月山の強風砂礫斜面における通年気象観測と地形形成環境

荻谷愛彦*・佐々木明彦**・鈴木啓助***

I はじめに

高山では気温・地温の変化、降水の多寡、風や日射の強弱などが微気候・小気候を特徴づける最も重要な要素である。また、これらはそこで生じる地形形成作用の種類と速度、土壌生成、植物群落の発達を規定する要因でもある。したがって高山の自然を多角的・量的に論じる場合は長期間の気象観測データが必要となる。

海外の高山では気象・気候学研究者を中心に組織的な気象観測が行われ、その成果を用いた種々の研究が発表されてきた（たとえば、Eriksson, 1982; Greenland, 1989; Caine, 1992; Niessen *et al.*, 1992）。一方、日本では中央気象台が1940年代を中心に各地の山岳で通年気象観測を実施したことはあった（中央気象台, 1951）が、地域気象観測網が整備された現在、高山の気象観測は夏季に限られ、冬季にはほとんど行われなくなった。しかも、こうした地域気象観測点は、その保守・管理に多大な労力を要する高山の主稜線付近には設置されていないため、そのような場所の気候を論じるには近隣の観測データを用いたり、研究者が短期間に観測を行ったことが依然多い。

こうした中、最近の電子技術の発展は堅牢で高精度な各種測定センサーと小型デジタル・データ・ロ

ガーの開発を可能にした。後者は大量のデータを保存でき、回収したデータはパーソナルコンピュータで容易に解析可能である。商用電源を要さない測器として、温度のほかに風向・風速、雨量、積雪深などの測定センサーが市販され、それらを用いた多様な気象観測が長期間にわたり無人で行えるようになってきている。

日本の多雪山地の地形形成作用を明らかにするため、筆者の1人荻谷は月山の残雪砂礫斜面と強風砂礫斜面の各1地点において通年地温観測を行った（Kariya, 1995）。これにより両地点の地温変化や凍土層の形成状況はおおよそ明らかとなったが、地温以外の気象観測データを得ていなかった。1995年以降、筆者らはKariya (1995)と同じ強風砂礫斜面で通年気温・地温、夏季降水量および夏季風速を計測した。それらの結果の一部は測器への着雪・着氷などにより真の値を示していない可能性があるが、部分的であれ気温や降水量、風に関する資料を公表することは山地の地形形成や土壌・植生分布、およびそれらの関連性を議論するために重要と考えた。このことは山岳気象・気候研究の一助にもなるはずである。本稿では、これらの観測値を通じてこの強風砂礫斜面の気候を明らかにし、そこでの地形形成環境も予察的に検討する。

II 観測地点とその周辺の自然環境

月山は南北に伸びる主稜線を挟んで山体の非対称性が著しい。東側には緩斜面が発達するが、西側は水蒸気爆発や地すべりで生じたカルデラになっていて急斜面が多い（第1図）。月山では1300～1440

キーワード：気象観測、山地の気候、風食、凍結融解、月山

* 地質調査所

** 東北大学大学院

*** 信州大学理学部

第1図 観測地点

国土地理院発行5万分の1地形図「月山」を使用。等高線の間隔は20 m。

Fig. 1 Observation site

Topographical map in 1:50,000 scale of Gassan, published by the Geographical Survey Institute, is used as a base map. Contour interval is 20 m.

m asl に高木限界（ブナ帯上限）が存在する。これ以高はチシマザサ、ミヤマナラ、ミヤマハンノキ、ハイマツや雪田植物群落が山頂（1984 m asl）まで卓越する。

気象観測は Site-W ($38^{\circ} 38' N$, $140^{\circ} 02' E$, 1805 m asl; Kariya, 1995) で行った。Site-W は主稜線上の小鞍部にあり、分水界の約 20 m 西側に位置する（第1図）。Site-W 一帯の斜面は $5 \sim 10^{\circ}$ で $S70^{\circ} W$ へ傾く。Site-W の周囲には小規模淘汰網状土や岩塊流、島状・半島状に孤立した砂堆（小嶺, 1965; Ballantyne and Harris, 1994, p. 257）が散在する。また強風で形成されたと考えられる比高数十 cm のノッチ状地形も分布する。Site-W では地表から深度約 15~20 cm まで砂質マトリクスに富むルースな砂礫から成り、それ以深に巨礫の密集層、もしくは著しく破碎された基盤岩が出現する

(Kariya, 1995)。Site-W とその周囲の斜面は植生を欠くが、数 m 離れた場所ではハイマツやガンコウランなどの低木、カヤツリグサ科やイネ科などの草本が斜面を覆う。

III 観測要素と測器

観測要素と観測期間は次の通りである：1) 地上 50 cm 気温（毎正時, 1995 年 6 月 1 日~1996 年 5 月 31 日）、2) 2 cm 深地温（毎正時, 1995 年 6 月 1 日~1996 年 5 月 31 日）、3) 20 cm 深地温（毎正時, 1995 年 6 月 1 日~12 月 8 日）、4) 地上 70 cm 風速（毎正時前 10 分間の平均値, 1995 年 6 月 1 日~10 月 31 日）、5) 降水量（毎正時, 1995 年 6 月 1 日~9 月 30 日と 1996 年 6 月 23 日~10 月 10 日；受水口高は地上 50 cm）。

降水量観測を夏季に限定したのは、測器が固体降水（雪）計測に対応していなかったためである。また 2 cm 深と同時に 20 cm 深の地温も測定したが、後述するように後者は観測期間の後半に異常値を示した。さらに風速観測も通年行う予定だったが、測器の破損のためデータ獲得期間は限定された。

測器は以下の通りである：気温・地温はサーミスタ測温体と信号分配器に接続したデータ・ロガー（コーナシステム；KADEC-U, -MPX, KDC-S1）；風速は 3 杯風速計に接続したデータ・ロガー（同；KADEC-WIND, KDC-S4-6）；降水量は受水部直径 20 cm の 0.5 mm 転倒ます型雨量計に接続したデータ・ロガー（同；KADEC-PLS）。測器の検定は観測前後に実験室または野外で行った。検定結果と測器の仕様書によれば、温度分解能は $0.1^{\circ} C$ 、精度は $\pm 0.4^{\circ} C$ 以下である。また風速分解能は $0.1 m s^{-1}$ 、精度は $0 \sim 10 m s^{-1}$ で $\pm 0.5 m s^{-1}$ 以内、 $10 m s^{-1}$ 以上では $\pm 10\%$ 以内であり、風速計初動風速は $0.7 m s^{-1}$ である。降水は 0.5 mm 単位で記録され、誤差は 20 mm 以下では $\pm 0.3 mm$ 以内、20 mm 以上では $\pm 3\%$ 以内である。

第2図 測器の設置状況 (模式図)

VとBはノッチの底と基部を示す。

Fig. 2 Schematic diagram showing the meteorological observation system

V and B indicate visor and base of a small notch.

