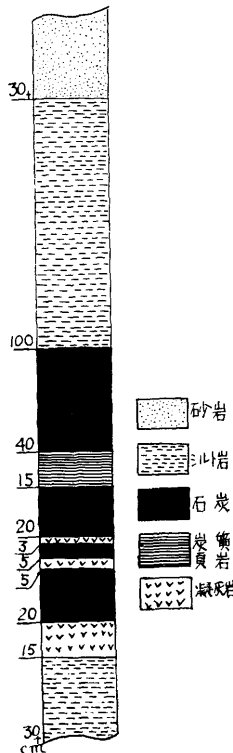
50° NW ~ SW の走向・傾斜をしめしている。

関係： 岩相的には、下位の馬追山層と、はつきりと区別できるが、構造的には、差異はみとめられない。したがって、整合関係と考えられる。

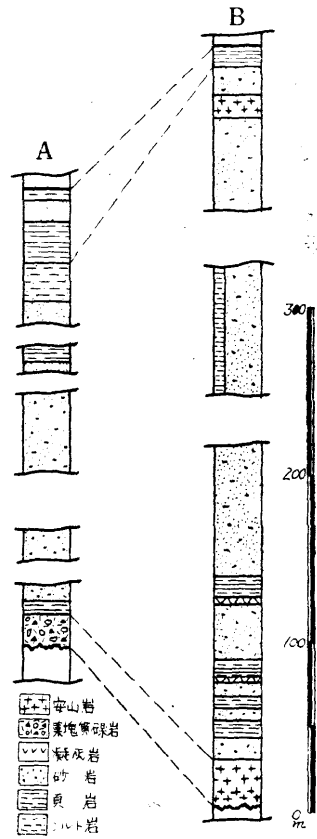
岩質および岩相： シルト岩および泥岩で構成されている。一般に、暗灰色で塊状の産状をしめしていることが多い。

下部には、やや砂質のシルト岩がみとめられるが、上部はほとんど凝灰質泥岩が主体となつている。

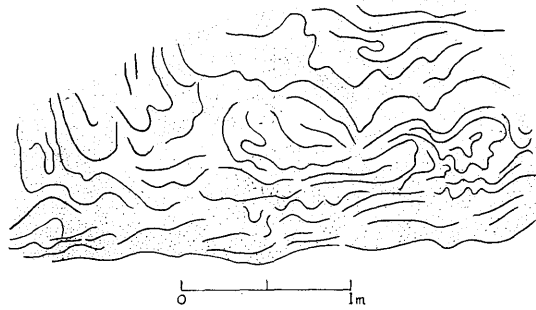
層相の水平的変化は、あきらかでない。



第6図 馬追山層炭層柱状図(松井鉱泉ノ沢)



第7図 馬追山層柱状対比図
A: 西翼 B: 東翼

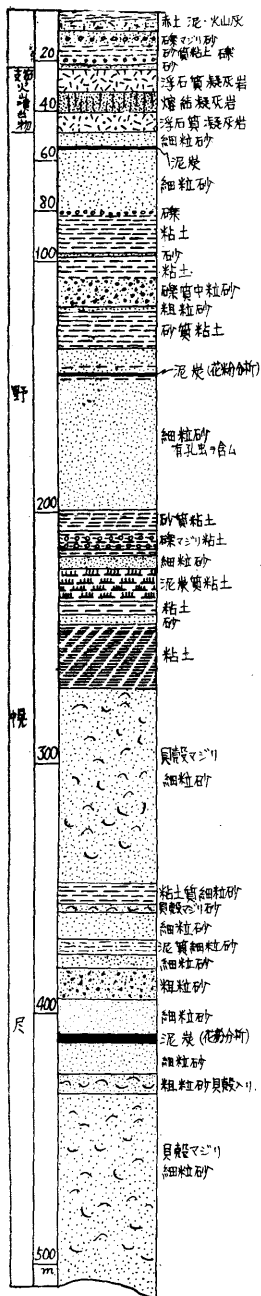


第9図 野幌層の砂層にみとめられるラミナ
(第8図A部)

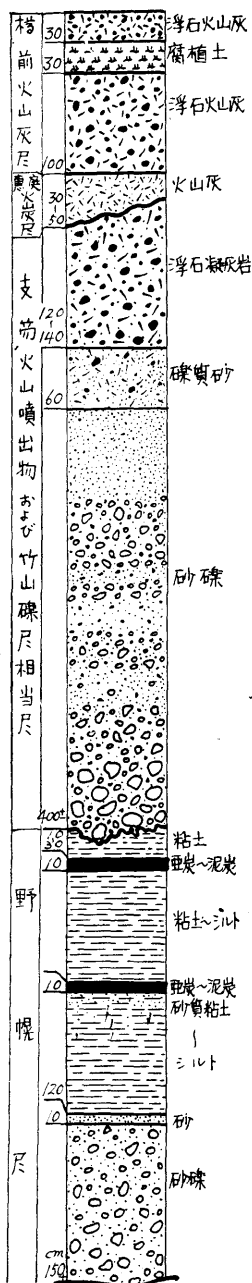
野幌層は、おおよそシルトを主体とする泥相と、砂・礫からなる砂礫相とに大別できるが、それぞれの相の分布や上下関係は、あきらかでない。ただ、長都におこなわれた試錐資料と、野外の観察とから推察すると、上部が泥相、下部が砂礫相で構成されているようである。野外では、泥相は、広島から北部地域の、国鉄千歳線沿線で見ることができる。ここでは、おもにシルトで構成されていて、炭化不充分的木片や植物破片を、ふくんでいることが多い。砂礫相は、中の沢附近や、音江別川流域の高台附近で見ることができる。中の沢附近では、砂層と礫層およびシルト層が互層している。また、高台附近では人頭大前後の円礫で構成される、厚い礫層が発達している。高台附近では、この礫層から砂利採取がおこなわれている。東部地域では、おもに砂礫相が発達している。泉郷の神社附近では、10 cm 前後の厚さの、亜炭～泥炭質粘土とシル層をはさんでいる。一方、長都の試錐柱状によると、深度 47.7 m から以下が、野幌層と考えられている。その内の上半部深度 270 m 附近までは、粘土層またはシルト層が多く、砂・礫層をわずかにはさんでいる。ところが、270 m 以下は、ほとんど砂層で構成されている。泥炭層は、上半部の深度 52 m 附近・143 m 附近・222 m 附近と、下半部の 410 m 附近にみとめられ、厚さは、それぞれ、30 cm・70 cm・11 m 80 cm・3 m となつている。これらのうち、143 m 附近および 410 m 附近の試料の花^{*}粉分析をおこなつた結果は、第 12 図のとおりである。また有孔虫の抽出をこころみた結果、深度 175 m 以下の資料では、数多くみとめられたが、175 m 以上では、まったく抽出されて^{**}いない。さらに、貝殻化石の産出は、下部の砂層(深度 270 m 以下)から多産し

