

土砂生産の観測および調査について

澤田豊明¹⁾

1. はじめに

流域における土砂生産は流水の濁り、土砂の流出・堆積など種々の形態において河川環境に影響を与えている。このような土砂生産の流域における実態を時系列的に解明し、その成果に基づき流域における土砂生産の実態の把握と予測法を確立することは、長期の流域土砂管理においても非常に重要である。

著者は神通川水系高原川流域において、1985年から裸地斜面の試験地における土砂生産の実態について観測および調査を実施している。観測・調査は積雪期を除く期間を通して毎週実施されている。ここでは、2006年の観測・調査結果を中心に裸地斜面における土砂生産の実態および凍結融解の機構について検討する。

2. 土砂生産の調査法と場の特性

土砂生産の観測・調査は裸地斜面内に試験斜面を設定して行っている。試験斜面は地質、斜面勾配、斜面規模、交通の利便性などを考慮して図1に示す

流域に約10カ所に設けられている。試験斜面下流端に、幅1mの土砂採集ボックスを設置し、このボックスに入った土砂を毎週採集し、重量と粒径分布を測定している。試験斜面の配置と流域の地質は図1に示すとおりである。

各試験地の地質、斜面勾配、圧縮強度および過去3年間の平均土砂量は表1のとおりである。試験斜面は1985年から継続して同じ場所であり、自然状態が保持されている。試験斜面長が長いと土砂生産量も多くなり、採集ボックスに入りきらないことになるので、試験斜面の長さは3mから5mの場所を選んでいる。試験斜面は自然状態を保つように除草なども行っていない。

土砂生産には降雨量が大きく関わっているため、試験斜面に近い雨量計の記録を収集している。なお、現在、試験地のNo.4および5は道路改修によって消失し、No.10は植生の回復によって土砂生産が認められなくなった。

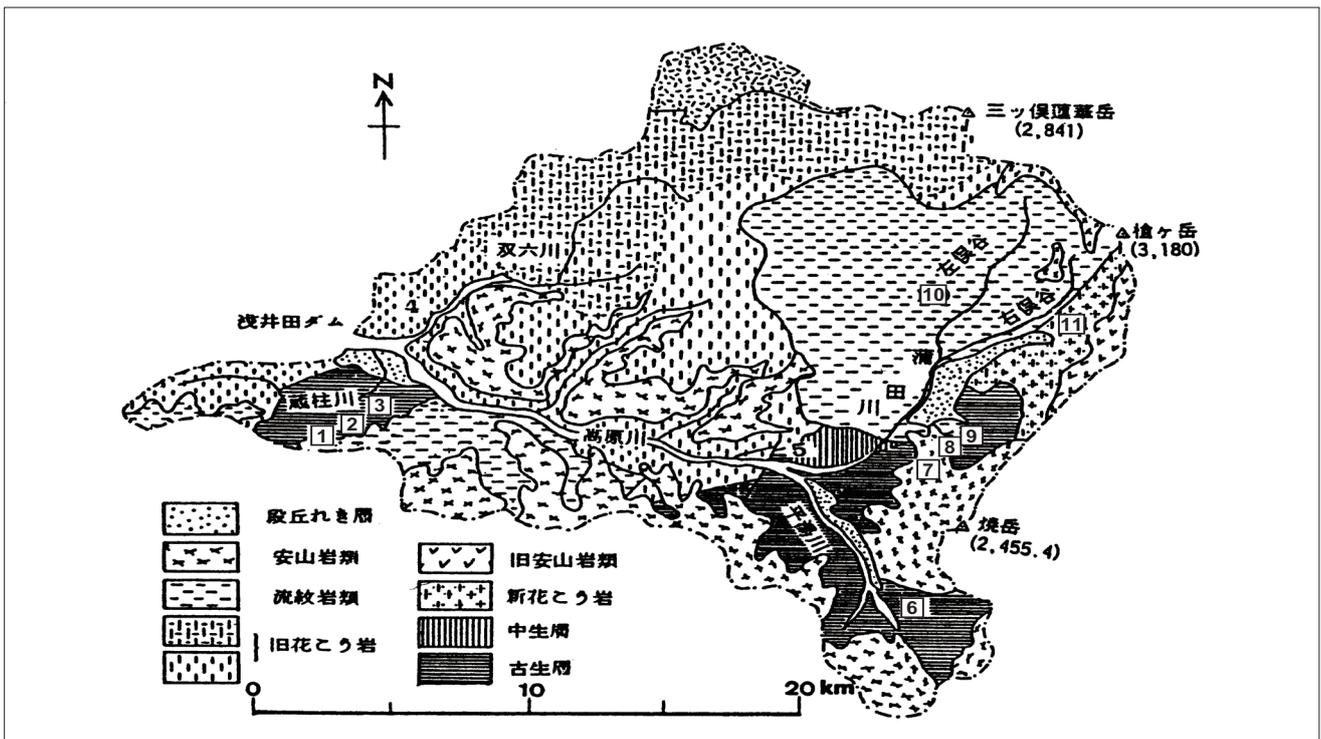


図1 試験流域の地質と試験地の配置 (図中の番号)

1) NPO 法人 山の自然文化研究センター

表1 土砂生産試験地（図1の番号）の特性と過去3年間の土砂生産量

試験地番号	地質	圧縮強度 (kg/cm ²)	斜面勾配 (度)	土砂生産量 (g/m ² week)		
				2004年	2005年	2006年
1	流紋岩	5.0	52	30	8.4	34.4
2	流紋岩	10.5	54	15	8.5	6.5
3	流紋岩	3.3	50	6	4.3	0.0
6	古生層	3.8	60	118	103	36.9
7	火砕流堆積物	0.9	55	132	85	131.4
8	石英斑岩	0.6	42	8	6.3	7.1
9	石英斑岩	0.5	35	7	-	5.7
11	流紋岩	2.8	48	7	7	10.4

なお、各試験地の呼び名は、試験地番号1:天文台1、番号2:天文台2、番号3:天文台3、番号6:平湯、番号7:深谷、番号8:空山1、番号9:空山2、番号10:左俣、番号11:右俣となっている。

図2は各試験地における4年間の平均生産土砂量 (g/m²・week) と試験斜面の圧縮強度 (kg/cm²) の関係を示したものである。試験斜面の表面は土砂生産によって絶えず変化しているが、圧縮強度が土砂生産に支配的な要因となっていることが分かる。

図3は各試験地における4年間の平均生産土砂量 (g/m²・week) と試験斜面の勾配 (度) の関係を示したものである。この図からは、斜面勾配が土砂生産に大まかに関わっていることが読み取れる。

