

44. 長野盆地

最長河川が流れ構造運動の激しい盆地

1. 地域災害環境

信濃川は長さが全国第1位、流域面積では第3位という大河川です。中部山岳の高山地帯を水源とし、多くの盆地をつないで、日本列島を東西に分かつ大地溝帯・ホッサマグナの北半部山地を流れ、新潟平野から日本海に注いでいます。慣例では、信濃川と呼ぶのは中流・下流部であり、長野と新潟の県境付近を境とした上流域では、本流を千曲川と呼んでいます(図1)。

千曲川流域には、佐久盆地・上田盆地・長野盆地・飯山盆地が、信濃川中流には十日町盆地があります。北アルプスを水源山地とする大支流・犀川の流域には広い松本盆地があります。

盆地が多数あるということは境となる狭窄部・狭隘域が多数あることでもあり、それらが洪水の疎通を妨げて、水害の危険を大きくする要因になっています。

この地域は活褶曲・活断層など地殻運動の活発なところであり、また、多数の活動的火山があります。盆地の境界の形成には、現在も進行する構造運動や火山活動が深く関わり、多数の地形ブロックをつくっています。

善光寺平とも呼ばれる長野盆地は、長さ30 km、幅5～8 kmの長い野原で、両側山地から伸び出す扇状地がその大半を占めています(図2)。西南方の犀川丘陵から流れ出る大支流の犀川は、最も大きな緩扇状地をつくっています。千曲川とこれに斜めに合流する犀川との間の楔状地が川中島で、浸水が生じやすい土地です。

盆地の西縁には活断層である長野盆地西縁断層帯が走っています。これは西側隆起の逆断層で、ここを境にして盆地基盤は西に傾く傾動を行っています。第四紀堆積層(洪積層・沖積層)の厚さは長野付近で400 mほどあります。犀川丘陵の平均隆起速度はかなり大きくて1 m/1000年ほどです。この断層運動により山地境界は、出入りの大きい東側に比べかなり直線的です。

中野西方において千曲川は比高50～100 mの丘陵内を大きく蛇行しながら10 km流れて、飯山盆地に流入しています。この高丘丘陵は洪積層で構成されており、第四紀に大きく隆起したことを示

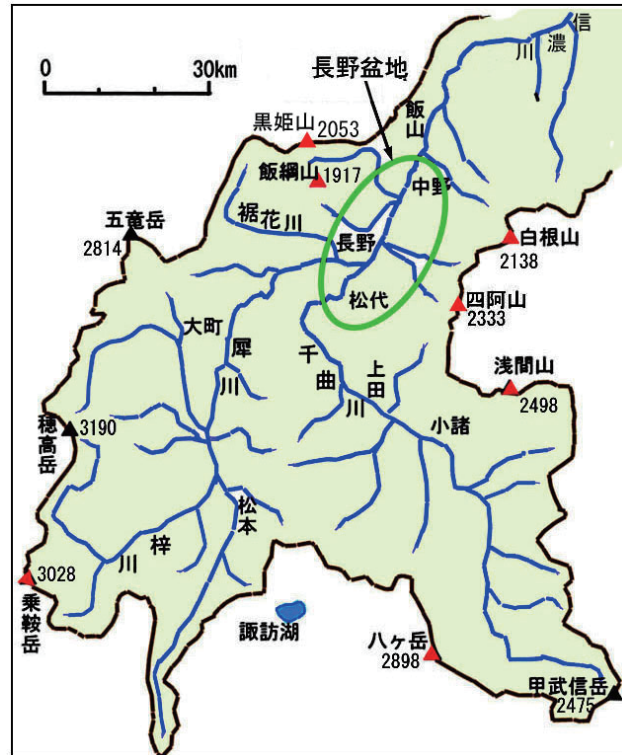


図1 信濃川流域



図2 長野盆地の地形 等高線間隔 5 m

します。山地・丘陵内における蛇行は穿入蛇行と呼ばれるもので、隆起以前の蛇行河道を維持したまま隆起地塊を下方侵食した結果出現した地形です。

長野盆地における千曲川の平均勾配は 1/800 ほどと、下流域に比べ緩やかです。50 km 下流の十日町盆地における信濃川の平均勾配は約 1/200 と急です。高丘丘陵の狭窄部の存在は信濃川治水の難問となっています。長野盆地西縁断層は千曲川を横切り高丘丘陵の東縁を走っていますが、この断層は西側隆起なので、活動した場合下流側を高くして流れを阻害する作用をします。

