

黒松内低地帯の後期更新世段丘に関する年代資料¹⁾

奥村 晃史²⁾・八木 浩司³⁾・寒川 旭⁴⁾

Ages of Late Pleistocene Terrace Deposits in the Kuromatsunai Lowland¹⁾

Koji OKUMURA²⁾, Hiroshi YAGI³⁾ and Akira SANGAWA⁴⁾

I. はじめに

黒松内低地帯(長尾・佐々, 1933)は、渡島半島の基部を寿都から長万部にかけて、ほぼ南北に横断する、概ね海拔 100 m 以下の低地である。低地帯とその縁辺には、新第三紀以降の地層群と更新世から完新世にかけての一連の段丘が発達している。

活断層研究会(1980)は、地形面の変形を示標として黒松内低地帯を顕著な活構造帯と規定し、その詳細は今泉・渡島半島活断層研究グループ(1982)によって報告された。また、奥村(1983)は、低地帯全域の段丘対比をもとに本地域の活構造について報告を行っている。

しかし、従来本地域においては、段丘の編年に有効な資料が乏しく、火山碎屑物についても層序と年代との関係が必ずしも明らかにされたとはいえない状態であった。そこで、本稿では、新たに黒松内低地帯から得られた3点の¹⁴C年代測定値をもとに、低位の河成段丘の形

成時期を検討し、さらに火山碎屑物の層序と堆積時期について、筆者らの新しい知見を加えて報告を行う。

II. ¹⁴C年代測定値(図1, 2・表1)

試料1: 試料採取地点は、やや開析された扇状地の末端付近、海拔約15mの地点で、沖積低地との間には比高約10mの海食崖が存在する。試料の木片は、淘汰の悪い重円礫からなる礫層上に堆積した、層厚0.5ないし1.5mの砂・シルト層の最下部から採取された。この砂・シルト層を不整合に覆って、1ないし1.2mの層厚をもつ砂礫層が地表まで堆積している。この扇状地面は風成ローム層をのせておらず、堆積物中にも火山碎屑物はみとめられない。

下位の礫層は、試料1の年代測定値、約2.6万年B.P.より少し早い時期に堆積して扇状地を形成し、その後、砂・シルト層と上位の礫層によって埋積されたと考えられる。現在の扇状地面を構成する上位の礫層の堆積時期

表1 ¹⁴C年代測定値と試料に関するデータ(半減期はいずれも5570年を採用)

試料番号	測定値, y. B. P. 測定番号	測定者	試料	採取者	採取日	採取地点と地名	
1.	26,080 ^{+1,500} -1,270 TH-848	八木浩司	木片	奥村晃史 八木浩司	1982年 9月6日	N42°45'59'' E140°18'18''	北海道寿都郡 黒松内町北作開
2.	29,380±1,680 Gak-10522	木越邦彦	木片	垣見俊弘 寒川 旭 奥村晃史	1982年 6月20日	N42°40'00'' E140°22'50''	北海道寿都郡 黒松内町白井川
3.	>37,000 TH-849	八木浩司	木片	奥村晃史 八木浩司	1982年 9月6日	N42°41'54'' E140°16'42''	北海道寿都郡 黒松内町中ノ川

- 1) 1983年11月15日受付。1983年日本地理学会春季学術大会で、奥村が発表した内容の一部を加筆・修正した。
- 2) 東京大学大学院地理学専門課程。Graduate Student, Department of Geography, The University of Tokyo.
- 3) 東北大学大学院地理学専攻。Graduate Student, Department of Geography, Tohoku University.
- 4) 地質調査所。Geological Survey of Japan.

