

プランタス川流域の土地被覆分類と土砂流出解析

宝 馨・上坂龍平*・野ツ俣克彦**

*大成建設株式会社, **西松建設株式会社

要 旨

本研究では、MOS-1/MESSR マルチバンド画像データと、多時期の JERS-1/SAR 画像データを用い、土地被覆分類を行う手法を検討する。さらに、セル分布型土砂流出モデルを構築し、インドネシア・ジャワ島東部のプランタス川流域に適用し、火山噴出土砂の流出解析を行なう。MOS-1/MESSR 画像データのみを用いて土地被覆分類を行なったところ、雲がかかっている分類できない地域や不正確な分類となっている地域が存在した。そこで、多時期の JERS-1/SAR 画像データによる土地被覆分類データを統合し、マルチバンド画像データのみによるものよりも正確な土地被覆分類を行なうことができた。次に、1990 年 2 月のクルー山の噴火によって大量に堆積した土砂の流出を解析することを目的とし、セル分布型土砂流出モデルを構築した。このモデルは、流域を多数のセル (250m 四方の正方形領域) の集まりとする分布型モデルで、各セルにおいて kinematic wave 法により降雨流出計算を行なう。土砂の流出は雨水流量に従い、斜面のセルでは、地表面流の発生に伴って土砂が生産され、河道のセルでは、流砂量式により決定される流砂量が流下するとしたモデルである。このモデルを主要な支川の一つであるプティー川およびそれを含むクルー山南西斜面域に適用し、土砂堆積厚の空間的および時間的変化、プランタス川への土砂の横流入をシミュレートすることが可能となった。

キーワード：リモートセンシング、土地被覆分類、GIS、土砂流出、セル分布型流出モデル

1. 序 論

環太平洋造山帯に属するインドネシアは、日本と同じく有数の火山国である。本研究でとりあげるジャワ島東部ジャワ州西域に位置するプランタス川流域 (Fig. 1) には、クルー山などの活火山がいくつか存在する。20 世紀に入ってクルー火山は、1901 年、1919 年、1951 年、1966 年、1990 年の 5 回の噴火を起こしている (日本工営, 1997)。1919 年の噴火では、火口にたまっていた水が噴き出し、ラハール (熱泥流) となってバダック川を流下した。その結果、104 村、9000 家屋、死者 5110 名という未曾

有の災害を引き起こした。1990 年の噴火の際には、幸いラハールは発生せず、人的被害は少なかった。

約 12,000km² と広大な流域面積を有するプランタス川は、クルー火山を取り巻くように流れている。火山の噴火や雨季にまとまって降る豪雨によって生産された土砂が、バダック川やプティー川などの支流を伝って大量に流れ込んでいる。Table 1 は、1990 年 2 月 10 日のクルー火山噴火前後の各支川での堆積土砂量を示している。この火山灰土砂の影響で、ダムへの堆砂による貯水機能の低下、激しい河床変動、沖積部の河道の蛇行、洪水疎通能力の低下による洪水氾濫、海岸環境の変化といった問題

が生じている。度重なる火山の噴火とそれによる土砂生産から、当地域の土砂災害に対する危険意識は高い。クルー山山腹の各支川には数多くの砂防施設が建設中のものも含め存在し噴火後の土砂流出の軽減を計っている。

本研究では、1990年の噴火以降のクルー火山域での土砂流出解析を行なうことを最終目的とし研究に着手した。

流域面積が広く、また、精度の良い土地利用図が作成されていない本流域において、降雨流出、土砂流出解析を取り扱うには、人工衛星画像データとGISの利用が有効であると考えられる (Takara, 1996)。本研究では、土地被覆分類を行なうために一般的に用いられるマルチバンド画像データである MOS-1/MESSR(可視近赤外放射計) 画像データを入手したが、薄雲や植生の影響により、正確な土地被覆分類を行うことが難しいことが分かった。そこで、JERS-1/SARの多時期の画像データを組み合わせることにより、正確な土地被覆分類を行う手法を検討する。

さらに土砂流出解析では、人工衛星画像データとGISによるデータを入力とするセル分布型土砂流出モデルを構築し、クルー火山域に適用して、流域内に堆積した火山灰による土砂の流出過程を明らかにする。セル分布型のモデルを用いることにより、土砂の空間的な移動、流出、堆積過程を明らかにし、視覚化することが可能になると思われる。さらに、砂防施設や排砂施設の建設などの流域の変化にも容易に対応でき、適用性の高い土砂流出モデルとなることが期待される。

2. 2種類の衛星画像を用いた土地被覆分類

ブラントス川流域は、12,000km²と広大な流域面積を有する。近年の精度の高い土地利用地図や土地利用データは存在しておらず、火山の噴火、土砂の堆積、流出を繰り返しており、砂防施設、洪水調節施設の建設が進んでいることから、土地被覆の時間的な変化が少なくない。したがって、人工衛星リモートセンシング画像データを用い土地被覆分類を行うことは有効である。

ブラントス川流域をカバーしている衛星として、MOS-1、LANDSAT-4,5、SPOT、JERS-1が挙げられている (Takara, 1996)。一般に土地被覆分類を行うには、可視近赤外波長帯のセンサーを持つマルチバンド画像データを利用する。本研究においても MOS-1(海洋観測衛星1号)のマルチバンド画像デー

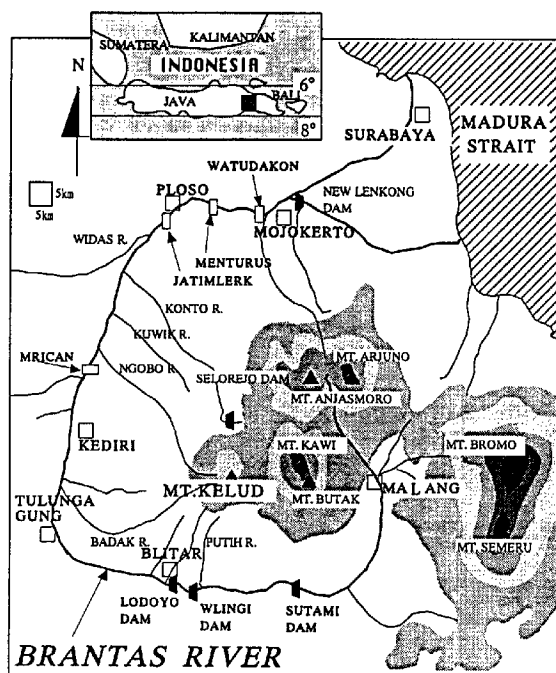


Fig. 1 Outline of the Brantas River basin (Egashira et al., 1997)

タを用い土地被覆分類を試みたが、熱帯に属する本研究の対象地域は雲が多く、薄雲か霧の様なものが広がり、分類できない部分が多い。さらに、分類結果を現地踏査や航空写真によるデータによって検証すると、MOS-1データのみによる土地被覆分類は正確性に欠けることが分かった。その原因は、居住域を含めほぼ全域が植生に覆われ、農耕は水田と畑が小規模に混在し、2期作、3期作が随所で行われるので、農作物の生産、生育に季節的な規則性がほとんどないためと考えられる。

本研究では、MOS-1のマルチバンド画像データと多時期の地球観測衛星1号 (JERS-1) の合成開口レーダー (SAR) 画像データの2種類の人工衛星リモートセンシング画像データを用いて、マルチバンド画像データのみを用いたものよりも正確な土地被覆分類を行う手法を検討する。

2.1 利用データに関して

(1) MOS-1について

1987年2月19日、海洋観測衛星1号 (Marine Observation Satellite-1, MOS-1) は、N-2ロケットで種子島宇宙センターから宇宙開発事業団により打ち上げられた。地球資源の有効利用、環境の保全等に役立たせるため、地球観測衛星に関する共通的な技術の習得および海洋現象の観測を行うことを目的とした日本初の地球観測衛星である。高

Table 1 Sediment yield in tributaries before and after the eruption of Mt. Kelud on February 10, 1990

River name	Catchment area (km ²)	Sediment (m ³) before 1990	Sediment (m ³) 1990-1997
K. Konta	203.597	3,487,932	239,000
K. Serinjing	150.248	772,826	1,594,100
K. Ngobo	40.364	3,039,146	3,254,500
K. Sukorejo/Petungkobong	68.0133	213,333	15,333
K. Gedog	89.2472	221,538	872,600
K. Badak	61.5468	12,100,351	12,057,445
K. Putih	26.8447	6,353,339	10,582,015
K. Semut	37.4579	3,442,906	4,236,879
K. Jari	41.9643	—	1,646,875

度約 900km, 太陽同期準回帰軌道で周期は約 103 分, 回帰日数は 17 日である。可視近赤外放射計 (MESSR; 海水面の色及び陸域の地表面情報を観測), 可視熱赤外放射計 (VTIR; 広域の海水面と上層水蒸気及び地表面の熱分布の情報を観測), マイクロ波放射計 (MSR; 水蒸気量や雪の情報を観測) の 3 つのセンサーを搭載している。本研究で用いるのは, MESSR データで, 空間分解能 50m, 観測幅 100km。観測波長帯は, バンド 1(青緑色域; 0.51 ~ 0.59 μ m), バンド 2(赤色域; 0.61 ~ 0.69 μ m), バンド 3(近赤外域; 0.72 ~ 0.80 μ m), バンド 4(近赤外域; 0.80 ~ 1.10 μ m) の 4 バンドであり, マルチバンド画像データを入手できる。

(2) JERS-1 について

1992 年 2 月 11 日, 地球資源衛星 1 号 (Japanese Earth Resources Satellite 1, JERS-1) は, H-1 ロケットで種子島宇宙センターから宇宙開発事業団により打ち上げられた。地球の全陸域を観測し, 資源探査を主目的に, 国土調査, 農林漁業, 環境保全, 防災, 沿岸監視の定常観測を行うことを目的とした地球観測衛星である。軌道は高度約 568km, 太陽同期準回帰軌道, 周期は約 96 分, 回帰日数は 44 日である。合成開口レーダ (SAR) と光学センサ (OPS) を搭載しており, 本研究では SAR データを用いる。

SAR は, 能動型のマイクロ波センサーであり, 非常に高い分解能が得られる, 天候や昼夜の違いによる日照変化の影響を受けずに観測できる, 雲や大気の影響をほとんど受けずに観測できるといった, 光学センサーにはない優れた特徴を持つ。また, マイクロ波のバンドの違いによって植生や乾燥砂質土等の透過性能を選択でき, 目的に応じた観測が可能であり, JERS-1 では L バンド (1.275GHz) が選択され

