

55(524)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

札幌(4)第42号

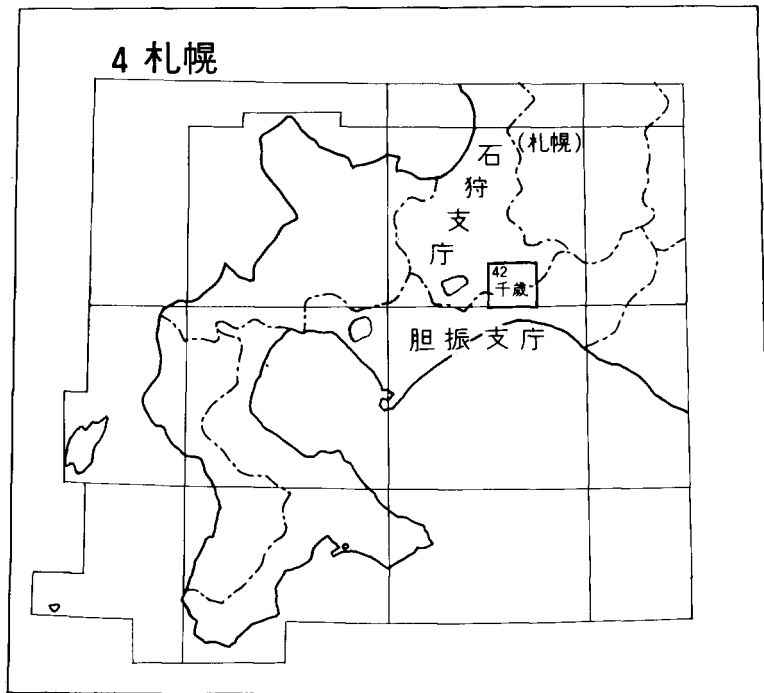
千 歳 地 域 の 地 質

曾屋龍典・佐藤博之

昭和55年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	5
II. 1 研究史	5
II. 2 概 説	10
III. 伏在新第三系	13
IV. 更 新 統	14
IV. 1 伏在海成更新統	14
IV. 2 千歳泥炭層	16
IV. 3 支笏火山噴出物	19
IV. 3. 1 鵝川降下火砕堆積物	19
IV. 3. 2 支笏降下火砕堆積物	22
IV. 3. 3 支笏火砕流堆積物	33
IV. 3. 4 支笏火山噴出物の性質	38
IV. 4 再堆積層	46
IV. 4. 1 風成二次堆積物	46
IV. 4. 2 水成二次堆積物	46
IV. 5 恵庭および羊蹄降下軽石堆積物	46
IV. 5. 1 恵庭 c 降下軽石堆積物	47
IV. 5. 2 羊蹄第 3 軽石・スコリア層	48
IV. 5. 3 恵庭 a 降下軽石堆積物	49
V. 完 新 統	50
V. 1 樽前 d 降下火砕堆積物	50
V. 2 沼の端層	52
V. 3 植苗層	54
V. 4 樽前 c 降下火砕堆積物	55
V. 5 樽前 b 降下軽石堆積物	56
V. 6 樽前 a 降下軽石堆積物	60
V. 7 樽前火山の噴火史および火山噴出物の性質	64
V. 7. 1 噴火史	64
V. 7. 2 樽前火山噴出物の性質	69
V. 8 湿原堆積物	74
V. 9 沖積層	77
VI. 応用地質	77

VI. 1 温泉	77
VI. 2 地下水	78
VI. 3 地盤災害	80
VI. 4 土砂	82
文献	82
Abstract	90

図・表・図版目次

第1図 千歳図幅地域とその周辺の地形図	2
第2図 駒里付近における火砕岩台地上の尻無川	3
第3図 勇払原野の縄文海進期以降の地形発達史	4
第4図 勇払原野の砂丘	5
第5図 支笏湖-千歳間地震探査から求められた地下構造	13
第6図 伏在海成更新統の試錐柱状図	14
第7図 ウルム氷期(支笏火山噴出物堆積前)の地形復原図	16
第8図 支笏火山噴出物の地質柱状図	20
第9図 Mpfa 3の分布図	22
第10図 Spfa10の分布図	23
第11図 Spfa 8の柱状図	24
第12図 Spfa 8の分布図	25
第13図 ニタツポロ(地点182)における Spfa 8-10	25
第14図 Spfa 7の分布図	26
第15図 Spfa 7-8 (Ssfa)の分布図	26
第16図 Spfa 6(破線)およびSpfa 5(実線)の分布図	27
第17図 Spfa 4の分布図	28
第18図 Spfa 3の分布図	29
第19図 Spfa 3-5 (Op-1)およびSpfa 6 (Op-2)の分布図	29
第20図 Spfa 2の分布図	30
第21図 Spfa 2UとSpfa 2Lの分布図	30
第22図 Spfa 1の分布図	32
第23図 早来(第8図地点233)におけるSpfa 1の基底部	32
第24図 各地におけるSpfa 1	33
第25図 Spfa 1の中の化石林	34
第26図 支笏火砕流堆積物の分布図	35
第27図 支笏火砕流堆積物のフローユニットの境界	35

第28図	軽石流堆積物の二次噴気孔	36
第29図	イチシママチ川（地点4）における軽石流堆積物の試錐柱状図	37
第30図	軽石流堆積物（P）とスコリア流堆積物（S） 蘭越（地点6）	38
第31図	鶴川降下火砕堆積物の斜方輝石組成	42
第32図	支笏降下火砕堆積物と火砕流堆積物の斜方輝石組成	43
第33図	Spfa 8 の斜方輝石組成	44
第34図	支笏火山噴出物の性質	45
第35図	恵庭火山起源の降下軽石堆積物の分布図	47
第36図	En-a層, Yo. Ps-3層およびEn-c層の柱状図	48
第37図	羊蹄第3軽石・スコリア層の分布図	49
第38図	恵庭 a 降下軽石堆積物の分布図	49
第39図	樽前火山起源の火山灰の分布図	51
第40図	火山灰層と地形の関係を示す模式図	52
第41図	稔橋（地点30）における火山灰と沼の端層	53
第42図	沼の端層基底の等高線図	54
第43図	植苗層の層厚	55
第44図	Ta-c層の分布図	56
第45図	稔橋（地点30）における柱状図	57
第46図	樽前b ₁ 降下軽石堆積物の等層厚線図	58
第47図	Ta-b ₈ フォールユニットの分布図	58
第48図	Ta-b ₄ フォールユニットの分布図	59
第49図	Ta-b ₁ フォールユニットの分布図	59
第50図	樽前 a 降下軽石堆積物の等層厚線図	62
第51図	Ta-a ₈ フォールユニットの分布図	62
第52図	Ta-a ₄₋₆ フォールユニットの分布図	63
第53図	Ta-a ₃ フォールユニットの分布図	63
第54図	Ta-a ₁ フォールユニットの分布図	64
第55図	第56図の柱状図位置図	65
第56図	千歳図幅地域とその周辺のTa-bおよびTa-a層の柱状図	67
第57図	樽前火山歴史時代噴出物の全鉄—MgO—アルカリ図	71
第58図	樽前火山噴出物の斑晶輝石	76
第59図	1968年十勝沖地震の震度分布図	81
第1表	火山灰層の命名・対比の変遷	8
第2表	地質総括表	12
第3表	千歳泥炭層の花粉分析表	18

第4表	支笏火山噴出物にかかわる ¹⁴ C年代	39
第5表	支笏火山噴出物の量	40
第6表	支笏火山噴出物の化学組成	41
第7表	樽前b 降下軽石堆積物 (Ta-b) の特徴	57
第8表	樽前a 降下軽石堆積物 (Ta-a) の特徴	61
第9表	樽前火山の噴火記録	66
第10表	樽前火山形成史総括表	70
第11表	樽前火山噴出物の量	71
第12表	樽前火山噴出物の化学組成	72
第13表	樽前火山の歴史時代噴出物のモード分析	73
第14表	Ta-b, Ta-a軽石および中央火口丘スコリアの互に接する輝石の組成と平衡晶出温度	74
第15表	歴史時代の樽前火山噴出物の特徴	75
第16表	温泉分析表	78
第17表	深井戸諸元表	79
第18表	千歳・苫小牧周辺の超深井	80
第I図版1	早来(第8図, 地点233)における支笏降下火砕堆積物の遠望	
2	美々(地点15)における支笏軽石流堆積物 (Spfl) と支笏降下火砕堆積物1 (Spfa1)	
第II図版1	直立炭化木 <i>Picea jezoensis</i> , 美々(地点15)	
2	支笏火砕流堆積物と二次噴気孔(島松)	
第III図版1	植苗 (Loc. 21)における火山灰層	
2	美々貝塚の柱状断面	
第IV図版1	樽前b 降下軽石堆積物	
2	樽前a 降下軽石堆積物	

千歳地域の地質

曾屋龍典*・佐藤博之**

千歳地域の地質調査は、昭和39年から40年にかけて行われ、さらに佐藤が昭和51年に補備調査を行った。樽前火山噴出物については、曾屋が北海道大学在学中から研究をつづけていたものであり、支笏火山噴出物については主に佐藤が調査した。

この間に、北海道大学勝井義雄教授および北海道教育大学札幌分校春日井昭教授には、野外と室内において指導と討論をいただき、また室蘭工業大学山口久之助教授、北海道立地下資源調査所松下勝秀氏からは、本図幅地域の地下地質についての教示をうけた。北海道開拓記念館松下亘氏、苫小牧市教育委員会佐藤一夫氏からは考古学に関する教示をいただいた。花粉分析は北海道教育大学釧路分校岡崎由夫教授、バリノ・サーヴェイ株式会社徳永重元博士に負っている。本図幅地域の地質は火山灰類が主体をなすが、これらの調査については北海道火山灰命名委員会に集った、北海道大学石川俊夫名誉教授、帯広畜産大学山田忍名誉教授、北海道農業試験場音羽道三・佐々木龍男・富岡悦郎・片山雅弘各技官、北海道立農業試験場後藤計二技師の方々に教示と討論をいただいた。輝石のEPMA分析には地質部奥村公男技官の援助をうけ、同薄片の作成は技術部宮本昭正技官によるものである。日本道路公団札幌出張所および北海道支所村瀬正技官からは、千歳付近における沖積層に関する資料の提供をうけた。図面の調整は大部分北海道支所熊谷なな子技官に負っている。上記多くの方々に厚く感謝する次第である。

本図幅地域周辺の地質図幅はすべて出版され、また出版されてから相当の時日が経過している。この報告を執筆するにあたり、それらの図幅において本図幅地域と関係あって、記述されていなかったり、またその後研究が進んだことについて出来る限りとり上げるように努めた。さらに本図幅地域内における多くの方々の研究成果を引用するようにした。引用を許された方々に重ねて感謝する。

I. 地 形

千歳図幅地域は、北海道を主部と南西部とに分けている札幌―苫小牧低地帯（石狩低地帯、長尾巧、1940―1941）の南部にあつて、太平洋側と日本海側の分水嶺にあたっている。本図幅地域全体が支笏火山の東麓にあたる火砕岩台地によって占められ、極めて限られた部分にこれを開析する各河川に沿った沖積平地と海岸平野が存在する。

西隣樽前山図幅地域内にある支笏火山は、ウルム氷期の約30,000年前に破局的大噴火を起し、約100 km³（勝井・村瀬、1960）にのぼる軽石・火山灰を噴出して、広大な火砕岩台地をその周辺に作った。本図幅地域はその東部にあたっている。すなわち、本図幅地域西部では海拔約150mを示すが、東方に次第に高度を下げ、東部では海拔25m前後となり、さらに東方に向つてわずかに高度を増す。太平洋側

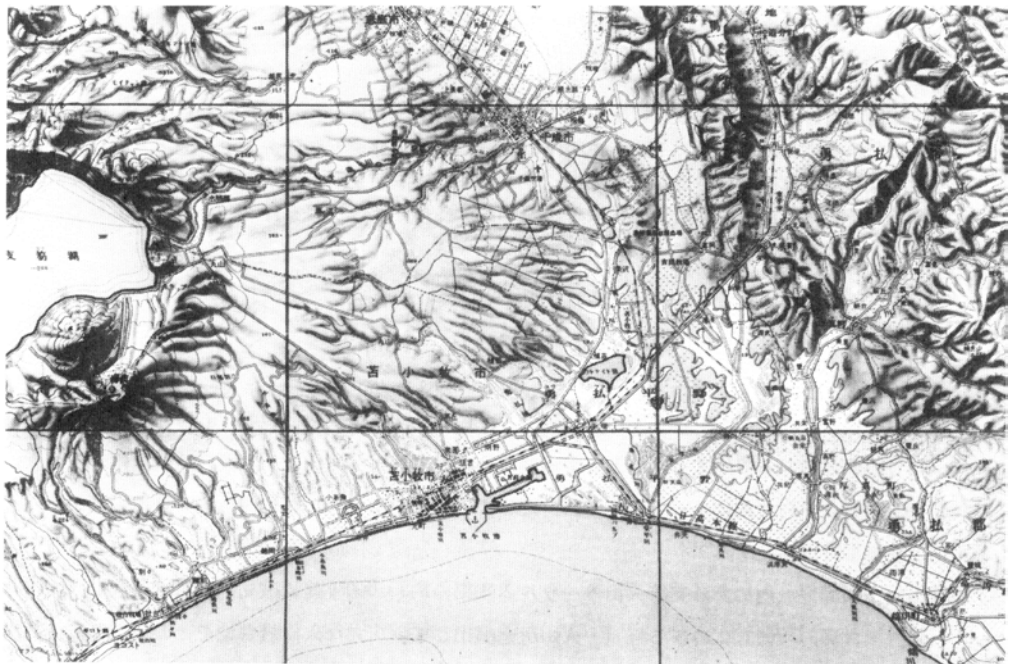
*環境地質部 **地質部

と日本海側との間約80kmにわたる低地の分水嶺の最低高度は美々の北で海拔約24mである。火砕岩台地は、その後数次にわたって噴出堆積した恵庭火山や樽前火山の火山灰層に厚く覆われたためにその地形的特徴は単調であり、一般に起伏に乏しい平坦な様相を示す。ただ千歳市街南にある東西1.5km、南北約2.0kmの砂丘がわずかに単調さを破っているが、これも恵庭火山以後の降下堆積物に覆われているため、切り割りの観察により察せられる程度である。

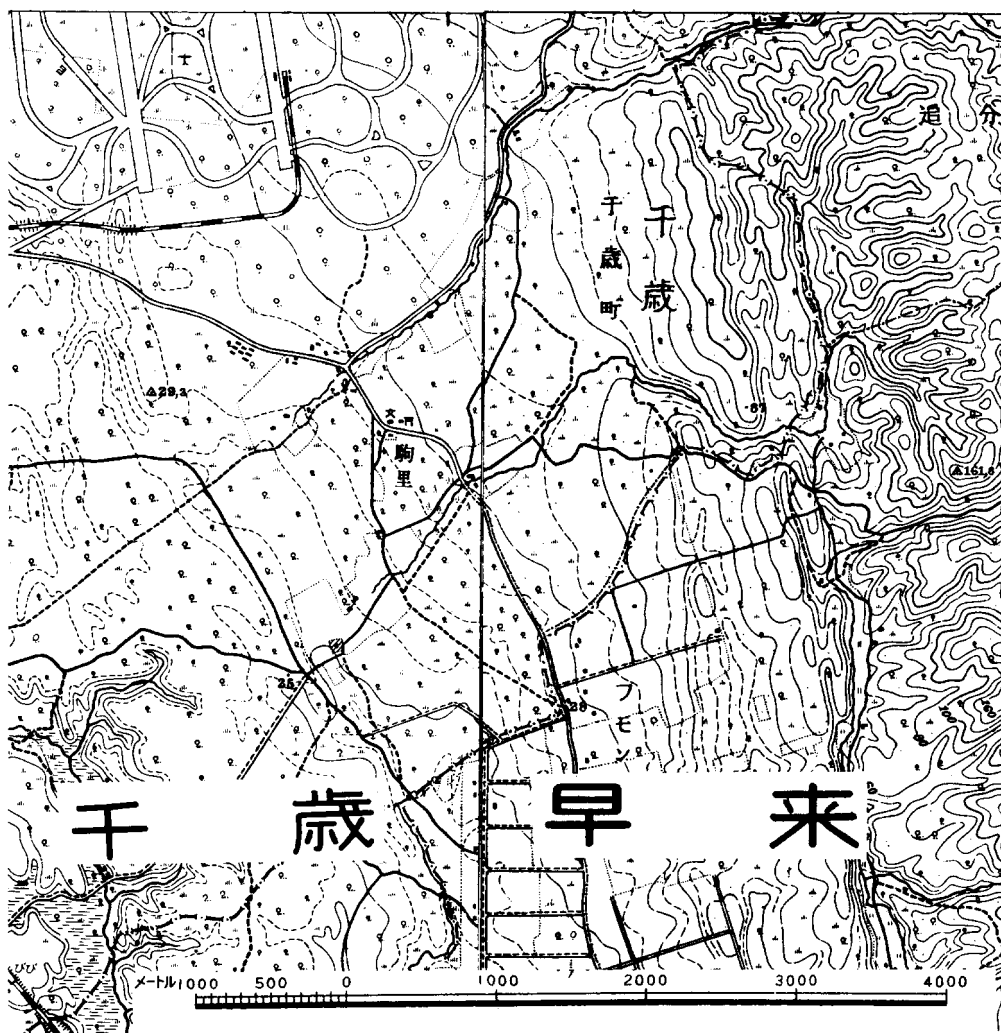
河川は地域北部の約2分の1が、支笏湖から流出した千歳川の流域であり、千歳市街から北流して、石狩川に合流して日本海に注いでいる。南部では美々川・勇払川・苫小牧川・有珠川等の小河川が太平洋側に向っている。美々川は一度ウトナイト沼を通った後に勇払川と合流した後に太平洋に注ぐ。美々川および勇払川は谷幅も数100mにわたり、湿原をともなっている。地域の最西部に遠浅川が南北に流れており、東隣の早来図幅地域内で安平川と合流して太平洋に注ぐ。

河川でとくに注目されるものは火砕岩台地の上で消失する尻無川が存在がある。それは図幅地域北東隅の駒里に認められる2条の河川で、いずれも現在は河川改修工事によって遠浅川の源流に結ばれて、そのように称せられている。旧地形図によれば、いずれも東方の馬追山地を源流とし、約5km流れ、台地に入って2-3km流れて消失している。流域面積は北からそれぞれ5.7および4.2km²、見込平水量は0.12および0.09m³/secである（山口ほか、1963）。これらによる伏流水はおそらく美々川・旧遠浅川の流頭につながり、美々付近にある多くの湧水列もこれらに関係したものであろう。

海岸平野は勇払原野の一部であり、図幅地域南東隅の沼の端付近にわずかに認められる。本図幅地域の南端の沼の端は太平洋の海岸から約4kmをへだてており、海拔約4m前後であり、沖積世新石器時



第1図 千歳図幅地域とその周辺の地形図
区画は5万分の1地形図（国土地理院発行20万分の1地勢図「札幌」・「苫小牧」）
Topography around the Chitose District



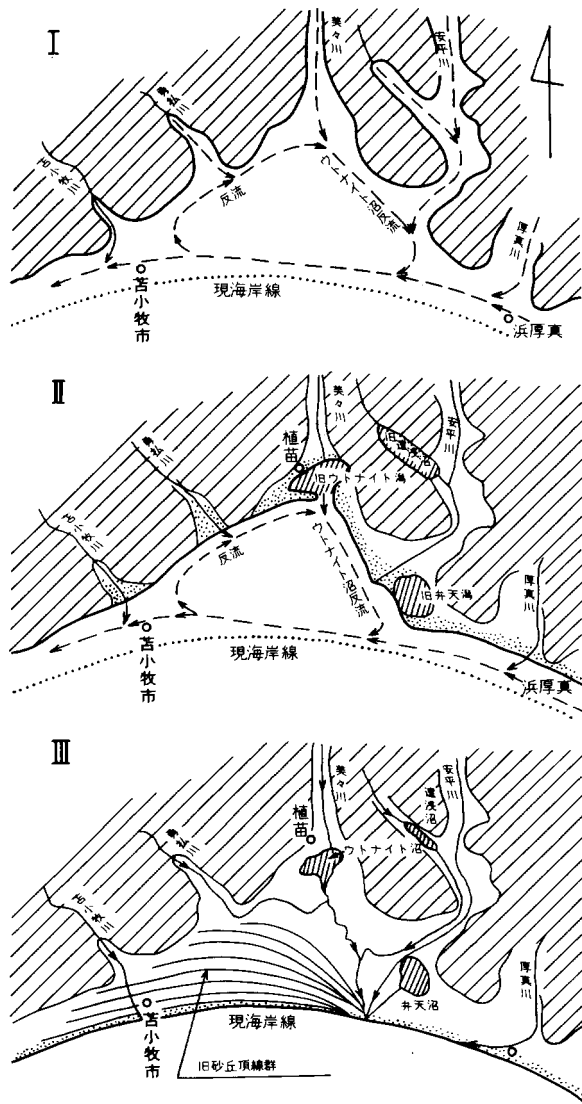
第2図 駒里付近における火砕岩台地上の尻無川

(昭和31年国土地理院発行5万分の1地形図)

Intermittent rivers on the pyroclastic plateau in the vicinity of Komasato

代の内湾に相当した。新石器時代の縄文海進期の汀線は苫小牧市からほぼ国道沿いに支笏火砕流堆積物を浸食して海蝕崖を作り、一部は美々川や勇払川に沿って鳥趾状に内陸部に入り込んだ。海退期以降に降下堆積した樽前火山に由来する降下火砕堆積物を除くと、平野の海拔高度は美々から沼の端にかけて平均1.5m程度低くなり、現在の海水準で考えられるよりも奥深く海水が進入したと思われる。湾内における潮流によって逐次砂丘が形成されると共に、現在のウトナイト沼・丹治沼が海跡湖としてとり残された。山口ほか(1963)はこれらの形成過程を第2図のように推察した。

すでに海岸近くの勇払において、金森(1959)は海岸平野の形成について考察するとともに、樽前火山灰層に覆われる砂丘に注目した。これらの砂丘は第4図に示される通り勇払付近を頂点として内陸部の沼の端市街西の方まで達している。この砂丘が示す縞状の地形は、その後の火山灰層に覆われるため、



第3図 勇払原野の縄文海進期以降の地形発達史
 山口ほか(1963)による 川上善久の原因に加筆したもの
 The topographic development of Yūfutsu Plain after YAMAGUCHI (1963)

現地における観察でも判然としないが、航空写真によって認めることが出来る(第4図)。しかしこれらの微地形は、最近の工業開発に伴う掘削や土砂の取り捨てるために、ますます不明瞭となっている。

山地から平野部に出た勇払川は砂丘群によって流路をさまたげられ、その背後を廻りこむようにして太平洋に注いでいる。



第4図 勇払原野の砂丘 この写真は建設省国土地理院発行の空中写真を複製したものである
(50VV9PRSM314CW 170CT.4727)
Sand dunes on Yūfutsu Plain

Ⅱ. 地 質 概 説

Ⅱ. 1 研 究 史

本図幅地域は札幌―苫小牧低地帯（石狩低地帯，長尾巧，1940-41）の南部の海岸近くにあたり，全域がほとんど火砕堆積物からなっている．海岸の苫小牧付近は勇払と称されて幕末から漁場が開かれ，明治に入ってから，札幌への道は室蘭―札幌間の陸路が多く利用された．原野がつづいて，人工的切り割りがまだ少なかった時代に，本地域の火山灰・軽石について最初に言及したのは神保（1890）だった．

彼は札幌―苫小牧間の台地がほとんど「カルイシ」層からなり、海上200尺の高地まで軽石の厚い堆積のみなることに注目した。そしてこれら第四紀の新しい軽石層を取り除いた時には、苫小牧から石狩川河口まではまったくの低地となり、本島（北海道）の東部と西部は連絡を失うだろうと述べている。ついで北海道各地から国後島に至るまでの軽石層に言及し、それらと周囲の活火山との関係を述べた上で、これらの厚い軽石層は、単に火山噴出物の降下して堆積したもののみでなく、一部は海水の運搬による堆積物を含んでいると結論した。

明治7年（1874）に樽前山は比較的大規模の噴火をし、溶岩円頂丘Ⅰは破壊されたものと考えられる（田中館，1926）。その後明治16年から20年（1883-1887）にかけて、小爆発が頻繁にくり返された（田中館，1926）。明治27年の小噴火は大森（1916）によって報告されている。明治42年（1909）には1月から5月にかけて激しい爆発が起り、4月17日から19日にかけて、霧の中で溶岩円頂丘Ⅱが形成された（佐藤伝蔵，1909，大井上，1909，TANAKADATE（SHIMOTOMAI），1912）。神津（1909）は別に灰長石を記載した。伊木常誠は北海道鉱物調査の主任として明治43年（1910）に日高地方を調査したが、その折に、明治7年噴火の軽石が、夕張から新冠までに及び、夕張では約2尺の堆積があったと住民から聞いたことを述べている。そして沙流川から厚別川―鶴川にかけて堆積（沙流川流域では1尺―2尺、厚別川地方では5寸―1尺、新冠地方では2―3寸、鶴川地方で最も大）している“浮石層”について観察し、これらが全部明治7年の噴火に際して噴出されたものかは疑わしいが、樽前火山からの噴出にかかわるものであることは明らかであると述べている（伊木，1911）。伊木の観察した“浮石層”は、樽前b降下軽石堆積物（Ta-b層）と樽前a降下軽石堆積物（Ta-a層）であろうと推定される。明治7年噴出の軽石は主に南方に降下したことが記録されており、瀬尾ほか（1968）のTa-Ⅲa層がそれに相当するとされているので、日高地方において厚く堆積したとは確認されていない。約30年の間に住民の伝承に過誤が生じたものと考えられる。以後の樽前火山の活動と研究については省略する。

地表を広く覆っているこの地域の軽石層についての研究は、土壌調査の方向から糸口が開かれて行く。

大正6年（1916）北海道第1期拓殖計画に火山灰地と泥炭地を目標とした特殊土性調査事業が進められた。この結果は大正12年から昭和4年（1923-1929）までに、10万分の1特殊土壌土性図として国別に5枚印刷されたが、限られた範囲にのみ配布された。昭和2年（1927）から第2期拓殖計画が立案されて、一般土性調査が実施された。この中で、浦上啓太郎・長沼祐二郎らは、昭和2年から胆振火山灰地の調査を行い、火山灰土を構成している火山噴出物は、樽前火山と恵庭火山からのものであり、その種類もひとつでないことが分り、結果は昭和8年に発表された（浦上ほか，1933）。これが火山灰層位学の日本における最初のもので、本図幅地域内で行われたものである。以下は長沼の回想である。

胆振の安平にゆき、厚真・苫小牧と下って3ヵ月ほど土性調査を進めた。そこに現われた土層を野帳に記入するという程度で物足りなさを感じた。苫小牧で感づいたことは火山灰の表面の腐植層と底土は同一の層であるということ、その結果腐植の層と下の層を加えて5万分の地形図25cmの線で結んでみた―早速50cmの線を引いてみたところ25cmのところがなめらかになってゆく。（文章のつながらないところがあるが火山灰の厚さのひとしい地点を結ぶとなめらかな線となったの意味）下の層、またその下の層、いずれも同じ結果が出た。A、B、C、D、Eとこれだけの層について調べた。そ

の中のA-Dが樽前山の系統，Eが千歳の調査をした結果恵庭岳にぶつかる。（北海道農業技術発達史，1967，p. 454）.

最表層の火山灰層の降下年代については，佐々（1933）が所見を述べ，樽前火山について初めて発見されたこの方法は，北海道全体の火山について適用され，火山噴出物の類別・分布，火山性土壌の特性，沖積世における火山活動などと，つぎつぎに体系づけられていった（浦上ほか，1938；山田忍，1940，1951，1958）.

支笏カルデラ周辺に広く分布する火砕流堆積物の一部については，浦上ほか（1933）も触れていたが，鈴木醇・石川（1933）も樽前火山の研究を行った際に，“支笏泥溶岩”の名を与えて，カルデラとの関連を強調した．長尾巧（1940-1941）は札幌-苫小牧低地帯を地質構造線として着目し，周辺の地質を総括して，その地史について述べた際に，彼は月寒火山灰層と石山凝灰岩（現在の支笏火砕流堆積物の非溶結相と溶結相）とが上下関係にあるというよりも，むしろ水平変化の方が適当であると卓見を述べた．しかし，その下位にある早来地方に分布する浦上ほか（1933）の千歳洪積c火山灰層，現在の支笏降下火砕堆積物については，その成層状態からみて海成であると判断し，その究明については次の段階に譲らざるを得なかった．

この問題にとりくんで，支笏降下火砕堆積物の中に化石林を発見して，降下火砕堆積物を陸成のものとし，支笏カルデラに係る火山活動の形態，堆積の条件，札幌-苫小牧低地帯の地史と総合的に論じたのは，勝井（1958 b，1959），勝井・村瀬（1960），KATSUI（1963）などの一連の研究だった．これによって支笏火山の活動の経緯，札幌-苫小牧低地帯におけるウルム氷期以降の地史が明らかになった．

支笏カルデラを中心とした地質は，土居（1953，1957）「白老」および「樽前山」，土居・小室内（1956）の「石山」，長尾捨一・小室内（1959）の「恵庭」などの図幅調査によって次第に明らかになっていたが，支笏溶結凝灰岩の化学組成については佐藤文男・香川（1956）の報告があり，軽石流堆積物の性情，支笏カルデラの生成・構造については湊ほか（1959），鈴木建夫（1962），YOKOYAMA et al.（1965），MINATO et al.（1972）およびナボレオーネ・横山（1970）によって研究された．早来から鶴川にかけて分布する降下火砕堆積物については，松野・石田（1960）の記載，佐藤博之（1968）の分帯，岡田（1973）の粘土鉱物の研究が行われ，春日井ほか（1980）によって，各降下火砕堆積物の性質，十勝平野における堆積物との対比が行われた．

恵庭火山起源の火山灰層は，浦上ほか（1933）以来現在の恵庭 a 降下軽石堆積物が認められていたが，春日井ほか（1968）はこれを十勝平野に追跡して，貝塚（1956）の帯広火山砂と同じものであることを見出した．その後，石橋ほか（1973），春日井ほか（1974），柏原ほか（1976）によって，本図幅地域に分布する恵庭火山起源および羊蹄火山起源の火山灰層がたしかめられた．さらに，札幌-苫小牧低地帯と十勝平野との間の支笏カルデラ起源の火山灰層については，松井ほか（1974），春日井ほか（1978）が対比を行っている．

樽前火山については鈴木醇・石川（1933）が神津（1909），大井上（1909），田中館（1925）以来初めて山体の地質を研究した．一方，浦上ほか（1933）は山麓から平野部に分布する火山灰層の研究を行い，ISHIKAWA（1952，1953），佐々木（1957 a，b）と，山体の地質と抛出された火山灰とがそれぞれ別個に研究されて来た．平野の火山灰については瀬尾ほか（1965，1968）によって層厚・分布がくわしく捉え

第I表 火山灰層の命
Correlation and nomenclature

浦上ほか (1933)	山田 (1958, 1959, 1960)	勝井 (1958a·b)	瀬尾ほか (1965, 1968)	佐藤 (1969, 1971)
樽前統 A 火山灰層	樽前統 a 火山噴出物 (T·a層)	樽 前 降 下 軽 石 堆 積 物	樽前火山灰 a 層 (Ta-a層)	樽前火山灰 a 層 (Ta-a層)
樽前統 B 火山灰層	樽前統 b 火山噴出物 (T·b層)		樽前火山灰 b 層 (Ta-b層)	樽前火山灰 b 層 (Ta-b層)
樽前統 C 火山灰層	樽前統 c 火山噴出物 (T·c層)		樽前火山灰 c 層 { (Ta-c層) c ₁ c ₂	樽前火山灰 c 層 (Ta-c層)
樽前統 D 火山灰層	樽前統 d 火山噴出物 (T·d層)		樽前火山灰 d 層 { (Ta-d層) d ₁ d ₂	樽前火山灰 d 層 (Ta-d層)
恵庭火山灰層	恵庭岳統火山噴出物 (E·a層)	E·a層	恵庭層 恵庭火山灰 a 層 (En-a層)	
		E·b層	恵庭火山灰 b 層 (En-b層)	
勇弘・千歳洪積 A 火山灰層		支笏軽石流 堆積物 (Spf1)	豊平浮石部層	Spf1 1
" B "		支笏降下軽石 堆積物 (Spfa 1)		Spfa 1
" C "		" (Spfa 2)		Spfa 2
" D "				Spfa 3
" E "				Spfa 4
" F "				Spfa 5
" G "				Spfa 6
		" (Ssfa) }		Spfa 7
				Spfa 8
				Spfa 9
				Spfa 10

名・対比の変遷
of volcanic ash layers

松沢・小坂 (1972)	春日井ほか (1968, 1974)	岡田 (1973) MINATO et al.(1972)	北海道火山灰 命名委員会 (1972)	本報告 (1980)
			Ta-a Ta-b Ta-c ₁ Ta-c ₂ 植苗層 Ta-d ₁ Ta-d ₂	樽前 a 降下軽石堆積物 樽前 b 降下軽石堆積物 樽前 c 降下火砕堆積物 植苗層 樽前 d 降下火砕堆積物
恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a)	恵庭 a 降下軽石層 (En-a)		En-a	恵庭 a 降下軽石堆積物
恵庭 b 降下軽石堆積物	第1 軽石スコリア層* (Ps-1)			
	第3 軽石スコリア層* (Ps-3)		En-b	羊蹄第3 軽石・スコリア層
恵庭 b 降下軽石堆積物	恵庭 b 降下軽石層 (n-En-b)			
恵庭 c 降下軽石堆積物	恵庭 c 降下軽石層 (En-c)			恵庭 c 降下軽石堆積物
		支笏軽石流 堆積物	Sh 2	支笏火砕流 堆積物 { スコリア流 堆積物 軽石流 堆積物
		支笏降下 軽石堆積物 Sh 1 Sh 1 i Sh 1 h Sh 1 g Sh 1 f Sh 1 e Sh 1 d Sh 1 c Sh 1 b Sh 1 la Sh 1 a	Spfa 1	支笏降下火砕 堆積物 { 1
			Spfa 2	支笏降下 火砕堆積物 { 2
				" 3
				" 4
				" 5
				" 6
				" 7
				" 8
				" 9
				" 10
	* 羊蹄火山の噴出物			

られ、Ta-d層、Ta-c層がそれぞれ細分され、佐藤博之（1969）は新しい火山灰層の植苗層を見出したが、これは樽前火山起源ではないようである。

土居（1957）は、初めて樽前火山の山体が溶岩ではなくて、火砕堆積物からなることを記載し、勝井（1958 a）は山体における軽石流堆積物の研究から降下軽石堆積物との直接の関係を見出し、樽前火山の火山活動の経緯をさらに明確にした。この研究は曾屋（1965, 1971）、曾屋・勝井（1976 a, b）、勝井ほか（1978）、KATSUI et al.（1978）、КАЦУЦ И. Т. Д（1978）に引き継がれている。

このように累重する火山灰層の編年については、火山灰の間に挟在する遺跡との関連、火山灰層に関連する炭化物や貝塚・自然貝殻層の¹⁴C年代決定等の研究によって進められた。樽前火山起源の火山灰層については、遺跡に含まれる炭化物の¹⁴C年代決定が RUBIN and ALEXANDER（1958）を最初として、考古学者と火山学者・土壌学者の協力でおおよその編年が可能となった。支笏カルデラの活動については、石狩低地帯グループ（1965）の¹⁴C年代の報告をはじめとして数多く発表され、支笏カルデラの活動がほぼウルム氷期末であることがたしかめられると共に、これらの火山灰層は日高山脈をはさんだ札幌ー苫小牧低地帯と十勝平野の第四系を対比する鍵層となった。

これらの研究の過程において、火山灰層に対する命名は幾多の変遷を重ね、これを統一しようとして、北海道火山灰命名委員会（1972）は、各火山灰層に対する略記号を定めた。浦上ほか（1933）以来の命名の変遷を第1表に示す¹⁾。

札幌ー苫小牧低地帯南部の地下地質は、長尾巧（1940-41）にはじまり、吾妻（1962）、松下ほか（1972）、石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会（1969）が、周辺の地質および試錐から推定して来た。一方、工業立地にかかわる地質調査、水資源の調査があり、山口ほか（1963）地質調査所（1967）、山口（1969, 1974, 1978）、斎藤ほか（1972）、北海道立地下資源調査所（1977）などが、第四紀地質を主にした多くの資料を提供している。

II. 2 概 説

本図幅地域はほぼ全域が広大な火砕岩台地からなり、後期更新世以降の限られた地層が分布するにすぎないので、地下地質や周辺地域の既刊地質図幅においてその後に進展した研究結果を記してある。これらの総括を第2表に示す。

本図幅地域は札幌ー苫小牧低地帯（石狩低地帯）の南部に位置する。この低地帯は北海道西部のグリントフ地域と主部の正規堆積岩の分布する脊梁西側を分けるものであり、本図幅地域の地下の新第三系の性格が注目される場所である。現在まで施行された2本の深層試錐によれば、本図幅地域の伏在新第三系は東側の正規堆積岩の分布する地域の性格を示している。すなわち、ウトナイ（地点23）のR-1井においては深度1,264m以深は灰色シルト岩・暗灰色泥岩・礫岩・砂岩からなる後期中新世の荷菜層であり、層厚約30mが確かめられている。その上位の深度192-1,264mは砂質シルト岩で礫岩を挟む鮮新世の萌別層である。この正規堆積岩の確認地点から10km西方にはグリントフ相を示す千歳川集

1) 本報告においては、各火山灰層に岩質・堆積様式を加味して命名したが、略記号はほぼ北海道火山灰命名委員会(1972)に従って、記述する。

塊岩層が露出しており、これらの関係は興味深いものがある。

新第三系を覆う更新統は多くの試錐によって知られている。主にシルト・砂および礫からなり海棲の貝化石を含むが、泥炭層によって上下に分けられる。下位層はシルトを主とし、上位層はより礫質である。層厚は両者を合わせて約200m位と考えられる。

伏在海成更新統と支笏火山噴出物との間に泥炭層が挟在することが、地表・地下を問わず各所にみられる。この泥炭層を千歳泥炭層と称する。¹⁴C年代決定ではほぼウルム氷期を示し、花粉分析の結果では寒冷気候から亜寒帯の様相を呈する。

支笏火山噴出物は降下火砕堆積物と火砕流堆積物に大別される。本図幅地域には降下火砕堆積物の最後の支笏降下火砕堆積物1以上のものが露出し、以下は東隣の早来図幅地域において認められる。最下位の鶴川降下火砕堆積物は主に南部に分布し、その分布と岩質からみて支笏降下火砕堆積物10以上とは異った様相を示すため、支笏火山噴出物に含まれることは疑わしいが、一応含めることとする。支笏火山噴出物10から以上は、最初は安山岩質の噴出物から次第に酸性となると共に鉱物組合せも輝石およびかんらん石から、輝石と角閃石の組合せとなり、支笏降下火砕堆積物1において大規模となり、軽石流堆積物にと引き継がれる。この両者は鉱物組合せ、化学組成において大差はない。支笏降下火砕堆積物1はその中に炭化した直立樹幹を有することで著名であり、支笏火砕流堆積物は体積100km³におよび、その結果として陥没した支笏カルデラの周辺に広大な火砕岩台地を作っている。軽石流堆積物の噴出後、小規模の安山岩質のスコリア流堆積物が噴出した。

火砕岩台地は一面の砂漠となり、その上に小規模な砂丘や砂礫層が形成されたが、地質図では一部を除いて省略されている。

更新世末に恵庭火山や羊蹄火山が活動し、それらの噴出物が本図幅地域にも堆積した。これらのうち、恵庭 a 降下軽石堆積物のはもっとも大規模のものであり、層厚50cm以上の部分が本図幅地域の大部分を占めている。

完新世初期から樽前火山が活動を開始した。はじめ、樽前 d 降下火砕堆積物が堆積した。しかしこの堆積物はその後の縄文海進によって再食され、平野部には認められない。

縄文海進による堆積物は沼の端層と称される。沼の端層は砂層からなり、豊富な貝化石を含んでいる。沼の端市街東方1.5km地点の本層は河川改修工事によってみられないが、海拔約3mの植苗橋において本層の分布と産出化石の報告がある。縄文海進による“新石器汀線”の位置は本図幅地域においては明確でないが、美々貝塚は本邦におけるもっとも内陸部（現海岸線から約17km）にある貝塚であり、同地域内に植苗貝塚とともにその貝殻構成が沼の端層の化石とほぼ一致することからも、古地理において興味ある関係を示している。

植苗層は本地質図幅の調査によって新たに見出された火山灰であり、主に南部に分布する。噴出源は分布と鉱物組成からみて樽前火山とは異なるようである。

樽前 c 降下火砕堆積物・樽前 b 降下軽石堆積物および樽前 a 降下軽石堆積物は、それぞれ紀元前約1000年前、1667年（寛文7年）、1739年（元文4年）に噴出堆積したものとみられ、本図幅地域では縄文海進の退いたあとの平野部にまで堆積している。これらの火山灰層を山体にまで追跡することによって、樽前火山の形成史がより明らかになりつつある。

