

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

釧路(2)第43号

NK-54-2-11

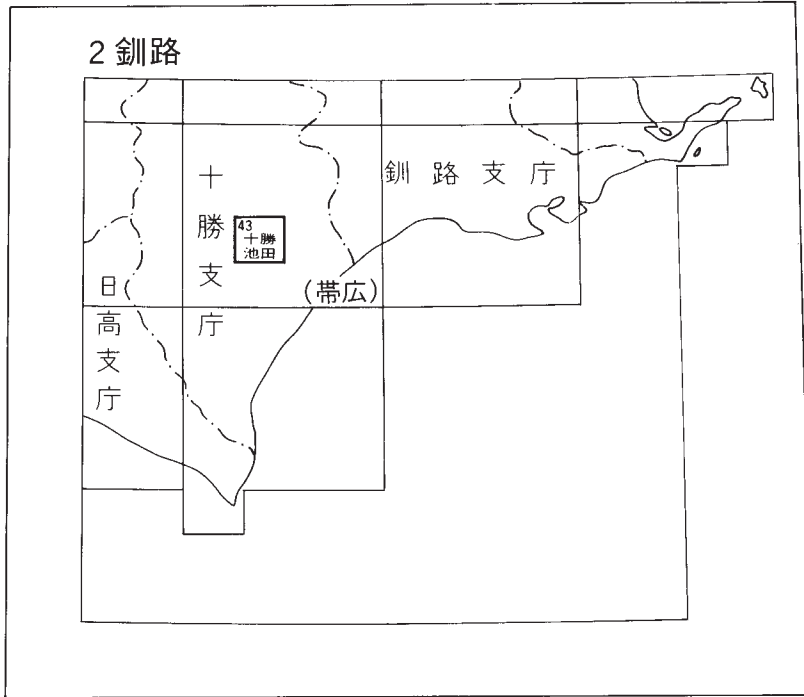
十 勝 池 田 地 域 の 地 質

松井 愈・山口昇一

平成12年

地 質 調 査 所

位置図



() は1 : 200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

2-30 中士幌 Nakashihoro NK-54-2-14 (北海道立地下資源調査所: 1986)	2-31 高島 Takashima NK-54-2-10 (北海道立地下資源調査所: 1982)	2-32 本別 Honbetsu NK-54-2-6 (北海道開発庁: 1959)
2-42 帯広 Obihiro NK-54-2-15 (1981)	2-43 十勝池田 Tokachi-Ikeda NK-54-2-11 (2000)	2-44 常室 Tokomuro NK-54-2-7 (北海道開発庁: 1959)
2-52 大正 Taishō NK-54-2-16 (1979)	2-53 糠内 Nukanai NK-54-2-12 (1989)	2-54 浦幌 Urahoro NK-54-2-8 (北海道開発庁: 1965)

帯広 Obihiro
1:100,000 (1933)

目 次

I. 地 形	2
I. 1 概 説	2
I. 2 丘 陵	2
I. 3 台 地	4
I. 3. 1 大豊面及びその相当面	5
I. 3. 2 共栄面	5
I. 3. 3 上更別面Ⅱ	7
I. 3. 4 上更別面Ⅲ及びその相当面	7
I. 3. 5 明野面及びその相当面	8
I. 3. 6 止若面	8
I. 3. 7 池田面及び上土幌面	9
I. 3. 8 氾濫原及び扇状地・崖錐	9
II. 地質概説	9
II. 1 研究史	9
II. 2 地質の概要	10
III. 新第三系及び下部更新統	12
III. 1 大樹層	13
III. 2 十勝層群	15
III. 2. 1 糠内層	16
III. 2. 2 池田層	21
III. 2. 3 長流枝内層	27
III. 2. 4 洪山層	34
IV. 第四系	39
IV. 1 中部・上部更新統	39
IV. 1. 1 光地園礫層	40
IV. 1. 2 幕別扇状地礫層及び北居辺礫層	40
IV. 1. 3 大豊面及び北居辺Ⅰ面堆積物	42
IV. 1. 4 共栄面堆積物	42
IV. 1. 5 上更別面Ⅱ堆積物	43
IV. 1. 6 上更別面Ⅲ堆積物	45
IV. 1. 7 上札内Ⅰ礫層及び上土幌礫層	45
IV. 1. 8 明野面堆積物	46
IV. 1. 9 止若面堆積物	46

IV. 1. 10 池田面及び上土幌面堆積物	47
IV. 2 完新統	49
IV. 2. 1 崖錐堆積物	49
IV. 2. 2 扇状地堆積物	49
IV. 2. 3 湿原堆積物	49
IV. 2. 4 氾濫原堆積物	49
IV. 3 降下火砕堆積物	50
V. 地質構造	52
V. 1 褶曲構造	53
V. 2 活構造	53
V. 3 地質構造発達史	57
VI. 応用地質	59
VI. 1 温泉	59
VI. 2 地下水	62
VI. 3 骨材資源	62
VI. 4 亜炭	65
VI. 5 天然ガス	65
文献	65
Abstract	70

図・表目次

第1図 十勝平野の丘陵・台地名称図	3
第2図 長流枝内丘陵の地形	3
第3図 十勝ヶ丘から見た幕別台地	4
第4図 十勝池田地域及び周辺の地形区分図	6
第5図 降下火砕堆積物・ローム層及び古土壌と地形面の関係を示す模式断面図	7
第6図 十勝池田地域及び周辺の地質図	13
第7図 細粒砂岩を挟む大樹層のシルト岩	15
第8図 十勝層群の模式的な地質総括図	16
第9図 糠内層と大樹層の不整合	19
第10図 糠内層の砂岩	19
第11図 池田層と糠内層の不整合	23
第12図 幕別台地の池田層・長流枝内層の地質柱状図	23
第13図 亜炭を挟む池田層主部の層相	24
第14図 シルト岩の偽礫を伴う稲士別凝灰岩層	25

第 15 図	塊状の猿別凝灰岩層	26
第 16 図	長流枝内層と池田層の不整合	28
第 17 図	十勝川左岸長流枝内丘陵の池田層・長流枝内層の地質柱状図	29
第 18 図	長流枝内層礫岩相。池田層にのる基底礫岩	31
第 19 図	長流枝内層礫岩相に相当する砂質礫岩	31
第 20 図	長流枝内層凝灰質砂岩相の斜交層理の発達した軽石質砂岩	33
第 21 図	長流枝内層凝灰質砂岩相の小規模な斜交層理の発達した凝灰質細粒砂岩	33
第 22 図	長流枝内層の化石採取地点位置図	36
第 23 図	洪山層基底の芽登凝灰岩層と長流枝内層の不整合	38
第 24 図	上部が水の影響を受けた芽登凝灰岩層	39
第 25 図	光地園礫層	41
第 26 図	大豊面で観察された地質柱状図	43
第 27 図	共栄面，上更別面Ⅱ・上更別面Ⅲで観察された地質柱状図	44
第 28 図	明野面で観察された地質柱状図	47
第 29 図	止若面及び上土幌面で観察された地質柱状図	48
第 30 図	氾濫原で行われた地質調査ボーリング柱状図	50
第 31 図	十勝池田地域及び周辺の地質構造図	52
第 32 図	十勝池田地域及び周辺の重力異常と地質構造	54
第 33 図	幕別撓曲の露頭	55
第 34 図	居辺断層の露頭	56
第 35 図	長流枝内層礫・砂相にみられる走向断層	57
第 36 図	主要炭砒操業当時の炭柱図と垂炭の工業分析値	63
第 1 表	十勝川南部と北部の地形面对比表	5
第 2 表	十勝池田地域の地質総括表	12
第 3 表	豊頃丘陵及び利別川流域の十勝層群の層序対照表	17
第 4 表	糠内層産の貝化石	20
第 5 表	糠内層産の有孔虫化石	20
第 6 表	長流枝内層産の動物化石	35
第 7 表	温泉井の諸元	60
第 8 表	主な温泉の泉質	61
第 9 表	十勝池田地域内の地下水井の諸元	62-63
Table 1	Summary of the stratigraphic sequence of the Tokachi-Ikeda district	71

十勝池田地域の地質

松井 愈*・山口昇一**

本図幅地域の地質調査は、昭和52年度から昭和54年度にかけ行われたが、鮮新統-下部更新統の層序上に係わる問題が指摘されたため昭和58年度に補備調査を実施し、野外調査を終えた。一方、この調査に先立ち本地域を含む十勝平野の鮮新統及び第四系については、筆者らを含む十勝団体研究会によって、昭和37年以来17年間にわたって地形・地質の調査研究が続けられ、その成果がまとめられて発表された(十勝団体研究会編, 1978)。その後松井を中心とする旧十勝団体研究会の有志は、幕別台地の地質精査を行い、新たな地質情報を得て鮮新世以降の構造運動を中心にとりまとめ(松井・松澤, 1985)、さらに鮮新統-更新統に挟在する多数の火砕堆積物の広域的な対比と地質年代及び生層序学的な特徴なども併せて検討し、総括的な取りまとめを行った(松井, 1988)。

本研究報告は、野外調査を終えて20有余年が過ぎ、完成が大幅に遅れてしまった。これは共同研究者の一人山口が、諸般の事情により在職中に公表の機会を失ったことによるものである。その間に地質学の進歩は目ざましく、特に放射年代、活構造など多くの新事実が明らかにされた。したがって古い調査資料に基づく本研究報告には、不備な点が少なくない。しかし、再調査も事情が許さないので、あえて当時の調査資料と若干の追加資料を加えて公表し、責務を果たすこととする。なお、本研究報告の作成中、松井が平成8年11月に急逝したため、松井のこれまでの調査資料や、公表された論文等を参考に山口の責任において取りまとめたものである。したがって松井の意とするところが十分に反映されていないところが多々あることをお断りする。

本図幅地域には更新世中-後期に段丘化した多くの平坦面が発達している。従来の表現方法では扇状地礫層や段丘礫層と、それらの堆積面あるいは浸食面を覆う堆積物を一括して扱ってしまうか、逆に表現を省略する場合が多かった。そこで本研究報告では、その地形発達を経緯をできるだけ正確に表現するため、大正図幅(小坂ほか, 1979)で用いられた表現方法を取り入れた。すなわち、各地形面を構成している堆積物とその面を覆う堆積物を区別し、さらに地形面を覆う堆積物のうち、次の地形面形成以前に堆積したものを、その地形面の「地形面堆積物」と呼び、地質図には、それ以降の堆積物を省略して表現することとした。ただし台地地形の発達しない一部の地域(小規模な河岸段丘発達地域)では、台地地形の発達地域との対比が難しいことから、地形面を構成する堆積物とそれを覆う堆積物を併せて地形面堆積物として図示した。

本図幅地域の野外調査にあたっては、十勝団体研究会各位から多大のご協力と援助を受けた。また、本研究報告をまとめるに当たり、同会の成果を引用させて頂くとともに、会員各位からそれぞれの分野について討論とご教示を受けた。ことに鮮新統-下部更新統の十勝層群については、稚内北星学園短期大学名誉教授松澤逸己氏並びに株式会社アイビー地質情報室代表宮坂省吾博士に、また、中-上部更新統については元札幌北陵高等学校小坂利幸氏に野外調査をはじめ、取りまとめの過程で全面的な協力と討論を頂いた。さらに道立地下資源調査所の嵯峨山 積博士には大樹層産珪藻化石の同定と、生層序学的なご教示を頂

*故人(元北海道大学理学部) ** (株)ユニオンコンサルタント(元北海道支所)

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Tokachi-Ikeda, Hokkaido, Neogene, Quaternary, Tokachi Plain, Taiki Formation, Tokachi Group, Nukanai Formation, Ikeda Formation, Osarushinai Formation, Shibusan Formation, Kochien Gravel Bed, Tokachi Tectonic Basin, fan deposit, terrace deposit, pyroclastic fall deposit, Sarubetsu Anticline, Makubetsu Flexure, Oribe Fault, Tokachigawa Hot Spring

いた。以上の方々に心から感謝の意を表する。

また、有孔虫化石の同定は元所員石田正夫氏の手をわずらわせた。更に本研究報告の作成に当たっては、北海道支所の羽坂なな子技官に図表類の調整を始めとして全面的な協力を受けた。検鏡に供した薄片製作は北海道支所の佐藤卓見技官及び元所員谷津良太郎、渡辺真治、木村 享の各氏によるものである。

I. 地 形

I. 1 概 説

十勝池田図幅地域は、十勝平野の中央東縁部に位置し、北緯 $42^{\circ}50'$ から $43^{\circ}0'$ 、東経 $143^{\circ}15'$ から $143^{\circ}30'$ の範囲を占め、すべてが十勝川の河川流域である。

本図幅地域を含む十勝平野は、鮮新世以降の造構運動によって形成された構造盆地である。したがって主要河川沿いに発達する狭小な沖積低地を除くと、平野の大部分は台地と丘陵からなり、本図幅地域はその地形的特徴をよく備えている。

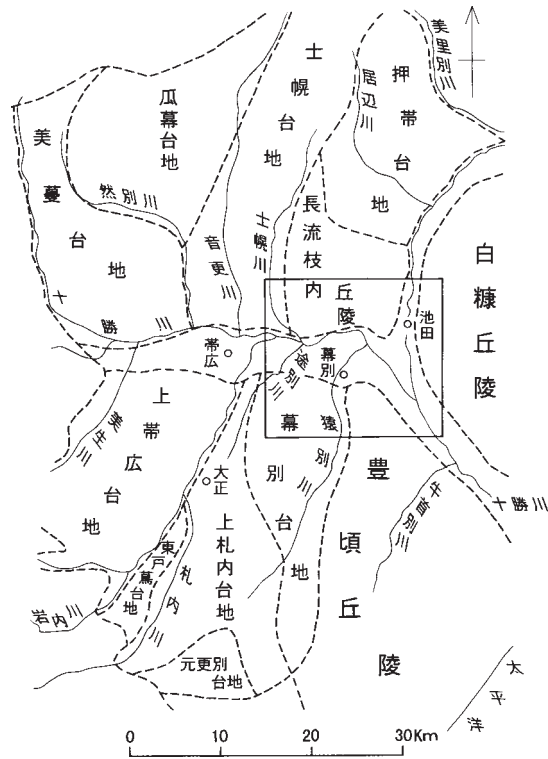
本図幅地域の地形は、その中央部を西から南東隅に向けて流れる十勝川によって、北部と南部に大きく2分される。北部は、士幌川^{しほろ}と利別川^{としべつ}河岸の段丘地形を除くと、標高250mを最高点とする定高性を示す丘陵（長流枝内丘陵及び白糠丘陵^{しらぬか}）からなり、小さな谷が樹枝状に発達し、早壮年期の山容を示すが、南部は、厚い扇状地礫層^{おうさる しな}（光地園礫層^{こうちえん}）を土台とする台地地形からなり、小さなV字谷が発達し、幼年期の地形を呈する。この台地地形は、更新世中期以降の造構運動と海水準変動の相互作用によって、数次にわたる浸食と堆積作用を受け、高度の異なる幾つかの平坦面が顕著に認められる。

これらの地形は、十勝平野を形成する広大な台地群・丘陵の一部で、本図幅地域は、その中央東縁部に位置し、松井ほか（1978b）によって提唱された地形区分の士幌台地^{まくべつ}・幕別台地^{まくべつ}・長流枝内丘陵^{とよ}・豊頃丘陵^{とよ}及び白糠丘陵の一部が含まれる（第1図）。

本図幅地域の河川は、いずれも十勝川水系の河川で、図幅地域を南北に2分する十勝川に、西から札内川、士幌川^{とべつ}、途別川^{とつべつ}、猿別川及び利別川の主要河川を順次合流し、南東側に隣接する浦幌図幅地域内において太平洋に注いでいる。十勝川（札内川を含む）及び利別川にはやや広い沖積低地が発達するが、他の河川では氾濫原が狭い。

I. 2 丘 陵

丘陵は、十勝川北部の長流枝内丘陵と利別川以東の白糠丘陵で、南部の豊頃丘陵は、図幅地域では幕別台地と同様の台地地形を示している。長流枝内・白糠の両丘陵は、稜線部に平坦な地形が認められるが、古期扇状地礫層（光地園礫層）や段丘礫層はほとんど分布せず、大部分が更新世-鮮新世の長流枝内層や池田層からなり、浸食地形の性格を有している（第2図）。谷の刻みは比較的浅く、比高が100-150m程度であるが、樹枝状谷が発達し、長流枝内丘陵東部や白糠丘陵北部にはV字状の谷が認められる。しかし、地質が脆弱な砂礫層から成るため、谷頭部が埋積され、緩やかな盆地谷が処々に存在する。



第1図 十勝平野の丘陵・台地名義図 松井ほか(1978b)による。枠内は十勝池田図幅



第2図 長流枝内丘陵の地形
幕別台地からの眺望。北海道教育大学札幌校 田中 実氏提供

I. 3 台地

本図幅地域の台地には、扇状地面と段丘面の性格を有するものがある。これらの台地は、高度や開析程度の差により、幾つかの地形面に区分され、それぞれに特有な降下火砕堆積物・ローム層・古土壤などの鍵層を載せている。台地の大部分は、基本的に中期更新世初期にもたらされた膨大な古期扇状地礫層（光地園礫層）で形成された扇状地面である（第3図）。しかしながら、この扇状地面は本図幅地域には残されていない。したがって、幕別台地や豊頃丘陵北部に認められる高度の異なる台地は、ほとんどが浸食面の性格が強い。また、土幌台地は、北居辺礫層（光地園礫層より新しい）によって形成された扇状地面であるが、本図幅地域では、一部を除いてその浸食面からなっている。一方、白糠丘陵の西縁に沿って分布する平坦面群は、最高位の面を除き分布形態からみて河岸段丘の性格が強く堆積段丘である。これに類する河岸段丘は、猿別川をはじめとする主要河川の河岸沿いに、低位段丘として局地的に分布している。

十勝団体研究会は、これらの台地を含む十勝平野全域の地形について、これらを形成する礫層及び各地形面を覆う降下火砕堆積物・ローム層・古土壤などを鍵層として地形面区分を行うとともに、地形発達史を明らかにした（松井ほか、1978a, 1978b; 小坂ほか、1978; 松澤ほか、1978b; 瀬川ほか、1978）。それらによると、本図幅地域では幕別台地-豊頃丘陵、土幌台地及び白糠丘陵西縁の3地区において、それぞれ8ないし6つの地形面が識別され、第1表に示すような地形面区分と対比がなされている。本研究報告ではその地形面区分と名称を踏襲し、各地形面の特徴を記述することとする。

なお、本図幅地域を含む周辺地域の地形面区分図を第4図に、降下火砕堆積物をはじめとする各種鍵層と各地形面との関係を示す模式断面図を第5図にそれぞれ図示する。



第3図 十勝ヶ丘から見た幕別台地 手前は十勝川温泉

第1表 十勝川南部と北部の地形面对比表

地質時代		十勝川南部		十勝川北部	
		幕別台地・豊頃丘陵北部		土幌台地	十勝川左岸地域
完新世		氾濫原面		氾濫原面	氾濫原面
更新世	後期	池田面		上土幌面	池田面
		止若面			止若面
		明野面		鈴蘭面	十勝太Ⅲ面
	中期	上更別面Ⅲ		北居辺Ⅱ面	十勝太Ⅱ面
		上更別面Ⅱ			
		共栄面			
		大豊面		北居辺Ⅰ面	

1. 3. 1 ^{おおとよ}大豊面及びその相当面

大豊面（十勝団体研究会，1965，1968）は幕別台地から豊頃丘陵の北端部に分布する。古赤色土を載せる地形面で，本図幅地域の南西端で170mの標高を示すが，東北東方向に高度を下げ，豊頃町平和付近では110mから120mとなっている。本地形面は小さな谷によって浸食され，起伏に富み完全な平坦面が残されていない。また，幕別台地では大豊面が不連続に分布しているが，これは中期更新世以降の造構運動による影響をうけているためとされている（松井ほか，1978a；松井・松澤，1985）。このような現象は，大豊面形成以降の地形面にも現れている。大豊面下に見られる礫層は，最上部に異質の礫層が若干認められるところもあるが，大部分が古期扇状地礫層の光地園礫層である。

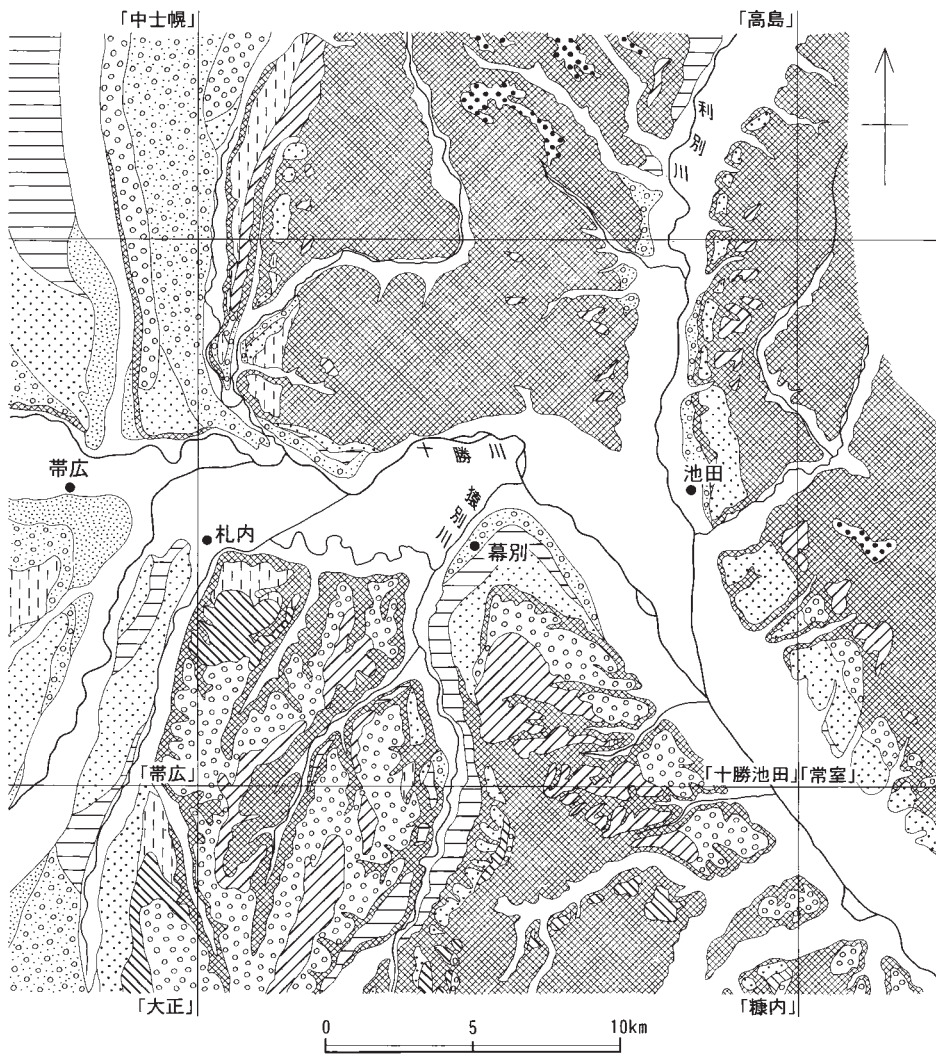
大豊面に相当する地形面には，土幌台地の北居辺Ⅰ面及び十勝川下流左岸の十勝太Ⅰ面がある。

北居辺Ⅰ面（松井ほか，1970）は土幌台地の高位面^{おしよつぶ}で，押帯台地-長流枝内丘陵と，これに対峙する美蔓台地^{びまん}との間の凹地を埋めた礫層によって形成された扇状地面とされている（松井ほか，1970；松澤ほか，1978b）。本図幅地域には押帯台地から長流枝内丘陵の西縁に沿って浸食から取り残され，土幌川とアネツ川に挟まれた南北に細長く延びる起伏に富む台地として分布している。音更町昭和南方では，119.5mの標高を示すが，北方に向かって徐々に高度を増し，図幅外北方の上土幌町東部では標高が320mに達する。高度的に十勝川南部の大豊面に対比される。

十勝太Ⅰ面（十勝団体研究会，1968）は，池田町^{ちかうし}近牛東方から利別川左岸に沿って分布する標高140-130m前後の起伏に富んだ台地で，十勝川左岸に沿って太平洋岸まで点在して認められ，太平洋岸では標高が80-90mまで低下する。本図幅地域から東隣^{とこむろ}の常室図幅地域にかけては，扇状地礫層によって形成された地形面の性格を有するが，太平洋岸では海成段丘の様相を呈している（瀬川ほか，1978）。

1. 3. 2 ^{きょうえい}共栄面

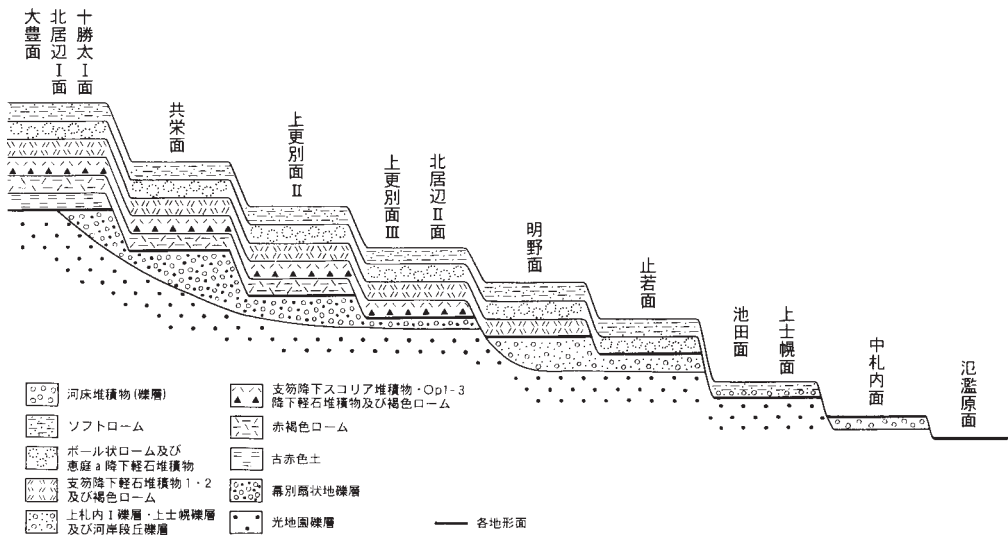
共栄面（十勝団体研究会，1965,1968）は，赤褐色ロームを載せる最も古い地形面で，豊頃丘陵北部では大豊面を取り巻くように分布する。幕別町^{いくさか}軍岡東方東二十五号付近では標高120mを示すが，東方に向かって高度を下げ，豊頃町^{とうない}統内では標高80m前後に低下する。一方，幕別台地では，台地中央に南北に分布する大豊面の東側と，西側の豊岡^{とよおか}から日新^{にっしん}にかけて発達する。図幅南端部で標高約140mを示



- | | | | |
|-----------------|--------------------|-----------------|-----------------|
| 氾濫原面 | 中札内面 (Ns) | 池田面及びその相当面 (Ki) | 止岩面及びその相当面 (Ym) |
| 明野面及びその相当面 (Ak) | 上更別面Ⅲ及びその相当面 (Ks3) | 上更別面Ⅱ (Ks2) | 共栄面及びその相当面 (Ky) |
| 大豊面及びその相当面 (Ot) | 光地園面及びその相当面 (Ko) | 山地・丘陵及び未区分地形面 | |

第4図 十勝池田地域及び周辺の地形面区分図

十勝平野，地質図及び地形面区分図編集委員会（1981）に一部加筆



第5図 降下火砕堆積物・ローム層及び古土壌と地形面の関係を示す模式断面図

すが、総体的に北方に向かって高度を下げ、幕別町猿別西方台地では標高約100mまで低下している。このように共栄面が豊頃丘陵北部と幕別台地で、傾斜方向が異なるのは、双方の台地がそれぞれ異なる傾動運動を受けたためと考えられる。これは猿別川に沿って南北方向に伸びる猿別背斜が、共栄面形成時にも活動していたことを示唆している。また、幕別台地では、共栄面が豊岡付近の大豊面の東側と西側に分かれて分布するが、これは稲志別川入口付近から南南東方向に伸びる幕別撓曲^{いなしべつ}の運動によるものと推定される。ことに稲志別川下流右岸の共栄面から上更別面Ⅲまでの地形面が、変換点の不明瞭な緩傾斜面を示し、幕別撓曲帯が中期更新世以降も継続的に活動していたことを示唆している。この点については松井ほか(1978a)、松井・松澤(1985)によっても既に指摘されている。

1. 3. 3 上更別面Ⅱ

上更別面Ⅱ(十勝団体研究会, 1968)は、赤褐色ロームを載せる最も新しい地形面である。共栄面より一段低い平坦面で、幕別台地で識別されるが、本図幅地域内の豊頃丘陵や土幌台地で認められず、南隣の糠内図幅地域内の豊頃丘陵に認められる。このような分布から台地毎にそれぞれ異なる傾動運動のあったことが伺われる。幕別台地では標高115mから80mを示し、北方に向かって低くなっている。より高位の共栄面とは比高が5-10mあるが段丘崖はなく、緩斜面で漸移している。本地形面は共栄面に比べてより平坦で、若いV字谷で刻まれている。幕別台地の上更別面Ⅱは、分布形態からみて共栄面の浸食面である。

