

土石流之發生模式探討

Study on Occurrence Models of Debris Flow

國立臺灣大學農業工程學系副教授

黃 宏 斌

Hung-Pin Huang

摘 要

土石流為土石與水之混合體，其運動型態為集體搬運，破壞力較個別搬運大，對人民生命財產之安全危害甚鉅。

本研究依據土壤力學之理論基礎，推導出或證明水位與堆積面齊平、水位於堆積面之下與堆積面之上有地表逕流等三種情況之土石流發生模式。

另外，依據直剪試驗結果，證明凝聚力與內摩擦角會隨含水量之增加而減少。從渠槽試驗知，表面流速並非等速；而為時間之7次方或13次方。最後，經過驗證後，發現本研究之試驗點與理論分析者頗為吻合。

ABSTRACT

Debris flow is a mixture of soil, sand and water. Its motion type is belong to mass movement, and destructive force is larger than that of individual movement. The threat of debris flow to people's lives and property is very enormous.

This study, in accordance with the basic theory of soil mechanics, derived or testified the occurrence models for debris flow under the conditions of water level being at cumulative surface, water level under cumulative surface and surface runoff on cumulative surface.

Moreover, according to the result of direct-shear test, this study testified that cohesive force and internal friction angle were going to be decreased with increasing water content. And, from the Investigation of flume experiment, surface velocity of debris flow were unsteady whose velocity were seventh or thirteenth power of time. Finally, after the verification, the test data of this study matched good with that from theory analysis.

一、前 言

臺灣地區近年來土石流之災害經常發生，對人民生命財產之安全危害甚鉅。一般而言，土石流

為土石與水之混合體，其運動型態為集體搬運；與水流冲刷河岸或河床冲淤之個別搬運不同。集體搬運之破壞力較個別搬運大很多。所以，造成之災害也較大。

有關土石流之描述、記載與理論研究不少；但在實際應用上仍有些問題，此乃理論推導時之假設限制。

因此，本研究依據土壤力學之理論基礎，試圖推導出水位與堆積面齊平、水位於堆積面之下與堆積面上有地表逕流時之土石流發生模式。並藉着渠槽試驗探討水位於堆積面下之模式預測結果。

二、前人研究

(一) 模式介紹

土石流發生公式之推導極多，因其根據之理論及參數互異，所以，型式不僅多，而且複雜。茲歸納六種較為常見之公式如下：

1. 齊藤 (1965)、陳世芳 (1976)、Harris (1977)、Cernica (1982) 在一無限長堆積土體，假設地下水位與堆積面齊平，且地下水之滲流方向與堆積斜面平行，得到

$$\text{推移力 } T = r_{s,s} H \sin\theta \quad (2.1)$$

$$\text{抵抗力 } R = (r_{s,s} - r_w) H \cos\theta \tan\phi \quad (2.2)$$

其臨界公式

$$\tan\theta \geq \frac{r_{s,s} - r_w}{r_{s,s}} \tan\phi \quad (2.3)$$

式中， $r_{s,s}$ = 飽和單位重； H = 堆積土體高度； θ = 斜面坡度； r_w = 水之單位重； ϕ = 內摩擦角。

2. 高橋 (1977)

考慮有地表逕流之無限長堆積土體，且無殘餘間隙水壓之條件下，推導出

$$T = [(1-n)(r_s - r_w)A + r_w(A + h_0)] \sin\theta \quad (2.4)$$

$$R = (1-n)(r_s - r_w)A \cos\theta \tan\phi \quad (2.5)$$

其臨界公式

$$\tan\theta \geq \frac{(1-n)(r_s - r_w)}{(1-n)(r_s - r_w) + r_w \left(1 + \frac{h_0}{A}\right)} \quad (2.6)$$

式中， A 為剪力破壞面距堆積層表面之深度。當破壞面發生於底層時， $A = H$ 。 n 為土壤孔隙率 ($n = V_v/V$)； h_0 為逕流水深； r_s 為土體之單位重。

3. Sidle (1985)

探討邊坡穩定時，提出

$$T = [r_m a + r_{s,s}(H-a)] \sin\theta \quad (2.7)$$

$$R = [r_m a + (r_{s,s} - r_w)(H-a)] \cos\theta \tan\phi \quad (2.8)$$

臨界公式

$$\tan\theta \geq \frac{r_m a + (r_{s,s} - r_w)(H-a)}{r_m a + r_{s,s}(H-a)} \tan\phi \quad (2.9)$$

式中， r_m = 地下水位以上之非飽和土體之單位重； a = 堆積表面至地下水位之距離。

4. 江永哲 (1986)

根據土壤物理、土壤力學、水槽試驗之結果，綜合討論出下列公式

飽和土壤之狀態下

(1) 滲透流

$$T = [C_b \rho_s g a + C_b \rho_s g (H-a) + (1-C_b) \rho g (H-a)] \sin\theta \quad (2.10)$$

$$R = [C_b \rho_s g a + C_b (\rho_s - \rho) g (H-a)] \cos\theta \tan\phi + C \quad (2.11)$$

臨界公式

$$\tan\theta \geq \frac{C}{g H \cos\theta} + \frac{C_b \left[\rho_s - \rho \left(1 - \frac{a}{H}\right) \right]}{C_b \left[\rho_s - \rho \left(1 - \frac{a}{H}\right) \right] + \rho \left(1 - \frac{a}{H}\right)} \tan\phi \quad (2.12)$$

式中， C 為凝聚力； C_b 為堆積層之砂礫容積濃度 ($= \frac{V_s}{V} = 1 - n$)； ρ_s 為土體之質量密度； ρ 為水之質量密度； g 為重力加速度。

(2) 有地表逕流

$$T = [C_b (\rho_s - \rho) H + \rho (H + h_0)] g \sin\theta \quad (2.13)$$

$$R = [C_b (\rho_s - \rho) H] g \cos\theta \tan\phi + C \quad (2.14)$$

臨界公式

$$\tan\theta \geq \frac{C}{g H \cos\theta} + \frac{C_b (\rho_s - \rho)}{C_b (\rho_s - \rho) \rho \left(1 + \frac{h_0}{H}\right)} \tan\phi \quad (2.15)$$

5. 游繁結 (1987)

鑑於齊藤未考慮地表水之存在，而高橋則忽略滲流力之作用，游繁結就滲流理論之基礎，在考慮任意水位之情況下，推導出下列公式

$$T = r_w (H-a) \sin\theta + [r_{s,s} H - n r_w (H-a)] \sin\theta \quad (2.16)$$

$$R = [r_{s,s} H - n r_w (H-a)] \cos\theta \tan\phi \quad (2.17)$$

臨界公式

$$\tan\theta \geq \frac{\tan\phi}{1 + \left[\frac{r_w (H-a)}{r_{s,s} H - n r_w (H-a)} \right]} \quad (2.18)$$

6. 林炳森 (1989)

考慮有地表面逕流之無限長堆積土體，忽略水

流流速影響，並考慮滲流存在時，推導出

$$T = \gamma_w H \sin\theta + [\gamma_{sat} H + \gamma_w (h_0 - H)] \sin\theta \quad (2.19)$$

$$R = (\gamma_{sat} - \gamma_w) H \cos\theta \tan\phi \quad (2.20)$$

臨界公式

$$\tan\theta \geq \frac{(\gamma_{sat} - \gamma_w) H}{\gamma_{sat} H + \gamma_w h_0} \tan\phi \quad (2.21)$$

