

人工林の荒廃による水流出特性の変化に関する研究

(研究課題番号：11660146)

平成 14 年度～平成 15 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (C) (2))

研究成果報告書

平成 16 年 3 月

研究代表者 恩 田 裕 一

(筑波大学大学院生命環境科学研究科 助教授)

はしがき

人工林，特にヒノキ一斉林では，樹冠の閉鎖が進むと下層植生が消失し，土壌の表面侵食が起こることが知られている。これらの表面侵食に関するデータはかなり蓄積されてきており，特に近年申請者らの Cs-137 を用いた評価により，過去における侵食量も推定できるようになってきた。また，このような林地では，降雨時に容易に地表流が発生し，土壌侵食が発生するのみならず，ピーク流量が増大するために下流の洪水を引き起こす可能性もある。さらには，土壌の保水能力は低下し，渇水期の流量は減少するであろう。

そこで本研究では，水流出特性の変化を明らかにするために，実際に林床が裸地化したヒノキ人工林において，小流域を複数選定し流出特性について調査を行い，ヒノキ人工林の流出特性に対する影響を評価することを目的とする。

人工林化にともなう洪水流量の増加については，古くからその問題が指摘されてきた。しかしながら，実際にどの程度，施業の悪いヒノキ林で，洪水時の流出量が増加し渇水期の流量が減少するかについては，実際の観測データは極めて少ない。そのため，実際にはどのような流量変化が起こっているのか，またどのような対策を取ったらよいのかについて，まだほとんどわかっていないのが現状である。これは，1 つには降雨時のみに流出が発生するプロットからの流出を測定する方法が確立してなかったことに起因すると考えられる。申請者らは，パーシャルフリュームと静電容量式のセンサーを組み合わせることにより，常時水流がないプロットでも正確に流量を測定することができるようになった(写真参照)。この手法を多くのヒノキ林について適用することによって，人工林化による洪水流量の変化をとらえることが可能となった。本報告書においては，科研実施期間に得られた成果について報告するものである。

研究組織

研究代表者： 恩田裕一 （筑波大学大学院生命環境科学研究科 助教授）

研究経費

平成14年度	2,100 千円
平成15年度	1,500 千円

計	3,600 千円
---	----------

研究発表

(1) 学会誌等

- 水山高久・恩田裕一・加藤祐子・田井中治・岡本正男 (2002): 流出特性による土石流発生危険度の判定調査. 砂防学会誌, 54(5), 11-17.
- 小花和宏之・松倉公憲・恩田裕一 (2002): 磐梯山カルデラ下部の崖錐斜面上を流下する土石流の到達距離. 地形, 23(3), 433-447.
- 恩田裕一(2002): 湧水域に存在するパイプの斜面安定および地形発達に及ぼす影響. 地形, 23, 647-658.
- 菊池亜希良・恩田裕一・中越信和 (2002): 湧水湿地の植生配分に及ぼす地下水流動の影響. 植生学会誌, 19, 95-111.
- Onda, Y. Takenaka, Y. Furuta, M., Nonoda, T. and Hamajima, Y. (2003): Use of ^{137}Cs for estimating soil erosion processes in a forested environment in Japan, *Trans. Japan. Geomorph. Union*, 24(1), 13-25.
- 杉盛啓明・恩田裕一・村手直明・徳村公昭・大森博雄 (2003): 樹高の空間分布を考慮した航空機レーザースキャナデータからの地表面推定法. 写真測量とリモートセンシング, 42(1), 4-11.
- Kikuchi, A., Nakagoshi, N., Onda, Y. (2003) Hydrological setting of infertile species rich wetland -a case study in the warm temperate Japan. *Journal of Environmental Science*, 15(2), 279-283
- 柴山卓史, 恩田裕一, 安仁屋政武, 水越博子 (2003): IKONOS画像を利用した1999年ベネズエラ豪雨災害における斜面崩壊の解析. 自然災害科学, 22(1), 75-86.
- 福山泰治郎・恩田裕一・森脇寛(2003): ヒノキ林におけるプロットサイズ(斜面長)と土壌流亡量の関係. 地形, 24, 397-406.
- Hattanji, T. and Onda, Y. (2004): Coupling of runoff processes and sediment transport in mountainous watersheds underlain by different sedimentary rocks. *Hydrological Processes*, 18, 623-636.
- Onda, Y. Tsujimura, M. and Tabuchi, H. (2004): The role of subsurface water flow paths on hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan. *Hydrological Processes*, 18, 637-650.

(2) 口頭発表

恩田裕一・辻村真貴・水山高久・荻原弘 (2002 年 5 月 15 日):土石流発生危険度把握のための流紋岩小流域における流出特性調査, 砂防学会, 東京

恩田裕一・辻村真貴 (2002 年 8 月 20 日) 降雨流出におよぼす基盤岩流出の影響, 水文・水資源学会, 盛岡

恩田裕一・小高圭介・島村誠・外狩麻子 (2003 年 5 月 15 日): 降雨流出課程の解析による 1950 年熊の平災害の発生原因の推定, 砂防学会, 天童。

Yuichi Onda, Maki Tsujimura, Daiji Harada and Taijiro Fukuyama (2003 年 8 月 25 日): The role of Hortonian overlandflow in storm runoff in Hinoki plantation, Mie, Japan, IUGG, Sapporo

恩田裕一・辻村真貴・竹中千里 (2004 年 3 月 29 日)人工林の荒廃が洪水・河川環境に及ぼす影響, 地理学会, 東京

Yuichi Onda, Tomoyuki Nishikawa, Hiroaki Kato, Yukiya Tanaka, Maki Tsujimura

GOMBO Davaa, DAMBARAVJAA Oyunbaatar (2003 年 12 月 10 日) Overlandflow generation and surface erosion in Mongolia, AGU fall meeting, San Francisco.

研究の成果

目 次

三重県大宮町における人工林の荒廃による水・土砂流出特性 恩田裕一・福山泰治郎	1
湧水湿地の植生配分に及ぼす地下水流動の影響 菊池亜希良・恩田裕一・中越信和	25
湧水域に存在するパイプの斜面安定および地形発達に及ぼす影響. 恩田裕一	42
Hydrological setting of infertile species rich wetland -a case study in the warm tempeprate Japan Kikuchi, A., Nakagoshi, N., Onda, Y.	54
環境同位体の利用と地形学によせて 恩田裕一	59
Use of ^{137}Cs for estimating soil erosion processes in a forested environment in Japan Onda, Y. Takenaka, Y. Furuta, M., Nonoda, T. and Hamajima, Y.	61
ヒノキ林におけるプロットサイズ（斜面長）と土壌流亡量の関係 福山泰治郎・恩田裕一・森脇寛	74
: The role of subsurface water flow paths on hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan. Onda, Y. Tsujimura, M. and Tabuchi, H.	84
四万十川流域における放射性同位体を用いた土砂起源の推定 加藤弘亮・恩田裕一	98

三重県大宮町における人工林の荒廃による水・土砂流出特性

恩田裕一・福山泰治郎

はじめに

斜面において雨水による物質移動には、雨滴衝撃による短距離の移動と、飽和地表流による物質の輸送がある。日本の山地森林域の斜面では、浸透能が高いのでホートン型の地表流が発生することは稀であるとされている（谷ほか, 1992）。本研究の調査地であるヒノキ林地斜面でも、土砂生産に対する雨滴衝撃による表層物質の移動の寄与が大きいことが示唆されている（福山・恩田, 2003）。

その一方で、ヒノキ林地において浸透能が低下し、地表流が発生する可能性が指摘されている。間伐遅れのヒノキ林では、枝が枯れ上がり、樹冠に捉えられた雨滴が林床に直接到達するため、表層土壌の構造が破壊されてクラストと呼ばれる層が形成され、粗孔隙が塞がれて浸透能が低下する（恩田・山本, 1998；湯川・恩田, 1995；恩田・湯川, 1995）。さらに、林床の浸透能低下によって、地表流の発生頻度が増大し、豪雨イベント時の流出のピーク（洪水流量）が大きくなる可能性が指摘されている。しかしながら、ヒノキ林地斜面において、ホートン型地表流がどの程度発生するのかは明らかにされていない。

斜面上の土壌の剥離と運搬の活発さを示す土壌侵食強度の評価と、流域からの土砂生産量の評価は、区別して取り扱う必要があるとされている（Miura, 2002）。斜面スケールで、プロットなどを用いて土壌侵食強度を評価することは、表層土壌の流亡による林地の荒廃を評価する上で重要であるが、ダムの堆砂など下流域への影響を評価するためには、流域スケールでの土砂生産を評価する必要がある。しかし、斜面スケールの侵食強度評価と流域スケールの土砂生産の関連が明らかにされていないにも関わらず、斜面上の土壌侵食強度が森林全体を代表する値として用いられ、森林の表面侵食防止機能の評価が行われている（三菱総合研究所, 2001）。前節で示されたように、斜面スケールでは、プロットの斜面長を増大させても単位面積あたりの流亡土砂量が増加しない。つまり、プロットスケールの侵食速度を面積に比例させて、流域スケールの土砂生産量を外挿することはできないと考えられる。したがって、斜面スケールの侵食強度評価と流域スケールの土砂生産の関連を明らかにする必要がある。

そこで本研究では、1)ヒノキ林地斜面においてホートン型地表流の発生を確認すること、2)ヒノキ林地斜面と源流域における水文観測からヒノキ林流域の土砂生産プロセスを明らかにすることの2点を目的として、ヒノキ人工林源頭部流域において、林地斜面と流域下端で水文観測と流亡土砂量の観測を行った。

調査地の概要

調査地として、三重県度会郡大宮町神原地区のヒノキ林を選定した。大宮町は、東経 136 度 25 分、北緯 34 度 21 分に位置する（Figure 1）。土壌は片麻岩を基岩とした森林褐色土壌である。大宮町は東海地区気候帯に属するが、海岸からやや離れた山間地帯にあるので、比較的内陸的な気温となっており、年間平均気温は 18.2 °C である。また大台山系を含む多雨域に近く、年降水量は 2,400 mm であり、高温多雨域に分類される。一方、山間地帯であるので夏期温度は高いが冬季温度はかなり下がり、寒暖の年較差の大きい内陸性の気候を示す。

貯水池（樋谷池, 0.89 ha）上流域のヒノキ林を調査流域（23.95 ha）とした（Photo 1）。調査流域は、標高 90～260 m に位置し、平均起伏比（流域分水界の最高標高と流域出口の標高の差を流域の最大辺長で除した値）は 0.356、平均傾斜は 19.6° である（Figure 2）。流域内の 2 つの溪流が流域下端の貯水池に注いでいる。貯水池周辺一帯は、多くが雑木林であったが、約 40 年前に伐採された後、主にヒノキが植林され、15 年後、20 年後、25 年後に部分的に間伐が行

われた。しかし計画通りに間伐が行われている林分は少ない。林冠が鬱閉し、下層植生やリターがない部分が多く見られる。ヒノキ林の他に広葉樹林も若干分布している。貯水池から上流域を撮影した写真を Photo 1 に示す。

調査流域の中で、特に下層植生が少なく、土壌侵食が激しいと考えられる小流域を集中観測流域 (0.33 ha, Figure 3) として設定した。流域の平均起伏比は 0.931、平均傾斜は 42.9° であり、急峻な地形である。流域左岸側から見た流域上流部を Photo 2 に示す。集中観測流域において毎木調査を行い、林況を Table 1 に、直径と樹高の関係を Figure 4 に、胸高直径分布を Figure 5 に示した。集中観測流域では、流域の中心付近の谷線上に崩壊跡が 1 箇所あり、その下流側に多量の礫が流亡しているのが見られる (Figure 3 において点線で示した位置)。谷線の下流側はガリが発達し、基岩が露出している。ガリの最上流部 (Photo 3) からパーシャルフリュームまでの基岩が露出した流路 (Photo 4) を、Figure 3 において実線で示した。左岸斜面にも、崩壊跡が 2 箇所見られる。無降雨時には流出がなく、降雨と降雨後に流出が発生する。

基岩が露出している流路上に、6 インチのパーシャルフリュームを設置し、水文観測を行った (Photo 5)。パーシャルフリュームの下に 300 l のタンクを設置し、流亡土砂量の観測を行った。左側斜面に、流出プロット (0.001 ha) を設置した。プロットの斜面長と幅はそれぞれ 5 m, 2 m である。流出プロットの下端に 90° V ノッチ堰を設置し、地表流測定と侵食土砂の採取を行った (Photo 6)。流域内 2 箇所に転倒マス雨量計を設置し、樹冠通過雨量を観測した。

方法

流域スケールの水文観測のために、集中観測流域 (0.33ha) 下端の、岩盤が露出した谷線上に 6 インチのパーシャルフリューム (有限会社竹内鉄工所製) と圧力センサー式水位計 (Unidata, model6521) を設置した (Figure 3, Photo 5)。水位計に接続されたデータロガー (EME Systems, Owl2c) を用いて水位の変動を 5 分間隔で記録した。地表流発生時に一定時間の流量を測定し、記録された水位と対応させることによって水位流量曲線 (H-Q curve) を作成し、水位を流量に換算した。パーシャルフリュームの下に 300 l のタンクを設置し、土砂を沈殿させて採取した。

プロットスケールの水文観測のために、集中観測流域内部の左岸側斜面に斜面流出プロットを設置した (Figure 3, Photo 6)。プロットの斜面長と幅はそれぞれ、5 m, 2 m で傾斜は 34° である。プロットの周囲を幅 20 cm のベニヤ板で囲み、外部からの表面流去水や土砂の流入を防いだ。プロットの下端にプラスチック製の V ノッチ堰を設置した。越流部分の角度は 90° である。V ノッチ堰の内部をステンレス製の整流板で前後に分割し、下流側に圧力センサー式水位計を固定し、データロガーにより水位の変動を 5 分間隔で自記記録した。また、堰の上流側を土砂トラップとして利用した。雨量は、転倒マス式雨量計 (Davis Instruments 製, Rain Collector Metric Standard #7852M) を、パーシャルフリューム近傍と V ノッチ堰近傍に各 1 台設置し、樹冠通過雨量を 5 分間隔で記録した。雨量計と水位計をデータロガーに接続し、約 1 ヶ月ごとに流出土砂と雨量データ、水位データを回収した。観測期間は 2002 年 5 月 18 日から 2003 年 7 月 30 日である。

結果と考察

斜面プロットにおける水文観測

観測期間中の総降雨量は 2305 mm で、77 回の降雨イベントを観測した。そのうち 12 回の降雨イベント時に表面流出が観測された。表面流出が観測されたときの降雨強度は 4.0-40.8 mm h^{-1} (平均 15.9 mm h^{-1} , 標準偏差=12.0)、5 分間最大雨量は 0.6-9 mm (平均 3.4 mm, 標準偏差=2.2) であった。このヒノキ林地では最終浸透能が最も低い地点でも 220 mm h^{-1} であり (原田, 1999)、5 分間雨量に換算すると約 18 mm に相当するが、それよりもはるかに弱い降雨イベント時にも

表面流出が観測された。原田（1999）は、本研究対象地において表面流出を観測し、5 分間雨量が 2 mm を超過すると地表流が発生することを報告している。

ほとんどの場合、降雨強度が増加した直後に表面流出が開始し、降雨中か降雨終了後 20 分以内に停止した。流出率は、0.2-97 %（平均 30 %，標準偏差=29）であった。降雨強度など、表面流出が発生する条件や、流出率などに大きなばらつきが見られたが、林地斜面における表面流出の発生が、先行土壌水分条件や表層土壌の撥水性（小林ほか，2003）などに影響を受けるためと考えられた。

降雨特性と表面流出の発生の関係の詳細に見るために、2002 年 9 月 27 日 14:00 から 2002 年 9 月 28 日 8:55 までのハイドログラフを Figure 6 に示した。この期間の積算雨量（樹冠通過雨量）は 121.6 mm、期間内最大降雨強度は 23.3 mm h^{-1} 、期間内最大 5 分間雨量は 3.6 mm であった。この期間を詳細に見ると、降雨強度に応じて表面流出が断続的に 10 回発生していた。流出が開始する時点の 5 分間雨量は、1.0-2.8 mm（平均 1.9 mm，標準偏差=0.57）であった。一方、流出が停止する時点の 5 分間雨量は、0.4-1.0 mm（平均 0.6 mm，標準偏差=0.22）であった。この結果から、5 分間雨量が 2 mm を超過すると表面流出が発生し、0.6 mm を下回ると表面流出が停止する傾向が示された。

2002 年 5 月 18 日から 2003 年 7 月 30 日までの、斜面プロットにおける流亡土砂量と粗大有機物流亡量は、それぞれ 4.0 kg, 0.3 kg であった。斜面プロットでは、降雨イベントにかかわらず流亡土砂量の変動が比較的小さく、弱い降雨イベント時にも土砂の流亡が観察された（Figure 7）。斜面プロットでは、期間内最大 5 分間雨量・期間内最大降雨強度の増加に対して、ゆるやかに土砂量が増加する傾向を示した（Figure 8, 9）。また、期間降水量と土砂量との間に良い相関が見られた（Figure 10）。

流域下端における水文観測

2002 年 5 月 18 日から 2003 年 7 月 30 日までの総降雨量は 2091 mm で、75 回の降雨イベントが観測された。流域下端における流亡土砂量と粗大有機物流亡量は、それぞれ 68.1 kg, 3.2 kg であった。土砂が回収されたのが 16 回である。流域スケールでは、降雨イベントに応じて流亡土砂量の変動が非常に大きく、流域からの土砂生産に対して、低頻度（年に 2-3 回）の豪雨イベントの寄与が非常に大きかった（Figure 7）。土砂の年間総流亡量の約 90 % が、2 回の豪雨イベントによるもので、それ以外の比較的弱い降雨では、ほとんど土砂は流亡しなかった。

次に、降雨特性と流亡土砂量の関係について述べる。まず、期間内最大 5 分間雨量と流亡土砂量の関係を図 11 に示した。期間内最大 5 分間雨量が 5.6 mm 以下の時は、ゆるやかに土砂量が増加し、5.8 mm を越えると急激に増加する傾向が見られた。次に、期間内最大降雨強度と流亡土砂量の関係を図 12 に示した。最大降雨強度が 20 mm h^{-1} 以下では流亡土砂量はほとんど増加しなかった。 $20\text{-}30 \text{ mm h}^{-1}$ 付近はデータがないが、 30 mm h^{-1} を超過すると流亡土砂量が急激に増加した。これらの結果から、降雨強度 $20\text{-}30 \text{ mm h}^{-1}$ が表面流発生の閾値と考えられた。さらに、期間内最大ピーク流量と流亡土砂量の良い相関が見られた（Figure 13）。これらの結果から、流域スケールでは地表流の掃流力による土砂輸送が主要な土砂生産プロセスであると考えられた。

ヒノキ林流域における土砂生産プロセス

ここでは、斜面スケールと源流域スケールで水文観測を行った結果から、ヒノキ林流域における土砂生産プロセスを考察する。斜面プロットから流亡する土砂量は、期間内の最大値と最小値が 1 オーダー程度の差で、比較的変動が小さかった（ $CV=69.8 \%$ ）のに対し、流域から流亡する土砂量は、期間内の最大値と最小値が 3 オーダー程度の差があり、変動が大きかった（ $CV=159.6 \%$ ）（Figure 7）。斜面プロットから流亡する土砂量は、期間降水量（土砂回収の間

隔に相当する期間の総降水量)と相関があるのに対し、流域から流亡する土砂量は地表流の流量(各測定期間中の最大ピーク流量)と高い相関が見られた。前章において、ヒノキ林地斜面では雨滴衝撃による表層物質の移動が卓越していることが示唆された。本章では、斜面プロットにおいて比較的弱い雨でも土砂流亡が起きることが観測されたが、この結果は、ヒノキ林地斜面において雨滴衝撃による表層物質の移動が卓越していることを支持すると考えられた。

まとめ

本章では、1)ヒノキ林地斜面においてホートン型地表流の発生を確認することを目的として、ヒノキ人工林源頭部流域の林地斜面で水文観測を行った。その結果、本調査地における最終浸透能(220 mm h^{-1})よりも弱い降雨イベント時でも表面流出が観測された。表面流出が観測されたときの降雨強度は $4.0\text{--}40.8 \text{ mm h}^{-1}$ (平均 15.9 mm h^{-1} , 標準偏差=12.0)、5分間最大雨量は $0.6\text{--}9 \text{ mm}$ (平均 3.4 mm , 標準偏差=2.2)であった。ほとんどの場合、降雨強度が増加した直後に表面流出が開始し、降雨中か降雨終了後20分以内に停止した。流出率は、 $0.2\text{--}97\%$ (平均 30% , 標準偏差=29)であった。表面流出が発生する降雨強度や、流出率などの変動が大きかった。次に、2)ヒノキ林地斜面と源流域における水文観測からヒノキ林流域の土砂生産プロセスを明らかにすることを目的として林地斜面と流域下端で水文観測と流亡土砂量の観測を行った。その結果、ヒノキ林では、弱い降雨イベント時に斜面表層物質が雨滴衝撃によって徐々に斜面上を移動し、谷底付近に一時的に堆積し、年に数回の豪雨イベント時に地表流によって運搬される土砂生産プロセスがあると推察された。

引用文献

- 福山 泰治郎・恩田裕一・森脇寛(2003)ヒノキ林におけるプロットサイズ(斜面長)と侵食土砂量の関係. 地形. Vol. 24, No. 4, p. 397-406.
- 原田大路(1999)ヒノキ林における降雨流出に果たす地表流の役割, 愛知教育大学総合科学課程地球環境科学領域卒業論文, p1-98.
- 小林政宏(2003)森林土壌の撥水性と表面化学組成の関係, 第114回日本林学会大会学術講演集
- 三菱総合研究所(2001)地球環境・人間生活に関わる農業及び森林の多面的な機能の評価に関する調査研究報告書, 森林の多面的機能の経済評価, (3)表面侵食防止機能. P 25.
- Miura, S., Hirai, K., Yamada, T. (2002) Transport rates of surface materials on steep forested slopes induced by raindrop splash erosion: Journal of Forest Research. 7, 201-211.
- 恩田裕一・湯川典子(1995)ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響(Ⅱ)下層植生の効果に関する室内実験. 日林誌, 77, 399-407.
- 恩田裕一・山本 高也(1998):リターに被覆された土壌表面におけるクラスト形成プロセスの解明, 日本林学会誌, 80 巻 4 号, 302-310.
- 谷 誠・太田猛彦(1992)森林斜面での雨水流動: 森林水文学. 塚本良則編, 319 pp, 文英堂出版, 東京, 102-157.
- 湯川典子・恩田裕一(1995)ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響(Ⅰ)散水型浸透計による野外実験: 日林誌, 77, 224-231.

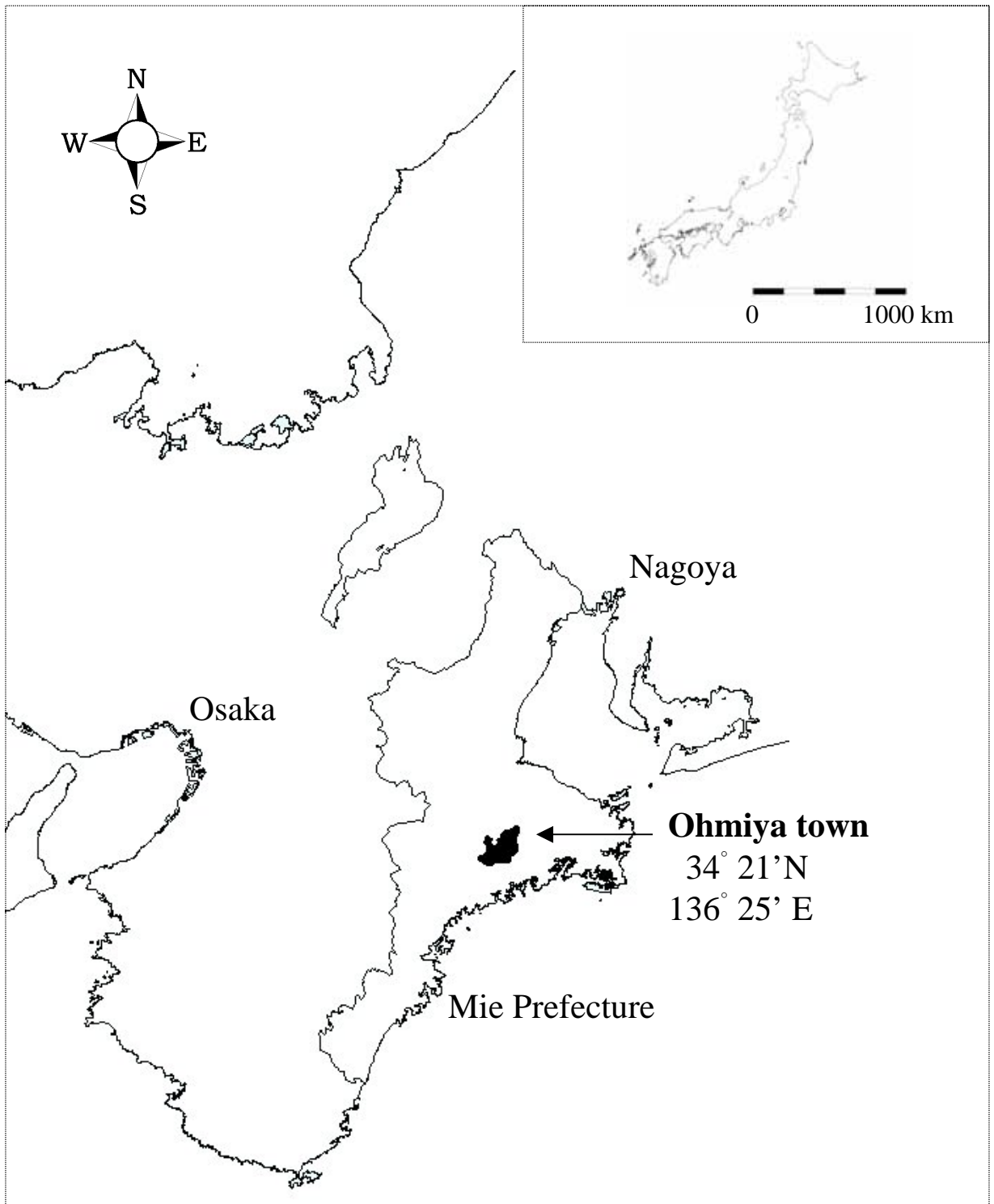


Figure 1. The location of the study site in Ohmiya, Mie Prefecture.

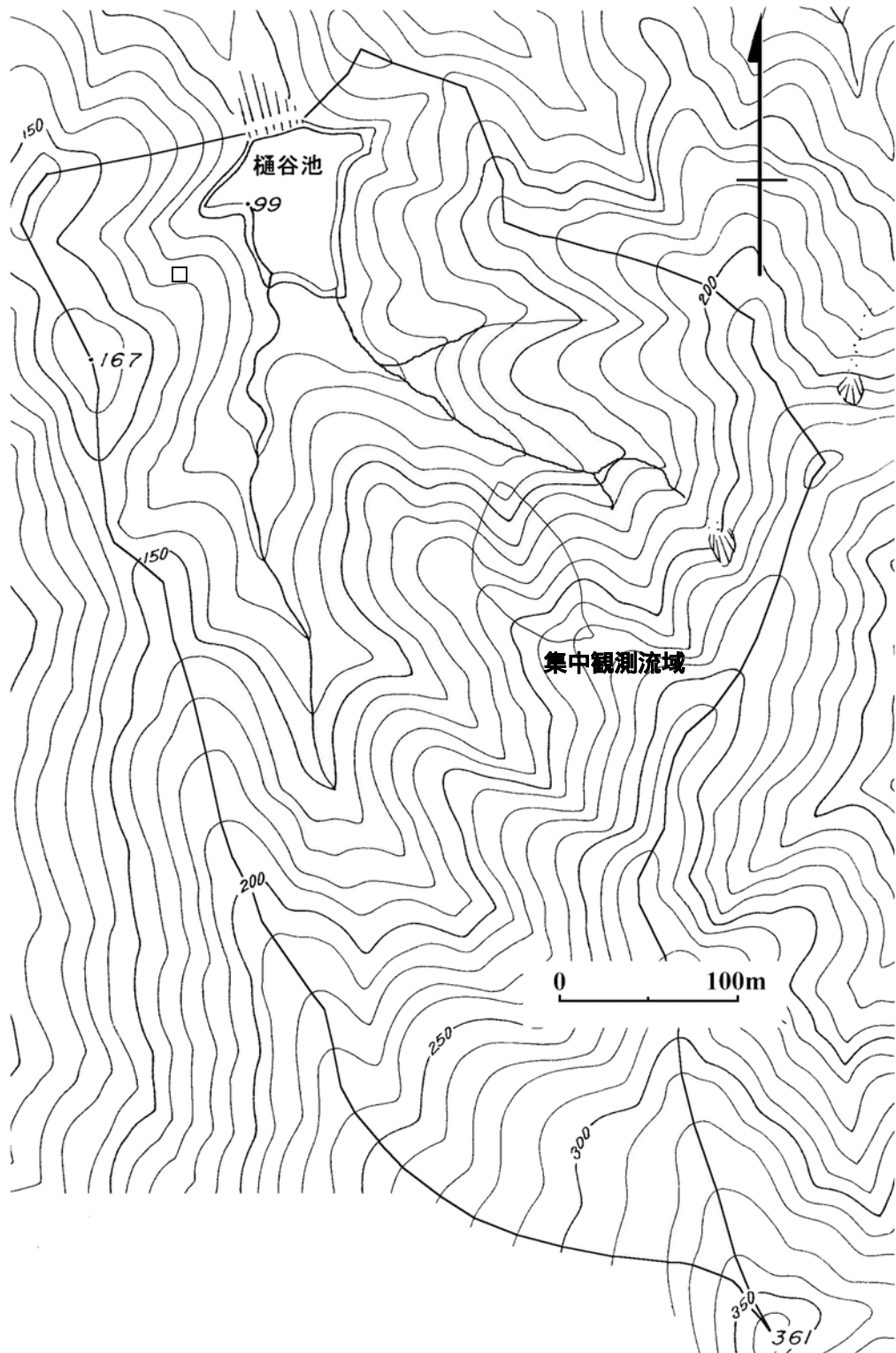


Figure 2 A topographic map indicating the locations of sampling and small sub-basins

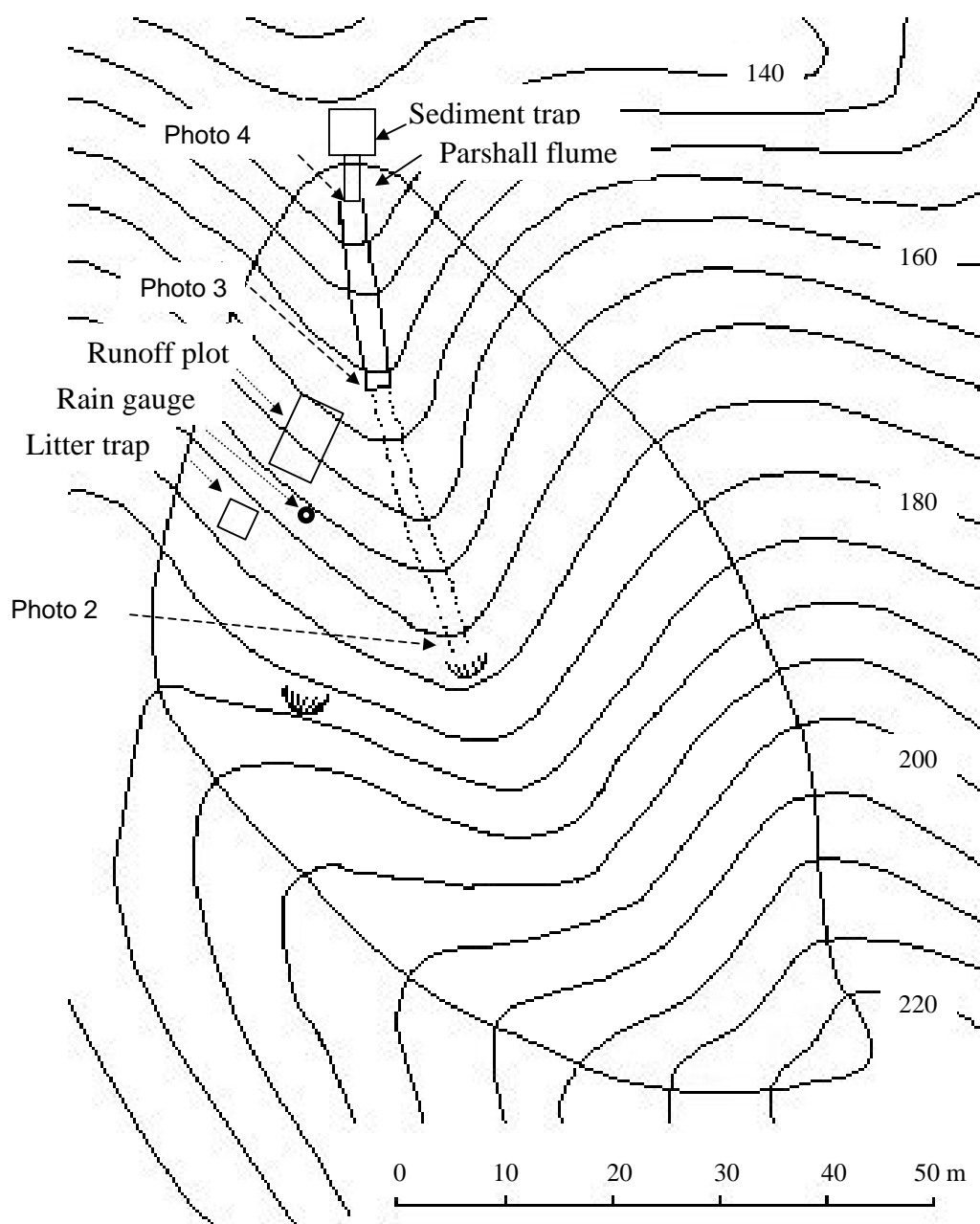


Figure 3 集中觀測流域

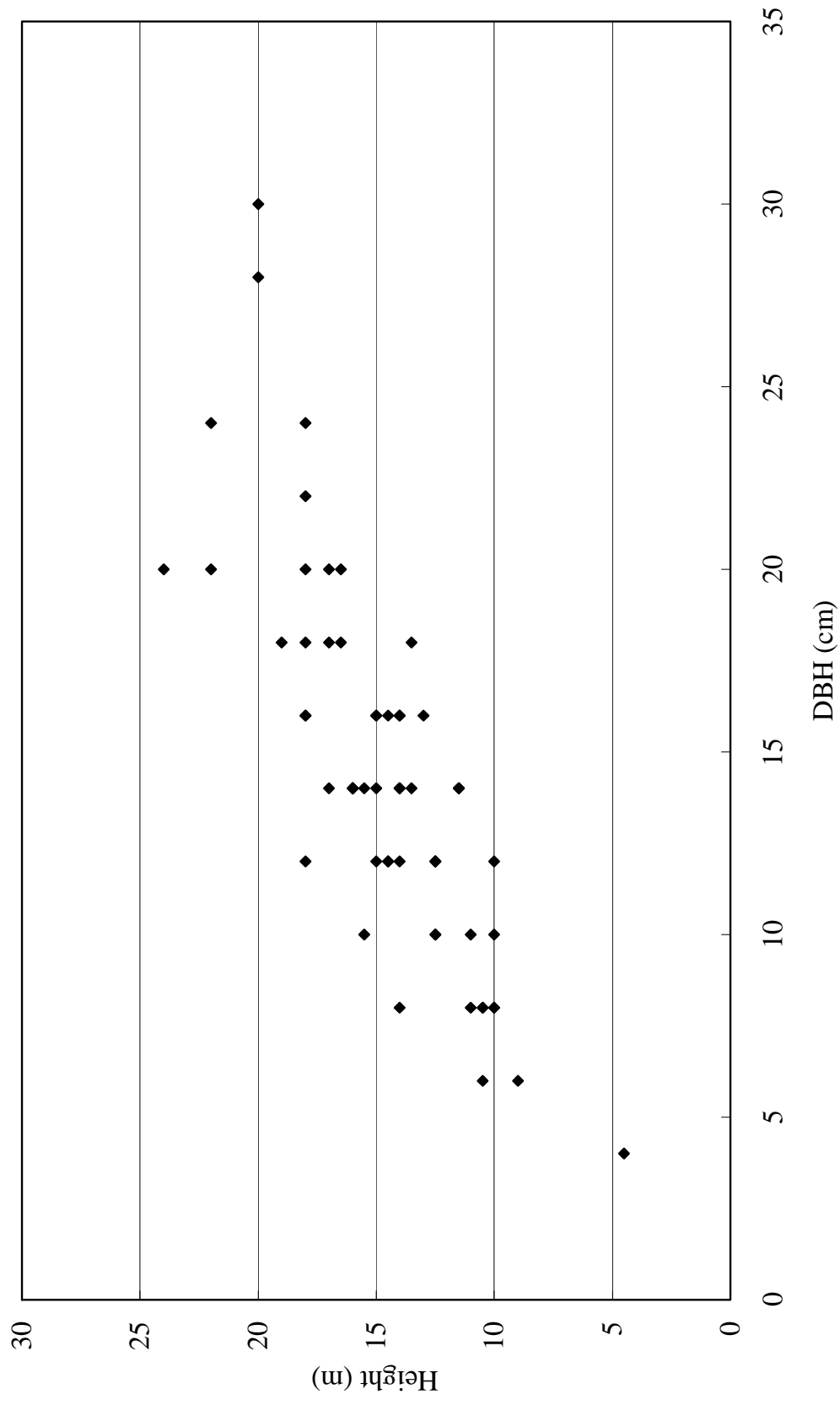


Figure 4 Relationship between tree diameter and tree height

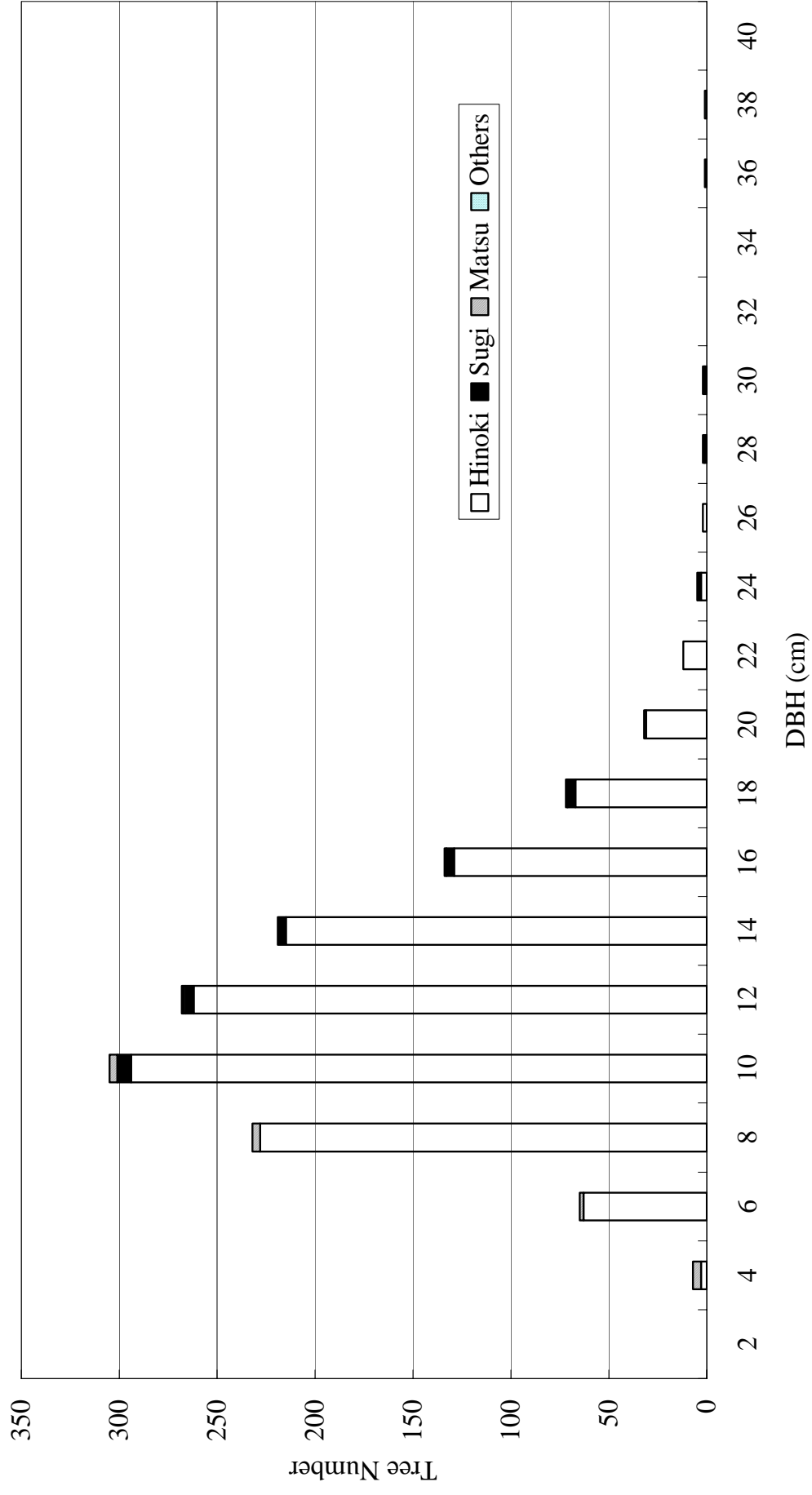


Figure 5 Distribution of DBH (Experimental sub-basin, 0.33 ha)

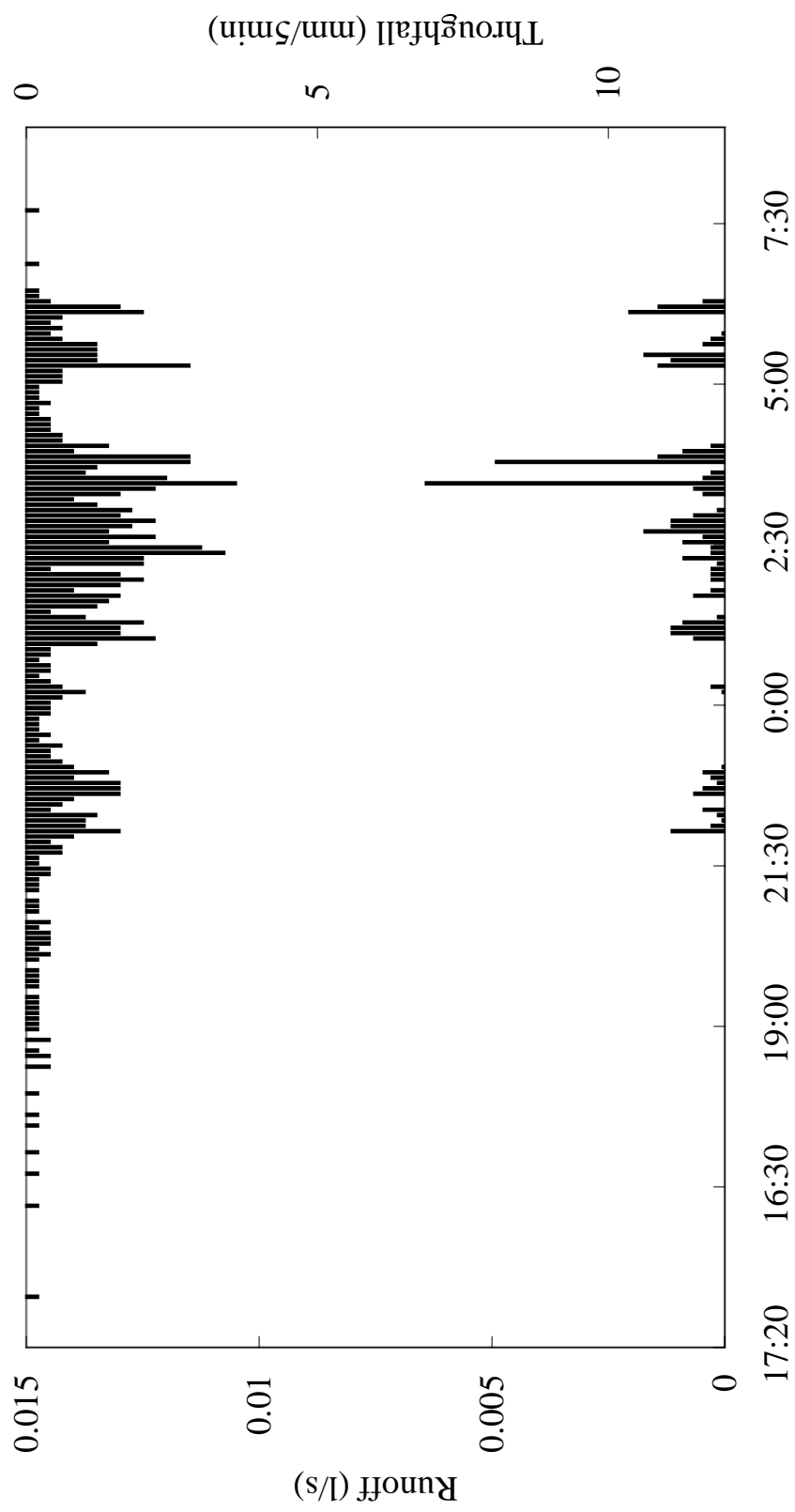


Figure 6 斜面プロットにおける樹冠通過雨量と地表流量

(2002/9/27 14:00- 2002/9/28 8:55:00)

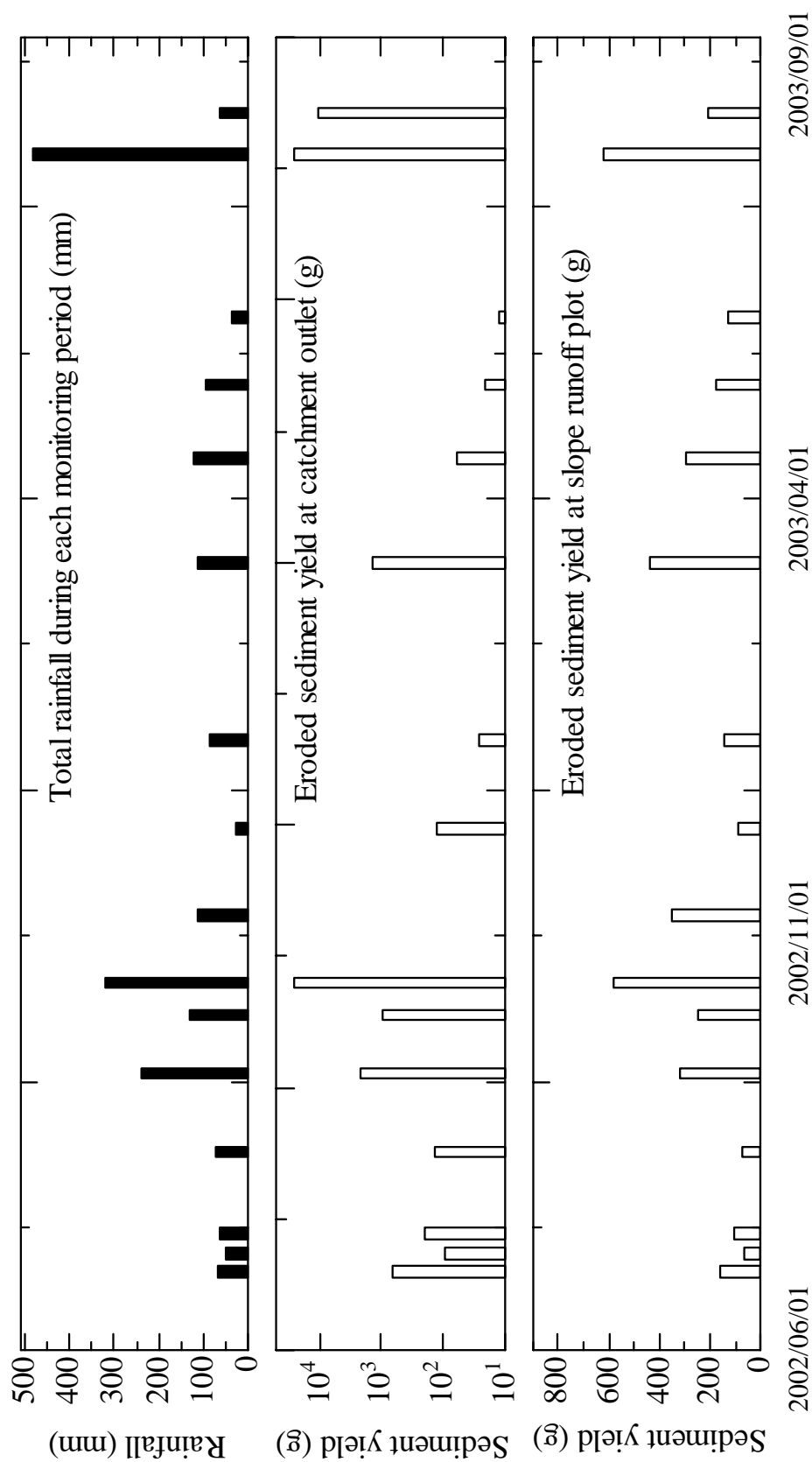


Figure 7 期間降水量と流亡土砂量の変動
(上) 流域下端 (下) 斜面プロット

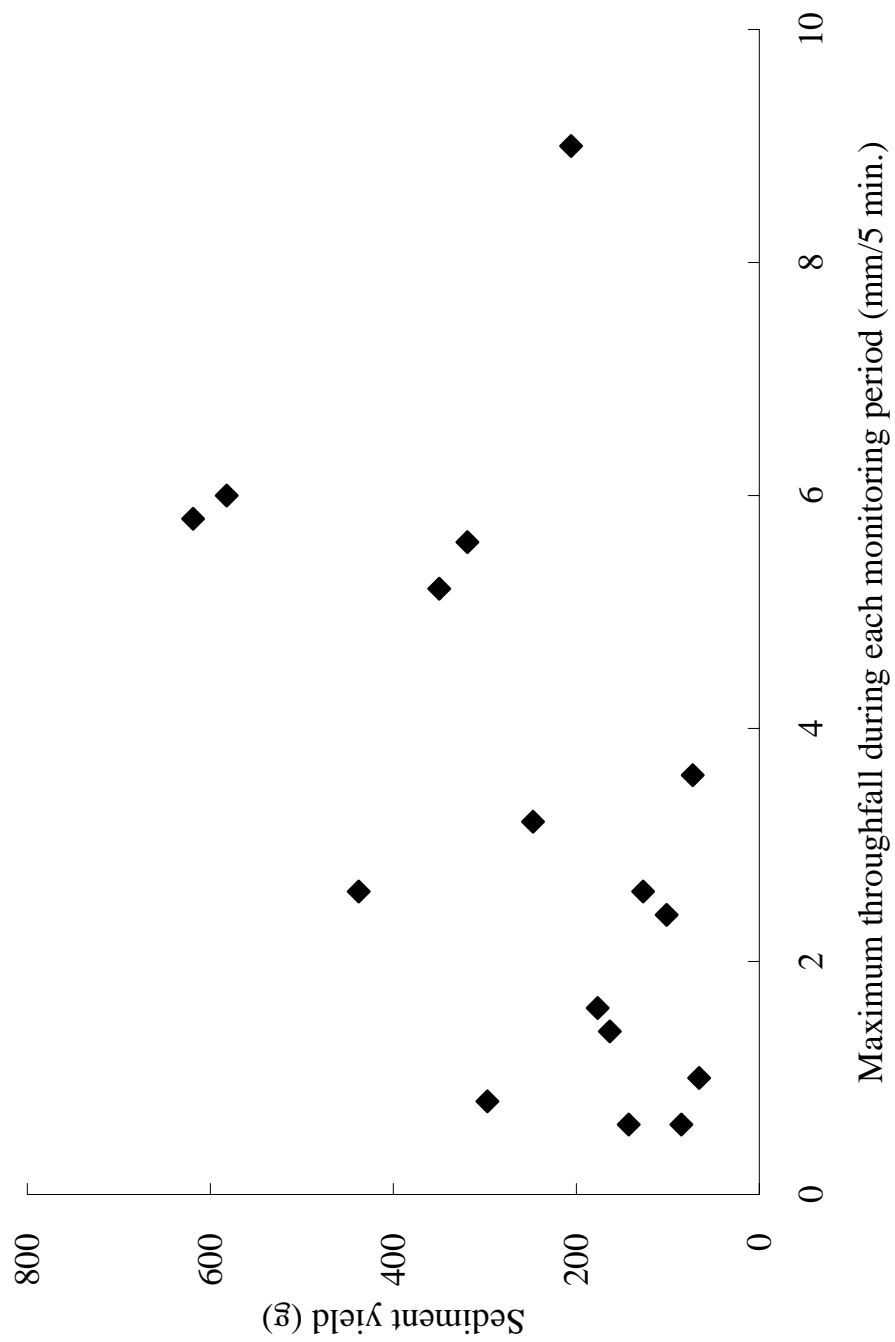


Figure 8 各観測期間中の5分間雨量と流亡土砂量の関係(斜面プロット)

