

地震による崩壊発生メカニズム

川邊 洋(新潟大学名誉教授)

1. はじめに
2. 地震の発生と地震波の伝播
 - (1) 震源断層の破壊過程(震源過程)
 - (2) 伝播に伴う地震波の変化
3. 地表面に達した地震動の振幅と周波数(周期)特性
 - (1) 地震動の振幅(加速度と速度)と斜面災害
 - (2) 地震動の周波数(周期)特性と斜面災害
—地震動の卓越周波数と地盤の固有周波数—
 - (3) 表層地盤による地震動の変化
 - (4) 地形(傾斜・標高・凹凸)による地震動の増幅と崩壊
 - (5) 上下動の大きさ
 - (6) 振動継続時間
4. 規模と頻度の関係からみた崩壊と地震(誘因)・地質(素因)の関係
 - (1) 崩壊の規模と頻度の関係
 - (2) 最近の地震による崩壊資料を用いた a 、 b 値の推定
 - (3) a — b 関係と地震・地質
5. 地震動による地盤の強度変化
 - (1) 剪断強度の変化
 - (2) 間隙水圧の発生

1. はじめに

地表面に達した地震動の特性

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

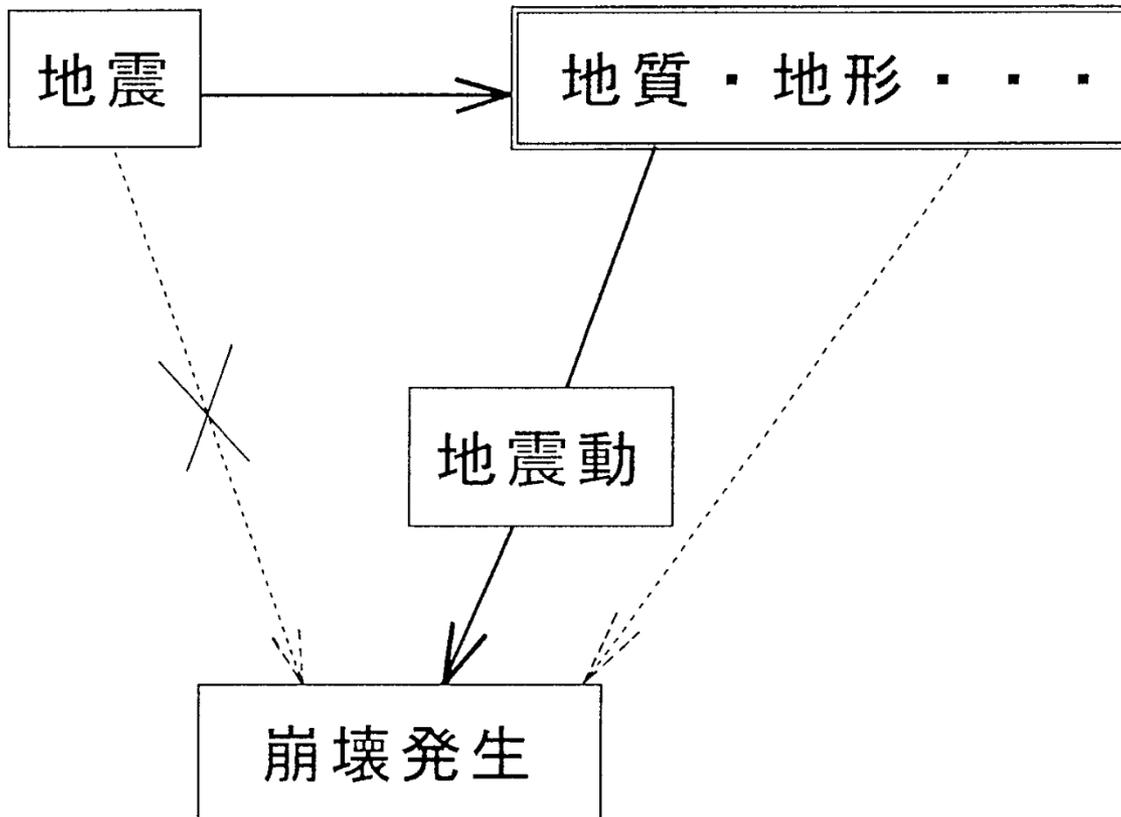
+

③ 地表近くの地質・地形・地盤の諸性質

* 地震動は地表付近の地質・地形、地盤性状により
大きく変化する。

誘因

素因



地震崩壊の発生原因

- 誘因
- 震源断層との位置関係とその破壊過程
 - 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
 - 地形(傾斜、標高、方位、凹凸、斜面形、・・・)
 - 地盤の固有周波数(固有周期)
 - 地盤の土質工学的性質(強度、間隙水)
 - 地震前後の降雨状況

2. 地震の発生と地震波の伝播

(1) 震源断層の破壊過程(震源過程)

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く、震央(震源)より地表に現れた(あるいは地下に推定された)震源断層との位置関係が、崩壊の発生に関わっていることが推察された。

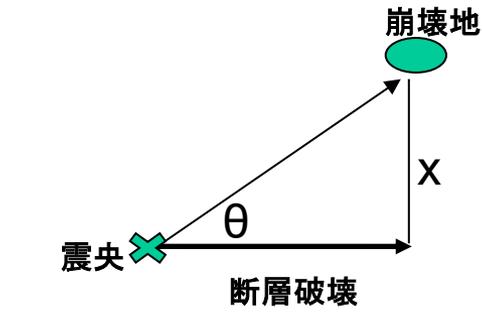
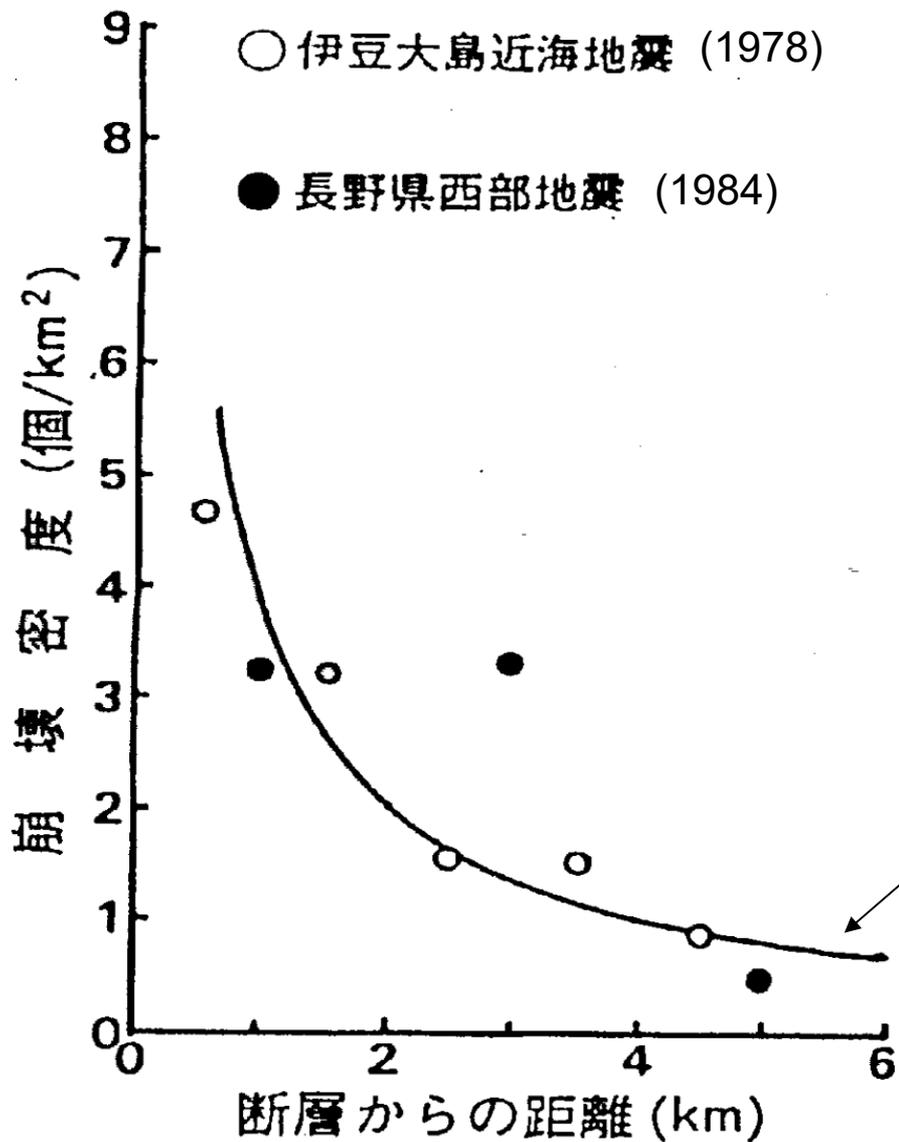
次のスライドに、地表震源断層からの距離と崩壊密度の関係の一例を示す。

その後、単純に断層との位置関係だけではなく、断層の破壊過程が崩壊発生に及ぼす影響も注目されるようになった。

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、破壊が一樣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、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、地表震源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である。逆断層の場合、上盤側でとくに被害が大きい理由もここにある。上盤の地表の真下に、大すべり量の領域を含む断層面が横たわっているからである。

続くスライドで、新潟県中越地震と中国・四川地震の例を示す。

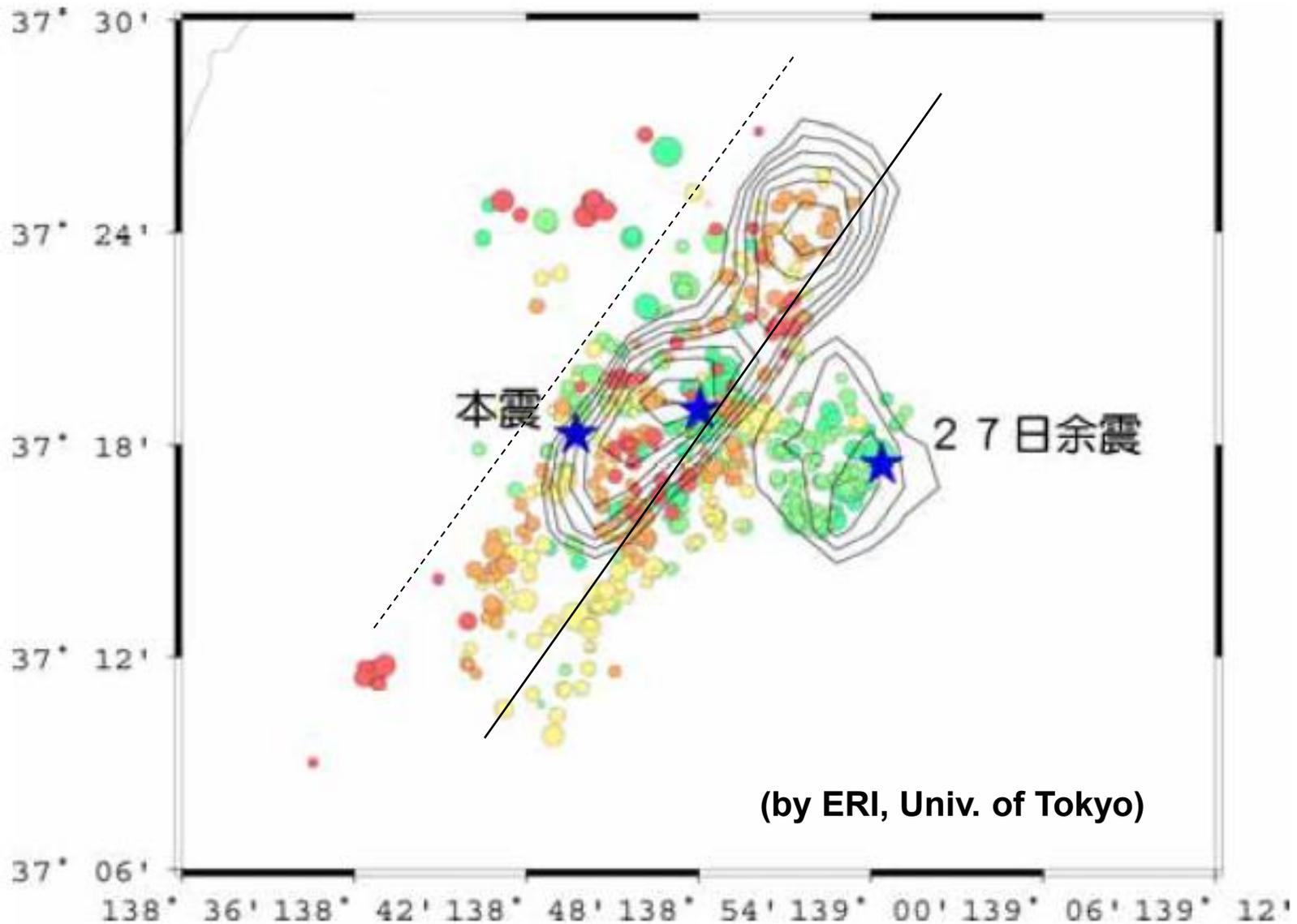


$$A_{\max} \cong a / \sqrt{b - \cos \theta}$$

(小山・泉谷、1985)

- a: 断層の長さに比例する定数
- b: S波速度と破壊伝播速度との比

断層からの距離と崩壊密度の関係 (川邊、1987a)



震源域の広がり
(新潟県中越地震)



栃尾市

長岡市

信濃川

▲三ツ峰山
山古志村

寺野

一ツ峰沢

朝日川

三石川

南平

広神地区

小千谷市

竹沢

榑木

和田川

塩谷

梶金

東竹沢

氷沢新田

魚沼市

川口町

⊗
震央

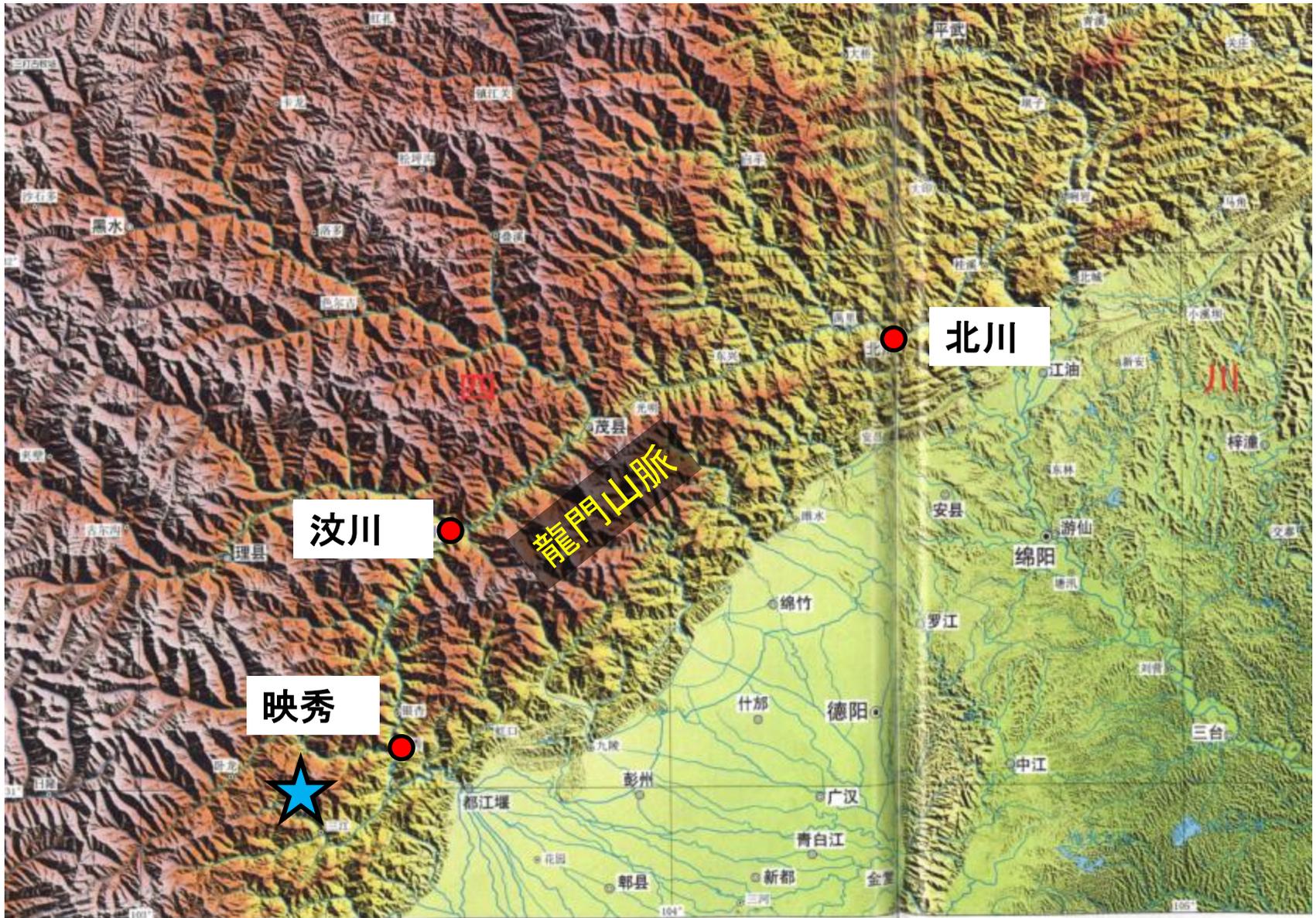
芋川

地震による崩壊分布は、
ほぼ余震域(震源域)と重なる。

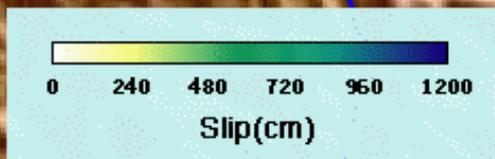
崩壊分布(国土地理院)

四川盆地北西部の地勢図

(「汶川地震区域」星球地图出版社より)



