第44回地すべりシンポジウム

地震時地すべりの研究動向と対応計画

2016. 5. 13

主催(公社)日本地すべり学会新潟支部
 共催(公社)地盤工学会北陸支部
 後援新潟
 (一社)新潟県地質調査業協会
 (一社)斜面防災対策技術協会新潟支部
 新潟県地すべり防止工事士会

~~~ 目 次 ~~~

巻頭言 1

(公社)日本地すべり学会新潟支部 支部長 福岡 浩

<基調講演>

地震時地すべりの研究 2 元新潟大学 川邉 洋

< 発表 >

- 2015年ネパール・ゴルカ地震による斜面災害
 8

 群馬大学
 若井 明彦
- 最近発生した大規模天然ダムの内部構造と安定性評価 14京都大学 王 功輝

衛星干渉SARによる長野県稲子岳山体移動エリアの抽出と確認

- 南海トラフ地震時の稲子岳崩壊による千曲川埋没災害の可能性-...... 26新潟大学 水野 正樹 ほか
- 地すべり発生予測のための地震波速度変化モニタリングの適用可能性 32 防災科学技術研究所 澤崎 郁

巻 頭 言

(公社) 日本地すべり学会・新潟支部長 福岡 浩

日本は環太平洋火山帯の上に位置する地震多発国であり国土の多くが山地であることか ら大規模地震時には地すべりが多発してきました。近年の土砂災害、新潟県中越地震、岩 手・宮城内陸地震、東北地方太平洋沖地震等でも地震に起因する地すべり災害が発生して います。(公社)日本地すべり学会ではこれまでにも新潟大学の丸井英明会長時代に「地震 地すべりプロジェクト」を立ち上げるなど学会員の総力を挙げてメカニズムから被害軽減 策に至るまで学際的な取り組みを行ってきました。その成果は国にも認められ対策工設計 や避難計画等に活かされはじめています。

今回の新潟支部シンポジウムでは、「地震時地すべりの研究動向と対応計画」をテーマに 地震に起因する地すべり災害に関する研究や避難対応計画などについて取り上げ、学会お よび支部として進むべき研究の方向性について参加者の皆様と議論していただきます。

地震時地すべりについては発生予測や天然ダムの安定性の評価等、まだ未解明の課題が 多く残っています。今回は永年新潟支部長を務められ、この春、新潟大学を定年退職され た川邉洋先生にライフワークである地震時地すべりの研究成果について基調講演をしてい ただくとともに、近年得られた地震時地すべりについての新たな知見を 4 人の講演者に紹 介していただきます。若井明彦氏には昨年発生したネパール地震による地すべり分布、分 類等の調査・研究成果、王功輝氏には大規模地震によって発生する天然ダムの安定性評価 にむけた構造調査等の研究成果、水野正樹氏には衛星合成開ロレーダーによる大規模地す べりの調査法と前兆現象抽出の精度評価および避難計画につながる研究成果、地震学をバ ックグラウンドに持つ若手研究者の澤崎郁氏には地震波速度変化から地すべりを予測する 手法の研究成果について紹介していただきます。さらに、総合討論において今後推進すべ き諸問題について議論を行います。多くの積極的な議論がなされることを期待します。

地震時地すべりの研究

川邊 洋 (元新潟大学)

キーワード:地すべり、地震、素因、誘因

1. はじめに

地震動に起因する斜面災害の発生には、誘因や素因として様々な要因が絡んでいる。たとえば、地表面に 達した地震動の特性(振幅や周波数構成など)は、①震源における地震そのものの性質、②震源からの距離 や地表までの伝播経路にある地殻の性質、さらに③地表近くの複雑な地質・地形・地盤条件の相乗効果を受 けている。とくに③は、誘因となる地震動の性質に重要な影響を及ぼしているばかりでなく、斜面災害発生 の素因としても大きく関わっている。これらの誘因と素因を整理すると、次のようなものが挙げられる。

- 誘因 ・地震断層の位置と破壊過程
 - ・最大振幅(加速度、速度、変位)
 - ・周波数特性(卓越、最大振幅)
 - 主要動の継続時間
- 素因 · 地質
 - ・地盤の土質工学的性質
 - ・地形(傾斜、標高、方位、凹凸、斜面形など)
 - ・ 地盤の固有周波数(固有周期)
 - ・地震前後の降雨状況

従来、地震による斜面災害の原因として、地質や地形などの素因が注目されてきた。例えば、地質の強度 はどうか、地形は揺れやすい凸状の形をしているか、傾斜は急か、などである。それらの素因は短期間には ほとんど変化せず(地盤条件の中長期的変化は考えられるが)、現に存在しているものなので捉えやすい。そ れに対して、直接の誘因である地震動は、山地での観測がほとんど行われていないことと、斜面災害対策を 考えるとき、どのような地震動がいつ襲ってくるか分からないことから、地質・地形などの素因を指標とせ ざるをえないという事情もあり、誘因と斜面災害の関係についての実態解明は進んでいない。しかし、ここ 数年、国内外で地震災害が多発したことを背景に、この方面の考察が徐々に行われるようになってきている。

2. 素因として地形、誘因として震央距離を考慮

(1) 地形(凹凸・傾斜・標高)による増幅

地震動は地形の影響を大きく受ける。崖端や急傾斜地、尾根筋などは、自由端として振動するのでよく揺れる。図-1は、斜面傾斜と崩壊密度の関係を示している(川邉、1987)。

崖端で増幅される振動の周波数は、常時微動の観測では 3.9Hz(0.26 秒)付近(小牧・戸井田、1980)、近地地震の観測では 5Hz(0.20 秒)付近(西村・森井、1983)という結果が得られており、震央距離が小さい場合に卓越する、比較的短周期の振動が増幅されることが分かる。

また、標高が高いほど崩壊が激しい(図-2)(川邉、1987)。標高以外の因子(傾斜など)も考慮しなけれ ばならないが、標高が高いほど地震加速度が増幅されるのは、入射地震波によって励起された山体の共振で あろう(西村・森井、1983)。図-3 は、長野県西部地震の余震を、山頂と山脚で同時観測した例である(梅 田・他、1986)。

(2) 震央距離を基にした推定加速度と崩壊の関係

次に、崩壊密度と基盤加速度の関係を検討する。これも古い地震が対象であるが、いくつかの地震による 中小規模の崩壊について、崩壊密度Dと金井式による平均的な基盤加速度(基盤震度Kで表示)の間には、 D=a+b・lnKの関係が見られる(図-4;川邉、1987)。金井式には基盤の卓越周期も考慮されており、短 周期であるほど、加速度は大きくなる。基盤加速度の対数に比例して、崩壊密度が増加する傾向がみられる。 係数aが大きいほど、その地域は崩壊しやすいことを示し、係数bが大きいほど、Kの変化に対してDが敏



図-3 長野県西部地震の余震観測(梅田・黒磯、1986)

図-4 崩壊密度と基盤震度の関係(川邉、1987)

感に反応することを表している。aが大きい地域ほど、bも大きい傾向にあるようである。

3. 誘因として地表地震断層からの距離を考慮

地震観測が盛んに行われるようになると、震央 (震源)距離から地震加速度が一意的に決まる訳 ではないことが明らかとなった。震央(震源)よ り地表に現れた(あるいは地下に推定された)地 震断層との位置関係が、崩壊の発生様式に関わっ ていることが推察された。

地表地震断層と崩壊密度の関係の一例を図-5 に 示す(川邉、1987)。断層破壊に伴う地震の最大加 速度Amaxは、破壊進行方向と観測点のなす角度を θとすると、近似的に図中の式で表せる(小山・ 泉谷、1985)。aは断層の長さ(地震の大きさ)に 比例する定数、bはS波速度と破壊伝播速度との 比である。



図-5 地表地震断層からの距離と崩壊密度の関係 (川邉、1987)

4. 誘因として震源過程と周期特性を考慮

(1) 震源断層の破壊過程(震源過程)を考慮

震源で最初に発生した剪断破壊は、2~3km/s程度の速度で周囲へ伝わり、断層面が形成される。地下の岩盤が不均一なため、破壊が一様に行われることはなく、岩盤の固着度によって、激しく破壊されて大振幅の地震波を発生させる領域(アスペリティ)や、それほどの抵抗もなくすべってしまう領域が存在する。

斜面災害への影響を考えるとき、この大振幅の地震波を発生する断層面上の領域との位置関係が、震源や 震央、地表地震断層との位置関係よりも意味を持っている。ここで注目されるのは、断層面上でのすべり量 分布と断層面の広がりや傾きである。逆断層の場合、崩壊分布が地表地震断層を挟んで非対称であること、 すなわち上盤側でとくに被害が大きい理由もこのことから理解できる。上盤の地表の真下に断層面が横たわ っており、大すべり量の領域はその面上に存在しているからである。

図-6 は、中国・四川地震の断層面上のすべり量分布である(東大震研、2008)。四川盆地北西部でチベット高原との境界をなしている龍門山脈の下には、北東-南西走向で長さ 300-500km、幅 40-50km の龍門山断層帯と呼ばれる北西傾斜の逆断層帯が存在している。汶川県映秀付近(図中の☆印)から始まった断層破壊は、北東方向では北川を経て青川まで(断層の長さ約 260km)、南西方向では康定まで(断層の長さ約 180km)及んだと推定されている。断層の破壊過程(震源過程)については、中国地震局の他、日本でも複数の機関で計算が行われ公表されている。東大地震研の計算結果(図-6)では、震源付近(図中の☆印)とそこから40~60km 北東に離れた汶川付近ですべり量の大きな領域が見られ、さらに北東側にもいくつかのピークが存在している。

このような断層の破壊過程が、地表の局地的な地震動に影響を及ぼし、ひいては斜面災害の分布にも反映 するであろうことは十分予想される。因みに、斜面災害が多発した地域は、汶川県からその北東の青川県に 至る、距離約 280km、幅約 50km の範囲であり、今回活動した震源断層の地表投影面とほぼ一致している。図 -7 は、汶川-北川間の崩壊分布を示した AVNIR-2 画像である(川邉・他、2010)。



図-6 断層面上でのすべり分布の地表面投影図 (東大震研(2008)による原図に地名と位置を加筆)



図-7 AVNIR-2 画像で判読された崩壊分布 (川邉・他、2010)

(2) 断層面から放出された地震波の放射特性

断層面上から放出された地震波は、おもに、①減衰、②放射特性、③指向性の3つの原因によってその性 質を変化させる。

地震波の振幅は、一般に震源からの距離に応じて減衰する。その原因としては、距離と共に波面が広がっ ていくことによる幾何減衰、地殻の非弾性的性質による内部減衰(Q値で表される)、不均質な媒質による反 射・屈折・散乱などによる減衰が考えられる。

放射特性は震源における断層運動のタイプに関連して生じ、震源からの方向による振幅の違いとして現れる。横ずれ成分の大きい断層の放射パターンは、断層面の方向でP波の振幅がゼロ、S波の振幅が最大になる。すなわち、断層の走向方向では最初にS波が到達し、地面を断層に直交する方向(右横ずれの場合は破

壊の進行方向に向かって左方向)へ動かす。このような横ずれ成分の大きい断層の近くでは、断層に直交する主要動(S波)が斜面に大きな影響を与えることが考えられる。図-8 は、ネフチェゴルスク地震(1995、M7.6)による樹木の転倒方向である(嶋本・他、1996)。右横ずれ断層からのS波の初動により、樹木の根元が破壊進行方向に向かって左方にすくわれ、樹木は右方に転倒している。

(3) 断層面から放出された地震波の指向性

断層の走向方向では、S波に少し遅れて、断層運動による土地の急激なずれ(断層面に平行方向、断層を 挟んで逆方向)が伝わってくる。S波の速度と断層破壊の伝播速度の差は小さいので、波動の伝播方向と破 壊の伝播方向が一致する断層の走向方向では、断層各部で発生した地震波が重なり合い、全体として振幅の 大きな短周期の振動が形成される。また、お互いに逆方向ならば、振幅は小さくなり長周期化する。

このように、横ずれ成分を含む断層破壊の進行方向域では、断層直交方向の地震動振幅が卓越している上 に(前述の放射特性)、ドップラー効果によってさらに短周期振動の振幅が大きくなる。この現象は指向性と 呼ばれている。断層の延長線上の、震源から遠く離れたところで、著しい被害が生じている例があるが、こ の指向性の影響が考えられる。

(4) 地震動の卓越周波数と地盤の固有周波数を考慮

地震動は様々な周波数(周期)の振動が合成されたものであり、どのような周波数の振動で構成され、ど の周波数の振幅が大きいのかは、地震動の性質として大変重要である。振幅の大きい振動成分があるとき、 その成分の周波数(周期)を卓越周波数(卓越周期)という。一方、表層地盤には最も振動しやすい周波数 (固有周波数)があり、そこに入ってきた地震動の卓越周波数と表層地盤の固有周波数が一致すると、表層 地盤に共振が起こり、一気に不安定化する可能性がある。

図-9 は、鹿児島県北西部地震の被害地域で、地質毎に常時微動を測定し、H/V スペクトル比から表層地盤の固有周波数を求めたものである(川邉・他、1999)。この地域の代表的な地質は、入戸火砕流起源のシラス、 新第三紀に貫入した花崗岩類、そしてこの地域の基盤である中生代の四万十層群である。この3種の地質の 固有周波数は次の通りである。



図-8 右横ずれ断層に沿った樹木の転倒方向 (嶋本・他、1996)



図-9 常時微動の H/V スペクトル比 (川邉・他、1999) (上段:シラス、中段:花崗岩、下段:四万十層群)

シラス: 2 Hz
 花崗岩: 6 ~ 7 Hz
 四万十層群: 15 ~ 20 Hz

地質毎の振動特性の違いが、固有周波数に現れている。表層崩壊を集中的に発生させたのは花崗岩地帯であり(地頭薗ほか、1997)、6~7Hzの周波数帯の地震動が花崗岩の表層部に入射して崩壊を多発させたとも考えられるが、山間部での地震動記録がないので確認することはできない。なお、他の地質では表層崩壊はほとんど発生していない。

注意しなければならないのは、表層地盤上で観測された地震動の周波数には、元の地震動に由来するもの と、表層地盤を伝播する過程で励起されたものが混在していることである。元の地震動の周波数構成を知り たければ、基盤上で地震観測をする必要がある。表層地盤に入射する直前の地震動の卓越周波数が、これか ら入射しようとする表層地盤の固有周波数とどの程度一致しているかが問題となる。

図-10 は、1997 年鹿児島県北西部地震の余震(M3.3)を、シラス段丘上と花崗岩上で同時に記録した加速 度時刻歴である(川邉・他、1999)。同一の地震を観測しているにもかかわらず、通過する表層地盤の地質の 違いにより、振幅だけではなく、周期と継続時間も大きく異なっていることが分かる。

5.素因(地形や地盤構造)による誘因(地震動)の変化を考慮

(1) 表層地盤による地震動の増幅

図-11 は、東北地方太平洋沖地震(第3波)のKiK-net(西郷)における加速度応答スペクトル比(地表/ 地中)である。地中地震計は地下 200m に埋設されている。各成分のピークは、NS:0.2~0.3 秒、EW:0.15~ 0.25 秒、UD:0.09~0.15 秒に見られる。大きいところでは加速度応答スペクトル比が 30 を超えており、これ らのピークを中心とした周期帯で、加速度震幅が増幅されたと考えられる。地中地震計による加速度記録の 卓越周期(NS:0.3 秒、EW:0.2 秒、UD:0.12 秒)が、加速度応答スペクトル比(≒固有周期)のピーク付 近にあったため、厚さ 200mの表層地盤で激しく増幅されたのであろう。なお、西郷に比較的近い、同様の地 質条件を持った火山堆積物丘陵で、葉の木平地すべりが発生している。

(2) 層構造による屈折

地下深所で発生した地震動は、一般に浅い層ほど伝播速度が遅いため、屈折により地表近くでは層構造に 垂直に伝わってくる(図-12)。地表付近が軟弱なところでこの傾向が強い。したがって、主要動(S波)の 振動は層理面に沿った方向となる。流れ盤構造の斜面では、層理面に沿ってS波による剪断力が作用するこ とになり、斜面の不安定化を加速する。

(3) 軟弱地盤内での多重反射

軟弱な地盤では、一旦入射した地震動は硬い地盤に出て行けず、軟弱地盤中で何度も反射を繰り返す(多重反射、図-13)。そのため、地盤の固有の振動が励起・増幅され、かつ長く揺れ続くことになる。この振動のおおよその周期(固有周期) Tは、次式によって見積もることができる。









図-11 加速度応答スペクトル比(KiK-net 西郷、 東北地方太平洋沖地震の第3波)



谷を埋めて造成した宅地の被害が住宅地で目立つが、谷埋め盛土内で固有の周期の振動が増幅された影響 が大きかった可能性も考えられる。

引用文献

伯野元彦(1992)被害から学ぶ地震工学―現象を素直に見つめて―、鹿島出版会、155pp.

