

550.85(084.32)(524)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

釧路(2)第64号

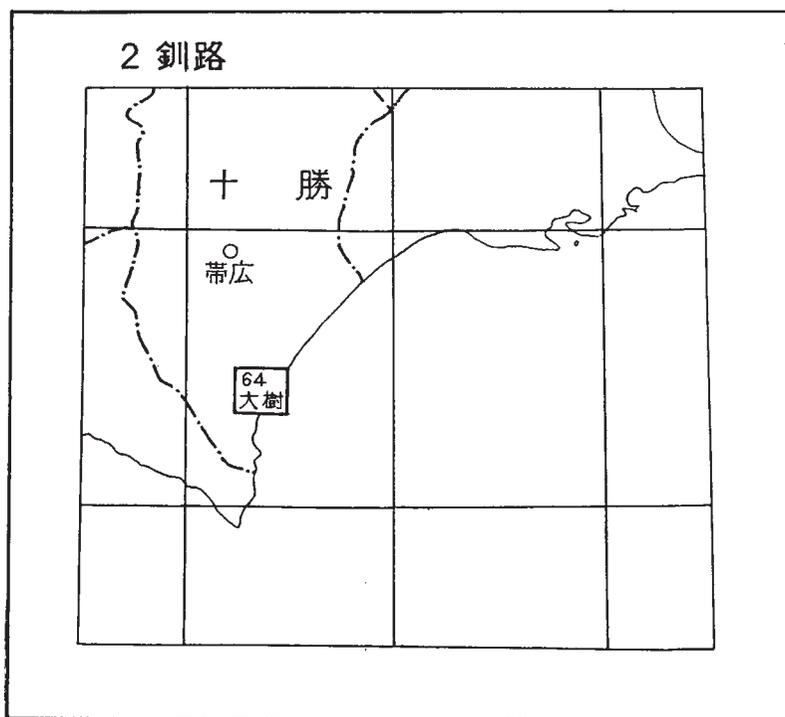
大 樹 地 域 の 地 質

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

昭 和 49 年

地 質 調 査 所

位置図



目 次

I. 地形および交通	2
I. 1 地形一般	2
I. 2 山地および丘陵地域	2
I. 3 段丘面・扇状地面群	4
I. 3. 1 南部日高山脈東麓に発達する古期扇状地群	4
光地園面	4
幕別扇状地面	6
上更別面	8
I. 3. 2 歴舟川・豊似川・野塚川流域に発達する扇状地および段丘群	9
朝日面	9
拓北面	9
忠類面	10
尾田面	11
石坂面	12
大樹面	12
後大樹面	12
I. 3. 3 南十勝太平洋岸に発達する段丘群	12
晩成Ⅰ面	12
晩成Ⅱ面	13
晩成Ⅲ面	13
相保島面	13
ホロカヤントウ面	13
I. 3. 4 古砂丘地形	14
I. 3. 5 沖積面	15
I. 4 交通	16
II. 地 質	17
II. 1 地質概説	17
II. 2 日高累層群	18
II. 3 火成岩および変成岩	20
II. 3. 1 閃緑岩	20
II. 3. 2 ホルンフェルス	20
II. 4 新第三系	20
II. 4. 1 大樹層群	21
尾田村層	22
豊似川層	24
大樹層	25
地質時代	25
豊似川層の礫岩の意義	26
II. 5 南部十勝地域の地形面区分の鍵層としての降下軽石堆積物および古土壤など	28
II. 5. 1 降下軽石堆積物	28
II. 5. 2 その他の鍵層	34

II. 6	南部日高山脈東麓に発達する古期扇状地礫層	36
II. 6. 1	光地園礫層	36
II. 6. 2	幕別扇状地礫層	38
II. 7	歴舟川・豊似川・野塚川などの流域に発達する段丘・扇状地堆積物	38
II. 7. 1	朝日面堆積物	38
II. 7. 2	拓北面堆積物	41
II. 7. 3	忠類礫層	41
II. 7. 4	尾田面堆積物	45
II. 7. 5	石坂面堆積物	46
II. 7. 6	大樹面堆積物	46
II. 7. 7	後大樹面堆積物	46
II. 8	ピラオトリ層	46
II. 8. 1	楽古川沿いに分布するピラオトリ層	46
II. 8. 2	南十勝海岸に分布する海成砂礫層	52
II. 8. 3	ピラオトリ層とホロカヤントウ層との対比	54
II. 9	南十勝太平洋岸に発達する洪積世堆積物	55
II. 9. 1	晩成I砂層	55
II. 9. 2	晩成II砂礫層	56
II. 10	化石周氷河現象	57
II. 10. 1	石坂切り通しのインボルーション	58
II. 10. 2	Spfa1の埋積古砂丘	60
II. 10. 3	化石周氷河現象からみた南十勝の寒冷期	62
II. 11	地質構造および第四紀における構造運動	64
II. 11. 1	広尾断層	64
II. 11. 2	褶曲系	64
II. 11. 3	前期洪積世における十勝盆地の誕生と日高山脈南部の上昇	64
	洪積世堆積盆の形成	64
	光地園礫層の形成	65
	幕別扇状地および上更別面の形成	65
II. 11. 4	南十勝地域の十勝盆地からの離脱	65
	歴舟川の争奪と朝日・拓北面の形成	65
	Würm氷期の南十勝と日高山脈北部の上昇	66
文 献	66
Abstract	1

大樹地域の地質

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†††

大樹図幅は、北緯 $42^{\circ} 20'$ から同 $30'$ ，東経 $143^{\circ} 15'$ から同 $30'$ の範囲を占め、南部日高山脈の東麓下階部とそれに接する南十勝海岸平野および豊頃丘陵南端部をふくみ、広尾町・大樹町にわけられている。

本図幅地域の調査は、昭和41年度から43年度にかけて北海道開発庁からの委嘱によっておこなわれ、昭和47年度に補足調査がおこなわれた。この地域をふくむ十勝平野の全域の第四系を対象とする研究が、筆者らを含む十勝団体研究会によって昭和37年以来続行されている。本研究報告をまとめるに当って、同研究会から多くの援助、討論を戴いたほか、未公表資料を数多く引用させて戴くことができた。したがって、この報告は、十勝団体研究会の南十勝地域の研究成果の一部をなすものである。本図幅地域内の地質について明らかにするために、必要と考えられる本図幅地域には分布しない地層・地形面についても記述をおこなった。第四系については、堆積区ごとに記述し、また地層と火山灰層を関連づけて記述するなどのため、必ずしも時代順に記述できなかった部分があることをお断りしておく。

野外調査および説明書の記述にあたっては、広尾層群・新第三系を、松井・宮坂が担当した。第四系および地形については、本図幅地域を中心に、広尾・忠類・湧洞沼など各隣接図幅地域の一部にわたる海岸地域を、松井・佐藤・右谷が、同じく、上豊似・上札内図幅地域の一部を含む内陸地域を秋葉・小坂・笹島が、それぞれ主に担当し、降下軽石層・ローム層の岩石学的検討を春日井が担当した。これらの作業にもとづいて、図幅および説明書のとりまとめは、松井・佐藤・小坂がおこなった。

本図幅調査および説明書の作成に関連して、広尾層群および同層群に関与する火成岩・変成岩については、北海道大学・紺谷吉弘氏および在田一則氏に多くの教示と、資料の提供とをいただいた。また、大江フサ・大谷哲・及川勝・覚知佐代子・故川添熙・川名淳・勝井義雄・北川芳男・木村方一・小久保公司・小林保彦・今野京子・瀬川秀良・田中実・田沼穰・田中良明・野川潔・深谷哲也・藤田郁男・古川昭・松沢逸己・松井晋・山口昇一・矢野牧夫・横山達俊・横平弘の諸氏は、数次にわたる十勝団体研究会による本地域の野外調査に参加し、多くの教示を与えられた。

地質調査所北海道支所山口昇一技官は、本図幅調査および説明書の作成について、全面的な協力と援助を与えられた。また大樹町長野口武雄氏以下の町役場、および教育委員会からも野外調査に際して多大の援助を受けた。ここに以上の方々および十勝団体研究会に対し、深い謝意を表する。

注) * 北海道大学理学部

** 札幌西高等学校

***札幌月寒小学校

† 北海道教育大学岩見沢分校

†† 標茶町萩野小学校

††† 北海道教育大学札幌分校

I. 地形および交通

I. 1. 地形一般

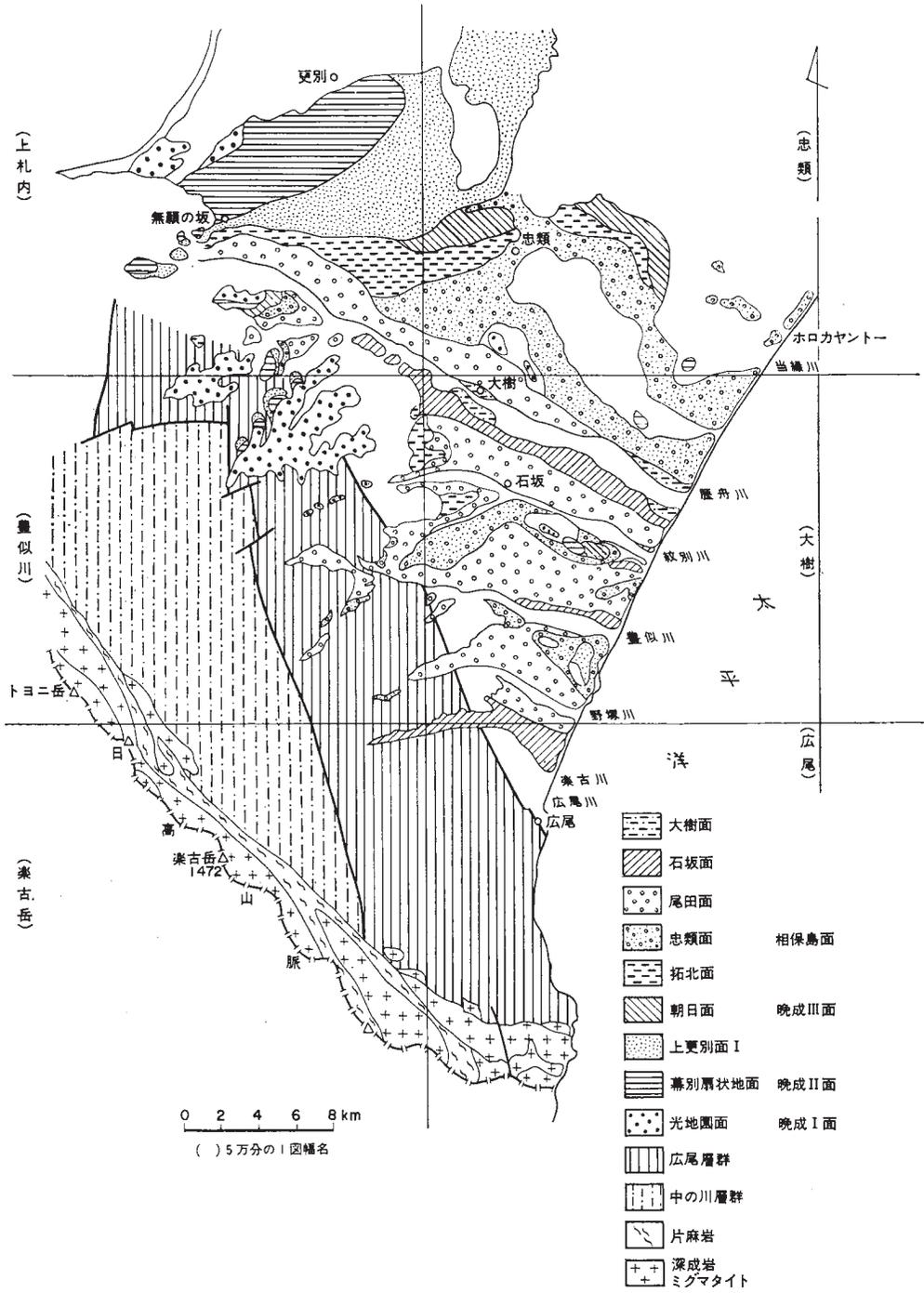
この図幅地域は、西部に300~240m、および140~100mの切峯面高度を示す丘陵地域、中央部に広く発達し地域西端の100mから東にむかって高度を減ずる扇状地面群と、そのなかに点在する100m前後の高さの島状丘陵、扇状地面を直線的な段丘崖で切つて西ないし西北西から東へ流下する歴舟川・紋別川・豊似川・野塚川と、その両岸に狭い分布を示す河岸段丘および氾濫原からなる。扇状地面群からなる広い海岸平野の東端は、北東-南西に直線的に延びる海岸線によって断たれ、20~10mの海崖となっている。海岸線は崖下に狭い磯がみられ、各河川の河口付近では、北方のものほどより顕著に砂洲を発達させ、図幅地域北端のアイボシマ川から北では、その内側に湿地ないし沼を抱いている。この地域および周辺の地形の概要を、地形面区分図（第1図）、および地形面復元図（第2図）に示した。

I. 2 山地および丘陵地域

この図幅地域をふくむ日高山脈東翼部の、地形面復元図から明瞭に読みとれるように、この図幅地域西端に高低2段の平坦面としてあらわされる丘陵地は、西隣上豊似図幅地域南西端を通り、北北西から南々東に通らなる日高山脈の山陵部から、急激に低下する東斜面の末端部に当たっている。地形面復元図は、日高山脈の山陵部が1,000m前後の平坦面と、その上に突出する大小の山頂列とからなっており、この平坦面に連らなる東麓には、1,000mから700m前後まで落ちこむ急斜面を経て、400mないし700mの高度をもつ平坦部分が発達していることを示している（根本・佐々，1933，；橋本，1953）。この平坦部の中は6kmをいどで、山陵の延長方向に平行して広がっている。また、この平坦部に続く山麓下部の丘陵は、この図幅地域の西縁部にその一部があらわれる300m~400m、200m~300mの平坦部、さらに一段下って100~140mの平坦部へと、それぞれ明瞭な急斜面を境として不連続的に低下する。400m以下の各平坦面は、必ずしも日高山脈の延長方向に平行する分布を示さず、南から北にむかって巾を拡げ、南北ないし南西-北東へと延長方向を変えることが、同じく地形面復元図から読みとられる。このような山地・丘陵地にみられる地形の特徴は、それぞれの地域を構成する地質のちがひ、風化に対する強度のちがう岩石と、それらを境する断層、さらには、日高山脈の断続的上昇運動などを反映しており、この地域をふくむ日高山脈の地形発達史の解明は、地質学・構造地質学との関連も含めて極めて興味深い課題となっている。

河川：この図幅地域の北および北西に接する忠類・上札内図幅地域の南半部と北半部、すなわち上札内図幅地域の中央部西寄りの、無願の坂を通り東西に連らなる段丘崖を分水界とする南と北は、北流し帯広付近で十勝川に合流する各河川の流域である十勝平野南部と、東流して直接太平洋に注ぐ諸河川の流域を占める南十勝地域とに判然と分れている。

南十勝の各河川は、日高山脈の山陵部では、最大傾斜に従い南西から北東へと必従的流路をとり、深



第1図 南十勝の地質および地形面区分図 (松井ら 1973)

いV字谷を下刻して直線的に流れる。山腹斜面は急峻直線的で、その上部で凸・上昇斜面をなし、“壮年期”の山容を呈している。丘陵地域では、各河川は東西方向に近い流路に転じ、やや広い数段の段丘面を発達させ、河床および各段丘に、花崗岩・ミグマタイト礫を特徴的に含む礫層を残しながら、さらに基盤を下刻して流れる。なお、北部の歴舟川およびその支流と、南部の豊似川・野塚川などとはかなり異なった地形的特徴を示し、後者が比高の小さい新しい一・二段の段丘と、多量の礫とをのせる現河床を特徴とするのに対し、歴舟川とその各支流では、数多くの河岸段丘を発達させ各段丘の比高も大きく、現河床には広く基盤を露わし、現在も激しい乱流と側刻および下刻作用が続いている。

さらに、歴舟川とその支流である中ノ川・ヌピナイ川の河川縦断面図には、600m・500m・300m・250m・180mなどの高度に、いくつかの遷急点が認められ、その延長は下流部に発達する、段丘面に対応する様子がかがえるのに対して、豊似川以南の各河川にはこのような遷急点は不明である（第3図）。

以上のような諸事実は、各河川の形成・発達史の差異を示めずとともに、南部日高山脈の上昇—浮きあがりの過程を反映しているものと考えられる。

I. 3 段丘面・扇状地面群

南十勝地域には、高度や面の特徴の異なる多くの平坦面—新旧の扇状地および河岸段丘面—が発達しており、これらを形成する礫層、および平坦面を覆う降下軽石堆積物、ローム層、古土壌などを鍵層にして地形兩区分が可能である。十勝団体研究会（1968、およびその未公表資料）によると、それらは高位のものから、光地園面・幕別扇状地面・上更別面・朝日面・拓北面・忠類面・および相保島面・尾田面・石坂面・大樹面とされている。

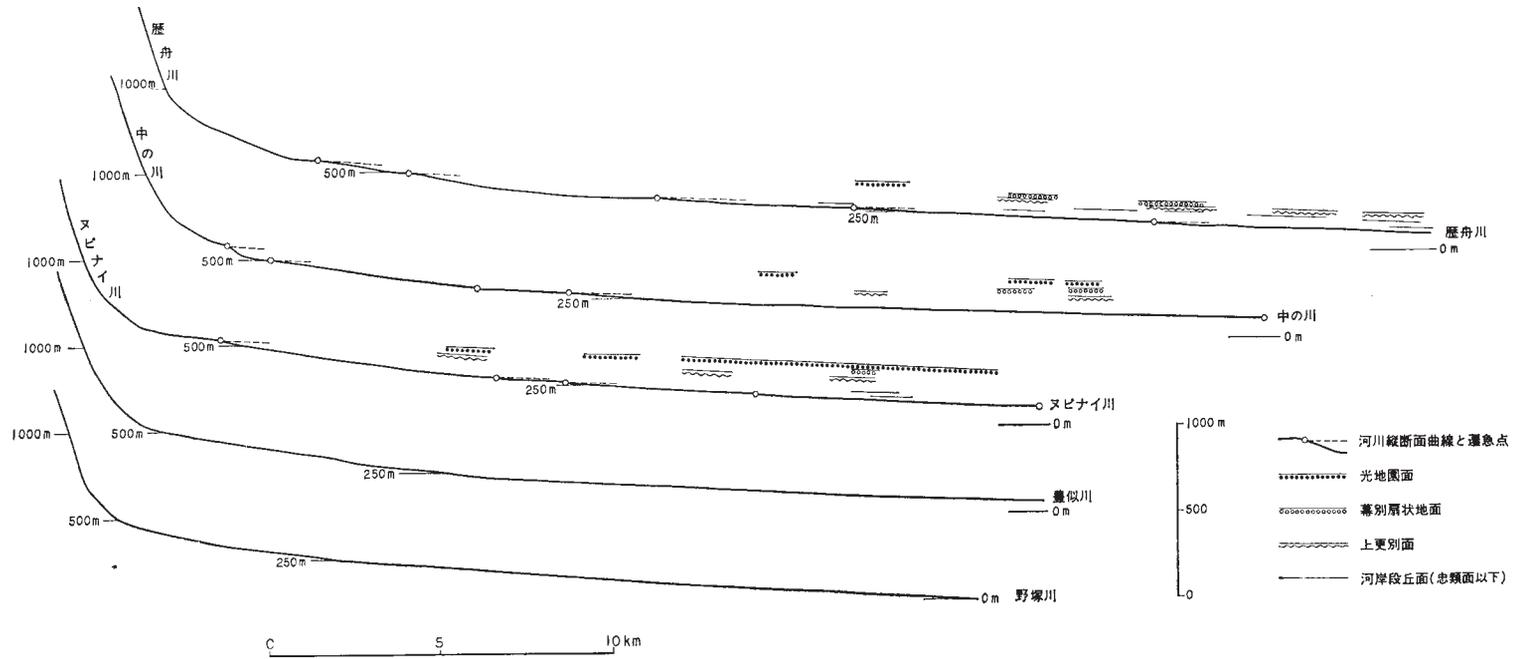
一方、十勝川河口付近から、この図幅地域に至る太平洋岸には、三段の海岸段丘面がほぼ海岸線に平行して、6kmほどの中で美しい発達をみせている。しかし、この図幅地域内では、海岸段丘の連続は、歴舟川その他の河川によって切られ、わずかに島状にとり残された丘陵地の前面に、断片的にみられるに過ぎない。

これらの平坦両群の対比や新旧の判定、有効な鍵層となる諸テフラ、および古土壌などについての検討については、後に詳しく述べることにし、ここでは、南十勝地域に発達する各地形面の特徴について概説したあと、直接この図幅地域に分布する扇状地面、段丘面についてやや詳しく述べることにしたい。

