「森林総合研究所研究報告」(Bulletin of FFPRI) Vol.13 No.2 (No.431) 43 - 59 June 2014

研究資料（Research record）

桂試験地における土層厚の分布と土壌物理特性

大貫 靖浩 [1)*]、吉永 秀一郎 [2)]、釣田 竜也 [3)]、荒木 誠 [4)]、伊藤 江利子 [5)]、
志知 幸治 [1)]、松浦 陽次郎 [6)]、小野 賢二 [7)]、岡本 透 [2)]

要 旨

桂試験地において、土壌中の水や溶存物質の移動、広域汚染物質の貯留に寄与すると考えられる、土層の分布様式や火山灰を主要母材とする土壌の物理性について、詳細な調査・分析を行った。土層厚に関しては、遷急線より下方の斜面に位置する谷頭凹地の上流側～谷頭斜面においては３ｍを超える厚い表層土層が線状に分布し、右岸側の遷急線より上方の斜面に位置する上部谷壁斜面・上部谷壁凹斜面においては、広い範囲で土層厚が４ｍを超えていた。これに対し、開析の進んだ左岸側の頂部斜面・上部谷壁凸斜面や両岸の下部谷壁斜面においては、表層土層が１ｍ以下の地点が広く分布していた。風化層厚は流域全体に１ｍ以下の地点が広く分布しており、厚い風化層は右岸側の遷急線より上方の斜面に位置する頂部斜面・上部谷壁斜面・上部谷壁凹斜面に分布していた。土壌の一般物理性に関して、遷急線より上方の斜面では上部谷壁凸斜面を除き容積重が小さく、全孔隙率が高く、レキ量が非常に少ないのに対し、遷急線下方の斜面では容積重が大きく、全孔隙率が低く、レキ量が比較的多いことが明らかになった。保水機能に寄与する有効孔隙率は、遷急線より上方の頂部斜面で特に高い値を示すのに対し、遷急線下方の斜面では低い値を示し、レキ量の多寡が有効孔隙率に影響を及ぼしていると考えられた。土壌の浸透能に寄与すると考えられる飽和透水係数は、10^{-4} ～ 10^{-5}ms^{-1} オーダーの値を示し、微地形との明瞭な対応関係は認められなかった。

キーワード：土層厚、土壌物理特性、微地形単位、遷急線、表層土層、風化層

1. はじめに

森林総合研究所では古くから全国各地に理水試験地（長期間の水文観測を行う試験流域）を設置し、降水量・流出量・蒸発散量等が長期間にわたって測定されてきた (藤枝・志水 1994, 後藤ら 2005, 清水ら 2008, 野口・藤枝 2007, 細田ら 2009, 阿部ら 2011 など)。また最近では、水の量ばかりではなく水質についての研究成果（例えば土壌中の水や溶存物質の移動、広域汚染物質の貯留等）も蓄積されつつある (池田ら 1997, 金子ら 2002, 相澤ら 2008, 釣田ら 2009, 釣田ら 2010, 吉永ら 2011 など)。降水が地下水、渓流水となって流出するにあたり、森林土壌の果たす役割（洪水防止機能、水資源貯留機能、水質浄化機能）を定量的に評価する研究も昨今求められており、森林土壌の保水特性・水移動メカニズムの果たす役割が大きいことも指摘されている (有光ら 1995, Asano et al. 2002, Katsuyama and Ohte 2002, Uchida et al. 2003, 釣田ら 2005, 小杉 2007)。

筆者らは過去に筑波共同試験地理水流域において、土壌の分布とその保水・流出特性にかかわる物理的特性についての詳細な調査・分析を行い、土層厚の分布と土壌物理特性の違いが隣接する小流域の流出特性の違いに大きな影響を与えることを明らかにした (吉永・大貫 1992, 大貫・吉永 1995, Ohnuki et al. 1999)。

本稿では筑波共同試験地理水流域と同じ気候条件下の茨城県内の低山帯に位置し、基盤地質（堆積岩）や流域面積・微地形の異なる桂試験地を対象に、火山灰の影響が大きいと考えられる山地小流域において、表層土層（土壌）層・風化層がどのくらい深く分布し、どのような物理的性質を持っているかについて微地形単位別に類型化し、各種森林施業の策定や、洪水防止・水資源貯留・水質浄化機能の定量化に向けたバックグラウンドデータを提供することを目的とする。

原稿受付：平成 25 年 12 月 9 日　原稿受理：平成 26 年 3 月 20 日
1) 森林総合研究所立地環境研究領域
2) 森林総合研究所関西支所
3) 森林総合研究所九州支所
4) 森林総合研究所温暖化対応推進拠点
5) 森林総合研究所北海道支所
6) 森林総合研究所国際連携推進拠点
7) 森林総合研究所東北支所
* 森林総合研究所立地環境研究領域　〒 305-8687 茨城県つくば市松の里 1

2. 調査地の概況

調査地（桂試験地）は、茨城・栃木県境に連なる八溝山地南部に位置する、茨城森林管理署管内北山国有林内（茨城県東茨城郡城里町（旧桂村））、皇都川支流の約2.3ha の北向きの流域である（Fig. 1-A）。調査地付近の年平均気温は 12.5℃、年平均降水量は 1338.5mm である (野口ら 2009)。量水堰が 2000 年に設置され、降水量・流出量が継続して観測されている。流域内の標高は 212 m～ 272 m（標高差 60 m）で、主谷に南西側から０次谷が合流し、量水堰直上で東側から０次谷が合流する。植生は流域の尾根部にはコナラ・クヌギ等の落葉広葉樹やマツが、中腹～谷部にはスギ・ヒノキが生育している（Fig. 1-B）。土壌は尾根部には乾性褐色森林土（B_B 型）が、中腹～谷部には適潤性褐色森林土（B_D 型）および同偏乾亜型（B_D(d) 型）が、流路沿いには湿性褐色森林土（B_E 型）が分布しており、地質は中古生層の頁岩・チャート等の上に関東ローム層が堆積している (端山，1986)。2002 年３月に尾根部と谷部で１本ずつボーリング調査が行われ（Fig. 1-B）、尾根部の No.1 地点では深さ 1.8 mまで、谷部の No.2 地点では深さ 3.8 mまで土壌層が確認された。No.1 地点の B 層最下部は 15cm 厚の軽石層と接しており、No.2 地点の深さ２m以深は土壌中にレキが多く含まれていた。

3. 調査・分析手法

まず流域内においてコンパスを用いた地形測量を 682 地点で実施し、微地形分類図を作成した。地形測量の測点の約８割の地点（571 地点）で土研式簡易貫入試験 (大貫・吉永 1995, 吉永・大貫 1995, Ohnuki et al. 1999) を行い、貫入抵抗値（Nc 値）に基づいて各地点の表層土層厚（0 ＜ Nc ≦ 5）と風化層厚（5 ＜ Nc ≦ 40）を算出した。貫入抵抗値が断続的に Nc=5 を超えた場合、貫入試験機先端のコーンが打撃中に石レキを破壊したものと判断して、その部分を表層土層に含めた。土層厚測定地点のうち 10 地点で土壌断面調査を行い、土壌断面記載および土壌物理性測定用試料（400ml）を採取した。土壌型の分類は土じょう部（1976）に拠った。

土壌の物理性は、容積重等の一般物理性、定水位法による透水性、砂柱法および加圧板法による土壌水分特性（保水性）を測定した。一般物理性と透水性については、河田・小島 (1976) および土壌標準分析測定法委員会 (1986) に準拠した。保水性に関しては、4 ～ 32cmH_2O（pF0.6 ～ 1.5）相当は砂柱法を、32 ～ 1,585cmH_2O（pF1.5 ～ 3.2）相当は加圧板法を用いて測定した (土壌標準分析測定法委員会 1986, 森林立地調査法編集委員会 , 2010)。