第2図に測器の設置状況を示す。斜面に深さ約50 cmの穴を掘削し、風速計と、自然通風型白色日射よけ（コーナシステム, KDC-S3S4）付きの気温測温体を取りつけたステンレス管（長さ120 cm, 直径32 mm）を立てた。上述のように、気温測温体は地上50 cmに設置した。これは年間を通じた強風の吹走が予想されたため、風衝による測器の破損を防ごうと考えたからである。Site-Wの最大積雪深は平均50 cm以下と推定されたので、この高さでも測温体が雪に埋まる恐れはないと判断した。しかし実際は日射よけへの着雪・着水が冬季に生じた可能性が高い。これについては後述する。地温測温体と信号回線は塩化ビニール管に通した後、ステンレス管から約3 m離れた地点に埋めた。気温・地温用と風速用のデータ・ロガーは本体の隙間をシリコン系充填材で封じて多重のポリエチレン袋に納め、ステンレス管基部に置いた。その後、計測に影響しない高さまでそれらを巨礫で覆った。雨量計はステンレス管から斜面上方（N70°E方向）へ約2 m離れた地点に受水口を水平にして設置した。後述のように、Site-Wの夏季の卓越風向はS84°Wと推定される。雨量計はステンレス管の風下に位置するが、日射よけや風速計は小型なためそれらが降

水量観測に与える影響はごく小さいと判断される。

IV 結果と考察

1. データの回収状況

厳冬季を除き、観測期間中に平均月1回は現地で測器の状態を監視した。観測期間中には測温体や雨量計、各データ・ロガーに異常はなかったが、1995年7月31日正午頃に風杯が外れているのを発見したため、直ちに補修した。回収した観測値から見て、風杯の脱落は1995年7月29日8時（JST）過ぎに生じたとみられる。このため風速については7月29日9時～7月31日14時の毎正時のデータ、および7月29～31日の日平均値を棄却する。その後、風速値は1995年11月1日19時以降にも異常を示し、風杯は再脱落したと考えられる。したがってこれ以降は風速データが存在しない。また上述のように、20 cm深の地温測定値は1995年12月9日以降に異常を示したので、この部分は扱わない。一方、これら以外に機械的な異常記録は見当たらず、各データ・ロガー内蔵時計の誤差も1年間で最大10分程度だった。

2. 山形と酒田における観測期間の気温・降水量偏差

観測期間中の気温と降水量の偏差を見るため、山形地方気象台 (38° 15' N, 140° 21' E, 152.5 m asl) と酒田測候所 (38° 54' N, 139° 51' E, 3.1 m asl) における 1995~1996 年の月平均気温・降水量 (山形県気象月報) を 1961~1990 年の平均値 (国立天文台, 1995) と比較した。ただし酒田測候所の値は統計期間内に観測点の移動があったため準平年値とされる。

1995 年 6 月~1996 年 5 月の気温偏差は山形、酒田ともほぼ同じ傾向を示した。1995 年 6 月は平年より 0.6~1.2 °C 冷涼だったが、7 月・8 月は 0.2~0.6 °C 温暖であった。9 月の両地点の気温は平年値をわずかに下回ったが、10 月は約 2 °C も温暖だった。1996 年 1~3 月は山形、酒田とも 0.1~0.8 °C 温暖で暖かい冬だったと推定されるが、4 月・5 月は 0.9~1.8 °C 冷涼であった。このように、1995 年 6 月以降はやや暑い夏と暖かい秋、温暖な冬とそれに引き続く冷涼な春という経過をたどったと考えられる。なお、1 年間を通じた気温偏差の平均値は山形、酒田とも 0.0 °C であった。

1995 年 6~9 月、1996 年 7~9 月の月降水量は平年値を下回る例が多かった。酒田の 1995 年 6~9 月の総降水量は平年より 133.4 mm 少なく (平年比 80 %), 1996 年 7~9 月も山形、酒田でそれぞれ平年より 118.5 mm (同 71%), 142.3 mm (同 74%) 少なかった。一方、山形の 1995 年 6~9 月の総降水量は平年より 34.4 mm 多かった (平年比 107%)。

3. 気象統計値から見た Site-W の気候環境

本観測から得た主要な気象統計値を第 1 表に示す。以下、主にこれらの値に基づいて Site-W の 1995~1996 年の気候特性を明らかにする。

1) 気温年変化の特徴 (1995~1996 年)

第 3 図上段に日最高・最低気温の年変化を示す。

1995 年 6 月上旬に凍結融解日が 2 日出現したが、その後は気温が上昇し、7 月 21 日に日最高気温の極値 (21.7 °C) を記録した。最暖月 (8 月) 平均気温は 13.9 °C だった。その後、寒暖を繰り返して気温は低下し、10 月 6 日に凍結融解日が現れた。山形県気象月報によると、1995 年の月山の初冠雪は 10 月 7 日だった。ただし 10 月 14 日に顕著な昇温があり、日最高気温は 17.6 °C に達した。11 月 21 日以降は真冬日となり、12 月 9 日に日最低気温の極値 (-13.0 °C) を記録した。最寒月 (2 月) 平均気温は -8.8 °C だったが、次に指摘するように冬季の観測値には日射よけへの着雪・着水を示唆する温度変化を認めるので、これは参考値とみるべきである。その後、3 月 30~31 日に顕著な昇温があったが、4 月 1~23 日は真冬日となった。また 5 月中旬まで凍結融解日が頻繁に現れた。山麓における 1995 年 6 月~1996 年 5 月の気温の偏差傾向が月山にも適用できるとすれば、Site-W の気温は 1995 年秋 (とくに 10 月) に平年より若干高く、1996 年春はやや低かったと推定される。しかし年間を通じた平均的な値は平年値から著しく懸け離れていなかったと考えられる。

Site-W の気温の日較差は 1995 年 6~11 月と 1996 年 4~5 月には 5 °C 以上が卓越したが、それ以外の期間では 5 °C 以下の頻度が高かった (第 3 図)。日較差の最小値は 0.2 °C (1996 年 2 月 24 日) だった。

冬季に気温日較差が小さい理由として二つが考えられる。第 1 に冬の天候特性である。高山の主稜線上では冬季に悪天が続いて直達日射量が減り、気温の上昇が妨げられることがある (たとえば、飯田, 1970)。しかし Site-W の冬の気温日較差は、月山並に降雪の多い大雪山の値 (立花ほか, 1991; 曾根・仲山, 1992) や、富士山の値 (飯田, 1970) と比較してもなお小さい。したがって Site-W で冬に

第1表 Site-Wにおける1995年および1996年の気象観測統計
Table 1 Statistic values of the meteorological data from Site-W in 1995 and 1996.

