

畑地における耕盤層の存在が 流出特性へ及ぼす影響

STUDY ON RUNOFF CHARACTERISTICS AT THE FARM FIELD WITH FURROW PAN LAYER

早川 博¹・矢萩亮祐²・渡邊康玄³・佐々木尊⁴・高橋大輔⁴

Hiroshi HAYAKAWA, Ryosuke YAHAGI, Yasuharu WATANABE, Takeru SASAKI and Daisuke TAKAHASHI

¹正会員 博(工) 北見工業大学准教授 工学部社会環境工学科 (〒090-8507 北海道北見市公園町165)

²正会員 修(工) 北海道キング設計株式会社 (〒005-0002 北海道札幌市澄川2条1丁目4番11号)

³正会員 博(工) 北見工業大学教授 工学部社会環境工学科 (〒090-8507 北海道北見市公園町165)

⁴学生員 北見工業大学大学院博士前期課程 社会環境工学専攻 (〒090-8507 北海道北見市公園町165)

By climate change in recent years, it is often experience a local heavy rainfall at the eastern part of Hokkaido, which is well known as field crops thriving. A local heavy rainfall cause severe sediment erosion over the farm fields. We provided a study site which is located at the Mokoto River basin in this area. It is known that the presence of furrow pan layer, which is generated with plowing a field by tractor and have few drainage property. It is also known as a snowy cold region where air temperature is less than or equal -20 degree and soil freezes up to 40 cm depth.

The aim at this research is to evaluate occurrence conditions of the surface flow on the farm field, which is closely related to sediment outflow from fields to river. We apply the saturated-unsaturated flow model to estimate runoff from farm fields that is configured from a variety soil layer, such as furrow pan layer, frozen soil layer. Results of a numerical simulation of the field with furrow pan layer reproduced the occurrence of surface flow over the fields but the surface flow was unrecognizable over the field without furrow pan layer. Furthermore, few snowmelt intensity resulted in the surface flow over the field with frozen soil layer.

Key Words : *farm field, runoff, saturated-unsaturated flow model, surface flow, furrow pan layer
frozen soil layer*

1. はじめに

近年の気候変動によって、北海道においても雨の降り方が変化してきている。杉山は北海道22気象官署の降水データの統計解析を進めた結果、降雨データの非定常性を明らかにし、オホーツク海地域の年最大日雨量が増加傾向にあることを示している¹⁾。すなわち、集中豪雨型の降水現象がオホーツク海沿岸地域でもよく見られるようになり、2011年9月26日には東藻琴アメダス観測地点で、13時から15時の2時間に59.5 mmの集中豪雨があり、その間、10分間降雨で18.5 mm、1時間降雨で55.5 mmの局地的な豪雨を記録している²⁾。

このような降雨現象の変化は、オホーツク海地域での降雨・流出現象や流出に伴う土砂流出にも影響し、畑作農業が盛んなこの地域では農地からの土砂流出を助長

させる可能性がある。同地域では、2006年10月7・8日にかけて東藻琴アメダス観測地点で総降雨192 mmを記録し、このアメダス観測地点のある藻琴川流域では広範に土砂流失が発生した。谷口ら³⁾の調査によると、この時期の秋まき小麦収穫後の畑地は裸地状態にあるため、傾斜角3°の畑地においてリル侵食により流失土砂量が10～30 m³/haに達した調査結果が報告されている。この土砂流失量は一降雨のみで一年間の土砂流失量を上回っており、接続する河川や流域末端の藻琴湖の環境保全にとってもその軽減対策が重要である。

農地からの土砂流出の推定には、経験則に基づいた汎用土壌流亡予測式(USLE)が土壌保全対策の検討によく用いられている^{4,5)}。一方、土砂流出の物理機構に着目し、土砂侵食機構を組み込んだモデルとしてWEPP⁶⁾が挙げられ、大澤ら⁷⁾は沖縄地方の赤土流出予測にWEPPを適用している。

オホーツク海地域は第四紀層の火山噴出物が丘陵地や台地に広く分布しており、その多くが畑地として利用されている。大型トラクターをはじめとする農業機械の大型化によって営農時間の短縮をもたらしたが、一方で畑地を踏固め、プラウ反転耕起によってある深さの土層を繰り返し圧密するために、土壌の排水性を低下させる耕盤層（あるいは硬盤層）が形成されることが知られている（写真-1）。そのため、畑地では排水性改善のための心土破碎による地盤改良が定期的に行われている。本研究は畑地からの土砂流出を考える上で、このような排水性の低下した耕盤層を有する土壌層からの流出過程を解明するため、飽和－不飽和浸透流モデルを適用し、土砂侵食を誘因する地表面流の生起条件を明らかにする。