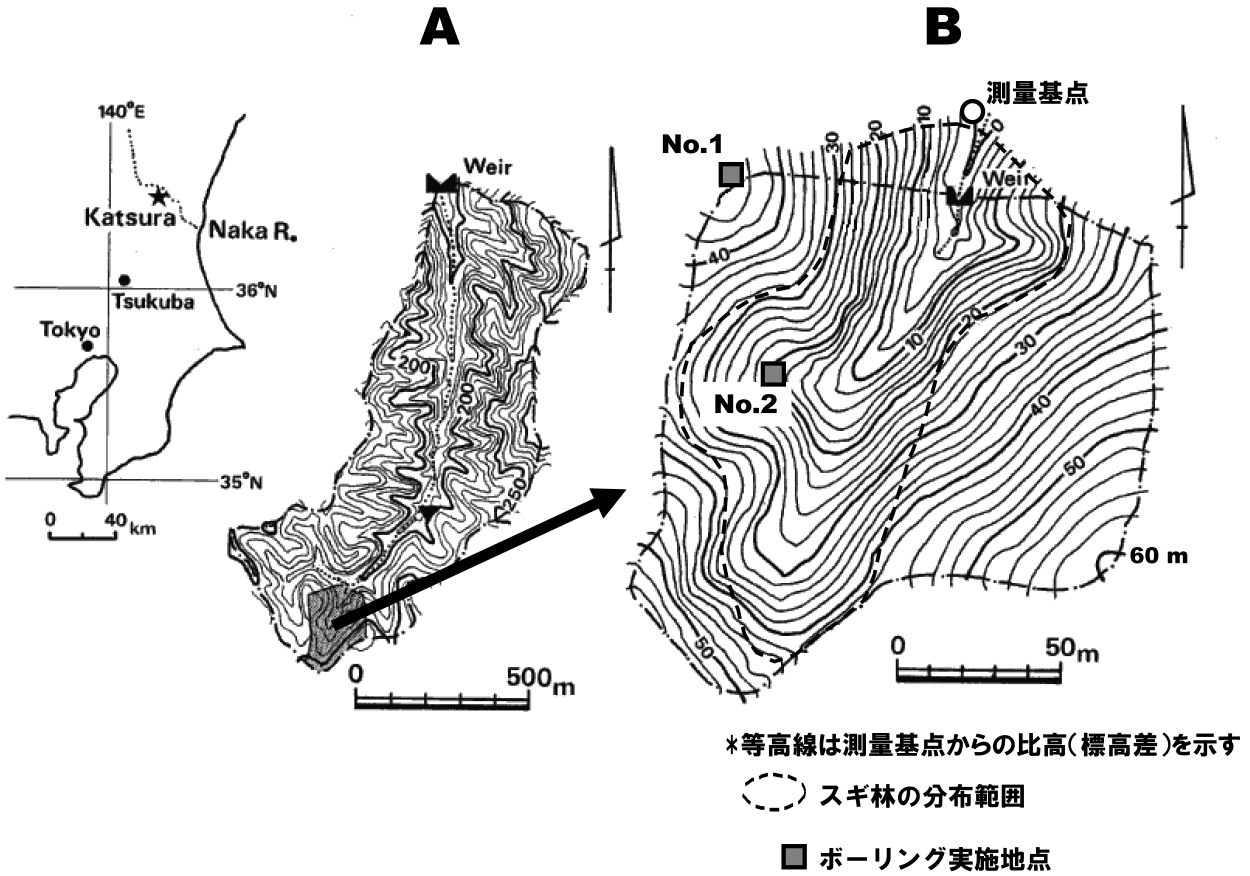

Fig. 1. 調査流域地形図
Topographical map of the catchment

4. 微地形単位・土壌型・土層厚の分布

4.1 微地形単位の分布

詳細な地形測量データを基に、田村 (1996) を一部改変する形で微地形分類を行った（Fig. 2）。分類された微地形単位は、尾根から谷へと順に頂部斜面・痩せ尾根頂部斜面・上部谷壁斜面・上部谷壁凸斜面・上部谷壁凹斜面・谷頭斜面・谷頭急斜面・谷頭凹地・下部谷壁斜面・下部谷壁凹斜面・麓部斜面・小段丘面・谷底面の 13 ユニットである。このうち痩せ尾根頂部斜面と上部谷壁凸斜面は、田村 (1996) の分類の頂部斜面と上部谷壁斜面をそれぞれ細分したものである。頂部斜面・痩せ尾根頂部斜面・上部谷壁斜面・上部谷壁凸斜面・上部谷壁凹斜面の下部を通る形で、遷急線（傾斜変換線）が分布する。流域の右岸側斜面と左岸側斜面で斜面の幅や谷の入り方が異なり、右岸側斜面では遷急線が直線状で０次谷が１本しか入っておらず、上部谷壁斜面（一部上部谷壁凹斜面）が広く分布しているのに対し、左岸側斜面では０次谷が４本も入ることによって上部谷壁凸斜面が遷急線上側に形成され、そのうち２つの谷頭は流域の分水界近くまで達し、痩せ尾根頂部斜面を形成している。このように、流域内の斜面が多くの微地形単位に区分でき、かつ過去の侵食営力の作用が右岸側と左岸側で大幅に異なっていることが本調査地の特徴である。

4.2 土壌型の分布

調査地内に分布する褐色森林土は、前述のように乾性・適潤性・湿性の３タイプに分かれる。それぞれの微地形単位との対応関係は、B_B 型（残積～匍行）：頂部斜面・痩せ尾根頂部斜面・上部谷壁凸斜面、B_D(d) 型（残積～匍行）：上部谷壁斜面・上部谷壁凸斜面、B_D 型（崩積～匍行）：上部谷壁凹斜面、B_D 型（崩積）：谷頭斜面・谷頭急斜面・谷頭凹地・下部谷壁斜面・下部谷壁凹斜面・麓部斜面・小段丘面、B_E 型（崩積）：谷頭凹地・小段丘面・谷底面、である。遷急線の上側には B_B 型（残積～匍行）、B_D(d) 型（残積～匍行）、B_D 型（崩積～匍行）、下側には B_D 型（崩積）、B_E 型（崩積）が分布する（Fig. 3）。同じ B_D 型でも、遷急線より上側の崩積～匍行タイプは表層土壌中にレキをほとんど含まないのに対し、遷急線より下側の崩積タイプはかなりの量のレキを含むのが特徴である。

図中の KTR-a ～ KTR-j の 10 地点において土壌断面調査を実施した。Fig. 4 に土壌断面図を示す。遷急線より上側の B_B 型・B_D(d) 型・B_D 型は（KTR-a ～ KTR-f）、上部谷壁凸斜面に分布する土壌の薄い KTR-d 断面（有効土壌深：70cm）を除きレキがほとんど認められなかった。また、KTR-b 断面と KTR-e 断面（共に上部谷壁斜面に分布）の深度 100cm 付近に、一次堆積と思われる

