

# 低標高山地斜面における凍結・融解サイクルの頻度と表面岩温の低下量

瀬戸 真之\*

キーワード：凍結融解サイクル、表面岩温、岩塊堆積物、足尾山地

## 1. はじめに

岩石に含まれる水分が凍結融解を繰り返すことで発生する凍結破砕作用や温度変化による岩石の膨張、収縮などの物理変化は、岩石の物理的風化作用として重要である。岩石の凍結破砕は、岩温の低下量、凍結融解の頻度、岩石の間隙率、凍結前の水分飽和度、凍結が進行する過程での岩石中の水分移動などに支配される (Matsuoka, 2001)。これまで岩温の観測には多くの例があり、凍結・融解サイクルを指標とした物理的風化作用が議論されてきた (例えば、Thorn, 1979; Fahey and Lefebure, 1988; Coutard and Francou, 1989; Lewkowicz, 2001)。しかしながら、日本における岩温の観測例には、Matsuoka (1990, 1991, 1994)、岩船 (1992, 1996)、瀬戸 (2005) などがあるものの、森林限界以下に位置する比較的低標高な斜面で現在露岩に働いている凍結・融解作用については議論が少ない。森林限界下の斜面は、植生に覆われ日射が遮られることや標高が低いことなどを考えると森林限界を超える標高の斜面とは、露岩の熱的環境が異なると考えられる。また、日本の森林限界以下の斜面には、岩塊流や岩塊斜面など岩塊地の存在が各地で報告され、その形成機構に凍結・融解にともなうプロセスが推定されている例もある。このような森林限界下の岩塊地で岩温を観測し、凍結融解の頻度や岩温の低下量を明らかにすることは、現在の山地斜面で働く物理的風化作用の種類やその強度および過去の地形プロセスを推定する上で重要な資料となる。そこで、本研究は足尾山地北部の古峰ヶ原高原において気温と表面岩温の観測から現在露岩の表面に働いている凍結融解サイクルの頻度および露岩表面の温度低下量を明らかにした。古峰ヶ原高原では瀬戸 (2005) によって露岩表面に働く凍結・融解頻度が報告されている。本稿では瀬戸 (2005) よりも長い観測期間のデータを使用し、さらに気温についても言及する。

## 2. 調査地域の概要

古峰ヶ原高原は、足尾山地の北東部に位置し、横根山 (1373.4m) を最高峰として、主に標高1200~1300m 前後の小起伏面からなる (Fig. 1)。概ね標高1200m より低所では開析が進み、斜面の横断方向に凹凸が激しい傾斜20前後の斜面が卓越する。

古峰ヶ原高原は、ほぼ全域が白亜紀後期から古第三紀前期に貫入した黒雲母花崗閃緑岩および角閃黒雲母花崗岩からなり、この周囲には、砂岩、頁岩、石灰岩、チャートからなる南東に傾いたジュラ紀の足尾帯堆積岩コンプレックスが分布する (須藤ほか, 1991)。

古峰ヶ原高原の斜面には、花崗閃緑岩からなる岩塊が多く分布し、一部では集合して岩塊堆積地形を形成する。山頂部の緩斜面と開析の進んだ山腹斜面とが接する遷急線付近にはトアがみられる。これら斜面上の岩塊について小疇 (1977) が岩塊堆積地形の存在を指摘して以来、田淵・原 (1978, 1982)、山川 (1981)、瀬戸 (2003a、2003b、2004) らによって、その形成時期や形成プロセスが検討されてきた。

岩塊堆積地形周辺の木本植生は、ミズナラ (*Quercus mongolica*)、サラサドウダンツツジ (*Enkianthus campanulatus*)、リョウブ (*Clethra barbinervis*)、ズミ (*Malus sieboldii*)、モミ (*Abies firma*) などからなる二次林である。植生は岩塊堆積地形上と周囲の斜面上とで顕著な変化がなく、空中写真から岩塊堆積地形の分布を明らかにすることは困難である。そのため、踏査によってその分布範囲を把握した (Fig. 1)。

古峰ヶ原高原の約15km 北方に位置し、古峰ヶ原高原とほぼ同じ標高1292m にある奥日光気象観測所 (アメダス) の観測結果によると、月平均気温が最も下がる時期は1月と2月で、その平年値はそれぞれ - 4.1 と - 4.2 である。また、月降水量の平年値は、12月が