また、オホーツク海流域では、冬期間に土壌が凍結し、融雪出水期にはその土壌凍結層が不浸透層となって流出機構に影響すると考えられるので、併せて土壌凍結層を考慮した場合の地表面流の生起条件も検討した。

2. 畑地からの流出状況

本研究は畑地からの土砂流出現象を解明するために、藻琴川流域に図-1に示す流出小試験地（流域面積1.04 km²）を設置し、2011年から流量、SSの水文観測を開始

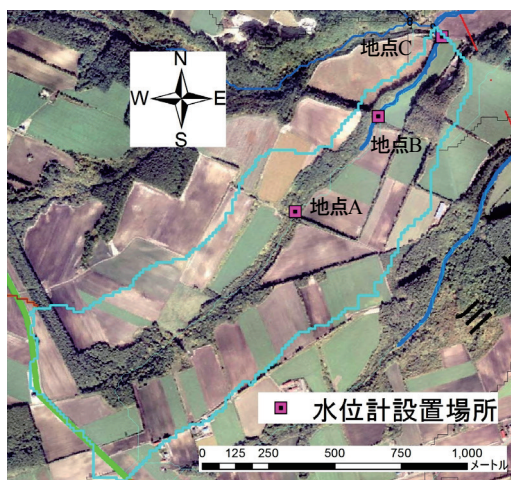


図-1 藻琴川流域の小試験地(流域面積1.04km²)

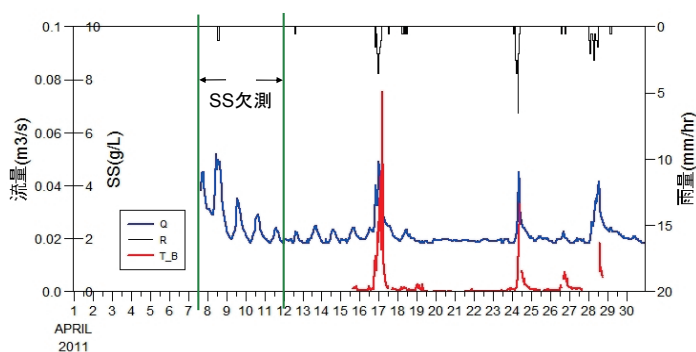


図-2 融雪期の観測結果(2011年4月)

している。図-2と図-3は小流域末端の地点Cでの観測結果である。本試験地では融雪を促進させる融雪剤を散布しているため、4月上旬が融雪最盛期にあたり、徐々に流量が低減している。その際に雨を伴うと流量およびSSが急激に上昇し、2,000 mg/Lを超えるSSが発生している（図-2）。写真-2は融雪出水期の秋まき小麦圃場でのリル侵食・ガリ侵食の様子である。融雪末期の表層土壌は融解し侵食され易くなっているが、写真のガリ侵食流路底面はまだ凍結しており、これ以上の底面侵食は生じない。一方、図-3に示す夏季の降雨流出で特徴的なのは、一降雨に対して複数の流量ピークが確認できる点である。降雨ピーク直後の流量ピークは地表面流によるものであり、その後の第二ピークは土壌内に浸透した雨水の一部が早い中間流として流出したものと考えられる。畑地からの土砂流出を考える上で、降雨による雨滴侵食が無視でき



写真-1 耕盤層の形成



写真-2 融雪期に地表面を流下する痕跡

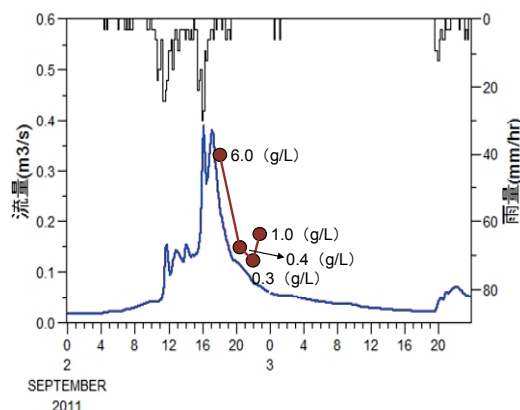


図-3 降雨流出の観測結果(2011年9月2日～3日)

