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

柳 町 治*

周氷河作用の発現域は、極相帯としての周氷河帯とこれに接する推移帯とに区分できる。本稿では、現在の日本における周氷河帯およびその直下の推移帯と永久凍土帯との位置関係、さらに周氷河作用と永久凍土帯との因果関係について検討した。周氷河帯は日本付近で永久凍土帯と斜交する。その原因は、周氷河帯下限が最暖月平均気温の等温線で示されるのに対し、永久凍土帯下限は年平均気温の等温線で示され、しかも両等温線の南北勾配が相互に著しく異なっているためである。このような斜交関係の存在によって、周氷河帯および推移帯はともにいくつかのタイプに分類される。周氷河作用のうち、構造土など、小規模な地形や現象の発現に関与する程度の微弱な周氷河作用は永久凍土とは本来無関係である。一方、周氷河性平滑斜面のような大規模な地形を形成しうる強力な周氷河作用は、本来永久凍土の存在を前提に発現すると考えられる。

I はじめに

森林限界の上方に出現する周氷河帯は、凍結破碎、ソリフラクション、ニベーションなどに代表される一連の周氷河作用が連続的かつ広域的に発現し、しかもこれが主要な地形形成作用として卓越している高度帯（地形形成帯）を意味する。周氷河作用それ自体は周氷河帯の上方および下方でも発現しているが、その場合、一般に発現域は個別的になり、相互の連続性は絶たれる。周氷河帯の周氷河作用が成帯的 zonal な周氷河作用と呼ばれるのに対して、こうした周氷河作用は非成帯的 extrazonal な周氷河作用とみなされる。

周氷河性平滑斜面は、成帯的な周氷河作用が発現している周氷河帯に特徴的な単位地形である（柳町・小泉, 1988）。この点に注目し、筆者は、化石周氷河性平滑斜面によって最終氷期極相期の日本における周氷河帯ならびに非成帯的な周氷河作用の発現域双方の所在を検討してきた（柳町, 1987, 1990b）。しかし、現成の周氷河性平滑斜面によって特徴づけられる現在の周氷河帯と、現在非成帯的な周氷河作用が発現している高度領域についてはなお検討が十分ではなかった。

ところで近年、周氷河帯で永久凍土の存在が確認されるようになってきた。すなわち、中緯度地域の高山を中心に周氷河帯と永久凍土帯との高度領域的な位置関係が検討され、“現在の周氷河帯には、永久凍土がほとんどみられないものもあれば、ほぼ連続永久凍土のみによって占められるものがある”ことが判明しつつある。しかし、この問題を取り上げた研究はこれまでのところヨーロッパアルプス、スカンジナビア山脈、ロッキー山脈などに限られており（たとえば、Höllermann, 1980; King, 1983; Lehmkuhl, 1989）、永久凍土との関連で周氷河帯にさまざまなタイプのものが存在しうる原因をはじめ、非成帯的な周氷河作用の発現域と永久凍土帯との位置関係、さらには周氷河作用の強度と永久凍土との関係、といった問題は未解決のまま残されている。

一方、日本においては、現在の周氷河作用の発現域に関する高度資料があり（たとえば、小嶋, 1977）、また最近、大陸地域の周氷河帯に近似させうる高山帯の高度領域をはじめ、高標高域に分布する永久凍土の下限高度などが明らかにされた（柳町, 1990a, 1991; Yanagimachi and Ohmori, 1991）。このため、日本では単に周氷河帯および非成帯的な周氷河作用の発現域の所在に限らず、これらと永久凍土帯

*法政大学第一教養部（非常勤講師）

第1図 中・高緯度高山における周氷河帯のモデル
 PZ: 周氷河帯 UPSZ: 上部周氷河帯 LPSZ: 下部周氷河帯
 A1: 広義の高山帯 A2: 狭義の高山帯 LBP: 構造土限界
 LBS: ソリフラクション限界 PS: 周氷河性平滑斜面
 EP: 周氷河帯以外での周氷河作用 EG: 周氷河帯での氷河作用
 (モデルは Furrer und Dorigo (1972), Lauer (1982), Höllermann (1985) に基づく)。

Fig. 1 Schematic model of the periglacial zone for mid- and high-latitude mountains

PZ: Periglacial zone UPSZ: Upper periglacial zone
 LPSZ: Lower periglacial zone A1: Alpine zone in broad sense
 A2: Alpine zone in narrow sense LBP: Lower boundary of patterned ground
 LBS: Lower boundary of solifluction PS: Periglacial denudation-smooth slope
 EP: Periglacial process in glacial and forest zones (extra-zonal periglacial process)
 EG: Glacial process in periglacial zone (extra-zonal glacial process)

(The model is based on Furrer und Dorigo (1972), Lauer (1982) and Höllermann (1985)).

との位置関係を、日本島スケールで具体的に検討することが可能になった。そこで本稿では、従来の成果を基礎資料として、まず現在の日本における周氷河帯と非成帯的な周氷河作用の発現域および永久凍土帯それぞれの高度領域を求め、それらの妥当性を確認する。その結果に基づいて、永久凍土との関連から、現在の日本には、どのような周氷河帯ならば

に非成帯的な周氷河作用の発現域が存在しているのかを検討し、さらに周氷河作用の強度と永久凍土との関係についても検討してみた。

II 周氷河帯とその推移帯、ならびに周氷河性平滑斜面の形成領域の概要

周氷河帯は亜氷雪帯、あるいは、この高度領域で卓越する成帯的なソリフラクションにちなんで、ソリフラクション帯とも呼ばれる。一般に、周氷河帯 (PZ: 第1図) の上限は雪線によって、また下限は森林限界の上方に位置するソリフラクション限界 (LBS: 第1図) によって定義され、上、下限間の比高は1,000 m 前後の値を示すことが多い。水平的にみた場合、この高度帯は亜極帯 (Büdel, 1977) あるいはツンドラ帯 (Karte, 1979) に対比される。

ソリフラクションの性格に基づいて、周氷河帯はさらに上部周氷河帯と下部周氷河帯とに区別されることがある。その場合、自由ソリフラクションの顕著な領域を上部周氷河帯 (UPSZ: 第1図) と呼ぶが、ここでは景観的に凍結破砕礫が卓越することから、凍結破砕礫帯と表現されることもある。これに対して拘束ソリフラクションが顕著な領域は下部周氷河帯 (LPSZ: 第1図) と呼ばれる。周氷河帯におけるこのような上部、下部帯の境界は構造土限界 (LBP: 第1図) によって設定されるが、密な高山草原あるいは高山マツの上限とおおむね一致する。したがって、垂直植生帯との関係についてみると、周氷河帯は“広義”の高山帯 (A1: 第1図) に包含される。一方、中部ヨーロッパでの植生帯分類法 (Ellenberg, 1978) に従えば、上部周氷河帯は亜氷雪帯に、下部周氷河帯は高山帯のほぼ中・上部にそれぞれ対応することになる (A2: 第1図)。