第2表 地質総括表
Stratigraphy around Chitose District

時代	地層	備考
完 新 世	沖積層 湿原堆積物	
	樽前 a 降下軽石堆積物 (Ta-a)	1739年(元文4年)
	樽前 b 降下軽石堆積物 (Ta-b)	1667年(寛文7年)
	樽前 c 降下火砕堆積物 (Ta-c)	ca. 1,000年 B.C.
	植苗層**	
	沼の端層	縄文海進
	樽前 d 降下火砕堆積物 (Ta-d)	8,940 ± 160年 B.P. (GaK-2208)
	恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a)	ca. 13,000-15,000年前
	羊蹄第3軽石・スコリア層**(Yo. Ps-3)	21,100 ± 700年 B.P. (GaK-3263)ほか
	恵庭 c 降下軽石堆積物 (En-c)	
更 新 世	再堆積物 { 水成二次堆積物** 風成二次堆積物	
	支笏火砕流堆積物	31,900 ± 1,700年 B.P. (GaK-713)
	支笏降下火砕堆積物 1 (Spfa 1)	32,200 ± 2,000年 B.P. (GaK-714)
	支笏 " 2* (Spfa 2)	
	支笏 " 3* (Spfa 3)	
	支笏 " 4* (Spfa 4)	35,750 ± 1,350年 B.P. (GaK-3669)
	支笏 " 5* (Spfa 5)	
	支笏 " 6* (Spfa 6)	
	支笏 " 7* (Spfa 7)	
	支笏 " 8* (Spfa 8)	
支笏 " 9* (Spfa 9)		
支笏 " 10* (Spfa 10)		
支笏火砕堆積物		
鷓川降下火砕堆積物 1* (Mpfa 1)		
鷓川 " 2a* (Mpfa 2a)		
鷓川 " 2b* (Mpfa 2b)		
鷓川 " 3* (Mpfa 3)	43,200 ^{+4,300} _{-2,700} 年 B.P. (GaK-4110)	
千歳泥炭層*		
伏在海成更新統*		
新 第三 紀	伏在新第三系 { 崩別層* 荷菜層*	

* 本図幅地域には露出しない ** 地質図では省略されている () 略称

湿原堆積物は樽前c 降下火砕堆積物の上下および樽前a 降下軽石堆積物の上に発達する。その分布が広いわりに層厚は1m以下、とくに最表層のは40cm以下の泥炭からなる。

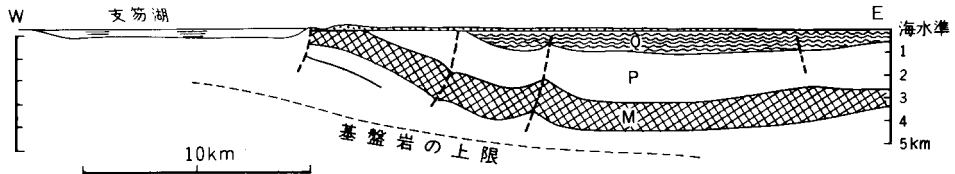
沖積層は現河川の河床の限られた地域に分布し、砂および礫からなる。

III. 伏在新第三系

本図幅地域はすべて第四系によって覆われて、新第三系は露出してない。札幌—苫小牧低地帯は、グリンタフ地域に属するとされる西南北海道と、正規堆積物の発達する北海道中軸帯との境界に属し、その地下に発達する新第三系については旧くから注目されていた。すでに吾妻（1962）は低地帯の地下構造について論じ、松下ほか（1972）もその形成過程について言及した。低地帯の地質は石油資源の観点からも探究され、YOKOYAMA and AOTA（1965）は地震探査の結果から低地帯の地下構造を模式的に画いた。

本図幅地域の西端から約1.5km西方の千歳川に沿って鮮新世の千歳川集塊岩層が露出している。さらに上流約1.5kmでは中新世の水溜砂岩層がある（土居，1957）。水溜砂岩層は凝灰質砂岩および泥岩からなり千歳川集塊岩層は普通輝石紫蘇輝石安山岩質凝灰角礫岩であり、グリンタフ地域の堆積物と考えて差し支えない。本図幅地域内において伏在する新第三系をうかがわせる大深度ボーリングは現在のところ2本ある。1本は千歳市蘭越（地点7，千歳川集塊岩層の露出から約10km東方）の1,040m（山口，1974）であり、他の1本は地点23のウトナイ温泉井（R-1）で深度1,300mで、後者はよく研究されている（石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会，1969；加藤・後藤，1976）。R-1井は192mまでが第四紀層であり、新第三系は192-1,264mが滝川層（萌別層²⁾，1,264m以深は荷菜層とされている。萌別層は砂岩を主とし、シルト岩・砂質シルト岩・凝灰岩・礫岩からなる鮮新世の地層であるが、R-1井はほとんどが砂質シルト岩からなり、礫岩の薄層を挟む。荷菜層は灰色シルト岩・暗灰色泥岩・礫岩・砂岩からなり、一般に萌別層のものよりも粗い。貝化石・有孔虫化石などに特徴のある中新世の地層であり、萌別層との関係は整合・不整合の意見があり、一致をみていない。R-1井ではシルト岩からなるようである。

一方地点7の蘭越では、山口（1974）によると770mから抗底の1,040mまではシルト岩からなり、全



第5図 支笏湖—千歳間地震探査から求められた地下構造

Q：第四紀層 P：鮮新統 M：中新統
(YOKOYAMA and AOTA, 1965, Fig. 15)

Subterranean structure along a line from Chitose to Lake Shikotsu
compiled from the result of seismic prospecting

Q: Quaternary P: Pliocene M: Miocene

2) 原著では滝川層の名称を使用しているが、周辺の地質からみて萌別層の名称を使用するのが妥当であろう。

体がR-1井の滝川層（萌別層）と同じ岩質のようである。

以上の2資料からみると、本図幅地域の第四紀層下に伏在する新第三系は、いずれも東方の北海道中軸帯に属する中新世-鮮新世の1,000m以上にも達する厚い正規堆積岩類であり、西方のグリンタフ地域における新第三系の岩相とはおもむきを異にしている。本図幅地域の新第三系はすでに吾妻（1962）によって向斜構造を示すことが示されており、上記の2試錐資料もそのことを裏づけている。さらに西方約10kmのところ露出する千歳川集塊岩層はグリンタフ地域の岩相を示しており両者の間に大きな構造的差位が推定される。松下ほか（1972）は本図幅地域は中新世以降は沈降帯の性格を有し、西方のグリンタフ地域とは構造線によって境され、その間是不連続的であると述べている。

本図幅地域東方の馬追山地から早来にかけては、新第三系中に多くの構造線が並走している（松野・石田, 1960; 吾妻, 1962）。その一部は極めて最近において活動した形跡がある。卯田ほか（1979）は、早来付近において、約3000年前に噴出した樽前c降下火砕堆積物（Ta-c層）を切る活断層を報告しているが、これもその一端である。本図幅地域においては松下ほか（1972）は前述のグリンタフ地域との境界の構造線として、東部断層を設定しているが、現在のところ活断層としての兆候は認められない。

IV. 更 新 統

IV. 1 伏在海成更新統

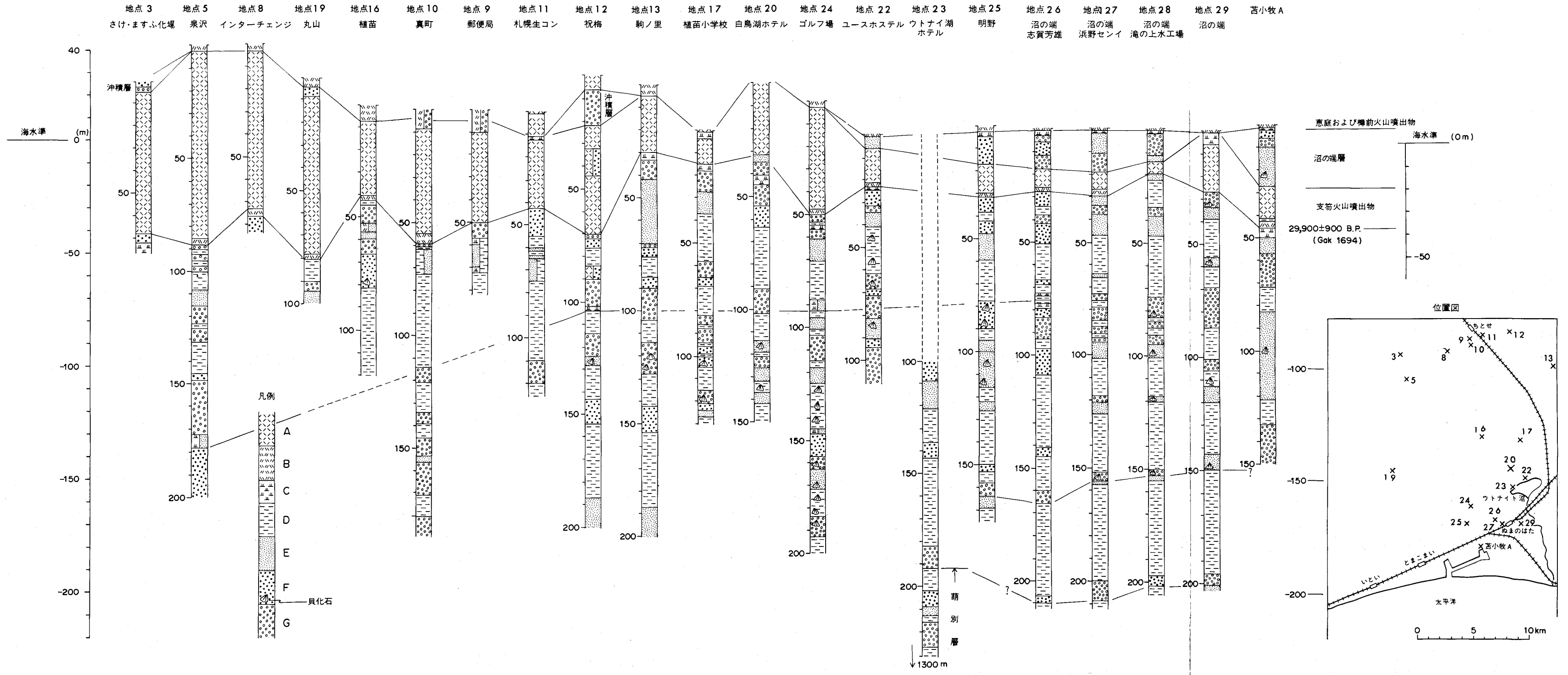
本図幅地域には海成の更新統は露出していない。しかし、札幌-苫小牧低地帯には野幌層（佐々・森谷, 1956）が古くから知られ、さらにその後周辺の図幅が出版された後に、南の早来・鶴川地域にかけて海成の更新統の性格が次第に明らかとなった。ここではまず藤田・石狩低地帯研究会（1967）および矢野・石狩低地帯研究会（1968）にしたがって、本図幅地域東方の早来-鶴川地域にかけての更新統について概略を記し、次いで本図幅地域に伏在する海成更新統について記述することにする。

札幌-苫小牧低地帯南部の早来-鶴川地域における更新統は下位からニタツポロ層・美里層・下安平層および汐美層に区分される。これら各層の要点は以下の様である。

ニタツポロ層：早来-厚真間の標高50m前後の平坦面を構成する青灰色シルトおよび粘土からなる地層で10m前後の層厚を示す。本層からは *Ostrea gigas*, *Trapezium japonicum*, *Venerupis japonica*, *Macoma tokyoensis*, *Macoma* sp., *Potamocorbula amurensis* などの貝化石, *Picea jezoensis*, *Trapa macropoda*, *Abies Veitchii*, *Styrax Oassia*, *S. japonicus*, *Juglans Sieboldiana* subsp. *Pinus koraiensis*, *Alnus japonica*, *Prunus* sp. *Carea* sp. *Salix* sp. などの植物化石を産する。

美里層：下美里付近で最高30mのニタツポロ層を不整合に覆う砂礫層で、層厚は4-7m。 *Mytilus* sp. *Monia* sp. *Ostrea gigas*, *Astarte* sp. *Diplodonta semiasperoides*, *Trapezium japonicum*, *Lucinoma* sp. *Cyclina sinensis*, *Venerupis japonica*, *Macoma tokyoensis*, *Potamocorbula amurensis*, *Mya japonica*, *Corbicula japonica* などの貝化石を産する。

下安平層：早来町新栄から入鹿別付近まで分布する青灰色シルトを主とする地層で、層厚は4m+である。海拔7-12mの平坦面を構成する。堆積物の中ほどに *Corbicula* sp. および *Ostrea* sp. を産する部



第6図 伏在海成更新統の試錐柱状図

山口ほか (1963), 北海道立地下資源調査所, 斉藤ほか (1972), 山口 (1974) などの資料による 苫小牧Aは地質調査所 (1967) による
 A: 軽石および火山灰 B: 軽石 C: 泥炭 D: 泥 E: シルト F: 砂 G: 砂礫
 Columnar sections of "Concealed Marine Pleistocene Series" obtained by drilling

分があり、ニタッポロ層と岩質が類似するが、堆積面の高度差と、*Juglans Sieboldiana* の植物化石を含むことにより分けられる。

汐見層：安平・鹿沼・汐美付近で支笏降下軽石堆積物の直下にある角礫まじり火山灰・粘土および泥炭質粘土からなる地層で、層厚は2m前後である。*Menyanthes*, *Styrax* などの植物遺体が見出される。

これらの海成更新統の延長が、本図幅地域内に広く伏在することは、すでに多くの深層試錐によって確かめられている。さらに苫小牧-鶴川地域まで数多くの資料があつて、山川ほか(1963)はこれらを一括して下部洪積世堆積物と呼んだ。その後苫小牧工業地帯や東部苫小牧工業地帯の開発調査のため、多くの資料が加っている(山口ほか, 1969, 1972; 地質調査所, 1967; 北海道立地下資源調査所, 1969; 山口, 1974, 1978)。

本図幅地域および苫小牧地域にかけて行われた試錐資料を第6図と第17・18表に示す。

本図幅地域では、海拔-10~-50mを下限とする、ウルム氷期後半に噴出した支笏カルデラ起源の軽石質堆積物³⁾が広く認められ、良好な鍵層となっている。海成更新統は-10~-50m以深にあつて、その下限は地点21の試錐では深度192m(海水準下189m)を示すが、海岸近く沼の端では海水準下200mにおいても新第三系に達していない。第6図を通観すると、地点5, 12, 24, 26など4本の柱状図において泥炭が挟まれていることが注目される。それ以外では泥炭をみることは出来ないが、全体にシルト質の下位層と、粗粒相の多い上位層とに大別される。

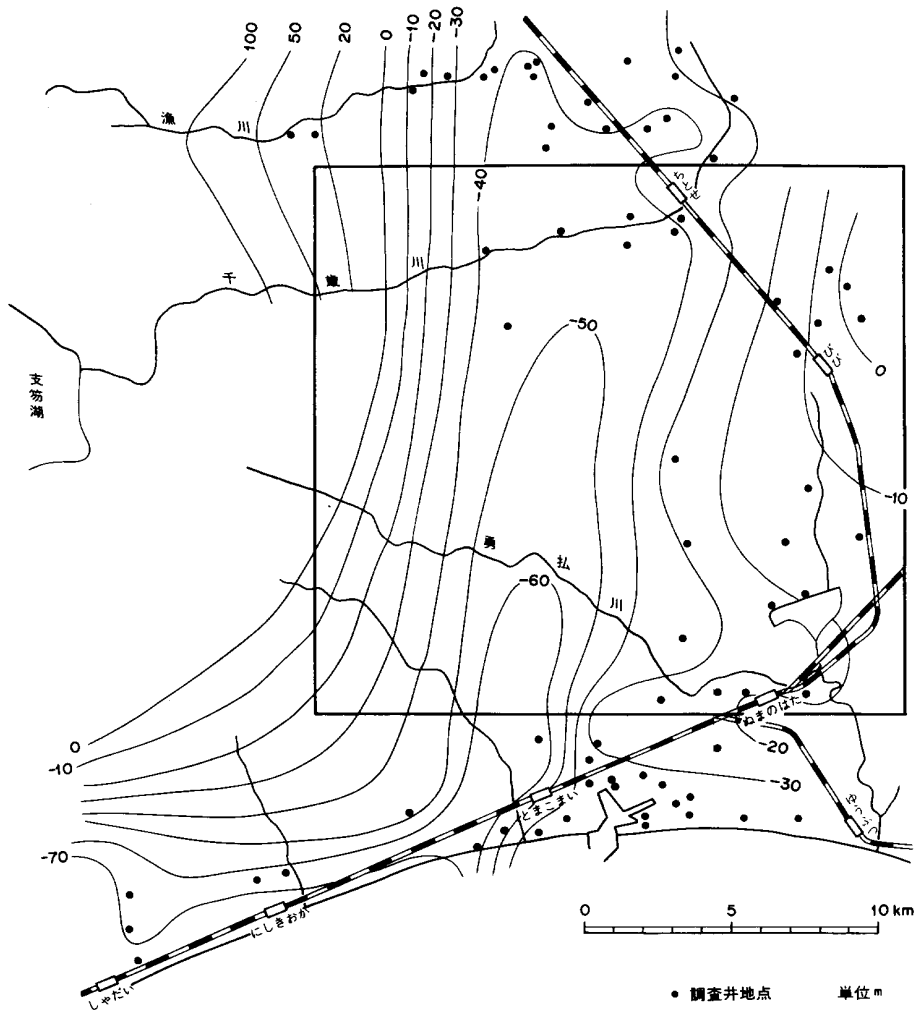
下位層はシルトを主とし、砂および礫をはさみ、層厚は130-150mを示す。一般に砂および礫には貝化石を含むことが多いが、化石の種名について報告されたものはない。地点12, 24の柱状図ではシルト中にも貝化石が記されている。地点12から南方へかけてはシルトに挟まれる層厚3-5mの砂礫層はよく連続するようである。山口・松下(1972)は苫小牧から浜厚真にかけての試錐資料を整理し、同様に伏在する更新統に下位のニタッポロ層と上位の静川砂礫層とに区分した。本図幅地域の下位層も、シルトが多く貝化石を多く含むことからみてニタッポロ層に対比して支障ないものと考えられる。

上位層は下位層とは泥炭によって境され、下位層より比較的礫質であるがシルトを挟むこともある。層厚は30-50mであるが、泉沢(地点5)では80mを示す。対馬(1969)は苫小牧A試錐コアの観察において、本層からは内湾の泥底棲貝類が大部分を占めているが、西の里層(石狩低地帯研究グループ, 1965)から見出されたキサゴ, シャミセンガイ, アカガイなどの暖海性のものは含まれていないと述べている。本層は下部層の削剝された侵食面上に堆積したもので、本層自身も削剝され、層厚・分布は不規則であると推察される。本層は美里層・下安平層・汐見層のいずれとも対比し難いが、静川砂礫層(山口・松下, 1972)に対比しておくのが現状では妥当と考えられる。

上部層(静川砂礫層)の堆積後、ウルム氷期における主に支笏カルデラからの火山碎屑物の堆積するまでの長い間、本図幅地域は陸化し削剝期がつづいた。この間内陸部には東千歳砂礫層(北川ほか, 1974)や泥炭が堆積し、現在の石狩川は南流して太平洋側に注いでいた。

山口(1974)は支笏カルデラ起源の軽石質堆積物の下下限等深線図を作成することによって、主ウルム氷期の古地形を明らかにした。

3) 軽石流堆積物と降下軽石堆積物が一括して記載されている。



第7図 ウルム氷期（支笏火山噴出物堆積前）の地形復原図

枠は千歳岡幅地域 山口 (1974) による

Restored topographic map in Würm Glacial Stage (stage before emplacement of Shikotsu Volcanics) after YAMAGUCHI (1974)

rectangle is Chitose District

IV. 2 千歳泥炭層

海成更新統の堆積後、ウルム氷期後期に支笏火山噴出物が堆積する間、陸化した札幌—苫小牧低地帯に堆積した泥炭層が各地の地表および試錐資試料に見出される。これらを一括して千歳泥炭層と呼ぶことにする。

千歳泥炭層は北から、東千歳新川の砂利採取場・新川の第8図地点304、下安平、田浦などの地表お

よび苫小牧A試錐試料が知られている。これらのうち、東千歳新川のは北川ほか(1974)によって花粉分析と¹⁴C年代測定が行われ、下安平と苫小牧A試錐のは¹⁴C年代測定がされている。東千歳新川砂利採取場では泥炭層厚は15mにおよぶ粘土層の中に8層挟在し、第IV層は34,640⁺⁴⁹⁰⁰₋₂₇₄₀年B.P.(GaK-4717)、第VI層は>33,000年B.P.(GaK-4718)を示す(北川ほか,1974)。一方下安平と苫小牧Aの泥炭は、前者は29,200±600年B.P.(GaK-712)、後者は、29,900±900年B.P.(GaK-1694)を示している(佐藤博之,1969;KIKOSHI,1967)。北川ほか(1974)は第IV泥炭層の34,640⁺⁴¹⁹⁰₋₂₇₄₀年は支笏火山の活動の始まりを示すものとし、KIGDSh(1967)は、29,200±600年B.P.と29,900±900年B.P.の値が、後述する支笏降下軽石堆積物1の32,200±2000年B.P.と逆転するのは、泥炭中に若い腐植の混入が考えられるとしている。

千歳泥炭層の苫小牧A・下安平および新川の泥炭について花粉分析を行った。結果は第3表のとおりである。

花粉によって示される古環境および古気候は以下のとおりで、いずれも寒冷な気候を示す⁴⁾。

A-17 苫小牧A試錐 深度38.45m

*Betula*が優勢な組成で、次いで針葉樹が多い。これらのうち、寒冷系の *B. Ermanii* (ダケカンバ)が多いのが注目され、現生しない *Tsuga* (コメツガ) も認められる。

Ts-46 下安平

A-17と*Betula*が優勢の点で似ている。*Betula* はシラカンバが主体らしいが、*Betula Ermanii* に注目すると、亜寒帯要素の花粉組成とみられる。A-17とTs-46の花粉組成は、サロベツ付近(阪口,1958)のものと似ていて、緯度にして2.5°位、高度にして6-700mに近い気温降下とみられる。

Ts-324 新川 厚さ50cmの泥炭層の最上部から10cm

針葉樹では *Picea* が10.7%と多産する。*Abies* や *Pinus* も低率ながら検出される、広葉樹は *Myrica* が11.5%と多産し、*Corylus*、*Alnus*、*Betula* などよく検出される。草本類花粉は *Gramineae*と *Cyperaceae* が多産する。その割合は前者が27.9%、後者が12.7%である。これらのことから古環境は *Gramineae* と *Cyperaceae* を主体にした草地が形成されており、*Myrica* もそのなかに生育してしていたものと思われる。そしてその周囲に *Picea* を主体にした森林が形成されていたと云えよう。したがって古気候は亜寒帯であろう。またこの様な気候に適して生育する *Myrica* は *Myrica Gale* (ヤチヤナギ) である。

Ts-325 新川 最上部から40cm

針葉樹は *Abies* が6.8%検出され、*Picea*、*Pinus* は少ない。広葉樹は *Alnus* が16.9%と多産する。他に *Betula*、*Corylus*、*Lepidobalanus* などが検出されるが、いずれも低率である。草本類花粉は *Cyperaceae* が35.3%といちじるしく多い。*Gramineae* は7.7%検出される。シダ類胞子は *Monoletespore* が14.0%検出される。古環境は *Cyperaceae* を主体にした草地であろう。*Abies*、*Alnus* などの樹木はその草地の周囲に繁茂していたか、草地の中に若干生育してしていたものと思われる。

以上のようにこの2つの試料は、共に草本類の生育した亜寒帯性気候を示しているが内容的に若干異っている。草地を構成する植物として、Ts-324は *Gramineae* と *Cyperaceae* が主であり、*Gramineae* の方が *Cyperaceae* より多い。また落葉低木の *Myrica Gale* も重要な構成要素であろう。そして高木類は *Picea*、*Corylus*、*Alnus*、*Abies*、*Betula* などであり、草地の周囲に生育していたと思

4) 岡崎由夫教授の教示および日本肥糧株式会社、北海道追分町試料花粉分析報告(昭和53年1月地質調査所蔵)による。

第3表 千歳泥炭層の花分析表
Pollen analyses on peat obtained from Chitose Peat

Sample	単位 %			
	A-17	Ts-46	Ts-324	Ts-325
<i>Abies</i>	1.0	0.2	3.3	6.8
<i>Tsuga</i>	0.3	0.2		
<i>Picea</i>	8.8	2.6	10.7	1.6
<i>Pinus</i>	6.5	2.0	1.6	0.5
Taxodiaceae			0.4	
<i>Salix</i>	1.2	3.4		0.5
<i>Myrica</i>	—	—	11.5	
<i>Juglans</i>	0.2	0.4		1.4
<i>Carpinus</i>	0.2	2.4		
<i>Corylus</i>	0.3	11.5	6.1	1.0
<i>Betula</i>	26.8	37.8	2.5	1.6
<i>B. Ermanii</i>	9.0	8.2		
<i>Alnus</i>	3.9	5.0	4.9	16.9
<i>Fagus</i>			0.4	
Lepidobalanus			0.4	1.4
<i>Quercus</i>	1.5	5.0		
<i>Celtisa</i>				0.5
<i>Ulmus</i>	0.2	—		1.9
<i>Zelkova</i>			0.4	0.5
Ericaceae	3.1	3.6		
<i>Fraxinus</i>	1.5	3.0		
Total AP	395	425	103	72
%	64.5	85.3	42.2	34.8
<i>Typha</i>	0.2	0.2		
Gramineae	0.3	4.5	27.9	7.7
Cyperaceae	32.2	1.2	12.7	35.3
Sparganium			1.2	
Persicaria	—	—		1.9
Chenopodiaceae	—	0.7		
Caryophyllaceae	—	—		0.5
<i>Menyanthes</i>	0.2	0.5		
<i>Drosera</i>	—	0.2		
Compositae	0.2	1.2		
<i>Thalictrum</i>			0.4	
<i>Sanguisorba</i>			2.0	1.0
Umbelliferae			0.4	
<i>Artemisia</i>			2.9	0.9
Monocolpopollenites			0.8	0.5
Tricolpopollenites			0.4	1.4
Tricolporopollenites			0.4	0.5
Inaperturopollenites			1.2	
<i>Equisetum?</i>	1.6	—		
<i>Lycopodium</i>	0.2	0.3	0.4	
<i>Osmunda</i>	0.2	0.2		0.5
<i>Pteridium</i>	—	—		
Polypodiaceae	0.2	1.2		
<i>Sphagnum</i>	0.2	4.5	3.3	
Monolete spore			0.8	14.0
Trilete spore			2.9	
Total pollen & spore	612	498	244	207
鑑定者	岡崎由夫	昭和43年	大伊島秀明 藤良永	昭和52年

われる。これに対して、Ts-325は、草地を構成する植物は *Cyperaceae* が主体であり、*Gramineae* は Ts-324のように多くない。また、*Myrica* は見当らず、高木類は *Abies* と *Alnus* によって代表され、Ts-324で多かった *Picea* は少ない。

IV. 3 支笏火山噴出物

ウルム氷期末期に西方の支笏火山が活動を開始し、10数回にわたって軽石を噴出した後に、大量の軽石流堆積物を周囲に堆積させ、広大な火砕岩台地を作った。本図幅地域内においては、軽石流堆積物とその直下の降下軽石堆積物の1層のみ観察出来るにすぎないが、東方の早来地域を中心として降下軽石堆積物が観察されるので記述することとする。

早来地域においては降下火砕堆積物を10層に区分することが出来るが、南方の鶴川・厚真ではその下にさらに4層の降下火砕堆積物⁵⁾を認めることが出来る。これらの大部分は降下軽石堆積物である。これらについては、最上部にある支笏降下軽石堆積物1 (Spfa 1) と支笏降下軽石堆積物2 (Spfa 2) が勝井 (1958, 1959) によって支笏カルデラ起源であることがたしかめられ命名された。それ以下の降下火砕堆積物は佐藤博之 (1969) によってSpfa 3, 4 ……と14まで命名されたが分布の確認された地点がほぼ南北1列なので、これらが支笏火山から噴出したとする明らかな理由はない。しかし、最近にいたって、より東方の十勝平野における降下火山砕屑物の調査が進み、層位・岩質が明らかにされると共に (春日井ほか, 1978), 最下位の4層を除いてほぼ支笏カルデラ起源と推定して差しつかえないと考えられるようになった。

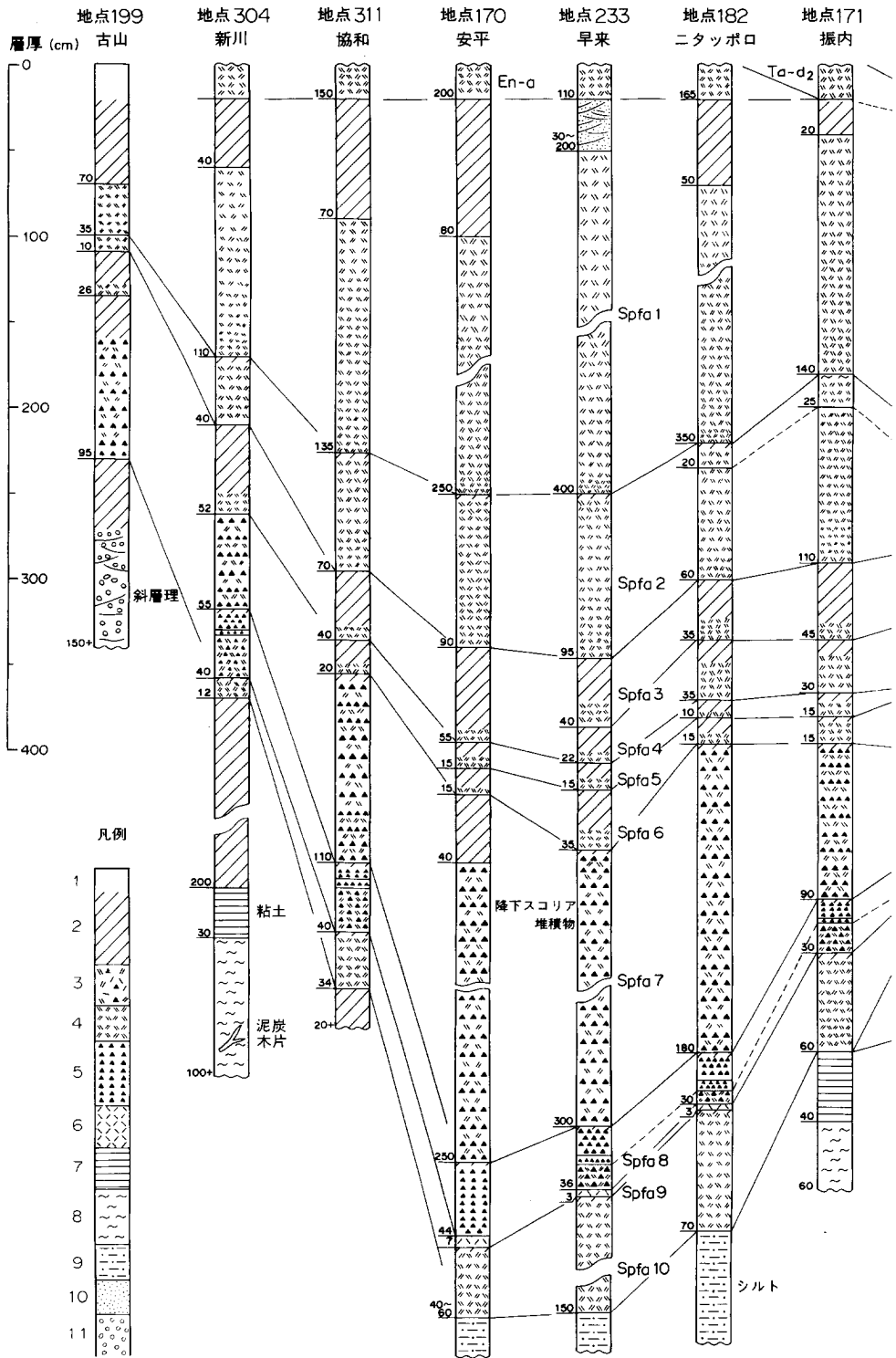
早来を中心とした降下火砕堆積物の柱状図を第8図に示す。これらは通常は降下軽石 (またはスコリア) 堆積物とその上にある褐色の細粒火山灰とが1組になっている。火山灰層中には赤紫色や黒色を呈するものも挟まれており、通常は“ローム”と呼ばれており、その成因については確定していない。岡田 (1973) はこれらの粘土鉱物や構成する鉱物などから、これらの褐色火山灰層は氷期の比較的乾燥した寒冷な気候下において、周囲の火山灰地やさらに遠方の裸地などから岩粉またはレスとしてもたらされた風成層と考えることを妥当とし、下位の降下軽石堆積物がSh 1 gならばSh 1 lgと命名した。この場合Sh 1 gとSh 1 lgとで1輪廻の堆積物 (中村ほか, 1963) に相当する。本報告ではこの堆積物の中で、比較的短時間で噴出堆積した降下軽石 (またはスコリア) 堆積物の性質について記述する。また、支笏降下火砕堆積物1と支笏軽石流堆積物とは同一輪廻の堆積物ではあるが、後者の地形・地質の意義の大きいことから、項を別けて記述する。

IV. 3. 1 鶴川降下火砕堆積物

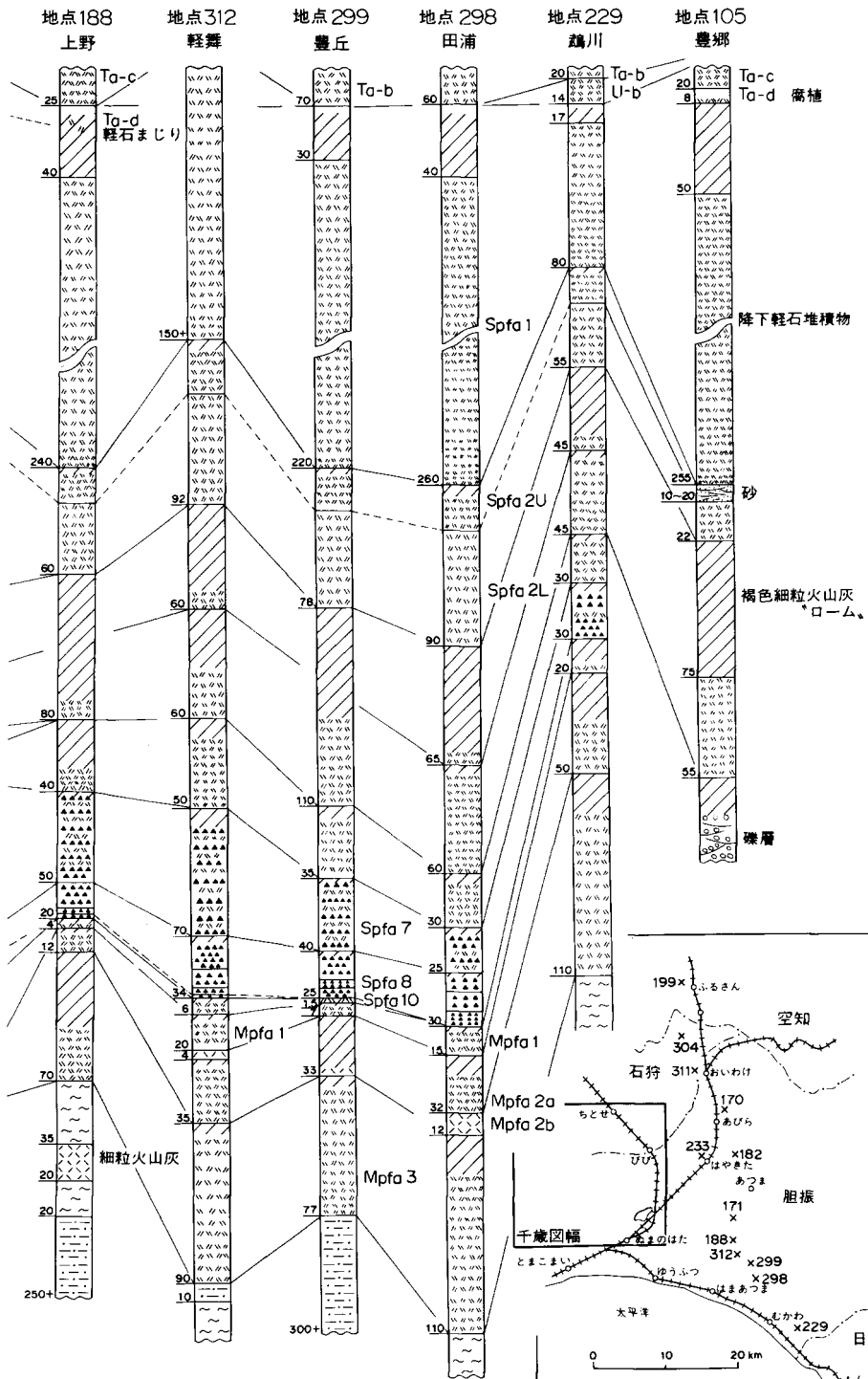
第8図地点188の上野から南では支笏降下火砕堆積物10 (Spfa10) の下位に3層の降下軽石堆積物と1層の白色細粒火山灰層が認められる。これらの降下軽石堆積物を下位から鶴川降下軽石堆積物3, 2b, 2a, 1と命名して、一応支笏火山噴出物に含めることとする。

鶴川降下火砕堆積物3 Mpf a 3

5) 鶴川降下火砕堆積物と命名する。



第8図 支笏火山噴出物の地質柱状図
 1 表土 2 ローム 3 軽石流堆積物 4 降下軽石堆積物 5 降下スコリア堆積物
 Columnar sections of Shikotsu



地点182の露頭は土地造成により消滅した
 6 細粒火山灰 7 粘土層 8 泥炭 9 シルト層 10 砂層 11 礫層
 Pyroclastic Fall Deposits

本層は鶴川から軽舞にかけて認められるが、最近馬追丘陵南端部においても確認された（春日井ほか、1980）。軽舞付近では層厚1m前後、軽石の直径が1.5-2.0cmの降下軽石堆積物である。軽石の有色鉱物は斜方輝石がいちじるしく多く、単斜輝石・鉄鈹がこれに次ぎ、角閃石は認められない。斜長石のほかに微量の石英を伴う。

本層は十勝平野南部にも分布し、オレンジ降下軽石堆積物3（Op-3）と称されている（松井ほか、1974）。本層の分布を第9図に示す。

鶴川降下火砕堆積物2b Mpfa2b

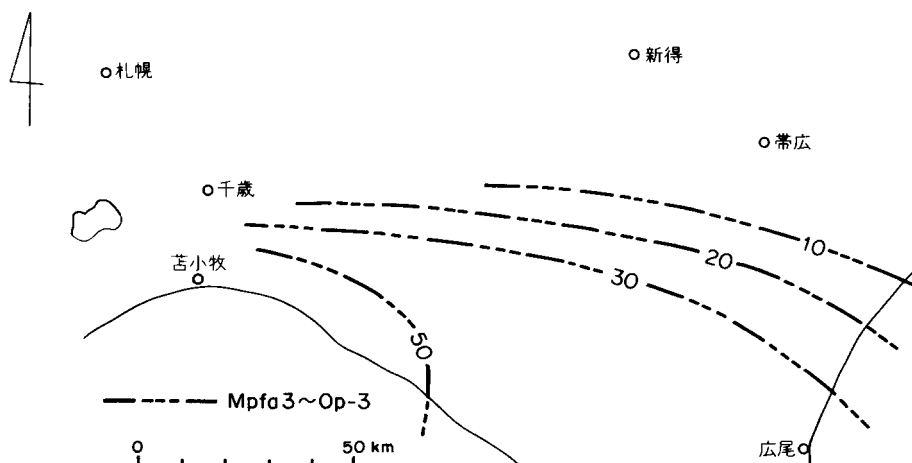
本層は豊丘から鹿沼にかけ狭い分布を示し、層厚12cm以下の細粒降下火山灰である。構成鉱物の組成は上位のMpfa2aに似る。

鶴川降下火砕堆積物2a Mpfa2a

本層は上野から南にみられ、層厚は30cm前後、軽石の直径は0.3cm前後の降下軽石堆積物である。軽石の構成有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹に少量の角閃石が含まれている。

鶴川降下火砕堆積物1 Mpfa1

本層は上野から南にみられ、層厚30-70cmを示し、南にむかってわずかに薄くなる。軽石の直径は0.5cm前後でありMpfa2aよりわずかに粗い。軽石の有色鉱物は鉄鈹が多く、斜方輝石と角閃石がほぼ同量で、単斜輝石はきわめて少い。



第9図 Mpfa 3の分布図（単位：cm）春日井ほか（1978）による
Distribution of Mpfa 3 after Kasugai et al. (1978)

IV. 3. 2 支笏降下火砕堆積物

降下火砕堆積物10 Spfa10

本層は支笏降下火砕堆積物の最下位にあたる。本層は外観が一般に白色を呈し、軽石間や軽石中に長径0.3cm前後の有色鉱物が“ゴマシオ”状に点在する特徴を有している。早来付近で最も厚く、層厚150cm前後を示して弱く固結し、北方では三川付近で、南方では上野において層厚5cmとなる。豊丘