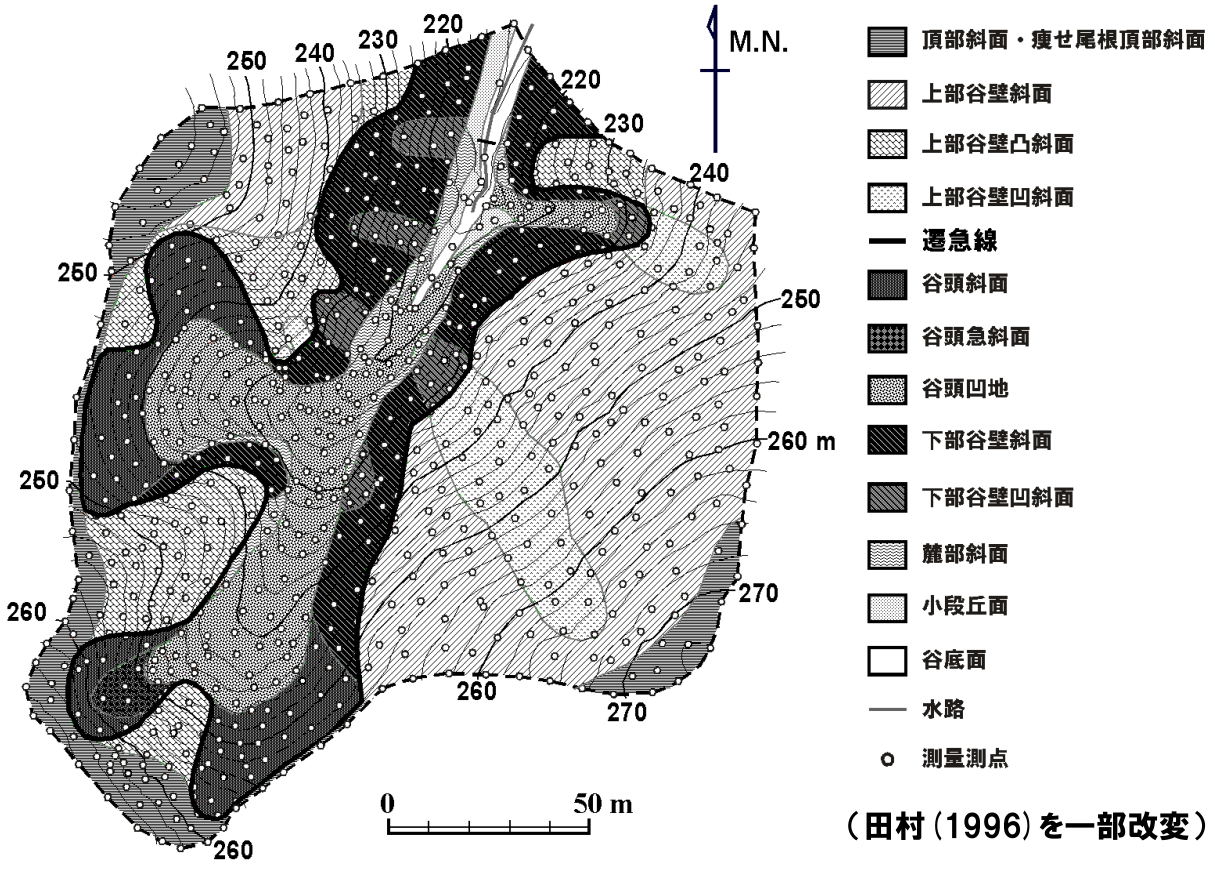

Fig. 2. 調査流域の微地形分類図
Distribution of micro-topographical units in the catchment

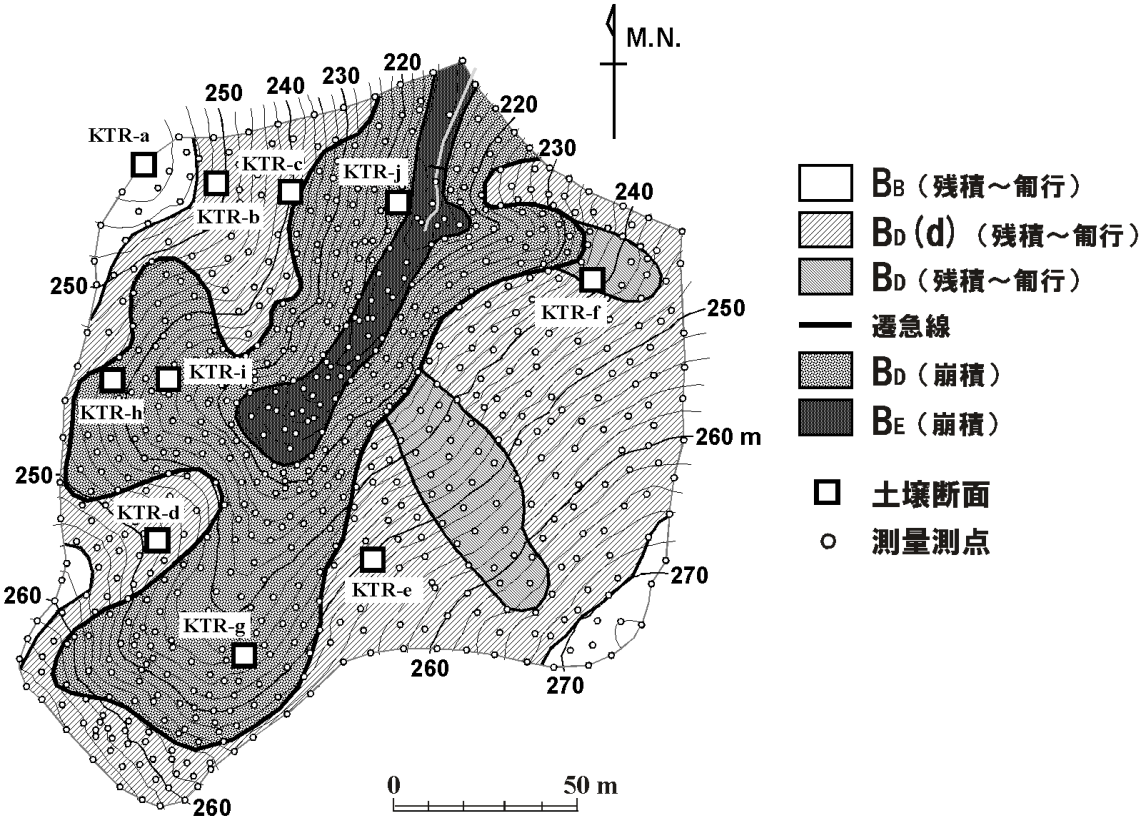

Fig. 3. 調査流域の土壌型の分布
Soil map of the catchment

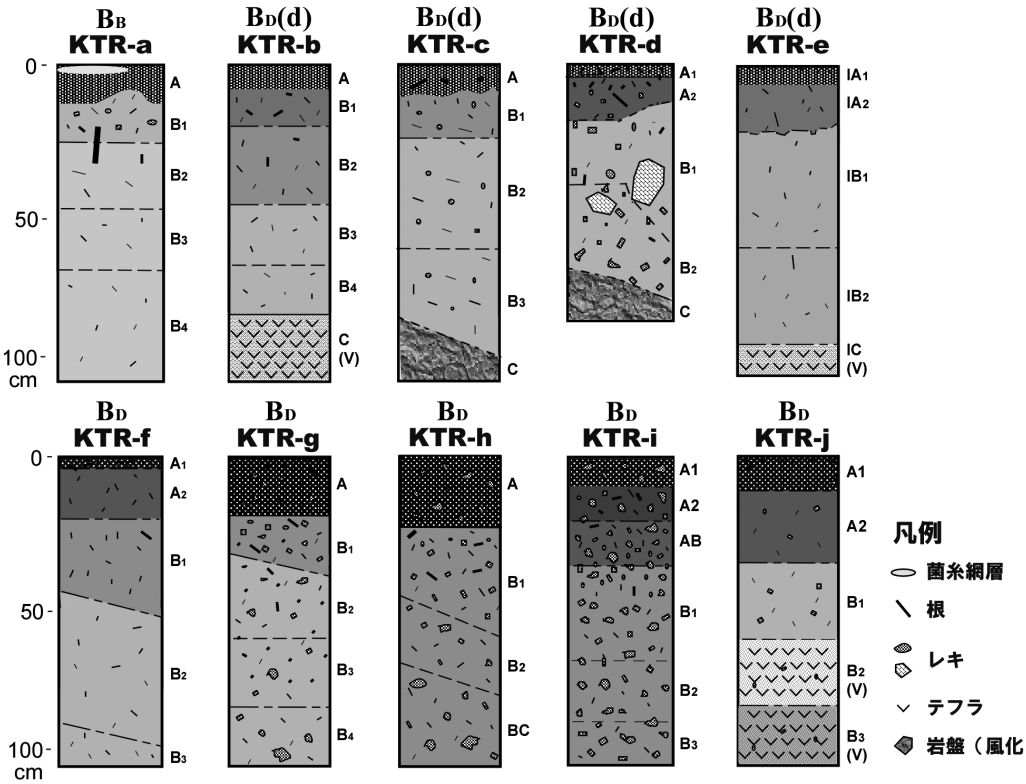

Fig. 4. 土壌断面図
Soil profiles in the catchment

テフラ層が確認できた。一方、遷急線より下側の B_D 型は（KTR-g ～ KTR-j）、谷頭斜面（KTR-g, -h）・谷頭凹地（KTR-i）で、全層にわたってレキが多く含まれていたのに対し、麓部斜面（KTR-j）ではレキは少なく、下層に二次堆積と思われるテフラが２層位（B_2, B_3）連続して認められた。KTR-j 断面は KTR-b 断面の斜面下方にあたり、色調から B_2 層のテフラが KTR-b 断面の C(V) 層に対応すると考えられる。B_3 層のテフラは赤褐色の色調を呈しているのが特徴で、北関東におけるテフラの分布から今市軽石層に、B_2 層のテフラはその上位の七本桜軽石層にそれぞれ該当すると思われる (町田・新井 1992)。

4.3 表層土層厚・風化層厚の分布

表層土層厚（Fig. 5-A）は、微地形単位に対応して分布しており、遷急線の上側では右岸側の上部谷壁斜面・上部谷壁凹斜面や左岸側の上部谷壁斜面において、４ｍを超える厚い土層が広い範囲に分布し、特に上部谷壁凹斜面では緩い谷地形の中心線に沿って６ｍを超える地点が線状に認められた。現在みられる上部谷壁凹斜面は、かなり深い谷地形を厚い表層土層が埋める形で形成されたと考えられる。一方遷急線の下側では、谷頭凹地の上流側～谷頭斜面において３ｍを超える厚い土層が谷を埋める形で線状に分布している（Fig. 2- 微地形分類図参照）。これに対し、遷急線の上側の左岸側の頂部斜面・上部谷壁凸斜面、遷急線の下側の谷頭急斜面・下部谷壁斜面・下部谷壁凹斜面においては、表層土層が１ｍ以下の地点が広く分布している。

風化層厚（Fig. 5-B）は、遷急線の下側に１ｍ以下の地点が広く分布しているが、谷頭凹地・谷頭斜面・下部谷壁斜面・下部谷壁凹斜面の一部で、２ｍを超える比較的厚い風化層が断片的に分布している。表層土層が厚い地点との対応関係は認められない。遷急線の上側では、右岸側の上部谷壁斜面・上部谷壁凹斜面や左岸側の上部谷壁斜面で３～６ｍの層厚を有する風化層が認められ、特に上部谷壁凹斜面では表層土層同様、緩い谷地形の中心線に沿って線状に厚い風化層が分布している。上部谷壁凸斜面の一部では、２ｍを超える比較的厚い風化層が認められた。

土壌型の分布（Fig. 3）と土層厚分布（Fig. 5）の対応関係を微地形単位別に検討すると、頂部斜面に分布する乾性褐色森林土（B_B 型：残積～匍行）で表層土層が比較的薄く、上部谷壁凹斜面に分布する適潤性褐色森林土（B_D 型：残積～匍行）で、表層土層・風化層ともに厚い傾向がみられた。谷頭斜面と谷頭凹地に分布する適潤性褐色森林土（B_D 型：崩積）では、表層土層が中央部に厚く分布しているが、下流側に分布する湿性褐色森林土（B_E 型：崩積）では表層土層・風化層ともに薄かった。このように、一部の微地形単位においては、土壌型と土層厚分布に対応関係が認められた。

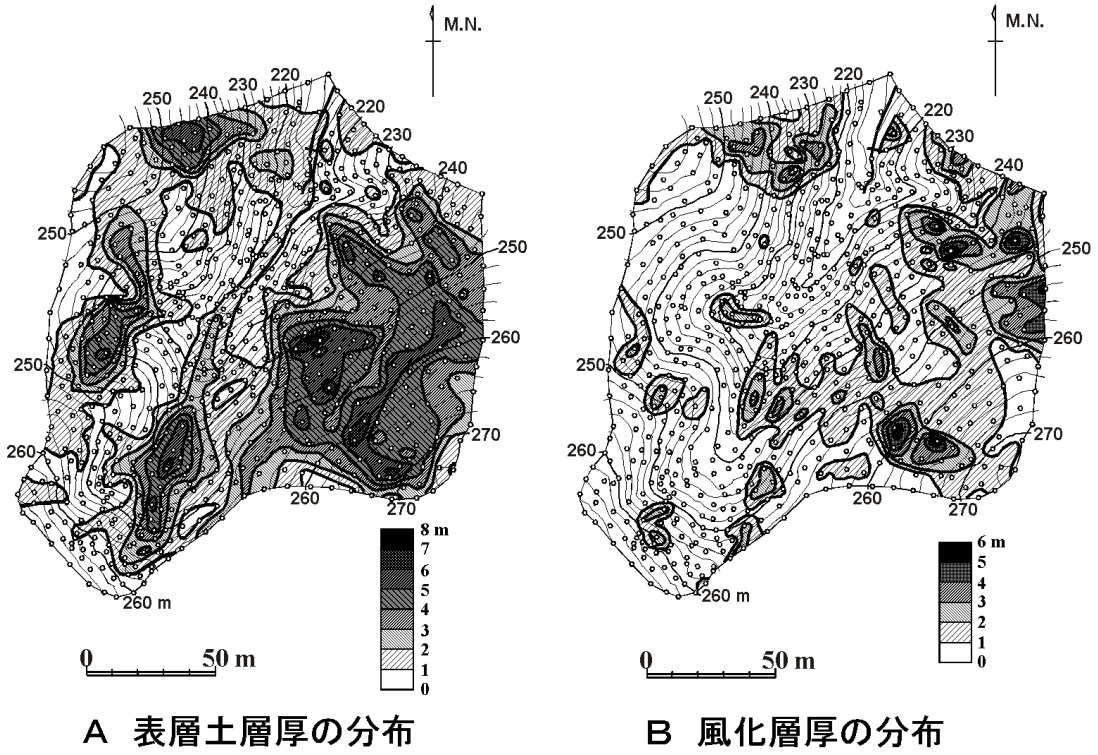

Fig. 5. 表層土層厚（**A**）および風化層厚（**B**）の分布
Distribution of colluvium thickness (**A**) and saprolite thickness (**B**)

5. 斜面の縦断・横断方向の微地形と土層厚分布の特徴

5.1 斜面の縦断方向の微地形と土層厚分布の特徴

試験流域内で斜面の縦断方向に４本の断面を取り、土層厚分布の特徴を比較した（Fig. 6, Fig. 7-a ～ d）。a 断面と b 断面は縦断形が共に凸型で大きな違いは見られないものの、等高線方向の横断形は a 断面が直線状であるのに対し、b 断面は緩やかな凹地状を呈する。a 断面は４つの微地形単位に、b 断面は６つの微地形単位にそれぞれ区分され、それぞれ最も長い区間を占める遷急線直上の上部谷壁斜面と上部谷壁凹斜面で最も表層土層・風化層ともに厚く、頂部斜面で比較的表層土層・風化層が薄い。また a 断面では、遷急線より下方の下部谷壁斜面・麓部斜面で表層土層が１m以下と薄いのに対し、b 断面では遷急線直下の下部谷壁凹斜面で表層土層厚が２～３mと比較的厚いのが特徴である。

これに対し、等高線方向の横断形がはっきりとした凸型を呈する c 断面では、谷頭凹地の下部を除き全体的に表層土層・風化層ともに非常に薄く、特に遷急線直上の上部谷壁凸斜面で a 断面・b 断面の上部谷壁斜面と上部谷壁凹斜面と際だった違いがみられ、侵食がかなり進行しているものと推察される。

縦断形、横断形ともに明瞭な凹型を呈する d 断面では、遷急線が痩せ尾根状の頂部斜面直下に分布し、遷急線下方に連続する谷頭斜面・谷頭凹地では厚い表層土層が確認できる。谷頭凹地は常時水流が見られない上流側と、降雨時に水流が発生する下流側とに分かれ、その境界付近では厚さ３mを超える風化層がみられ、下流側では表層土層は２m程度と比較的薄いのが特徴である。

5.2 斜面の縦断方向の微地形と貫入抵抗値の変化

Fig. 7-a, -b, -c, -d の A1 ～ A5 地点、B1 ～ B7 地点、C1 ～ C6 地点、D1 ～ D7 地点の貫入抵抗値を、それぞれ Fig. 8, Fig. 9, Fig. 10, Fig. 11 に示す。

まず a 断面においては、頂部斜面に分布する A1 地点では表層土層が 2.6m と比較的厚いのに対し、風化層は 0.4m と非常に薄い。上部谷壁斜面上部の A2 地点では表層土層・風化層がともに厚く、表層土層の深度 2.8m 以下では貫入抵抗値が断続的に Nc=5 を超え、表層土層中にレキが多く存在していると考えられる。上部谷壁斜面下部の A3 地点では、A2 地点同様表層土層は厚いが風化層は非常に薄く、表層土層の貫入抵抗値が非常に小さいのが特徴である。特に深度 1.2 ～ 2.3m の範囲では Nc=1 以下であり、粒径が粗くて軟らかい軽石層の存在が予想される。遷急線より下方の下部谷壁斜面に位置す