* 旭川学大井口休夫氏の分析結果による。ここに同氏に厚く謝意を表する。

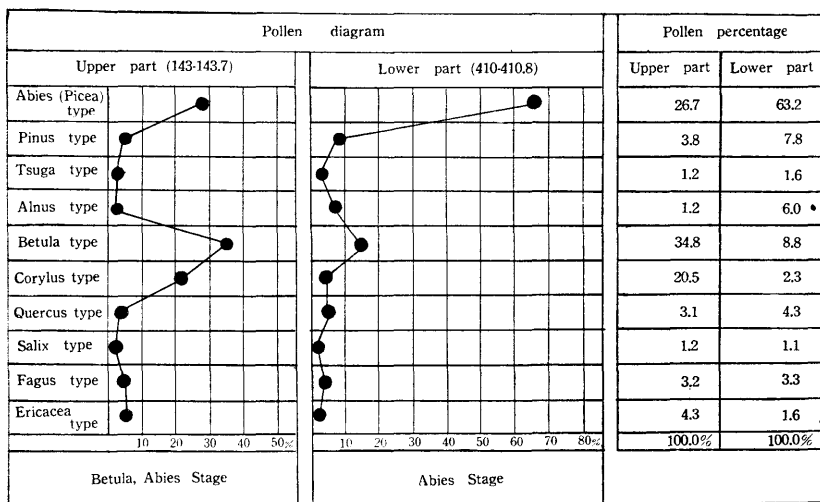
** 北海道立地下資源調査所技師三谷勝利氏がおこなつた。



第10図
長都試錐
柱状図



第11図
泉郷附近
の露出柱
状



第 12 図 長都試錐泥炭試料の花粉分析

ているが、上部では、まつたくみとめられていない。^{*}

2 竹山礫層

地形の項でのべたように、西部地域の北部には、周囲の台地面（前のべた輪厚面）より高い、標高 100 m 以上の竹山面がみとめられる。この竹山面は、基盤の野幌層の上への砂礫層と、恵庭火山灰層で構成されている。この砂礫層を竹山礫層とした。

模式地： 竹山の山頂北側

分布： 竹山を中心とした地域、堆積面の下限は、標高 100 m 附近である。

構造： 一般に層理の発達が悪く、走向・傾斜があきらかでない。

関係： 野幌層を不整合におおい、支笏火山噴出物・恵庭火山灰層でおおわれている。

岩質および岩相： 人頭大以下の円礫・角礫および砂で構成されている。竹山山頂南側の道路切割では、野幌層と考えられる、細かい礫をもつた砂礫層の上に、不規則な面をもつて、礫層がのっている。この礫層は、人頭大以下の円礫・角礫を火山灰質粘土でうずめ、雑然とした堆積をしめしている。境界面には、褐鉄鉱の薄層（3 cm～5 cm）がみとめられる。礫の種類は、輝石安山岩・変朽安山岩などである。

層厚： 少なくとも 5 m 以上である。

この礫層は、支笏火山噴出物との関係、および分布高度から、石山図幅地域の、中段段

* 有孔虫および貝化石の属種名については、三谷勝利氏によつて、別に発表される予定。

丘礫層としたものに相当するであろう。なお、馬追山脈の梁線鞍部（標高 100m～140 m）にも、拳大前後の、おもに円礫で構成される礫層が発達している^{*}。厚さは 2 m 以上あつて、かなりの範囲にわたつて追跡できる。この礫層も、竹山礫層に相当するものと考えられるので、地質図では、同一のものとして塗色してある。

3 支笏火山噴出物

前にのべた、野幌層および竹山礫層を、おおつて西部地域に、模式的に発達している、凝灰岩および熔結凝灰岩は、いろいろな持ちようから、支笏火山噴出物としてあつかわれている^{1), 2), 3), 4), 5)}。この噴出物は、岩相から、3つの部層に区分されているが、この図幅地域では、おもに上位の二相の発達が良好である。

i 島松浮石部層

模式地： 島松川および仁井別川流域の採石場。

分 布： この地域で、地表に露出しているのは、島松川および仁井別川流域だけである。北部地域に発達する凝灰岩の一部には、この部層に相当する部分の存在も推定される。しかし、岩相上豊平浮石部層と区別できないので、この図幅では、上位の豊平浮石部層にふくめて取扱つた。

関 係： 野幌層との直接の関係は、あきらかでない。

構 造： 一般に、塊状の産状をしめしていることが多いため、走向・傾斜は、あきらかでない。しかし、上位の支笏熔結凝灰岩との、境の面をみると、局部的に 5° 以下の傾斜をしめしていることがある。島松川の採石場では、例外として、N 30°W・16°NE の走向・傾斜がみとめられる。

岩質および岩相： 灰白色または淡紅白色の、粗しような凝灰岩で構成されている。拳大以下の浮石礫（絹糸状の光沢をもっている）や、指頭大～小豆大の安山岩礫を、ふくんでいることが多い。岩相は、あまり変化しないようである。

層 厚： 地表に露出している部分は、5 m 前後である。長都の試錐柱状によると、約 8 m の厚さをしめしている。

ii 支笏熔結凝灰岩

模式地： 島松川流域の採石場、および漁川盤尻附近の崖

分 布： 地表に露出しているのは、西部地域の島松川から南の地域である。しかし漁川の南部地域では、地下にかくされている。また、中央低地帯の地表下 31 m 附近にも、熔

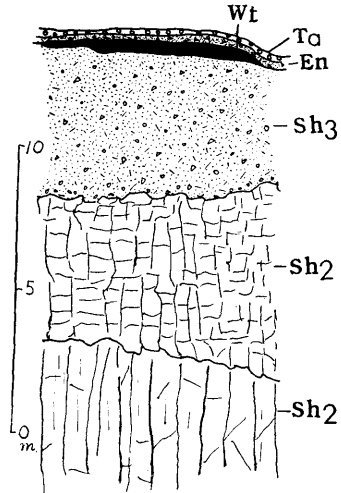
* 南部の丘陵地域梁線で、樽前火山灰層・恵庭火山灰層の下位にみとめられる。模式的には追分図幅地域に入る松井鉱泉東部の三川峠でみとめられる。

