

2001年7月台湾で発生した土砂災害

中川 一・戸田圭一・牛山素行*・武藤裕則・戸床文彦**

* 東北大学大学院工学研究科

** 京都大学工学部

要 旨

2001年7月30日、台風0108号(桃芝台風)がもたらした豪雨により、台湾の花蓮県および南投県を中心とした各地で土砂災害が発生した。これにより、214名の死者・行方不明者を出すとともに、家屋や公共土木施設等に多大の被害が生じた。少なくとも121名以上が土砂災害による犠牲者であり、この災害では洪水による被害よりも土砂災害による被害が中心であった。本研究では、現地調査で得た情報をもとに土砂災害の概要を示すとともに、花蓮県光復郷大興村清水溪で発生した土石流によって死者・行方不明者が41名にもものぼった災害をとりあげ、発生土石流の規模推定およびその氾濫・堆積過程の再現を試みた。その結果、推定流出土砂量は約80万 m^3 程度と見積もられた。空中写真から判読された土砂量は約150万 m^3 であり、計算結果はかなり過小評価となった。この原因については、計算で考慮した崩壊地が実際にはもう少し多い可能性があること、空中写真からの見積もりが少し過大である可能性があること等が考えられる。

キーワード: 台湾, 花蓮県, 南投県, 大興村, 土砂災害, 土石流, 台風0108号, 数値シミュレーション

1. 緒 言

2001年7月29~30日にかけて、台風0108号がもたらした集中豪雨により、台湾東部の花蓮県(Hualien-ken)および台湾中部の南投県(Nantou-ken)で400mmを超える豪雨が発生し、各県の多くの河川流域で土砂災害が発生した。とくに南投県の阿里山(Alishan)(標高2,406m)では7月29~31日の3日間の降水量が758mm、最大24時間降水量が715mmという豪雨となった。その結果、台湾最大の河川である濁水溪(Choshui Chi)流域のいたるところで斜面崩壊や土石流が発生し、南投県水里郷(Shuili), 信義郷(Hsin-i)では土石流の流出・氾濫で多数の人的・物的被害が生じた。また、これより下流の濁水溪支川の東埔蚋溪(Tungpurui)では堤防からの溢水および破堤氾濫により、多量の土砂が堤内地に氾濫堆積し、

死者・行方不明が9人に上る災害となった。

南投県のこの地域は1999年の集集地震(Jiji earthquake)の震源地に近く、斜面崩壊の発生や多量の土砂の流出に地震の影響があったものと推察されるが、その影響を定量的に評価するに足る資料が入手できなかったため、ここではこれについては詳細には検討していない。台湾では1996年にも台風9608号により7月30~8月2日の4日雨量が1,994mm、最大24時間降水量が1,746mm(阿里山)にも達する記録的な豪雨が発生しており、今回の土砂災害と1996年の災害とを比較することで地震の影響を間接的にではあるが検討している。

花蓮県の光復(Kuangfu)観測所や鳳林(Fenglin)観測所でも400mmを超える豪雨を記録し、光復郷大興村(Tahsin)の清水溪(Chingshui Chi)では推定流出土砂量150万 m^3 (台湾行政院, 2001)という大規模な

土石流が発生し、死者・行方不明者41名という大災害となった。

本研究では、今回の豪雨の特徴を明らかにし、花蓮県および南投県での土砂災害の概要を示すとともに、光復郷大興村で発生した土石流の規模を1次元のkinematic wave model (高橋他, 2000) を用いて推定し、これを流入境界条件に用いて土石流の氾濫・堆積過程の再現を試みたのでその結果を報告する。

2. 台湾の降水状況

2.1 今回の台風

今回の豪雨は台風0108号によってもたらされた。日本では台風名を号数、あるいは「年+号数」で呼ぶことが一般的であるが、ESCAP/WMO台風委員会によって制定され、日本の気象庁によって命名されている国際的な呼称は、本台風の場合「Toraji」である。また、この呼称の台湾における漢字表記は「桃芝」となっている。ここではこの台風の名称を日本式に台風0108号と呼ぶこととする。

台風0108号はFig.1に示すように2001年7月27日09時頃、フィリピン東方海上で発生した。その後ほぼ北西方向に進み、7月30日00時頃に台湾へ上陸し、台湾中部を横断して中国大陆に進み、7月31日09時頃熱帯低気圧に変わった。台湾上陸時の中心気圧は965hPa、中心付近の最大風速は35m/s、風速15m/s以上の強風半径は300kmであり、日本風の階級で表現すると、「中型で強い台風」であった。

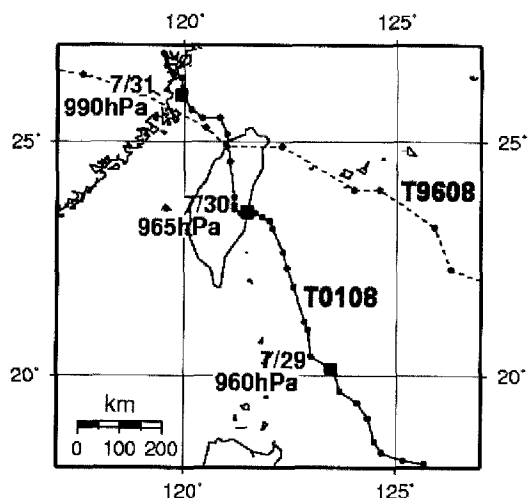


Fig.1 Tracking paths of Typhoon 0108 and Typhoon 9608

2.2 今回の降水

台風の通過により、台湾各地では7月29日から降雨が始まり、30日をピークとして31日まで降り続いた。31日の降水量は各地ともわずかであり、ほぼ

29~30日の2日間に発生した降雨イベントであると考えてよい。台湾交通部中央気象局ホームページ記載 (<http://www.cwb.gov.tw/>) の降水量および台湾国立成功大学防災研究中心提供による資料を元に積算降水量分布図を作成するとFig.2のようになり、阿里山の758mmを最大とし、台湾中部の山岳地帯を中心に豪雨が発生したことがわかる。

台湾国立成功大学防災研究中心の資料によると、台湾中部の花蓮県中部や、南投県南部では、1時間降水量100mm以上の強い降雨が3時間程度継続し、一部では1時間149mmもの降水量を記録したところもあった。また、東部の花蓮県中部の大興村付近では、3時間に390mmの降水量を記録した (花蓮県政府, 2001)。

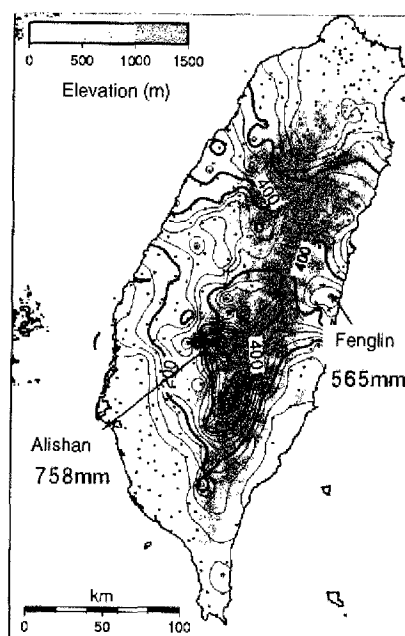


Fig.2 Accumulated rainfall distribution from July 29 to July 31 (Dots in the figure are positions of rainfall observatory)

台風接近前の数日間、台湾付近に低気圧や前線の接近などはなかった。ところによって熱帯的な短時間の降雨が見られたものの、雨が長期間に渡って降り続けているような状況ではなかった。阿里山における2001年の降水量は5月頃までは平年並みであったが、6月以降少雨傾向であり、7月は今回の豪雨前までの降水量は平年の54%程度であった。すなわち、先行降雨が多かったということはないようである。

2.3 降水量平年値との比較

交通部中央気象局ホームページの資料によると、台湾各地の年降水量平年値は、Fig.3に示すように西部の平野部で少なく、中部山岳部および北部で多くなっている。このうち、Fig.4に示すように北部の基

隆 (Keelung) での降水量は寒候期に多くて暖候期には少なく、7、8月頃が最少となっている。北部以外の地域の降水量は、暖候期に多く寒候期に少ない。概ね5~9月が多雨期であり、少雨期との降水量の差は大きい。今回豪雨が発生した阿里山の最多雨月の降水量平年値は820mm (9月)、日月潭 (Jihyuehtan, 標高1,015m) では525mm (6月) となっている。これは日本の気象官署 (ほぼ平地部にある) ではほとんど見られず、九州などの山地部にある AMeDAS 観測所の一部で見られる程度の大きな値である。

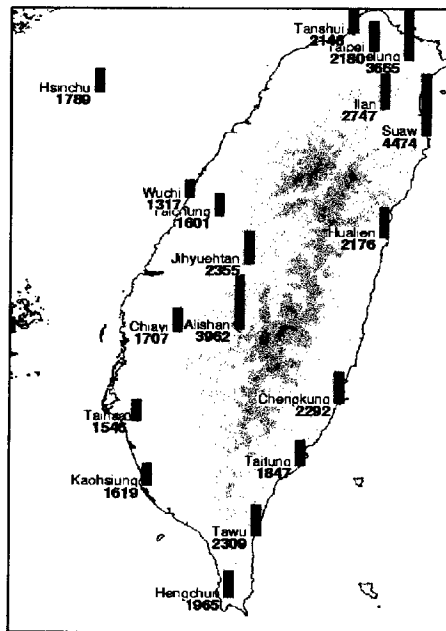


Fig.3 Average of amount of annual rainfall in Taiwan (1961~1990)

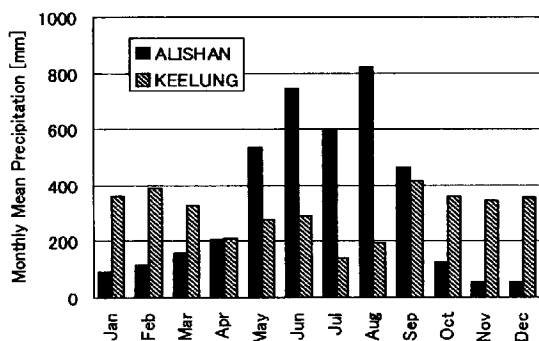


Fig.4 Average of amount of monthly rainfall at Alishan and Keelung (1961~1990)