\* 立正大学地球環境科学部

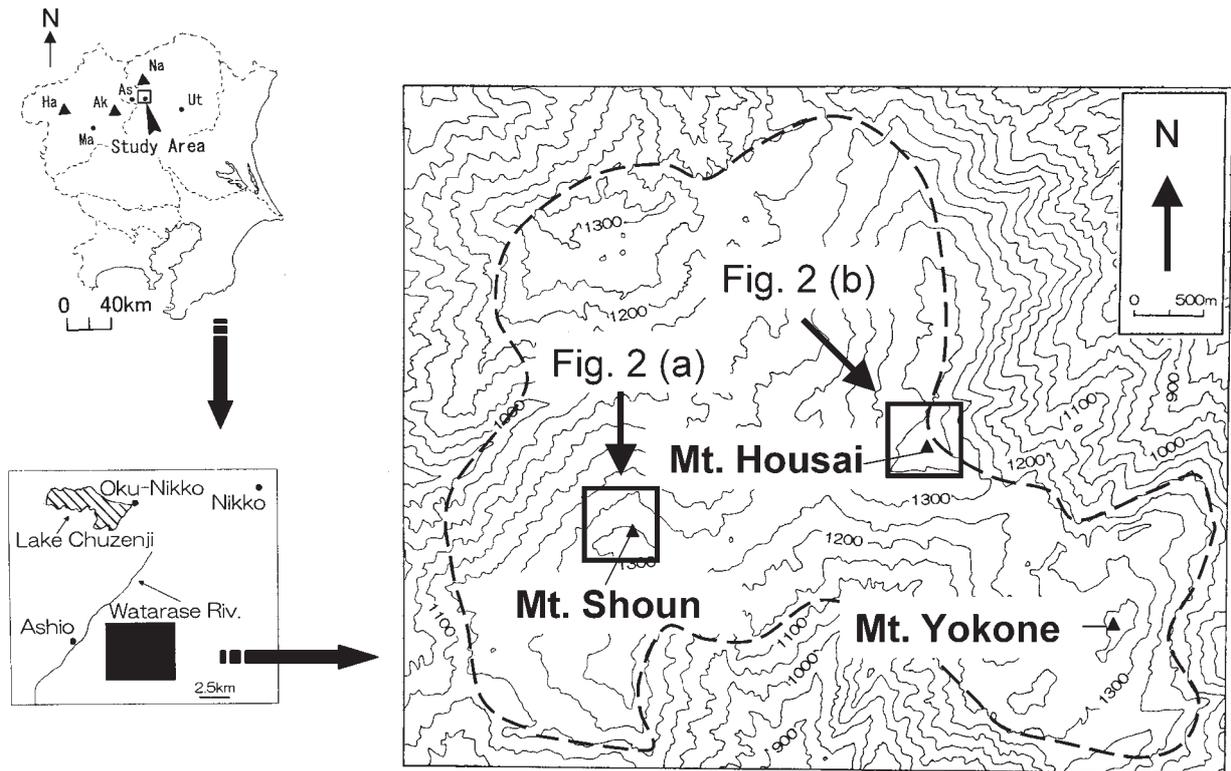


Fig. 1 Topography of the study area.

Ha: Mt. Haruna; Ak: Mt. Akagi; Na: Mt. Nantai; As: Ashio; Ma: Maebashi; Ut: Utsunomiya. Contour interval is 50 m. The area enclosed with a dashed line in the contour map shows the area with frequent distribution of blocky deposits.

36mm、1月が42.2mm、2月が66.9mmであるのに対して、3月は104.4mmと冬季の中では最も降水量が多い。奥日光気象観測所での積雪深は2月、3月が最も深く、それぞれ36cm、37cmである。筆者は、古峰ヶ原高原、方塞山南部の標高1250m 付近の吹きだまりではない比較的平坦な場所で2003年2月4日に約60cmの積雪深を確認した。