結凝灰岩が分布していることが、たしかめられている。これらの分布地域を追跡すると、この熔結凝灰岩の、分布の北限は、島松川と馬追沼を結ぶ線のようなのである。

関係： 島松川の採石場では、下位の島松浮石部層とは、漸移しているようである。しかし、堅さは、急激にかわつている。

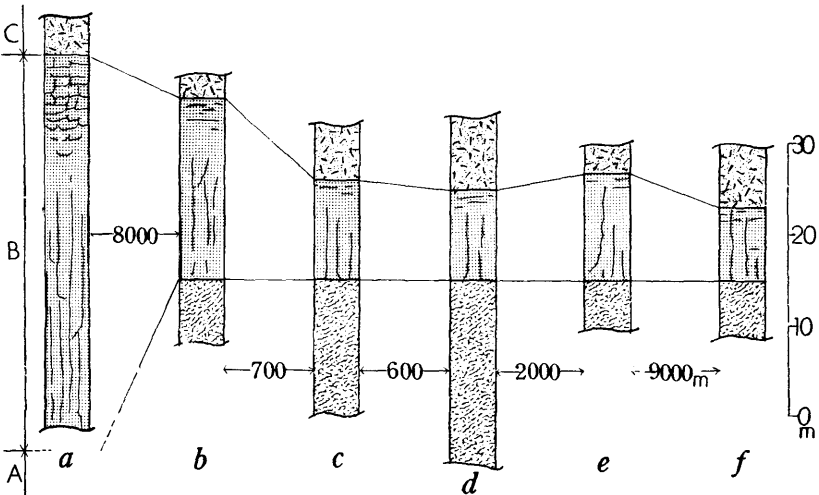
構造： 前にのべたように、東に5°以下の傾斜がみとめられるが、一般には、ほとんど水平に堆積している。露出では、大きな柱状節理と、小さな板状節理がみとめられる。下部では、柱状節理がよく発達し、上部になると、板状節理が顕著になっている。

岩質および岩相： 熔岩流のような外観を呈する、含石英・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・安山岩質のものである。外観は、暗灰色を呈し、安山岩・頁岩・浮石などの礫粒を多くふくんでいる。局部的に集塊岩状または角礫凝灰岩状となつてい



第13図 支笏熔結凝灰岩とその上位層の露出(漁川)

- Ta: 樽前火山灰層
- En: 恵庭火山灰層
- Wt: 輪厚砂礫層
- Sh₃: 豊平浮石部層
- Sh₂: 支笏熔結凝灰岩



第14図 支笏熔結凝灰岩の厚さの消長

a: 漁川盤尻附近 b: 島松川 c: 島松川村田牧場北岸 d: 村田牧場 e: 島松国道附近 f: 長都試錐 A: 島松浮石部層 B: 支笏熔結凝灰岩 C: 豊平浮石部層

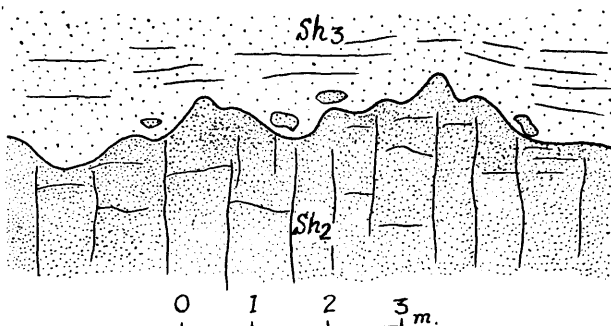
ることがある。島松川では、均質であるが、漁川流域では、浮石礫や安山岩礫を多量にふくみ、集塊岩状となつている。

層厚： 漁川流域では、25 m 以上の厚さをしめしているが、島松川では13 m 以下となつている。さらに、中央低地帯の長都では8 m 前後となつている。

iii 豊平浮石部層

模式地： 島松川の下流域

分布： 西部の全域に分布している。東部では、泉郷（嶮淵）附近にみとめられる。



第15図 支笏熔結凝灰岩 (Sh₂) の上盤面

Sh₃: 豊平浮石部層

構造： 露出では、ほとんど水平に堆積している。

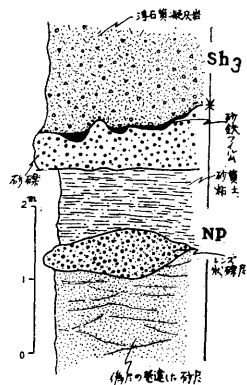
関係： 支笏熔結凝灰岩の発達する地域では、かなり不規則な面をもつて、熔結凝灰岩の上のついている。また、西部地域の北部では、野幌層の上に直接不整合にのついている。

岩質および岩相： 粗しような凝灰岩からなつている。淡桃色または灰白色を呈し、塊状の産状をしめしていることが多い。拳大前後の浮石礫を多量にふくみ、また、安山岩の小礫が数多くみとめられる。

岩相の変化にとぼしいが、南部地域ほど浮石礫の大きさが大きくなり、量が多くなつている。下部には、分級されて、かすかに層理がみとめられることがある。

4 輪厚砂礫層

地形の項でのべたように、沖積面と25 m~50 m の比高をもつ輪厚面を、つくつている



第16図 豊平浮石部層 (Sh₃) と野幌層 (NP) の露出 (中ノ沢附近)

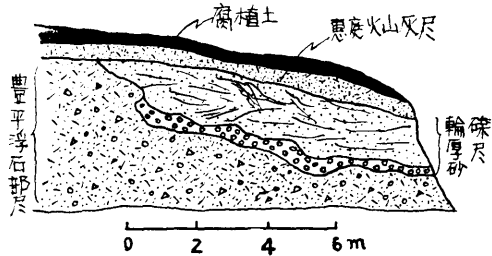
堆積物である。西部地域のものは、^{1), 2)} 厚別砂礫層と呼んだものの一部に相当する。

模式地： 輪厚東南の国道沿線，および漁川盤尻附近の崖。東部18区附近の丘陵の崖。

分 布： 西部では，輪厚および盤尻附近に分布している。西部地域の分布高度は，標高65m~100m，比高は45m前後である。東部では，標高40m~60m・比高30m以上の丘陵台地に分布している。