今回の豪雨による積算降水量は、阿里山758mm、日月潭339mmであり、両観測所における最多雨月の降水量平年値をいずれも下回っている。すなわち、台湾中部山間部に関して言えば、今回の事例は、日頃あまり豪雨に見舞われない地域に、極端に強い豪雨が発生したという状況ではない。ただし、西部の梧棲 (Wuchi, 積算降水量463mm) のように、最多雨

月の降水量平年値(235mm)の2倍程度の値を記録した場所も存在している。花蓮県大興村(積算降水量455mm)も、近傍の花蓮、成功 (Chengkung) の最多雨月の降水量平年値(それぞれ385mm, 366mm)と比べると、この地域としてはかなり大きな記録であったと言える。

2.4 近年の豪雨との比較

阿里山における1997年以降の日降水量データを元に、月別の2日間降水量最大値を集計すると、Fig.5のようになる。阿里山においては、2日降水量300mm前後の降雨イベントは毎年発生しているが、今回のような豪雨は少なくとも最近5年間は発生していない。

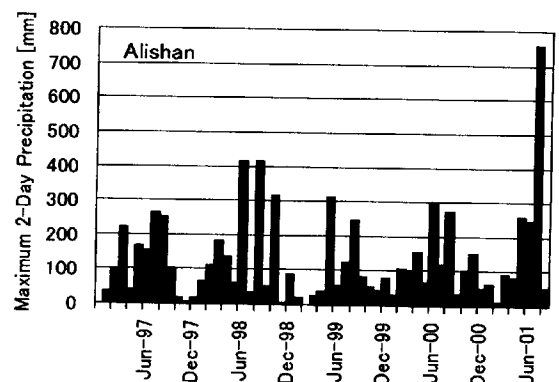


Fig.5 Amount of maximum two-days rainfall in each month at Alishan (January 1997~August 2001)

台湾中部における最近の顕著な豪雨イベントとしては、1996年7月30日~8月1日の台風9608号による豪雨が知られている (国立台湾大学, 1997)。この豪雨時の最多雨域も今回と同様の阿里山付近であった。阿里山における積算降水量は1,994mm、最大24時間降水量1,748mm、最大1時間降水量112mmで、1時間降水量80mm以上の降雨が12時間以上連続した。阿里山以外にも豪雨を記録した地点は多く、たとえば今回の豪雨において、積算降水量600mm以上の雨域は阿里山付近の30~40km程度の範囲でしか確認できないが、台風9608号の際には、阿里山付近の東西30~40km、南北100km程度の範囲に見られるほか、北部にもやや面積は少ないものが確認できる。台風9608号の豪雨時の阿里山における24時間降水量1,748mmは、世界最大記録に近い記録であり、台湾においても突出した記録とは思われるが、今回の豪雨が発生した地域において比較的近年に、今回を大きく上回る豪雨イベントがあったことは確かである。

3. 被害の概要

3.1 台湾全体の被害概要

台湾行政院内政部消防署(日本の総務省消防庁に相当する行政機関)のホームページ (<http://www.nfa.gov.tw/nfaasp/upload/桃芝台風900801第二十一報.htm>) によると、2001年8月8日現在で、本台風による人的被害は、台湾全土で死者103名、行方不明者111名であった。地域別に見ると、Fig.6に示すように台湾中部の内陸・山間部である南投県の被害が特に多く、標高3,000m級の山岳が続く中央山脈をはさんで東側に位置する花蓮県の被害がこれに次ぐ。台中市(Taichong)で7名の被害があるが、その他の大都市での人的被害はなく、平地部の県の人的被害も少ない。また、死者・行方不明者のうち少なくとも121名以上が土砂災害による犠牲者であり、今回の事例は洪水による被害よりも、土砂災害による被害が中心であった。

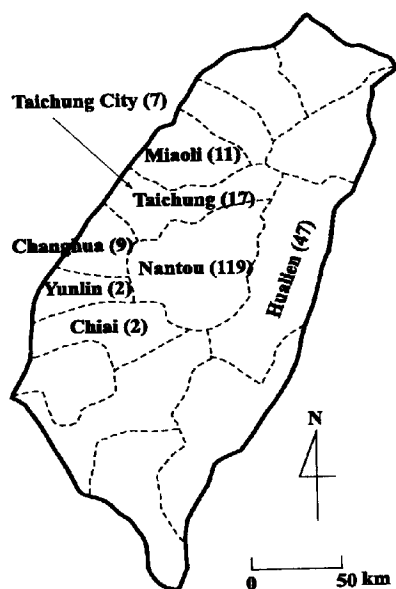


Fig.6 Number of death and missing at each prefecture

前述の1996年台風9608号による死者・行方不明者は73人(国立台湾大学, 1997)であり、今回の被害は、少なくとも人的被害に関しては、1996年の事例を大きく上回っている。

台湾全域での被害の概要をまとめると以下の通りである (<http://www.nfa.gov.tw/nfaasp/upload/桃芝台風900801第二十一報.htm>, <http://www.taipetimes.com/news/2001/8/01/story>)。土石流発生地点および土砂崩壊地点は全国で93箇所到了した。約34万世帯で停電し、約52万世帯で断水が生じた。また南投県、台中県を中心に109箇所道路に損壊が生じた(111カ所で通行止め)。農業および畜産業の被害は12.8億台湾ドル(2001年8月現在, 1台湾ドル=3.64円)と推定されている。台湾でこのような大きな台風被害が生じたのは、1963年に死者312名を記録したグロリア台風以来約40年ぶりである。

台風9608号と台風0108号による被害の比較を気象データと比較してまとめたものがTable 1である。これより、台風9608号による降雨規模が圧倒的に大きいにもかかわらず、台風0108号の方が被害が大きいことがわかる。これは1999年の集集地震による多量の不安定土砂の生産、強震動による斜面土層の安定性の低下が原因しているのではないかと推察されるが、その詳細は不明である。

3.2 各地の被害概要

花蓮県では7月30日未明より激しい雨に襲われ、山沿いの多くの地域で土石流が発生した。この中で大規模なものが8箇所発生したが、そのうち光復郷大興村と鳳林鎮鳳義里(Feng-ili)水源地(Shuiyuandi)で大きな被害が発生した(Fig.7)。大興村では村を流れる清水溪で30日未明に土石流が発生し、家屋16戸が全壊、5戸が半壊し、死者は26名、行方不明者は

Table 1 Comparison of typhoon characteristics and damages between Typhoon 9608 and Typhoon 0108

	Typhoon 9608	Typhoon 0108
Central pressure on landing	930 hPa	965 hPa
Wind velocity on landing	53 m/s	35 m/s
Duration of rainfall	1996/07/30~08/02	2001/07/29~07/31
Maximum cumulative rainfall	1,994 mm(Alishan)	758 mm(Alishan)
Maximum 24-hours rainfall	1,746 mm(Alishan)	715 mm(Alishan *1)
Maximum one-hour rainfall	113 mm(Alishan)	149 mm(Kuangfu)
Death and missing	73 persons	214 persons(*2)
Number of houses completely & partially destroyed	1,383 houses	1611 houses (Nantou & Hualien*3)
Number of places roads damaged	101 places	111 places
Telephone service interruption	205,000 houses	71,000 houses (July 31)

*1 Daily rainfall on July 30, 2001

*2 121 persons were killed by sediment disasters

*3 As of August 16, 2001 in Nantou-ken, as of September 16, 2001 in Hualien-ken, and data in other places are unknown

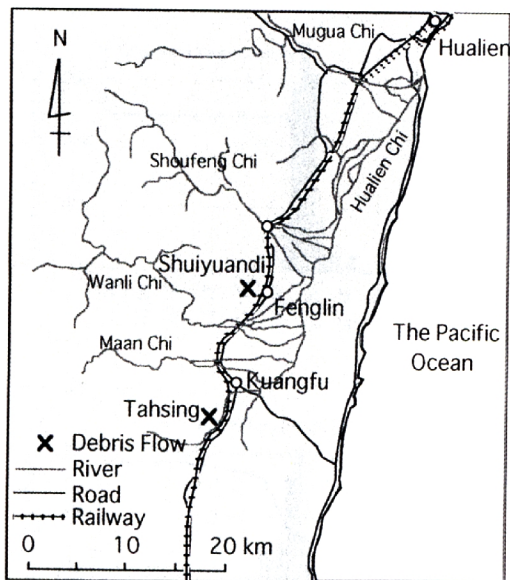


Fig.7 Damaged places by debris flows at Hualien-ken

15名に上った (Photo 1)。流出土砂量は150万 m^3 程度と推定されている (台湾行政院, 2001)。また鳳義里水源地では土石流で住宅1戸が全壊し、死者5名、行方不明者1名が生じた (Photo 2)。花蓮県は大理石の産地として有名であるが、今回の土石流災害は片岩地帯で発生している。



Photo 1 Baiyun mountain cottage buried with sediment by a debris flow occurred at Daxing village in Hualien-ken

南投県の中央山脈、玉山 (Yushan) 山脈西側の濁水溪支川の陳有蘭溪 (Chenyoulán Chi) 沿いでも7月30日未明から朝にかけて激しい豪雨にあい、その結果、多数の土石流、土砂流が発生した。代表的な箇所は Fig.8に示すように、水里郷上安村 (Shangan), 信義郷豊丘村 (Fengqiu), 信義郷新郷村 (Hsinhsiang) であり、いずれも死者・行方不明者が10名以上に上っている。また、陳有蘭溪に沿って道路や橋梁の損害が顕著であった。Photo 3は水里郷上安村郡坑 (Chukeng) で発生した土石流による家屋被害の様子であり、背



Photo 2 Stone gate buried with sediment by a debris flow at the entrance of Shuiyuandi district, Fengyili village, Fenglin, Hualien-ken