現成の周氷河性平滑斜面は、強力なソリフラクションやニベーシオンなどに起因する周氷河削剝作用 (地域によっては流水による面的削剝作用がこれに加わる) によって広域的に形成されつつある削剝・

裁断面 (PS: 第1図) であり、周氷河帯を特徴づけるマクロからメソスケールの単位地形である (たとえば, Höllermann, 1977; Hagedorn, 1980; Lehmkuhl, 1989). ところで、上記のように2つの領域に区分される周氷河帯においては、周氷河削剝作用が最も顕著な領域は上部帯であり、ここが周氷河性平滑斜面の主形成域となる。一方、下部周氷河帯、すなわち“狭義”の高山帯 (A2: 第1図) に包括される領域は各地域の高山に常に存在するとは限らない (Höllermann und Poser, 1977; Höllermann, 1980, 1985). この場合、その山岳で認められる周氷河帯のほぼ全域が周氷河性平滑斜面の形成域となるだけでなく、成帯的な存在としてのこの斜面の下限は周氷河帯の下限と一致することが多い (第1図) (たとえば, Heine, 1977; Abele, 1982; Lauer, 1982). 周氷河性平滑斜面が周氷河帯の標徴地形 (Hagedorn, 1980) たる由縁である。このことから、周氷河帯は周氷河性平滑斜面帯 (Höllermann und Poser, 1977) とも表現される。

一方、面積的に限られた非成帯的な周氷河作用は周氷河帯の上方の氷雪帯、また下方の森林帯でも発現する (EP: 第1図)。このような周氷河作用は周氷河帯の上方および下方とも、それぞれ数百m程度の高度領域で比較的顕著であることから、主たる作用にちなんで、その発現域は“ソリフラクション断続域”と呼ばれてきた。しかしながら、近年ではソリフラクション断続域以外の高度領域で発現している周氷河作用についても知見が増えつつある。すなわち周氷河性平滑斜面の形成に関与しう程度の周氷河削剝作用は、周氷河帯の約 500~750 m 上方まで発現することがあり、また周氷河帯の下方でも、その下限から少なくとも 500 m 程度までの高度領域にわたって発現している例がある (第1図) (たとえば, Spreitzer, 1960; Klaer, 1962, 1969; Thompson, 1990). さらに、表層物質にソーティングを引き起こし、各種の構造土を形成しう程度

の周氷河作用は、周氷河帯から少なくとも 1,000 m 程度下方の高度領域でも発現していることが知られている (たとえば, Höllermann, 1972; Marker, 1990).

非成帯的な周氷河作用の発現域では、条件 (たとえば、植生破壊あるいは氷河のわずかな後退など) によっては周氷河作用が新たに発現することが少なくない (たとえば, Höllermann, 1972; 小泉, 1973; 大森, 1974). この点に注目すると、こうした領域は“潜在的周氷河作用の顕在化地域” (大森, 1974) と表現でき、一方、周氷河帯は、大局的には周氷河作用の“極相帯” (Kuhle, 1978) である。そえゆえ、本稿では非成帯的な周氷河作用の発現域を周氷河作用の“推移帯”とみなし、周氷河帯上方のものと、下方のものとを区別する必要がある場合には、それぞれ“上位”推移帯、“下位”推移帯と呼ぶ。小泉 (1973) が指摘した“凍結融解作用と植生の競合帯”は下位推移帯と同等な概念と考えられる。

III 現在の日本における周氷河帯、下位推移帯 および永久凍土帯の所在

1. 周氷河帯

現在の日本における、周氷河性平滑斜面を標徴地形としうる周氷河帯の所在については、これまででもたびたび論じられてきたが、とくに周氷河帯下限の定義は必ずしも明確ではなかった (小泉, 1973; 柳町, 1987). このため、周氷河帯の高度領域に関する問題は未解決のまま残されていたが、最近、筆者らは、日本における広義の高山帯の高度領域を示す新たなモデルを提案した (Yanagimachi and Ohmori, 1991). このモデルでは、周氷河帯の上限であり、かつ高山帯の上限でもある雪線は、大森・柳町 (1988, 1989, 1990) の処理法に従って作成した重回帰式を用い、それによって算出した。重回帰式は、任意地点 (北半球) の緯度 (La : °N),

第2図 日本における現在の周氷河帯、その推移帯、および永久凍土帯の高度領域

UPZ: 雪線 (柳町, 1991) LPZ: ソリフラクション限界 LFZ: ブナ林帯下限 (大森・柳町, 1988; Yanagimachi and Ohmori, 1991) LCZ: 連続永久凍土帯下限 LDZ: 断続永久凍土帯下限

1. 周氷河性平滑斜面 2. 削剥を引き起こしうる強力な周氷河作用 (田淵, 1980; 澤口, 1987; 檜垣, 1990) 3. 表層物質の攪拌・移動を引き起こしうる微弱な周氷河作用 (小嶋, 1977) 4. 削剥を引き起こしうる強力な周氷河作用 (小嶋, 1977) 5. 点的 (化石的) 永久凍土 (鈴木ほか, 1987; 清水ほか, 1988)

Fig. 2 Altitudinal periglacial, transitional, and permafrost zones in Japan

UPZ: Snowline (Yanagimachi, 1991) LPZ: Lower boundary of solifluction LFZ: Lower boundary of *Fagus crenata* forest zone (Ohmori and Yanagimachi, 1988; Yanagimachi and Ohmori, 1991) LCZ: Lower boundary of continuous permafrost zone LDZ: Lower boundary of discontinuous permafrost zone

1. Periglacial denudation-smooth slope 2. Strong periglacial process that causes cryogenic denudation (Tabuchi, 1980; Sawaguchi, 1987; Higaki, 1990) 3. Weak periglacial process that causes superficial displacement (Koaze, 1977) 4. Strong periglacial process that causes cryogenic denudation (Koaze, 1977) 5. Sporadic (fossil) permafrost (Suzuki et al., 1987; Shimizu et al., 1988)

経度 (Lo : °E) および年降水量 (Pa : mm/yr) がわかれば、その地点付近での雪線高度 (Hs : m) が推定できる、という簡便な式である。その上、雪線高度に関する従来の経験的事実、すなわち雪線は一般に緯度が高くなるにつれて低くなり、また乾燥地域では高くなる、などといったことも説明でき、さらに重相関係数は 0.9645、標準誤差は 300 m 前後と、式の推定精度 (回帰は $\alpha=0.005$ で有意) は高い。この式は次のように表わされる。

$$Hs = -116.2740 \times La - 0.5871 \times Pa + 2.0726 \times Lo + 9163.1200 \quad (1)$$

第2図中の UPZ は式 (1) から求めた雪線であり、後述の他の境界線と同様に回帰直線で示してあるが、この線は少なくとも日本以北の極東地域、た

例えばチェルスキー Chersky およびベルフォヤンスク Verkhoyansk の各山脈における現在の雪線高度を説明する (柳町, 1991)。そこで UPZ を、現在の日本における周氷河帯の上限として採用した。北海道大雪山系と日本アルプスでの雪線高度は、それぞれ 3,400 m, 4,000 m 前後となることから、これらの山岳に現在氷河がみられないのは不自然ではないことになる。