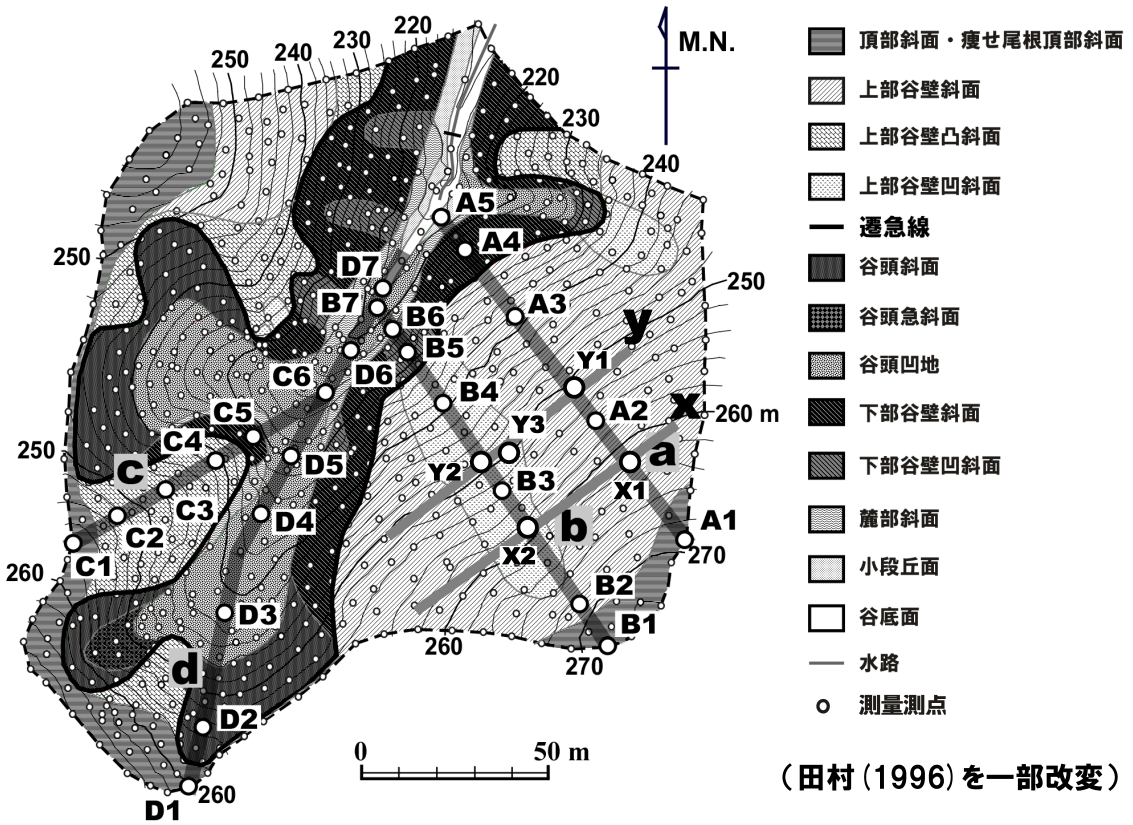

Fig. 6. 試験流域内の縦断面形の位置
Distribution of longitudinal sections in the experimental watershed

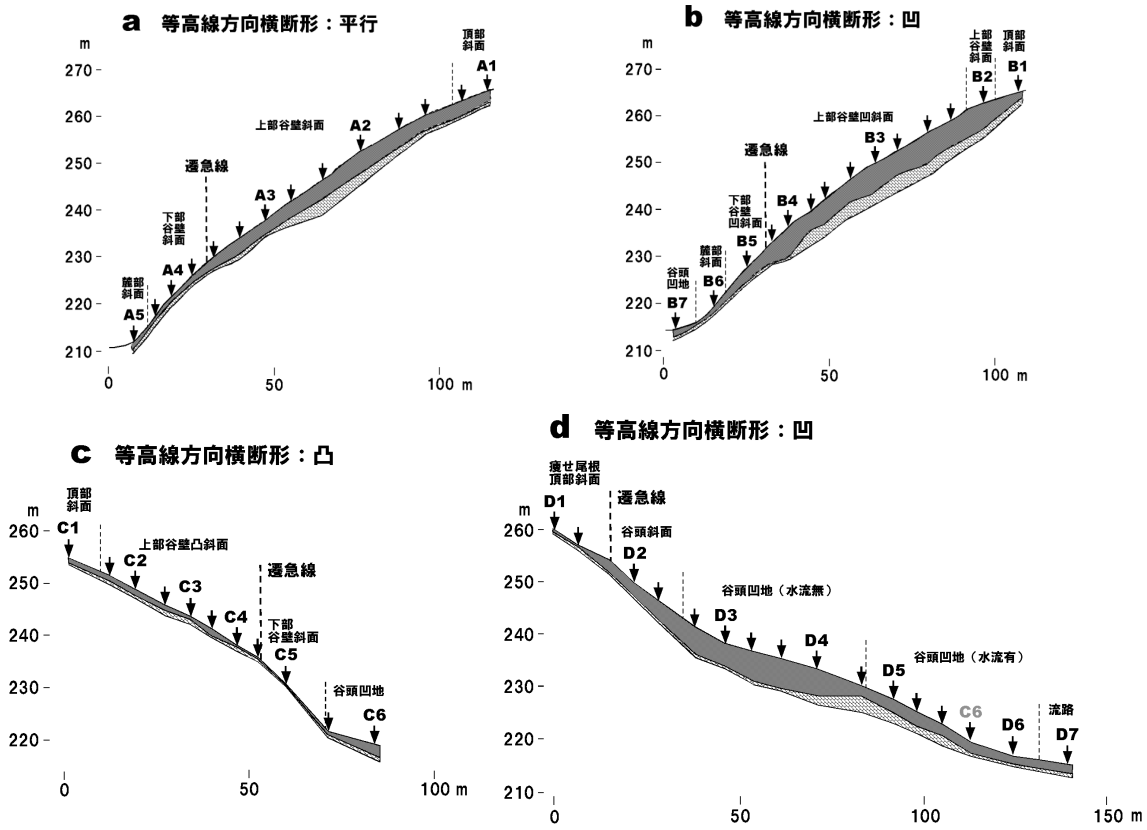

Fig. 7. 土層厚分布縦断面図（**a** ～ **d**）
Longitudinal sections of soil thickness (**a**-**d**)

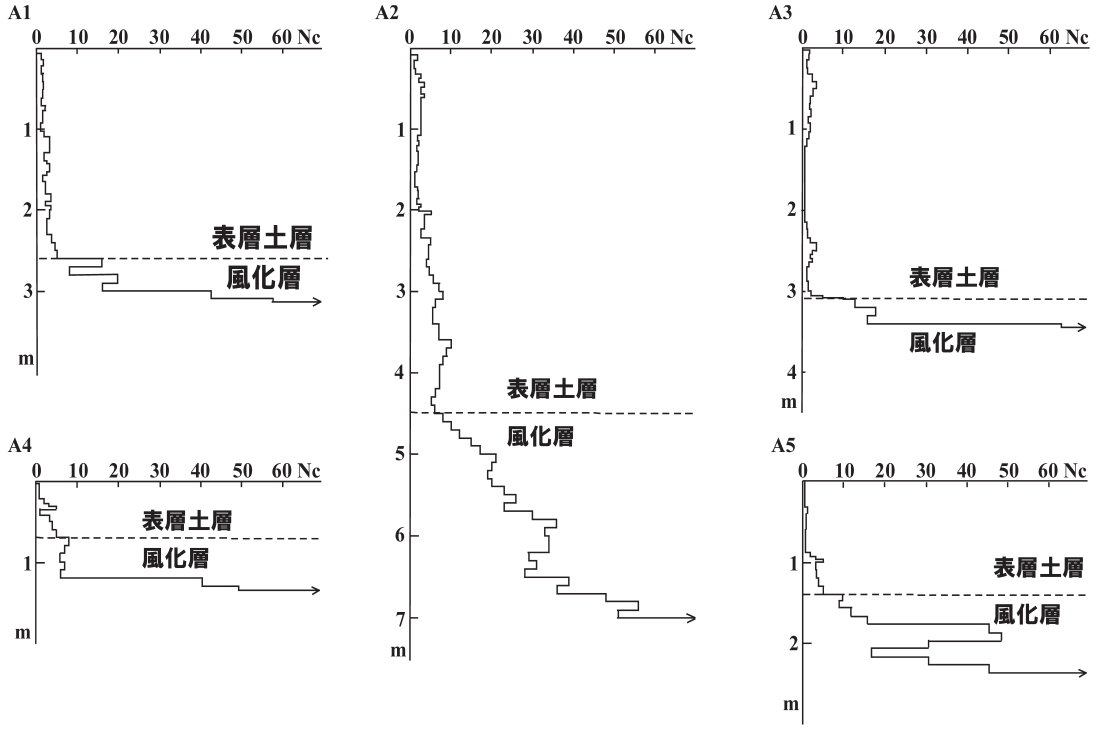

Fig. 8. 貫入抵抗値の斜面方向の変化（**a** 断面）
Fluctuation of resistance values against penetration (Profile-**a**)

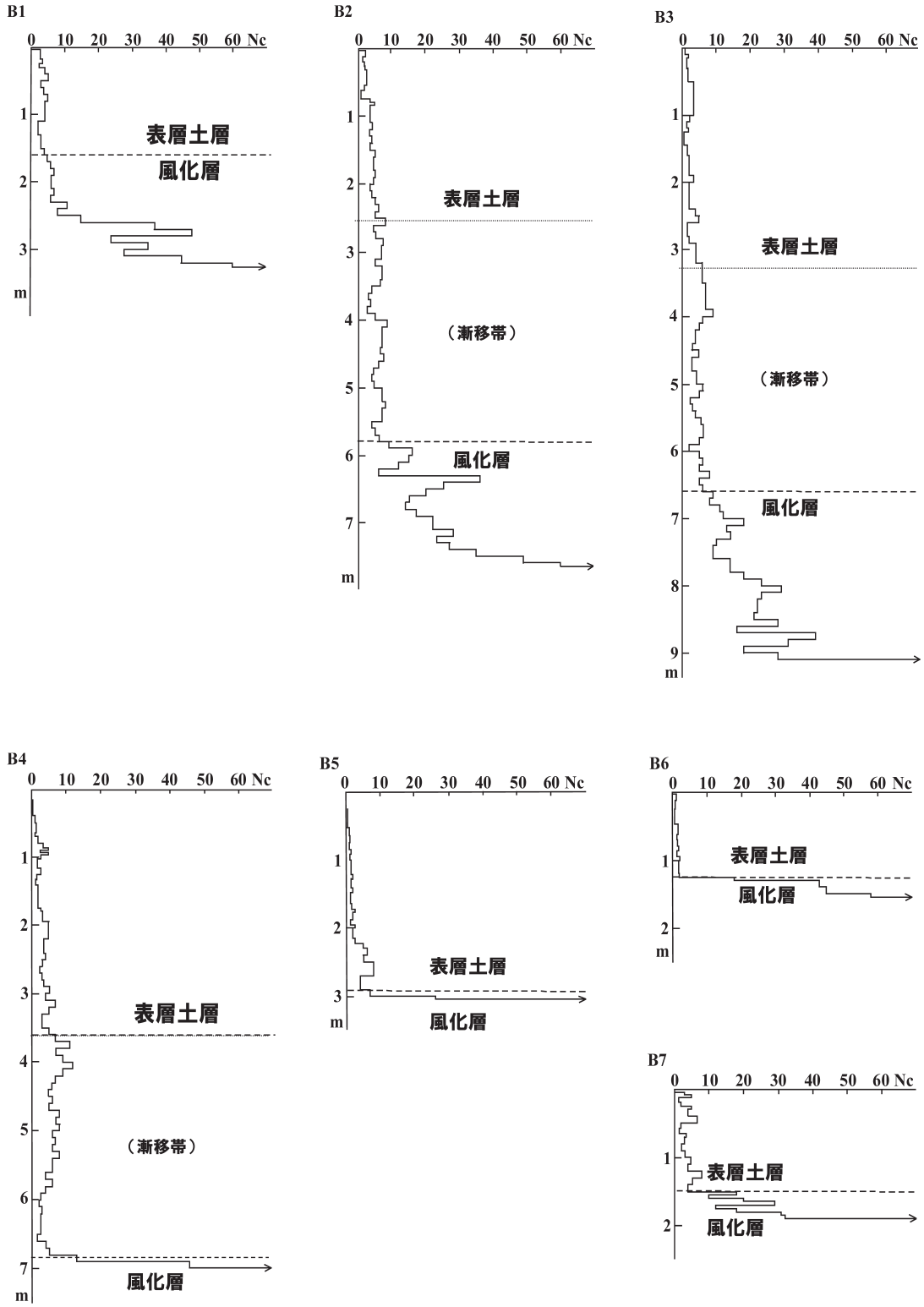

Fig. 9. 貫入抵抗値の斜面方向の変化（**b** 断面）
Fluctuation of resistance values against penetration (Profile-**b**)