高丘丘陵の北には 20 ～ 30 万年前に活動した高社山火山(高井富士)があり、千曲川低地を塞いでいます。この火山活動による河道閉塞が、緩やかな盆地床の形成および蛇行の発達をもたらしたものと考えられます。

犀川も穿入蛇行を行いながら、隆起しつつある犀川丘陵の中を松本盆地から 40 km にわたり流れています。犀川丘陵は新第三紀の泥岩・凝灰岩からなり、また地殻運動による破碎作用を受けているので、地すべり多発地帯になっています。谷壁は下刻の進行により急傾斜であり、谷の深さは 300 m ほどあります。このため地震や豪雨により谷壁が崩壊すると、崩壊土砂が河道を閉塞して地すべりダムをつくり、その決壊により洪水を起こしやすい地形・地質条件のところ です。

長野盆地の東側にある関東山地西部には、白根山・四阿山の火山群があります。ここで生産される多量の土砂は盆地に流出して扇状地群をつくっています。志賀高原から流れる夜間瀬川や白根火山を水源とする松川の扇状地はとくに大きな規模です。

長野は 642 年に創建された善光寺の門前町で、筑摩山地から流れ出る裾花川の扇状地性堆積面上に市街は位置しています(図 3)。その上半部は長野盆地西縁断層により隆起して台地化しています。善光寺は台地上端近くに位置し、市街南縁にある JR 長野駅との比高は 50 m です。その間の平均勾配は 1/40 と急な勾配です。市街南部の扇状地域では裾花川河床との比高は 2 ～ 3 m と小さくなり、扇状地面勾配は 1/100 ほどあるので、裾花川の市街への氾濫した場合、破壊力の大きい山地河川洪水が生じるおそれがあります。

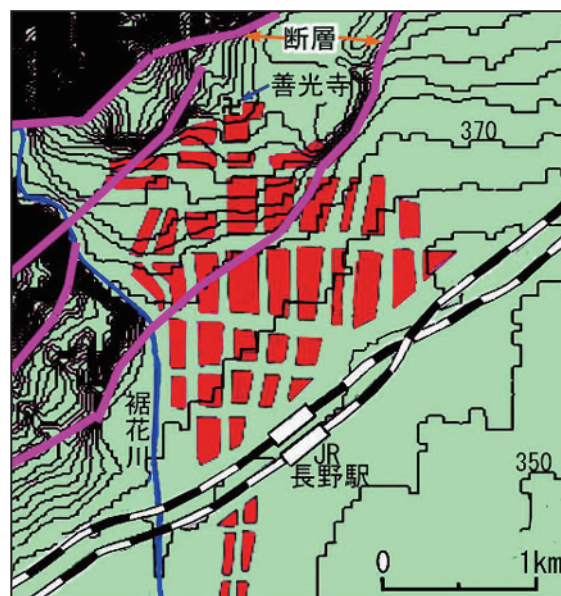


図 3 長野市街域の地形 等高線間隔 5 m

2. 地震・火山災害

2.1 善光寺地震

長野盆地西縁断層は 1847 年に M7.4 の善光寺地震を起こして、死者およそ 1 万人という大きな被害をもたらしました。震源は善光寺の北 8 km とほとんど直下であり、善光寺の門前町は震度 7 の激しい揺れに見舞われました。盆地西縁断層の変位は飯山から篠ノ井に至る 40 km の区間で認められ、長野市街では 1 ～ 2 m の段差が生じました。