### 3. 観測地点と観測方法

#### 3 - 1. 観測地点の概要と観測期間

表面岩温および気温の観測は次の2地点で行った。

Point 1の測定点は、勝雲山北斜面の岩塊堆積地形上端のトアに設置した (Figs. 1, 2a, 3A)。トアの大きさは、高さ約500cm、幅約80cm、奥行き約300cmである。このトアは、尾根上の平坦部と山腹斜面が接する遷急線から約80m 斜面下方 (標高1280m) の地点に位置する (Fig. 2a)。トアの側方は一次谷となっており、トア基部に接する斜面は常に湿っている。トア基部の下流側には、長径約200cm (最大242cm)、短径約50cm (最大78cm) 程度の板状をした岩塊が折り重なるように堆積

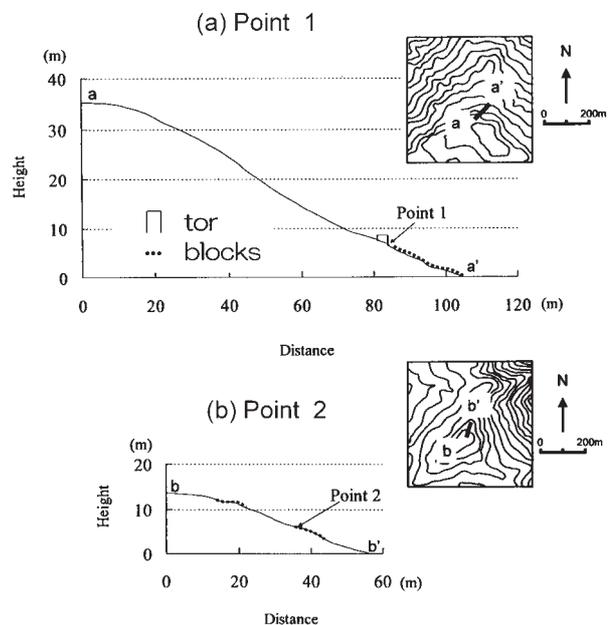


Fig. 2 Location of Points 1 and 2.

Contour interval is 10 m. (a) The altitude of Point 1 is 1280 m. (b) The altitude of Point 2 is 1340 m.

し、これらの岩塊が岩塊堆積地形の上端部を構成している (Fig. 3C)。測定面の向きは N50 E で傾斜は86である。測定面の上空を覆う木本植生は、リョウブ、ズミ、