水位低於地表時

$$\tan\theta \geq \frac{1}{1 + \frac{\gamma_w}{\gamma_{sat} - \gamma_w} \frac{H-a}{H}} \tan\phi \quad (2.22)$$

由於上列各式採取之參數不同，很難直接比較，因此，根據土壤力學之基本性質，將各式化為以同一組參數表示之模式，並分水位與堆積面齊平、水位於堆積面下和有地表逕流者三種，分別比較其異同點。

(一) 基本性質

土壤為一多孔物質，一已知體積之土壤均可分成固體、液體與氣體三部份。如圖 1 所示， W = 土壤總重； W_s = 土粒淨重； W_w = 水淨重； V = 土壤總體積； V_s = 土粒淨體積； V_v = 孔隙總體積； V_a = 空氣體積； V_w = 水體積。一般而言，

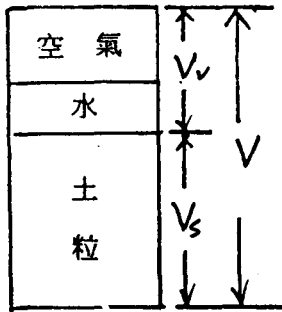


圖 1 一般土壤示意圖

$$V = V_s + V_v \\ = V_s + V_w + V_a; \quad (2.23)$$

$$W = W_s + W_w \\ = W_s + W_w \quad (2.24)$$

其中， W_a 可忽略不計。

1. 飽和單位重， γ_{sat}

飽和土壤乃土壤內孔隙體積完全被水所填滿，此時之單位體積土壤重稱飽和單位重。

$$\gamma_{sat} = \frac{(G_s + e)\gamma_w}{1 + e} \quad (2.25)$$

其中，土壤真比重 $G_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_w}$ ；孔隙比 $e = \frac{V_v}{V_s}$

2. 浸水單位重， γ_{sub}

土壤浸入水中所得之單位體積重量為飽和單位重與水單位重之差，稱浸水單位重。

$$\gamma_{sub} = \gamma_{sat} - \gamma_w = \frac{G_s - 1}{1 + e} \gamma_w \quad (2.26)$$

3. 土壤單位重， γ_m

土壤全重 W 與其總體積之比，稱土壤單位重。

$$\gamma_m = \frac{1 + \omega}{1 + e} G_s \gamma_w \quad (2.27)$$

其中，含水量 $\omega = \frac{W_w}{W_s}$ 。

(二) 模式比較

1. 水位與堆積面齊平 ($a=0, h_0=0$)

(1) 齊藤公式

$$\tan\theta \geq \frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{\gamma_{sat}} \tan\phi \quad (2.3)$$

應是最簡潔者。

(2) 高橋公式 ($h_0=0$)

$$\text{因為 } (1-n) = \frac{V_s}{V} = 1 - \frac{e}{1+e} = \frac{1}{1+e} \quad (2.28)$$

而且 $h_0=0$ ，所以，(2.6) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{(1-n)(\gamma_s - \gamma_w) \tan\phi}{(1-n)(\gamma_s - \gamma_w) + \gamma_w} \\ = \frac{G_s - 1}{G_s + e} \tan\phi = \frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{\gamma_{sat}} \tan\phi \quad (2.29)$$

同 (2.3) 式

(3) Side 公式 ($a=0$)

當 $a=0$ 時，(2.9) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{\gamma_{sat}} \tan\phi$$

同 (2.3) 式。

(4) 江永哲公式

A. 滲透流 ($a=0; C=0$)

當 $a=0$ 且 $C=0$ 時，(2.12) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{(1-n)(\rho_s - \rho)}{(1-n)(\rho_s - \rho) + \rho} \tan\phi \quad (2.30)$$

同 (2.29) 式，如再簡化，亦同 (2.3) 式。

B. 有地表逕流 ($h_0=0; C=0$)

同理，當 $h_0=0; C=0$ 時，(2.15) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{(1-n)(\rho_s - \rho)}{(1-n)(\rho_s - \rho) + \rho} \tan\phi$$

同 (2.30) 式，亦同 (2.29) 與 (2.3) 式。

(5) 游繁結公式 ($a=0$)

當 $a=0$ 時，(2.18) 式可為

$$\begin{aligned}\tan\theta &\geq \frac{\gamma_{sat} - n\gamma_w}{\gamma_{sat} + (1-n)\gamma_w} \tan\phi \\ &= \frac{G_s}{(G_s + e) + 1}\end{aligned}\quad (2.31)$$

當 $n=1$ 時，同 (2.3) 式。

(6) 林炳森公式 ($h_0=0$)

A. 有地表逕流

當 $h_0=0$ 時，(2.21) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{\gamma_{sat}} \tan\phi$$

同 (2.3) 式。

B. 滲透流

當 $a=0$ 時，(2.22) 式與 (2.3) 式同。

於水位與堆積面齊平時，高橋、Sidle 與林炳森者均與齊藤式同。江永哲式則於非凝聚性土壤 ($C=0$) 時，會與齊藤式同。而游繁結者則需在 $n=1$ 之條件下，才會與齊藤式同，因為孔隙率 n 為土壤內所含孔隙體積 V_v 與土壤總體積 V 之比值， $n=1$ 表示所有土壤均被孔隙所填滿，為現實情況所不允許。所以，六公式中，除了游繁結公式外，其餘公式之計算結果將會是一致的。

2. 水位於堆積面之下 ($a \neq 0$; $h_0=0$)

(1) Sidle 公式

當 $a \neq 0$ 時，(2.9) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{(G_s - 1) + (1 + \omega G_s) \frac{a}{H}}{(G_s + e) + (\omega G_s - e) \frac{a}{H}} \tan\phi \quad (2.32)$$

2. 江永哲公式

設 $C=0$ 時，(2.12) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{(G_s - 1) + \frac{a}{H}}{(G_s + e) - \frac{ea}{H}} \tan\phi \quad (2.33)$$

比較 (2.32) 與 (2.33) 兩式可知，當 $\omega=0$ 時，(2.32) 式可化為 (2.33) 式。

(3) 游繁結公式

當 $a \neq 0$ 時，(2.18) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{G_s + e \frac{a}{H}}{(G_s + e) + (1 - \frac{a}{H})} \tan\phi \quad (2.34)$$

(4) 林炳森公式

當 $a \neq 0$ 時，(2.22) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{G_s - 1}{(G_s + e) + (1 + e) \frac{a}{H}} \tan\phi \quad (2.35)$$

由於有關水位在堆積面下者為 Sidle、江永哲、游繁結與林炳森等四公式。根據 (2.32)、(2.33)、(2.34) 與 (2.35) 等四式可知，四公式之差異較水位與堆積面齊平者大。其中，Sidle 公式不僅考慮 G_s , e , a , H 參數，還考慮了 ω 參數。

3. 有地表逕流 ($a=0$; $h_0 \neq 0$)

