

北海道，日高地方南部の日高幌別川・元浦川における 第四紀後期の段丘形成過程

加藤 茂 弘

兵庫県立人と自然の博物館 地球科学研究部

Formative Process of Fluvial Terraces during the Late Quaternary along the Hidakahorobetsu and Motoura Rivers in Southern Hidaka, Hokkaido

Shigehiro KATO

*Division of Earth Sciences, Museum of Nature and Human Activities, Hyogo
Yayoigaoka 6, Sanda, 669-13 Japan*

Abstract

Fluvial terraces distributing extensively along the Hidakahorobetsu and Motoura Rivers in southern Hidaka, Hokkaido were investigated by the tephrochronological and geomorphological method to reveal their formative periods and processes. Based on the data obtained and on the river profiles reconstructed from terrace surfaces and the present river-bed, the change in the river response to sea-level and climatic change during the Late Quaternary was discussed, focusing on the period from 20 to 60 kyr.B.P. The results are summarized as follows: 1) The change in river response during the Late Quaternary, which was inferred from the formative process of fluvial terraces and their longitudinal profiles, was distinguished into the following five stages.

a) Stage 1 (From 120–130 to 80–100 kyr.B.P.)

In the lower reach, aggradation occurred because the sea-level rose by at least 30m during the Last Interglacial, resulting in the previous valley with a larger longitudinal slope being filled with thick alluvial deposits. Then, incision occurred at 100–110 kyr.B.P. caused by a sea-level drop resulting in the formation of M1 Terrace. M2 Surface was formed by lateral erosion during the slightly lower sea-level at 80–100 kyr.B.P. On the other hand, degradation may have lasted during this stage in the middle and upper reach and the valley topography under L1a Terrace Deposit was then formed. At the end of this stage, the river profile became more concave.

b) Stage 2 (From 80–100 to 49–60 kyr.B.P.)

In the lower reach, the river increased its slope by degradation, resulting from a drop in sea-level after 80–100 kyr.B.P. The M2 Surface was then incised. At the slightly lower sea-level during the successive interstadial at 50–60 kyr.B.P., L1a Surface was formed by lateral erosion near the mouth. In contrast, in the middle and upper, aggradation occurred because the ratio of the load to the discharge increased during this stage due to climatic changes. The L1a Surface was then formed to become the upper surface of the thick valley fill.

Through downstream degradation and upstream aggradation, the river increased its slope but decreased its concavity as a whole to form the linear profile at 49–60 kyr.B.P., intersecting the preceding profile.

c) Stage 3 (From 49–60 to 20–42 kyr.B.P.)

Degradation occurred along the whole river course during this stage: incision in the down-

stream resulting from the depression of sea-level after 50–60 kyr.B.P. and downcutting in the mid- and upstream resulting from climatic change.

In the lower reach, incision progressed upwards after 43–54 kyr.B.P. to allow the river to increase the slope of this segment. In the period between 20 and 42 kyr.B.P., L2a Surface was formed as the erosional one. In the middle and upper, downcutting, the rate of which was largest in the middle part of this reach lasted during this stage. Consequently, the river profile of this reach became more and more concave.

d) Stage 4 (From 20–42 to 9–14 kyr.B.P.)

The sea-level dropped after the formation of the L2a Surface, which resulted in the incision of the L2a Surface in the lower reach. During the lowest sea-level of the Last Glacial from 15 to 20 kyr.B.P., L2b Surface was formed by lateral erosion. In the middle and upper, the L2b Surface was formed at this stage mainly by lateral erosion but locally by accumulation. These processes made the profile 15–20 kyr.B.P. larger in slope and smaller in concavity.

e) Stage 5 (After 9–14 kyr.B.P.)

Rapid Postglacial transgression after 9–14 kyr.B.P. caused accumulation of thick alluvium more than 40m in the lower reach and formed the F1 Surface. This surface was incised at 2–5 kyr.B.P. In contrast, downcutting has been acting on the middle and upper reach since 9–14 kyr.B.P., leaving F2 Surfaces as the erosional ones. Thus, different processes have been acting along the river course, so that the present profile has smaller slope and larger concavity as a whole, intersecting the preceding profile formed at 15–20 kyr.B.P.

2) Relative warming prior to 49–60 kyr.B.P. caused the decrease in the debris supply mainly by a periglacial process from hill slopes to the river channel, whereas no change in river activity occurred. Consequently, the mass balance of the river became negative and incision started during 49–60 kyr.B.P. in the middle and upper reach after the preceding valley filling.

Key words : fluvial terrace, river profile, river response, sea-level, climate, Last Glacial

1. はじめに

氷期・間氷期の繰り返しのなかで、気候変化と海面変化により河床縦断面形が変化して河成段丘が形成されたとするモデルは、古くから論じられてきた (Baulig, 1935; Dury, 1959など)。それは、上流域では気候変化により氷期に堆積が、間氷期に下刻が生じて河成段丘が形成されるのに対して、下流域では海面変化により間氷期に堆積が、氷期に下刻が生じて河成段丘が形成されるというものである。日本においても約12～13万年前の最終間氷期以降についてこのモデルが成立することが、木曾川において初めて指摘され (吉川, 1961)、その後、相模川 (貝塚, 1969)、多摩川 (高木, 1990)、十勝平野諸河川 (平川・小野, 1974) などの中部日本以北の多くの河川において実証されている。

しかしながら、従来のモデルでは、氷期・間氷期のサイクルの中での間氷期から氷期への変化過

程と、氷期から間氷期 (後氷期) への変化過程の2つが議論されてきたにすぎない。第四紀の、特に最終間氷期以降の海面変化や気候変化については、これまでに膨大な数の研究がなされており、氷期や間氷期においても、より小さな規模・時間スケールの気候変動、海面変動が存在したことが明らかにされている (Woillard and Mook, 1982; Mesoella *et al.*, 1969など)。大局的には従来のモデルが成立するとしても、このような最終間氷期以降の気候と海面の細かな変動に対する河川の反応により、実際にはより複雑な段丘形成が行われたに違いない。したがって、最終間氷期以降の気候や海面の変化に対する河川の反応や、その結果として形成された河成段丘という地形をより深く理解するためには、この複雑な段丘形成作用の証拠が多く残されている地域、すなわち、河成段丘の発達が非常に良く、しかも編年資料の多い地域において、従来の単純なモデルを精密化していくことが必要である。つまり、従来のモデルの

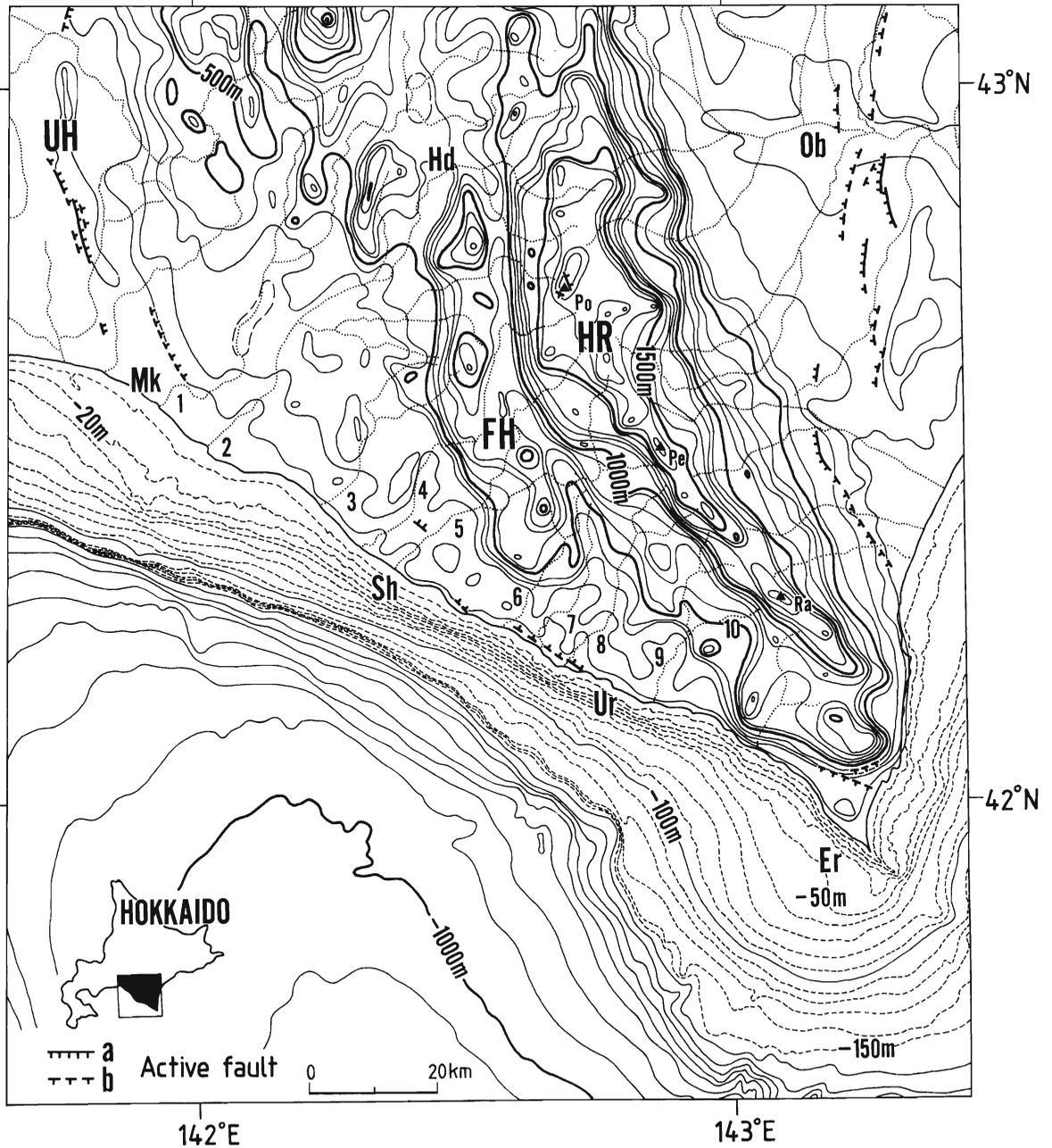


Fig. 1. Topographic map of the Hidaka district and adjacent areas.

1.Mukawa R. 2.Saru R. 3.Atsubetsu R. 4.Niikappu R. 5.Shizunai R. 6.Mitsuishi R. 7.Kerimai R. 8.Motoura R. 9.Hidakahorobetsu R. 10.Menashumbetsu R. HR.Hidaka Range FH.Foothills of Hidaka Range UH.Umaoi Hills Po.Mt.Poroshiridake Pe.Mt.Petegaridake Ra.Mt.Rakkodake Mk.Mukawa Sh.Shizunai Ur.Urakawa Er.Erimo Hd.Hidaka Ob.Obihiro a.Active fault (Certainty I) b.Active fault (Certainty II).

contour interval:100m on land, 10m (shallower than 150m deep) and 100m (deeper than 150m) on sea bottom. Contour on land is smoothed by eliminating valleys less than 2km in width. Isobath is drawn from bathymetric charts, Nos.6374 and 6375 published by the Hydrographic Department of the Maritime Safety Agency. Active faults are drawn from the Research Group for Active Faults of Japan (1991) and Katoh (1991b).

精密化によって、最終間氷期以降の気候や海面の細かな変動に対する、河川の反応様式や反応速度を検討する道が開けるものと考えられる。

このような視点から、加藤 (1991a) は、北海道日高地方中部の静内川・新冠川流域 (第1図) に発達する段丘面の対比・編年を行い、堆積段丘や侵食段丘といった段丘面の特徴やその縦断面形、および段丘面を覆うテフラ層の河川区間による違いを明らかにして、従来のモデルの精密化を試みた。その結果、最終間氷期以降、従来のモデルに

より表される河床縦断面形のサイクリックな変化が2回繰り返されたこと、しかしながら、最終氷期前半 (約3~8万年前) における変化と最終氷期後半~後氷期 (約3万年前以降) における変化とでは、類似の河床縦断面形が形成されるまでの河川の反応様式が異なること、最終氷期中期 (約3~6万年前) の低海面期・相対的温暖期には、河川の中・上流域と下流域において、異なる原因による下刻作用が生じたこと、などが明らかにされた。

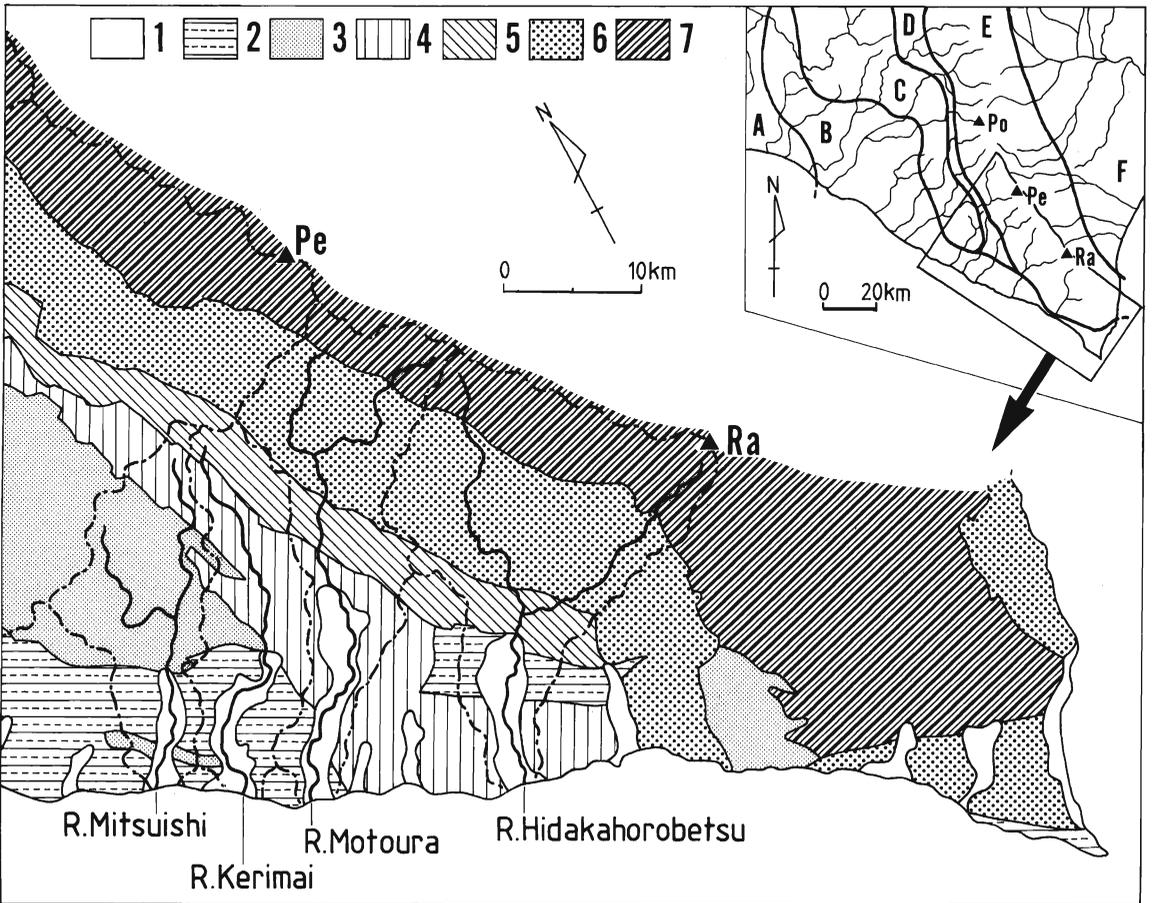


Fig. 2. Geologic map of the southern Hidaka district.