ている。観測は衛星進行方向に直交する斜め下方向 (オフナディア角 35 度) にマイクロパルス電波を放射し, 地表からの後方散乱反射波を観測する。その後方散乱の強度は, 地表面の状態 (粗度, 傾斜), 土質, 土壌水分量, 植生の種類, 植生の密度等様々な要因によって異なる。その後方散乱波の強度の違いが, 画像データとして記録されている。また受信波の位相から衛星と地表面の距離 (スラントレンジ) を知ることができるなど, 受動型センサーとは異なる様々な特徴を持つ。走査幅は 75km, 分解能 18m である。本研究では, レベル 2.1 処理済み, 空間分解能 12.5m のデータを用いた。

(3) その他の利用データ

土地利用状況を把握するためにインドネシア公共事業省から, クルー火山域の 5 万分の 1 航空写真を入手した。また, 1997 年 2 月 25 日 ~ 27 日, 1998 年 9 月 24 日 ~ 27 日にプランタス河流域全域にわたって現地踏査を行った。現地踏査によって, 上流森林域 (大規模な侵食が起こっている。), 河道, 砂防ダムなど (堆積物侵食段丘が非常に発達しており, 大規模な土砂流出過程を物語っている。上流域にもかかわらず, 細かな粒子をもつ火山灰土が多く堆積している)。様々な現地の状況を観察することができたが, 特に農地と, 農村部の居住域に特徴的な土地利用状況を確認することができた。

農地に関して

対象流域内の農地における主な耕作物は, 米 (水田), サトウキビ, トウモロコシである。これらの耕作に関して, 季節や地域による, 耕作種や, 植え付け・刈り取りの時期に規則性はあまりなく, さまざまな作物がまばらに且つ小規模に耕作されている。水田は, 2 期作, 3 期作を行っており, 同じ時期に

同じ地域でも全く生育状態の異なる水田が隣接していることも少なくない。

農村部の居住域に関して

プティー川周辺平野部では、数百メートル～数キロメートル四方の農地の集まりと樹木と住居の集まりが点在していることが分かった。樹木と住居の集まりとは、ヤシの木を主とした樹木が茂った林の中に、幾つかの住居が集まる地域で、道の両側に樹木に取り囲まれた住居が建つという土地利用状況になっていることが確認できた。この地域は、土地被覆分類を行うに際して、樹木が卓越していると考え林地とした。バダック川周辺において農地と林地の分布は、プティー川周辺でまだらに点在するのは異なり、河道の流下方向に沿って細長く帯状になっていることが確認できた。

本研究において土地被覆分類は、現地踏査による資料と、インドネシア公共事業省から入手した5万分の1航空写真から判断できる土地被覆状態を真値とし、人工衛星リモートセンシングデータから得られる分類画像と比較することにより行うこととする。

2.2 MOS-1/MESSR データを用いた土地被覆分類

本研究で対象とするクルー火山域をカバーする MOS-1/MESSR データセットは、Path-Row:31-130W (1990 年 11 月 2 日観測) と Path-Row:31-130E (1988 年 9 月 28 日観測) の 2 つである。画像の解析には、画像処理ソフト DIMPLE の Automatic 分類法 (教師なし分類の一つ) を用い、分類クラス数 30 として分類した。分類画像データと航空写真等のデータを比較して同じ土地被覆と思われる分類クラスを統合し、土地被覆分類画像を作成した。重なり合う地域に関しては、雲が少なくデータの取得日がより最近である 31-130W を優先させ組み合わせて、対象地域全域をカバーする画像データとした。(Fig. 2 左)

分類結果の考察

MOS-1/MESSR データによる分類画像データには、以下のような欠点がある事が分かった。

- 居住域が河道周辺、山地域にも存在している。対象地域の居住域は、道路や住居などが卓越してはいるが、植生や裸地が大変多い。そのため、植生が少ない地域として、畑や河道周辺の土砂堆積域も含めて同一のクラスに分類されたと考えられる。
- 森林域以外の農地、林地、小規模な居住域が区別できない。

マルチバンド画像データは近赤外域の放射量が大きい植生の有無が、分類結果に与える影響が非常に大きい。対象地域の農地は耕作種、耕作時期に規則性があまりないことから農地の判別が難しくなっていると思われる。また、林地、居住地、農地どれもが植生の密度のあまり高くない地域であるため分類がうまくいかなかったと思われる。

- 南西部 (バダック川下流域) に薄雲か霧のようなものが広がり、分類できていない地域が広がっている。また、雲の固まりも点在している。熱帯に属する本研究の対象地域は、雲がかかっていることが多く、光学センサーの場合鮮明な画像データを入手することは困難である。

2.3 JERS-1/SAR データを用いた土地被覆分類

本研究で対象とする流域をカバーする JERS-1/SAR データは Path-Row:91-314 の軌道位置であり、'94 年 9 月 9 日、'95 年 3 月 4 日、'96 年 1 月 6 日、'96 年 4 月 3 日、'96 年 9 月 26 日に観測されたデータセットを用いることとした。対象地域において雨季は 11 月から 4 月であり、乾季が 5 月から 10 月であることから、これらの 5 つのデータには、雨季と乾季両方の情報が含まれると考えられる。5 つの画像すべてに関して同一の GCP (Ground Control Point) を取り、画像位置を正確に重ねあわせた後に、MOS-1/MESSR データと同様に土地被覆分類を行った。Fig. 2 右はその土地被覆分類結果である。

分類結果の考察

JERS-1/SAR データのみによる土地被覆分類に関して以下のことが分かった。

- マルチバンド画像データによる土地被覆分類のように、すべての種類の土地被覆を一度に分類することはできない
- 建造物は他と比較して後方散乱が非常に強く、居住域は (MOS-1 データと異なり) 正確に分類することができる。
- 平野部の農地、林地および集落の区別がはっきりできる。プティー川周辺で異なる土地被覆がまだらに点在するのが見て取れる。
- SAR データの特徴から、山地域で谷や尾根など地形 (リニアメントや傾斜方向) の影響で画像に明暗が現われるため、不正確な分類になっている部分がある

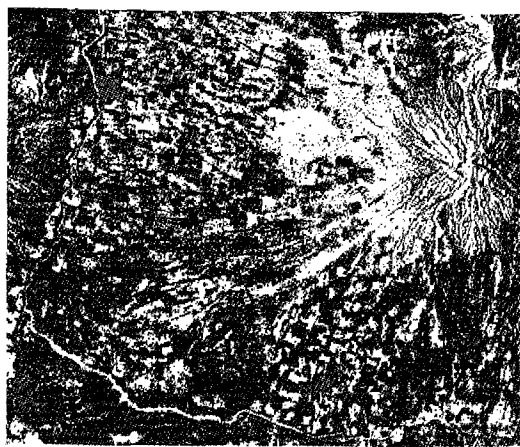
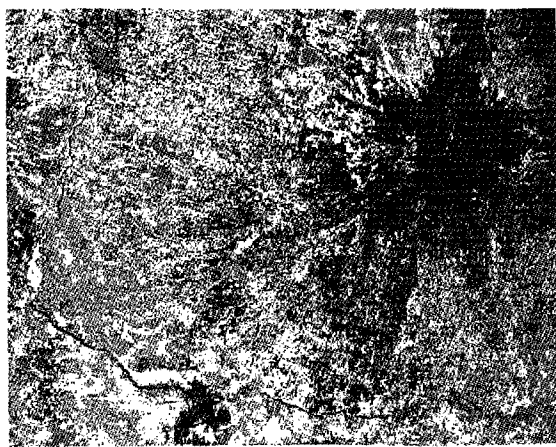


Fig. 2 Land cover classification based on MOS-1/MESSR images (left) and JERS-1/SAR images (right)

2.4 MESSR 分類データと SAR 分類データの統合

MOS-1/MESSR データによる土地被覆分類で不可能であった居住域や、農地、林地の分類が JERS-1/SAR データによる土地被覆分類で可能であるといった特徴から、2つの土地被覆分類データを組み合わせることにより、より正確な土地被覆分類が可能である。

2つの画像データを重ね合わせるために、以下の処理を行う。

- JERS-1/SAR データは分解能 12.5m, MOS-1/MESSR データは 50m であるため、分解能を一致させるために、JERS-1/SAR 分類画像データを、最大頻度法により分解能 50m にスケールアップする。
- 2つの画像上に GCP を取り、画像位置が一致するように MOS-1/MESSR データによる画像をもとにして重ね合わせる。

MOS-1/MESSR と JERS-1/SAR の分類データの統合には、それぞれの分類データの特徴を考え、以下の条件の下に行う。条件は優先されるものから記す。

1. 水域(河道を含む)は、MESSR データにおいて水域と分類された地域とする。
2. 森林は MESSR データにおいて森林と分類された地域とする。
3. 居住域は SAR データで居住域と分類された地域とする。
4. MESSR データで居住域と分類されたが、SAR

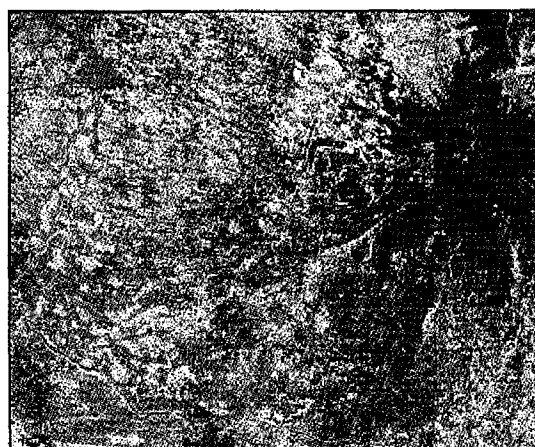


Fig. 3 Result of combined land cover classification

データで居住域と分類されなかった地域は、SAR データの分類により、裸地(土砂堆積域)、農地とする。

5. MESSR データにおける農地は SAR データにより農地、林地、居住域(村落部)に分ける。
6. MESSR データにおいて雲、及び薄曇、霧がかかったようになっている所は山地森林域にはないことから、すべて MOS-1 データ上で農地と分類された地域と同様に扱う。

