

善光寺平の扇状地と地形災害

Alluvial Fans and Natural Disaster in the Zenkoji Plain

齊藤享治

①扇状地の定義

②長野県の扇状地

③善光寺平北部の地形

④扇状地の形成と災害

⑤気候変化と扇状地の形成

⑥善光寺平の扇状地と災害

まとめ

【論文要旨】

善光寺平では、更新世前期からの盆地西縁部の断層の活動により盆地が形成され、その盆地が地殻変動・火山活動・気候変化によって盛んに供給された土砂によって埋積された。善光寺平周縁をはじめ長野県に扇状地が多いのは、流域全体のおおまかな傾斜を表す起伏比（起伏を最大辺長で割った値）が大きく、大きい礫が運搬されやすいためである。その扇状地には、主に土石流堆積物からなる急傾斜扇状地と、主に河流堆積物からなる緩傾斜扇状地の2種類ある。急勾配の土石流扇状地については、その形成機構が観測や実験によりかなり詳しく明らかになってきた。しかし、緩傾斜の網状流扇状地については、その形成機構はよく分かっていない。扇状地と気候条件との関係では、乾燥地域を除いて、降水量が多いほど、気温が低いほど、扇状地を形成する粗粒物質の供給が盛んで、扇状地が形成されやすいといえる。また、気候変化との関係では、日本では寒冷な最終氷期に多くの扇状地ができた。その後の温暖な完新世では、扇状地が形成される場所が少なくなったが、寒冷・湿潤な9000年前頃と3000年前頃、扇状地が比較的できやすい環境となっていた。善光寺平の地形と災害との関係では、犀川扇状地および氾濫原部分では、1847年の善光寺地震で洪水に襲われているが、氾濫原部分では通常の洪水もよく発生している。扇端まで下刻をうけた開析扇状地では水害が発生しにくい、扇頂付近が下刻をうけ、扇端付近では土砂が堆積するような扇状地では、下刻域から堆積域に変わるインターセクション・ポイントより下流部分で水害が発生しやすい。裾花川扇状地や浅川扇状地には扇中央部にインターセクション・ポイントがあり、それより下流部分では、比較的最近まで水害が発生していたものと思われる。

①……………扇状地の定義

扇状地は、山地と平地との境界にできる半円錐形状の地形である。しかし、山地と平地との境界にできる半円錐形状の地形には、扇状地以外に、沖積錐や崖錐もある。扇状地は、おもに河川的作用により礫が堆積してできた地形である。一方、崖錐は、急な崖の下において重力により崩落した角ばった岩屑が堆積してできた地形である。沖積錐は、河川的作用と同時に土石流を発生させる重力的作用も関与してできる、崖錐と扇状地の中間的な地形である。この沖積錐は、土石流扇状地として扇状地に含められることもある。規模は、崖錐、沖積錐、扇状地の順に大きい。

扇状地は、河川がつくった半円錐形状の地形である。しかし、河川がつくった半円錐形状の地形には、扇状地以外に、三角州もある。山地を流れて、土砂と水を集めてきた河川は、山地をでたところに礫を堆積し、扇状地を形成する。それよりも下流では、河川は砂と泥を運搬し、洪水の時に氾濫して、粗い砂を河道付近に堆積させ、自然の高まりである自然堤防を形成する。その先には、細かい泥を堆積させ、低湿地な後背湿地をつくる。これら自然堤防と後背湿地の発達する地帯を自然堤防帯あるいは氾濫原とよんでいる。これより下流では、河口付近に、細かい砂や泥を堆積させ三角州をつくる。この三角州も、半円錐形状の地形である。

平野の上流から下流にかけて、扇状地、氾濫原、三角州と並んでいると、扇状地と三角州の区別は容易である。しかし、湾奥部で、扇状地のみ、三角州のみでできることがあり、その場合、勾配が1‰（距離1 km に対し標高1 m の上下）よりも急であれば扇状地、緩ければ三角州といった目安はあるにはあるが、地形だけでは区別が難しい。三角州を構成する堆積物の大部分は、河川により運搬されてきた砂泥が水中で堆積したもので、表面の部分のみが陸上部で堆積したものである。したがって、陸上堆積物からなる扇状地とおもに水中堆積物からなる三角州とに、堆積物によって区別できる。

このようなことから、「扇状地は、河川が山地から平地にでたところを扇の要として、河道を移動させてできた半円錐形状の陸上堆積物からなる地形」と定義できる。

②……………長野県の扇状地

小さな扇状地は数限りなくあるが、面積2 km²以上に限れば、日本には586個の扇状地がある。一つの河川で複数もつこともあり、河川数でいえば、扇状地をもつ河川は490となる（図1）。

県別の扇状地数は、北海道89、長野県50、新潟県27の順となっているが、単位面積（1万 km²）当たりの県別扇状地数では、滋賀県55、奈良県46、香川県42、大阪府42、富山県40、長野県36の順となる。単位面積当たりの扇状地数の多い府県では、山地と平地との境界に、たくさんの扇状地が並んでいる。長野県もそうである。

ところで、河川が山地をでたところ（谷口）に必ずしも扇状地をつくっているわけではない。日本全体では集水域（谷口より上流の山地流域）の大きさが200 km²以上の河川は294あるが、そのうち扇状地をもつ河川は72で、24%の河川が扇状地をもつにすぎない。長野県では、9河川の