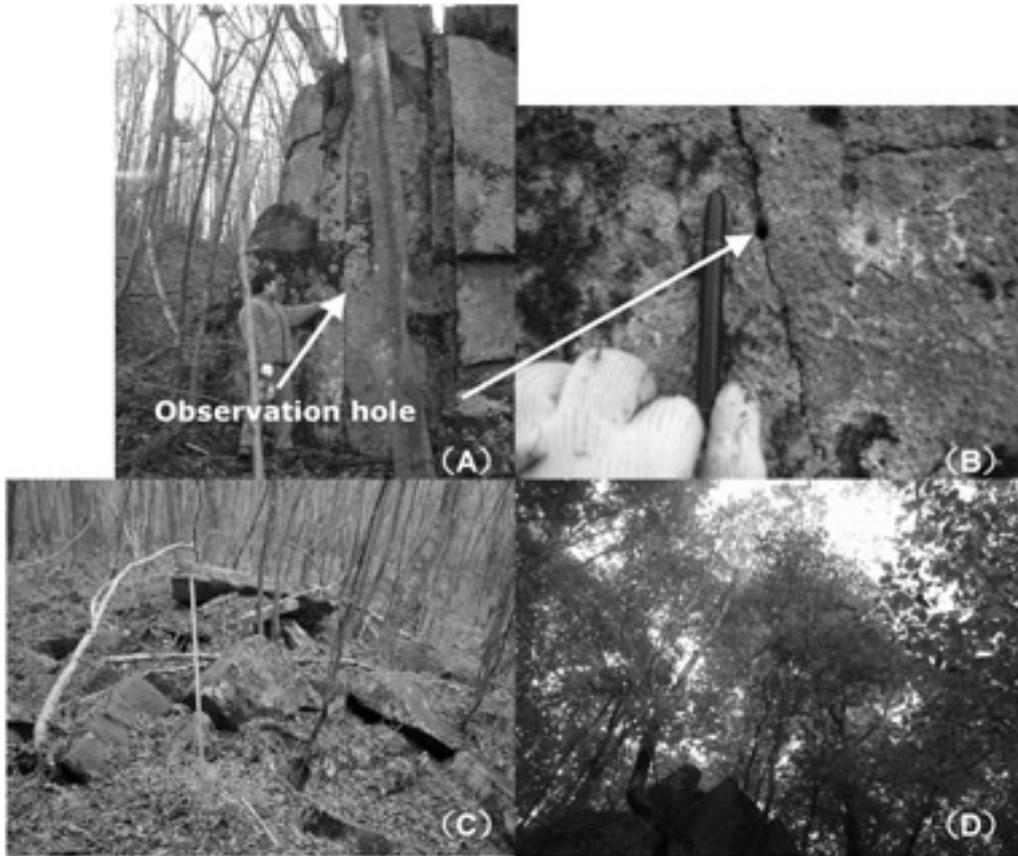


Fig. 3 Outline of the Point 1.

A: The tor at the Point 1 on its NE surface. B: Close-up view of the observation hole.  
C: Blocky deposits under the tor. D: Deciduous trees covering Point 1 (Oct 7, 2003)



Fig. 4 Outline of the Point 2.

A: The boulder at the Point 2 on its NE surface. B: Close-up view of the observation hole.  
C: Blocky deposits around Point 2. D: Larch trees covering Point 2 (Oct 7, 2003).

ミズナラで、2003年10月7日の観察では、枝や葉がトアへ到達する日射を遮っていた（Fig. 3D）。

Point 2の測定点は、方塞山北斜面の岩塊に設置した（Figs. 1, 2b, 4A）。岩塊の長径、中径、短径は、それぞれ約150cmで方形に近い。この岩塊は尾根上の平坦部から約40m斜面下方（標高約1340m）の地点に位置する（Fig. 2b）。周囲に谷頭凹地や水路はなくPoint 1と比べて乾燥している。測定点を設置した岩塊の周囲には、長径約300cm（最大530cm）、短径約70cm（最大78cm）程度の板状をした岩塊が分布する（Fig. 4C）。測定面の向きはN24Eで、傾斜は88である。測定面の上空を覆う植生はカラマツ（*Larix leptolepis*）で、2003年10月7日の観察では、Point 1と比べ日射が多く当たっていた（Fig. 4D）。

今回使用するデータの観測期間は、2002年11月30日から2005年4月10日である。観測期間が短いため、観測期間と平年との差を考慮する必要がある。そこで、奥日光気象観測所（アメダス）のデータを用いて、1961年から2003年までの冬季4ヶ月間（12月～3月）の月平均気温の年々変動を調べたところ、-6 から -2 の間で推移していた。今回の観測結果も同様であったので、観測期間の冬は、1961年からの約40年間と比べて、格段に寒冷あるいは温暖な冬であるとは考えられない。

### 3 - 2 . 気温および岩温の観測方法

本研究では高さ2mのアルミ製ポールにタッパーを2個固定し、この内部に気温・岩温用のデータロガーをそれぞれ収納した。センサーはタッパーに空けた穴から取り出した。気温センサーはアルミ製ポールの上端部に固定されたT字型塩ビ管の内部へ突き出す形で固定した。塩ビ管の直径は約3cmである。タッパーおよび塩ビ管は白色のガムテープで覆った。

先行研究の岩温観測では、観測対象に深さ1.5～40cmの孔をあけ、この中にセンサーを固定して1～3時間間隔で観測し、凍結・融解サイクルの頻度を明らかにしている（Matsuoka, 1990, 1994；Shiraiwa, 1992, 1993；岩船1992, 1996）。本研究では、地表から約150cmの高さにある測定面の割れ目に直径約5mm、深さ約20mmの孔をあけて、岩粉を混ぜたシリコンを充填し（例えば、Matsuoka, 1990；Shiraiwa, 1992）、この中にセンサーを固定して表面岩温を観測した（Figs. 3A, 3B, 4A, 4B）。センサーを設置した割れ目は、各観測地点とも幅1mm以下で、長さ約30cmである。割れ目の中は細粒物質で充填されている。

気温・表面岩温ともに30分間隔で観測し、測器には株式会社T&D製のおんどとり Jr. RTR-52を使用した。RTR-52は、16,000個のデータを記録できるロガーで、30分間隔で約6ヶ月間の連続観測が可能である。温度センサーは径2mmのサーミスターで、測定範囲は-60～+155であり、-20～+80の範囲では平均で±0.3の精度を持っている。