1.Quaternary unconsolidated deposits 2.Neogene sedimentary rocks 3.mainly Jurassic~Cretaceous slate, diabase and serpentinite 4.mainly Cretaceous sedimentary rocks 5.mainly Triassic~Jurassic green rocks 6.mainly Jurassic~Cretaceous slate 7.mainly Jurassic~Cretaceous metamorphic rocks A.Ishikari Lowland B.Area mainly consisted of plains and hills C.Foothills of Hidaka Range D. Central zone with lower relief E.Backbone Mountains of Hidaka Range F.Tokachi Plain. Po.Mt.Poroshiridake Pe.Mt.Petegaridake Ra.Mt.Rakkodake (Compiled and modified from Sakai and Kanie(1986).)

そこで本稿では，加藤（1991a）により示された最終間氷期以降における段丘形成作用と河床縦断面形の変化過程が，日高地方南部の日高幌別川・元浦川流域（第1図）においても成立しているかどうかを検証するとともに，従来のモデルとは特に異なる最終氷期中期における段丘形成作用や河床縦断面形の変化過程について，より詳細に検討してみた。

2. 調査地域の概観と従来の研究

日高山脈は幌尻岳（標高2,052m）を最高峰とし，北海道中軸部南半を北北西－南南東に走る，高度1,400～2,000mの山地である。日高山脈東部は明瞭な高度の急変帯により十勝平野と境されるが，日高山脈西部は3つの高度急変帯をへて，日高地方沿岸へと比較的緩やかに高度を減じる（第1図）。

日高地方南部は，地形・地質の上で平野・丘陵地域と山地域に二分され，さらに山地域は日高山脈主稜部・中央凹地帯・日高前縁山地部に区分される（第1・2図）。平野・丘陵地域は高度300m未満で，主として新第三系～白亜系の堆積岩類からなる。日高山脈主稜部は高度500～1,500mで，ジュラ系～白亜系の変成岩類・堆積岩類や三畳系～ジュラ系の緑色岩類からなる。中央凹地帯は日高町付近から南方に延びる高度500m以下の幅の狭い地域で，浦河北方において平野・丘陵地域と地形的に連続する。中央凹地帯は白亜系の堆積岩類からなる。日高前縁山地部は，日高町南方から浦河北方にかけて，ほぼ南北方向に走る高度500～1,200mの山地で，ジュラ系～白亜系の輝緑岩類，蛇紋岩類および堆積岩類からなる。

日高幌別川は流域面積340km²，流長37.4kmの河川で，日高山脈主稜部に源を発し，山地域および平野・丘陵地域をほぼ南南西に流下する（第1・2図）。日高幌別川の中流部では，シマン川とメナシエンベツ川という流域面積の大きな支流が合流する。元浦川は流域面積240km²，流長45.6kmの河川で，日高山脈主稜部に源を発し，山地域および中央凹地帯をへて平野・丘陵地域に至る（第1・2図）。両河川の源流部である日高山脈主稜線の高度1400m以上の山岳には，最終氷期に小規模な氷

体が形成されたとされる（小野・平川，1975）が，明瞭な氷河地形は残されていない。また，調査地域は最終氷期における低位周氷河現象の分布南限（鈴木，1962）よりも北に位置し，約2万年前の最終氷期極相期には，調査地域全域が成帯的周氷河帯およびその下位推移帯（柳町，1992）の上部になっていたと推察される。

段丘面の発達がよく，後期更新世のテフラ層が広く分布する日高地方は，古くから第四紀の編年学的研究に好適な地域の1つとして指摘されてきた（坂口，1953）。その後，今井（1961）は日高地方に支笏第1降下軽石層（Spfa-1）が広く分布することを示し，それを鍵層として日高地方の段丘面の対比と編年を行い，低位段丘と沖積低地の形成に際して，地盤の昇降とともに，氷期における海面低下と後氷期におけるその上昇が関与したことを指摘した。大内（1978）は，えりも岬から三石川付近にかけての日高地方沿岸の段丘面を対比・編年し，それらの形成期と海面変化史との関連から段丘面の形成過程を考察した。また岩崎ほか（1991）は，日高地方南部の元浦川・日高幌別川に分布する河成段丘面を，主にテフロクロロジーの手法を用いて対比・編年し，段丘堆積物の特徴を現河床堆積物と比較して，最終間氷期以降の河成段丘の発達過程を検討した。そして，最終氷期前半には，河川の中・上流域が河川の運搬力の低下と山地斜面からの供給物質量の増大により厚い堆積物によって埋積されたが，最終氷期後半には，河川の運搬力に大きな変化がなかったにもかかわらず段丘堆積物の層厚が薄いことから，最終氷期前半よりも河川への供給物質量が減少したと考えた。

しかしながら，これらの研究では段丘面の対比や編年，最終間氷期以降の地形形成環境の推定，および最終氷期前半における河川中・上流域での堆積段丘の形成要因の究明などが論じられており，気候や海面の変化にともない河床縦断面形がどのように変化して河成段丘が形成されたのかという視点からの議論はなされていない。

3. テフラ層序

調査地域に分布するテフラ層の模式層序を第3

図に示す。本地域には、石狩低地帯南部（春日井ほか、1980）や日高地方西部（加藤、1991a）に分布するテフラ層の大部分が分布する。以下に、段丘面の対比と編年に用いた主要なテフラ層の特徴を、春日井ほか（1980）、Arai *et al.*（1986）、胆振団体研究会（1990）などに基づいて述べる。

1) 支笏第1降下軽石層（Spfa-1）

支笏カルデラを噴出源とし、北海道を広く覆う。絹糸状のガラス質軽石を主体として構成され、有色鉱物は非常に少ない。野外では黄色～黄褐色を呈し、細粒のものはオガクズ状である。降下年代は¹⁴C年代測定により約3.2万年前と推定されて

いる（Arai *et al.*, 1986）。

2) 支笏第2降下軽石層（Spfa-2）

日高・十勝地方中部を広く覆う軽石層で、やや丸みを帯びた白色～黄白色の軽石から構成され、輝石類の他、角閃石や石英をわずかに含む。本層はクッタラカルデラ起源のクッタラb1降下軽石堆積物（Kt-b1）に対比され（胆振団体研究会、1990）、その直下のクッタラb2軽石流堆積物（Kt-b2）の層準からは、40,190±2,590yr.B.P.（Gak-10195、山崎ほか、1983）、41,600+1,300、-1,100yr.B.P.（KSU-1229、胆振団体研究会、1987）、41,200±1,180yr.B.P.（NUTA-393、勝井ほか、

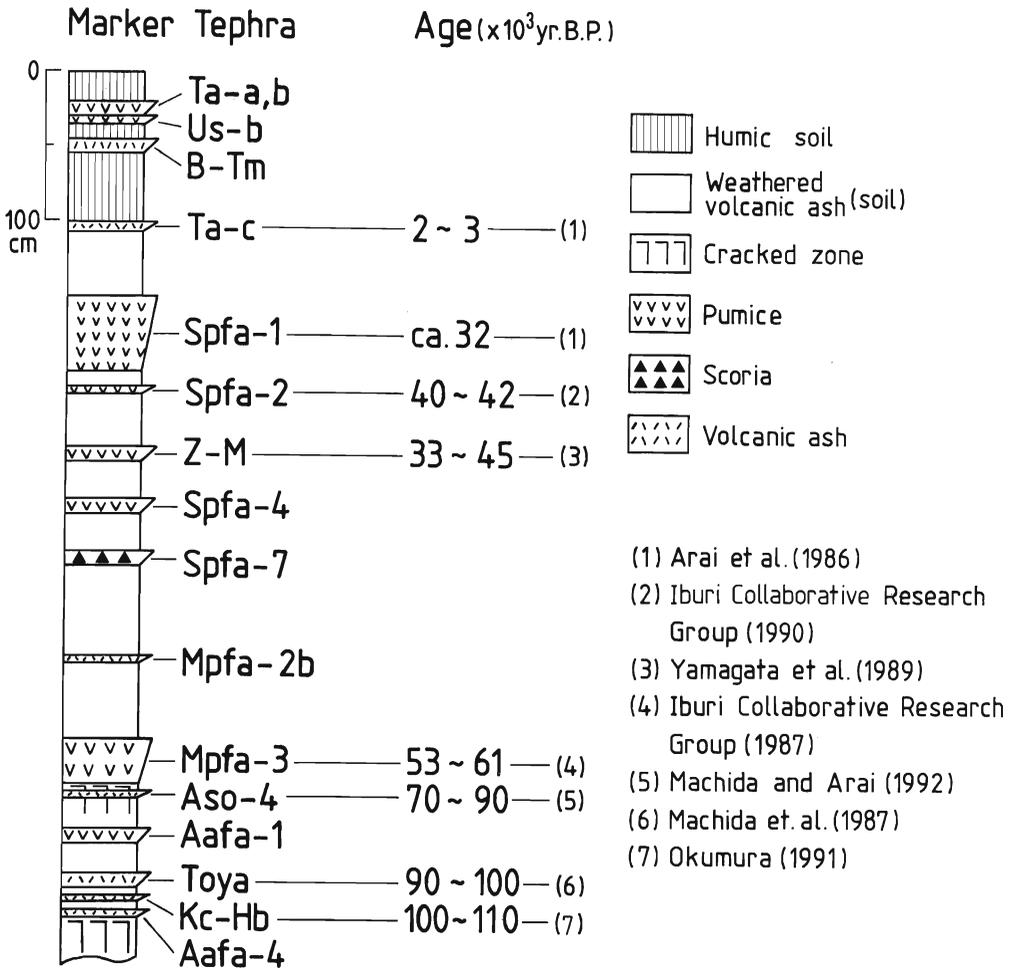


Fig. 3. Generalized tephrostratigraphy in the southern Hidaka district and estimated ages of main/important marker tephras.

1988)の3つの¹⁴C年代値が得られている。

3) 銭亀一女那川降下テフラ (Z-M)

函館市東方沖約2.5kmの津軽海峡海底を噴出源とする暗褐色～褐色の細粒火山灰層で，日高・十勝地方南部を覆う。角閃石と石英に富み，火山ガラスをほとんど含まない。降下年代は，他のテフラ層との層位関係や段丘面との関係などを総合して，3.3～4.5万年前と推定されている（山縣ほか，1989）。

4) 支笏第4降下軽石層 (Spfa-4)

クッタラカルデラを噴出源とし（胆振団体研究会，1990），日高・十勝地方中部を広く覆う。褐色～オレンジ色を帯びた軽石から構成され，輝石類と斜長石に富む。

5) 鷓川第3降下軽石層 (Mpfa-3)

クッタラカルデラを噴出源とし（Arai *et al.*，1986），石狩低地帯南部および日高・十勝地方を広く覆う。白色～オレンジ色の風化の進んだ軽石から構成され，輝石類と斜長石に富む。本層は，約7～9万年前に降下したとされる（町田・新井，1992）阿蘇4火山灰層（Aso-4，町田ほか，1985）の直上に層位する。また，本層に対比されるクッタラiL降下軽石層（Kt-iL，胆振団体研究会，1990）により埋積された化石林からは，54,600±6,400，-3,500yr.B.P.（KSU-1230，胆振団体研究会，1987），49,200±1,700yr.B.P.（NUTA-392，勝井ほか，1988）の2つの¹⁴C年代値が得られている。

4. 段丘面の記載

段丘面の区分と対比は，日高幌別川と元浦川の2河川に限らず，日高地方の9河川（北より鷓川，沙流川，厚別川，新冠川，静内川，三石川，鳧舞川，元浦川および日高幌別川の9河川，第1図）に分布する段丘面を対象として，空中写真判読や2万5千分の1地形図の読図により明らかにした段丘面の連続性，分布高度，開析状態などの地形的特徴と，野外調査により明らかにした段丘構成層の特徴やテフラ層と段丘構成層との関係を総合し，さらに同一の区分・対比基準を設定して行った。そして，これらの河川に分布する段丘面を，最高位面群（T面群），高位面群（H面群），中位面群（M面群），低位面群（L面群），最低位面群（F

面群）の5面群に区分し，さらにM面群を3面（M1面・M2面・M3面）に，L面群をL1面群（L1a面・L1b面・L1c面）とL2面群（L2a面・L2b面）に，F面群をF1面とF2面群に細分した。

段丘面の区分と対比の具体的な手順は以下のようである。

1) 日高地方の9河川において，確実に区分と対比ができる4つの段丘面，すなわち，海岸線沿いの高度30～65mに分布するほか，各河川下流部の高度30～60mに広く分布するM1面，Spfa-4ないしZ-M～Spfa-1のテフラ層に覆われる，連続性の良い最低位の段丘面であるL1a面，河口から約10～30km地点よりも上流域に分布し，平野・丘陵地域および山地域を通じて最も連続性良く発達するL2b面，各河川下流域に連続性良く分布し，段丘面の開析がほとんど進んでいない，現河床からの比高3～10mのF1面を，段丘面区分と対比の基準段丘面として選び，はじめにそれらの区分と対比を行った。

2) 下流域における段丘面の分化が最も著しい元浦川を模式流域として，M1面とL1a面との高度に分布する2つの段丘面を，上位よりM2面，M3面とした。そして，これらの段丘面の広がり，各面間の比高，各面と現河床との間の比高，および各面の開析状況などの地形的特徴をもとに，それぞれの流域において区分されたM1面とL1a面との間の高度に分布する段丘面を，M2面およびM3面に対比した。

3) L1a面とL2b面との間の高度に分布する段丘面を区分し，以下の基準で対比した。L1a面分布域の下流端において，L1a面の前面に分布する段丘面をL1b面に，L1b面より上流域から分布しはじめ，上流に向けて下位のL2b面との比高を減じる段丘面をL2a面に，L1b面分布域より上流部において，L1a面もしくはL1b面とL2a面，またはL1a面とL2b面との間の高度に断片的に分布する段丘面をL1c面に，それぞれ対比した。

4) L2b面分布域において，L2b面と現河床との間の高度に分布する段丘面群をF2面群に対比した。

5) H面群，T面群についても，M1面やL1a面との関係，それらの分布域，分布高度，段丘面の開析状況などの地形的特徴を参考にし，段丘面の区分と対比を行った。

Table. 1. Comparison of the terrace classification in the southern Hidaka district among the former studies and this study.