折悪しく 6 年に 1 回の本尊ご開帳が行われており、近隣諸国から 1 万人近い参詣者が集まってきていて、犠牲者を多くしました。善光寺領(おそらく門前町地区)では 2,240 戸が全壊・焼失し、死者は 2,486 人(うち旅人 1,029 人)でした。地震の発生は午後 10 時のことで、寺周辺における多数の宿泊者が、建物倒潰および火災により犠牲になりました。長野盆地(善光寺領・松代藩・須坂藩など)における被害は、全壊・焼失 15,642 戸(うち埋没 340 戸)、死者 5,503 人、飯山盆地(飯山藩)では全壊・焼失 2,653 戸(内埋没 89 戸)、死者 1,504 人でした。埋没は山崩れによりものと思われます。被害は

広く周辺域に及び、松本藩で全壊 396 戸、死者 67 人、高田藩で全壊 477 戸、死者 5 人が生じています。

住家全壊は、活動した盆地西縁断層帯沿いおよび断層西側(断層の上盤)で多く発生しています。(図 4)．断層西側は山地・丘陵であり、ここで発生した山崩れが、全壊被害を多くしています。

図の南西部にある犀川丘陵は地すべり地帯であり、非常に多くの山崩れとそれによる河道閉塞が多数発生しました(図 5)．千曲川の東側の氾濫原・扇状地では住家損壊の程度が小さくなっており、ここの地盤が良好(震動増幅度が小さい)ことを示します。

善光寺地震で特筆されるのは、岩倉山(虚空蔵山)の巨大崩壊による犀川堰き止めと、その決壊による大洪水の発生です(図 5)．岩倉山は標高 764 m、犀川河床との比高が 350 m ある新第三紀砂泥岩からなる山です．この西斜面が地震により土砂量 3 千万 m^3 の巨大崩壊を起こして犀川の谷を 65 m の高さに埋めました．この堰き止めによる湛水域は上流 32 km に達し、3.5 億トンの河水が貯留されました．19 日後にこの地すべりダムは決壊し、段波状の洪水は犀川・千曲川を奔流となって駆け下り、氾濫しました(図 6)．中野西方の狭窄部では河道をはずれて高丘丘陵の東を回りこむ流れが生じています。

最大水深は、犀川の扇頂部で 20 m、千曲川で 6 m、長岡(信濃川)で 4 m でした．この洪水による被害は、長野盆地内において流失・全壊 2,260 軒、死者 51 人でした。

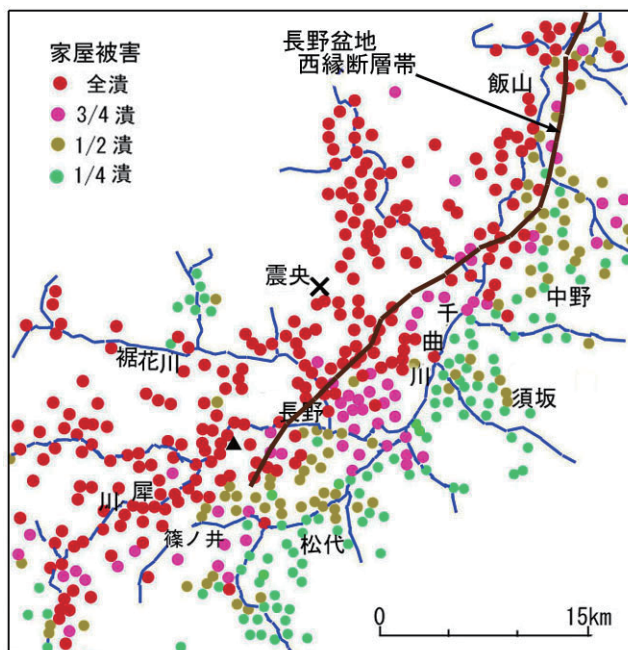


図 4 1847 年善光寺地震による家屋被害の分布 (宇佐美, 1987)