2008年5月12日 14:28:04 — 14:29:23

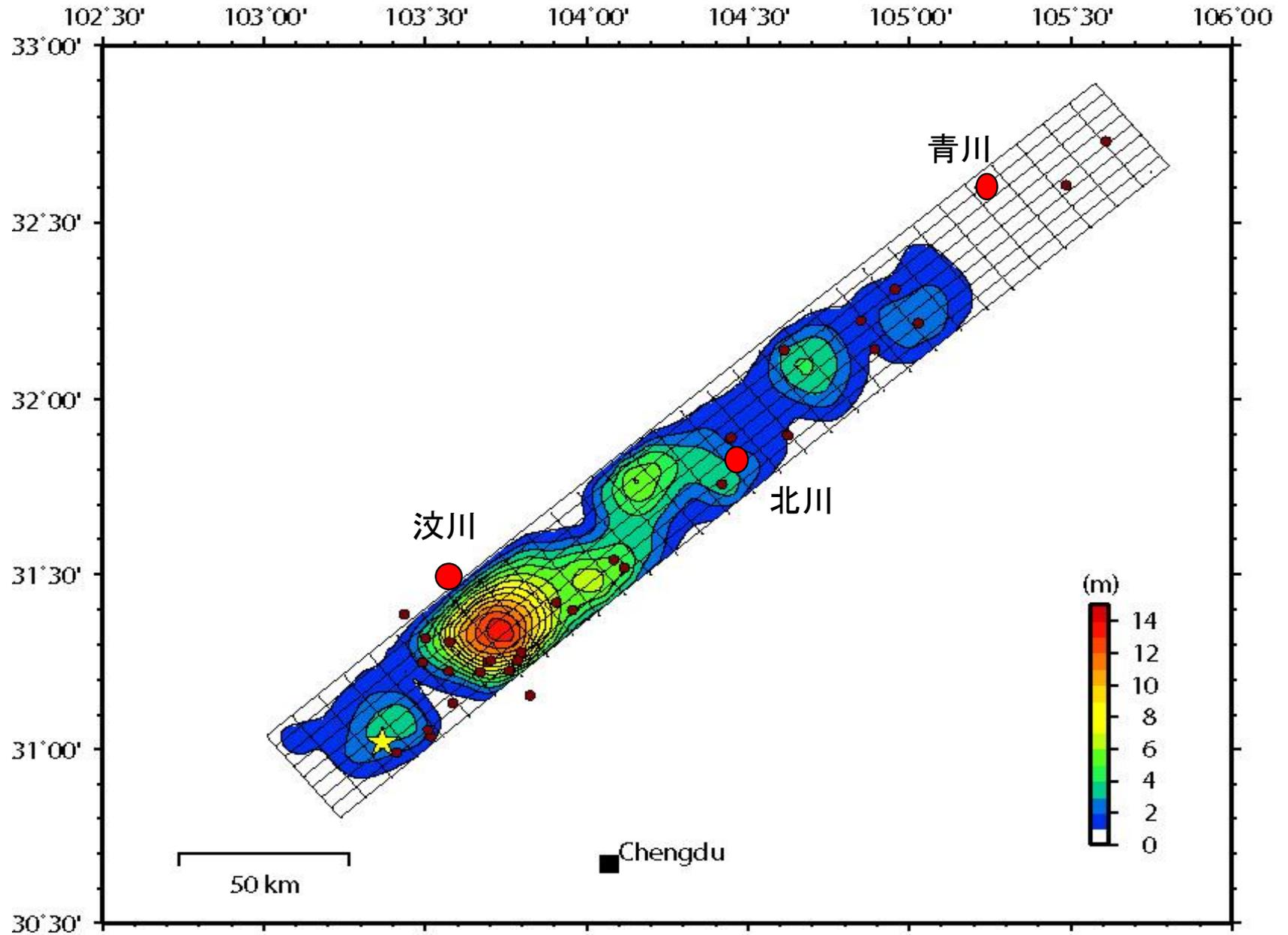


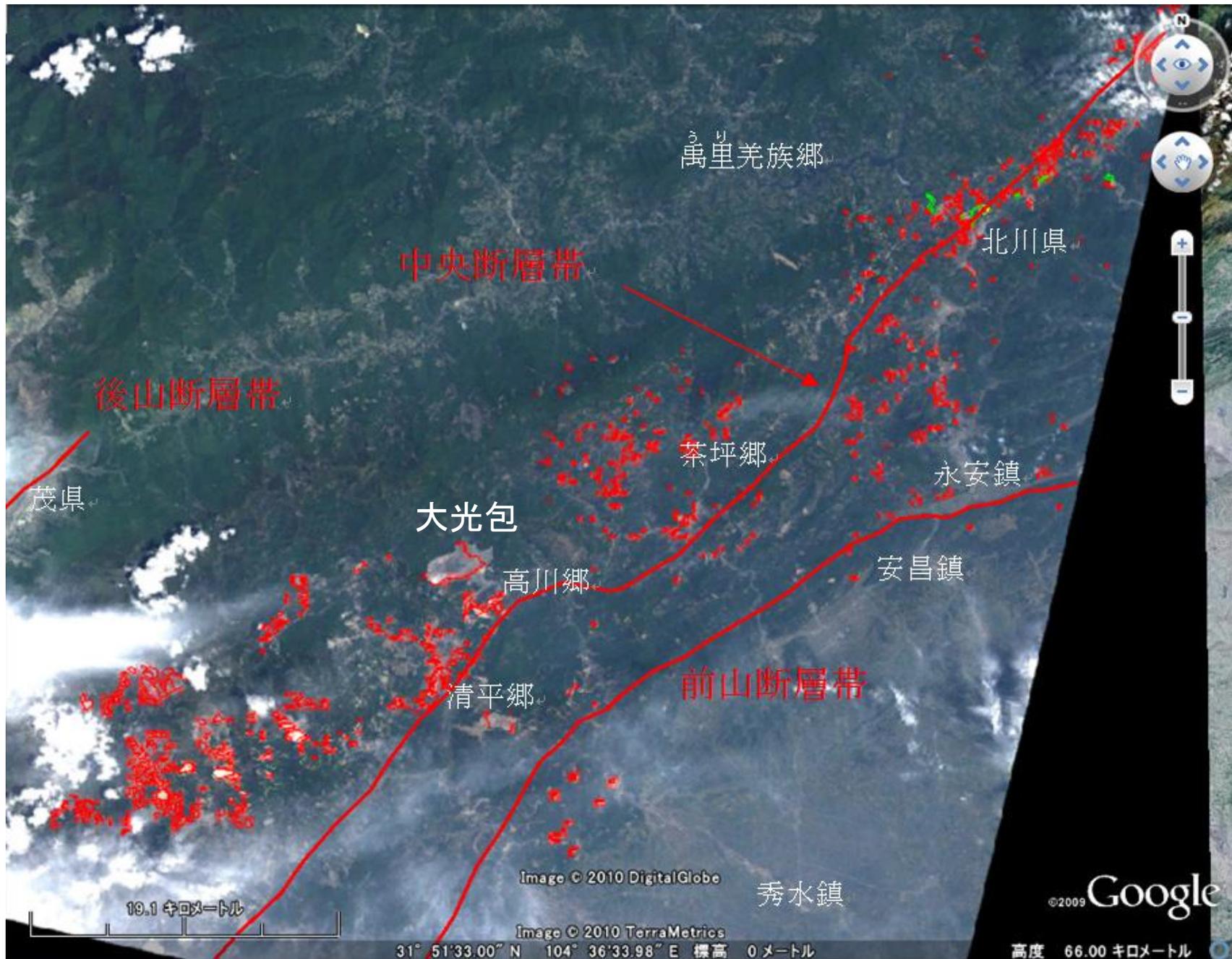
1 Sec



Slip distribution on the estimated fault plane

(ERI, Univ. of Tokyo に加筆)





AVNIR-2画像で判読された崩壊分布 (川邊・他、2010)

2. 地震の発生と地震波の伝播

(2) 伝播に伴う地震波の変化

- ① 減衰
 - ・幾何減衰(波面の広がりによる)
 - ・内部減衰(Q値、地殻の非弾性的性質による)
 - ・反射、屈折、散乱(不均質な媒質による)

- ② 放射特性 (主要動の振動方向)
 - すべり面の方向・方位

- ③ 指向性(Directivity)(ドップラー効果)
 - 崩壊分布

地震波の放射特性

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可能性がある。

ネフチェゴルスク大地震

M7.6 : 1995年6月28日午前1時4分発生 (現地時間)

地震断層 : 長さ約35km, 平均変位3.8m

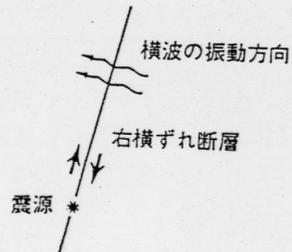
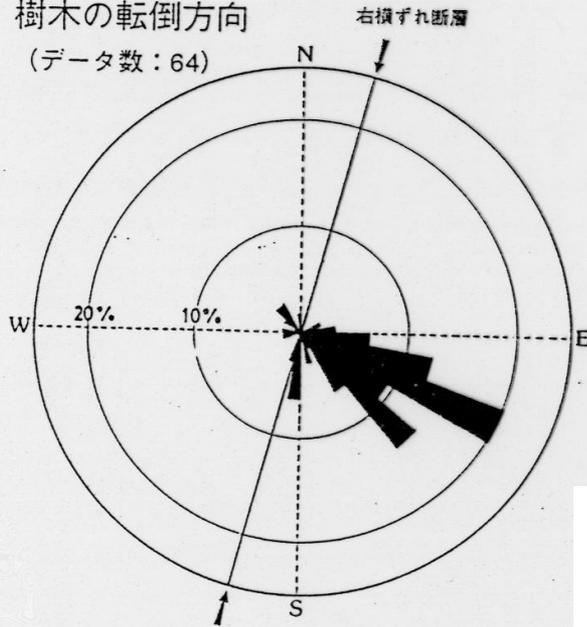
確認された最大変位=右ずれ8.1m

縦ずれ変位は平均西側が30cm隆起.

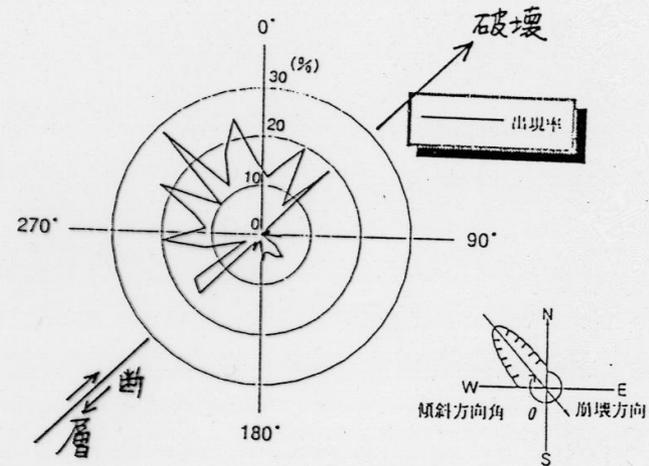
断層の走向 : N 15°E (北端部でN30°E)

樹木の転倒方向

(データ数 : 64)



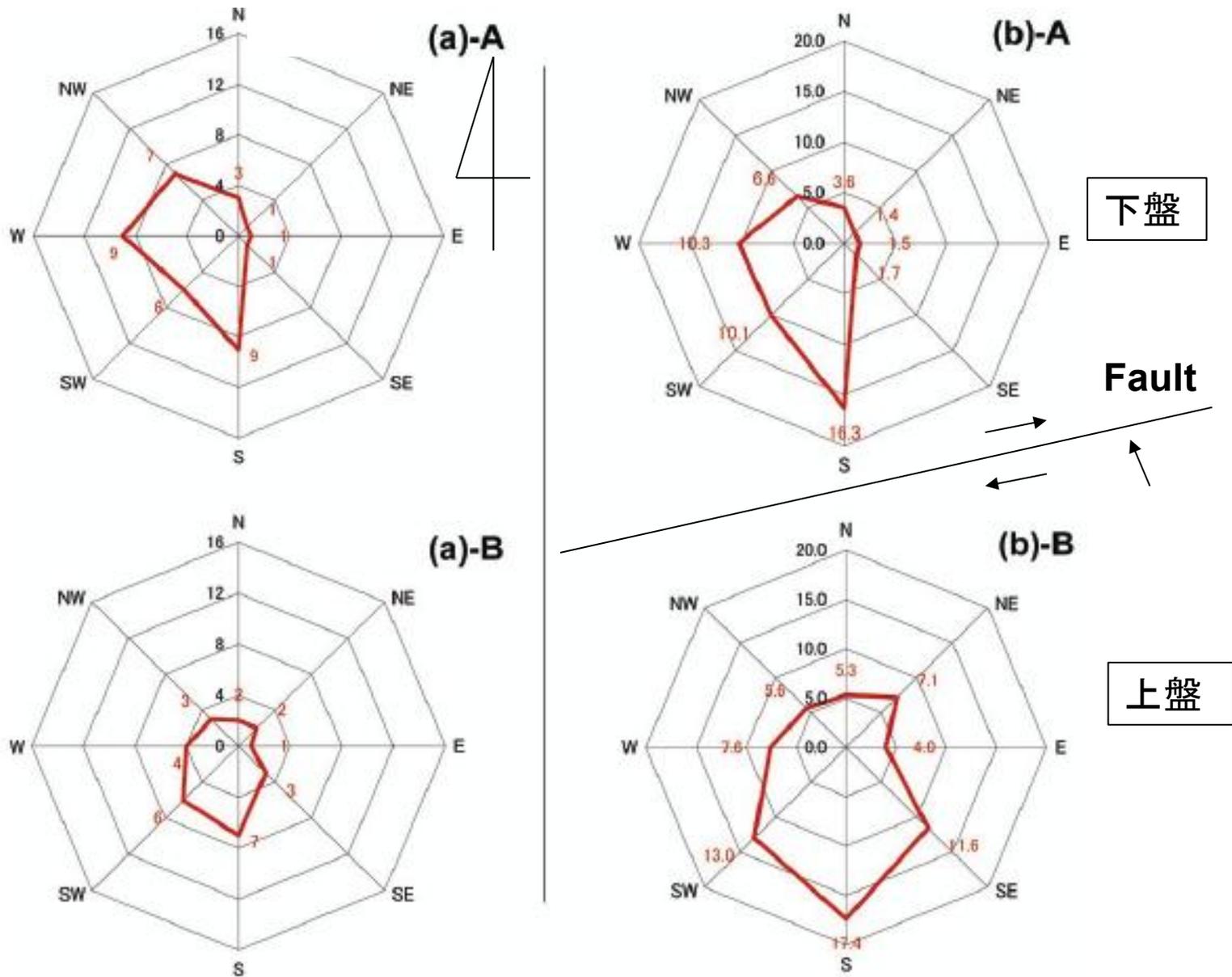
兵庫県南部地震



各方位の崩壊発生率 (六甲)

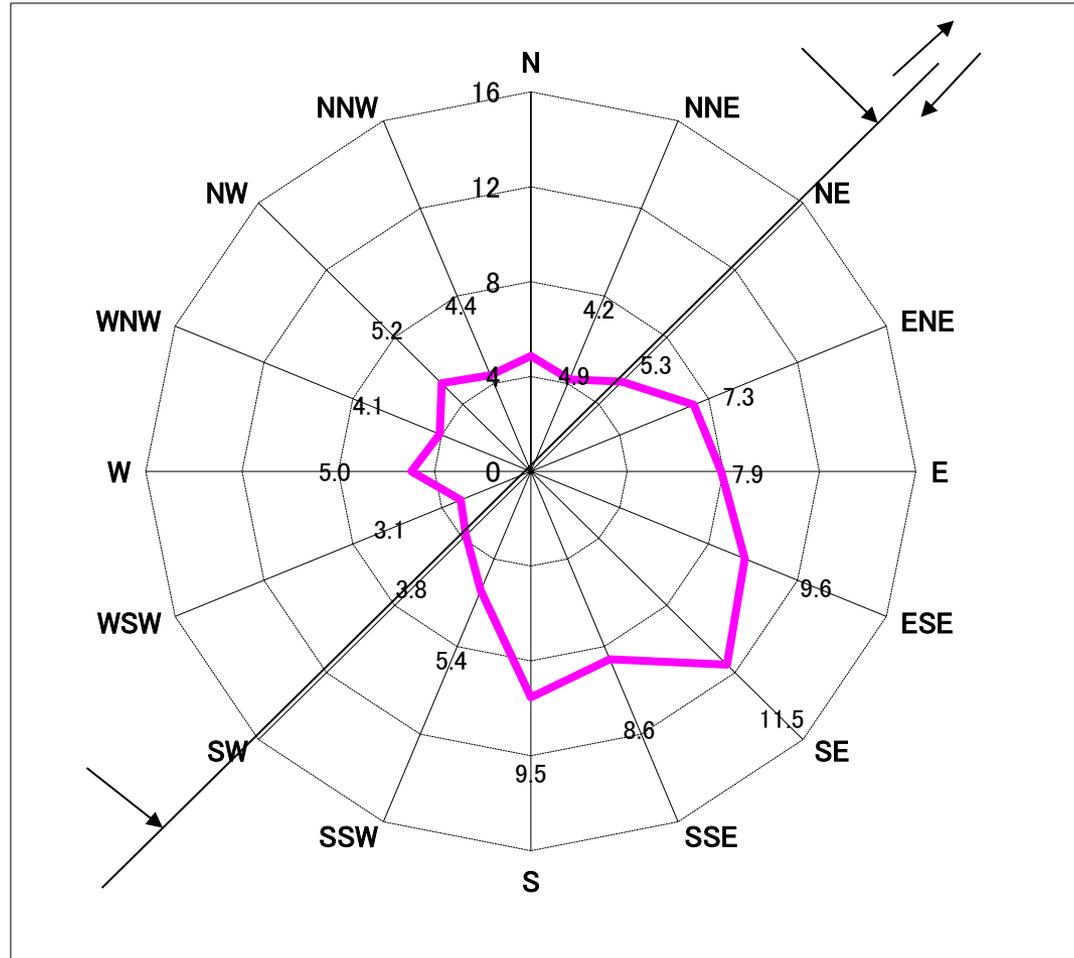
(沖村、1995)

Direction of upside-downness
of trees along a right-lateral fault
(嶋本他、1996)



図—5 (a) 斜面崩壊の斜面方位に関する頻度, (b) 各斜面方位に占める斜面崩壊の面積比。A, 想定断層線より北西側; B, 想定断層線より南東側 (佐藤、2007)

抽出した全崩壊地の斜面方向の分布 (四川地震)



- ・南から東南東方向の斜面で多発、全体の約39%、南東斜面では約12%。
- ・龍門山断層の走向にほぼ直交。逆断層運動の影響か？ 横ずれ成分からのS波初動の影響か？

