

55(524)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

釧路(2)第42号

## 帯 広 地 域 の 地 質

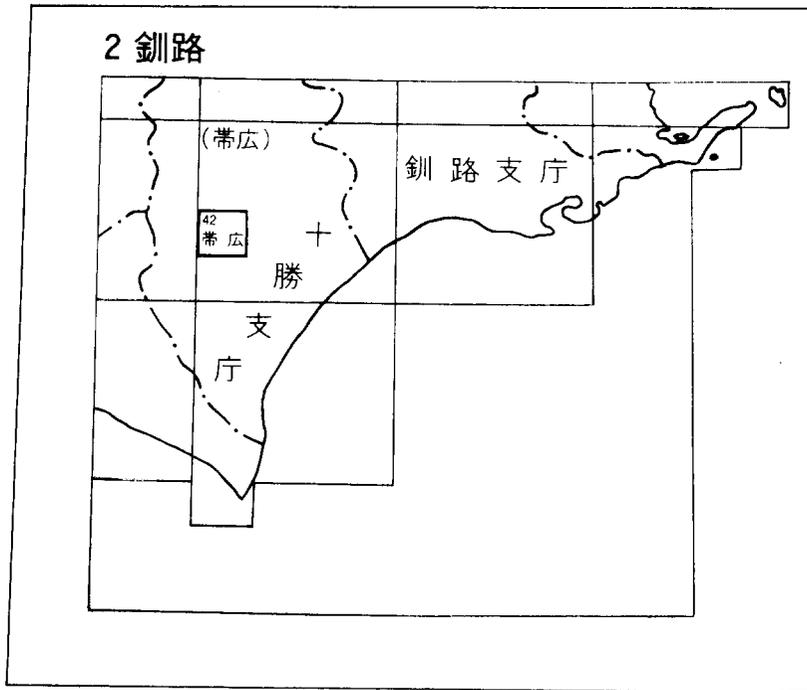
松澤逸巳・松井 愈・近堂祐弘

瀬川秀良・田中 実・小久保公司

昭和56年

地 質 調 査 所

位置図



( )は1:200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
I. 1 地形一般	1
I. 2 扇状地面・段丘面群	3
I. 2. 1 古期扇状地面及び段丘面群	5
I. 2. 2 新期扇状地面及び段丘面群	8
I. 2. 3 完新世の地形面	10
I. 3 古砂丘地形	10
II. 地質概説	12
III. 鮮新-下部更新統, 十勝累層群	12
III. 1 長流枝内層	15
III. 2 洪山層	21
III. 3 十勝累層鮮上部・最上部層の地質時代	29
IV. 中-上部更新統	30
IV. 1 古期扇状地・段丘堆積物	31
IV. 1. 1 光地園礫層及び美蔓礫層	31
IV. 1. 2 光地園面堆積物及び美蔓面堆積物	33
IV. 1. 3 北居辺礫層	34
IV. 1. 4 共栄面堆積物及び下佐幌面堆積物	35
IV. 1. 5 上更別面Ⅱ堆積物	36
IV. 1. 6 基松面堆積物	38
IV. 2 新期扇状地・段丘面堆積物	38
IV. 2. 1 上札内Ⅰ礫層及び上土幌礫層	38
IV. 2. 2 上札内Ⅰ面堆積物	40
IV. 2. 3 上札内Ⅱa面堆積物	40
IV. 2. 4 上札内Ⅱb面堆積物及び大和面堆積物	43
V. 完新世堆積物	44
V. 1 中札内面堆積物	44
V. 2 氾濫原堆積物	45
VI. 降下火砕堆積物	45
VI. 1 後期更新世の降下火砕堆積物	48
VI. 1. 1 支笏降下スコリア堆積物	48
VI. 1. 2 オレンジ降下軽石堆積物Ⅰ	48
VI. 1. 3 支笏降下軽石堆積物Ⅱ	49

VI. 1. 4	支笏降下軽石堆積物 1	49
VI. 1. 5	恵庭 a 降下軽石堆積物	49
VI. 2	完新世の降下火砕堆積物	50
VI. 2. 1	樽前 d 降下軽石堆積物	50
VI. 2. 2	完新世の火山灰層	50
VII.	恵庭 a 降下軽石堆積物の古砂丘	50
VII. 1	層序と時代—En-a古砂丘の内部構造	51
VII. 2	堆積物の特徴	52
VII. 3	古土壌と植生	53
VII. 3. 1	粘土鉱物	53
VII. 3. 2	植生	54
VII. 4	古砂丘の体積	54
VIII.	周氷河現象	55
VIII. 1	更新世ウルム氷期の周氷河現象	55
VIII. 1. 1	祥栄のインボリユーション	55
VIII. 1. 2	川西の化石構造土	56
VIII. 1. 3	北芽室のインボリユーション	57
VIII. 2	完新世の周氷河現象	57
IX.	地質構造及び地史	58
IX. 1	十勝構造盆地の構造	58
IX. 1. 1	長流枝内構造盆地	59
IX. 1. 2	洪山構造盆地	60
IX. 1. 3	音更川—札内川断層	61
IX. 1. 4	美蔓台地の傾動的上昇	61
IX. 2	十勝構造盆地の変遷	61
IX. 2. 1	長流枝内内湾の時代	63
IX. 2. 2	洪山内陸盆地の時代	63
IX. 2. 3	光地園・美蔓扇状地及び削剥地形面形成の時代	64
IX. 2. 4	寒冷気候下の帯広盆地	65
X.	応用地質	66
X. 1	亜炭	67
X. 2	温泉	67
X. 3	骨材	67
	文 献	70
	Abstract	76

## 図・表 目 次

第1図	台地名称図	2
第2図	地形面区分図	4
第3図	降下火砕堆積物及び古土壌と地形面の関係を示す模式断面図	5
第4図	En-a古砂丘の分布図	11
第5図	十勝構造盆地の長流枝内層	16
第6図	長流枝内層の柱状断面図	18
第7図	長流枝内丘陵の長流枝内層の花粉分析図及び試料採取層準	19
第8図	洪山層の地質柱状図	22
第9図	屈足溶結凝灰岩層 I-IVと芽登凝灰岩層の磁極の位置	24
第10図	芽室橋上流の洪山層	24
第11図	洪山層産化石樹幹の顕微鏡写真	25
第12図	洪山層の花粉分析図及び試料採取層準	26
第13図	屈足溶結凝灰岩層の基底	28
第14図	十勝累層群の地質総括図	29
第15図	光地園礫層と美蔓礫層の礫種構成	32
第16図	光地園礫層	33
第17図	光地園・美蔓礫層及び光地園面・美蔓面堆積物の地質柱状図	34
第18図	芽室面・北居辺 II 面にのる堆積物の地質柱状図	35
第19図	基松面にのる堆積物の地質柱状図	37
第20図	上札内 I 礫層と上土幌礫層の礫種構成	39
第21図	上札内 I 礫層及び上札内 I 面にのる堆積物の地質柱状図	41
第22図	上土幌礫層及び鈴蘭面にのる堆積物の地質柱状図	42
第23図	駒場面にのる堆積物の地質柱状図	42
第24図	上札内 II b 面・大和面にのる堆積物の地質柱状図	43
第25図	中札内面・音更面にのる堆積物の地質柱状図	44
第26図	降下火砕堆積物の総合模式柱状図	46
第27図	降下火砕堆積物の分布図	47
第28図	En-a古砂丘の層序	51
第29図	パラ褐色土様古土壌 A 1 層中の花粉組成	54
第30図	En-a古砂丘 (U-S 02) の断面	55
第31図	芽室町祥栄の化石周氷河現象	56
第32図	帯広市依田の化石周氷河現象	56
第33図	帯広市川西の化石周氷河現象	57

第34図	芽室町北芽室の化石周氷河現象	57
第35図	十勝構造盆地の構造発達史	58
第36図	長流枝内堆積盆模式断面図	58
第37図	長流枝内堆積盆	59
第38図	洪山堆積盆	60
第39図	音更川と札内川をよぎる東西断面	62
第40図	光地園礫層と美蔓礫層の基底の高度	64
第1表	各台地に発達する地形面对比表	5
第2表	地質総括表	13
第3表	十勝地域の十勝累層群と地層対照表	14
第4表	長流枝内層産動物化石表	20
第5表	軽石流堆積物の磁化方位	23
第6表	洪山層の花粉・孢子数	27
第7表	主要な降下火砕堆積物の組成と特徴	46
第8表	En-a古砂丘の形成期と堆積物の特性	52
第9表	パラ褐色土様古土壤A <sub>1</sub> 層中のプラントオパール <sub>1</sub> の形態別組成	54
第10表	更新世後期以降の地史	66
第11表	十勝炭鉱産石炭工業分析表	67
第12表	温泉ボーリング1及び2の含有成分	68
第13表	骨材掘削可能量と採取可能総量	69

## 帯広地域の地質

松澤逸巳\*<sup>1)</sup>・松井 愈\*<sup>2)</sup>・近堂祐弘\*<sup>3)</sup>  
瀬川秀良\*<sup>4)</sup>・田中 実\*<sup>5)</sup>・小久保公司\*<sup>6)</sup>

本地域の調査研究は、昭和48年度から51年度にかけて北海道開発庁からの委嘱によって行われた。本地域をふくむ十勝平野全域の主に第四系を対象とする調査研究が、筆者らを含む十勝団体研究会（略称、十勝団研）によって昭和37年以来、17年間にわたり続けられ、最近、その結果が報告された（十勝団研、1978）。この報告のとりまとめにあたっては、十勝団研の研究結果を引用させていただくとともに、同研究会から多くの援助と討論をいただいた。本地域は十勝平野の中央に位置しており、本地域の地質を明らかにするために、必要な限りにおいて、隣接する地域の地質・地形面についても言及した。

野外調査及び研究報告書の記述にあたっては、鮮新一下部更新統を松澤・松井・小久保が、また、中一上部更新統及び地形については、松澤・松井・瀬川が担当した。そのほか、古砂丘地形及びその堆積物と周水河現象については、松井・松澤・近堂・田中が、降下火砕堆積物については、近堂・松澤・松井が、また、古地磁気については、田中・小久保がそれぞれ担当した。これらの調査研究に基づいて、研究報告書全体のとりまとめは、松澤・松井が行った。

本地域には、更新世中一後期に段丘化した数多くの平坦面が発達している。5万分の1地質図幅を作成するにあたり、その地史の経緯を正しく表現するために、大樹図幅（松井ほか、1974）、大正図幅（小坂ほか、1979）で用いられた表現方法を踏襲した。すなわち、各地形面（地形面には、堆積面の場合と削斜面の場合とがある）を構成している堆積物とその面をおおう堆積物を区別した。さらに、地形面をおおう堆積物のうち、次の地形面形成以前に堆積したものを、この地形面の「地形面堆積物」と呼んで区分し、記載を行った。また、地質図では、各地形面をおおう堆積物を省略し「地形面堆積物」をもって地質区分を行い、それぞれ塗色して示した。

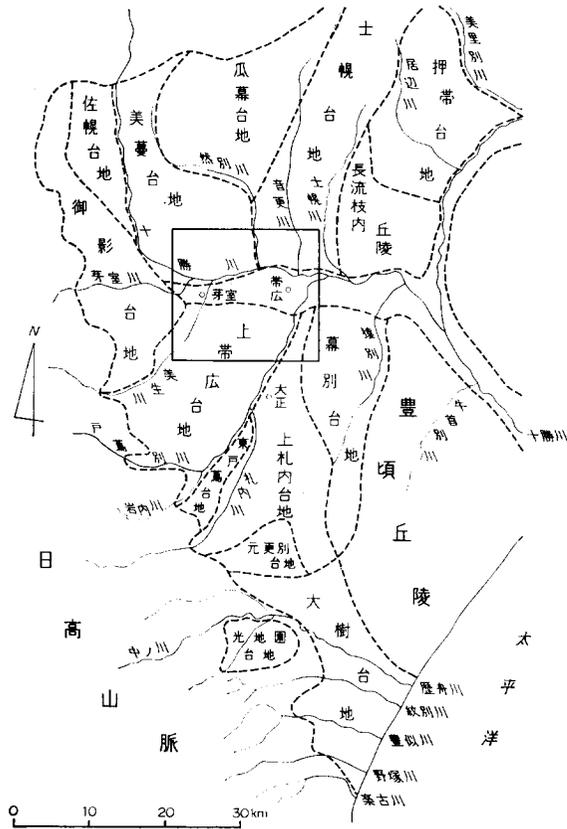
十勝団研会員は本地域の野外調査に参加され、多くの教示を与えられ、また、本研究報告の作成については地質調査所北海道支所の山口昇一技官、札幌西高等学校の小坂利幸氏から、全面的な協力と援助をお受けした。帯広畜産大学の三宅基夫教授には樹幹の鑑定をお願いし、新潟大学の白井健裕博士にはアヤチルブロマイド残存率による年代について、北海道大学の紺谷吉弘氏には礫種の鑑定について、北海道立衛生研究所鉱泉化学課から温泉分析について、北海道開発局帯広開発建設部管理課からは骨材についてそれぞれ資料の提供を戴いた。さらに、地質調査所北海道支所の谷津良太郎技官ほかには薄片の作製を、熊谷なな子技官には製図の一部を担当して戴いた。以上の諸氏に深い謝意を表する。

### I. 地 形

#### I. 1 地 形 一 般

帯広図幅は、十勝平野の中央部に位置し、北緯42°50'から同43°0'、東経143°0'から同143°15'

\*1) 北星学園女子短期大学、幼稚園教諭・保育養成所 \*2) 北海道大宇理学部（昭和48-51年度北海道開発庁併任）\*3) 帯広畜産大学 \*4) 北海道教育大学函館分校 \*5) 幕別町立古舞小学校 \*6) 北海道立当別高等学校



第1図 台地名称図  
(十勝団研, 1978) 枠は帯広区幅地域

の範囲を占める。行政区画は、帯広市・上川郡・河西郡・河東郡・中川郡に分けられている。

本地域の地形は、中央部を西から東へ横断して流下する十勝川によって、北部と南部に2分される。両地域とも、鮮新-下部更新統を基礎とし、北と南からそれぞれ十勝川に向かって緩く傾斜するいくつかの扇状地形・段丘地形と、その間を南北方向の流路をとる十勝川の諸支流及び氾濫原からなる。

これらの扇状地形・段丘地形は、十勝平野を形成する扇状地群・段丘群に連なる広大な地形の一部で、本地域では6つの台地に区分される(第1図)。

- 北部 ①美蔓<sup>びまん</sup>台地南部：北西部の標高180m前後から中央部の標高100m前後まで連なり、北西から南東方向に緩く傾斜する。
- ②土幌<sup>しほろ</sup>台地南部：美蔓台地の東に、中央部から北東部一帯に標高80mから40m前後を示し、北から十勝川北岸にかけて南へ緩く傾斜する。
- 南部 ③御影<sup>みかげ</sup>台地東端部：西端の標高160mから120m前後を示し、南から北へ傾斜する。
- ④上帯広<sup>うわひろ</sup>台地北部：南西部から中央部西よりに、標高170mから80m前後を示し、南から北北東方向に緩く傾斜して広がる。

⑤上札内台地北部：南東部では、標高90mから60m前後を示し、南北方向に帯状に発達する。

⑥幕別台地西縁部：南東端では、上札内台地より一段高く、標高140mから100m前後を示し、北方へ緩く傾斜する。

それぞれの台地は、高度・面の形態・堆積物の違いなどから、いくつかの地形面に区分される。

なお、上帯広台地・上札内台地には、恵庭a降下軽石堆積物（En-a）の二次堆積からなる古砂丘群が発達し、起伏のある波状地形を呈する。

本地域を西から東へ横断して流下する十勝川は、その中流部にあたり、各台地の間を刻む諸支流が合流する。北部では、東から菅更川、然別川が北から南へ流下する。美蔓台地においては、台地の伸長方向に平行する平和川を合流する然別川の支流のシブサラビバウシ川と鎮鎌川が北西から南東方向の流路で深い谷を刻んでいる。南部では、東から途別川、札内川、美生川が南南西から北北東へ流下する。台地を刻む中・小河川としては、御影台地の洪山川を合流する芽室川、ピウカ川、上帯広台地の帯広川、売買川がありいずれも南南西から北北東の流路を示している。

## I. 2 扇状地面・段丘面群

本地域の各台地に発達する新旧の扇状地面・段丘面群は、これらを形成する礫層及び平坦面をおおう降下火砕堆積物・ローム層・古土壤などを示準層として地形面区分が可能である。十勝団研（1978）は、十勝平野全域の地形面区分を明らかにしたが、地形面は地域別に異なる名称で呼ばれているので、本図幅では、標準的に発達する南部十勝平野の地形面（十勝団研，1978<sup>1)</sup>；小坂ほか，1979）の名称を可能なかぎり踏襲し、形成時代順に整理し記述を行った。

古期扇状地面及び段丘面群は、古期から新期に、①光地園面及び美蔓面、②共栄面・芽室面及び北居辺Ⅱ面、③上更別面Ⅱ、④基松面に区分する。新期扇状地面及び段丘面群は、同じく、①上札内Ⅰ面及び鈴蘭面、②上札内Ⅱa面及び駒場面、③上札内Ⅱb面及び大和面に区分する。完新世の地形面は、河岸段丘面である中札内面及び音更面と、現河床氾濫原面である（第1表、第2図）。

これら新旧の扇状地面及び段丘面群のうち、扇状地礫層の形成にかかわるのは、古期扇状地礫層で構成される御影台地の光地園面、美蔓台地の美蔓面と、新期扇状地礫層で構成される上札内台地の上札内Ⅰ面、士幌台地の鈴蘭面である。他の地形面は、新旧の扇状地礫層を削剝して形成された浸食面である。

これらの平坦面群の対比や、新旧の判定に有効な示準層は、降下火砕堆積物・ローム層、古土壤の“古赤色土”・“白粘土”である。

降下火砕堆積物・ローム層は、上位から樽前b降下軽石堆積物（Ta-b）、十勝火山灰（To-c）<sup>2)</sup>、樽前d降下軽石堆積物（Ta-d）ソフトローム、ボール状ローム、恵庭a降下軽石堆積物（En-a）、支笏降下軽石堆積物1（Spfa1）、支笏降下軽石堆積物2（Spfa2）、支笏降下スコリア堆積物（Ssfa）<sup>3)</sup>及び赤褐色ロームに区分される。地形面と示準層との関係を模式化して第3図に示した。

1) 十勝団研編（1978）十勝平野。地団研専報，No. 22の数項目にわたる引用文献については、十勝団研（1978）と記載する。

2) この火山灰について、区分可能なところは、To-c<sub>1</sub>、To-c<sub>2</sub>に細分する。

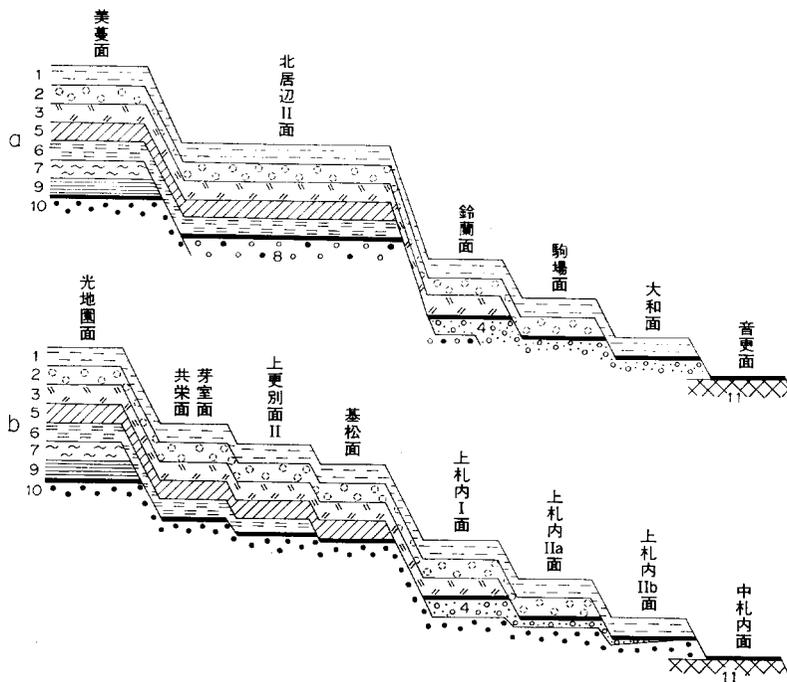
3) 以下、各降下火砕堆積物については記号を用いる。



第1表 各台地に発達する地形面対比表

南 部			北 部		
御影台地	上帯広台地	上札内台地	幕別台地	美蔓台地	土幌台地
氾濫原面	氾濫原面	氾濫原面	氾濫原面	氾濫原面	氾濫原面
中札内面	中札内面			音更面	音更面
上札内Ⅱb面	上札内Ⅱb面			大和面	大和面
上札内Ⅰ面	上札内Ⅱa面	上札内Ⅱa面		鈴蘭面	駒場面
	上札内Ⅰ面	上札内Ⅰ面			鈴蘭面
芽室面	基松面		上更別面Ⅱ	芽室面	北居辺Ⅱ面
			共栄面		
光地園面				美蔓面	

南部と北部の境界は十勝川とする



第3図 降下火砕堆積物及び古土壌と地形面の関係を示す模式断面図 (a:北部 b:南部)

1:ソフトローム 2:ボール状ローム及び恵庭a降下軽石堆積物 3:支笏降下軽石堆積物 1・2及び褐色ローム 4:上札内Ⅰ礫層及び上土幌礫層 5:支笏降下スコリア堆積物及び褐色ローム 6:赤褐色ローム 7:古赤色土 8:北居辺礫層 9:白粘土 10:光地園礫層・美蔓礫層 11:波山層 ——:各地形面

### I. 2. 1 古期扇状地面及び段丘面群

#### 光地園面及び美蔓面

古期扇状地礫層で構成され、面堆積物として“白粘土”をのせる最高位の地形面を、南部では光地園

面、北部では美蔓面と呼ぶ。

光地園面：南部日高山脈東麓において、上豊似図幅地域の<sup>大樹町町</sup>営育成牧場（旧光地園部落一帯）をのせる標高400m前後を示す平坦面を、光地園面の模式地とする（十勝団研，1965，1968；秋葉ほか，1975）。この面は、模式地付近を分布の南限として、日高山脈の東麓にそって、北西方向にほぼ連続する分布を示し、本地域の御影台地の光地園面に連なる。

本地域の光地園面は、御影台地の東端、ピウカ川左岸で<sup>報国</sup>部落をのせ、標高160m前後から120m前後にかけて北へ傾斜する開析された地形を示す。西ないし南縁は下位面と漸移関係であるが、東縁はピウカ川河床面と比高40m前後の急崖を形成する。この崖で光地園礫層は認められるが、上位の“白粘土”は認められない。

美蔓面：十勝川と然別川にはさまれ、石狩山地南麓から<sup>音更町</sup>国見山にかけて35kmに及ぶ西へ湾曲した台地状の平坦面を美蔓面の模式地とする（国府谷ほか，1969；松澤ほか，1978c）。この面は、美蔓礫層で構成され、光地園面同様その上位に“白粘土”が発達する。

本地域に分布する美蔓面は、本地域最高位の地形面である。北西端の標高180m前後から南東方向へ緩く傾斜し、台地南東端の国見山で標高118mで、下位面あるいは現河床と比高60m前後を示す。本面は開析が進み、面の伸長方向と平行に鎮鎌川、シブサラビバウシ川等が深い谷を刻んでいる。河川勾配は緩く、谷壁もなだらかであるが、河口付近では下刻が進み、国見山付近で現河床面と比高60mの急崖を形成する。

#### 共栄面・芽室面及び北居辺Ⅱ面

赤褐色ロームをのせる最も古い地形面を、南部では共栄面・芽室面、北部では北居辺Ⅱ面と呼ぶ。

共栄面：十勝池田図幅地域の豊頃丘陵北部で、最高位面をとりまくように分布する標高110m前後の平坦面を共栄面の模式地とする（十勝団研，1965，1968；小坂ほか，1978）。この面は、模式地のほか幕別台地にも分布する。

本地域の幕別台地で共栄面は、標高140m前後から100m前後の北へ傾斜する平坦面を形成する。北縁は下位面と漸移関係であるが、西縁は現河床面と比高50m前後の、南南西から北北東方向に直線的に連なる急崖をなし、断層崖の特徴を示す。また、西縁の伸長方向に直交する流路の短い小沢が深い谷を刻んでいる。

本面を形成する礫層は、すべて光地園礫層であって、本面が光地園礫層の削剥面であることがわかる。

芽室面：御影台地の<sup>芽室町</sup>西芽室をのせる標高110m前後、現河床面との比高40m前後を示す平坦面を芽室面と呼んでいる（橋本，1954；松澤ほか，1978 b）。<sup>渋山川</sup>流域の芽室町東報徳付近及び報国付近の御影台地東縁に標高120mから110m前後で、現河床面との比高40m前後を示す地形面も同じ地形面である。これらの地形面は、十勝川・芽室川及びその支流の<sup>渋山川</sup>が、光地園礫層を削剥して形成した河岸段丘面である。周辺部は開析され深い谷を刻むが中央部は平坦である。報国付近では、南から北へわずかに傾斜し、南北方向の谷が刻まれている。

光地園礫層の削剥面上に薄い河岸段丘礫層とこれをおおう赤褐色ローム、Ssfa, Spfa 1 をのせている。

美蔓台地の西縁には、<sup>芽室町</sup>祥栄、<sup>上関山</sup>をのせ、標高120mから100m前後を示して南へ緩く傾

斜し、北西から南東方向に伸びる平坦面が分布する。この地形面は、面の伸長方向と斜交または直交する南北方向の小沢が刻まれ、やや開析されている。美蔓面とは比高50m前後を示すが、下位面とは若干の比高を示すにすぎない。模式地の芽室面と同じく、十勝川が美蔓台地の西縁を削剝して形成した河岸段丘面で、十勝川の削剝は洪山層に及んでいる。十勝団研（1968）、松澤ほか（1978 b）、国府谷ほか（1969）の下佐幌面にあたる。

北居辺Ⅱ面：土幌台地中部において、上土幌図幅地域の上土幌市街の東を模式地として、北居辺Ⅰ面の西側に分布する平坦面を北居辺Ⅱ面と呼ぶ（右谷ほか、1973；松澤ほか、1978 b）。この面は、土幌台地中部から南部に広く分布する。

本地域では、音更川左岸に、標高90mから60m前後を示して、南南東方向へ傾斜する幅1kmほどの帯状の地形面として分布する。この地形面は、北居辺Ⅱ面が音更川の削剝からとり残された平坦面であり、東縁及び南縁は、下位面とは漸移関係であるが、西縁は、南北方向を示し、直線的に現河床面と比高20m前後の急崖を形成する。北居辺Ⅱ面は、北居辺礫層の削剝面である。

南部の中期更新世末の地形面は、共栄面、上更別面Ⅱ、基松面に細分可能であるが、北部及び御影台地の北居辺Ⅱ面と芽室面は、現在のところ南部のように細分する資料に乏しく、未区分地形面として取り扱う。

### 上更別面Ⅱ

赤褐色ロームをのせる共栄面の削剝面上を上更別面Ⅱと呼ぶ。

幕別台地において、共栄面の北をとりまくように分布する、やや開析された面上を上更別面Ⅱの模式地とする（十勝団研、1968；小坂ほか、1978）。

本地域の幕別台地では、共栄面の北側に標高100m前後の平坦面を形成して分布する。共栄面とは漸移的であるが、西縁は、南南西から北北東方向の直線的な急崖で切れ、現河床面と比高50mを示す。

本面は光地園礫層の削剝面である。

### 基松面

上帯広台地の帯広川と売買川との間に広がる扇状地面を基松面の模式地とする（小坂ほか、1978）。本面は、赤褐色ロームを削剝した最も新しい地形面である。

本地域の基松面は、帯広市北基松、大空町、帯広空港をのせる、北東に緩く傾斜するやや開析された平坦面で、南端の基松町で標高115m前後、北端の帯広市共栄で標高70mを示し、北へ向って東西の幅は広がる。面上には、南から北へ向かう小規模な開析谷がみられる。東縁は、下位の上札内Ⅰ面とは漸移するが、西縁は、上札内Ⅱa面と比高数mを示す。北伏古きたふしこ以北では、帯広川に削られ、直接現河床面と接し、比高20mの急崖を形成する。北縁の扇端部は十勝川に削られ、上札内Ⅱb面と比高10m前後を示す。

上帯広台地の西縁、芽室町さかのうえノ上から新生しんせいにかけての美生川右岸に、標高170m前後から115m前後を示す。幅500m内外の高まりとして分布する。東縁は上札内Ⅰ面と漸移関係であるが、西縁は美生川に削られ、現河床面と比高20mを示す急崖を形成する。

これらの地形面は、いずれも光地園礫層の削剝面である。

## I. 2. 2 新期扇状地面及び段丘面群

### 上札内 I 面及び鈴蘭面

Spfa 1 をのせる最も新しい地形面を、南部では上札内 I 面、北部では鈴蘭面と呼ぶ。

上札内 I 面：上帯広台地の東部、売買川と札内川左岸の間に広がる扇状地面を上札内 I 面の模式地とする（十勝団研，1968；小坂ほか，1978）。この面は、売買川が基松面の東部を削剝して形成した地形面である。

本地域の上札内 I 面は、南端で、標高は西側が105 m、東側が85 m、扇端の帯広市稲田町付近で80 m前後を示し、北東へ緩く傾斜する平坦面を形成する。東縁は基松面と漸移関係であるが、西縁は札内川に削剝され、下位の上札内 II b 面とは若干の比高を示す。現在の売買川は、堤防により流路を規制されているが、地形面上には、旧売買川とその支流による網状開析谷がみられる。また、En-a の二次堆積による古砂丘の高まりが、面の東側に多数分布する。

上帯広台地の西部、美生川と帯広川に挟まれて、基松面の東部を帯広川が削剝して形成した上札内 I 面が発達する。ここでも地形面は、北東へ緩く傾斜するが、南端部の標高はやや高く、西縁が170 m、東縁が120 m、扇端部が75 mを示し、売買川流域より傾きがやや急である。西縁は芽室町坂ノ上から新生にかけては基松面と漸移関係であるが、それから以北、扇端部及び東縁は、美生川、十勝川及び帯広川に削剝され、下位面と比高数mから10 m前後の崖を形成する。地形面は、ほとんど開析されていないが、En-a の二次堆積の古砂丘の高まりが多数分布する。古砂丘は、ここでも東側ほど個数が多い。

上札内台地上の上札内 I 面は、札内川と途別川にはさまれた帯広市愛国東側の標高90 mから依田の標高60 mにかけて、幅1.5 km内で南北に長く分布する。西縁は札内川に、東縁は途別川に削られて、一部上札内 II b 面と漸移関係を示すほかは、現河床面と比高10 m内外の崖を形成する。地形面の東側では、En-a の二次堆積による古砂丘が吹き寄せられた形で認められる。この地域では、光地面礫層の上位に厚い上札内 I 礫層が発達して、上札内 I 面は、上札内 I 礫層の堆積面の特徴を示している。

このほか、上札内 I 面は、御影台地の芽室川左崖、芽室町高岩の西にわずかに分布する。

鈴蘭面：土幌台地の音更町下音更<sup>しもおとふけ</sup>一帯に分布する平坦面を鈴蘭面の模式地とする（松澤ほか，1978 b）。

本地域の鈴蘭面は、北端の標高85 mから音更町鈴蘭公園で標高60 mを示す、南東方向へ緩く傾斜する平坦面を形成する。北東縁は、駒場面と漸移関係であるが、西縁は然別川に削られ、下位面との間に段丘崖を形成する。東縁は、音更川に削られ、音更面と比高20 mを示す。面上には、面の伸長方向と平行に、小規模な開析のあとが認められる。鈴蘭公園付近では、北居辺礫層の上位に厚い上土幌礫層が発達し、鈴蘭面は、上土幌礫層の堆積面の特徴を示している。

土幌台地には、音更町藤ヶ丘にも、本地形面の小規模な分布が認められる。

美蔓台地の西縁、清水町高台には、標高100 m前後から南東方向へ緩く傾斜し、芽室町美蔓の標高80 mにかけて鈴蘭面相当面が分布する。この面は、十勝団研（1965）、松澤ほか（1978 b）の屈足面にあたる。本地形面は、分布からみて美蔓台地の西縁を旧十勝川が削って形成した河岸段丘面であり、上位面と下位面とはわずかの比高を示す。地形面上には、面の伸長方向と斜交する小沢が認められるほかは平坦である。

美蔓台地の東縁、鎮鍊付近にも然別川による河岸段丘の形態を示して分布する。標高90 mから80 m

前後のほとんど開析されない平坦面で、東縁は然別川によって削られ、現河床面と比高5-7mを示す。本地形面は、松澤ほか（1978 c）の鹿追面の南端部にあたる。

#### 上札内Ⅱa面及び駒場面

En-aをのせる最も新しい地形面を、南部では上札内Ⅱa面、北部では駒場面と呼ぶ。

上札内Ⅱa面：大正図幅地域で、戸蔭別川<sup>とつたべつ</sup>下流左岸に主として分布する平坦面を上札内Ⅱa面の模式地とする（十勝団研，1968，1978）。

本地域では、上帯広台地の芽室町中伏古付<sup>なからしこ</sup>近の帯広川流域に、基松面の西縁を削って小規模に分布する。上札内台地では、上札内Ⅰ面を途別川と札内川が削って、幕別町古舞<sup>ふるまい</sup>西方と国鉄広尾線依田駅をのせて、南北方向に幅狭い分布を示す。

駒場面：中士幌図幅地域で音更川右岸の駒場部落をのせる平坦面を駒場面の模式地とする（松澤ほか，1978b）。

本地域での駒場面は、鈴蘭面の東縁を音更川が削った削斜面であり、ほとんど開析されていない。東縁は、北から南へほぼ直線的に流下する音更川に削られ、音更面との比高は15m前後を示す。西縁は、鈴蘭面と漸移関係であるが、音更町市街西から木野市街西にかけては若干の比高が認められる。本地形面では、水磨されたEn-aの二次堆積物が認められる。

#### 上札内Ⅱb面及び大和面<sup>だいわ</sup>

En-aをのせない更新世末期の削斜面を、南部では上札内Ⅱb面、北部では大和面と呼ぶ。

上札内Ⅱb面：大正図幅地域の<sup>だいわ</sup>上札内台地において、上札内市街付近を南限として、北東ないし北北東に広がる扇状地状の平坦面を上札内Ⅱb面の模式地とする（十勝団研，1968；小坂ほか，1978，1979）。

本地域の上札内Ⅱb面は、上帯広台地において、美生川とピウカ川に挟まれた芽室町美生と同芽室市街をのせる、標高160mから75m前後の平坦面と、上札内Ⅰ面・基松面の北側をとりまく標高60m前後の平坦面として分布する。起伏はほとんどなく平滑で、面を刻む小沢も発達しない。本地形面と上札内Ⅰ面及び基松面とは、比高10-15mを示す。