(1) 高橋公式

當 $h_0 \neq 0$ 時，(2.6) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{(G_s - 1)}{(G_s + e) + (1 + e) \frac{h_0}{H}} \tan\phi \quad (2.36)$$

(2) 江永哲公式

設 $C=0$; $h_0 \neq 0$ 時，(2.15) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{(1-n)(\rho_s - \rho)}{(1-n)(\rho_s - \rho) + \rho(1 + \frac{h_0}{H})} \tan\phi$$

同 (2.6) 式

(3) 林炳森公式

當 $h_0 \neq 0$ 時，(2.21) 式可為

$$\tan\theta \geq \frac{(G_s - 1)}{(G_s + e) + (1 + e) \frac{h_0}{H}} \tan\phi$$

同 (2.36) 式。

有地表逕流之公式有高橋、江永哲與林炳森三者。在非凝聚性土壤之情況下，三公式之計算結果將會是一致的。

三、土石流發生之臨界條件推導

(一) 水位與堆積面之關係探討

1. 水位與堆積面齊平

假設在一坡度為 θ 之無限長堆積面，其沿堆積面之水力坡降為 $\sin\theta$ ，而且水位與堆積面齊平，如圖 2 所示，單位面積土體重

$$W = \gamma_{sat} b H \quad (3.1)$$

沿斜面 $b \sec\theta$ 之水力坡降

$$i = \frac{\Delta h}{b \sec\theta} = \sin\theta \quad (3.2)$$

因此，單位體積之滲流力

$$D = \gamma_w i = \gamma_w \sin\theta \quad (3.3)$$

又因為單位面積之體積為

$$\frac{V}{A} = \frac{bH \sec\theta}{b \sec\theta} = H \quad (3.4)$$

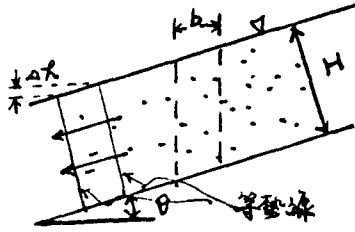


圖2 水位與堆積面齊平之示意圖

所以，單位面積之滲流力

$$F = \gamma_w H \sin \theta \quad (3.5)$$

由平行於斜面之力平衡知，土體平行於堆積面之分力與滲流力之和應等於破壞面上之阻抗力（摩擦力）。所以，在平行於堆積面之平面上，推移力

$$T = W \sin \theta + F = \gamma_{s,ub} H \sin \theta + \gamma_w H \sin \theta \quad (3.6)$$

阻抗力

$$R = \gamma_{s,ub}' H \cos \theta \tan \phi \quad (3.7)$$

$$\tan \theta = \frac{\gamma_{s,ub}}{\gamma_{s,sl}} \tan \phi = \frac{G_s - 1}{G_s + e} \tan \phi \quad (3.8)$$

2. 水位於堆積面之下

當無限長堆積面之水位位於堆積面之下時，並假設飽和層與非飽和層具有同樣之土壤性質，如 e 、 γ_s 等。如圖3所示，單位面積土體重

$$W = \gamma_m a + \gamma_{s,ub} (H - a) \quad (3.9)$$

單位面積之滲流力

$$F = \gamma_w (H - a) \sin \theta \quad (3.10)$$

平行於堆積面之推移力

$$\begin{aligned} T &= W \sin \theta + F \\ &= [\gamma_m a + \gamma_{s,ub} (H - a)] \sin \theta + \gamma_w (H - a) \sin \theta \end{aligned} \quad (3.11)$$

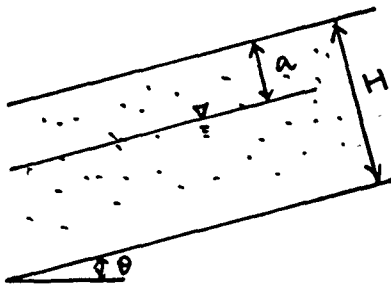


圖3 水位於堆積面下之示意圖

阻抗力

$$R = [\gamma_m a + \gamma_{s,ub} (H - a)] \cos \theta \tan \phi \quad (3.12)$$

當 $T = R$ 時

$$\begin{aligned} \tan \theta &= \frac{\gamma_m a + \gamma_{s,ub} (H - a)}{[\gamma_m a + \gamma_{s,ub} (H - a)] + \gamma_w (H - a)} \tan \phi \\ &= \frac{(G_s - 1) + (1 + \omega G_s) \frac{a}{H}}{(G_s + e) + (\omega G_s - e) \frac{a}{H}} \tan \phi \end{aligned} \quad (3.13)$$

此式與 Sidle 公式，(2.32) 式同。另外，當 $a=0$ 時，亦即水位與堆積面齊平時，(3.13) 式可化簡為 (3.8) 式。而且，(3.13) 式中之 ω 為非飽和層之含水量。

3. 堆積面上有地表逕流

當無限長堆積面上如圖4所示，存在地表逕流時，單位面積（破壞面）上之總壓力

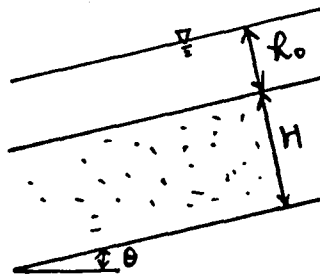


圖4 堆積面上有地表逕流之示意圖

$$P = \gamma_{s,sl} H + \gamma_w h_0 \quad (3.14)$$

而孔隙水壓力

$$P_w = (H + h_0) \gamma_w \quad (3.15)$$

因此，破壞面上之有效壓力

$$W = P - P_w = \gamma_{s,ub} H \quad (3.16)$$

同時，單位面積之滲流力

$$F = \gamma_w H \sin \theta \quad (3.17)$$

所以，平行於堆積面之推移力

$$\begin{aligned} T &= W \sin \theta + F \\ &= \gamma_{s,ub} H \sin \theta \end{aligned} \quad (3.18)$$

阻抗力

$$R = \gamma_{s,ub} H \cos \theta \tan \phi \quad (3.19)$$

當 $T = R$ 時

$$\tan \theta = \frac{\gamma_{s,ub}}{\gamma_{s,sl}} \tan \phi = \frac{G_s - 1}{G_s + e} \tan \phi \quad (3.20)$$

由於孔隙水壓力之作用，地表逕流深度之大小並不會影響土石流發生之臨界角度。所以 (3.20) 式與 (3.8) 式同。

(二)滲透水深之判定

由於滲透水深很難直接測定，因此，本研究嘗試以下列公式推導之。

首先，假設非飽和層與飽和層土體之孔隙比是一致的。又因為乾土單位重

$$\gamma_d = \frac{G_s \gamma_w}{1+e} = \frac{W_s}{V} \quad (3.21)$$

所以，當 G_s 與 e 一定時，非飽和層與飽和層土體之 γ_d 是相等的。同時，由含水量之公式得一體積為 V 所含之總水體積為

$$\begin{aligned} V_w &= \frac{W_w}{\gamma_w} \\ &= \frac{1}{\gamma_w} \omega \gamma_d V \\ &= \omega \frac{\gamma_d}{\gamma_w} V \end{aligned} \quad (3.22)$$