坂口 (1953)	今井 (1961)	大内 (1978)	吉山 (1990)	岩崎ほか (1991)	本研究		示標テフラ	
	I~III面	I~III面			T 面群		Toya Mpa-3 (Aso-4) Spfa-1	
					Hh 面	H 面群		
	IV 面	IV面・V 面	Ty 面	To 面	M 面群			
新冠面			M1 面	Ac 面				M 1 面
静内面			M2 面	Mh 面				M 2 面
	V 面及び 高位河岸段丘面	VI 面	Ms 面	Te 面	L 面群	L1面群		L1a面
御園面				Ms 面		L1b面		
						L1c面		
ヌッカ面	低位河岸段丘面	VII 面	Iw 面	Mw 面 (群)	L2面群	L2a面		Spfa-1
					L2b面			
	沖積段丘面及び 沖積面	沖積面	non-cyclic 段丘面		F 面群	F1 面 F2 面 (群)		

こうして行った段丘面の区分と対比の結果、本稿でとりあげた日高幌別川・元浦川の両流域には、L1b面を除くすべての段丘面が分布することが明らかになった。両流域における段丘面区分の結果と従来の研究による段丘面区分との関係を第1表に示す。以下では、M面群以下の段丘面について、段丘面の地形的特徴や段丘構成層の特徴、段丘面とテフラ層との関係などを、上位のものより順に記載する。本稿では、最終間氷期以降の段丘形成過程を明らかにすることを目的とするため、最終間氷期より前に形成された(吉山, 1990など)段丘面にあたるH面群・T面群についてはふれない。段丘面分類図を第4・5図に、段丘縦断面投影図を第6~8図に、地形・地質断面図を第9図に、露頭柱状図を第10図にそれぞれ示す。

4-1. M面群

元浦川ではすべてのM面群が、日高幌別川ではM1面のみが分布する(第4・5図)。

M1面の一部は、白泉(第4図)付近の高度30~50mや浜荻伏(第5図)付近の高度60~65mに、現海岸線に沿って狭小に発達する海成段丘面であり、白泉で50m、浜荻伏で65mの旧汀線高度を示す。本面は、径10~50mmの円礫を主体とする分級良好な砂礫層(層厚1.5~2m)と、その上位の径5~20mmの円礫をレンズ状に挟む砂層(層厚1m)から構成され、砂礫層と基盤岩との不整合面には顕著な凹凸がない(第5・10図, Loc.14)。このような特徴は波食台起源の海成面に通常見られるものであることから、本面は波食台起源の海成面とみられる。

河谷沿いに分布する河成のM1面は、日高幌別川の河口から0~2km区間(第4・6・7図)と、元浦川の河口から0~6km区間(第5・8図)に連続性良く発達する。本面の平均縦断面勾配は元浦川で1.7%、日高幌別川で2.8%であり、同一区間の現河床の平均縦断面勾配(元浦川で3.1%、日高幌別川で1.9%)と同様に小さい。元浦川では、M1面は

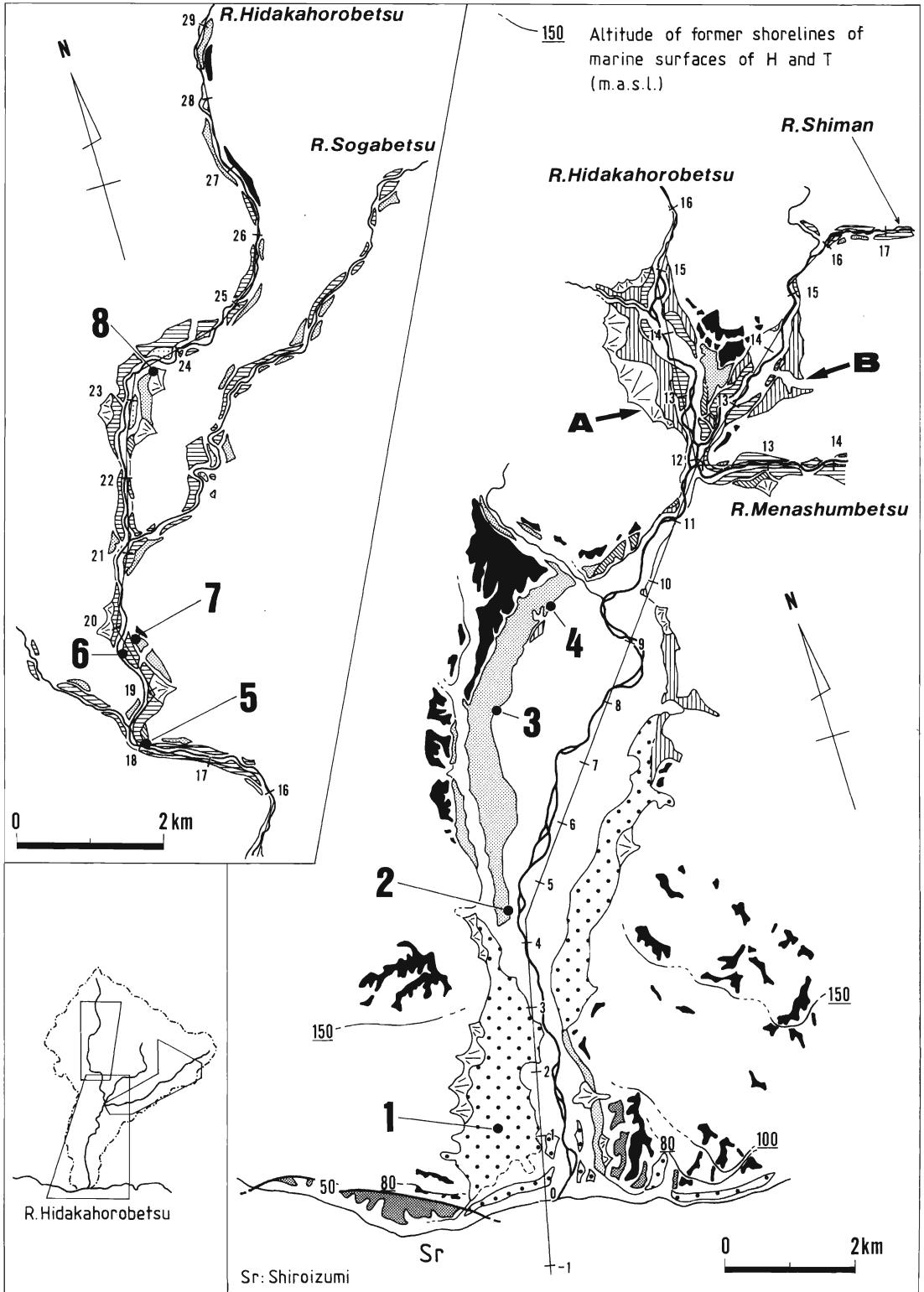
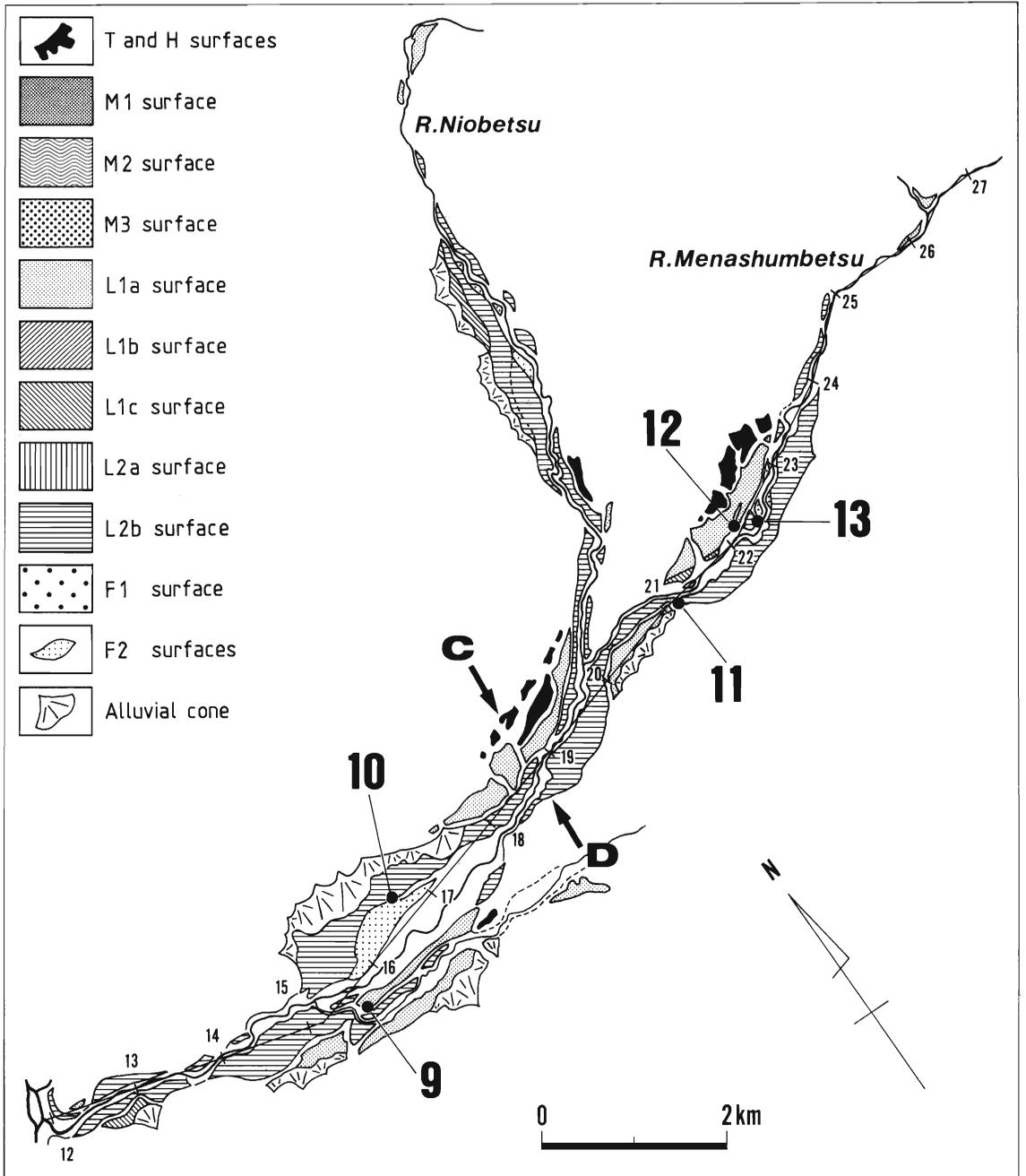


Fig. 4. Distribution of terrace surfaces along the Hidakahorobetsu River and its tributaries.



- A** ↘ Locality of cross section in Fig.9
- **5** Locality of columnar section in Fig.10
- 50— Altitude of former shoreline of M1 surface (m a.s.l.)

- ↗ **8**
↘ **7** Projective axis of longitudinal profiles of terrace surfaces. Number indicates the distance from the river mouth (km)
- ||||| Active fault

Fig. 4. (continued)

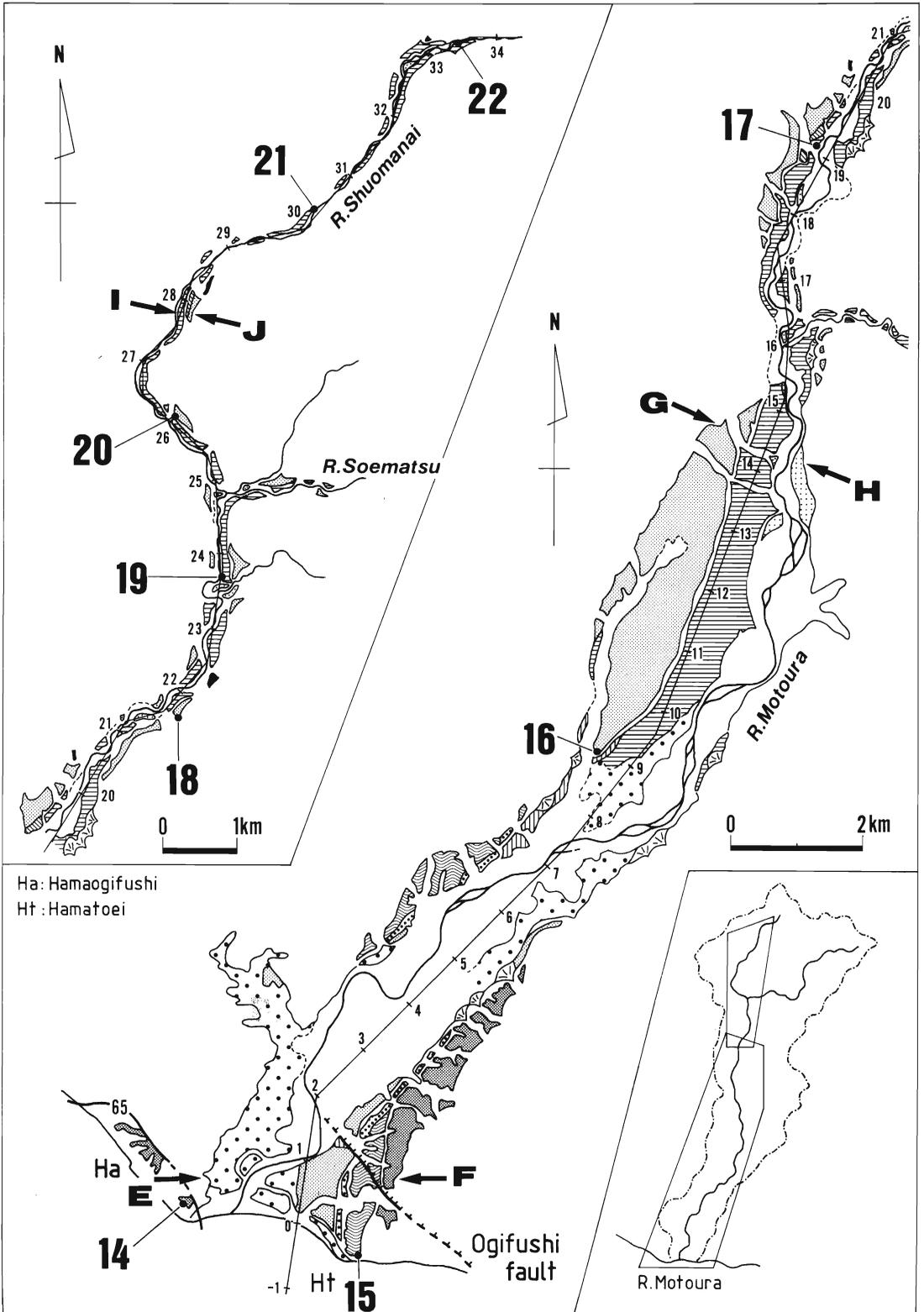


Fig. 5. Distribution of terrace surfaces along the Motoura River.

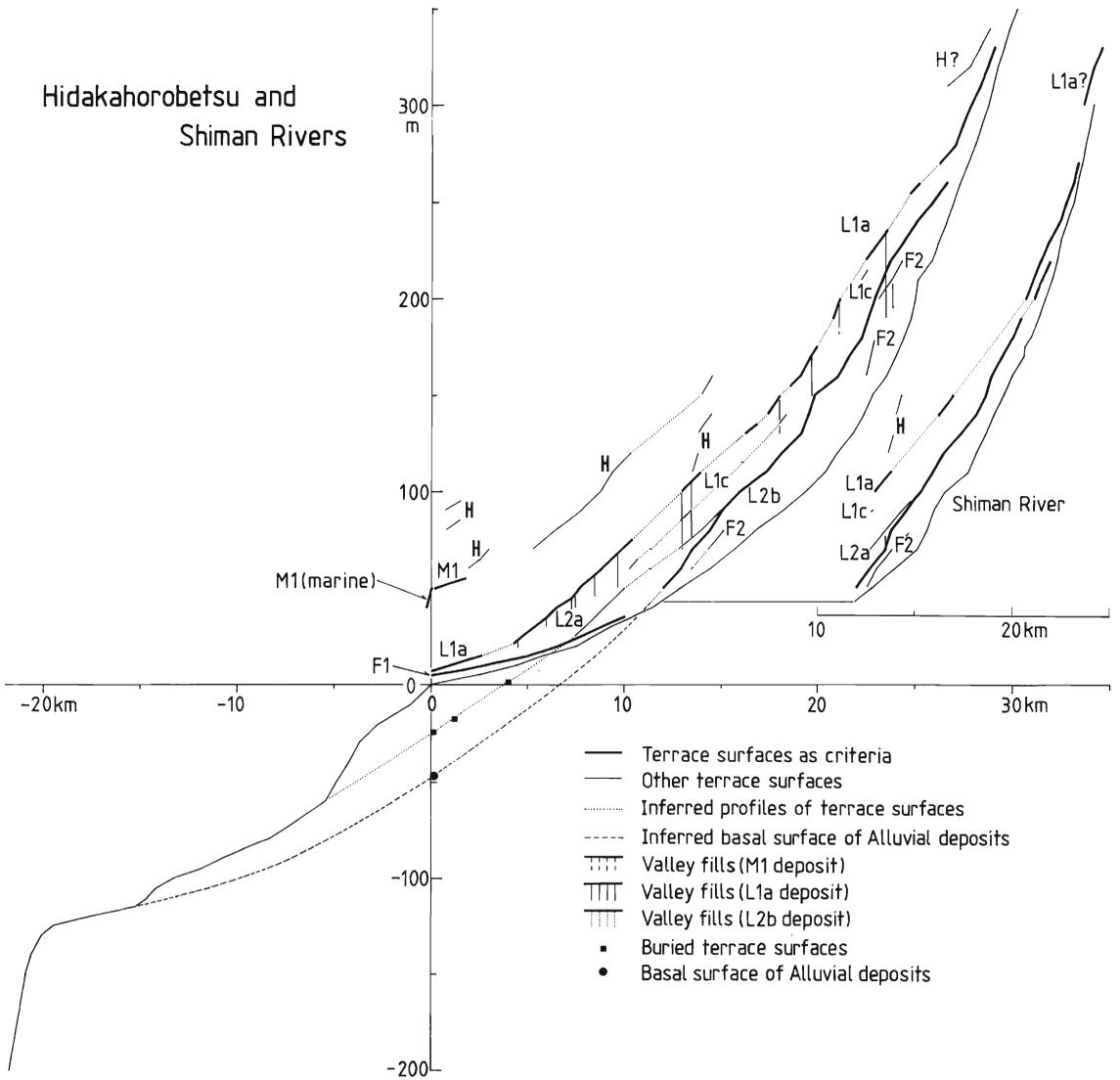


Fig. 6. Longitudinal profiles of terrace surfaces along the Hidakahorobetsu and Shiman Rivers.

