

深層崩壊跡地の地形的特徴とテフクロロジーによる年代特定 ：北海道沙流川流域における事例

東京農工大学農学府 ○青戸一峰，五味高志，平岡真合乃

（独）土木研究所 石塚忠範，森田耕司，一色弘充

国土交通省 国土技術政策総合研究所 内田太郎

1. はじめに

深層崩壊は、地盤や岩盤内部にすべり面が位置し、崩壊面積や崩壊土砂量等の規模が大きい斜面崩壊現象である。日本では、過去 30 年間の崩壊発生件数増加（内田、2011）に伴い、（1）発生箇所の特特定、（2）発生後の土砂移動予測・観測、（3）発生規模・頻度情報の特定等が行われている。発生頻度の評価では、全国を「頻度が低い、高い」で評価しており、頻度の高い箇所は隆起速度の高い箇所に分布していることが示されている。これらの評価は、全国を俯瞰的に評価する上では有効であるものの、地域ごとの防災対策を検討するための発生頻度の把握には十分とは言えない。防災対策上、発生頻度が小さい深層崩壊に対して、発生時期を特定する手法を検討する必要がある。そこで本研究は、①過去に発生した深層崩壊跡地を特定して地形的特徴を把握し、②深層崩壊の発生した時期を特定することを目的とする。

2. 調査地と方法

本研究は、北海道日高地方に位置する沙流川水系千呂露川およびパンケヌーシ川の周辺とした。調査地域の標高は 293～1491 m、平均傾斜角は 29° である。地質は、蛇紋岩等の超苦鉄質岩類、玄武岩等の苦鉄質岩類、堆積岩類等の付加体である。日高地方では 2003 年 8 月の総降雨量 368 mm の降雨により斜面崩壊等の土砂災害が発生しており、沙流川流域額平川では深層崩壊が確認されている。

2007 年撮影の空中写真（撮影縮尺 1 : 16000）を用いて 8.7×13.6 km の範囲を判読した。判読は土木研究所における「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル（案）」（2008）を基準とし、崩壊地の抉られたような凹地形とその移動土砂による堆積地を確認し、深層崩壊跡地を判定した。判読によって抽出した崩壊跡地を ArcGIS に取り込み、崩壊跡地の面積（崩壊凹地、堆積地、全体）、土砂量を算出した。堆積地の形状から堆積土砂量を算出した。

空中写真判読から抽出できた深層崩壊跡地のうち 7 箇所において 2012 年 8 月と 10 月に現地調査を実施した。崩壊凹地と堆積地およびその周辺にて深さ 1～2 m を掘削し、土壌断面の観察を行った。年代特定のため、土壌層中のテフラ（火山灰）の堆積状況に注目する火山灰編年法を用いた。調査地から西南西 97 km に位置する樽前山から供給された 4 種の火山灰が降下している。指標テフラの降下年代は Ta-a（274 年前/西暦 1739 年）、Ta-b（346 年前/西暦 1667 年）、Ta-c（2500～2700 年前）、Ta-d（8000～9000 年前）である（町田・新井、1992）。指標テフラの降下が土壌断面中に確認された場合、その降下年代の以前に深層崩壊痕跡が形成されたと判断した。

3. 結果と考察

3.1 深層崩壊跡地の地形的特徴

調査範囲内に 21 箇所の深層崩壊跡地を確認した（図 1）。このうち、7 箇所では堆積地が判別できなかった。崩壊凹地上端の標高 732 ±150 m（SD）であった。崩壊堆積地下端は谷低部の流路に隣接、もしくは沖積低地面上であった。跡地は深層崩壊との関係が指摘されている 25～35° の傾斜（内田ほか、2010）や堆積岩や付加体等の地質上に存在した。崩壊地面積は $1.6 \times 10^4 \sim 27.6 \times 10^5 \text{ m}^2$ 、堆積地から推定した土砂量は $6.8 \times 10^4 \sim 5.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ であった。堆積地が確認された 14 箇所の深層崩壊跡地と、明治以降に発生した深層崩壊のデータベースから得られた土砂量を比較したところ、調査地の崩壊凹地面積は同程度の規模であったが、深層崩壊における土砂量はやや小さかった。

(図 2)。これは崩壊時の土砂流出や崩壊後の侵食により、堆積地から算出した土砂量は小さくなると考えられた。堆積地が確認できなかった 7 箇所も同様の影響を受けた可能性が考えられた。

