

# Classification and Characteristics of the Distribution of Glacial Landforms in the Japanese Alps

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-02 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.24517/00000163">https://doi.org/10.24517/00000163</a>

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 International License.



# 日本アルプスにおける氷河の高度分布特性と類型化

青 木 賢 人\*

## Classification and Characteristics of the Distribution of Glacial Landforms in the Japanese Alps

Tatsuto AOKI \*

### Abstract

Glaciations during the Last Glacial in the Japanese Alps can be classified "azonal glaciation" and "zonal glaciation". The  $ELA_g$  (geomorphological equilibrium line altitude) of each former type of glacier is determined by  $H_s$  (height of summit), and is depressed by microclimatological phenomena such as drifted snow. The vertical/horizontal distribution of this type of glacier is azonal and sporadic. On the other hand, the  $ELA_g$  of the latter type of glacier remains constant with  $H_s$ , and reflects the regional air temperature. In the case, the mountain ridge is higher than the regional equilibrium-line altitude, the vertical/horizontal distribution of glaciers belonging to this type becomes zonal and continuous. Modern examples of these two types of glaciation can be found in Kamchatka Peninsula, the Altai Mountains, and the Caucasus Mountains. These facts suggest that this classification is applicable to spatial and temporal variations of glaciation. Most of the Last Glacial glaciers in the Japanese Alps are classified into the "azonal glaciation" type. The glaciers belonging to the "zonal glaciation" type are located in the Northern Japanese Alps that have high altitudes. Some of the "zonal glaciation type" that existed during the Last Glacial Maximum stage were changed to "azonal glaciation" type during the Late Glacial stage. From this point of view, the Last Glacial glaciers in the Japanese Alps existed as a spatio-temporal transition between these two types. Paying attention to the "azonal glaciation" which is controlled by local conditions, is important for reconstructing the palaeoclimate based on the glacial landforms and their ELAs.

**Key words** : glacial landforms, Japanese Alps, equilibrium line altitude, summit altitude, zonal glaciation, azonal glaciation

キーワード : 氷河地形, 日本アルプス, 平衡線高度, 稜線高度, 成帯の氷河作用, 非成帯の氷河作用

---

\* 金沢大学文学部地理学教室

\* Department of Geography, Kanazawa University

## I. はじめに

日本列島の高山帯、とりわけ日本アルプスと日高山脈には多くの氷河地形が分布することが知られている。20世紀を通じて数多くの研究がなされてきた(山崎, 1902; 今村, 1940; Kobayashi, 1958; 五百沢, 1979; 長谷川, 1995, 1996など), その分布が詳細に検討されてきた。氷河発達史やその数値年代に関する資料も蓄積されつつあり(小疇ほか, 1974; 小野・平川, 1975; Ito and Vorndran, 1983; 長谷川, 1992; 青木, 1994, 2000; 岩崎ほか, 2000など)。氷期の氷河の時空間変動が明らかになりつつある。しかし、海洋酸素同位体ステージ(Martinson *et al.*, 1987)やBond Cycle (Bond *et al.*, 1993)と氷河前進期の対応が検討されていること(米倉ほか, 2001など)を除くと、日本列島の氷期の氷河の時空間変動がどのような要因によって規定されているのか、十分に検討されているとは言い難い。

氷河地形の分布を規定した要因を明らかにすることは重要な課題である。なぜならば、氷河地形の分布、特にその平衡線高度の分布は古気候・古環境復元の指標とされているからである。氷河地形から平衡線高度を復元し、その高度を空間的に補間し、傾向面を抽出することで、氷河地形形成時の気温・降水量、さらにモンスーン環境や日本海の高気圧などの検討が行われてきた(Ono, 1984; 柳町, 1987など)。

ここで、離散的に分布する空間データを補間して傾向面分析を行うためには、「地域に分布する地理的事象の属性データを元に作成されたサーフェースは連続的である」という仮説が満たされている必要がある(張, 2001)ことに注意しなければならない。氷河地形に基づく古気候復元では、平衡線高度が同一の条件によって規定されている場合、すなわち個々の氷河の特性が同一であるとみなせる場合のみに傾向面分析が有効となる。

Aoki (2000)は、中央アルプスに分布する最終氷期後半に形成された氷河地形について、その平衡線高度の規定要因について検討し、個々の氷河地形から復元される地形学的平衡線高度(ELA<sub>g</sub> :

geomorphological equilibrium line altitude)が、流域最高点高度(H<sub>s</sub>: height of summit)と高い正の相関を持ち、さらにELA<sub>g</sub>がH<sub>s</sub>から一定の高度幅(250 m以内)に成立していることを示した。これは、個々の氷河のELA<sub>g</sub>が地形の条件に強く規定されていることを示し、地形によってコントロールされる局地気象条件、おそらく山頂効果による雪の移流などが氷河の形成・維持に大きな役割を果たしていることを示唆する。このことは、複数の氷河のELA<sub>g</sub>から算出した傾向面に基づいて広域の気候条件を検討したOno (1984), Ono and Naruse (1997)や長谷川(1995)とは異なった観点から、個々の氷河が持つ特性を検討する必要があることを示している。

そこで本研究では、氷河が密に分布し、編年がかなり明らかにされている北アルプスについて、Aoki (2000)と同様に氷河地形から復元された氷河のELA<sub>g</sub>を算出し、流域の最高点高度との関係を検討した。そしてその結果を中央アルプスの成果とあわせ、日本アルプスに分布した氷河の特性を検討、類型化することを試みた。さらに、その特性や類型が現成の氷河においても確認できる事実であるのかどうかを検証し、その一般性について確認した。