3. 分類結果と考察

MOS-1/MESSR と JERS-1/SAR データを統合した土地被覆分類の分類結果を Fig. 3 に示す。

航空写真と現地踏査による資料から判断する限り、クルー山の山頂付近を除き極めて正確な土地被覆分類ができた。ただし、クルー山の山頂付近はほぼ森林域であるため、MOS-1 データで森林と分類されていれば、JERS-1/SAR データで何に分類されていても森林となるが、一部 MOS-1/MESSR データで農地や居住地、JERS-1/SAR データでは地形の影響で不正確な分類となっている地域が重なり、異常な統合分類結果となってしまっているところが見受けられる。この地域は、この後の流出解析においては流域外であるため影響がないが、本研究の手法では、山地域に様々な土地被覆が混在する地域では、分類が困難であることが分かった。

4. 噴火前後の土砂堆積域の変化

クルー火山は、1990 年 2 月 10 日に噴火している。ここで用いた 2 枚の画像は、31-130W が噴火後、31-130E が噴火前の画像であるので、画像の重なり合った領域については、噴火前後の土地被覆の変化、特に土砂堆積域の変化を知ることが可能である。但し、重なった領域はわずかであり、さらに、31-130W 画像に雲が多く見られるため対象領域は限られたものとなった。

土砂堆積域に限った分類を行う際には、裸地からの反射強度が強く、植生からの反射強度が弱いバンド 2 の画像の利用が有効だと考えられる。そこで、バンド 2 画像を用いて、対象領域としてンゴボ川上流域とバダック川上流域を取り出し、噴火前後の土砂堆積域の変化を調べた。Fig. 4 がンゴボ川流域、Fig. 5 がバダック川流域であり、それぞれ、(a) が 1988 年 9 月 28 日 (噴火前)、(b) が 1990 年 11 月 2 日 (噴火後) の結果である。ここでは、0 ~ 255 の輝度値を黒・青～赤・白に色づけしており、黒色もしくは青色に近いほど反射強度が弱く (0 に近い)、赤色もしくは白色に近いほど反射強度が強い (255 に近い)。つまり、白、赤、黄色の卓越している領域は土砂が堆積していると考えられる領域であり、青色の卓越している領域が森林域だと考えられる。バダック川では、噴火後、サンドポケットに大量の土砂が堆積していることが確認できる。さらに、サンドポケットより上流部のチェックダムにも土砂が堆積していることが確認できる。また、ンゴボ川についても、噴火後、サンドポケットに大量の土砂が堆

積しており、その平面的広がりや反射強度の強さから、バダック川のサンドポケットを越える土砂の堆積があったことが推測される。

5. GIS を用いた DEM と落水線図の作成

地理情報システム (GIS) は、従来、紙の上で扱われていた地理情報をコンピュータを用いて有効利用することを可能にする。近年、都市計画や環境計画、資源管理、施設管理など幅広い分野に用いられるようになってきている。流出解析を行う際にも、必要な分布型地理情報データの管理に有用な手段として期待されている。本研究では、代表的な GIS の一つである ARC/INFO を用いて地形図から得られる情報を取り込み、分布型流出解析に必要な DEM (数値標高データ) と落水線図を作成した。

5.1 DEM の作成

クルー火山流域の 5 万分の 1 の地形図 6 枚をもとに、ARC/INFO を用いて DEM を作成する。以下に、その作成手法を述べる。

1. 自分で定義した TIC (地理基準点) をもとに対象流域のカバレッジを作成する。TIC は、地形図上で判別しやすい点を選択し、さらに、TIC の座標をもとにして、座標系を UTM 座標系に変換する。
2. カバレッジにディジタイザで等高線を入力する。等高線間隔の狭い山頂付近では 100m ごとに、間隔の広い中流部から下流部では 25m ごとに入力する。さらに、それぞれのアーク (等高線) に属性値として標高値を与える。
3. この等高線カバレッジから不規則な三角網を自動発生させ、標高値を Z 座標に持つ TIN (Triangulated Irregular Network) カバーを作成する。
4. この三角網の TIN カバーを LATTICE カバー (格子状に標高値をもつカバレッジ) に変換する。この際に、格子 (メッシュ) 間隔は自分で定義することができる。この LATTICE から DEM データを作成することができる。

作成された TIN カバーを Fig. 6 に示す。また、地形図上の等高線間隔と TIN カバーの結果を考慮して、上記ステップ 4 においてメッシュ間隔を 250m とし DEM を作成した。

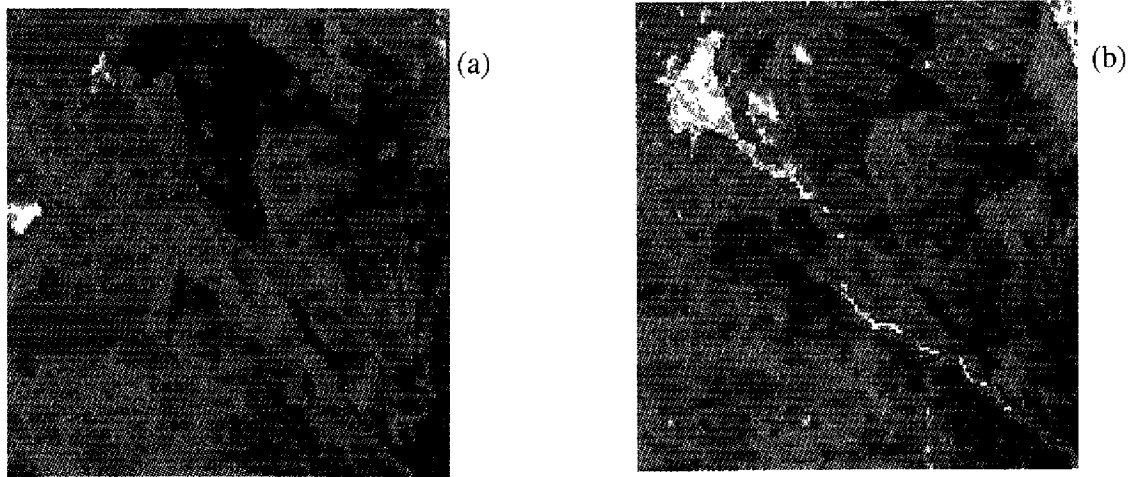


Fig. 4 Digital number map for the Ngobo River (Band2) (a) Sep.28, 1988 (b) Nov.2, 1990



Fig. 5 Digital number map for the Badak River (Band2) (a) Sep.28, 1988 (b) Nov.2, 1990

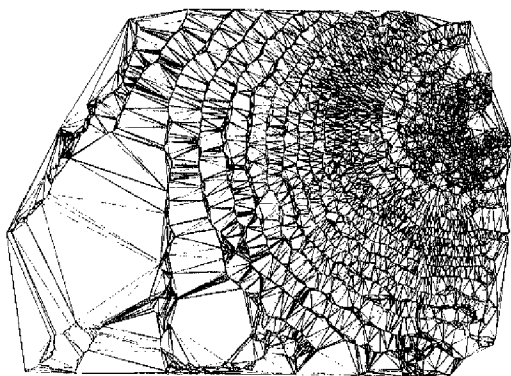


Fig. 6 TIN(Triangulated Irregular Network) based on contour lines generated by ARC/INFO



Fig. 7 Approximate channel network

5.2 DEM を用いた落水線図の作成

(1) 実河道の近似

前節で述べた 5 万分の 1 の地形図をもとに作成した DEM を用いて落水線図を作成する。その際に、実

河道データを入力することが望ましい(児島,1998)。なぜならば、DEM の空間分解能や地形の起伏条件によっては、実際とは異なった河道網が形成されることも少なくないからである。

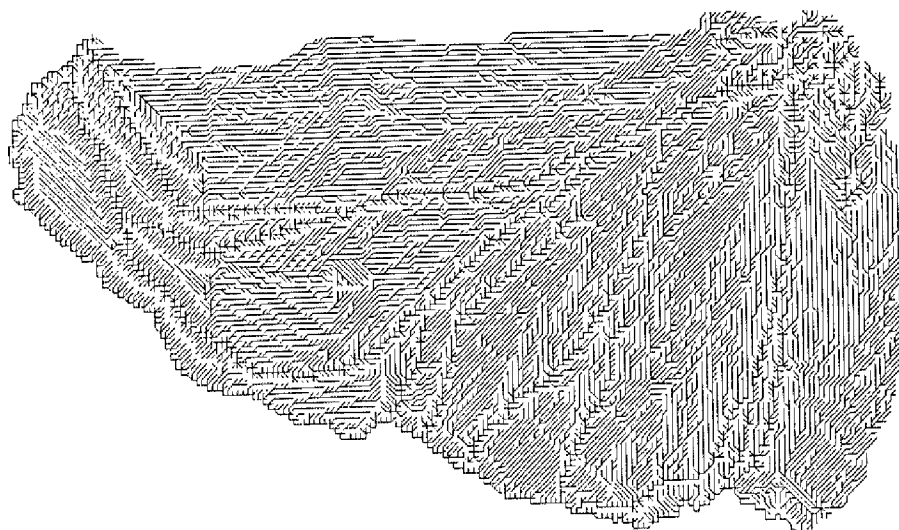


Fig. 8 Drainage paths with 250-m resolution

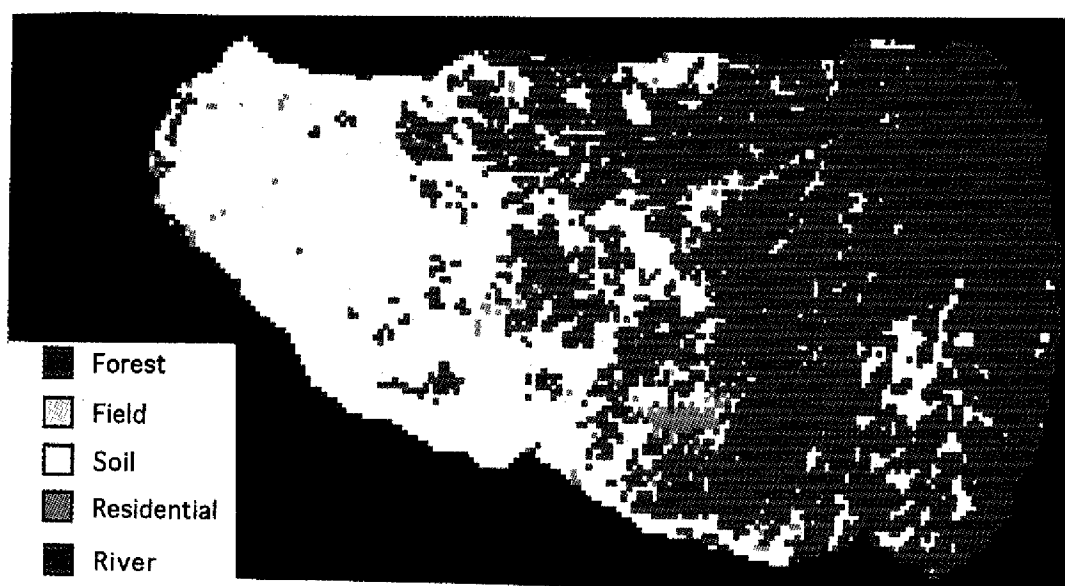


Fig. 9 Geo-referenced land cover map (250-m resolution)