最大層厚約30mの埋谷性砂礫層から構成される堆積段丘面である(第9図, c)。M1面構成層は、上部層ほど細粒で分級良好な砂礫から構成され、河口から約4.5km地点では、その中・上部にレンズ状の粘土～シルト層が挟まれる。本層の層厚は下流に向けて増大し、その基底面は縦断勾配の大きな谷地形をなしている(第8図)。日高幌別川では、M1面は層厚5m以下の砂礫層から構成され、M1

面下に厚い砂礫層は認められない。

M2面はM1面との比高15～20mの河成面で、元浦川の河口から0～7.4km区間(第5・8図)に連続性良く発達する。その平均縦断勾配は2.7%で、同一区間の現河床の平均縦断勾配(3.1%)と同程度である。M2面下には層厚10m以上の埋谷性砂礫層が存在する地点が認められる(第9図, c)。しかし、浜東栄の海食崖沿い(第5・10図, Loc.

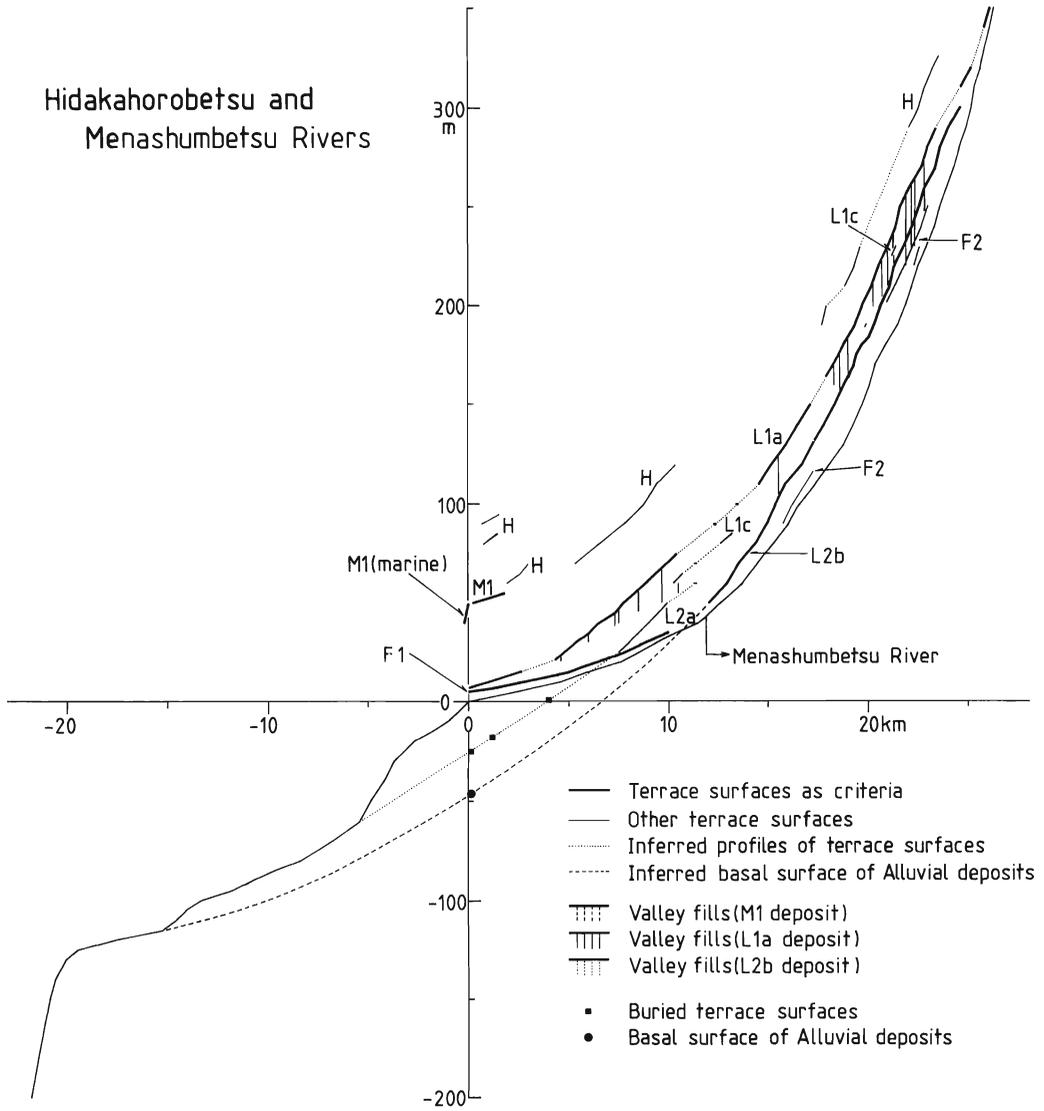


Fig. 7. Longitudinal profiles of terrace surfaces along the Hidakahorobetsu and Menashumbetsu Rivers.

15) では、M2面は層厚2~3mの砂礫層から構成され、砂礫層と基盤岩との不整合面には100m以上の区間に渡り顕著な凹凸が見られない。しかも、M2面下に厚い埋谷性砂礫層が認められる区域は厚いM1面構成層の分布区域と一致することから、M2面下の埋谷性砂礫層はM1面構成層の一部であり、M2面は、層厚3m以下の砂礫層から構成される埋積物侵食段丘面であるとみられる。

M3面は、元浦川の河口から0~7.0km区間の、M2面の前面の本流沿いのみに分布する侵食段丘面である(第9図, c)。その平均縦断勾配は4.3%で、同一区間の現河床の平均縦断勾配(3.1%)や上位のM2面の平均縦断勾配(2.7%)よりも大きい。このためM3面とM2面との比高は、河口から1km地点で約20m、3.6km地点で約10m、7.0km地点で約5mと上流に向けて小さくなる(第8図)。

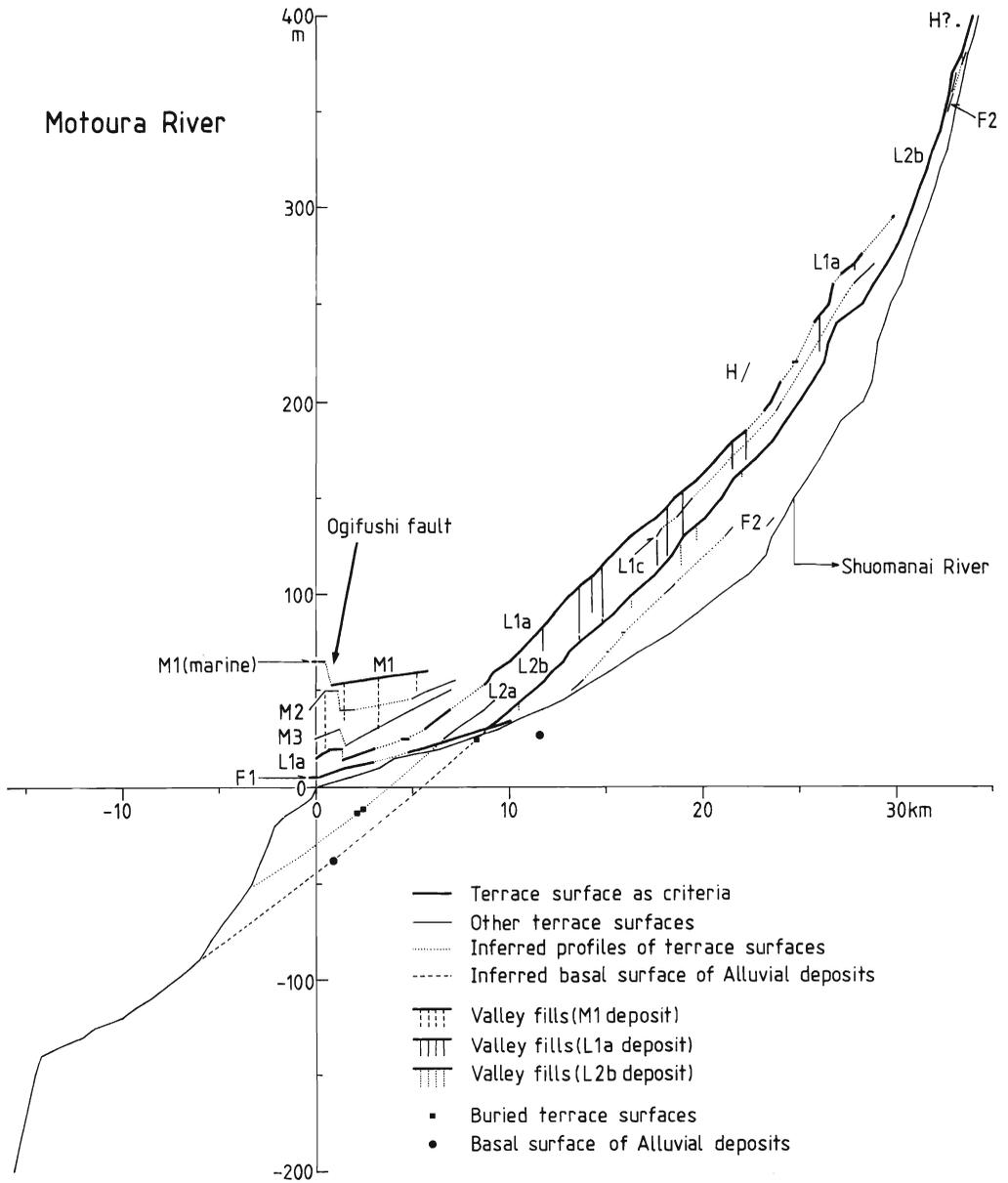


Fig. 8. Longitudinal profiles of terrace surfaces along the Motoura River.

これらのM面群は、ソリフラクション堆積物や支流性砂礫層によって広く覆われている。元浦川の河口から1.5km地点ではM2面を覆うソリフラクション堆積物中にSpfa-4が挟まれ、6.0km地点ではM3面は少なくともSpfa-1以上の風成テフラ層に覆われる。

4-2. L面群

1) L1a面

L1a面は両河川のほぼ全区間に分布する。本面は、平野・丘陵地域においては連続性良く発達するが、山地域においては分布が断片的になり(第4・5図)、上位を背後の支流や谷壁から供給され

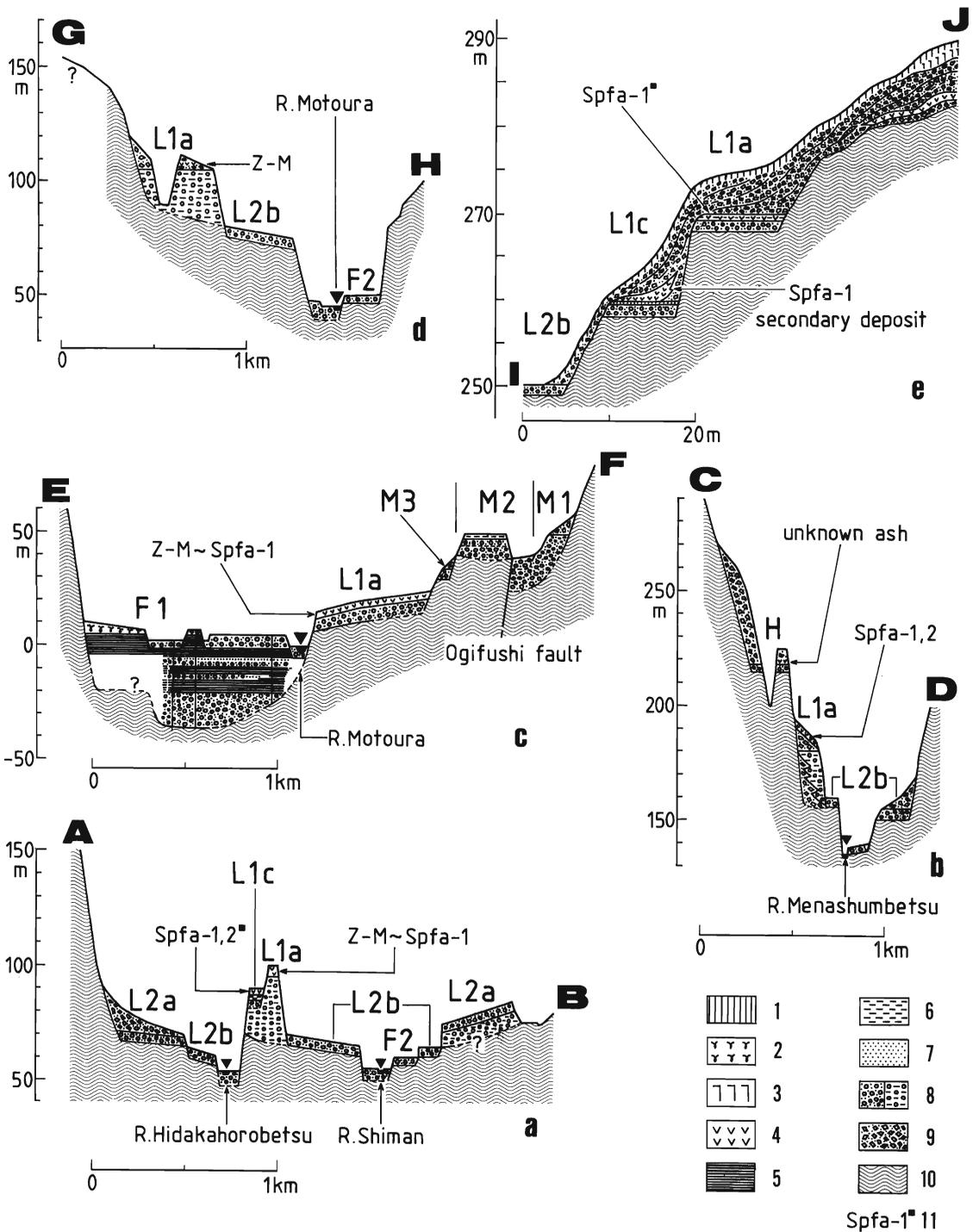


Fig. 9. Topographic and geologic section showing the structure of terraces and the relationship between the terrace deposits and tephra layers. Localities of sections are shown in Figs.4 and 5.

1.Humic soil 2.Peat 3.Yellow brown weathered volcanic ash 4.Pumice 5.Clay 6.Silt 7.Sand 8.Main channel deposit 9.Alluvial cone deposit/Solifluction deposit 10.Bedrock 11.Tephra layer intercalated with the flood loam.

