

図-1. 加速度波形とフーリエスペクトル (NS成分)  
Fig.1. Accelerogram and Fourier spectrum (NS component)

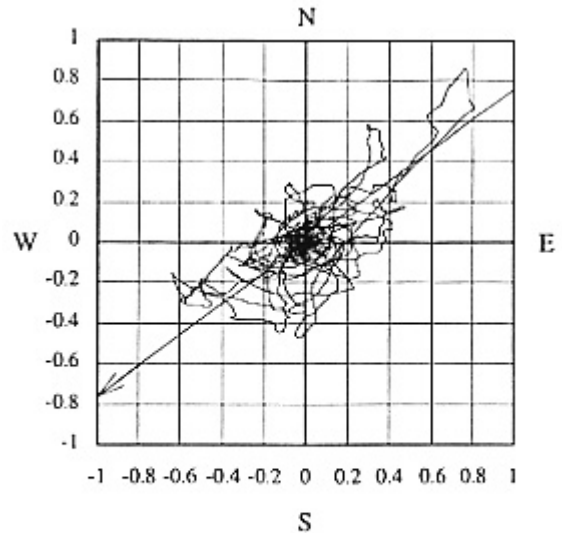


図-2. 水平面内での振動軌跡と崩壊方向(矢印)  
Fig.2. Vibration locus in a horizontal plane and the direction of landslide by an arrow

側の南西向き斜面で発生し、清水溪を約 5km にわたって堰き止め、さらに対岸の嘉義県側に乗り上げた。崩壊の規模は、平均幅約 1,300m、長さ約 1,700m、最大崩壊深約 200m、面積約 220ha、崩壊土砂量は約  $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3$  と推定されている。図-3は崩壊地周辺の地形図である[經濟部水利處(1999)]. 図中、「民国 88 年 9 月 21 日崩壊地範圍」と示されているのが、今回の崩壊地である。