実河道の位置データは、前節と同じくデジタルを用いて取得する。しかし、得られる実河道の位置データ(実河道データ)は、多くの場合、DEMのグリッド交点とは一致しない。そこで、実河道の位置データを、それに最も近いグリッド交点で置き換える作業が必要となる。このようにして得られた近似河道データを Fig. 7 に示す。落水線を作成するときや流域の土地利用を決定する際に使用する。

(2) 落水線図の作成

落水線図は、DEM と近似河道データを用いて以下の規則に従って作成する。

- DEM の標高値の周囲 8 方向のうちの最急勾配方向を求め、その方向に落水線を描く。
- 最急勾配方向が複数ある場合、周囲 8 方向の先の領域内のグリッド交点の平均標高値が最も低い方向へ落水線を描く。
- 標高値が周囲の 8 点の全てより低いとき、つまり、窪地となっているグリッド交点では、周囲

24 点の中で最も低いグリッド交点の方向へ落水線を描く。

- 近似河道上では、DEM の高低差に関係なく、必ず河道の流下方向へ落水線を描く。

このようにして作成された落水線図が Fig. 8 である。渦を巻いて降雨が流出しない箇所は見られず、地形図と比較しても正確な落水線図が描けていることが確認できる。但し、バダック川下流域において落水線が逆流しているように見える箇所がある。実際、どのような落水線が描かれるのが望ましいのかについては地形図を見る限りでは判断できない。これは、地形図における等高線間隔が広いために上流部や中流部と比較して大きな TIN が作成されている (Fig. 6 参照) ためだと考えられる。

また、2 章で得られた 31-130W 画像と 31-130E 画像の土地被覆分類をそれぞれ幾何補正し、Fig. 8 の落水線図で得られた流域界に合致させた結果が Fig. 9 である。

6. セル分布型流出モデルを用いた降雨流出解析

MOS-1 画像と GIS を利用することによって、クルー火山流域のラスタ型空間情報として得られた 250m メッシュの DEM、落水線図、土地被覆分類図を、分布型流出モデルに適用し、降雨流出解析を行う。

6.1 セル分布型流出モデルの概要

本研究で用いるセル分布型流出モデルでは、DEM の空間分解能にあわせた正方形の領域を一つの部分流域 (セル) と考えており、これらのセルの集合体が流域全体となる。一つのセルからの流出は、DEM から作成した落水線の流下方向のセルにのみ起こるとしている。さらに、8 つの落水線の流下方向の内、上下左右方向へ流出するセルでは、斜面長、斜面幅はともに分解能と同じ a m とし、斜め方向へ流出セルでは、斜面長は $\sqrt{2}a$ m とし、斜面幅は $a/\sqrt{2}$ m とする。また、各セルでは、上流側セルからの流出の合計とセル内一様の有効降雨を入力として、kinematic wave 理論を用いて計算を行う (児島, 1998)。ここでは、kinematic wave 流れの追跡に Lax-Wendroff 型の差分解法を用いた (椎葉, 1983)。

6.2 等価粗度の決定について

(1) 土地被覆分類図

本研究において、セル分布型流出モデルを用いた流出計算は、空間分解能 250m として行うこととし

た。土地被覆分類図を DEM、落水線図、河道網図の座標と一致させる必要があるが、空間分解能を一致させるために、最大頻度法により土地被覆データのスケールアップを行ない、グリッド位置をあわせるために、プランタス川の特徴的な点に GCP を取り、土地被覆データを落水線図、河道網図の座標位置に合うように変換した。

(2) 斜面勾配

斜面勾配 I_i は、DEM から求める。セル i における標高値 z_i (m) と、落水線図からわかるそのセルからの流出が流入するセル j における標高値 z_j (m)、セル中心間の距離 δ (m) から、セル i における斜面勾配 I_i

$$I_i = \frac{z_i - z_j}{\sqrt{(z_i - z_j)^2 + \delta^2}} \quad (1)$$

を求める。但し、落水線図を作成する際に窪地の処理のため、上り勾配となっている落水線が存在する。この場合には、標高差 30cm の下り勾配とみなして計算を行った。

(3) 河道幅データ

セル分布型流出モデルにおいては、各セルの面積はすべてのセルで同一であり、1 つのセルに対し 1 つの土地被覆データに従い決まる等価粗度を与え流出計算を行い、落水線により示される方向に従い流下する。このルールは、河道においても同様で、河道網図 (土地被覆データよりも優先される) において河道であるとされたセルは、土地被覆が河川であるにすぎず、全流域でグリッドスケールである 250m (落水線が斜め方向に流出するセルでは約 176.8m) の幅の河道が存在していることになる。そこで、実際の河道の条件に合うように河道幅を決定し入力データとする。本研究において河道幅データは、現地踏査による資料から、DEM の標高に応じた (標高が低いほど河道幅が広い) 河道幅を設定した。

(4) 等価粗度

各セルの等価粗度 N は、土地被覆によって決定されるものとする。土地被覆は、人工衛星リモートセンシング画像データを用いて得られた土地被覆分類図に従う。そのクラスは、森林 (Forest)、農地 (Field)、林地 (Woods)、居住域 (Residential)、土砂堆積域 (Soil)、河川 (River) であり、それぞれに等価粗度を与える。

(5) ユニットハイドログラフとの比較

ここで用いられているユニットハイドログラフは、単一降雨に対して、以下のような式で表される。

$$Q(t) = \frac{Q_p}{T_c} t \quad 0 \leq t \leq T_c$$

$$= Q_p e^{-t/K} \quad T_c \leq t \leq TB \quad (2)$$

但し、 Q_p :ピーク流量、 T_c :洪水到達時間、 K :降雨継続時間、 TB :洪水継続時間である。これらの変数は、河道の位数や支流の数など、流域固有のパラメータを含んでいるため、本研究では適用に値すると考えた。

対象としたのは、プティー川最大のサンドポケットKL-1(Kantong Lahar)で、プティー川河口(プランタス川との合流点)から約7kmの地点である。周辺は平野が広がる農村地帯で、サンドポケット内でも、畑作や、水田による稲作が行われている。流域面積は18.6km²、河道長17.4kmである。また、ユニットハイドログラフの各パラメータは、

$$Q_p = 0.8013 \quad (\text{m})$$

$$T_c = 1.8452 \quad (\text{hr})$$

$$K = 10.2451 \quad (\text{hr})$$

$$TB = 24.6459 \quad (\text{hr})$$

となっている。

モデル降雨には、10年確率降雨にあたる日降水量約200mmとなる2種類の時間降雨モデルを作成し与えた。(降雨時間は上記のパラメータより10時間)

モデル降雨 1: 10時間一定降雨 20 mm/hr が1続く。

モデル降雨 2: 20, 40, 40, 20, 20, 20, 20, 10, 5, 5 mm/hr の時間変化パタンの降雨。

2つめのモデル降雨は、対象地域で支配的なスコール性降雨では、降り始めから2~3時間にまとまった降雨があることが多いため導入した。

それぞれのモデル降雨に対し、ユニットハイドログラフを用いた流出計算によって得られる流出ハイドログラフに合うように、セル分布型流出モデルの等価粗度を変えて流出計算を行い、対象流域に最適な等価粗度を決定した。

Forest: 2.0

Field: 1.5

Woods: 1.0

Residential: 0.2

Soil: 0.1

River: 0.1

モデル降雨1に対するハイドログラフをFig. 10に、モデル降雨2に対するハイドログラフをFig. 11に示す。

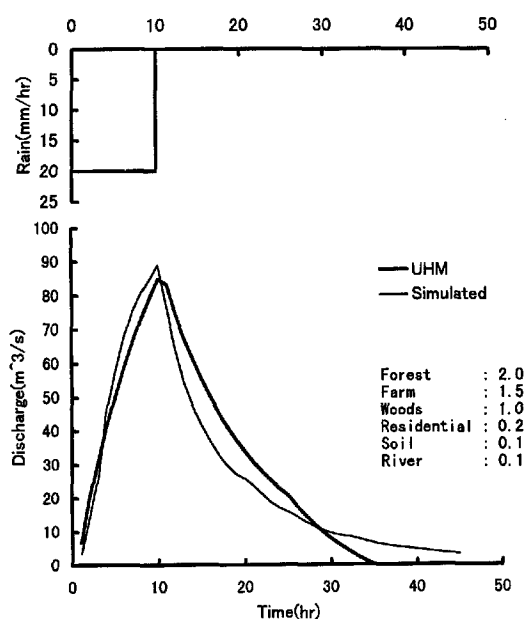


Fig. 10 Comparison of Hydrographs by the unit hydrograph method (UHM) and the kinematic wave model (simulated) for Model-1 rain

7. 土砂流出解析

7.1 セル分布型土砂流出モデルの構築

セル分布型土砂流出モデルは、セル分布型降雨流出モデルをベースとし、土砂流出を表現できるように加工したものである。セル分布型の土砂流出モデルを用いることにより、土砂の空間的な流出過程、時間の経過による堆積状況の変化をとらえ、さらに画像として視覚化することも可能となる。

セル分布型土砂流出モデルにおいて土砂の流出は、セル分布型降雨流出モデルにより求まる雨水の流出に伴って発生する。流出過程は、河道部と斜面部を区別して考える。斜面は土砂生産域であり、地表面流の発生に伴い土砂を生産し、河道へ土砂を流入させ、自身は一方的に堆積量が減少する地域。河道は土砂運搬域とし、セル毎に流砂量式から河道流に伴う流出土砂量を求め、流入量および流出量から土砂の堆積量を、さらに流出口への流出土砂量を求める。