上札内Ⅱb面には、薄い礫層と暗褐色砂質のソフトローム・Ta-dを挟んで腐植層が累重している。帯広川下流域の低湿などところでは泥炭がみられる。美生川流域の上札内Ⅱb面には、光地礫層や洪山層を直接おおって、光地礫層の再堆積と考えられる厚さ数m以下の礫層が見られる。したがって、この面は古い扇状地状の地形を開析して形成された地形面である。上札内Ⅰ面及び基松面の北側に分布する上札内Ⅱb面は、十勝川によって上札内Ⅰ面と基松面の北側が側方浸食されて形成された河岸段丘面の形態を示す。

同様の地形面が、帯広市川西付近にも小規模に分布する。

大和面：士幌台地において、然別川と十勝川との合流点付近で音更町大和部落をのせる河岸段丘面を大和面の模式地とする（松澤ほか，1978 b）。本面は、音更町下士幌、美蔓台地<sup>はね</sup>西縁の芽室町毛根にも分布し、それぞれ上士幌面、熊牛面（松澤ほか，1978 b）に相当する。

模式地の本面は、標高60m前後で、南北方向の分布を示す起伏のない平坦面である。然別川が鈴蘭面の西縁を側方浸食した河岸段丘面で、鈴蘭面とは比高5m前後を示す。南縁は十勝川に削られ、現河床面との比高は6m前後を示す。

音更町下土幌では、標高80mから50mを示し、南南東へ緩く傾斜する平滑な地形面が分布する。西縁は上位面と漸移関係であるが、南縁は十勝川に切られ、現河床面と比高5m前後を示す。本地域では、本面の南端部が見られるにすぎないが、土幌台地に北へ向って広い分布を示す。

美蔓台地西縁においては、芽室町毛根一帯に、十勝川の削剝によって形成された標高90m前後の平滑な地形面が、鈴蘭面相当面を取りまくように分布し、芽室町北芽室で沖積面との比高が高く5mに達する。

北部に分布するこれらの地形面は、上札内Ⅱb面同様、面堆積物である薄い礫層、ソフトローム及び腐植を累重しているにすぎなく、鈴蘭面を削剝した河岸段丘面である。

### I. 2. 3 完新世の地形面

#### 中札内面及び音更面

腐植層（腐植質火山灰層）のみをのせる完新世の河岸段丘面を、南部では中札内面、北部では音更面と呼ぶ。

中札内面：大正図幅地域の中札内部落をのせる、上札内Ⅱb面より1段低位の河岸段丘面を中札内面の模式地とする（小坂ほか、1978、1979）。

本地域の中札内面は、ピウカ川下流右岸、美生川下流域及び札内川左岸の帯広市川西と同稲田町付近に小規模な分布を示すほか、十勝川右岸の西帯広付近から十勝川と札内川の合流点付近にかけて、やや広い分布を示す。本面は、上札内Ⅰ面及び上札内Ⅱb面を削剝した河岸段丘面である。

音更面：土幌台地において、音更町市街をのせ、音更川流域に十勝川との合流点まで分布する河岸段丘面を音更面の模式地とする。

本面は、模式地のほか、十勝川左岸の芽室町毛根から芽室町西士狩にかけてと、然別川下流左岸に分布する。然別川左岸の本面は、後大和面（松澤ほか、1978b）にあたる。これらの地形面は、いずれも平坦で、現河床面との比高3m前後を示し、鈴蘭面及び大和面を削剝した河岸段丘面である。

#### 氾濫原

十勝川とその支流の諸河川の流域には、幅1km前後から数kmに及ぶ沖積氾濫原が分布する。とくに、札内川と音更川が十勝川に合流する付近では、広い氾濫原が発達し、帯広市街の一部をのせている。この氾濫原には、多くの市街や集落が形成されているので、盛土による堤防が構築され、現河床氾濫原の発達を規制している。

### I. 3 古砂丘地形

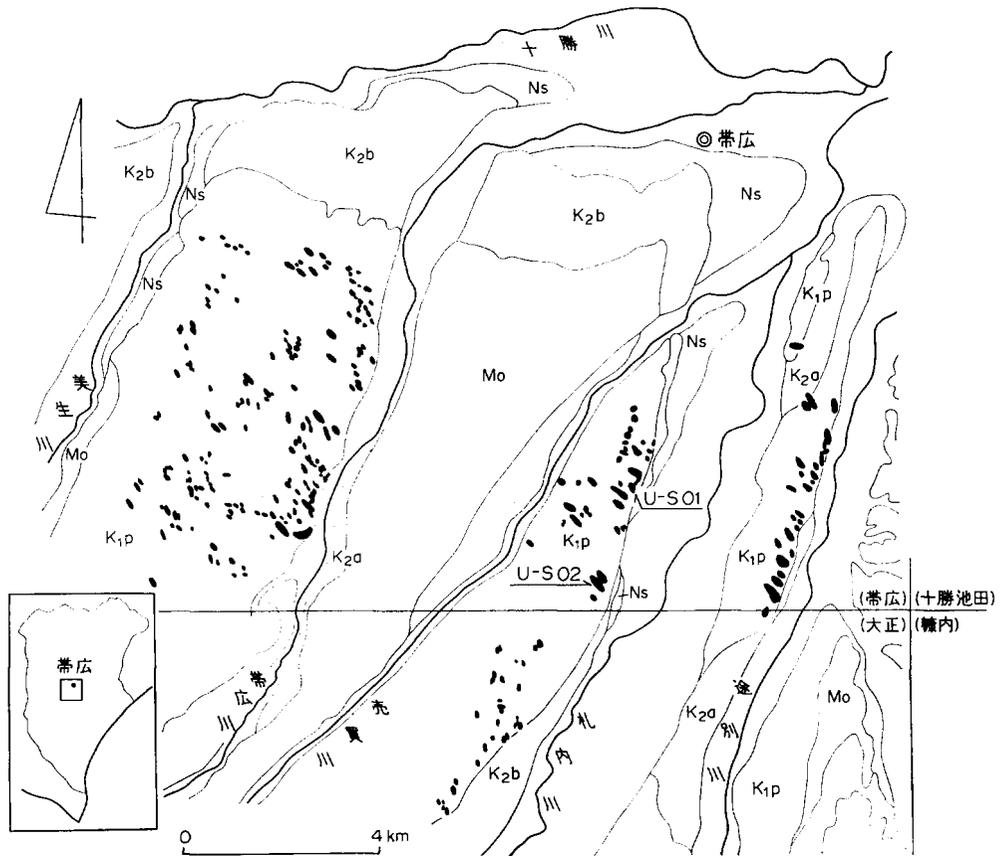
十勝平野南部には、En-a、Spfa 1の二次堆積による内陸古砂丘が発達する。本地域内にも上帯広台地及び上札内台地には数多くの古砂丘地形が分布する（十勝団研・砂丘グループ、1970；木村ほか、1970、1972、1978）。内陸古砂丘は、細粒で比重の小さい火山砕屑物（En-a、Spfa 1）が風により再移動した結果形成されたものである。したがって、古砂丘の分布は、砂丘砂の供給源である、十勝平野に大量に分布するEn-a及びSpfa 1の分布範囲と地形に規制される。

本地域のEn-a古砂丘は、上札内I面に限って分布する。基松面は開析が進み古砂丘は残存しない(第4図)。Spfa1古砂丘は、Spfa1の中心軸がEn-aの分布の中心軸より南にあるため、本地域以南に主として分布する。

独立のEn-a古砂丘の形態は、大部分が半紡錘形をし、底面は長楕円形である。比高5m以上の大型古砂丘は10%未満で少なく、比高1-3mの小型古砂丘が半数を占める。平均比高は、北西から南東へ向って低下する。長軸の方向は北30°西を中心に一定した方向を示し、振れは比較的少ない。

同一地形面における古砂丘の分布状態は、南東側に多く、それらは、長軸に平行して配列するものが多い。これは、地形面が南南西から北北東へ緩く傾斜していることと、北西の卓越風の影響によって、南東側ほど飛砂の供給が潤沢であったことがうかがえる。

十勝川以北の台地では、En-aの堆積量が少ないこと、流水の影響下にあったこと、地形的に卓越風の影響の少ないことなどから、古砂丘の分布は認められない。



第4図 En-a古砂丘の分布図 (木村ほか, 1978; 一部訂正加筆)

Mo: 基松面 K1P: 上札内I面 K2a: 上札内IIa面 K2b: 上札内IIb面 Ns: 中札内面 U-S 01: 古砂丘の層序(内部構造) 観察地点 U-S 02: 古砂丘の形態記録地点(写真)

## II. 地 質 概 説

本地域を構成する地質・地形面堆積物は、新第三紀鮮新世ないし第四紀更新世前期にわたる十勝累層群の中部層（池田層）・上部層（長流枝内層<sup>おきろしな</sup>）・最上部層（洪山層）と、これをおおって広く分布する第四紀更新世中―後期の扇状地礫層と河岸段丘堆積物・降下軽石堆積物・ローム層・古土壤である（第2表）。

上部鮮新統の池田層は、直接地表に露出することなく、帯広市内の温泉ボーリングでその存在が確かめられるにすぎなく、分布・構造の詳細は不明である。

最上部鮮新統の長流枝内層<sup>4)</sup>は、幕別台地の西縁にわずかに露出し、幕別台地の西縁を通る居辺断層に切られる。帯広盆地内では、洪山層及び扇状地・段丘堆積物におおわれ、池田層と同じく、地表にはあらわれない。温泉ボーリング及び水井戸の資料によると、小堆積輪廻を示す。亜炭を挟む緻密な火山灰・軽石を含む細砂礫・砂・シルト層からなり、*Natica* sp., *Panope* sp., *Macoma* sp.などの貝化石と、*Cribolephidom oregonense*などの有孔虫化石を産する。

下部更新統の洪山層は、基底層である屈足溶結凝灰岩層・芽登凝灰岩層が長流枝内層を不整合におおひ、これに亜炭を挟む凝灰質砂・シルトないし礫層（洪山層主部）が累重する陸成層である。本地域に発達する諸台地の基盤を構成し、台地を刻む河川の河崖に露出するが、扇状地及び段丘堆積物におおわれる。分布の東縁は居辺断層で限られている。

中―上部更新統は、光地園礫層・美蔓礫層・北居辺礫層などの古期扇状地礫層と、上札内 I 礫層・上士幌礫層などの新时期扇状地礫層、これら新旧の扇状地礫層をおおう古土壤、ローム層及び降下火砕堆積物である。

光地園礫層と美蔓礫層は、それぞれ、本地域南方の日高山脈と北方の石狩山地から供給され、洪山構造盆地を埋積した広大な扇状地状の礫層で、クサレ礫（くさり礫）を特徴とする。これらの礫層の基底の高度には、後で詳述するように、中期更新世以降の構造運動による地域の変位が認められる。

北居辺礫層は、光地園礫層・美蔓礫層の堆積に続いて、士幌台地の構造的凹地を埋積した扇状地状の礫層である。

上札内 I 礫層及び上士幌礫層は、音更川と札内川を結ぶ構造谷を埋積したと考えられる扇状地礫層である。

これら新旧の扇状地礫層は、地形の項で述べたように、光地園面・美蔓面や上札内 I 面・鈴蘭面のほか、多くの広い削斜面を形成して分布する。それぞれの地形面には、局所的な薄い礫層、古土壤、ローム層及びそれらに挟まる降下火砕堆積物からなる面堆積物が発達する。

そのほか、上帯広台地、上札内台地には、En-aからなる古砂丘堆積物が発達する。

## III. 鮮新一下部更新統，十勝累層群

本地域を含む十勝平野の分布する鮮新一下部更新統は、古くは大石・渡辺（1932）によって、“池田

4) 長流枝内層を上部池田層と呼び、その時代を更新世に含ませる見解（向山ほか、1980：本間、1980）が最近提唱されている。さらに詳細な検討が必要であるが、それは別の機会にゆずることとし、本報告では、十勝団研（1978）に基づいて記述する

第2表 地質総括表

地質時代		南 部		北 部		摘 要			
		層 序	地 形 面	層 序	地 形 面	南 部	北 部		
第 四 紀	完 新 世	氾濫原堆積物	氾濫原面	氾濫原堆積物	氾濫原面	・Ta-b ・To-c	砂・礫	・Ta-b ・To-c <sub>1</sub> ・To-c <sub>2</sub> ・Ta-d	砂・礫
		中札内面堆積物	中札内面	中札内面堆積物	音更面	・Ta-d	砂・礫	・ソフトローム	砂・礫
	後 期	上札内IIb面堆積物	上札内IIb面	大和面堆積物	大和面	・ソフトローム	礫	・ソフトローム	砂・礫
				上札内IIa面堆積物	上札内IIa面	上札内IIa面堆積物	駒場面	・ボール状ローム ・En-a	砂丘砂 (En-aの二次堆積) 礫
		上札内I面堆積物	上札内I面	上札内I面堆積物	鈴蘭面	・Spfa 1,2	礫	・Spfa 1	礫
		上札内I礫層		上土幌礫層			礫		礫
		基松面堆積物	基松面				礫		礫
		上更別面II堆積物	上更別面II				赤褐色ローム		赤褐色ローム
		共栄面・下佐幌面堆積物	共栄面・芽室面	下佐幌面堆積物	北居辺II面		赤褐色ローム		赤褐色ローム
				北居辺礫層					
	中 期	光地園面堆積物	光地園面	美蔓面堆積物	美蔓面	・白粘土		・白粘土	
		光地園礫層		美蔓礫層			クサレ礫・砂		クサレ礫・凝灰質砂
前 期	洪山層	洪山層 主部	洪山層 主部			粘土・シルト・砂・重炭		粘土・シルト・砂・重炭	
	芽登凝灰岩層	芽登凝灰岩層	芽登凝灰岩層・屈足溶結凝灰岩層			黒雲母流紋岩凝灰岩 (軽石流堆積物)		黒雲母流紋岩凝灰岩・黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (軽石流堆積物)	
新 鮮 新 世	果 層	長 流 枝 内 層				・ベンケニコロ溶結凝灰岩 (角閃石・黒雲母流紋岩) 溶結凝灰岩		礫・砂・シルト・粘土・重炭 (貝化石・有孔化石・クジラ化石)	
		池 田 層				・千代田凝灰岩 (輝石安山岩凝灰岩) ・猿別凝灰岩 (輝石安山岩凝灰岩) (軽石流堆積物) ・稲土別凝灰岩 (黒雲母流紋岩凝灰岩) (軽石流堆積物)		礫・砂・粘土・重炭	

(本図幅地域には露出しない)

第3表 十勝地域の十勝累層群と地層対照表

		本 図 幅	山口ほか (1978)	橋本誠二 (1954)	岡崎 (1957)	長尾ほか (1960)	鬼塚 (1962)	三谷 (1964)	国府谷ほか (1969)	岡 (1976)
第 四 新 紀	更 新 世	光地園礫層	光地園礫層	帯広層	段丘堆積物	段丘堆積物	高位段丘堆積物	"帯広層"	美蔓面堆積物	段丘礫層群
	十	浪山層 (屈足溶結凝灰岩層 芽登凝灰岩層)	中里層 浪山層 (芽登凝灰岩層) 居辺山層	池田層					熊牛層 砂礫相 上部シルト相 溶結凝灰岩相	池田層 音更層 下土軌層石流
新 鮮 新 層	勝	長流枝内層	勝 長流枝内層		フンベ砂岩部層	池 千代田 含化石層	池 上部	池 上部層	下部砂礫粘土相	池田層 群 上 部 下 部
	果	千代田凝灰岩層 池田層 釧別凝灰岩層 稲士別凝灰岩層	果 千代田凝灰岩層 池田層 釧別凝灰岩層 稲士別凝灰岩層	池田層	千代田夾炭部層 北邦夾炭部層 釧別凝灰岩部層 東重夾炭部層 稲士別凝灰岩部層 (足寄層は分布 しない)	十 田 釧別 夾重炭層 層 釧別凝灰岩層 勝 稲士別凝灰岩層	十 池 田 上部 層 下部	十 池 田 勝 層 層 足寄層 本 別 層		下 部 群 下 部 ?
三 世 群	群	足寄層	足寄層					上愛冠 W・T 下足寄 S.S. Tf ペンケトン Tf 上利別 Ag S.S.		
	紀	胸倉 含化石層	胸倉 含化石層			砂川礫岩層	群 糠内砂岩層	群 トフシ凝灰岩層		
中 新 世		本別層 (糠内層)	本別層 (糠内層)				ノヤウシ層	層 稲牛夾炭層		
		大樹層	大樹層		大樹層	茂岩泥岩層	大樹層	層 螺湾礫岩 砂岩層 茂岩泥岩層		

(山口ほか, 1978 c : 一部加筆)

層”，“帯広層”と命名された海成層—陸成層である。その後、これらの地層の層序・地質構造について、根本ほか（1933）、橋本誠二（1954）、橋本亘（1955）、岡崎（1957）、長尾・三谷（1960）、鬼塚（1962）、三谷（1964）、国府谷ほか（1969）、岡（1973, 1976 a, b）など多くの研究がなされてきた。また、十勝団研は、十勝平野の地史解明のため総合的研究を続けてきた（松井ほか，1970；松井・山口，1970；山口，1970；山口ほか，1973 a, b；松澤ほか，1974；宮坂ほか，1974；松井ほか，1975；十勝団研，1978）。一方、中新統層序・構造発達史については、宮坂（1970 MS）、山口（1970）、松井ほか（1974）、秋葉ほか（1975）、宮坂・菊地（1978）などの研究がある。これらの研究成果をふまえて、山口ほか（1978 c）は、十勝平野における鮮新—下部更新統を第3表に示すように、下部（本別層、駒島含化石層、足寄層）・中部（池田層）・上部（長流枝内層・居辺山層<sup>おりのべやま</sup>）・最上部（洪山層、中里層<sup>なかさと</sup>）に4分し、これらの諸層にたいして、三谷ほか（1958）の“十勝層群”を再定義して、新たに「十勝層群」と呼ぶことを提唱している。本地域の直接的基盤として分布し、地表に露出しているのは、上部（長流枝内層）及び最上部（洪山層）である。

### III. 1 長流枝内層 (Os)

**命名** 松井ほか（1970）、長流枝内層。

**模式地** 本地域に隣接する十勝池田図幅地域の千代田堰堤付近から豊田にいたる十勝川北岸。

**分布** 十勝構造盆地の北東部及び南東部を除く、中央—西部にかけて広く分布する。

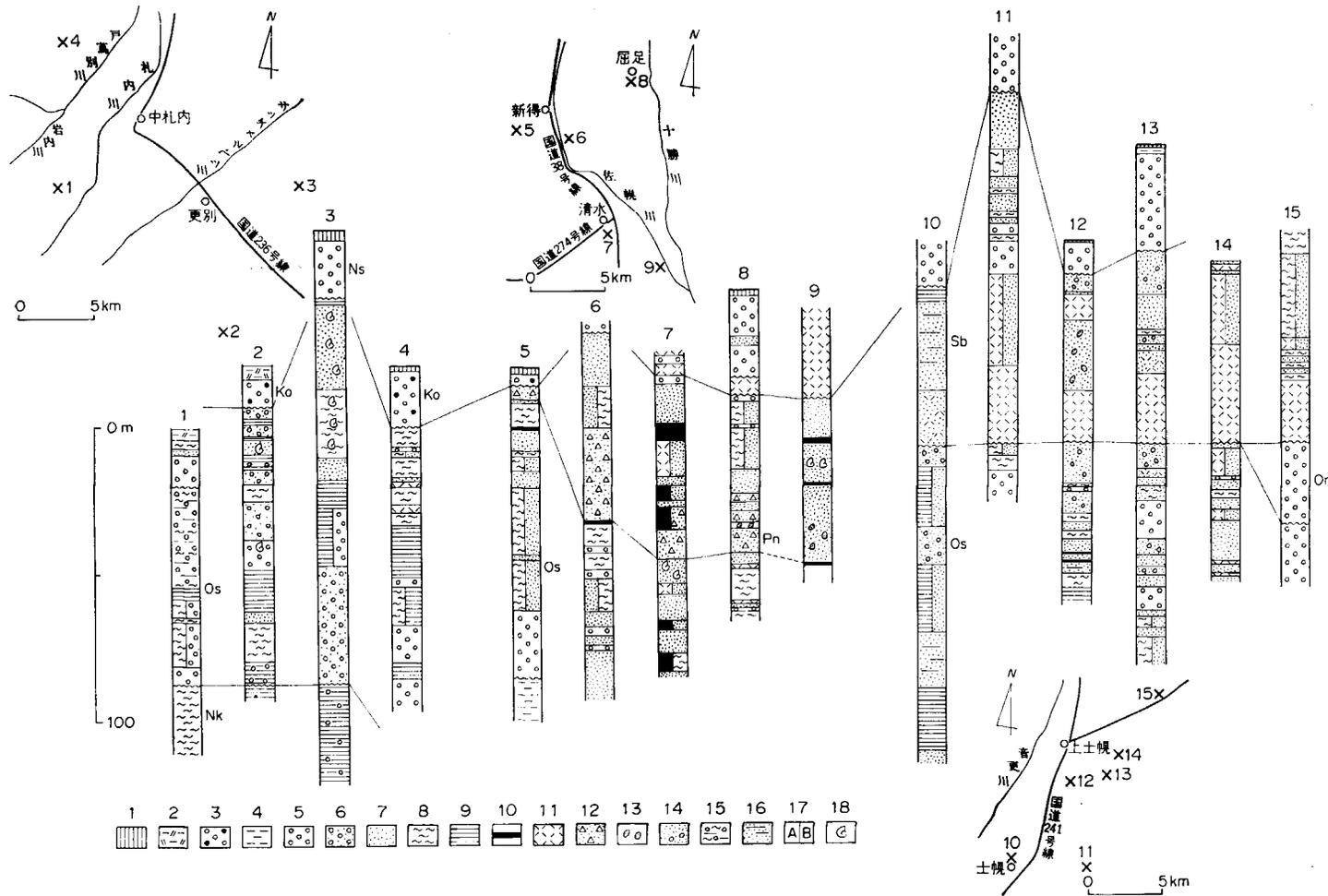
本層の地表での分布は、十勝池田図幅地域の長流枝内丘陵南部から池田町東部と豊頃丘陵北部をとりまいて、幕別台地北部の猿別背斜の西翼に連なる地域が主体を占める。帯広盆地内部<sup>5)</sup>では、洪山層及び扇状地・段丘堆積物におおわれ地表にあらわれないが、深井戸の資料によると、帯広盆地のほぼ全域にわたって分布し、その南方延長は、忠類図幅地域の忠類付近に達する盆状の構造を示している。

本地域では、南東部の豊頃丘陵西縁の露頭で観察されるにすぎない。

**層相** 十勝平野のほぼ全域にわたって広く分布する長流枝内層は、総体的に浅海—汽水—淡水相を繰り返す地層であるが、長流枝内丘陵・幕別台地など東部と、中央部—西部の帯広盆地とでは、層相に著しい違いが見られる。すなわち、東部は、流水の影響下で堆積した砂・砂礫層とシルト・亜炭層が多くの輪廻層を形成する。松井ほか（1970）は、模式地周辺において、下部に砂礫層、中部に砂・シルト層、上部に砂礫層が卓越する傾向を示し、それぞれ部分的には同時異相の関係が見られる一連の地層であるとし、下位から下部砂礫層、中部砂・シルト層、上部砂礫層に大別した。中央部—西部は、南に開口していた内湾状を示す長流枝内堆積盆の中心域を示す。浅海—内湾相を示す厚い砂・シルト層が卓越し、貝化石・有孔虫化石が多数含まれるほか、多くの層準に亜炭層が挟まれ、海水—淡水相の繰り返しを示している。この層相は、東部の中部砂・シルト層の層相に類似する（第5図）。

本地域の幕別台地西縁には、模式地の中部砂・シルト層にあたる、シルト・亜炭を挟む青灰色の砂層が分布する。この層相は、幕別台地西北端まで断続する露頭でみられ、台地西北端の幕別温泉への登り口の道路片くずしでは、青灰—褐色の硬質シルト—細粒砂から貝化石を産する。殻は溶け去っているが、

5) 北縁は然別火山群南麓、南縁は後述する十勝中央構造帯、東縁は居辺断層、西縁は佐幌台地東縁（岩松断層）の拡がりを示し、その中心に帯広市が位置する内陸盆地を帯広盆地と呼ぶ。



第5図 十勝構造盆地の長流枝内層 (松澤ほか, 1978a; 一部加筆)

1: 腐植 2: ローム 3: 礫 4: 砂礫 5: 砂 6: シルト (シルト岩) 7: 粘土 (泥炭) 8: 亜炭 9: 凝灰岩 10: ベンケニコロ溶結凝灰岩 11: 軽石 12: 砂, 礫まじり 13: 礫, シルト, 粘土の薄層のはさみ 14: 砂, 粘土の薄層のはさみ 15: AとBの互層 16: 貝化石 17: 地層の境 KO: 光地層礫層 NS: 中里層 Sb: 浜山層 Or: 居辺山層 Os: 長流枝内層 NK: 長流枝内層以前の第三系

*Mya japonica* がきわめて多く、*Clinocardium* sp. が認められる。また *Echinarachnius* sp. が多産する。

帯広盆地には、数多くの水井戸及び温泉ボーリングの資料がある（第6図）。これらの資料によると、本層は、粘土・シルト・砂質シルトからなり、砂層ないし薄い礫層と亜炭層を挟み、貝化石を頻繁に産する。貝化石は、破碎され同定できるものは少ないが、*Natica* sp., *Panope* sp., *Macoma* sp. などである。（第6図の3, 5, 6, 8, 9, 20, 21など）。さらに岩相を詳細に検討すると、地表下100-120 m（海水準-70 m前後）の含化石層または亜炭層の上位に、軽石の小片をまじえほとんど淡紫色の石英粒からなる粗粒砂が認められる（第6図の3, 5, 8, 26）。この淡紫色の石英粒は、十勝平野北西部に分布するペンケニコロ溶結凝灰岩層（山口ほか, 1978 a）の軽石の斑晶の石英と同質であり、ペンケニコロ溶結凝灰岩層の分布が、帯広盆地の中心域に達したことを示している。

**層厚** 長流枝内層は、分布地域の東部の長流枝内丘陵・幕別台地では、層厚120-170 mを示している。しかし、幕別台地の西縁から帯広盆地の中央部にかけて層厚を増し、温泉ボーリング（第6図の7）によると、地表下775.5 m（海水準-735.5）に達し、ここでは、厚さ700 m以上の厚層を読みとることができる。これ以深の160 m+は、池田層と推定され、小堆積輪廻を示す亜炭層を挟む細砂礫・シルト層であり、最下部に顕著な凝灰岩が認められる。

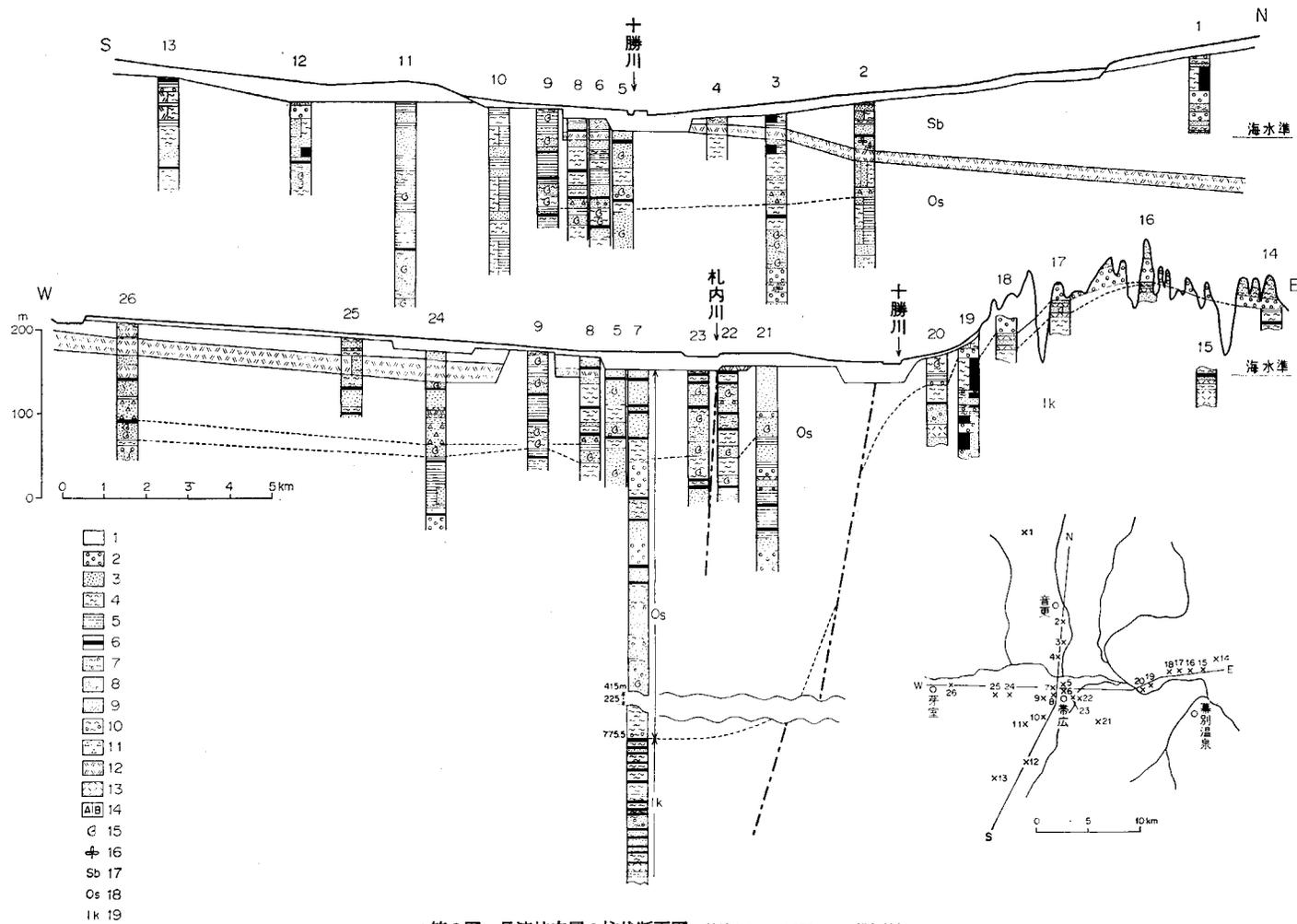
**化石** 本地域の資料はすべて水井戸ないし温泉ボーリングによるものであり、貝化石は破碎され同定できるものは少ない。貝化石は、*Natica* sp., *Panope* sp., *Macoma* sp., などである。有孔虫化石は、*Elphidium bartletti*, *E. Clavatum*, *Criboelphidium oregonense* を主とし、*Buccella frigidus*, *Buliminella elegantissima* を伴う。また、日甜芽室工場（第6図の26）の地表下130 mからイルカの脊椎骨を産出した。

地表にあらわれる長流枝内丘陵・幕別台地では、先にふれた幕別温泉登り口のほか、多くの化石産地が知られ、松澤ほか（1978 a）によると第4表に示す動物化石の産出が認められている。貝化石のおもなものは、*Glycymeris yessoensis*, *Callithaca adamsi*, *Peronidia* sp., *Macoma* sp., *Mya japonica* など寒流系内湾性を示すもののほか、下部に *Umbonium costatum* など暖流系種が認められる。また、*Acila gottschei*（中新世-鮮新世）、*Spisula kurikoma*（中新世）、*Soletellina minoensis*（中新世）の絶滅種が含まれている。幕別温泉への登り口に限って *Echinarachnius* sp. を産する。このほか、下部砂礫層からクジラの化石骨の産出が知られている（木村ほか, 1973；木村, 1975, 1978）。

花粉化石については、星野・小坂（1978）による、長流枝内丘陵東部に分布する本層の研究があり、第7図に示したような結果が得られている。それによると、上部と下部では *Picea* を多数産し、中部は *Picea* にかわり、*Abies*, *Betula* が増加する傾向が見られる。

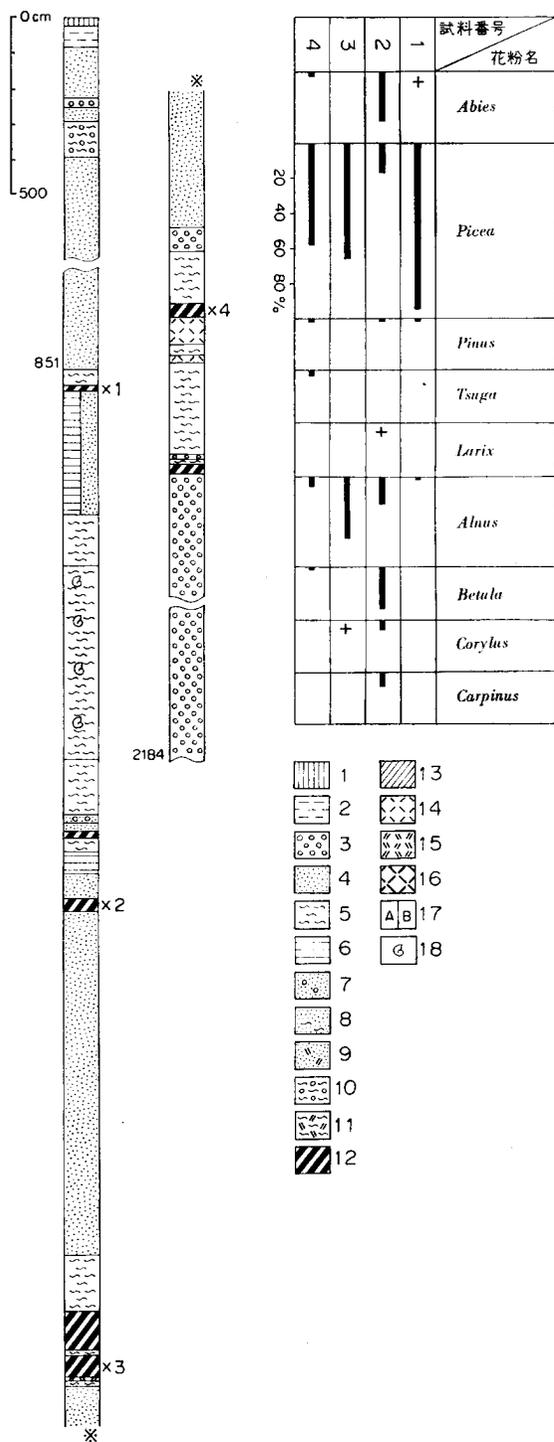
**層位関係** 下位の池田層との層位関係が確かめられるのは、長流枝内丘陵・幕別台地で、池田層最上部の *Mytilus bed* を鍵層にして、東側ほど著しい削剝が認められる（松澤ほか, 1978 a）。本地域を含む帯広盆地中央部は、厚い層厚が示すように、池田層から長流枝内層へと沈降が連続した地域であって、その間に削剝はほとんど無いと推定される。また、西部の新得図幅地域では、水井戸の資料によると、池田層以下の地層が欠き、直接本層が花崗岩類に累重する。

本地域を含む帯広盆地中央部では、本層は洪山層におおわれる。東部の長流枝内丘陵・幕別台地では、



第6図 長流枝内層の柱状断面図 (松澤ほか, 1978a; 一部加筆)

1: 扇状地・段丘堆積物 2: 礫 3: 砂 4: シルト 5: 粘土 6: 垂炭 7: シルト, 砂礫まじり 8: 砂, 礫まじり 9: 砂, 軽石まじり 10: シルト, 礫まじり 11: 淡紫色石英結晶粒(ベンケニコロ溶結凝灰岩層) 12: 芽登凝灰岩層・屈足溶結凝灰岩層 13: 凝灰岩層 14: AとBの互層 15: 貝化石 16: 樹幹 17: 推骨化石 Sb: 洪山層主部 Os: 長流枝内層 Ik: 池田層



第7図 長流枝内丘陵の長流枝内層の花粉分析図及び試料採取層準 (星野・小坂, 1978; 改編)

1: 腐植 2: ローム 3: 礫 4: 砂 5: シルト 6: 粘土 7: 砂, 礫まじり 8: 砂, シルトまじり 9: 砂, 軽石まじり  
 10: シルト, 礫まじり 11: シルト, 軽石まじり 12: 亜炭 13: 亜炭質粘土 14: 火山灰 15: 軽石 16: 凝灰岩 17:  
 A と B の互層 18: 貝化石 ×: 試料採取点 試料番号は試料採取点に対応する

第4表 長流枝内層産動物化石表

Species
<i>Umbonium costatum</i> (KIENER)
<i>Umbonium</i> sp.
<i>Littorina mandschurica</i> SCHRENCK
<i>Batillaria cumingii</i> (CROSSE)
<i>Crepidula grandis</i> MIDDENDORFF
<i>Lunatica</i> cf. <i>pila</i> (PILSBRY)
<i>Tectonatica janthostomoides</i> (KURODA et HABE)
<i>Nucella freycineti</i> (DESHAYES)
<i>Buccinum middendorffi</i> VERKRUIZEN
<i>Neptunea vinosa</i> (DALL)
<i>Fulgoraria</i> sp.
<i>Admete couthouyi</i> JAY
<i>Rectiplanes</i> sp.
<i>Rhodopetoma erosa</i> (SCHRENCK)
<i>Obesotoma</i> sp.
<i>Derjuginella rufofasciata</i> (SMITH)
<i>Acila gottschei</i> (BÖHM)
<i>Yoldia (Cnesterium) notabilis</i> YOKOYAMA
<i>Mytilus</i> sp.
<i>Modiolus</i> sp.
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)
<i>Crassostrea gigas</i> (THUNBERG)
<i>Cordicula</i> sp.
<i>Serripes</i> sp.
<i>Clinocardium</i> sp.
<i>Lucinoma annulata</i> (REEVE)
<i>Felaniella usta</i> (GOULD)
<i>Callithaca (Protocallithaca) adamsi</i> (REEVE)
<i>Mercenaria</i> sp.
<i>Pseudamiantis tauyensis</i> (YOKOYAMA)
<i>Liocyma fluctuosa</i> (GOULD)
<i>Spisula kurikoma</i> (NOMURA)
<i>Spisula voyi</i> GABB
<i>Peronidia</i> sp.
<i>Macoma incongrua</i> (v. MARTENS)
<i>Macoma</i> cf. <i>middendorffi</i> DALL
<i>Macoma</i> sp.
<i>Soletellina minoensis</i> YOKOYAMA
<i>Nuttallia</i> sp.
<i>Mya japonica</i> JAY
<i>Siliqua alta</i> (BRODERIP et SOWERBY)
<i>Solen</i> sp.
<i>Thracia kakumana</i> (YOKOYAMA)
<i>Echinarachnius</i> sp.