以上の観測方法で得られたデータから、FTC（freeze-thaw cycle）とEFTC（effective freeze-thaw cycle）を認定した。FTCは0より高い温度から0以下に下がり、再び0以上に上がるサイクルである。また、EFTCは+2以上から-2以下に温度が低下・上昇するサイクルであり、凍結破砕が最も効果的に起こると考えられている（Matsuoka, 1990）。

## 4 . 観測結果

2002年11月30日から2003年5月10日までの期間でPoint 1およびPoint 2の気温データがデータロガーのバッテリー切れのため、欠測となった。また、2005年1月19日から2005年4月10日までの期間でPoint 1の表面岩温データがセンサーが岩から抜けたため、欠測となった。Point 1では2005年4月10日の時点でセンサーが岩から抜けていた。Point 1の岩温データを解析した結果、2005年1月20日以降は明らかにそれまでと異なる傾向の温度変化を示し、それは気温データとほぼ一致していた。しかし、正確にはセンサーの抜け落ちがいつ起きたかは不明である。そこで温度変化の傾向が大きく変化する1日前の2005年1月19日以降を欠測期間とした。

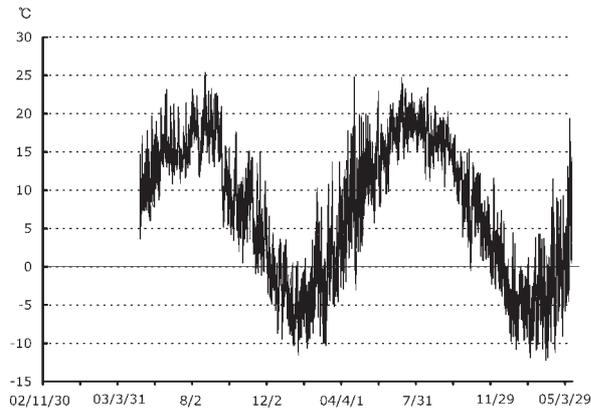
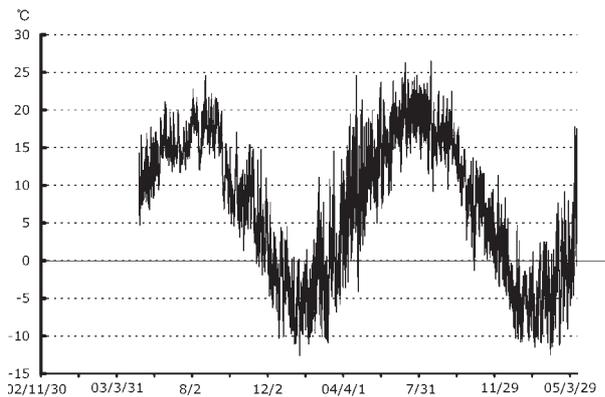
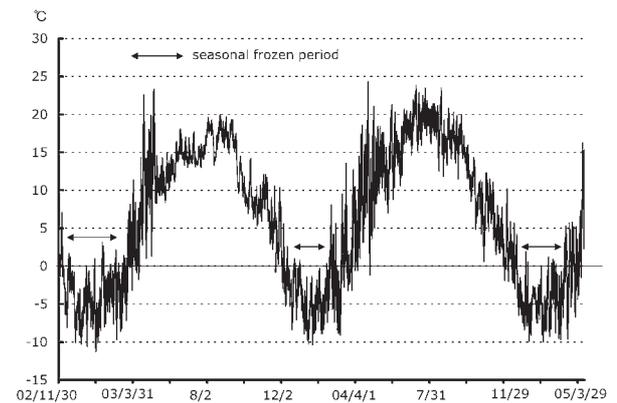
この他の期間には、測定面に設置したサーミスタの位置にずれは認められず欠測もなかった。また、観測結果に特に異常なデータは認められず、データロガーやサーミスタは正常に動作したと考えられる。観測の結果をFigs. 5～8およびTable 1に示す。

Point 1で観測された気温の平均値は7.2で、最高値は25.4、最低値は-12.2であった。観測期間中の温度較差は37.6である。日平均気温が0以下であった日数は2003年冬、2004年冬で、それぞれ94日、93日であった。表面岩温の平均値は6.3で、最高値は23.9、最低値は-7.4であった。観測期間中の温度較差は31.3である。日平均表面岩温が0以下であった日数は2002年冬、2003年冬、2004年冬でそれぞれ98日、86日、92日であった。

Point 2で観測された気温の平均値は7.0で、最高値

Table 1. Summary of the temperature observed from November 30, 2003 to Apr 10, 2005.