(1) 斜面部土砂流出生起モデル

一般に堆積土砂の侵食は、地表面流によって起こる。平野ら(1976)の研究によると、土石流の発生は、土砂表層の飽和による地表面流の発生と密接な関係にあることが確認されている。本研究の対象地域で主に土砂が堆積しているのは、クルー山南西斜面の山地域である。この地域は、勾配が $10^{-1} \sim 10^{-2}$ と

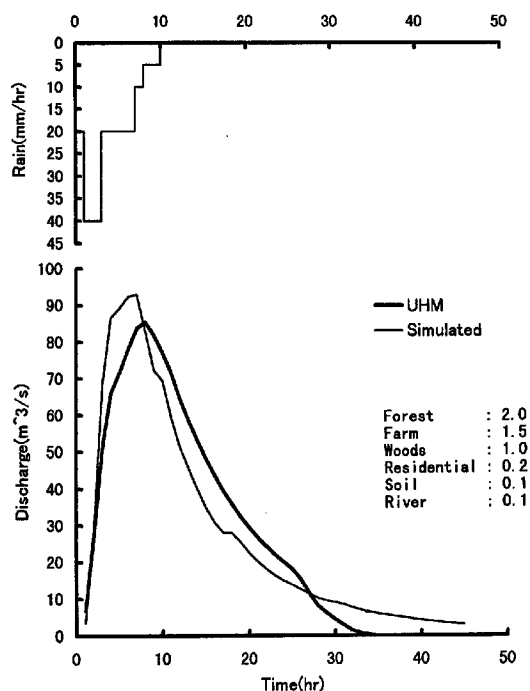


Fig. 11 Comparison of Hydrographs by the unit hydrograph method (UHM) and the kinematic wave model (simulated) for Model-2 rain

大きいこと、またスコール性の降雨により降雨強度が大きいことから、斜面で地表面流が発生し、土石流や泥流などにより短時間に多くの土砂流出があると考えられる。このことから斜面部からの土砂流出は、地表面流の有無によって判断することとした。

地頭蘭ら(1989,1996)、恩田ら(1996)の研究によると、火山灰堆積地では、雨水が地中に浸透しにくく、地表面流が発生しやすくなることが分かっている。そこで、堆積土砂の表層を浸透層、それ以外を不浸透層とみなし、ごく薄い表層(数mm~数cm)に雨水が浸透し中間流(表層浸透流)が発生、表層の飽和とともに地表面流が発生し土砂の流出が起こるとする以下のモデルを作成した。

初期火山灰土砂堆積厚 Y を持つ 1×1 の単位セル斜面に対し、雨水が浸透することができる表層厚を D とする。降雨により厚さ D の表層内で中間流が発生する。さらなる降雨により上流端から距離 X の位置で地表面流が発生すると、その位置から流下方向側の土砂が厚さ D にわたり流出する(Fig. 12, Day 1)。以上の過程を1つのステップとし、次のステップでは、流出土砂 $(1-X)D$ は、1つのセル内は一樣な厚さで減少したとみなして、流出前よりも低くなった土砂堆積厚 $Y - (1-X)D$ に対し再び表層 D を考え、前のステップと同様な過程を繰り返すもの

とする(Fig. 12)。

本研究では、雨季は毎日のように夕方にスコールがある現地の降雨条件を考え、24時間(1日)を1つのステップとして考える。1日のうちに1度でも地表面流が発生した地域は表層厚分の土砂が流出し、同日のうちはその地域からさらなる土砂流出は発生しない。

表面流の発生の有無は、セル分布型降雨流出モデルにより求められる流量が、中間流として浸透しうかどうかで評価する。表層内中間流の可能最大流量 Q_{max} は以下の式であらわされる。

$$Q_{max} = kIB \frac{D}{\gamma} \quad (3)$$

k : 透水係数, γ : 有効間隙率, B : セルの幅。流量が Q_{max} より多ければ表面流が発生しており、少なければ発生していないとした。

土砂流出量の決定には、表面流の発生位置をセルの上・下流端で代表させて考慮し、上流端で地表面流が発生していれば、そのセル内のすべての表層土砂が流出、下流端でのみ地表面流が発生していれば半分の表層土砂が流出するとした。

土砂の流下に関しては、生産された土砂は途中で止まることなく河道まで流出することとした。

(2) 河道部流砂量計算

斜面のセル(河道でないセル)から流出した土砂は、落水線図により決定される流下方向に従い流下し、河道のセルまで到達する。河道のセルにおいては、流砂量式により決定される雨水流量に応じた流砂量を流出土砂量として土砂流出計算を行う。また、斜面のセルとは異なり、流入土砂量と流出土砂量の関係から堆積土砂量の増減も考慮する。流砂量は掃流砂と浮遊砂に分けて計算する。

掃流砂量 q_{bb} の計算には、芦田・道上の式(1972)を用いた。

$$q_{bb} = 17 \sqrt{sgd^3} \tau_{*c}^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right) \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_*}\right) \quad (4)$$

有効摩擦速度 u_{*c} は次式により求める。

$$u_{*c} = u / \left\{ 6.0 + 5.75 \log_{10} \frac{R}{d(1 + 2\tau_*)} \right\} \quad (5)$$

s : 砂の水中比重, g : 重力加速度, d : 砂の粒径, τ_{*c} : 有効掃流力, τ_{*c} : 限界掃流力($\cong 0.05$), τ_* : 掃流力, u_{*c} : 限界摩擦速度, u_* : 摩擦速度, u : 平均流速, R : 径深。

浮遊砂量 q_{bs} は、Lane・Kalinski(1941)の提示した濃度の指数分布と、平均流速を用い、次式により

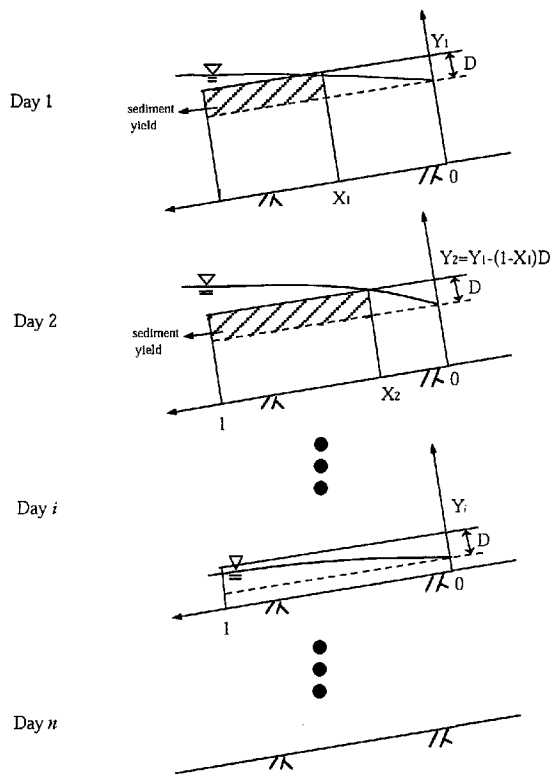


Fig. 12 Schematic explanation of sediment yield on a slope covered with volcanic ash

計算した。

$$q_{bs} = uC_a \frac{h}{6Z} \left(1 - e^{-6Z} e^{6Za/h} \right) \quad (6)$$

$$Z = \frac{w_0}{\beta \kappa u_*} \quad (7)$$

ここで、 C_a ：基準点 $z = a = 0.05h$ における浮遊砂濃度、 h ：河床からの高さ、 w_0 ：沈降速度、 β ：拡散係数と渦動粘性係数の比 (1.2)、 κ ：カルマン定数 (0.4)。

各セルからの流出土砂量 $q_{bout} = q_{bb} + q_{bs}$ から落水線図に従い流入土砂量 q_{bin} を求め、各河道セルでの堆積土砂量 q_s の変化量 Δq_s は、

$$\Delta q_s = q_{bin} - q_{bout} \quad (8)$$

となり、各時刻での堆積土砂量を求めることができる。

7.2 プティー川流域への適用

セル分布型土砂流出モデルをプティー川流域に適用する。プティー川はクルー山南斜面に位置し、1990年の噴火の際には多くの火山灰が堆積した地域にあり、多くの土砂をプランタス川との合流地点にあるウリンギダムに流入させた。Table 2 は、

1990年6月時点のウリンギダムへの流入流砂量予測値である。また、5章の流出解析において流出口としたプティー川サンドポケットKL-1の数km下流には土砂がダムに堆砂しないようにウリンギダム直下流地点に向けてサンドバイパスが設けられているが、1994年の時点では、サンドバイパスの土砂流下容量は、 $0.53 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$ 、ウリンギダムへの推定流入流砂量は $1.07 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$ とされている (PERUM JASA TIRTA, 1994)。これらのデータを総合すると、プティー川流域からプランタス川へ約 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$ の土砂が流出したと考えられる。

1990年3月6～9日には、クルー山周辺に豪雨があり、一度に $3.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ の土砂がウリンギダムに流入したとされ、Table 2 のプティー川の土砂流入寄与比から推測すると、約 $0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ の土砂がプティー川からウリンギダムへ流入したことになり、噴火直後は前述の $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$ より多くの土砂がプティー川流域から流出していたことも考えられる。

本節での土砂流出解析における流出口はプティー川がプランタス川に流入する地点 (ウリンギダム貯水池内) である。サンドバイパスへの流出に関しては、プティー本川との流量比がわからないため、分流は考慮せず、すべてプティー川を流下しウリンギダムへの合流点に流入するとして適用した。初期火山灰土砂堆積厚は、Fig. 13 をもとに決定した。火山灰堆積土砂の粒径は対象地域の調査データ (1997) に基づき $d = 0.40 \text{ mm}$ の一様粒径土砂、間隙率、透水係数については火山地域の土砂流出研究の参考値 (平野ら 1986, 1990) をもとに $\gamma = 0.47$ 、 $k = 0.010 \text{ m/s}$ とした。流域内セル数は480、表層厚は5mm、河道幅は3m～10.5mを標高に応じ、高いほど狭い河道幅を与えた。

計算期間は火山が噴火した1990年2月10日から1997年12月31日まで。降雨量データは、1991年以降はプティー川中流域、河口から約10kmの地点にある Sumberagung で観測された時間降雨量データを、1990年に関しては、日降雨量データしか入手できなかったため、1991～1997年の時間降雨量データから降雨パターンをまとめ、日降雨量を15:00から17:00の3時間に4:4:2の割合で配分し時間降雨量データを作成し用いた。