## II. 調査対象地域および方法

本研究では、Aoki (2000)で扱った中央アルプスの13カ所の氷河地形に加え、北アルプスの42カ所の氷河地形を計測対象とした(表1)。北アルプスでは、五百沢(1979), Ito and Vorndran (1983), 長谷川(1995, 1996)らの研究によって、氷河地形の分布と編年が明らかにされてきた。しかし、研究者による認定基準の違いにより、氷河地形の分布範囲が異なっている。特に、発達が不十分であったり、開析が進んでいる氷河地形ではその差が顕著である。最も典型的な氷河地形である槍沢、横尾谷についても五百沢(1979)ではそれぞれ3.94 km<sup>2</sup>, 5.31 km<sup>2</sup>と判読されているが、長谷川(1995)ではそれぞれ5.54 km<sup>2</sup>, 7.76 km<sup>2</sup>と五百沢と比して1.4~1.5倍の開きがある。そこで本研究では、明瞭で平底なカール底と急峻な

表 1 計測対象  
Table 1 Glacial inventory

	substade2			substade4				
	glacier name	ELA <sub>g</sub>	H <sub>s</sub> (m)	H <sub>s</sub> -ELA <sub>g</sub>	glacier name	ELA <sub>g</sub>	H <sub>s</sub> (m)	H <sub>s</sub> -ELA <sub>g</sub>
Mt. Tsurugi-Mt. Tateyama	Chojirodan	2640	2998	358	Chojirodan	2720	2998	278
	Tsurugisawa	2570	2998	428	Heizodan	2680	2813	133
					Takezodan	2560	2800	240
					Tsurugisawa	2660	2880	220
	Betsuzanzawa	2550	2880	330	-	-	-	-
	Masagozawa North	2560	2880	320	-	-	-	-
	Masagozawa	2640	2840	200	Masagozawa	2690	2840	150
	Kuranosuke	2780	2999	219	Kuranosuke	2850	2999	149
	Gozendani North	2660	2970	310	-	-	-	-
	Gozendani	2630	3015	385	Gozenzawa	2860	3015	155
					Ryuo	2790	2872	82
	Oyamatan	2490	2992	502	Onidake North	2650	2870	220
					Onidake South	2550	2750	200
					Shishidake	2600	2714	114
	Murodo	2600	3015	415	Joudo	2740	2840	100
				Yamazaki	2820	3015	195	
Mt. Yakushi	Kinsakudani	2780	2926	146	Kinsakudani	2830	2926	96
	Yakushi Chuo	2760	2926	166	Yakushi Chuo	2750	2900	150
	Nanryo	2720	2855	140	Nanryo	2740	2855	115
Mt. Suisho	Suisho-FG	2650	2820	135	-	-	-	-
	Suisho-E	2690	2904	214	Suisho-E	2800	2904	104
					Suisho-D	2770	2977	207
	Suisho-B, C, D	2710	2986	276	Suisho-C	2820	2977	157
					Suisho-B	2810	2920	110
	Noguchigoro	2660	2862	202	Noguchigoro	2670	2904	234
	Masagodake	2770	2880	110	Masagodake	2780	2880	100
Mt. Momisawa-Mt. Kurobegoro	Umazawa	2480	2780	300	-	-	-	-
	Umazawa East	2430	2760	330	Umazawa East	2570	2760	190
	Kurobegoro	2520	2840	320	Kurobegoro	2690	2840	150
	Sugoroku NE	2740	2860	120	Sugoroku NE	2780	2840	60
	Momisawadake	2560	2755	195	-	-	-	-
	Io-Nokkoshi	2590	2640	50	-	-	-	-

ELA<sub>g</sub>: 地形学的平衡線高度; H<sub>s</sub>: 流域最高点高度

ELA<sub>g</sub>: geomorphological equilibrium line altitude, H<sub>s</sub>: height of summit

カール壁とを持つ典型的なカール地形と、その下流に連続する氷食谷のうち、氷河の分布範囲の特定が比較的容易な最終氷期後半に形成された新期氷河地形のみに対象を限定した。分析対象とする範囲は白馬連峰から槍・穂高連峰に至る北アルプスのほぼ全域で、中央アルプスの分析範囲と合わせて緯度 1.1 度 (約 110 km) の範囲である。

氷河前進期の認定と年代の特定は以下の手順で行った。まず、分析対象とした氷河地形に関する先行研究を参考に、空中写真判読と現地調査により氷河前進期の区分を行った。その結果、多くの調査地点で非常に開析の進んだ古い氷河地形の内側に、比較的明瞭な 2 列ないし 3 列のモレーンが

認められた。これは最終氷期前半の亜氷期に 1 回、後半の亜氷期に 3 回の氷河前進を認定した小崎ほか (1974), Ito and Vorndran (1983), 長谷川 (1995, 1996) らの氷河変動史観と整合的である。さらに、一部の氷河地形ではベリリウム 10 (<sup>10</sup>Be) を用いた宇宙線露出年代測定を行っている (Aoki and Imamura, 1999; 青木, 2000)。

この 4 回の氷河前進期を長谷川 (1996), Aoki and Hasegawa (submitted) に準じ、古い氷河前進期から substade 1 ~ substade 4<sup>1)</sup> とした。substade 2 ~ substade 4 が最終氷期後半の亜氷期 (younger stade) に該当し、そのうち最も氷河が拡大していた substade 2 および、氷河が最も縮