一方、北海道、東北、中部などの山岳において、周氷河砂礫地あるいは強風砂礫地などと呼ばれる砂礫地、岩屑斜面などが稜線部に断続的に出現し、ここでは現在も周氷河作用が発現していることは良く知られている (たとえば、小嶋, 1977)。しかしながら、こうした砂礫地が成帯的な存在としての周氷

第1表 気温を推定するための重回帰式の特徴

Table 1 Characteristics of stepwise multiple regression equation for the estimation of mean air temperatures

Month	Sample number	Partial regression coefficients				Constant	(R)	Adjusted (R)	Se (°C)
		Altitude	Latitude	Longitude	Inland index				
Jan.	30	-0.00629	-1.41247	0.19720	0.01652 0.00947	26.3319	0.9908	0.9897	0.80
Feb.	30	-0.00634	-1.31369	0.14871		29.4948	0.9882	0.9869	0.90
Mar.	30	-0.00624	-1.11280			46.1721	0.9899	0.9892	0.83
Apr.	30	-0.00611	-0.98078			47.6299	0.9893	0.9885	0.81
May	31	-0.00599	-0.89457			48.3235	0.9881	0.9868	0.80
Jun.	31	-0.00551	-0.65670			44.0777	0.9875	0.9861	0.72
Jul.	37	-0.00501	-0.49948			42.1077	0.9855	0.9846	0.75
Aug.	37	-0.00515	-0.39341			39.2700	0.9871	0.9863	0.71
Sept.	33	-0.00532	-0.86049	0.13329		34.2543	0.9899	0.9889	0.66
Oct.	31	-0.00551	-1.00302	0.20667		23.7898	0.9914	0.9905	0.63
Nov.	30	-0.00605	-1.34352	0.23924		26.7292	0.9922	0.9913	0.69
Dec.	30	-0.00634	-1.58511	0.38232		9.7557	0.9749	0.9720	1.32
Winter	30	-0.00633	-1.36694	0.17712		27.4847	0.9914	0.9904	0.77
Summer	38	-0.00503	-0.44944			40.7437	0.9902	0.9896	0.63
Annual	30	-0.00582	-1.00462	0.12215		33.0961	0.9938	0.9931	0.56

(大森・柳町 (1988, 1989, 1990) を簡略化).

(simplified from Ohmori and Yanagimachi (1988, 1989, 1990)).

第2表 等温線高度を推定するための重回帰式の特徴

Table 2 Characteristics of stepwise multiple regression equation for the estimation of the altitude of specific isotherms

Month	Sample number	Partial regression coefficients				Constant	(R)	Adjusted (R)	Se (M)
		Temperature	Latitude	Longitude	Inland index				
Jan.	30	-153.6330	-223.4690	35.7616	2.5639 1.9717	3579.7600	0.9864	0.9848	125.46
Feb.	30	-151.3050	-206.7780	29.2694		3885.9800	0.9831	0.9812	139.48
Mar.	30	-155.6370	-173.7460			7248.9300	0.9852	0.9841	130.61
Apr.	30	-158.8030	-156.2970			7625.9500	0.9854	0.9843	129.83
May	31	-159.0990	-163.1840	20.3988		5725.7500	0.9860	0.9838	125.56
Jun.	31	-175.6770	-117.0570			7838.5700	0.9853	0.9836	128.87
Jul.	37	-193.2050	-96.8412			8200.6100	0.9839	0.9829	148.01
Aug.	37	-185.6300	-97.2459	23.3689		5042.1300	0.9875	0.9863	130.72
Sept.	33	-182.5700	-161.7950	28.6997		5871.0600	0.9874	0.9860	122.30
Oct.	31	-176.9300	-181.4240	40.2270		3889.8500	0.9887	0.9875	112.68
Nov.	30	-160.8120	-221.2420	42.8577		3924.8200	0.9891	0.9878	112.42
Dec.	30	-144.5870	-245.4050	68.9831		242.8640	0.9655	0.9615	198.62
Winter	30	-153.2940	-215.5030	32.1872		3784.2500	0.9875	0.9860	120.32
Summer	38	-194.5700	-87.7366			7973.5500	0.9894	0.9888	122.97
Annual	30	-168.4220	-172.9560	23.7470		5303.6000	0.9921	0.9912	95.56

(柳町 (1990a) および Yanagimachi and Ohmori (1991) を簡略化).

(simplified from Yanagimachi (1990a) and Yanagimachi and Ohmori (1991)).

河性平滑斜面の一部をなすものであるのか否か、あるいは、そこでの周氷河作用がたとえば周氷河帯の下限をなすソリフラクション限界を指示するのか否か、などといったことを判断するための基準は明確ではない。そこで本稿では、周氷河帯の下限が Yanagimachi and Ohmori (1991) による高山帯の下限、すなわち中部日本では、標高 2,800 m 以上の山岳でみられるハイマツ帯の上限にほぼ匹敵する線 (LPZ : 第 2 図) で代用できるのか否かを温度条件に基づいて吟味してみる。

第 2 図の LPZ は直接的にはハイマツの高度分布資料の統計解析をとおして求められた、高山帯の下限を示す境界線である。日本の山岳地域における各種の平均気温を高精度で推定しうる大森・柳町 (1990) の重回帰式 (第 1 表) によって検討すると、高山帯の下限は最暖月平均気温に強く規定されており、しかもその値 ($10.2 \pm 0.6^{\circ}\text{C}$: 8 月) は、世界の各地域における高山帯の下限、さらに北極地域のツンドラ帯の南限などで明らかにされている値ときわめてよく一致する。そこで、等温線の高度を高精度で求める重回帰式 (柳町, 1990a : 第 2 表) を用いることによって、高山帯の下限を最暖月 10°C の等温線で表現した (Yanagimachi and Ohmori, 1991)。ところで、LPZ は本来高山帯の下限であって、周氷河帯の下限ではないが、日本と同様に中緯度湿潤気候下にある山岳においては、周氷河帯下限～高山帯下限間の比高 (第 1 図) はわずか 50～250 m 程度にすぎない (たとえば, Furrer und Dorigo, 1972; Höllermann, 1980; Lehmkuhl, 1989)。この値は大局的には無視しうる程度のものであることから、周氷河帯下限と高山帯下限は温度領域的にはおおむね一致するとみてよい。Höllermann (1985) は北半球の中・高緯度地域における周氷河帯下限での温度条件を明らかにしたが、それによると、この下限は最暖月 (7 月) 平均気温で表わすことができ、しかもその値は $9.8 \pm 0.89^{\circ}\text{C}$ である。最暖月は日

本と大陸地域では異なるものの、大陸地域の周氷河帯下限と日本の高山帯下限がともに最暖月の平均気温によって表現でき、そのうえ両者の平均気温の値がほぼ同値であることは、LPZ が温度領域的には中・高緯度地域のソリフラクション限界に十分対応するものであることを意味しよう。さらに周氷河帯に対応する既述の垂極帯あるいはツンドラ帯は、日本北方の極東地域 (約 $127^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$) では、ともに 70°N 付近を南限とするが (Büdel, 1977; Karte, 1979), この南限は LPZ の延長線上付近に位置している。