1. 3. 4 上更別面Ⅲ及びその相当面

上更別面Ⅲ(十勝団体研究会, 1968)は、模式地^{ぬかない}の糠内川右岸(南隣の糠内図幅内)において、オレンジ降下軽石堆積物1-3(Op-1, Op-2及びOp-3)を挟む褐色ローム層を載せる最も新しい地形面

とされている。

本図幅地域では、幕別台地北西部で上更別面Ⅱより一段低い平坦面として識別されるが、地形面を特徴づける鍵層は確認できない。標高100-90mの平坦面で、上更別面Ⅱとは比高が小さく漸移する。平坦面が良く保存されているが、末端部は共栄面・上更別面Ⅱと同様に若いV字状の谷が認められ、沖積低地に向かって急崖を形成している。

一方、十勝川北部では長流枝内丘陵西縁の土幌川から長流枝内川下流域にかけ、標高が90mから110m前後の台地地形をなして分布する。地形面を構成する堆積物は明らかでないが、松澤ほか(1978b)によって北居辺Ⅱ面に区分されている。北居辺Ⅱ面は、十勝川南部の未区分の上更別面(幕別台地では、上位から共栄面・上更別面Ⅱ・上更別面Ⅲに細分されている)に対比されている(松井ほか, 1978a; 十勝平野地質図および地形面区分図編集委員会, 1981)。しかし、高度及び地形面の保存状態からみて上更別面Ⅲに近く、本研究報告ではとりあえず上更別面Ⅲの相当面として取り扱った。

1. 3. 5 ^{あけの}明野面及びその相当面

明野面(十勝団体研究会, 1968)は、支笏降下軽石堆積物1(Spfa 1)を載せる最も新しい地形面で、国道38号と幕別町の町道南九線が交叉する明野付近を模式地として定義された。幕別市街南方の共栄面を取り巻くように分布し、標高が75mから40mで北東に緩やかに傾斜する平坦面である。これに相当する平坦面は、利別川左岸沿いに発達する河岸段丘のほか、幕別町猿別南方の猿別川左岸及び土幌台地南端の長流枝内川河岸に局地的に分布する。

明野面及びその相当面は、より古い地形面を切る河岸段丘の性格が強く、堆積段丘で平坦面が良く残されている。

豊頃丘陵及び幕別台地では、大豊面や共栄面など高位の地形面との間に、20-40mの高低差があるが、顕著な段丘崖は認められず、なだらかな斜面で移りかわっている。一方、猿別川河岸や利別川左岸など沖積低地と接するところでは、高さ10-20mの段丘崖が形成されている。

本地形面の下位には、古期扇状地礫層(光地園礫層)と異なる礫層が常に分布するが、これは河岸段丘礫層あるいは明野面形成に先立つ新时期扇状地礫層(上土幌礫層・上札内Ⅰ礫層)に属するものである。

1. 3. 6 ^{やもわか}止若面

止若面(十勝団体研究会, 1965)は、支笏降下軽石堆積物(Spfa 1)を載せず、恵庭a降下軽石堆積物(En-a)に覆われる地形面で、豊頃丘陵北端部の明野面を取り巻くようにその外側に分布する。明野面より一段低い地形面で、幕別町のコボレ坂付近では標高50mで、北方に向かって高度を下げ、幕別町緑町付近では30mとなっている。明野面の浸食面で、ほとんど開析されておらず至って平坦である。これに相当する河岸段丘が、猿別川の南勢地区対岸や茂発谷川の右岸に沿って認められる。

このほか十勝川左岸十勝川温泉付近に、模式地より標高が若干高い平坦面が分布する。高度的には明野面に対比されるが、Spfa 1は認められず、礫層の上にEn-aを挟む褐色ローム層が重なっている。本研究報告では、このような堆積物の特徴から止若面として取り扱った。

1. 3. 7 池田面及び上土幌面

池田面及び上土幌面（十勝団体研究会，1965；松澤ほか，1978b）は，恵庭 a 降下軽石堆積物（En-a）を載せない地形面で，豊頃丘陵の北端周縁部，土幌台地南端及び利別川左岸に分布する．段丘地形を呈する地形のうちで最も低い地形面で，止若面と同様にほとんど開析されていない．利別川左岸及び猿別川流域に発達するものは，分布形態から河岸段丘と見られるが，土幌台地南端の平坦面は上土幌面の末端部で，一部に河岸段丘の要素もあるが，基本的には北居辺Ⅱ面の浸食面である．

1. 3. 8 氾濫原及び扇状地・崖錐

氾濫原は，十勝川と利別川の流域に比較的広く分布する．前者では幅3-4kmの氾濫原が発達し，流路が著しく蛇行して，各所に小規模な三日月湖が形成されている．また，根室本線の十勝川鉄橋から下流域には，後背湿地が形成され泥炭地が発達している．後者は十勝川に比べて氾濫原が幅1.5-2.0kmと狭いが，蛇行した旧河道が認められ，小さな三日月湖が残されている．

そのほか土幌川，長流枝内川，猿別川，稲志別川，茂発谷川及び十弗川などにも氾濫原が発達するが，いずれも沖積低地の幅が500m以下で狭い．

扇状地及び崖錐地形は，本図幅地域の標高が最高点で200mをわずかに超え，比高が少ないため規模の小さなものが認められるに過ぎない．ただ丘陵・台地の地質と係わりがあるように見受けられ，長流枝内層の固結度の低い砂礫層が分布する長流枝内丘陵の十勝川左岸地域や利別川右岸地域に比較的多く認められる．

Ⅱ. 地 質 概 説

Ⅱ. 1 研究史

本図幅地域及びその周辺地域の地形・地質に関する調査研究は，B.S.Lyman によって1875年にMakubetsu 炭田（おそらく十勝川沿岸の池田層の夾亜炭層？）について記述されたのが始まりである．本図幅地域は，新第三紀末以降の地層群から構成されるため地下資源に乏しく，北海道大学に地質学鉱物学教室が昭和5年に開設されるまで，地質に関する調査研究がほとんどなされていなかった．その後北海道地質調査会が昭和6年に設立され，北海道大学が主体となって北海道で初めての地質図幅の調査（10万分の1地質図幅「然別沼」，「帯広」，「大樹」）が行われ，これによって本図幅地域を含む十勝平野主部の地形・地質の概要が明らかにされた（大石・渡辺，1932；根本・佐々，1933；根本ほか，1933）．それ以降は第2次大戦等の影響もあって，組織的な調査・研究は終戦まで見るべきものがなかった．

戦後，経済復興の重点施策の一つとしてエネルギー資源の開発が重視され，本図幅地域においても化石エネルギーの石油天然ガスや亜炭田の調査が，昭和20年代後半から昭和30年代前半に実施された（本島ほか，1954；佐々ほか，1955；長尾ほか，1959；長尾・三谷，1960）．また，これらの資源調査と関連した地質学的研究も進められた（岡崎，1957；鬼塚，1962）．一方，本地域を取りまく地質図幅の調

査研究も開始され、逐次公表されて十勝平野の地質が飛躍的に明らかにされた（三谷ほか，1958，1959；織田ほか，1959；高橋・三谷，1970）。そのなかで本図幅地域の地質と深く係わりのある鮮新世以降の地層群，ことに十勝層群の層序とその特徴が明らかとなった。三谷（1964）はこれらの図幅調査や資源調査の成果を基に、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の総合的な研究をまとめ、十勝平野が中新世末以降の構造盆地であることと、さらに鮮新世の地層（十勝地域では十勝層群）は、本別階・足寄階及び池田階に3分され、それらの地層の累重関係が準整合的であるとした。なお橋本（1955）は、これらの各種調査研究の成果を参考に、十勝支庁管内全域の地質及び地下資源について取りまとめを行っている。

鮮新統十勝層群については、三谷（1964）が総括して以後1960年代後半に入って進展した。十勝平野の第四紀の地形・地質の発達過程を研究していた十勝団体研究会は、“帯広層”（大石・渡辺，1932；根本ほか，1933）の層序上の問題点を検討していくなかで、本図幅地域の“帯広層”が古期扇状地礫層と三谷（1964）の池田層上部に区分されることを明らかにし、かつ、池田層の下部層と上部層の累重関係が不整合関係ではないかとの問題を提起し、上部層を池田層から分離して新たに長流枝内層と呼ぶことを提唱した（松井・山口，1970；松井ほか，1970；松井ほか，1978c；山口ほか，1973，1978b，1978c）。

これが契機となって、十勝層群の層序区分、各層の累重関係、地質時代等に関する研究が1970年代に入って活発となった。ことに池田層と長流枝内層（三谷，1964の池田層下部層と上部層に当たる）の累重関係について、鍵層の追跡から不整合関係は認められず、“池田層”を2分して新たに長流枝内層を設定することは適当ではないとする見解が示された（岡，1976a，1982,1986；本間，1980；三谷・石山，1982；吉田，1983）。それ以後松井を中心とする元十勝団体研究会の有志は、幕別台地での詳細な野外調査、長流枝内丘陵の火砕堆積物の広域的調査と放射年代の測定、さらに帯広を中心に存在する数多くの温泉ボーリングの柱状図等を総合的に検討し、十勝構造盆地（松井ほか，1978c）の発達過程について、従来の提案を肯定しつつより発展した見解を示した（松井ほか，1981；松井・松澤，1985；松井，1988）。ただこの問題に関しては必ずしも意見の一致をみていない。この間、十勝団体研究会は、1962年以降進めてきた十勝平野の地形・地質に関連する各分野（古地磁気学、古生物学-花粉学-海生哺乳類-象化石-、内陸古砂丘、永久凍土層、古土壌など）の研究を取りまとめ、地団研専報“十勝平野”として発表した（十勝団体研究会編，1978）。

一方、中期更新世以降の第四系についても、地形発達の視点から数多くの研究が行われ、ことに降下火砕堆積物・埋没古土壌と地形面との関係や、周氷河現象についての報告（平川・小野，1974；貝塚，1956；春日井ほか，1968，1978；小坂ほか，1978；松澤ほか，1978b；小野・平川，1974；野川ほか，1972，1978；田村，1970），さらに本図幅地域西部に認められる活構造についての研究（東郷・小野，1982）なども進められた。

II. 2 地質の概要

本図幅地域は、地質構造上豊頃ドーム（Yamaguchi，1982）の北方延長にあたる猿別背斜が、北に向かって沈下消滅するところに位置している。したがって地表で観察できる地質は、新第三紀中新世末以

降に形成された地層のみである。しかし、東部北海道における先第三紀の地帯構造区分上から見ると、中生界の常呂帯と中生-新生界の根室帯（君波ほか，1986）の境界部付近にあたり、かつ、新第三紀中新世末以降顕在化した千島前弧の、西方移動によって形成された十勝構造盆地の中央東縁部を占めている。

本図幅地域の地質は、上述の造構運動を背景に形成された最上部中新統-下部鮮新統の大樹層、鮮新統-下部更新統の十勝層群と、これらを不整合に覆って分布する中・上部更新統の新・旧の扇状地礫層、それぞれの地形面にのり特有な地形面堆積物及び沖積低地を埋積する完新統堆積物からなっている。これらの層序関係と、本図幅地域を含む周辺地域の地質概略を第2表及び第6図に示す。

最下位の大樹層は、猿別背斜の軸部を占め主として猿別川の河岸に沿って分布する。砂岩を伴う泥質岩主体の海成層で、*Thalassiosira oestrupii*帯（Koizumi, 1985では3.70-5.10Maの時代範囲に相当）に属する珪藻化石群を含み、地質時代は中新世末から前期鮮新世である。なお、Koizumi（1985）の*Thalassiosira oestrupii*帯は、Yanagisawa and Akiba（1998）によって*Neodenticula kamtschatica*帯のSubzone（NPD 7Bb）とされ、年代は5.5-（3.9-3.5）Maの範囲とされている。

十勝層群は、鮮新世以降新たな造盆地運動で発生した十勝構造盆地を埋積して形成された地層で、大樹層を一部不整合に覆っている。層相、それらの累重関係及び含有化石の特徴から糠内層・池田層・長流枝内層・渋山層に区分される。これらの各層は、大局的に見て沿岸-浅海性から順次内湾性、内陸湖盆性の環境へと変化する層相を示している。しかし、堆積盆地の中心が東から西方へ不連続的に移動した造盆地運動を反映し、堆積盆の周縁部に当たる本地域では、各層の基底に不整合現象が認められる。ことに渋山層の基底は、下位層の構造と不調和である。

糠内層は、塊状の泥質基質の多い細粒砂岩を特徴とする浅海成層で、鮮新世の示準化石といわれる*Fortipecten takahashii*を含む滝川-本別動物群（藤江・魚住，1957）に属する軟体動物化石が産出する。

池田層は、淡水-汽水性の堆積物で、亜炭層や凝灰岩層が頻繁に挟在する。ことに池田層下部を構成する稲土別凝灰岩層と猿別凝灰岩層は、遠く北方の利別川流域（本別・足寄地域）まで追跡され、火砕流堆積物を主体とし、一部に溶結相を伴っている。両者は後期鮮新世を示唆する3Ma前後の放射年代を示している（Koshimizu, 1981；松井，1988）。

長流枝内層は、再び海成の要素が強くなり、浅海-汽水-淡水成相を繰り返す粗粒相の卓越する堆積物からなる。鍵層となる凝灰岩層や黒曜石礫が含まれ、その放射年代が1.3Maから1.5Maを示し（松井・松澤，1985；松井，1988）、鮮新-更新世の境界が池田層と長流枝内層の間にあることを示唆する。

渋山層は居辺断層を東限にその西側に分布し、ほとんどが淡水化した湖盆の堆積物からなる。基底には顕著な火砕流堆積物（芽登凝灰岩層）が発達し、前・中期更新世を示唆する放射年代（0.9Ma, 0.7Ma）が報告されている（Koshimizu, 1981；柴田ほか，1975）。

中・上部更新統は、十勝川南西部の台地及び土幌川流域の台地をつくる古期扇状地礫層と、これを浸食して形成された新时期扇状地礫層、河岸段丘礫層及びそれぞれの地形面を特徴づける各地形面堆積物からなっている。

古期扇状地礫層は、中期更新世以降に活発化した日高山脈南部や、北部十勝石狩山地の上昇によってもたらされた礫層である。その供給量は大量で、これによって十勝平野の原形が形成されたといわれる

第2表 十勝池田地域の地質総括表

地質時代	十勝川以南及び利別川流域		長流枝内丘陵及び士幌川流域		主な岩相及び鍵層	主な地質現象
	層序	地形面	層序	地形面		
第四紀	完新世	氾濫原堆積物・湿原堆積物・崖錐堆積物及び扇状地堆積物	氾濫原面	氾濫原堆積物・湿原堆積物・崖錐堆積物及び扇状地堆積物	氾濫原面	・十勝坊主” (凍結坊主) 構造土(involution) ↑↑ 構造土(involution) ↑ 新期扇状地の形成 古期扇状地の形成 日高山脈の全般的段階的上昇 十勝構造盆地の形成
		中札内面堆積物*	中札内面*	音更面堆積物*	音更面*	
	後期	池田面堆積物	池田面	上士幌面堆積物	上士幌面	
		止若面堆積物	止若面	鈴蘭面	鈴蘭面	
	中期	明野面堆積物	明野面			
		上札内I礫層		上士幌礫層		
	新期	上更別面III堆積物	上更別面III		北居辺II面	
		上更別面II堆積物	上更別面II			
	前期	共栄面堆積物	共栄面			
		大豊面堆積物	大豊面	北居辺I面堆積物	北居辺I面	
世前期	幕別扇状地礫層		北居辺礫層			
	光地園礫層					
新第三紀	十勝層群	主 部		凝灰質砂・シルト及び細砂礫、火山灰・重炭を挟む	← 陸化 ← 海進 ← 陸化 注 陸化石	
		芽登凝灰岩層		流紋岩質凝灰岩 0.9±0.1 Ma F.T. age		
		清澄火山灰層		流紋岩質火山灰 1.3±0.1 Ma F.T. age		
		札内火山灰層		や、固結した砂・泥・礫、火山灰・重炭を挟む 流紋岩質・テイサイ質火山灰 1.5±0.5 Ma K-Ar age		
		千代田凝灰岩層		ガラス質細粒凝灰岩 2.0±0.1 Ma F.T. age		
	鮮新層群	主 部		粘土岩・泥岩・砂岩及び礫岩、凝灰岩・亜炭を挟む		
		猿別凝灰岩層		ガラス質輝石安山岩凝灰岩 2.8±0.2 Ma F.T. age		
		稲士別凝灰岩層		流紋岩凝灰岩 { 2.8±0.7 Ma K-Ar age 3.7±0.1 Ma F.T. age		
		糠内層		暗灰緑色塊状泥質細粒砂岩、全体的に淘洗が良くない		
		大樹層		灰緑色珪藻質塊状シルト岩		

*本図幅地域には分布しない

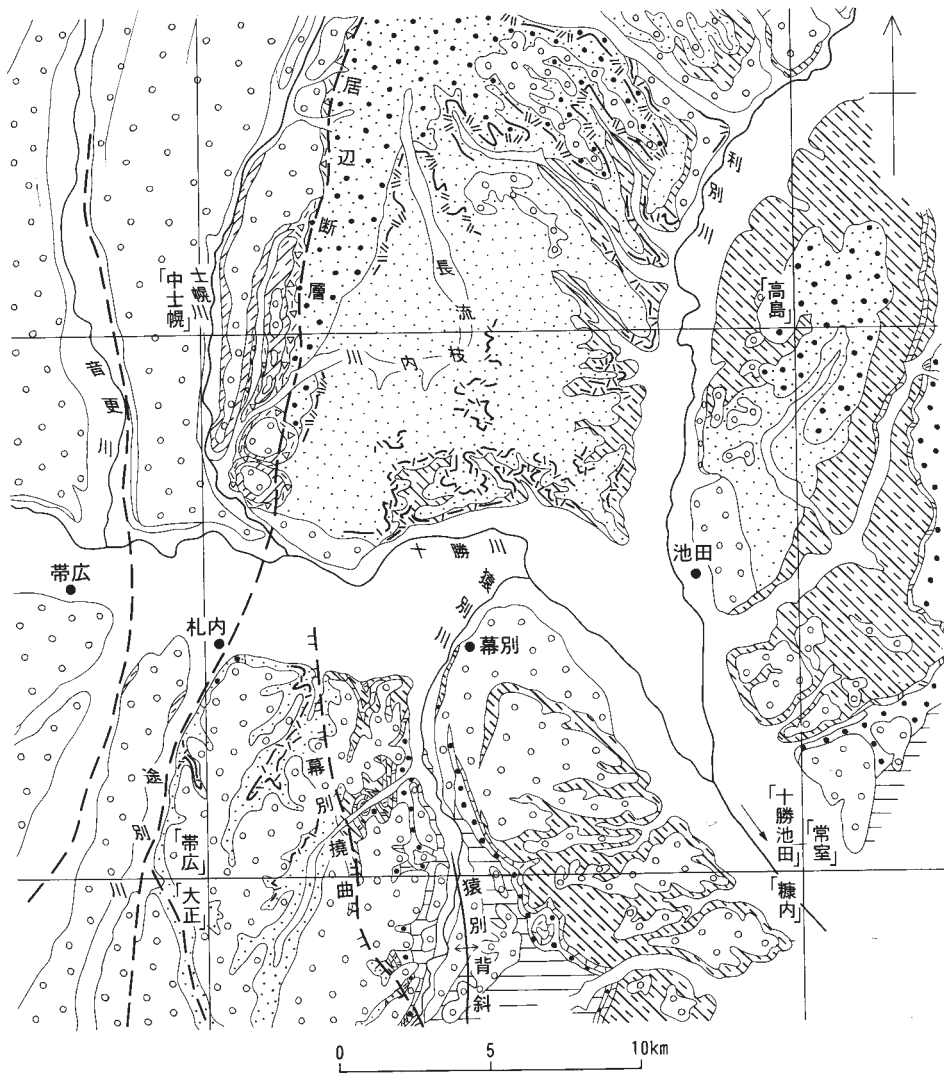
(松井ほか, 1978a). それ以後は, 十勝構造盆地に大量の礫層が供給されたことはないが, 引き続き造構運動と海水準変動とによって, 古期扇状地礫層が侵食され, 段丘の形成とともに, 小規模な扇状地礫層や河岸段丘堆積物が堆積している. また, 各地形面には, それぞれに特有な降下火砕堆積物, ローム層及び古土壌などを載せている.

完新統は, 十勝川・利別川・猿別川など主要河川の氾濫原堆積物及び湿原堆積物などである.

本図幅地域の地質構造は, 猿別川沿いに伸びる猿別背斜と, 幕別撓曲帯や居辺断層に代表される活構造によって特徴づけられる. これらの構造は, 中新世末以降顕在化した千島前弧の東から西方への移動によって新たに発生した造盆地運動に支配されている. 十勝構造盆地はその現れで, この運動は現在にも引きつがれ, 中期更新世以降に形成された台地地形も変位を受けている (東郷・小野, 1982; 松井・松澤, 1985).

III. 新第三系及び下部更新統

新第三系及び下部更新統は, 本図幅地域の最下位を占める最上部中新統-下部鮮新統の大樹層と, 鮮新統-下部更新統の十勝層群からなる.



- | | | | |
|--------------------------------|----------------------------------|----------------------------|-----------------|
| 沖積層 | 河岸段丘及び古期扇状地堆積物 | 浪山層-主部 (Si) | 浪山層-芽登凝灰岩層 (Me) |
| 長流枝内層 上部 (Os)
-清澄火山灰層- (Kt) | 長流枝内層 中・下部 (Os)
-札内火山灰層- (St) | 池田層 (Ik)
-千代田火山灰層- (Ct) | 猿別凝灰岩層 (Sa) |
| 稲土別凝灰岩層 (In) | 糠内層・本別層 (Nu・Ho) | 大樹層 (Ta) | 断層 |

第6図 十勝池田地域及び周辺の地質図 松井(1988)に一部加筆

III. 1 大樹層 (Ta)

地層名 根本・佐々 (1933) による。鬼塚 (1962) は、根本・佐々 (1933) の大樹層に後述する十勝層群最下部の糠内層が含まれることから、これを除いて大樹層を再定義した。長尾・三谷 (1960) の茂

岩泥岩層及び織田ほか（1959）の幾千世層群十弗累層にほぼ相当する。

模式地 十勝平野南部広尾郡大樹町大樹、大樹市街付近の歴舟川河岸（大樹図幅地域内）。本図幅地域では幕別町猿別付近の猿別川河岸。

分布 猿別川本流の猿別付近から上流地域と、幕別撓曲帯東部の茂発谷川から恩根内川流域にかけ、本図幅地域新第三系の最下位層として分布する。なお、茂発谷川流域に発達する背斜軸部に認められる大樹層は、1980年代に開始された農地造成事業により、茂発谷川右岸山腹の大規模な切土によって新たにみいだされた露頭である。

層厚 本図幅地域では下限が不明なことから、構造が不明瞭なため正確な層厚を知ることが難しい。しかし、分布状況から地域内では150m以下と推定される。

層序関係 本図幅地域には下位の生花苗層が分布しないが、南に隣接する糠内図幅地域では、生花苗層から整合漸移し、一部指交関係にあるとされている（山口・佐藤，1989）。

岩相 本層の模式的岩相は、灰緑色の珪藻質塊状シルト岩を特徴としているが、本図幅地域の本層は、大樹層の最上部層にあたるため、模式的な岩相と若干異なっている。

猿別東方猿別川河岸に分布する本層は、灰緑色-灰色の珪藻質シルト岩で軟らかく、模式的な岩相に比べ小さな割れ目が良く発達している。ところにより砂質で淘汰が悪く不均質な外観を示す。風化すると淡褐灰色-淡黄褐色を呈し、乾燥すると灰白色となり、極めて軽く吸着性に富んでいる。このようなところではルーペで容易に多数の珪藻殻が認められる。また、風化した岩塊には、褐色の年輪状の縞模様が生じしばしば認められる。

恩根内川流域に分布する本層は、灰色-灰緑色の塊状凝灰質砂質シルト岩で、青灰色-帯緑青灰色細粒砂岩の厚さ数cmの薄層がしばしば挟在する（第7図）。砂岩は淘汰が良く凝灰質で軟らかく、雲母片が特徴的に含まれる。

層準が上位になるにつれて珪藻質から凝灰質となる。

化石 本層は大型化石の産出が少なく、*Portlandia thraciaeformis*、*Lucinoma acutilineata*、*Macoma* sp.、*Mya* sp.などの貝化石が散点的に見いだされる。また、*Makiyama chitanii*が少ないながらも全層を通じて認められ、上位に重なる糠内層との識別の手掛かりとなる。これらの化石は、北海道の上部中新統から鮮新統にかけて普通に見いだされる化石である。このほか本層の泥質相から珪藻化石が多産し、嵯峨山積の未公表資料によると、その群集が*Thalassiosira oestrupii*帯(Koizumi, 1985)に属することが指摘されている。

対比及び時代 本層は、模式地の大樹層に比べ砂岩層が狭在し、外観が若干異なっている。しかし、隣接する糠内図幅の大樹層から連続しており、同層に対比することには問題がない。ただ上位の糠内層との層序関係や、全体的な地質構造及び岩相の特徴からみて大樹層の最上部に当たると考えられる。また、岩相の類似性や上位層との層序関係から、釧路炭田西部の白糠層に対比される。一方、本層の地質時代は、珪藻化石帯が*Thalassiosira oestrupii*帯に属すること、及び北海道の鮮新統に特徴的とされる滝川-本別動物群を産する糠内層の下位にあることから、中新世末から前期鮮新世である。



第7図 細粒砂岩を挟む大樹層のシルト岩 恩根内川下流

Ⅲ. 2 十勝層群

本層群は、三谷ほか（1958）が十勝平野東部の利別川流域において、漸新世-中新世の川上層群以下の各層を不整合に覆う一連の海成-陸成鮮新統に対し命名したもので、層相の特徴とその累重関係から本別層・足寄層及び池田層に3分されていた。その後十勝層群を対象とした研究が多くなされ、ことに池田層の取り扱いについてそれぞれ異なる見解が述べられている（三谷，1964；三谷・石山，1982；松井ほか，1970；松井ほか，1978c；山口ほか，1978c；岡，1976a，1976b，1982，1986；本間，1982；Yoshida *et al.*,1981；吉田，1983）。

十勝団体研究会は、十勝平野に広く分布する鮮新-下部更新統が、中新世末-鮮新世初頭に萌芽した十勝構造盆地の、それぞれ異なる特徴を示す4つの堆積盆地の発達過程で形成されたことを明らかにし、十勝層群を新たに十勝累層群と呼び、その細分を提唱した（松井ほか，1978c；山口ほか，1978c）。更に松井・松澤（1985），松井（1988）は十勝団体研究会の成果を基に、新たな年代測定値と野外調査資料を加え、幕別台地から長流枝内丘陵の池田層以上の層序について再検討し補足を行った。それらによると十勝層群は、下位から本別層=糠内層（駒島^{こまはた}含化石層=駒島層を含む）、池田層（足寄^{あしよろ}層を含む）、長流枝内層（居辺^{おりべ}山層を含む）、渋山層（芽登^{しぶさん}凝灰岩層及び屈足^{めとう}溶結凝灰岩層を含む）及び美川層（中里^{みかわ}層）に区分されている。なお、Yamaguchi（1982）は、地層命名規約に基づいて十勝累層群を十勝層群に、また、中里層を美川層に改めた。

以上のうち本図幅地域には、糠内層、池田層、長流枝内層及び渋山層が分布している。第8図にこれら各層の模式的な層序関係を示したが、足寄層は地域外十勝平野北東部の利別川流域に広く分布し、主として火砕岩類からなり、池田層の中・下部層と一部同時異相の関係にある（吉田，1983；松井，1988）。

第3表は、十勝層群の層序に関する既存の主な資料と、本研究報告との関係を示したものである。

なお、岡ほか(1984)、岡(1986)は、十勝平野で数多く開発された温泉ボーリングの地質資料を詳細に検討し、彼が地表踏査(長流枝内丘陵や幕別台地)で確立した地質層序の適用が難しいことを述べ、彼の池田層群を新たに下位から主部(下部累層、上部累層)及び最上部とすることを提唱した。本研究報告では地表踏査に基づく層序区分を重視し、第3表では岡(1976a, 1982)の層序区分を引用している。