向きを変える手前、雲林-嘉義県境の右岸雲林県

地質は新第三紀中新世~鮮新世の砂岩頁岩互層

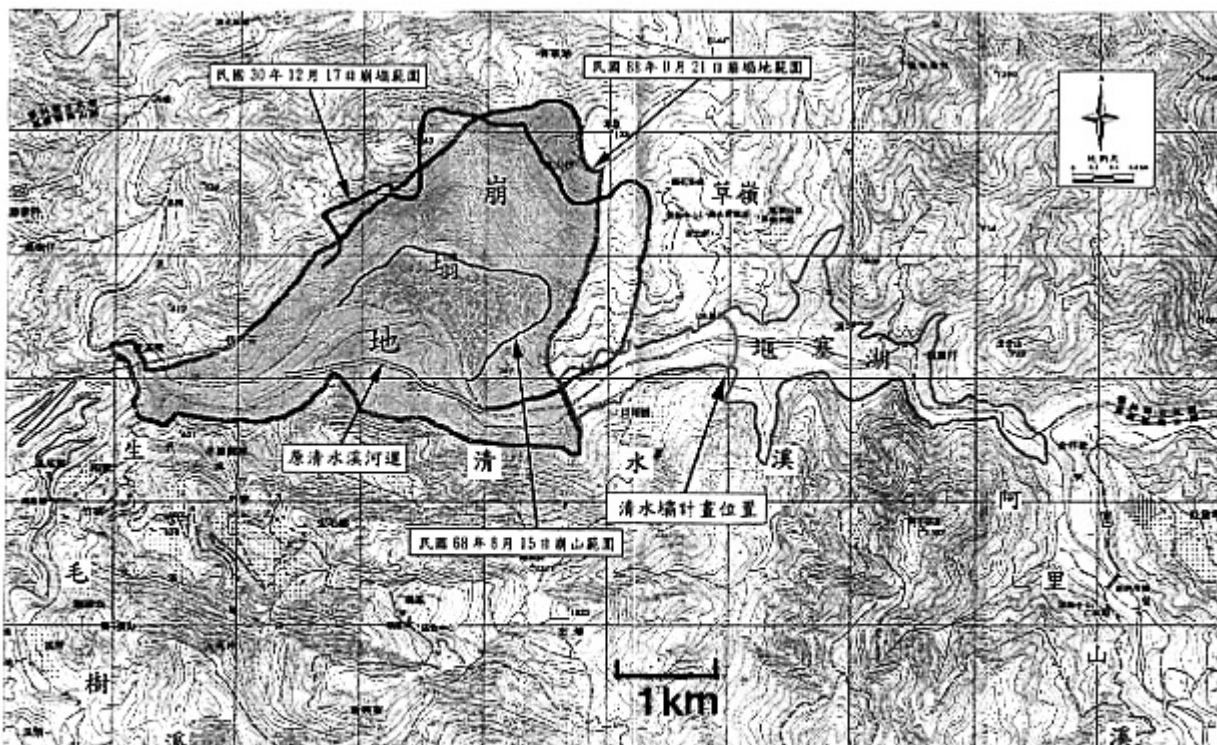


図-3. 崩壊地周辺の地形図 Fig.3. Relief map around the landslide

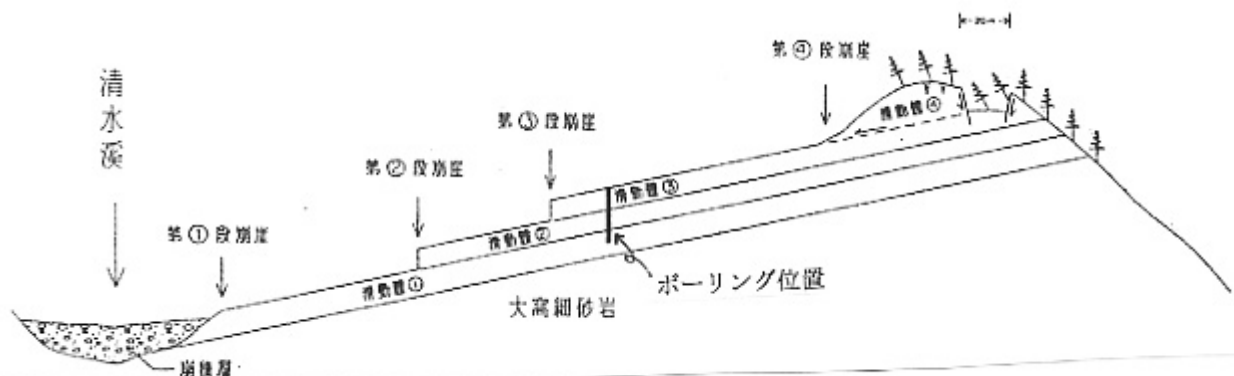


図-4. 崩壊地断面の模式図 [經濟部水利處(2000)]

Fig. 4. Schematic diagram of the profile of landslide site

である。砂岩は比較的疎で脆く、直交する二組の節理がよく発達している。頁岩には節理は少ない[劉・李(1998)]。したがって、砂岩の節理を通して頁岩層に達した地表水は、砂岩-頁岩境界の層理面を地下水として流下し湧出する。事実、草嶺山は地下水が豊富で、崩壊前には標高 1,100m前後に大量の湧水が見られ、生活用水として使われていた[經濟部水利處(2000)]。

草嶺村の中心付近を北北東の走向で背斜軸(草嶺背斜)が走っている。その西翼の地層は、走向およそ N40° W, 南西に 10°~15° で緩やかに傾斜し、草嶺山の南面では流れ盤を形成している。崩壊はこの草嶺背斜の西翼で発生した。砂岩頁岩

互層の層理面で、階段状に 3~4 段のすべり面が形成された(図-4)[經濟部水利處(2000)]。各段の高さは 25~35m, 傾斜 11°~13° のすべり面には明瞭なスリッケンサイドが見られた。

### § 3. 過去の崩壊の原因と規模

草嶺における崩壊の歴史を整理したものが表-1 である。この表は、經濟部水利處(2000), 龔・廖(2000)および川田(1943)などの文献を参考にして作成したものであるが、崩壊土砂量と貯水量は文献により若干の差異がある。