る A4 地点では表層土層・風化層ともに薄く、表層土層中の貫入抵抗値がばらつくことからレキの存在が予想される。さらに下方の麓部斜面に位置する A5 地点では、表層土層厚・風化層厚ともに 1 m以上となり、表層土層の上部 1 mは Nc=1 以下と非常に軟らかい。遷急線上方から落下したレキを含まない崩積土が堆積しているものと考えられる（Fig. 8）。

b 断面においては、頂部斜面に位置する B1 地点で表層土層・風化層ともに厚さ 1.6m であるが、水平距離でわずか 10m 離れた B2 地点（上部谷壁斜面に位置）では表層土層が非常に厚く、深度 2.2m までは貫入抵抗値が Nc=5 を超えない土層が、それ以下深度 5.8m までは貫入抵抗値が断続的に Nc=5 を超過する土層が分布している。貫入抵抗値が Nc=5 を超えない土層はレキ含量の少ない表層土層と考えられるが、貫入抵抗値が断続的に Nc=5 を超過する土層は、レキを多く含む表層土層か、ぼろぼろに風化した部分が多い風化層か判断が難しいため、本報では漸移帯とした。さらに下方の B3, B4 地点（ともに上部谷壁凹斜面に位置）でも B2 地点と同様な貫入抵抗値を示した（Fig. 9）が、B4 地点では表層土層の最下層の貫入抵抗値が非常に小さく、風化層がほとんど存在しないのが特徴である。遷急線より下方の B5 地点（下部谷壁凹斜面に位置）では、B4 地点同様風化層がほとんど存在しないが、表層土層厚は 2.9m と B3, B4 地点の半分以下となり、深度 2.3m までの貫入抵抗値が非常に小さい（Nc=2 以下）。さらに下方の麓部斜面に位置する B6 地点では、表層土層厚が 1.2m と薄くなるが、B5 地点と同じく貫入抵抗値が Nc=2 以下と小さく風化層も薄い。谷頭凹地に位置する B7 地点では、表層土層厚は B6 地点と大差ないが、貫入抵抗値が断続的に Nc=5 を超過しており、レキを多く含んでいると推察される（Fig. 9）。

c 断面においては全体的に土層が薄く、頂部斜面に位置する C1 地点では表層土層が 0.9m、風化層が 0.1m と、風化層が非常に薄いのが特徴である。表層土層の貫入抵抗値は深度 0.5m 付近を除いて非常に小さい。上部谷壁凸斜面に位置する C2, C3, C4 地点では、土層厚は 1.3 ～ 1.5m とほぼ等しいものの、斜面上部から下部に向かって表層土層が薄く、風化層が厚くなる傾向がみられる。表層土層の貫入抵抗値は C4 地点を除いて変動が大きく、レキ含量が高いものと推察される。下部谷壁斜面に位置する C5 地点では、表層土層・風化層ともに 0.2m 以下と非常に薄い。谷頭凹地に分布する C6 地点では、表層土層厚が 2.2m と比較的厚く、表層 1 m付近までレキ含量が多い土壌が分布するものと思われる（Fig. 10）。

最後に d 断面においては、遷急線直上の痩せ尾根頂部斜面に位置する D1 地点で表層土層が 0.3m と非常に薄く、土層全体でも厚さは 1 mである。遷急線直下の谷頭斜面に位置する D2 地点では、表層土層が 2.8m と急

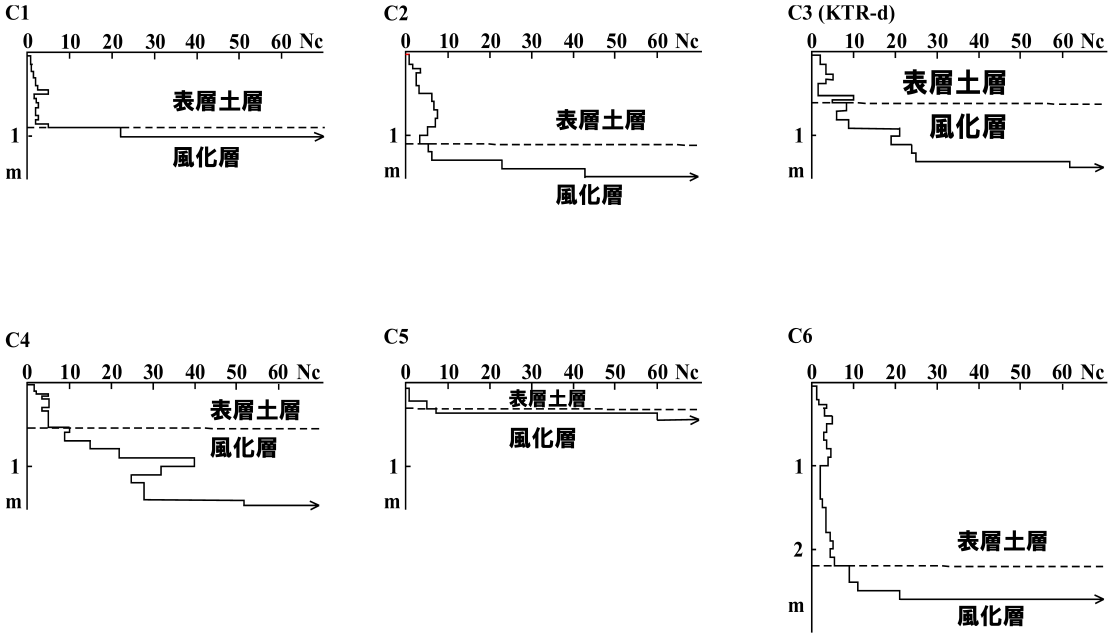

Fig. 10. 貫入抵抗値の斜面方向の変化（**c** 断面）
Fluctuation of resistance values against penetration (Profile-**c**)

激に厚くなり、ばらつきがあるものの深度 0 ～ 0.9m と 2 ～ 2.8m で貫入抵抗値が小さい。水流のみられない谷頭凹地上部に位置する D3 地点では、表層土層が厚く風化層が非常に薄い傾向は D2 地点と同様であるが、表層土層の貫入抵抗値のばらつきはより大きく、特に深度 1.5 ～ 1.9m では Nc 値が 1 以下と極端に小さい値を示す。この深度付近には、二次堆積のテフラの存在が予想される。水流のみられない谷頭凹地下部に位置する D4 地点では、D3 地点と比較して表層土層が 1 m厚く、風化層も 1.5m 厚い。表層土層の貫入抵抗値のばらつきが大きく、レキ量が多いことが予想されるが、D3 地点のような極端に小さい値は示さない（Fig. 11）。水流のみられる谷頭凹地上部に位置する D5 地点では、表層土層が D3・D4 地点と比較して薄く、代わりに風化層が 2.2m と厚い。表層土層の下流側での薄さが水流の発生に寄与していると考えられる。さらに下流側の D6・D7 地点では、表層土層が 1.4 ～ 1.5m と更に薄くなり、風化層も 0.5m と薄くなる。D6 地点では深度 0.8 ～ 1.1m の層位にレキの集積帯が認められる（Fig. 11）。

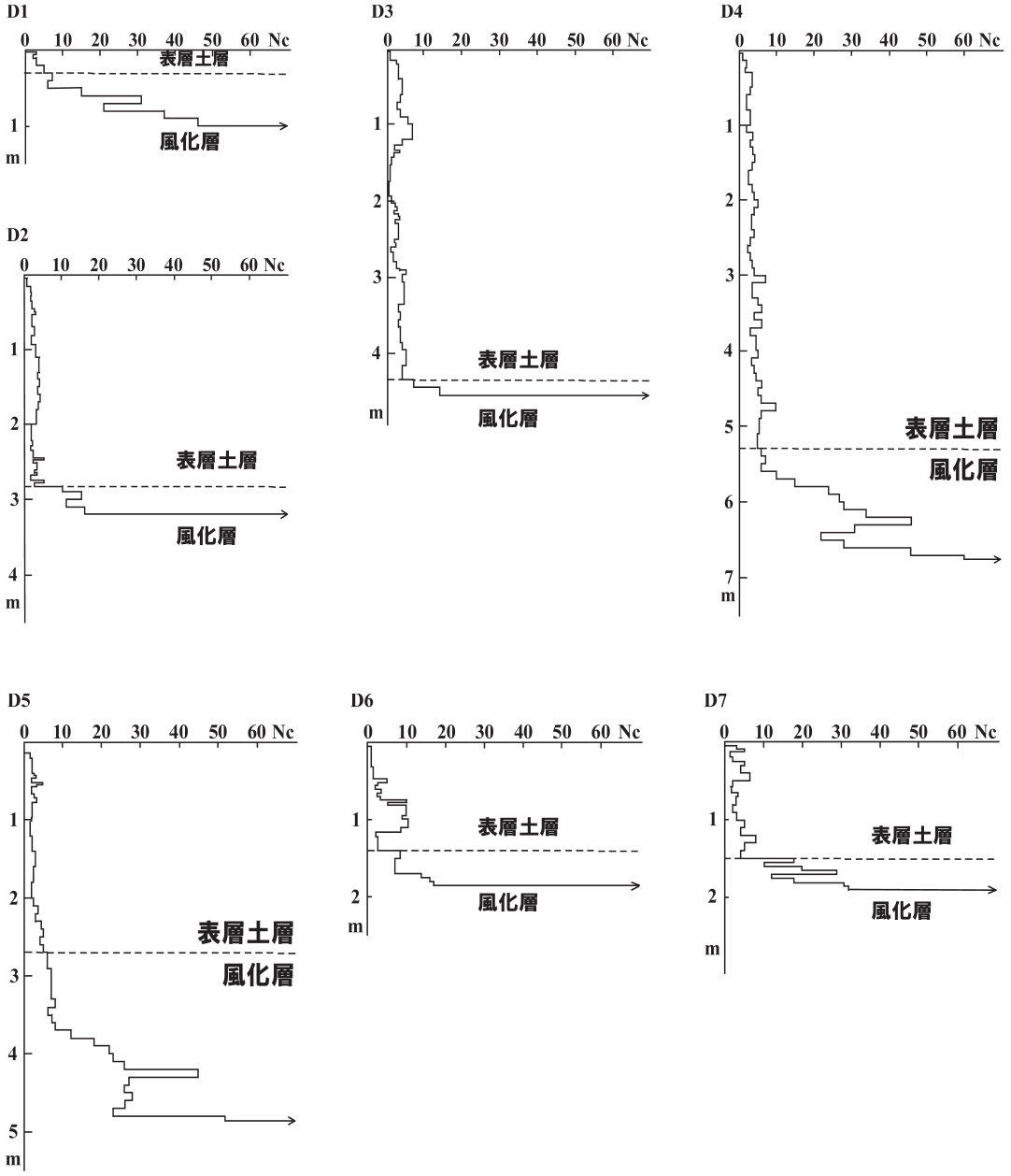

Fig. 11. 貫入抵抗値の斜面方向の変化（**d** 断面）
Fluctuation of resistance values against penetration (Profile-**d**)