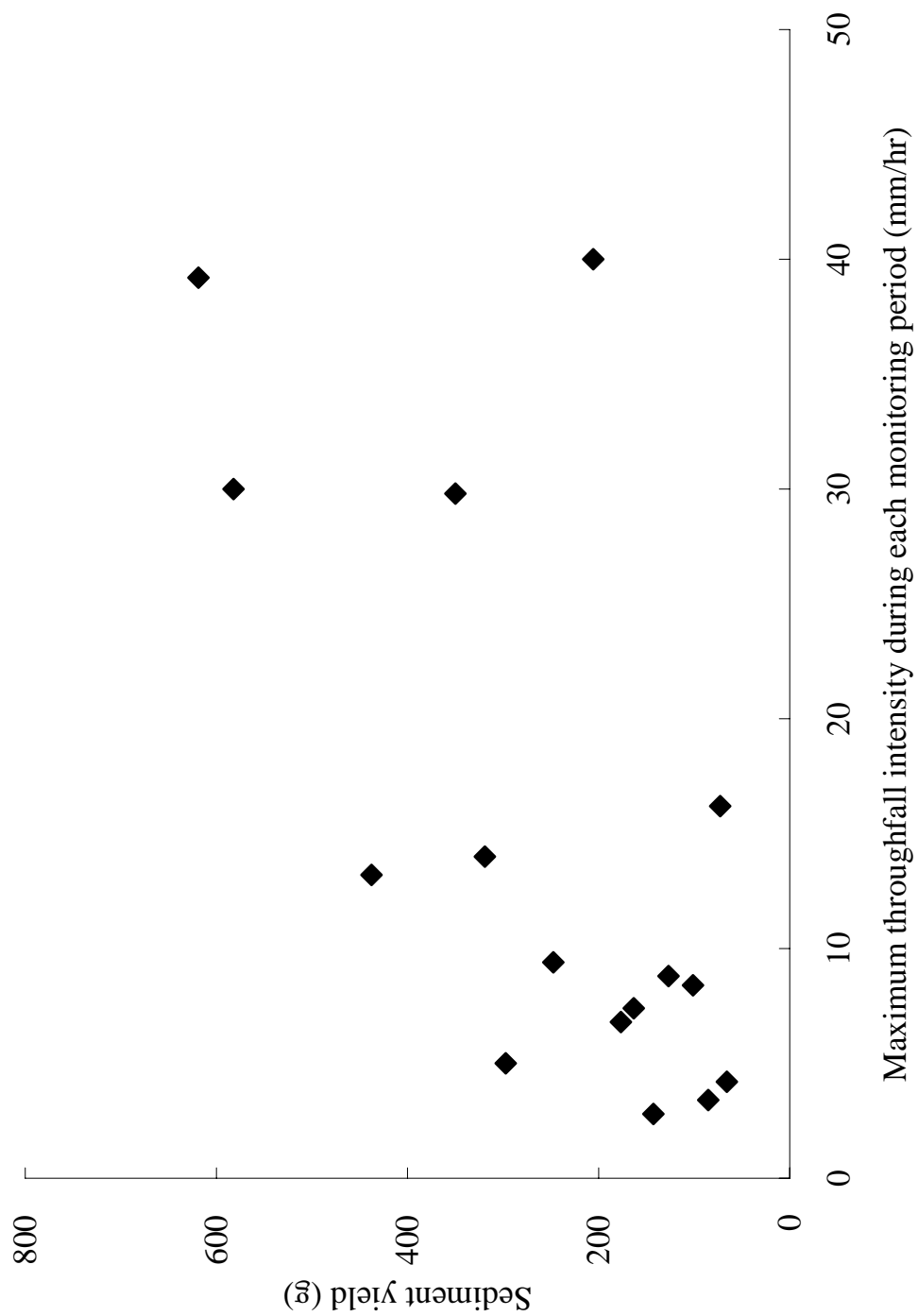


Figure 9 各観測期間中の降雨強度と流亡土砂量の関係 (斜面プロット)

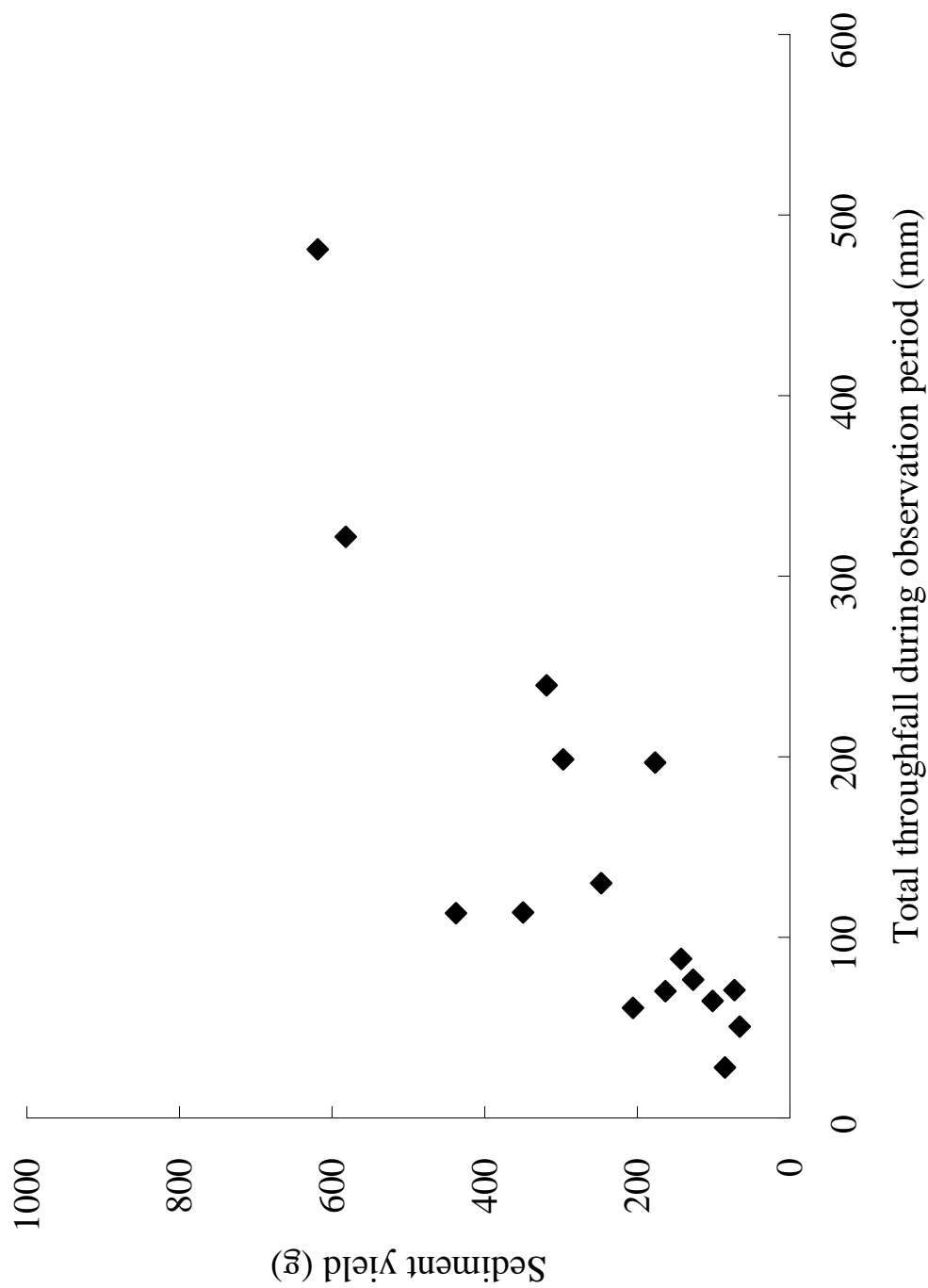


Figure 10 各観測期間における期間降水量と流亡土砂量の関係(斜面プロット)

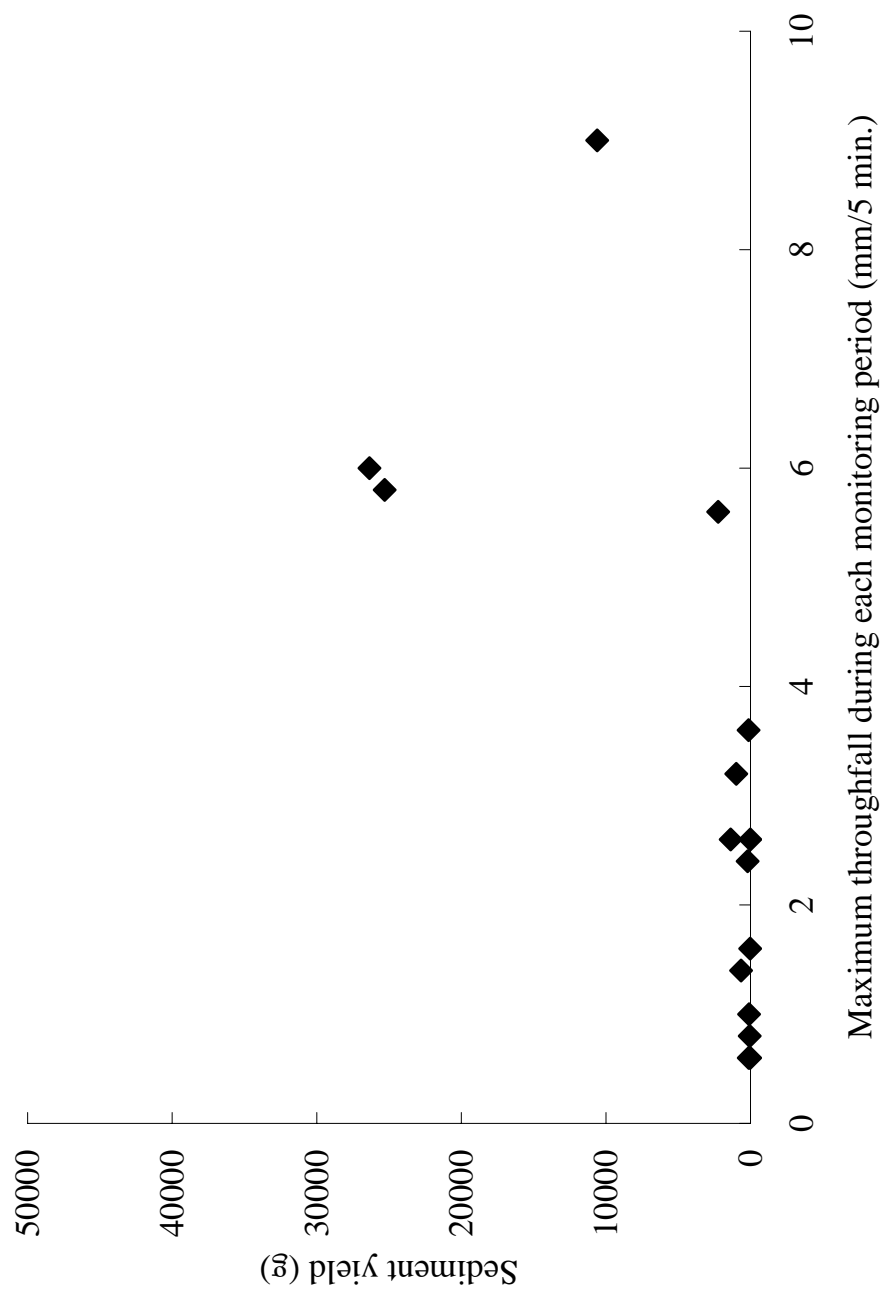


Figure 11 各観測期間中の5分間雨量と流亡土砂量の関係(流域)

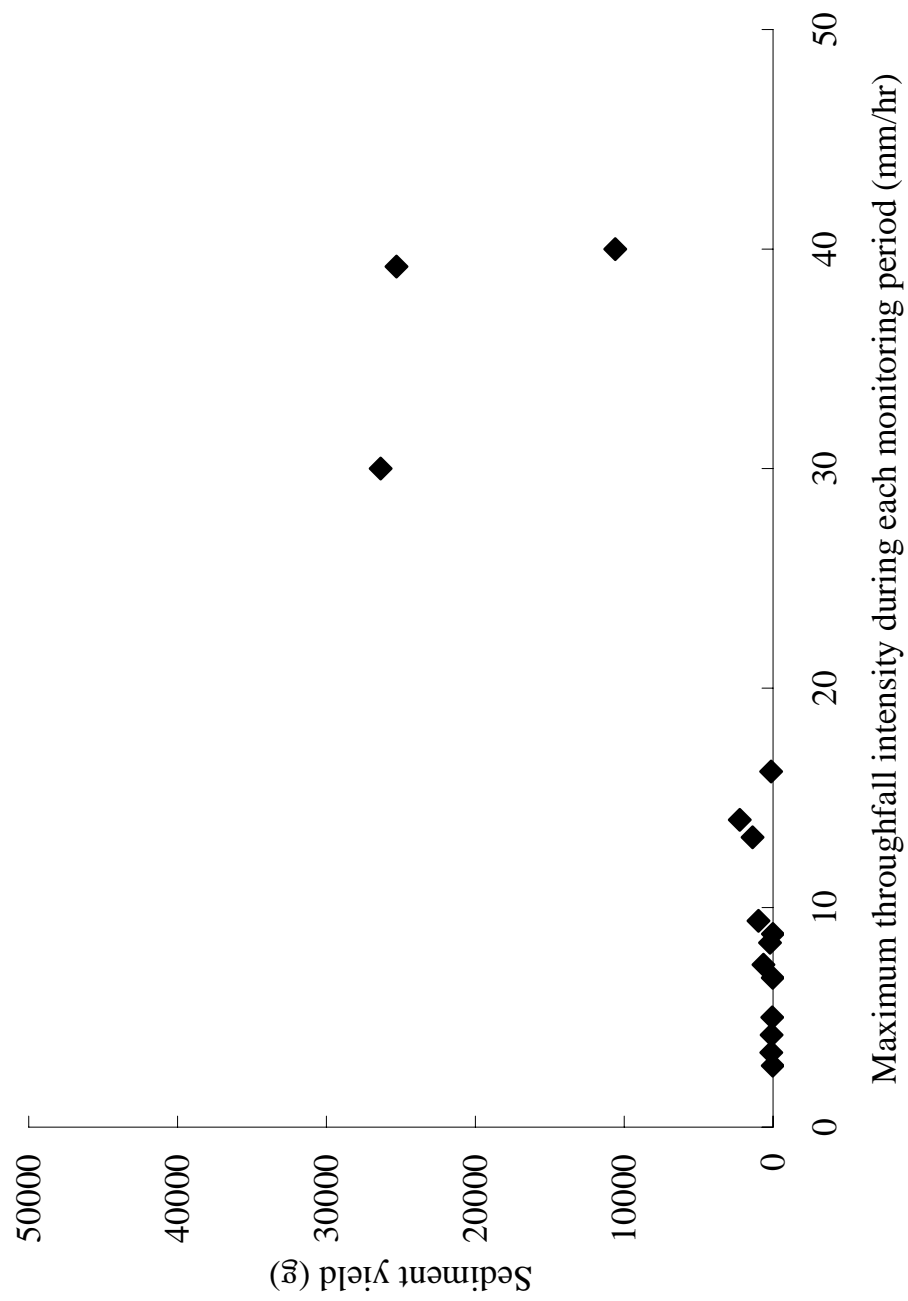


Figure 12 各観測期間中の降雨強度と流亡土砂量の関係 (流域)

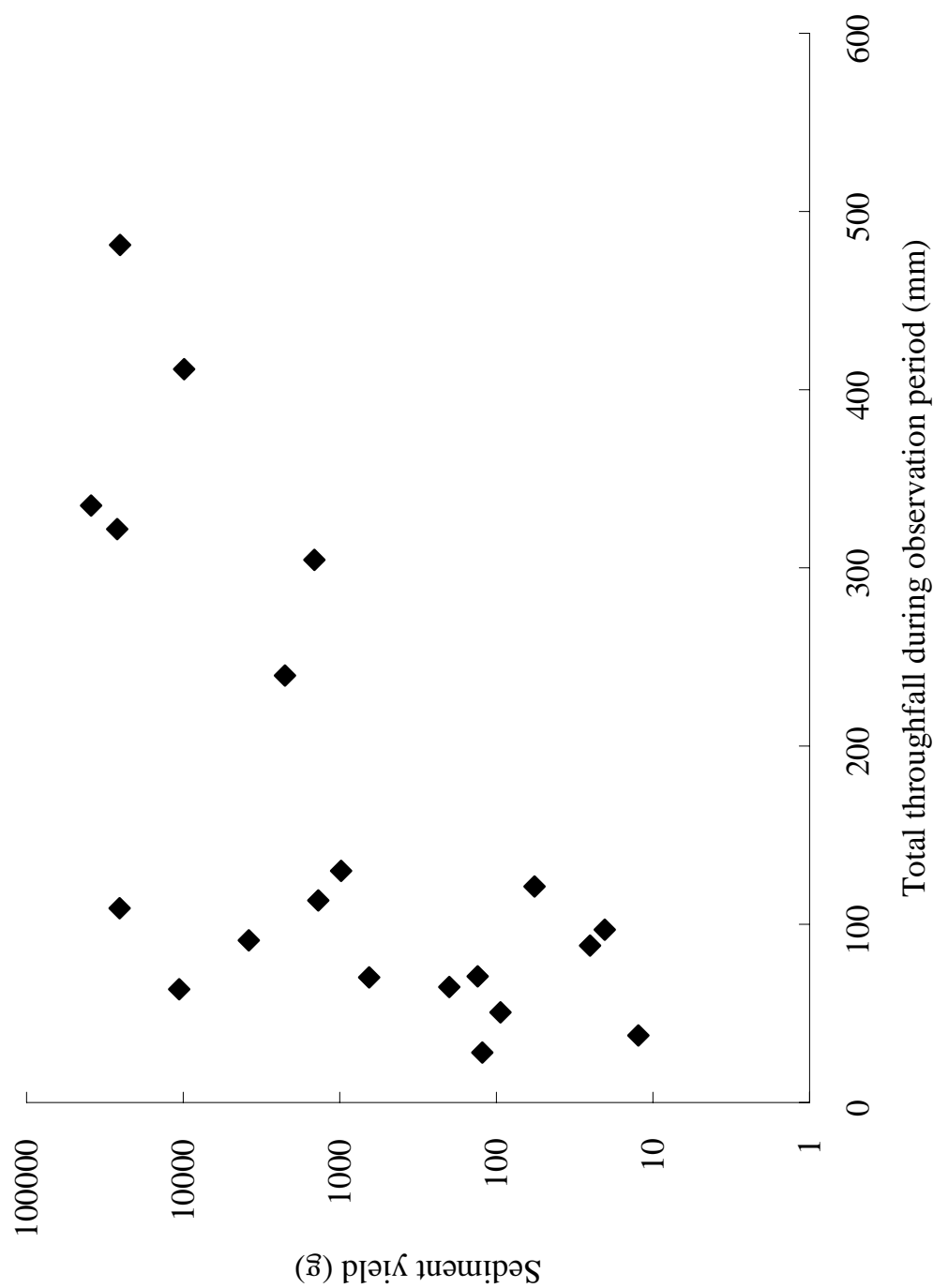


Table 1 Stand description of experimental sub-basin

	Hinoki	Sugi	Matsu	Others	Total
Number of trees	1311	28	18	2	1359
Stand density (stands/ha)	3972.7	84.8	54.5	6.1	4118.2
Mean diameter (cm)	11.9	16.1	9.2	25.0	12.0
DBH (cm ²)	48.5	2.0	0.5	0.4	51.4
Stand volume per unit area(m ³)	384.5				



Photo 1 樋谷池から見た調査流域



Photo 2 Site Aの内部（左岸側から上流部を撮影）



Photo 3 ガリの最上流部



Photo 4 基岩が露出した流路（流域下端から上流を撮影）



Photo 5 パーシャルフリュームと土砂トラップ



Photo 6 斜面流出プロットとVノッチ堰

湧水湿地の植生配分に及ぼす地下水流動の影響

菊池亜希良¹・恩田 裕一²・中越 信和¹ ¹広島大学大学院国際協力研究科
²筑波大学地球科学系

Groundwater flow in spring-fed wetland and the formation of vegetation patterns in Hiroshima Prefecture, southwestern Japan

Akira KIKUCHI¹, Yuichi ONDA² ¹Graduate School for International Development and Cooperation, Hiroshima University, Kagamiyama, Higashihiroshima, Hiroshima 739-8529, Japan
and Nobukazu NAKAGOSHI¹ ²Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki 305-8571, Japan

The relationship between vegetation and groundwater flow in a small spring-fed wetland without a peat was surveyed in Hiroshima Prefecture, southwestern Japan. Detailed groundwater flow was measured with piezometer nests consisting of piezometers and groundwater wells. These piezometers were laid out into two lines extending from hillslope to the valley bottom. Plant communities of field layer and profiles of vegetation were surveyed along settled piezometer nests. All surveyed communities were classified into nine vegetation types. Wetland vegetation was characterized by *Moliniopsis japonica* and it was classified into two types, i.e. graminoids dominant open type and wetland forest type. In spite of the differences in vegetation physiognomy, both open and forested habitats featured the following groundwater table: over 20 cm in moist period and over 40 cm in common period. The difference of the two period was below 15 cm. On the other hand, the hydraulic gradient explained the difference of these communities. Thus, gramineous vegetation developed at the center of the wetland where upward seepage occurred. Trees were not found right above the upward seepage but were distributed in marginal zone of the wetland where downstream movement of ground water emerged. These results suggest that groundwater seepage offers a habitat of graminoids dominant vegetation thus preventing forest development. In contrast, groundwater-sinking flow provides a habitat for a wetland forest development.

Key words : eco-hydrology, groundwater flow, spring-fed wetland, vegetation pattern

はじめに

日本の暖温帯には、高層、中間、低層湿原という区分を用いた場合、植生的には中間湿原に比定される湿地植生が分布している (Hada 1984; 藤原 1985)。このような湿地の立地的特徴を中国地方における標高 450 m 以下の例でみると、少なくとも湿地中央部のイヌノハナヒゲ属 (*Rhynchospora*) を主体とする低茎草本群落で土壌に泥炭を欠くこと、緩やかな斜面上に発達すること、鉍質土壌から浸出する地下水によって涵養されることである (Hada 1984; 下田 1999)。上限となる標高は地方によって異なるが、これらの特徴は気候が温暖なほど強まる (Hada 1984; 波田 1985)。このような湿地は関東地方の沿岸部から中部地方、近畿、中国、四国、九州地方の低地、小笠原・沖縄諸島にかけて広く点在している (Fujiwara 1979; 藤原 1981, 1982,

1984, 1985, 1986, 1989; Hada 1984; Wolejko & Ito 1986; 瀬沼 1998)。これらの特徴をもつ湿地は、寒冷的な気候下の泥炭地植生と地形、土壌的な特徴が異なるため、しばしば湧水湿地と呼ばれ区別されている (例えば角野・遊磨 1995; 下田ほか 1995; 下田 1999; 以降、本稿では湧水湿地とよぶ)。

ところで、湿原における植生と立地の関係についてみた場合、重要な環境要因として地下水位 (例えば Ingram 1967; 矢部 1989) および水質 (例えば Glaser et al. 1990; Wassen et al. 1989, 1990) を挙げることができる。そして最近では、さらに湿原の水質分布に影響を与え、ひいては植生の分布に影響を与える要因として地下水の流動が注目されるようになってきている (Bridgham et al. 1996; Grootjans et al. 1996; Wheeler & Proctor 2000)。すなわち、この考えに沿って、bog-fen complex や rich fen-poor fen complex では湿

原の地下水流動に沿った水質の空間分布が実測され、植物群落の分布パターンのなりたちが明らかにされつつある (Wassen & Grootjans 1996; Glaser et al. 1997; Klijn & Witte 1999).

湧水湿地の場合、地下水位に関する実証的な研究は行われていないが、水質については、低茎草本群落でみられる浸出水の EC (electrical conductivity) が $35 \mu\text{S}/\text{cm}$ より小さいことが指摘されている (波田ほか 1995, 1999; 広木・清田 2000; 森山 2000). さらに、湧水が湿地へ供給される背景について見ると、森山 (2000) は断層破碎帯の裂隙水、波田 (1985) は伏流水、波田・鈴木 (1974)、本田 (1977)、広木・清田 (2000)、森山 (2000) は砂礫層地域で不透水層として働く粘土層の関与を指摘しており、水脈的な地下水の流動と湧水湿地の関係が推察されている。これらの研究から湧水湿地の植生が、EC の低い湧水とともに発達し、とりわけ湧水がなんらかの水脈的な流れによって供給されていることが浮かび上がってきている。

これらを踏まえて湧水湿地の植生配列について成立および維持過程を明らかにしようとするれば、湧水湿地における「地下水の流動」は湿地へ地下水を供給し地下水位と浸出水を維持する営力であるとともに、水質パターンを形成して植生配分に影響を与える主要因で

あろう。そこで、本研究では湧水湿地に特有な植生について、地下水を中心とした立地環境から明らかにしたい。そのために、広島県南部の湧水湿地を例に、第一に群落の区分を行い地下水位の測定結果との関係を検討した。第二に地下水面付近の動水勾配から湧水を評価し、群落の序列関係を検討した。第三に土層の断面で把握した地下水流動のパターンから立地の検討を行い、湧水湿地における植物群落の成立過程を考察した。

調査地

調査地は広島県安芸郡熊野町の南部に位置する山間の湧水湿地である (Fig. 1). 基岩は花崗岩で、なだらかな山稜と山麓緩斜面がこの地域を特徴づけている。図中 (Fig. 1b) の呉地ダムは、石岳山の南山麓に位置する盆地に築かれた農業用ダムである。そして、その周辺には湿地植生が分布している。これらの湿地植生は、湿地を横切る林道の造成、釣り人によるふみつけ、盗掘などによる攪乱を受けている。しかし一方で、少し離れた山中に比較的良好な状態で保たれた湿地 (Fig. 1c) が残存していた。この湿地 (仮にハグイ原湿地と名付ける) は、過去に水田化された形跡もなく、ミズゴケ採取も昭和 50 年代以降は行われていない。

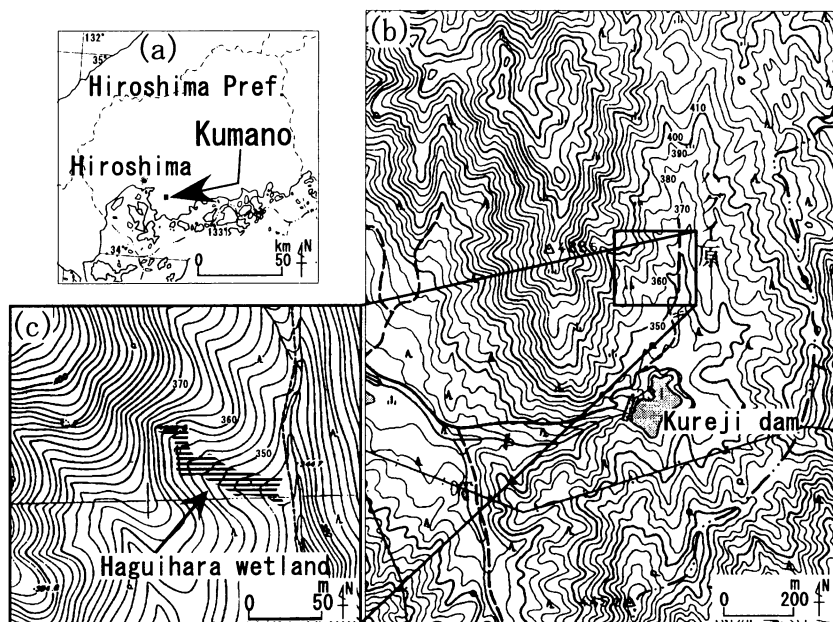


Fig. 1. Study site is a natural oligotrophic wetland without peat in Hiroshima Prefecture, southwestern Japan. The wetland is small and is maintained by oozing water on a gentle slope; (a) Location of Kumano town in Hiroshima prefecture. (b) Southern part of Kumano town, and (c) Topographical map of the investigation site. The striped part is Haguihara wetland.

湿地の標高は 350 m である。

一方、集水域や周辺山地の植生はアカマツ林が大部分を占め、尾根の一部分を除いて高木林を形成している。また、戦後に禿山緑化の一環でヒノキやヤシャブシ類の植林が一部で行われたが、現在ではヒノキの高木林、ヤシャブシ類の中木林に成長している。このようにハグイ原湿地では、その集水域は人為的影響を受けているものの森林に覆われており、湿地域については自然状態の植生配分が良好に維持されている。

方法

植生調査法

ハグイ原湿地では、湿地の中心にグラミノイドが優占する低茎および中茎草本群落があり、その周辺を湿生林が囲み、さらに南側を中心に林床をオオミズゴケ (*Sphagnum palstre*) がカーペット状に覆った湿生林が配列している (Fig. 2)。植生と水文の調査ラインは、この植生パターンを横切るライン X-X' と、調査地で最も発達した湿生林を横切るライン Y-Y' の 2 つの場所に設置した (Fig. 2)。湿地植生と周辺の斜面植生の関係についても検討するため、調査ラインには湿地外の斜面末端域までを含めた。

湿地を取り巻く森林植生から中心部の低茎草本群落まで群落が地下水環境の傾度に沿って次第に移り変わって行く状況を捉えようとするため、植生調査は草原から森林まで一貫して分布する草本層に着目し、固

定面積の方形区 (1×1 m) を用いたベルトトランゼクト調査を行った。植物群落の立地は、ベルトトランゼクト調査のデータを区分することで類型化できる。しかし本研究では、さらに環境傾度に沿って群落の階層構造の変化が把握できること、そして既存の植物社会学的な資料との比較ができることも重要であると考えた。このため、群落断面の調査を行い階層構造を記録するとともに、低木層以上の植生データを補った。

草本層の群落調査には調査ラインの左右に接する 2 本のベルトトランゼクト (Fig. 2: X1, X2; Y1, Y2) を設けた。そして、1 m 以下の高等植物とオオミズゴケについて、種毎の被度を草本層の植生として 100 分率で記録した。各方形区における低木層以上の要素 (≥1 m) については、すべて一括してコドラート上の植被とし、群落高を測定するとともに遮蔽率を 100 分率で目測した。コドラート上層の遮蔽率は、隣接 9 プロットと移動平均を求めて評価した。得られた 98 の植生調査資料を用いて表操作を行い、識別表を作成した。群落断面の調査は巻き尺とクリノメーター、樹高計を用い、地表では調査ラインから左右 50 cm の範囲を対象とし、上方へ 30 度に開く空間を想定して群落断面図を作成した。植生の現地調査は 1999 年 10 月に行った。

ベルトトランゼクト調査データと低木層以上の調査データを約 20 km 東に位置する東広島市で行われた波田・鈴木 (1974)、下田・鈴木 (1979) の地域研究、お

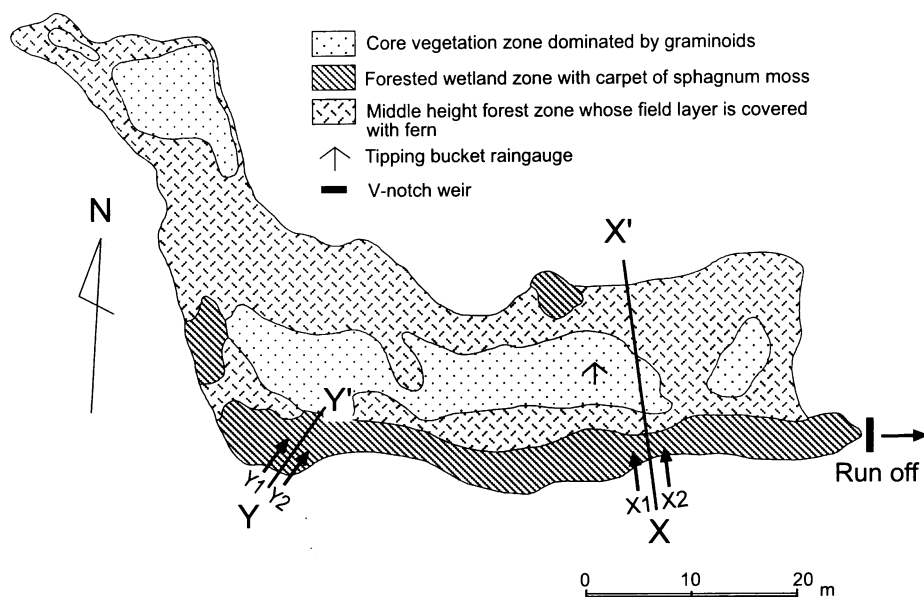


Fig. 2. Brief physiognomical vegetation map and settled implements on study site. Lines X-X' and Y-Y' are investigation lines of piezometer nests consisting of belt transects X1, X2, Y1, Y2 respectively.

よび, Hada (1984) による中国地方の植物社会学的な湿地植生の分類体系と比較し, それらの群落単位を同定した. 斜面末端部の植生を, 同地域で行われた石橋 (1984) の植物社会学的な地域研究と比較しその群落単位を同定した. なお, 植生調査は地下水調査の2年後に行っているが, 相観上では植生, 立地環境ともに変化は認められなかったため, 対応関係を検討した.

地下水環境の調査方法

1. ピエゾメーターによる地下水流動の調査法

湿地の土層内における地下水の水圧は静水ならば地下水の深さに比例して大きくなる. この標高による地下水圧を重力水頭という. 水面に標高差のある地下水が接している場合, 重力水頭による地下水圧の勾配が生じるため, 地下水には流動が生じる. また, 地下水面に標高差がない場合でも, 地下水に重力水頭以外の圧力勾配があれば地下水の流動が生じる. このようにして生じる地下水移動の駆動力を水ポテンシャル (水頭) という. 水ポテンシャル Φ は, 地下水の位置ポテンシャル Φ_g と圧力ポテンシャル Φ_p の和として表される.

$$\Phi = \Phi_g + \Phi_p \quad (1)$$

この水ポテンシャルは, 地中に埋めたピエゾメーター (流体水圧計) で簡単に測定できる. ピエゾメーターでは開口底の標高を Φ_g , 管内の水柱によって形

成される圧力を Φ_p として, 水ポテンシャル Φ を算出する. ピエゾメーターを空間的に配置して水ポテンシャルを測定し, 等値線 (面) を求めた場合, 地下水は等値線 (面) に直交して値の高い方から低いほうへ向けて流動する. このようにして, 地下水の流向を空間的に把握することができる. これに対して, ピエゾメーターの管壁に穿孔を施したものを観測井戸という. 観測井戸では, 管内の水頭が地下水位面に近い穿孔部に調節されるため, 地下水位 ($\Phi = \Phi_g$; $\Phi_p = 0$) を測定することができる.

例えば, 地下水が静水の場合 (Fig. 3a), ピエゾメーター (P1, P2) と観測井戸 (W) で形成される水面の位置がすべて等しい. これに対して地下に圧力の高い領域がある場合 (Fig. 3b), ピエゾメーター (P1, P2) 内の水面が地下水位より高くなる. このとき, より深部に開口底を持つピエゾメーター (P1) ほど高い水面を形成する. 逆に, 地下に圧力の低い領域がある場合 (Fig. 3c), 管内の水面が地下水位より低くなり (P2, P3), より深部に開口底を持つピエゾメーター (P2) ほど低い水面を形成する. ただしこの場合は, まれに観測井戸 (W) の管壁の穿孔部から地下水が吸い出されることがあるため, 観測井戸 (W) の水位が実際の地下水面より低く形成されることがある. この場合, 観測井戸 (W) では正確な地下水面を測定できないため, 最短のピエゾメーターの水位で地下水位とみなすこと

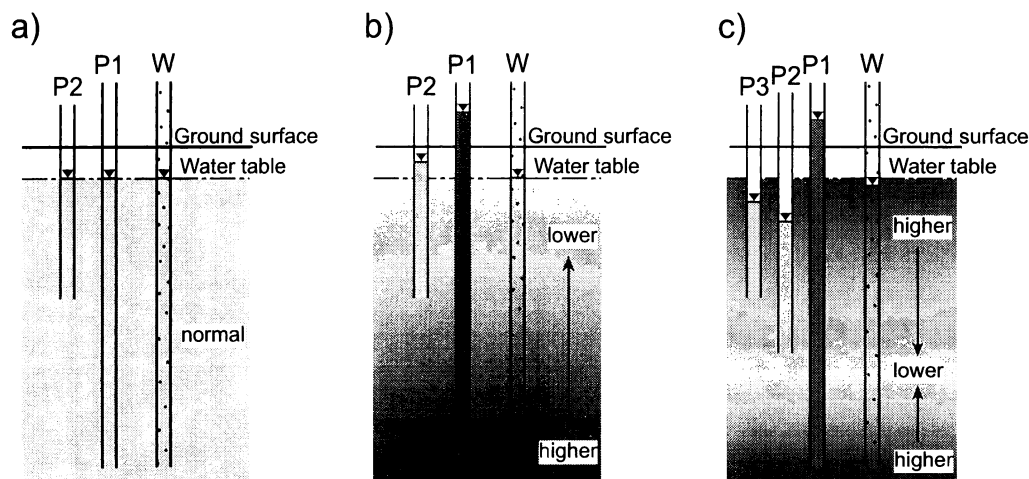


Fig. 3. Schematic depiction of the piezometer nest, where P represents piezometer and W for ground water well. (a) When water pressure in soil is uniform, hydraulic head and groundwater table are the same; (b) When water pressure is higher in deep soil, the hydraulic head of longer piezometer will be higher than those of shorter ones. The measurement of groundwater table by the well will be accurate; (c) When water pressure becomes low in deep soil, the hydraulic head of shorter piezometers will be higher than that of longer ones. Groundwater table could be measured much lower than real. In this case, the hydraulic head of most short piezometer can be a substitute for groundwater table.

がある。

水ポテンシャルは、重力加速度を単位にとって表すと、ピエゾメーターに形成される水面の高さとして簡便に表現することができる。これを水理水頭という (h : 水理水頭, g : 重力加速度, z : 位置水頭=ピエゾメーターの底の標高, Ψ : 圧力水頭=管内に上昇した水柱の長さ)。

$$h = \Phi/g = z + \Psi \quad (2)$$

またさらに、実際の流量は、単位距離あたりの水理水頭の勾配に土層の透水係数 (k) を乗じて求めることが出来る。このとき、動水勾配は次の式で算出する (動水勾配: Δh , 距離 l_{12} : P1 と P2 の開口底の距離, h_1, h_2 : P1, P2 の水理水頭)。

$$\Delta h = (h_2 - h_1) / l_{12} \quad (3)$$

2. 本研究で用いた機材と手法

本研究ではピエゾメーターとして内径 20 mm の塩化ビニール製のパイプ (VP-20) を使用した。観測井戸も同じパイプ (VP-20) を用い、側面へ 4.5 mm の穴を任意に開けて作成した。ピエゾメーターネストは 50 cm, 100 cm, 150 cm, の長さを変えた 3 本を基本とした。そして、埋設する場所の土層が深い場合には適宜長い管を加え、湿地土層の横断面で水文環境を網羅的に観測できるようにした。観測井戸は 1 m のものを使用した。

観測井戸群 (Fig. 3) の埋設は、片方の先端を直径 18 mm ほどの筆の穂先形に加工した長さ 3 m のオーガーで土層を突いて穴を掘り、5 mm の厚紙とビニールテープで蓋をしたパイプを挿入した。その後、浸透してきた地下水によってやわらかくなった厚紙を、管に差し込んだオーガーでやぶりピエゾメーターとした。湿地の土層はシルトなどの細粒物質に富んでいるため、土層とピエゾメーターはしっかりと密着した。水位の計測には市販の電気テスターを加工して作成した接触式水位計を用いた。

流量と雨量の観測および地表水の観察

湿地への地下水の供給量は降雨条件によって異なると考えられる。調査を行った湿地は山地の源流域の谷底に形成されており、湿地へ供給される湧水の量は実際に湿地からの流出を測定することで評価できる。このため調査期間中、湿地から流出する水の量を水路に設置した 60 度の三角堰 (Fig. 2) で自記計測した。流出率と降雨イベント終了時の基底流は、岩下ほか

(1994) の手法で計算した。

雨量の観測は、調査期間中、転倒杓雨量計を湿地中央部の遮蔽物のない場所に設置して自記計測した (Fig. 2)。

ピエゾメーターおよび観測井戸の水位計測は 9 月 18 日、および 11 月 20 日に行った。地表水の状態は、水文観測を行った調査日に観察を行った。

結果

流量観測

1997 年 9 月における調査流域のハイドログラフを Fig. 4 に示す。湿地が形成された流域からの流出は、降雨に対して急激に増加し、降雨後徐々に減衰した。流域からの基底流は、降雨を重ねるとともに増加する傾向があった。第 1 回調査日の 9 月 18 日の降雨は 158 mm で、同年 9 月では最大の日雨量だった。この降雨に対する流出率は 27.4%、降雨後の基底流も 69.1 l/km²/sec と、ともに観測期間中で最大であった。その後、1997 年の 10 月から 11 月にかけては降雨がほとんどなく、第 2 回の調査日の 11 月 20 日には基底流が 5.1 l/km²/sec にまで減少した。これらの観測結果から、第 1 回の観測は豊水期、第 2 回の観測は平水期と位置付けた。

植物群落の区分と垂直構造

調査地の草本層の組成を常在度表にまとめたものを Table 1 に、草本層の区分と群落の垂直構造を対応させた群落断面図を Fig. 5 に示す。湿地全体の草本層を特徴づける常在種はヌマガヤ (*Moliniopsis japonica*) であった。湿地の植生は、草本層の種組成からコイヌノハナヒゲ (*Rhynchospora fujiana*) によって特徴付けられるイヌノハナヒゲ群集 (Table 1(1): *Rhynchosporium chinensis* Hada 1984; RN. 1, 2) と、オオミズゴケまたはオタルスゲ (*Carex prescottiana* var. *otaruensis*) によって特徴づけられる湿生林 (Table 1(2): *Moor forest* Hada 1984; RN. 4, 5, 6, 7) に 2 分された。そして、これらの移行帯の群落として通し番号 3 の低木林 (RN. 3) が特徴付けられた。この群落の位置づけについては、Hada (1984) が草原の周辺に分布し草本層の植生がイヌノハナヒゲ群集の構成種によって特徴付けられる低木林をイヌノハナヒゲ類-アカマツ群集 (*Rhynchosporium-Pinetum densiflorae* Hada 1984) と命名し湿生林として扱ったことに従い、湿生林の一種とした (Table 1(2)-1; RN. 3)。

湿地の中心域に形成された群落高が 30 cm に満た

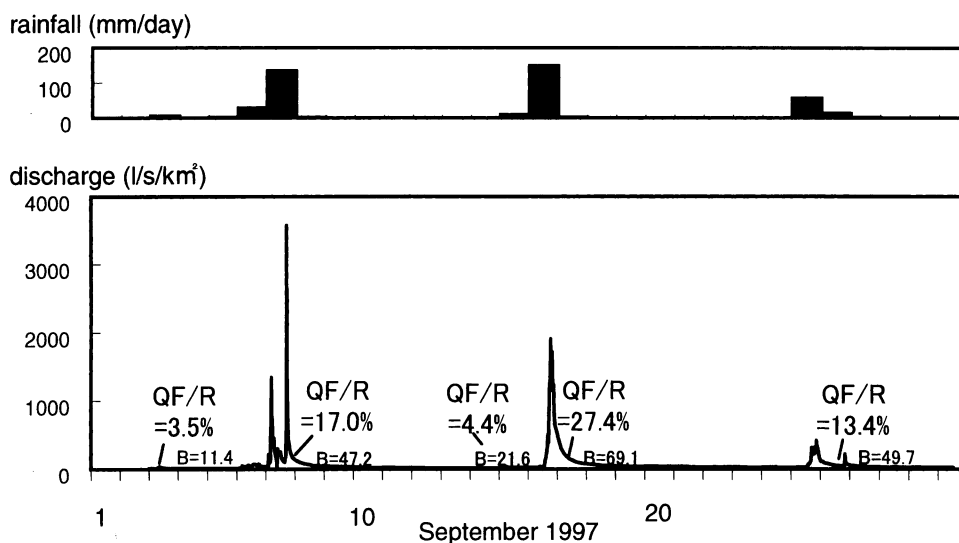


Fig. 4. Rain fall and discharge of study basin from September 1, 1997 to September 30, in the same year. The large base flow was shown on September 17. QF/R shows the quick flow runoff ratio. B shows the base flow after quick flow. The base flow was 5 l/km²/sec on November 20, 1997.

ない低茎の草本群落はイヌノハナヒゲ群集のイトイヌノハナヒゲ亜群集 (Table 1(1)-1: *Rhynchosporosum faberi* Hada 1984; RN. 1) に同定された。この群落が発達する立地にはリターの堆積はほとんどなく、鉾質土壌には浸出水が認められた。モウセンゴケ属 (*Drosera*) やタヌキモ属 (*Utricularia*) など、食虫植物の生育はこの群落に限られていた。コドラートの平均種数は、群落を特徴付ける多数の矮生植物が生育していたため、17.9 種 (/m²) と最も多かった。イトイヌノハナヒゲ亜群集の周辺に分布するヌマガヤの中茎草本群落は、イヌノハナヒゲ群集の典型群落であるコイヌノハナヒゲ亜群集 (Table 1(1)-2: *Rhynchosporosum fujiianae* Hada 1984; RN. 2) に同定された。この群落は湧水湿地を特徴づける矮生植物をほとんど欠き、コドラートに出現した種数も 8.9 種 (/m²) とイトイヌノハナヒゲ亜群集に比べて著しく少なかった。

湿地周辺部の湿生林は、イヌノハナヒゲ類-アカマツ群集、アカマツ-オオミズゴケ群落 (Table 1(2)-2: *Pinus densiflora*-*Sphagnum parvifolium* Hada 1984; RN. 4)、ハンノキ-オオミズゴケ群落 (Table 1(2)-3: *Alnus japonica*-*Sphagnum parvifolium* Hada 1984; RN. 5, 6)、コシダ-オタルスゲ群落 (Table 1(2)-4: *Dicranopteris dichotoma*-*Carex prescottiana* var. *otaruensis* community; RN. 7) に区分、同定された。コシダ-オタルスゲ群落については、波田・鈴木(1974)、下田・鈴木 (1979)、Hada (1984) に比較したとき、同

定できる群落がなかったため、暫定的にこの名称を用いることとした。湿生林におけるコドラートあたりの出現種数は、イヌノハナヒゲ類-アカマツ群集以外は全般に 10 種 (/m²) 前後と少なかった。

イヌノハナヒゲ類-アカマツ群集は、イヌノハナヒゲ群集の周辺に発達する移行帯の群落で、草本層にヌマガヤ、コシダが優占して、イヌツゲ (*Ilex crenata*)、ネズ (*Juniperus rigida*)、アカマツなどの低木が散生する群落だった。オオミズゴケのカーペット状植生の発達はいかに、全く見られない場合が多かった。草本層の構成種にはマアザミ (*Cirsium sieboldii*)、イソノキ (*Rhamnus crenata*) などの湿生林を特徴づける種のほか、イヌノハナヒゲ群集を特徴付ける草本植物を多く含んでいた。コドラートに出現した種数は、湿生林と草原植生の両方の種群から構成されるため 17.7 種 (/m²) と多かった。湿地南側を中心に分布していたオオミズゴケのカーペット状植生を伴う湿生林は、高木層にアカマツが出現し、林床にヤブコウジ (*Ardisia japonica*) が優占するアカマツ-オオミズゴケ群落と、林床のヤブコウジを欠き高木層にハンノキが出現するハンノキ-オオミズゴケ群落に区分された。調査ライン Y-Y' のアカマツ-オオミズゴケ群落は湿地中で最も発達した湿生林で、群落高は 17 m に達していた。ハンノキ-オオミズゴケ群落には高木層にハンノキが優占して疎林を形成する群落 (Table 1(2)-3-b; RN. 6) と、ハンノキの優占度が低く林床植生がアカマツ-

Table 1. Differentiated table of ground layer plant communities on the Haguihara wetland.