地頭薗隆・下川悦郎・寺本行芳(1997)1997 年鹿児島県北西部地震による斜面崩壊、砂防学会誌、Vol.50、 No.2、pp.82-86.

- 川邉 洋(1987) 地震による斜面崩壊の研究(Ⅱ) 崩壊特性と崩壊面積率の予測、東大演習林報告、No. 77、 pp. 91-142.
- 川邉 洋・辻本文武・林 拙郎・下川悦郎(1999) 1997 年鹿児島県北西部地震域における余震と微動の観測 による地盤の震動特性、砂防学会誌、Vol.51、No.5、pp.12-18.
- 川邉 洋・土屋 智・石川芳治・地頭薗隆・権田 豊(2010)中国・四川地震により発生した山地災害の特 徴、砂防地すべり技術研究成果報告会講演論文集、pp. 27-53、(財)砂防・地すべり技術センター.
- 小牧昭三・戸井田克(1980) 崖近傍の振動性状-伊豆半島に於ける観測-その一、第17回自然災害科学総合 シンポジウム講演論文集.
- 小山順二・泉谷恭男(1985)最大加速度の方位依存性、地震学会講演予稿集、No.2.
- 西村敬一・森井 亙(1983) 地震動に及ぼす地形の影響の観測、地震、第2輯、Vol. 36、No. 3.
- 嶋本利彦・渡辺満久・鈴木康弘・A. I. コズーリン・M. I. ストレリーツォフ・E. ロゴージン(1996) 1995 年ネ フチェゴルスク地震の地震断層と被害、地質学雑誌、Vol. 102、No. 10、pp. 894-907.

東京大学地震研究所(2008)<u>http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/china2008/source.html</u>

梅田康弘・黒磯章夫・伊藤 潔・飯尾能久・佐伯龍男(1986) 1984 年長野県西部地震による震央付近の大加 速度、地震、第2輯、Vol. 39、pp. 217-228.

第2回合同調査(地震後2度目の訪ネパール) -:RAPID調査団by J5T(国際緊急共同研究・調査支援 ブログラム:代表・千木良雅弘教授) -日本地すべり学会調査団 -その他(%Langtang谷LCおける調査では、日本雪水 学会調査団に合流・一部作業を連携) [苦井自身の旅程] 10/20TUE ~ 11/3TUE 55, 10/22~26 ・・・ Langtang谷の調査(八大浩司、 苦井明彦、山崎新太郎(北見エ大)) 他の期間は、主LTrisul)IIIに沿った斜面調査	本度の速度制波形 (kanti Path, KTM) 本度の速度制波形 (kanti Path, KTM)	
2015年ゴル力地震災害緊急合同調査 日本地すべリ学会 檜垣大助(省)大、八木浩司(山形大), 若井明彦(群馬大) 日本応用地質学会 長谷川修一香川大) 5/29 Ril 大使館前別, Tribhuvan大学研究者等 5/30 SM 5/30 SM	AndressAnd	は 株 の で は ま の 通 調 通 は は 、 の 画 調 調 通 は し の に し い し し し い し し し し し し し し し し し し し
日本地すへい学会新潟支部 算44回地すイリシンボジウム 2015年ネンペール・ゴルカ地震による斜面災害 若井 明意 澤馬文学 大学院理工学府 要馬文学 大学院理工学府 では、1000日の1000日第6日の日の1000日第6日の1000日1000日1000日1000日1000日1000日1000日10	425式)L力地震と5/12地震 (田典:USGS)	(1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1)











最近発生した大規模天然ダムの内部構造と安定性評価

On the internal structure of some recent large scale landslide dams and their instability

王 功輝(京都大学) Gonghui Wang (Kyoto Univ.) キーワード: 天然ダム,堤体内部構造,安定性,物理探査

概要

大規模天然ダムの内部構造を調べて,より信頼性の高い安定性評価を行うために,2008年四川大地震時に発 生した幾つかの大規模天然ダムおよび2004年新潟県中越地震時に形成され東竹沢天然ダムを対象に,その地質 背景を調査すると共に,高精度表面波探査と微動アレイ調査および地震動観測を実施し,ダム堤体の内部構造 を調べた.また,写真計測と篩での計測を併用し,ダム堤体の粒径分布特性を調べ,長距離運動した地すべり 土塊における偏析現象について議論した.最後に,これらの結果に基づいて,大規模天然ダムの安定性評価を 行った.

1. はじめに

地すべりや大規模斜面崩壊等による崩壊土砂が河 道を閉塞し,天然ダムを形成することが国内外問わ ず数多く存在している.このような天然ダムは構造 的に脆弱であり,自重や越流水により容易に崩壊し, 湛水した河川水とともに一気に流下し,甚大な二次 災害を引き起す場合もある.時として地域の伝統物 や歴史文化を廃滅することもある.例えば,1786 年 中国四川省で起きた地震により大渡川で形成された 天然ダムは,地震の10 日後に決壊された.この時に 発生した巨大洪水は1400kmも下流にまで被害をも たらし,約10万人の命が奪われた(Li et al. 1986).

近年国内外頻発している内陸直下型地震により多 くの天然ダムが形成され,地震災害の復旧に大きな 影響を与えかねないことが指摘され,災害直後の限 られた時間内でダム決壊の危険度を的確に評価する ことが重要視されている(田畑ほか,2002).従来, 天然ダムに対する研究は地質・地形学的アプローチ

(Costa and Schuster, 1988, 1991; Casagli and Ermini 1999; Casagli et al., 2003) と水理学的アプローチ(水 山ほか, 1987, 1989; 高橋・匡, 1988; 高橋・中川, 1993)の二側面から、決壊したダムの特徴やダムの 決壊過程及び決壊メカニズムなどについて実施され てきた. ダム決壊の評価方法や,決壊に伴う洪水流 出の予測方法等が数多く開発された.しかし,天然 ダムに対する決壊危険性を十分に認識したものの, 応急対策が実施された天然ダム堤体においても決壊 するケースが少なくない. 例えば, 2000年中国チベ ットの易貢地区に形成された大規模天然ダムにおい て応急対策として排水路を作ったが、放水後ダムが 一気に侵食決壊され,発生した巨大洪水により,下 流側のインド北部に約100人の命が奪われ、5万人の 家屋が失われた(Zhu et al., 2003). また, 2012年の台 風12号の豪雨により紀伊半島で形成された5つの大 規模天然ダムに対して,土砂災害防止法に基づいて, 緊急に仮設排水路建設等の応急復旧対策が実施され たが,その後の台風や豪雨の度にダム堤体において 越流侵食が発生し,仮排水路工が被災する被害が繰 り返し生じ,対策工事の実施に大きな影響を与えて いた.換言すると,大規模天然ダムの安定性につい て的確な評価ができなかった.その原因として,こ れまで実際の天然ダムがどのように形成したか,ま たどんな状態で決壊したか,特に決壊する前のダム の挙動に関する詳しい研究がなかったことが挙げら れる.

2008年の四川大地震においては、家屋の倒壊や土 砂災害などによる死者と行方不明者が9万人以上と 推定されている.この時の地すべりや崩壊などの土 砂災害は約4~6万箇所以上に及び(黄,2009; Dai et al., 2010; Gorum et al., 2010), 800個以上の天然ダムが形 成され(Fan et al., 2011),地震災害の復旧・復興に 大きな影響をもたらした.これらの天然ダムの殆ど は自然に或いは応急対策工事によりなくなったが, 唐家山などをはじめ、幾つかの大規模天然ダムが現 在もなお残っており,決壊による大洪水の発生が懸 念される(Cui, et al. 2009; Xu et al., 2009; 山田ほか, 2010).

そこで本研究では、大規模天然ダムの決壊危険度 を迅速+的確に評価する手法を開発するために、 2008年の四川大地震時に生じた幾つかの代表的な大 規模天然ダムに対し、現地調査・計測を行い、天然 ダムを形成する地すべりの地質・地形特徴・形成過 程およびダム堤体の内部構造を調べた.また、2004 年新潟県中越地震時に形成された東竹沢天然ダムに 対して、高精度表面波探査および微動アレイ観測を 実施し、ダム堤体の内部構造を調べた.得られたダ ム堤体のS波速度構造から、地すべり土塊の運動・堆 積過程およびダム堤体の安定性についても考察した.

2. 四川大地震により形成した天然ダム

2.1 天然ダムの分布

2008年の四川大地震(Ms8.0)は、現地時間の5月12 日午後2時28分に、成都市の北西約80kmの汶川県映 秀町から西南西に約11km (N 31.021°, E 103.367°, 深さ19km)の所で発生し、直下型地震では、世界最 大級の巨大地震であった.震央の映秀から北東部の 青川県まで長さ約280キロの地震断層が約120秒をか けて動いた.また、主震後の余震も多く、2008年11 月までに3万6千回の余震(最大余震Ms6.4)が記録さ れた.図-1には四川大地震の震央および斜面災害分 布位置を示す.



図-1四川大地震の震央と斜面災害分布図



図-2 竜門山断裂帯

地震断層が四川盆地の北西端にある北東から南西 の方向に走る竜門山断裂帯に属する(図-2). 竜門 山断裂帯は,後山断層(汶川-茂県断層),中央断 層(映秀-北川断層),および前山断層(灌県-安 県断層)の3つの断層からなる.今回活動した主要 な断層は映秀-北川断層であるが,映秀-北川断層, 灌県-安県断層がほぼ同時に動き,断層の破裂は複 雑なものとなっている.この断層の特性は,上盤岩 体が上に移動し,右横ずれを伴っていた.最も大き なずれは鉛直11m,横ずれ隔離12mと報告されている (Li et al., 2008).地震の影響を受けた範囲は,四川盆 地西方の標高1000mから4500mの山岳地である(図-1).この山岳地はチベット高原の東縁とその東の四 川盆地との間に位置し、この境界に沿って竜門山断 層帯が通っている(He and Tsukuda, 2003; Hubbard and Shaw, 2009; Wang and Meng, 2009).竜門山断層帯 の基盤岩は,先カンブリア紀の古い雑岩体,混合岩, 片麻岩,片岩,震旦紀の火山岩,砕屑岩,シルル紀 の浅変成岩,デボン紀の石灰岩と白雲岩,石炭紀と 二畳紀の炭酸塩岩,中期と早期三畳紀の石灰岩,頁 岩,晩期三畳紀の陸成砕屑岩と石炭,ジュラ紀と白 亜紀の陸成砕屑岩,早期第三紀の砂岩と礫岩などか らなっている(図-3)(Ma et al., 2002).



図-3 地震災害地域の地質図 (Ma (2002) より修正)

この地震により四川省や甘粛省,陝西省などの非 常に広い地域が甚大な被害を受けた.約4~6万以上 の箇所で地すべりや岩盤崩壊などの斜面変動現象が 発生し,直接的に約2万人以上の人的被害をもたらし た(黄,2009; Dai et al., 2010; Gorum et al., 2010). これ らの斜面変動によって多数の天然ダムが形成され, 地震直後の災害復旧・復興に大きな影響をもたらし た.災害直後の衛星写真を判読した結果,800余りの 天然ダムが形成されたことが分かった(Fan et al., 2011)(図-4). その内ダム高さが10m以上,堰止め湖 総貯水量が10000 m³以上,かつ集水面積が20km²以上 の堰止め湖が104箇所形成された.その中に,危険度 が極めて高い堰止め湖は日本のメディアでも繰り返 し報道された唐家山である.劉(2008)および殷(2008)の資料から,危険度を高(極高を含む)・中 ・低に分類すると,危険度が高い堰止め湖が6箇所, 危険度が中程度の堰止め湖が25箇所,危険度が低い 堰止め湖が72箇所である.土砂ダム高さ,総貯水量 および土砂ダムの成分より総合的に評価された堰止 め湖の危険度を表-1に示す.また,重要な川の支流 に位置した堰止め湖は四川省に34箇所存在する(図 -5に示す).