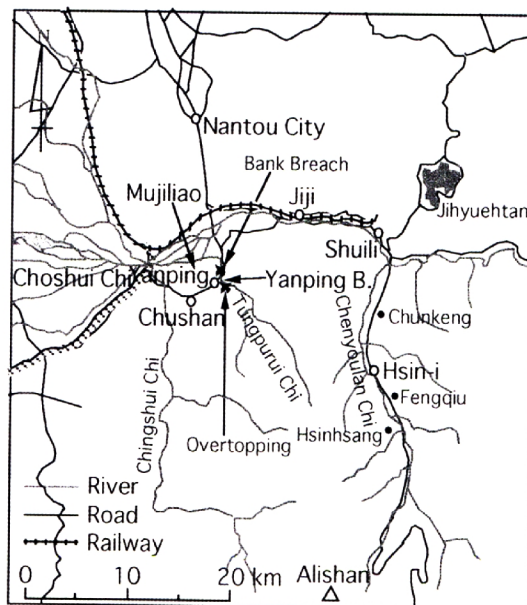


Fig.8 Damaged places by debris flows and flood flows at Nantou-ken



Photo 3 Debris flow disaster occurred at Junkeng district, Shangan village, Shuili, Nantou-ken (Many slope failures can be seen on the rear mountain)

後の山で多数の斜面崩壊が発生していることが分かる。流下してきた巨礫は礫岩が主体である。Photo 4は信義郷新郷村で発生した土石流によって流下してきた巨礫であり、左手前にあった家屋は完全に流失し、基礎だけが残っていた。



Photo 4 Big boulders transported by a debris flow occurred at Ssinhsiang district, Hsin-i, Nantou-ken (Only a concrete floor of a house can be seen on the left bottom of the photo)

濁水溪支川の東埔蚋溪では、竹山鎮 (Chushan) の延平橋 (Yanping B.) 上流で越流が、下流で破堤がそれぞれ発生し、氾濫水が竹山鎮の木屐寮 (Mujiliao) の集落を襲い、死者・行方不明者が9名に上る洪水災害も発生している。これについては比較的詳細な聞き込み調査等を行ったので、次節で紹介する。

花蓮県光復観測所、同県鳳林観測所および南投県望郷 (Wanghsiang) 観測所における1時間降水量及び積算降水量をFig.9に示しておく。

3.3 濁水溪支川東埔蚋溪での洪水災害

濁水溪は、台湾中部の中央山脈、阿里山山脈に源を発し、西流して台湾海峡に注ぐ台湾第一の河川である。計画高水流量は河口で27,000 m³/sに上る(台湾省水利局, 1996)。この濁水溪には清水溪などいくつかの支川が流入しているが、清水溪の一筋上流の左支川である東埔蚋溪が、南投県竹山鎮郊外の延平橋付近で越流および破堤により氾濫した。そして下流の集落「木屐寮」が氾濫流に襲われ、死者・行方不明者が9名に上る惨事となった。この辺りは1999年の集集地震の震源地に近いところである。延平橋付近の東埔蚋溪の川幅は約100 m、また河床材料の平均粒径は目視から50 mmを超えていると判断された。延平橋から濁水溪本川合流点までの区間の平均河床勾配は約0.01である(台湾省水利局, 1996)。

Fig.10に示すように、東埔蚋溪では延平橋の直上流の左岸側で越流し、氾濫流は道路を越えて地盤高の低い木屐寮方面に流下した。またその後、延平橋

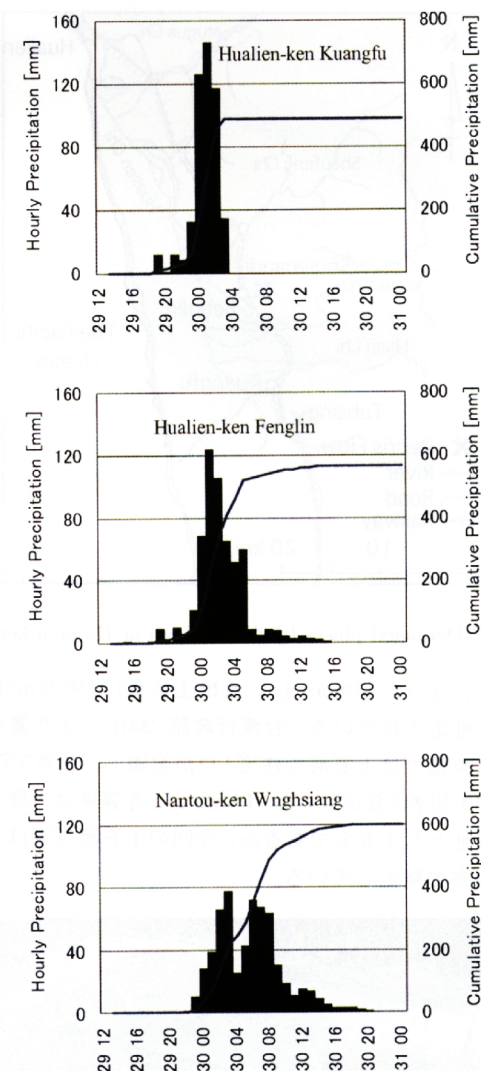


Fig.9 Hourly rainfall intensity and cumulative rainfall at principal rainfall observatories

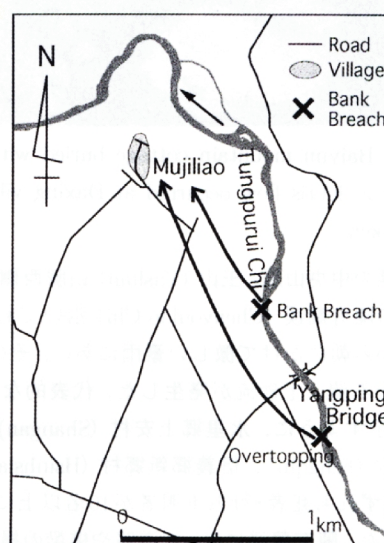


Fig.10 Overtopping and bank breach at Tungpurui Chi

下流の左岸側で破堤が生じ、氾濫水が木屐寮を直撃する事態となった。このように、越流と破堤という異なった原因により生じた氾濫流が、時間差をおいて木屐寮を襲ったこととなる。東埔蚶溪の50年確率の流量は $1,630 \text{ m}^3/\text{s}$ と算出されているが(台湾省水利局, 1996), 調査に同行してくれた国立成功大学防災研究中心の研究員によれば, 50年確率以上の流量が流下したとのことであった。越流や破堤の原因は、現在のところは不明であるが, 1996年洪水時の土砂流出による河床の上昇が越流を助長した可能性は高い。また破堤箇所の下流, 木屐寮の北に位置する地点で東埔蚶溪は左に大きく湾曲している。越流した氾濫水がこの湾曲部で再度、河道に流入し、その上流の水位が高く保たれたならば、それが破堤に何らかの影響を及ぼしたのかもしれない。

東埔蚶溪の上流域では7月30日の未明から雨足が強くなっており, 30日08:30に最高水位を記録している。木屐寮の住民の証言によれば, 30日07:30頃に、河川の水位が高いという友人、知人の知らせで一部の住民は自主的に避難を開始した。なお役所からの避難勧告や避難命令はなかったとのことである。08:30頃に氾濫流により家屋が破壊されており、直前の避難により難を逃れた住民もいたようである。前述したように死者・行方不明9名、そして崩壊家屋は36戸に上った。氾濫流の流下箇所では多くの巨石が堆積しており、最大級のものは粒径が1m以上に達している(Photo 5)。氾濫流は多量の土砂を伴うものであった。また氾濫流が通過した箇所はかなり幅が狭い範囲に限られている。このことは、氾濫流は越流および破堤した後、堤内地内で滞留したり拡散したりせず、高流速で勢よく流下したことを示している。被災地で完全に崩壊した家屋とほとんど損傷のない家屋がわずかな距離しか離れていないことがこの事実を物語っている。



Photo 5 Big boulders and sediments flooded and deposited on the landside area at Mujiliao district due to bank breach of the Tungpurui Chi

調査に訪れたのは8月14日で、災害から約2週間経過した時であった。堤防の復旧や土砂の採取といった応急措置的な工事が進められていた。また住民のなかには近隣の竹山鎮の中学校に一時的に避難している人達もいるということであった。

4. 花蓮県光復郷大興村で発生した土石流の再現

4.1 発生土石流の規模推定

ここでは今回の土砂災害でもっとも被害が大きかった地域の一つである花蓮県光復郷大興村で発生した土石流の規模を推定する。用いたモデルは昨年度報告したベネズエラで発生した土石流の規模推定に用いた方法と同様である。すなわち、広い粒度分布を考慮した土石流、掃流状集合流動および掃流砂を一貫して取り扱える一次元土砂流出モデルである(高橋他, 2000)。

(1) 基礎方程式系

計算に用いた基礎方程式系を簡単に示すと以下のようである。

(a) kinematic wave modelによる流出解析

土砂流出計算を行う前に、与えられた降雨に対して斜面および河道での洪水流出解析を行って、河床変動を計算するための水理量を各計算格子で与える必要がある。ここでは以下に示すようなkinematic wave modelを用いて解析する。すなわち、斜面においては

$$q_s = \sin^{1/2} \theta_s h_s^m / n_e \quad (1)$$

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial q_s}{\partial x} = r_e \quad (2)$$

を用い、河道においては

$$q = h^{5/3} \sin^{1/2} \theta_w / n_m \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = q_s \quad (4)$$

を用いる。ここに、 q_s : 斜面流の単位幅流量、 h_s : 斜面流の水深、 θ_s : 斜面勾配、 n_e : 等価粗度係数、 r_e : 有効降雨強度、 t : 時間、 x : 流下距離、 q : 河道内の水みちにおける単位幅流量、 h : 河道内の水みちにおける水深、 n_m : 河道のManningの粗度係数、 θ_w : 河道流の水面勾配である。