以上のように、LPZ は前記の UPZ と同様、現実性を十分に兼ね備えた境界線である。こうしたことから本稿では、現在の日本における周氷河帯の上限、下限をそれぞれ UPZ, LPZ によって表現する。この場合、周氷河帯の上限～下限間の比高は 1,000 m 前後となり、この値は中・高緯度地域の周氷河帯および既述の周氷河性平滑斜面で求められている値とよく一致する。すなわち、本稿で求めた周氷河帯は、成帯的な周氷河性平滑斜面によって特徴づけられる周氷河帯といえよう。

LPZ の標高は中部日本では 2,800～3,000 m、また北海道では 2,250～2,500 m 程度である。したがって、LPZ を超える山岳は中部日本では日本アルプスの一部と富士山のみであり、一方、北海道の場合、大雪山系の最高峰旭岳 (2,290 m) の山頂部のみがこの境界線を超えるにすぎない。これらの山岳では現在も周氷河作用が発現しているが、上記の気温の標準偏差の大きさからみると、成帯的な周氷河作用、すなわち“周氷河帯”の周氷河作用が発現している可能性が強い山岳は中部日本に限られ、しかもその高度領域は南部の富士山では少なくとも標高 3,100 m 以上、また北アルプス北部では標高 2,900 m 以上であると推察される。このような標高以上の高度領域に存在する砂礫地および岩屑斜面に関する限り、単なる山頂現象の所産とは考え難い。とく

に富士山の場合、森林限界（約 2,500~2,600 m）以高に広がる平滑かつ長大な岩屑斜面はこれまで単に火山噴出物の堆積面とされてきたが、少なくとも標高約 3,100 m 以高のものは、メキシコの火山で見られるものと同様（Heine, 1977）、成帯的な周氷河性平滑斜面そのものとみなして差し支えないであろう（第 2 図）。また北アルプス北部の白馬岳（2,933 m）付近に広がる砂礫地、岩屑斜面（Iwata, 1983）などは成帯的な周氷河性平滑斜面の最下部に相当するものと考えられる。

2. 周氷河作用の下位推移帯

最終氷期極相期の日本では高標高域に限らず低標高域でも周氷河作用が発現したことが知られている（たとえば、小口, 1986）。こうした周氷河作用を評価するためにも、現環境下において周氷河作用が発現している高度領域の全体的な構造、すなわち単に周氷河帯に限らず、推移帯の高度領域をも明らかにしておくことが不可欠となる。現在の日本には周氷河帯上限を超える山岳は存在しない（第 2 図）ことから、ここでは下位推移帯の所在を議論する。

小嶋（1977）は現在の周氷河作用を、おもに強度の観点から、（a）凍土現象（構造土など）を発現させる程度のものと、（b）岩塊地形（岩塊流など）の形成に関与しう程度のもの、さらに（c）斜面形（非対称山稜など）の形成に関与しう程度のものとに分類した。しかし、日本アルプスなどの場合、非対称山稜が認められる高度領域では、岩塊流 block stream に代表される岩塊地形が存在することが少なくない。こうしたことから、本稿では周氷河作用を 2 区分、すなわち（a）と、（b+c）とに区分した。その場合、前者は主として表層物質の攪拌・移動に関与する周氷河作用であるのに対して、後者はより強力な岩屑の生産・移動（粗大なブロックの再移動を含む）、さらには斜面の平滑化にも関与しう程度の周氷河作用といい換えることが

できよう。そこで、小嶋（1977）の資料から緯度 1°N ごとにそれぞれの最下限高度を読み取り、それらを第 2 図にプロットした。また同図には、霧ヶ峰（田淵, 1980）、飯豊山地（檜垣, 1990）、北上山地（澤口, 1987）などで明らかにされている（b+c）タイプの周氷河作用の発現高度も示してある。

第 2 図に示した周氷河作用は、そのいずれもが周氷河帯の下方で発現している。そこで、これらの周氷河作用によって下位推移帯の高度領域を求めよう。おもに表層物質の攪拌・移動に関与する程度の周氷河作用は、周氷河帯下限の約 2,400 m 下方でも発現しているが、九州、東北北部、北海道中部などの場合、その高度は、ブナ林帯下限（大森・柳町, 1988; Yanagimachi and Ohmori, 1991）を示す夏季平均気温 21.1°C の等温線（LFZ：第 2 図）付近にある。したがって、下位推移帯の下限は大局的には、周氷河帯下限とほぼ平行関係にあるブナ林帯下限の等温線で近似させられる。下位推移帯を、このようにソリフラクション限界とブナ林帯下限とによって定義すると、この高度領域の上限、下限間の比高は 2,000 m 前後と、周氷河帯のその約 2 倍に達する。下限の標高は、九州・四国では 900~1,100 m、中部日本では 600~800 m、また北海道中部では 0 m である。したがって、北海道の場合、そのほぼ全域が下位推移帯に含まれていることになる（第 2 図）。

一方、岩屑の生産・移動、粗大な岩塊の再移動、斜面の平滑化などに関与しう周氷河作用は、いずれの地域のものも、下位推移帯下限の上方で発現している。このことは、下位推移帯が周氷河作用の強度によってさらに細分される可能性のあることを示唆している。その境界については現在のところ判断がつかかねるが、いずれにしても霧ヶ峰と北上山地の例は、多少なりとも強力な周氷河作用が条件（とくに植生条件）によっては周氷河帯下限よりさらに 1,500 m 程度下方の高度領域でも発現しうること

を意味している（第2図）。これに対して富士山では、斜面の平滑化に関与する周氷河作用が、他の中緯度地域の場合と同様、周氷河帯下限から500～600 m程度下方まで連続的に発現していることになる（第2図）。これは、富士山の場合、ソリフラクション限界～森林限界間の比高が500～600 mであり、しかもこの高度領域が植生に乏しい、との条件に起因するものと考えられる

3. 永久凍土帯

永久凍土は、活動層などを媒介として周氷河作用の強度に大きな影響を及ぼす（たとえば、Gorbunov, 1978; Thompson, 1990）。このような永久凍土、とりわけ連続永久凍土と断続永久凍土については、山岳地域のものであるとないにかかわりなく、ともに年平均気温と密接に関係しており、それぞれの広がりや年平均気温の値によっておおむね近似できる（たとえば、Ives, 1974; Washburn, 1979; Péwé, 1983）。こうしたことから周氷河帯における連続永久凍土と断続永久凍土については、それぞれの広がりや下限における年平均気温の値とが、地域ごとに明らかにされつつある。しかしながら、永久凍土下限の場合、周氷河帯下限のように、気温は平均値と標準偏差によって示されるには至っていない。また日本において、ある程度の広がりをもった永久凍土が確認されているのは、現在のところ、富士山と大雪山系に限られている（たとえば、樋口ほか, 1974; 福田・木下, 1974; 高橋・曾根, 1988）。これらのことから、本稿では、日本における連続永久凍土と断続永久凍土の分布を、これまでに明らかにされている年平均気温の代表値に基づいて検討する。