(1) Rhynchosporium chinensis (center part of graminous vegetation, ○ : Characteristic species of association. Hada 1984)

1. Rhynchosporium faberi (× : Characteristic species of subassociation. Hada 1984)
2. Rhynchosporium fujiana (typical variant of Rhynchosporium chinensis. Hada 1984)

(2) wetland forest (moor forest. Hada 1984)

1. Rhynchosporium-Pinetum densiflorae (shrub vegetation, □ : Character or differential species of association. Hada 1984)

2. Pinus densiflora-Sphagnum parviflorum community (Pinus densiflora forest, ● : Character or differential species of community. Hada 1984)

3. Alnus japonica-Sphagnum parviflorum community (Alnus japonica forest, ▼ : notable species of community where groundwater level lies under the soil surface. Hada 1984)

- a. Cirsium sieboldii variant (provisional type in this table.)
- b. typical variant (provisional type in this table.)

4. Dicranopteris dichotoma-Carex otaruensis community (provisional type in this table.)

(3) Dry type Pinus densiflora forest (Pinus densiflora forest in valley slope, ■ : Characteristic species of community. Ishibashi 1984)

1. Dicranopteris dichotoma type (provisional type in this table.)
2. Vaccinium oldhamii type (provisional type in this table.)

		(1)		(2)				(3)			
		1	2	1	2	3		4	1	2	
						a	b				
running number (RN.)		1	2	3	4(,4)	5	6	7	8	9	
number of plots		7	9	7	25	9	8	7	11	15	
mean overstory cover (%)		1.7	20	28	71	78	72	65	71	82	
mean height of community (m)		0.8	2.7	4.5	14.1	7.6	11.3	2.0	6.0	10.0	
mean number of species (/m ²)		17.9	8.9	17.7	12.8	10.0	8.9	8.7	6.5	10.3	
<hr/>											
<i>Moliniopsis japonica</i>	□, ▼ スマガヤ	V +,3 V +,2 V + III + V + V + V +								.	.
<i>Rhynchospora faberi</i>	× イトイヌノハナヒゲ	V +		.	I +	
<i>Utricularia caerulea</i>	× ホザキノミミカキグサ	IV +		
<i>Utricularia bifida</i>	× ミミカキグサ	IV +		
<i>Drosera rotundifolia</i>	× モウセンゴケ	III +		.	I +	
<i>Scleria rugosa</i> var. <i>rugosa</i>	ケシソウグサ	V +		
<i>Cladonia</i> sp.	ハナゴケ	II +		
<i>Eriocaulon sikokianum</i>	シロイヌノヒゲ	III +		
<i>Dimeria ornithopoda</i> var. <i>tenera</i>	カリマタガヤ	V +		
<i>Hololeion krameri</i>	スイラン	III +		
<i>Rhynchospora roem</i>	トラノハナヒゲ	III +		
<i>Trachelospermum asiaticum</i>	テイカカズラ	III +		I +	
<hr/>											
<i>Rhynchospora fujiana</i>	□, ○ コイヌノハナヒゲ	V + III +		V +	
<i>Isachne globosa</i>	□, ▼ チゴザサ	III + II +		III +	
<i>Wikstroemia sikokiana</i>	□ ガンビ	I + IV +		II +	.	.	.	II +	.	.	
<i>Pinus densiflora</i>	アカマツ	V +,2 III +		III +	I +	.	
<i>Gentiana scabra</i> var. <i>buergeri</i>	リンドウ	I + II +		III +	.	.	.	I +	.	.	
<i>Alnus japonica</i>	ハンノキ	II + II +		III +	I +	.	I +	I +	.	.	
<hr/>											
<i>Ilex dentata</i>	ニガナ	III +		.	III +	
<i>Aletris luteoviridis</i>	ノギラン	II +		.	III +	
<i>Eupatorium lindleyanum</i>	サワヒヨドリ	I +		.	III +	
<i>Arundinella hirta</i>	トダシバ	III +		.	III +	
<i>Andropogon virginicus</i>	メリケンカルガヤ	V +		.	II +	
<i>Haloragis micrantha</i>	アリノトウグサ	V +		.	II +	
<hr/>											
<i>Ardisia japonica</i>	ヤブコウジ	.	.	.	V +		.	.	.	I +	
<i>Ligustrum japonicum</i>	ネズミモチ	.	.	.	II +		
<hr/>											
<i>Lindera umbellata</i>	クロモジ	.	.	.	V +,2 IV +,1 III +			.	.	I +	
<i>Prunus verecunda</i>	カスミザクラ	.	.	.	III + II + I +			.	.	.	

Table 1. continued

<i>Goodyera schlechtendaliana</i>	ミヤマウズラ	.	.	.	II +	I +
<i>Swertia bimaculata</i>	アケボノソウ	.	.	.	II +	IV +
<i>Cryptomeria japonica</i>	スギ	.	.	.	II +	II +
<i>Rhamnus crenata</i>	■ イソノキ	.	I +	III +	II +	III +	.	.	.	I +
<i>Cirsium sieboldii</i>	▼ マアザミ	I +	I +	III +	I +	V +
<i>Osmunda japonica</i>	ゼンマイ	.	.	.	I +	III +.3
<i>Sphagnum palustre</i>	▼,● オオミズゴケ	.	.	III +.4	IV 1-5	V 4-5	V 1-5	.	.	.
<i>Lycopus maackianus</i>	▼ ヒメシロネ	II +	.	II +	II +	V +	II +	.	.	.
<i>Heloniopsis orientalis</i>	ショウジョウバカマ	III +	III +	IV +	II +	II +	II +	.	.	II +
<i>Epipactis thunbergii</i>	カキラン	I +	II +	I +	.	.	I +	.	.	.
<i>Carex otaruensis</i>	オタルスゲ	.	I 1	.	III +.2	.	III +	V +.3	.	.
<i>Ilex macropoda</i>	アオハダ	.	.	.	III +	.	II +	II +	.	II +
<i>Eurya japonica</i>	□ ヒサカキ	I +	I +	II +.1	II +.2	I +	.	I +	V +.2	IV +.2
<i>Ilex pedunculosa</i>	● ソヨゴ	.	.	I +	II +.2	.	I +	.	III +	IV +
<i>Rhododendron kaempferi</i>	ヤマツツジ	.	I +	III +	I +	.	I +	II +	IV +	IV +
<i>Dicranopteris dichotoma</i>	■ コシダ	II +	.	IV 2-5	.	.	.	V 1-4	V 2-5	.
<i>Vaccinium oldhamii</i>	■ ナツハゼ	III +
<i>Viburnum wrightii</i>	ミヤマガマズミ	.	.	I +	I +	.	I +	I +	I +	III +
<i>Chamaecyparis obtusa</i>	ヒノキ	II +
<i>Vaccinium smallii</i> var. <i>glabrum</i>	スノキ	.	.	.	I +	II +
<i>Rhus trichocarpa</i>	● ヤマウルシ	.	II +	I +	III +	I +	II +	III +	.	IV +
<i>Pieris japonica</i>	● アセビ	II +.2	I +	V +.1	II +	II +.1	.	.	III +	III +
<i>Carex omiana</i>	●,○ ヤチカワズスゲ	.	I +
<i>Lespedeza bicolor</i> f. <i>acutifolia</i>	■ ヤマハギ	I +	.
<i>Juniperus rigida</i>	■ ネズ	.	I +	II +	.	.	.	I +	.	.
<i>Miscanthus sinensis</i>	■,▼ ススキ	I +	I +	I +	.
<i>Rosa paniculigera</i>	□,▼ ミヤコイバラ	.	II +	III +	I +	II +	I +	I +	I +	I +
<i>Quercus serrata</i>	コナラ	III +	II +	III +	II +	I +	II +	IV +	I +	I +
<i>Ilex crenata</i>	イヌツゲ	III +.2	V 1-4	V 1-3	V +	V +.1	V +	V +.3	II +	III +
<i>Clethra barbinervis</i>	リョウブ	III +	III +	III +	III +	III +	III +	III +	I +	V +
<i>Rhododendron reticulatum</i>	コバノミツバツツジ	III +	III +	V +	I +	II +	II +	III +	III +	IV +
<i>Smilax china</i>	サルトリイバラ	.	II +	II +	III +	I +	IV +	III +.1	II +.1	III +
<i>Lyonia ovalifolia</i> var. <i>elliptica</i>	ネジキ	III +	II +	IV +	I +	I +	.	II +	III +.1	III +
<i>Struthiopteris niponica</i>	シシガシラ	I 1	.	.	II +.2	.	II +	.	.	II +.2
<i>Abelia serrata</i>	コツクバネウツギ	.	.	I +	II +	.	II +	.	II +	IV +
<i>Viburnum erosum</i>	コバノガマズミ	.	.	.	I +	.	.	.	I +	I +
<i>Tripterispermum japonicum</i>	ツルリンドウ	.	.	.	II +	I +	.	.	.	I +
<i>Fraxinus lanuginosa</i>	アオダモ	.	I +	.	II +	I +	.	.	.	I +
<i>Pourthiaea villosa</i> var. <i>zollingeri</i>	ケカマツカ	.	.	.	I +	.	I +	.	.	I 1

RN. 4' is *Pinus densiflora*-*Sphagnum parstre* community without trees. Datas about trees along those vegetation types are shown in

Figure 5. Other companions: *Hydrangea luteo-venosa* (コガクウツギ) I+: in 4, I+: in 9, *Hosta longissima* var. *brevifolia* (ミズギボウシ) I+: in 1, I+: in 6, *Viola verecunda* var. *semilunaris* (アギスミレ) II+: in 3, I+: in 4, *Phyllanthus flexuosus* (コバンノキ) I+: in 6, *Lycopodium serratum* var. *serratum* (ホソバトウゲシバ) I+: in 9, *Acer crataegifolium* (ウリカエデ) I+: in 9, *Akebia trifoliata* (ミツバアケビ) I+: in 4, *Cephalanthera falcata* (キンラン) I+: in 4, *Carex floribunda* (ヒカゲスゲ) I+: in 4, *Scirpus triquetus* (サンカクイ) I+: in 1, *Allium thunbergii* (ヤマラッキョウ) I+: in 1, *Dioscorea japonica* (ヤマノイモ) I+: in 2, *Cocculus orbiculatus* (アオツツラフジ) I+: in 7, *Osmanthus heterophyllus* (ヒイラギ) I+: in 9, *Lastrea thelypteris* (ヒメシダ) I+: in 4, *Camellia japonica* var. *hortensis* (ツバキ) I+: in 4, *Carex* sp.2 (スゲsp2) I+: in 9, *Symplocos lucida* (クロキ) I+: in 9, *Ilex serrata* (ウメドモキ) I+: in 3, *Juncus effusus* var. *decipiens* (イ) I+: in 3, *Carex* sp.1 (スゲsp1) I+: in 4.

オオミズゴケ群落に類似した群落 (Table 1(2)-3-a; RN. 5) がみられた。コシダ-オタルスゲ群落は、林床にヌマガヤ、オタルスゲが生育するため湿生林に区分

されたが、その他の湿性立地を特徴付ける種をほとんど欠く種組成の単純な湿地植生だった。

これらの湿地植生に対して、斜面末端部の森林植生

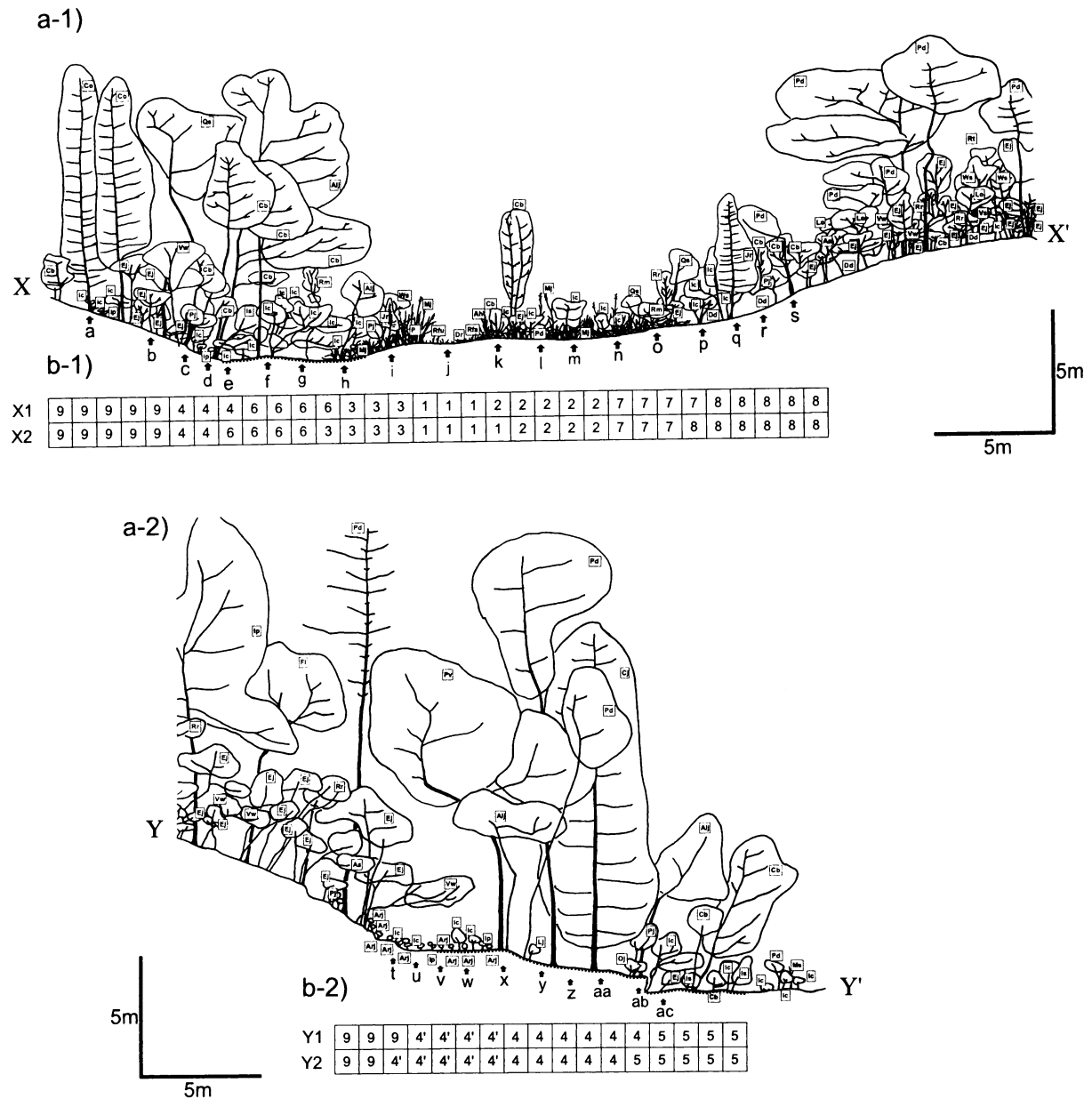


Fig. 5. Cross section showing the vegetation of the investigation lines : X-X', a-1) and Y-Y', a-2) : b-1) Series of vegetation quadrats along X-X', and b-2) is of Y-Y'. Letters below the arrows represent the piezometer nests (also shown in Table 2). Numbers in quadrats are the running number of vegetation types (see Table 1). Each quadrat is 1 m by 1 m. Ah : *Arundinella hirta*, Arj : *Ardisia japonica*, Alj : *Alnus japonica*, As : *Abelia serrata*, Cb : *Clethra barbinervis*, Cj : *Cryptomeria japonica*, Co : *Chamaecyparis obtusa*, Dd : *Dicranopteris dichotoma*, Dr : *Drosera rotundifolia*, Ej : *Eurya japonica*, Fl : *Fraxinus lanuginosa*, Ic : *Ilex crenata*, Ip : *Ilex pedunculosa*, Is : *Ilex serrata*, Jr : *Juniperus rigida*, Lj : *Ligustrum japonicum*, Lo : *Lyonia ovalifolia* var. *elliptica*, Mj : *Moliniopsis japonica*, Ms : *Miscanthus sinensis*, Oj : *Osmunda japonica*, Pd : *Pinus densiflora*, Pj : *Pieris japonica*, Pv : *Pourthiaea villosa* var. *zollingeri*, Qs : *Quercus serrata*, Rfa : *Rhynchospora faberi*, Rfu : *Rhynchospora fujiana*, Rm : *Rosa multiflora*, Rt : *Rhododendron reticulatum*, Rtr : *Rhus trichocarpa*, Vs : *Vaccinium smallii* var. *glabrum*, Vw : *Viburnum wrightii*, Ws : *Wikstroemia sikokiana*, and the dotted line along the ground : *Sphagnum palustre*.

は、ヒサカキ (*Eurya japonica*), ソヨゴ (*Ilex pedunculosa*), ヤマツツジ (*Rhododendron kaempferi*) の生育によって特徴付けられた。そしてさらに、コシダが優占する群落 (Table 1(3)-1; RN. 8) と、コシダを欠きナツハゼ (*Vaccinium oldhamii*), ミヤマガマズミ (*Viburnum wrightii*) の出現によって特徴付けられる群落 (Table 1(3)-2; RN. 9) に区分された。これらの群落は、いずれも石橋 (1984) の乾燥型アカマツ林 (Table 1(3): dry type of *Pinus densiflora* forest 石橋 (1984); RN. 8, 9) に同定された。

以後、群落の記号表記は Table 1 の通し番号 (Running Number: RN.) を使用する。

地下水位、動水勾配と植生の序列

Table 2 に観測井戸群 (Fig. 4) で測定された地下水位、水理水頭、動水勾配の値を示す。この表では、ア

カマツ-オオミズゴケ群落 (Table 1(2)-2; RN. 4) の中で高木の生育していなかった群落を RN. 4' とした。Fig. 6 は、地下水位と群落の関係を検討するために平水期と豊水期の地下水によって植物群落を序列化したものである。全体に、平水期に地下水位が高い立地ほど豊水期の地下水位も高い傾向があった。これは、地下水位の変化が平水期における水位の低下に起因しており、平水期に地下水位が高い立地であるほど湿潤環境が安定していることを示している。

グループ 1 は、コイヌノハナヒゲまたはオオミズゴケの生育によって特徴付けられる植物群落 (RN. 1, 2, 3, 4, 5, 6) で、地下水位が豊水期に -20 cm 以上、平水期に -30 cm 以上、そして地下水位の変化幅が 15 cm 以下という条件に対応していた。しかしこのグループは、低茎草本群落 (RN. 1) から高木の湿生林 (RN. 4,

Table 2. Results of hydraulic head, groundwater table and hydraulic gradient calculated in two period.

piezometer	vegetation	ground surface	moist period						common period					
			h ₁			h ₂			h ₁			h ₂		
			M. P.	H. H.		M. P.	H. H.	H. G.	M. P.	H. H.		M. P.	H. H.	H. G.
nest name	RN.	R. H. [cm]	[cm]	[cm]		[cm]	[cm]		[cm]	[cm]		[cm]	[cm]	
a	9	183.5	90.7	144.7	136.8	170.5	-0.56	-13.0	-	-	-	-	-	-53.0
b	9	116.4	27.9	80.1	77.9	103.1	-0.46	-13.3	-	-	-	-	-	-64.0
c	4	62.4	-17.5	31.7	21.5	44.3	-0.32	-5.7	-17.5	6.2	21.5	29.3	-0.59	-33.1
d	4	30.6	-51.7	11.8	-8.7	22.4	-0.25	-4.5	-51.7	-0.5	-8.7	5.6	-0.14	-21.9
e	6	8.1	-59.5	25.7	-21.9	22.7	0.08	2.1	-59.5	3.1	-21.9	4.3	-0.03	-1.6
f	6	16.9	-62.9	6.1	2.6	2.6*	0.05	-14.3	-62.9	-3.4	3.4	3.4*	-0.10	-13.5
g	6	8.7	-28.3	14.1	4.4	4.4*	0.30	-4.3	-28.3	1.6	1.4	1.4*	0.01	-7.3
h	3	0.0	-27.5	3.5	-0.2	-0.2*	0.14	-0.2	-27.5	-7.9	-7.0	-7.0*	-0.04	-7.0
I	3	32.4	12.2	22.0	20.0	20.0*	0.26	-10.4	12.2	10.9	25.0	25.0*	-1.10	-21.5
j	1	35.6	11.3	48.6	35.6	35.6*	0.53	-0.1	11.3	36.9	28.0	28.0*	0.53	-7.6
k	2	46.4	3.0	39.4	35.5	35.5*	0.12	-10.9	3.0	19.1	24.3	24.3*	-0.24	-22.1
l	2	44.2	-80.3	22.0	37.0	37.0*	-0.13	-7.2	-80.3	5.6	25.0	25.0*	-0.18	-19.2
m	2	40.3	-33.7	42.9	11.3	36.2	0.15	-4.7	-33.7	21.9	11.3	26.6	-0.10	-13.9
n	7	47.8	-43.4	35.6	7.3	41.4	-0.11	-6.7	-43.4	19.4	7.3	23.7	-0.08	-25.4
o	7	67.1	-21.9	52.6	27.7	52.1	0.01	-15.1	-21.9	25.3	23.1	23.1*	0.05	-44.0
p	8	75.7	-7.8	65.4	38.7	70.8	-0.12	-5.3	-7.8	37.2	34.7	34.7*	0.06	-41.0
q	8	88.1	-12.0	81.5	31.7	87.0	-0.13	-6.2	-12.0	50.8	31.7	48.9	0.04	-45.6
r	8	119.5	4.0	70.7	51.6	78.8	-0.17	-27.5	4.0	47.0	42.5	42.5*	0.12	-74.9
s	8	152.5	19.9	92.1	67.1	115.2	-0.49	-46.4	-	-	-	-	-	-95.4
t	4'	350.0	258.4	355.0	311.4	329.5	0.48	-21.3	258.4	342.3	311.4	317.3	0.47	-30.0
u	4'	316.9	222.0	365.4	279.9	325.4	0.69	2.3	222.0	336.2	279.9	317.3	0.33	-1.7
v	4'	302.5	237.4	319.4	267.2	294.1	0.85	2.0	237.4	332.7	267.2	312.8	0.67	-1.4
w	4'	302.5	228.9	255.7	267.3	284.0	-0.74	-4.2	228.9	299.4	267.3	298.3	0.03	-4.8
x	4	271.4	198.4	220.5	235.5	283.4	-1.70	-0.4	198.4	264.1	235.5	278.4	-0.39	-2.4
y	4	262.0	180.9	203.2	225.4	238.8	-0.80	-4.8	180.9	241.3	225.4	256.6	-0.34	-9.2
z	4	229.0	186.2	160.6	229.0	229.0*	-1.60	-0.5	186.2	196.4	225.4	225.4	-0.74	-3.6
aa	4	161.7	99.0	155.4	138.0	181.4	-0.67	1.9	99.0	150.7	138.0	169.9	-0.49	2.9
ab	5	126.4	65.4	112.3	97.4	128.6	-0.51	0.0	65.4	110.8	97.4	120.7	-0.31	-5.7
ac	5	57.4	-17.3	68.2	32.7	67.5	0.01	0.6	-17.3	65.6	32.7	66.1	-0.01	-0.4

h₁: lowerpoint of hydraulic head, h₂: higher point of hydraulic head. Hydraulic gradient was calculated between h₁ and h₂ by the formula of (3) in the text. RN.: running number of vegetation type in Table 1., R. H.: relative height in Fig. 8, M. P.: relative height of measuring point, H. H.: hydraulic head measured by piezometer or well. The value with asterisk is hydraulic head measured by investigation well. H. G.: hydraulic gradient, GW. T.: ground water table.

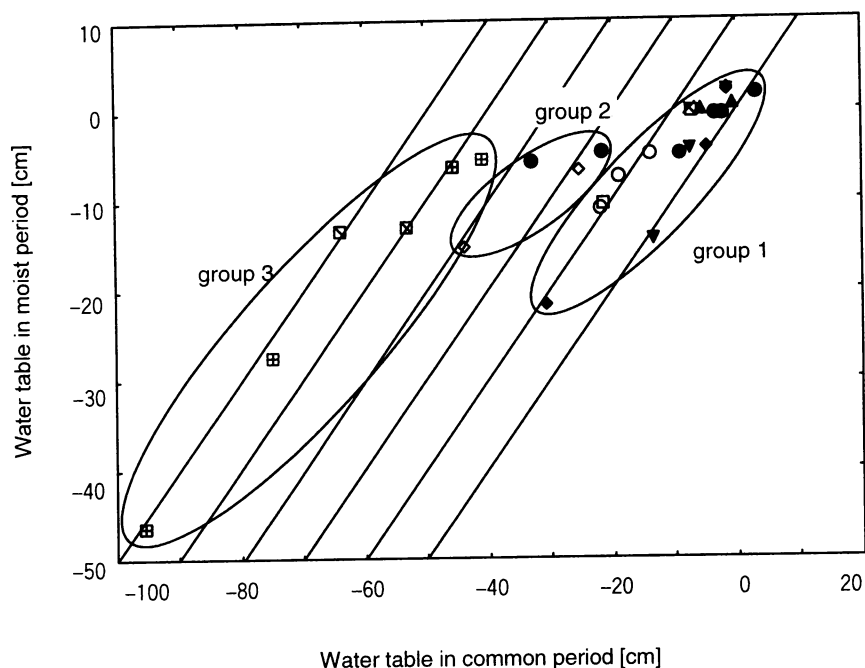


Fig. 6. Water table difference on the surveyed piezometer nests between moist period (17 September 1997) and common period (20 November 1997). All vegetation types are following Table 1. ×: Rynchosporetosm faberi (RN. 1), ○: Rynchosporetosm fujiiianae (RN. 2), □: Ryncosporo-Pinetum densiflorae (RN. 3), ●: *Pinus densiflora*-*Sphagnum palustre* community (RN. 4), ▲: *Alnus japonica* community *Cirsium sieboldii* variant (RN. 5), ▼: *Alnus japonica* community typical variant (RN. 6), ◆: *Dicranopteris dichotoma*-*Carex otaruensis* community (RN. 7), 田: Dry type *Pinus densiflora* forest *Dicranopteris dichotoma* variant (RN. 8), ▤: Dry type *Pinus densiflora* forest *Vaccinium oldhamii* variant (RN. 9). Lines in the figure are equiwatertable lines between common period and moist period.

6)まで、全く異なる相観の群落を含んでいた。グループ3は、集水域の斜面末端部に成立する高木林 (RN. 8, 9)であるが、地下水位が低く豊水期と平水期の間で地下水位の変化が大きい条件と対応して序列化された。グループ2はコシダ-オタルスゲ群落 (RN. 7) と一部のアカマツ-オオミズゴケ群落 (RN. 4) であるが、グループ1と2の中間に序列化され、推移帯に位置付けられた。

次に、湧水と植生の関係を検討した。Fig. 7に動水勾配によって群落を序列化した結果を示す。この図中、地下水に上向きの動水勾配 (+) が測定された場合、立地に湧水があると判断できる。低茎草本群落を形成するイトイヌノハナヒゲ亜群集 (RN. 1) の立地では、降雨条件にかかわらず大きな上向きの動水勾配が測定された。またその周辺でヌマガヤの中茎草本群落を構成するコイヌノハナヒゲ亜群集 (RN. 2) では、豊水期には特に目立った動水勾配は測定されなかったが、平水期には弱い下向き (-) の動水勾配が測定された。これに対して、低木を形成するイヌノハナヒゲ

類-アカマツ群落 (RN. 3) では豊水期には上向き、平水期には下向きの大きな動水勾配が測定された。

このように湿地中央域の低茎草本群落から低木林 (RN. 1, 2, 3) については、安定した上向きの動水勾配に対応して低茎草本群落が発達し、平水期に動水勾配が下向きに転じる立地には低木林が発達し、これらの中間に中茎草本群落が序列化されるという結果を得た。

一方、林床にオオミズゴケのカーペット状植生が発達した湿生林 (RN. 4, 5, 6) については、異なる群落の序列がみられた。湿地中に最も発達した高木林を形成するアカマツ-オオミズゴケ群落 (RN. 4) では、豊水期と平水期を通して下向きの動水勾配がみられた。また、平水期よりもむしろ豊水期に強い下向きの動水勾配が測定された。逆にハンノキ-オオミズゴケ群落 (RN. 5, 6) の中でも特にハンノキが林冠を構成する高木林 (RN. 6) では、平水期には下向きの弱い動水勾配が測定されたが、豊水期には上向きに転じる動水勾配が測定された。また、林床植生がこれらの中間的傾向

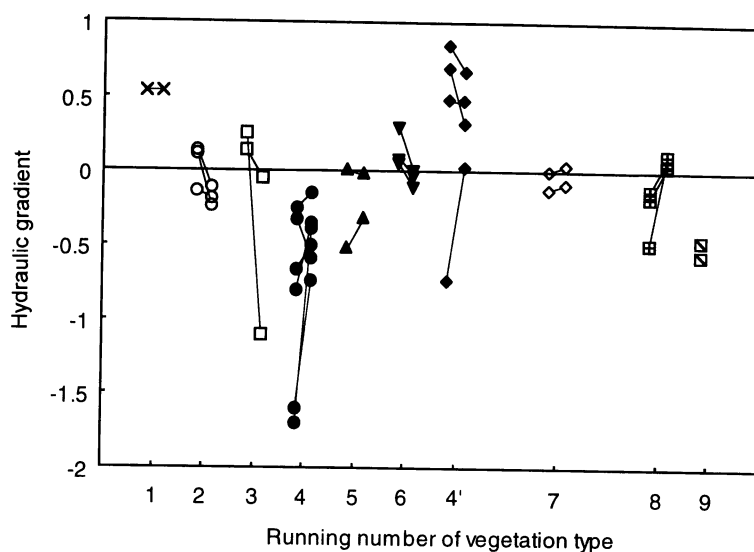


Fig. 7. Hydraulic gradient difference on the surveyed piezometer nests between moist period and common period. Running number of vegetation types are following Table 1. The symbols on the left are plotted by values in moist period (September 17, 1997), and right symbols are those in common period (November 20, 1997). All symbols correspond to those of Fig. 6.

を示すハンノキ-オオミズゴケ群落 (RN. 5) では両者の中間的な動水勾配が測定された。林床植生はアカマツ-オオミズゴケ群落 (RN. 4) であるが低木以上の生育が見られなかった群落 (RN. 4') の立地では、平水期にむしろ上向きの動水勾配が測定された。このように、湿生林型の植生 (RN. 4, 5, 6) は平水期の下向きの動水勾配に対応しており、その中で豊水期の下向きの動水勾配にはオオミズゴケ-アカマツ群落 (RN. 4) が、上向きの動水勾配にハンノキ-オオミズゴケ群落 (RN. 6) が対応して序列化された。

Fig. 6 で推移帯 (グループ 2) に位置付けられたコシダ-オタルスゲ群落 (RN. 7)、および斜面末端のコシダが優占するアカマツ林 (RN. 8) では、豊水期にやや動水勾配が低下する傾向がみられた。また、草本層のナツハゼの優占で特徴づけられるアカマツ林 (RN. 9) では、平水期の地下水位が最深のピエゾメーターに達していなかったため欠測となり、動水勾配の特徴はわからなかった。

土層内部の地下水流動

土層の断面で地下水の流動を把握するため、豊水期と渇水期における地下水面、水理水頭の分布を Fig. 8a (ライン X-X') と Fig. 8b (ライン Y-Y') に示す。図中の矢印は地下水の流向を示している。ただし、調査ライン Y-Y' は湿地斜面の最大傾斜線方向に設置されているため、実際の流動方向が反映されていると考えられる。これに対して、ライン X-X' では谷の横断面

方向にラインが設置されているため、谷底では実際に流動する地下水は下流へ向けて紙面奥から手前向きの流向成分が別に加わっているとみななければならない。

ライン X-X' の中央部では地下水が上向きに湧出し、引きつづいて周囲の土層に広がるように流動していた。このほか、上向きに流動する地下水は、調査ライン X-X'、調査ライン Y-Y' の斜面脚部でも認められた。これら上向きの地下水流動は、平水期には縮小するものの持続していた。

一方、湿地周辺では、地下水が土層内部の特定の領域に集中する傾向があった。この影響で、湿地の中心域や斜面脚部の湧水は、湿地の周辺域でほどなく地下に浸透していた。特に、豊水期に調査ライン Y-Y' では、豪雨の影響で地下水の内部流出が強まっていることが把握された。また、ライン X-X' では豊水期に側方流による斜面から湿地へ向けた地下水の流入がみられた。この側方流は豊水期に特徴的であり、平水期にはほとんどみられないほど縮小していた。

地表水

調査ライン X-X' の中央部 (Fig. 5 の j 付近) では、平水期には地表水はみられず、裸出した鉾質土壌は湿っている程度だった。しかし、豊水期には下流へむけて緩やかな斜面上に広がるシート状の地表水の流れがみられた。一方、湿地上部で浸出した地下水は凹地に集中し、調査ライン X-X' では、h 付近に平水期にも涸れない水みちができていた。この水みちは、豊水

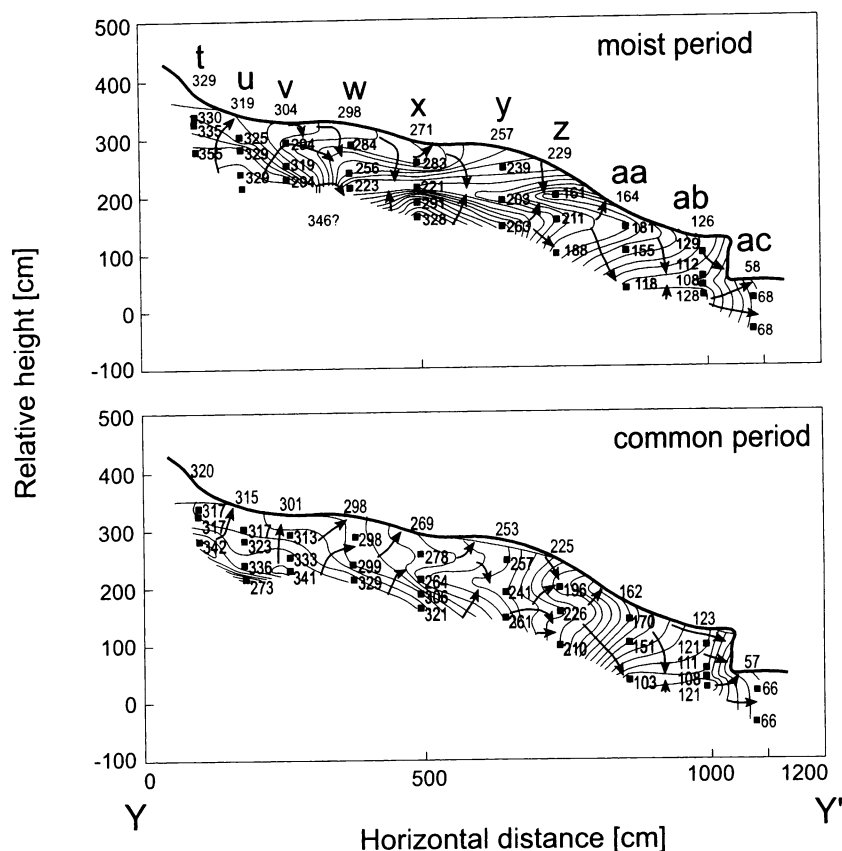


Fig. 8a. Hydraulic head distribution and groundwater equipotential lines of X-X'.

期には湿地上方における涵養量が増加したため、普段は流水のないe付近にも分岐、拡大していた。湿地の左岸では、m付近の微凹地で豊水期に地表水がみられ、豊水期には水みちができていた。

調査ライン Y-Y' では平水期には地表水がみられないものの、豊水期には湿地斜面の上端部(u 付近)に湛水部分が出現し、そこから発生した小流は斜面に形成された浅い水みちに沿って流下していた。また、湿地斜面末端の小崖(ab と ac の間)では、常時滴下する浸出水が認められた。

考察

群落の分布と地下水環境

湿地とは、地表水または地下水によってしばしば持続的に浸水しているか飽和し、その環境が湿潤かつ還元的な立地に適応した植生の広がり維持する場所である (US Army Corps of Engineers 1987)。それゆえ泥炭地のような安定した湿潤環境では、まず地下水位が植生の分布を規定する環境要因として注目される (Ingram 1967)。国内においても、宝月ほか (1954) は

同様の視点から、尾瀬ヶ原の高層および中間湿原において群落と地下水位の間に一定の序列を認め、地下水位の差異が群落の分布を決定しているとした。また、矢部 (1989) は関東地方の低地で、草原型の湿地植生を対象にして研究を行い、地下水位が群落の分布を説明する最も重要な環境要因であり、次に地下水位の変動が重要な環境要因であることを統計的に明らかにした。

ハグイ原湿地においても、コシダ-オタルスゲ群落 (RN. 7) は、地下水位による群落の序列から湿地と斜面末端域の推移帯に位置付けられた (Fig. 6)。また、この群落は種組成も単純で、湿地植生の中でも斜面末端部植生に最も近い要素であることが示されていることから (Table 1)、群落の分布を地下水位が決定していると解釈できる。

これらの結果は一見地下水位が湿地植生の立地を決定しているように思わせる。しかし、ハグイ原湿地で地下水位を測定したところ、地下水位はコイヌノハナヒゲまたはオオミズゴケの生育によって特徴付けられる湿地植生 (RN. 1 から 6) の分布範囲を、立地が湿潤

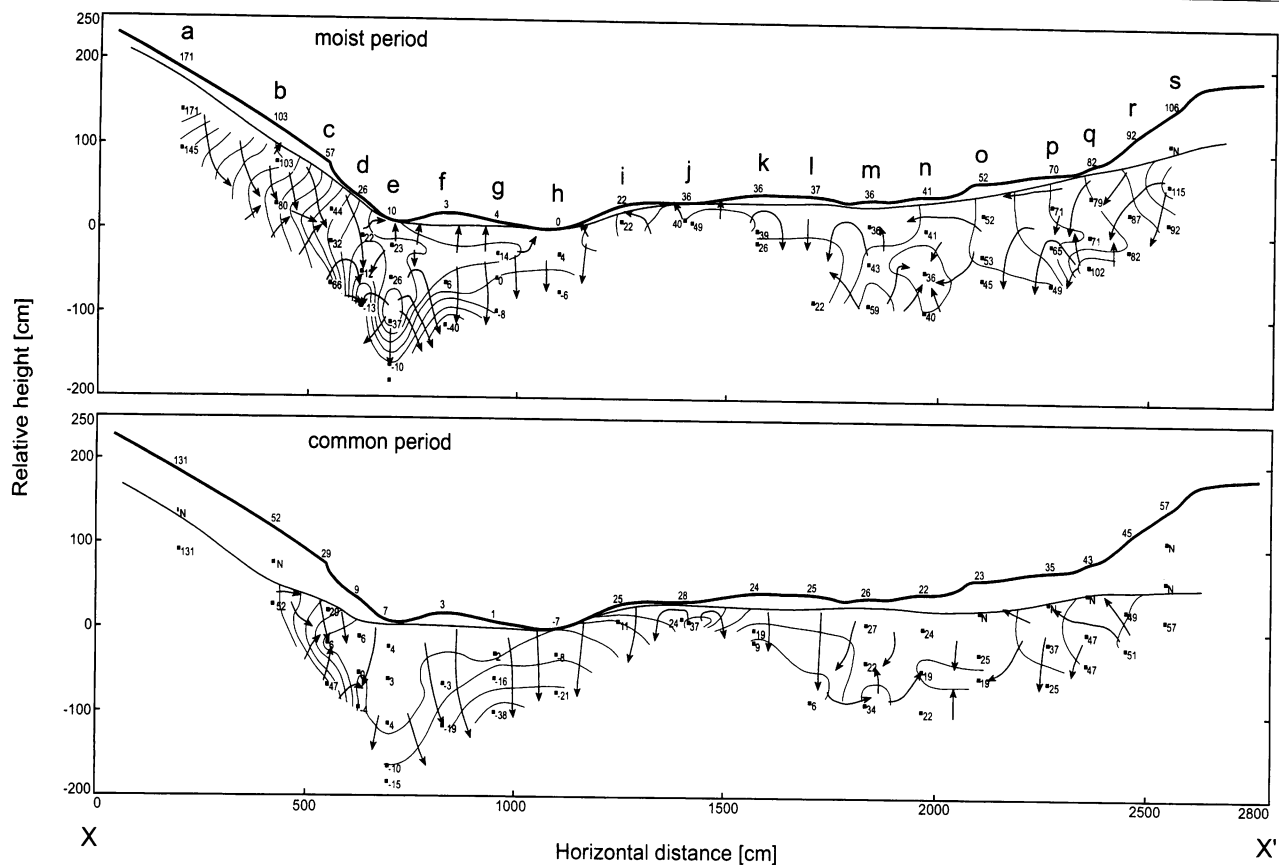


Fig. 8b. is of Y-Y'. Upper figures in 8a) and 8b) are those in moist period (September 17, 1997). Lower figures in 8a) and 8b) are those in common period (November 20, 1997). Letters on the ground are the name of piezometer nests (see Table 2.), and numbers represent relative elevation of groundwater table as hydraulic head. Arrows indicate the direction of local groundwater flow.

であることによって説明したが、その内部における草原植生 (RN. 1, 2) と湿生林 (RN. 3 から 6) の立地的な差異を説明するものではなかった (Fig. 6). 以上の結果から、ハグイ原湿地におけるこれらの群落では、草原型と湿生林型の植生分化に、地下水位以外の地下水要因が影響を及ぼしていることが示唆された。

地下水位以外の要因で特筆すべきは、水質と、そのパターンを生み出す地下水の流動であろう。まず、栄養塩類であるが、ハグイ原湿地の中でも、特に中心域の低茎草本群落 (RN. 1) は、サイズの小さな植物から構成され、食虫植物が生育し、相対的に種数が多い (Table 1). また、しばしば植物社会学的に貧栄養な泥炭地植生、例えば尾瀬ヶ原 (宮脇・藤原 1970) のイヌノハナヒゲ属が優占する群落との関係が指摘された植生である (堀川ほか 1959; 下田・鈴木 1979; 藤原 1985). これらの特徴に、ハグイ原湿地が源流域にあって洪水や目立った土壌攪乱が見られないことを考え併せると、この群落 (RN. 1) の立地は周囲の中茎草

本群落 (RN. 2) や湿生林 (RN. 3 から 6) より貧栄養であるか、または栄養塩類の利用可能性が低いことが推察された。

ハグイ原湿地における低茎草本群落 (RN. 1) の立地は地下水が持続的に湧昇する場であった (Fig. 8a). この地下水は、波田ほか (1995, 1999), 広木・清田 (2000), 森山 (2000) が指摘した EC の小さな ($< 35 \mu\text{S}/\text{cm}$) 地下水に相当する。一般に、雨水を起源とした地下水の水質変化は溶存物質の付加反応として進行する (例えば Kemmers 1986). つまり、雨水は自然状態であっても二酸化炭素によって酸性化している ($< \text{pH } 5.5$) ため、地下水は地中で土壌や基岩の鉱物と反応して、鉱物の化学風化を引き起こす (関 1998). その結果、反応の進んだ地下水では pH, 重碳酸イオン、陽イオン濃度が高まり、EC の値も増加する (Kemmers 1986). このとき栄養塩類濃度の減少もこの水質変化に沿って、様々なプロセスのもと副次的に進行するため、湿原における湧水は植生の配分に影響を及ぼ

す一因であることが確認されている (Bridgham et al. 1996; Wheeler & Proctor 2000). このような水質変化のプロセスを参考にすると、湧水湿地の低茎草本群落に浸出する地下水は基岩との接触反応が進んでいない地下水に相当する。すなわち雨水に水質が近い低 EC、酸性、貧栄養な地下水が、湧水湿地の低茎草本群落の分布に影響していると推察される。今後、湧水湿地の低茎草本群落を特徴づける低 EC 地下水については、地下水流動系を鑑みて、どのようにして溶存物質が少ない貧栄養の地下水が供給されるのか実態の把握が望まれる。

次に酸素の条件が加わる。ハグイ原湿地では、グループ 1 (Fig. 6) に属する湿生林 (RN. 3 から 6) の発達は、平水期における地下水の浸透流と対応していた (Fig. 7)。その中で、最も群落高が大きく発達していたのはライン Y-Y' の中部から下方のアカマツ-オオミズゴケ群落 (RN. 4) だった (Fig. 5)。この群落で鬱閉した林冠層を構成していたカマツカ (*Pourthiaea villosa*)、アカマツ、スギ (*Cryptomeria japonica*) などの樹種は、ふつう山地斜面で森林を構成する種である。このような必ずしも湿地性ではない樹種が湿地内に発達した湿生林を形成していることは、ほぼ常時湛水するにもかかわらず、土壌が酸化していることを示唆するものだろう。

これまで、湿地における表層水の流動の効果には、有害物質の除去 (Crawford 1983) や酸素の供給 (Armstrong & Boatman 1967) などが指摘されてきた。また、水位変動が湿地植生に及ぼす影響について、Ingram (1967) は植物根への酸素や栄養塩類の供給をあげている。これに沿ってハグイ原湿地のアカマツ-オオミズゴケ群落 (RN. 4) の発達を考察すると、浸透流は溶存酸素の輸送によって還元性土壌の生成を阻害し、そしてさらに地表から栄養塩類を供給し、また同時に還元性土壌に由来する有害物質を除去することで、高木に達する湿生林を成立させている可能性が考え得る。ところで、上向きの地下水流動が豊水期よりも平水期に安定する湿生林 (RN. 4') では、林床植生は湿生林として区分されたにもかかわらず低木以上の木本の生育が見られなかった。この現象は、平水期にみられる上向きの地下水流動が木本の生育に適さないことを示していると考えられ、前述の考察と調和的である。

ハグイ原湿地では、ほかに湿生林を構成する群落として、ハンノキ-オオミズゴケ群落 (RN. 5, 6) があつた。Fig. 7 によると、最も群落高が大きく発達したハ

ンノキ-オオミズゴケ群落 (RN. 6) の立地では、平水期には下向きの地下水流動の影響をうけるが、豊水期に上向きの地下水流動の影響をうける点が、アカマツ-オオミズゴケ群落 (RN. 4) と異なっていた。Grosse et al. (1993) によるとハンノキは、根へ加圧した空気を送り込む独特の生理特性によって還元環境に適応する能力を備えている。これらからハンノキ-オオミズゴケ群落 (RN. 6) の立地を考察すると、豊水期のイベント的な上向きの地下水流動が、一時的に還元土壌を形成し、その影響でアカマツ-オオミズゴケ群落 (RN. 4) の形成が阻害された立地に、嫌氣的条件に適応する能力の高いハンノキが優占群落を形成したと解釈できた。

地下水の流動と植生配分

菊池ほか (1991) は東海地方の湧水湿地に、ゆるい凸型の斜面で物質が表面を発散するように移動する発散型と、逆に谷底の凹型の立地に発達する収束型があることを詳細な地形観察から指摘した。発散型はイヌノハナヒゲ群集などの草原植生 (Fujiwara 1979; 瀬沼 1998) に、収束型はシデコブシ (*Magnolia tomentosa*) 群落 (後藤・菊池 1997) などの湿生林に対応している。この指摘は湧水湿地の植生配分の成立過程を明らかにする上で大変示唆に富んでいる。

本研究で湧水湿地における地下水流動の実態を測定した結果 (Fig. 8)、発散型の湿地景観は湿地中央部の地下水の湧出と発散に対応し、収束型の湿地景観は湿地周辺部の地下水の収束と浸透に対応していた (Fig. 5, 8)。ハグイ原湿地の湿生林の地下でみられた浸透流の供給源は、湿地上部から集まる浸出水と斜面から湿地へ流入する浅い側方流であった (Fig. 8)。このような水の流れは、湿地の上流部や湿地周辺の斜面から湿生林の立地へ栄養塩類を集中させている可能性がある。逆に、湿地中央部の地下水の湧出と発散には、このような効果が期待できないため立地が貧栄養になりやすい可能性がある。

矢部 (1989) は、Hada (1984) などを参考にして、西南日本の湧水湿地では泥炭の堆積作用がほとんどないことから、植生の遷移が泥炭の堆積によらず、土砂の堆積によって他動的に進行することを指摘した。しかしハグイ原湿地では、たしかに湿地植生は地下水位が高く安定して湿潤な立地に成立していた (Fig. 6) が、群落の分布は地下水位よりもむしろ土層内部の地下水流動に対応するという結果を得た (Fig. 7)。もし、このようなプロセスが一般的なものであるのならば、暖

温帯に分布する湧水湿地植生の形成過程は、地下水位や水質、土砂収支とともに地下水の流動からも検討されるべきであろう。

謝辞

本研究を行うに当たり、広島大学名誉教授根平邦人博士には、ご指導とご助言を頂いた。現地調査やデータのとりまとめに際しては、広島大学根平研究室、中越研究室のみなさまのご協力を受けた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

摘要

1. 湧水湿地の植生の植生配分を明らかにするため、地下水の流動に着目した。
2. 地下水位は観測井戸を用いて、地下水流動は長さの違う複数のピエゾメーターを併用して調査した。
3. 地下水位の変動は平水期における地下水位の低下に起因していたため、安定して湿潤な環境は平水期に地下水位が高い立地であった。
4. コシダ-オタルスゲ群落は、種組成の検討と地下水位による群落の序列から湿地植生と斜面植生の推移帯に位置付けられた。
5. それ以外の湿地植生、すなわちコイヌノハナヒゲまたはオオミズゴケの生育によって特徴付けられる湿地性の群落は、地下水位が豊水期に−20 cm 以上、平水期に−30 cm 以上で、これらの変化幅が15 cm 以下の立地に分布していた。しかし、測定された地下水位は、低茎および中茎草本群落と高木の湿生林で同一レベルだった。
6. 湿地中央域の低茎草本群落では、安定した上向きの地下水流動がみられた。
7. 湿生林は平水期の下向きの動水勾配に対応していた。ただしハンノキ林では豊水期に上向きの流動がみられた。
8. 湿地周辺部の土層では、地下水が特定の部分から内部流出する傾向があった。このため、そこに向けた地下水流動が浸透流を生じさせていた。
9. 湧水湿地では、泥炭の堆積作用が期待できないため、地下水を媒体とした物質の動態が植生配分に影響していると考えられた。