	Point 1		Point 2	
	Air	Rock	Air	Rock
Mean temp. during the observation period	7.2	6.3	7.0	6.0
Extreme maximum temp.	25.4	23.9	26.5	24.4
Extreme minimum temp.	- 12.2	- 7.4	- 12.6	- 11.3
Absolute range during the observation period	37.6	31.3	39.1	35.7

Fig. 5 Air temperature at Point 1  
(Nov 30, 2002 - Apr 10, 2005).Fig. 6 Rock surface temperature at Point 1  
(Nov 30, 2002 - Apr 10, 2005).Fig. 7 Air temperature at Point 2  
(Nov 30, 2002 - Apr 10, 2005).Fig. 8 Rock surface temperature at Point 2  
(Nov 30, 2002 - Apr 10, 2005).

は26.5、最低値は - 12.6 であった。観測期間中の温度較差は39.1 である。日平均気温が0 以下であった日数は2002年冬、2004年冬でそれぞれ99日、91日であった。表面岩温の平均値は6.0 で、最高値は24.4、最低値は - 11.3 であった。観測期間中の温度較差は35.7 である。日平均表面岩温が0 以下であった日数は2002年冬、2003年冬、2004年冬でそれぞれ102日、94日、95日であった。

以上の観測結果で示された日平均気温、日平均表面岩温が0 以下であった日は、年に関わらず、12月後半から3月前半にかけて連続する (Figs. 5, 6, 7, 8)。ただし、この期間においても日によっては気温、表面岩温が

0 を前後することが確認された。

0 以下の日平均気温、日平均表面岩温の積算値、すなわち凍結指数を Table 2に示す。凍結指数は気温、表面岩温とも400 ・days 前後である。2002年冬の Point 1の表面岩温だけが274.1 ・days と他のデータよりも小さい値となっている。また、2004年冬は各観測値とも値が大きく、2002年冬、2003年冬と比べて寒冷であったことが分かる。

FTC は、気温・表面岩温ともに両観測地点で年周期・日周期のサイクルが認められた。ここでは特に凍結破砕作用による岩塊の分割、トアの解体に注目し表面岩温の FTC について述べる (Table 3)。年間を通した FTC の

Table 2. Freezing Index ( °C · days).

		Year		
		02/03	03/04	04/05
Point 1	Air	NA	377.4	422.3
	Rock	274.1	372.7	NA
Point 2	Air	NA	377.4	403.9
	Rock	438.7	420.6	469.4

NA= Data not available.

Table 3. The Number of diurnal FTC and Diurnal EFTC in the observation period.

	Year	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	Total
point 1	02/03	0 (0)	5 (0)	1 (0)	7 (0)	20 (6)	0 (0)	33 (6)
	03/04	0 (0)	12 (0)	2 (0)	10 (0)	15 (0)	0 (0)	39 (0)
	04/05	0 (0)	3 (0)	NA	NA	NA	NA	NA
point 2	02/03	0 (0)	5 (0)	2 (0)	4 (0)	15 (1)	4 (1)	30 (2)
	03/04	2 (0)	7 (2)	2 (0)	8 (0)	12 (2)	3 (0)	34 (4)
	04/05	1 (0)	12 (1)	2 (0)	5 (0)	12 (5)	3 (1)	35 (7)

NA= Data not available. The brackets show EFTC.