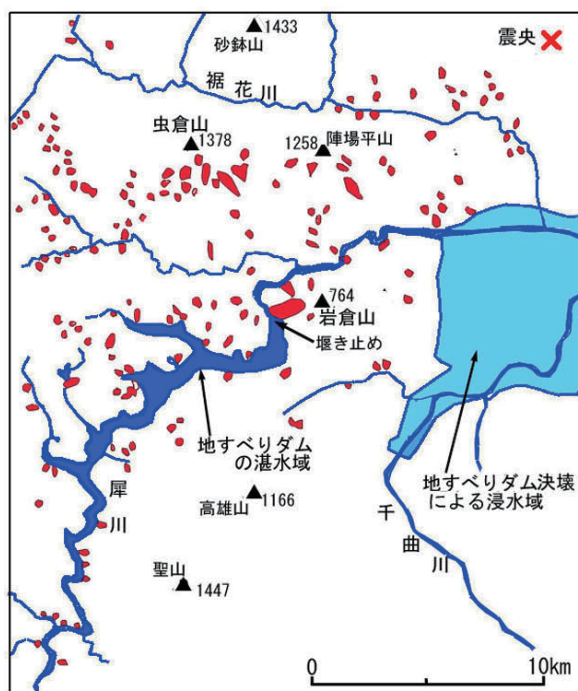


図 5 善光寺地震による山崩れ・堰止湖・浸水域 (宇佐美, 1987)

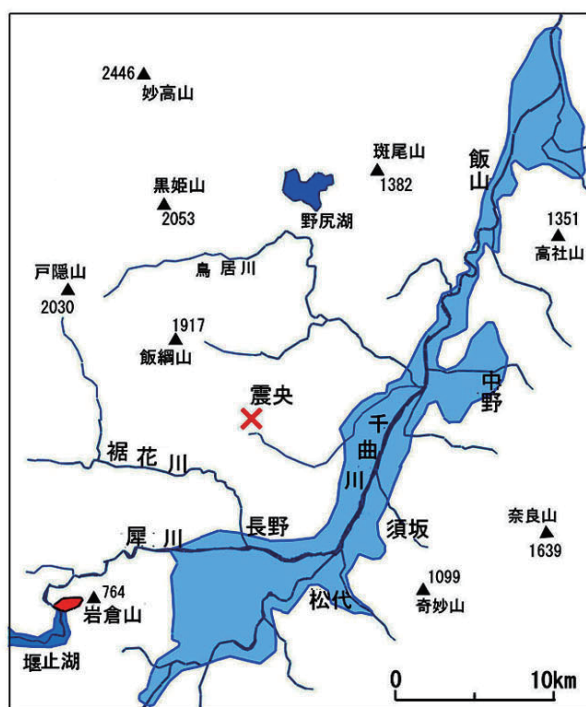


図 6 岩倉山地すべりダム決壊による浸水域 (宇佐美, 1987)

ダム決壊に対する備えが事前になされていたので、人的被害は多くはありませんでした。河道閉塞は犀川の諸支流で多数発生し、その地すべりダムが現在も残っているところがあります。犀川丘陵の谷は峡谷状なので、河道閉塞が起りやすいのです。

2.2 地震・火山活動

長野盆地は、構造運動が激しい羽越褶曲帯の南部にあたるので、周辺域での地震活動は活発です(図7)。最近では、2004年には中越地震(M7.2)、2008年には中越沖地震(M7.1)が起っています。長野盆地内では、1941年に長野市付近を震源とするM6.1の地震があり、死者5人、住家全壊29棟などの被害が生じました。長野盆地西縁断層帯における今後30年以内の地震発生確率は、最後の発生からまだ180年なので、ほぼ0%です。

長野盆地内で発生した特異な地震に、1965年8月から5年半続いた松代群発地震があります。この間における有感地震の回数は62,826回で、多いときには1日に585回(約5分に1回)も起こりました。最大の地震はM5.4であり、震度5が9回、震度4は50回、総放出エネルギーはM6.4相当でした。

震源は松代市街東南の皆神山の地下数kmを中心とした半径10kmほどのところでした(図8)。皆神山は30～35万年前に噴出した安山岩ドームで、比高は280mあります。地割れ群の発生と大量の地下水流出、地すべりの滑動も起こりました。人的・物的被害は負傷15人、家屋の全壊10戸、半壊4戸、一部破損7,857戸でした。長期間の地震継続による社会経済的、精神的な障害などに著しいものがありました。このように長期間の群発地震は世界でもあまり例をみないものです。