(b) 抵抗則

一連の土砂移動過程において流砂形態は土石流、掃流状集合流動、掃流砂をとるものと考え、それぞれの流砂形態に対して以下のような抵抗則を用いることとする。

土石流 ($C_L \geq 0.4C_{*L}$) の時:

$$q = \frac{2}{5d_{mL}} \left\{ \frac{g}{0.02} \frac{\sigma C_L + (1 - C_L)\rho_m}{\sigma} \right\}^{1/2}$$

$$\cdot \left\{ \left(\frac{C_{*L}}{C_L} \right)^{1/3} - 1 \right\} h^{5/2} \sin^{1/2} \theta_w \quad (5)$$

掃流状集合流動 ($0.01 < C_L < 0.4 C_{*L}$) の時:

$$q = \frac{0.7\sqrt{g}}{d_{mL}} h^{5/2} \sin^{1/2} \theta_w \quad (6)$$

掃流砂 ($C_L \leq 0.01$) の時, あるいは $h/d_{mL} \geq 30$ の時:

$$q = \frac{1}{n_m} h^{5/3} \sin^{1/2} \theta_w \quad (7)$$

ここに, q ; 土砂を含んだ流れの単位幅流量, d_{mL} ; 流砂中の粗粒子の平均粒径, g ; 重力加速度, ρ_m ; 細粒子を含んだ流体相の密度, σ ; 砂礫の密度, C_L ; 粗粒子の体積濃度, C_{*L} ; 堆積土砂中の粗粒子の体積濃度である。

(c) 水と土砂を加えた全容積の連続式

侵食・堆積および残留域からの水の流入を考慮した水と土砂からなる混合流体の連続式は以下のように表せる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial q B}{\partial x} = i_{sb} K_1 + \frac{q_{in}}{B} \quad (8)$$

与えられる。ここに, B ; 水みち幅, i_{sb} ; 水みち底面での侵食 ($i_{sb} > 0$) または堆積 ($i_{sb} < 0$) 速度, q_{in} ; 側方からの単位長さあたりの水の流入流量であり, K_1 は侵食の時,

$$K_1 = C_{*L} + (1 - C_{*L}) \{ C_{*F} + (1 - C_{*F}) s_b \}$$

堆積の時,

$$K_1 = 1$$

である。ここに, s_b ; 水みち底面から侵食される河床堆積土砂の飽和度, C_{*F} ; 河床堆積物中の細粒子の体積濃度である。

(d) 各粒径階毎の土砂の連続式

各粒径階毎の砂粒子の連続式は次式で表される。

$$\frac{\partial (C_k h)}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial (q C_k B)}{\partial x} = i_{sbk} \quad (9)$$

ここに, C_k ; 粒径階 k の粒子の体積濃度; i_{sbk} ; 粒径階 k の粒子の侵食・堆積速度である。なお, i_{sb} は空隙を含んだ侵食・堆積速度であるが, i_{sbk} は実質のそれである。

河道幅が広い領域では, 河道幅 (谷幅) B_0 より狭い水みち幅 B をもつ流路が形成されていると考えられるので, この流路が河道の横断方向に変動することにより河道幅全体の河床の高さが横断的にほぼ均等になりながら変動すると考え, 以下のような河床位式を用いる。

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{B}{B_0} i_{sb} = 0 \quad (10)$$

ここに, z は河床位である。

(e) 侵食速度

ここでは, 以下に示す不飽和河床の侵食速度式を用いる (Takahashi, 1991)。

$$\frac{i_{sb0}}{\sqrt{gh}} = K \sin^{3/2} \theta_w \left\{ 1 - \frac{\sigma - \rho_m}{\rho_m} C_L \left(\frac{\tan \phi}{\tan \theta_w} - 1 \right) \right\}^{1/2}$$

$$\cdot \left(\frac{\tan \phi}{\tan \theta_w} - 1 \right) (C_{L\infty} - C_L) \frac{h}{d_{mL}} \quad (11)$$

ここに, i_{sb0} ; 粗粒子径 d_{mL} に対するバルクの侵食速度, ϕ ; 粗粒子の内部摩擦角, K ; 定数, $C_{L\infty}$; 平衡濃度 ($> C_L$) である。

粒径別の侵食速度については, 河床に存在する粗粒子はその地点での水深がその粒径よりも大きくなって初めて侵食されるものとする。いま, $k = 1 \sim k_1$ までの粒径を細粒分 (粗粒子が形成する骨格内の空隙に存在する粒径), $k = k_1 + 1 \sim k_e$ までの粒径を粗粒分 ($k = k_e$ は最大粒径階) とし, 当該地点の水深 h が $d_{k_2+1} > h \geq d_{k_2}$ であるとする, $i_{sb0} \sum_{k=k_1+1}^{k_2} f_{bLk}$ がバルクの侵食速度となる。ここに, f_{bLk} は粗粒子を対象とした場合の粒径階 k の存在率である。

$k_1 < k \leq k_2$ に属する粗粒子の実質体積の割合は $C_{*L} f_{bLk}$ であるから, $d_{k_2+1} > h \geq d_{k_2}$ の時の粒径別侵食速度は

$$\left. \begin{aligned} k_1 < k \leq k_2 & ; i_{sbk} = i_{sb0} f_{bLk} C_{*L} \sum_{k=k_1+1}^{k_2} f_{bLk} \\ k > k_2 & ; i_{sbk} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

与えられる。ただし, 流砂形態が掃流砂であると判断される条件下 ($\tan \theta_w < 0.03$) では, 限界掃流力よりも掃流力が小さくなる粒径に対しては侵食速度をゼロとする。

$k \leq k_1$ の細粒子の侵食速度は

$$i_{sbk} = i_{sb0} (1 - C_{*L}) C_{*k} \sum_{k=k_1+1}^{k_2} f_{bLk} \quad (13)$$

与えられる。ここに, C_{*k} は粒子骨格内の空隙に存在する細粒分の存在割合である。結局バルクの侵食速度は

$$i_{sb} = \frac{1}{C_{*L}} \sum_{k=k_1+1}^{k_e} i_{sbk} \quad (14)$$

で表される。

(f) 堆積速度

バルクの堆積速度は以下のように与えられる (Takahashi, et al., 1987)。

$$i_{sb0} = \delta_d \frac{C_{L\infty} - C_L}{C_{*L}} \frac{q}{h} \quad (15)$$

ここに, δ_d は定数である。したがって, 粒径階別の堆積速度は $k > k_1$ のとき,

$$i_{sbk} = i_{sb0} \frac{C_k}{C_L} C_{*Lmax} \quad (16)$$

である。ここに, C_{*Lmax} は堆積の場合, そのボリュームが粗粒子の最密充填濃度に規定されると考えて導入したものである。一方, $k \leq k_1$ のときは

$$i_{sbk} = i_{sb0} (1 - C_{*Lmax}) \frac{C_k}{1 - C_L} \quad (17)$$

となる。結局、バルクの堆積速度は

$$i_{sb} = \frac{1}{C_{*L\max}} \sum_{k=k_1+1}^{k_c} i_{sbk} \quad (18)$$

で表される。

(g) 平衡土砂濃度

各地点の平衡土砂濃度 $C_{L\infty}$ は水面勾配 $\tan \theta_w$ に応じて以下のように計算される (Takahashi, 1991)。

($\tan \theta_w > 0.138$ の場合)

$$C_{L\infty} = \frac{\rho_m \tan \theta_w}{(\sigma - \rho_m)(\tan \phi - \tan \theta_w)} \quad (19)$$

($0.03 < \tan \theta_w \leq 0.138$ の場合)

$$C_{L\infty} = 6.7 \left\{ \frac{\rho_m \tan \theta_w}{(\sigma - \rho_m)(\tan \phi - \tan \theta_w)} \right\}^2 \quad (20)$$

($\tan \theta_w \leq 0.03$ の場合)

$$\frac{(1 + 5 \tan \theta_w) \tan \theta_w}{\sigma / \rho_m - 1} \left(1 - \alpha_0^2 \frac{\tau_{*c}}{\tau_*} \right) \left(1 - \alpha_0 \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}} \right) \quad (21)$$

ただし、

$$\tau_{*c} = 0.04 \times 10^{1.72 \tan \theta_w} \quad (22)$$

$$\alpha_0^2 = \frac{2\{0.425 - (\sigma / \rho_m) \tan \theta_w / (\sigma / \rho_m - 1)\}}{1 - (\sigma / \rho_m) \tan \theta_w / (\sigma / \rho_m - 1)} \quad (23)$$

である。ここに、 τ_{*c} ; 無次元限界掃流力、 τ_* ; 無次元掃流力であって、河床表層の移動可能な粗粒子の平均粒径 d'_{mL} を用いて、

$$\tau_* = \frac{h \tan \theta_w}{(\sigma / \rho_m - 1) d'_{mL}} \quad (24)$$

と表される。なお、粒径 d_k が移動可能か否かは、次式で表される修正エギアザロフ式を用いて判断する。

($d_k / d_{mL} \geq 0.4$ の時)

$$\frac{u_{*ck}^2}{u_{*cmL}^2} = \left\{ \frac{\log 19}{\log \left(19 d_k / d_{mL} \right)} \right\}^2 \frac{d_k}{d_{mL}} \quad (25)$$

($d_k / d_{mL} < 0.4$ の時)

$$\frac{u_{*ck}^2}{u_{*cmL}^2} = 0.85 \quad (26)$$

ここに、 u_{*ck} ; k 番目の粒径階の限界摩擦速度、 u_{*cmL} ; 平均粒径 d_{mL} に対する限界摩擦速度であり、次式で表される。

$$u_{*cmL} = \sqrt{\tau_{*c}(\sigma / \rho_m - 1) g d_{mL}} \quad (27)$$

摩擦速度 u_* が上式から得られる u_{*ck} より大きい粒径階のみを抽出すると以下のようである。

$$d'_{mL} = \frac{\sum d_k f_{bk}}{\sum f_{bk}} \quad (28)$$

ここに、 f_{bk} は全粒子中での粒径階 k の粒子の存在率である。

(h) 河床の粒度分布の変化

侵食に伴う河床表層での粒径階 k の粒子の存在率 f_{bk} の変化は次式で表される。

$$\frac{\partial f_{bk}}{\partial t} = \frac{B}{B_0} \frac{i_{sb} J_0 f_{0k} - i_{sbk} - i_{sb}(J_0 - J) f_{bk}}{\delta_m J} \quad (29)$$