ないものの、流量ピーク直後のSSは約6,000 mg/Lにも達しており、地表面流による面的侵食が主体的であると考えられる。この現象が長時間継続すると地表面流が集中して写真-2と同様な溝状のリル侵食、さらに規模を大きくしたガリ侵食へと発達する。

このように、畑地からの土砂流出を考える上では地表面流の発生が重要であると再確認された。次章では耕盤層や凍結土壌層など表層土壌の様々な透水・排水条件における表層土壌の流出特性を把握するため、飽和-不飽和浸透流モデルによる流出解析を試みる。

3. 飽和-不飽和浸透流モデル

本研究は畑地からの土砂流出を考える上で重要な地表面流の生起条件を明らかにするため、耕盤層や凍結土壌層など表層土壌の様々な透水・排水条件における表層土壌層からの流出過程を把握できる飽和-不飽和浸透流モデルを適用した。

(1) 基礎式

多孔質土壌中の水の挙動を数学的に表現するため、基礎式は不飽和に拡張されたダルシー則と連続式とを連立させた次式のRichards式である。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot K(\psi) \nabla \varphi \quad (1)$$

ここで、 θ ：体積含水率、 t ：時間、 K ：透水係数、 ψ ：圧力水頭、 φ ：全水頭（ $=\psi+h$ ）であり、 h ：鉛直上向きにとった位置水頭である。 $C(\psi) \equiv d\theta/d\psi$ で表される比水分容量を導入すると、式(1)は圧力水頭 ψ ベースの式となる。

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial h} = \nabla K(\psi) \nabla \psi + \frac{\partial K}{\partial h} \quad (2)$$

さらに、 $\theta - \psi$ 関係には式(3)で表されるKosugiのLNモデル⁸⁾を、 $K - \theta$ 関係には式(4)のMualemモデル⁹⁾を適用した。

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = Q(\ln(\psi/\psi_m)/\sigma) \quad (3)$$

$$K_r = K/K_s = \sqrt{S_e} \left\{ \int_0^{S_e} \frac{dS_e}{|\psi|} \bigg/ \int_0^1 \frac{dS_e}{|\psi|} \right\}^2 \quad (4)$$

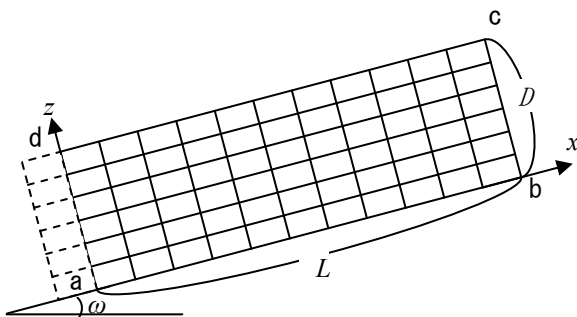


図-4 計算格子

ここで、 S_e ：有効飽和度、 θ_s ：飽和体積含水率、 θ_r ：残留体積含水率、 ψ_m および σ ：土壌別の変数、 K_r ：比透水係数、 K_s ：飽和透水係数であり、 Q ：余正規分布関数である。この場合、比水分容量 C と比透水係数 K_r は次式になる。

$$C = \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp \left[-\frac{\{\ln(\psi/\psi_m)\}^2}{2\sigma^2} \right] \quad (5)$$

$$K_r = K/K_s = \sqrt{S_e} \{Q(\ln(\psi/\psi_m)/\sigma + \sigma)\}^2 \quad (6)$$

傾斜角 ω の矩形の鉛直2次元断面を考え、図-4に示す計算格子を用いて計算を行った。座標軸は斜面方向に x 軸、斜面と直交する方向に z 軸を設定する。そうすると、式(2)のRichards式は

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} + \sin \omega \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \omega \right) \right] \quad (7)$$

と変形できる。また、流量フラックスは、 $z=D$ を通過する流量フラックスを $q_{zD}(x)$ 、 $x=0$ を通過する流量フラックスを $q_{x0}(z)$ とすると、式(8)および(9)のように表記される。

$$q_{zD}(x) = \begin{cases} -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \omega \right) & \dots\dots \psi \geq 0 \\ 0 & \dots\dots \psi < 0 \end{cases} \quad (8)$$

$$q_{x0}(z) = -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} + \sin \omega \right) \quad (9)$$