危険度	極高	高	中	低
土砂ダム	> 80	$50 \sim 80$	$25\sim$	<25
高さ(m)			50	
総貯水量	$> 10^{4}$	$10^3 \sim 10^4$	10^{2} ~	$< 10^{2}$
$(10^4 m^3)$			10^{3}	
土砂ダム	主に土	土に岩塊あ	岩塊	主に
の成分		Ŋ	に土	岩塊
			あり	
決壊時の	県級市以	鎮, 郷以上,	村等	村等
影響	重要な施	比較的重要	住民	住民
	設人口密	な施設,人口	あり	あり
	集	比較的密集		

表-1 堰止め湖の危険度評価指標



図-4 四川大地震時に発生した天然ダムの分布図(Fan et al. 2011)

2.2 ダム堤体のS波速度構造

形成された天然ダムの堤体は地すべり源頭部の地 質によって異なる.白雲岩や石灰岩地層からの地す べり土砂に大きな岩塊があり,堤体は浸透や越流に 対して安定であるが,玄武岩と千枚岩および砂岩泥 岩互層に起源した地すべり土砂には細粒物が多く, 堤体の安定性が低い.また,長距離移動した土砂に おいて,岩塊の破砕や偏析が発生し,形成された堤 体の安定性も低くなると考えられる.以下に述べる ことが幾つかの大規模天然ダムに対して行った詳し い調査の結果である.



図-5 四川大地震時に発生した34箇所の大規模天然ダム の位置(山田他, 2010)

<u>唐家山の天然ダム</u>



写真-1 (a) 唐家山の衛星写真;(b)地震直後の空中写真;(c)排水路貫通後の放水状態 (2008年6月8日);(d) ピ ーク流量(6800m³/s)時の様子 (2008年6月10日)

唐家山天然ダム(N31°50' 42.5"; E104°25'55.6")は 北川県曲山鎮唐家山で発生した大規模地すべりによ って湔江が堰き止められ,形成されたものである. このダムにより形成された堰止め湖が四川地震時に 発生したものの中で一番大きいものであった.写真 -1に示すのは地震直後の唐家山堰止め湖の衛星写 真,ダムサイトの空中写真,および排水路貫通後の 放水状態である.この天然ダムの形成により,ダム 上流側の水位が80m以上も上昇した.堰止め湖の水 位上昇に伴う天然ダムの決壊による大規模な洪水・ 土石流災害が発生する恐れがあり,下流域の綿陽市 など50~100万人の住民への影響が危惧されたが,中 国関係機関の開削作業が功を奏し,堰止め湖の水位 を低下させることができ,ダム決壊という二次災害 による大惨事から回避することができた. しかし,当時限られた時間で,ダム堤体に対する 地質調査が不十分であるため,放水流路が作られ, 放水が始まってから3日後,ダム堤体が急激に浸食さ れ,最大流量は設計値の2倍以上大きいとなった.幸 いには,ダム堤体の下部に堅い岩盤が露出し,さら なる急激な浸食が避けられた.即ち,完全決壊まで には至らなかった.また,もしこの最大流量を正し く予測できたら,もっと有効な避難対策を取ること ができたと考えられる.

従って、地震直後に限られた時間内で科学的に信 頼されうる定量的かつ実証的データを提供できるよ うに、我々がダム堤体に対して、高精度表面波探査 を用いて,そのS波速度構造を調べた.一つの測線(図 -6aに示す)に沿って得られた表面波探査の結果を 図-6bに示す.そこから、ダム堤体のS波速度は全体 として高いことが分かった.また,異なった速度を 持つ地層をも伺える. この原因としては、地すべり の移動距離が短いため、地すべり土塊が元の地盤構 造をある程度維持したまま, 堆積したと考えられる. 露出した堤体岩盤の構造(図-6c)が図-6bに示すS 波速度構造と一致しているため,この表面波探査に よるダム堤体の構造を調査する手法の有効性が確認 できたと考えられる.また、ダム堤体を横断する測 線に沿って行った表面波探査の結果を図-7に示す. 測線の始点(図-7aのSP)付近の土層においては、そ のS波速度が低いことが図-7から見られる. その原 因として,この附近の土層が地すべり移動土塊の末 端部分にあった強風化したものから成ったと考えら れる.こういった土層部分は,越流による侵食に弱 いと考えられる.



図-6(a) 唐家山ダム堤体における表面波探査の測線; (b) S波速度構造; (c) 浸食により露出した堤体の岩層.

用いられた高精度表面波探査手法により、地下 20mまでの土層のS波速度を求めることができるが、 四川大地震による発生した大規模天然ダムの堤体は 50mより深いものが多い.従って、20mより深い土層 のS波速度を調べるため、微動アレイ観測も実施した. 用いられた微動アレイ観測用の受信機(Geophone) が2Hzである.三重正三角形配置というアレイ方法 により、地下50mまでのS波速度構造を求めることが できる.



図-7(a) 唐家山ダム堤体を横断する表面波探査測線; (b) S波速度構造. SP: 測線始点; LS: S波速度の低い域.



図-8 唐家山ダム堤体の天端で行った微動アレイ探査結 果. ム:アレイの配置点



写真-2 唐家山下流側にある苦竹壩発電所. (a) 地震前 (施より), (b) 地震後 (2009/9/13撮影)

唐家山ダム堤体の天端において実施した微動アレ イ探査の結果を図-8に示す.観測点の表面から地下 約7mまでの土層のS波速度は低いが,7mより深い所 の土層のS波速度は急激に大きくなった.これは恐ら く元の地すべり斜面にあった岩盤が,余り攪乱され ず,元の構造を保ったままで滑ってきて,堆積した 土層だと考えられる.



写真-3 唐家山天然ダム堤体における排水路.(a)整備 された排水路(2012年7月18日に撮影);(b)破壊され た排水路(2013年12月21日に撮影)

唐家山ダム堤体の下流側の河床変化を調べたところ、ダムの決壊に伴う流量の変化を計算する時に、 下流側の河床の変化による影響を考慮しないといけないと分かった.写真-2に地震前後の唐家山ダムサイトの下流側にある発電所の建物を示す.四階建ての発電所がほぼ完全に土砂に埋められ、現在建物の 屋上にある文字だけが見える.即ち、下流側の河床 が高くなったことにより、ダム決壊後の洪水流量を 制御する動水勾配が小さくなり、洪水流量も小さく なることと考えられる.

一方,2008年6月の緊急対策工事の後に、ダム湖上 流側にある町の復興のために、排水路をさらなる5m 深く掘削し、整備した.その後、復興の進行に伴っ て、永久工事として、排水路にコンクリートのブロ ックを入れ、水路を整備した(写真-3a).しかし、 2013年7月の豪雨により、ダム湖の水位が6m上昇し、 流路を流下する最大のピーク流量は5000m³/sにも達 した.これにより、整備したコンクリートブロック が流され、排水流路がさらなる深く浸食された(写 真-3b).これによりダム湖の水位がEL712mから EL703mまでに低下した.すなわち、唐家山天然ダム に対して実施された永久対策は失敗に終わったと考 えられる.

<u>天池の天然ダム</u>

天池の地すべりダム(N31°29'15.5"; E104°7'51.4") は,成都の北方向(約100km)にある綿竹市の綿遠 河支流右岸に位置しており(写真4に示す),斜面の

源頭部で発生した岩盤崩落により形成したものであ る.崩壊地域の岩質はデボン紀砕屑岩と炭酸岩(ド ロマイト, ドロマイト質石灰岩) などである. Google earthによる崩壊前の衛星写真を写真-4aに示す.写 真-4b, 4cはそれぞれダムの末端からみた崩壊地の 全体像および下流側から見た堤体である. Google earth衛星写真による判読および現地調査の結果,崩 壊の源頭部には地震前にすでに不安定な岩塊が存在 していたと考えられる(写真-4aにUnstable blockと 表示された破線範囲). 地震によって、この不安定 岩塊の一部が崩壊し, 高速 (~28.5m/s) (Wang, et al. 2011)で長距離運動をした後に、河道を埋め、対岸に まで到達した.これにより,高さが34-41m, (河川 の流動方向に沿う)長さが約158m,河川の横断方向 の幅が約70-102mのダムができ、堰止め湖が生じ、 上流側の役場などが水没した(写真4-d).

天池の地すべりダムは綿遠河の支流に位置し,決 壊の危険度も低いと判断されたため,地震後の1年半 の間にそのまま放置されていた.その後,上流側の 災害復旧・復興のため,ダム堤体において排水路が 作られ,2010年6月に元の河床まで掘削された(図-9a)が,ダム堤体に対する調査を行った時(2009年 11月19-20日)に,ダム堤体が図-9bに示す断面とな っていたため,異なった深さにある土層の粒径分析 および表面波探査が実施できた.



写真-4 天池の地すべりと天然ダム.(a)地震前の天地地 域;(b)天地の地すべり;(c)下流側から見たダム堤体 ;(d)堰止め湖.

ダム堤体の表層が殆ど大きな岩塊(直径:2~6m) で覆われているが、工事の進行に伴って露出したダ ム堤体の上層から下層に行くほど、土層の粒径が小 さくなる傾向が見られる.ダム堤体の粒径を詳しく 調べるため、写真計測と篩による計測方法を併用し、 異なる深さの土層、または同じ深さの土層にある異 なった場所の粒径分布を調べた(図-10aに示す). その結果,①この地すべりが長距離運動をしたため, 運動中に岩塊の偏析が発生し,大きな岩塊が移動土 塊の表層へ,小さい岩塊や土などが移動土層の下部 へ移動した(図-10b),②同じ水平レベルの土層に おいては,外側区に行くほど,粒径が大きくなる傾 向がある(図-10a),ことが分かった.即ち,長距離 運動地すべり・岩盤崩落により形成した天然ダムの 安定性を評価する時に,運動途中において発生した 粒度偏析現象を考慮すべきである.





図-9(a) ダム堤体における粒径分析点と表面波探査測線. (b) 異なる表面波探査を実施する時期におけるダム堤体の断面

長距離運動地すべりにより形成されたダム堤体の 物性を調べるため,高精度表面波探査装置を使って, ダム堤のS波速度構造を調べた. 調査は異なった高さ の4測線(図-9に示す測線L1-L4)に沿って実施され た. 図-11にはL1に沿って得られたS波速度構造を 示す. L1測線が地震前の道路に沿ったもので,現在 の掘削により、元の道路がほぼ露出した.即ち、測 線L1に沿って得られたS波速度構造は元の地山の特 性を反映したものである.従って,全体として,S 波速度が高い.しかし、測線開始点から30m、地下 9mの附近で低い速度が認められるが、これは恐らく 元沢の流下場所である.測線L2のS波速度構造から, ダム堤体の表層(0~8m)および上流側(0-30m)に おいて,S波速度が低いことが分かる.また,測線 L3に沿って得られたS波速度が全体として大きいこ とが図-12bから認められる.しかし、ダム堤体の中

心にS波速度の低いゾーンが存在し、このゾーンから 選択流(パイピング)が形成する可能性が高いと伺 える.また、このゾーンの形成は図-10aに示した岩 屑偏析現象によったものと考えられる.即ち、ダム 堤体の上下流側(外側)において、大きな粒径の崩 土が堆積し、中心域には小さい粒径の崩土が堆積し ている.図-11に示すS波速度は地山の値とすると、 崩土により形成したダム堤体のS波速度が全体とし て高いことを図-12から伺える.



図-10 ダム堤体の粒径分布図.(a) 同じ高さの土層の粒 径分布;(b) 異なった深さの土層の粒径分布



図-11 測線L1に沿ったS-波速度構造





一方,L4測線に沿って得られたS波速度分布図(図 12c)から分かるように,元河床附近のS波速度が低い.これは元の河川堆積物によるものだと考えられ る. 図-12に示すS波速度構造から, ダム堤体が, carapace facies, body facies とbasal faciesの三相から なることが認められる.

<u>東河口の天然ダム</u>

東河口地すべり(N32°24' 42.2"; E105°7'7.1")は,成 都から約300km北東に位置する青川県にある東河口 地域で発生した高速長距離地すべりである(写真-5). この付近では、三つの大規模地すべり、即ち、 東河口と石板溝および石板溝村地すべりが発生し, 大きな危害をもたらしていた. その中に特に東河口 地すべりが,発生源から堆積域までの長さが2kmに も及び、高速で移動した土砂が、川の合流点にあっ た集落を埋積し、約780名の犠牲を出した.崩壊土量 が約1500万m³であり、規模としては、今回の四川大 地震により発生した大規模地すべりの中で大きくな かったが,移動距離が大きくて,単一の地すべりで 出た死者数が一番多かったため、世界的に広く知ら れている.崩壊源頭部の地質は、上部が白雲岩や千 枚岩、下部は弱変成された粘板岩、凝灰岩および千 枚岩などからなる。崩壊した土砂によって山間地を 流れる川(青竹江)およびその支流(紅石河)が堰 き止められた. 青竹江を堰き止めたダム堤体の規模 は高さ20m,長さ750m,幅350mで,堰止め湖の貯水 容量は約400万m³である. 紅石河を堰き止めたダム堤 体は、高さ50m、長さ500m、幅250mで、堰止め湖の 貯水容量が約300万m³である.これらのダムにおいて, 地震発生した後(約1週間)に越流が発生した.越 流の発生とほぼ同時に,堤体が急激に浸食された. 即ち、ダム堤体がとても浸食されやすいと考えられ



写真-5 東河ロ付近の地すべりと天然ダム. C, L:表面波 探査測線; ▽: 微動アレイ観測位置.