I. 3. 1 南部日高山脈東麓に発達する古期扇状地群

南部日高山脈の東麓地域に発達する古期扇状地は、高位より、光地園面・幕別扇状地面・上更別面に区分される（図4）。

光地園面（十勝団体研究会，1965・1968a）



第3図 南十勝の河川縦断面曲線と平坦面の分布

第1表 南十勝に発達する地形面对比表

十 勝 平 野	南 十 勝	十 勝 海 岸
		泥炭・湖沼堆積物
~~~~~ 冲積段丘面 ~~~~~	冲積段丘面 ~~~~~	
(新期扇状地群) b 面 上札内II ~~~~~ a 面 ~~~~~	歴舟川扇状地面 ~~~~~	
上札内I面 ~~~~~	石坂面 ~~~~~	ホロカヤントウ面
	尾田面 ~~~~~	
	忠類面 ~~~~~	相保島面
	歴舟川段丘面 ~~~~~	
上 III 面 ~~~~~	拓北面 ~~~~~	晩成 III 面
(古期扇状地群) II 面 ~~~~~	朝日面 ~~~~~	
I 面 ~~~~~	上更別面 ~~~~~	晩成 II 面
	幕別扇状地面 ~~~~~	晩成 I 面
	光地園面 ~~~~~	

本地域において、堆積物をのせている最高位の地形面を光地園面と呼ぶ。根本ら（1933）は、紋別丘陵^{註1)}と呼び侵食面とみなしていた。

大樹町市街地西方約10kmの元光地園部落（上豊似図幅地域内）を中心に、新第三紀層や日高累層群を基盤として、標式的に発達する平坦面である。この標式地では、地形面は全体として東北方向に傾斜しており、その高度も最高450m前後、末端では300m前後を示す。面を刻むおもな谷は、東北方向に流れ、深い谷を形成しているが、地表面は非常に平滑で、小起伏ないし波状の凹凸などをほとんど示さない。しかし、この面は必ずしも一連の傾斜をした単一の面ではなく、少なくとも400m前後で上下にわかれる2段の平坦面を区別できそうである。

このほか、上札内図幅地域内の幸栄地区・能美内地区の標高300m以上の稜線に分布する面、上札内図幅地域の北西部に分布する東戸蔭別扇状地の扇頂部に当る平坦面、元更別地区に分布する標高380mから300mにいたる平坦面、さらに幕別扇状地の北縁にそって断続的に分布する面などが、いずれも光地園面に対比される。大樹市街北方の島状丘陵・モイワ山の山頂部を形成する、高度180mおよび140mの面は、その位置および高度から、上記の光地園面とは直接連続しないが、同時代のものあるいはその削剥面と考えられる。

#### 幕別扇状地面（十勝団体研究会，1968a）

大樹町北西16kmの無願の坂（上札内図幅地域内）および更別村元更別部落付近を扇頂として、東北東にむかって広がる扇状地面を幕別扇状地面と呼ぶ。

註1) この図幅で紋別川丘陵と呼んでいる紋別川下流右岸の島状丘陵地とは全く別の地域である。



この幕別扇状地面は、扇頂付近では標高300mを示しているが、扇端部の更別村東18号線付近では、180m前後にまで低下し、前記光地園面に較べて傾斜がやや急である。地表面はかなり開析が進んでおり、起伏の大きい波状地形を呈する。

根本ら（1933）は、この地形面を幕別開析扇状地と呼び、歴舟川・札内川の合流扇状地が開析されたものとした。橋本（1953）は、美生川流域の新美生の台地が、北戸蔦扇状地あるいは幕別扇状地群に対比されるとし、さらに御影図幅（橋本，1954）で、西美生・上洪山・中洪山の高台も新美生台地に連続するとして幕別扇状地に対比し、これらの面を幕別面、その堆積物を幕別層と呼んだ。十勝団体研究会（1968a）は、上記の標式地における扇状地に限って幕別扇状地面と呼んでいる。

標式地における幕別扇状地面は、古い扇状地堆積物である光地園礫層の削剝部を、札内川と当時北流して十勝川に注いでいた歴舟川、およびその支流によって形成された扇状地面が、扇状地形形成後、北部と南部を削り去られて、中央部が残存したものと解される。

光地園付近のヌビナイ川沿い——幸栄・能美内付近には、光地園面より低いほぼ320～360mの高さをもつ、断片的な平坦面が発達しており、幕別扇状地面に対比される河岸段丘と考えられる。

#### 上更別面（十勝団体研究会，1965，1968a）

幕別扇状地面の南側に接し無願の坂から東方に国鉄上更別駅付近まで連なる一段低い面を、前者から区分して新たに上更別面と呼んでいる。

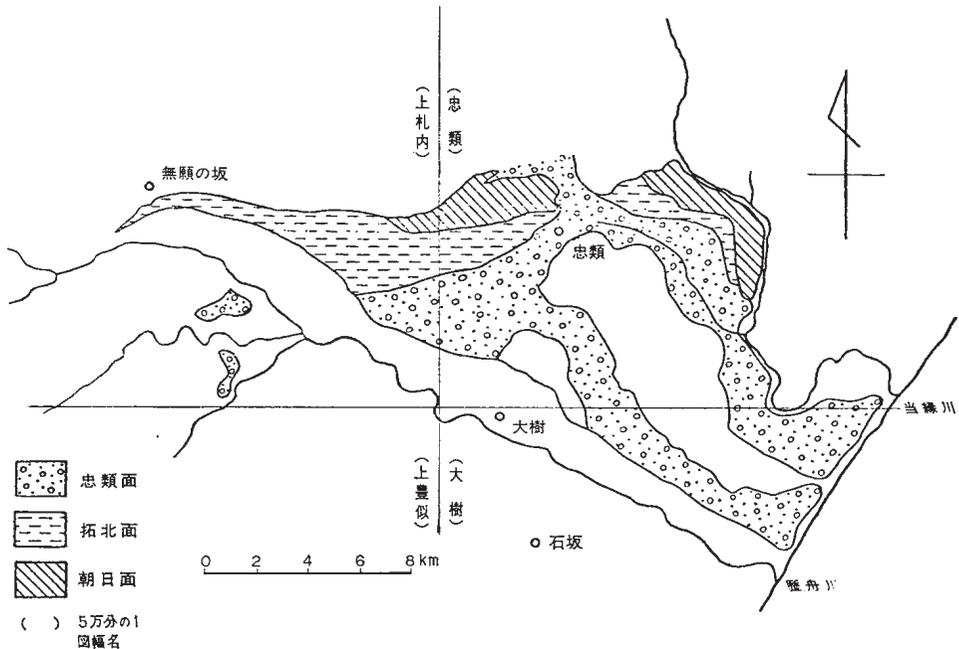
根本ら（1933）の中ノ川扇状地、および今井（1964）の上帯広扇状地の一部がこれに当る。本面と幕別扇状地面との境には、西端部の無願の坂付近で、比高15m前後の明瞭な段丘崖が見られるが、東端に近づくほど比高は減じ不明瞭となる。本地形面の東端部は、上更別駅付近で下位の面によって、ほぼ南北方向に切られている。地形面はゆるい波状地をなすが、幕別扇状地面ほど開析されておらず、面の傾斜も緩やかである。

歴舟川中流部の昭徳、能美内地区にも、幕別扇状地相当面より一段低い小規模な段丘面があり、上更別面に対比される。幕別扇状地面とこの地域の段丘面との関係と同様に、この段丘面も歴舟川の河谷を横断して上更別面に連なる。地形面の特徴や後に述べる礫層の検討から、上更別面は幕別扇状地面の侵蝕面であろうと考えられる。

上に述べたように、光地園面・幕別扇状地面および上更別面は、いずれも南十勝の歴舟川中流右岸・中ノ川・ヌビナイ川下流地域から歴舟川の河谷を横切って、十勝平野南部に連なり、次第に高度を減じながら広く広がる扇状地面である。幕別扇状地面および上更別面は、光地園面の広大な平坦面を原形とし、その扇頂に近い上流部では、古い扇状地面を刻みこんで、深い河谷をうがち2段の河岸段丘面を残しており、中流部では河流の下刻および側刻によって、規模のやや小さい幕別扇状地面、および上更別面を相次いで形成している。したがって、次に述べる朝日面以下の段丘面・扇状地面が、南十勝地域の十勝平野南部からの分離後の、南十勝地域独自の地形発達史を示しているのに対して、これらの地形面は、南十勝の分離以前——前期洪積世末から中期初頭にかけて——の“古”十勝平野の地史と、その南を限る日高山脈の上昇運動を反映しており、古期扇状地群として一括してとらえることができる。

### I. 3. 2 歴舟川・豊似川・野塚川流域に発達する扇状地および段丘群

歴舟川流域には、河岸段丘の発達が著しく、尾田―大樹市街付近でこれらの段丘面は、高位の面から朝日面・拓北面・忠類面・尾田面・石坂面・大樹面に区分される。この地域では、河岸段丘が北岸に非対称的に広く発達し、自ら構成した扇状地の傾斜や、この地域全体の最大傾斜に従って、歴舟川の流路が南方に移行した状況が認められる（第5図）。



第5図 歴舟川にそう朝日面、拓北面、忠類面の分布図

#### 朝日面（十勝団体研究会，1968a）

上更別面を切って発達する段丘面で、比高20mを越す北方に向って彎曲した段丘崖を発達させ、忠類村の日和（標高170m）・朝日の部落をのせ、西南西から東北東にむかう広く開いた皿状の谷で刻まれ、大きな波状地形を呈している。この面の上を流れる小河川は、上流部を拓北面形成時の下刻によって断たれ、無能力化したものと考えられる。朝日面は、さらに当縁川流域にも連続し、50m～110mに高度を減ずるが、このような面の分布は、南十勝地域が十勝盆地から分離した朝日面形成時の歴舟川の流路が、激しい下刻をおこなって現在の当縁川流域を流れていたことを推定させる。

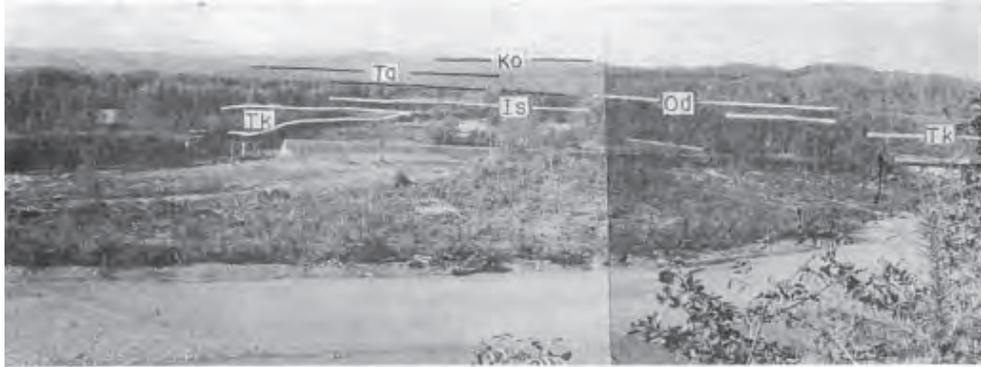
#### 拓北面（十勝団体研究会，1968a）

歴舟川とボンヤオロマップ川合流点付近から、忠類村拓北・平和部落付近に最もよく発達し、忠類駅付近まで連続する。

上流部は、河岸段丘状を呈するが、尾田付近から下流部では、南側を忠類面・尾田面に断たれながら、最大巾4kmに近い波状地形に富む扇状地状を呈している。

本面の下流への延長は、朝日面と同様に当縁川流域にも追跡することができ、中当付近では面の高度は90mから60mに低下し、下位の忠類面との比高も漸減する。

この図幅地域内では、大樹市街の西から石坂の近くまで、丘陵地域の東縁に分布する100～120mの起伏に富む平坦面が、拓北面に対比される。下位の忠類面との比高は10mでいどであるが、多くの



第6図 大樹市街付近、歴舟川左岸から西南の地形面（昭和47年9月、集中豪雨のため国鉄広尾線は決壊している）  
 Ko・光地面 Ta・拓北面  
 Od・尾田面 Is・石坂面  
 Tk・大樹面

小谷がこの面を刻んで忠類面に流れ出ており、この間に明瞭な段丘崖を示さない。また、豊似川中流（上豊似図幅地域内）にも、この段丘面の小規模な分布がみられる。

#### 忠類面（十勝団体研究会，1968a）

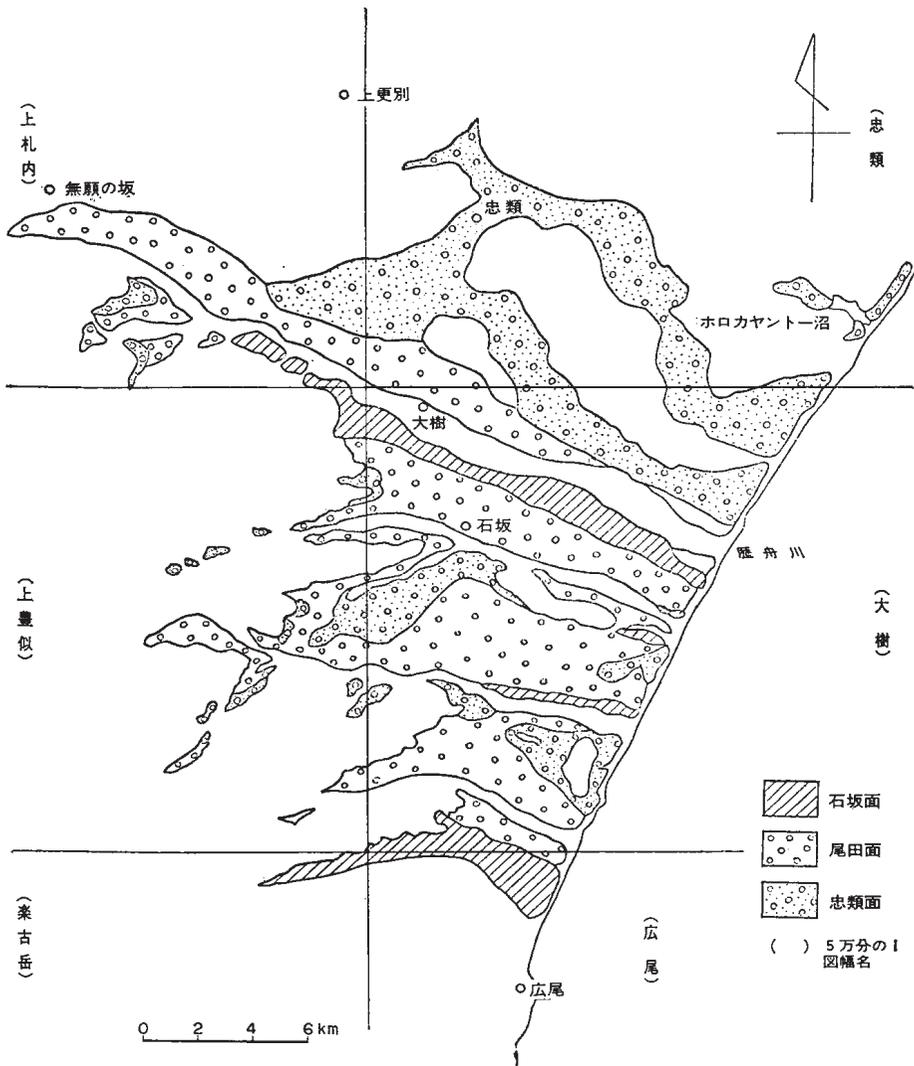
本面は、尾田部落東方の豊里付近にはじまり、大和・上当縁地区を経て、共栄地区では二手に分かれ、北東への延長は当縁川沿いに下流に連続的に分布し、扇状地面としての特徴を示しつつ河口の当縁牧場の面に連続する。

南東への延長は、モイワ山の北を巻いてメム川流域沿いに分布し、歴舟川河口付近を経て、アイボシマ・当縁川河口地域に広がり、ホロカヤントウ沼・晩成付近に分布する相保島面^{注2)}に連らなる。

このような面の分布から、忠類面形成の当初は、歴舟川の河道は当縁川およびメム川流域に流入していたものと推定され、歴舟川の河道は忠類面を形成しつつ南へ移動し、上流部をカットされて無能河川化した当縁川・メム川を残したことが読みとれる。なおこの経過は後で触れるように、この面を構成している堆積物、およびその上をおおうテフラによって明らかに示されている。

歴舟川と平行する紋別川・豊似川・野塚川の下流部においても、忠類面に対比される扇状地面が、その後の下方・側方への削剝、砂礫層の堆積によって形成された新しい地形面でおきかえられながらも、島状丘陵をとりまいて、あるいはこれらの平坦面にとりまかれた孤立した高まりとして分布している。忠類面は、後にふれる古砂丘による特徴的な波状地形を除けば、朝日面・拓北面に較べて著しく平坦であり、面形成後の侵蝕は軽微である。この面の上を走る等高線は、ほぼ南北ないし北北西～南南東の方

注2) 相保島面は、ホロカヤントウ沼、晩成付近に広がる豊頃丘陵南端部に発達する小規模な扇状地面、段丘面と忠類面に対比される。



第7図 忠類面，尾田面，石坂面の分布図

向に平行して走っており，地形の最大傾斜は西→東を示す．このように，忠類面の最大傾斜が，北東→南西方向の直線で示される現海岸線と明瞭に斜交する事実は注目される（第7図）．

#### 尾田面（十勝団体研究会，1968a）

尾田面は，歴舟川中流の坂下近付にはじまり，同川北岸にそって河口近くまで連らなっている起伏のほとんどない傾斜のゆるい平坦面で，拓北面との比高は20m，忠類面とは10mで明瞭な段丘崖で接する．大樹市街より上流部では，本面は，歴舟川の河蝕によって形成された河岸段丘面であるが，同市街より下流では扇状的広がりを出す平坦面となり，浜大樹付近では，忠類面との比高は0mとなり，境界は判然としない．

豊似川・楽古川の中流部（上豊似図幅地域内）に発達する尾田面に対比される河岸段丘面は、この図幅地域に入る付近から急に広く発達し、平坦面上に断続的な小崖をもつ扇状地に移行する。この面上の等高線は、下流にむかってゆるく彎曲し、最大傾斜はほぼ海岸線に直角に向かうが、現河川流路ほどの川でも著しく南に片寄っており、尾田面形成後の北あがりの傾動を暗示している。

尾田面は、段丘礫層の上位に直接ボール状ロームをのせており、帯広周辺に分布する上内Ⅲ a面に対比される。上札内Ⅱ a面では、礫層とボール状ローム層の間に、恵庭a降下軽石堆積物（E-a）をはさむが、本図幅地域の尾田面は、分布範囲外のためE-aをのせていない。

#### 石坂面（十勝団体研究会，1968a）

歴舟川流域に、尾田面より一段低位の河岸段丘面が断続的に分布する。この面を石坂面と称し、歴舟川下流域の右岸の下歴舟地区を標式地とする。この面は、豊似川・野塚川・楽古川のいずれにも現河川にそう河岸段丘を形成して細長い分布を示し、現河床からの比高は上流部で大きく、下流にむかって減少するが、扇状的な広がりを示さない点で、尾田面と異なっている。

石坂面と十勝平野中央部の上札内Ⅱ b面とは、両者ともボール状ロームを欠き、暗褐色の砂質のソフトローム層を直接のせていることから、同時期に形成された地形面として対比が可能であり、洪積世最末期の地形面と考えられる。

#### 大樹面

歴舟川流域には、石坂面を切るさらに下位の河岸段丘面が発達している。この面を大樹面と称し、大樹町市街地をのせる面を標式とする。現河床との比高は、数m足らずの低い面で、薄い礫層の上にはソフトロームものせず、地表の腐植層が直接しており、沖積世初期の地形面であることを示している。また大樹面の現河床面との比高は、石坂面と同様に、歴舟川の上流に向って増大し、下流には減少する。一方、豊似川・野塚川では大樹面に対比される段丘はあまり明瞭でなく、現河床面との比高は小さい。

#### 後大樹面

歴舟川以南の各河川の下流部には、大樹面よりさらに低い1～2段の小規模な河岸段丘が断片的に分布し、沖積世にも引きつづいている、下刻および側刻作用を示している。

### I. 3. 3 南十勝太平洋岸に発達する段丘群

この図幅地域の北西部から十勝川河口にかけて、ゆるく凹んだならかな曲線を画く海岸には、海岸線に平行して巾6～8kmの広がりをもつ3～4段の海岸段丘が発達している。内陸側の高位面は、かなり開析を受けて起伏にとみ、一方、海岸近くの下位の面は平坦である。これらの南十勝海岸の段丘面は高位のものから、晩成Ⅰ面・晩成Ⅱ面・晩成Ⅲ面・相保島面、およびホロカヤントウ面に区分されている（十勝団体研究会，1968aおよび1971）^{注3）}。

#### 晩成Ⅰ面（十勝団体研究会，1968a）

晩成付近からほぼ海岸線に平行に延び、十勝川河口右岸の長節付近までの尾根に、断片的に残された100～120mの高度をもつ強く開析された地形面で、南十勝太平洋岸における最高位の段丘面を形成す

注3) 小山内ら（1971）は、ホロカヤントウ沼地域について、80m～40mの緩斜面およびそれ以下の平坦面を認めている。

る。この地域の切峯面図でも、この面は、下位の晩成Ⅱ面の海岸に向って低下する地形面とは明らかに異なるより高位の平坦面として表現される。大樹図幅地域内では、紋別川丘陵の平坦な山頂部（標高130m）を形成して孤立してあらわれるだけである。

#### **晩成Ⅱ面**（十勝団体研究会，1968a）

高度70mから50mに低下する傾いた段丘面で、強く波状の地形面を示す。晩成地域に標式的に発達し、巾3kmに達する広い、しかし、かなり広く深く谷に刻まれて断片的な分布を示す。この地形面は、高度の低い末端部では厚いローム層と、その下に偽層の発達した砂—砂礫—礫層を発達させているが、60～70mの高さでは大樹層の削斜面となることがある。なお、この面は細かく観察すると、60～70m・50～60mの2つの面に区分されるようであるが、一括して扱っておく。この図幅地域内で晩成Ⅱ面に対比される地形面は、当縁川の西の島状丘陵東南端、紋別川丘陵東側などに、高度60m前後の小平坦面としてわずかに残されているにすぎない。

#### **晩成Ⅲ面**（十勝団体研究会，1968a）

ホロカヤントウ沼の南、当縁川下流の沖積面との間に、島状にとり残された丘陵の中段の平坦面、生花苗沼以北の海崖を形成する20～40mの段丘面を晩成Ⅲ面と呼ぶ。晩成地区の海岸近くで、下位の相保島面にとりまかれて分布する20～30mのやや起伏のある面も、この面に対比される。

この面は晩成Ⅱ面に較べると、傾斜の少ない平坦で新鮮な地形面を残しているが、生花苗沼付近から海岸線にそって北東に次第に高度を増し、生花苗沼付近では20～25mであるが、長節では40mを越す。

#### **相保島面**（十勝団体研究会，1968a）

生花苗沼から海岸にそって、ホロカヤントウ沼の南まで、高度20m以下の狭い地形面（△16.8mをのせる面）が連らなっている。この面は、当縁川下流の沖積面をへだてて、当縁川から相保島に向って広がる平坦面（忠類面）に連続する。なお、ホロカヤントウ沼に流入する小川の周辺に広がり、旧・晩成小学校をのせている地形面は、北および西を晩成Ⅱ面および大樹層からなる丘陵地にとりまかれ、南は沖積世における当縁川の側方侵蝕によって剥り去られているが、当縁川の侵蝕以前には、ホロカヤントウ沼南の島状丘陵地は西方の丘陵地と連続していたことが推測される。すなわち、ナウマン象産出地点（忠類図幅地域内忠類村字晩成）をふくむ相保島面は、ホロカヤントウ沼を経て、太平洋に流れていた小河川によって形成されたものと考えられる。

相保島面は、生花苗沼から北東にむかつては発達せず、先に述べたように晩成Ⅲ面が海岸に迫って広がり、直線的に延長する海崖で断たれている。

#### **ホロカヤントウ面**（十勝団体研究会，1968a）

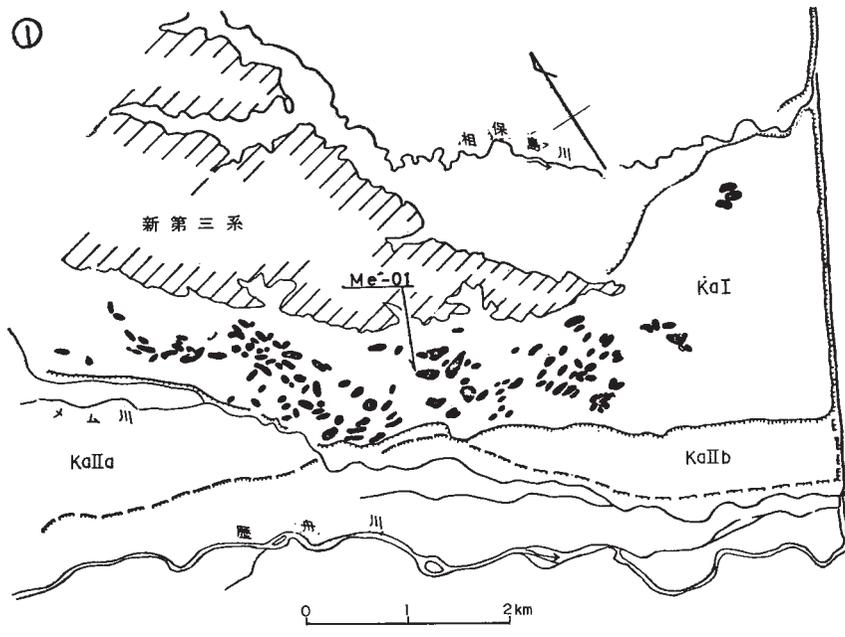
この地域にはホロカヤントウ沼の北岸をはじめ各河川の河口部に、相保島面・晩成Ⅲ面などを削って一段低い段丘面が分布している。この支笏降下軽石堆積物をのせない地形面は、歴舟川下流部の尾田面・大樹面などに対比されるものであるが、ここでは一括してホロカヤントウ面と呼んでおく。

以上に述べた段丘群のうち、南方に連続する新期の相保島面、およびホロカヤントウ面を除く高位の各平坦面・晩成Ⅰ・Ⅱ・Ⅲの各段丘面の本図幅地域内での分布は、先に述べた紋別川右岸、および丸山などの島状丘陵地の周囲に、各河川の削剝からまぬがれてわずかに認められるにすぎず、その連続的の発達を断たれる。

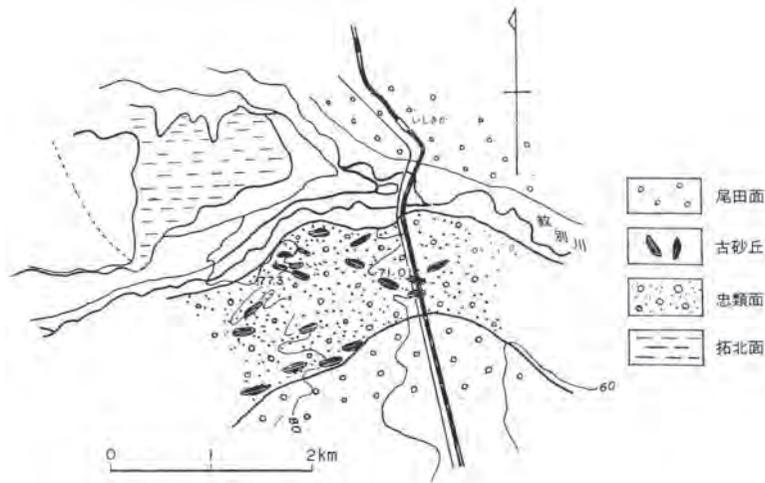
### I. 3. 4 古砂丘地形

すでに、十勝団体研究会（1968a）および木村ら（1970, 1972）によって明らかにされているように、十勝平野および南十勝地域には、支笏降下軽石堆積物1，および恵庭a降下軽石堆積物によってつくられ、その後のローム層・腐植層によって埋積された古砂丘地形が広く分布しており、特異な景観を示し古地理的古気候的な興味ある諸問題を提起している。

この図幅地域にも、歴舟川下流右岸、メム付近から北東に広がる忠類面および紋別川右岸、石坂市街南方の国道236号線付近から、西方に広がる忠類面に、埋積古砂丘が分布し、その数はメム地域で135個以上、石坂付近では7個以上が数えられている。これらの古砂丘は、いずれも支笏降下軽石堆積物によって形成されたもので、恵庭a降下軽石堆積物による、古砂丘を主とする十勝平野中央部のものとは異なり、個々に分離した独立型のもは少なく、長軸方向や長径を異にした、数個の規模もまちまちな砂丘が重なったものが多く、その形成機構はいっそう複雑と考えられている。このことは、この地域の古砂丘が忠類両全体に分布せず、第8図および第9図に示すように、第三系からなる丘陵地や高い地形面に支配され、局所的に集合した分布を示していることから推測される。なお南十勝地域では、札上内図幅地域内の西当縁地域における忠類面にも、支笏降下軽石堆積物1による古砂丘群による波状地形が発達している。



第8図 歴舟川下流メム地域の古砂丘分布図

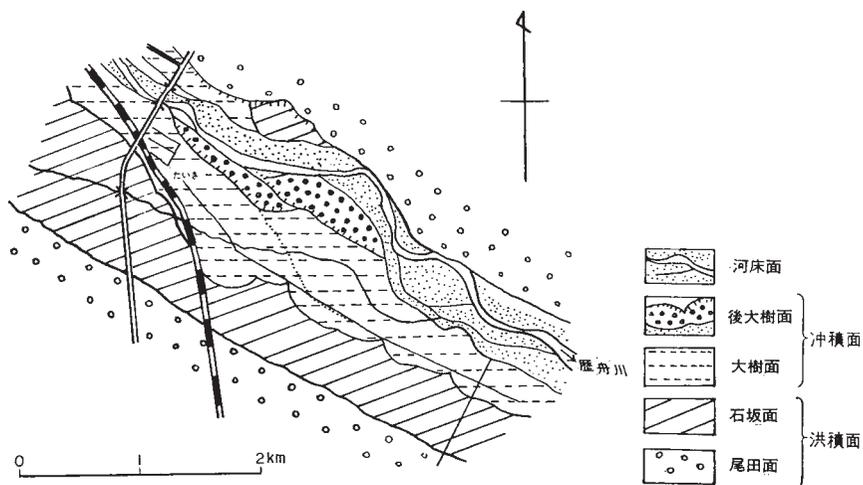


第9図 紋別川右岸石坂南方の古砂丘分布図

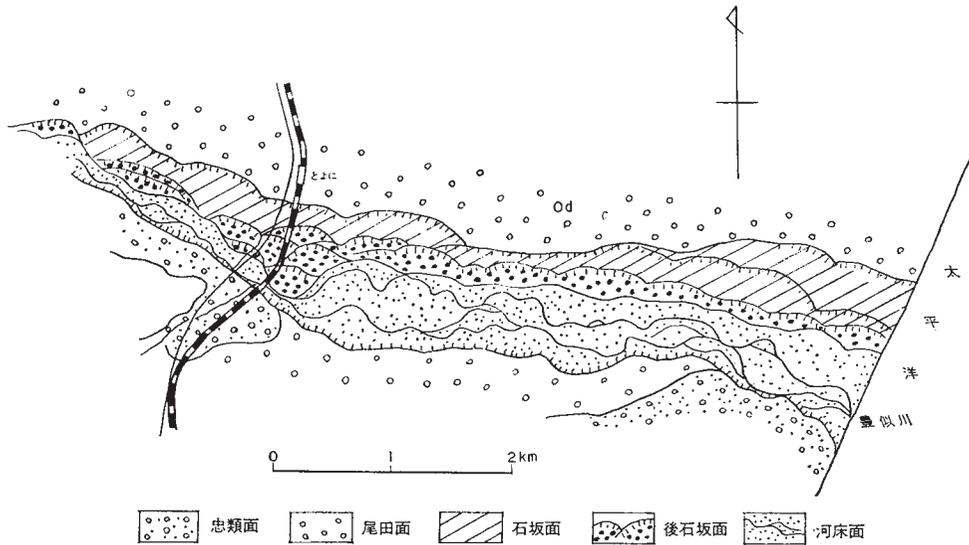
### I. 3. 5 沖積面

この地域の各河川は、段丘化した扇状地の南側に流路を限定された形を示し、それぞれ巾1kmでいどの直線的な沖積氾濫原をつくって、最大傾斜に従順的に太平洋に注いでいる。

歴舟川・豊似川には大樹市街南方付近にみられるように、比高の小さい小段丘群が発達し、大樹面形成後も、激しい下刻作用や流路の変動が続いていることを示している（第10、11図）。その他の河川も中・下流部で乱流し、大礫をふくむ礫層を河床面に広げている。アイボシマ川から北方の豊頃丘陵の東南縁に当る地域では、各河川は平野部に入ると沖積面を拡げ、溺れ谷を埋積して広い低湿な氾濫原を形成し、海岸線に平行する砂洲の内側に、ホロカヤントウ沼・生花苗沼・湧洞沼などの湖沼、および泥炭地を発達させている。



第10図 大樹市街ふきの沖積河岸段丘群



第11図 豊似川下流に発達する沖積河岸段丘群

**海岸：** この図幅地域に広く発達する扇状地面の、末端を切る海崖の下に狭い磯をもつ海岸線は、わずかに凹むなだらかな、ぼどんど直線に近い弧を描いており、海崖の地形、崖下の崖錐堆積物の残存程度、植物による被覆の度合いなどから、海蝕が現在も強く働いており、とくに南西部に向って激しさを増していることが明らかである。

以上の諸事実に、この他域では、扇状地群および海岸段丘として残されている広い海岸平野が、現在の海岸線を越えて東に広がって形成されたあと、海進によって北部では溺れ谷を埋める低湿な沖積平野を生み、歴舟川以南では著しい下刻と、多量の大型礫の供給が続いていること、さらに、激しい海岸侵蝕によって、直線状の海岸線と連続する海崖・狭い磯・河口部の砂洲を形成した経緯が示されている。

#### I. 4 交 通

南十勝地域は、道東南部のなかでも開発がくれ、道路・交通機関の整備も充分でない。この地域を南北に通ずる国鉄広尾線が唯一の鉄道である。しかし、おもに平野部で占められている本図幅地域では、道路はほぼ国鉄広尾線に平行する国道236号線を軸に、国道から岐れて各河川をさかのぼる道路、および海岸に達する道路が比較的良く発達している。さらに最近、豊似市街で国道からわかれ海岸線に平行に北東に進み、下歴舟・MEM・当縁をむすび生花苗を経て大津に至る道々と、各河川で架けられた永久橋が完成し、交通の便は著しく整備された。バスは、国道を通ずる幹線のほか、大樹から分岐して尾田・無願の坂を経て帯広に至る線、大樹―浜大樹、大樹―生花苗をむすぶ線も運行し、他の道路もよく整備され自動車の通行が可能である。

## Ⅱ. 地 質

### Ⅱ. 1 地 質 概 説

この図幅地域のうち最も広く発達するのは、洪積世後期の扇状地礫層、河岸段丘堆積物およびローム層、降下軽石堆積物などであり、西部および北東部に新第三系、さらに西に広尾断層で境して広尾層群が分布している。

**広尾層群**は、日高山脈の東翼を構成する日高累層群の東端に拡がり、10,000mに達する厚層を示めず日高累層群の最上部層で、北北東-南南西の走向、急傾斜ないしは逆転を示しながら等斜褶曲構造を呈し、東から西へより下部の地層を露出している。

広尾層群は粘板岩を主とし砂岩を従とする互層で、上部にむかつて全体として砂質化し、またレンズ状の石灰岩・チャート・シャルスタインを挟むなど、岩相の特徴から日高山脈西縁部の神威層群に対比される。

**新第三系大樹層群**は、硬質頁岩層を主とする尾田村層、膨大な厚さの級化成層を示す礫岩層からなる豊似川層、そして、塊状で層理に乏しい珪藻質灰色シルト岩の大樹層よりなる。大樹層群の地質時代は、中新世中・後期と考えられている。

新第三系は、広尾断層によって、西翼下部を断たれながら、大樹市街付近から紋別丘陵東部をむすぶ北々東-南々西方向の軸をもつ大樹向斜をつくり、軸部には広く分布する洪積層におおわれて大樹層が広がっており、南西および北東の翼部に下位の豊似川層が露われている。