Fig. 14 Case 1 は、セル分布型流出モデルをプティー川流域に適用し求めた累積流出土砂量である。1993年までの流出土砂量約 $1.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$ は、前述のプティー川流域からの流出土砂量約 1.6×10^6

Table 2 Forecasted sediment yield flowing into Wlingi Dam

Tributary name	Annual yield ($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$) for 1st-3rd year	Annual yield ($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$) for 4th-15th year	15 years total ($\times 10^6 \text{ m}^3$)
K. Putih	0.80	0.37	6.8
K. Ganggangan	0.53	0.27	4.8
K. Jali	0.41	0.17	3.3
K. Lesko	0.93	0.83	12.8
Un-affected area	0.43	0.43	6.4
Total	3.10	2.07	34.1

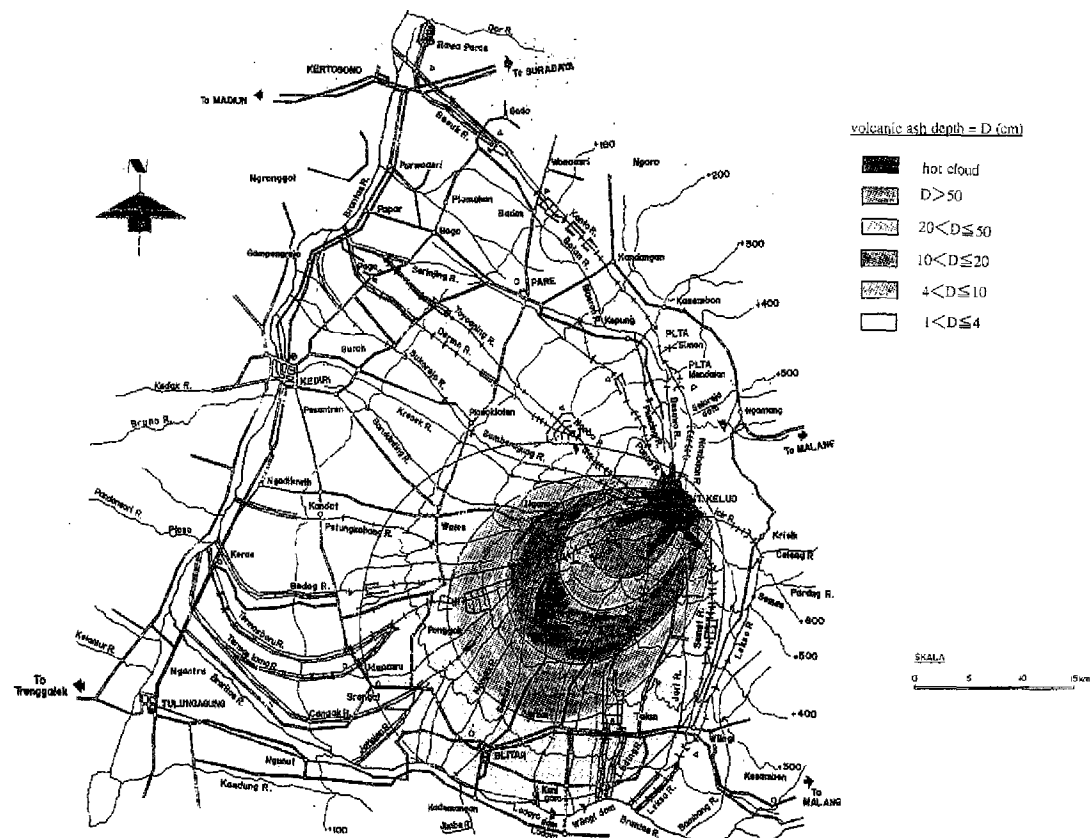


Fig. 13 Distribution of eruption material and the hot cloud

m^3/y とほぼ等しく、妥当な値であると思われる。現地の水管理公団 (JASA TIRTA) およびインドネシア公共事業省によると、1994 年以降流出土砂量は定常になったということであり、1994 年から、流出土砂量が減少しているという計算結果は実際の現象に対応しているということができるとと思われる。最終的な流出土砂総量約 $10.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ は、流域内初期堆積土砂総量とほぼ等しく、1997 年に全火山灰堆積土砂が流出した結果となった。

また、Case 2 および Case 3 は等価粗度を変えて計算を行った結果である。等価粗度は、Case 1 をベースとし Case 2 は Case 1 の半分、Case 3 は、

Case 1 の 2 倍の値を与えた。これにより、等価粗度が大きいほど流出土砂量が多くなることがわかる。これは、等価粗度が大きいほど降雨流出が長時間に渡り、限界掃流力を超える流量が続くためと考えられる。

砂防ダムの導入

プランタス川の各支川には、多くの砂防施設が建設されている。プティー川にも計 36ヶ所、総容量 $21 \times 10^6 \text{ m}^3$ の砂防施設がある。その砂防施設の 1990 年の噴火以前の堆砂量は、 $6,353,339 \text{ m}^3$ ですでに満砂状態にあり、1990 年 2 月の噴火以降は、

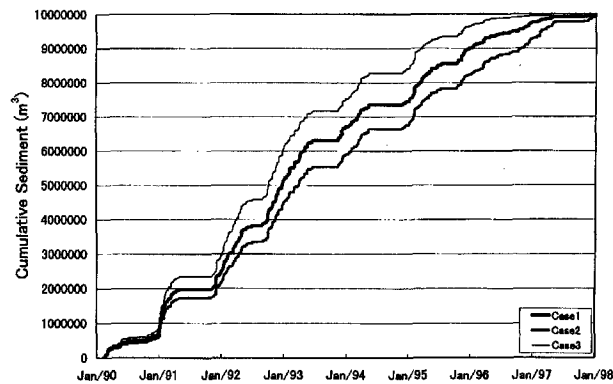


Fig. 14 Cumulative daily sediment yielded after the eruption of Mt. Kelud on February 10, 1990. (Case 1,2,3)

1997 年までに新しく建設された計 8 つの砂防施設に 10,582,015m³ が堆砂したとされている。

そこで、河道の途中に砂防ダムを設け、流出土砂の一部が留まり、堆砂するようモデルを変更した。砂防ダムは、1990 年以降建設されたものの位置を地図から読み取り、以下の条件のもと流出計算を行い、砂防ダムの堆砂量とプランタス本川への流出土砂量を求めた。

- 砂防ダム完成年までは河道として従来のモデルどおりに流出し、完成年の 1 月 1 日から掃流砂は砂防ダム内に留まり、浮遊砂の一部は流出する。
- 砂防ダムは建設されてから以降堆砂量が減少することはない。つまり、砂防ダムからの流出土砂量は、そのセルから流出する浮遊砂量の一部であるが、そのセルへの流入土砂量を最大とし、超えることはない。
- 砂防ダム容量を越える流入土砂はすべて流出し、容量を越える堆砂はない。

以降はセル分布型流出モデルの検証のため、さらに、土砂流出現象および対象流域の砂防ダムによる土砂流出軽減の様子を確認するためモデル定数を様々に変えて土砂流出計算を行ったものである。その入力モデル定数の一覧を Table 3 に示す。

砂防ダムに関しては建設開始年と完成年がわかっている。そこで、砂防ダムが完成した年 (Table 3 では 'Completion' と記した) だけでなく、建設開始年 (Table 3 では 'Beginning') から砂防ダムがあると仮定した 2 パターンの計算を行った。浮遊砂の 70% が砂防ダムで貯まることなく流出するという条件で計算を行った。

Fig. 15 は、流出口への累積流出土砂量である。

- Case 1 : 砂防ダムなし

- Case 9 : 砂防ダム完成年に導入
- Case 10 : 砂防ダム建設開始年に導入

Case 9 では 1993 年から、Case 10 では 1991 年から土砂流出が軽減されていることがわかる。また、1994 年以降は土砂流出量が極端に減少していることが読み取れる。Case 9 と Case 10 の比較から、土砂流出が盛んな噴火後 3 ~ 4 年以内の有効な貯留施設の設置が、効果的な土砂流出の軽減につながるということがわかる。

Fig. 16 は河道幅データの与え方の違いによる累積流出土砂量を比較したものである。河道幅データは、標高が高いところは小さく、低くなるほど大きな値を与えた。砂防ダムは完成年に導入、浸透表層厚 5mm、浮遊砂流出率 100 %。

- Case 4 : 3m ~ 10.5m
- Case 5 : 2m ~ 7m
- Case 6 : 4m ~ 14m

河道幅が広いほど掃流力 u_* が小さくなるため、流砂量が減少し、土砂の流出が遅れているのが分かる。また、砂防ダム完成年を境に砂防ダムへの堆砂が始まるため、河道幅が広いほど砂防ダムへの堆砂が多く流出土砂総量は少ない。

Fig. 17, Fig. 18, Fig. 19 は堆積土砂の中間流発生表層厚を変えて計算を行ない求めた土砂堆積厚の変化を示した図である。

- Case 4: 表層厚 5mm
- Case 7: 表層厚 3mm
- Case 8: 表層厚 8mm

堆積厚の減少速度には表層厚の違いにより差があることが読み取ることができる。特に Case 8 は上流域で土砂が早くに (約 150weeks) なくなっているのがわかる。Fig. 17 において、250weeks 以降に流

Table 3 Cases considered for sediment runoff computer simulation

Case No.	Channel width (m)	Year of dam incorporation	Surface layer depth	Suspended load runoff ratio
Case 4	3~10.5	Completion	5	1.0
Case 5	2~7	Completion	5	1.0
Case 6	4~14	Completion	5	1.0
Case 7	3~10.5	Completion	3	1.0
Case 8	3~10.5	Completion	8	1.0
Case 9	3~10.5	Completion	5	0.7
Case 10	3~10.5	Beginning	5	0.7
Case 11	3~10.5	Completion	5	0.5
Case 12	4~14	Beginning	5	0.5
Case 13	3~10.5	Beginning	5	0.7
Case 14	3~10.5	Beginning	5	0.5
Case 15	4~14	Completion	5	0.5
Case 16	4~14	Completion	5	0.7