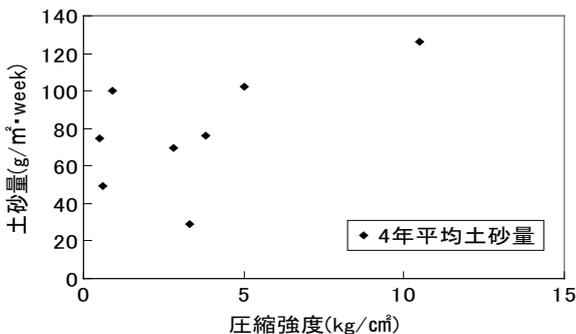


図2 土砂生産量と圧縮強度の関係

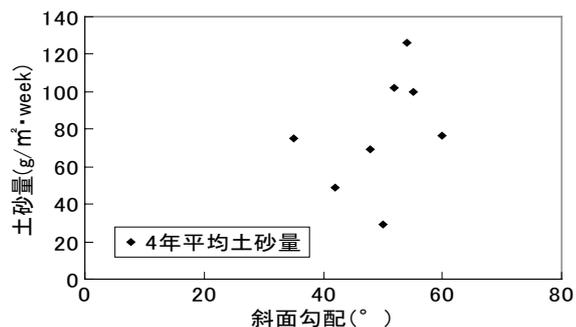


図3 土砂生産量と斜面勾配の関係

3. 年周期の土砂生産の特性

2006年における土砂生産特性と降雨の関係について検討する。まず、深谷試験地（標高1100m）における土砂生産量と降雨量の関係を時系列的に示したのが図4である。この試験地は観測所の近くにあり、焼岳火山噴出物の堆積層に発生している裸地斜面である。土砂生産量は1週間単位、1平方m単位で示している。降雨量は1週間の総雨量で示している。この雨量は穂高砂防観測所構内に設置された雨量計によるものである。土砂生産の観測は4月4日に開始され、最初の土砂採集は4月11日に行われている。土砂生産が開始されたのは4月18日から25日の間で、約361gであり、降雨量は約10mmで少ない。次に土砂生産が発生するのは、5月16日から23日の間で、約65mmの降雨量で約169gの土砂量が発生している。次に土砂生産があるのは4週間後の6月20日で前回の土砂生産の降雨量より少ない約20mmの降雨量に対して約82gの土砂量が生産されている。5週間後の7月25日に年間最大の約540mmの降雨が有り、約1200gの土砂量が発生している。その4週間後の8月22日の週に約32mmの降雨が発生し、生産土砂量は約345gであり、降雨量の割には土砂量が多いことが認められる。3週間後の9月11日の週では、約63mmの降雨で年間最大の約1400gの土砂生産があり、前回の土砂生産に比較して非常に少ない降雨量で多量の土砂生産が認められる。3週間後の10月3日の週は降雨が約53mmで土砂生産は約933gと比較的多い土砂量が認められる。その10週間後の12月19日に48mmの降雨があり、240gの土砂生産が認められた。土砂生産にとって降雨は重要な外力ではあるが、これに比例して土砂生産量が増加していない。この理由の一つとして、裸地斜面から雪が融け、凍結・融解が発生することによって斜面を構成する土砂が斜面から離れ、地表付近の土砂の結合力は小さくなる。その後、その結合力の弱くなった部分が雨滴や表面流によって移動する。その結果、裸地斜面の結合力の弱くなった部分がなくなり、その下部の結合力の大きな部分が斜面表層部を構成することになり、雨滴や表面流による移動が少なくなるものと考えられる。土砂生産はこのように斜面の場の状態が履歴的に変化することに支配されている。

つぎに、図5に示す深谷試験地における生産土砂の粒径分布の特性から土砂生産について検討してみる

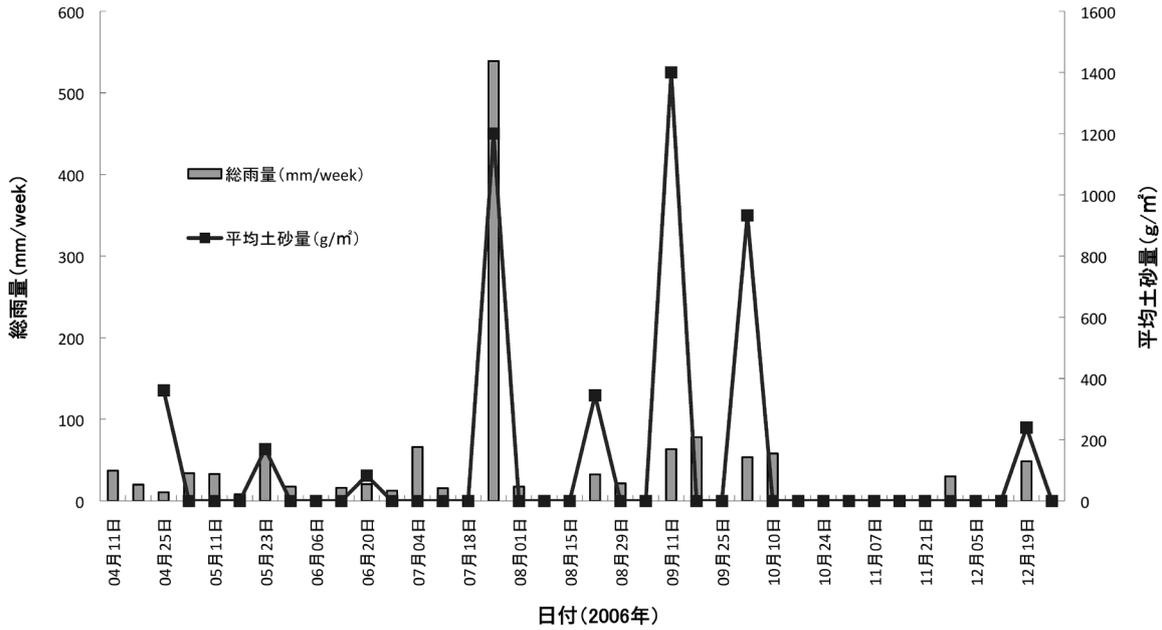


図4 深谷試験地における生産土砂量と降雨量の時系列特性

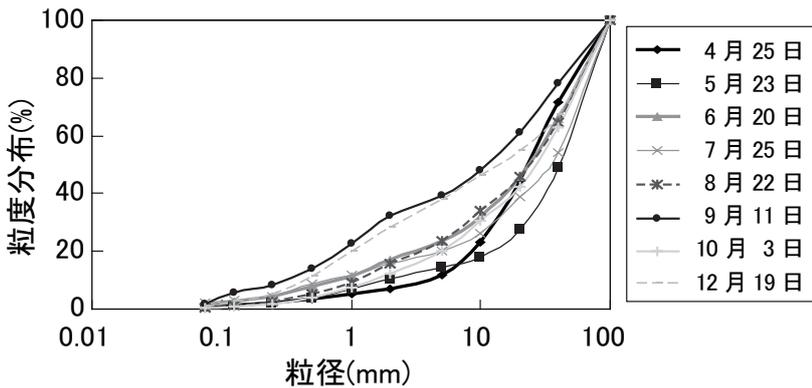


図5 深谷試験地における生産土砂の粒度分布の季節変動

と、季節によって生産土砂の粒度分布に大きな変化が認められる。春先の4月25日および5月23日の粒度分布に粗いものが多い、凍結・融解の影響によるものと考えられる。次いで土砂量が少ない6月から8月の土砂生産において粒径が少し粗くなっている。9月11日および12月19日の粒度分布は同じ傾向を示し、観測値の中で最も細粒径になっている。7月25日の土砂生産は降雨量が最も多く土砂量も多く粒径が少し粗くなっており、多量の降雨による表面流の発生による土砂生産も考えられる。

平湯試験地（6）（標高約1300m）における土砂生産量と降雨量の関係を時系列的に示したのが図6である。この試験地は平湯温泉の近くにあり、古生層堆積物に発生している裸地斜面である。土砂生産量は1

週間単位、1平方m単位で示している。降雨量は1週間の総雨量で示している。この雨量は穂高砂防観測所の構内の雨量である。観測は4月4日に開始され、最初の土砂採集は4月11日に行われ、土砂生産が開始されたのは5月11日の週で約202gの生産があり、その間の降雨量は約33mmである。次に土砂生産が発生するのは、

5月30日で約17mmの降雨量で約154gの土砂量が発生している。次に土砂生産があるのは3週間後の6月20日の週で約20mmの降雨量に対して約151gの土砂量が生産されている。4週間後に年間最大の約540mmの降雨に対して土砂量は全く認められない。1週間後、約17mmの少量の降雨に対して年間最大の約880gの土砂量が発生している。その1週間後は降雨が認められないにも係わらず約152gの土砂生産が認められる。その後、8月22日の週に約21mmの降雨によって約136gの土砂生産が発生している。3週間後の9月11日の週は降雨が約78mmで約660gの土砂量が認められる。その後の2週間は50mmを超える降雨に対しても、土砂生産は認められなかった。10月3日の週は前週と同程度の58mmの降雨で約155gの土砂生産が認められた。3週間後の10月24日の週に約4mmの降