因此，非飽和層之水體積， V_{w_s} 為

$$V_{w_s} = \omega_1 \frac{\gamma_d}{\gamma_w} a A \quad (3.23)$$

其中， ω_1 為非飽和層之含水量； a = 非飽和層之土壤深度； A 為單位面積。而飽和層之水體積， V_{w_a} 則為

$$V_{w_a} = n(H-a) \quad (3.24)$$

將 (3.22)、(3.23) 與 (3.24) 式綜合，可得

$$\omega = \frac{\gamma_d}{\gamma_w} H = \omega_1 \frac{\gamma_d}{\gamma_w} a + n(H-a) \quad (3.25)$$

式中， ω 為堆積處之含水量（假設土石流之土、石與水份均勻混合）。

所以，當試驗過程中，量得 γ_d 、 H 、 n 、 ω 及 ω_1 等參數時，即可由 (3.25) 式求得 a 值。

四、水槽試驗

為探討土石流發生之各參數間關係，本研究在林口臺地採土，於臺大水工試驗所從事水槽試驗。

(一)試驗材料

水槽為長 210 公分，寬 40 公分，高 40 公分，可調坡度至 37° 之壓克力水槽，如圖 5 所示。滲水箱位於水槽頭端，為長 10 公分，寬 40 公分，高 40 公分之多孔壓克力箱。槽底以木棒組成 1 公分粗糙度之底面。

土樣為林口臺地邊坡開挖之土體，以篩除法選取小於 5 公分之粒徑為試樣。其基本性質列如表一。

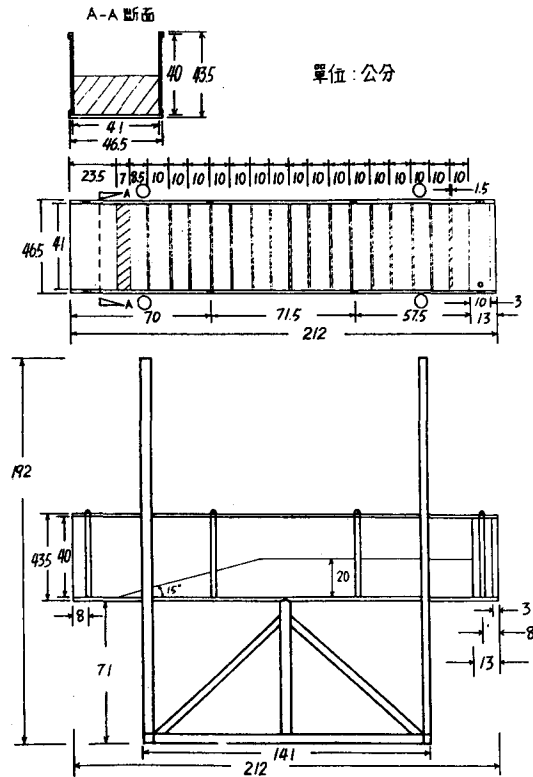


圖 5 試驗水槽之側面圖（單位：公分）

表 1 土樣基本性質

比重	$D_{max}(mm)$	$D_m(mm)$	LL(%)
2.653	50.4	8.68	19.78

(二)試驗方法

由於水槽試驗旨在模擬土石流之發生情況，因此，先以採樣回來之土樣為試樣，其粒徑分布曲線如圖 6， $D_{50}=3mm$ 。同時，自尾端起每隔 10 公分置放保麗龍塊 (No. 10~No. 6)，並以攝影機拍攝土石流之流動過程，以求其表面流速。

另外，取小於 1.5mm 之土樣進行不同含水量之直剪試驗，以探討不同含水量對於此種土體之凝聚力與內摩擦角之關係。

因此，除了直剪試驗外，水槽試驗結果探討了縱剖面變化及表面流速之變化。

(三)試驗步驟

1. 於水平水槽內鋪設試料。夯實後，自滲水箱供水，使其自然濕潤。靜置一夜後，以銅管於尾端採樣求取含水量及孔隙率。

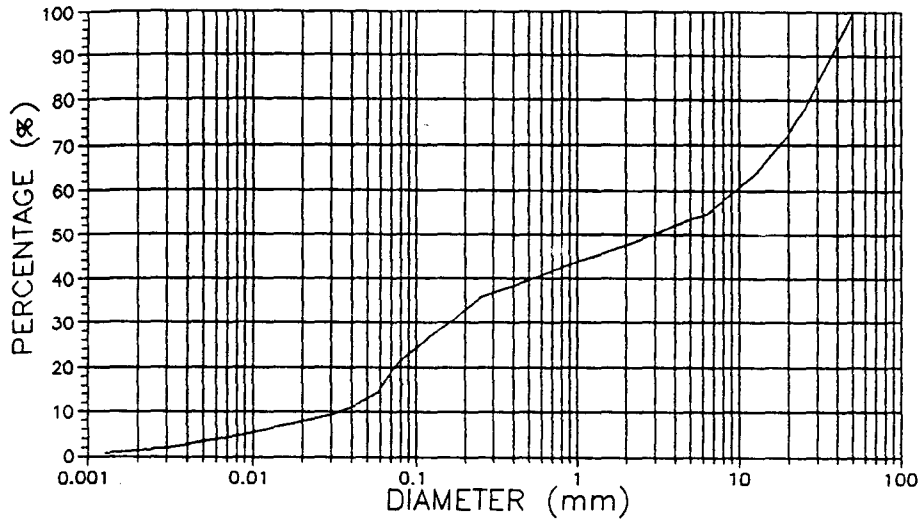


圖 6 土樣之粒徑分布曲線

2. 將尾端切成 15° 斜坡，於每隔固定距離置放保麗龍塊。
3. 啓動攝影機，開始攝影並讀秒。
4. 緩慢調整水槽坡度至土石流發生開始時停止，觀測試體之破壞及土石之流動情形。並自堆積土體中測得含水量，以換算平均滲流水深。
5. 變換含水量，重覆上述步驟，以觀測不同含水量下之流動情形。

五、結果與討論

(一) 模式比較

在比較本研究所推導之公式與現有公式之異同點之前，需對本研究所推導之公式有一基本之概念。因此，以臨界角度為縱軸，孔隙比為橫軸，並假設 $G_s = 2.65$, $\phi = 35^\circ$ ，將 (3.8) 式繪如圖 7。如圖所示，角度與孔隙比乃成一反比關係，亦即孔隙比愈大，角度愈小。所以，當水位與堆積面齊平時，其關係曲線如圖 7 所示。

當水位於堆積面之下時，臨界公式如 (3.13) 式，以角度為縱軸，含水量為橫軸，繪如圖 8。由於 (3.13) 式之參數較 (3.8) 式多，為方便討論，設 $G_s = 2.65$, $\phi = 35^\circ$, $e = 0.739$ (根據實驗值之平均)。於此狀況下，對照圖 8，當 $a = 0$ ，亦即水位與堆積面齊平時，所有土體均達到飽和，亦即非飽和層不存在。因此，非飽和層之角度與含水量無關，與 (3.8) 式之結果相同。當 $a \neq 0$ 時，角度會