	Air temperature					Ground temp. (0.02 m)			Ground temp. (0.20 m)			Precip. P_{hm}	Wind velocity V_m
	T_m	T_{mh}	T_{ml}	FI	TI	T_m	T_{mh}	T_{ml}	T_m	T_{mh}	T_{ml}		
95/06	8.1	11.3	5.8	0.0	244.5	8.7	12.4	5.9	6.8	7.6	6.4	152.1	7.6
95/07	13.1	15.3	8.1	0.0	405.6	13.4	15.7	11.4	12.5	13.0	12.1	216.3	(11.8)
95/08	13.9	15.6	12.2	0.0	432.1	14.0	15.9	12.3	13.9	14.3	13.6	335.3	13.3
95/09	7.9	10.6	5.5	0.0	238.0	8.1	11.4	5.6	8.9	9.5	8.5	227.9	11.4
95/10	4.8	7.8	2.3	1.6	149.9	4.6	10.9	1.2	6.1	5.5	5.0		10.2
95/11	<-4.4	<-2.1	<-6.7	>134.5	1.9	-3.7	-1.9	-5.4	-1.6	-1.3	-1.8		
95/12	<-7.8	<-6.9	<-8.6	>240.8	0.0	-5.4	-4.9	-5.9					
96/01	<-8.7	<-7.5	<-9.6	>268.4	0.0	-5.9	-5.4	-6.4					
96/02	<-8.8	<-8.0	<-9.4	>254.5	0.0	-6.4	-5.0	-5.2					
96/03	<-6.7	<-4.8	<-8.1	>207.3	0.0	-3.6	-3.2	-3.9					
96/04	<-4.1	<-1.9	<-6.1	>148.4	25.7	-3.5	-2.3	-4.3					
96/05	3.2	7.0	0.4	18.0	118.2	4.0	10.3	0.2					
96/06													
96/07												167.7	
96/08												167.7	
96/09												285.5	
Annual	<0.9	<3.0	<-0.9	>1273.5	1615.9	2.0	4.5	0.5					

Records of air temperature from November 1995 to April 1996 are considered to have been several degrees centigrade higher than the true values because of the possible effect of snow and rime ice coat on an insolation shelter for a temperature sensor. Since observations were not performed from July 29 to 31 owing to breakdown of an anemometer, the mean wind velocity in this month is represented as a reference value. T_m : monthly mean temperature ($^{\circ}\text{C}$); T_{mh} : monthly mean of daily maximum temperature ($^{\circ}\text{C}$); T_{ml} : monthly mean of daily minimum temperature ($^{\circ}\text{C}$); FI : freezing index ($^{\circ}\text{C}$ days); TI : thawing index ($^{\circ}\text{C}$ days); P_{hm} : monthly total hydrological precipitation (mm); V_m : monthly mean wind velocity (m s^{-1}).

気温日較差が小さい原因を悪天による直達日射量の減少にすべて帰するのは困難である。第2に、日射よけへの着雪・着氷とそれによる測温体周辺の通風障害である。よく知られているように、空気に比べ雪や水の熱伝導度は特徴的に低いため、それらに覆われた物体には外気温の変化が効果的に波及しない。たとえば、深さ数十 cm 以上の雪に覆われた斜面では地表面温度に顕著な日較差が現れない(松岡, 1991a ; Kariya, 1995)。厳冬季の測器の状況は未確認なので、日射よけに着雪・着氷があったかどうかを次に検討する。

Site-W 付近の気温は秋田 ($39^{\circ} 43' \text{ N}$, $140^{\circ} 06' \text{ E}$) 上空の高層気象観測資料からある程度推定できる。そして冬季の Site-W の気温観測値と秋田上空

の高層自由大気のそれを対照することで、前者が適切に測定されたものかどうかを判断できると考えられる。これに関連して、剣山 (1946 m asl) と潮岬上空の月平均気温の年変化を比較した中村 (1980) は、興味深い次の事実を見出だしている。すなわち、12~2月の剣山の気温は潮岬上空 700 hPa 面のそれに近いが、6~9月は 800 hPa 面の気温に対応することである。同様の結果は富士山 (3775 m asl) と浜松上空の観測データの間でも見られたという。そこで、筆者らは月山周辺でもこれと同じ傾向があるのかどうかをまず検討した。資料には月山に近い蔵王山 ($38^{\circ} 09' \text{ N}$, $140^{\circ} 26' \text{ E}$, 1760 m asl) の観測値 (中央气象台, 1951) を用いた。これは 1944・1945 両年の毎日 6 時, 14 時およ

第3図 気温および地温日較差の年変化

垂直の線が日較差を表す。1995年11月下旬から1996年4月下旬は気温用測温体日射よけへの着雪・着氷のために実際の気温より数°C高い値が記録された可能性が大きい。

Fig. 3 Annual changes in daily ranges of air and ground temperatures
Vertical solid lines indicate daily ranges of air and ground temperatures. Air temperatures from late November 1995 to late April 1996 may be several degrees centigrade higher than the true values, caused by possible effect of snow and the rime ice cover on an insolation shelter for a temperature sensor.

び22時に観測された気温を合計し、それを観測回数(日数×3)で除して筆者らが算出した各月平均気温である。一方、秋田上空の800・700hPa両面の月平均気温は1951~1980年平均値(Aerological

data of Japan, 30-year period averages, 1951-1980)を利用した。高層の気温は毎日9時と21時に測定されるので、ここでは各指定面高度での両時刻の月平均気温を加算して2で除した値を用いた。

蔵王山と秋田上空の月平均気温の年変化を第4図に示す。地上と高層では観測方法や統計期間に違いがあるが、蔵王山の標高1760 m地点の気温は1年を通じ秋田上空の800 hPa面の気温にほぼ対応し、中村(1980)が指摘したような変化は認められないことが分かる。高度・緯度とも蔵王山に近い Site-W の冬の気温は秋田上空800 hPa面の気温におお

むね相当すると考えられる。

次に、Site-Wにおける1995年11月1日～12月31日の毎日9時の気温観測値と同時刻の秋田上空800・700 hPa両面の気温(Aerological data of Japan 1995)を対照した(第5図)。1996年1月以降の比較を行っていないのは、本稿執筆時点でその期間の高層観測資料を入手できなかったためである。第5図によると、Site-Wの気温観測値と秋田上空800 hPa面のそれは1995年11月24日までほぼ同じ温度で推移したが、その後は11月29日～12月11日、12月15日および12月24日を除き両者の差が数℃に達したことが分かる。両者の差が大きかった期間中、秋田上空800・700 hPa両面の気温は毎日数℃以上変化した場合が多かった(たとえば、12月11～15日)のに対し、Site-Wの気温観測値にはそうした様子がなかった。また Site-Wの気温観測値と秋田上空800 hPa面の気温との差が増加し始める時期は、Site-Wの気温観測値の日較差が減少し始める時期に一致する。さらに、山形県気象月報によると、酒田では1995年11月8日と15日に一時的に降雪があり、11月25日以降にみぞれや雪の発生頻度が高まった。