では層厚1.5cmとなり、それより南には出現しない。本層の各地での層厚と、おおよその分布を第10図に示す⁶⁾。

有色鉱物は斜方輝石・鉄鉱および単斜輝石である。本層の最上部は細粒褐色火山灰である。通常は層厚5cm、最大25cmである。

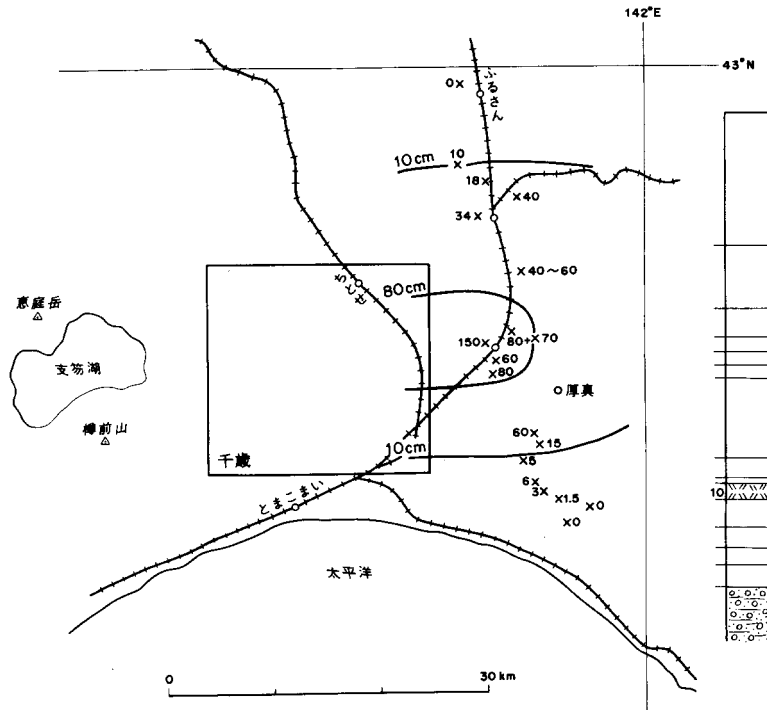
支笏降下火砕堆積物9 Spfa 9

本層は早来から振老付近に狭少に分布する火山灰の薄層で、火山灰中に比較的粗い軽石や岩片が散在する。岡田(1979)は下位の降下軽石堆積物と関連させてSh 1 laとしている。本層は3-4cmの層厚を示し、もっとも明らかに分帯される振老の南方である振内付近では、下位から層厚2cmの細粒降下軽石堆積物・1cmの暗紫色細粒火山灰・0.5cmの細粒降下軽石堆積物・1cmの褐色細粒火山灰の順に累重する。早来付近では軽石堆積物の部分が消失し、色調を異にした細粒火山灰層が層厚約3cmを示して累重している。暗紫色細粒火山灰は、将来噴出源近くで鍵層となることが期待される。

支笏降下火砕堆積物8 Spfa 8

本層は最上部が1.0cm前後の褐色細粒火山灰によってSpfa 7と境される降下堆積物であり、第11図に示されるように5つのフォールユニットからなり、その間に時間間隙は認められない。しかし、本層は各フォールユニットの分布の状態から、野外では通常3層からなるようにみえる。

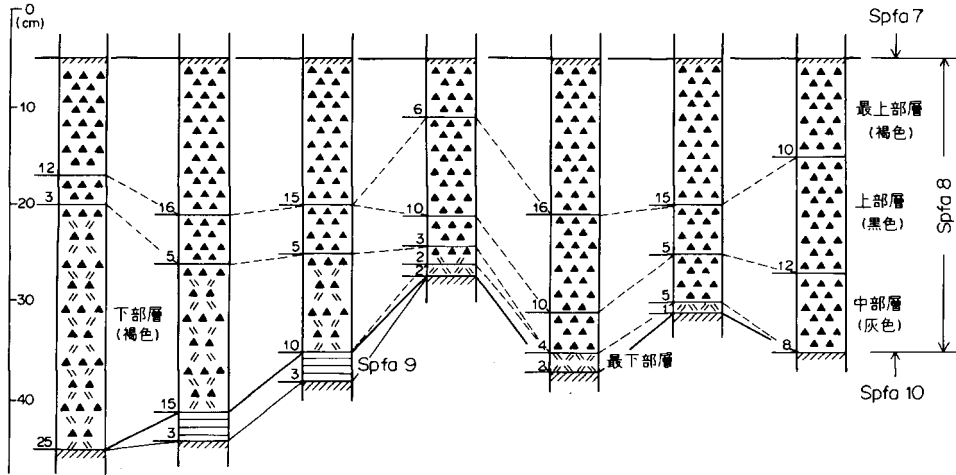
最下部層は層厚2cmの降下軽石堆積物で、分布は狭く、観察地点は限られる。軽石の直径は層厚に



第10図 Spfa 10の分布図 (単位: cm)
Distribution of Spfa 10

6) 層厚を示す地点が少く、また一方向のみに配列するため、等層厚線は起源が支笏カルデラであるとして引かれている。以下Spfa 3まで同様である。

地点 304 地点 233 地点 182 地点 188 地点 312 地点 299 地点 298



第11図 Spfa 8 の柱状図

凡例および地点番号は第8図に同じ

Columnar sections of Spfa 8

Legend and locality numbers are same as Fig. 8

比べて大であり、最大2cm、岩片も多く含まれる。

下部層は北方の追分地域で層厚20-25cmを示す降下軽石堆積物であり、南方へ次第に薄くなり、豊丘(地点299)ではみられなくなる。より上位の層に比べて軽石が多く、直径0.4-0.5cmの軽石と、0.1-0.2cmの結晶粒からなり、最上部はわずかに細粒で、全体として褐色を示す。

中部層は層厚3.0-5.0cm、最大8cmの比較的一定の厚さで分布する細粒灰色火山灰で、灰色の色調に特徴があり、よい目やすとなる。

上部層は上野(地点188)より南方に分布する細粒黒色火山灰で、5-12cmの層厚を示す。

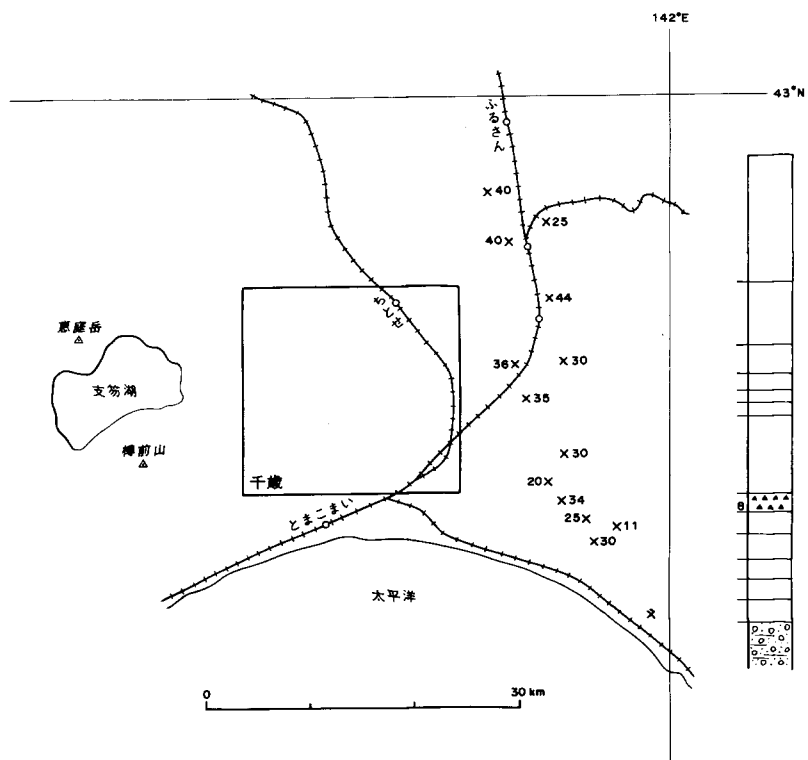
最上部層は最大15cm前後の層厚を示す細粒褐色火山灰であり、北から南にわたり認められる。

Spfa 8は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・かんらん石などの有色鉱物を有する。各地での層厚は第12図に示されるとおりである。

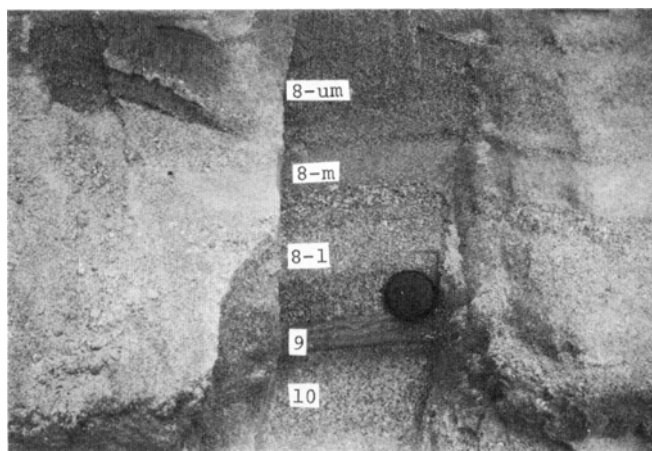
支笏降下火砕堆積物7 Spfa 7

本層は支笏降下火砕堆積物の鍵層ともなる厚い黒色の堆積物であり、下位のSpfa 8とあわせて勝井(1958, a, b)のSpfaに相当する。本層は早来付近で最も厚く、層厚300cmを示すが、南北方向に薄くなる。北方の古山から北ではたしかめられていない。本層の各地点における層厚とおおよその等層厚線図を第14図に示す。なお春日井ほか(1978)は本層と下位のSpfa 8を合わせて、十勝平野において支笏降下スコリア堆積物(Ssfa)として第15図のように等層厚線図を示している。

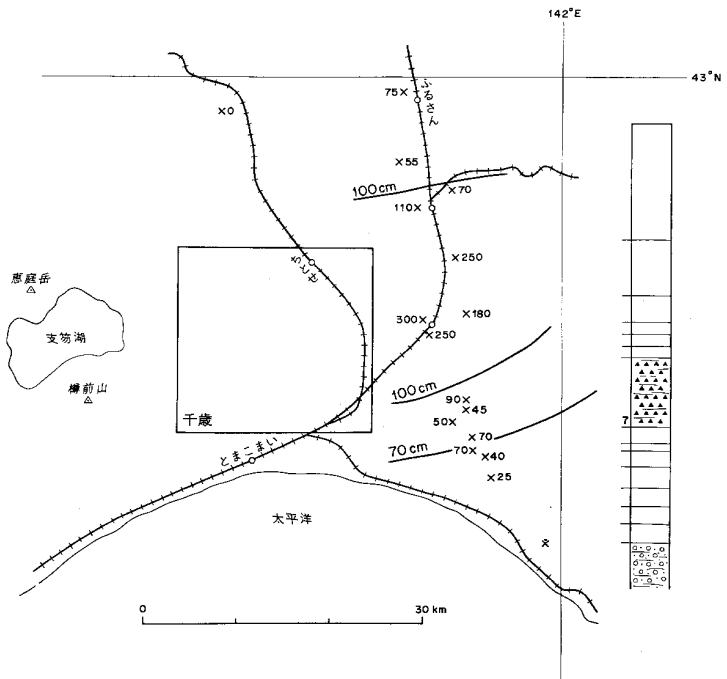
本層は層厚5-20cmの8-15フォールユニットからなる降下堆積物であり、下部から2-3ユニットのところには薄い細粒褐色火山灰がみられる以外は、連続した堆積物である。堆積物は各ユニットによってわずかの差異がみられるが、一般に比較的やや粗粒の褐色軽石、中粒の黒色スコリアおよび有色鉱物からなり、野外では黒色を呈する。スコリアはかんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である(第6表参照)。



第12図 Spfa 8 の分布図
 × Spfa 7 と共に層厚30cm (単位: cm)
 Distribution of Spfa 8

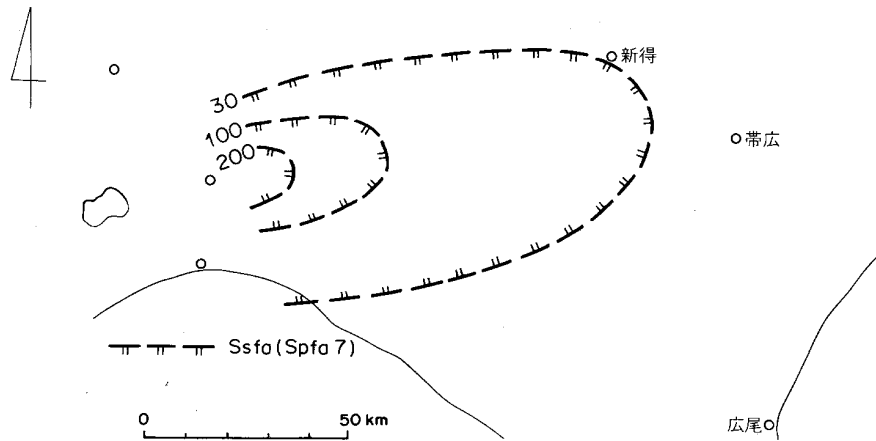


第13図 ニタッポロ (地点182) における Spfa 8-10
 8-um: Spfa 8 最上部層, 8-m: Spfa 8 中部層, 8-1: Spfa 8 下部層, 9: Spfa 9, 10: Spfa 10
 Spfa 8-10 in Loc. 182 of Fig. 8



第14図 Spfa 7 の分布図 (単位: cm)

※ Spfa 8 と共に 30 cm
Distribution of Spfa 7



第15図 Spfa 7-8 (Ssfa) の分布図 (単位: cm) 春日井ほか (1978) による
Distribution of Spfa 7-8 (Ssfa) after KASUGAI et al. (1978)

支笏降下火砕堆積物 6 Spfa 6

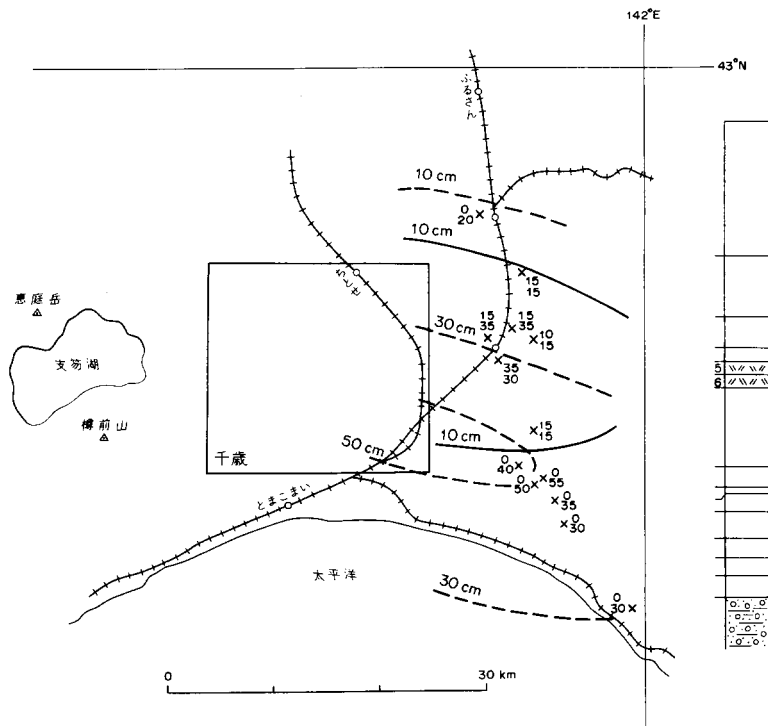
本層はSpfa 7を覆う降下軽石堆積物で、最上部は層厚5-15cm細粒褐色火山灰からなる。早来を中心として北は追分、南は鶴川付近まで分布する。軽石は早来付近で最大直径1.0cm前後、赤褐色で有色鉱物の多い外観を示す。ところによっては軽石の部分がみられず、大部分が細粒褐色火山灰からなることもある。軽石の有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石および鉄鉱からなるが、岡田（1973）は上部の細粒褐色火山灰の中に少量の角閃石が含まれていると述べている。褐色火山灰の最上部は濃褐色から赤褐色を示すことが多い。

春日井ほか（1978）は、十勝平野に分布するオレンジ降下軽石堆積物2（Op-2）が本層に相当するものとした（第19図参照）

支笏降下火砕堆積物 5 Spfa 5

本層はSpfa 6より狭く、安平から振内にかけて分布する。本層と前述のSpfa 6の層厚分布を第16図に示す。

本層は早来付近において層厚15cmで、軽石の最大直径1.5cmの降下軽石堆積物と、その上位にある褐色細粒火山灰からなる。軽石も褐色を示し、鉱物粒も多く含まれる。有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱からなり、角閃石は含まれない。



第16図 Spfa 6 (破線) および Spfa 5 (実線) の分布図 (単位: cm)

数字上段: Spfa 5, 下段: Spfa 6

Distribution of Spfa 6 (broken line) and Spfa 5 (full line)

Numbers, upper: Spfa 5, lower: Spfa 6 (cm)

支笏降下火砕堆積物4 Spfa 4

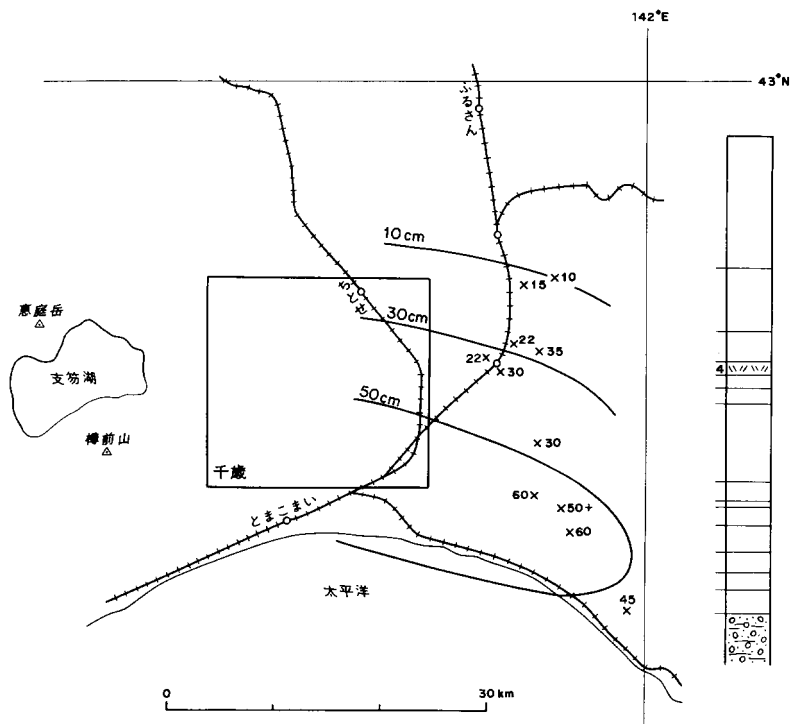
本層は早来から南へ次第に厚くなり、田浦において層厚60cmを示し、さらに豊郷から十勝平野にかけて分布する。層厚分布を第17図に示す。本層は上部に層厚5-15cmの褐色細粒火山灰を有する降下軽石堆積物であり、早来付近では軽石の最大直径は約1.0cmである。一般に淡褐色を示し、発泡は良好である。軽石の有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石および鉄鉱からなり、角閃石は認められない。

支笏降下火砕堆積物3 Spfa 3

本層は古山から鶴川に至るまでの全域を通じて広く分布するが、上部の褐色細粒火山灰が厚く、下部の降下軽石堆積物は層厚10cm前後にすぎない。ところによっては全体が前者のみからなることがある。本層の層厚分布を第18図に示す。

降下軽石堆積物の軽石は褐色を呈し、最大直径は早来付近で1.0cm前後を示し、風化して軟質である。軽石の有色鉱物は、鉄鉱・斜方輝石・単斜輝石および角閃石からなる。

上部の火山灰は層厚25-60cmを示すが、褐色細粒火山灰中に灰黒色の火山灰が数層認められることがある。第8図地点171の振内では層厚35cmの細粒火山灰が上から、褐(10cm)ー灰黒(4cm)ー褐(5cm)ー灰黒(5cm)ー褐(11cm)の累重を示す。有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱および角閃石からなり、角閃石の量比は層準によって異なり、細粒火山灰の最上部と最下位の褐色火山灰中に少ない。

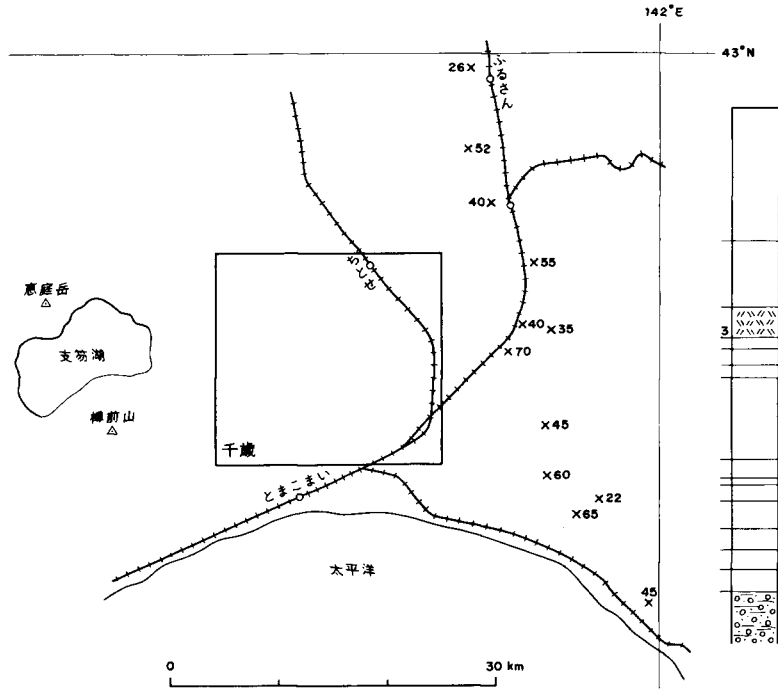


第17図 Spfa 4 の分布図 (単位: cm)
Distribution of Spfa 4

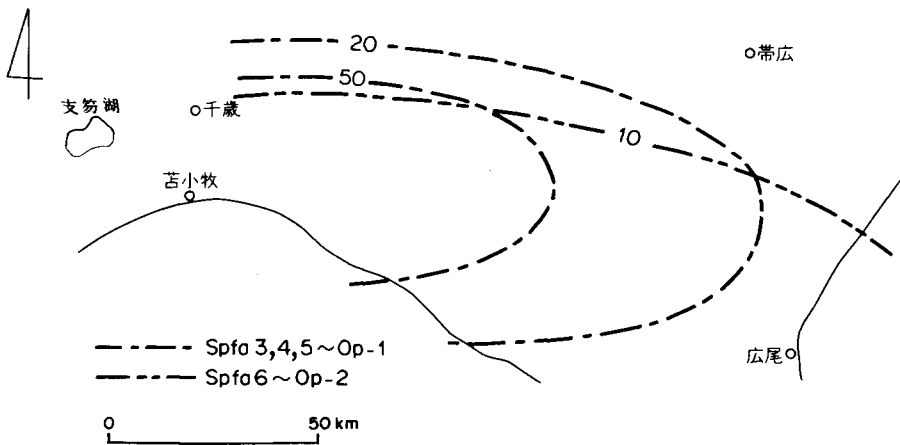
春日井ほか（1978）は十勝平野に分布するオレンジ降下軽石堆積物1（Op-1）を、Spfa 3-5に対比した。第19図はOp-2とOp-1の分布図である。

支笏降下火砕堆積物2 Spfa 2

本層は勝井（1959）によって札幌-苫小牧低地帯から十勝平野にかけての分布がたしかめられた。春



第18図 Spfa 3 の分布図（単位：cm）
Distribution of Spfa 3

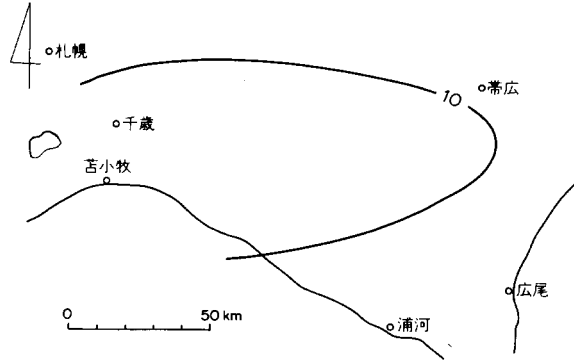


第19図 Spfa 3-5 (Op-1) および Spfa 6 (Op-2) の分布図（単位：cm）春日井ほか（1978）による
Distributions of Spfa 3-5 (Op-1), and Spfa 6 (Op-2) after KASUGAI, et al. (1978)

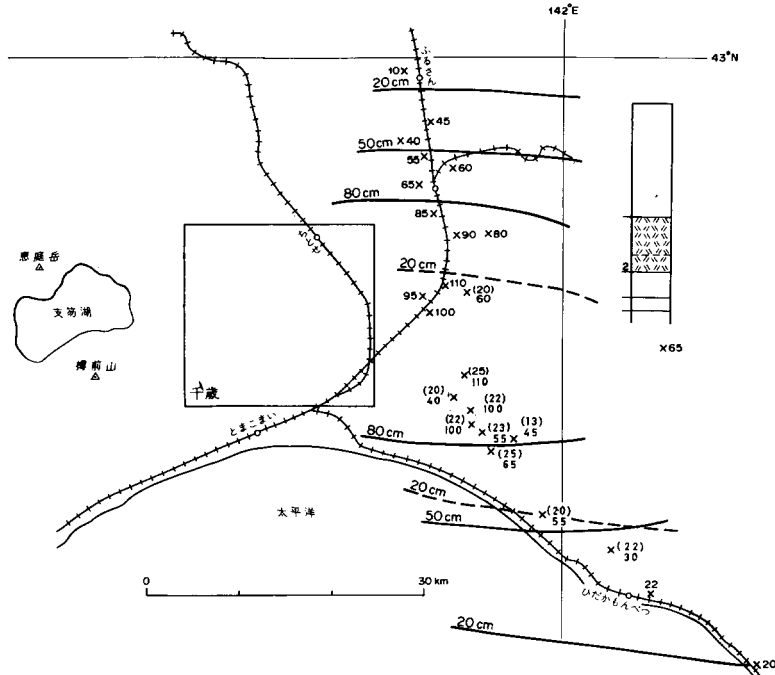
日井ほか (1978) による分布図を第20図に示す。

本層は最上部に薄い細粒褐色火山灰があって上位の支笏降下火砕堆積物 1 に覆われる。2つのフォー
ルユニットからなる降下軽石堆積物であり、第20図の分布は下位ユニットのそれを示している。本層の
フォールユニットを上位からSpfa 2U, Spfa 2Lと命名する。両者の間には間隙はない。

Spfa 2L 本層は支笏カルデラから東に向けて分布し、十勝平野にまで達している。本層とSpfa 2U



第20図 Spfa 2 の分布図 (単位: cm) 春日井ほか (1978) による
Distribution of Spfa 2 after KASUGAI et al. (1978)



第21図 Spfa 2U と Spfa 2L の分布図

破線: Spfa 2U 実線: Spfa 2L 単位: cm

上段 (): Spfa 2U 下段: Spfa 2L

Distributions of Spfa 2U and Spfa 2L

Broken line and upper numbers (cm): Spfa 2U

Full line and lower numbers (cm): Spfa 2L

との分布を第21図に示す。本層は斜長石と石英結晶にとむ降下軽石堆積物で、軽石の直径は早来付近で1.0-2.0cmを示す。軽石の有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・角閃石および鉄鉱からなる。下部に比べて上部の方がやや粗い。軽石は紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイトである（第6表参照）。本層は野外において上下の各層に比べて際立った白色を示し、斜長石・石英結晶の多いことから、サラサラした感触を有している。

Spfa 2 U 本層は早来付近にわずかにみられ、主に地点188上野から南で認められる。支笏カルデラから南東に狭長に分布するようである。上野および軽舞付近から**Spfa 2 L**の上位に現われ、門別から南方ではみられない。本層は主に黄褐色の比較的円味を帯びた軽石からなる降下軽石堆積物であり、軽石の有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱および角閃石からなる。

最上部の細粒褐色火山灰層は、後述の**Spfa 1**の化石林の母層となったものであり、花粉化石が産出している（石狩低地帯グループ、1965）。

支笏降下火砕堆積物 1 **Spfa 1**

本層は小笠原（1941）によって襟裳火山砂と呼ばれたが、勝井（1958, 1959）によって**Spfa 2**と共に支笏火山の活動によることが明らかにされた⁷⁾。本層は美々を中心として支笏火砕流堆積物の下位に認められ、本図幅地域内においては層厚最大5mを示すが、下底を現わしていない。早来付近では4mとなる。本層は支笏カルデラ形成直前の大規模な活動であって、引きつづく支笏火砕流堆積物とともに、1輪廻の噴火活動による産物である。勝井（1959）は本層を追跡してその分布を示した（第22図）。本層は支笏カルデラから200km東においても層厚50cmを示すが、さらに浦幌郡新吉野において35cm、士幌において30cmの層厚を示す。

本層は基底部の薄い2-3のフォールユニットと、主部をなすユニットからなり、直接支笏火砕流堆積物に覆われる。支笏火砕流堆積物がない早来以東の地点で認められる上位の細粒褐色火山灰は、火砕流堆積物の上位にあるものである。

本層の基底部は第8図地点171振内において、下位から有色鉱物粒の多い細粒の降下堆積物⁸⁾、降下軽石堆積物、淡褐-褐色の細粒火山灰⁹⁾の3フォールユニットからなる。最下位の有色鉱物の多い降下堆積物は層厚1.0-2.0cmで、北の追分協和（第8図地点311）から南方の田浦（第8図地点298）にかけて認められる。有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱および角閃石からなる。中位の降下軽石堆積物は振内（第8図地点171）から南方に分布し、層厚2.0-4.0cm、軽石の粒径0.3mm前後を示し、有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱および角閃石からなる。最上位の淡褐-褐色細粒火山灰は層厚1.5-4.0cmで、早来から南に分布し、南へ厚くなる傾向がある。有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱および角閃石からなる。

主部は第22図に示される層厚・分布を示している降下軽石堆積物である。軽石は美々から早来にかけては一般に灰白色を示し、有色鉱物は少なく、気泡は一般に柱状を示して一方向に伸長し、硬くて破砕された材木という感じを与える。十勝平野において本層が細粒になると木材を鋸で引いた後の屑の感じを与える。軽石の有色鉱物は斜方輝石・鉄鉱・単斜輝石・角閃石であり、斜方輝石は鉄紫蘇輝石であ

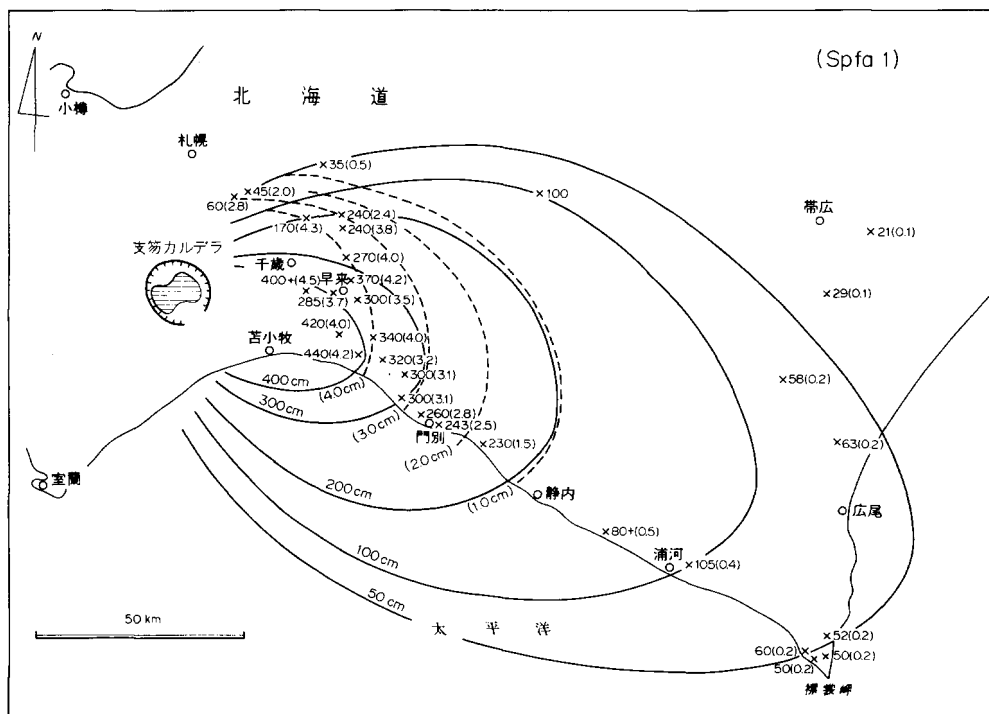
7) 勝井・村瀬（1960）は、**Spfa 1**について、噴煙最高到達高度：少くとも45km、初速度：450m/sec、重量：125×10⁹ton、噴火のエネルギー：10²⁵ergの値を算出している。

8) 岡田（1973）のSh 1 i-1

9) 岡田（1973）のSh 1 i-2

る。なお、主部の下部には上記有色鉱物のほかに、かんらん石が認められる（春日井ほか，1980）。

主部もまた粒度を異にして分級度の極めて良好な¹⁰⁾いくつかのフォールユニットからなる。しかし、各フォールユニットの間の境界は判然としない。恐らく連続的に噴煙柱が形成され、各爆発毎の降下堆積物が相前後しながら着地したものと考えられる。もっとも粗粒の部分は最上部の8分目あたりにみら

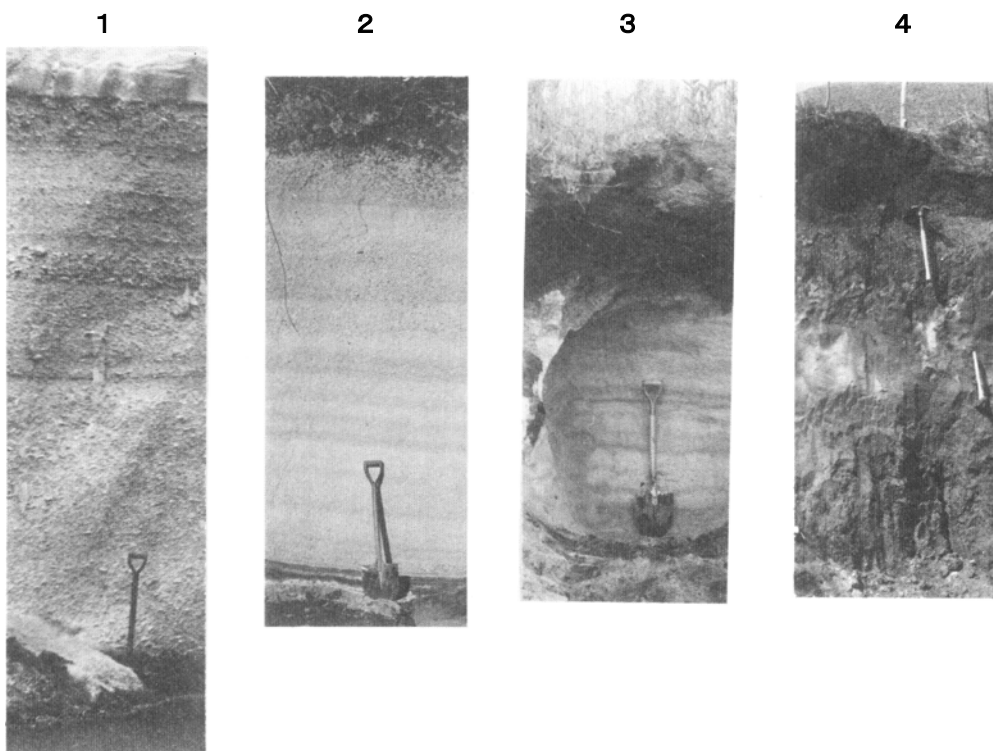


第22図 Spfa 1 の分布図（単位：cm）勝井（1959）による
Distribution of Spfa 1 after KATSUI (1959)



第23図 早来（第8図地点233）における Spfa 1 の基底部
The base of Spfa 1 in Hayakita (Locality 233 in Fig. 8)

10) 勝井（1959）はSpfa 1 の分級度は2以下であり、上位の軽石流堆積物のそれが、3.4-5.7であることを示した。



第24図 各地におけるSpfa 1 Spfa 1 in four localities

1 : 美々 (地点15) 2 : 豊郷; 支笏カルデラ東方約 60km 3 : 静内; 支笏カルデラ東方約 100km
4 : 襟裳岬; 支笏カルデラ東方約 200km

シャベルの長さ, 1, 2, 3 : 100cm, 4 : 50cm

1 : Bibi Loc. 15 2 : Toyosato, 60km east of Shikotsu Caldera 3 : Shizunai, 100 km east

4 : Erimo-misaki, 200km east.