下記のような調査報告にも、地震波の放射特性の影響が現れているかもしれない。

- 関東地震の丹沢山地では、崩壊は北面の山腹で最も少ない。ただし、場所により、北東面の山腹で多い所がある。（諸戸北郎：地震と山地の崩壊とに就いて、震災予防調査会報告、第100号乙、1925）・・・内容に？
- 今市地震による崩壊の斜面方位について、花崗岩・火山噴出物では震源に対して反対側を向いた山腹に、古生層では震源に向かった山腹に山崩れが多い傾向。（小出 博：山崩れ、古今書院、1955）
- 四川地震では、観察した11の谷のうち、7個所では谷の震央側斜面が激しく崩落しているのに対し、逆の状況は一つもなかった。（東畑郁生、地盤工学会誌、56-9、2008）。

地震波の指向性 (Directivity)

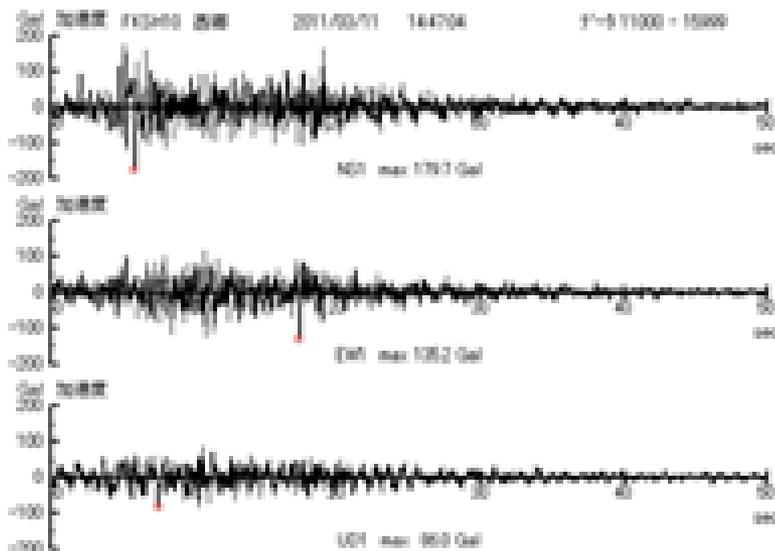
断層破壊が進行していく方向では、S波に少し遅れて、断層によるずれが伝わる。断層の走向方向では断層各部で発生した地震波が重なり合い、振幅の大きな短周期の振動が生成される(ドップラー効果)。

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(例えば、兵庫県南部地震時の宝塚、新潟県中越地震時の栃尾)があるが、この指向性の影響も考えられる。

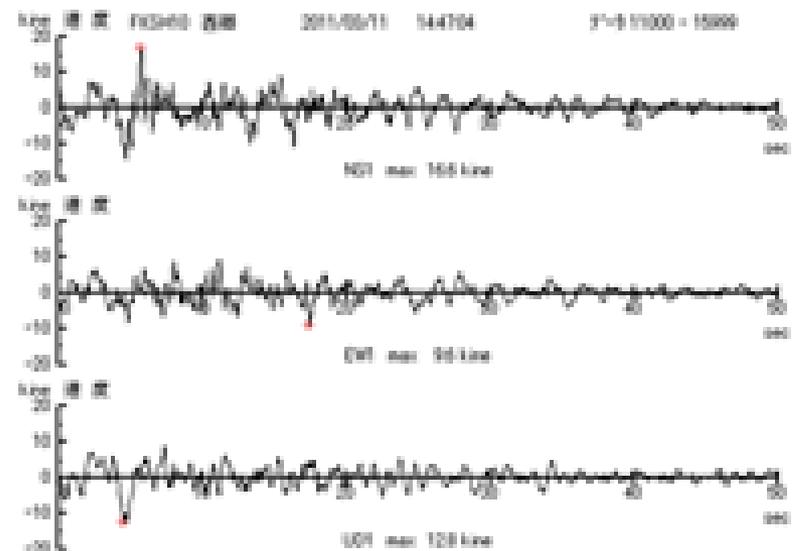
3. 地表面に達した地震動の 振幅と周波数(周期)特性

(1) 地震動の振幅(加速度と速度)と斜面災害

加速度時刻歴



速度時刻歴



東北地方太平洋沖地震(第3波)のKiK-net西郷(地中-200m)における
地震波形 (青井・他、2012)

海溝型地震による斜面崩壊発生位置

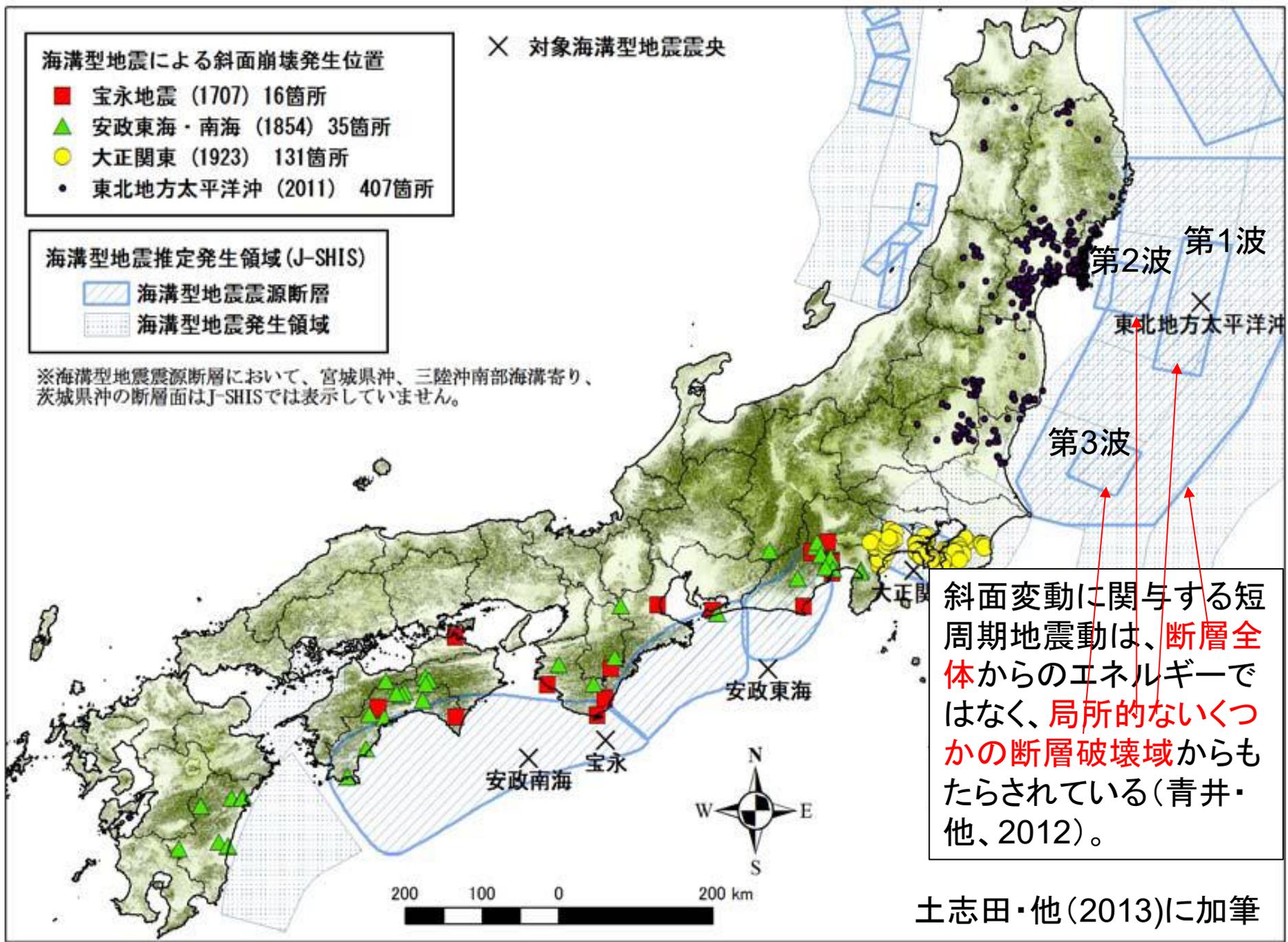
- 宝永地震 (1707) 16箇所
- ▲ 安政東海・南海 (1854) 35箇所
- 大正関東 (1923) 131箇所
- 東北地方太平洋沖 (2011) 407箇所

海溝型地震推定発生領域 (J-SHIS)

- 海溝型地震震源断層
- 海溝型地震発生領域

※海溝型地震震源断層において、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、茨城県沖の断層面はJ-SHISでは表示していません。

× 対象海溝型地震震央



斜面変動に関与する短周期地震動は、断層全体からのエネルギーではなく、局所的ないくつかの断層破壊域からもたらされている(青井・他、2012)。

土志田・他(2013)に加筆

いくつかの地震の最大加速度と最大速度

	最大加速度(gal)	最大速度(kine)
釧路沖地震(1993)	919	59
兵庫県南部地震(1995)	818	92
鹿児島県北西部地震(1997)	902	46
台湾・集集地震(草嶺)(1999)	842	94

地震動の振幅と周期

- 加速度振幅

 - 地震力の尺度

 - 短周期成分の特徴

 - 硬い岩盤の崩壊、小規模で浅い崩壊。

 - S波の一撃で一気に崩壊。

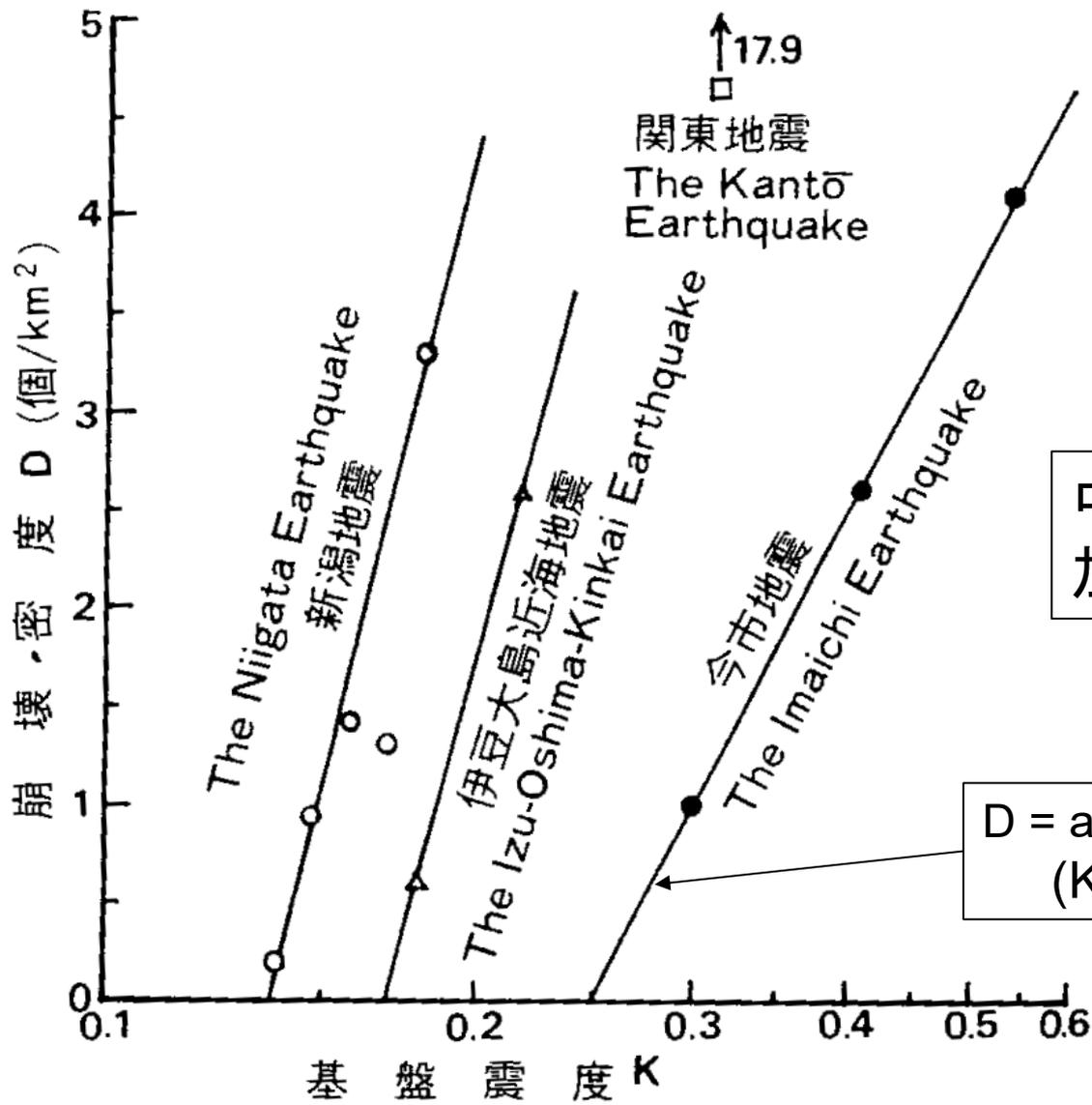
- 速度振幅

 - 地震エネルギーの尺度

 - 周期1～数秒の波の特徴

 - 軟らかい地盤の地すべり、大規模で深い崩壊。

 - 振動の繰り返しとその継続時間の影響が大きい。



崩壊密度と推定基盤震度(加速度)の関係 (川邊、1987b)

地震による大規模崩壊と誘因となった地震動の特徴

No.	地震名	M	断 層 面				崩壊名	断層線との位置関係	最寄の観測点における地震動(水平動)							崩壊規模(m ³)	崩壊面方位	崩壊面傾斜(°)	地 質	その他の特徴
			タイプ	長さ(km)	走向	傾斜			観測点位置	PGA (gal)	fp (Hz)	PGV (kine)	fp (Hz)	振動卓越方位	継続時間(s)					
1	台湾・集集(1999)	7.7	直下型逆断層型	80	NNE-SSW	30° E	草嶺	断層線南端から上盤側に約5km 投影断層面内	CHY080 草嶺(1km)	842 (NS)	1.2	96 (NS)	1.2	NE-SW	35	2.4 × 10 ⁸	SW	10 ~ 15	(新第三紀)堆積岩 砂岩頁岩互層	UD大(716gal) 流れ盤・産屈 地すべり地形
							九份二	断層線中央から上盤側に約15km 投影断層面内	TCU089 (6km)	348 (EW)	3.0	45 (EW)	—	(E-W)	35	3.5 × 10 ⁷	SE	20 ~ 25	(新第三紀)堆積岩 頁岩	流れ盤 産屈
2	新潟県中越(2004)	6.8	直下型逆断層型	20 ~ 25	NNE-SSW	50° W	東竹沢	断層線中央から上盤側に約7km 投影断層面内	NIG019 小千谷(10km)	1308 (EW)	1.5	120 (EW)	—	—	20	>10 ⁸	WNW	15 ~ 20	(新第三紀)堆積岩 シルト岩 砂質泥岩	UD大(820gal) 流れ盤 地すべり地形
3	中国・四川(2008)	8.0	直下型逆断層型	300	NE-SW	50° NW	大光包	断層線中央から上盤側に約20km 投影断層面内	MZQ 清平(12km)	824 (EW)	1.1 (等価)	122 (EW)	1.1 (等価)	—	40	7.5 × 10 ⁸	ENE	35	(原生代)白雲岩 (古生代)石灰岩 砂岩・泥岩・頁岩	UD大(623gal) (流れ盤) (地すべり地形)
4	岩手・宮城内陸(2008)	7.2	直下型逆断層型	40	NNE-SSW	40° W	荒砥沢	断層線から上盤側に約10km 投影断層面内	IWTH025 一関西(12km)	1433 (EW) 1036 (NS)	7.1- 20	67 (NS) 38 (NS)	0.77- 0.33-	(E-W) —	35 30	6.7 × 10 ⁷	SE	0 ~ 2	(新第三紀)火山岩 砂岩・シルト岩 軽石質凝灰岩	UD大(3866gal) 地すべり地形 湖成層
5	東北地方太平洋沖(2011)	9.0	海溝型逆断層型	500	NNE-SSW	10° W	葉の木平	海溝軸から上盤側に約260km 投影断層面外	FKSH10 西郷(13km)	1062 (NS) 180 (NS)	4.0 3.3	36 (NS) 17 (NS)	4.0 2.0	(NNE-SSW) (N-S)	155 135	3.0 × 10 ⁴	NE	10 ~ 20	(第四紀)火山岩 スコリア・軽石 火山灰質粘土	地表部での UDの増幅大 (86→1016gal)

No.	地震名	M	断 層 面				崩壊名	断層線との 位置関係	最寄の観測点における地震動(水平動)						
			タイプ	長さ(km)	走向	傾斜			観測点位置	PGA (gal)	fp (Hz)	PGV (kine)	fp (Hz)	振動卓越方位	継続時間 (s)
1	台湾・集集 (1999)	7.7	直下型 逆断層型	80	NNE-SSW	30° E	草嶺	断層線南端から上盤 側に約5km 投影断層面内	CHY080 草嶺 (1km)	842 (NS)	1.2	96 (NS)	1.2	NE-SW	35
									九份二	断層線中央から上盤 側に約15km 投影断層面内	TCU089 (6km)	348 (EW)	3.0	45 (EW)	—
2	新潟県中越 (2004)	6.8	直下型 逆断層型	20 ~ 25	NNE-SSW	50° W	東竹沢	断層線中央から上盤 側に約7km 投影断層面内	NIG019 小千谷 (10km)	1308 (EW)	1.5	120 (EW)	—	—	20
3	中国・四川 (2008)	8.0	直下型 逆断層型	300	NE-SW	50° NW	大光包	断層線中央から上盤 側に約20km 投影断層面内	MZQ 清平 (12km)	824 (EW)	1.1 (等価)	122 (EW)	1.1 (等価)	—	40
4	岩手・宮城内陸 (2008)	7.2	直下型 逆断層型	40	NNE-SSW	40° W	荒砥沢	断層線から上盤側に約 10km 投影断層面内	IWTH025 一関西 (12km)	1433 (EW) 1036 (NS)	7.1- 20	67 (NS) 38 (NS)	0.77- 0.33-	(E-W) —	35 30
5	東北地方太平洋沖 (2011)	9.0	海溝型 逆断層型	500	NNE-SSW	10° W	葉の木平	海溝軸から上盤側に約 260km 投影断層面外	FKSH10 西郷 (13km)	1062 (NS) 180 (NS)	4.0 3.3	36 (NS) 17 (NS)	4.0 2.0	(NNE-SSW) (N-S)	155 135