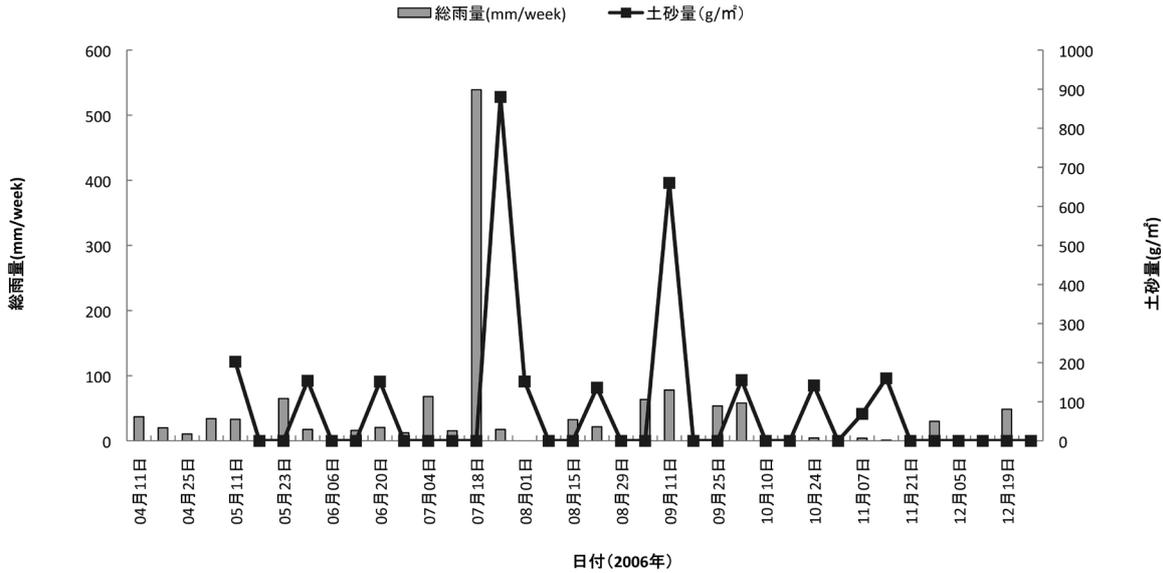


図6 平湯試験地における生産土砂量と降雨量の時系列特性

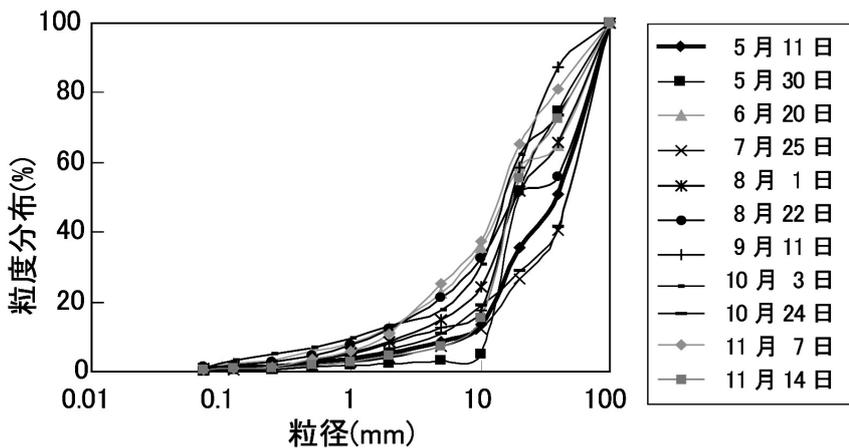


図7 平湯試験地における生産土砂の粒度分布

雨があり約 142g の土砂生産があった。その後、11月7日と14日の週は降雨が殆ど無い状態で約 69g と 160g の土砂生産は認められた。

平湯試験地における生産土砂の粒径の季節変動は図7に示す。粒径の季節変動は他の試験地に比較して小さい。特に7月25日は降雨量が少ないこと、土砂量が多いことおよび粒径が大きいことが特徴的である。

空山1試験地（標高約 1200 m）は石英斑岩の裸地斜面で、岩石の風化が進行している。図8は空山1試験地における生産土砂量と降雨量の時系列特性を示している。この図に示されるように、降雨量が最も多い7月18日の週には土砂生産量が 0g であり、翌週の25日は降雨量が約 17 mm で土砂生産は最も多い約 57g の土砂量が生産されている。一方、最初に土砂生

産が認められた週は5月23日で約 65 mm の降雨量に対して約 70g の土砂生産があった。年最大の土砂生産は12月19日で降雨量 48 mm に対して約 80g の土砂生産が認められた。

この様に土砂生産は降雨量に対応していないが、12月の生産土砂量が多いのは凍結・融解によるものと考えられる。

図9は空山試験地1および2の生産土砂の粒度分布を比較したもので、空山試験地1は粒径が約 1 mm で細粒である。一方、空山試験地2の方は平均粒径が約 25 mm で非常に大きいことが特徴である。

図10は空山試験地2における生産土砂量と降雨量の時系列特性を示しているが、場所が近いことや地質が同じであることから、空山試験地2の土砂生産の傾向は試験地1に良く対応しているが、12月19日の土砂生産が無いことだけが大きく異なっている。

図11は天文台1試験地（標高 1250m）における生産土砂量と降雨量の時系列特性を示している。この試験地は空山試験地に比べて土砂生産量が多い。土砂生産量が最も多い週は5月23日と8月1日で降雨量は前者が約 83 mm、後者は約 21 mm であるが、土砂量はいずれも約 303g である。降雨量が最も多い週は7月25日で約 481 mm に対して土砂生産量は約 78g であ

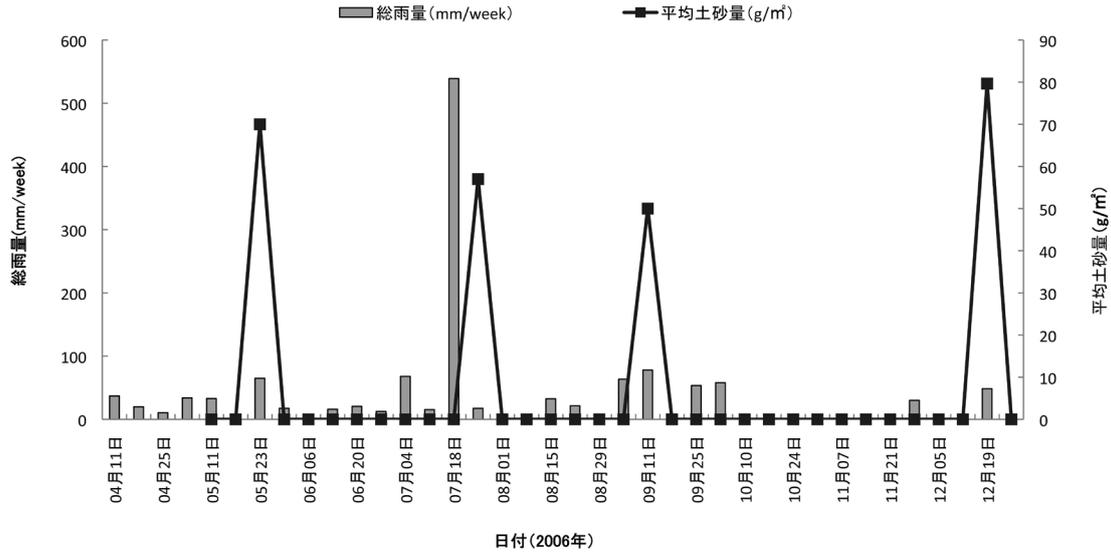


図8 空山1試験地における生産土砂量と降雨量の時系列特性

る。また、12月19日は約28mmの降雨に対して土砂量は約228gで多いことから、ここでは凍結・融解が発生したものと思われる。図12は天文台1試験地の粒径分布を示す。天文台の他の試験地に比べて季節的に粒径分布の変化が大きい。