また、斜面全体からの総流出量 q は、流出高に換算すると、次式となる。

$$q = \frac{\int_0^L q_{zD} dx - \int_0^D q_{x0} dz}{L \cos \omega} \quad (10)$$

(2) 計算条件

流出計算は、図-1の流出小試験地（流域面積1.04 km²）を対象に、畑地の平均斜面長を100 m、平均斜面勾配 $\omega=10$ 度、土層厚 $D=100$ cmとおき、土壌の現場透水試験結果を参考にして、土壌を表層（0～20 cm、飽和透水係数 $K_s=5 \times 10^{-3}$ cm/s）、中層（20～60 cm、 $K_s=1 \times 10^{-3}$ cm/s）、下層（60～100 cm、 $K_s=1 \times 10^{-4}$ cm/s）の3層に分けて計算を行った（Case-1）。土壌水分特性はKosugiのLNモデルのパラメータを表-1に与えた。空間格子は x 方向に2 m、 z 方向に10 cmに設定し、境界条件は、上流端

表-1 斜面の幾何条件と土壌条件

幾何条件			土壌条件			
L (m)	D (m)	ω (deg)	K_s (cm/sec)	$\theta_s - \theta_r$	ψ_m (cm)	σ
100.0	1.0	10	0.05	0.33	-40	1.0

(bc面)と底面(ab面)は不透水境界とし、流量フラックスを0とした。地表面(cd面)は降水量に相当する流量フラックスを与え、表層の圧力水頭が正圧($\psi > 0$)の場合に斜面からの湧き出し量、すなわち、地表流を計算する。また、下流端(ad面)は下流端付近の流量フラックスが変化しない($\partial q_x / \partial x = 0$)条件を与え、下流端の地下水位を地表面から50 cmに固定した。なお、計算手法は白木の計算法⁹⁾を参照し、コントロールボリューム境界の透水係数算出に、土中水流動方向上流側のコントロールボリュームの圧力水頭を用いる上流法計算法を適用した。

次に、プラウによる反転耕起によって深度30～40 cm付近に土壌が圧縮された耕盤層が形成されている。その耕盤層による流出への影響を調べるために、Case-2では深度30～40 cmの土層を難透水性($K_s=5 \times 10^{-6}$ cm/s)においた計算を行った。

また、オホーツク海地域は冬期間の積雪が少なく気温が-20℃を下回る少雪寒冷地域であり、畑地は積雪があっても深度40 cm程度まで土壌凍結することが多い。したがって、春先の融雪期において表層付近の土壌凍結は融雪水等によって徐々に融解しているものの、それ以下はまだ土壌凍結部が残存しており、難浸透層を形成している。Case-3では、深度10 cm以下の土層を難透水性($K_s=1 \times 10^{-7}$ cm/s)において計算を行った。

3. 計算結果と考察

流出計算(1)、(2)は、最初に2010年の最大日雨量63 mm(アメダス東藻琴観測地点)を記録した8月12日の降雨を与えて、耕盤層の有無による畑地からの流出特性を考察する。直前の8月7日、8日にはそれぞれ日降水量11 mmと14.5 mmがあり、農地の土壌はかなり湿潤状態にあったものと予想される。2010年は試験地での流量観測が計器の不調で欠測していたため、計算の初期条件である基底流量を合わせることができなかったものの、立ち上がり時の流出高である約 $Q_i=0.7$ mm/hrは、平水時流量としてほぼ妥当な値である。なお、計算では、事前に土

壌に一定の湿潤状態を与え、自然排水させて流出量がほぼ定常になった時点で事前降雨を与える。再度自然排水させて対象出水の立ち上がり流量まで低減した状態を計算開始の初期条件と設定した。

次に、流出計算(3)では融雪期における土壌凍結を考慮した流出特性を考察し、最後に流出計算(4)では図-3に示した2011年の観測結果を対象に本モデルの適用結果を考察する。

(1) 耕盤層を無視した場合(Case-1)

図-5は耕盤層を無視したCase-1の計算結果である。流出の大部分は中層からの流出成分が占めており、次に表層が多く、下層からの流出がほとんどない状態である。表層の飽和透水係数 $K_s=5 \times 10^{-3}$ cm/sは180 mm/hrに相当し、ほとんどの降雨は土壌に浸透することになり、土壌中を側方浸透流として流下し下流端に到達している。つまり、土壌内の水分状態は地表面流を引き起こす飽和状態に達していない。