3.2 深層崩壊の発生年代

現地調査を行った 7 箇所のうち 6 箇所で、崩壊凹地形および堆積地の両方において 8000～9000 年前に降下した Ta-d が 15～90 cm の厚さで確認できた。堆積地では、崩壊残土と思われる角礫の上部に Ta-d が堆積していた。また、崩壊凹地の崩壊面では、Ta-d がすべり面である基岩上部に堆積している箇所もあった。1 箇所では、すべての指標テフラが確認できなかった。現地調査では Ta-d の下は風化基岩または角礫層であり、土壌は確認されなかった。これは、最終氷期中、調査地は周氷河地帯であり土砂移動が活発であったためと考えられる(清水、1989)。Ta-d の堆積が確認された崩壊跡地については、9000 年前以前に深層崩壊が発生したと考えられた。そのうち 5 箇所では、移動した土砂が 1.8 万年前の最終氷期に形成された河岸段丘面上に堆積していることから(柳田、1991)、1.8 万年～9000 年間の間に深層崩壊は発生したと推定された。指標テフラが確認できなかった深層崩壊跡地は、Ta-a 降下以降(274 年前以降)の近年に発生した深層崩壊によるものと考えられた。

4. まとめ

調査地において判読された跡地は、近年に発生した深層崩壊と同様の地形的特徴や規模であることがわかった。また、指標火山灰から崩壊跡地の一部に発生年代を与えることができた。調査を行った跡地の多くが、最終氷期以降から 9000 年前までに発生していることが示唆できた。最終氷期以降、地球規模の温暖化により海水面が上昇する過程で、約 1 万年前には対馬暖流が日本海に流入した。この結果、北海道付近は湿潤かつ温暖な気候になり降水量も増加したという記録もあることから(松永ほか、2000)、1.8 万～9000 年前の気候変動中に沙流川流域の調査地において深層崩壊が多発した可能性が高いと考えられた。本研究は 7 箇所の崩壊跡地について調査したが、今後は調査区域を拡大して多くの深層崩壊跡地を対象にして解析をすすめる必要がある。また、テフロクロノロジーは指標テフラの分布条件に影響を受けるため、他地域でも同様の調査を行い手法を検討していく必要がある。

引用文献

- 土木研究所(2008) 深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案)。
町田・新井房夫(1992) 新編火山灰アトラス 日本列島とその周辺 東京大学出版会 東京 p336。
松末ほか(2000) サイクル機構技報 6: 93-103。
清水(1989) 第四紀研究 28: 159-170。
内田(2011) 地盤工誌 59: 55-56。
内田ほか(2010) 平成 22 年度砂防学会研究発表会概要集: 18-19。
柳田(1991) 駒沢地理 27: 1-75。

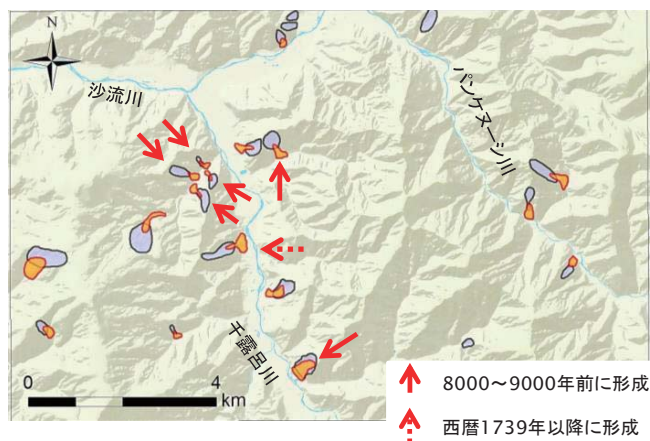


図 1：対象範囲の判読結果

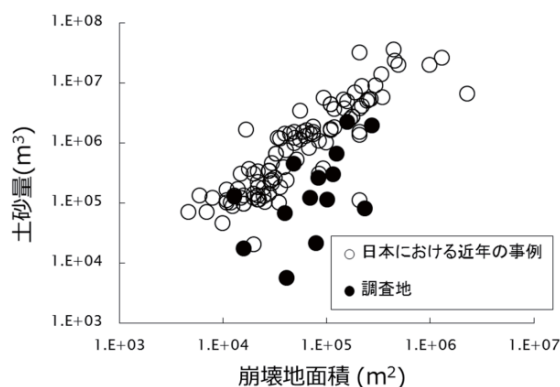


図 2：深層崩壊規模の比較