隨非飽和層之含水量增大而增大。可是，其變化率隨含水量之增加而減小；亦即小含水量時之變化較快。當 $a = H$ 時，全部土體為非飽和層，此時之臨界角度亦與含水量無關；相當於安息角，等於內摩擦角。

當堆積面上有地表逕流時，臨界角度公式與 (3.8) 式同，因此，其角度與孔隙比之關係亦可以圖 7 表示。

由上節之分析知，本研究在水位與堆積面齊平之狀況下推導之公式與高橋者相同。此外，除了游

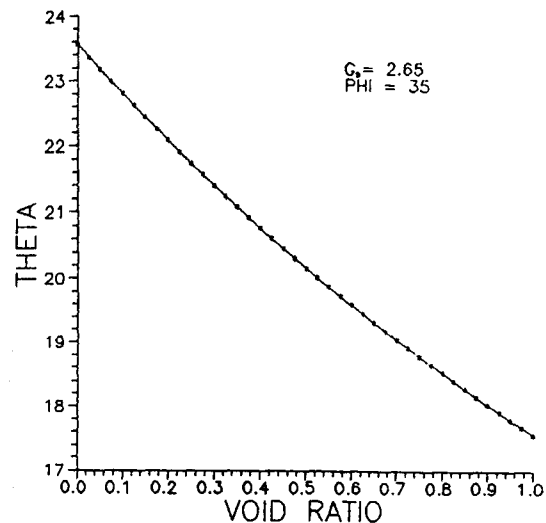


圖 7 臨界角度與孔隙比之關係圖

繁結之公式外，其餘四種模式皆與高橋者同。因此，將游繁結之模式與高橋者比較於圖9中。於圖9中，游繁結者與高橋者近乎平行，可是游繁結者所得之角度值較高橋者高。亦即在相同之孔隙比之下，高橋模式所得之土石流發生角度會較游繁結者小，也就是較保守之估計。

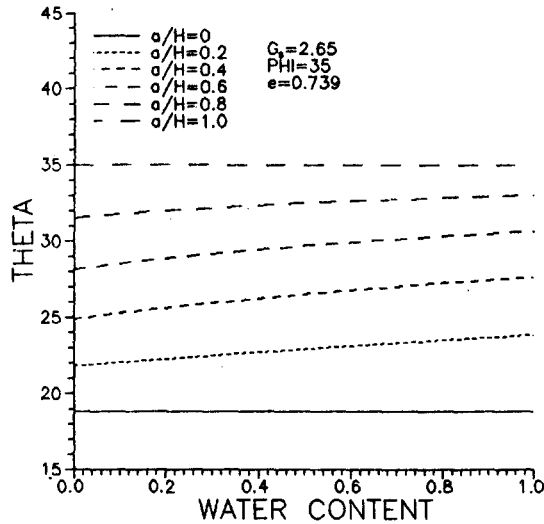


圖8 臨界角度與含水量之關係圖

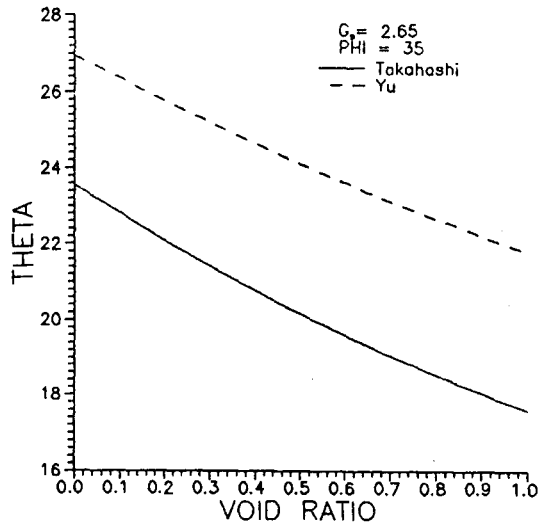


圖9 高橋與游繁結模式之角度與孔隙比關係圖

當水位於堆積面之下時，本研究所蒐集之 Sidle、江永哲、游繁結與林炳森等四模式有此方面之估算。參考此四個模式，除了 Sidle 與本研究相同外，其餘模式所得者皆有差異。因此，於圖

10中，以角度為縱軸， a/H 為橫軸，並假設 $G_s = 2.65$, $\phi = 35^\circ$, $e = 0.739$, $\omega = 0.179$ 。

當 $a/H = 0$ 時，除游繁結所得者較高外，其餘者皆相同。而當 $a/H = 1.0$ 時，除林炳森所得者偏低外，其餘者皆同。當 $0 < a/H < 1.0$ 時，游繁結者最高，Sidle 與本研究者次之，接着為江永哲者，林炳森者最小。另外，Sidle、江永哲與游繁結等模式之臨界角度隨 a/H 值之增加而增加；而林炳森者恰相反：其臨界角度隨 a/H 值之增加而減少；此種現象應是不合理的。因為 a/H 愈大表示非飽和層之厚度愈厚，臨界角度應較高才是。

以差異大小而言，游繁結者與 Sidle 之估算值於小 a/H 時差異較大，且高於 Sidle 者；而江永哲與 Sidle 之估算值於 $a/H = 0.5$ 附近時差異最大，且均低於 Sidle 者。雖然如此，江永哲與游繁結之模式所得，除了小 a/H 值外，均接近 Sidle 之估算值。

當有地表逕流時，江永哲、林炳森與高橋等三種模式均有相同之表示式。而本研究所得者與齊藤者相同，其間之差異可以圖11表示。本研究之值相當於高橋模式中之 $h_0/H = 0$ 時之值。如圖中所示，在同一孔隙比時，本研究所得將會是最大值者，而其餘者將會隨 h_0/H 值之增大而減小，而且減小之幅度愈來愈小。

(二)含水量與凝聚力及內摩擦角之關係探討

自表2知，凝聚力， c 與內摩擦角， ϕ 在前人研究中均有隨含水量增加而減少之趨勢。為進一步探討此三參數間之關係，取粒徑小於 1.5mm 之土樣進行直剪試驗。將求得之 c 、 ϕ 值與含水量， ω 之關係繪如圖12、13。由圖中知， c 、 ϕ 值確實隨 ω 之增加而減少。以最簡單之直線迴歸分析此兩組資料，可得

$$c = 0.277 - 0.951\omega \quad R^2 = 0.89 \quad (6.1)$$

$$\phi = 27.063 - 27.641\omega \quad R^2 = 0.96 \quad (6.2)$$

其中， c 之單位為 kg/cm^2 ； ϕ 之單位為度。

自表2知，本研究之 c 、 ϕ 值均較前人研究者為低，此乃本研究之 ω 較大，亦即 ρ_b 較大之故。

將(6.2)式繪如圖14a，可得一 ϕ 與 ω 成反比之直線，而且，當 ω 自0變化至0.975時， ϕ 可自27.1降至0.1，其比值高達270倍。因此，在討論 ϕ 值時，實不可不注意 ω 之變化。如果將 $\tan\phi$ 與 ω 繪如圖14b，則當 ω 自0增至0.975時， $\tan\phi$ 可由0.51降至0.02，其比值亦高達250倍。