引用文献

Armstrong, W. & Boatman, D.J. 1967. Some field observations relating the growth of bog plants to conditions of soil

- aeration. *Journal of Ecology*, **55**: 101-110.
- Bridgham, S.D., Pastor, J., Janssens, J.A. & Chapin, C. 1996. Multiple limiting gradients in peatlands: A call for a new paradigm. *Wetlands*, **16**: 45-65.
- Crawford, R.M.M. 1983. Root survival in flooded soils. *Ecosystems of the world*, 4A: Mires Swamp, Bog, Fen and Moor. General studies (ed. Gore, A.J.P.), 257-284. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.
- Fujiwara, K. 1979. Moor vegetation in Japan with special emphasis on *Eriocaulo-Rhynchosporion fujii*anae. *Vegetation und Landschaft Japans*. Bull. Yokohama Phytosoc., **16**: 325-332.
- 藤原一絵 1981. ミズゴケ湿原、食虫植物群落。「日本植生誌 2. 九州」(宮脇 昭編著), 320-324. 至文堂、東京。
- 藤原一絵 1982. 中間湿原植生。「日本植生誌 3. 四国」(宮脇 昭編著), 195-201. 至文堂、東京。
- 藤原一絵 1984. 中間湿原植生。「日本植生誌 5. 近畿」(宮脇 昭編著), 359-365. 至文堂、東京。
- 藤原一絵 1985. 中間湿原植生。「日本植生誌 6. 中部」(宮脇 昭編著), 291-297. 至文堂、東京。
- 藤原一絵 1986. 中間湿原植生。「日本植生誌 7. 関東」(宮脇 昭編著), 323-327. 至文堂、東京。
- 藤原一絵 1989. 中間湿原植生。「日本植生誌 10. 沖縄・小笠原」(宮脇 昭編著), 352-346. 至文堂、東京。
- Glaser P.H., Janssens J.A. & Siegel D.I. 1990. The response of vegetation to chemical and hydrological gradients in the Lost River Peatland, northern Minnesota. *Journal of Ecology*, **78**: 1021-1048.
- Glaser P.H., Siegel D., Romanowicz E.A. & Shen Y.P. 1997. Regional linkages between raised bogs and the climate, groundwater, and landscape of north-western Minnesota. *Journal of Ecology*, **85**: 3-16.
- 後藤稔治・菊池多賀夫 1997. 東海地方の丘陵地にみられるシデコブシ群落とその立地について。日本生態学会誌, **47**: 239-247.
- Grootjans, A.P., Van Wirdum, G., Kemmers, R. & Van Diggelen, R. 1996. Ecohydrology in The Netherlands: principles of an application-driven interdisciplinary. *Acta botanica neerlandica*, **45**: 491-516.
- Grosse, W., Schulte, A. & Fujita, H. 1993. Pressurized gas transport in two Japanese alder species in relation to their natural habitats. *Ecological Research*, **8**: 151-158.
- Hada, Y. 1984. Phytosociological studies on the moor vegetation in the Chugoku district, S.W. Honshu, Japan. *Bulletin of the Hiruzen Research Institute, Okayama University of Science*, **10**: 73-110.
- 波田善夫 1985. 赤穂・日生地域における湿地植生。「赤穂およびその周辺地域植生調査報告書」, 147-169. 赤穂地域植生調査研究会。
- 波田善夫・中村康則・能美洋介 1999. 海上の森の自然: 多様性を支える地質と水。保全生態学研究, **4**: 113-123.
- 波田善夫・西本 孝・光本信治 1995. 岡山県自然保護センター湿生植物園 I. 基盤地形の造成と植生移植の方法。岡山県自然保護センター研究報告, **3**: 41-56.
- 波田善夫・鈴木兵二 1974. 広島県西条盆地の湿原植生。ヒコピア, **7**: 53-64.
- 本田 稔 1977. 大森湿原の植生—金城台の植生 (4)。金城学院大学論集 家政学篇, **17**: 9-24.
- 宝月欣二・市村俊英・堀 正一・大島康行・笠永博美・小野和・高田和男 1954. 尾瀬ヶ原湿原の植物生態学的研究。「尾瀬ヶ原」(尾瀬ヶ原総合学術調査団編), 313-397. 日本

- 学術振興会、東京。
- 広木昭三・清田心平 2000. 愛知県春日井市の東部丘陵の砂礫層地帯における湿地植生とその成因. 情報文化研究, **11**: 31-49.
- 堀川芳雄・鈴木兵二・横川広美・村松敏則 1959. 八幡高原の湿原植生. 「三段峡と八幡湿原総合学術調査研究報告」, 121-152. 広島県教育委員会, 広島.
- Ingram, H.A.P. 1967. Problems of hydrology and plant distribution in mires. *Journal of Ecology*, **55**: 711-724.
- 石橋 昇 1984. 広島県熊野盆地及びその周辺地域の森林植生. 広島大学学校教育学部紀要第 II 部, **7**: 81-110.
- 岩下広和・恩田裕一・一柳錦平 1994. 天竜川流域における急峻な 3 つの小流域の流出特性の違い. 名古屋大学演習林報告, **13**: 85-108.
- 角野康郎・遊磨正秀 1995. ウェットランドの自然. 保育社, 大阪.
- Kemmers, R.H. 1986. Calcium as hydrochemical characteristic for ecological states. *Ekologia (CSSR)*, **5**: 271-282.
- 菊池多賀夫・植田邦彦・後藤稔治・佐藤 徳・高橋 弘・高山晴夫・中西 正・鳴瀬亮司・浜島繁隆 1991. 週伊勢湾植物群落の自然保護. 世界自然保護基金日本委員会.
- 宮脇 昭・藤原一絵 1970. 尾瀬ヶ原の植生. 国立公園協会, 東京.
- Klijn, F. & Witte, J.P.M. 1999. Eco-hydrology: Groundwater flow and site factors in plant ecology. *Hydrogeology Journal*, **7**: 65-77.
- 森山昭雄 2000. 瀬戸市南東部. 海上の森の地形・地質と湿地生態系—万博アセスの批判的検討—. 保全生態学研究, **5**: 7-41.
- 関 陽児 1998. 土壌・風化帯の形成と水質変化. 地質調査所月報, **49**: 639-667.
- 瀬沼賢一 1998. 美濃—三河地域の低湿地植生. 植生学会誌, **15**: 47-59.
- 下田路子 1999. 湿地植生の特徴と保全—西日本の湿地の場合—. 植生情報, **3**: 23-32.
- 下田路子・鈴木兵二 1979. 西条盆地（広島県）の湿地植生. *Vegetation und Landschaft Japans. Bull. Yokohama Phytosoc.*, **16**: 315-325.
- 下田路子・吉野由紀夫・関 太郎 1995. 広島県における水生・湿生植物の現状. 水草研究会報, **56**: 9-12.
- US Army Corps of Engineers 1987. Corps of Engineers Wetlands Delineation Manual. Wetlands Research Program Technical Report Y-87-1 (on-line edition). Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Wassen, M.J., Barendregt, A., Bootsma, M.C. & Schot, P.P. 1989. Groundwater chemistry and vegetation of gradients from rich fen to poor fen in the Naardermeer (the Netherlands). *Vegetatio*, **79**: 117-132.
- Wassen, M.J., Barendregt A., Palczynski A., DeSmidt J.T. & De Mars H. 1990. The relationship between fen vegetation gradients, groundwater flow and flooding in an underdrained valley mire at Biebrza. Poland. *Journal of Ecology*, **78**: 1106-1122.
- Wassen, M.J. & Grootjans, A.P. 1996. Ecohydrology: an interdisciplinary approach for wetland management and restoration. *Vegetatio*, **126**: 1-4.
- Wolejko, L. & Ito, K. 1986. Mires of Japan in relation to mire zones, volcanic activity and water chemistry. *Japanese Journal of Ecology*, **35**: 575-586.
- Wheeler, B.D. & Proctor, M.C.F. 2000. Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires. *Journal of Ecology*, **88**: 187-203.
- 矢部和夫 1989. 低地湿原の比較生態学的研究—暖温帯と冷温帯低地湿原の比較—. 北海道大学大学院環境科学研究科邦文紀要, **4**: 1-50.

湧水域に存在するパイプの斜面安定 および地形発達に及ぼす影響

恩田裕一*

The Effect of Soil Piping at Seepage Face on Slope Stability and Landform Development

Yuichi ONDA *

Abstract

The effects of pipes on the hillslope stability were examined at an amphitheater valley head in Obrara village, central Japan. Plaster casts of pipes shows that the burrows were 6.6-100 cm in length and 20-45 degrees downward. In 1999, due to the heavy rainfall a small landslides occurred where plaster cast analysis was performed. The slope stability analysis and subsurface water observation of the lower slope suggest that the small landslides are due the formation of the pipes and upward hydraulic conductivity, which is much lower angle occurring landslides in "walls" of the amphitheaters. Therefore, piping by groundwater upwelling zone facilitate much of the landslidig and landform development.

Key words: *piping erosion, preferential flow, landslides, slope stability analysis, amphitheater valley head*

1. は じ め に

従来、パイピングやパイプフローが斜面崩壊に及ぼす影響については、古くから指摘されており、現在も多くの研究が精力的に行われている (Pierson, 1983; McDonnell, 1990; Uchida et al., 1999). これらの研究において、パイプは、斜面地中水を集中させ、崩壊の発生を引き起こしていることが議論されている。また、近年においても、災害事例からパイピングによる水の吹き出しにより、通常の安定解析では安全と思われていたところが崩壊することが報告されてきており (川谷・沖村, 1978; 伊勢田ほか, 1985; 榎ほか, 2000), パイプと崩壊のより詳しい実態の解明が必要とされている。

Tsukamoto et al. (1983) は、西三河 (藤岡町・小原村) の崩壊地を調査したところ、64 箇所 の崩壊地のうち、60 箇所 の崩壊地にパイプが存在しており、一つの崩壊地に平均 3.6

2001 年 6 月 4 日受付, 2002 年 4 月 1 日再投稿, 2002 年 6 月 10 日受理

* 筑波大学地球科学系

* Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba 305-8571, Japan

個存在していることを示している。また、湧水域に存在するパイプでは（寺嶋・佐倉，1993）非常に大きな動水勾配をもったパイピングにより一種の崩壊が発生することが知られている。現地調査によれば（植下ほか，1973），このようなパイピングによる崩壊は，豪雨時の崩壊のかなりの部分を占めるとともに有効応力・せん断強度の低下によって起こる崩壊と漸移するものであるという。このように，パイピングと崩壊とは多くの関連があるものの，実際に崩壊が発生した斜面において，パイプの分布特性やその水文環境を測定してある例はほとんどない。

本研究の調査地では，1986 年以来，水文観測がおこなわれており，その後，パイプの形状・土砂生産量について調査が行われている。その斜面において，1999 年に豪雨において，崩壊が発生した。そこで，本研究では湧水場におけるパイプの実態，形成要因，またその土砂流出状況を整理したのち，1999 年に崩壊した斜面を例にとりて，湧水域に発生するパイプの斜面安定に及ぼす影響，さらには地形形成に与える影響について議論したい。

2. 調査流域および方法

2.1. 調査地域

調査地域は，名古屋東方にある小原村の 1 小流域である（Fig. 1）。この付近は，標高 300-500 m の丘陵地となっており，地質は花崗閃緑岩である（仲井，1970）。この流域は，恩田（1989）において，F-2 流域と呼ばれ，水文地形調査が行われてきており，隣接する花崗岩地域に比較すると，豪雨時における表層崩壊は著しく少ないことが知られている（Onda, 1992）。この付近の谷地形は，Amphitheater もしくは，船底型の谷といわれており，convex な斜面形と幅の広い谷底面からなっている（Kochel and Piper, 1986; Onda, 1994）。

この流域の谷頭部付近に調査地点を設けた（Fig. 1 の H 地点）。谷頭部も，側壁斜面と同様に convex な斜面縦断形をしており，斜面と谷底部の境界付近にパイプが多数存在し，水が湧出している。調査地点付近は，斜面からの崩積土が斜面下方にロープ状に堆積している。パイプはロープ状の崩積土と谷底部との境界に多数存在している。

2.2. パイプ調査方法

パイプからの土砂の生産量の測定は，以下のように行った。まず，湧水が生じているパイプの流出口にブリキで作った樋を差し込む。そしてその上に，台所用品の三角コーナーのゴミ袋を全体をカバーするように取り付ける。今回使ったフィルターペーパーは，和紙製で孔隙の平均の大きさは $200\ \mu\text{m}$ であった。パイプの流出口に取り付けた袋からは，水が徐々に滲み出すものの，土砂は内部にトラップされる。この袋を 1 日から 3 日おきに交換する。集められた土砂は 24 時間炉乾燥し，袋ごと秤量した。土砂量は，g/day の単位に換算した。調査は，1987 年 7 月に行った。H 地点においては，このような調査を 7 カ所（H1-H7）で行った。

次に，この地点のパイプの状態を知るために，パイプの石膏型による調査を行った。調

査は、石膏を水に溶かし、直径 20 cm、高さ 30 cm の容器に入れる。容器には、ビニールチューブ（径 20 mm）が取り付けられており、その片側をパイプにセットする。その後、ホースを一気に引き上げることによって、石膏を流し込んだ。調査は、1993 年 7 月に行った。

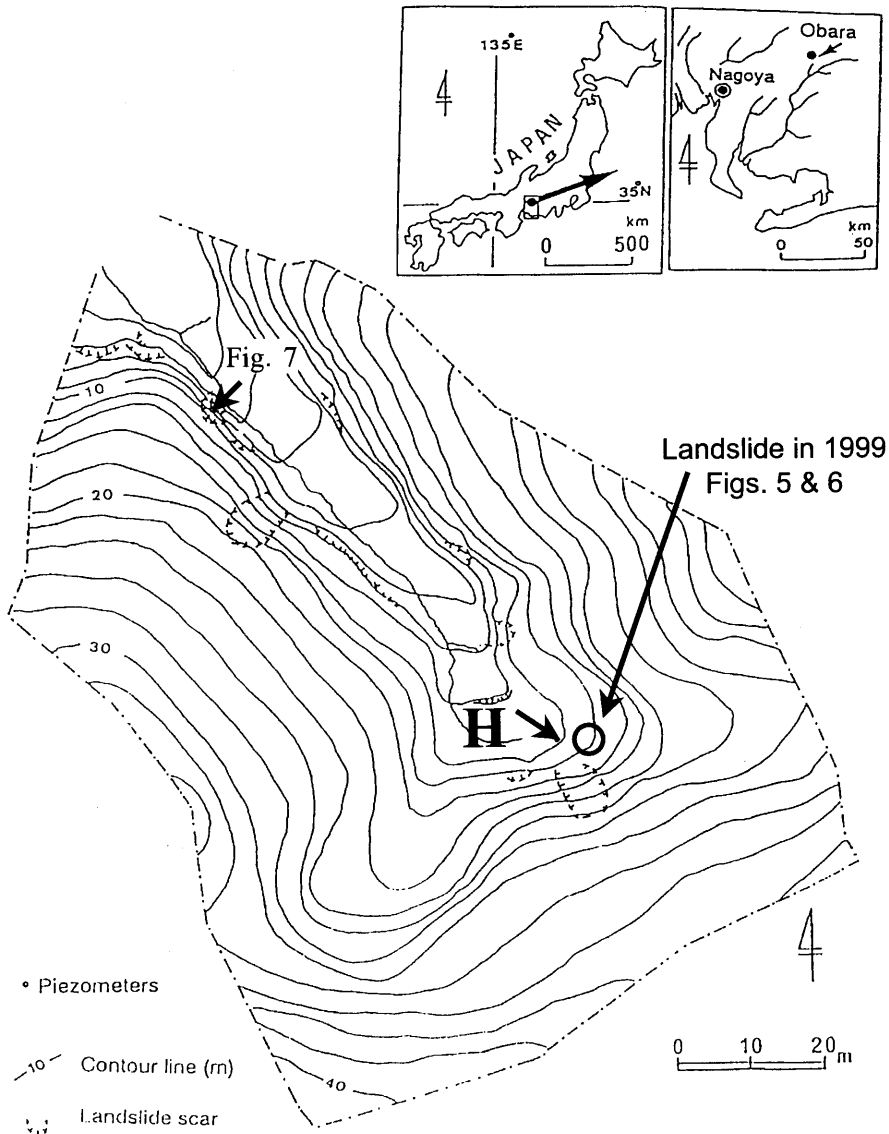


Fig. 1. Study site (H: valley head)

3. 結果および考察

3.1. パイプからの土砂流出量

Figure 2は1987年の6月7日から21日における生産土砂量の典型的なタイプを示したものである。谷底部に存在するH6パイプは7月7日から16日の間の、降雨の少ない時期に土砂生産量が非常に少ない(1 g/day ~ 4 g/day程度)。しかしながら、H5のパイプは、6月12日以降の降雨に伴い土砂生産量が100 g/day以上と急激に上昇し、土砂生産量は降雨と対応しているように見える。7月18日に、日雨量63 mm、最大時間雨量6 mmの降雨があった。この降雨によって、H5パイプは最初土砂を生産していたものの、その後パイプ穴が閉塞したことが観察された。

これに対し、隣接しているH6パイプは、降雨時にも1.6 g/day程度と、土砂生産が少なかったが、H5パイプの閉塞によって、水および土砂が流出を始めたことが目視された。実際に、降雨時の土砂生産量は、H6パイプは4.1 g/dayであったのに対し、隣接するH5パイプは1.5 g/dayにすぎなかった。その後内部の水みちが変わったためか、H5パイプの土砂生産量は、109 g/dayと回復し、実際にも多くの水が流れるようになったことが観察された。

上記のような降雨に伴うパイプからの土砂生産量は、流出量の増加によって、増加すると考えられる。また、谷底面は常時地下水位が高く、また最大で0.35という上向きの動水勾配が確認されている(Onda, 1994)。このような通常時からの地下侵食は、地下の空洞

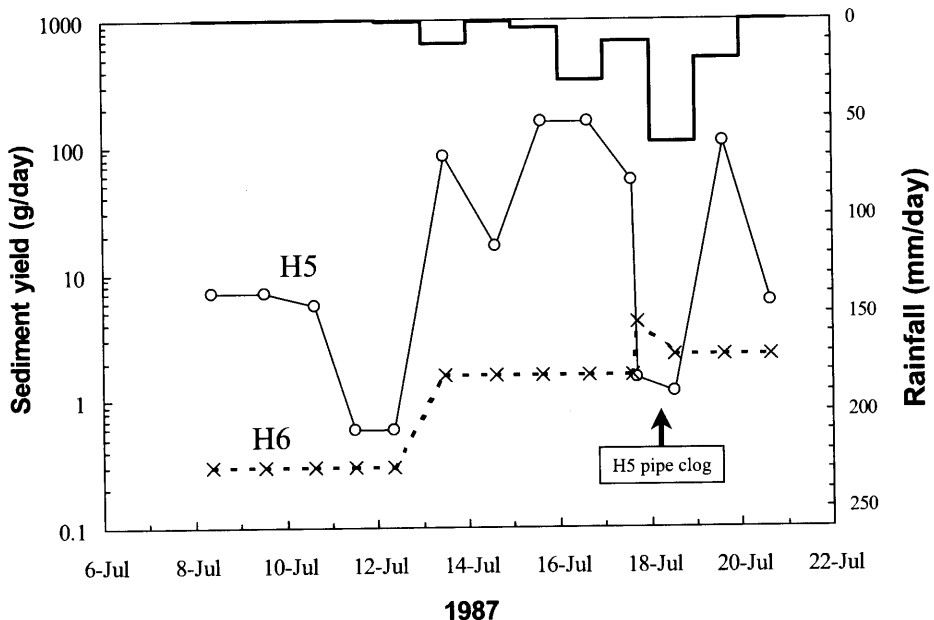


Fig. 2. Sediment yield from the H5 and H6 pipes

化, ひいては地盤強度の低下をもたらす可能性が高い.

3.2. パイプの形状

1993年に, 土砂生産量を測定したH4パイプ付近において, パイプの形状を測定した. ただし, 上記の土砂生産量調査と時期が離れていたために, 土砂生産量を測定したパイプと, 形状を測定したパイプは異なるものであると思われる (Fig. 3a). 調査地点の斜面幅は, 1.02 m である.

石膏によって型どりされたパイプの形状を, Table 1に示す. 外見からでは調査範囲に9個のパイプが存在するようには見えたが, No. 3が5 cm 以下と, 極めて短かったため調査から除外した. パイプの長さは, パイプごとに異なり, 6.6 cm から長いものでは99.7 cm にも及ぶ. また, パイプの容積は, 合計で2,000 cm³にもなる. これを斜面幅1 m あたりに直すと, 1,960 cm³/m となる. また, Fig. 3b および Fig. 3c に示した範囲内 (50 cm 角の立方体) の部分においては, 平均空隙が0.92 %増加したことに相当する.

これらの型どりされたパイプを, 現地測量の結果と併せて, 3次元モデルを作成した

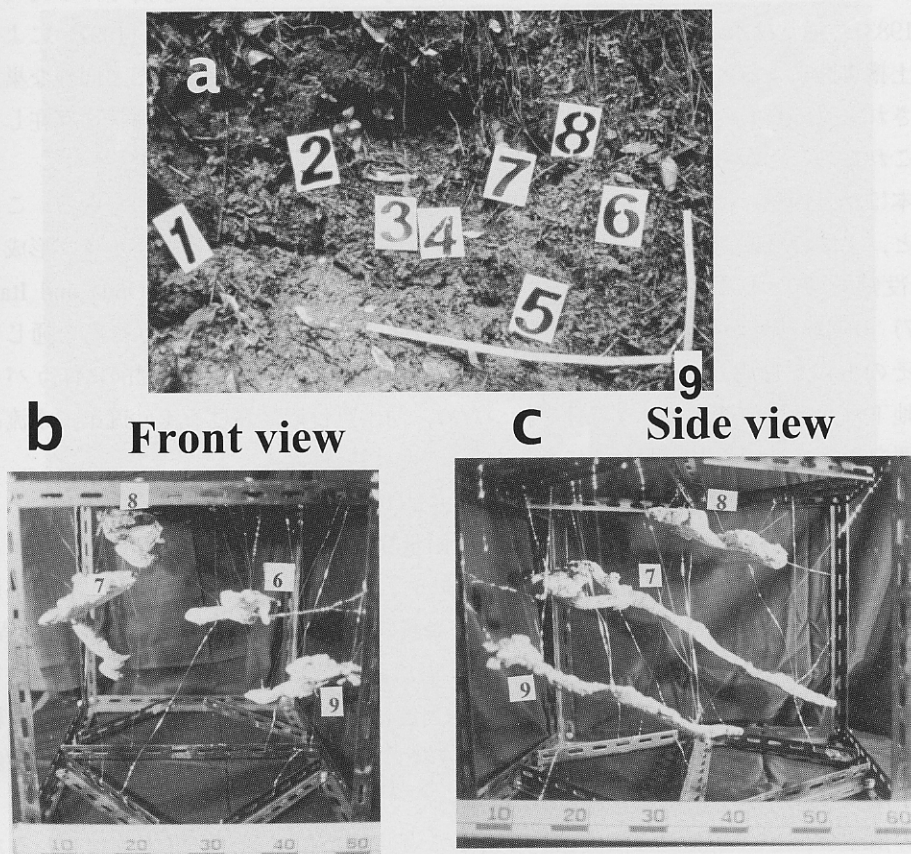


Fig. 3. Three dimensional structure of the burrows (H site Nos. 6-9)

Table 1. The dimension of the burrows at H site

No.	Horizontal Angle (degrees downwards)	Volume (cm ³)	Length (cm)	Average width (cm)	Sinuosity
1	30	200	44.4	3.6	1.6
2	20	550	99.7	3.8	1.2
4	30	50	12.8	2.5	1.2
5	30	50	6.6	3.3	1.0
6	35	100	19.0	3.2	1.5
7	45	400	58.6	4.7	1.1
8	20	350	24.4	6.4	1.1
9	25	300	36.5	4.4	1.0

(Fig. 3b, 3c). 例として, Nos. 7, 8, 9のパイプを示すと, それぞれほぼ平行であり, 45°, 20°, 25°の角度で下方にのびていることがわかる. すべてパイプ穴は, 斜め下方に伸長しており, その平均は29°となった (Table 1). また, 調査中に計12匹多くのカニが発見された. パイプは地下水面下にのびているが, サワガニはエラ呼吸であるため (武田, 1983), 通常は水がある場所に住むと考えられる. Onda and Itakura (1997) による定水頭上槽実験によると, サワガニを土槽内に飼った場合, 今回観察されたと同様な巣穴が形成された (Fig. 4). また, その方向は下方20°へ伸びており, 地下水面下に存在していた. これらのことから, このパイプはサワガニの巣穴である可能性が高い.

塚本ほか (1988) は, パイプ形成に対する小動物の影響について考察している. これによると, 土壌の層位別により, 動物の影響が異なり, また小動物の通過がパイプ形成に重要な役割を果たすことを示唆している. 本研究の調査結果および Onda and Itakura (1997) の実験結果から考えると, サワガニは, むしろ巣穴を掘るという行為を通じてパイプそのものを形成している可能性が高い. そして, サワガニの巣穴掘削に伴うパイプは, 地下水面下へ伸びるという特性を持つため, 湧水点付近における土砂流出, 水流出にも重要な影響を持つことが明らかになった.

3.3. 1999年に発生した小崩壊

1999年9月14日～15日にかけて, 2日間雨量97 mm, 最大時間雨量28 mm/h (アメダス小原観測所) の降雨があった. この降雨によって, パイプの観測を行った土層が小崩壊を起こした (Fig. 5: 位置は, Fig. 1に示す). 崩壊は, 浅層崩壊で深さおよそ80 cm程度, 幅5.25 mであった. 崩土は流動化しており, 崩壊面全面に薄く堆積しているのが見られた. 崩壊の断面図を Fig. 6に示す. 崩壊の平均角度は28°であり, 流域内のconvexな縦断型を持つ斜面の下方に分布している. この流域内で典型的に見られる, 勾配50°程度斜面のの小崩壊とはかなり異なった様相を示していた.

この崩壊は, すべり面がほぼ直線的であること, また斜面下方が解放されているために, 無限長斜面安定解析を適用することは妥当であると考えられる. 安定解析は, Selby

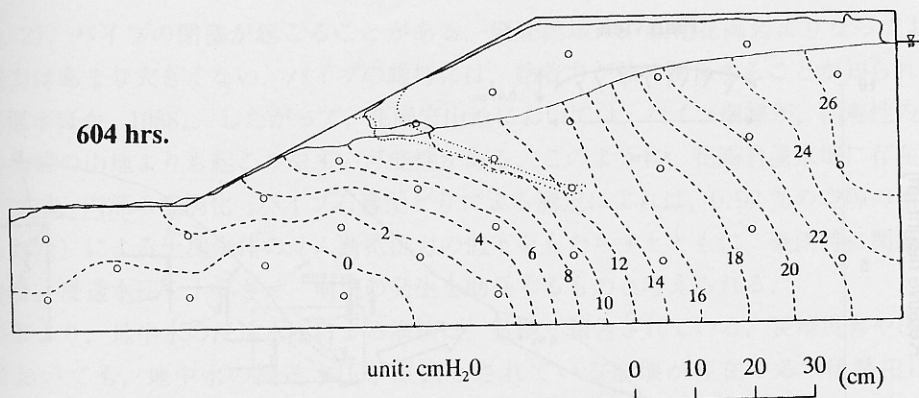


Fig. 4. Potential distribution of the flume experiment with 5 crabs at 604 hours (dotted line: crab burrow) after Onda and Itakura (1997)



Fig. 5. Photograph for landslide occurring in Sep. 14, 1999

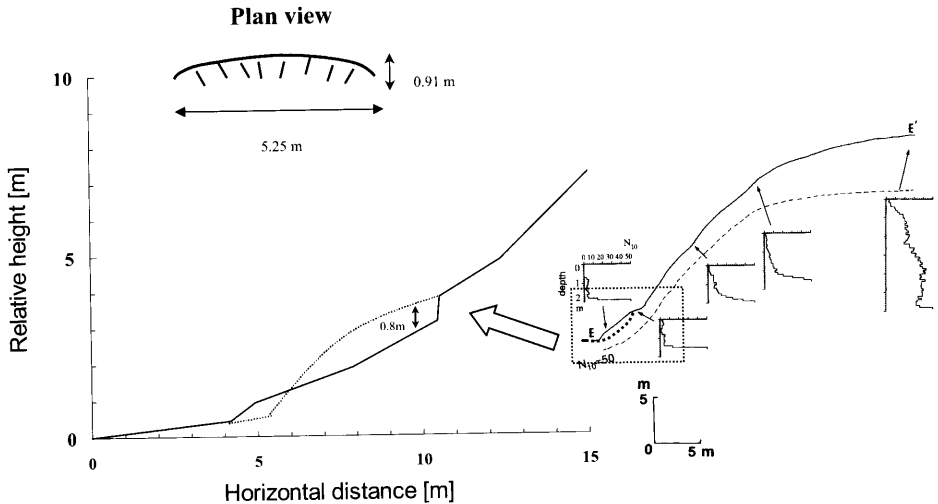


Fig. 6. Location and shape of the landslide occurring in Sep. 14, 1999

(1993) にしたがって、下記の式を用いた。

$$F = \frac{c' + (\gamma - m\gamma_w)z \cos^2 \beta \tan \phi'}{\gamma z \sin \beta \cos \beta} \quad (1)$$

ここで、 F は土塊の安全率、 γ は自然含水比における単位体積重量、 γ_w は水の単位体積重量、 m は相対水深 (0-1の間を取る)、 z は崩壊深である。ここで、直径 12 cm の、自然含水比状態における排水ひずみ制御型一面せん断試験器で求めた土質定数 (Onda, 1994; $c' = 4.2 \text{ kN/m}^2$, $\gamma = 1.4$, $\gamma_w = 1$, $\phi' = 32.1^\circ$) を用いて、土層完全飽和状態 ($m = 1$) 計算すると、安全率、 F は 1.26 となる。これは、かなり安全側と判定される。

前節で述べたパイプの型どりの際に、土層はやや攪乱される結果となっていたが、本崩壊は、調査後 6 年経過したときに発生したことから、新たに土層内部にパイプが形成されていた可能性が高い。実際、1993 年から 1999 年の間に何回か現地を訪れた際には、パイプが形成されていたことが確認されている。したがって、土塊内では、サワガニによる巣穴形成、パイプ流出による土砂流出によって、内部に Table 1 に示したものと同様な空洞が生じていた可能性が高い。さらには、また、この試験流域においても、1987 年の観測期間において、上向きの 0.35 という動水勾配が観測されている。このような、上向きの動水勾配が、内部の間隙水圧を高め、崩壊発生をもたらすことになるのであろう。このような、斜面脚部における崩壊は、新藤・高見 (1982) によって、実験的にパイピングの発生と上向きの動水勾配との関係で論じられている。

一般には、パイプは地下水の有効な排出経路とされ、むしろ地下水の有効な排出システムとして認識されている。しかしながら、豪雨時には、実際観測されているように

(Fig. 2), パイプの閉塞が起こることがある. 調査流域は, 風化花崗岩よりなっており, 粘着力はあまり大きくない. パイプの維持には, 粘着力が強く関係することが知られている (塚本ほか, 1988). したがって, 花崗岩山地においては, パイプ閉塞が, 粘着性の高い他の地質の山地よりも起こりやすい可能性がある. このように, 花崗岩湧水域に存在するパイプは, 内部の空洞化 (パイプ石膏型どりによる測定によれば, 0.92 %の空隙の増加が見られた) による土塊全体のせん断抵抗力の低下をもたらすとともに, 豪雨時に閉塞した場合は, 浸透水圧を上昇させ, 崩壊の発生を助長するものと考えられる.

従来より, 地中水の浸透水圧による崩壊は, 数多く報告されている. 長崎災害や広島災害においても, 地中水の浸透水圧が原因とされている崩壊が存在する (伊勢田ほか, 1985, 榎ほか, 2000). 今後, 浸透水圧によるパイピング崩壊の発生 (寺嶋・佐倉, 1993) と, これらの崩壊の特徴についても議論することによって, 崩壊発生に及ぼすパイプの役割についてより一般化できるであろう.



Fig. 7. Landslide occurring at the lower part of the convex slopes (Location is shown in Fig. 1)

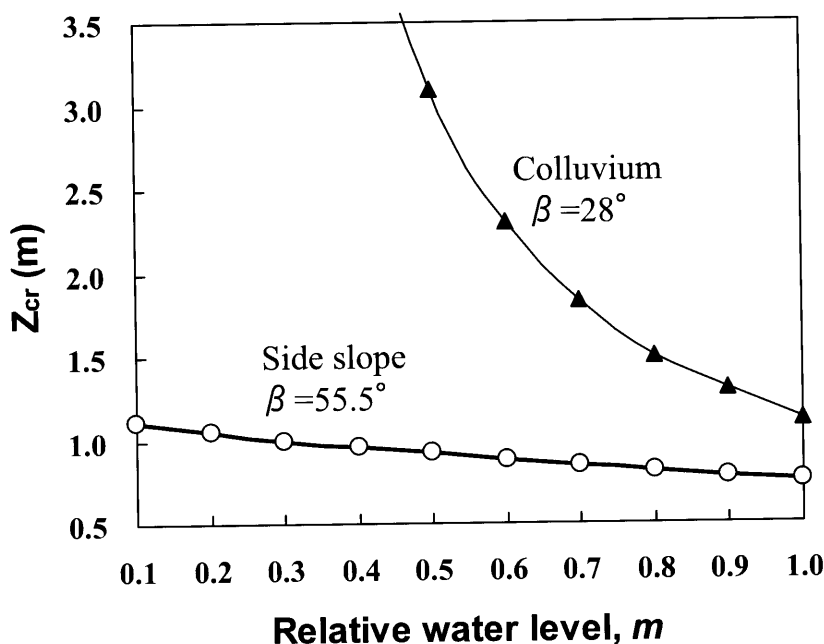


Fig. 8. The relationship between relative water level, m , and critical soil thickness under the infinite slope stability analysis

3.4. 地形変化に及ぼす影響

Onda (1994) は、船底型の谷地形に関して、斜面下方の急斜面の安定について議論した。このような、船底型の斜面縦断面形は convex であるため、斜面下方は 50° 以上と極めて急傾斜である。このような斜面下方で、Fig. 7に示すような小規模な崩壊が分布していることが知られている。ここで、斜面の臨界条件を考え、(1) 式で $F = 1$ とし、Onda (1994) で示された、斜面下方の 15 箇所の崩壊 (Fig. 7のような) の平均勾配 55.5° 、および今回の崩壊の勾配 28° について、臨界土層深 Z_{cr} と相対水深 m との間の関係をグラフで示すと Fig. 8のようになる。

Fig. 8より、谷頭部斜面で発生した崩壊 (勾配 28°) の場合臨界土層深が、相対水深の影響を強く受けるのに対し、谷壁斜面 (勾配 55.5°) の場合は、相対水深が臨界土層深にあまり影響を与えないことが示される。このことは、緩傾斜では、崩壊するためには高い地下水位が必要であり、集水性の高い凹部のみ崩壊が可能である。これに対し、側壁斜面では、崩壊するにはわずかの水位上昇で充分であり、凹部も凸部も比較的崩壊しやすい。このことが、水の湧出と船底型地形の関係の議論に加え (白井, 1978; Kochel and Piper, 1986; Laity and Malin, 1985), 船底型の谷の側壁斜面が一様な斜面の平行後退を起こしている理由説明に重要であると考えられる。

実際 1999 年の崩壊では、斜面下方の土層が、安定解析において安全側であるにもかかわらず

らず、崩壊が発生した。この崩壊は、湧水による上向きの動水勾配によって浸透水圧が高まり、間隙水圧が極めて大きくなったため発生したものと考えられる。このようなタイプの崩壊は、斜面下方の土砂を除去し、船底型の谷地形の形成に寄与することが示唆される。

4. お わ り に

パイプの斜面安定に及ぼす影響を明らかにするために、小原村においてパイプの形状を測定し、また、パイプからの土砂流出を測定した。パイプは、斜面下方 20-45° の方向に長いものでは 100 cm 程度にわたってのびていた。また、パイプには、サワガニが多く見受けられたため、パイプの形成はサワガニの巣穴と大きな関係があり、これに加え、湧水点付近における土砂流出、水流出にも重要な影響を持つことが明らかになった。1999 年に最大日雨量 48 mm の降雨によって、調査地点が斜面下部が崩壊した。安定解析によれば、この斜面は安定側と判定されたため、斜面下方からの浸透水圧によって崩壊した可能性がある。今回生起した崩壊は、この流域内の斜面下方で発生する崩壊と勾配が大きく異なり、また地形発達上、斜面下方の土砂を除去することで船底型の谷地形の形成に寄与することが示唆された。

引 用 文 献

- 榎 明潔・池田勇司・Kokubu, A. A.・吉川大洋 (2000) 崩壊メカニズムの推定, (社)地盤工学会 (編)『平成11年の広島県豪雨災害調査報告書』, 167-171.
- 伊勢田哲也・棚橋由彦・山本芳裕 (1985) 長崎豪雨による緩斜面の崩壊機構. 土質工学会論文報告集, 25(2), 173-184.
- 川谷 健・沖村 孝 (1978) 基岩から地下水の湧出する斜面の表土層の安定について. 建設工学研究所報告, 20, 205-222.
- Kochel, R. C. and Piper, J. F. (1986) Morphology of large valley on Hawaii: Evidence for Groundwater Sapping and Comparisons with Martian Valleys: *Journal of Geophysical Research*, 91, 175-192.
- Laity, J. E. and Malin, M. C. (1985) Sapping processes and the development of theatre-headed valley networks on the Colorado Plateau: *Geological Society of America Bulletin*, 96, 203-217.
- McDonnell, J. J. (1990) The influence of macropores on debris flow initiation. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 23, 325-331.
- 村田重之・樗木 武・平田登喜男・渋谷秀昭 (1988) 降雨時斜面崩壊に及ぼす浸透地下水の影響: 土と基礎, 36(4), 45-50.
- 仲井 豊 (1970) 愛知県三河地方の花崗岩類: 地球科学, 24, 139-145.
- 恩田裕一 (1989) 土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響: 地形, 10, 13-26.
- Onda, Y. (1992) Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes and slope form: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 36, 165-178.
- Onda, Y. (1994) Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheater valley heads: a case study at Obara, Japan: *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 627-640.
- Onda, Y. and Itakura, N. (1997) An experimental study on the burrowing activity of river crabs on subsurface water movement and piping erosion. *Geomorphology*, 20, 279-288.
- Pierson, T. C. (1983) Soil pipes and slope stability: *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 16, 1-11.

- Selby, M.J. (1993) *Hillslope materials and processes 2nd edition*, Oxford University Press, Oxford, 451pp.
- 新藤静夫・高見元久 (1982) 模型斜面を用いた流出実験. ハイドロロジー, **12**, 19-24.
- 白井哲之 (1978) 下総台地東部の侵食谷の形態に関する若干の考察 - 未固結砂層地域の谷地形 - : 千葉大学教育学部研究紀要, **27**, 153-174.
- 武田正倫 (1983) 「カニの生態と観察」. グリーンブックス41, ニューサイエンス社, 94pp.
- 寺嶋智巳・佐倉保夫 (1993) 花崗岩山地谷頭部の地形変化に及ぼす斜面浸透水流の影響. 地形, **14**, 365-384.
- 塚本良則・峰松浩彦・丹下 勲 (1988) 斜面の表層に発達する地中パイプ. 波丘地研究, **6**, 268-280.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T., and Noguchi, H. (1983) Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. IAHS Publ., **137**, 89-98.
- Uchida, T., Kosugi, K. and Mizuyama, T. (1999) Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. Journal of Hydrology, **222**, 18-36.
- 植下 協・桑山 忠 (1973) :47.7豪雨による西三河地方の山地崩壊の実態調査. 矢入勝正編「昭和47年豪雨災害の調査と防災研究」, 文部省科学研究費報告書, 104-107.

Article ID: 1001-0742(2003)02-0279-05

CLC number: Q149

Document code: A

Hydrological setting of infertile species-rich wetland—a case study in the warm temperate Japan

Kikuchi, A.¹, Nakagoshi, N.¹, Onda, Y.²

(1. Graduate School for International Development and Cooperation, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima City, 739—8529 Japan. E-mail: kikuchi@hiroshima-u.ac.jp; 2. Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki 305—8571, Japan)

Abstract: The detailed groundwater flow and water chemistry to illustrate landscape structure of the infertile peatless mire by using piezometers and groundwater wells were measured. The instruments were installed in lines through a small spring-fed wetland underlying little peat from the hillslope to the valley bottom in southwestern Japan. Flow net and EC data clearly indicated that the wetland was situated in a high-EC groundwater upspring area. The low-productivity graminous vegetation was related with four hydrological factors such as: (1) high water level; (2) low-EC (< 25 micro S/cm) groundwater; (3) weakly upward hydraulic gradient; and (4) overflowing of negatively pressured groundwater. In other words, the “old or deep groundwater” constructed the foundation of slope-wetland, and maintained the high groundwater level. In contrast, overflowing “youthful groundwater” is supplied from head of slope-wetland preferentially through the shallow substratum. The plant communities of the peatless mire in southwestern Japan are similar to those of raised bog in northern cool temperate Japan. There have been some reports verifying that the underlying mineral substrata of such wetlands were quartzite rocks such as granite, rhyolite, chart and well-leached sand. Results showed (1) low cation availability affects the water acidity; (2) upward seepage of high-EC groundwater composed the foundation of the investigated peatless mire; and (3) the poor mineral condition seems to play a similar role to northern ombrotrophic(rain-fed) condition.

Keywords: eco-hydrology; electrical conductivity; groundwater flow; plant community; wetland

Introduction

The peatless mire(Wolejko, 1986; Fig. 1a) is decreasing extensively due to the abandonment of traditional management, inflow of the wasted water, fire, mowing, reclaiming and other artificial impacts in the modern landscape of southwestern Japan(Fujiwara, 1979). Mire of this type is now of primary importance for nature conservation(e.g. NACS-J & WWF Japan 1996). However, despite of the concerns and attention given for their conservation, restoration and even re-creation(Kikuchi, 1991), most of the studies conducted are based on phytosociological (Fujiwara, 1979; Hada, 1984; Senuma, 1998) and geomorphological observations.

A peatless mire is characterized by vegetation with low coverage, absence of *Sphagnum* species, and a wide spread distribution of *Rhynchosporosum faberi* and *Rhynchosporosum rubrae* of *Rhynchosporosum chinensis*. The soil condition is usually sandy or deeply weathered granite or rhyolite without any kind of peat(Hada, 1984). According to Sakaguchi (Sakaguchi, 1961) and Suzuki(Suzuki, 1977), the isotherm of 25 degrees of the mean air temperature of July approximately coincides with the southern limit of the intensive peat accumulation. Thus, the peatless mire is limited below 450 m above sea level in western Honshu Island(Hada, 1984), other southwestern lowland and islands of Japan.

While climate controls the major regional wetland zones(Fig. 1a), the internal differentiation of the mire is determined by hydrological and hydrochemical conditions that are strongly associated with the topography and geology of the area(Wolejko, 1986). Understanding of hydrological factors determining the natural development of the peatless mire may provide clues on how to tackle restoration or recreation elsewhere. Hydrological and hydrochemical relations with the surrounding landscape are of primary importance in this respect(Boeye, 1994).

In this paper we focused on the ecological implications of the natural hydrological system, notably the effect of the groundwater discharge directly related to the vegetation. We investigated whether the infertile herb species-rich community occurs under influences of the upward seepage in the peatless mire.

1 Study site and methods

1.1 Study site

The study area is located in central Japan (34.4°N, 137.3°E; Fig. 1-a). There is a lot of small peatless mire in Mino-Mikawa area (Fig. 1a) and their density varied by substrata. Most of investigated site were observed in the gravel and sand with thin clay stratum area(Senuma, 1998). In the investigated area(Fig. 1c), there are hills of 150—200 m above sea level that are underlying in two types of substrata that sharply contact with each other: gravel and sand with thin clay strata (quaternary fluvial deposits) in the northern part, and a weathered granite in the southern part. Although secondary forest such as *Pinus densiflora* and *Quercus serrata* community are predominant on the northern area, the former is more widely distributed that depends on unfavorable ecological conditions such as poor soil condition. Some peatless mire develops on sites where water is oozing in such pine forest area at the valley bottom and at the lower part of hillside slope.

1.2 Vegetation analysis

The study sites consisted of transects that started from the point X on the valley bottom and extended to the point X' approximately 5m inside the forest on side slope through infertile herb species-rich community(Fig. 1c). The two belt transects (X1 and X2) were lined close along both side of the transect X-X', whose length was 19m. The area of each quadrat was 1m by 1m. There were 38 plots in total. In the second week of September 1998, we investigated the herb layer vegetation(< 1m) according to the presence/absence of species. The data was classified by two-way indicator species analysis(Hill, 1979a), that is, TWINSpan from the Cornell Ecology Program Series in PC-ORD Version 4 of MjM Software Design using the default options, except for the pseudo-species cut levels, which were set to 0, i.e. presence/absence. Ordination was done by using multiple method of Detrended Correspondence Analysis(Hill, 1979b), that is a modified version of DECORANA from the Cornell Ecology Program Series in PC-ORD Version 4 of MjM Software Design using the default options, except for the down weight rare species.

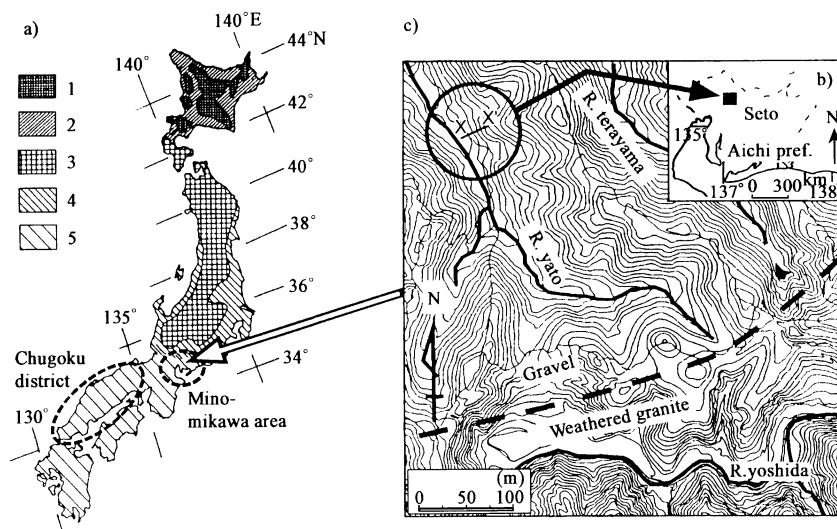


Fig.1 a. Climatic mire zones in Japan: 1. mountain mire zone of Hokkaido; 2. lowland bog zone of Hokkaido; 3. mountain mire and upland bog zone of northern Honshu; 4. transitional zone; 5. peatless mire zone of southern Japan (Wolejko, 1986). Study site is a natural oligotrophic wetlands without peat in Seto area, central Japan. The Chugoku district is the area investigated by Hada (Hada, 1984), the Mino-Mikawa area is investigated by Senuma (Senuma, 1998). b. Map of investigated area in Aichi prefecture. c. Topographical map of the investigation site. The contour lines are underlined every 2m. Circled area in the map is the investigated slope-wetland. There were two belt transects, 47 piezometers, and 11 wells along the transect A-A'.

1.3 Hydrological analysis

A total 47 piezometers and 11 wells along the transect were laid out. The hand-driven piezometers in soil were made of plastic polyvinyl chloride (PVC) casing with an inside diameter of 2 cm and a wall thickness of 3 mm. Water enters the piezometers through the open bottom. Water levels in the piezometers were measured by an electronic probe on the 9 September 1998 as data set of common period. The relative heights of the water levels were then determined by subtracting the depth to water from the top of each piezometer. The height of the water table was determined by well or the shortest piezometer. The pH and the electrical conductivity (EC) were also measured directly in the field with a pH/temperature and an EC/temperature probe at the same time. The measured data were converted to new data point which kept up with each vegetation quadrat along transect by the inverse distance algorithm (SigmaPlot, Jandel Scientific, weight 3).

2 Results

2.1 Vegetation

TWINSPAN classification of the belt transect data yielded four vegetation types, graminoids dominating vegetation (A), graminoids dominating shrubby vegetation (B), fern dominating scrub (C) and pine-juniper dominating forest (D) in two-way ordered (Fig. 4a). The most distinctive vegetation type (A) occurred in the center of wetland, which contained a large assemblage of small herbaceous plants (e.g. *Rhynchospora alba*, *Eriocaulon decemflorum* var. *nipponicum*) and insectivorous plants (*Drosera rotundifolia*, *Utricularia bifida* and *Utricularia caerulea*) that were restricted to these stands. The most infertile site was the *Rhynchospora faberi*, a dominant community (A'). The surrounding forest were first classified into Pine-juniper dominant forest (D), characterized by lack of graminoids and existence of *Eurya japonica* and *Pieris japonica*, which are component species of *Pinus densiflora* secondary forest. Graminoids dominating shrubby vegetation (B) and fern dominating scrub (C) were in contrast best distinguished by changes in the relative species composition. The vegetation types defined in TWINSPAN classification was also distinguished by separate DCA ordination of the vascular plant and *Sphagnum* data (Fig. 2).