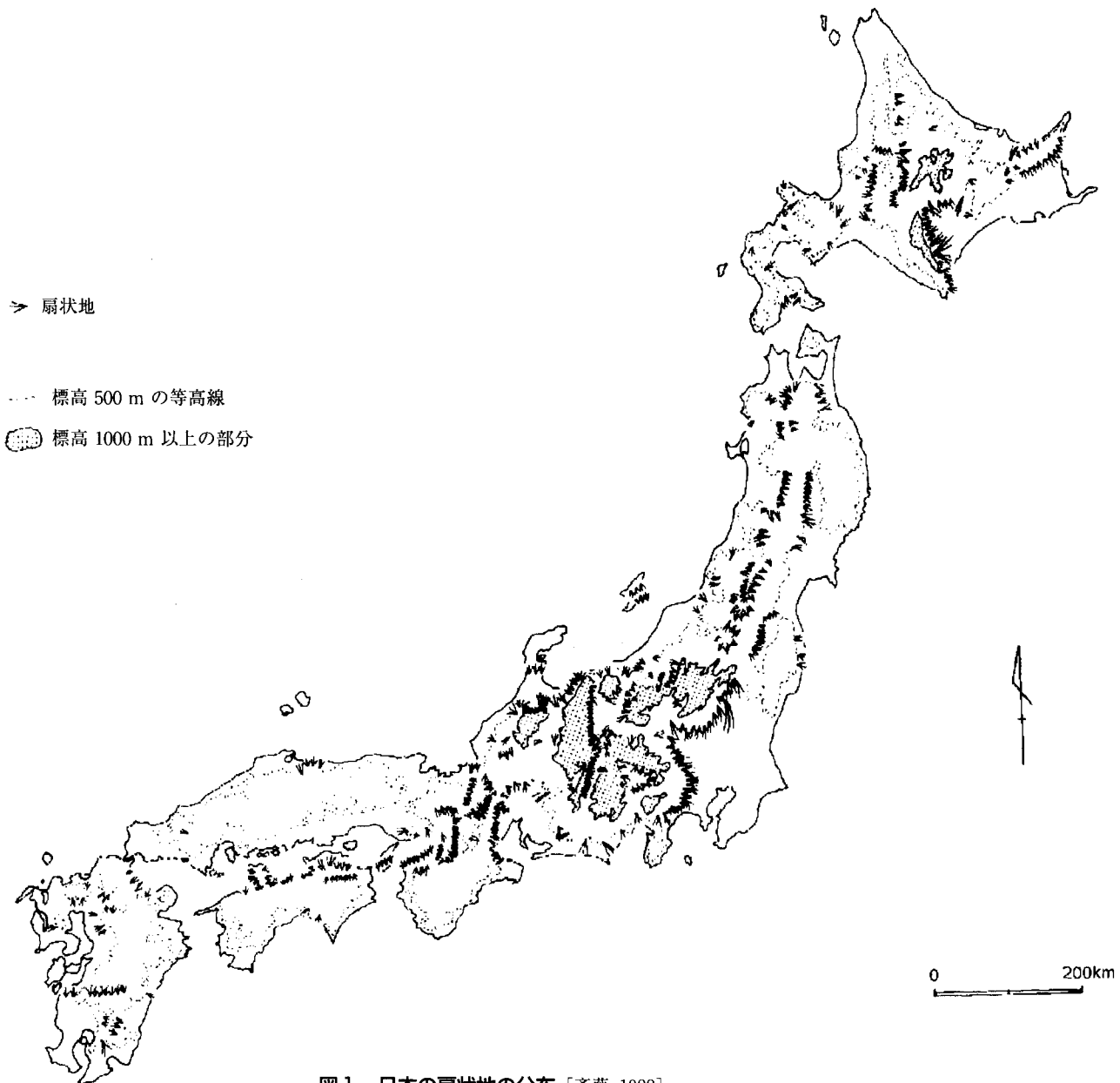


図1 日本の扇状地の分布 [斉藤 1988]
面積 2 km^2 以上, 平均勾配 2‰ 以上の扇状地

うち 6 河川が扇状地をもち, 扇状地をもつ割合は 67% と高い。

扇状地の有無を左右する因子は数多くあるが, 集水域面積 200 km^2 以上の河川では, 扇状地の存在を決定づける第 1 位の因子となっているのは, 中部山岳地帯の盆地域では多くが起伏比である [斉藤 1984]。起伏比は, 集水域の起伏 (最高地点と最低地点の標高差) を最大辺長で割った値であり [Schumm 1956], 集水域のおおまかな傾斜を表している。起伏比は, 集水域が大きくなると一般に小さくなる。長野県の集水域では, 日本全体の同規模の集水域にくらべ, 起伏比が一般に大きい。すなわち, 大まかな傾斜が急であり, 扇状地を構成する礫が運搬されやすく, そのために, 扇状地が形成されやすくなっている。

③……………善光寺平北部の地形

(1) 盆地の形成過程

豊野層団研究グループ〔1977〕によれば、長野盆地（善光寺平）西縁にある深部断層は、中新世（2400万～510万年前）中期には、西側が落ちていたが、更新世（170万～1万年前）前期の再活動で、東側が落ちるようになった。これが、現在の長野盆地形成の萌芽とされる。このとき、海水が内陸まで北側から入り込み、海岸線の南限は長野と篠ノ井の間あたりにあった（図2）。

更新世中期には、海は引き、古豊野湖とよばれる湖ができた。地殻変動による盆地の拡大や火山活動によるダムアップで古豊野湖は拡大したが、更新世中期の末葉には、周辺山地の隆起により古豊野湖は消滅した。

更新世後期には、西側山地の隆起と盆地の沈降は、一段と激しさを増した。この運動は、盆地西縁に沿う逆断層（田子断層と替佐断層）の活動に起因する。その結果、ほぼ現在の長野盆地の形態に近い古長野湖とよばれる湖沼が形成された。現在の長野盆地は、更新世後期中頃にはじまった長丘断層の活動による。長丘断層は、盆地西縁部では最も東側に位置している西上がり逆断層である。このため、千曲川は西側の丘陵地帯を流れることになった。

(2) 盆地の埋積過程

善光寺平の南北の長さは約35 km あるが、南端の稲荷山付近で標高360 m、北端の中野市延徳で330 m と、標高差は30 m にすぎず、勾配1‰弱（扇状地の末端の勾配と同じ）と平坦である。

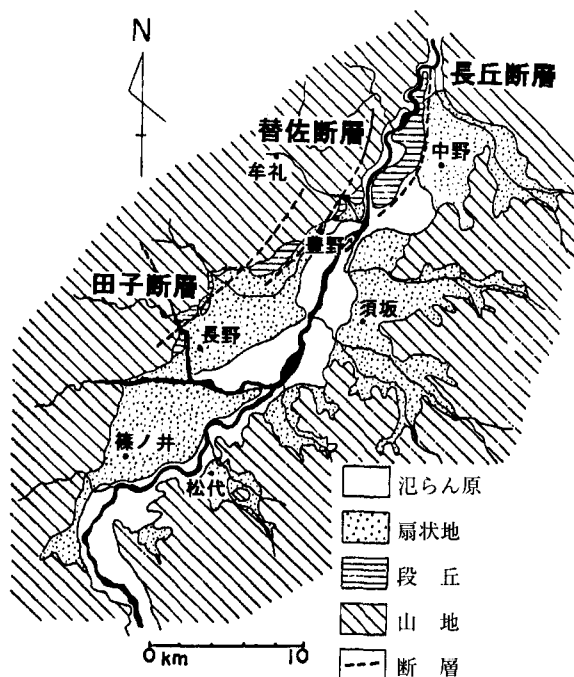


図2 長野盆地地形区分図〔豊野層団研究グループ 1977〕

けではない。しかし、最終氷期の約2万年前には1500 mくらいまで低下し、1500 m以上の部分が広い飛騨山脈周辺では、土砂供給が盛んで多数の扇状地が形成された。善光寺平周辺では、1500 m以上の部分は火山体であり、面積的に広くないが、最終氷期に土砂供給が多かった可能性がある。