東河口地すべりについて多くの研究が行われ、そ の発生・運動機構も明らかになりつつであるが、形 成されたダム堤体の安定性が低いことが分かったも のの、ダム堤体(即ち地すべり移動土塊の堆積物) の物理特性に関する調査研究は少なかった.これらの物理特性からダム堤体の安定性を解明するため、 地すべり堆積域において、写真-5に示す測線Cと測線Lに沿って表面波探査を実施した.また、堆積域 において微動アレイ調査も実施した.







図-14 東河口のダム堤体における微動アレイ調査結果

測線Cと測線Lに沿って得られたS波速度断面を図 -13に示す. 測線C(紅石河の河道に沿ったもの) に沿ったS波速度断面をみると、200-300m/sの土層 (地下12mまで)と>300m/sの土層が明瞭に認められ る. また, 下流側へ行くと, 200-300m/sの土層が厚 くなる傾向が見られる.これは恐らくもと河床によ る影響だろうと推測できる. 測線Lに沿ったS波速度 断面図(図-13b)から、地すべり土塊と元地面(田 圃)の境界面が伺える.地下15mの土層のS波速度が 高い. これは元田圃の下の土層だと考えられる. こ の地すべりの堆積域の地質が河床堆積物であるため, 地すべり堆積物より深い土層のS波速度を調べるた め、微動アレイ探査を行った.その結果を図-14に 示す. 図-13と図-14から, 探査地点の地すべり移 動土塊の厚さは約11mであることを確認できる. ま た、河床堆積物のS波速度が低いことも図-14から推 定できる.

中越地震により形成した東竹沢天然ダム 2004年10月23日に発生した新潟中越地震により、

芋川流域では大規模な地すべりや斜面崩壊が多く発生し,10数箇所に及び天然ダムが発生した.このうち地域に最も大きな危険性をもたらしたのは東竹沢地すべり(延長:約350m;幅:約295m;すべり面深度:約30m;移動土量:約130万m³;頭部での移動距離:約70m)である(写真-6).この地すべりは,古い地すべりの一部が地震により再活動したものであり,地すべり土塊は,勾配15度の斜面で,約100mを地層の傾斜方向に運動した.基岩地質が砂質シルト岩および砂質シルト岩と細粒砂岩の互層からなる.地層の走向がN15℃で,傾斜が20℃Wである.



写真-6 地震直後の東竹沢地すべり



図-15 対策工事終了後の東竹沢天然ダム地域および表 面波探査測線(→)と微動アレイ観測箇所(△).

東竹沢地すべりは芋川を塞き止めて、大きな天然 ダムを形成した.芋川の左岸側の斜面において発生 した地すべり土塊が、約100メートルを運動した後で も、形がほとんどくずれていなかった.地すべりが 芋川の中に入り込んで、そして、川を乗り越えて、 対岸まで上りあがった.地すべりの先端部の土砂が 対岸側にある山古志小学校の玄関及び窓から高速で 流れ込んで様子と高速で移動して来た土砂が建物の 壁に飛び散っている状況が確認できる.源頭部の滑 落崖から末端までの勾配で示す地すべり運動中の見 かけの摩擦角は7.5度であった.

移動土塊により形成した天然ダムの高さが28m,

河川流下方向の閉塞長さが約350m,閉塞している川 幅が約300mであり、満水した場合の湛水量は約330 万m³になる.形成された天然ダムに対して、決壊に よる二次災害を未然に防止するために、直ちに緊急 対策が取られ、順次応急対策及び恒久対策が進めら れた.

ダム堤体の内部構造を調べるため、ダム堤体において、図-15に示す5本の測線(①~⑤)に沿って表面波探査、および4箇所(A~D)で微動アレイ探査を実施した.元河床附近におけるダム堤体の土層厚が20mを超えたため、①測線に沿って微動点AとBを 選定した。また、地すべり崩土より深い地層(元斜面)のS波速度構造を調べるため、測線②に沿って微 動点CとDを選定した。

ダム堤体の横断測線(測線①と③および④,地す べり移動土塊の縦断方向),および縦断測線(測線 ②と⑤)に沿って得られた2次元S波速度構造図をそ れぞれ図-16と図-17に示す. 図-16と図-17から 分かるように、ダム堤体は風化した砂岩・シルト岩 から構成されている地すべり土塊により形成された もので、堤体のS波速度(Vs)は全体として低い.ま た,縦断方向の測線②と⑤,および横断方向の測線 ①に沿って得られたS波速度構造図から,地表面か ら深層へ向かって、第1層(150m/s以下),第2層 (150-250m/s),および第3層(250m/s以上)の三層 構造が明瞭に認められる. 測線①において, 第2層と 第3層の境界が下流に向かって左落ちに約8°傾斜し ている.これは、地すべり移動土塊が殆ど形が崩れ ていないまま、すべり面に沿って移動していたこと を示していると考えられる. このような土層構造は 測線③と測線④でも認められる. すなわち、斜面部 のすべり面の傾斜は走向傾斜とほぼ一致して18-22。 であるが、末端部付近では河床部の応力解放の影響 もあり、すべり面が走向傾斜と斜交してより水平に 近い方向へ進展(対岸への乗り上げ)したため、こ の傾斜が緩くなったと推測できる.また,図-16a(測 線③)の左上(芋川側)の領域において,S波速度の 速い(150-250m/s) 土層がほぼ水平に分布し、その 下層に速度の遅い (<150m/s) 土層が入っていること が認められる.S波速度が高い土層は、地震後の対策 工事による影響によるものと考えられる. また, 図 -16に示す80-140mにかけて右下がりの勾配が付い ていることが認められるが、ダム形成直後にはこの 区域が谷地形を呈しているため,これはダム形成後 の対策工事による谷埋め盛土だと考えられる.

ダム堤体の縦断方向に沿った表面波探査の結果 (図-17)で分かるように、堤体の表層から深層へ 向かって、土層のVsが速くなる.地すべり移動土塊 の末端に近い測線⑤は現在の排水路に沿ったもので あり、上流(堰止め湖)側(0-30 mの間)にはVsの 速い土層の存在が認められる. これは恐らく対策工 事により形成されたものだと考えられる. 山側の測 線②に沿って得られたVs速度構造図と比較すると, 水平距離0-70の間での地層が下流側へ傾いているこ とが伺える. これは,測線②(S25°W方向)がすべ り面(走向:N5°E~N10°E)と斜交していることに よって発生した結果だと考えられる. また,水平距 離45-55mの間で深さ0~3mの領域はVsの遅い (<160m/s) 土層の形成が認められる.



図-16 ダム堤体のS-波速度構造. (a), (b), (c): それぞれ 測線③, ④と①に沿って調査した結果



図-17 ダム堤体のS-波速度構造. (a), (b): それぞれ測線 ②と⑤に沿って調査した結果

場所AとBにおいて実施された微動アレイ調査の 結果を図-18に示す.図-18aに示すように,観測点 Aにおいて,17m以浅は相対的にVsが低いが,深度 5mで局所的に高いVs(300 m/s)を示す部分がある. 17mより以深の土層はそのVs速度が約300 m/sになっ ている.また,深さ5m付近の土層のVs速度は300 m/s を超える大きな値を示しているが,これは恐らくダ ム堤体における盛土工事により形成されたものだと 考えられる.観測点Bは点Aから表面波探査測線①に 沿って30m離れている.B点において,12m以浅の土 層のS波速度は170 m/sより遅い.しかし,12m以深の 土層のS波速度は250m/sより速くなっている.両点に おいて,土層のS波速度が250m/sより速い箇所の深度 の標高差は約5mである.両点の水平距離は約30mで あるため,S波速度が250m/sより速い地層が同じ地 層(破線で結ぶ)と見なせば,この地層は,約9°の 傾斜が見積もられる.表面波探査測線①付近におけ る地震直後の河道閉塞状況の断面図(国土交通省北 陸地方整備局湯沢砂防事務所提供)によると,微動 アレイ調査地AとBの間において,すべり面の傾斜が 約8°であった.即ち,図-18に示す土層の傾斜とす べり面の傾斜がほぼ一致していることが分かった.



図-18 微動観測点AとBにおける調査結果



図-19 微動観測点CとDにおける調査結果

観測点CとDで実施された微動アレイ調査結果を 図-19に示す. 観測点Cにおいて,表層5mの土層で はVsが150m/s程度であり、約12m以深ではVsが300 ~350m/sである. さらに, 21m以深の土層ではVsが 400~450m/sである. 観測点Dにおいて土層のVsが 300~350m/sとなった深度は21m~30mである.また, 30m以深ではVsが400~450m/sである. CとD点は同 じ標高であり、2点間の距離は約50mであるので、 同じ土層(破線で結ぶ)が同じVs速度を持つと考え れば、地層がC→Dへ約10°の傾斜を有すると見積も られる. 観測点C,D近傍の表面波探査測線②のVs速 度構造(図-17)をみると、左側の土層が約10°の傾 斜を有する. この結果は, ダム堤体の縦断方向に沿 って得られた表面波探査と微動アレイの調査結果と よく一致していると判断できる. したがって, 図-16~19により、山間部に位置する天然ダム堤体の調 査に表面波探査と微動アレイ観測を併用した手法の

有効性を確認できたと考えられる.

4. 天然ダムの安定性評価について

四川大地震時に約800以上の箇所で天然ダムが形成されたが、小さい天然ダムの殆どが地震直後に自然に決壊した(Fan et al., 2011). 図-20に時間の経過に伴った残存のダム数を示す(Fan et al. 2011). 2008年7月8日の時点でまた117箇所の天然ダムが残っていた. その中に、対策工事が実施され、ダム堤体が部分的に掘削されたダムが含まれていた. 実際には、2010年7月18日の時点で、また23箇所の天然ダムが残っていることが、空中写真の判読より分かった.しかし、これらの天然ダムの堤体において排水路が整備され、対策工事が完了したものである.



Time (year/month)



天然ダムの長期的な安定性を予測する手法として, Dimensionless Blockage Index (DBI) が Ermini and Casagli (2003) により提案されている.

 $DBI = \log (A_b \times H_d / V_d)$

ここに, A_b :流域集水面積(km²); H_d : 天然ダム高さ(m); V_d : 天然ダム閉塞土量(×10⁶m³).

世界各地で発生し,記録された天然ダム(84箇所) の資料を分析したErmini and Casagli (2003)の研究 (図-21に示す)では,(1)DBI<2.75の場合には天然 ダムが安定域,(2)2.75<DBI<3.08の場合には天然ダ ムの安定性が不確定域,(3)3.08<DBIの場合には天然 ダムが不安定域に属する,と報告されている.



図-21 天然ダムの安定性評価 (Ermini and Casagli (2003)により加筆)

上述した天然ダムおよび他の調査した二つの天然 ダムに関する諸情報を表-2に纏めている.これら のデータを使って、流域の面積~ V_d/H_dの関係図を Ermini and Casagli (2003)の結果に書き加えた結果 を図-21に示す. そこには, SDはStable domain, UD はunstable domainとの意味である. 東竹沢が不確定域 に位置しているが、表に示した四川の天然ダムがす べて不安定域に位置することがわかった.このBDI を使って、唐家山、肖家橋、東河口および紅石河の 四つの天然ダムの決壊危険度を正しく予測できたが, 石板溝と天池の地すべりに対しては、その予測結果 は例外だと言ってもいいかもしれないが、実際のダ ム堤体のS波速度断面をみると、300m/sを越えるとこ ろが殆どである. 地盤のS波速度が, 地盤の剛性や密 度に依存しているため、S波速度から地盤のせん断強 度などを求めることもできる. DBIは、ダム堤体の 決壊危険度に対する予備的予測に有効であるが、ダ ム堤体の内部構造や越流発生後の侵食過程に関連す るダム堤体の土質力学特性が考慮されていないため, 図-21に示すように、評価した天然ダムには例外も ある.即ち、DBIと表面波探査を併用し、より信頼 性の高い天然ダム決壊危険度評価手法の開発を期待

地すべり	長さ	幅	高さ	ダム堤体体	流域集水面積	ダム湖容量	DBI
ダム名	(m)	(m)	(m)	積(10 ⁶ m ³)	(km^2)	(10^4 m^3)	
唐家山	803	611	82-124	20.37	3534.54	31600	4.16
肖家桥	280	220	65	2.28	157.36	2000	3.65
老鹰岩	240	200	130	3.0	27.12	1010	3.07
東河口	300	312	12	0.6	1165	400	4.36
紅石河	370	140	55	1.4	63.5	300	3.39
石板溝	300	120	60	1.08	1165	2000	4.81
天池	158	70-102	34-41	0.2	30.83	200	3.72
東竹沢	350	300	28	1.30	38.4	330	2.92

表-2 地すべりダム堤体の規模とDBI値

(1)

できる.これを推進するために,現在著者らが高精 度表面波探査や微動調査および高密度電気探査など の物理探査手法を用いて,日本国内外において最近 発生した大規模天然ダムに対して,ダム堤体の内部 構造を調べている.これにより,異なる地形・地質 および運動特徴を有する地すべり土塊により形成し たダム堤体のS波速度データを増やして,内部構造を 考慮した新しいダム堤体の決壊危険度予測手法の開 発を促進している.

5. 調査結果のまとめ

四川大地震時形成された大規模天然ダムの形成・ 決壊機構を解明するため、幾つかの大規模天然ダム を対象に、その地質背景を調査すると共に、高精度 表面波探査と微動アレイ調査を実施し、ダム堤体の 物性を調べた.また、2004年新潟中越地震時に発生 した東竹沢天然ダムの内部構造をも調べた.内部構 造を考慮した天然ダム安定性評価手法の開発はこれ からであろうが、今までの結果を纏めると、下記の 通りになる.

(1)四川大地震災害直後の衛星写真より,800 余りの地すべりダムが形成されたことが分かった. その内ダム高さが10m以上,堰止め湖総貯水量が 10000m³以上,かつ集水面積が20km²以上の堰止め湖 が104箇所形成された.

(2)形成された地すべりダムの堤体は地すべり 源頭部の地質によって異なる.白雲岩や石灰岩地層 からの地すべり土砂に大きな岩塊があり、堤体は越 流浸食による決壊には比較的に強いが、玄武岩と千 枚岩および砂岩泥岩互層に起源した地すべり土砂に は細粒物が多く、越流浸食による急速な決壊が発生 する可能性が高い.また、長距離移動した土砂にお いて、岩塊の破砕や偏析が発生し、形成された堤体 の安定性も低いと考えられる.