1930 年発行の陸地測量部 1/5 万地形図には、草嶺山の斜面中ほどに崖記号がある。1862 年の

表-1. 草嶺における崩壊の履歴  
Table-1. History of landslides in Tsaoling

No.	E-1	E-2	P-1	P-2	E-3
崩壊年月日 Date of landslide	1862. 6. 6	1941.12.17	1942. 8.10	1979. 8.15	1999. 9.21
崩壊原因 Cause of landslide	地震 (M=6.8) Earthquake	地震 (M=7.0) Earthquake	豪雨 (8/9-11) Heavy rain 770mm	豪雨 Heavy rain	地震 (M=7.7) Earthquake
崩壊土砂量 Amount of sliding soil	41,42 より小規模 Smaller than E-2 or P-1	$1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$	$2 \times 10^4 \text{ m}^3$	$5 \times 10^6 \text{ m}^3$	$1.2 \times 10^8 \text{ m}^3$
崩壊位置 Position of landslide	斜面下部? Lower part of slope?	斜面下部 Lower part of slope	不安定化した斜面上部? Upper part of slope?	斜面下部 Lower part of slope	不安定化した斜面上部? Upper part of slope?
天然ダムの貯水量 Storage capacity of landslide dam	?	$1.2 \times 10^4 \text{ m}^3$		$4 \times 10^7 \text{ m}^3$	$4.3 \times 10^7 \text{ m}^3$
決壊年月日 Date of break	1875, 1898	1951. 5.18		1979. 8.24	—
決壊原因 Cause of break	?, 豪雨 Heavy rain	豪雨 (5/14-18) 775.7mm Heavy rain		豪雨 (8/23-24) Heavy rain 623.6mm	2001.9 豪雨で埋没 Drowning by overwash in Sep. 2001
備考 Notes	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Mの値は宇津「世界の被害地震の表」より引用 The values of M are quoted from "The list of destructive earthquakes in the world" by Utsu.</li> <li>• 雨量は阿里山での観測値 The Rainfalls are the observed values at Mt. Alishan.</li> <li>* 2001.7.30 (桃芝台風) 714.5mm, 2001.9.17 (納莉台風) 319mm July 30, 2001 (Toraji typhoon) Sep. 17, 2001 (Nari typhoon)</li> </ul>				

地震による崩壊跡だとすると、1862年は斜面下部が崩れたことになる。

図-5(a)は、1941、42年の崩壊直後に撮影された写真[川田(1943)]、同図(b)は、1999年の崩壊後にほぼ同じアングルから撮影された写真である。

図-6は、草嶺斜面を正面やや上流寄りから撮影した写真である。(a)の写真[劉・李(1998)]の撮影時期は不明であるが、おそらく斜面下部の崖面は1979年の崩壊跡、また斜面上方に見られる崖面は、1941、42年の崩壊の名残であろう。同図(b)は(a)とほぼ同じアングルから撮影された1999年の崩壊である。この(a)と(b)の写真を比較すると、斜面全体が後退していること、とくに斜面上部の後退が著しいことがわかる。

図-7は下流側から撮影された写真である(嘉義林務局発行(2000年10月)のパンフレットより)。(a)は1999年の崩壊前の比較的最近の写真であり、斜面全体に植生が回復している。(b)は集集地震後の1999年11月に撮影されている。

表-1に示されているように、毎回崩壊土砂によって清水溪が堰き止められ、いわゆる"震生湖"が出現している。1999年を除く3回は、早いもので9日後、遅いもので36年後、いずれも豪雨時に決壊し、下流に被害を及ぼしているが、その

詳細については不明である。1999年の震生湖は、2001年に台風に伴う大量の流出土砂によって埋め立てられ、姿を消した。

#### §4. 草嶺の周辺で過去に発生した地震

草嶺に崩壊をもたらした3回の地震(表-1)は、草嶺を中心とする半径60km圏内に入っており、マグニチュードは6.8以上であった。そこで、草嶺から60km以内に震央があり、かつマグニチュードが6.8以上の地震を、宇津の『世界の被害地震の表』から抽出し(表-2)、震央を地図上に落としたものが図-8である。表-2には、草嶺における震央距離(R)と大崎・渡部式による基盤上での最大加速度(A)も併記してある。また、右端の欄が空欄の地震では、崩壊が起こらなかったということではなく、現時点で崩壊の記録や言い伝えが見つかっていないということである。以下では、崩壊していないとの前提で議論を進める。