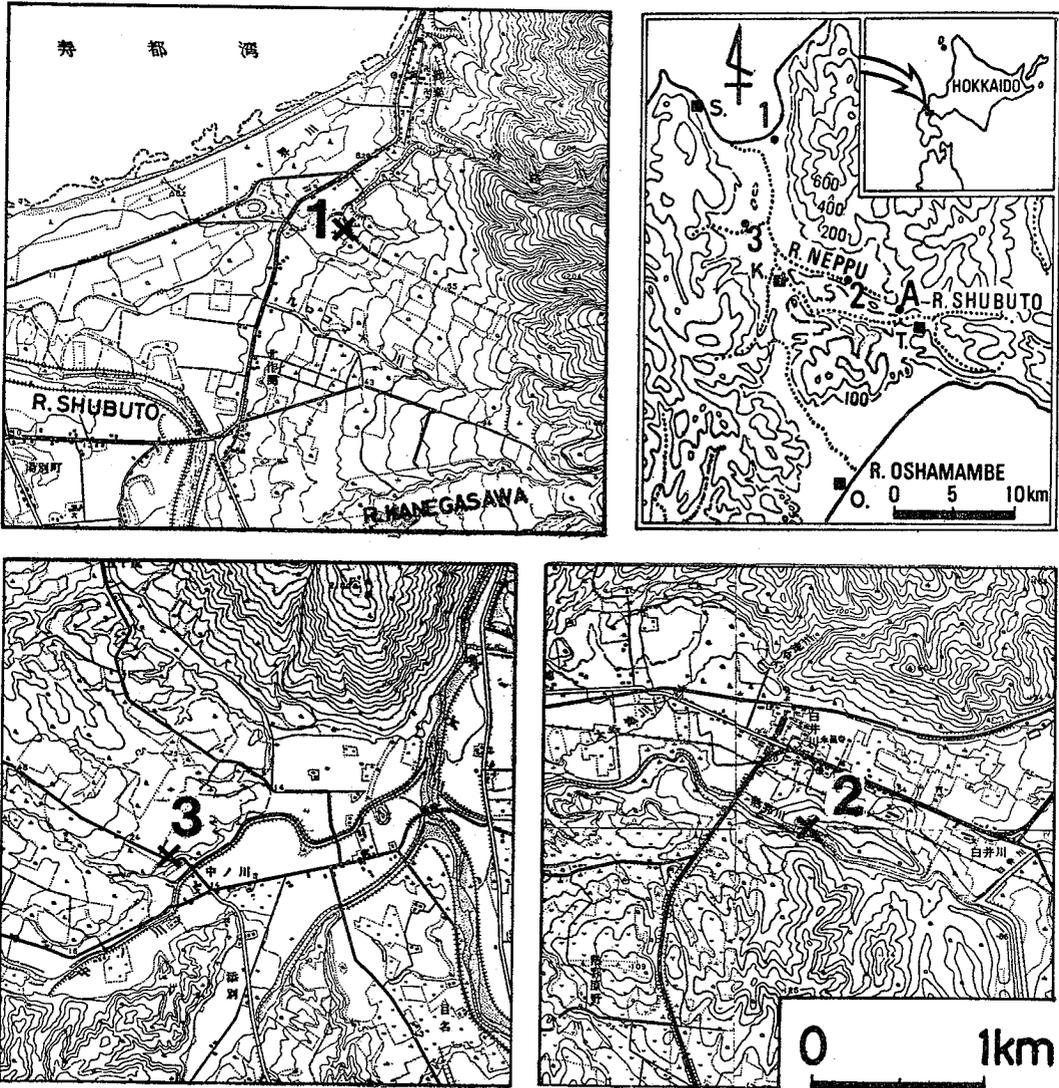


図 1 ^{14}C 年代測定試料採取地点 (1~3) と火山灰柱状図露頭位置 (A ; 図 3). 数字は試料番号に一致する.

国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図, 「歌棄」, 「熱郭」, 「自井川」, 「静狩」, 「黒松内」を使用.

S : 寿都, K : 黒松内, O : 長万部

は、完新世に海食をうけていること、および開析の程度からみて、約 2.6 万年 B. P. 以後の更新世最末期と考えられる。

試料 2 : 熱郭川中流には、後述する熱郭火砕流堆積物が火砕流台地を形成している。台地を開析して流れる熱郭川に沿って、現河床との比高 3 ないし 5 m の幅の狭い河成段丘が一段分布し、試料はこの河成段丘の露頭か

ら得られた。この露頭では、下位から、基底の確認されない砂質の段丘堆積物、試料の木片が得られた泥炭層を最下部に挟在する層厚 1 m の腐植質砂・シルト層、層厚 1.5 m の軽石質砂層が順次堆積している。