(3)ダム堤体に対して表面波探査および微動アレイ調査を行った結果、ダム堤体の非均一性および 特異性が地質・地形背景或いは地すべりタイプによって異なることが分かった.長距離運動した地すべり土塊により形成されたダム堤体が、そのS波速度が 低く、越流浸食による決壊の可能性が高い.

(4) 東竹沢ダム堤体のS波速度構造から移動土塊 は殆ど形が崩れていないままで移動していたことが 考えられる.また、ダム堤体のS波速度が、上述した 四川の大規模地すべりダム(東河口地すべりダムを 除く)と比較したら、全体として低いことがわかっ た.従って、もしDBIが同じであれば、四川の地す べりダムその安定性が高いであろうと推測できる. また、四川の地すべりの場合には、BDIが同じても、 S波速度の高いダム堤体がその安定性が高い. 本報告の研究対象となった天然ダムに関する詳細 な調査・研究結果を, Chigira et al (2010), Gorum et al (2010), Fan et al (2012), Wang et al (2013, 2014), 王ほか (2015) に纏めている.

謝 辞

本調査の一部は文部科学省科学研究費(基盤研究 (B) 21403002, (A) 15H01797),京都大学防災研究所 平成21年度防災研究推進特別事業(SA21-06),お よび成都理工大学地質災害防治与地質環境保護国家 重点実験室開放基金(GZ2009-02)のご支援を頂き ました.また本研究の遂行に当たって,下記の多く の方(敬称略)にご協力とご指導を頂きました.こ こに記して,感謝の意を表します.

- 京都大学防災研究所:釜井俊孝,千木良雅弘, 末峯章,土井一生
- 2. 新潟大学:丸井英明,渡部直喜,王純祥
- 3. 群馬大学:若井明彦,蔡飛
- 4. 富山県立大学:古谷元
- 5. 紀伊山地砂防事務所:今森直紀,奥山悠木
- 6. (株)国土防災技術:山田政雄
- 7. 成都理工大学:黄潤秋, 範宣梅, 胡偉
- 8. 西南交通大学:巫錫勇
- 9. 蘭州大学:張帆宇
- 10. Potsdam University: Oliver Korup:
- 11. University of Hong Kong: Sergio Lourenco
- 12. U.S. Geological Survey: William H. Schulz

参考論文

- Casagli, N. and Ermini, L. (1999): Geomorphic analysis of landslide dams in the northern Apennine. Transactions of the Japanese Geomorphological Union 20, 219–249
- Casagli, N., Ermini, L. and Rosati G. (2003): Determining grain size distribution of the material composing landslide dams in the Northern Apennines: sampling and processing methods. Engineering Geology, 69(1-2): 83-97
- Chigira, M., Wu, X.Y., Inokuchi, T., Wang, G. (2010): Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. Geomorphology, 118(3-4): 225-238.
- 千木良雅弘・巫錫勇・井口隆・王功輝 (2009): 2008 年汶川地震による山地災害と地震地表断層. 京都 大学防災研究所年報 52(A):115-130.
- Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1988): The formation and failure of natural dams, *Geological Society of America Bulletin* 100, pp. 1054–1068
- Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1991): Documented historical landslide dams from around the world. U.S. Geological Survey Open-FileReport 91-239, 1-486.

- Cui, P., Zhu, Y.Y., Han, Y.S., Chen, X.Q., Zhuang, J.Q. (2009): The 12 May Wenchuan earthquake-induced landslide lakes: distribution and preliminary risk evaluation. Landslides 6(3): 209-223.
- Dai, F.C., Xu, C., Yao, X., Xu, L., Tu, X.B. and Gong, Q.M. (2010): Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China. Journal of Asian Earth Sciences 40(4): 883-895
- Ermini, L., and Casagli, N. (2003): Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. Earth Surface Processes and Landforms **28**(1): 31-47.
- Fan, X.M., van Westen, C.J., Korup, O., Gorum, T., Xu, Q., Dai, F.C., Huang, R.Q., Wang, G. (2012): Transient water and sediment storage of the decaying landslide dams induced by the 2008 Wenchuan Earthquake, China. Geomorphology, 171-172: 58-68.
- Gorum, T., Fan, X.M., van Westen C.J., Huang, R.Q., Xu, Q., Tang, C., Wang, G. (2010): Distribution Pattern of Earthquake-induced Landslides Triggered by the 12 May 2008 Wenchuan Earthquake. Geomorphology, 133(3-4):152-167.
- He, H. and Tsukuda, E. (2003): Recent progresses of active fault research in China. Journal of Geography (Tokyo) 112, 489–520.
- 黄潤秋(2009): 汶川地震地質災害研究. 中国科学出版社, 944P(中国語で).
- Hubbard, J. and Shaw, J. H. (2009): Uplift of the Longmen Shan and Tibetan plateau, and the 2008 Wenchuan (M57.9) earthquake. Nature 458: 194-197.
- Li, H., Fu, X., Van Der Woerd, J., Si, J., Wang, Z., Hou,
 L., Qiu, Z., Li, N., Wu, F., Xu, Z. and Tapponnier, P.
 (2008): Co-seismic surface rupture and dextral-slip oblique thrusting of the Ms 8.9 Wenchuan Earthquake.
 Acta Geologica Sinica 82, 1623–1643.
- Li, T., Schuster, R.L. and Wu, J. (1986): Landslide dams in south central China. In: Schuster, R.L. (Ed.), Landslide Dams Processes, Risk and Mitigation, Special Publication vol. 3. ASCE, pp. 146–162.
- 劉寧(2008):特大規模斜面崩壊による堰止湖の危険排 除に関する知見.中国水利 16:1-7(中国語で)
- Ma LF (ed.). 2002. Geological atlas of China, Geological Publishing House, 348p
- 水山高久・石川芳治・福本晃久(1987):天然ダムの浸 透破壊,土木研究所資料,第2744 号.
- 水山高久・石川芳治・福本晃久(1989): 天然ダムの破 壊と対策,土木技術資料,第31-11 号, pp.50-56.
- 高橋保・匡尚富(1988): 天然ダムの決壊による土石流 の規模に関する研究,京都大学防災研究所年報, 第31号, B-2, pp.601-615.

- 高橋保・中川一(1993): 天然ダムの越流決壊によって 形成される洪水・土石流のハイドログラフ,水工 学論文集,第37 巻, pp.699-704.
- 田畑茂清・水山高久・井上公夫(2002) 天然ダムと 災害. 古今書院
- Wang, E. C., and Meng, Q. R. (2009): Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Longmenshan fault belt. Science in China Series D: Earth Sciences, 52(5): 579-592
- Wang, G., Huang, R.Q., Lourenço, S.D.N., Kamai, T. (2014): A large landslide triggered by the 2008
 Wenchuan (M8.0) earthquake in Donghekou area: phenomena and mechanisms. Engineering Geology, 182(Part B): 148-157
- Wang, G., Huang, R.Q., Kamai, T., Zhang F.Y. (2013): The internal structure of a rockslide dam induced by the 2008 Wenchuan (M_w7.9) earthquake, China. Engineering Geology, 156: 28-36.
- 王功輝・古谷元・土井一生・渡部直喜・若井明彦・ 丸井英明(2015): 表面波および微動アレイ探査を 併用した東竹沢天然ダム堤体の内部構造調査. 日 本地すべり学会誌, 52(5): 1-6.
- Wang, Q., Wang, Y.S., Jiang, Y.A., Wei, P., Zhi, Z.Z., 2011. The initiation mechanism and movement process of Tianchi landslide. Gansu Water Conservancy and Hydropower Technology 47(1):16-18 (in Chinese).
- Xu, Q., Fan, X.M., Huang, R.Q., Cee Van Westen (2009): Landslide dams triggered by the Wenchuan Earthquake, Sichuan Province, south west China. Bull Eng Geol Environ 68:373-386.
- 山田正雄・蔡飛・王功輝 (2010): 四川大地震と山地 災害. 理工図書, 198p.
- 股躍平(2008): 汶川8級地震地質災害研究.(中国) 工程地質学報, 16(4):433-444(中国語で)
- Zhu P.Y., Wang, C.H., Wang Y.C. (2003): Large-scale landslide-debris avalanche in Tibet, China, (2) formation of an exceptionally serious outburst flood from a landslide dam in Tibet. Landslide News, International newsletter of the Japan Landslide Society, 14/15: 23-25.

衛星干渉 SAR による長野県稲子岳山体移動エリアの抽出と確認

一南海トラフ地震時の稲子岳崩壊による千曲川埋没災害の可能性―

水野正樹(新潟大)*, 王 純祥(㈱キタック), 権田 豊(新潟大), 西川大亮(㈱パスコ) Masaki MIZUNO (Niigata Univ.)*, Chunxiang WANG (KITAC Corp.), Yutaka GONDA (Niigata Univ.), Daisuke NISHIKAWA (PASCO Corp.) キーワード: 衛星干渉 SAR,山体移動,山体崩壊,深層崩壊、地震

1. はじめに

今回、「広い地域から深層崩壊する斜面の予兆を抽出、 確認し、地震等による深層崩壊発生前に崩壊氾濫危険 度を評価する手法」の確立のため一連の事例研究を実 施したので報告する。人工衛星の「差分干渉 SAR

(Differential SAR Interferometry 以下、DInSAR とい う)」は、2時期において衛星から電波を照射して得ら れた反射波の位相の違いから地表面のわずかな変位の 領域を広域から抽出することができる。まず DInSAR の特徴を把握するため、長野県周辺域を対象に、ALOS PALSAR のLバンド DInSAR を用いて「地すべり移動 候補箇所」を抽出し、抽出した移動が正解かどうか確 認した。その際に、海溝型地震時に大規模崩壊(約3.5 億 m³) した災害履歴の指摘がある長野県南佐久郡小 海町稲子岳において、「地すべり移動候補箇所」が抽出 されたことから、稲子岳で GPS 測量を実施し移動の有 無を確認した。さらに、崩壊発生前に斜面崩壊危険度 を評価する手法の確立に向けて、稲子岳を対象にして、 常時自重解析、震度法解析を実施するとともに、数値 氾濫シミュレーションにより深層崩壊が発生した場合 の流下土砂の到達範囲や到達時間を把握した。

2. DInSAR による地すべり移動の広域抽出 2.1 解析に用いた ALOS/PALSAR 画像

実施した DInSAR で使用した画像は、宇宙航空研究



図-1 LバンドDInSARの解析範囲と抽 出した「地すべり移動候補箇所」

2.2 地すべり移動候補箇所の抽出結果

DInSAR 画像は、植生、水蒸気、電離層等の影響に

より多くのノイズの縞が出現する。この縞は、移動方向と斜面向きとの整合性の確認や、地形情報から地表面移動が起きうる地形かどうかを判断して排除した。また、複数の DInSAR 画像で同様の場所に変動縞が見

られるかを確認す ることで、ノイズ による誤判読箇所 を極力排除して、 「地すべり移動候 補箇所」を抽出し た。その結果、図 **-1**に示すように3 パスで合計 40 カ 所の「地すべり移 動候補箇所」を抽 出した。抽出した 「地すべり移動候 補箇所」の事例を 図-2、図-3に示す。 とおり DInSAR は、



2007/9/2と2007/10/18 2010/7/26と2010/9/10 図-2 地すべり移動候補箇所の例 10 小谷村赤倉山



図-2、図-3 に示す。 2006//20 22009/9/ 2007//18 22006//20 なお、図-4 に示す 図-3 地すべり移動候補箇所の例

南北方向の地表面移動に対する計測感度が低く見逃しが生じやすいことに留意が必要である。



2.3 抽出箇所の地すべり移動有無の確認及び判定

DInSAR 画像から抽出した「地すべり移動候補箇所」 について、地すべり移動有無の確認及び判定を行った。

- ・現地調査により移動を確認した箇所、又は、各種調 査資料に移動が確認できる記載がある箇所を「◎: 定性的正解」。
- ・「地すべり地形分布図」1)で地すべり地形と判定さ

れている箇所、又は、微地形判読結果資料で深層崩 壊に起因する微地形と判読されている箇所は、「△: 正解の可能性あり」。

 ・採石場等の土砂災害の対象外現象の箇所を「対象 外」。

DInSAR で抽出した計 40 箇所の「地すべり移動候 補箇所」における、地すべり移動有無の確認状況と 確認結果を表-1 に示す。まとめると、次のとおりで あった。

表-1 差分干渉画像から抽出した「地すべり移動候 補箇所」と判定結果(長野県周辺域)

				1 - 1 - 1 1		
番旦	箇所名	現地確 認結果	地すべり地	微地形判 ≣=≤≠=用	判定	備考
7		影响木	加力加固			
1	大所	0			0	
2	長栂山		0	0	Δ	