2.2 Groundwater level and hydraulic gradient of the plant communities

The differences and well-ordered pattern of vegetation (Fig. 2) seemed to reflect the groundwater condition. Thus the

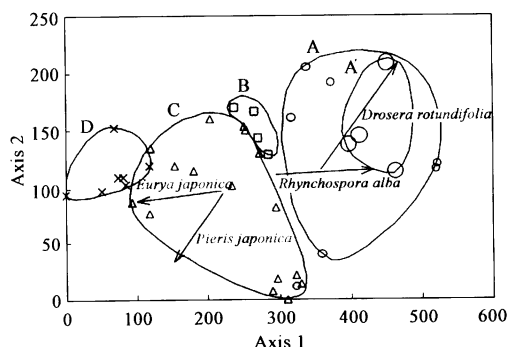


Fig. 2 A scatter diagram of the 38 stands for the first two axes of DCA plot ordination

Small ○. Graminoids dominating vegetation (A); large ○. Especially infertile area (A'); □. Graminoids dominating shrubby vegetation (B); △. Fern dominating scrub (C); ×. pine-juniper dominating forest (D). These were classified by TWINSPAN in two-way order (see appendix). Vectors are superimposed for the DCA score of each indicator species that were used in TWINSPAN from the center of gravity. *R. alba* is the indicator species at the first level TWINSPAN division, *D. rotundifolia*, *E. japonica* and *P. japonica* for the second level division. Spatial distribution of these vegetation types is in Fig. 4a

variation in vegetation types were analyzed in relation between the groundwater level (aeration) and shallow hydraulic gradient (spring; Fig. 3). At low groundwater level condition (< 20 cm), pine-juniper dominating forest (D) correlated positively with hydraulic gradient. In contrast, fern dominating scrub (C) was correlated with negative hydraulic gradient. At the intermediate groundwater levels in the vicinity of -10 cm, hydraulic gradient of the fern dominating scrub (C) and graminoids dominating shrubby vegetation (B) changed into positive, and it was larger in the former than the latter. At high groundwater level near the ground surface (> -10 cm), graminoids dominating vegetation (A) had its position around zero in hydraulic gradient. In this paper, we made a working hypothesis that the low-productive herbaceous community would occur under influences of the upward seepage. It is certain that there was positive hydraulic gradient at graminoids dominating shrubby vegetation (B) on the vicinity of -10 cm groundwater level. On the contrary, infertile vegetation were not associated with specific gradient on the highest groundwater level above -5 cm. This applied to hydraulic gradient just around zero at the *Rhynchospora fujiana* dominating variant (A').

2.3 Hydraulic regime and infertile vegetation

If the water level in piezometers is lower than a groundwater level, it means that the water pressure is lower than atmospheric pressure at the bottom of the piezometer. Groundwater leaks towards the lower area than groundwater level in such case. The area is shown in Fig. 4b. Conversely, if the water in the deeper piezometer rises upper than the groundwater level, the pressure is higher and the groundwater flows upward having the potential of ooziness. Such area is left uncolored in Fig. 4b.

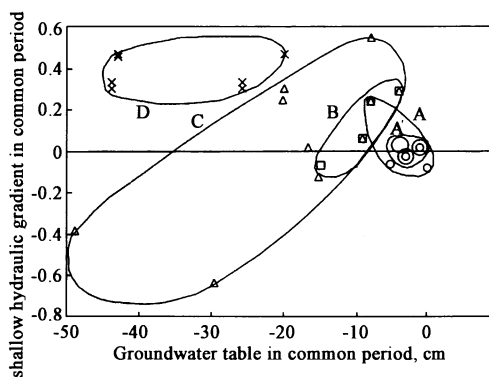


Fig. 3 The bivariate plot of groundwater level vs. shallow hydraulic gradient in the common period. All symbols correspond to those of Fig. 2. Hydraulic gradient was calculated between two shallow hydraulic head with asterisk in Fig. 4b at each piezometer nest. The data were converted to new data point which kept up with each vegetation quadrat along transect X-X' by the inverse distance algorithm (SigmaPlot, Jandel Scientific, weight 3)

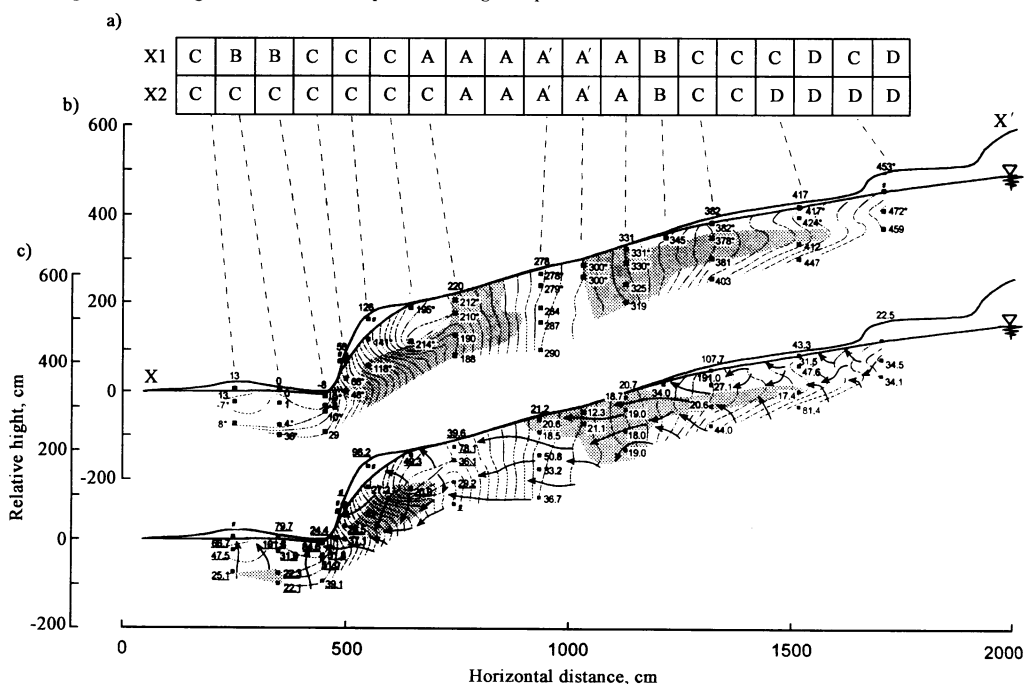


Fig. 4 a. A spatial distribution of vegetation types. All symbols correspond to those of Fig. 2. b. Hydraulic head (cm) distribution along transect X-X' (in Fig. 1c). Dashed lines are extrapolated beyond 10 cm. The water level is assumed to be at very close to the ground surface in the center part. The meshed parts are negative pressurized groundwater than the atmospheric pressure. Two shallow values with asterisk at each piezometer nest were used for calculating of hydraulic gradient. c. The electric conductivity (EC) distribution and groundwater flow direction. Arrows represent direction of fine-scale groundwater flow. The meshed parts are low-EC (< 25 micro S/cm) groundwater. The values with under line were measured with pH. Because of equipment problems, there are no data at the piezometer and wells installed on the upper part from a center. Values above the ground are the data measured from well

The gradient in hydraulic head clearly indicated that the wetland was situated in a groundwater upspring zone (Fig. 4b). The groundwater flowed upward at the bottomland and the upper wetland, then reached groundwater level. The upspring groundwater also reached to the ground surface at the center of slope-wetland but its direction was gentle. The infertile vegetation was on this central slightly upspring area.

Furthermore, there were two areas of negative pressured groundwater that made the groundwater flow pattern complicated. First, the negative pressured groundwater flowed sideways as converging groundwater flowing through the shallow substratum in the upper wetland. Then, it stretched and faded away at the center of the wetland with a divergent flow. This water moved and soon infiltrated the soil after performing the approximately 1m positive pressured shallow tracks at the center of the wetland and flowed through the negatively pressured area. Consequently, it converged and flowed out at the toe of the wetland.

Fig.4c is a cross-section showing the distribution of groundwater EC. To trace the groundwater that associated with infertile vegetation, we established a groundwater type smaller than 25 micro S/cm, as shown in Fig.4c. There were three areas among low-EC (< 25 micro S/cm) groundwater. The biggest one corresponded with the area of negative pressured water at the upper part of slope-wetland. This low-EC groundwater flowed from the bottom of the negative pressured area horizontally and then stretched accompanying groundwater flow to the surface where infertile wet vegetation occurred.

On the other hand, the electric conductivity in logarithmic scale was positively associated with pH (multiple $r = 0.645$, $r^2 = 0.417$, $p = 0.00066$, with hydrogen ions subtracted (Sjors, 1950): multiple $r = 0.685$, $r^2 = 0.469$, $p = 0.00022$). The low-EC groundwater (12.3 to 25 micro S/cm) was estimated that the pH was 4.8 to 5.2 by the former equation.

3 Discussion

3.1 Setting of infertile species-rich vegetation

Shimoda (Shimoda, 1979) pointed out that the unproductive plant communities found at the center of peatless mire resembles to raised mire (bog) in species composition because of the presence of the following same genera: *Rhynchospora*, *Eriocaulon*, *Utricularia* and same species: *Moliniopsis japonica*, *Rhynchospora alba*, *Eleocharis wichuriae*, *Drosera rotundifolia*, and *Carex omanica*. In the less productive area of the peatless mire, *Rhynchospora chinensis*-*Eriocaulon sikokiana* community corresponding to *Rhynchosporretum chinensis* was found (Hada, 1984). In addition, in their study they compared the associations of raised mire (bog) to peatless mire based on these three hollow communities: *Eriocaulum kushiroensis*, *Eriophoro monoccocon-Sphagnetum dusenii*, and *Eriocaulum dimorphoelytri* of *Moliniopsis-Rhynchosporion albae* (Miyawaki, 1970).

The less productive part of peatless mire could never be classified as raised mire (bog), because of little peat and lack of sphagnum species. The phytosociological similarity that Shimoda (Shimoda, 1979) represented may suggest that peatless mire has a similar ecological feature to ombrotrophic (rain-fed) wetland. Such phenomena are also found in southern mountain fens in USA (Moorhead, 1998). Many fens of southern mountain have both characteristics of fen and bogs. Since they receive groundwater inputs from surrounding mineral soils, they should be classified as fens. Bridgham et al. (Bridgham, 1996) suggested that the term "bog" and "fen" be used colloquially to describe sites based on vegetation, alkalinity, and acidity, irrespective of hydrology (rain-fed or groundwater-fed).

As far as mire was concerned, a bimodal frequency distribution of water pH was observed in our study. One mode (< pH 5.0) appeared to represent water buffered by humic material in bog and poor fen, the other (> pH 6.0) represented to water buffered by the bicarbonate system (Refer to the following section) in rich fen (Sjore, 1950; Gorham, 1992). Our data showed that investigated infertile vegetation (A') corresponded with groundwater characterized by EC 12.8 to 25 (micro S/cm) and pH 4.8 to 5.2 (the estimated values). Our data on peatless mire corresponded to the upper limit of acidic mire ecosystem.

3.2 Background of hydrochemical regime

Infiltrated groundwater (youthful water) is hydrochemically related to rain water with low-EC (< 5 micro S/cm). Atmospheric precipitation saturated by carbon dioxide passes through the biological activity zone and become pH 5.5 after getting hydrochemical processes in the soil. The groundwater is chemically enriched dissolving of minerals from the soil layers. With growing residence time the EC and cations concentration increase (Hem, 1970). Taking the ion balance into account, it can be concluded that the dominant Ca^{2+} -ion is counter balanced by the dominant HCO_3^- -ion which means that calcite-like minerals in the subsoil play an important role and the CO_2 pressure interfaces with the pH and HCO_3^- -ion of the groundwater (Kemmers, 1986).

Moreover, in order to evaluate the acidification or alkalization of soil and water, it would be necessary to distinguish between intensity and capacity factors. Intensity factors are determined by system that are considered. In contrast, capacity factors are a function of quantity or size of the system. For instance, the way of groundwater flow (the tendency to donate or accept a proton) is an intensity factor, while the amount of acid or base present in a given system is a capacity factor.

3.3 Functional landscape structure of infertile wetland

Our flow net and EC data suggested two distinct sources of flow in the wetland: high-EC water (> 25 micro S/cm) and low-EC-water (< 25 micro S/cm). Especially the former was associated with infertile herb-rich vegetation with the highest water level (> -4 cm). On the other hand, EC was significantly associated with pH. These suggest that the former type of groundwater may be considered as "older or deeper groundwater" while latter type would be considered as "youthful".

In the investigated site the high-EC up-spring water maintained the foundation of slope-wetland. The low-EC groundwater overflowed through the shallow soil and appeared for the surface at just central wetland. Here was the place where high groundwater level was kept and infertile wet vegetation (A') occurred. At the head of wetland, a low-EC groundwater was discharged from the negatively pressured area like a sandwich between high-EC groundwater. As before-mentioned hydrochemical process, low-EC groundwater does not occur from high-EC groundwater. Therefore, we

Table 1 Biased distribution of spring-fed wetlands in favor of quartzite rock

Soil-forming rock	Number of investigated wetlands	
	Cyugoku district	Mino-Mikawa area
Granite area	57	3
Rhyolite area	20	—
Andesite lava area	5	—
Pliocene or Diluvial formation area	2	17
Quartz-porphry area	1	—
Chert	—	1
Paleozoic formation area	0	0

considered that this groundwater was not generated by getting chemical change from high-EC groundwater but flowed preferentially through the substratum getting little substantial interaction with circumstance.

Next, we consider a capacity factor. It is known that peatless mire occurs more frequent in granite and in rhyolite areas, but not in area of Paleozoic formation in southwestern Honshu Island, Japan (Hada, 1984). It is also known that the wetlands have biased distribution in favor of Pliocene or Dilluvial formation, granite, and chart (Senuma, 1998) in lowland of Tokai area, central Japan (Table 1). These quartile soil-forming rocks must be characterized by peculiarity of resistance to chemical weathering that means low ability of cation donation to groundwater. This is considered as a capacity factor.

Results showed that low cation availability of the soil-forming rock and the preferential discharging maintained the poor mineral groundwater that resembled to rainwater. This may be the reason why vegetation of the infertile peatless mire in southwestern Japan is most likely the same to that of northern ombrotrophic (rain-fed) wetlands.

Acknowledgements: The authors would like to thank Tsujimura, M. for his advice during the development of the study, Nakagawa, Y., Hashimoto, Y. and Matsui, T. for their help in the field. Thanks are also due to the Japan Association for the 2005 World Exposition.

References:

- Boeye D., Verheyen R F., 1994. The relation between vegetation and soil chemistry gradient in a ground water discharge fen[J]. *Journal of Vegetation Science*, 5: 553—560.
- Bridgham S D., Pastor J., Janssens J A *et al.*, 1996. Multiple limiting gradients in peatlands: A call for a new paradigm[J]. *Wetlands*, 16: 45—65.
- Fujiwara K., 1979. Moor vegetation in Japan with special emphasis on *Eriocaulo-rhynchosporion fujiana*[J]. *Bull Yokohama Phytosoc Soc Japan*, 16: 325—332.
- Gorham E., Janssens J A., 1992. Concepts of fen and bog re-examined in relation to bryophyte cover and the acidity of surface waters[J]. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 61: 7—20.
- Hada Y., 1984. Phytosociological studies on the moor vegetation in the Chugoku District S. W. Honshu, Japan[J]. *Bulletin of the Hiruzen Research Institute, Okayama University of Science*, 10: 73—110.
- Hill M O., 1979a. TWINSPLAN-A FOTRAN program for arranging multivariate data in an ordered two-way table by classification of the individuals and attributes[M]. New York: Ecology and Systematics, Cornell University, 52.
- Hill M O., 1979b. DECORANA-A FOTRAN program for detrended correspondence analysis and reciprocal averaging[M]. New York: Ecology and Systematics, Cornell University, 52.
- Kemmers R H., 1986. Calcium as hydrochemical characteristic for ecological states[J]. *Ekologia (CSSR)*, 5: 271—282.
- Kikuchi T., Ueda K., Goto T *et al.*, 1991. Conservation of Ise Bay area element plant species[M]. Tokyo: World Wide Fund for Nature Japan, 24.
- Moorhead K K., Rossell I M., 1998. Southern Mountain fens (Southern Forested Wetlands)[M] (Messina M. G., Conner W. H. eds). Boca Raton: Lewis Publishers, 379—403.
- Sakaguchi Y., 1961. Paleogeographical studies of peat bogs in northern Japan[J]. *J Fac Sci Tokyo Univ*, 12: 421—513.
- Senuma K., 1998. Marsh vegetation in the Mino-Mikawa region, central Honshu, Japan[J]. *Vegetation Science*, 15: 47—59.
- Shimoda M., Suzuki H., 1979. Wetland vegetation of the Saijo Basin Hiroshima[J]. *Prefecture Bull Yokohama Phytosoc Soc Japan*, 16: 315—323.
- Sjors H., 1950. On the relation between vegetation and electrolytes in north Swedish mire waters[J]. *Oikos*, 2: 241—258.
- Suzuki H., 1977. An outline of peatland vegetations of Japan[M] (Miyawaki A., Tuxen R. eds.). Maruzen, Tokyo, 137—149.
- Miyawaki A., Fujiwara K., 1970. Vegetationskundliche untersuchungen im ozegahara-moor, Mittel-Japan[M]. The National Parks Association of Japan, Tokyo, 152.
- Wolejko L., Ito K., 1986. Mire of Japan in relation to mire zones, volcanic activity and water chemistry[J]. *Japan Journal of Ecology*, 35: 575—586.

特集：環境同位体の利用と地形学

特集：環境同位体の利用と地形学によせて

オーガナイザー・特集号編集主幹：恩田裕一*

Environmental Isotopes and Geomorphology

Yuichi ONDA *

Abstract

This special issue is based on the JGU symposium “Environmental Isotopes and Geomorphology”, held in the JGU spring meeting on March 31, 2000 at University of Tsukuba. A number of geomorphic studies now conducted using environmental isotopes. Total three papers are included in this issue; two papers are using ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ for studying erosion processes and environmental changes, and one paper present the use of ^{10}Be for dating purposes in alpine environment in Japan.

Key words: ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$, ^{10}Be , dating, process studies

本特集号は、2000年3月31日に2000年度日本地形学連合春期学術大会（筑波大学）で行われた「環境同位体の利用と地形学」において話題提供いただいた内容を中心にまとめたものである。近年、年代測定のみならず地形形成プロセスにおいて、環境同位体の利用がますます増加しつつある。

そこで、今回のシンポジウムを開催するにあたって、幅広い観点から地形学に関連する放射性同位体の利用を行った研究として下記の5つの発表をお願いした。

竹中千里（名古屋大・生命農学）物質循環と環境同位体

辻村真貴（筑波大・地球科学）環境同位体の水循環研究への応用

恩田裕一（筑波大・地球科学） ^{137}Cs , ^7Be を使った土壌侵食の研究

青木賢人（東京大学大学院）現地性宇宙線生成同位体の地形学への応用

柏谷健二（金沢大学・理）地表環境の変動と湖沼堆積物情報の解析

本特集号には上記の発表のうち、地形学に密接に関わる3編の論文を収録した。恩田

2002年12月10日受付，受理

* 筑波大学地球科学系

* Institute of Geoscience, University of Tsukuba

は、ヒノキ林の侵食と ^{137}Cs の利用について、柏谷は、地表環境および湖沼堆積物情報の解析のための ^{137}Cs および $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ の利用について、また、青木は、近年注目されている現地性宇宙線核種を用いた地形学研究への応用についての研究論文が収録されている。これらのトレーサの長所また問題点についても、論文中に記載を行っているので、是非参照されたい。

これらの環境同位体を用いた研究は、周辺諸分野においては、広く使われてきたものの、地形学的観点での研究はまだ端緒についたばかりである。今後、地形学における環境同位体を用いた研究はますます発展していくことと思われる。

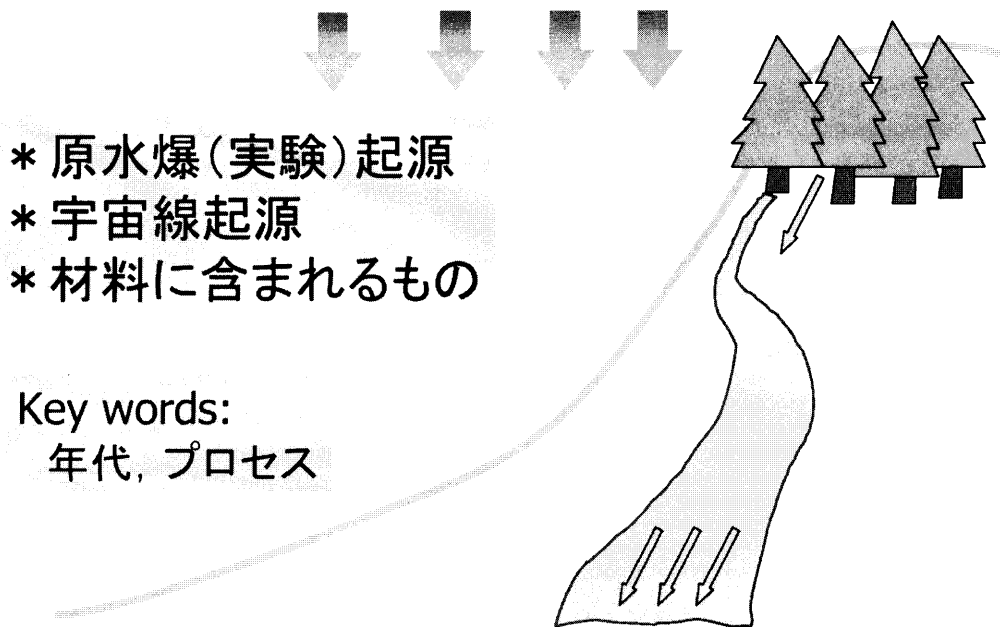


Fig. 1. 地形学における環境同位体のイメージ

引用文献

福山泰治郎・恩田裕一・竹中千里・山本高也 (2001): 貯水池堆積物と森林土壌の放射性同位体を用いた侵食土砂量推定. 砂防学会誌, **54** (1), 4-11.

Ritchie, J.C., and McHenry, J.R. (1990) Application of radioactive fallout of Cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review: J. Environ. Qual., **19**, 215-233.

Use of ^{137}Cs for Estimating Soil Erosion Processes in a Forested Environment in Japan

Yuichi ONDA¹, Chisato TAKENAKA², Minoru FURUTA³, Toshiro NONODA⁴
and Yasunori HAMAJIMA⁵

Abstract

To study the feasibility of using a ^{137}Cs method to estimate erosion processes on forested hillslopes, we used 2 soil sampling methods in forests with different tree species and different management histories near the town of Hakusan, in central Japan. The erosion rate, as determined by analysis of bulk samples, fitted well with our visual inspection of the surface condition; in particular, a past landslide scar was clearly distinguishable by the ^{137}Cs analysis. By applying an incremental soil sampling method to well-managed and unmanaged Hinoki cypress plantations, we found that the surface soil ^{137}Cs concentration (0–2 cm) in the unmanaged Hinoki plantation was markedly lower than that of the managed forest. We concluded that analysis of the soil ^{137}Cs profile would be an effective tool for estimating long-term, low-speed soil erosion in areas such as Hinoki plantations.

Key words: *Hinoki plantation, Surface erosion, Interrill erosion, Landslide recovery, ^{137}Cs*

Introduction

Over the last few decades, radionuclides such as Cesium-137 have been used for documenting soil erosion in a wide range of environments (e.g., Rogowski and Tamura, 1970; Ritchie et al., 1974; Quine et al., 1994). However, Walling and Quine (1990) suggested that in woodland sites there was a potential for local variability produced by stemflow and canopy interception. Therefore, not many soil erosion studies have been conducted using such isotopes in forested areas (McIntyre et al., 1987; Lowrance et al., 1988; Garcia-Oliva et al., 1995). However, a recent study by Wallbrink and Murray (1996) suggested that the spatial variability of forested areas may be smaller than that of bare land because overland flow, as indicated by ^7Be fallout analysis.

Received April 4, 2000; accepted January 9, 2002

¹ Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba 305-8571, Japan

² School of Agricultural Sciences, Nagoya University, Chikusa, Nagoya 464-0861, Japan

³ Department of Environmental Earth Sciences, Aichi University of Education, Kariya 448-8542, Japan

⁴ Mie Prefecture Forestry Research Institute, Hakusan, Mie 515-2602, Japan

⁵ Faculty of Science, Kanazawa University, Kakuma, Kanazawa 920-1192, Japan

The floors of unmanaged forests of Hinoki cypress (*Chamaecyparis obtusa* Endl.) are known to be too dark for the growth of understory vegetation (e.g., Kiyono, 1990). The litter from the Hinoki dissipates easily and is susceptible to downslope movement (e.g., Oikawa, 1977), so a litter layer does not readily form. Forest floors in unmanaged Hinoki plantations are therefore similar to bare land. The lack of understory vegetation causes crusting at the surface (Onda and Yukawa, 1994; 1995), with subsequent soil erosion. Onda et al. (1997) demonstrated the possibility of evaluating soil erosion in a Hinoki plantation by using a large-scale sprinkling experiment, but very few field data on ^{137}Cs concentration and its relationship to long-term soil erosion rates in forested environments are available (e.g., Fukuyama et al., 2001). Other important erosional processes such as landslides and debris flows are known to be important in forested environments, but no studies have been performed with ^{137}Cs analysis.

In most cases, soil erosion rates have been estimated by bulk sampling of soils using a single core sampler sunk beyond the ^{137}Cs detection limit (in most cases just under plough depth), followed by calculation of mass-balance equations (e.g., Ritchie and McHenry, 1975; Quine et al, 1994). Another approach is to study the depth profile incrementally at various depths in soil cores (Walling and He, 1999). We used a bulk sampling method and incremental depths of soil cores to conduct soil sampling in a variety of forest coverage types where there was a variety of slope processes. From our results we determined the type of slope processes that could be evaluated by ^{137}Cs analysis and a suitable method for making these analyses.

Methods

Study area

The study area was in the experimental forest of the Mie Prefecture Forestry Research Institute, near the town of Hakusan in central Japan (Fig. 1; lat $34^{\circ}40'\text{N}$, long $138^{\circ}20'\text{E}$). Since the forest was clearcut about 40 y ago, various kinds of management experiments have been performed. The experimental forest includes: (1) secondary forests that were essentially abandoned after the clearcut; (2) red pine (*Pinus densiflora*) forests, planted after the clearcut, in which some of the trees have died from disease; and (3) the Hinoki plantation. This is a 30-y-old stand of which some parts have been well managed and contain understory vegetation, and other parts are unmanaged and have very little understory vegetation.

Several small landslides have occurred in the red pine forest, and sheet flow/rill erosion has occurred in the unmanaged Hinoki forest. Therefore, this field site was judged to be suitable for examining ^{137}Cs losses in different forest and erosion environments. The geology of this area is Cretaceous granite, and the bedrock is deeply weathered, forming a thick regolith zone.

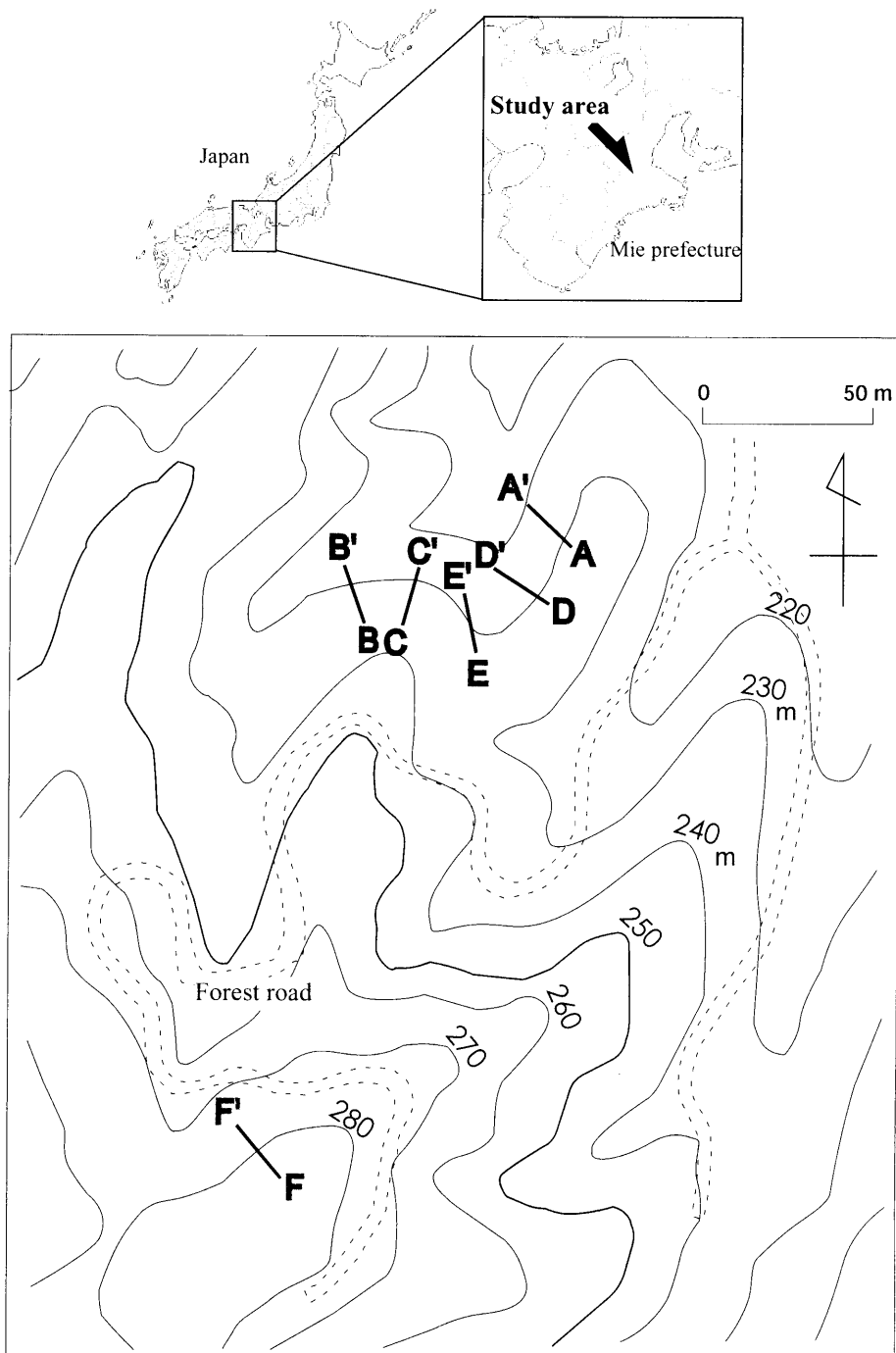


Fig. 1. Study area of the Hakusan experimental forest, Mie, Japan (contour interval: 10 m), showing the 6 transects

Sample methods, sites, and data analysis

Six transects were established for this study (Fig. 1). The transects A-A', B-B', and C-C' were located in the Hinoki forest. A-A' was an area under intensive management, and B-B' and C-C' were in very poorly managed areas with very little understory vegetation and barely any litter layer. Rill erosion and gullies were found in the B-B' transect, but no rill erosion was detected in the C-C' transect. In the B-B' transect the soil samples were not taken from the rills. The transects D-D' and E-E' were in red pine forest. Some of the red pines had died, and about half of the areas were covered by deciduous trees. A landslide scar was found along the D-D' transect, and several steps were found along the E-E' line. The F-F' transect was covered by secondary forests, mostly deciduous trees with some red pine trees.

We removed the litter layer before we collected the soil cores. We defined the soil surface (0 cm) as the top of the F-layer; that is, the F and H layers (if available) were included in the soil cores. Two methods of soil sampling were used. The first method was a bulk sampling method in which we used a plastic cone 5 cm in diameter and 25 cm long. This sampler was inserted into the soil to a depth of 20 cm. To avoid the possible effect of local variability due to the presence of tree stands, we collected 5 cores spaced 30 cm apart at the same elevation and mixed the soils to make a sample that would represent the location.

The other method was incremental core sampling. This sampler was an iron cylinder 8 cm in diameter with 3 slits (at 2 cm, 5 cm, and 10 cm) (Fig. 2). The sampler was inserted into the soil with a large wooden hammer to 20 cm depth, and pulled up by the handle. Three metal plates were then inserted into the cylinder slits to divide the core into 4 incremental soil samples (0 to 2 cm, 2 to 5 cm, 5 to 10 cm, and 10 to 20 cm). Because the diameter of the incremental sampler (8 cm) was larger than that of the bulk sampler (5 cm), we collected 3 cores (instead of 5) spaced 30 cm apart at the same elevation and mixed the incremental samples from them to avoid the possible effect of local variability.

All of the samples were air-dried and then oven-dried at 110 °C for 12 h, and then they were lightly ground before being passed through a 2-mm sieve. The samples (60 to 100 g) were packed in plastic containers. Measurements of ^{137}Cs were conducted by gamma spectrometry at the Radioisotope Laboratory for Natural Science and Technology, Kanazawa University, Japan, using Ge (Li) detectors coupled to a multi-channel analyzer. Counting times for ^{137}Cs at 662 keV were 7200 to 14,400 s, providing an analytical precision of about $\pm 5\%$.

Results and Discussion*Bulk sampling results*

The results for bulk sampling are given in Figure 3, which also shows the transect profiles and photographs of the sampling locations. Along the transect in the well-

managed Hinoki plantation (Fig. 3A), the ^{137}Cs concentration varied from place to place; the maximum (A3) was 49.04 Bq/kg, and the minimum (A4) was 23.05 Bq/kg, with an average of 36.05 Bq/kg. The data for the 2 poorly managed Hinoki plantations (Figs. 3B and 3C) showed less scattering of the concentrations; the values ranged between 21.80 and 35.21 Bq/kg in the B transect, and between 27.67 and 38.56 Bq/kg in the C transect. The average ^{137}Cs concentrations in the B and C transects did not differ greatly from the other cases; although some evidence of surface erosion was observed (rilling/gullyng) in the B transect, the average concentrations along the B and C transects were 29.26 and 33.28 Bq/kg, respectively.

The ^{137}Cs concentrations along 1 of the red pine transects (Fig. 3E) and along the secondary forest (Fig. 3F) transect were also fairly constant along the hillslopes; the values ranged between 24.73 and 41.92 Bq/kg along the E transect, and between 22.64 and 35.15 Bq/kg along the F transect. The average ^{137}Cs concentrations along the E and F transects were 34.96 and 28.84 Bq/kg, respectively. The D transect (red pine forest) showed very low concentrations at the D2 (6.71 Bq/kg) and D3 (4.61 Bq/kg) sites. At

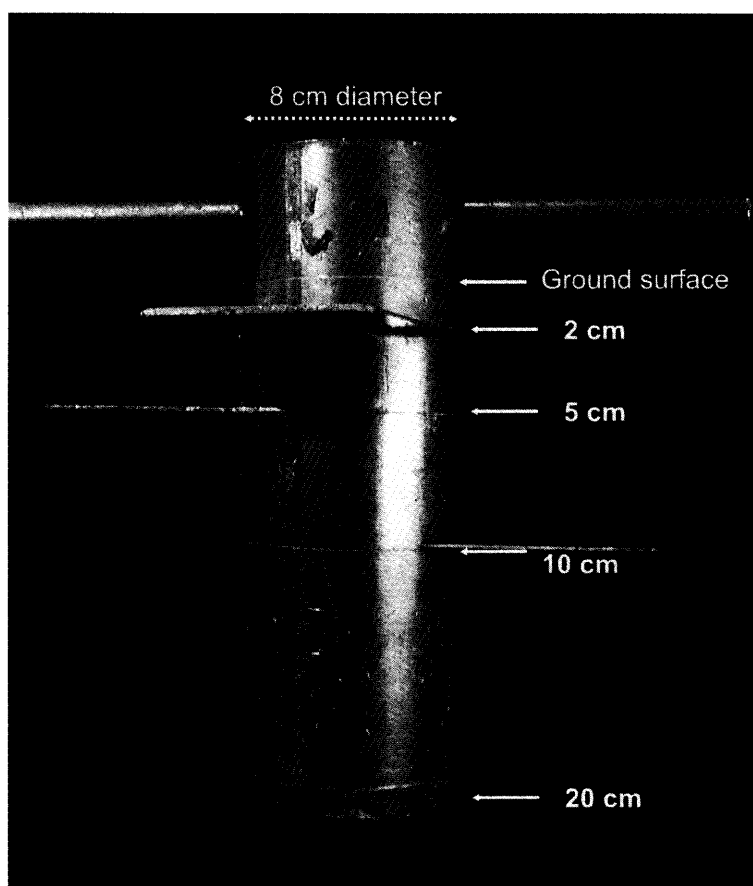
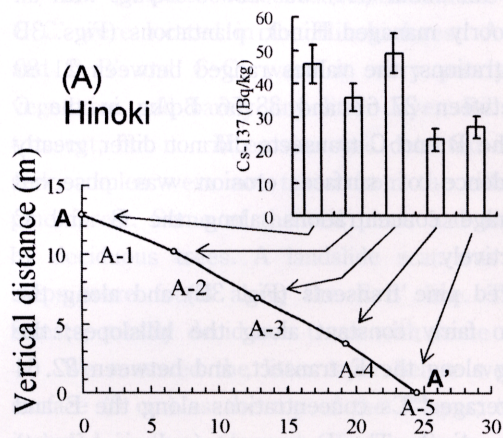
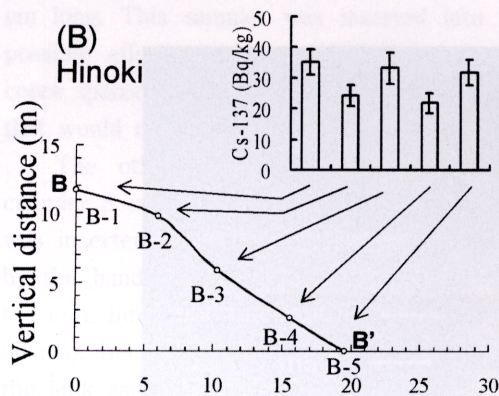


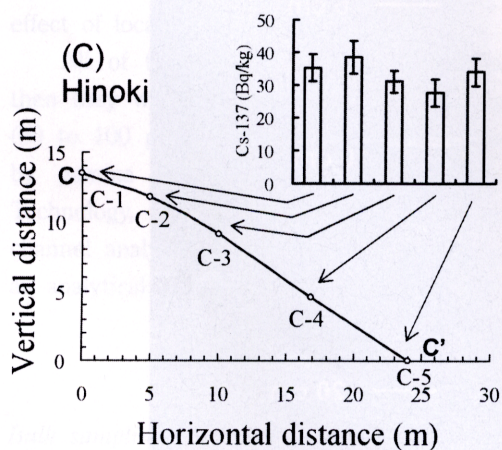
Fig. 2. The incremental soil core sampler



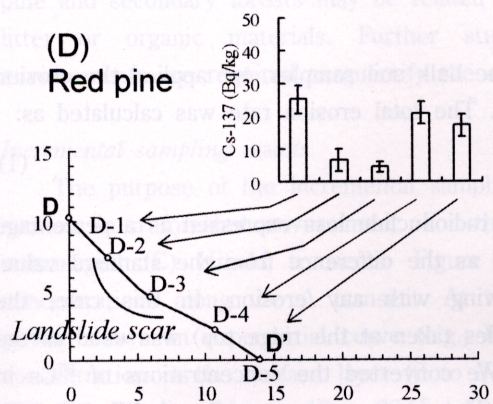
A-2



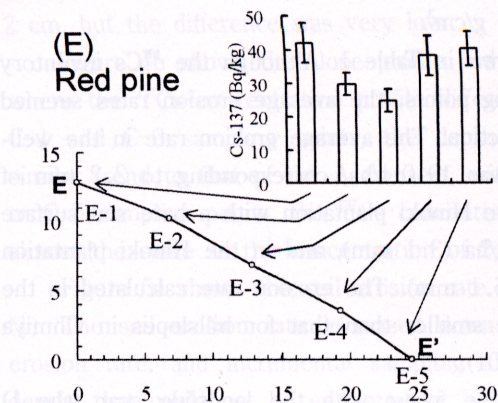
B-4



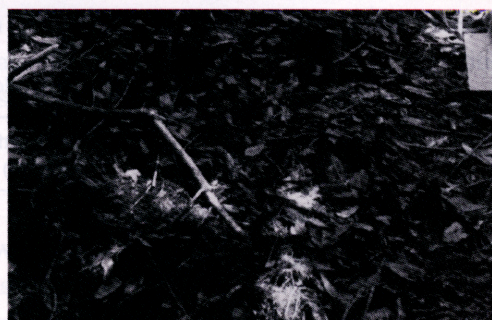
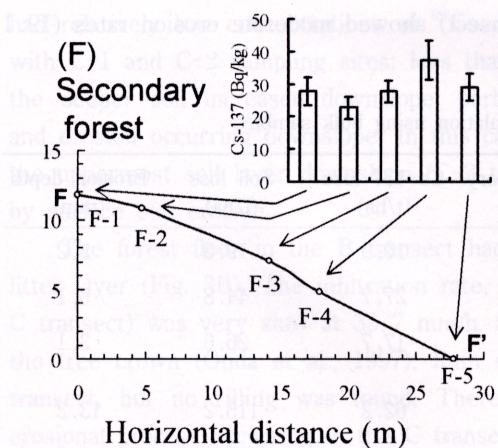
C-2~4



D-2~4



E-2



F-2

Fig. 3. Bulk sampling results and photographs of transects A to F

these points the topography of a landslide scar was found; the landslides occurred after 1960, but the exact year is not known (personal comm.).

Estimating the erosion rate by using ^{137}Cs

To estimate the soil erosion rate from the bulk soil samples, we applied the erosion rate equation of Ritchie and McHenry (1975). The total erosion rate was calculated as:

$$Y = 0.87 X^{1.18} \quad (1)$$

where Y is the soil loss (t/ha) and X is the radionuclide loss expressed as a percentage of the ^{137}Cs input. The X value is calculated as the difference from the standard value, which represents the ^{137}Cs inventory receiving with any erosion. In this case, the average of the values from A1 and C1 (samples taken at the ridge top) was used as the standard inventory value for uneroded soil. We converted the concentrations of ^{137}Cs in the bulk samples to ^{137}Cs inventory values (Bq/m^2) to compare soils of different bulk density. The average bulk density in the Hinoki plantation was 0.85 g/cm^3 , and that in the red pine and secondary forests was 0.87 g/cm^3 .

The calculated soil erosion rates are shown in Table 1. Although the ^{137}Cs inventory of each transect varied widely among sampling points, the average erosion rates seemed to accord with those assessed by visual inspection. The average erosion rate in the well-managed Hinoki plantation (the A transect) was 19.0 t/ha, corresponding to 2.2 mm of erosion depth. The average erosion rate in the Hinoki plantation with a bare soil surface but with no rills (the C transect) was 26.6 t/ha (3.1 mm), and in the Hinoki plantation with rills (the B transect) it was 44.8 t/ha (5.1 mm). The erosion rate calculated in the B and C transects was 1 order of magnitude smaller than that for hillslopes in Ohmiya town, in Mie Prefecture (Fukuyama et al., 2001).

The average erosion rate in the red pine forest with the landslide scar (the D transect) was 115.2 t/ha (13.2 mm erosion depth), but the other red pine forest (the E transect) and the secondary forest (the F transect) showed moderate erosion rates (19.1

Table. 1 Soil loss calculation using bulk samples

Transect	Forest type	Cs-137 inventory (kBq/m^2)	Cs-137 loss (t/ha)	Soil loss (t/ha)	Erosion depth (mm)
A	Hinoki, managed	280.5	10.9	19.0	2.2
B	Hinoki, unmanaged, rilling	227.6	27.7	44.8	5.1
C	Hinoki, unmanaged	259.0	17.7	26.6	3.1
D	Red pine, landslide scar	118.8	62.2	115.2	13.2
E	Red pine	278.4	11.5	19.1	2.2
F	Secondary forest	229.7	27.0	43.6	5.0

t/ha and 43.6 t/ha). Because ^{137}Cs concentration is well correlated with C content (Takenaka et al., 1998) in this experimental forest, the estimated erosion rates in the pine and secondary forests may be related to the redistribution of ^{137}Cs by movement of litter or organic materials. Further studies on the behavior of ^{137}Cs in forest environments are required to quantify the erosion in these forested areas.

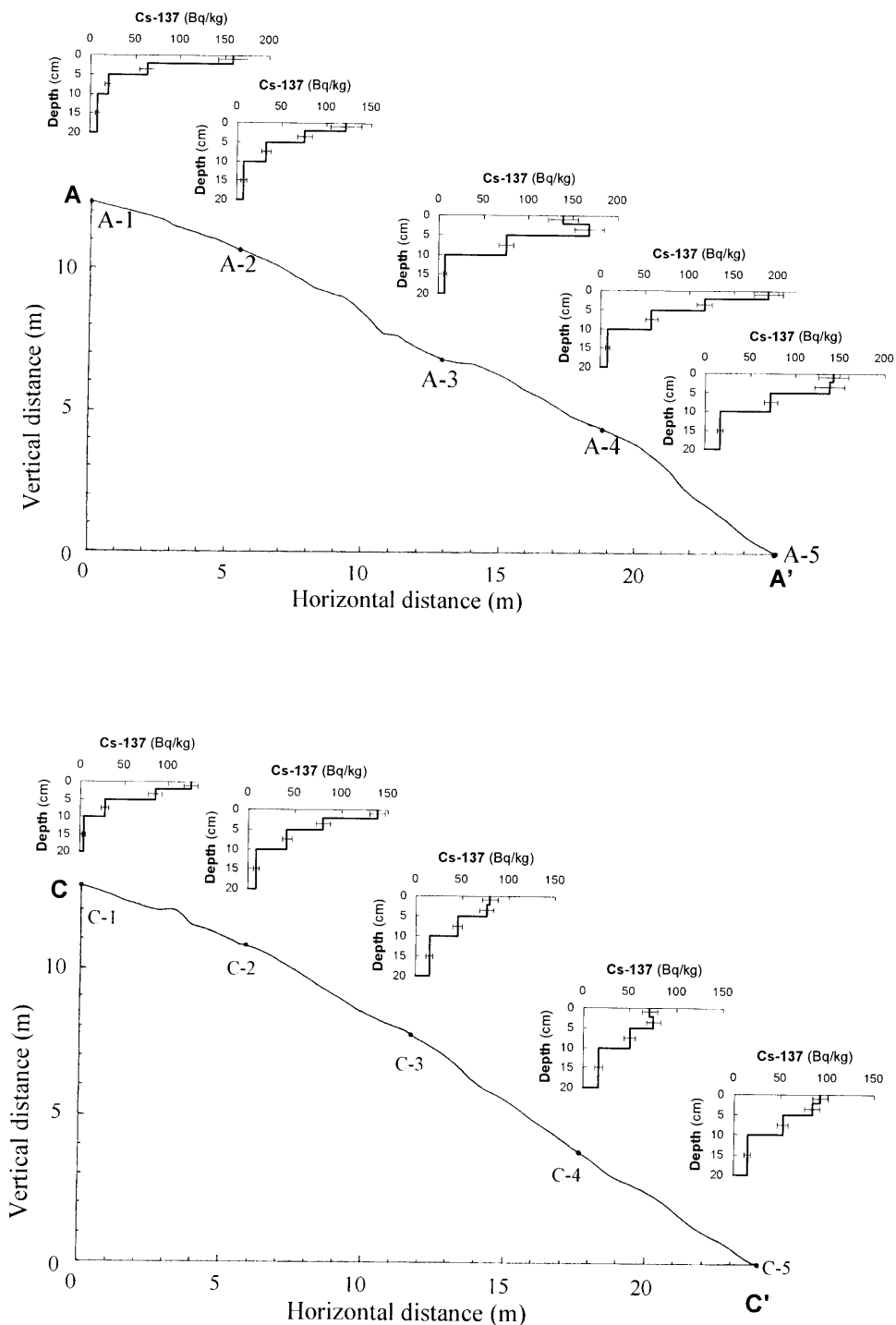
Incremental sampling results

The purpose of the incremental sampling was to try to evaluate the effects of soil erosion in a forested environment. For that purpose, we chose the managed (A) and unmanaged (C) Hinoki transects. Figure 4a shows the slope profile and soil ^{137}Cs concentrations along the A transect. At most sampling points, the ^{137}Cs concentration profile shows an exponential curve (e.g., Wallbrink and Murray, 1993), with the highest concentration in the surface layer (0 to 2 cm) and a gradual decrease with soil depth. The ^{137}Cs concentration at 10 to 20 cm depth was in the range of 5 to 15 Bq/kg. At site A-3, the ^{137}Cs concentration at 2 to 5 cm depth was somewhat higher than that at 0 to 2 cm, but the difference was very low.

Figure 4b shows the slope profile and soil ^{137}Cs concentration along the C transect, where the ^{137}Cs concentration profile differed from one slope location to another. At the C-1 and C-2 sampling points, the depth profile of the ^{137}Cs concentration showed a similar trend to that of the A transect, with a clear exponential distribution. At the C-3 to C-5 sampling points, the ^{137}Cs concentration at the top soil layers (0-2cm) decreased; almost the same as the concentration of 2-5 cm depth.

Figure 5a shows the soil erosion rate along the C transect as estimated by equation (1). The soil erosion rate increased downslope, and point no. 4 (C-4) had the highest erosion rate, and incremental sampling allowed us to evaluate erosion processes and depths that could not be evaluated by bulk sampling. Figure 5b is a schematic diagram of the ^{137}Cs concentration in the C transect. The downslope sampling sites (C-3 to C-5), had relatively low concentrations of ^{137}Cs in the uppermost layer (0 to 2 cm) compared with C-1 and C-2 sampling sites; less than 100 Bq/kg. In contrast, the concentration in the deeper soil increased downslope, perhaps from the combined effects of deposition and erosion occurring downslope. In this case, the reduction of the ^{137}Cs concentration in the uppermost soil layer downslope (C-3 to C-5) on the C transect may reflect removal by surface soil erosion.

The forest floor in the B transect had very little understory vegetation and a poor litter layer (Fig. 3B). The infiltration rate, which was measured in the adjacent plot (the C transect) was very slow at 35.7 mm/h, as measured by a sprinkling experiment above the tree crown (Onda et al., 1997). Rain splash and sheet flow may occur along the C transect, but no rilling was found. Therefore, inter-rill erosion is probably the major erosional process occurring in the C transect. If the effects of rain splash and sheet flow erosion are combined, the surface soil may be eroded and transported, resulting in lower concentrations of ^{137}Cs in the uppermost layers of the middle slopes. Because the

Fig. 4. Slope profiles and ^{137}Cs profiles in transects A and C

surface ^{137}Cs values decreased but the deeper ^{137}Cs values increased downslope along the C transect, sheet flow may have occurred from point C-3, and the increased transport of soil by sheet flow may have forced the ^{137}Cs deeper into the soil.

Erosion processes and ^{137}Cs analysis in forests

In this study area, we evaluated the erosion rate of soils under different vegetation conditions by the bulk sampling method, and there was a markedly low concentration of ^{137}Cs in the recent landslide scar along the D transect. Landslide scars are usually dated by tree age (e.g., Shimokawa et al., 1989), but it is very difficult to determine the lag time that may occur before trees begin to grow. The ^{137}Cs method records ^{137}Cs fallout and can be applied in any environment. Our data (Fig. 2D) clearly suggest that ^{137}Cs analysis is a valid tool for estimating the age and soil recovery of a landslide scar.