天文台試験地2（標高1230m）における生産土砂の時系列特性の変化は、図13に示すように天文台試験地1に近いにも関わらずその傾向は異なる。12月

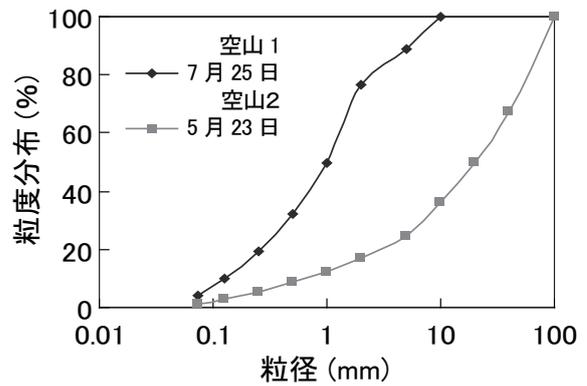


図9 空山1および2試験地における生産土砂の粒度分布

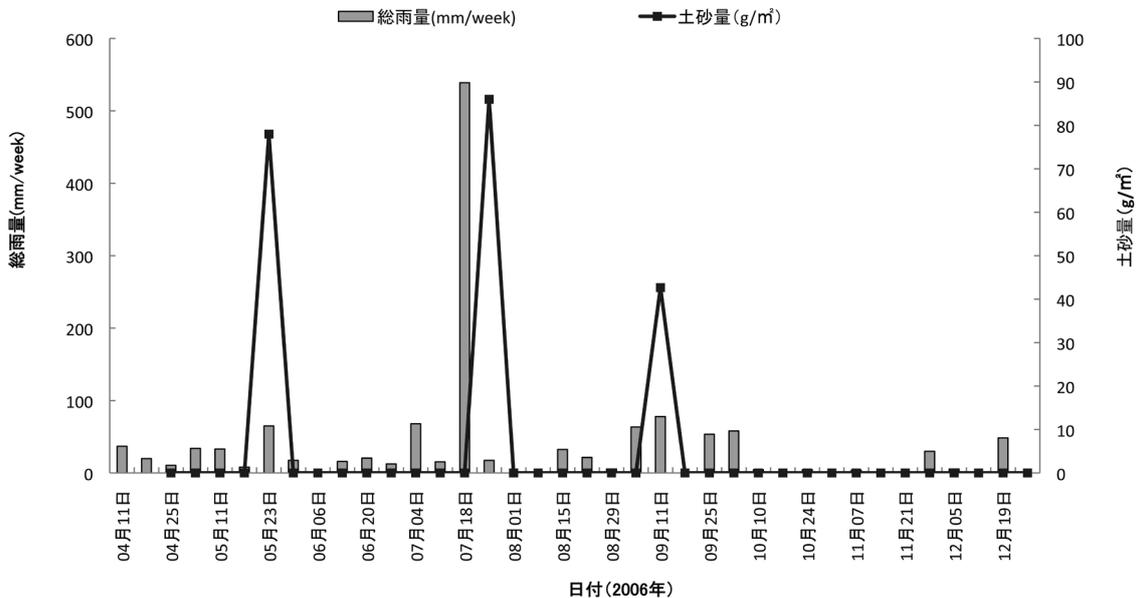


図10 空山2試験地における生産土砂の粒度分

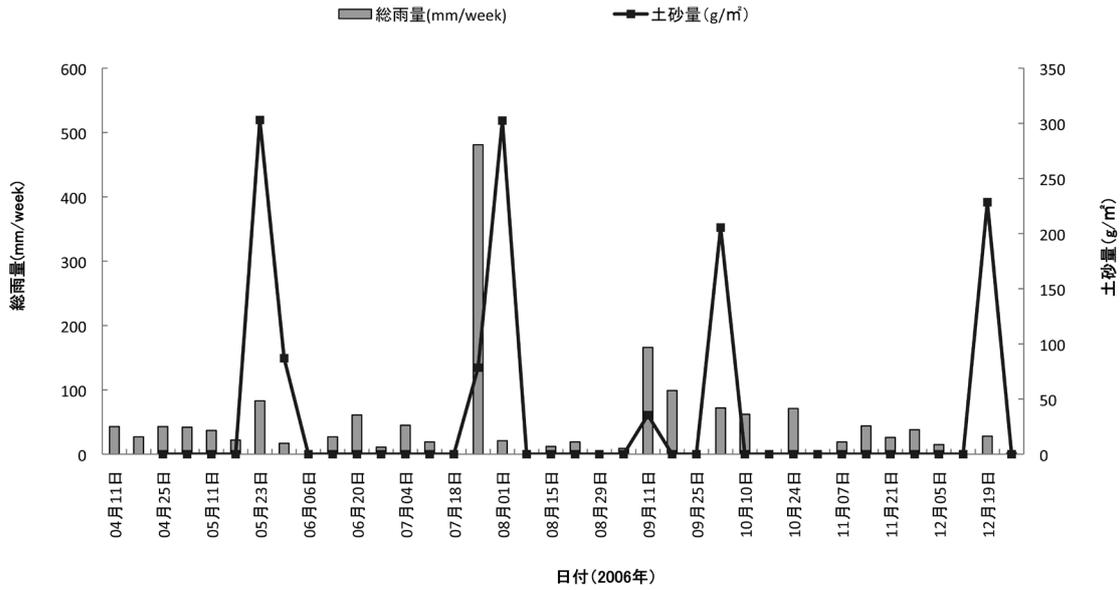


図 11 天文台1 試験地における生産土砂量と降雨量の時系列特性

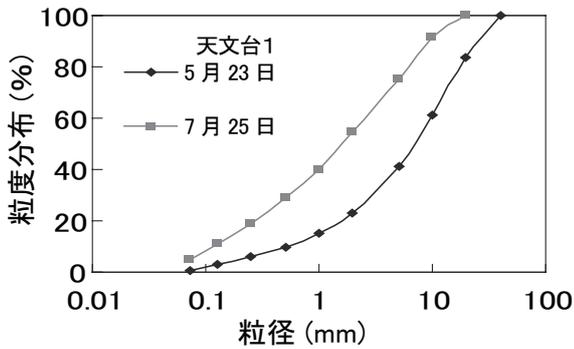


図 12 天文台1 および2 試験地における生産土砂の粒度分布

12日が最も土砂生産量が多く、次いで7月25日が多い。しかし、降雨量は少なく、15～20 mmである。5月23日の週についてみると、天文台1が最大の土砂生産があるのに対して天文台2では土砂生産はまったく認められていない。12月12日の週は天文台1では土砂生産がないのに対して天文台2では多量の土砂生産がある。この様に降雨があっても場所によって土砂生産の発生に差異が認められる。図 14 は天文台2 粒径分布を示す。

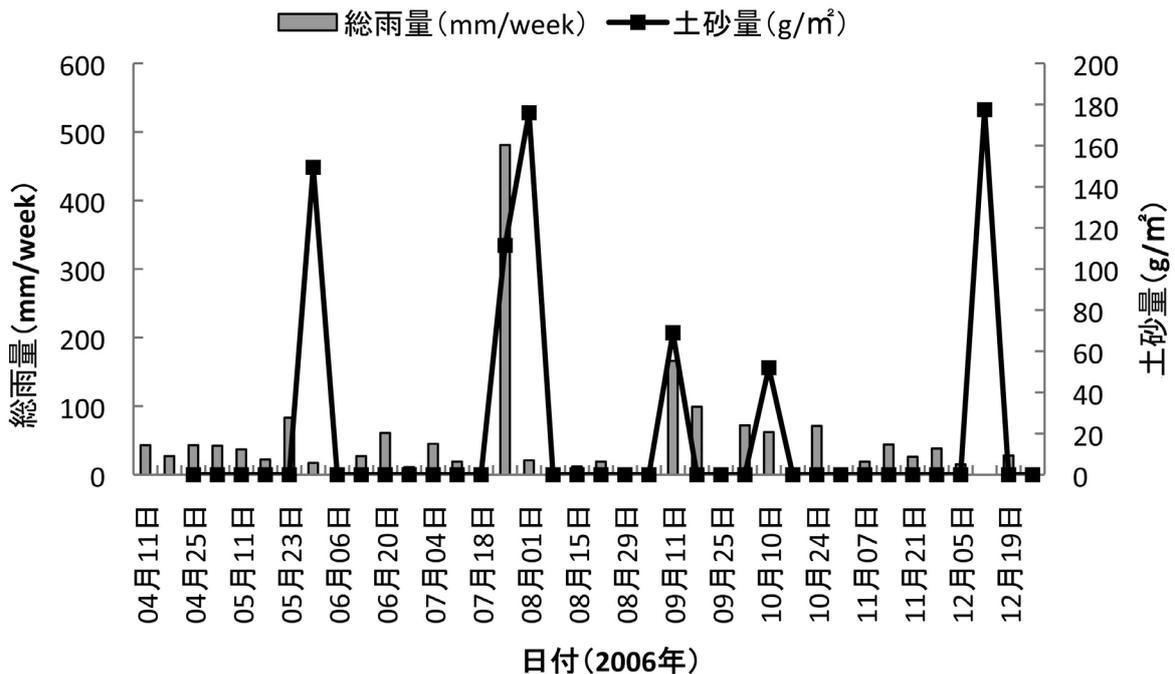


図 13 天文台2 試験地における生産土砂量と降雨量の時系列特性

天文台試験地3（標高1200m）における土砂生産は認められなかった。この試験地の土砂生産の傾向は天文台2に比較的似ているが、例年の傾向では土砂生産の発生回数は天文台2の約半分である。

