

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
釧路(2)第59号  
NK-54-3-9

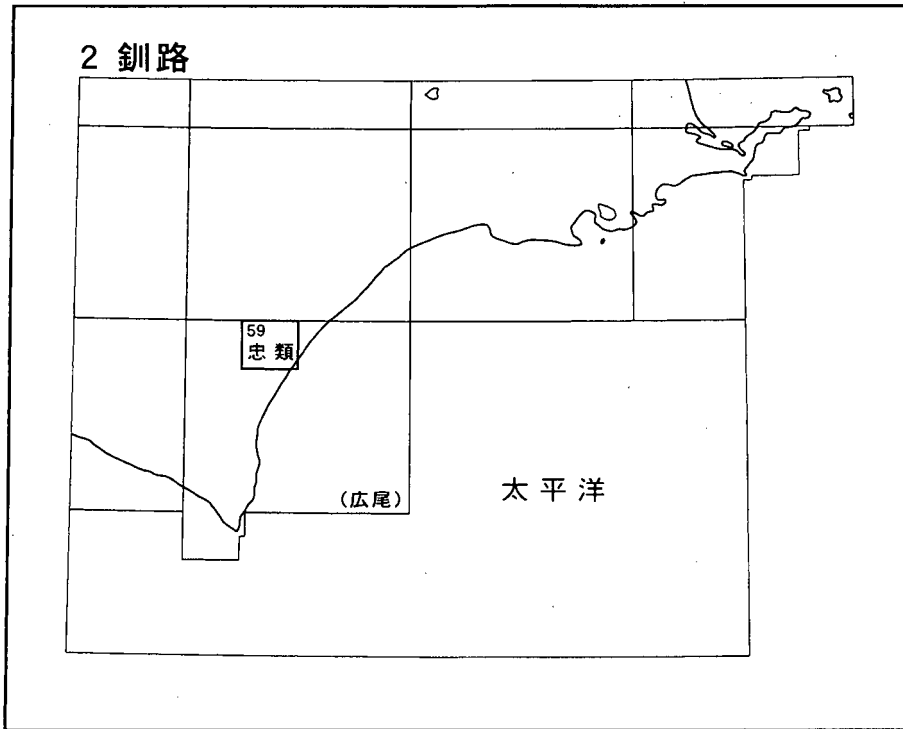
## 忠 類 地 域 の 地 質

山口昇一・佐藤博之・松井 愈

平成15年

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

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

2-52 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)
2-58 上札内 Kamisatsunai NK-54-3-13 (北海道立地下資源調査所, 1979)	2-59 忠類 Chūrei NK-54-3-9 (2003)	2-60 湧洞沼 Yūdōnuma NK-54-3-5 (北海道開発庁, 1962)
2-63 上豊似 Kamitoyoni NK-54-3-14 (北海道立地下資源調査所, 1975)	2-64 大樹 Taiki NK-54-3-10 (1974)	大樹 (Taiki) 1:100,000 (1933)

# 忠類地域の地質

山口昇一\*・佐藤博之\*\*・松井 愈\*\*\*

地質調査総合センター（旧地質調査所）は、1882年の創立以来、わが国の国土の地球科学的実態を示すため、様々な縮尺の地質図を出版してきた。それらのうち5万分の1地質図幅は基礎的な地質情報を網羅した基本地質図である。1955年以降は1:75,000の縮尺を1:50,000に改め、現在に至っている。

忠類地域の地質調査は、1972年から1976年までの5箇年にわたって行われた。豊頃丘陵の大部分を占める先第四系の調査は、主として山口が担当し、当縁層分布地域の調査の一部とその岩石学的検討を佐藤が分担した。また、第四系については、松井を代表者とする十勝団体研究会によって調査研究が行われた。それらの成果はそれぞれによって公表されてきた（十勝団体研究会編、1978；佐藤、1976；Yamaguchi, 1982）が、地域地質研究報告としては取りまとめが行われていなかった。

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したことによるものである。その間、地質学の進歩は目覚ましく、本図幅地域においても、堆積学、生層序学及び構造地質学の分野などで、新事実が明らかにされ、古い調査資料に基づいて取りまとめることがためらわれた。このため、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をもとに、若干の補備調査と公表された関係資料を参考とし、山口の責任において取りまとめた。なお、本研究報告の取りまとめ中に松井が他界したため、第四系については、松井をはじめ十勝団体研究会の意図するところが、十分に反映し得なかったことをお断りする。

本図幅地域には、中一後期更新世に段丘化した多くの平坦面が発達している。本研究報告では、それらの地形発達史を正しく表現するために、南隣大樹図幅（松井ほか、1974）及び北西隣大正図幅（小坂ほか、1979）で用いられた表現方法を踏襲した。すなわち、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分し、更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、この地形面の「地形面堆積物」と呼び記載を行った。また、地質図では、各地形面を覆う堆積物を省略し「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。

本研究報告をまとめるに当たり、十勝団体研究会の成果を引用させて頂くとともに、同会の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。ことに中一上部更新統については、元札幌西高等学校小坂利幸氏及び稚内北星学園短期大学名誉教授松澤逸巳氏から、取りまとめの過程で全面的な協力と討論を頂いた。また、先第四系については、(株)アイピー地質情報室代表宮坂省吾博士に北海道大学在学中から、地質調査への協力と豊頃丘陵の地質についてご教示を賜わり、多大なご支援を受けた。更に北海道大学名誉教授小泉 格博士及び北海道立地質研究所嵯峨山 積博士には、珪藻化石の同定と生層序学についてご教示を頂いた。以上の方々に、深く謝意を表す。

また所内では、貫入岩の検鏡・記載の一部は、地球科学情報研究部門の久保和也博士の協力を得、珪藻化石生層序に関しては、北隣糠内図幅の資料を参考に、同研究部門の渡辺真人博士からご教示を頂いた。更に有孔虫化石の同定は元地質調査所所員石田正夫氏に協力をお願いした。検鏡に供した薄片製作は、北海道センターの佐藤卓見氏及び元地質調査所所員谷津良太郎、渡辺真治、木村 亨の各氏によるものである。なお、本研究報告の作成に当たっては、北海道センターの羽坂なな子氏から、図表類の調整を始めとして、本文作成に当たって全面的な協力とご支援を頂いた。ここに改めて上記の方々に対し厚く謝意を表す次第である。

(平成14年度稿)

---

## 所 属

- \* 元地質調査所北海道支所。現 (株) ユニオンコンサルタント
- \*\* 元地質調査所地質部
- \*\*\* 元北海道大学理学部 (故人)

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Chūruī, Tokachi, Hokkaidō, Japan, Tokachi plain, Toyokoro Hill, Hidaka Belt, Tokoro Belt, Nemuro Belt, Toyokoro Dome, Chūruī Anticline, Taiki Syncline, Chōbushi Synclinerium, Tokachi tectonic Basin, Late Jurassic to Early Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Toyokoro Formation, Tokachichūruī Group, Ushishubetsugawa Group, Tokachi Group, Ōkawa Formation, Comendite, Comendite welded tuff, Older Fan Gravel Bed, Kōchien Gravel Bed, Younger Fan Gravel Bed, Chūruī Gravel Bed, Holokayantō Formation, Coastal terrace Deposits, Paleoloxodon naumanni

## 目 次

I. 地 形	1
I. 1 概 説	1
I. 2 丘 陵	2
I. 3 台 地	4
I. 3. 1 扇状地及び河岸段丘	5
I. 3. 2 海岸段丘	8
I. 4 崖錐及び沖積低地	10
II. 地質概説	11
II. 1. 研究史	11
II. 2. 地質の概要	12
III. 先新第三系	16
III. 1. 豊頃層	16
IV. 新第三系及び下部更新統	18
IV. 1. 十勝忠類層群	18
IV. 1. 1. 赤石沢層	18
IV. 1. 2. 当縁層	20
IV. 2 大川層	23
IV. 3 岩 脈	25
IV. 4 牛首別川層群	26
IV. 4. 1 生花苗層	27
IV. 4. 2 大樹層	30
IV. 5 十勝層群	32
IV. 5. 1 糠内層及びチョウブシ層	32
IV. 5. 2 駒島層	33
IV. 5. 3 長流枝内層	34
V. 第四系	37
V. 1 中・上部更新統	37
V. 1. 1 光地園礫層	37
V. 1. 2 光地園面堆積物	37
V. 1. 3 晩成 I 砂層	38
V. 1. 4 幕別扇状地礫層	41
V. 1. 5 幕別扇状地面堆積物	41
V. 1. 6 上更別面 I 堆積物	41
V. 1. 7 晩成砂礫層	43
V. 1. 8 朝日面堆積物	43
V. 1. 9 拓北面堆積物	44
V. 1. 10 当縁砂礫層	44
V. 1. 11 ホロカヤントウ層	45
V. 1. 12 忠類礫層及び相保島礫層	49
V. 1. 13 忠類面堆積物	51
V. 1. 14 古砂丘堆積物	51
V. 1. 15 尾田面堆積物	51
V. 1. 16 上札内 II b 面堆積物	51
V. 2 完新統	53
V. 2. 1 大樹面堆積物	53
V. 2. 2 崖錐堆積物	53
V. 2. 3 海浜砂洲堆積物	53

V. 2. 4 湿原堆積物	53
V. 2. 5 氾濫原堆積物	54
VI. 地質構造	55
VI. 1 基盤岩（豊頃層）の地質構造	55
VI. 2 新第三系及び下部更新統の地質構造	55
VI. 2. 1 褶曲	55
VI. 2. 2 断層	55
VI. 3 活構造	58
VII. 応用地質	59
VII. 1 温泉	59
VII. 2 骨材資源	59

文献

Abstract

## 図・表目次

第1図 十勝平野南部の丘陵台地名称図	1
第2図 定高性を示す稜線が発達する豊頃丘陵	2
第3図 忠類地域及び周辺の地形面区分図	3
第4図 忠類地域に発達する台地地形	6
第5図 海食崖の発達する海岸段丘	7
第6図 北東-南西方向に直線的に伸びる海岸線	9
第7図 忠類地域及び周辺の地質概略図	14
第8図 豊頃層の玄武岩溶岩	16
第9図 赤石沢層と豊頃層の不整合	20
第10図 当縁層のコメンド岩溶結凝灰岩の岩相	21
第11図 当縁層のコメンド岩溶岩	21
第12図 当縁層の凝灰角礫岩	22
第13図 大川層と当縁層の不整合	23
第14図 大川層基底付近の角礫岩	24
第15図 大川層の泥岩部層と同層に含まれる不定形な団塊	25
第16図 大川層の泥岩部層に貫入するドレライト	26
第17図 牛首別川層群の地質柱状図	26-27
第18図 生花苗層-硬質泥岩相-板状層理の発達した硬質泥岩	28
第19図 生花苗層-硬質泥岩相-硬質泥岩と細粒砂岩の互層	28
第20図 生花苗層-礫岩相-硬質泥岩の岩塊を含むスランプ堆積層	29
第21図 大樹層の塊状シルト岩	31
第22図 駒島層の地質柱状図	34
第23図 光地園面及び幕別扇状地面で観察された地質柱状図	38
第24図 晩成Ⅰ面及び晩成Ⅱ面で観察された地質柱状図	39
第25図 晩成Ⅰ砂層	40
第26図 晩成Ⅰ砂層の層相	40
第27図 晩成Ⅰ砂層の基底礫層	41
第28図 上更別面Ⅰ，朝日面及び拓北面で観察された地質柱状図	42
第29図 晩成砂礫層	43
第30図 朝日面で観察された段丘礫層	44
第31図 拓北面に載るロームと段丘礫層	45
第32図 当縁砂礫層	45
第33図 晩成海岸の相保島面（忠類面）で観察された地質柱状図	47
第34図 ホロカヤントウ層の地質柱状図	47

第35図	ホロカヤントウ層の露頭	48
第36図	ナウマン象化石の産状とスケッチ	48
第37図	忠類礫層	50
第38図	忠類面で観察された地質柱状図	50
第39図	忠類面に載る古砂丘堆積物	52
第40図	尾田面及び上札内Ⅱ b 面で観察された地質柱状図	52
第41図	完新世の周氷河現象ーアースハンモック（“十勝坊主”）ー	53
第42図	地質調査ボーリング柱状図資料	54
第43図	忠類地域及び周辺の地質構造図	56
第44図	忠類地域及び周辺の重力異常と地質構造	57
第45図	忠類地域温泉ボーリングの地質柱状図	60
第 1 表	忠類地域の地形面区分と十勝南部の地形面对比表	4
第 2 表	降下火砕堆積物名称の対照表	4
第 3 表	忠類地域の地質総括表	13
第 4 表	豊頃丘陵新第三系の層序対照表	19
第 5 表	大樹町晩成 2 号井の珪藻化石分帯	31
第 6 表	糠内層・チョウブシ層産貝化石	33
第 7 表	糠内層・チョウブシ層産有孔虫化石	33
第 8 表	駒島層産の貝化石	35
第 9 表	忠類産ナウマン象化石骨一覧	49
第10表	忠類地域温泉井の諸元	59
第11表	温泉の泉質分析表	60

Fig. 1 Summary of the stratigraphic sequence in the Chūruī district

# I. 地 形

(山口昇一・松井 愈)

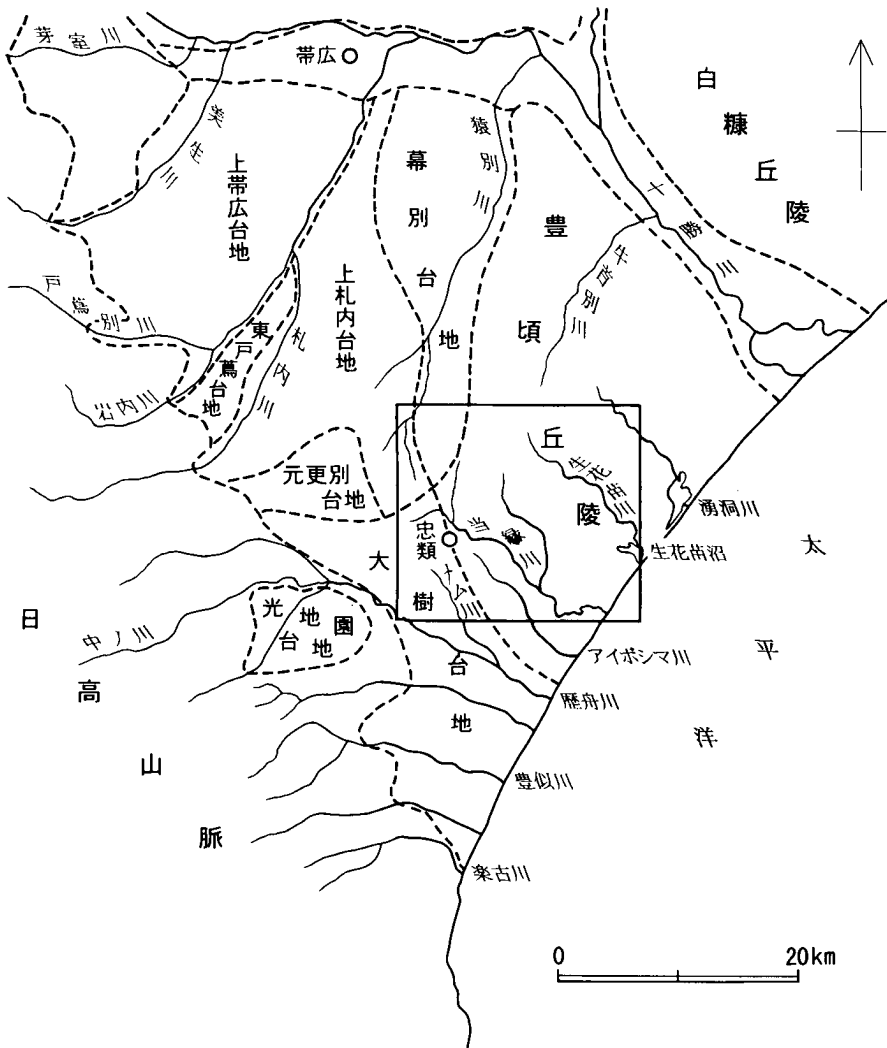
## I. 1 概 説

忠類図幅地域は、北緯 $42^{\circ}30'$  から $42^{\circ}40'$ ，東経 $143^{\circ}15'$  から $143^{\circ}30'$  (世界測地系では北緯 $42^{\circ}30'09.3'' - 42^{\circ}40'09.2''$ ，東経 $143^{\circ}14'46.2'' - 143^{\circ}29'46.1''$ ) の範囲で、北海道十勝平野の南部に位置する豊頃丘陵の南半部を占め、図幅地域の南東隅がわずかに太平洋に面している。

本図幅地域の地形は、地域中央北部に広がる標高約300 m以下の丘陵及びこれを取り巻くように発達する新旧の扇状地・河岸段丘と海岸段丘からなる台地，更に丘陵山麓に緩斜面を作る崖錐地形，太平洋岸に分布する海跡湖・低湿地と，各河川の氾濫原を含む沖積低地に分けられる。

これらは、十勝平野南部を形成する広大な台地群や丘陵の一部で、本図幅地域はその南東部に位置し、松井ほか(1978d)によって提唱された地形区分の豊頃丘陵・幕別台地・上札内台地・大樹台地などの一部が含まれる(第1図)。

本図幅地域の主要河川は、東から湧洞川・生花苗川・当縁川・アイボシマ川・メム川(歴舟川の支流)及び猿別川などであるが、猿別川を除くほかの河川は、いずれも南東方向に流れ、直接太平洋に注いでいる。一方、猿別川は、幕別台地上を北に向かって流れ、北隣の糠内図幅地域を貫流し、十勝池田図幅地域で十勝川に合流している。これらのうち生花苗川と当縁川がもっとも広い流域面積を占め、河口部に生花苗沼などの海跡湖や低湿地が形成されている。



第1図 十勝平野南部の丘陵台地名図  
(松井ほか, 1978d)による。枠内は忠類図幅



(a)



(b)

第2図 定高性を示す稜線が発達する豊頃丘陵  
 (a) 忠類丸山展望台から東方を眺望。丘陵の手前は、奥から朝日面・拓北面・忠類面の台地  
 (b) 忠類村東宝付近から北方を眺望。平坦な丘陵は豊頃面

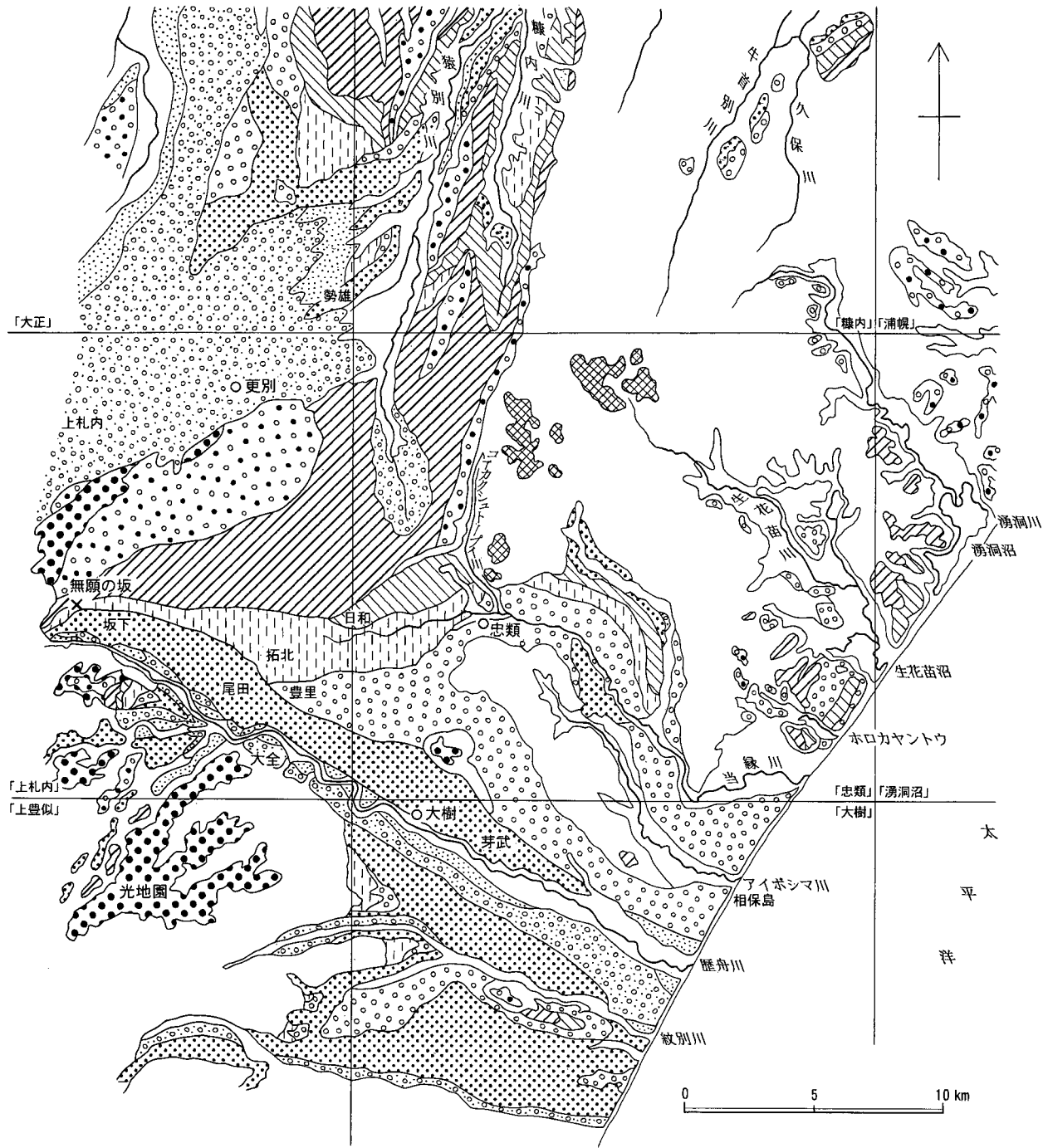
## I. 2 丘陵

丘陵は、大部分が生花苗川と当縁川の河川流域からなり、当縁川支流上流の三角点 335.5 m を最高点とする標高おおよそ 70-300 m の低山地で、定高性を示す稜線が発達し、早壮年期の山容を呈している（第2図-a）。ことに当縁川支流とコイカクシュトープイ川との分水界や、生花苗川上流及び当縁川支流と小川上流との分水界には、標高がおおよそ 290 m から 300 m の平坦面が発達している。この平坦面は十勝平野、地質図および地形面区分図編集委員会(1981)によって豊頃面と呼ばれ、浸

食面と考えられている（第2図-b）。また、国道336号沿線の大樹層分布地域にも、標高 90-50 m 前後の2段の浸食平坦面が認められる。これらの堆積物を載せない浸食面については地質図には図示していない。本図幅地域を含む周辺地域の地形面区分図を第3図に示す。

丘陵は地質構成の違いを反映し、新第三系牛首別川層群生花苗層より古い地層群と、大樹層より新期の地層群の分布地域とでは、開析の程度、谷密度はもとより、標高にも明瞭な差が認められる。すなわち生花苗層より古い地層の分布地域は、標高が 100-300 m で、硬い堆積岩類や新第三系下部当縁層の火山岩類などからなるため、谷密度が大きく刻みが深い。ことに生花苗層の硬質泥岩





- |             |             |           |              |
|-------------|-------------|-----------|--------------|
| 丘陵地(氾濫原を含む) | 豊頃面         | 光地園面      | 幕別扇状地面及び晩成Ⅰ面 |
| 上更別面Ⅰ及び晩成Ⅱ面 | 朝日面及び晩成Ⅲ面   | 拓北面       | 忠類面及び相保島面    |
| 尾田面及び止若面    | 上札内Ⅱb面及び石坂面 | 大樹面及び中札内面 |              |

第3図 忠類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

や，先第三系の豊頃層の分布地域では，山腹斜面が急でV字谷を呈するところがしばしば認められる．一方，大

樹層や糠内層の分布地域は，軟らかい泥質岩や砂質岩からなるため崩れやすく，標高が100 m以下で谷密度が

小さく、谷底平野が広いならかな丘陵からなっている。

### I. 3 台 地

本図幅地域の台地には、新旧の扇状地、河岸段丘群及び海岸段丘群など、性格を異にする地形面があり、それぞれ分布地域を分けて発達する。ことに新旧の扇状地と

主要な河岸段丘群は、南部十勝の中期更新世以降の造構運動の影響を受けつつ形成されたことが、各地形面の分布から容易に読みとることができる。

十勝団体研究会は、本図幅地域を含む南部十勝平野の台地地形について、高低差、地表面の形状に加えて、これらを形成する堆積物の特徴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・古土壌などを鍵層とし

第1表 忠類地域の地形面区分と南部十勝の地形面对比表

地域及び文献 時代	十勝南部 (十勝団体研究会 1978)	本 報 告			幕別台地 (十勝団体研究会, 1978)	平川・小野 (1974)		山岸ほか (1990) 十勝南部	鍵 層
		猿別川流域	当縁川流域	太平洋岸 (晩成)		南十勝～ 十勝川河口	十勝平野全域		
完新世	現河床面	沖積低地	沖積低地	沖積低地	現河床面		沖積面	Ta-b	
	大樹面		大樹面				上帯広IV面		
更新世	石坂面	上札内IIb面		ホロカヤントウ面	池田面		上帯広III面	ソフトローム En-a ポール状ローム 褐色ローム "拓北チヨコ帯"	
	尾田面		尾田面		止若面		上帯広II面 上帯広I面		
	忠類面		忠類面	相保島面 (忠類面)	明野面		上帯広I面 (KsI) 当縁面 (T)		
						生花苗IV面 (OIV)	生剛面 (S)		
新世	拓北面		拓北面		上更別面III		上更別面III (KsIII)	赤褐色ローム 古赤色土 白粘土	
	朝日面		朝日面	晩成III面 晩成II面	上更別面II	生花苗III面 (OIII) 生花苗II面 (OII)	上更別面II (KsII) 上更別面I (KsI)		
	上更別面I	上更別面I	上更別面I		共栄面		上更別面I (KsI)		
	幕別扇状地面	幕別扇状地面	幕別扇状地面	晩成I面	大豊面		幕別面 (M)		
	光地園面		光地園面			生花苗I面 (OI)	幕別扇状地面 (第1段丘)		
			豊頃面				光地園面 (K)		

火山灰アトラス(町田・新井, 1992)		地団研専報「十勝平野」, (春日井ほか, 1978)		年代
テフラの名称	記号	降下火砕堆積物の名称	記号	
樽前 b	Ta-b	樽前b降下軽石堆積物	Ta-b	
恵庭 a	En-a	恵庭a降下軽石堆積物	En-a	17,000-19,000
支笏 第1	Spfa-1	支笏降下軽石堆積物 1	Spfa 1	39,000-41,000
クッタラ 第1	Kt-1	支笏降下軽石堆積物 2	Spfa 2	40,000-42,000
銭亀女那川	Z-M	日高降下軽石堆積物	Hpfd	42,000-44,000
クッタラ 第3	Kt-3	オレンジ降下軽石堆積物 1	Op-1	47,000-51,000
クッタラ 第4	Kt-4	オレンジ降下軽石堆積物 2	Op-2	
支笏 第7-10	Ssfa-7~10	支笏降下スコリア堆積物	Ssfa	47,000-53,000
クッタラ 第6	Kt-6	オレンジ降下軽石堆積物 3	Op-3	55,000-65,000
阿蘇 4	Aso-4	大樹降下軽石堆積物	Tpfa	70,000-80,000
洞爺	Toya	上札内降下軽石堆積物	Kpfa	90,000-130,000
クッチャロ羽幌	Kc-Hb	楽古川降下軽石堆積物	Rpfa	100,000-130,000

第2表 降下火砕堆積物名称の対照表  
降下火砕堆積物の年代は、近藤(1998)による

降下火砕堆積物の年代は、近藤(1998)による

て台地を細分し、南部十勝地域の模式地として、第1表に示す地形面区分と地形面対比を行った（松井ほか、1978d；小坂ほか、1978）。本研究報告では、基本的にこれに基づき地形面区分と名称を踏襲、各地形面の特徴を記述することとする。

地形面区分の鍵層とされた降下火砕堆積物は、南部十勝で11層が識別されている（春日井ほか、1978）。しかし、その後の研究によって噴出源が明らかにされたものが多く、町田・新井（1992）によって降下火砕堆積物の名称が改められた。したがって、本報告では可能な範囲で新しいテフラ名を使用することとし、両者の降下火砕堆積物名称の対照表を第2表に示した。なお、本研究報告では、各テフラの産状、岩質等の記載は、松井ほか（1974）及び春日井ほか（1978）の報告に委ね、産出層準等についてのみ記述することとする。また、本文中では最初のみテフラ名と記号を併記するが、それ以降は記号を用いることとする。

### I. 3. 1 扇状地及び河岸段丘

扇状地は、古期と新期の扇状地とがある。古期扇状地は、日高山脈の東麓に広く発達する古期扇状地群の一部で、高位より光地園面、幕別扇状地面及び上更別面Iに区分される。本図幅地域は、これら扇状地群の東縁部に位置している。したがって地域北西部に分布する上更別面Iを除き、より高位の扇状地面は浸食され、残丘としてわずかに認められるにすぎない。

新期扇状地及び河岸段丘群は、ほとんどが本図幅地域南西隅に流路の見られる歴舟川によって作られた地形面で、高位より朝日面、拓北面、忠類面、尾田面及び大樹面に区分される。これらの河岸段丘は、歴舟川の左岸側に非対称的に広く発達し、南西方にむけて階段状に順次低位の段丘面が分布し、歴舟川の流路が次々と南西方向に移動したことを示している。このような地形面の発達には、上更別面I形成期まで北方に流れていた歴舟川が、元更別台地（第1図参照）の無願の坂付近から北東方向に伸びる十勝中央構造帯（松井ほか、1978a；宮坂ほか、1978a, b）の活動により、日高山脈の中部-北部が差動的に上昇し、流路を変えて直接太平洋に注ぐようになったためである（第3図、第4図-a）。

#### 光地園面

光地園面（十勝団体研究会、1965、1968）は、いわゆる白粘土（秋葉ほか、1978）を載せる最も古い地形面で、光地園礫層（十勝団体研究会、1968）によってつくられた扇状地面である。本図幅地域では、南西隅に近いモイワ山山頂付近にわずかに認められる。模式地は、本図幅地域の南西隣上豊似図幅地域の大樹町光地園を扇頂として、北から北東方向に広がっている（第3図）。扇頂部の標高は最高450m前後、歴舟川右岸大全地区では約300mとなり、本図幅地域のモイワ山山頂付近では、高

度が185mまで低下している。平坦面は狭く、北西-南東方向に伸びる比較的平坦な尾根が発達し、北東に緩やかに傾斜している。したがって南西側斜面の谷は刻みが浅くて短い、北東側は緩やかで長い谷が多い。また、光地園面の指標とされる白粘土層は、明瞭ではなく、淡黄褐色の粘性土が表層部にわずかに認められる程度である。光地園面は、平川・小野（1974）の光地園面（K面）に相当する。

#### 幕別扇状地面

幕別扇状地面（十勝団体研究会、1968）は、いわゆる古赤色土を載せる地形面で、模式地では光地園礫層を浸食して再堆積した堆積面を形成している。本図幅地域では、幕別台地の東縁部と幕別町駒島-弘和付近に、光地園礫層を浸食して北北東-南南西方向に伸長する狭長な浸食面として分布している。西隣上札内図幅地域の模式地とは連続していないが、表層部に古赤色土を載せ、北隣糠内図幅地域の大豊面に連続すること及び下位の上更別面Iとの比高差などから、幕別扇状地面として取り扱った（第4図-b）。

幕別台地東縁に沿って発達する本面は、コイカクシュトープイ川と猿別川との分水界をなし、最高点が標高226mを示し、北方に緩やかに傾斜し、北隣糠内図幅地域との境界付近では180-190mまで低下している。一方、分水界に直交する西方へは、延長300-500mの間で比高が30-40m前後低下し、緩斜面を形成している。高度的に光地園面の可能性もあるが、むしろ中期更新世以降の運動により、変異を受けた撓曲崖と考えられる。それはコイカクシュトープイ川西側の新第三系上部、駒島層が西方へ急斜（40-70°）していることからうかがえ、鮮新世以降顕在化した十勝構造盆地の構造発達と深い関わりがあることを示唆している。東郷・小野（1982）は、この幕別扇状地面の西縁に活断層（弘和断層）の存在を推定し、これが豊頃丘陵西縁から十勝川北部の長流枝内丘陵西縁に沿って、南北方面に断続して連なる活構造帯の一部で、断層崖と見なしている。

一方、幕別町駒島-弘和地区に分布する本面は、上更別面Iとの比高差が5m前後、幅500m程度で北北東方向に伸長し、西方へわずかに傾斜している。起伏に富み、平坦面はほとんど残されていない。

幕別扇状地面は、平川・小野（1974）の幕別面（M面）に相当する。

#### 上更別面I

上更別面I（十勝団体研究会、1968）は、幕別扇状地面を浸食して形成された地形面で、本図幅地域北西部の猿別川流域に広く分布する。上更別面Iは、最初上更別面と一括されていたが、調査が進むにしたがい細分されることが明らかとなり、大樹台地西端に近い無願の坂付近で、幕別扇状地面を浸食して北東方向に広がる最高



(a)



(b)

第4図 忠類地域に発達する台地地形

(a) 忠類スキー場から西方を眺望。遠景は日高山脈

Map：幕別扇状地面， Ks：上更別面 I， As：朝日面， Th：拓北面， Cu：忠類面

(b) 忠類スキー場から北方を眺望。幕別扇状地面の台地

位の地形面に対し、改めて上更別面 I と再定義された(十勝団体研究会, 1968)。本面は無願の坂付近では、幕別扇状地面との比高が 15 m 前後あり、明らかに浸食面の形態を示すが、東方に向かって比高が小さくなり、境界が不明瞭となる。本図幅地域西端の上更別市街地付近では、本面を形成する薄い礫層が見られ堆積面の様相を示す。また、上更別市街の東方では、北方に流れる猿別川によって切られ、新期の上札内 II b 面や沖積面に当たる上更別湿原が形成されている。現在は草地開発が進められ、湿原が失われつつある。

本地形面は、局地的に形成された、支笏第 1 テフラ (Spfa-1) の二次堆積による古砂丘の高まりを除くと、

一般に幕別扇状地面に比べて起伏が小さく、緩やかな波状地形を示している。平川・小野 (1974) の上更別面 I (Ks I) に相当する。

#### 朝日面

朝日面 (十勝団体研究会, 1968) は、上更別面 I を浸食して発達する地形面で、忠類村日和 (西隣上札内図幅地域) 付近から上更別面 I と下位の拓北面の間に現れ、現当縁川の左岸側に北方に向かって湾曲した分布を示している。上更別面 I との比高は 20-25 m で北東方に連続する段丘崖が見られるが、豊岡丘陵南西縁の丸山付近では、下位の拓北面と共に忠類面に切られる。忠類村市



第5図 海食崖の発達する海岸段丘（当縁川右岸河口付近）

街の東北東4 km 付近で再び現れ、当縁川支流の右岸沿いに、500 m前後の幅で中当十六号付近まで分布している。本図幅地域西端では標高150 mを示すが、東方に向かって高度を下げ、公親北方で135 m、最も下流域に当たる中当十六号付近では70 mまで低下している。このような地形面分布は、歴舟川がかつて北方に流れていたのが、朝日面形成時に十勝中央構造帯の活動によって、激しい下刻を行いつつ流路を南へ変え、現在の当縁川流域を流れていたことを示し、朝日面が上更別面Ⅰを浸食して形成された河岸段丘であることを示唆する。