3	権現山近辺				人象纹	採石場
4	黒姫山				人象纹	採石場
5	白高地沢		0	0	4	
6	明星山		×			
7	鑓ヶ岳		×			
8	釜谷山		×			
9	中背山南		0		Δ	
10	赤倉山		0	0	0	
11	栂池自然園		0	0	Δ	
12	八方山		Ó	0	Δ	
13	布引尾根		×	0	Δ	
14	奧裾花自然園		0	0	Δ	
15	奧裾花ダム		×			
16	松代温泉	対象外			之義友	地盤沈下の可能性
17	城蔵山		0		4	
18	大沼池		0		4	
19	飯盛山	×			×	
20	西舘山西側斜面	0			0	
21	金原ダム	秋象 対			之義友	ダムの堤体
22	霊仙峰		×			
23	茂沢川上流		×			
24	稲子岳	GPS 測量			0	
25	豊平(小泉山)	×			×	
26	豊平(大泉山)	×			×	
27	横川ダム		×			
28	中俣沢		×			
29	木曽川上流		×			
30	坂巻温泉		0	0	0	既存調査資料
31	摩利支天		×			
32	三石山		0	0	4	
33	溝口		×			
34	草津町	対象外			対象外	耕作地
35	糖塚山	×			×	
36	大横川上流		×			
37	浅間山		×			
38	本白根沢		×			
39	矢川峠		Ō		Δ	
40	白泰山東側斜面		×			
判》	定の凡例	◎:定性	的正解、△	正解の可	「能性あり	、×:不正解、

対象外:土砂災害の対象外現象、 空白:未調査

- ・「定性的正解」が5箇所。(その根拠は、現地踏査の 結果が3箇所、各種資料の結果が2箇所)
- 「正解の可能性有り」が11箇所。(根拠は、地すべり 地形分布図に記載有りが10箇所、微地形判読結果が 1箇所)
- ・不正解が4箇所。(その根拠は、現地調査の結果が4 箇所)
- ・採石場等の「土砂災害の対象外現象」が5箇所。(その根拠は、現地調査の結果が3箇所、各種資料の結果が2箇所)
- ・正解かどうか未調査箇所が15箇所。

3. 地すべり移動候補箇所の現地計測の優先度判定

DInSAR 画像から抽出された「地すべり移動候補箇 所」は、DInSAR 画像の誤差やノイズにより、移動の 有無に不確実性が有る。このため移動の有無の確定に は現地計測等の確認が必要である。しかし、全ての「地 すべり移動候補箇所」について GPS 測量等により確認 することは、費用的に難しい。そこで、DInSAR 画像 から抽出された「地すべり移動候補箇所」から、災害 対策のため移動有無を現地確認する優先度の判定方法 を整理した(図-5)。



図-5 地すべり移動候補箇所の現地計測優先度の判 定方法

4. 地すべり移動候補箇所稲子岳の GPS 測量

4.1 DInSAR 画像と過去の災害履歴

図-6は、ALOS DInSAR 画像で抽出した 40 箇所の内

の1つ、長野県小海町稲子岳の「地 すべり移動候補箇所」である。こ こでは、観測日が異なる DInSAR の4画像において、山体斜面の同 じような場所で変動縞画像が現れ た。この箇所は、既に小荒井ら²⁾ により全国を対象に DInSAR で抽





図-6 稲子岳の変動縞画像と各 GPS 計測点

出された100以上の「地すべり移動候補箇所」の中の 一つであったが、地すべり移動有無の確認等の調査は 未実施であった。

(南-東海と た月川岩(約3.5億m³)の発生指摘さらに、 (約3.5億m³)の発生指摘さらに、 (③西大定社の)の一方での一方である。 (③西大定社の)の一方での一方である。 (③日本の一方での一方である。)。 (③日本の一方である。)。 (④日本の一方である。)。 (③日本の一方である。)。 (④日本の一方である。)。 (④日本の一方である。)。 (④日本の一方である。)。 (○日本の一方である。)。 (○日本の一方である。)。 (○日本の一方である。)。 (○日本の一方である。)。 (○日本の一方である。) (○日本の一方である。)。 (○日本の一方である。) (○日本の一一一本の一一、) (○日本の一一本の一一、) (○日本の一一本の一一、) (○日本の一一、) (○日本の一) (○日本の一一、) (○日本の一一、) (○日本の一) (○日本の一) (○日本の一) (○日本の一) (○日本の一) (○日本の) (○日本の一) (○日本の) (○日本の) (○日本の) (○日本の) (○日本の) (○日本の) (○日本) (○日本の) (○日本) (○



示すように、現
 887 年大月川岩屑なだれ³⁾
 在約2,000 人が居住している。この①②③の理由から、
 地すべり移動している可能性が有り、もし崩壊災害が
 みたした担合には、基本な拡大が出る可能性がある。

発生した場合には、甚大な被害が出る可能性があると 判断し「地すべり移動」の有無の確認が重要と考えて、 GPS 移動杭計測(以下、GPS 測量)を実施した。なお、 現地踏査では移動の有無が確認できなかった。



図-8 887 年大月川岩屑なだれ流下範囲の人口 推定^{4), 5)}

4.2 GPS 測量の実施

GPS 測量は、1 級基準点測量で、1 回目 2013/10/23、 2 回目 2014/10/29、3 回目 2015/8/4 の計 3 時期において 実施した。計測点は、移動量の分布を DInSAR 画像か ら予測して配置した P-1 から P-4 の 4 測点 (図-9 参照) とし、観測時間が各測点 3 時間の GNSS 測量によるス タティック方式により、水平位置ならびに標高を算出 した。なお P-4 は比較する不動点として計測した。 (1) GPS 測量結果

GPS 測量結果

P-1からP-4の4測点について、GPS測量した3時期の測量結果を比較し、移動量を確認した。計測の各回とも位置精度を示す標準偏差は、国土交通省公共測量作業規定の定める許容範囲(水平位置:10cm)に収まっており、GNSS観測結果として問題が無いことを確認した。各計測点の位置と、水平方向の1回目と3回目の間の移動量と移動方向を図-9に示す。また、水平方向について1回目を原点に固定し、2回目と3回目の移動量と移動方向を図-10に示す。



図-9 GPS 測量の各計測点の移 動方向と移動量





図-10 各計測点の移動量と移動方向

(2) 有意な地表面移動かどうかの判定

GNSS 測量結果の差の標準偏差の 2 倍の範囲

($2 \times \sqrt{a^2 + b^2}$)をとった場合、正規分布ではこれ以上の誤差が生じる可能性は約5%と小さい。そこでこの値を「推定最大誤差」とみなし、2時期のGPS測量結果の差が推定最大誤差を超える場合に有意な地表移動であると判定した。なお、GNSS測量は一般的に水平方向よりも鉛直方向の精度が悪いことから、水平変位のみを用いて判定した。

4.3 地すべり移動有無の確認結果

地すべり移動有無の判定結果として、P-1 は、1 回目 と 2 回目、2 回目と 3 回目、1 回目と 3 回目の差を計算 した全ての GPS 測量結果において、P-3 は 1 回目と 3 回目の差において、有意な地表変位が認められた。ま た、P-2 と P-4 は、有意な地表変位は認められなかっ た。これらより、稲子岳付近で GPS 測量した各点の地 表面の移動状況は、表-2 のようにまとめられる。その うち、有意な地表面移動が認められた P-1 付近と P-3 付近の現地写真を写真-1、写真-2 に示す。

計測点	有意な地 表移動	地表面の移動状況
P-1	あり	継続的に有意な地表面移動が認められ、計測された移 動量は85.9mm/年であり、計測点の中で最も大きい。
P-2	なし	有意な地表面変動は認められない。
P-3	あり	有意な地表面移動が認められ、計測された移動量は P-1 のおよそ 1/4 程度の 22.5mm/年である。
P-4	なし	(不動点計測)有意な地表面変動は認められない。

3回の GPS 測量の結果から、次の事が推察される。 ・P-3 は、計測された移動量は 40mm と小さく、山体の 「部分的な土塊移動」の可能性がまだ残るが、稲子岳

山体が、常時微移動している可能性が高い。 ・地すべりの移動速度は年により大きく変動している。

•P-1 の移動量が大きい期間は、P-3 の移動量も大きく、 P-1 と P-3 の移動に関係や共通の要因が有る可能性がある。

また、ALOS-2 北行東向き照射 データで作成し た 図 -11 の DInSAR 画像に 現れた変動編は、 P-1 が移動有り P-3 が移動無し



図-11 ALOS-2 変動縞画像

の結果となり、Lバンド DInSAR の計測感度を考える と、GPS 測量結果と概ね矛盾のない結果であった。

5. 稲子岳の斜面安定性評価

5.1 せん断強度低減法

斜面安定解析手法においては、極限平衡解析、有限 要素法又は有限差分法などの連続体力学に基づく方法 がよく用いられる。そのうち極限平衡解析は、予め設 定されたすべり面上のせん断応力 τ_F とせん断強度 τ により、式(1)から算出される安全率 Fs によって斜面の安定性が評価される。

$$F_{S} = \frac{t}{\tau_{F}} \qquad \qquad \vec{x}_{c}(1)$$

一方、せん断強度低減法 (Shear strength reduction method, SSRM) では、式(1) の F_s を分母に移動した 式(2) に示すように、係数 F_s を徐々に増加させ、粘着 力 cと内部摩擦角 ϕ がそれに応じて低減される。 F_s を 逐次増加させるうちに、図-12 に示すように斜面内の どこかで、塑性が進みすべり面となり得る最も危険な 「最大せん断ひずみ速度の高い層」が自然と現れてく る。

$$\tau_F = \frac{\tau}{F_s} = \frac{c}{F_s} + \sigma \frac{tan\varphi}{F_s}$$

c、 ϕ は、粘着力、内部摩擦角、 σ はすべり面上の鉛 直応力である。この SSRM は、計算アルゴリズムを FEM や FDM などの連続体解析コードに組み込むこ とにより、自動的に安全率 F_s を算出することができる

ため、極限平衡法のように予めすべり面を設定することなく、斜面の安定性を評価することが可能となる。そこで本研究では、せん断強度低減法を採用して、米国 ITASCA 社開発のFLAC3Dプログラムを使用した。



図-12 型性域(黒色部)の運 展(若井・蔡、2003)⁶⁾

5.2 安定性評価 国土地理院の HP より長野県小 海町稲子岳付近の 10m メッシュ標 高データをダウン ロードし、3次元 の地形モデルを作 成した。そして、 ALOS / PALSAR の DInSAR 画像 (図-6 a)から稲 子岳付近で山体が 微小移動している 可能性のあるエリ アを抽出した(図 -13)。GPS 測量の 測点 P-3 から変位 方向に向かって断



設定した断面 AA'の位置



面 AA' を作成した。この断面 AA' を用いて、 FLAC3D に用いる 3 次元地盤モデルを作成した。この 地盤モデルは、水平方向に 2,300m、幅 10m で、格子数が約1万である(図-14)。

稲子岳山頂で採取した岩石及び土砂試料より得られ た岩石の密度 ρ_r =2,300Kg/m³、土砂の密度 ρ_s =1,580Kg/m³、弾性係数 3,588MN/m²。岩盤の粘 着力及び内部摩擦角は、引用文献 7),8)の岩盤強度を参 考にして、粘着力 c =1.5MPa と内部摩擦角 ϕ =30° を用いた。本研究では、詳細な地質構造が不明のため、 斜面全体を連続体の均質地盤としてモデル化した。現 在、稲子岳周辺の地下水位は未把握であるため、安定 性評価の手順として、次の(1)~(3)の三段階の手法を順 次実施した。まず、(1)地下水位を考慮せずに、常時自 重解析を行う。次に、(2)地形と池の標高から地下水位 を仮定し、安定解析を行う。最後に、(3)構造物耐震設 計の静的解析の震度法を用いて安定性評価を行う。

(1) 常時自重解析

地下水位を考慮しない 場合の解析結果として、 最大せん断ひずみ速度コ ンターを図-15 に示す。 この解析から出力した安 全率は 1.37 となった。



-15 常時の最大せん断ひ ずみ速度コンター

(2) 地下水位を考慮した常時の安定解析

地下水位が未把握な ため、稲子岳付近の地 形と池の標高から地下 水位を仮定した。解析 結果として、斜面崩壊 する場合にすべり面と なる可能性が高い層で ある最大せん断ひずみ



図-16 地下水位を考慮した場合 の最大せん断ひずみ速 度コンター

速度コンターを図-16に示す。安全率は1.22となった。

(3) 静的解析の震度法を用いた解析

震度法は、地震力を静的な力(慣性力)に置き換え、 それを構造物に作用させて地震力を計算する方法であ る。水平震度は、以下の式により算出する。

ここに、 k_h : 設計水平震度(小数点以下2桁に丸める)、 c_z : 地域別補正係数、 c_s : 構造物重要度別補正 係数、 k_{ho} : 構造物の耐震設計に用いる設計水平震度 の標準値。それぞれの入力値として、地域別補正係数 c_z の値は道路橋示方書V.耐震設計編 4.4 項の規定に より 1.0 となる。稲子岳付近は国立公園内にあり道路 橋示方書V.耐震設計編 4.4 項の規定により、構造物重 要度別補正係数 c_s の値は 0.75 とした。稲子岳におけ る地盤種別は「II 種地盤」とし、設計水平震度の標準 値 k_{ho} の値は 0.2 である。従って、水平震度 k_h の値は 0.15 となる。解析の結果、最大せん断ひずみ速度コン ターは図-17 となり、点線の滑落崖形状、及び DInSAR 画像(図-6 a)の稲子岳の変位エリア境界と概ね一致 した。安全率は1.06となった。しかし、岩盤物性値、 地下水位、詳細な

地質構造等につい て未調査で、今回 の解析においては、 仮定して計算して おり、解析結果の 誤差が大きいと予 想される。



図-17 震度法による最大せん断 ひずみ速度コンター

6. 稲子岳の数値氾濫シミュレーション

今回の解析結果では、次回の海溝型地震等により稲 子岳山体が崩壊するかどうかはまだ未解明である。し かし稲子岳は、前述のとおり西暦 887年8月の海溝型 地震(南海-東海地震)で大規模崩壊(約3.5億m³) した発災履歴の指摘³⁾があり、且つ地すべり移動が計 測されたことから、崩壊流下による被害の影響範囲に ついて計算した。崩壊すべり面の面的形状は未調査で あるので、数値氾濫シミュレーションの計算条件は、 ①「崩壊エリアが図-13に示す DInSAR で得られた地 すべり移動エリア、崩壊すべり面が図-17の『最大せ ん断ひずみ速度の高い層』として、崩壊土砂量約2億 m³が崩壊した場合」、及び②「地すべり移動速度の大 きい P-1 測点付近として、図-6 a の DInSAR 画像で 判読した移動土塊エリア約 620 万 m³が崩壊した場 合」の2ケースを想定して解析した。

本研究では、斜面崩壊の発生過程から千曲川に天然 ダムを形成するまで(土砂は流下中)の過程を追跡し た。砂礫の運動支配式は、下記の連続式と運動式によ り構成される^{9),10)}。

連続方程式

運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial (M\overline{u})}{\partial x} + \frac{\partial (M\overline{v})}{\partial y} = -\frac{\partial H}{\partial x}gh + \frac{1}{\rho_s} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right) - gh\cos\theta_y \tan\phi$$
$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial (N\overline{u})}{\partial x} + \frac{\partial (N\overline{v})}{\partial y} = -\frac{\partial H}{\partial x}gh + \frac{1}{\rho_s} \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right) - gh\cos\theta_y \tan\phi$$
$$\frac{dN}{dt} = -\frac{\partial H}{\partial x}gh + \frac{1}{\rho_s} \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right) - gh\cos\theta_y \tan\phi$$

ここに、t は時間、M とN はx、y 方向の単位幅当 たりの流量、 と はx、y 方向の平均流速、g は重力 加速度、h は流動深、H は標高+h、 ρ_a は砂礫の等価 密度、tan ϕ は等価摩擦係数である。

運動方程式および連続方程式の離散化は有限差分法 によって行う。GISのグリッドメッシュを有限差分法 のメッシュとして、連続流体の連続式と運動方程式の 基礎式を差分法により離散化する。