(松澤ほか, 1978a)

直接地表にあらわれるほかは、光地園礫層などの古期扇状地礫層におおわれる。一方、帯広盆地の南西部の日高山脈東麓では、光地園礫層におおわれ、南部の更別村付近では、一部中里層におおわれる。

### III. 2 洪山層

**命名** 山口ほか(1973 a), 洪山層; 松澤ほか(1978 b), 洪山層.

**模式地** 芽室町西士狩<sup>にししかり</sup>の土取場, 芽室橋付近の芽室川左岸.

**分布** 本地域を含む帯広盆地に広く発達する。すなわち、東は長流枝内丘陵の西縁から十勝川を横切って幕別台地の西縁の幕別町古舞に達する居辺断層に限られ、北は、上士幌図幅地域の芽登川右岸から然別火山群の南麓を経て、佐幌岳図幅地域の岩松付近に達する。西は、岩松断層(松澤ほか, 1978 c)に限られ、佐幌台地南部、御影台地東部を経て、芽室町美生の東に至る。芽室町美生と幕別町古舞を結ぶ線に分布の南限が推定される。

本地域は、洪山層の分布範囲のほぼ中心に位置し、美蔓台地の東縁の然別川右岸をはじめ、台地を刻むシブサラバウシ川などの流域に広範囲に露出するほか、御影台地の芽室川左岸、洪山川下流域、上帯広台地・上札内台地を刻む美生川・帯広川・札内川などの流域にも露出する。

**層相** 洪山層は、芽登凝灰岩層(Mt)・屈足溶結凝灰岩層<sup>6)</sup>(Kt)と呼ばれた(山口ほか, 1978 a)軽石流堆積物が主体を占める基底層と、これに累重する亜炭層を挟む凝灰質シルト・砂・砂礫層の洪山層上部(Sb)からなる(第8図)。

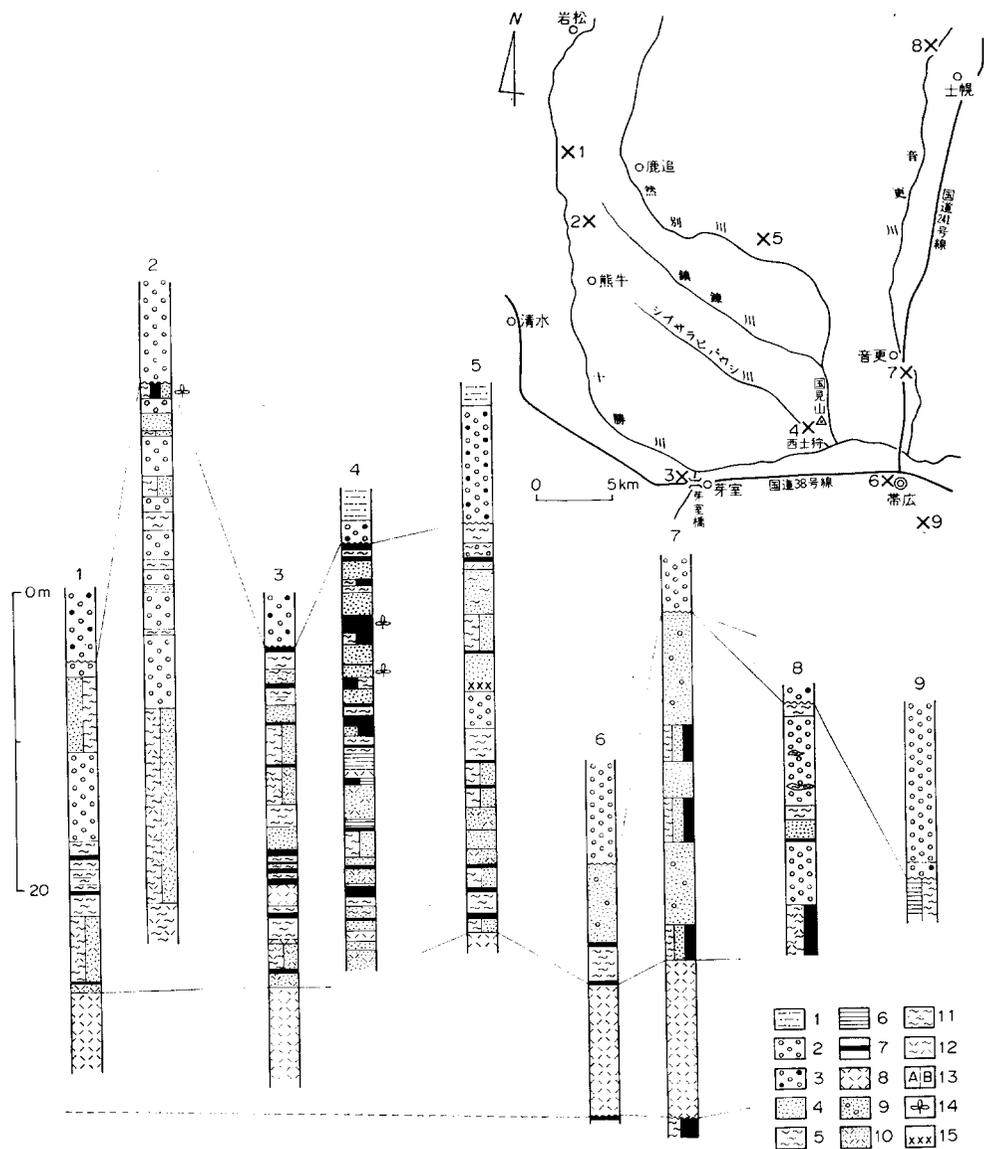
芽登凝灰岩層は、上士幌図幅地域の芽登川右岸を模式地とする(松井ほか, 1970)。模式地では、厚さ1.5mの礫層を挟んで上・下に2分され、上部は角閃石・紫蘇輝石を含むデイサイト軽石流堆積物、下部は、基底部に降下軽石堆積物を伴う流紋岩軽石流堆積物からなる。上部は、模式地周辺に削剝からまぬかれて分布するだけで、この地域以南では認められない。下部は本地域の幕別町古舞付近を南限として広く分布するが、基底部に発達する降下軽石堆積物は、長流枝内丘陵北部まで分布し、それ以南では認められない。

軽石流堆積物は、脆弱で灰色ないし淡灰色を呈し軽石や火山岩片を含む。軽石は一般に、3-5cm大のものが多く、白色ないし灰白色で有色鉱物を含み発泡はよくない。軽石の鉱物組成は、斜長石>石英>黒雲母≧角閃石>不透明鉱物>紫蘇輝石からなる黒雲母流紋岩である。

屈足溶結凝灰岩層は、新得図幅地域の新得町屈足27号の十勝川左岸の大露頭(27号露頭)を模式地とする。模式地及びその周辺において、本層は、岩質と溶結相の発達状態から、下位よりI・II・III・IVの4つに区分される(山口ほか, 1978 a)。このうち、模式地から南へ広く分布するのは、III及びIVである。

本地域の芽室町西士狩と芽室橋付近に露出する屈足溶結凝灰岩層は、下限は認められないが、ここでの岩相は、淡桃色ないし灰色を呈し、軽石片や火山岩片を含み、斑晶の少ない軽石流堆積物である。軽石の鉱物組成は、斜長石>石英>角閃石>紫蘇輝石>不透明鉱物>黒雲母からなり、紫蘇輝石・黒雲母を伴うデイサイト質である。模式地の屈足溶結凝灰岩層IVに類似する。

6) 屈足溶結凝灰岩の“溶”は以下“溶”と記す。



第8図 渋山層の地質柱状図 (松澤ほか, 1978c; 一部加筆)

1: 砂質ローム 2: 礫 3: 礫, “クサレ礫”まじり 4: 砂 5: シルト 6: 粘土 7: 亜炭 8: 凝灰岩 9: 砂, 礫まじり 10: 凝灰質砂 11: シルト (粘土の薄層をはさむ) 12: 凝灰質シルト 13: AとBの互層 14: 植物化石 15: 地層の境

芽登凝灰岩層と屈足溶結凝灰岩層の直接の関係は確認される露頭はない。

①ボーリングの資料によると (第6図参照) 両層は同一層準に位置し, ほぼ連続すると考えられる。すなわち, 長流枝内層を不整合におおって, 渋山層の基底層として発達する。

②岩相は, 先に述べたように, 芽登凝灰岩層は, 上部は角閃石紫蘇輝石流紋岩軽石流堆積物, 下部は, 角閃石黒雲母流紋岩軽石流堆積物であり, 屈足溶結凝灰岩層は, 最上部のIVがデイサイト質である

第5表 軽石流堆積物の磁化方位

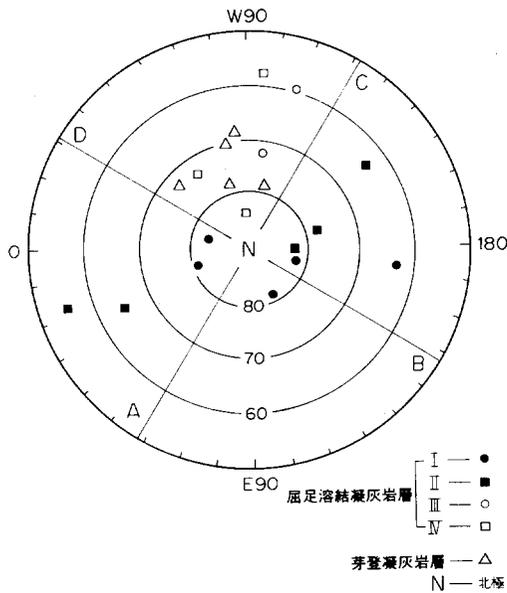
地層名	No.	N	Do	Io	a	K	Vp		J × 10 <sup>-8</sup> (e. m. u./gr)	Polarity	
							φ	λ			
西 部	IV	47	5	10	58	8	95	N 58	W 95	0.643	Ne
		46	6	5	56	3	455	N 84	W 82	0.822	Ne
		45	3	6	45	8	253	N 74	W 55	0.791	Ne
	III	44	3	36	51	43	1	N 60	W117	1.317	Ne
		43	3	16	55	9	208	N 75	W 99	0.983	Ne
	II	42	8	— 30	34	19	9	N 55	E 17	0.049	Nw
		41	3	— 25	47	28	21	N 65	E 24	0.125	Nw
		40	4	6	66	13	54	N 83	E 176	0.352	Ne
		39	3	15	68	15	65	N 78	W168	0.248	Ne
	I	38	8	35	64	10	32	N 65	W145	0.690	Ne
		37	8	1	63	10	33	N 82	W 11	0.386	No
		36	3	— 11	56	5	556	N 79	E 17	0.049	Nw
		35	6	35	72	6	115	N 64	E 172	0.121	Ne
		34	7	4	68	11	31	N 82	E 165	0.106	Ne
		33	3	— 7	55	20	39	N 81	E 110	0.042	Nw
	ベッケニ コロ溶結 凝灰岩層	32	7	— 172	53	10	36	S 12	E 136	0.512	Rw
		31	3	73	— 80	20	38	S 46	W 10	0.674	Re
		30	4	— 19	— 5	42	5	—	—	0.500	—
		29	4	—	—	∞	—	—	—	0.017	—
		28	3	—	—	∞	—	—	—	0.186	—
27		3	— 39	— 1	52	6	—	—	0.067	—	
東 部	芽登 凝灰岩層	26	6	— 28	— 66	13	27	S 70	W107	0.178	Rw
		17	4	13	58	6	250	N 79	W105	0.078	Ne
		16	4	8	52	27	13	N 78	W 72		Ne
		15	3	14	46	14	84	N 71	W 77		Ne
14	2	2	45	20	158	N 73	W 43	Ne			
長流枝 内層	13	3	68	— 36	29	20	S 30	E 53	1.200	Re	
	12	4	76	— 27	17	30	S 21	W125	1.500	Re	
	11	5	—	—	∞	—	—	—	—	—	

(田中ほか, 1978)

ほかは、すべて流紋岩質である。

③K-Ar年代は、芽登凝灰岩層の下部が、 $1.2 \pm 2.2$  m. y. (柴田ほか, 1975)。屈足溶結凝灰岩層は、I及びIIが、それぞれ $0.96 \pm 0.10$  m. y.,  $0.75 \pm 0.38$  m. y. (柴田ほか, 1978)を示している。

④磁化方位は、芽登凝灰岩層が上部・下部とも東偏の正帯磁を示し、屈足溶結凝灰岩層がIの一部に逆帯磁がみられるほかは、I・IIとも西偏あるいは東偏の正帯磁、III・IVはいずれも東偏の正帯磁を示している(小久保・田中, 1975; 田中ほか, 1975, 1978), (第5表, 第9図)。



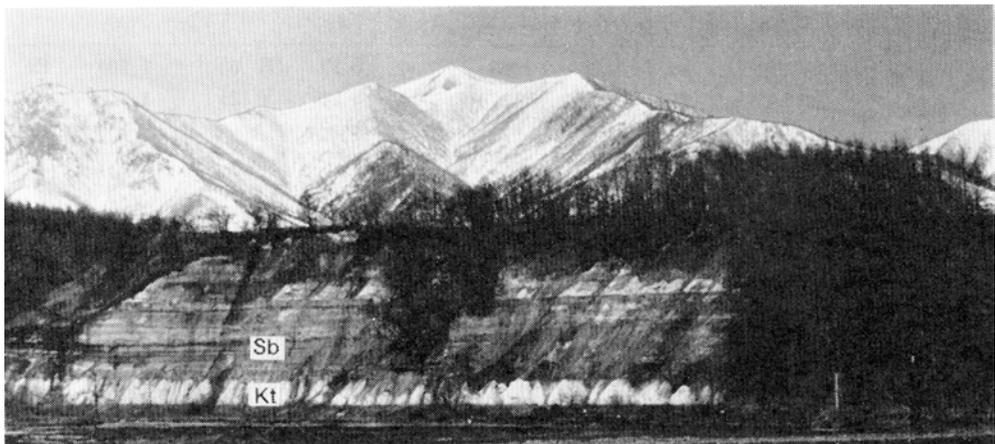
第9図 屈足溶結凝灰岩層 I—IV と芽登凝灰岩層の磁極の位置 (田中ほか, 1978)

る。模式地のほか、本地域に分布する洪山層主部は、炭丈10-30cmの亜炭層を挟む凝灰質砂、凝灰質シルト、凝灰質砂・シルトの細互層などの厚さ20cmから数mの互層からなる。この岩相は、洪山層堆積盆の中心域に発達し、北方へ追跡すると、凝灰質砂・凝灰質シルトの岩相は次第に厚さを減じ、これにかわって、溶結凝灰岩・安山岩の礫を主とする砂礫層が発達する(第8図の1, 2)。

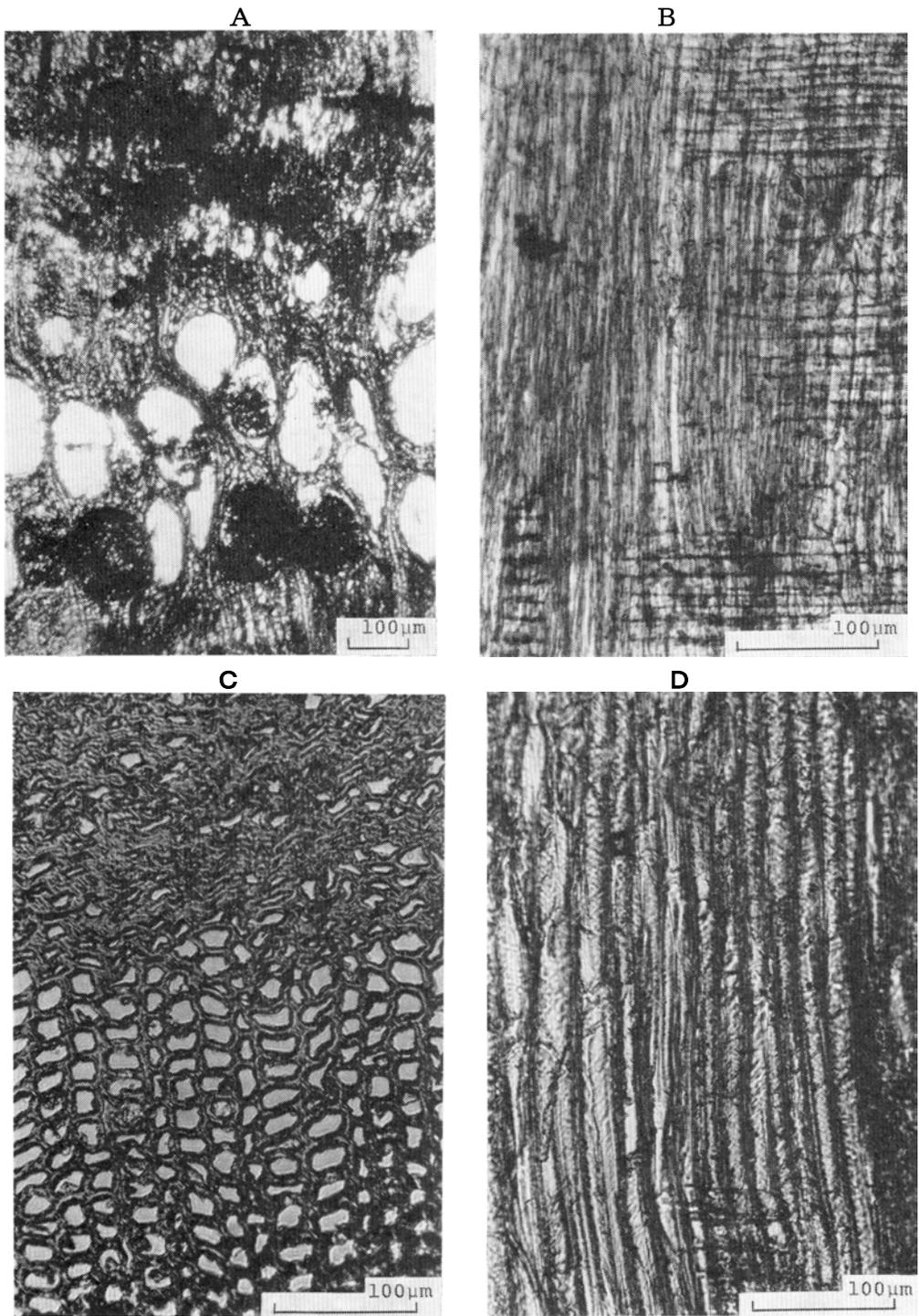
**層厚** 模式地の洪山層主部は、上部が、古期扇状地礫層によって削剝されているが、層厚28mを示す。基底層である屈足溶結凝灰岩層の下限は露出しないが、この地点に近い西帯広から東芽室にかけての水井戸の資料(第6図の24, 25, 26)では層厚20mを示す。帯広市及びその周辺の水井戸の資料か

以上の諸資料から総合的に判断し、芽登凝灰岩層の下部・上部を屈足溶結凝灰岩層のIII・IVに対比する。

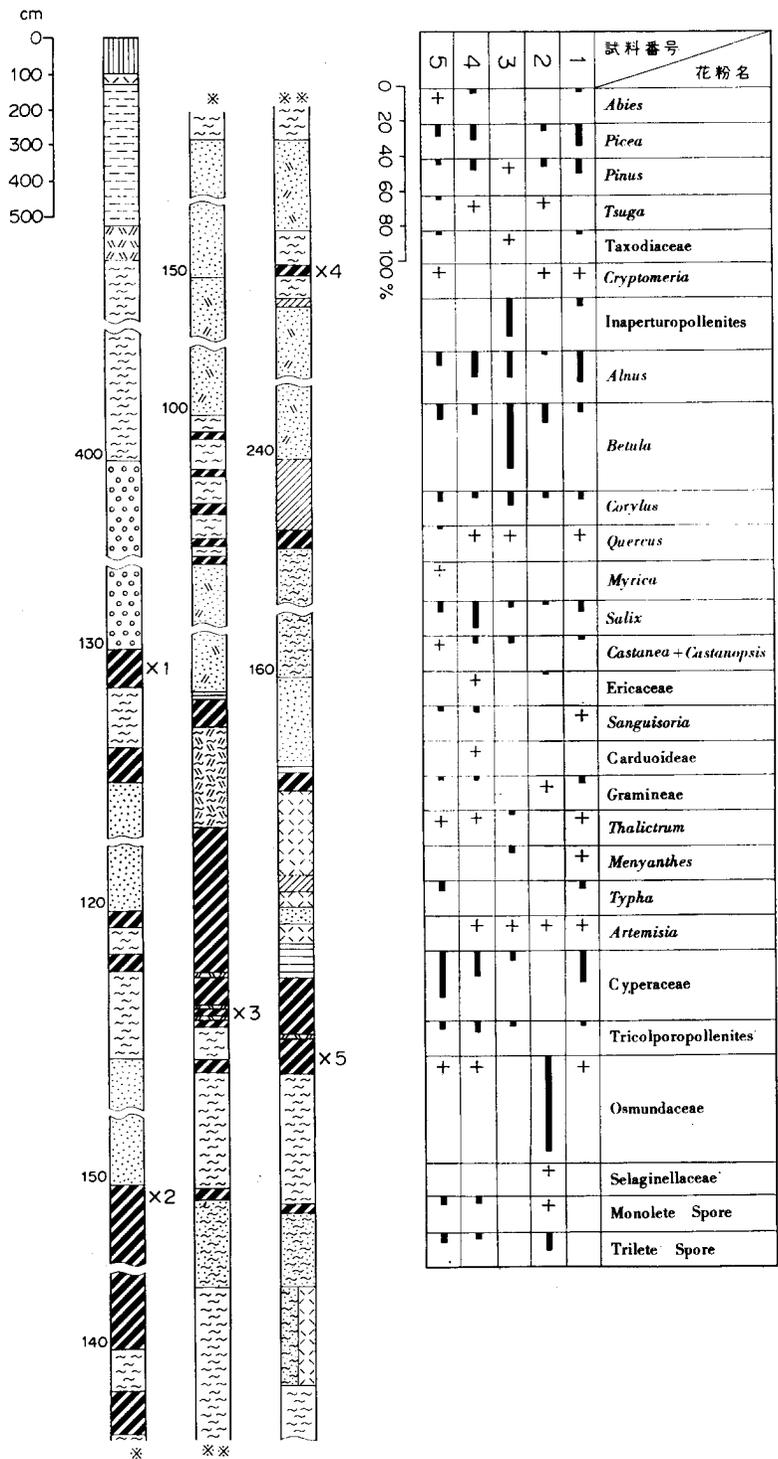
洪山層主部は、美蔓台地を刻む諸河川の流域の各露頭で見られるほか、十勝川・音更川・帯広川・札内川などの河崖に露出する。基底の軽石流堆積物との累重関係は、洪山層の模式地のほかは、わずかに音更町北宝来(地点12)で認められるにすぎない(第10図)。模式地では、最下部に屈足溶結凝灰岩層の二次堆積相を示す斜交葉理が顕著な凝灰質砂・シルトの互層が発達し、流水の影響のもとで堆積したことを示している。中部から上部にかけて、比較的厚い亜炭層を数層挟む凝灰質砂・シルト層が発達する。また、軽石円礫層も多く挟まれている。最上部には、亜炭層の薄層を挟む凝灰質砂・シルトの互層が発達す



第10図 芽室橋上流の洪山層 Sb: 洪山層主部 Kt: 屈足溶結凝灰岩層



第11図 洪山層産化石樹幹の顕微鏡写真 (A, B : Quercus ; C, D : Abies)  
 A, C : 横断面 (木口面) B, D : 半径方向断面 (柁目面) (鑑定は帯広畜産大学の三宅基夫教授による)



第12図 洪山層の花粉分析図及び試料採取層準 (西土狩の模式地)(星野・小坂, 1978; 改編)  
 ×1-×5: 試料採取点 分析図の数字はこれに対応する 凡例は第7図と同じ

第6表 浪山層の花粉・孢子数

粉花および孢子	試料番号	Sb-1	Sb-2	Sb-3	Sb-4	Sb-5
<i>Abies</i>		3			4	1
<i>Picea</i>		19	6		16	15
<i>Pinus</i>		11	4	2	10	3
<i>Tsuga sieboldii</i>			1		1	3
<i>Tsuga diversifolia</i>			1			
Taxodiaceae		2		2		3
<i>Cryptomeria</i>		1	1			1
Inaperturopollenites		8		47		
<i>Myrica</i>						1
<i>Salix</i>		10	4	6	28	15
<i>Alnus</i>		33	5	34	30	20
<i>Betula</i>		7	18	57	11	20
<i>Carpinus</i>						1
<i>Corylus</i>		9	8	18	5	13
<i>Castanea</i>		2		8	8	2
<i>Celtis</i>					3	1
Ericaceae			5		1	
<i>Acer</i>					1	1
<i>Quercus</i> (ever green)				2		
<i>Quercus</i> (deciduous)		1			2	3
<i>Sapium</i>					1	
<i>Tilia</i>						1
<i>Thalictrum</i>		1		5	1	1
<i>Sanguisorba</i>		1			5	4
<i>Menyanthes</i>		1	1	11		
Carduoideae					1	
<i>Artemisia</i>		1	1	2	2	
Iridaceae						4
Gramineae		6	2		3	6
<i>Sparganium</i>						2
<i>Typha</i>		6				13
Cyperaceae		31		11	29	69
Tripoporollenites		1		1	1	
Monocolpopollenites		3			1	8
Tricolpopollenites		6	1	1	1	4
Tricolporopollenites		2		3	10	8
Inaperturopollenites		6		5	6	8
Periporopollenites				1	1	
Lycopodiaceae		1	4	1	1	
Selaginellaceae			1			
Osmundaceae		1	100		1	1
Polypodiaceae			1	1		5
Monolete Spore			1		5	10
Trilete Spore		1	17	1	7	11
Dinoflagellates						1
Total Pollen & Spores		174	182	219	196	259

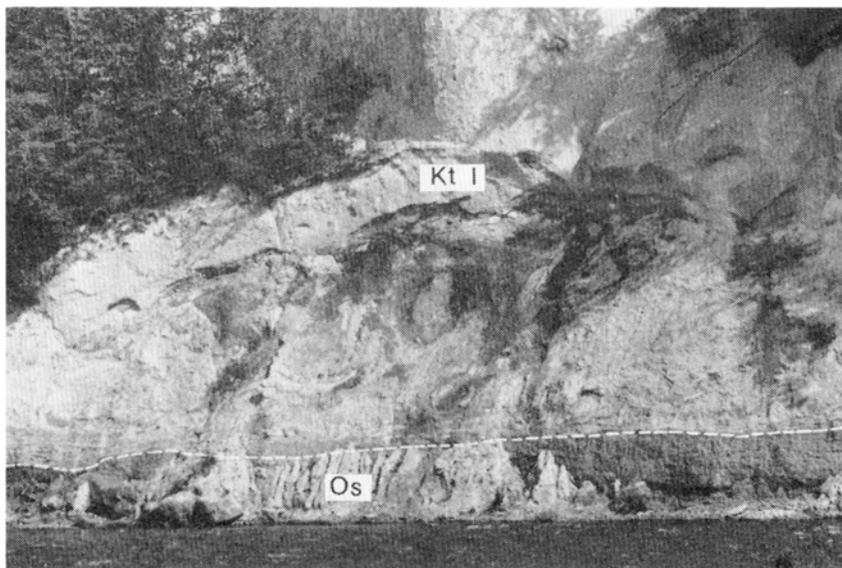
(星野・小坂, 1978)

ら推定される洪山層の層厚は、音更町市街付近が最も厚く、洪山層主部の層厚が100mを越える（第6図の1，2）。この層厚が示すように、洪山層堆積盆の中心は音更町市街付近と推定される。帯広盆地内で20m前後の厚さを示す屈足溶結凝灰岩層は、その模式地である27号露頭では、屈足溶結凝灰岩層Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳあわせて85mの厚さとなり、洪山層主部は15mと薄くなる。芽登凝灰岩層も同様の傾向を示す。

**化石** 貝化石は、国見山北の露頭で、長尾（1958）によって *Pecten yessoensis* の産出が報告されているが、筆者らの調査では、本層から貝化石を見出すことはできなかった。

植物化石は、西土狩の洪山層主部の中部凝灰質砂・シルト層（第8図の6）から *Juglans sieboldiana*, *J. mandshurica* の堅果と *Abies*, *Quercus* の樹幹（第11図）を産する。美蔓台地北部で、西土狩と同一層準に対比される凝灰質砂・シルト層から *Juglans schalinensis*, *Picea jezoensis* の堅果、種子を産する。この層準と上・下の3層準から *Menyanthes trifoliata* の種子を産する。

花粉化石は、星野・小坂（1978）によって西土狩と芽室橋付近の洪山層主部について報告されている（第12図，第6表）。西土狩では、試料5 は針葉樹種が少なく、*Picea* が樹木花粉・非樹木花粉・胞子を含めた全体の6%に対し、広葉樹種は *Betula* 8%，*Alnus* 8%，*Salix* 6%，*Corylus* 5%と比較的多い。非樹木花粉では *Cyperaceae* が27%と多い。試料4，試料3では、一層広葉樹種の割合が増加する。試料2では、針葉樹種，広葉樹種ともに低率となり、ゼンマイ科胞子の *Osmundaceae* が55%と多いのが特徴である。試料1では、*Picea* 11%，*Alnus* 19%がみられ、やや冷涼になる傾向を示す。芽室橋の資料は、西土狩の比較的下部の層準に対比され、その下部は、長流枝内層より *Picea*, *Abies* が減少するが、*Tsuga* 17%を含むのが特徴である。広葉樹種は *Alnus* 25%を含む。胞子は *Polypodiaceae* が大量に検出されている。上部では、*Picea*, *Abies* が一層減少し、広葉樹種の *Alnus* 34%，*Betula* 20%，*Quercus* 10%が優位を占める。



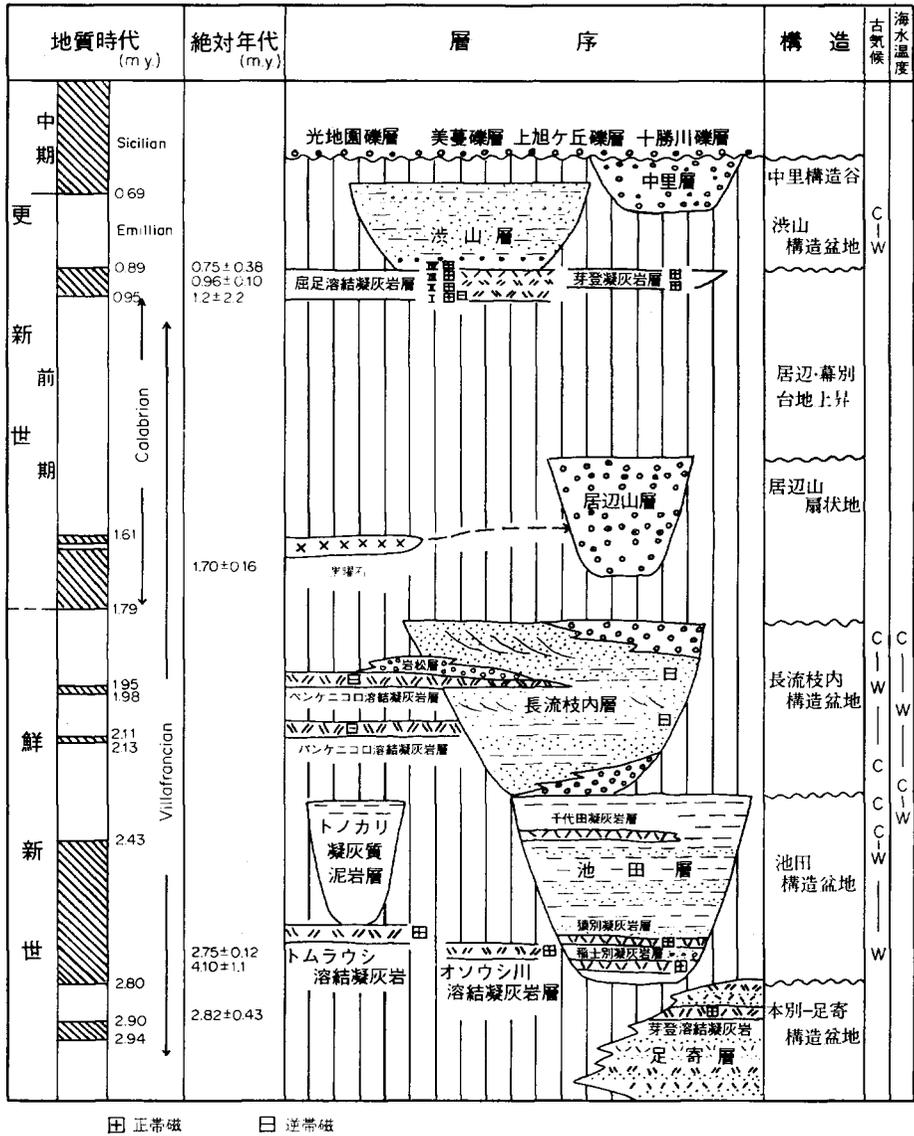
第13図 屈足溶結凝灰岩層の基底（屈足27号露頭）

Kt I：屈足溶結凝灰岩層のⅠ（下部は長流枝内層を取り込むと共に乱堆積を示す）Os：長流枝内層の砂礫・シルト

**層位関係** 下位層の長流枝内層の砂・シルト層に、渋山層の基底層である芽登凝灰岩層及び屈足溶結凝灰岩層が不整合に累重する。この関係が直接確められるのは、新得図幅地域の屈足27号露頭である(第13図)。渋山層主部は古期扇状地礫層の光地園礫層及び美蔓礫層におおわれる。