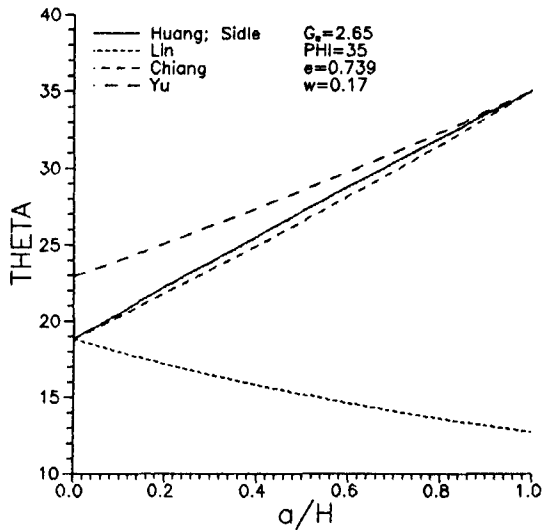


圖10 Sidle、林炳森、江永哲、游繁結與本研究之角度與 a/H 值關係圖

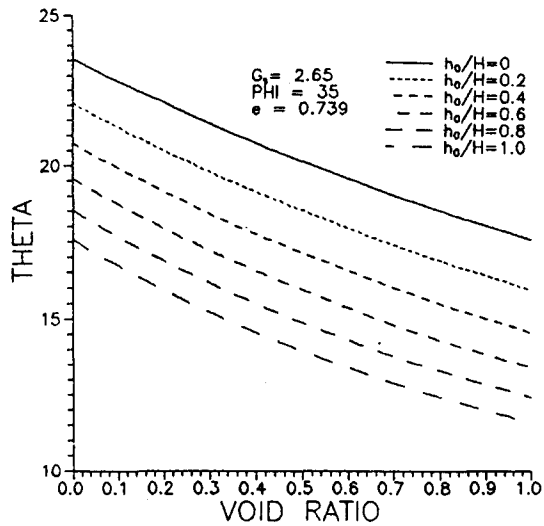


圖11 臨界角度與孔隙比在不同 h_0/H 值之關係

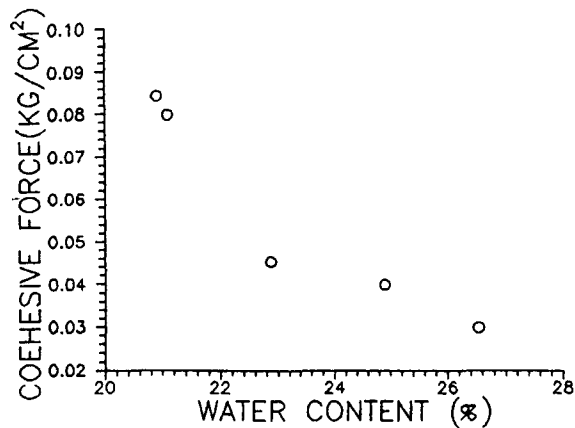


圖12 凝聚力與含水量之關係圖

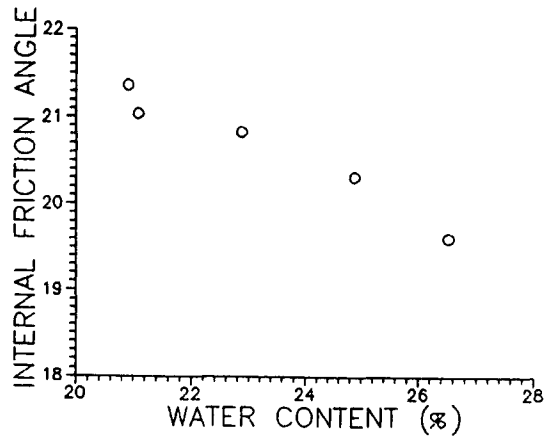


圖13 內摩擦角與含水量之關係圖

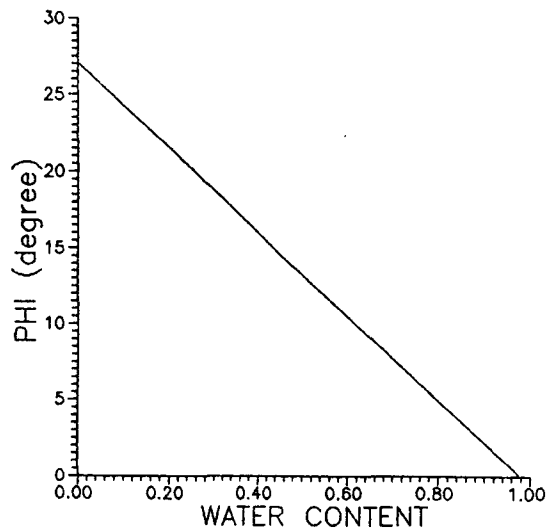


圖14 a 內摩擦角 ϕ 與含水量 ω 之關係曲線

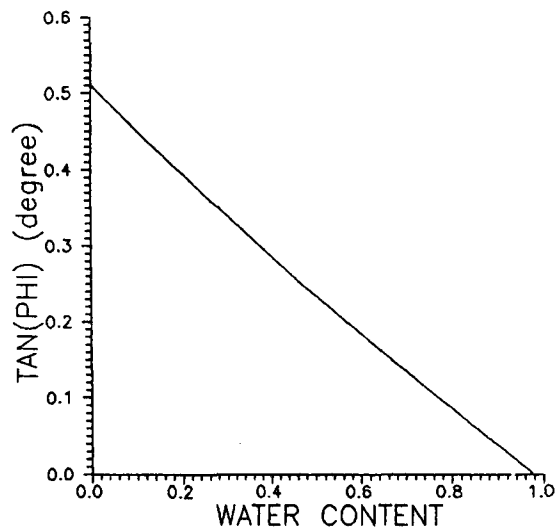


圖14 b 內摩擦角之正切值, $\tan\phi$ 與含水量, ω 之關係曲線

表2 紅土及紅土礫石之凝聚力， c 與內摩擦角， ϕ

種類	研究者	$c(\text{kg}/\text{cm}^2)$	$\phi(\text{度})$	狀態	備註
紅土	洪如江 (1967)	1 ~1.5	—	乾燥	
		0.3~0.5		浸水	
土	王慶麟 (1984)	1.3	24		$\rho_b=1.52\text{g}/\text{cm}^3$
		0.3	0	浸水	$\omega=21.5\%$
紅土	江永哲 (1986)	0.027	33~39	不同土	$\rho_b=1.13\sim1.46\text{g}/\text{cm}^3$
		~0.108		石比例	$\omega=8.93\%$
土	林炳森 (1987)	0.45	30	原狀	
		0	25~40	夯實	
礫石	游繁結 (1990)	0.112	35	自然土	$\rho_b=1.63\text{g}/\text{cm}^3$
		0	32	均勻礫石	$\rho_b=1.43\text{g}/\text{cm}^3$
		0	37	均勻粗砂	$\rho_b=1.58\text{g}/\text{cm}^3$
石	本研究	0.03 ~0.048	20~21	不同含水量	$\rho_b=1.84\sim1.94\text{g}/\text{cm}^3$ $\omega=21\sim27\%$