とした氷河地形.  
of Northern Japanese Alps.

	substade 2			substade 4				
	glacier name	ELA <sub>g</sub>	H <sub>s</sub> (m)	H <sub>s</sub> -ELA <sub>g</sub>	glacier name	ELA <sub>g</sub>	H <sub>s</sub> (m)	H <sub>s</sub> -ELA <sub>g</sub>
Mt. Shirouma	Yukikuradake North	2020	2320	300	Yukikuradake North	2080	2320	240
	Yukikuradake	2230	2560	330	-	-	-	-
	Sangokuzakai	2640	2700	60	-	-	-	-
	Nagaike	2480	2820	340	Nagaike	2630	2820	190
	Asahidake	2700	2932	232	Asahidake	2660	2760	100
	Shakushizawa	2740	2903	163	Shakushizawa	2680	2903	223
	Shiratakesawa	2390	2541	151	-	-	-	-
	Harinoki	2530	2820	290	Harinoki	2650	2820	170
	Senjozawa	2270	3180	910	Senjo Nokkoshi	2680	2800	120
					Yarigatake North	2880	3180	300
Tenjozawa	2380	3180	800	Kitakama-One East	2760	3010	250	
				Yarigatake Northeast	2710	3180	470	
Yarisawa	2580	3180	600	Yarisawa	2900	3180	280	
				Oobami	2940	3101	161	
				Tenguppara	2750	2986	236	
Yokoo-One North	2550	2729	179	-	-	-	-	
Mt. Yari-Mt. Hotaka	Yokoodani	2550	3190	640	Yokoo-Migimata	2700	3032	332
					Yokoo-Hidarimata	2730	3000	270
					Okretto	2750	2841	91
					Kitaho-Ike	2650	3100	450
					Kitaho	2970	3106	136
					Karasawa	2860	3190	330
	Hidasawa	2450	3101	651	Hidasawa	2900	3101	201
					Oobamisawa	2990	3101	111
					Nakazawa	2990	3084	94
	Minamizawa	2750	3084	334	Nakadake	2980	3084	104
Minamidake					2770	2910	140	
Mt. Kasa	Shakushidaira	2560	2800	240	Shakushidaira	2670	2800	130
	Banryudaira	2640	2770	130	Banryudaira	2630	2770	140
	Kasagatake North	2550	2830	280	Kasagatake North	2530	2660	130

小した時期であり氷河地形がきわめて明瞭な substade 4 を分析対象とした。これらの氷河前進期の年代は substade 2 が始良 Tn 火山灰降下 (24kaBP) 直前の最終氷期極相期 (長谷川, 1992) に、substade 4 が晩氷期の 11-10 ka に相当する (Aoki and Imamura, 1999 による <sup>10</sup>Be 年代)。

次に、復元された氷河地形の分布に基づき、涵養域比 (Accumulation Area Ratio; AAR) 法によって ELA<sub>g</sub> の認定を行った。それぞれの substade に形成されたターミナルモレーンと、それに連続する氷食壁の分布から復元されるそれぞれの substade の氷河の平面形に対し、1/25,000 地形図を拡大した作業図上で、青木 (1999), Aoki (2000) に基づき AAR = 0.6 を適用した。さらに、1/25,000 地形図から対象とする氷河の涵養域を取り囲む稜線の最高点高度 (H<sub>s</sub>) を認定した。三角

点、標高点が存在している場合はその高度、存在しない場合は最も高い等高線の値を用いている。計測対象としたそれぞれの氷河地形について、substade ごとに ELA<sub>g</sub> と H<sub>s</sub> を算出し、データベースとして整理した (表 1)。

### III. 平衡線高度と流域最高点高度の関係

図 1-a に各氷河の ELA<sub>g</sub> と H<sub>s</sub> の関係を示す。回帰式と相関係数は表 2 に示す。図中の太線は ELA<sub>g</sub> = H<sub>s</sub> を示し、個々の氷河の値はこの線の右下に位置する。北アルプスの氷河も Aoki (2000) で明らかにされた中央アルプスと同様に ELA<sub>g</sub> が H<sub>s</sub> と正の相関を持つことが確認された。これは、多くの氷河の ELA<sub>g</sub> が H<sub>s</sub> から一定の高度幅、北アルプスの場合は約 350 m の高度幅で成立しているためである (中央アルプスの場合は約 250 m :