このように、地殻変動、火山活動、気候条件からみて、善光寺平では土砂供給が多くなる条件が整っているので、埋積がすすんでいる。

④……………扇状地の形成と災害

(1) 扇状地の形成過程（土砂の運搬・堆積様式）

①礫の堆積

河川が山地をでたところで礫を堆積させるのは、山地の河床勾配にくらべ、平地の河床勾配が緩いために、運搬力が弱まり、重い粗い礫を堆積させると一般的に説明される。しかし、大河川では、山地出口の河床勾配よりも、扇頂部の勾配の方が一般的に急であり[村田 1933]、勾配の変化では礫の堆積が説明できない。大河川が平地にでたところでは、川幅が広くなり、水深が浅くなるため、運搬力が弱くなり、堆積がすすむ。また、礫が堆積しはじめると、礫部分は浸透性が高いので、水深がますます浅くなり、堆積がすすむ。大河川では、このような説明の方が合理的である。

②河道の移動（扇状地形）

扇状地を形成する部分では、河道沿いに礫が堆積し、その部分が高くなると、河道の位置を低い部分にかえ、その低い部分を高くする。このように、河道が谷口を中心として放射状に移動するために、扇形になるということは、Drew [1883]により説明された。日本でも、空中写真で旧河道が認定されて、河道の移動が確認されてきた。

このような河道の移動による扇状地の形成は、勾配10%以下の比較的大きな緩傾斜扇状地とされる[門村 1971]。これに対し、急傾斜扇状地は、おもに土石流堆積の繰り返しによってできている[高木・中山 1983]。

(2) 扇状地の形成機構（土砂の堆積範囲）

①土石到達距離（一次元レベル）

扇状地を形成する土石流の発生・流動・堆積の諸過程を詳しく明らかにするために、焼岳などで土石流の観測が行われた[芦田 1985 など]。土石流堆の幅はせいぜい50 mであることや、流量の大きい土石流ほど流走距離が長くなることなどから、扇状地へ流下してきた土石流が一挙に広がって扇面を広く覆うのではなく、一つ一つが細長く堆積し（これを土石流堆という）、これらが永年にわたって重複堆積して、扇状地が形成されると指摘されている。

土石の到達距離について、土石流が減速する過程で水と土砂が分離し、土砂群が流体の性質を失い、停止するとみなす水理学的解析により、近似値が求められている[高橋・吉田 1979]。また、土石流先端部の岩塊を一つの質点とみなす質点力学的解析でも、理論値が求められている[奥田 1973]。これをふまえ、土石流の流走距離と等価摩擦係数（崩壊箇所の頂点を見通した仰角の正接）

の関係を求めた奥田・水山 [1985] は、等価摩擦係数が 0.1 以上であることを見出した。等価摩擦係数が 0.1 以上であれば、流走距離は、標高差の 10 倍を超えないことを意味する。

長野市が立地する長さ 6.5 km の裾花川扇状地でみれば、流走距離が最も長くなる等価摩擦係数を 0.1 としたときに、扇端付近まで到達する崩壊は、旭山（扇頂付近にある標高 785 m の山）の崩壊と飯縄山（標高 1917 m）の崩壊くらいである。前者の場合、扇頂から約 4.0 km、後者の場合、扇頂から約 4.3 km が到達距離と算定される。

②土砂堆積範囲（二次元レベル）

二次元的な現象に対して理論的解析で正確な解を得ることは難しいので、模型実験的手法によって、土石の拡散・堆積の模様を考察するのが一般的である。高橋 [1985] は、一次元レベルで得られた土砂到達距離を直径とする円の内部に土石流が堆積するとして、土石流堆積危険範囲を描いている。

③堆積過程のモデル（三次元レベル）

扇状地の形成機構を三次元的にとらえるのは、一層困難である。ボールをたて、鉛直方向の計測を行う場合もある [Rachocki 1981]。しかし、一般的には、シミュレーションが用いられる。

Price [1974] は、豪雨の発生を確率的にとらえ、その発生間隔によって風化の程度が異なり、扇状地を形成する土石流となったり、掃流砂礫を堆積させる河流となったり、扇状地を侵食する侵食流となったりすることを想定した。そして、各流れの方向は、扇状地表面の勾配によって重みづけられ、確率的に決定されるというランダム・ウォーク法を用いて、扇状地上の堆積・侵食を何回もコンピュータに繰り返させた。この結果、三次元的に半円錐形状の扇状地を出現させることに成功した。武居 [1985] も、確率的手法を用いて、オーストリアの Dürnbach 扇状地における土石流危険範囲予測図を作成した。

日本では、土石流が発生しやすい条件は、溪流の勾配 10～40 度、連続降水量が 100 mm をこえ、さらに強い雨のピークが生じるときという [奥田 1973]。大規模な土石流で溪床堆積物が一掃されてから再び土石流が発生するまでの期間の長さは、溪岸から堆積物が供給される速度に支配され、多くの土石流被災地では 200 年ぐらいの間隔で大規模な災害が発生しているといわれる。