南十勝地域には、この図幅地域を中心とし、上豊似・上札内・忠類・広尾の各5万分の1図幅地域にわたって、広く第四紀洪積世の**扇状地砂礫層・段丘砂礫層**が分布し、新旧の諸地形面を残しているほか、さらにこれらの砂礫層を削る地形面と組合って、多くの平坦面群を発達させている。すなわち、

(1)：南部日高山脈東麓に発達する古期扇状地群を構成して、洪積世前期ないし中期の光地園礫層および幕別扇状地礫層が、歴舟川の河谷を南北に横断して、北東に拡がる広い分布を示し、とくに光地園礫層は、標式地の大樹町光地園では層厚90mに達し、クサレ礫を特徴とする。

(2)：歴舟川・豊似川などの諸河川に沿って発達する段丘・扇状地群を構成して、朝日面堆積物・拓北面堆積物・忠類礫層・尾田面堆積物・石坂面堆積物など洪積世中期-後期の砂礫層、大樹面堆積物など沖積世段丘礫層が発達する。

(3)：南十勝の太平洋岸に発達する段丘堆積物として、晩成Ⅰ面砂層・晩成Ⅱ面砂礫層が分布する。

#### **諸地形面をおおう風成堆積物：**

さらに、これらの段丘・扇状地をおおう多彩なローム層・降下軽石堆積物・スコリア層およびこの間に発達する古土壌層が認められる。

降下軽石堆積物としては、オレンジ降下軽石堆積物3・2・1、支笏降下軽石堆積物2・1がほぼこの地域をおおって分布し、第3・第2・第1などのチョコレート色埋没土壌、さらには、古赤色土などととも、南部十勝地域の地史を明らかにする鍵層として有効である。

**ピラオトリ層**：この地域には、忠類礫層におおわれて、泥炭・泥炭質粘土層を主とする特的な地層の小露頭が広く分布しており、ピラオトリ層（広尾図幅、1960）と呼ばれる。また、これらの湿原性堆積層と対比される海成砂礫層が、海岸地域の忠類面・相保島面の下に露われている。ピラオトリ層および海成砂礫層は、拓北面形成にひきつづく海面低下剥期を経て、新たな海面上昇に伴って形成された堆積層で、その上部は、泥炭層の花粉によると上位の忠類礫層で代表されるヴルムⅠ氷期にむかう寒冷化を示している。したがって、ピラオトリ層の地質時代はリス・ヴルム間氷期ないし、ヴルム氷期初頭と考えられる。

**沖積層**：歴舟川などこの図幅地域の各河川は、洪積世末に自らくり上げた扇状地面を南に偏った位置で直線的に流れており、狭い氾濫原および現河床堆積物を残している。アイボシマ川以北では、下流部に海岸線にそって発達する砂洲に抱かれて、やや広い低湿な氾濫原および湖沼を形成し、氾濫原堆積物・泥炭層、および汽水性堆積物を発達させている。

以上の第四紀諸層の諸特徴には、気候変化による海水準変動に加えて、後に詳しく述べるように、第四紀における日高山脈の上昇運動——浮きあがりを反映するものがあり、多くの問題点が浮きぼりにされている（第2表）。

## Ⅱ. 2 日高累層群

この図幅地域の西端から日高山脈にむけて、その東麓を構成するものは日高累層群（長谷川ほか、1961）であり、稜線にそって深成岩類・変成岩類およびミグマタイト類があらわれている。日高累層群は、NNW-SSEの走向で急傾斜ないし逆転を示しながら、ほぼ東から西にむかって下位の地層を帯状に分布している。この地域周辺の日高累層群は、中ノ川層群（下部）と広尾層群（上部）に2分される。

この図幅地域内に分布する地層は、広尾層群の上部で、広尾図幅（橋本・武田、1960）で広尾層の、上豊似図幅地域で広尾層群の上部（紺谷、1973, MS）とされている凝灰質砂岩層に連なるものである。

### 広尾層群

命名：根本・佐々（1933）広尾中生層

橋本・武田（1960）広尾層

この図幅地域内に分布する広尾層は、光沢のない暗灰色の粘板岩を主体とするが、上部にむかって砂質となり灰緑色を呈する。

粘板岩質の部分には、石灰質団塊の発達が顕著であり、チャート・石灰岩・塩基性凝灰岩が挟まれている。砂質部には細かい平行ラミナが発達し、全体としていくぶん凝灰質で粗粒である。

風化により粘板岩は頁岩状になり、白亜紀層のものと似る。砂岩は灰黄褐色を呈し、亀甲状クラックが発達する。チャート・石灰岩・塩基性凝灰岩は、広尾図幅地域の十勝港立岩や大丸山、円山などのものと同一層準と考えられ、広尾層群の構造を理解するうえで有効な鍵層となる。

石灰岩は、再結晶し、糖粒状を呈する。チャートは、白・赤・緑など多彩で、野塚川では、層厚約10 m、1～2cm単位の級化成層（grading）を示す緑色チャートの露頭が観察される。

第2表 地質総括表

時代		層序		摘要		
第四紀	現世	氾濫原堆積物・泥炭層・砂洲				
	更新世	(南十勝段丘・扇状地群)	後大樹面堆積物	(ホロカヤントウ面)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ソフト・ローム</li> <li>・ボール状・ローム</li> </ul>	礫
			大樹面堆積物			
			石坂面堆積物			
			尾田面堆積物			
			砂丘堆積物			
		忠類礫層	(相保島面)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・Spfa-1,2</li> <li>・Op-1</li> </ul>	古土壌1層	砂, 礫, レンズ状シルト
		ピラオトリ層	ホロカヤントウ層	<ul style="list-style-type: none"> <li>・Op-2</li> <li>・Op-3</li> <li>・Bp</li> </ul>	古土壌2の堆積	泥炭, 粘土, 砂礫
		拓北面堆積物	(晩成III面)		古土壌3	礫
		朝日面堆積物				礫
		新世	(古期扇状地群)	(上更別面)		古赤色土
	幕別扇状地礫層			晩成II砂礫層		
光地園礫層	晩成I砂層			白粘土	厚いくされ礫	
新第三紀	中新世	大樹層群	大樹層		珪藻質シルト岩, 貝化石	
			豊似川層		礫岩・砂岩の級化層	
		尾田村層		硬質頁岩	閃緑岩貫入, ホルンフェルス	
先新第三紀	日高累層群	広尾層群		砂岩・粘板岩互層		

なお、この地域の日高累層群の構造の詳細については、紺谷（1973, MS）の研究が続行されており、この図幅地域内では北北西方向の走向を示し、西に等傾斜する一般的構造が認められている。野塚川の河崖では、本層群の粘板岩層は、閃緑岩の小岩体の買入により、幅1km前後にわたってホルンフェルス化し、また多くの小断層で構造は乱されている。

広尾層群は、その岩相すなわち、おもに粘板岩・砂岩の互層からなり、石灰岩・チャート・とシャールスタインを伴う特徴によって、日高山脈西部の日高累層群上部層である神威層群に対比され、ジュラ紀と考えられている。

## II. 3 火成岩および変成岩

この図幅地域内で観察される火成岩および変成岩としては、図幅地域西南隅の野塚川右岸に露われている、閃緑岩とその周囲約1kmにわたって形成されているホルンフェルスがある。

### II. 3. 1 閃緑岩

野塚川下流右岸地域において広尾層群の粘板岩を主とし、砂岩を挟む互層部を貫く300m×400mの小岩体で、全体に破碎されている。鏡下では、ほとんどが斜長石で、僅かに白雲母・石英が認められるにすぎず、有色鉱物をほとんど含まない。斜長石は自形・半自形の結晶がモザイク状に組み合い、白雲母・石英がその間を埋めている。斜長石には累帯構造・アルバイト双晶・カールスバッド双晶が著しく、二次鉱物として随所に方解石・ユーレン石が生じている。

### II. 3. 2 ホルンフェルス

広尾層群の粘板岩を主とし砂岩薄層を挟む互層部が、前記の閃緑岩体を取りまいて巾1kmにわたって弱くホルンフェルス化している。全体として破碎され、小断層で切られ鏡下では黒雲母・斜長石・石英が認められるが、岩石は原岩の構造をそのまま残し、層埋面も不変成帯にそのまま連続する。この東西両端は、北西に走りほぼ直立する断層で断たれ、不変成の粘板岩・砂岩互層と接する。

## II. 4 新第三系

南十勝の新第三系は、歴舟川およびその支流にそう分布と、豊頃丘陵の南への延長にあたる島状の丘陵地に露出がみられる。この地域は“北見-豊頃帯”の南端部にあたっており、北海道中軸帯以東の新第三系とくに環オホーツク・グリンタフ活動、日高山脈の浮きあがりなどに関連する諸問題の解明に、きわめて重要な位置にある。この地域の新第三系については、岡村（1911）、根本ら（1933）をはじめ、橋本（1955）、鬼塚（1962）、宮坂（1969MS）、菅野・赤津（1972）などの調査報告があり長尾・三谷（1960）、山口（1966, 1970）らの諸報告でも触れられ論じられている。これらの研究報告により南十勝の新第三系の大要は明らかにされてきたが、層序、時代、構造など未解決の問題が多く残されており、一層詳細な検討が必要とされている。

第3表 南十勝新第三系層序区分の比較

時代	根本・佐々 (1933)		島田 (1953)		鬼塚 (1962)	宮坂 (1969)	菅野・赤津 (1972)	大樹区幅 (1974)
鮮 新 世	後期	帯広層群	帯広層 (池田層?)		大樹層群	大樹層 豊似川礫岩層	歴舟川層群	大樹層 上部 下部
	前期	大樹層群	大樹層 豊似川層					
中 新 世	後期	広	尾田村層		大樹層群	大樹層群	歴舟川層群	大樹層群
	中期	尾層群	尾田村 板状頁岩層 尾田村 緑色砂岩層					
		ヌビナイ層	尾層群		ヌビナイ層	大樹層群	大樹層群	
		中の川層群	尾層群		中の川層	大樹層群	大樹層群	
前期	日方川層	日方川層		日方川層	ヌビナイ層群	歴舟川層群	尾田村層 ※	
								ヌビナイ川 泥岩層
								上部 中の川層 下部
								日方川砂岩層
								ベルブネ層
								緑色凝灰岩
								歴舟緑色凝灰岩層
								(※) 本図幅域内に分布せず

ここでは、これまでの諸研究による南十勝の新第三系の層序区分の比較を表示することと^{注4)}、直接この図幅地域に分布する大樹層群について記載することにする。

## II・4・1 大樹層群

命名：根本・佐々 (1933) 大樹層群

鬼塚 (1962) 大樹層群

宮坂 (1969MS) 大樹層群

菅野・赤津 (1972) 歴舟層群

注4) 歴舟緑色凝灰岩およびベルブネ層について

宮坂 (1969, MS) は、南十勝新第三系の最下位層として上札内、函師地域内歴舟川相川橋から上流 1.3km の河床、および中ノ川かぶり岩付近に玄武岩質安山岩、流紋岩質凝灰岩の角礫を多量に含む凝灰質砂岩層を確認し、歴舟緑色凝灰岩層と命名した。

菅野・赤津 (1972) もこの緑色凝灰岩層を認め、彼らの広尾層群の最下位を占めるものとしている。宮坂はこの歴舟緑色凝灰岩層を、豊頃丘陵に発達する当緑色凝灰岩層と対比し、従来中生代のものとされていた前記、かぶり岩付近に露出する珩岩をグリントフと同時代のものとし、さらに、北見一豊頃帯の南部におけるグリントフ活動の意義について論じている。ベルブネ (宮坂, 1969MS) は、この歴舟緑色凝灰岩層を整合、あるいは軽微な不整合でおおう凝灰質緑色砂岩を主とする地層で、中ノ川かぶり岩の上流の河岸を標式地とする。ベルブネ層からは、*Mytilus chichanoviichi*, *Peronidea*, sp. *Macama optiva*, *Mya* sp., *Echinarachnius* sp., などを産出し、これらの含有化石から石狩地域の滝の上層とくに朝日化石動物群 (魚住・藤江, 1957; Uozumi, 1962) に対比される可能性が高い。なお菅野・赤津 (1972) は、ベルブネ層については全く触れていない。

本層群は、尾田村層・豊似川層・大樹層によって構成される。根本・佐々は、尾田村層と豊似川層との間の“不整合面”を強調し、尾田村層を下位層に含め、豊似川層を“大樹層群”の基底とみなしていた。これに対して鬼塚は時代論的考察から、尾田村層～大樹層を一括して大樹層群とした。宮坂（1969 MS）は、根本・佐々の“不整合”は認められず、尾田村層以上の地層が下位のヌピナイ層群とは岩相・構造などが一変することを重視して、鬼塚と同様に、尾田村層・豊似川層・大樹層を大樹層群として一括した。最近、菅野・赤津（1972）もほぼ同様の関係を認めつつも、尾田村頁岩層を下位の諸層とともに広尾層群にふくめ、豊似川礫岩層と大樹層を歴舟川層群と呼んでいる。

#### 尾田村層^{注5)}

**命名：**岡村（1911）板状砂岩層

根本・佐々（1933）尾田村層

鬼塚（1962）尾田村層

宮坂（1969MS）尾田村層

菅野・赤津（1972）尾田村頁岩層

**標式地：**歴舟川尾田橋付近（上札内図幅）から上流約150mの間の歴舟川左岸の露頭

**分布：**標式地から南へN-S走向，傾斜60° Eで，狭い帯状に分布し，ペンケ川・パンケ川上流に連なる（第12図）。

**岩相：**いわゆる“硬質頁岩”（hard shale）を主とするが，砂岩・シルト岩・凝灰岩をひんばんに挟み，岩相変化は激しい。標式地では上部・中部・下部の3層に細分されている。

下部層は，綠色砂岩・硬質シルト岩と軟質シルト岩との厚さ数10cm内外の板状互層である。下部から上部へ綠色砂岩の単層を減じ，硬質シルト岩が卓越するようになる。上限には火山起源の特徴的な黒色中粒砂岩が3層はさまれ，下部層と中部層を分つ鍵層となる。

中部層は，鋸歯状の割れ目をもつあめ色の珪質の典型的な“硬質頁岩”と，1cm内外の軟質シルト岩（soft shale）の互層である。

上部層は，一単層の層厚が10cm内外の青灰色硬質シルト岩と黄灰色中粒砂岩，ないしシルト岩の板状互層からなる。

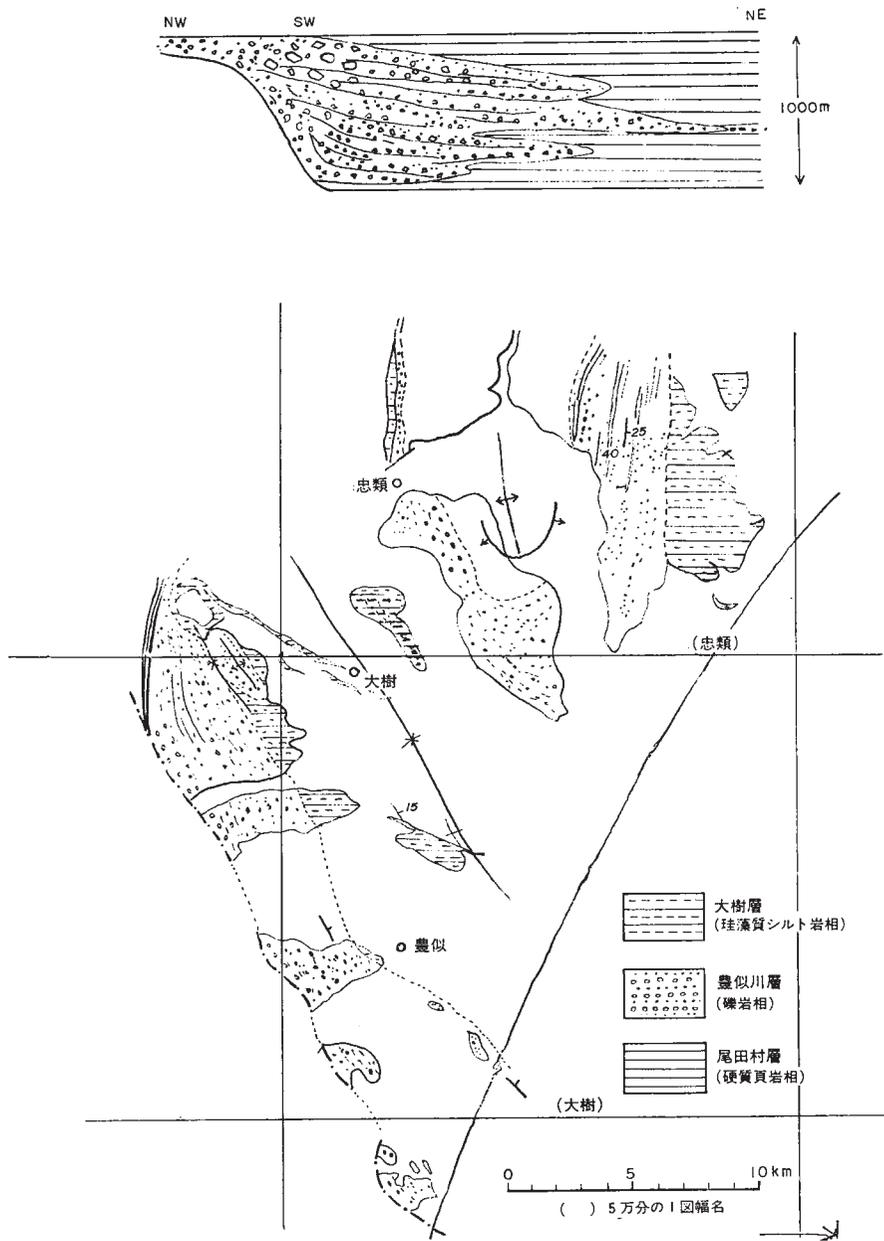
**層厚：**標式地の歴舟川中流部では，120mであるが，ペンケ川・パンケ川では厚く発達し300mに達する。

**化石：**主として軟質の細粒砂岩・シルト岩中に貝化石を産し，団球中にも多産するが種類は乏しい。貝化石は一般に保存は悪く，貝殻の溶けているものが多い。

主なものは，*Yoldia* sp., *Acila* sp., *Venericardia* sp., *Macoma tokyoensis*, *Peribroma yokoyamai* *Turritella* sfr. *saishuensis*, *Tectonatica* sp. などである。

**下位層との関係：**下位のヌピナイ層と本層の境界は，標式地で次のように観察される。

注5) 尾田村層は，本図幅地域には露われていないが，大樹層群の性格を明らかにするために記載することにする。



第12図 “硬質頁岩相” と “豊似川礫岩相” の関係を示す模式図

- 下位から
- ① 塊状軟質シルト岩
  - ② 硬質シルト岩・軟質シルト岩の板状互層……3m
  - ③ 緑色砂岩・シルト岩互層

と変化する。軟質シルト岩はヌピナイ層型のものであり、硬質シルト岩は②以上に出現する。したがって②は漸移部と見なしうるが、宮坂（1969MS）は、硬質シルト岩の出現をもって尾田村層と規定している。ヌピナイ層と尾田村層とは整合である。

### 豊似川層

**命名：**岡村（1911）砂岩及蛮岩層

根本・佐々（1933）豊似川層 鬼塚（1962）豊似川礫岩層 宮坂（1969MS）豊似川層  
菅野・赤津（1972）豊似川政岩層

**標式地：**上豊似図幅地域内歴舟川支流パンケ川

**分布：**尾田村層分布地域の東側に、ほぼN-S方向から北西-南東方向に走向を変え、東に20°～60°の傾斜を示しつつ広尾町付近まで分布し、日高山脈の山麓東縁部を形成している。また当縁川・歴舟川間の丘陵を形成し、西北西-東南東の走向、南西に緩い傾斜を示して分布する。

**岩相：**本層はほとんど砂岩・礫岩からなり、わずかに硬質シルト岩・シルト岩などを挟むにすぎない単調な地層である。全層にわたって単層内では下部から上部へ礫岩—砂岩—シルト岩へと細粒化していく傾向が認められ、級化成層（graded bedding）を示している。

本層は下部に粗粒砂岩—細礫岩が卓越した級化成層が多く、最下部では、硬質シルト岩をはさむことがある。下部では、シルト岩の挟み、同時礫と考えられるシルト岩礫を多量に含み、小規模の乱堆積現象もみられる。中—上部では、野塚海岸でみられるように礫岩が圧倒的に卓越し、漂礫（boulder gravel）を含む巨礫岩—粗・中粒砂岩という級化成層が一般的に認められる。このように下部から上部に礫径が増大するが、最上部で急激に細粒化し砂岩—シルト岩の級化成層となり、大樹層に移行していく。

**層厚：**歴舟川で150m、パンケ川で700m、パンケ川（標式地）で1300mに達し、さらに南野塚・楽古地域にも下部を広尾断層に断たれながら1000m以上の厚層が発達する



第13図 豊似川層上部、砂岩・礫岩層（大樹町振別）

**下位層との関係**：根本・佐々（1933）は、①歴舟川尾田橋付近で尾田村層と豊似川層の接触面に、「不整合面様の凹凸」がみられ、②岩相が急激に粗粒となり、③豊似川層基底に下位層起源の礫が含まれていることから両層が不整合関係であると推定した。宮坂（1969MS）は、同地点においては、①両層の境界は平坦であり、②岩相変化は急激ではあるが、③豊似川層基底部の「シルト岩礫」は、同時礫と考えられることから、不整合と考えるべき大規模な侵蝕を示すものではないと、結論した。

またパンケ川・ペンケ川では、硬質シルト岩層の上位に、中粒砂岩～細礫岩とシルト岩の互層からなる漸移部を介在して礫岩層へ移行する。宮坂は、砂岩・礫岩の出現をもって豊似川層とし、下位層とは、整合漸移の関係にあることは明らかであるとしている。

## 大 樹 層

**命名**：岡村（1911）上部灰色頁岩層 根本・佐々（1933）大樹層 鬼塚（1962）大樹層

宮坂（196MS9）大樹層 菅野・赤津（1972）大樹層

**標式地**：上札内図幅地域内大樹町，尾田市街の尾田橋下流付近から大樹市街大樹大橋付近までの川崖

**分布**：本層は豊似川層分布地域の東側を占め、低い丘陵地および、平野地域の第四系の基盤として広く分布する。

**岩相**：全層を通じて、主に灰色シルト岩からなり一様な岩相を示す。最下部は細礫岩・粗粒砂岩とシルト岩の10～30cmでいどの板状互層で、下位の豊似川層との漸移部である。

下部は、風化して板状に割れる珪藻質シルト岩と、薄い砂岩の互層である。中部は凝灰質で、軽石粒を含むシルト岩からなる。上部は塊状均質の青灰色シルト岩からなり、ほとんど無層理であるが、わずかに凝灰質砂岩の薄層を挟み、また石灰質団球を含む。大樹市街から1.5km下流の歴舟川左岸の露頭では、本層最上部と考えられる灰褐色砂質シルト岩に小炭片をふくみ、上位の長節層に似た岩相を示す。

**層厚**：歴舟川にそって少なくとも、600mに達する。

**化石**：本層には上下を通じて、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を多産する。貝化石も各地に散点的に含まれているが、大樹市街大樹大橋付近、紋別川下流右岸丘陵地の河岸などにときに多産する。ほとんどが両殻のそろった散在形の産状を示し、現地性と考えられる。

## 地 質 時 代

尾田村層・豊似川層・大樹層を通じて産出する*Periploma yokoyamai* は、稚内階の特徴種であり、*Portlandia hayasakai*, *Lucinoma acutilineata*など大樹層の主要化石も稚内階を特徴づけるものである。下位の日方川層、ヌピナイ層が滝の上階の特徴種のほかに、稚内階に出現するとされている、*Portlandia kakimii*, *Propeamusium tateiwai*や、大樹層とも共通する*Lucinoma acutilineata*を混在することから、岩相による対比の可能性も考慮に入れ、問題を残しつつも、大樹層群を稚内階（中新世中・後期）、ヌピナイ層・日方川層を川端階（中新世中期）に対比しておきたい。ペルプネ層は先に触れたように、滝の上階に対比される。

なお、この図幅地域内では、大樹層はその最上部でも、鮮新世型の軟体動物化石を含まない。湧洞沼図幅（松野，1962）および浦幌図幅（棚井・山口，1965）地域に分布する、大樹層ないし白糠層を整合におおう、*Fortipecten takahashii* 動物群を含む長節層の層準を鮮新世の基底とするならば、大樹層の

第4表 大樹層産の貝化石

	大樹大橋 右岸	紋別川丘陵 (地点 15)
<i>Solemya tokunagai</i> YOKOYAMA		×
<i>Acila vigilia</i> SCHRENCK	⊗	⊗
<i>Acila</i> sp.	×	
<i>Nucula</i> sp.		×
<i>Yoldia</i> ( <i>Orthoyoldia</i> ) <i>sagittaria</i> (YOKOYAMA)		⊗
<i>Portlandia</i> ( <i>Megayoldia</i> ) <i>thraciaeformis</i> (STORER)		⊗
<i>P.</i> <i>tokunagai</i> (YOKOYAMA)		×
<i>P.</i> <i>hayasakai</i> UOZUMI)	×	⊗
<i>P.</i> sp.	×	
<i>Nuculana</i> ( <i>Sacella</i> ) <i>penula</i> (MULLER)		×
<i>Macoma</i> sp.	⊗	
<i>Lucinoma acutilineata</i> CONRAD	×	
<i>Periploma yokoyamai</i> MAKIYAMA	×	
<i>Neptunea</i> sp.	×	×
<i>Musoshia</i> sp.	×	×
<i>Dentalium</i> sp.		×
<i>Makiyama chitanii</i> (MAKIYAMA)	×	×

⊗ common × few

時代は、鮮新世までは延びないと考えるのが妥当であろう。

#### 豊似川層の礫岩の意義

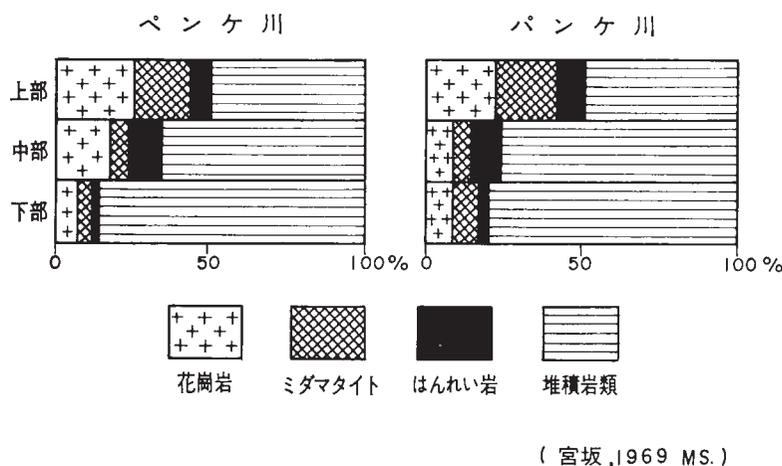
南十勝の新第三系中に発達する礫岩層は、次の3つの層準に区分され、古地理的・古地質的背景を反映して、それぞれ異なった特徴をもっている。すなわち、

①歴舟緑色凝灰岩層およびペルブネ層の基底礫岩：中新世初～中期と考えられるこれらの地層にわずかに含まれる礫岩は、北見—豊頃帯に由来すると考えられるシャールスタイン・赤色チャートなどの小円礫と、グリンタフ活動に伴う火山岩礫、歴舟川中流で新第三紀層の直接の基盤として分布している 玢岩の多量の扁平な礫からなっている。

②中新世中期とされるヌビナイ層は、上下を通じて泥質の単調な地層で、明瞭な礫岩層は挟まれない。まれに散点的に含まれている礫は、グリンタフ活動に伴う安山岩礫である。

これらの中新世の初期ないし中期の諸層が、全体としてシルト岩を主とする細粒堆積物からなり、礫岩層の発達には貧弱であり礫種から推定される供給地も北見—豊頃帯ないし、豊頃丘陵付近と考えられるグリンタフ活動に由来するものであって、日高山脈の山稜線からわずか10数kmしか離れていないこの地域で、日高山脈を構成する諸岩体から供給された礫種を全く含んでいないということは、この地域の古地理とくに日高山脈の浮きあがりの経緯を明らかにする上で重要な事実といえよう。