崩壊名	断層線との位置関係	最寄の観測点における地震動(水平動)							崩壊規模(m ³)	崩壊面方位	崩壊面傾斜(°)	地質	その他の特徴
		観測点位置	PGA (gal)	fp (Hz)	PGV (kine)	fp (Hz)	振動卓越方位	継続時間(s)					
草嶺	断層線南端から上盤側に約5km 投影断層面内	CHY080 草嶺 (1km)	842 (NS)	1.2	96 (NS)	1.2	NE-SW	35	2.4 × 10 ⁸	SW	10 ~ 15	(新第三紀)堆積岩 砂岩頁岩互層	UD大(716gal) 流れ盤・座屈 地すべり地形
九份二	断層線中央から上盤側に約15km 投影断層面内	TCU089 (6km)	348 (EW)	3.0	45 (EW)	—	(E-W)	35	3.5 × 10 ⁷	SE	20 ~ 25	(新第三紀)堆積岩 頁岩	流れ盤 座屈
東竹沢	断層線中央から上盤側に約7km 投影断層面内	NIG019 小千谷(10km)	1308 (EW)	1.5	120 (EW)	—	—	20	>10 ⁸	WNW	15 ~ 20	(新第三紀)堆積岩 シルト岩 砂質泥岩	UD大(820gal) 流れ盤 地すべり地形
大光包	断層線中央から上盤側に約20km 投影断層面内	MZQ 清平 (12km)	824 (EW)	1.1 (等価)	122 (EW)	1.1 (等価)	—	40	7.5 × 10 ⁸	ENE	35	(原生代)白雲岩 (古生代)石灰岩 砂岩・泥岩・頁岩	UD大(623gal) (流れ盤) (地すべり地形)
荒砥沢	断層線から上盤側に約10km 投影断層面内	IWTH025 一関西 (12km)	1433 (EW) 1036 (NS)	7.1- 20	67 (NS) 38 (NS)	0.77- 0.33-	(E-W) —	35 30	6.7 × 10 ⁷	SE	0 ~ 2	(新第三紀)火山岩 砂岩・シルト岩 軽石質凝灰岩	UD大(3866gal) 地すべり地形 湖成層
葉の木平	海溝軸から上盤側に約260km 投影断層面外	FKSH10 西郷 (13km)	1062 (NS) 180 (NS)	4.0 3.3	36 (NS) 17 (NS)	4.0 2.0	(NNE-SSW) (N-S)	155 135	3.0 × 10 ⁴	NE	10 ~ 20	(第四紀)火山岩 スコリア・軽石 火山灰質粘性土	地表部での UDの増幅大 (86→1016gal)

前の3枚のスライドの表は、近年発生した国内外の5つの大地震と、それにより発生した代表的な大規模崩壊、およびその崩壊地の最寄りの地震観測点における地震動の諸元を整理したものである。

- ・ 1999台湾・集集地震…草嶺、九份二
- ・ 2004新潟県中越地震…東竹沢
- ・ 2008中国・四川地震…大光包
- ・ 2008岩手・宮城内陸地震…荒砥沢
- ・ 2011東北地方太平洋沖地震…葉ノ木平

この表からは次のような傾向が読み取れる。

○崩壊面傾斜が 20° 以下の緩傾斜地で発生する事例が多い。

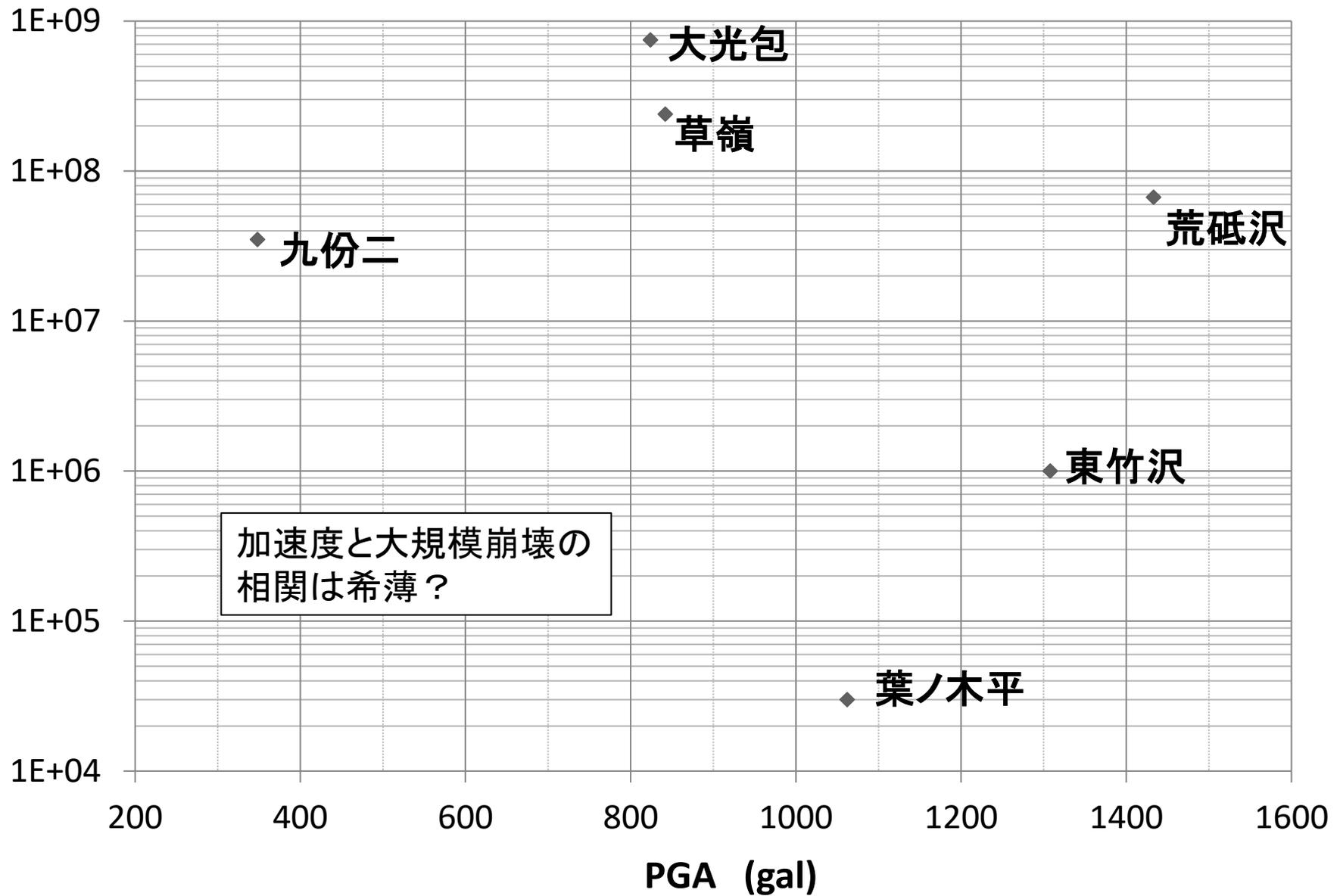
○元の斜面が流れ盤構造か、地すべり地形で多く発生する。

○地表のUD成分が極めて大きい（表層での増幅が大きい）斜面で発生する事例が多い。

○規模の大きい崩壊には低周波数（長周期）の地震動が対応しており、とくに、 10^8 m^3 を超えるような大規模崩壊には、1Hzを少し超える程度の比較的長周期の地震動が対応しているように見える。

○また、 10^8 m^3 を超えるような大規模崩壊には、100kineを超える地震速度が必要のようである。

崩壊規模 (m³)



加速度と大規模崩壊の
相関は希薄？

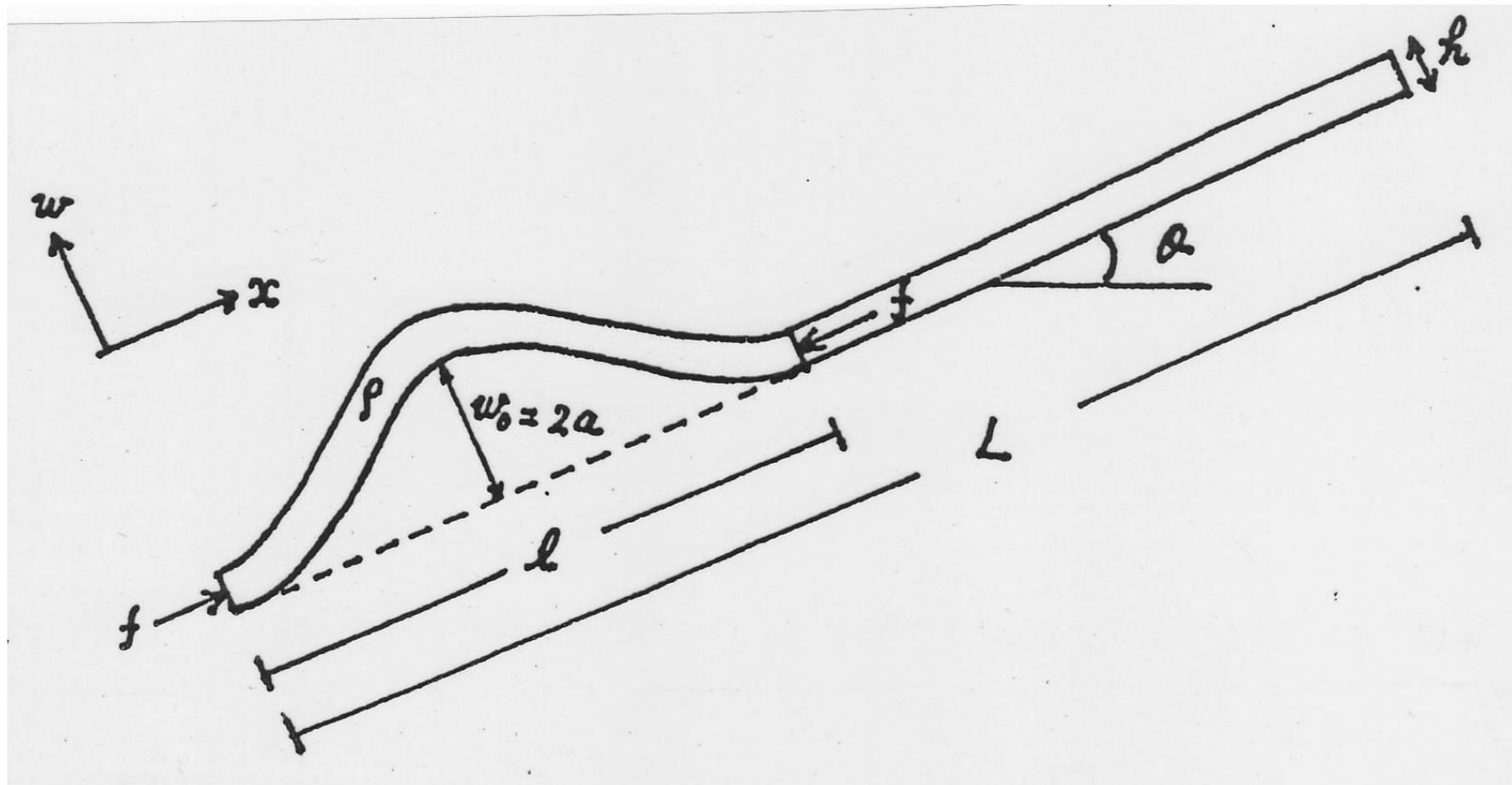
ピーク加速度と大規模崩壊の規模との関係 (川邊、2015)

集集地震による九份二山の崩壊

日頃からのすべりによる座屈褶曲の形成→斜面の弱化
→小さい加速度でも崩壊？



九份二山崩壊に弾性板の撓み理論を当て嵌めると、斜面下方の約500mが膨らみ出す場合と、斜面上端130mの荷重により、その下方斜面が膨らむ場合の2通りの解が得られる(川邊、2019b)。



集集地震による草嶺の崩壊

日頃からのすべりによる斜面の弱化
→小さい加速度でも崩壊？



上載荷重の急激な除去

→ 応力解放による岩盤の膨張・劣化

→ 重力性クリープによる岩盤の緩み

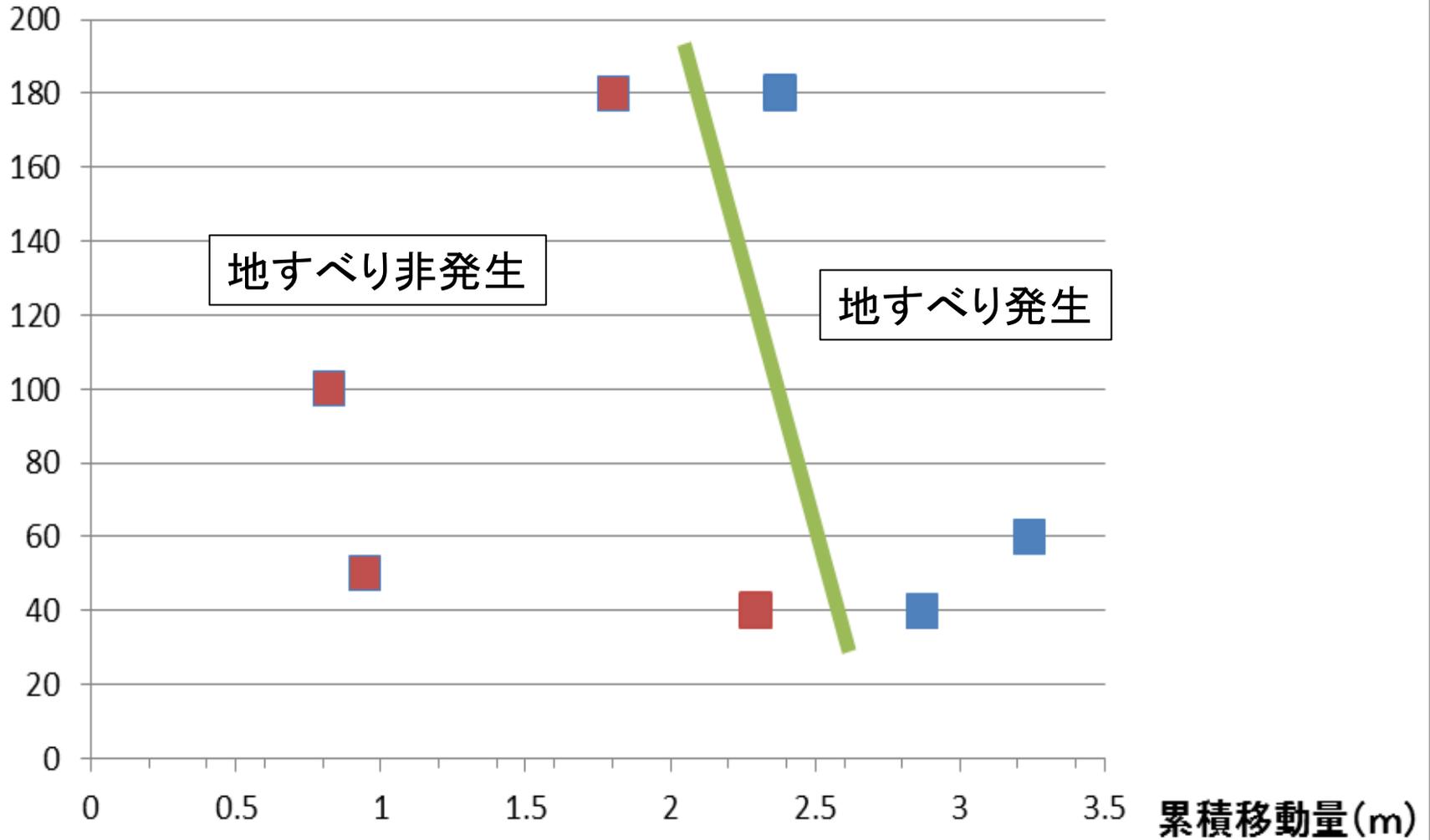
→ { すべり (草嶺のように斜面下端が自由端の場合)
座屈褶曲 (九份二山のように斜面下端がクランプされている場合)

→ 地震等により大規模崩壊

→ 再び上載荷重の急激な除去

地震動 (gal)

地震動と累積移動量



(川邊、2019a)

次に、斜面に作用した力ではなく、エネルギーに注目する。

前表で取り上げた地震動の最大加速度、最大速度、卓越周期、主要動継続時間と、それらを元に以下の計算を行った結果を、次のスライドに整理した。

単位体積当たりの歪エネルギーを W 、運動エネルギーを K とすると、一波長についての平均エネルギー $Ave(K+W)$ は、次のように表せる (宇津、1977)。