第4図 蔵王山と秋田上空の月平均気温の年変化
Fig. 4 Annual changes in the monthly mean air temperatures at the Mount Zao observatory (1,760 m asl), about 60 km southeast of Site-W, and over Akita, about 135 km north

第5図 Site-Wと秋田上空の気温変化(1995年11～12月)
Fig. 5 Air temperatures at Site-W and over Akita from November to December 1995

以上から、1995 年 11 月下旬以降に日射よけへの着雪・着氷と測温体周辺での通風障害が生じ、外気温と観測値が対応しなくなった可能性が高いと考えられる。1996 年 12 月までの資料を見る限り、秋田上空 800 hPa 面の気温から推定される Site-W の実気温と観測値との差は最大 5 °C 程度である。日射よけへの着雪・着氷期間は特定できないが、観測値が示す日較差の大小（第 3 図）に着目すると、3 月下旬まで断続的にそれが発生したと考えられる。また 4 月上旬に着雪・着氷が再発生した可能性もある。なお初冠雪を記録した 1995 年 10 月 7 日前後の観測値には着雪・着氷を示唆する特異な変化を認めなかった。

このように、1995 年 11 月下旬～1996 年 4 月上旬にかけて、Site-W では実気温が氷点下の場合は数 °C 高い値が断続的に記録されたとみられる。一方、日射よけに付着した雪や氷を完全に融かさないうちに気温が氷点を上回った場合は、実際より数 °C 低い値が記録された可能性がある。ただし、そうした状態が現実生じたかどうかを含め、これを論じる資料を筆者らは有していない。このため気温が正と

なった場合は日射よけに付着した雪や氷が完全に融解し、気温は正しく測定されたとみなした。したがって 1995～1996 年の年平均気温は 0.9 °C 以下、気温年較差は 22.7 °C 以上、凍結示数は 1273.5 °C 日以上である。また融解示数は 1615.9 °C 日である。なお秋田上空 800 hPa 面の年平均気温（1951～1980 年の 9 時と 21 時の年平均気温を加算して 2 で除したもの）は 0.3 °C である。また第 1 表の気温に関する統計値のうち、着雪・着氷の影響を受けて真の値が測定されなかった可能性があるものは不等号を付してある。

2) 気温日変化の季節推移 (1995～1996 年)
第 6 図は Site-W における 2 時間おきの気温観測値の 10 日間平均値に基づく等温線と、Site-W から見通せる水平線に対する日出・日入時刻を示す。上述のように 1995 年 11 月下旬～1996 年 4 月上旬の観測値は部分的に真の気温を示していない可能性があるため、その期間の等温線は破線とした。これを別にすれば、横軸が季節、縦軸が時刻を示すこの図では、等温線が縦に走るほど気温日較差は小さいと判断され、日最高・最低気温の発生時刻もおおよ

第 6 図 Site-W における気温の季節変化 (2 時間ごとの気温観測値の 10 日平均値に基づく)
点線は日射よけへの着雪・着氷が推定される期間の温度を表す。
Fig. 6 Isotherms of 10-day averages of 2-hr interval air temperature records from 1995 to 1996
Dotted lines indicate doubtful data values, induced by possible effect of snow and the rime ice cover on an insolation shelter.

そ読み取れる。

第6図から、1995年6月上旬～10月下旬と1996年4月下旬～5月下旬の午後は等温線の横への張出しが目立ち、これらの期間は気温日較差が比較的大きかったことが分かる。一方、1995年8月下旬、10月下旬、1996年4月中旬、5月中旬は等温線が縦に密に走り、これらの期間には1日の気温の変化は乏しいが、わずかな月日の経過に伴い気温が大きく下降または上昇したことが理解できる。さらに、1995年7月下旬～10月中旬と1996年4月下旬には日最高気温が日入前の16～18時に、日最低気温が日出前後の4～6時に発現したことが読み取れる。

一般に、山岳では午後から雲や霧が発生するため、日最高気温の発生時刻は平地より早い(吉野, 1961, p. 39)。ところが、Site-Wでは日入の数時間前に日最高気温が発現する例が少なくなく、1995年6月中旬～8月中旬の午後に昇温が顕著であった。昇温をもたらした原因として、月山では午後に霧が発生しにくかった可能性もあげられるが、筆者らの観察や山小屋関係者からの聞き取りによる限り、午前曇天や雨天、午後に晴天という天候様式がこの期間に高頻度で発生したとはいえない。またSite-Wは午後だけ直達日射を受ける条件下にもない。したがってSite-Wでの夏の午後の昇温は特異な天候変化や日射条件によるものではない。その原因は明確でないが、一つにはSite-Wの周辺を含む広範囲の地形条件、とくに山体の非対称性が考えられる(第1図)。Site-Wの西方に分布する急斜面は晴天時に入射角の大きい強い直達日射を正午過ぎから日入まで受ける。これに対し、傾斜の緩い東側斜面は日射の入射角が小さく、午前の気温上昇は顕著でない。このため午後に西側斜面で暖められた気塊は夕刻に主稜線付近まで達し、その結果Site-Wの日最高気温は日入前に出現するのではないかと考える。また主稜線の東西で異なる残雪の面積と、それによるアルベドの違いなども考えられる。もっとも、これら

は推論にすぎず、原因究明には長期の観測と気象学的検討が必要となろう。

3) 地温年変化の特徴(1995～1996年)

Site-Wでの1993～1994年の地表(0 cm深)と10 cm深の地温変化はKariya (1995)がすでに報じている。1993年秋には地表で24回、10 cm深で2回の凍結融解サイクルが発生し、11月から翌年5月まで50 cm以深に達する季節凍土層が生じた。また1994年春に地表で27回、10 cm深で13回の凍結融解サイクルが発生した。ここで1回の凍結融解サイクルとは、毎時の観測値に基づき地温が0℃以下に下降し、その後0℃以上に上昇する1回の温度振幅を指す。したがって1日に数回の凍結融解サイクルが生じた場合もある。いずれにせよ、Site-Wでは地表で年間約50回の凍結融解サイクルが生じる。

1995～1996年の通年地温観測値は2 cm深に限られる。20 cm深の観測値は1995年12月9日以降に異常を示したが、2 cm深観測値や1993～1994年の10 cm深の地温変化特性との比較から、これ以前の値は正常と判断される。第3図中・下段に両深度の日最高・最低地温の年変化を、地温に関する統計値を第1表に示す。