推定最大加速度から判断して、草嶺で崩壊を誘



(a)1941年(E-2), 1942年(P-1) (42.9撮影)[川田(1943)]



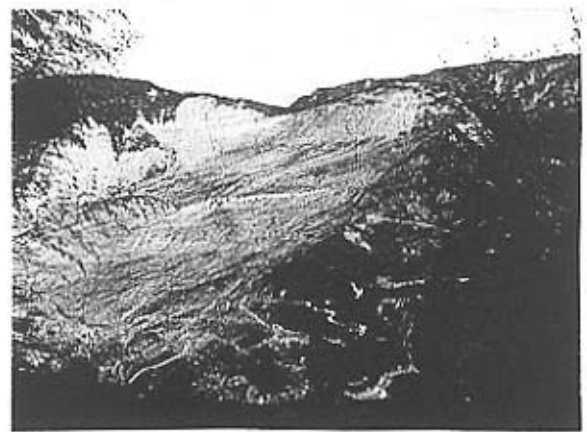
(b)1999年(E-3) (00.12撮影)

図-5. 草嶺における崩壊

Fig.5. Landslides in Tsaoling



(a)崩壊前 Before landslide [劉・李(1998)]



(b)崩壊後 After landslide (00.12撮影)

図-6. 1999年の崩壊前後の斜面

Fig.6. View of the slope before and after the landslide in 1999



(a)崩壊前 Before landslide



(b)崩壊後 After landslide (99.11撮影)

図-7. 1999年の崩壊前後の河道(嘉義林務局)

Fig.7. View of the torrent before and after the landslide in 1999

起した3回の地震動が、他と比べてとくに大きかったわけではない。表-2の地震はすべて、条件さえ整えば、草嶺で崩壊を起こすだけのエネルギーを持っていたと考えてよい。例えば、1862年

の崩壊の44年後に発生したNo.5の地震では崩壊せず、さらに35年後、No.5より明らかに地震動の小さいNo.6の地震で崩壊を起こしている。No.5の地震で崩壊しなかったのは、例えば図-2のように、振動の卓越方向と斜面の傾斜方向が一致していたなどの諸々のマイナス条件が重ならなかったということも考えられるが、地盤側の条件が整っていなかった、つまり素因が危険なレベルに達していなかったという理由が大きかったのではないかと考えている。

このように、草嶺は刻々と崩壊のポテンシャルが大きくなっていく地盤条件を有しているところのようである。ただ、一般的には、一度崩壊が起こると、その時点で崩壊のポテンシャルが小さくなるはずであるが、表-1に見られるように、斜面上部を中心とした崩壊と下部を中心とした崩壊が交互に発生していることが、草嶺における崩壊発生のサイクルを複雑にしているようである。

### §5. 崩壊発生のサイクルを支配している要因

崩壊の直接の誘因は地震動であるが、素因の中で、崩壊の反復性を支配している要因には、次のような現象が考えられる。

#### (1) 応力開放による岩盤の膨張・劣化

草嶺は過去幾度となく大規模崩壊を繰り返してきた。崩壊を繰り返すたびに、上載荷重の急激な除去→応力開放による岩盤の膨張・劣化→地表面にほぼ平行な伸張破壊の発生→新しい節理の形成あるいは既存の割れ目(節理や層理など)の拡張、という過程が繰り返されたであろう。

表-2. 草嶺周辺で過去に発生した M6.8 以上の地震

Table-2. Earthquakes with magnitude of 6.8 and over occurred around Tsaoling in the past.