関 係： 西部では，豊平浮石部層を不整合におおっている。東部では，新第三系および野幌層を不整合におおっている。

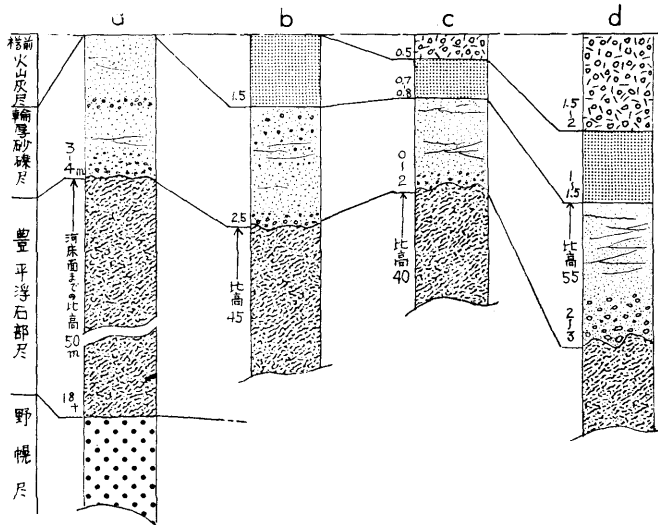
岩質および岩相： 西部では，おもに支笏火山噴出物から洗い出されたと考えられる，火山灰質砂および礫からなっている。火山灰



第17図 輪厚砂礫層の露出(竹山南方)

質の砂・浮石片を基質とし，その中に安山岩・砂岩・頁岩などの小礫をふくんでいる。灰白色を呈し，分級されて節理の発達がいちじるしい。偽層がしばしばみとめられる。

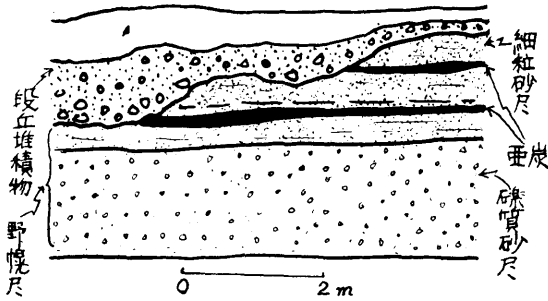
東部では，おもに礫層で構成されている。礫は，玄武岩質安山岩・砂岩・頁岩などの，拳大前後の円礫である。まれに，粗粒の砂層の薄層をはさんでいる。



第18図 輪厚砂礫層の柱状断面

a: 輪厚南方 b: 島松川 c: 竹山南方 d: 漁川盤尻橋附近

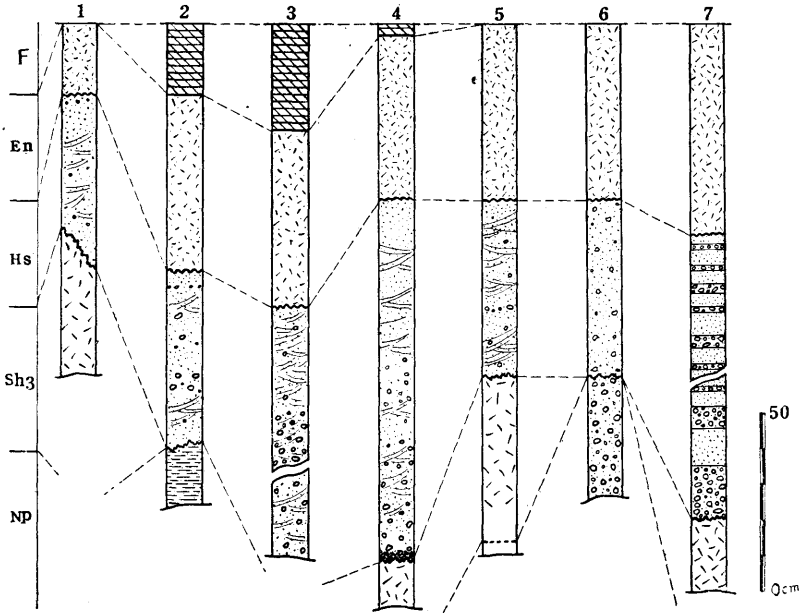
層 厚： 西部では、4 m 以上の厚さをしめしていることもあるが、平均2 m~3 m である。東部では、4 m 以上の厚さをしめしている。



第 19 図 東部地域（図幅東北端）の野幌層と段丘堆積物（輪厚砂礫層相当層）の露出断面

5 広島砂礫層

この堆積物は、広島面と呼んだ、標高20 m~30 m・比高8 m~10 mの平坦面をつくつて



第 20 図 北広島附近の広島砂礫層およびその上位・下位層

F: 腐植土 En: 恵庭火山層 Hs: 広島砂礫層 Sh₃: 豊平浮石部層 Np: 野幌層

1: 西ノ里行幸橋附近 2: 裏ノ沢下流 3: 北広島五千坪附近 4: 同 3

5: 共栄附近 6: 輪厚川河岸 7: 島松ルルマップ川河岸

いる。

模式地： 西部——広島市街附近の崖。東部——泉郷部落附近の崖。

分布： 広島附近および東部に発達する，標高 20 m～30 m の台地に分布している。

関係： 模式地では，豊平浮石部層を，直接おおつている。しかし，東部の北部地域では，新第三系を直接おおつていることもある。

岩質および岩相： 西部では，支笏火山噴出物から洗い出された，浮石・安山岩礫をまじえた，粗しような火山灰質砂からなつている。したがつて，前にのべた輪厚砂礫層と，ほとんど同じ岩質のものでつくり，また岩相も，輪厚砂礫層とあまりかわらない。

東部では，火山灰質粘土と礫層で構成されている。粘土層は，灰白色をしめし，指頭大前後の円礫を，まじえている。この粘土層は，基盤の長沼層の泥岩から，由来したものらしい。礫層は，厚さ 50 cm 以下のレンズ状のもので，粘土層の間に，はさまつていることが多い。拳大以下の安山岩・砂岩の円礫・角礫からなつている。このほか，西部と，まつたく同じ層相をしめす砂層もみとめられる。

III.2.2.2 沖積統

沖積統にふくめられるものは，図幅の全域にみとめられる火山灰層・河川流域の沖積層・山麓部に発達する岩屑堆積物，および低地帯を構成する堆積物である。

火山灰層は，岩相から上下 2 層に細分することができる。これらの火山灰層を，石山・樽前山図幅地域で追跡した結果，下位の火山灰層は，恵庭岳に，上位の火山灰層は樽前山に，それぞれ噴出源がもとめられている。両層とも，現在の地形面に平行して，堆積していることが特ちょう的である。

低地帯の堆積物は，泥炭と氾濫原堆積物とに，わけられる。

1 恵庭火山灰層

前にのべたように，恵庭岳に噴出源がもとめられている火山灰層で，石山・札幌図幅地域で，月寒火山灰層と呼んだものである。

模式地： 西部の国道ぞいの崖。

分布： 低地帯をのぞく，ほとんど全域に分布している。

関係： 新第三系および洪積統の地層を，おおつて発達している。

岩質および岩相： 赤土と呼ばれているもので，粘土化の進んだ火山灰からなつている。しかし，漁川流域では，まだ火山灰の組織がのこつている。細粒・均質の火山灰で，層理はみとめられない。