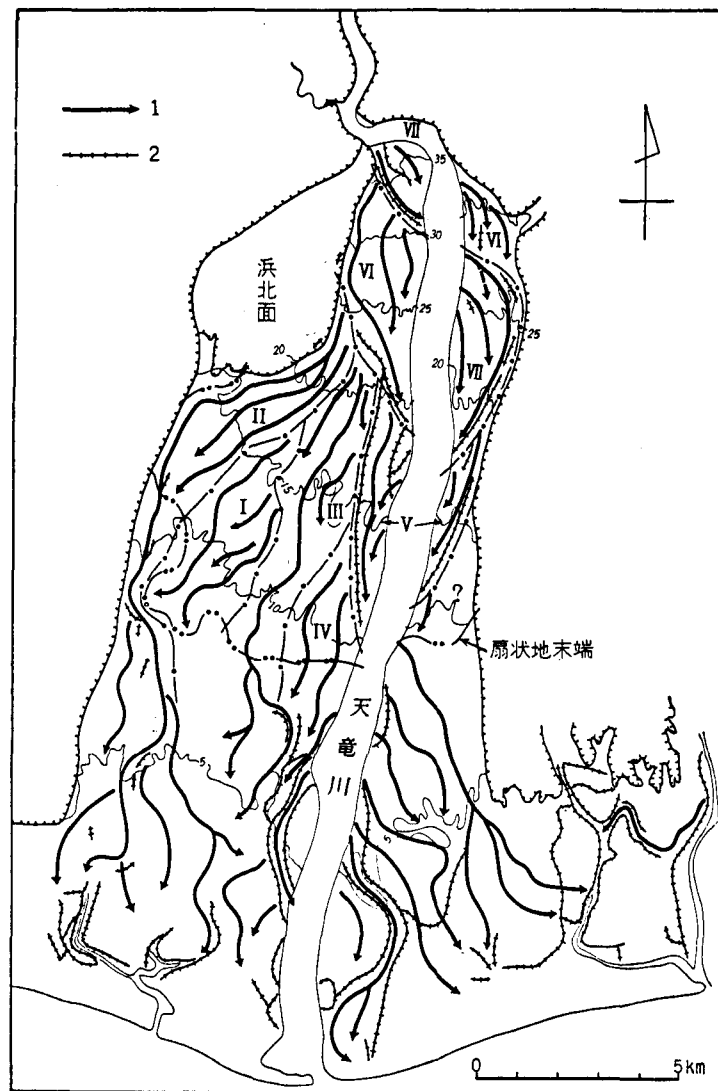
以上のように土石流扇状地（急傾斜扇状地）については、どこに、どのように堆積するのか、かなり分かってきた。

(3) 扇状地上の災害

①扇状地の形成と災害

緩傾斜扇状地である天竜川扇状地について（図 4）、概形をつくる礫層が弥生式土器の出土する細粒物質に覆われることから、扇状地の概形は弥生時代までにできていることがわかっている [門村 1971]。その後、I 面より低い II 面には、奈良時代に砂礫が流れ込み、IV 面・V 面では江戸時代まで、VI 面・VII 面では明治時代以降も洪水が襲ったという。

河道以外に土砂が堆積するといっても、砂礫が堆積するときと、細粒物質が堆積するときでは、災害の状況が大きく異なる（図 5）。天竜川では弥生時代まで発生していた、扇状地の概形を形成するような土砂の運搬・堆積は、土砂による大災害をもたらす。土砂量が少なくなると、河道が安



- 1：流線（微地形のパターンの大勢から推定）
2：1890年当時の旧河川堤

図4 微地形から推定される流線と扇状地面の形成順序
[門村 1971]

定してきて、河道付近に土砂を堆積させる。砂礫が堆積する河道付近は土砂災害が発生するが、それ以外の場所は、広範囲の大洪水が発生する。その際、細粒物質が溢流し、堆積することもある。この河道はときに移動する。さらに土砂量が少なくなると、扇状地面が削り込まれ段丘化する。そうすると、扇状地面での氾濫はなくなる。

扇状地の概形ができている状態をタイプI、扇状地全面が段丘化した状態をタイプIII、その中間をタイプIIとする区分もある[大石・水谷 1969, 大石 1985]。タイプIでは、扇状地全面が氾濫する可能性がある。タイプIIでは、扇頂部が河川により切り刻まれ、河床より低くなっている。扇端に向かって、扇状地面と河床の高さの差が次第に小さくなり、ついには同じになってしまう。その部分をインターセクション・ポイントといい、それより下流側で氾濫が起こる(図5)。下流側

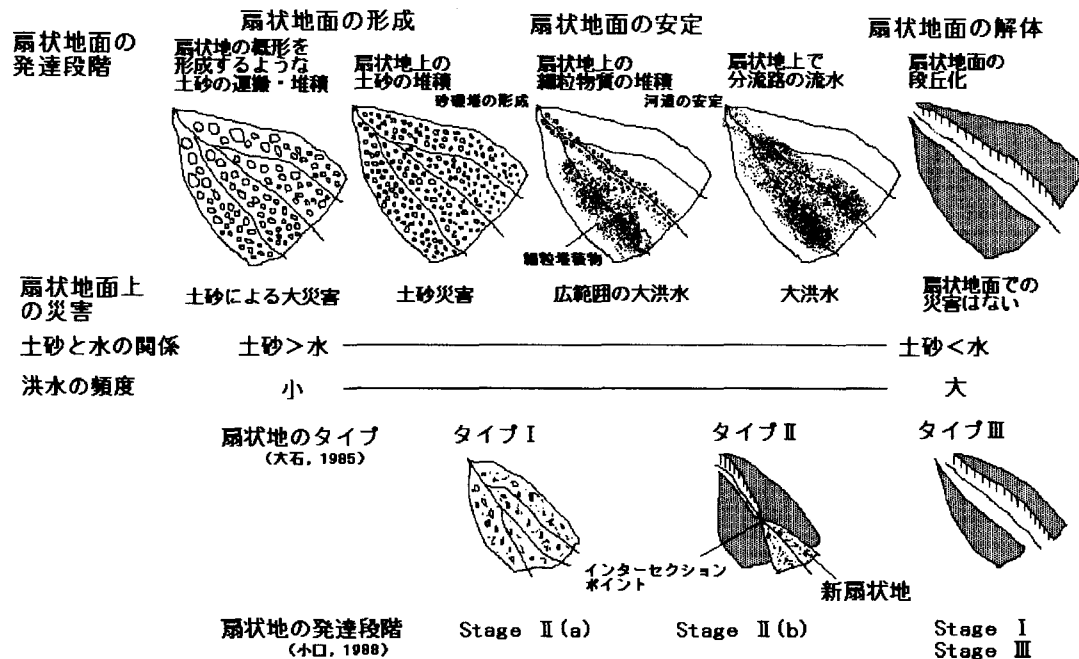


図5 扇状地の形成と災害

に土砂が大量に堆積すると、新扇状地ができる。タイプ III は、扇状地全面が段丘化しているので、災害は発生しない。

②洪水の発生頻度

富山県の常願寺川では、1891 年（明治 24 年）の大洪水で、扇状地のほとんど全域に被害が発生した。このような大洪水が何年に 1 回発生するのか分からないが、扇頂付近の馬瀬口で 1580 年以降、350 年ほどの間に 8 回破堤し、また、山形市の馬見ヶ崎川では、双月堰が 1773 年から 1909 年に 9 回破堤したという [小出 1970]。単純に計算すると、前者では 45 年、後者では 15 年に 1 回の割合であるが、洪水の規模・頻度の関係は、よく分からない。

③豪雨の発生頻度

洪水を発生させる豪雨の発生頻度についても、よく分からない。ドイツのブリックナーは、19 世紀末に降水量の 35 年周期を発見したという [高橋 1982]。そのような周期の多雨期に豪雨が発生しやすく、扇状地上に洪水をもたらすのであろうが、水害が発生しても土砂が必ずしも堆積するわけではない。