Some soil erosion models that use ^{137}Cs soil profiles are available (e.g., Yang et al., 2000), but these models are 1-dimensional and do not reflect in situ soil erosion processes. Furthermore, most of the literature has focused on cultivated land with a marked plough layer (Walling and He, 1999). In this context, the ^{137}Cs profile is an effective tool for evaluating slow soil erosion processes, but a combination of field monitoring and modeling is required to establish this method. Numerous soil erosion models (e.g., Ritchie and McHenry, 1990; Walling and Quine, 1990; Walling and He, 1999) that use ^{137}Cs do not consider the erosion processes of undisturbed soils. Therefore, more work is needed to make use of ^{137}Cs in the study of erosion in a forested environment.

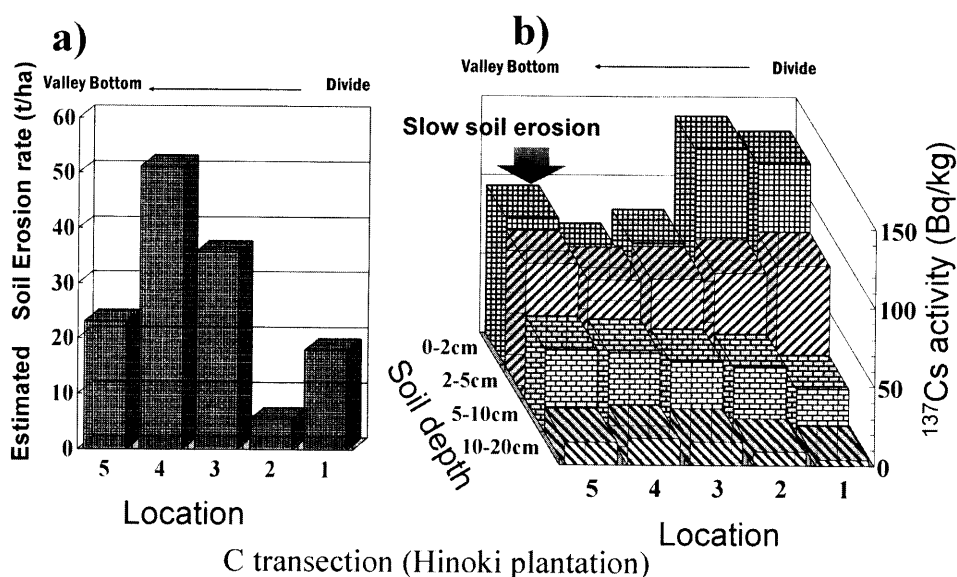


Fig. 5. Schematic diagram comparing ^{137}Cs concentrations at sampling points along transect B.

Conclusions

To study the possibility of using ^{137}Cs to estimate erosion processes on forested hillslopes, we used 2 soil sampling methods in experimental forests with different tree species and different management histories. The erosion rate, as determined by analysis of bulk soil samples by the method of Ritchie and McHenry (1975), fitted well with the results of visual inspection of surface conditions, especially in the case of a landslide scar that was clearly distinguishable. By applying an incremental soil sampling method to well managed and unmanaged Hinoki plantations, we found that the surface (0–2 cm) soil ^{137}Cs concentrations in the unmanaged Hinoki plantation were markedly lower than that of the managed forest. Therefore, analysis of the soil ^{137}Cs profile would be an effective tool for estimating long-term, low-speed soil movement.

Acknowledgments

This study was partly supported by Grant-in-Aid for Scientific Research No. 10556032.

References

- Fukuyama, T., Onda, Y., Takenaka, C., and Yamamoto, T. (2001) Estimation of soil erosion using a radionuclide in reservoir sediment and forest soil: J. Japan Soc. Erosion Control Eng., **54**(1), 11–17. (in Japanese with English abstract)
- Garcia-Oliva, F., Martinez Lugo, R., and Maass, J. M. (1995) Long-term net soil erosion as determined by ^{137}Cs redistribution in an undisturbed and perturbed tropical deciduous forest ecosystem: Geoderma, **68**, 135–147.
- Kiyono, Y. (1990) Dynamics and control of understories in *Chamaecyparis obtusa* plantations: Bull. Forest and Forest Products Research Institute, **359**, 1–122. (in Japanese with English abstract)
- Lowrance, R., McIntyre, S., and Lance, C. (1988) Erosion and deposition in a field/forest system estimated using cesium-137 activity: J. Soil Water Conserv., **43**, 195–199.
- McIntyre, S. C., Lance, J. C., Campbell, B. L., and Miller, R. L. (1987) Using cesium-137 to estimate soil erosion on a clearcut hillside: J. Soil Water Conserv., **42**, 117–120.
- Oikawa, O. (1977) The surface movement of soil and organic matter in a *Chamaecyparis obtusa* stand on the slope: J. Jpn. Forestry Soc., **59**, 153–158. (in Japanese with English abstract)
- Onda, Y., and Yukawa, N. (1994) The influence of understories and litter layer on the infiltration of forested hillslopes: Proc. International Symposium of Forest Hydrology 1994, Tokyo, Japan, 107–114.
- Onda, Y., and Yukawa, N. (1995) The influences of understories on infiltration rates in *Chamaecyparis obtusa* plantations (II): Laboratory experiments: J. Jpn Forestry Soc., **77**, 399–407. (in Japanese with English abstract)
- Onda, Y., Takenaka, C., Kamiya, Y., Hamajima, Y., and Nonoda, T. (1997) An experimental study identifying sediment sources using radionuclides: J. Jpn Soc. Erosion Control Eng., **50**(4), 19–24. (in Japanese with English abstract)
- Quine, T. A., Navas, A., Walling, D. E., and Machin, J. (1994) Soil erosion and redistribution on cultivated land near Las Bardenas in the central Ebro river basin, Spain: Land Degrad. Rehabil., **5**, 41–55.
- Ritchie, J. C., and McHenry, J. R. (1990) Application of radioactive fallout of Cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review: J. Environ.

- Qual., **19**, 215-233.
- Ritchie, J. C., and McHenry, J. R. (1975) Fallout Cs-137: A tool in conservation research: J. Soil Water Conserv., **30**, 283-286.
- Ritchie, J. C., Spraberry, A., and McHenry, J. R. (1974) Estimating soil erosion from the redistribution of fallout Cs-137: Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **38**, 137-139.
- Rogowski, A. S., and Tamura, T. (1970) Environmental mobility of Cesium-137: Radiat. Bot., **10**, 35-45.
- Shimokawa, E., Jitousono, T., and Takano, S. (1989) Periodicity of shallow landslide on Shirasu (Ito pyroclastic flow deposits) steep slopes and prediction of potential landslide sites: Trans. Japan. Geomorph. Union, **10**, 267-284. (in Japanese with English abstract)
- Takenaka, C., Onda, Y., and Hamajima, Y. (1998) Distribution of Cesium-137 in Japanese forest soils — Correlation with the contents of organic carbon: Sci. Total Environ., **222**, 193-199.
- Wallbrink, P. J., and Murray, A. S. (1993) Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes: Hydrol. Process., **7**, 297-304.
- Wallbrink, P. J., and Murray, A. S. (1996) Distribution and variability of ^7Be in soils under different surface cover conditions and its potential for describing soil redistribution processes: Water Resour. Res., **32**, 467-476.
- Walling, D. E., and Quine, T. A. (1990) Use of Cesium-137 to investigate patterns and rates of soil erosion on arable field: In: Soil Erosion on Agricultural Land. Ed. by Boardman, J., Foster I. D. L., and Dearing, J. A. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, pp. 33-53.
- Walling, D. E., and He, Q. (1999) Improved models for estimating soil erosion rates from Cesium-137 measurements: J. Environ. Qual., **28**, 611-622.
- Yang, H., Du, M., Zhao, Q., Minami, K., and Hatta, T. (2000) A quantitative model for estimating mean annual soil loss in cultivated land using ^{137}Cs measurements: Soil Sci. Plant Nutr., **46**, 69-79.

日本における ^{137}Cs の森林環境下での土壌侵食プロセスの推定例

恩 田 裕 一¹, 竹 中 千 里², 古 田 実³,
野々田 稔 郎⁴, 浜 島 保 典⁵

要 旨

^{137}Cs を用いて、日本における森林環境下での侵食プロセスを推定するために、2 種類の土壌測定方法を用いて、三重県白山町にある三重県林業技術センターの実験林において、様々な樹種、施業をおこなっている林地において調査を行った。バルク採集法を用いた結果によれば、特に過去の崩壊跡地において ^{137}Cs の値が低い結果となった。また、層別採集法を用いた場合は、施業のよいヒノキ林と悪いヒノキ林において、0-2 cm 深度の値に明確な違いが見られた。これらのことから、 ^{137}Cs を用いた侵食速度の推定法は、長期間のゆっくりとした侵食を推定するのに有効な方法であると結論づけられた。

¹ 筑波大学地球科学系

² 名古屋大学生命農学研究科

³ 愛知教育大学教育学部 (学)

⁴ 三重県林業技術センター

⁵ 金沢大学理学部

ヒノキ林におけるプロットサイズ（斜面長）と 土壌流亡量の関係

福山泰治郎¹・恩田裕一²・森脇 寛³

Plot Size Effect on Estimation of Surface Soil Erosion in Hinoki (*Chamaecyparis Obtusa*) Plantations

Taijiro FUKUYAMA¹, Yuichi ONDA² and Hiromu MORIWAKI³

Abstract

Field runoff plots were established to evaluate the effects of slope length on surface soil loss on Hinoki (*Chamaecyparis obtusa*) plantation. In order to understand the processes determining slope length effects on soil loss, rainfall simulation was also conducted using a large-scale rainfall simulator. The soil loss from hinoki plantation was not significantly affected by slope length. This result agreed with previous studies reported in hinoki plantations in Japan. Generally, overland flow rarely occurs on undisturbed Japanese forested slopes. Therefore dominance of splash erosion by raindrops at hinoki plantation was suggested. On the contrary, high erosion rate on longer slopes was observed at rainfall simulation. Thus, if spatial variability of soil physical properties increases with plot size, it induces the dominance of inter-rill erosion on a natural slope. In that case, soil erosion would not be proportional to slope length.

Key words: *inter-rill erosion, slope length, plot size, hinoki plantation*

1. は じ め に

ヒノキ一斉林では、林冠閉鎖による林床の光環境の悪化など生態的な要因と、間伐遅れなど人為的な要因が土壌侵食を引き起こすことが指摘されてきた（清野，1988；恩田・湯川，1995；湯川・恩田，1995）。さらに、降雨（大味・綱本，1967；小高・遠藤，1984）、地表の被覆状態（服部ほか，1992）、下層植生（湯川・恩田，1995；恩田・湯川，1995）

2002年3月7日受付，2003年4月16日再投稿，2003年6月4日再々投稿，2003年6月19日受理

¹ 名古屋大学大学院生命農学研究科

² Graduate school of Bioagricultural science, Nagoya University, Furo-cho, Nagoya 464-8601, Japan

³ 筑波大学地球科学系

⁴ Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki 305-8571, Japan

⁵ 独立行政法人防災科学技術研究所総合防災部門

⁶ Disaster Prevention Research Group, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Ibaraki 305-0006, Japan

Table 1. Soil loss measured in hinoki stands (based on a table reported by Hattori et al., 1992)

Location	Period	Plot length × width (m)	Inclination angle	Precipitation (mm)	Soil loss (t/ha/yr)	Species and treatment in experiment	Age (years)	Stand density	Understory vegetation (t/ha)	Reference
Kouch Pref. Ino	1979-1981	1 × 1	30	3146	16.3	Undergrowth	55	980	5.0	Inoue et al. (1987)
			15	2068	10.7	No undergrowth				
Chiba Pref. Kominato	1972	1 × 1	23		1.4	Undergrowth	58	1700	1.21	Oikawa (1972)
			41		4.3					
			23		1.8					
Shiga Pref. Ritto	1986-1987	2 × 1	30, 40	1993 ¹⁾	3.03 ²⁾	Hinoki			0	Hattori et al. (1992)
					0.71 ²⁾	Hinoki · Akamatsu	26		0	
					0.42 ²⁾	Hinoki with undergrowth			2.1	
Shizuoka Pref. Ashtaka	1993	2 × 1	30	1300	4.42 ³⁾	Hinoki	62	2200		Mori (1994)
Nagano Pref. Nagiso	1969-1970	2 × 0.5	23		① 10.2, ② 136.2	Matured stand	38			Ohmi and Tsunamoto (1974)
			38		① 10.5, ② 78.7		38			
			39	① 168 ② 1400	① 4.5, ② 17.2	Young stand	17			
			38		① 34.0, ② 34.9		10			
			37		11.7 ⁴⁾	No tending plot	23	2862.3		
			35	1367 ⁴⁾	5.77 ⁵⁾			2073.2		
Hyogo Pref. Yamazaki	1982-1984	3 × 1				Tending plot	45			Furuike et al. (1985)
Tochigi Pref. Yaita	1974-1977	5 × 3	35		0.2					Yanase et al. (1976)
Mie Pref. Miyama	1958-1960	10 × 3	35		1.1	Vegetative cover plot				Kawana et al. (1963)
				5551	0.6		26	3000 ~ 5000		
					1.5					

1) Average precipitation for 2 years 2) Average soil loss for 2 years 3) soil loss for 8 months 4) Average precipitation for 3 years 5) Average soil loss in 3 plots

などの各因子と侵食強度の関係について、多くの研究が行われてきたが、斜面長と土壌流出量の関係を調べた例はごく少ない (Kitahara et al., 2000). 服部ほか (1992) は、各地のヒノキ林で実測された土壌流出量をまとめ、プロット面積が大きくなると土壌流出量が過小に評価される傾向にあることを指摘している (Table 1). USLE (Wischmeier and Smith, 1978) では、斜面長係数 L は地表流の発生を規定する因子として扱われている。農地の圃場では、斜面長が長いほど地表流が発生しやすく、発生した地表流の流量と流速が大きくなり、面状侵食やリル侵食を助長するとされている。それに対して三浦 (2002) は、林地では斜面長が数 100 m に及ぶ長大な斜面も存在するが、地表流がほとんど発生しない条件下では斜面長係数 L を予測式に組み込む必要はないと考えられる、としている。これらの報告から、同一のヒノキ林でも斜面長の増加に対して単位面積当たりの土壌流出量が減少することが予想されるが、斜面長を変化させて侵食試験を行い、プロットの斜面長と土砂量の関係を調べた例はないようである。また、自然斜面で土壌流出量に対するプロットサイズの効果について、どのようなプロセスを反映しているのかということにまで言及した例はほとんどない (三浦, 2002)。

そこで本研究では、プロットの斜面長と土壌流出量の関係を明らかにするために、同一のヒノキ林に複数のサイズの斜面流出プロットを設置して侵食試験を行った。さらに、大規模降雨実験施設の実験斜面において侵食試験を行い、ヒノキ林での侵食試験と比較することで、ヒノキ林において斜面長と土壌流出量の関係は、どのようなプロセスを反映しているのかを考察した。

2. 調査地の概要

調査地は、三重県度会郡大宮町のヒノキ人工林である (Fig. 1)。大宮町の年平均気温は 18.2 °C、年降水量は 2,400 mm で、大台山系を含む多雨域に近接しており、高温多雨域に分類される。調査地は標高 90 ~ 260 m に位置し、傾斜は 35 ~ 40 °で、片麻岩を基岩とする褐色森林土壌である。約 40 年前にヒノキが植林され、部分的に間伐が行われているが、林冠が鬱閉し、下層植生の見られない部分が多い。地表面には A_0 層が見られず、ヒノキの細根の露出や土柱の形成が観察された。

3. 方法

3.1. ヒノキ林における侵食試験

下層植生のないヒノキ林 (ヒノキ林区) と、ヒノキの苗木を植栽した林地 (新植区) に、サイズの異なる斜面流出プロットを複数設置した。試験区の概要を Table 2 に示す。プロットの斜面長と面積は、それぞれ 1 m (0.5 m^2), 5 m (7.5 m^2), 10 m (20 m^2), 20 m (40 m^2) である。プロットは、周囲を塩化ビニールの波板で囲み、下端に土砂を回収す

る箱を置いた (Fig. 2). 降雨ごとに土砂を回収し, 乾燥重量を測定した. 降水量は, 調査地から北東約 5 km に位置する紀勢地区消防組合消防本部の気象記録を利用した.

3.2. 大規模降雨実験施設における侵食試験

独立行政法人防災科学技術研究所の大規模降雨実験施設において, 人工降雨による侵食試験を行った. 傾斜 10° のローム土の斜面上に, 幅 1.5 m, 斜面長 0.5, 1, 3, 7, 14 m の 5 種類のプロットを設置した. プロットの周囲を幅 30 cm の塩化ビニールの波板で区切り, 下端に土砂受け箱を設置した. 予備降雨 (降雨強度 40 mm/hr・60 分間) によって各プロットの水分条件を一定にした後, 80 mm/hr の降雨を 30 分間降らせた. 散水高は 16

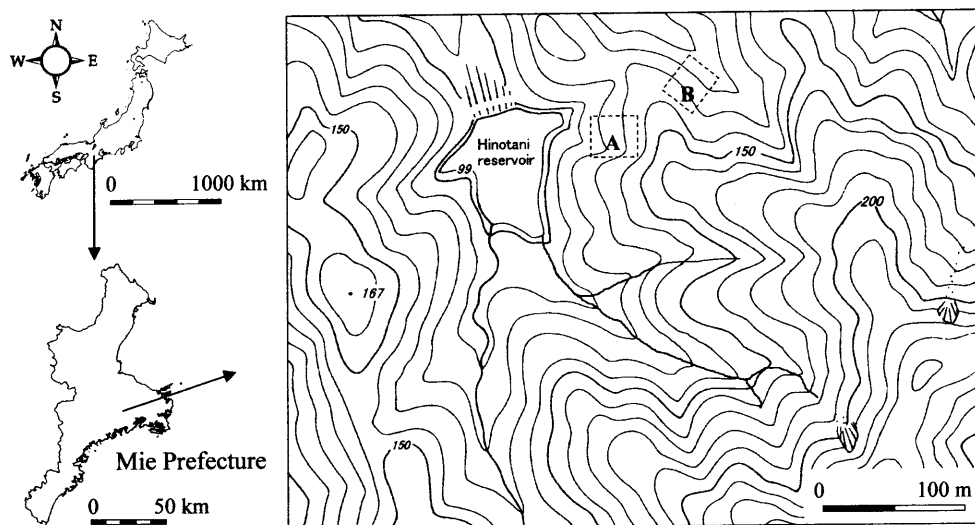


Fig. 1. Location of study sites
A; Hinoki stand without understory vegetation
B; Hinoki planting site

Table 2. Characteristics of experimental sites

	Hinoki stand without understory vegetation	Hinoki planting site
Slope angle	28°	29°
Slope direction	W	NE
Mean height [m]	15.7	
Mean diameter [cm]	13.9	
Stand density [/ha]	2300	3000-5000

mで、侵食試験を行ったヒノキ林の平均樹高（15.7 m）とほぼ等しい。降雨期間中と降雨後に侵食面を観察した。

4. 結 果

ヒノキ林での侵食試験の結果、ヒノキ林区と新植区の両方で、プロットの斜面長の増加に対して1 m²あたりの土壌流出量は減少する傾向が見られた（Fig. 3）。試験期間中の降水量は186 mm、最大日雨量と最大1時間雨量はそれぞれ122 mm、40 mmであった。

大規模降雨実験施設における人工降雨実験の結果、プロットの斜面長の増加に応じて1 m²あたりの土壌流出量が増加した（Fig. 4）。斜面長0.5 mから3 mのプロットでは、リルのような集中的な侵食は発生しておらず、面的に侵食されており、斜面長の増加に応じて土壌流出量は緩やかに増加した。7 mプロットでは降雨開始直後から土砂が流出し続け、上端から4～5 mの地点に土砂が堆積し、堆積域の下部（上端から6 m付近）からプロット下端まで連続するリルが形成された。14 mのプロットでは、降雨開始から約3分後に、斜面上端から5 m付近にリルの開始点が形成され、リル侵食が見られた。土壌流出量は7 m以下のプロットと比較して著しく増加した。降雨実験終了時に14 mの実験斜面の侵食・堆積とリルの形成状況を記録した（Fig. 5）。14 mのプロットの上端から約2 mの位置までは表層の土砂が一様に侵食されているのが見られ、2～4 mでは土砂が堆積しているのが見られた。2.5～5 mの範囲において堆積した土砂の直下にリルの開始点が形成され、6 m付近からプロット下端まで連続するリルが形成され、土壌が大量に侵食されている様子が観察された。

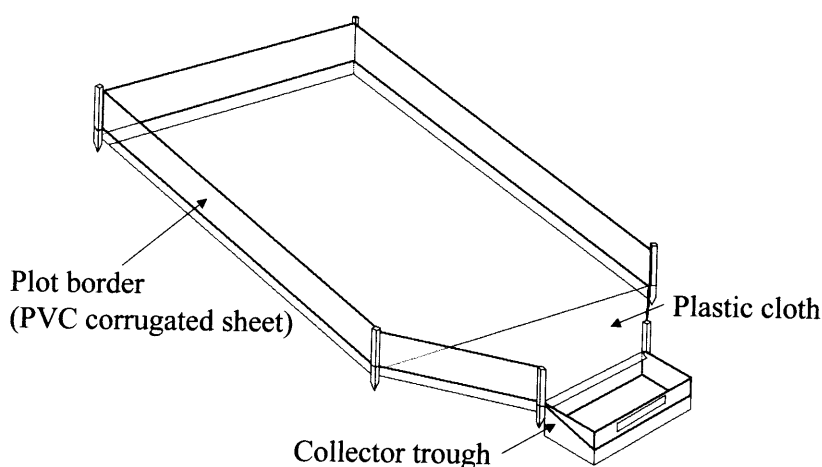


Fig. 2. Runoff plot components for natural and simulated rainfall

5. 考 察

5.1. 実験斜面における侵食過程

農地の圃場や実験斜面のように一定勾配および均一な斜面では、斜面長に応じて表面流出の流量および接線応力が増加し (Chaplot and Le Bissonnais, 2000), 斜面長のべき乗に比例してリル侵食の寄与が増加する (Lal, 1997). つまり, 地表流の掃流による侵食が卓越する場合, 斜面長の増大に応じて土壌流亡量が増加することになる. 本研究において一定勾配の実験斜面で行った侵食試験では, プロットの斜面長の増加に応じて単位面積当たりの土壌流亡量が増加したことと, 斜面長の増加に対応してリルの発達が進行了ことから, 土壌流亡量に対する寄与は, 地表流の掃流力による侵食が卓越していることが示された.

5.2. ヒノキ林の侵食過程

三浦 (2002) が指摘するように, 従来の研究では, 土壌侵食強度を評価する際に, 暗に地表流の発生が前提とされていた. しかし, 日本の非攪乱林地斜面では, 土壌構造が発達し, 高い浸透能を持つので, 火山灰など一部の土壌を除いてホートン型の地表流は発生しないとされている (谷・太田, 1992).

除間伐がほとんど行われていない過密なヒノキ林分では, 枝が枯れ上がり, 雨滴衝撃が大きいこと (森・逢坂, 1994; 小高・遠藤, 1984), 下層植生のない林地では, 流出土砂のうち, 雨滴による飛散土砂の占める割合が大きいことが指摘されており (小高・遠藤,

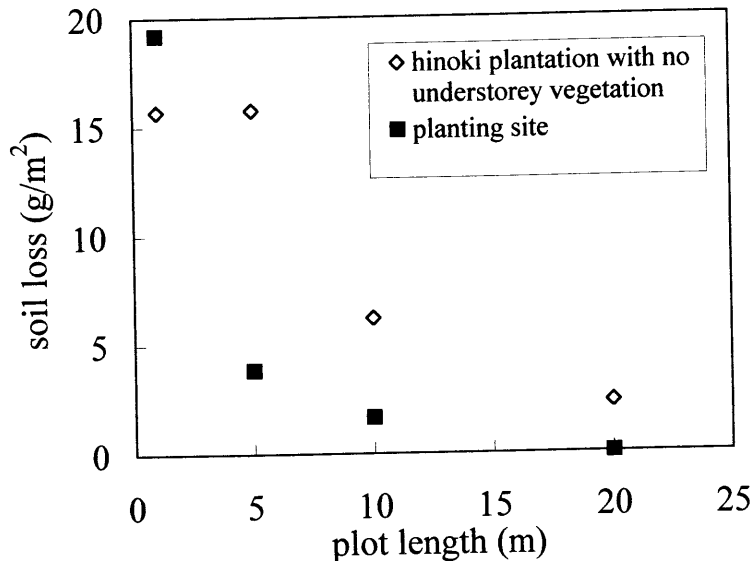


Fig. 3. Relationship between slope length and soil loss under natural rainfall at hinoki plantation

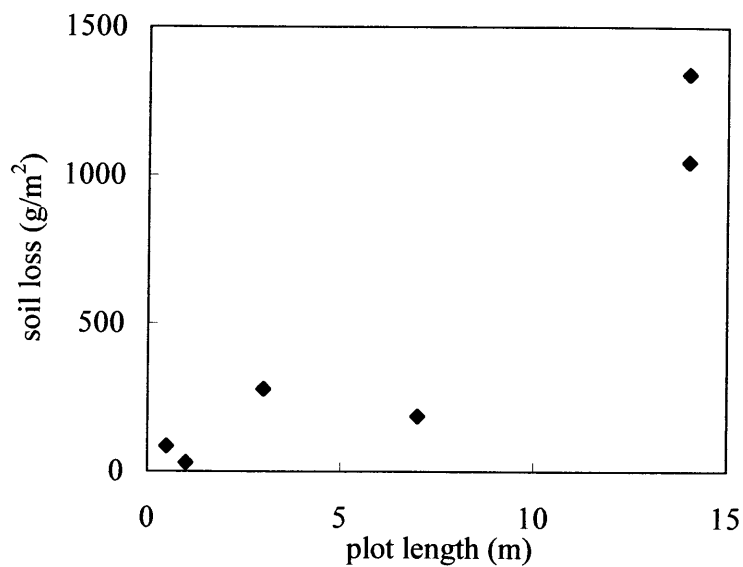


Fig. 4. Relationship between slope length and soil loss under the laboratory rainfall simulation

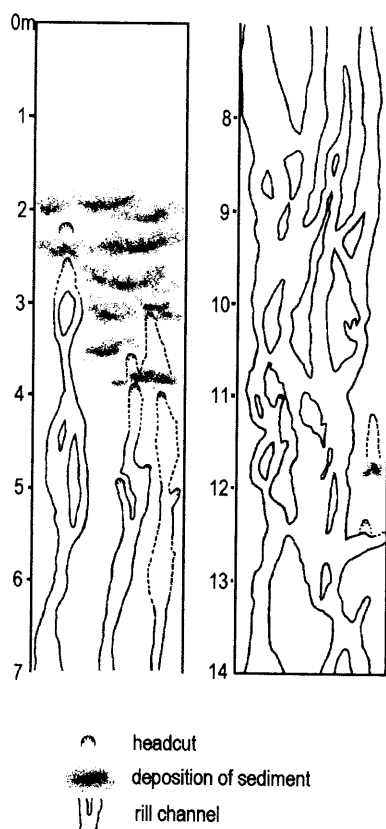


Fig. 5. Soil surface conditions after rainfall simulation (Slope length: 14 m)

1984; 川口・滝口, 1957; 井上ほか, 1987), 林内での雨滴侵食の卓越が示唆される。また, Miura et al. (2002) は, 四国のヒノキ林で行った侵食試験と現地の観察から, ヒノキ林でも雨滴衝撃が主な侵食営力であることを示している。本研究で行ったヒノキ林における侵食試験は, データは十分ではないものの, 室内の実験斜面での侵食試験とは逆の傾向を示していた。さらに, 地表面にヒノキの細根が露出していたこと, 土柱が形成されていたことなどから, 本研究の調査地のヒノキ林でも, 雨滴侵食などのインターリル侵食の寄与が大きいと考えられた。

ヒノキ林において, ホートン型地表流がどの程度発生するのかは明らかではないが, 斜面長が流出に及ぼす影響は, 土壤物理性の空間的変動に関連しているとされる (Joel et al., 2002)。Lal (1997) は, 流出量とプロットサイズの関係調べ, プロットサイズが大きくなると浸透能や表層構造・粗度の空間的な不均一性が増大し, 窪地貯留や浸透の機会が増えるので, 単位面積あたりの流出率や流出量は, 斜面長の増加に対して減少することを指摘している。自然斜面で斜面長が侵食に及ぼす影響について言及したものは少ないが, 斜面長と土壤流亡量の関係においても, 流出と同様のプロセスが考えられる。つまり, 対象とするサイズが大きいほど, 粗度・微地形の変化・浸透能の空間的変動が増大する (辻村・恩田, 1996)。例えば, 1 m^2 といった小面積のプロットでは, 立木間の均一な斜面を選んで設置することができるが, 面積を大きくすると, 立木や微地形の変化などもプロットに包含されることになる。そのため, 浸透する機会が増加し, 地表流が発生したとしても連続しないので, 地表流の掃流力による侵食が発生しにくく, インターリル侵食の寄与が卓越することになると考えられる。

5.3. 斜面長と土壤流亡量の関係

本研究の調査地のヒノキ林でも, インターリル侵食の寄与が大きいことが推察された。土砂量に対するインターリル侵食の寄与は, 土壤粒子の剥離と輸送に制限され (Lal, 1997), 斜面長に比例しないことから, プロットの斜面長の増大に対して単位面積当たりの土壤流亡量は減少すると考えられる。三浦 (2002) は, 枠試験が地表流侵食の発生を前提とした侵食強度評価手法であることを述べた上で, 枠で囲うことはトラップに流入する土壤の供給源の最大面積を特定するに過ぎず, 観測された土壤が枠内から一様に流出したものか, トラップ近傍だけから流出したものかについては不明であること, 雨滴侵食が卓越する斜面では, 表層物質の移動距離が斜面長によらず一定であるため, 斜面長の増大とともに単位面積当たりの土壤流亡量を過小評価することになる恐れがあることを指摘している。

6. ま と め

ヒノキ林で行った侵食試験から, プロットの斜面長の増加に対して単位面積当たりの土壤流亡量が減少する傾向が示された。ヒノキ林で行われた既往の侵食試験でも, 同様の傾

向が見られた。一方、大型降雨実験施設の実験斜面で行った侵食試験では、プロットの斜面長の増加に応じて単位面積当たりの土壌流亡量が増加しており、ヒノキ林の自然斜面における侵食試験とは逆の傾向を示した。また、斜面長の増加に対応してリルの発達が進行したことから、地表流の掃流力による侵食が卓越していることが示された。両試験の比較から、ヒノキ林では雨滴衝撃によるインターリル侵食の寄与が大きく、地表流によるリル侵食などの掃流侵食の寄与は小さいと考えられる。地表流が発生した場合でも、対象とするサイズを大きくすると、粗度・微地形の変化・浸透能の空間的変動が増大し、インターリル侵食が卓越するので、プロットの斜面長の増大に対して単位面積当たりの土砂量は減少することになると考えられる。

謝 辞

本原稿をまとめるにあたって、名古屋大学農学部森林資源利用学研究分野の服部重昭教授には数々の有益なご助言を頂きました。また、独立行政法人森林総合研究所の三浦覚主任研究官には、斜面長と土壌侵食・土壌流亡量の関係について示唆に富んだご意見を頂きました。ここに記して謝意を表します。

引 用 文 献

- Chaplot, V, Le Bissonnais, Y. (2000) Field measurement of interrill erosion under different slope and plot sizes: *Earth Surface Processes and Landforms*, **25**, 145-153.
- 古池末之 (1985) 保育作業が立地要因の変動に及ぼす影響 (I) ヒノキ人工林の枝打ち・間伐による土壌、植生の変化と表層土壌の流去および地表流去水の動態：兵庫県林試研報, **36**, 84-87.
- 服部重昭・阿部敏夫・小林忠一・玉井幸治 (1992) 林床被覆がヒノキ人工林の侵食防止に及ぼす影響：森林総研研報, **362**, 1-34.
- 井上輝一郎・岩川雄幸・吉田桂子 (1987) ヒノキ単純林における落葉および土砂の移動：林試研報, **343**, 171-186.
- Joel, A., Messing, I., Seguel, O. and Casanova, M. (2002) Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes: *Hydrological Processes*, **16**, 1467-1478.
- 川口武雄・滝口喜代志 (1957) 地被物の侵食防止機能：林試研報, **95**, 91-124.
- 川名 明・高原末基・松永栄夫・久保 勇・平山 仁・青沼和夫 (1963) 尾鷲地方におけるヒノキ林の林地保護に関する研究 (第1報) ヒノキ成林地における表面土壌流亡の防止実験：日林講, **74**, 126-129.
- Kitahara, H., Okura, Y., Sammori, T., Kawanami, A. (2000) Application of Universal Soil Loss Equation (USLE) to mountainous forests in Japan: *Journal of Forest Research*, **5**, 231-236.
- 清野嘉之 (1988) ヒノキ人工林のA₀層被覆率に影響を及ぼす要因の解析：日林誌, **70**, 71-74.
- Lal, R. (1997) Soil degradative effects of slope length and tillage methods on alfisols in western Nigeria. I. Runoff, erosion, and crop response: *Land Degradation and Development*, **8**, 201-219.
- 三浦 覚 (2002) 森林の林床被覆が有する土壌侵食防止機能の評価手法に関する研究：東京大学学位論文. 150 pp.
- Miura, S., Hirai, K., Yamada, T. (2002) Transport rates of surface materials on steep forested slopes induced by raindrop splash erosion: *Journal of Forest Research*, **7**, 201-211.
- 森 充・逢坂興宏 (1994) 愛鷹山麓ヒノキ林内における表面侵食の実態：日林中支論, **42**, 223-225.

- 小高和則・遠藤治郎(1984)雨滴侵食に関する研究－林内と林外の侵食状況と降雨因子の関係：日林誌, 66, 67-71.
- 及川 修(1977)斜面に生育するヒノキ林の土と有機物の地表面移動量：日林誌, 59, 153-158.
- 恩田裕一・湯川典子(1995)ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響(Ⅱ)下層植生の効果に関する室内実験. 日林誌, 77, 399-407.
- 大味新学・網本皓二(1974)山腹斜面の侵食に関する研究－林種および土壌の相違における降雨加速指数と侵食量の関係について－：日林誌, 56, 379-385.
- 谷 誠・太田猛彦(1992)森林斜面での雨水流動：森林水文学. 塚本良則編, 319 pp, 文英堂出版, 東京, 102-157.
- 辻村真貴・恩田裕一(1996)浸透能と降下浸透の測定：水文地形学－山地の水循環と地形変化の相互作用－, 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編, 267 pp, 古今書院, 東京, 24-33.
- Wischmeier, W. H., Smith, D. D. (1978) Predicting rainfall erosion losses a guide to conservation planning: USDA Handbook, 537, 1-58.
- 湯川典子・恩田裕一(1995)ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響(Ⅰ)散水型浸透計による野外実験：日林誌, 77, 224-231.

The role of subsurface water flow paths on hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan

Yuichi Onda,^{1*} Maki Tsujimura¹ and Hidekazu Tabuchi²

¹ *Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba, Japan*

² *Department of Forestry, Nagoya University, Nagoya, Japan*

Abstract:

Hydrological monitoring was conducted in high-relief watersheds in the Japan Alps to investigate the relationship between hillslope hydrological processes and landform evolution in steep granite and shale mountains. In the Koshibu watershed, underlain by Mesozoic shale, the drainage density and frequency was significantly lower than in the Yotagiri watershed underlain by granite. Drainage micro-morphology analysis showed that hillslopes in the watersheds K1 and K6 (Koshibu basin) are mostly combinations of talus and bedrock exposures. In contrast, watershed Y1 (Yotagiri basin) is composed of several zero-order streams with hollows. Infinite slope stability analysis indicates that the regolith shear strength in the K6 watershed (Koshibu basin) is lower than that of the Y1 hillslope, but groundwater levels were higher in the Y1 hillslope than in the K6 hillslope during storm events. These data suggest that, although the shear strength of the soil is stronger in the Yotagiri watershed, the slopes are unstable because of the groundwater conditions, whereas deep-seated landslides may occur episodically in the Koshibu watershed associated with extreme storms and very high antecedent soil moisture. These differences would strongly contribute to the different observed hillslope processes and drainage characteristics. Copyright © 2004 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS bedrock spring; shallow landslide; deep-seated landslide; shale; runoff; hydrogeomorphology

INTRODUCTION

Shallow landsliding and subsequent refilling of landslide scars are thought to be important geomorphic processes in most humid areas (Iida and Okunishi, 1983; Dietrich *et al.*, 1986). The susceptibility to landsliding is related to shear strength of the regolith and to the formation of a perched groundwater table. Soil shear strength has been measured in many studies, and a number of models simulating the location of landslides have been developed (Okimura, 1983; Montgomery and Dietrich, 1994; Wu and Sidle, 1995). However, few studies have studied the combination of shear strength and groundwater level during storm events (Sidle and Swanson, 1982).

In 1961, a heavy storm hit the Ina area, central Japan, causing many landslides. In an area underlain by granite, a great number of landslides occurred; but in another area underlain by Cretaceous sedimentary rock, few landslides were observed. Such differences in landslide occurrence between granite and Cretaceous sedimentary rocks are common in Japan (e.g. Hayashi, 1985; Onda, 1994). However, the reason for the differences of landslide occurrence between these lithologies remains poorly understood. Field studies suggest that the runoff from watersheds underlain by Cretaceous sedimentary rocks follow deep groundwater flow paths through bedrock fissures (Onda *et al.*, 2001; Kato *et al.*, 2000). Because hillslope flow paths are important aspects of the water cycle, bedrock infiltration and exfiltration may be good indicators of landslide susceptibility.

*Correspondence to: Yuichi Onda, Geomorphology Laboratory, Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba 305-8571, Japan. E-mail: onda@atm.geo.tsukuba.ac.jp

Received 10 September 2001

Accepted 25 January 2003

Recently, field evidence has shown that runoff through bedrock fissures may play a major role in runoff generation processes (Wilson and Dietrich, 1987; Montgomery *et al.*, 1997; Onda *et al.*, 1999, 2001; Noguchi *et al.*, 2001). Many of the fracture flow studies on the groundwater movement in bedrock (e.g. Singhal and Gupta, 1999) have been encouraged by the need for the disposal of nuclear wastes. The emphasis in most of these studies has focused on the groundwater movement within bedrock; only a few studies have assessed the input of groundwater to fractures or output of fracture groundwater. Other studies have been conducted on bedrock groundwater along hillslopes, especially in limestone areas, but these mainly focused on runoff processes (e.g. Mulholland *et al.*, 1990). Several studies emphasized the effects of bedrock outflow on landslide initiation (e.g. Wilson and Dietrich, 1987; Mathewson *et al.*, 1990), but very few field studies have addressed the input of shallow groundwater to bedrock fractures in hillslopes. Understanding the groundwater flow paths, including bedrock fractures, will benefit assessments of soil water status and differences in landslides between areas of contrasting lithologies and resulting landforms.

In this study, the influence of geology on landslide initiation is evaluated by hydrometric monitoring including the soil water, distribution of bedrock springs, and stream hydrographs in areas where landslide density varied with bedrock type. In particular, we focused on the infiltration into bedrock during storm events.

STUDY AREA

The Ina experimental watersheds are located in a region approximately 2500 m above sea level in the Japan Alps, central Japan. Two regions were selected for this study (Figure 1): (1) Yotagiri basin, mostly underlain by granite, and (2) Koshibu basin, mostly underlain by Mesozoic shale. Two experimental watersheds were investigated in Koshibu basin: K1 (5.31 ha, relief ratio 0.67) and K6 (1.2 ha, relief ratio 0.75). Watershed K6 has two notable bedrock springs. The two watersheds in Yotagiri basin are Y1 (6.30 ha, relief ratio 0.78) and Y2 (0.88 ha, relief ratio 0.97). The Y1-U subcatchment of the Y1 watershed was also monitored. Watersheds Y2 and Y1-U were also drained by bedrock springs.

The experimental watersheds have steep slopes ($>40^\circ$), with a 0.6 to 1.5 m soil mantle, estimated by a Doken-type knocking pole penetrometer (Iida and Okunishi, 1983). Average soil thickness in the Koshibu (K) watersheds is 61.5 cm and 63 cm in the Yotagiri (Y) watersheds. Laboratory measurements for saturated hydraulic conductivity (field cores, volume: 100 cm³) for 16 samples in the K watersheds and 18 samples in the Y watersheds were 6.55×10^{-5} m s⁻¹ and 1.39×10^{-4} m s⁻¹, respectively. These data are about an order of magnitude higher than the soil data in less steep Japanese watersheds in Japan (e.g. Onda, 1992). Mean annual gross precipitation in the study area is approximately 1800 mm.

A second-growth forest of Japanese larch (*Larix kaempferi*) plantation was distributed in the lower part of the basins in the Yotagiri study area, and Japanese beech (*Fagus crenata*) was found at the upper part of the Yotagiri study area and throughout all of the Koshibu study area.

METHODS

Topographic analysis

First-order streams were identified as any topographic convergence on medium-scale (1 : 25 000) topographic maps (Takayama, 1972). Microtopographic analysis was conducted to study the different valley forms based on the detailed field surveys. Such analysis classifies hillslopes based on functional geomorphic processes (Tamura, 1974). We classify the hillslope microtopography as bedrock exposures, talus-like gravel or boulder accumulations, and bedrock springs.

Soil and water measurement

Soil thickness was measured by the Doken-type cone penetrometer, having a 5 kg weight, 50 cm falling height, and 2.5 cm cone diameter. The Nc value means the number of blows per incremental 10 cm depth of

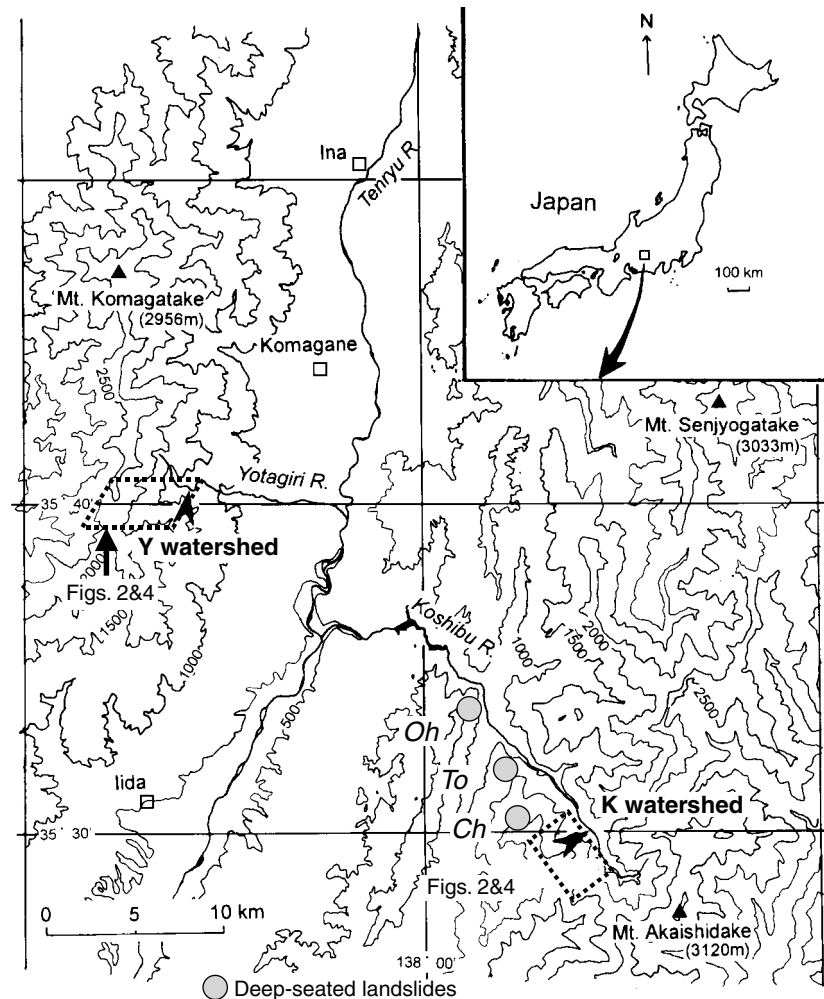


Figure 1. Location of the Ina experimental watersheds and deep-seated landslides (*Oh*, Ohnishiyama landslide, 1961, $1.8 \times 10^5 \text{ m}^3$; *To*, Tobigasu landslide, unknown date, $6.0 \times 10^4 \text{ m}^3$; *Ch*, Chausuyama-landslide, 1903, $3.25 \times 10^5 \text{ m}^3$)

penetration. The regolith depth used for our stability analysis corresponds to an $N_c = 6$ value from knocking pole penetrometer tests; this depth is reported as the depth corresponding to the potential failure plane in granitic hillslopes (Okimura, 1983), and $N_c = 50$ is the soil–bedrock interface (Iida and Okunishi, 1983).

Water discharge was measured in the various watershed outlets as follows: watershed Y1, using a 6 in (15.2 cm) Parshall flume; watersheds K1 and K6, using a 5 in (12.7 cm) Parshall flume; watershed Y2, using a 60° V-notch weir; watershed Y1-U, using a 30° V-notch weir. Upstream of both the Y1 and K6 flumes, automated tensiometers were installed at depths of 30 to 100 cm in the soil. Tensiometers contained pressure transducers connected to water reservoirs located above the soil, thus positive pore water pressures (as well as negative heads) could be recorded on data loggers.

Five groups of tensiometers were installed in each hillslope. Porous cups were buried in two to four depths in each group, with the deepest tensiometer always located at the soil–bedrock interface, defined as $N_c > 50$ (Iida and Okunishi, 1983). Both negative and positive pore pressure values in these tensiometers were recorded by data loggers every 10 min.

Laboratory experiments

To evaluate the shear strength of the regolith in both K6 and Y1 hillslopes, direct shear tests were performed on disturbed soil materials in the laboratory. The diameter of the shear box was 24 cm and the soil thickness was 10 cm. The soil samples were taken at about $N_c = 6$; just above the soil–bedrock boundary. Soil samples were passed through a 20 mm sieve and direct shear tests were conducted. The shear tests were conducted for natural water contents, with normal stresses of 4, 10, 15, and 20 kN m^{-2} . The tests were conducted under undrained conditions and the displacement rate was set at 1.9 mm s^{-1} . The shear tests proceeded until the peak shear stress appeared; if peak stress was not apparent then the test was conducted until a vertical displacement of 22 mm occurred.

LANDSLIDE DISTRIBUTION AND DRAINAGE DENSITY IN INA WATERSHEDS

Drainage density and landform of Ina watersheds

The drainage networks in the upper part of the Yotagiri and the Koshibu basins are shown in Figure 2. Topographic incision and drainage pattern of the valley network shows a significant contrast between the two bedrock types. The area underlain by granite has many short valleys, whereas the area underlain by sedimentary rocks has fewer valleys. The drainage density in Yotagiri watershed (underlain by granite) is higher (12.75 km^{-1}) than that of the Koshibu watershed (8.68 km^{-1}). The drainage frequency, defined as the total number of channels per unit area, is higher (72.5 km^{-1}) in Yotagiri watershed than in the Koshibu watershed (35.1 km^{-1}). These relative differences are greater for drainage frequency than drainage density. Similar tendencies have been reported by many researchers (e.g. Tanaka, 1957; Oguchi, 1988; Onda, 1994). These topographic differences may be due to the different geomorphic processes operating in hillslopes, mainly controlled by the various types of landslides.

Landslide from the 1961 storm event

Owing to a major frontal storm on 26–29 June 1961, with a total rainfall of 413 mm and a maximum daily rainfall (on 27 June) of 275 mm, a great number of landslides occurred in the region. Relationships

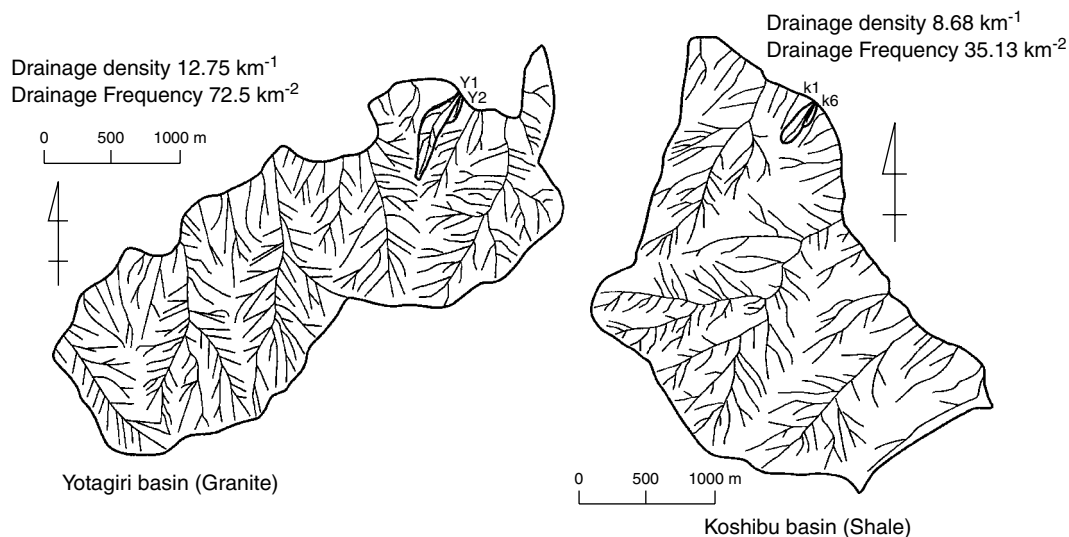


Figure 2. Drainage density and frequency in part of the Koshibu and Yotagiri basins (location is shown in Figure 1)

between cumulative rainfall and landslide density, based on isopleths storm of rainfall during the 1961 event (Tenryu-river Upstream Sabo Office, 1964) are shown for both granitic and sedimentary rocks (Figure 3). Landslide density increases with rainfall in both lithologies, but the granite area has a higher landslide density than the sedimentary rock area, especially for areas of higher rainfall. Landslide data in the two watersheds for the 1961 storm are summarized in Table I.