図15は右俣谷試験地（標高1400m）の土砂生産を示す。土砂生産は6月末から10月末までに4回発生している。いずれの場合も降雨量が少ないことが特徴である。

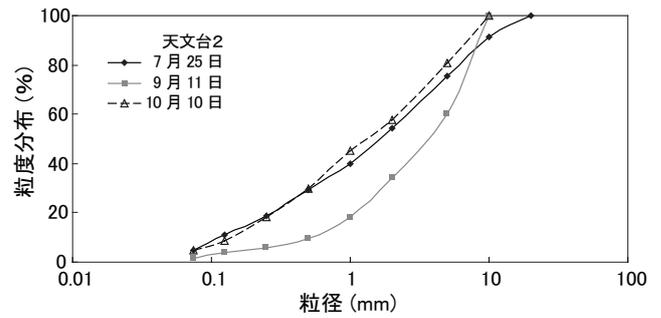


図14 天文台2試験地における生産土砂の粒度分布

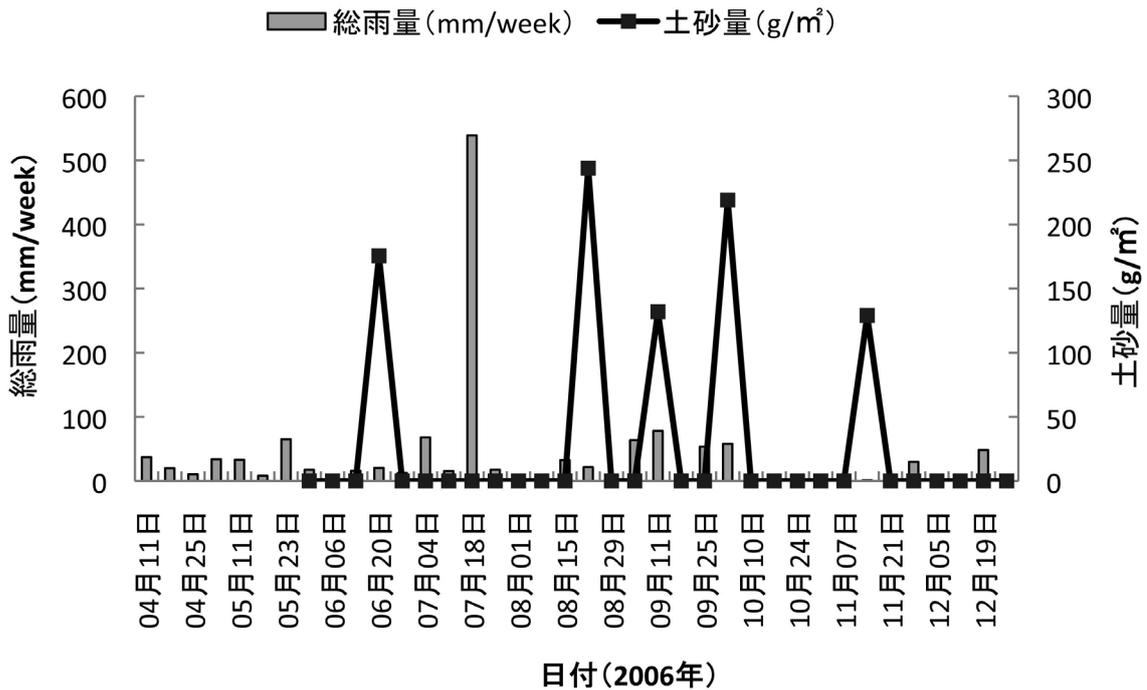


図15 右俣谷試験地における生産土砂量と降雨量の時系列特性

図16は右俣谷試験地における生産土砂の粒度分布を示す。この図において粒径は季節に変化しているが、降雨量が比較的多い9月11日が最も粒径が小さく、土砂量が比較的多い10月3日に粒径が大きくなっている。

なお、本年の観測において左俣谷試験地および空山2試験地においては、土砂生産は認められなかった。

4. 凍結融解による土砂生産について

前述したように裸地斜面において凍結融解作用による土砂生産が重要な役割を演じていることが明らかとなった。ここに、観測された気温から凍結融解作用を推定し、それによる土砂生産量算定の簡易的手法および土砂生産量の確率的評価について検討する。

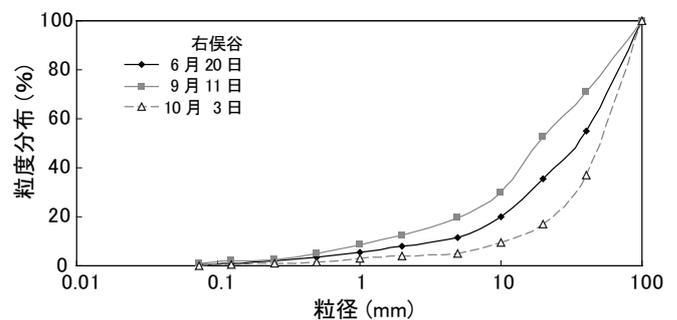


図16 右俣谷試験地における生産土砂の粒度分布

図 17 に高原川流域に位置する穂高砂防観測所での各観測値を示す。積雪が観測されない 12 月下旬までは、地表面温度は大気温度とほぼ同じ変化を示すが、積雪が約 25cm を超えると地表面温度が一定になる。そこで、図 18 に大気温度が 0℃を下回った時の地表面温度と大気温度の相関を示す。図 18 の (a) ~ (c) は積雪深により以下のように分けられる。

- (a) 積雪あり／深さ 25 cm 以下
- (b) 積雪無し
- (c) 積雪あり／深さ 25 cm 以上

(a) のように 25 cm 以下の積雪では、大気温度と比べて地表面温度が高く、温度変化が小さくなる傾向があり、(c) のように積雪が 25 cm を超えると地表面温度はほぼ一定 (-0.3°C) になることがわかる。また、積雪が無い場合でも、(b) のように地表面温度が大気温度より高い。しかし、これらの積雪と温度は異なる場所で測られおり、25 cm という閾値にはさほど意味があるわけではない。そこで、図 18 の関係から近似式をもとめ、観測値による積雪深さと地表面温度の関係を検証した。

そこで、穂高砂防観測所(標高 1150m)における気温・地表面温度および積雪の観測記録に基づいて凍結融解を推定し、土砂生産について検討する。図 19 は気温、地表面温度および積雪深の記録を示す。

図 19 に示される地表面温度および積雪深は観測所構内に設置された百葉箱の近くで計測されている。積雪深は光学式であって 2 cm 単位で自動計測が行われている。この図において、特に注目すべき点は積雪深が 10 cm 程度になると地表面温度が 0℃を示していることである。したがって、積雪深が 10 cm 程度になると地表面の温度が 0℃以下にならず、地表面において凍結が発生しないものと考えられる。

そこで、気温と地表面温度の相関を積雪深について検討する。図 20 は積雪について気温と地表面温度の相関を示している。積雪がない場合 (b) の気温と地表面温度の相関は良いが、積雪が 25 cm 以下の場合 (a) になると気温と地表面温度の相関が悪くなり、さらに積雪深が 25 cm 以上 (c) になると気温と地表面温度の相関は認められず、気温に関係なく地表面温度は -1°C 以下にならないことが分かる。

積雪深が地表面温度に大きな影響を与えていることから、積雪深に基づき気温から地表面温度を推定する方法について検討する。そこで、図 21 に示すように気温から地表面温度への変換が図 20 の関係から近似式を用いて可能となる。