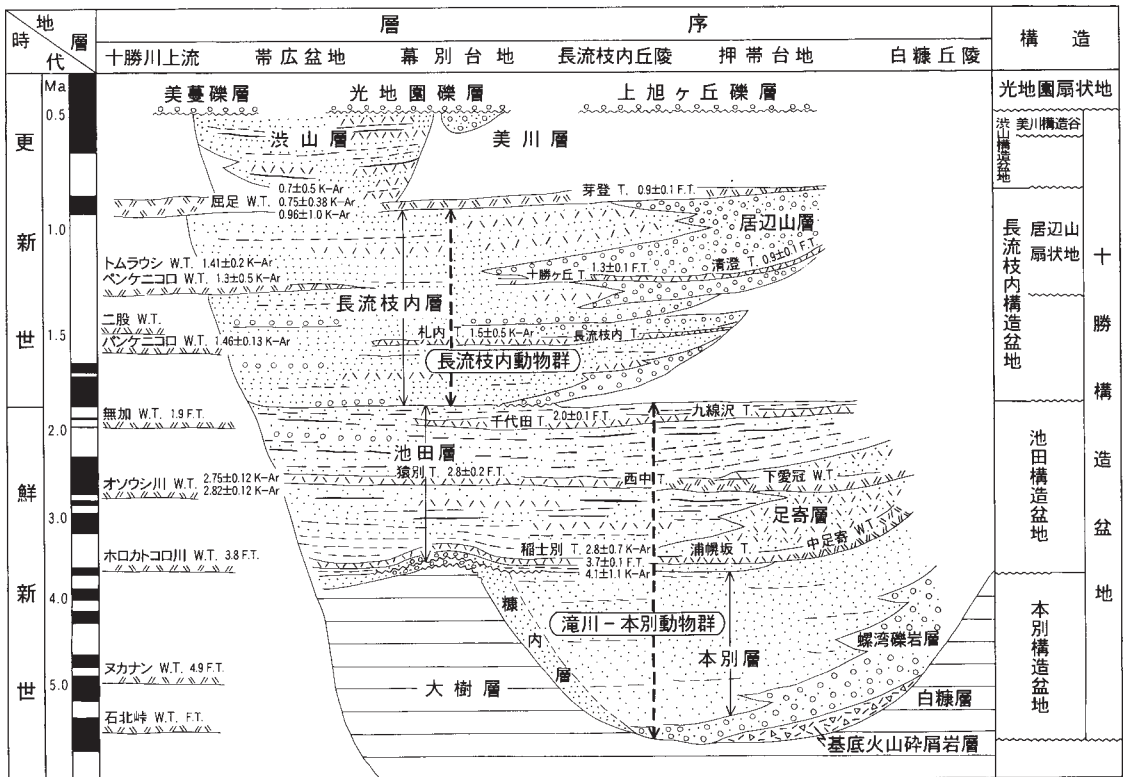
III. 2. 1 糠内層 (Nu)

地層名 宮坂・菊池(1978)による。長尾・三谷(1960)、山口(1970)の糠内砂岩層及び鬼塚(1962)のノヤウシ層に相当する。模式地を考慮するとノヤウシ層が地層名として適しているが、佐々ほか(1955)により異層準の地層に対し同地層名が使用されているので、混乱を避けるため、宮坂・菊池(1978)によって糠内層と改称された。

模式地 中川郡豊頃町保栄(南隣の糠内凹幅地域内)、ノヤウシ川保栄南方から豊頃町石神北方地域いしがみ。本凹幅地域では、幕別町猿別付近、猿別川の河岸。

分布 下位の大樹層を覆って猿別背斜の両翼と、茂発谷川の大樹層を取巻くように分布している。

層厚 露出が良くないため層厚を正確に把握することが難しいが、分布から判断すると、東方から



第8図 十勝層群の模式的な地質総括図 松井(1988)に一部加筆

第3表 豊頃丘陵及び利別川流域の十勝層群の層序対照表

地質時代		本 報 告	松 井 (1988)	吉 田 (1983)	岡 (1982)	十勝団体研究会 (1978)	三 谷 (1964)	長尾・三谷 (1960)	岡 崎 (1957)
第四紀	前期更新世	洪山層 (芽登凝灰岩層) 長流枝内層 清澄火山灰層 札内火山灰層	美川層 洪山層 居辺山層 清澄火山灰層 札内火山灰層	洪山層 (芽登凝灰岩層) 清澄凝灰岩層 池田 千代田凝灰岩層	音更累層 (下土幌軽石流) 札内累層 十勝ヶ丘累層 札内火山灰層 長流枝内川累層 千代田累層 千代田火山灰層	中里層 洪山層 (芽登凝灰岩層) 居辺山層 長流枝内層 池田 千代田凝灰岩層	池田 上部層 第3夾亜炭層 第2夾亜炭層 第1夾亜炭層	千代田含介石層 池田 猿別夾亜炭層 猿別凝灰岩層 稲士別凝灰岩層 砂川礫岩層	池田 ファンベ砂岩部層 千代田夾炭部層 北邦夾炭部層 千住夾炭部層 猿別凝灰岩部層 東亜夾炭部層 稲士別凝灰岩部層
	鮮新世	千代田凝灰岩層 主 部 猿別凝灰岩層 稲士別凝灰岩層 糠内層 大樹層	池田 千代田凝灰岩層 猿別凝灰岩層 足寄層 稲士別凝灰岩層 本別層 糠内層 大樹層	池田 千代田凝灰岩層 下部 西中凝灰岩層 中足寄凝灰岩層 本別層	池田 上部 養別累層 夾亜炭部層 猿別凝灰岩部層 下部夾亜炭部層 稲士別凝灰岩部層 糠内層 大樹層	池田 群 猿別凝灰岩層 稲士別凝灰岩層 足寄層 駒島含介石層 糠内層 大樹層	池田 群 猿別凝灰岩層 稲士別凝灰岩層 足寄層 駒島含介石層 糠内層 大樹層	池田 群 第3夾亜炭層 第2夾亜炭層 第1夾亜炭層 D. 層 足寄層 糠内砂岩層 茂岩泥岩層	池田 群 千代田含介石層 猿別夾亜炭層 猿別凝灰岩層 稲士別凝灰岩層 砂川礫岩層 糠内砂岩層 茂岩泥岩層
中新世	大樹層	大樹層	大樹層	大樹層	大樹層	大樹層	大樹層	大樹層	大樹層

各層序表は一部加筆・簡略化した

西方に向って薄化し、猿別背斜東翼で180m前後であるが、西翼では約150mと薄くなり、茂発谷川の背斜部では50m前後となる。これは上位池田層基底の不整合によって剝されたとも考えられるが、背斜部の岩相が礫岩を伴う粗粒相からなることを考慮すると、本層堆積時から地域差があったものと推定され、糠内層の形成が造構運動に深く支配されていたことを示唆している（山口，1970；松井ほか，1978c；山口・佐藤，1989）。

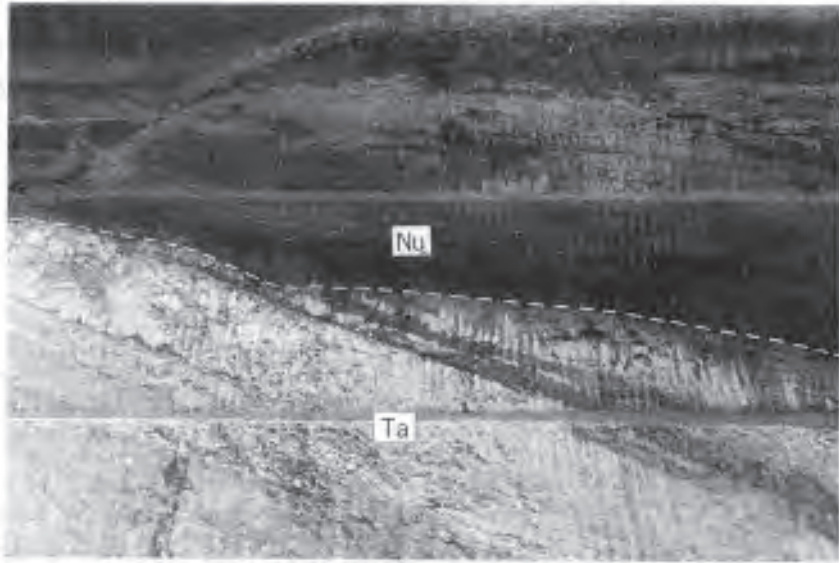
層序関係 本図幅地域では、大局的にみて下位の大樹層を構造上整合的に覆っている。しかし、南隣の糠内図幅で指摘されているように、猿別背斜の軸部に近いところや茂発谷川の褶曲部では不整合現象が認められる。また、茂発谷川の背斜東翼では、右岸側農地切土法面で西方へ約10°傾斜する本層が、大樹層の構造を切って覆っており、局部的に不整合関係にあることを示している（第9図）。

岩相 本層は、暗灰緑色塊状の泥質基質の多い細粒砂岩を特徴とする。下部は灰色の砂質シルト岩と互層するが、主部は砂質シルト岩をほとんど挟まず、泥質基質の多い細粒砂岩からなっている。淘汰が悪く塊状で、シルト岩あるいは凝灰岩などが挟在しなければ走向・傾斜を測るのが難しい（第10図）。新鮮なところでは青灰色-青灰緑色を示すが、風化面は褐色を帯びた暗灰緑色を呈し、雲母片に富む。全般的に凝灰質で軽石粒に富み、軽石凝灰岩の様相を示す部分を挟む。また、粘板岩・石質砂岩・チャートなどの小豆大の円礫を散含する。本層下部の砂質シルト岩は、大樹層のシルト岩に似ているが、色調が灰色で淘汰が悪いことと、大樹層に普遍的に認められたMakiyama chitaniiが見いだされないことで区別される。一方、茂発谷川の背斜部の本層は、模式的な岩相と著しく異なり粗粒相が卓越している。上位池田層の直下は、青緑灰色の中-粗粒砂岩で、下部に向かって礫が多くなり、円礫を主とする成層した礫岩層が発達している。

糠内層の化石 糠内層は、砂岩層から主として貝・有孔虫化石を産するが本図幅地域では少ない。隣接の糠内図幅ノヤウシ川流域（猿別背斜の東翼部）では、滝川-本別動物群の代表種とされる *Fortipecten takahashii*, *Clinocardium cf. shinjiense*, *Mya cuneiformis*などの貝化石と、*Cribroelphidium oregonense*, *Elphidium hughesi foraminosum*, *Eponides frigida*などの有孔虫化石の産出が報告されている（山口・佐藤，1989）。本図幅地域では猿別川本流河床部のほか、恩根内川の向斜軸部付近に貝化石が比較的多く含まれている。それらは、*Acila insignis*, *Fortipecten takahashii*, *Conchocele bisecta*などを多産種とする10種類ほどの貝化石で、岡・赤松（1979）によって報告されている。

糠内層の貝化石は、個体数が多いにもかかわらず種数が少ないという特徴を有し、寒流系浅海性の堆積環境を示唆している。第4，5表に糠内図幅を含む糠内層産の貝化石，有孔虫化石を示す。

対比及び時代 本層は層序関係及び産出化石の特徴から、本図幅地域北方利別川流域の本別層，釧路炭田主部の阿寒層群古潭層層に対比される。一方、地質時代は、下位の大樹層の珪藻化石が *Thalassiosira oestrupii*帯に属すること、また、後述する上位池田層基底部付近の稲土別凝灰岩層の放射年代が4.1±1.1Ma K-Ar（柴田ほか，1975），3.7±0.1Ma F.T（Koshimizu，1981），2.8±0.7Ma K-Ar（松井・松澤，1985）と報告されているなど、これらの資料から本層の形成年代は鮮新世前期である。



Nu — 糠内層
Ta — 大樹層

第9図 糠内層と大樹層の不整合 茂発谷川右岸切土法面



第10図 糠内層の砂岩 猿別川中流右岸

第4表 糠内層産の貝化石

<i>Acila</i> (<i>Truncacila</i>) <i>nakazimai</i> OTUKA
A. (T.) <i>gottschei</i> BÖHM
A. <i>insignis</i> (GOULD)
<i>Yoldia</i> sp.
<i>Musculus laevigatus</i> (GRAY)
<i>Anadara</i> sp.
<i>Patinopecten</i> (<i>Mizuhopecten</i>) <i>yessoensis</i> (JAY)
<i>Fortipecten takahashii</i> (YOKOYAMA)
<i>Cyclocardia ferruginea</i> (CLESSIN)
<i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)
<i>Clinocardium californiense</i> (DESHAYES)
C. <i>ciliatum</i> (FABRICIUS)
C. <i>nuttali</i> (CONRAD)
C. cf. <i>shinjiense</i> (YOKOYAMA)
<i>Serripes laperousii</i> (DESHAYES)
S. sp.
<i>Spisula</i> sp.
<i>Macoma optiva</i> (YOKOYAMA)
M. <i>tokyoensis</i> MAKIYAMA
M. <i>incongura</i> (v.MARTENS)
M. sp.
<i>Peronidia</i> sp.
<i>Panomya</i> cf. <i>ampla</i> DALL
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS
<i>Mya cuneiformis</i> (BÖHM)
M. <i>japonica</i> JAY
M. sp.
<i>Turritella</i> sp.
<i>Tectonatica janthostomoides</i> KURODA et HABE
<i>Buccinum</i> sp.
<i>Neputunea</i> cf. <i>vinosa</i> DALL
N. sp.
<i>Ancistrolepis</i> sp.

第5表 糠内層産の有孔虫化石

<i>Fissulina catenulata</i> (WILLIAMSON)	F
F. <i>leavigata</i> (REUSS)	F
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA & MARUHASI	A
<i>Elphidium hughesi foraminosum</i> CUSHMAN	A
E. <i>subgranulosum</i> ASANO	C
E. <i>subincertum</i> ASANO	C
E. cf. <i>etigoense</i> HUSEZIMA & MARUHASI	C
E. spp.	C
<i>Criboelphidium oregonense</i> CUSHMAN & GRANT	A
C. <i>imanishii</i> (ASANO)	R
C. <i>tomitai</i> TAI	F
C. <i>yabei</i> (ASANO)	R
C. spp.	F
<i>Eponides frigida</i> (CUSHMAN)	C
E. <i>frigidus calida</i> CUSHMAN & COLE	C
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'ORBIGNY)	R
<i>Nonionella miocenica stella</i> CUSHMAN & MOYER	C
<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY	R

A : abundant C : common F : few R : rare

(同定 : 石田正夫)

Ⅲ. 2. 2 池田層 (Ik)

地層名 大石・渡辺 (1932) による。松井ほか (1970) 再定義。松井ほか (1970) は、三谷 (1964) の池田層上部と下部が不整合関係にあることからこれを2分し、下部のみを池田層として再定義した。三谷 (1964) の池田層下部及び岡 (1982) の池田層群幕別累層・千代田累層の一部に相当する。

模式地 中川郡池田町千代田^{ちよだ}、十勝川千代田堰堤付近左岸の丘陵。

分布 本地域では十勝川南部の幕別撓曲帯以東地域及び長流枝内丘陵の千代田堰堤付近から東方利別川流域にかけ、台地・丘陵の低部を占めて分布する。

層厚 猿別背斜西翼の幕別台地では約200mの層厚を有するが、茂発谷川の背斜部では数10mと薄い。背斜東翼の豊頃丘陵北部では約400mで、北東方に向かって厚くなる。また、長流枝内丘陵では、下限が不明であるが、300m前後と推定される。なお、温泉ボーリング等の資料によると、幕別撓曲・居辺断層以西で層厚を増し、本図幅地域の西縁部地下では600mを越えている (岡, 1986)。

層序関係 下位の糠内層を不整合に覆う。本図幅地域では自然露頭では確認できないが、幕別撓曲東側の茂発谷川右岸の畠地造成切土法面で観察された。そこでは本層下部の稲士別凝灰岩層の下位に、層厚が50mを超える砂礫主体の粗粒相が発達し、これが凹凸のある接触面で糠内層を覆い、明らかに削剥現象が観察される (第11図)。また、この粗粒相は淘汰が極めて悪く、花崗岩類やミグマタイトなどの径20cmを超える大礫が多く含まれ、かつ長径が1mにも及ぶシルト岩の偽礫が認められ、糠内層の礫組成とは異なっている。このような現象は、池田層と糠内層とが不整合関係にあることを示唆しており、稲士別凝灰岩層の下位に砂礫を主とする粗粒相が局地的に発達することを示している。このような累重関係は、南隣の糠内図幅のノヤウシ川流域でも局地的に認められる。



Ik — 池田層基底の礫岩
Nu — 糠内層の粗粒砂岩

第11図 池田層と糠内層の不整合 茂発谷川右岸切土法面。

なお、池田層の基底は、山口・佐藤（1989）によって稲士別凝灰岩層の基底とされたが、茂発谷川流域において前述したような砂礫主体の粗粒相が稲士別凝灰岩層の下位に認められ、これが糠内層を不整合に覆うことから、池田層の基底を粗粒相の基底として訂正する。

岩 相 本層は主として淡水成層からなるが、上方に向かって漸次汽水成相－浅海成相に移化し、亜炭層や凝灰岩層が多数挟在することを一般的特徴としている。ことに凝灰岩層は、鍵層として広域的に追跡されるものが、基底部付近、下部及び上部に認められ、それぞれ稲士別凝灰岩層（In）、猿別凝灰岩層（Sa）（岡崎，1957）及び千代田凝灰岩層（Ct）（岡，1976a）と呼称し、区分されている。本研究報告では、これらに準拠して上述の鍵層を区別して図示し、他を池田層の主部として取りあつかった。幕別台地で読みとれた地質柱状図を第12図に示す。

主 部（Ik） 主部は池田層を代表する岩相で、軟らかい粘土岩－粘土質シルト岩、砂岩及び礫岩の数10cmから数m単位の互層からなり、亜炭や凝灰岩が挟在している（第13図）。また、粘土岩・砂岩の細互層部には、しばしばスランピング構造を示す部分がある。これらの層相変化は、地域によってもそれぞれ発達状況が異なっている。ことに十勝川南部の幕別台地・豊頃丘陵北部では、猿別背斜の西翼で淡水成→汽水成→浅海成へ変わる層相変化を示すが、東翼（豊頃丘陵北部）では浅海成相は認められない。これは池田層の堆積作用が、猿別背斜の形成に少なからぬ影響を受けたことを示唆している。

一方、十勝川北部の千代田堰堤から千代田にかけては、猿別背斜西翼と同様の層相変化が認められるが、利別川以東の白糠丘陵では、泥質相が多く淡水成から汽水成相が卓越している。

本図幅地域における本層の最下部層は、糠内層との累重関係で述べたように、茂発谷川下流の背斜部で観察され、巨礫を伴う淘汰不良の砂礫層で一般的岩相と異なり、局地的に発達する特異な岩相である。

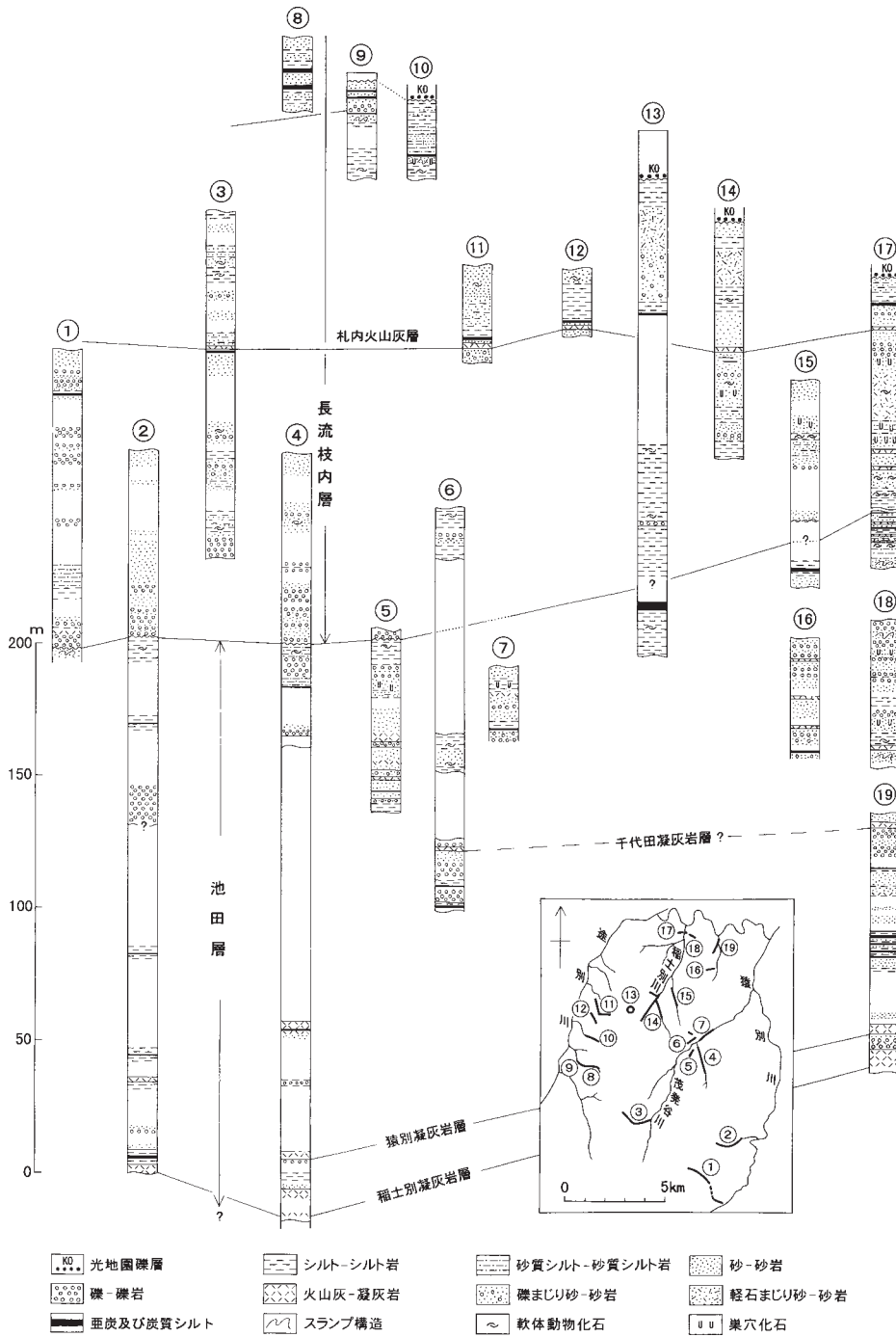
主部を構成する粘土岩－粘土質シルト岩は、淡灰－暗灰色均質で軟らかく、塊状を呈するものと葉理の発達するものがあり、後者は薄板状に剝離する。泥質岩は有機物に富み、しばしば植物の破片や葉の化石が見いだされる。

砂岩は、灰色・暗青灰緑色で風化すると灰褐色を呈し、細粒から粗粒まであり総体的に軟らかい。細粒砂岩は一般に塊状凝灰質で雲母片に富んでいる。粗粒砂岩は脆弱で、斜交層理を示すことが多く、軽石質な部分もある。

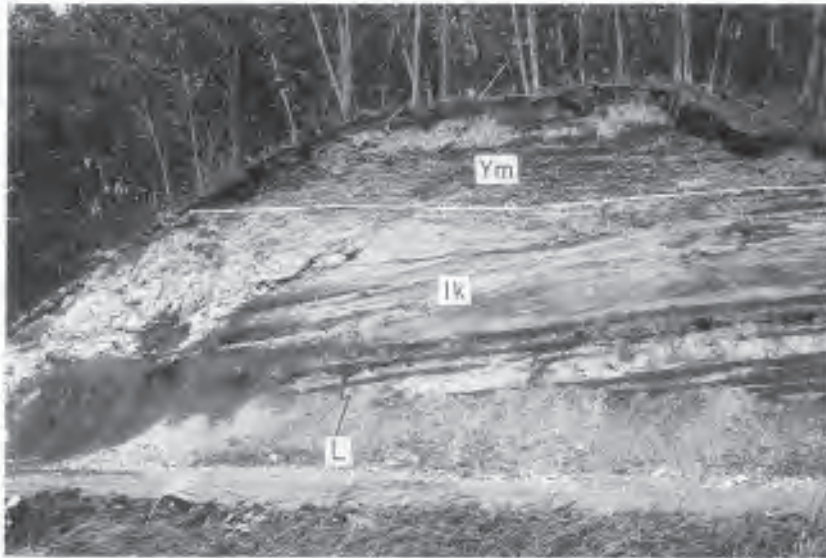
礫岩は良く円磨された礫からなり、基質が細－中粒砂で、固結度が低く軟らかいが、酸化鉄によって二次的に硬化しているところがある。礫種はほとんどが粘板岩・ホルンフェルス・石質砂岩などで占められるが花崗岩類も認められる。また、礫の大きさは径1-3cmが普通で、最大10cmを超えるものもある。

凝灰岩は、後述する鍵層を除くと、厚さが数cmから数10cmの薄層で頻繁に挟在する。白色ガラス質細粒の酸性凝灰岩で、一般に下盤側の岩相境界は明瞭であるが、上盤側は漸移し級化成層を示すことが多い。

亜炭は、本層の中・下部に多く挟在し、分布域の全域で認められ、ことに幕別台地北東部から池田町千代田・四線川地域にかけて頻繁に挟在する。挟在する炭層は数10層に及ぶと推定されるが、広域的な広がりをも有するものは少ない。また、層厚は大部分が数cmから数10cmで、稀に1.5mを超えるものがある。かつて家庭用燃料として採掘されたことがある。



第12図 幕別台地の池田層・長流枝内層の地質柱状図 松井・松澤(1985)に一部加筆



- Ym — 止若面堆積物
 lk — 池田層
 L — 亜炭層

第13図 亜炭を挟む池田層主部の層相 幕別市街南南西2km付近の段丘崖

稲士別凝灰岩層 (In)

地層名 岡崎(1957)による. 岡 は本層を岩相から下部の砂岩層と上部の凝灰岩層に2分している. しかし凝灰岩層が火砕流堆積物の様相を示し, 下位の砂岩層とは明らかに区別される. そこで凝灰岩層のみを稲士別凝灰岩層として再定義された(山口・佐藤, 1989). しかし今回, 茂発谷川の背斜部で, 糠内層と稲士別凝灰岩層のあいだに新たに砂礫からなる粗粒相が見いだされた. これが岡崎(1957)の稲士別凝灰岩層下部の砂岩層に相当する可能性がある.

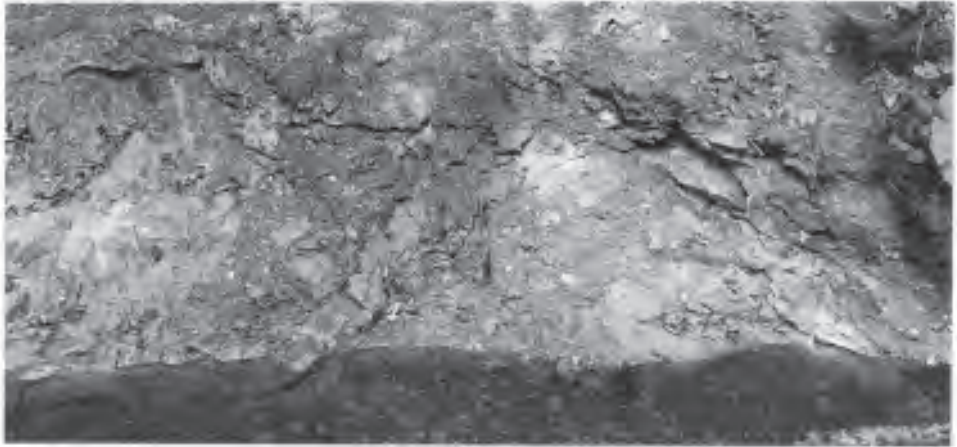
模式地 中川郡幕別町, 幕別台地豊岡川(旧幌内沢)入口付近.

分布 本図幅地域では, 模式地のほか茂発谷川中流幕別撓曲の東側に分布する(第12図).

層厚 30m+

岩相及び岩質 本層は火砕流堆積物の性格を有する凝灰岩で, 基底に薄い礫岩が発達する. 凝灰岩は淡灰色-淡紅灰色を呈し, 塊状で軽石礫を多量に含み, 分級が悪く脆弱である. 基底に近い部分には, 火山岩や下位層のシルト岩の角礫(偽礫)がしばしば含まれ, ことに模式地では大きさが径1mにも達するシルト岩の巨礫が含まれている(第13図). 軽石は白色-灰白色を呈し, 普通径3-5cmで稀に10数cmに達するものがあり, 一般に発泡が良くない. 石英≦斜長石>黒雲母などの鉱物が含まれ, また, 凝灰岩の基質中にも黒雲母が普遍的に認められ流紋岩質である(山口ほか, 1978a).

年代測定値 本層に関しては, 軽石から分離した黒雲母についてK-Ar法による年代測定が行われ, 4.1±1.1Ma(柴田ほか, 1975)及び2.8±0.7Ma(松井・松澤, 1985)の測定値が, また, ジルコンを用いたフィッシュトラック法によって3.7±0.1Maの年代がKoshimizu(1981)によって報告されている.