Length of shavels 1, 2 and 3 : 100cm 4 : 50cm

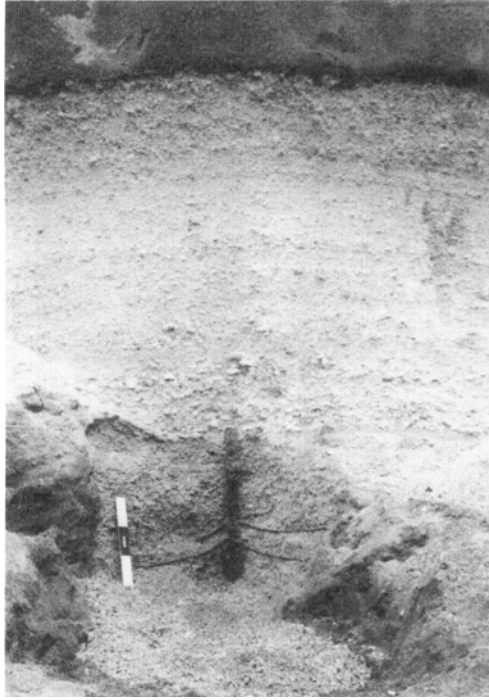
れるが、ここでも上下位との境界は漸移的である (第24図)。このため野外においては成層状態をなし、縞状となっている。美々付近の土取場においては、最上部は淡紅色を示している。

美々付近においては、Spfa 1 の中に埋積されて炭化した化石林が認められる。直立した樹幹はSpfa 2 最上部の細粒褐色火山灰中に根を張っていたと考えられ、直径が5-20cm、ところによっては1-3m間隔で多数認められる。樹幹はいずれも完全に炭化され、細い枝が下向きに分岐している状態がよく保存されている。これらはSpfa 1 の成層したいくつものフォールユニットの中に突立っており、最上部は上位の支笏火砕流堆積物によって一掃されたように境界部にまで達していることにより、Spfa 1 の各フォールユニットが時間的に極めて連続的だったことが知られる。直立した樹幹の樹種は石田茂雄¹¹⁾によって、ほぼ確実にエゾマツ (*Picea jezoensis*) であるとされた (勝井, 1959)。

IV. 3. 3 支笏火砕流堆積物

支笏火砕流堆積物は本図幅地域全域に広く分布し、火砕岩台地を作り、美々付近の国道切り割りにお

11) 北海道大学農学部。



第25図 Spfa 1 中の化石林
Fossil Forest in Spfa 1

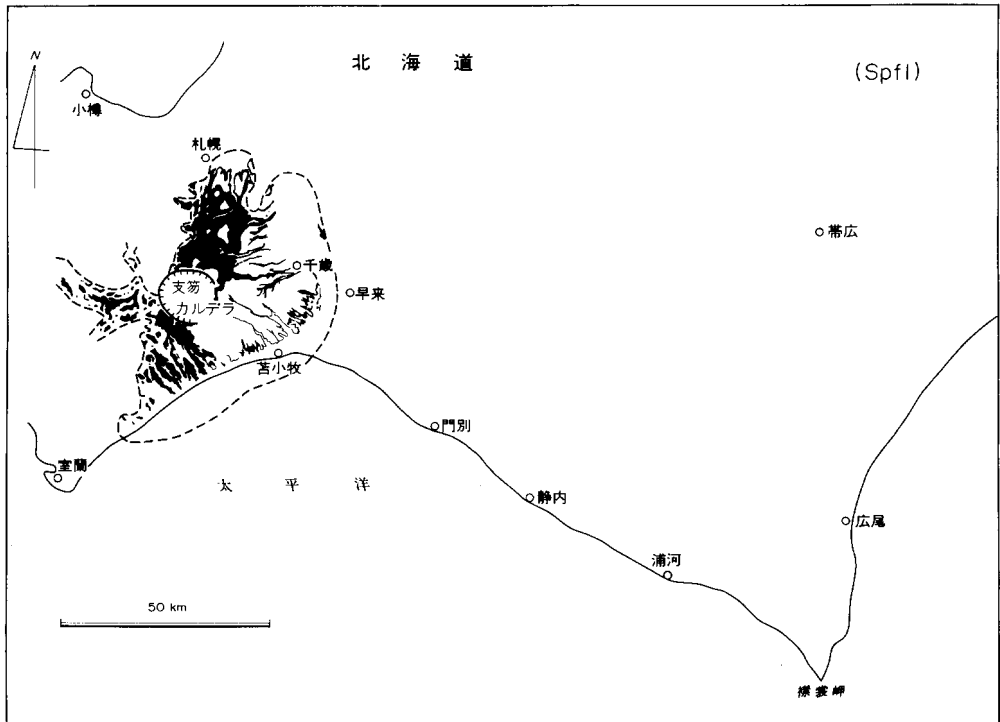
いてよく観察される。東側では非溶結相を示し、溶結相は千歳川の第四発電所川から上流、勇払川の丸山から上流に分布する。

本堆積物は、鈴木醇・石川（1933）によって支笏泥流と称されたのが最初である。長尾巧（1940-1941）は札幌の南に認められる月寒火山灰層（非溶結相）と石山凝灰岩（溶結相）とが支笏湖畔まで追跡され、支笏泥流と同じものであると述べた。

戦後白老図幅地域を調査した土居（1953）は、支笏泥溶岩と命名し、下位からTm' 1-Tm' 5の五つに区分し、Tm' 2とTm' 4とを溶結凝灰岩、他を軽石流堆積物の性状を有すると記載し、さらに樽前山図幅（土居、1957）では、支笏火山噴出物と改称し、下位から社台浮石層・第1期支笏溶結凝灰岩・島松浮石層・第2期支笏溶結凝灰岩・豊平浮石層と区分した。これらは主に支笏湖南岸から白老にかけての地域において区分されたもので、土居・小山内（1956）およびDor（1963）によってとりまとめられている。この区分は現在の知識においては、2つのクーリングユニットあるいは1つの複合クーリングユニットからなるものであり、第1期と第2期の溶結凝灰岩の間にある島松浮石層は、上下位それぞれの溶結相に伴う非溶結相に相当するものである。第1期と第2期の支笏溶結凝灰岩の間には、急激な化学組成変化がみられ（佐藤文男ほか、1956）、KATSUI（1963）は下位をSpfl-2、上位のものをSpfl-1と呼んだ。また非溶結相も含めて全体を湊ほか（1959）は支笏溶結凝灰岩と呼んだ。勝井（1958）は支笏カルデラに由来する降下軽石堆積物を明らかにした際に、それに対応させて、支笏軽石流堆積物と命名した。

支笏火砕流堆積物は第26図に示されるように、支笏カルデラの周辺に広く分布している。前述のように、大きく2つのクーリングユニットからなる。非溶結相においても、たとえば白老ポロト沼東においては、厚さ25mの間に、3層のフローユニットが認められる。

本図幅地域において、支笏火砕流堆積物はほぼ全域に分布するが、美々付近を除いて露出は不良であ



第26図 支笏火砕流堆積物の分布図 勝井 (1959) による
Distribution of Shikotsu Pyroclastic Flow Deposits after KATSUI (1959)



第27図 支笏火砕流堆積物のフローユニットの境界 白老ポロト沼東
The boundaries of flow units of Shikotsu Pyroclastic Flow Deposits at east to Poroto-numa, Shirai

る。本堆積物は下位の軽石流堆積物と上位のスコリア流堆積物とに区分される。

軽石流堆積物

本層は支笏火砕流堆積物の主部をなし、本図幅地域のほとんど全域に分布する。図幅地域の西約3分の1の範囲に溶結相が認められ、それより東は非溶結相のみからなる。

本層の非溶結相は、千歳―苫小牧間および千歳―蘭越間の国道に沿って良好な露出を示す。とりわけ美々付近においては、上下位の火山砕屑物との関係がよく観察される。美々付近において本層は、Spfa 1を再堆積した砂礫層や化石土壤または細粒火山灰を挟むことなく、直接覆っている（第1図版2参照）。層厚は約6mで、基底は淡紅色を示すが、上部になると灰白色になる。細粒のガラス破片と鉱物粒からなる基質中に、直径2-20cmの軽石塊がとくに中―上部に多く含まれ、下位のSpfa 1に比べて淘汰が悪く、塊状を示す。軽石は灰白色堅硬で角がすり減ってやや円味を帯び、気泡は一方向に長く延びて長柱状を示し、繊維を束ねた外観を示す。極めてまれにその周辺に等方状に気泡が配列することが認められることがある。軽石の有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱および角閃石で、角閃石普通輝石鉄紫蘇輝石流紋岩である。

本層には二次噴気孔が多く認められる。二次噴気孔は直径20-100cmにおよび、円柱状をなし、周囲は赤褐色を示してやや堅く火山灰が固結し、中央部はやや粗い軽石塊で充填されることが多い（第28図参照）。

溶結相は千歳川第四発電所から上流や、勇払川・苫小牧川の上流に認められる。千歳川第三発電所右岸（地点1）では、層厚約50mの軽石流堆積物が露出する。最上部約10mが非溶結相で、その下位には3層づつの弱溶結相と中―強溶結相とからなる複合クーリングユニットであり、弱溶結部から湧水が認められる。ナポレオーネ・横山（1970）は支笏カルデラ北方約18kmの真駒内川常盤における本堆積物の比重を示しているが、それによれば単純クーリングユニットの様相を示している。本図幅地域内の火砕岩台地で行なわれた試錐がいくつかあるが、そのうち、イチシママチ川海拔48.43m（地点4）の試錐



第28図 軽石流堆積物の二次噴気孔 蘭越, 地点6

The secondary fumarole in the Pumice-flow deposit, at Loc. 6, Rankoshi

では本堆積物の溶結相がみられ、約5km東方の地点13の試錐は非溶結相のみであった¹²⁾。地点4における柱状図と1m毎の比重は第29図に示されるとおりであり、複合クーリングユニットの様相を示している。周辺の地形から、本堆積物はさらに約30mの厚さが存在することが明らかである。

溶結相は一般に灰-灰黒色を示し、ガラス質火山灰の固結した中に、外来岩片が多く認められる。黒曜石レンズは野外においては不明瞭であるが、前記試錐試料では明瞭である。

角閃石普通輝石鉄紫蘇輝石流紋岩溶結凝灰岩

産地：千歳川第三発電所右岸の崖、水面から約7m上、湧水帯の上の弱溶結部

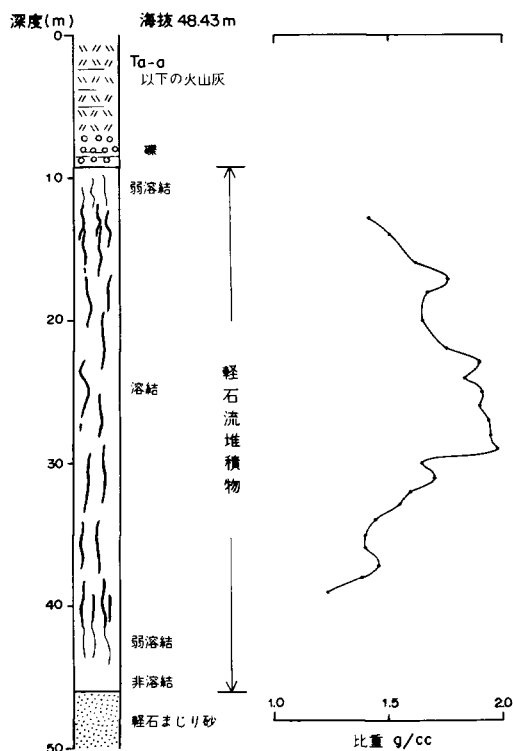
斑晶：斜長石・鉄紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹および角閃石

基質：最大幅1.0mmの本質レンズが配列し、無色ガラスの裂片が一方向に並んで溶結している。

ガラスは部分的に淡褐色を示し、また晶子を含んでいる。また、粘板岩・砂岩・ホルンフェルス等の外来岩片を含む。

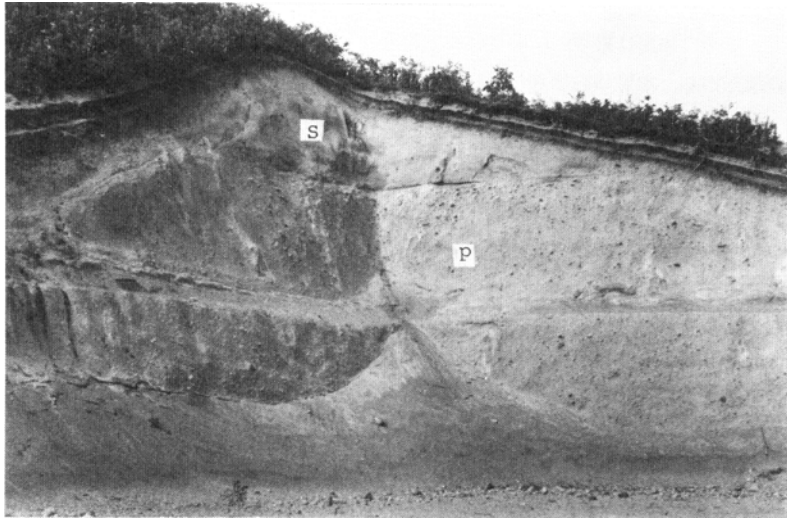
スコリア流堆積物

本図幅地域内において、スコリア流堆積物は蘭越千歳ドリームランド切り割り（地点6）1ヵ所において認められるにすぎない。本層は層厚約6mで、軽石流堆積物を覆っている。境界は明瞭で、層厚30



第29図 イチシママチ川（地点4）における軽石流堆積物の試錐柱状図
Drilling column of Pumice-flow deposit at loc. 4, Ichishimamachi-gawa

12) サンコーコンサルタントKK斉藤正雄氏の御好意による。



第30図 軽石流堆積物 (P) とスコリア流堆積物 (S) 蘭越, 地点6
 Pumice-flow deposit and Scoria-flow deposit of Shikotsu Pyroclastic Flow Deposits at Rankoshi

cm以下の軽石流堆積物が再堆積した軽石質砂礫層が挟在している。灰色のスコリア塊は基底部と上部近くに密集する傾向を示し、全体として灰色で、下位の灰白色を示す軽石流堆積物との間に色調の対照はいちじるしい。スコリアの有色鉱物は単斜輝石・鉄鉱・斜方輝石および角閃石であり、角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質である。スコリアの分析値を第6表に示すが、支笏カルデラ南方別々川上流における第2期支笏溶結凝灰岩の分析値とも差があつて、これらの関係ははまだ明らかでない。

IV. 3. 4 支笏火山噴出物の性質

時代

支笏火山噴出物の年代については、最初勝井（1958）によつて、Spfa 1 中の化石林の存在を基礎として、“恐らく洪積世末のいずれかの氷期に噴出したものであろう”さらに“台地上を覆う海侵は、支笏火山碎屑堆積後なかつたようである”と推論された。その後、支笏火山噴出物に関連する¹⁴C年代決定が各地において行われ、上述の結論がほぼ正しく、その年代はウルム氷期末期と考えられるようになった。

支笏火山噴出物に関連して測定された¹⁴C年代を第4表に示す。

千歳泥炭層に関連して4コの測定値が存在する。GaK-712およびGaK-1694は、前者は下安平でSpfa 10の下位の泥炭層、後者は苫小牧地区地下構造試錐A（通商産業省地質調査所、1967）の火山灰直下地下50mの泥炭層であるが、層位的には逆転した値を示している¹³⁾。GaK-4717とGaK-4718は東千歳新川の砂利採り場であるが、北川ほか（1974）の柱状図ではGaK-4718はSpfa10に、GaK-4717はSpfa 7-8の下位にあたとされているが、これらの降下火砕堆積物の対比同定については問題がある。千歳泥

13) 層位および試料を同じくする2つの値は非常によく一致している。KIGOSHI（1967）は泥炭中に若い腐植の混入が考えられ、試料から腐植酸を分離して測定する必要がある。

第4表 支笏火山噴出物にかかわる ^{14}C 年代
 ^{14}C datings related to Shikotsu Volcanics

関連する堆積物	年代(年 B.P.)	コード	試料	文献
支笏火砕流堆積物	30,400 ^{+3,400} -2,400	GaK-1932	炭化木片	熊野 (1970)
	31,900±1,700	GaK-713	炭化木片	佐藤 (1969b) KIGOSHI (1967)
Spfa 1	32,200 ^{+4,700} -3,100	GaK-519	炭化木片	石狩低地帯研究会 (1965) KIGOSHI (1967)
	32,200±2,000	GaK-714	炭化木片	佐藤 (1969b) KIGOSHI (1967)
Op-1 (Spfa 3-5)	35,750±1,350	GaK-3669	炭化木片	十勝団体研究会 (1972) 春日井ほか (1978)
Op-3 (Mpfa 3)	43,200 ^{+4,300} -2,700	GaK-4110	泥炭中の炭化木片	十勝団体研究会 (1973) 春日井ほか (1978)
千歳泥炭層	29,200±600	GaK-712	泥炭	佐藤 (1969b) KIGOSHI (1967)
	29,900±900	GaK-1694	泥炭	佐藤 (1969b)
	34,640 ^{+4,190} -2,740	GaK-4717	泥炭中の炭化木注)	北川ほか (1974)
	33,000	GaK-4718	泥炭中の炭化木注)	北川ほか (1974)

注) 本文中には泥炭となっている

炭層は支笏降下火砕堆積物の下位の泥炭層と定義されたが、全体が必ずしも同一、時代と規定することは出来ず、降下火砕堆積物からみれば、南部の方がより古いと推定される。また、試料として泥炭を使用することにも問題がありそうであり、現在では支笏火山噴出物の活動開始年代は千歳泥炭層の試料から推定出来ない。

GaK-4110は十勝においてOp-3に関連して測定されたものである。Op-3はMpfa 3の延長と考えられており(春日井ほか, 1978), 43,200^{+4,300}_{-2,700}年B.P.の値は現在のところ支笏降下火砕堆積物に関連するもっとも古い値である。Spfa 3, 5から火砕流堆積物にわたる5コの値は、各関連する層準において測定誤差の範囲内でほとんど一致し、野外における層序とも矛盾しない。ただし、試料採取地点の美々における観察では、Spfa 1とその上位の軽石流堆積物との間に時間間隙はほとんど認められず、熊野(1970)の述べたような、両者の間に2000年近くの時間間隙があるとは考えられない。支笏火砕流堆積物については、複合クーリングユニットの存在から、相当長期にわたって噴出堆積したものと考えられる。

支笏カルデラの活動は、 ^{14}C 年代測定から、約43,000年前から30,000年前にかけて行われたものと推定されよう。

量

支笏火山噴出物について各層毎に量が算定されたものがある。MINATO et al. (1972)はこれを図で示した。従来の算定と第9図以下によっておおよその値を示すと、第5表のようになる。

温度

Spfa 1は美々付近において溶結作用も二次噴気活動も認められていない。ここで¹⁴⁾は埋積された化石林の樹幹がほぼ完全に炭化しているので、Spfa 1の美々における堆積時の温度は最低約250℃であったと推定されている(勝井, 1959)。

14) 支笏カルデラの中央部から東へ約30kmにあたる。

第5表 支笏火山噴出物の量
Volumes of stratigraphic units of Shikotsu Volcanics

地 層	体 積 (km ³)	平均比重	重 量 (10 ⁹ t)	備 考
Spfl	100	1.3	130	勝井・村瀬(1960)
Spfa 1	25	0.5	12.5	(同 上)
Spfa 2U	0.6	"	0.3	以下 第9図—第21図による
Spfa 2L	2.6	"	1.3	
Spfa 3	2.5	"	1.25	
Spfa 4	1.5	"	0.75	
Spfa 5	0.2	"	0.1	
Spfa 6	2.5	"	1.25	
Spfa 7	5.0	0.7	3.5	
Spfa 8	0.6	"	0.4	
Spfa 9	—			
Spfa 10	0.8	0.5	0.4	
Mpfa 1	0.4	"	0.2	
Mpfa 2a	1.2	"		
Mpfa 2b	—			
Mpfa 3	5.4	"	2.7	

支笏火砕流堆積物は、その保持されている自然残留磁気の測定から、堆積時の温度（熱残留磁気を獲得しはじめる時の温度）が推定されている（鈴木建夫，1962；ナボレオーネ・横山，1970）。鈴木建夫（1962）は支笏カルデラ周辺の数地点における軽石流堆積物の自然残留磁気の測定から、カルデラの中心から23km地点で570℃以上、25kmおよび26km地点では570-600℃、31km地点では510-580℃、37km地点では430-510℃と算定した。ナボレオーネ・横山（1970）は噴出源から18km北方の常盤において詳細な試料採取を行い、層厚約20mの溶結した堆積物の中央部はキューリー温度（約600℃）より高温の状態では堆積し、それより上下の部分はそれよりも低く、表層に近い部分は500℃に近かったと推定した。

化学組成

支笏火山噴出物の化学組成を第6表に示す。従来のもの10コに、今回軽石流堆積物とスコリア流堆積物のもの2コを新たに加えた。従前のものについての考察は、すでに KATSUI (1963) によってくわしく行われている。今回の分析値は、軽石流堆積物は流紋岩の組成を示し、スコリア流堆積物は安山岩であり、従来の組成よりはるかに塩基性である。

有色鉱物の組合せと斜方輝石の化学組成変化

鶴川降下火砕堆積物 本堆積物は4層のユニットからなり、主に軽舞から南に分布している。これらの有色鉱物組合せは Mpfa 3 が斜方輝石と単斜輝石からなり、上位になるにしたがいMpfa 2 bとMpfa 2 aに角閃石がわずかに加わり、最上位のMpfa 1 では斜方輝石+鉄鉱+角閃石となり、単斜輝石は極めてわずかに認められるにすぎない。一方、斜方輝石の組成変化¹⁵⁾ を第31図に示す。斜方輝石はいずれも

15) 測定は地質調査所のコンピューターコントロールしたEPMA（日本電子製JXA-5A型、取出し角40°）を使用した（奥村・曾屋，1976）。測定条件は加速電圧15kw、ビーム径1-3μmである。補正計算はBENCE and ALBEE (1968) の方法で行い、NAKAMURA and KUSHIRO (1970) のα値を用いた。その上1回10秒間のカウントを3回くり返した。Ca, Mg, Feの3元素を同時に測定し、輝石の理想化学式に合致するSiとOとを想定し、補正計算を行った。このようにして得られたSiO₂, MgO, FeO, CaOの酸化物重量百分比の合計は、ほとんどが95-98%の間に入る。合計が99%以上になった場合には集計から除外した。

第6表 支笏火山噴出物の化学組成
Chemical compositions of Shikotsu Volcanics

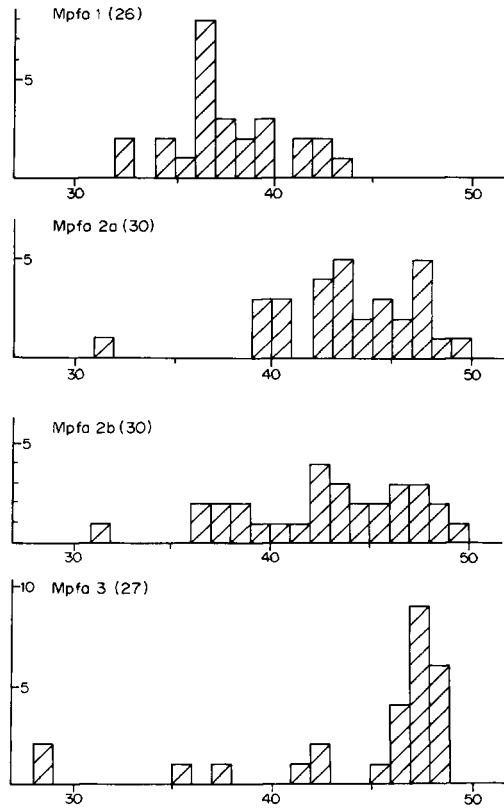
番号	Spfa 7	Spfa 2	Spfa 1	支笏火砕流堆積物								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51.40	64.92	72.41	69.05	71.28	71.50	72.60	73.62	65.33	63.46	69.98	54.65
TiO ₂	0.92	0.52	0.31	0.42	0.08	0.04	0.08	0.01	0.11	0.26	0.21	0.91
Al ₂ O ₃	19.20	15.08	12.83	14.76	13.36	14.26	14.15	12.84	16.05	15.34	14.77	16.57
Fe ₂ O ₃	3.96	1.81	1.36	1.87	0.80	2.19	0.94	1.00	2.65	4.90	1.51	5.15
FeO	5.82	2.24	1.20	1.27	1.40	1.44	1.26	1.40	2.98	2.96	0.55	4.78
MnO	0.27	0.07	0.05	0.09	0.20	0.20	0.35	0.01	—	0.02	0.08	0.16
MgO	3.84	0.81	0.45	0.68	0.46	0.90	0.88	0.72	1.93	1.90	0.24	3.89
CaO	9.94	3.98	2.04	3.19	2.40	2.02	2.36	2.20	5.07	5.20	1.36	7.52
Na ₂ O	2.67	3.40	3.35	3.91	3.64	3.18	2.90	3.12	3.25	2.50	3.67	2.18
K ₂ O	0.65	1.71	3.50	2.45	2.00	2.00	2.30	2.10	1.48	1.45	2.28	1.05
P ₂ O ₅	0.20	0.10	0.13	0.11	0.20	0.19	0.22	0.23	—	0.15	0.07	0.11
H ₂ O	0.83	4.20	2.64	2.57	3.30	2.60	2.90	2.80	0.58	2.12	3.86	2.44
H ₂ O	0.27	0.94	0.19	0.28								
Total	99.97	99.78	100.46	100.65	99.12	100.52	100.94	100.05	99.90	100.26	99.50	99.87
色指数	28.5	9.0	5.0	6.0	5.1	7.1	6.3	5.5	12.1	13.7	3.3	25.0
分析者	Y. K.	Y. K.	Y. K.	Y. K.	S. K.	S. K.	S. K.	S. K.	Y. K.	S. K.	M. K.	M. K.

Y.K.: 勝井義雄 S.K.: 佐藤文男・香川義郎 M.K.: 川野昌樹

- 橄欖石普通輝石紫蘇輝石安山岩, 早来, 勝井 (1959)
Olivine-augite-hypersthene andesite, Ssfa, Hayakita, KATSUI (1959)
- 普通輝石紫蘇輝石石英安山岩, Spfa 2 の軽石, 早来, 勝井 (1959)
Augite-hypersthene dacite, pumice of Spfa 2, Hayakita, KATSUI (1959)
- 普通輝石角閃石紫蘇輝石流紋岩, Spfl 1 の軽石, 美々, 勝井 (1959)
Augite-hornblende-hypersthene rhyolite, pumice of Spfa 1, Bibi, KATSUI (1959)
- 角閃石普通輝石紫蘇輝石石英安山岩, Spfl-2 の軽石, 島松, 勝井 (1959)
Hornblende-augite-hypersthene dacite, pumice of Spfl-2, Shimamatsu, KATSUI (1959)
- 支笏溶結凝灰岩, 白老川道路傍, 佐藤, 香川 (1956)
Shikotsu Welded Tuff, road side along branch of Shiraoi-gawa, SATO et al. (1956)
- 同上, 森野付近, 佐藤, 香川 (1956)
Ditto, in the vicinity of Morino, SATO et al. (1956)
- 同上, 白老川上流, 未固結, 佐藤, 香川 (1956)
Ditto, upper stream of Shiraoi-gawa, unconsolidated, SATO et al. (1956)
- 同上, 白老川上流, 佐藤, 香川 (1956)
Ditto, upper stream of Shiraoi-gawa, SATO et al. (1956)
- 同上, 別々川上流, 土居 (1953)
Ditto, upper stream of Betsubetsu-gawa, DOR (1953)
- 普通輝石紫蘇輝石珪質安山岩, Spfl 1 溶結相, 別々川, 佐藤, 香川 (1956)
Augite-hypersthene felsic andesite, welded facies of Spfl 1, Betsubetsu-gawa, SATO et al. (1956)
- 角閃石普通輝石鉄紫蘇輝石流紋岩, 軽石流堆積物の軽石, 美々, 新分析
Hornblende-augite-ferrohypersthene rhyolite, pumice of Pumice-flow Deposits, Bibi, new analysis.
- 角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩, スコリア流堆積物のスコリア, 蘭越, 新分析
Hornblende-bearing hypersthene-augite andesite, scoria of Scoria-flow Deposits, Rankoshi, new analysis

岩石名は原著による。

Rock names are ones after original articles.



第31図 鷓川降下火砕堆積物の斜方輝石組成

組成 縦軸：頻度 横軸： $100 \times \text{Fe}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$ ()：測定結晶数
 Frequency distribution of atomic ratio $100 \text{ Fe}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$ of the orthopyroxene phenocrysts of Mukawa Pyroclastic Fall Deposits

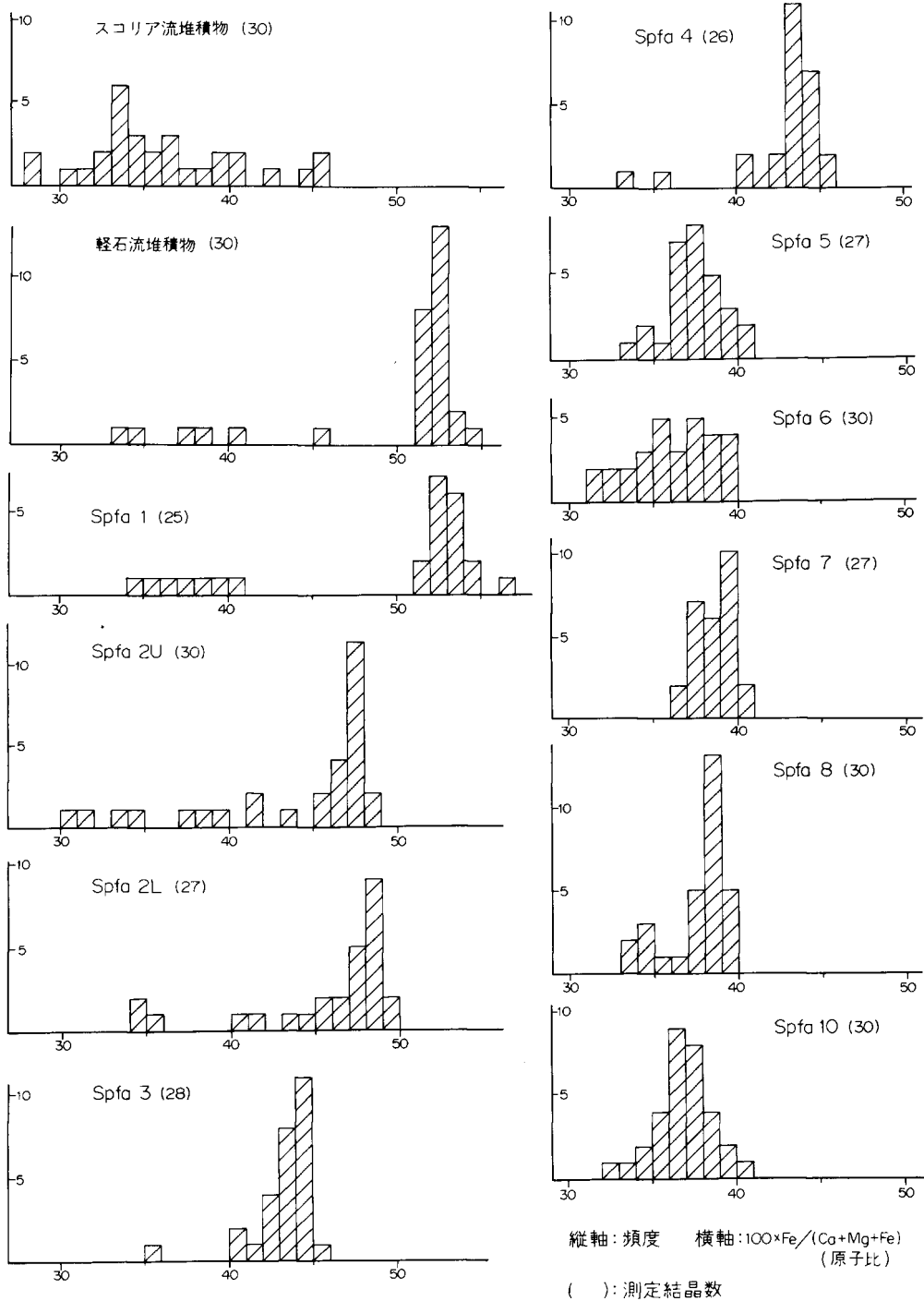
紫蘇輝石であるが、Mpfa 1 ではFsが45-49¹⁶⁾ が大部分を占め、Mpfa 2 bとMpfa 2 aではその組成範囲が40-50とやや広くなり、Mpfa 1 では32-44と鉄が減少する傾向を示す。鉱物組合せからみて、Mpfa 1 に角閃石が加わるにもかかわらず、斜方輝石組成においてFs成分の減少は、鉄鈹の多量に含まれることに関連すると考えられる。

支笏降下火砕堆積物-支笏火砕流堆積物Spfa10からスコリア流堆積物に至るまでの鉱物組合せと斜方輝石の組成変化は規則的な対応を示している。

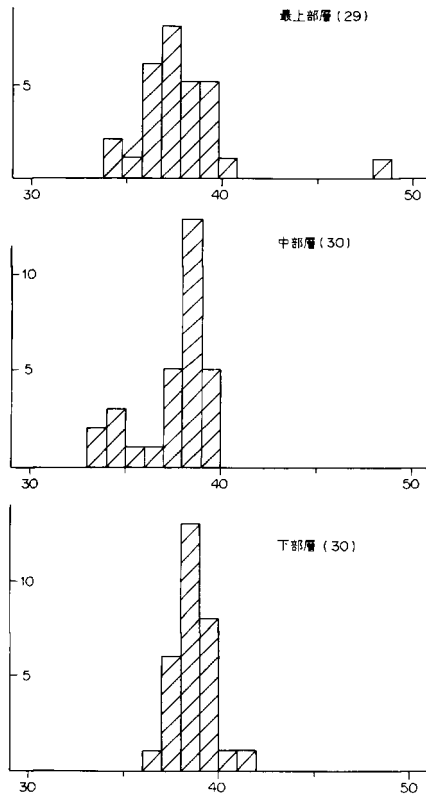
鉱物組合せは全てに含まれる鉄鈹を除いて考察すると、Spfa10とSpfa 9は斜方輝石と単斜輝石であるが、Spfa 8とSpfa 7にはそれらにかんらん石が加わる。Spfa 6、Spfa 5、Spfa 4では再び斜方輝石と単斜輝石となり、Spfa 3からは角閃石が加わる。

一方斜方輝石の組成は第32図のように変化している。Spfa 8は前述のように5つのユニットからなるが、これらの斜方輝石はほとんど同じ組成からなることは第33図から明らかであり、1コをもって代表させてある。Spfa 7は1コしか測定されていないが、ほぼさしつかえないものと考えられる。Spfa10

16) 測定は中心部をつとめて避け、1コの試料について斜方輝石を30粒測定するようにした。通常斜方輝石2-3%は原子百分比のCaを含んでいる。



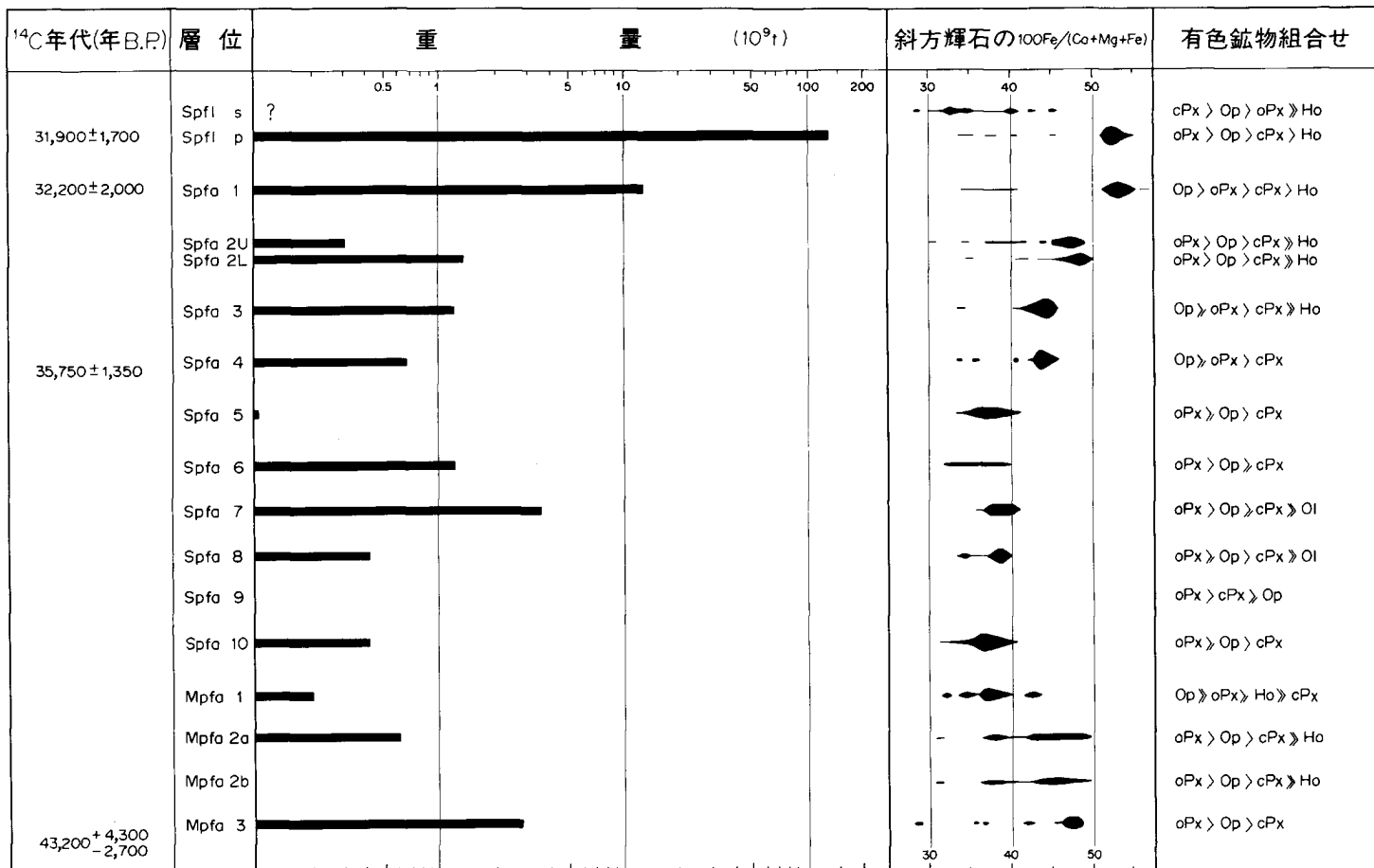
第32図 支笏降下火砕堆積物と火砕流堆積物の斜方輝石組成 凡例は第31図に同じ
Frequency distribution of atomic ratio of the orthopyroxene phenocrysts
of Shikotsu Pyroclastic Fall Deposits and Pyroclastic Flow Deposits



第33図 Spfa 8 の斜方輝石組成 凡例は第31図に同じ
 Frequency distribution of atomic ratio of the
 orthopyroxene phenocrysts of Spfa 8

の斜方輝石のFs成分は36-38に集り，Spfa 8やSpfa 7のように，かんらん石が加わってもFs成分はむしろ多少増加し，かんらん石が現出しない次のSpfa 6やSpfa 5とも大きな違いはない．Fs成分の次の違いはSpfa 5とSpfa 4との間にみられ，Spfa 4とSpfa 3とはFs成分が43-46位でほぼ同じである．しかし鉱物組合せの変化は前述のようにむしろSpfa 4とSpfa 3との間にみられる．Spfa 2になるとさらにFs成分が増加して47-49の間に多く集り，Spfa 1と軽石流堆積物においては斜方輝石は鉄紫蘇輝石となり，岩石の化学組成も流紋岩質となる．スコリア流堆積物においては，安山岩質になると共に，斜方輝石のFs成分も30-45の広い範囲を示すようになる．また，1コを試料の中で斜方輝石の成分の分布をみると，Fsの少い方に尾を引くことが多い．

これまでに述べた支笏火山噴出物の性質を総括して，第34図に示す．



Spfl p ; 軽石流堆積物 Spfl s ; スコリア流堆積物 oPx ; 斜方輝石 cPx ; 単斜輝石 Ho ; 角閃石 Op ; 鉄 鉱 OI ; かんらん石

第34図 支笏火山噴出物の性質
Characteristics of Shikotsu Volcanics

IV. 4 再 堆 積 層

IV. 4. 1 風成二次堆積物

本堆積物は千歳市街南の日の出から祝梅にかけて分布する。支笏軽石流堆積物の平坦面上に、比高約10mの丘陵を作る砂丘堆積物で、同堆積物から由来した岩片・結晶・軽石片などからなり、10-30°の傾斜を持つ層理がみられる。その上位には、恵庭 a 降下軽石堆積物、樽前火山灰 c 層および樽前火山灰 a 層が累重している。この砂丘は東西延長約1,500m・幅約200mに及ぶものであるが、東端ではさらに北へ延び、延長約1kmを示している¹⁷⁾。

北川ほか(1974)は本堆積物を覆う恵庭 a 降下軽石堆積物直下の“ローム質粘土層”から石器が出土したことを契機として、この砂丘をくわしく調査し、いくつかの砂丘が配列しているものとした。遺跡は砂丘堆積物の上位にあつて、炭出した炭化木片の¹⁴C年代は21,450±750年. B. P. (Gak-4346)であった。

一般に火山碎屑物の厚く堆積した後は、全体が砂漠化し、砂丘や砂礫層が生成することが各地で知られている。本図幅地域には、他にも砂丘らしい地形があるが、確認出来ないため、1地点のみ表層を斜いで塗色した。

IV. 4. 2 水成二次堆積物

支笏軽石流堆積物の上に堆積した水成二次堆積物は、北隣恵庭図幅地域から札幌にかけて分布して厚別砂礫層と呼ばれ、低位段丘堆積物と考えられ(土居・小山内, 1956), 勝井(1958)はこれを河岸段丘堆積物とした。

本図幅地域内において、支笏軽石流堆積物の上位の水成二次堆積物の認められるのは、1) 美々国道分岐点から南へ約400mの国道西側の切り割りに厚さ1mの砂礫層がみられ、礫は安山岩と軽石の亜角礫からなるのと、2) 苫小牧川上流(地点18)で溶結凝灰岩の上に樽前火山灰 d 層に覆われる厚さ2mの礫層がみられ、溶結凝灰岩の亜角礫および砂からなる。いずれも地質図の上で省略した。

IV. 5 恵庭および羊蹄降下軽石堆積物

支笏カルデラが形成された後、この地域は後カルデラの火山活動による恵庭および樽前火山の噴出物により覆われるようになったが、一方さらに遠隔地で活動した火山による噴出物も堆積し、火山灰層序は錯綜するようになった。支笏火砕流堆積物の上位には恵庭 a 降下軽石堆積物が厚く覆っているが、最近その下位の火山灰層が春日井ほか(1974)および柏原ほか(1976)によって明らかとなった。

本図幅地域の恵庭 a 降下軽石堆積物から樽前火山灰層にいたる火山碎屑物の調査は、昭和初期から開始されて(浦上ほか, 1933), 日本における火山灰層序学発祥の地となっている。地質図上においては、これらの降下火山灰層の層厚50cm以上の部分を塗色し、可能な限り等層厚線を示した。

17) 南北方向に延びる部分は、土砂採取の対象となり、消失した。

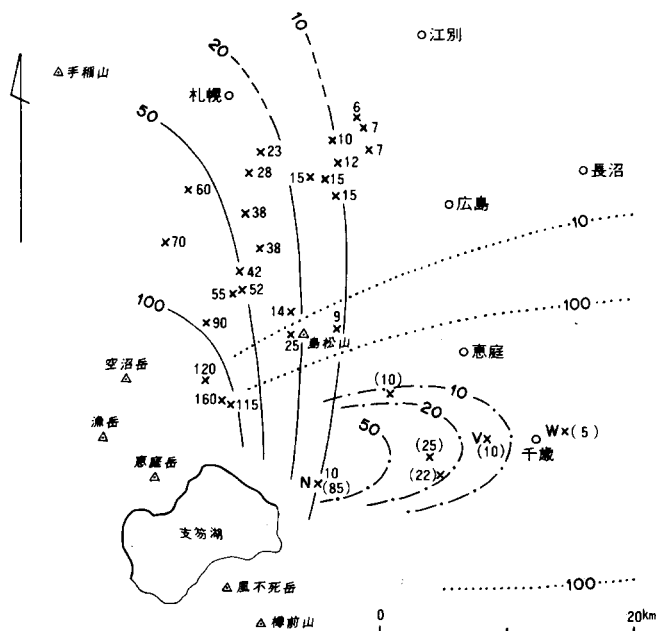
IV. 5. 1 恵庭c降下軽石堆積物

略称：En-c層

春日井ほか（1974）は恵庭火山起源の降下軽石堆積物の追跡調査を行い、それらの分布と層位を明らかにした。それによると、恵庭火山起源の降下軽石堆積物は3層となり、従来の恵庭a降下軽石堆積物（En-a）はそのままであるが、その下位の2層については新たに同定されたものである¹⁸⁾。

En-b層は恵庭火山から分布軸をほぼ真北に示し、漁岳および島松山方向に厚く堆積し、本図幅地域には認められない。

En-c層は恵庭火山から分布軸をほぼ真東に有して堆積し、第35図に示されるように分布する。本図幅地域内では千歳第3発電所（地点2）、千歳神社、蘭越ドリームランド（地点6）および三角山¹⁹⁾にみられる。本層は支笏火砕流堆積物の最上部が通常10-50cmの厚さで再堆積する直上に堆積する黄褐一暗褐色の細粒軽石からなる降下堆積物である。支笏湖畔から第1発電所にかけては約1m、第3発電所で40cm、千歳神社では5cmの層厚を有している。軽石の直径は支笏湖畔付近では約3cm、蘭越（地点6）から千歳神社にかけては0.5-0.3cmとなる。軽石の有色鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱および角閃石である。

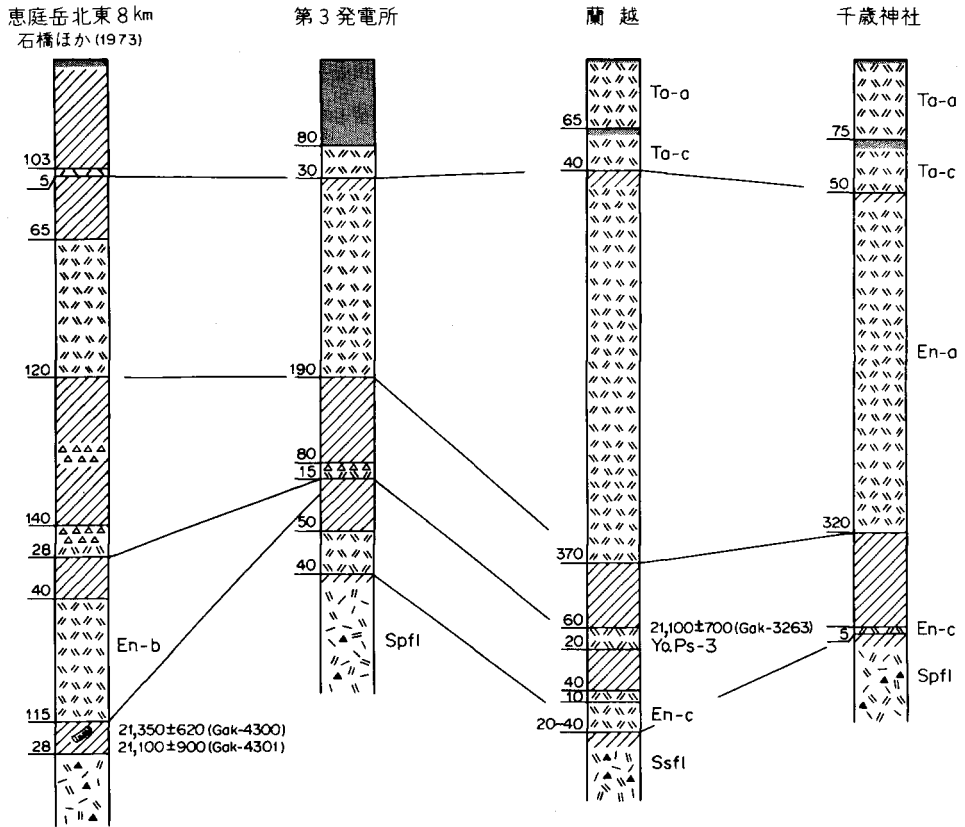


第35図 恵庭火山起源の降下軽石堆積物の分布図 春日井ほか（1974）による

点線：En-a 実線：En-b 鎖線：En-c N：第1発電所 V：千歳神社 W：祝梅
 Distribution of Pumice-fall deposits ejected from Eniwa Volcano after KASUGAI et al. (1974)
 Dotted line: En-a Full line: En-b Chain line: En-c