また、堆積に伴う変化は以下のような式で表される。

$$\frac{\partial f_{bk}}{\partial t} = \frac{B}{B_0} \frac{1}{\delta_m J} (-i_{sbk} + i_{sb} C_{*f} f_{bk}) \quad (30)$$

ここに、 f_{0k} ; 下層の粒径階 k の粒子の存在率、 δ_m ; 交換層の厚さ、 J および J_0 ; それぞれ表層および下層での全体積に対する固体分の体積の割合であって以下のように表せる。

$$J = C_{*L} + (1 - C_{*L}) C_{*F} \quad (31)$$

$$J_0 = C_{*L0} + (1 - C_{*L0}) C_{*F0} \quad (32)$$

ここに、 C_{*L0} , C_{*F0} ; それぞれ下層における C_{*L} , C_{*F} の値である。

(2) 流域の解析

対象とする大興村の清水渓流域は Fig.11 (国立成

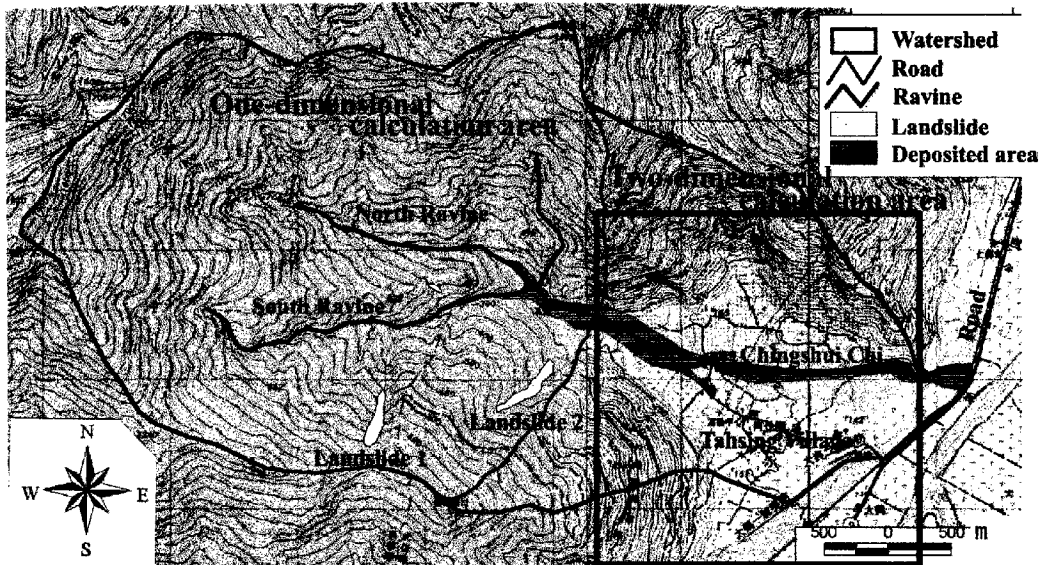


Fig.11 Chingshui Chi basin

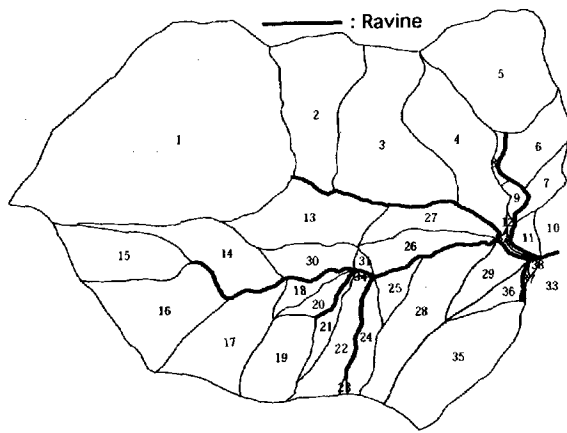


Fig.12 Sub-basins for the rainfall runoff analysis

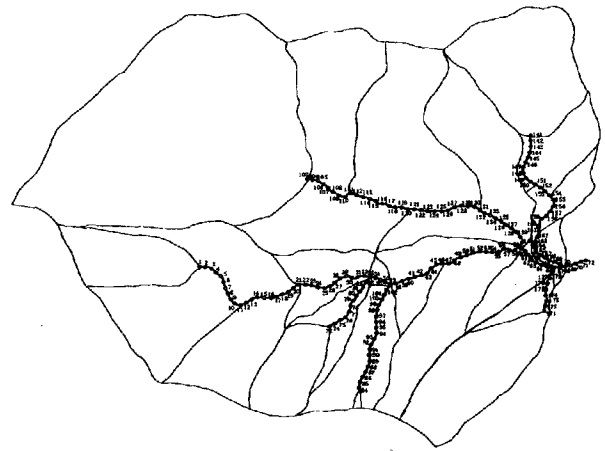


Fig.13 Channel networks for the sediment runoff analysis

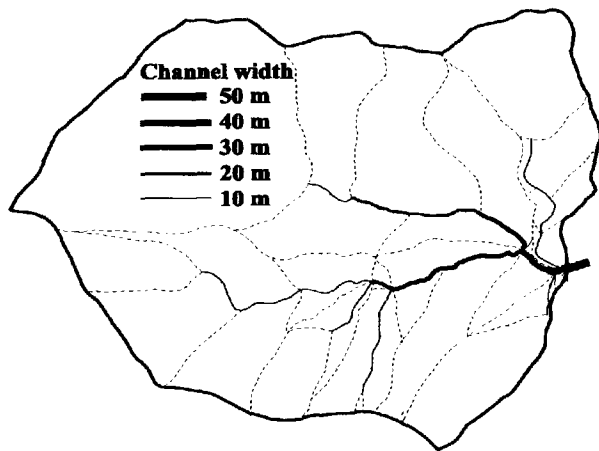


Fig.14 Channel width of the rivers

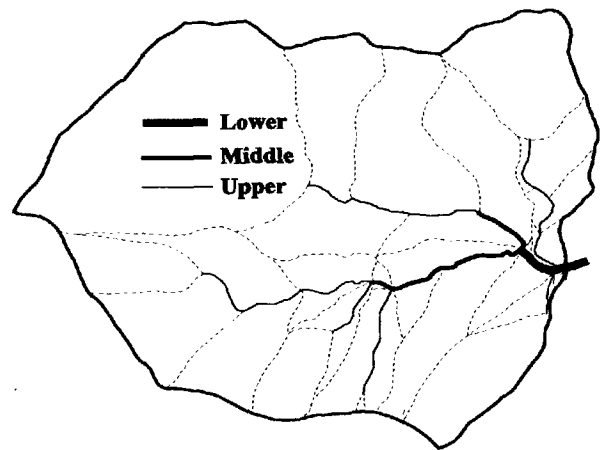


Fig.15 Division of the basin

功大学防災研究中心提供)に示すように、北溪(流域面積約6km²)と南溪(流域面積約4km²)とからなり、両溪の合流部付近より上流は萬榮郷馬遠村に属し、下流が光復郷大興村に属する。下流に発達した扇状地を貫流する清水溪沿いに集落が発達し、住家201戸、人口約1,600人が主に第一次産業に従事していた(台湾行政院, 2001)。

合流点よりやや下流域を含めた流域を対象として、Fig.12に示すようにこの流域を38個のサブ流域に分割し、河道網をFig.13のように設定した。河道は50m毎に178個に分割した。また、地形図(1/5,000)をもとに河道幅をFig.14のように設定するとともに、河道の勾配をもとに流域をFig.15に示すように上流、中流、および下流の3つに分割した。

(3) 計算条件

計算にはFig.9に示した花蓮県光復観測所の降雨データを用いることとし、2001年7月29日17時~30日7時までの15時間にわたって計算する。

現地での河床材料の粒度分布が不明であるため、これを大胆に仮定せざるを得ない。ここでは、現地

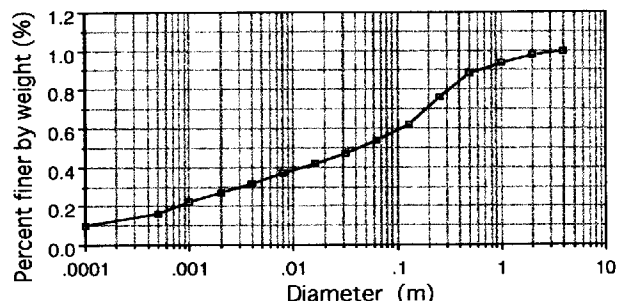
調査で得た流出土砂の写真等を参考にして、粒径階を15段階にとり、Fig.16(a)に示すような河床材料組成を仮定する。そしてこれを上流、中流、下流全域に与える場合とFig.16(b)に示すような粒度分布を上流、中流、下流にそれぞれ与える場合とを考える。

移動可能な溪床堆積物の厚さも不明なため、ここではこれを5mの場合と10mの場合の2通りを考える。ただし、内部摩擦角より大きな河床勾配を有するメッシュでは基岩が露出しているものとして、敷均した土砂は侵食されない(固定床)ものとした。