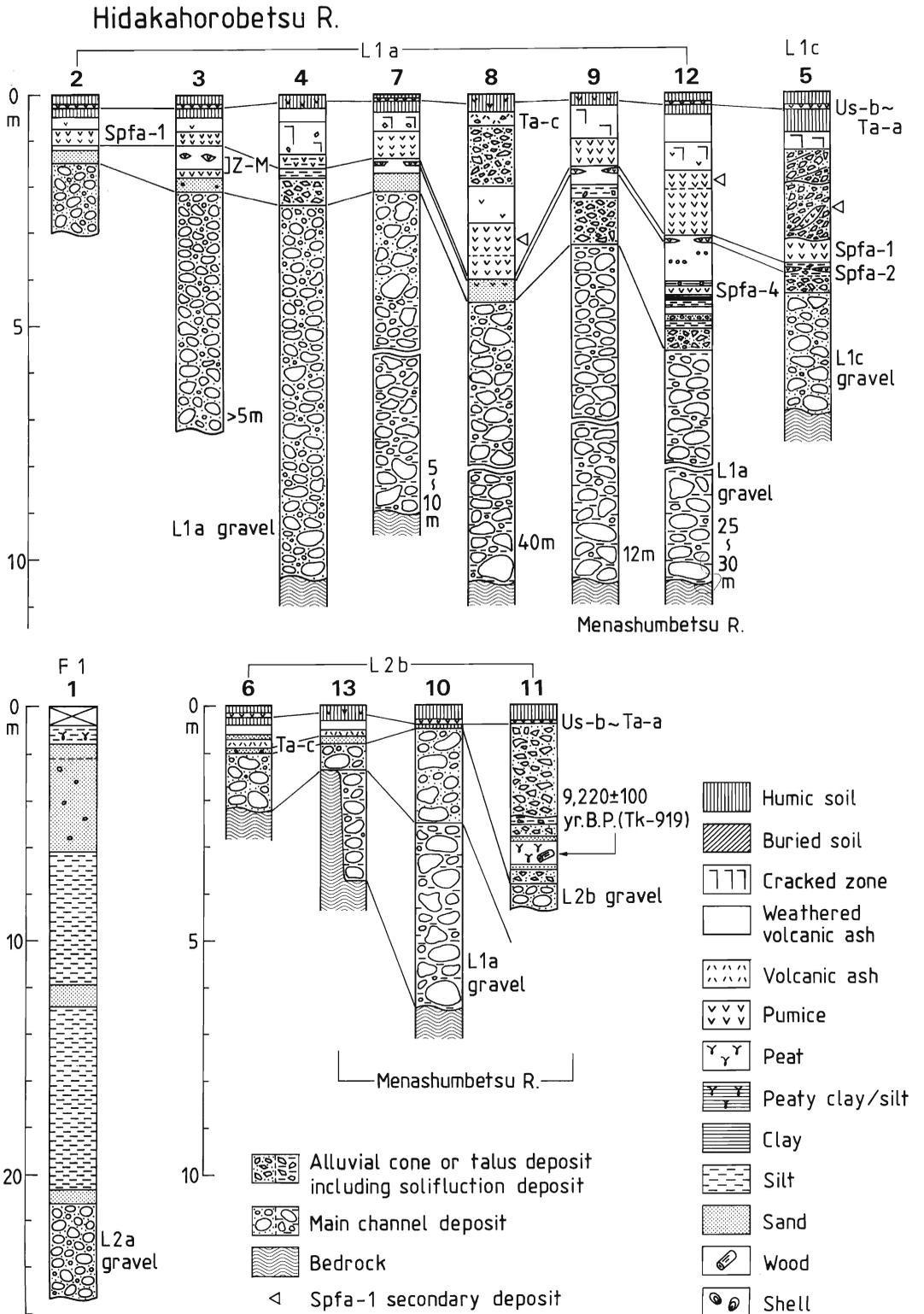


Fig. 10. Geologic columnar sections of terrace deposits. Localities are shown in Figs.4 and 5.

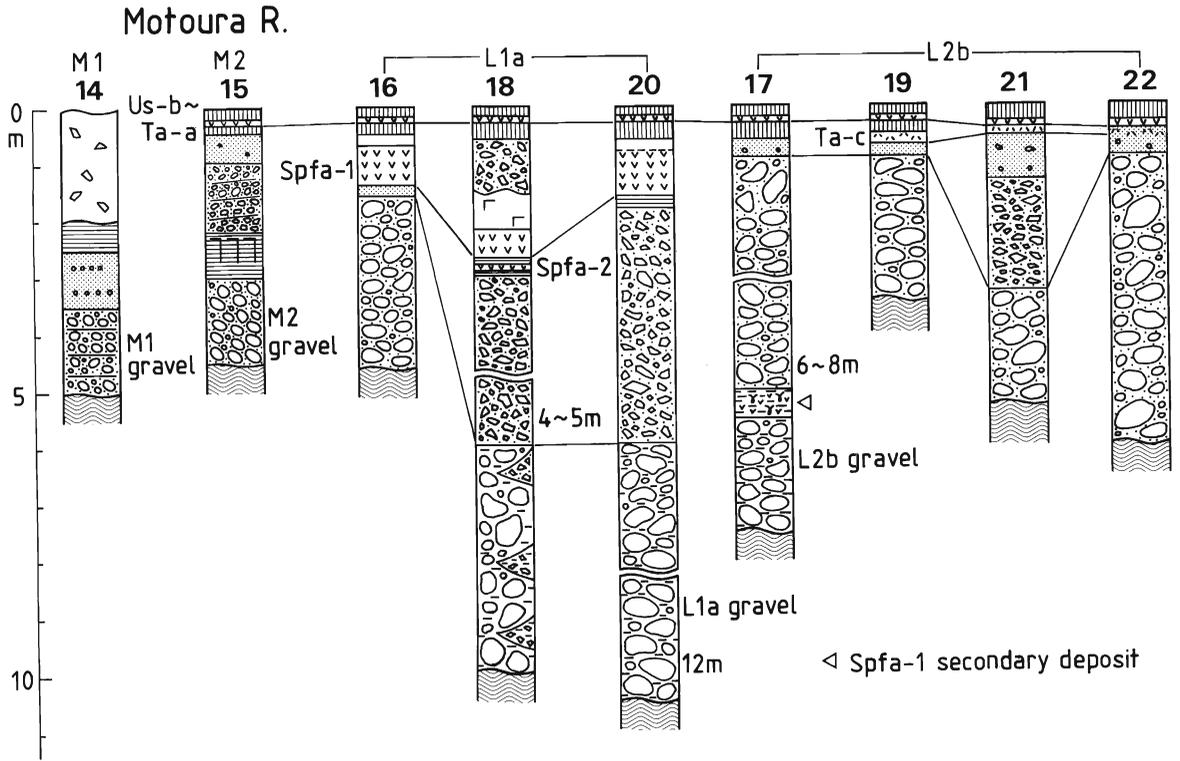


Fig. 10. (continued)

た角礫層に覆われていることが多い。本面は、全体としては現河床に比べて小曲率の、凹凸に富む縦断面形を持つ（第6～8図）。

L1a面は、河川の一定地点を境にして、それより下流区間と上流区間とで段丘面の性質や段丘面を覆うテフラ層が異なる。

1, 下流区間（元浦川の河口から0～10.0km区間，日高幌別川の河口から0～6.5km区間）

本区間のL1a面は、亜円礫を主体とする層厚3～5mの砂礫層から構成される侵食段丘面である（第9図，cおよび第4・5・10図，Locs.2, 16）。本面の平均縦断面勾配は元浦川の河口から0～4.8km区間で3.1‰，日高幌別川の河口から0～2.7km区間で3.7‰であり，同一区間の現河床の平均縦断面勾配と同じかやや大きい（第6～8図）。しかし，それらより上流区間のL1a面の平均縦断面勾配は，元浦川で8.0‰（河口から5.6～10.0km区間），日高幌別川で9.1‰（河口から4.3～6.5km区間）と著しく大きく，下流区間のL1a面全体の縦断面形

の曲率は，現河床の縦断面形の曲率に比べて著しく大きい（第6～8図）。

本面は，元浦川の河口から1km地点（第9図，c）ではZ-M以上の風成テフラ層に，河口から2.3km地点や8.7km地点（第5・10図，Loc.16）ではSpfa-1以上の風成テフラ層に覆われる。また日高幌別川の河口から4.7km地点（第4・10図，Loc.2）では，本面はSpfa-1以上の風成テフラ層に覆われる。2, 上流区間（元浦川の河口から10.0～34.0km区間，日高幌別川の河口から6.5～28.4km区間，メナシュンベツ川の河口から12.0～23.6km区間）

本区間のL1a面は，一般に厚い埋谷性砂礫層から構成される堆積段丘面で（第9図，a, b, d），背後の支流沿いに入り込んで分布する。本区間のL1a面の縦断面形は，同一区間の現河床に比べて小曲率で，平均縦断面勾配がやや大きい（第6～8図）。

日高幌別川では，L1a面構成層の層厚は河口から8.5km地点で約10m，13.0km地点（第9図，a）で約30m，23.5km地点（第4・10図，Loc.8）で

約40mと、上流に向けて大きくなる(第6図)。同様な傾向は、日高幌別川の支流であるメナシュンベツ川においても認められる(第7図)。元浦川では、L1a面構成層の層厚は河口から11.7km地点で約10m、14.0~19.2km区間で25~30m(第9図, d)、26.3km地点(第5・10図, Loc.20)で約12mと、14.0~19.2km区間において最大となり、上流および下流に向けて次第にその層厚を減じていく(第8図)。河口から28.0km地点(第9図, e)や29.7km地点では、本層の層厚は1.5~3mとなり、基盤との不整合面には顕著な凹凸が見られない。したがって、河口から約28~30km区間では、L1a面は侵食段丘面であるとみられる。

これらのL1a面構成層は、マトリクスが細礫~粘土の、分級不良の垂角礫~垂円礫層である。本層中には付近の支流や谷壁起源の垂角礫~角礫が多量に混入し、元浦川の河口から21.7km地点(第5・10図, Loc.18)やメナシュンベツ川の河口から約13km地点(第9図, b)などでは、本流性砂礫層と支流性砂礫層との指交関係が認められる。また日高幌別川の河口から13.3km地点では、L1a面構成層の中部にMpha-3が挟まれる(岩崎ほか, 1991)。

本区間のL1a面を覆うテフラ層は、両河川で、また同一の河川でも区間により異なる。

元浦川のL1a面は、河口から13.0~26.2km区間ではZ-M~Spfa-1以上の風成テフラ層に覆われる(第9図, dおよび第5・10図, Locs.18, 20)。しかし、河口から28.0km地点(第9図, e)では、L1a面構成層直上のflood loam中にSpfa-1が風送水成堆積し、それより上流域のL1a面はSpfa-1に覆われない。

日高幌別川の河口から7~21km区間やその支流のメナシュンベツ川では、L1a面はZ-M~Spfa-2以上の風成テフラ層に覆われる(第9図, a, bおよび第4・10図, Locs.3, 7, 9)。河口から23.5km地点(第4・10図, Loc.8)では、L1a面構成層直上のflood loam中にSpfa-2が風送水成堆積し、さらに上位にSpfa-1が風成堆積する。また、メナシュンベツ川の河口から22.3km地点(第4・10図, Loc.12)や22.8km地点などでは、L1a面構成層を整合に覆う支流性堆積物直上に、Spfa-4が風送水成堆積する。

2) L1c面

L1c面は、L1a面の10~15mほど下位の高度に断片的に分布する小面積の段丘面であり、層厚1~3mの砂礫層から構成される。元浦川の河口から18.0km地点や日高幌別川の河口から13.0km地点(第9図, a)などでは、L1c面構成層(層厚1.5~2.5m)の下位に埋谷性のL1a面構成層が認められ、L1c面はL1a面の埋積物侵食段丘面であるとみられる。L1c面構成層は、マトリクスが砂質である点を除くと、礫径や礫種、円磨度などの特徴は、L1a面構成層の特徴とほとんど変わらない。

元浦川では、L1c面はSpfa-1に覆われず、黄褐色風化火山灰層に覆われる。一方、日高幌別川やその支流のメナシュンベツ川では、L1c面はSpfa-2~Spfa-1以上のテフラ層に覆われる。日高幌別川の河口から13.0km地点(第9図, a)では、L1c面直上のflood loam層中に、河口から18.0km地点(第4・10図, Loc.5)では、L1c面構成層直上の角礫混じりのシルト層中に、それぞれSpfa-2が風送水成堆積する。またメナシュンベツ川の河口から21.3km地点では、L1c面はSpfa-1を挟む支流性角礫層に覆われる。

3) L2a面

L2a面は、日高幌別川やその支流のシマン川の河口から7.5~15.0km区間(第4・6図)、および元浦川の河口から6.5~9.2km区間(第5・8図)に分布する。

本面は、日高幌別川の河口から7.5km地点で下位のF1面下に、元浦川の河口から6.5km地点で下位の氾濫原下に、それぞれ埋没する。その下流方向への延長は、既存のボーリング資料により認められるF1面下や氾濫原下の埋没段丘面(例えば、第4・10図, Loc.1)に連続し、さらに日高幌別川では、沖合いの水深60~100mの海底面に滑らかに連続する(第6・7図)。日高幌別川やシマン川においては、本面は河口から10km地点付近に遷急点を有し、河口から15.0km地点付近で下位のL2b面と収斂する(第6図)。

元浦川のL2a面や、日高幌別川の河口から7.5~13km区間に発達するL2a面は、層厚2~5mの砂礫層より構成される侵食段丘面である(第9図, a)。日高幌別川の河口から13km地点より上流区間では、L2a面構成層の下位に埋谷性のL1a面構成層が認

められ（第9図，a，シマン川沿いのL2a面），L2a面はL1a面の埋積物侵食段丘面であるとみられる。

これらのL2a面はSpfa-1には覆われず，小円礫混じりの黄褐色風化火山灰層に覆われる。

4) L2b面

L2b面は，日高幌別川の河口から11～12km地点や，元浦川の河口から8.8km地点より上流区間に分布するほか，シマン川やメナシユンベツ川などの主要な支流に沿っても連続性良く発達する（第4・5図）。本面は，数カ所の遷急点を有する現河床よりも小曲率の縦断面形を持つ（第6～8図）。

L2b面は，日高幌別川の河口から11～12km地点や，元浦川の河口から8.8km地点で氾濫原下に埋没する。本面の下流方向への延長は，既存のボーリング資料で認められる，F1面下や氾濫原下の沖積層基底面（第9図，c）に連続し，さらに沖合いの水深100～140mの海底平坦面に滑らかに連続する（第6～8図）。

日高幌別川の河口から22km地点やメナシユンベツ川の河口から15km地点より下流区間では，L2b面は，層厚1～5mの砂礫層より構成される侵食段丘面である（第9図，aおよび第4・10図，Loc.6）。これらの地点より上流区間においても，L2b面の大部分は層厚約2mの砂礫層より構成され，砂礫層と基盤岩との不整合面には顕著な凹凸がない（第9図，b）。しかし，日高幌別川の河口から24.0km地点やメナシユンベツ川の河口から16.7km地点（第4・10図，Loc.10）および22.4km地点（第4・10図，Loc.13）などでは，L2b面下に層厚5mをこえる埋谷性砂礫層が認められる。本区間ではL1a面構成層の基底がL2b面の分布高度の下位に認められ，しかもL2b面下に観察される埋谷性砂礫層の諸特徴（礫径やマトリクスの種類，風化状況など）は，L1a面構成層のそれと一致する。したがって，本区間のL2b面下の埋谷性砂礫層はL1a面構成層の一部（最下部層）であり，L2b面はL1a面の埋積物侵食段丘面であるとみられる。メナシユンベツ川の河口から21.0km地点（第4・10図，Loc.11）では，L2b面を整合に覆う，支流性角礫層下部に挟まれる泥炭層中の木片から， $9,220 \pm 100 \text{yr. B.P. (Tk-919)}$ の ^{14}C 年代値が得られた。

元浦川の河口から16km地点より下流区間では，

L2b面は，層厚1.5～3mの砂礫層より構成される侵食段丘面である（第9図，d）。河口から16～21km区間では，L2b面は層厚5～10mの埋谷性砂礫層より構成され，背後の小支流に入り込んで分布することから，堆積段丘面であるとみられる。河口から19.0km地点（第5・10図，Loc.17）では，L2b面構成層（層厚約10m）下部の泥炭質粘土層中に，Spfa-1の二次堆積物が含まれる。河口から21～30km区間では，L2b面は層厚約2mの砂礫層から構成される侵食段丘面となる（第9図，eおよび第5・10図，Locs.19, 21）。さらに上流区間では，L2b面は再び埋谷性砂礫層から構成される堆積段丘面となるが，本区間で観察されるL2b面構成層の層厚は，最大で5m前後にすぎない（河口から33.5km地点，第5・10図，Loc.22）。