### III. 3 十勝累層群上部・最上部層の地質時代

十勝累層群上部層(長流枝内層)と最上部層(渋山層)の地質時代は、貝化石、花粉化石、古地磁気学的資料、K-Ar法による絶対年代などから総合的に推定される(第14図)。



第14図 十勝累層群の地質総括図 (山口ほか, 1978b)

貝化石・有孔虫化石：長流枝内層の貝化石・有孔虫化石の特徴は、*Acila gottschai*, *Pseudamiantis tauyensis*, *Spisula kurikoma*, *Soletellina minoensis* などの化石種を含むこと、滝川一本別動物群の特徴種といわれる *Criboelphidium oregonense* を産することである。しかし、これらの化石種のほかに、*Mya japonica*, *Glycimeris yessoensis*, *Spisula voyi*, *Macoma cf. middendorffi* などの貝化石と *Elphidium bartletti*, *E. clavatum*, *Buccella frigidus* などの有孔虫化石を産し、全体として現世種が卓越し、滝川一本別動物群の化石鮮集とは区別される。また、*Umbonium costatum*, *Lucinoma annulata* など暖流系種が認められ、本層は寒暖両要素が交錯している。

花粉化石：岡崎 (1957), OKAZAKI (1958) は、“池田層”の花粉化石の検討から千住夾炭部層と北邦夾炭部層のあいだに温暖から寒冷への気候変化のあったことを述べている。IGARASHI (1976) も、ほぼ同層準の花粉化石を検討し、岡崎と同様の見解を述べている。星野・小坂 (1978) は、この層準から上位の層準へ検討を広げ、前述のように長流枝内層、洪山層の花粉化石の検討を行った。長流枝内層は、一般的に *Picea* が優勢で広葉樹種の花粉が少なく、池田層上部に引き続いて、寒冷な気候が支配的であった。また、長流枝内層の一部にやや *Picea* が減少し、*Abies* や広葉樹種の花粉の優勢な層準もあり、一連の寒冷気候のなかにも、やや温暖化した時期が含まれる。洪山層は、長流枝内層と比べ、*Picea* が著しく減少しており、それに対して *Tsuga* や広葉樹種の *Alnus*, *Quercus* が優勢で、一般的に温暖な気候条件であったと述べている。

絶対年代：KANEOKA and SUZUKI (1970) は音更川河床の黒曜石礫について、K-Ar法とフィッション・トラック法で年代測定を行い、それぞれ  $1.53 \pm 0.11 \text{ m. y.}$ ,  $1.65 \pm 0.15 \text{ m. y.}$  と報告している。また、十勝地域のK-Ar法による年代測定は柴田賢によって行われた。現在までに得られた結果によると、池田層の稲士別凝灰岩層が  $4.1 \pm 1.1 \text{ m. y.}$ , 洪山層の芽登凝灰岩層が  $1.2 \pm 2.2 \text{ m. y.}$  (柴田ほか, 1975), オソウシ川溶結凝灰岩層が  $2.75 \pm 0.16 \text{ m. y.}$ , 居辺山層の黒曜石礫が  $1.70 \pm 0.16 \text{ m. y.}$ , 屈足溶結凝灰岩層が  $0.96 \pm 0.10$  と  $0.75 \pm 0.38 \text{ m. y.}$  である (柴田ほか, 1978)。以上の結果は、稲士別凝灰岩層とオソウシ川溶結凝灰岩層のほかは、いずれも更新世前期といえる。居辺山層の黒曜石礫の値は、さきの KANEOKA and SUZUKI (1970) の測定値とよく符合する。

古地磁気：小久保・田中 (1975), 田中ほか (1975, 1978) によると、池田層下部の稲士別凝灰岩層と猿別凝灰岩層は正帯磁、長流枝内層の中・下部は東偏の逆帯磁、上部は西偏の逆帯磁、洪山層の芽登凝灰岩層は上・下とも正帯磁、屈足溶結凝灰岩層は最下部に逆帯磁が認められるほかは正帯磁を示している。オソウシ川溶結凝灰岩層は正帯磁を示し、その上位にあつて長流枝内層に夾在するパンケニコロ溶結凝灰岩層とパンケニコロ溶結凝灰岩層はいずれも逆帯磁を示している。

層序関係とこれらの諸資料から、長流枝内層は Matuyama Reversed Epoch の Olduvai event より古く、Reunion event を挟む時期、すなわち、鮮新世末期に形成されたものと推定される。洪山層は Jaramillo event 及び Matuyama Reversed Epoch 末を含む前期更新世末にあると推定される。

#### IV. 中一上部更新統

本地域で、最も広く分布するのは、中一後期更新世の扇状地礫層と降下火砕堆積物・古土壌などから

なる。扇状地・段丘堆積物である。

十勝団研(1978)は、十勝平野全域を地形的特徴から4つの地域に区分して、中―上部更新統の詳細を明らかにした。本報告では、その名称を可能な限り用い、南部と北部の名称を並記して堆積物を区分した。すなわち、古期扇状地・段丘堆積物は、下位より①光地園礫層及び美蔓礫層、②光地園面堆積物及び美蔓面堆積物、③北居辺礫層、④共栄面及び下佐幌面堆積物、⑤上更別面Ⅱ堆積物、⑥基松面堆積物に区分する。新期扇状地・段丘堆積物は、下位より①上札内Ⅰ礫層及び上土幌礫層、②上札内Ⅰ面堆積物、③上札内Ⅱa面堆積物、④上札内Ⅱb面堆積物及び大和面堆積物に区分する。

古期扇状地礫層の光地園礫層及び美蔓礫層は、最高位の光地園面及び美蔓面を構成する。また、光地園礫層は、南部の共栄面・上更別面Ⅱ及び基松面などの地形面堆積物の下にも広く発達する。美蔓礫層は、この礫層堆積後の美蔓台地の傾動の上昇によって、削剝が進み、より新しい地形面堆積物の下には発達しない。北居辺礫層は、長流枝内丘陵の相対的上昇によって、瓜幕台地と長流枝内丘陵の間の凹地に北から流れ込んだ礫層で、本地域では、鈴蘭面南端部と音更川左岸にとり残されて小規模に分布する。新期扇状地・段丘堆積物は、降下火砕堆積物・ローム層及び古土壌などによって構成され、古期扇状地礫層を直接おおっている。

新期扇状地礫層の上札内Ⅰ礫層及び上土幌礫層は、おもに音更川と札内川を結ぶ構造谷を埋積する。上札内Ⅰ面堆積物は、この礫層をおおう降下火砕堆積物とローム層からなる。南部に分布する上札内Ⅱa面堆積物と上札内Ⅱb面堆積物は、おもに光地園礫層を削って薄く堆積する。北部に分布する上札内Ⅱa面堆積物と大和面堆積物は、上土幌礫層を削って薄く堆積する。

#### IV. 1 古期扇状地・段丘堆積物

##### IV. 1. 1 光地園礫層及び美蔓礫層 (Ko)

**命名** 十勝団研(1968)、光地園礫層；松澤ほか(1978 b)、美蔓礫層。

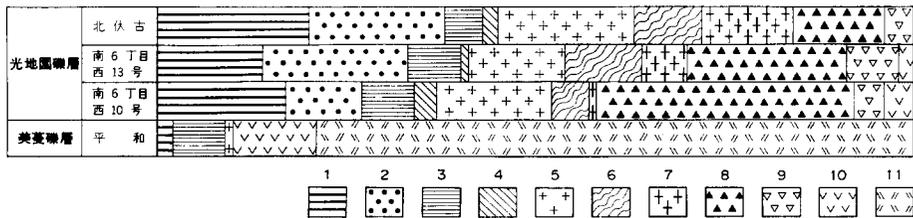
**模式地** 光地園台地の大樹町町営育成牧場を刻む谷壁(大樹町光地園小学校跡の北東約2.5 km)(光地園礫層)、美蔓台地の清水町熊牛23号を美蔓台地へ登る道路の片くずし(美蔓礫層)。

##### **分布**

光地園礫層：光地園礫層は、光地園台地の模式付近を南限として、日高山脈東麓に北ないし北東方向に拡がり、広大な地域を埋めつくした扇状地礫層であって、その扇端部は、本地域を含む十勝川中流域の右岸に達する。その扇端部は、美蔓礫層の扇端部と接し、後述するように、礫種に供給源から由来した岩石の混合がみられる。さらにこの延長は、豊頃丘陵北端をとりまいて、十勝川下流域から十勝川河口付近にまで拡がっている。

美蔓礫層：美蔓礫層は、北部十勝地域北西部の石狩山地南麓から南東方向に、音更川以西一帯の広大な地域を埋めつくした扇状地礫層であって、その扇端部は本地域を含む十勝川中流域に達し、光地園礫層と合体する。

本地域南部では、ほぼ全域にわたって、光地園礫層が各地形面堆積物の基盤として分布する。北部では、美蔓礫層が美蔓台地を構成して分布する。



第15図 光地園礫層と美蔓礫層の礫種構成

1: ホルンフェルス 2: 硬質砂岩 3: 粘板岩 4: チャート 5: 花崗岩類 6: 片麻岩 7: ミグマタイト 8: 斑れい岩  
9: 閃緑岩 10: 安山岩類 11: 溶結凝灰岩類

**層相** 光地園礫層と美蔓礫層は、ほとんど全層にわたって、いわゆるクサレ礫と呼ばれる風化の進んだ礫を包含するという性質を示す。また、地域によって礫種や堆積状態が異なり、上下についても一連の礫層ではなく、顕著な砂層を挟んで、数回にわたる堆積サイクルが認められる。

光地園礫層：光地園礫層は、模式地である光地園台地の東部における下部では、礫種はヤオロマップ川層の砂岩・粘板岩が個数で70%近くを占め、日高累層群下部の札内川層に由来する砂岩・粘板岩・花崗岩及びホルンフェルスの礫を伴う構成を示し、礫径は10-30cmが多い。しかし、花崗岩の礫は上記の礫径と不調和なより大型のクサレ礫の特徴を示す。上部へ向っては、札内川層の砂岩・粘板岩礫が増加する。また、元更別台地においては、ヤオロマップ川層の礫及び花崗岩礫は数%にすぎず、札内川層の砂岩・粘板岩の礫を王とし、ホルンフェルス礫がかなり含まれる（松井ほか、1974；秋葉ほか、1975）。

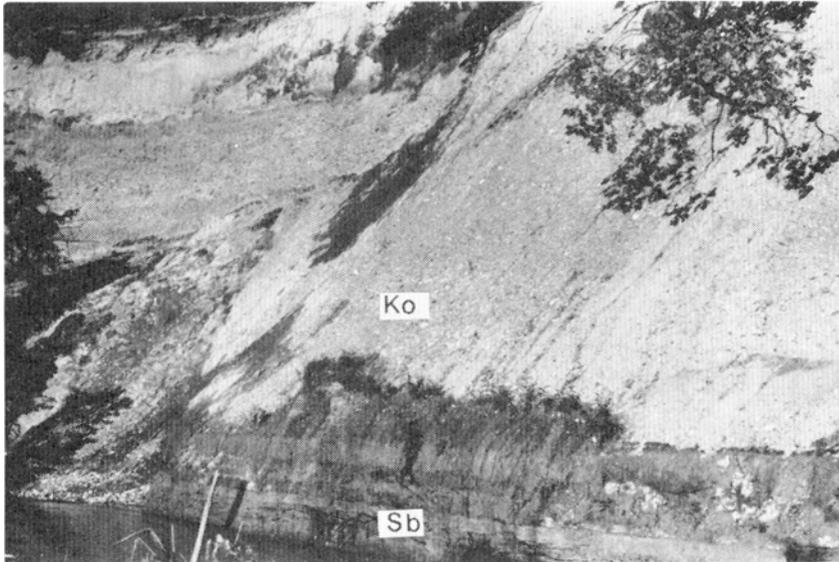
本地域の北伏古の帯広川右岸では、礫種は個数でホルンフェルス・硬質砂岩・粘板岩・チャートをあわせて45%、花崗岩・ミグマタイト・片麻岩をあわせて39%、斑れい岩12%、閃緑岩4%を示すが、扇端部の上帯広台地北端部の帯広川右岸では、閃緑岩が21%、34%と増加し、安山岩類を数%混える。この安山岩類の礫は、北方の石狩山地から供給されたもので、美蔓礫層の礫の混在を示している（第15図）。光地園礫層の基質は一般に泥質である。

美蔓礫層：美蔓礫層は、模式地から本地域の芽室町平和付近にかけては、礫種構成は一樣で、北方の石狩山地から由来した溶結凝灰岩類・安山岩類が大多数を占め、粘板岩・ホルンフェルス及び花崗岩の礫をわずかに伴う。礫径は拳大のものが多く、美蔓台地の末端部の音更町国見山村近では、粘板岩・ホルンフェルス及び花崗岩の礫がやや増加する。基質は砂ないし凝灰質シルトが埋めている。

**層厚** 光地園礫層は、光地園台地の模式地付近では層厚90mに達するが、本地域においては、上部が削割され、厚いところで層厚20m前後を示すにすぎない。美蔓礫層は、光地園礫層に比べると層厚は薄く、厚いところで30m前後、本地域では、10-20m前後である。

**層位関係** 光地園礫層は、光地園台地においては、日高累層群、新第三系の大樹層群の尾田村層及び豊似川層に不整合に累重するが、本地域を含む平野部では、長流枝内層や洪山層を不整合におおう（第16図）。

美蔓礫層は、模式地から本地域にかけての美蔓台地では、洪山層主部を不整合におおう。



第16図 光地園礫層（帯広川右岸）  
Sb：洪山層 Ko：光地園礫層

#### IV. 1. 2 光地園面堆積物及び美蔓面堆積物 (KoP)

**命名** 小坂ほか (1979), 光地園面堆積物; 松澤ほか (1978b), 美蔓礫層上位の“白粘土”。

**模式地** 光地園礫層及び美蔓礫層の模式地に同じ。

**分布** 光地園面及び美蔓面に分布するが、今のところ分布の詳細は不明である。本地域の光地園面では、模式地に見られるような厚い“白粘土”層は認められない。美蔓面では、第17図の地点62, 63で認められる。

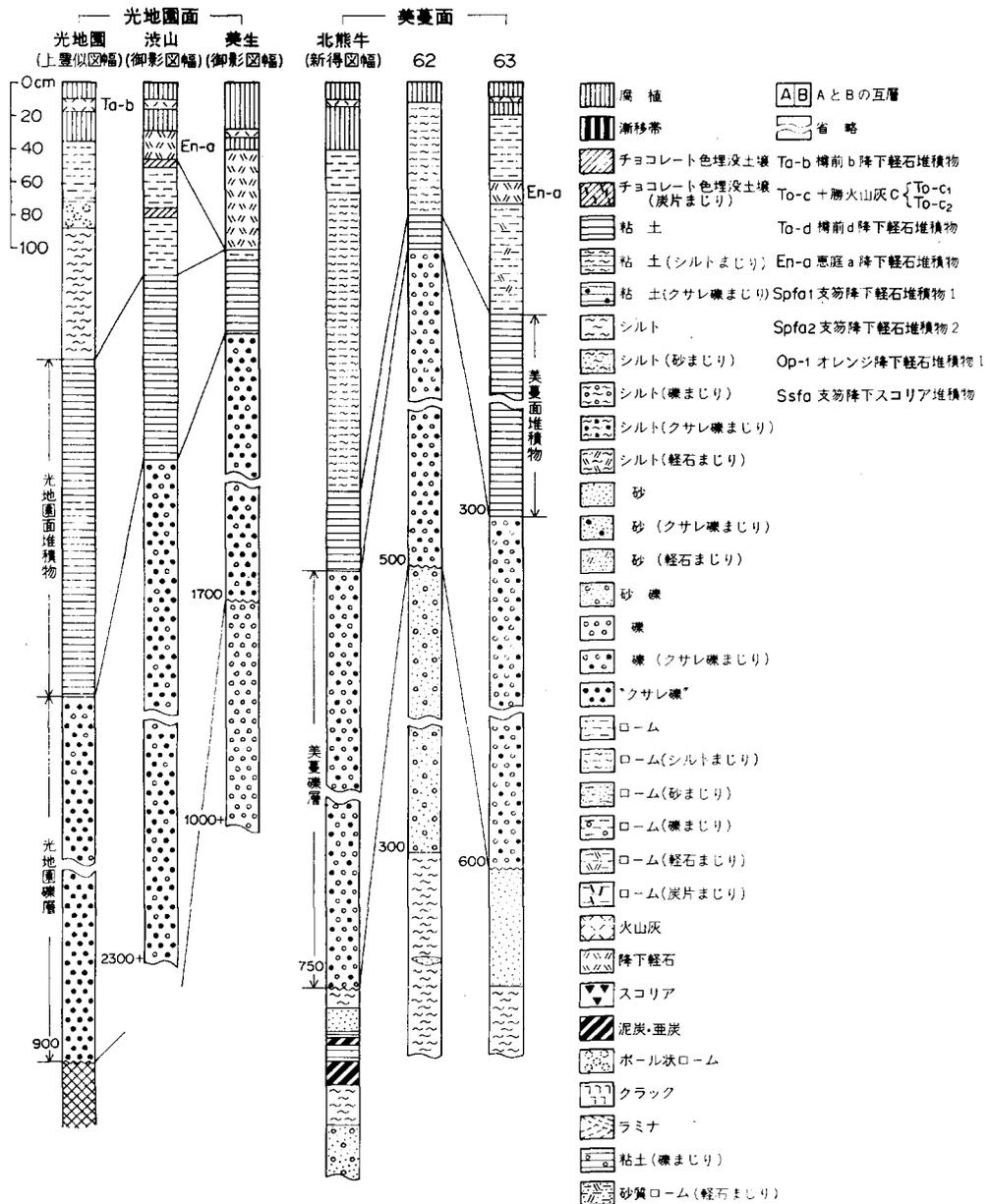
**層相** “白粘土”層は、色調が淡黄灰白色 (10YR7/2-7/4<sup>7)</sup>) で、かなり粘性に富む粘土層である。光地園台地の模式地付近での“白粘土”層は、灰白色の火山灰 (層厚3-5cm) を数層挟むところもある。粘土鉱物は、アロフェン様粘土・ハロイサイトが主成分であり、火山灰起源を思わせる粘土層である (秋葉ほか, 1975, 1978)。美蔓台地の“白粘土”層の粘土鉱物は、パーミキュライトと7Åカオリン鉱物が主成分である (近堂ほか, 1978)。

“白粘土”層の粘土鉱物組成は、北部と南部で明らかな違いがみられる。この相違は、火山灰の性質の違いか、風化過程の違いによるのか明らかでない。

**層厚** 一様の厚さを示さず、数cmから1m前後の層厚の変化を示し、現在の地形面の凹地では比較的厚い傾向が認められる。これは、光地園礫層及び美蔓礫層の削剥面上の滞水地域で、より粘土化が進んだものと考えられる。

**層位関係** 光地園礫層及び美蔓礫層の削剥面上にのせる。南部では、“白粘土”層の上位には、褐鉄鉱の薄層を挟んで、赤色土・Op-2, Op-1及びSpfa 1がのっている。北部では、赤色土・Ssfa及びSpfa 1がのっている (第17図)。

7) マンセルシステムの土色帳による。以後の記載もこれによる。



第17図 光地園・美蔓礫層及び光地園面・美蔓面堆積物の地質柱状図  
(凡例は第17図以下の地質柱状図のものを含む)

#### IV. 1. 3 北居辺礫層 (Kb)

**命名** 右谷ほか (1973), 北居辺 I 礫層, 松澤ほか (1978 c), 北居辺礫層.

**模式地** 居辺台地北部の上士幌町東居辺の東14線39号の道路の片くずし.

**分布** 居辺台地の北部の石狩山地南麓から, 居辺川と音更川に挟まれた士幌台地に分布する. しか

し、土幌台地南部では、音更川と土幌川に削割されて、土幌川流域と音更川流域にとり残された分布を示す。本地域での分布は、音更川流域の南への延長部にあたる。

**層相** 模式地での礫種構成は、石狩山地から供給されたと考えられる溶結凝灰岩類と安山岩類が圧倒的多数（個数で83%）を占め、粘板岩・硬質砂岩及び花崗岩の礫を数%ずつ含むほか、黒曜石の礫がみられる。大多数は、礫径6cm以下の礫からなり、基質を砂がうめる軟弱な砂礫層である。この礫層にもクサレ礫が混在する。本地域では、模式地と比べて、礫径が幾分小さくなるほかは、岩相にほとんどかわりがない。

**層厚** 地表で認められる北居辺礫層の層厚は、式地周辺で20m前後を示すが、本地域の音更川左岸では、上部が削割され、5m前後を示すにすぎない。試錐の資料（小原ほか、1971）によると、模式地西方で30mに達する。

**層位関係** 模式地及びその周辺では、洪山層主部を削割して、芽登凝灰岩層に累重し、本地域を含む土幌台地南部では、洪山層主部に累重する（第18図参照）。

#### IV. 1. 4 共栄面堆積物及び下佐幌面堆積物 (Ke)

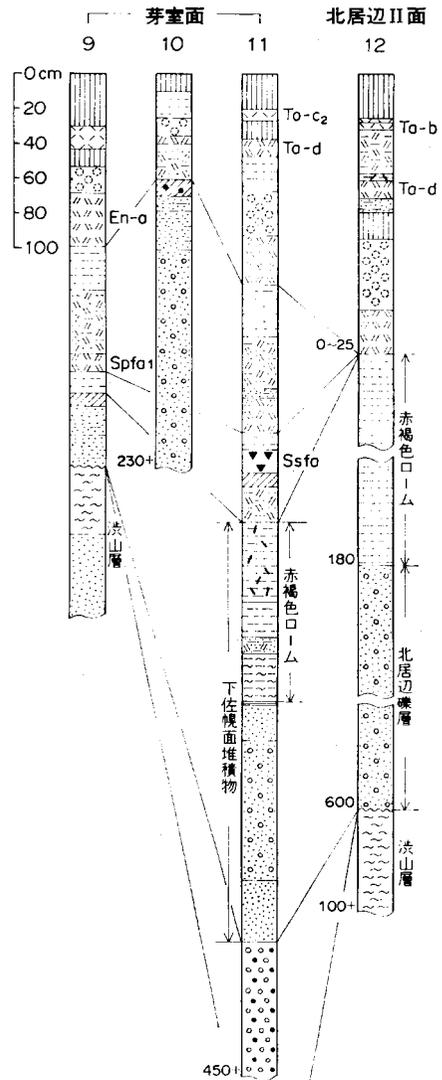
**命名** 小坂ほか（1979）、共栄面堆積物；橋本誠二（1954）、芽室層；国府谷ほか（1969）、下佐幌面堆積物；松澤ほか（1978 b）、下佐幌面堆積物。

**模式地** 共栄面の模式地である、十勝池田区幅地域の幕別町市街地後背地（共栄面堆積物）・佐幌台地南西部端（下佐幌面堆積物）。

**分布** この堆積物は、共栄面・芽室面及び北居辺Ⅱ面に分布するほか、より高位の面堆積物をおおっている。共栄面堆積物は共栄面を、下佐幌面堆積物は芽室面及び北居辺Ⅱ面をそれぞれ形成する。

**層相** 共栄面堆積物は、模式地及びその周辺においては、砂質の赤褐色ロームである。この赤褐色ロームは、本地域を含む幕別台地においては、チョコレート色を帯びた粘土に変わっている。

下佐幌面堆積物は、河岸段丘堆積物である砂



第18図 芽室面・北居辺Ⅱ面における堆積物の地質柱状図（凡例は第17図参照）

礫層とその上位をおおう赤褐色ローム層からなるが、北居辺Ⅱ面では、河岸段丘礫層を欠いている。模式地における砂礫層の礫種は、安山岩類・溶結凝灰岩類が多く、粘板岩・輝緑岩が続き、花崗岩・ホルンフェルスを若干含む構成を示す（松澤ほか，1978 b）。礫径は10cm前後のものを主とするが、安山岩類では15cm前後を示すものが多い。基質は粗粒砂からなる。本地域の芽室橋付近では、安山岩類・溶結凝灰岩類・輝緑岩・花崗岩の比較的円磨度のよい中礫が主体を占める砂礫層がみられる（第18図）。

橋本誠二（1954）は、芽室面を形成するこの礫層を芽室層と呼び、国府谷ほか（1969）は、佐幌台地南部のこの礫層と上位のローム質火山灰を一括して下佐幌面堆積物と呼んだ。松澤ほか（1978 b）は、芽室層も下佐幌面堆積物も河岸段丘堆積物であり、段丘礫層は石狩山地から由来した礫が主体を占め、しかも、一連の堆積物であることから、芽室層と下佐幌面堆積物を一括して、下佐幌面堆積物と再定義した。

**層厚** 共栄面堆積物は、模式地周辺での赤褐色ロームは厚さ30cm前後を示す。しかし、この層厚は普遍的なものではなく、消滅したり、前述のようにチョコレート色を帯びた粘土に変わっていたりする。一方、下佐幌面堆積物の河岸段丘礫層は、厚さ2-3m前後を示し、その上の赤褐色ローム層は厚さ10-30cm前後を示す。

**層位関係** 共栄面では、光地園礫層の削剥面をおおって共栄面堆積物がのる。御影台地の東縁と美蔓台地の西縁では、光地園礫層の削剥面あるいは、より削剥が進んで洪山層上部に下佐幌面堆積物がのる。北居辺Ⅱ面では、北居辺礫層の削剥面に赤褐色ロームがのる。

#### VI. 1. 5 上更別面Ⅱ堆積物（Kf）

**命名** 小坂ほか（1978）、上更別面Ⅱ堆積物；小坂ほか（1979）、上伏古面堆積物及び上更別面Ⅱ堆積物。

**模式地** 幕別台地南部の糖内<sup>ぬかない</sup>図幅地域の栄橋付近東の猿別川右岸（上更別面Ⅱ堆積物）、上帯広台地南部の大正図幅地域の上伏古南の帯広川左岸（上伏古面堆積物）。

**分布** 上更別面Ⅱ堆積物は、上更別面Ⅱ及び大正図幅地域の上伏古面に分布する。赤褐色ロームは、より古い地形面にも分布する。

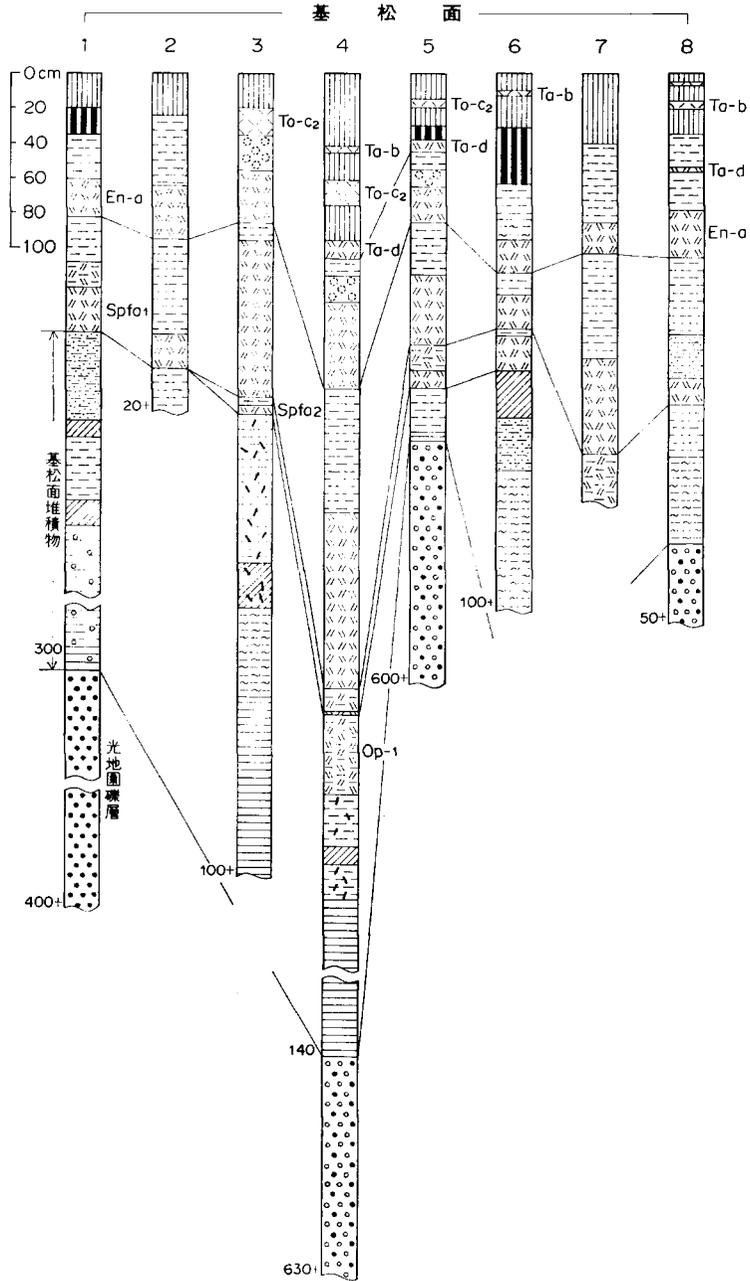
**層相** 猿別川右岸の模式地では、淘汰不良の礫径3-6cmの日高累層群に由来する砂岩、ついでホルンフェルス・粘板岩が多数を占め、ミグマタイト、片麻岩及び第三紀シルト岩を少数含む礫種構成を示し、基質は粗粒砂ないし粘板岩の細礫が埋める河岸段丘堆積物の岩相を示す礫層が認められる。ここでは、赤褐色ロームを欠き、新期のボール状ローム<sup>8)</sup>とソフトロームをのせているにすぎない。一方、上伏古付近においては、固く粘性の強い、上下方向にクラックの発達が顕著な赤褐色ロームが認められ、その上位には、Op-3やSsfaを挟む褐色ロームが発達している。このように、堆積環境によって堆積物に相違がみられるが、上更別面Ⅱ堆積物は、河岸段丘礫層と、これをおおう固く粘性の強い赤褐色ローム層である。

本地域では、礫層は認められず、下部にクサレ礫の細礫を含む赤褐色ロームが認められる。

8) ボール状ロームの性状についてはVII. 3 参照。

**層厚** 猿別川右岸では、礫層は厚さ3m前後を示す。上伏古の赤褐色ロームは厚さ1.2m前後を示す。本地域では厚さ数m前後を示すにすぎない。

**層位関係** 猿別川右岸では、厚さ7m+の光地礫層の削斜面に、本面堆積物である礫層がのる。上伏古付近及び本地域では、厚さ3m+の光地礫層を赤褐色ロームがおおっている。



第19図 基松面にのる堆積物の地質柱状図 (凡例は第17図参照)

#### IV. 1. 6 基松面堆積物 (Mo)

**命名** 小坂ほか (1979), 基松面堆積物.

**模式地** 大正岡幅地域の帯広川右岸の北広野付近.

**分布** 基松面堆積物は, 基松面に分布するほか, より古い地形面の面堆積物をおおって分布する. 基松面の北縁と東縁では削剝が進んでいる.

**層相** 模式地における基松面堆積物は, Op-3からOp-1までの降下火砕堆積物を挟む. 粘性に乏しい軽石質の褐色ローム層である.

本地域においては, 下部が粘土化するとともに, Op-3からOp-1までの降下火砕堆積物は, 褐色ローム層中に散点するにすぎなく識別が困難である. Ssfaの層準付近にチョコレート色埋没土壌が認められる (第19図).

**層厚** 模式地では厚さ2mを示すが, 本地域の厚いところは3m前後を示し, 削剝の進んでいる基松面の北縁付近では数cmに薄化する.

**層位関係** 光地礫層の削剝面上に累重する. 上位は, Spfa 1, 2におおわれる.

忠類岡幅地域のホロカヤントウ沼付近の露頭で, Op-3とSsfaの間の層準から得られた木片の<sup>14</sup>C年代は,  $43,200 \pm \begin{matrix} 4,300 \\ 2,700 \end{matrix}$  年B. P. (Gak-4110=十勝団研, 1973 a) であり, Op-1の直下より得られた炭化木片の<sup>14</sup>C年代は,  $35,750 \pm 1,350$ 年B. P. (Gak-3669:十勝団研, 1972 b) を示す. この<sup>14</sup>C年代から, 基松面堆積物は, 更新世の中期から後期にわたるものと推定される.

#### IV. 2 新时期扇状地・段丘面堆積物

##### IV. 2. 1 上札内 I 礫層及び上土幌礫層 (K<sub>1</sub>)

**命名** 十勝団研 (1965), 上札内 I 礫層; 十勝団研 (1972 a), 上札内 I 礫層; 松澤ほか (1978 b), 上土幌礫層.

**模式地** 札内川下流右岸の広尾線依田駅付近 (上札内 I 礫層), 音更町木野市街西の鈴蘭公園南側の露頭 (上土幌礫層).

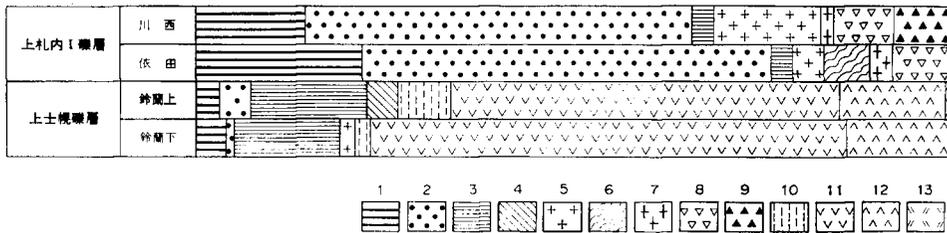
**分布** 上札内 I 礫層は本地域南部に, 上土幌礫層は本地域北部に分布する.