2 cm・20 cm深とも月平均地温の最高値は8月に記録された(2 cm深: 14.0℃, 20 cm深: 13.9℃)。10月8日以降、2 cm深では日周期性または数時間周期性の凍結融解サイクルが間欠的に発生したが、20 cm深ではそれがまったく生じなかった。10・11月の2 cm深の凍結融解サイクル総数は15回に達した。11月2～12日まで2 cm深の地温は0℃以下を保ったが、13・14日の夕刻に数時間だけ0℃を上回った。その後、11月15日～1996年4月27日まで地温は0℃以下を維持し、凍土層が形成された。また20 cm深の地温は11月9日～12月8日(観測打切)まで0℃以下を保ち、凍土層が形成された。以上から、11月2日に2 cm

深にあった凍結前線は約1週間で20 cm 深まで達したこと、11月13・14日に生じた2 cm 深の凍土の融解は20 cm 深まで影響しなかったことが分かる。気温観測値と同様に2 cm 深の地温日較差も12月上旬から数℃以下となり、4月下旬までその状態が続いた。とくに2月中旬以降には日較差が0℃の日も存在した。これは測温体埋設点付近の地表が12月上旬から雪に覆われたことを示唆し、その深さは数10 cm 以上だった可能性が高い。2 cm 深の凍土の融解は1996年4月28日に生じた。これ以降、凍結融解サイクルが5月25日まで発生し、4・5月の総数は15回に達した。結局、2 cm 深での1995～1996年の年間凍結融解サイクル数は30回であった。これは地表における1993～1994年の凍結融解サイクル数(Kariya, 1995)から見て妥当である。なお、2 cm 深の年平均地温は2.0℃だった。

4) 夏季の風の特 性 (1995 年)

1995年6月1日～10月31日の日平均風速を第7図に、月別平均風速を第1表に示す。

6月の月平均風速は7.6 m s⁻¹ で、以下7月11.8 m s⁻¹ (欠測期間を除く)、8月13.3 m s⁻¹, 9月11.4 m s⁻¹, 10月10.2 m s⁻¹ であった。また最大風速の上位3位までは31.4 m s⁻¹ (10月25日16時)、28.7 m s⁻¹ (9月28日12時) および27.3 m s⁻¹ (8月28日10時) で、いずれも8月下旬以降に発現した。さらに第7図から、8月は風速の日平均値が1カ月を通じて全般的に高かったが、9・10月には日平均風速の大きな日は数週間に何回か出現し、月全体を通じた日平均風速は小さかったことが分かる。さらに、欠測期間を除く全観測データを対象に風速階級の出現頻度を調べたところ、風速5.0 m s⁻¹ 以上の発生率は98% 以上だった(第8図)。

8月は年間で気温が最も高くなる(第3図)ため、庄内平野から月山の主稜線付近に至る空間では日中の大気の熱的循環が強まると考えられる。このことがSite-Wでの8月の月・日平均風速を高めていると推定される。一方、台風や前線の通過が多くなる8月下旬以降は突発的に強風が吹走する機会が増す

第7図 Site-W における1995年夏季の日平均風速と、気象学的降水量から換算した水文学的日降水量
 Fig. 7 Daily mean wind velocity, and daily hydrological precipitation calculated from the observed meteorological values during summer 1995

第8図 Site-Wにおける1995年夏季の階級別風速出現率

Fig. 8 Frequency diagram of the hourly wind velocity at Site-W during summer 1995

と考えられる。本研究では毎正時前10分間の平均風速を観測値としたので瞬間風速はとらえられていない。しかし瞬間風速は平均風速の1.5~2.0倍に達することがある(高橋・宮沢, 1980)ので、約30 m s⁻¹の平均風速を観測した日に約45 m s⁻¹以上の強風が瞬間的に吹走していたことは十分考えられる。

今回は風向測定を行わなかったが、暖候季に形成されたとみられるSite-W周辺の偏形樹(たとえば、ミネカエデ)から、夏季の卓越風向は平均S84°Wと推定される。また積雪表面の雪紋の発達方向や、積雪の保護を受けて巨礫の風下側に生育する植生の成長方向から、冬季にも夏季と同様の風向の強風が吹走していると予想される(Kariya, 1995)。

5) 夏季降水特性(1995, 1996年)

風が強く斜面傾斜も大きい山岳での降水観測に技術的困難が伴うことは古くから指摘されている(たとえば, Jevons, 1861; 大田ほか, 1961; Rodda, 1967)。既述した通り、本研究では受水口を水平にして雨量計を設置した(第2図)。こうして観測された降水量は気象学的降水量と定義される。一方、

斜面に落下する正味の降水量は水文学的降水量と呼ばれる。無風の平地では両者は同じ値となるが、強風傾斜地では斜面の傾斜と方向、風衝条件、分水界からの距離などに応じて懸け離れる(大田ほか, 1961)。高山での地形形成作用の検討には水文学的降水量を観測するのが望ましく、そのための手法や測器はすでに開発されている(大田ほか, 1961; Rodda, 1967)。しかし実際にはその製作や観測地への移動・設置、保守管理に労力を要し、測器の設置に伴う自然環境の改変も大きい。このため、本研究では既存の雨量計を用いて気象学的降水量を観測した。

一般に、風上斜面の気象学的降水量は水文学的降水量より数~数十%過小とされる(たとえば、正務, 1960)。これについて、種々の条件下で両者の差が実測されてきた(たとえば、Koschmider, 1934; 正務, 1960; Rodda, 1967)が、斜面傾斜 G_s 、雨滴の落下角度 G_r 、斜面最大傾斜方向と降水時の風向の差がなす角度 D が分かれば、以下の式を用いて気象学的雨量 P_m から水文学的降水量 P_h が近似的に得られ、その換算値の精度は風上斜面で高いことが明らかにされている(大田ほか, 1961)。

$$P_h = P_m \left(1 + \frac{\tan G_s \cdot \cos D}{\tan G_r} \right) \quad (1)$$

ここで、 $\tan G_r$ は雨滴の落下速度 V_r と風速 V_w から

$$\tan G_r = V_r / V_w \quad (2)$$

で計算できる。したがって一般的な雨滴の落下速度を6 m s⁻¹(近藤, 1994)とすれば、1995年降水時の風速実測値から $\tan G_r$ が得られる。また斜面傾斜は雨量計設置点の測定値から $G_s = 5^\circ$ 、Site-W周辺の斜面最大傾斜方向(S70°W)と偏形樹から推定した夏季平均風向のなす角は $D = 14^\circ$ である。以上を式(1)に代入して1995年の毎時の P_h を求め、それを合計して日降水量を得た(第7図)。