層厚： 漁川流域では，2 m 前後の厚さをしめしているが，島松川地域では 1 m ±，

広島市街附近では 50 cm 前後で、その上部が腐植土にかわつている。また、東部地域では、50 cm 前後となつている。

2 樽前火山灰層

模式地： 漁川盤尻附近の崖。

分 布： 図幅の南部地域に、ひろく分布している。ただ、低地帯では、新しい堆積物でおおわれているため、地表に露出していることは少い。

関 係： 恵庭火山灰層をおおつて発達している。

岩質および岩相： 浮石および火山灰からなつている。淡褐黄色をしめし、人頭大以下の多量の浮石礫を、火山灰でうずめている。分級がわるく、層理はみとめられない。西部地域では、東部地域にくらべて浮石礫が大きく、また量も多い。

この地域の樽前火山灰層は、土性調査^{7), 8)}の結果、上から樽前火山灰 a 層・b 層・c 層に、分類されている。それぞれの降灰年代は、a 層は、1739 年、b 層は、1667 年、c 層は、紀元前 300 年～2000 年と推定されている。この図幅では、これらの a 層・b 層・c 層を、ひとまとめにして、取扱かつた。

層 厚： 漁川流域では、1.5 m～2 m、泉郷附近では 1.5 m となつている。

3 岩屑堆積物

冲積面との境界は別として、段丘面と段丘面の境界附近や、山麓面などには、はつきりとした段丘崖をつくらずに、なだらかな傾斜面をへて、低い面にかわつていることが多い。ことに東部の馬追山麓地域では、このような面が、よく発達している。これは、一種の麓屑堆積物でつくられた面と考えられる。構成物は、礫・砂・粘土などの、分級されていない混合物である。

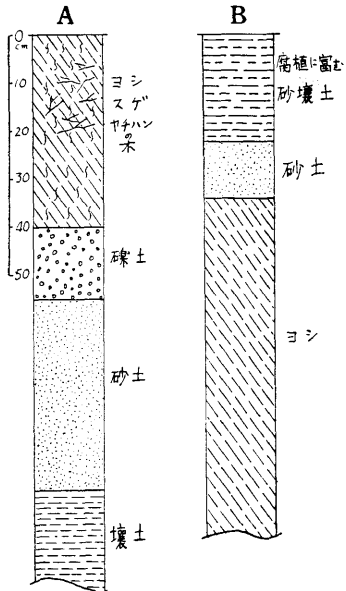
地質図では、とくにいちじるしく発達している、馬追山麓（松井鉱泉の北部地域）のものを採色した。泉郷の南部地域にも、地形上から、樽前火山灰層の下には、おそらく、これと同じような堆積物が、発達しているものと、推定される。

4 泥 炭

図幅の中央部をしめる低地帯は、野幌層や、支笏火山噴出物、およびそのほかの新しい堆積物で埋積されて、現在みられるようになったと推定されるが、この最終の過程では、泥炭の堆積がおこなわれている。泥炭の生成は、水域が埋積によつてちぢめられ、周辺部から、いろいろな草木が繁茂して、ついには水域が消滅する。その過程で堆積したのが泥炭とされている。また、それぞれの環境のちがいによつて、植物の種類が、ちがつていることがあきらかにされている。このような構成植物のちがいによつて、低位泥炭・中間泥

炭・高位泥炭に分類されている。

i 低位泥炭



第21図 低位泥炭土層断面
A: 長都厚野 B: 漁太附近

ハンノキを主体とする、泥炭が発達しているが、水田として開拓されているところが多い。代表的な漁太附近の土性断面は、第21図(B)のとおりである。

ii 中間泥炭

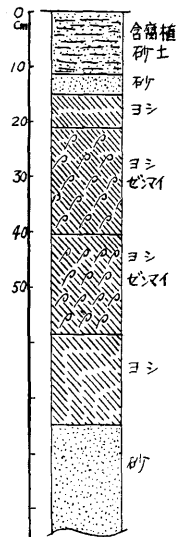
島松太の北部に、わずかに発達している。表層は、砂層(砂土)でおおわれているが、その下位に、50 cm 以上の泥炭がみとめられる。この泥炭の上部は、ヌマガヤ・ツルコケモモ・ホロムイヌゲ・ヨシ・ハンノキなどで構成される中間泥炭である。下部は、ヨシ・ハンノキを主体とする低位泥炭となつている。土層断面は第22図のようである。

iii 高位泥炭

島松川下流地域に、わずかに分布している。表層は、砂層でおおわれているが、下層には、ワタスゲ・ヌマガヤ・ミズゴケ・ツルコ

長都沼・馬追沼を中心とした低湿地・長都原野および島松・広島東部の東部などに分布している。

長都原野は、土性調査によると、矮生なヨシ・イワノガリヤス・ヒラギシスゲ・ワレモコウ・ギボウシ・アヤメ・スギナ・ゼンマイなどが生育しており、地表まで滞水して、未墾のまま放置されている地域とされている。また、地表上部は、ヨシ・スゲ・ハンノキなどの混合した、分解の進まない低位泥炭土である。その下に、樽前火山灰a層・粘土層が報告されている。長都沼南部の湿地帯の土性断面図は、第21図(A)のとおりである。ここでは、樽前火山灰層の上に、40 cm ほどの低位泥炭が発達している。島松・広島東部の東部地域も、



第22図
島松太附近の中間泥炭土層断面

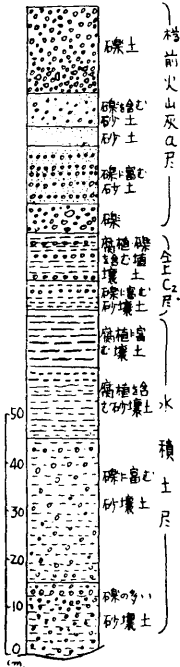
ケモモ・木などでつくられる泥炭となつている。土層断面は第 23 図にしめした。

5 現河川堆積物および氾濫原堆積物

泥炭以外の、低地帯の構成物と、山地の河川流域に発達する堆積物をまとめた。

これらは、いろいろな河川ではこぼれた堆積物と、かつて発達していたと考えられる湖沼の堆積物である。

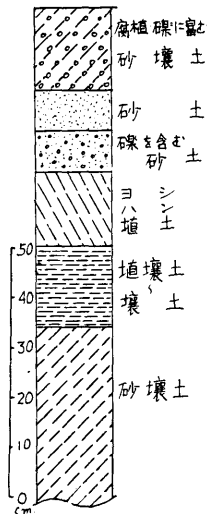
山地を流れる各河川の流域に、発達している堆積物は、厚さ 10 m をこすことはなく、川底に基が露出していることが多い。人頭大以下の円礫や角礫と砂・粘土などで構成されている。ところによっては、水面から比高 2m~5m ていどの低い河段丘をつくっていることがある。また漁川の下流域では、かなりひろい扇状地をつくっている。