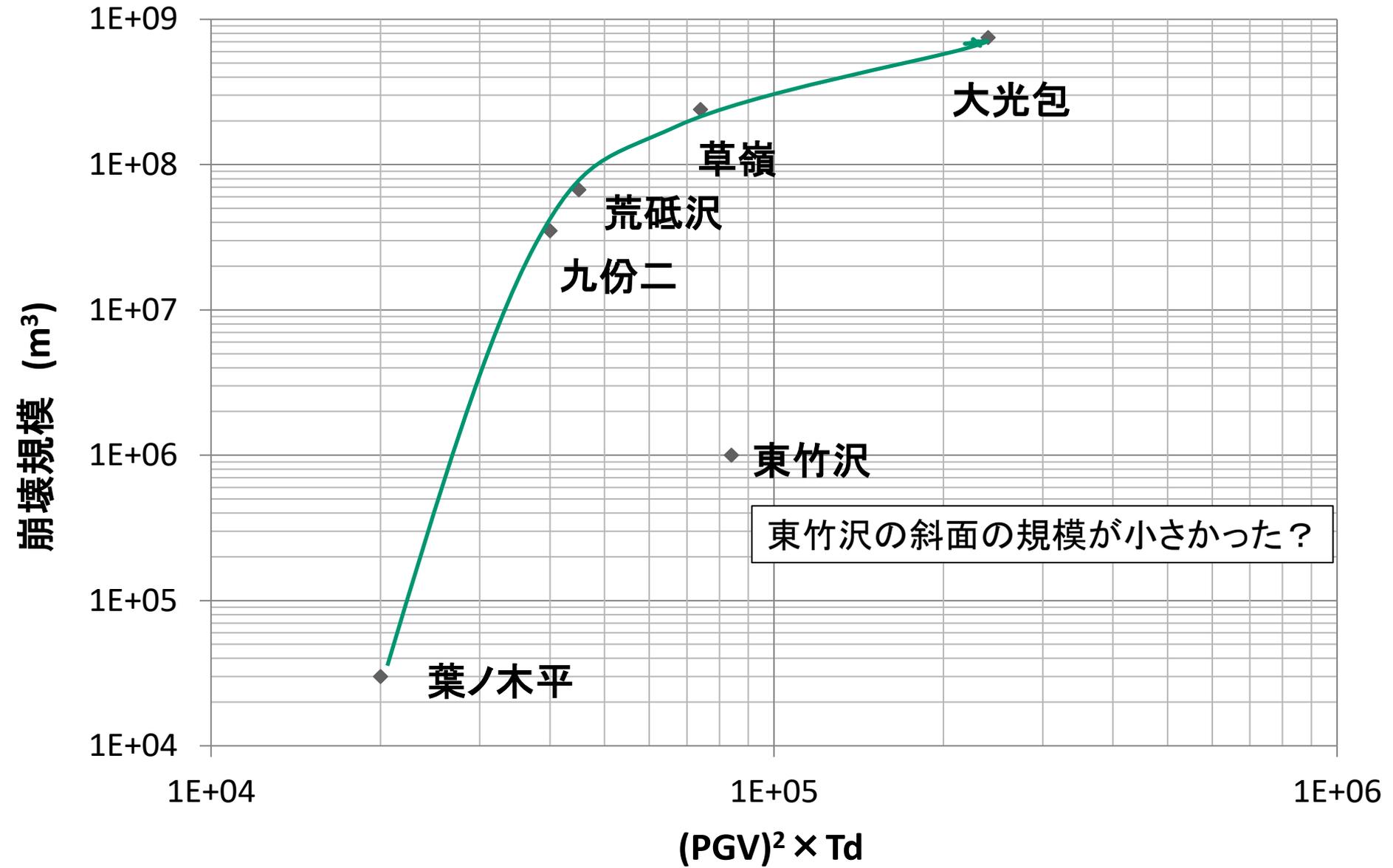
$$Ave(K+W) = (1/2)\rho(\omega A)^2 = (1/2)\rho(PGV)^2$$

ρ : 密度、 ω : 角周波数、 A : 変位振幅、 PGV : 地表でのピーク速度振幅

一波長の積算エネルギーは、上式に卓越周期 T_p をかけることにより得られる。 $(PGV)^2 \times T_p$ に、さらに同程度の振幅の波の数をかけることにより、継続時間も考慮することができる。すなわち、 $T_p \times (\text{主要動の波の数}) \doteq (\text{主要動継続時間 } T_d)$ と見なせるので、 $(PGV)^2 \times T_d$ を求め、それに対する崩壊規模の分布を2枚後のスライドに示した。

地震動の諸元と地震エネルギーに関する計算過程（川邊、2015）

No.	地震名	崩壊名	PGA (gal)	Tp (秒)	PGV (kine)	(PGV) ² (kine ²)	Tp (秒)	(PGV) ² × Tp	主要動 継続時間 Td (秒)	(PGV) ² × Td	崩壊規模 (m ³)
1	台湾・集集 (1999)	草嶺	842	0.83	96	9.2E+03	0.83	7.6E+03	8	7.4E+04	2.4E+08
		九份二	348	0.33	45	2.0E+03	—	6.6E+02	20	4.0E+04	3.5E+07
2	新潟県中越 (2004)	東竹沢	1308	0.67	120	1.4E+04	—	9.4E+03	6	8.4E+04	1.0E+06
3	中国・四川 (2008)	大光包	824	0.93 (等価)	122	1.5E+04	0.93 (等価)	1.4E+04	16	2.4E+05	7.5E+08
4	岩手・宮城内陸 (2008)	荒砥沢	1433	~0.14	67	4.5E+03	~1.3	5.9E+03	10	4.5E+04	6.7E+07
5	東北地方太平洋沖 (2011)	葉の木平	1062	0.25	36	1.3E+03	0.25	3.4E+02	15	2.0E+04	3.0E+04



主要動継続中に受ける地震エネルギーと大規模崩壊の規模との関係 (川邊、2015)

3. 地表面に達した地震動の 振幅と周波数(周期)特性

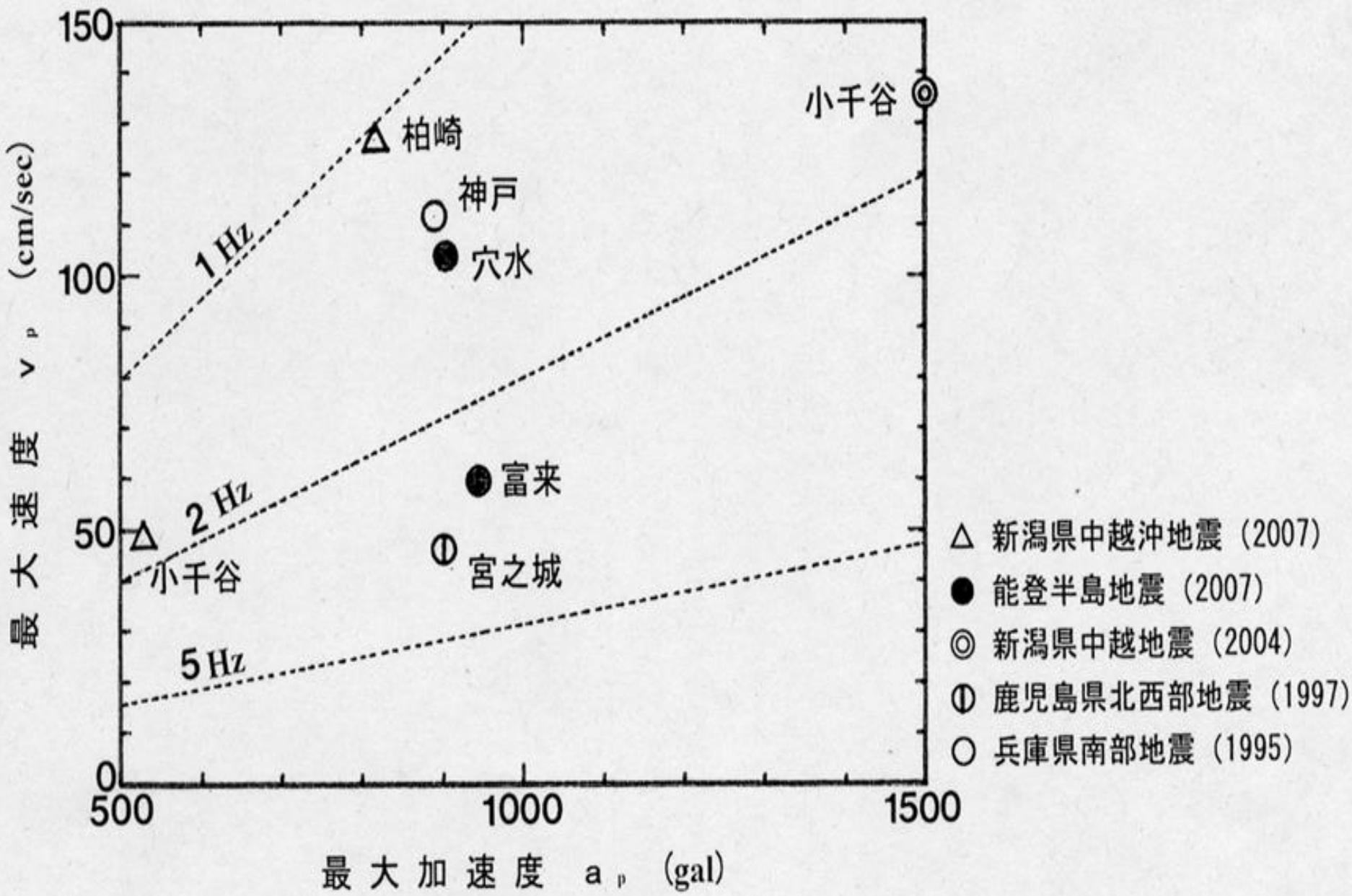
(2) 地震動の周波数(周期)特性と斜面災害

—地震動の卓越周波数と地盤の固有周波数—

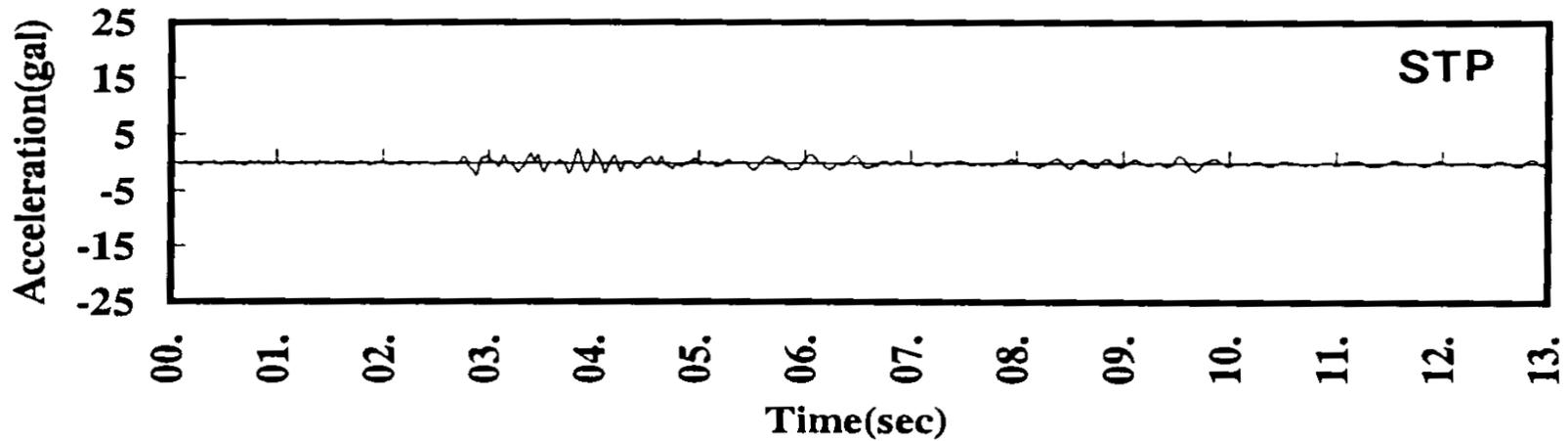
地震動の卓越周波数と表層地盤の固有周波数

が一致すると、表層地盤に共振が起こり、一気に

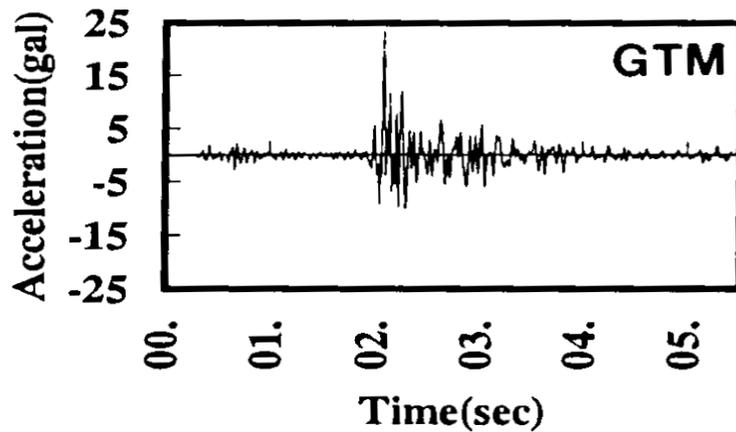
不安定化する可能性がある。



* 点線は等価卓越周波数 ($a_p / 2\pi v_p$)



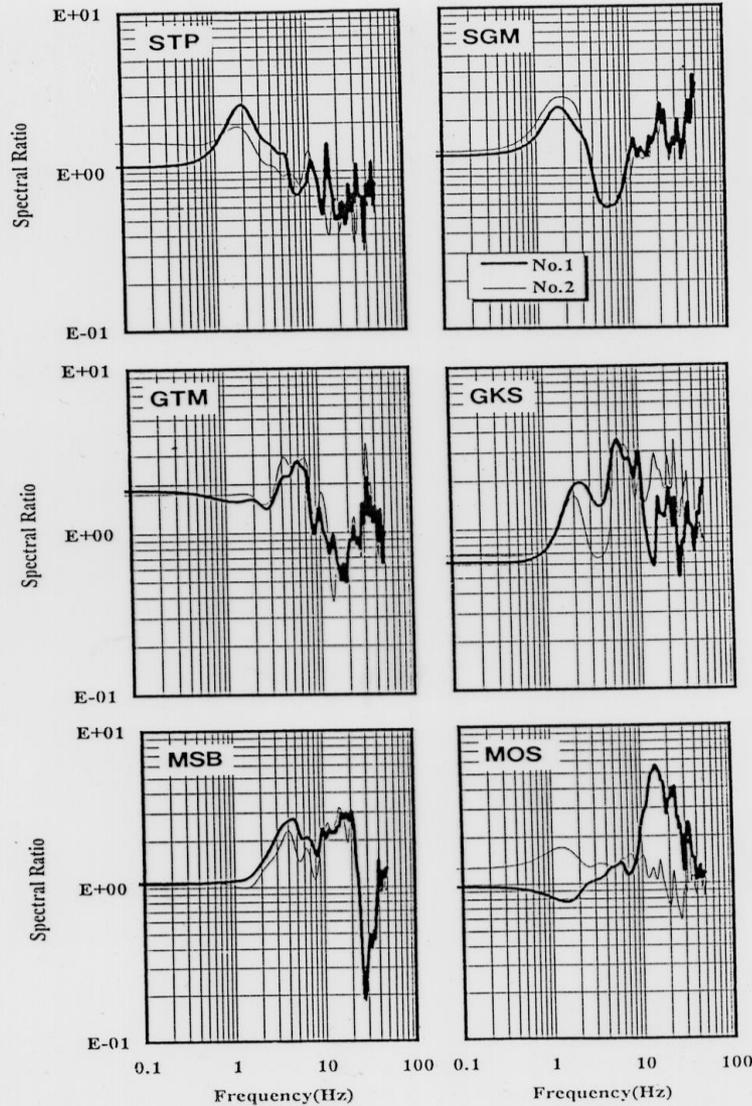
シラス段丘上



花崗岩

通過した地質により、振幅や周期、
継続時間が大幅に異なる。

同一余震 (M3.3) のシラス段丘上と花崗岩における加速度記録(EW成分)
(川邊・他、1999b)



シラス段丘上 (崩壊僅少)

2Hz

K-NET宮之城
(卓越周波数1.5~3.5Hz)

花崗岩 (崩壊多発)

6-7Hz

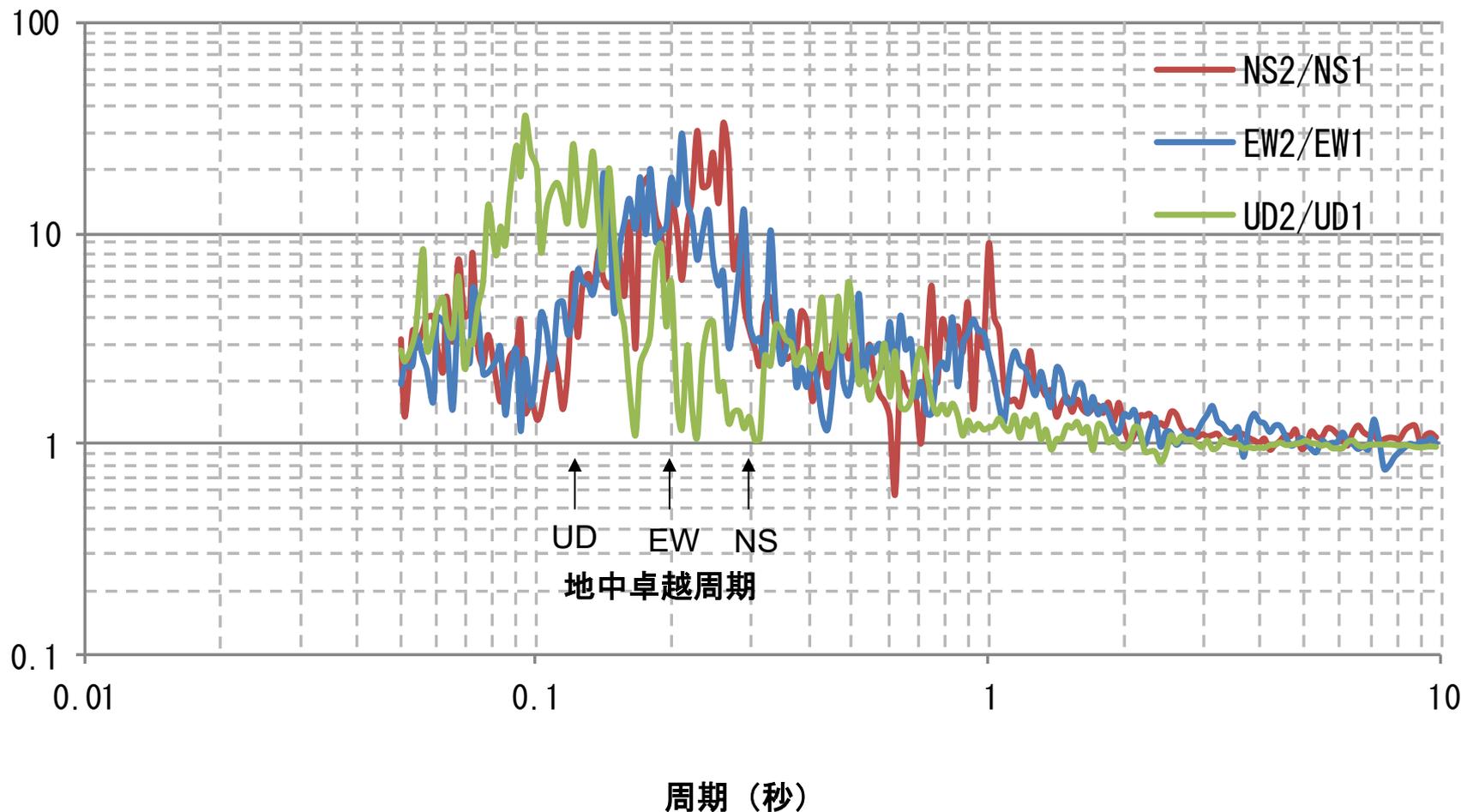
花崗岩の固有周波数に近い
周波数の地震波が入力して
きた可能性

四万十層群
(中生代)