18) 松沢・小坂（1972）がEn-b層としたものは、後述のYo. Ps-3層に相当する。

19) 北川ほか（1974）はEn-b層と記載している。



第36図 En-a 層, Yo. Ps-3 層および En-c 層の柱状図 凡例は第8図に同じ
 Columnar sections of En-a, Yo. Ps-3 and En-a. Legend is same as Fig. 8

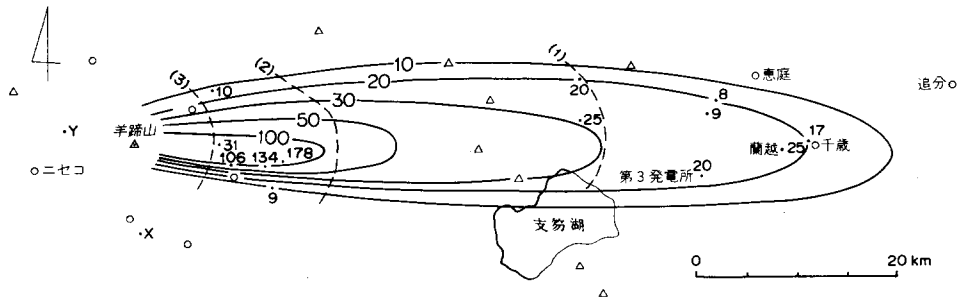
IV. 5. 2 羊蹄第3軽石・スコリア層

略称: Yo. Ps-3 層

千歳市蘭越チトセラランド切り割りにおいて松沢・小坂 (1972) がEn-b層とした層厚20cmの降下軽石堆積物は, 春日井ほか (1974) によって, 羊蹄火山を起源とする羊蹄第3軽石・スコリア層 (Yo. Ps-9) とされた。本層は蘭越において, 上半部が黒褐色のスコリア, 下半部が褐色の軽石からなり, 直径は0.5cm前後である。本層は千歳一支笏湖間の国道から北において認められ, 西方の喜茂別では層厚90cmに達する。柏原ほか (1976) は本層の分布を第37図のように示している。

本層の直上から産出した炭化細片の¹⁴C年代について, 松沢・小坂 (1972) は21,100±700年B. P. (Gak-3263), 石橋ほか (1973) は本層直下のEn-b層下底の炭化木片の¹⁴C年代を21,350±620年B. P. (Gak-4300) および21,000±900年B. P. (Gak-4301) と報告している。上記の資料から, 本層およびEn-b層の降下年代は, およそ20,000年から22,000年B. P. と推定することが出来る。

本層の軽石の有色鉱物は単斜輝石・鉄鉱・斜方輝石および角閃石であり, スコリアの有色鉱物は単斜輝石・鉄鉱・斜方輝石である。



第37図 羊蹄第3軽石・スコリア層の分布図

柏原ほか (1976) による 破線および () 内の数字は軽石の最大粒径 (cm)

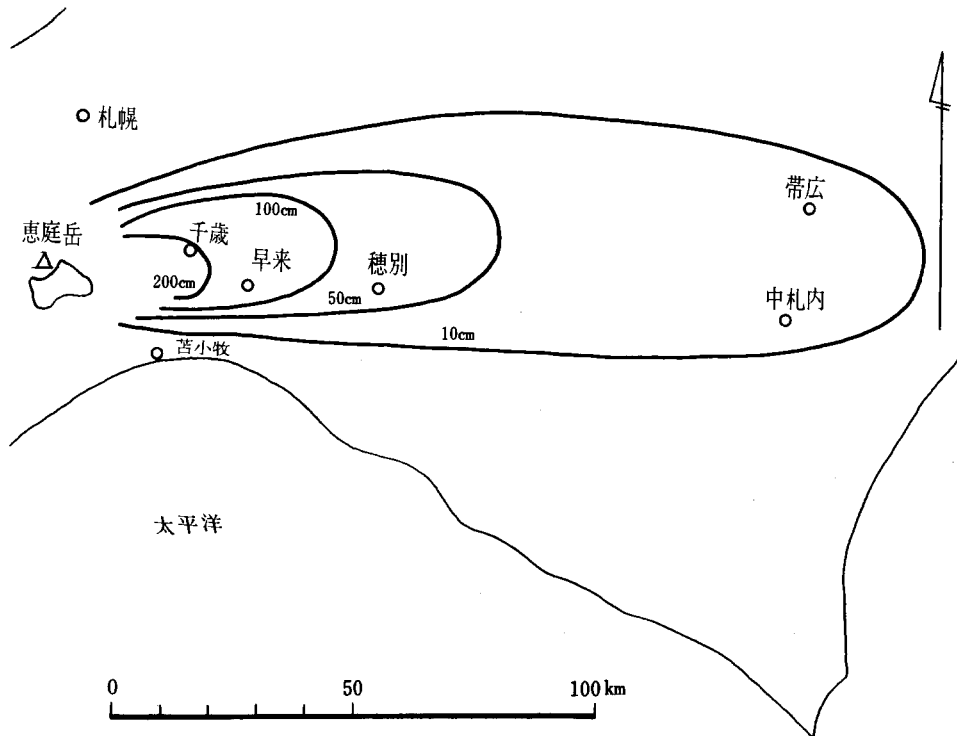
Distribution of Yo. Ps-3. after KASHIWABARA et al. (1976)

Broken line and number in parentheses. are contour line of the maximum diameter of pumices (cm)

IV. 5. 3 恵庭 a 降下軽石堆積物

略称: En-a層

本層は、初め石狩・胆振支庁管内でくわしく調査されたが (浦上ほか, 1939; 山田 忍, 1958; 瀬尾ほか, 1965, 1968), 春日井ほか (1968) によって、十勝平野の帯広火山砂 (貝塚, 1956) が本層の東方延長にあたることが確められた。本層の分布軸はほぼ東西であり、本図幅地域の大部分が層厚2m以上の区域に含まれ、層厚50cm等層厚線がウトナイ付近を通っている。本層の分布を第38図に示す。



第38図 恵庭 a 降下軽石堆積物の分布図 春日井ほか (1968) による

Distribution of En-a after KASUGAI et al. (1968)

本層は千歳市街で層厚350cm, 蘭越で370cm, 第3発電所において190cmを示す。本層は大別して2つのフォールユニットからなる。美々地点15においては, 下部60cmは軽石の平均直径は10cm, 上部140cmは多少細粒で, 平均直径5cmであるが, この間に時間間隙や岩質の変化は認められない。これは十勝平野における帯広火山砂が, 下部から上部にかけて粗粒から細粒に移化するとの記載(春日井ほか, 1968)に一致する。本層の上位は褐色細粒火山灰に移化しており, 瀬尾ほか(1968)はこれを恵庭層と呼んでいる。

本層の軽石は, 輝石斑晶が目立ち, 気泡は大体球形で等密度に散点しており, 上位の樽前d降下軽石堆積物の軽石が平滑な断面を示し, 気泡が少くてやや一方向に延長するのとはいちじるしい対称を示す。

十勝平野における本層の再堆積物である古砂丘直上の木片の¹⁴C年代について, 藤山・田沼(1972)は13,100±1,200年B.P.(Gak-3261)を報告し, 柏原(1970)は北隣恵庭図幅地域の音江別川上流で, 本層の下位である羊蹄第1軽石・スコリア層(春日井ほか, 1974)の層準からの木片の¹⁴C年代を15,000±400年B.P.(Gak-2370)と報告した。上記の値から, 本層の噴出年代はほぼ13,000年から15,000年前に相当するものと考えられる。

本層の軽石の化学組成は次の通りである。

(KATSUI et al., 1978)

SiO ₂	64.32	MnO	0.09	P ₂ O ₅	0.15
TiO ₂	0.52	MgO	1.81	H ₂ O ⁺	1.34
Al ₂ O ₃	16.92	CaO	5.50	H ₂ O ⁻	
Fe ₂ O ₃	3.06	Na ₂ O	3.42	Total	100.61
FeO	1.56	K ₂ O	1.47		

分析 中村忠寿
試料採取地点 支笏湖北岸ポロピナイ

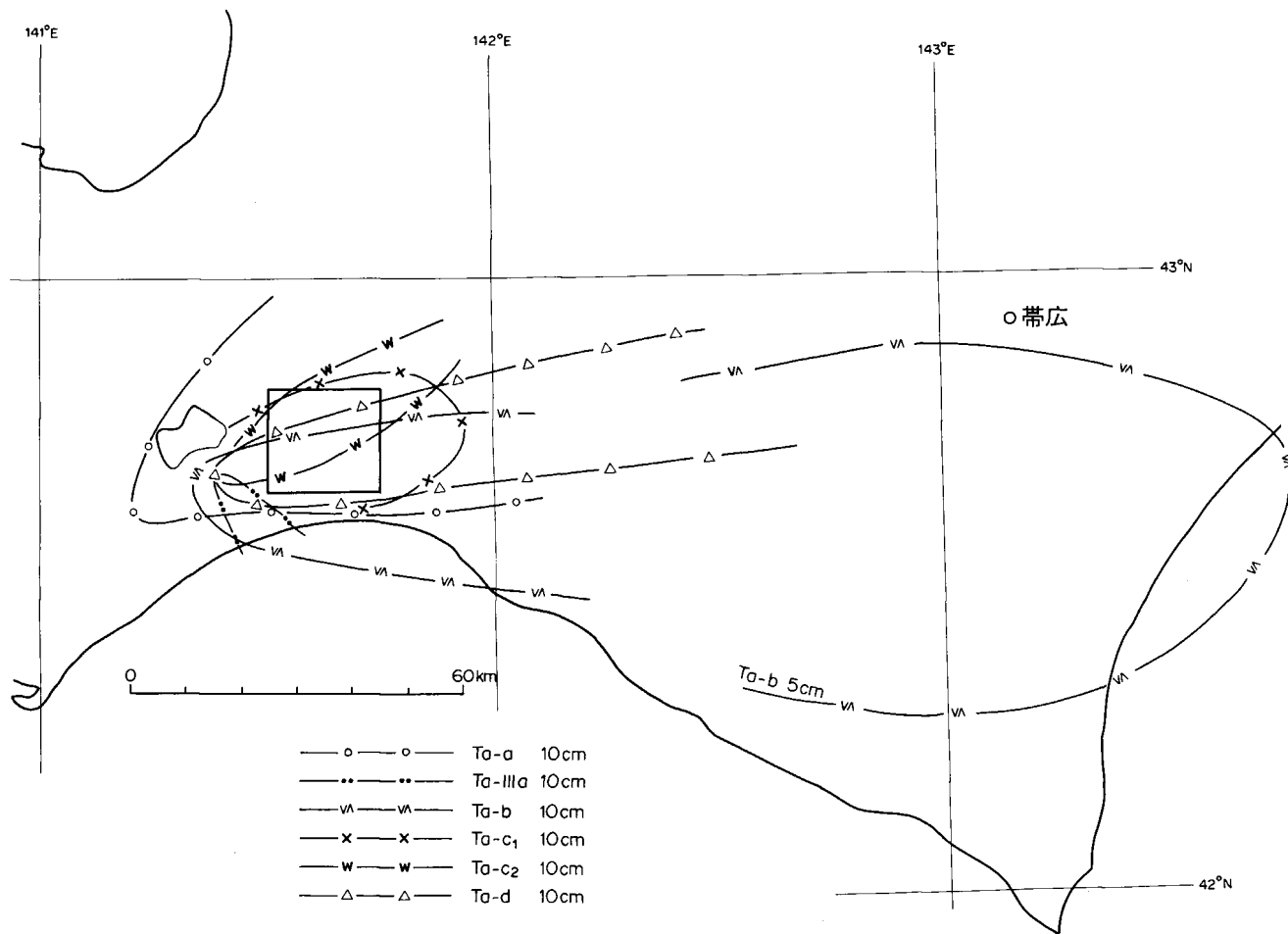
V. 完 新 統

V. 1 樽前d降下火砕堆積物

略称: Ta-d層

恵庭火山が軽石を噴出して山体を形成するにやや遅れて, 樽前火山が完新世初頭に活動を開始した。不風死火山の活動の詳細については現在のところまだ知られていない。樽前火山は本層の噴出から始まって現在まで活動がつづいているが, 末期の円頂丘溶岩を除いて, 山体を形成するものはすべて安山岩火山砕屑物からなっている。それらは下位から樽前統D火山灰層, 同C, B, Aと称されたが(浦上ほか, 1933), 近年はさらに細分されるようになり, (山田忍, 1951, 1958; 瀬尾ほか, 1968), さらに山体の研究が進められて平野の火山灰層序との対比が進められ, 降下軽石の活動にともなって軽石流の噴出のあったことも知られるようになった(勝井, 1958a; 曾屋, 1965, 1971)。

Ta-d層は厚い腐植層が最上部にあって, 上位の硬い岩片を主とするTa-d₁と, 下位の赤褐色に風化したスコリアからなるTa-d₂とに2分される(瀬尾ほか, 1968)。両者とも降下堆積物で, その間に時間間隙は認められない。本層は樽前火山から東方向に狭く帯状に分布し, 本図幅地域では千歳飛行場以



第39図 樽前火山起源の火山灰の分布図 SASAKI (1974)
Distribution of volcanic ashes erupted from Tarumai Volcano. after SASAKI (1974)

南に限られるが、東方では150kmの帯広市にまで達している。本層の広域分布をその他の火山灰とともに第39図に示す。

本層は台地上に分布し、平野部に臨む崖においては中ほどまで地表面に沿って認められるが、平野部においては分布していない。これは本層の基底部²⁰⁾から産して炭化木片の¹⁴C年代が8,940±

160年B. P. (Gak-2208)であり(佐藤博之, 1971), 本層の噴出当時は海面が現在より低く、平野部に堆積した降下堆積物は、その後の縄文海進、沼の端層の堆積によって再食され消失したものである。

Ta-d₂ 上部は表面が赤褐色に変化して軟質なスコリアであり、下部のスコリアは黄色でやや硬い。赤褐色の部分は下部に垂れ下っていることが多い。スコリアの発泡はEn-a層で述べたように不揃いである。発泡度はあまりよくない。本層は西の山体に近くなって直径が10cm位になると内部は黒色のスコリアとなる。苫小牧川上流(地点18)において、本層は層厚2mであるが、最上部約50cmは急激に陶汰が悪くなり、スコリア流堆積物の様相を示す。将来は山体近くの調査において、Ta-d期の火砕流が確認されるものと考えられる。

スコリアの有色鉱物は斜方輝石・鉄鉱・単斜輝石からなる。

Ta-d₁ 上部に腐植が厚く、大部分が安山岩の岩片からなる降下堆積物である。植苗付近では、層厚50cm, 直径平均1cmを示す。



第40図 火山灰層と地形の関係を示す模式図
Schematic profile showing relation between volcanic ashes and topography

V. 2 沼の端層

本層は完新世の縄文海進によって堆積した砂層であって、本図幅地域においては沼の端市街東方約1.5 km稔橋の美々川右岸に(地点30) Ta-c層以上に覆われて露出していた²¹⁾。縄文海進の性格および付近における貝塚の分布からみて、本図幅地域の平野部に、樽前c降下火砕堆積物(Ta-c層)以上に覆われて広く分布しているものと考えられる。すでに金森(1959)は、苫小牧平野の試錐資料を整理し、苫小牧市若草小学校付近において、Ta-c層の下位の黒色砂土の下の砂層から、ホッキ介・タマキ介・ホタテ介などの産出を述べている。また佐藤一夫(1976)は美々川の植苗橋下の自然貝殻層からヤマトシジミ(*Corbicula japonica*)とマガキ(*Crassostrea gigas*)の産出を報告し、金子(1976)はウネナシトマヤガイ(*Trapezium liratum*)を加えている。

稔橋右岸においては、水面上に95cm, 水面下に20cm+の層厚の砂層が観察された。最上部20cmは腐植土まじりの砂層で、上部から5cmのところには縄文後期末葉の土器が出土する(佐藤博之ほか, 1969)。全体として黒色-褐色の中粒砂層であるが、軽石質の粗粒砂も多く含まれる。付近の水準点からみて、稔橋における本層の最上部は約4mと考えられる。

本層の下底については、苫小牧工業港において行なわれた地下構造調査(地質調査所, 1967, 第6図

20) 早来ニタツポロ(第8図, 地点182)から産した。この露頭は佐藤博之(1969b)および岡田(1973)に写真が載せられているが、土地造成のために消失した。

21) この露頭は昭和46年頃、河川改修工事によって消失した。



第41図 稔橋（地点30）における火山灰と沼の端層
 b : Ta-b層 c : Ta-c層 N : 沼の端層
 Volcanic ashes and Numanohata Formation at Loc. 30

苫小牧A) の3本の試錐によると、海面下それぞれ25.9m, 28.6m, 16.6mにおいて支笏火山噴出物を覆っている。最上部は海拔5.5-5.8mで泥炭層に覆われ、層厚はそれぞれ25.4m, 27.6m, 22.3mである。岩質はシルト質砂から礫まじり砂で貝殻を含むことが多い。対馬（1969）は鑑定に耐えるものとして*Callithaca adamsi*を報告している。

第6図の柱状図のうち、支笏火山噴出物と樽前の火山噴出物に挟まれた砂層が本層に相当する。第42図に本層基底の等高線を示す。

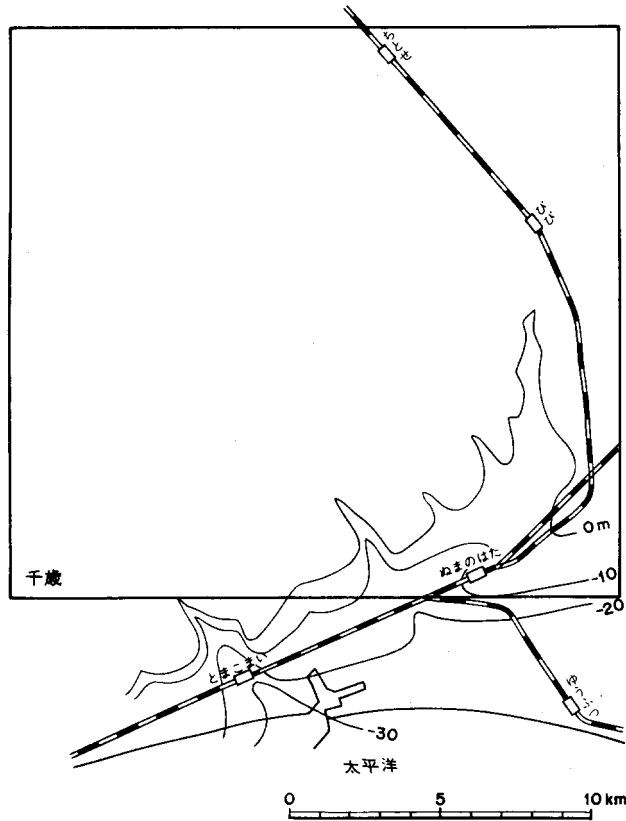
佐藤一夫ほか（1976）は、本図幅地域から東方にあたる苫小牧東部工業地帯における埋蔵文化財調査を行い、本層についてくわしく述べている。すなわち、東隣鶴川図幅地域内の浜厚真-弁天地区の平野部では、Ta-bおよびTa-c層が分布するが、Ta-c層の下位に、時には層厚1mにも及ぶ泥炭層をへだててシルト層が認められる。弁天地区においてはこの中に自然貝殻層が存在している。貝殻は、*Corbicula japonica*, *Tapes philippinarum*, *Crassostrea gigas*, *Dosinia* sp., *Mactrea veneriformis*, *Caecella chinensis*, *Mya arenaria*, *Macoma tokyoensis*, *Batillaria cumingii* などの9種類が認められる。

弁天開拓道線弁天2号橋工事に際し、地下5mのカキ礁のマガキ *Crassostrea gigas* の¹⁴C年代は5,940±110年B. P. (Gak-4683)であった（佐藤一夫・扇谷, 1976）。

沼の端層は縄文前期から中期（7,000-4,000年前）にかけて約4mの海面上昇をした縄文海進の堆積物である。

苫小牧市の周辺には、縄文海進に際して内陸部に形成された貝塚が存在する。これらはいずれも層位的にはTa-d層とTa-c層との間にある。

美々貝塚は海岸線より17km内陸にある。この貝塚は国鉄美々駅の海拔22mで、内陸部としては最も海から遠い場所にある。縄文前期中葉の遺物が出土し（松下ほか, 1967; 佐藤一夫・大谷ほか, 1976）、貝殻の¹⁴C年代として、4,500±140年B. P. (Gak-485) と3,800±140年B. P. (Gak-484) の値が得られている（KIGOSHI et al., 1966）。



第42図 沼の端層基底の等高線図 山口 (1974) による 枠は千歳図幅地域
Contour lines of the base of Numanohata Formation after YAMAGUCHI (1974)

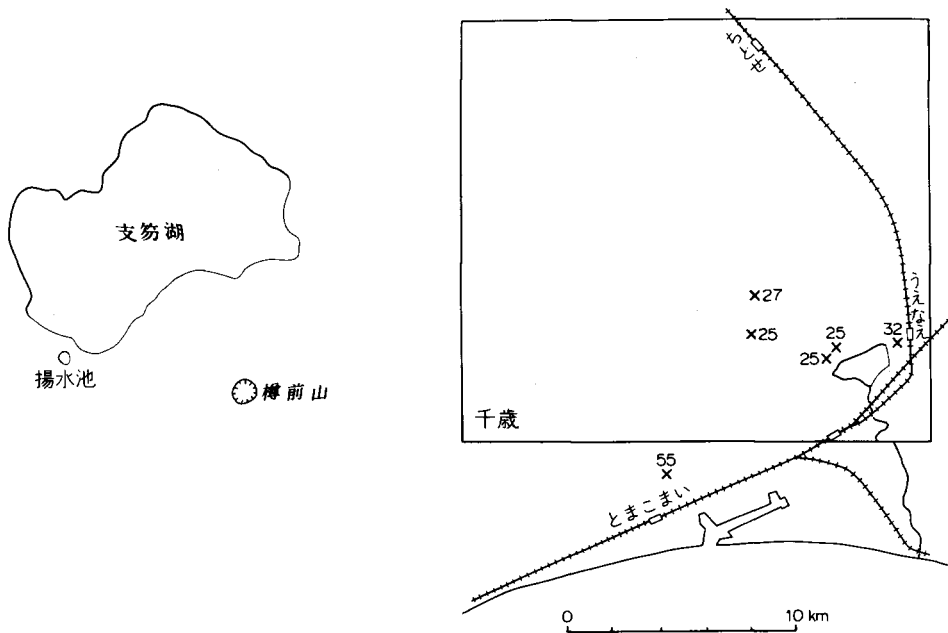
植苗貝塚は植苗橋東方の台地上で現海岸線より11km内陸、海拔22mの場所にあり、縄文前期末葉から縄文中期初葉の遺物が出土し、貝殻の¹⁴C年代として、5,640±100年B. P. (Gak-4372) の値が与えられている (佐藤一夫・扇谷, 1976)。

これらの貝塚に含まれる貝殻の種類は、(松下ほか, 1967; 赤松, 1969, 1971; 佐藤一夫, 1977) によって報告されているが、沼の端層のそれとほぼ一致する。

V. 3 植苗層

植苗層は本図幅調査中に新たに見出された火山灰層である。起源が確認されていないため、植苗層と命名され、佐藤博之 (1969) によって簡単に述べられているのみである。本層は植苗から苫小牧にかけて認められる。層厚分布は第49図のとおりで、植苗で25cm、苫小牧では55cmと南に厚くなる。

本層は黒褐色細粒火山灰で、直径0.4cm以下の軟い軽石粒を含む。Ta-d層の腐植とは不明瞭な境界で接し、観察された地点の近くでもTa-d層の腐植と区別出来ないことが多い (第Ⅲ図版第1図参照)。本層は恐らくより広く分布しているが、Ta-d層の腐植と多くの地点で区別されていないものと推察さ



第43図 植苗層の層厚 (単位: cm) 枠は千歳図福地域
Thickness of Uenai Formation

れる²²⁾。苫小牧市街北方の土砂採取場において、本層は層厚180cmの風成二次堆積層となっていることが認められた。

本層の有色鉱物は、斜方輝石・鉄鉱・単斜輝石および角閃石からなる。角閃石には綠色角閃石と褐色角閃石とが含まれる。

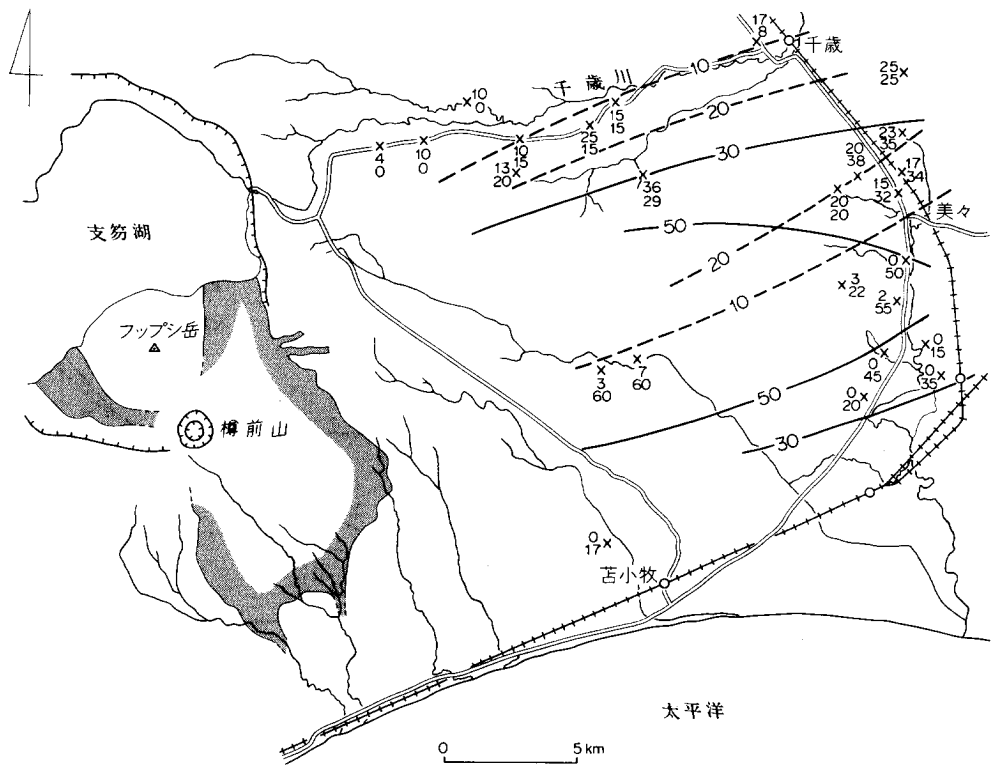
本層は分布および岩質からみて、樽前火山起源とすることは困難である。付近に認められる類似した火山灰としては、支笏湖南岸美笛の北海道電力株式会社美笛揚水発電所の揚水池（東隣樽前山図福地域内、三角点614.2mの東方約700m、海拔約550mの台地）において、支笏軽石流堆積物を覆う層厚約2mの降下軽石堆積物（軽石の直径2-5cm）と火山灰の互層があり、このなかの有色鉱物組合せと、角閃石の色が類似することがあげられる。

V. 4 樽前c降下火砕堆積物

略称：Ta-c層

本層は上位の降下軽石堆積物であるTa-c₂と、硬い岩片を主とする下位のTa-c₁とに細分される。両者の間に時間間隙は認められない。両者の分布は第44図に示されるが、Ta-c₁の方がわずかにその軸を北東方に向けている。本層は台地上から平野にかけて分布している。それは本層が縄文海進の海が退いて陸化したところに降下堆積したからである。本層の降下年代は山田忍（1958）によって、800-900

22) 佐藤博之（1971）は、火山灰の腐植土の有機炭素の¹⁴C年代と全炭素量から、火山灰の降下年代を推定する和田（1967）の方法に、山田 裕（1967）が求めた早来におけるTa-d、Ta-c層の資料を適用して、Ta-c層は3,000年B. P. までさかのぼれるが、Ta-d層は5,400年B. P. までしかさかのぼれないとし、この原因を植苗層が早来にも分布している疑いがあると述べた。



第44図 Ta-c 層の分布図 Ta-c₂ (実線) Ta-c₁ (破線)
 数字：上段：Ta-c₁ 下段：Ta-c₂
 Distribution of Ta-c Ta-c₂ (full line) and Ta-c₁ (broken line)
 Numbers, upper; Ta-c₁, lower: Ta-c₂

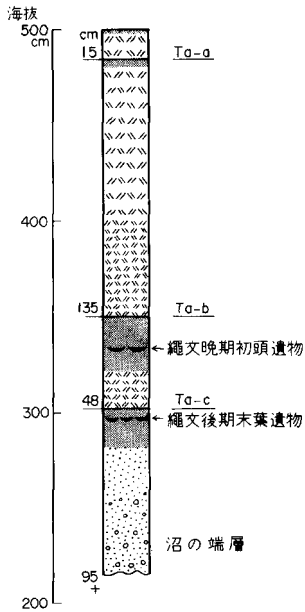
年前と推定された。本層は縄文前期末から中期にかけての美々貝塚（松下ほか，1967；千歳市教育委員会，1976）および植苗貝塚（苫小牧市教育委員会ほか，1976）を覆っている。佐藤博之ほか（1969）は稔橋（地点30）において本層の上下位から縄文文化後期末葉と晩期初頭の文化層を見出し，その降下年代を晩期初頭，約3,000年前と推察した（注22参照）。

V. 5 樽前 b 降下軽石堆積物

略称：Ta-b層

本層はTa-c層の活動後，2-3,000の休止期をおいたあとに起った，極めて爆発的噴火の産物である。高い噴煙柱によって上昇した軽石・火山灰等の噴出物は，火口周辺および火山体東方に比較的狭い範囲で，厚い降下軽石堆積物をもたらし，細粒な火山灰は日高山脈を越えて十勝平野にまで分布している。また火山体周辺には，噴煙柱下部に形成された dense cloud (HAY, 1959) あるいは base cloud (MOORE, 1967) から由来した軽石流堆積物が分布している（曾屋，1971）。

Ta-b層は本図幅地域においては美々から南方において分布し，最上部に約5cmの腐植層を有し，



第45図 稔橋(地点30)における柱状図

Columnar section at Loc. 30

石流の活動が休止期をおかずくり返して行われた。2) 溶岩の流出がなく、3) 比較的規模の大きな降下軽石の噴出 (Ta-b₈ および Ta-b₄) の後に軽石流の噴出のあったことなどである。

Ta-b層の降下軽石の量は約3.4km³と概算される。軽石流堆積物の量はそれよりはるかに少い。

第7表 樽前b降下軽石堆積物 (Ta-b) の特徴 (曾屋, 1971)

Characteristics of Tarumai b Pumice-fall Deposits (Ta-b) after SOYA (1971)

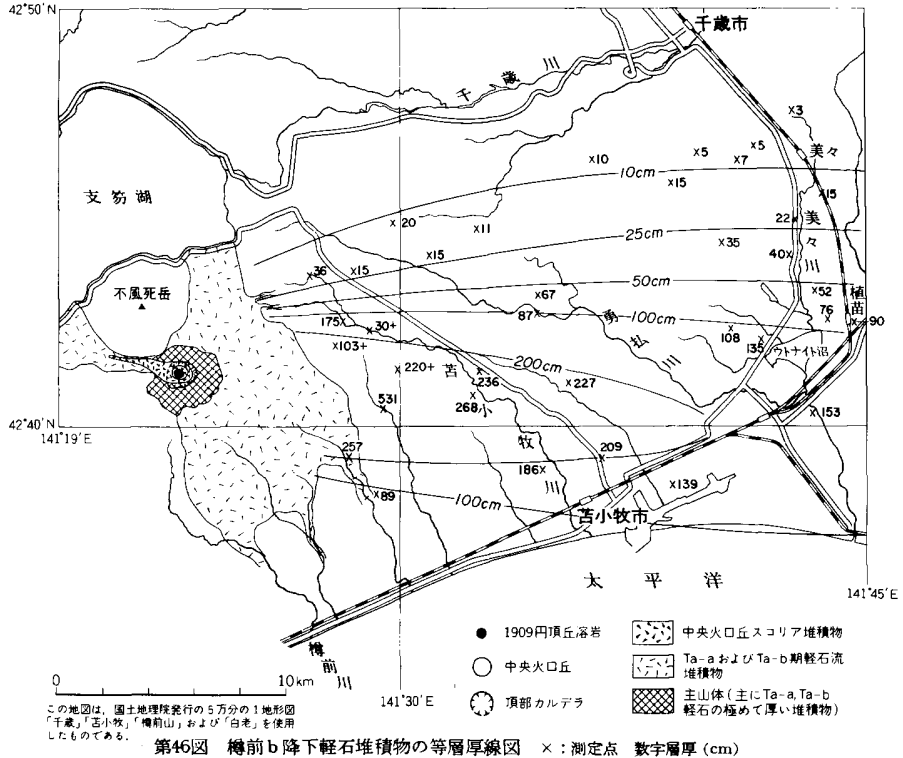
	層厚	軽石流*	堆積物の特徴
	0-5 cm		腐植土層
Ta-b ₁	30-40	b/fl-1	降下軽石, 白色, 岩片多い, 分級比較的悪い, スコリア, 縞状軽石を含む
Ta-b ₂	10-15		降下軽石, 褐色, 粗粒
Ta-b ₃	38-85		降下軽石, 褐色 5-8層のうすい fall unit の集合
Ta-b ₄	40-85+		降下軽石, 白色, 粗粒, スコリア, 縞状軽石を含む
Ta-b ₅	0-5		上半分は降下火山灰 下半分は降下軽石, 岩片多い, 褐色
Ta-b ₆	15-30	b/fl-2	降下軽石, 褐色, 岩片多い, やや粗粒
Ta-b ₇	10+		降下軽石, 白色, 軽石の最大径 8.0 cm
Ta-b ₈	125-135		降下軽石, 白色, 粗粒
Ta-b ₉	0-3		降下岩片, 細粒
Ta-b ₁₀	0-1		火山灰? 灰色

* 軽石流の矢印は、この範囲内のある時期に流出したことを示す。

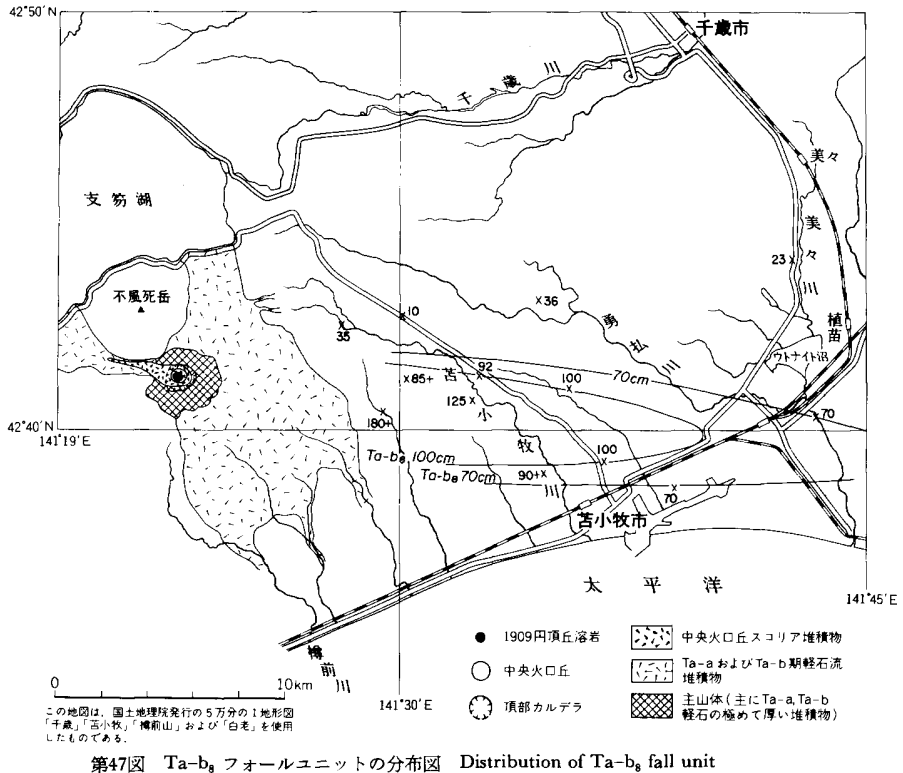
灰白-淡褐灰色の軽石を主とし、安山岩岩片・灰長石の1cm大の結晶片を伴いさらに上部に縞状軽石を伴う降下軽石堆積物である。本堆積物は単一のフォールユニットからなるのではなく、少なくとも10のフォールユニットに分けられ、上位からTa-b₁, Ta-b₂………Ta-b₁₀と命名されている(曾屋, 1971)。各フォールユニット間には、腐植土層などの噴火活動の休止間隙を示す証拠は認められない。第7表に各フォールユニットの特徴を示す。

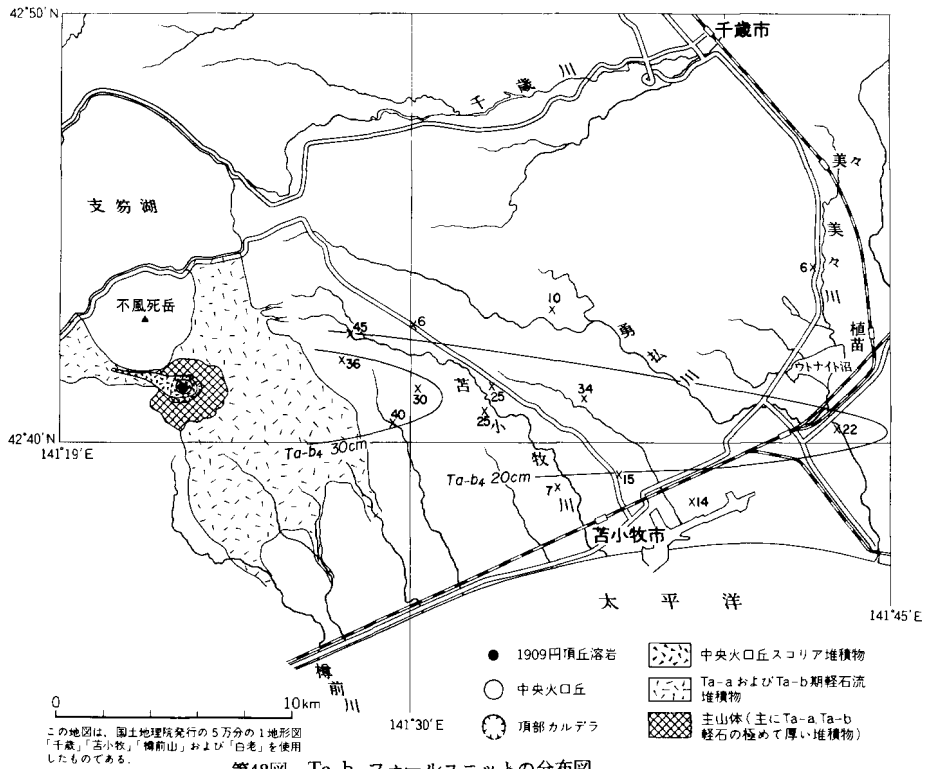
Ta-b₈は最大のフォールユニットであり、Ta-b₄がそれに次ぐ。これらの厚いフォールユニットの軽石は、他の薄いフォールユニットのそれと比較して一般に粗粒である。本図幅地域内には分布していないが、Ta-b期の軽石流堆積物はこれらのフォールユニットをもたらした噴火に引き続いて流下したものと考えられている(曾屋, 1971)。

山体周辺のみには分布して、本図幅地域には分布しないが、Ta-b期には2回の軽石流の噴出があった。それはTa-b₈とTa-b₅の間、およびTa-b₄を覆い、より上位のフォールユニットとの関係不明のもの2つである。これらの軽石流堆積物はそれぞれ5つのフローユニットに分けられる。Ta-b期の活動の特徴は、1) 降下軽石-軽