Most landslides occurred on 27 June 1961 in granite area but a deep-seated landslide (Ohnishiyama landslide; location is shown in Figure 1) occurred 2 days after the rainfall peak (29 June 1961) in the area underlain by metamorphic rocks, adjacent to the sedimentary rock area. Such deep-seated landslides are common in the area underlain by Mesozoic sedimentary rocks, such as the Chaus-yama landslide in 1903 (Figure 1). Also, the lag times between deep-seated landslide initiation and rainfall are typical (Sidle *et al.*, 1985; Onda *et al.*, 1999). Although landslide density in the Koshibu watershed (13.1 km^{-2}) is smaller than in the Yotagiri basin (32.7 km^{-2}), average landslide mass in Koshibu basin (1710 m^3) is larger than Yotagiri basin (1490 m^3). In addition, a number of debris flows were triggered by the shallow landslides in the Yotagiri basin.

Current distribution of landslide scars

The current landslide distribution in a portion of the study area, based on the aerial photographs taken in 1995, is shown in Figure 4. A large number of landslide scars are still present in both watersheds. In the Yotagiri watershed, landslide scars can be found mostly in first-order streams. In contrast, in Koshibu watershed, shallow landslides can be found in only a few locations. The Yotagiri watershed has a much higher density of shallow landslides (23 km^{-2}) than the Koshibu watershed (2 km^{-2}). Several deep-seated landslide scars, or linear depressions, related to the mass rock creep (Chigira, 1992) can be found in the Koshibu area.

Microtopographic analysis

Microtopographic analysis was performed to study the different valley forms based on detailed field surveys. Such analysis classifies hillslopes based on functional geomorphic processes (Tamura, 1974). Descriptive results of the microtopographic analysis are shown in Figure 5. In the Koshibu watersheds, the valley form is

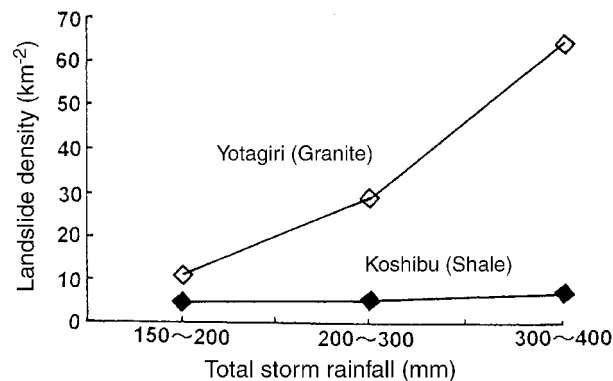


Figure 3. The relationship between cumulative rainfall and landslide density of the landslide related to a rainstorm in 1961 (after Tenryu-river Upstream Sabo Office, 1964)

Table I. Landslide in 1961 in Yotagiri and Koshibu basin

Tributaries (Predominant geology)	Drainage area ($\times 10^{-3} \text{ km}^2$)	Number of landslides	Landslide density (km^{-2})	Average landslide volume (m^3)
Yotagiri watershed (granite)	42.7	837	32.7	1490
Koshibu watershed (Mesozoic sedimentary rock)	97	487	13.1	1710

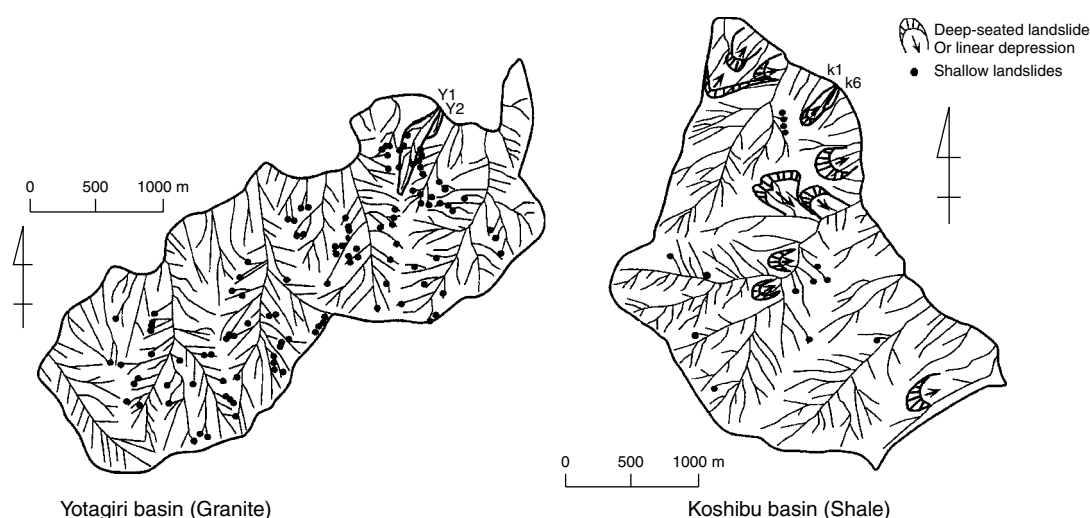


Figure 4. Shallow and deep-seated landslide distribution in Koshibu and Yotagiri basins (location is shown in Figure 1)

relatively shallow and simple, consisting of mainly one valley in watershed K6. In watershed K1, two shallow valleys join at an elevation of 1180 m. In contrast, large contour curvatures were found in watershed Y1, and six or seven first-order streams were observed. Many bedrock exposures can be seen in both watersheds because of their steepness, creating almost vertical walls. The ratio of bedrock exposure in watershed K1 is 12.4% compared with 17.7% in watershed Y1.

Among the various bedrock exposures, bedrock springs are often observed, such as in watershed K6 (Figure 6). Two types of talus-like hillslope were found in watershed K1. Type A consists of large boulders (mean diameter of about 50–60 cm), sometimes exceeding 1 m, distributed longitudinally in watershed K1 at altitudes <1230 m. These boulders are angular and covered by lichen, so that type A talus was judged to be currently inactive. Type B talus is composed of 2–30 cm gravel particles distributed at elevations above 1230 m. These talus materials are not covered by lichen and remain active. Only upper slopes (above 1420 m) in watershed Y1 are mapped as gravel talus (type B). The diameter of type B talus materials in watershed B ranges from 3 to 40 cm and most of the materials are covered by lichen. In watershed K1, talus slopes (both types) comprised 41.9% of the area; in watershed Y1 they comprised 5.8% of the area. At the top of watershed K1, a small linear depression was observed suggesting bedrock mass creep.

STREAM HYDROLOGY AND SOIL WATER MOVEMENT IN INA WATERSHEDS

Soil water movement in hillslopes

Figure 7 shows the hydraulic head distribution of subsurface water on the hillslope during a rainstorm in the shale and granite basins. The vertical percolation of subsurface water is predominant in the soil layer and in the shale basin, whereas the lateral saturated subsurface flow is observed throughout the soil layer in the granite basin. Based on observations of hydraulic head distribution from 1995 to 1997, vertical subsurface flow occurred even during heavy rainstorms in the K watersheds; on the other hand, saturated lateral subsurface flow frequently occurs parallel to the soil surface during heavy rainstorms with high antecedent soil moisture condition in the Y watersheds. These characteristics of subsurface flow show that much of the subsurface water should infiltrate into the bedrock in the K watersheds, whereas the subsurface water should discharge into the stream during the heavy storms in the Y watersheds.

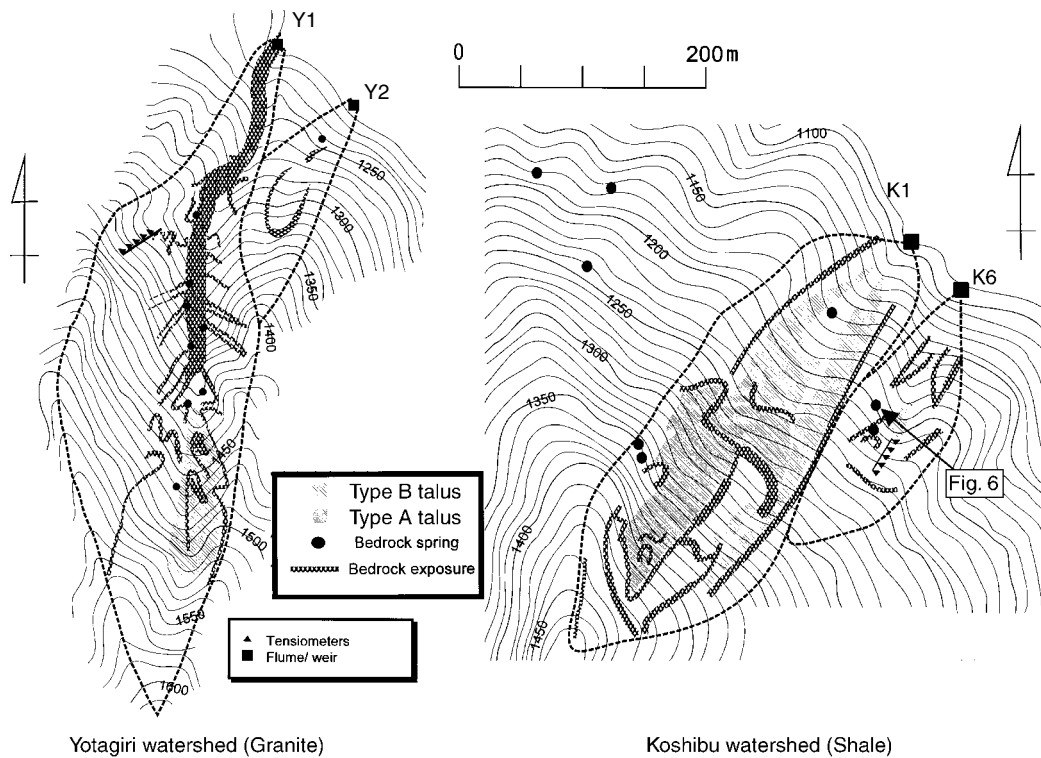


Figure 5. Microtopography maps and location of tensiometers and weirs in the Koshiibu and Yotagiri watersheds

The bedrock spring distribution and runoff

Major bedrock springs in the K1 watershed are located at elevations of 1160, 1350, and 1355 m; in watershed K6, two major bedrock springs occurred at elevations of 1200 and 1210 m. In watershed Y1, eight bedrock springs were found at elevations of 1305, 1340, 1350, 1360, 1380, 1400, 1410 and 1460 m; in watershed Y2, only one major bedrock spring occurred (elevation 1240 m).

The distribution and approximate discharge of the springs in both watersheds are shown for the relatively dry (October) and wet (July) periods (Figure 8). Spring discharges ($1 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) are expressed as the relative runoff divided by the drainage area measured from the topographic map. Springs in the Yotagiri watershed were located at relatively higher elevations than the Koshiibu watershed, and a small amount of water flowed ($1\text{--}40 \text{ ml s}^{-1}$) from these granitic springs even during dry periods. In contrast, little runoff was observed from bedrock springs on 23 October (dry period) in the Koshiibu watershed.

STABILITY ANALYSIS AND SUBSURFACE WATER STATUS

Groundwater level rise and stability analysis

The infinite slope model can be used to calculate a safety factor F , analysing landslide hazard for shallow soil mantles (e.g. Selby, 1979; Sidle and Swanston, 1982):

$$F = \frac{c' + (\gamma - m\gamma_w)z \cos^2 \beta \tan \phi'}{\gamma z \cos \beta \sin \beta} \quad (1)$$

where F is the safety factor of the slope, ϕ' is the friction angle, c' is the cohesion of the soil for natural water content, γ is the unit weight of the soil at natural water content, γ_w is the unit weight of water, m is the



Figure 6. Bedrock springs in watershed K6 (location is shown in Figure 5)

relative groundwater level (defined as the vertical height of the water table above the slide plane as a fraction of the regolith thickness above the shear plane), z is the vertical depth of the shear plane, and β is the slope angle.

In the Koshibu watersheds, measured values of c' and ϕ' were 1.6 kN m^{-2} and 41.3° respectively; in the Yotagiri watershed these values were 1.5 kN m^{-2} and 42.6° respectively. The soil thickness z is the average soil thickness above the potential sliding surface: 0.69 m in Koshibu watershed and 0.49 m in the Yotagiri watershed were used in this analysis.

The theoretical relationship between relative ground water level m and safety factor is shown in Figure 9. For the same ground water conditions, a higher safety factor was calculated in the Yotagiri watershed than in the Koshibu watershed. However, landslide density is greater in the Yotagiri watershed (Figure 3), although the slope angle is slightly steeper in the Koshibu watershed.

When the safety factor $F = 1$ (i.e. dictating failure conditions), the groundwater level was calculated as 29 cm in Koshibu watershed and 34 cm in Yotagiri watershed relative to the potential sliding plane. Thus, further explanation is needed to explain why fewer landslides occurred in the Yotagiri watershed.

Groundwater level and landslide occurrence

The antecedent water index, API (e.g. Mosley, 1979), can be calculated in general as

$$\text{API}_i(\text{mm}) = \Sigma(P_i/i) \quad (i = 1 \text{ to } 30 \text{ days}) \quad (2)$$

where P_i is the daily rainfall amount i days before the rainfall event. The API may range from 1 to 30 days, depending on the study objectives and site response. In this study API_{30} was employed (Mosley, 1979; Pearce *et al.*, 1986) for describing the antecedent soil moisture.

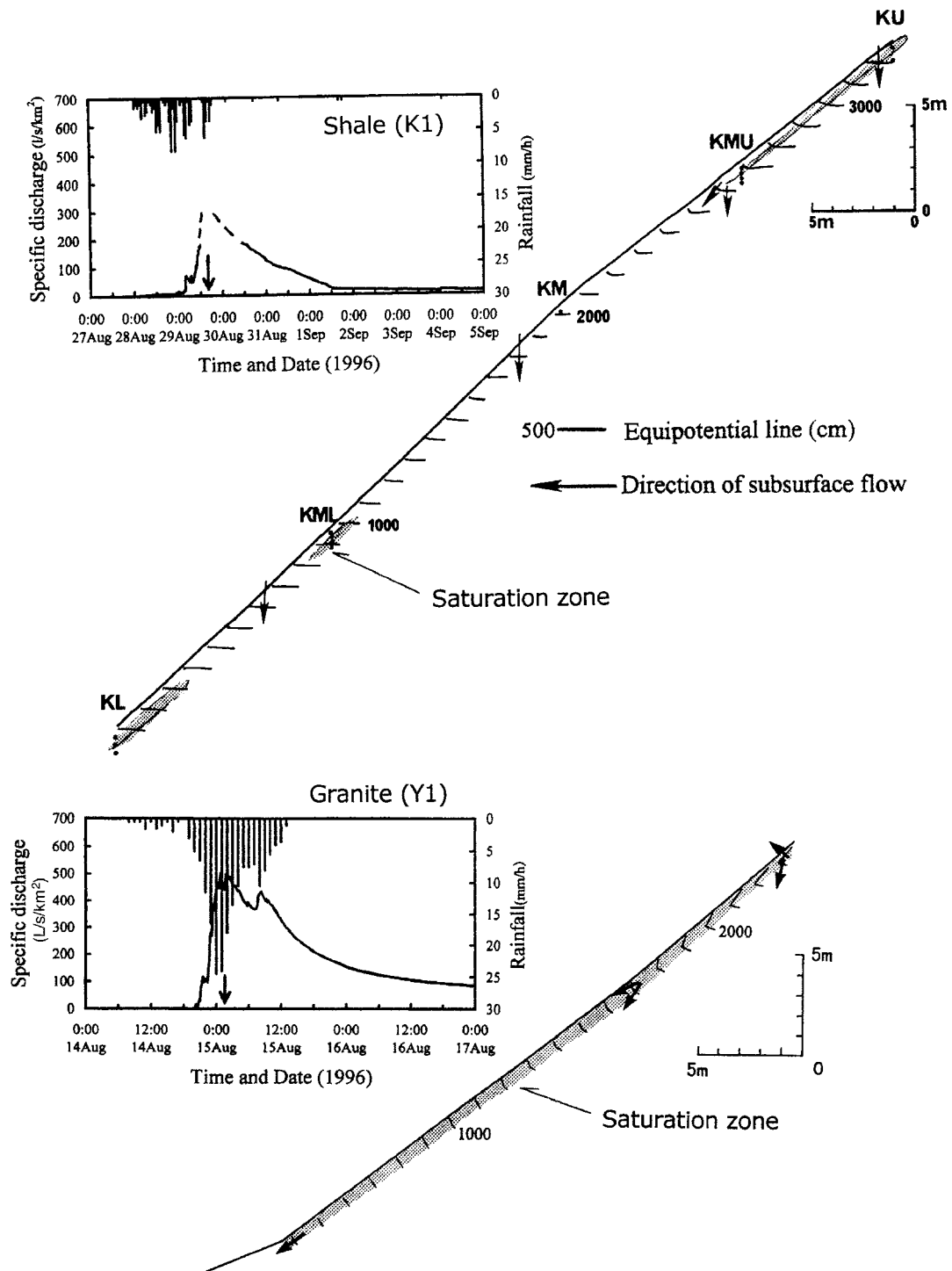


Figure 7. Hydraulic head distribution of subsurface water on the hillslopes (the time is shown as arrows in the stream hydrographs) and stream hydrograph during a rainstorm in the shale and granite basins in Ina watersheds

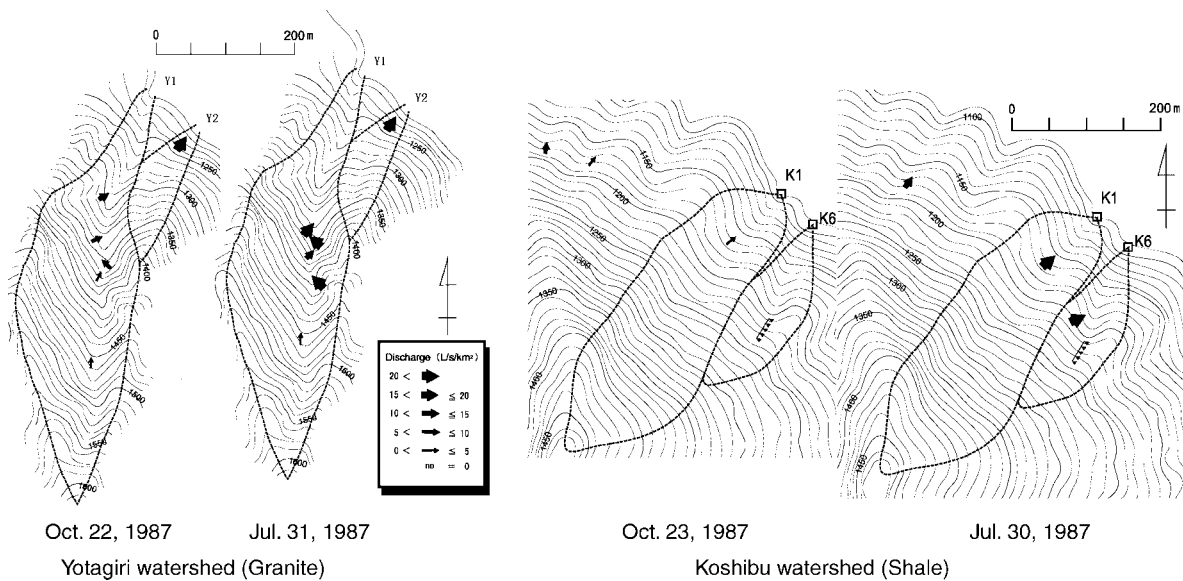


Figure 8. Bedrock spring distributions and discharge during dry and the wet periods

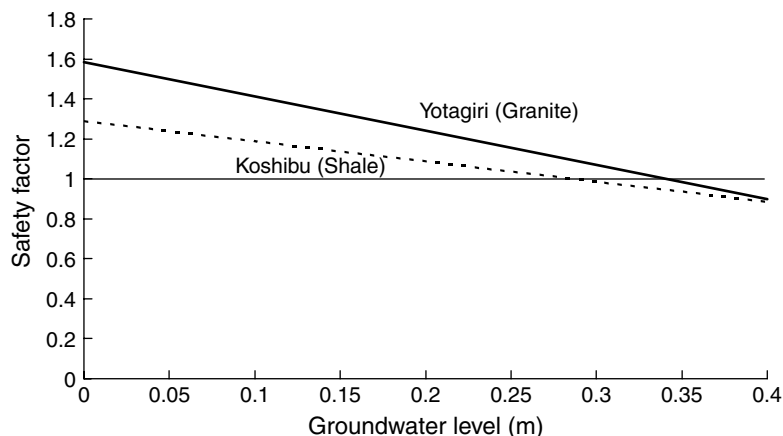


Figure 9. The relationship between groundwater level above the potential sliding plane and the safety factor based on infinite slope stability analysis

Relationships between API and daily rainfall are shown in Figure 10. The groundwater levels above the potential sliding surface are included for each data point in the graphs. Groundwater levels above the potential sliding plane were measured at three (K6) and four (Y1) positions along hillslope transects using the positive pore pressure of the tensiometers in these two watersheds. Average values of the groundwater levels from these tensiometers (Figure 5) at each site are shown with the data points in Figure 10. The storm events are defined as those with daily rainfall >10 mm. In watershed K6, no data are available for high API_{30} values because of some malfunctioning tensiometers during some storm events, but groundwater levels were relatively low during events with $API_{30} < 40$ mm, the highest value being 7.9 cm. Groundwater levels in Y1 rose up to almost 30 cm for wet API_{30} conditions ($API_{30} > 100$ mm). For lower API_{30} values ($API_{30} < 20$ mm), groundwater levels in Y1 were as high as 23.4 cm. Therefore, the groundwater levels in Y1 were higher

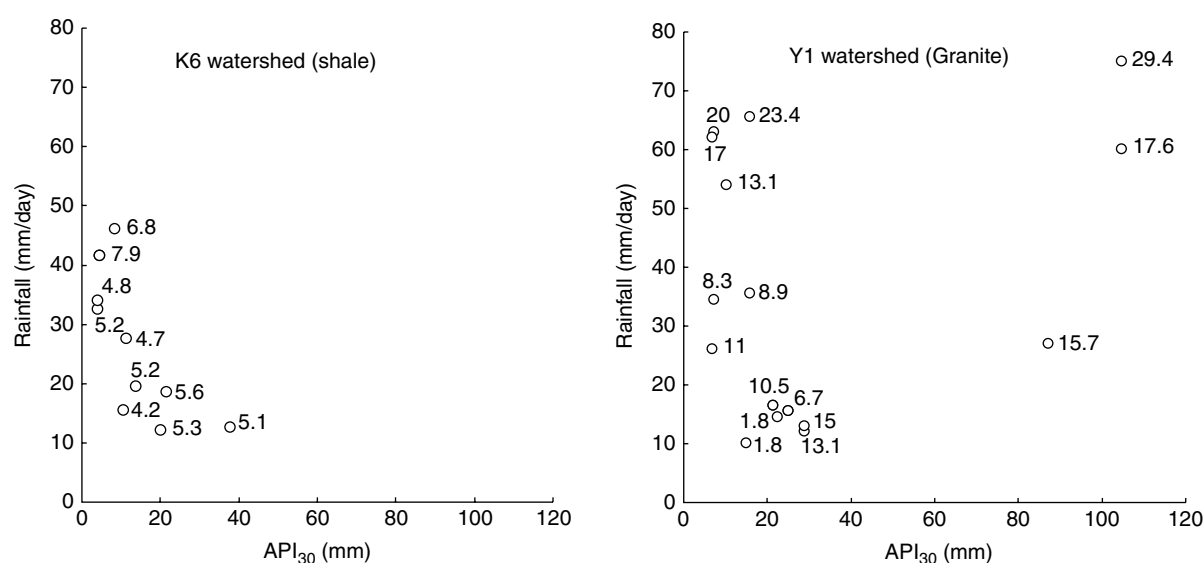


Figure 10. The relationship between API₃₀ and peak rainfall. The groundwater level (cm) above the potential sliding surface is next to plotted circles on graph

than K6 groundwater levels for the lower API₃₀ conditions. This may be explained by the lower bedrock infiltration rate in the Y1 hillslope compared with that of the K1 hillslope.

Occurrences of the maximum water level rise above the potential sliding plane during individual storms in 1997 are shown in Figure 11. The maximum ground water levels in the monitored hillslopes of Koshiibu and Yotagiri watersheds were 7.9 cm and 28.2 cm respectively. The hillslopes in Yotagiri watershed, underlain by granite, had a greater response than the Koshiibu watershed, which was underlain by Mesozoic shale. The ground water level needed to cause slope failure ($F = 1$) is 29 cm in Koshiibu and 34 cm in Yotagiri. These findings suggest that, although the shear strength of the soil is stronger in Yotagiri, the slope is more unstable because of the ground water condition.

Antecedent moisture and stream runoff

Relationships between API₃₀ and daily average discharge for watersheds Y1 (23 June–5 October) and K1 (4 July–7 October) in 1997 are shown in Figure 12. A moderate but significant linear correlation was found in watershed Y1 ($r^2 = 0.65$), but the data are highly scattered, especially for higher API₃₀ values. The average discharge in watershed K1 did not increase until the API₃₀ value exceeded 50 mm; all discharge values for API₃₀ < 50 mm are < 1 l s⁻¹. However when API₃₀ > 50 mm, average daily discharge begins to increase. Therefore, the runoff from Y1 watershed was controlled by both antecedent moisture and possibly peak runoff (Onda *et al.*, 2001). In contrast, discharge from K1 is mostly controlled by antecedent moisture. These findings suggest that soil water did not contribute to the runoff in watershed K1, i.e. soil water infiltrated into the bedrock during storm events.

The role of infiltration on bedrock on hillslope processes and landforms

As shown in Figure 4, bedrock slide scars or several linear depressions can be found in the Koshiibu watershed underlain by shale, and the hillslope landform is composed of both large and small boulders (Figure 5). The bedrock springs located in the lower portion of the hillslope in the Koshiibu watershed were almost dry in late October (Figure 7); but, during wetter antecedent conditions, discharge from the K1 stream as well as the spring in K1 increased significantly during higher rainfall (Figures 7 and 12). These findings

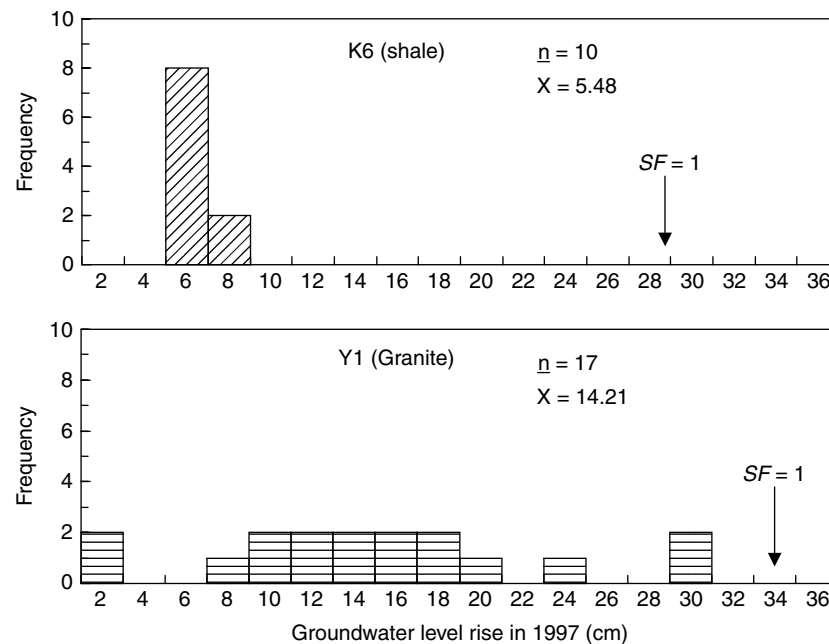


Figure 11. Frequency distribution for maximum ground water level rise above the potential sliding planes during storms in 1997. $SF = 1$ indicates the groundwater levels corresponding to $f = 1$

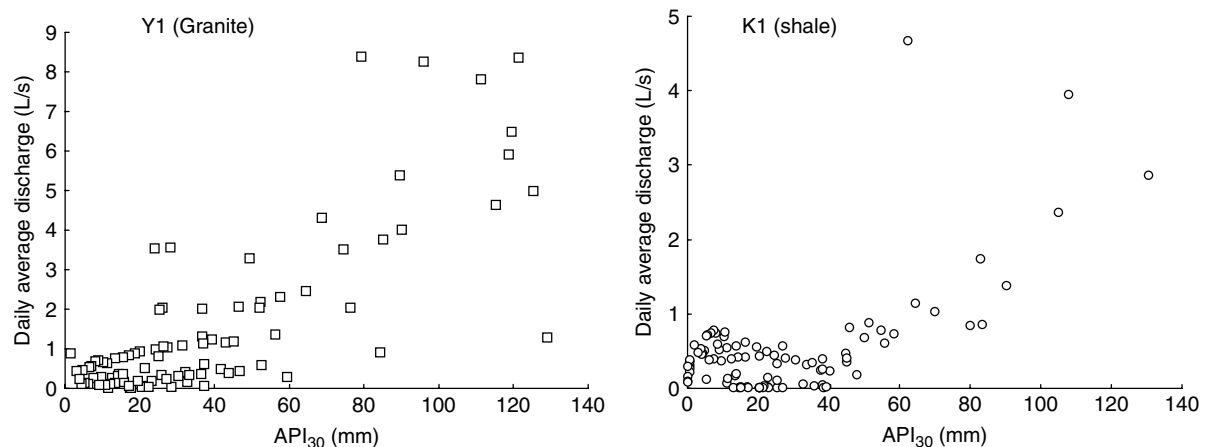


Figure 12. The relationship between API_{30} and discharge at Y1 (granite) and K1 (shale) watersheds

in Koshibu watershed suggest that the groundwater level of the bedrock is variable and may rise significantly during prolonged rainfall. The stable talus in Koshibu watershed with boulders and upslope linear depressions suggests that the past deep-seated rock mass creep occurred throughout the K1 and K6 watersheds.

In Yotagiri watershed, underlain by granite, no deep-seated mass movements were found; however, a large number of shallow landslides were observed. Hillslopes were mostly composed of hollows and a small area was classified as talus. Perched groundwater on hillslopes developed during periods of heavy rain (Figure 7), suggesting a high susceptibility for shallow landslides. Therefore, the major geomorphic processes appear to be shallow landslides and subsequent refilling (Iida and Okunishi, 1983; Dietrich *et al.*, 1986).

Numerous studies have measured or modelled the drainage density in mountainous terrain (e.g. Montgomery and Dietrich, 1992; Oguchi, 1997). Our study suggests that drainage density can be inferred by the relative importance of hillslope hydrological processes within watersheds. Elucidation of hydrological processes in hillslopes, including bedrock springs, by detailed field monitoring is important, and future research is needed to generalize the interrelationships among geomorphic processes, drainage density and mountain geomorphology.

CONCLUSIONS

In the Koshibu watershed, underlain by Mesozoic shale, drainage density and frequency is lower than in Yotagiri watershed underlain by granite. The drainage micro-morphology analysis indicated that hillslopes in watershed K1 (shale) are mostly the combinations of talus slopes and bedrock exposures. In contrast, watershed Y1 (granite) is composed of several zero-order streams with hollows. Infinite slope stability analysis shows that the regolith shear strength in watershed K6 is lower than that of hillslopes in watershed Y1, but the groundwater levels were higher in Y1 hillslopes. The bedrock groundwater distribution and discharge suggest that the bedrock groundwater levels in watershed K1 are lower and fluctuate more than in the Y1 watershed. These data suggest that although the shear strength of the soil is stronger in Yotagiri watershed, the slope is unstable because of the groundwater condition. In contrast, deep-seated landslides may episodically occur in the Koshibu watershed. These differences may contribute to different hillslope processes and drainage characteristics. Since a feedback system amongst the water flow paths, geomorphic processes and landforms has been observed (Onda, 1992), the findings of this study may be applicable to mountains with different bedrock hydraulic conductivities.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank Mr Jun-ichi Fujihara, and Ms Nozomi Kakiuchi for their kind support in the fieldwork. The present study was partially supported by the Ministry of Construction, Chubu office and Grants-in-Aid for Scientific Research from the Ministry of Education, Japan, no. 07760150.

REFERENCES

- Chigira M. 1992. Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology* **32**: 157–184.
- Dietrich WE, Wilson CJ, Reneau SL. 1986. Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes. In *Hillslope Processes*, Abrahams AD (ed.). Allen and Unwin: London: 31–53.
- Hayashi S. 1985. Some relationships between the landslide–area ratio and hydrologic data. *Journal of Japanese Forestry Society* **67**: 209–217 (in Japanese with English abstract).
- Iida T, Okunishi K. 1983. Development of hillslopes due to landslides. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* **46**: 67–77.
- Kato Y, Onda Y, Mizuyama T, Kosugi K, Yoshikawa A, Tsujimura M, Hata K, Okamoto M. 2000. The difference of runoff peak response time in upstream of Ibi river underlain by different geology. *Journal of Japan Society of Erosion Control Engineering* **53**(4): 38–43 (in Japanese with English abstract).
- Mathewson CC, Keaton JR, Santi PM. 1990. Role of bedrock ground water in the initiation of debris flow and sustained post-flow stream discharge. *Bulletin, Association of the Engineering Geologist* **27**: 73–83.
- Montgomery DR, Dietrich WE. 1992. Channel initiation and problems of landscape scale. *Science* **255**: 826–829.
- Montgomery DR, Dietrich WE. 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research* **30**: 1153–1171.
- Montgomery DR, Dietrich WE, Torres R, Anderson AP, Heffner JT, Loague K. 1997. Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resources Research* **33**: 91–109.
- Mosley MP. 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research* **15**: 795–806.
- Mulholland PJ, Wilson GV, Jardine PM. 1990. Hydrogeochemical response of a forested watershed to storms: effects of preferential flow along shallow and deep pathways. *Water Resources Research* **26**: 3021–3036.
- Noguchi S, Tsuboyama Y, Sidle RC, Hosoda I. 2001. Subsurface runoff characteristics from a forest hillslope soil profile including macropores, Hitachi Ohta, Japan. *Hydrological Processes* **15**: 2131–2149.
- Oguchi T. 1988. Differences in landform development during the late glacial and the post-glacial ages among drainages around the Matsumoto basin, central Japan. *Geographical Review of Japan* **61A**: 872–893. (in Japanese with English abstract).

- Oguchi T. 1997. Drainage density and relative relief in humid steep mountains with frequent slope failure. *Earth Surface Processes and Landforms* **22**: 107–120.
- Okimura T. 1983. A slope stability method for predicting rapid mass movements on granite. *Journal of Natural Disaster Science* **5**: 13–30.
- Onda Y. 1992. Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes, and slope form. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge* **36**: 165–178.
- Onda Y. 1994. Contrasting hydrological characteristics, slope processes and topography underlain by Paleozoic sedimentary rocks and granite. *Transactions, Japanese Geomorphological Union* **15A**: 49–65.
- Onda Y, Komatsu Y, Tsujimura M, Fujihara J. 1999. Possibility for predicting landslide occurrence by analyzing the runoff peak response time. *Journal of Japan Society of Erosion Control Engineering* **51**(5): 48–52 (in Japanese with English abstract).
- Onda Y, Komatsu Y, Tsujimura M, Fujiwara J. 2001. The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. *Hydrological Processes* **15**: 1693–1706.
- Pearce AJ, Stewart MK, Sklash MG. 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments, 1. Where does the water come from? *Water Resources Research* **22**: 1263–1272.
- Selby MJ. 1979. *Hillslope Materials and Processes*. Oxford University Press: Oxford; 117–151.
- Sidle RC, Swanson DN. 1982. Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. *Canadian Geotechnical Journal* **19**: 167–174.
- Sidle RC, Pearce AJ, O'Loughlin CL. 1985. *Hillslope Stability and Land Use*. Water Resources Monograph 11. American Geophysical Union.
- Singhal BBS, Gupta RP. 1999. *Applied Hydrology of Fractured Rock*. Kluwer: Dordrecht.
- Takayama S. 1972. Map scale effect on the stream order analysis. *Geographical Review of Japan* **45**: 112–119 (in Japanese with English abstract).
- Tamura T. 1974. Micro-landform units composing a valley-head area and their geomorphic significance. *Tohoku Geography* **24**: 189–199 (in Japanese with English abstract).
- Tanaka S. 1957. The drainage density and rocks (granitic and Paleozoic) in the Setouchi Sea coast region, western Japan. *Geographical Review of Japan* **30**: 564–578 (in Japanese with English abstract).
- Tenryu-river Upstream Sabo Office. 1964. Landslides by 1961 heavy rainstorms. Disaster Research report. Ministry of Construction, Japan.
- Wilson CJ, Dietrich WE. 1987. The contribution of bedrock groundwater flow to storm runoff and high pore pressure development in hollows. In *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, Beschta RC, Blinn T, Grant GE, Jce GG, Swanson FJ (eds). IAHS Publication 165. IAHS Press: Wallingford; 49–59.
- Wu W, Sidle RC. 1995. A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research* **31**: 2097–2110.

6. 四万十川流域における放射性同位体を用いた土砂起源の推定

加藤弘亮・恩田裕一

6.1 研究の背景と目的

四万十川流域では、昔からアユ漁が盛んに行われている。しかし、近年になってアユの漁獲量の減少が著しく、上流部にあるダムからの高濁度の放流水がその原因として考えられている。また、ダムの影響と複合して、粗放化された人工林斜面からの微細土砂流出量の増加がそれらの問題に拍車をかけていると疑われている。管理が行き届かない人工林、特にヒノキ植林地では、枝打ちや間伐などの管理がされないために林間が鬱閉し下層植生の生育が困難になるため（写真 6-1, 6-2）、大粒の林内雨などにより土壌表面の孔隙が破壊されてクラストが形成される。浸透能が低下した斜面では地表流が発生し、続いて表面侵食。一般に温暖湿潤気候に属する山地流域では崩壊が主な土砂生産形態であると考えられているが、山間部の人為的な攪乱によって河川流域の微細土砂の生産形態はより複雑化している。

一般に温暖湿潤気候に属する山地流域では崩壊が主な土砂生産形態であると考えられており、崩壊地起源の土砂収支を明らかにすることはきわめて重要である。また、森林斜面からの微細土砂の流出量を把握することは、面的な土砂流出に対する対策を考える上で不可欠である。

これまで、河川流域における土砂の供給源を明らかにしようとする多くの研究が行われており、土壌の持つ物理的・化学的特徴を利用した微細土砂の Fingerprinting 手法は特に有効な手段であると考えられている。たとえば、Caitcheon (1993) は鉍物の磁気特性を、Kurashige (1993a,b) は粒径分布と鉍物組成を浮流土砂のトレーサーとして供給源の推定を試みた。以下にその詳細を示す。

(1) 粒径組成の利用

Kurashige (1993a;b) は、濁水濃度の先行型ピーク時の粒度組成に比べて遅れ型高濃度時の粒度組成には細粒物質が多いことを見だし、流域内の河床堆積物・溪岸堆積物・斜面上の土壌粒度組成の計測結果との比較から、先行型ピーク時および遅れ型高濃度時の浮流土砂供給源を、それぞれ河床堆積物及び斜面上の土壌である、と判定した。浮流土砂の粒度組成は、河川水を吸引濾過し、フィルターに残留した浮流土砂ごと乾燥させずに少量の蒸留水中に入れ、これを超音波洗浄し高濃度懸濁液を作るか、もしくは河川水から遠心分離法で土砂を取り出し、分散剤を加えて攪拌したのち、光透過式遠心沈降式粒度分析機、あるいはレーザー回折式粒度分析機で粒度組成を分析す

る.

(2) 鉱物組成の利用

対象とする流域内の堆積物の鉱物組成、とくに浮流土砂となりうる細粒物質の鉱物組成の相違を前もって知っておき、これらと河川の浮流土砂の鉱物組成を比較し、その主たる供給源を推定する。浮流土砂の鉱物組成を調べる場合、主に粒径 $60\mu\text{m}$ 以下の粒子を対象とすることから、X線分析法に頼ることが普通である。

倉茂(1993)は、(1)の遅れ型高濃度の浮流土砂供給源を推定する際、流域の上流部と下流部の地質の違いから、上流部と下流部それぞれの斜面上レゴリスに含まれる細粒物質の鉱物組成と浮流土砂の鉱物組成を比較し、浮流土砂の供給源は上流部レゴリスであると判定した。

また、堆積物相互の鉱物組成の違いを知らなくても、鉱物の生成過程の違いから、土砂の供給源を推定した研究もある。Chikita(1992)は、氷河の融解水で涵養される湖に流入する粒径 $2\mu\text{m}$ 以下の鉱物組成を調べ、この中に、風化作用で生成する粘土鉱物が含まれていないことから、この細粒粒子は氷河の流動に伴い基盤岩が直接削り取られた結果生じたものと推定した。

(3) 磁気特性の利用

土砂中には、磁性のある鉱物粒子がある程度含まれるのが普通であり、そのために土砂試料独自が持つ磁気的特性、 χ (比磁化率) や IRM_n (試料を等温状態で磁束密度 n ステラの磁場のなかで磁化させたときの残留磁化) について magnetic susceptibility meter および Molspin's spinner magnetometer で計測する。 χ や IRM_n は、土壌の風化の程度で値が異なり、上層土壌と下層土壌では異なる値を示す。また同じ流域内でも母岩となる基盤岩が異なれば、 χ も IRM_n も別の値を示す。Caitcheon(1993)は、いくつかの河川堆積物の χ と IRM_n を調べ、河川の合流点より上流側と下流側との比の違いなどから、合流点より、下流側の土砂供給源として上流側 2 河川がいかなる比で寄与するかを調べた。

しかしながら、上で取り上げた土壌の特性は地質条件に依存することが多く、河川流域内の土砂供給源についてその大概の把握に限られる。また、土砂供給源のトレーサーの特徴が十分な相違を持つ場合は少なく、どの流域にも適用される一般的な手法として確立されているとはいえない。

ところで、近年になって放射性同位体を用いた Fingerprinting 手法が注目を集めている。特に ^{137}Cs , ^{210}Pb ex, ^7Be などの降下性放射性同位体やウランウムやトリウム壊変系列の in situ 放射性同位体を用いて、複数の土砂供給源からの相対的な土砂寄与率の推定 (Oldfield et al., 1979; Pert and Walling, 1986; Olley et al., 1993; Wallbrink et al., 1998) や河床堆積物の滞留時間の推定 (Wallbrink et al., 1998) に成功している。たとえば Olley et al. (1993)

は、複数のガリーからなる小流域 (5.1km^2) において河床堆積物と出水時に採取した浮流土砂の ^{137}Cs , ^7Be , ^{226}Ra , ^{232}Th 濃度を測定し、流出土砂の供給源とそれぞれのガリーからの相対的な土砂寄与率を推定した。その結果、河床堆積物の供給源が主にガリー自身であるのに対して浮流土砂はリルあるいはシート浸食に由来する土砂の寄与率が大きく、低水時と出水時に土砂供給源が変化することを明らかにした。また、Wallbrink et al. (1998) は、Australia の Murrumbidgee River において流域の土砂供給源を耕作地、非耕作地および河道・ガリーの三つに区分し、それらの放射性同位体濃度の違いを利用して、低水時と出水時の浮流土砂供給源を推定した。さらに浮流土砂の $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度から流域微細土砂の滞留時間を推定するモデルを提案した。Motha et al. (2003) は、複数の浮流土砂の供給源からの相対的寄与率を ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度と地球化学的特性などの複数の指標を用いて推定した。研究対象流域から流出する浮流土砂の半分以上が不攪乱の森林土壌であるが、舗装されていない道路の単位面積当たりの土砂生産寄与率は不攪乱の森林土壌の 20~60 倍に上り、森林流域の微細土砂生産における未舗装の道路の重要性が明らかになった。

放射性同位体を用いた微細土砂供給源の Fingerprinting 手法は、森林表層土壌と崩壊地斜面や河道に代表される下層土からの相対的土砂流出寄与率の推定に非常に有効である。しかし、放射性同位体を用いた土砂供給源の推定に関する研究の多くは、耕作地や牧草地が広く分布する流域を対象としたもので、崩壊地からの土砂流出が予想される山地流域にその手法を適用した研究はない。そこで本研究は、四万十川上流域の崩壊地が分布する山地流域において、放射性同位体を用いた微細土砂の Fingerprinting 手法により、流域の微細土砂流出の大概を把握することを目的とした。

6.2 トレーサーとしての環境放射性同位体

環境放射性同位体の主要な供給源として岩石圏と大気圏がある (Olley et al. 1993)。 ^{137}Cs や $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, ^7Be は大気中から沈着するが、土壌中のウラニウム、トリウム壊変系列の放射性同位体などは母岩に含まれる放射性同位体に由来するものである。大気由来の放射性同位体は、地表に降下するとすぐに表層土壌中の微細物質に強力に吸着されるため、攪乱されていない土壌断面では表層で最も濃度が高く、深さに伴って指数関数的に減少する。一方、土壌中の *in situ* 放射性同位体は母岩に含まれるウラニウムやトリウムに由来し、土壌プロファイル中のそれらの存在比 (U/Th 値) は深度に関係なく一定の値を示すが、気候、土壌、岩質、塩分などの違いに伴って値が変化する。表層土壌への供給過程に起因するこれら放射性同位体の土壌中の分布特性の違いは、放射性同位体を用いた土砂のトレーシングや土壌侵食研究の基礎になっており、流域内の土砂生産過程を三次元的に把握することができる。

(1) 降下放射性同位体

^{137}Cs (半減期 30.2 年) は, 1952~62 年にかけて行われた水爆実験の副産物として大気中に放出された人工放射性同位体である. 大気中の ^{137}Cs は主に降水に伴って地表に降下し, 表層土壌中の微細粒子に強く吸着されている. 北半球の ^{137}Cs 降下量は 1963 年にピークを示し(図 6-1), 原水爆実験禁止条約(Nuclear ban treaty, 1963 年)以降 ^{137}Cs の降下量は減少を続け, 1970 年代後半から現在までの降下量はほぼ 0 である (Walling and Quine, 1990 ; Mahara, 1993). ^{137}Cs の全降下量には地域的な差があり, たとえば nuclear weapon tests が主に北半球で行われたため南半球より北半球の降下量が多く, またチェルノブイリ原発事故のような局地的な放射能汚染にも影響される.

一般的に, 攪乱されていない土層中の ^{137}Cs の濃度分布は, 存在する ^{137}Cs の大部分が上部 100mm 以浅に存在し, 表層付近で最も濃度が高く, 深さに伴って指数関数的に減少する (図 6-2). 土壌中のこのような Cs-137 濃度の分布特性は全球を通して一般的で, 表層土壌と下層土を区別する指標として用いられる. また, 一般的な土壌環境において, 生物的, 化学的プロセスによって土壌から分離する ^{137}Cs 量はごくわずかで (Davis, 1963 ; Dahlman, 1975 ; Lomennick and Tamura, 1965), ^{137}Cs などの降下性放射性同位体は土壌中の微細物質に保持されると, 環境中における再移動は主に侵食や耕作による核種を吸着した土壌粒子の物理的な移動に伴うことが知られている (Ritchie and McHenry, 1990).

^{210}Pb (半減期 20.3 年) はウラニウム壊変系列を構成する放射性同位体の一つで, 土壌や岩石に含まれる ^{235}U に由来する. 土壌中に含まれる ^{210}Pb は in situ 生成によるものと大気中からの降下に由来するものがあり (図 6-3), 特に大気中から降下した ^{210}Pb は $^{210}\text{Pbex}$ (^{210}Pb excess) として区別される. $^{210}\text{Pbex}$ は土壌中から大気中に拡散した気体の ^{222}Rn の壊変により生成され, ^{137}Cs と同じく主に降水に伴って表層土壌に沈着する. 土壌プロファイルの $^{210}\text{Pbex}$ 濃度の分布は表層で濃度が高く, 深さとともに指数関数的に減少し, ^{137}Cs よりも半減期が短いために検出限界深度は ^{137}Cs に比べて浅い(図 6-2). なお, In situ 生成の $^{210}\text{Pbex}$ は土壌プロファイル中にほぼ均一な濃度で存在している. 現在 ^{137}Cs はほとんど降下していないが, $^{210}\text{Pbex}$ はほぼ一定量の供給を受けていることが両者の大きな違いである.

(2) In situ 放射性同位体

^{235}U (半減期 X 年) および ^{232}Th (半減期 X 年) は壊変系列を構成する放射性同位体で, 岩石の生成時からその中に含まれている. ^{235}U と ^{232}Th の存在比 (U/Th 値) は土壌や母岩の種類, 風化の程度に影響を与える気候や塩分条件によって変化し, 地質あるいは土壌型の違いによって異なる値を示すことが多い. 一般的に同じ地点の土壌プロファイルの U/Th 値は深さに関係なく一定の値を示す.