朝日面は、平坦面が比較的良好に残されているが、全体的には緩やかな波状地形を呈している。また、段丘礫層の上には、粘性に富み、クラックの入った赤褐色ロームが分布し、朝日面がこの赤褐色ロームを載せる最も新しい地形面である。朝日面は平川・小野(1974)の上更別面Ⅱ(KsⅡ)に相当する。

#### 拓北面

拓北面（十勝団体研究会，1968）は、朝日面の南側にそれとほぼ並行して分布する。朝日面との比高は、忠類村市街西方で20-25 m、また、中当地区ではやや小さく15-20 mで、いずれも明瞭な段丘崖が認められる。拓北面の模式地は、西隣上札内図幅地域の拓北地区で、ここでは朝日面を欠いて拓北面が上更別面Ⅰと直接し、ここでは比高が40 m程度の段丘崖が発達している（第3図）。本図幅地域西端の西当付近で標高130 mを示すが、東方に向かって高度を下げ、忠類市街北方で105 m、最も下流に当たる中当十六号付近では50 mまで低下している。拓北面は分布形態から見て、歴舟川が朝日面形成時より更に流路が南側へ移動したときの河岸段丘である。地表面の地形は、朝日面と同様に緩やかな波状地形を呈する。

拓北面は礫層を伴い、礫層の上位に、鍵層の“拓北チョコ帯”と呼ばれる埋没土壌を挟む褐色ローム層を載せている。拓北面は、平川・小野（1974）の上更別面Ⅲ(KsⅢ)に相当する。

#### 忠類面

忠類面（十勝団体研究会，1968）は、忠類市街を載せ、太平洋にむけて広がる扇状地成の地形面である。

忠類面は、西隣上札内図幅地域の大樹町豊里付近で、拓北面と下位の尾田面との間に現れ、歴舟川の新期扇状地面として東方に広がっている。扇頂に近い大樹町大和付近では、幅が約2 kmで下流に向かって広がるが、忠類村 共栄付近で、村営牧場のある丘陵によって北東側の当縁川沿いと、南東側のメム川沿いの二手に分かれ、扇状地面としての特徴を示しつつ、南隣大樹図幅地域の相保島海岸まで連なっている。扇頂部で標高140 mを示すが、共栄付近で100 m、相保島海岸で13 m、本図幅地域の当縁川右岸では8 mまで低下し、顕著な海食崖で太平洋に面している（第5図）。

忠類面は、Spfa-1の二次堆積による比高3 m未満の古砂丘の特徴的な波状地形を除くと、朝日面・拓北面に比べて著しく平坦であり、面形成後の浸食は少ない。また、本面分布地域の等高線は、本面を流れる主要河川の流路にほぼ直交しており、本面が扇状地堆積物によって作られた地形面であることを示している。

忠類面は、Spfa-1を載せる最も新しい地形面である。

一方、忠類面の鍵層であるSpfa-1を載せ、扇状地面と性格を異にする河岸段丘面が、生花苗川及び湧洞川河岸に発達する。氾濫原との比高は、河川によって若干異なるが、5 mから15 m程度で狭く、いたって平坦である。忠類面は、平川・小野（1974）によって上帯Ⅰ面(KoⅠ)、当縁面(T)、及び生剛面(S)に細分されている。

## 尾田面

尾田面（十勝団体研究会，1968）は，歴舟川の左岸沿いに，上位の拓北面・忠類面の南側に接して，大樹町坂下上流から下流の芽武付付近まで分布する（第3図）．本図幅地域では，その一部が南西隅の中大樹付近に，最大幅2kmの河岸段丘として認められる．尾田面は，Spfa-1を載せない段丘面で，段丘礫層上位のロームが薄い．ただ本図幅地域の北端から北方更別村勢雄地域にかけては，尾田面に対比される上札内Ⅱa面が発達し，恵庭a(En-a)テフラを伴うロームを載せている．

尾田面は，起伏がほとんどない平滑な傾斜の緩い平坦面で，忠類面との比高は，大樹町上大樹付近で10m前後あり，わずかに段丘崖が認められる．このほか模式地の尾田面と接していないが，当縁川支流に氾濫原との比高，堆積物の特徴などから，尾田面に対比される河岸段丘が発達している．平川・小野（1974）は，尾田面を地域によって上帯広Ⅰ'面（KoⅠ'）と上帯広Ⅱ面（KoⅡ）に細分している．

## 上札内Ⅱb面

上札内Ⅱb面（十勝団体研究会，1968）は，西隣上札内図幅地域の上札内市街地付近を扇頂として，北東-北北東方向に広がる平坦な扇状地成の地形面で，その一部が本図幅地域の北西部（更別村勢雄南方）に分布する．本地形面は，新期扇状地礫層のうえに，砂質のソフトローム（表層の腐植層の下位に発達する暗褐色の軟らかい砂質ロームに対し，ソフトロームの名称を与えた．十勝団体研究会，1965；松井ほか，1974）を載せるのみで，それ以下のロームやテフラは認められない．

なお，猿別川及び当縁川支流などに，これと同時期の地形面を図示したが，これらはいずれも河岸段丘であり，模式地の上札内Ⅱb面とは性格の異なるものである．

## 大樹面

大樹面（松井ほか，1974）は，大樹町市街を載せる最下位の河岸段丘面で，本図幅地域南西隅の歴舟川左岸にわずかに分布する．現河床面との比高は数m以内で，礫層の上にロームを載せず，表土が直接しており，完新世初期の地形面である．

### I. 3. 2 海岸段丘

海岸段丘は，南隣大樹図幅地域の歴舟川河口付近から十勝川河口にかけて，北東方向に陸側に湾曲して伸びる海岸線（第6図）に並行して，幅6-8kmの間に3-4段の地形面として発達している．内陸側の高位面は，かなり開析を受け，起伏に富むが，海岸近くの下位の面は比較的平坦である．

本図幅地域では，当縁川と生花苗川に挟まれた晩成地区に認められ，高位から晩成Ⅰ面・晩成Ⅱ面・晩成Ⅲ面・相保島面及びホロカヤントウ面に区分されている

（十勝団体研究会，1968）．これらのうち，最下位のホロカヤントウ面は，生花苗沼，ホロカヤントウ及び当縁川などの河口付近に局地的に認められ，河岸段丘の性格が強い．

## 晩成Ⅰ面

晩成Ⅰ面（十勝団体研究会，1968）は，大樹町晩成地区西部，国道336号の周辺で，標高70mから100mの起伏に富んだ丘陵性台地として分布する．平坦面はほとんど無く，かなり開析を受け，堆積物の厚さが地域的に異なることから，浸食を受けて残された残丘状の地形面と考えられる．これに類する地形面は，南隣大樹図幅地域の紋別丘陵や，東隣湧洞沼図幅地域，長節地区の標高100mから120mの稜線に認められる．本面は，国道336号晩成西方の土取り場で観察された堆積物の特徴から，海成段丘と考えられるが，基底部に光地園礫層に酷似した，扇状地成の礫層が認められ，光地園面の形成より新しい時期の海成段丘面と考えられる．本研究報告では，とりあえず幕別扇状地面形成時の海成段丘面として取り扱う（第1表）．本面は，平川・小野（1974）の生花苗Ⅰ面（OⅠ）にほぼ相当する．

## 晩成Ⅱ面

晩成Ⅱ面（十勝団体研究会，1968）は，晩成Ⅰ面の東側海岸よりに分布する標高40-70mの地形面で，晩成地区の中心部を載せている．晩成Ⅰ面に比べて開析度は低いが，それでもかなり浸食を受け，緩やかな波状地形を示している．晩成Ⅰ面との比高は，20m前後であるが，双方の開析が進んでいるため，明瞭な段丘崖を認めることができない．この地形面は総体的に海岸に向かって緩やかに傾斜し，高度の低い末端部では，厚いロームと葉理の顕著な砂・砂礫層（晩成砂礫層）が発達するが，標高が60-70mの高いところでは段丘堆積物は無く，基盤の大樹層が露出している．これは本面が晩成砂礫層堆積後の削剥面であることを示唆する．本面は平川・小野（1974）の生花苗Ⅱ面（OⅡ）にほぼ相当する．

## 晩成Ⅲ面

晩成Ⅲ面（十勝団体研究会，1968）は，ホロカヤントウの南側，当縁川下流の氾濫原面との間に，島状に取り残された台地の中段，標高25-30mの平坦面であるここでは晩成Ⅱ面との比高が5-10mあり，比較的明瞭に識別される．一方，晩成地区では，下位の相保島面に取り巻かれるように町道二号の南東側に，海岸線にほぼ並行して300-500mの幅で分布し，晩成Ⅱ面とは直接しない．標高が20-25mで，ホロカヤントウの南側より5m前後低くなっている．したがって，相保島面との比高が小さく，表面の形状の差が無ければ判別が難しい．晩成Ⅱ面に比べると，傾斜が少なく平滑であるが，緩やかな波状を呈し，相保島面との区別の手掛かりとな



第6図 北東-南西方向に直線的に伸びる海岸線  
 レーダー映像モザイク画像. 新エネルギー総合開発機構 (1981) による

る。晩成Ⅲ面の下位には、晩成Ⅱ面下に見られた海成砂礫層が認められる。したがって、晩成Ⅲ面は、晩成Ⅱ面同様晩成砂礫層堆積後の浸食面である。本面は平川・小野（1974）の生花苗Ⅲ面（OⅢ）に相当する。

#### 相保島面

相保島面（十勝団体研究会，1968）は、生花苗沼からホロカヤントウの南まで、海岸沿いに発達する標高 20 m 以下の狭い地形面で、晩成地区では既述した晩成Ⅲ面の北西側にやや広い分布を示す。この面は、当縁川河口付近の低湿地を隔てて、南隣大樹岡幅地域の相保島に向かって広がる平坦面を経て、歴舟川下流部の忠類面に連続する。忠類面は、既述したように扇状地面の要素が強いが、晩成地区の相保島面は、分布状況から見て海岸段丘である。一方、下当縁川左岸からホロカヤントウの流入口付近には、標高が西から東方に向かって、40 m から 15 m に低下する平坦面が分布する。これも相保島面の一部と考えられるが、分布形態から見ると、海岸段丘というよりは、西方丘陵地からホロカヤントウに流入する、古い河川によって形成された河岸段丘である。なお、ナウマン象化石産出地点は、この河岸段丘の一部である。本面は平川・小野（1974）の生花苗Ⅳ面（OⅣ面）に相当する。

#### ホロカヤントウ面

ホロカヤントウ面（十勝団体研究会，1968）は、ホロカヤントウの北岸、生花苗沼周辺などの河口付近に、相保島面・晩成Ⅲ面などを浸食して分布する一段低い小規

模な段丘面である（第 3 図では省略）。Spfa-1を載せない地形面で、歴舟川河岸の尾田面あるいは大樹面などに対比されるが、前述した海岸段丘と密接して分布するところから、ホロカヤントウ面と呼ばれている（十勝団体研究会，1968）。

#### I. 4 崖錐及び沖積低地

崖錐地形は、脆弱な新第三系で構成される丘陵地帯の周辺部に認められる。それらは、大樹町モイワ山周辺のチョウブシ層分布地域及び生花苗層のルーズな礫岩相が分布する、忠類市街南方の村営牧場のある丘陵周辺である。

沖積低地は、地域全体として分布が狭いが、生花苗川・当縁川など太平洋に直接注ぐ河川の河口付近には、やや広い沖積低地が広がっている。

生花苗川の生花付近では、低地の幅が約 1 km、下流へ徐々に広くなり、河口には海跡湖の生花苗沼がある。なお、生花東方のキモントウ沼は、海跡湖と考えられており（磯部ほか，1999）、古くには生花苗沼が生花近くまで湾入していたと考えられる。

当縁川は、丘陵南端の美成以東で低地が急に広がる。これは生花苗沼同様に、美成以東一帯が海跡湖であったものが、上流から運ばれた土砂や植生によって徐々に埋積され、低湿地に変貌したと考えられる。

以上のほか、主要河川沿いに氾濫原が発達するが、いずれも幅数 100 m から数 10 m で狭い。



## II. 地質概説

(山口昇一・松井 愈)

### II. 1 研究史

本図幅をはじめその周辺地域は、有用地下資源に乏しいことから、北海道大学に地質学鉱物学教室が1930年に開設されるまで、地質学に関する調査研究がほとんどなされていなかった。同教室の発足を契機に、1931年北海道地質調査会が設立され、同教室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）。この図幅調査の過程で、根本は豊頃丘陵の中核部において、アルカリに富む特異な流紋岩類を発見し、これらの岩石学的な研究を行い、それらにエジリン輝石玻璃質流紋岩（“大川岩”）やコメンド岩を認め、岩石区から見て注目すべきことが指摘された（根本，1933a, b, c；Nemoto, 1934a, b）。それ以降は第二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・天然ガスの調査が、帝国石油株式会社及び石油資源開発株式会社によって、1950年代から1960年代にかけて組織的に行われた。それらの成果は、鬼塚（1962）によって北海道十勝平野地域の石油地質学的研究として総括された。また、この時期、北海道大学地質学鉱物学教室の学生の卒業研究として、豊頃丘陵の地質研究が取りあげられ、丘陵の地質がより明らかにされた（谷口，1955；横平，1955）。なお、橋本（1955）は、十勝支庁管内で実施された各種の調査研究の成果を参考に、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。

本地域を取り巻く地質図幅の調査は、1960年代に入ってから開始され、これまでに本図幅を除くすべての図幅が公刊されている（松野，1962；棚井・山口，1965；松井ほか，1974；秋葉ほか，1975；松下ほか，1979；小坂ほか，1979；山口・佐藤，1989）。また、宮坂（1969）は、十勝南部新第三系の堆積学と地質構造発達について、精力的な研究を行っている。これらの調査研究によって、南部十勝地域の地形並びに地質が飛躍的に明らかにされた。以上のほか豊頃丘陵の地質に関しては、層序・構造を中心とした Yamaguchi（1982）、新第三系の堆積相と地質構造の特徴を主題とした岡（1979）及び新第三系のアルカリ岩類を対象とした佐藤（1970，1976）など

の研究がある。更に北海道新長期総合計画（航空宇宙産業基地構想）の立地環境調査の一環として、十勝南部地域の地形及び地質に関する調査が実施され、地形・地質はもとより、海域を含む広域的な地質構造解析がなされている（山岸ほか，1990）。

一方、第四紀の地形・地質に関する研究が1950年代後半から進められている。貝塚（1956）は、十勝平野の台地に特徴ある2層の火山灰（襟裳火山砂及び帯広火山砂）を認め、これらが、低位段丘の対比の上で重要な示準層となることを示唆した。ただこれらの噴出源については、今後の課題として言及されていない。また、勝井（1959）は、支笏カルデラ研究の中で、支笏降下軽石堆積物1が小笠原（1941）及び貝塚（1956）の襟裳火山砂に当たり、十勝平野に広く分布することを明らかにした。

1962年、十勝団体研究会が結成され、以後17年の永きにわたって、十勝平野の第四紀にまつわる各分野（地形、地質、古地磁気学、古生物学—貝化石・海生哺乳類・花粉学・象化石—、内陸古砂丘、周氷河現象、化石土壌など）の調査研究が組織的に行われ、それらの研究成果が地団研専報 第22号「十勝平野」として公表された（十勝団体研究会編，1978）。これによって、新第三紀末以降構造盆地として発展した十勝平野の形成史が、従来にもまして明らかにされた。また、1969年には忠類村晩成（本図幅地域南東部、下当縁川中流）においてナウマン象化石が発見され、北海道開拓記念館が主催して発掘調査が行われ、ほぼ一頭分に当たる化石骨が出土し、ナウマン象化石発掘調査報告書としてまとめられた（北海道開拓記念館，1971）。更に平川・小野は、1970年代に南部十勝を中心に、テフロクロロジーを駆使して地形面区分を行い、十勝団体研究会とは別の視点から十勝平野の地形発達史を論じている（平川・小野，1974；小野・平川，1974）。

このほか十勝平野は、ウルム氷期を通じて寒冷気候下にあったことから、これに伴う周氷河現象が各所に認められ、これらに関する研究も多くなされている（山田，1959；野川ほか，1972；小疇ほか，1974a, b）。また、火山灰土壌が顕著なことから、土壌学の立場から、更新世末から完新世にわたる降下火山灰の分類や、火山灰と凍結現象との関連性についての研究も多く見られる（山田，1951，1958，1959；山田・近堂，1959，山田ほか，1959；十勝団体研究会，1972；春日井ほか，1968，1978，1980）。

## II. 2 地質の概要

本図幅地域を含む豊頃丘陵は、北海道における先第三紀の地帯構造区分上、中生界の常呂帯と呼ばれる構造単元の南部に位置し、北海道の中軸部を占める日高帯と、千島弧の南西端にあたる根室帯に挟まれ、地質構造上重要な位置を占めている。

常呂帯は、後期ジュラ紀 - 前期白亜紀の緑色岩類を主とする仁頃層群、フレッシュ型堆積物を主とする湧別層群、佐呂間層群及び中の川層群の分布域と定義されている(君波ほか, 1986)。本図幅地域では、仁頃層群に対比される豊頃層のみが分布し、フレッシュ型堆積物を主とする地層は認められない。

本図幅地域の地質は、大局的に見ると、豊頃丘陵の中央部に分布する先第三紀の豊頃層を核とし、南北方向に伸長する背斜構造(豊頃ドーム)に支配され、豊頃層を取り巻くように新第三紀の地層が、その外側に順次累重分布する。しかし、細かく見ると、基盤の豊頃層が地塁状にブロック化して分布するため、豊頃層と直接する上位の地層は、短波長の褶曲や小断層で擾乱し、より複雑な地質構造を示している。

背斜構造の西翼にあたる猿別川流域から、当縁川下流域及び南東翼にあたる太平洋岸にかけては、台地を作る中・上部更新統に属する地層群や、当縁川下流域や生花苗川流域に分布する完新統の堆積物からなり、丘陵地の地質構成と際立った違いを示している。なお、本図幅地域南西部のアイボシマ川流域やモイワ山を作る丘陵は、地形の項で述べたように、第四紀以降の造構運動による歴舟川の流路の移動に伴い、残丘状に取り残されたもので、構造的に見て豊頃ドームの一部である。これらの地質層序関係と、本図幅地域を含む周辺の地質概略を、第3表及び第7図に示す。

豊頃層は、本図幅地域における最下位の地質系統で、新第三系の基盤を構成する。塩基性の海底火山噴出物によって特徴づけられ、チャートや石灰岩及び凝灰質の砂質泥岩を伴う。本層からは放射虫化石の産出が報告されている(根本ほか, 1933)が、地質年代は明らかにされていない。

新第三系は、層相、含有化石の特徴及び層序関係から、下位から十勝忠類層群、大川層、牛首別川層群及び十勝層群に区分される。

十勝忠類層群は、豊頃丘陵における新第三系堆積盆の先駆的堆積物として形成された地層群で、下位の豊頃層を不整合に覆っている。淡水成 - 汽水成層を特徴とする下位の赤石沢層と、新第三系堆積盆発生初期の火山活動の産物で、過アルカリ質のコメンダ岩溶結凝灰岩(“大川岩”)を特徴とする上位の当縁層からなっている。

大川層は、十勝忠類層群堆積後、本格化した海進によってもたらされた海成層で、十勝忠類層群を不整合に覆い、

これを取り巻くように分布する。岩相によって下部の砂岩部層と、上部の泥岩部層に分けられる。砂岩部層の基底には、当縁層起原の火山岩巨礫を伴う特徴ある基底礫岩が発達する。*Ammonia cf. tochigiensis*, *Elphidium* spp., *Martinottiella communis*, *Haplophragmoides* spp., *Cyclamina* spp. などの底棲有孔虫化石が多産し、日高帯西縁の中部中新統、滝の上層及び川端層との対比の可能性を示唆する。

牛首別川層群は、豊頃ドームの東翼側に主として分布する。大川層に引き続く海成層で、同層を整合に覆っている。いわゆる“硬質頁岩”と級化成層を示す粗粒相(礫岩→砂岩)を特徴とする下部の生花苗層及び珪藻質シルト岩で代表される上部の大樹層からなる。両者の層序関係は漸移し、一部指交関係にある。牛首別川層群は、生花苗層上部から大樹層にわたって珪藻化石が産出する。それらは Yanagisawa and Akiba (1998) の *Thalassiosira yabei* 帯(NPD 5C, 11. 5-10. 0 Ma) から *Neodenticula kamtschatica* 帯上部(NPD 7Bb, 5.5-3.5ないし 3.9 Ma) に属し、中期中新世の終りから前期鮮新世にかけて形成された地層である。岩相上、生花苗層と大樹層とに2分され、整合一連の地層として野外で認識されるが、この化石帯の間には、7つの珪藻化石帯が設定されており、牛首別川層群がより細分される可能性のあることが考えられる。

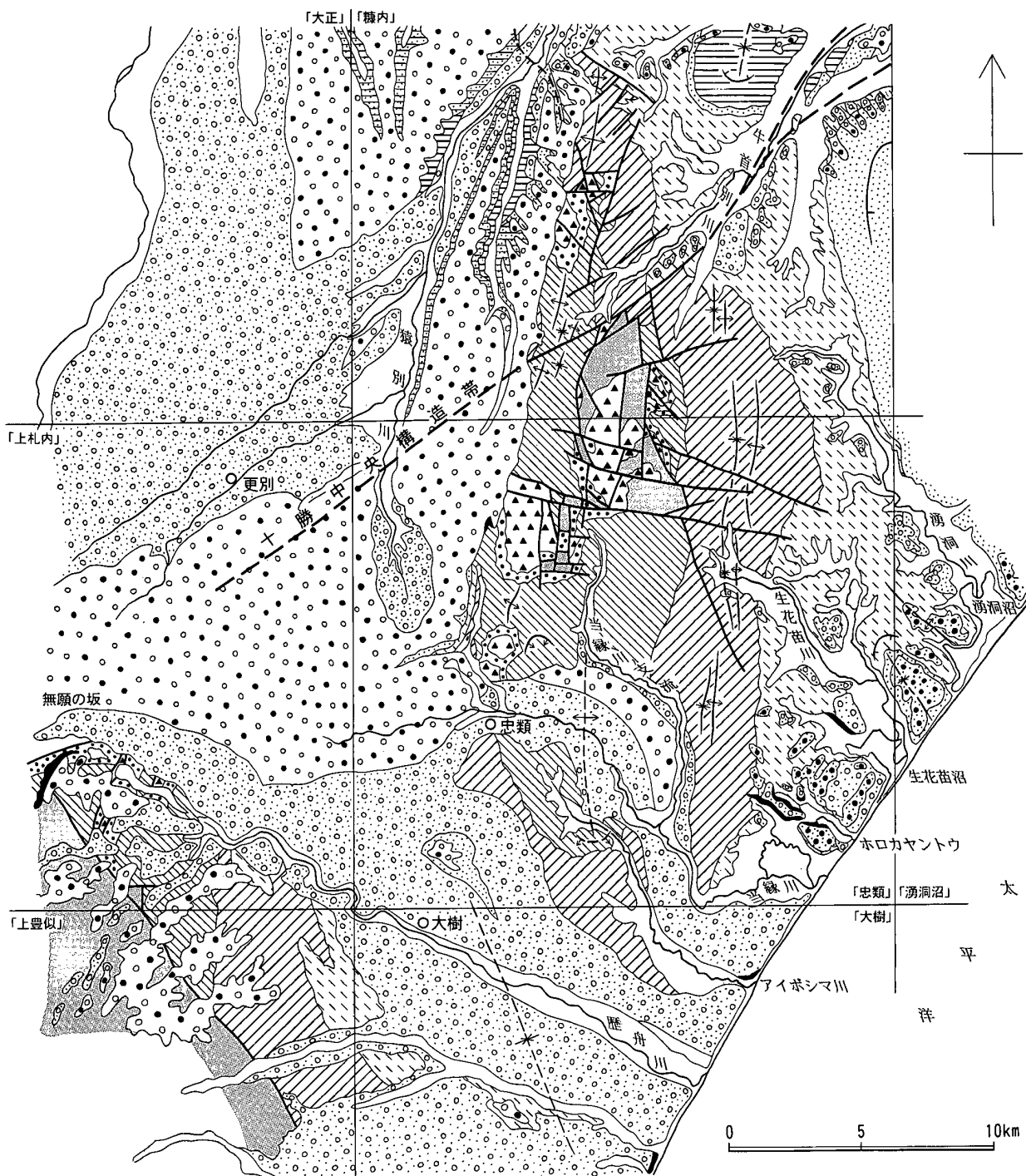
十勝層群は、鮮新世以降、新たに発生した造盆地運動によって形成された地層群で、本図幅地域は、同層群の堆積盆の中心域(北隣の糠内・十勝池田図幅地域)から離れるため、全層準の地層が分布せず、下部の糠内層・チョウブシ層・駒島層及び上部の長流枝内層が、地域的に孤立して分布する。ただし隣接図幅を含めて見ると、本図幅地域東縁部の糠内層とチョウブシ層は、連続しており同一層準と見ることができる(第7図参照)。

下部の糠内層及びチョウブシ層は、浅海成層で、これまで北海道において鮮新統の代表的な貝化石とされてきた、*Fortipecten takahashii* を含む滝川一本別動物群(藤江・魚住, 1957)が産出する。一方、豊頃ドーム西縁、コイカクシュトープイ川西側の駒島層は、*Fortipecten takahashii* のほか、北海道西南部の瀬棚動物群(瀬棚層から産出)の特徴種とされる *Chlamys cf. daishakaensis* が産出する(宮坂ほか, 1978b)。糠内層との層序関係は明らかではないが、産出化石の内容が糠内層のそれと著しく異なることから、異層準の可能性が指摘されている(宮坂ほか, 1978b)。

長流枝内層は、忠類市街北北西の当縁川河岸にわずかに認められる。他の新第三系との層序関係は明らかでないが、河岸段丘礫層(朝日面堆積物)の下位にあることと、極めてルーズな浅海成砂礫層からなることから、模式地の長流枝内層から遠く離れているが、同層堆積時の古地理(松澤ほか, 1978)から推し、長流枝内層の一部と考えられる。

第3表 忠類地域の地質総括表

地質時代		層序	地形面	層厚 (m)	主な岩相及び鍵層	摘要		
第四紀	更新世	氾濫原堆積物 (a)	現氾濫原面		・Ta-b 礫・砂・泥及び泥炭	<ul style="list-style-type: none"> <li>・“十勝坊主” (凍結坊主)</li> <li>・構造上, involution</li> <li>・構造上, involution</li> <li>・内陸古砂丘の形成</li> <li>・involution</li> <li>・新期扇状地の形成</li> <li>・<i>Palaeoloxodon naumanni</i></li> </ul>		
		濕原堆積物 (p)						
		海浜砂州堆積物 (bs)						
		崖錐堆積物 (t)						
		大樹面堆積物 (Ta)	大樹面					
		新世	上札内Ⅱb面堆積物 (Ka)	上札内Ⅱb面				<ul style="list-style-type: none"> <li>・ソフトローム</li> <li>・ボール状ローム</li> <li>・En-a</li> <li>Spfa-1を母材とする砂丘砂</li> <li>Spfa-1</li> <li>Kt-1</li> <li>Z-M</li> <li>Kt-3</li> <li>Kt-4</li> <li>Spfa-7~10</li> <li>Kt-6</li> <li>Aso-4</li> <li>Toya</li> <li>Kc-Hb</li> </ul>
			尾田面堆積物 (Od)	尾田面				
			古砂丘堆積物 (s)					
			忠類面堆積物 (Cu)	忠類面及び相保島面	5-3		<ul style="list-style-type: none"> <li>扇状地礫層。基質は粗粒砂</li> <li>まれに“くさり礫”を含む</li> <li>扇状地性砂礫層。泥炭質粘土及び泥炭</li> </ul>	
			忠類礫層 (Ch)					
	ホロカヤントウ層 (Ho)				6			
	当縁砂礫層 (Tc)				4.5+	海成砂礫層。分級された砂層を伴う		
	前期		拓北面堆積物 (Th)	拓北面			<ul style="list-style-type: none"> <li>“拓北チョコ帯”</li> <li>・粘性に富むクラックの発達した赤褐色ローム</li> <li>・海成砂礫層。斜交葉理が顕著</li> <li>・チョコレート色埋没土壌</li> <li>・古赤色土 4.5+</li> <li>扇状地礫層 “くさり礫” を多含し、泥質層を伴う</li> </ul>	
			朝日面堆積物 (As)	朝日面・晩成Ⅲ面				
			晩成砂礫層 (Ba)	晩成Ⅱ面	4+			
		上更別面Ⅰ堆積物 (Ks)						
		幕別扇状地面堆積物 (Map)	幕別扇状地面及び晩成Ⅰ面	7+ 13±	<ul style="list-style-type: none"> <li>扇状地礫層 “くさり礫” を含む</li> <li>・白粘土</li> </ul>			
		幕別扇状地礫層 (Mc)				晩成Ⅰ砂層 (Bs)		
		光地園面堆積物 (Kop)	光地園面					
		光地園礫層 (Ko)		6+				
十勝		長流枝内層 (Os)		1+	中粒砂岩。礫を含み軟らかい	<ul style="list-style-type: none"> <li>古期扇状地の形成</li> <li>日高山脈南部の上昇</li> <li>陸化・削剥</li> <li>← 新たな海進</li> <li>← 海退陸化</li> <li>“瀬棚動物群” の特徴種を伴う貝化石群</li> <li>浅海域での堆積作用</li> <li>“滝川-本別動物群”</li> <li><i>Neodenticula kamschatica zone</i></li> <li><i>Thalassiosira yabei zone</i></li> <li>継続的な堆積作用</li> <li>← ドレライトの貫入</li> <li>← 大規模な海進の開始</li> <li>← ひん岩の貫入</li> <li>十勝構造盆地及び豊頃ドームの形成</li> <li>日高変成帯の上昇</li> </ul>		
鮮新世		後期・前期	駒島層 (Km)	70	塊状細粒砂岩、シルト岩・礫岩を伴う			
	前期	糠内層及びチョウブシ層 (Nu・Cho)	70   100	暗灰緑色塊状泥質細粒砂岩及び砂質泥岩 細粒砂岩互層、礫岩・凝灰岩を伴う				
第三紀	中新世	牛首別川層群	大樹層 (Ti)	200   1500	灰緑色珪藻質塊状シルト岩 砂岩・凝灰岩の薄層を挟む			
		生花苗層	硬質泥岩シルト岩互層相 (Oia)	450   1300	珪藻質シルト岩 日高帯を構成する深成岩・変成岩礫を伴う礫岩・砂岩、級化成層を示す			
	新世	大川層	泥岩層 (Ok <sub>2</sub> )	250   900	暗灰色塊状泥岩、下部は細粒砂岩の薄層を挟む			
		砂岩層 (Ok <sub>1</sub> )	100   250	砂岩泥岩互層、細・中粒砂岩、当縁層起原の火山岩巨礫を伴う基底礫岩				
前期	十勝	当縁層 (To)	1000 ±	コメンド岩溶結凝灰岩、同溶岩 安山岩溶岩、同質火砕岩、玄武岩溶岩				
	層群	赤石沢層 (Ak)	30-60	泥岩・砂岩・礫岩、石炭を伴う				
前期白亜紀   後期ジュラ紀		豊頃層 (T)		玄武岩質凝灰岩及び枕状溶岩・黒色砂質泥岩、チャート・石灰岩を伴う	陸化・削剥			



- |                     |                          |                      |            |                     |
|---------------------|--------------------------|----------------------|------------|---------------------|
| 沖積層                 | 新期扇状地堆積物及び<br>河岸段丘堆積物    | ホロカヤントウ層・<br>ピラオトリ層  | 海岸段丘堆積物    | 古期扇状地堆積物            |
| 長流枝内層及び美川層          | 池田層                      | 糠内層・チョウブシ層<br>及び駒富層  | 大樹層        | 生花苗層、尾田村層<br>及び豊似川層 |
| 大川層(泥岩層)及び<br>ヌビナイ層 | 大川層(砂岩層)、日方<br>川層及びベルブネ層 | 十勝忠類層群及び歴舟<br>緑色凝灰岩層 | 豊頃層及び日高累層群 | 背斜                  |
| 向斜                  | 断層                       | 撓曲                   |            |                     |

第7図 忠類地域及び周辺の地質概略図

中・上部更新統は、台地を作る新旧の扇状地礫層と、これを浸食して形成された河岸段丘堆積物及び古期の湖沼堆積物（ホロカヤントウ層）、晩成海岸に分布する海岸段丘堆積物、それぞれの地形面に載る、特徴的な各地形面堆積物からなっている。

古期扇状地礫層は、中期更新世以降活発化した日高山脈南部の上昇、削剥によってもたらされた礫層で、北東方に向かって広く分布する。本図幅地域の光地園礫層・幕別扇状地礫層がこれに当たり、“くさり礫”を特徴としている。それ以後、引き続き造構運動と海水準変動によって、古期扇状地の浸食が進み、階段状の段丘地形や新期の扇状地、更に浸食凹地などが形成され、それぞれに特有な堆積物が認められる。このなかで、忠類村晩生（現在は晩成）のホロカヤントウ層（湿原堆積物）から、ナウマン象化石 1 個体が産出し特筆される。一方、大樹町晩成海岸には、3 - 4 段の海岸段丘が発達し、少なくとも 2 - 3 層の海成段丘堆積物が認められる。以上の他各地形面には、それぞれに特有な古土壌、ローム層及び

降下火砕堆積物などを載せている。

完新統は、生花苗川、当縁川、湧洞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。

本図幅地域を含む豊頃丘陵の地質構造は、南北に伸長する豊頃ドームと、これを切る 2 系統の断層によって支配されている。豊頃ドームの形成は、後期中新世の生花苗層堆積時に萌芽し、鮮新世に顕在化したことが、本図幅地域外北方に広く分布する十勝層群の、層相・層厚の変化から伺うことが出来る。豊頃ドームは、短波長の小褶曲を伴うドーム構造で、東緩西急の非対称な性格を有している。断層はドームの伸長方向に平行する南北系と、これに直交する東西系とがあり、これらの断層によって、基盤の豊頃層の分布が規制されている。これらの地質構造を形成した造構運動は、中期更新世以降にも引き継がれ、古期・新期扇状地の分化、河岸段丘の発達形態、更に豊頃丘陵西縁に沿って認められる活構造として現れている。

### Ⅲ. 先新第三系

(山口昇一)

#### Ⅲ. 1 豊頃層 (T)

**地層名** 根本・大石・渡辺 (1933) 及び根本・佐々 (1933) による。

**模式地** 中川郡豊頃町, 牛首別川支流大川の上流地域。

**分布** 本図幅地域では模式地から連続し, 牛首別川支流小川上流から生花苗川上流地域にかけてと, 当縁川支流右岸地域の東西に分かれ, 断層で寸断され地塁状をなし極めて複雑な分布形態を示す。したがって, 後述する十勝忠類層群を含め, 地質図に表現し得ない部分がある。

**層厚** 分布が寸断され, 構造が正確に把握できないため層厚は算定できない

**層序関係** 豊頃丘陵の新第三系の基盤として発達するが, 下限は確認できない。新第三系最下部の十勝忠類層群に不整合に覆われるが, 大川層, 牛首別川層群とは, ほとんどが断層で接している。

**岩相** 本層は, 海底の火山活動に由来する玄武岩質の火山噴出岩を主とし, チャート, 黒色砂質泥岩及びレンズ状の石灰岩を伴っている。

玄武岩質の火山噴出岩は, 本層の主要構成地質で, 帯紫赤褐色 - 帯紫暗灰色 - 暗灰緑色など多彩な色調を示す。また産状も, 緻密堅硬な溶岩, 凝灰角礫岩及び細粒緻密な凝灰岩など多様で, いわゆる“緑色岩類”と呼ばれる岩相からなる。溶岩は, 小川上流から生花苗川上流の東ブロックに多く, 枕状構造を示す部分がしばしば認めら