筆者は先に、富士山および大雪山系に存在する永久凍土の高度資料と既述の重回帰式の偏回帰係数（第1表、第2表）とに基づいて得た、年平均気温 -2°C の等温線を日本の高標高域における永久凍土の分布下限線として採用した（柳町, 1990a）。この

年平均気温 -2°C という値は、中・高緯度の山岳地域における断続永久凍土帯下限で指摘されている値、すなわち $-1.5\sim-2^{\circ}\text{C}$ （たとえば、Höllermann, 1985; King, 1986; Lehmkuhl, 1989）とよく一致する。そこで年平均気温 -2°C の等温線を日本における断続永久凍土帯の下限をなす境界線として用いる（LDZ：第2図）。LDZの標高は北海道では1,200～1,700 mであり、したがって大雪山系をはじめ、利尻島、日高山脈、羊蹄火山群、天塩山地、夕張山地、増毛山地などの高標高域がLDZを超えることになる。とくに大雪山系旭岳では、山頂～LDZ間の比高が800 m以上に達する。これに対して、東北地方の山岳では鳥海山（2,236 m）がわずかにLDZを超えるにすぎない。中部日本の場合、LDZの標高は2,500～2,800 mであることから、このLDZを超えるのは富士山、日本アルプス、八ヶ岳連峰、白山連峰などに限られることになる。

一方、山岳地域の連続永久凍土帯下限についてみると、年平均気温はおおむね $-6\sim-8.5^{\circ}\text{C}$ であり（たとえば、King, 1986; Haeberli and Penz, 1985; Tatenhove and Dikau, 1990）、日本でも富士山および大雪山では、連続永久凍土が少なくとも山頂付近には存在する（樋口ほか, 1974; 小野, 1990）。富士山山頂における年平均気温の実測値、また第1表の偏回帰係数に基づく大雪山系最高峰旭岳山頂での年平均気温の推定値はともに -6.6°C 以上であることから、本稿では、高温側の値、すなわち年平均気温 -6°C の等温線によって、日本における連続永久凍土帯と断続永久凍土帯との境界を代表させる（LCZ：第2図）。第2図から明らかなように、LCZを超えるのは富士山と大雪山系に限られる。これら両山岳におけるLCZの標高はそれぞれ3,500 m, 2,150 m程度であることから、これまでに指摘されている連続永久凍土の分布はこのLCZによって十分説明できる。

連続永久凍土帯の下限をLCZによって、また断

続永久凍土帯の下限を LDZ によってそれぞれ代表させると、両者間の比高は 700 m 前後となる。この値は大陸地域の高山で求められている連続永久凍土帯下限～断続永久凍土帯下限間の比高の値（たとえば、King, 1986）と調和的である。ここではさらに、極地方の永久凍土帯と、LCZ および LDZ との関係をも検討してみる。

北極圏およびその周辺の低標高域における連続永久凍土帯南限の年平均気温は $-6 \sim -8.5^{\circ}\text{C}$ （たとえば、Ives, 1974; Washburn, 1979; Barsch, 1984）であり、一方、断続永久凍土帯南限の年平均気温は $-4 \sim 0^{\circ}\text{C}$ （たとえば、Ives, 1974; Washburn, 1979; Péwé, 1983）である。それゆえ、温度領域的には高緯度地域の連続永久凍土帯南限は上記の山岳地域の連続永久凍土帯下限に対応し、また高緯度地域の断続永久凍土帯南限は山岳地域の断続永久凍土帯下限に対応しているとみなして差し支えない。

日本以北の極東地域（約 $127 \sim 145^{\circ}\text{E}$ ）において、連続永久凍土帯および断続永久凍土帯の南限はともに多少屈曲しているものの、前者および後者の平均的な位置はそれぞれ 60°N 、 50°N 前後である（たとえば、Gorbunov, 1978; Washburn, 1979; Péwé, 1983）。ここで LCZ と LDZ を北方に延長すると、LCZ は連続永久凍土帯南限に、また LDZ は断続永久凍土帯南限にそれぞれ一致する。したがって、少なくともこのような平均的な位置に関する限り、連続永久凍土帯および断続永久凍土帯の南限は LCZ および LDZ によって説明できる。以上のことから、LCZ で示される連続永久凍土帯下限、また LDZ で示される断続永久凍土帯下限はともに、周氷河帯上限、下限と同様、十分に現実を説明する境界線であると考える。

一方、北海道（東大雪地域）では断続永久凍土帯下限のさらに 600～1,300 m 下方で（清水ほか, 1988; 鈴木ほか, 1987）、また中部地方（富士山北麓）では 1,800 m 下方でそれぞれ永久凍土が確認

されている（第 2 図）。これらは点的（あるいは化石的）な永久凍土とみられ、年平均気温 $6 \sim 8^{\circ}\text{C}$ の等温線が永久凍土の境界線として妥当と思われるが、このタイプの永久凍土においては、温度的には平衡状態にないことが明らかにされている場合がある（たとえば、Woodcock, 1974）。断続永久凍土帯下限のはるか下方に存在する永久凍土と年平均気温との対応関係の問題は今後の検討課題である。

IV 周氷河帯および下位推移帯と永久凍土帯との関係

現在の日本における、周氷河性平滑斜面の主形成域としての周氷河帯は UPZ～LPZ 間の高度領域であり、その直下を占める LPZ～LFZ 間の高度領域が周氷河作用の下位推移帯に相当する。一方、連続永久凍土帯下限および断続永久凍土帯下限はそれぞれ LCZ, LDZ によって示される（第 2 図）。以下では、日本の周氷河帯および下位推移帯が永久凍土帯と高度領域的にどのような位置関係にあるのかを検討し、同時に周氷河作用の強度と永久凍土との関係についても検討してみた。

1. 周氷河帯と永久凍土帯

既述のように近年では、“周氷河帯には永久凍土がほとんどみられないものから、ほぼ全面的に連続永久凍土によって占められるものまである”ことが判明しつつある。日本の場合、永久凍土との関連においてどのようなタイプの周氷河帯が存在するのであろうか。

今回求めた周氷河帯に、さらに連続永久凍土帯下限および断続永久凍土帯下限を重ね合わせると、周氷河帯は永久凍土帯と明らかに斜交関係にあって、しかも前者の南北勾配（約 $-70 \text{ m}/^{\circ}\text{N}$ ）は後者のそれ（約 $-160 \text{ m}/^{\circ}\text{N}$ ）を大きく下回る（第 2 図）。このような斜交現象は、“周氷河帯の上限が夏季（7 月、8 月）平均気温の等温線によって、また下