上札内 I 礫層は, 模式地から南へ札内川右岸沿いに上札内 I 面を構成して分布するほか, 帯広川と美生川に挟まれた地域では, 上帯広台地の北西部に分布する. また, 稲田町付近では上札内 II a面堆積物におおわれて分布する.

上土幌礫層は, 模式地から北へ, 主に土幌台地の西側に分布し, 鈴蘭面を構成するほか, 駒場面堆積物及び大和面が堆積物におおわれて分布する.

上札内 I 礫層と上土幌礫層は, この分布が示すように, 分布の主軸は, 後述する音更川と札内川を結んで南北にのびる構造谷に沿っている. したがって, 本礫層は, この構造谷を南方の日高山脈と北方の石狩山地とから供給された礫が埋めて形成されたものと考えられる.

**層相** 模式地での上札内 I 礫層は, 比較的粒径のそろった握り拳大の亜円礫で構成され, 礫の表面は酸化鉄で汚染されているものが多く, 基質は粗粒砂ないし中粒砂である. 礫種は, 硬質砂岩が過半数を



第20図 上札内I礫層と上土幌礫層の礫種構成

1:ホルンフェルス 2:硬質砂岩 3:粘板岩 4:チャート 5:花崗岩 6:片麻岩 7:ミグマタイト  
8:閃緑岩 9:斑れい岩 10:シルト岩 11:安山岩類 12:デイサイト 13:溶結凝灰岩

占め、ホルンフェルス・花崗岩・閃緑岩及び粘板岩などで構成される。本地域に分布する上札内I礫層は、模式地と同様の岩相を示し、安山岩などの火山岩礫を含まず、日高山脈から供給された礫であることを示す(第20図)。

模式地での上土幌礫層は、砂層を挟んで上下2層の礫層が識別される。上下2層とも表面が酸化鉄で汚染された握り拳大の亜円礫からなり、基質は粗粒砂である。礫種構成は、下部は安山岩類が圧倒的に多く、粘板岩・ホルンフェルスについて、花崗岩をわずかに混える。上部は安山岩類が減少し、逆に粘板岩・ホルンフェルスなどが増加する傾向を示す。本層は、模式地から音更川右岸を上流に向かって、火山岩類の礫が増加するとともに礫径も大きくなり、上下の区別も不明瞭になる。この礫種が示すように、上土幌礫層は、北方の石狩山地から供給された礫層であると考えられる(第20・22図参照)。

**層厚** 上札内I礫層は、模式地の依田周辺で最も厚く11mを示す。模式地から札内川右岸沿いの露頭では、上流に向かって次第に薄化する。帯広川左岸の上札内I礫層分布地域では、厚さ4.5m以下にすぎない。札内川流域を除いて、上札内I礫層の厚さは、数mが普遍的である。

上土幌礫層は、本地域で最も厚く、模式地では厚さ14m+を示し下限は認められない。この礫層を削削して形成された大和面など本層の分布地域では、厚さは数mである。

**層位関係** 模式地の露頭(地点30)では、基底に洪山層主部の褐色ないし淡青灰色のシルト層、その上位に厚さ1mの光地園礫層、この光地園礫層の削削面に上札内I礫層が累重する。この層位関係は、上札内I礫層の分布地域の一般的傾向であるが、帯広川と美生川の間の上帯広台北部では、光地園礫層を欠き、直接洪山層主部に不整合に累重する。上札内I礫層の上位には、Spfa 2、Spfa 1を挟むシルト質ロームないし褐色ロームがおおっている。

一方、上土幌礫層の模式地の露頭(地点35)では、上土幌礫層の下限は確められないが、模式地から西の十勝川左岸の露頭では、基底に洪山層主部の淡青灰色ないし淡褐色の凝灰質シルト・砂の互層、その上位に厚さ数mの北居辺礫層、これに不整合に上土幌礫層が累重するのが観察される。駒場面と大和面分布地域の北部では、洪山層主部に直接上土幌礫層が累重する。上土幌礫層の上位には、粘土質褐色ローム・Spfa 1・En-aを挟む褐色ロームがのっている。

上札内I礫層と上土幌礫層は、礫種構成に違いがみられるものの、前述した層厚及び層位関係などが示すように、札内川と音更川に拾う地域に厚く堆積し、その時期は、Op-1の降下後、Spfa 2、Spfa 1の降下以前の比較的短期間に限られている。したがって、これらの礫層は、長流枝内丘陵・幕別台地の

西縁と音更川ー札内川を結ぶ狭長な構造的凹地（十勝団研，1978）を十勝平野の北と南から急激に埋積した礫層である。

#### IV. 2. 2 上札内Ⅰ面堆積物（K<sub>1</sub>P）

**命名** 小坂ほか（1979），上札内Ⅰ面堆積物。

**模式地** 大正図幅地域の幕別町上塗別の途別川右岸。

**分布** 上札内Ⅰ面堆積物は，上札内Ⅰ面と鈴蘭面に分布するが，鈴蘭面には，古砂丘堆積物は分布しない。

**層相** 上札内Ⅰ面堆積物は，Spfa 2・Spfa 1を挟む褐色ローム及びSpfa 1の二次堆積からなる古砂丘堆積物で構成される。

本地域南部の上札内Ⅰ面堆積物は，Spfa 1の二次堆積からなる古砂丘堆積物を欠いている。北部の鈴蘭面及びその相当面では，褐色ローム中にSpfa 1を挟むが，Spfa 2とSpfa 1の二次堆積からなる古砂丘堆積物を欠いている。なお，褐色ロームの下部は，淡褐色を呈し，粘土化の進んでいるところも見られる（第21図，第22図）。

**層厚** Spfa 2・Spfa 1を挟む褐色ロームは，厚さ1-2mを示すものが多い，しかし，上札内Ⅰ面及び鈴蘭面の西部から東部へ厚さを増す傾向が見られ，上帯広台地北端（地点17）では，2.45mに達する。

**層位関係** 上札内Ⅰ面堆積物は，上札内Ⅰ礫層及び上土幌礫層に累重する。大正図幅地域の上帯広台地に発達する上札内Ⅰ面には，上札内Ⅰ礫層が欠けて，光地園礫層に不整合に上札内Ⅰ面堆積物が累重する。

#### IV. 2. 3 上札内Ⅱa面堆積物（K<sub>2</sub>a）

**命名** 野川ほか（1972），上札内Ⅱa礫層；小坂ほか（1978，1979），上札内Ⅱa面堆積物。

**模式地** 上札内台地の南部，大正図幅地域の東清川付近の側溝。

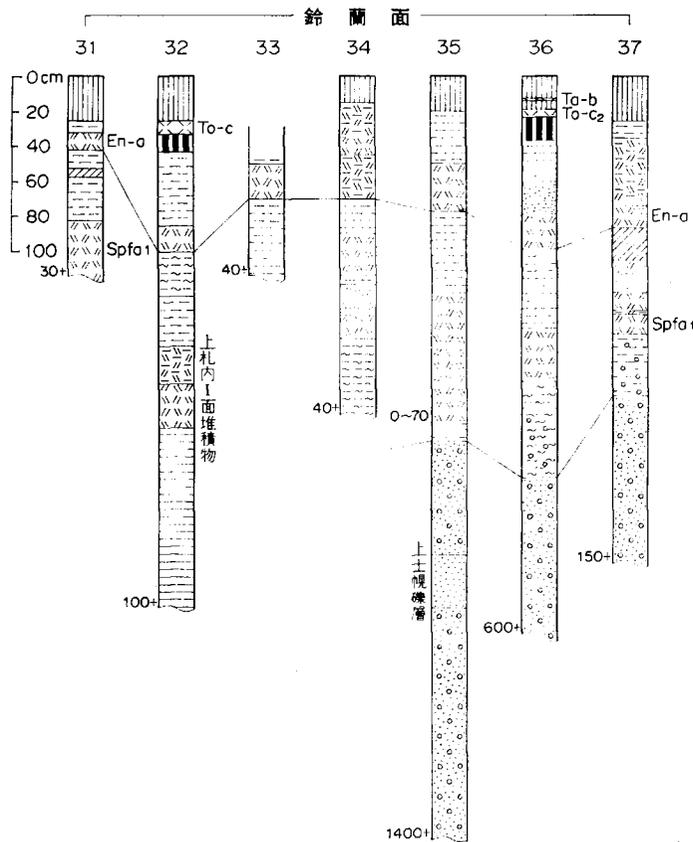
**分布** 上札内Ⅱa面堆積物は，上札内Ⅱa面及び駒場面に分布する。En-aを挟む褐色ロームとボール状ロームは，より古い地形面の面堆積物をおおっている。En-a古砂丘は，上札内Ⅱ面に限って分布する。

**層相** 本地域南部に発達する上札内Ⅱa面堆積物は，下位から，基質が粗粒砂からなる比較的円磨度の良い，握り拳大の礫からなる新鮮な礫層，En-aを挟む褐色ロームとボール状ロームである（第23図）。En-aの二次堆積物は古砂丘を形成する。

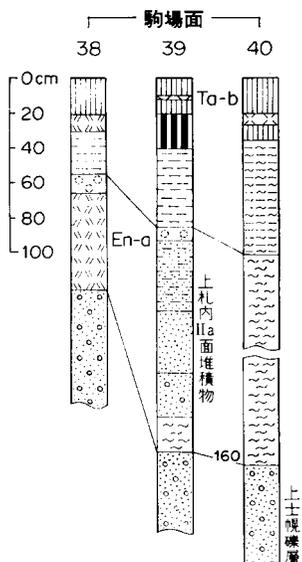
本地域の上札内Ⅱa面では，本面の礫層を欠いている。駒場面でも，本面の礫層を欠き，下部が粘土質のEn-aを挟む褐色ロームとボール状ロームとからなる。また，En-aは水磨され再堆積しているところ（地点38）もみられるほか，流水の影響の著しかったと考えられるところ（地点39）では，En-aは流失し，細粒砂が堆積している。

En-a古砂丘堆積物は，En-aの砂丘砂の間に，厚さ20cm内外の粘土化しているところもみられる褐色ロームを挟み，上下に2分される。En-a砂丘砂の上位には，一般にボール状ロームが発達する。





第22図 上土幌礫層及び鈴蘭面における堆積物の地質柱状図  
(凡例は第17図参照)



第23図 駒場面における堆積物の地質柱状図 (凡例は第17図参照)

**層厚** 模式地では、下限は認められないが、基底の礫層は厚さ30 cm+、その上位の褐色ロームとボール状ロームを合わせて厚さ80 cm前後を示す。

本地域の上札内Ⅱa面では、本面の礫層を欠き、厚さ50 cm以下である。駒場面では、褐色ロームとボール状ロームを合わせて、厚さ50-120 cmを示す。En-a古砂丘は、最大のもので、比高5 mを示す。

**層位関係** 上札内Ⅱa面堆積物は、模式地及びその周辺地域では、光地園礫層の削剥面にのるが、本地域では、上札内Ⅰ礫層あるいは上土幌礫層の削剥面にのる。

En-a古砂丘に挟まる粘土質ロームの<sup>14</sup>C年代は、帯広畜産大学の南の古砂丘(U-S 01)で、13,100±1,200年B.P. (GaK-3261)の値を示す(藤山・田沼, 1972)。ボール状ロームから得られた炭化木片の<sup>14</sup>C年代は、11,940±240年B.P. (GaK-5152)

の値が得られている（近堂・近藤，1975）。

#### IV. 2. 4 上札内Ⅱb面堆積物及び大和面堆積物（K<sub>2</sub>b）

**命名** 十勝団研（1968），上札内Ⅱb層；小坂ほか（1978，1979），上札内Ⅱb面堆積物；松澤ほか（1978），大和面堆積物。

**模式地** 大正図幅地域の戸蔭別川<sup>とつなべつ</sup>左岸の上八千代付近（上札内Ⅱb面堆積物），音更町大和（大和面堆積物）。

**分布** 上札内Ⅱb面及び大和面に分布する。

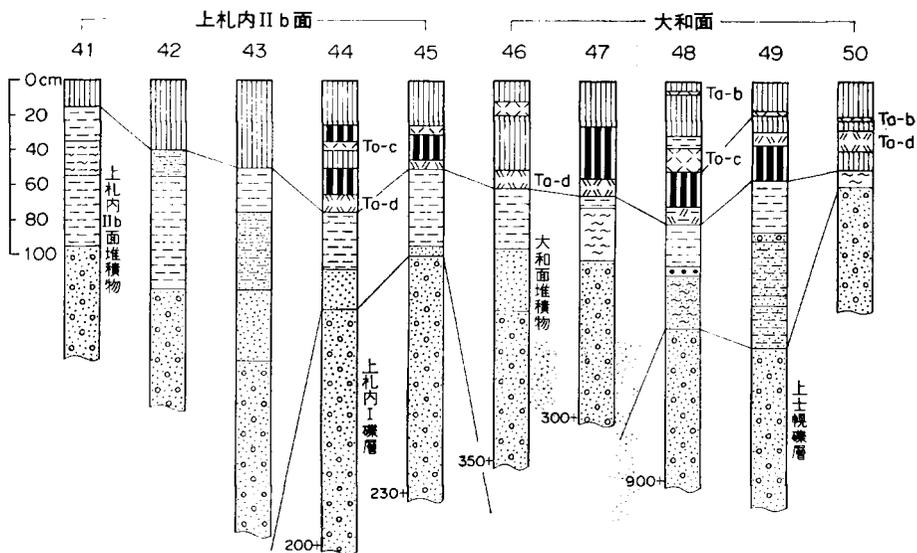
**層相** 上八千代の模式地では，光地園礫層の上位に，人頭大から握り拳大の，現河床礫とほとんど同じ礫層種を示し，基質が粗粒砂からなる分級度の悪い亜円礫層がみられる。この礫層は上札内Ⅱb面の礫層である。ここでは，礫層の上位に樽前d降下軽石堆積物（Ta-d）を挟む腐植層がのっているにすぎない。

本地域の上札内Ⅱb面では，礫径が握り拳大以下で，基質が粗粒砂からなる礫層の上位に，暗褐色砂質のローム層（いわゆるソフトローム）を挟んで，Ta-dを挟む腐植層がのっている。したがって，上札内Ⅱb面堆積物は，上記の新鮮な礫層とソフトローム層で構成される（第24図）。

一方，大和面堆積物は，砂礫層，細粒砂層とソフトローム層で構成される。砂礫層の段丘礫層の形態を示す。

**層厚** 上札内Ⅱb面堆積物及び大和面堆積物は，基底の礫層が欠ける場合が多いが厚さは最大5mに達する。ソフトローム層は一般に厚さ50-80cmを示すが，厚さ数cmにとどまるところもある。

**層位関係** 上八千代の模式地の露頭では，長流枝内層の上位に光地園礫層（厚さ18m）が発達し，この光地園礫層を不整合におおって，上札内Ⅱb面堆積物の礫層が累重する。本地域の帯広市稲田町周



第24図 上札内Ⅱb面・大和面における堆積物の地質柱状図（凡例は第17図参照）

辺では、本面の礫層を欠いて上札内Ⅰ礫層を直接ソフトローム層がおおう（地点44, 45）. 大和面でも、上土幌礫層を直接ソフトローム層がおおっているところがある（地点48, 49）. 帯広市市内及びその周辺の基盤調査によると、古期・新期の礫層を欠いて、本層が洪山層主部を不整合におおっている。

Ta-dの<sup>14</sup>C年代は、8,940±160年B.P.（GaK-2208）と報告されている（佐藤，1971）. したがって、上札内Ⅱb面堆積物及び大和面堆積物は、更新世末期の堆積物である。

## V. 完新世堆積物

本地域の完新世堆積物は、中札内面及び音更面を構成する中札内面堆積物と沖積面を形成する氾濫原堆積物である。

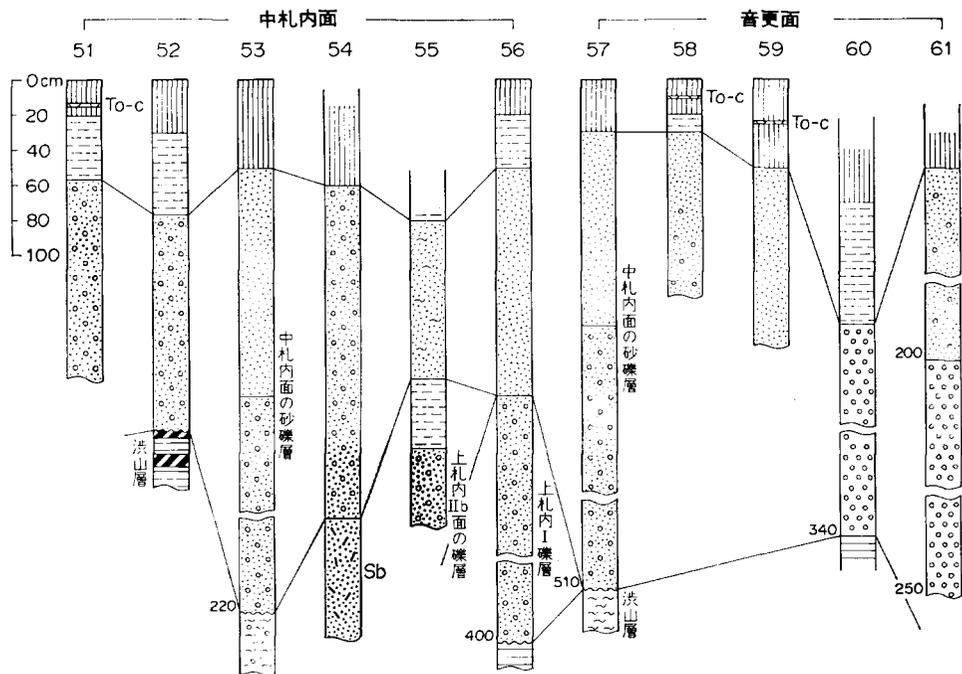
### V. 1 中札内面堆積物（Ns）

**命名** 小坂ほか（1978, 1979），中札内面堆積物；松澤ほか（1978 b），後大和面堆積物を改称する。

**模式地** 大正図幅地域の戸蔭別橋左岸の段丘崖。

**分布** 中札内面と音更面に分布する。

**層相** 模式地の中札内面堆積物は、人頭大から握り拳大の新鮮な礫層で、基質は粗粒砂ないし中粒砂からなる。本地域の中札内堆積物は、粗粒砂が主体を占めるところもある。本層の礫種構成は、南部のピウカ川、美生川、札内川流域では、日高山系に由来し、北部の音更川、然別川流域では、石狩山地



第25図 中札内面・音更面における堆積物の地質柱状図（凡例は第17図参照）

に由来する火山岩類が多く、十勝川流域では、南部と北部の礫が混在する（第25図）。

**層位関係** 模式地では、光地園礫層を欠いて、長流枝内層に不整合に累重する。

本地域では、亜炭を挟む青灰色粘土層からなる洪山層主部に累重する。帯広市街の一部（地点55）では、上札内Ⅱb面堆積物の削割面にのっているところも見られるが、大部分の地域では、中一後期更新世の堆積物を欠き、洪山層を不整合におおっている。

本堆積物の上位には、Ta-dを欠き、Ta-bを挟む腐植層をのせている。帯広川下流石岸では、泥炭が発達している。Ta-dをのせないことから、本堆積物は、完新世の堆積物である。

## V. 2 氾濫原堆積物 (a)

十勝川及びその支流の諸河川の流域には、現河川によって運搬された砂礫層が発達している。礫種は、南から十勝川に合流する諸河川では、日高累層群と花崗岩・斑れい岩の礫が主体を占め、北から十勝川に合流する諸河川では、安山岩類・溶結凝灰岩類の礫が多い。十勝川流域では、南と北の両方から供給された礫が混在する。礫径は、南から十勝川に合流諸河川の方が大きく、最大径50cm前後を示すものもみられる。これらの砂礫層の厚さは直接確められないが、試錐の資料（小原ほか、1972）及び基盤調査などから推定すると、十勝川・札内川流域で厚く、最大20m前後を示す。なお、美蔓台地を流下するシプサラビバウシ川などの流域では、氾濫原堆積物は小規模に分布するにすぎない。

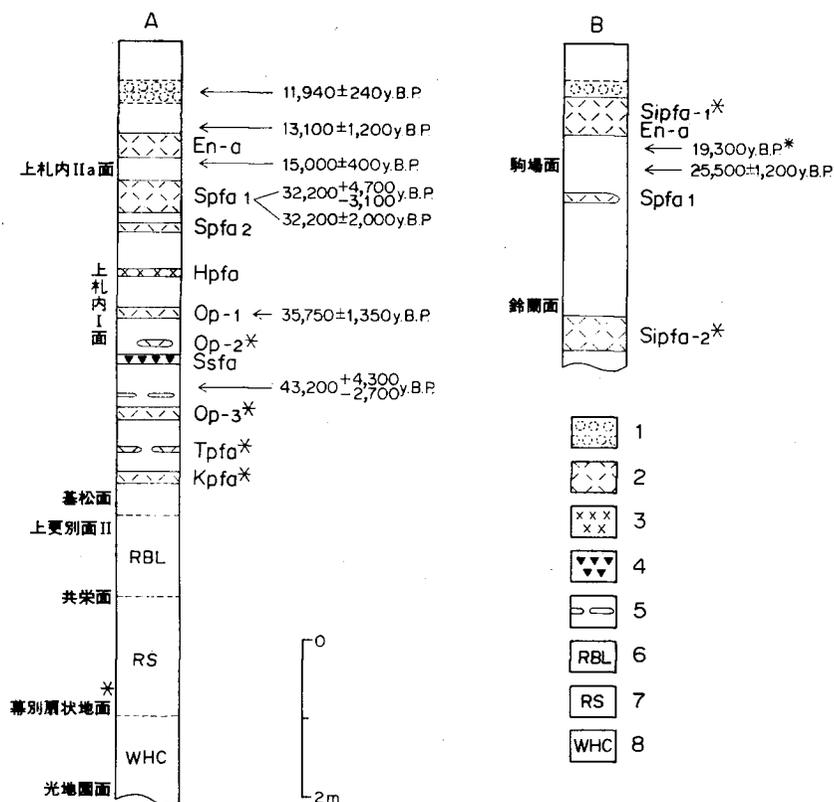
## VI. 降下火砕堆積物

本地域を含む十勝平野には、中期更新世から完新世の多様な降下火砕堆積物が広く分布している。これらの降下火砕堆積物は、地層の対比や地形面の区分に示準層として早くから注目されてきた（橋本誠二、1954；貝塚 1955、1956；勝井、1959、小野・平川、1974）。また、地表近くにみられる完新世の火山灰・軽石層は、火山性土壌の母材としての観点から、長年にわたり調査研究がすすめられている（山田、1968；菊地、1970；北海道火山灰命名委員会、1972、COMMITTEE ON NOMENCLATURE of the PYROCLASTIC DEPOSIT in HOKKAIDO、1974）。十勝団研は、石狩低地帯の西側の支笏火山・恵庭火山・樽前火山などと、十勝岳・然別火山群起源の降下火砕堆積物についての長年にわたる調査研究によって、その分布や噴出源、さらに地形面及び段丘・扇状地堆積物との層序関係を明らかにしている（十勝団研、1968、1972a；春日井ほか、1968、1978）（第26図）。

本地域に発達する地形面及び段丘・扇状地堆積物は、十勝川を境にして、南部と北部とでは、その形成過程に違いがみられるが、降下火砕堆積物の分布範囲内では、これによって直接対比することが可能である。本地域に分布する降下火砕堆積物は、すでに、地形、中一後期更新世堆積物及び完新世堆積物の項で層位関係を明らかにしてある。地形面堆積物の示準層を上位から列記すると次のとおりである。

十勝平野での分布地域

- |                       |     |
|-----------------------|-----|
| ①恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a)  | 中 部 |
| ②支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1) | 全 域 |



第26図 降下火砕堆積物の総合模式柱状図 (春日井ほか, 1978に一部加筆)(A:南部 B:北部)

1: ボール状ローム 2: 輝石の多い軽石 3: 角閃石の多い軽石 4: スコリア 5: 火山灰 6: 赤褐色ローム  
7: 古赤色土 8 白粘土 \* 黒曜石水和層年代 (上士機), 他は  $^{14}C$  年代 \* 本図幅地域には分布しない

第7表 主要な降下火砕堆

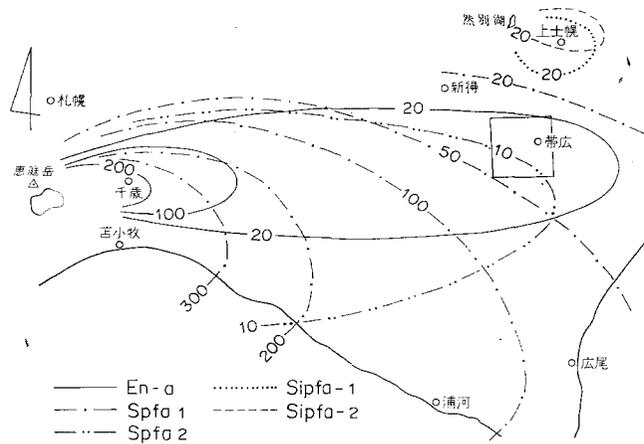
略称	層厚 (cm) (本図幅地域)	色調 (マンセルシステム)	最大粒径 (mm)	中央粒径 (mm) (最大値)	分級度 <sup>*(2)</sup> So	水洗/風乾残渣/試料 (%) <sup>*(3)</sup>
En-a	60>> (40>>)	灰黄橙 10YR 7/4	3	0.5	1.25-1.4	37-49
Spfa 1	北部60>>* (1) 南部110>> (50-60>>)	灰橙-明橙褐 7.5YR 6/4-6/8	2	0.6	1.25-1.4	30-54
Spfa 2	20>> (15>>)	明黄褐 10YR 6/6-7/6	2	0.55	1.3-1.5	48-69
Op-1	25>> (混在)	橙-褐 7.5YR 7/8-10YR5/8	3.5	0.5	1.3-1.65	32-68
Ssfa	北部40>> 南部15>> (18>>)	上部: 暗褐 7.5YR4/6 下部: 灰黄褐 10YR4/3	2	0.45	1.15-1.5	23-73

注 \*(1) 十勝平野全体の北部, 南部 \*(2)  $\sqrt{Q/Q_0}$ : 軽石粒の破碎をさけ湿式を採用 \*(3) 0.5 mm 以下の粒径についての重量個数は200-500, 0.25-0.125 mm \*(8) 水洗残渣中の容量比が20%<, 2%>についてはその含有率を示した \*(9) 主要な特徴の

- ③支笏降下軽石堆積物 2 (Spfa 2) 南部
- ④オレンジ降下軽石堆積物 1 (Op-1) 中南部
- ⑤支笏スコリア堆積物 (Ssfa) 全域

これらの降下火砕堆積物の層厚分布と本地域との関係を第27図に示す。

十勝平野に分布する完新世の火山灰層については、1950年以降に土壤研究者によって調査が進められ、十勝火山を噴出源とするTo-b層(約200年前)、To-c<sub>1</sub>・c<sub>2</sub>層(約700-800年前)、大雪火山旭岳を噴出源とするAs-a層及び雌阿寒火山を噴出源とする Me-a<sub>1</sub>(約190年前)・a<sub>2</sub>(約200年前)・a<sub>3</sub>(約700-800年前)が識別、記載された(山田, 1951, 1958; 山田・近堂, 1959; 山田ほか, 1959)。樽前火山起源のTa-b層・Ta-d層の分布については、おもに北海道農業試験場及び帯広畜産大学の土壤研



第27図 降下火砕堆積物の分布図 (春日井ほか, 1978)

ch: 千歳 Hi: 広尾 Ka: 上士幌 Ob: 帯広 Sa: 札幌 Si: 新得 To: 苫小牧 Ur: 浦河  
(降下軽石堆積物の略号は第26図参照, 枠は帯広図幅地域)

積物の組成と特徴

有色鉱物岩片 水洗残渣 (%)	* (4)	* (7) cPx/Px (%)	* (8) Ol, Ho, Bi, Q, Zi	cPx の 屈折率 (r)	* (9) 火山ガラス	備考
29		36-40		1.710-1.716	多孔質型 (塊状)	古砂丘の下底部では、白色の砂状の層を形成する
25	* (5)	23-37	Ho, Q	1.731-1.736	扁平型—多孔質型 (柱状—泡壁型)	オガクズ状古砂丘を形成するが、本図幅地域では古砂丘は発達しない
43		22-26	Ho, Q	1.723-1.727	中間型 (塊状—柱状)	斜長石・石英の多いゴマシオ状
56		22-35	Ho, Q, Zi	1.714-1.726	多孔質型—中間型 (塊状)	Op-3 よりやや細粒, Op中唯一の今角閃石
87	* (6)	30-39	Ol: 2> Ho Q: 1>	1.714-1.719	多孔質型 (塊状)	北部では、上半部と下半部の組成が異なる

(春日井ほか, 1978年に一部加筆)

比 \* (4) 同粒径についての容量比の平均 \* (5)・\* (6)は岩片・スコリアが多い \* (7) cPx/Px: 単斜輝石-輝石の個数比, 測定  
みを示した Ol: かんらん石 Ho: 角閃石 B: 黒雲母 Q: 石英 Zi: ジルコン

究者によって調査がすすめられ、その分布範囲などは、北海道火山灰命名委員会（1972）の北海道火山灰分布図及び COMMITTEE of the NOMENCLATURE of the PYROCLASTIC DEPOSIT in HOKKAIDO（1974）の Distribution of the Late Quaternary Pyroclastic Deposit in Hokkaido, Japan にまとめて示されている。

本地域に広く分布するのは、下位より地形面区分の示準層であるTa-dとTo-c<sub>2</sub>・c<sub>1</sub>・及びTa-bである。以下、各降下火砕堆積物について、岩質を中心にその概要を述べる。また、おもな降下火砕堆積物の特徴は第7表に示す。

## VI. 1 後期更新世の降下火砕堆積物

### VI. 1. 1 支笏降下スコリア堆積物 (Ssfa)

基松面以上の高位面には、暗褐色～灰黄褐色の黒色火山砂（十勝団研，1968）と呼ばれた細粒スコリア堆積物がみられる。この降下火砕堆積物は、春日井ほか（1978）によって、支笏降下スコリア堆積物であることが明らかにされた。Ssfaは、最大粒径2mm以下の細粒である。春日井ほか（1978）が模式地としている御影図幅地域の清水町中野では、十勝平野で最も層厚が厚く40cmを示し、上下2層が識別される。ここでの鉱物組成は、上半部は、スコリア粒のほか、不透明鉱物が多く、例外なく少量のかんらん石を伴う。cPx/Pxは0.3-0.39でほぼ一定である。角閃石は少ない。また、1%以下の石英がみられる。下半部は、スコリア粒と不透明鉱物が少ない点以外は、上半部と著しい違いはみられない。

本地域では、芽室面のSsfaの厚さ18cm前後が最も発達の良い地域で、他は、数cm以下の厚さを示すにすぎなく、上下2層は識別されなく、暗褐～褐色を呈する。鉱物組成は、模式地同様不透明鉱物が多く、少量のかんらん石と斜方輝石・単斜輝石を含む。角閃石はみられない。

### VI. 1. 2 オレンジ降下軽石堆積物 I (Op-1)

オレンジ降下軽石堆積物 I は、かつて、オレンジ降下軽石堆積物 (Op) と呼ばれたことがある（十勝団研，1968）。その後、野外調査の進展に伴い、この堆積物は、3層に区分されることが明らかになって、従来、Opと呼ばれていたものの大部分が最上位に位置することから、オレンジ降下軽石堆積物 I (Op-1) と改称した（十勝団研，1972 a）。

本地域では、基松面の褐色ローム中にわずかに混在して分布する（第19図の4）。ここでは、黄褐色（10YR5/8）を呈する。鉱物組成は、斜方輝石と単斜輝石のほかに、わずかに角閃石を含み、不透明鉱物が多いのが特徴である。非常にわずかであるが石英を伴う。軽石粒は、気泡の小さい多孔質ないし中間型のガラスからなり、塊状のものとせんい状のものがある。

春日井ほか（1978）は、Op-1の層相と鉱物組成の多様性や、その上半部に角閃石が多いという傾向などを検討した結果、佐藤（1969）が10の降下単位に区分した支笏降下軽石堆積物 (Spfa) のSpf 5, Spfa 4, Spfa 3 という一連の降下軽石堆積物の東縁がOp-1であることを明らかにした。なお、大樹町相保島（大樹図幅地域）のOp-1直下から得られた炭化木片の<sup>14</sup>C年代は、35,750±1,350年B. P. (GaK-3669) と報告されている（十勝団研，1972b）。

### VI. 1. 3 支笏降下軽石堆積物 2 (Spfa 2)

南部十勝平野には、日高降下軽石堆積物 (Hpfa ; 春日井ほか, 1978) の上位に褐色ローム層を挟んで明黄褐色 (10YR6/6-7/6) を呈する降下軽石堆積物がみられる。勝井 (1959) は、南部石狩低地帯から南部十勝平野に広く分布するこの降下軽石堆積物を、支笏降下軽石堆積物 2 (Spfa 2) と命名し、その分布を明らかにした。

本地域では、南部の上札内 I 面及び基松面に分布し、Spfa 1 の直下に、また、薄い腐植質ローム層を挟んで、厚いところで15cm、一般には数cm以下の層厚を示す。

Spfa 2 の野外での特徴は、明黄褐色の丸みを帯びた、最大粒径2mm以下の軽石粒からなり、石英に富み、有色鉱物や不透明鉱物の比較的多いゴマシオ状を呈している。鉱物組成は著しく斜長石と石英の独立結晶粒に富み、軽石中にも、それらの斑晶が多い。有色鉱物には斜方輝石と単斜輝石が多く、少量の角閃石を伴う。火山ガラスはその量も少なく、中間型の柱状ないし塊状である。

### VI. 1. 4 支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1)

支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1) は、小笠原 (1941) が襟裳火山砂と仮称し、貝塚 (1956) は、十勝平野にも分布し、地形面区分のための示準層として有効であることを明らかにした。その後、勝井 (1959) によって、噴出源と分布とが明らかにされ命名された。

本地域では、上札内 I 面以上の高位面に分布し、最も広い分布を示す。層厚は、上札内 I 面で最も厚く50-60cmを示す。厚さ100cmに達する二次堆積相を示すところ (地点4) も見られ、Spfa 1 の埋積古砂丘の可能性もあるが、詳細は不明である。

Spfa 1 の野外での特徴は、灰橙-明橙褐色 (7.5YR6/4-6/8) で“オガクズ”状を呈する軽石粒を主とし、粒径は最大2mmである。軽石粒は扁平型ないし多孔質型の柱状、せんい状のガラスからなり、気泡や気管の発達著しく、鉱物は少ない。独立結晶粒は、その量も少なく、少量の斜長石・斜方輝石に微量の石英と角閃石を伴っている。