第 24 図

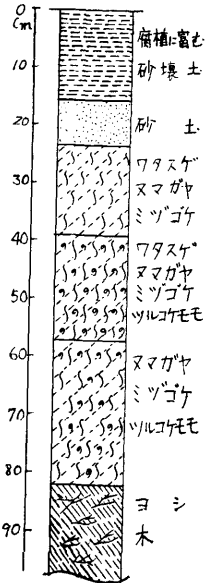
長都川東 6 線附近の土層断面

低地帯の堆積物は、各河川の流域で、それぞれややことなっている。これは、上流に発達する地質構成物のちがいと、流量の大小によるものであろう。



第 25 図

カマカ附近の土層断面図



第 23 図 下松山附近の高位泥炭土層断面

漁川下流に (7, 8) は、土性調査によると、樽前火山灰層の下に、凝灰岩(支笏火山噴出物と考えられる)を母材とする、砂・礫で構成される堆積物が報告されている。その分布は、漁川の下流にひろがり、扇状地の形をとっている。また、さらに下流の低地帯地域では、千歳川合流点まで、礫をまじえた細粒の砂層が発達している。これは、凝灰岩・浮石などを母材とする河成沖積土とされており、漁川で運搬されたことが、あきらかである。この河成沖積土は砂土・砂壤土で構成され、その下に、低位泥炭がはさまっている。

シクバイ川・長都川などの下流は、過

湿地帯であるが、ここでは、薄い低位泥炭(25cm)の下に、樽前火山灰層・青灰色粘土層がみとめられている。この粘土層は、湖成の堆積物と考えられている。

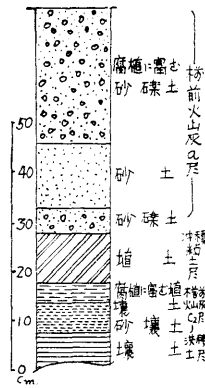
長都・カマカ地域では、樽前火山灰層と考えられる火山性土が主体であつて、その下位に低位泥炭が発達している。

恵庭南部地域や高松附近は、樽前火山灰層の下に、火山灰質～凝灰質の水積土が発達している。

以上のべたのは、土性調査にもとづく、地表下1m前後の表層地質である。それ以下の地質については、試錐資料にもとづかなければならない。しかし試錐箇所が少ないため、全域にわたる考察は、困難である。代表的な、長都試錐資料によると、支笏火山噴出物の上には、砂・礫・粘土などからなる15.5mの砂礫層があり、その上に、泥炭・火山灰・粘土などが約6.5m堆積している。これらのうち、下位の砂礫層は、洪積世末期の堆積物も、くわわつていると考えられる。しかし上位の堆積物は、あきらかに沖積世の河川運搬と湖成の堆積物と考えられる。東恵庭の試錐資料でも、第27図のような堆積物が、支笏火山噴出物の上にとめられている。

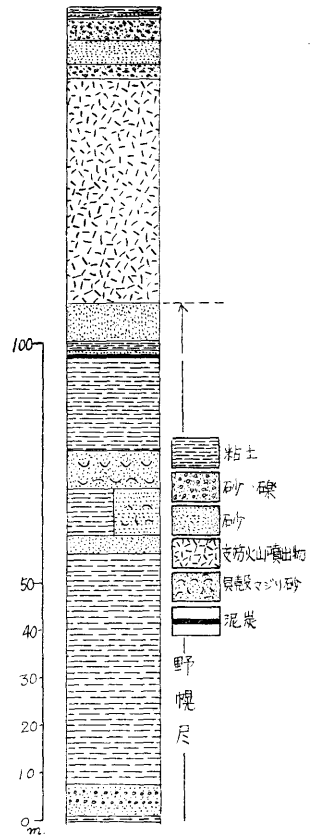
III.3 地質構造および地史

図幅地域は、中央部に、千歳一長沼低地帯があり、その西部は、第四系がほとんど水平に分布し、単調な地質構造をとつている。東部の北半は、一背斜構造をとる新第三系が発達している。図幅地域には、その東翼の一部と、西翼部が含まれる。この馬追背斜の南部延長は、北西一南東の方向をとつている。東部の南半は、大部分が野幌層・竹山礫層・支



第26図

長都沼東岸地域の土層断面



第27図 東恵庭試錐柱状

笏火山噴出物などによつて占められており、新第三系の構造はあきらかでない。しかし石油資源開発会社では、物理探査の結果、この南半部に、馬追背斜と雁行する、一背斜構造を見出している。さらに、馬追背斜との中間に、剣淵川にそつて、断層を推定している。

千歳—長沼低地帯の第四系以下の岩層、および地質構造は、あきらかでない。

北海道立地下資源調査所で、昭和29年に長都部落におこなつた、500 mの試錐の最下部は、野幌層の基底に近い、礫質の砂層である。その下位の地層についてはわからなかつた。野幌層の下位には常識的には、いわゆる追分層に相当する長沼層が発達していると考えられるが、確実な資料がない。今まで石狩低地帯で、試みられた物理探査の結果では、ゆるやかな起伏の構造を暗示している。したがつて、その連続である、千歳—長沼低地帯の下にも、ゆるく褶曲した新第三系が、伏在しているものと考えられる。

川端層の堆積は、馬追背斜の東西両翼での岩相のちがいが、追分幅地域の岩層状態からみて、決して一様なものではなかつたようである。大きくみると東から西に向つて、しだいに薄くなつていようである。また、馬追背斜の東翼部に、*Corbicula* を産することや、植物片や炭質物を、含んでいることから、低かん水域の浅い所の堆積物であることがわかる。また凝灰岩をはさんだり、浮石片が多いことから、川端層堆積当時に、火山活動があつたことが推定される。上部でしだいに、浮石片や凝灰質物質が多くなつてゆくことは、川端層の堆積末期に、火山活動がはげしくなつたのであろう。