15-20Hz

常時微動のH/Vスペクトル比 → 固有周波数 (中村、1988)
(川邊・他、1999b)

加速度応答スペクトル比(地表/地中)



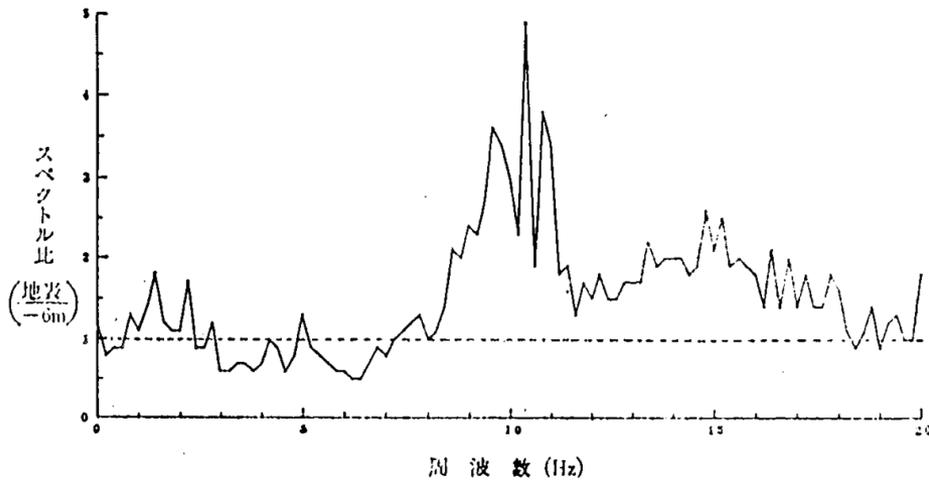
加速度応答スペクトル比 (地表/地中-200m) (青井・他、2012)
(KiK-net西郷、東北地方太平洋沖地震の第3波)

地中地震計の卓越周期と200m層の増幅周期がほぼ一致
→ 西郷に近く、同様の火山堆積物丘陵で、葉ノ木平地すべり発生

3. 地表面に達した地震動の 振幅と周波数(周期)特性

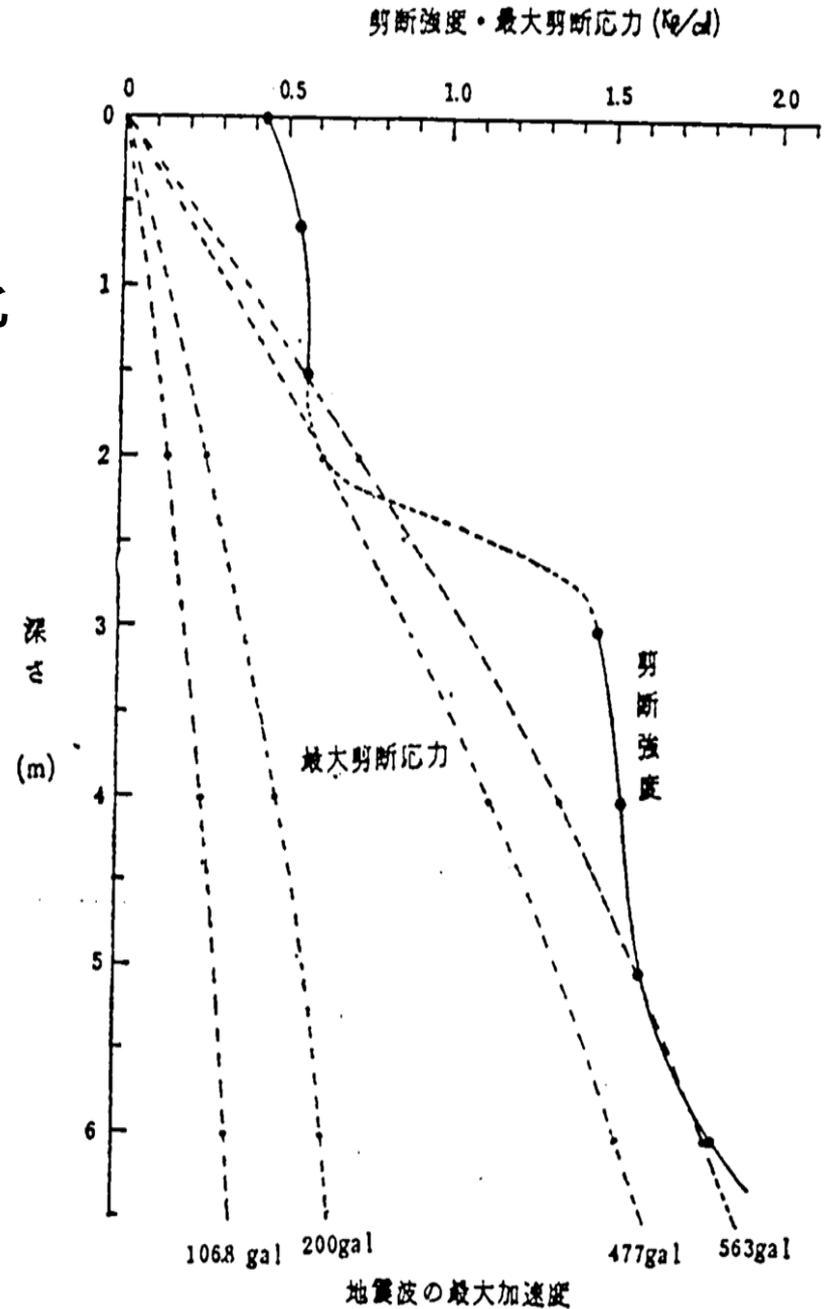
(3) 表層地盤による地震動の変化

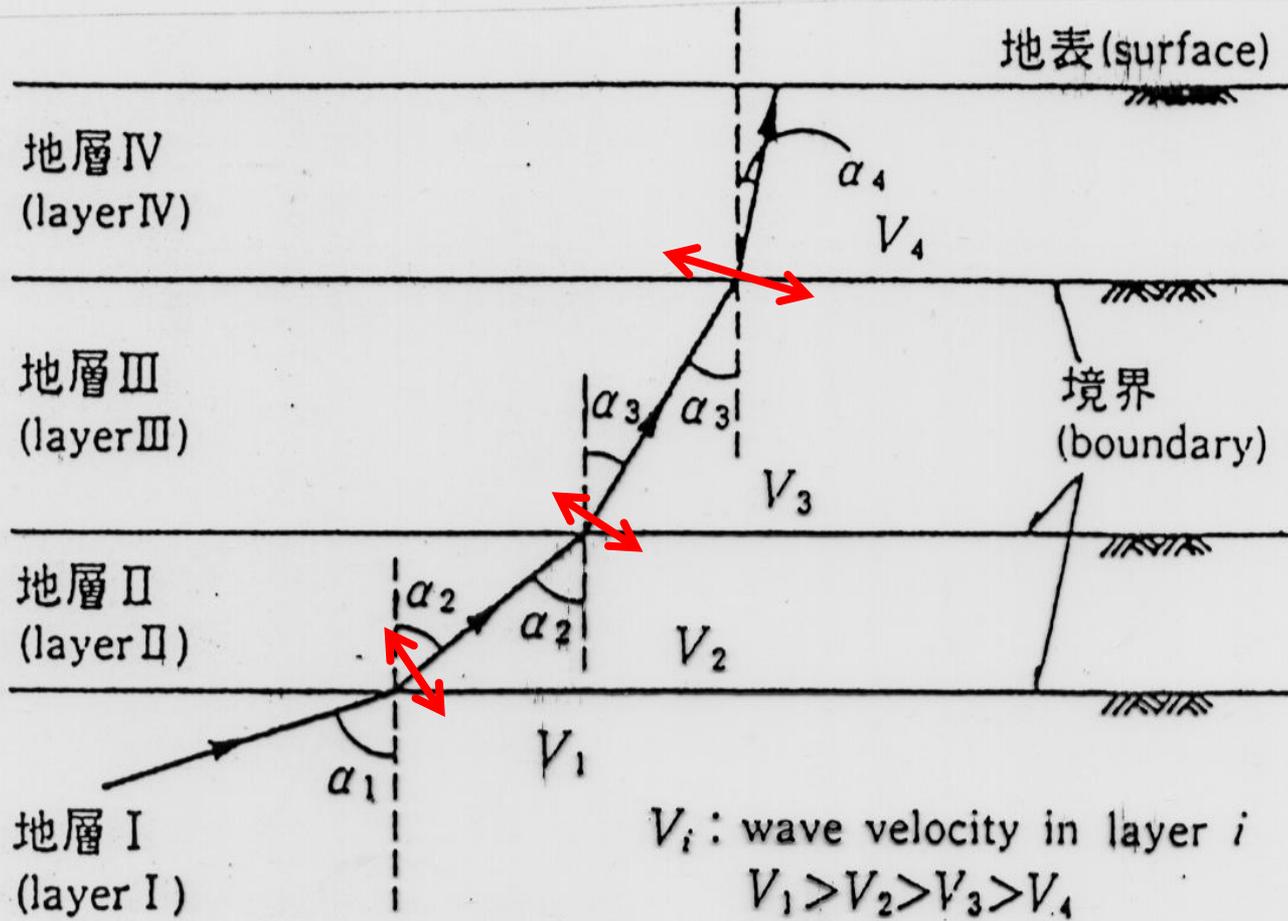
静岡県由比地すべり地での観測・計算例



スペクトル比（地表 / -6 m）

（川邊・山口、1983）



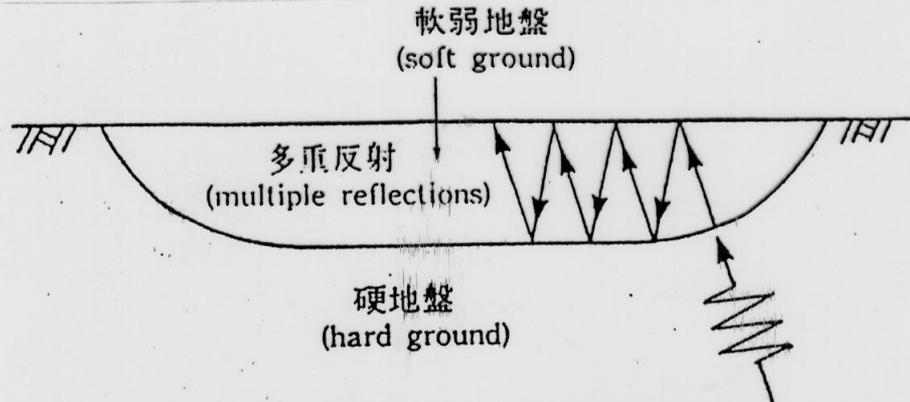


地表付近での地震波の屈折 (伯野, 1992)

進行方向に直交するS波の振動方向は、地表付近では地層面に平行になる。
 地表層が流れ盤構造の場合、層すべりを助長する可能性。

軟弱地盤では

特定の周期の振動が増幅される



地震波の多重反射 (伯野, 1992)

$$\underline{T = 4H / V_s}$$

(卓越周期は $\frac{1}{4}$ 波長則で推定可能)

T : 周期

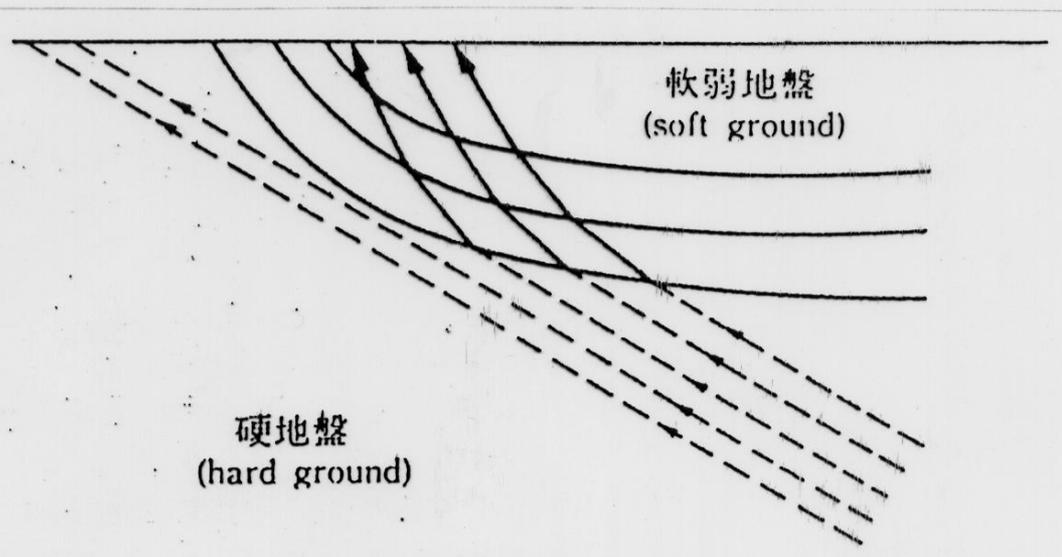
H : 軟弱地盤の厚さ

V_s : 軟弱地盤におけるS波の伝播速度

軟弱地盤の縁では
地震波が集中して
振動が大きく増幅される

(フォーカス現象)

谷埋盛土や宅地造成地の縁で
問題となるか？



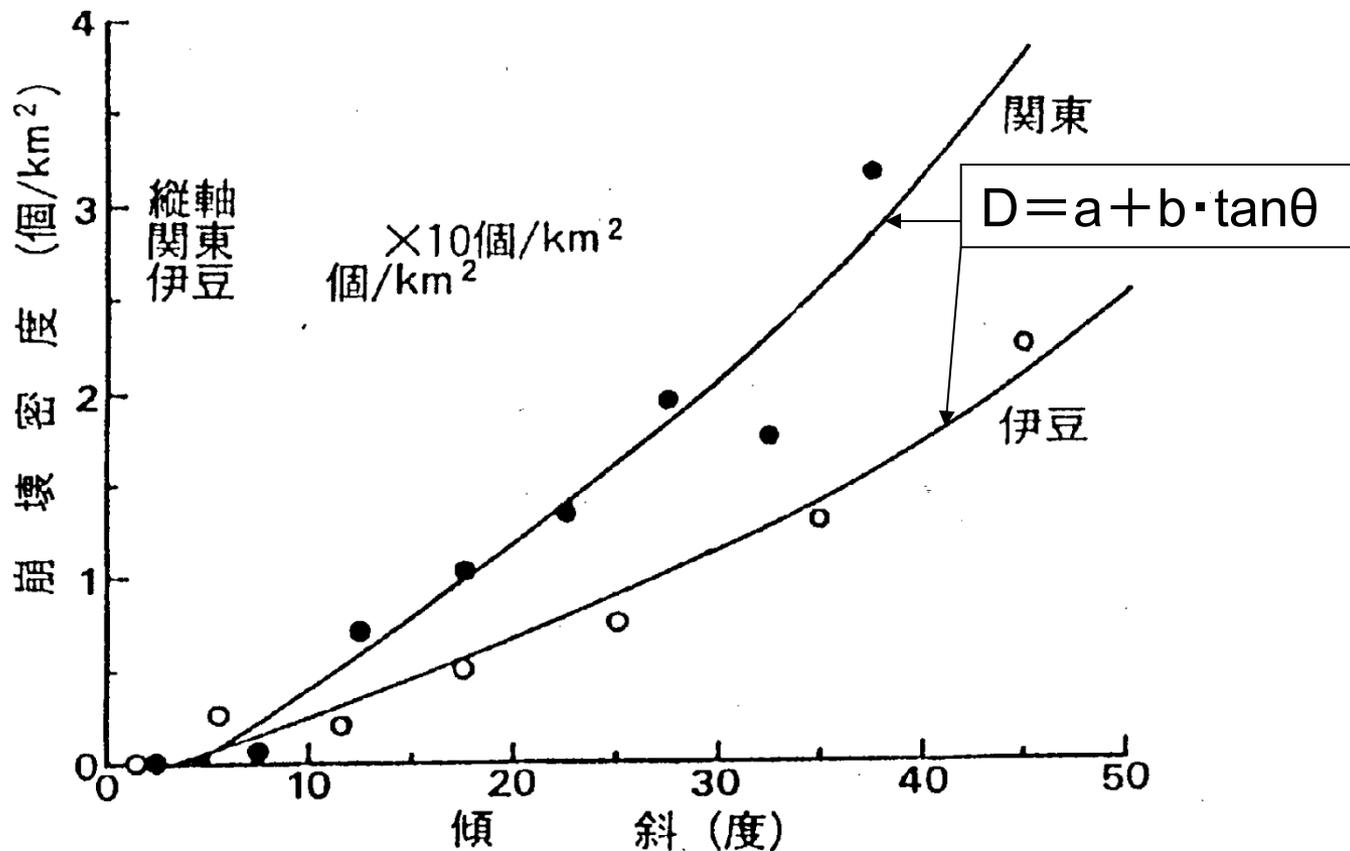
フォーカス現象 (伯野, 1992)