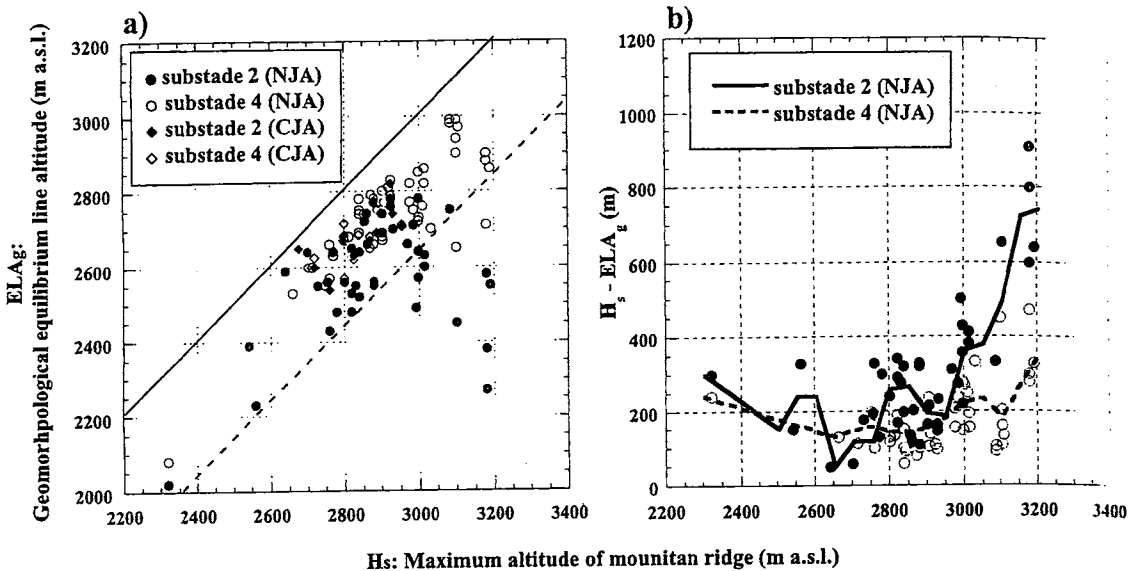


図 1 北アルプス、中央アルプスにおける流域最高点高度 ( $H_s$ ) と地形的平衡線高度 ( $ELA_g$ ) の関係。  
 a)  $H_s$  と  $ELA_g$ ; b)  $H_s$  と  $H_s - ELA_g$ . NJA は北アルプス, CJA は中央アルプスを示す。  
 b) 中の線は 100 m ごとの移動平均を示す. b) の y 軸のスケールは 2 倍.

Fig. 1 Relationships between maximum altitude of the mountain ridge ( $H_s$ ) and geomorphological equilibrium line altitude ( $ELA_g$ ).  
 a)  $H_s$  vs.  $ELA_g$ ; b)  $H_s$  vs.  $H_s - ELA_g$ . NJA : Northern Japanese Alps ; CJA : Central Japanese Alps.  
 Solid and broken lines in b) indicate the 100 m running mean. Scale of y-axis in b) is  $\times 2$ .

Aoki, 2000)。

その相関係数は、北アルプス・中央アルプスとも晩氷期の substage 4 で高く、極相期の substage 2, 特に北アルプスでは低くなっている。これは、 $H_s$  が約 3000 m より高い領域に 350 m の高度幅から逸脱する一群の氷河が存在しているためである。このことは、日本アルプスの氷期の氷河には異なる特性を持つ氷河群が存在していて、 $ELA_g$  と  $H_s$  を指標に類型化できる可能性を示している。

二つの氷河群の具体例として、槍・穂高連峰の氷河復元図を示す(図 2)。substage 2 では薄塗りで示した  $H_s - ELA_g > 350$  m となる氷河が各谷頭部に発達し、風衝斜面となる山脈の西斜面も含めて雪氷域が連続的に発達する。それに対し、substage 4 では山頂を共有する隣り合った谷頭部に氷河が分布しない場合が見られるなど、氷河の分布が不連続となり、 $H_s - ELA_g > 350$  m となる氷

表 2  $H_s$  と  $ELA_g$  の回帰分析の結果。

Table 2 Statistical results of relationship between  $H_s$  and  $ELA_g$

Mts.	substage	$a$	$R^2$
CJA	2	0.749	0.450
	4	0.696	0.838
NJA	2	0.331	0.375
	4	0.788	0.839

$a$  値は一次回帰式  $ELA_g = a \times H_s + b$  の傾き,  $R^2$  は決定係数.

$a$  : Slope in equation " $ELA_g = a \times H_s + b$ "

$R^2$  : decision coefficient.

河は標高が高い山頂の周辺のみで成立している。これに対し、稜線の標高が低い部分では周囲から隔離し点的に分布する氷河も復元でき、このような氷河ではすべて  $H_s - ELA_g < 350$  m となっている。

次に、 $H_s$ と $ELA_g$ の差、すなわち涵養域の高度幅に着目し、 $H_s$ との関係図を作成した(図1-b)。

低標高の領域では $H_s$ の変化に関わらず涵養域の高度幅が350 m以内(平均200 m前後)で一定している氷河群が認められる。この氷河群には中央アルプスの氷河と北アルプスのうち稜線の高度が低い氷河が該当している。また、substage 2からsubstage 4の時期にかけて氷河が縮小したにも関わらず、この氷河群ではステージ間の高度分布の傾向に明瞭な違いは認められない。これらの氷河群は、平衡線高度が稜線高度から一定幅にしか成立せず、分布が点的になる。このことから、地形条件の制約を強く受けた局地気象、たとえば山頂効果による雪の移流などによって維持・涵養されているため、涵養域高度幅が稜線から一定幅以上に拡大することができず、稜線高度が高くなるにつれて平衡線高度も高くなっている一群であると考えられる。

一方、北アルプスの高標高の領域には、substage 2で2900 m、substage 4で3100 m付近を境に、 $H_s$ の増加に伴って涵養域高度幅が一次関数的に拡大する氷河群が認められる。これは図1-aにおいて $H_s$ と $ELA_g$ の相関を低下させている $H_s > 3000$  mとなる氷河群に相当する。また、閾値となる高度はsubstage 4がsubstage 2よりも高く、substage 4ではより高標高領域まで局地気象によって維持された氷河群が分布していたことを示している。

#### IV. 現成氷河での検証

日本アルプスで認められた二類型の特性をより深く検討するためには、現成の氷河において同様の現象が認められるかどうかを確認し、認められるならば、現成氷河の立地条件から過去の氷河の立地特性を類推することが可能となる。