馬追山層の基底は、西翼部では礫岩層からはじまり、東翼部では安山岩熔岩流からはじまつている。東翼部の安山岩熔岩の下位の川端層の頁岩は鈹化作用を受けている。また、東西両翼で馬追山層と接する、川端層の層準は、同じでない。このようなことから、川端層と馬追山層との間に、不整合があるのではないかと考えられる。川端層が東から西に向つて、厚さを減じている現象も、あるいは、この不整合によつて、西翼部がけずられているためかも知れない。しかし野外では、見掛けは走向、傾斜および構造には、差異はみとめられない。

馬追山層の堆積期は、この地域では浅い汽水域、あるいは淡水域であつたことは、薄い炭層を挟んでいることから、推定できる。また川端期から引続いた火山活動があつたことは、安山岩熔岩流・凝灰岩・角礫状集塊岩をはさんでいることで立証される。馬追山層が馬追背斜の東西両翼で、厚さがちがつていることは、堆積がかなり不安定な状況のときに、行われたものと思われる。この原因は、安山岩の溢流にもとづくものであろう。

長沼層の堆積は、馬追山層堆積の延長であつて、その岩相からみて、やや深い所に沈積したものであろう。

千歳一長沼低地帯の生成時期は、石狩低地帯の生成時期と、密接な関係をもち、一種の地溝的なものであろうと考えられる。千歳一長沼低地帯には、野幌層が厚く堆積し、その基盤部が、東西両側の丘陵地に、はい上つていることから、その生成時期は野幌層堆積前ということができるであろう。

野幌層は、このような地溝を中心として堆積したもので、その環境は、浅海性の貝殻の生棲する海域と考えられる。しかし後期には、外洋とへだてられたらしく、海棲の動物はまつたくみとめられなくなり、泥炭を堆積する環境となつたようである。

その後は、間けつ的な隆起にともなつて、数段の段丘面をのこしながら、この地域一帯は隆起した。その結果、低地帯もひじょうに浅い水域（湖沼）となつた。そして、段丘面のうち、中位の竹山面の形成後に、支笏火山噴出物がもたらされた。

洪積世の末期から沖積世にかけて、この地域のまわりで、最新期のはげしい火山活動があつて、浮石・火山灰などが堆積している。低地帯は、ほとんど埋積されて、現在の湖沼の前身がわずかに残つていたといふと考えられる。そしてその周辺部には、湿地が形成されて泥炭の堆積がおこなわれた。また現在の河川にそつて、氾濫原面が形成され、現在におよんでいる。

IV 応用地質

この地域には、金属鉱床地帯はまつたくみとめられない。地下資源としては、支笏熔結凝灰岩が建築用軟石として利用され、また野幌層中の礫層が、路床の敷石用砂利や建築用骨材の砂利として、利用されている。しかし、この地域の地下資源として、もつとも注目しなければならないのは、千歳・長沼低地帯の泥炭地に胚胎している。共水性天然ガスと、馬追背斜、および低地帯の沖積層の下の、新第三紀層にふくまれる石油、石油系天然ガスである。

通称「山砂利」といわれる野幌層中の礫層は、東側山地の南半部と西側丘陵地帯の北部にひろく分布している。現在地表に露出して、稼行されているものは、千歳市オイルカ東方の泉郷に通ずる道路から東北約8.2 km⁹⁾の地点と音江別附近である。千歳市のものは、礫の組成が、黒色粘板岩・珪岩・ホルンフェルス輝緑凝灰岩などで、第三系の砂岩・頁岩がほとんど見られない。したがつて、良質の礫層である。ここだけで約53,000立方坪の可採量がみとめられる。西側丘陵地帯のものは音江別川の中流地区で採取されている。

軟石は、島松附近で数カ所切出され、その需要もかなり多く、有望視されている。

可燃性天然ガス帯は、図幅中央部の長沼一千歳低地帯に広く分布し、おもに自家用として暖厨房用、あるいは照明用として利用されていた。しかしその量は昭和29年度の調査の結果では、わずかなものであつて、昭和26年度調査当時よりさらに減衰している。

その一例をあげれば次の通りである。

井戸所有者	昭和26年度測定 ガス量 m^3/day	昭和29年度測定 ガス量 m^3/day
宇野義雄	2.16	2.16
島田吉蔵	3.46	0.62
逢板利助	0.26	0.26
松村信夫	1.03	0.1
遠藤由蔵	5.18	tr
井川義行	0.12	0.12
大波進一	25.9	—
近藤義一	0.32	—

昭和26年度調査では、調査井206のうち、66井がガスを持つているが、51井は0.1~4 m^3/day であり、また、20~40 m^3/day のものは2井であつた。ところが、昭和29年度の調査では含ガス井は、136井のうち30井で、1 m^3/day 以上のものは8井だけで、最高はわずかに2.16 m^3/day であつた。この数字は、ガス井の自然減衰をしめすものばかりでなく、廃井もある。また設備が不完全のため、ふさがつてしまつたものもあるが、一般的にみて、減衰しつつあるものと考えられる。

千歳一長沼地域の浅層のガスについて、結論的にいえば、千歳地区は長沼地区にくらべて、ガスポテンシャルは、かなりおとつている。どの井戸でも、試掘当初はかなりのガスが出るが、年とともに減少してゆく傾向がみとめられる。

含ガス層は、長沼地区では、70 m, 90 m, 120 m の3層がある。ところが千歳・島松・恵庭地区では120 m層はわりあいあきらかであるが、70 m層と90 m層は区別できず、この間の深度の井戸は、微量のガスをもつているだけである。

千歳・長沼地区を通じてみると、ひとつの向斜構造が長沼から舞鶴橋附近をへて、長沼西方のカマカを通つて走つている。今までの地化学探査によると、この構造にそつた所が、含ガス量が多い。したがつて、その深部の状況を見るため、カマカで、深度500 mの構造試錐を行なつた。その結果、途中の深度の浅層ガスは微量で、利用できるようなものはない。また、深度500 mまで野幌層がつづき、洪積層の下の新第三系までは到達しなかつた。途中の岩蕊について、コア分析を試みた結果、深部では、相当強力な破かい作用で、