③豊似川層は上下を通じて、級化成層の発達する礫岩層を主体とし、パンケ川では層厚1300mに達する。さらに南東でも下部を断層で断たれながら、1000mを超す厚層が発達する。この地域の豊似川層の礫は、中ノ川層および広尾層の堆積岩・ホルンフェルス・花崗岩・ミグマタイト・はんれい岩など



第14図 豊似川層礫岩の礫種の垂直変化

日高造山帯起源のもののみからなり、この時代に南部日高山脈の急激な上昇がおこなわれ、激しい削剝がおこなわれたことを示している。宮坂(1969MS)によれば、豊似川層の下部から上部に礫径を増加し、同時に花崗岩・ミダマタイト・はんれい岩の礫が増え、日高層群起源の堆積岩やホルンフェルスの礫は逆に減少する傾向が認められている。なお、この礫岩層を東に追跡すると、当縁—晩成付近では、硬質頁岩と礫岩の互層に変わり、生花苗層(根本・大石・渡辺, 1933; 鬼塚1962; 宮坂1969MS)と呼ばれ、豊頃丘陵地域の東部では厚い硬質頁岩層で占められている。

このような岩相変化の状態は、豊似川礫岩層が、硬質頁岩の厚層を堆積した安定した堆積盆に、西の日高山脈から全く不調和的に供給され、硬質頁岩相の中にくさび形につき出した特殊な岩相であることを示している^{注6)}(第14図)。

南十勝地域では、大樹層群上部は大樹層の厚いシルト岩層からなっており、日高山脈からの粗粒碎屑物の供給は再びとだえ、この泥質の堆積相の発達は鮮新世までひきつがれる。

以上述べてきた事実から明らかなように、南十勝においては、新第三紀を通じて広く泥質の堆積相が卓越しており、日高山脈の上昇削剝を示す資料は全く見出せない。この間、硬質頁岩相にくさび型に挟在し、明らかに日高造山帯の急激な浮きあがりを示す特異な礫岩相よりなる豊似川層の存在^{注7)}は、鮮新世末から第四紀にみられる日高山脈の激しい上昇運動の、先駆的あらわれと見做すことができるにちがいない。

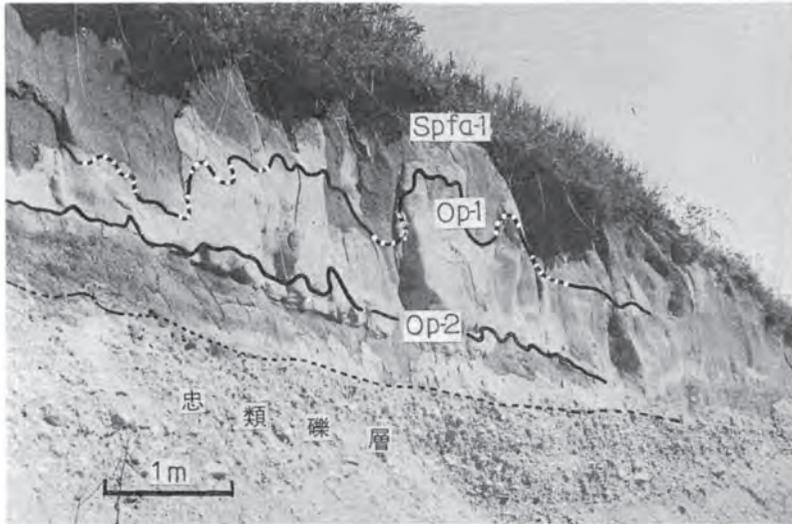
注6) 筆者らが、尾田村層を大樹層群の下部に含めた根拠の一つである。

注7) 日高山脈をはさんで、本地域と対応する日南海岸静内付近に発達する、新第三系に含まれる礫種についても、本地域同様の特徴が認められる。この地域では、新第三系は春立図幅(佐藤・山口, 1960)、静内図幅(松野・山口, 1958)に述べられているよう、下位から、中新世の農家層・あざみ沢層・静内層、鮮新世の厚賀層に区分されるが、最下部の農家層は、神居古潭帯起源の礫種で占められるのに対して、日高山脈起源と考えられるミダマタイト・はんれい岩類はあざみ沢層以上にあらわれる。花崗岩礫は、農家層あざみ沢層などには全く含まれず、稚内階とされ、本地域の豊似川層に対比される静内層、および鮮新世の厚賀層に至って、はじめて大量の花崗岩礫がみられることが知られている(藤江, 1964; MINATO, M., GORAI, M., & HUNAHASHI, M., Ed., 1965 および菊地昂哉の未公表資料など)。詳細について述べることは省略するが、南部日高山脈の東西両麓に分布する、新第三系に発達する礫岩層に示される、中軸帯の上昇・削剝の様相が規を一にしている事実は注目されよう。

## II. 5 南部十勝地域の地形両区分の鍵層としての 降下軽石堆積物および古土壤など

### II. 5. 1 降下軽石堆積物

十勝平野の中央部から南部にかけて分布する、支笏降下軽石堆積物（Spfa-2・Spfa-1）については、勝井（1959）によって石狩低地帯から初めて十勝平野に追跡されたが、その後、Spfa-1の¹⁴C年代が



第15図 忠類礫層にのるテフラ（アイボシマ川下流左岸，地点6（66C80505）と化石周氷河現象）



第16図 豊似川—野塚川間の海崖 地点30（66B80502）（豊似川層，ピラオトリ層，忠類礫層，およびOp-1，Spfa-1，をはさむローム）

決定され（石狩低地帯研究会，1965；佐藤，1969），この降下軽石堆積物の示準的役割は，ますます重要視されてきている．沖積世のテフラについても，最近になって層序・分布，および¹⁴C年代にかんする新資料が整理された（佐々木ら，1971；北海道火山灰命名委員会，1972）．

ここでは，十勝団体研究会が1962年から'72年までに明らかにした，十勝平野の第四系および地形発達にかんする諸研究（十勝団体研究会，1965・1968a・1968b・1969・1971・1972a）を通じ，噴出源・分布・層序・絶対年代および重鉱物組成などの諸点について明らかにした，後期洪積世の降下軽石堆積物について述べることにする．

十勝団体研究会（1972a）によれば，十勝平野の中央部から南部にかけては，日高山脈以西の支勿火山起源と考えられる，オレンジ降下軽石堆積物（Op-1・Op-2・Op-3），支笏降下軽石堆積物（Spfa-1, Spfa-2），および支笏カルデラ形成後の恵庭火山の活動による恵庭a降下軽石堆積物（E-a）が分布する．これら後期洪積世の降下軽石堆積物をおおって，沖積世火山を起源とする樽前d降下軽石堆積物（Ta-d），十勝C₁火山灰層（To-c₁），および樽前b降下軽石堆積物（Ta-b）が分布している^{注8)}．

これらの降下軽石堆積物による tephro-chronology は，十勝平野における第四紀後半の地史，とりわけ最終氷期の編年や，地形面区分に有効な鍵層の役割をはたしたばかりでなく，最近では，化石周氷河現象の追究（野川・小坂・松井，1972）や旧石器文化層の層序区分（辻，1969a・1969b）にも主要な time-marker として注目され，古砂丘発達史の解明（木村ら，1972）や，古土壌の生成問題（近藤・近堂，1972）にも発展してきている．第17図のテフラ分布図は，北海道火山灰命名委員会（1972）と，十勝団体研究会の調査結果をもとに同研究会が作成したものである（1972a）．

#### (1) オレンジ降下軽石堆積物3 (Op-3)

**模式地：**上札内図幅地域内大樹町尾田部落の西南西約6km，中ノ川左岸ぞいの林道べりの崖^{注9)}（十勝団体研究会，Loc. 6681201）

Op-3層は，Op-2・Op-1層と同様に，その鮮明なオレンジ色（7.5YR 6/8）^{注10)}の色調と，丸味を帯びた風化軽石にその特徴が認められる（第18図）．

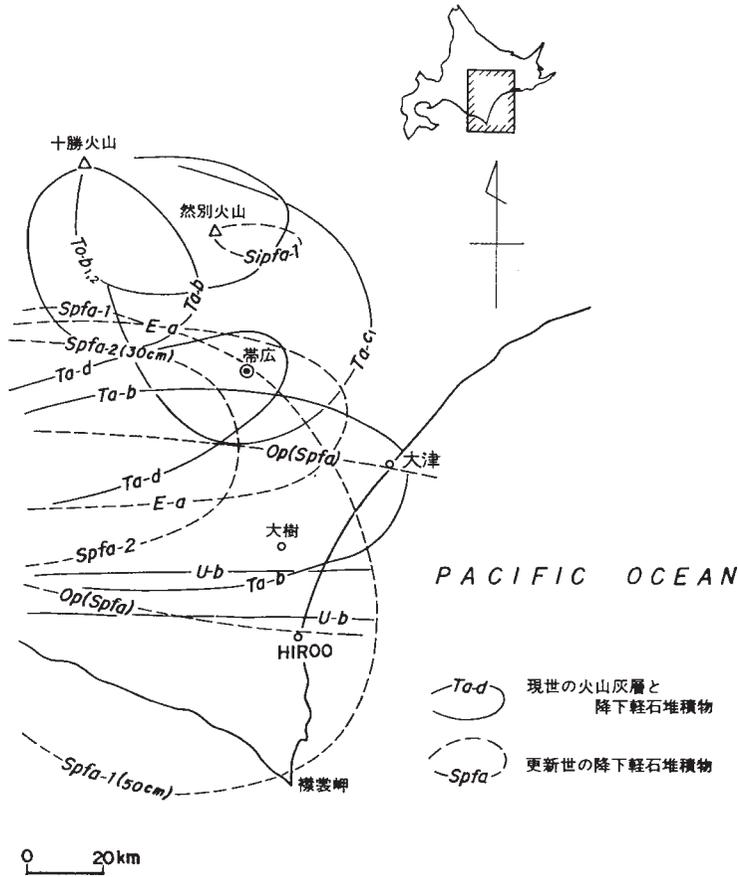
Op-3層の重鉱物組成は，紫蘇輝石と少量の普通輝石（両者の比は90～85：10～15である）のみからなっており，Op-2・Op-1の紫蘇輝石:普通輝石が80～75：20～25であるので，かなり判然と区別される．分布は，大樹町西方の日高山脈山麓地域や，楽古川ぞい，あるいは野塚川左岸の太平洋岸ぞいの拓北面より高位の地形面に，レンズ状に断続してわずかに分布するにすぎない．層厚は，15～30cm 程度の薄層である．

Op-3層の下位には，第3チョコレート埋没古土壌帯（Cfs3）を挟有して褐色ローム層が発達するが，第18，27図に示したように，拓北面ではCfs3を欠き，砂質ロームを挟んで段丘礫層に接し，拓北面が本層をのせるもっとも新しい地形面となっている．一方，上位には，黒色火山砂の薄層を挟む第2チョコレート色埋没土壌帯（Cfs2）と，さらに上位にOp-2層の分布をみる．本層は，太平洋岸ぞいに分布する忠類礫層・相保島礫層（十勝団体研究会，1971）におおわれて分布する，ピラオトリ層の泥炭層や

注8) 平川（1973）は十勝平野南部に，洪積世後期の軽石層10層を認め，河成面，海成面の編年を試みているが，詳細は未発表である．

注9) 模式地においても，Op-3はレンズ状に断続して発達するにすぎず，安定した連続を示すOp-2，Op-1の分布状態と異なっている．

注10) マンセルシステム土色帖による．以下同じ



第17図 十勝平野の第四紀降下軽石堆積物および火山灰堆積物の分布 (十勝団体研究会 1972)

ローム層中にも認められる (松井ら, 1973) . したがって, Op3層はピラオトリ層の堆積中に降下したもので, ピラオトリ層と拓北面にのる Op-3層を挟有するローム層との対比を可能にしている。^{注11)}

(2) オレンジ降下軽石堆積物2 (Op-2)

**模式地:** 上札内図幅地域内大樹町尾田部落の西南西約6km, 中ノ川左岸ぞいの林道ベリの崖 (十勝団体研究会, Loc.6681201)

Op-2層の肉眼的特徴は, Op-3層とほとんど変りないが, 重鉱物組成では, 先に述べたように明らかに識別される.

分布は, 中札内村から生花苗沼を結ぶ線を北限とし, 日高山脈の東麓より太平洋岸にかけて, ほぼ東西方向に分布している.

南限は楽古川ぞいである. 平野での層厚は10cm前後, 日高山脈にむけて厚さを増し, 20cm前後と

注11) この図幅地域にはII .8で触れるように, Op-3のさらに下位に松井ら (1973) が 'B.p.' と仮称した黒雲母片を特徴とする降下軽石堆積物が分布しているが, 詳細はまだ明らかでない.





会, 1968a) である.

Op-3・Op-2・Op-1層は, 外観・重鉱物組成・分布および層厚変化から, 同一火山の一連の活動による降下軽石堆積物と考えられ, Spfa-2・Spfa-1層との比較, これらの降下軽石堆積物に挟在するスコリア質の黒色火山砂の特徴から, おそらく支笏火山初期の活動によるものと推定される.

十勝団体研究会は大樹町相保島の海岸で, Op-1層直下のCfs1層中より炭化木片(細片)を採取し, その¹⁴C年代は, 35,750±1,350年.B.P.(Gak-3669)と報告している(十勝団体研究会, 1972b).

#### (4) 支笏降下軽石堆積物2および1 (Spfa-2, -1)

この火山灰は, 十勝平野においてももっとも広く分布する火山灰であり, 地形両区分に有効な鍵層として利用できる. 南十勝地域では, 忠類村西方1km, 村道べりの崖(十勝団体研究会, Loc. 6673101)でよく観察される.

かつて, 襟裳岬付近を調査した小笠原(1941)は, この辺一帯に分布する火山灰を観察して襟裳火山砂と命名した. その後, 貝塚(1956)は, 十勝平野にもこの襟裳火山砂の分布することを確認した. さらに, 勝井(1959)は, 襟裳火山砂が支笏火山起源のものであること, また2層からなっていて, 下部層が支笏降下軽石堆積物2 (Spfa-2) 上部層が支笏降下軽石堆積物1 (Spfa-1) であることを明らかにした.

Spfa-1は, 軽石粒を主とし粒径は最大2mmで, 黄色の細長いオガクズ状を呈し, 重鉱物の粒径は0.5mmに達する. 有色鉱物は比較的少なく, ガラスが多く含まれている. 重鉱物組成は, Op各層と類似し, 紫蘇輝石が非常に多く, その他, 普通輝石と少量(3%以下)の角閃石が含まれている. Spfa-2は, 淡黄色で丸みを帯びた軽石粗からなり, 石英にとみ, 有色鉱物や不透明鉱物の比較的多いゴマシオ状を呈する. 重鉱物組成は, ほぼSpfa-1と類似するが, 角閃石の量がやや多く5%をこえることもある.

Spfa-1とSpfa-2との関係は, 直接していることもあるが, 数cmの腐植質ローム層をはさんでいることが多い.

Spfa-1の分布範囲は非常に広く, 帯広付近から十勝平野北部, 十勝川下流域にも広がり, さらに南十勝の全域にわたっている. 層厚は, 中ノ川流域においては105cmにおよぶ. 平野部では薄くなるが, 平均40cm前後で発達が非常によい. その上, 絶対年代(32,000^{+4,700}_{-3,100}年.B.P.), (石狩低地帯研究会, 1965)も明らかにされているので基準層としての価値が高い. 一方, Spfa-2の分布範囲は狭く, 大樹町から美生川流域にかけての山麓部に分布しているにすぎない. 厚さは一般に薄く10cm前後である. 地形面との関係は, 歴舟川流域においては忠類面が, 支笏降下軽石堆積物をのせているもっとも新しい面である. 注¹²⁾

注12) ボール状ローム層, ソフトローム層(十勝団体研究会, 1972a)について: 十勝平野には, 広くE-aをおおうボール状構造を示す淡灰褐色のローム層(ボール状ローム), さらにその上に軟かい淡灰褐色のソフトローム層が, それぞれ20~30cmの層厚を示して広く分布し, この図幅地域にも良く発達している. これらの特徴的なローム層は, II.10で述べる周氷河現象と合わせて, 洪積世末期の地史を明らかにする鍵層として有効であるが, その鉱物組成や諸特徴については未だ明らかではない.(とくにローム層に発達するボール状構造は, 明らかに下位のロームにも見られることがある.) 地形面との関係は, 尾田面・石坂面が, それぞれボール状ローム層・ソフトローム層をのせるもっとも新しい地形面である. なお, 石井・佐々木(1959)は, 当縁地域の忠類面に連発する, 支笏降下軽石堆積物を覆うボール状ロームについて, 示差熱分析およびX線回折をおこない, その粘土鉱物は, allophane, hydrated halloysite を主とし, illite, gibbsite および vermiculite を混じたものであると述べ, またボール状構造の形成に gibbsite が, ある役割りを果たしているのではないかと推定している.

## II. 5. 2 その他の鍵層

十勝平野には、さきに述べた降下軽石堆積物のほかに、特徴のある古土壌（チョコレート色埋没土壌帯、古赤色土）や白粘土層が発達し、それぞれ各地形面を覆う風成堆積層の構成メンバーとなっており、鍵層として有効である。

### (1) 白粘土層

**模式地:** 東隣上豊似図幅地域内大樹町光地園小学校（元）の北東2.5kmの谷壁（十勝団体研究会, Loc. 638041）

十勝盆地およびその周縁に発達する最高位の扇状地面である光地園面に、特徴的に発達する白粘土層は、下位に必ず厚いクサレ礫層をともっており、色調は淡黄灰白色（10Y7/2）でかなり粘性に富む粘土層である。粘土鉱物は大部分アロフェンからなり、乾燥するとやや赤褐色を帯びブロック状のきれつが入る。

模式地においては、厚さ2m前後の“白粘土層”の上位に褐鉄鉱の薄層をはさんで古赤色土が発達している。また下位には厚いクサレ礫層が観察される。

### (2) 古赤色土

**模式地:** 上札内図幅地域の更別市街南東1.5kmの国道ベリ（十勝団体研究会, LOc.638023）

この古赤色土は、すでに北川ら（1963）によって報告されているもので、温暖期の埋積土壌の可能性があると注目を集め、また地形面との関係では、赤色土が古期段丘の堆積物として発達していることも指摘されている。

古赤色土は、完全な赤色というよりも赤褐色（5YR^{4/8}～^{5/8}）を呈している。模式地では、この古赤色土の上位に褐色ローム層が、下位には礫層が発達しているのが観察される。古赤色土は、この両者の間に2.7mにわたり厚く発達しているが、とくにその下部に、手で簡単にくだけるほど風化の進んだクサレ細礫を含み、下位の礫層に漸移する。クサレの度合は、花崗岩・ホルンフェルス・粘板岩・硬砂岩などに著しくやや選択的である。十勝平野における古赤色土をのせるもっとも新しい地形面は、南十勝では幕別扇状地面である。

### (3) チョコレート色埋没土壌（Cfs3）

古赤色土とその上位に発達するOp-3・Op-2・Op-1の間には、褐色ローム層を挟みながら、チョコレート色をした層状の古土壌が3層発達している。これを下位より第3チョコレート色埋没土壌帯、第2チョコレート色埋没土壌帯、第1チョコレート色埋没土壌帯と呼ぶ（十勝団体研究会, 1968a）。

3a 第3チョコレート色埋没土壌帯（Cfs3）

**模式地:** 忠類図幅地域内の当縁川支流中当付近の朝日面の段丘崖（十勝団体研究会, LOc.66C80602）

3層のチョコレート色埋没土壌のうち、最下位に発達するものを、第3チョコレート色埋没土壌帯と称する。色調は、明瞭な暗褐色（7.5YR4/4）を呈する場合と、やや赤味が増し赤褐色になっている場合がある。厚さは30～60cm程度で、第1・第2チョコレート色埋没土壌帯に較べて厚い。分布は広く、模式地以外に無願の坂・朝日地区・ヌビナイ川流域などで観察される。

**地形面との関係:** 歴舟川流域に発達する朝日面が、第3チョコレート色埋没土壌帯をのせるもっとも



第1チョコレート色埋没土壌帯をのせるもっとも新しい地形面は、支笏降下軽石堆積物（Spfa-1・Spfa-2）をのせる地形面と一致し、歴舟川流域の忠類面、太平洋岸の相保島面などである。

以上の諸テフラをはじめとする地形両区分の鍵層をまとめると、第20図のようにあらわされる。

## II. 6 南部日高山脈東麓に発達する古期扇状地礫層

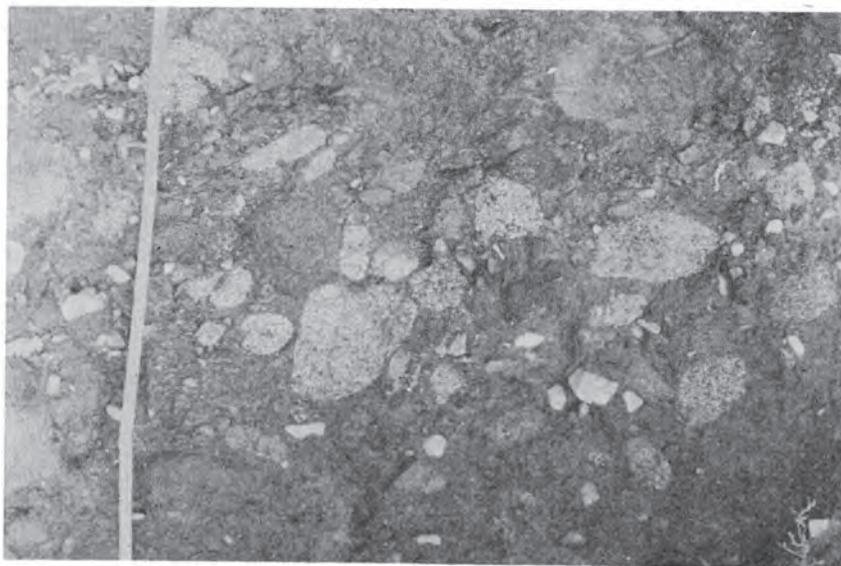
### II. 6. 1 光地園礫層

**命名**：十勝団体研究会（1965），光地園礫層

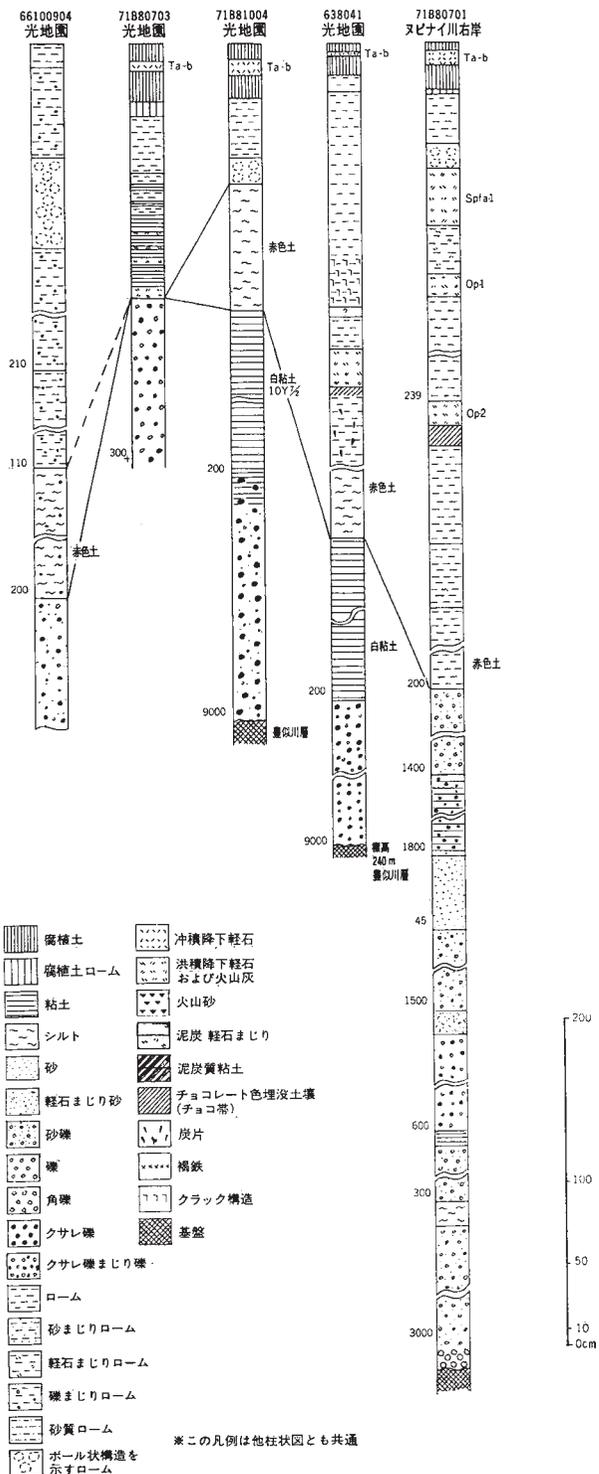
**模式地**：東隣上豊似図幅地域内大樹町光地園（十勝団体研究会，Loc. 638041）

光地園礫層（十勝団体研究会，1965・1968）は、第4図に示したように、本図幅地域内に分布していないが、光地園において南東部に扇頂をもち、北ないし北東に向って広がる扇状地を構成する。この礫層は、ほとんど全層にわたってクサレ礫の性質を示すという特徴をもつ一方、地域によって礫種や堆積状態も異なり、層厚90mに達するが、上下についてみても一連の礫層ではなく、顕著な砂層を挟んで、3ないしそれ以上の堆積サイクルが認められる。

模式地である光地園の東部における下部の礫層では、礫種は広尾層群の砂岩・粘板岩が個数で70%近くを占め、日高層群下部の中ノ川層に由来する砂岩・粘板岩・花崗岩およびホルンフェルスの礫を伴う構成を示し、これらの礫とは不調和に大型の花崗岩クサレ礫を特徴的に含んでいる。この事実から、模式地の光地園礫層は、この地域から南に広がる広尾層群の分布地域から、供給されたと考えることが



第21図 光地園礫層（振別沢おく）：花崗岩礫を多く含む基底部



第22図 光地図礫層および光地図面にのる堆積物

可能である。なお模式地の光地園礫層を下部から上部に追跡すると、中ノ川層群の砂岩・粘板岩礫が増加する傾向が認められる。また花崗岩礫は南西に向って大型化し、数も増加する。幕別扇状地北側の元更別に分布する光地園礫層では、広尾層群の礫および花崗岩礫は数%にすぎず、中ノ川層群の砂岩・粘板岩を主とし、ホルンフェルス礫がかなり含まれている。さらに詳細な検討が必要であるが、以上のような事実から、光地園礫層が、かなり長い時間にわたって、扇状地的な特徴を示めす何枚もの砂礫層の複合によって形成されたものであることが推定される。したがって、層厚90mに達し、十勝盆地の南半部を埋めつくした、いわゆる、山砂り層である光地園礫層の解明に、十勝平野の第四紀、とくに前期—中期洪積世地史、さらには日高山脈の上昇をめぐる構造運動など、多くの問題の鍵が秘められていると云えるだろう。

## II. 6. 2 幕別扇状地礫層

**命名：**十勝団体研究会（1968a）幕別扇状地礫層

**模式地：**上札内図幅地域西部の大樹町無願の坂（十勝団体研究会，Loc. 66100905，66A80702）

幕別扇状地面を構成する礫層は、幕別扇状地礫層と呼ばれ、おもに本図幅地域北方に分布するが、模式地の幕別扇状地において本礫層の基底を確認できる露頭はない。一方、この幕別扇状地の南に接し、この扇状地を削って形成された、上更別面の下にみられる厚い礫層も、幕別扇状地礫層であろうと考えられる。また、上札内図幅地域の歴舟川・中ノ川合流点、能美内部落付近の本地地形面に対比される平坦面下の一露頭（Loc. 67080901）では、光地園礫層の上に2mほどの褐色ローム質粘土層を抜んで、厚さ10mに達する幕別扇状地礫層が堆積し、その上に赤色土、Opを挟むローム層を発達させているのが観察された。幕別扇状地礫層の礫種は、中ノ川層群の砂岩・粘板岩礫が70%を越し、ホルンフェルス10%のほか、広尾層群の砂岩・シルト岩、ミグマタイト・片麻岩・花崗岩などの礫は数%ずつにすぎない。一般に山麓部ほど礫の配置は乱雑で、人頭大からこぶし大の礫を多く含んでいる。これらの礫を粘土質の基質が埋めており、この点でも他の礫層ときわだちがいがみられる。この礫層の上部は、礫種による選択的なクサレ礫を特徴的にふくむ“クサレ礫層”となり、その上を古赤色土がおおっている。

## II. 7 歴舟川・豊似川・野塚川などの流域に発達する段丘・扇状地堆積物

### II. 7. 1 朝日面堆積物

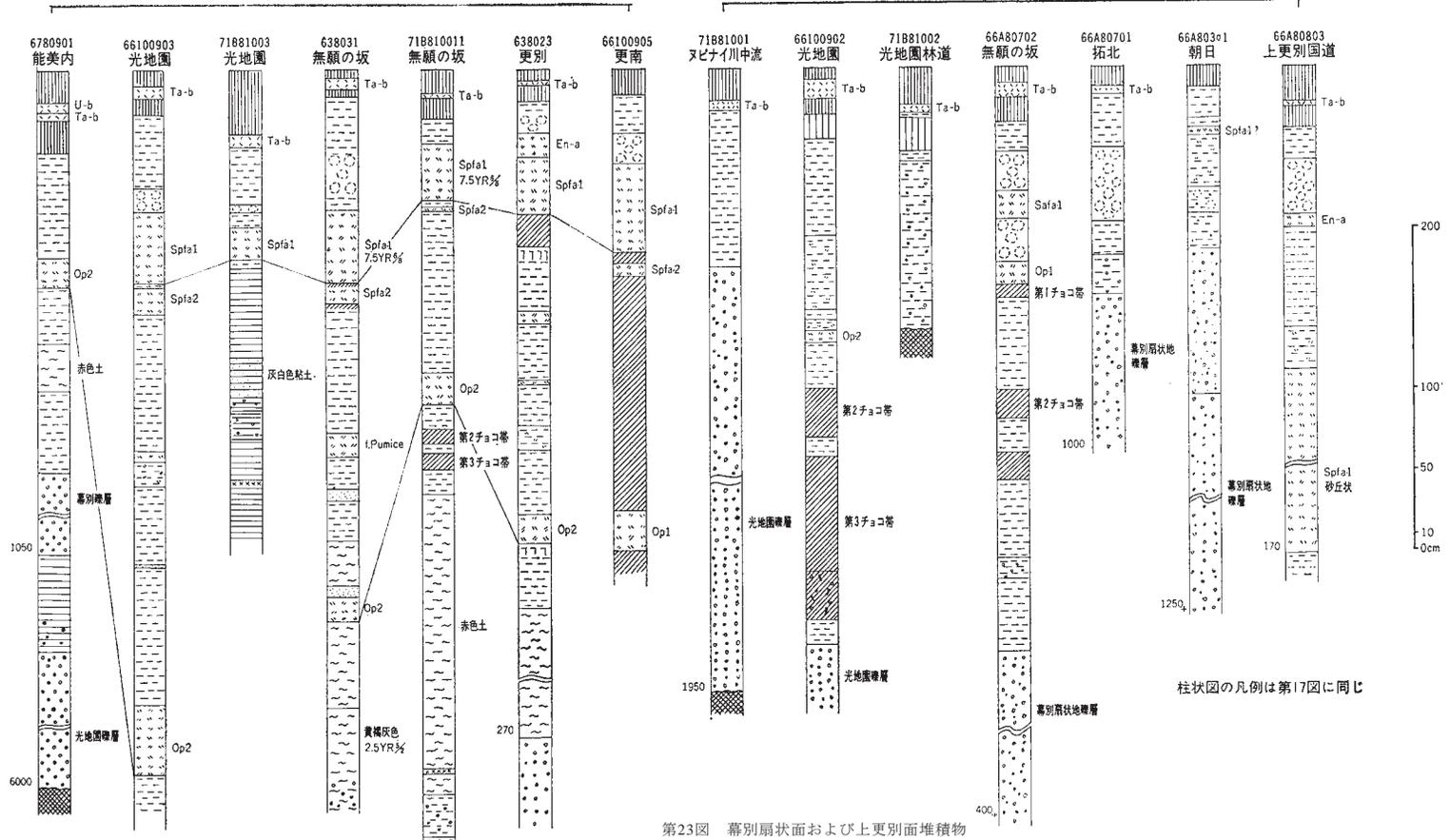
**命名：**十勝団体研究会（1968a），朝日面の堆積物

**模式地：**北隣忠類図幅地域忠類村，日和・朝日（十勝団体研究会，Loc. 66A803a2）

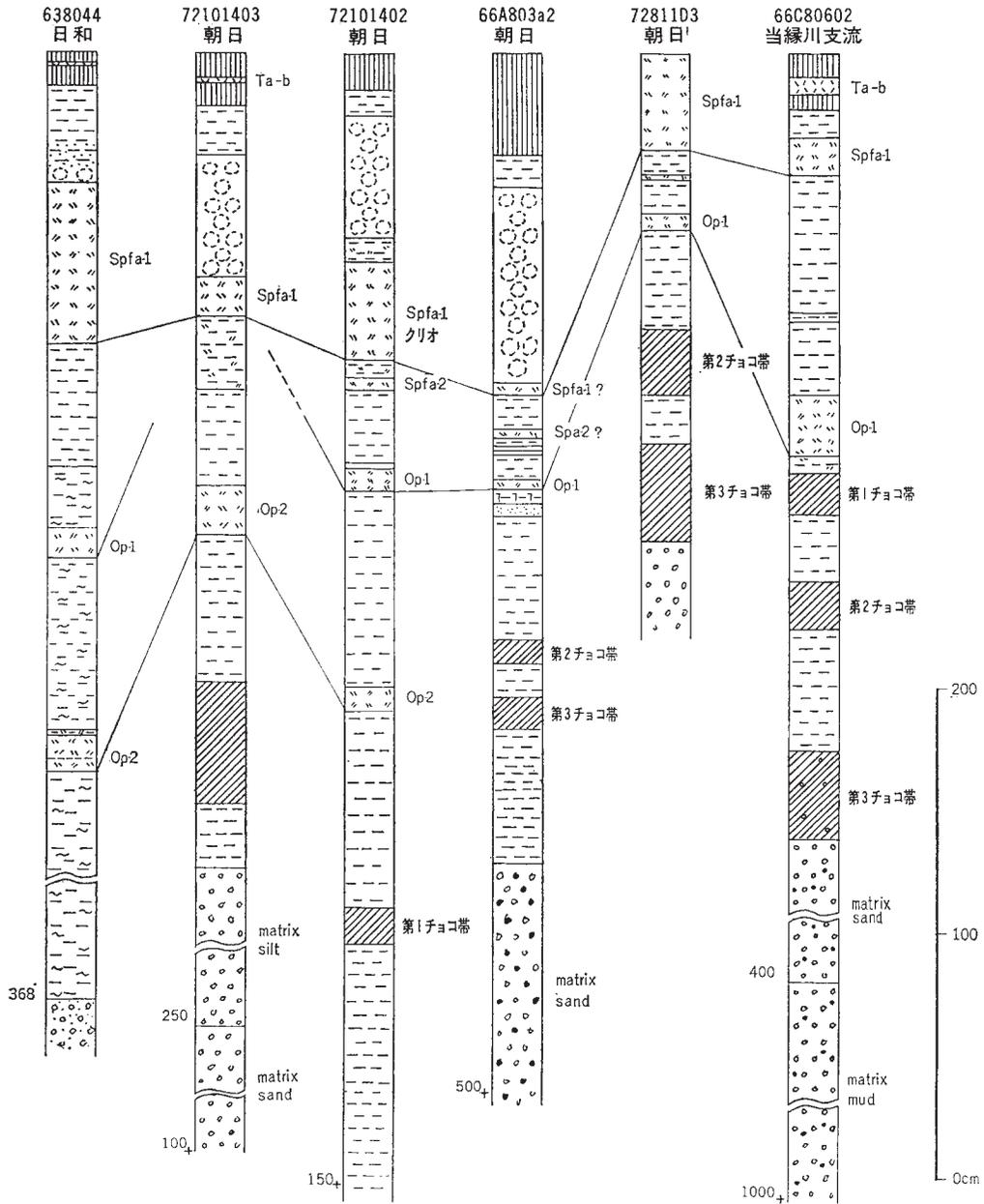
朝日地区や当縁川流域に分布する朝日面を形成する礫層で、忠類図幅地域に分布し、人頭大から握りこぶし大の分級の進んでいない乱雑な厚い礫層で、当縁川流域では層厚15m+に達する。礫層の基質は泥質で、幕別扇状地礫層と類似するがクサレ礫はほとんど混入しない。礫種は、中ノ川層群の礫が

幕別扇状地面堆積物

上更別面堆積物



第23図 幕別扇状面および上更別面堆積物



柱状図の凡例は第17図に同じ

第24図 朝日面堆積物

40%にへり、それに対して花崗岩・ホルンフェルス・片麻岩および広尾層群の礫が多くなる。

朝日面の礫層は、礫の性質・分布の状態から古い歴舟川によって形成された段丘礫層と考えられる。

礫層の上位には、細礫まじりの厚さ35cmの第3チョコレート色埋没土壌帯（マンセルシステムの土色帖で7.5YR⁴/₄）およびそれより上位を占める古土壌・テフラが分布し、朝日面は第3チョコレート色埋没土壌帯をのせるもっとも新しい面になっている。

## II・7.2 拓北面堆積物

**命名**：十勝団体研究会（1968a）拓北面の堆積物

**模式地**：上札内図幅地域内の大樹町字尾田・拓北（十勝団体研究会，Loc. 638022，66A80704）

拓北面を構成する堆積物は、無願の坂から東方に延びる拓北面の南縁にそう露頭で観察される。ここでは、厚さ10m以上に達する比較的粒径の一定した垂円礫層で、クサレ礫は少ない。基質は、黒色粘板岩の岩片を多く含んだ粗砂からなる。礫種は、朝日面の段丘礫層と異なり、中ノ川層群の礫（80%以上）が異常に多くなる。礫層の上位には、細礫まじりの褐色ローム層を挟んで第2チョコレート色埋没土壌帯が分布する。この第2チョコレート色埋没土壌帯は、3層のチョコレート色埋没土壌帯のうちでもっとも広く発達し、上下の境界も鮮明で厚さも15～10cmと一定しており、拓北面を識別する有効な鍵層になる。