第14図 シルト岩の偽礫を伴う稲士別凝灰岩層 豊岡川下流

猿別凝灰岩層 (Sa)

地層名 岡崎 (1957) による。

模式地 中川郡幕別町猿別西方，幕別から豊岡に通ずる道路沿いの崖。

分布 本図幅地域では模式地のほか，前述した稲士別凝灰岩層の上位を占めて豊岡川から茂発谷川流域 (第12図)，及び猿別背斜東翼の豊頃丘陵西縁に沿って帯状に分布する。

層序関係 模式地の豊岡川から茂発谷川流域の猿別背斜西翼では，厚さ数mから10数mの夾亜炭層を挟んで稲士別凝灰岩層を構造上整合に覆っている。夾亜炭層は南方に向かって薄化するとともに粗粒化し，南隣の糠内図幅では厚さ2m前後の礫岩層となっている (山口・佐藤，1989)。一方，東翼では，稲士別凝灰岩層及び夾亜炭層を欠いて糠内層を直接不整合に覆っている。

岩相及び岩質 本層は均質細粒な塊状凝灰岩で，火砕流的な外観を示すが，上部は水の影響を受け葉理が認められる (第15図)。淡灰色-灰白色で中-細粒のガラス質凝灰岩で軟らかく，基質中に有色鉱物がほとんど認められず，岩片や軽石礫が少ない。まれに含まれる軽石礫は，大きさが径1-3cmで発泡が良く網糸状を呈し，わずかに斜長石>紫蘇輝石>普通輝石のほか，まれに石英・黒雲母を伴うことがあり輝石安山岩質である (山口ほか，1978a)。

また，模式地の幕別から豊岡に通ずる道路傍の土採場では，厚さ5-10cmのレンズ状の硬質溶結凝灰岩様の岩相や大樹層のシルト岩に酷似した，長径2mにも及ぶ巨礫を含むところがある。

年代測定値 本層はフィッシュトラック法によって， $2.8 \pm 0.2\text{Ma}$ の年代がKoshimizu (1981) によって報告されている。

千代田凝灰岩層 (Ct)

地層名 岡 (1976a) による。

模式地 中川郡池田町千代田，オシタツ川入口付近。

分布 長流枝内丘陵の十勝川北岸から利別川右岸地域にかけ，池田層の最上部に挟在し分布する。



第15図 塊状の猿別凝灰岩層 幕別 - 豊岡間町道の土採場. 現在は小さな露頭のみ

このほか十勝川南部幕別台地の稲志別川下流右岸地域においても分布が確認されている(岡, 1982).

層厚 3-6m. 幕別台地から北方に向って層厚を増し, 北隣の高島図幅地域では10mを超える.

岩相及び岩質 淡灰色-白色のガラス質細粒凝灰岩で, 葉理が発達し水中堆積相を示す. 一部に黒雲母と石英を顕著に含み流紋岩質である. 北方に向って粗粒化し, 高島図幅内では火砕流堆積物に移化し弱溶結相を示す.

年代測定値 本層の年代は, フィッショントラック法によって 2.0 ± 0.1 Maの値がKoshimizu (1981)によって報告されている.

池田層の化石 本層は淡水成層を主とするが, 中部から最上部にかけては汽水成から浅海成相が発達し, 貝化石が産出する. ことに千代田凝灰岩層の上・下位に多く, 下位には*Macoma calcarea*と*Anadara amicula elongata*が, そして上位には*Mytilus* sp.が特徴的に見いだされ, 化石帯として追跡できる. 岡(1976a)はこれをそれぞれ“*Macoma-Anadara bed*”及び“*Mytilus bed*”と呼び, 地層の区分追跡の手がかりとしている. また, 音更町千代田堰堤上流の十勝川左岸の河崖で, 北海道本島部, 鮮新統の示準化石の一つとされる*Fortipecten takahashii*の産出が報告されている(岡・赤松, 1979). このことは,*Fortipecten takahashii*を代表種とする滝川-本別動物群の生存帯が, 池田層上部にまで及ぶことを示唆している.

更に豊頃丘陵北部及び白糠丘陵地域の本層(主として泥質相)からは*Corbicula* sp.が化石帯をなして産出し, 汽水成層の存在を示している.

一方, 本層の花粉組成についてOkazaki (1958)及びIgarashi (1976)によって検討がなされ池田層堆積時の古気候が推定されている(両者の池田層には, 本研究報告の池田層から渋山層までが含まれる). Igarashi (1976)によると, 本層の下部は*Fagus*, *Alnus*, *Tsuga*などが多く温暖な古気候を反映している

が、中部から上部にかけては、より温暖・湿潤期を経て冷涼期へ移行し、最上部では *Picea*, *Pinus*, *Betula* など亜寒帯針葉樹林帯の要素が強くなり、寒冷化への気候変化が生じたとされている。

対比及び地質時代 北海道で池田層に対比できる地層は、十勝地域を除く他地域では今のところ知られていない。本層は、滝川 - 本別動物群を産する糠内層を不整合関係で覆っており、また、挟在する凝灰岩層の放射年代が鮮新世の中・後期を示している。石狩炭田西縁に分布する新第三系上部には、滝川 - 本別動物群を産する深川層群が分布する。滝川 - 本別動物群は深川層群下部の幌加尾白利加層ほろか おしりりかから産し、同層群の最上部には亜炭層を挟む一巳層いちぢやんが累重している。深川層群の地質・古生物学的研究を行ったフカガワクジラ発掘調査団によると、一巳層の花化石組成が、池田層のそれと似ており、層序的に見ても対比される可能性のあることが指摘されている（フカガワクジラ発掘調査団, 1982）。一方、地質時代は、下位糠内層との層序関係、挟在する各凝灰岩層の放射年代及び花粉化石にみられる古気候の変遷などから、本層の形成年代は鮮新世の中期から後期と考えられる。

III. 2. 3 長流枝内層 (Os1-5)

地層名 松井ほか (1970) による。松井ほかは、三谷 (1964) の池田層上部を層序関係から池田層から分離し、長流枝内層と呼ぶことを提唱した。その後山口ほか (1973) は、新たな資料を加えて再検討し、長流枝内層から芽登凝灰岩層以上を分離し再定義した。岡崎 (1957) のフンベ砂岩部層、岡 (1976a) の長流枝内川累層から札内累層に、また吉田 (1983) の池田層上部にほぼ相当する。

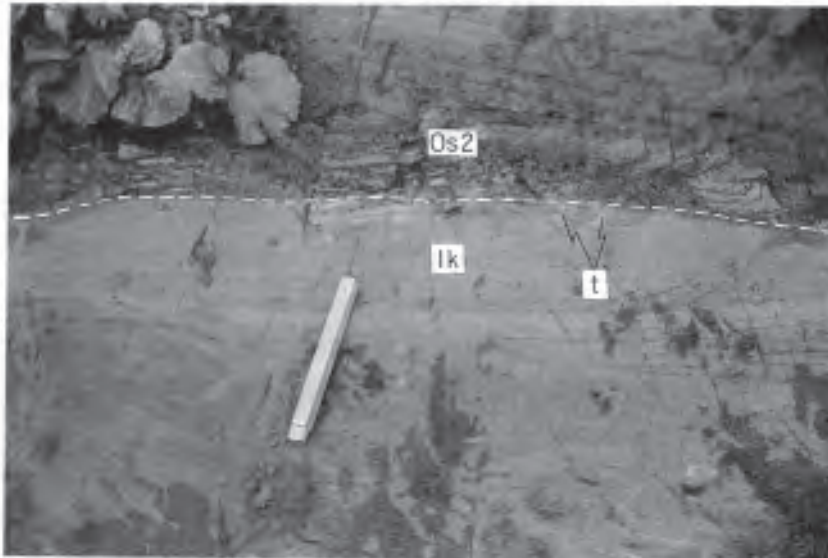
模式地 中川郡池田町千代田、千代田堰堤付近からフンベ山にいたる十勝川左岸丘陵地域。

分布 居込断層以東の長流枝内丘陵一帯、利別川おねべつ東部姉別川流域及び幕別台地の幕別撓曲帯の西部地域。

層厚 地層が一般的に緩傾斜層で、かつ露頭が不連続なため、正確な層厚を知ることは難しいが、温泉ボーリング等の地質柱状などを参考にすると、幕別撓曲とその北方延長を結ぶ線から以東地域では 200-250m の層厚を有するが、居込断層より以西の地域では層厚を増し、図幅西縁部では 400-450m、更に西方帯広市の中心部では 600m から 700m に達する (松澤ほか, 1978a, 1981)。

層序関係 本図幅地域は、長流枝内層堆積盆の東縁部に位置するため、幕別台地や長流枝内丘陵では下位の池田層を不整合に覆う。しかし、堆積盆の中心部に当たる帯広 - 音更市街付近おとふけの地下深部では、構造上整合関係にあるとされている (松澤ほか, 1981; 松井・松澤 1985; 松井, 1988)。

幕別台地では、茂発谷川右岸の幕別撓曲帯付近に人為的な大露頭がつくられ、大樹層から長流枝内層までの各層の累重関係や岩相の特徴が良く観察される。また、撓曲帯の延長上にある右岸の小沢では、本層と池田層の構造が斜交し、本層の基底から下位の池田層に多数の生痕化石が認められた (第 16 図)。このような累重関係は、南隣の糠内図幅でも確認されている (松澤ほか, 1978a; 山口・佐藤, 1989)。一方、本層の模式地長流枝内丘陵では、本層基底と池田層の上部に介在する *Mytilus* bed との関係を見ると、千代田堰堤付近からフンベ山にかけて、その層間が狭くなり、東方ほど削割量が多く、堆積盆地の東縁部で不整合関係にあることを示唆している (第 17 図)。この点については松澤ほか (1978a, 1981)、松井ほか (1978c) もすでに指摘している。この累重関係については、先に述べたように整合一連で一部指交関係であるとする異なる見解もある (岡, 1976a, 1982, 1986; 中間, 1980; 三谷・石山, 1982; 吉田, 1983)。



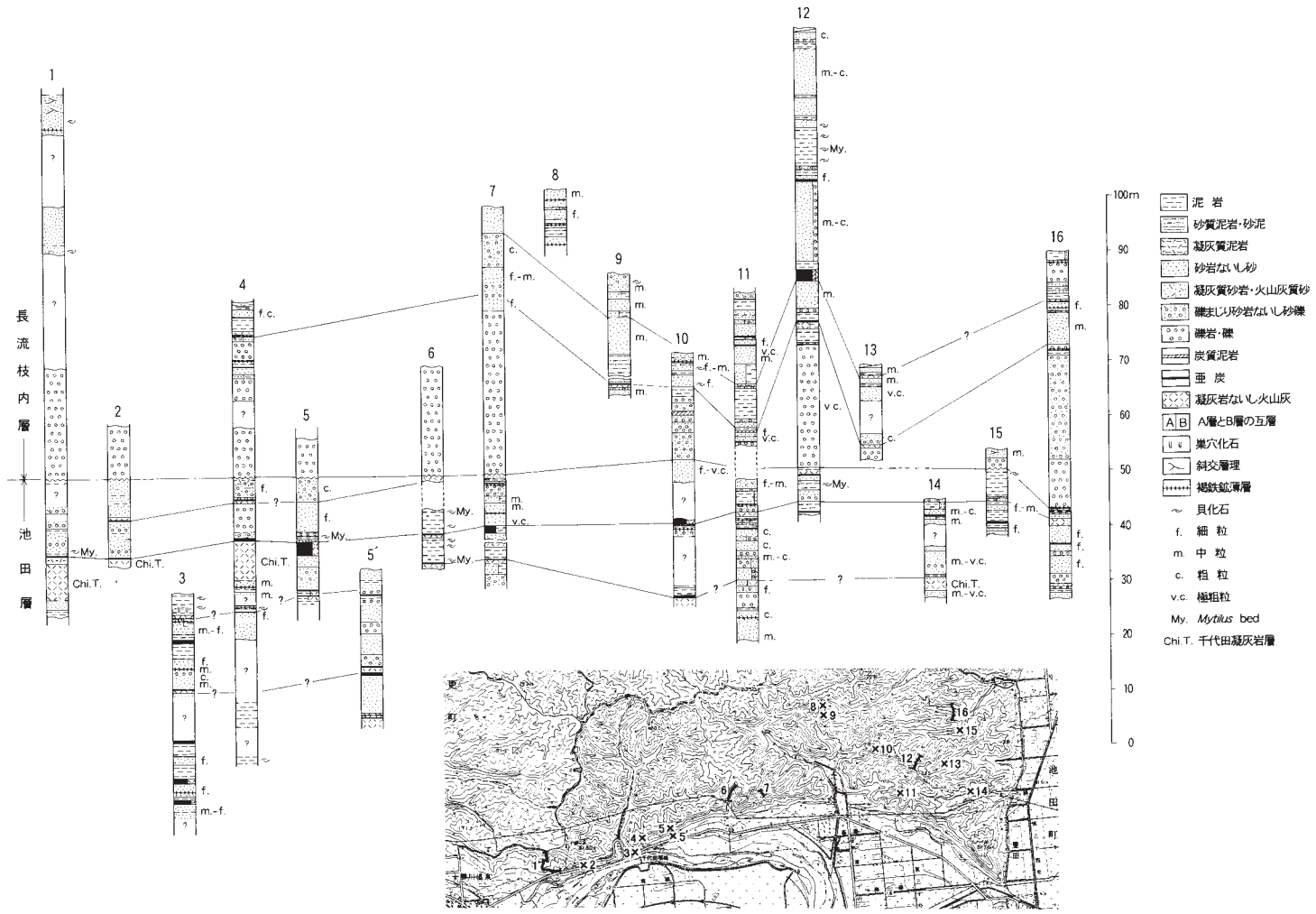
- Os2 — 長流枝内層(砂岩・シルト岩相)
 lk — 池田層
 t — 生痕化石

第16図 長流枝内層と池田層の不整合 幕別撓曲帯に近い茂発谷川の右岸支沢.

しかし、本研究報告の層序区分と、上記各論文の層序区分とは、必ずしも同一の層準を基準として区分されていない(第3表)。したがって長流枝内層と池田層の層序関係を、一概に論ずることには問題がある。一方、筆者の一人松井は、生層序学的視点からも検討を加え、本層の貝化石群が、*Umbonium costatum*, *Lucinoma anulata*など暖流系種のほか、上部層から寒流系の現生種が産出し、下位の池田層産の滝川-本別動物群とは明らかに異なり、本層を池田層から分離することの意義を述べている(松井, 1988)。また、Uozumi *et al.* (1986)も、“上部池田層”が瀬棚動物群(藤江・魚住, 1957)を、そして“下部池田層”からは滝川-本別動物群を産出し、両者の化石群集が異なることを指摘している。

以上の諸資料は、従来の“上部池田層”を池田層から分離し、新たに長流枝内層を設定することを支持するといえる。

岩相 本層は巨視的にみて、浅海成相に始まり汽水成相を経て、淡水成相に終わる輪廻層の繰り返しからなる。斜交層理が顕著で、流水の影響を受けた礫・砂・シルトを主とし、凝灰岩(火山灰)・亜炭(泥炭)などが挟在する。これらの各相は、相互に指交関係にあり、岩相境界が必ずしも同一時間面を示すものではないが、本研究報告では地質構造を参考に、地域的に卓越する岩相と、鍵層となる凝灰岩層を便宜上区分し、地質図上に表示した。地層は全般的に緩傾斜層からなるが、幕別撓曲帯付近には急斜層が発達し、西方ほど上位層が分布している。本図幅地域では、おおむね下位から礫岩相(Os1)、砂岩・シルト岩相(Os2)、凝灰質砂岩相(Os3)、礫・砂相(Os4)及び砂・シルト相(Os5)に区分したが、この区分は、松井ほか(1970)、松井・松澤(1985)、松澤ほか(1978a)の区分とは必ずしも一



第17図 十勝川左岸長流枝内丘陵の池田層・長流枝内層の地質柱状図 山口ほか(1978b)に一部加筆

致しないが、それについては、各相の記述毎にその関係を述べることにする。なお本層については、岡によって詳細な堆積学的研究がなされている(岡, 1976a, 1982)。

礫岩相 (Os1) 礫岩相は長流枝内層の基底部に発達する。十弗川支流姉別川流域から長流枝内丘陵東部池田町青山の十日川流域を経て、十勝ヶ丘に通ずる道路中段にかけて認められ、東から西方に向かって薄化する。このほか幕別台地の稲志別川入口右岸付近で、池田層の直上に顕著な礫岩が局地的に認められる。本層と同じ層準の礫岩相と推定されるが、直接追跡できないので、幕別台地では図示していない。礫岩相は、淡灰褐色-茶褐色を呈し、良く円磨された礫を主とし、細-粗粒砂によって固結されている。礫は細礫から中礫を主とするが、礫径が10cmを超える大礫を含むことがある。礫種はホルンフェルス・石質砂岩・粘板岩が主で、わずかにミグマタイトや片麻岩類を伴っている。礫岩相は淘汰が比較的良いが、級化層理は認められない(第18図)。平行層理や斜交層理が良く発達し、固結度が低く脆い。ただ酸化鉄によって二次的に硬化しているところがある。また、基質に砂がほとんど含まれず、礫のみからなっているところや、砂が多く砂質礫岩といった層相を示す部分もある(第19図)。池田町様舞、十日川流域及び千代田付近の礫岩相から、鯨の化石が産出する(木村, 1978)。礫岩相は、松井ほか(1970)、松澤ほか(1978a)の下部砂礫層及び松井・松澤(1985)のOs1のほぼ下半部、礫岩層の卓越部に相当する。

砂岩・シルト岩相 (Os2)

砂岩・シルト岩相は、長流枝内層を代表する岩相で、長流枝内層の分布域で最も広い範囲を占めている。粗粒から細粒砂岩を経て、シルト岩に変わる級化成層の繰り返しからなり、一輪廻層の厚さは15-30m程度で、各相の層厚は地域的に変化する。級化成層は最上部に亜炭や白色凝灰岩の薄層(数cmから10数cm)をしばしば伴う。砂岩・シルト岩相は全般的に固結度が低く、ハンマーで削り、砕くことが容易である。

砂岩は、暗灰緑色-青灰色を呈するが、風化すると黄褐色-暗褐灰色となる。淘汰が良く、粗粒相には斜交層理が発達するが、細粒相には平行葉理が認められ、雲母片に富む。

シルト岩は、灰色-青灰色を呈し、風化するとやや明るい色調となる。薄板状の葉理や極細粒砂岩の薄層(1-2cm程度)と互層する部分がある。

凝灰岩は、白色細粒ガラス質で、一般に厚さが10cm以下で薄い^が、茂発谷川中流から稲志別川流域では、札内火山灰層(St)と呼ばれる厚さ約35cmの黒雲母に富む軽石凝灰岩が挟在する(第12図)。これは岡(1982)によって命名されたもので、幕別台地から長流枝内丘陵にわたって蹠層として追跡されている(岡, 1982; 松井・松澤, 1985; 松井, 1988)。

亜炭は、シルト岩が優勢となる輪廻層の上部に発達し、亜炭-炭質シルト岩で、厚さ5-20cmが普通であるが、まれに数10cmに達するものがある。

砂岩・シルト岩相は、長流枝内層のなかで軟体動物化石や有孔虫化石が多く、現地生あるいは“はきよせ”状の産状をなして産出する。



Os1 — 長流枝内層礫岩相

lk — 池田層

第18図 長流枝内層礫岩相(Os1)、池田層(lk)にのる基底礫岩、池田町近牛、鴨居川上流。



第19図 長流枝内層礫岩相(Os1)に相当する砂質礫岩 稲志別川下流右岸

凝灰質砂岩相 (Os3)

凝灰質砂岩相は、前述の砂岩・シルト岩層のうち、特に凝灰質な部分を区別し図示した。長流枝内丘陵の稜線部に主として分布するほか、北東部の姉別川と^{まだ}穂田の沢川との分水嶺にもわずかに分布する。幕別台地では、光地園礫層に覆われるため認められない。模式的な岩相は、サイクリングロードや三角点250m地点から北方に延びる林道沿いの切土面で観察される。淡灰色-灰白色の凝灰質砂岩で、非常に軟らかく、砂岩というよりは凝灰質砂と呼ぶのが適当な岩相である。細粒から極粗粒まで粒度が多様に変化するが規則性がない。極粗粒相は軽石質で、粒径2-5mmの軽石からなり、ときに径数cmの軽石礫や粘板岩・チャート・火山岩(黒曜石含む)・新第三系の堆積岩類など、他種類の礫を含む礫質な部分がある。東から西方への古流向を示す斜交層理が顕著で、極粗粒相では中型から大型の(第20図)、また、細粒相では小型から中型の斜交層理を示すことが多い(第21図)。凝灰質砂岩相の上部には、清澄火山灰層(Kt)と呼ばれる黒雲母と石英を含む流紋岩質火山灰が挟在する。^{はきよせ}関根沢川からサイクリングロードを経てサルカニ沢川まで鍵層として追跡される。なお、この火山灰層は北方に向かって厚くなり、北隣の高島図幅では火砕流堆積物となっている(三谷・石山, 1982; 松井, 1988)。

凝灰質砂岩相からは、貝化石の産出が少ない。

礫・砂相 (Os4)

礫・砂相は、長流枝内川^{ついで}筒井温泉付近から白樺ゴルフ場にかけて分布する。礫→砂礫→砂→シルトに変わる上方細粒化の級化成層を示す。級化成層の単位は厚さ約3-15mで、砂礫・砂が多く、斜交層理が発達する。礫層は基底の礫岩相(Os1)に酷似し、礫径が2-20cmで良く円磨された古期岩類の礫からなるが、淘汰が良くない。砂礫層は、下位の礫層に比べ円磨度の低い亜円礫が多く、礫径が1-3cmでやや小さい。礫組成が古期岩の円礫のほか、火山岩(黒曜石を含む)や新第三系の堆積岩類など、Os3の礫質相に類似している。砂層は、細粒から極粗粒まで多様で、粗い部分には軽石質のところがあり、また、磁鉄鉱粒の濃集した黒帯状の薄層が挟在する。礫・砂相は、側方への岩相変化が著しい。貝化石はOs3同様に少ない。

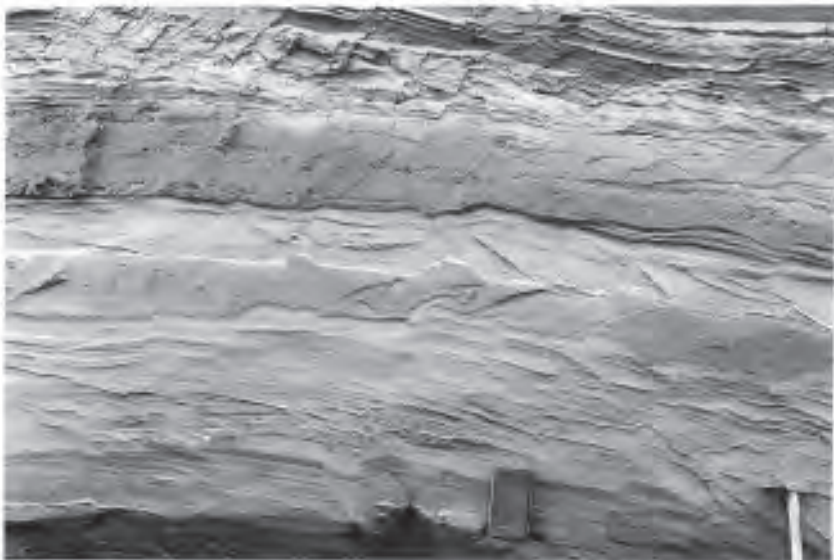
なお、Os1-Os3までの記載で用いた礫岩・砂岩・シルト岩と、Os4以下で使用する礫・砂・シルト層の区別は、工学的物理性によって分けたものではなく、野外で観察される固結の程度によって感覚的に分けたものである。

砂・シルト相 (Os5)

砂・シルト相 (Os5) は、長流枝内層の最上部を占めて土幌川下流から長流枝内川下流域及び幕別台地の北西縁部に分布する。幕別台地では、Os2にOs5が直接累重するように図示されているが、これは地層の欠如によるものではなく、岩相の側方変化によるものと考えている。なお、松井・松澤(1985)のOs3は、本研究報告のOs4-Os5にほぼ相当する。下位の礫・砂相 (Os4) から再び細粒相に変わる。青灰色-灰緑色を呈する細粒砂を主とする灰色シルトとの互層からなる。砂は分級が良く均質で、灰白色の斜交層理の発達する凝灰質砂を挟むことがある。また、厚さ数cmから10数cmの亜炭の薄層が挟在する。Os1, Os3, Os4に比べて貝化石が多く、“はきよせ状”の産状を示すところもある。



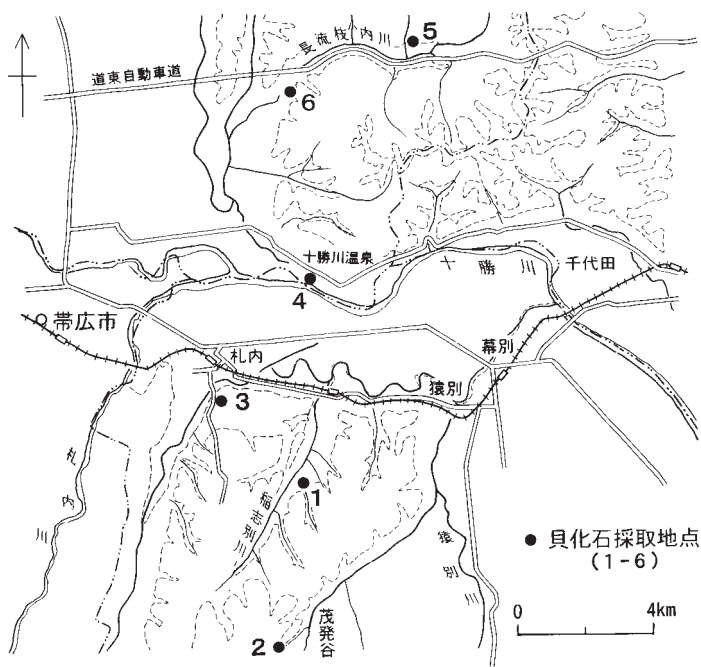
第20図 長流枝内層凝灰質砂岩相(Os3)の斜交層理の発達した軽石質砂岩
長流枝内丘陵.