ガスポテンシャルが期待できないという結論に達した。また、下位の新第三系のガスの影響は、この井戸では、まったくみとめられなかつた。

以上のべた浅層のガスとは関係なく、新第三系の中にふくまれる、石油および石油系ガスがこの地域で注目されている。舞鶴橋附近の深い井戸の内には、石油系ガスの影響があるとされているものもある。また泉郷（峻淵）附近の水田中にふき出しているガスは、石油系のものである。新第三系の明瞭な背斜構造は、馬追山の西麓に、川端層を中核として、ほぼ南北の方向にのびている。これには昭和16年5月、日本石油で、深度1000mの試錐が行われている¹¹⁾。最近は物探によつて、石油資源開発株式会社が、馬追背斜の南西側に、雁行する背斜構造を発見し、試掘を計画した。この坑井の、予定深度は2000mである。昭和34年2月に掘進が開始されたが、深度238mで、ガス徴がみとめられている。また、千歳一長沼低地帯内の新第三系の構造を知ることによつて、新しい含油地帯を発見する可能性がある。

参 考 文 献

- 1) 土居繁雄・小山内 熙： 5万分の1石山図幅説明書，北海道立地下資源調査所，1956年。
- 2) 小山内 熙・杉本良也・北川芳男： 5万分の1札幌図幅説明書，北海道立地下資源調査所，1956年。
- 3) 土居繁雄： 5万分の1樽前山図幅説明書，北海道開発庁，1957年。
- 4) 土居繁雄・小山内 熙： 北海道の熔結凝灰岩，地球科学 No.23，1955年。
- 5) 土居繁雄・小山内 熙： いわゆる支笏泥熔岩について，地質学雑誌 Vol.62，1956年。
- 6) 斎藤昌之外5名： 北海道天然ガス調査報告，第1報，北海道立地下資源調査所，1951年。
- 7) 石狩土性調査協会・恵庭町・北海道農業試験場： 恵庭町土性調査説明書，1958年。
- 8) 石狩土性調査協会・千歳町・北海道農業試験場： 千歳町土性調査説明書，1958年。
- 9) 土居繁雄・松井公平： 千歳町山砂利調査報告，未発表。
- 10) 長尾捨一・斎藤尚志・佐藤 敏・二間瀬 洸： 千歳長沼地区天然ガス調査報告，未発表。
- 11) 北海道鉱業振興委員会： 北海道石油鉱業の現況と将来，1955年。

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

ENIWA
(Sapporo-31)

By
Sutekazu Nagao, Hiroshi Osanai
and Shozō Ishiyama
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

This ENIWA geological sheet covers an area lying between $42^{\circ}50' \sim 43^{\circ}0' N.$ lat., and between $141^{\circ}30' \sim 141^{\circ}45' E.$ long. The ISHIYAMA geological sheet, which been published is a west adjacent of this sheet.

Topographically speaking, the central part of this sheet is occupied by low land of 18 km width from north to south. Western side is a low elevated plateau with Quaternary deposits and terraces of various height. In eastern part, a small mountain range (Umaoi mountain range) of 280 m height runs from north to south near the end of this sheet, and tapering gradually to the central low land.

Neogene Tertiary

The oldest formation of this area is the KAWABATA formation consisting of sandstone, shale, and siltstone with tuff beds. Visible thickness is 300~450 m at the exposure of Umaoi mountain range, where an anticlinal structure is observed.

The UMAOIYAMA formation covers the above mentioned KAWABATA formation directly with basal conglomerate at the western flank of the Umaoi anticline, and with andesite lava-flow at the eastern flank. The lithic character and the thickness of the UWAOIYAMA formation are

very different at the eastern part and the western part of the anticline.

In eastern flank, it is consisted of sandstone, siltstone, conglomerate, andesite lava flow, and thin coal-seams in lower part. Thickness is 450 m.

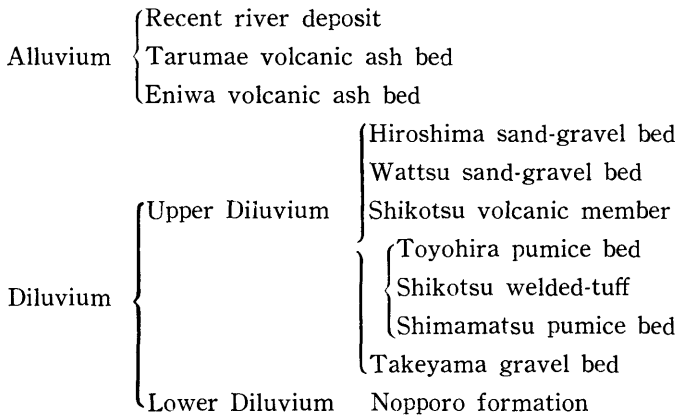
In western flank, it is consisted of sandstone, shale, siltstone, and conglomerate in lower part. No andesite lava flow and coal-seam are observed, total thickness is 270 m.

The NAGANUMA formation covers UMAOIYAMA formation conformably, total thickness is 200 m.

Siltstone and mudstone are predominant in this formaton, tufaceous element is comprised in every horizons, especially in the upper part.

Those three formations are correlated to Miocene.

Quaternary deposit is divided into following formations in ascending order.



The NOPPORO formation covers the NAGANUMA formation unconformably in eastern part, and distributed all over this area, forming visible lowest formation in western-part, and very thick accumulation in the central low-land. It consists of dark gray sandy mud, coarse sand, silt, and clay. Total thickness is supposed to be over 450 m. according to the data of well boring for natural gas in Osatsu area.

The TAKEYAMA gravel bed is the lowest bed of upper Diluvium, and tuff, pumice, sand, gravel, clay and welded tuff are included in the upper formation.

Volcanic ash beds in Aluvial deposit show recent volcanic eruption of TARUMAE and ENIWA mountain.

The mineral resources of this area are gravel of the basal NOPPRO formation, construction use of welded tuff in the SHIKOTSU volcanic member, ore and gas of the central low-land and UMAOI anticline of the eastern part of this sheet.

Shallow holizone methan gas have been famous in this area, but has not utilized yet excepting some domestic use. The reserve and the potential of this methan gas are not so big compared with the ISHIKARI area.

Oil exploritation is now under prospecting of the SEKIYU SHIGEN KAIHATSU Co. L. T. D. (Oil-Exploritation Co.) at the western side of Umaoi mountain range, where an anticlinal axis is recently discovered under the prospection of the SEKIYU SHIGEN KAIHATSU Co., which is sub-pararell to the Umaoi anticline.

昭和 34 年 3 月 30 日 印刷

昭和 34 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎

札幌市北三条西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三条西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

ENIWA

(SAPPORO—31)

BY

SUTEKAZU NAGAO

HIROSHI OSANAI

SHOZŌ ISHIYAMA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

JIN SAITŌ, DIRECTOR

HOKKAIDO DEVELOPMENT AGENCY

1959

惠庭地質圖幅正誤表

	誤	正
Al	River and Flood plane deposits in recent	River and Flood plane deposits in recent
Uo	(intercalated coal seams)	(intercalated coal seams)