限は最暖月平均気温の等温線でそれぞれ表現される（柳町，1991；Yanagimachi and Ohmori，1991）のに対して，永久凍土帯下限の場合には年平均気温の等温線で表現される”ことから明らかなように，境界を規定する平均気温の種類が周氷河帯と永久凍土帯とでは異なり，しかも最暖月および夏季の平均気温の等温線の南北勾配が年平均気温の等温線のそれと現在著しく異なっている（柳町，1991）ことに起因するものである．日本以北の極東地域では永久凍土帯にタイガが成立していることは周知の事実であるが，これは，周氷河帯と永久凍土帯とにおけるこうした斜交関係の存在によって合理的に説明される．さらに従来より指摘されてきた事実，すなわち永久凍土は高緯度地域では森林帯下でも広がっているのに対して，低緯度の熱帯高山では山頂付近（雪線付近）に限られる（たとえば，Gorbunov，1978）ということは，周氷河帯が永久凍土帯と斜交していることの証左であり，またそれだからこそ現実には周氷河帯にはさまざまなタイプのものが存在していると考えられる．少なくともスカンジナビア山脈（King，1983，1986）およびロッキー山脈（Höllermann，1980）では，このような斜交関係が具体的な資料によってすでに明らかにされており，ヨーロッパアルプス（Kerschner，1983）でも，この関係の存在が示唆されている．

ここで日本の周氷河帯についてみると，永久凍土帯と明確に斜交していることによって，これは少なくとも次の主要な2タイプ（A，Bタイプ）のものに分類できる．すなわち，連続永久凍土のみによって占められる周氷河帯（Aタイプ）と，連続永久凍土および断続永久凍土をともに含む周氷河帯（Bタイプ）であり，両者の境界は42°N付近にある．中部日本における標高2,900～3,100 m以上の高山の主稜部は現在，Bタイプの周氷河帯に属しており，その高度領域でみられる周氷河作用は基本的には断続永久凍土の存在のもとで発現していることになる．

ただし富士山の山頂部付近，とくに標高約3,500 m以上の周氷河作用は連続永久凍土の存在を背景に発現している周氷河作用とみなすことができよう．

2. 下位推移帯と永久凍土帯

上記のように，周氷河帯は永久凍土との関連でいくつかのタイプに分類されるが，この点は下位推移帯（LPZ～LFZ間の高度領域：第2図）も同様である．下位推移帯の場合には3タイプのものに分類される．その1つは，約33°N以南の四国・九州における下位推移帯である．この地域における下位推移帯の特徴は，永久凍土とは基本的に無関係であるという点にある（第2図）．これに対して，33°N以北の下位推移帯の場合，その上部は永久凍土帯によって占められるが，永久凍土が断続永久凍土のみか否かによってさらに2分される．すなわち，33～42°Nの本州の下位推移帯では断続永久凍土のみが出現するのに対して，42°N以北の北海道のものは，断続永久凍土とともに連続永久凍土も出現しうる（第2図）．

中部日本南部の富士山における下位推移帯の上限高度は標高約3,100 mであり，断続永久凍土帯下限の高度は標高2,800 mである（第2図）．この標高2,800～3,100 mの高度領域には断続永久凍土が存在している（樋口ほか，1974）ことからみて，中部日本南部では標高2,800～3,100 mの高度領域，また中部日本北部では標高2,500～2,900 mの高度領域における周氷河作用は，断続永久凍土とのかかわりの中で発現しているものと考えられる．一方，42°N以北の北海道の下位推移帯においては，上記のように最上部には連続永久凍土が存在するが，実際に連続永久凍土帯の下限を超える山岳は最高峰の旭岳（2,290 m）をはじめ，周辺の約2,150 m以上の山岳に限られる（第2図）．小野（1990）に従えば，これらの山岳の山頂部付近でみられる周氷河作用は連続永久凍土の存在を背景に発現していること

になる。さらに、北海道中南部では標高約 1,650 m 以高、また北部では標高 1,200 m 以高でみられる周氷河作用は、中部日本のものと同様、断続永久凍土帯の周氷河作用とみなすことができよう。

3. 周氷河作用と永久凍土との関係

周氷河帯および推移帯はともに永久凍土との関係からいくつかのタイプのものに分類されるが、既述の 2 タイプの周氷河作用それ自体は永久凍土とどのような関係にあるのであろうか。

まず“単に表層物質の攪拌・移動に関与しう程度の周氷河作用”についてみると、これは九州の場合、断続永久凍土帯下限の下方 1,500~2,400 m まで発現している。このことからみて、少なくともこのタイプの周氷河作用は永久凍土とは本来無関係に発現しうものと考えられる。

これに対して、“岩屑の生産・移動ひいては斜面の平滑化を引き起こしうる、より強力な周氷河作用”についてみると、霧ヶ峰および北上山地のように断続永久凍土帯下限の約 1,000 m 下方で発現している例もある。しかしながら、このタイプの周氷河作用の発現高度は上記のタイプものに比べ全体的に高い。しかも霧ヶ峰と北上山地の 2 例を除くと、中部日本以北の本州（計 4 例：第 2 図）では、断続永久凍土帯下限～周氷河作用発現高度間の比高はわずかに 100~500 m にすぎない。北海道では、このタイプの周氷河作用の発現域は 3 例とも断続永久凍土帯に限られる。これらのことは、岩屑の生産・移動ひいては斜面の平滑化を引き起こしうるような周氷河作用は、本来、少なくとも断続永久凍土の存在を前提に発現するものであることを意味しよう。

V ま と め

本稿では、周氷河作用が発現する高度領域を、周氷河性平滑斜面が発達しうる極相帯としての周氷河帯とそれに接する推移帯とに区分し、まずそれぞれ

の所在、また同時に連続永久凍土帯ならびに断続永久凍土帯双方の所在をも明らかにした。次に、それらに基づいて、現在の日本における周氷河帯および推移帯と永久凍土帯との位置関係、さらに周氷河作用の強度と永久凍土との関係について検討した。結果は以下のようにまとめられる。

(1) 周氷河帯は、雪線～ソリフラクション限界間の高度帯と定義されるが、最近提案された現在の日本における高山帯のモデルは、規模、温度条件などの点で、中・高緯度の山岳地域で指摘されている周氷河帯に一致する。しかも、日本以北の極東地域における雪線をはじめ、周氷河帯に対応する亜極帯、ツンドラ帯の所在などは、いずれもこの高山帯モデルによって説明される。それゆえ、現在の日本における周氷河帯はこの高山帯モデルで十分代用できる。

(2) 非成帯的な周氷河作用が発現する推移帯は、現在の日本に雪線を超える領域が存在しないため、周氷河帯の直下にのみ存在する。その下限は雪線およびソリフラクション限界とほぼ平行関係にあるブナ林帯下限、すなわち夏季平均気温 21.1°C の等温線で近似できる。ソリフラクション限界とブナ林帯下限とによって示される推移帯の高度領域は約 2,000 m と、周氷河帯のその 2 倍前後に達する。