中ノ川左岸に分布する拓北面の堆積物は、中ノ川沿いの林道ベリの河崖（十勝団体研究会，Loc. 6681201）で観察される。この露頭では、急立する広尾層群の黒色頁岩層の基盤を不整合におおって、花崗岩の大礫を特徴的に含む、約4mに達する段丘礫層が発達し、その上位に礫まじり褐色ローム層を挟んで、Op-3がレンズ状に分布し、Op-3の上位には、厚さ約6.5mに達する褐色ローム層をのせ、その間にOp-2・Op-1およびSpfa-1が発達し、拓北面をおお諸テフラを標的に示している。

拓北面堆積物は、朝日面堆積物と同様に西から東に当縁川左岸から海岸にむけて連続して分布することから、この流路を通して太平洋に注いでいた歴舟川の河岸段丘礫層と考えられる。

本図幅地域内で、大樹市街の西から石坂の近くにわたって、丘陵地域の東端にみられる拓北面は、先にI. 3. 2で述べたように、波状の起伏に富む高さ100～120mの平坦面を、基盤の豊似川層、あるいは大樹層から洗い出された細礫まじりの粘土質シルトが、薄くおおっているだけで、模式地のような明瞭な堆積物は発達せず、この面が削剥面であることを示している。

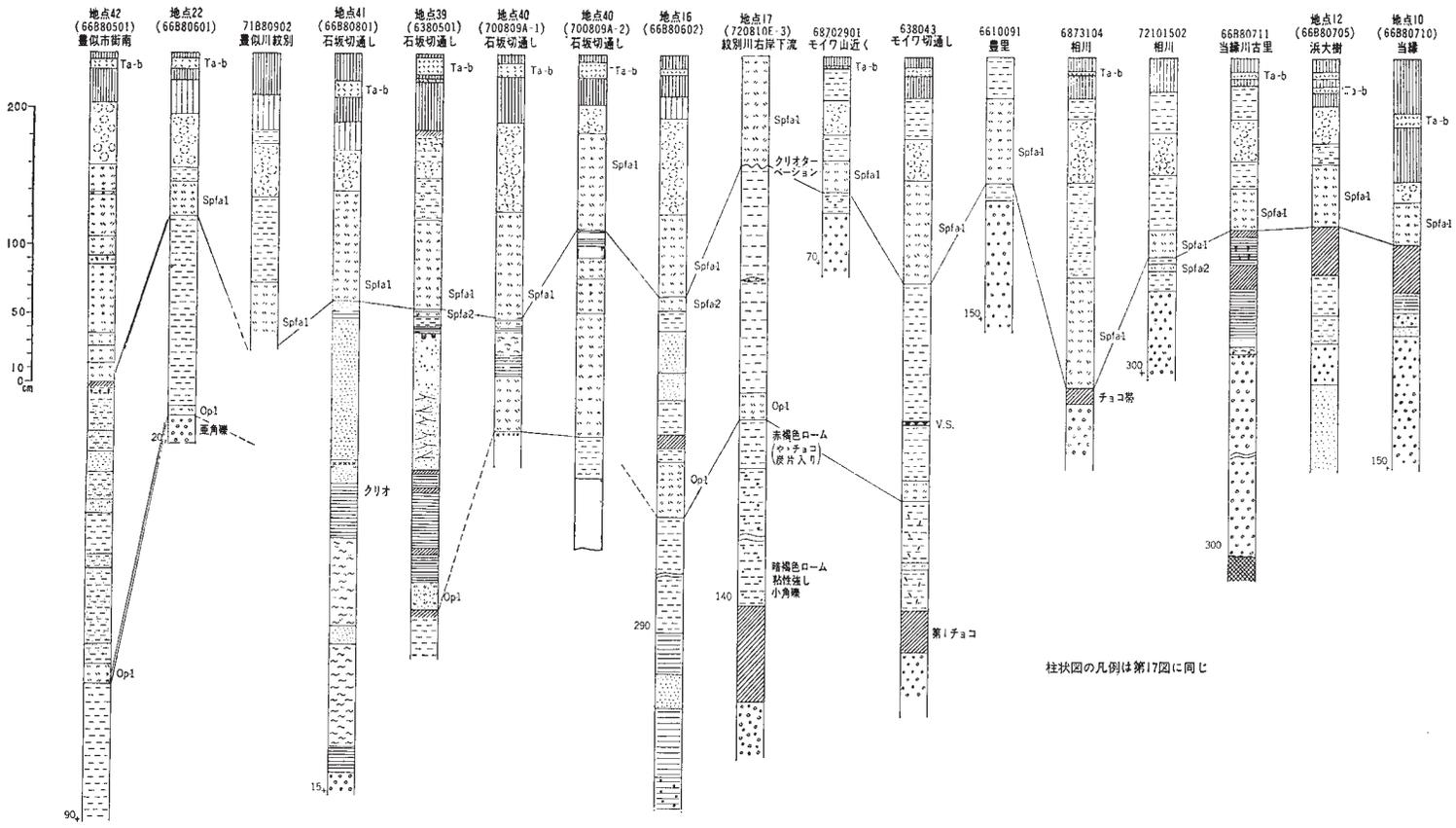
## II. 7.3 忠類礫層

**命名**：十勝団体研究会（1968a），忠類面の構成物

**模式地**：大樹町，モイワ山西の国道切り割り，北隣忠類図幅地域内（十勝団体研究会，Loc. 638043）

忠類扇状地面およびこれと連続して各河川の中・上流部に分布する河岸段丘面を構成する礫層を、忠類礫層と呼ぶ。この礫層は、上札内・上豊似・忠類・大樹および広尾の各図幅地域内にわたって広く分布し、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・石坂面の下にも、それぞれの地形面をつくる薄い新期礫層におおわれて、広く分布している状況がよく観察される。

歴舟川中流部相川地域では、Loc. 72101501などのようにピラオトリ層をおおい、紋別川中一下流で



第26図 忠類礫層と忠類面にのる堆積物 その1

は、新第三紀層の大樹層を切って、5~10mに達する厚い礫層を形成している。また、広尾市街から大樹町相保島の海岸に至る連続する海崖では、第28図に示されるように、好露出が連続して観察され、豊似川河口から南の海岸では、豊似川層およびピラオトリ層に対比される海成砂礫層をおおっている。

**岩相：**歴舟川中流地域では、相川の露頭 (Loc. 72101501) などで観察されるように、粒径60cmにも達する大礫から、こぶし大の亜円礫を主とし、わずかに層理と礫の鱗状配列 (imbrication) が認められる厚さ3~5mの乱雑な礫層で、基質は細礫ないし粗砂からなっている。歴舟川にそって下流にむけて次第に粒径を減じ、とくに巨大な礫を含まない、円磨度のやや進んだ層理の明らかな砂礫層に移る。礫種は、中ノ川層の砂岩・粘板岩礫を主とし、広尾層群の礫岩・頁岩礫、ホルンフェルス礫を加えると、堆積岩起源の礫が80~90%を占め、基質を形成する粗粒砂も黒色の粘板岩を主とするなど、歴舟川上流の地質分布を反映した構成を示している。上流部で顕著な大礫として多く含まれる花崗岩礫 (まれにクサレ礫を含むが、大部分は新鮮な固い円磨礫である) は、下流に向って粒径と個数を急速に減じる。ミグマタイト・片麻岩など日高山脈中軸部を構成する岩石の礫は、1~2%にすぎず意外に少ない。

広尾市街から相保島に至る海崖の露出、とくに海崖の比高の大きい南部では、20m以上にも達する厚層が発達し、下部数mは中~大礫を乱雑に含む中~粗粒礫層、中・上部ではやや粒度を減じ、かつ分級・円磨の進んだ層理の明らかな礫層によって占められる。なお、この礫層に厚さ数10cm、海崖にそって数10mにわたって連続するローム質シルト層が数層“レンズ状”に挟まれ、忠類礫層がゆるく北西にむかって傾斜しつつ高度を減ずる状態が明らかに認められる。なお、南西から北東にむかって全体として細粒化し、一層頻ばんに砂層を挟む岩相を示す。また、丸山丘陵の前面では、ピラオトリ層・豊似川礫岩層が、数m~10数mの高さまで分布し、忠類礫層は著しく貧弱化するとともに、礫層・砂層の乱れた互層を示している。

海崖を構成する忠類礫層は、下位のピラオトリ層の砂礫層に較べて大型の花崗岩礫を頻ばんに含み、野塚海岸では花崗岩礫と、ミグマタイト礫とを合せると20%に達する。

模式地の忠類面では、忠類礫層の上に、Op-2・第1チョコレート色埋没土壤帯・Op-1・Spfa-1などを挟む厚いローム層を発達させている。しかし、忠類面として一括して塗色した部分のうち、Op-2を欠き、忠類礫層最上部の礫層、あるいは砂・シルト・泥炭などの堆積物の上に、第1チョコレート色埋没土壤帯・Op-1を挟むロームを載せることがあり、Op-1あるいはSpfa-1が、薄いローム層を挟んで下位の砂礫層に直接する場合もある。このことは、忠類礫層の形成期が、ところによって若干の時間差をもっていることや、堆積環境の地域的なちがいを意味していると考えてよいと思われる。先に述べた、歴舟川の流路が忠類扇状地礫層を形成しつつ、当縁川を迂回して、太平洋に注いだ相保島一当縁間の礫層で示される流路から、直接的に太平洋に注ぐ現在の流路、相保島から歴舟川河口に至る礫層形成に移った経緯を、①紋別丘陵から海岸に至る忠類面 (Op-2をのせる) の形成と、②礫層の形成時により細粒の偽層に富む堆積物を堆積し、その間にOp-1・Op-2を挟みながら、粘土層や泥炭層を発達させる地域、③Spfa-2およびSpfa-1の降灰直前まで礫層を堆積しつつ、その後にはじめてローム層をのせる、同丘陵の西に広がる忠類面などのちがいをから読みとることができる。

忠類礫層の形成時代は、Spfa-1降灰前の寒冷期・Würm氷期初期とされてきたが、十勝団体研究会 (1972b, 1973) は、最近、Op-1直下のロームを35,750±1,350年B.P. (GaK-3669) , Op-2の層準と考



第30図 (6) の一部拡大



第31図 大樹海岸の忠類礫層

えられる泥炭層を43,200^{+4,300}_{-2,700}年.B.P. (Gak-4110) という値を発表している。一方、忠類礫層におおわれるホロカヤントウ層最上部の、第1泥炭層・第2泥炭層・ピラオトリ層上部は、Würm氷期初期の寒冷期とされている（十勝団体研究会，1971；小山内ら，1971；五十嵐ら，1971；湊ら，1971；松井ら，1973）ことと併せ考えると、忠類礫層の時代は一層確実にWürm I 亜氷期と推定してよいだろう。

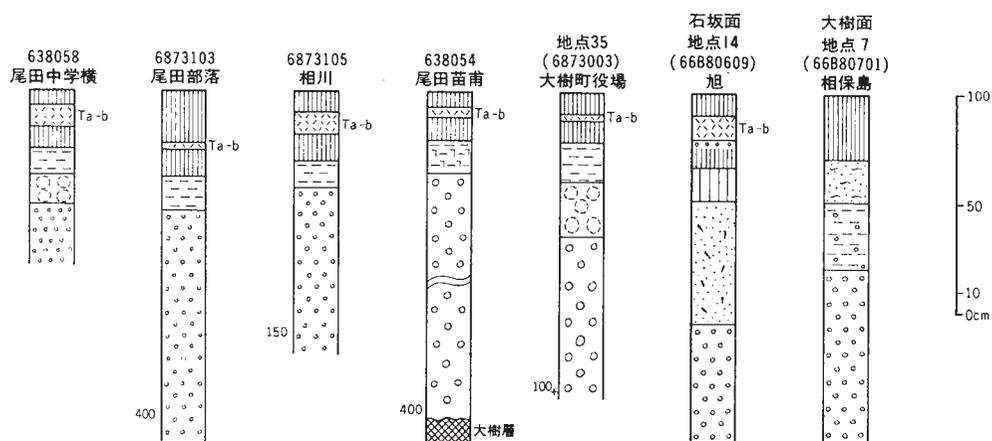
## II. 7. 4 尾田面堆積物

**命名：**十勝団体研究会（1968a）尾田面の堆積物

**模式地：**北西隣上札内図幅地域大樹町尾田，大樹営林署苗圃へ下る道路の片くづし（十勝団体研究会，Loc. 638054）

歴舟川左岸に広く発達する河岸段丘面・尾田面をつくる厚さ4～5mていどの礫層を模式とする。新第三紀の平坦な基盤を不整合におおい，最大径30～40cmに達する比較的角ばった大小礫が乱雑に累重する。礫種は，歴舟川の現河床堆積物とほとんど変りがない。忠類礫層以上の礫が，ときに褐鉄質の皮膜で汚れているのに対して，この面以下の堆積物は，現河床礫と同様に新鮮であり，粗砂ないし細礫からなる基質も，河床の砂・細礫とよく似ている。模式地から上流では，中ノ川流域・ヌビナイ川流域に小規模の分布がみられる。この礫層の上にはSpfa-1のをせず，淡褐色のボール状ローム層，およびその上にソフトローム層を発達させている。十勝平野地域で尾田面に対比される上札内 IIa面（十勝団体研究会，1968a）に見られるE-a層は分布範囲外のため発達しないが，前記ボール状ローム層をのせることから，この対比は確実である。

尾田面に対比される扇状地面が，本図幅地域に広く広がっていることは先に述べたが，歴舟川と紋別川の複合扇状地とみられる，両河川間の平坦面，紋別川丘陵の南に豊似川の間には広がる扇状地面，豊似川と野塚川の間で丸山丘陵および忠類面をのぞく平坦面には，それぞれ海崖や河崖で観察されるように，厚さ数m以下の新鮮な礫層が，先に述べた忠類礫層を削ってのっており，各河川の扇状地堆積物で



柱状図の凡例は第17図に同じ

第32図 尾田面堆積物

あることを示している。なお、丸山の西のこの扇状地面をわずかに削って北西に流れ、豊似川に注ぐ小支流にそう露頭では、忠類礫層の上にSpfa-1が分布し、この降下軽石堆積物を直接おおって、尾田面の堆積物である扇状地礫層が広がっていることが確認される。したがって、この部分では扇状地礫層は忠類面堆積物を全く判らず、その上をおおって広がっており、野塚川がこの地域から南へ向って、幾段かの小崖を残しながら側方侵蝕と下刻を強め、現河川の位置へと移動していった様子が読みとれる。

## II. 7. 5 石坂面堆積物

**命名：**十勝団体研究会（1968a）石坂面の構成物

**模式地：**大樹町旭の北東方の海崖 Loc. 13（66B80610）

歴舟川下流右岸にそって、大樹市街付近から下流に、1～2kmの中をもち15～16kmの延長を示す石坂面をつくる堆積物をいう。この地域では厚さ1～3mていどの現河床礫と全く変りない礫層で、樽前b降下軽石堆積物（Ta-b）を挟む腐植層との間にソフトローム層をのせている。この事実から、石坂面堆積物を十勝平野における上札内II b面堆積物に対比することができる。

石坂面堆積物は、歴舟川の中流地域、紋別川・豊似川・野塚川など各河川にそって、下流にむかって比高を急速に減ずる狭く長い段丘面を構成する粗粒礫層として観察される。各地域の礫種は、各河川の河床礫と異ならないが、平均礫径はやや小さい。

## II. 7. 6 大樹面堆積物

**模式地：**大樹町市街地歴舟川右岸の河崖

歴舟川右岸で、大樹市街地をのせる大樹面の礫層を大樹面堆積物と呼ぶ。大樹層の基盤にのる層厚2～3mの薄い礫層で、礫層の基底の比高は3mていどで、上流から下流にむかって低下する。ソフトローム層ものせない沖積世の段丘礫層である。

## II. 7. 7 後大樹面堆積物

**模式地：**大樹町上歴舟、歴舟川右岸の河崖

歴舟川右岸、上歴舟から下流に発達する後大樹面の礫層を後大樹面堆積物と呼ぶ。現河床礫層とよく似た、花崗岩の亜円礫を主とする礫層であるが、基底は現河床面下に没しており、層厚は確かめられない。

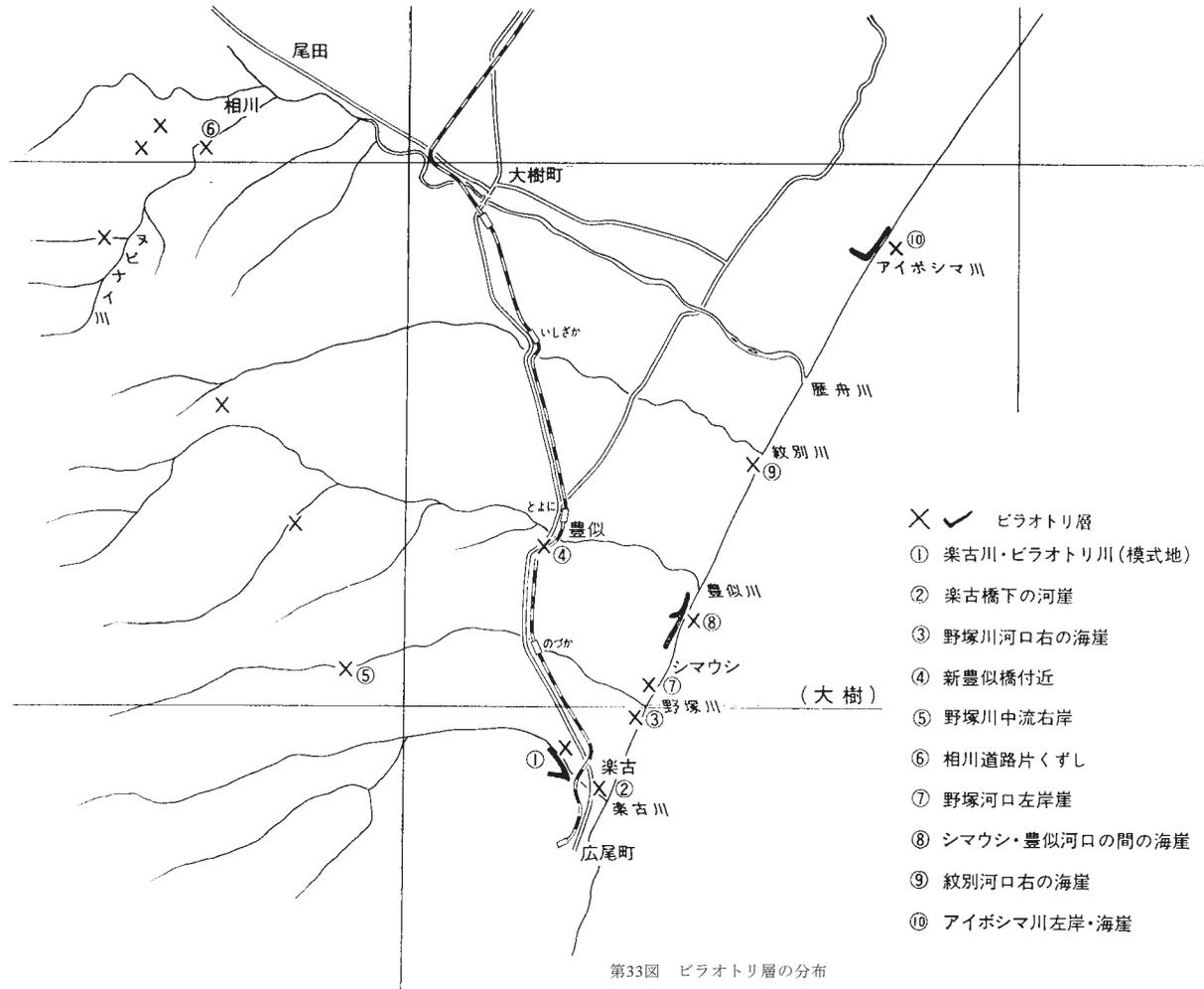
## II. 8 ビラオトリ層

**命名：**橋本・武田（1960）、ピラオトリ層

松井ら（1973）、ピラオトリ層

**模式地：**広尾図幅地域内、楽古川下流右岸、ピラオトリ川との合流点付近

### II. 8. 1 楽古川沿いに分布するピラオトリ層





ビラオトリ層は、橋本・武田（1960）によって、楽古川河口付近、ビラオトリ川・トリボシマ川下流、および円山の南側に分布すると記載され命名されたもので、楽古川の右岸に、その支流・ビラオトリ川との合流点付近から上流ほぼ500mにわたって、模式的な露出がみられる（第33、34図）。ビラオトリ川での分布は下流部に限られている。

一方、楽古川下流の国道楽古橋下の小露出を経て、楽古川河口から海岸にそって野塚川河口までの間に、海崖の基底部に点々と露出がみられる。さらに豊似川右岸で国道が忠類面にのぼる付近をはじめ、野塚川中流上野塚の右岸、豊似川の支流カムメロベツ川下流右岸、歴舟川支流ヌピナイ川下流、光地園への登り口付近、ヌピナイ川・中ノ川の下流部小支流に数カ所、歴舟川右岸相川から能美内に下る道路ぞいなどに小露出が見出された。

#### (1) 模式地におけるビラオトリ層の岩相

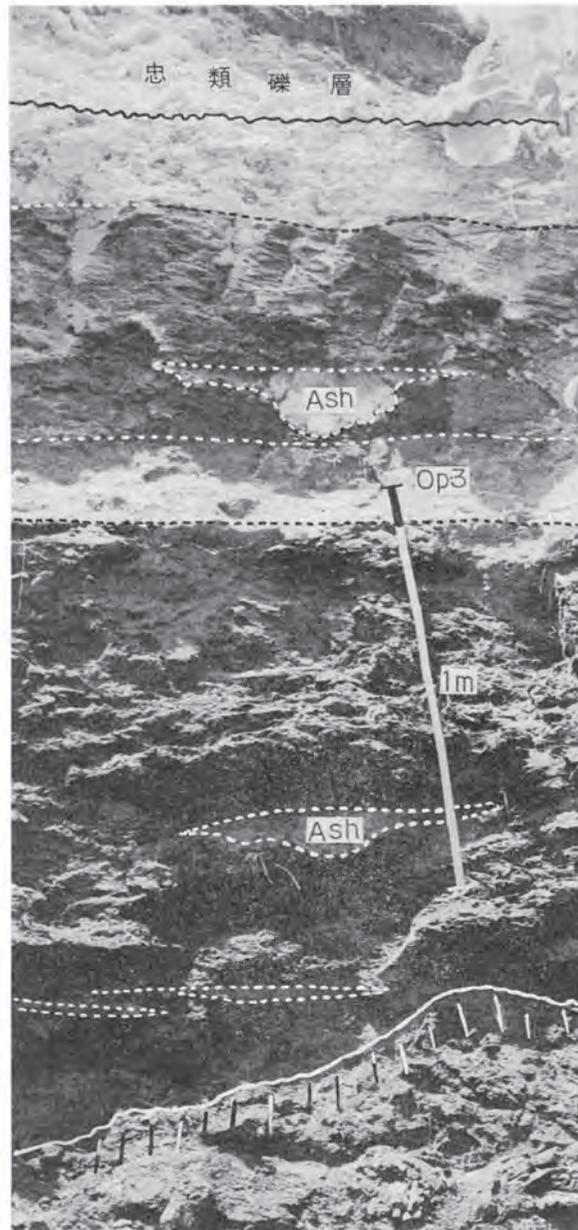
Loc. 7280803（十勝団体研究会）にみられるように厚い泥炭層・火山灰質粘土層・スコリア質砂層・礫および礫まじり砂層などの互層から成り、層厚は7m+に達する。忠類礫層に不整合におおわれ、楽古川にそって下流に向って傾斜している。本層の上半部には普遍的に、とくにいくつかの層準では密集して、*Picea glehni* MAST.（アカエゾマツ）の球果、*Menyanthes trifoliata* LINNAEUS（ミツガシワ）の種子を産し、数種の昆虫化石も含まれているが、この間、上限から1.4mの位置に厚さ40cmに達するOp-3が夾在しており、楽古川にそってLoc. 70D808A・Loc. 72808D-3（十勝団体研究会）などにも連続して認められる。この事実によって第36図に示したように、拓北面および朝日面にのるOp-3を挟むローム層とビラオトリ層の対比が可能となる（十勝団体研究会，1972a）。本層下部は、上部に較べて全体として粗粒化し、泥炭質シルト層の間に、厚さ20～30cmの垂角礫層を挟んでくるが、上部に普遍的に産したアカエゾマツ・ミツガシワを産しない。そして最下部に層厚40cm前後の軽石質火山灰層がみられるが、この軽石中および火山灰に黒雲母を多量に産する。松井ら（1973）は、この軽石質火山灰層の鍵層としての意義を重視し、黒雲母軽石層（“Bp”）と呼んでいる。

楽古川に沿うビラオトリ層は、北東に20～30°傾斜する豊似川層の厚い黒色細～中粒礫岩層の、大きな起伏を示す削斜面をおおって全体として下流にゆるく傾いており、上部は、同様にゆるいほぼ現河床面に近い傾きをもつ忠類礫層によって切られている。模式地付近でもビラオトリ層を欠いて、豊似川層が直接忠類礫層におおわれている地点もあり、ビラオトリ層の層厚は原地形に左右されて増減する。なおこの地域では、露頭が楽古川本流右岸と、ビラオトリ川下流に限られているので、不明確な点が多いが、観察される限りでは、ビラオトリ層は、この地層の堆積する直前に激しい削削によってつくられた、狭い小規模な谷地形を埋めて形成された、湿原の堆積物であり、上位にむかってアバットしつつ拡大した様子がうかがえる。

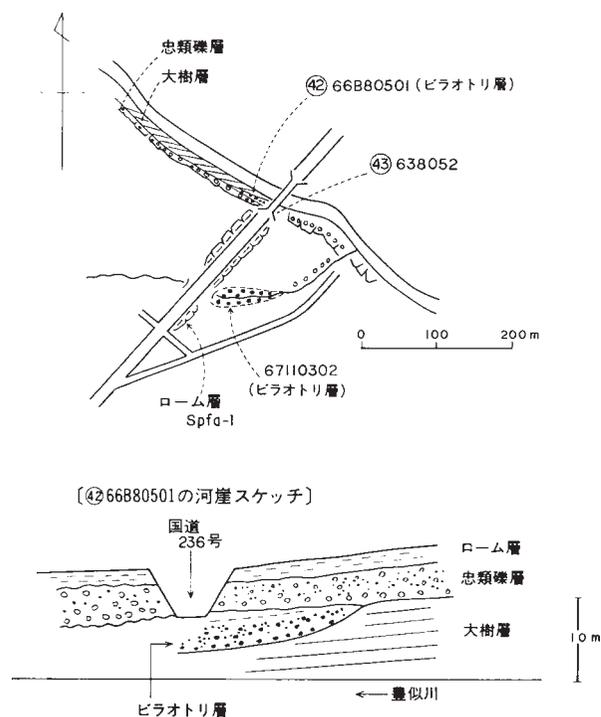
次に、先に列挙したビラオトリ層のいくつかの露頭のうち、特徴的なものについて述べる。

#### (2) 国道326号、楽古橋下（左岸）（十勝団体研究会，Loc. 638053=67072801）

この地点では、厚さ3mほどの忠類礫層の緩く下流に傾く平坦な基底面に削られて、同じく下流に傾斜し、豊似川層の礫岩層を不整合におおうビラオトリ層が分布しているが、ここで見られる層厚は、1～1.5mでいどに過ぎない。岩相は、泥炭・泥炭質シルト層に火山質の薄い砂層を挟む細粒部と、中～細粒で円磨分級の進まない礫層の互層からなり、泥炭層からは、*Trapa macroda* MIKI（シリプトヒ



第35図 ピラオトリ層Op3, 火山灰層を挟む泥炭, 最上部の砂礫層において、忠類礫層が不整合にのる（広尾町，楽古川にそう模式地）



第36図 豊似橋付近のスケッチ

シ), *Juglans sieboldiana* MAXIMOWICZ (オニグルミ) を多産したが, 模式地に見られたアカエゾマツは見出されなかった. なお, この露頭の火山灰質砂層は, 有色鉱物として多量に黒雲母を含んでおり, “Bp” との対比の可能性を示している.

#### (3) 楽古川河口付近の海崖下部の露頭 (十勝団体研究会, Loc. 72809D4, Loc. 700807A1)

楽古川河口と野塚川河口間の海崖には, 厚い忠類扇状地礫層の好露出がみられるが, そのゆるく波状を呈する基底面に, ところどころにはほぼ水平なピラオトリ層の露出がみられる. 青灰色ないし灰褐色シルトと泥炭質粘土ないし泥炭の互層を主とし, 淡褐色の砂層を挟んでいる. Loc. 72809D-4では, 泥炭層の中にアカエゾマツの球果を密集して産した.

#### (4) 豊似川右岸—新豊似橋付近

本図幅地域中央部のこの地区には北を約15mの河崖で豊似川に断たれ, 南側は尾田面礫層でおおわれた尾田面と, ほとんど高さの差なしに接する忠類面の狭い分布がみられる. 豊似川に面する河崖, 国道236号線の改修工事, 新豊似橋架橋工事の現場, 忠類面を削って流れ図道と国鉄広尾線との中間で, 豊似川に合流する小支流ぞいに好露出が観察された(第36図). 豊似川の河崖の地点42 (66B80501) では, 礫層を主とし泥炭および粘土層を夾むピラオトリ層が, 大樹層を不整合におおい, 忠類礫層によって不整合におおわれて露われている. 上記の忠類面を削る小支流 (十勝団体研究会, Loc. 6711302) にもピラオトリ層の礫層・白色粘土層・泥炭質粘土層が分布し, ミツガシワ・アカエゾマツを多産する.

#### (5) 上豊似図幅地域内, 野塚川中流右岸 (十勝団体研究会, Loc. 71B81201)

この地点は、標高200m前後の河岸段丘の段丘崖の露頭で、野塚川の河床から5mでいどの高さまで、は広尾層群の粘板岩が露出しており、その上に不整合に礫層を主とし、泥炭層・泥炭質粘土・薄い砂層を挟む層厚7mほどの、ピラオトリ層が緩く下流に傾いて露われている。この上位には、2m+の礫層を基底にOp-2・Op-1・Spfa-1を挟む層厚4mに達するローム層がのっている。

**(6) 上札内図幅地域内、大樹町相川の道路かたぐずし** (十勝団体研究会, Loc. 72101501)

尾田面から沖積面に下る道路のかたぐずし崖面に、忠類礫層におおわれた本層の小露出がみられる。最上部30cmは火山灰質のシルトの薄い互層よりなり、その下に25cmのOp-3・スコリア薄層を挟む厚い泥炭質粘土が、1.5m以上発達している。泥炭質粘土からは保存の良好なアカエゾマツの球果・ミツガシワの種子を多産するほか、数種類の昆虫化石が見出されている。

以上のいくつかの露頭の記載にみられるように、ピラオトリ層は、忠類礫層の下に起伏の激しい凹地形を埋めて堆積した沼ないし湿地堆積物であり、その標高は、海岸のほぼ0mから歴舟川・野塚川などの中流にむけて、現地地形とほぼ平行して増大し、200m前後に達している。楽古橋下の露頭を除くすべての露頭で、アカエゾマツ・ミツガシワを多産し、また多くの露頭で、Op-3・Bpなどの軽石層を泥炭層の間に挟有しており、これらの対比を確実なものとしている。しかし、これらの露頭を結ぶ広い湿地帯が、広がっていたとは考えにくく、むしろ拓北面を削って形成された起伏の多い低地の凹地に、ほぼ同時期に大小の湿地が生まれ、泥炭層が形成されたものであろう。

**II. 8. 2 南十勝海岸に分布する海成砂礫層**

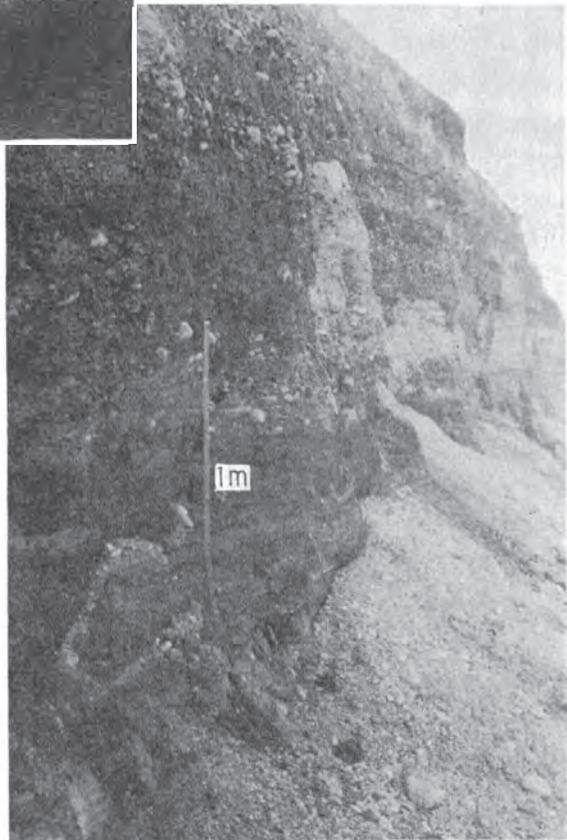
先に述べた楽古川―野塚川間の海崖に露われるピラオトリ層を、海岸にそって北東に追跡すると、(a) 厚い忠類礫層に不整合におおわれて、野塚川河口左岸の海崖、地点34 (66B803a5) 下部に暗灰色ないし黒色を呈する亜円磨礫層の互層に青灰色砂層を挟み、ローム質砂および軽石層を上部に載せる地層が露われている。さらに北東では、(b) 豊似川河口との中間付近で、中新世豊似川礫岩層の突出した露頭から、北では海崖の下半部を占めて、円磨分級のすすんだ層理の明らかな礫層が、豊似川河口にむかって連続してほぼ水平に分布する。この地点29 (66B80503) では、砂礫層をおおって、ローム質シルト・同質砂の互層の間に、層厚30~40cmに達するop-3層がみられる。忠類礫層の大きく波うつ不整合面が、それらをおおっているため、Op-3やその上下のシルト質層は、断続して海崖にあらわれる(図37および38)。 (c) 全く同様の砂礫層に薄い泥炭層を挟む地層が、紋別川河口の南側の海崖下部にも広く露出しており(地点19, 66B80607, 地点18, 66B80608), さらに北東方向には相保島から当縁川河口に至る相保島面の下にも断続してみられる(地点6, 66C80505)。ここでも砂層の一部は、火山灰質ないし軽石質で黒雲母に富むものが認められる (d) 晩成河口からホロカヤントウ沼・生花苗沼に至る海岸でも、この海岸の上部に2~3mの層厚をもって広がっている相保島礫層の下に、大きく波うつ不整合面を境に、海成砂礫層があらわれている。十勝団体研究会(1971)は、すでにこの砂礫層に挟在する砂層が、黒雲母を特徴とする火山灰ないし軽石粒を含むことを報告し、さらに有孔虫および海棲珪藻化石群を含むことを確かめ(松井ら, 1973), ホロカヤントウ層下部との対比について論じている。

以上のように南十勝の海岸にそって点々と露出する海成砂・砂礫層、およびその上部に発達するシルト層には、ピラオトリ層の鍵層であるOp-3および Bp の2枚の軽石層が、断続しつとも認められる。



第37図 アイボシマ川下流左岸，忠類礫層，ピラオトリ層（礫層）

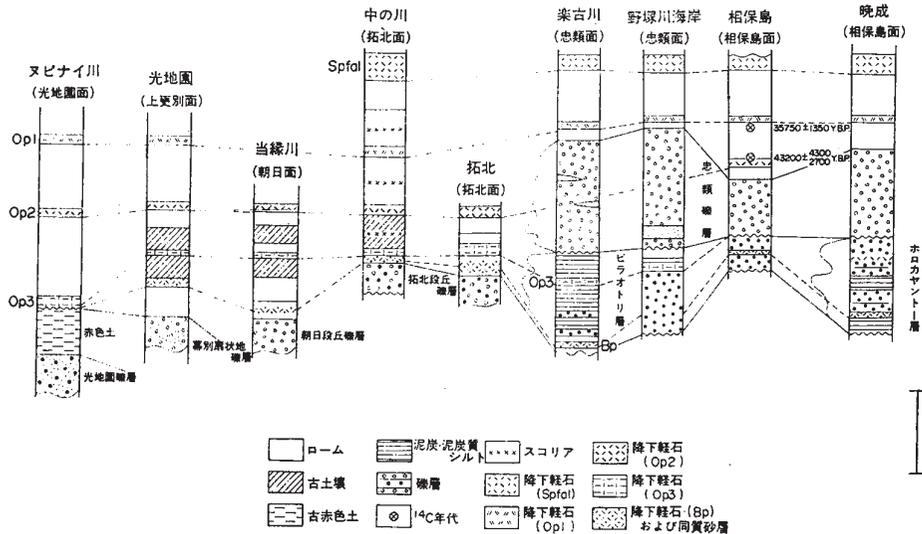
第38図 生花苗沼崖，オロカヤントウ層下部に対比される，海成砂礫層



また、筆者らは、ピラオトリ層の諸露出が忠類礫層、および相保島礫層の分布範囲に限られており、その堆積が凹凸のある侵蝕面、すなわち拓北面の形成後の著しい海面下降によってえぐられた、谷型地形を埋積しつつ進行した状態を示していることに注目したいと考えている。

### II. 8. 3 ピラオトリ層とホロカヤントウ層との対比

前述したピラオトリ層の諸特徴は、十勝団体研究会（1971）が明らかにしているホロカヤントウ層の、それときわめてよく類似ないし一致している。十勝団体研究会（1971）によれば、ホロカヤントウ層は晩成Ⅱ面・同Ⅲ面よりなる海岸段丘地形をえぐって、形成された凹地を埋積した湖ないし沼の堆積物と、この水域を埋めて周囲の低夷なる丘陵から流れ込んだ扇状地状の堆積物からなっており、相保島礫層におおわれている。また温暖から寒冷への変化が、*Trapa*や*Juglans*を主とする下部から*Picea glehni*を主とする上部への変化によって示され（矢野，1972），この変化は花粉分析によっても詳しく確かめられている（大江・小坂，1972）。ピラオトリ層について今日までにたしかめられた岩相変化は、このホロカヤントウ層のそれと酷似していると云えるだろう。ただ、ホロカヤントウ層には、明らかなOp-3・Bpなどのピラオトリ層との対比を、確実にする鍵層の挟在はまだ認められていないが、十勝団体研究会（1971）は、忠類図幅地域内忠類村晩成のナウマン象発掘地点において、下部の泥炭層に挟まれて分布する火山灰質砂層に、おそらくBpに由来すると考えられる雲母片が特徴的に含まれることに注目し、先に触れた生花苗海岸の海成砂礫層との対比の可能性を指摘している。この海成砂礫層が野塚川・豊似川間付近から北東に海崖の下部を占めてあらわれ、その上部にOp-3を挟有している海成砂礫層に連続することは、ほとんど疑いの余地がないであろう。以上のべた南十勝の新旧地形面堆積



第39図 南十勝の堆積層模式柱状対比図（松井ら，1973）

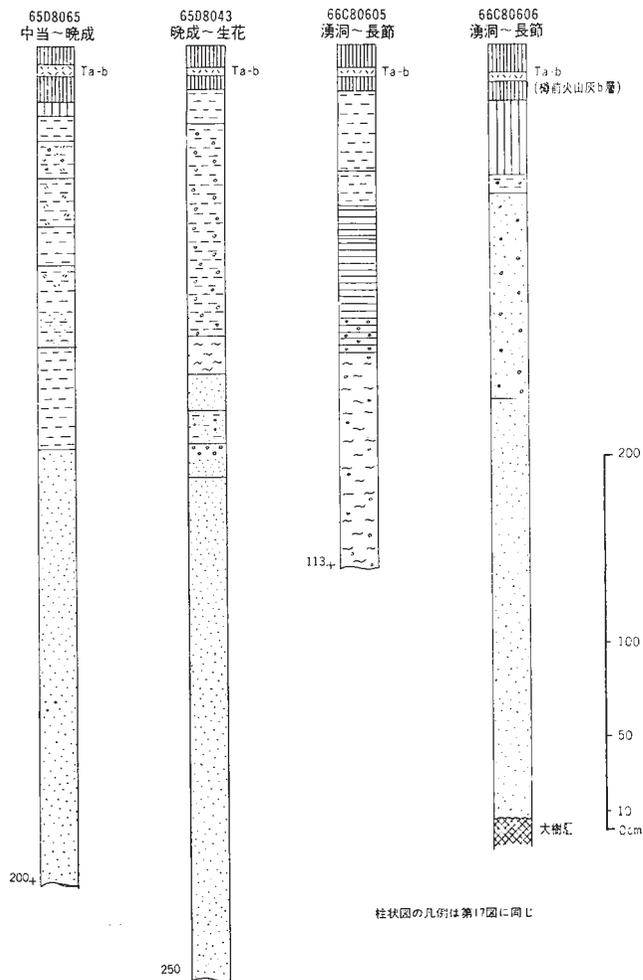
物，忠類礫層およびピラオトリ層とテフラの関係を模式的に示せば，第39図のようにあらわされる。

なお，ホロカヤントウ層の時代について，忠類ナウマン象第三次発掘調査の諸報告（小山内ら，1971；五十嵐ら，1971；湊ら，1971）は，それぞれ，層位学，花粉層序学，アセチルブロマイド法による年代考察にもとづいて，W1-M/Rにわたるものと述べており，ホロカヤントウ層の下限がどの時代までさかのぼるかは，問題が残されている。