そこで、観測された気温から近似式よって地表面温度を推定したものが図 22 に示される。

この図 22 に示されるように地表面温度の観測値と

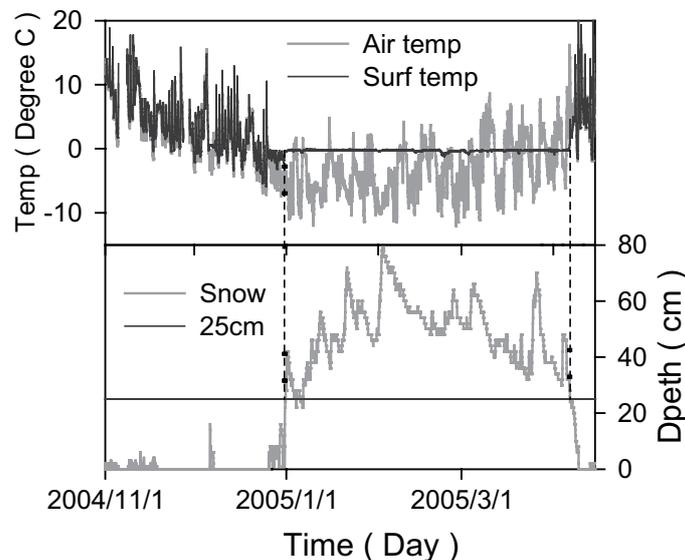


図 17 穂高砂防観測所での気温、地表面温度および積雪深の観測値

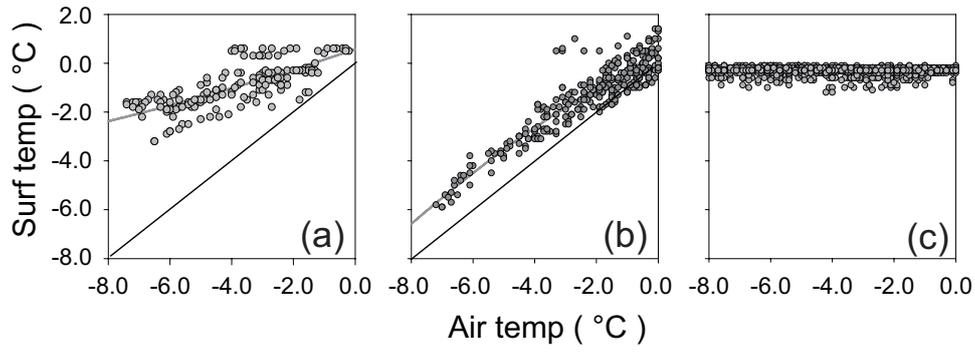


図 18 地表面温度と気温の相関

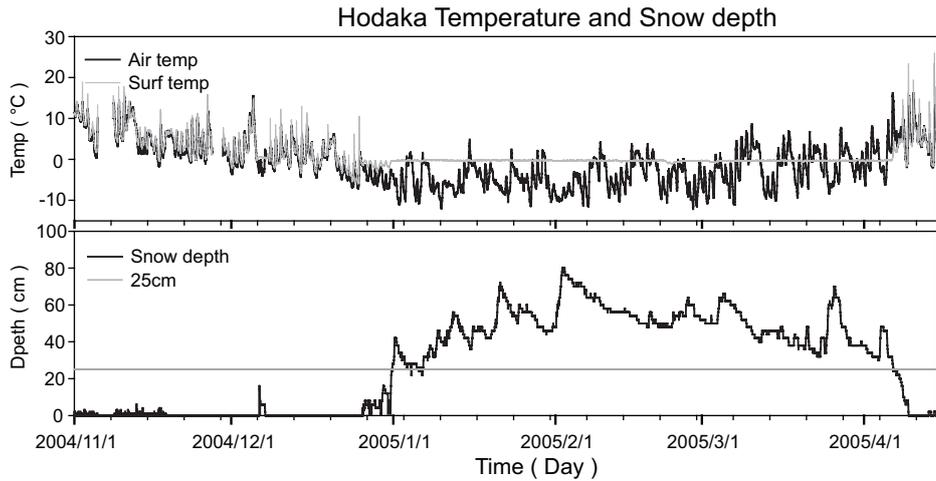


図 19 穂高砂防観測所における気温、地表面温度および積雪深の時間分布

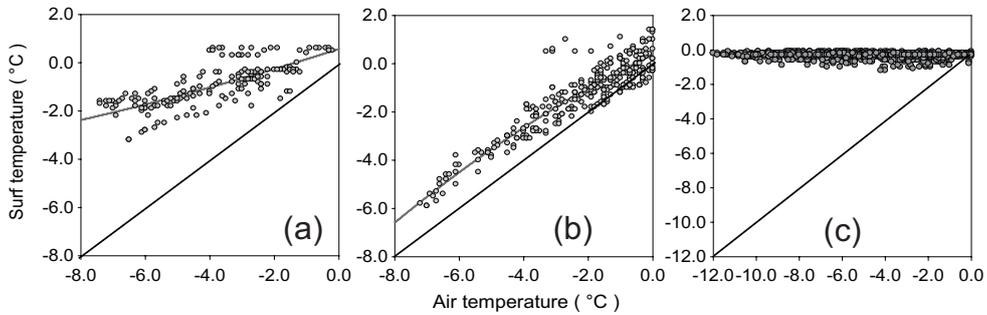


図 20 積雪深を基準とした気温と地表面温度の相関

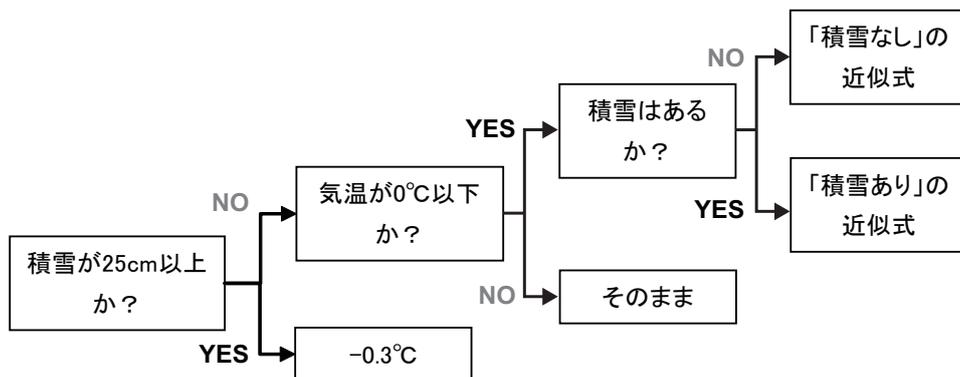


図 21 積雪深を基準とした気温から地表面温度への変換

計算値の傾向は非常に良く合っていることが分かる。このことから気温から地表面温度を推定し、凍結融解深の解析が可能になるものと考えられる。

そこで、下記の式1、2、3に示す凍結融解深解析のための基礎式を用いて凍結融解について検討する。

積雪記録および気温記録から地表面温度および凍結融解回数の推定を行った。図24は暖冬で積雪が少ない場合について、地表面温度および凍結融解の適用例を示している。

この図24に示されるように、凍結融解は積雪がない場合に発生しており、凍結融解の回数が10回で約4.4 cmの深さで地表面の破壊が発生しているものと考えられる。

一方、厳冬で積雪深が大きい場合について、地表面温度および凍結融解を示したものが図25である。

この図25に示されるように、積雪期が長い場合では凍結融解期が短く、凍結融解の回数が10回で約1.9 cmの深さで地表面の破壊が少なく発生しているものと考えられる。

次に、厳冬で積雪が少ない場合について、凍結融解深を示したのが図26である。この場合は地表面の露出期間が長く、凍結融解深も大きくなっており、凍結融解による土砂化の深さが15 cmに達している。

最後に、暖冬で積雪が多い場合についてみると、図27示すように地表が積雪で覆われる期間が長く、凍結融解深は小さくなり、凍結融解による土砂化の深さ

$$\text{水分移動} \quad \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + L \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = C_v \frac{\partial T}{\partial t} \quad \dots\dots\dots \text{式1}$$

$$\text{水分移動} \quad \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta_w}{\partial x} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial \theta_w}{\partial t} \quad \dots\dots\dots \text{式2}$$

不凍水と温度の関係式：

$$\begin{aligned} T = 0 & & \theta_w \geq 0.35 \\ T = (\theta_w - 0.35) / 6 & & 0.05 \leq \theta_w \leq 0.35 \\ T = (\theta_w - 0.0583) \times 60 & & 0.025 \leq \theta_w \leq 0.05 \\ T = -2 & & \theta_w < 0.025 \end{aligned} \quad \dots\dots \text{式3}$$