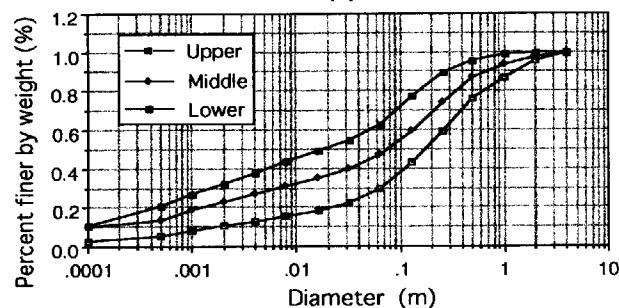
Fig.11には大規模な新規斜面崩壊が2カ所示されている(崩壊地1の面積:3.24ha, 崩壊地2の面積:3.95ha)。崩壊が発生するとそれ自体が流出して土石流の規模を大きくするだけでなく、崩壊が引き金となって河床堆積土砂を移動させ、土石流規模を大きくする。両崩壊地の崩壊深が不明であるため、ここではこれを2mと仮定して崩壊の発生を考慮した場合と考慮しない場合の計算を行う。すなわち、崩壊を考慮する場合には崩壊土砂濃度を50%と仮定し、これを10秒間崩壊地下流端の河道メッシュに単位幅

流量で強制流入させる。

崩壊発生時刻は不明なため、ここでは時間降雨強度が100 mmを超える時刻で崩壊が発生したと仮定する。すなわち、7月30日0:00に両崩壊が同時に発生したとする。結局、計算ケースはTable 2に示す4通りである。



(a)



(b)

Fig.16(a) Grain-size accumulation curve used in the calculation (CASE 1~CASE 3)

Fig.16(b) Grain-size accumulation curve used in the calculation (CASE 4)

Table 2 Conditions for calculations

CASE No.	Conditions for Calculations		
	Landslide	Thickness (m)	Grain-size distribution
1	No	5	Same in all places
2	Yes	5	Same in all places
3	Yes	10	Same in all places
4	Yes	5	Upper, middle, lower

数値計算においては空間差分間隔 $\Delta x = 50$ m, 差分時間間隔は流れの平均流速によって使い分けることとし、 $u \geq 60$ m/sでは $\Delta t = 0.1$ sec, $40 \leq u < 60$ m/sでは $\Delta t = 0.2$ sec, $20 \leq u < 40$ m/sでは $\Delta t = 0.4$ sec, $10 \leq u < 20$ m/sでは $\Delta t = 1.0$ sec, $5 \leq u < 10$ m/sでは $\Delta t = 2.5$ sec, $0 \leq u < 5$ m/sでは $\Delta t = 5.0$ secとした。

河床材料の特性値としては、現地での調査結果等を参考にして、 $C_* = C_{*L} = C_{*F} = C_{*Lmax} = C_{*Fmax} = 0.65$, $\delta_m = 0.5$ m, $\sigma = 2.65$ g/cm³, $\rho = 1.0$ g/cm³, $\tan \phi = 0.7$ を用いる。

河床材料の飽和度 s_b と Manningの粗度係数 n_m につ

いては、河道幅 $B_0 \geq 50$ mの場合、 $s_b = 1.0$, $n_m = 0.03$, $20 \leq B_0 < 40$ mの場合、 $s_b = 0.8$, $n_m = 0.04$, $B_0 = 10$ mの場合、 $s_b = 0.8$, $n_m = 0.05$ と仮定した。斜面での等価粗度係数 $n_e = 1.0$, 侵食速度の係数 $K = 0.5$, 堆積速度の係数 $\delta_d = 0.0002$ とした。

(4) 計算結果

Fig.17に下流端における各ケースの流量ハイドログラフを示す。Fig.18に下流端における流砂量の、Fig.19に平均粒径の時間変化の計算結果をそれぞれ示す。これらの図より以下のことがわかる。すなわち、崩壊を考慮した場合には流量、流砂量、粒径に対してその影響は大きく、崩壊発生時期には明確な流量、流砂量のピークが生じているが、崩壊を考慮しない場合は流量、流砂量ともピークは生じていない。初期河床堆積土砂厚が5 mであっても10 mであってもその影響はこの流域においては顕著でない。これは、移動可能な堆積土砂を侵食するに足る十分な

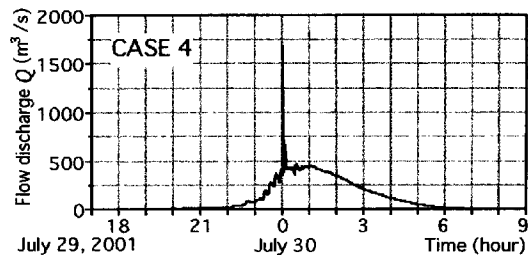
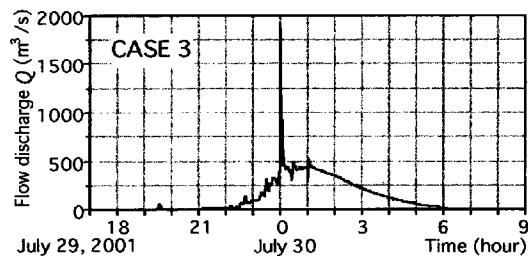
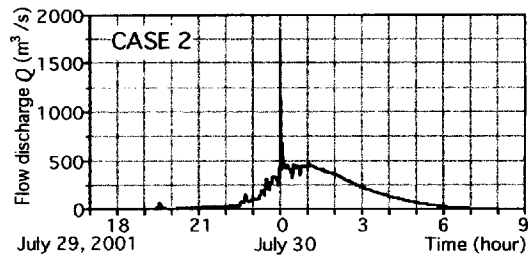
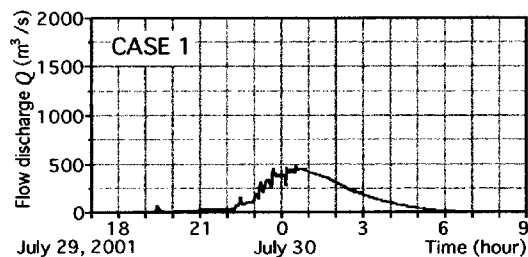


Fig.17 Temporal change of a flow discharge at the outlet of a ravine

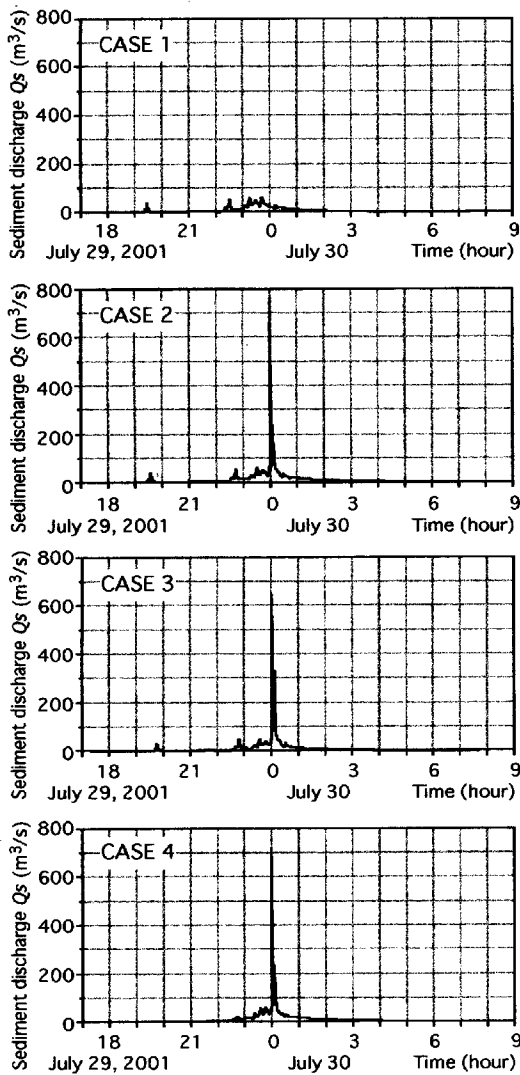


Fig.18 Temporal change of a sediment discharge at the outlet of a ravine

流量が形成される河道が中流部以下にしか無いためであると考えられる。このことは南溪沿いの河床変動計算結果であるFig.20から類推される。同図では南溪の上流端から1,500~2,500 mの約1 kmの区間で河床が約10 mまで侵食されていることがわかる。また、粒度分布を上流、中流、下流にそれぞれ与えた場合(CASE 4)には、その影響は流量、流砂量に対してはあまり大きくないが、平均粒径にはかなり影響を及ぼし、土石流の流動形態中と考えられる期間においては、平均粒径がやや大きくなっている。Fig.20より、CASE 4においては上流部での侵食が他のケースと比べて小さいが、これは上流域で与えた河床材料の粒度分布の平均粒径が他の場合と比べて大きく、河床材料が移動可能となるのに必要な水深が相対的に小さくなったためであると考えられる。

Fig.21は下流端における流出土砂量の時間変化に関する計算結果を示したものである。最終的な流出

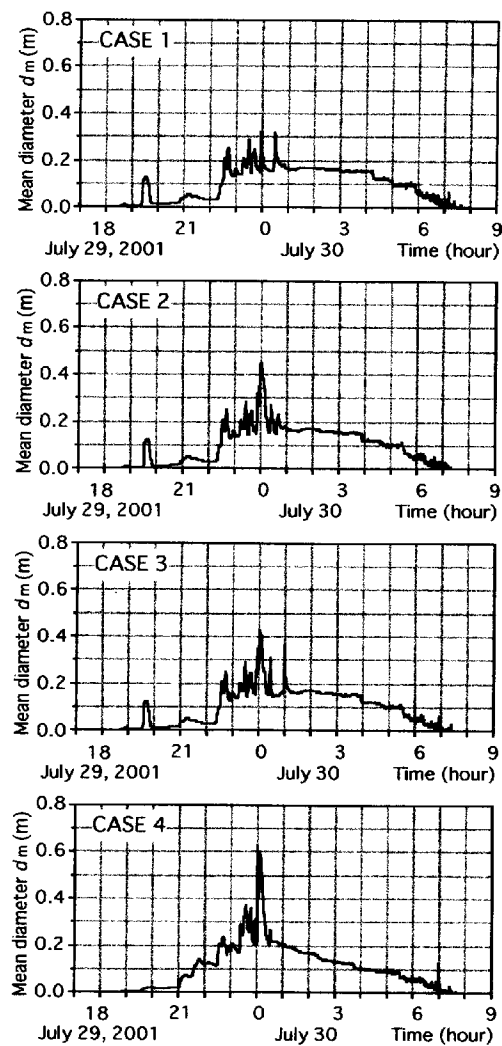


Fig.19 Temporal change of a mean diameter of sediment at the outlet of a ravine

土砂量は実質でCASE 1が約37万 m^3 、CASE 2が約50万 m^3 、CASE 3が約55万 m^3 、CASE 4が約45万 m^3 となった。 C_{*L} を0.65として見かけの土砂量に換算すると最大のケースでも約85万 m^3 となり、空中写真解析から見積もられた150万 m^3 という値に比べてかなり過小評価となった。