4-3. F面群

F1面は，両河川の河口から10km地点付近より下流区間に，連続性良く，広く発達する（第4・5図）。F1面と現河床との比高は，河口から0～5km区間で約5mであるが，それより上流域では3m以下となり，F1面と氾濫原とを境する段丘崖は不明瞭となる。

既存のボーリング資料によると，F1面は層厚10～50mの厚い埋谷性堆積物から構成される堆積段丘面である（第9図，cおよび第5・10図，Loc.1）。河口付近においては，F1面構成層は，砂礫を主体とする下部層（層厚20～40m）と，粘土・シルト・砂の互層を主体し，砂礫の薄層を挟む上部層（層厚15～20m）に大きく二分される（第9図，c）。河口から0～6km区間では，F1面上に層厚2～4mの泥炭層が堆積し，その上位にはUs-b～Ta-aのテフラ層が風成堆積する（第9図，c）。

F1面の一部は海岸線沿いの高度5～10mにも小面積で分布し，河川沿いのF1面と地形的に連続する（第4・5図）。本面は，層厚1～2mの砂礫層，あるいは礫混じりの砂層から構成される波食台起源の海成面であり，Us-b～Ta-aのテフラ層に覆われる。

一方，L2b面分布域においてL2b面と現河床との間の高度に断片的に分布するF2面群は，層厚1～3mの現河床堆積物と類似した砂礫層より構成される侵食段丘面群である（第9図，a，d）。こ

これらのF2面群は、最低位のものまでUs-b~Ta-aのテフラ層に覆われる。

5. 段丘面の形成期・形成過程

5-1. 主要なテフラ層の降下年代

調査地域に分布するテフラ層の中で、Spfa-1, Spfa-2, Z-M, Spfa-4およびMpfa-3の5つのテフラ層が、段丘面、特にL1面群の編年にとって重要である。本節では、段丘面の形成期・形成過程の考察に先立ち、これらのテフラ層の降下年代を以下のように推定した。

1) Spfa-1

Spfa-1の降下年代は、多くの¹⁴C年代値に基づき約3.2万年前と推定されている (Arai *et al.*, 1986)。しかし、Spfa-1の降下年代は従来の気体計数法による測定限界に近く、上記の降下年代の推定に用いられた¹⁴C年代値には、加速器質量分析法 (AMS法) によるものは含まれていない。さらに近年では、Spfa-1の降下年代は約3.2万年前よりもかなり古いのではないかと指摘がなされ (柳田・清水, 1992)、千歳市美々のSpfa-1に埋積された化石林からは、新たに42,000±1,800yr. B.P.のAMS法による¹⁴C年代値が得られている (柳田, 1994)。このような状況から、現時点ではSpfa-1の降下年代を約3.2万年前に限定して議論を進めることには問題があるため、Spfa-1の降下年代を3.2~4.2万年前と推定した。

2) Spfa-2

Spfa-2に対比されるKt-b 1直下のKt-b 2軽石流堆積物の層準について得られた、AMS法によるものを含む3つの¹⁴C年代値は、約3.8~4.3万年前とほぼ一致した年代を示す。また、Kt-b 2軽石流堆積物のTL年代として、38,000±3,800年前 (TL年代の誤差を±10%として) が報告されている (高島・本多, 1988)。したがって、Spfa-2の降下年代を3.8~4.3万年前と推定した。

3) Z-M~Mpfa-3

これらのテフラ層については、Mpfa-3に対比されるKt-iL軽石層の層準についての、約4.9万年前と約5.5万年前の2つの¹⁴C年代値が報告されているにすぎない。これらの¹⁴C年代値はAMS法も含めた¹⁴C年代測定法の測定限界に近く、さらに

約7~9万年前に降下したAso-4の直上にMpfa-3が層位することからみて、Mpfa-3の降下年代は上記の¹⁴C年代値よりも古い可能性が高い。

そこで調査地域に近接する十勝平野において、約9~10万年前に降下したと推定される洞爺火山灰層 (Toya, 町田ほか, 1987) 降下期以降のテフラ層の保存が良好な、拓進および豊似の2地点を選び、Toya降下期以降、Spfa-1降下期までの期間における風化火山灰層の堆積速度が一定であったと仮定して、Z-M~Mpfa-3のテフラ層の降下年代を1~2万年程度の時代幅を考慮して推定した (第11図)。Spfa-1の降下年代を3.2~4.2万年前、Spfa-2の降下年代を3.8~4.3万年前、Aso-4の降下年代を7~9万年前、Toyaの降下年代を9~10万年前として、Z-M, Spfa-4およびMpfa-3の3つのテフラ層の降下年代を内捜法により求めると、Z-Mの降下年代は4.3~5.4万年前、Spfa-4の降下年代は4.9~6.0万年前、Mpfa-3の降下年代は6.9~8.8万年前であると推定される。

5-2. 段丘面の形成期・形成過程

これまでの記載に基づき、段丘面の形成期・形成過程を述べる (第11図)。

1) M面群

河成のM1面構成層は、低海面期を示唆する縦断勾配の大きな谷地形を埋積した、最大層厚約30mの砂礫層で、その層相から上部層ほど河口近くで堆積したと判断される。この河成面と地形的に連続する海岸線沿いのM1面は、旧汀線高度50~65mを示す海成面で、完新世の海成面であるF1面の1段上位に発達する。日高地方沿岸において本面の地形的な連続性を追うと、本面は静内 (第1図) 付近の旧汀線高度50m前後の海成面に連続し、さらに静内~鶴川 (第1図) 間の旧汀線高度40~60mを示す海成面に連続する。これらの海成面は、約10~11万年前に降下したとされる (奥村, 1991) クッチャロ羽幌テフラ層 (Kc-Hb, 奥村ほか, 1985) やToyaに覆われる発達の良い最低位の高海面であることから、約12~13万年前の最終間氷期に形成されたと推定されている (梅津, 1985; 吉山, 1990; 加藤, 1991aなど)。以上の点からみて、M1面は約12~13万年前の最終間氷期における、少なくとも30mに及ぶ急速な海面上昇にともない

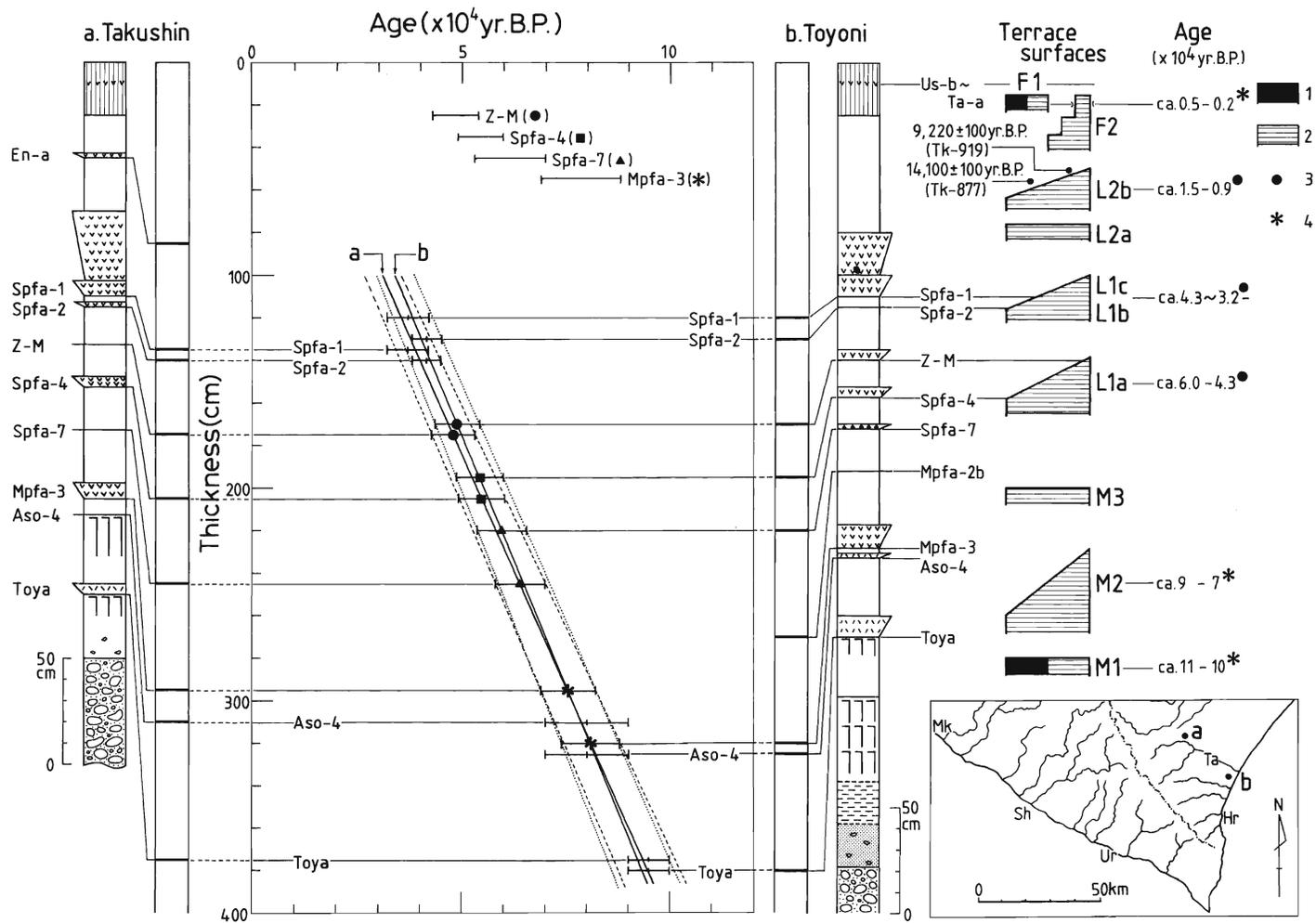


Fig. 11. Estimation of ages of main/important tephras between Spfa-2 and Aso-4 based on the thickness of weathered volcanic ash intercalated with the tephra sections in the Tokachi Plain, Hokkaido and the formation period of terraces.

1. Marine terraces 2. Fluvial terraces 3. Age inferred based on the relationship between the tephra layer and terrace deposits, ^{14}C -Dates and other chronological data 4. Age inferred based on the correlation with terraces whose ages are determined in adjacent river basins.

形成された海成・河成の段丘面であると推定される。両河川に分布するM1面とKc-HbやToyaなどのテフラ層との関係は明らかではないが、静内～鶴川間のM1面と同様に、約10～11万年前に離水・段丘化したものと考えられる。

M2面はM1面の1段下位に発達する埋積物侵食段丘面で、その平均縦断勾配はM1面の平均縦断勾配よりは大きく、現河床の平均縦断勾配と同程度である。このことから、M2面は最終間氷期以降海面がそれほど低下していない時代に、当時の河口近くで形成された段丘面であると推察される。元浦川において、M2面がSpfa-4を挟在するソリフラクション堆積物に覆われることから、その形成期が約4.9～6.0万年前以前であることは確実である。しかも本面は、その地形的特徴やM1面との関係から、静内川の河口付近に分布する、Aso-4に覆われる河成段丘面（加藤，1991aのM2面）に対比されるので、最終間氷期以降、約7～9万年前までの相対的高海面期に形成されたと考える。最終間氷期以降、約7万年前までの相対的高海面期としては、主にサンゴ礁地域における研究から、約10万年前と約8万年前の2時期があったことが知られている（Mesolella *et al.*, 1969; Bloom *et al.*, 1974など）。したがってM2面は、このいずれかの相対的高海面期に、もしくは両時期に渡って形成されたものであろう。M2面の縦断勾配が現河床の縦断勾配と同程度であることを考慮し、元浦川の河口付近におけるM2面の高度（海拔45m）から荻伏断層によるM2面の垂直変位量約10m（加藤，1991b）を差し引くと、M2面形成時の相対的海面高度は海拔30～35mと見積もられる。

M3面は、下位のL1a面がZ-Mに覆われることから、約7～9万年前以降、4.3～5.4万年前までに形成されたと推定される。本面は上位のM1面やM2面に比べ平均縦断勾配が大きいことから、M2面形成期からさらに海面が低下した時期に形成された侵食段丘面であると考えられる。

2) L面群

a) L1a面

L1a面は、日高幌別川の河口から6.5km地点や、元浦川の河口より10.0km地点から下流区間では侵食段丘面であり、それらの地点より上流区間では、最大層厚30m以上の埋谷性砂礫層（L1a礫層）よ

り構成される堆積段丘面である。

調査資料から推定されるこの埋谷性砂礫層基底面（以下、埋没谷底面と呼ぶ）の下流方向への延長は、元浦川ではM2面に滑らかに連続する（第8図）。日高幌別川では、その埋没谷底面（第6図）を下流方向へ延長すると、河口における高度が約25mとなり、荻伏断層による変位量を差し引いて算出した元浦川河口におけるM2面の高度（30～35m）にほぼ一致する。さらに日高幌別川では、L1a礫層中部に6.9～8.8万年前に降下したMpfa-3が挟まれるので、埋没谷底面の形成期は6.9～8.8万年前以前と判断される。以上の点からみて、埋没谷底面はM2面形成期、すなわち約8万年前ないしは約10万年前の相対的高海面期における河床面に相当し、埋谷性のL1a礫層は、約8ないし10万年前以降に堆積を開始したものと考えられる。

上流区間のL1a礫層を覆う最も古いテフラ層がSpfa-4であり、L1a面の大部分がZ-M～Spfa-2のテフラ層に覆われることから、上流区間ではL1a礫層の堆積はSpfa-4の降下した4.9～6.0万年前には終了しており、L1a面のほとんどが3.8～5.4万年前に離水・段丘化していたと推定される。

一方、下流区間のL1a面は、元浦川においてSpfa-4に覆われずZ-Mに覆われることから、4.3～6.0万年前の河床面として形成された侵食段丘面であると推察される。本面の平均縦断勾配は、同一区間におけるM1面やM2面、および現河床の平均縦断勾配に比べて著しく大きい。しかしながら、河口から2～5km地点までの区間に分布するL1a面に限ると、その平均縦断勾配は現河床の平均縦断勾配と大差がない。したがって、L1a面形成期には海面は大きくは低下せず、かつ相対的に安定していたために、L1a面が当時の河口近くで形成されたものと推定される。約5～6万年前にも相対的高海面期が存在したこと（Bloom *et al.*, 1974など）から、下流区間のL1a面は、この海面高度の安定ないしは小上昇期に対応して形成されたと考える。現河床についての河口からの距離と勾配との関係（第6～8図）から類推すると、L1a面形成時の相対的海面高度は、L1a面の河口における高度の5～10m下位の、海拔5～5mの範囲にあったと思われる（元浦川においては、荻伏断層によるL1a面の変位量約5m（加藤，1991b）を差し引いて算

出した)。

b) L1c面

L1c面にはSpfa-2～Spfa-1のテフラ層に覆われる段丘面と，これらのテフラ層に覆われない段丘面が認められる。したがって本面は，3.8～4.3万年前以降に，L1a面が下刻され段丘化する過程で形成された侵食段丘面である。

c) L2a面・L2b面

L2b面は沖積層基底面に連続し，さらに最終氷期海面最低期に形成されたと推定される(鳥居，1968)水深100～140mの海底平坦面へと連続することから，約1.5～2万年前の最終氷期海面最低期における河床面として形成されたと判断される。メナシユンベツ川では，L2b面上に堆積する泥炭層中の木片から9,220±100yr.B.P.(Tk-917)の¹⁴C年代値が得られ，元浦川と接する梟舞川流域(第1・2図)では，L2b面上に堆積する泥炭層の中部に含まれる木片から14,100±100yr.B.P.(Tk-877)の¹⁴C年代値が得られている(加藤未公表資料)。したがってL2b面は，約0.9～1.4万年前に離水・段丘化したと推定される。