れる (第 8 図)。凝灰角礫岩は, 当縁川支流に多いが, 火山噴出岩に占める割合は少ない。凝灰岩は, 溶岩と同様に東側ブロックに多く, 細粒で堅硬なものは, 野外で溶岩との区別が難しい。また, 凝灰角礫岩や凝灰岩には, 石灰質物の網脈が発達し, 鳥糞状を呈するところがある。溶岩, 凝灰角礫岩及び凝灰岩の相互関係は, 個々の構造が十分把握できないため, 明らかにしえなかった。

チャートは, 本層分布地域の各所で認められるが, 厚さ数 10 cm から 10 数 m 単位で規模が小さい。淡紅色, 淡褐色あるいは灰黒色と多彩な色調を示し, 厚さ 5 - 15 cm のウェーブした板状層理が発達する。また, 前述の火山噴出岩中に, レンズ状に介在することがある。

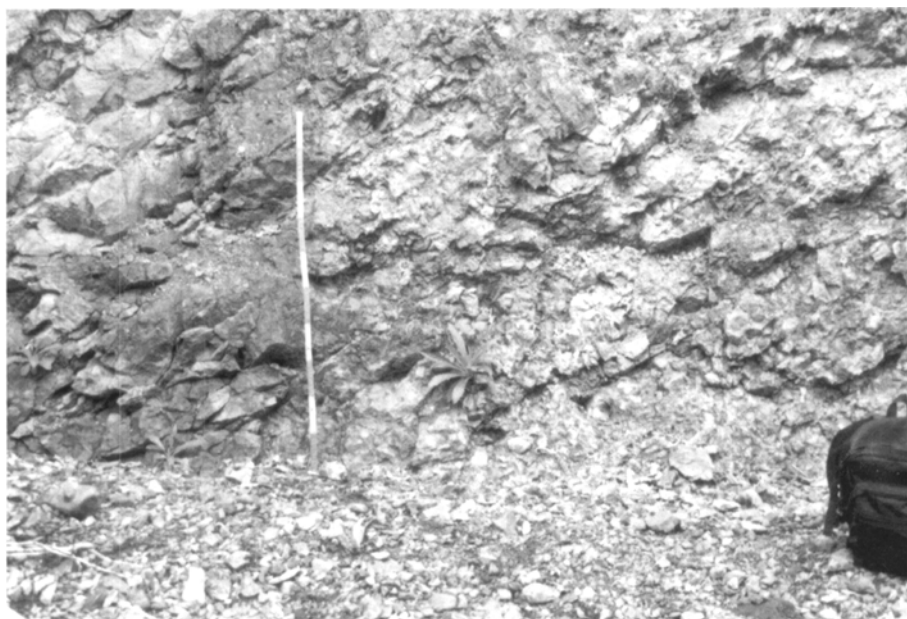
砂質泥岩は, 主に東側ブロックに分布する。暗灰色 - 黒色で, 細粒部はチャートに近い岩相を示す。豊頃層全体に占める割合は, チャートより少ない。

石灰岩は規模が小さく, 厚さ 1 - 数 m でレンズ状に介在する。淡紅灰色, 淡緑灰色あるいは白色など, 多彩な色調を示す。岩体が極めて小さいことから地質図には図示していない。

本層には, 断層や破砕帯に沿って粘土化や硫化鉱の鉱染など, 弱い変質相がしばしば認められる。

**構造** チャートの産状から, 局地的な構造を知ることができるが, 既述したように多くの断層で寸断, ブロック化されているため, 本層全体の大局的な構造は明らかでない。

**化石** 根本・佐々 (1933) によって放散虫化石の産



第 8 図 豊頃層の玄武岩溶岩  
一部に枕状構造が認められる (小川の支流, 林道法面)

出が報告されているが、生層序学的検討はなされていない。

**対 比** 古生物学的検討がなされていないので、他地域との対比は難しい。しかし、本図幅地域は常呂帯（君波ほか，1986）の南部に位置し、かつ、岩相が同帯の仁頃層群に酷似している。このようなことから、本層は

常呂帯北部の仁頃層群に対比され、時代は後期ジュラ紀 - 前期白亜紀と考えられる。

仁頃層群は、新井田ほか（1983）や常呂帯研究グループ（1984）による岩石化学並びに火山地質学的検討がなされ、中生代海山の付加体であろうとされている。

## IV. 新第三系及び下部更新統

(山口昇一・佐藤博之)

新第三系は、本図幅地域丘陵地帯の大部分を占め、前述の先第三系豊頃層を取り巻くように広く分布する。下部更新統は、忠類市街北北西、公親地区の台地下にわずかに認められる十勝層群長流枝内層のみである。

### IV. 1 十勝忠類層群

十勝忠類層群は、豊頃丘陵における新第三系の最下部層で、山口(1970)の豊頃夾炭層と当縁緑色凝灰岩層(後に赤石沢層及び当縁層と改称)を併せたものである。両層はその後の調査研究によって、常に密接して累重分布し、かつ新第三系の最下部を占めることから、Yamaguchi(1982)は、南部十勝地域における新第三系堆積盆、発生初期の先駆的な堆積物と見なし、両者を併せて十勝忠類層群と呼ぶことを提唱した。

本層群は、レンズ状の炭層を伴う淡水-汽水成層からなる下位の赤石沢層と、アルカリに富む流紋岩類や“グリーンタフ相”を特徴とする上位の当縁層からなる。なお、これまで豊頃丘陵地域の地質については、多くの研究者によって調査研究が進められてきたが、新第三系の層序区分及び地層名などは必ずしも一致していない。そこでそれらの主な報告を検討整理し、その結果を新第三系層序対照表として第4表に示す。

#### IV. 1. 1 赤石沢層(Ak)

**地層名** 山口(1982, MS)による。佐々ほか(1952)、橋本(1955)、山口(1970)の豊頃夾炭層に相当する。佐々ほかは、豊頃丘陵の新第三系の最下部に夾炭層を認め、これを豊頃夾炭層と命名したが、詳しい記載がなされていない。山口(1982, MS)は、豊頃夾炭層の地層名が、地層命名規約上問題のあること、及び先第三系の豊頃層との混乱を避けるため、夾炭層が良く露出する牛首別川の支流、小川の赤石沢(北隣糠内図幅地域)を模式地とし、赤石沢層と改めた。

**模式地** 中川郡豊頃町小川、牛首別川の支流、小川の赤石沢流域。

**分布** 基盤の豊頃層と密接して分布するが、軟らかい堆積岩からなるため、連続露頭として認められるところが少ない。したがって地質図には、やや広い分布域が確認された地域についてのみ図示するに留めた。

**層厚** 露出が悪く全容を知ることは難しいが、比較的露出が連続して見られる小川の最上流部では、層厚が60 mを超えるが、一般的には30 m前後と推定される。

**層序関係** 基底礫岩を伴って、基盤の豊頃層を不整合

に覆っている本図幅地域では、小川の左岸支流(糠内図幅地域との境界から約500 m南下した地点)の河岸で、第9図に示すような不整合現象が観察された。ここでは風化殻を伴う豊頃層を、本層の基底礫岩が凹凸のある浸食面で覆っている。基底礫岩は淘汰が悪く、粒径が5-20 cm大の角礫を主とする角礫岩で、礫種は豊頃層の玄武岩、硬質の黒色砂質泥岩及びチャートなどからなっている。このような累重関係が一般的であるが、不整合面に沿って小断層が発達し、粘土化した滑り面で接するところもある。

**岩相** 本層は、豊頃層を基盤とする起伏に富む、汽水-淡水域に形成された堆積層で、地域によって岩相が異なり、層相の側方変化が著しく、連続性に乏しい。一般には暗灰色-灰色泥岩と、青灰色-淡灰色砂岩、暗灰緑色-帯緑黒色の礫岩からなっている。泥岩と砂岩は互層するが規則性が無く、級化層理は認められない。泥岩は炭質物が多く、軟らかくて砕けやすい。砂岩は色調が明るく、凝灰質で軟らかく、炭質物からなる縞状葉理がしばしば認められる。また、部分的に硬化し団塊状の形状を示すところがある。礫岩は下半部に多く、亜円礫から亜角礫で淘汰が悪い。礫の大きさは、基底部を除いて2-10 cmが普通で、部分的に粒径1-2 cmの古期岩類の円礫からなる礫岩の薄層を伴うことがある。

生花苗川支流基線の沢上流、明和断層に沿った本層は、炭質物を顕著に含み、局所的に厚さ2 mに達する炭質頁岩あるいは炭層が発達し、かつて石炭が試掘されたことがある。

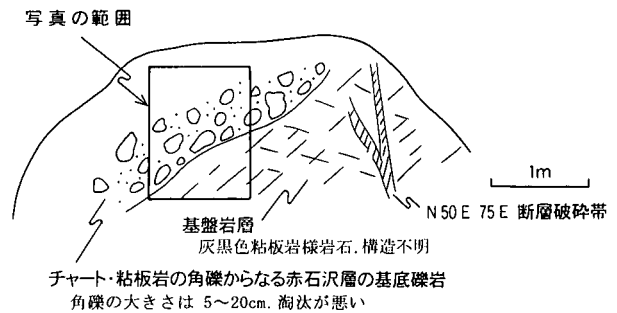
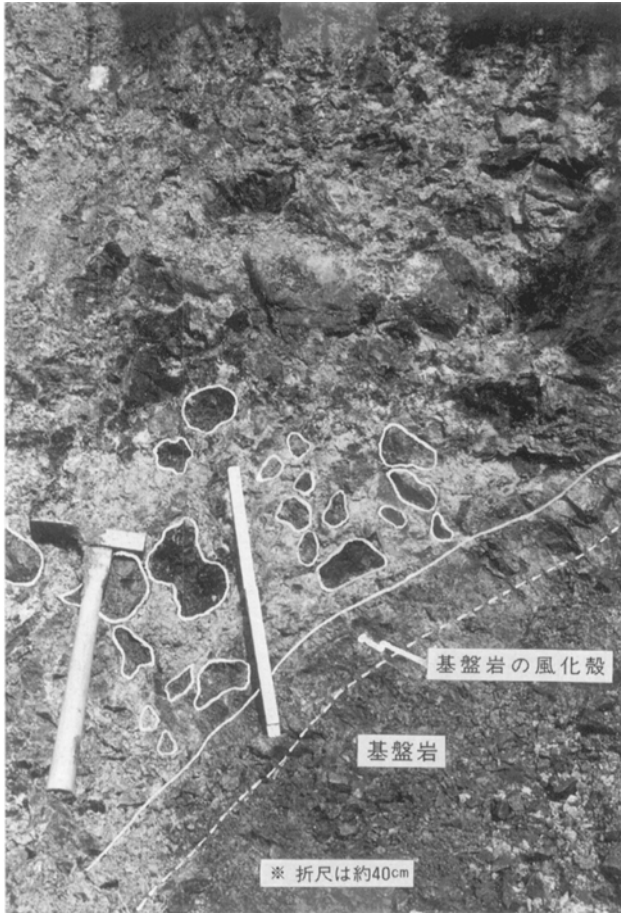
**化石** 本層は、泥岩、砂岩などの細粒相から植物化石が産出するが、破片が多く同定に耐えるものは見いだされなかった。また、当縁川支流上流左岸の小沢の本層から、汽水生の *Ostrea* sp. が見いだされた。なお、本層の模式地である赤石沢下流及び小川との合流点付近からも、*Ostrea* sp. や *Corbicula* sp. の産出が報告されている(山口・佐藤, 1989)。これらの化石は、本層の堆積環境を推定する有効な手掛かりとなる。

**対比** 本層は、地層対比上有効な資料がほとんどなく、他地域との対比が難しい。ただ後述する上位の当縁層の火山岩の放射年代が、 $15.1 \pm 0.6$  及び  $16.9 \pm 0.8$  Ma と報告されている(柴田ほか, 1975; 山岸ほか, 1990)。したがって、時代的に中期中新世以前に形成された地層であることは疑いない。一方、下位の豊頃層は、常呂帯北部の仁頃層群に対比されている。常呂帯北部の陸別、津別地域には、岩相上本層に酷似した陸別層が仁頃層群を不整合に覆っている。岩相上陸別層との類似点



第4表 豊頃丘陵新第三系の層序対照表

		本 報 告	山岸・岡・岡村 (1990)	山 口・佐藤 (1989)	山 口 (1982)	宮坂・菊池 (1978)	山 口 (1970)	鬼 塚 (1962)	松 野 (1962)	根本・佐々 (1933)
第四紀	前期更新世	十勝層群 長流枝内層		十勝層群 美川層 長流枝内層	十勝層群 美川層 波山層 長流枝内層			十勝層群 池田層 上 部		
	鮮新世	十勝層群 駒島層 糠内層及び チョウブシ層	池田層群 長節層(糠内層)	十勝層群 池田層 主 部 糠内層 駒島層 ? 層 糠内層	十勝層群 池田層 駒島層 ? 層 糠内層	十勝累層群 池田層 駒島含化石層 糠内層	池田層 駒島含化石層 糠内砂岩層 ?	十勝層群 池田層 下 部 ノヤウシ層	チョウブシ層	
新第三紀	中新世	牛首別川層群 大樹層	大樹層	牛首別川層群 大樹層	牛首別川層群 大樹層	生花苗層群 大樹層	大樹層	当縁層群 大樹層	大樹層	大樹層
		生花苗層	生花苗層	生花苗層	生花苗層	生花苗層	生花苗層	生花苗層 上 部 中 部 下 部		
	上新世	大川層 泥岩層 砂岩層	大川層	大川層 泥岩層 砂岩層	大川層 泥岩層 砂岩層	大川層群 大川層 ノヤウシ層 小川層	大川層 泥岩層 砂岩層	十勝幕別層群 大川層 中里層 上 部 下 部		生花苗層
		十勝忠類層群 当縁層 ? 層 赤石沢層	当縁層 豊頃挟炭層	十勝忠類層群 当縁層 ? 層 赤石沢層	十勝忠類層群 当縁層 ? 層 赤石沢層	当縁層群 当縁層 ? 層 赤石沢層	当縁層群 当縁層 ? 層 赤石沢層 豊頃夾炭層	当縁層群 当縁層 ? 層 赤石沢層 豊頃夾炭層		
先第三紀	豊頃層	中生層	豊頃層	豊頃層	豊頃層	豊頃層	豊頃層		豊頃層	



第9図 赤石沢層と豊頃層の不整合  
(三角点 335.5 m 東北東約 2.1 km, 小川の支流左岸の露頭)

があり、対比される可能性もある。しかし、陸別層からは古第三紀を示唆する植物化石が産出し（山口・沢村, 1965）、また、陸別層の上位には、漸新世の二又安山岩類や漸新世-前期中新世の川上層群が累重するなど（松井・雁沢, 1987）、層序上に問題がある。今後、本層の生層序学的検討を行うことによって、陸別層との関係が明らかにされよう。

#### IV. 1. 2 当縁層 (To)

**地層名** Yamaguchi (1982) による。鬼塚 (1962) の十勝幕別層群中里層の下部。山口 (1970)、宮坂・菊池 (1978) の当縁緑色凝灰岩層に相当する。

**模式地** 広尾郡忠類村明和, 当縁川支流上流三角点 335.5 m 周辺。

**分布** 大局的に見て明和断層を境に、北東側と南西側及び丘陵南西部の無線中継所-丸山の 3 地区に分かれて分布する。

明和断層北部の本層は、当縁川支流の上流左岸地域から小川上流の稜線部を中心に分布する。したがって、稜線部に開削された林道切通しは、ほとんどが本層の火砕岩類からなっている。

**層厚** 本層は、火山噴出岩類からなり、地質構造が

明らかでないため層厚の算定が難しい。分布状況から見て、明和断層の北部地域よりも南部地域の方が厚い。丸山の南山麓で実施された温泉ボーリングでは、口元から坑底(1,200 m)まで本層の火山噴出岩類からなっている。断層による重複や $30^\circ$  前後の地層傾斜を考慮しても、1,000 m 前後の層厚を有すると考えられる。

**層序関係** 本層は、常に赤石沢層の上位にあり、断層関係を除いては、基盤の豊頃層と直接することはない。小川上流域から生花苗川基線の沢にかけ、本層が基盤の豊頃層を直接覆うように図示されているが、これは下位の赤石沢層が薄く、露出が確認できなかったことによるもので、周辺地域の状況から見ると、本層の下位に赤石沢層が薄いながらも存在するものと推定される。

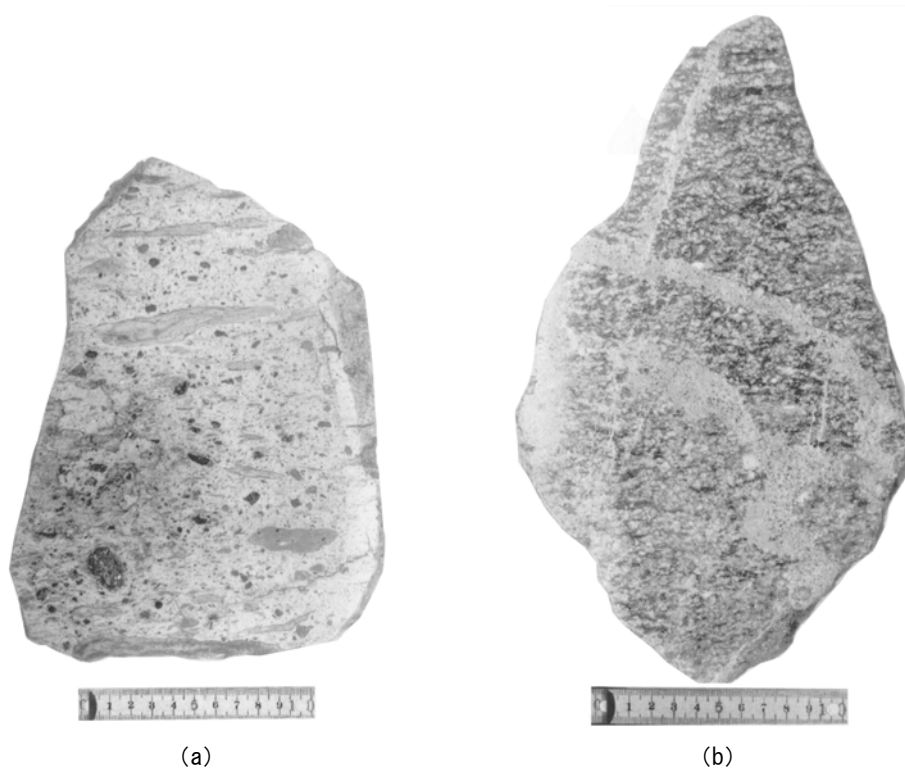
赤石沢層との関係は、本図幅地域では確認できなかったが、北隣隸内図幅地域では、構造上整合的に累重することが確認されている。ただ本層が火山岩類からなるため、野外観察のみで両者の層序関係を判断することはできない。

**岩相** 本層は、火山岩類を主とし、砕屑性堆積岩はほとんど認められない。岩相は、溶岩・溶結凝灰岩・火砕岩など多様で、かつ岩質も玄武岩から流紋岩まであり、ことに過アルカリ質のコメンド岩を伴うことを特徴とし

ている。これらの相互関係は、地質構造が十分解明されていないため明らかでないが、比較的露出の良かった小川上流、大川上流及び明和水源地の沢などでは、下部から上部に向かって、無斑晶玄武岩溶岩・火砕岩・安山岩溶岩・火砕岩・流紋岩類へと変わる岩質・岩相変化を示し、かつコメンダ岩や安山岩の火砕岩類に溶結相がしばしば認められる。このような特徴は、本層の火成活動が塩基性から中性を経て酸性へと変化したことを示唆し、本層の一部が陸域での火山活動によってもたらされたことを示している。この点については、北隣糠内図幅地域においても確認されている（山口・佐藤，1989）。

無斑晶玄武岩は、小川本流、大川上流及び当縁川支流水源池の沢流域に分布する。黒色-青黒色緻密堅硬で、斑晶が認められず、北隣糠内図幅地域、小川の滝を作る無斑晶玄武岩溶岩に酷似している。板状節理が発達し、流理構造が認められる。また、割れ目に沿ってしばしば硫化鉄が鉄染している。鏡下では、斑晶として、細粒の斜長石・普通輝石がわずかに認められ、粗面岩状の組織を示す。

安山岩溶岩は、大川上流、当縁川支流上流左岸及びコイカクシュトープイ川左岸から水源池の沢上流など当縁層分布地域の各所で認められ、外観上2つのタイプがあ



第10図 当縁層のコメンダ岩溶結凝灰岩の岩相  
(a)弱溶結相  
(b)強溶結相



第11図 当縁層のコメンダ岩溶岩  
(忠類丸山南麓斜面)



第12図 当縁層の凝灰角礫岩（当縁川支流，左岸の小沢 林道法面）

る。

一つは，暗灰緑色-暗灰色で，斜長石・有色鉱物の斑晶が目立ち，斑状構造を呈する。有色鉱物の多くは，緑泥石に変わり，いわゆる“変質安山岩様”の外観を示す。今一つは，暗青灰色で斑晶が少なく，玄武岩質で板状あるいは立方状の節理が発達する。

流紋岩類は，当縁層の上部に認められ，溶結相を主とする火砕岩と溶岩からなっている。これらは，かつて根本・佐々（1933）及び根本ほか（1933）によってエジリン輝石玻璃質流紋岩として記載されたが，その特異な化学組成から，ソーダ粗面岩（根本，1933a），玻璃質ソーダ流紋岩（根本，1933c）と表現され，詳細な岩石記載が行われ“大川岩”と命名された。その後佐藤（1970）によって火砕岩の産状が溶結凝灰岩であることが明らかにされ，更に詳細な岩石学的検討からコメンド岩溶結凝灰岩とされた（佐藤，1976）。

コメンド岩溶結凝灰岩は，岩石学的に特異な岩石であり，その岩石化学的考察が北隣糠内図幅に詳しく報告されている（山口・佐藤，1989）。したがって，本報告では重複を避け，本図幅地域における産状と，岩相の特徴を記述するに留める。

コメンド岩溶結凝灰岩は，弱溶結相と強溶結相とがあり，総体的に見て強溶結相は少ない。

本岩の主体をなす弱溶結相は，当縁川支流ホタルの沢上流及び水源地の沢流域に模式的な岩相が認められる。淡灰色 - 淡緑灰色を呈し，径 1 cm 以下の外来岩片を多く含む凝灰角礫岩様の溶結凝灰岩で，軽石礫が扁平なレンズ状ガラス岩片（最大 2 cm × 10 cm）となり，堆積面に平行に伸びて配列する岩相を示す（第10図 a）。

強溶結相は，無線中継所に通ずる道路側溝や大川上流・明和水源地の沢などで認められる。暗灰色-黒緑色ガラス質で，縞状構造を呈し，部分的に真珠岩様の外観

を示すところがある（第10図 b）。

溶岩は，忠類村丸山の南麓斜面に認められる。周りの地層との関係は確認できないが，流理構造が認められることから溶岩の一部と判断した。外観は赤みを帯びた淡灰褐色を呈し，不規則な割れ目が発達する（第11図）。緻密で斑晶が少なく，わずかに半透明の珪長質の鉱物が含まれる。根本・佐々（1933）によると，丸山周辺には，数多くのコメンド岩の小さな岩体が図示されている。南麓斜面の露頭も，その一つと考えられる。更に根本（1933 b, c）は，これらの岩体の詳細な岩石学的検討を行い，本岩体が鉱物及び化学組成からコメンド岩に属することを述べている。

火砕岩は，明和断層の北東側及び南西側双方に分布するが，量的に南西側に多い。安山岩質の“グリーン・タブ相”で，灰緑色-暗灰緑色を呈し，角礫は一般に小さく，凝灰角礫岩から凝灰岩様の岩相まで認められる。火山礫凝灰岩から凝灰岩の部分には，しばしば溶結相が認められ，レンズ状（0.5 cm × 2 cm 以下）に変形した濃緑色の軽石礫が含まれる。第12図に安山岩質凝灰角礫岩の模式的な岩相を示す。

**当縁層の対比と年代** 本層は層序関係及び岩相の特徴などから，豊頃丘陵に対峙する日高山脈東縁，歴舟川流域（西隣上札内図幅地域）の歴舟緑色凝灰岩層（宮坂・菊池，1978）に対比される。また，コメンド岩溶結凝灰岩からは $15.1 \pm 0.6\text{Ma}$ （K-Ar法）及び本層下部の無斑晶玄武岩溶岩（北隣糠内図幅地域小川の滝）から $16.9 \pm 0.8\text{Ma}$ （K-Ar法）の放射年代が報告されている（柴田ほか，1975；山岸ほか，1990）。したがって本層は，中期中新世前期の火山活動によってもたらされたものである。



第13図 大川層と当縁層の不整合  
 To：当縁層の凝灰角礫岩，  
 Ok1：大川層砂岩部層の基底礫岩（小川下流，左岸の河崖）

#### IV. 2 大川層 (Ok1, Ok2)

**地層名** 鬼塚 (1962) による。山口 (1970) は、鬼塚 (1962) の十勝幕別層群（中里層及び大川層）の岩相・層序を検討し、中里層の下部と上部の累重関係が不整合関係にあることからこれを分離し、上部を大川層に含めて再定義した。

**模式地** 中川郡豊頃町，牛首別川支流アイヌ沢流域（北隣糠内図幅地域）。本図幅地域では，当縁川支流上流地域に模式的な岩相が認められる。

**分布** 生花苗川上流からコイカクシュトープイ川にかけ，下位の当縁層を取り巻くように分布するほか，忠類背斜南部のアイボシマ川流域に，上部の泥岩部層が分布する。

**層厚** 地質構造が十分把握できないため，正確な層厚算出は難しいが，当縁川支流から生花苗川流域にかけては 1,200 m 前後，また，コイカクシュトープイ川流域では 350-150 m で，豊頃ドーム全体で見ると南東翼で厚く，西翼が薄い。

**層序関係** 十勝忠類層群の当縁層を不整合に覆うが，赤石沢層と直接することはない。また，基盤の豊頃層とは，いずれも断層で接する。このように不整合下位の地層が，常に当縁層であることは，大川層と当縁層の不整合で示される時間的間隔が少なかったことを示唆する。当縁層との不整合現象は，北隣糠内図幅に近い小川流域や，当縁川支流右岸の小沢で観察される。小川では，図幅境界から南に約 500 m の本流左岸の河崖で，本層の基底礫岩が，当縁層の緑色凝灰角礫岩を不整合に覆っている。不整合面は，第13図に示すように N50° W, 50° NEに急斜し，断層切り面を伴っている。基底礫岩は，当縁層から由来した火山岩巨礫を特徴とし，淘汰が極めて

て悪く粒径が 5-20 cm，最大 50 cm を超え円磨度が低い。このような累重関係は，当縁川支流の各所で観察される。

**岩相** 本層は，大局的に見て下部から上部に向かって，礫岩→砂岩→砂岩泥岩互層→泥岩へと漸移的に変化するが，全体で見ると砂岩泥岩互層・泥岩などの細粒相が卓越する。本図幅では，糠内図幅に準じて，下位の砂岩部層と上位の泥岩部層に分けたが，その地層境界は人為的で，同一時間面を示すものではない。

##### 砂岩部層 (Ok1)

砂岩部層は，大川層の下部を占め，十勝忠類層群や基盤の豊頃層と接し，主に当縁川支流，上流地域からコイカクシュトープイ川流域に分布するほか，小川流域にもわずかに認められる。角礫岩→含礫砂岩→砂岩→砂岩優勢の泥岩との互層という上方細粒化の層相を示すが，岩相の側方変化が著しく，地域によってそれぞれの発達状況が異なっている。したがって，糠内図幅に準じた岩相区分（礫岩相と砂岩相）は難しい。当縁川支流北西のブロックで最高 250 m を算するが，小川流域では 100 m 以下で薄い。

角礫岩は，当縁川支流水源池の沢からホタルの沢にかけて，模式的な岩相が認められる。基底礫岩の様相を示し，当縁層に由来するコメンダ岩溶結凝灰岩・安山岩・玄武岩などの亜角礫で構成され，淘汰が極めて悪い。巨礫が多く，最大粒径が 1 m を超えるものもある。このほか，やや粒径の揃った円礫を含むが，これらは先第三系起原のものである。基質は，灰緑色凝灰質中-粗粒砂岩で分級度が低い（第14図）。

含礫砂岩及び砂岩は，角礫岩から巨礫が急減し，基質が凝灰質極粗-中粒砂岩主体の岩相に移化したものである。含礫部は，粘板岩・チャートなど古期岩類の小さな円礫を含む，暗灰緑色-灰緑色の砂岩からなっている。



第14図 大川層基底付近の角礫岩  
(当縁側支流の上流, ホタルの沢下流)

塊状あるいは板状を呈し、上方細粒化の級化成層が認められ、炭質物による縞状葉理が発達し、薄く剥離するところがある。また、暗緑色の海緑石様の砂粒がしばしば含まれる。

砂岩優勢の泥岩との互層は、前述の砂岩が上方に向かってより細粒化し、中粒から細粒の軟らかい凝灰質砂岩となる。級化成層を示し、最上部に泥岩が発達する堆積サイクルを繰り返す、上方に泥岩が優勢となって、上位の泥岩部層 (Ok2) に移化する。

#### 泥岩部層 (Ok2)

泥岩部層は、大川層の主体をなし、下位の砂岩部層から漸移する。当縁川支流を中心に、コイカクシュトープイ川から生花苗川基線の沢・支五の沢川にかけての広い地域と、忠類背斜の南西翼に当たるアイボシマ川流域のほか、小川断層の東側にも分布する。下部は、凝灰質細粒砂岩の薄層を伴う厚さ 50-100 cm の級化成層を示し、上方に向かって砂岩が少なくなる。主部は、砂岩をほとんど挟まず、泥岩のみからなっている。泥岩は、暗灰色-暗褐灰色を呈し、塊状で軟らかく風化すると表面が茶褐色となり、やや角張ったサイコロ状の細片に碎ける(第15図 a)。また最上部は灰色を呈し、やや粗く凝灰質となる。泥岩のみからなるところは、遠望すると構造が分かるが、砂岩が挟在されなければ、走向・傾斜の測定が難しい。支五の沢川流域では、当縁層に由来する火山岩の巨礫がしばしば含まれる。泥岩部層には、様々な形態を示す小さな団塊が含まれる(第15図 b)。なお、当縁川支流の馬の沢や、村営牧場の沢では、ドレライトの小岩体の貫入を受け、接触部の泥岩が黒色に変色しやや硬化している。

泥岩部層は、下位の当縁層や後述する上位の生花苗層に比べて軟らかいため、なだらかな丘陵性山地を形成し、

地形図からもおよその分布範囲を知ることができる。

**化石** 全般的に化石の産出が少ないが、下部の砂岩部層から貝化石が、また、上部の泥岩部層から底生の有孔虫化石のほか、*Makiyama chitanii* が見いだされる。

貝化石は、砂岩層の中上部に多く、ほぼ全域から産出するが、特に小川流域で多く認められる。殻がいずれも溶解、印象のみで保存が悪く、種の同定が難しいが、*Turritella* sp., *Dentalium* sp., *Pectinidae*, *Macoma* sp., *Cardium* sp. など、沿岸浅海域の環境を示唆するものである。有孔虫化石は、泥岩部層から普遍的に産出し、*Martinotiella communis*, *Haplophragmoides emaciatum*, *Cyclammina* spp. など砂質底生種を特徴としている。生花苗川基線の沢では、*Cyclammina* が密集して産出するところがある。

**対比及び時代** 本図幅地域西方歴舟川流域には、当縁層に対比される歴舟緑色凝灰岩層の上位に、中期中新世のヌピナイ層群が分布する。ヌピナイ層群は、下位から砂岩・礫岩主体のペルプネ層、細-中粒砂岩主体の日方川層及び泥岩主体のヌピナイ層に区分されている(宮坂・菊池, 1978)。このような岩相区分は、本層の上下方向の岩相変化と類似性があり、本層と同層群との対比の可能性を示すものと言える。

一方、本層の産出化石による他地域との対比は難しいが、前述の有孔虫化石群は、夕張-日高地域の中期中新世川端層及び振内層などから普通に見いだされる。また、鬼塚(1962)は、本層下部の砂岩部層(鬼塚, 1962の中里層上部)から *Ammoniacf. tochiensis*, *A. sp.*, *Elphidium* spp. などの石灰質有孔虫化石の産出を報告し、これが夕張-日高地域の滝の上層の *Ammonia cf. nipponica*, *A. tochiensis* Zonule の浅海環境に似ていることを述べ、更に、上部の泥岩部層の砂質有孔虫化石群集が、振老層の *Haplophragmoides renzi-Martinotiella com-*



(a)

(b)

第15図 大川層の泥岩部層と同層に含まれる不定形な団塊

a : サイコロ状の風化面を呈する泥岩, b : 泥岩に含まれる不定形な団塊  
(忠類村幌内, 当縁川支流河岸)

*munis* Zonule に近似するところから, それぞれの地層が対比しうる可能性を述べている. なお, 秋葉・一ノ関 (1983) は, 豊頃丘陵新第三系の微化石を再検討し, 大川層の下部 (恐らく砂岩部層に当たる) が *Ammonia japonica varianta - Uvigerina cf probosidea* Zonule に, また, 上部 (恐らく泥岩部層に当たる) が *Martinottiella bradyana tarukiensis - Spirosigmoilinella compressa* Zonule に属することを述べ, 夕張-日高地域の滝の上層に対比される可能性を指摘している.

本層は, 地質年代を決定する資料に乏しい. ただ下位の当縁層からは, コメンド岩溶結凝灰岩が  $15.1 \pm 0.6\text{Ma}$  (柴田ほか, 1975) 及び玄武岩溶岩が  $16.9 \pm 0.8\text{Ma}$  (山岸ほか, 1990) の放射年代が報告されている. また, 上位の牛首別川層群生花苗層上部からは, 中期中新世の後期を示唆する珪藻化石群の産出が知られている (Koizumi *et al.*, 1980 ; 秋葉・一ノ関, 1983 ; 渡辺, 1990). 以上のことから大川層の地質年代は, 中期中新世の前期から中期にわたると考えられる.

#### IV. 3 岩 脈

岩脈は, ひん岩とドレライトとがあり, それぞれ当縁層と大川層の泥岩部層に貫入している.

##### ひん岩 (Po)

**分布及び産状** 当縁層の分布地域に限られ, コイカクシュトープイ川上流左岸の小沢中流及び丸山北側の小沢上流左岸の2地点で, 幅数 m の小岩体として認められる. 貫入時期は, 周辺層との関係が明らかでないので定か

ではないが, 当縁層分布地域に限られるところから, 同層の火成活動と関係があるものと考えられる.