この相違の原因としては、計算において崩壊規模や粒径等に種々の過程を用いたこと、新規崩壊地がさらに存在する可能性があること、空中写真解析における堆積土砂厚の見積もり誤差などが考えられる。

4.2 大興村扇状地での土石流氾濫・堆積過程の再現

(1) 基礎方程式系

ここでは著者らがこれまで開発してきた二次元の土砂氾濫・堆積に関する解析モデル(Nakagawa et al., 1997)を適用することとし、一次元解析で得た流量、流砂量、粒径等を扇頂部の流入境界条件として用い

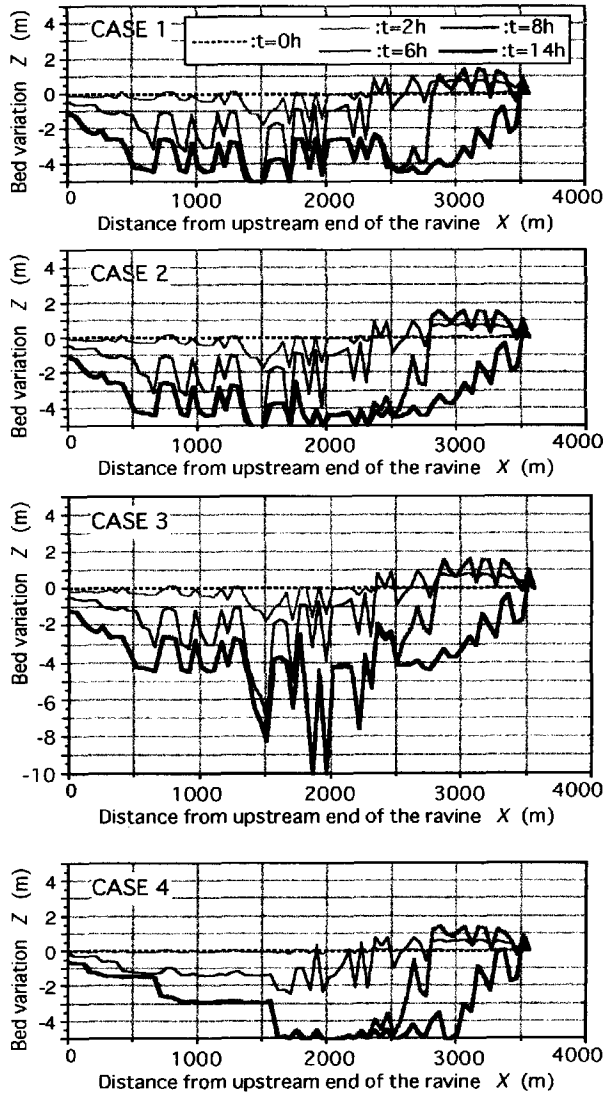


Fig.20 Riverbed variation along the South ravine

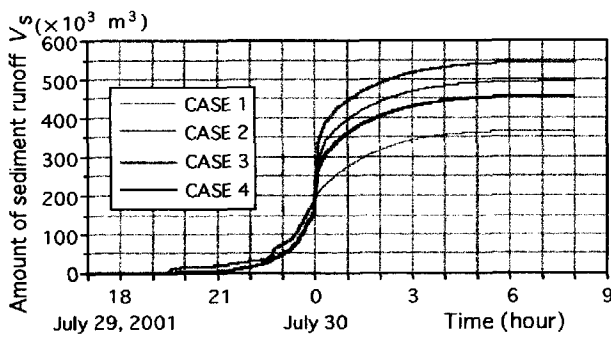


Fig.21 Accumulated sediment volume debouched from the ravine

て大興村扇状地での土砂氾濫・堆積過程の再現計算を試みる。

土砂と水とが渾然一体となった流れの運動量式およびバルクの連続式は二次元平面流れの式系を用いると以下のように表される。

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial(uM)}{\partial x} + \beta \frac{\partial(vM)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_T} \quad (33)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta \frac{\partial(uN)}{\partial x} + \beta \frac{\partial(vN)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho_T} \quad (34)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = i \quad (35)$$

粗粒子の連続式は次式で表される。

$$\frac{\partial(C_L h)}{\partial t} + \frac{\partial(C_L M)}{\partial x} + \frac{\partial(C_L N)}{\partial y} = \begin{cases} i C_{*L} & (i \geq 0) \\ i C_{*Lmax} & (i < 0) \end{cases} \quad (36)$$

細粒子の連続式は次式のように表される。

$$\frac{\partial\{(1-C_L)C_F h\}}{\partial t} + \frac{\partial\{(1-C_L)C_F M\}}{\partial x} + \frac{\partial\{(1-C_L)C_F N\}}{\partial y} = \begin{cases} i(1-C_{*L})C_{*F} & (i \geq 0) \\ i(1-C_{*Lmax})C_F & (i < 0) \end{cases} \quad (37)$$

ここに、 M, N ; それぞれ x, y 方向の流量フラックスで、 $M = uh, N = vh$, u, v ; それぞれ x, y 方向の平均流速、 H ; 水位で $H = h + z_0 + z_b$, z_0 ; 初期地盤高、 z_b ; 侵食あるいは堆積土砂厚、 β ; 運動量補正係数で、土石流の場合は $\beta = 1.25$, それ以外の流砂形態では $\beta = 1.0$ である(高橋, 1977)。 ρ_T ; バルクの密度であり、 $\rho_T = \sigma C_L + (1 - C_L)\rho_m$, $\rho_m = \sigma C_F + (1 - C_F)\rho$, τ_{bx}, τ_{by} ; それぞれ x, y 方向の底面せん断応力、 i ; 侵食あるいは堆積速度であつて、ここでは粒度分布を考慮せず、メッシュ内で流動している平均粒径(流入境界から異なった平均粒径 d_L の土砂が流入するとして) d_L の時空間的な変化のみを考慮する。

底面せん断応力は流砂形態に応じて以下のような諸式を用いる(Takahashi, 1991)。

石礫型土石流 ($C_L \geq 0.4C_{*L}$) については、

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_T}{8} \left(\frac{d_L}{h} \right)^2 \frac{u\sqrt{u^2 + v^2}}{\{C_L + (1 - C_L)\rho_m/\sigma\}\{(C_{*Lmax}/C_L)^{1/3} - 1\}^2} \quad (38)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho_T}{8} \left(\frac{d_L}{h} \right)^2 \frac{v\sqrt{u^2 + v^2}}{\{C_L + (1 - C_L)\rho_m/\sigma\}\{(C_{*Lmax}/C_L)^{1/3} - 1\}^2} \quad (39)$$

掃流状集合流動 ($0.01 < C_L \leq 0.4C_{*L}$) については、

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_T}{0.49} \left(\frac{d_L}{h} \right)^2 u\sqrt{u^2 + v^2} \quad (40)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho_T}{0.49} \left(\frac{d_L}{h} \right)^2 v\sqrt{u^2 + v^2} \quad (41)$$

掃流 ($C_L \leq 0.01$ or $h/d_L \geq 30$) に対しては、

$$\tau_{bx} = \frac{\rho g n_m^2 u\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}} \quad (42)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho g n_m^2 v\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}} \quad (43)$$

である。

前述したように、ここでは粒度分布を考慮しない

が、以下に示すような粒子数の保存式を用いて流動中の粒子の平均粒径の時空間的变化を計算する。すなわち、Fig.19で求めた平均粒径の土砂を流入境界から与えることで、土砂の氾濫・堆積過程における平均粒径の時空間変化が計算できる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{C_L h}{\xi d_L^3} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{C_L M}{\xi d_L^3} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{C_L N}{\xi d_L^3} \right) = \frac{i C_{*Lmax}}{\xi d_L^3} \quad (44)$$

ここに、 ξ ; 砂粒子の形状係数であって ξd_L^3 で砂粒子1個の体積を表す。

侵食速度としては式(11)の i_{sbo} を i に、 d_{mL} を d_L に、 θ_w を次式のエネルギー勾配に置き換えた式を用いることとする。

$$\theta = \tan^{-1}(\sqrt{\tau_{bx}^2 + \tau_{by}^2} / (\rho_T g h)) \quad (45)$$

ただし、この式は不飽和河床の侵食速度であり、飽和時には以下の式を用いる。

$$i = \delta_e \frac{C_{T\infty}}{C_{*L} - C_{T\infty}} \left\{ 1 - \frac{C_L}{C_{*L}} \frac{\rho_m}{\rho} \cdot \frac{\tan \phi - (C_T / C_{T\infty})(C_{L\infty} / C_L)(\rho / \rho_m) \tan \theta}{\tan \phi - \tan \theta} \right\} \frac{q_T}{d_L} \quad (46)$$

ここに、 δ_e ; 係数、 q_T ; 単位幅流量であって、 $q_T = \sqrt{u^2 + v^2} h$ 、 C_T ; 全容積に占める砂粒子の体積濃度、 $C_{T\infty}$; 全粒子を対象とした平衡土砂濃度であって、次式で表される。

$$C_{T\infty} = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad (47)$$

堆積速度式には式(15)で i_{sbo} を i に、 q を q_T に置き換えたものを用いる。

堆積・侵食による地形変動は

$$\partial z_b / \partial t + i = 0 \quad (48)$$

を用いて計算される。

(2) 計算条件

計算領域は前出のFig.11の四角で囲った範囲である。標高データは1/5,000の地形図から等高線およびポイントの標高をディジタイザーで読み取って求めた。土石流は図中の右隅に示された南東に走る自動車道の盛土で堰き止められた。計算格子は20m×20mの正方形格子であり、総格子数は138 (y(北)方向)×133 (x(東)方向) = 18,354である。