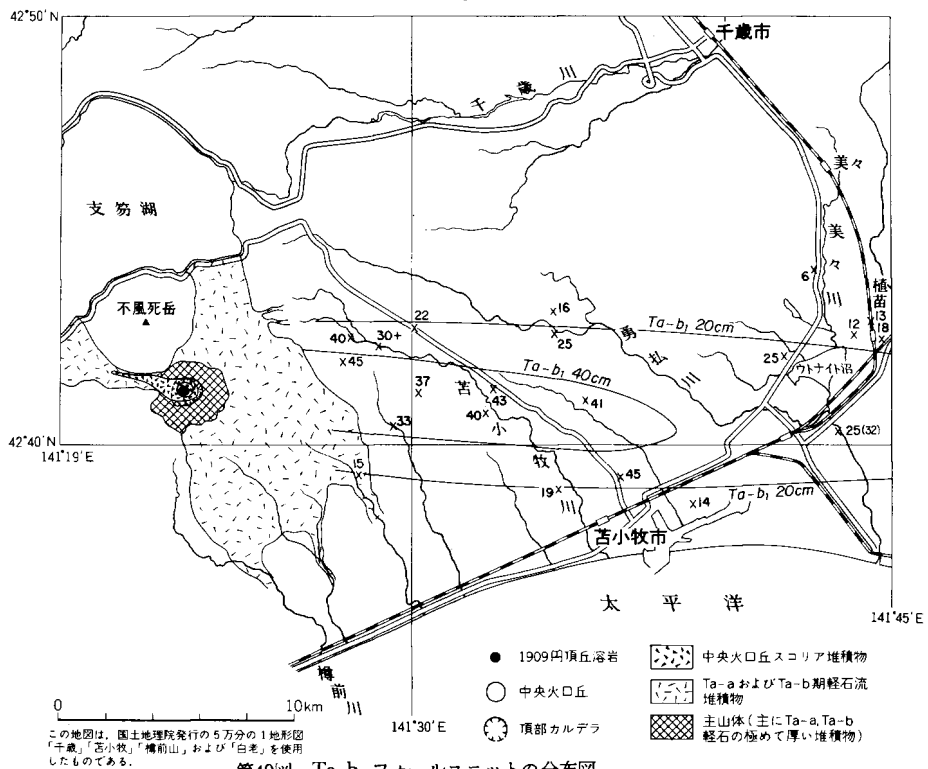


The isopach map of Tarumai b Pumice-fall Deposits (Ta-b) ×: Measurement point Number: Thickness (cm)





第48図 Ta-b₄ フォールユニットの分布図
Distribution of Ta-b₄ fall unit



第49図 Ta-b₁ フォールユニットの分布図
Distribution of Ta-b₁ fall unit

本層全体の分布はほぼ真東に向っている。第46図にTa-b層の、第47, 48, 49図にTa-b₈, Ta-b₄およびTa-b₁の各フォールユニットの等層厚線図を示す。それぞれの分布軸は、各フォールユニット毎に多少の差異が認められる。

軽石の岩質は、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。斑晶は、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鉱である。

Ta-b層の年代は山田忍(1958)により自然樹木の年輪、噴火記録、泥炭層の厚さをもとに、1667年(寛文7年)の噴火によるものとされている。本層は、有珠火山起源の降下軽石堆積物のうち、Us-b層(山田忍, 1951, 1958)を整合に覆っているが、大場ほか(1964)はこのUs-b層の噴出年代を、1667年より旧く、350-500年前とした。また鈴木守ほか(1970)は、Us-b層直下から得た炭化木片の¹⁴C年代が580±80年B. P. (Gak-2604)であると報告している。一方、樽前山の火口から東南東およそ9kmの小糸魚川上流のTa-b層(Ta-b₈)から炭火木片が採取され、その¹⁴C年代は590±130年B. P. (GaK-1595)と測定された。この値はUs-b層直下の¹⁴C年代とよく一致し、Ta-b層ならびにUs-b層の噴出年代がおよそ600年前と考えられた(曾屋, 1971; 石川ほか, 1972)。ところが中村ほか(1973)は、樽前山の火口から東南東およそ700kmの沙流郡門別町宇賀張で、Ta-b層に覆われた腐植土層中から発見された古銭の分類を行った。その結果、出土した古銭は16世紀中期以後に埋没したもので、Ta-b層の噴出年代は、¹⁴C年代が示したおよそ600年前よりも若く、先に推定された1667年に近いことが明らかとなった。

以上のことから、ここでは、Ta-b層の噴出は、およそ300年前の1667年(寛文7年)のことであったとする。

V. 6 樽前 a 降下軽石堆積物

Ta-b期の活動と、Ta-a期の活動との間には、活動様式において本質的な差異はない。活動の規模は、Ta-a期の方が小さい。

本地質図幅地域内に分布するTa-a層は、最上部に約5cmの腐植土層を有し、白色から灰白色の軽石を主として、安山岩岩片を伴った降下軽石堆積物である。そして下位のフォールユニットは、スコリア・縞状軽石を含み、また、火山豆石を含むフォールユニットも認められる。本層はTa-b層と同様に複数のフォールユニットからなり、曾屋(1971)は上位のTa-a₁から最下位のTa-a₈までの8つのフォールユニットに細分した。これらのフォールユニット間にはTa-b層と同様に、腐植土層などの噴火活動の休止期を示す証拠は認められない。

第8表に各フォールユニットの特徴を示す。

この中ではTa-b層と異なり、最末期に活動したTa-a₁が最も規模が大きく、Ta-a₈がこれに次ぐ。Ta-a₃とTa-a₇は、主として火山灰からなるフォールユニットで、火山豆石を含む。これらの火山灰のフォールユニットは他のフォールユニットと比較して、1)厚さに比して広く分布すること、2)火口からの距離に無関係に、2-4cmのほとんど一定の厚さで分布していること(第52図)、3)火山豆石とほぼ同じ大きさ(平均直径1.5cm)の軽石を含み、時にはユニットの厚さを超える、直径4-5cm大軽石を含

第8表 樽前a 降下軽石堆積物 (Ta-a) の特徴 (曾屋, 1971)
 Characteristics of Tarumai a Pumice-fall Deposits (Ta-a) after SOVA (1971)

	層 厚	軽 石 流	堆 積 物 の 特 徴
	5—10 cm		腐植土層
Ta-a ₁	250		降下軽石, 白色 全体として粗粒, 上部が粗粒で下部は細粒
Ta-a ₂	6—7	qfl-1	降下軽石, 褐色, 分級あまりよくない 上部に褐色の火山灰層有り
Ta-a ₃	3—4		降下火山灰, 火山豆石を含む, 分布広い
Ta-a ₄	20—185		降下軽石, 白色, 岩片多い, 分級悪い
Ta-a ₅	10	qfl-2	降下軽石, 粗粒, 岩片多い, 分級悪い
Ta-a ₆	4—6		降下軽石, 細粒, 分級悪い
Ta-a ₇	2—4		降下火山灰, 桃色
Ta-a ₈	20—185		降下軽石, 岩片多い, スコリア, 縞状軽石を含む

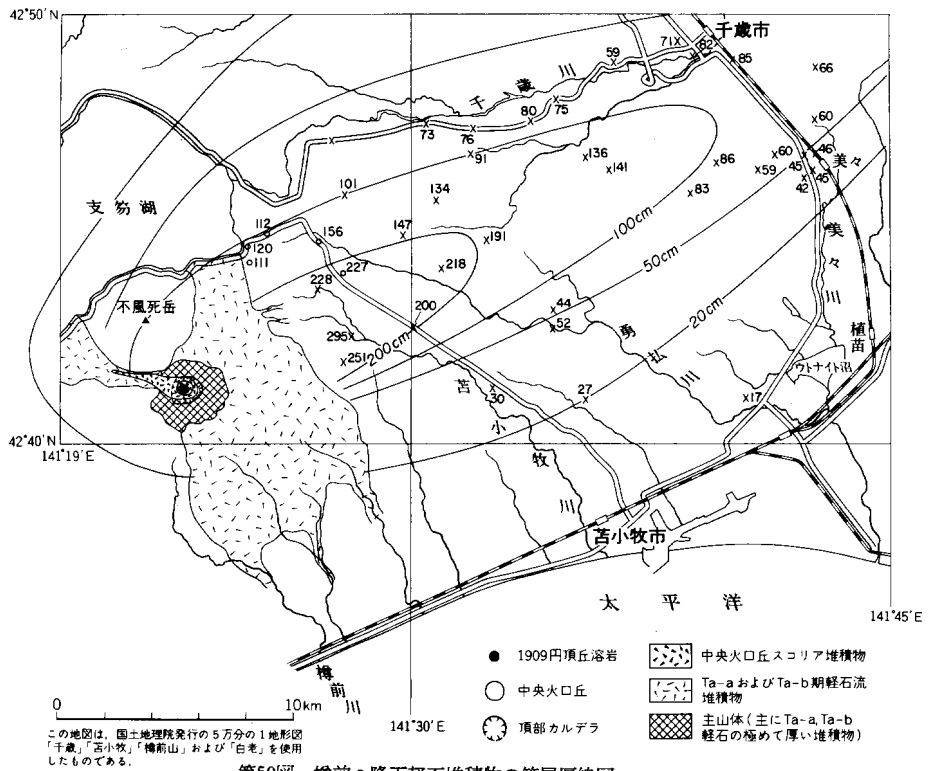
み, 分級が悪いなどの特徴がある。これらの特徴は降下軽石堆積物としては特異であり, これらのフォールユニットが比較的厚いフォールユニットを直接に覆っていること, 同時期またはこれらのフォールユニットを覆って, 軽石流堆積物の流出が認められることなどから, これらのフォールユニットは, 降下堆積物でなく, 軽石流堆積物の末端部であるか, または独立の火砕流堆積物であるかも知れない。Ta-b層中のTa-b₇は, その分布・層厚変化などについて十分な資料を得られていないが, Ta-a₃やTa-a₇と似た特徴を有している。Ta-a層の容積はおよそ1.9km³と見積られている(曾屋, 1971)。

本図幅地域内には分布していないが, Ta-a期には少なくとも2回の軽石流の噴出があった。それはTa-a₇とTa-a₄の間, およびTa-a₃とTa-a₁の間の2回である。前者は3つのフローユニット, 後者は4つのフローユニットからなっている。これらの軽石流の流下はTa-b期と同様に, 比較的規模の大きなフォールユニットに引き続いて起っているが, Ta-b期との差異は, 最大のフォールユニットであるTa-a₁の噴出後に, 軽石流の噴出の認められないことである。

本層全体の分布は火口から東北東方向で, 火口から約30kmの千歳空港付近で, 約1mの層厚を示している。第50図は本層全体の等層厚線図であり, 第51-54図はTa-a₈, Ta-a₄₋₆, Ta-a₃, Ta-a₁の各フォールユニットの等層厚線図である。

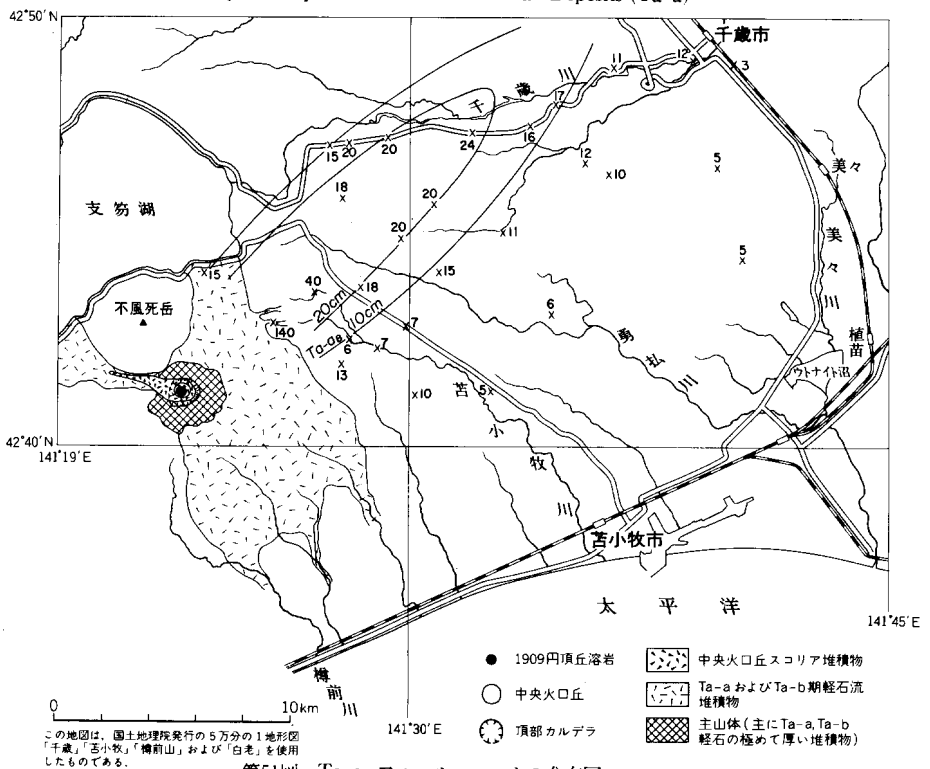
軽石の岩質は, 普通輝石紫蘇輝石安山岩である。斑晶は, 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鈦である。

Ta-a層の噴出年代は, 浦上ほか(1933)および佐々(1933)により自然樹木の年輪と考古学資料により約200年前と推定された。また河野(1932)は, 千歳市のアイヌ堅穴住居跡を覆うTa-a層を約200年またはそれよりやや古い時代の噴出物と考えた。山田忍(1958)は, 泥炭層の成長速度を1年に0.1cmと見積り, この値から, Ta-a層が1739年(元文4年)の噴火記録に対応するものとした。一方曾屋(1971)は, 火口から北東4.5kmの地点でTa-a層中から採取した炭化木片の¹⁴C年代を, 980±80年B. P. (Gak-1596)と報告している。また石川ほか(1972)は樽前山南東麓において, Ta-a層中の炭化木片の¹⁴C年代を0±80年B. P. と報告している。両者の¹⁴C年代は, 従来山田忍(1958)以前の推



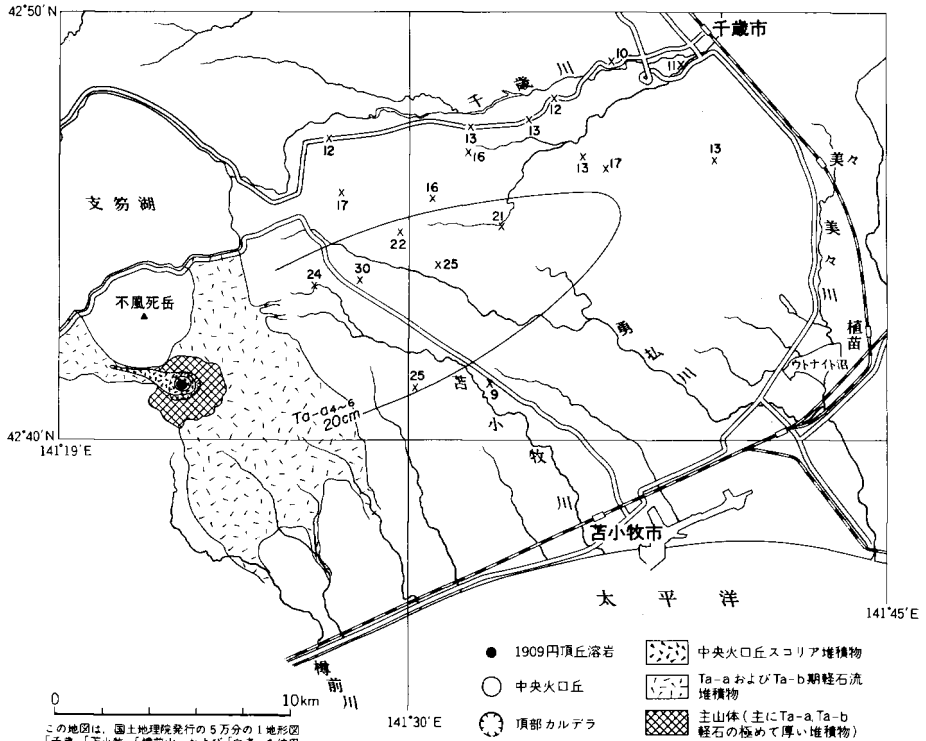
第50図 樽前a 降下軽石堆積物の等層厚線図

The isopach map of Tarumai a Pumice-fall Deposits (Ta-a)

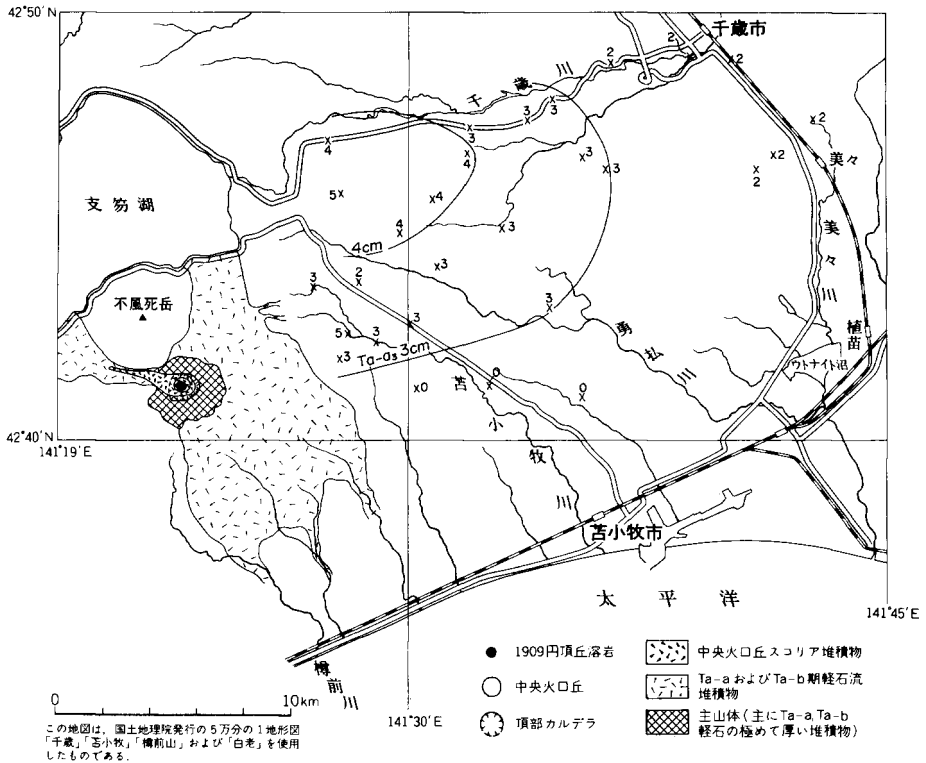


第51図 Ta-a₈ フォールユニットの分布図

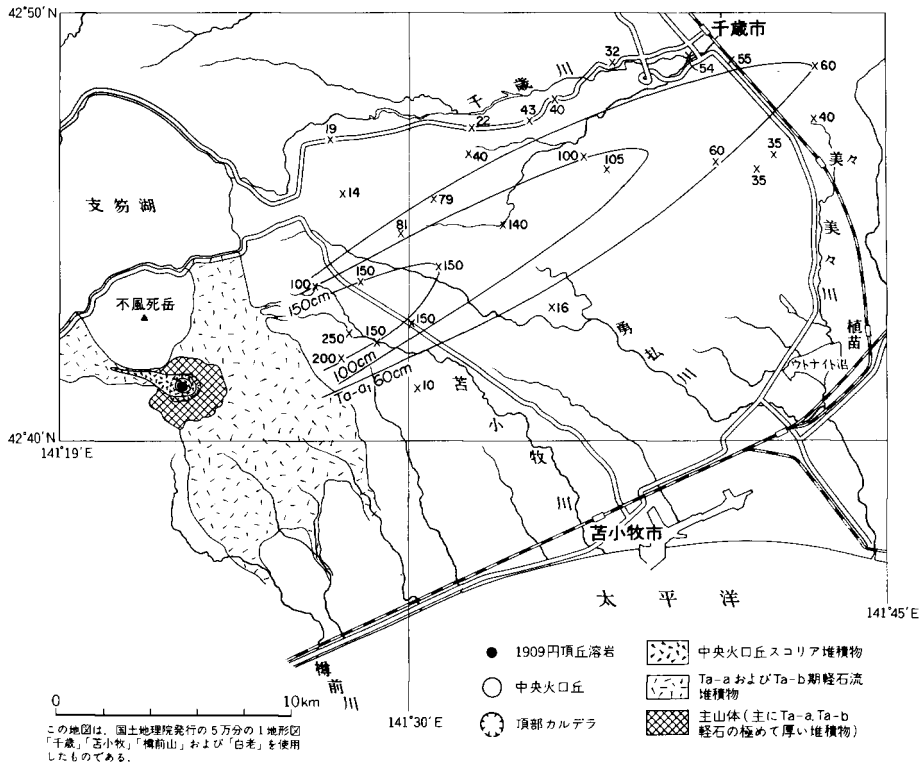
Distribution of Ta-a₈ fall unit



第52図 Ta-a₄₋₆ フォールユニットの分布図 Distribution of Ta-a₄₋₆ fall unit



第53図 Ta-a₃ フォールユニットの分布図 Distribution of Ta-a₃ fall unit



第54図 Ta-a₁ フォールユニットの分布図 Distribution of Ta-a₁ fall uni

定年代とはいちじるしく異なり、理由はよく分らないが、いずれもTa-a層の噴出年代を示しているとは考えられない。

以上のことと共に、Ta-b層が1667年（寛文4年）の噴出物であることが確かなことを考慮すると、Ta-a層の噴出年代は1739年（元文4年）と考えられる。

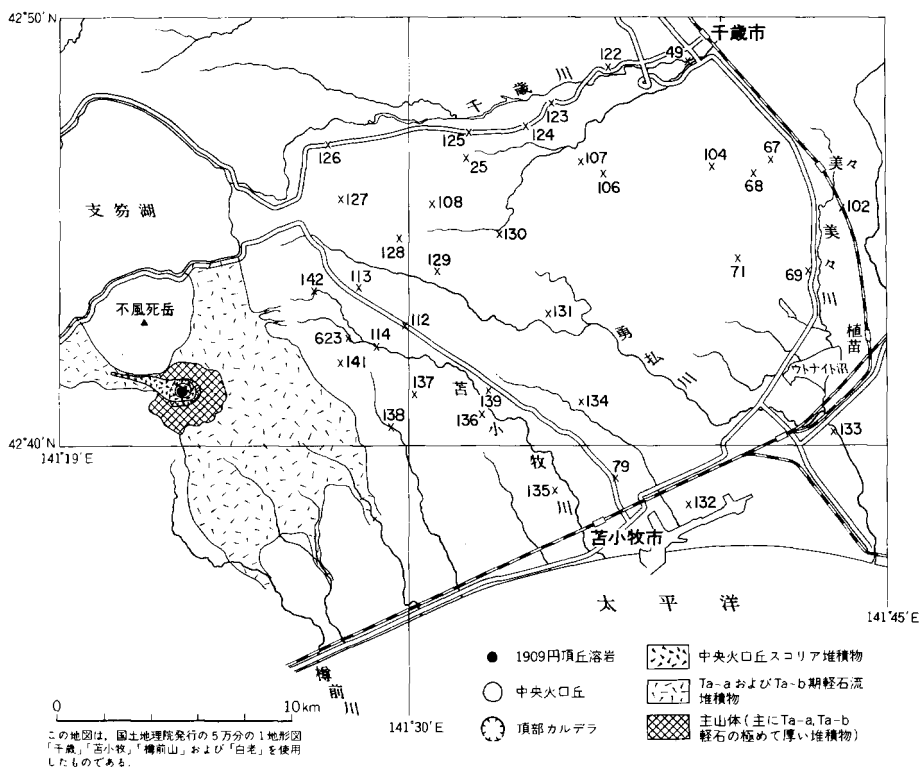
第56図は、本図幅内及び周辺におけるTa-b層とTa-a層の柱状図である。第55図はそれらの位置図である。

V. 7 樽前火山の噴火史および火山噴出物の性質

V. 7. 1 噴火史

北海道の火山噴火に関する記録は、本州や九州の火山の記録と比較すると、質・量ともに劣っている。その理由は、北海道の開発が明治以降に始められたこと、先住民族のアイヌ人が文字を持たなかったためである。樽前火山の周辺は、北海道のうちで比較的早くから開発された地域であったが、もっとも古い噴火記録は、津軽秘鑑に記された1667年（寛文7年）の記録である。この記録には

「松前山崩レ、其ノ響キ当国聞ユ。」



第55図 第56図の柱状図位置図

Locality map of columnar sections of Ta-b and Ta-a in the Fig. 56

とあるのみで、詳細は伝えていない。

1667年から1867年（慶応3年）までの200年間に記録された噴火は4回のみである²³⁾。一方、明治以後、1955年までの記録は70弱である（苫小牧測候所、1966）。

歴史時代における記録は、これまで、大井上（1909）、大森（1918）、田中館（1926）などによりとりまとめられた。近年、気象庁苫小牧測候所の安西定一により、樽前火山噴火史が編集された。石川ほか（1972）はこれをもとに、噴火年表を編んだ。最近村山（1978）は、出来るだけ国史書や原典に接して再調査し、さらに最近の活動資料を付加して、樽前火山を含む日本全国の活動記録を収録した。

第9表は、主に苫小牧測候所（1966）をもとに樽前火山の噴火史をまとめたものである。

先史-歴史時代における活動

樽前火山から噴出された降下軽石堆積物によって覆われた先住民族の遺跡も多く、これらをもとに噴火年代の推定も行われた。佐々（1933）によると、千歳市の台地上の千代神社の遺跡において、Ta-a層に覆われたアイヌ堅穴住居跡と、恵庭a降下軽石堆積物（En-a）の上位の腐植土層の上下から、金石併用の鉄器・石器・土器などが出土する。アイヌ人の堅穴生活は約200年前に終わっており、浦上ほか（1933）が推定したTa-a層の噴火年代とよく一致するとしている。また、En-a層の腐植土層の上位

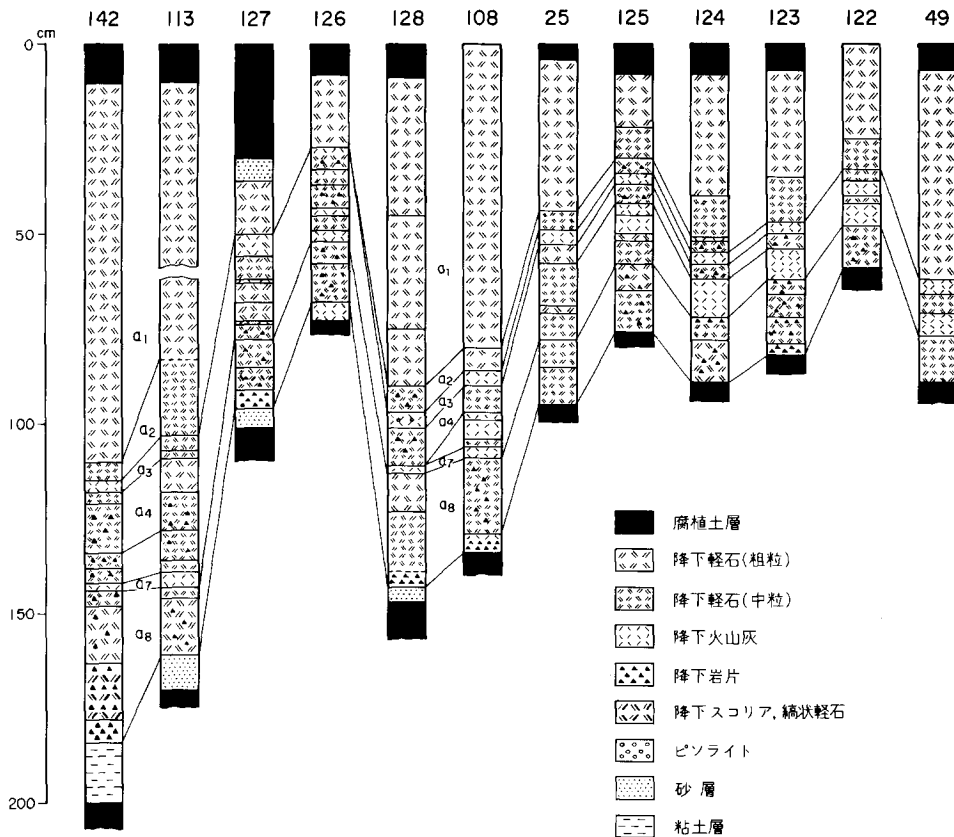
23) 苫小牧測候所（1966）によると6回。

第9表 樽前火山の噴火記録

Activity record of Tarumai Volcano

西 暦	邦 暦	記 述 ・ 規 模
1667. 9. 23	寛文7年8月6日	「松前山崩レ、其響キ当国聞ユ」(津軽秘鑑)
1669	寛文9年	破裂、苫小牧町史(苫小牧測候所、1966)町史の記述の誤り(石川ほか、1972)
1724	享保9年	噴火、新撰北海道史(苫小牧測候所、1966)樽前山の記述でない(石川ほか、1972)
1739. 8. 18-30	元文4年7月14-26日	地震・鳴動・噴火・降灰、「7月12日、地震、同14日ヨリ26日迄、山鳴「タルマイ」嶽焼ク、而シテ下蝦夷地(東蝦夷)タルマイ近所二三日ノ内昼夜暗ク焼灰降ル」(松前年々記)
1804-1817	文化年間	噴火、多数死傷「開ク文化中山頂(樽前山頂)発炎、近傍数十里内、砂石紛飛、死傷無算、距今四十余年、噴煙仍未己」北游葉(大井上、1909)
1867	慶応3年	地震・鳴動・噴火・降灰「慶応3年秋、夜の10時頃地震を感じた。次に大砲の如き響音をききそれから、雷の如き轟が続いた。樽前山を見ると丁度井戸から火柱がはきだされる様であった。その火柱の上に真黒なる烟がひろがりてそれが空に糊引き追々薄くなった。しばらくして灰が降った。翌朝になりて灰や岩屑がつもりて白老では三寸位となつて居たが噴火は殆んど平静となつていた。」(田中館、1926)
1874	明治7年2月8日	鳴動、雷光、苫小牧付近に雨のような降石。石質は軽石、前存円頂丘の飛散。この円頂丘は樽前山頂中央部にゆるやかな傾斜の饅頭形小丘で、火口壁(外輪山)の最高所より約10m高く、その西側に噴気孔があり、硫黄を昇華していた。この噴火によって大部分が抛出し、深さ100mの凹地となった。(田中館、1926)
1874	明治7年2月16日	降灰
1883	明治16年10月7日	噴火
"	10月18日	噴火
"	11月5日	噴火、中央火口丘南麓に小丘(石川ほか、1972)
1885	明治18年1月4日、3月26日	小噴火
1886	明治19年4月3日、4月15日 4月16日、4月28日	噴火
1887	明治20年9月3日、10月7日 10月8日	鳴動、噴火、降灰
1894	明治27年2月8日、8月17日	噴火、降灰
1909	明治41年1月11日、1月22日	火柱、降灰
"	" 2月6日、2月10日 2月18日、3月3日	鳴動、噴火
"	" 3月30日	大噴火、降灰
"	" 4月12日	大噴火、地震、降灰
"	" 4月17-19日	新溶岩円頂丘出現
"	" 5月15日	鳴動、小噴火、降灰、円頂丘に裂隙
1917	大正6年4月30日	噴動、噴火、円頂丘に裂隙
"	" 5月1日	小噴火
"	" 5月12日	鳴動、噴火
1918	大正7年6月13日、7月27日	小噴火
1919	大正8年5月4日	"
1920	大正9年7月17日	小活動
"	" 7月20日	噴火、小降灰
1923	大正12年2月21日	1909年以來の大噴火、降灰
"	" 6月17日	鳴動、噴火、降灰
"	" 6月21日、6月23日	小活動
"	" 6月29日	噴火、降灰
"	" 7月13-14日	小噴火
1926	大正15年10月19日	噴火、降灰、円頂丘に裂隙
"	" 10月24日、26日	噴火
"	" 10月30日	噴火、降灰、円頂丘に裂隙
1928	昭和3年1月4日、7日	小活動

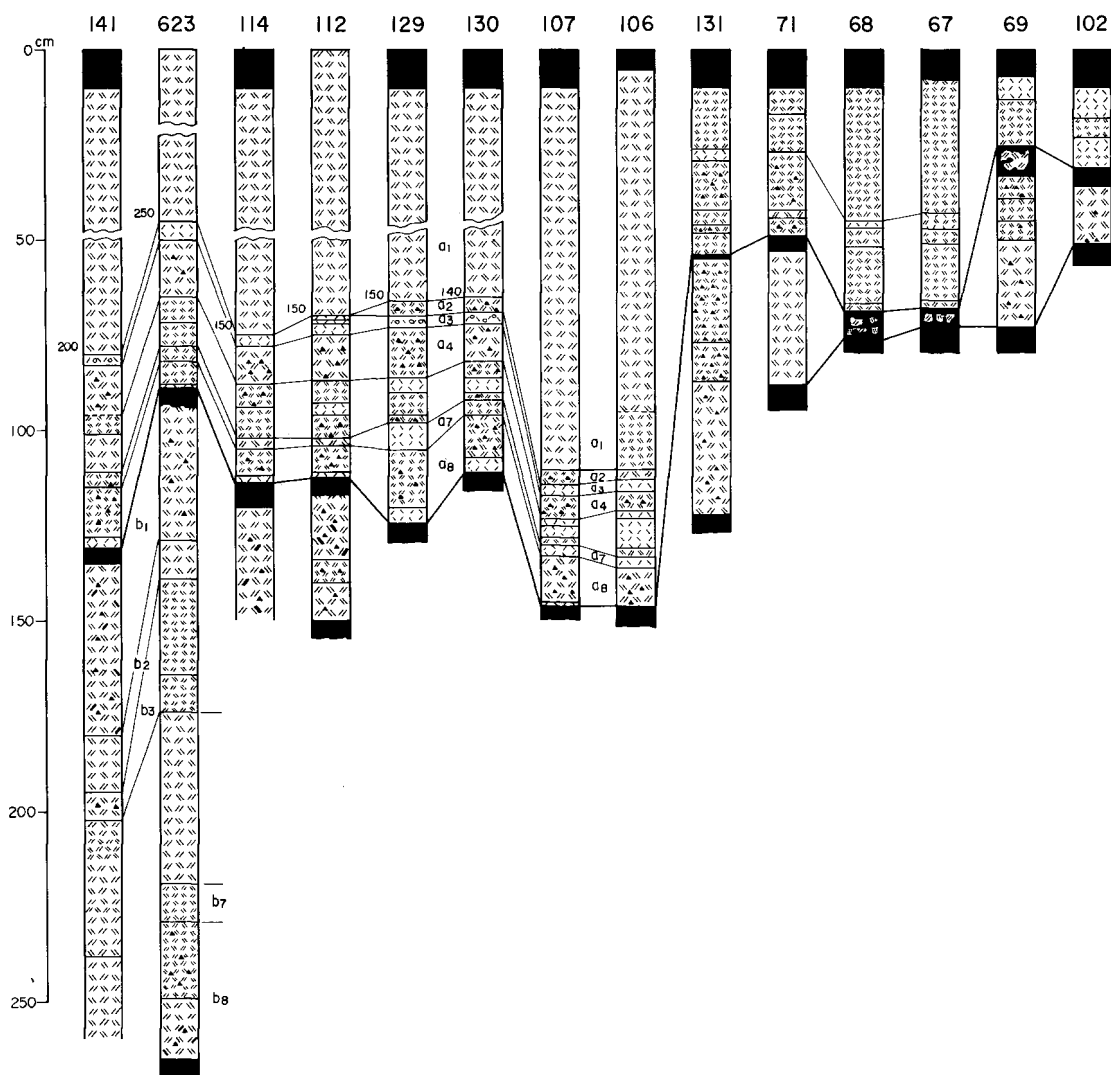
1933	昭和8年12月1日	鳴動, 噴火, 円頂丘に裂隙
1951	昭和26年1月29日	噴火, 降灰
"	" 7月28日	小噴火
1953	昭和28年9月14日頃	小噴火
1978	昭和53年5月15日	小噴火, 降灰「5月15日, 頂上の溶岩円頂丘の南東火口原にある6つの火口のうちA噴気口が, 水蒸気爆発, 周囲に約30cmのセメント状の火山灰が積った」(札幌管区気象台) 村山 (1978) 小噴火, 降灰及びやや高温(220℃)の小粉体流の噴出 噴出物の体積は, それぞれ $4 \times 10^4 \text{m}^3$, $1.7 \times 10^5 \text{m}^3$ (勝井ほか, 1979)



第56-1図 千歳圏幅地域とその周辺の Ta-b および Ta-a 層の柱状図
Columnar sections of Ta-b and Ta-a around the Chitose District

から発掘された遺物は, 300-2000年前のもの, 腐植土層の下位からの遺物は5000年以前のものであった。

松下ほか (1967) により詳細に検討された美々貝塚は, Ta-b層の上位の腐植土層中に挟在し, 土器・石器・骨器および自然遺物として, ヤマトシジミ・マガキ・アサリなどの貝殻, すずき・鮭などの魚類, 鹿や犬などの獣類が出土する。出土した土器は保存の悪い破片が主であるが, 静内中野式類似のもので, 縄文文化中期 (3700-4500年前) に相当する。同時に出土した黒曜石製の石器片についての黒曜石水和層の測定による年代決定では, 4600年水和層年代を示している (KATSUI et al., 1965)。また, 炭



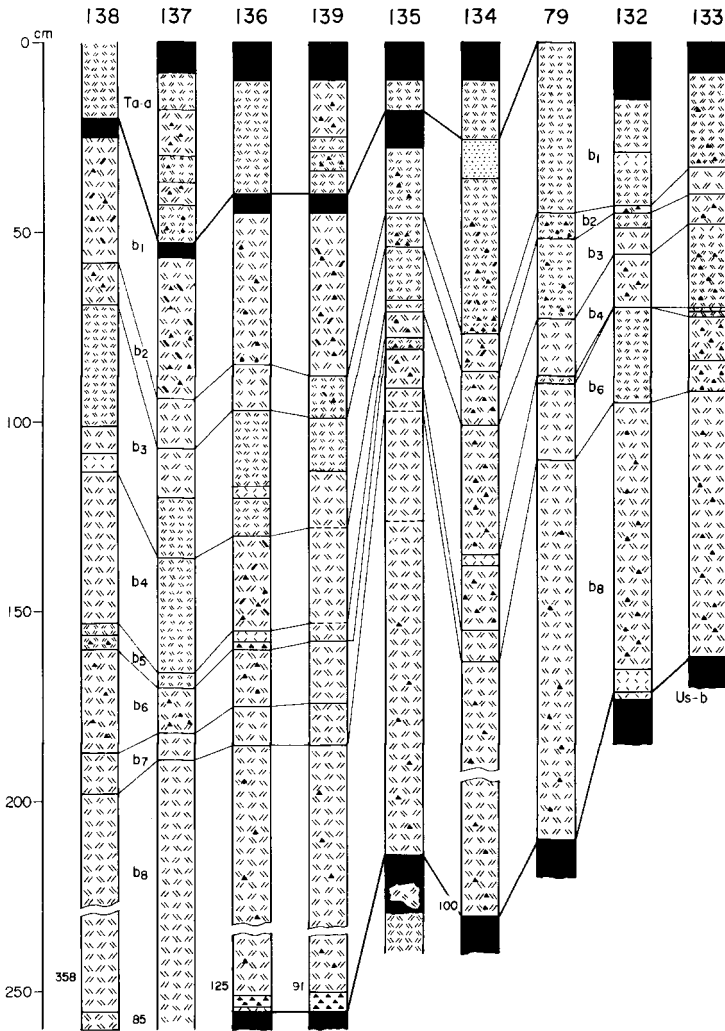
第56-2図

化木片とカキ貝殻の¹⁴C年代は、それぞれ、4500±140年B. P.、3800年±140年B. P.とされている。

樽前火山の東南東およそ28kmの勇払川にかかる稔橋上流約50mの地点におけるTa-c層上下位から出土した土器についてはp. 56において述べた。

これらのほかに、正確な出土地点などの詳細は不明であるが、長都田中遺跡におけるTa-c層上位の腐植土層から擦文式土器が出土している。また同時に採取された炭化木片の¹⁴C年代が、1100±160年B. P.と報告されている。また、植苗遺跡におけるTa-d層上位の腐植土層から縄文後期の土器が出土し、同時に出土した炭化木片の¹⁴C年代は、3230±160年B. P.であった (RUBIN and ALEXANDER, 1958)。

さらに中村ほか (1973) は前述したように、沙流郡門別町宇賀張でTa-b層に覆われた腐植土層中から発掘された古銭の分類を行った。その結果、出土した古銭は16世紀中頃以降に埋没したものであるこ



第56-3図

とが判明した。

第10表は以上の結果と、佐藤博之（1969, 1971）、佐藤博之ほか（1969）、曾屋（1971）および石川ほか（1972）などの樽前火山の噴出物に関連する¹⁴C年代をまとめたものである。

V. 7. 2 樽前火山噴出物の性質

樽前火山噴出物の量

樽前火山から拠出された火山噴出物は、すでに述べたようにすべて火砕物質からなっている。これらの火砕物質のうち、火砕流堆積物は、火口から最大7kmの範囲の主山体周辺に限られ、本図幅地域内には分布していない。一方、降下火砕堆積物は偏西風の影響をうけ、火口の北東から東にかけての分布

第10表 樽前火山形成史総括表
Summary of formation of Tarumai Volcano

層 序		活動時代	¹⁴ C 年代	測定資料	文献	人 類 遺 跡
最 新 期	円頂丘溶岩IIの形成	1909				千歳堅穴住居跡 < 200
	円頂丘溶岩Iの破壊	1874				
	円頂丘溶岩Iの形成	1867				
	中央火口丘降下スコリア堆積物、一部スコリア流	1804-1817	0 ± 80 B.P. (Gak-3737)	Ⓜ	(6)	
Ta d 期			Modern < 200 (Gak-732)	Ⓒ	(1)	
	軽石流堆積物 降下軽石堆積物	1739	0 ± 80 B.P. (Gak-3738)	Ⓜ	(6)	
			980 ± 80 B.P. (Gak-1596)	Ⓜ	(5)	
Ta b 期			210 ± 70 B.P. (Gak-3739)	Ⓜ	(6)	
	軽石流堆積物 降下軽石堆積物	1667	590 ± 130 B.P. (Gak-1595)	Ⓜ	(5)	
			580 ± 80 B.P. (Gak-2604)	Ⓜ	(7)	
Ta i c 期			1100 ± 160 B.P. (W-419)	Ⓜ	(2)	擦文式土器 擦文式初頭土器 縄文晩期初頭土器
	降下火砕堆積物	3,000年前	1640 ± 90 B.P. (Gak-733)	Ⓒ	(1)	
Ta i d 期			3230 ± 160 B.P. (W-322)	Ⓜ	(2)	縄文後期土器 縄文中期土器 4600年水と層年令 (Katsul-Kondo 1965)
			3420 ± 90 B.P. (Gak-734)	Ⓒ	(1)	
			3800 ± 140 B.P. (Gak-484)	Ⓜ	(3)	
			4500 ± 140 B.P. (Gak-485)	Ⓜ	(3)	
	降下火砕堆積物	9,000年前				
			8940 ± 160 (Gak-2208)	Ⓜ	(4)	