5.3 斜面の横断方向の微地形と土層厚分布の特徴

右岸側の広い尾根部で、縦断面 a と b にまたがるように等高線方向に上下２本の横断面 x, y を取り、土層厚分布の特徴を比較した（Fig. 6, Fig. 12）。斜面上部の横断面 x では、上部谷壁斜面と上部谷壁凹斜面の境界が不明瞭であり、表層土層厚は４～５ｍと変化が少なく、風化層厚は上部谷壁凹斜面の一部で厚い。これに対し斜面下部の横断面 y では、上部谷壁凹斜面の範囲が明瞭となり、表層土層厚が５～６ｍと上部谷壁斜面の３～４ｍを大きく上回る。表層土層および風化層の基底面は、上部谷壁凹斜面が上部谷壁斜面よりも最大で４ｍ低く、明瞭な谷地形を形成している。横断面 y 上で地表面、基底面ともに最も低い Y3 地点の貫入抵抗値は、深度 4.1 ｍまでは Nc 値が小さな値で安定しているが、それ以深は Nc 値が断続的に 5 を超え、石レキを多く含む谷埋め堆積物が主体になっていると考えられる。

以上のように、微地形と土層厚分布の対応関係を詳細に検討するとともに、簡易貫入試験による貫入抵抗値の深度方向への変化を追うことによって、表層土層と風化層の境界（Nc=5）の認定以外に、土層中のレキ量の多寡の推定やテフラ層の分布、水流の発生する位置など、さまざまな情報を得られることがわかった。簡易貫入試験によって得られた、微地形単位別平均表層土層厚・風化層厚、ならびにレキ量の多寡・テフラの分布情報を Table 1 に示す。

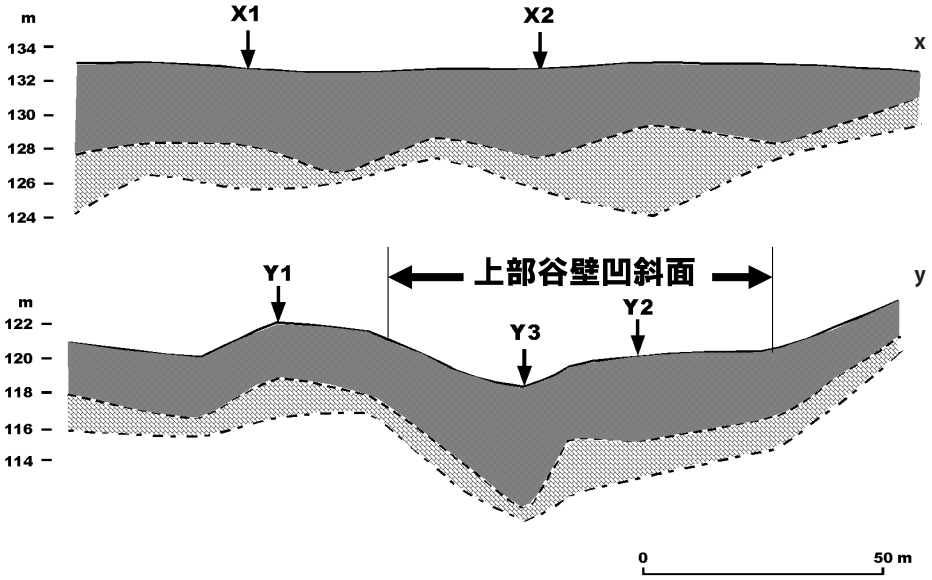

Fig. 12. 等高線方向土層厚分布横断面図（x, y）
Cross sections of soil thickness along contour lines (x, y)

Table 1. 微地形単位別表層土層厚・風化層厚
Colluvium and saprolite thickness in each microtopographical unit

微地形単位	等高線方向横断形	平均土層厚	平均表層土層厚	平均風化層厚	レキ量	テフラの分布
		(m)	(m)	(m)	（表層）	
遷急線上部						
頂部斜面	平行～凸	1.93	1.19	0.70	-	+
痩せ尾根頂部斜面	凹～平行	1.81	0.87	0.90	+	-
上部谷壁斜面	平行～凸	4.86	3.23	1.57	-	+
上部谷壁凸斜面	凸	2.08	1.11	0.91	++	-
上部谷壁凹斜面	凹	6.78	4.69	2.01	-	+
遷急線下部						
谷頭斜面	凹	2.74	1.99	0.69	+	+
谷頭急斜面	凹	1.24	0.86	0.30	++	-
谷頭凹地	凹	2.93	2.30	0.59	++	+
下部谷壁斜面	平行～凸	2.16	1.09	1.02	+	-
下部谷壁凹斜面	凹	1.67	1.11	0.51	-	-
麓部斜面	平行～凸	0.97	0.65	0.27	-	+
小段丘面	平行	-	-	-	+	-
谷底面	凹	1.32	1.17	0.13	++	-

6. 土壌の物理的性質

6.1 一般物理性および透水性

Table 2 に 10 地点の土壌断面（Fig.3: KTR-a ～ KTR-J）より採取した円筒試料より得られた一般物理性および透水性の測定結果を示す。一般物理性の測定項目は、容積重・全孔隙率・最大容水量・現場含水率・レキ量で、透水性は飽和透水係数（ms^{-1}）で表示した。

容積重は、谷頭斜面に位置する KTR-g, KTR-h 地点を除き、A 層で 0.39 ～ 0.53Mgm^{-3} と低い値を示した。B 層は上部谷壁斜面と上部谷壁凹斜面に位置する KTR-b, KTR-e, KTR-f 地点で 0.49 ～ 0.60Mgm^{-3} と低い値を示すのに対し、上部谷壁凸斜面・谷頭斜面・谷頭凹地では 0.67 ～ 1.07Mgm^{-3} と比較的高い値を示した。テフラを含む上部谷壁斜面に位置する KTR-e 地点の IC(V) 層と、麓部斜面に位置する KTR-J 地点の B_3(V) 層は、それぞれ直上の層位よりも容積重が小さかった。

容積重と逆比例関係にある全孔隙率は、谷頭斜面に位置する KTR-g, KTR-h 地点で全層にわたり 0.7m^3m^{-3} 以下の低い値を示し、上部谷壁凸斜面に位置する KTR-d 地点の B 層も 0.6m^3m^{-3} 以下の値を示した。これに対し、頂部斜面・上部谷壁斜面・上部谷壁凹斜面に位置する KTR-a, KTR-b, KTR-c, KTR-e, KTR-f 地点では、全層にわたり 0.7m^3m^{-3} 以上であった。最大容水量の値は、全孔隙率とほぼ同じ傾向であったが、上部谷壁凹斜面に位置する KTR-f 地点の HA-A_1 層で全孔隙率よりも 0.16m^3m^{-3} 低い値を示した。HA-A_1 層にみられた撥水性の影響であると思われる。

現場含水率は、全孔隙率によって上限（最大容水量）が異なってくるため、絶対値による単純比較はできないが、全孔隙率が 0.8m^3m^{-3} を超える KTR-a 地点（頂部斜面に位置）や KTR-f 地点（上部谷壁凹斜面に位置）の最表層で、それぞれ 0.24 m^3m^{-3}, 0.22 m^3m^{-3} と低い値を示し､次表層と比較しても乾燥が進んでいた。これに対し、遷急線の下側の谷頭斜面・谷頭凹地・麓部斜面に位置する KTR-g, KTR-h, KTR-i, KTR-j 地点の最表層は 0.30 ～ 0.51 m^3m^{-3} の値を示し、特に谷頭凹地に位置する KTR-i 地点では最表層の現場含水率が最も高かった。

レキ量は、遷急線の上下で明瞭な違いがみられた。遷急線の上側では、土壌の薄い上部谷壁凸斜面に位置する KTR-d 地点を除き、全層位にわたってレキがほとんど含まれていなかった。これに対し、遷急線の下側では、谷頭斜面・谷頭凹地に位置する KTR-g, KTR-h, KTR-i 地点でレキ量が多く、特に KTR-h 地点では全層位で 2 割以上の体積をレキが占めていた。

飽和透水係数は、上部谷壁斜面に位置する KTR-e 地点の IIA 層、谷頭斜面に位置する KTR-g 地点の B_4 層、麓部斜面に位置する KTR-j 地点の A_1 層で $10^{-5}ms^{-1}$ オーダーである他は、10^{-3} ～ $10^{-4}ms^{-1}$ オーダーの値を示した。微地形や容積重・レキ含量の差異を問わず、透水性は比較的良好であった。

このように、一般物理性には微地形単位ごとに明瞭な差異が認められ、遷急線上下の斜面のレキ量の違いが影響を及ぼしていると推察された。これに対し、飽和透水係数は微地形や一般土壌物理性の違いによらず、比較的大きい値を示した。

6.2 保水性（土壌水分特性曲線）

Fig. 13 に土壌水分特性曲線を示す。横軸は体積含水率 θ（m^3m^{-3}）、縦軸は水分張力 h（cmH_2O）である。グレーの網掛けの範囲は、土壌の保水性に寄与する狭義の有効孔隙率 (水分張力 50 ～ 500cmH_2O に相当；大貫・吉永 1995) である。SI 単位に換算すると、50cmH_2O は 4.91kPa、500cmH_2O は 49.15kPa に相当する。

土壌水分特性曲線を遷急線より上方のもの（KTR-a ～ KTR-f）と遷急線より下方のもの（KTR-g ～ KTR-j）に分けて概観すると、遷急線より下方の谷頭斜面に位置する KTR-h 地点の全層位にわたり、水分張力 50 ～ 500cmH_2O の範囲で曲線がほぼ直立している（0.00 ～ 0.05m^3m^{-3}）。この傾向は同じく谷頭斜面に位置する KTR-g 地点にも当てはまり、全孔隙率が流域内で際だって低い（Table 2）両地点では、有効孔隙率も非常に低いことが明らかになった。遷急線より下方に位置する残り 2 地点（KTR-i, KTR-j）においても、B 層の有効孔隙率はともに 0.05m^3m^{-3} と低い値を示した。これに対して遷急線より上方に位置する 6 地点では、上部谷壁凸斜面に位置し全孔隙率が低い KTR-d 地点の B 層（0.03m^3m^{-3}）を除き有効孔隙率が比較的高く、特に頂部斜面に位置する KTR-a 地点では全層にわたって有効孔隙率が 0.10 m^3m^{-3} 以上の高い値を示した。