第21図 長流枝内層凝灰質砂岩相(Os3)の小規模な斜交層理の発達した凝灰質細粒砂岩
長流枝内丘陵

長流枝内層の化石 本層は全層を通じて貝化石を産出するが、概して礫質相に少なく、砂、シルト相に多い。また、地域的には幕別台地や長流枝内丘陵で多産するが、姉別川流域では少ない。6地点において化石を採取検討した結果、40属48種が同定された。その採取地点と化石種を第22図、第6表に示す。このうち多産するのは、稲志別川中流（地点1）、茂発谷川上流（地点2）、十勝川温泉付近（地点4）、長流枝の平尾沢川沢口（地点5）の4地点で、いずれも“はきよせ状”の産状を示す。また、これら各地点の層序関係は、地質構造からみておおむね下位から地点1、2、次いで地点4、5、地点3、6は最上位に位置すると考えられる。卓越種は全層を通じて、*Tectonica janthostomoides*, *Buccinum middendorffi*, *Spisula kurikoma*, *Spisula voyi*, *Mya japonica*などで、ほとんどが寒流系内湾性種によって占められるが、本層の中・下部（地点1,4）からは、*Umbonium costatum*, *Lucinoma annulata*など日本中部以南に分布の中心をもつ暖流系種のほか、*Acila gottschei*, *Pseudamiantis tauyensis*, *Spisula kurikoma*, *Soletellina minoensis*などの絶滅種が含まれ、また上部は寒流系現生種を主とするなどの特徴を有する。ことに暖流系種を含むことは、下位の糠内層や池田層にはみられない要素である。松井（1988）は、この化石群集を下位の滝川 - 本別動物群と区別し、長流枝内動物群と呼んでいる。一方、有孔虫化石は *Elphidium bartletti*, *E. clavatum*, *Criboelphidium oregonense* を主とし、*Eponides frigida*, *Buliminella elegantissima*などを産する。特に滝川 - 本別動物群に特徴的に随伴するといわれる *Criboelphidium oregonense* を多産するのが注目される。

以上のほか、細粒相には生痕化石が多数認められる。



第22図 長流枝内層の化石採取地点位置図 松澤ほか(1978a)による

第6表 長流枝内層産の動物化石

Species	Loc. 1	2	3	4	5	6
<i>Umbonium costatum</i> (KIENER)	C					
<i>Umbonium</i> sp.	R					
<i>Littorina mandschurica</i> SCHRENCK					R	
<i>Batillaria cumingii</i> (CROSSE)	R					
<i>Crepidula grandis</i> MIDDENDORF				R		
<i>Lunatica</i> cf. <i>pila</i> (PILSBRY)	R			R		
<i>Tectonatica janthostomoides</i> (KURODA et HABE)	C	R			R	
<i>Nucella freycineti</i> (DESHAYES)					R	
<i>Buccinum middendorffi</i> VERKRUZEN	R	R		C		
<i>Neptunea vinosa</i> (DALL)				R		
<i>Fulgoraria</i> sp.				R		
<i>Admete couthouyi</i> JAY				R		
<i>Rectiplanes</i> sp.					R	
<i>Rhodopetoma erosa</i> (SCHRENCK)				R	R	
<i>Obesotoma</i> sp.				R		
<i>Derjuginella rufofasciata</i> (SMITH)				R		
<i>Acila gottschei</i> (BÖHM)		R		C		
<i>Yoldia</i> (<i>Cnesterium</i>) <i>notabilis</i> YOKOYAMA				R		
<i>Mytilus</i> sp.						R
<i>Modiolus</i> sp.					C	
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)	A	R				
<i>Crassostrea gigas</i> (THUNBERG)	R					
<i>Corbicula</i> sp.						R
<i>Serripes</i> sp.				R		
<i>Clinocardium</i> sp.	R		R			
<i>Lucinoma annulata</i> (Reeve)	R			C		
<i>Felaniella usta</i> (GOULD)		R				
<i>Callithaca</i> (<i>Protocallithaca</i>) <i>adamsi</i> (REEVE)				R	A	
<i>Mercenaria</i> sp.	R	R				
<i>Pseudamiantis tauyensis</i> (YOKOYAMA)	C	R				
<i>Liocyma fluctuosa</i> (GOULD)				R		
<i>Spisula kurikoma</i> (NOMURA)	R	C				
<i>Spisura voyi</i> GABB		C		C		
<i>Peronidia</i> sp.	R	A				
<i>Macoma incongura</i> (v. MARTENS)				R		
<i>Macoma</i> cf. <i>middendorffi</i> DALL	R	R			R	
<i>Macoma</i> sp.		R				
<i>Soletellina minoensis</i> YOKOYAMA		R				
<i>Nuttallia</i> sp.		R				
<i>Mya japonica</i> JAY		R	R	C	A	R
<i>Siliqua alta</i> (BRODERIP et SOWERBY)		R				
<i>Solen</i> sp.	R	R				
<i>Thracia kakumana</i> (YOKOYAMA)				R		
<i>Echinarachinus</i> sp.			R			

A : adundant C : common R : rare 松澤ほか (1978a) による

時代 本層の地質時代は、挟在する凝灰岩類（火山灰）から得られた放射年代と、含まれる貝化石の生層序によって推定される。“札内火山灰層”と“清澄火山灰層”は、鍵層として広域的に追跡され、それぞれ $1.5 \pm 0.5\text{Ma}$ （K-Ar年代）及び $1.3 \pm 0.1\text{Ma}$ （F.T.年代）の放射年代が報告されている（松井・松澤, 1985; Koshimizu, 1981）。一方、生層序からみると、本層の貝化石群は、下位の糠内層・池田層の滝川-本別動物群とは明らかに異なり、中・下部に暖流系の貝化石群を含み、また上部は寒流系現生種を主とするなど、瀬棚動物群の要素が強く、放射年代の示す地質時代と調和的である。したがって、本層の地質時代は前期更新世と考えられる。

III. 2. 4 洪山層 (Si)

地層名 山口ほか（1973）による。松井ほか（1970）は、三谷（1964）の池田層上部を長流枝内層と呼ぶことを提唱したが、その後の研究で長流枝内層の上部に発達する芽登凝灰岩層を境に、それより上位の地層が異なる構造単元の堆積盆に形成された陸成層であることを明らかにし、芽登凝灰岩層を含めこれを新たに洪山層と定義した（山口ほか, 1973）。橋本誠二（1954）の池田層、岡（1976a）の池田層群音更累層に相当する。

模式地 かさい めむろ にししかり 河西郡芽室町西土狩の土採場及び国道38号芽室橋付近の芽室川左岸の崖（西隣の帯広図幅内）。

分布 本図幅地域では居辺断層以西の土幌川・アネップ川流域。

層厚 本図幅地域では、分布が確認される範囲で40-45mである。なお洪山層堆積盆の中心とされる西隣の帯広図幅の音更市街付近では100mを超えるとされている（松澤ほか, 1981）。

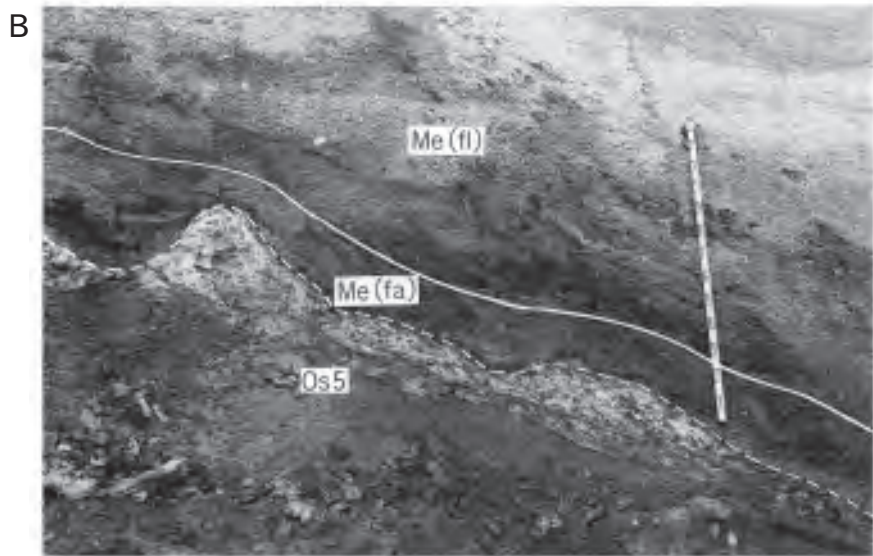
層序関係 本層の基底に発達する芽登凝灰岩層が、下位の長流枝内層を不整合に覆っている。不整合現象が観察できるのは、土幌川支流アネップ川の音更町昭和から長流枝に通ずる町道沿いの、畠地造成の切土法面である。法面は道路南側の斜面で切土延長が100m余である。法面の大部分は長流枝内層の砂・シルト・細砂礫の互層からなるが、西端部には芽登凝灰岩層が西へ 15° 前後傾斜して長流枝内層を覆っている。構造上両者はほぼ平行しているが、接触面は凹凸に富み、長流枝内層の最上部に発達する厚さ2cmの垂炭質粘土が削剝されている（第23図）。また、芽登凝灰岩層の広域的な分布を見ると、長流枝内層の大局的な構造と斜交しており、両者は不整合関係にあるといえる。

岩相 本層は淡水域での形成を示唆する層相で特徴づけられる。基底部に軽石流堆積物からなる凝灰岩が発達し、これを覆って本層の主体をなす、垂炭を伴う凝灰質シルト・砂・砂礫層からなる主部が累重する。

主 部 (Si)

本図幅地域は、洪山層分布域の東縁に当たり、分布域が狭く天然露頭が少ないため全容を知ることができないが、人為的な土採場で概要を知ることができる。

主部の最下部には、芽登凝灰岩層の二次堆積物と見られる厚さ数mの葉理の発達した極めて凝灰質な砂層が認められる。主部の主体は、灰色の凝灰質シルト、灰色-暗灰色の凝灰質細-粗粒砂、細砂礫の厚さ数10cmから数m単位の互層で、垂炭や白色の細粒凝灰岩が多く挟在している。垂炭は池田層のものに比べ水分が多く、炭質が劣る。厚さは数cmから数10cmで、最厚でも1m以下である。粗粒相には斜交層理がしばしば認められる。なお、岡（1986）によると、本層模式地の南方、芽室町美生市街の南、美生



Me(fl) — 芽登凝灰岩層(軽石流堆積物)
 Me(fa) — 同上(降下軽石層)
 Os5 — 長流枝内層(砂・シルト相)

第23図 洪山層基底の芽登凝灰岩層と長流枝内層の不整合

A 音更町昭和東方. Me: 芽登凝灰岩層, Os5: 長流枝内層の砂・シルト相

B 芽登凝灰岩層基底の削剥現象. 第23図Aの拡大. Me(fl): 芽登凝灰岩層(軽石流堆積物), Me(fa): 芽登凝灰岩層(降下軽石堆積物)

川東岸において、海生化石の産出が報告され、洪山層の一部に海生の要素の存在することが指摘されている。

芽登凝灰岩層 (Me)

地層名 松井ほか (1970) 及び高橋・三谷 (1970) による。岡 (1976a) の音更累層基底の下土幌軽石流 (岡ほか, 1984 の芽登凝灰岩層), 及び三谷ほか (1976) の芽登凝灰岩層に相当する。

模式地 ^{かとう}河東郡上土幌町^{めむろ}芽登川下流右岸。本図幅地域北方約 30km, 上土幌図幅地域内。

分 布 本図幅地域では、地域北西部の土幌川下流からアネップ川流域にかけて分布する。模式地からは押帯台地及び長流枝内丘陵の西縁に沿って南南西方向に連続して分布し、西方に緩く傾斜して十勝中央部の地下に伏在することが、深井戸の資料によって確認されている (松澤ほか, 1978c, 1981)。

層 厚 10-15 m

岩相及び岩質 本層は火砕流堆積物の性格を有する凝灰岩で、模式地では厚さ 1.5m の礫層を挟んで上・下に 2 分されるが、本図幅地域に分布するのは、岩質から見て下位の凝灰岩である。音更町^{あいおい}相生東方の土幌川にかかる橋のたもとから長流枝に通ずる町道の登り口付近に模式的な露頭が見られるほか、アネップ川沿いに点在する土採場でも観察することができる。本層の基底部が観察された音更町昭和東方の切土法面では、基底に厚さ 0-40cm の降下軽石層が発達し、これを覆って軽石流堆積物が累重している (第 23 図)。降下軽石層は酸化して黄褐色を呈し、粒径 1-2mm の軽石からなり、石英・黒雲母を多含する。軽石流堆積物は灰色-淡灰色を呈し、軽石礫や火山岩岩片のほか、炭化木片を含む脆弱な塊状凝灰岩からなるが、最上部は水中堆積の様相を呈し葉理を示すことが多い (第 24 図)。軽石は粒径 1-5cm, 最大 10cm で灰白色を呈し、有色鉱物を含み発泡は良くない。鉱物組成は斜長石 > 石英 > 黒雲母 ≥ 角閃石 > 不透明鉱物 > 紫蘇輝石などが認められる。これらの鉱物は基質中にも含まれ、黒雲母流紋岩質である (山口ほか, 1978a)。なお模式地で認められた上位の軽石流堆積物は、普通輝石を伴う角閃石紫蘇輝石デイサイトである。

年代測定値 本層の年代は、軽石から分離した黒雲母について K-Ar 法による年代測定が行われ、 $1.2 \pm 2.2\text{Ma}$ と誤差の大きい測定値が報告されている (柴田ほか, 1975)。その後フィッシュトラック法による年代測定が行われ、 $0.9 \pm 0.1\text{Ma}$ の測定値が得られている (Koshimizu, 1981)。一方、本層と同層準と考えられている屈足溶結凝灰岩層 (十勝構造盆地の西部新得町^{しんとく}屈足^{くつたり}地域に分布) の年代測定が行われ、 $0.75 \pm 0.38\text{Ma}$ 及び $0.96 \pm 0.1\text{Ma}$ (柴田ほか, 1979), $0.7 \pm 0.5\text{Ma}$ (松井・松澤, 1985) の K-Ar 年代が報告されている。

洪山層の時代 本層の地質時代は、前述した芽登凝灰岩層の放射年代及び古地磁気学的検討から推定される。芽登凝灰岩層の磁化方位は、いずれも正帯磁東偏を示し、Matsuyama Reversed Epoch の Jaramillo Event に当たるとされている (田中ほか, 1978)。これらの古地磁気学的資料や放射年代測定値は、本層の形成年代が前期更新世末であることを示唆している。



第 24 図 上部が水の影響を受けた芽登凝灰岩層 音更町旭の北東方の関根沢川左岸

IV. 第 四 系

本項で扱う第四系は、十勝層群のうち下部更新統に属する長流枝内層・洪山層を除く、中部・上部更新統と完新統である。

IV. 1 中部・上部更新統

中部・上部更新統は、台地をつくる新旧の扇状地礫層、段丘礫層及びそれぞれの地形面に特有な降下火砕堆積物・ローム層・古土壌などを伴う各地形面堆積物からなる。それらは下位から光地園礫層、幕別扇状地礫層及び北居辺礫層、大豊面及び北居辺Ⅰ面堆積物、共栄面堆積物、上更別面Ⅱ堆積物、上更別面Ⅲ堆積物、上札内Ⅰ礫層及び上土幌礫層、明野面堆積物、止若面堆積物、池田面及び上土幌面堆積物などである（第 5 図及び第 2 表参照）。

IV. 1. 1 光地園礫層 (Ko)

地層名 十勝団体研究会 (1968) による。本層は大石・渡辺 (1932)、根本ほか (1933) によって“帯広層”と呼ばれたものの一部、及び橋本 (1955)、岡崎 (1957)、三谷 (1964) などによって高位面をつくる段丘礫層とされたものから美川層 (Yamaguchi, 1982) を除いた部分に当たる。

模式地 本図幅地域のはるか南方、大樹町町営牧場のある光地園台地 (上豊似図幅地域内)。

分布・層相・層厚 本層は、“クサリ礫”を特徴とする古期扇状地礫層で、南部十勝で最高位の堆積面とされる光地園面 (十勝団体研究会, 1965, 1968) をつくり、模式地付近から北方に扇状に広く分布する。本図幅地域は扇端部にあたり、幕別台地から豊頃丘陵北部に広く分布するほか、白糠丘陵西部にもわずかに認められる。

本層は、十勝層群の各層を明瞭な不整合でほぼ水平に覆うが、その基底面高度を見ると、おおよそ標高140mから60mの間で変化し、ことに幕別台地・豊頃丘陵北部で著しく、本層が堆積後に造構運動を受けたことがうかがわれる。この点については松井・松澤 (1985) によって詳細に述べられている。

本層は、台地を刻む谷頭部の斜面崩壊地でしばしば認められるが、上・下位層との関係が良く観察できるのは、人為的な土採場である。

幕別台地稲志別川入口左岸の土採場の本層は、外観淡褐色-茶褐色を呈する未固結の礫層からなり、連続性に乏しい砂質泥層の薄層がしばしば挟在し、若干層理を示す。礫層は淘汰が悪く、円礫から垂円礫で基質が砂泥からなり、“クサリ礫”を含んでいる。礫径は1-5cmが多いが、稀に15cmを超えるものもある。礫種は日高山脈南部に由来する粘板岩・石質砂岩・ホルンフェルス・変成岩類・花崗岩質岩が過半数を占めるが、新第三系起源の堆積岩類や十勝川上流石狩山地に由来すると思われる火山岩類が30%程度含まれ、模式地の礫組成と異なっている。これは本層と同時期の形成とされる美蔓礫層-北部十勝の古期扇状地礫層- (松澤ほか, 1978b) が、本図幅地域で合体したためと推定される。

本層は南部から北部に向かって層厚を減じ、かつ礫の大きさも小さくなる。稲志別川入口左岸の土採場では約10mである (第25図)。

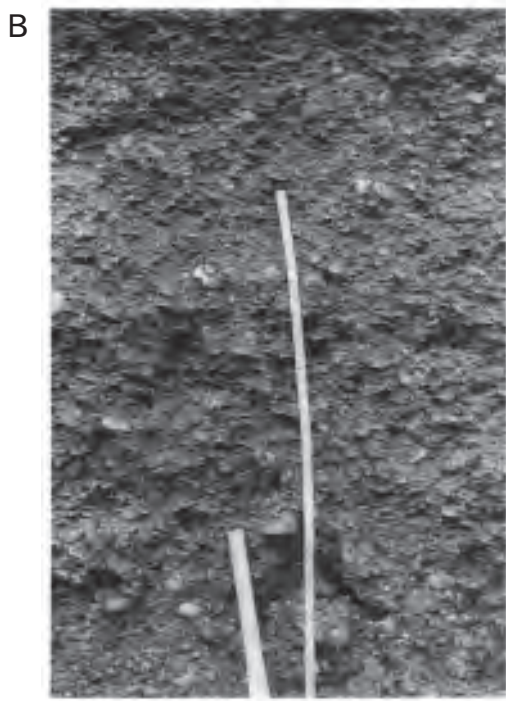
IV. 1. 2 幕別扇状地礫層及び北居辺礫層 (Ma)

地層名 十勝団体研究会 (1968) 及び松澤ほか (1978b) による。

模式地 幕別扇状地礫層: 本図幅地域南南西約30kmの更別村更南地区^{さらべつ こうなん}付近、東八号線北縁の崖 (上札内図幅地域内)。北居辺礫層: 上士幌町東居辺の東十四線三十九号の道路の片くずし (上士幌図幅地域内)。

分布・層相・層厚 幕別扇状地礫層は、光地園礫層を削剝して局地的に発達する幕別扇状地面をつくる扇状地礫層で、上札内図幅地域内のほぼ中央無願^{むがん}の坂付近を扇頂とし、北東方向に分布している (小坂ほか, 1978)。本図幅地域はその北東扇端部に当たり、猿別川左岸恩根内川流域の上更別面Ⅲの基盤として分布する。本図幅地域では光地園礫層を削剝し、大樹層、十勝層群を直接不整合に覆うところがある。なお、山口・佐藤 (1989) は、猿別川左岸に分布する上更別面Ⅱ・Ⅲの基盤を構成する礫層を上札内Ⅰ礫層としたが、これは幕別扇状地礫層の誤りである。ここで訂正する。

本層は垂角礫-垂円礫からなる淘汰の悪い礫層で、基質が泥質-ローム質である。礫は石質砂岩・粘



Ko——光地園礫層
 Os2——長流枝内層
 (砂岩・シルト岩相)

第25図 光地園礫層

- A 稲志別川入口左岸土採場、
- Os3：長流枝内層凝灰質砂岩相、
- Ko：光地園礫層
- B マトリックスは砂泥、第25図Aと同じ地点

板岩・ホルンフェルスが多く、ミグマタイトや花崗岩類も認められる。“クサリ礫”を含むが光地園礫層に比べて少ない。礫の大きさは最大10cmで全般に小さく、厚さは5m以下である。

北居辺礫層は、北居辺Ⅰ面を構成する扇状地礫層で、主に長流枝内丘陵・押帯台地と音更川との間に分布している。これはこの扇状地礫層が音更川と東方の長流枝内丘陵・押帯台地の上昇によって規制された凹地に、北方石狩山地から大量の砂礫が供給され、形成されたと考えられている（松澤ほか、

1978b). 幕別扇状地礫層との直接の関係は明らかではないが、地形面及び分布高度との関係から、ほぼ同一時期のものとされている(松井ほか, 1978a, b; 小坂ほか, 1978; 松澤ほか, 1978b). 本図幅地域では土幌川と長流枝内川下流域に発達する北居辺Ⅰ面と上更別面Ⅲの相当面(松澤ほか, 1978bの北居辺Ⅱ面にあたる)の基盤として分布し、十勝層群の長流枝内層・渋山層を不整合に覆っている。

礫層は供給源の地質を反映し、石狩山地に分布する溶結凝灰岩や安山岩類など火山岩類の礫が多く(80%以上)、これに少量の粘板岩・石質砂岩・花崗岩類のほか、黒曜石などの礫が含まれている。礫径は5cm以下が主で垂円礫からなり、基質が砂で軟弱な砂礫層である。“クサリ礫”が混在するが、礫組成、基質の特徴から幕別扇状地礫層とは区別される。層厚は的確に把握できないが、周辺地域との関係から5m以下と推定される。

IV. 1. 3 大豊面及び北居辺Ⅰ面堆積物 (Ot)

地層名 山口・佐藤(1989)による。松下ほか(1979)の幕別扇状面堆積物及び小坂ほか(1979)の東戸蔦面堆積物に相当する。

模式地 帯広市似平北東三角点203m北方道路の切り通し(南隣の糠内図幅内)。

分布・層相 大豊面堆積物の模式的層相は、古赤色土壌である。模式地では約50cmの層厚を有し、“クサリ礫”を散点的に含んでいる。古赤色土壌は、赤色というよりは赤銅色(5YR4/8-5/8-マンセルシステム土色帖表示-以下同じ)を呈し、粘性が強い。この古赤色土壌は、温暖期に生成された埋没化石土壌の可能性があると考えられている(北川ほか, 1963)。

本図幅地域は、模式地と不連続ではあるが、模式地と対比できる地形面(大豊面)が、幕別台地や豊頃丘陵北部に分布している。しかし、原地形の保存が良くないことと、自然露頭が少ないため模式的な古赤色土壌を確認することができなかった。第26図に大豊面分布地域で観察された地質柱状図(地点①②③④)を示したが、いずれも光地園礫層の直上に、灰白色の粘性土あるいは赤褐色ロームが累重し、古赤色土壌は認められない。これが露頭条件によるものなのか、あるいは元もと古赤色土壌が分布していなかったのかは定かではない。

一方、土幌台地の南端部に当たる音更町昭和地区には、大豊面に対比される狭長な北居辺Ⅰ面が発達する。この台地地形は幕別扇状地礫層に対比される北居辺礫層によって構成されている。ここでは礫層上位の堆積物は確認できないが、北居辺礫層の模式地では、礫層の上位に古赤色土壌はなく、直上に脱色して灰白色を呈する粘土質のローム層、さらにその上位には、然別降下軽石堆積物(Sipfa-2,-1)や支笏降下軽石堆積物1(Spfa 1)などを挟む赤褐色ロームが累重するとされている(松澤ほか, 1978b)。

IV. 1. 4 共栄面堆積物 (Ky)

地層名 小坂ほか(1979)による。

模式地 幕別町市街南東、東二十七号町道沿いの切土法面地点⑦(第27図)。

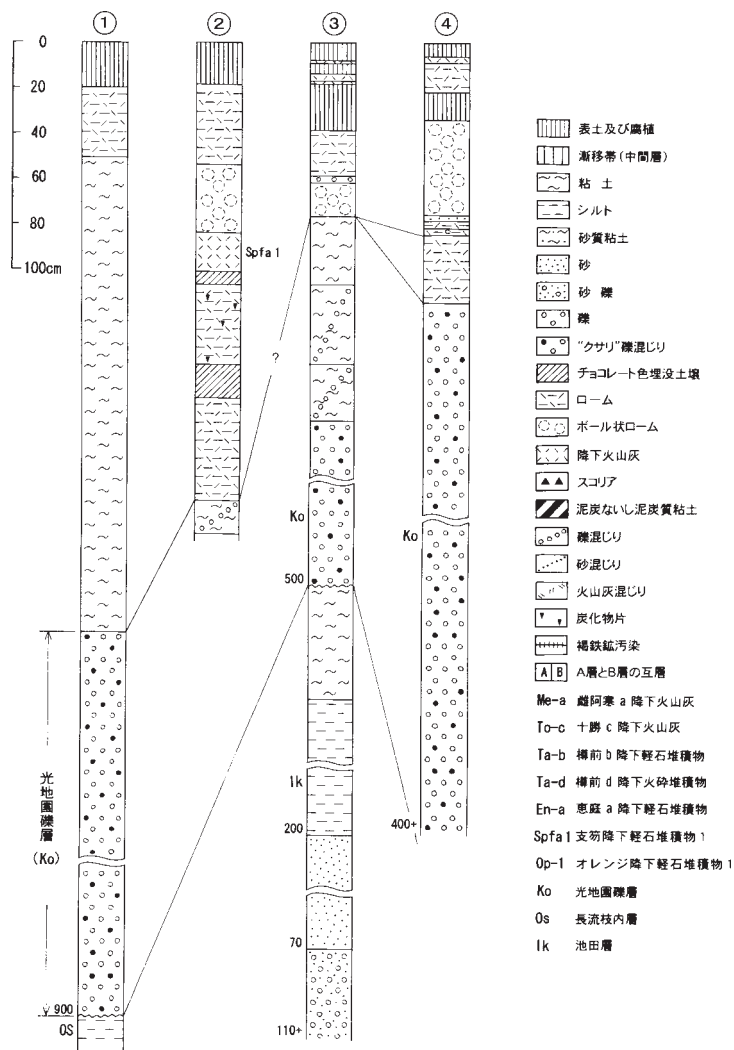
分布・層相 分布は共栄面の分布地域。模式地では調査当時光地園礫層の直上に厚さ約130cmのやや砂質の赤褐色ロームが認められ、これが共栄面堆積物と定義された。この赤褐色ロームの上位には厚さ約70cmの褐色ロームが、支笏降下スコリア堆積物(Ssfa)やオレンジ降下軽石堆積物-1(Op-1)(春

日井ほか, 1980によって支笏降下軽石堆積物3-5に相当することが明らかにされた)を挟み累重する。ロームは砂質であるが, 一部に粘土化し, チョコレート色を帯びた粘土に変わっているところや, “クサリ礫”を伴っている部分がある(地点⑦・⑧など)。なお大豊面堆積物の模式地では, 古赤色土壌の上位に赤褐色ロームが漸移的に累重している。

IV. 1. 5 上更別面II堆積物 (Ks2)

地層名 小坂ほか(1978)による。

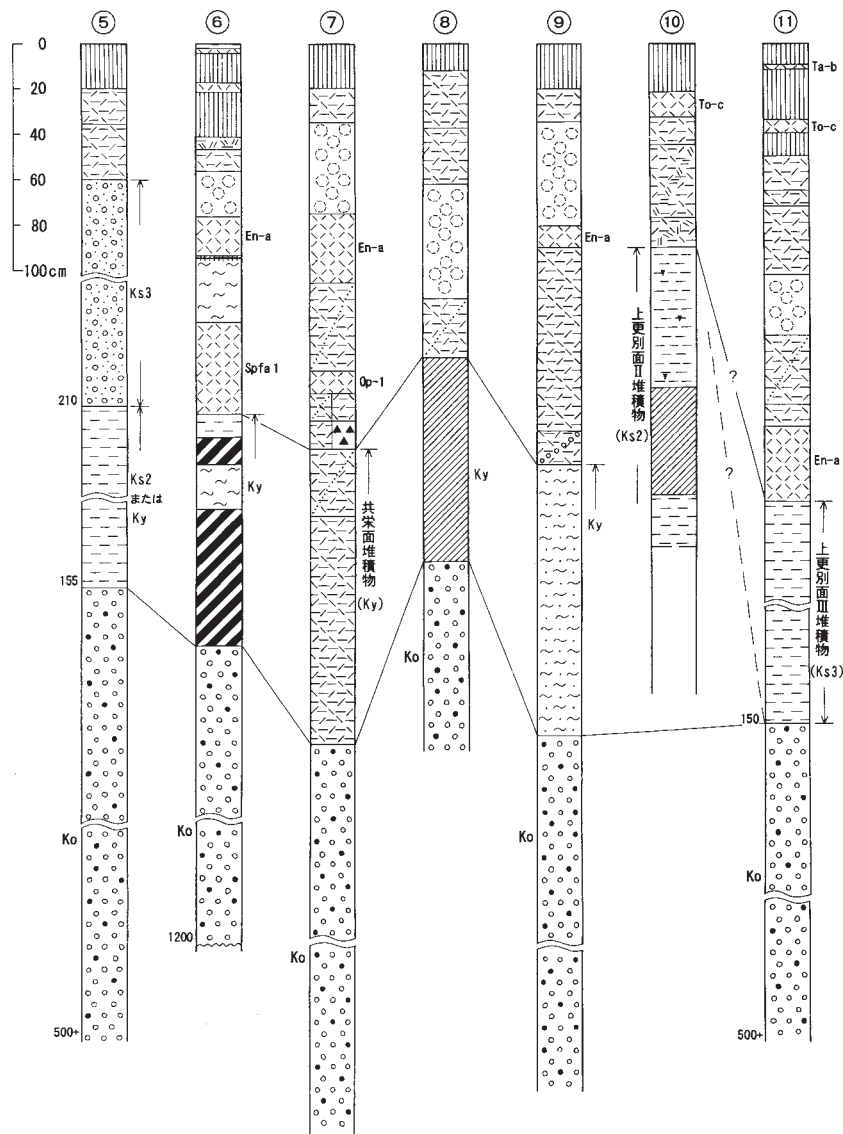
分布・層相 当初上更別面IIの分布地域で, 光地面礫層の上の“クサリ礫”を含まない厚さ約3mの礫層を, 上更別面II堆積物と定義されたが, 同面に対比される上伏古面かみふしこの模式地(南西隣の大正図



第26図 大豊面で観察された地質柱状図 地質柱状図を作成した地点は地質図参照

幅地域)では, 光地園礫層の直上に厚さ約120cmの赤褐色ローム, さらにオレンジ降下軽石堆積物-3 (Op-3) や支笏降下スコリア堆積物 (Ssfa) を挟む厚さ約160cmの褐色ロームが累重している. この赤褐色ロームを同面の堆積物と定義している (小坂ほか, 1979). この赤褐色ロームと“クサリ礫”を含まない礫層とが累重するところは観察されていないが, 本研究報告では, 広域的に見た地形面対比から, 両者を併せたものを上更別面Ⅱ堆積物として扱う.