測定試料 Ⓜ：炭化木片 Ⓒ：腐植土中の有機炭素 Ⓜ：カキ貝殻

文 献 (1)：KIGOSHI (1967) (2)：RUBIN and ALEXANDER (1958) (3)：松下ほか (1967) (4)：佐藤博之 (1971) (5)：曾屋 (1971) (6)：勝井・中村 (1973) (7)：大場 (1970)

Samples Ⓜ Charred wood Ⓒ Organic carbon in humus Ⓜ Ostrea shell

主軸を有し、Ta-d層およびTa-b層は遠く十勝平野まで分布している。

一般に大規模な火砕流と降下火砕堆積物をもたらす噴火活動においては、噴出物の量では火砕流堆積物の方が多し。たとえば、支笏軽石流堆積物は60-90km³と見積られているが、降下火砕堆積物 (Spfa 1 と Spfa 2) は、およそ30km³である (勝井, 1959)。しかし、樽前火山の火山噴出物の量は、第11表に示したように、Ta-b期およびTa-a期の軽石流堆積物の合計量は、1.8km³であるのに対し、それに伴った降下軽石堆積物の合計量は5.3km³に達している。このことの説明として曾屋 (1971) は2つの期の活動について、これらの堆積物が1 (噴火) 輪廻の (火山性) 堆積物 (NAKAMURA, 1960; 中村ほか, 1963) であるが、1輪廻の堆積物をもたらす活動の様式の変化が、噴火の継続中の水蒸気圧の低下 (山崎, 1959; 勝井, 1959) や、噴火中の火口の拡大 (石川ほか, 1969) によるものでは説明出来ないとし、樽前火山の活動が非常に爆発的で、かなりの高さの噴煙柱が形成され、この噴煙中での分級作用によって噴煙柱下部に形成された“dense cloud”または“base cloud”が、火砕流として流下したと考

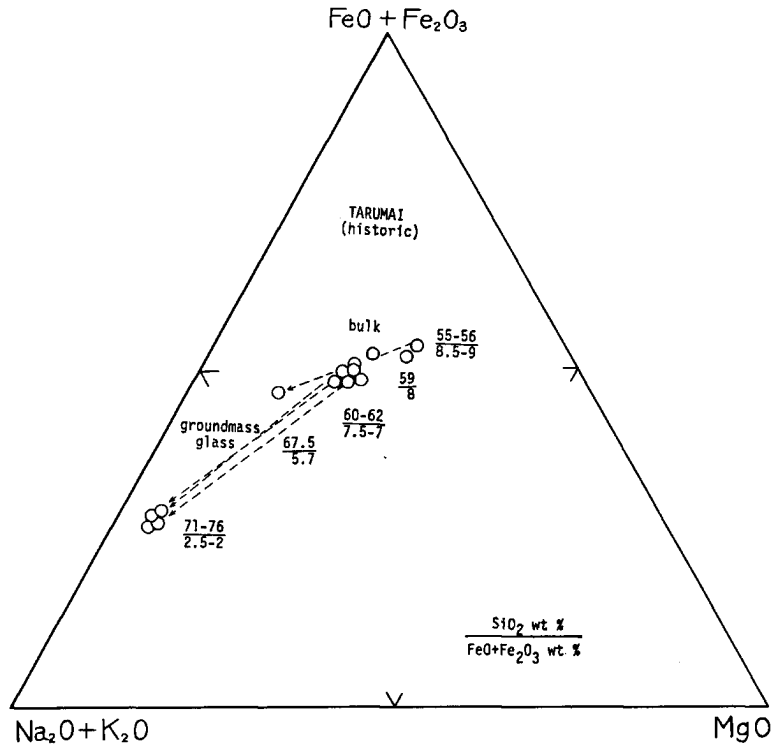
えることによって説明出来るとした。

全岩の化学組成

上述のように、樽前火山噴出物の岩質はすべて普通輝石紫蘇輝石安山岩である。樽前火山噴出物の化学組成を第12表に示した。全岩の化学組成は、 SiO_2 で55-62%の範囲を示し、島弧のカルクアルカリ岩系に属する一般的な安山岩の組成を示している。また、Ta-bおよびTa-a層の軽石は、後に噴出したものほど SiO_2 に乏しくなる傾向を示す。第57図に示した、全鉄-マグネシウム-アルカリ図で明らか

第11表 樽前火山噴出物の量
Volumes of Tarumai Volcanics

	分布面積 km^2		噴出量 km^3		
	降下火砕堆積物	火砕流	降下火砕堆積物	火砕流	溶岩 km^3
円頂丘溶岩Ⅱ	—	—	—	—	0.02
円頂丘溶岩Ⅰ	—	—	—	—	?
中央火口丘スコリア	?	?	?	?	—
Ta-a 層	2,800	}	1.9	}	—
Ta-b 層	6,700		3.4		5.9
Ta-c 層	2,200	—	1.8	—	—
Ta-d 層	2,100	—	2.9	—	—



第57図 樽前火山歴史時代噴出物の全鉄-MgO-アルカリ図

AFM diagram showing bulk and glass compositions of historic Tarumai Volcanics

第12表 樽前火山噴出物の化学組成
Chemical compositions of Tarumai Volcanics

No.	Ta-d		Ta-c		Ta-b				Ta-a				CCS			Dome
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	58.49	55.45	61.26	76.15	60.88	71.84	60.69	59.76	61.85	71.69	60.22	75.33	56.16	55.30	67.48	58.94
TiO ₂	1.22	1.13	0.71	0.30	0.63	0.33	0.67	0.64	0.56	0.33	0.69	0.38	0.78	0.82	0.69	0.80
Al ₂ O ₃	16.86	16.47	16.66	12.50	16.28	13.77	16.77	16.74	16.19	13.78	16.83	12.27	17.29	18.09	13.95	16.97
Fe ₂ O ₃	4.45	3.30	2.28		2.46	0.94	2.15	2.67	2.37	1.06	2.15		2.55	2.41		2.72
FeO	2.98	5.97	4.68	1.96*	4.76	1.54	4.62	4.83	4.43	1.29	4.74	2.10*	6.26	0.06	5.71*	5.35
MnO	0.16	0.15	0.14	0.04	0.14	0.06	0.16	0.15	0.14	0.05	0.11	0.06	0.18	0.14	0.13	0.13
MgO	1.56	4.24	2.51	0.37	2.84	0.43	3.01	2.95	2.56	0.45	2.96	0.45	4.31	4.20	1.40	3.27
CaO	5.42	8.35	6.45	2.14	6.77	2.87	6.69	7.09	6.63	3.18	6.86	2.21	8.31	8.68	4.93	7.30
Na ₂ O	3.07	2.57	3.37	2.25	2.94	3.92	3.10	2.93	3.12	4.09	3.24	3.24	2.55	2.87	3.92	3.04
K ₂ O	0.76	0.80	1.22	2.23	1.19	2.09	1.06	1.09	1.21	2.15	1.19	2.09	0.53	0.65	1.18	0.92
P ₂ O ₅	0.27	0.07	0.09	n. d.	n. d.	n. d.	0.08	n. d.	n. d.	n. d.	0.11	n. d.	0.10	0.09	n. d.	0.12
H ₂ O (+)	2.65	0.85	0.62	n. d.	0.59	0.88	0.64	0.32	0.97	0.60	0.75	n. d.	0.41	0.51	n. d.	0.14
H ₂ O (-)	1.97	0.27	0.17	n. d.	0.39	0.79	0.14	0.28	0.39	0.50	0.03	n. d.	0.02	0.04	n. d.	0.08
Total	99.86	99.62	100.16	97.94	99.87	99.46	99.78	99.45	100.42	99.11	99.88	98.13	99.45	99.86	99.39	99.78
FeO+0.9 Fe ₂ O ₃	56.4	54.0	49.5	28.8	50.0	26.7	47.8	50.9	48.8	25.3	47.5	26.3	54.4	52.3	46.7	52.6
MgO	12.6	25.6	17.9	5.4	20.4	4.8	21.9	20.8	19.0	5.0	21.0	5.6	26.6	25.9	11.5	21.4
Na ₂ O+K ₂ O	30.9	20.4	32.6	65.8	29.6	68.5	30.3	28.3	32.2	69.7	31.5	68.1	19.0	21.7	41.8	25.9

CCS: 中央火口丘スコリア Dome: 円頂丘溶岩

- 樽前d降下火砕堆積物。スコリア, 分析 川野昌樹 (新分析)
Tarumai d Pyroclastic Fall Deposits. Scoria, Analystist KAWANO (New Analyses)
- 樽前c降下火砕堆積物。軽石, 分析 川野昌樹 (新分析)
Tarumai c Pyroclastic Fall Deposits, Pumice, Analystist KAWANO (New Analyses)
- 樽前b軽石流堆積物。軽石, 勝井ほか (1972)
Tarumai b Pumice-flow Deposits. Pumice, KATSUI et al. (1972)
- No. 3の石基のガラス。9分析値の平均, EPMAによる。勝井ほか (1972)
Groundmass glass of the No. 3. Average of nine analyses by means of EPMA. KATSUI et al. (1972)
- 樽前b降下軽石堆積物。軽石, SHOJI et al. (1975)
Tarumai b Pumice-fall Deposits. Pumice, SHOJI et al. (1975)
- No. 5の石基ガラス。KOBAYASHI et al. (1976)
Groundmass glass of the No. 5. KOBAYASHI et al. (1976)
- 樽前a降下軽石堆積物。軽石, 勝井ほか (1978)
Tarumai a Pumice-fall Deposits. Pumice, KATSUI et al. (1978)
- 同上。軽石, SHOJI et al. (1975)
Ditto. Pumice, SHOJI et al. (1975)
- 同上。軽石, SHOJI et al. (1975)
Ditto. Pumice, SHOJI et al. (1975)
- No. 9の石基ガラス。KOBAYASHI et al. (1976)
Groundmass glass of the No. 9. KOBAYASHI et al. (1976)
- 同上。軽石, 勝井ほか (1972)
Ditto. Pumice, KATSUI et al. (1972)
- No. 11の石基ガラス。11分析値平均, EPMAによる。勝井ほか (1978)
Groundmass glass of the No. 11. Average of eleven analyses by means of EPMA, KATSUI et al. (1978)
- 中央火口丘スコリア。スコリア, 勝井ほか (1978)
Central cone scoria. Scoria, KATSUI et al. (1978)
- 同上。スコリア, 勝井ほか (1978)
Ditto. Scoria, KATSUI et al. (1978)
- No. 14の石基ガラス。14分析値の平均, EPMAによる。勝井ほか (1978)
Groundmass glass of the No. 14. Average of fourteen analyses by means of EPMA, KATSUI et al. (1978)
- 円頂丘溶岩。勝井ほか (1978)
Dome lava. KATSUI et al. (1978)

のように、円頂丘溶岩→中央火口丘スコリア→軽石と、先に噴出したものほどより分化が進んでいる。

一方、マグマの液組成を示す石基ガラスの組成は、第12表に示してあるようにSiO₂に富み、とくに軽石の石基ガラスの組成は75-76%と極めてSiO₂に富んで鉄に乏しい。第57図においても、軽石の石基ガラスの組成は、極めて分化の進んだ位置にある。

斑晶鉱物の化学組成

樽前火山噴出物の斑晶鉱物組合せは、すでに述べたように斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱である。中央火山丘スコリアおよび円頂丘溶岩では、これらに極く少量のかんらん石が加わる。歴史時代の噴出物の斑晶のモード分析の結果（曾屋ほか，1976a, b）を第13表に示したが、いずれの噴出物についても比較的斑晶が多く、軽石でも23-24重量%の斑晶斜長石を含む。

斜長石

歴史時代噴出物の斑晶斜長石は、それぞれ広い組成範囲を有し、いちじるしい累帯構造を示している。

Ta-b軽石の斜長石 組成範囲はAn53-93と広いが、An53-80とAn83-93の不連続な2群に分れる。Ab成分に富んだ組成範囲を示す斜長石は、いちじるしい累帯構造を示し、最外縁の組成はAn70-60である。一方、An成分に富んだ斜長石は、An90前後の均質な内核を有し、周縁部でAn83の組成を示す。An成分に富んだ斑晶斜長石は、SiO₂76%の液と平衡であったと考えられず、おそらく外来結晶であろう。

Ta-a軽石の斜長石 組成範囲はAn53-83である。Ta-b軽石に認められたAn成分に富んだ組成はまだ認められていない。累帯構造は、Ta-b軽石の場合と同様にいちじるしい。最外縁の組成は、Ta-b軽石と比較してAb成分に富み、An58-66である。

中央火口丘スコリアの斜長石 組成範囲はAn55-93である。累帯構造はTa-bやTa-aのそれと異なり、An成分に富んだ内核を有し、くり返しの累帯構造を示しながら外縁にむかってAb成分に富んで行く。最外縁の組成はAn68-70である。

円頂丘溶岩の斜長石 組成範囲はAn55-94である。累帯構造は中央火口丘スコリアと同様に、An成分に富んだ内核を有し、外縁でAb成分に富む。最外縁の組成範囲は広い。

輝石の化学組成と輝石温度

輝石のEPMA分析結果を輝石の台形にプロットしたものを第58図に示す。また、中央火口丘スコリア

第13表 樽前火山の歴史時代噴出物のモード分析
Modal analyses of historic Tarumai Volcanics (volume %)

	1 Pumice Ta-b fall	2 Pumice Ta-a flow	3 Cent. cone Scoria	4 Lava Dome I
斑 晶	(33.6)	(36.2)	(36.7)	(38.7)
斜 長 石	23.7	24.3	24.8	27.8
紫 蘇 輝 石	5.4	5.9	5.5	5.9
普 通 輝 石	3.4	3.7	4.2	4.4
か ん ら ん 石	.0	.0	.1	.2
鉄チタン酸化物鉱物	1.1	2.3	2.0	2.5
磷 灰 石	tr.	tr.	.1	.1
石 基	(66.4)	(63.8)	(63.3)	(61.3)
斜 長 石	4.9	4.8	5.8	26.1
紫 蘇 輝 石	.5	.4	.7	} 6.3
普 通 輝 石	.4	.3	.8	
鉄チタン酸化物鉱物	.0	.0	.4	3.2
アルカリ長石	.0	.0	.0	} 25.7
磷 珪 石	.0	.0	.0	
ガ ラ ス	61.6	58.3	55.6	
孔 隙 率	54.6	52.8	30.9	4.2

第14表 Ta-b, Ta-a 軽石および中央火口丘ス
Chemical compositions of pyroxenes contacting with each other from Ta-b

GSJ-EP No.	Ta-b				Ta-a				604474
	OPx	CPx	OPx	CPx	OPx	CPx	OPx	CPx	
605430	605434	605435	605438	604290	604292	604310	604307		
SiO ₂	52.79	51.85	52.74	51.48	52.11	51.86	51.70	52.16	51.41
TiO ₂	0.14	0.29	0.14	0.25	0.18	0.29	0.18	0.21	0.20
Al ₂ O ₃	0.54	1.26	0.71	1.23	0.72	1.15	0.60	1.10	0.79
FeO	23.49	10.33	22.99	10.59	23.05	9.97	23.05	9.76	22.55
MnO	0.88	0.41	0.81	0.42	0.89	0.48	0.89	0.49	0.84
MgO	20.93	13.57	21.06	13.48	21.11	14.28	21.33	14.12	21.60
CaO	1.15	21.34	1.26	21.46	1.18	21.23	1.22	21.04	1.21
Na ₂ O	0.04	0.29	0.02	0.30	0.05	0.28	0.07	0.25	0.03
Total	99.98	99.34	99.75	99.22	99.29	99.55	99.04	99.13	98.63
O = 6									
Si	1.984	1.960	1.983	1.954	1.972	1.954	1.964	1.968	1.957
Al	0.024	0.056	0.032	0.056	0.032	0.051	0.027	0.049	0.035
Ti	0.004	0.008	0.004	0.007	0.005	0.008	0.005	0.006	0.006
Fe	0.739	0.327	0.723	0.336	0.730	0.314	0.732	0.308	0.718
Mn	0.028	0.013	0.026	0.014	0.029	0.015	0.029	0.016	0.027
Mg	1.173	0.765	1.180	0.762	1.191	0.802	1.208	0.794	1.226
Ca	0.046	0.864	0.051	0.873	0.048	0.857	0.050	0.851	0.049
Na	0.003	0.021	0.002	0.022	0.004	0.020	0.005	0.019	0.002
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.991	2.000	1.993
WXY	2.002	2.014	1.999	2.023	2.009	2.022	2.029	2.011	2.028
X _{Fe} ^{opx}	0.386		0.380		0.380		0.377		0.369
αMg ₂ Si ₂ O ₆	0.338	0.166	0.346	0.163	0.341	0.180	0.345	0.181	0.353
Temp. (°K)		1327		1324		1344		1346	1351
Temp. (°C)		1054		1051		1071		1073	1078

アに含まれるかんらん石を、仮りに輝石台形のEn-Fs線上にプロットした。普通輝石と紫蘇輝石およびかんらん石と紫蘇輝石のタイラインは、互に接する鉱物間で引いた。円頂丘溶岩で紫蘇輝石の分析点を結ぶ鎖線は、1粒子内の組成範囲を示している²⁴⁾。

Ta-b軽石の輝石は狭い組成範囲を示すが、円頂丘溶岩ではやや広い組成範囲を示す。また、Ta-b軽石から円頂丘溶岩へと、新しいものほどEn成分に富む傾向が認められる。

互いに接する2輝石の組成をもとに、WOOD and BANNO (1973) の方法で輝石の平衡晶出温度を算出した(第14表および第58図)。軽石は1,050°Cで、中央火口丘スコリアは1,080-1,050°Cの範囲を示した。これは新しいものほど高温を示しているのかも知れない。

第15表は以上の樽前火山噴出物の諸性質をまとめたものである。

V. 8 湿原堆積物

本図幅地域ではTa-c層の下位Ta-b、Ta-a層の下位と上位に泥炭が認められる。地質図には、瀬尾

24) 新井(1972)は樽前火山噴出物の紫蘇輝石のγ値を測定している。それによるとTa-a層とTa-b層の紫蘇輝石のγ値がFs42前後を示すのに対してTa-c層のはFs38前後、Ta-d層のはFs32前後を示している。

コリアの互に接する輝石の組成と平衡晶出温度
and Ta-a pumice, and central cone scoria, and their equilibrium temperature

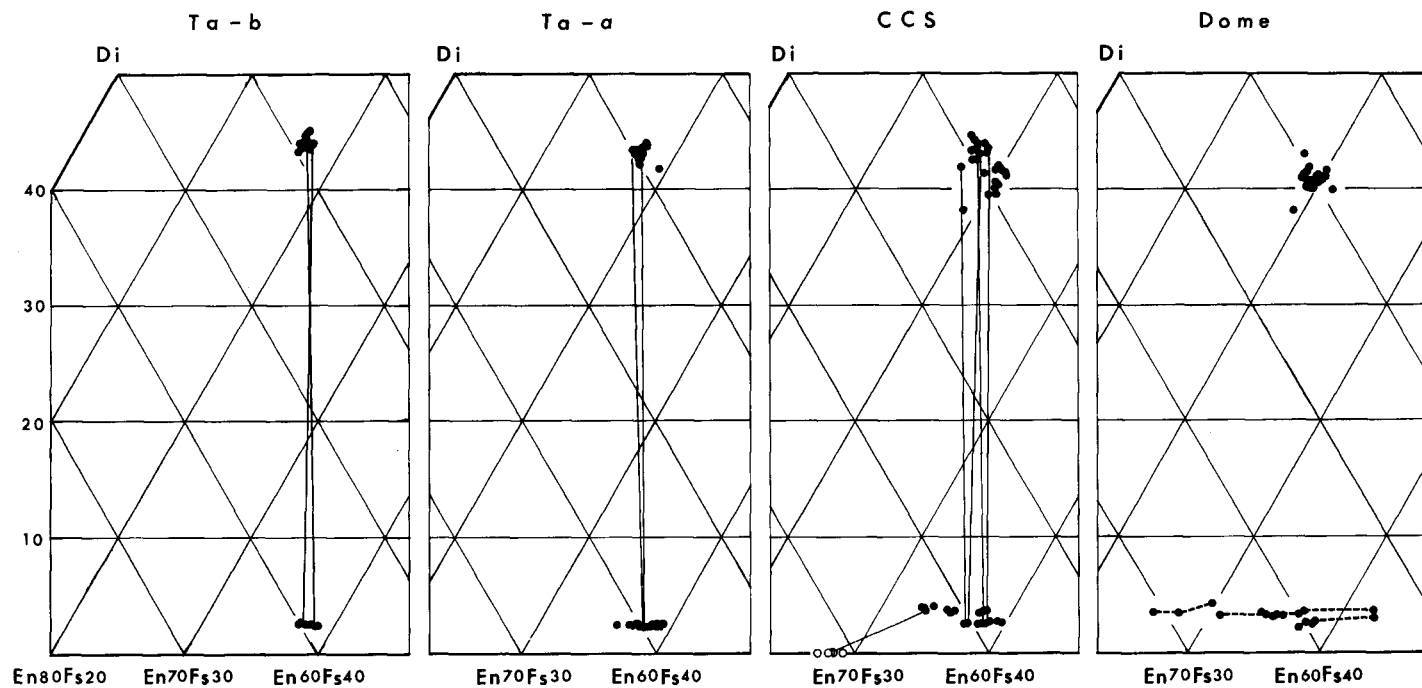
中央火口丘スコリア (CCS)										
CPx	OPx	CPx	OPx	CPx	OPx	CPx	OPx	CPx	OPx	CPx
604472	604488	604490	605092	605109	605096	605114	605195	605196	605203	605201
51.33	51.84	51.02	51.66	51.15	51.97	51.69	52.77	51.30	51.93	51.92
0.42	0.15	0.40	0.19	0.31	0.17	0.36	0.15	0.29	0.19	0.33
1.41	0.72	1.74	0.65	1.39	0.69	1.34	0.58	1.61	0.64	1.16
10.09	22.80	10.58	23.33	10.02	23.97	9.63	21.58	12.42	22.17	10.41
0.43	0.90	0.49	0.78	0.44	0.78	0.44	0.59	0.43	0.95	0.48
14.54	20.39	13.27	21.03	13.42	20.21	13.63	21.45	13.92	21.15	13.75
20.40	1.22	20.89	1.26	20.99	1.23	21.56	1.66	19.19	1.17	20.75
0.18	0.02	0.28	0.04	0.28	0.02	0.28	0.03	0.18	0.00	0.31
98.80	98.04	98.67	98.94	98.00	99.04	98.93	98.81	99.34	98.20	99.11
1.946	1.985	1.945	1.966	1.958	1.979	1.958	1.990	1.947	1.980	1.965
0.064	0.033	0.078	0.029	0.063	0.031	0.060	0.026	0.073	0.028	0.052
0.012	0.005	0.012	0.006	0.009	0.005	0.010	0.004	0.008	0.006	0.009
0.320	0.730	0.337	0.743	0.321	0.763	0.305	0.681	0.394	0.707	0.330
0.014	0.029	0.016	0.025	0.014	0.025	0.014	0.019	0.014	0.031	0.015
0.822	1.163	0.754	1.193	0.766	1.147	0.769	1.206	0.787	1.202	0.775
0.829	0.050	0.853	0.051	0.861	0.050	0.875	0.067	0.781	0.048	0.842
0.014	0.002	0.021	0.003	0.020	0.001	0.020	0.002	0.014	0.000	0.023
2.000	2.000	2.000	1.995	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
2.018	1.998	2.015	2.021	2.012	2.002	2.012	1.994	2.016	2.001	2.011
	0.386		0.383		0.399		0.361		0.370	
0.183	0.334	0.156	0.339	0.165	0.322	0.168	0.362	0.165	0.354	0.171
	1318		1328		1328		1335		1338	
	1045		1055		1055		1062		1065	

第15表 歴史時代の樽前火山噴出物の特徴
Characteristics of historic Tarumai Volcanics

	Ta-b			Ta-a			CCS			Dome		
Age (A. D.)	1667			1739			1804-17			1909		
Volume (km ³)	3.4			1.7			—			0.02		
Bulk comp. (SiO ₂)	61.3			60.2			55.3			59.9		
				-60.7			-56.2			-57.4		
Glass comp. (SiO ₂)	76.3			75.3			67.5			—		
Pyroxene Range	Wo	En	Fs	Wo	En	Fs	Wo	En	Fs	Wo	En	Fs
CPX	43	38	17	42	39	17	38	38	16	38	39	17
	-45	-40	-18	-44	-40	19	-45	-43	-21	-43	-43	-21
OPX	2.5	59	37	2.5	58	36	2.5	58	33	2.2	54	26
		-60	-39		-62	-40	-4.0	-63	-40	-4.5	-70	-42
Temp (°C)	1050			1070			1080-1050					
Plagioclase												
Range	An84-55			An82-52			An93-54			An94-54		
Rim	An70-66			An58-56			An70-68					

CCS: 中央火口丘スコリア Dome: 円頂丘溶岩

ほか (1965, 1968) にしたがってTa-b, Ta-a層の上位の泥炭を塗色した. Ta-b, Ta-a層上位の泥炭は極めて最近の生成によるものであり, 瀬尾ほか (1965) は, 美々川の上流においてはTa-a層の上に



第58図 樽前火山噴出物の斑晶輝石

CCS: 中央火口丘スコリア Dome: 円頂丘溶岩

Part of pyroxene quadrilateral showing compositions of phenocrystic pyroxenes from historic Tarumai Volcanics

CCS: Scoria of central cone Dome: Dome lava

層厚約40cmのスゲ・ハンノキを含むヨシ泥炭を記載している。ウトナイト沼周辺は瀬尾ほか（1968）によって厚真川下流地域とともに勇払第1低位泥炭上亜区とされ、Ta-a層の上位に層厚0-15cmの黒褐色のヨシ泥炭が記載されている。勇払川に沿う泥炭も上記とほぼ同様である。

山田悟郎（1976）は、東隣鶴川図幅地域内の弁天沼南東約2km地点において、Ta-c層の下位層厚1.2mの泥炭4点、Ta-b層との間の層厚0.6mの泥炭2点の花粉分析を行い、苫小牧低地帯では、*Quercus*、*Ulmus*、*Juglans*、*Abies* が優先し、花粉組成上、渡島半島と石狩低地帯東部地域の間中に位置していると結論している。

V. 9 沖 積 層

本図幅地域では、最近300年間に、厚い降下軽石堆積物の被覆があったため、地表における観察例は乏しい。ここでは南部では沼の端層を覆う現河川堆積物、北部では支笏火砕流堆積物の上にある砂礫層を沖積層とする。

南部においては沼の端層が地層近くまでであるので、沖積層の分布は限られる。

北部では千歳市街の浅井戸資料²⁵⁾によれば、支笏火砕流堆積物までの深さは6.6mから8.2mを示している。また日本道路公団が北海道縦貫千歳－札幌線建設の際に調査した資料によれば、千歳川を横切る地点において、北半分の沖積層の厚さは約6mであるが、南半分の現在の千歳川付近では約16mに達している。

いずれも砂および礫からなる。

VI. 応 用 地 質

VI. 1 温 泉

本図幅地域の温泉は2カ所あるが、いずれも大深度ボーリングによるものである。

ウトナイ温泉はウトナイト沼の傍（地点23、第6図柱状図参照）にある温泉で、1967年深度1,300mまで掘削された。噴量40l/分、泉温28℃²⁶⁾、かつClが異状に高濃度だったため、深部を埋没し、深度600-700mにガンパーをかけて、現在湧出する温泉を得た。化学組成はNaClを主成分とし、Ca(HCO₃)₂を副成分としているが、色度がいちじるしく高いほかは、特徴的な成分はみられない。この温泉は多量のガスを付随し、その組成はメタン81.5%とわりあい高い含有率を示している。この泉源は現在利用されていない。

蘭越温泉（地点7）は深度約1,040mのボーリングによって得られたものである。現在自噴量409l/分、温度30.8℃であるが利用されていない。この温泉は単純泉で、組成からみると深層地下水型の泉質を示していると云われる。付随するガスは、メタンをわずかに含む窒素系のガスである。

25) 北海道支所、村瀬正技官の教示による。

26) 以下北海道立地下資源調査所（1977）による。

両温泉の組成を第16表に示す。

第16表 温泉分析表

	所在地	所有者名	深 (m)	ストレーナー (m)	口 (mm)				
ウトナイ温泉	苫小牧市植苗	ウトナイ観光ホテル	1,300	600 - 700	100				
蘭越温泉	千歳市蘭越	京信産業 K.K.	1,040	925 - 945 975-1,026	150				
湧出量 (l/分)	分析年月	泉温 (°C)	pH	T.S.M. (mg/l)	Ca*	Mg	Na		
133	51.6	31.1	7.8	3,747	123.4	16.2	1,255		
409	51.6	30.8	8.7	304	0.9	0.9	76.1		
K	Total Fe	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Mn	Cu	Zn	As	
32.5	0.17	0.17	0.00	0.10	0.45	0.001	0.000	0.005	
4.4	0.00	0.00	0.00	0.12	0.04	0.001	0.004	0.029	
Cl	HCO ₃	SO ₄	F	HBO ₂	SiO ₂	Frel CO ₂	H ₂ S	lg. loss	
1,877	619.8	1.2	0.66	32.5	99.4	17.1	0.05	136.5	
7.6	208.6	0.0	0.58	10.9	91.1	18.3	0.05	47.5	
O ₂ **	Ar	CO ₂	CH ₄	CnHm	N ₂ etc	H ₂ S	摘要		
0.00	0.44	0.41	81.46	0.04	17.65	0.000	色度1, 313°		
0.08	1.37	0.06	4.70	0.00	93.79	0.000	色度280.3°, 着色		

* 以下 (mg/l) ** 以下 (vol. %)

北海道立地下資源調査所 (1977) による。

VI. 2 地下水

苫小牧工業地帯である本図幅地域の水理地質は、工業地帯の発展のために重要な役割を担っている。そのために本図幅地域の水理地質、とくにその地下水については多くの調査がなされて (地質調査所, 1967; 北海道立地下資源調査所, 1969; 山口, 1969; 山口ほか, 1963; 1974), 現在もなお北海道立地下資源調査所によって、調査観測が行われている。ここでは最も新しい山口ほか (1974) によって、地下水の概要を述べることにする。

本図幅地域における事業用の水は地下水に頼ることが多く、多量の用水を必要とする事業所は100m以上のボーリングに頼ったことと、調査用のボーリングのため、第6図以下に示されるようなおよその地下構造が判明して来た。これらの諸元を示すと第17表のようになる。さらに千歳川水を太平洋側に導水する調査も行われて来た。

軽石流堆積物からなる火砕岩台地は、その孔隙率の大きさからみても巨大な水溜めであると云える。それで空港西南部、ママチ川、勇払川、国道36号線で囲まれた範囲を考えると、支笏火山噴出物の体積は16km³、有効孔隙率0.4、地下水までの平均深度40mと仮定すると、その貯水量は38億m³と算

第17表 深井戸諸元表

地点	深井戸番号				所在地	名称	井深 (m)	井径 (mm)	自然位 (m)	地盤高 (m)	分析 年月	pH	Cl 以下 (ppm)	SO ₄	HCO ₃	CaCD ₃	Fe	SiO ₂	NH ₄	COD
	A	B	C	D																
3		3			蘭越	さけますふ化場	75	150	+	27.0	43.7	7.6	8.5	3	93	51	0.25	31	0.5	4.4
5				40	泉沢	道地下水源1号井	200	80	+3.4	42.3	47.8	7.3	5.4	0	205	100	0.16	54	—	2.4
8				27	"	インターチェンジ	100	150	-23.0	43.5	47.10	6.8	6.1	3	30	24	0.00	37	0.0	3.0
19				41	丸山	道地下水源2号井	120	80	+	28.5	48.9	7.2	7.6	0	154	96	0.11	55	—	—
16				42	植苗	" 3号井	120	80	-4.2	16.5	48.10	7.1	6.4	0	61	34	tr	51	—	—
10				29	真町	新保義美	190	竹	+5.5	14.2	47.10	7.8	5.4	0	144	78	0.13	22	0.9	16.4
9		2		30	東雲町	千歳郵便局	85	200	-2.6	13.5	44.4	7.4	7.9	0	372	80	1.50	43	3.6	41.
11		1		32	青葉	札幌生コン	126	200	+	13.2	43.7	7.6	8.1	0	284	110	0.23	39	2.7	24.
* 12		2				祝梅														
13				34	駒ノ里	開拓調査井	200	50	+0.6	25.0	44.4	7.6	9.0	0	298	49	0.22	54	1.6	41.
17	10	4	1	43	植苗	植苗小学校	130	50	+	5.5	49.4	7.8	5.2	0	293	122	0.05	43	1.1	22.
20	11	5	3		"	白鳥湖ホテル1号	150	50	-1.5		36									
24				78	明野	苫小牧ゴルフ場	200	300	-1.8	18.0	49.4	8.0	7.3	0	148	74	tr	37	0.5	7.0
22			4	47	植苗	ユースホテル	110	50	+	3.1	47.1	7.7	7.1	0	272	101	0.22	44	—	—
23		7	5	48	"	ウトナイ湖ホテル	1,300	150	+		47.1	8.8	120	0	675	73.6**	tr	—	0.5	
25				77	明野	交通コンビナート	174	250	+	6.7	49.4	7.8	8.0	0	321	119	0.06	43	0.9	11.1
26		8	6	79	沼の端	志賀芳雄	212	85	+	6.2	44.4	7.9	8.1	0	299	90	tr	46	2.0	22.
27		9	7	80	"	浜野センイ	212	100	+	6.0	43.7	7.8	9.2	0	232	70	tr	36	1.8	19.2
28	49			816	"	簡易水道2号	202	100	+	5.5	37.11	8.1	6.4	0	201	71	0.11	46	0.7	27.
29			8	82	"	滝の上水工場	203	50	+	5.0	47.1	8.0	7.1	0	246	82	0.00	44	—	—
	地質調査所 (1967)				苫小牧		150			7.85	41.									

* 柱状のみ記載

A : 山口ほか (1963)

C : 斉藤ほか (1972)

** Ca

B : 北海道立地下資源調査所 (1969)

D : 山口 (1974)

出される。これから各河川に流出する水量は年間で約1億1千万 m^3 （日平均30万 m^3 ）で、貯水量の3%にすぎない。そのため、一般に支笏火山噴出物中に含まれる地下水の水質は劣っている。

支笏火山噴出物の下位の海成更新統は水量も多く、水質良好であり、多く利用されている。千歳付近には支笏火山噴出物直下に帯水層があるが水質はよくない。140m以深にも厚い帯水層が賦存し、水質は良好であるが駒里方面では不良となっている。南の苫小牧工業港では帯水層は地下200mまでの間に、60m付近、100m付近、120m付近、145m付近、190m付近と5層あって、145m付近が他に較べて水質良好のため多く利用されているが塩素イオンが100ppmを上まわる。しかし海成更新統中における地下水の動態は、いまのところまったく判っていない。

超深層地下水は本図幅地域では蘭越（地点7）と、ウトナイ地点23の2カ所である。これらの概要は第18表のとおりである。

結論として、千歳川と苫小牧川との間を流れる地下水流は30-50万 m^3 /日と見積られる。技術的にはその20-30%を取水することが可能とみられるが、環境保全や自然災害防止の点から、これらを予測するためには開発に先行して地下水位の長期観測を実施しなければならない。

第18表 千歳・苫小牧周辺の超深井

山口ほか（1974）

No.	所在地	標高 (m)	井深 (m)	帯水層位置 (m)	摘要
26* ¹⁾	千歳市チトセランド（蘭越温泉）	23	1,040	<300略 319-339 370-378 410-422 476-571 684-656	770m 以下厚いシルト岩となる。770m 以浅で採湯する（30.8℃）
48* ²⁾	苫小牧市ウトナイ温泉	5	1,300	<200略 215-250 320-337 398-466 641-710	710m 以下厚いシルト岩となり、地層水の塩分濃度高まる。710m 以浅で採湯する（31.8℃）

*1) 原著26, 第16表蘭越温泉 *2) 原著48

VI. 3 地盤災害

1968年5月16日に発生した1968年十勝沖地震は、苫小牧地区に震度5の値を与え、函館地区と共に北海道内で最高だった。とくに支笏火砕流堆積物の地盤に宅地造成をした札幌市清田団地に多くの被害を与えたことは、地盤問題に対する関心を呼び起した。

対馬（1968）によると苫小牧地区の被害は局部的地盤変動（地盤沈下）と地割れであった。

地盤沈下の例としては苫小牧市清水小学校の例が挙げられる。これはTa-bの直下地下2-3mに、厚さ2mの泥炭層が分布する軟弱地盤のため、地震によって振動が与えられて圧密を受け、間隙水が校庭に湧出すると共に約25cmの不等沈降を行い、校舎に被害を与えた。泥炭地に設けられた国道も部分的に被害をうけた。

地割れは火山灰地上の新しい宅地、旧河川跡の農地、新しい盛土による築堤にいちじるしく、国道・



第59図 1968年十勝沖地震の震度分布図
 Distribution of seismic intensities of Tokachi-oki Earthquake,
 1968, after Dep. Geoph. Fac. Sci. Hokkaido Univ. (1969)

苫小牧工業港の埠頭などにもみられた。

札幌市清田団地の被害は支笏火砕流堆積物の土質学的特性の研究を進めた(坂上, 1971)。平野の地盤特性としては、地質調査所(1967)は以下の数値を与えている。

区分	土質	地盤強度N	備考
A	表土・火山灰	0-10	樽前火山降下堆積物 (Ta-b, c)
B	泥炭	0-2	腐植物層厚 0.5-3.0 m
C	1 腐植物-火山灰混り砂	2-10	" 1.0-2.0 m
	2 シルト	1-3	" 5.0 m
D	1 砂	10-15	砂丘構成層 D ₁ の凹地 層厚 4.0-7.0 m
	2 礫混り粗砂・礫	10-5	
E	貝殻混りシルト質砂	15-30	海成層(沼の端層) 層厚 2.0-12.0 m
F	火山灰・火山礫	25-120	支笏火山噴出物
G	シルト質砂	10-50	海成層(伏在海成更新統)
H	砂礫	50以上	海成層(伏在海成更新統)

() 本図幅において使用した地層名

以上をみると、軟弱地盤と云われるものは、EあるいはD以上の地層であり、とくにD層以上が地盤対策の対象となる。

一方、丘陵地の支笏火砕流堆積物を地盤とする地域の地震災害をみると、その特徴は切土地区では被害はなく、盛土地区の被害が大きかった。坂上(1971)は清田地区の軽石堆積物を清田火山灰と称して土質試験を行った結果、“清田火山灰は液性限界：63-50.5%，自然含水比：30-35%であり、自然状態においては一応の安定性が考えられるが、含水比50%を境として急激な状態変化することを意味している。このことは、保水能力ギリギリまで安定を保ち、その限界において突然崩壊する特性を示している”と考えている。

前述Fの貫入値が25-120と大きいのは、軽石流堆積物は自然状態（限界条件下）に於ける安定性を示し、限界条件を外れると急激に不安定となる。盛土に被害が大きかったのはこのような理由であろう。

VI. 4 土 砂

支笏火山砕屑物の軽石流堆積物と降下軽石堆積物が、美々付近において道路工事などのため小規模に採取されている（地点15）。この付近のSpfa 1中の化石林は、小規模断続的採取のため、逐次新鮮な様相を呈しているのは事実であるが、何らかの保存の施策を講じる必要があると考えられる。

文 献

- 吾妻 穰 (1962) 石狩低地帯の地下構造. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 135-172.
- 赤松守雄 (1969) 北海道における貝塚の生物群集——特に縄文海進に関連して——. 地球科学, vol. 23, p. 107-117.
- (1976) 美々貝塚出土の貝類について. 美々貝塚, 北海道千歳市教育委員会, p. 31-33.
- 新井房夫 (1972) 斜方輝石の屈折率によるテフラの同定——テフロクロロジーの基礎的研究——. 第四紀研究, vol. 11, p. 254-269.
- ARAMAKI, S. (1956) The 1973 activity of Asama Volcano, part 1. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 27, p. 189-229.
- 荒牧重雄 (1963) 浅間火山の地質. 地団研専報, no. 14, 45 p.
- ・一色直記 (1971) 箱根火山の成長の歴史. 箱根火山, 日本火山学会編, p. 43-76.
- ・宇井忠英 (1976) 南九州の火砕流堆積物——斑晶鉱物のCa-Mg-Fe比による対比——. 地震研究所彙報, vol. 51, p. 151-182.
- BENCE, A. E. and ALBEE, A. L. (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, vol. 76, p. 382-403.
- 地質調査所 (1967) 苫小牧地区地下構造調査報告書, 110 p.
- 第四紀総研北海道グループ (1969) 北海道の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 1-35.
- 土居繁雄 (1953) 5万分の1地質図幅「白老」および同説明書. 北海道開発庁, 37 p.
- (1957) 5万分の1地質図幅「樽前山」および同説明書. 北海道開発庁, 51 p.
- ・小山内熙 (1956a) 5万分の1地質図幅「石山」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 54p.
- ・——— (1956b) いゆる支笏泥熔岩について——西北海道東部地域の地質 第2報——. 地質学雑誌, vol. 62, p. 1-7.
- DOI, S. (1963) Petrological and petrochemical studies of welded tuff. *Rep. Geol. Surv. Hokkaido*, no. 29, p. 39-103.
- 藤田郁男・石狩低地帯研究会 (1967) 石狩低地帯南部の第四系——厚真一日高門別付近の海成層について——. 北海道第四紀研究会連絡誌, ser. 2, no. 7, p. 1-7.