数値氾濫シミュレーションの結果を図-18、図-19 に



図-18 ① 約2億 m³崩壊から345 秒後の氾濫範囲



図-19 ②約620万m³崩壊から570秒後の氾濫範囲

示す。①の条件では、崩壊後約 300 秒で流下土砂が約 8.3km 下流にある千曲川まで到達した。なお、解析結 果には、誤差が含まれていることに留意を要する。

7. まとめ

今回は、深層崩壊による被災を防ぐ手法を確立する ため一連の検討を試行した。まず ALOS PALSAR の広 域な DInSAR 画像から「地すべり移動候補箇所」を抽 出し、その移動有無を確認する中で稲子岳山体の地す べり移動を計測した。そこで稲子岳の斜面安定性評価 及び数値氾濫シミュレーションを試行した。その結果、 次の成果が得られた。

- ・ DInSAR 画像による抽出は、誤差やノイズにより不 正解が生じることが有る。そこで地すべり移動有無 の確認のために現地調査や現地計測が必要である。
- ・ DInSAR 画像から「地すべり移動候補箇所」を抽出した長野県稲子岳は、過去の大規模崩壊の推定土砂堆積域に現在多くの人家が存在する。そこで、地すべり移動の有無を確認するために GPS 測量を実施した結果、稲子岳山体付近の2箇所の計測点で有意な地表面移動を検知した。
- ・ 稲子岳山体において、すべり面や崩壊面となる可能
 性がある「最大せん断ひずみ速度の高い層」の位置
 と形状を崩壊発生前の段階で把握した。
- ・稲子岳山体が大規模深層崩壊した場合に想定される 崩壊土砂の流下エリアや集落への到達時間が把握で きた。

今回の検討の結果、有意な地表面移動を検知した稲 子岳は、西暦 887 年山体崩壊と同様に南海トラフ地震 等で崩壊する場合には、崩壊から 3~5 分程度で崩壊 土砂が下流の集落に到達し、流下氾濫域内の住民が域 外へ避難する時間の確保が難しい。また部分的な崩壊 である②約 620 万 m³崩壊のケースでも予想される氾 濫範囲は広く被害が大きくなることが明らかになった。

しかし、今回の解析においては、岩盤物性値、地下 水位、地質構造、崩壊土砂の体積等について、現時点 でのデータ情報を基づいて仮定しており、次回の海溝 型地震や豪雨等により稲子岳が大規模崩壊するかどう かについては、解析に必要なデータが不足し明らかに 出来なかった。そこで今後、詳細な調査を実施して斜 面安定性評価等の解析精度及び信頼性を向上させ、次 回の海溝型地震や豪雨等により稲子岳が大規模崩壊す るかどうか判断できるようにする必要がある。

謝辞

本研究は、国土技術政策総合研究所から GPS データ 等の提供を受け、(一社) 北陸地域づくり協会、(一財) 砂防・地すべり技術センターから助成を受けた。また、 ALOS PALSAR データは JAXA より提供を受けており、 ここに記して感謝の意を表します。

引用文献

- 防災科学技術研究所 (2007):地すべり地形分布図デ ータベース, http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/index.html
- 小荒井衛ほか (2014):地すべり性斜面変動の前兆を 干渉 SAR と航空レーザ測量で捉える,日本地球惑星 科学連合 2014 年大会,HDS29-05
- 水山高久,森俊勇ほか(2012):日本の天然ダムと対応策 改訂版,砂防フロンティア整備推進機構,2012 年9月,p36,http://www.sff.or.jp/content/uploads/full.pdf
- 4) 総務省統計局(2012): 平成 22 年国勢調査小地域集計
- 5) 国土交通省国土政策局国土情報課 (2006):国土数値 情報 土地利用細分メッシュデータ
- 若井明彦, 蔡飛 (2003): 地すべり解析における有限要素法の利用第4回, 日本地すべり学会誌, Vol.40,No.3(155), pp.76-80.
- 7) R.E. グッドマン, (大西有三, 谷本親伯 共訳) (1984):わかりやすい岩盤力学, 鹿島出版会
- 8) トンネル工学委員会 (2005): トンネル岩盤分類検 討部会報告書, トンネル工事における岩盤分類の適 用と課題
- 9) Gray J.M.N.T., Wieland M. and Hutter K., (1999) : Gravity-driven free surface flow of granular avalanches over complex basal topography. Proc. R. Soc. Lond. Ser.A, pp.1841-1874.
- 10) Wang C., Li S., Esaki T., (2008) : GIS-based two dimensional numerical simulation of rainfall-induced debris flow. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, pp.47–58.

(2016.5.13, 第44回地すべりシンポジウム, (公社)日本地すべり学会新潟支部)

地すべり発生予測のための地震波速度変化モニタリングの適用可能性

Possible application of seismic velocity change monitoring to landslides prediction

澤崎郁(防災科学技術研究所)

Kaoru SAWAZAKI (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience) キーワード:地震波速度変化,地震波干渉法,地すべり発生予測

Keywords: Seismic velocity change, Seismic interferometry, landslides prediction

1. はじめに

地震学においては、この十数年の間に、地震 波干渉法と呼ばれる、地下構造のイメージング やモニタリングを行うのに有用な手法が開発 され、様々な地域で利用されている。この手法 は、2地点で観測された雑微動記録の相互相関 処理を行うことで、2地点の片方を発信点、も う一方を受信点とする波動伝播を復元し、地下 構造の情報を抽出できるという原理に基づく¹⁾。 この手法の特筆すべき利点は、自然地震が発生 していない地域や時期においても、地震観測点 さえあれば地下の情報を取り出すことができ、 発破やバイブロサイスなどの高価な振動源を 用いる必要がない点にある。近年、高感度・高 密度の地震観測網が整備されてきたことに伴 い²⁾、地震波干渉法の重要性はますます高まっ ている。

地震波干渉法の発展により、地下構造が大地 震の前後にどのように変化するかについて、多 くの知見が得られつつある。例えば、大地震の 後には地震波の伝播速度(以下、「地震波速度」 または「速度」と表記)が低下することが以前 より知られていたが³⁾、その主な原因が強震動 による地盤浅部の損傷にあることが、地震波干 渉法を鉛直地震計ペアに適用することにより 初めて明らかとなった4,5)。また、地震に伴う断 層面の周囲の破砕や、地殻変動に伴う静的応力 変化、さらには、地下水位の変動や地温変動に よる地中の熱応力変化などに伴い、地震波速度 が周期的に変動することなども報告されてい る^{6,7)}。このように、地震波速度の変化は地盤や 地殻内部で進行している諸現象に伴い引き起 こされるため、地震波速度変化のモニタリング は、それらの現象を理解するための有効な手段 となってきている。

地すべりは、液状化等と同様に、地表面近く における地震波速度変化をもたらす要因であ ると同時に、速度変化の結果として生じる現象 でもある。そのため、地震波速度変化を正確に 検出することは、地すべりの発生を予測する上 で有用なアプローチであろうと考えられる。本 講演では、地震波速度変化検出の原理をまず紹 介し、それによって明らかになってきた地震学 上の成果を次に示す。最後に、地すべり発生と の関連で注目すべき近年の成果について紹介 する。

2. 地震波速度変化の検出法

地震計で捉えられる波形記録を分析する上 で最も重要な点は、全ての波形記録Dは、振動 源の特性S、波が伝播する媒質の特性G、地震計 や収録装置の機器特性Rの畳み込みで表現でき るということである。式に書くと、

D = S * G * R

(1)

で表せる(*は畳み込み積分を表す)。この式 が意味するところは、振動源、媒質、機器特性 全てが同じであれば同じ波形が観測されると いうことであり、逆に言えば、2つの観測波形 が異なれば、振動源、媒質、機器特性のうち少 なくとも1つが異なるということである。地震 波速度変化のモニタリングは、この中で、振動 源と機器特性は変化せず、波が伝播する媒質の 性質、特に地震波速度のみが変化する場合に、 波形の変化から媒質の変化の様子を把握する ことに他ならない。

ここでは、機器特性は日々のメンテナンスを 丁寧に行うことにより変化しないと仮定する。 強震動に伴う機器特性の変化についての詳細 な報告は、Uenoら⁸⁾を参照されたい。より重要 な問題は、振動源が常に同じであることをどの ように担保するかである。かつては、異なる時 期に同じ場所で発破やバイブロサイスなどを 用いて人工的に振動を起こし、振動源から離れ た場所で観測される波形の変化から、媒質の変 化を調べる研究が主流であった^{9,10)}。しかし、 人工振動源は高価であることや、環境への負荷 が大きく、実施可能な場所や時期が限られるこ となどから、汎用性のある手法とは言い難い。 最近広く用いられているのは、地震以外の原因 で常時発生している雑微動の記録を用いて地 震波速度変化を検出する手法である。

海に囲まれた日本列島では、約0.1Hzから1Hz の周波数帯域では、海洋の波浪を起源とする雑 微動により地面が常に揺すられている。図1は、 2015年7月1日に防災科学技術研究所のF-net観 測点で捉えられた雑微動波形の例である。波形 を一見したところでは、波浪を起源とする波の 伝播の様子を確認することができない。その理 由は、雑微動は海岸線に沿って定常的にランダ ムに励起されるため、地震のような非定常な現



図1:F-net観測点(三角)の分布と、それぞれの 観測点で捉えられた、2015年7月1日0時0分から3 分間の0.1-1Hz帯域の雑微動波形。



図2:2015年7月分の2観測点間の相互相関関数。 縦軸は観測点間距離を表す。灰色の線は、3km/s で波が伝播する場合にピークが現れる位置を表 す。

象とは異なり、伝播を確認できる特徴的な波相 を把握しにくいためである。

このように複雑な雑微動の波形であるが、2 地点で取得された雑微動記録同士について、長 期間をかけて相互相関関数を計算することに より、あたかも片方の点で発信された波がもう 一方の点で受信されたかのような、コヒーレン トな波形記録を抽出することができる。図2は、 図1に示した太平洋に最も近いKNY観測点と、 その他の観測点で取得された雑微動記録につ いて、2015年7月の1ヶ月分について相互相関関 数を計算したものである。縦軸は観測点間の距 離を表す。相互相関関数には、あたかもKNY観 測点を発信点、もう一方の観測点を受信点とし たかのような波の伝播が明瞭に確認できる。その伝播速度は約3km/sであり、地殻表面を伝わる表面波の伝播速度にほぼ一致する。

この相互相関関数は、実際に2地点間の地震 波の伝播を表すもの、すなわちグリーン関数ま たはそれに関わる関数であることが数学的に 証明されている。相互相関関数をとることによ り、2地点を結ぶ直線の方向から到来する波同 士は建設的な干渉を起こしてコヒーレントな 波を生成し、それ以外の方向から到来する波同 士は打ち消し合う干渉を起こして消滅する。こ の原理から、相互相関処理により2地点間を伝 わる波を抽出する手法は地震波干渉法と呼ば れる。その数学的導出の詳細については Snieder¹¹などを参照されたい。

雑微動源分布と媒質が時間変化しないなら ば、相互相関関数も変化せず、2つの観測点の 組み合わせのみでその形状が決まる。実際の解 析では、雑微動源分布が時間変化する場合の影 響を極力抑えるためのテクニックが用いられ るが、その詳細についてはここでは割愛する。 この地震波干渉法を用いれば、人工振動源や自 然地震を使うことなく、地震計を設置するだけ で2地点間の波動伝播に関わる情報を抽出で きる。安定した雑微動源(多くは海洋波浪や交 通振動)さえあれば利用できる簡便で汎用的な 研究では、この手法が広く用いられている。

図3は、媒質の地震波速度を一様に1%低下 させた場合、波形がどのように変化するかを示 したものである。地震波速度が低下すると地震 波の伝播に要する時間が長くなるため、地震波 の到来時刻が遅れる。後方で到来する波は、伝 播途中で複雑に反射、屈折、散乱等を経ている ため、地震波速度が一様に低下した場合、その 伝播経路の長さに比例して遅れて到達する。そ のため、地震波の後方ほど到来時刻が遅れ、波 形全体が一様に引き延ばされたような形にな る。ここで、時間0を支点として、元の波形(黒) をバネのように一様に1%引き伸ばすと、速度 変化後の波形 (灰色) に一致することに注目さ れたい。異なる期間に得られた2つの波形を伸 ばしたり縮めたりして、2つの波形が最も良く 一致する引き伸ばし率を調べることで、その期 間中に地震波速度が何%変化したかを見積も ることができる。この手法はストレッチング法 と呼ばれる12)。実際には地震波速度が空間一様 に変化することは希であり、波形の引き伸ばさ れ方も一様ではなく複雑になる

以上に述べたように、2地点で捉えられた雑 微動記録の相互相関関数は2地点間の波動伝 播を表すため、この相互相関関数を異なる期間 について計算し、ストレッチング法を用いて相



図3:地震波速度変化前(黒)と1%の速度低下後(灰色)の地震波形の変化。

互相関関数の引き伸ばし率を求めることで、速 度変化率を測定することができる。この手法を 複数の観測点ペアや周波数帯域に適用するこ とにより、地震波速度変化が生じた場所や深さ を推定することもできる¹³⁾。地震波干渉法につ いては中原^{14,15)}による邦文の分かりやすい解 説も出ているので、そちらも参照されたい。

3. 大地震前後の地震波速度変化の特徴

地震波干渉法を雑微動記録に適用すること により、大地震や火山噴火などに伴う地震波速 度変化の詳細が明らかとなってきた。ここでは 大地震に伴う地震波速度変化を検出した事例 を紹介し、速度変化のメカニズムについて現時 点で分かっていることを説明する。

大地震により最も損傷を受ける領域は、震源 断層の近傍と考えられる。しかし、震源断層は 地下深くまで潜っている場合が多く、地表に置 かれた地震計の記録から得られる地震波速度 変化のうち、どの程度が震源断層近傍の変化の 寄与かを判断することは難しい。震源断層を除 けば、速度変化をもたらす原因として、地殻変 動と強震動が挙げられる。地震波速度の低下が、 地震動が増幅される比較的浅い領域に集中す ることと、地殻変動による体積圧縮域では速度 増加が予測されるにもかかわらず、速度増加を 検出した報告がほとんどないことから、少なく とも地盤浅部については強震動による速度低 下が卓越するという見方が有力である¹⁶。

図4は、2011年東北地方太平洋沖地震(東北 地震)の前後で、地盤浅部(地表から深さ数百 m程度まで)のS波速度が変化し、1年程度をか けて回復する様子を示したものである¹⁷⁾。地震 発生から1ヶ月以内では、東北・関東地方のほ ぼ全域でS波速度が低下している。その低下率



図4:東北地震後1年間の地盤浅部における地震 波速度変化率。Sawazakiら¹⁷⁾より引用。



図5:KiK-net山方観測点における東北地震後の地震波速度低下・回復の様子。灰色がP波速度、黒色がS波速度の時間変化。Sawazakiら¹⁷⁾より引用。

は東北地方太平洋側の地震動が強かった地域 ほど大きく、最大で6%程度である。その後、東 北地震後1-3ヶ月、3-6ヶ月、6-12ヶ月と時間が 経つにつれて、東北地震前の状態に戻ることが 分かる。

図5は茨城県北部に位置するKiK-net山方観 測点での地震波速度低下・回復の様子を、横軸 に東北地震からの経過時間の対数をとって示 したものである。S波速度は約3%の低下の後、 経過時間の対数に比例して回復し、1年後まで に本震前の値までほぼ戻っている。一方、P波 速度はS波速度ほど顕著な変化を示していない。 このことは、地震波速度変化の主要因が、地盤 浅部の損傷や間隙水圧の上昇などによって引 き起こされる、剛性率の低下であることを示唆 する。間隙水圧の上昇は、地盤の非線形応答(強 震時に地盤の物性が変化し、それに伴い地震波 増幅特性が変化する現象)や液状化などの地震 工学上極めて重要な問題と密接に関わる¹⁸⁾。

地震波速度低下のしやすさは地盤の性質に よっても異なる。Brenguierら¹⁹⁾は、地震波速 度変化率を地震時の動的応力の大きさで割り 算した、地震波速度感受性という指標を提案し た。この感受性指標は地盤に固有の値であり、



図6:東北地震における動的応力に対する速度 変化率の割合(地震波速度感受性指標)。 Brenguierら¹⁹⁾より引用。