No.	年 y.	月 m.	日 d.	緯度 Lat.	経度 Long.	M	R <sup>*</sup> (km)	A <sup>**</sup> (gal)	表-1のNo. No. in Table-1
1	1792	8	9	23.60	120.60	7.0	6.5	400	
2	1848	12	3	24.10	120.50	6.8	59	40	
3	1862	6	7	23.30	120.20	6.8	57	40	E-1
4	1882	12	9	23.80	120.50	6.8	29	100	
5	1906	3	17	23.60	120.50	6.8	17	180	
6	1941	12	17	23.30	120.30	7.0	49	60	E-2
7	1964	1	18	23.10	120.60	7.0	55	50	
8	1999	9	21	23.77	120.98	7.7	31.7	180	E-3

\* 草嶺における震央距離 Epicentral distance at Tsaoling.

\*\* 大崎・渡部式による基盤上での最大加速度 Obsaki-Watanabe's maximum acceleration on a base layer.

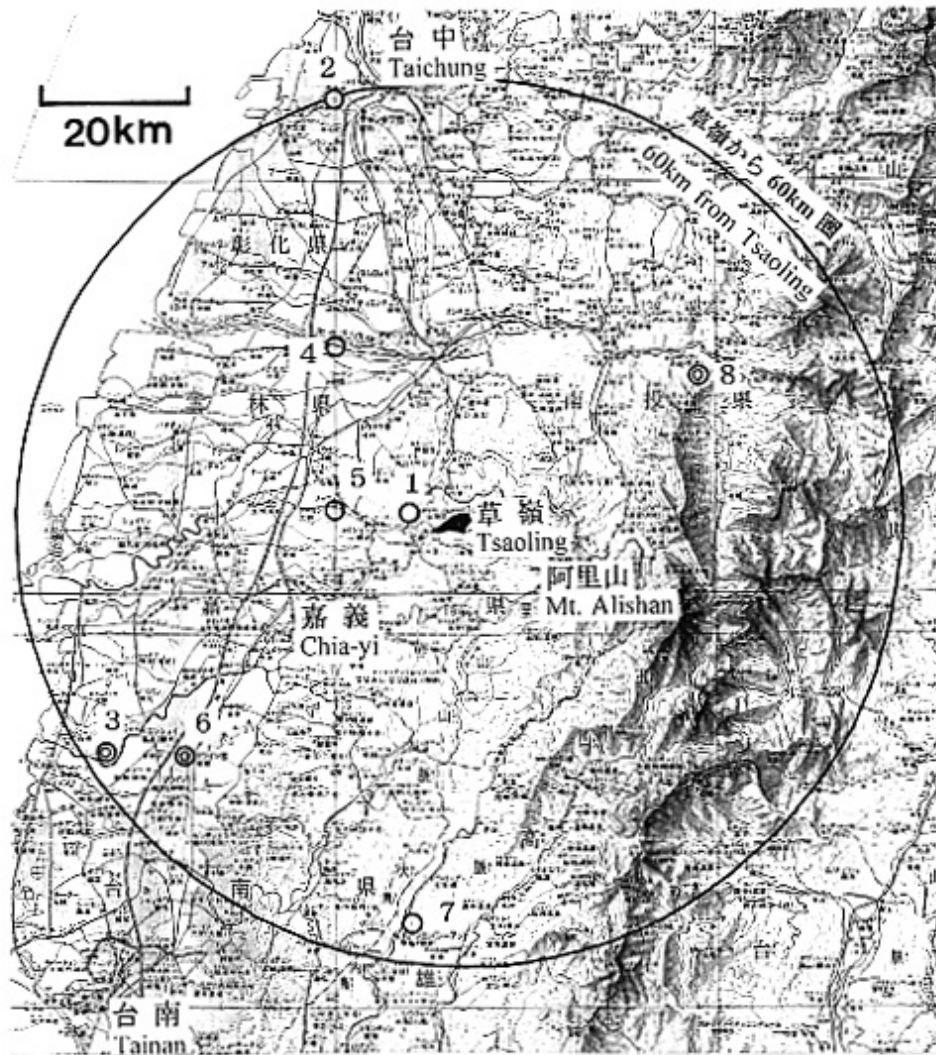


図-8. 草嶺周辺で発生したM 6.8以上の地震の震央(数字は表-2のNo.を示す)

Fig.8. Epicenters of earthquakes with magnitude of 6.8 and over occurred around Tsaoling. (Numerals indicate Nos. in Table -2.)