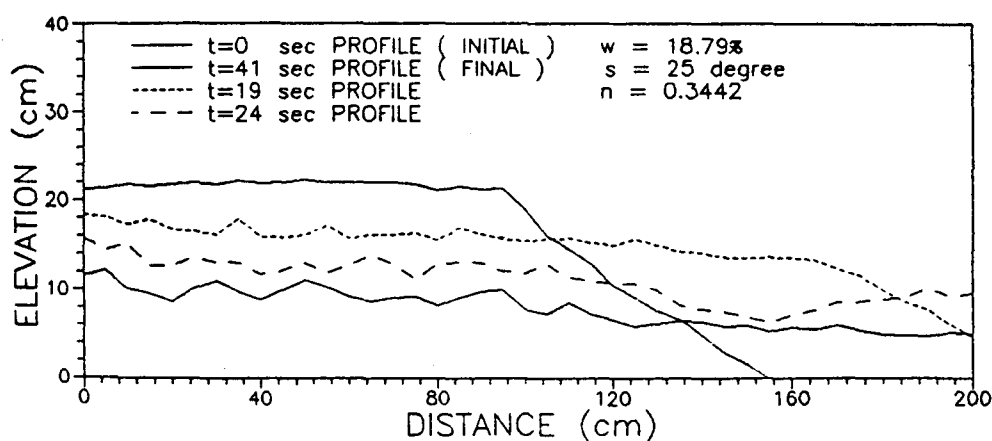


圖15 土石流發生之縱剖面變化 ($\omega=18.79\%$)

(三)縱剖面之變化

由試驗過程中所攝取之縱剖面變化可描繪如圖15。其破壞之型態均為土體下方邊坡產生崩壞，而導致土石流之發生。根據游繁結(1987)之流態區分法，本研究所模擬之土石流流況屬於第II型。

(四)表面流速之探討

為深入瞭解土石流表面流速之流況，自攝影機攝得之不同含水量時各斷面表面流速可繪製成圖

16a-e。由圖中得知，表面流速並非等速者；而且，隨時間之增加而作時間之冪次增加。另外，土石流頭端之表面流速在剛開始起動時，與其中段之表面流速同，發生過一段時間後，頭端表面流速之變化率會較其中段之變化率大，亦即頭端表面流速增加得比中段快。可惜的是，速度偏離之時間並不隨含水量之變化而有規律性之改變。其中，冪次大略可分為7次方與13次方兩羣。由於冪次極高，所以

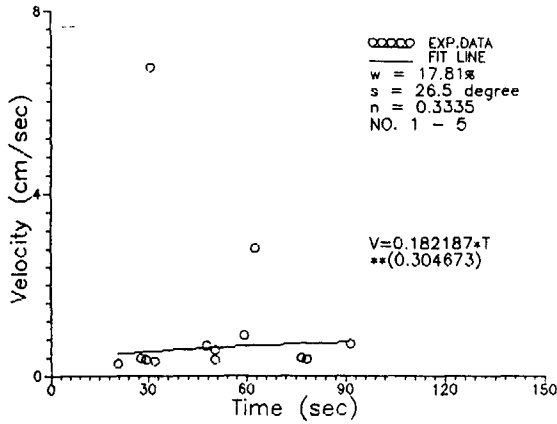


圖16a 表面流速與時間之關係曲線
($\omega = 17.81\%$, No. 1~5)

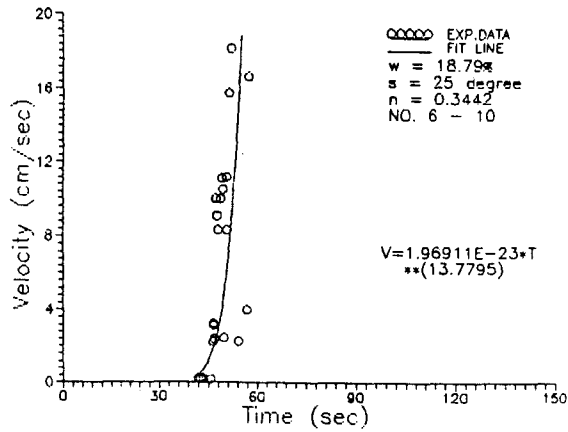


圖16d 表面流速與時間之關係曲線
($\omega = 18.79\%$, No. 6~10)

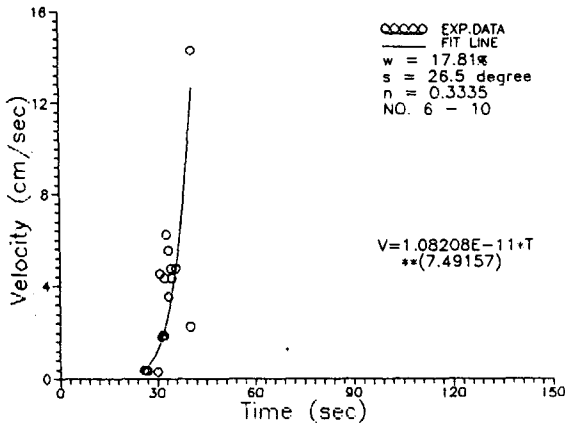


圖16b 表面流速與時間之關係曲線
($\omega = 17.81\%$, No. 6~10)

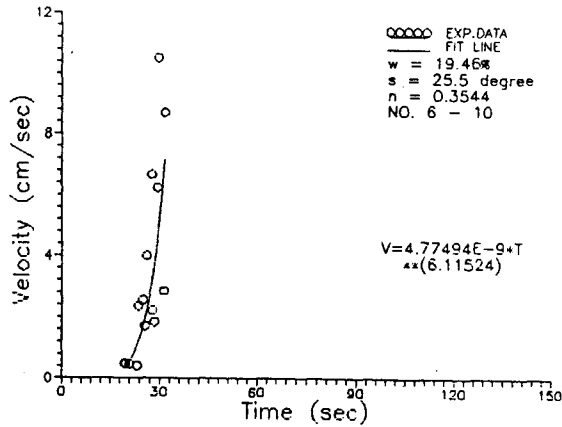


圖16e 表面流速與時間之關係曲線
($\omega = 19.46\%$, No. 6~10)

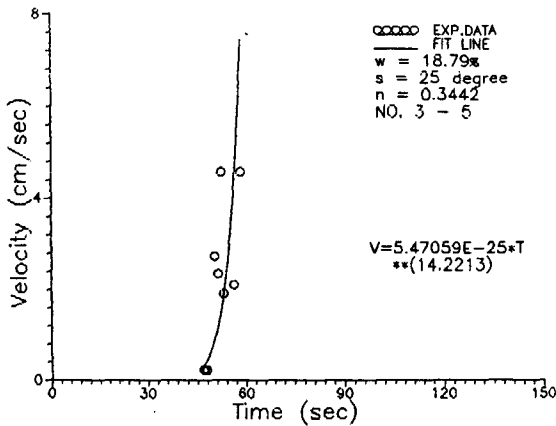


圖16c 表面流速與時間之關係曲線
($\omega = 18.79\%$, No. 3~5)