以上、一般物理性・透水性・保水性の測定結果を微地形単位別にまとめたものを Table 3 に示す。

このように、流域内の土層厚および土壌物理特性の分布様式を微地形単位ごとに類型化することにより、土壌中の水や養分の移動予測、土砂移動危険度のゾーニング等に資することが可能である。本稿が桂試験地における更なる研究の発展に寄与できれば幸いである。

7. まとめ

桂試験地内での土層厚測定、土壌断面調査ならびに土壌物理性測定を行った結果、以下のことが明らかになった。

1）遷急線より上方では右岸側の上部谷壁斜面・上部谷壁凹斜面や左岸側の上部谷壁斜面において 4 mを超える厚い表層土層が広い範囲に分布し、遷急線より下方では、谷頭凹地の上流側～谷頭斜面において 3 mを超える厚い表層土層が谷を埋める形で線状に分布している。これに対し、遷急線より上方に位置する左岸側の頂部斜面･上部谷壁凸斜面、遷急線下方に位置する谷頭急斜面･下部谷壁斜面・下部谷壁凹斜面においては、表層土層が

Table 2. 土壌の一般物理性および透水性
Physical properties and permeability of soils in the catchment

No.	土壌型 微地形単位 Soil type Microtopographical unit	層位 Horizon	容積重 Bulk density Mgm^{-3}	全孔隙率 Total porosity m^3m^{-3}	最大容水量 M.M.H.C. m^3m^{-3}	現場含水率 S.W.C. in situ m^3m^{-3}	レキ量 Gravel content m^3m^{-3}	飽和透水係数 S.H.C. ms^{-1}
KTR-a	B_B	A	0.44	0.80	0.72	0.24	0.01	2.98×10^{-4}
	頂部斜面	B_2	0.63	0.78	0.76	0.41	0.00	2.77×10^{-4}
		B_3	0.55	0.81	0.76	0.45	0.00	2.25×10^{-4}
		B_4	0.71	0.73	0.68	0.50	0.02	7.19×10^{-4}
KTR-b	B_D(d)	A_1	0.44	0.80	0.72	0.28	0.02	2.04×10^{-4}
	上部谷壁斜面	B_1	0.54	0.77	0.77	0.31	0.01	3.58×10^{-4}
		B_2	0.60	0.77	0.72	0.35	0.02	2.99×10^{-4}
		B_3	0.59	0.78	0.69	0.36	0.01	3.01×10^{-4}
		B_4	0.53	0.80	0.73	0.48	0.00	1.55×10^{-4}
KTR-c	B_D(d)	A	0.53	0.81	0.79	0.33	0.01	4.65×10^{-4}
	上部谷壁斜面	B_2	0.66	0.75	0.74	0.36	0.03	1.49×10^{-4}
		B_3	0.54	0.76	0.72	0.39	0.02	1.64×10^{-4}
		C	0.50	0.82	0.77	0.40	0.01	3.07×10^{-4}
KTR-d	B_D(d)	A_1-A_2	0.43	0.76	0.75	0.33	0.07	1.76×10^{-4}
	上部谷壁凸斜面	B_1	0.84	0.57	0.59	0.32	0.18	2.78×10^{-4}
		B_2	0.76	0.56	0.55	0.31	0.22	4.49×10^{-4}
KTR-e	B_D(d)	IA_1	0.39	0.82	0.78	0.29	0.00	1.16×10^{-3}
	上部谷壁斜面	IA_2	0.53	0.80	0.74	0.37	0.00	4.03×10^{-4}
		IB_1	0.49	0.82	0.76	0.39	0.00	3.51×10^{-4}
		IB_2	0.52	0.79	0.72	0.38	0.00	1.78×10^{-4}
		IC(V)	0.43	0.84	0.78	0.51	0.00	1.40×10^{-4}
		IIA	0.56	0.80	0.74	0.54	0.00	4.37×10^{-5}
KTR-f	B_D	HA-A_1	0.46	0.81	0.65	0.22	0.00	1.01×10^{-4}
	上部谷壁凹斜面	A_2	0.53	0.80	0.76	0.37	0.00	4.74×10^{-4}
		B_1	0.52	0.81	0.77	0.40	0.00	6.87×10^{-4}
		B_2	0.50	0.82	0.78	0.45	0.00	3.64×10^{-4}
		B_3	0.53	0.81	0.75	0.45	0.00	3.10×10^{-4}
KTR-g	B_D	A	0.72	0.65	0.64	0.37	0.09	4.64×10^{-4}
	谷頭斜面	B_1	1.07	0.54	0.63	0.41	0.11	1.97×10^{-4}
		B_2	0.95	0.55	0.58	0.37	0.15	1.92×10^{-4}
		B_3	0.93	0.63	0.59	0.41	0.05	1.88×10^{-4}
		B_4	0.78	0.68	0.67	0.52	0.05	9.75×10^{-5}
KTR-h	B_D	A	0.83	0.62	0.64	0.30	0.25	3.15×10^{-4}
	谷頭斜面	B_1	0.67	0.52	0.54	0.32	0.22	8.00×10^{-4}
		B_2	0.72	0.53	0.55	0.28	0.26	8.59×10^{-4}
		BC	0.70	0.55	0.53	0.29	0.21	4.63×10^{-4}
KTR-i	B_D	A_1	0.38	0.75	0.75	0.51	0.02	1.15×10^{-4}
	谷頭凹地	A_2	0.62	0.66	0.66	0.44	0.13	4.79×10^{-4}
		AB	0.77	0.57	0.57	0.39	0.19	2.92×10^{-4}
		B_1	0.72	0.60	0.56	0.37	0.18	2.16×10^{-4}
		B_2	0.74	0.63	0.59	0.39	0.13	2.99×10^{-4}
KTR-j	B_D	A_1	0.49	0.78	0.76	0.41	0.03	4.86×10^{-5}
	麓部斜面	A_2	0.59	0.75	0.74	0.41	0.03	4.96×10^{-4}
		B_1	0.74	0.72	0.70	0.44	0.02	2.66×10^{-4}
		B_3(V)	0.69	0.74	0.71	0.51	0.01	2.42×10^{-4}

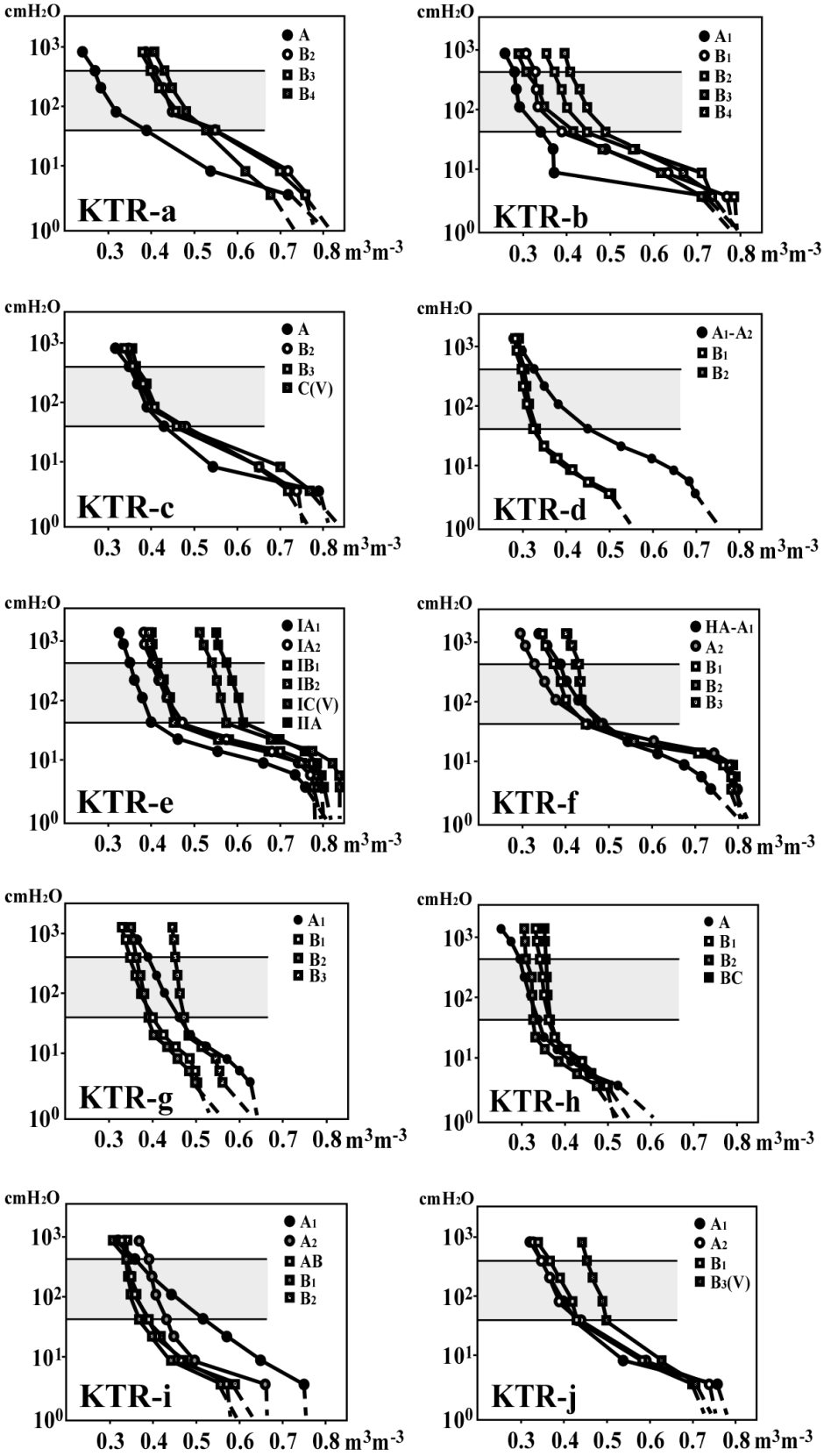

Fig. 13. 土壌水分特性曲線
Soil water retention curves of cylinder samples from each soil pit

Table 3. 微地形単位別土壌物理性
Soil physical properties in each microtopographical unit

微地形単位	層位	*容積重	*全孔隙率	*最大容水量	*現場含水率	*レキ量	*飽和透水係数	*有効孔隙率
		Mgm^{-3}	m^3m^{-3}	m^3m^{-3}	m^3m^{-3}	m^3m^{-3}	ms^{-1}	（$\theta_{50\text{-}500}$） m^3m^{-3}
遷急線上部								
頂部斜面	A	0.44	0.80	0.72	0.24	0.01	2.98×10^{-4}	0.12
	B	0.63	0.77	0.73	0.45	0.01	4.07×10^{-4}	0.13
上部谷壁斜面	A	0.47	0.81	0.76	0.32	0.01	5.58×10^{-4}	0.07
	B	0.54	0.79	0.74	0.41	0.01	2.58×10^{-4}	0.07
上部谷壁凸斜面	A	0.43	0.76	0.75	0.33	0.07	1.76×10^{-4}	0.12
	B	0.80	0.57	0.57	0.32	0.20	3.63×10^{-4}	0.03
上部谷壁凹斜面	A	0.50	0.81	0.71	0.30	0.00	2.88×10^{-4}	0.11
	B	0.52	0.81	0.77	0.43	0.00	4.54×10^{-4}	0.06
遷急線下部								
谷頭斜面	A	0.78	0.64	0.64	0.34	0.17	3.90×10^{-4}	0.07
	B	0.83	0.57	0.58	0.37	0.15	4.00×10^{-4}	0.02
谷頭凹地	A	0.50	0.71	0.71	0.48	0.08	2.97×10^{-4}	0.10
	B	0.73	0.62	0.58	0.38	0.16	2.58×10^{-4}	0.05
麓部斜面	A	0.54	0.77	0.75	0.41	0.03	2.72×10^{-4}	0.08
	B	0.72	0.73	0.71	0.48	0.02	2.54×10^{-4}	0.05