同じ揺れの大きさでも感受性指標の絶対値が 大きいほど速度変化が顕著となる。図6は感受 性指標を東北地震について図示したものであ る。彼らは、火山弧に沿って感受性指標の絶対 値が高い領域が連なることから、感受性指標の絶対 が山下の流体の状態を反映したものであると 解釈している。しかし、感受性指標の算出に用 いている動的応力は地盤浅部の地質条件に強 く影響を受けるため、筆者には、火山砕屑物の 堆積状況などのより表層の地質との関連が強 いように思われる。いずれにせよ、この感受性 指標は今後注目すべき新しい観測項目であろ う。

以上のような地震波速度低下・回復の傾向は 他の大地震でも報告されており^{20,21,22)}、それら の研究から分かってきたことは以下のように まとめられる。

- 地盤浅部においては、地震波速度低下の主要因は強震動に伴う地盤の剛性率低下と考えられる。
- 低下した地震波速度は、地震からの経過時間の対数に比例しながら、数カ月から数年をかけて元の状態に戻る。
- ●同じ強震動でも、地盤の性質により地震波 速度低下率は異なる。
- 地震波速度変化と地すべり発生との関係 以上に述べたように、地震波速度は強震動に



図7:2010年8月にスイスのPont Bourquinで発 生した地すべり前後の地震波速度(丸印)およ び地下水位(曲線)の時間変化。Mainsantら²³⁾ より引用。

伴い低下し、その後長期間をかけて回復する。 その変化の仕方は地盤浅部の状態、特に間隙水 圧や間隙水の流動を支配する亀裂の分布など を反映すると考えられる。地すべりの発生はす べり面での間隙水圧の上昇と密接に関わるた め、地震波速度変化のモニタリングを通じて間 接的に間隙水圧の変化を捉えることが、地すべ り発生予測につながると考えられる。本節では、 地すべり発生の前兆と考えられる地震波速度 低下を捉えたMainsantら²³⁾の研究と、大地震後 の地すべりの発生頻度と地震波速度の回復の 時定数とが一致することを示したMarcら²⁴⁾の 研究を紹介する。

Mainsantら²³⁾は、2010年8月にスイスのPont Bourquinで発生した地すべりに先立ち、地すべ り発生域をまたぐ2か所に地震計を設置して、 地震波干渉法を用いて地震波速度変化のモニ タリングを行った。図7の丸印が速度変化のモニ タリングを行った。図7の丸印が速度変化の時 系列である。地すべり発生(灰色の影の部分) の1ヶ月ほど前から、地震波速度がそれまでの 定常状態から逸脱して徐々に低下し、地すべり 発生の直前には急減していることがわかる。彼 らは同じ場所で地下水位も計測している(図7 の曲線)が、地下水位は地すべり発生前に特段 の変化を示していない。このことは、地下水位 よりも地震波速度の方が地盤の状態を直接反 映し、地すべりの前兆となる情報を提供できる ことを示唆する。

Mainsantら²³⁾はさらに、雑微動の11-14Hzの 周波数帯域のみで地震波速度低下が検出され たと報告している。彼らが用いた地震観測点間 の距離は30mから40mであるが、この観測点間距 離で11-14Hzの帯域のみを速度低下させるため には、地下の深さ9mから11mまでのS波速度を 360m/sから200m/sまで低下させればよいと説 明している。すなわち、地震波干渉法を周波数 帯域ごとに適用することにより、地震波速度低 下が生じる深さを見積もり、すべり面が形成さ れつつある深さを推定できる可能性を指摘し ている。



図8:1999年9月に発生した台湾・集集地震前後 の地すべり発生頻度(上)、地震波速度(中)、 およびGPS変位(下)の時間変化。Marcら²⁴⁾より 引用。

Marcら²⁴⁾は、台湾と日本で生じた3個の大地 震(1999年集集地震、2004年新潟県中越地震、 2007年岩手・宮城内陸地震)発生後の地震波速 度変化を、震源周辺での地すべりの発生頻度と 比較し、地震波速度回復の時定数が地すべり発 生頻度の減少の時定数とよく一致することを 見出した。集集地震の例を図8に示す。震源周 辺での地すべり発生頻度は地震の発生直後に 急増し、時間の経過とともに徐々に減少する。 一方、地震発生に伴い低下した地震波速度は、 時間の経過とともに回復する。彼らは、地すべ り発生頻度が地震直後から半減するまでに要 する時間と、地震波速度の低下率が地震発生直 後の半分まで回復するまでの時間が、共に約1 年であると報告している。この結果は、地震波 速度の回復傾向をモニタリングすることで、大 地震発生後の地すべり発生頻度の推移を予測 できることを示唆する。

以上の研究はいずれも、地震波速度変化のモ ニタリングが地すべり発生予測に有効である ことを示している。一方で、このモニタリング 手法はいまだ発展途上であり、地すべり発生予 測のために用いられる前に、まだ多くの点につ いて検証する必要がある。最も重要な問題は、 検出された地震波速度変化の解釈の仕方であ る。結果的に、Mainsantら²³⁾は地すべり発生の 前に地震波速度の変化を捉えることができた が、逆に地震波速度の急減が常に地すべり発生 につながるか否かは、これまでのところ系統的 に調べられていない。先述のとおり、地震波速 度は地震動だけではなく地殻変動や地下水位 の変動、地温変化など様々な要因で変化し、地 すべり発生と直接関わる間隙水圧の変化と1 対1の対応で変化するわけではない。様々な要 因によって地震波速度がどこでどのように変 わるか、複数の要因の中から、地すべり発生前 特有の変化をいかにして抽出するかなどを精 査する必要がある。この問題は、地すべり予測 のためのみならず、地震学上の最先端の課題で もある。

5. まとめ

本講演では、地震波速度変化のモニタリング に関する近年の研究の進展と、地すべり発生予 測のためにこのモニタリング手法を適用でき る可能性について述べた。地すべり研究におい ては地すべりを起こす土壌や地盤の性質を常 時モニタリングすることが重要であるため、地 震波干渉法をはじめとするモニタリング技術 を生かす余地は十分にあると考えられる。逆に 地震学の立場からは、地震波速度変化の主要因 と考えられる地盤浅部の構造変化について理 解するために、地盤工学や土質力学、水文学な どからの知見が不可欠である。今後双方の研究 分野が補い合うことで、地すべり発生予測に向 けた研究開発が進むことを期待したい。

参考文献

- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., & Wapenaar, K. (2006), Seismic interferometry- turning noise into signal, The Leading Edge, 25(9), 1082-1092.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., & Yamamoto, A. (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan — Hi-net, F-net, K-net and KiK-net—, Earth Planets Space, 56, 15-28.
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L., & Frechet, J. (1984), Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras fault, California, J. Geophys. Res., 89, 5719-5731.
- 4. Rubinstein, J. L., & Beroza, G. C. (2005), Depth constraints on nonlinear strong ground motion from the 2004 Parkfield earthquake, Geophys. Res. Lett., 32, L14313.
- 5. Sawazaki, K., Sato, H., Nakahara, H., & Nishimura, T. (2006), Temporal change in site response caused by earthquake strong motion as revealed from coda spectral ratio measurement, Geophys. Res. Lett., 33, L21303.
- Rivet, D., Campillo, M., Shapiro, N. M., Cruz-Atienza, V., Radiguet, M., Cotte, N., & Kostoglodov, V. (2011), Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, Geophys. Res.. Lett., 38, L08308.

- Meier, U., Shapiro, N. M., & Brenguier, F. (2010), Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise, Geophys. J. Int., 181(2), 985-996.
- 8. Ueno, T., Saito, T., Shiomi, K., & Haryu, Y. (2015), Monitoring the instrument response of the high-sensitivity seismograph network in Japan (Hi-net): effects of response changes on seismic interferometry analysis, Earth Planets Space, 67(1), 1-10.
- 9. Li, Y. G., Vidale, J. E., Aki, K., Xu, F., & Burdette, T. (1998), Evidence of shallow fault zone strengthening after the 1992 M7. 5 Landers, California, earthquake, Science, 279(5348), 217-219.
- 10. Nishimura, T., Tanaka, S., Yamawaki, T., Yamamoto, H., Sano, T., Sato, M., ... & Sato, H. (2005), Temporal changes in seismic velocity of the crust around Iwate volcano, Japan, as inferred from analyses of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003, Earth Planets Space, 57(6), 491-505.
- 11. Snieder, R. (2004), Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, Phys. Rev. E, 69(4), 046610.
- 12. Wegler, U., & Sens-Schönfelder, C. (2007), Fault zone monitoring with passive image interferometry, Geophys. J. Int., 168(3), 1029-1033.
- 13. Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., & Nakahara, H. (2014), Single-station cross-correlation analysis of ambient seismic noise: application to stations in the surroundings of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Geophys. J. Int., ggul15.
- 14. 中原恒. (2015), 地震波干渉法 その1 歴 史的経緯と原理, 地震, 68(2), 75-82.
- 15. 中原恒. (2016), 地震波干渉法 その2 応用 地震, 68(2), 125-133.
- 16. Sawazaki, K., Saito, T., Ueno, T., & Shiomi, K. Estimation of seismic velocity change at different depths associated with the 2014 Northern Nagano Prefecture Earthquake, Japan ($M_w6.2$), revealed from a joint interferometric analysis of NIED Hi-net and

KiK-net records, Submitted to Progress in Earth and Planetary Science.

- 17. Sawazaki, K., & Snieder, R. (2013), Time-lapse changes of P-and S-wave velocities and shear wave splitting in the first year after the 2011 Tohoku earthquake, Japan: shallow subsurface, Geophys. J. Int., ggs080.
- 18. Pavlenko, O., & Irikura, K. (2002), Changes in shear moduli of liquefied and nonliquefied soils during the 1995 Kobe earthquake and its aftershocks at three vertical-array sites, Bull. Seismol. Soc. Am., 92(5), 1952-1969.
- 19. Brenguier, F., Campillo, M., Takeda, T., Aoki, Y., Shapiro, N. M., Briand, X., ... & Miyake, H. (2014), Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops, Science, 345(6192), 80-82.
- 20. Sawazaki, K., Sato, H., Nishimura, T., & Nakahara, H. (2009), Time-lapse changes of seismic velocity in the shallow ground caused by strong ground motion shock of the 2000 Western-Tottori earthquake, Japan, as revealed from coda deconvolution analysis, Bull. Seismol. Soc. Am., 99, 352-366.
- 21. Yamada, M., Mori, J., & Ohmi, S. (2010), Temporal changes of subsurface velocities during strong shaking as seen from seismic interferometry, J. Geophys. Res., 115, B03302.
- 22. Takagi, R., Okada, T., Nakahara, H., Umino, N., & Hasegawa, A. (2012), Coseismic velocity change in and around the focal region of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, J. Geophys. Res., 117, B06315.
- Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C., & Jaboyedoff, M. (2012), Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction, J. Geophys. Res., 117, F01030.
- 24. Marc, O., Sens-Schönfelder, C., Hovius, N., Meunier, P., Hobiger, M., Hsu, Y. J., Ohzono, M., & Sawazaki, K. Seismic and geodetic constraints on rock damage and landslide hazard after earthquakes. Submitted to Science.

第44回地すべりシンポジウム 地震時地すべりの研究動向と対応計画 2016.5

編集·発行 公益社団法人日本地すべり学会新潟支部 印 刷 株式会社 文 久 堂

(公社)日本地すべり学会新潟支部のホームページ http://www.landslide-niigata.org