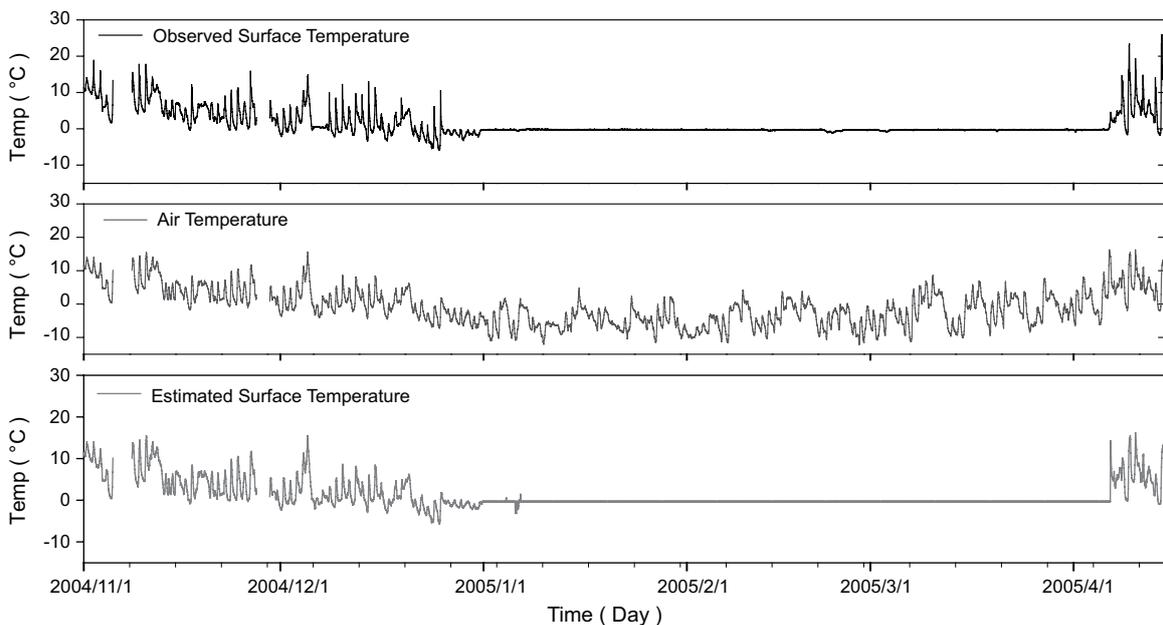


図22 観測された地表面温度と気温および気温から推定された地表面温度

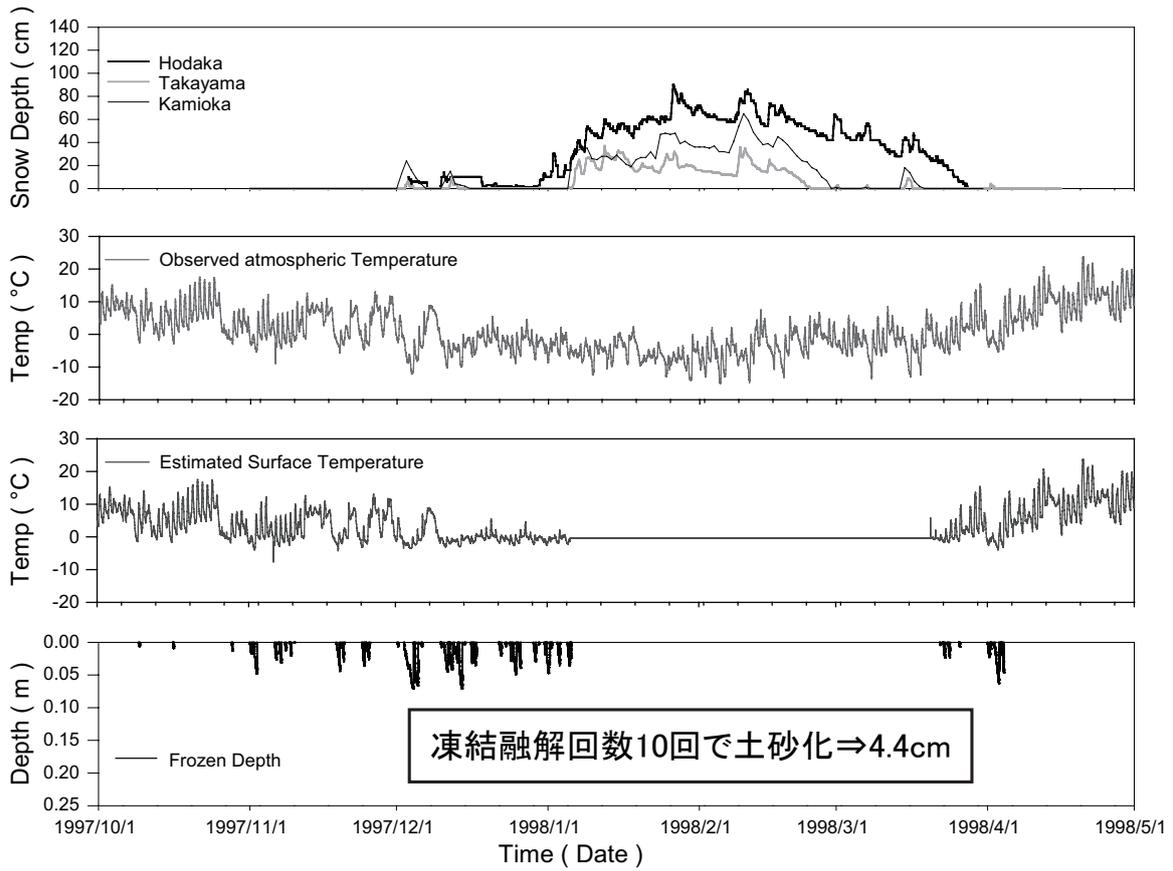


図 23 暖冬、積雪深が小さい場合の地表面温度および凍結融解の分布

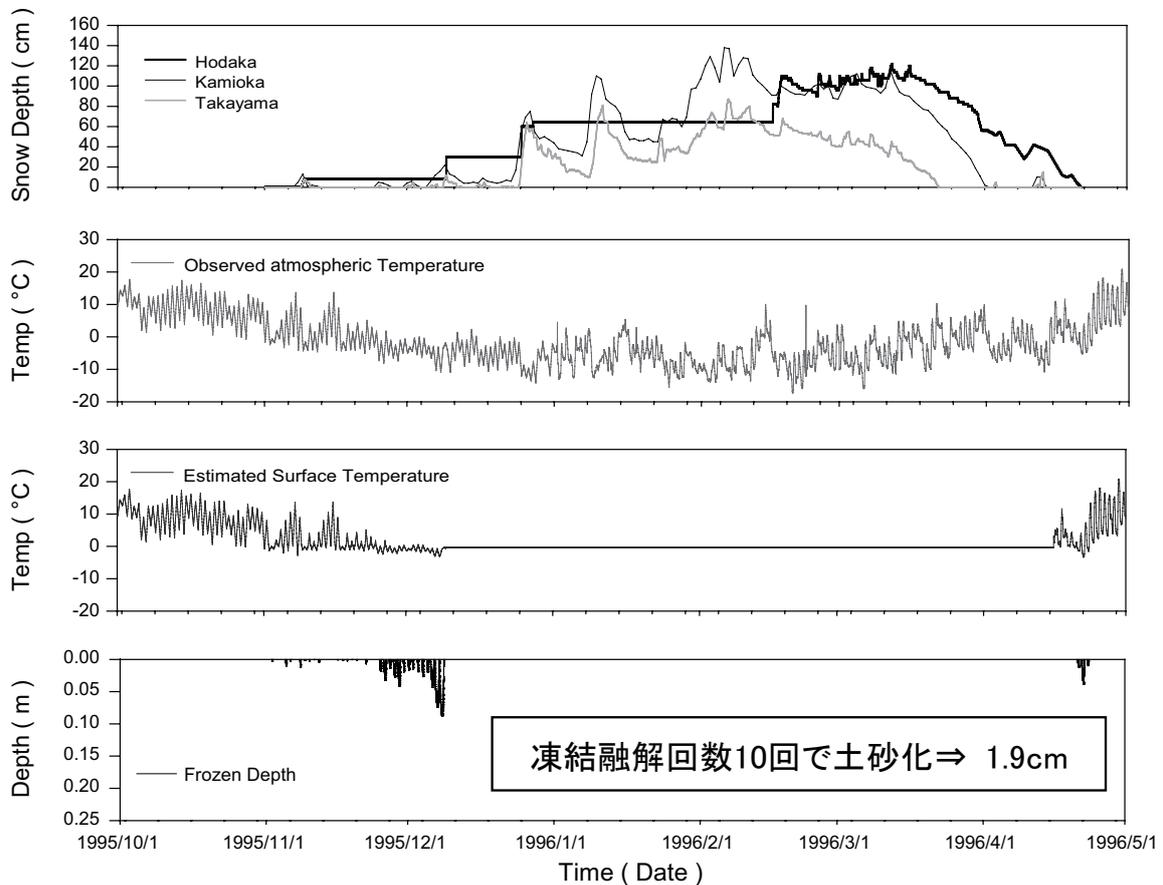


図 24 厳冬、積雪深が大きい場合の地表面温度および凍結融解の分布

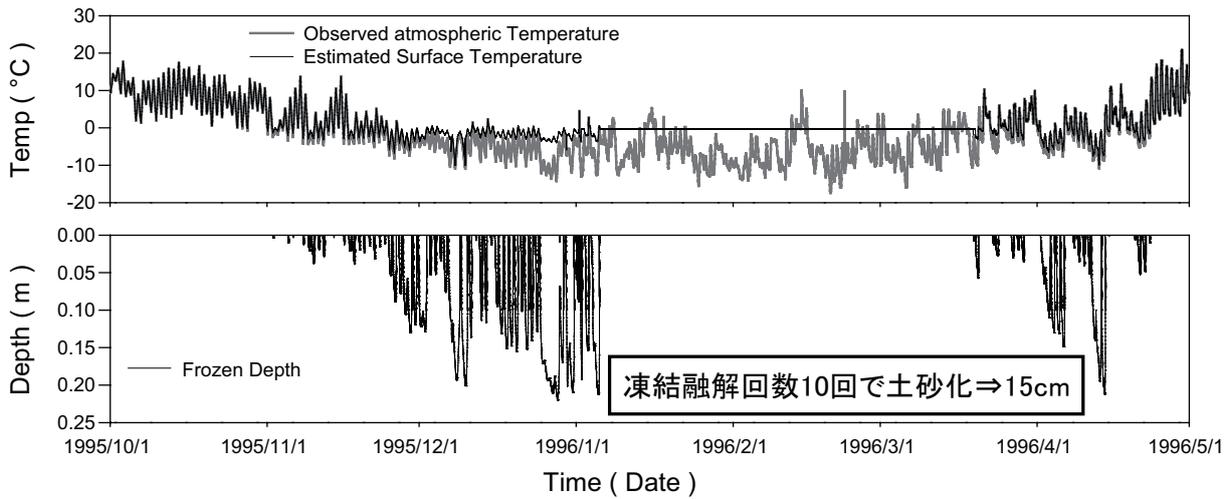


図 25 厳冬、積雪深が小さい場合の地表面温度および凍結融解の分布

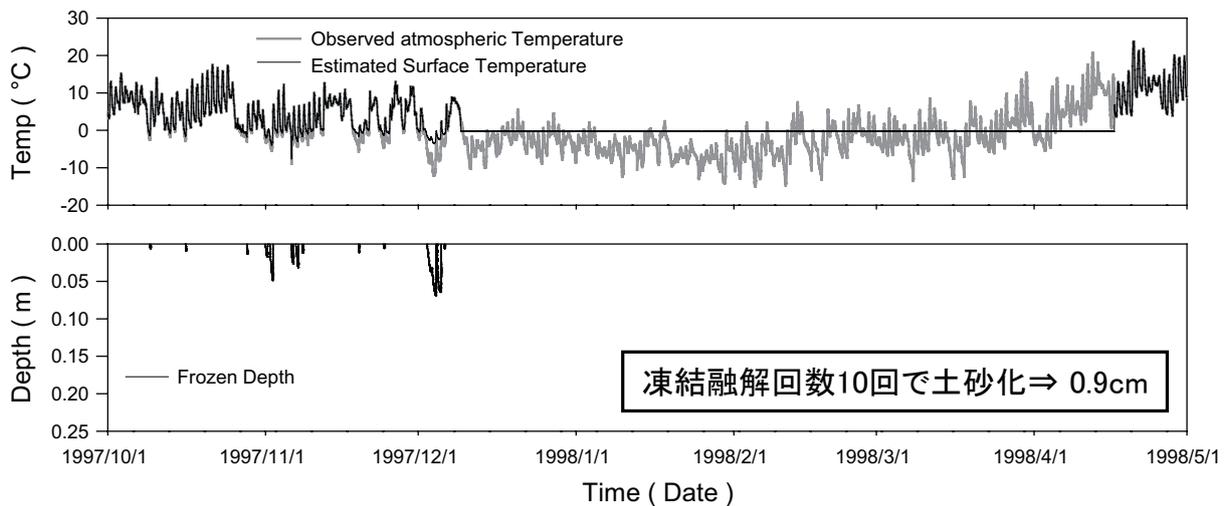


図 26 暖冬、積雪深が大きい場合の地表面温度および凍結融解の分布

表 2 気温および積雪データに基づく凍結融解深の相違

		積雪データ	
		95～96	97～98
気温データ	95～96	1.9cm	15.0cm
	97～98	0.9cm	4.4cm

は 0.9 cm となり、最も凍結融解深が小さくなっていることが分かる。

以上の適用例をまとめると表 2 のような結果が示される。

表 2 から厳冬で積雪深が少ないほど凍結融解深が大きく、暖冬で積雪が多いほど凍結融解深が小さいことが分かる。また、暖冬で積雪が少ない場合、凍結融解深は厳冬で積雪が少ない場合に次いで凍結融解深が大きいことが分かる。

5. まとめ

以上、本文において2006年の観測調査の成果を中心に裸地斜面からの土砂生産の実態および凍結融解について検討した。それらを要約して結語とする。

- 1) 斜面勾配が35度以上で凍上・融解が発生する地域では、裸地斜面の状態が約20年も継続することが明らかとなった。
- 2) 凍結・融解が発生している裸地斜面において、毎年2～5mmの侵食が発生している。