## II. 9 南十勝太平洋岸に発達する洪積世堆積物

### II. 9. 1 晩成砂I層

命名：十勝団体研究会（1971）晩成I砂層



第40図 晩成I砂層柱状図

**模式地**：忠類図幅地域内，大樹町晩成一生花苗間の 100～110m の尾根，湧洞沼図幅地域内の豊頃町湧洞一長節間の 110～120m のやや平坦な尾根を形成する晩成 I 面の下に標式的に分布する。

水平なラミナのよく発達した，灰色ないし灰褐色の分級良好な細粒砂層を主とし，シルト質レンズ・軽石質火山灰の薄層を挟む。砂粒中に雲母片を普遍的にふくむ特徴をもち，晩成 II 砂礫層とは判然と異なっている。基底部には細礫まじり砂層ないしは細礫層の発達がみられ，大きく波状に起伏する不整合面で新第三系をおおう。層厚は観察される範囲で，3m ないし 5m である。晩成 I 砂層をおおうローム層は発達が貧弱で，Op・Spfa などの降下軽石堆積物も欠いている。

本図幅地域内では，紋別丘陵の山頂部を占める晩成 I 面に，本層の分布が期待されるが確めることはできなかった。

## II. 9. 2 晩成 II 砂礫層

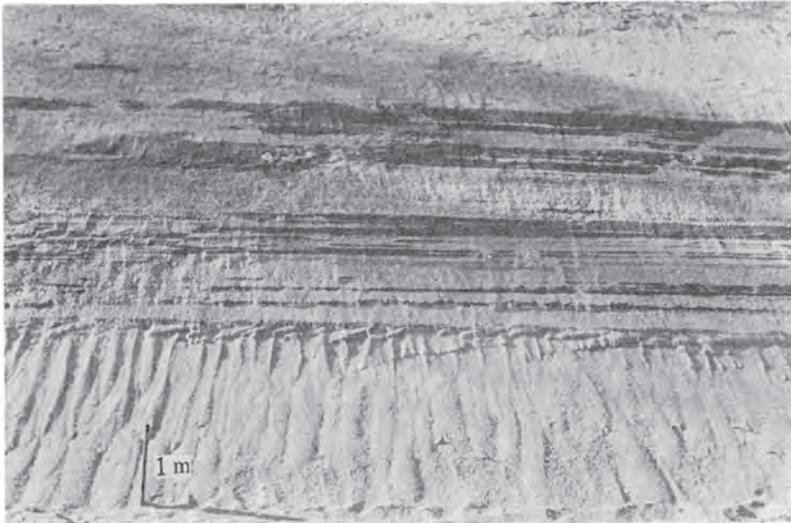
**命名**：十勝団体研究会（1971）晩成 II 砂礫層

小山内ら（1971）晩成層

**模式地**：晩成 II 面の標式地である忠類図幅地域内大樹町晩成の段丘崖にそう，道路の片くずしにみられるクロスラミナの発達した砂礫層（十勝団体研究会，Loc. 65D8042）。

模式地では基底を確めることはできなかったが，層厚 8m+ で，下部は礫質が優勢で上部は砂質に富み分級は良好であるが，岩相の側方変化は激しい。礫種は中ノ川層の粘板岩・砂岩・ホルンフェルス・赤色チャートなどの小円礫を主とし，花崗岩礫，安山岩・流紋岩など火山岩礫もふくまれている。また砂層の鉱物組成は輝石類を主とし，雲母を多量に含む晩成 I 砂層とは全く異なった特徴を示す。

晩成 II 砂礫層は，生花苗沼以北に発達する晩成 II 面および晩成 III 面の下に，海岸にむかって緩い傾斜を示して分布しており，晩成 III 面の連続する海崖では，新第三紀の大樹層・長節層を，高さ 10m ほど



第42図 晩成 II 砂礫層，忠類図幅地域内（Loc. 65D8042）

の不整合面でおおって、厚層 10m に達する本砂礫層が連続した好露出をあらわし、砂礫の互層、クロスラミナなどのほか、礫種・砂層の鉱物組成も標式地とよく類似している。一方、晩成地域では晩成Ⅲ面の発達が良いため明らかではないが、水井戸の記録によれば、10m 前後の層厚をもつ砂（上部）・細円礫（下部）が分布し、ほぼ 10m の高度に大樹層の基盤が推定される。また、ホロカヤントウ沼の西南の丘陵では、本砂礫層の基底部が 10m 前後の高さをもつ不整合面で、大樹層をおおっていることを確かめた。

地形の項でも述べたように、晩成Ⅱ面の一部は大樹層を削剝した段丘面で、本砂礫層を全くのせない場合もあり、また下位の晩成Ⅲ面は本砂礫層を削って形成された削剝面であることを示している。十勝団体研究会（1971）の生花苗Ⅱ砂礫層は、本砂礫層と同一のものであり、小山内ら（1971）の晩成層は、ほぼ本砂礫層に当るものと考えられる。^{注13)}

#### 本層をおおうテフラと段丘面について

晩成Ⅱ面には、この砂礫層をおおって厚いローム層および支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa-1) がよく発達している。Spfa-1 の下には、2m に達する硬いローム層があり、スコリア質火山灰の薄層、2～3 層のチョコレート色埋没土壌帯がみられるが、詳しい特徴や対比はまだ明らかでない。またローム層の最下部が赤色を帯び、古赤色土を思わせる部分が認められることがある。一方、晩成Ⅲ面には、厚い褐色土壌の下に 3m に達するローム層が発達し、ボール状ローム層、Spfa-1 の下に 2m 前後の褐色粘土質ローム層がよく発達し、その間に 1～2 層のスコリア質砂層を挟み、下部にチョコレート色埋没土壌帯を発達させることがあるが、Op 層は認められなかった。

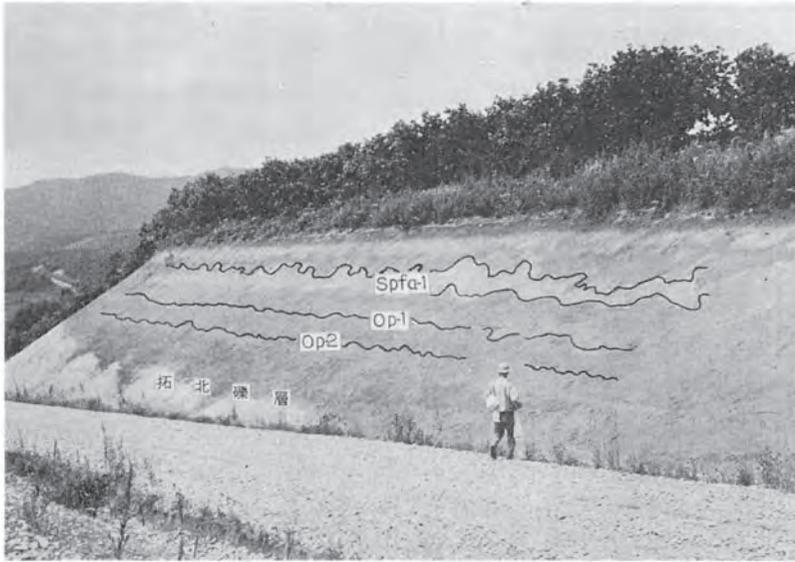
## Ⅱ・10 化石周氷河現象

十勝平野には、広く多くの化石周氷河現象が分布しており、十勝団体研究会の研究テーマの一つとされている（十勝団体研究会，1968a・1969；野川ら，1972）。ここでは、十勝団体研究会によって明らかにされたこの図幅地域内に観察される 2～3 の周氷河現象について述べておくこととする。

十勝平野に認められる化石周氷河現象には、微地形として山田（1959）が十勝坊主と呼んだ芝塚（J. トリカル，1963）と、土層の断面中に観察される化石構造土、およびインボリューション（involution）^{注14)}がある。また、木村ら（1970，1972）によって報告されているように内陸砂丘も、寒冷・乾燥な周氷河気候下の産物である。内陸砂丘を除くこの種の現象は、いずれも周氷河気候下における土壌中の水の凍結によって形成されるもので、十勝平野において現在形成されつつあるものではなく、過去の寒冷気候下に形成され化石化したものである。これらのうち、砂丘および芝塚は微地形に注意することによって存在が推定されるが、土層断面に認められる化石構造土やインボリューションなどは、道路工事などの際の新しい切り割りで発見されることが多い。

注13) 小山内ら（1971）は、筆者らの晩成Ⅰ砂層を本砂礫層に含めて、晩成層と呼んでいる。

注14) 表土層の凍結と融解のくり返しによって出来る複雑な構造。



第44図 拓北面に発達する化石周氷河現象 (Spfa-1, Op-1, Op-2)  
—上札内図幅地域内, 大樹町坂下 (Loc. 71B81201) —

野川ら (1972) は、十勝団体研究会の研究の一環として、十勝平野に広く分布する化石周氷河現象を調査・観察し、これらの周氷河現象に関与し移動擾乱を受けている段丘・扇状地礫層・降下軽石堆積物・ローム層と、それを“不整合”におおって水平に分布する、周氷河現象が終了した後に堆積した降下軽石堆積物やローム層との関係を鍵に、各周氷河現象の形成時期を一つ一つ明らかにすることによって、これらの周氷河現象が、いずれも洪積世後期・最終氷期から沖積世に生起しており、相前後する6回の形成時期にわけられることを明らかにした。

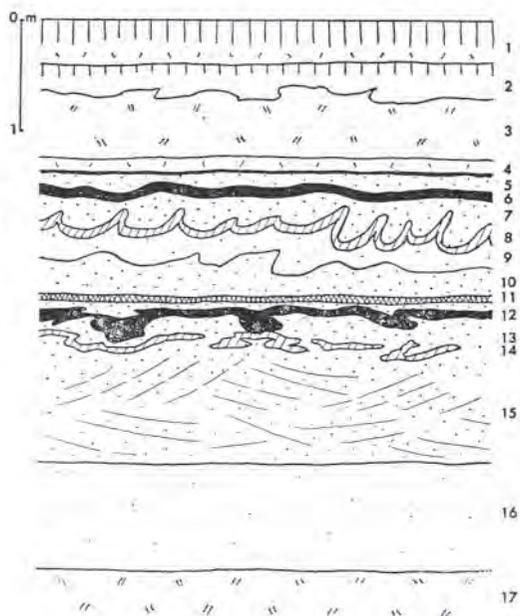
## II. 10. 1 石坂切り通しのインボルーション (地点 39, Loc.638051)

この地点は、国鉄広尾線石坂駅の南方約1km, 国道236号線が紋別川を渡って忠類面にのぼる切り通しで、高度約60m, 海岸線から8kmの距離にある。この国道切り通しの露頭には、Spfa-1やOp-1層が発達するが、第45図に示されるように、この層序の中に、少なくとも次のような3回のインボルーションが観察される。

a) Spfa-1層 (3) が、上位の褐色ローム層 (2) とともに激しく擾乱を受けているが、Spfa-1層の下面・その下の乳白色火山灰層 (4) ・泥炭薄層は、この擾乱に関与していない。Spfa-1とともに擾乱を受けている褐色ローム層は、ここでは、樽前b降下軽石堆積物を挟む腐植層に直接おおわれているが、十勝平野のローム層の層序では、恵庭a降下軽石堆積物 (E-a) の下に位置するものである。

b) 上記泥炭薄層の下に発達する泥炭層 (6) , 白色砂層 (7) ・白色粘土層 (8) が氷袋土を形成しており、その下位のスコリア質黒色火山砂を含む砂層 (10) の上部が、その上の砂質ローム層 (9) にもみこまれている状態が観察される。下位の褐鉄バンド層 (11) はじょう乱を受けていない。

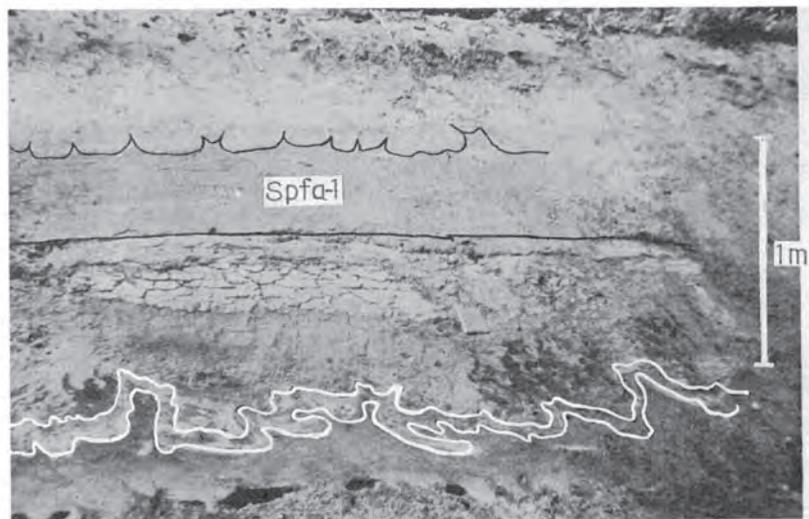
c) この下に、泥炭層 (12) ・白色砂層 (13) ・白色粘土層 (14) およびうぐいす色砂層 (15) の上部にわ



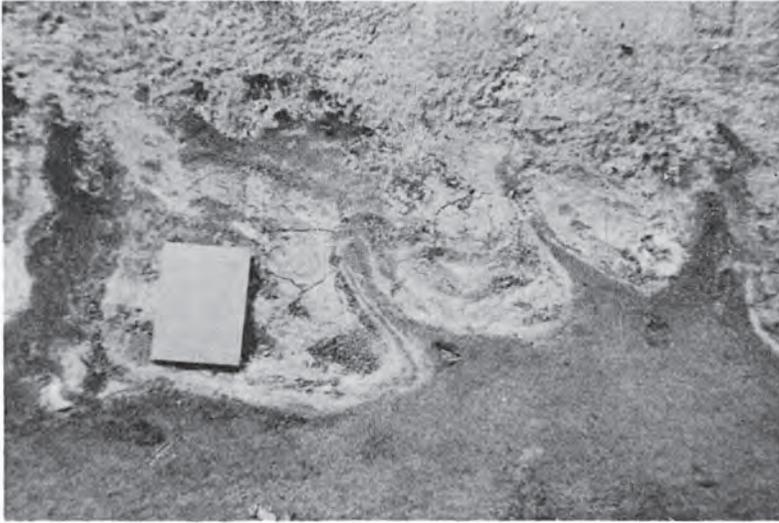
第45図 大樹町石坂切り通しの化石氷河現象：  
 1表土および樽前b降下軽石堆積物  
 2：褐色ローム層 3：支笏降下降石堆積物  
 4：乳白色火山灰層 5：砂層（上部に泥炭の薄層）6：泥炭層 7：白色砂層 8：白色粘土層 9：砂質ローム層 10：含黒色火山砂層 11：褐鉄バンド層 12：泥炭層 13：白色砂層 14：白色粘土層 15：ウグイス色砂層（斜層理著しい）16：砂礫ローム層 17：オレンジ降下軽石堆積物 <野川・小坂・松井（1972）>

た一つインボルーションがみられる。砂質ローム層（16）を挟んで最下位に、Op-2層と考えられるオレンジ降下軽石堆積物が分布するが、これらは全くじょう乱を受けていない。なお白色砂層（13）・白色粘土層（14）は、OP-1層の2次推積と考えられる。

本図幅地域内には、同様のインボルーションが忠類面をおおうローム層の断面にしばしば観測される。たとえば紋別川丘陵の東で、忠類面を切って沖積面に下る道路の切り割りでは、Spfa-1上部がボール状ローム層とともにじょう乱を受けている。またアイボシマ川の河口に近い左岸では、層厚3cmで



第46図 石坂切通しの化石周氷河現象（第45図上部）大樹町石坂 地点39（638051）



第47図 石坂切通しの化石周氷河現象（第45図上部）大横町石坂，地点39（638051）（拡大）

いどのOp-1層が大きくうねりながら，上位のローム層にもみこまれ，層厚を著しく膨大させ，大きく屈曲するところでは薄失するなど，激しい擾乱を受けている．なおこの露頭では約1m下位に層厚25cmのOp-2層がみられ，上面は弱い擾乱を受けているが，下面にはその影響は認められない．Op-1層とOp-2層との間を埋めるローム層には擾乱のあとが残されていないので，Op-1層にみられる激しいインボルーションと，その1m下位のOp-2層上面にみられるものが同一の擾乱によるものか別のものなのかは，判然としない．

## II. 10. 2 Spfa-1の埋積古砂丘

南十勝には，Spfa-1に由来する古砂丘群が，ローム層および腐植質表土におおわれながら，特有の波状地形を呈して分布しており，木村ら（1972）によれば160個以上が確認されている．それらの分布は，十勝平野中央部の恵庭a降下軽石堆積物（E-a）砂丘の分布する上札内1面と対比される忠類面に限られ，歴舟川下流左岸のMEM付近に135個以上，紋別川右岸の石坂切り通し付近に13個以上が，そして歴舟川中流の大和付近（上札内図幅地域）に7個が数えられる．これらの古砂丘は，地形面全体にわたっては分布せず，丘陵地や上位の段丘などの地形に支配され局部的に集合した分布を示している．なお，豊似川と野塚川の間忠類面上にもピット堀りによって，Spfa-2，1の二次堆積物の存在が確かめられているが，地形上は判然としない．

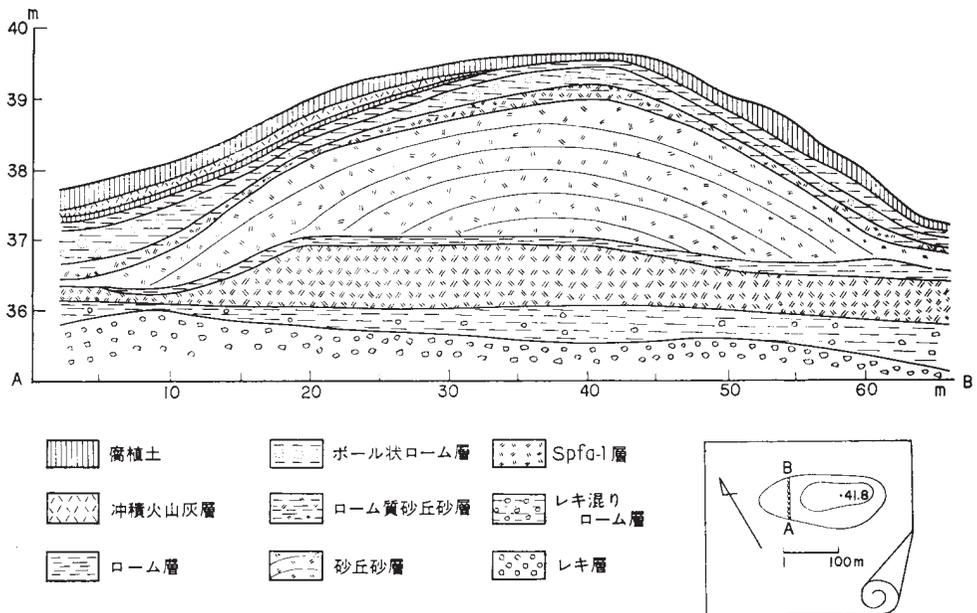
MEM付近の古砂丘は，比高5m未満，長軸の延長200mでいどのものが大多数で，第7図に明らかのように長軸方向が一定せず，背後の丘陵をとり囲むような配列状況を示し，数個の規模の異なる砂丘が部分的に重なったものも多く，砂丘の形成過程に，周辺の地形による風の変動が著しかったこと，平坦な十勝平野中央部に形成されたE-a古砂丘群に較べて形成機構が複雑であったことを物語っている．

第49図（木村ら，1972）にその例を示したように，この古砂丘断面は，Spfa-1の層厚80cmに達す



第48図 Spfa-1の古砂丘（大樹町メム，第7図 Me-01）

る一次堆積層の上に20cm程度の褐色ローム層が発達し，その上にSpfa-1の二次堆積による砂丘砂^{注15)}の厚層が形成されている．この砂丘砂層を30~40cmの層厚をもつローム質砂丘砂層がおおい，その境界は漸移的であるが，ローム質砂丘砂層には下位の砂丘砂にみられる斜層理はみられず，そのラ



第49図 Spfa-1埋積古砂丘（大樹町メム）（木村ら，1972）

注15) 木村ら（1972）によれば，中央粒径値（Md）は0.46~0.56mmである。

ミナは複雑に屈曲し、インボルーションを思わせる形態を示している。この上には、明瞭な境界をもってボール状ローム層がおおっている。

石坂切り通し付近の古砂丘群の一部は、国道236号の両側にその断面をみることができるが、メムのもと同様の特徴を示している。

## II. 10. 3 化石周氷河現象からみた南十勝の寒冷期

以上述べたように、この図幅地域中には、1)、2)、Op-2層とSpfa-1層の間に2回のインボルーション形成、3) Spfa-1層堆積後に砂丘形成、4) 褐色ローム層が関与するインボルーションおよび砂丘をおおい、ボール状ローム層におおわれるインボルーション、そして、5) ボール状ロームも関与するインボルーションの少なくとも5回の寒冷気候の証拠が見出されることになり、1) 2) 4) 5) の各インボルーションは寒冷な湿気の高い環境を示し、3) の砂丘形成時期は寒冷で乾燥した気候条件が卓越していたことを物語っている。なお、このような南十勝の海岸線に近い地域に多くの周氷河現象が見出されることは、周氷河地域の拡がりを推定するうえで、重要な事実であろう。

これらの周氷河現象は、いずれも洪積世・最終氷期に属するものであり、野川ら(1972)が、十勝平野全域についてすでに明らかにしている各寒冷気候とよく一致する。野川ら(1972)および十勝団体研究会(1972a)が表示した寒冷期のうち、この図幅で確認できないのは、第5表に示したように、十勝平野中央部に広く分布するE-aによる砂丘形成と、洪積世最末期あるいは沖積世初頭と考えられるソフトロームにみられる構造土・インボルーションの2回だけである。

この種の現象が、気候的には寒冷少雪などの条件を必要とすることはいうまでもないが、同時に小嶺(1970)も指摘するように、火山砕屑物の広い堆積という地質条件が、重要な意義をもっていることも無視できない。また木村ら(1970)も述べているように、多量の火山灰や軽石の降下が植生を破壊し、砂丘形成の条件を生み出したと同時に、寒冷・乾燥気候は植生の復元を妨げ、長期にわたって周氷河条件を持続させ、広い範囲に種々の周氷河現象を引きおこしたであろうことも想像に難くない。

わが国では、現在の森林限界の高度は、圏谷底の高度にほぼ一致すると云われている(小林, 1962)。最終氷期・北部日高山脈における圏谷底の高度は、約1,600mであることが、橋本ら(1955)によって明らかにされ、湊・橋本(1954)、湊ら(1966, 1969)などの研究は日高山脈にヴルム氷期に属するツタベツ氷期の5亜氷期と、リス氷期に対比されるポロシリ・トヨニの2氷期が明らかにされている。また小嶺(1970)は最終氷期の構造土の眼界は、現在のそれより1,800m低下したと指摘している。

これらのことから、最終氷期において、十勝平野の全域が周氷河気候地域であったと推定することが可能であり、その範囲は現在の海岸線を越して拡がっていたであろう。この図幅地域に多くの、時期と型との異なる周氷河現象が発達していることは、その証拠と考えてよいのではなからうか。

詳細な気候変化については、花粉分析などによる古気候の解明に待つほかないが、十勝団体研究会(1972a)の対比表に基づいて、これまで述べてきた諸事実を、テフラとその¹⁴C年代に基づいて、編年を試みるなら第5表のようにまとめられる。

第5表 十勝平野のテフラ，周氷河現象と最終氷期の対比表

時代区分	¹⁴ C年代(年B.P) (黒曜石水和層年代)	テフラ	周氷河現象	北十勝 ← 層序・地形面 → 南十勝	日高氷期*
Boreal	8940±160 (石狩)	樽前d 降下軽石(Ta-d) ソフトローム	← 構造土インボリューション	大樹面形成	To III
Pre-boreal			← インボリューション		
Wiv		ボール状ローム(古土壤)		上土幌面形成 上札内Ib面形成 石板面形成 削 剝 削 剝 削 剝	
Late-Dryas		然別降下軽石1(Sipfa-1)	← 恵庭主砂丘		
Alleröd		褐色ローム(古土壤)	← 砂丘休止期	III 川西1チヨコ帯 III	To II
Early Dryas		恵庭a 降下軽石(E-a)	← 恵庭白砂砂丘		
Bölling	13100±1200 (川西)				
Oldest Dryas	15000±400 (石狩) 15800±400 (白滝)				
Pomerania		クラックローム(古土壤)	← 構造土 ← インボリューション(大型)	← 上土幌嶋木遺跡 (後期旧石器)	To I
WIII	(19000, 上土幌) (20000, 白滝) 21100±700 (千オ) 22700±1000 (石狩) 23500±300 (川西)	[恵庭b 降下軽石E-b]		III 川西2チヨコ帯 III 上札内IIa面形成 尾田面形成 III 上土幌チヨコ帯 III 削 剝 削 剝	
WII/WIII	25500±1200 (上土幌)	褐色ローム(古土壤)	← 支笏砂丘		To 0
Paudorfer			← インボリューション ← インボリューション	第1チヨコ帯 III (古土壤1) 一泥炭一 上札内I面形成 忠類面形成	
WII	32200±2000 (千オ) 35750±1350 (大樹)	支笏降下軽石1(Spfa-1) 支笏降下軽石2(Spfa-2) オレンジ降下軽石1(Op-1) 然別降下軽石2(Sipfa-2)		上土幌礫層 上札内I 礫層 忠類-相保島 礫層 第2チヨコ帯 III 一泥炭一	To -1
WI/WII	43200 +4300 (大樹) -2700	オレンジ降下軽石2(Op-2)		上土幌礫層 上札内I 礫層 忠類-相保島 礫層 第2チヨコ帯 III 一泥炭一	
WI				第2チヨコ帯 III (古土壤2) ビラオトリ層 ・ホロカヤントウ層	
R/W		オレンジ降下軽石3(Op-3)			

* 湊 正雄・熊野純男(1969)

本地域で観察された周氷河現象 [野川・小坂・松井(1972)に一部加筆]

## II・11 地質構造および第四紀における構造運動

この地域にあらわれている主要な構造は、図幅の西南隅を北々西-南々東に切る広尾断層と、ほぼこれに平行し大樹市街—紋別川丘陵をむすぶ軸をもつ大樹向斜である。

### II. 11. 1 広尾断層

この断層は、歴舟川中流の無願の坂付近から南々東に連なり、広尾町西部に達するもので、断層面を直接確め断層の性質を詳しく知ることはできないが、地形的によく追跡でき、また巾10数mないし20～30mにわたって断層破砕帯を認めることができる。この断層は、日高山脈の東麓を形成する、中ノ川層群と広尾層群との、北々西-南々東の走向をもつ東に倒れた等斜褶曲地帯のいちじるしい上昇と、新第三系の緩傾斜向斜地域の沈降運動とを境する、東おちの構造線としての意味を強くもつ断層であり、歴舟川地域から南に急激に落差を増すことが地質図からも読みとれる。なお、この広尾断層を胴切りに切る数本の東西断層の存在が推定され、いずれも北のブロックが西に、南のブロックが東へ移動する左水平ずれ断層の様相が推測されるが、いずれも断層面を確認するには至っていない。

### II. 11. 2 褶曲系

この図幅にあらわれる広尾層群は北々西-南々東の走向をもち、東に急傾斜する等斜褶曲帯の一部であり、上野塚付近では、閃緑岩の貫入によって構造はいっそう乱されている。

**大樹向斜** 大樹市街の東から紋別川丘陵東側を通る北々西-南々東の軸をもつ、この図幅地域にあらわれる新第三紀層全体を含む大規模な向斜である。軸部は、水平ないし緩傾斜の大樹層上部層で占められ、南西翼には、歴舟川のペンケ川下流にみられるように、豊似川層上部と大樹層下部とが関わりあう、小規模な褶曲を伴いながら、翼部にむけて傾斜を増し、30～50° NEの傾斜を示す豊似川層の厚層を露出するに至る。

一方、大樹向斜の東北翼は、豊頃ドーム構造の南端部を占めて、忠類図幅地域に広く広がっている忠類背斜の南西翼部に当る。この図幅北端の丘陵地域では、露出が乏しく詳細は明らかでないが、北方から連続する生花苗層群の礫岩層が30°以下の傾斜をもち、半ドーム構造を呈している。

このような地質構造の特徴は、この地域の等重力線図（佐藤・山口・松井 1971；山口・佐藤・松井 1971所載）と、よい一致を示している。

### II. 11. 3 前期洪積世における十勝盆地の誕生と日高山脈南部の上昇

#### 洪積世堆積盆の形成

十勝地域の鮮新世地史は、*FortiPecten takahashii*, *Cribroelphidium oragonense* を代表種とする“滝川・本別動物群”によって特徴づけられる本別層群の堆積盆が、この地域の東部・北見-豊頃帯の西側に形成され、北方から大量の火山砕屑物の供給を受けながら、この堆積盆は東部から上昇運動に転じ、堆積の中心を西方に移動させつつ縮少し、汽水→淡水化の途をたどった（三谷, 1964; 山口, 1966・1970）。

さらに、鮮新世末から前期洪積世にもひきつづいて、東部の上昇運動が断続的に西方に向って拡大し、堆積盆をいっそう西に押しやりつつ長流枝内内湾を生成し、長流枝内層の堆積がおこなわれたこと、長流枝内層の形成後は、居辺一幕別を結ぶ地域が上昇運動に転じ、沈降の中心が音更一帯広地域に移動することによって十勝盆地の原形が形成され、この盆地を舞台として中～後期洪積世の地史が繰り返りひろげられていく（松井ら、1970；山口ら、1973）。すなわち、十勝盆地は鮮新世から、洪積世にひきつづき北見一豊頃帯を中心とする東部地域の上昇運動と、西方の日高山脈の浮きあがりとの間に形成された沈降地域一構造盆地として生み出されたが、前期洪積世に十勝地域に奥深く浸入し、長流枝内層を堆積した長流枝内内湾は、忠類付近から本図幅地域、おそらくは大樹向斜で示される構造的凹地を通して、南十勝に湾口を開いていたことが推測される（山口昇一の未発表資料による）。

### 光地園礫層の形成

ひきつづき前期洪積世末ないし中期洪積世の初頭には、光地園礫層の形成と、その背景に示される日高山脈南部の新たな上昇一うきあがりが見られ、この運動が前に記した音更一帯広を中心とする内陸盆地・十勝盆地を形成する。この時期に、南十勝は長流枝内内湾の湾口部から一転して、十勝盆地の南縁を限る山麓地域に変わり、日高山脈南部の山地から供給される、粗粒碎屑物からなる光地園礫層を厚く堆積する。層厚90mに達する光地園礫層は、一連の礫層ではなく顕著な砂層を挟んで、3ないしそれ以上の堆積サイクルが認められ、この礫層がかなり長い時間にわたって、いくつもの砂礫層の複合によって形成されたものであることが推定される。

### 幕別扇状地および上更別面の形成

光地園扇状地面を刻んで、幕別扇状地面および上更別I面が形成され、南十勝において光地園面の縁には、光地園面を削って2段の狭い河岸段丘面が発達し、幕別扇状地面および上更別I面に連なっている。

以上のべた、光地園礫層の分布・光地園面を刻む段丘地形と、その北方延長にあたる扇状地の発達とは、幕別・上更別期を通じて、日高山脈南部の上昇と十勝盆地の沈降がひきつづいており、南十勝地域は、北に向って流れくだる広大な扇状地状の地形面におおわれ、十勝盆地の南縁部に位置していたことを示している。