本図幅地域では, 上更別面Ⅱが分布する幕別台地西部^{よだ}依田付近の地点⑩ (第27図) で堆積物が観察された. 光地園礫層との直接の関係は明らかではないが, 小沢の谷頭部に光地園礫層の崩積土が認められ, その上位に厚さ約2m余の褐色ローム質堆積物が累重している. 表層から約80cmは, 褐色軽石まじりの



第27図 共有面, 上更別面Ⅱ, 上更別面Ⅲで観察された地質柱状図
地質柱状図を作成した地点は地質図参照

軟らかいローム層で、より新期の地形面堆積物（明野面堆積物？）と考えられる。下位1m余のローム層は、やや粘土質の赤褐色ロームで、厚さ約50cm弱のチョコレート色埋没土壌が認められる。模式的な上更別面Ⅱ堆積物とは異なるが、地形的にみて上更別面Ⅱ堆積物に相当すると考えられる。

IV. 1. 6 上更別面Ⅲ堆積物 (Ks3)

地層名 小坂ほか（1978）による

模式地 南隣の糠内図幅地域内、更別村勢雄^{せお}付近。

分布・層相 模式地では、亜円礫を主とする淘汰不良の厚さ約70 の礫層があり、さらにその上にオレンジ降下軽石堆積物-3, -1 (Op-3, -1) や支笏降下スコリア堆積物 (Ssfa) を挟む厚い褐色ローム層が発達している。この礫層を含めて上更別面Ⅲ堆積物と定義されている（小坂ほか, 1979）。

本図幅地域では、幕別台地北西部の依田付近及び十勝川温泉北西方の長流枝内川下流域から土幌川下流域にかけて分布する。

幕別町依田の国民宿舎のある台地は、上更別面Ⅲの分布地域にあたるが、模式地に発達するような礫層は認められない。地点⑩（第27図参照）では光地園礫層の直上に、厚さ約150cmのシルト層を隔てて恵庭a降下軽石堆積物 (En-a) が累重し、模式的な上更別面Ⅲ堆積物は認められない。しかし、幕別台地西縁の途別川^{とべつ}沿いの段丘崖では、光地園礫層の直上に、厚さ100cm前後の異質の礫層がしばしば認められ、これらが上更別面Ⅲの礫層である。上更別面Ⅲの堆積物は、基本的に光地園礫層を削剝して堆積した段丘堆積物であるとされている（小坂ほか, 1978）。

一方、十勝川温泉北西方の地形的に上更別面Ⅲに相当する地域では、地形面基底の北居辺礫層は認められるが、その上にあるローム質の堆積物は観察できなかった。

IV. 1. 7 上札内Ⅰ礫層及び上土幌礫層 (Ka)

地層名 十勝団体研究会（1972a）及び松澤ほか（1978b）による。十勝川南部の上札内Ⅰ面（本図幅地域の明野面に相当）及び北部の鈴蘭面を構成する礫層に対して定義された。

模式地 上札内Ⅰ礫層は、札内川下流右岸（西隣の帯広図幅内）に沿って発達する上札内Ⅰ面の段丘崖（調査当時はJR広尾線よだ駅の北北西700m付近の砂利採取地）。上土幌^き礫層は、音更町木野市街西方（西隣の帯広図幅内）の鈴蘭^{すずらん}公園南側の段丘崖。

分布・層相 上札内Ⅰ礫層は、本地域では猿別川河岸及び利別川左岸の河岸段丘礫層として分布する。一方、上土幌礫層は、土幌川流域の上土幌面をつくる扇状地性の礫層として分布する。これらは地形的に異なる地形面下に分布するが、広域的にみるとほぼ同一時期に形成された礫層と考えられる。

猿別川河岸の上札内Ⅰ礫層は、軍岡付近の明野面に対比される河岸段丘を形成して認められ、左岸では新第三系の大樹層を、右岸では十勝層群の糠内層と池田層を、それぞれ不整合に覆っている。比較的粒径のそろった亜円礫で構成され、“クサリ礫”が少なく、基質が粗-細粒砂からなり、光地園礫層に比べ固結度がより低い。礫組成は石質砂岩が大半を占め、更にホルンフェルス・花崗岩類等の日高山脈起源の礫からなり、大きさは径5 以下が主で、5m前後の層厚を有する。

利別川左岸の上札内Ⅰ礫層は、池田町近牛付近から十弗にかけて明野面に対比される河岸段丘を形成

して認められ、新第三系の池田層を不整合に覆っている。礫組成は、流域の地質を反映して円磨度の良い粘板岩・ホルンフェルス・チャートのほか、やや角張った安山岩・デイサイト溶結凝灰岩・新第三系の堆積岩類からなり、基質が泥質で猿別川河岸より崩れにくい。礫径は5cm以下が普通であるが、まれに20cmに及ぶものもある。なお円磨度の良い粘板岩やホルンフェルスは、下位の池田層あるいは長流枝内層から洗いだされたものと推定される。層厚は5m以下である。

上土幌礫層は、十勝川温泉から土幌川右岸にかけ、上土幌面を構成して分布する。北方の石狩山地から供給された扇状地礫層の性格が強く、上札内Ⅰ礫層と異なり火山岩礫が多く、礫の大きさが5-10cmの垂円礫で基質が粗粒砂からなっている。層厚は西隣の帯広圏幅内の音更川流域で14mを超えるとされている（松澤ほか、1981）。

IV. 1. 8 明野面堆積物 (Ak)

地層名 小坂ほか（1978）による。山口・佐藤（1989）再定義。小坂ほかは、明野面を構成する河岸段丘堆積物を明野面堆積物と定義し、上札内Ⅰ礫層の一部を含めていたが、山口・佐藤は、上札内Ⅰ面堆積物（小坂ほか、1978）との関係から、上札内Ⅰ礫層の上に重なる支笏降下軽石堆積物1,2 (Spfa 1, 2) を挟む褐色ローム層を、明野面堆積物と呼ぶこととし、再定義した。

模式地 幕別町糠内。糠内から豊頃町下農野牛に通ずる道路の切り通し（南隣の糠内圏幅内）。

分布・層相 利別川左岸地域及び豊頃丘陵北縁部に広く分布するほか、猿別川左岸地域や十勝川温泉付近にも認められる。国道38号明野付近の地点⑫では第28図に示すような地質柱状が観察された。ここでは最下部に礫まじりの褐色ロームがあり、その上に厚さ45cmの降下軽石層（上部20cmは淡黄褐色のSpfa 1）、さらに厚さ約70cmのやや粘土化した褐色ロームを隔てて恵庭a降下軽石堆積物 (En-a) が累重している。観察された地質柱状は2m余であるが、En-aの下位にあるSpfa 1を挟む褐色ロームが明野面堆積物である。一方、利別川左岸の地点⑬⑭⑮⑯（第28図）の人工法面では、地点⑭でSpfa 1を挟む褐色ローム層が認められるが、ほかでは確認できない。このように地形的に同じ明野面に位置しながら地質柱状は必ずしも同じではない。これは周氷河現象による地層の擾乱、あるいは観察地点の地形的条件によるものと考えられる。

IV. 1. 9 止若面堆積物 (Ym)

地層名 小坂ほか（1978）による。止若面を構成する堆積物に対し定義され、河岸段丘礫層とその上位にのる恵庭a降下堆積物 (En-a) を挟むローム層からなっている。

模式地 幕別町南勢付近、猿別川左岸の河岸段丘崖（南隣の糠内圏幅地域）

分布・層相 豊頃丘陵の北縁部を取りまくように分布するほか、十勝川温泉付近及び茂登谷川の右岸沿いに発達する。模式地では新第三系の大樹層の上位に、厚さ約4mの段丘堆積物が認められる。ここでは下位から礫層、褐色の砂質泥、En-a、褐色砂質ローム、褐色ボール状ローム、褐色ソフトローム、漸移層、腐植土の順に累重しているが、これらのうち止若面堆積物は、礫層からボール状ロームまでである。

本圏幅地域では十勝川温泉付近、地点⑰、⑱及び幕別市街の地点⑲で第29図に示すような地質柱状が

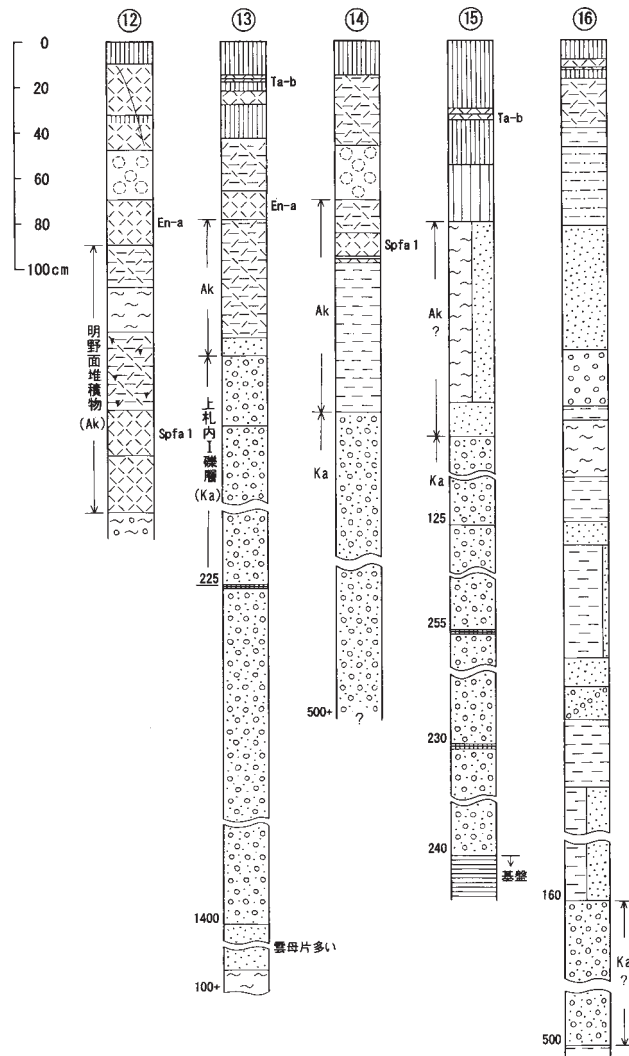
観察される。これらのうち地点⑬、⑭では、止若面堆積物の鍵層である En-a (厚さ 50-60cm) と褐色ボール状ロームが認められる。なお、幕別市街の地点⑮は、土木工事に伴う露頭であるため、地表下 1 m までの地層が観察され、それ以下の止若面堆積物に相当する堆積物は確認されていない。

IV. 1. 10 池田面及び上土幌面堆積物 (Ki)

地層名 小坂ほか (1978) 及び松澤ほか (1978b) による。後期更新世末期の段丘地形をつくる堆積物に対し定義された。

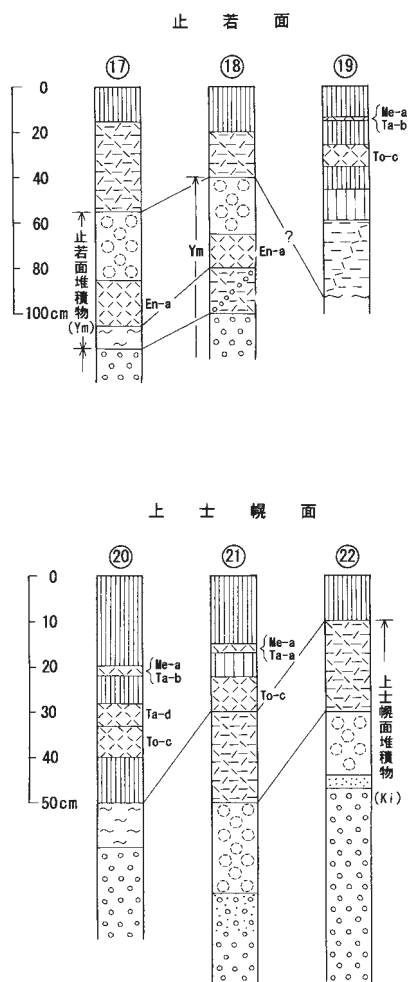
模式地 いずれも本図幅地域外で、前者は南隣の糠内図幅地域の猿別川左岸^{さかえ} 栄橋近くの段丘崖。後者は西隣の帯広図幅の音更川が、上土幌面と直接する河岸段丘。

分布・層相 本図幅地域では、土幌川河岸、猿別川河岸、幕別市街地付近及び利別川河岸の低い段丘



第 28 図 明野面で観察された地質柱状図 地質柱状図を作成した地点は地質図参照

面を形成して分布する。池田面及び上土幌面をつくる堆積物は、いずれも厚さが数m以内の薄い礫層で、基質が粗粒砂からなり、現河床礫に近い。猿別川左岸の模式地では、礫の上に砂質ロームやソフトローム層をのせ、漸移層を経て腐植土に覆われている。本図幅地域で堆積物が観察された地質柱状を第29図に示す。地点⑳, ㉑, ㉒は、いずれも礫層の上にいる堆積物が厚さが70cm以下で、なかでも一番厚い地点㉑では、礫の上にボール状ローム、ソフトローム、さらに十勝岳や樽前山の降下火山灰 (To-c, Ta-b など) を挟んで表層の腐植土に覆われている。ボール状ロームは、止若面堆積物の鍵層とされているが、ここでは、地形的に上土幌面に対比されることと、止若面の鍵層である恵庭a降下軽石堆積物 (En-a) が認められないなどの点から、本研究報告では、とりあえず上土幌面の堆積物として取り扱った。



第29図 止若面及び上土幌面で観察された地質柱状図 地質柱状図を作成した地点は地質図参照

IV. 2 完新統

本図幅地域に分布する完新統は、崖錐堆積物、扇状地堆積物、湿原堆積物及び氾濫原堆積物である。このうち広域な分布域を占めるのは、氾濫原堆積物と湿原堆積物である。

IV. 2. 1 崖錐堆積物 (t)

崖錐堆積物は、丘陵と沖積低地とが接する地形的変換部に、山麓緩斜面をなして発達するが、丘陵と低地の比高差が小さいため分布が狭い。本図幅地域では、長流枝内丘陵南縁と十勝川の沖積低地とが接する千代田^{ちよだ}付近に認められる。比高約20mの緩斜面で、主として長流枝内層の礫・砂・泥・火山灰からなっている。

IV. 2. 2 扇状地堆積物 (f)

丘陵及び台地を刻む小沢の出口には、小規模な扇状地形が認められる。ことに固結度の低い長流枝内層が広く分布する長流枝内丘陵の周縁に多い。堆積物は、崖錐堆積物と同様に、長流枝内層に由来する砂礫が主である。

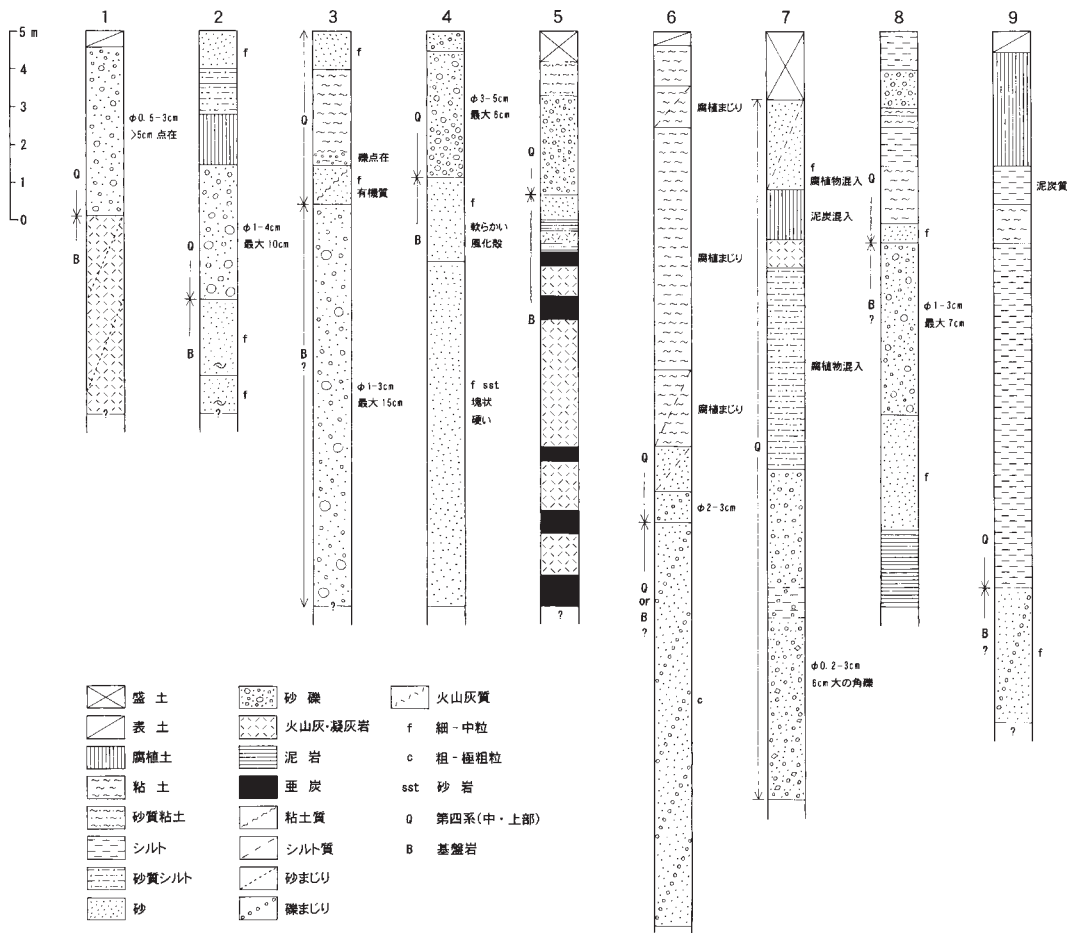
IV. 2. 3 湿原堆積物 (m)

湿原堆積物は、飯塚・瀬尾(1966)によると、国道38号の千代田大橋付近から下流の沖積低地に分布するとされている。しかし、地形図には多くの三日月湖が認められ、ほかにも湿原堆積物の存在が予想されるが、地質図には文献によって確認されている地域についてのみ表示するにとどめた。それによると、本図幅地域の湿原堆積物は、いずれも低位泥炭に属し、ヨシ・スゲを主材とし、ハンノキ・スギナを伴う泥炭からなっている。1m以上の層厚を有し、表層から深度10-30cmのところには、厚さ1cm程度の雌阿寒岳火山灰a層(Me-a)と樽前火山灰b層(Ta-b)が挟在している。

IV. 2. 4 氾濫原堆積物 (a)

十勝川・利別川・猿別川・土幌川など主要河川の沖積低地には、前述の湿原堆積物のほか、現河川により運ばれた砂礫や砂泥が厚く堆積している。堆積物は河川流域の地質を反映しているが、土幌川や猿別川では砂礫が多く、十勝川や利別川では砂泥が卓越している。第30図に各種工事に伴う地質調査ボーリングの地質柱状を示した。

それによると沖積層の層厚は、正確に把握はできないが、国道38号の千代田大橋付近を境に下流に向かって厚くなる傾向が見受けられる。ボーリング地点の1から5までは、おおよそ5m以下の層厚であるが、地点6から9では一部を除いて10m以上の層厚を有し、かつ堆積物も泥質相が卓越し、いわゆる“軟弱地盤”が多い。



第30図 氾濫原で行われた地質調査ボーリング柱状図 ボーリング地点は地質図参照

IV. 3 降下火砕堆積物

本図幅地域を含む十勝平野には、中期更新世から完新世にわたって活動した、石狩低地帯西側の“支笏火山”や恵庭岳・樽前山及び十勝平野北方の然別火山・十勝岳などから飛来した数多くの降下火砕堆積物が分布している。これらの降下火砕堆積物は、十勝団体研究会（1968, 1972a）や春日井ほか（1968, 1978）の調査・研究により、その分布や噴出源、更に地形面や段丘・扇状地堆積物との層序関係などが明らかにされてきた。これらの降下火砕堆積物のうち本図幅地域に見いだされる主なものは、下位から支笏降下スコリア堆積物（Ssfa）、オレンジ降下軽石堆積物1（Op-1）、支笏降下軽石堆積物1（Spfa 1）、及び恵庭a降下軽石堆積物（En-a）などで、これらの降下火砕堆積物と地形面との層序関係については、地形及び地質の項で述べたので、ここでは周辺地域を含めて、降下火砕堆積物の模式的な岩相・岩質などの特徴を記述する。なお、本研究報告で使用した降下火砕堆積物の名称及び記号は、当時の引用文献に準じている。

支笏降下スコリア堆積物 (Ssfa) は、初め黒色火山砂と呼ばれていた（十勝団体研究会，1968）が、その後春日井ほか（1978）により、石狩低地帯周辺に分布する支笏降下スコリア堆積物（Ssfa）の東縁部に当たることが明らかにされた。Ssfaは暗褐-黒褐色のスコリアからなり、粒径は0.5mm以下が普通で、まれに1mmを超えるものもある。鉱物組成は、斜方輝石・単斜輝石と不透明鉱物が主で、例外なく少量のかんらん石が含まれるほか、角閃石・石英がわずかに見いだされる。層厚は本地域では5cm以下と薄く、周氷河現象による地層の擾乱などで確認できるところが少ない。

オレンジ降下軽石堆積物 1 (Op-1) は、かつてオレンジ降下軽石堆積物 (Op) とされていた（十勝団体研究会，1968）が、その後の調査研究の進展によってOpがOp-3, Op-2, Op-1の3層に分かれることが明らかとなり、最上位の軽石層がOp-1とされた（十勝団体研究会，1972a）。Op-1は、Op-3と似ているが、色調がやや淡く（7.5YR7/8）、有色鉱物が多くなる傾向がある。粒径は3mm以下でOp-3より細粒である。鉱物組成は、斜方輝石・単斜輝石のほかに、例外なく角閃石を含み、不透明鉱物が多いのも特徴の一つである。また、まれに石英を伴うことがある。軽石は、気泡の小さい多孔質型ないし中間型のガラスからなり、塊状のものと繊維状のものがある（春日井ほか，1978）。層厚は本図幅地域では10cm以下である。

Op-1は、層相と鉱物組成の多様性及びその上半部に角閃石が多いという特徴から、支笏降下軽石堆積物のSpfa 5から3に至る一連の軽石層の東縁部に当たるとされている（春日井ほか，1978）。

支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1) は、小笠原（1941）が“エリモ火山砂”と呼び、貝塚（1956）によって地形面区分の有効な示準層であることが指摘され、その後、勝井（1959）により、噴出源と分布が明らかにされた。

野外での特徴は、灰橙-明橙褐色で“オガクズ”状の軽石粒を主とする。軽石の粒径は最大2mmである。軽石は扁平ないし多孔質型の柱状、繊維状のガラスの集合からなり、気泡や気管の発達が著しい。鉱物粒は少なく、少量の斜長石・斜方輝石・単斜輝石と微量の石英と角閃石を伴っている（春日井ほか，1978）。Spfa 1に含まれる炭化木片から、 $32,000 \pm 4,700/3,100y.B.P.$ （石狩低地帯研究会，1965）及び $32,200 \pm 2,000y.B.P.$ （佐藤，1969）の ^{14}C 年代が報告されている。

Spfa 1は、本図幅地域では20-30cmの層厚を有し、周氷河現象によって擾乱しているが、明野面及びそれ以前の地形面では断続しながらも認められる。

恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a) は、貝塚（1956）によって“帯広火山砂”と呼ばれていたが、その後、春日井ほか（1968）によって恵庭 a 降下軽石堆積物であることが明らかにされた。

En-aは、淡黄褐色を呈し、乾くと白っぽく見える。有色鉱物が多いため“ゴマ塩”状を呈し、砂状の降下火砕堆積物である。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り、風化が進むと丸味を帯びる。最大粒径は3mmで、中央粒径は0.5mmである。また、有色鉱物に角閃石が全く見られないのもEn-aの特徴の一つである（春日井ほか，1978）。

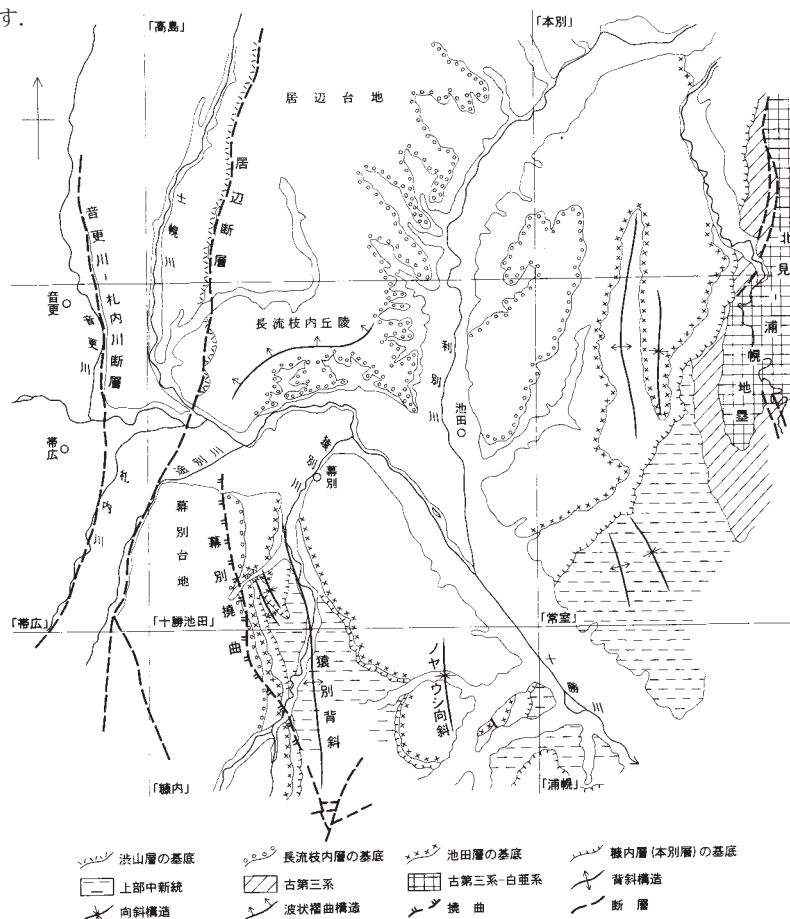
En-aの噴出年代は、 ^{14}C 年代資料（ $15,000 \pm 400y.B.P.$ 及び $13,000 \pm 1,200y.B.P.$ ）から更新世後期末であると考えられている（松澤・小坂，1972；藤山・田沼，1972；十勝団体研究会，1972a）。

En-aは、本図幅地域では20-30cmの層厚を有し、地形面が良く残されている明野面や止若面では、表層から1m前後のところに例外なく認められる。

以上の降下火砕堆積物のほか、完新世の火山活動によってもたらされた火山灰が、表層部に数層認められる。それらは樽前山起源の樽前b層 (Ta-b)、十勝岳起源の十勝C₁層 (To-c₁)、十勝C₂層 (To-c₂)及び雌阿寒岳起源の雌阿寒岳a層 (Me-a) などである。これらの火山灰は表層から50 m以内に挟在することが多く、外観が似ているのと薄層 (数cm以下) であるため、野外において的確に識別することが難しい。

V. 地質構造

本図幅地域の地質構造は、猿別川に沿って南北に伸びる猿別背斜と、鮮新世以降顕在化した幕別拗曲や居辺断層に代表される活構造で特徴づけられる。これらの地質構造は、大局的にみて“十勝構造盆地”の発達過程と深い関わりの中で形成されている。第31図に十勝池田地域を含む周辺地域の地質構造の概略を示す。



第31図 十勝池田地域及び周辺地域の地質構造図

V. 1 褶曲構造

本図幅地域に見られる褶曲構造は、猿別背斜と、茂発谷川流域に発達する短波長の一对の向斜・背斜構造とがある。

猿別背斜(鬼塚, 1962)は、猿別川に沿って南北に伸長する背斜構造で、豊頃丘陵の中央部を占めて発達する豊頃ドーム(Yamaguchi, 1982)の北方延長にあたっている。ドームの中央部では先第三系の基盤岩類(豊頃層)が、地塁状に分布しているが、本図幅地域では認められない。しかし、周辺地域を含む重力図(第32図)を見ると、背斜軸の延長上に等重力線の不規則な分布が認められ、基盤岩類が比較的地下浅部に伏在することがうかがわれる。

背斜構造は、両翼の傾斜が共に10-15°の緩傾斜対称背斜構造で、ブランジは北方に向って傾斜し、十勝川を隔てた長流枝内丘陵では、緩傾斜の波状褶曲構造を示している。猿別背斜は、南に接する糠内図幅地域では、東緩西急の非対称褶曲を示し、この褶曲構造が東から西方に向って働いた造構運動によって形成されたことを示唆している(松井・松澤, 1985; 山口・佐藤, 1989)。

茂発谷川入口から3 kmほど上流の地域には、猿別背斜にほぼ平行する短波長の一对の向斜・背斜構造が認められ、岡(1982)によって新和向斜及び新和半ドーム構造と呼ばれている。これらの構造は、猿別背斜と同じ造構過程で形成されたものであるが、褶曲軸の延長が短く、南側は恩根内川流域まで確かめられるが、糠内図幅地域では認められず、また、北方の稲志別川流域でも西傾斜の同斜構造となり、局部的に発達する褶曲構造である。