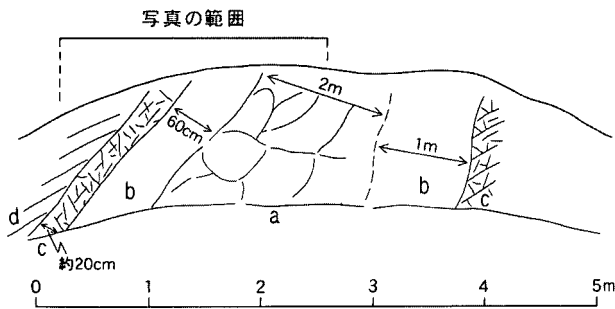
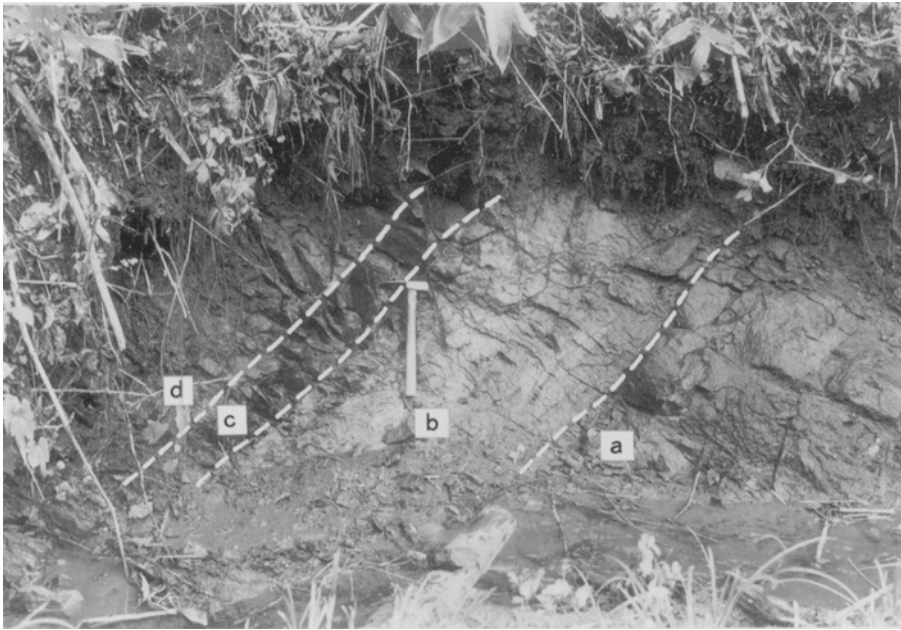
**岩相及び岩質** 丸山北方の小岩体 (R77777<sup>1)</sup>) は, 外觀, 暗灰色-帯緑暗灰色を呈し, 多孔質で長径 2 mm 前後の斜長石斑晶が目立つ. 鏡下では, 斜長石及び単斜輝石の斑晶が認められ, 斑状組織を示す. 斜長石は長径 1-3 mm で自形を呈するが, 融食形を示すものもあり, 粘土鉱物・方解石によって部分的に交代されている. 単斜輝石は, 径 1-1.5 mm, 半自形, 全て緑褐色の粘土鉱物と方解石で交代されている.

石基は, 長径 0.5 mm 前後と 0.1 mm 以下の柱状の斜長石, 微細粒状の不透明鉱物及びそれらの間を埋める緑褐色の粘土鉱物と方解石からなる. また, 石基は変質が著しく, 方解石で充填された径 1 mm 前後の孔隙が多数認められる.

##### ドレライト (Do)

**分布及び産状** 大川層の泥岩部層分布地域で, 水源池の沢入口付近, 馬の沢上流及びその北東牧場の沢中流の3地点で認められる. 水源池の沢入口付近の岩体が最も大きく, 水源池の沢にかかる橋を中心に, その西側山腹から上流にかけ約 300 m にわたって露出しているが, 大川層との関係は確認できなかった. この岩体は, 根本・佐々 (1933) によって石英曹長石輝緑岩として記載されたものに当たる. 馬の沢上流の岩体は, 幅約 3.6 m の小岩体で第16図に示すような周辺層との関係が認められた. N45° W, 50° NE方向に貫入し, 大川層の泥岩

<sup>1)</sup> R番号は地質標本館登録番号



- a: 灰黒色のドレライト。球状の割れ目発達
- b: 灰白色に脱色変質したドレライト
- c: 黒色の珪化した泥岩（大川層の泥岩部層）
- d: “サイコロ状”に砕ける大川層の泥岩部層

第16図 大川層の泥岩部層に貫入するドレライト  
露頭スケッチと写真（当縁川支流の小沢，馬の沢）

部層が、幅数 10 cm にわたって硬化変色し、また、ドレライト自身も灰白色に脱色粘土化している。

**岩相及び岩質** 水源池の沢入口の岩体は、灰色-暗灰色を呈し、節理が発達するが規則性が認められない。岩体の中央付近は粗粒で、肉眼でオフィチック組織が認められ、微閃緑岩様の外観を示す。周縁部に向かって細粒となり色調が灰黒色を呈し、後述する小岩体に似た岩相となる。

水源地の沢にかかる橋の上流、50 m 付近河床の試料 (R77776) は、鏡下では、細粒完晶質でオフィチック組織を示す。主として斜長石・単斜輝石・石英のほか、少量のカリ長石・黒雲母・緑褐色粘土鉱物及び不透明鉱物を伴っている。斜長石は、自形-半自形短冊状、一般に多少分解し、方解石で交代されているものが多い。単斜輝石は、半自形、長柱状を示すものもある。新鮮なものは少なく、黄緑褐色の粘土鉱物（緑泥石）に変わっている。石英は填間状他形を呈し、ミルメカイト状に少量のカリ長石を伴っているところがある。

石基は、針状の斜長石からなり、その他の珪長質鉱物や不透明鉱物で充填されている。

馬の沢及び牧場の沢の 2 岩体は、帯緑暗灰色-帯緑灰黒色中粒で、風化面が暗褐色を呈し、一見砂岩様の外観を示す。新鮮な破断面では、ルーペで容易にオフィチック組織を認めることができる。馬の沢の岩体 (R77778) は、鏡下では、斜長石、単斜輝石が認められ、水源池の沢入口の岩体に比べ細粒である。斜長石は自形-半自形、長径 0.2-0.5 mm の短冊状を呈し、新鮮で正の累帯構造を示す。単斜輝石は、半自形、径 0.2 mm 前後が一般的であるが、最大長径が 1 mm の長柱状のものもある。新鮮なものが少なく、黄緑褐色の粘土鉱物で交代されている場合が多い。

石基は、短冊状の斜長石の粒間を、黄褐色粘土鉱物と方解石が埋めている。二次生成物と判断される針状不透明鉱物も認められる。

#### IV. 4 牛首別川層群

牛首別川層群は、中部中新統から下部鮮新統にわたる海成層で、本図幅地域を含む豊頃丘陵で最も広い分布範囲を占め、鬼塚 (1962) の当縁層群に相当する。





Yamaguchi (1982) は、牛首別川層群が主として牛首別川流域（北隣糠内図幅地域）から本図幅地域の生花苗川流域にかけて分布することと、当縁層群の名称が、鬼塚 (1962) と宮坂・菊池 (1978) とで、それぞれ異なる層準に使用されていることなどから、混乱を避けるため牛首別川層群と改称した。

本層群は、板状硬質泥岩で代表される下位の生花苗層と、珪藻質塊状シルト岩を特徴とする上位の大樹層からなる。主要調査ルートで採取された地質柱状図を第17図に示す。

#### IV. 4. 1 生花苗層 (Oi, Oic, Oia)

**地層名** 根本ほか (1933) による。鬼塚 (1962) 再定義。鬼塚 (1962) は、根本ほか (1933) の生花苗層に、下位の十勝幕別層群の中里層及び大川層までが含まれていることから、これらを除き、“硬質頁岩”や礫岩からなる部分のみを、新たに生花苗層と再定義した (第4表参照)。

**模式地** 広尾郡大樹町生花、生花苗川上流一円。

**分布** 下位の大川層を取り巻くように、生花苗川流域から当縁川支流下流域に広く分布するほか、メム川左岸地域からコイカクシュトープイ川流域にかけてもわずかに認められる。

**層厚** 本層は豊頃ドームの東翼から、忠類背斜が南に沈む地域で厚く、生花苗川流域では、1,200-1,300 m を算し、また、アイボシマ川からメム川流域にかけては、上限を確認することが難しいが、おおよそ 1,000 m 前後と推定される。一方、豊頃ドームの西翼に当たるコイカクシュトープイ川流域では、薄化して 450 m となる。

**層序関係** 下位の大川層を整合に覆っている。本研究報告では、生花苗川流域の2地点で観察された上下方向の岩相変化をもとに、本層と大川層の地層境界を設定した。

一つは、生花苗川支流、三の沢川右岸小沢 (第17図⑧の沢) の上流で、本層の板状硬質泥岩が、下部に向かって、風化面が徐々に葉片状を呈する赤褐色の硬質泥岩に変わり、最下部に厚さ 10-15 cm の帯緑黒色凝灰質中粒砂岩が認められ、これがサイコロ状に砕ける大川層の泥岩を覆っている。岩相の境界は明瞭であるが、累重関係は整合的で、この砂岩層を境に、上位は板状硬質泥岩相が卓越し、下位は大川層の軟らかい塊状泥岩となる。

一方、生花苗川支流の支五の沢川上流、右岸の小沢上流では、大川層上部の塊状泥岩は、火山岩角礫を大量に含むが、上方に風化面が赤褐色を呈する帯緑暗灰色の葉理の発達した硬質泥岩に変わり、火山岩礫が認められなくなると共に、海緑石が濃集する厚さ 20-30 cm の泥岩が挟在し、これを境に岩相が変化する。前者の凝灰質砂岩は追跡できないが、海緑石を含む葉片状の硬質泥岩は、構造的にほぼ同一層準に、全域にわたって認められる。本研究報告では、海緑石を含む葉片状の硬質泥岩に変わ

るところを、下位の大川層との地層境界とした。したがって、大川層との地層境界は、人為的に設定されたものである。

なお、豊頃ドーム北部の北隣糠内図幅地域では、本層基底に、海緑石・軽石粒に富む淘汰の悪い厚さ約 25 cm の砂岩層が、明瞭な地層境界で大川層の泥岩を覆っている。

**岩相** 本層は、板状硬質泥岩を特徴とするが、北隣糠内図幅地域に比べ、礫岩・砂岩からなる粗粒堆積物が多い。また、岩相の側方変化が著しく、下位から上方へ向かっての規則的な岩相変化は認められない。ただ地域的に見ると、硬質泥岩を主とする泥質相は、生花苗川支流の支五の沢川流域から北部地域に多く、級化層を示す礫岩相は、支五の沢川南部地域から忠類背斜南部のメム川流域にかけて卓越する。また、豊頃ドームの東翼では、上位の大樹層へ移行する付近に、硬質泥岩と珪藻質シルト岩が互層する漸移相が、湧洞川流域から生花西方地域にわずかに認められる。これらの各相は相互に指交し、岩相境界は同一時間面を示すものではない。また、本層には凝灰岩層が比較的多く挟在する。

本研究報告では、地質構造を基に、地域的に卓越する岩相を、便宜的に硬質泥岩相 (Oi)、礫岩相 (Oic)、硬質泥岩シルト岩互層相 (Oia) に区分し地質図に示した。

**硬質泥岩相 (Oi)** 硬質泥岩相は、生花苗層を代表する岩相で、板状硬質泥岩を特徴とする。生花苗川支流の三の沢川流域及び湧洞川支流のニベシバツ川上流域に模式的な岩相が認められる。

硬質泥岩相は、板状硬質泥岩、塊状硬質泥岩、板状硬質泥岩と泥岩の互層、硬質泥岩と砂岩の互層など多様な層相を示す。これら岩相の相互関係に規則性はなく、地域によって発達状況が異なるが、礫岩相に変わる付近には、硬質泥岩と砂岩の互層が卓越する傾向が認められる。

板状硬質泥岩は、いわゆる“硬質頁岩”と呼ばれる岩相で、厚さ 5-10 cm の硬質泥岩と 1 cm 前後の泥岩とが互層し、板状層理を示す (第18図)。硬質泥岩は、暗灰色-帯緑暗灰色を呈するが、風化面は赤褐色-淡褐灰色を示す。特に硬い部分はチャート様の外観を呈し、灰黒色あるいは暗褐色で貝殻状断口を示す。また、層理面に直交する立方状の割れ目が発達する。泥岩は灰色で軟らかく、層理面に沿って薄く剥離する。

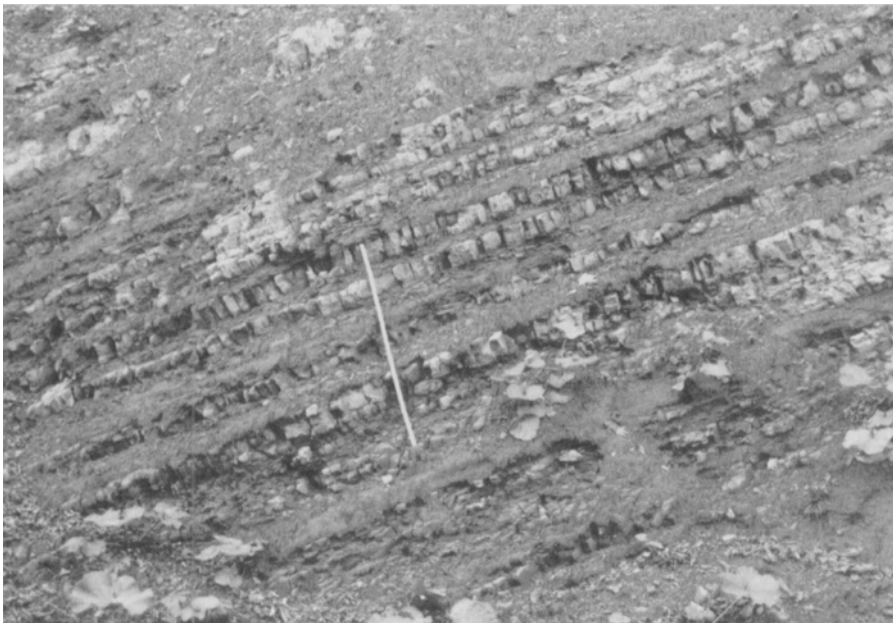
塊状硬質泥岩は、暗灰色で板状硬質泥岩より軟らかく、風化すると葉片状に砕ける。前述の板状硬質泥岩と厚さ数 10 cm から数 m 単位で互層することが多い。なお、層序関係の項で述べたが、生花苗層の最下部には、葉理の顕著な硬質泥岩が発達し、海緑石が含まれる。

硬質泥岩砂岩の互層は、塊状硬質泥岩と比較的軟らかい青灰色細-中粒砂岩との 10-30 cm 単位の互層で、これにしばしば板状硬質泥岩を伴うことがある (第19図)。

**礫岩相 (Oic)** 礫岩相は、生花苗川支流の支五の沢川以南から当縁川支流の下流左岸地域、更にメム川左岸丘



第18図 生花苗層－硬質泥岩相－板状層理の発達した硬質泥岩  
スケールは約60 cm (生花苗川支流, 三の沢川上流)



第19図 生花苗層－硬質泥岩相－  
硬質泥岩と細粒砂岩の互層  
スケールは約 100 cm (生花  
苗川支流, ヨコベツの沢上  
流)

陵地帯に分布し、生花苗層分布地域全体から見ると南西部に広く発達する。一方、層準的に見ると、支五の沢川流域以北のテピキレナイ背斜部では、生花苗層の中部以下に発達するが、当縁川支流の下流からメム川流域にかけては、全層準にわたって発達するよう見受けられる。

礫岩相は、級化成層の累積からなる。垂直方向の模式的岩相変化は、礫岩→乱堆積相（スランプ相）→極粗粒

砂岩→細粒砂岩→砂岩泥岩互層→泥岩の順に変化するが、すべての岩相が揃っている級化成層は少なく、一般には砂岩で終わるか、あるいは泥岩が発達しても薄層の場合が多い。また、乱堆積相は、生花苗林道流域に規模の大きなものが認められるが（第20図）、全体から見ると少ない。級化成層の単位は、厚さが約 15 cm から 20 m 余と様々であるが、一般に 2-5 m 単位のもので、粗



第20図 生花苗層—礫岩相—硬質泥岩の岩塊を含むスランプ堆積層  
(生花苗川支流, 生花苗林道法面)

粒相で厚く細粒相で薄い。

礫岩は、新鮮なところは暗青灰色を呈するが、風化面は茶褐色-淡褐色で、基質は中-粗粒砂からなり、固結度が低い。分級度が低く粒径2-10 cm大の垂円礫-円礫からなり、級化成層の厚いところでは20 cmを超えるものがある。礫種は、ほとんどが日高帯起原の粘板岩・石質砂岩・ホルンフェルス・チャート・花崗岩類・ミグマタイト・片麻岩などで、ほかに当縁層起原の火山岩類が認められる。日高帯起原の深成岩類や変成岩類が含まれることについて、宮坂・菊池(1978)は、日高帯中核部が生花苗層堆積期に著しく上昇し、削剥・浸食の場となったことを指摘し、この礫岩相を生花苗層形成期の日高相と呼んでいる。また、岡(1979)は、礫岩相の級化成層について詳細に検討し、級化成層に幾つかのタイプがあることを明らかにするとともに、乱堆積相の形成が、基盤岩ブロックの上昇運動と深く関わりのあることを述べている。

**硬質泥岩シルト岩互層相(Oia)** 硬質泥岩シルト岩互層は、生花苗層の最上部を占め、湧洞川流域から生花西方地域にかけて分布し、0から40 mの層厚を有する(第17図)。大樹層との漸移相で、暗灰色硬質泥岩と暗灰緑色シルト岩の互層からなる。硬質泥岩は、厚さ5-20 cmの板状を呈するが、硬質泥岩相に比べ、色が明るくシルト質である。シルト岩は、若干珪藻質であるが、大樹層の模式的な岩相に比べて少し硬く、やや層理を示し割れ目が多い。互層は上方に向かって硬質泥岩が急激に減少し、上位の大樹層に移化する。

生花苗層には前述の各相のほか、凝灰岩層が挟在する。数mから数10 mの層間に何層かが挟在し、凝灰岩の卓越するゾーンとして、おおむね3層準に認められるが、単層の鍵層として追跡することは難しい。最下位の凝灰岩層は、三の沢川上流の右岸支流から、支五の沢川本流

にかけて認められる。10数mの層間に淡灰色軽石凝灰岩・淡灰緑色凝灰質細-粗粒砂岩・帯緑黒色火山礫凝灰岩など多様な岩相を示し、側方変化が著しい。また、凝灰質砂岩は、部分的に縞状の板状層理が顕著に発達する。鏡下では、火山ガラス、少量の斜長石・石英・輝石類のほか、火山岩・古期堆積岩類の砂粒が含まれる。また、極細粒の凝灰岩は、ほとんどが火山ガラスからなっている。

他の2層準の凝灰岩は、テビキレナイ背斜軸部から東翼部に分布する。

テビキレナイ背斜軸付近の凝灰岩層は、礫岩相に狭在し、三の沢川上流左岸地域から、ヨコベツの沢上流にかけて分布する。灰白色粗粒な軽石凝灰岩を主とし、全層厚3 m余で、下部に淡黄緑色の縞状層理が発達する細-中粒凝灰岩を伴っている。軽石凝灰岩は、火山ガラス・石英・長石類が主で、有色鉱物をほとんど含まず、外来岩片は認められない。空隙は炭酸塩鉱物で埋められている。

上部の凝灰岩層は、大樹層との地層境界から約300 m下位に介在する。凝灰質な岩相が100数10 mにわたって認められ、その間に数10 cmから最厚4 mに及ぶ凝灰岩層が2-4層挟在する。凝灰岩帯として追跡されるが、単層毎には難しい。淡緑灰色-青灰色の細-中粒凝灰岩が主で、軽石凝灰岩は少ない。単層毎に級化成層を示し、縞状層理が発達する。火山ガラス・斜長石・石英のほか石質砂岩粒が含まれるが、有色鉱物は認められない。

凝灰岩類は、岩石学的検討をしていないので、岩質は特定できないが、外観や含有鉱物の特徴から、デイサイト-流紋岩凝灰岩と考えられる。

生花苗層の硬質泥岩相には、長径50 cmから100 cmに及ぶ球形の泥灰質団塊が含まれる。また、三の沢川右岸小沢(基線の沢町道分岐点より2.5 km上流)中流の

小川断層付近には、割れ目に沿った弱い温泉変質が認められ、硫化鉱物の鉱染と黄色粉状の鉱物が沈殿し、幅 10 cm に及ぶ方解石脈が形成されている。このような温泉変質は、南側の小沢（小川断層の延長上）でも認められる。

**化石** 本層は、礫岩相からほとんど化石の産出を見ないが、硬質泥岩相や最上部の互層からは、少ないながらも貝・有孔虫化石などが見いだされる。貝化石は稀で、殻が溶けて印象のみの場合が多く、*Portlandia* sp. *Macoma* sp. *Lucinoma* sp. *Conchocele* sp. など、周辺地域の泥質岩主体の新第三系中上部層から、普通に見いだされるものである。また、有孔虫化石は、下位の大川層に比べて少ないが、塊状硬質泥岩から *Cyclamina* spp. が見いだされる。このほか板状硬質泥岩を除く硬質泥岩相から、*Makiyama chitanii* が普遍的に産する。なお、秋葉・一ノ関（1983）は、本層から *Martinotiella communis* - *Praeglobobulimina pupoides* を特徴とする有孔虫化石群集を報告している。

**対比及び時代** 本図幅地域の調査では、本層と他地域との対比及び地質時代を特定する上で有効な直接的資料は得ていない。そこで層序関係や岩相の特徴と、周辺地域を含めて公表されている資料（生層序学及び放射年代など）を参考に、対比、時代について検討を加える。

本層は、いわゆる“硬質頁岩相”を特徴とし、層序的に中部中新統の大川層を整合に覆い、かつ上位の大樹層へ一部指交関係で漸移する。

西隣上札内図幅の歴舟川流域には、下位の大川層に対比されるヌビナイ層群を覆って大樹層群が分布する。大樹層群は、下位から尾田村層・豊似川層及び大樹層に3分されている（宮坂・菊池，1978）。尾田村層は硬質頁岩・泥岩を、また、豊似川層は級化成層を示す礫岩・砂岩を特徴としている。大樹層は珪藻質シルト岩を特徴とし、後述する本図幅地域の大樹層に当たる。尾田村層と豊似川層の岩相は、本層の硬質泥岩相と礫岩相に酷似しているが、層序上、上下関係にあるとされている。しかし、本図幅地域での両相は、必ずしも上下関係にはなく、個々に対比することはできない。本研究報告では、岩相の類似性と層序から、本層を尾田村層と豊似川層を併せたものに対比する。

本図幅地域北東方の釧路炭田南西部には、新第三系が広く分布し、下位から時和層、オコッペ沢層、直別層、厚内層及び白糠層に区分されている（多田・飯島，1986）。これらのうち、岩相が本層に類似する地層は、粗粒相の卓越するオコッペ沢層や、硬質頁岩を特徴とする直別層である。更に産出する珪藻化石群集を併せ考えると、本層はオコッペ沢層上部から直別層に対比できる可能性がある。

一方、地質時代は、北隣糠内図幅地域のノヤウシ川流域において、生花苗層上部から大樹層にかけて、珪藻化石の生層序学的検討がなされている（Koizumi *et al.*,

1980；渡辺，1990，1991）。それらによると、本層上部（おそらく本層の硬質泥岩シルト岩互層相に当たる）は、Yanagisawa and Akiba（1998）の *Thalassiosira yabei* 帯（NPD 5C，11.5-10.0 Ma）に属し、中期中新世末から後期の始めを示唆する。したがって本層の時代は、大川層との層序関係から中期中新世の中頃から後期にわたる。

#### IV. 4. 2 大樹層 (Ti)

**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・チョウブシ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。

**模式地** 広尾郡大樹町大樹、大樹市街付近の歴舟川河岸（南隣大樹図幅地域）。本図幅地域では生花から湧洞に通ずる国道 336 号沿線に、模式的岩相が認められる。

**分布** 本図幅地域では、湧洞川流域から下当縁川下流にかけ、ほぼ南北に幅 2.5 km から 5 km にわたって分布するほか、豊頃ドームの西翼に当たるコイカクシュトーブイ川右岸側にも分布する。

**層厚** 本層は、下位の生花苗層と同様に豊頃ドームの東翼で厚く、湧洞川流域から生花苗川流域では、800 m から 1,500 m に達するが、西翼のコイカクシュトーブイ川流域では、200 m 前後と薄くなる。

**層序関係** 下位の生花苗層から潮移し、一部指交関係にある。生花苗層は上方へ硬質泥岩が減少し、代わって珪藻質シルト岩が優勢となるが、本研究報告では、硬質泥岩がほとんど認められなくなるところをもって、本層と生花苗層の地層境界とした。

なお、忠類背斜が南に沈むアイボシマ川流域では、本層の模式的岩相が認められず、生花苗層上部の礫岩相の上位に、メム川を隔ててモイワ山地区に、本層上位のチョウブシ層が分布している。メム川左岸地域に分布する生花苗層上部の礫岩相は、模式地の礫岩相に比べ脆弱で、生花苗層より上位層の感を受ける。地質構造上から南隣大樹図幅の大樹層群豊似川層（松井ほか，1974）との関係を見ると、本層と生花苗層の礫岩相は、一部指交関係にあるように見受けられる。このような累重関係は、北隣糠内図幅地域でも認められる（山口・佐藤，1989）。

**岩相** 本層は、暗灰緑色-灰色珪藻質-凝灰質の塊状シルト岩を主とするが、下部はいくらか層理を示し、大きな割れ目が発達する。上部は灰緑色から淡灰色を呈し、やや粗く凝灰質となり、厚さ 5-10 cm の青灰色細粒砂岩の薄層がしばしば挟まれる。また、全体を通じて厚さ 5-25 cm の白色細粒凝灰岩が狭在する。

シルト岩は、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、ルーペで容易に珪藻殻が認められる。自然露頭では風化面に沿って剥離し、また、岩片には褐色の年輪状の縞模様がしばしば認められる。



第21図 大樹層の塊状シルト岩  
露頭の高さは約5 m (湧  
洞川支流, ニベシバツ川下  
流の河岸)

第5表 大樹町晩成2号井の珪藻化石分帯

試料名	採取深度(m)	珪藻化石帯 (Koizumi, 1992)	珪藻化石帯 Yanagisawa & Akiba(1998)		NPD	地質年代(Ma)	摘要
Ban-9	32 ~ 39	<i>Neodenticula koizumii</i> -	<i>Neodenticula koizumii</i> -		8	3.5-3.9~	スライム
Ban-8	90 ~ 100						〃
Ban-7	140 ~ 150	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	<i>Neodenticula kamtschatica</i>			2.6-2.7	〃
Ban-6	200 ~ 200.4				コア		
Ban-5	210 ~ 220	<i>Thalassiosira oestrupii</i>	<i>Neodenticula Kamtschatica</i>	<i>Thalassiosira oestrupii</i>	7Bb	5.5~3.5-3.9	スライム
Ban-4	250 ~ 260						〃
Ban-3	290 ~ 300						〃
Ban-2	608 ~ 608.4	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	<i>N. kamtschatica Nitzschia rolandii</i>		7Ba	7.6~5.5	コア
Ban-1	700 ~ 700.4						〃

(Ma ; 100万年)

[嵯峨山 (2001) を一部改変]

(第21図). 砂質の部分は淘汰不良で, 小豆大の円礫や軽石粒が含まれる.

砂岩は, 淘汰の良い細粒砂岩で雲母片が多く, 凝灰質で軟らかい.

凝灰岩は, 白色-帯青白色細粒で, 流紋岩質“磨粉”様の外観を示す. 級化層理を示すことが多く, 単層の基底は明瞭な境界を示すが, 上盤側は凝灰質シルト岩に漸移している. 層状が一般的であるが, 稀にレンズ状を呈し, 粗粒(径5-10 mm)で軽石質のところがある.

本層には, 径50 cmから最大2 mに達する球状の石灰質団塊や, 厚さ約20 cmの泥灰岩バンドが介在する.

**化石** 本層は生花苗層同様大型化石の産出が少なく, *Portlandia thraciaformis*, *Lucinoma acutilineata*, *Macoma* sp., *Acila* sp. などの貝化石が散点的に見いだされる. ま

た, *Makiyama chitanii* が生花苗層に比べて少ないながら全層から認められる. なお, 大川層及び生花苗層の泥質岩に普遍的に認められた有孔虫化石は, ほとんど見いだされない. これらのほか, 全層を通じて珪藻化石が産出する. 北隣糠内図幅地域の本層からは, *Denticulopsis hustedtii*, *Neodenticula kamtschatica*, *Thalassionema nitzschioides*, *Rouxia californica* などを優勢種とする化石が報告されている(山口・佐藤, 1989). これらの化石内容は, Yanagisawa and Akiba (1998) の *Thalassiosira yabei* 帯 (NPD 5C) から一部 *Neodenticula kamtschatica* 帯 (NPD 7B) に属する. 一方, 嵯峨山 (2001) は, 本図幅地域の晩成海岸で掘削された温泉ボーリングの, コア及びカッティングス試料について, 珪藻化石の検討を行い, 第5表に示す珪藻化石帯を識別し, 生層序

学的考察を行っている。それによると、坑井地質の化石帯は、糠内図幅地域で認められた *Neodenticula kamschatica* 帯を含む上位の層準で、*Rouxia californica* 帯以下の層準は確認されていない。これはボーリング地点が地質構造的に見て、大樹層の最上部に位置しており、ボーリングが大樹層の下部に達していないことによるもので、糠内図幅地域での珪藻化石分帯とは矛盾しない。また、最上部（深度 32-200 m 間）に *Neodenticula koizumii* - *Neodenticula kamschatica* 帯 (Yanagisawa and Akiba, 1998) が確認されており、晩成海岸の段丘堆積物下に、大樹層上位のチョウブシ層が伏在することを示唆する。

**対比及び時代** 本層は、層序上、硬質泥岩を特徴とする生花苗層の上位にあり、かつ、滝川-本別動物群を産出する十勝層群糠内層・チョウブシ層に覆われている。本図幅地域北東部から釧路炭田西部地域にかけ、岩相上、上記のような層序関係にある地層は、白糠層、厚内層 (棚井・山口, 1965; 棚井, 1957, 1961; 多田・飯島, 1986)、十弗層、幾千世層 (織田ほか, 1959) などである。本層と岩相的に最も類似しているのは白糠層であるが、その珪藻化石群集は、秋葉・一ノ関 (1983) によると *Neodenticula kamschatica* 帯の上半部、A Subzone (Koizumi, 1985の *Thalassiosira oestrupii* 帯にほぼ相当する) とされている。本層の珪藻化石生層序は、前述したように *T. yabei* 帯から *N. kamschatica* 帯まで、相当の時間幅があり、単純に岩相によって対比することはできない。したがって、本層は見掛けの岩相より細分される可能性があり、地層対比のうえで今後の課題として残される。

時代は、本層から産出する珪藻化石が、後期中新世から前期鮮新世に及ぶおおよそ 7 Ma の年代幅を示す。渡辺 (1990, 1991) は、この点について本層の堆積作用が、猿別背斜 (豊頃ドームの北方延長) の形成過程と深い関わりのあることを指摘している。すなわち背斜西翼で *Denticulopsis katayamae* 帯と *Thalassionema schraderi* 帯とが欠除し、地層も薄化している。これに反し、東翼は地層も厚く、珪藻化石帯の欠除が見られない。したがって、本図幅地域においても、豊頃ドームの西翼にあたるコイカクシュトープイ川流域と、東翼の生花苗川-湧洞川流域とでは、細部にわたる地質時代に、相違のあることが予想される。

#### IV. 5 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。その後十勝団体研究会は、十勝層群が中新世末-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、下位から本別層=糠内層 (駒島層を含む)、池田層、長流枝内層、渋山層及び中里層に細分することを提唱した (山口ほか, 1978)。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改めた。

以上のうち本図幅地域には、糠内層・チョウブシ層、駒島層及び長流枝内層が分布する。

##### IV. 5. 1 糠内層及びチョウブシ層 (Nu 及び Cho)

**地層名** 糠内層は宮坂ほか (1978b) による。本層は当初、長尾・三谷 (1960)、山口 (1970) によって糠内砂岩層、あるいは鬼塚 (1962) によってノヤウシ層と呼ばれていたが、宮坂ほかによって改称された。また、チョウブシ層は松野 (1962) による。

**模式地** 糠内層は、中川郡豊頃町保栄 (北隣の糠内図幅地域)。豊頃町保栄から石神地域に至る丘陵地帯。一方、チョウブシ層は、東隣湧洞沼図幅地域、長節沼付近の海食崖一帯。

**分布** 糠内層は、本図幅地域北東隅の湧洞川左岸地域にわずかに分布する。また、チョウブシ層は、生花苗川下流左岸地域とモイワ山周辺地域に、それぞれ孤立して分布する。なお、モイワ山付近の同層は、下位層との層序関係が明らかでないが、岩相の類似性からチョウブシ層として取り扱った。

**層厚** 本図幅地域では、両層共に一部が分布するのみで、全層厚を知ることはできない。隣接糠内・浦幌・湧洞沼図幅の資料によると、糠内層は湧洞川以東地域で、おおよそ 700 m 前後の層厚を有するが、本図幅地域には、その最下部 70 m 前後が分布している。一方、チョウブシ層は、湧洞沼図幅地域で約 700 m と算定されているが、生花苗川下流左岸地域には、その最下部約 100 m が露出している。また、モイワ山付近では約 120 m の層厚を算する。

**層序関係** 本図幅地域では下位の大樹層から漸移し、整合である。すなわち、湧洞川以東地域では、大樹層のシルト岩が上方に漸次砂質となり、かつ、雲母片に富む細粒砂岩と互層しつつ本層に移化する。このような層序関係は、湧洞沼図幅地域においても同様である。なお、北隣糠内図幅地域の猿別背斜において不整合現象が認められるが (山口・佐藤, 1989)、これは糠内層の堆積作用が、猿別背斜形成の造構運動と深い関わりのもとに進行したことを示している。

**岩相** 糠内層とチョウブシ層は、岩相が類似するので一括して記述する。

本層は、塊状の泥質細粒砂岩を主とするが、地域的に粗粒相の卓越するところがある。下部は灰色の砂質シルト岩と暗灰緑色細粒砂岩とが互層するが、主部は砂質シルト岩をほとんど挟まず、泥質の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を

第6表 糠内層・チョウブシ層産貝化石

	糠内 図幅	湧洞沼 図幅	浦幌 図幅
<i>Acila (truncacila) nakazimai</i> OTUKA	×		
<i>A. (T.) gottschei</i> BOHM	×		×
<i>Ennucula cf. cyrenoides</i> (KURODA)	×		
<i>Ennucula</i> sp.	×		
<i>Nuculana pernula</i> (MULLER)	×		×
<i>Yoldia macroshema</i> UOZUMI	×		
<i>Portlandia thraciaeformis</i> (STORER)	×		
<i>Modiolus</i> sp.	×		
<i>Musculus laevigatus</i> (GRAY)	×		×
<i>Patinopecten (Mizuhopecten) yessoensis</i> (JAY)	×		
<i>Fortipecten takahashii</i> (YOKOYAMA)	×		×
<i>Cyclocardia ferruginea</i> (CLESSIN)	×		
<i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)	×	×	×
<i>Clinocrdium californiense</i> (DESHAYES)	×	×	
<i>C. ciliatum</i> (FABRICIUS)	×		
<i>C. cf. shinjiense</i> (YOKOYAMA)	×		×
<i>Serripes gloenlandicus</i> (BRUGUIERE)	×		
<i>S. laperosii</i> (DESHAYES)	×		×
<i>S.</i> sp.	×	×	×
<i>Macoma calcarea</i> Gmelin	×		×
<i>M. optiva</i> (YOKOYAMA)	×		×
<i>M. tokyoensis</i> MAKIYAMA	×		
<i>M. incongura</i> (v. MARTENS)	×		
<i>M.</i> sp.		×	
<i>Solen</i> sp.			
<i>Peronidia</i> sp.	×		
<i>Panomya cf. ampla</i> DALL	×		
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS	×		×
<i>Mya cuneiformis</i> (BOHM)	×		
<i>M. japonica</i> JAY	×		
<i>M. truncata</i> LIN.			
<i>Turritella</i> sp.	×		
<i>Tectonatica janthostomoides</i> KURODA et HABE	×		
<i>Buccinum</i> sp.	×		
<i>Neputunea cf. vinosa</i> DALL	×		
<i>Ancistrolepis</i> sp.	×		