## II・11.4 南十勝地域の十勝盆地からの離脱

### 歴舟川の争奪と朝日・拓北面の形成

歴舟川の河谷には、数段の河岸段丘がよく発達しており、これらの段丘面は、先に述べた光地園・幕別・上更別面とは異なり、歴舟川に沿ってほぼ上流から下流に次第に高度を減じており、その地形的特徴、段丘を構成する礫層の特徴・礫層をおおうローム層・降下軽石堆積物などから、南十勝の十勝盆地から分離・歴舟川の誕生と変化を解明する資料を読みとることができる。

このような変化は、豊頃丘陵とその南西延長に当る線を境に、北側の上昇と南側の沈降を、さらには、かつて日高山脈南部に集中的に認められた上昇運動が、洪積世中～後期に日高山脈北部に移行し、日高山脈南部は相対的に沈降の傾向を示すという運動を反映していると思われるかも知れない。歴舟川と平行して太平洋に注いでいる豊似川・野塚川などの河川に、歴舟川にみられるような激し

い下刻と段丘群の発達がほとんど認められない事実も、歴舟川の特異な位置を裏書きするものと云えるであろう。

#### Würm氷期の南十勝と日高山脈北部の上昇

ピラオトリ層に示される下部から上部への寒冷化は、Würm I 亜氷期を代表する忠類礫層の形成および、さらに後期の地形面形成、ローム層堆積期にひきつがれ、南十勝地域はきびしい寒冷気候におおわれる(野川・小坂・松井, 1972)。

忠類礫層は、南十勝の各河川によって形成された扇状地礫層群の総称とも云うべきものであり、南十勝全域をおおう大量の礫層の堆積と、その堆積面(忠類面)がNW-SEEにむかう傾斜を示す事実から、この時期に日高山脈の顕著な上昇が、北部を中心に開始されたことが推定される。忠類礫層の堆積は、Würm I 亜氷期から、Würm I / Würm II 亜氷期にまでおよんだことが明らかである。

南十勝にはさらに、Op-2・Op-1および支笏降下軽石堆積物1で示されるWürm II 亜氷期に至る地形面を切って、Würm III 以降の地形面群が発達している。これらは、尾田面・石坂面・大樹面に区分されているが、最も広く分布する尾田面は、十勝盆地の地形面との対比により、恵庭a降下軽石堆積物以前、すなわちWürm III と考えられる。尾田面・石坂面・大樹面を通じて、その傾斜方向は各河川の下流部の方向と一致し、忠類面よりいっそう北に振れたNW→SE方向を示し、日高山脈の延長方向とはむしろ平行に近い流路・地形面の傾きをもっている。このような流路の変更、地形面の特徴は、Würm 氷期において日高山脈の上昇がその中心をいっそう北部に移し、南部の相対的沈下と相まって、必従的に形成されたものであることを示している。

## 文 献

- 長谷川潔・小山内熙・鈴木 守・松下勝秀(1961): 北海道中軸帯の先エゾ層群——地層区分の提案——, 北海道立地下資源調査所報告, no. 25, p. 108~114
- 橋本誠二(1953): 5万分の1地質図幅「札内岳」および同説明書, 北海道立地下資源調査所, 57p.
- (1954): 5万分の1地質図幅「御影」および同説明書, 北海道立地下資源調査所, 36p.
- ・武田裕幸(1960): 5万分の1地質図幅「広尾」および同説明書, 北海道開発庁, 39p.
- 橋本 互(1955): 十勝支庁管内の地質および地下資源, 十勝総合開発推進期成会, 53p.
- 平川一臣(1973): 十勝平野南部のTephraと地形, (演旨), 第四紀学会講演要旨集, p. 19.
- 北海道火山灰命名委員会(1972): 北海道の火山灰分布図, 北海道火山灰命名委員会
- 藤江 力・魚住 悟(1957): 北海道新第三紀化石動物群の変遷(予報), 新生代の研究, no. 24~25, p. 32~37
- (1964): 北海道日高帯西縁部に発達する新第三系の礫岩相(演旨), 地質学雑誌, vol. 70, no. 826, p. 403~404

- 五十嵐八枝子・熊野純男（1971）：ホロカヤントウ層の花粉分析による分帯，北海道開拓記念館研究報告，no. 1, p. 63～70.
- 今井敏信（1964）：十勝平野の地形発達史，東北地理，vol. 16, no. 1, p. 29～34.
- 石狩低地帯研究会（1965）：石狩平野における支笏降下軽石堆積物の¹⁴C年代，地球科学，no. 81, p. 12.
- 石井次郎・佐々木竜男（1959）：十勝南部地域の埴壤土中の粘土について，北海道地質要報，no. 38, p. 13～21
- 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，no. 29, p. 232～239
- 菅野三郎・赤津邦夫（1972）：北海道広尾郡大樹町付近の第三系，国立科学博物館専報，no. 5, p. 227～236
- 勝井義雄（1959）：支笏降下軽石堆積物について，火山，vol. 2, no. 4, p. 33～48
- 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，第1報，土壤断面形態と層位学的位置，北海道土木試験所月報，no. 115, p. 1～10
- 木村方一・大槻日出男・近堂祐弘・近藤鍊三・佐々木誠一・佐瀬 隆・田中 実・田沼 穰・藤山 広武（1970）：十勝平野の内陸に分布する古砂丘について（第1報），第四紀研究，vol. 9, no. 2, p. 41～50
- ・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11報），第四紀研究，vol. 11, no. 4, p. 161～170
- 小疇 尚（1968）：北海道北東部の化石周氷河現象（演旨），地理学評論，vol. 41, no. 6, p. 381
- 小林国夫（1962）：過去及び現在の日本の氷河周辺地域，地球科学，nos. 60・61, p. 53～57
- 近藤鍊三・近堂祐弘（1972）：洪積火山灰砂丘上の古土壤について，日本土壤肥料学会演旨集（18）. p. 99
- 紺谷吉弘（1973, M.S.）尾広大樹地域の日高累層群の地質学的研究，北大理学部理学研究科，修士論文M. 73, 45p
- 松井 愈・松沢逸巳・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, nos. 3～4, p. 123～127
- ・小坂利幸・笹島征士郎・秋葉 力・春日井 昭（1973）：大樹地域の地形および地質——南十勝の地形発達史およ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
- 松野久也・山口昇一（1958）：5万分の1地質図幅「静内」および同説明書，地質調査所，36p.
- （1962）：5万分の1地質図幅「湧洞沼」および同説明書，北海道開発庁，15p.
- 湊 正雄・橋本誠二（1954）：ポロシリ氷期・トツタベツ氷期・ポロシリ——トツタベツ間氷期，地質学雑誌，vol. 60, p. 460
- MINATO, M. (1955) : Zu den Mammonteus faunen Hokkaidos, Jap. Jour. Geol. Geogr., vol. 26, p. 105～113
- MINATO, M., GORAI, M., and HUNAHASHI, M., Ed. (1965) : The Geologic Development of the

## Japan Island, Tsukiji shokan, Tokyo

- ・井尻正二 (1966) : 日本列島 (第2版) , 岩波書店, 221p.
- ・熊野純男 (1969) : 洪積世から沖積世へ, 初版考古学講座 (3) , p. 3~22
- ・秋山雅彦 (1971) : 木材化石のアセチルプロマイド処理による忠類の象化石の層位判定, 北海道開拓記念館研究報告, no. 1, p. 72~81
- 三谷勝利 (1964) : 北海道主部における鮮新世の層序, 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
- 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 (M.S.) , 北大理学部理学研究科修士論文, M. 64, 49p.
- 長尾捨一・三谷勝利 (1960) : 十勝平野周辺地城, 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
- 根本忠寛・大石三郎・渡辺武男 (1933) : 北海道立地質調査会報告, no. 2, 帯広図幅, 北海道地質調査会, 20p.
- ・佐々保雄 (1933) : 北海道地質調査会報告, no. 3, 大樹図幅, 北海道地質調査会, 36p.
- 野川 潔・小坂利幸・松井 か (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, no. 1, p. 1~12
- 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) : 北海道襟裳岬の海岸段丘, 地質学雑誌, vol. 48, no. 571, p. 181~188
- 岡村要蔵 (1911) : 十勝国広尾郡及び河西郡地方調査報告, 鉱物調査報告, no. 5, p. 105~124
- 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, no. 6, p. 173~189
- 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
- 佐々木竜男ほか7名 (1971) : 北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究, 第四紀研究, vol. 10, no. 3, p. 117~123
- 佐藤博之・山口昇一 (1960) : 5万分の1地質図「春立」および同説明書, 地質調査所, 23p.
- (1969) : 最近測定された北海道の火山活動に関連する¹⁴C年代測定, 地質ニュース, no. 178, p. 30~35
- ・山口昇一・松井 愈 (1971) : 20万分の1地質図「広尾」, 地質調査所
- 棚井敏雄・山口昇一 (1965) : 5万分の1地質図幅「浦幌」および同説明書, 地質調査所, 43p.
- 十勝団体研究会 (1965) : 十勝平野の第四系——十勝団体研究第1報——, 郷土の科学, no. 48, p. 1~14
- (1968a) : 十勝平野の第四系 (第11報) ——とくに地形面と層序について——, 第四紀研究, vol. 7, no. 1, p. 1~13
- (1968.b) : 十勝の自然を探る. 194p.

- (1969) : 十勝平野の第四系——とくに寒冷気候の諸問題——並びに十勝団研の足どりと今後の課題について——, 第四紀, no. 14, p. 1~14
- (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
- (1972a) : 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, no. 4, p. 219~227
- (1972b) : 北海道大樹町相保島におけるオレンジ降石軽石堆積物 (Op) の¹⁴C年代——日本の第四紀層の¹⁴C年代 (78) ——, 地球科学, vol. 26, no. 6, p. 261~262
- (1973) : 北海道大樹町ホロカヤントウ沼付近の泥炭層の¹⁴C年代——日本の第四紀層の¹⁴C年代 (1973) ——, 地球科学, vol. 27, no. 6
- トリカール, J. (照田宥子訳) (1963) : 周氷河地形. 創造社, 230p.
- 辻 秀子 (1969a) : 上土幌遺跡——第1報——, 帯広畜産大学学術研究報告, 第3部, vol. 3, no. 4, p. 70~80
- (1969.b) : 上土幌嶋木遺跡——第2報——, 郷土の科学, no. 64, p. 8~16
- 魚住 悟・藤江 力 (1958) : 北海道新第三紀の地層対比——新第三紀対比試案——, 新生代の研究, no. 26, p. 24~37
- UOZUMI, S. (1962) : Neogene Molluscan faunas in Hokkaido, (Part 1. Sequence and distribution of Neogene molluscan faunas) *Jour. Fac. sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, vol. 6, no. 3, p. 507~544
- 山田 忍 (1959) : 野地坊主と十勝坊主について, 日本土壤肥科学雑誌, vol. 30, no. 2, p. 49~52
- 山口昇一 (1966) : 北海道東部“豊頃—北見帯”の新第三系 (第1報) ——津別・本別間の新第三系層序について——, 地質調査所月報, vol. 17, no. 11, p. 1~9
- (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
- ・佐藤博之・松井 愈 (1971) : 20万分の1地質図「帯広」, 地質調査所
- ・松井 愈・松沢逸巳・春日井昭・田中 実・小林保彦 (1973) : 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
- 矢野牧夫 (1972) : 北海道十勝平野における象化石包含層の植物遺体について, 地球科学, vol. 26, no. 1, p. 12~18



# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kushiro(2)No. 64

---

## GEOLOGY OF THE DAIKI DISTRICT

By

Masaru MATSUI, Hiroyuki SATOH,  
Toshiyuki KOSAKA, Seigo MIYASAKA,  
Seishiro SASAJIMA, Chikara AKIBA,  
Masayasu MIGIYA and Akira KASUGAI

(Written in 1973)

---

Abstract

### TOPOGRAPHY

The southern Tokachi district including the mapped area is situated in the south of Tokachi, eastern Hokkaido, represented topographically by the hilly and low lands between the Hidaka mountain range and the Pacific Ocean. This area may be topographically divisible into the following three regions; Western hilly region, south Tokachi plateaus and coastal elevated plateaus respectively.

#### **Western hilly region**

The western hilly region belongs to the eastern slope of the South Hidaka

massif. This region geologically consists of sedimentary rocks of the Hiroo group of Pre-Tertiary and the Peruhune or the Hiroo and the Taiki groups of Miocene. Older dissected planes, early to middle Pleistocene in age such as Kōchien, Makubetsu and Kamisarabetsu are preserved on this hilly region and the surfaces of these planes have north-easterly inclination.

### **South Tokachi plateaus**

The south Tokachi plateaus composed of fans and river terraces occupy the main part of this mapped area. These plateaus are divisible into several planes such as Asahi, Takuhoky, Churui, Oda and Ishisaka in middle to late Pleistocene in age and Taiki in Holocene. These planes incline easterward or southeasterward. It is noticed that the change of direction of inclination of these plateaus since the early Pleistocene to Recent is the cause of the uplift of the Hidaka massif.

On the other hand, the coastal elevated plateaus are divisible into 4 planes being different in altitude and they are traceable along the contour lines between 120-100m, 80-40m, 30-20m and about 10m.

## **GEOLOGY**

The stratigraphical succession of this area is shown in Table 1.

### **Pre-Tertiary-Hiroo Group**

Hiroo group, the upper member of the Hidaka super-group, consists of the eastern slope of the Hidaka mountains. And the formation developing in this mapped area is the uppermost part of Hiroo group. It is formed by a series of thin alternation of sandstone and slate, complex beds of massive sandstone and slate intercalating beds of thin chert, schalstein, limestone and tuff in several horizons. Judging from those lithologic characteristics, the Hiroo group is correlated with Kamui group, which develops at the western slope of the Hidaka mountain range.

The Hiroo group exhibits a very complicated folded and faulted structure.

### **Neogene-Tertiary**

Neogene-Tertiary system developed on the eastern side of the southern Hidaka massif is divided into two groups of Peruhune and Taiki in ascending order; the Taiki group, developing in the mapped area, is subdivided into Odamura, Toyonigawa and Taiki formations in ascending order.

## **Taiki group**

### **Odamura formation**

This formation does not distribute in the area mapped, which is characterized by the dark gray-coloured platy siliceous siltstone, namely "hard shale", intercalating with thin sandstone and tuff layers. The thickness of this formation is about 120m.

### **Toyonigawa formation**

The Toyonigawa conglomerate overlies the Odamura formation with the conformable relation and is composed of the conglomerate, the pebbles of which are such as granite, migmatite, hornfels, slate and sandstone, derived from the Hidaka belt.

The results of the petrographical studies of Toyonigawa conglomerate and its vertical distributions suggest that the Hidaka mountains rapidly upheaved and were rapidly eroded away in Middle Miocene.

The Toyonigawa formation is variable in its thickness from north (150m) to south (1300m +).

### **Taiki formation**

The Taiki formation consists mainly of gray-coloured massive diatomaceous siltstone, and contains commonly molluscs such as *Portlandia hayasakai*, *Lucinoma acutilineata*, *Propeamussium tateiwai*, and *Periploma yokoyamai* though not abundant. Judging from the molluscan fauna, Taiki group is of middle to late Miocene in age.