新潟県柏崎市の地下構造となぎさ現象

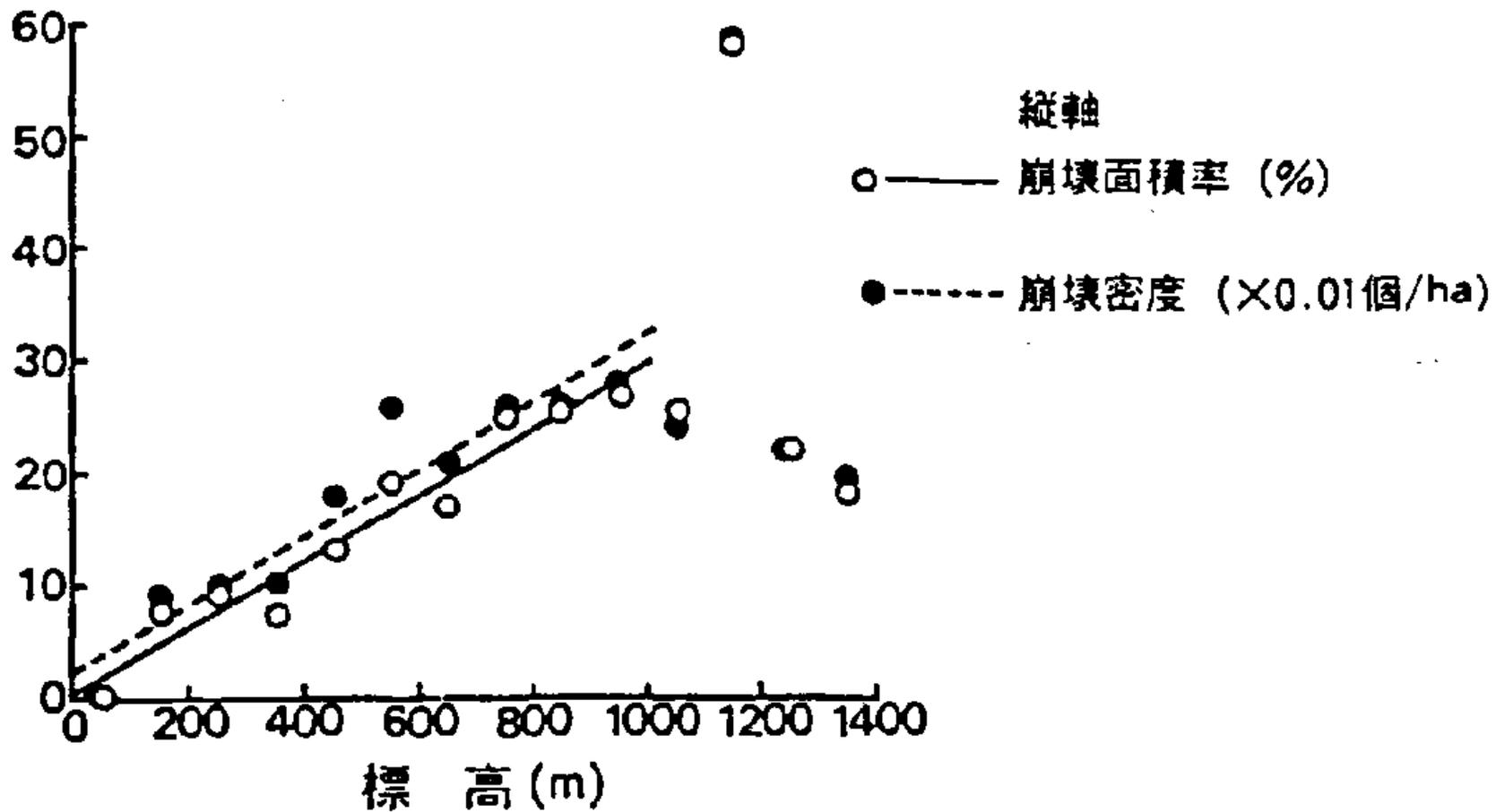


3. 地表面に達した地震動の振幅と周波数(周期)特性

(4) 地形(傾斜・標高・凹凸)による地震動の増幅と崩壊



崩壊密度と傾斜の関係 (川邊、1987b)



標高と崩壊の関係 (関東地震) (川邊、1987b)

崖端や凸地形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5.0Hz (0.20秒) 付近

(西村・森井、1983)

- ・ 近地地震の観測では2.0～4.5Hz (0.22～0.50秒) 付近

(川邊・他、2023)

という結果が得られており、地形の規模や地質の影響を受けるものの、崩壊発生に関与する比較的短周期の振動が増幅される。

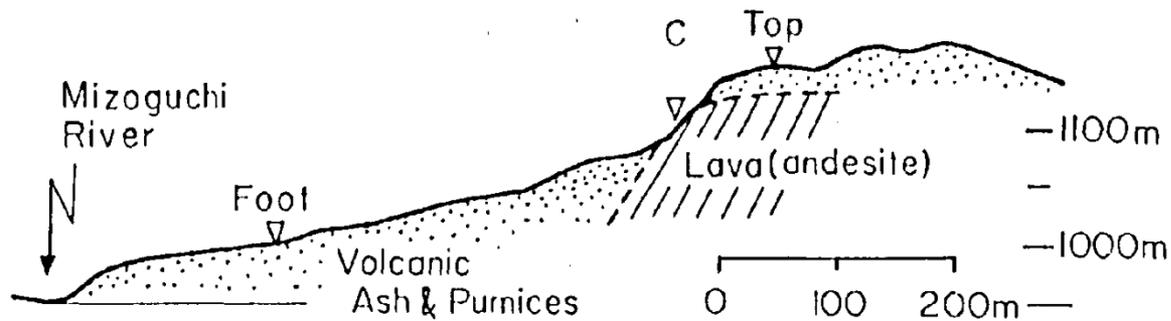
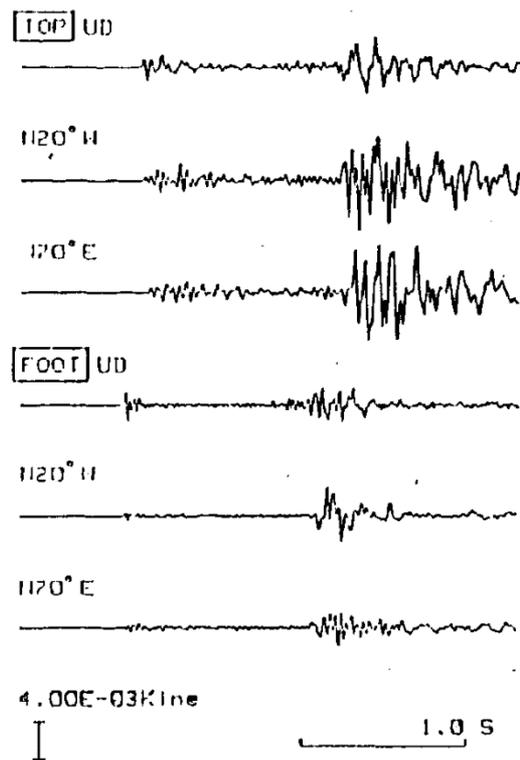


Fig. 3. Vertical views of observation lines. Three component seismometers were set on the rock (A, B, C) and on the soil (Top, Foot).



標高+傾斜+凸地形+地質
の影響を相乗的に受けている？

長野県西部地震の余震観測 (梅田・他、1986)

3. 地表面に達した地震動の振幅と周波数(周期)特性

(5) 上下動の大きさ (川邊、2015)

大規模崩壊発生域における地震動の共通の特徴として、極めて大きな上下動が観測されている。

Huang *et al.* (2001) によると、斜面下方へのすべり加速度 S は次式で表される。 $S > 0$ のとき、斜面はすべり始めることができる。

$$S = (g \sin\delta - a_d) - \mu_s (g \cos\delta + a_n) - c A/m$$

$$a_d = a_E \cos\delta \cos\varphi_s - a_N \cos\delta \sin\varphi_s - a_V \sin\delta$$

$$a_n = a_E \sin\delta \cos\varphi_s - a_N \sin\delta \sin\varphi_s + a_V \cos\delta$$

ここで、 a_d : すべり面の傾斜方向の加速度 (斜面下方が+)、
 a_n : すべり面に垂直な加速度 (上方が+)、 a_E : 東向き水平加速度、 a_N : 北向き水平加速度、 a_V : 鉛直加速度、 g : 重力加速度、 δ : 斜面傾斜角、 μ_s : 静止摩擦係数、 c : 粘着力、 A : すべり面の面積、 m : すべり土体の質量、 φ_s : 北を基準としたすべり面の走向、を表している。

$\sin \delta - \mu_s \cos \delta = 0$ 、 $\therefore \mu_s = \tan \delta$ 、 $\therefore \mu_s \doteq \tan \psi = \tan \delta$ 、 $\therefore \psi \doteq \delta$
の条件下（ ψ は地盤の摩擦角）、すなわち地盤の摩擦角と斜面傾斜角がほぼ等しいときには、上下動はすべり加速度の増幅に全く寄与しない。

$\delta > \psi$ の場合、水平動と比較すると僅かではあるが、上下動の効果が発生する。地震動の継続により、上向き加速度のときに斜面は徐々にすべっていく。

$\delta < \psi$ の場合も、上下動の効果が生ずる。この場合は、地震動の継続により、下向き加速度のときに斜面は徐々にすべる。

このような常套的な力学解析では、地すべりに対する上下動の寄与は、極めて限定的なものである。上下動には水平動にはない特別な効果があることを示唆しているようにも見え、青井・他（2010）が提唱する「トランポリン効果」のような、特別なメカニズムを考えなければいけないのかもしれない。

3. 地表面に達した地震動の振幅と周波数(周期)特性

(6) 振動継続時間

- 局所的なすべり面の拡大・連結
 - 大規模な崩壊に発展
- 崩土の到達距離の延伸

4. 規模と頻度の関係からみた崩壊と地震(誘因)・地質(素因)の関係

(1) 崩壊の規模と頻度の関係

大規模な崩壊ほど発生頻度が少なく、小規模な崩壊ほど多発するというのが一般的な傾向である。地震の規模と頻度の関係を与える Gutenberg-Richter式と同様の関係が、崩壊の規模と頻度の間にも成り立つことが期待される。

崩壊の場合、地質・地形的な制約から最大規模の崩壊には上限があり、また最小規模の崩壊を抽出可能な規模とすると、この間で Gutenberg-Richter式が成り立つことが期待される。

ここで、崩壊の発生頻度 $n(I_s)$ は、崩壊規模 S (崩壊土砂量あるいは崩壊面積で代表) の指標 I_s ($=\log S$) とともに指数関数的に減ると考える。

$$\log n(I_s) = a - b \cdot I_s \quad (I_s = \log S)$$

上式は、指標 I_s から $I_s + d I_s$ までの崩壊の頻度を $n(I_s) d I_s$ とするときの I_s と $n(I_s)$ の関係を表している。

平野・大森（1989）によると、係数 a は誘因（地震）の強さや対象地域の広さに対応し、係数 b は表層部の風化帯や構成岩体の岩相、地質構造、土層厚などの斜面の内部構造に対応している。

b > 1 : 小規模崩壊が崩壊総面積に深く関係（表層崩壊が卓越）

b < 1 : 大規模崩壊が崩壊総面積に深く関係（深層崩壊が多発）

ここでは、崩壊の規模を面積で代表させる。崩壊を二次元的な崩壊面での破壊と考えるか、地盤の三次元的な破壊と考えるかは問題であるが、多くの崩壊地で深さの計測がされていないか不明確であることを考えると、面積で代表せざるを得ない。

指標 I_s 以上の崩壊の総数 $N(I_s)$ は、次式のように表せる。

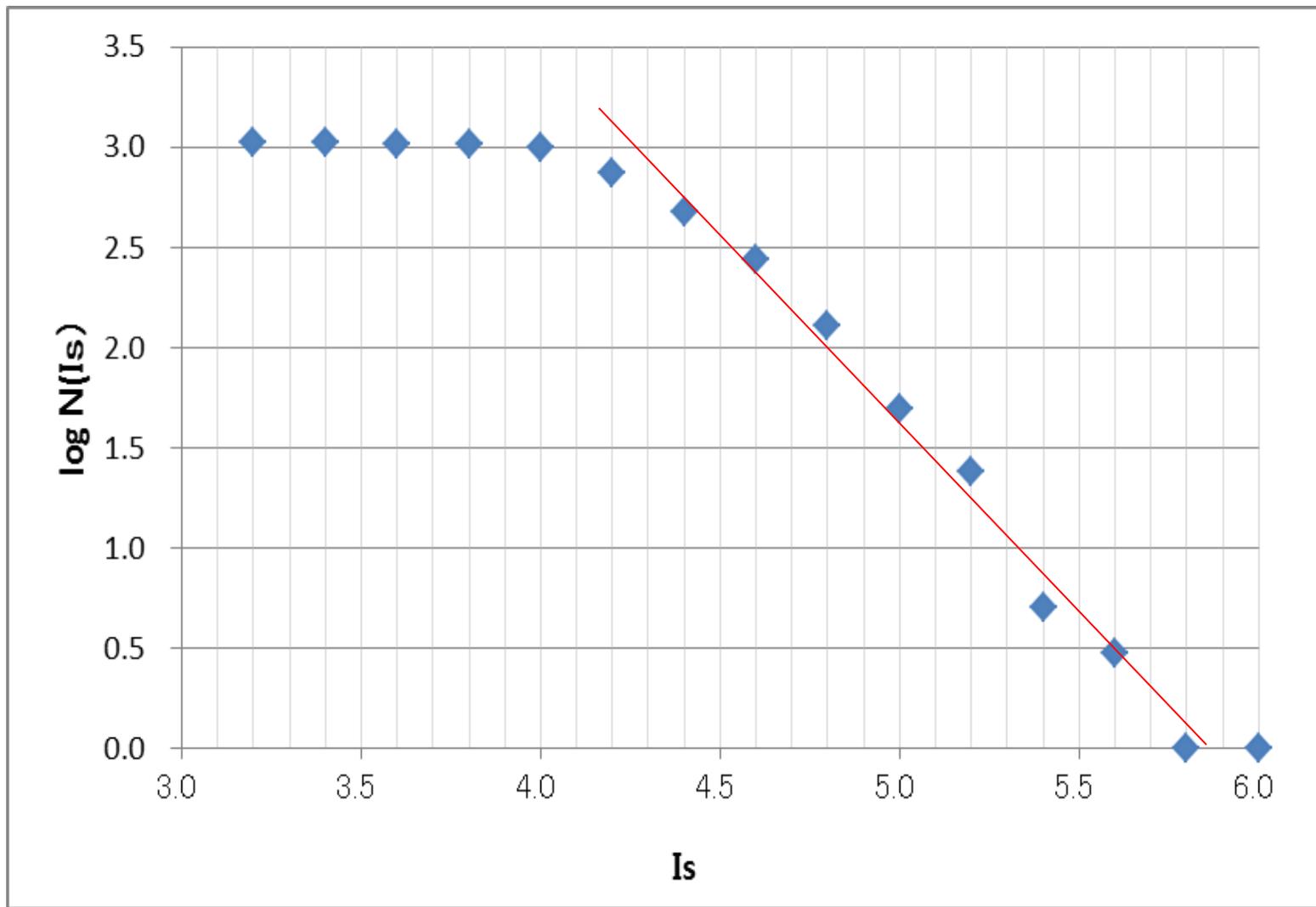
$$N(I_s) = \int_{I_s}^{\infty} n(I_s) dI_s$$

$$\therefore \log N(I_s) = A - b \cdot I_s \quad (A = a - \log(b \ln 10)) \dots *$$

$$\therefore \log N(I_s) = b \cdot (I^* - I_s)$$

$$I^* = A / b = \{ a - \log(b \ln 10) \} / b$$

I^* は、 $N(I_s) = 1$ となるときの I_s で、最大の崩壊規模のモード（最頻値）を表す指標、また、 $I^* = \log S^*$ の S^* は、そのときの崩壊の規模を表す。



四川地震のリカレンス・カーブ

$4.2 \leq I_s \leq 5.8$ の範囲を直線近似すると、

$$\log N(I_s) = 11.5 - 1.97 I_s \quad (r = 0.994)$$

前のスライドは、中国・四川地震による崩壊の規模－頻度分布（リカレンス・カーブ）である（川邊・他、2010）。図中の近似直線から*式が求まり、 a 、 b 、 I_s が計算される。

4. $2 \leq I_s \leq 5.8$ の範囲を直線近似すると、

$$(*) \quad \log N(I_s) = 11.5 - 1.97 I_s \quad (r = 0.994)$$

$I^* = 5.83$ となり、最大規模の崩壊のモードは $S^* = 10^{5.83} = 6.7 \times 10^5 \text{ m}^2$ である。大光包の規模は $S = 9 \times 10^6 \text{ m}^2$ と見積もられており、 S^* のほぼ13倍を超える。大光包の崩壊が、四川地震による崩壊群の中でも飛び抜けて大規模だったことが分かる。

四川地震による崩壊の調査対象地では、 $a = 12.1$ 、 $b = 1.97$ が得られた。 $b \gg 1$ であることは、小規模崩壊の数が崩壊総面積に深く関与していることを示している。対象地域の地質が原生代や古生代の極めて古い堆積岩・変成岩から構成されているため、表層崩壊が多発したことを反映しているのであろう。 a も極めて大きく、誘因（四川地震）の強さと対象地域の広さを反映していると考えられる。 $I_s \leq 4$ で横ばいになっているのは、小規模な崩壊が少ないということではなく、衛星写真の分解能の問題から、 $S \geq 1\text{ha}$ ($I_s \geq 4$)の崩壊を検出対象としたためである。

4. 規模と頻度の関係からみた崩壊と地震(誘因)・地質(素因)の関係

(2) 最近の地震による崩壊資料を用いたa、b値の推定

地震による崩壊の発生様式には、地質帯毎に特徴があり、その特徴を把握しておくことは、対策等に有効であろう。ここでは、表に示す内外の5つの地震により発生した崩壊について、地質が明らかにされている判読資料を用いて、上記の解析を行った。

その他、今市地震など、過去の研究で得られたa、b値を参考までに使用した。

台湾・集集地震(林・他、2004)