山口・佐藤 (1989), 松野 (1962), 棚井・山口 (1965) をもとに編集

挟まなければ、走向・傾斜を測るのが難しい。新鮮なところは、青灰色-青灰緑色を示すが、風化面では褐色を帯びた灰緑色を呈し、雲母片が目立つ。全般的に凝灰質で軽石粒を含み、軽石凝灰岩の様相を示す部分がある。また、粘板岩・石質砂岩・チャートなどの小豆大の円礫が含まれる。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、色が灰色で淘汰が悪いことで区別される。モイワ山付近の本層は、殊に雲母片が多く固結度が低い。

**糠内層及びチョウブシ層の化石** 模式地では *Fortipecten takahashii* で代表される滝川-本別動物群が産出するが、本図幅地域は、本層の分布が狭いため、化石が見いだされなかった。ただモイワ山付近の本層には、径2cm前後の円筒状の生痕様の跡が多数認められた。なお、隣接する糠内・湧洞沼・浦幌図幅地域から第6及び7表に示す貝・有孔虫化石が報告されている。これらの化石群集は、寒流系浅海生の堆積環境を示唆し、個体数が多いにも関わらず種類が少ないという特徴を有している。

**対比及び時代** 本層は、層序関係及び貝・有孔虫など産出化石の特徴から、本図幅地域北方、利別川流域の十勝層群本別層や、常室図幅地域 (織田ほか, 1959) の東台層群世多来層及び釧路炭田主部の阿寒層群古潭累層に対比される。一方、地質時代は、本層下位の大樹層上部

第7表 糠内層・チョウブシ層産有孔虫化石

<i>Fissulina catenulata</i> (WILLIAMSON)	F
<i>F. leavigata</i> (REUSS)	F
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA & MARUHASHI	A
<i>Elphidium hughesi foraminosum</i> CUSHMAN	A
<i>E. subgranulosum</i> ASANO	C
<i>E. subincertum</i> ASANO	C
<i>E. cf. etigoense</i> HUSEZIMA & MARUHASHI	C
<i>E. spp.</i>	C
<i>Criboelphidium oregonense</i> CUSHMAN & GRANT	A
<i>C. imanishii</i> (ASANO)	R
<i>C. tomitai</i> TAI	F
<i>C. yabei</i> (ASANO)	R
<i>C. spp.</i>	F
<i>Eponides frigida</i> (CUSHMAN)	C
<i>E. 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)

山口・佐藤 (1989), 棚井・山口 (1965) による

の珪藻化石が、*Neodenticula kantschatica* 帯 [6.4-(3.55-3.95) Ma] に属すること、また、本層上位の池田層基底部付近の稲土別凝灰岩層の放射年代が、4.1 Ma-2.8 Ma (柴田ほか, 1975; Koshimizu, 1981; 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前期鮮新世である

#### IV. 5. 2 駒島層 (Km)

**地層名** 松井・松澤・山口 (1970), 宮坂ほか (1978b) の駒島含化石層に相当し、Yamaguchi (1982) によって駒島層と改められた。

**模式地** 中川郡幕別町駒島北方約 3.5 kmの糠内川河岸 (北隣糠内図幅地域)。

**分布** 忠類市街北方、当縁川の支流コイカクシュトープイ川右岸流域に南北に点在し、分布が豊頃ドームの西側に限られる。

**層厚** 本図幅地域で最も露出の良い、コイカクシュトープイ川右岸のルート⑩ (第17図) の沢で、厚さ約70mの本層が認められるが、上限は光地園礫層に覆われ確認できない。

**層序関係** コイカクシュトープイ川右岸、ルート⑩の小沢で、大樹層との不整合関係が観察される。ここでは本層基底に淘汰の極めて悪い含礫砂質泥岩が、凹凸に富む浸食面で大樹層の凝灰質シルト岩を覆っている。含礫砂質泥岩には、大樹層起原のシルト岩角礫が含まれ、大樹層との不整合関係を裏づけている。

一方、糠内層との関係は直接観察できないが、いずれも大樹層の上位に位置するという共通点がある。しかし、本層産の貝・有孔虫化石は、瀬棚動物群に特有な種を含み、滝川-本別動物群を特徴とする糠内層のそれとは、



顕著な相違が認められる。したがって、野外での累重関係は確認できないが、本研究報告では宮坂ほか(1978b)及び山口・佐藤(1989)に準じ、糠内層主部より上位層として取り扱った。

**岩相** 一般に固結度の低い細-中粒砂岩、泥質砂岩を主とし、淘汰の悪い含礫砂岩-礫岩及び砂質泥岩からなっている。本図幅地域ではルート⑩の小沢に連続露出があり、第22図に示す地質柱状図が得られた。そこでは厚さ仁単位の級化成層が発達し、細礫を含む貝殻片まじりの含礫粗粒砂岩に始まり、粗→細粒砂岩→泥質砂岩へと順次細粒化する。礫は粘板岩・石質砂岩・チャートなど、古期岩の円礫が主であるが、新第三系の硬質泥岩やシルト岩の角礫がしばしば含まれる。また、白色粗粒凝灰岩から泥岩へ変わる、厚さ約1mの凝灰岩層が認められるほか、1-3cmの泥質凝灰岩が頻りに挟在する。

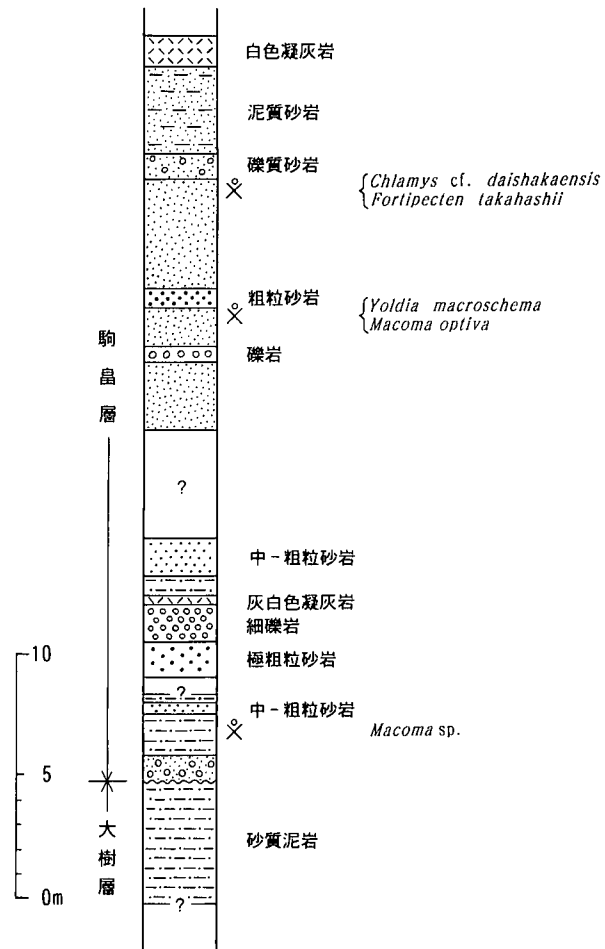
**化石** 本層は、貝及び有孔虫化石を豊富に産し、宮坂ほか(1978b)によってその詳細が報告されている。それによると、模式地の糠内川中流のほか、本図幅地域のルート⑩の小沢から第8表に示す貝化石が報告されている。

産出化石は、地層の粒度組成によって、種の構成が異なっている。すなわち、やや粗粒で礫を混える砂岩中には、*Chlamys coshibensis*, *C. cf. daishakaensis*, *Fortipecten takahashii* などがわずかに産し、泥質砂岩中からは、*Acila (Truncacila) insignis*, *Yoldia macroschema*, *Y. (Cnesterium) notabilis*, *Portlandia (Megayoldia) thra-ciaformis*, *Tridonta borealis*, *Macoma optiva* などが、いずれも両殻のそろったまま、散点的に含まれており、現地生に近い産状を示している。

第8表に示す貝化石のうち、*Pseudogrammatodon sp.*, *Chlamys c. daishakaensis*, *Cyclocardia prolongata nakamurai*, *Papyridea sp.* などは、従来北海道西南部の下部更新統、瀬棚層から産する瀬棚動物群に特有とされている種である。一方、有孔虫化石は、本研究報告では検討できなかったが、模式地では70種を超える石灰質殻の化石が豊富に産出する(宮坂ほか, 1978b)。なかでも *Cibicides aknerianus*, *C. lobatulus*, *Elphidium sub-arcticum*, *Elphidiella artica* など寒流系浅海生群集を主としており、貝化石の生息環境と調和的である。

以上のような貝・有孔虫化石の特徴は、前述の糠内層・チョウブシ層産のそれらと著しく異なり、本層が上記両層と異層準である可能性を示唆している。しかし、本層の模式地から滝川-本別動物群を代表する *Fortipecten takahashii* が産出することや、滝川-本別動物群と大桑万願寺動物群との混合群集が存在すること(増田・小笠原, 1981) などから、両者が同時異相関係にある疑いもあり、今後の問題として残される。

**対比及び時代** 前述した貝及び有孔虫化石は、滝川-本別動物群と瀬棚動物群双方の要素を含む。このように



第22図 駒島層の地質柱状図  
宮坂ほか(1978b)による

両動物群の要素を、同一の地層から産出する鮮新統は、これまで北海道では知られていない。一方、地質時代は、下位の大樹層(チョウブシ層を含む)から得られた珪藻化石が示す生層序年代の上限(5.49-2.61Ma, *Neodenticula kamschatica* 帯 - *Neodenticula koizumii* - *Neodenticula kamschatica* 帯)と、糠内層上位の池田層下部、稲土別凝灰岩層から得られた放射年代(4.1-2.8Ma)を考慮すると、前期鮮新世の後期の可能性が高い。なお、本層は珪藻化石の検討がなされていない。ルート⑩の沢は連続露出で泥質岩が介在し、珪藻化石が産出する可能性が高く、より詳細な地質時代の解明が期待される。

#### IV. 5. 3 長流枝内層(Os)

**地層名** 松井ほか(1970)による。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て再定義した。

**模式地** 中川郡池田町千代田、十勝川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** 本図幅地域では、忠類市街北北西約2km、当縁川支沢右岸(公親地区)の河岸段丘礫層(朝日面堆積物)下位の、1箇所のみ認められる。本図幅地域は模式地から遠く離れ、長流枝内層と扱うには問題がある

第8表 駒島層産の貝化石

	北西の沢	元忠類	糠内図幅	糠内層
GASTROPODA				
<i>Trichotropis</i> sp.	*			
<i>Tectonatica janthostomoides</i> KURODA et HABE			*	*
<i>Fusitriton oregonensis</i> (REDFIELD)			*	
<i>F.</i> sp.	*			
<i>Buccinum</i> sp.	*			*
<i>Neptunea</i> cf. <i>vinosa</i> (DALL)			*	
<i>N.</i> sp.	*			*
PELECYPODA				
<i>Acila</i> ( <i>Truncacila</i> ) <i>insignis</i> (GOULD)	*			
<i>Yoldia</i> ( <i>Kalayoldia</i> ) <i>macroschema</i> UOZUMI	*			
<i>Y.</i> ( <i>Cnesterium</i> ) <i>notabilis</i> YOKOYAMA	*			
<i>Portlandia</i> ( <i>Megayoldia</i> ) <i>thraciaeformis</i> (STORER)	*			
<i>Arca</i> cf. <i>boucardi</i> JOUSSEAUME	*		*	
<i>Pseudogrammatodon</i> sp.			*	
<i>Papyridea</i> sp.			*	
<i>Scapharca</i> sp.			*	
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)			*	
<i>G.</i> sp.			*	
<i>Mytilus coruscus</i> GOULD			*	
<i>M.</i> sp.	*		*	
<i>Modiolus</i> sp.	*		*	
<i>Chlamys</i> cf. <i>islandica</i> (MULLER)			*	
<i>C.</i> cf. <i>foeda</i> (YOKOYAMA)			*	
<i>C.</i> <i>coshibensis</i> (YOKOYAMA)	*		*	
<i>C.</i> cf. <i>daishakaensis</i> MASUDA and SAWADA	*		*	
<i>C.</i> ( <i>Swiftopecten</i> ) <i>swifti</i> (BERNARDI)			*	
<i>Patinopecten</i> ( <i>Mizuhopecten</i> ) <i>yessoensis</i> (JAY)			*	*
<i>Fortipecten takahashii</i> (YOKOYAMA)	*		*	*
<i>Monia macrochisma</i> DESHAYES			*	
<i>M.</i> sp.			*	
<i>Cyclocardia ferruginea</i> (CLESSIN)			*	*
<i>C.</i> <i>prolongata nakamurai</i> (YOKOYAMA)			*	
<i>Tridonta borealis</i> SCHUMACHER	*		*	
<i>Lucinoma annulata</i> (REEVE)	*		*	
<i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)			*	*
<i>C.</i> sp.	*		*	
<i>Clinocardium</i> sp.	*		*	
<i>Serripes</i> sp.	*		*	*
<i>Ezocallista brevisiphonata</i> (CARPENTER)			*	
<i>E.</i> sp.			*	
<i>Nuttallia commoda</i> (YOKOYAMA)			*	
<i>Macoma optiva</i> (YOKOYAMA)	*			*
<i>M.</i> sp.			*	*
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS	*			*
<i>Mya</i> sp.	*		*	
<i>Barnea</i> ( <i>Anchomasa</i> ) <i>manilensis inornata</i> PILSBY			*	
OTHERS				
<i>Terebratulina</i> sp.			*	
<i>Echinarachnius</i> sp.			*	*

(宮坂ほか, 1978bを簡略化)

が、周辺地域の地質状況や、岩相の特徴及び長流枝内層堆積盆の古地理（松澤ほか，1978；松井ほか，1978f）などを考慮し、長流枝内層として取り扱った。

**層厚** 観察された層厚は、河岸段丘崖で1 m+である。なお、西隣上札内図幅、拓北地区の地下水調査井で、85 mの層厚が確認されている（北海道開発局，1971）。

**層序関係** 本図幅地域では、下位層との直接関係は明らかでない。ただし、前述の地下水調査井で、本層が下位の駒島層・糠内層を欠いて、直接大樹層を覆っている。

**岩相** 本図幅地域では、分布に限られるため全容を把握することができない。河岸段丘崖で観察された本層は、暗灰色-暗青灰色中粒砂岩からなり、粘板岩の径2-3

cmの円礫を含む。砂岩は軟らかく雲母片を含むが、下位の糠内層や、駒島層に比べて少ない。

**化石** 本層は、貝化石を“はきよせ状”に含む。保存状態が悪く、*Macoma* sp. や *Mya* sp. などが識別されたにすぎない。なお、模式地で多産する有孔虫化石は見いだされなかった。

**対比及び時代** 本層は、本図幅地域では分布が局地的で、かつ、層序関係も明らかでない。したがって、本図幅地域のみで地層対比や地質時代を論ずることはできない、ただし、模式地の長流枝内層は、層序関係、古生物学的資料及び凝灰岩層の放射年代資料から前期更新世とされている（松井・松澤，1985；松井，1988）。

## V. 第四系

(山口昇一・松井 愈)

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を除く中部・上部更新統と完新統である。

### V. 1 中部・上部更新統

中部・上部更新統は、台地を作る新旧の扇状地礫層、これらを浸食して形成された河岸段丘堆積物や浸食凹地を埋積した湖沼堆積物（ホロカヤントウ層）、晩成海岸に分布する海岸段丘堆積物及びそれぞれの地形面に載る白粘土、古赤色土、埋没古土壌、降下火砕堆積物などを伴う赤褐色ロームや、褐色ロームからなる地形面堆積物である。それらは、下位から光地園礫層、光地園面堆積物、晩成 I 砂層、幕別扇状地礫層、幕別扇状地面堆積物、上更別面 I 堆積物、晩成砂礫層、朝日面堆積物、拓北面堆積物、当縁砂礫層、ホロカヤントウ層、忠類礫層及び相保島礫層、忠類面堆積物、古砂丘堆積物、尾田面堆積物及び上札内 II b 面堆積物に分けられる。これらのうち当縁砂礫層から上位が、上部更新統に属する。

#### V. 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)、三谷 (1964) などによって高位面を作る段丘礫層と定義されたものから、Yamaguchi (1982) が新たに美川層と定義した礫層を除いた部分に当たる。

**模式地** 本図幅地域外南西方、大樹町町営牧場のある光地園台地を刻む谷壁（南西隣上豊似図幅）。

**分布・層相・層厚** 本層は、“くさり礫”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を作り、模式地付近から北方及び東方に扇状に広く分布する。本図幅地域はその東方扇端部に当たり、地域北西部の幕別台地や、南西部の大樹町下大樹東方のモイワ山地域に分布する。

幕別台地は、光地園面を削剥して形成された幕別扇状地面や上更別面 I からなるため、光地園礫層は、前述の各地形面周縁の段丘崖に、わずかに認められるに過ぎない。比較的良く観察できるのは、忠類市街北方、コイカクシュトーブイ川右岸小沢の谷頭部で、幕別扇状地面東縁の段丘崖に断続して露出する。本層の基底は、新第三系の大川層、大樹層及び駒島層などを不整合に覆っている。忠類市街北方、約 7.5 km 付近の道道西側の法面では、大川層の泥岩の上位に、厚さ約 6 m の光地園礫層が累重している。礫層は、基質が砂質シルトからなり、

ややしまっている。礫種は、日高帯の石質砂岩、花崗岩類、粘板岩、片麻岩類及び新第三系の堆積岩類などで、粒径は 3-10 cm 程度が多く、稀に 30 cm を超えるものがある。淘汰不良で円磨度が低い。また、花崗岩類には光地園礫層の特徴である“くさり礫”が多い。光地園礫層の上位には、厚さ約 2 m 以上の幕別扇状地面に載る赤褐色のローム質粘性土が累重している。

一方、モイワ山に分布する光地園礫層は、標高 160 m 付近から上位に、十勝層群のチョウブシ層を不整合に覆って発達するが、地形がなだらかな丘陵地であるため、自然露頭で、層序関係や岩相を知ることは難しい。幸い、モイワ山道路の開削工事法面で、以下のような層序関係、岩相が観察された。観察地点は、地点①の西方約 400 m の急カーブ付近で、そこでは東方に 10° 前後傾斜するチョウブシ層を、本層の礫層が、明瞭な不整合で覆っている。礫層は、基質が砂質シルトからなり、極めて分級が悪く、典型的な扇状地礫層の様相を示す。礫種は、花崗岩類、ミグマタイト、石質砂岩、粘板岩、ホルンフェルス、片麻岩類など、日高帯を構成する岩石で占められ、堆積岩類は角礫状である。また、ミグマタイトや花崗岩類には、“くさり礫”が多い。礫の大きさは径 10-30 cm が多いが、稀に 70 cm を超えるものがある。モイワ山北西の地点①は、層準的に前述の道路法面の上位に位置するが、礫層の礫組成が本層と著しく異なり、後述する光地園面堆積物の一部と考えられる。

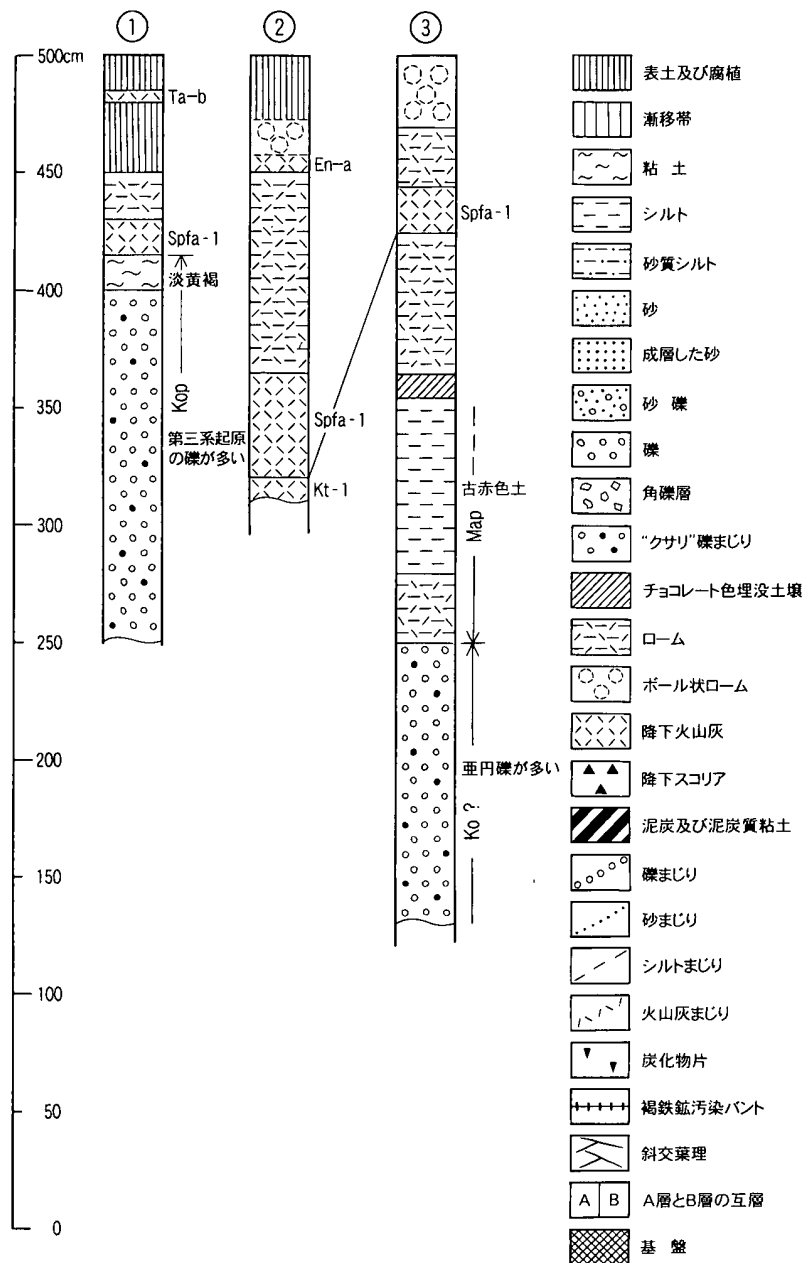
層厚は、前述の観察地点を規準にすると、約 15 m 前後と推算される。なお、後述する晩成 I 砂層の国道 336 号沿いの露頭地点④では、基盤の大樹層の直上に、本層の礫層に酷似した扇状地成の礫層が認められ、本層の一部と考えられるが、詳細については晩成 I 砂層の項で述べる。

#### V. 1. 2 光地園面堆積物 (Kop)

**地層名** 小坂ほか (1979) による。本地層名は、光地園礫層の上位に累重する厚さ 2 m 前後の白粘土層に対し与えられた。

**模式地** 大樹町光地園（南西隣上豊似図幅）、町営牧場のある台地周縁部で、光地園面を刻む谷の谷頭部付近。

**分布・層相・層厚** 光地園面及び幕別扇状地面で観察された地質柱状図を第 23 図に示す。本図幅地域では、南西部のモイワ山の標高 170 m 付近から上部にわずかに分布する。地点①の道路法面では、地表下 70 cm 付近に、厚さ 15 cm の Spfa-1 が認められ、その下位に厚さ約 12 cm の淡黄褐色の粘土層、更に新第三系の堆積



Ta-b: 橋前 b En-a: 恵庭 a Spfa-1: 支笏第1 Kt-1: クッタラ第1 Z-M: 銭亀女那川 Kt-3: クッタラ第3 Kt-4: クッタラ第4  
 Spfa-7~10: 支笏第7~10 Kt-6: クッタラ第6 Aso-4: 阿蘇4 Toya: 洞爺 Kc-Hb: クッチャロ羽幌 Ko: 光地園礫層  
 Kop: 光地園面堆積物 Mc: 幕別扇状地礫層 Bs: 晩成I砂層 Map: 幕別扇状地面堆積物 Ks: 上更別面I堆積物  
 Ba: 晩成砂礫層 As: 朝日面堆積物 Th: 拓北面堆積物 Tc: 当縁砂礫層 Ho: ホロカヤントウ層 Ch: 忠類礫層  
 Ai: 相保島礫層 Cu: 忠類面堆積物 rtg: 段丘礫層 v.c.: 極粗粒 c.: 粗粒 m.: 中粒 f.: 細粒

第23図 光地園面及び幕別扇状地面で観察された地質柱状図

岩礫を多含する砂礫層が発達する。本報告では、この砂礫層が、前述した光地園礫層と岩相が著しく異なるところから、Spfa-1下位の粘土層と合せて光地園面堆積物とする。層厚は、砂礫層の下限が確認されていないが、2 m 前後と推定される。

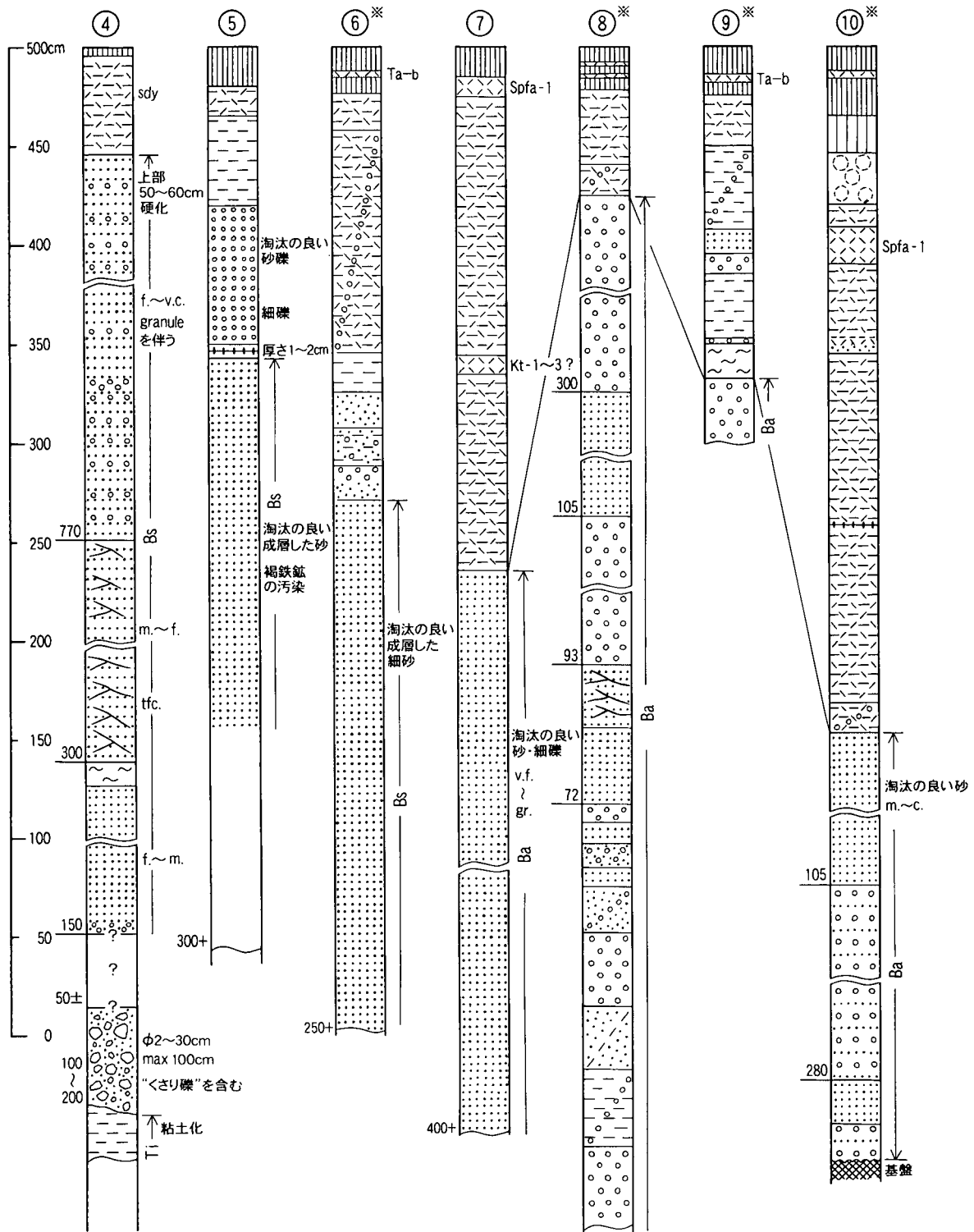
### V. 1. 3 晩成I砂層 (Bs)

**地層名** 十勝団体研究会 (1971) による。本地層名は、国道 336 号沿線の標高 100 m 前後の平坦面 (晩成 I 面)

を作る海岸段丘堆積物に与えられた。

**模式地** 大樹町晩成, 国道 336 号沿線の土取り場 (地点⑤, ⑥) 付近。現在は調査時の模式露頭が見られず、地点④に新たな土取り場が開発され、全層を観察することができる。晩成 I 面で観察された地質柱状図を第24図に示す。

**分布・層相・層厚** 本層は、大樹町晩成地区の国道 336 号の沿線で、標高がおおよそ 80 m から 100 m の緩やかな波状地形の頂部に、断続して分布する。したがっ



第24図 晩成I面及び晩成II面で観察された地質柱状図

凡例と記号は第23図参照。地点番号は地質図参照。

地点番号の※印は、十勝団地研究会編（1978）より引用、以下同様

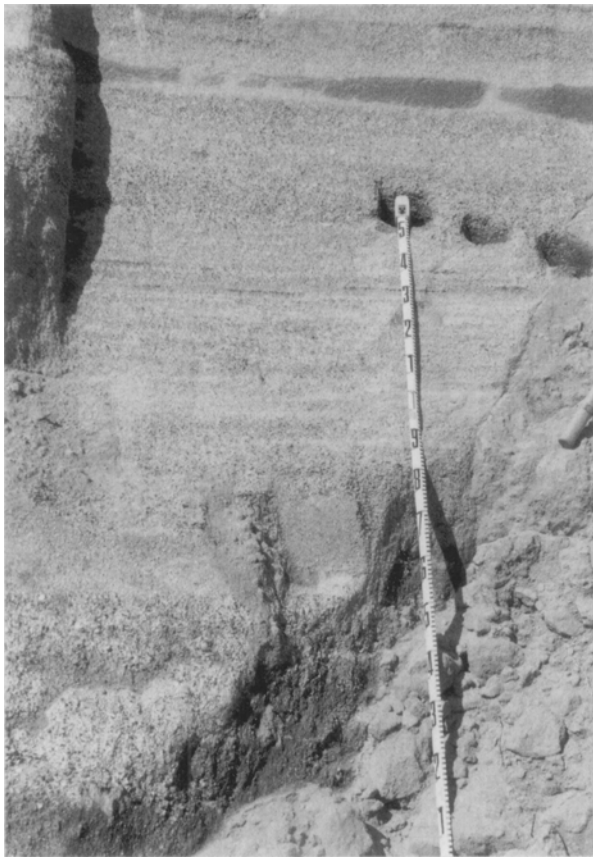
て、自然露頭で層相を観察することは難しい。道路法面あるいは土取り場で観察された一般的な岩相は、平行葉理の良く発達した、灰色ないし灰褐色の淘汰の良い細粒砂層を主とし、レンズ状のシルト層・軽石質火山灰の薄層を挟む。砂粒に雲母片が普遍的に含まれ、後述する晩

成砂礫層と明瞭に区別される。

地点④の土取り場で観察された地質柱状図は、全層厚が約15mで、灰白色の風化粘土化した大樹層のシルト岩を、基底礫層が不整合に覆っている表層部に厚さ約50cmの黄褐色砂質ローム層が発達するが、鍵層とな



第25図 晩成 I 砂層  
 良く成層した砂礫層（大樹町晩成 地点④）



(a)



(b)

第26図 晩成 I 砂層の層相

- a: 崖の上部. 平行葉理の発達した粗粒砂と細砂礫
- b: 斜交葉理と平行葉理の発達した細粒砂. 中部の白い部分は粘土層（地点④）

る火山灰層は認められない。砂質ローム層の下位は、本層の代表的な砂層が約 12.5 m 認められ、上部から平行葉理の発達した灰色-灰褐色の細礫を伴う細-極粗粒砂、斜交葉理の顕著な細-中粒砂、平行葉理の発達した砂層

（第25, 26図）、基底礫層の順に累重している。斜交葉理の発達した砂層の直下には、酸化鉄で汚染された、厚さ 20 cm の黄褐色の粘土層が認められ、堆積作用の休止期の存在が伺われる。海成層を示唆する遺物は認めら



第27図 晩成I砂層の基底礫層  
“くさり礫”を含み光地園礫層に似ている。礫層の下位は風化した大樹層（地点④）

れないが、層相から海浜堆積物と考えられる。基底部の礫層は、粒径が2-30 cm, 最大1 mに達し、淘汰が極めて悪く、扇状地礫層の様相を示す（第27図）。“くさり礫”を特徴とし、上位の砂層とは堆積環境が著しく異なり、前述の光地園礫層に酷似している。本研究報告では、便宜的に晩成I砂層の基底層としたが、光地園礫層の可能性は否定できない。

晩成I面は、晩成I砂層の堆積後に形成された浸食面と考えられている（松井ほか, 1978b）。したがって、本層基底の礫層が、光地園礫層に対比されるならば、晩成I面は、光地園面より新しい時期の形成と考えられる。

#### V. 1. 4 幕別扇状地礫層 (Mc)

**地層名** 十勝団体研究会（1968）による。

**模式地** 本図幅地域西方の更別村更南地区（西隣上札内図幅地域）、東八号北縁の段丘崖。本図幅地域では、忠類市街北西方約3.3 km, 国道236号南側の砂利取り場（地点⑩）で模式的な岩相が観察される

**分布・岩相・層厚** 地点⑩は、地形上幕別扇状地から上更別面Iに移り変わる付近に位置し、光地園礫層を浸食して形成された扇状地成の礫層で、上更別面Iの下

位に広く分布すると考えられる。垂角礫-垂円礫からなる淘汰の悪い礫層で、光地園礫層に似ているが、基質がやや赤褐色を呈し、ローム質であることで区別される。粒径は15 cmから30 cm大が多いが、最大50 cmに及ぶものがある。礫種は、主に日高帯の石質砂岩、粘板岩、ホルンフェルスなどで、ほかに花崗岩類・ミグマタイト・片麻岩類が認められるが、花崗岩類やミグマタイトには“くさり礫”が多い。

本層は、模式地付近で厚さが10 mを超えるが、本図幅地域では7 m前後と推定される。

#### V. 1. 5 幕別扇状地面堆積物 (Map)

**地層名** 松下ほか（1979）による。幕別扇状地面分布地域に見られる赤色土壌に対し定義された。小坂ほか（1979）の東戸蔦面堆積物及び山口・佐藤（1989）の大豊面堆積物に相当する。

**模式地** 西隣上札内図幅地域、更別村市街の南東約1.5 kmの国道切通し。現在は道路法面が保護され観察できないが、調査当時（1971年）は、幕別扇状地礫層の上位に厚さ約2.5 mの本堆積物が確認されている。

**分布・層相** 本図幅地域では、幕別扇状地面が発達する図幅地域北西部の、道道15号（幕別大樹線）西側台地及び駒島-弘和付近に分布する。模式的赤色土壌が観察されたのは、幕別町弘和地区の地点③（第23図）の人為的露頭で、光地園礫層の上位に厚さ約1 m余の赤色土壌が認められた。

地点③は、高さ約3.5 mの切土で、上部1.4 mがSpfa-1を伴う褐色ローム層で、その下位に厚さ1 m余の赤色土壌が発達する。赤色土壌の上位には、厚さ5 cm前後のチョコレート色を呈する埋没土壌が認められ、赤色土壌から漸移している。

赤色土は、赤色というよりも赤銅色を呈し、粘性が強く、“くさり礫”を散点的に含むことがある。この赤色土は温暖期の埋没土壌の可能性があると考えられている（北川ほか, 1963）。