頻度は30回から39回であった。Table 3から明らかなように、FTCは12月と3月に集中して認められる。さらに3月は12月の2倍以上の頻度でFTCが発生することもある。30回から39回というFTCの頻度は森林限界を超える標高の斜面と比較するとかなり少ないと言える(瀬戸, 2005)。EFTCの頻度は2回から7回でPoint 1では0回の年もあった。EFTCもFTC同様に3月に集中して認められる。

## 5. 考察

気温および表面岩温の観測データをもとに、本地域で働く凍結・融解作用について考察する。瀬戸(2005)も指摘しているが、今回の観測でも露岩表面には年周期、日周期の凍結・融解サイクルが出現することが確認された(Figs. 6, 8)。また、気温についても年周期、日周期の凍結・融解サイクルが出現する(Figs. 5, 7)。

日平均気温および日平均表面岩温が0 °C以下である日は、年によって若干の差が認められるものの、100日前後でほぼ連続している。この期間の前後には日周期のFTCが発生する期間があり、11月後半から12月前半までと3月後半である。残る4月から11月前半までは気温、表面岩温ともに0 °C以上の日が連続する。以上から1年を単位とした観測期間を年周期の融解期間(4月から11月前半)、日周期の凍結・融解が卓越する期間(11月後半から12月末および3月)、年周期の凍結期間(1月および2月)の3期間に区分できる。このうち、

の季節的凍結期間には露岩内部へ凍結が進行したと考えられる。

表面岩温を見ると日周期のFTCは最も頻度が高い年でも39回で、EFTCは7回であった。一方、年周期の凍結期間は年間で約100日間存在し、表面岩温は-5 °Cから-10 °Cまで低下する。このように日周期でのFTCが少ない一方で、年周期の凍結期間が約3ヶ月も存在することを勘案すると、本地域では日周期よりも年周期のFTCが岩石の物理的風化に対して効果的であると推定される。

瀬戸(2005)は、表面岩温の年周期でのFTCについて、2002年冬のデータに基づき、凍結指数を比較するとPoint 1とPoint 2では164.6 °C · daysの差があることを報告した。今回得られた2003年冬のデータではPoint 1とPoint 2における凍結指数の差は47.9 °C · daysであった。また、2002年冬と2003年冬の気温の凍結指数は、ともに377.4 °C · daysであり、気温の低下量には差が見られなかった。さらにPoint 2では表面岩温の凍結指数の差は2002年冬と2003年冬とで18.1 °C · daysの差にとどまっている。すなわち、Point 1における表面岩温の凍結指数のみが2002年冬と2003年冬とを比較して約100 °C · daysも変化している。

これらのことは年により表面岩温の下がり方に差異があることを示し、その原因が気温以外の局地的に変化する条件にあることを示唆している。瀬戸(2005)は、観測地点の地形的位置、測定面上空を覆う植生などが表面岩温の低下量に影響していることを指摘した。これらの

条件は数年オーダーで大きく変化することは考えられないので、年ごとの温度低下量の差異には雪の多寡など年々変動する要素が影響している可能性がある。Williams and Smith (1989) によると積雪は熱伝導率が低く、断熱効果が大きいため、地中からの熱の輸送を妨げ気温低下による地温の低下を抑制する。表面岩温についても積雪により、測定対象とした岩塊頂部および基部では温度低下が妨げられた可能性を指摘できる。

瀬戸 (2005) は現在も凍結・融解作用により岩塊の分割が進行している可能性を指摘した。今回示したさらに観測期間の長いデータからも同様の可能性を指摘できる。しかしながら、新たに示したデータから表面岩温の低下量に少なくとも100 days あまりの年々変動が存在することが明らかになった。議論をさらに展開するためには、さらに観測を継続し、積雪量などについてもデータの蓄積が必要である。

## 6. まとめと今後の課題

山地帯の森林限界以下に位置する斜面で気温および露岩の表面岩温を観測した。この結果、観測期間1年を単位として年周期の融解期間(4月から11月前半)、

日周期の凍結・融解が卓越する期間(11月後半から12月末および3月)、年周期の凍結期間(1月および2月)の3期間に区分した。また、本地域では日周期よりも年周期のFTCが岩石の物理的風化に対して効果的であると推定される。表面岩温の低下量については、年により低下量に差異があることを示し、その原因が気温以外の局地的に変化する条件にあることを指摘した。この原因の一つには積雪量の多寡が考えられる。

今後は、観測をさらに継続するとともに、積雪量のデータも蓄積する必要がある。また、異なる斜面方位、異なる大きさの岩塊など条件を様々に変えて観測を行うことで、凍結・融解サイクルの頻度や岩温の低下量に影響する要因が明らかになると考えられる。