The Taiki group forms a large synclinal structure (Taiki syncline) and in this mapped area, is cut by the Hiroo fault on the western border. General trend of Hiroo fault and Taiki syncline is NW-SE direction, namely, parallel to the Hidaka mountains.

## **Quaternary**

It is noticed that conglomeratic and river terrace deposits prevail throughout the whole sequences, and the western hinter land, namely Hidaka belt has been eroded away vigorously in Pleistocene.

These gravel deposits are divided into two groups; the older, dissected gravel formation and the younger, south Tokachi fan and terrace deposits. These two groups differ from each other in distribution, inclination of planes and kind of pebble, and these facts suggest that the upheaval movements in the Hidaka belt since the early Pleistocene were not simultaneous at places, that is to say, the southern Hidaka belt was earlier than the northern one with respect to the rapid upheaval.

### **Pumice-fall deposits and buried soils**

For the correlation of the topographic surfaces in this plain, several pumice-fall deposits and buried soils were used as excellent key-beds, viz. in descending order, Eniwa pumice-fall deposit "a", Shikotsu pumice-fall deposit 1 and 2, orange-coloured pumice-fall 1 and 3, chocolate-coloured buried soils I, II and III, red paleosol, and white clay. Their characteristic features are briefly described.

The younger pumice-fall deposits in the Tokachi plain, including the mapped area, are roughly estimated to have accumulated from about 50,000 years to about 10,000 years B.P. This estimation is based upon the ¹⁴C ages of the several horizons of pumice-fall deposits.

Several chocolate-coloured buried soils and red paleosol horizons are found in cross sections of older loam. They seem to have been formed during a climatically suitable stage for soil formation. Especially, the red paleosol, consisting of the uppermost part of Makubetsu fan deposits, is considered to have been formed in the interglacial of the middle Pleistocene. On the other hand, "white clay", covering the Kōchien gravel formation, is formed in some particular conditions, previous to the red paleosol.

### **Older gravel deposits**

#### **Kōchien gravel formation**

The Kōchien gravel formation, being about 90m thick, is composed of decayed cobbly gravel which consists of sandstone and slate derived from Hiroo group, hornfels and granite, with clayish matrix. The strata expose typically along the valley of some tributaries of the Rekihune river, beneath the deeply dissected Kōchien plane in the west neighbouring area. This gravel formation, though originally it was distributed extensively and lost its greater parts by dissection in late stages, is traceable to far north across the valley of the Rekihune river.

#### **Makubetsu fan deposits**

This gravel formation makes extensively fan topographic features partly dissecting the Kōchien formation and mostly extending to north with gentle inclination. The red or reddish-brown paleosol, 2-2.5m in thickness, develops on the deposits.

#### **Southern Tokachi fan and river terrace deposits**

Along the Rekihune river, several fan and terrace deposits, such as Asahi plane deposits, Takuhoku plane deposits, Chūru gravel formation, Oda plane deposits, Ishisaka plane deposits and Taiki plane deposits are developed in as-

ending order.

#### **Asahi plane deposits and Takuhoku plane deposits**

These deposits were formed one after another by the struggle and dissection of the upper stream of Rekihune river in the middle Pleistocene. Forming rather dissected surface planes, the cobbly deposits with a thickness of about 20m, lie unconformably on the eroded surface of older strata.

#### **Chūruī gravel formation**

The Chūruī gravel formation has a thickness of about 20m and is composed of laminated cobbly to pebbly gravel with thin lenticular silty loam and sand layers in various horizons. Tephronchronologic investigation revealed the date of Chūruī gravel formation to be younger than Op-3 and older than the spfa-1 & 2. Chūruī gravel formation, though originally it formed broadly extensive plane, lost its upper part by the dissection in the Oda and Ishisaka stages.

#### **Oda, Ishisaka and Taiki plane deposits**

Along the rivers such as Rekihune, Mombetsu, Toyoni and Notsuka, there are found thin fan and terrace gravel deposits in latest Pleistocene to early Holocene. Oda plane deposit is younger than Spfa-1 and older than ball structured loam, Ishisaka plane deposit is younger than ball structured loam and older than soft loam, and Taiki plane deposit younger than soft loam, respectively.

#### **Biraotori formation**

The Biraotori formation in the type locality along the Rakko river in the southern neighbouring area consists of peat, peaty clay and sub-angular gravels, intercalating with volcanic ash and pumice falls (Op-3). Fragmental plant remains, *Picea glehni*, *Menyanthes trifoliata*, *Trapa macropoda* and *Juglans sieboldiana* are abundantly contained in several horizons. Judging from the stratigraphic relations, the sand-gravel deposits exposed in the lower part of the coastal cliff in the Notsuka area, are near the estuary of Mombetsu and Aiboshima rivers.

The Horokayanto formation, developing in the Bansei-Horokayanto area, is correlated with the Biraotori formation, too.

#### **Coastal terrace deposits**

Bansei I sand deposits were observed on the Mombetsu-gawa hill and Yudo-Chūbushi areas, and are composed of laminated medium- to fine-grained

sand, containing biotite particles. The thickness ranges from 5m to 10m.

Bansei II sand-gravel deposits being developed in Maruyama, Mombetsugawa hill and Toberi areas, are composed of pebble bearing coarse to medium-sized sand. They are regarded as marine deposits from its rock facies. The thickness ranges 10-20m.

### **Periglacial phenomena**

In the Taiki district, buried periglacial phenomena such as involutions and sand-dunes were found in places by the studies of the Tokachi Research Group. In the Chūruī plane deposits exposed along the road side near Ishisaka village, three periglacial phases have been detected by ascertaining the stratigraphical relation among several pumice-falls and loams in which involution comes into existence. On the other hand, on the Chūruī plane developing in the Memu and Toyoni areas, there have been detected more than 150 ancient dunes, which derived from the Spfa-1 under the cold and arid conditions.

Considering the studies of Tokachi Research Group, these cold climate phenomena, suggesting the epoch of cold climate in this district, are analysed stratigraphically as shown in Table 2.

### **Deposits in Holocene**

After the latest glacial stage, in the southern Tokachi district there are deposited the lowest river terrace gravels, fluvial plane deposits, marsh and beach sands prevailed therein to make the nearly present configuration. The coastal areas have been eroded away incessantly throughout the Holocene.

Table 1. Summary of the stratigraphic sequences  
in the southern Tokachi district

Age		Stratigraphy		Remarks		
Quaternary	Holocene	Alluvial deposits, peat, beach sand				
		Southern Tokachi fan & terrace dep.	Post Taiki pl. deposits			
			Taiki plane deposits	(Horokayanto plane)	soft loam	gravel gravel
			Ishisaka plane dep.		ball struct. loam	
			Oda plane deposits			gravel
	Pleistocene	Old gravel deposits	Churui gravel bed	(Aiboshima plane)	Spfa 1 & 2	
			Biraotori formation	Horokayanto formation	Op 1 Op 2	buried soil 1 buried soil 2
			Takuhoku plane deposits	(Bansei II plane)	Op 3	peat, clay & gravel
			Asahi plane deposits		"Bp"	gravel buried soil 3 gravel
			(Kamisarabetsu plane)			
Neogene	Miocene	Taiki group	Makubetsu fan deposits	Bansei II sand & gravel deposits	•Red paleosol*	
			Kōchien gravel formation	Bansei I sand deposits	•White clay* Decayed gravel*	
			Taiki formation		Diatomaceous siltstone	
Pre-Tertiary	Hidaka super-group	Taiki group	Toyonigawa formation		Graded conglo. & sandst.	
			fault	Odamura formation*	"hard shale"* Diorite, hornfels	
			Hiroo Group		alternation of sandst. & slate	

* non-outcropping in mapped area

Table 2. Correlation of Tephra and Periglacial phenomena  
in late Pleistocene

Age	¹⁴ C Age (Obsidian dating)	Tephra Ta-d soft-loam	Periglacial phenomena	Stratigraphy · Topography N← →S	Ice Age* in Hidaka Mts.
Boreal	8940 ± 160 (Ishikari)	Ta-d soft-loam	← patterned ground + involution	Taiki plane	b
Pre-boreal					To-III
Late-dryas					a
Alleröd					
W _{IV}	Early dryas	“ball” loam	← involution	Kamishihoro Kamisatsunai Ishisaka -plane 7 II b plane plane	b
	Bölling	13100 ± 1200 (Kawanishi)	E-a	buried soil	To-II
	Oldest-dryas	15000 ± 400 (Ishikari) 15800 ± 400 (Shirataki)	E-a	← E-a sand dune	a
W _{III}	Pomeranian	(19000, Kamishihoro) (20000, Shirataki)	cracked loam	← Patterned ground involution	Shimaki site (無土谷文化)
		21100 ± 700 (Chitose)	(E-b)		To-I
		22700 ± 1000 (Ishikari)			buried soil Kamisatsunai II a plane Oda plane
W _{II} /W _{III}	23500 ± 800 (Kawanishi)	brown loam			
Paudorfer	25500 ± 1200 (Kamishihoro)				To-0
W _{II}	32200 ± 2000 (Chitose)	Spfa-1 & 2	← Spfa-1 sand dune		
W _{I/II}	35750 ± 1350 (Taiki)	Op-1	← involution ← involution	Chocolate-buried soil Kamisatsunai I plane Churui plane	
	+4300 43200-2700 (Taiki)	Op-2		Kamishihoro Kamisatsunai gravel gravel Churui gravel	To-I
W _I		Op-3		Chocolate-buried soil-peat- Bilraotori-Horokayanto f.	
R/W					

* MINATO, M., KUMANO, S. (1969)

(NOGAWA, KOSAKA, MATSUI (1972))

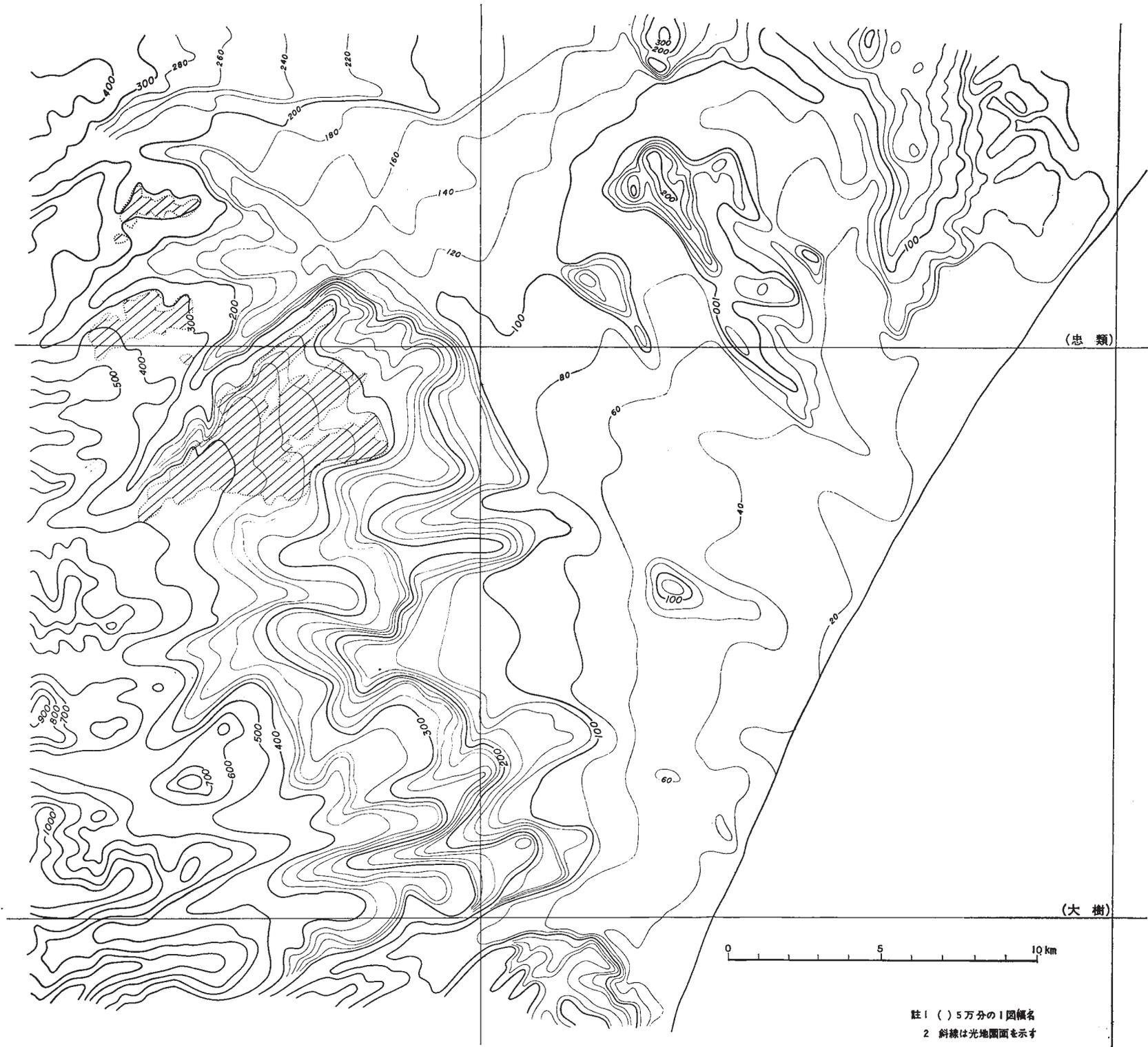
---

昭和49年3月25日発行

工業技術院地質調査所

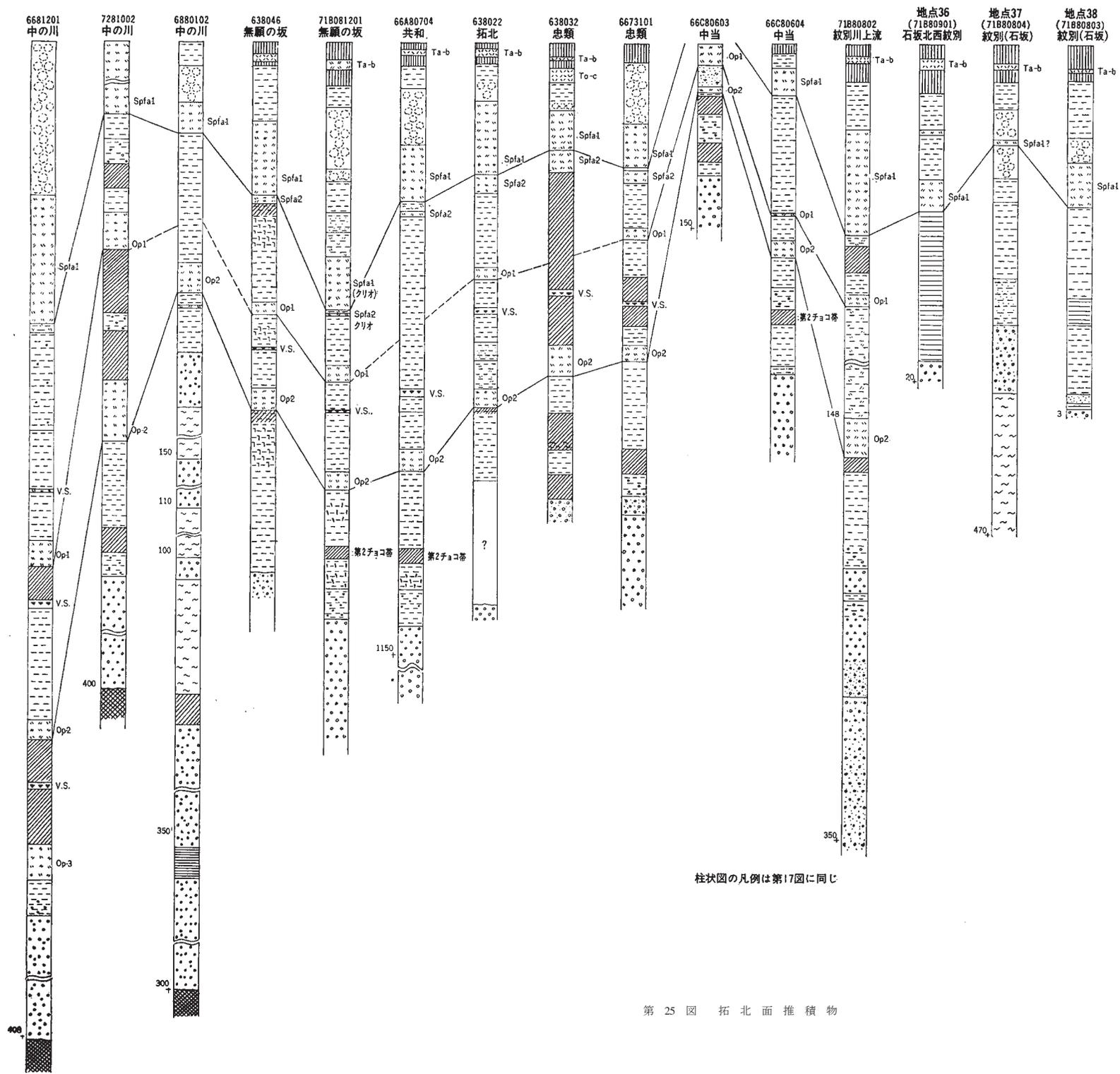
神奈川県川崎市高津区久本 135

印刷者 木村正義  
印刷所 創文印刷



註1 ( ) 5万分の1図幅名  
 2 斜線は光地面を示す

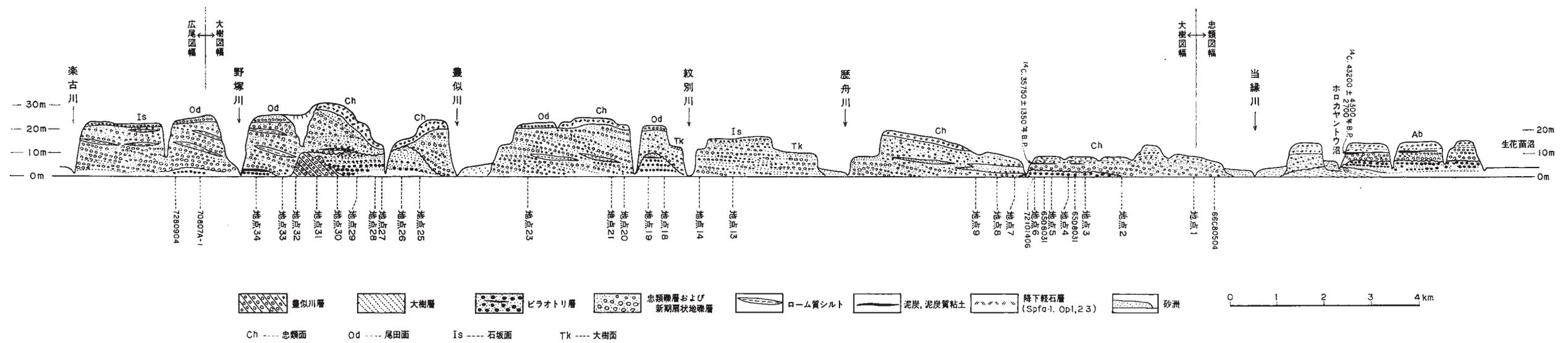
第2図 大樹地域の地形面復元図



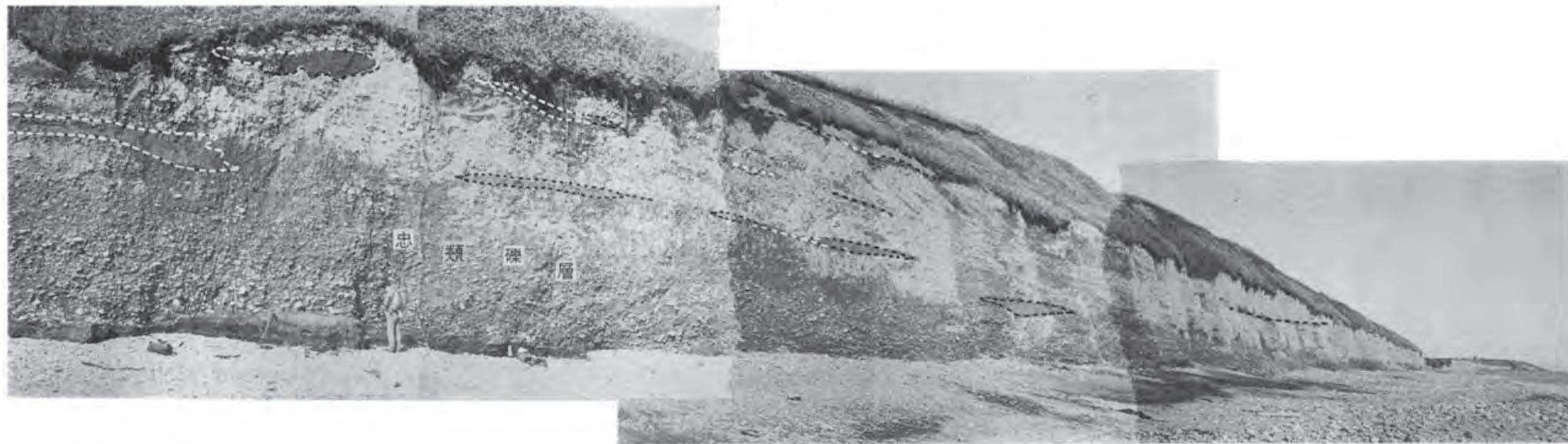
柱状図の凡例は第17図に同じ

第 25 図 拓北面推積物

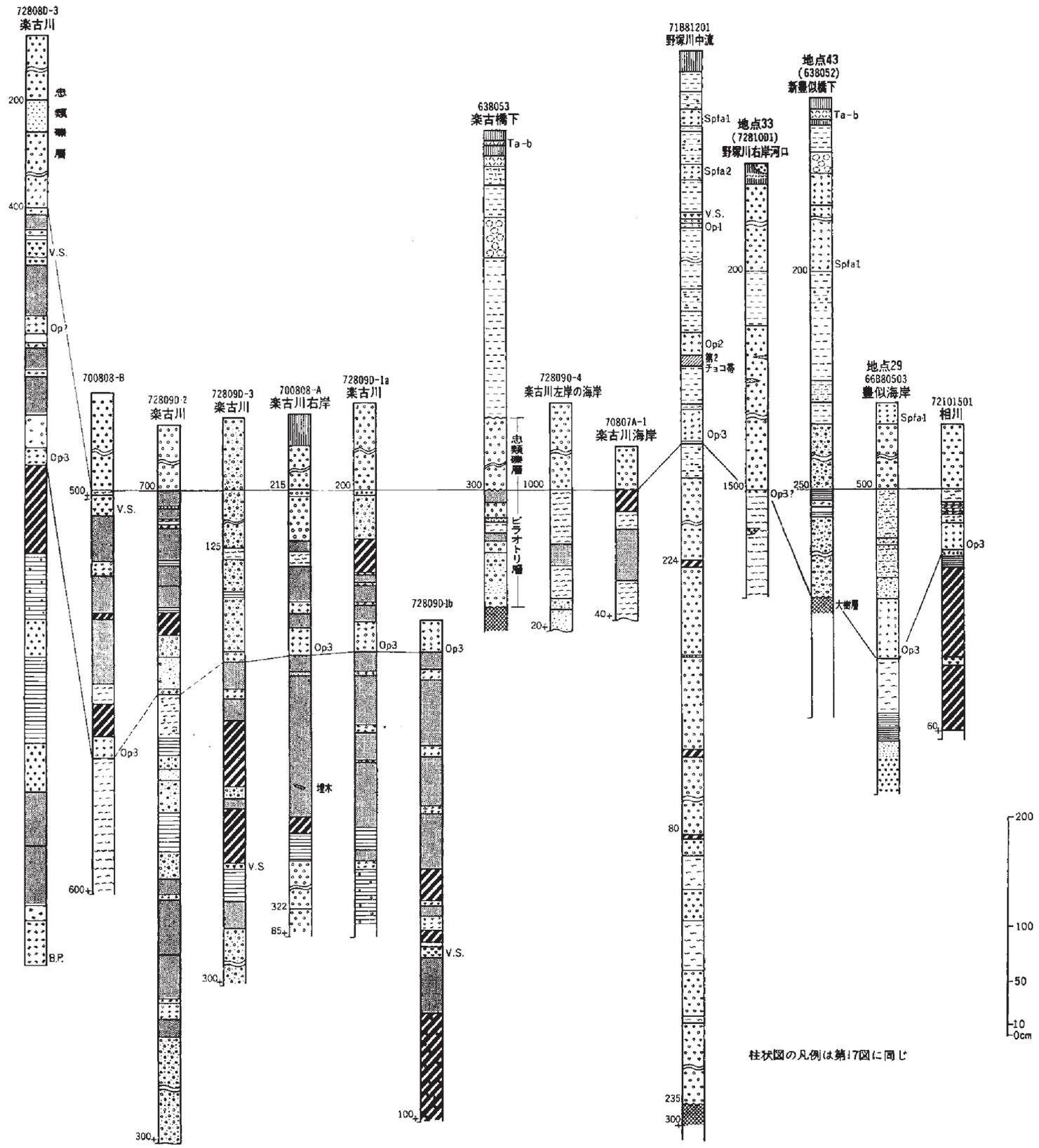




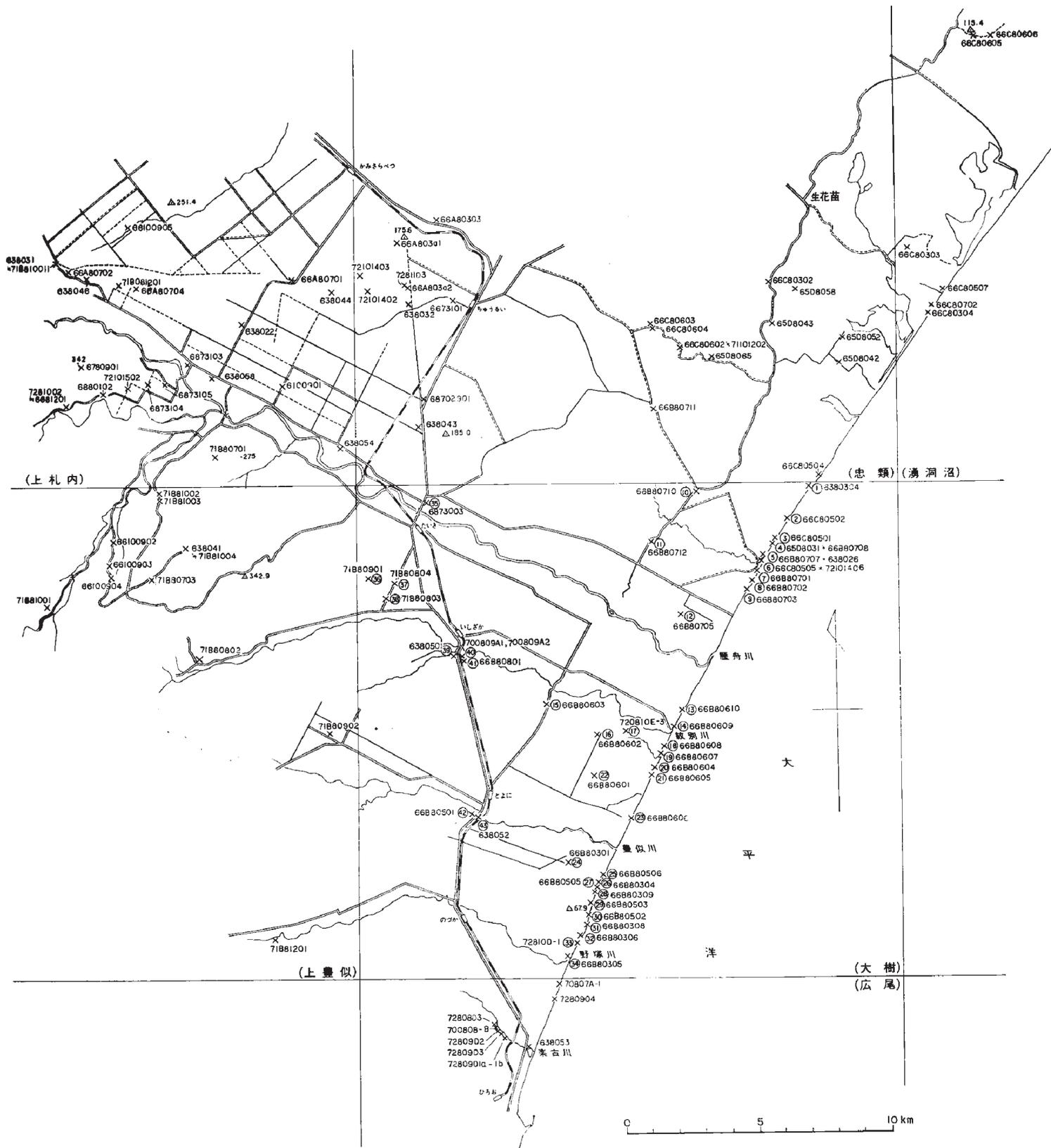
第28図 南十勝の海崖にそつ地質断面図



第29図 野塚海岸のピラオトリ層とレンズ状のローム質シルト層を挟む忠類礫層



第 41 図 ピラオトリ層の柱状図



第 43 図 柱状図類の位置図