#### V. 1. 6 上更別面I堆積物 (Ks)

**地層名** 秋葉ほか（1975）による。小坂ほか（1979）及び山口・佐藤（1989）の共栄面堆積物がこれに相当する。

**模式地** 西隣上札内図幅地域の上更別市街南方、南十三線東十四号付近の砂利取り場、幕別扇状地礫層の上位に、“くさり礫”が少なく、基質が中粒砂からなる厚さ1 m程度の薄い礫層が認められ、これを幕別扇状地礫層と区別し、上更別面I堆積物と定義された。

**分布・層相** 本図幅地域では、北西部の猿別川流域に広く分布する。模式的な岩相は、忠類市街北西3.5 kmの地点⑪の砂利取り場で観察される。そこでは幕別扇状地礫層の上位に、厚さ1.2 mの上更別面I堆積物が認められる。その上部約30 cmは、含礫質の粘性に富む







第29図 晩成砂礫層

平行葉理の発達した粗-極粗砂。スケールは約100 cm (大樹町晩成 地点⑦)

赤褐色ロームが発達し、その下位に基質が中粒砂からなり“くさり礫”の少ない礫層が認められる。本層の上位には、Spfa-1を挟む褐色ローム層が累重している。上更別面Ⅰ，朝日面及び拓北面で観察された地質柱状図を第28図に示す。

上更別面Ⅰは、基本的に幕別扇状地面の浸食面であるが、扇端部にあたる本図幅地域から、上更別地域(西隣上札内図幅地域東部)にかけて薄い堆積物が分布している。

#### V. 1. 7 晩成砂礫層 (Ba)

**地層名** 松井ほか(1978b)による。松井ほか(1974)の晩成Ⅱ砂礫層及び小山内ほか(1971)の晩成層に相当する。

**模式地** 大樹町晩成，晩成温泉から生花に通ずる道路法面(第24図，地点⑧)。現在は法面が芝で保護され見ることができない。

**分布・層相** 模式地は高さ約10 mの切土法面で、斜交葉理が顕著に発達する砂礫層からなり、最上部にローム層が載っている。砂礫層は淘汰が良く、粗粒相と細粒相とがあるが規則性がなく、岩相の側方変化が著しい。一般に粗粒相は斜交葉理が顕著であるが、細粒相では平行葉理が発達する。粗粒相に含まれる細・中礫は、円磨された日高帯起原の、粘板岩・砂岩・ホルンフェルス・赤色チャートを主とするが、ほかに花崗岩類や安山岩なども認められる。また、細粒相の砂層には輝石類が多く、雲母片を多量に含む晩成Ⅰ砂層とは異なった特徴を示す。また、地点⑦では7 m弱の土層断面が観察され、上部2.6 mがクッタラ第1(Kt-1)-クッタラ第3(Kt-3)を挟むローム層、その下位に厚さ4 m+の平行葉理の発達した砂・細礫からなる本層が認められる(第29図)。

本層は、海成を示唆する貝・有孔虫化石などが産出し

ないが、東隣の湧洞沼図幅地域を含め、海岸段丘地形と密接して分布し、かつ、岩相の特徴から海浜堆積物と考えられる。

本層は、生花苗沼以北に発達する晩成Ⅱ面及び晩成Ⅲ面の下に、海岸に向かって緩やかに傾斜して分布する。模式地付近では、晩成Ⅲ面の発達が良くないため明らかでないが、水井戸の記録によると、10 m前後の層厚を有する砂(上部)・細円礫(下部)層が認められ、その下位に基盤の大樹層が推定されている。また、ホロカヤントウ西側の台地では、本層の基底部分が標高10 m前後の高さに在り、大樹層を不整合で覆っていることが確かめられている(松井ほか，1978b)。

本層は、晩成Ⅱ面の発達地域に分布するが、晩成，町道五号から北西部の地域では、本層が削剥され大樹層が露出している。これは本層が晩成Ⅱ面形成前に堆積したことを示している。

#### V. 1. 8 朝日面堆積物 (As)

**地層名** 松井ほか(1974)による。十勝団体研究会(1968)の朝日面の堆積物に相当する。

**模式地** 忠類村朝日，忠類市街西方約2 kmの朝日面の段丘崖(第28図，地点⑩)。古い歴舟川によってもたらされた河岸段丘礫層と、その上位に載る厚さ約1 mの赤褐色を呈する粘性の強いローム層を合せて朝日面堆積物と定義された(松井ほか，1974；松下ほか，1979)。

**分布・層相** 本図幅地域の南西部に、北方に張り出した帯状の弧をなして、忠類村朝日から当縁川支流右岸の中当地区にかけて分布する。既に地形の項で述べたが、上更別面Ⅰ形成時まで北方に流れていた歴舟川が、中期更新世以降、流路を変え、段階的に南側へ移動し、朝日面形成以降の段丘堆積物を堆積させた(第3図参照)。

本堆積物は、地形面の河川浸食が浅いため、天然露頭

で観察できるのは稀で、ほとんどが人為的な道路法面や、土取り場に限られる。

模式露頭で観察される本堆積物は、下部の礫層と上部のローム層からなっている。礫層は、人頭大から握りこぶし大の淘汰のあまり良くない礫層で、層厚は5 m+である。基質は粗粒砂からなり“くさり礫”の混入が少ない。礫種は、日高帯起原の砂岩・粘板岩が半分近くを占め、そのほか花崗岩類・ホルンフェルス・片麻岩類などが含まれる。礫層上位のローム層は、最上部10 cmがややチョコレート色を帯び、著しく粘性に富んでいる。かつて第3チョコ帯と呼ばれた埋没土壌で、朝日面堆積物の鍵層とされている(松井ほか, 1974)。模式地のほか、忠類村中当地区の地点⑩, ⑪, ⑫で朝日面堆積物が観察される。地点⑩は、畑地造成の露頭で、切土の高さが約10 m、地表から約2.7 mはSpfa-1やKt-3、クッタラ第6(Kt-6)を挟む褐色ローム層が認められる。その下位が朝日面堆積物で、上部1 mがクラックの発達した赤褐色ローム層、その下位に礫層が累重している。礫層は、日高帯起原の堆積岩類が主で、稀にミグマタイトや灰黒色の砂質泥岩の“くさり礫”を含んでいる。礫径は5-10 cmが主体であるが、稀に40 cmに達するものが認められる(第30図)。また、地点⑫の町道法面では、光地園礫層の上に、基質が砂質で“くさり礫”の少ない、厚さ約4 mの朝日面堆積物の礫層が認められる。層厚は6-7 mである。

#### V. 1. 9 拓北面堆積物 (Th)

**地層名** 松井ほか(1974)による。十勝団体研究会(1968)の拓北面の堆積物に相当し、松下ほか(1979)によって再定義された。

**模式地** 西隣大樹図幅地域、大樹町坂下東方約1 mの段丘崖。本図幅地域では、忠類市街西方の北東-南西方向に伸びる拓北面の、段丘崖を横切る道路法面で模式的岩相が観察される。

**分布・岩相** 朝日面堆積物の分布と並行して、その南側に幅2-0.7 kmで分布する。模式地では、やや粒径の揃った“くさり礫”の少ない厚さ約10 m+の礫層と、これを覆う厚さ約1 mの褐色ローム層からなっている。褐色ローム層の上部には、厚さ10-20 cmのチョコレート埋没土壌帯が認められ、これが拓北面堆積物を特徴づける鍵層とされている(十勝団体研究会, 1968の第2チョコレート埋没土壌帯に当たり、“拓北チョコ帯”と呼ばれている)。

本図幅地域では、忠類市街西方の地点⑳, ㉑, ㉒(第28図)の道路法面や土取り場で、模式的な岩相が観察される。地点⑳は、高さ約6 mの切土面で、地表から約3.5 mが埋没土壌や火山灰を挟むローム層で、その下位に礫層が認められる。礫層は、淘汰が極めて悪く、粒径が1-10 cm大、稀に50 cm大のものが含まれる。日高帯起原の堆積岩類が多く、総体的に円磨度が低いが、



第30図 朝日面で観察された段丘礫層

畑地造成地の露頭。スケールは約100cm(忠類村北十八線南側 地点⑩)

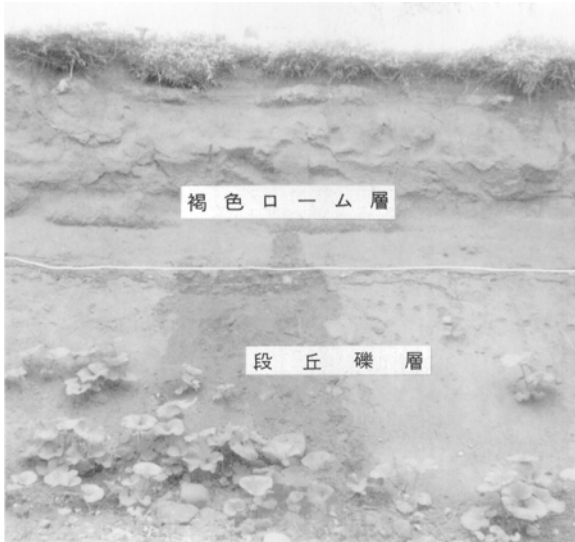
良く円磨された粘板岩・ホルンフェルスの小さな円礫も認められる。また、花崗岩類や緑色岩類の“くさり礫”が含まれるが、基質が砂からなることで、光地園礫層とは区別される。礫層の上位には、厚さ約20 cmの褐色ローム層を隔てて、約15 cm厚のチョコレート色を呈する埋没土壌が発達する。これが鍵層の“拓北チョコ帯”で、下位礫層との層間隔間に若干の変化はあるが各所で認められる。“拓北チョコ帯”の上位は、Kt(Kt1-6のいずれか特定できない火山灰を取りあえずKtとした)やSpfa-1などの火山灰を挟む、厚さ約3.3 mの褐色ローム層が累重している(第31図)。

#### V. 1. 10 当縁砂礫層 (Tc)

**地層名** 松井ほか(1978b)による。松井ほか(1974)の海成砂礫層を改称。大江・小坂(1972)の生花苗砂礫層に相当する。

**模式地** 大樹町生花苗沼からホロカヤントウに至る海食崖。

**分布・層相** 本層は、生花苗沼からホロカヤントウに至る海岸の、相保島段丘発達地域に分布する。地層の累重関係が最も良く観察されたのは、大樹町晩成海岸の地点、㉓㉔の海食崖である。いずれも標高10 m前後で、



(a)



(b)

第31図 拓北面に載るロームと段丘礫層

a: 道路法面の全容. 法面の高さは約 7 m

b: 拓北面を作る段丘礫層

(忠類村西当. 地点⑩西方 900 m の道路切り通し)



第32図 当縁砂礫層

晩成海岸の海食崖. スケールは約 60 cm (大樹町晩成 地点⑩)

表層から下位に向かって火山灰を伴う褐色ローム層 (厚さ 3-3.7 m), 砂層, “高師小僧” を含むシルト層, 新第三系生花苗層の硬質泥岩礫を特徴とする礫層 (2 m ±) - 相保島礫層 -, そして最下位に粒径 1-5 cm の良く円磨された古期岩 (石質砂岩, 粘板岩, ホルンフェルス, ミグマタイトなど) のやや扁平な円礫と, 淘汰の良い粗-中粒砂からなる砂礫層が累重している. 下位の砂礫層は, 海浜堆積相の様相を示し, 中位の礫層とは明らかに異なり, これを当縁砂礫層と定義している. 松井ほか (1974) は, 下位の砂礫層に挟在する砂層から, 有孔虫化石や海生珪藻化石を見だし, 本層が海成層であることを指摘

している. 生花苗沼尻付近の地点⑩⑪でも同様の砂礫, 砂層が確認されているが, 中位の礫層は認められない. 第32図に当縁砂礫層及び第33図に相保島面で観察された地質柱状図を示す.

#### V. 1. 11 ホロカヤントウ層 (Ho)

**地層名** 十勝団体研究会 (1971) による. 小山内ほか (1971) のホロカヤントウ層に相当し, 橋本・武田 (1960), 松井ほか (1973, 1978c) のビラオトリ層の下部にほぼ当たる.

**模式地** 忠類村晩成, ナウマン象化石が産出した道路

法面の崖，地点㊸。忠類村晩成付近において，新第三系の牛首別川層群を不整合に覆う扇状地成を思わせる砂礫層や，泥炭ないし砂礫まじりの泥炭質粘土層を挟む，湿原性の堆積物に対し，ホロカヤントウ層と定義された。

**分布・層相** 模式地付近は，標高約 40 m の平坦面からなるが，周囲がより高い丘陵地に取り囲まれた小規模なものである。しかし，この面を下当縁川に沿って太平洋岸に追跡すると，ホロカヤントウの西北西から，晩成温泉のある標高 15 m 以下の相保島面に連なり，太平洋岸に沿って発達する。ホロカヤントウ層の主な地質柱状図を第34図に示す。

模式地は，相保島面を切った道路法面で，高さが約 10 m あり，下位からホロカヤントウ層・相保島礫層及びこれを覆う灰白色粘土・シルト層，更に褐色のローム層が累重している（第35図）。模式地のホロカヤントウ層は，層厚約 6 m で，生花苗層の硬質泥岩の垂円礫を主とする扇状地成の砂礫層からなり，このなかに泥炭層が数層挟在する。十勝団体研究会（1971）は，この泥炭層を，上位から第一泥炭層・第二泥炭層・第三泥炭層に分け，第三泥炭層の中下部からナウマン象の化石骨が産出している。化石骨産出層準の下位層は，露頭で確認できないが，試錐調査によって，約 9 m 下位に新第三系の生花苗層が確かめられている（小山内ほか，1971）。模式露頭に類する地層は，模式地の東方約 300 m の地点㊸，ホロカヤントウ沼尻上流地点㊸㊸及び生花苗沼尻上流の地点㊸など，ホロカヤントウや生花苗沼周辺の各所に認められる。

**堆積環境と古気候** 十勝団体研究会（1971）は，前述のような分布から本層の形成について，相保島面より高位の海岸段丘（晩成Ⅱ面及びⅢ面）をえぐって形成された凹地に当縁砂礫層が堆積し，引き続き沿岸湖沼化した堆積盆に，周辺の丘陵から，扇状地成の砂礫や泥質物が運びこまれ，泥炭などを伴う湿原成の本層が形成されたとしている。

また，ナウマン象生息時の古気候について，大江・小坂（1972），星野・小坂（1978）は，本層の花粉化石組成が，下位から *Cryptomeria* 帯，*Quercus - Juglans* 帯，*Abies - Alnus - Quercus* 帯，*Picea - Abies* 帯，*Picea - Alnus - Abies* 帯，*Picea* 帯の6つに分帯され，このうちナウマン象が産出した第三泥炭層は，*Quercus - Juglans* 帯から *Abies - Alnus - Quercus* 帯，第二泥炭層が *Picea - Alnus - Abies* 帯，そして第一泥炭層が *Picea* 帯からなることを明らかにした。ナウマン象化石が産出した第三泥炭層下部の *Quercus - Juglans* 帯は，気候的に現在の忠類付近より温暖であり，植生的に温帯北部に属していたと推定している。更にホロカヤントウ層は下部から上部にむけて次第に寒冷化し，最後の *Picea* 帯で亜寒帯的植生が発達したと述べている。

**地質時代** ホロカヤントウ層は，周辺の第四系（晩成砂礫層や当縁砂礫層及び後述の相保島礫層）との層序関

係や，前述の花粉組成に基づく古気候変遷から，リス・ウルム間氷期から W I 亜氷期への寒冷化を示す時期と推定された（松井ほか，1978e）。その後，赤松ほか（1990）は，第一泥炭層の直上にある火山灰（春日井ほか，1978 の Kpfa）がクッチャロ羽幌（Kc-Hb）火山灰であることを明らかにし，ナウマン象化石包含層の年代が，約120 Ka 前後であろうと述べている。

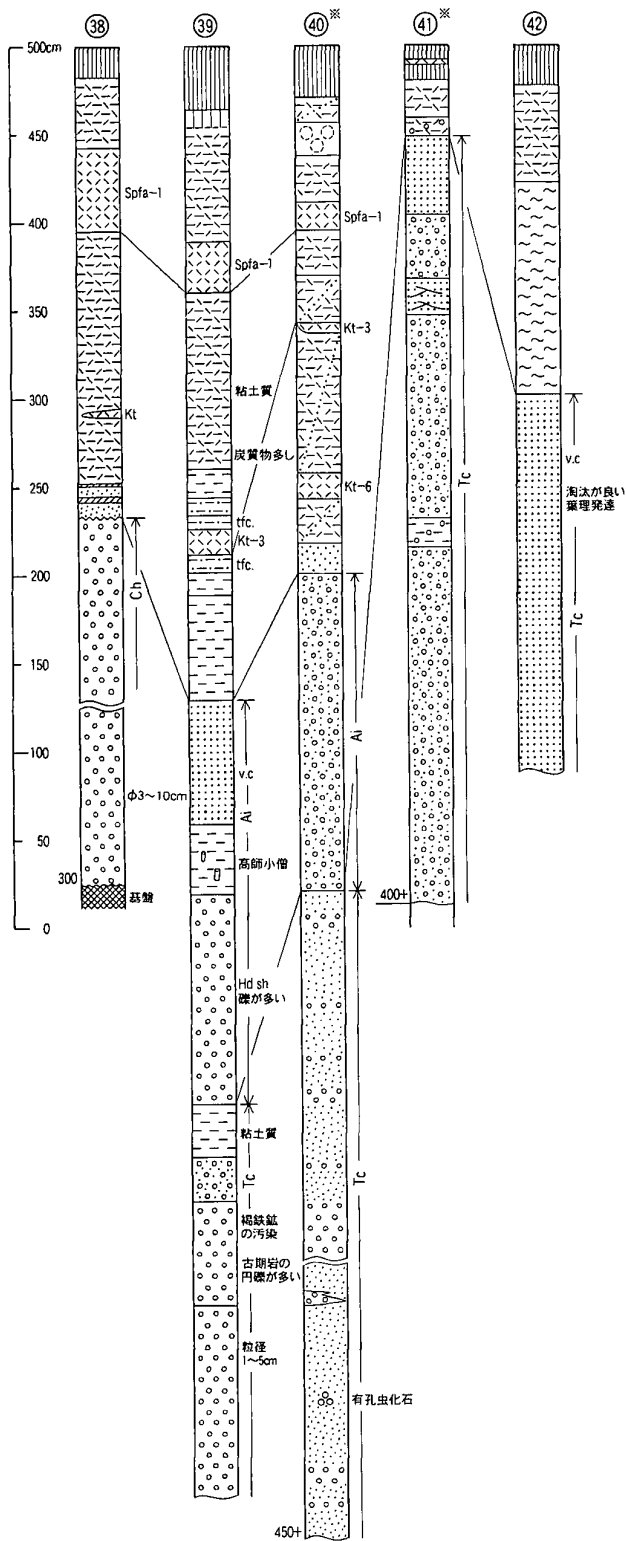
#### ナウマン象化石

ナウマン象化石は，忠類村市街から中当を経て大樹町晩成に通ずる道路の工事中，1969年7月に象の臼歯化石2個が工事関係者によって発見されたのが切っ掛けである。その詳細は，北海道開拓記念館報告第1号及び地団研専報第22号に報告されているので，本研究報告ではその概要を簡単に述べるにとどめる。

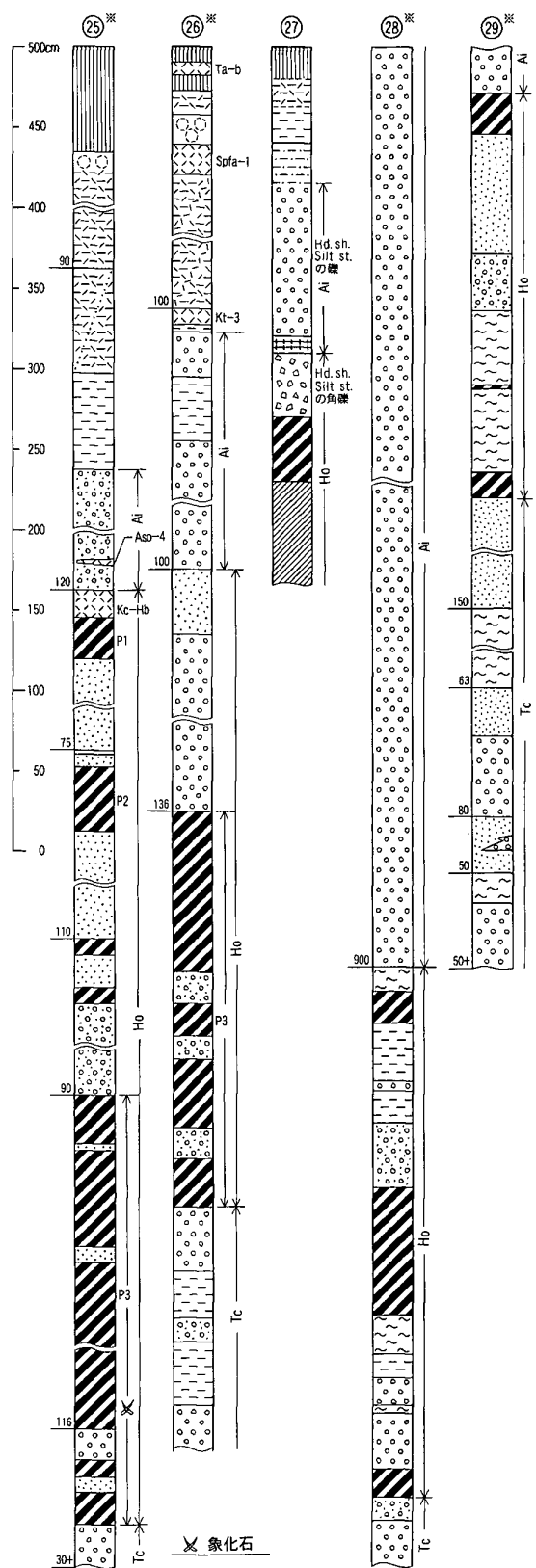
ナウマン象化石は，大樹町との境界から約500m西方の道路北側法面（地点㊸）の，ホロカヤントウ層下部の第三泥炭層に埋没していた。最初に発見されたのは，左右の上顎第2大臼歯で，道路北側法面基部の側溝掘削中で，のちの緊急発掘（1969年8月）の際，工事の盛り土から，切歯（象牙）破片，頭骨破片とともに左右下顎第2大臼歯も発見された。また，側溝南側の路床に当たる部分から，長さ200有余cmに及ぶ左右の切歯が見いだされた。これらの切歯や大臼歯の産状から，同一個体の化石骨が山側に埋没していることが推定され，北海道開拓記念館（当時の北海道百年記念施設建設事務所）によって，全体の発掘調査が企画され，その実施が十勝団体研究会に依頼された。十勝団体研究会は，これを受けて2次にわたる発掘調査（第1次発掘，一予備発掘一，1969年10月，第2次発掘，一本発掘一，1970年6月27日-7月3日）を行った。その結果，全骨格の約80%に当たる化石骨が，4m×7mの範囲からまとまって産出し，化石骨の配置から，ナウマン象は，死後それほど移動されることなく，乱されずに埋没したものと推定されている（亀井ほか，1971；亀井，1978）。化石骨は，臼歯を除いて黒褐色を呈し，地圧によって変形を受けるとともに著しく軟らかく，指頭で容易に凹ませることができた。化石骨の産状と，産出した化石骨の一覧を第36図及び第9表に示す。

化石骨の研究と復元は，京都大学で進められ，これが *Palaeoloxodon naumanii* (Makiyama) であることが明らかにされた（亀井ほか，1971；亀井，1978）。なお，復元骨格は北海道開拓記念館や忠類ナウマン象記念館など各地の自然史博物館に展示公開されている。

また，化石骨発掘の際，植物遺体，偶蹄類，昆虫類及び化石骨から油状物質などが採取され，それぞれの分野において研究が進められ報告されている（十勝団体研究会編，1978）。



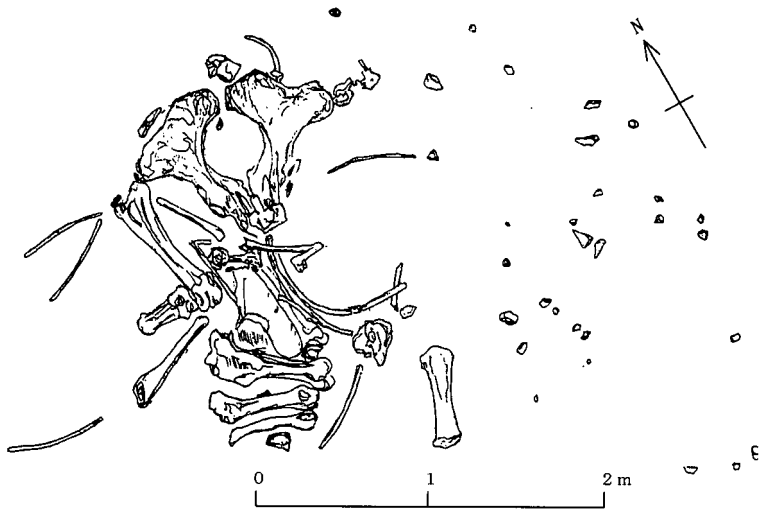
第33図 晩成海岸の相保島面（忠類面）で観察された地質柱状図  
 凡例と記号は第23図参照。地点番号は地質図参照



第34図 ホロカヤントウ層の地質柱状図  
 凡例と記号は第23図参照。地点番号は地質図参照



第35図 ホロカヤントウ層の露頭  
 ナウマン象化石産出地点（忠  
 類村晩成 地点㊸）  
 （稚内北星学学園短期大学名  
 誉教授 松澤逸巳氏提供）



第36図 ナウマン象化石の産状とスケッチ  
 グリット間隔は約1m 十勝団体研究会  
 (1971) による

第9表 忠類産ナウマン象化石骨一覧

頭骨			四肢骨		
			前肢骨		
○右切歯(牙)	1個	先端部のみ(復原)	○右肩甲骨	1個	ほぼ完全
○左切歯(牙)	1個	先端 歯根部を欠く(復原)	○左肩甲骨	1個	やや破損(復原)
○右上顎第2大白歯	1個	完全	○右上腕骨	1個	完全
○左上顎第2大白歯	1個	完全	○左上腕骨	1個	破損(復原)
○右下顎第2大白歯	1個	近心側が破損	○右尺骨	1個	完全
○左下顎第2大白歯	1個	近心側半分を欠く(液浸)	○左尺骨	1個	ほぼ完全(補修)
○右上顎第3大白歯?	1個	近心側を欠く	○右橈骨	1個	完全(一部破損)
			○左橈骨	1個	遠位端のみ(復原)
			○右手根骨	2個	三角骨, 舟状骨
			○左手根骨	1個	第2中手骨
後肢骨			胸骨		
			脊柱		
○右寛骨	1個	ほぼ完全(補修)	○椎骨	13個	第3頸椎, 第4頸椎, 胸椎2, 腰椎3, その他断片的なもの6個, いずれも変形および破損が著しい。
○左寛骨	1個	ほぼ完全(補修)			
○右大腿骨	1個	完全			
○左大腿骨	1個	遠位端のみ(復原)			
○右脛骨	1個	ほぼ完全(変形)			
○左脛骨	1個	ほぼ完全	胸部		
○右腓骨	1個	破損(補修)	○肋骨	6個	2個は完全, 2個は破損(補修), 2個は破片, いずれも右側7~10付近のものと思われる。
○左腓骨	1個	遠位端のみ(復原)			
○足根骨	2個	距骨? 立方骨?(変形)			

[亀井(1978)による]

V. 1. 12 忠類礫層及び相保島礫層 (Ch, Ai)

忠類礫層 (Ch)

地層名 松井ほか(1974)による。十勝団体研究会(1968)の忠類面の構成物にほぼ相当する。

模式地 大樹町東和, モイワ山西方国道236号の切り割り, 地点㊸。大樹台地の大部分を構成し, 太平洋岸まで広く広がる扇状地状の忠類面を形成する礫層で, 南隣大樹図幅の相保島海岸に好露出がある。本図幅地域では, 当縁川河口右岸の海食崖地点㊸(第33図)で, 大樹層を覆う忠類礫層が観察される。第37図に忠類礫層及び第38図に忠類面で観察された地質柱状図を示す。

分布・層相 当縁川流域から歴舟川流域の忠類面分布地域に発達する。この礫層は忠類面を構成するだけでなく, 忠類面を削って発達する尾田面の下にも, 薄い新期の礫層に覆われて広く分布している。なお, 忠類面分布地域には, 基本的に本層が発達するが, 露頭が確認されなかったところは, 地質図では省略し図示していない。

模式地の本層は, 人頭大から握りこぶし大の礫からなり, “くさり礫”が少なく, 基質は粗粒砂からなっている。礫層の上位には, チョコレート色埋没土壌・Kt-6・支笏第7-10(Spfa7-10)及びSpfa-1などの古土壌, 降下火砕堆積物を挟む褐色ローム層を載せている(第38図地点㊸)。

礫種は, 歴舟川上流に分布する先第三系の砂岩・粘板岩・礫岩及びホルンフェルスなど堆積岩起原の礫が80-90%を占め, 基質の粗粒砂も黒色の粘板岩を主としている。また, 歴舟川上流部(西隣上札内図幅地域)で大礫として多く含まれる花崗岩類は, 稀に“くさり礫”になっていることもあるが, 大部分は新鮮な円磨礫であり, 下流に位置する本図幅地域に向かって, 粒径と個数を急激に減じている。ミグマタイト・片麻岩類など日高帯中軸部を構成する岩石礫は, 1-2%にすぎない。

模式地では, 本層の基底が確認できないので, 層厚は明らかでないが, 当縁川流域の地点㊸では, 新第三系大川層の上に, 厚さ4.5mの本層が認められ, 本図幅地域ではおおよそ5m前後と推定される。

相保島礫層 (Ai)

地層名 十勝団体研究会(1971)による。当縁川河口から生花苗沼に至る晩成海岸や, ホロカヤントウ沿岸付近で, 当縁砂礫層やホロカヤントウ層を不整合に覆う砂礫層に対し与えられた。

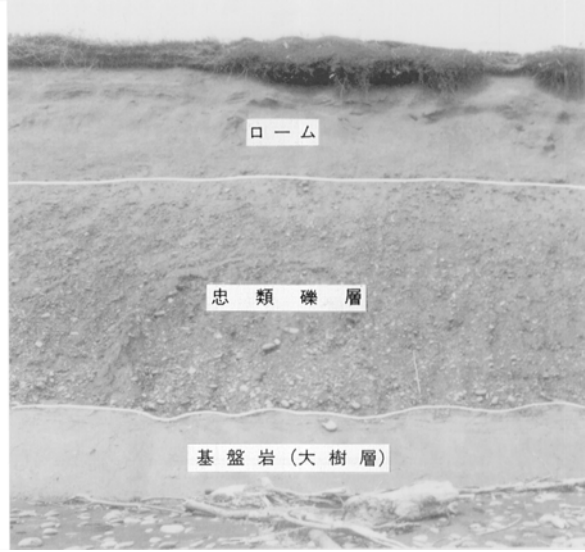
模式地 大樹町晩成海岸, 地点㊸(第33図)。

分布・層相 本層は, ナウマン象化石産出地点付近から, ホロカヤントウ沿岸を経て晩成海岸に至る, 標高40mから15mに低下する相保島面を形成する礫層で, 地形的に忠類面に連続するが, 堆積相は著しく異なってい





(a)

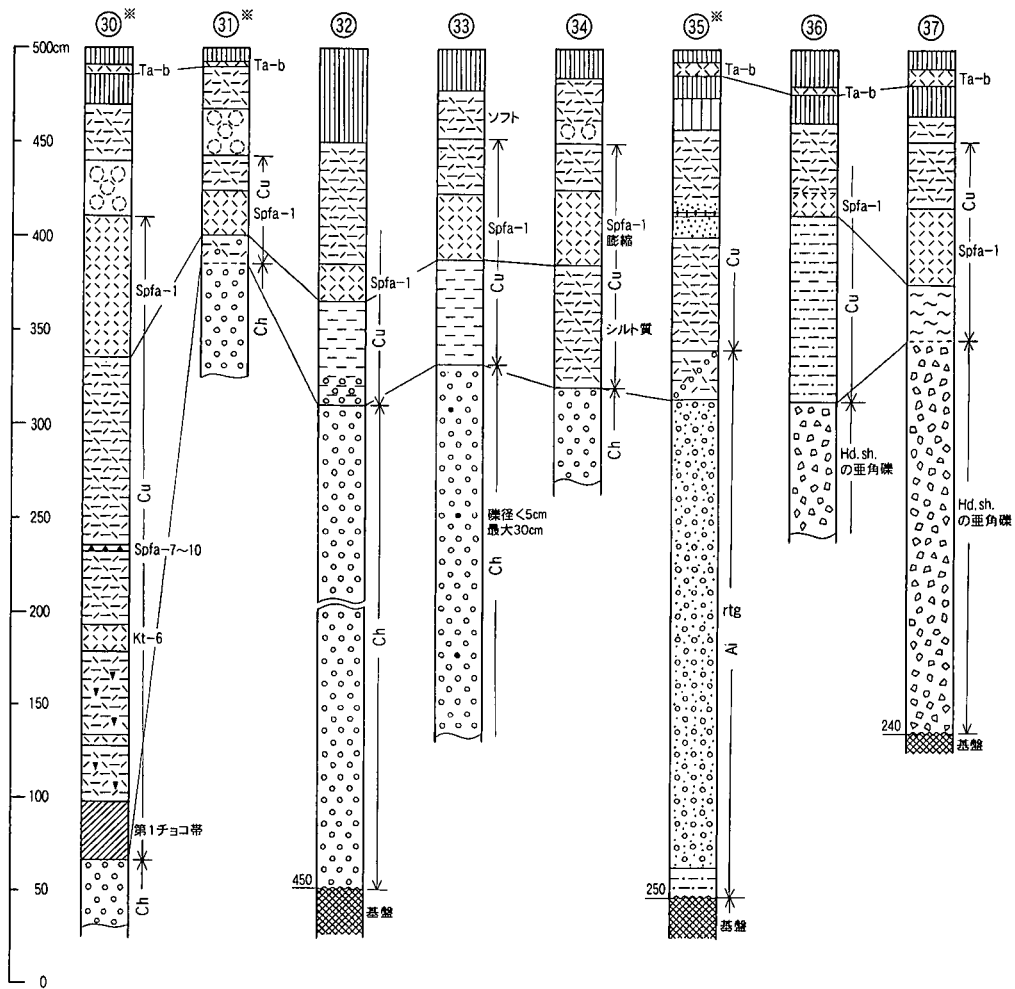


(b)

第37図 忠類礫層

a: 礫層の拡大写真. スケールは 100 cm

b: 海食崖の全容. 礫層の上位は忠類面堆積物, 下位は新第三系の大樹層  
(当縁川右岸河口付近の海食崖の露頭 地点㊸)



第 38 図 忠類面で観察された地質柱状図

凡例と記号は第 23 図参照. 地点番号は地質図参照

る。すなわち、忠類礫層は典型的な扇状地礫層の様相を示すが、相保島礫層は河岸段丘と海岸段丘双方の特徴を有し、岩相・層厚の側方変化が著しく、忠類礫層に比べ砂・砂泥など細粒相が多い。礫組成は、後背地の地質を反映し、新第三系牛首別川層群に由来する硬質泥岩・珪藻質シルト岩の扁平な亜角礫や、礫岩相から洗いだされた古期岩類の円礫などからなる。基質は、一般に砂泥からなり淘汰が良くない。また、層厚変化に富み、地点㊸で9 mと最も厚いが、一般には1 mから3 m程度である。