(3) 現在の日本における連続永久凍土帯および断続永久凍土帯の下限は、それぞれ年平均気温 -6°C 、 -2°C の等温線で示される。両等温線間の比高は約 700 m と、他地域（たとえば、スカンジナビア山脈など）で求められている値とよく一致する。さらに日本の北方地域における連続永久凍土帯および断続永久凍土帯の南限の位置も、それぞれ年平均気温 -6°C 、 -2°C の等温線によって説明される。それゆえ、これらの等温線で示される永久凍土帯のモデルも、周氷河帯モデルと同様、妥当なものである。

(4) 上記の周氷河帯および推移帯を、永久凍土帯と重ね合わせると、前二者は後者と明らかに斜交する。この現象は、周氷河帯下限が最暖月平均気温

10°C の等温線によって示されるのに対して、永久凍土帯下限の場合には年平均気温の等温線であり、この両等温線の南北勾配が現在、日本付近で大きく異なることに起因するものである。この場合、最暖月平均気温の等温線の南北勾配は、年平均気温の等温線のそれを大きく下回るが、このことによって、少なくとも日本以北の極東地域では永久凍土帯にタイガが成立しているとの事実が説明できる。

(5) 周氷河帯下限が永久凍土帯下限と斜交しているため、日本の周氷河帯および推移帯は永久凍土との関係から、ともにいくつかのタイプのものに分類できる。周氷河帯は、少なくとも、約 42°N 以北の北海道における連続永久凍土のみによって占められるものと、それ以南の、連続永久凍土と断続永久凍土とが高度領域的に共存しうるものとに分類される。これに対して、推移帯の場合には 3 タイプのもの、すなわち約 33°N 以南の四国・九州における永久凍土とは無関係なタイプと、それ以北の、上部が断続永久凍土帯によって占められるタイプ、さらに約 42°N 以北の、最上部に連続永久凍土帯が出現するタイプのものとに分類できる。

(6) 現在発現している周氷河作用は、表層物質の攪拌・移動（構造土、involution などの形成）に関与する程度の周氷河作用と、岩屑の生産・移動ひいては斜面の平滑化に関与する程度の、より強力な周氷河作用との 2 タイプに分けられる。前者は本来、永久凍土とは無関係であるが、後者のより強力な周氷河作用は本来、永久凍土の存在を前提に発現するものであると判断される。

本稿では、周氷河性平滑斜面の主形成域としての周氷河帯—推移帯—永久凍土帯間の関係、周氷河作用—永久凍土間の関係などを検討したが、これらの関係について得た上記の知見は、単に最終氷期における日本の地域別様相を記載するためのみならず、当時の気候環境を明らかにするうえで不可欠のものとなる。この問題については稿を改めて論じたい。

本研究を行なうにあたり、東京大学大森博雄助教授には終始ご指導をいただいた。また信州大学柳町晴美講師には貴重なご助言をいただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

(投稿 1991 年 7 月 13 日)

(受理 1991 年 10 月 19 日)

文 献

- 大森博雄 (1974) : 日本における亜高山帯の地形上の諸問題. 地理, **19** (10), 18-28.
- 大森博雄・柳町 治 (1988) : ブナ林帯上限および下限の温度領域と更新世末期から完新世中期にかけての夏季気温変化. 第四紀研究, **27**, 81-100.
- 大森博雄・柳町 治 (1989) : 北海道におけるハイマツ帯下限およびダケカンバ帯上限, 下限の温度領域. 地学雑誌, **98**, 1-18.
- 大森博雄・柳町 治 (1990) : 東北地方山岳地域の主要樹種上限, 下限の温度領域と古気温の推定に有効な樹種. 地理学評論, **63A**, 100-118.
- 小口 高 (1986) : 阿蘇カルデラ壁の斜面形成過程——周氷河作用の可能性——. 地形, **7**, 185-196.
- 小野有五 (1990) : 北の陸橋. 第四紀研究, **29**, 183-192.
- 小崎 尚 (1977) : 化石周氷河現象. 日本第四紀学会編 : 『日本の第四紀研究』東大出版会, 163-170.
- 小泉武栄 (1973) : 構造土限界線について. 地理学評論, **46**, 618-624.
- 澤口晋一 (1987) : 北上山地山稜部の荒廃裸地における凍結・融解による斜面物質移動. 地理学評論, **60A**, 795-813.
- 清水長生・山川信之・鈴木由告 (1988) : ひがし大雪地域における夏期凍結層の確認 (1). ひがし大雪博物館研報, No. 10, 1-9.
- 鈴木由告・山川信之・清水長生 (1987) : 十勝三股十四之沢の永久凍土上の森林植生. ひがし大雪博物館研報, No. 9, 1-14.
- 高橋伸幸・曽根敏雄 (1988) : 北海道中央高地, 平ヶ岳南方湿原のプルサ. 地理学評論, **61A**, 665-684.
- 田淵 洋 (1980) : 霧ヶ峰高原の Ploughing Block について. 法大教養部紀要, No. 35, 23-37.
- 檜垣大助 (1990) : 飯豊山地山稜部における斜面物質移動の観察. 東北地理, **42**, 20-21.
- 樋口敬二・藤井理行・藤村郁雄 (1974) : 富士山頂の永久凍土と気象条件. 気象研究ノート, No. 118, 97-106.
- 福田正巳・木下誠一 (1974) : 大雪山の永久凍土と気候環境. 第四紀研究, **12**, 192-202.
- 柳町 治 (1987) : 氷河・周氷河地形からみ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 (1990a): 年平均気温からみた日本における山岳永久凍土の分布. 法大教養部紀要, No. 72, 1-16.
- 柳町 治 (1990b): 周水河成平滑斜面の形成領域と, その変化からみた最終氷期極相期の気温. 日本地理学会予稿集, 38, 12-13.
- 柳町 治 (1991): 日本における現在の雪線について (1). 法大教養部紀要, No. 76, 1-15.
- 柳町 治・小泉武栄 (1988): 木曾山脈における周水河性平滑斜面の斜面形と斜面低下量. 東京学大紀要, No. 40, 129-145.
- Abele, G. (1982): Geomorphologische und hygrische Höhenzonierung des Andenwestabfalls in peruanisch-chilenischen Grenzgebiet. *Erdkund*, 36, 266-278.
- Barsch, D. (1984): Geomorphologische Untersuchungen zum periglazialen Milieu polarer Geosysteme. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, 50, 107-116.
- Büdel, J. (1977): *Klima-Geomorphologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 304S.
- Ellenberg, H. (1978): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen*. Ulmer, Stuttgart, 981S.
- Furrer, G. und Dorigo, G. (1972): Abgrenzung und Gliederung der Hochgebirgsstufe der Alpen mit Hilfe von Solifluktuationsformen. *Erdkund*, 26, 98-107.
- Gorbinov, A. P. (1978): Permafrost investigations in high-mountain regions. *Arctic and Alpine Research*, 10, 283-294.
- Haeblerli, W. and Penz, U. (1985): An attempt to reconstructed glaciological and climatological characteristics of 18ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. *Zeitschrift für Gletscherkund und Glazialgeologie*, 21, 351-361.
- Hagedorn, J. (1980): The montane periglacial zone and its morphological limit. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, 36, 96-103.
- Heine, K. (1977): Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, 21, 57-78.
- Höllermann, P. (1972): Zur Frage der unteren Strukturbodengrenze in Gebirgen der Trockengebiete. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, 15, 156-166.
- Höllermann, P. (1977): Die periglaziale Höhenstufe der Gebirge in einem West-Ost-Profil von Nordibirien zum Kaukasus. *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. Mathematisch-Physikalische Klasse, III*, 31, 238-260.
- Höllermann, P. (1980): Naturräumliche Höhengrenzen und die Hochgebirgsstufe in Gebirgen des west Nordamerika. *Arbeiten aus dem Geograph. Institut der Universität des Saarlandes*, 29, 75-117.
- Höllermann, P. (1985): The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoeological point of view. *Erdkund*, 39, 259-270.
- Höllermann, P. und Poser, H. (1977): Grundzüge der räumlichen Ordnung in der heutigen periglazialen Höhenstufe der Gebirge Europas und Afrikas. *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. Mathematisch-Physikalische Klasse, III*, 31, 333-354.
- Ives, J. D. (1974): Permafrost. Ives, J. D. and Barry, R. G. eds.: *Arctic and alpine environments*. Methuen, London, 159-194.
- Iwata, S. (1983): Physiographic conditions for the rubble slope formation on Mt. Shiroumadake, the Japan Alps. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, No. 18, 1-51.
- Karte, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. *Bochumer Geographische. Arbeiten*, 35, 211S.
- Kerschner, H. (1983): Late glacial paleotemperatures and paleoprecipitation as defined from permafrost: glacier relationships in the Tyrolean Alps, Austria. *Proceedings of the Conference on Permafrost*. National Academie Press, Washington D. C., 589-594.
- King, L. (1983): High mountain permafrost in Scandinavia. *Proceedings of the Conference on Permafrost*, National Academie Press, Washington D. C., 612-617.
- King, L. (1986): Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 68A, 131-139.
- Klaer, W. (1962): Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement*, 6, 17-32.
- Klaer, W. (1969): Glazialmorphologische Probleme in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Erdkund*, 23, 192-200.
- Kuhle, M. (1978): Obergrenze von Frostbodenerscheinungen. *Zeitschrift für Geomorphologie* 22, 350-356.
- Lauer, W. (1982): Zur Ökoklimatologie der Kalla-