最上部の軽石質砂層は、非常に軽石に富んでいるが、砂が含まれること、成層していることから、台地を構成する火砕流堆積物の二次堆積物と考えられる。この段丘

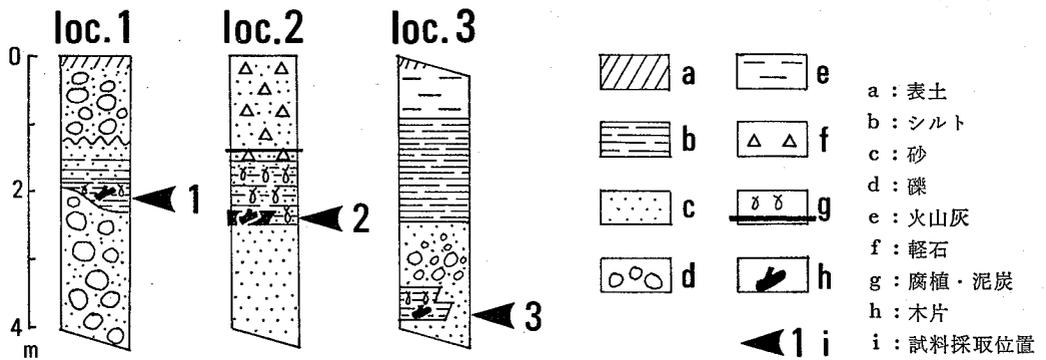


図 2 ¹⁴C 年代測定試料採取地点柱状図

上には、一部で完新世火山灰が認められる以外、一次堆積の風成火山灰層や火山碎屑物は認められない。

試料の採取層準からみて、この段丘の形成期は試料 2 の年代測定値、約 3 万年 B. P. より少し早い時期と考えられる。また、この段丘が火砕流台地を開析する谷底に存在すること、風成火山灰層に覆われないことから、これらの火山碎屑物の堆積時期は約 3 万年 B. P. より以前と考えられる。

試料 3 : 採取地点は、中ノ川現河床から約 13m の比高をもつ河成段丘の露頭で試料の木片は、段丘堆積物の砂礫層上部にレンズ状に挟まれる腐植質シルト層から得られた。砂礫層の上位には、1.5m のシルト層と 1m 弱の風成火山灰層が堆積している。

試料 3 の年代測定値は 3.7 万年 B. P. 以前を示す。試料の採取層準が段丘堆積物の上部であることからみて、段丘の形成期が、スケールアウトしたこの年代値より著しく新しいことはないと考えられる。

これら 3 点の ¹⁴C 年代測定値から、以下の結論が導かれる。1) 風成火山灰層の堆積時期は、約 3 万年 B. P. 以前である。風成火山灰層に被覆される段丘堆積物の上

部から得られた試料 3 の年代測定値が 3.7 万年 B. P. 以前を示すことは、これと矛盾しない。2) 黒松内低地帯において、更新世火山灰層に被覆されない低位の河成段丘は概ね二面に区分することができる(奥村, 1983)。これらの形成時期は、3 万年 B. P. 前後と 2.6 万年 B. P. 以降の更新世最末期との 2 つの時期に区分される可能性がある。

III. 火山碎屑物の層序と堆積時期

黒松内低地帯に分布する火山碎屑物のうち、段丘形成期に関連するものは、loc. A の柱状図(図 3)に要約される。このうち、特に熱郭火砕流堆積物の層位が従来明らかでなかった。

熱郭火砕流堆積物(仮称; 以下 Npfl と略す)は、湊・長谷川(1959)によって「熱郭熔結凝灰岩」と命名されたものと同一のものである。しかし、全般に固結度は低く、熔結は認められない。また、発泡の良い軽石と多量の火山灰が無秩序に混りあった、陶汰の悪い無層理の堆積物であり、火砕流堆積物の特徴をそなえている。したがって、ここでは熱郭火砕流(Npfl)の呼称を用いる。

図 2 に、Npfl の構成する火砕流台地上の露頭から得られた柱状図を示す。Npfl を覆って、下部火山灰層、N, U_{s-e} 降下軽石層(以下 N, U_{s-e} と略す)、上部火山灰層(大成テフラ; 北海道火山灰命名委員会, 1979)が順次堆積している。このうち Npfl と下部火山灰層それぞれの上部には地表風化の痕跡が認められるが、N, U_{s-e} と上部火山灰層には現地表面を除いて顕著な風化は認められない。

これらの火山碎屑物のうち、N, U_{s-e} の降下年代として、>44,200 y. B. P. (春日井, 1980) が知られている。湊・長谷川(1959)は Npfl 中の炭化木片から 25,000 y. B. P. の ¹⁴C 年代測定値を得て、この年代

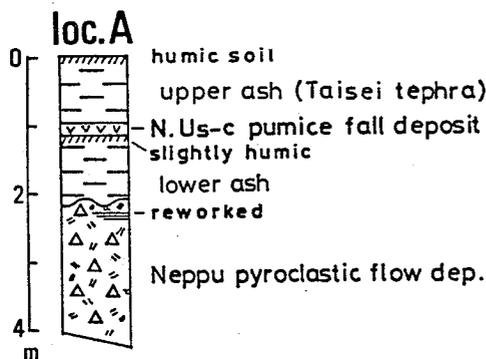


図 3 地点 A における火山碎屑物柱状図

表 2 黒松内低地帯における段丘と火山砕屑物の編年

x10 ³ yr. B.P.	Terraces	pyroclastic materials
0	A (f & m)	Ko-d2, Tm
10		
20	L2 (f)	
30	L1 (f)	
40		Upper ash
50	M3 (f & m)	N, Us-c
	M2 (f & m)	Lower ash
125	M1 (f & m)	Npfl