#### V. 1. 13 忠類面堆積物 (Cu)

**地層名** 松下ほか (1979) による。

**模式地** 大樹町東和、忠類礫層の模式地地点㊸と同じ。忠類礫層の上位に載る降下火砕堆積物を伴う褐色ローム層。

**分布・層相** 当縁川及びメム川流域の忠類面発達地域及び下当縁川左岸から大樹町晩成地区の相保島面発達地域に分布する。また、生花苗川や湧洞川流域に発達する河岸段丘で、Spfa-1を伴う段丘堆積物も忠類面堆積物として取り扱った。

地点㊸では、第38図に示すように、忠類礫層の上にKt-6、Spfa-7-10、Spfa-1などの降下火砕堆積物を挟む、厚さ2.5 mの褐色ローム層が認められ、これを忠類面堆積物と定義している(松下ほか, 1979)。しかし、模式地以外の地点では、忠類礫層の上にはSpfa-1を伴う厚さ100 cm以下の褐色ローム層が認められるのみで、Kt-1以下の鍵層は認められない。ただ南隣大樹図幅地域の忠類面の海食崖では、Kt-1以下の降下火砕堆積物が各所で確認されている。また、晩成海岸の相保島面では、Spfa-1の下位にKt-3やKt-6を伴う厚さ200 cm+の褐色ローム層が累重している。このように忠類面堆積物は、層相・層厚に地域的な変化が見られる。この点について松下ほか(1974)は、忠類礫層の形成が、ところによって若干の時間差があることや、堆積環境に地域的な差異のあることを述べている。

#### V. 1. 14 古砂丘堆積物 (s)

本図幅地域を含む南部十勝には、Spfa-1を母材とする古砂丘が、本図幅地域北西部の上更別面Iや南東部の忠類面発達地域に、ロームや腐植質表土に覆われ、特有の波状地形を呈して分布する。本図幅地域では、道路法面で観察されたもののみを図示するに留めた。

砂丘は、比高が3 m未満、長軸の延長が200 m程度である。分布地域はほとんどが農耕地で、表層部が人為的作用を受けているため、配列方向を把握することは難しい。砂丘砂は、上更別面I及び忠類面のいずれも、Spfa-1の特徴を示す。淡黄褐色絹糸状の細粒火山灰で、粒径は0.5 mm前後である。露頭が小さく、内部構造を把握するにはいたらなかった(第39図)。なお、十勝平野南部に多く見られるSpfa-1の古砂丘については、木

村ほか(1972, 1978)によって、その詳細が報告され、Spfa-1古砂丘の形成年代が、Spfa-1古砂丘の分布と、En-a古砂丘との関係からEn-a降下堆積以前と推定されている。

#### V. 1. 15 尾田面堆積物 (Od)

**地層名** 松井ほか(1974)による。十勝団体研究会(1968)の尾田面の構成物に相当する。

**模式地** 大樹町尾田、尾田市街から歴舟川右岸に通ずる道路が、尾田面から石坂面に下る段丘崖。尾田面は亜角塊状(“ボール状”)のロームを載せる最も新しい地形面とされている。尾田面で観察された地質柱状図を第40図に示す。

**分布・岩相** 歴舟川の左岸に沿って、模式地から本図幅地域を経て、南隣大樹図幅の芽武付近まで、1-2.5 km幅の平坦面を形成して分布する。本図幅地域では、南西隅歴舟川河岸の地点㊹で、厚さ1.3 m弱の段丘礫層が観察される(第40図)。礫は粒径20から5 cmで、10 cm以下の亜円礫が圧倒的に多い。礫種は石質砂岩・粘板岩・ホルンフェルスなどが80%を占め、ほかに片麻岩類・花崗岩類・ミグマタイトなどが含まれ、基質は粗粒砂からなっている。礫層の上位は、約60 cm弱の褐色ローム、白色火山灰を挟む腐植土が載っている。

上記のほか、当縁川、当縁川支流及び湧洞川河岸に、忠類面より一段低い河岸段丘が発達する。尾田面堆積物に対比できる鍵層は認められないが、忠類面堆積物の鍵層Spfa-1が存在しないことから、取りあえず尾田面堆積物として図示した。当縁川支流中流の地点㊺㊻㊼では、厚さ2.5-5 mの堆積物が観察され、それぞれ河川流域の地質を反映した砂礫・ローム質砂泥からなっている。

#### V. 1. 16 上札内IIb面堆積物 (Ka)

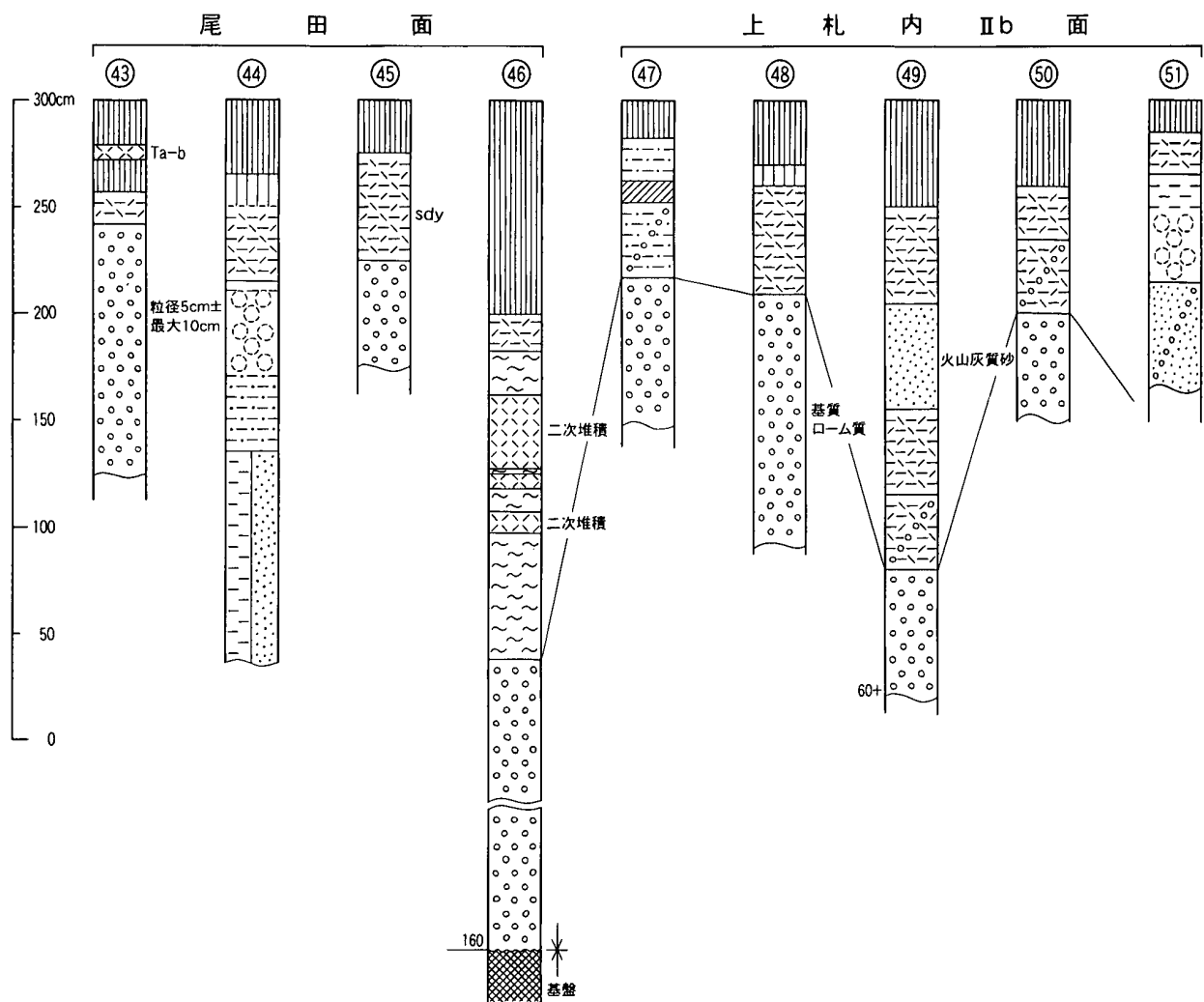
**地層名** 十勝団体研究会(1968)による。本堆積物は、En-a及び亜角塊状(“ボール状”)のロームを載せない地形面堆積物と定義されている。

**模式地** 帯広市清川、戸蔭別川左岸、上八千代付近の河岸(北西隣大正図幅地域)。光地園礫層を不整合に覆う、淘汰の悪い礫層で、基質が粗粒砂からなり、約4 mの層厚を有する。礫層の上には、厚さ約40 cmの暗褐色砂質ロームと、20 cmの腐植土が載っている。

**分布・層相** 本図幅地域では北西部の猿別川流域に、上更別面I堆積物を削剥して分布する。現況濫原との比高は5 m前後で、道路側溝法面で堆積物が観察される。地点㊽-㊿の地質柱状図を第40図に示す。いずれも礫層の基底は確認されないが、周囲の地質状況から推測すると、上更別面Iの礫層あるいは古期扇状地礫層が伏在すると考えられる。礫層は現河床礫に近く、日高帯を構成する堆積岩の亜円礫を主とし、基質が粗粒砂からなっている。礫層の上位には、褐色-淡褐色のソフトローム



第39図 忠類面に載る古砂丘堆積物  
 母材は Spfa-1の降下火山灰。スケールは100 cm (大樹町萌和)



第40図 尾田面及び上札内IIb面で観察された地質柱状図  
 凡例と記号は第23図参照。地点番号は地質図参照



第41図 完新世の周氷河現象—  
“十勝坊主”アースハンモック—  
(更別村上更別，地点㊸)

(40-70 cm 厚) 及び腐植土 (20-50 cm 厚) が発達している。また，地点㊸では，完新世の周氷河現象の一つとされるいわゆる“十勝坊主” (山田，1959) -アースハンモックが認められる (第41図)。なお地点㊹では，ソフトロームの下位に亜角塊状 (“ボール状”) のローム層が認められ，本堆積物中に尾田面堆積物に相当するものが含まれている可能性がある。

## V. 2 完新統

本図幅地域に分布する完新統は，大樹面堆積物，崖錐堆積物，海浜砂州堆積物，湿原堆積物及び氾濫原堆積物からなる。これらのうち，広い分布域を占めるのは生花苗川，当縁川中・下流域に分布する氾濫原堆積物である。

### V. 2. 1 大樹面堆積物 (Ta)

**地層名** 松井ほか (1974) による。

**模式地** 大樹町市街地，歴舟川右岸の河崖 (南隣大樹図幅地域)。大樹面をつくる河岸段丘礫層。

**分布・層相** 本図幅地域南西隅の，歴舟川左岸にわずかに分布する。模式地の歴舟川河岸では，基盤の大樹層を覆って，厚さ約 2 m の礫層が認められる。礫層の上にはロームがなく，直接腐植土がわずかに載っている。礫層は，青みを帯びた新鮮な中粒砂を基質とし，淘汰不良の日高帯起原の礫からなっている。礫層の基底と現河床の比高は 3 m ほどで，上流から下流に向かって低下する。この堆積物は，ソフトロームを載せないことから，完新世の段丘礫層とされている (松井ほか，1974)。

### V. 2. 2 崖錐堆積物 (t)

崖錐堆積物は，丘陵と平坦面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，丘陵と低地との比

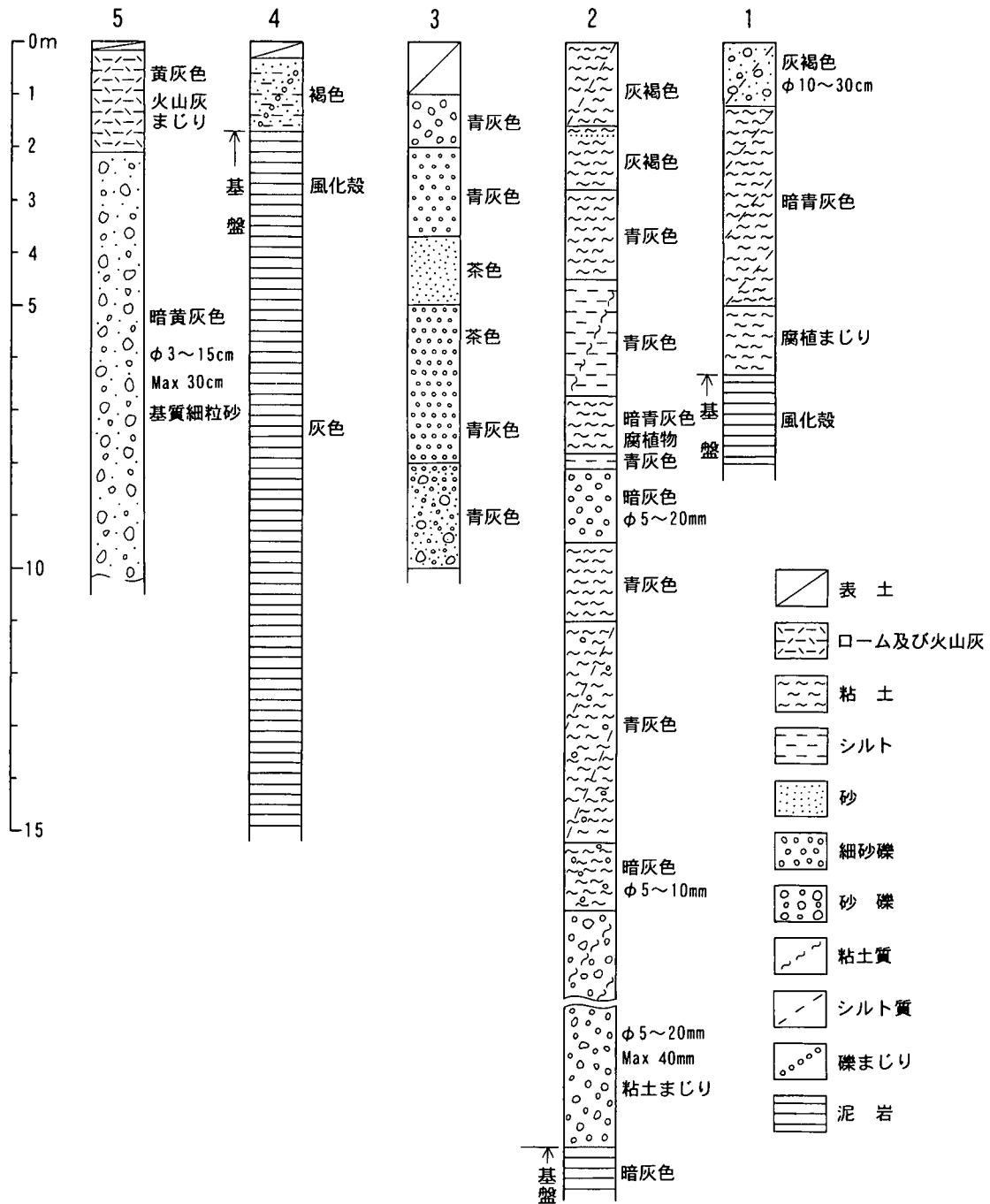
高差が小さいため規模が小さい。本図幅地域では，コイカクシュトープイ川上流の当縁層分布地域の西縁部，丸山東方，大川層泥岩部層分布地域南縁部，忠類市街南方丘陵の周縁部及びモイワ山丘陵の周縁に認められる。それぞれ後背地の地質を反映し，当縁層分布地域の周辺では，火山岩類の大きな礫を伴う崖錐からなるが，大川層，生花苗層，チョウブシ層などの周辺では，堆積岩起原の砂礫・砂泥からなっている。

### V. 2. 3 海浜砂州堆積物 (bs)

海浜砂州堆積物は，生花苗沼から当縁川河口にかけての海岸沿いに，比高数 m 以下，幅 50 m 前後で連続して分布する。良く淘汰された中-極粗粒砂と良く水磨された扁平な礫からなり，主として日高帯を構成する岩石からなる。中礫から大礫が一般的で，稀に巨礫も含まれる。生花苗沼・ホロカヤントウや当縁川河口沿岸の堆積物は，砂洲の性格が強い。

### V. 2. 4 湿原堆積物 (m)

湿原堆積物は，キモントウ沼，生花苗沼，ホロカヤントウなどの湖沼周辺と，当縁川下流の沖積低地に分布する。かつて内陸まで湾入していた海が，砂洲の発達によって海跡湖化し，上流域からの土砂の流入と，湿原植物の繁茂枯死とによって，埋積形成されたものである。本図幅地域の湿原堆積物は，飯塚・瀬尾 (1966) によって詳細が報告されている。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するとされる。当縁川下流左岸の代表的土層断面は，表層から厚さ約 15 cm が黒褐色の分解良好なヨシ泥炭，その下位約 60 cm は，わずかに鈹質土壌を含むヨシ泥炭からなり，層間に 2 層の火山灰籜層 (上から樽前山火山灰b層及び有珠岳火山灰c層とされている) が挟在する。全層厚は，75



第42図 地質調査ボーリング柱状図資料  
柱状図番号は地質図参照

cm程度で余り厚くない。なお、当縁川下流地域は、草地開発のため排水路が開削され、湿原の様子が大きく変貌している。湿原堆積物の分布は、飯塚・瀬尾（1966）によるものである。

### V. 2. 5 氾濫原堆積物 (a)

湧洞川・生花苗川・当縁川・アイボシマ川・猿別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。

土木工事にかかわる、地質調査ボーリングの地質柱状図を第42図に示す。堆積物は河川流域の地質を反映し、湧洞川・生花苗川・当縁川支流などでは、新第三系堆積岩起原の砂泥・砂礫を主体とするが、当縁川・猿別川などでは、扇状地や河岸段丘の礫層から洗いだされた、日高帯起原の砂礫が多い。湧洞川、生花苗川及び当縁川などの下流域では、砂泥からなる氾濫原堆積物が厚く、軟弱地盤がやや広く発達するが、古里から忠類にかけての当縁川流域は、現河川の下刻が浅く氾濫原堆積物が薄い。

## VI. 地質構造

(山口昇一・松井 愈)

本図幅地域を含む豊頃丘陵の地質構造は、先新第三系の豊頃層を核とする南北方向に伸長する豊頃ドームを主要構造とし、これに付随する褶曲と、これらを切る2系統の断層及び中期更新世以降顕在化した活構造によって特徴づけられる。本図幅地域を含む周辺の地質構造図と重力図(ブーゲー異常)を第43及び44図に示す。

### VI. 1 基盤岩(豊頃層)の地質構造

基盤岩類は豊頃ドームの中核をなし、本図幅地域から北隣糠内図幅地域にかけ、地塁状をなして分布する。地塁は、基本的に西側を区切る大川断層と、東側の小川断層によって規制されるが、これらに並行あるいは直行する断層によって、小さくブロック化され、より複雑な分布形態を示している。したがって、豊頃層本来の地質構造は、前述(III.1項)したように、岩相区分が十分把握できないのと、断層によって寸断されているため、明らかではない。なお、ドーム構造は重力異常に良く現れ、地表における基盤岩類分布域との整合性はもとより、地下の伏在状況まで読みとることができる。

### VI. 2 新第三系及び下部更新統の地質構造

#### VI. 2. 1 褶曲

本図幅地域の褶曲構造は、地域のほぼ中央部を南北方向に伸びる豊頃ドームに支配されるが、ドームの中央部に地塊化した基盤岩類が分布するため、褶曲の主軸が不連続で、褶曲軸の短い短波長の背斜・向斜が雁行状に配列し、複背斜構造を示している。しかし、ドームの中心部から離れると、単調な褶曲構造に変わり、本図幅地域では、南方に沈む忠類背斜となる。そして、背斜の西側には、日高帯との間に大樹向斜が、また、東側には複背斜構造の一部と見なされる褶曲構造を隔てて、南南東方向に開いた長節複向斜構造が認められる(第43図)。

忠類背斜は、豊頃ドームの主軸に当たり、鬼塚(1962)が十勝幌内背斜と呼んだものに当たる(幌内はごく限られた地域名であり、背斜構造の規模を考慮して忠類背斜に改めた)。背斜軸が顕在化するのには、当縁川支流、明和付近から南で、当縁川新生付近までは背斜構造の形態を示すが、それから以南では、南に沈む半ドーム構造を呈している。また、大川層・生花苗層が示す地層傾斜は西翼が $30^{\circ}$ - $50^{\circ}$ 、東翼が $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ で、東緩西急の非対称褶曲をなしている。

また、コイカクシュトープイ川東側の大川層分布地域

には、丸山とナカイの沢北方に分布する当縁層との間に、北北東方向に伸びる背斜構造が認められる(鬼塚、1962の忠類背斜に当たる)。この背斜構造は、丸山以南の当縁川からアイボシマ川流域には認められない。ただこの背斜と忠類背斜との間に、南方に開いた半盆状構造が認められる。これらの褶曲構造は、褶曲軸の延長が短く、豊頃ドーム複背斜構造の一部と見ることができる。

一方、豊頃ドームの東翼、生花苗層分布地域には、褶曲軸の延長が3-5kmの短波長の背斜及び向斜構造が雁行状に並走している。褶曲軸の間隔は、700m前後で南に向かって狭くなるより東側の背斜構造は、鬼塚(1962)によってテピキレナイ背斜と呼ばれ、北隣糠内図幅地域から続いている。これらの褶曲構造は、生花苗川本流まで追跡されるが、東西方向の断層によって褶曲軸がずれている。これが断層によるずれなのか、あるいは別の褶曲構造なのかは定かではない。岡(1979)は、ヨコベツの沢沢口付近に認められる背斜構造を、テピキレナイ背斜とは別の構造と見なし、ヨコベツ背斜と呼んでいる。

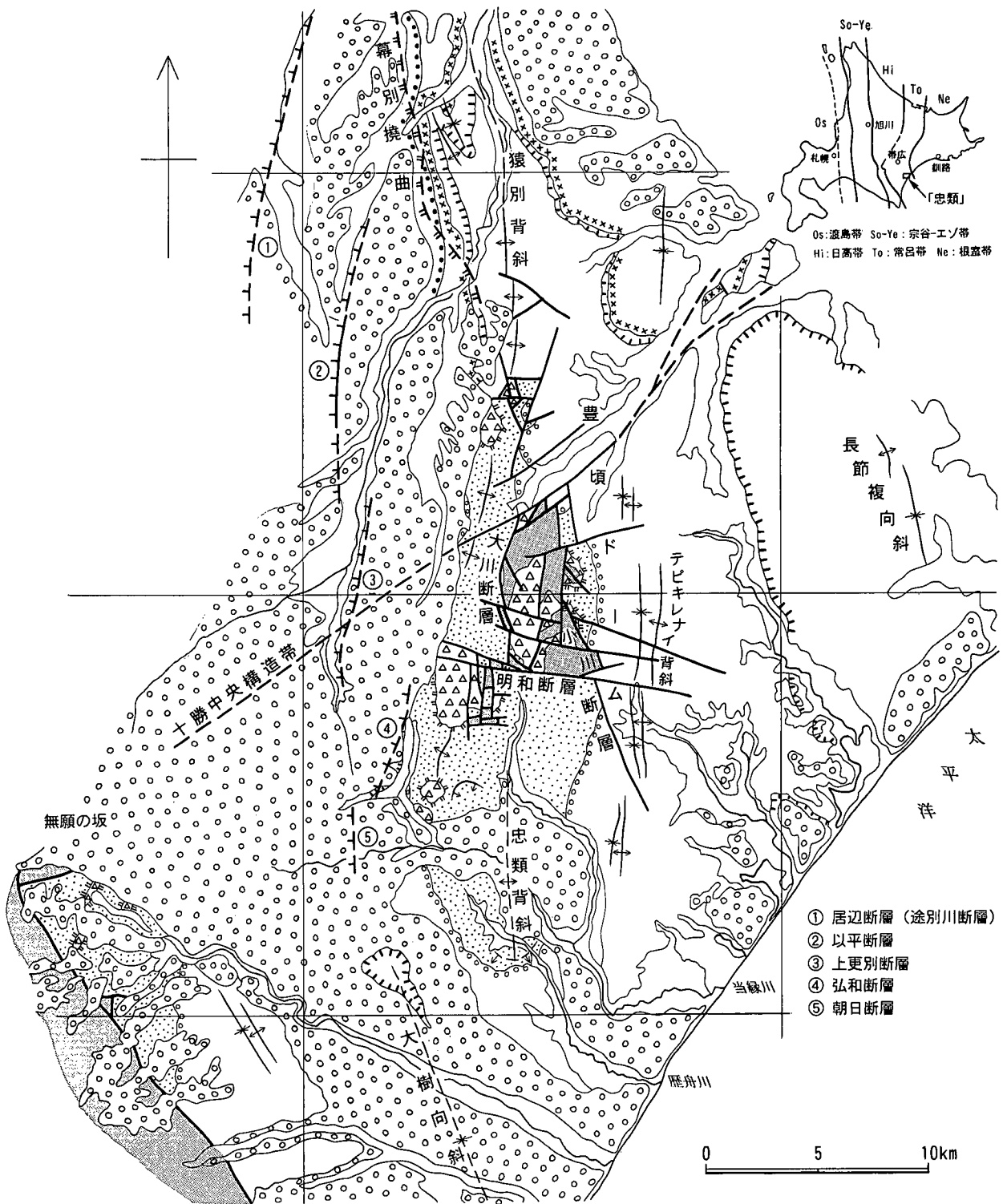
生花苗川本流南部の一の沢川上流に、一對の背斜と向斜構造が認められる。この背斜構造は、鬼塚(1962)及び岡(1979)によって生花苗背斜と呼ばれた構造に当たる。この構造は、テピキレナイ背斜からの一続きの構造ではなく、雁行状に形成された構造で、基盤の構造と深いかわりのあることが指摘されている(岡、1979)。これらの背斜構造は、東翼が $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ 、西翼が $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$ で忠類背斜同様に東緩西急の非対称褶曲を示している。

#### VI. 2. 2 断層

断層は、豊頃ドームの長軸に並行する南北系と、これに直交または斜交する東西系の2系統がある。前者は既述したように、基盤の分布を規制する断層で、大川断層及び小川断層が主要なものである。

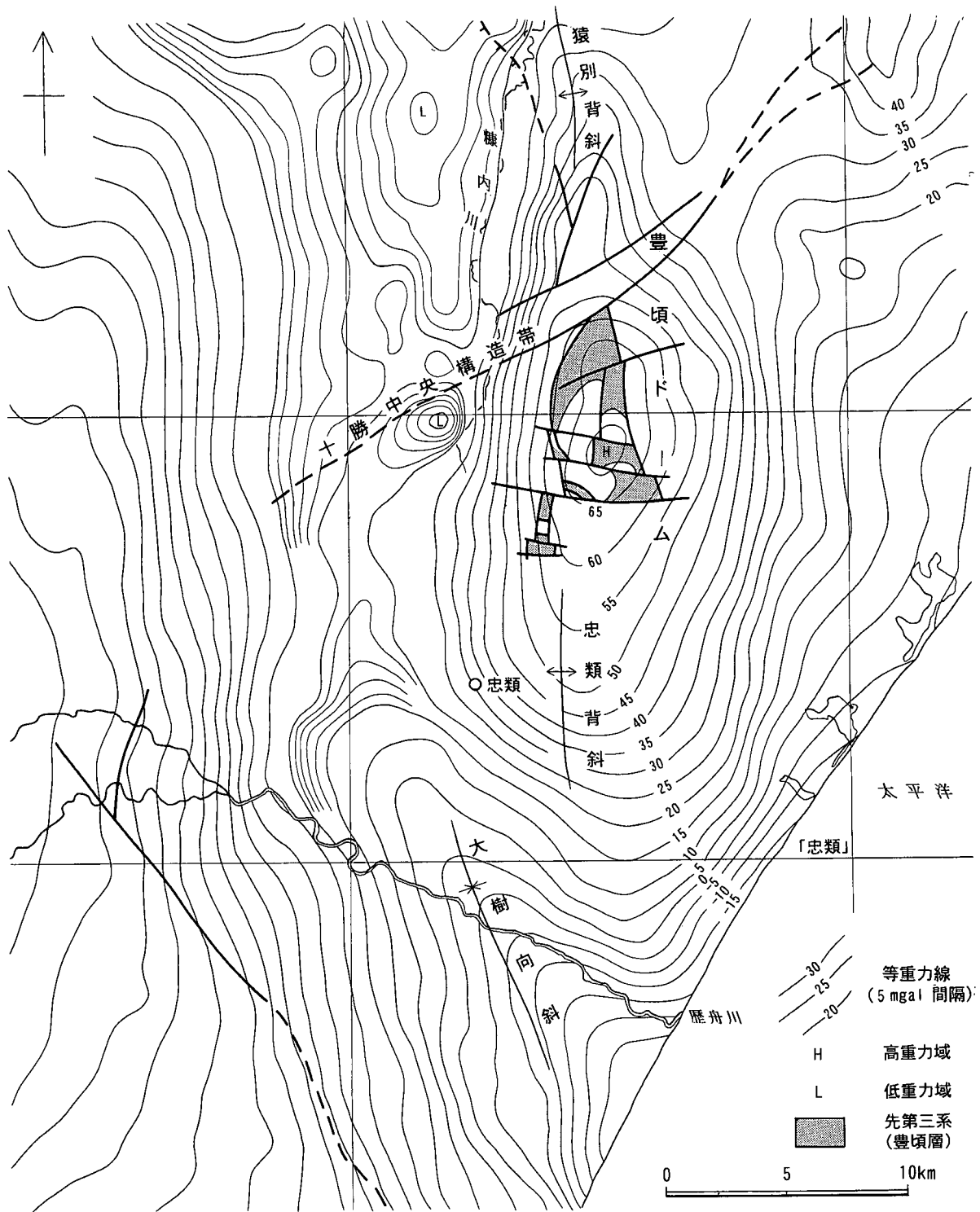
大川断層は、豊頃層の西縁を画し、南方延長は明和断層など東西系の断層で西側にずれ、数条に分岐し、馬の沢北部まで追跡されるが、それ以南では不明瞭となる。地質図から判断すると、西落ちの正断層と推定される。断層付近は、豊頃層はもとより周辺の当縁層・大川層が破碎され、一部に断層粘土を伴うところが認められる。

小川断層は、豊頃層の東縁を画し、北北西-南南東方向で、東西系の断層に切られながらも、生花苗川を越えて、生花西方地域まで追跡される。東落ちの正断層で、小川の左岸支沢では、豊頃層と新第三系の赤石沢層が、幅数10cmの断層粘土で接している。また、三の沢川右岸小沢の中流では、断層破碎帯に沿って、前述(IV.4.1、



- |            |           |        |            |
|------------|-----------|--------|------------|
| 扇状地及び段丘堆積物 | 糠内層の基底    | 十勝忠類層群 | 向斜         |
| 長流枝内層の基底   | 牛首別川層群の基底 | 豊頃層    | 断層         |
| 池田層の基底     | 大川層       | 背斜     | 活構造(撓曲・断層) |

第43図 忠類地域及び周辺の地質構造図  
 ①-⑤の活断層は、東郷・小野 (1982) による



第44図 忠類地域及び周辺の重力異常と地質構造  
地質調査所(1999)に加筆簡略化

生花苗層) したような温泉変質帯が認められる。

東西系の主要断層は、明和断層である。基盤の豊頃層と、新第三系大川層以下の分布が、明和断層を境に、北側と南側で東西方向に大きな食い違いが見られる。しかし、牛首別川層群以上の地層は、さほど大きな変位を受けていないように見受けられる。これは明和断層を始め

とする東西系断層の主たる活動期が、牛首別川層群形成前であることを示唆する。

明和断層に接する豊頃層や大川層は、E-W走向、S傾斜の急斜層が卓越し、破碎帯や断層粘土を伴っている。

また、新第三系分布地域には、落差の小さい小断層が多く認められるが、N40-70°W方向とこれに直交する小



断層が多く、地塁を規制したN-S系の小断層は少ない。

### VI. 3 活構造

本図幅地域を含む豊頃丘陵の西縁には、南北方向でやや西方へ緩く張り出した、活断層群が知られている（東郷・小野，1982；活断層研究会編，1991）。これらは、鮮新世以降顕在化した、十勝構造盆地の形成と密接に関係すると考えられている（松井・松澤，1985）。本図幅地域において、この造構運動と深い関わりがあると考えられる構造は、地域北西隅を北隣糠内図幅地域の牛首別川沿いから、西隣上札内図幅地域の無願の坂にかけ、東北東-西南西方向に存在が推定される十勝中央構造帯（松井ほか，1978a）及び豊頃丘陵西縁の活断層群に含まれる上更別断層、弘和断層、朝日断層などである。なお、活断層は広域構造図では文献に基づいて示しているが、地質図では野外で確認できないので図示していない。

十勝中央構造帯は、十勝構造盆地の南を限る構造で、この構造帯を境に、北側の十勝構造盆地と南側の十勝沖沈降域（松井ほか，1978f）を分ける隆起帯の役割を果たしている。中期更新世以降、十勝中央構造体の活動が顕著に現れるのは、上更別面 I 形成期である。それまで南西隣上豊似図幅地域の光地園台地を扇頂として、大量の扇状地礫層を北-北東方向に供給していた古歴舟川が、上更別面 I 形成後十勝中央構造帯の上昇に伴い、流路を南東に変え、太平洋に直接注ぐようになる。このような上昇傾向は、豊頃ドーム南部地域をも含めて進行し、歴舟川の流路を段階的に南西方向に移動させたことが朝日面・拓北面及び忠類面の分布から読みとることができる。

豊頃丘陵西縁の活断層群は、大局的に見て、帯広盆地と幕別台地（松井ほか，1978a）の境界部に、南北方向に断続して認められる活断層群の一部で、本図幅地域で

は東郷・小野（1982）によって、上更別、弘和及び朝日の3断層が認識されている。それによると、これらの3断層は、いずれも確実度II、活動度はB級とされている。

弘和断層は、地形の項で述べたように、コイカクシュトープイ川右岸側稜線に発達する幕別扇状地面と、下位の上更別面 I の境界に位置している。両者間には20-25mの比高差があるが、段丘崖あるいは断層崖は認められない。地形的に緩斜面で移行するが、地形変換線が明瞭であり、構造的要因のあることが伺われる。コイカクシュトープイ川右岸地域、新第三系最上部駒島層の構造が、西方へ40°以上の急斜層を示すことを併せ考えると、むしろ撓曲崖の可能性が高い。

上更別断層は、東西方向の地形的不連続が明瞭で、段丘崖の様相を呈している。北方へ向かうほど比高が増大し、北隣糠内図幅地域では30-50mの高低差となる。地形の不連続線は、西方に緩やかに張り出した弧状の延長を示し、断層崖の性格を有している。これに似た地形の不連続線は、上更別断層の北方にも、雁行状をなして認められ、以平断層、途別川断層などと呼ばれている。

朝日断層は、忠類市街西方朝日付近から南南東に伸びる断層で、地形的に見て前2者ほど明確ではない。東郷・小野（1982）によると、断層形態は撓曲崖とされている。

以上述べた活構造は、大局的に見て“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。特に中期更新世以降は、十勝中央構造帯の上昇と、十勝平野を東西に2分する東部の隆起と、西部の沈降という対立した造構運動によってもたらされたものである。ことに東西の対立は、南北方向の活構造が、西方へ張りだす弧状を呈し、東方から西方へ突き上げる逆断層という共通した性格を有している。これは、鮮新世以降顕在化した、千鳥前弧の東から西方への運動が、中期更新世以降にも引き継がれていることを示すものと言える。

## VII. 応用地質

(山口昇一)

本図幅地域において応用地質の対象となる事項は、温泉及び骨材資源等で少ない。ただ、かつて化石エネルギー資源として、石油・天然ガス・石炭などの調査が行われ、牛首別川層群中の石油・天然ガスの徴候や、新第三系最下部の赤石沢層に炭層が挟在することなどが認められたが、いずれも規模が小さく開発には至らなかった。

### VII. 1 温泉

本図幅地域は、地質的に非火山地域に属し、したがって、天然湧出の高温泉は無く、1975年代に入って活発になった、深層熱水を対象とするボーリングによって、開発された温泉である。