一方、1996 年の降水時には風速を測定していないので以下の補正を行った。すなわち、式 (1) から得た 1995 年の P_m と P_h の関係を求めたところ、

$$P_h = 1.16 P_m \quad (3)$$

であった ($n=576$, $r^2=0.99$)。そこで 1996 年の P_m に 1.16 を乗じて P_h を求めた (第 9 図)。

1995 年 7～9 月の総降水量は 779.5 mm, 1996 年 7～9 月のそれは 620.9 mm であった。これらを 1 カ月平均値にすると 1995 年は 259.8 mm, 1996 年は 206.9 mm である。1996 年夏は 1995 年夏より寡雨という低地の傾向は月山でも現れていると考えられる。また月降水量の最多記録は 1995 年は 8 月 (335.3 mm), 1996 年は 9 月 (285.5 mm) にそれぞれ出現した。一方、梅雨前線の活動に伴う降雨が期待される 6・7 月の降水量は、両年とも最多月の 46～63% にとどまった。観測期間に限定した場合、月山では 8 月以降の方がそれ以前の月より降

水量が多い。また両年を通じた上位 3 位までの日最大値は 73.1 mm (1996 年 7 月 3 日), 71.4 mm (1996 年 9 月 7 日) および 69.6 mm (1996 年 9 月 22 日) だった。これらは台風の通過や寒気の流入に関連して生じたもので (第 9 図), 同様のことは 1995 年にもあてはまる (第 7 図)。第 7 図によれば、日降水量が多い日は概して日平均風速も大きいことが分かる。なお、1 時間最大雨量の上位 3 位までは 23.2 mm (1996 年 7 月 3 日 13 時), 18.0 mm (1995 年 8 月 4 日 0 時), および 17.6 mm (1995 年 8 月 10 日 8 時) であった。

4. 気象観測値から見た Site-W の地形形成環境

日本の他の高山と同様に、Site-W とその周辺の強風砂礫斜面には凍結融解や風の作用で形成されたと考えられる微地形が分布する。これらの形成・発達には斜面物質の物性と気候環境に規制される地形形成作用の質と速度、およびそれが及ぶ 3 次元的範

第 9 図 Site-W における 1996 年夏季の気象学的降水量から換算した水文学的日降水量

Fig. 9 Daily hydrological precipitation calculated from the observed meteorological data at Site-W during summer 1996

阻が深く関与する。本節では、斜面物質の移動限界深や微地形の形成にあずかる季節凍土層の下限深度を気象観測値から推定する。また風の作用と地形形成の関係を予察的に検討する。

1) 季節凍土層の下限深度

Kariya (1995) は Site-W における 1993~1994 年の地温通年観測値から描いた地下等温線図をもとに、季節凍土層の下限を 50 cm 以深と推定した。しかし地温の連続データが得られ、なおかつ斜面物質の物性を一様と仮定すれば、次式 (Aldrich, 1956; 松岡, 1991b, 1992) から地盤の最大凍結深 D_f (m) を予想できる。Site-W のように地下浅くに基盤岩があって测温体の埋設が困難な場合はこうした計算が有効と考えられる。

$$D_f = \lambda \sqrt{\frac{2k_f I_{fg}}{L\omega\rho_d}} \quad (4)$$

ここで、 λ : 補正係数、 k_f : 凍結状態の土層の熱伝導率 ($\text{kcal m}^{-1} \text{hr}^{-1} \text{°C}^{-1}$)、 I_{fg} : 土層中の任意の深さの積算寒度 (°C hr) で、本研究の場合は 2 cm 深の値である。また L : 氷の融解潜熱 (kcal kg^{-1})、 ω : 土層の含水比 (kg kg^{-1})、 ρ_d : 土層の乾燥密度 (kg m^{-3}) である。(4) 式を解くにあたり、 λ は体積含水率 θ 、熱比 α および融解パラメータ μ の計算値から図解法で決定される (福田, 1981; 松岡, 1991b, 1992)。 θ と α 、 μ はそれぞれ以下の式で与えられる。

$$\theta = \rho_d \omega / \rho_w \quad (5)$$

$$\alpha = (T_{mg} - T_f) / (T_f - T_{cg}) \quad (6)$$

$$\mu = C_f (T_f - T_{cg}) / L\omega\rho_d \quad (7)$$

ここで ρ_w : 水の密度 (kg m^{-3})、 T_{mg} : 年平均地温 (°C)、 T_f : 地盤の凍結温度 (°C)、 T_{cg} : 凍結期の平均地温 (°C)、 C_f : 凍土の熱容量 ($\text{kcal m}^{-3} \text{°C}$) である。式 (4)~(7) の計算は Site-W の斜面物質が一様な砂礫または砂・シルトからなると仮定し、本研究の観測結果から I_{fg} : 880.2、 T_{mg} : 2.0、

T_{cg} : -5.0 を、また松岡 (1991b, 1992) を参考に k_f : 1.8 (砂礫) および 1.2 (砂・シルト)、 L : 80、 ω : 0.2 (砂礫) および 0.3 (砂・シルト)、 ρ_d : 1600 (砂礫) および 1200 (砂・シルト)、 ρ_w : 1000、 T_f : 0.0、 C_f : 480.0 (砂礫) および 420.0 (砂・シルト) を用いた。なお、この場合の I_{fg} は 2 cm 深のものなので、式 (4) の右辺に 0.02 (m) を加えた値が地表からの D_f (m) となる。

この結果、Site-W の斜面物質が砂礫から成るとした場合は $D_f = 1.53$ m、砂・シルトでは $D_f = 1.23$ m を得た。また 1993~1994 年の地表での地温観測値 (Kariya, 1995) をもとに同様の計算をしたところ、砂礫で $D_f = 1.56$ m、砂・シルトで $D_f = 1.22$ m を得た。本研究と Kariya (1995) の観測はわずかに異なる深さで行われたことに注意する必要があるが、双方の予想深度はよく一致する。ただし Site-W の斜面物質の層相は深さ方向に一様でない (Kariya, 1995) ため、実際の下限深度は上記の値より多少大きくなるはずである。いずれにせよ、Site-W 周辺の砂礫斜面は少なくとも深さ 1.2~1.5 m まで季節的に凍結し、年周期性の凍結融解を生じているとみられる。

2) Site-W 周辺のノッチの形成環境

Site-W では最大傾斜方向に伸びるパッチ状砂礫斜面が見られ、それと指交して植被斜面が分布する。斜面上方の両者の境界には庇状の張出しを持つ比高数十 cm のノッチが生じている (第 2 図)。強風斜面上のこうしたノッチは風食ノッチ (小泉, 1984) や小崖 (原田・小泉, 1997), deflation scar (Ballantyne and Harris, 1994, p. 260) と呼ばれ、日本の高山では一般的な微地形である。それらの形成に強風が関与していることはすでに指摘されていたが、地形計測や気象観測資料に基づく議論はほとんどなかった。最近、原田・小泉 (1997) は三国山地平標山の強風斜面上 (約 1950 m asl) において

ノッチの後退速度を測定し、近傍の気象観測資料と比較してその形成過程を論じた。この結果、ノッチの後退は春や秋の強風吹走時に生じ、必ずしも冬季に発生するわけではないことが明らかとなった。では、Site-W 周辺のノッチの形成時期はいつであろうか。