World Glacier Monitoring Service (WGMS)によって、世界各地の氷河に関する様々な特性値がデータセット“World Glacier Inventory”として整備され、インターネットを通じて公開されている(Hoelzle and Haeberli, 1999)。しかし、このデータセットには $ELA_g$ 、 $H_s$ と同一の項目は含

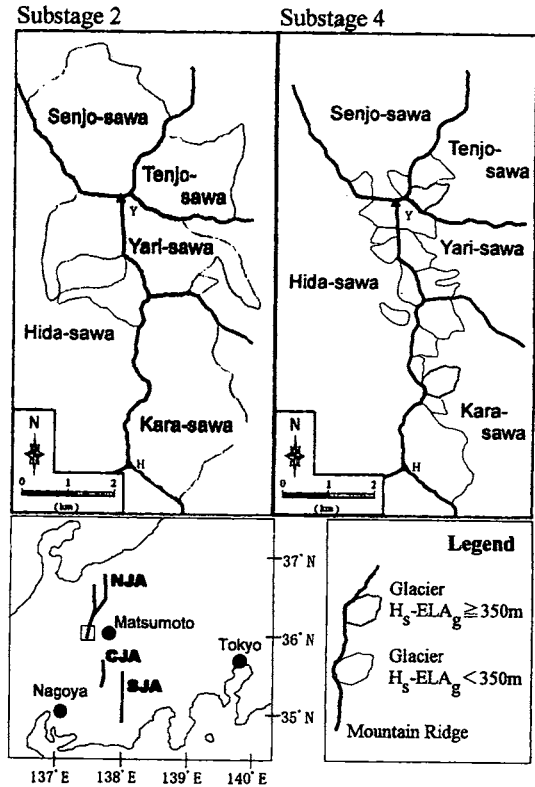


図2 槍・穂高連峰の氷河分布。  
左下図内の四角枠は槍・穂高連峰の位置を示す。

Fig. 2 Reconstructed glaciers in the Yari-Hotaka range.  
An open square in the lower left figure indicates the location of the Yari-Hotaka range.

まれていないため、“Snowline Elevation (SE)”と“Highest Elevation (HE)”を指標として用いた<sup>2)</sup>。分析対象としたのは、アルタイ山脈、コーカサス山脈および日本列島と近く現成氷河が分布するカムチャッカ半島である。なお、2002年4月にダウンロードしたデータを用いた。

図3-aに山域ごとのHEとSEとの関係を示す。カムチャッカ半島の氷河(図3a-1)では、低HE領域( $HE < 1800 \sim 1900$  m)でHEに対するSEの追従性がきわめて高いのに対し、高HE領域で追従性が低下している。アルタイ山脈(図3a-2)でも低HE領域( $HE < 2800 \sim 2900$  m)で

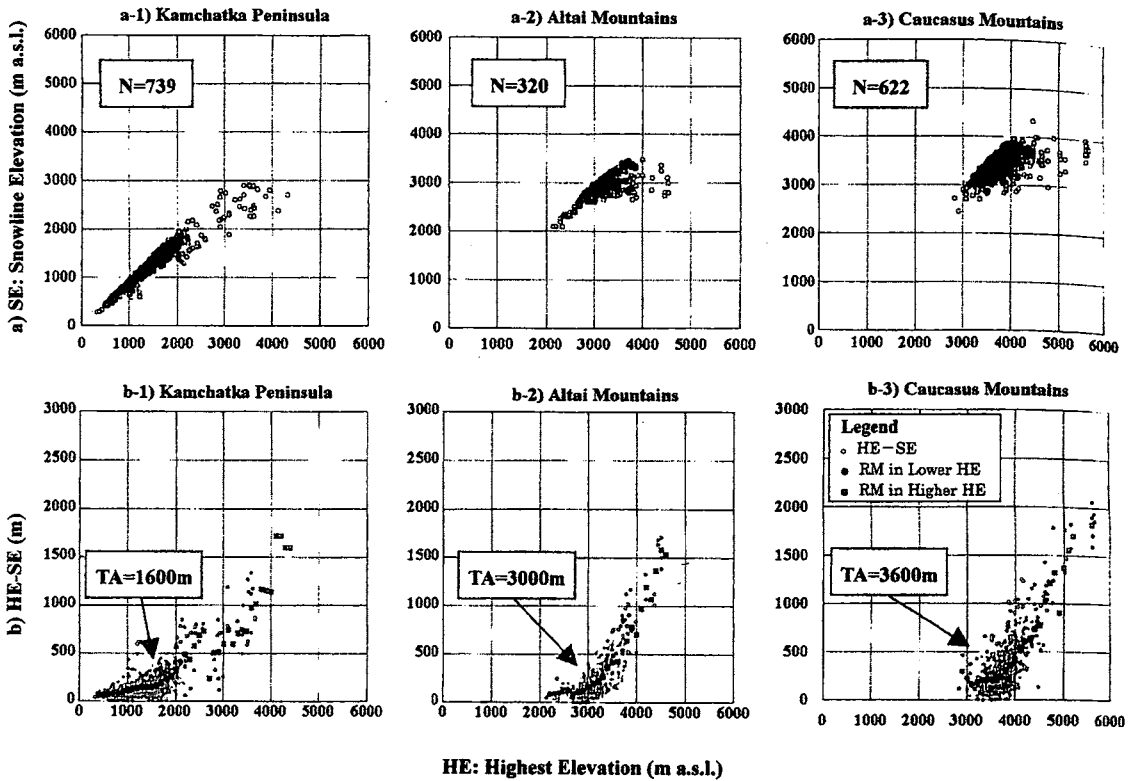


図 3 各山地における最高高度 (HE) と雪線高度 (SE) の関係。

- a) HE と SE の関係, b) y 軸を涵養域の高度幅 (HE-SE) としたもの. N: 解析対象とした氷河数; TA: 高 HE 領域と低 HE 領域の境界高度.  
 b) では 100 m 移動平均の値を算出し, 一次回帰直線からの残差の和が最小になるように高 HE 領域と低 HE 領域に区分した.