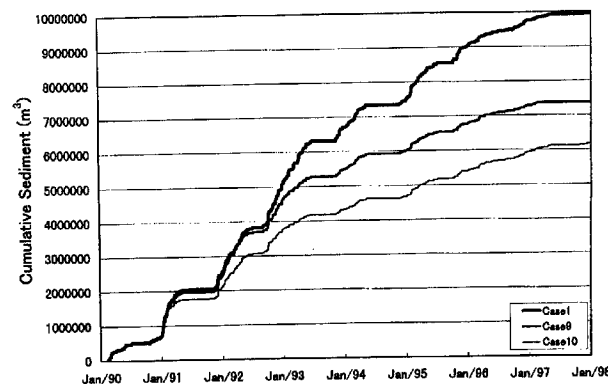


Fig. 15 Cumulative daily sediment yielded after the eruption of Mt. Kelud on February 10, 1990. (Cases 1, 9, and 10)

域内に残っている白い点は、砂防ダムの堆砂分の土砂であり、砂防ダムが有効に土砂を止めていることが分かり、堆積状況の画像化がうまくできていることが分かる。

流出口での累積流出土砂量は、表層厚が異なっても同じである。表層厚が変化しても降雨流出量は変化することはない、河道を流下していく土砂量はそのケースもほぼ違いがないためそのような結果になったものと思われる。

Table 4 は各砂防ダムの計算堆砂量である。砂防ダムは上流にあるものから順に示す。

土砂の流出は、1993年にピークを迎え、その後減少しているため、1993年以降に設置された砂防ダムは、土砂を有効にとどめることができていない

ことが、CD.5, KD.3, DP.2の堆砂量が多いことから分かる。河道幅が広いほど、また浸透表層厚が小さいほど土砂流出が遅くなり、砂防ダムへの堆砂が多くなる。CD.4の堆砂量が少ない原因は、CD.4の位置が、CD.3のすぐ下流にあるため流入土砂量が少なく、さらに砂防ダムへの堆砂や階段状の流れによる勾配の減少を考慮していないため、CD.4があるセルは斜面勾配が大きくなっており流出土砂量が多いためである。砂防ダム堆砂量データによると、1997年にはこれらの砂防ダムが満砂になったということであるが、本研究では、火山灰による堆積土砂のみを扱っており、元来の地表から流出する土砂を考慮していないため、土砂量は実際よりも少なく計算される。

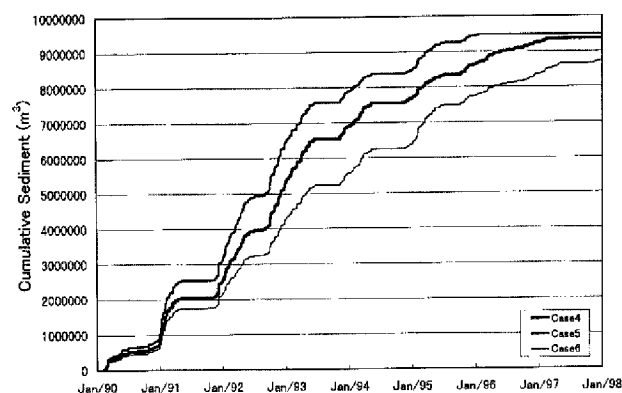


Fig. 16 Cumulative daily sediment yielded after the eruption of Mt. Kelud on February 10, 1990. (Cases 4, 5, and 6)

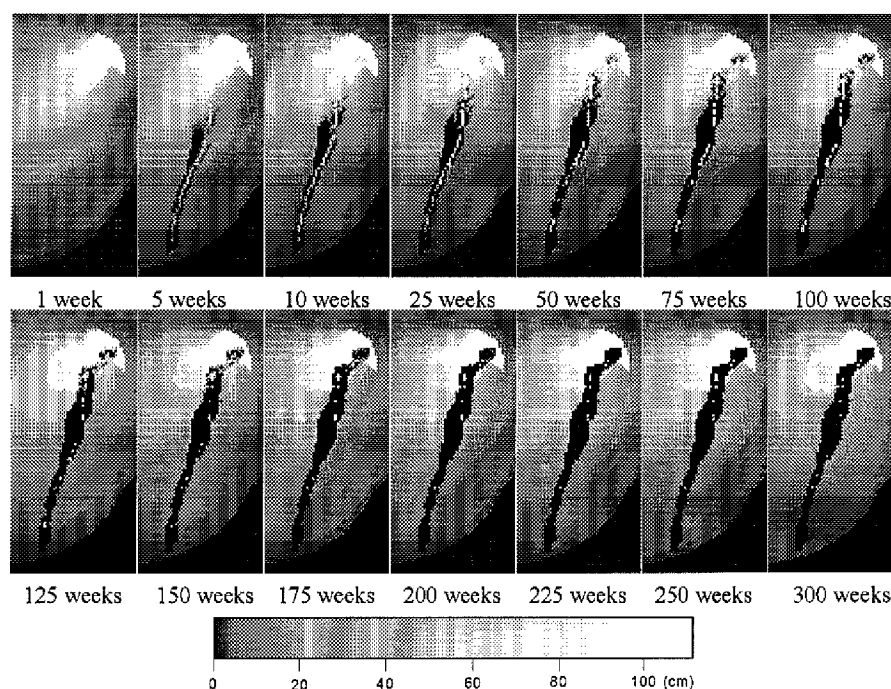


Fig. 17 Transition of spatial distribution of volcanic ash in the Putih River (Case 4, $D = 5$ mm)

7.3 クルー火山域への適用

セル分布型土砂流出モデルをクルー火山域に適用し、各支川からプランタス川への流入土砂量、および堆積土砂の減少を求める。砂防ダム、降雨分布、河川の分流は考慮できていないため、厳密な値にはならないが、プランタス川への土砂の横流入、土砂の移動をおおまかにではあるがとらえることができる。

各入力データは以下のとおりである。

流域セル数 : 13370

河道幅 : 3m ~ 10.5m

表層厚 : 5mm

等価粗度 : forest 2.0, field 1.5, woods 1.0,

residential 0.2, soil 0.1, river 0.1

降雨データ : Sumberagung における時間降雨量

計算期間 : 1990年2月10日から1997年12月31日

土砂堆積厚分布図を Fig. 20 に示す。流出土砂が一斉に河道に流入し、徐々に流出、山地域の堆積土砂も徐々に減少していることがわかる。

7.4 考 察

セル分布型流出モデルを用いて、幾つかのモデル定数を設定し土砂流出計算を行った。火山の噴火後3~4年の間に多くの火山灰堆積土砂が流出し、その後土砂流出は落ち着き定常状態に近づくという実

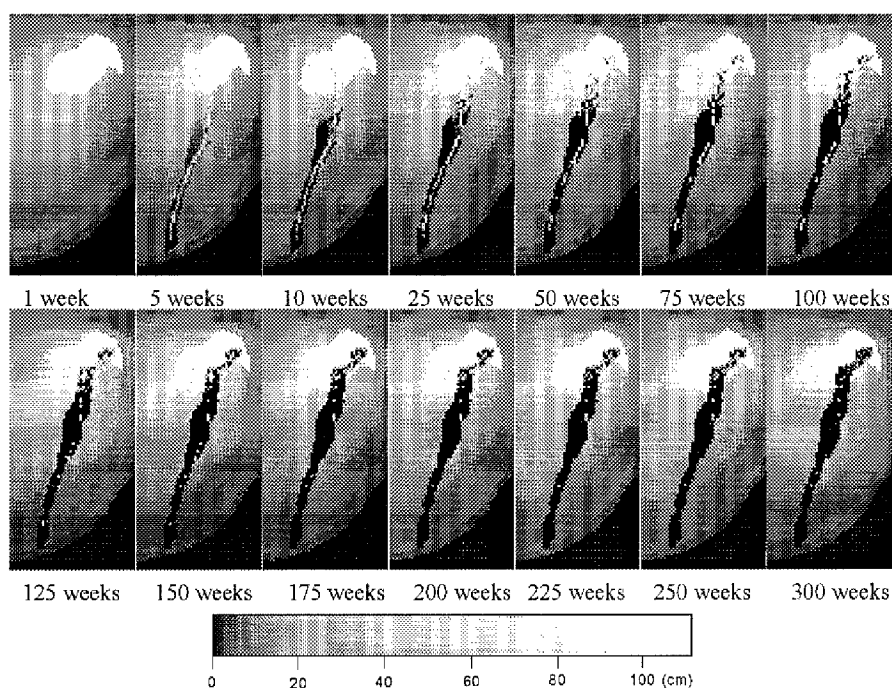


Fig. 18 Transition of spatial distribution of volcanic ash in the Putih River (Case 7, $D = 3$ mm)

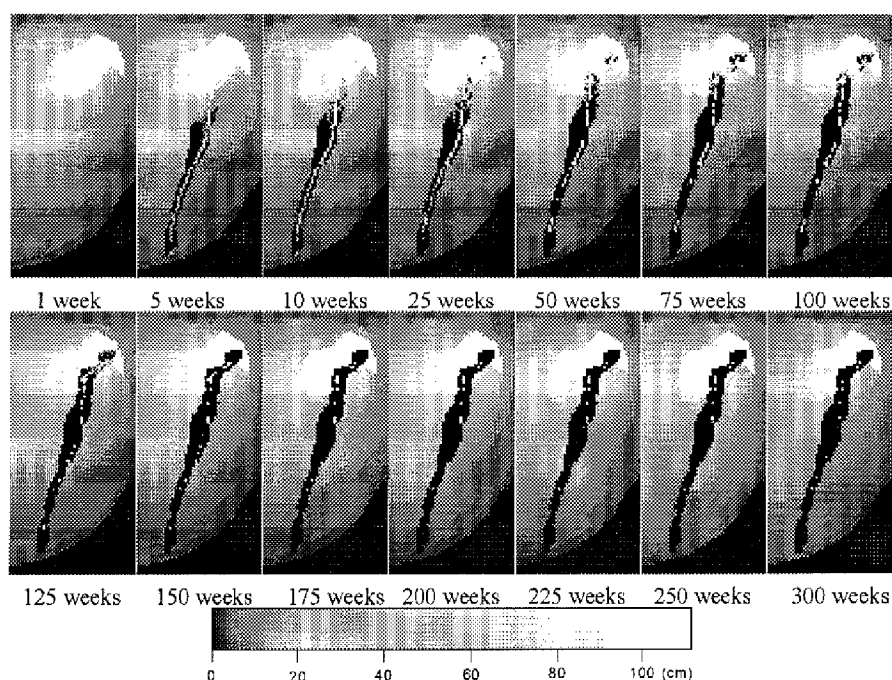


Fig. 19 Transition of spatial distribution of volcanic ash in the Putih River (Case 8, $D = 8$ mm)