⑤……………気候変化と扇状地の形成

(1) 気候条件と扇状地

①降水量と扇状地

東アジアや東南アジアの河川では、侵食速度が大きい [Ohmori 1983]。それは、隆起が速いということもあるが、降水量の多いことにも起因する。降水量のなかでも、日最大雨量は侵食速度と関

係が深いといわれている。日本など東アジアは、日最大雨量が多く、とくに、西日本、台湾、フィリピン北部で多い [Matsumoto 1993]。このように、降水量が多いと、土砂供給が多くなり、扇状地が一般にできやすくなると考えられる。ただし、年降水量が少ない場合でも、温度の高い乾燥地域では、機械的風化作用による岩屑生産が盛んで、扇状地ができやすくなっている。

②気温と扇状地

年降水量が多くても、熱帯地域では、化学的風化作用による細粒物質の生産が盛んで、扇状地はできにくい。それに対し、周氷河地域（亜寒帯地域）では、凍結破碎などによる岩屑生産が盛んで、扇状地はできやすくなっている。

③気候条件と扇状地

世界的にみた場合、扇状地ができやすい気候条件は、寒冷気候、乾燥気候、および熱帯以外の多雨気候となる。

現在の気候を反映してできた扇状地は、完新世（最近1万年）の扇状地である。降水量の多い日本、台湾、フィリピンのなかでは、フィリピンは熱帯なので、扇状地が少ない（図6）。北日本は、降水量が少ないため、完新世の扇状地の分布が少ない。

気温・降水量以外にも、扇状地の分布には、起伏比と集水域面積が大きく関与している。台湾で扇状地が多いのは、起伏比の大きい河川が多く、西日本で扇状地が少ないのは、起伏比の小さい河川が多いことに起因することがわかっている [Saito 1997]。

(2) 気候変化と扇状地

①最終氷期以降の気候変化

第四紀には、気候が大きく変化し、とくに約2万年前をピークとする最終氷期は寒冷で、周氷河地域が北日本に広がった。

②気候変化と扇状地

最終氷期の寒冷気候の影響をうけて、更新世の扇状地（大部分は最終氷期の扇状地）が北日本に多く認められる（図6）。

③完新世の気候と扇状地

完新世には、温暖のため周氷河地域は高い山頂の一部のみとなり、岩屑生産はそれまでにくらべ衰えた。とくに、北日本では、岩屑生産が少なくなったのと、降水量が少ないために、完新世の扇状地はできにくい状態であった。中央日本以西では、降水量が多いため、険しい山地を流下する河川などは、最終氷期に引き続き、完新世にも扇状地を形成している（図6で完新世の扇状地と描いた扇状地は、更新世にも形成されていた可能性が大きい）。

完新世は温暖な時期であるが、吉野・漆原 [1977] は、1万、6000、4000、3000、2500年前、紀元800年の古気候の復元をしたなかで、中央日本が寒冷・湿潤なのは、1万年前と4000～2500年前としている。扇状地礫層の堆積期は、9000年前と3000年前が多いので [斉藤 1988]、完新世のなかでも寒冷・湿潤期に扇状地礫層が堆積していると思われる。

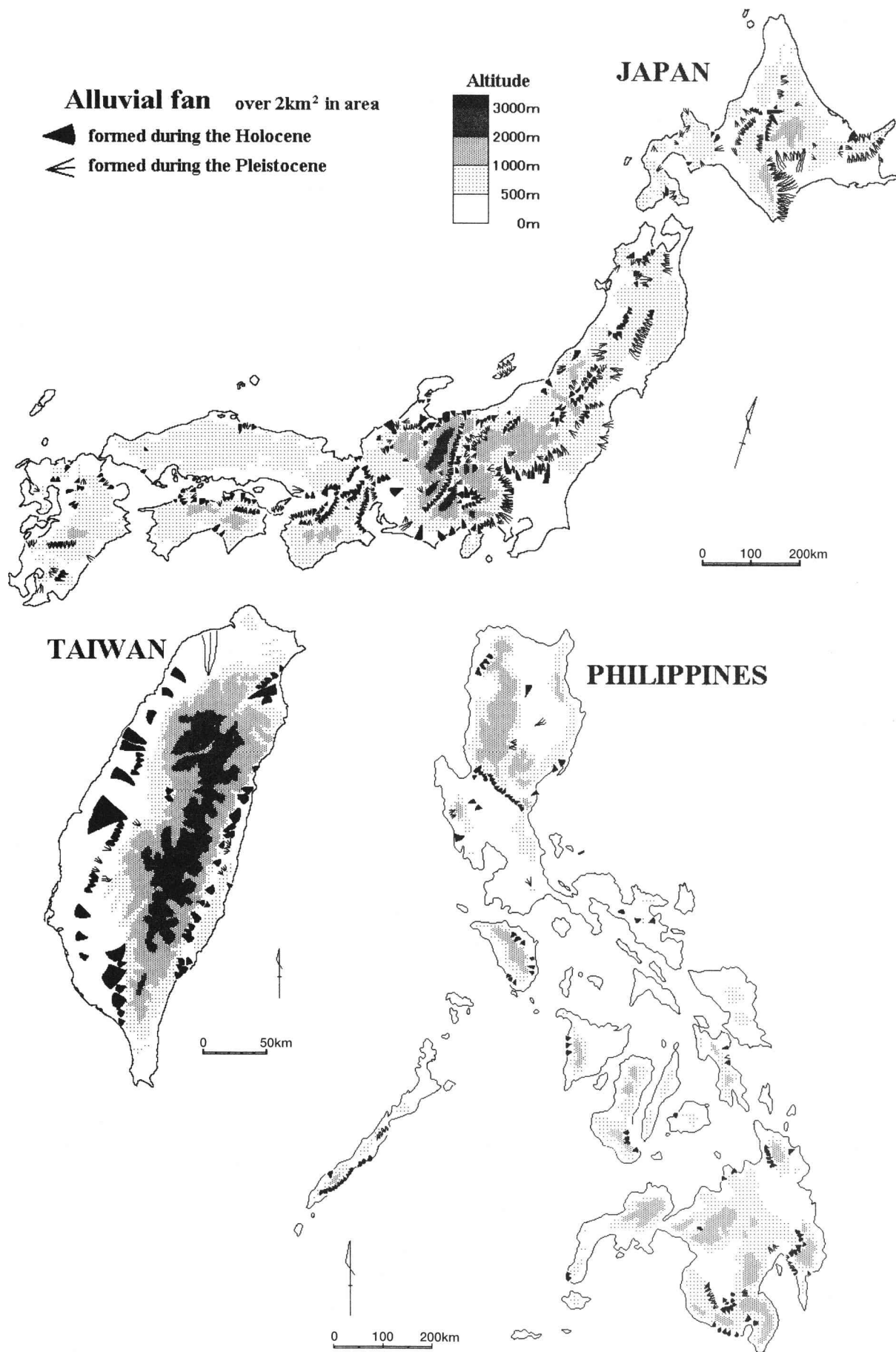


図6 日本、台湾、フィリピンの扇状地の分布 [Saito 1997]