調査対象地周辺の地質は、ほぼ水平構造の新第三紀中新世晩期～鮮新世の地層を中心とし、岩層は砂岩・頁岩の互層である。

$$(*) \quad \log N(I_s) = 7.88 - 1.16 I_s \quad (r = 0.986)$$

新潟県中越地震（八木・他、2007）

調査対象地の地質は、新第三紀中新世の泥岩層を、鮮新世や更新世の砂岩あるいは砂岩泥岩互層が覆い、これらの地層が複雑に褶曲して発達した地形・地質構造を持っている。

$$(*) \quad \log N(I_s) = 8.47 - 1.64 I_s \quad (r = 0.994)$$

新潟県中越地震（権田・他、2007）

$$(*) \quad \log N(I_s) = 7.00 - 1.47 I_s \quad (r = 0.992)$$

岩手・宮城内陸地震（八木・他、2008）

被災地域の表層には、新第三系の変質安山岩類、火砕岩、砂岩・泥岩等の堆積岩が広く分布している。また、焼石岳や栗駒山の周辺には、同火山起源の第四紀噴出物や火砕流堆積物が広く分布している。

$$(*) \quad \log N(I_s) = 6.53 - 1.13 I_s \quad (r = 0.997)$$

中国・四川地震（川邊・他、2010）（前述の通り）

東北地方太平洋沖地震（日本地すべり学会、2012）

本地震による被災地域は広域にわたり、種々の地質地帯が含まれている。時代と岩質を組み合わせると崩壊分布を整理する。

○中・古生代堆積岩

$$(*) \quad \log N(I_s) = 3.81 - 1.14 I_s \quad (r = 0.985)$$

○第三紀堆積岩

$$(*) \quad \log N(I_s) = 3.82 - 0.869 I_s \quad (r = 0.986)$$

○中・古生代深成岩・火山岩

$$(*) \quad \log N(I_s) = 1.96 - 0.571 I_s \quad (r = 0.918)$$

○第三紀火山岩

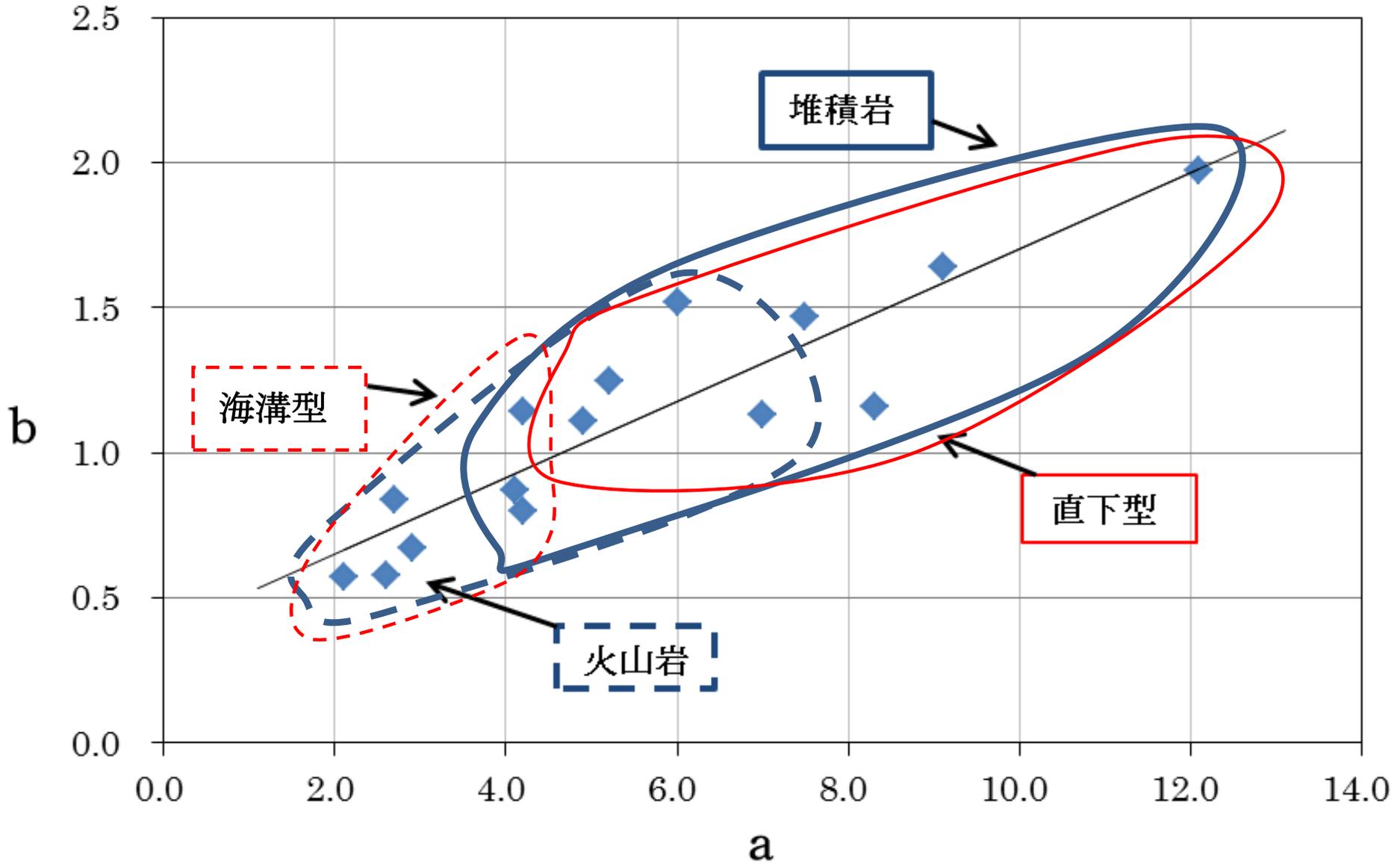
$$(*) \quad \log N(I_s) = 2.46 - 0.839 I_s \quad (r = 0.983)$$

○第四紀火山岩

$$(*) \quad \log N(I_s) = 2.73 - 0.669 I_s \quad (r = 0.910)$$

4. 規模と頻度の関係からみた崩壊と地震(誘因)・地質(素因)の関係

(3) a-b関係と地震・地質



a は、誘因（地震）の強さや対象地域の広さ（崩壊地を抽出した対象地域の面積）に対応し、b は、表層部の風化帯や構成岩体の岩相、地質構造、土層厚などの斜面の内部構造に対応しており、崩壊現象として本質的な地域特性の差違を表していると考えられる。図から読み取れる特徴を整理する。

① a と b は本来独立した指標であるから、両者の間に相関はないはずであるが、それにもかかわらず、 $b = 0.131 a + 0.389$ （ $r = 0.907$ ）で近似される線形の関係が見られる。このことは、地震動が強いほど、被災地域が広いほど、小規模崩壊の割合が多いことを反映しているのであろう。

② 直下型地震による崩壊分布は、a、b ともに大きい方に位置し、小規模崩壊（表層崩壊）の割合が多いことを示している。しかし、直下型地震の地震動が激しい（影響範囲は局所的だが）ことを反映して、全体的に崩壊規模は大きい（ I^* 、 S^* が大きい）。

③ 一方、海溝型地震による崩壊分布は、 a 、 b ともに小さい方に位置し、大規模崩壊（深層崩壊）の割合が多い。ただし、全体的に崩壊規模は小さい（ I^* 、 S^* が小さい）。海溝型地震発生時に崩壊発生に関わるのは、広大な断層面の中の局所的な短周期強震動発生域からの地震動であり、地震動規模はそれほど大きくないことと、震源距離が大きいことが関係しているのであろう。

④ 古生層や新第三系の堆積岩地帯あるいは花崗岩地帯の崩壊分布は、 a 、 b ともに大きい方に位置しており（ $b > 1$ ）、小規模崩壊（表層崩壊）の割合が多い。一般に、花崗岩地域では風化層が薄いため、大規模な崩壊が発生しにくく、表層崩壊が多い。古生層は高い山稜や急傾斜地を形成しているため、表層に風化層が形成されたとしても、それが厚く維持され続けることはなく、表層崩壊が多くなると考えられる。

⑤ 一方、火山噴出物地帯における崩壊分布は、 a 、 b ともに小さい方に位置し（ $b < 1$ ）、大規模崩壊（深層崩壊）の割合が多い。地質とともに、緩傾斜という地形の影響もあるのであろう。

5. 地震動による地盤の強度変化

(1) 剪断強度の変化(川邊、1987a)

1) 振動による土の動的強度の変化

- ・速度効果...周期的荷重の周期の長短が及ぼす影響

粘性土では短周期ほど土の破壊強度は大きい

- ・繰り返し効果...周期的荷重の繰り返し回数が及ぼす影響

動的強度は繰り返しの進行につれて弱化する

地震動を受けている間の土の強度は、静的強度より大きい？

2) すべりによる土の強度変化

滑動しながら地震動を受ける場合、すべりに伴う土の強度低下

- ・硬岩の場合はすべり面の摩耗による平滑化
- ・粘性土の場合は繰り返しによる流動化

5. 地震動による地盤の強度変化

(2) 間隙水圧の発生(川邊、1987a)

- 1) 媒体を弾性体としてみた場合
 - ・弾性歪に伴う間隙の体積変化(動的水圧)
 - ・固体(骨格)と流体の振動の位相差

- 2) 媒体を塑性体としてみた場合
 - ・振動やすべりによる土粒子の配列の変化
(過剰間隙水圧→残留水圧)

- 3) 媒体を剛体としてみた場合
 - ・間隙水の流動による動水圧
 - ・P波の疎密間の間隙水中の圧力勾配

透水係数の低い粘性土は、振動的な力に対しては非排水と仮定してよいので、大きな影響を及ぼす項は、1)の第1項と2)である。

1)の第1項: 弾性歪に伴う間隙の体積変化

地震動に従って変化する動的な水圧であり、地震の終了と共に消える。数多の振動実験や現地観測で確認。SV波による弾性変形に起因する間隙水圧は、Mavko & Harp(1984)により定式化されている。それによると、間隙水圧には地表速度に比例する成分が存在する。

2): 振動やすべりによる土粒子の配列の変化

階段状に上昇していき、地震が終了しても、過剰間隙水圧が残留水圧として残る危険性。

砂地盤では液状化との関連で多くの研究あり。

引用文献

- 青井 真・功刀 卓・藤原広行・森川信之・鈴木 亘（2010）
2008年岩手・宮城内陸地震の地震動の特徴－非対称な地震動
とトランポリン効果－、防災科学技術研究所主要災害調査、
No.43、pp.19－29.
- 青井 真・功刀 卓・鈴木 亘・森川信之・中村洋光・先名
重樹・藤原広行（2012）2011年東北地方太平洋沖地震の強
震動、地震第2輯、Vol.64、pp.169～182.
- Biot, M. A.（1961）Theory of folding of stratified viscoelastic
media and its implications in tectonics and orogenesis. Bull. Geol.
Soc. Amer., Vol.72, pp.1595-1620.
- 土志田正二・井上公夫・島田 徹・藤原信也・森島成昭・齋
藤 仁（2013）海溝型地震による大規模斜面崩壊発生地域
の分布特性、平成25年度砂防学会研究発表会概要集A、
pp.A-2～A-3.

- 権田 豊・登坂陽介・田中将徳・川邊 洋 (2007) 新潟県中越地震により発生した芋川流域の崩壊及び地すべりのGISによる特性解析、新潟大学農学部研究報告、Vol.59、No.2、pp.108-113.
- 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、p.155.
- 林 拙郎・梅村善信・石橋弘光・土屋 智・近藤観慈・沼本晋也・地頭菌隆・王文能・川邊 洋 (2004) 1999年集集地震により発生した崩壊地の航空写真を用いた解析、坡地地質災害研討會論文集、pp.E1～E23、台湾・行政院農業委員會水土保持局第一工程所・工業技術研究院能源與資源研究所.
- 平野昌繁・大森博雄 (1989) 土砂移動現象における規模・頻度分布特性とその地形学的意義、地形、Vol.10、No.2、pp.95-111.
- Huang C. C., Lee Y. H., Liu H. P., Keefer D. K. & Jibson R. W. (2001) Influence of surface-normal ground acceleration on the initiation of the Jih-feng-erh-shan landslide during the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.91, No.5, pp.953－958.

- 地頭菌隆・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.
- 金井 清（1974）地震工学、朝倉書店
- 川邊 洋・山口伊佐夫（1983）地すべりに及ぼす地震動の影響、新砂防、Vol.36、No.2、pp.5-16.
- 川邊 洋（1987a）地震による斜面崩壊の研究（I）崩壊の発生と滑動の過程、東大演習林報告、No.77、pp.49-90.
- 川邊 洋（1987b）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.
- 川邊 洋・辻本文武・林 拙郎（1997）兵庫県南部地震による六甲山地の崩壊分布、砂防学会誌、Vol.49、No.5、pp.12-19.
- 川邊 洋・辻本文武・林 拙郎（1999a）1997年鹿児島県北西部地震域における地質毎の震動特性と崩壊、地震時の斜面の不安定化メカニズムと設計法に関するシンポジウム発表論文集、pp.1-6、地盤工学会.
- 川邊 洋・辻本文武・林 拙郎・下川悦郎（1999b）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.

川邊 洋・辻本文武・林 拙郎（1999c）シラス地盤における
1997年鹿児島県北西部地震の余震観測、第9回環境地質学シ
ンポジウム講演論文集、pp.25-30、日本地質学会.

川邊 洋（2000）地震の発生と地震動、中村浩之・他（編）：
地震砂防、pp.1-13、古今書院.

川邊 洋・林 拙郎・近藤観慈・沼本晋也（2002）台湾中部の
地震により繰り返し発生する雲林県草嶺の大規模崩壊、歴史
地震、No.18、pp.116-122.

川邊 洋・林 拙郎・近藤観慈・沼本晋也（2003）1999年台
湾集集地震よる草嶺の大規模崩壊とその発生要因、砂防学会
誌、Vol.56、No.4、pp.32-39.

川邊 洋・権田 豊・林 拙郎・近藤観慈・沼本晋也・銭正明
・王文能・歐陽湘（2004）大規模崩壊後の斜面の再不安定化
、科学研究費補助金（基盤研究(B)）研究成果報告書「同一
斜面で繰り返し発生する崩壊の素因形成と発生予測」、
pp.165-171.

川邊 洋（2005a）斜面表層の振動特性と不安定化、日本地す
べり学会誌、Vol.42、No.2、pp.10-12.

川邊 洋 (2005b) 地震動による斜面崩壊の発生と新潟県中越地震、フォレストコンサル、No.101、pp.24-36.

川邊 洋・権田 豊・丸井英明・渡部直喜・土屋 智・北原 曜・小山内信智・笹原克夫・中村良光・井上公夫・小川紀一郎・小野田敏 (2005c) 2004年新潟県中越地震による土砂災害(速報)、砂防学会誌、Vol.57、No.5、pp.39-46.

川邊 洋・権田 豊・林 拙郎・近藤観慈・沼本晋也 (2008) GPSによる崩壊後斜面の変動観測、科学研究費補助金(基盤研究(B))研究成果報告書「同一斜面で繰り返し発生する崩壊の素因形成と発生予測」、pp.172-180.

川邊 洋 (2009) 斜面災害発生に影響を与える地震動の諸性質、森林科学、No.56、pp.23-26.

川邊 洋・土屋 智・石川芳治・地頭菌隆・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.

- 川邊 洋 (2015) 近年の地震による斜面変動に見られるいくつかの特徴、日本地すべり学会誌、Vol.52、No.2、pp.67-73.
- 川邊 洋 (2016) 土砂災害の規模と地震特性—加速度・速度・周期—、防災科学技術研究所研究資料、No.405、pp.129-135.
- 川邊 洋 (2019a) 大規模崩壊跡斜面の地形変化—座屈とすべり—、日本地すべり学会誌、Vol.56、No.3、pp.24-28.
- 川邊 洋 (2019b) 大規模崩壊跡の斜面における座屈の発生条件に関する一考察、日本地すべり学会誌、Vol.56、No.4、pp.22-24.
- 川邊 洋・飯田智之・陳麒文・佐藤昌人・山田隆二 (2023) 地震動に及ぼす尾根地形の影響—KiK-net十津川西 (NARH01) の観測データを用いて—、日本地すべり学会誌、Vol.60、No.5、pp.233-239.
- 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.
- 功刀 卓（2012）平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の強震動記録、日本地震学会ニュースレター、Vol.23、No.5、pp.39-42.
- 經濟部水利處（2000）九二一地震・草嶺崩場地處理報告、191pp.
- 龔誠山・廖翊鈞（2000）新草嶺潭環境危機評估、工程環境特刊、Vol.9、pp.107-121.
- Lee, W.H.K., T.C. Shin, K.W. Kuo, K.C. Chen and C.F. Wu（2001）CWB Free-Field Strong-Motion Data from the 921 Chi-Chi Earthquake: Processed Acceleration Files on CD-ROM, Strong-Motion Data Series CD-001, Seismological Observation Center, Central Weather Bureau, Taiwan.
- 劉桓吉・李錦發（1998）臺灣地質圖「雲林」、經濟部中央地質調查所

Mavko, G. M. & Harp, E. (1984) Analysis of wave-induced pore pressure changes recorded during the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence. Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 74, No. 4.

中村 豊 (1988) 常時微動計測に基づく表層地盤の地震動特性の推定、鉄道総研報告、Vol.2、No.4、pp.18-27.

日本地すべり学会 (編) (2012) 「地震による斜面変動の実態把握と特徴の類型化」報告書、平成23年度国土交通省河川砂防技術開発研究課題、227pp.

西村敬一・森井 互 (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.

佐藤 浩 (2007) 能登半島地震による輪島周辺の斜面崩壊の地形的特徴 (第2報)、http://cais.gsi.go.jp/Research/geoinfo/Noto_6Apr2007.pdf.

嶋本利彦・渡辺満久・鈴木康弘・A.I.コズーリン・M.I.ストレーツォフ・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.

Shin, T.C., Kuo, K.W., Lee, W.H.K., Teng, T.L., and Tsai, Y.B. (1999)
) A Preliminary Report on the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake,
REPORT#7 on the Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, USGS.

星球地图出版社・中国科学院地理科学与资源研究所(編) (2008) 汶川地震区域—简明地图册—、星球地图出版社、北京、127pp.

東京大学地震研究所(2004) 近地強震計データ解析(暫定解)、10月新潟県中越地方の地震、EIC地震学ノート、No.154+.
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC154a.html

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

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.

宇津徳治(1977) 地震学、共立全書216、共立出版、286pp.

八木浩司・山崎孝成・守岩 勉（2005）2004年新潟県中越地震にともなう地すべり・崩壊分布図ーその特徴と詳細判読事例ー、平成16年新潟県中越地震災害被害調査報告会講演集、pp.3-11、日本地すべり学会・日本応用地質学会。

八木浩司・山崎孝成・渥美賢拓（2007）2004年新潟県中越地震にともなう地すべり・崩壊発生場の地形・地質的特徴のGIS解析と土質特性の検討、日本地すべり学会誌、Vol.43、No.5、pp.44-56。

八木浩司・佐藤 剛・山科真一・山崎孝成（2008）2008年岩手・宮城内陸地震により発生した地すべり・崩壊分布図、http://japan.landslide-soc.org/education/report/Iwate_miyagi_EQ_080717。

山口伊佐夫・川邊 洋（1982）地震による山地災害の特性、新砂防、No.125、pp.3-15。

吉田康宏（2011）地震波形解析から見た2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程、日本地震学会ニューズレター、Vol.23、No.4、pp.7-10。