現地での観察によれば、4月下旬～5月中旬にノッチの底（第2図中のV）直下や基部（同B）に霜柱やアイス・レンズが生じ、日中はそれらが融解して土壌粒子の落下や泥流状の物質流出が頻繁に発生する。また底に薄い着雪・着氷が生じたり積雪がノッチ基部を埋めている場合もあり、それらが融解して斜面へ多量の水分を供給することがある。泥流状物質はノッチ基部に堆積してごく小規模なロープや皺を形成する。この場合、ノッチの基部付近では霜柱クリープやラピッド・ソリフラクションが生じているとみられるが、そうした状況下で強風が吹走しても飽和状態に近い土壌粒子はよく凝着しているため、デフレーションの発生は顕著でないと推定される。

5月中旬以降は季節凍土層が完全に融解し、霜柱も生じない（第3図）。この時期以降、晴天が続くとノッチに露出した斜面物質が乾燥して土壌粒子の凝着は弱まり、それらが落下しやすくなる様子がよく観察された。斜面物質の乾燥には風の吹走とそれによる土壌水分の蒸発が重要と考えられる。7～9月には平均 10 m s^{-1} 以上の風がほぼ連日吹走している（第7図）が、目視観察による限り、この程度の風でノッチ基部の斜面物質が侵食・運搬されることはないようである。むしろ前線や台風の通過に伴って 20 m s^{-1} 以上の強風が吹走する際に地表付近の碎屑物の運搬が生じ、これに強い降雨が伴う（第7図、第9図）と斜面表層物質は雨滴の打撃で跳躍することもある。また Site-W 周辺の砂礫斜面上に筆者らが試験的に埋設したセディメント・トラップは夏季に相当量の碎屑物を捕獲し、斜面物質運搬の発生を示している。以上から、7～9月には強風・

降雨時を中心にデフレーションやスプラッシュ、ウォッシュなどが発生しているとみられる。

10月中旬以降に地表付近で凍結融解サイクルが発生し始める（第3図）。またこれに並行して霜柱も生じる。このころの凍結融解サイクルは日周期または数時間周期性の温度振幅を示し、斜面物質は完全に凍結するわけではない。また日平均風速が 20 m s^{-1} を上回る日は10月に断続的に出現する（第7図）。上述のように、Site-W 付近の地表面が連続的に雪に覆われ始めるのは12月上旬以降である。その形状から見てノッチは雪を捕捉しやすいと考えられるが、積雪によりノッチ基部の斜面物質がデフレーションから保護されるのは12月上旬以降と推定される。逆に、それ以前は凍結融解によるマスマーブメントや、デフレーション、スプラッシュなどの影響を強く受けている可能性が高い。厳冬季のノッチの状態は不明だが、凍土が形成されることや積雪の保護を受けることから、強風が吹走してもノッチ表面のデフレーションは起こりにくいと推定される。

ノッチの後退には底の落下や、底上面を覆う植物根が有する土壌粒子の保持力の低下、ノッチ表面からの礫の崩落も関係する（原田・小泉, 1997）。筆者らはそれらに関する観察・実験を行っていないが、本研究で得た気象観測値と地形形成作用についての観察結果から判断すると、Site-W 周辺のノッチは春から秋に断続的に後退している可能性が高い。本稿では定性的議論にとどまったが、この推定は原田・小泉（1997）と基本的に一致する。

V ま と め

月山の強風砂礫斜面（Site-W）の気候を明らかにするため通年気象観測を行った。またそれに基づき同地点の地形形成環境を予察的に検討した。その結果は以下のように要約できる。

1) 1995 年は8月に月平均気温最高値 (13.9°C) を記録した。その後、10月上旬に凍結融解日

が出現した。11月中旬～1996年4月下旬は真冬が続く。2月に月平均気温最低値 (-8.8°C , 参考値) を記録した。また4月下旬～5月中旬に凍結融解日が現れた。なお、冬季には測温体用日射よけに着雪・着氷が生じ、実際より数 $^{\circ}\text{C}$ 高い値が記録された可能性が高い。

2) 1995年6～10月の月平均風速は6月に最小で、8月に最大 (13.3 m s^{-1}) だった。風速 5.0 m s^{-1} 以上の出現率は98%で、平均最大風速は約 31 m s^{-1} に達した。強風の多くは前線や台風の通過に伴って現れた。

3) 気象学的降水量 (観測値) を水文学的降水量に換算した。1995年7～9月の総降水量は779.5 mm, 1996年の同期間では620.9 mmであった。また両年を通じた日および1時間最大降水量はそれぞれ73.1 mm, 23.2 mmだった。強い降雨の多くも前線や台風に関連して発生した。

4) 1995年は8月に月平均地温最高値 (2 cm 深, 14.0°C) を記録した。10月上旬～11月中旬に 2 cm 深で15回の凍結融解サイクルが生じたが、 20 cm 深では発生しなかった。11月中旬～4月下旬には 20 cm 以深まで凍土層が形成されたが、1996年4月下旬に融解した。4月下旬～5月中旬に 2 cm 深で15回の凍結融解サイクルが発生した。 2 cm 深の年平均地温は 2.0°C だった。

5) 地温観測値から計算した Site-W の予想最大凍結深は、斜面物質が一様に砂礫から成ると仮定した場合に約 1.5 m 、砂・シルトでは約 1.2 m である。

6) Site-W 周辺にはノッチ状地形が分布する。気象観測値と目視観察によれば、それらは春から秋に断続的に後退していると推定される。一方、凍土の形成と積雪の保護により冬季のノッチ後退量は小さいと予想される。

観測にあたり出羽三山神社、月山頂上小屋、仏生池小

屋および環境庁羽黒管理官事務所の皆様にお世話になった。松岡憲知先生 (筑波大学) には地盤最大凍結深の計算法を、岩田修二先生 (東京都立大学) には高山地形全般を御指導いただいた。田中博春さん (東京都立大学) には観測地の日出・日入予想時刻を計算していただいた。本稿の内容の一部は日本地理学会地生態学研究グループ第1回研究集会で発表し、横山秀司 (九州産業大学)・長谷川裕彦 (明治大学) 両先生をはじめとする多くの方々に討論していただいた。以上の皆様の御厚意に篤くお礼申し上げます。

本研究には荻谷と鈴木にそれぞれ支給された文部省科学研究費補助金 (奨励特別研究, 日本学術振興会特別研究員 4747, および基盤研究 (B) (2), 課題番号 06453198, 研究代表者鈴木啓助) の一部を使用した。

(投稿 1997年4月2日)

(受理 1997年7月12日)