- waya-Region (Bolivien). *Erdkund*, **36**, 223-247.
- Lehmkuhl, F. (1989): Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, **88**, 1-113.
- Marker, M. E. (1990): Minimum altitudes for former periglacial landforms adjacent to longitude 106°W in Colorado and New Mexico, USA, between latitudes 33°N and 40°N. *Arctic and Alpine Research*, **22**, 366-374.
- Péwé, T. L. (1983): The periglacial environment in North America during Wisconsin time. Wright, H. E. Jr. ed.: *Late Quaternary environments of the United States*. Longman, London, 157-189.
- Spreitzer, H. (1960): Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in der Alpen und im Taurus. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, **1**, 211-236.
- Tatenhove, F. van and Dikau, R. (1990): Past and present permafrost distribution in the Turtmann-tal, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, **22**, 302-316.
- Thompson, W. F. (1990): Climate related landscapes in the world: criteria and map. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, **78**, 1-92.
- Washburn, A. C. (1979): *Geocryology*. Edward Arnold, London, 406p.
- Woodcock, A. H. (1974): Permafrost and climatology of a Hawaii volcano crater. *Arctic and Alpine Research*, **6**, 49-62.
- Yanagimachi, O. and Ohmori, H. (1991): Ecological status of *Pinus pumila* scrub and the lower boundary of the Japanese alpine zone. *Arctic and Alpine Research*, **23**, 424-435.

Periglacial and Transitional Zones in Japan, and Their Relations to Permafrost Zone

Osamu YANAGIMACHI*

The altitudinal zone affected by periglacial processes is classified into periglacial and transitional zones. The periglacial zone is the optimal zone of zonal periglacial processes and/or of periglacial denudation-smooth slopes, and is generally defined as the zone between snowline and lower boundary of solifluction. The transitional zone is the zone where extrazonal periglacial processes occur above and below the periglacial zone. There are a number of unclarified points regarding the altitudinal positions of the periglacial and the transitional zones, and their relations to the permafrost zone. The present paper examines the altitudinal positions of the periglacial, transitional, and permafrost zones in Japan, and tries to clarify the altitudinal relationships among them, as well as the genetic relationships between periglacial processes and permafrost.

In Japan, the alpine zone can be substituted for the periglacial zone whose altitudinal extent is ca. 1,000 m. Its upper boundary is expressed by the snowline, while its lower boundary is represented by the scrubline which correlates well with the warmest month isotherm of ca. 10°C. On the

other hand, the altitudinal extent of the transitional zone below the periglacial zone reaches ca. 2,000 m. The lower boundary of this transitional zone is represented by the lower boundary of the *Fagus crenata* forest zone, i. e., the 21.1°C mean summer isotherm. The lower boundaries of continuous and discontinuous permafrost zones are represented by the -6°C and the -2°C annual mean isotherms, respectively. The 10°C isotherm for the warmest month (August) descends northward with the gradient of ca. -70 m/°N, while the gradients of the above-noted -6°C and the -2°C annual mean isotherms attain ca. -160 m/°N. Because the 10°C August isotherm intersects the -6°C and the -2°C annual mean isotherms, the Japanese periglacial and the transitional zones are classified into the following types (I a to II c) based on their altitudinal relations to permafrost zone:

(I a) The periglacial zone occupied by only continuous permafrost. This zone occurs on the Hokkaido mountains higher than ca. 2,250 m, north of ca. 42°N.

(I b) The periglacial zone occupied by both continuous and discontinuous permafrost. This zone occurs in the Japanese Alps and on Mt. Fuji above 2,900 to 3,100 m in altitude.

(II a) The transitional zone whose upper part is characterized by the presence of both continuous and discontinuous permafrost. This zone includes the Hokkaido district north of ca. 42°N.

(II b) The transitional zone whose upper part is occupied by only discontinuous permafrost. Its distributional range is ca. 33° to 42°N in latitude. Most of high mountains of the Tohoku and Chugoku districts are included in this zone.

(II c) The transitional zone where no permafrost occurs. All the high mountains of the Kyushu district are included in this zone.

Periglacial processes are classified into the following two types (A and B), based on their relations to permafrost:

(A) The periglacial processes that form small-scale landforms and/or -phenomena (*e. g.*, patterned ground, solifluction lobe, involution, etc). This type of periglacial process is not controlled by permafrost.

(B) The periglacial processes that form large-scale landforms (*e. g.*, block stream, periglacial denudation-smooth slope). This type of periglacial process is controlled by permafrost.

These results obtained in this paper are indispensable for reconstructing change in the paleo-environment in Japan.

Key words: Japan, periglacial zone, alpine zone, permafrost zone, isotherm