(2) 耕盤層を考慮した場合(Case-2)

ここでは、深度30～40 cmの土層を耕盤層として難透水性土層($K_s=5 \times 10^{-6}$ cm/s)にした場合の計算結果を図-6に示す。表層から侵入した雨水は耕盤層によって侵入を遮断され、その間の土壌水分量が増加してCase-1より容易に土中水が飽和状態に達することになる。この計算では約40 mmの降雨で表層が飽和状態に達して地表面流を生起させている。地表面流が生起すると、地表にはリルが形成され、やがてガリ侵食を伴いながら大量の土砂流失を引き起こすことになる。したがって、耕盤層の形成が地表面流を生起し易くしており、心土破碎などによって耕盤層を破壊し排水性の改善が必要になる。

(3) 土壌凍結を考慮した場合(Case-3)

春先の融雪期においては、耕盤層ではなく土壌凍結層の存在が融雪流出に多大な影響を及ぼすことが考えられる。図-7は深度10 cm以下が土壌凍結して難透水性土層となり、融雪水は表層10 cmを流下すると仮定した場合

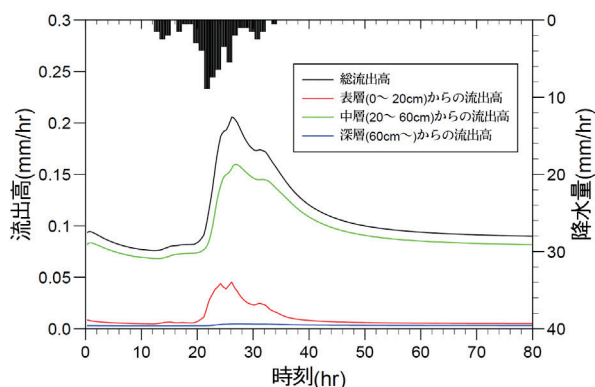


図-5 耕盤層を無視した場合の計算結果(Case-1)

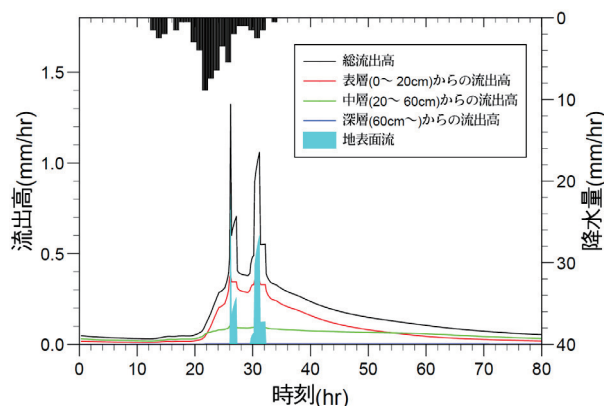


図-6 耕盤層を考慮した場合の計算結果(Case-2)

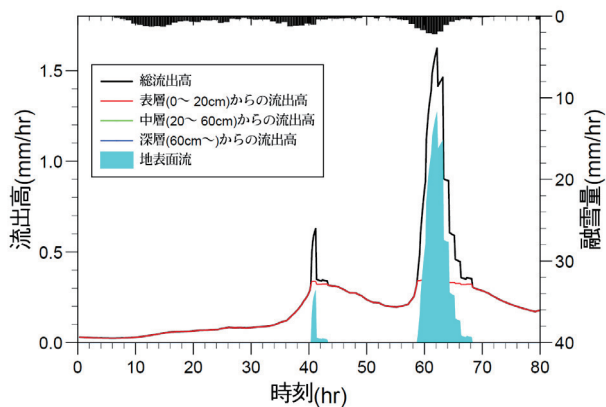


図-7 土壌凍結を考慮した融雪流出計算結果(Case-3)