際の現象を再現することができたと思われる。また、砂防ダムを導入することで、より忠実に実際の流域および流出現象を再現することができたのではないだろうか。検証に用いたデータは、1994年の時点での推定土砂流出量であり、サンドバイパスの影響の考慮も不完全であるため、計算流出・堆積土砂量

が実際の現象に一致しているとは言えないが、推定値と同様の値を計算で導くことができたことで、本研究のセル分布型土砂流出モデルは、火山灰堆積地の土砂流出現象を捉えるのに妥当なモデルであるといえるのではないだろうか。

問題点を挙げると、

Table 4 Sediment stored at each check dam (m^3)

Dam	CD.3	CD.4	CD.5	KD.3	KD.4	KL.2	DP.3	DP.2
Capacity	1754520	2787900	1169250	522000	390000	283300	1419045	2256000
Case 4	58845	23	158217	350160	468	3768	15644	16872
Case 5	131	2	141667	317443	157	487	2991	7883
Case 6	196565	98	175047	522000	413	14448	46504	33089
Case 7	51819	23	157808	351093	468	3790	16222	16887
Case 8	58843	23	158216	350160	468	3768	15644	16872
Case 9	250648	18	874588	476179	3406	24448	49840	902209
Case 10	858536	46	1133581	522000	8511	46587	89322	1041702
Case 11	603613	14	1169250	522000	324254	22150	39398	1188140
Case 12	1627221	68	1169250	522000	390000	163493	107594	1584114
Case 13	804881	35	1140716	522000	8731	45962	90121	1070616
Case 14	1441759	27	1169250	522000	390000	41800	69606	1497625
Case 15	885828	49	1169250	522000	329705	79236	70017	1445678
Case 16	449466	69	908604	522000	17049	100142	95479	1095602

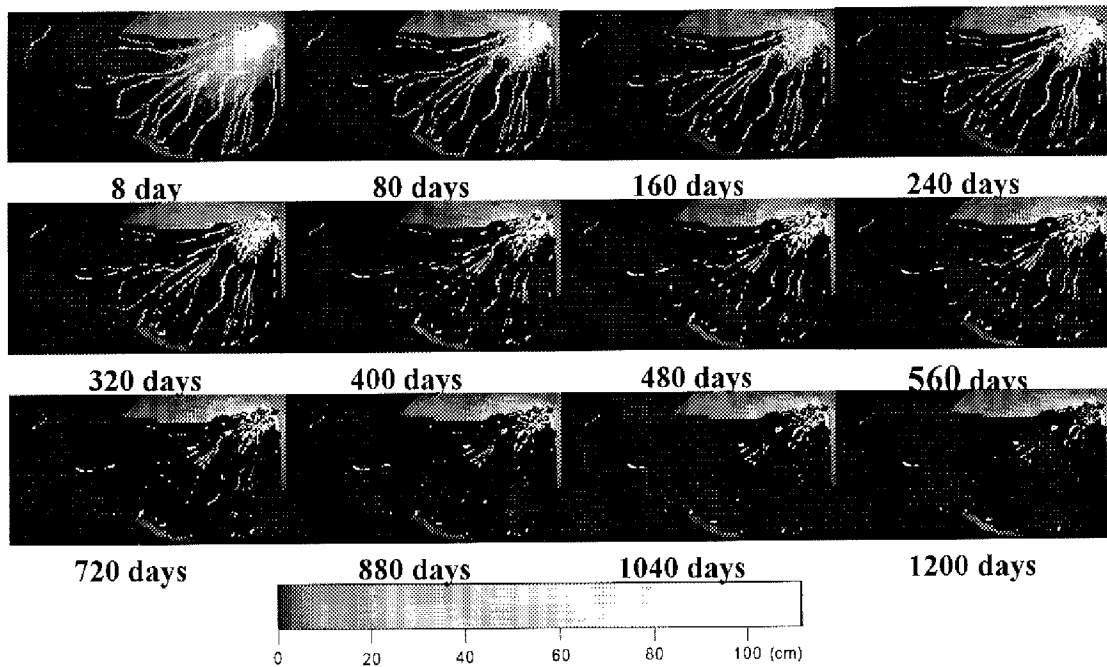


Fig. 20 Transition of spatial distribution of volcanic ash in the Brantas River

- 1日に発生する流出土砂量を表層厚 D に制限され、河道についても流砂しか考えないため、豪雨による大量の土砂流出(土石流や泥流による膨大な量の土砂流出)が考慮できない。
 - 火山灰堆積地の土砂生産は、約3年で活発な土砂生産は終息することがわかっている(諏訪ら, 1998)。そういった土砂生産地域の生産能力の変化(植生の回復など)を考慮できていない。
 - 本研究においては火山灰堆積土砂のみを考慮しているが、実際には元来の地表からも土砂は生産され流出する。元来の地表から毎年約 $0.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ の土砂が流出していたと考えられ、火山灰堆積土砂だけの土砂流出計算では不完全である。
- 以上のようにまだ解決すべき問題を抱えてはいるが、モデル定数の違いによる計算結果への影響が相対的

に明らかになったことで、正確な土砂流出量データが入手できれば、迅速にモデルと定数の妥当性検証できるものと思われる。また、このモデルは分流も容易に扱えるため、現地の流路状況が分かればサンドバイパスの影響を考慮することもできる。実際の土砂流出現象との比較、検討、モデルの改良により、より土砂流出解析に有用なモデルになると思われる。

謝 辞

本研究は、国際防災の十年 (IDNDR) に関わる文部省特別事業「中国及びインドネシアにおける自然災害の予測とその防御に関する国際共同研究」(平成6～10年度)の枠組みの中で実行されたものである。本研究の実行にあたっては、京都大学防災研究所との共同研究協定に基づいてインドネシア公共事業省水資源開発研究所河川砂防研究センターの協力を得た。また、平成9～10年度文部省科学研究費補助金・国際学術研究(共同研究)「洪水、土砂流出および海岸浸食による災害とその防御に関する研究」(09044188, 代表・江頭進治立命館大学教授)の補助を受けた。MOS-1 及び JERS-1 の人工衛星リモートセンシング画像については、宇宙開発事業団より提供いただいた。インドネシアの地形図情報の収集については、日本工営株式会社河川・水工部高野登氏のお世話になった。ここに記して深甚の謝意を表する次第である。

参考文献

- 芦田和男・道上正規 (1972): 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第206号, pp. 59-69.
- 宇宙開発事業団 (1997): 海洋観測衛星1号 (MOS-1) 利用成果報告書.
- 宇宙開発事業団地球観測センター (1994): 地球観測データ利用ハンドブック -JERS-1 編-.
- 江頭進治ら (1997): 洪水および地形変動による災害とその防御に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第40号特別号, pp.35-45.
- 恩田裕一・竹中千里・水山高久 (1996): 雲仙火山灰が浸透能低下を引き起こす原因, 砂防学会誌 (新砂防), Vol. 49, No1, pp. 25-30.
- 児島利治 (1997): リモートセンシング画像とGISの水文解析への応用, 京都大学学位論文.
- 椎葉充晴 (1983): 流出系のモデル化と予測に関する基礎的研究, 京都大学学位論文, pp.18-31.

地頭蘭隆・下川悦郎 (1989): 火山灰に覆われた桜島山腹斜面における表面流出, 砂防学会誌 (新砂防), Vol. 42, No. 3, pp. 18-23.

地頭蘭隆・下川悦郎・寺本行芳・永田治 (1996): 雲仙普賢岳周辺斜面における火山灰の分布と浸透能, 砂防学会誌 (新砂防), Vol. 49, No. 3, pp. 33-36.

日本工営・コーエイ総合研究所 (1997): インドネシア ブランタス河の開発 技術と人々の交流, 山海堂.

平野宗夫ら (1976): 人工降雨による土石流の発生に関する実験, 土木学会第31回年次学術講演会講演概要集, 第2部.

平野宗夫 (1990): 表面流出発生域を考慮した流出解析, 土砂生産に関する研究, 土木学会水理委員会「土砂生産」に関する研究小委員会, pp. 1-4.

平野宗夫・疋田誠・森山聡之 (1986): 活火山流域における土石流の発生限界と流出規模の予測, 第30回水理講演会論文集, pp. 181-186.

Lane, E. W. and Kalinske, A. A. (1941): Engineering calculation of suspended sediment, Trans. A. G. U., 22, pp. 603-607.

PERUM JASA TIRTA (1994): Joint research proposal on sediment runoff in the Brantas basin, Research Institute for Water Resource Development, Ministry of Public Works, and Kyoto University.

Takara, K. et al. (1996): Application of remote sensing and GIS to research on disasters caused by floods and sedimentation, Proc. Workshop on Disasters Caused by Floods and Geomorphological Changes and Their Mitigations (WDFGM-1996), Yogyakarta, Indonesia, August 21-23, 1996, pp.62-77.

Land Cover Classification and Sediment Runoff Analysis in the Brantas River Basin

Kaoru TAKARA Ryuhei UESAKA* and Katsuhiko NOTSUMATA**

* Taisei Corporation, Ltd.

** Nishimatsu Construction Co., Ltd.

Synopsis

This paper describes (1) a method of land cover classification that uses both multi-spectral band images of MOS-1/MESSR and multi-temporal images of JERS-1/SAR and (2) a grid-cell based distributed runoff model that can estimate sediment runoff from volcanic mountain slopes in the Brantas River basin, East Java, Indonesia. As for (1), this paper indicates that the use of multi-spectral band images only does not produce very good land cover map, and the combination of MOS-1/MSSR and JERS-1/SAR can obtain more accurate land cover conditions of the basin. As for (2), the runoff model, which uses land cover information as well as a 250-m digital elevation models, can evaluate transition of spatial distribution of volcanic ash on the slopes. This paper illustrates the results of computer simulation with this model on temporal and spatial distribution change of sediment yield in the Putih River basin, a tributary of the Brantas and the basins on the south slope of Mt. Kelud, which erupted on February 10, 1990.

Keywords: remote sensing; land cover classification; GIS; sediment runoff; grid-cell based runoff model