差分時間間隔は $\Delta t = 0.2s$ である。計算に用いた諸定数は一次元解析の場合とほぼ同様であるが、堆積速度の係数 δ_d については $\delta_d = 0.001$ を採用し、Manningの粗度係数は一律 $n_m = 0.03$ 、砂粒の形状係数は $\xi = 1.0$ とした。

(3) 計算結果

ほぼ一連の現象が終了したと考えられる7月30日7時における土砂氾濫・堆積分布の計算結果をFig.22に示す。崩壊を考慮したCASE 2, 3, 4では扇頂部で

10m近い土砂堆積が生じているが、これは現地調査を行った結果ともほぼ一致している。実際の土砂氾濫・堆積域は清水溪に沿って生じているが、計算では扇状地上に広がっている。これは1/5,000の地形図をもとにした地形解析では河道に沿った標高を精度良く読み取ることが困難であったことによると考えられる。

清水溪沿いの土石流の堆積域は再現できていないものの、それ以外ではCASE 4の計算で2m以上堆積した範囲は実際の堆積範囲と比較的よく一致している。CASE 1では流出土砂量そのものが過少であると考えられ、土砂氾濫・堆積範囲がかなり小さくなっている。

5. 結 語

本研究では、2001年7月29～30日に、台湾の花蓮県および南投県に多量の降雨をもたらした、土砂災害を発生させた台風について概況を示すとともに、降雨特性および両県で発生した土砂災害について概説した。花蓮県光復郷では時間雨量100mmを超える豪雨が3時間程度継続し、総降雨量も455mmに達するという記録的な豪雨となった。その結果、光復郷大興村では大規模な土石流が発生し、死者・行方不明者が41人にも及ぶ災害となった。この土石流の規模を一次元の土砂流出計算によって推定したところ、崩壊を考慮することで明確な土石流のピークを再現でき、河床堆積土砂厚を10mと仮定した場合、約85万 m^3 (空隙を含む)の流出土砂量となった。崩壊が発生しなかったと仮定した場合には明確な土石流のピークが生じず、流出土砂量も約57万 m^3 (空隙を含む)と少なかった。また、河床堆積土砂厚の影響はこの流域に限ればあまり顕著でなかった。さらに、上流域、中流域、下流域で異なった河床材料の粒度分布を与えた場合の流出流量、流砂量、粒径への影響を検討したところ、流量、流砂量にはほとんどその影響は見られなかったが、上流域の河床材料に平均粒径がやや大きな粒度分布を与えたことで、土石流形態で流出したと考えられる時間帯の土砂の平均粒径がやや粗粒化することがわかった。流出土砂量が過小評価された原因の一つに崩壊地の個数が少なかったことが考えられ、今後さらに資料を充実させて詳細な検討を行っていきたい。

大興村が立地する扇状地上での土石流の氾濫・堆積現象の再現計算を試みた結果、清水溪が扇状地へ出た辺りの土砂堆積域・規模は比較的よく再現された。しかしながらそれより下流の清水溪沿いでの再現性は余り良くなかった。これは、地形解析の精度が低かったことによると考えられるが、河道に沿っ

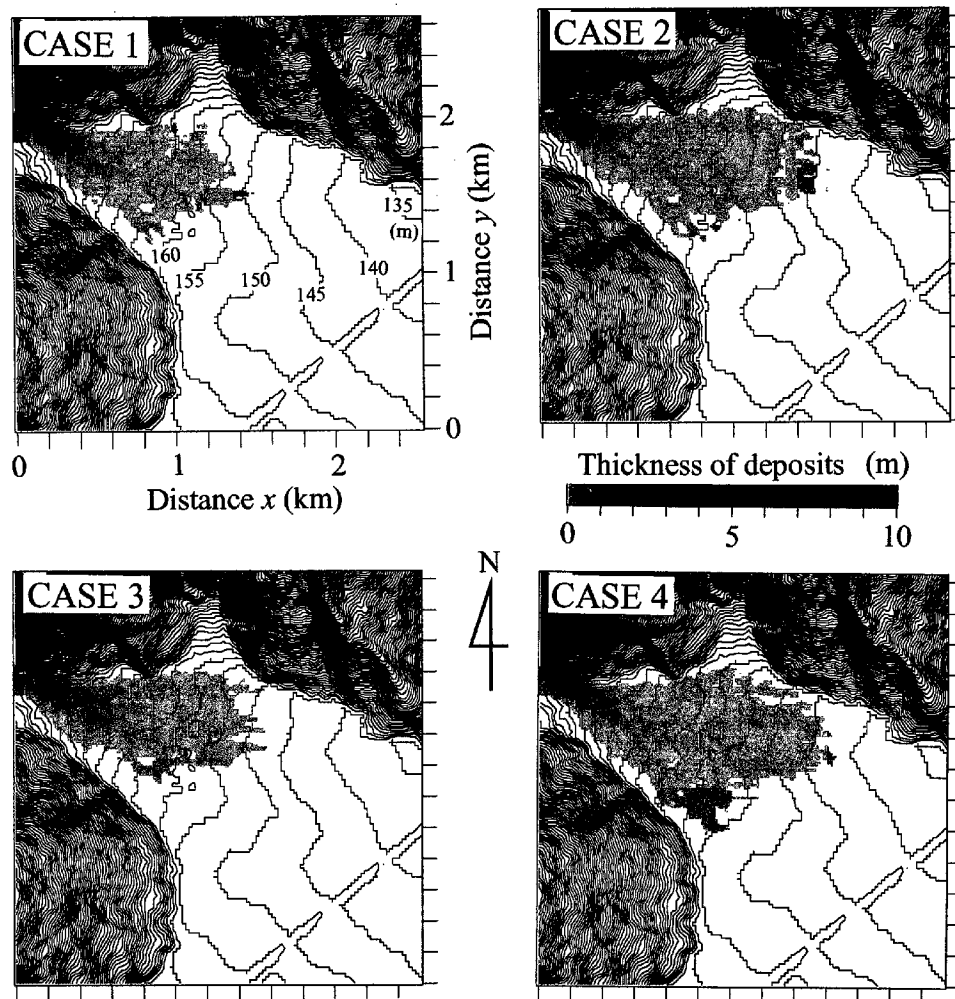


Fig.22 Calculated sediment deposited area and thick ness of deposits in each case (07:00, July 30, 2001)

た土砂流出計算を精度良く行うには、非構造格子や一般曲線座標系を用いた解析が必要となろう。

謝 辞

本研究は、京都大学防災研究所から旅費を支給していただいて現地調査を行い、得られた成果をとりまとめたものである。また、現地調査を行うにあたり、台湾国立成功大学防災研究中心の謝 正倫教授にはあらゆる面で便宜を図っていただくとともに、同研究中心の工程組副組長の頼 文基先生には終始現地調査に加わっていただき、資料の収集にご尽力いただいた。ここに記して関係各位に深謝の意を表する。

参考文献

花蓮県政府 (2001) 花蓮県桃芝台風災情簡報(中国語).
国立台湾大学水工試験所 (1997) : 1996賀伯台風侵台災害分析及検討(中国語).

台湾行政院農業委員会水土保持局第六工程所・国立台湾大学生物環境系統工程学系 (2001) : 大興社区土石防治整體治理規劃工程 (期末報告) , 39p.

高橋 保 (1977) : 土石流の発生と流動に関する研究, 京大防災研年報, 第20号B-2, pp.405-435.

高橋 保・井上素行・中川 一・里深好文 (2000) : 山岳流域における土砂流出の予測, 水工学論文集, 第44巻, pp.717-722.

Nakagawa, H. and Takahashi, T. (1997) : Estimation of a debris flow hydrograph and hazard area, Proc. of the 1st Intern. Conf. on Debris Flow Hazards Mitigation, ASCE, pp.64-73.

Takahashi, T. (1991) : Debris flow, Balkema, pp.1-165.

Takahashi, T., Nakagawa, H. and Kuang, S. F. (1987) : Estimation of debris flow hydrograph on a varied slope bed, Proc. of the Corvallis Symposium on Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim, pp.167-177.

Sediment Disasters Caused by the Heavy Rainfall on July 2001 in Taiwan

Hajime NAKAGAWA, Keiichi TODA, Motoyuki USHIYAMA*, Yasunori MUTO and Fumihiko TODOKO**

* Graduate School of Engineering, Tohoku University

** Faculty of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The Typhoon 0108 (Typhoon Toraji) attacked the eastern and central Taiwan on 30 July, 2001. This typhoon brought about a heavy rainfall. In the central area of Hualien-ken and the southern area of Nantou-ken, the hourly rainfall more than 100 mm lasted three hours, and the total rainfall amounted to more than 400 mm, resulting in the occurrence of disastrous debris flow in many places in both Hualien-ken and Nantou-ken. The severe inundation flows also occurred due to both overtopping flows and bank breaches in Chosui River basin in Nantou-ken. By these river floods and sediment disasters, 214 person were killed or missing and huge damages spread out all over the country. This report summarizes the findings of these disasters obtained through the field survey. Moreover, estimation of debris flow hydrographs of the Tsingsui River in Taiko village, Hualien-ken has been done by using one-dimensional simulation model, in which the grain size distribution of the riverbed materials and the landslides are taken into account. Flooding and deposition processes on the fan of the river are reproduced using two-dimensional model, where calculated results obtained by one-dimensional model such as flow discharge, sediment discharge, and sediment diameters are used as inflow boundary conditions on to the fan area. Calculated sediment volume outflowed was about 850,000 m³ and estimated one by using aerial photos was about 1,500,000 m³. The reasons of this difference are thought that the landslide areas in the calculation might be too small or the accuracy of analysis of aerial photos might be not so high.

Keywords: Taiwan, Hualien-ken, Nantou-ken, Taiko village, sediment disaster, debris flow, Typhoon 0108, numerical simulation