## (2) クリープによる岩盤の緩み

割れ目の形成・拡張は、重力性クリープによる岩盤の緩みを助長し、徐々に座屈して膨れ出す。とくに長大斜面では、少なくとも地表面下数十mから百数十mの領域で、クリープによる岩盤の緩みが発生する可能性があると言われている[日本応用地質学会(2000)].

図-4の滑動体③に掘削されたボーリング孔での観測によると、深さ0~60m(とくに50~60mと0~10m)の間で、2000年7月24日までの45日間に、約2cmの土体移動(図の読み取り値、本文中では20cmと記載)が検出されている[龔・廖(2000)].

また、岩盤クリープによる引張応力場は、地盤内に亀裂を発達させ、山体上部に線状凹地を生ぜしめる。このような岩盤は透水性が良いため、地

下水が浸透しやすい。1999年の崩壊では、滑動による引張応力で、崩壊の上縁とほぼ平行に幅約20mのグラーベン状凹地が、一連の連続または不連続な平行配列分布を呈して形成された(図-4参照)[經濟部水利處(2000)]. 全体の長さは約1.5kmに達する。

## (3) 塩類を溶解した水の割れ目への浸入

割れ目の存在、その拡張や新たな形成は、塩類を溶解した水の浸入を助長する。塩類を過飽和に溶解した溶液が割れ目に浸入すると、①溶液からの結晶成長による圧力、②塩類の熱膨張による熱応力、③水和に起因する応力、による塩類風化が起こる[Yatsu(1988)]. これらの応力によって、岩盤の割れ目はさらに拡大する。

草嶺のすべり面では、芒硝( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ )が塩を噴いたように析出していた[Okunishi et al.(2000)].

この芒硝が崩壊後に析出したのか、あるいは崩壊前から、後にすべり面となる割れ目に析出していたのかは不明であるが、後者の場合、芒硝の結晶圧が条件によっては  $300\text{kgf/cm}^2$  程度にもなることを考えると、①による風化は無視できない。

また、芒硝( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ )は急速に水和・膨張して硫酸鈹( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ )になるが、その際に  $400\text{kgf/cm}^2$ 程度(温度  $25^\circ\text{C}$ 、相対湿度 100%の場合)の水和圧を発生する。この場合には、③による風化も問題になるであろう。

## § 6. 結語

前節で述べたような現象が、崩壊を繰り返し発生させる大きな要因であるならば、これらの過程の進行に要する時間と、地震や豪雨の再来期間とのかね合いで、崩壊の発生周期が決まってくる。1999年の崩壊後の応力開放やクリープによる斜面変動の様子を観測することによって、来るべき次の崩壊の素因側の準備状況が把握できるかもしれない。このことは同時に、1999年の崩壊の原因を解明することにもつながる。

## 文 献

林 拙郎(編著), 2002, 平成 12~13 年度文科省科学研究費報告書「1999 年台湾の地震に伴って発生した山地災害の調査」, 284pp.  
川田三郎, 1943, 臺南州斗六郡草嶺の震生湖, 震研彙報, 21, 317-325.  
經濟部水利處, 1999, 九二一震災・草嶺崩場地處

理情形總報告, 66pp.  
經濟部水利處, 2000, 九二一震災・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, 第 9 期, 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.  
日本応用地質学会(編), 2000, 山地の地形工学, 古今書院, 213pp.  
Okunishi, K., M. Musashino and M. Sonoda, 2000, A Preliminary Report on the Landslides and Other Ground Surface Movements Induced by 1999 Chichi Earthquake, Taiwan, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No.43 B-1.  
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  
宇津徳治, 世界の被害地震の表(古代から 2001 年まで), 東大震研地震予知研究推進センターHP (<http://www.eprc.eri.u-tokyo.ac.jp/>)  
Yatsu, E, 1988, The Nature of Weathering, Sozosha, 624pp.