## 謝辞

立正大学地球環境科学部の田村俊和先生には多数の助言をいただいた。志学館大学人間関係学部の岩船昌起先生には、表面岩温の観測方法についてご教示いただいた。立正大学地球環境科学部の田村ゼミの院生諸氏には有益な議論をしていただいた。また、立正大学の中村洋介博士、立正大学大学院の高田明典氏、佐藤光洋氏、吉田美恵子氏には温度センサーの設置など観測を手伝っていただいた。粟野町、栃木県および大間々森林管理署

からは調査の許可をいただいた。厚く御礼申し上げます。

## 引用文献

- Coutard, J. P. and Francou, B. (1989) Rock temperature measurements in two alpine environments: Implications for frost weathering: *Arctic and Alpine Research*, 21, 399 - 416.
- Fahey, B. D. and Lefebure, T. H. (1988) The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario, Canada: *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 293 - 304.
- 岩船昌起 (1992) 北アルプス穂高岳における気象変化に対応した落石の発生: *地理予*, 41, 14 - 15.
- 岩船昌起 (1996) 穂高岳涸沢カールで融雪期に生じた岩壁崩壊: *地学雑誌*, 105, 569 - 589.
- 貝塚爽平 (1969) 変化する地形: *科学*, 39, 11 - 19.
- 小嶋 尚 (1970) 日本の周氷河地形とその形成条件: *地理学評論*, 38A, 179 - 199.
- 小嶋 尚 (1977) 化石周氷河現象: 『日本の第四紀研究』東京大学出版会, 163 - 169.
- Lewkowicz, A. G. (2001) Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80 N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada: *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 351 - 366.
- Matsuoka, N. (1990) The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurement and a predictive model: *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 73 - 90.
- Matsuoka, N. (1991) A model of the frost shattering: Application to field data from Japan, Svalbard and Antarctica: *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, 271 - 281.
- Matsuoka, N. (1994) Diurnal freeze-thaw depth in rockwall: Field measurements and theoretical consideration: *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 423 - 435.
- Matsuoka, N. (2001) Microgelivation versus macrogelivation: towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering: *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 299 - 313.
- 瀬戸真之 (2003a) 足尾山地北部横根山に分布する岩塊堆積物の形態: *季刊地理学*, 55, 221 - 229.
- 瀬戸真之 (2003b) 足尾山地北部勝雲山に分布する岩塊堆積地形: *地域研究*, 44, 55 - 63.
- 瀬戸真之 (2004) 足尾山地山頂部における斜面不安定期と岩塊堆積物の形成: *地理学評論*, 77A, 209 - 218.
- 瀬戸真之 (2005) 足尾山地北部古峰ヶ原高原の露岩に働く凍結・融解サイクル: *地形*, 26 - 1, 65 - 77.
- Shiraiwa, T. (1992) Freeze-thaw activities and rock breakdown in the Langtang Valley, Nepal Himalaya: *Environmental Science, Hokkaido University*, 15, 1 - 12.
- Shiraiwa, T. (1993) Glacial fluctuations and cryogenic

environments in the Langtang Valley, Nepal Himalaya: Contribution from the Institute of Low Temperature Science, Ser. A, 38, 1 - 98.

須藤定久・牧本 博・泰 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・坂本 亨（1991）『20万分の1 地質図 宇都宮』：地質調査所。

田淵 洋・原 芳生（1978）花崗岩地域における斜面形成期 - 古峰ヶ原・横根山周辺を例として - ：地理予, 14, 238 - 239.

田淵 洋・原 芳生（1982）足尾山地山頂部における周氷河地

形の形成年代：東北地理, 34, 164.

Thorn, C. (1979) Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range: Earth Surface Processes and Landforms, 4, 211 - 228.

Williams, P. J., and Smith, M. W (1989) The frozen earth: Cambridge University Press.

山川克己（1981）足尾山地・古峰ヶ原高原の岩塊流地形と谷埋埋積物について：法政大学 大学院紀要, 7, 51 - 64.

## Frequency of Freeze-Thaw Cycles and Rock Surface Temperature Fall in a Montane Zone - Field Measurements in Kobugahara, Northern Ashio Mountains, Central Japan -

Masayuki SETO\*

\*Faculty of Geo-environmental Science, Risscho University

Keywords: freeze-thaw cycles, rock surface temperature, blocky deposits, Ashio Mountains.