これらの褶曲構造は、豊頃丘陵に分布する新第三系上部層(牛首別川層群-生花苗層・大樹層-, 十勝層群など)の層序関係、層相・層厚の側方変化などから、生花苗層の堆積末期から十勝層群の堆積期にわたる造構運動によって形成されたもので(松井ほか, 1978c; 松井・松澤, 1985)、この運動は、十勝層群形成以降現在にまで引きつがれ、その結果として、後述する撓曲構造や活断層を発生させている。

V. 2 活構造

本図幅地域で認められる活構造は、幕別台地の中ほどを南北に伸びる幕別撓曲と、幕別台地から長流枝内丘陵の西縁に沿って北北東方向に走る居辺断層とがある。

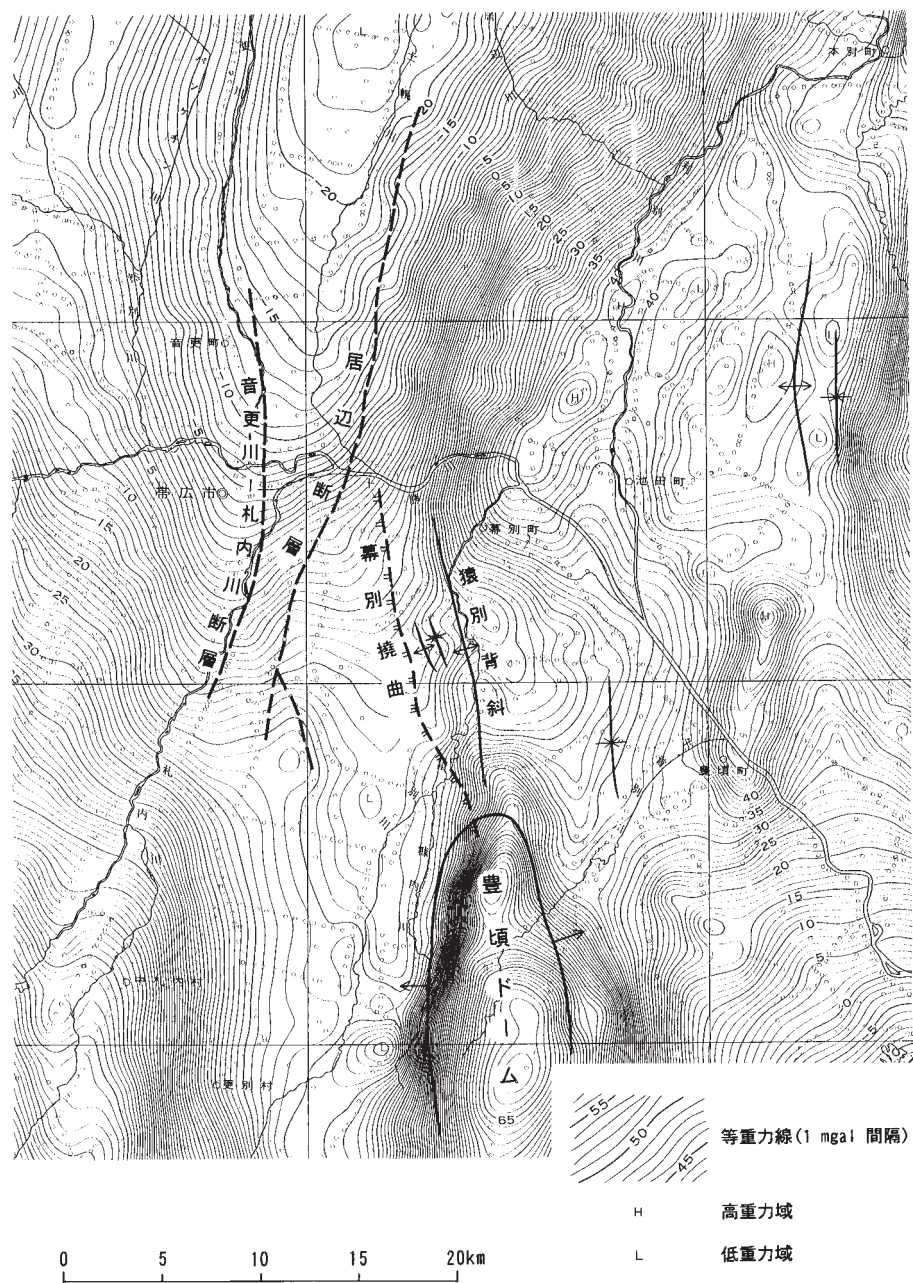
幕別撓曲(松井・松澤, 1985)は、松澤ほか(1978a)によって幕別急立帯と呼ばれた構造に相当する。稲志別川河口付近から茂発谷川中流を経て、糠内図幅の糠内東方に至る幅500m内外の急傾斜帯である。地層傾斜は一様ではなく、稲志別川河口付近では40°前後を示すが、南東に向って傾斜を増し、茂発谷川流域で40-60°、糠内東方では70°前後とより急傾斜となる。

撓曲を連続的に観察できた茂発谷川右岸の切土法面(延長約400m)では、法面の東側で60°前後傾斜する長流枝内層が、西方に向って急激に傾斜を減じ、中間点付近から西側ではほぼ水平となっている(第33図)。

一方、十勝川を隔てた長流枝内丘陵への延長は、関根沢川の洪山層と長流枝内層との境界付近の急斜層(西傾斜30°±)、長流枝内川筒井温泉下流の長流枝内層の急斜層(西傾斜35°±)及び地域西北部、洪山層の急斜層(西傾斜20°±)など、長流枝内層・洪山層の一般的な地層傾斜(10°以下)より急であ

り、かつ、ある幅を有することを考えると、幕別撓曲の延長と見なすことができる。しかし、上述の各地点は、後述する居辺断層が予想され、本図幅では幕別台地に限って撓曲構造を图示した。

この撓曲は、前期鮮新世の糠内層から前期更新世の長流枝内層まで転位させている。更に撓曲を境とした幕別台地の東西の地形が、豊頃丘陵北部の台地地形に比べて複雑な分布形態を示している。ことに



第 32 図 十勝池田地域及び周辺の重力異常と地質構造
地質調査所 (1999) 重力図 11. 帯広地域重力図より引用加筆

稲志別川下流右岸地域の共栄面から上更別面Ⅲは、地形変換線が不明瞭で地形面区分が難しい、これは本来同一の地形面であったのが、撓曲によって緩傾斜面に転位したことも考えられる。本研究報告では具体的に検証できなかったので、とりあえず空中写真判読によって地形面区分を行った。これらの現象は、撓曲をもたらした造構運動が、中期更新世以降にも引きつがれていることを示している。

松井・松澤（1985）は、幕別台地における長流枝内層の褶曲構造と、光地園礫層の基底面の高度変化を詳細に検討し、長流枝内層に認められる北北西方向の軸をもつ緩傾斜の褶曲構造が、光地園礫層の基底面高度にも反映し、長流枝内層と同様の変位を受けていることを指摘している。

居辺断層は、第31図に示すように押帯台地-長流枝内丘陵から幕別台地の西縁に沿って、ほぼ直線状におおよそ60kmにわたって追跡され、洪山層の東方への分布を規制している。これは洪山層堆積時に居辺断層の東側地域が上昇域に転じたことを示している（松井ほか、1978c；松井・松澤、1985）。

幕別台地では、沖積低地と台地との境界が比高約50mの段丘崖を形成し、直線的で地形的に断層の存在がうかがわれる。一方、十勝川以北の長流枝内丘陵から押帯台地では、幕別台地ほど鮮明ではないが、地形の変換帯がほぼ連続しており断層の伏在することが推定される。長流枝内丘陵関根沢川の洪山層基底付近では、長流枝内層と洪山層基底の芽登凝灰岩層が、幅10数cmの断層粘土を挟んでNS、75°Wの断層で接している（第34図）。また、長流枝内川筒井温泉下流の長流枝内層急斜帯で、断層粘土を伴う小さな走向断層が認められた（第35図）。前者は居辺断層に相当するが、後者は居辺断層に付随する小断層と考えられる。

なお、松井・松澤（1985）は、居辺断層が、北海道の基本的構造帯である日高帯とその東側に接する常呂帯との境界部に位置し、北海道の第四紀構造発達史を解明するうえで重要な構造であることを指摘している。

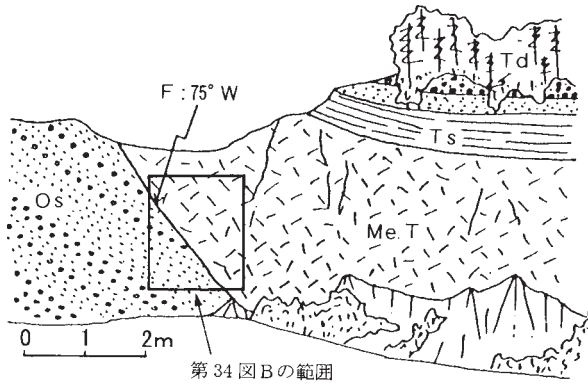
居辺断層の活動は、長流枝内層の層厚が断層を境に西方に向かって急激に厚くなることや、幕別台地西縁の段丘崖が直線的であることを考えると、前期更新世以降現在にまでおよんでいるといえよう。

本図幅地域を含む十勝平野の活構造については、東郷・小野（1982）及び活断層研究会編（1991）によって報告されている。それらによると幕別撓曲及び居辺断層は、本研究報告とほぼ同様の位置に認知されているが、一条の連続した単純な撓曲、断層ではなく、延長が5-15km単位の不連続な活構造帯で、地形面や地質との詳細な検討から、それぞれが必ずしも同一時期に活動したものではなく、前期更新世以降断続的に形成され、かつ、変位量もおおのが異なるとされている。また、この活構造帯は、東側



第33図 幕別撓曲の露頭

茂発谷川右岸の切土法面。法面の地質は長流枝内層の砂岩・シルト岩互層。
法面の右端ではほとんど水平層に変る。法面は延長約300m。



- Td : 砂礫(北居辺礫層)
- Os : 砂及び礫(長流枝内層)
- F : 断層
- Ts : 火山灰質砂-シルト
- Me.T : 芽登凝灰岩層

A



B

第34図 居辺断層の露頭 (関根沢川左岸の火山灰土採場、第24図地点と同じ)

A 露頭スケッチ

B 露頭写真。折尺の左側は長流枝内層，右側は芽登凝灰岩層



第35図 長流枝内層礫・砂相(Os4)にみられる走向断層
長流枝内川沿いの筒井温泉下流右岸

地域を隆起させる逆断層を特徴とする造構運動によって形成されたもので、活動度はB級からC級に属し、構造形体は撓曲構造が主体とされている。

V. 3 地質構造発達史

本図幅地域を含む十勝平野の地質構造発達史については、多くの研究者によって論じられている(橋本, 1955; 三谷, 1964; 岡, 1976a, 1982, 1986; 宮坂ほか, 1978; 松井ほか, 1978a, 1978c; 松井・松澤, 1985; 松井, 1988)。これらの報告は、十勝平野が構造盆地の性格を有するという点では一致しているが、その発達過程に関する見解は、必ずしも同じではない。本研究報告では松井ほか(1978a, 1978c)、松井・松澤(1985)及び松井(1988)に基づき、その概要を述べる。

① 十勝構造盆地の原型ともいべき堆積盆は、後期中新世以降顕在化した日高帯南部の上昇と、これに対峙して発生した“北見・浦幌地壘”との間に南北に広がる構造的凹地として萌芽的に形成された(宮坂・菊池, 1978; 宮坂ほか, 1978)。

② 後期中新世に萌芽した“北見・浦幌地壘”は、中新世末ないし鮮新世初頭に、千島前弧の東から西方への突きあげによって、傾動地塊として西方に移動し、その西側前縁部に沈降域を誕生させた。これが十勝構造盆地で、これを埋積して十勝層群が形成された。この構造盆地の発展は、盆地東縁部の不連続的な上昇によって、それぞれ異なる特徴を示す本別、池田、長流枝内および渋山の4つの構造盆地に区分され(第8図参照)、かつ、堆積盆の中心が東から西方へ段階的に移動している。したがって堆積盆の周縁部、すなわち上昇域にあたる東部地域では、各構造盆地間には局地的な不整合現象が認められるが、中央部では堆積作用が連続的に進行し、整合一連である。

③ 本別構造盆地を埋積した十勝層群の最下位層は、堆積盆地の北東縁部（本別層，利別川流域東部の本別・足寄地域）では粗粒堆積物や火砕堆積物が卓越するが，中央部に近い本図幅地域では，浅海成の比較的均質な細粒相（糠内層）を特徴としている．しかし，猿別背斜や茂発谷川流域の背斜部では，局地的に粗粒堆積物が発達し，かつ，層厚が薄化している．これは猿別背斜をはじめとする褶曲構造をつくる造構運動が，十勝層群堆積時にはすでに開始されていたことを示している．

④ 本別層・糠内層で埋積された本別構造盆地は，東部地域の上昇によって海域が退くとともに堆積盆の中心が西方へ移動し，池田構造盆地に発展する．池田構造盆地は，垂炭層や火砕流堆積物を伴う淡水成層を主とし，下位層と明瞭な地層境界を示す．池田層の堆積末期には，再び海が進入し内湾性の堆積環境となる．東部地域の上昇が急激に進行し，堆積盆の中心がより西方へ移動するとともに前期更新世の長流枝内層の堆積盆に移行する．

⑤ 長流枝内層の堆積時は，東部地域の上昇と堆積盆の西方への移動・沈降が継続される．その結果，長流枝内層の層相が，東から西方に向かって細粒化するとともに，層厚が厚くなる．また，長流枝内丘陵はじめ幕別台地東縁部の上昇が，より進行し，幕別撓曲帯の発生がうながされる．この長流枝内構造盆地東部の上昇は，前期更新世の後期に居辺断層を顕在化させ，断層以西における長流枝内層の厚層化と，洪山構造盆地の東方への広がりを規制するに至った．

⑥ 洪山構造盆地は，その東縁が居辺断層によって規制された十勝構造盆地消滅期の堆積盆である．長流枝内層堆積時の海が退き，内陸湖盆の堆積環境となり洪山層によって埋積される．洪山層は，堆積初期に北方の石狩山地から大量の火砕流堆積物（芽登凝灰岩層・屈足溶結凝灰岩層など）が供給され，引き続いてこれらを主な母材とする凝灰質の砂・シルト層や砂礫及び垂炭・火山灰など，淡水成の堆積物で占められる．本別層・糠内層の堆積で始まった十勝構造盆地は，洪山層の堆積によってほぼ消滅する．

⑦ 洪山層の堆積後，十勝構造盆地の沈降は収束するが，同盆地西縁の山地（日高山脈・石狩山地など）が，中期更新世初頭に急激に上昇域に転じ，それらから大量の碎屑物（光地園・美蔓などの古期扇状地礫層）が同盆地の中心に向かって供給され，居辺断層を挟む東西両域が覆われ，現在の十勝平野の地形原形が形成される．

⑧ 居辺断層を境とする東部（幕別台地・長流枝内丘陵・押帯台地など）と西部の構造的対立は，中期更新世以降現在まで引きつがれる．すなわち，光地園・美蔓などの古期扇状地礫層が堆積したのは，西部山地の上昇は鈍化し，新たな扇状地礫層の供給はほとんど見られない．一方，居辺断層東部地域の著しい上昇によって，古期扇状地礫層でつくられた原地形面の削剝が進行し，多くの段丘地形の発達を見るに至った．これら段丘地形の境界や主要河川の流路は，居辺断層の方向とほぼ平行しており，十勝平野に見られる活構造と深くかかわりのあることが示唆される．

⑨ 居辺断層は，鮮新世以降現在に至るまで活動を続けている．断層の垂直変位速度について，東西両地域での光地園礫層の基底面や上更別面（共栄面・上更別面Ⅱ・上更別面Ⅲ）の高度差および池田層・長流枝内層・洪山層などの層厚変化などから断層活動の推移が推定される．すなわち，池田層堆積時には両地域とも55cm/1000年の変位速度を示すが，長流枝内層堆積時には38cm/1000年，光地園礫層の時代（中期更新世）には11cm/1000年，さらに上更別面での転位速度の差は7.5cm/1000年と小さくなり，次第に減衰する傾向が認められる．

VI. 応用地質

本図幅地域において応用地質の対象となる事項は、過去を含め資源的にみて、温泉・地下水・骨材及び亜炭・天然ガスなどの化石燃料があげられる。これらのうち前者2者は、現在も経済的に有用な資源として利用されているが、他は第二次大戦後昭和50年代まで地域経済の発展のため活用されてきたが、現在はほとんど利用されていない。

VI. 1 温泉

本図幅地域は、地質構造上非火山地域に属するが、地域の中央西部十勝川左岸の河岸段丘上に、古くから十勝川温泉が知られている。十勝川温泉は、北海道立地下資源調査所(1979, 1985)の資料-北海道の地熱・温泉(C)北海道中央部, 十勝平野地区-によると、1911年(明治44年)頃、現在の十勝川温泉付近で温度35-36℃の温泉が湧出しているのが発見され、これを利用して駅通所を開設したのが始めとされている。その後、昭和年代にかけてボーリングによる温泉開発が活発に行われ、北海道では異色の平野部の温泉郷が形成された。

十勝川温泉の成因については、これまで地質学・地球物理学及び地球化学など、多方面にわたって総合的な研究が進められてきたが、火成活動に起因する具体的資料に乏しいことから、定説を得るに至っていなかった。ただ泉質が有機質を多量に含む単純泉で、泉温が40℃前後と低いことから、温泉胚胎層の岩相との関連性、特に池田層に介在する亜炭層の木質の分解に伴う熱源の発生や、地下深部への熱源となる火成岩体の侵入などが考えられてきた(太秦ほか, 1956; 鈴木ほか, 1956; 福富ほか, 1956)。

しかし、近年本図幅地域西方の帯広市周辺で、深度700mから1200mに達する深層ボーリングによって、湧出量毎分600-1000リットル、温度40℃前後の温泉が数多く発見されている。これは十勝平野が、鮮新世以降に形成された構造盆地で、良好な帯水層となる粗粒堆積物が厚く堆積し、いわゆる“深層熱水”胚胎層が地下深部に伏在していることによるものである。ただ十勝川温泉は、深度100-200mの比較的浅い井戸から30-40℃の温泉が湧出し、標準的な地温勾配に比べて著しく高い温度を示している。したがって、一般的な“深層熱水”のみで説明するには問題がある。しかし、十勝川温泉や周辺地域を含め、地質ならびに地質構造を総合的に検討すると、基本的には“深層熱水型”の温泉であって、これに地質構造(居断層や幕別撓曲などの活構造)や温泉胚胎層の岩相の特性(亜炭などを介在する淡水成層)などが加わって比較的温度的の高い温泉が湧出していると推定される。なお、本図幅地域には、十勝川温泉以外にも20井を超える温泉ボーリングが実施されており、広く利用されている。それらのうち主な温泉井の諸元、及び2, 3の温泉の泉質を第7表及び第8表に、また、温泉井の位置と坑井番号を地質図に示す。

近年、温泉井と揚湯量の増加に伴って、総体的に水位の低下が見られるようになったことから、長期にわたる安定した温泉利用をはかるため、新たな泉源開発が規制されている。

第7表 温泉井の諸元

温泉井番号	1	2	3	4	5	6
掘削年(西暦)	1977	1985	1984	1986	1982	1991
掘削深度(m)	1,000	1,235	1,302	1,212	1,200	1,300
ストレーナー深度(m)	569-685 700m以深裸孔	1,026-1,235	1,087.5-1,291.0	970-1,212	947-1,200	739.5-1,228.5
静水位 (m)	+9.5		+密閉圧0.38kgf/cm ²	(+)		(+)
動水位 (m)	-35.0			(+)		(+)
最高温度℃ (深度) m	48.8 (950)	55.7 (1,226)	54.3 (1,302)	43.3*	51.3 (1118.5)	56.9 (1,300)
湧出量(l/min)	300 (WP)	600 (WP)	780 (F)	1700 (F)	420 (WP)	605 (F)
泉質タイプ	Na-HCO ₃	Na-HCO ₃ ・Cl	Na-HCO ₃ ・Cl	Na-HCO ₃	Na-Cl-HCO ₃	Na-Cl

温泉井番号	7	8	9	10	11	12
掘削年(西暦)	1992	1976	1964	1973	1958	1991
掘削深度(m)	1,300	701	601	389	202	705
ストレーナー深度(m)	1,041.5-1,300	305-701	330-470 500m以深裸孔		20m以深裸孔	545.5-699.5
静水位 (m)	(+)	(+)	-12.0			(+)
動水位 (m)	(+)	(+)	(-)	(-)		(+)
最高温度℃ (深度) m	50.3*	55.5 (700)	46.2 (469)	49.0 (389)	45.5 (192)	60.8*
湧出量(l/min)	220 (F)	100 (F)	201 (AL)	219 (WP)	142 (AL)	1000F
泉質タイプ	Na-Cl・HCO ₃	Na-Cl-HCO ₃	Na-Cl	Na-HCO ₃	Na-HCO ₃	Na-Cl

温泉井番号	13	14	15	16	17	18
掘削年(西暦)	1976	1978	1983	1990	1994	1988
掘削深度(m)	519.5	1,105	800	1,492	600	598
ストレーナー深度(m)	270-519.5	697-1,071	588-800	887-1,492	270-600	
静水位 (m)	-6.5				(+)	(+)
動水位 (m)	-24.0				(-)	(+)
最高温度℃ (深度) m	38.8 (519.5)	30.7*	42.0*	40.0*	39.1 (600)	43 (598)
湧出量(l/min)	200 (AL)	150 (WP)	400 (WP)	172 (WP)	350 (Wp)	150 (F)
泉質タイプ	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl-HCO ₃

註. 最高温度は検層温度による。なお*は揚湯試験時の坑口温度
 湧出量は揚湯試験時の最大湧出量、なお (F) は自噴、(AL) はエアリフト揚湯、(WP) はポンプ揚湯
 本表は北海道立地下資源調査所 (1991,1996)、北海道地熱・温泉ボーリング井データ集をもとに簡略化・
 編集したものである。

第8表 主な温泉の泉質

井戸番号	1	8	9	11	14
分析月日	S.52.6	S.52.9	S.52.9	S.52.9	S.57.9
泉温 (°C)	42.8	55.6	42.9	42.7	30.1
pH	7.8	8.2	8.0	8.0	7.7
RpH	8.2	8.5	8.3	8.4	8.4
T.S.M (mg/l)	626	1,524	13,648	427.0	2,839
Ca (mg/l)	27.0	10.6	297.6	2.8	40.1
Mg (mg/l)	9.7	1.5	53.8	1.8	4.4
Na (mg/l)	180.2	570.0	4,790	118.2	1,014
K (mg/l)	7.3	8.9	84.3	6.5	31.1
Total Fe (mg/l)	0.47	0.20	0.60	0.03	0.25
Fe ²⁺ (mg/l)	0.47	0.20	0.35	0.03	0.25
Fe ³⁺ (mg/l)	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00
Mn (mg/l)	0.12	0.02	0.40	0.05	0.08
Cu (mg/l)	0.005	0.00	tr	0.002	0.001
Zn (mg/l)	0.028	0.00	0.005	0.005	0.066
As (mg/l)	0.014	0.005	0.00	0.040	0.000
Cl (mg/l)	42.6	705.3	7,717	17.0	1,532
HCO ₃ (mg/l)	549.0	339.2	205.0	312.3	248.8
SO ₄ (mg/l)	2.0	0.0	0.00	2.6	0.0
F (mg/l)	0.03	2.66	0.28	0.37	1.06
HBO ₂ (mg/l)	9.9	74.1	432.5	7.1	40.8
SiO ₂ (mg/l)	99.7	44.7	68.2	126.4	66.2
Free CO ₂ (mg/l)	2.6	10.2	13.8	5.4	1.8
H ₂ S (mg/l)	0.37	0.17	0.00	0.11	0.00
色度	—	59.6	26.7	101.6	95.6
掘削深度 (m)	1,000	701	601	202	1,105

北海道立地下資源調査所 (1979, 1985), 北海道の地熱・温泉の分析値一覧表を簡略化

VI. 2 地下水

十勝平野は、北海道畑作農業の中心地であり、本図幅地域においても、長流枝内丘陵を除きほとんどの地域が農耕地や酪農地として活用されている。したがってこれらに必要な営農用水や、関連産業が使用する工業用水の需要が増加している。これらの需要にこたえるため1950年代から各種の水理地質調査が実施され、それらの総括として水理地質図幅説明書、第9号「帯広」が北海道立地下資源調査所によってまとめられた（小原ほか、1971）。ここではそれらに基づいて本図幅地域の地下水の概要を述べることとする。

本図幅地域で容水地盤を構成しているのは鮮新世以降に形成された地層群で、大局的にみて、①十勝層群の各層、②段丘堆積物及び古期扇状地堆積物、③氾濫原堆積物に大別される。本図幅地域には昭和46年当時でも50井（現在はより多く水井戸が掘削されていると推定される）近い水井戸の記録が報告されている。それらの大部分は位置的に③の分布地域に存在するが、掘削深度や地質柱状図から判断すると、ほとんどが①の十勝層群を容水地盤としている。また、②の分布地域にある井戸は、幕別町市街を載せる低位段丘面上にあるが、深度的にみて一部を除き①が主要容水地盤となっている。したがって本図幅地域の地下水の主要容水地盤は、①の十勝層群といえる。

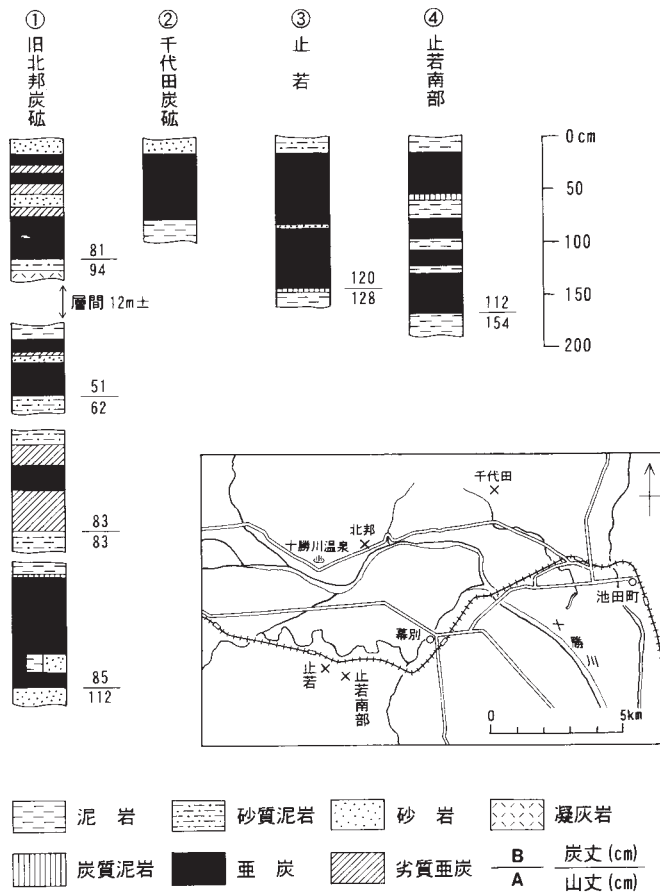
①の容水地盤は、おおむね砂礫質岩相・凝灰岩相・泥質岩相の互層からなり、砂礫質岩相が被圧地下水の良好な帯水層となっている。凝灰岩相は孔げきが多いわりに透水性が低く、地下水の被覆層として優れており、沖積低地での被圧地下水の形成に役立っている。また、泥質岩相は有機物に富み、かつ亜炭層が挟在するなど、帯水層としての性能が低く、水質的にも劣る。

一方、地質構造と容水地盤の性状、ことに水質との関連性が伺える。それは猿別背斜の延長線を境に東西に2分されることである。西側は十勝構造盆地の中心部に連なる地域で、十勝層群上部（長流枝内層・渋山層など）の埋没深度が深く、良質な地下水が豊富で、水質の変化に乏しく容水地盤の性状が良好な地域である。東側は、地表下浅部に十勝層群の下部層（池田層・糠内層など）が伏在し、有機物に富む泥質相が卓越するため、地下水中にメタンガスが付随し、ClをはじめFe・HCO₃・NH₄及びCODなどが高く、概して水質がよくない。したがって図幅地域の西縁部を除いては、良質な地下水を得ることが難しい。昭和46年当時図幅地域内で掘削されていた主な水井戸の諸元と水質分析の結果を第9表に、また、坑井の位置・井戸番号を地質図に示す。

VI. 3 骨材資源

本図幅地域の骨材資源は、長流枝内層の礫層、上札内I礫層・上土幌礫層に属する扇状地あるいは河岸段丘礫層などのいわゆる“山砂利”と、主要河川の現河床に分布する“河砂利”及び池田層・渋山層に挟在する凝灰岩類（稲士別凝灰岩層・猿別凝灰岩層・芽登凝灰岩層など）などがある。