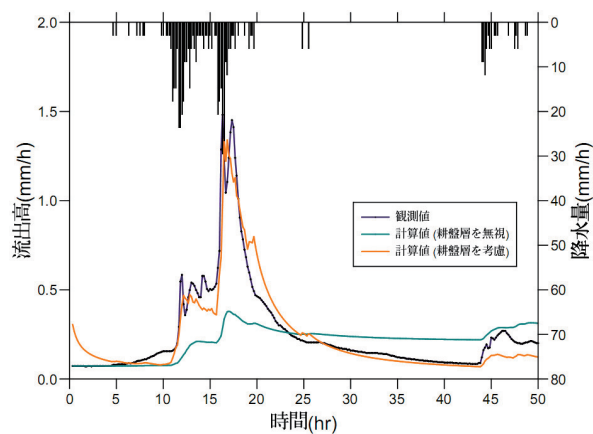


図-8 観測値と耕盤層の有無による計算値の比較

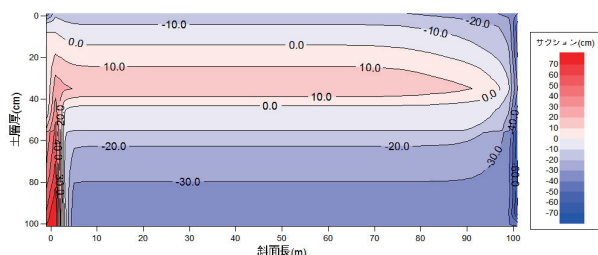


図-9 流出ピーク時の土壌層のサクション分布



写真-3 降雨直後の畑地(南瓜)の様子

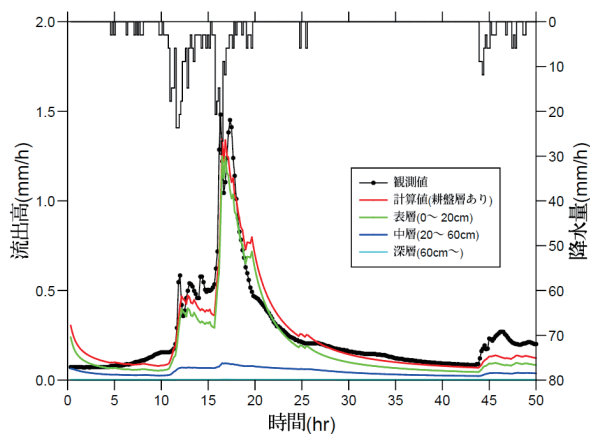


図-10 耕盤層を考慮した計算の流出成分

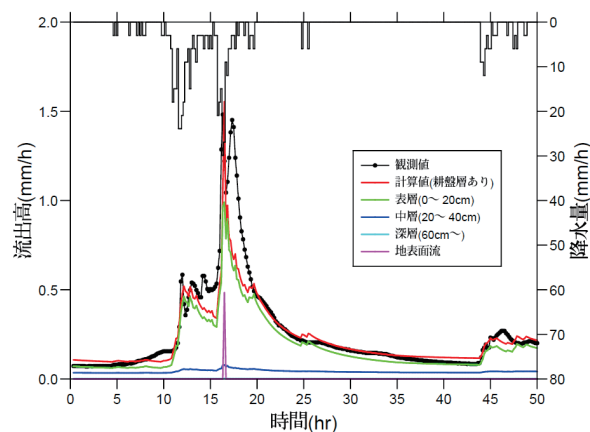


図-11 観測値と耕盤層を考慮した計算(斜面勾配 $\omega=5$ 度)

の計算結果である。なお、計算に用いた融雪量は、融雪量の観測を実施していないため、同じくオホーツク海地域に属する北見市近郊の富里流出試験地¹¹⁾での4月後半の観測値を与えている。時間単位の融雪量ピークが2 mm/hr程度の融雪量でも3日後には地表面流出が生起しており、融雪流出でも容易に土砂流失が発生する可能性を示している。本試験地でも2011年4月の融雪期には写真-2に示すように地表面を流下したガリ侵食流路が確認されており、土壌凍結層の存在によって夏期の流出過程と異なる流出機構であることが理解できる。

(4) 観測値と計算値の比較

図-3に示した2011年9月2日の降雨流出を対象に、耕盤層の有無による計算結果と比較した(図-8)。耕盤層の

存在を無視した計算では、表層土壌を浸透して中層に保水されるため、流域末端での流出量のピークが観測値よりかなり低い結果となった。一方、耕盤層が存在する場合は、観測値をほぼ再現できている。流量ピーク時の土壌層のサクション分布(図-9)をみると、耕盤層より上部の表層土壌が飽和状態に達しているものの、斜面下端付近では地表面まで飽和に達していない。図-10に示す各層からの流出成分をみても、大部分が表層からの側方浸透流成分であり、計算では地表面流は発生していない。9月2日の出水後に現地に入ると、写真-3のように地表面を流れ畑地の下流端に集水していた。