Spfa 1 から得られた炭化木片の<sup>14</sup>C年代には、 $32,200 \pm \begin{matrix} 4,700 \\ 3,100 \end{matrix}$  年B. P. (GaK-519 ; 石狩低地帯研究会, 1965),  $32,200 \pm 2,000$ 年B. P. (GaK-714 ; 佐藤, 1969) がある。

### VI. 1. 5 恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a)

本地域を含む中部十勝平野には、Spfa 1 の直上に、ところによって垂直にクラックのみられる層厚数10cmの褐色ローム層がみられ、その上位に灰黄澄色 (10YR7/4) の降下火砕堆積物がみられる。この堆積物に対して、貝塚 (1956) は帯広火山砂と命名し、Spfa 1 (襟裳火山砂) とともに地形面区分のための示準層として注目していた。十勝団研は、この堆積物が、従来日高山脈以西にのみ分布すると考えられていた恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a) の、東への延長であることを明らかにした (春日井ほか, 1968)。さらに、Spfa 1 のみられない上札内 II a面の区分に有効であることを示した (十勝団研, 1968)。

本地域では、上札内 II a面・駒場面以上の地形面に、Spfa 1 同様広く分布する。層厚は、厚いところで40cmを示す。上帯広台地や上札内台地の平坦面上では、当時の偏西風に吹き寄せられて古砂丘を

形成している（木村ほか，1970，1972；小坂ほか，1979）。

野外では，En-aは有色鉱物が多く含まれているので砂状を呈する。風化が進むと軽石粒は丸みを帯びる。

軽石粒は，有色鉱物と斜長石を多く含む多孔質型，塊状のガラスからなる。斜方輝石と単斜輝石は0.125-0.25mmの粒径を示し，角閃石を全く含まないのが特徴の一つである。

En-aの降下年代については，松澤・小坂（1972），藤山・田沼（1972）及び十勝団研（1972 b）がすでに述べているように 15,000±400年B. P.（GaK-2370；柏原，1970）と13,600±1,200年B. P.（GaK-3261；藤山・田沼，1972）の間と考えられている。

## VI. 2 完新世の降下火砕堆積物

### VI. 2. 1 樽前d降下軽石堆積物（Ta-d）

樽前d降下軽石堆積物（Ta-d）は，En-aののらない上札内Ⅱb面・大和面の区分に有効な示準層で，上札内Ⅱb面・大和面以上の地形面に分布する。本地域では，層厚10cm以下で，下半部数cmは暗赤褐色を呈する細粒の軽石粒が主体を占める。上部は腐植層に漸移する。

鉱物組成は，斜方輝石・単斜輝石，不透明鉱物のほか，少量のかんらん石を伴う。

佐藤（1971）は，Ta-dと<sup>14</sup>C年代8,940±160年B. P.（GaK-2208）を報告した。En-a古砂丘をおおう腐植中にもこのTa-dが認められ，古砂丘の終息期の推定にこの<sup>14</sup>C年代が注目されている（木村ほか，1970，1972）。

### VI. 2. 2 完新世の火山灰層

完新世の火山灰層として識別されるのは，暗褐－褐色を呈し，細砂状の十勝C<sub>2</sub>層（To-C<sub>2</sub>）と暗赤褐色－褐色を呈し“オガクズ”状の十勝C<sub>1</sub>層（To-C<sub>1</sub>）及び淡黄褐色－褐色を呈する細粒軽石質火山灰の樽前b層（Ta-b）である。これらの火山灰は，いずれも腐植層に挟在していて，とくにTo-C<sub>2</sub>とTo-C<sub>1</sub>は，野外で識別しにくいところが多く，そこでは，To-Cと一括して地質柱状図に記載した。

鉱物組成については，To-C<sub>2</sub>は，重鉱物に富み，とくに斜方輝石が多く，少量の単斜輝石と不透明鉱物がみられる。To-C<sub>1</sub>は，少量の不透明鉱物のほか，微量の斜長石と単斜輝石が認められる。Ta-bは，普通輝石紫蘇輝石安山岩質である。

<sup>14</sup>C年代測定が，各火山灰層上部の腐植について試みられ，To-C<sub>2</sub>は，3,240±110年 B. P.，To-C<sub>1</sub>は，2,020±90年B. P.と測定された（田村，1970）。また，To-C<sub>2</sub>は，5,570±150年 B. P.，To-C<sub>1</sub>は1,610±90年B. P.の測定値の報告がある（佐々木ほか，1971）。Ta-b層は，1667年A. D.である（山田，1958）。

## VII. 恵庭a降下軽石堆積物の古砂丘

十勝団研は，Spfa 1及びEn-aの二次堆積物に由来する内陸古砂丘が，十勝平野に発達することを

認め、これらの火砕堆積物の堆積後の十勝平野は、裸地状態で、寒冷かつ乾燥性気候が支配していたものと推測した（十勝団研，1968）。その後、これらの古砂丘群は、十勝団研・古砂丘グループ（1970）、木村ほか（1970，1972，1978）、藤山ほか（1978）、によって詳しく調べられてきた。それらの研究によると、古砂丘は、Spfa 1 古砂丘、En-a 古砂丘及び両者の複合古砂丘に区分されている。

本地域では、En-a 古砂丘が多数分布し、その下位に埋積されているSpfa 1 古砂丘は見出し難い。En-a 古砂丘の分布・形態などについてはすでに述べたので、本章では、En-a 古砂丘堆積物の層序・特徴・体積・植生などについて述べる。

## VII. 1 層序と時代—En-a 古砂丘の内部構造

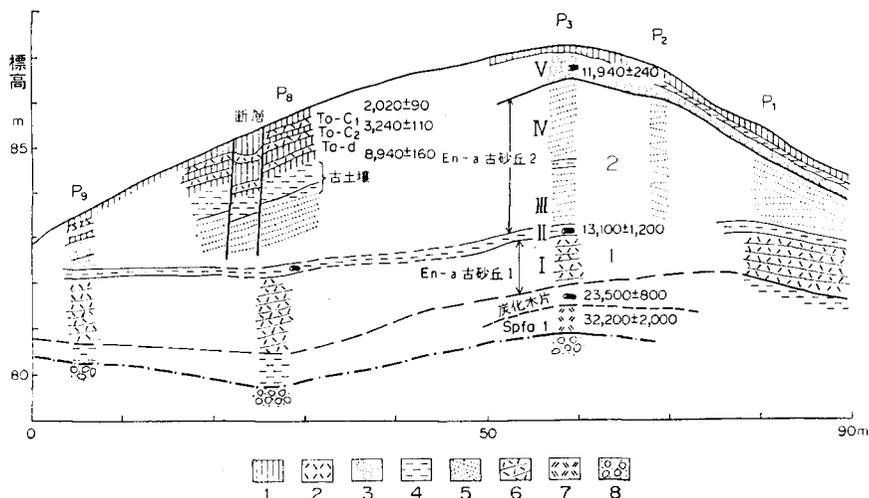
代表的En-a 古砂丘堆積物（U-S 01）の層序を第28図に示す。ここでは、粘土質ロームの上位に堆積したEn-aは、大別してEn-a 古砂丘 1 とEn-a 古砂丘 2 の2回にわたって古砂丘を形成する。その形成過程と時代を詳細に検討すると次のような層序を示す。

①上札内 I 礫層の上位にシルト質ローム層が形成される。

②Spfa 1 が降下堆積する。<sup>14</sup>C年代は $32,200 \pm \begin{matrix} 4,300 \\ 2,700 \end{matrix}$ 年B.P.（GaK-519；石狩低地帯研究会，1965）， $32,200 \pm 2,000$ （GaK-714；佐藤，1969）。

③Spfa 1 の上位にローム層が形成される。<sup>14</sup>C年代は $23,500 \pm 800$ 年B.P.（GaK-3260；藤山・田沼，1972）。

④En-a 古砂丘 1 形成期（I 期）<sup>9</sup>。En-aは降下堆積後（<sup>14</sup>C年代， $15,000 \pm 400$ 年，GaK-2370，柏原，1970）ただちに再移動し、新鮮な灰白色軽石質による“白砂古砂丘”を形成する。葉理は $2-6^\circ$ の緩傾斜を示す。



第28図 En-a 古砂丘の層序（U-S 01）

1：En-a 古砂丘 1 2：En-a 古砂丘 2 I II III IV：木村ほか，1978年の古砂丘形成期の区分  
P<sub>1</sub>P<sub>2</sub>P<sub>3</sub>P<sub>4</sub>P<sub>5</sub>P<sub>6</sub>P<sub>7</sub>P<sub>8</sub>P<sub>9</sub>：古砂丘断面観察位置年代は年 B.P.

9) I 期—VI 期は、木村ほか（1972，1978）の区分による。

⑤砂丘形成休止期（Ⅱ期）．砂丘砂の風化が進まないうちに薄いローム層におおわれる．ローム層の<sup>14</sup>C年代は13,100±1,200年 B.P.（GaK-3261；藤山・田沼 1972）．

⑥En-a古砂丘2形成開始（Ⅲ期）．風化したEn-aの軽石砂による砂丘形成開始，砂丘形成に小休止期があり，薄いローム層が形成される．葉理は5-6°とⅠ期に比べ傾斜角が増す．

⑦En-a古砂丘2主形成期（Ⅳ期）．En-a軽石質砂が厚く堆積する．最大層厚2.8mを示す．葉理は8-27°と急傾斜である．

⑧砂丘形成終止期（Ⅴ期）．En-a古砂丘砂の上部は土壌化を受け，垂角塊状構造の発達したローム層（ボール状ローム層）を形成し，砂丘は固定される．ボール状ローム層の<sup>14</sup>C年代は，11,940±240年 B.P.（GaK-5152；近堂・近藤，1975）である．

⑨ボール状ローム層の上位を完新世の降下火山灰がおおう（Ⅵ期）．

以上の諸事実と，前章のEn-aの降下時代とから，En-a古砂丘1の形成は，15,000±400年B.P.（GaK-2370；柏原，1970）以降，13,100±1,200年B.P.以前であり，En-a古砂丘2の形成は，13,100±1,200年B.P.以降，11,900±240年B.P.以前と推定される．

## VII. 2 堆積物の特徴

En-a 古砂丘堆積物について，④（Ⅰ期）から⑨（Ⅵ期）の試料の粒度組成（Md：粒径中央値，So：分級度，Sk：歪度），重鉱物の含量，有機炭素量などの特徴は以下のとおりである（第8表）．

第8表 En-a 古砂丘の形成期と堆積物の特性

時 代 ( <sup>14</sup> C年代)	形 成 期	層 厚 m	有機炭素 %	粒 度 組 成				重鉱物 >30 mesh wt. %	摘 要
				Md	So	Sk	K		
8,900B.P.年	Ⅵ沖積世火山灰 降灰期	0.4-0.8							土壌腐植の集積
トッタベツ亜氷期 Ⅲa, b Ⅱ/Ⅲ 亜間氷期	Ⅴ砂丘固定期 (古土壌形成期)	0.2-0.8	0.35					13	古土壌の粘土溶 脱パーミキュラ イト，カオリン 化進行
トッタベツ亜氷期 Ⅱb	Ⅳ主形成期	2.0-2.8	tr.-0.14	0.27- 0.58	1.35- 2.08	0.79- 1.14	0.17- 0.36	14-37	大形砂丘の形成 砂丘移動活潑
	Ⅲ砂丘形成復活期	1.0-1.5	0.05- 0.24	0.46- 0.75	1.20- 1.69	0.71- 0.99	0.20- 0.28	15-49	
トッタベツⅡa/ Ⅱb 亜間氷期 13,100±1,200 B.P.年 (GaK-3261)	Ⅱ砂丘形成休止期	0.03	0.24	0.05	6.48	1.88	0.36	47	粘土質ローム生 成植生少し回復 (炭化木片)
トッタベツ亜氷期 Ⅱa	Ⅰ白砂丘形成 E-a降灰期	1.0	0-0.14	0.55- 0.74	1.15- 1.40	0.98- 1.13	0.22- 0.32	7-40	
23,500±800B.P. 年(GaK-3260)	Spfa 1 ローム形 成期	0.5	—	—	—	—	—	6	粘土質ローム生 成植生少し回復 (炭化木片)
トッタベツ亜氷期 Ⅰ	Spfa 1	0.5						2.0	

(木村ほか，1972，1978)

粒径中央値 (Md) は、⑤ (Ⅱ期) を除いて下部から上部へ向って減少している。これは、風化したEn-aが再堆積をくり返したためであろう。⑤ (Ⅱ期) の試料のMd値が0.05 mmと極端に小さいのは、薄いローム層の値を示すためである。Md値が比較的大きい値を示すのは、この砂丘砂が珪長質で気泡に富んだ軽石質ガラスを主体とした砂のためと思われる。

分級度 (So) は、⑤ (Ⅱ期) のロームを除き、いずれも2.0以下であり、極めて良い。しかし、下部から上部へ向ってSo値が大きくなる傾向を示す。これは、En-aは本来空中で淘汰分級された堆積物であり、堆積後の表層風化によって細粒化し、分級度が低下したものと思われる。

歪度 (Sk) は、⑤ (Ⅱ期) のロームを除いて、1.1-0.7に集中している。

有機炭素量は、極めて微量であるが、⑤ (Ⅱ期) と⑧ (Ⅴ期) が比較的高い値を示す。⑤ (Ⅱ期) には、微細な炭化木片も含まれており、植生の回復が推測される。

重鉱物含量は、古砂丘1形成期 (Ⅰ期) は10%、古砂丘2形成初期 (Ⅲ期) は30%と増加し、古砂丘終止期 (Ⅴ期) は13%に低下する。

### Ⅶ. 3 古土壌と植生

最終氷期末に古砂丘堆積物という特殊な母材及び気候下で生成されたと推定される古土壌が、En-a古砂丘の最上部⑧ (Ⅴ期) に認められる。この古土壌は、乾燥すると亜角塊状構造 (ボール状構造) が明瞭になることからボール状ロームと呼称されているものである。とくに砂丘上の乾燥した頂部及び完新世火山灰層の被覆が比較的小さい部分に明瞭にあらわれる。

一方、完新世火山灰層に厚く被覆され、かつ過去の砂丘において比較的小さい部分であったと思われる位置では、ボール状ロームの層準に全く異質の古土壌が認められる (木村ほか, 1972, 1978; 近藤・近堂, 1972)。

以下に古土壌の粘土鉱物の特徴と植生について述べる。

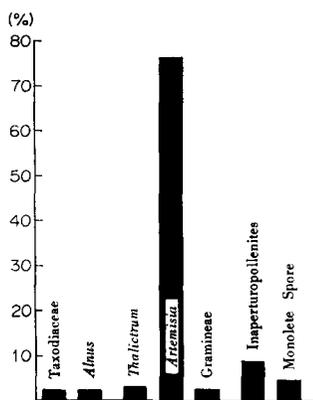
#### Ⅶ. 3. 1 粘土鉱物

ボール状ローム層は、黄褐色 (10YR5/6) - 明黄褐色 (10YR6/6) の色調を呈する現世の酸性褐色土 (または、Dystrochrept<sup>10)</sup>) に対比される。代表的粘土鉱物はAl-バーミキュライト・クロライト・イライト及びカオリン鉱物である。

砂丘の東側斜面凹地では、粘土移動が明らかで、現世のバラ褐色土 (または Alfisol<sup>10)</sup>) に対比可能な古土壌が発達する。この古土壌の上部は、バーミキュライト・イライト及びカオリン鉱物が主成分で、アロフェン様非晶質物質はほとんど認められない。下部は、カオリン鉱物・Al-バーミキュライト・イライトと若干のアロフェン様非晶質物質を伴っている (木村ほか, 1978)。

この2種の古土壌は、同一母材・気候下で、その水分環境及び土壌表層の安定性の違いに起因して、それぞれ形成されたものと思われる。

10) SOLE SURVEY STAFF (1976) による。



第29図 パラ褐色土様古土壌 A<sub>1</sub> 層中の花粉組成

### VII. 3. 2 植生

パラ褐色土様古土壌 A<sub>1</sub> 層の花粉分析と植物珪酸体分析が、木村ほか (1978) によって行われた。

花粉分析の結果は、花粉の絶対量は少なく、しかも、樹木花粉はわずか5%である。花粉構成のなかで、*Artemisia* (キク科ヨモギ属) が75%と優位を占めている点がとくに注目される。イネ科草木の花粉は2%以下でヨモギ層に比べ著しく少ない(第29図)。このことは、当時の自然環境がまだ植生を回復するほど条件を満していなかったことを推測させる。

植物珪酸体分析によると、植物珪酸体量は土壤中に3%含有されている。この値は、腐植含有量の多い現世の埋没火山灰の腐植層に含まれる量の1/5程度で、古土壌の腐植含量から推測すると決して少なくない。この結果からは、花粉分析の結果と

異なり、イネ科草木がかなり繁茂していたことが推測される(第9表)。大部分の植物珪酸体は、北方型のウシノケグサ亜科イネ科草木に由来するもので、Ta-dより新しい埋没火山灰A層で普遍的に認められるササ属イネ科草木は全く認められない。

このような植生の回復を妨げる条件として、先に述べた<sup>14</sup>C年代が示す古砂丘形成時代は、ウルム氷期IV亜氷期と推定される。すなわち、古砂丘1形成期(I期)は最古期ドリヤス(Oldest Dryas)期、休止期(II期)はベーリング(Bölling)亜間氷期、古砂丘2形成期(III期とIV期)は旧期ドリヤス期(Older Dryas)期、終止期(V期)はアレレード(Alleröd)亜間氷期に対応し、寒冷気候が支配的であった。また、En-a古砂丘は、噴出源から150-200kmの遠距離にあつて、粒径の小さい軽石質火山灰で、見かけの比重も極めて小さく、堆積後の未風化期間は粗しょうで透水性が高く、降水量の低い時期には、堆積物全体の乾燥化が著しく促進されたと推測される。

第9表 パラ褐色土様古土壌 A<sub>1</sub> 層中のプラントオパールの形態別組成(粒数%)\*

ウシノケグサ型	15.1
キビ型	tr
ポインツ型	16.3
フアソ型	7.7
棒状型	25.0
海綿虫	0.8
その他	34.6
フアソ型	0.31
棒状型	

\* 10-100μ粒径

(木村ほか, 1978)

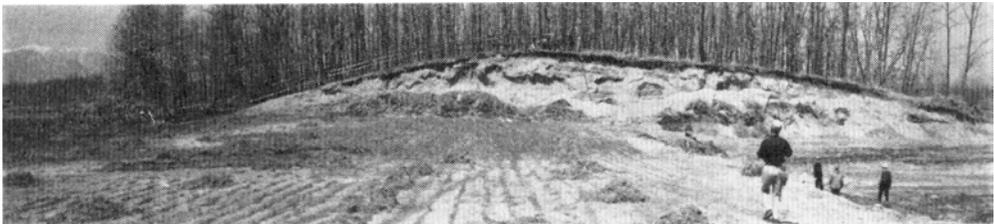
### VII. 4 古砂丘の体積

En-a古砂丘の分布地域のうち、美生川と帯広川間の北西から南東方向5km、北東から南西方向7

km<sup>2</sup>のモデル地域を設定して、1km<sup>2</sup>の単位面積あたり、砂丘を半楕円体として体積を測定した（木村ほか、1972、1978）。それによると、1km<sup>2</sup>あたりの砂丘量の最大は、 $2.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ （25個）で、モデル地域全体（35km<sup>2</sup>）では $2.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ であった。全体量に対して最大量が多いのは、北東から南西方向7km<sup>2</sup>あたりの体積変化を比較すると、西側が $0.7 \times 10^5 \text{ m}^3$ 、東側が $9.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ と急激に東側が増加しているためである。

この体積変化は、先に述べた分布・配列方向と調和する。これらを合わせ考えると、En-aの一次堆積物を飛砂として北西から南東方向へ移動させる、北西の卓越風の支配下にあたったことが推定される。

以上述べた、大量のEn-aの堆積とその諸性質に加え気候条件は、植生の回復を妨げ、卓越風が内陸古砂丘を形成した（第30図）。木村ほか（1978）は、この古砂丘地域を“古帯広砂漠”と呼んでいる。



第30図 En-a古砂丘（U-S 02）の断面（木村ほか、1978）  
短軸方向の断面 幅70m比高9mを示す

## VIII. 周氷河現象

十勝平野における周氷河現象の指摘は、十勝坊主（芝塚、earth hummock）に関する山田（1959）の報告にはじまる。ついで、皿状地形・氷楔・化石構造土・岩塊流などと地形との関係に関する鈴木（1960、1962）、鈴木ほか（1964）の報告がある。十勝団研は、十勝平野に分布する周氷河現象を広く観察し、それらに示される寒冷気候の層準を明らかにした（野川ほか、1972、1978）。

本図幅地域には、ウルム氷期のインボリューション・化石構造土及び完新世の芝塚（十勝坊主）が認められる。

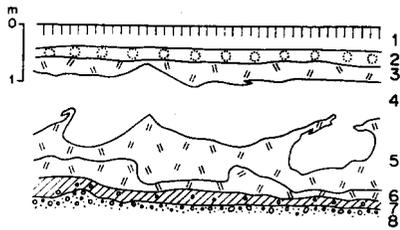
### VIII. 1 更新世ウルム氷期の周氷河現象

本地域には、芽室町祥栄（地点57）と芽室町北芽室（地点47）にインボリューション（involution）が、帯広市川西（地点58）に化石構造土が見出されている。

#### VIII. 1. 1 祥栄のインボリューション

芽室町祥栄の段丘面は、Spfa 2・Spfa 1及びEn-aに被覆される鈴蘭面（上札内I面）である。ここでのインボリューションの露頭スケッチを第31図に示す。

この露頭にみられるインボリューションが形成された寒冷期は新期から旧期へ次の3時代と推定され



第31図 芽室町祥栄の化石  
周氷河現象

(野川ほか, 1978)

- 1: ソフトローム層 2: ボール状ローム層 3: 恵庭a降下軽石堆積物 4: 褐色ローム層  
5: 支笏降下軽石堆積物1 6: 支笏降下軽石堆積物2 7: 泥炭質粘土層 8: 砂礫層

る。①En-a層は水平方向に断続的な分布を示す。下位の褐色ローム層との境界は著しく不規則で、褐色ローム層がEn-a層上位のボール状ローム層に直接する場合がある。上位のボール状ローム層との境界はゆるい波状を呈する。ボール状ローム層とソフトローム層の境界は平坦である。したがって、インボリューション形成は、ソフトローム層堆積前ということになる。

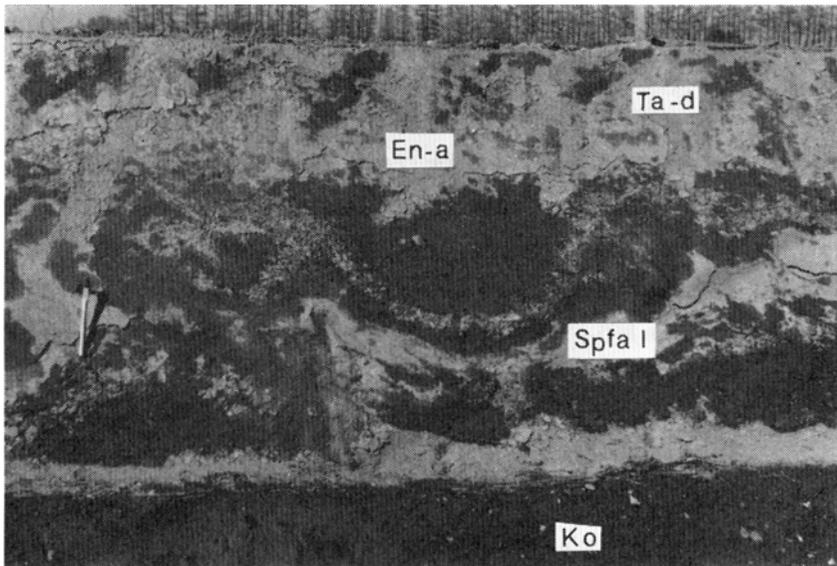
②Spfa 2 と Spfa 1 は、間に1cmの暗褐色の粘土を挟んでいる、両者は著しい擾乱を受け、それらの上面は、褐色ローム層に不規則な形で貫入し、特徴的なイン

リューションを形成している。下位の泥炭層との境界は、ゆるい波状を呈している。したがって、このインボリューションを生じた寒冷期は、前En-a期である。

③泥炭質粘土層と礫層との境界も波状を呈し、粘土層中に凍結凍上による礫の浮き上がりがみられる。

したがって、Spfa 2 層の堆積前、礫層及び粘土層堆積後に寒冷期が推定される。

帯広市依田にも同様の化石周氷河現象がみられる(第32図)。



第32図 帯広市依田の化石周氷河現象(上札内I面, 祥栄のインボリューション(第31図)と同時代に形成)

Ta-d: 樽前d降下軽石堆積物 En-a: 恵庭a降下軽石堆積物 Spfa I: 支笏降下軽石堆積物1 Ko: 光地礫層

## VIII. 1. 2 川西の化石構造土

帯広市川西の上札内IIa面にみられる化石構造土の露頭スケッチを第33図に示す。

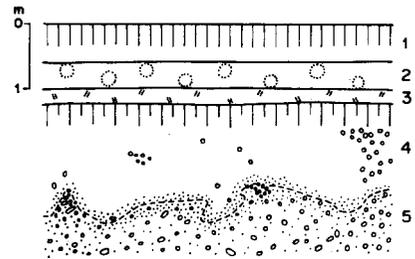
この露頭では、礫層とローム層の境界は複雑な波状を呈し、礫層のローム層中への貫入及びローム層中への礫の示差的上昇が認められる。En-a層は、上・下面ともほぼ水平に堆積し、擾乱を受けた形

跡は認められない。したがって、礫層のローム層への貫入は、クラック入り褐色ローム層堆積後、En-a堆積前の限定された寒冷期に形成されたと考えられる。

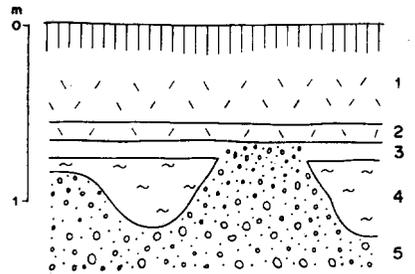
### Ⅷ. 1. 3 北芽室のインボリューション

芽室町北芽室の十勝川左岸の大和面（上札内Ⅱb面）にみられるインボリューションの露頭スケッチを第34図に示す。

この露頭では、砂礫層とTa-d層との間には、厚さ15cm前後の砂層を挟む雲母の細片を混える淡褐色シルト層と暗褐色ローム層が発達するだけである。このシルト層中へ最大50cmにも及ぶ礫の貫入がみられ、一部はシルト層を突き破って暗褐色ローム層中にまで入りこんでいる。シルト層中には礫の点在はなく、シルト層の凍結による圧力が、下位の礫層に加わって形成されたインボリューションの一種と考えられる。礫がローム層に達しているところでは、ローム中の礫の上昇が認められる。したがって、このインボリューションの形成期は、シルト層堆積後にはじまり、En-aの降下前に終了したと考えられる。



第33図 帯広市川西の化石周水河現象（野川ほか，1978）  
1：ソフトローム層 2：ボール状ローム層 3：恩庭a降下軽石堆積物 4：ローム層（上部腐植質） 5：砂礫



第34図 芽室町北芽室の化石周水河現象（野川ほか，1978）  
1：十勝c火山灰層 2：樽前d降下軽石堆積物 3：暗褐色ローム層 4：シルト層 5：砂礫層

## Ⅷ. 2 完新世の周水河現象

完新世の周水河現象である芝塚（十勝坊主）は、本地域では帯広畜産大学構内の売買川左岸の上札内Ⅱb面上に認められる。大正図幅地域の上似平の芝塚（野川ほか，1972；小坂ほか，1979）のような完全形態を示すものと、不完全な低い芝塚の両方が分布する。

この地点では、上位より①Ta-b層、②腐植層、③To-C層、④腐植層、⑤Ta-d層、⑥砂礫層が認められる。To-C層の下位の腐植層とTa-d層は、砂礫層とほぼ水平な境界を示すが、To-C層は不規則な凍結擾乱を示し、中央部ほど厚く、To-C層の層厚は約50cmを示す。To-Cの上位の腐植層は、芝塚の中央部で厚く、かつ擾乱されているが、周辺部は安定して薄くなっている。したがって、芝塚の形成は、山田（1959）が指摘しているように、To-C降下後、Ta-b降下前の寒冷期に形成された。

すでに述べたように、最近の研究では、To-Cは、To-C<sub>1</sub>とTo-C<sub>2</sub>に区分される（北海道火山灰命名委員会，1972）。<sup>14</sup>C年代は、To-C<sub>1</sub>は2,020±90年B. P.，To-C<sub>2</sub>は3,240±110年B. P.（田村，1970）で、一方、佐々木ほか（1971）は、To-C<sub>1</sub>は1,610±90年B. P.，To-C<sub>2</sub>は5,570±150年B. P.の年代値を報告している。北海道火山灰命名委員会（1972）は、Ta-b 1667年A. D.，To-C<sub>1</sub>は2,020±90

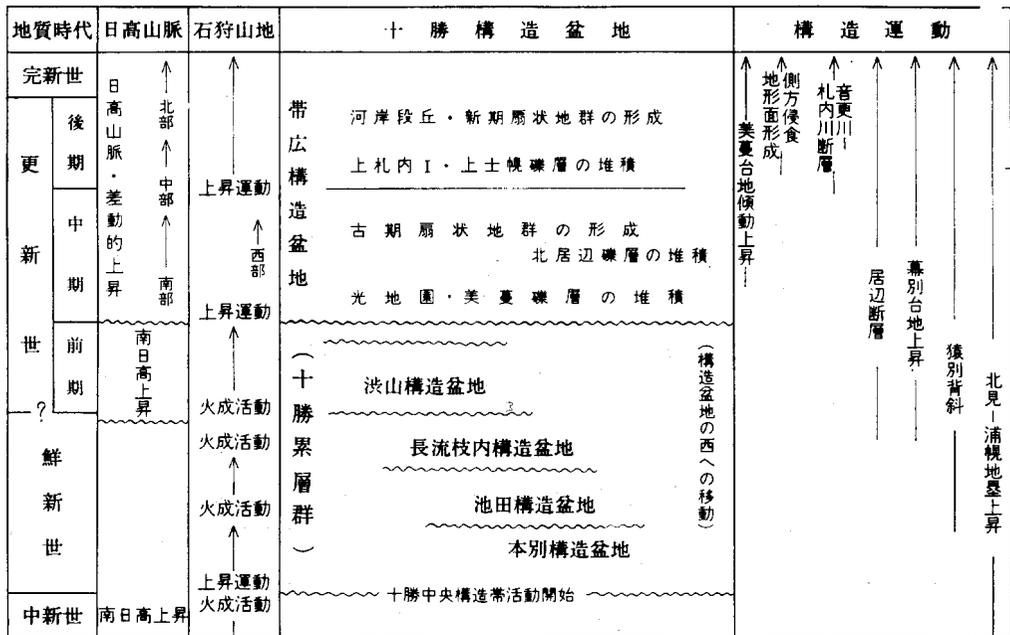
年B. P., To-C<sub>2</sub>は 3,240 ± 110年B. P. を採用している。したがって、芝塚の形成された寒冷期は、5,570年B. P. ないし2,020年B. P. から1667年A. D. の間である。なお、糖平湖北東の十勝<sup>みつまた</sup>三股の永久凍土層の<sup>14</sup>C年代4,540 ± 105年B. P. (GaK-4350, 十勝団研, 1973b) は、この寒冷期と調和する。

## IX. 地質構造及び地史

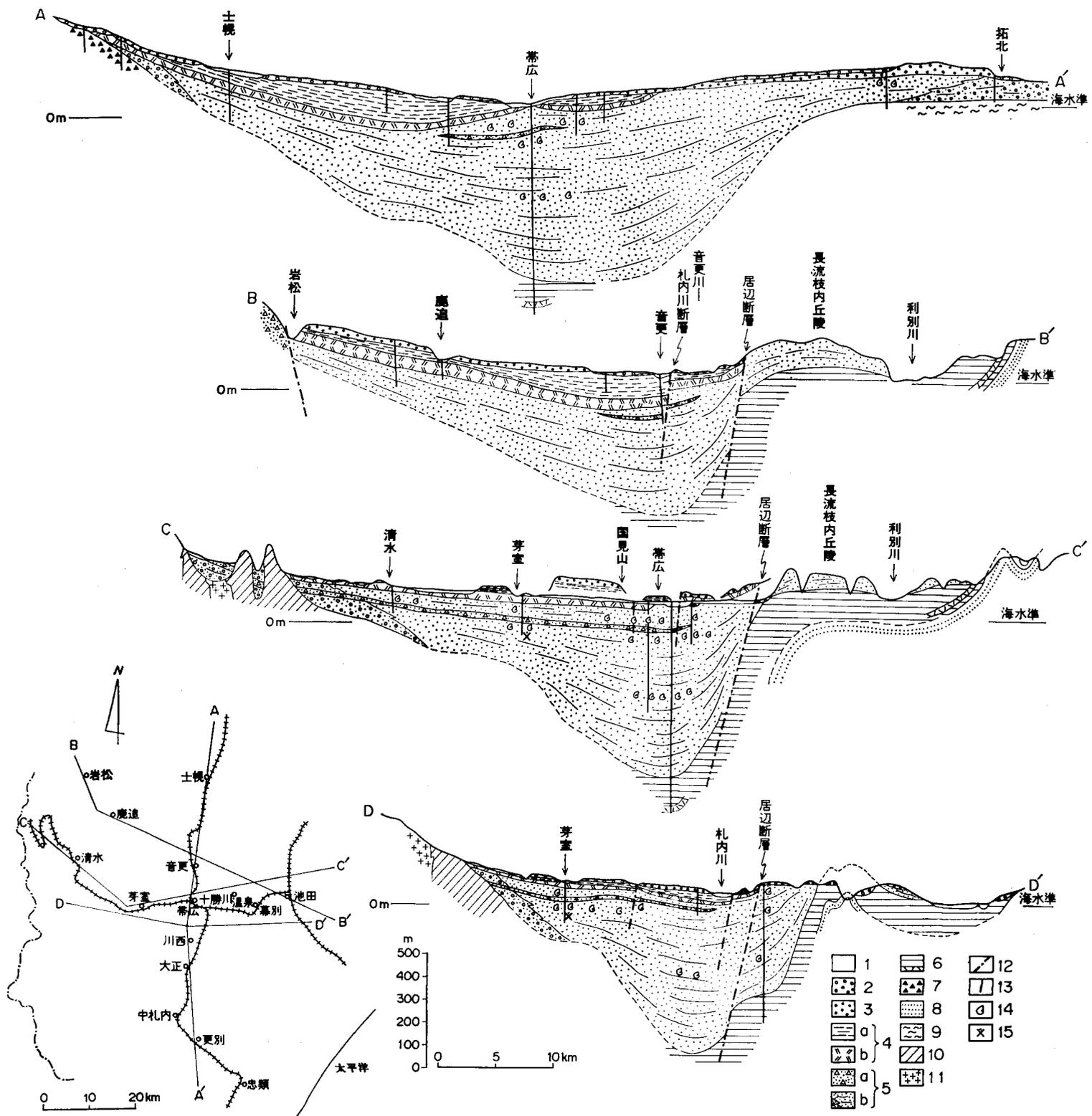
### IX. 1 十勝構造盆地の構造

十勝団研は、十勝平野の鮮新—下部更新統の研究を進め、鮮新世初頭に開始された特徴的な構造運動が、十勝平野の鮮新—前期更新世を通じて展開し、後期更新世ないし現在に引きつがれている構造運動であることを明らかにした(松井・山口, 1970; 松澤ほか, 1974; 松井ほか, 1975; 松井ほか, 1978a, b, c)。