千曲川流域には、浅間山(活動度ランクA)と草津白根山(ランクB)という2つの活火山があります。(図1)。白根山では現在噴気活動が活発です。これが噴火した場合、火砕流や火山泥流が夜間瀬川・松川などを経て長野盆地内に流入する可能性があります。浅間山の天明大噴火(1783年)では、火砕流が北方の吾妻川に流入し、その土砂はさらに利根川本流にまで運ばれて河床を高くしました。このため利根川は関東平野において洪水を度々起こすようになりました。約2万年前に浅間山は巨大崩壊を起こし、その岩屑流は軽井沢から上田付近までの千曲川低地を埋めています。

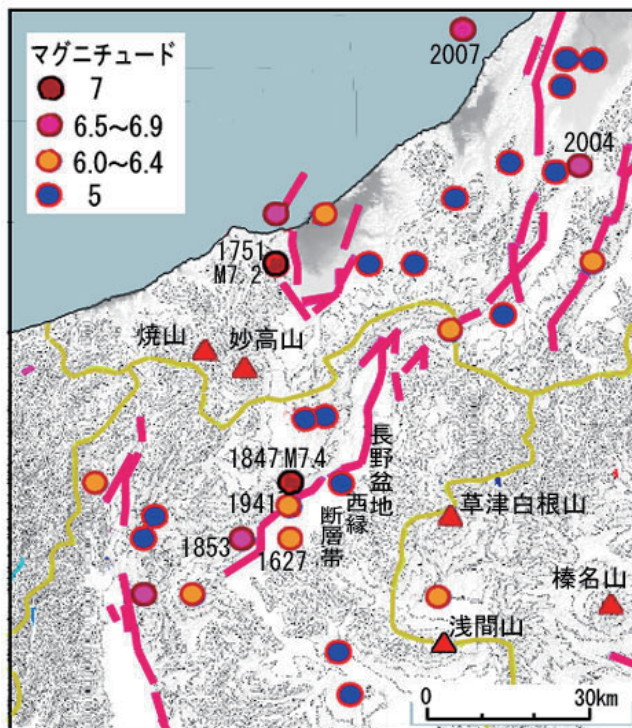


図7 上信越地域の被害地震・活断層・活火山

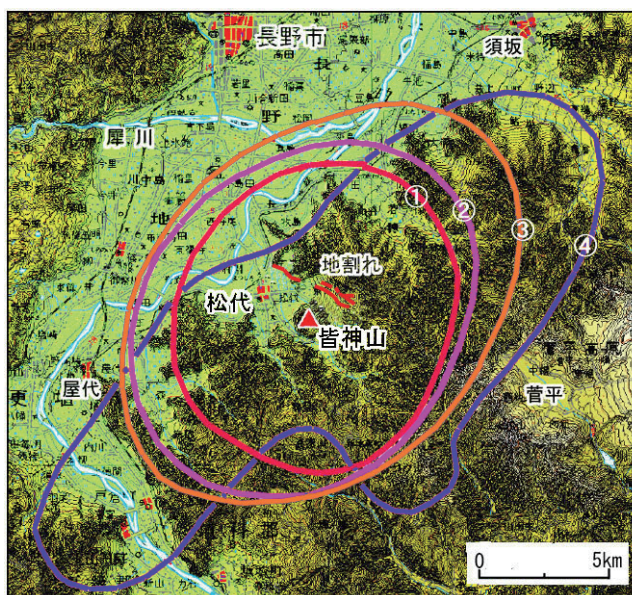


図8 松代地震の震源域推移 ①→④(宇佐美, 1987)

今後浅間山の噴火で火砕流や岩屑流が千曲川に流入した場合、長野盆地に洪水を頻発させる恐れがあります。盆地西方10～15 kmにある飯縄山・黒姫山は、内部構造が不安定な富士山型成層火山なので、巨大崩壊を起こす可能性があります。

3. 豪雨災害

中部山岳地帯の内陸に位置する長野盆地は少雨地帯です。長野の年平均降水量は950 mmで日本の平均の60%ほどです。日降水量100 mm以上の豪雨日数は年平均0.1日で、東海太平洋岸の1/20です。日本海に面し豪雪地帯である高田では年降水量が長野の3倍もあり(半分は冬季)、低い山を隔てたわずか40 kmのところでのこのような大きな差があります。しかし、曲川流域界には雨の多い高山地帯が連なるので、千曲川ではしばしば洪水が起ります