“山砂利”は、分布地域の大部分が農耕地となっているため、長流枝内層の礫層が局所的に利用されている程度で、現在はほとんど採掘されていない。また、“川砂利”は河川改修が進み今は採取されていない。



亜炭の工業分析表

炭砒名	水分 (%)	灰分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	発熱量	補正純炭発熱量	JIS 炭質区分
② 千代田	16.47	13.62	44.82	25.10	4,490	6,423	F ₂
③ 止若	17.94	7.99	45.45	28.62	4,880	6,588	F ₂

第36図 主要炭砒操業当時の炭柱図と亜炭の工業分析値
地質調査所(1960)日本鉱産誌V-aから引用

一方、池田層・渋山層に挟在する凝灰岩類は、固結度が低く、水はけが良いなど、路床や整地用の骨材に適しているため小規模に利用されている。

VI. 4 亜炭

池田層は、淡水成層を主とし亜炭層が頻繁に挟在する。ことに幕別台地北部豊岡川の下流域及び長流枝内丘陵の千代田堰堤付近から利別川の支流四線川にかけて最も良く発達する。炭層は10層以上を数え

るが、稼行対象となる厚さ1 m以上の炭層は2-4層で、昭和20年代から30年代にかけ、地域の暖房用として採掘されていた。

日本鉱産誌V-a(地質調査所, 1960)によると、昭和28年当時2-3の炭砒が操業し、約4,000 t /年弱の亜炭が採掘されている。稼行炭層は、いずれの炭砒でも一層程度で、最も厚い炭層で山丈154cm、炭丈120cmと記録されている。炭質は、日本工業規格(JIS M 1002)による褐炭(F2)に属し、発熱量は約4,100から4,800Kcal/kgの範囲である。第36図に操業当時の炭柱図と工業分析値を示す。

VI. 5 天然ガス

天然ガスは、水溶性天然ガスに属し、池田町千代田付近において、水井戸掘削の折りに発見された、長尾ほか(1959, 1960)によると、この地域の天然ガスは、池田層に発達する粗粒層に胚胎するとされている。当時は自家用燃料を目的として、深度約80-200m前後の井戸が10余井掘削され、最大76m³/日のガス湧出量を記録した井戸がある。坑口で採取したガスの成分は、CH₄ 87-94, CO₂ 0.4-0.9, N₂ 5.2-9.3, O₂ 0.1-0.2(いずれもvol.%)で、CH₄が多くN₂が少ない特徴を示し、安定性のある第三紀層天然ガス鉱床中に賦存する代表的な性状をそなえ、かつ、CH₄の含有率が高く、CO₂が低いのは、“石炭ガス”にその成分が似ているとしている。なお、昭和40年代以降国産エネルギーへの依存度が低下し、企業化に向けての開発は行われず、現在はほとんど利用されていない。

文 献

- 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.
- 地質調査所(1999) 重力図11. 帯広地域重力図(ブーゲー異常).
- 藤江 カ・魚住 悟(1957) 北海道の新第三紀化石動物群の変遷(予報) - その1 化石群集の概観と地質分布 -。新生代の研究, no.23, p.32-37.
- 藤山広武・田沼 穰(1972) 十勝平野に分布する内陸古砂丘の¹⁴C年代。地球科学, vol.26, p.136-137.
- フカガワクジラ発掘調査団(1982) 深川産クジラ化石発掘調査報告。深川市教育委員会, p.1-132.
- 福富孝治・藤木忠美・須川 明(1956) 十勝川温泉の地球物理班調査報告。北海道温泉調査報告Ⅲ, 北海道衛生部, p.11-16.
- 橋本誠二(1954) 5万分の1地質図幅「御影」及び同説明書。北海道地下資源調査所, 36p.
- 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, 53p.
- 平川一臣・小野有吾(1974) 十勝平野の地形発達史。地理学評論, vol.47, p.607-631.
- 北海道立地下資源調査所(1979) 北海道の地熱・温泉(C)北海道中央部-十勝平野-。地下資源調査所調査研究報告, 第7号, p.122-144.
- 北海道立地下資源調査所(1985) 北海道の地熱・温泉-1985・Ⅱ版-(C)北海道中央部(1979-1983年)-十勝平野-。地下資源調査所調査研究報告, 第16号, p.10-24.
- 北海道立地下資源調査所(1991) 北海道地熱・温泉ボーリングデータ集および温泉ボーリング索引

- 図, p.59-62 及び p.51.
- 北海道立地下資源調査所 (1996) 北海道地熱・温泉ポーリングデータ集および温泉ポーリング井索引図, p.51 及び p.41.
- 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. 日本地質学会第 87 年学術大会演旨, p.69.
- Igarashi, Y. (1976) The first cold phase during Plio-Pleistocene time in Hokkaido. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.82, p.337-344.
- 飯塚仁四郎・瀬尾春雄 (1966) 十勝国及び釧路国西北部泥炭地土性調査報告. 北海道農業試験場土性調査報告, no.17, p.43-93.
- 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¹⁴C年代. 地球科学, no.81, p.12.
- 貝塚爽平 (1956) 十勝平野の地形に関する若干の資料. 地理学評論, vol.29, p.232-239.
- 春日井 昭・木村方一・小坂利幸・松澤逸巳・野川 潔 (1968) 十勝平野に分布するいわゆる“帯広火山砂”について. 地球科学, vol.22, p.137-146.
- 春日井 昭・秋葉 力・近堂祐弘・小坂利幸・松井 愈・松澤逸巳・佐藤博之 (1978) 降下火砕堆積物. 地団研専報, no.22, p.193-214.
- 春日井 昭・藤田 亮・細川貢四郎・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫 (1980) 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ層斜方輝石の屈折率と Mg-Fe 比との比較研究一. 地球科学, vol.34, p.1-15.
- 活断層研究会編 (1991) 「新編」日本の活断層, 分布図と資料, 東京大学出版会, p.64-65.
- 勝井義雄 (1959) 支笏降下軽石堆積物について-特に支笏カルデラ形成直前の活動について-. 火山, ser.2, vol.4, p.33-48.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫 (1986) 北海道中生界の構造区分と層序, 地団研専報, no.31, p.1-15.
- 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.
- 北川芳男・近堂祐弘・松野 正・佐久間敏雄 (1963) 北海道に発達した古赤色土 (風化殻) について. 北海道開発局土木試験所月報, no.115, p.1-10.
- Koizumi, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.91, p.195-211.
- 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・近藤祐弘・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.
- 小坂利幸・松井 愈・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, 60p.
- Koshimizu, S. (1981) Fission track ages of pyroclastic flows in the Pliocene Ashoro Formation and the Plio-Pleistocene Ikeda Formation developed in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser.IV, vol.19, p.505-518.
- 松井 愈 (1988) 十勝層群の層序と年代. 地質学論集, no.30, p.5-12.

- 松井 愈・松澤逸巳(1985) 十勝平野の構造発達史—帯広盆地と幕別台地の分化. 第四紀研究, vol.23, p.233-244.
- 松井 愈・山口昇一(1970) 北海道・十勝平野の前期洪積層. 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.
- 松井 愈・松澤逸巳・山口昇一(1970) 十勝平野の前期洪積統一長流枝内層について—. 第四紀研究, vol.9, p.123-127.
- 松井 愈・秋葉 力・瀬川秀良・松澤逸巳・小坂利幸・木村方一(1978a) 中期更新世以降の構造運動と地史. 地団研專報, no.22, p.230-245.
- 松井 愈・野川 潔・小坂利幸(1978b) 十勝平野の地形と地質. 地団研專報, no.22, p.107-114.
- 松井 愈・山口昇一・松澤逸巳・宮坂省吾(1978c) 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—. 地団研專報, no.22, p.96-104.
- 松下勝秀・小坂利幸・紺谷吉弘・宮坂省吾(1979) 5万分の1地質図幅「上札内」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 50p.
- 松澤逸巳・小坂利幸(1972) 恵庭b降下軽石堆積物直上の炭化細片の¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代(71)—. 地球科学, vol.26, p.84-85.
- 松澤逸巳・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. 地団研專報, no.22, p.40-61.
- 松澤逸巳・右谷征靖・川添 熙・春日井 昭・木村方一・野川 潔・松井 晋(1978b) 十勝平野の中期更新世以降の地形と地質, 北部十勝地域. 地団研專報, no.22, p.142-161.
- 松澤逸巳・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(1978c) 十勝累層群最上部, 洪山層と中里層. 地団研專報, no.22, p.63-70.
- 松澤逸巳・松井 愈・近藤祐弘・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, 82p.
- 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. 地下資源調査所報告, no.32, p.1-38.
- 三谷勝利・石山昭三(1982) 5万分の1地質図幅「高島」及び説明書. 北海道立地下資源調査所, 30p.
- 三谷勝利・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, 66p.
- 三谷勝利・橋本 亘・吉田 尚・織田精徳(1959) 5万分の1地質図幅「本別」及び同説明書. 北海道開発庁, 83p.
- 三谷勝利・松澤逸巳・高橋功二(1976) 5万分の1地質図幅「上士幌」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 36p.
- 宮坂省吾・菊池昂哉(1978) 新第三紀における日高変成帯の上昇運動. 地団研專報, no.21, p.139-153.
- 宮坂省吾・松井 愈・山口昇一(1978) 十勝平野の基盤の構造. 地団研專報, no.22, p.90-95.
- 本島公司・牧野登喜男・安田 昇・斎藤 仁(1954) 北海道十勝国池田町字千代田附近の天然ガス.

- 石油技術協会誌, vol.19, p.141-145.
- 長尾捨一・三谷勝利 (1960) 十勝平野周辺地域天然ガス鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no.61, p.1-20.
- 長尾捨一・三谷勝利・佐藤 巖・斉藤尚志・二間瀬 洌・横山英二・山口久之助・小原常弘・本島公司・牧野登喜男・牧 真一 (1959) 十勝平野天然ガス調査報告. 北海道地下資源調査資料, no.50, p.1-49.
- 根本忠寛・佐々保雄 (1933) 10万分の1地質図幅「大樹」及び同説明書. 北海道地質調査会報告, no.3, 36p.
- 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, 20p.
- 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水河現象とその層準 (第1報). 第四紀研究, vol.11, p.1-12.
- 野川 潔・小坂利幸・松井 愈・松澤逸巳・木村方一 (1978) 十勝平野における周水河現象. 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 洌・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, No.9, 「帯広」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 46p.
- 織田精徳・根本隆文・植村 武 (1959) 5万分の1地質図幅「常室」及び同説明書. 北海道開発庁, p.54.
- 小笠原義勝 (1941) 北海道襟裳岬の海岸段丘. 地質学雑誌, vol.48, p.181-188.
- 大石三郎・渡辺武男 (1932) 10万分の1地質図「然別沼」及び同説明書. 北海道地質調査会報告, no.1, 20p.
- 岡 孝雄 (1976a) 十勝平野の鮮新・洪積統について (その1) - 居辺台地南部地域の池田層群上部 -. 地質学雑誌, vol.82, p.241-258.
- 岡 孝雄 (1976b) 十勝平野の鮮新・洪積統について (その2). 地下資源調査所報告, no.48, p.1-19.
- 岡 孝雄 (1982) 十勝平野の鮮新統について (その3) - 幕別台地の池田層群 -. 地質学雑誌, vol.88, p.79-100.
- 岡 孝雄 (1986) 5万分の1地質図幅「中士幌」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 75p.
- 岡 孝雄・赤松守雄 (1979) 十勝地方における *Patinopecten (Fortipecten) takahashii* (Yokoyama) の新層準について. 地質学雑誌, vol.85, p.691-693.
- 岡 孝雄・二間瀬 洌・秋田藤夫 (1984) 十勝平野中央部の深層熱水-地下構造および開発の現況 -. 地下資源調査所報告, no.55, p.35-56.
- 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 Honbetsu 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.
- 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.

- 佐々保雄・岡崎由夫・吉田三郎 (1955) 帝国石油止若A班調査報告. 帝石社内報告.
- 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¹⁴C年代測定. 地質ニュース, no.178, p.30-35.
- 瀬川秀良・松井 愈・小林保彦・野川 潔・山口昇一・松井 晋 (1978) 十勝平野の中期更新世以降の地形と地質—十勝川下流および十勝太付近. 地団研専報, no.22, p.162-170.
- 柴田 賢・山口昇一・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. 地調月報, vol.26, p.491-496.
- 柴田 賢・山口昇一・小久保公司・田中 実 (1979) 北部十勝の鮮新統—更新統火砕岩類のK-Ar年代と古地磁気. 地調月報, vol.30, p.231-239.
- 鈴木 醇・石川俊夫・大町北一郎・鈴木淑夫 (1956) 十勝川温泉の地質班調査報告. 北海道温泉調査報告Ⅲ, 北海道衛生部, p.1-10.
- 高橋功二・三谷勝利 (1970) 5万分の1地質図幅「芽登温泉」及び同説明書. 北海道開発庁, 29p.
- 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, no.5, p.1-20.
- 田中 実・小久保公司・渡辺肇克 (1978) 火砕岩類の古地磁気. 地団研専報, no.22, p.249-264.
- 東郷正美・小野有吾 (1982) 十勝平野東縁の活断層について (第二報). 地理学会予稿集, no.21, p.52-53.
- 十勝団体研究会 (1965) 十勝平野の第四系 (第Ⅰ報). 郷土の科学, no.48, p.23-36.
- 十勝団体研究会 (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.1-14.
- 十勝団体研究会 (1972) 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.
- 十勝団体研究会編 (1978) 十勝平野. 地団研専報, no.22, 433p.
- 十勝平野, 地質図および地形面区分図編集委員会 (1981) 十勝平野. 地質図および地形面区分図 (1/200,000) .
- Uozumi, S., Akamatsu, M. and Takagi, T. (1986) Takikawa-Honbetsu and Tatsunokuchi Faunas (*Fortipecten takahashii*-bearing Pliocene faunas) . *Palaeont. Soc. Japan*, S.P., no.29, p.211-226.
- 太秦康光・西村雅吉・那須義和・瀬尾淑子 (1956) 十勝川温泉の化学班調査報告—温泉の化学的研究 (第36報). 北海道温泉調査報告Ⅲ, 北海道衛生部, p.17-26.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.104, p.395-414.
- 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.
- Yamaguchi, S. (1982) Stratigraphy of the Toyokoro Hill, Eastern Hokkaido. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.33, p.541-560.
- 山口昇一・佐藤博之 (1989) 糠内地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 78p.

- 山口昇一・松井 愈・松澤逸巳・春日井 昭・田中 実・小林保彦 (1973) 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.
- 山口昇一・春日井 昭・田中 実・小久保公司・松澤逸巳・佐藤博之 (1978a) 北部十勝の火砕岩類. 地団研専報, no.22, p.71-81.
- 山口昇一・松井 愈・松澤逸巳・宮坂省吾・田中 実・小久保公司・小林保彦・春日井 昭・木村方一 (1978b) 十勝累層群中部, 池田層-とくにその層序と地質時代について-. 地団研専報, no.22,p.31-39.
- 山口昇一・松井 愈・宮坂省吾・松澤逸巳 (1978c) 鮮新-下部更新統, 十勝累層群. 地団研専報, no.22, p.7-15.
- 吉田充夫 (1983) 北海道十勝地方および石狩低地帯の鮮新-更新統. 地団研専報, no.25, p.105-113.
- Yoshida, M., Fujiwara, Y., Homma, M., Igarashi, Y. and Tonosaki, T. (1981) Magnetostratigraphy and chronology of the Late Neogene to Quaternary deposits in the Tokachi district, Hokkaido, Japan. *Rock Mag. Paleogeophys.*, vol.8, p.106-109.

QUADRANGLE SERIES

SCALE : 50,000

Kushiro (2) No.43



GEOLOGY

OF THE

TOKACHI-IKEDA DISTRICT

By

Masaru MATSUI and Shoichi YAMAGUCHI

(Written in 1999)

(Abstract)

GEOMORPHOLOGY

The Tokachi-Ikeda district, extending from 42° 50' N to 43° 00' N and from 143° 30' E to 143° 45' E, is located in the central eastern part of the Tokachi Plain, east Hokkaido. The Tokachi River runs diagonally across the Takachi Plain, changes its direction from east to southeast in the central part of the district and pours into the Pacific Ocean about 20 km southeast. The Osarushinai and Shiranuka Hills with an altitude of about 200 m above sea level are situated in the northern part of the Tokachi River. These hills are mainly composed of the Pliocene to Early Pleistocene formations, and show the geomorphological features of the early mature stage of development. On the other hand, the Makubetsu Upland and Toyokoro Hill are situated in the southern part of the river. The Toyokoro Hill in the district corresponds to the northernmost part of the hill and shows geomorphic features as an upland. Besides, upland extends on both sides of the Shihoro River and eastern side of the Toshihetsu River. These uplands and the Toyokoro Hill are principally composed of older fan gravel bed, and divided into eight to six terraces of different altitudes and ages.

NEOGENE AND QUATERNARY

The geologic constituents of the Tokachi-Ikeda district are Neogene to Quaternary sediments as summarized in Table 1. The Tokachi Plain is interpreted as a tectonic basin ("Tokachi Tectonic Basin ") formed by a east-west compression resulting from the eastern Hokkaido (Kuril Forearc) moving westward to central Hokkaido (Hidaka Belt etc.) since the latest Miocene.

Table 1 Summary of the stratigraphic sequence in the Tokachi-Ikeda district

Age	Stratigraphy	Main lithofacies and other	Remark		
Quaternary	Holocene	Ta-b Gravel, sand, mud and peat	Earth humoch "Tokachi-bozu"		
		Ta-d 8,940 ± 160y.B.P. Soft loam	Patterned ground involution		
	Late Pleistocene	Ikeda Surface & Kamishihoro Surface Dep.	Ball structured loam ← 11,940 ± 240y.B.P. En-a ← 13,100 ± 1,200y.B.P. ← 15,000 ± 400y.B.P.	Patterned ground involution	
		Yamuwakka Surface Deposits	← 32,290 ± 2,000y.B.P.	Younger fan deposits	
		Akeno Surface Deposits	Brown loam		
		Kamisatsunai I and Kamishihoro Gravel Beds	Gravel and sand Op-1 ← 35,750 ± 1,350y.B.P. Ssfa ← 43,200 ± 4,300 y.B.P. Op-3 ← -2,700		
		Kamisarabetsu Surface III Dep.	Red-brown loam		
		Kamisarabetsu Surface II Dep.	Red paleosol		
		Kyoei Surface Deposits			
		Otoyo and Kitaoribe I Surface Dep.	Gravel and sand	Fan deposits	
		Makubetsu Fan and Kitaoribe Gravel Beds	Gravel and sand with decayed gravel	Older fan deposits	
		Kochien Gravel Bed	Tuffaceous silt, sand, gravel and ash with lignite		
	Early Pleistocene	Shibusan F.	Main part		
			Meto Tuff Bed	Rhyolite tuff (0.9 ± 0.1 Ma)	
		Osarushinai F.	== Kiyosumi Volcanic ash ==	Rhyolite ash (1.3 ± 0.1 Ma)	Regression
			Main part	Sand, mud and gravel with ash and lignite	Osarushinai Fauna
		Tokachi Group	== Satsunai Volcanic ash ==	Rhyolite-Dacite ash (1.5 ± 0.5 Ma)	Transgression
			== Chiyoda Tuff Bed ==	Rhyolite tuff (2.0 ± 0.1 Ma)	
Ikeda Formation		Main part	Claystone, sandstone and conglomerate with tuff, lignite		
		Sarubetsu Tuff Bed	Pyroxene andesite tuff (2.8 ± 0.2 Ma)	Takikawa-Hombetsu Fauna	
		Inashibetsu Tuff Bed	Rhyolite tuff { 2.8 ± 0.7 Ma } { 3.7 ± 0.1 Ma }	Regression	
		Nukanai Formation	Massive sandstone and alternation of sandstone and siltstone	Thalassiosira oestrupii Zone	
Taiki Formation	Diatomaceous massive siltstone				

The **Taiki Formation**, narrowly exposed in the axial part of the Sarubetsu Anticline, is mainly composed of diatomaceous siltstone with thin layers of fine-grained sandstone. It contains diatom fossils of the *Thalassiosira oestrupii* zone. The age of the formation is considered to be latest Miocene to Early Pliocene.

The **Tokachi Group**, overlying unconformably the Taiki Formation, is divided into the Nukanai, Ikeda, Osarushinai and Shibusan Formations, in ascending order based on lithology and contained fossils. These formations overlap conformably in the central part of the Tokachi Plain, but cover underlying formations locally

unconformably in the district occupying the eastern marginal part of the plain.

The **Nukanai Formation** is typically exposed along the Sarubetsu River, and composed largely of dark greenish gray, muddy fine-grained sandstone of shallow-marine origin with grey sandy siltstone in the lower part. It contains molluscan fossils of the Takigawa-Hombetsu Fauna characterized by *Fortipecten takahashii* etc. The age of the formation is regarded to be Early Pliocene.

The **Ikeda Formation**, overlying unconformably the Nukanai Formation, consists of mudstone with sandstone, conglomerate, tuff and peat. The formation is mainly of non-marine origin, and changes its lithofacies through brackish water to shallow-marine toward the upper horizon. The tuff includes the Inashibetsu, Sarubetsu and Chiyoda Tuff Beds, which are useful as marker beds. Radiometric ages of the three tuff beds are from 4.1 to 2.0 Ma, indicating the formation to be Middle to Late Pliocene in age.

The **Osarushinai Formation**, covering locally unconformably the Ikeda Formation, is dominantly composed of loose coarse-grained sediments with two thin volcanic ash beds : Satsunai (dated as 1.5 Ma by K-Ar method) and Kiyozumi (1.3 Ma by F.T. method). This formation contains abundant molluscan fossils, but their assemblage is different from those of the underlying Nukanai and Ikeda Formations. These data indicate this formation to be Early Pleistocene in age.

The **Shibusan Formation**, exposed mainly in the western side of the Oribe Fault, is composed of tuffaceous sand, silt and gravel of non-marine origin with the Meto Tuff Bed in the basal part. Radiometric age of the Meto Tuff Bed is 0.9 Ma by F.T. method. This age shows the formation to be latest Early Pleistocene in age.

Middle to Upper Pleistocene formations are composed of older and younger fan gravel beds, and topographic surface deposits. The **Kochien Gravel Bed** is an older fan gravel bed, which is characterized by decayed gravel. During early Middle Pleistocene, this formation covered the whole Tokachi Plain with thick gravels derived from the Hidaka Mountains by increasing upheaval since the Middle Pleistocene. After its deposition, many topographic plains were formed through local deposition of gravel, surface erosion of the Kochien Gravel Bed, and the formation of river terraces. The younger fan gravel bed, formed after the erosion of older fan gravel bed, are developed at two horizons, which are the **Makubetsu Fan** and **Kamisatsunai Gravel Beds** in the southern part of the Tokachi River and the **Kitaoribe** and **Kamishihoro Gravel Beds** in the northern part of the Tokachi River. Topographic surface deposits consist of pyroclastic fall deposits (SsFa 1 , Spfa 1 and Op-1 ejected from the Shikotsu Caldera, En-2 from the Eniwa Volcano etc.), loam and paleosol, which are useful as marker beds for correlation of topographic surfaces. The Holocene formations are made up of flood plain, moor, fan and talus deposits, and distributed along the major rivers, especially along the Tokachi and Toshihetsu Rivers. Along the downstream of the Tokachi River, the moor deposits consisting of peat and peaty mud are widely deposited.

FOLDS AND FAULTS

Geologic structures in the district are characterized by the Sarubetsu Anticline, Makubetsu Flexure and Oribe Fault. The **Sarubetsu Anticline**, running in a N-S direction along the Sarubetsu River, is the northern extension of the Toyokoro Dome developed in the central part of the Toyokoro Hill. The **Makubetsu Flexure**, occurring in the central part of the Makubetsu Upland, can be traced almost parallel to the axis of the Sarubetsu Anticline. The Oribe Fault runs with north-northeast trend along the western margin of the Makubetsu Upland, and its fault surface steeply dips to the west. It clarified that the Makubetsu Flexure and the Oribe Fault displaced the Middle Pleistocene sediments.

井 番 号	所 在 地	深 度 (m)	口 径 (mm)	静 水 位 (m)	動 水 位 (m)	揚 水 量 (m ³ /d)	分 析 年 月 (昭和)	水 温 (°C)	pH	Cl	HCO ₃	SO ₄
1	音更町 下土幌栄	40(34)	50		+0.80	f 37	42.6	10.6	7.3	5.9	93.2	0
2	同	141(105)	100		+2.30	f 180	42.11	15.4	7.8	6.8	129.0	0
3	音更町 下土幌	600	100	-20.3	-38.0	AL 400	42.11	41.0	7.8	7,925	204.0	0
4	十勝川温泉	(94)	100		+1.70	f 860	31.9	45.7	7.6	48.3	425.0	-
5	同	(196)	100	-1.8			31.9	43.7	7.7	16.3	293.0	-
6	幕別町住	212	75	+			42.11	24.5	7.3	48.0	342.0	0
7	幕別町別	(147)	75		+2.00	f 33	44.9	15.7	9.0	16.5	173.0	7
8	池田町見	137	75		+1.70	f 66	38.10	18.2	7.1	6.9	96.7	20
9	池田町山	(121)	50		+1.15	f 24	42.11	16.7	6.9	6.3	110.0	0
10	池田町山	(140)	75	約+5			43.8	23.0	7.5	126.0	198.0	3
11	池田町豊	(117)	50		+0.20	f tr	43.9	17.8	7.2	20.2	148.0	9
12	池田町千代田	118(101)	75		+0.40	f 84	31.9	19.2	7.3	946.0	423.0	-
13	同	500	200-125	-1.50		200	42.11	26.5	7.6	2,951	148.0	0
14	池田町利別	85(67)	75		+1.40	f 55	42.11	13.3	8.2	28.6	261.0	20
15	池田町川合	127(120)	75		+1.90	f 130	38.10	13.8	6.9	6.8	41.5	18
16	池田町川合	57	75		+0.35	f 280	38.10	15.1	8.4	21.9	234.0	28
17	幕別町新川	(56)	75		+1.40	f 65	31.9	13.4	7.0	12.8	92.0	-
18	同	82(62)	50		+0.90	f 11	42.11	12.3	7.1	12.2	72.6	17

註：深度の()内数値は調査時の実測深度、fは自噴、ALはエアリフト、CODはKMnO₄消費量、地質柱状図がある井戸についてのみ集録

Fe	NH ₄	硬 度	Ca	Mg	Na	K	SiO ₂	COD	ρ (18°C) ($\Omega \cdot m$)	摘 要
0.26	0.27	52.2	13.0	4.8	11.1	3.0	55.6	5.4	74	
0.09	0.08	79.2	18.7	7.9	16.2	2.7	56.4	3.5	48	
0.23	7.32	905	284.0	47.7	4,694	93.0	78.9	58.8	0.7	孔口温泉 42.6°C 塩味, 微有機味
0.09	0.69	7.1	0.7	1.3	161.0	15.0	—	53.2	14	茶褐色, ガス
0.08	0.22	17.8	0.7	3.9	82.0	7.0	—	43.6	27	茶褐色, ガス
0.65	1.75	195.0	47.9	18.2	62.1	7.6	101.0	14.4	26	ガス
0.04	0.36	12.2	2.8	1.3	68.6	2.6	77.1	15.8	38	有機味, ガス, 淡黄褐色
0.73	0.15	40.8	9.2	4.3	23.5	1.9	65.8	9.9	58	
1.89	0.43	57.0	11.9	6.7	11.7	1.5	98.9	4.6	71	有機味
0.28	0.19	21.0	4.6	2.3	144.0	4.4	99.2	10.4	18	有機味, 硫化臭, ガス
0.64	0.17	32.1	7.3	3.4	54.8	2.7	92.1	12.0	42	同
0.33	1.02	125.0	29.9	12.2	—	—	—	55.6	—	ガス
0.24	2.20	348.0	108.0	19.3	1,820	62.4	93.7	14.9	1.7	ガス, 塩味, 淡黄褐色
0.09	0.10	4.8	0.9	0.6	129.0	3.2	76.0	11.6	24	黄褐色, 有機味, ガス
2.08	0	34.9	7.2	4.1	8.2	1.2	30.8	10.6	94	微有機味
0	tr	15.7	13.5	1.7	98.0	3.3	67.4	16.7	25	
1.09	0.52	59.9	9.6	8.7	—	—	—	9.3	—	
2.29	0	53.4	10.9	6.3	15.9	2.0	73.4	2.7	74	

単位mg/l

小原ほか (1971) より引用, 編集

文献引用例

松井 愈・山口昇一 (2000) 十勝池田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Matsui, M. and Yamaguchi, S. (2000) *Geology of the Tokachi-Ikeda District*.
With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 72p. (in Japanese with English abstract 3p.).

平成12年2月14日 印刷

平成12年2月18日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 飯 島 勲

印刷所 東日本印刷株式会社

茨城県つくば市上ノ室283-1