L2a面はSpfa-1降下後に形成されたことが明らかのみで，その形成期を示す年代資料は得られていない。しかし，下位のL2b面の形成期が約0.9～2万年前と推定されることから，L2a面はSpfa-1が降下した3.2～4.2万年前以降，約2万年前までに形成されたといえる。M2面およびL1a面がいずれも海面の安定ないしは小上昇期に形成されたと推定されることから，L2a面も3.2～4.2万年前以降，約2万年前までの海面の安定もしくは小上昇期に形成された可能性が大きい。本面の下流方向への延長は，浦河沖の水深60～100mの海底平坦面に連続する(第6・7図)ので，L2a面形成時の相対的海面高度は-60m以下であったと推察される。

元浦川ではL2a面とL2b面の収斂関係は明瞭でないが，日高幌別川ではL2a面とL2b面は上流に向けて収斂する。しかも両面は主に侵食段丘面として形成されているので，L2a面とL2b面の収斂地点より上流区間に発達するL2b面は，L2a面形成開始期から，0.9～1.4万年前までの少なくとも1万年以上の期間に及ぶ河川の側刻作用により形成されたものと考えられる。

3) F面群

F1面は，約1.5～2万年前までに形成された谷地形を埋積する，最大層厚40～50mの厚い沖積層から構成される堆積段丘面である。F1面上には，河口から6km地点より下流域において，Us-b～Ta-aのテフラ層に覆われる層厚2～4mの泥炭層が堆積する(第9図，a)。本地域における完新世の泥炭層の平均堆積速度を東北日本における推定値，0.8～1.0mm/年(阪口，1962)に等しいと仮定し，この泥炭層の堆積期間を算出すると2～5千年間となる。したがって，F1面は，約1.5～2万年前以降の海面の急上昇にともない厚い沖積層が堆積して形成され，2～5千年前に離水・段丘化したものと推定される。

F2面群はL2b面の下位に分布し，最低位のものまでUs-b～Ta-aのテフラ層に覆われる。したがってF2面群は，約0.9～1.4万年前から約330年前までの期間において，L2b面を離水・段丘化させた河川の下刻作用が継続する中で形成された侵食段丘面群である。

6. 議 論

6-1. 最終氷期中期(3.2～6.0万年前)におけるL1a面の下刻過程

第12図に，日高幌別川，メナシユンベツ川および元浦川の3河川について，L1a面およびL1c面の縦断面投影図と各面を覆う最も古いテフラ層の縦断方向への変化，および侵食段丘面あるいは堆積段丘面といった段丘面の性質を示す。

各河川の中・上流域に発達する堆積性のL1a面は，一般に河川中流域で最も古い風成テフラ層(Z-M)に覆われ，上流側および下流側に向かって，より新しい風成テフラ層(Spfa-2およびSpfa-1)に覆われるようになる(第12図)。この傾向は，日高幌別川に比較的良好に発達するL1c面(L1a面の埋積物侵食段丘面)においても認められる(第12図)。このことから，堆積性のL1a面を段丘化させた下刻作用は，最終氷期後半の河成段丘を段丘化させた完新世における下刻作用(柳田，1981)と同様に，河川中流域で始まり，そこから上流域および下流域へ波及したとみることができると推定される。

しかしながら、Z-M降下期直前からSpfa-1降下期にかけては、堆積性のL1a面は中流域を中心とした広い区間で離水する。また下流域への下刻作用の波及速度は、上流域への波及速度に比べて非常に遅い。このような現象は、河川中流域で遷移点が形成され、それが上・下流へと移動して行くことによりL1a面の離水が進行したとする仮説では解釈しにくい。

日高幌別川では、段丘面とテフラ層との関係(第12図)からみて、L1c面がほぼSpfa-2降下時の河床面として形成されたものと判断される。ところが、L1a面が侵食段丘面として発達する河口から4~6km区間においては、L1a面は風成のSpfa-1にのみ覆われる。したがって、Spfa-2降下前後の河川は、本区間のL1a面上を流下したものと推定される。さらに河口から23.5km地点では、L1a面は風送水成堆積のSpfa-2に覆われるので、Spfa-2降下時の河床はL1a面の高度付近にあったと推定される。以上から、Spfa-2降下時における日高幌別川の河口から6~23.5km区間の河床縦断面形は、L1a面の河口から6kmおよび23.5km地点と、その間のL1c面を結んで得られる第13図-1の曲線で近似される。一方、L1a面はSpfa-4降下時の河床面とみなされるので、その縦断面形は4.9~6.0万年前の河床縦断面形(第13図-2)を示すと考え

られる。そこで河口から6~23.5km区間において、これら2つの河床縦断面形をべき関数によって近似し、その指数の値によって河床縦断面形の曲率を比較すると、Spfa-2降下時の河床縦断面形は、Spfa-4降下時の河床縦断面形より大曲率であることが明らかである(第13図)。このような曲率の変化からみて、遷移点の移動による下刻過程を考えるよりも、L1a礫層堆積後に河川のほぼ全区間において、最上流域や最下流域において下刻速度が小さく、中流域でそれが大きくなるような下刻作用が行われ、その結果下流域では勾配の減少が、最上流域では勾配の増大が生じて、より大きな曲率を持つ河床縦断面形が形成されたものと推察される。L1a面が侵食段丘面として発達する区間では、L1a面の縦断勾配は大きく、かつその勾配が下流方向へ急減するため、この区間におけるL1a面の縦断面形の曲率は大きい(第12図)。また、日高幌別川の河口から20~25km区間や元浦川の河口から23~30km区間におけるL1a面の縦断面形の曲率も大きい(第12図)。このため上記のような下刻作用が生じて、勾配変化率の大きい区間ではそれにとまなうL1a面の離水区間は小さくなり、L1a面の縦断面形が直線的で、勾配変化率の小さな区間では離水区間が広がると予想され、L1a面とテフラ層との関係から示唆される離水区間の

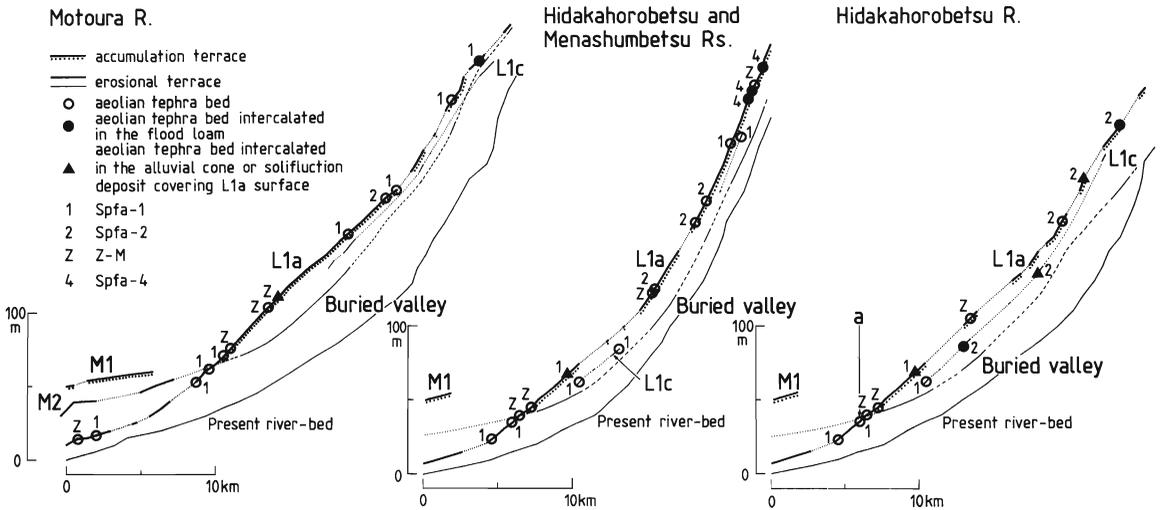


Fig. 12. Characteristics of M and L1 Terraces and the longitudinal change in the oldest tephra layer covering the terrace deposits.

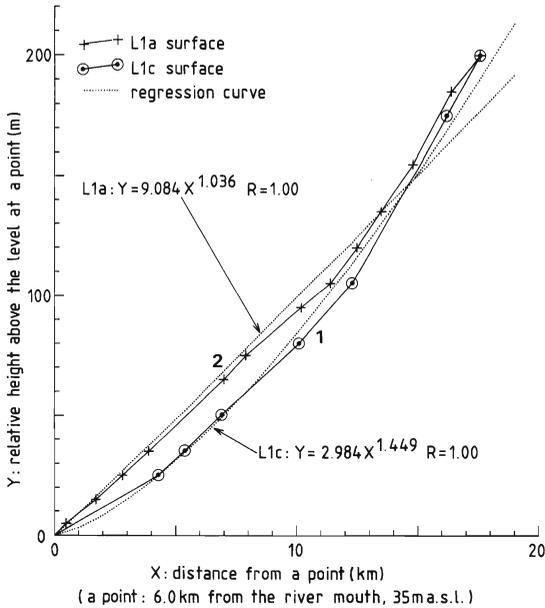


Fig. 13. Comparison of the longitudinal profiles at the formation period of L1a Surface (49,000～60,000 yr.B.P.) with that of L1c Surface (38,000～43,000 yr.B.P.) along the Hidakahorobetsu River.

広がり整合的である。

一方、元浦川の河口から2～3km地点までのL1a面は、下流から上流に向かいより新しい風成テフラ層に覆われるようになる(第12図)。このような段丘面とテフラ層との関係からみて、最下流域のL1a面の段丘化は上流へと波及する下刻作用によって行われたといえ、Z-M降下期頃には、相対的海面高度が海拔5～5mの高度からさらに低下したものと推定される。

6-2. 河川中・上流域における4.9～6.0万年前の堆積作用から下刻作用への転換の原因

河川の中・上流域において、4.9～6.0万年前に前節で述べたような下刻作用への転換が始まった原因については、以下のように考える。

1) 下刻作用が生じたSpfa-1～Spfa-4のテフラ層の降下期(3.2～6.0万年前)は、細かな変動はみられるが、全体としてはその直前の時代よりも相対的に温暖な時代であった(阪口・加藤, 1993)。また、L1a面より古い段丘面と山地斜面との境界

部や山地斜面に見られる多くの露頭では、これらのテフラ層を挟むソリフラクション堆積物が認められる(第9・10図)。したがって、この下刻期においては、相対的な温暖化とともに植生がそれ以前の時期に比べて回復した結果、これらのテフラ層を除去するほど活発な周氷河作用による斜面物質の移動が生じなかったと推定される。

2) 小支流の出口に面したL1c面およびそれより古い段丘面の多くは、Spfa-4やZ-Mを挟む、あるいはSpfa-2やSpfa-1に覆われる沖積錐堆積物を載せる(第9・10図)。したがって、Spfa-4～Z-M降下期においては、流水により本流河川へと供給される岩屑量は、それ以前の時期に比べ大きくは減少しなかったと推定される。

3) この下刻期に形成されたL1c面構成層の礫径が、L1a面構成層の礫径に比べて大差ないことから、本流河川の運搬力には大きな変化はなかった。

4) 海面低下の影響は堆積性のL1a面分布域に及んでいなかったとみられるので、侵食基準面(海面高度)の低下がこの下刻作用の原因ではない。

5) 現河床と埋没谷底面の比高が増大する区間や、L1a面の勾配が局部的に増減する区間において、段丘面がより早く離水する傾向は認められない。したがって、隆起速度の局地的な差異などの地殻変動が下刻作用の原因とは考えにくい。

以上の1)～5)で述べたことから、4.9～6.0万年前の気候の相対的な温暖化によって、周氷河作用による山地斜面から河川への供給物質量が減少し、その結果河川の相対的荷重が減少したことが主因となり、河川は堆積作用から下刻作用に転じたものと考えられる。

6-3. 最終間氷期以降の河床縦断面形の変化

段丘面の形成期・形成過程から、M2面および埋没谷底面を結んで得られる縦断面形は約8ないし10万年前の河床縦断面形と、L1a面の縦断面形は4.9～6.0万年前の河床縦断面形と、L2b面および沖積層基底面を結んで得られる縦断面形は1.5～2万年前の河床縦断面形とみなすことができる。したがって本節では、これらの3時期の河床縦断面形と現在の河床縦断面形がそれぞれ形成されるまでに、河川区間ごとにどのような段丘形成作用が行われたのかに注目して最終間氷期以降の時代

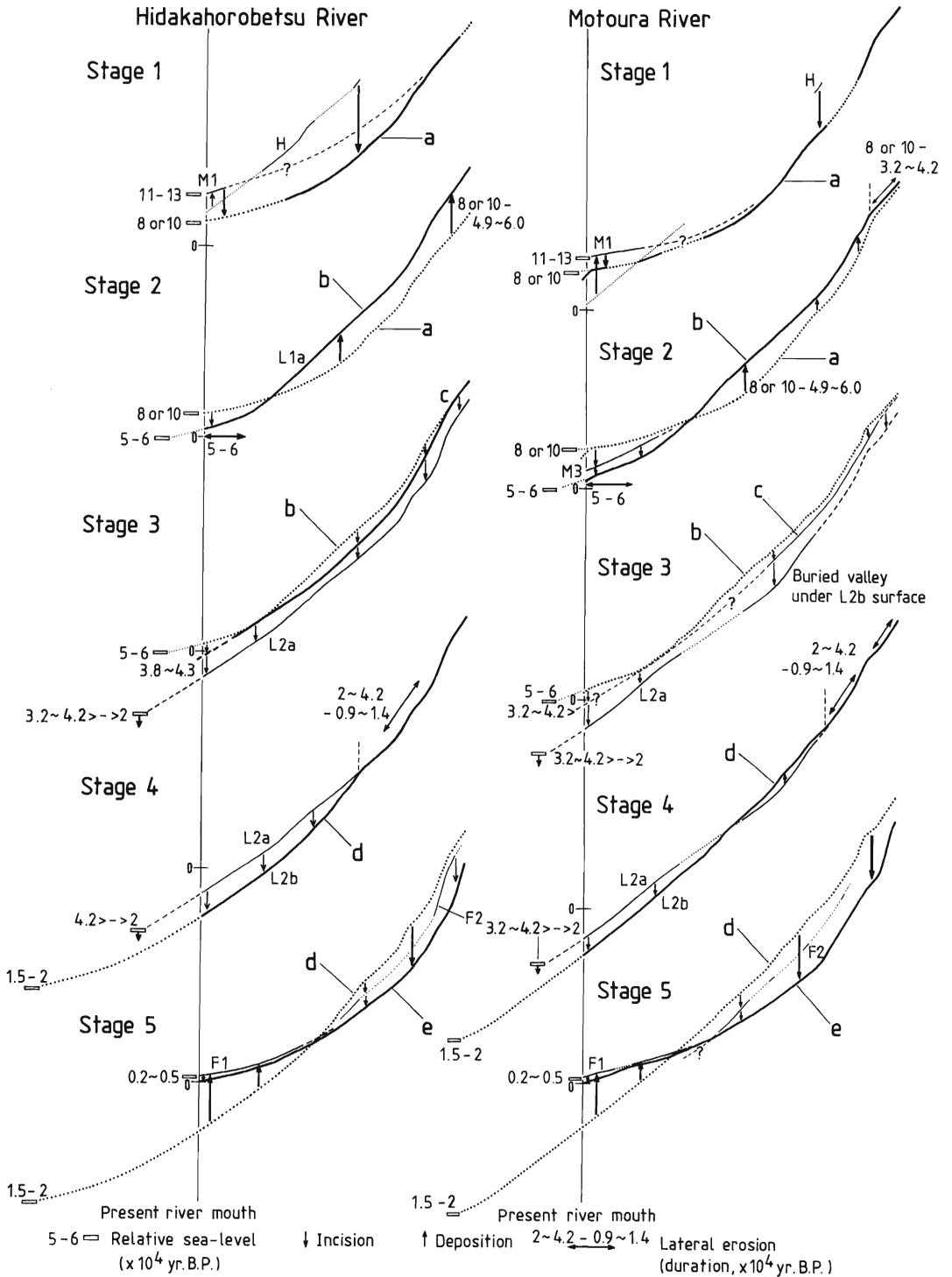


Fig. 14. Schematic diagram showing changes in the formative process of terraces and in the river profiles of the Hidakahorobetsu and Motoura Rivers during the Late Pleistocene and Holocene. The longitudinal profile of the river in each period is reconstructed mainly based on the profile of the terrace surface along each river. Deformation after the formation of the terrace surface is not considered.