- (1969) 札幌—苫小牧低地帯の第四系. 第四紀, no. 14, p. 37-47.
- 藤山広武・田沼 穰 (1972) 十勝平野に分布する内陸古砂丘の¹⁴C年代——日本の第四系の¹⁴C年代——. 地球科学, vol. 26, p. 136-137.
- HAY, R. L. (1959) Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B. W. I. *Jour. Geol.*, vol. 67, p. 540-562.
- 北海道大学理学部地球物理学教室 (1969) 北海道内の震度分布の詳細調査. I-3 1968年十勝沖地震調査委員会編, 1968年十勝沖地震調査報告, p. 85-102.
- 北海道火山灰命名委員会 (1972) 北海道の火山灰分布図. 北海道豊業試験場.
- 北海道教育委員会 (1975) 北海道自動車道 (苫小牧植苗—千歳市平和) 埋蔵文化財包蔵地群発掘調査報告書. 31 p.
- 北海道立地下資源調査所 (1969) 石狩低地帯の深井戸検層図集. 北海道立地下資源調査所報告, no. 39, 79 p.
- (1977) 北海道の地熱・温泉 (B) 西南北海道北部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 4, 198 p.
- 北海道農業試験場 (1967) 北海道農業技術発達史. 569 p.
- 伊木常誠 (1911) 樽前火山噴出の浮石層. 地学雑誌, vol. 23, 283 p.
- 石橋教子・大貫康行・柏原 信・春日井昭・鈴木久恵・田中秀樹 (1973) 北海道月寒丘陵に分布する恵庭降下軽石層の¹⁴C年代——日本の第四系の¹⁴C年代 (86) ——. 地球科学, vol. 27, p. 208-209.
- 石狩低地帯グループ (1962) ウルム氷河期における北海道石狩平野美々化石林の古気候について——石狩平野の研究 3——. 第四紀研究, vol. 2, p. 196-204.
- (1965) 石狩平野における支笏降下軽石堆積物の¹⁴C年代——日本の第四系の¹⁴C年代 (23) ——. 地球科学, no. 81, p. 12.
- 石狩低地帯研究グループ (1965) 北海道野幌丘陵の第四系について——とくに西の里層について. 地球科学, no. 79, p. 18-27.
- ISHIKAWA, T. (1952) The chemical characteristics of the lavas from Volcano Tarumai, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* ser. 4, vol. 8, p. 107-135.
- (1953) Xenoliths included in the lavas from Volcano Tarumai, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* ser. 4, vol. 8, p. 225-244.
- 石川俊夫・勝井義雄・大場与志男・佐藤博之 (1969) 北海道のカルデラについての2・3の問題. 火山, ser. 2, vol. 14, p. 97-108.
- ・横山 泉・勝井義雄 (1972) 樽前山. 北海道防災会議, 124 p.
- 貝塚爽平 (1956) 十勝平野の地形に関する若干の資料. 地理学評論, vol. 29, p. 232-239.
- 金森定敏 (1959) 苫小牧海岸平野の波状地 (砂丘) 苫小牧平野のおいたち (II). 郷土の科学, no. 23, p. 4-6.
- 金子浩昌 (1976) 植苗貝塚出土自然遺物. 苫小牧市史編さん, sp. ser. no. 4, 苫小牧市・市史編さん

- 室, p. 9-21.
- 柏原 信 (1970) 野幌丘陵南部における低位段丘堆積物の¹⁴C年代——日本の第四系の¹⁴C年代 (58) ——. 地球科学, vol. 24, p. 149-150.
- . 広瀬保志・香川正人・菅 恵一・春日井昭・山岸一夫 (1976) 羊蹄火山のテフラ降下軽石・スコリア堆積物とその¹⁴C年代について. 第四紀研究, vol. 15, p. 75-86.
- 春日井昭・秋葉 力・近堂祐弘・小坂利幸・松井 愈・松沢逸巳・佐藤博之 (1978) 十勝平野の中期更新世以降の地形と地質——降下火砕堆積物——. 地団研専報, no. 22, p. 193-214.
- . 藤田 亮・細川貢四郎・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫 (1980) 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ——斜方輝石の屈折率とEPMAによるMg-Fe比との比較. 地球科学, vol. 34, p. 1-15.
- . 石橋教子・大貫康行・柏原 信・鈴木久恵・田中秀樹・松田紘一 (1974) 恵庭火山の降下軽石層——分布と層準についての改訂——. 地球科学, vol. 28, p. 115-127.
- . 木村方一・小坂利幸・松沢逸巳・野川 潔 (1968) 十勝平野に分布するいわゆる“帯広火山砂”について. 地球科学, vol. 22, p. 137-146.
- 加藤 寛・後藤 進 (1976) わが国における大深度ボーリングの現状①. 地質ニュース, no. 264, p. 32-40.
- 勝井義雄 (1958a) 樽前火山の軽石流堆積物の時代について. 地質学雑誌, vol. 64, p. 347-348.
- (1958b) 支笏降下軽石堆積物中の化石林について. 地質学雑誌, vol. 64, p. 379-385.
- (1959) 支笏降下軽石堆積物について特に支笏カルデラ形成直前の活動について. 火山, ser. 2, vol. 4, p. 33-48.
- KATSUI, Y. (1961) Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surrounding areas. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 11, p. 1-58.
- (1963) Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* ser. 4, vol. 11, p. 631-650.
- and KONDO, Y. (1965) Dating of stone implements using hydration layer of obsidian. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 36, p. 45-60.
- 勝井義雄・村瀬 勉 (1960) 支笏火山の活動に関する2・3の考察. 地質学雑誌, vol. 66, p. 631-638.
- . 中村忠寿 (1973) 樽前火山の先史・歴史時代の噴火年代——日本の第四系の¹⁴C年代 (81) ——. 地球科学, vol. 27, p. 40-41.
- . 大場与志男・曾屋龍典 (1978) 噴火史と噴火予測. 火山, ser. 2, vol. 23, p. 41-52.
- KATSUI, Y., OBA, Y., ANDO, S., NISHIMURA, S., MASUDA, Y., KURASAWA, H. and FUJIMAKI, H. (1978) Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, north Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* ser. 4, vol. 18, p. 449-484.
- . ——— and SOYA, T. (1978) Types of historic eruptions and nature of magma in Northern Japan. *Thephra and the Aegean World I, London*, p. 171-182.

- Кацуи, Е., Оба, Е. и Соя, Т. (1978) Типы Исторических Извержений и Природа Магмы в Северной Японии: в кн. "Геодинамика и Вулканизм Островных Дуг Северо-западного Сектора Тихоокеанского Кольца", *Результаты Исследований по Международным Геофизическим Проектам Междуведомственный Геофизический Комитет При Президиуме Академии Наук СССР*, стр. 77-89.
- 勝井義雄・大沼晃助・新井田清信・鈴木建夫・近堂祐弘 (1978) 樽前山1978年5月の噴火. 火山, ser. 2, vol. 24, p. 31-40.
- KIGOSHI, K. (1967) Gakushuin natural radiocarbon measurements VI. *Radiocarbon*, vol. 9, p. 43-62.
- and КОВАЯШИ, Н. (1966) Gakushuin natural radiocarbon measurements V. *Radiocarbon*, vol. 8, p. 54-73.
- 北川芳男・中村 斉・矢野牧夫・中田幹雄・三野紀雄・森田知忠・赤松守雄・山田悟郎・小林幸雄 (1974) 野幌丘陵周辺の第四紀に関する諸問題. 北海道開拓記念館研究年報, no. 3, p. 57-82.
- КОВАЯШИ, S., ШОЛ, S., YAMADA, I. and MATSUI, J. (1976) Chemical and mineralogical studies on volcanic ashes III, some mineralogical and chemical properties of volcanic glasses with special references to the rock types of volcanic ashes. *Soil. S. Sci. Plant. Nutr.*, vol. 22, p. 7-13.
- 近堂祐弘・近藤鍊三 (1975) 恵庭の古砂丘上の土壌の¹⁴C年代——日本の第四紀層の¹⁴C年代 (106) ——. 地球科学, vol. 29, p. 196-197.
- 河野広道 (1932) 胆振国千歳村火山灰下の堅穴遺跡. 人類学雑誌, vol. 47, p. 166-177.
- (1954) 苫小牧地方古代史 付郷土資料目録. 苫小牧市教育委員会, 27 p.
- 神津俣祐 (1909) 樽前火山産灰長石. 地質学雑誌, vol. 17, p. 1-7, 47-56, p. 85-91.
- 熊野純男 (1970) 支笏熔結凝灰岩の年令——日本の第四紀層の¹⁴C年代 (57) ——. 地球科学, vol. 24, p. 148-149.
- 松井 愈・佐藤博之・小坂利幸・宮坂省吾・笹島征士郎・秋葉 力・右谷征晴・春日井昭 (1974) 大樹地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 77 p.
- 松野久也・石田正夫 (1960) 5万分の1地質図幅「早来」および同説明書. 北海道開発庁, 49 p.
- ・秦 光男 (1960) 5万分の1地質図幅「追分」および同説明書. 北海道開発庁, 40 p.
- 松下勝秀・藤田郁男・小山内熙 (1972) 札幌・苫小牧低地帯およびその周辺山地の形成過程. 地質学論集, no. 7, p. 13-26.
- 松下 亘・近堂祐弘・米村哲英・君 尹彦・本田栄作・藤村久和 (1967) 美々貝塚. 千歳遺跡, 千歳市, p. 131-167.
- 松沢逸巳・小坂利幸 (1972) 恵庭b降下軽石堆積物直上の炭化細片の¹⁴C年代——日本の第四系の¹⁴C年代 (71) ——. 地球科学, vol. 26, p. 84-85.
- 湊 正雄・石井次郎・熊野純男 (1959) 本邦溶結凝灰岩の研究, 第2報支笏熔結凝灰岩について. 地質学雑誌, vol. 65, p. 209-221.
- MINATO, M., HASHIMOTO, S., KUMANO, S. and OKADA, S. (1972) Stratigraphy of the Quaternary ash

- and pumiceous products in southwestern Hokkaido, N. Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* ser. 4, vol. 15, p. 679-736.
- 茂木昭夫 (1964) 北海道湧払原野沖海底の沈水地形. 第四紀研究, vol. 3, p. 141-152.
- MOORE, J. G. (1967) Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volc.*, vol. 30, p. 337-363.
- 村山 磐 (1978) 日本の火山 (I). 大明堂, 314 p.
- 長尾捨一・小山内熙・石山昭三 (1959) 5万分の1地質図幅「恵庭」および同説明書. 北海道開発庁, 31 p.
- 長尾 巧 (1940-41) 札幌一苦小牧低地帯 (石狩低地帯). 矢部教授還歴記念論文集, vol. 2, p. 677-694.
- NAKAMURA, K. (1960) Stratigraphic studies of the pyroclastics of OSHIMA Volcano, Izu, deposited during the last fifteen Centuries. *Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo.*, vol. 10, p. 125-145.
- 中村一明・荒牧重雄・村井 勇 (1963) 火山の噴火と堆積物の性質. 第四紀研究, vol. 3, p. 13-30.
- NAKAMURA, Y. and KUSHIRO I. (1970) Compositional relations of coexisting orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone Volcano. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 26, p. 265-275.
- 中村 斉・中田幹雄・森田知忠・赤松守雄・山田悟郎 (1973) 樽前火山灰Ta-b層から出土した古銭の年代について. 北海道開拓記念館調査報告, no. 9, p. 65-73.
- 中田幹雄・北川芳男・中村 斉・矢野牧夫・三野紀雄・赤松守雄・山田悟郎・小林幸雄・森田知忠・松下勝秀 (1975) 石狩低地帯における最近の¹⁴C年代資料. 北海道開拓記念館調査報告, no. 9, p. 1-13.
- ナポレオーネ, G・横山 泉 (1970) 支笏溶結凝灰岩の磁氣的性質およびその火山学的意味. 火山, ser. 2, vol. 15, p. 87-95.
- 大場与志男 (1970) 有珠火山の活動と歴史. 伊達町の地質, p. 30-37.
- ・近堂祐弘 (1964) 有珠火山の降下軽石堆積物について. 火山, Ser. 2, vol. 9, p. 75-86.
- 小笠原義勝 (1941) 北海道襟裳岬の海岸段丘. 地質学雑誌, vol. 48, p. 181-188.
- 大井上義近 (1909) 樽前火山噴火実況調査報告. 震災予防調査会報告, no. 64, 23 p.
- 岡田昭明 (1973) 支笏降下軽石堆積物中の粘土鉱物. 地質学雑誌, vol. 79, p. 363-375.
- 奥村公男・曾屋龍典 (1976) 自動EPMAによる珪酸塩の定量分析. 鉱物学雑誌, vol. 12, 特別号, p. 116-129.
- 大森房吉 (1916) 樽前山噴火調査出張復命書. 東洋学芸雑誌, vol. 34.
- (1918) 日本噴火志. 上編. 震災予防調査会報告, no. 86, p. 215-222.
- 小野慶郎 (1967) 苫小牧市勇払川埋没丸木舟発掘記. 北海道の文化, no. 11, p. 72-87.
- RUBIN, M. and ALEXANDER, C. (1958) U. S. Geological Survey Radiocarbon Dates IV. *Science*, vol. 127, p. 1476-1487.
- 坂上孝幸 (1971) 清田火山灰の2・3の土質工学的特性と土質試験における問題点. 土質工学会北海道支部技術調査資料, no. 11, p. 7-12.
- 阪口 豊 (1958) サロベツ原野とその周辺の沖積世の古地理. 第四紀研究, vol. 1, p. 76-91.

- 斎藤昌之・山口久之助・松下勝秀（1972） 苫小牧東部大規模工業基地開発調査資料（地下構造および地下水について）. 北海道開発局開発調査課, 71 p.
- 佐々保雄（1933） 樽前統A火山灰層の降灰時代. 火山, ser. 1, vol. 1, no. 3, p. 60.
- ・森谷虎彦（1956） 北海道石狩国野幌丘陵の地質. 石油技術協会誌, vol. 16, p. 236-251.
- 佐々木清一（1957a） 火山性土壌の生成論的研究（第1報）北海道樽前火山に由来する安山岩質浮石質火山抛出物に就いて. 土壤肥料学会誌, vol. 28, p. 59-63.
- （1957b） 火山性土壌の生成論的研究（第3報）安山岩質浮石質火山噴出物の構成鉱物の溶解度と無機膠質物に就いて. 土壤肥料学会誌, vol. 28, p. 135-137.
- SASAKI, T. (1974) Distribution of late Quaternary pyroclastic deposits in Hokkaido. *Misce. Publ. Hokkaido Nation. Agrc. Exp. Station*, no. 4, p. 1-14.
- 佐藤伝蔵（1909） 樽前山の噴火調査報文. 地調報告, vol. 14, p. 1-33.
- 佐藤文男・香川義郎（1956） 北海道の溶結凝灰岩の岩石学的研究 第1報 登別及び支笏熔結凝岩. 北海道地質要報, no. 31, p. 1-9.
- 佐藤博之（1968） 支笏降下軽石堆積物の層序について. 火山, ser. 2, vol. 13, p. 150.
- （1969a） 札幌-苫小牧低地帯の第四紀火山碎屑物. 第四紀, no. 14, p. 48-50.
- （1969b） 札幌-苫小牧低地帯の火山灰. 地質ニュース, no. 179, p. 15-20.
- （1969c） 最近測定された北海道の火山活動に関連する¹⁴C年代測定. 地質ニュース, no. 178, p. 30-35.
- （1971） 樽前火山灰d層の¹⁴C年代——日本の第四系の¹⁴C年代（65）——. 地球科学, vol. 25, p. 185-186.
- ・竹田輝雄・曾屋龍典・対馬坤六・山口昇一（1969） 樽前火山灰c層の降下年代について. 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 20, p. 5-10.
- 佐藤一夫（1974） 苫小牧東部開発と埋蔵文化財. 北海道考古学, no. 10, p. 7-14.
- （1976） 苫小牧地方の貝塚について. 苫小牧市史編さん, sp. ser. no. 4, 苫小牧市・市史編さん室, p. 3-8.
- ・工藤 肇・宮夫靖夫（1976） 苫小牧工業地帯埋蔵文化財分布調査報告書. 苫小牧市埋蔵調査報告書. 苫小牧市教育委員会社会教育部, no. 4, 87 p.
- ・扇谷昌康（1976） 植苗貝塚. 苫小牧市文化財調査報告. 苫小牧市教育委員会・苫小牧青少年センター, no. 2, 56 p.
- ・大谷敬三・宮夫靖夫・工藤 肇（1976） 美々貝塚. 北海道千歳市教育委員会, 42 p.
- 石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会（1969） わが国の石油・天然ガス資源—技術報告書. p. 163-235.
- 瀬尾春雄・後藤計二・天野洋司・佐々木龍男・富岡悦郎（1968） 胆振国土性調査報告—胆振支庁管内（市を含む）. 北海道農業試験場土性調査報告, no. 18, 294 p.
- ・富岡悦郎・片山雅弘（1965） 石狩国南部および胆振国東部（一部）土性調査報告. 石狩支庁管内（市を含む）. 北海道農業試験場土性調査報告, no. 15, 242 p.

- SHOJI, S., KOBAYASHI, S., YAMADA, I. and MASUI, J. (1975) Chemical and mineralogical studies on volcanic ashes. 1. chemical composition of volcanic ashes and their classification. *Soil Sci. Plant. Nutr.*, vol. 21, p. 311-318.
- 曾屋龍典 (1965) 樽前火山の研究 (その1). *地調月報*, vol. 16, p. 238-239.
- (1971) 樽前火山の形成——とくにTa-a, Ta-b期の活動について. *火山*, ser. 2, vol. 16, p. 15-27.
- ・勝井義雄 (1976a) 樽前火山晩期の噴出物の組成 (要旨). *火山*, ser. 2, vol. 21, p. 138.
- ・——— (1976b) 樽前火山末期噴出物のMineralogy. 昭和51年度三鉱学会講演要旨集, p. 83.
- 鈴木 醇・石川 (下斗米) 俊夫 (1933) 樽前火山, ser. 1, vol. 1, no. 3, p. 17-43.
- 鈴木 守・松井公平・東 三郎・大場与志男 (1970) 北海道有珠郡伊達町の地質. 伊達町, 69 p.
- 鈴木建夫 (1962) 支笏軽石流堆積物の自然残留磁気. 北海道大学地球物理研究報告, no. 9, p. 1-10.
- ・勝井義雄・中村忠寿 (1973) 樽前火山降下堆積物Ta - d層の粒度組成. *火山*, ser. 2, vol. 18, p. 47-63.
- TANAKADATE (SIMOTOMAI), H. (1912) Der Tarumai Ausbruch in Japan 1909. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, Heft 9, p. 1-12.
- 田中館秀三 (1925) 北海道火山湖研究概報. *北海道庁*, 159 p.
- (1925) 樽前火山噴火歴史. *地球*, vol. 6, p. 405-412.
- 十勝団体研究会 (1972) 北海道大樹町相保島におけるオレンジ降下軽石堆積物 (Op) の¹⁴C年代——日本の第四系の¹⁴C年代 (78) ——. *地球科学*, vol. 26, p. 261-262.
- (1973) 北海道大樹町ホロカヤントウ沼付近の泥炭層の¹⁴C年代——日本の第四系の¹⁴C年代 (89) ——. *地球科学*, vol. 27, p. 256-258.
- 苫小牧測候所 (中西定一編集) (1966) 樽前火山噴火史. *験震時報*, vol. 30, p. 83-90.
- 対馬坤六 (1968) 1968年十勝沖地震 北海道中央南部地域の予察. *地質ニュース*, no. 168, p. 18-29.
- (1969) 苫小牧平野ボーリングコアの貝類. 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 20, p. 1-4.
- 卯田 強・木村 学・金田信行・外崎徳二 (1979) 樽前降下軽石層を切る活断層. *地球科学*, vol. 33, p. 304-307.
- 浦上啓太郎・山田 忍・深井 強 (1938) 北海道に於ける火山灰に関する調査 (第4報) 西部石狩国に於ける火山灰の分布に就て. *火山*, ser. 1, vol. 3, p. 370-384.
- ・———・長沼祐二郎 (1933) 北海道に於ける火山灰に関する調査 (第1報) 東部胆振国に於ける火山灰の分布に就いて. *火山*, ser. 1, vol. 1, no. 3, p. 44-60.
- 和田光史 (1967) 火山灰土における有機物の集積過程とC - 14年令. *ペドロジスト*, vol. 11, p. 46-58.
- WOOD, B. J. and BANNO, S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex system. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 42, p. 109-124.

- 山田悟郎 (1976) 苫小牧低地帯における沖積泥炭の花粉分析について, 苫小牧市史編さん, sp. ser., no. 4, 苫小牧市市史編さん室, p. 31-33
- 山田 裕 (1967) 土色に関する研究. 農業技術研究所化学部土壤第3科昭和41年度研究成績, p. 3-11.
- (1968) 火山灰土壤の¹⁴C年代の腐植酸と色との関係. 土壤肥料学会誌, vol. 39, p. 447-451.
- 山田 忍 (1940) 風積火山噴出物の降下年代の推定とがれが応用. 土壤肥料学会誌, vol. 14, p. 752-762.
- (1951) 火山性地土性調査法と北海道に於ける火山性土壤. 北海道農業試験場報告, no. 44, p. 93.
- (1958) 火山噴出物の堆積状態からみた沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究. 地団研専報, no. 8, p. 40.
- ・勝井義雄・近藤祐弘 (1963) 北海道における第四紀火山砕屑物の分布とその編年. 第四紀研究, vol. 3, p. 79-87.
- 山口久之助 (1969) 千歳周辺の地下水について. 石狩川水利総合開発計画調査資料, 北海道開発庁官房開発調査課, 37 p.
- (1974) 支笏湖周辺の地下水調査報告. 北海道立地資源調査所, 39 p.
- (1978) 苫小牧東部の地下水について. 北海道立地下資源調査所報告, no. 50, p. 133-160.
- ・二間瀬淵・小原常弘・国府谷盛明・早川福利 (1963) 北海道水理地質図幅, 「苫小牧・室蘭」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, no. 13, 47 p.
- ・小原常弘 (1969) 支笏水源地下水調査報告. 北海道立地下資源調査所, 99 p.
- 山崎正男 (1958) 噴火における水の役割. 火山, ser. 2, vol. 3, p. 95-107.
- YOKOYAMA, I. and AOTA, M. (1965) Geophysical studies on Shikotsu Caldera, Hokkaido, Japan. *Jour Fac. Sci. Hokkaido Univ*, ser. 7, vol. 2, p. 103-122.
- 神保小虎 (1890) 北海道第四紀浮石層. 地学雑誌, vol. 2, p. 249-250.
- 矢野牧夫・石狩低地帯研究会 (1968) 石狩平野の第四系から産出する植物遺体の概観. 第四紀研究, vol. 7, p. 41-48.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Sapporo (4) No. 42



GEOLOGY

OF THE

CHITOSE DISTRICT

By

Tatsunori SOYA and Hiroyuki SATOH

(Written in 1979)

(Abstract)

Mapped area, $141^{\circ} 30' - 141^{\circ} 45' E$ longitude and $42^{\circ} 40' - 42^{\circ} 50' N$ latitude, is situated in the southern part of Sapporo-Tomakomai (Ishikari) Lowland where divides Hokkaido into two parts, namely, main island and south-western part of island characterized by Green Tuff Region which is extending of Honshū. Topographically, this area is a part of vast pyroclastic plateau surrounding Shikotsu Caldera. There is a divide between the Pacific Ocean and the Japan Sea in this area and height of that is only 24m above the sea level. Only strata deposited after Würm Glacial Stage crop out.

Geology

Geological sequence in this area is shown in Table 1. Neogene is confirmed by deep drillings. Miocene Nina Formation below $-1,200m$ is composed of siltstone, mudstone, conglomerate and sandstone.

Moebetsu Formation, between $-1,200m$ and $-200m$, is sandy siltstone and Pliocene in age.

Concealed marine Pleistocene Series under Shikotsu Volcanics is 150m thick and divided

Table 1

Holocene	Tarumai Volcanics	Alluvium		
		Moor deposits		
		Tarumai a Pumice - Fall Deposits	1739 A.D.	
		Tarumai b Pumice - fall Deposits	1667 A.D.	
		Tarumai c Pyroclastic Fall Deposits	ca. 3,000 ys B.P.	
		Uenai Member		
		Numanohata Formation	Jōmon Transgression	
		Tarumai d Pyroclastic Fall Deposits	8,970 ± 180 B.P.	
		Eniwa a Pumice - fall Deposits	ca. 13,000 - 15,000 B.P.	
		Yotei 3 Pumice - fall Deposits	ca. 20,000 - 22,000 B.P.	
Pleistocene	Shikotsu Volcanics	Shikotsu Pyroclastic Flow Deposits	Eniwa c Pumice - fall Deposits	
			Scoria - flow deposits	} ca. 32,000 ys B.P.
		Pumice - flow deposits		
		Shikotsu Pyroclastic Fall Deposits	Spfa 1	} (not exposed in the mapped area)
			Spfa 2	
			Spfa 3	
			Spfa 4	
			Spfa 5	
			Spfa 6	
			Spfa 7	
			Spfa 8	
			Spfa 9	
			Spfa 10	
		Mukawa Pyroclastic Fall Deposits	Mpfa 1	
			Mpfa 2a	
Mpfa 2b				
		Mpfa 3	ca. 43,000 ys B.P.	
Neogene		Chitose Peat		
		Concealed marine Pleistocene Series		
		Moebetsu Formation		
		Nina Formation		

into two parts by peat. The lower part is composed of silt and sand, and the upper part is more predominant in gravel than the lower part.

The Shikotsu Volcano, located to the west of this district, erupted voluminous pyroclastic falls and flows in Würm Glacial Age. Initially pumice falls were andesite and became to rhyolite through dacite. Last rhyolite pyroclastic fall deposits (Spfa1) are estimated as about

12.5×10^9 t in weight and include fossil forest (plate II, Fig.1). Rhyolite pyroclastic flow deposits, successively erupted and estimated as 130×10^9 t in weight, made vast pyroclastic plateau. Andesite pyroclastic flow deposits in small scale are observed in one locality of this area. The formation of Shikotsu Caldera resulted in eruption of these pyroclastics is estimated to be ca. 32,000 years B.P. by ^{14}C dating.

Aeolian and reworked deposits on the pyroclastic plateau are distributed in limited area.

Pumice-fall deposits ejected from Eniwa and Yōtei Volcanoes are developed in this area.

Tarumai Volcano formed in side of Shikotsu Caldera, erupted pyroclastics four times, Tarumai d Pyroclastic Fall Deposits to Tarumai a Pumice-fall Deposits. Tarumai d Pyroclastic Fall Deposits dated as $8,940 \pm 180$ years B.P., are scoria fall deposits and a part of them deposited on the Alluvium plain was reworked by Numanohata Formation, deposits resulting in Jōmon transgression.

Uenae Member, thin volcanic ash layer is distributed in southern part of this area and its volcanic source has not yet been detailed.

Tarumai c Pyroclastic Fall Deposits, and b and a Pumice-fall Deposits (Ta-c, b and a) are erupted before about 3,000 years, 1667 A.D. and 1739 A.D. respectively. Ta-b and Ta-a are composed of 8 and 10 fall units, respectively, among of which pumice flow deposits are developed on the slope of body of volcano.

Distributions and petrologic character of Shikotsu and Tarumai Volcanics are shown in figures and tables in Japanese text.

Economic Geology

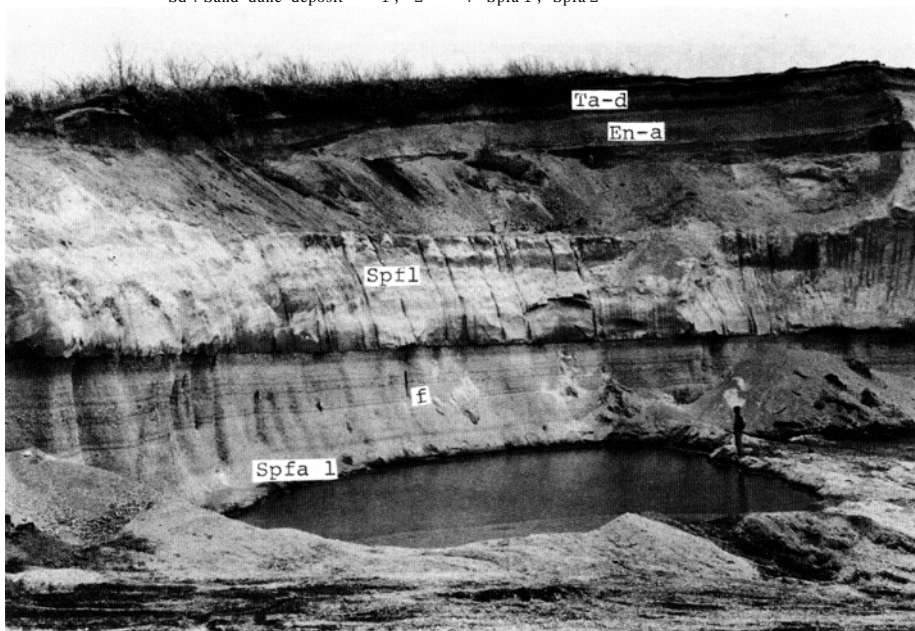
There are two hot springs found by deep drillings but are not used now.

Under ground water included in Shikotsu Volcanics and Pleistocene sediments is now being prospected for industrial utility.

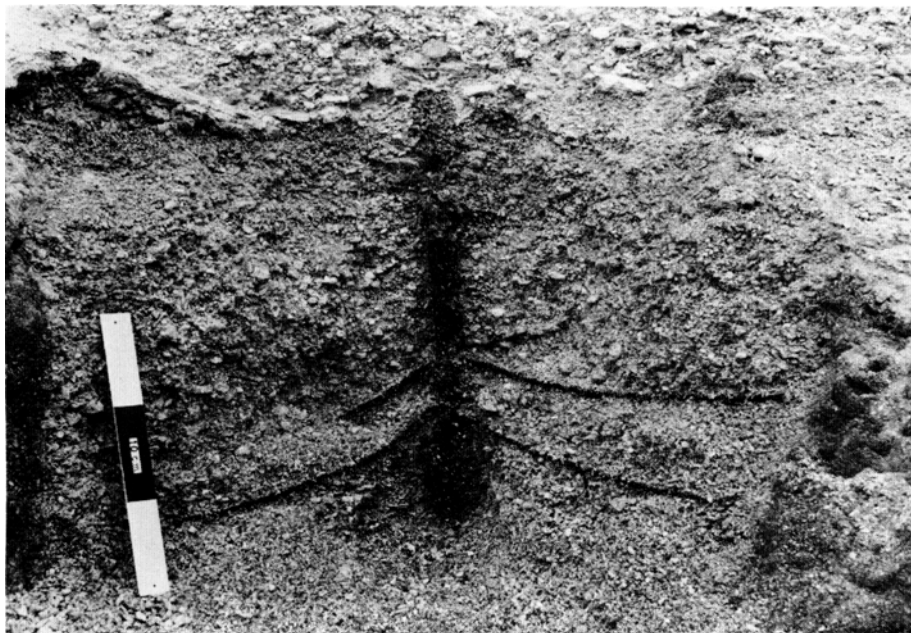
第 I 図版



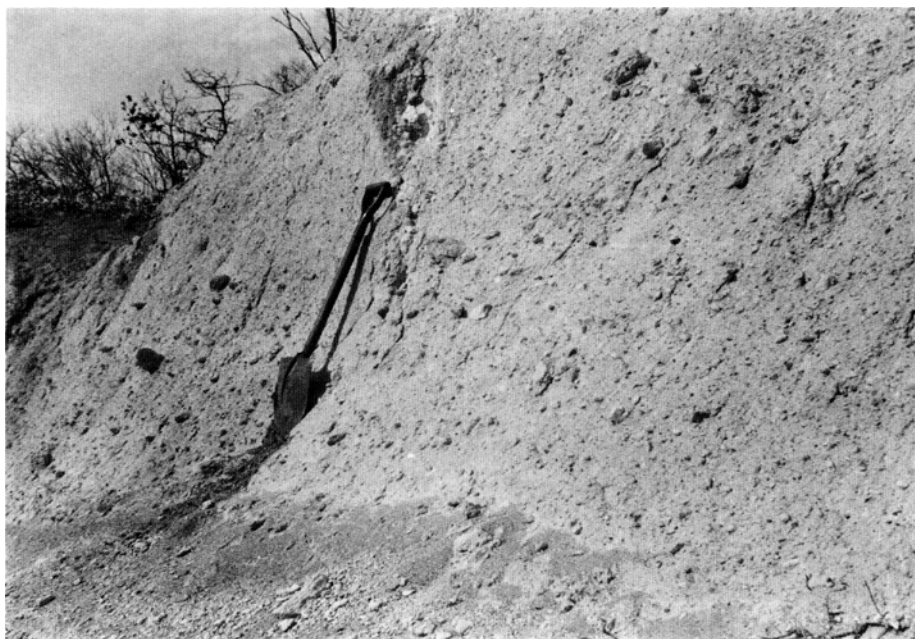
1. 早来 (第 8 図地点233) における支笏降下火砕堆積物の遠望
 Sd: 砂丘堆積物 1, 2, …: Spfa 1, Spfa 2…
 View of Shikotsu Pumice-fall Deposits at Hayakita (Fig. 8, Loc. 233)
 Sd: Sand dune deposit 1, 2 …: Spfa 1, Spfa 2 …



2. 美々 (地点15) における支笏軽石流堆積物 (Spfl) と支笏降下火砕堆積物 1 (Spfa 1)
 f: 直立炭化木
 Shikotsu Pumice-flow Deposits and Shikotsu Pumice-fall Deposit 1 at Bibi (Loc. 15)
 f: Chared erect stump



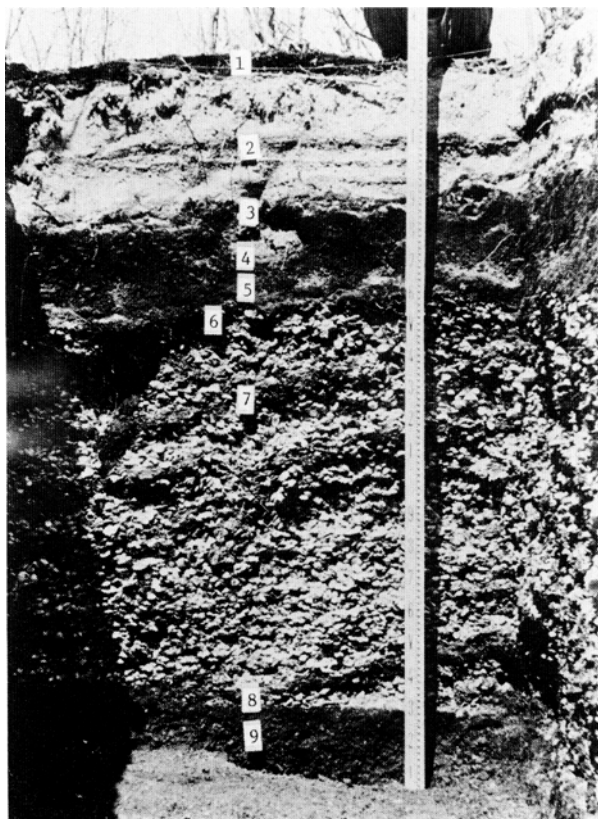
1. 直立炭化木 *Picea jezoensis*, 美々 (地点15)
Charred erect stump, *Picea jezoensis*, at Bibi (Loc. 15)



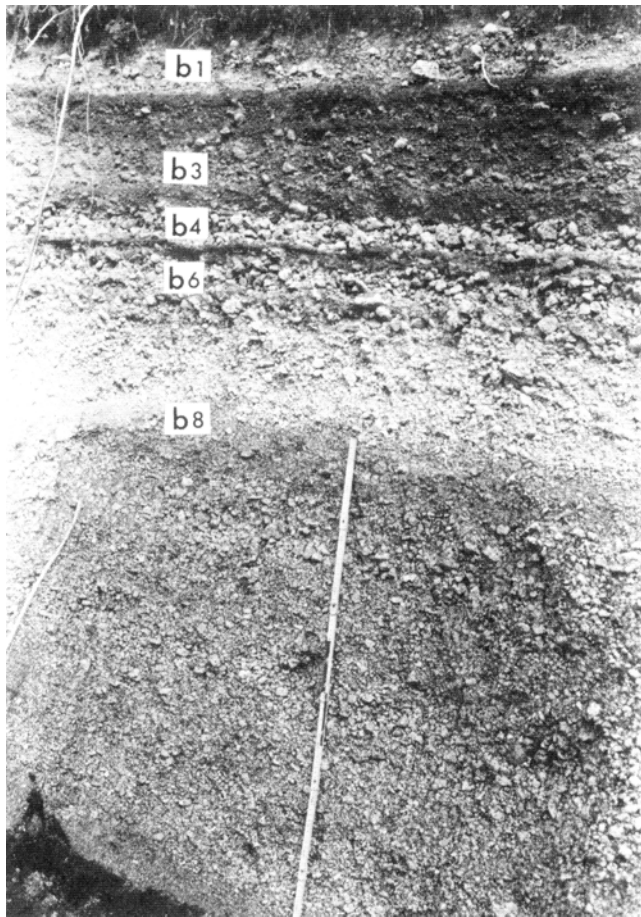
2. 支笏火砕流堆積物と二次噴気孔 (島松)
Shikotsu Pyroclastic Flow Deposits and secondary fumarole at Shimamatsu



1. 植苗 (Loc. 21) における火山灰層 Un : 植苗層
Volcanic ash layers at Uenai (Loc. 21) Un : Uenai Formation



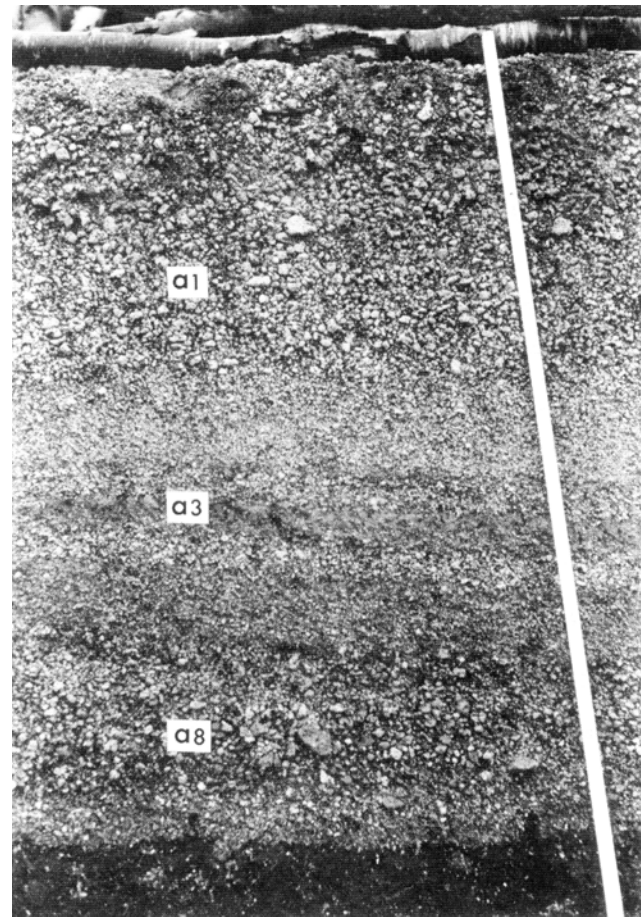
2. 美々貝塚の柱状断面
Columnar section of Bibi Shell Mound
1 : 表土 2 : 樽前a降下軽石堆積物 3 : 樽前b降下軽石堆積物 4 : 黒ボク土 5 : 樽前c降下火砕堆積物 6 : 黒ボク土 7 : 貝層 8 : 黒ボク土 9 : 樽前d降下火砕堆積物
松下ほか (1963) による
1 : Soil 2 : Ta-a 3 : Ta-b 4 : Kuroboku soils 5 : Ta-c 6 : Kuroboku soils 7 : Shell mound 8 : Kuroboku soils 9 : Ta-d
after Matsushita et al. (1967)



1. 樽前 b 降下軽石堆積物 Tarumai b Pumice-fall Deposit

火口から、S80° E、およそ13kmの地点における樽前b降下軽石堆積物（第56図-3、柱状図番号135）全層厚は、およそ190cmで本層を約10cmのTa-a層が覆う（写真には写っていない）

Tarumai b pumice fall deposit (Ta-b) at the point, about 13 km, S80° E, from the vent (see fig. 56-3, column no. 135). The total thickness is about 190 cm



2. 樽前 a 降下軽石堆積物 Tarumai a Pumice-fall Deposit

火口から、N60° E、およそ23kmの地点における樽前a降下軽石堆積物（第56図-1、柱状図番号122）全層厚は、およそ60cmで、7フォールユニットに区分できる。本層の下位は、Ta-b層を欠いてTa-c層の上部の腐植土層であるTarumai a Pumice-fall deposit (Ta-a) at the point, about 23 km, N60° E, from the vent (see fig. 56-1, column no. 122) The total thickness is about 60 cm. Ta-a in this plate can be subdivided into 7 fall units and directly overlies Ta-c humus bed

※文献引用例

曾屋龍典・佐藤博之 (1980) 千歳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅),
地質調査所, 92 p.

SOYA, T. and SATOH, H. (1980) *Geology of the Chitose District*. Quadrangle Series, scale
1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 92 p. (in Japanese with English abstract, 3 p.)

昭和55年3月21日印刷

昭和55年3月25日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社
東京都新宿区天神町78

©1980 Geological Survey of Japan