*の項目は各層位の平均値を示す

１m以下の地点が広く分布している。

２）遷急線より下方には厚さ１m以下の風化層が広く分布しているが、谷頭凹地・谷頭斜面・下部谷壁斜面・下部谷壁凹斜面の一部で、２mを超える比較的厚い風化層が断片的に分布する。遷急線より上方では、右岸側の上部谷壁斜面・上部谷壁凹斜面や左岸側の上部谷壁斜面で３～６mの層厚を有する風化層が認められ、特に上部谷壁凹斜面では表層土層同様、緩い谷地形の中心線に沿って線状に厚い風化層が分布している。

３）斜面方向の微地形と土層厚分布・貫入抵抗値の変化を等高線方向の横断形別に追うことにより、詳細な土層の堆積・侵食様式を一連の斜面微地形単位で推定することが可能である。

４）土壌の一般物理性は遷急線の上方と下方で明瞭に異なる。すなわち、遷急線より上方では上部谷壁凸斜面を除き容積重が小さく、全孔隙率が高く、レキ量が非常に少ないのに対し、遷急線より下方では容積重が大きく、全孔隙率が低く、レキ量が比較的多い。保水機能に寄与する有効孔隙率は、遷急線より上方の頂部斜面で特に高い値を示すのに対し、遷急線より下方では低い値を示し、レキ量の大小が有効孔隙率に影響を及ぼしていると考えられる。土壌の浸透能に寄与すると考えられる飽和透水係数は、10^{-4} ～ $10^{-5}ms^{-1}$ オーダーの値を示し、微地形との明瞭な対応関係は認められなかった。

５）流域内の遷急線を境にして、斜面の上方と下方では土層厚の分布様式や土壌物理性に明瞭な違いが認められた。流域内の土層厚および土壌物理特性の分布様式を微地形単位ごとに類型化することにより、土壌中の水や養分の移動予測、土砂移動危険度のゾーニング等に資することが可能である。

謝　辞

本研究を進めるにあたり、関東森林管理局茨城森林管理署には試験地の使用許可をいただいた。立地環境研究領域および水土保全研究領域の諸氏には、測量・土層厚測定・土壌調査・室内分析・データ整理にご協力いただき、有益なご助言をいただいた。ここに記して御礼申し上げる。

引用文献

阿部俊夫・山野井克己・北村兼三・中井裕一郎・鈴木覚・坂本知己・高橋正義 (2011) 定山渓森林理水試験地観測報告（2002 年 1 月～ 2007 年 12 月）．森林総研研報 , 10-2 (No. 419), 109-129.

相澤州平・酒井寿夫・阪田匡司・北村兼三・山野井克己・田中永晴 (2008) 定山渓森林理水試験地における降雨出水時の渓流水中の溶存イオン濃度の変化，日本森林学会北海道支部論文集，56，177-179.

有光一登・荒木誠・宮川清・小林繁男・加藤正樹 (1995) 宝川森林理水試験地における土壌孔隙量をもとに

した保水容量の推定－初沢小試験流域 1 号沢および２号沢の比較－．森林立地，37，49-58.

Asano, Y., Uchida, T. and Ohte, N. (2002) Residence time and flowpath dynamics at a forested headwater catchment, central Japan. Journal of Hydrology, 261, 173–192.

土じょう部 (1976) 林野土壌の分類 (1975), 林試研報 , 280, 1-28.

土壌標準分析・測定法委員会 (1986) 土壌標準分析・測定法 , 博友社 , 354pp.

藤枝基久・志水俊夫 (1994) 宝川森林理水試験地観測報告－本流・初沢試験流域－ (1978 年 1 月～ 1990 年 12 月)．森林総研研報 , No. 368, 207-245.

後藤義明・玉井幸治・小南裕志・深山貴文 (2005) 竜の口山森林理水試験地観測報告 (1981 年 1 月～ 2000 年 12 月)．森林総研研報 , 4(1) (No. 394), 87-133.

端山好和 (1986) 八溝山地．日本の地質『関東地方』編集委員会編，日本の地質 3 関東地方．共立出版，63-69.

細田育広・村上　亘・野口正二 (2009) 釜淵森林理水試験地観測報告－１・２・３号沢試験流域－ (2001 年 1 月～ 2005 年 12 月)．森林総研研報 , 8(1) (No. 410), 51-70.

池田重人・相澤州平・岡本透 (1997) 山地小流域における水質変動－とくに融雪および降雨にともなう経時変化について－，日本林学会論文集，108，pp.272.

金子真司・服部重昭・後藤義明・玉井幸治 (2002) 竜の口山森林理水試験地の渓流水質．水文・水資源学会誌 , 15, 472-485.

Katsuyama, M and Ohte, N. (2002) Determining the sources of stormflow from the fluorescence properties of dissolved organic carbon in a forested headwater catchment. Journal of Hydrology, 268, 192-202.

河田　弘・小島俊郎 (1976) 環境測定法 IV －森林土壌－ , 共立出版 , 189pp.

小杉賢一朗 (2007) 森林の水源涵養機能に土層と透水性基岩が果たす役割の評価，水文・水資源学会誌，20，201-213.

町田　洋・新井房夫 (1992) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]，東京大学出版会，336pp.

野口享太郎・平井敬三・高橋正通・相澤州平・伊藤優子・重永英年・長倉淳子・稲垣善之・金子真司・釣田竜也・吉永秀一郎 (2009) 北関東のスギ人工林における地上部炭素・窒素動態に対する間伐の影響．森林総研研報 , 8(4) (No. 413), 205-214.

野口正二・藤枝基久 (2007) 森林流域試験と今後のあり方．森林総研研報 , 6(2) (No. 403), 111-125.

大貫靖浩・吉永秀一郎 (1995) 筑波共同試験地理水流域における土壌の分布とその保水・流出特性にかかわる物理的特性．森林総研研報 , No. 369, 189-207.

Ohnuki, Y., Yoshinaga, S. and Noguchi, S. (1999) Distribution and physical properties of colluvium and saprolite in unchanneled valleys in Tsukuba Experimental Basin, Japan. Journal of Forest Research, 4-3, 207-215.

清水　晃・宮縁育夫・清水貴範・小川泰浩・大丸裕武・佐藤　保・竹下　幸 (2008) 去川森林理水試験地観測報告 (1987 年 1 月～ 2000 年 12 月)．森林総研研報 , 7(1) (No. 406), 13-65.

森林立地調査法編集委員会 (2010) 改訂版森林立地調査法－森の環境を測る－．博友社，284pp.

田村俊和 (1996) 微地形分類と地形発達－谷頭部斜面を中心に－．恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編，水文地形学－山地の水循環と地形変化の相互作用－．古今書院，177-189.

釣田竜也・吉永秀一郎・阿部俊夫 (2005) ポーラスプレート・テンションライシメータ法による土壌水の年移動量の測定．土壌の物理性 , 101, 51-56.

釣田竜也，大貫靖浩，清水貴範 (2009) 北部九州の森林小流域における窒素収支の年々変動．九州森林研究 , 62, 148-149.

釣田竜也，大貫靖浩，清水貴範 (2010) 北部九州の森林小流域における降雨イベント時の渓流水質の変動特性．九州森林研究 , 63, 121-123.

Uchida, T., Asano, Y. and Ohte, N. (2003) Analysis of flowpath dynamics in a steep unchanneled hollow in the Tanakami Mountains of Japan. Hydrological Processes, 17, 417–430.

吉永秀一郎・稲垣善之・山田　毅・三浦　覚・清水晃・清水貴範・小川泰浩・宮縁育夫 (2011) 去川森林理水試験地における流出水の水質．森林総研研報 , 10(3) (No. 420), 147-161.

吉永秀一郎・大貫靖浩 (1995) 簡易貫入試験による土層の物理性の推定．新砂防 , 48(3), 22-28.

吉永秀一郎・大貫靖浩 (1992) 山地の風化層が有する水保全機能の評価．4 回水資源に関するシンポジウム前刷集，661-666.

Distribution of soil thickness and soil physical properties in Katsura Headwater Catchment

Yasuhiro OHNUKI [1)*], Shuichiro YOSHINAGA [2)], Tatsuya TSURITA [3)], Makoto ARAKI [4)], Eriko ITO [5)], Koji SHICHI [1)], Youjiro MATSUURA [6)], Kenji ONO [7)] and Toru OKAMOTO [2)]

Abstract

At Katsura Headwater Catchment, we investigated the soil thickness and physical properties of volcanic ash soil that affect the movement of soil water and solute; and the storage of regional pollutant. With respect to colluvium thickness, the distribution was heterogeneous; thick colluvia over 3 m distributed along the axis of head hollows and head slopes, thicker colluvia over 4 m were confirmed at upper side-slope and upper side-hollow at right bank of the catchment. In contrast, at crest slopes and upper convex side-slope of the left bank and lower side-slopes of both banks, shallow colluvia less than 1 m were widely distributed. Regarding saprolite thickness, we confirmed shallow saprolite less than 1 m in wide area of the catchment. Only upper slope of the knickpoint of right bank: crest slope, upper side-slope and upper side-hollow, saprolites were thick. On the subject of soil physical properties, at upper slope of knickpoint: bulk density was low, total porosity was high, gravel content was quite low and effective porosity was high. In contrast, at lower slope of knickpoint: bulk density was high, total porosity was low, gravel content was rather high and effective porosity was low. Thus, gravel content of soil affected the value of effective porosity. The order of magnitude of saturated hydraulic conductivity that is responsible for soil water permeability ranges 10^{-4}-10^{-5}ms^{-1}, we hardly confirmed the relation to microtopographical units and soil types.

Key words : soil thickness, physical properties, microtopographical unit, knick point, colluvium, saprolite

Received 9 December 2013, Accepted 20 March 2014
1) Department of Forest Site Environment, Forestry and Forest Products Research Institute (FFPRI)
2) Kansai Research Center, FFPRI
3) Kyushu Research Center, FFPRI
4) Bureau of Climate Change, FFPRI
5) Hokkaido Research Center, FFPRI
6) Bureau of International, FFPRI
7) Tohoku Research Center, FFPRI
* Department of Forest Vegetation, FFPRI, Matsunosato 1, Tsukuba, Ibaraki 305-8687, Japan; e-mail: bchankan@ffpri.affrc.go.jp