⑥ 善光寺平の扇状地と災害

(1) 善光寺平の扇状地

① 扇状地の形成

「関東地方土木地質図1」[1996]によると、善光寺平東側の扇状地は、更新世中～後期の形成、裾花川・浅川扇状地は、完新世の段丘とされ、扇状地の概形はすでにできあがったものになっている。

岩屑生産の盛んな周氷河地域は、現在の中部地方では標高2500 m以上の限られた部分であるが、最終氷期には1500 mまで低下していた。裾花川流域では、飯縄山や戸隠山で1500 m以上の部分があるが、2500 m以上のところがない(図7)。このことから、最終氷期に盛んに岩屑が供給され、

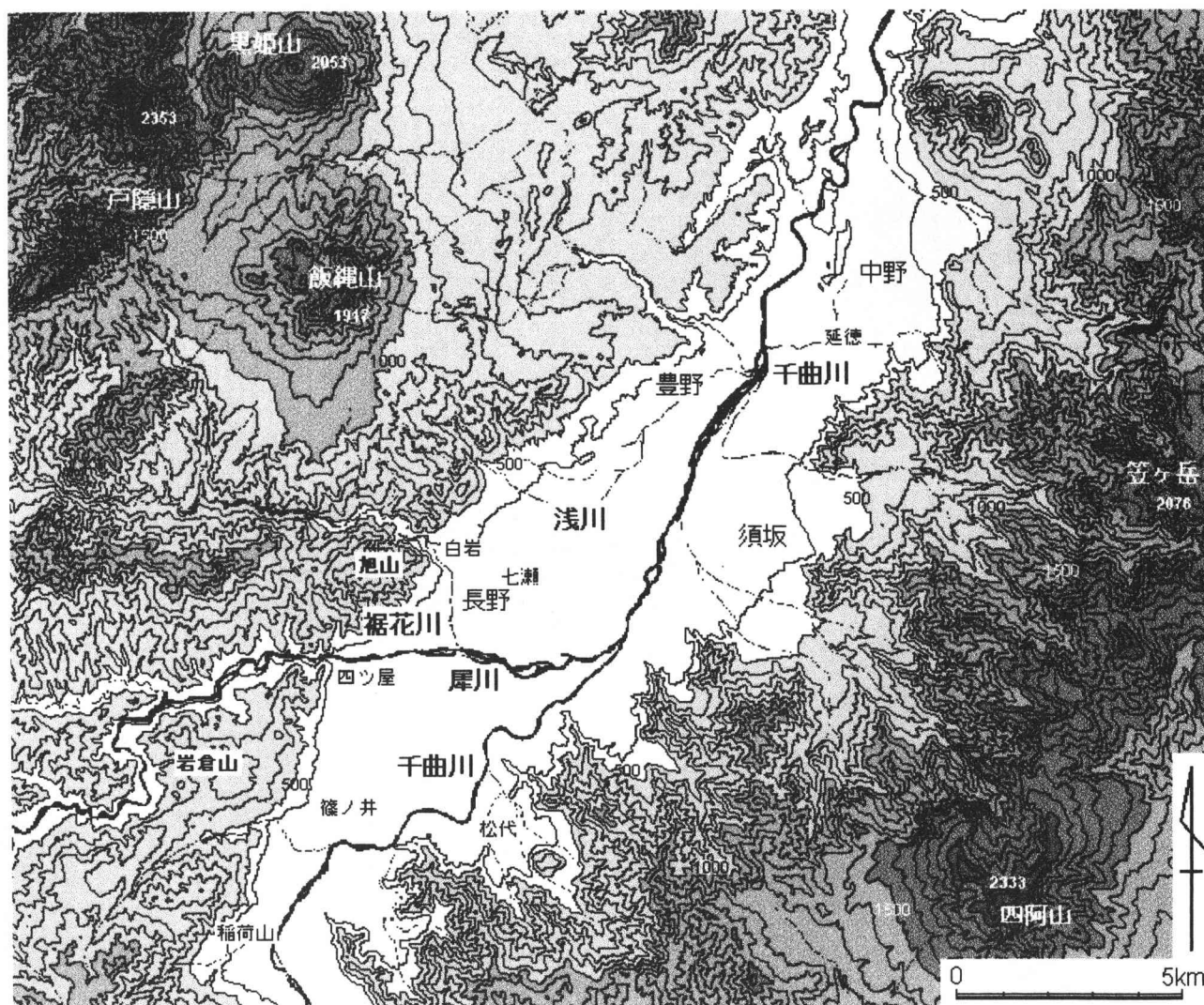


図7 善光寺平周辺の地形

その後、下刻をうけたものと思われる。東側の扇状地でも、同様の可能性がある。

しかし、扇状地の発達は、気候変化だけで単純に説明づくものではない。小口 [1988] は、松本盆地の扇状地を取りあげ、晩氷期から後氷期にかけての山地の開析と関係づけて、つぎのように説明している。開析斜面が少ない Stage I (1 万年前前後) では、晩氷期から後氷期の開析斜面の形成にともなう岩屑供給が少なく、以前に形成された扇状地が開析をうけている。また、開析斜面の多い Stage III では、晩氷期から後氷期にかけて扇状地が形成されたが、現在では流域内の山地斜面のほぼ全域に開析斜面が発達したために開析の不活発が生じ、その扇状地面が開析をうけている。これら岩屑供給の少ない Stage I や III では、扇状地面が段丘化している。開析斜面が比較的多い Stage II では、現在も岩屑供給があるので、晩氷期から後氷期に形成された扇状地が新扇状地に覆われている。ただし、Stage II (a) が新扇状地に全面的に覆われるのに対し、開析斜面の多い Stage II (b) では、岩屑供給が少なくなつて、扇頂側では下刻し、扇端側に新扇状地を形成しているという (図 5)。このように、扇状地の概形をつくった時期は、詳しく調査しないとわからない。そのためには、絶対年代の測定のほか、考古学的資料も役立つ。