すなわち、十勝平野の鮮新—下部更新統は、一連の十勝累層群として扱えられるものであり、その下—中部にあたる本別層—池田層を堆積した鮮新世の堆積盆(本別構造盆地, 池田構造盆地; 三谷, 1964)の基本的性格は、これを一部不整合におおい、西に中心を移動させた鮮新世末の長流枝内堆積盆(長流枝内構造盆地)、さらに同層と明らかな構造的不整合で接し、いっそう西に限られるに至った前期更新世の洪山層堆積盆(洪山層構造盆地)を通じて追跡される。中期更新世初頭には、光地園礫層・美蔓礫層などの厚い扇状地礫層が、十勝平野をおおうが、引き続き進行する構造運動によって、帯広を中心とする堆積盆(帯広構造盆地)を生み、現在へ引きつがれた(第35図)。



第35図 十勝構造盆地の構造発達史 (松井ほか, 1978a; 改編)



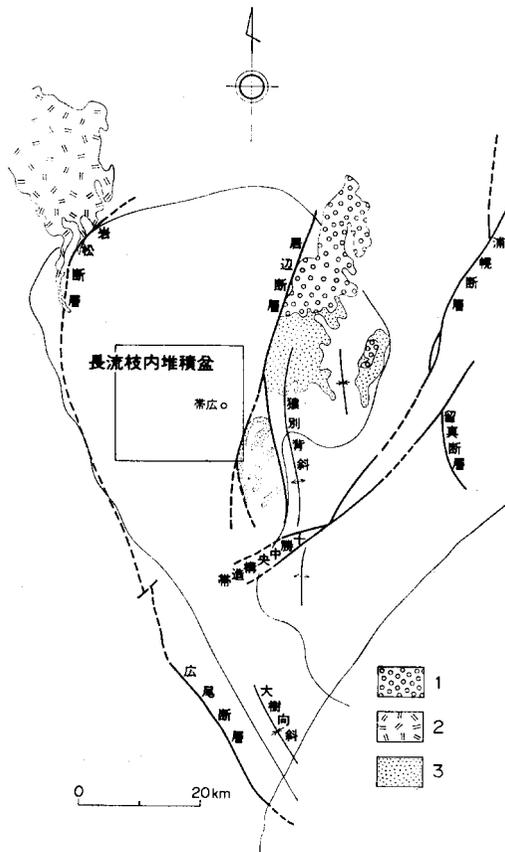
第36図 長流枝内堆積盆模式断面図 (松澤ほか, 1978a; 加筆改編)

1: 沖積面 2: 新期扇状地・段丘堆積物 3: 古期扇状地堆積物 4a: 浪山層主部 4b: 芽室凝灰岩層・屈足溶結凝灰岩層 5a: ベンケニコ溶結凝灰岩層 5b: 長流枝内層  
 6: 池田層 7: 足寄層 8: 糠内層 9: 大樹層 10: 日高栗層群 11: 花崗岩類 12: 断層 13: ボーリング位置及び深度 14: 貝化石 15: 椎骨化石 (1ルカ)

### IX. 1. 1 長流枝内構造盆地

北見一浦幌地壘（松井ほか，1978 c）の上昇運動の西への拡大が，豊頃丘陵の上昇運動・猿別背斜と一体となって，池田構造盆地の東部を上昇域に転化させたため，長流枝内堆積盆（長流枝内内湾）は，いっそう西へ押しやられる．鮮新世末には，この長流枝内内湾に海進が行われ，盆地東部では，池田層が不整合におおわれる．盆地西縁は，日高山脈東麓にまで達し，北西縁は，岩松断層で石狩山地の上昇域に接する．南は，大樹図幅地域の忠類一大樹付近に狭い湾口をもち，沈降域の中心は，土幌一帯広一更別付近に移った（第36図）．

長流枝内層は，本地域を含む構造盆地の中央部から西部にかけては，沈降しながら堆積を続けた厚さ700mに達する砂・シルト層を主体とする．上昇域に転じた東部は，本別層・池田層の礫層の再堆積と考えられる粗粒相からなり層厚も薄い．この両者は，幕別台地のほぼ中央部を北北西から南南東方向の地層の急立帯（幕別急立帯；十勝団研，1978）や，長流枝内丘陵と幕別台地の西縁を画する居辺断層（十勝団研，1978）で境される（第37図）．一方，南部では，長流枝内層堆積後，十勝中央構造帯（松井ほか，1978 c）の活動によって，長流枝内内湾の湾口は完全に閉ざされ，内陸盆地である洪山構造盆地を形成するに至る．その後もこの構造帯は，十勝構造盆地の骨組みを形成する要素の1つとして活動を



第37図 長流枝内堆積盆（松井ほか，1978c；一部加筆）

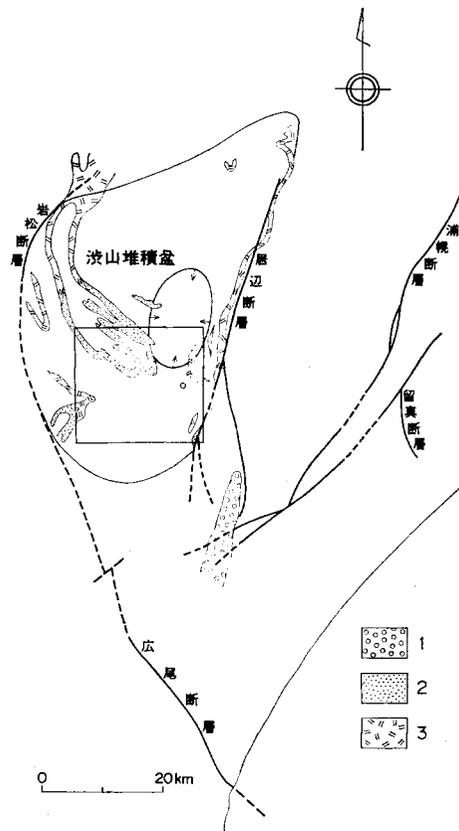
1：居辺山層 2：ベンケニコロ溶結凝灰岩層 3：長流枝内層 枠は本図幅地域

継続し現在に至っている。

### IX. 1. 2 渋山構造盆地

長流枝内構造盆地は、長流枝内層堆積後、その東部、長流枝内丘陵－幕別台地を結ぶ地域は、一転して上昇域に転ずる。こうして、さらに西へ押しせばめられた渋山構造盆地が誕生する。東縁は居辺断層で画され、西縁は北東－南南西方向を示す構造線・岩松断層で、北は石狩山地、南は十勝中央構造帯（宮坂ほか、1978）で画される。このように、渋山構造盆地は完全な内陸盆地の形態を示す。

渋山層の基底は、すでに述べたように、東部から中央部では芽登凝灰岩層、北西部から中央部にかけて屈足溶結凝灰岩層が堆積する。これらの火砕流堆積物は、その分布・層厚・溶結度の地域的变化などから、石狩山地、おそらくは然別川－糖平川上流域に源をもつ、黒雲母・石英の斑晶を多量に含む酸性の軽石流堆積物である。この上位には、厚薄の亜炭層を挟む、軽石流堆積物の二次堆積層が堆積して、音更町付近に中心をもつ内陸盆地－湿原が形成された（第38図）。



第38図 渋山堆積盆（松井ほか、1978c；一部加筆）

1：中里層 2：渋山層主部 3：芽登凝灰岩層・屈足溶結凝灰岩層 枠は本図幅地域

### IX. 1. 3 音更川—札内川断層

音更町北宝来付近を通る東西断面をみると、音更川左岸では、芽登凝灰岩層の上面が標高52mであるのに対して音更川を挟んで西の木野市街では標高15mに低下している。この落差は、北へ向って増大し、音更市街を通る東西断面では、西落ちの落差70mにも達する。上土幌礫層は、この構造谷を埋めて厚く堆積しており、この構造の活動が後期更新世に及んでいることを示している。この構造谷の南への延長は、十勝川をこえて、依田から大正図幅地域の中札内に至ることが、上札内I礫層の南南西から北北東に直線状に延びる狭長な厚い発達によって推定される。

一方、幕別台地西縁から依田にかけて、光地園礫層の基底の高度が、幕別台地西縁では標高85m前後を示し、依田の上札内台地への登り口では標高57mを示し、高度差28mに達する。これは、光地園礫層堆積後の居辺断層の活動を裏付ける。また、札内川を横断する東西断面でも、上札内台地と上帯広台地東縁では、光地園礫層の基底の高度に違いが認められる。すなわち、基底の標高は、上札内台地の東で57m、西で54m、上帯広台地の東で50m前後を示し、札内川に沿う西落ちの断層が推定される。上札内台地の東側では光地園礫層の上位に上札内I礫層はのらないが、西側では厚さ11mに達する上札内I礫層が発達している。

これらの事実から、中期更新世から後期更新世にかけて、居辺断層の活動とともにそれに平行して活動した、音更川—札内川を結ぶ構造線（音更川—札内川断層）が推定される（第39図）。

なお、帯広川に沿っても、渋山層の基底の高度、光地園礫層の基底の高度などから、音更川—札内川に沿う構造線と同様な性格の構造線が推定される。

### IX. 1. 4 美蔓台地の傾動的上昇

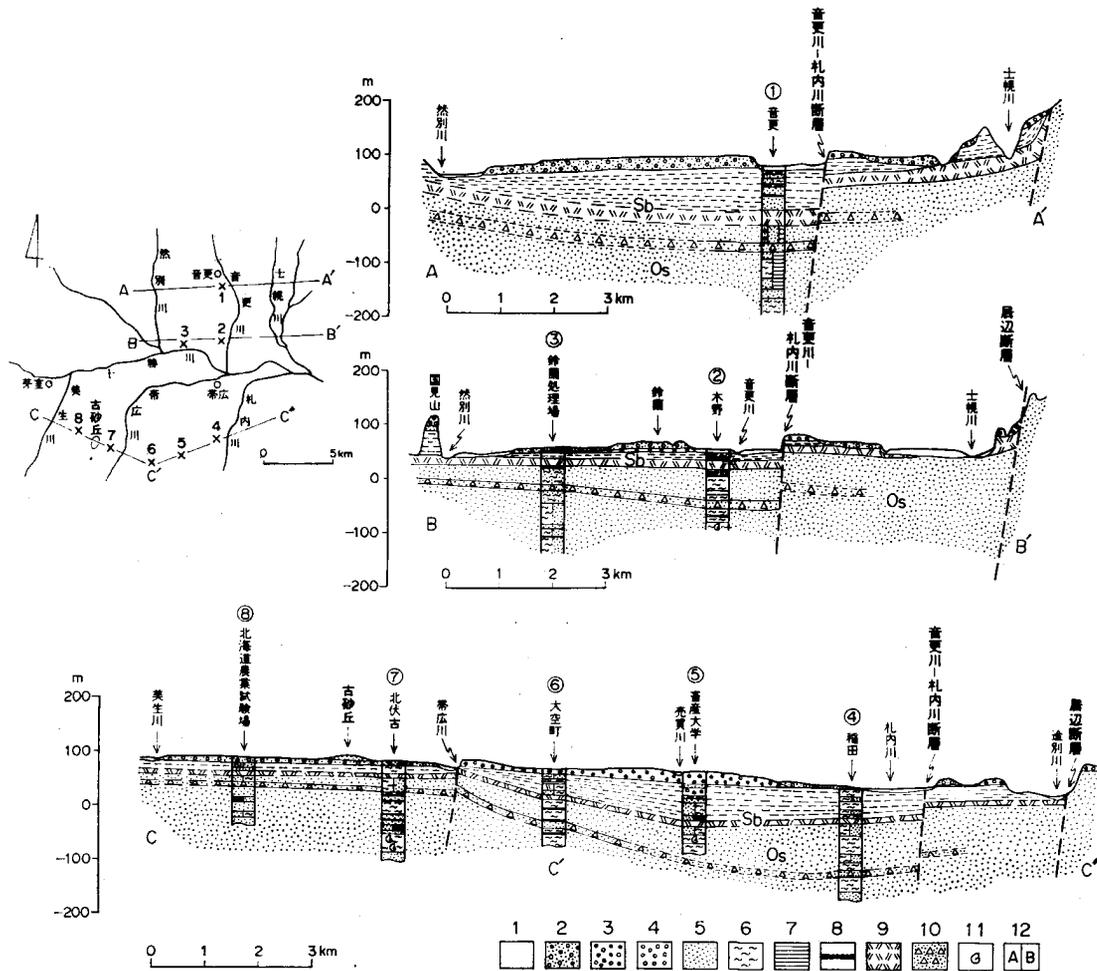
美蔓台地は、西へ大きく湾曲し、北部から中部にかけては北北西から南南東へ傾き、中部以南では北西から南東方向へ緩く傾斜する。本地域を含む台地南東端での標高は120m前後を示すが、扇頂部の鹿追町然別付付近では標高420mに達する。ここでは、東縁、西縁は急峻な崖を形成し、十勝川と比高120m前後、然別川と比高80m前後を示し、末端部の現河床との比高60mに比べ著しく大きい。面を刻む河川は、一般に面の傾きと同一方向の流路で長い深い谷を刻む。しかし、北部の西縁には、崖と直交する東西方向の流路の短かい小沢が深い谷を刻んでいる。

これらの諸事実は、美蔓面形成後、美蔓台地は、西あがりの傾動を示すとともに、南部に比べ北部が大きい上昇運動を継続していることを示唆している。

## IX. 2 十勝構造盆地の変遷

本地域を含む十勝平野には、すでに述べたように、北見—浦幌地壘に沿う北北東—南南西の延長を示し、十勝中央構造帯を南限とする、いくつもの構造盆地が形成された。

鮮新世末には、池田構造盆地の西に、沈降の中心を帯広盆地に移動した内湾性の長流枝内堆積盆が形成された。この内湾は浅海—汽水—淡水相を繰り返す厚い堆積物によって埋積される。前期更新世には、長流枝内丘陵・幕別台地の上昇と十勝中央構造帯の活動によって、長流枝内堆積盆の西半分は渋山堆積



第39図 音更川と札内川をよぎる東西断面 (松澤ほか, 1978c; 加筆改筆)

1: 扇状地・段丘堆積物 2: 上土幌層・上札内I層 3: 古期扇状地層 4: 礫 5: 砂 6: シルト 7: 粘土 8: 亜炭 9: 芽登礫灰岩層・屈足結核灰岩層 11: 貝化石 12: AとBの互層 ④: 音更町市街を通る東西断面 ⑤: 木野市街を通る東西断面 ⑥: 帯広畜産大学を通る東西断面

盆地（内陸盆地）が形成された。この内陸盆地に酸性の軽石流堆積物が流入して盆地を埋め、引き続いて泥炭を挟む軽石質砂礫粘土層で埋積されて帯広盆地（内陸湿原）の原形が形成された。中期更新世初頭には、日高山脈南部と石狩山地の上昇によって、古期扇状地礫層が帯広盆地を埋めつくした。十勝構造盆地は、これ以降、このような大規模な礫層の堆積を一度も行っていない。わずかに認められるのは、極めて限られた構造的凹地を埋積している扇状地礫層にすぎない。広く発達する地形面は、ほとんどこれらの扇状地礫層を削った削剥面である。後期更新世には、寒冷気候の指示者である周氷河現象が形成される。ここでは、総括的にいくつかの段階をおって地史を概観する。

### IX. 2. 1 長流枝内内湾の時代（鮮新世後期）

鮮新世末に、池田構造盆地の東縁地域が上昇域に転化したことによって、沈降軸が西へ移動し、十勝構造盆地の中央部から西部に広がる長流枝内内湾が形成された。この長流枝内内湾に堆積した長流枝内層は、浅海—汽水—淡水相を繰り返す地層である。東縁部にあたる長流枝内丘陵・幕別台地では、池田層を不整合におおって粗粒相が薄く堆積し、本地域を含む帯広盆地下では、厚い細粒層が堆積する。

このような長流枝内層の化石群集の特徴は、①特徴ある絶滅種、*Acila gottschei*, *Pseudamiantis tauyensis*（中新世—鮮新世）、*Spisula kurikoma*, *Soletellina minoensis*（中新世）を含むこと、②下部に暖流系種、*Umbonium costatum*, *Lucinoma annulata*などを産すること、③全体として寒流系現生種が卓越することであり、本別層あるいは池田層のものと差違が認められる。花粉化石にみられる古気候は、一連の寒冷気候のなかでも、一部にやや *Picea* が減少し、*Abies*, *Betula* が増加し、幾分温暖化した時期が含まれている。このように、長流枝内層の気候変化は、貝化石及び花粉化石の内容から、池田層上部の寒冷化に引き続く、海水温及び気候の寒冷—温暖の繰り返しが示される。一方、長流枝内層の凝灰質シルト層の古地磁気は、不安定微弱ながらも逆帯磁を示し、本層に夾在する（十勝川上流域からこの構造盆地の北西部—中央部に流入した、酸性火砕流であるペンケニコロ溶結凝灰岩層も）逆帯磁を示すなど、全体に逆帯磁が優位な時代である。また、長流枝内堆積盆の北東部では、長流枝内層は、K-Ar年代が  $1.70 \pm 0.16 \text{ m. y.}$  を示す黒曜石礫を含む居辺山層に不整合におおわれている。

以上の諸費料から、長流枝内内湾の時代は Matuyama Reversed EpochのOlduai event より古く、Reunion event を挟む時期、すなわち鮮新世末と推定される。

### IX. 2. 2 渋山内陸盆地の時代（前期更新世）

渋山層は、長流枝内構造盆地の東部の上昇によって、西に押しせばめられた内陸盆地・渋山構造盆地を埋めて堆積した陸成層である。

然別川—糖平川上流地域に源をもつと推定される黒雲母・石英の斑晶に富む酸性軽石流堆積物を主体とした、屈足溶結凝灰岩層・芽登凝灰岩層が渋山層の基底層として長流枝内層を不整合におおい、さらに、その二次堆積層を主体とする凝灰質砂・シルト層に、厚薄の亜炭層及び軽石礫を頻りに挟む陸成層（渋山層主部）が堆積し湿原を形成する。

渋山層の花粉化石及び植物化石が示す古気候は、上下を通じて *Larix* が認められず、上部に向って、*Picea*, *Menyanthes* が増加する傾向を示すが、この時期が顕著な寒冷期でなく、下位の長流枝内層上

部に比べると、やや温暖化したと推定される。一方、屈足溶結凝灰岩層・芽登凝灰岩層の示すK-Ar年代は、おおよそ1.2-0.75 m. y. の値を示し、これらの軽石流堆積物の磁化方位は正帯磁を示している。さらに洪山層上部に夾在する凝灰岩層の磁化方位も正帯磁の傾向を示す。西土狩の凝灰質シルト層から産する、樹幹のアセチルプロマイド残存率による年代は、 $34 \times 10^4$ 年及び $97 \times 10^4$ 年という値を示している<sup>11)</sup>。

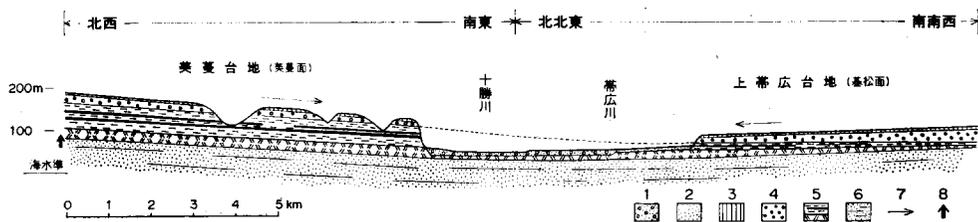
以上の諸資料から洪山内陸盆地の時代は、Jaramillo event を含む前期更新世後期の長流枝内内湾の時代より、やや温暖化した時代と考えられる。

### IX. 2. 3 光地園・美蔓扇状地及び削剝地形形成の時代（中期更新世以降）

光地園礫層によって構成される光地園扇状地は、十勝構造盆地の南端部から中央部にかけて分布する。一方、美蔓礫層によって構成される美蔓扇状地は、北端部から中央部にかけて分布する。この広大な扇状地は、本地域の上帯広台地北端の礫種構成資料（第15図）が示すように、帯広付近で合体する。この古期扇状地礫層によって洪山構造盆地は埋められ、新たに帯広構造盆地が誕生する。

帯広構造盆地は、長流枝内構造盆地、洪山構造盆地が、その中心部に大きい沈降運動を示す厚い堆積物によって埋積されたのと違って、ほとんどみるべき沈降運動を示していない。すなわち、本地域南部に拡がる光地園礫層の層厚は周縁部に向って厚く、扇端部では地表に洪山層があらわれている。さらに、北部の美蔓台地では、美蔓礫層の基底面は光地園礫層のそれより高い（第40図）。このように、光地園美蔓礫層形成後は、帯広構造盆地中心部の沈降運動を示す事実は認められない。したがって、この盆地は、日高山脈・石狩山地・十勝中央構造帯・長流枝内丘陵及び幕別台地の上昇による相対的低地として、前期更新世末ないし中期更新世初頭に形成された。

音更川左岸に発達する北居辺礫層は、音更川上流域では、音更川の削剝から取り残されて、南北方向に広い分布を示す。この分布域は、長流枝内丘陵と美蔓台地剝瓜幕台地間の北北東から南南西の直線的な構造凹地に限られている。一方、南部十勝地域に限って、光地園礫層を削って十勝中央構造帯南部からその西側に東北東に延びる礫層・幕別扇状地礫層が堆積している（小坂ほか、1978）。光地園礫層・美蔓礫層堆積後の、このように限られた分布を示す扇状地礫層の発達には、堆積の場の構造的位置に規制されるだけでなく、これらの礫層を供給した帯広盆地縁及び北、南縁の山地の上昇を示している。すなわち、光地園礫層・美蔓礫層の形成から北居辺礫層・幕別扇状地礫層の形成の間に、石狩山地の上昇



第40図 光地園礫層と美蔓礫層の基底の高度

- 1: 現河床堆積物 2: 札内川IIb面堆積物 3: 美蔓面・基松面堆積物 4: 光地園礫層と美蔓礫層 5: 洪山層  
6: 長流枝内層 7: 礫の運搬方向 8: 美蔓台地の相対的上昇量

11) 新潟大学白井健裕博士の私信による。

域はやや東へ移動し、日高山脈の上昇域は南部から中央部に移ったことを示すと考えられる。

本地域南部には、すでに述べたように、全域的拡がりを示して分布する光地園礫層を削って、基松面・上札内Ⅰ面・上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面などの地形面が発達している。これらの地形面は、部分的に薄い礫層を堆積するものの、基本的には光地園礫層の削剥面である。これらの地形面を隣接する大正図幅地域へ追跡すると、札内川の支流の戸蔦別川が、北西から南東へ流路を移動させながら下刻を続け、北から南へ階段状に上札内Ⅰ面、上札内Ⅱa面、上札内Ⅱb面を残している。これは、日高山脈北部の上昇が反映されたものであろう。

後期更新世に入ると、音更川-札内川断層に沿って、帯広盆地の北と南から上土幌礫層・上札内Ⅰ礫層が構造凹地を埋めて堆積する。この礫層を削って、新期扇状地・段丘面が形成される。

このように、本地域が、その中央部に位置する構造盆地は、鮮新世-前期更新世の構造運動の諸特徴-長流枝内丘陵・幕別台地の上昇、居辺断層の活動、十勝中央構造帯の活動-に加えて、石狩山地の上昇域の東への移動、日高山脈の南部→中部→北部への差動的上昇、音更川-札内川断層にみられる活構造などに規制されている。すなわち、光地園礫層・美蔓礫層の大量の堆積以降は、構造的凹地に局所的に堆積した北居辺礫層・幕別扇状地礫層、上土幌礫層・上札内Ⅰ礫層のほかは、見るべき礫層の形成は行われず、これら旧・新の礫層を削剥して多くの古期・新期の地形面が形成された。

#### IX. 2. 4 寒冷気候下の帯広盆地（後期更新世-現世）

十勝平野がウルム氷期を通じて、著しい寒冷気候下にあったことは、十勝団研の一連の研究によって明らかにされている（木村ほか、1970、1972、1978；大江・小坂、1972；野川ほか、1972、1978；星野・小坂、1978；十勝団研、1978）。

上土幌礫層・上札内Ⅰ礫層の形成後現河床礫形成まで、本地域には、堆積地形面の発達はみられなく、上札内Ⅱa面・駒場面、上札内Ⅱb面・大和面はいずれも、より古い扇状地面・段丘面の削剥面である。Spfa 1 堆積の時期を転機に、ウルム氷期中-後期の寒冷乾燥気候が卓越する。Spfa 1 をおおって安定した分布を示す褐色ローム層、En-aをおおって分布するボール状ローム層の形成期は、やや温暖な時期・亜間氷期を示すものであろう（第10表）。

本地域に分布するSpfa 1 は、分布の中心軸から離れているため、南部十勝地域にみられるSpfa 1 古砂丘（木村ほか、1972、1978；松井ほか、1974；帯広市教育委員会、1978）は認め難い。しかし、祥栄でみられるように、後Spfa 1 -前En-aの間に数回のインボリューションが形成されており、また、川西では、クラックの発達した褐色ローム層堆積後、En-a堆積前の限られた時期に礫の示差的上昇（構造土形成）が認められる。このインボリューションや構造土形成の時期は、南部十勝のSpfa 1 古砂丘形成の時代、 $^{14}\text{C}$ 年代で $28,750 \pm 1,840$ 年B. P. (GaK-7080；帯広市教育委員会、1978)と $23,500 \pm 800$ 年B. P. (GaK-3260；藤山・田沼、1972)からEn-a堆積前に対比される。

En-aの堆積後の寒冷荒原・古帯広砂漠の時代は、En-a降下直後のEn-a古砂丘1形成（15,000±400年B. P.）にはじまり、休止期（13,100±1,200年B. P.）を挟んで、En-a古砂丘2が形成され、それをおおうボール状ローム形成（11,940±240年B. P.）以前に終了したことが明らかである。En-aが砂丘砂として、大きく移動を続けて砂丘を形成していた寒冷な時代に比べて、その休止期及び停止期の堆積

第10表 更新世後期以降の地史

地質時代		<sup>14</sup> C年代(年B.P.)	堆積物	テフラ	寒冷指標 ( )は 本図幅地域外
完新世		(1667年A.D.) 2,020 ± 90 3,240 ± 110 4,540 ± 105	中札内面堆積物	Ta-b To-c <sub>1</sub> ・c <sub>2</sub>	・芝塚；帯広畜産大学の西 (永久凍土) ・(永久凍土中の木片：十勝三又十三の沢)
		8,940 ± 160		Ta-d	
更新世後期	ウルム氷期第Ⅳ亜氷期	11,410 ± 440 11,940 ± 240	上札内Ⅱb面・大和面堆積物	ソフトローム	・インボリューション；北芽室 ・インボリューション；祥栄
				ボール状ローム	
	アレレード亜間氷期	13,100 ± 1,200	上札内Ⅱa面・駒場面堆積物	褐色ローム	En-a 古砂丘終止
	旧期ドリヤス期			En-a 古砂丘2	
	ベーリング亜間氷期			砂丘形成休止期	
	最古期ドリヤス期 (W <sub>v</sub> )	15,000 ± 400 15,800 ± 400	上札内Ⅰ面堆積物	En-a	En-a 古砂丘1
	ウルム氷期第Ⅲ亜氷期 (W <sub>III</sub> )	23,500 ± 800 22,230 ± 1,440 25,500 ± 1,200			クラックローム
	ウルム氷期第Ⅱ亜氷期	28,750 ± 1,840 25,290 ± 2,080	上札内Ⅰ面堆積物		(Spfa 1 古砂丘終止)
					Wh <sub>1</sub> /Wh <sub>2</sub>
	ウルム氷期第Ⅱ亜氷期	32,200 <sup>+4,300</sup> <sub>-2,700</sub>		Spfa 1 Spfa 2 Spfa	・インボリューション；祥栄・依田

(小坂ほか, 1979；一部加筆)

(最下段の Spfa を Sapa に訂正)

(大学の西を大学の構内に訂正)

物である褐色ローム層及びボール状ロームの形成は、やや冷涼な気候を示すといえる。<sup>14</sup>C年代によれば、古砂丘1形成は、最古期ドリヤス (Oldest Dryas) 期、休止期はベーリング (Bölling) 亜間氷期、古砂丘2形成期は旧期ドリヤス (Older Dryas) 期、休止期はアレレード (Alleröd) 亜間氷期に対比される。ボール状ロームの堆積とほぼ同時期と考えられる上札内Ⅱb面・大和面の形成は、アレレード亜間氷期の可能性が大きい。

北芽室のインボリューションは、Ta-d 降下前の更新世最末期の寒冷期を代表する。

中札内面・音更面の形成は、ソフトロームの形成、Ta-dの降下 (8,940±160年B.P.) に引き続く温暖期に対比される。

帯広畜産大学構内の芝塚・十勝坊主に示される寒冷期は、To-C降下後、Ta-b降下前であって、<sup>14</sup>C年代で、2,020±90年B.P. ないし3,240±110年B.P. から1,667年A.D. の間と推定される。

## X. 応用地質

本地域における資源としては、かつて十勝炭鉱で稼行された、洪山層主部に夾在する亜炭と、地表下

700 mから1000 mにかけて湧出する温泉、及び骨材の対象となる上札内 I 礫層及び沓監原堆積層の玉石・砂利などがある。

## X. 1 亜 炭

渋山層主部には、亜炭層を数層夾在する。旧十勝炭鉱で嫁行された炭層は、長尾（1958）の調査報告から推定すると、渋山層の模式地の西士狩付近に発達する最も厚い亜炭層に対比される。この亜炭層の炭丈は70-90cmでかなり連続している。しかし、他の亜炭層は10-20cmと薄く膨縮が著しい。

炭質は、日本工業規格による炭質区分によると、褐炭（F<sub>2</sub>）に属する。亜炭層には、草質炭と木質炭がみられ、下半分に夾在する亜炭層に木質炭が多い。工業分析（日本鉱産誌V-a, 1960）の結果は第11表のとおりである。なお、採掘したままの状態では、水分含量は40%前後である。旧十勝炭鉱の炭量は、長尾（1958）によって、1,753,000 tと推定されている。

旧十勝炭鉱の鉱区は、国見山自然観察教育林に指定されているほか、農耕、植林などに使用されている。自然環境保護の立場、炭量・品位などを勘案すると、今後、エネルギー資源の見直しが問われても、稼行の見直しは乏しい。

第11表 十勝炭産石炭工業分析表

水分 (%)	灰 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	発熱量 (kcal/kg)	補正純炭発熱量 (kcal/kg)	JIS 炭質区分
16.31	12.57	46.50	25.62	4,230	5,948	F <sub>2</sub>

(日本鉱産誌V-a, 1960)

## X. 2 温 泉

帯広市の東方に十勝川温泉がある。近年、本地域内でも、探度 700 mから1,200 mに達する温泉試掘<sup>12)</sup>が行われ、湧出量 1 時間に600-1000 L、温度40.5-44.5℃の自噴泉が得られている。北海道衛生研究所鉱泉課の資料による分析値を第12表に示す。この表に示すように、泉質は大別して、単純硫黄温泉（第12表1）と単純温泉（第12表2）の2種類である。

帯広市を中心とする温泉試掘 1-4 では、地下増温率はいずれも100 mについて 4℃で、木野市街北の温泉試掘 5 では、深度1,180 mで地中温度57℃に達し、この増温率より高い値を示している。

## X. 3 骨 材

十勝川及び札内川両水系の沓監原堆積層は、骨材として良質の玉石・砂利が大量に分布し、現在、本地域を中心に土木建築工用及び道路敷石用として採取されている。

昭和53年度の北海道開発局帯広開発建設部管理課の資料によれば、両水系の国営管理区域における砂利掘削可能量及び採取可能総量は第13表のとおりである。

12) 試掘（1-5）の位置は地質図に示してある。

第12表 温泉ボーリング1及び2の含有成分

1. 含有成分及びその分量 (1 kg 中に含有する分量)

カチオン		ミリ グラム	ミリ パーセント	ミリバ ール%	アニオン		ミリ グラム	ミリ パーセント	ミリバ ール%
水素イオン	H <sup>+</sup>	.	.	.	クロールイオン	Cl <sup>-</sup>	23.75	0.6698	12.44
カリウムイオン	K <sup>+</sup>	3.16	0.0808	1.50	ヒドロ硫酸イオン	HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	.	.	.
ナトリウムイオン	Na <sup>+</sup>	107.4	4.671	86.77	硫酸イオン	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.782	0.0163	0.30
アンモニウムイオン	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	.	.	.	ヒドロ磷酸イオン	HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.250	0.0052	0.10
カルシウムイオン	Ca <sup>2+</sup>	7.238	0.3612	6.71	ヒドロ砒酸イオン	HASO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.002	0.0000	0.00
マグネシウムイオン	Mg <sup>2+</sup>	0.219	0.0180	0.33	ヒドロ炭酸イオン	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	280.4	4.595	85.36
亜鉛イオン	Zn <sup>2+</sup>	なし	.	.	炭酸イオン	CO <sub>2</sub> <sup>2-</sup>	.	.	.
フェロイオン	Fe <sup>2+</sup>	0.030	0.0011	0.02	水酸イオン	OH <sup>-</sup>	.	.	.
フェリイオン	Fe <sup>3+</sup>	.	.	.	水硫イオン	HS <sup>-</sup>	0.267	0.0081	0.15
銅イオン	Cu <sup>2+</sup>	なし	.	.	弗素イオン	F <sup>-</sup>	0.050	0.0026	0.05
マンガンイオン	Mn <sup>2+</sup>	0.173	0.0063	0.12	チオ硫酸イオン	S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	4.830	0.0860	1.60
アルミニウムイオン	Al <sup>3+</sup>	2.200	0.2447	4.55			.	.	.
鉛イオン	Pb <sup>2+</sup>	なし	.	.			.	.	.
計		120.4	5.383	100.00			310.3	5.383	100.00
通 計		430.7 ミリグラム							
非 電 解 質		ミリグラム		ミリモル					
メタ珪酸	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	81.64		1.046					
メタ硼酸	HBO <sub>2</sub>	6.350		0.1449					
合 計		518.7 ミリグラム							
遊離炭酸	CO <sub>2</sub>	なし		.					
遊離硫化水素	H <sub>2</sub> S	0.048		0.0018					
総 計		518.7 ミリグラム							
そ の 他		水銀：検出せず							

温泉ボーリング深度 750 m

(北海道立衛生研究所分析資料, 1976)