今回設定した計算条件の斜面勾配は、河道と流域界の高低差をその間の斜面長で除して $\omega=10$ 度と設定して

いたが、図-1のように斜面勾配を緩くするために階段状に畑地を整備しているので、斜面勾配を $\omega=5$ 度に再設定して計算した(図-11)。その結果、斜面勾配を緩くすることで表層が飽和状態に達し易くなり、流出のピーク時に地表面流が発生する現象を再現することができた。

4. おわりに

本研究はオホーツク海地域における畑地からの土砂流出現象を解明するために、畑地土壌層に飽和－不飽和浸透流モデルを適用し、土砂侵食を誘因する地表面流の生起条件を検討した。その結果、以下の成果が得られた。

- 1) 畑地の反転耕起の際に形成される耕盤層が存在すると、地表面流が発生し易くなり、その結果、表層の土砂流出を促進する。
- 2) 融雪期に土壌中に残存する土壌凍結層によって、その上の融解している表層が飽和に達し、3(mm/hr)程度の融雪量で地表面流が発生する可能性がある。
- 3) 地表面流の発生条件は、降雨流出と融雪流出で土壌構造の違いにより発生プロセスに違いがあるが、地表面流が土砂侵食を誘発し、地表面流による面的侵食が主体である。

本研究の課題として、透水係数は飽和透水係数しか試験しておらず、不飽和透水係数は $K-\theta$ 関係、 $\theta-\psi$ 関係に既往研究成果を適用したもので、流出試験地における土壌特性を反映していない問題がある。そのため、本研究での飽和－不飽和浸透流モデルによる流出計算は定量的な評価とすることはできないものの、畑地の種々の土壌状態における流出プロセスを定性的に把握することはできると考えられる。

今後は流出試験地の水文観測を充実させ、データの蓄積を図ると共に、畑地土壌の不飽和透水試験を行うなどして、定量的な評価へと展開させ、さらに、地表面流による面的な侵食プロセスを組み込むことで、畑地からの土砂流出量を予測し、貴重な土壌を流失させ難い畑地への改良に結びつける予定である。

謝辞：本研究の一部は(財)北海道河川防災研究センターの平成22年度研究助成を受けている。記して感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 杉山一郎：北海道内降水量の非定常性と確率降水量の変動特性，北見工業大学博士論文，2007。
- 2) 気象庁気象統計情報：
[http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html\(2012/04/01\)](http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html(2012/04/01))。
- 3) 谷口・中川・高木・野本：網走地域における土砂流亡とその保全について，第26回農業土木新技術検討報告会要旨集，pp.78-87，2009。
- 4) 農林水産省：「土地改良－業計画指針農地開発(改良山成畑工) 平成4年5月」，1992。
- 5) 秀島・大野・中村・小野寺・渡辺：火山灰土壌が分布する積雪寒冷地流域の浮流土砂流出抑止に関する研究Ⅱ．農耕地を広く抱える小流域での浮遊土砂流出の特徴，水文・水資源学会誌，Vol.15，pp.187-195，2002。
- 6) WEPP model: USDA, National Soil Erosion Research Lab, [http://www.ars.usda.gov/Research/docs.htm?docid=10621\(2012/04/01\)](http://www.ars.usda.gov/Research/docs.htm?docid=10621(2012/04/01))。
- 7) 大澤・酒井・田中・島田・吉永：降雨毎の侵食予測におけるUSLEおよびWEPPの検証，農業土木学会論文集，No.232，pp.43-50，2004。
- 8) Kosugi, K. : Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.* Vol.30, pp.891-901, 1996。
- 9) Mualem, Y. : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resour. Res.* Vol.12, pp.512-523, 1976。
- 10) 白木克繁：山腹斜面を対象とした粗い空間刻みによる浸透数値計算法の提示，水文・水資源学会誌，vol.11，pp.586-598，1998。
- 11) 早川・松本・内島：少雪寒冷地における凍結土層の存在を考慮した融雪流出モデルに関する研究，水工学論文集，第45巻，pp.67-72，2001。

(2012. 4. 5受付)