信濃川では江戸時代に64回(4年に1回)の水害記録があります。千曲川における最大の洪水は1742年大洪水で、立ヶ花(高丘丘陵の狭窄部)の水位は10.7 mと既往最大を記録し、死者2,800人などの被害を引き起こしました。その氾濫域は善光寺地震時の地すべりダム決壊による浸水域とほぼ同じです。

明治・大正期には大洪水が5回起こっています。1959年には甲府盆地に大被害をもたらした台風7号がさらに北上して、千曲川流域に死者65人、住家全壊1,391戸、半壊409戸などの被害をもたらしました。天竜川流域・伊那谷で大きな被害があった1961年梅雨前線豪雨では、千曲川でも死者109人、住家全壊903戸、半壊621戸などの大被害が起こっています。

長野市街では1949年に、裾花川左岸が決壊して死者2人、住家流失36戸、全壊20戸、半壊・浸水2,000戸の被害が生じました。勾配の大きい扇状地部において激しい流れの山地洪水が発生したと思われます。なお、上流山地での最大日雨量が100 mm程度と少なく、短時間集中の強雨があったものと推定されます。

1981年8月、台風10号の大雨により、須坂市を流れる鮎川で土石流および激しい後続洪水流が発生して、死者10人、家屋全半壊19戸の被害が生じました。鮎川支流の源頭部に連なる急勾配溶岩壁で発生した大きな斜面崩壊(図2のS)の土砂が土石流化して6 kmほど流れ下り、山麓集落を襲ったものです。

急崖の上方には四阿火山の1つの根子岳の緩やかな山腹斜面が広がり、菅平高原に続いています。この勾配約20度の山腹斜面に5年前にゴルフ場がつけられ、階段状に切り盛り土されました(図9)。この地形改変により急崖を刻む一小谷の集水域面積が5倍ほどに増大し、台風10号の短時間強雨により、以前にない大量の雨水がこの小谷に一気に流れ込んで急崖の基部を洗掘し、土砂量5万m³の大きな崩壊を引き起こしました。台地面や緩傾斜地の地形改変が、集水の条件を変化させて斜面崩壊災害を起こすということは、市街化域において多くみられるところです。

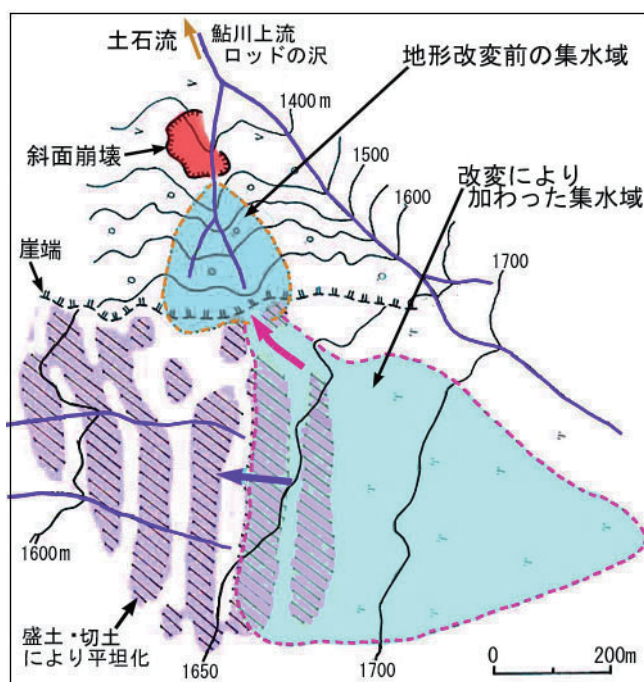


図9 1981年須坂土石流の発生域

4. 土砂災害

長野盆地の南西には、新第三紀層の泥岩・凝灰岩など地すべりを起こしやすい地層からなる丘陵・山地が広がっています。その北東端の地附山東面において、1985年に土砂量250万 m^3 の地すべりが発生し、死者26人、住家全壊55棟などの被害が生じました(図10)。各種の前兆現象があり土砂の運動の緩やかな地すべりで、このような多くの犠牲者がでるのはほとんど例をみないことです。