を以下の5つのStageに区分し，まとめてみた（第14図）。

Stage 1（約12～13万年前から約8ないし10万年前）

下流域では，約12～13万年前の最終間氷期における海面の急上昇により，その直前の海面低下期に形成された谷地形（M1面下の埋没谷）が埋積され，M1面が形成された。その後，おそらくは約10～11万年前の海面低下にともなう下刻作用により，M1面は離水した。約8ないし10万年前の相対的な高海面期には，主に側刻作用によりM2面が形成された。一方，河川の中・上流域では，最終間氷期以降，約8ないし10万年前までの侵食作用（下刻および側刻作用）により谷地形（L1a面下の埋没谷）が形成された。この結果，約8ないし10万年前には緩勾配で曲率の大きな河床縦断面形（第14図，a）が形成された。

Stage 2（約8ないし10万年前から4.9～6.0万年前まで）

下流域では約8ないし10万年前以降の海面低下にともなう下刻作用によりM2面が段丘化し，その後，M2面より縦断勾配の大きなM3面およびL1a面が順次形成された。L1a面は，約5～6万年前の相対的な高海面期に，主に側刻作用により形成された。一方，河川の中・上流域では，約8ないし10万年前に形成された谷地形が埋積されてL1a面が形成された。この結果，4.9～6.0万年前の河床縦断面形は，全体としては勾配の大きな，小曲率の曲線（第14図，b）となった。ただし当時の河床縦断面形は，下流域では現河床の河床縦断面形よりも曲率の大きいものであった。

Stage 3（4.9～6.0万年前から2～4.2万年前まで）

下流域では4.3～5.4万年前の海面低下にともなう下刻作用が波及し，L1a面が段丘化した。河川の中・上流域では，相対的な温暖化にともない中流部ほど下刻速度の大きな下刻作用が生じ，L1a面が段丘化した。この結果，3.8～4.3万年前の河床縦断面形（第14図，c）は，河口から5～10km区間に遷急点を有し，それより上流区間では4.9～6.0万年前の河床縦断面形より曲率が大きく，それより下流区間ではより急勾配なものとなったと考えられる。その後，下流域では海面低下にともなう下刻作用が，中・上流域では相対的な温暖化に

ともなう下刻作用がそれぞれ進行し，その中の海面の安定もしくは小上昇期にL2a面が形成された。

Stage 4（2～4.2万年前から0.9～1.4万年前まで）

L2a面形成後海面はさらに低下し，河口から12～15km地点より下流域では，海面低下にともなう下刻作用の波及によりL2a面は段丘化したと考えられる。1.5～2万年前には，海面は-100～-140mの高度で安定し，L2b面が主に側刻作用により形成された。一方，河口から12～15km地点より上流域には海面低下にともなう下刻作用が波及せず，L2a面形成期から0.9～1.4万年前にかけて，主に側刻作用によりL2b面が形成された。なお，元浦川の河口から16～21km区間や，河口から30km地点より上流区間では，この時期に小規模な堆積が行われた。この結果，1.5～2万年前には，全体として急勾配で小曲率の河床縦断面形（第14図，d）が形成された。

Stage 5（0.9～1.4万年前以降）

河口から10km地点より下流域では，海面の急上昇により，1.5～2万年前までに形成された谷地形が埋積されてF1面が形成された。F1面は約2～5千年前に段丘化した。それより上流域では，0.9～1.4万年前に河川は下刻に転じ，L2b面が段丘化した。そして，この下刻作用が現在まで進行する中で，F2面群が約330年前までに形成された。この結果，現在の河床縦断面形は，全体として勾配の小さな大曲率の曲線（第14図，e）となった。

7. 結 論

本稿では，テフロクロロジーの手法と地形学的手法を用いて，日高地方南部の日高幌別川と元浦川流域に分布する最終間氷期以降の段丘面の形成期・形成過程を明らかにし，その結果と段丘面および現河床の縦断面形に基づいて，最終間氷期以降の海面変化と気候変化にともなう段丘形成作用の変化と河床縦断面形の変化の過程を検討した。さらに，4.9～6.0万年前以降，4.2～2万年前までの時代における段丘形成作用の変化やその原因について，より詳細に検討した。結果は以下のよう

1) 最終間氷期以降の段丘形成作用と河床縦断面形の変化は，以下の5つのStageに区分される（第

14図)。

Stage 1 (約12~13万年前から約8ないし10万年前まで)

下流域では、約12~13万年前の海面の急上昇期に堆積が行われM1面が、約8ないし10万年前の相対的な高海面期には側刻が行われM2面が、それぞれ形成された。中・上流域では、この時代に下刻ないしは側刻が行われて谷地形が形成された。この結果、全体として勾配が小さく、曲率の大きな河床縦断面形が形成された。

Stage 2 (約8ないし10万年前から4.9~6.0万年前まで)

下流域では、約8ないし10万年前以降の海面低下により下刻が行われた。約5~6万年前の相対的な高海面期には側刻が行われ、L1a面が形成された。中・上流域では、気候変化に起因する堆積が生じてL1a面が形成された。このように河川区間により異なる段丘形成作用が行われて、全体として勾配が大きく曲率の小さな河床縦断面形が形成された。

Stage 3 (4.9~6.0万年前から2~4.2万年前まで)

この時代には、河川の一定地点を境にして、それより上流区間と下流区間とで、異なる原因による異なる様式の下刻作用が生じた。下流区間では、4.3~5.4万年前以降、海面低下に起因する下刻作用が上流へと波及し、河床縦断面形は次第に勾配を増した。また2~4.2万年前の間の相対的な高海面期には、側刻が行われてL2a面が形成された。上流区間では、その中流部ほど下刻速度が大であるような下刻作用が行われ、河床縦断面形は次第に曲率を増した。(第13図)

Stage 4 (2~4.2万年前から0.9~1.4万年前まで)

下流域では、2~4.2万年前以降に海面が大きく低下して下刻が行われ、1.5~2万年前の最終氷期海面最低期には側刻が行われて、L2b面が形成された。中・上流域では、2~4.2万年前以降、0.9~1.4万年前まで、局地的には堆積が生じたが、ほとんどの河川区間では側刻が行われてL2b面が形成された。このように下流域で下刻と側刻が、中・上流域で堆積と側刻が行われ、勾配が大きく小曲率な河床縦断面形が形成された。

Stage 5 (0.9~1.4万年前以降)

下流域では0.9~1.4万年前以降の海面の急上昇

により堆積が生じ、F1面が形成された。F1面は0.2~0.5万年前に離水した。中・上流域では、0.9~1.4万年前以降、現在まで下刻が行われており、その過程でF2面群が侵食段丘面群として形成された。このようにStage 1と同様に、下流域と中・上流域とで異なる段丘形成作用が行われた結果、勾配が小さく大曲率の河床縦断面形が形成された。

2) 4.9~6.0万年前に生じた河川の中・上流域における堆積から下刻への転換は、河川の運搬力には変化がなかったが、気候の相対的な温暖化にともない山地斜面からの岩屑供給量が減少して、河川の相対的荷重が減少したことにより生じた。

このように両河川における最終間氷期以降の段丘形成作用と河床縦断面形の変化過程は、日高地方中部の静内川や新冠川において認められたもの(加藤, 1991a)とほとんど一致する。しかしながら、両河川ではL1b面が分布しないことや、4.2~3.2万年前以降、0.9万年前までのL2面群形成期において、主に侵食段丘の形成が行われたことの2点が、L1b面が分布し、L2a面形成期において堆積作用が生じた新冠川や静内川の場合とは異なる。これらの相違は、4.9~6.0万年前から2~4.2万年前にかけてのStage 3の時代における段丘形成作用や河床縦断面形の微妙な違いが原因となっている可能性が大きい。また後者については、新冠川・静内川のL2a面と日高幌別川・元浦川のL2a面が、同時代面として対比されるかどうかという基本的な問題が残されている。これらの点については、L2a面に関する編年資料などが得られた後に改めて検討すべき課題であると考えられる。

ところで、河床縦断面形の変化の定量的検討は、Stage 3における河床縦断面形の変化過程に関する議論と同じく、べき関数等による近似を行うことにより可能となると考える。しかしながら、関数近似を行って勾配や曲率などの河床縦断面形の特徴を数値化するだけでは、記載的な意義はあっても地形学的な意義は少ない。また、過去の河床縦断面形は、現在残されている河成段丘面の地形学的な分析のみにより復元可能であるので、基礎的な資料としてこれらの河成段丘面の地形学的特徴やその形成期・形成過程が明らかにされなければ、河床縦断面形の復元や、その時代変化に関する定量的議論は意味を持たない。したがって今

後は, 日高地方の他の諸河川における最終間氷期以降の段丘形成期・形成過程を明らかにし, それらの河川を対象とした河床縦断面形の特徴の定量化を行い, それらの時代変化を明らかにするとともに河川間での比較を行って, 気候や海面の変化に対する河川の反応や, 地殻変動の影響などを検討していきたい。

謝 辞

本研究を進めるうえで, 東京大学地理学教室の大森博雄教授, 専修大学文学部の阪口豊教授, 京都大学理学部地球物理学教室の岡田篤正教授には, いろいろと御指導頂いた。ボーリング資料の収集に関しては, 三石町および浦河町役場の職員の方々にお世話になった。また, 通産省地質調査所の奥村晃史氏および匿名査読者の方には, 草稿を読んで頂き有益な指摘を頂いた。これらの方々に深く感謝します。なお本稿の内容の一部は, 1989年度日本地理学会春季学術大会において発表した。

文 献

- Arai, F., Machida, H., Okumura, K., Miyauchi, T., Soda, T. and Yamagata, K. (1986) Catalog for late Quaternary marker-tephras in Japan II—Tephra occurring in northeast Honshu and Hokkaido—. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, No.1, 223-250.
- Baulig, H. (1935) *The changing sea level*. Philip, Son & Nephew, Liverpool, 46p (Re-printed Philip, Son & Nephew, Liverpool, 46p, 1968).
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K. and Mesolella, K.J. (1974) Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast: New²³⁰Th/²³⁴U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quat. Res.*, **4**, 185-205.
- Dury, G.H. (1959) *The face of the earth*. Penguin Books, Harmondsworth, 251p.
- 平川一臣・小野有五 (1974) 十勝平野の地形発達史. 地理学評論, **47**, 607-632.
- 胆振団体研究会 (1987) クッタラ火山の火砕堆積物の¹⁴C年代と2つの層準の化石林. 地球科学, **41**, 188-193.
- 胆振団体研究会 (1990) クッタラ火山の火砕堆積物—支笏火山のテフラの層序の検討とテフロクロロジー—. 地球科学, **44**, 95-112.
- 今井敏信 (1961) 日高沿岸の地形発達. 東北地理, **13**, 57-65.
- 岩崎孝明・吉永秀一郎・平川一臣 (1991) 元浦川・日高幌別川の河成段丘. 地理学評論, **64A**, 597-612.
- 貝塚爽平 (1969) 変化する地形. 科学, **39**, 11-19.
- 春日井昭・藤田 亮・細川貢四朗・岡村 聰・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, **34**, 1-15.
- 加藤茂弘 (1991a) 北海道日高地方西部の静内川・新冠川における最終間氷期以降の段丘形成過程. 地理学評論, **64A**, 71-94.
- 加藤茂弘 (1991b) 日高地方西部の活断層. 活断層研究, **9**, 11-18.
- 勝井義雄・横山 泉・岡田 弘・安孫子勤・武藤晴達 (1988) 倶多楽 (日和山). 北海道防災会議, 99p.
- 活断層研究会 (1991) 新編 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇4火山灰—分布の広域性と後期更新世示標層としての意義—. 火山, 第2集, **30**, 49-70.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広く覆う洞爺火山灰. 第四紀研究, **26**, 129-145.
- Mesolella, K.J., Matthews, R.K., Broecker, W.S. and Thurbler, D.L. (1969) The astronomical theory of climatic change: Barbados data. *Jour. Geol.*, **77**, 250-274.
- 奥村晃史 (1991) 北海道の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, **30**, 379-390.
- 奥村晃史・町田 洋・新井房夫 (1985) 北海道東部の広域テフラ—屈斜路火山砕屑物を中心として—. 日本地理学会予稿集, No.27, 22-23.
- 小野有五・平川一臣 (1975) ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理学評論, **48**, 1-26.
- 大内 定 (1978) 北海道日高地方沿岸東部の段丘形成史. 北海道地理, No.52, 1-8.
- 坂口 豊 (1953) 日高山地周辺の地形に関する二, 三の資料—第四紀の編年を中心として—. 地理学評論, **26**, 563-570.
- 阪口 豊 (1962) 北日本の完新世の気候変化. 地理学評論, **34**, 259-268.
- 阪口 豊・加藤茂弘 (1993) 北日本の最終間氷期—氷期サイクルの古気候. 地学雑誌, **102**, 288-313.
- 酒井 彰・蟹江康光 (1986) 西舎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 92p.
- 鈴木秀夫 (1962) 低位周水河現象の南限と最終氷期の気候区界. 地理学評論, **35**, 67-75.
- 高木信行 (1990) 多摩川の段丘地形とその形成過程. 第四紀研究, **28**, 399-411.
- 高島 勲・本多朔郎 (1988) 熱ルミネッセンス法による第四紀酸性火砕流及び火山岩の年代測定. 地質学論集, No.29, 217-224.
- 鳥居栄一郎 (1968) 北海道南部の埋積地形について. 地理学評論, **41**, 63-80.
- 梅津 讓 (1985) 日高地方の最終間氷期海成段丘. 東北地理, **37**, 193-194.
- Woillard, G. M. and Mook, W. G. (1982) Carbon-14

- dates at Grande Pile : Correlation of land and sea chronologies. *Science*, **215**, 159-161.
- 山縣耕太郎・町田 洋・新井房夫(1989) 銭亀一女那川テフラ：津軽海峡函館沖から噴出した後期更新世のテフラ. *地理学評論*, **62A**, 195-207.
- 山崎哲良・宮坂省悟・河内晋平(1983) クッタラ火山・登別軽石流堆積物の¹⁴C年代. 一日本の第四紀層の¹⁴C年代(148)一. *地球科学*, **37**, 283-285.
- 柳田 誠(1981) 沙流川における最終氷期以降の河岸段丘の形成過程. *地理学評論*, **54**, 423-436.
- 柳田 誠(1994) 支笏降下軽石(Spfa-1)の年代資料, 第四紀研究, **33**, 205-207.
- 柳田 誠・清水長正(1992) 利尻一ワンコの沢軽石層の年代史料. *第四紀研究*, **31**, 37-39.
- 柳町 治(1992) 現在の日本における周氷河帯およびその推移帯と永久凍土帯との関係. *地理学評論*, **65A**, 143-157.
- 吉川虎雄(1961) 木曾川の河岸段丘. 『辻村先生古稀論文集』, 古今書院, 東京, 70-87.
- 吉山 昭(1990) 北海道日高山脈周辺地域の第四紀後期の地殻変動—河成地形面を用いた隆起量の算定の試み—, *第四紀研究*, **28**, 369-387.

(1994年8月5日受理)