- 3) 凍結・融解による土砂生産において、気温と共に積雪深が大きな役割を演じている。
- 4) 気温および積雪状態から地表面温度を推定し、地表面の凍結融解深を推定する手法を示した。
- 5) 降雨によって土砂生産が発生するが、降雨量と土砂生産量に一意的な関係は認められない。
- 6) 斜面勾配、斜面構成物の強度に土砂生産が支配されているが、それによって一意的に土砂生産量を推定することは困難である。
- 7) 生産土砂の粒径に季節的な変動が認められる。

なお、今後の課題として、以下のモニタリングなどが重要であると考えます。

- a) 裸地斜面における積雪状態
- b) 土砂化のための凍結融解の履歴回数
- c) 斜面土質強度の非一様性
- d) 植生の影響

最後に、本文において著者が穂高砂防観測所において在職中に行った観測・調査資料を使用したこと、また、4章において京都大学防災研究所・藤田正治教授、堤大三准教授より提供された解析資料を使用したことを記して、ここに深謝致します。

参考文献

- 澤田豊明・芦田和男：山地流域における土砂生産、第30回水理講演会論文集、1986、pp. 205-210。
澤田豊明・芦田和男：裸地斜面における土砂生産、第34回水理講演会論文集、1990、pp. 355-360。
澤田豊明：土砂動態の観測・調査について、立山カルデラ砂防博物館研究紀要、8、2006、pp. 37-52。

【要 旨】

流域から流出する土砂の量と質に関する現状把握および予測は、流域における土砂管理において非常に重要な事項であり、その現象の解明に関して立山カルデラ砂防博物館研究紀要8および9に述べている。ここでは、流出土砂源である土砂生産の実態を解明するための観測・調査の1例を紹介している。常願寺川流域に隣接する神通川上流の高原川で種々の裸地斜面において土砂生産量と粒度分布が1週間毎に調査され、土砂生産には裸地斜面の場の特性に支配された凍結・融解が大きな役割を有し、その季節的な特性が明らかにされた。