②扇状地上の災害

災害に対して、どういう状況にあったのか、あるのかについては、インターセクション・ポイントを確認することで、推測できる (図 5)。タイプ I や Stage II (a) では、扇状地全域で災害発生の可能性があるのに対し、タイプ II や Stage II (b) では、インターセクション・ポイントよりも下流側で、災害発生の可能性がある。

浅川扇状地では、インターセクション・ポイントは、吉田 2 丁目付近にある (図 8)。これより下流で新扇状地を形成していて、災害発生の可能性が高い。しかし、それより上流でも、下刻の程度が大きくないので、比較的最近まで災害に見舞われていたものと思われる。

裾花川扇状地では、扇頂付近はかなり下刻をうけているので安全である。インターセクション・ポイントは県庁付近である (図 9)。1603 年の犀川改修時までは、裾花川は山地をはなれず妻科町から長野県庁付近をへて真東に流れ、七瀬付近で数条の派川に分かれ、現在の長野市街地で氾濫していたが、白岩を開削して裾花川を南流させる瀬替工事によって、長野市の発展が支えられるようになったという [小出 1972]。

(2) 善光寺平の水害

①善光寺平の水害

裾花川扇状地の南側には、犀川が完新世に形成した扇状地がある。扇状地勾配は 2.7% で、扇状地形態をなす最低の勾配が 2% 程度なので、緩勾配の扇状地である。中世末期川中島合戦の当時は、四つの大きな波線に分かれ、扇頂の四ツ屋付近から放射状に流れて千曲川に注いでいたという [小出 1972]。その後、1603 年には松代藩は河川改修を行って、今日の流路を定め、派川を農業用水路として整備している。

千曲川については、松代付近では東側の山麓をなぞるように流路の屈曲が著しく、松代城はその流路のそばにあった。1742 年の大洪水ではその藩主の館が浸水したので、千曲川の改修計画をたてて、現在の位置に移したという [小出 1972]。近世以降記録に残る千曲川筋の水害は、1742 年、

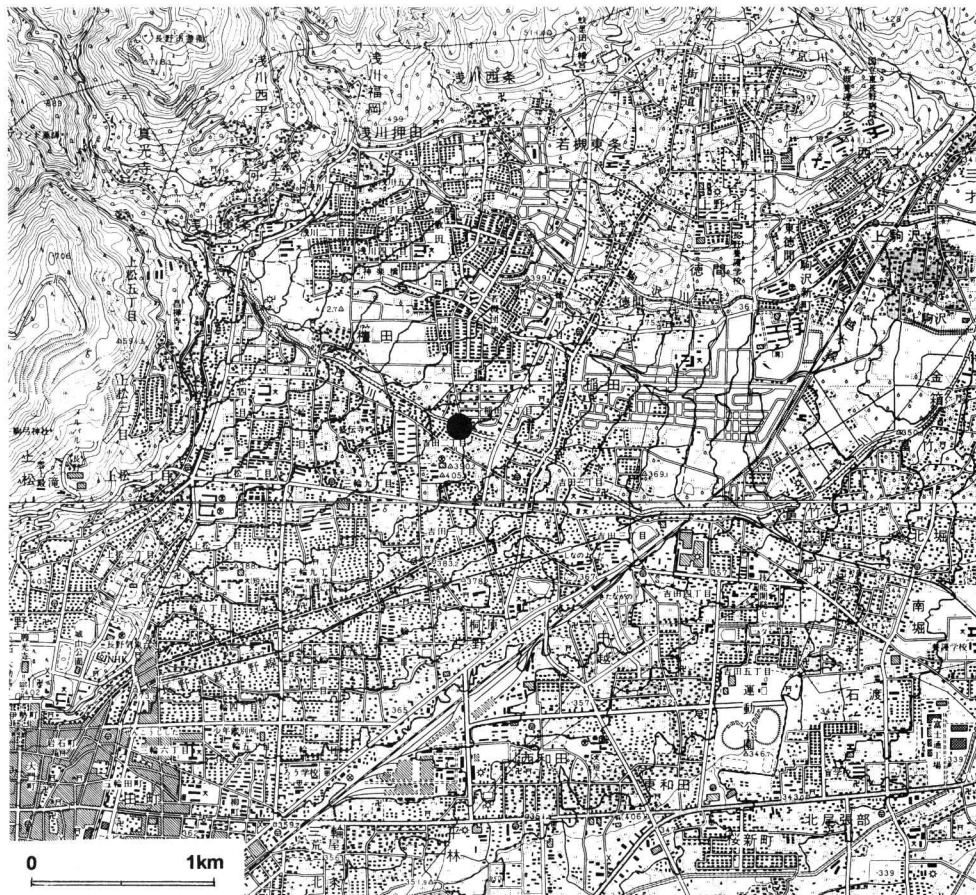


図8 浅川扇状地の地形 ●は、インターセクション・ポイント(2.5万分の1地形図「若槻」[長野])



図9 裾花川扇状地の地形 (2.5万分の1地形図「長野」)

1847 年, 1896 年, 1910 年に発生している。

②善光寺地震時の水害

1847 年の水害は, 洪水史上, 希有のものであった。旧暦 3 月 24 日 (新暦 5 月 8 日) に発生した善光寺地震により, 岩倉山が地すべり性崩壊を起こし, 崩壊土砂は犀川を堰き止めた。土砂は高さ 100 m にも達し, 雪解け洪水で増水していたので, 水位は最大 65 m に達し, 上流側は松本盆地の押野 (現在の明科町) のあたりまで, 40 km にもわたって水をたたえたという [建設省河川局砂防部 1995]。19 日後 (旧暦 4 月 13 日), 堰き止め部分が決壊して, 水位が一時的に 20 m にも達し, 住民の多くは避難していたが, それでも 100 人あまりが洪水の犠牲になった。

まとめ

- ① 「扇状地は, 河川が山地から平地にでたところを扇の要として, 河道を移動させてできた半円錐形状の陸上堆積物からなる地形」と定義できる。
- ② 長野県に扇状地が多いのは, 流域全体のおおまかな傾斜を表す起伏比が大きく, 大きい礫が運搬されやすいためである。
- ③ 善光寺平では, 更新世前期からの盆地西縁部の断層の活動により盆地が形成され, その盆地が地殻変動・火山活動・気候変化によって盛んに供給された土砂によって埋積された。
- ④ 扇状地には, 主に土石流堆積物からなる急傾斜扇状地と, 主に河流堆積物からなる緩傾斜扇状地の 2 種類ある。急勾配の土石流扇状地については, その形成機構が観測や実験によりかなり詳しく明らかにされてきた。しかし, 緩傾斜の網状流扇状地については, その形成機構はよく分かっていない。
- ⑤ 乾燥地域を除いて, 降水量が多いほど, 気温が低いほど, 扇状地を形成する粗粒物質の供給が盛んである。日本では最終氷期に多くの扇状地ができた。完新世では, 寒冷・湿潤な 9000 年前頃と 3000 年前頃に, 扇状地が多くできた。
- ⑥ 善光寺平の氾濫原部分 (犀川扇状地を含む) では, 1847 年の善光寺地震で洪水に襲われているが, 通常の洪水もよく発生している。裾花川扇状地や浅川扇状地のインターセクション・ポイントより下流部分では, 比較的最近まで水害が発生していたものと思われる。