両水系の氾濫原において、昭和49年-53年の5カ年間に採取された砂利量は、次のとおりである。

水 系	砂利採取量 (国有・民有地合計)
十勝川上・下流	4,077,979m <sup>3</sup>
札内川	1,172,131m <sup>3</sup>

とくに札内川水系の砂利は、上流域に分布する日高帯の変成岩、深成岩類に由来しており、見かけの比重 2.68±0.02 (礫径25 mm)、2.70±0.02 (礫径40 mm)、(宇部生コンクリートK. K. 調べ) と高く、骨材としての品質は極めて良好なものである。

札内川水系では、このほか、上札内 I 礫層の分布地域、とくに上札内台地北端部の依田付近で、この礫層の礫を骨材として採取している。

2. 含有成分及びその分量 (1 kg 中に含有する分量)

カチオン		ミリ グラム	ミリ パーセント	ミリバ ール%	アニオン		ミリ グラム	ミリ パーセント	ミリバ ール%
水素イオン	H <sup>+</sup>	.	.	.	クロールイオン	Cl <sup>-</sup>	37.59	1.062	12.65
カリウムイオン	K <sup>+</sup>	5.95	0.1522	1.81	ヒドロ硫酸イオン	HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	.	.	.
ナトリウムイオン	Na <sup>+</sup>	70.4	3.061	36.46	硫酸イオン	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	4.939	0.1028	1.22
アンモニウムイオン	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	.	.	.	ヒドロ磷酸イオン	HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.410	0.0085	0.10
カルシウムイオン	Ca <sup>2+</sup>	33.23	1.658	19.75	ヒドロ砒酸イオン	HAsO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.004	0.0001	0.00
マグネシウムイオン	Mg <sup>2+</sup>	14.12	1.161	13.83	ヒドロ炭酸イオン	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	439.7	7.206	85.83
亜鉛イオン	Zn <sup>2+</sup>	0.062	0.0019	0.02	炭酸イオン	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	.	.	.
フェロイオン	Fe <sup>2+</sup>	1.309	0.0469	0.56	水酸イオン	OH <sup>-</sup>	.	.	.
フェリイオン	Fe <sup>3+</sup>	.	.	.	水硫イオン	HS <sup>-</sup>	0.450	0.0136	0.16
銅イオン	Cu <sup>2+</sup>	なし	.	.	弗素イオン	F <sup>-</sup>	0.063	0.0033	0.04
マンガンイオン	Mn <sup>2+</sup>	2.088	0.0760	0.90			.	.	.
アルミニウムイオン	Al <sup>3+</sup>	20.13	2.239	26.67			.	.	.
鉛イオン	Pb <sup>2+</sup>	なし	.	.			.	.	.
計		147.3	8.396	100.00			483.2	8.396	100.00
通 計		630.5 ミリグラム							
非 電 解 質		ミリグラム		ミリモル					
メ タ 珪 酸	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	55.71		0.7135					
メ タ 硼 酸	HBO <sub>2</sub>	なし		.					
合 計		686.2 ミリグラム							
遊 離 炭 酸	CO <sub>2</sub>	12.20		0.2772					
遊 離 硫 化 水 素	H <sub>2</sub> S	0.126		0.0037					
総 計		698.5 ミリグラム							
そ の 他		水銀：検出せず							

温泉ボーリング深度 1,000 m

(北海道立衛生研究所分析資料, 1978)

第13表 骨材掘削可能量と採取可能総量

水 系	掘削可能量	採取可能総量
十勝川上流 (札内川合流点より上流)	10,755,000 m <sup>3</sup>	2,342,000 m <sup>3</sup>
十 勝 川 下 流	21,172,000 m <sup>3</sup>	0 m <sup>3</sup>
札 内 川	8,170,000 m <sup>3</sup>	1,318,000 m <sup>3</sup>

(帯広開発建設部管理課, 1978)

## 文 献

- 秋葉 力・古川 昭・田中伸明 (1978) 光地園面の白粘土. 地団研専報, no. 22, p. 308-311.  
———・木崎甲子郎・宮坂省吾・紺谷吉弘 (1975) 5万分の1地質図幅「上豊似」及び同説明書.  
北海道立地下資源調査所, 48p.
- 地質調査所 (1960) 主として燃料となる鉱石. 日本鉱産誌V-a, p. 225-231.
- 藤山広武・近堂祐弘・田中 実・高倉裕一・川名淳二・伊藤建夫・大槻日出男 (1978) 上似平の地形  
と地質. 上似平遺跡, 帯広市教育委員会, p. 8-16.  
———・田沼 穰 (1972) 十勝平野に分布する内陸古砂丘の<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年  
代 (72) ——. 地球科学, vol. 26, p. 136-137.
- 橋本誠二 (1954) 5万分の1地質図幅「御影」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 36 p.
- 橋本 亘 (1955) 十勝支庁管内の地質及び地下資源. 十勝総合開発促進期成会, 53 p.
- 北海道火山灰命名委員会 (1972) 北海道の火山灰分布図. 北海道火山灰命名委員会.
- COMITTEE on NOMENCLATURE of the PYROCLASTIC DEPOSIT in HOKKAIDO (1974) Distribution of  
the Late Quarternary Pyroclastic Deposit in Hokkaido, Japan. *Miscellaneous publication  
of the Hokkaido national agricultural experiment station.*
- 星野フサ・小坂利幸 (1978) 鮮新統・更新統の花分析. 地団研専報, no. 22, p. 275-291.
- 本間睦美 (1980) いわゆる“長流枝内層”と“池田層”の関係について. 地質学年87年学術大会講演  
要旨, p. 69.
- IGARASHI, Y. (1976) The first clod phase during Pilo-Pleistocene time in Hokkaido. *Jap.  
Jour. Geol. Geogr.*, vol. 82, p. 337-344.
- 石狩低地帯研究会 (1965) 石狩平野における支笏降下軽石堆積物の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, no. 81, p. 12.
- 貝塚豪平 (1955) 十勝国南部の洪積火山灰について. 北海道第四紀研究会連絡紙, no. 5, p. 2-8.  
——— (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.
- KANEOKA A. and SUZUKI, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from  
Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, no. 76, p. 309-313.
- 柏原 信 (1970) 野幌丘陵南部における低位段丘堆積物の<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (58)  
——地球科学, vol. 24, p. 149-150.
- 春日井昭・秋葉 力・近堂祐弘・小坂利幸・松井 愈・松澤逸己・佐藤博之 (1978) 降下火砕堆積物.  
地団研専報, no. 22, p. 193-214.  
———・木村方一・小坂利幸・松澤逸己・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.
- 勝井義雄 (1959) 支笏降下軽石堆積物について. 火山, Ser. 2, vol. 2, p. 33-48.
- 菊地晃二 (1970) 北海道十勝地方の土壌分類試案. ペドロジスト, vol. 14, p. 2-15.
- 木村方一 (1975) 十勝地方から発見された鯨化石. 郷土十勝, no. 11, p. 1-11.

- 木村方一 (1978) 十勝平野の長流枝内層産クジラ化石. 地団研専報, no. 22, p. 265-273.
- ・藤山広武・近堂祐弘・近藤鍊三・佐瀬 隆・大槻日出男 (1972) 十勝平野の内陸に分布する古砂丘について (第II報). 第四紀研究, vol. 11, p. 161-170.
- ・近堂祐弘・近藤鍊三・藤山広武・田中 実・大槻日出男・佐瀬 隆・田沼 穰・佐々木誠一 (1978) 十勝平野の古砂丘. 地団研専報, no. 22, p. 312-333.
- ・大槻日出男・近堂祐弘・近藤鍊三・佐々木誠一・佐瀬 隆・田中 実・田沼 穰・藤山広武 (1970) 十勝平野の内陸に分布する古砂丘について (第I報). 第四紀研究, vol. 9, p. 41-50.
- ・帯広柏葉高校地学研究部 (1973) 北海道十鹿地方の下部長流枝内層から鯨化石の発見. 地球科学, vol. 22, p. 206-208.
- 小久保公司・田中 実 (1975) 十勝平野北部に分布する火山噴出物層の古地磁気について. 「安定総研」研究連絡誌 第2号, p. 13-17,
- 近藤鍊三・近堂祐弘 (1972) 洪積火山灰砂丘上の古土壌について. 土壤肥科学会講演要旨集, no. 18
- p. 99.
- 近堂祐弘・近藤鍊三 (1975) 恵庭古砂丘の古土壌の<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (106) —— . 地球科学, vol. 29, p. 100-101.
- ・———・小林進介・木曾誠二 (1978) 降下火砕堆積物の粘土鉱物. 地団研専報, no. 22, p. 293-307.
- 国府谷盛明・松井公平・土屋 篁 (1969) 5万分の1地質図幅「新得」及び同説明書. 北海道開発庁, 27 p.
- 小坂利幸・松井 愈・秋葉 力・春日井昭・木村方一・野川 潔・笹島征士郎・近堂祐弘・藤山広武・目黒英明・藤田郁男 (1978) 十勝平野の中期更新世以降の地形と地質. 南部—中央部十勝地域. 地団研専報, no. 22, p. 115-141.
- ・———・木村方一・紺谷吉弘・野川 潔・春日井昭・近藤鍊三・藤山広武 (1979) 大正地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅). 地質調査所, 60 p.
- 松井 愈・秋葉 力・瀬川秀良・松澤逸巳・小坂利幸・木村方一 (1978 a) 中期更新世以降の構造運動と地史. 地団研専報, no. 22, p. 203-245.
- ・松澤逸巳・山口昇一 (1970) 十勝平野の前期洪積統——長流枝内層について——. 第四紀研究, vol. 9, p. 123-127.
- ・野川 潔・小坂利幸 (1978 b) 十勝平野の地形と地質. 地団研専報, no. 22, p. 107-114.
- ・佐藤博之・小坂利幸・宮坂省吾・笹島征士郎・秋葉 力・右谷征靖・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, 69 p.
- ・山口昇一 (1970) 北海道・十勝平野の前期更積層. 1970年第四紀学会シンポジウム“前期洪積世の諸問題”資料, p. 36-38
- ・———・松澤逸巳・木村方一・宮坂省吾 (1975) 十勝平野の下部洪積統. 地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 417.
- ・———・———・宮坂省吾 (1978 c) 鮮新世—前期更新世の構造運動——十勝構造盆地

- の誕生と発展——. 地団研専報, no. 22, p. 96-104.
- 松澤逸巳・春日井昭・山口昇一・田中 実・小久保公司 (1974) 十勝平野・前期洪積世の堆積盆の変遷. 地質学会第81年学術大会講演要旨, p. 55.
- ・小坂利幸 (1972) 恵庭b降下軽石堆積物直上の炭化細片の<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (71) ——. 地球科学, vol. 26, p. 84-85.
- ・松井 愈・小林保彦・山口昇一・宮坂省吾・田中 実・小久保公司・春日井昭・木村方一 (1978a) 十勝累層群上部, 長流枝内層と居辺山層. 地団研専報, no. 22, p. 40-61.
- ・右谷征靖・川添 熙・春日井昭・木村方一・野川 潔・松井 晋 (1978 b) 十勝平野の中期更新世以降の地形と地質, 北部十勝地域. 地団研専報, no. 22, p. 142-161.
- ・山口昇一・松井 愈・小林保彦・田中 実・小久保公司・春日井昭・木村方一 (1978 c) 十勝累層群最上部, 洪山層と中里層. 地団研専報, no. 22, p. 63-70.
- 右谷征靖・松澤逸巳・木村方一 (1973) 十勝平野北部の洪積世テフラについて. 第四紀学会講演要旨集, 2, p. 17
- 三谷勝利 (1964) 北海道主部における鮮新世の層序と造盆地運動について. 北海道立地下資源調査所報告, no. 32, p. 1-38.
- ・小山内熙・橋本 亘 (1958) 5万分の1地質図幅「足寄太」及び同説明書. 北海道開発庁, 27p.
- 宮坂省吾 (1970MS) 十勝南部新第三系の堆積学的研究とその構造発達史. 北大理学研究科修士論文.
- ・菊地昂哉 (1978) 新第三紀における日高変成帯の上昇運動. 地団研専報, no. 21, p. 139-153.
- ・生川淳一・山口昇一 (1974) 駒島含化石層について. 地質学会第81年学術大会講演要旨, p. 106.
- ・———・——— (1978) 十勝累層群下部——とくに駒島含化石層について——. 地団研専報, no. 22, p. 16-25.
- 向山 栄・川村寿郎・外崎徳二・飯島俊幸・及川裕美・多田 聖 (1980) 北海道池田町付近の池田層について. 地質学会第87年学術大会講演要旨, p. 67.
- 長尾捨一 (1958) 十勝炭砒調査報告. 北海道立地下資源調査所報告, no. 20, p. 25-27.
- ・三谷勝利 (1960) 十勝平野周辺地域天然ガス鉱床調査報告. 北海道地下資源資料集, no. 61, p. 1-20.
- 根本忠寛・大石三郎・渡辺武男 (1933) 10万分の1地質図幅「帯広」及び同説明書. 北海道地質調査会報告, no. 2, 20 p
- 野川 潔・小坂利幸・松井 愈 (1972) 十勝平野における後期洪積世の周氷河現象とその層準 (第1報). 第四紀研究, vol. 11, p. 1-12.
- ・———・———・松澤逸巳・木村方一 (1978) 十勝平野における周氷河現象. 地団研専報, no. 22, p. 215-229.
- 小原常弘・横山英二・松下勝秀・二間瀬瀧・早川福利・山口久之助・佐藤 巖・和気 徹 (1971) 10

- 万分の1水理地質図「帯広」及び同説明書. no. 9, 北海道立地下資源調査所, 46 p.
- 帯広市教育委員会 (1978) 上似平遺跡——北海道帯広市上似平遺跡発掘調査報告書——. 帯広市教育委員会, 107 p.
- 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.
- 小野有吾・平川一臣 (1974) 十勝平野西・南部の火山灰層序. 第四紀研究, vol. 13, p. 35-47.
- 大江フサ・小坂利幸 (1972) 北海道十勝国忠類村におけるナウマン象化石包含層の花粉分析. 地質学雑誌, vol. 78, p. 219-234.
- 大石三郎・渡辺武男 (1932) 10万分の1地質図幅「然別沼」及び同説明書. 北海道地質調査会報告, no. 1, 20 p.
- 岡 孝雄 (1973) 北海道十勝地方池田層の層序細分と鮮新世—洪積世境界問題. 地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 39.
- (1976 a) 十勝平野の鮮新・洪積統について (その1). 地質学雑誌, vol. 82, p. 241-258.
- (1976 b) 十勝平野の鮮新・洪積統について (その2). 北海道立地下資源調査所報告, no. 48, p. 1-19.
- 岡崎由夫 (1957) 北海道東部・池田層の地質. 北海道地質要報, no. 35, p. 1-8.
- OKAZAKI, Y. (1958) Stratigraphical and palynological studies of the Hombetsu Group and the Ikeda Formation (Pliocene, Tertiary) in Eastern Hokkaido. *Jour. Hokkaido. Gakugei Univ.*, vol. 9, p. 230-249.
- 鬼塚 貞 (1962) 北海道十勝平野地域の石油地質学的研究. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 383-406.
- 佐々木竜男・片山雅弘・富田悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田 忍・矢野義治・北川芳男 (1971) 北海道における腐植火山灰の編年に関する研究. 第四紀研究, vol. 10, p. 117-123.
- 佐藤博之 (1969) 最近測定された北海道の火山活動に関連する<sup>14</sup>C年代測定. 地質ニュース, no. 178, p. 30-35.
- (1971) 樽前火山灰d層の<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (65) ——. 地球科学, vol. 25, p. 185-186.
- 柴田 賢・山口昇一・小久保公司・田中 実 (1978) 北部十勝の鮮新—更新統火砕岩類のK-Ar年代と古地磁気. 地質調査所月報, vol. 30, p. 233-241.
- ・———・佐藤博之 (1975) 北海道十勝地方における中新統—更新統のK-Ar年代. 地質調査所月報, vol. 26, p. 491-496.
- SOIL SURVEY STAFF (1976) Soil classification, a comprehensive system—7th approximation. U. S. Dept. Agr., U. S. Govt. Printing Office Washington.
- 鈴木秀夫 (1960) 北海道北部の周氷河地形. 地理学評論, vol. 33, p. 625-628.
- (1962) 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界. 地理学評論, vol. 34, p. 321-325.
- ・野上道男・田淵 洋 (1964) 化石周氷河現象の観察. 第四紀研究, vol. 3, p. 167-177.
- 田村昇一 (1970) 十勝国に分布する火山灰に関する研究. 帯広畜産大学土壌研究室報告. 1970 (5), p. 1-20.

- 田中 実・小久保公司・松井 愈・松澤逸巳・春日井昭・山口昇一 (1975) 十勝平野北西部の火山噴出物の古地磁気について. 第四紀学会講演要旨, 4, p. 15.
- ・—————・渡辺肇克 (1978) 火砕岩類の古地磁気. 地団研専報, no. 22, p. 249-264.
- 十勝団体研究会 (1965) 十勝平野の第四系 (第1報). 郷土の科学, no. 48, p. 23-36.
- (1968) 十勝平野の第四系 (第II報) ——とくに地形面と層序について——. 第四紀研究, vol. 7, p. 1-13.
- (1972 a) 十勝平野の後期洪積世の降下軽石堆積物について. 第四紀研究, vol. 11, p. 219-227.
- (1972 b) 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<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (78). 地球科学, vol. 26, p. 261-262.
- (1973 a) 北海道大樹町ホロカヤントウ沼付近の泥炭層の<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (89)——. 地球科学, vol. 27, p. 256-258.
- (1973 b) 北海道十勝三股の永久凍土層の<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (90)——. 地球科学, vol. 27, p. 258-260.
- 編 (1978) 十勝平野. 地団研専報, no. 22, 433 p.
- ・砂丘グループ (1970) 十勝平野内陸部に分布する古砂丘について. 第四紀学会1970年度総会研究発表要旨, 第四紀研究, vol. 9, p. 83-84.
- 山田 忍 (1951) 火山性土性調査法と北海道における火山性土壌. 北海道農業試験場報告, no. 44, 95 p.
- (1958) 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究. 地団研専報, no. 8, 40 p.
- (1959) 野地坊主と十勝坊主について. 日本土壤肥科学雑誌, vol. 30, p. 49-52.
- (1968) 土壌の生成・分類・調査とその活用. 養賢堂, 東京.
- ・近堂祐弘 (1959) 北海道における火山噴出物の類別, 分布に関する調査 (補遺, その1). 日本土壤肥科学雑誌, vol. 29, p. 449-453.
- ・田村昇一・近堂祐弘 (1959) 北海道における火山噴出物の類別, 分布に関する調査 (補遺, その2). 日本土壤肥科学雑誌, vol. 29, p. 489-493.
- 山口昇一 (1970) 豊頃丘陵北部地域の地質層序について. 地質調査所北海道支所, 調査研究報告会講演要旨録, no. 21, p. 47-55.
- ・春日井昭・田中 実・小久保公司・松澤逸巳・佐藤博之 (197) 北部十勝の火砕岩類. 地団研専報, no. 22, p. 71-78.
- ・松井 愈・松澤逸巳・春日井昭・田中 実・小林保彦 (1973 a) 長流枝内層について. 地質調査所北海道支所, 調査研究報告会講演要旨録, no. 24, p. 17-21.
- ・—————・—————・小林保彦・田中 実・小久保公司・春日井昭・木村方一・宮坂省吾・星野フサ・小坂利幸 (1978 b) 十勝累層群の地質時代. 地団研専報, no. 22, p. 83-89.
- ・—————・宮坂省吾・松澤逸巳 (1978 c) 鮮新一下部更新統, 十勝累層群. 地団研専報,

no. 22, p. 7-15.

———・松澤逸巳・春日井昭・小林保彦・田中 実 (1973 b) 長流枝内層について (その2). 第四紀学会講演要旨集, no. 2, p. 16.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kushiro (2) No. 42

---

## GEOLOGY

OF THE

## OBIHIRO DISTRICT

By

Itsumi MATSUZAWA, Masaru MATSUI, Yūkō KONDŌ,  
Syūryō SEGAWA, Minoru TANAKA and Kinji KOKUBO

(Written in 1980)

---

(Abstract)

### TOPOGRAPHY

The mapped area is situated in the central Tokachi district of the broad Tokachi Plain extending between the Ishikari Mountains Region, the Hidaka Mountain Range and the Shiranuka Hills, and it is topographically divided into two regions by the Tokachi river; the north plateaus and the south plateaus. Among these plateaus, some plateaus such as Biman, Shihoro, Mikage, Kamiobihiro, Kamisatsunai and Makubetsu compose this mapped area. On each plateau develops some of the following flat planes which were formed during the Middle to Late Pleistocene, such as Kochien-Biman, Kyōei-Memuro-Kitaoribe II, Kamisarabetsu II, Motoimatsu, Kamisatsunai I-Suzuran, Kamisatsunai II a-Komaba, Kamisatsunai II b-Daiwa, and Nakasatsunai-Otofuke Plane of Holocene.

The differences in direction of inclination of these planes seem to have occurred successively from middle Pleistocene to Holocene, as the results of noticeable uplift of

the Hidaka Belt, subsiding of the Tokachi Tectonic Basin and upheaving of the Maku-betsu Plateau connected to the Toyokoro Hills.

In Kitafushiko, Kawanishi and Aikoku areas on the Kamisatsunai I Plane, there have been detected more than 230 ancient dunes composed of the materials which derived from the deposits of the Eniwa Pumice Fall "a" .

## GEOLOGY

The stratigraphical succession in this area is shown in Table I .

**Table I Summary of the Stratigraphic Sequence in the Central Tokachi Plain**

Age	Stratigraphy	Remarks		
Quaternary	Holocene	Overflow deposits	• Ta-b • Ta-c Gravel, sand	
	Holocene	Nakasatsunai Plane Deposits	• Ta-d Gravel, sand	
	Late Pleistocene	Holocene	Kamisatsunai IIb Plane Deposits and Daiwa Plane Deposits	• Soft loam Gravel
		Holocene	Kamisatsunai IIa Plane Deposits and Komaba Plane Deposits	• Ball structured loam • En-a Dune sand Gravel
		Holocene	Kamisatsunai I Plane Deposits	• Spfa 1, 2 Dune sand
		Holocene	Kamisatsunai I Gravel Bed and Kamishihero Gravel Bed	Gravel, sand
		Holocene	Motoibetsu Plane Deposits	• Op-1 • Ssfa Loam
		Holocene	Kamisarabetsu II Plane Deposits	Loam
	Middle Pleistocene	Holocene	Kyōei Plane Deposits and Shimosahoro Plane Deposits	• Red-brown loam Gravel, sand and loam
		Holocene	Kitaoribe Gravel Bed	Gravel, sand
		Holocene	Kōchien Plane Deposits and Biman Plane Deposits	• White clay Clay and weathered pumice
		Holocene	Kōchien Gravel Bed and Biman Gravel Bed	Decayed gravel
Early Pleistocene		Tokachi Supergroup	Shibusan Formation	Main Part Pumiceous sand, clay and peat
			Kuttari Welded Tuff Bed and Metō Tuff Bed	Acid tuff and pumice flow
	Osarushinai Formation		Gravel, sand, clay and lignite Acid welded tuff	
Neogene	Pliocene	Tokachi Supergroup	Osarushinai Formation	Gravel, sand, clay and lignite Acid welded tuff

### Tokachi Supergroup

The Tokachi Supergroup, developed in the Tokachi Plain, is divided into the following four parts in ascending order: the lower part (Honbetsu, Nukanai and Ashoro Formations), the middle part (Ikeda Formation), the upper part (Osarushinai and Oribe-yama Formations), and the uppermost part (Shibusan and Nakazato Formations). Among them the upper and uppermost of this Supergroup, the Osarushinai and Shibusan Formations develop in this mapped area.

### **Osarushinai Formation**

The Osarushinai Formation, consisting of gravel, sand, clay and lignite, accompanied with tuff beds, is the sediments of a shallow sea and terrestrial basin. The Pankenikoro Welded Tuff of pyroclastic flow inflowed in this basin. The flora of the Osarushinai Formation indicates repetitions of cold and cool paleoclimates. According to the paleomagnetic stratigraphy and K-Ar dating, the Osarushinai Formation is presumed to be the deposits in the Latest Pliocene prior to the Olduvai event of the Matuyama Reversed Epoch.

### **Shibusan Formation**

The Shibusan Formation develops on the Biman and some other plateaus in the mapped area. This formation is subdivided into the basal member (Kuttari Welded Tuff Bed and Meto Tuff Bed) and the main part. The Kuttari Welded Tuff Bed and Meto Tuff Bed overlie the Osarushinai Formation with unconformable relation, and consists of acid pumice-flow and fall deposits. The main part, which consists of clay, pumiceous sand, gravel, thin peat and tuff, is the sediments of terrestrial environment.

Judging from the K-Ar dates and paleomagnetic evidences, the age of the Kuttari Welded Tuff and Meto Tuff is correlative to the Jaramillo event and the main part may extended through the latest Matuyama Reversed Epoch to Brunhes Normal Epoch. Therefore, the age of the Shibusan Formation is of latest Early Pleistocene.

### **Middle-Upper Pleistocene Deposits**

It is noticeable that the fanglomeratic deposits, the Kōchien-Biman Gravel Beds, prevail throughout the mapped area, underneath the whole younger Pleistocene sequences. The lithofacies of the Kōchien-Biman Gravel Beds suggests that the western and northern hinterlands, namely a part of Hidaka Belts and Ishikari Mountains, have been eroded away vigorously in Middle to Late Pleistocene.

Some younger pyroclastic and gravel deposits cover the older dissected Kōchien-Biman Gravel Beds. Such younger gravels are the fan and fan-surface deposits formed by erosion and denudation of the older thick gravel bed. The differences among these flat topographic planes in distribution, inclination of plane surface and kind of composing pebbles suggest the upheaval movements in the Hidaka Belt and the Ishikari Mountains since the Middle Pleistocene were not uniform in places, and the acme of rapid upheaval in the Hidaka Belt was earlier in its southern part than its northern part.

For the correlation of the topographic flat surfaces in this plain, several pyroclastic fall deposits were used as excellent keybeds, viz. in ascending order:

- Shikotsu Scoria Fall Deposit (Ssfa)
- Orange coloured Fall Deposit (Op-1)
- Shikotsu Pumice Fall Deposit II (Spfa2)
- Shikotsu Pumice Fall Deposit I (Spfa1)

#### Eniwa Pumice Fall “a” (En-a)

These pyroclastic fall deposits in the Tokachi Plain, including the mapped area, are roughly estimated to have accumulated from about 50,000 years to about 10,000 years B.P. This estimation is based upon the  $^{14}\text{C}$  age of the several horizons of pyroclastic fall deposits.

#### **Kōchien Gravel Bed and Biman Gravel Bed**

The Kōchien Gravel Bed is composed of decayed cobbly gravels cemented with clay. The gravels consist of sandstone and slate derived from the Hidaka Supergroup, and the rocks composing the Hidaka Belt such as hornfels, migmatite and granite. This gravel bed is traceable to far east, though its upper parts have been lost by later dissection, on the Makubetsu Plateau.

Biman Gravel Bed, developing in north plateaus, is composed of decayed cobbly gravel cemented with clay and tuffaceous sand. The gravels consist of andesite and welded tuff derived from the Ishikari Mountains and the rocks composing the Hidaka Belt such as hornfels, slate and granite.

#### **Kōchien Plane and Biman Plane Deposits**

A unique yellowish pale clay bed is frequently observed on the Kōchien and Biman Gravel Bed. These “fan-surface deposits” named “White-clay” because of its characteristic whitish appearance, seem to be the product of arigillization of volcanic ash deposit.

The clay mineral composition is characterized by a predominant amount of allophane and halloysite on Kōchien Plane, and of vermiculite and  $7\text{Å}$  kaolin mineral on Biman Plane.

#### **Kitaoribe Gravel Bed**

The Kitaoribe Gravel Bed, which develops in southern part of Shihoro Plateau in this mapped area, is composed of some decayed cobbly gravel cemented with sand. The gravel's composition is characterized by a predominant amount of andesite and welded tuff, and the rocks composing the Hidaka Belt such as slate and granite. This gravel bed is considered to have been accumulated in narrow subsiding zone in N-S direction along the Shihoro Plateau.

#### **Kyōei, Shimosahoro, Kamisarabetsu and Motoimatsu Plane Deposits**

These deposits were formed successively on the dissected surface plane by erosion of The Kōchien Gravel Bed. They are composed of thin reddish brown loam, brown silty loam or thin sorted gravel bed.

#### **Kamisatsunai I Gravel Bed and Kamishihoro Gravel Bed**

These gravel beds are laminated cobbly gravel more than 20m thick, they are con-

sidered to have been accumulated in a narrow subsiding zone in N-S direction along the down stream of the Otofukegawa and the Satsunaigawa. These gravels consist of the rocks derived from Hidaka Belt and Ishikari Mountains. Tephrochronological investigation revealed the date of these gravel beds to be younger than the deposition of Op-1 and older than the Spfa1 and 2.

#### **Kamisatsunai I , II a, Komaba, Kamisatsunai II b and Daiwa Plane Deposits**

The Kamisatsunai I Plane Deposits consist of brown loam intercalating Spfa1 and 2. The Kamisatsunai II a, Komaba Plane Deposits, brown loam and pebbly gravel, are younger than Spfa1 and older than the ball structured loam. The loam and gravel of the Kamisatsunai II b and Daiwa Plane Deposits are younger than the ball structured loam and older than the soft loam.

#### **Ancient sand dunes and periglacial phenomena**

More than 230 ancient sand dunes scatter widely on the Kamisatsunai I Plane, in this mapped area, and they are recognized to have been formed under the periglacial climatic conditions during the Late Pleistocene. These sand dunes are mainly composed of reworked pumiceous fine sand derived from En-a. Many other buried periglacial phenomena such as involutions and rising of pebbles are found on many planes in Takachi Plain including this area. The age of these phenomena are considered to coincide with the cold climatic stages confirmed by pollen and floral assemblages. <sup>14</sup>C age determination of these cold climatic stages was carried out on natural charcoals found in several horizons of the loam.

### Deposits in Holocene

After the latest Pleistocene glacial stage accumulated the Nakasatsunai Plane Deposits and the fluvial plane deposits. The Nakasatsunai Plane Deposits are formed on the dissected surface plane by erosion of the Kamisatsunai II b Plane Deposits, and after Nakasatsunai Plane Deposits had been eroded out, the fluvial plane deposits were accumulated on the erosional surface of the Shibusan Formation. They are modified by some periglacial phenomena such as earth hummocks which were constituted in a cold climatic stage of Holocene about 2000-3000 years B. P.

### Geological history and Tectonic movements

The Osarushinai depositional basin is formed by subsequent westerly shifting of the Ikeda Basin. The Osarushinai Formation is the deposits prior to the Olduvai event of the Matuyama Reversed Epoch. Then, the Shibusan Basin is formed as an inland basin by the movement of the southern rising zone, the central Tokachi tectonic zone. The Metō

Tuff and Kuttari Welded Tuff flowed in this basin, the eastern margin of the Shibusan Inland Basin is defined by and active tectonic line, the Oribe Fault.

In the beginning of Middle Pleistocene, early Brunhes Normal Epoch, the rapid uplift-  
ing of both the Hidaka Mountains on the south and west, and the Ishikari Mountains on  
the north, supplied coarse grained clastics as source material of the Kōchien and Biman  
Gravel Beds, which once thickly covered all over the Shibusan Formation. These gravel  
beds from the framework of the topographical configuration of this area, and its areal  
changes in the altitudes of both the upper surface and the basal level were critically an-  
alyzed in and around this area, to detect the late Pliocene to Holocene tectonic move-  
ments which displaced and deformed these gravel beds. It was clearly revealed that in  
general the Tokachi Plain including this area had been a continuous subsiding basin re-  
lative to the surrounding area of constant upheaval. Inside the basin, exists a local N-S  
directional upheaval area, the Makubetsu Plateau. The western margin of this plateau  
is defined by an active tectonic line, the Oribe Fault.

In late Pleistocene occurred N-S directional subsiding zone by the Otofukegawa-  
Satsunaigawa Fault. The Kamisatsunai I and Kamishihoro Gravel Beds were accumulated

Table II Geomorph History and Tectonic Development of the Central Tokachi Plain from the Middle Pleistocene to Recent

Geologic Age		<sup>14</sup> C Age (Y.B.P.)	Stratigraphy	(Tephra, Loam)	Periglacial Phenomena	Tectonic Movement	
Holocene		(1667 Y.A.D.)		Ta-b	• Earth hummock • Ferma—frost		
		2,020 ± 90 3,240 ± 110 4,540 ± 105		To-c <sub>1</sub> , c <sub>2</sub>			
		8,940 ± 160	Nakasatsunai Plane Dep.	Ta-d			
Late Pleistocene	WV	Younger Dryas		soft Loam	• Patterened ground involution • Involution	Upheaving of N—Hidaka Mts.  Upheaving of Ishikari Mts.  Makubetsu Upland Otofukegawa—Satsunaigawa Fault	
		Allerød	11,410 ± 440	Kamisatsunai IIb Plane Dep. and Daiwa Plane Dep.			Ball structured Loam
		Older Dryas	11,940 ± 240	Kamisatsunai IIa Plane Dep. and Komaba Plane Dep.			
		Bölling					
		Oldest Dryas	13,100 ± 1,200				
	W III		15,000 ± 400 15,800 ± 400		Brown Loam		• En—a sand dune II • En—a sand dune I • Patterened ground involution
			23,500 ± 800 22,230 ± 1,440 25,500 ± 1,200		En—a		
			28,750 ± 1,840 25,290 ± 2,080				
	Wh <sub>1</sub> / Wh <sub>2</sub>		32,200 ± 4,300 2,700	Kamisatsunai I Plane Dep.			Spfa 1, 2
	W II		35,750 ± 1,350	Kamisatsunai I Gravel Bed and Kamishihoro Gravel Bed	Op-I Ssfa		• Involution
	W I / W II						
	W I						
R / W							
Middle Pleistocene			Motoimatsu Plane Dep.			Upheaving of S—Hidaka Mts.  Upheaving of E—Ishikari Mts.  Oribe—Fault	
			Kamisarabetsu II Plane Dep.				
			Kyōei Plane Dep. and Shimosahoro Plane Dep.				
			Kitaoribe Gravel Bed				
			Kōchien Plane Dep. and Biman Plane Dep.				
			Kōchien Gravel Bed and Biman Gravel Bed				

S—: southern part. N—: northern part. E—: eastern part

in this narrow zone. The geomorphic history and tectonic developments of the mapped area from the middle Pleistocene to the Recent is shown in Table II.

※文献引用例

松澤逸巳・松井 愈・近堂祐弘・瀬川秀良・田中 実・小久保公司 (1981) 帯広地域の地質.  
地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, p. 82.

MATSUZAWA, I., MATSUI, M., KONDŌ, Y., SEGAWA, S., TANAKA, M. and KOKUBO, K. (1981)  
*Geology of the Obihiro District. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol.*  
*Surv. Japan, 82 p. (in Japanese with English Abstract, 7 p.)*

---

昭和56年1月17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

---

印刷所 泰成印刷株式会社  
墨田区両国3-1-12

---

© 1981 Geological Survey of Japan