Fig. 3 Relationships between Highest Elevation (HE) and Snowline Elevation (SE).

a) HE vs. SE, b) altitudinal width of accumulation area (HE-SE) vs. HE. N: number of glaciers; TA: threshold altitude between the higher HE groupe and the lower HE groupe.

in b), 100 m running-mean value were calculated. These values were classified in the Higher HE group and the lower HE group so that a total of the residuals from the regression lines is the smallest.

の追従性が高い一方, 高 HE 領域ではばらつきが大きくなり, SE = 2600 m ~ 2700 m 付近が下限高度となる「定高性」を示す氷河群が認められる。コーカサス山脈 (図 3a-3) では高 HE 領域 (HE > 3100 ~ 3200 m) でのばらつきが大きく, 特に HE > 4000 m では 3500 m < SE < 4000 m 付近で SE の「定高性」が明瞭に認められる。

これら 3 山脈における HE-SE 関係は, 氷期の日本アルプスの氷河で認められた  $H_s$ - $ELA_g$  関係と同様の傾向を示している。すなわち, 稜線高度

( $H_s$ , HE) が低い地域では平衡線高度 ( $ELA_g$ , SE) も低く, 稜線高度が高くなるに伴って平衡線高度も上昇する。一方, 稜線高度が一定高度を超えると稜線高度と平衡線高度の相関が低くなり, 平衡線高度に「定高性」が現れる。

アンデス山脈の現成氷河について山頂高度 ( $H_s$  と同義) と雪線高度 (SE と同義) の関係を検討した柳町 (1992) は, 山頂高度によって雪線高度が規定される群と, 稜線高度と無相関で雪線高度が一定高度に収斂する群とが見られることを示し,



表 3 各山地における最高点高度 (HE) と涵養域高度幅 (HE-SE) の回帰分析の結果.

Table 3 Relationships between Highest Elevation (HE) and altitudinal width of accumulation area.

	Kamchatka (TA = 1600 m)		Altai (TA = 3000 m)		Caucasus (TA = 3600 m)	
	a	R <sup>2</sup>	a	R <sup>2</sup>	a	R <sup>2</sup>
all	0.26	0.61	0.55	0.61	0.67	0.61
Lower HE	0.01	0.96	0.06	0.44	-0.06	0.16
Higher HE	0.51	0.83	0.96	0.95	0.91	0.94

TA は低 HE 領域と高 HE 領域の境界高度.

a は一回帰式 (HE-SE) = a × HE + b の傾き, R<sup>2</sup> は決定係数.

all は各山地の全氷河が対象. Lower HE と Higher HE は 100 m 移動平均値の低 HE 領域, 高 HE 領域を対象としている.

TA: threshold altitude between the "Lower HE group" and "Higher HE group".

a: slope in equation "(HE-SE) = a × HE + b"; R<sup>2</sup>: decision coefficient. "all" include all glaciers in each mountain area. "Lower HE" and "Higher HE" include glaciers belonging to the "Lower HE group" and "Higher HE group", respectively.

後者の群の雪線高度が最暖月平均気温 (3.3 ± 1.0 °C) によって規定されていることを示した。一方, 柳町 (1991), Yanagimachi and Ohmori (1991) は現在の日本アルプスの高山帯上限高度 (= 広域的平衡線高度) が最暖月平均気温 (4 ~ 5 °C) によって規定されていることを高層気象観測資料に基づいて示している。

アンデス山脈の氷河に関しては WGMS のデータセットに SE のデータがほとんど掲載されていないため比較することはできない。しかし, 氷河が二類型に区分され, その一方の平衡線高度が稜線高度と無関係に「定高性」を持つという関係は本研究による解析結果と整合する。このことから, カムチャッカ半島などの 3 山地で示された高 HE 領域の氷河群の SE は, 当該山地における広域的平衡線高度を示していると考えられる。

日本アルプスの氷期の氷河における ELA<sub>g</sub> と H<sub>s</sub> の関係 (図 1-a) では, 高 H<sub>s</sub> 領域において ELA<sub>g</sub> の明瞭な定高性は認められないが, H<sub>s</sub> に対する追従性は低下する。また, 涵養域の高度幅を示す H<sub>s</sub> と ELA<sub>g</sub> の比高に着目した図 1-b では, 図 1-a 上における ELA<sub>g</sub> のばらつきと対応して移動平均値

に屈曲点が認められた。そこで, 図 3-b にカムチャッカ半島, コーカサス山脈, アルタイ山脈の氷河について, 涵養域の高度幅 (HE-SE) と HE の関係を示した。100 m 移動平均値をあわせて示し, 一回帰式からの標準誤差の和が最小になるように低 HE 領域と高 HE 領域とに区分し, 境界高度 (TA) を算出した (表 3)<sup>3)</sup>。

その結果, TA は各山地とも日本アルプスと同様に移動平均値の明瞭な屈曲点として認められ, 図 3-a において HE に対する SE の追従性が低下し, 定高性が現れ始める高度と一致する。また, アルタイ山脈, コーカサス山脈で高 HE 領域における回帰直線の傾き (a 値) が 1.0 に近いことは, HE の上昇分がそのまま涵養域高度幅の増加分に相当していることを意味し, これらの山脈では高 HE 領域において SE が「定高性」を持っていることを反映している。

