

## 富士山・間ノ岳・西駒の地温観測 2012—2014

○池田 敦（筑波大・生命環境），岩花 剛（アラスカ大・IARC），  
小林 元（信州大・農学），田中健太（筑波大・生命環境）

地表面付近の地温は、地盤の凍結融解状況の直接的な指標値であり、凍結融解による表層の水文特性の変化や、土砂移動、土壌中の微生物活動、植生の生育環境などを議論する基礎データになる。また、地表面温度は、無雪期には気温変化とともに日射量の大小をよく反映し、積雪期には積雪期間や積雪深を反映する。さらに土層中の地温は凍結融解期には土層の乾湿を潜熱として反映する。そのため安価な温度ロガーを用い多地点で地温の連続記録を得ることは、観測地点間の気象・水文条件の違いや変動を議論するために有効かと思われる。本研究では以下の特徴的な高山環境を選んで地温観測を実施したので結果を報告する。調査地は、主に富士山の山頂部（永久凍土帯の無植被地）と信州大学西駒演習林の亜高山帯（針葉樹林帯）～稜線（風衝砂礫地およびハイマツ地）であり、2013年10月からは間ノ岳山頂部の北向き岩壁でも観測を開始した。

富士山（標高 3776 m）の山頂部には、永久凍土のない地点に深さ 3 m の観測孔を 2 本（風衝地・風背地各 1）、永久凍土のある地点に 3.6 m と 10 m の観測孔（いずれも風衝地）がある。そのうち雪が厚く積もる風背地を除くと、地表面（厚さ 2 cm 前後の礫下の）温度は気温より 2°C 前後高い値で推移する。地表面温度を詳しくみると、晴れた日の日中に昇温が著しい。風衝地では冬季も気温と地表面温度の変動が同期し、積雪が薄いことが示唆され、風背地においては冬季に積雪による地温低下の抑制が顕著であった。一方、地中の温度変化は、一般的には地表面の温度変化を受けて、土粒子・水・空隙の分布状況による熱伝導性の違いに応じて決定される。しかし富士山では同時に、空隙率が高く透水性のよい火山砂礫層において降雨浸透に応じた急激な地温変化が観測され、同じ降雨イベント時に透水性の悪い土層との間で地温変化に明瞭な差があった。透水性のよい土層下では、台風による降雨時に凍土の融解が進むために、永久凍土が形成されていなかった。

西駒演習林では、標高 2670 m の稜線上と、北向き斜面の標高 2600～2000 m の標高差 100 m 毎において、地表面（2, 5 cm 深）と 50 cm 深の地温を観測した。稜線上は裸地、標高 2600 m 地点はハイマツ地であり、それ以下は針葉樹林内にある。無雪期には、針葉樹林帯では 0.6～0.7°C/100 m の地温遞減率が観測された。遮蔽物の有無等で日射条件が異なる標高 2500 m 地点とハイマツ地および稜線上の地温を比べると、標高が上がるにつれ高温となっていた。一方、積雪期には針葉樹林内の 5 cm 深地温は凍結せずにいずれも 1°C 未満で推移するのに対し、風衝地、ハイマツ地の順に 5 cm 深の温度低下が顕著であり、いずれの地点も 50 cm 深まで凍結が及んでいた。とくにハイマツ地では 50 cm 深の融解が風衝地に比べ 1 ヶ月半～2 ヶ月も遅れた。その遅れは、積雪量および林床の日射量の違いによる消雪時期の遅れのほか、リター層の熱伝導性の低さも反映していると考えられる。いずれにせよ、森林限界付近では、気温条件が大きく異なる場所でも、植生の違いによって、夏季は地表に到達する日射量に差が生じ、冬季は積雪量に差が生じるため、地温（とおそらく土壌水分）が大きく異なる状態が生じる。

間ノ岳（標高 3190 m）で亀裂の多い岩壁に鉛直深 3 m の観測孔を設置したところ、最深部で最低値 -10°C、最高値 7°C という大きな年変化が観測された。また、融解期に深部が約 1 ヶ月 0°C で推移し、岩盤深部での凍結融解の証拠として特筆すべき観測例となった。この例から凍結風化とそれによって生産される岩屑粒径についての考察が進むと考えられる。