泉源は、図幅地域北西隅に位置する更別温泉、忠類村丸山南麓にある忠類村泉源及び大樹町晩成海岸に掘削された晩成温泉の3泉源がある。これら3泉源の諸元と泉質及び地質柱状図を第10・11表及び第45図に示す(北海道立地下資源調査所, 1991, 1996)。3泉源は、い

れも温度30℃以下の低温泉で、加熱して利用されている。3泉源の掘削深度は、700-1,200mでいわゆる“深層熱水”と呼ばれるものであるが、それぞれの坑井地質を見ると、更別温泉は、地下深部の帯水層から揚湯する“深層熱水型”の温泉といえるが、他の泉源は、地下深部の割れ目を通路とする“亀裂型”の深層熱水である。また、泉質は、3泉源それぞれの特徴を有し、晩成温泉はNa-Cl濃度が高く、化石海水起源のNa-Cl型の温泉である。また、忠類村泉源は、pHが9.3でアルカリ性を示すが、これは泉源が当縁層の分布地域にあつて、火山岩類の変質とかかわる亀裂水が、対象になっているためと考えられる。

### VII. 2 骨材資源

骨材資源は、河岸段丘礫層、忠類礫層、晩成I砂層及び晩成砂礫層などが、地域の土木・建築用骨材として、小規模に利用されている程度である。

第10表 忠類地域温泉井の諸元

市町村名	更別村	忠類村	大樹町	大樹町
泉源名	更別温泉	忠類村泉源	晩成温泉	晩成温泉2号井
緯度・経度	N.42° 39.75' E.143° 16.33'	N.42° 34.65' E.143° 19.01'	N.42° 31.96' E.143° 29.46'	N.42° 31.83' E.143° 29.30'
標高(m)	163	120	10	14.42
掘削年(西暦)	1988	1991-1992	1975	1995
深度(m)	1360	1206	700.5	700
ストレーナ深度(m)	1101.5-1360.0	870.5-1189.5	439-700.5	392-694.5
最高温度(深度)℃(m)	36 (1350)	30.8 (1206)	32 (700)	27.3 (700)
スタンディング・タイム(h:m)	54h30m	24h30m	552h	68h20m
揚湯試験年月	1988.5	1992.2-3	1975.2	1995.10
静水位(m)		+		-21.6
動水位(m)		+		-183.04
泉温(℃)	26	26.7	14	20.9
湧出量(l/分)	320(WP)	440(F)	17(WP)	133(WP)
比湧出量(l/分/m)				0.82
分析者・分析年	衛研, 1988	衛研, 1992	衛研, 1975	衛研, 1995
泉質タイプ	Na-Cl・HCO <sub>3</sub>	Na-HCO <sub>3</sub> ・CO <sub>2</sub>	Na-Cl	Na-Cl
pH	7.56	9.3	8.0	7.3
全固形物総量(mg/l)	2899	315	16030	13260
主採取対象地質	Ps, Ms	Mv・Ms	Ms	Ps, Ms
利用・未利用・廃井	利用	利用	利用	利用
備考		密閉圧2.55kg/cm <sup>2</sup> 1994.3, 25.5℃, 109l/分		

○ F; 自噴 AL; エアリフト揚湯 WP; 水中ポンプ揚湯および吸い上げポンプ揚湯。

○ Ps; 新第三紀鮮新世堆積岩類, Mv; 新第三紀中新世火山岩類, Ms; 新第三紀中新世堆積岩類。

○ 泉質タイプは、主要陽イオン及び陰イオン組成比から、ミリ当量%で20%以上の成分を、多いものから順に列記した。

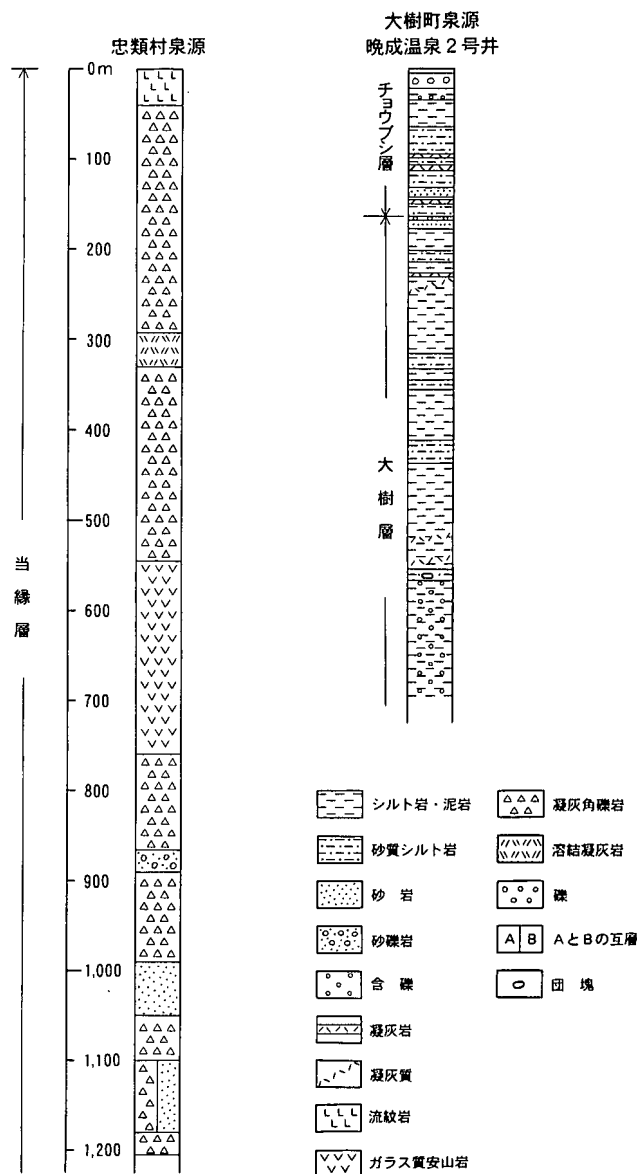
○ 緯度・経度は日本測地系による。

(北海道立地下資源調査所, 1991・1996から抜粋)

第11表 温泉の泉質分析表

諸元	忠類村泉源	晩成温泉2号井
掘削年	1992-3	19925-3
深度 (m)	1206.0	700.0
泉温 (°C)	26.7	20.9
pH	9.3	7.3
T.S.M (mg/l)	315.0	13,260.0
Ca (mg/l)	2.0	92.7
Mg (mg/l)	0.3	90.2
Na (mg/l)	119.6	4,936.0
K (mg/l)	0.2	131.9
Total Fe (mg/l)		
Fe <sup>2+</sup> (mg/l)	0.2	4.7
Fe <sup>3+</sup> (mg/l)		
Mn (mg/l)	0.012	0.2
Cu (mg/l)	0.000	0.2
Zn (mg/l)	0.014	0.4
As (mg/l)	0.001	
Cl (mg/l)	23.8	7,476.0
HCO <sub>3</sub> (mg/l)	136.0	1,714.0
SO <sub>4</sub> (mg/l)	0.8	-
F (mg/l)	4.4	-
HBO <sub>2</sub> (mg/l)	24.1	76.0
H <sub>2</sub> SiO <sub>2</sub> (mg/l)	25.2	53.3
H <sub>2</sub> S (mg/l)	0.0	0.0
色度 (mg/l)		
泉質タイプ	Na-HCO <sub>3</sub> ・CO <sub>3</sub>	Na-Cl

北海道地下資源調査所(1995)による



第45図 忠類地域温泉ボーリングの地質柱状図

北海道立地下資源調査所(1995)及び嵯峨山(2001)から引用

文 献

- 赤松守雄・山田悟郎・渡辺真人・江郷雅樹・奥村晃史 (1990) 北海道忠類村ナウマン象の包含層年代と古植生. 1990年度地質学会北海道支部例会講演要旨集. p. 37-40.
- 秋葉 力・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, 48 p.
- 秋葉 力・古川 昭・田中伸明 (1978) 光地圏面の白粘土. 地団研専報, no. 22, p. 308-311.
- 秋葉文雄・一ノ関鉄朗 (1983) 北海道における新第三系の微化石層序と年代層序—特に釧路炭田南西部地域を例として—. 石油技術協会誌, vol. 48, p. 49-61.
- 地質調査所 (1999) 帯広地域重力図 (ブーゲー異常), 重力図 11.
- 藤江 力・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 化石群衆の概観と地質分布—. 新生代の研究, no. 23, p. 32-37.
- 橋本誠二・武田裕幸 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「広尾」及び同説明書. 北海道開発庁, 40 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.
- 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. 607-632.
- 北海道開拓記念館 (1971) ナウマン象化石発掘調査報告書. 北海道開拓記念館研究報告, 第 1 号, 82 p.
- 北海道開発局 (1971) 営農用深層地下水調査 (南十勝地区). 78 p.
- 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及び温泉ボーリング井索引図. p. 65 及び p. 57.
- 北海道立地下資源調査所 (1995) 北海道市町村の地熱・温泉ボーリング—地域エネルギー開発利用施設整備事業—. p. 206.
- 北海道立地下資源調査所 (1996) 北海道地熱・温泉ボーリングデータ集及び温泉ボーリング井索引図. p. 26 及び p. 44.
- 星野フサ・小坂利幸 (1978) 鮮新統・更新統の花粉分析. 地団研専報, no. 22, p. 275-292.
- 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.
- 磯部一洋・横田節哉・羽坂俊一・佐藤卓見 (1999) 北海道東部太平洋沿岸に連なる海跡湖を訪ねて. 地質ニュース, no. 534, p. 7-18.
- 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.
- 亀井節夫 (1978) 忠類産のナウマンゾウ *Palaeoloxodon naumanni* (MAKIYAMA). 地団研専報, no. 22, p. 345-380.
- 亀井節夫・樽野博幸・小林巖雄 (1971) 北海道広尾郡忠類村産ナウマン象について (予報). 北海道開拓記念館研究報告, no. 1, p. 27-38.
- 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—斜方輝石の屈折率と Mg-Fe 比との比較研究—. 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. 64-67.
- 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—. 火山第 2 集, 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・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.
- 木村方一・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.
- 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.
- 小崎 尚・野上道男・岩田修二 (1974a) ひがし北海道の化石周氷河現象とその古気候学的意義. 第四紀研究, vol. 12, p. 177-191.
- 小崎 尚・野上道男・岩田修二 (1974b) 北海道東部の ice-wedge cast. 地学雑誌, vol. 83, p. 48-60.
- Koizumi, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 195-211.
- Koizumi, I. (1992) Diatom biostratigraphy of the Japan Sea ; Leg 127. In Pisciotto, K. A., Ingle, J. C. Jr., von Breymann, M.T., Barron J. A., et al. *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 127/128, Pt. 1, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 249-289.
- Koizumi, I. ・Barron, J. A. and Howard, E. H. (1980) Diatom correlation of Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan. *Init. Rep., DSDP*. 56, 57 (part 2), Washington (U. S. Govt. Printing office), p. 687-693.
- 近藤鍊三 (1998) 火山灰 (テフラ) とその堆積物. 十勝大百科研究会, 「CO. TO. EN.」第 2 号, p. 106-107.

- 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, 南部一中央部十勝地域. 地団研専報, no. 22, p. 115-141.
- 小坂利幸・松井 愈・木村方一・紺谷吉宏・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.
- 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.*
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, p. 146-162.
- 増田孝一郎・小笠原憲四郎 (1981) 大桑・万願寺動物群と竜の口動物群. 大森昌衛教授還暦記念論文集, p. 223-249.
- 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・順沢好博 (1987) 東部北海道の漸新一中新統・川上層群一足寄動物群の産出層と地質時代一. 松井 愈教授記念論文集, p. 137-143.
- 松井 愈・松澤逸巳 (1985) 十勝平野の構造発達史一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・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一. 第四紀研究, vol. 9, p. 123-127.
- 松井 愈・小坂利幸・笹島征士郎・秋葉 力・春日井 昭 (1973) 大樹地域の地形及び地質一南十勝の地形発達史及びピラオトリ層について. 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. 23-30.
- 松井 愈・佐藤博之・小坂利幸・宮坂省吾・笹島征士郎・秋葉力・右谷征靖・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.
- 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. 地団研専報, no. 22, p. 230-245.
- 松井 愈・川添 熙・松澤逸巳・笹島征士郎・佐藤博之 (1978b) 十勝平野の中期更新世以降の地形と地質一太平洋岸地域一. 地団研専報, no. 22, p. 181-185.
- 松井 愈・小坂利幸・秋葉 力・春日井 昭・星野フサ・紺谷吉弘 (1978c) ピラオトリ層. 地団研専報, no. 22, p. 186-192.
- 松井 愈・野川 潔・小坂利幸 (1978d) 十勝平野の地形と地質. 地団研専報, no. 22, p. 107-114.
- 松井 愈・佐藤博之・小坂利幸 (1978e) 忠類産ナウマンゾウとそれにかかわる諸問題一ナウマン象の包含層の時代一. 地団研専報, no. 22, p. 399-408.
- 松井 愈・山口昇一・松澤逸巳・宮坂省吾 (1978f) 鮮新世-前期更新世の構造運動一十勝構造盆地の誕生と発展一. 地団研専報, no. 22, p. 96-104
- 松野久也 (1962) 5万分の1地質図幅「湧洞沼」及び同説明書, 北海道開発庁, 15 p.
- 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, 50 p.
- 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 (1978) 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.
- 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.
- 三谷勝利・小山内 熙・橋本 亘 (1958) 5万分の1地質図幅「足寄大」及び同説明書. 北海道開発庁, 66 p.
- 宮坂省吾 (1969) 十勝南部新第三系の堆積学的研究とその構造発達史. 北大理学部理学研究科修士論文, M. 64, 49 p. (MS.).
- 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. 地団研専報, no. 21, p. 139-153.
- 宮坂省吾・松井 愈・山口昇一 (1978a) 十勝平野の器盤の構造. 地団研専報, no. 22, p. 90-95.
- 宮坂省吾・生川淳一・山口昇一 (1978b) 十勝累層群下部一とくに駒畠含化石層について一. 地団研専報, no. 22, p. 16-30.
- 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. 北海道立地下資源調査資料, no. 61, p. 1-20.
- 新井田清信・戸田英明・浅野正信・五十嵐義美・原田洋一 (1983) 中生代海山の復元一常呂帯の岩石構成とその性格. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 347.
- 根本忠寛 (1933a) 十勝国中川郡豊頃村産ソーダ粗面岩質岩石に就きて (予報). 岩鉱, vol. 9, p. 141-146.
- 根本忠寛 (1933b) 十勝産コメンド岩に就いて. 地質学雑誌, vol. 40, p. 368-370.
- 根本忠寛 (1933c) 十勝国中川郡豊頃村産玻璃質ソーダ流紋岩 (大川岩) の化学成分 (1), (2). 岩鉱, vol. 10, p. 60-67, p. 127-135.
- Nemoto, T. (1934a) Aegirine-augite hyalo-rhyolite from Tokachi, Hokkaido. *Proc. Imp. Acad.*, vol. 10, p. 21-24.
- Nemoto, T. (1934b) Preliminary report on alkaline rhyolite from Tokachi, Hokkaido. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV, vol. 2, p. 299-321.*
- 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, 36 p.
- 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.
- 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, 54 p.
- 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, no. 5, p. 219-234.

- 小笠原義勝 (1941) 北海道襟裳岬の河岸段丘. 地質学雑誌, vol. 48, p. 181-188.
- 大石三郎・渡辺武男 (1932) 10万分の1地質図幅「然別沼」及び同説明書. 北海道地質調査会報告, no. 1, 21 p.
- 岡孝雄 (1979) 大樹町生花苗地区の地質—とくに新第三紀生花苗層の堆積相とテビキレナイ—生花苗背斜の形態について—. 地下資源調査所報告, no. 51, p. 21-47.
- 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.
- 小山内熙・三谷勝利・魚住悟・松下勝秀・松波武男・中村定男・重山武 (1971) 忠類における象化石包含層の地質. 北海道開拓記念館研究報告, no. 1, p. 53-62.
- 嵯峨山積 (2001) 東部北海道晩成温泉2号井の孔井地質と新第三系対比. 北海道立地質研究所報告, no. 72, p. 25-30.
- 佐々保雄・根本忠寛・橋本亘 (1952) 北海道地質図幅説明書. 北海道科学技術連盟, 30 p.
- 佐藤博之 (1970) 北海道豊頃山地の大川溶結凝灰岩について. 日本地質学会第77年学術大会講演要旨集, p. 265.
- 佐藤博之 (1976) 北海道豊頃山地“大川岩”の産状と鉱物組成について. 火山, 第2集, vol. 21, p. 212.
- 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一更新統のK-Ar年代. 地調月報, vol. 26, p. 491-496.
- 新エネルギー総合開発機構 (1981) 全国地熱資源総合調査(昭和56年度)レーダー映像法調査モザイク画像, 新エネルギー総合開発機構.
- 多田隆治・飯島東 (1986) 北海道南東部厚内-浦幌地域新第三系の地質と層序. 地質学雑誌, vol. 92, p. 31-45.
- 棚井敏雅 (1957) 5万分の1地質図幅「音別」及び同説明書. 北海道開発庁, 52 p.
- 棚井敏雅 (1961) 5万分の1地質図幅「厚内」及び同説明書. 北海道開発庁, 38 p.
- 棚井敏雅・山口昇一 (1965) 5万分の1地質図幅「浦幌」及び同説明書. 北海道開発庁, 43 p.
- 谷口久能 (1955) 豊頃丘陵中心部の地質. 北海道大学卒業論文 (MS.).
- 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 (1971) ナウマン象化石産出地点付近の地質概要および化石包含層の特性. 北海道開拓記念館研究報告, no. 1, p. 16-26.
- 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).
- 常呂帯研究グループ (1984) 常呂帯仁頃層群の岩石構成と佐呂間層群基底の不整合. 地球科学, vol. 38, p. 408-419.
- 山田忍 (1951) 火山性地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, (44), p. 1-95.
- 山田忍 (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.
- 山田忍 (1959) 野地坊主と十勝坊主について, 日本土壤肥料学雑誌, vol. 30, p. 49-53.
- 山田忍・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). 日本土壤肥料学雑誌, vol. 29, p. 449-453.
- 山田忍・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). 日本土壤肥料学雑誌, vol. 29, p. 489-493.
- 山岸宏光・岡孝雄・岡村俊邦 (1990) 十勝南部地域の地形と地質. 北海道立地下資源調査所, 71 p.
- 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 (1982) 北海道東部常呂・豊頃帯東縁の新第三系の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室 (MS.)
- 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, 78 p.
- 山口昇一・澤村孝之助 (1965) 5万分の1地質図幅「本岐」及び同説明書. 地質調査所, 42 p.
- 山口昇一・松井愈・松澤逸己・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・松井愈・宮坂省吾・松澤逸己 (1978) 鮮新-下部更新統, 十勝累層群. 地団研専報, no. 22, p. 7-15.
- 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.
- 横平弘 (1955) 十勝国忠類村東方の地質. 北海道大学卒業論文 (MS.).
- 渡辺真人 (1990) 豊頃丘陵新第三系珪藻質泥岩中のhiatusとスランプ堆積物. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, p. 169.
- 渡辺真人 (1991) スランプによって形成された豊頃丘陵新第三系珪藻質泥岩中のhiatus. 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, p. 173.

## Geology of the Chūruī District

By

Shōichi YAMAGUCHI, Hiroyuki SATOH and Masaru MATSUI

(Written in 2002)

(ABSTRACT)

### Topography

The Chūruī district occupies an area between latitude  $42^{\circ} 30' 09.3''$  N and  $42^{\circ} 40' 09.2''$  N and between longitude  $143^{\circ} 14' 46.2''$  E and  $143^{\circ} 29' 46.1''$  E, at the southern part of the Toyokoro Hills located southeast of the Tokachi Plain, Hokkaido.

The district consists of a hilly zone less than 300 meters in altitude, plateaus surrounding the hilly zone and narrow alluvial lowlands developed along major rivers. With the exception of the Sarubetsu River, which flows northward in the northwest region, the Chūruī district is drained by small rivers that flow directly into the Pacific Ocean as the Yūdō, Oikamanae, Tōberi, Aiboshima and Rekifune Rivers.

The hilly zone, which has the highest point at a triangulation point 335.3 meters altitude in the upper reach of a Tōberi River's tributary, consists of low mountains ranging between 70 meters and 300 meters in altitude. The summit levels are characteristic of the early stage of maturity. Erosion terraces devoid of a sedimentary cover are developed at an altitude of 300 meters and 50 to 90 meters.

The plateau surrounding the hilly zone consists of older and younger fans, river terraces and coastal terraces. The distribution of the fans and river terraces is influenced by tectonic movements since the Middle Pleistocene. The Rekifune River was forced to flow northward by the uplift of the southern part of the Hidaka Mountains. The old fans of the river are widely developed north of the northwestern part of the Chūruī district. On the other hand, the NE-SW trending uplift of the "Tokachi Central Tectonic Zone" in the district's northwestern part of changed a stream of the Rekifune River from northward to southeastward. As a result, younger fans developed gently sloping toward the Pacific Ocean in a drainage basin extending from the Tōberi to Memu Rivers.

The distribution of the river terraces along the Rekifune and Tōberi Rivers indicates that the uplift of the Tokachi Central Tectonic Zone has led to their phased southwestward migration to the present streams.

Three to four steps of coastal terraces are developed parallel to the shore line at Bansei, Taiki Town. Higher terraces which include the Bansei I and II Terrace Surfaces range in altitude between 40 meters and 120 meters, are highly dissected to form undulating plains. Lower terraces, including the Bansei III and Aiboshima Surfaces ranging in altitude between 15 meters and 40 meters, preserve well developed terrace plains.

Alluvial lowlands are less distributed than the hilly zone and plateau. These lowlands are developed as slightly wider lowlands in the lower reaches of the Oikamanae and Tōberi Rivers. Brackish lakes such as the Oikamanae-numa and Horokayantō Lakes or swamps remain along the beach.

### Geology

The district occupies the southern tip of the Mesozoic Tokoro Belt, a geotectonic unit. It is sandwiched between the Hidaka Belt, forming the axial part of Hokkaido, and Nemuro Belt, forming the southwestern margin of the Kurile Islands.

The mapped district occupies the southern half of the Toyokoro Dome, which consists of the Toyokoro Formation, a pre-Neogene unit forming the Tokoro Belt and Neogene formations surrounding the Toyokoro Formation, Pleistocene fans and terraces and Holocene deposits are widely distributed from the western part of the district to the Pacific coast. Their stratigraphic relationship is shown in Fig. 1.

Age		Stratigraphy	Main lithofacies and other	Remark		
Quaternary	Pleistocene	Late	Flood plain, beach bar, moor and talus deposits	• Ta-b Gravel, sand, mud & peat	← Earth hummock "Tokachi-bozu"	
			Taiki Surface Deposits	• Soft loam Gravel with sand (River terrace dep.)	↑	
			Kamisatsunai IIb Surface Dep.			• Ball struchrpd loam
			Oda Surface Deposits			• En-a (17-19KA)
			Ancient sand dune Deposits	Spfa-1 sand dune	Brown loam	
			Chūruī Surface Deposits	• Spfa-1 • Kt-1 (39-42KA)		
			Chūruī Gravel Bed	Z-H Kt-3 Kt-4 Spfa-7-10 Kt-6 Aso-4 Toya Kt-1b (100-130KA)		Gravel Sand & gravel (Fan dep.) (Coastal terra. dep.)
			Aiboshima Gravel Beds	Gravel, sand, mud & peat (Fan and lake dep.)		
			Horokayantō Formation	Gravel & sand (Beach or marine dep.)	← <i>Palaeoloxodon naumanni</i>	
			Tōberī Gravel Beds	• "Takahoku buried soil"	Gravel (River terrace dep.)	Reddish Brown loam
	Takuhoku Surface Deposits	Sand & granule (Marine terrace)				
	Asahi Surface Deposits	Gravel with sand				
	Bansei Gravel Beds	• Red paleosol	Gravel & sand with decayed gravel	Sand & granu. (Marine ter.)	Upheaval Central Tokachi Tectonic Zone	
	Kamisarabetsu Surface I Dep.					
	Makubetsu Fan Surface Dep.					
	Makubetsu Fan Gravel Bed					
	Bansei I Sand Bed	• White clay	Gravel & sand with mud (Fan deposits)		Upheaval, Denudation	
	Kōchien Surface Deposits					
	Kōchien Gravel bed					
	Neogene	Pliocene	Early - Late	Osarushinai Formation	Sand and pebbly sand	Upheaval, Denudation
Komahata Formation				Fine sandstone, siltstone and conglomerate	Transgression	
Nukanai and Chōbushi Formation				Massive fine grained sandstone and alternation of sandy mudstone & conglom. with tuff	Regression	
Taiki Formation				Diatomaceous massive siltstone with sandstone & tuff	Takikawa-Hombetsu Fauna <i>Neodenticula kamschatica</i> zone	
Ushishubetsugawa Group				Alternation of diatomaceous siltstone and hard mudstone	Graded bed conglomerate and sandstone	
Miocene		Middle	Oikamae Formation	Platly hard mudstone with sandstone & tuff	← Dolerite dike	
			Okawa Formation	Massive mudstone	← Transgression Porphyrite dike ← K-Ar age 15-16.9 Ma	
			Sandstone member	Upper: Alternation of sandstone & mudstone Fine-medium sandstone Basal conglomerate		
			Tōberī Formation	Basalt, andesite lava, tuffbreccia, green tuff and comendite welded tuff	Denudation	
			Akaishizawa Formation	Mudstone, sandstone and conglomerate with coal		
Cretaceous - Jurassic		Toyokoro Formation	Basaltic tuff and pillow lava, sandy mudstone with chert and limestone			

Fig.1 Summary of the stratigraphic sequence in the Chūruī district



## Pre-Neogene

The **Toyokoro Formation**, the lowest formation in the mapped area developed in the northern part of the district. It is characterized by basic submarine volcanic products accompanied with chert, limestone, sandstone and mudstone. The age ranges from Late Jurassic to Early Cretaceous.

## Neogene and Lower Pleistocene

The **Tokachi-Chūri Group** forms the lowest part of the Neogene system. It is divided into the Akaishizawa Formation composed of fresh-water to brackish sediments and overlying Tōberi Formation marked by alkali-rich rhyolites and "green tuff" facies.

The **Akaishizawa Formation** unconformably overlies the Toyokoro Formation. It is composed of soft mudstone, sandstone and conglomerate and marked by a remarkable lateral change in lithofacies without any regularity. The conglomerate consists of subrounded to subangular and poorly-sorted fragments. The mudstone contains many coaly materials, partially intercalated by coaly shale or coal seams. The formation yields *Ostrea* sp. and *Corbicula* sp., indicating a brackish environment. The thickness is 30 meters or more.

The **Tōberi Formation** is characterized by peralkaline rhyolites derived from volcanic activities in the early-stage development of the Neogene sedimentary basins. The formation is distributed on the northeast and southwest sides of the Meiwa Fault, an E-W trending fault in the upper reach of a Tōberi River's tributary. The formation consists largely of volcanic rocks, scarcely containing clastic sediments. They show various facies such as lava, welded tuff and pyroclastic rocks, widely ranging from rhyolite to basalt compositions. The rhyolites are associated with peralkaline comendite lava and welded tuff, forming a peculiar petrographic province. Radiometric ages (K-Ar method) of the comendite welded tuff and basalt lava in the formation are 15.1 Ma and 16.9 Ma, respectively, indicating early Middle Miocene. The formation is presumably about 1,000 meters thick. The distribution area of the formation is dotted by small intrusive bodies of porphyrite.

The **Ōkawa Formation** has marine sediments that unconformably overlie the Tokachi-Chūri Group and was formed by a transgression subsequent to the sedimentation of the group. The formation is divided into the lower sandstone and upper mudstone members. The sandstone member has a characteristic basal conglomerate with boulders of volcanic rocks derived from the Tōberi Formation, fining upward to grade into the upper mudstone member. The lower part of the mudstone member is alternated with fine-grained sandstone, whilst the upper part consists of only massive mudstone, which is broken into small fragments by weathering.

The sandstone and mudstone members of the Ōkawa Formation yield molluscan fossils and benthonic foraminifera, respectively. However, there are few species indicative of a specific geologic age among them. The radiometric age of the Tōberi Formation and biostratigraphy of diatoms in the overlying Ushishubetsugawa Group indicate that the Ōkawa Formation ranges in age from early to middle stage of the Middle Miocene. It is about 1,200 meters thick on the southeast wing of the Toyokoro Dome, whereas it is 150 to 300 meters thick on the west wing. Small-scale dolerite intrusives are recognized in the mudstone member.

The **Ushishubetsugawa Group**, a marine product subsequent to the Ōkawa Formation, consists of the lower Oikamanae Formation marked by hard shale and the upper Taiki Formation represented by diatomaceous siltstone.

The **Oikamanae Formation** conformably overlies and seems to surround the Ōkawa Formation. The formation consists largely of platy hard mudstone. In the southern area, coarse-grained sediments such as conglomerate and sandstone increase, resulting in a remarkable lateral facies variation. The formation is divided into three facies such as hard mudstone facies, conglomerate facies and alternation of hard mudstone and siltstone facies.

The hard mudstone facies consists of the alternation of hard mudstone 5 to 10 centimeters thick and mudstone approximately 1 centimeter thick, showing platy bedding. The hardest part of the hard mudstone looks like chert showing shelly fractures. Occasionally, the hard mudstone facies is intercalated with sandstone 10 to 30 centimeters thick to form the alternation of mudstone and sandstone.

The conglomerate facies is characterized by graded bedding. A typical facies is marked by an upward change from conglomerate, slump deposit, sandstone to mudstone. A graded bed generally ranges in thickness from 2 to 5 meters. While the conglomerate contains many pebbles derived from the Hidaka Belt west of the district, pebbles of volcanic rocks from the Tōberi Formation are also contained in it.

The alternation of hard mudstone and siltstone facies is developed at the uppermost part of the formation. It forms a transitional part to the Taiki Formation, developed on the eastern wing of the Toyokoro Dome.

The Oikamanae Formation is frequently intercalated with tuff layers, which range in thickness from centimeters to meters, but cannot be traced as marker beds.

The mudstone facies of the formation yields molluscan and foraminiferal fossils. There are only a few fossils useful for

stratigraphic correlation or age determination. The formation is 1,200 to 1,300 meters thick on the east wing of the Toyokoro Dome and nearly 450 meters thick on the west wing.

The **Taiki Formation** is transitional from the underlying Oikamanae Formation and partially interfingers with this formation. The formation is widely distributed on the east wing of the Toyokoro Dome, but is scarcely developed on the west wing. It is composed of massive diatomaceous siltstone, frequently intercalated with fine-grained tuffaceous sandstone and white fine-grained tuff beds 5 to 25 centimeters thick.

The Taiki Formation contains calcareous nodules 50 to 200 centimeters in diameter and sporadically yields molluscan fossils.

The upper part of the Oikamanae Formation and entire Taiki Formation yield many diatom fossils. The diatom fossil assemblages range from the *Thalassiosira yabei* zone to the *Neodenticula kamtschatica* zone, indicating that the Taiki Formation ranges from the late Middle Miocene to the Early Pliocene. The formation is 800 to 1,500 meters thick on the east wing of the Toyokoro Dome and approximately 200 meters thick on the west wing.

The **Tokachi Group** consists of the Nukanai, Chōbushi, Komahata and Osarushinai Formations, which are isolated from each other.

The **Nukanai** and **Chōbushi Formations** form an identical horizon on a wide scale and are graded from siltstone of the lower Taiki Formation. Both of the formations are characterized by massive muddy fine-grained sandstone rich in mica-flakes, containing granules of slate and chert. Furthermore, they are tuffaceous and look like pumice tuff in places.

The both formations yield no fossil in the Chūrui district. However, they yield the Takikawa-Honbetsu Fauna represented by *Fortipecten takahshii* in the adjacent areas, indicating the age of Early Pliocene.

The **Komahata Formation** occurs on the west wing of the Toyokoro Dome, unconformably overlying the Taiki Formation. It consists largely of fine- to medium-grained sandstone and muddy sandstone associated with sandy conglomerate and sandy mudstone. Besides *Fortipecten takahashii*, a representative species of the Nukanai Formation, the Komahata Formation yields *Chlamys* cf. *daishakaensis*, *Cyclocardia prolongata nakamurai* and *Pseudogrammatodon* sp., which characterize the Setana Formation representing the Lower Pleistocene in the southwestern part of Hokkaido.

These fossils differ from the fossil assemblage of the Nukanai Formation. The stratigraphic relationship with the Nukanai Formation is not clear, but the formation might belong to a different horizon. The thickness is approximately 70 meters.

The **Osarushinai Formation** is narrowly distributed on the banks of the Tōberi River, northwest from the central part of the Chūrui Town. It is overlain by a river terrace gravel bed, composed of very loose neritic gravelly sand. While the stratigraphic relationship with other Neogene formations is not clear, the lithofacies and regional geology suggest that it is correlative with the Osarushinai Formation in the adjacent Tokachi-Ikeda district.

## Middle and Upper Pleistocene

The Middle and Upper Pleistocene series consist of younger and older fan gravel beds, river terrace deposits, older lake deposits, coastal terrace deposits distributed along the Pacific coast and topographic surface deposits veneering the individual topographic surfaces.

The older fan gravel beds are the Kōchien Gravel and Makubetsu Fan Gravel Beds, which have been derived from uplifting and denudation of the southern part of the Hidaka Mountains since the Middle Pleistocene. They are characterized by the association of "decayed gravel beds". Subsequent tectonic movements prompted erosion of the older fans to produce stepwise terraces, younger fans and erosion depressions, each of which has characteristic deposits. It should be noted that the Horokayantō Formation yields an individual of *Paleoloxodon naumanni* in the Shimotōberi River at Bansei, Chūrui Village. The coastal terraces are associated with marine sediments. The individual topographic surfaces are veneered by characteristic paleosol, loam and pyroclastic fall deposits.

## Holocene

The Holocene series consists of the younger river terrace deposits, small-scale talus deposits found at the foothills, flood plain deposits along the individual streams, moor deposits developed in the lower course of the Tōberi River and around the Oikamanae Lake and beach bar deposits developed along the Pacific coast.

## Geologic structure

The tectonics in the Chūrui district is controlled by the NS-trending Toyokoro Dome and two fault systems cutting the dome. The Toyokoro Dome is an anticlinorium with minor folds, which shows an asymmetric profile marked by a steep west wing and a gentle east wing. The faults are divided into the N-S trending system parallel to the dome extension and E-W trending system normal to the dome axis. These faults control the distribution of the Toyokoro Formation.

Along the western margin of the Toyokoro Dome including a part of the Chūruī district, active faults run in the N-S direction. They are Kamisarabetsu, Kōwa and Asahi Faults, which are closely related to the development of the "Tokachi Tectonic Basin" since the Pliocene time. The tectonic basin has gradually formed by the uplift of the eastern half of the Tokachi Plain and subsidence of the western half.

執筆分担

I. 地 形	山口昇一・松井 愈
II. 地質概説	山口昇一・松井 愈
III. 先新第三系	山口昇一
IV. 新第三系及び下部更新統	山口昇一・佐藤博之
V. 第四系	山口昇一・松井 愈
VI. 地質構造	山口昇一・松井 愈
VII. 応用地質	山口昇一

文献引用例

山口昇一・佐藤博之・松井 愈 (2003) 忠類地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 68 p.

章単位での引用例

山口昇一・松井 愈 (2003) 忠類地域の地質, I. 地形. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-10.

Bibliographic reference

Yamaguchi, S., Satoh, H. and Matsui, M. (2003) Geology of the Chūruī district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 68 p. (in Japanese with English abstract 5 p).

Bibliographic reference of each chapter

Yamaguchi, S. and Matsui, M. (2003) Geology of the Chūruī district, I. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-10.

---

---

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 忠類地域の地質

平成15年 3 月25日 発 行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目1-1 中央第 7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 泰成印刷株式会社

---

---