参考文献

- 芦田和男編 1985 『扇状地の土砂災害—発生機構と防止軽減—』古今書院。
- 大石道夫 1985 『目でみる山地防災のための微地形判読』鹿島出版会。
- 大石道夫・水谷武司 1969 地形条件からみた扇状地の土砂災害について。国立防災科学技術センター研究報告, No. 2, 45-55。
- 奥田節夫 1973 土石流。地理, 18(9), 9-15。
- 奥田節夫・水山高幸 1985 地形学的手法による危険範囲の予測。芦田和男編『扇状地の土砂災害』175-189, 古今書院。
- 小口 高 1988 松本盆地周辺の流域における最終氷期末期以降の地形発達を規定した要因。地理学評論, 61 (Ser. A), 872-893。
- 門村 浩 1971 扇状地の微地形とその形成。矢沢大二・戸谷 洋・貝塚爽平編『扇状地』55-96, 古今書院。
- 建設省河川局砂防部監修 1995 『地震と土砂災害』砂防広報センター。

-
- 小出 博 1970『日本の河川—自然史と社会史—』東京大学出版会。
小出 博 1972『日本の河川研究—地域性と個性—』東京大学出版会。
斉藤享治 1984 扇状地の存否・分布を決定する因子。東北地理, 36, 1-12。
斉藤享治 1988『日本の扇状地』古今書院。
第四紀地殻変動研究グループ 1968 第四紀地殻変動図。第四紀研究, 7, 182-187。
高木勇夫・中山正民 1983 甲府盆地西部地域の地形。日本文理学部自然科学研究所研究紀要, 18, 31-41。
高橋浩一郎 1982 最近の気候変動と災害。地理, 27(12), 44-50。
高橋 保 1985 水理学的手法による堆積危険範囲の予測。芦田和男編『扇状地の土砂災害』156-163, 古今書院。
高橋 保・吉田 等 1979 土石流の停止・堆積機構に関する研究(1)—勾配の急変による堆積—。京都大学防災研究所年報, 22B-2, 315-328。
武居有恒 1985 確率論的手法による危険範囲の予測。芦田和男編『扇状地の土砂災害』163-175, 古今書院。
豊野層団研究グループ 1977 長野盆地西縁部の第四系—長野盆地の形成史に関する研究—。地質学論集, No.14, 79-92。
町田 貞 1961 長野盆地東縁の地形—とくに扇状地形成と火山活動について—。東京教育大学地理学研究報告, No.5, 33-52。
村田貞蔵 1933 扇状地とその上流河谷との勾配関係に就て。地理学評論, 9, 857-869。
吉野正敏・漆原和子 1977 日本およびその周辺地域における主ヴェルム氷期・後氷期の古気候復元。気候学・気象学研究報告, No.3, 46-65。
Drew, F. 1873 Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the upper-Indus Basin. *Quarterly Journal, Geological Society of London*, 29, 441-471。
Matusmoto, J. 1993 Global distribution of daily maximum precipitation. *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, No. 25, 43-48。
Ohmori, H. 1978 Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development. *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, No. 10, 31-85。
Ohmori, H. 1983 Erosion rates and their relation to vegetation from the viewpoint of world-wide distribution. *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, No. 15, 77-91。
Price, W. E. 1974 Simulation of alluvial fan deposition by a random walk model. *Water Resources Research*, 10, 263-274。
Rachocki, A. H. 1981 *Alluvial fans: an attempt at an empirical approach*. New York: John Wiley & Sons. ラホッキ, A. H. 著, 北林吉弘・斉藤享治訳 1995.『扇状地の形成と発達』古今書院。
Saito, K. 1997 Distribution and sizes of alluvial fans in Japan, Taiwan, and the Philippines. *Occasional Paper of Department of Geography, Saitama University*, No. 17, 1-12。
Yoshikawa, T. 1974 Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, No. 6, 1-14。

(埼玉大学教育学部, 国立歴史民俗博物館共同研究協力者)

(2000年2月22日受理, 2001年9月4日審査終了)

Alluvial Fans and Natural Disaster in the Zenkoji Plain

SAITO Kyoji

The basin of the Zenkoji Plain was formed in the early Pleistocene age by fault activity on the western fringe of the basin. The basin was buried in sediment supplied by active crustal movement, volcanic activity, and climatic changes. Nagano Prefecture has many alluvial fans, among them the fringes of the Zenkoji Plain, because large debris is easily moved owing to the large relief ratio (the value of relief divided by maximum basin length) seen on the broad slopes of the entire drainage basin. There are two types of alluvial fans. Steep alluvial fans are caused mainly by debris flow. The shallow sloped alluvial fans are caused mainly by stream flow. The formation process of steep debris-flow dominated fans has become clearly understood owing to measurements and experiments. However, the formation process of shallow sloped, stream-flow dominated fans is not well known. The relationship between alluvial fans and climate is that, with the exception of dry regions, the higher the amount of precipitation and the lower the temperature, the greater the supply of coarse material that forms alluvial fans will be. It can be said that alluvial fans form easily. Also, as for the relationship with climatic changes, many of Japan's alluvial fans were formed in the Last Glacial age. After that, in the warm Holocene age, there are fewer locations in which alluvial fans have formed. Approximately 3,000 and 9,000 years ago, in cold wet eras, it was comparatively easy for alluvial fans to form. The relationship between the topography of the Zenkoji Plain and natural disasters is that the Sai River alluvial fan and flood plain were covered by flooding caused by the Zenkoji earthquake of 1847. In addition, flooding occurs regularly in the flood plain. It is difficult for flood damage to occur in the dissected alluvial fan that has experienced downcutting at the toe of the fan. While in alluvial fans in which the fanhead area and downfan have experienced downcutting and deposition respectively, it is easy for flooding to occur downstream from the intersection point of downcutting area and deposition area. The intersection points are in the center of the Susobana and Asa river alluvial fans. It is thought that downstream from those points flooding occurred until comparatively recent times.