6.3 研究対象流域

研究対象流域は、高知県を流れる四万十川の支流である四万川流域（図 6-4）で、東京の西南 700km に位置している。面積 81.3km^2 の流域は標高 360～1402m に分布しており、西部の中起伏山地（起伏量 200-400m）と北部石灰岩地域の小起伏山地（起伏量 200m 以下）を除いて、流域の大部分が起伏量 400m 以上の大起伏山地である（図 6-5）。流域の年平均降水量は 2200mm であるが、1902～3921mm と年変動が大きい。6 月から 7 月の梅雨の時期に多雨で、夏季には台風の通過に伴って集中豪雨が発生することが多い。

地質は、四万川流域を東西に横切る仏像構造線を境界に、北部が秩父帯、南部が四万十帯北帯に属している。流域の大部分が砂岩、泥岩およびそれら互層で構成されており、脆弱な岩質の蛇紋岩が上流域に分布している。北部の流域界に沿って四国カルストと呼ばれる石灰岩地域が分布している。流域には多数の斜面崩壊が発生しており（写真 6-3, 6-4）、道路の建設に伴って発生したと考えられる小崩壊が多く分布している（写真 6-5, 6-6）。中の川流域および四万川上流部の蛇紋岩地域で発生頻度が高い。林業従事者の話によれば、四万川上流部の蛇紋岩地域では毎年のように地すべりが発生するという。四万川の支流流域および中の川流域に一連の砂防ダムが設置されており、特に中の川流域に多く設置されている。

全流域面積の 65.0%と 22.9%がそれぞれ植林地（写真 6-7, 6-8）と天然林で構成されており、流域の約 90%が森林で占められている（表 6-1）。水田、畑地、宅地などは主に河道に沿って分布している（図 6-6）。なお、現地調査時に流域の大部分を回ったが、流域内に典型的な粗放化された植林地は確認できなかった。

6.4 研究方法

6.4.1 サンプルング方法と供試体の準備

^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, ^{214}Bi , ^{208}Tl 濃度を測定するために全 54 サンプル（22 斜面土壌、32 河床堆積物）を四万川流域で採取した（図 6-5）。サンプルの採取は 2002 年の 12 月の低水時期に行った。斜面土壌は森林斜面と崩壊斜面、森林内のガリー、林道から表層 50mm のバルク土壌を移植ゴテを用いて採取し、微細土砂サンプルは河道に集積している土砂の上部 20mm を採取した（写真 6-9, 6-10）。採取したサンプルを実験室に持ち帰り、水中で 2mm のふるいにかけた後、乾燥炉を用いて 110°C で 12～24 時間乾燥させた。それから、容量 100ml のプラスチック製の容器に試料を封入した。

6.4.2 放射性同位体濃度の測定

^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, ^{214}Bi , ^{214}Tl 濃度を Gamma spectroscopy によって測定した。1 つの試料の測定時間は 43200 秒とした。測定の方法は、Wallbrink et al. (2002) に従って行った。 ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, ^{214}Bi , ^{214}Tl はそれぞれ 661keV, 46keV, 609keV,

581keV の γ 線エネルギーを放出する。

1) 測定器の働き

測定に使用した γ 線検出器は、 γ 線がゲルマニウムに入射するときの光電効果 (Compton 散乱) を利用して検出器に入射した γ 線を電流パルスに変える。入射した γ 線のエネルギーに対応した電流パルスは MCA (数千のチャンネルに電流パルスを自動的に選別する装置) によってその高さが判別され、何番目のチャンネルに記憶されるべきか判断される。この時のパルスの高さはアナログ量であるが、これをアナログ・デジタル・コンバーター (ADC) によって、いったんデジタル量に変換してから相当するチャンネルに割り当てられて記憶される。

2) 測定系の概要

測定系は γ 線検出器と MCA 及び記録装置に大別される。 γ 線検出器からの電流パルスは増幅され、エネルギーごとに相当するチャンネル (記録装置) に振り分けられる。記憶された計数値は、ブラウン管上にスペクトルとして目に見える形で表示される。また、データを外部の磁気ディスクに読み出しすることができる。

3) 測定値について

放射線測定において、あるエネルギーの γ 線の計数値が n カウントであった時、その標準偏差は \sqrt{n} で与えられる。いま、試料の全計数値を n_s 、計数時間を t_s 秒、バックグラウンドの計数値を n_b 、計数時間を t_b 秒とすると、試料の正味の計数率 n_o (cps: count per second) は、

$$n_o = (n_s/t_s - n_b/t_b) \pm \sqrt{n_s/t_s^2 + n_b/t_b^2}$$

で表される。

計測に必要な試料量は、検出器の形状および計測可能な時間によって決まる。試料量が多ければ立体的幾何効率が悪化し、 γ 線の試料への自己吸収が大きくなり計数効率が悪くなる。一方、試料数が少ないと計数時間を長くしなければならないので、多数の試料の分析が困難になる。

放射性核種の絶対量は壊変率 (Bq) で表され、1Bq は 1 秒に 1 個の原子核の崩壊に相当する。計数率から壊変率に換算するには、試料の形態、試料と測定機器の幾何学的位置、物質による放射線の吸収などによって決まる計数効率を知ることが必要である。

実際壊変率に換算するには、使用する放射性核種のエネルギースペクトルを読みとり、検出量を測定時間で割り、1 秒間あたりの検出率 n_o (cps) を求める。これに測定器種によって異なる検出効率で割り、土壌の重量で割り、さらに γ 線放出率で割ることで、乾燥重量 1kg 当たりに含まれる放射性同位体の絶対量 (Bq/kg) を求める。

5) 検出部と試料

測定する試料は、検出器の上部に置くだけでよい。土壌試料から発する放射線は微弱であるため、宇宙線や周囲に存在する放射性物質による影響を最小にして測定する必要がある。そのために、検出器の周囲は鉛ブロックで遮蔽されており、外部から放射線が検出部に入射するのを防いでいる。試料からは、 γ 線のみではなく β 線も放射されており、これが制動放射によって低エネルギー側のバックグラウンドを著しく増し、好ましくない。そこで、 β 線による影響を取り除くためにプラスチック製の台を取り付けてある。

6) MCA の操作方法・測定手順

(a) パソコンにおける MCA の初期設定

MCA 上での測定時間の指定（前と同じ測定時間で計測するときは省略する。）

- ① PRESET を押す
- ② 測定秒数を入力する

(b) 試料カプセルを検出部にセットし、鉛で遮蔽する。

(c) パソコンの MCA 上の COLLECT ボタンを押す。

(d) 測定中。（1 サンプルにつき、測定 12～24 時間）

(e) 測定終了。MCA CONTROL 用パソコンの操作を行う。

(f) データの読み出し

- ① パソコンの MCA 上の Peak Search, Identify Peaks を押す。
- ② データの保存

6.4.3 崩壊地面積の測定

研究対象流域に分布する崩壊地を空中写真から判読し地形図にプロットした。なお、判読には 1999 年に撮影された空中写真を用いた。河床堆積物の採取地点の集水範囲に分布する崩壊地面積を求め、集水面積に対する崩壊地面積の百分率を崩壊地面積率とした。各崩壊地の面積の測定には画像ソフトの面積測定機能を使用した。

6.5 結果と考察

6.5.1 斜面土壌と河床堆積物の放射性同位体濃度

斜面土壌中と河床堆積物の放射性同位体濃度の分析結果を表 6-2 に示した。森林斜面で採取した表層土壌に含まれる ^{137}Cs と $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度はそれぞれの平均が 28.8Bq/kg, 218.3Bq/kg で、分布範囲は ^{137}Cs が 19.5 - 45.5Bq/kg, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ が 69.1 - 440.7Bq/kg だった。下層土（崩壊斜面、ガリー壁、林道上堆積物）のサンプルでは、 ^{137}Cs と $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度は平均がそれぞれ 3.3Bq/kg と 22.8Bq/kg で、分布範囲はそれぞれ 0 - 8.8Bq/kg と 0 - 62.2Bq/kg だった。斜面土壌の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$

の濃度特性は特に森林土壌で広い範囲に分散しているが、森林の表層土壌と下層土の間には明確な違いがあった（図 6-7）。河床堆積物の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度の平均値は、それぞれ 3.8Bq/kg と 17.1Bq/kg で、分布範囲は 1.5 - 9.3Bq/kg と 0 - 53.1Bq/kg だった。四万川と中の川で採取した河床堆積物の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度に大きな違いはなかったが、四万川の河床堆積物の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度の方が若干高い値を示した（図 6-8）。

6.5.2 河床堆積物の U/Th 値

中の川上流部は、U/Th 値が 2.0~3.1 の範囲で 2.5 前後を示し、四万川上流部では 1.8~4.2 とばらつきが大きい。地質帯 P-1 と地質帯 P の U/Th 値の平均は、それぞれ 2.75 と 1.7 だった。

6.5.3 ^{137}Cs と $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度から推定した各供給源からの寄与率

森林斜面の表層土壌と下層土の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度に明確な違いがあることから、河床堆積物の供給源を表層土壌と下層土の二つに大別して、 ^{137}Cs 濃度と $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度からそれぞれの供給源からの土砂の寄与率を推定した。寄与率の推定には次式を用いた。

$$Ax + By = C \quad x + y = 1 \quad \dots \dots [1]$$

ここで A, B は各土砂供給源のトレーサー濃度の値で、x, y はそれぞれ供給源 A, B からの相対的土砂寄与率を表している。〔1〕式を用いて計算した結果、表層土壌および下層土からの寄与率が 100%を超えてしまう場合には、その供給源からの寄与率が 100%であるとみなした。

^{137}Cs 濃度から各供給源からの寄与率を推定した結果、中の川流域では 10 地点、四万川流域では 4 地点で、河床堆積物が下層土のみに由来すると判定された。また、中の川流域の 3 地点、四万川流域の 5 地点で表層土壌の寄与率は 0~10%と見積もられた。表層土壌からの寄与率が 10%をこえる地点は中の川流域と四万川流域で 2 点ずつだった。 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度からそれぞれの供給源の寄与率を推定した結果、中の川流域の 11 地点、四万川流域の 7 地点で土砂供給源が下層土のみと算出された。また、表層土壌の寄与率が 0~10%, 10%以上の地点は、中の川流域ではそれぞれ 3 点, 0 点であったのに対し、四万川流域ではそれぞれ 2 点ずつだった。

なお $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度から推定した各土砂供給源からの寄与率と ^{137}Cs 濃度から推定した寄与率はいくらか異なる傾向を示しており、これは河床堆積物の滞留時間や崩壊発生後の経過時間とその安定性に起因する $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ の直接の沈着による効果と考えられる。

6.5.4 崩壊地面積率と河床堆積物の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度の関係

崩壊斜面からの土砂供給が河床堆積物の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度特性に与える影響を明らかにするために、河床堆積物の採取地点における崩壊地面積率と ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度の関係を調べた。その結果、崩壊地面積率の増加とともに ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$

濃度が減少する傾向が見られた（図 6-9, 6-10）. 崩壊地面積率の増加に対する ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度の減少傾向は, 四万川流域と中の川流域の河床堆積物で異なり, 四万川流域の方が崩壊地面積率の増加に対する ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度の減少が大きい傾向を示した. なお, 図 6-9, 6-10 中に 6.5.3 で求めた各 ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度に対する森林表層土壌と下層土からの相対的寄与率を示した.

6.5.5 流下に伴う河床堆積物中の U/Th 値の変化

図 6-11 は, 中の川流域と四万川流域で採取した斜面土壌と河床堆積物について横軸に U 壊変系列の ^{214}Bi 濃度を, 縦軸に Th 壊変系列の ^{208}Tl 濃度をとってプロットしたものである. 地質帯 P1 と地質帯 P で採取したサンプルの ^{214}Bi 濃度と ^{208}Tl 濃度の関係は, 異なる傾きの直線で近似することができた. 中の川流域は上流が地質帯 P1 に属しているが, 中流以下は地質帯 P に属している. 図 6-12 は, 中の川本流の河床堆積物について, 流下に伴う U/Th 値の変化を示している. 地質帯 P を流下する過程で U/Th 値が低下しており, 地質帯 P の供給源からの土砂供給が考えられる. 河床堆積物の採取地点の全集水面積に対する地質帯 P の占有率と両地質帯の U/Th 値から求めた地質帯 P からの土砂寄与率の関係を図 6-13 に示す. 地質帯 P の占有面積率の増加に伴って地質帯 P からの寄与率が増加しており, 地質帯 P からの土砂供給量はその地質帯で構成される集水域の大きさに比例すると考えられる.

6.6 まとめ

^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度は森林土壌で高く, 崩壊地やガリーなどの下層土で低い値を示した. 流域の土砂供給源を森林の表層土壌と崩壊地やガリーなどの下層土に大別して, 簡単な混合モデルを用いて各供給源からの寄与率を求めた結果, 研究対象流域における河床堆積物の主な供給源は崩壊地などの下層土であるが, 崩壊地面積率が小さい地点では森林表層土壌の寄与率が高いことがわかった. また, 河床堆積物の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度は崩壊地面積率が増加すると減少する傾向を示し, 河床堆積物のこれらの放射性同位体濃度が上流域に位置する崩壊地面積からの土砂流出を反映していることが明らかになった. また, 河床堆積物の U/Th 値の変化から, 河床堆積物が河道を流下する過程で河道近傍および支流域からの土砂の供給を受けることがわかった.

〈 参考文献 〉

- Kurashige Y. (1993a) :Mechanism on delayed appearance of peak suspended sediment concentration in a small river, Transactions. Japanese Geomorphological Union, Vol.14, pp.385-405.
- Kurashige Y. (1993b) :Mechanism of suspended sediment supply to headwater rivers and its seasonal variation in West Central Hokkaido, Japan. Japanese Journal of Limnology, Vol.54, pp.305-315.
- Mahara Y. (1993) :Storage and migration of fallout Strontium-90 and Cesium-137 for over 40 years in the surface soil of Nagasaki. Journal of Environmental Quality, Vol.22, No.4, pp.722-730.
- Motha J.A. et al. (2003) :Determining the sources of suspended sediment in forested catchment in southeastern Australia. Water Resources Research, Vol.39, No.3, pp.1056.
- Oldfield F. et al. (1979):Identification of suspended sediment sources by means of magnetic measurements: some preliminary results. Water Resources Research, Vol.15, No.2, pp.211-218.
- Olley J.M et al. (1993):Identifying sediment sources in a gullied catchment using natural and anthropogenic radioactivity, Water Resources Research Vol.29, No.4, pp.1037-1043.
- Rogowski A.S. and Tamura T. (1970): Environmental mobility of Cesium-137. Radiation botany, Vol.10, pp35-40.
- Wallbrink P.J. et al. (1998):Determining sources and transit times of suspended sediment in the Murrumbidgee River, New South Wales, Australia, using fallout ^{137}Cs and ^{210}Pb . Water Resources Research, Vol.34, No.4, pp.879-887.
- Wallbrink P.J. et al. (2002):Radionuclide measurement using HPGe Gamma spectrometry. Chapter 5, Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides, edited by Zapata. F., Kluwer Academic Publishers.
- Walling D.E. and Woodward J.C. (1992):Use of radiometric fingerprints to derive information on suspended sediment sources. Erosion and sediment transport monitoring programs in river basins, IAHS Publ., No.210, pp.153-164.

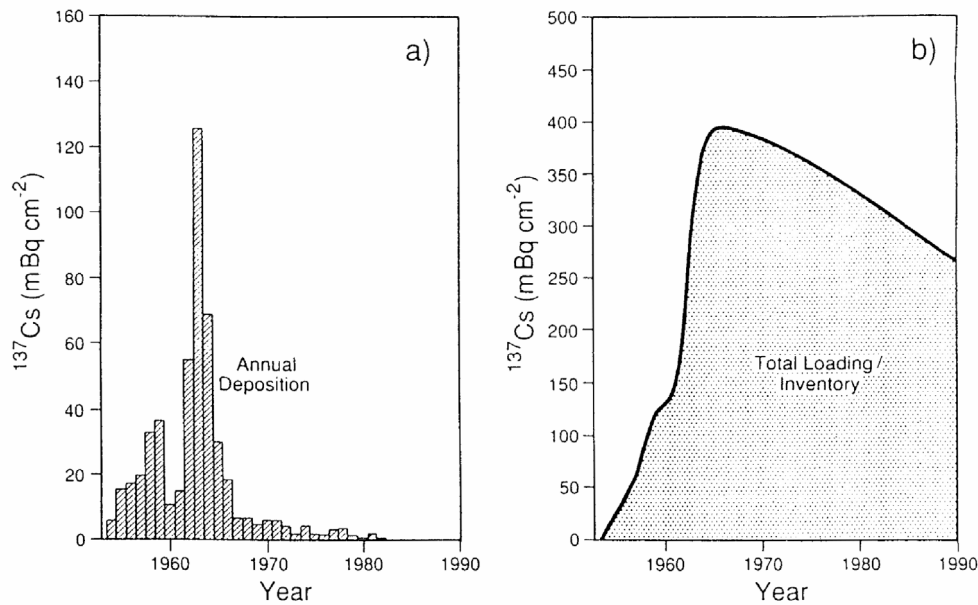


Figure The typical pattern of bomb-test ^{137}Cs fallout for a site in the Northern Hemisphere, (based on data for Milford Haven, southwest Wales, UK, supplied by Dr R. Cambray, AERE Harwell). (A) indicates the annual fallout totals and (B) plots the resultant inventory in the profile of a stable soil. Milford Haven continued to get weapons-test fallout after 1982 but the levels involved were very small and cannot be accurately represented (see Cambray, *et al.*, 1990)

図 6-1 北半球における年間 ^{137}Cs 降下量と積算 ^{137}Cs 存在量の経年変化
Walling and Quine, 1990 から引用

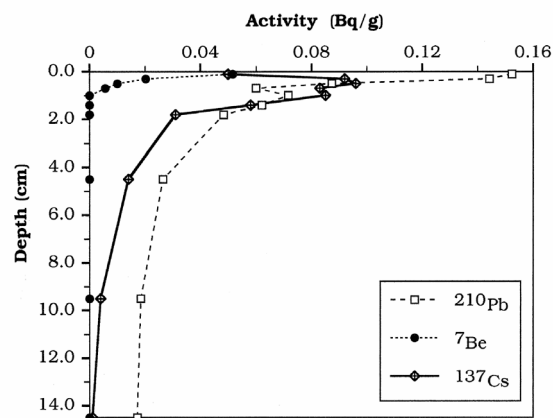


Fig. 5. Vertical profiles of ^7Be , ^{210}Pb , and ^{137}Cs activities in the soil at the 24.2 km NFSF sampling location. Soils were obtained by scraping 0.2 cm intervals in the top 2 cm and 5.0 cm intervals below. ^7Be activity decreases rapidly downcore because of its short (53 days) half-life. Excess ^{210}Pb from atmospheric fallout decreases downcore more slowly because of its longer (20.4 years) half-life. Some ^{210}Pb activity persists at depth because of in situ production from ^{226}Ra decay. ^{137}Cs activity displays a subsurface peak reflecting maximum fallout in 1963.

図 6-2 土層中の ^{137}Cs , ^{210}Pb , ^7Be 濃度の深度分布
Bonniwell et al., 1999 から引用

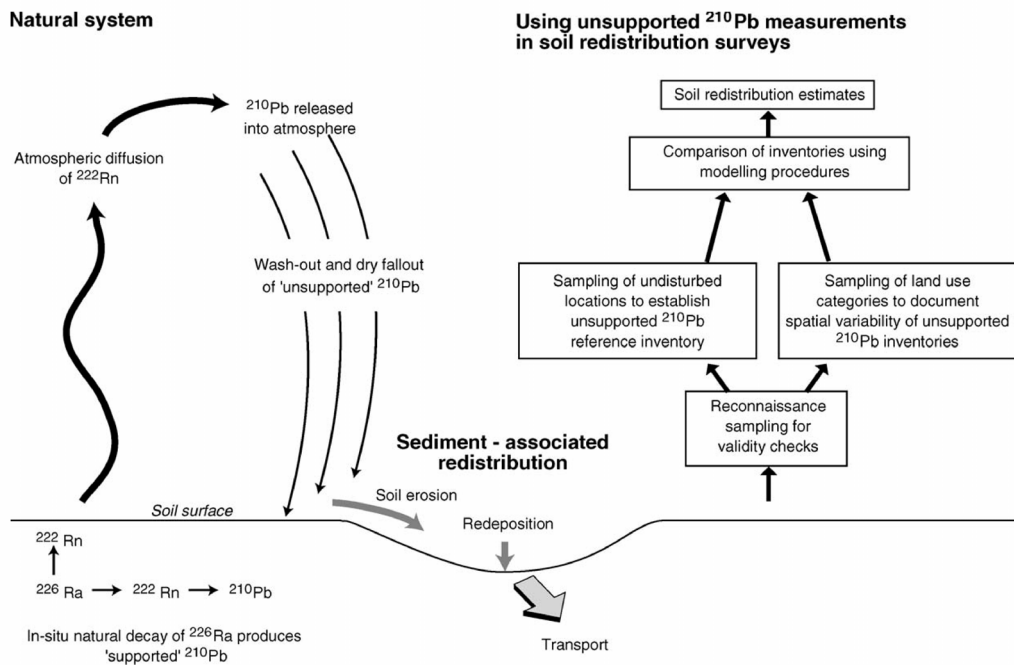


図 6-3 環境における $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ の挙動とその利用

Walling et al., 2003 から引用

表 6-1 四万川流域の土地利用

	面積 (km ²)	面積率 (%)
植林	53.2	65.1
自然林	18.7	22.9
草本	4.5	5.5
畑地	1.5	1.8
水田	3.1	3.8
伐採地	0.3	0.3
宅地	0.5	0.7
合計	81.7	100

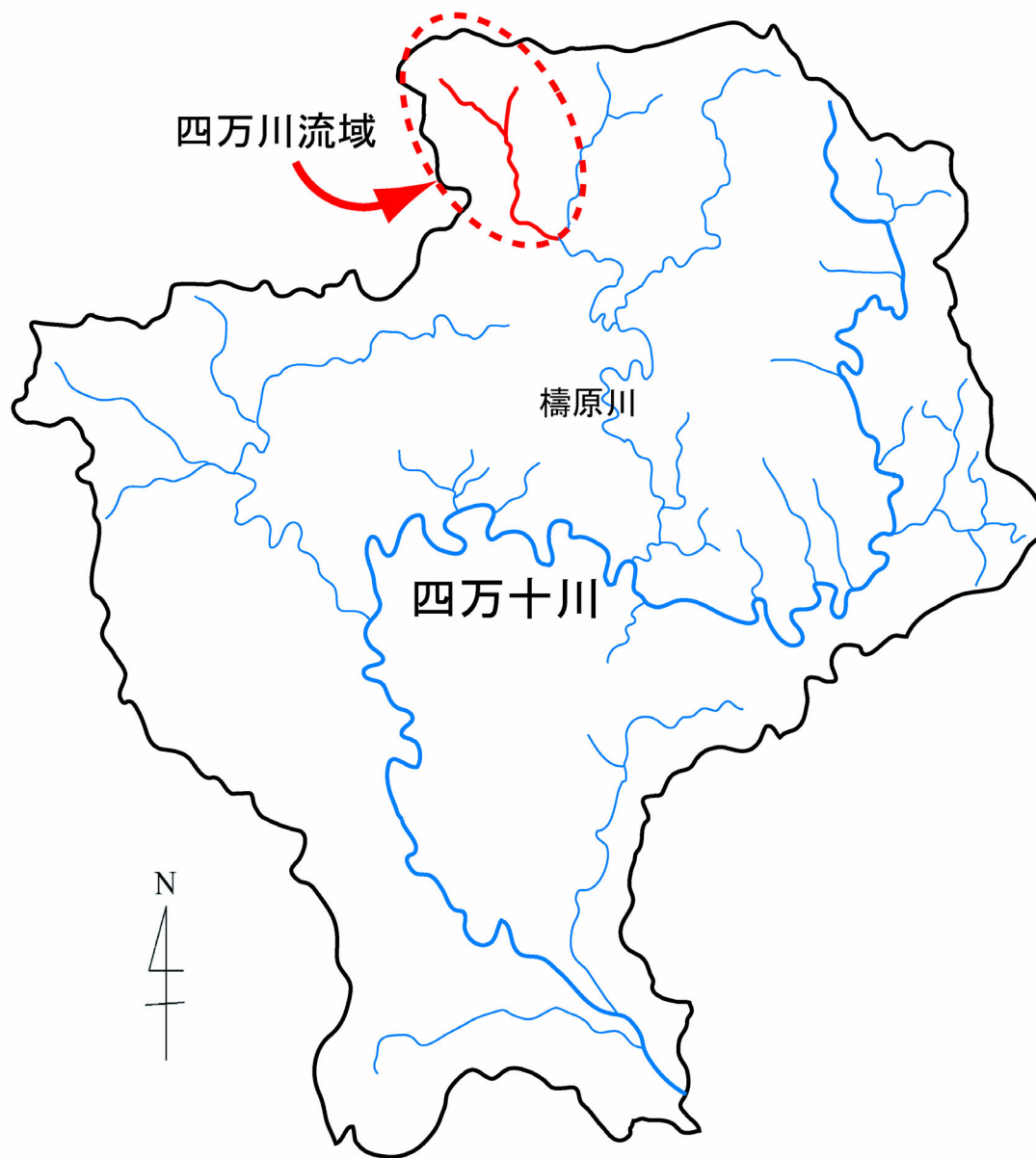


図 6-4 四万川流域の位置

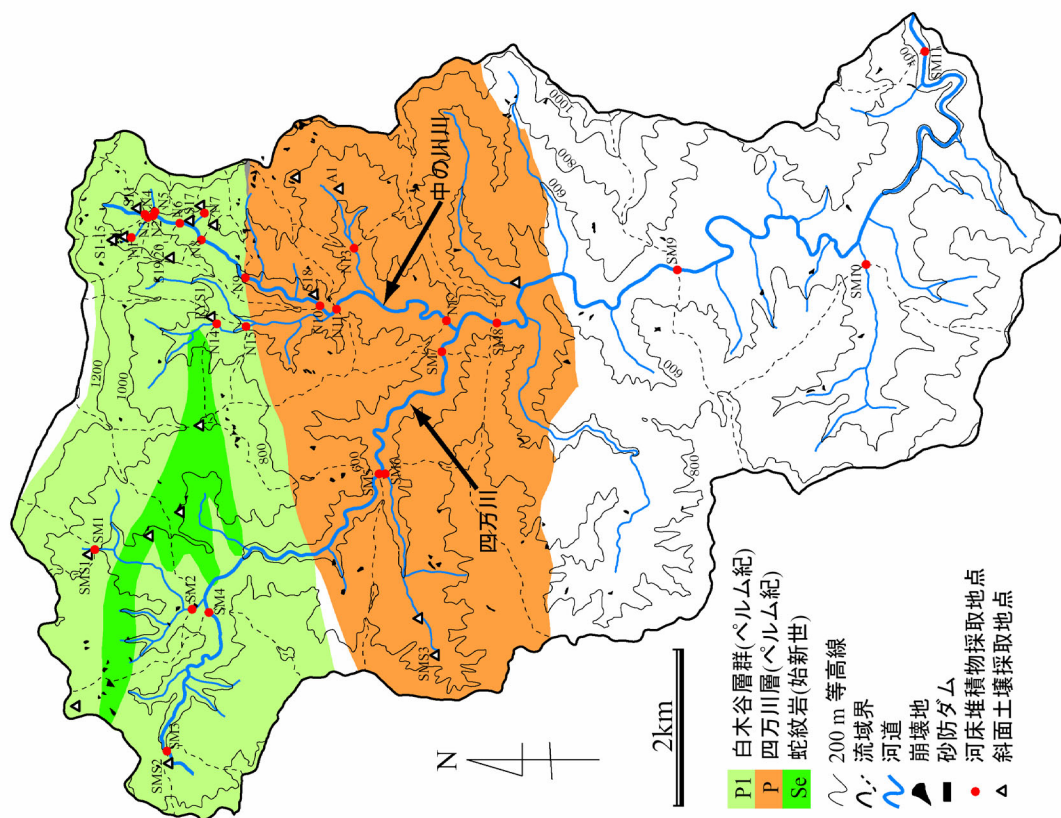


図 6-5 四万川流域の概略図

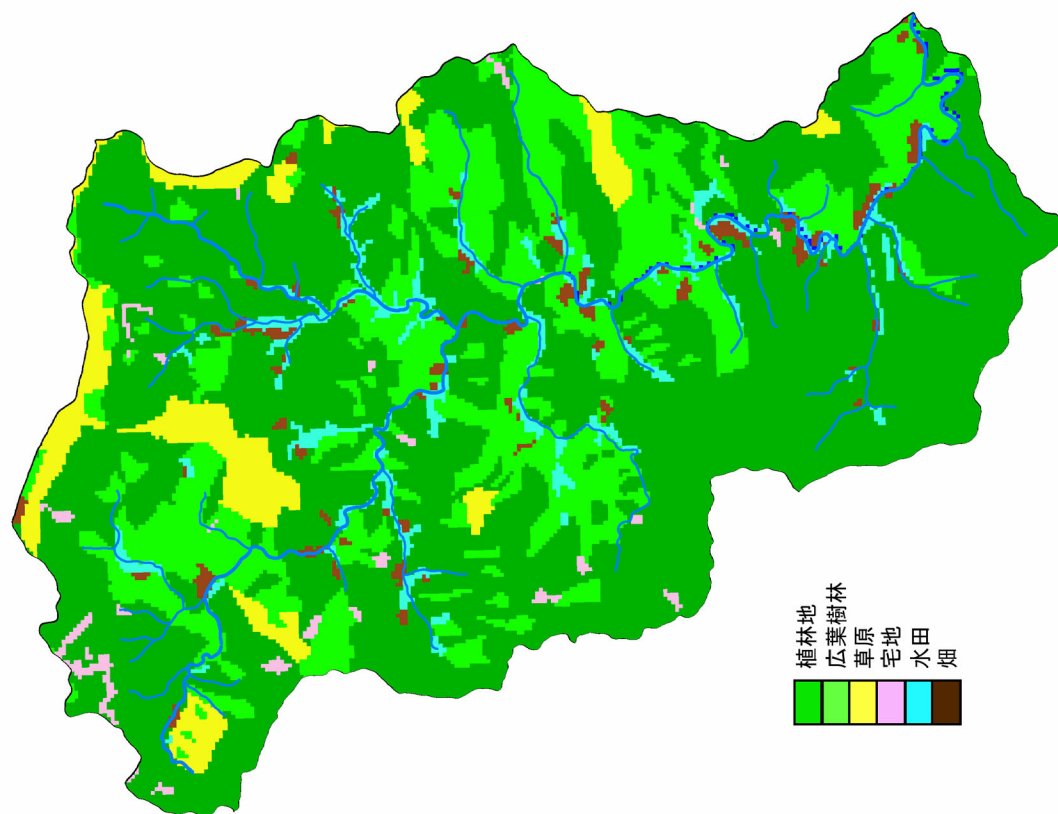


図 6-6 四万川流域の土地利用

表 6-2 各試料の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pbex}$ 濃度

	n	平均 (Bq/kg)		範囲 (Bq/kg)	
		^{137}Cs	$^{210}\text{Pbex}$	^{137}Cs	$^{210}\text{Pbex}$
森林表層土壌	12	28.8	218.3	19.5-45.5	69.1-440.7
下層土	9	3.3	22.8	0-8.8	0-62.2
崩壊斜面	5	2.9	19.1	0-5.1	0-40.0
ガリー	1	8.8	18.7	-	-
道路	3	2.1	30.4	1.3-3.3	4.4-62.2
河床堆積物	32	3.8	17.1	1.5-9.3	0-53.1
四万川	11	4.3	21.3	2.0-9.3	1.3-53.1
中の川	21	3.5	14.8	1.5-8.6	0-38.6

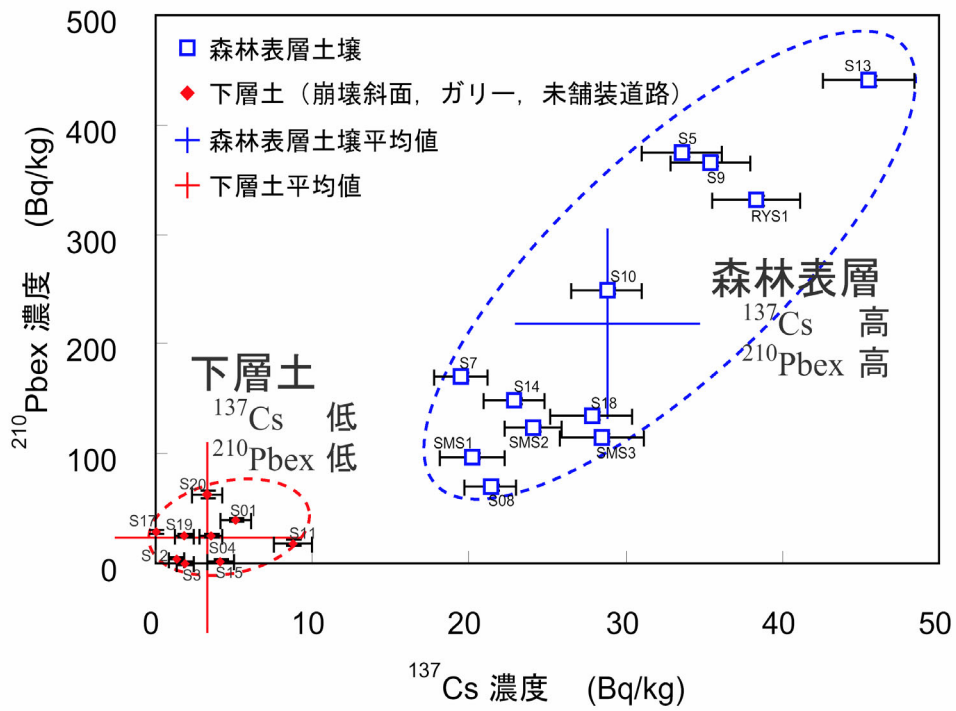


図 6-7 斜面土壌の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pbex}$ 濃度

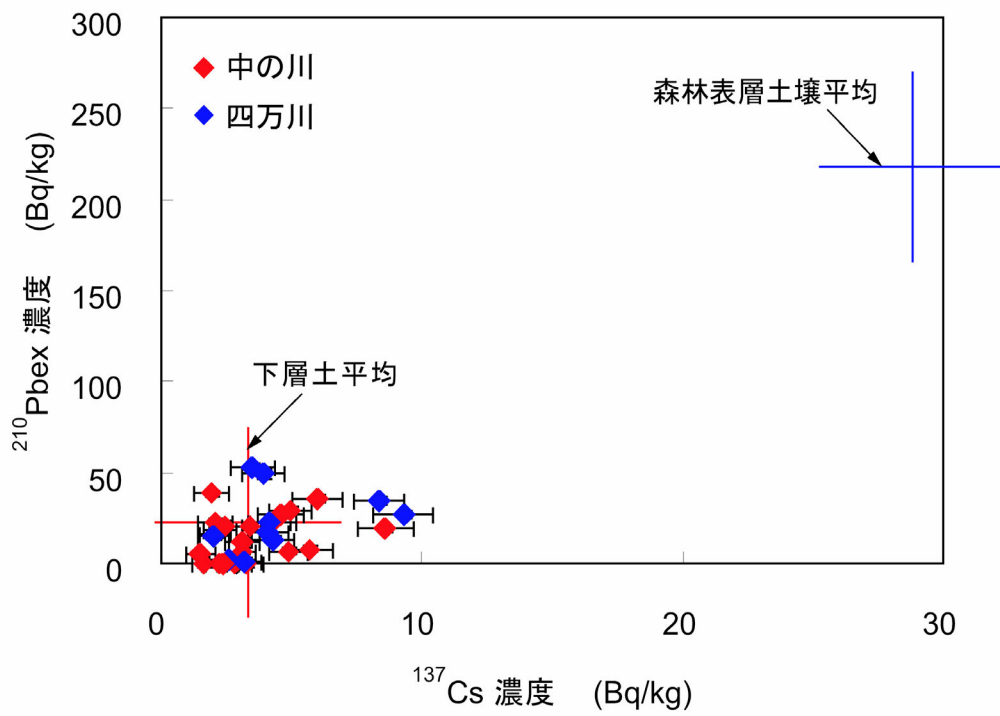


図 6-8 河床堆積物の ^{137}Cs , $^{210}\text{Pbex}$ 濃度

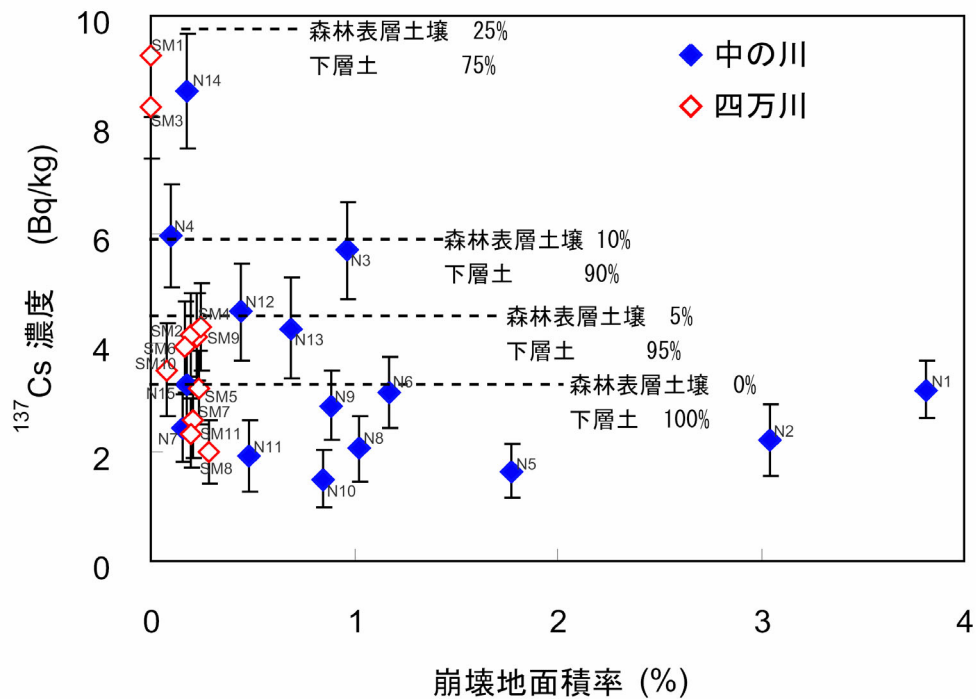


図 6-9 河床堆積物の ^{137}Cs 濃度と崩壊地面積率の関係

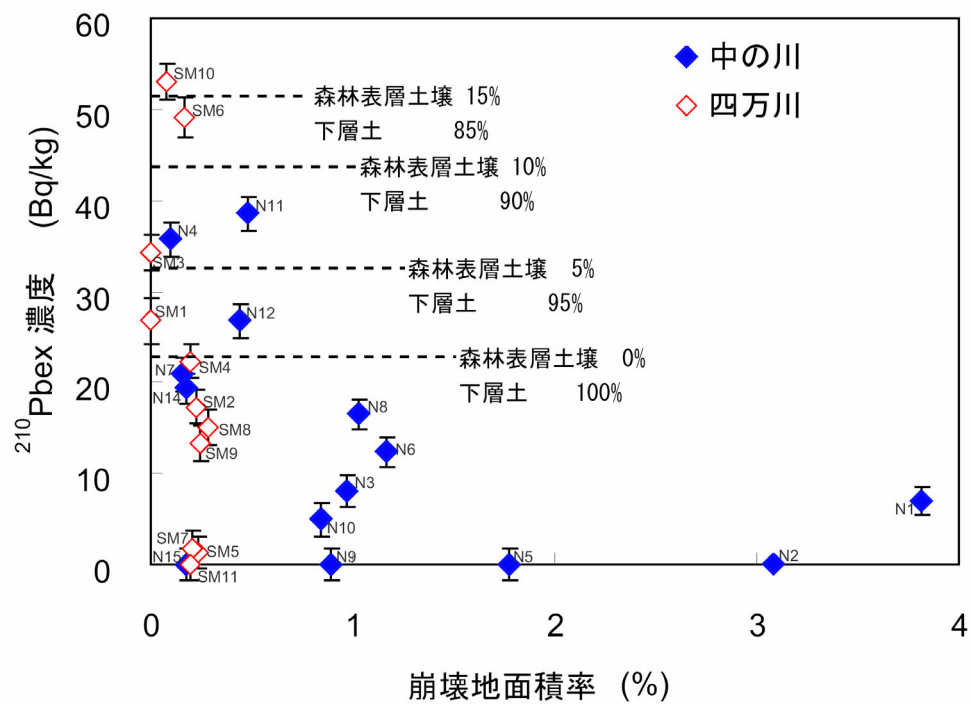


図 6-10 河床堆積物の $^{210}\text{Pbex}$ 濃度と崩壊地面積率の関係

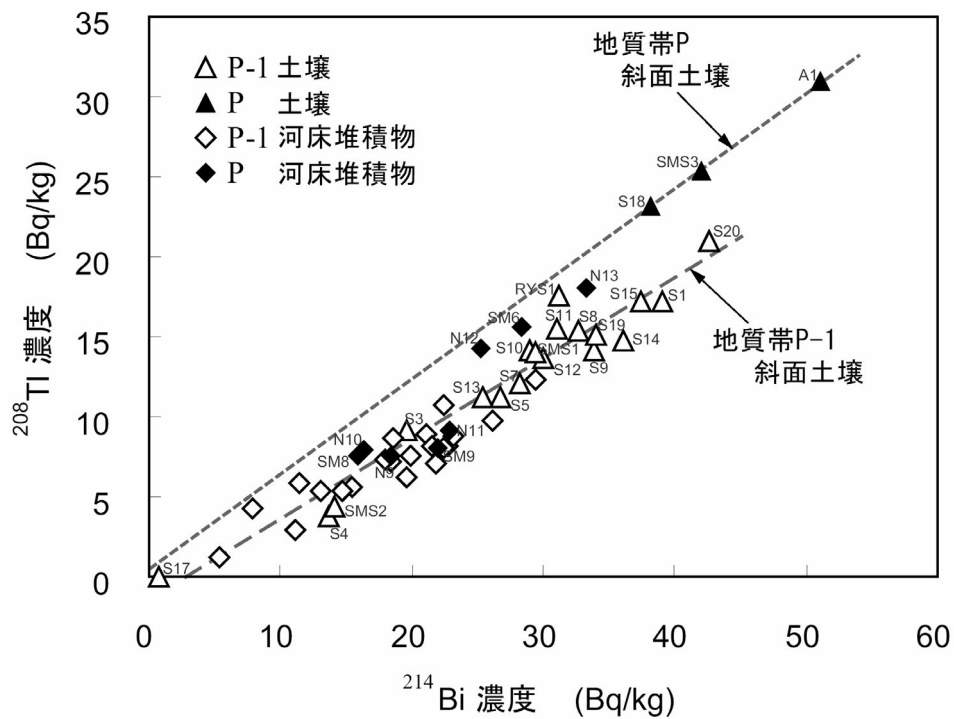


図 6-11 地質帯 P, P-1 の U/Th 値

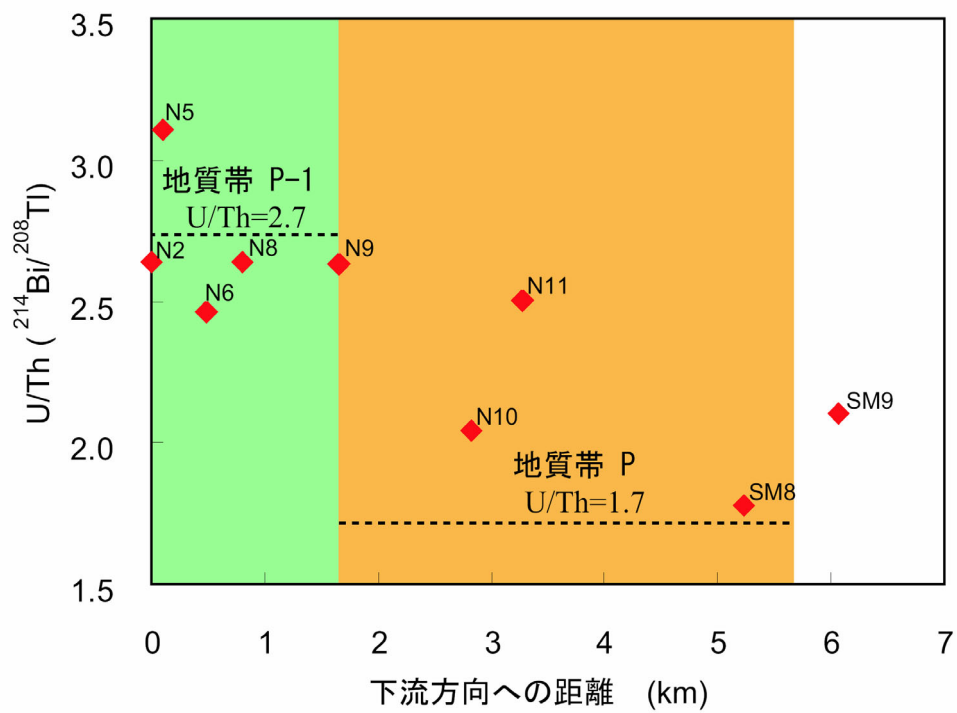


図 6-12 下流方向への距離と U/Th 値の変化

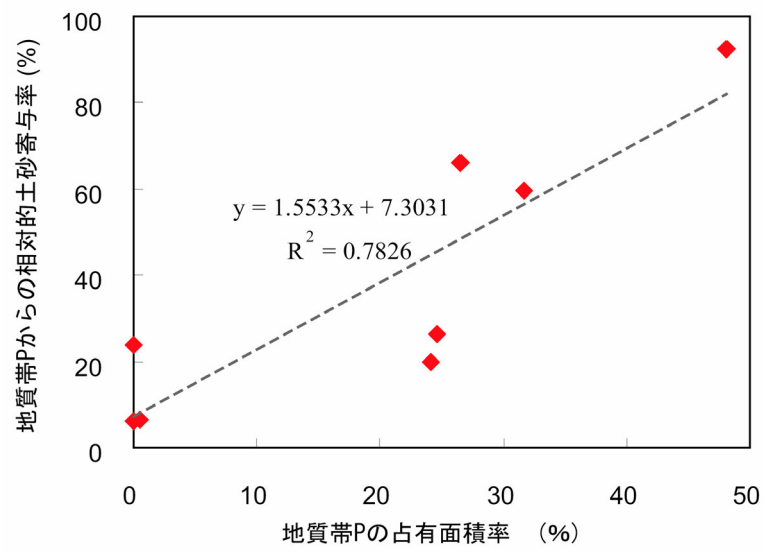


図 6-13 地質帯 P からの相対的土砂寄与率と占有面積率の関係



写真 6-1 林間が鬱閉したヒノキ林 1

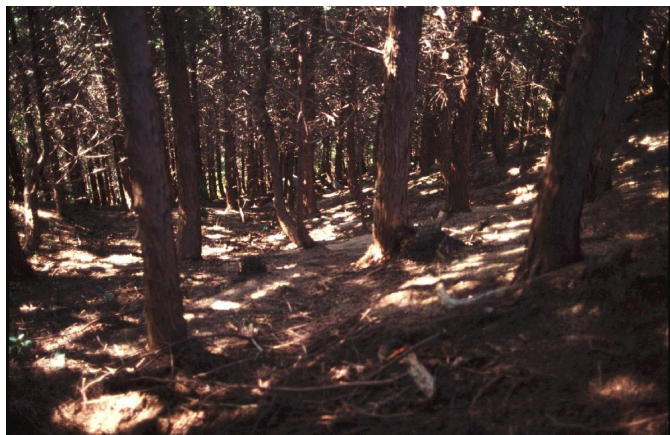


写真 6-2 林間が鬱閉したヒノキ林

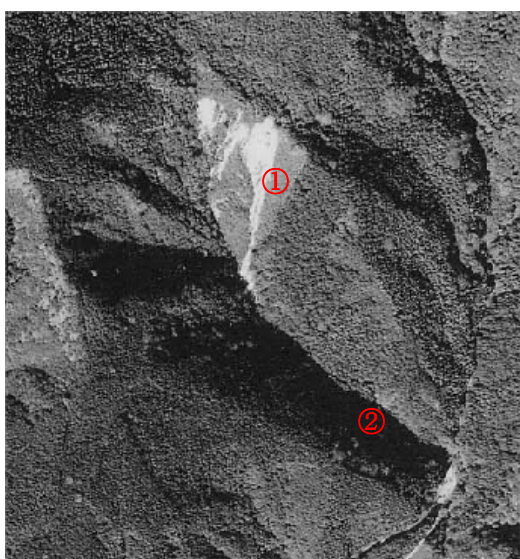


写真 6-3 中の川上流域の崩壊地(1998 年)



写真 6-4 中の川上流域の崩壊地表層の状態
(2003 年撮影, 写真 6-3 の地点①に対応)



写真 6-5 中の川上流域の林道脇の小崩壊
(写真 6-3 の地点②に対応, 2003 年)



写真 6-6 四万川上流域の未舗装道路脇の小崩壊 (2002 年)



写真 6-7 研究対象流域の典型的な植林地
(中の川流域のスギ植林地, 2002 年)



写真 6-8 研究対象流域に典型的なスギ林
の林冠 (中の川流域のスギ林, 2003 年)

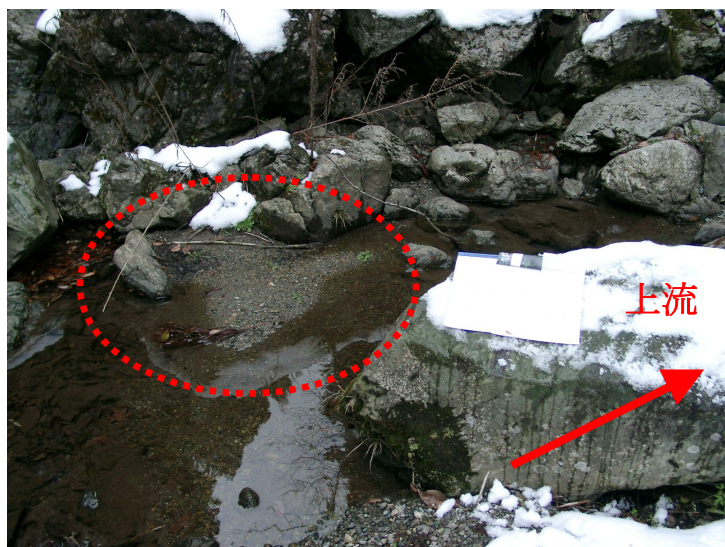


写真 6-9 河床堆積物の採取地点
四万川流域の SM2 地点
のプール, 赤い点線で囲
った場所に微細物質が集
積している

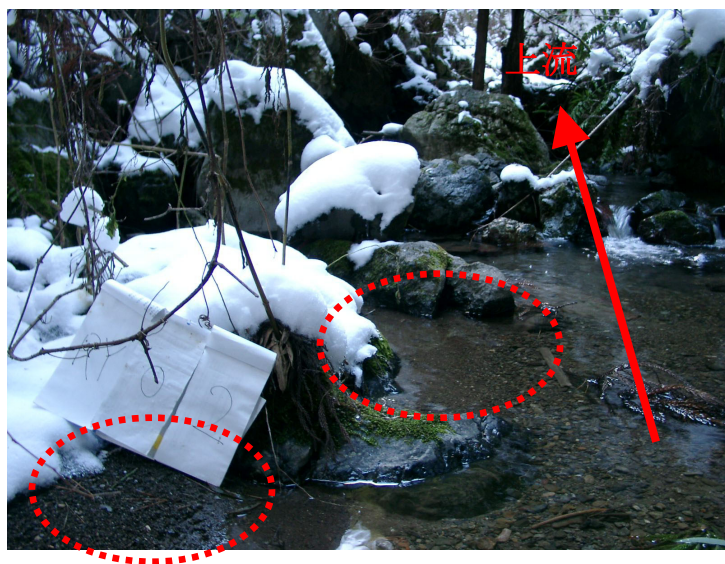


写真 6-10 河床堆積物の採取地点
中の川流域の N14 地点
赤い点線で囲った場所に
微細物質が集積している