日本アルプスの氷期の氷河では, 高 H<sub>s</sub> 領域に属する氷河数が少ないため統計的に有意な回帰はできない。しかし, 図 1b と図 3b における分布パターンの類似性から, 日本アルプスの高標高領域に分布していた氷河は ELA<sub>g</sub> が「定高性」を示す

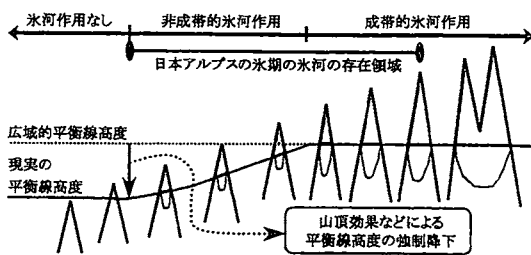


図 4 氷河作用の類型化と日本アルプスの氷期の氷河の存在領域。

Fig. 4 Diagram showing the classification of the glaciation.

氷河群に属していると判断される。

#### V. 氷河の類型化と日本アルプスの氷河の特性

ここまでの議論によって、日本アルプスの氷期の氷河には、平衡線高度と稜線高度の関係から相対的に低標高の領域と高標高の領域のそれぞれに分布する氷河群の二類型が存在することを示した。さらに、その類型が現成の氷河においても広く認められることを確認した。この類型は以下のようにまとめられる (図 4)。

- ・平衡線高度が稜線高度に追従する氷河群  
—「非成帯的氷河作用」—

この類型に属する氷河は雪氷域が狭く、稜線の高度と平衡線高度が高い相関を持つ。すなわち“涵養域高度幅が稜線高度によらず一定となる”という特性を持つ。カムチャッカ半島、コーカサス山脈、アルタイ山脈の現成氷河および日本アルプスの氷期の氷河で低標高領域に認められる。日本アルプスで復元された氷河分布は、垂直的には非成帯的、水平的には点在的となる。

この類型に属する氷河は、平衡線高度の上昇分が稜線高度の上昇分にはほぼ相当することから、山頂効果などの稜線高度に強く規定される局所気象が主たる維持機構を支配していると考えられる。日本アルプスでは冬季季節風によって風背側斜面へ移流した雪などによって効果的に涵養されることが必要で、平衡線高度は強制的に低下させられ、非成帯的な分布となる。また、稜線高度と平衡線

高度の高度差、すなわち氷河の涵養域の高度幅は山域によって異なる。この高度幅は降雪量や涵養期の風向・風速などによって変化すると考えられ、その規定要因についてはさらに検討を要する課題である。

- ・平衡線高度が稜線高度と独立な氷河群  
—「成帯的氷河作用」—

この類型に属する氷河では、平衡線高度が稜線高度に追従せず、“涵養域高度幅が稜線高度の増加に一次に比例して増加する”という特性を持つ。カムチャッカ半島、コーカサス山脈、アルタイ山脈の現成氷河および日本アルプスの氷期の氷河で、高標高領域に認められる。

この類型に属する氷河は、稜線高度が高くなり広域的平衡線高度を超えると涵養域が十分に発達した氷河となる。高い標高を保った稜線が連続するかどうかなど、場の条件次第では水平分布は不連続となるが本質的に成帯的な分布である。稜線高度が連続的に広域的平衡線高度を超える場合、substade 2 における槍-穂高連峰のように雪氷域が連続的に発達する。平衡線高度に対する局地気象の影響は弱く、平衡線高度が気候条件によって強く規定されている氷河群であると考えられる。

氷河の発達が良好であった最終氷期極相期 (substade 2) には、稜線標高が 2900 m を大きく超える山域が広く分布している北アルプスにおいて「成帯的氷河作用」に属する氷河が広汎に認められた。これに対し、中央アルプスでは稜線標高が低いため、地形的制約を強く受けた「非成帯的氷河作用」のみが認められた。気温が上昇した晩氷期 (substade 4) では北アルプスにおいても「非成帯的氷河作用」と「成帯的氷河作用」の閾値が  $H_s = 3100$  m に上昇したため、槍-穂高連峰や剣-立山連峰の一部を除き、日本アルプスのほぼ全域が「非成帯的氷河作用」に移行した。このことから日本アルプスの氷期の氷河は、「成帯的氷河作用」と「非成帯的氷河作用」の時空間的な境界領域に成立した氷河であると位置づけることができる。

## VI. まとめ

氷河の平衡線高度と涵養域を取り囲む稜線の高度の関係から、氷河作用を高標高領域に成立する「成帯的氷河作用」と低標高領域に成立する「非成帯的氷河作用」とに類型化した。この類型は日本列島付近の現成氷河と日本アルプスの氷期の氷河の両方で認められ、中緯度山岳氷河において普遍的な類型である可能性がある。前者は気温との強い関係が示唆され、氷河地形に基づいた古気候復元にあたって重要な資料となりうる。それに対し後者は地形に制約された局所気象の条件下で成立しているため、広域的な古気候復元に用いる際には注意を要する。一方、日本アルプスの氷河が衰退に伴って「成帯的氷河作用」から「非成帯的氷河作用」に変化し、現在は消失していることから、この類型は氷河の発達過程として把握することも可能であり、「非成帯的氷河作用」について検討を進めることは、多年性雪渓から氷河への遷移過程を明らかにする上でも重要な課題となろう。今後は現成氷河について分析を進め、気候要素、地形要素と平衡線高度やその変動の規定要因との関連について検討することを通じ、本研究で指摘した氷河の類型とその特性が成り立つ条件を検証することが必要である。