黒丸：¹⁴C年代測定値

白丸：スケールアウトした¹⁴C年代測定値の示す年代の上限

f：河成段丘，m：海成段丘

矢印：推定される堆積時期の上下限

Ko-d₂：駒ヶ岳起源の火山灰 (A. D. 1640; 北海道火山灰命名委員会, 1979)

Tm：苫小牧火山灰 (A. D. 10~14世紀; 町田ほか, 1981)

を Npfl の堆積時期としている。しかし、Loc. A での層序関係からみて、Npfl の堆積時期は N, Us-c よりかなり古いものと思われる。なお、筆者らが採取した Npfl の試料からは、フィッシュン・トラック法により、0.13±0.03 Ma B. P. の年代値が得られている (KFT-830725-0053, 檀原 徹氏測定; 地質調査所の未公表資料による)。

一方、¹⁴C年代測定値から推定された風成火山灰層堆積時期は、約3万年 B. P. 以前であった。Loc. A において、>44,200 y. B. P. の¹⁴C年代値をもつ N, Us-c と上部火山灰層が顕著な堆積間隙を見せずに累重していることは、¹⁴C年代測定の結果と矛盾しない。両者は約3万年 B. P. よりかなり早い時期に連続して堆積したものと考えられる。

IV. 結 び

以上の年代値および層序関係と、奥村 (1983) の区分した段丘との関係を整理すると、表2のようにまとめられる。

ここで従来行なわれていた時代対比に若干言及してお

きたい。

1) Npfl の堆積時期は、湊・長谷川 (1959) の与えた約 25,000 y. B. P. よりかなり早い。

2) 長万部付近に分布する海成段丘からは、2.5 万年 B. P. 頃を示す ¹⁴C 年代測定値が報告されている (瀬川, 1972; 大森, 1973)。大森・星埜 (1973) は、これらの年代測定値をもとに、長万部付近の海成段丘が3万年 B. P. 頃に形成されたものと考えた。

これに対し、筆者らの調査の結果では、大森・星埜 (1973) が3万年 B. P. 頃に対比した海成段丘を上部火山灰層と N, Us-c が被覆することが確認されている。従って、先に述べた火山砕屑物の堆積時期からみて、長万部付近の海成段丘形成期は、少なくとも約3万年 B. P. 以前と考えられる。また、春日井 (1980) による N, Us-c の ¹⁴C 年代測定値によれば、海成段丘形成期は、約 4.5 万年より古い可能性が高いといえる。

瀬川 (1972)、大森 (1973) による年代測定値の意義について、筆者らはその試料が採取された露頭を確認しておらず、ここでは議論をさしひかえたい。長万部付近の後期更新世海成段丘が、最終氷期の亜間氷期ないしは亜間氷期の高海水準期に形成されたのではないかと、筆者らは推定している。しかし、それが大森・星埜 (1973) の報告する3万年 B. P. 前後であるか否かについては、再検討を行う必要があるのではないだろうか。

謝 辞

黒松内低地帯の調査にあたって、地形・地質についてご指導いただいた、地質調査所・垣見俊弘氏、東京都立大学・今泉俊文氏、および、¹⁴C年代測定をお願いした学習院大学・木越邦彦教授に深く感謝の意を表します。

引用文献

- 北海道火山灰命名委員会 (1979) 北海道の火山灰分布図。北海石版所。
- 今泉俊文・渡島半島活断層研究グループ (1982) 黒松内低地帯の活断層。日本地理学会予稿集, 22, p. 98-99。
- 春日井昭 (1980) 石狩低地帯, 十勝平野の火山灰。郷土と科学編集委員会編「北海道5万年史」郷土と科学社, 376p: p. 14-30。
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ。科学, 51, p. 562-569。
- 湊 正雄・長谷川善行 (1959) 本邦熔結凝灰岩の研究 1. 地質学雑誌, 65, p. 66-70。
- 長尾 巧・佐々保雄 (1933) 北海道南部の新生代層と最近の地史 (1)。地質学雑誌, 40, p. 555-577。
- 奥村晃史 (1983) 黒松内低地帯の活構造と地形発達。日本地理学会予稿集, no. 23, p. 30-31。
- 大森博雄 (1973) 北海道南部の「3万年段丘」について。日本第四紀学会講演要旨集, no. 2, p. 20。
- 大森博雄・星埜由尚 (1973) Würm 氷期中の亜間氷期の高海水準について。地学雑誌, 82, p. 189-290。
- 瀬川秀良 (1972) 噴火湾における長万部段丘礫層上の泥炭層の ¹⁴C 年代。地質学雑誌, 78, p. 51-52。