地割れなど斜面の変状はすでに2年も前から起っていました。2カ月ほど前からその変状は激しくなり、斜面内を屈曲しながら通じる道路(21年前につくられた戸隠有料道路)はたびたび閉鎖されました。斜面上部に生じた地割れ列は地滑りの頭部滑落崖と完全に一致しました。その直下にあった高齢者収容施設(32年前に建設、250人収容)の4棟は、全員の移送が終わる前に、人がゆっくりと歩く程度の速さの地すべり土塊に飲み込まれました。病院・幼稚園・高齢者収容施設などは、避難を必要としない高い台地。広い段丘上などに最初から立地すべきものです。

現在、地附山東面は地すべり危険地域に指定されています(図11)。その下端は急傾斜地崩壊危険区域にもなっています。善光寺は台地面上端に形成された小扇状地末端に位置するので、その小谷からの土石流の危険があります。盆地内に広く発達する扇状地では、土石流および土砂・流木をも運ぶ激しい流れの洪水に襲われる可能性があります。その危険域は扇頂部、谷床面・低位段丘面などです。

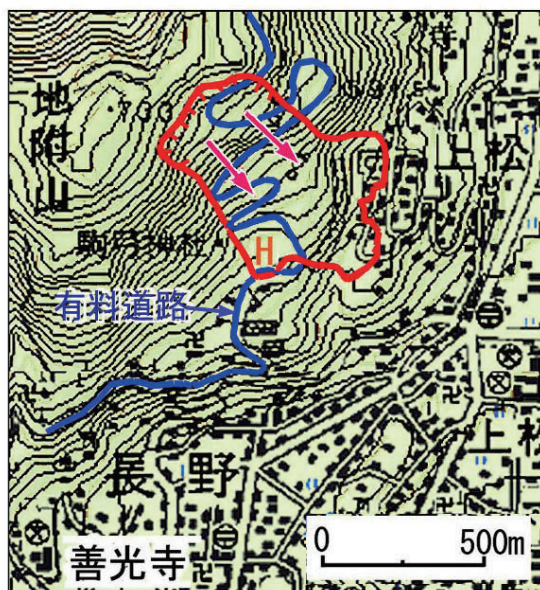


図10 1985年地附山地すべり

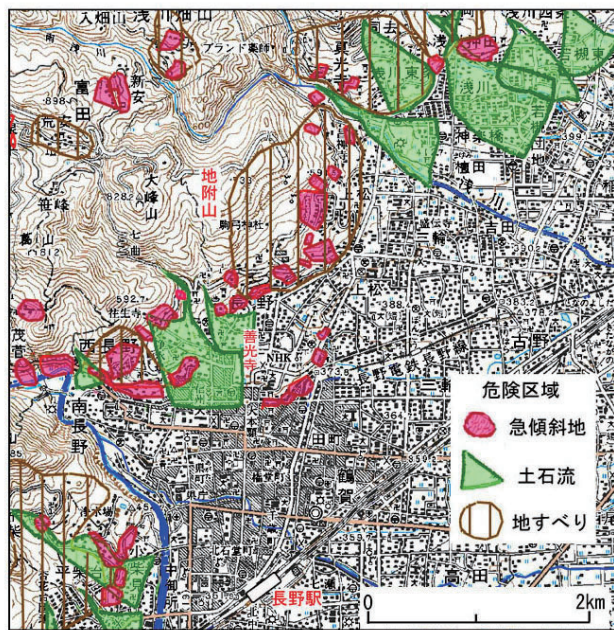


図11 土砂災害危険区域
(長野県資料による)

町田ほか編(2006):日本の地形 中部. 東京大学出版会

水谷武司(1990)防災地形第2版. 古今書院

宇佐美龍夫(1987):新編日本被害地震総覧. 東大出版会

防災基礎講座:地域災害環境編

http://dil.bosai.go.jp/workshop/06kouza_kankyo/

公開:平成30年12月

国立研究開発法人 防災科学技術研究所 自然災害情報室

文責:水谷武司(客員研究員)