## 謝辞

明治大学文学部の長谷川裕彦氏、東京大学大学院理学系研究科地理学専攻（当時）、北海道大学低温科学研究所氷河氷床研究グループの諸氏には示唆に富むコメントを頂いた。記して感謝します。本研究の一部には日本学術振興会科学研究費補助金（特別研究員奨励費）を使用した。本論文は著者の学位論文の一部であり、日本地理学会 2002 年度春季学術大会において発表した。

## 注

- 1) 長谷川 (1996) の笠ヶ岳 I 期～IV 期に対応する。
- 2) Highest Elevation (HE) は氷河の最高点であるが、流域の地形情報が得られないためこの値を用いている。また、Snowline Elevation (SE) の算出には複数の手法が用いられているが、解析の際にその違いを考慮していない。
- 3) カムチャッカ半島の氷河では、HE = 2700 m で HE-SE の値に断絶が生じるため、TA は HE = 2600 m 以

下の値を用いて算出した。

## 文 献

- 青木賢人 (1994): モレーン構成礫の風化皮膜の厚さから推定した中央アルプス北部における氷河前進期。地理学評論, **67A**, 601-618.
- 青木賢人 (1999): 現成氷河の質量収支データから基づく涵養域比 (AAR) 法の検証。地理学評論, **72A**, 763-772.
- 青木賢人 (2000):  $^{10}\text{Be}$  露出年代法を用いた氷成堆積物の数値年代測定 — 木曾山脈北部, 千疊敷カール・濃ヶ池カールの事例 —。第四紀研究, **39**, 189-198.
- Aoki, T. (2000): Late Quaternary equilibrium altitude in the Kiso Mountain Range, Central Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **73B**, 105-118.
- Aoki, T. and Hasegawa, H. (submitted): Late Quaternary glaciations in the Japanese Alps: Controlled by sea level changes, monsoon oscillations and topography. *Z. Geomorph. Suppl.*
- Aoki, T. and Imamura, M. (1999): Glacial advances during the Younger Dryas stage in the Japanese Alps — Based on the in-situ produced cosmogenic radionuclides (CRNs) dating method —. *Proceedings of International Conference on Climatic Change and Variability — Past, Present and Future* —, p.71.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G. (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, 143-147.
- 長谷川裕彦 (1992): 北アルプス南西部, 打込谷の氷河地形と氷河前進期。地理学評論, **65A**, 320-338.
- 長谷川裕彦 (1995): 北アルプス南部における第四紀後期の氷河・周氷河環境の変遷。明治大学大学院文学研究科博士学位請求論文 (未刊行)。
- 長谷川裕彦 (1996): 北アルプス南西部, 笠ヶ岳周辺の氷河・周氷河地形発達史。地理学評論, **69A**, 75-101.
- Hoelzle, M. and Haeberli, W. (1999): *World Glacier Inventory*. World Glacier Monitoring Service and National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Boulder, CO. Digital Media. [http://nsidc.org/data/glacier\\_inventory/](http://nsidc.org/data/glacier_inventory/)
- 今村学郎 (1940): 日本アルプスと氷期の氷河。岩波書店。
- 五百沢智也 (1979): 鳥瞰図譜 = 日本アルプス。講談社。
- Ito, M. and Vorndran, G. (1983): Glacial geomorphology and snow-lines of younger Quaternary around the Yari-Hotaka Mountain Range, Northern Alps, Central Japan. *Polarforschung*, **53**, 75-89.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000): 日高山脈エサオマントツタベツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年。地学雑誌, **109**, 37-55.
- 小崎 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二期・岩田修二・岡沢修一 (1974): 白馬岳の地形学的研究。駿台

- 史学, 35, 01-086.
- Kobayashi, K. (1958): Quaternary glaciation of the Japan Alps. *J. Fac. Liberal Arts and Science, Shinshu Univ.*, 8, Part II, 13-67.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. Jr. and Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high resolution 0 to 300,000-years chronostratigraphy. *Quatern. Res.*, 27, 1-29.
- Ono, Y. (1984): Last Glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan. *Geogr. Rev. Japan*, 57B, 87-100.
- 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.
- Ono, Y. and Naruse, T. (1997): Snowline elevation and eolian dust flux in the Japanese islands during isotope stages 2 and 4. *Quatern. Intern.*, 37, 45-54.
- 山崎直方 (1902): 氷河果たして本邦に存在せざりしか. 地質学雑誌, 9, 361-369; 390-398.
- 柳町 治 (1987): 氷河・周氷河地形から見た中部日本における最終氷期の気候. 第四紀研究, 25, 295-303.
- 柳町 治 (1991): 日本における現在の雪線について. 法政大学教養部紀要, 76, 1-15.
- 柳町 治 (1992): 中南米における雪線の温度条件. 信州短期大学研究紀要, 4, 15-24.
- Yanagimachi, O. and Ohmori, H. (1991): Ecological status of *Pinus pumila* scrub and the lower boundary of the Japanese alpine zone. *Arct. Alp. Res.*, 23, 424-435.
- 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編 (2001): 日本の地形 1 総説. 東京大学出版会.
- 張 長平 (2001): 地理情報システムを用いた空間データ分析. 古今書院.

(2002年4月23日受付, 2002年6月17日受理)