文 献

- 飯田睦治郎 (1970): 『日本の山岳気象』, 山と溪谷社, 258p.
大田正次・藤田兼吉・佐々木芳治・正務 章・篠原武次・吉良芳夫 (1961): 降水. 川畑幸夫編著: 『水文気象学』, 地人書館, 17-138.
小泉武栄 (1984): 日本の高山帯の自然地理的特性——とくにその自然景観の多様性について——. 福田正巳・小嶋 尚・野上道男編: 『寒冷地域の自然環境』, 北海道大学図書刊行会, 161-181.
小嶋 尚 (1965): 大雪火山群の構造土. 地理学評論, 38, 179-199.
国立天文台編 (1995): 『理科年表 CD-ROM』, 丸善, 1 disc.
近藤純正 (1994): 雲と降水. 近藤純正編著: 『水環境の気象学——地表面の水収支・熱収支——』, 朝倉書店, 38-54.
曾根敏雄・仲山智子 (1992): 北海道, 大雪山白雲小屋における 1987-1989 年の気温観測資料. 低温科学物理篇資料集, 51, 31-48.
高橋浩一郎・宮沢清治 (1980): 『理科年表読本 気象と気候』, 丸善, 178p.
立花義裕・兒玉裕二・山田知充 (1991): 北海道大雪山系の冬の気温変化——1990年10月～1991年6月——. 低温科学物理篇資料集, 50, 33-45.
中央气象台 (1951): 『山岳気象報告』, 中央气象台, 288p.
中村 繁 (1980): 『山登り気象学 <高層気象の入門書>』, 日本気象協会, 216p.
原田経子・小泉武栄 (1997): 三国山脈・平標山におけるパッチ状裸地の形成プロセスと侵食速度. 季刊地理学, 49, 1-14.

- 福田正己 (1981) : 図解法による土の凍結深さ推定. 低温科学物理篇資料集, **40**, 79-85.
- 正務 章 (1960) : 風の吹きさらす山頂付近の斜面における気象学的雨量と水文学的雨量の比較研究 (1). 気象庁研究時報, **12**, 681-690.
- 松岡憲知 (1991a) : 赤石山脈の高山環境における地温の通年観測. 地形, **12**, 41-49.
- 松岡憲知 (1991b) : 年平均気温から地盤の最大凍結・融解深度を計算する方法. 地理学評論, **64A**, 347-357.
- 松岡憲知 (1992) : 凍結融解作用の機構からみた周水河地形. 地理学評論, **65A**, 56-74.
- 吉野正敏 (1961) : 『小気候』. 地人書館, 274p.
- Aldrich, H. P. (1956) : Frost penetration below highway and airfield pavement. *Highway Res. Board*, **135**, 124-149.
- Ballantyne, C. K. and Harris, C. (1994) : *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 330p.
- Caine, N. (1992) : Sediment transfer on the floor of the Martinelli snowpatch, Colorado Front Range, U. S. A. *Geogr. Ann.*, **74A**, 133-144.
- Eriksson, B (1982) : Data rörande Sveriges temperatorklimat. *Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Rapoort RMK*, **39**, 1-34.
- Greenland, D. (1989) : The climate of Niwot Ridge, Front Range, Colorado, U. S. A. *Arctic and Alpine Res.*, **21**, 380-391.
- Jevons, W. S. (1861) : On the deficiency of rain in an elevated rain gauge as caused by wind. *London, Edinburgh and Dublin Phil. Mag.*, **22**, 421-433.
- Kariya, Y. (1995) : Ground temperature observations at Mt. Gassan in northern Japan : a comparison between a wind-swept slope and a snowpatch hollow. *Geographical. Review of Japan*, **68B**, 75-85.
- Koschmilder, H. (1934) : Method and results of definite rain measurements, III, Danzig report 1. *Monthly Weather Rev.*, **62**, 5-7.
- Niessen, A., Van Horssen, P., and Koster, E. A. (1992) : Altitudinal zonation of selected geomorphological phenomena in an alpine periglacial area (Abisko, northern Sweden). *Geogr. Ann.*, **74A**, 183-196.
- Rodda, J. C. (1967) : The rainfall measurement problem. *Geochemistry, precipitation, evaporation, soil-moisture, evapotranspiration*, IUGG general assembly of Bern, 215-230.

Year-Round Meteorological Observations and Geomorphic Processes on a Wind-Swept Alpine Slope on Mount Gassan, Northern Japan

Yoshihiko KARIYA*, Akihiko SASAKI** and Keisuke SUZUKI***

Microclimates and geomorphic processes on a wind-swept alpine slope (1,805 m asl) were evaluated on the basis of year-round observations of air temperature (1995 to 1996), ground temperatures (1995 to 1996), precipitation (1995 and 1996 summer), and wind velocity (1995 summer). Although the data were incomplete owing to mechanical problems with instruments, they are worth reporting. This is because few meteorological observatories are established in alpine areas in Japan. The followings are the main results of this study.

Air temperature: The maximum monthly mean air temperature of 13.9 °C was recorded in August. The first freeze-thaw day of autumn 1995 occurred in early October. Air temperature remained steadily subzero from mid-November to late April 1996, and the minimum monthly mean of -8.8 °C occurred in February. The data during the winter, however, should be treated as reference values because of the possible effect of snow and the rime ice coat on the insolation shelter. In comparison with the free-air data over Akita, 135 km north of Gassan, the records from the observation site are estimated to be about several degrees centigrade higher than the true values. The mean annual air temperature at the site is thus considered to be lower than 0.9 °C.

Ground temperatures: The maxima of the monthly mean ground temperature of 14.0 °C and 13.9 °C were recorded in August at depths of 2 and 20 cm, respectively. A total of 15 freeze-thaw cycles took place at a depth of 2 cm from mid-October to mid-November. In contrast, no freeze-thaw cycle was recorded at a depth of 20 cm in the autumn. Seasonal frost formed on the ground from mid-November to late April, and a total of 15 freeze-thaw cycles again occurred at a depth of 2 cm from late April to mid-May.

Wind velocity: The maximum monthly mean wind velocity of 13.3 m s⁻¹ was recorded in August. The appearance ratio of wind velocity over 5.0 m s⁻¹, attained 98%. The maximum hourly velocity was about 31 m s⁻¹, and strong winds were usually associated with the passing of cold/warm fronts and typhoons.

Precipitation: The observed meteorological precipitation was converted into hydrological values. Total amounts from July to September 1995 and 1996 were 779.5 mm and 620.9 mm, respectively. The daily and hourly maxima during the two observation periods were 73.1 mm and 23.2 mm, respectively. Similar to strong winds, most strong rainfalls were related to the passing of cold/warm fronts and typhoons.

Deflation scars several decimeters high well developed around the observation site. The meteorological records and our visual observations focusing on geomorphic processes imply that the retreat of such scars occurs intermittently from spring to autumn, although the contribution of deflation must also be evaluated.

Key words: meteorological observation, mountain climate, deflation, freeze-thaw, Mount Gassan