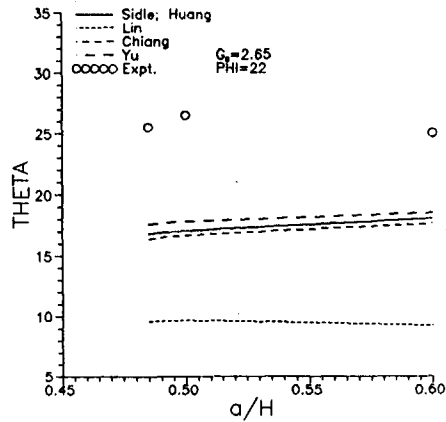


圖17 試驗點與 Sidle、林炳森、江永哲、游繁結等模式之比較

α 值很小，才能得到表面流速值。至於是何原因造成此二羣之差異，有待進一步深入之研究。速度與時間之迴歸式詳如表 3。

另外，此六圖之試驗點為起點至峯點之數據，是為探討速度與時間之相關。每一試驗開始至結束之過程為：速度為零漸增至峯點，接着再隨時間而漸減，有的甚至還產生第二次峯點。

因土石流發生之判定

本研究共模擬了 14 場土石流發生之狀況，其中，祇有三場之資料較為合理完整，茲將其列表如表 4。

由於本試驗之含水量介於 17.81 至 19.46% 間

表 3 表面流速與時間之關係式 ($V = \alpha t^{\beta}$)

含水量 ω	坡度 S	前 半 部		後 半 部	
		α	β	α	β
17.81	26.5	1.082×10^{-11}	7.491	0.182	0.305
18.79	25.0	1.969×10^{-28}	13.780	5.471×10^{-25}	14.221
19.46	25.5	4.775×10^{-9}	6.115	—	—

表 4 土石流發生之參數試驗值

$\omega_1(\%)$	$\omega(\%)$	n	r_d	H(cm)	a(cm)
18.14	19.46	0.354	1.71	20	9.7
16.75	17.81	0.334	1.77	20	10
18.73	18.79	0.345	1.74	20	12

六、結論與建議

綜合理論分析與渠槽試驗結果，本研究有下列幾點結論與建議

(一) 假設在一坡度為 θ 之無限長堆積面，而且，當沿着堆積面之水力坡降為 $\text{Sin}\theta$ 時，則

1. 當水位與堆積面齊平時，

$$\tan \theta = \frac{G_s - 1}{G_s + e} \tan \phi$$

2. 當水位於堆積面之下時

$$\tan \theta = \frac{(G_s - 1) + (1 + \omega G_s) a / H}{(G_s + e) + (\omega G_s - e) a / H} \tan \phi$$

3. 當堆積面上有地表逕流時，

，因此，取其平均值代入 (6.2) 式，求得內摩擦角為 22 度。接着，以此值代入各模式中，其結果繪如圖 17。然後，再以表 4 之資料點繪於圖中。由圖 17 知，線以上之點應為已起動之點，而線下之點應為模式預測不動之點。由於儀器設定之關係，本研究尚未能求出起動線，但從試驗過程中可知，確有土石流之發生。

從圖 17 中可看出，各模式皆能滿足試驗點。亦初步證明本研究所推導出之模式與試驗所得者頗為吻合。由於點數太少，需要來日多作幾組加以驗證之。

$$\tan \theta = \frac{G_s - 1}{G_s + e} \tan \phi$$

式中， ϕ 為內摩擦角； G_s 為比重； e 為孔隙比； a 為堆積面至水位之距離； ω 為非飽和層之含水量； H 為堆積層厚度。

(二) 凝聚力與內摩擦角會隨含水量之增加而減少。當含水量之範圍自 21% 至 27%，粒徑小於 1.5mm 之林口臺地土樣在進行直剪以及迴歸分析後，可得

$$c = 0.277 - 0.951 \omega$$

$$\phi = 27.063 - 27.641 \omega$$

其中， c 之單位為 kg/cm^2 ； ϕ 之單位為度。

(三) 本研究裏所模擬之土石流流況，依游繁結 (1987) 之區分法，為第 II 型土石流。

(四) 土石流頭端之表面流速較尾端者快。而且表面流速非一等速者；而是時間之 7 次方與 13 次方。其間之差異，有待更深入之研究。

(五) 本研究之渠槽試驗點與理論分析所得者頗為吻合。

(六) 為較能反映現場之凝聚力與內摩擦角，建議以大型直接剪力儀作實驗。

誌 謝

本研究計畫，承蒙行政院國家科學委員會之鼎力支持與經費補助（計畫編號：NSC 80-0414-P002-07B），方始有成，於此敬表謝忱。執行期間，多蒙臺灣大學工學院顏院長清連，農業工程研究所王主任如意之費心指導；尤其是森林研究所陳教授信雄、中興大學水土保持學研究所游主任繁結與段教授錦浩之寶貴意見與見解，於此由衷敬謝。水槽試驗多蒙研究生吳慶現、王陽岑之多方協助，謹此一併謹表謝誌。

參 考 文 獻

1. 江永哲、林裕益，1987，土石流堆積性狀之初步探討，中華水土保持學報，18(2): 15-27。
2. 李三畏譯，1980，土石流對防砂壩撞擊力之計算及有關問題，中華水土保持學報，11(2): 153-158。
3. 吳正雄、江永哲，1985，林口臺地之地形因素與土石流發生之關係研究，中華水土保持學報，16(2): 48-58。
4. 林炳森、方世杰、馮賜陽，1990，土石流力學特性之試驗研究，土壤沖蝕及河川沖淤研討會論文集，pp. 199-211。
5. 張立憲，1985，土石流特性之探討，中華水土保持學報，16(1): 135-141。
6. 陳矩，1976，土壤力學，pp. 120-121。
7. 陳榮河，1990，紅土臺地坍方防治方法之綜合研究，行政院國科會防災科技研究報告，78-73 號，pp. 4-5。
8. 游繁結，1987，土石流之基礎研究(一)土石流發生機制之研究，中華水土保持學報，18(2): 28-40。
9. 游繁結、陳重光，1987，豐丘土石流災害之探討，中華水土保持學報，18(1): 76-92。
10. 游繁結，1990，崩落型土石流之機制研究，行政院國科會研究報告，pp. 9-10。
11. 鄭瑞昌、江永哲，1986，土石流發生特性之初步研究，中華水土保持學報，17(2): 50-69。
12. Chen, C.-L., 1986, Chinese Concepts of Modeling Hyperconcentrated Streamflow and Debris Flow, Proceedings of the Third International Symposium on River Sedimentation, pp. 1647-1657.
13. Chen, C.-L., 1987, Comprehensive Review of Debris Flow Modeling Concepts in Japan, Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, Vol. 7, pp. 13-29.
14. Chen, C.-L., 1988, Generalized Viscoplastic Modeling of Hydraulic Engineering, 114(3): 237-258.
15. Chen, C.-L., 1988, General Solutions for Viscoplastic Modeling of Debris Flow, Journal of Hydraulic Engineering, 114(3): 259-282.
16. Terzaghi, K. and Peck, R. B., 1968, Soil Mechanics in Engineering Practice, 2nd Ed., pp. 58-62.

收稿日期：民國80年10月 7日

修改日期：民國80年10月24日

接受日期：民國80年11月 1日

專營土木、水利、建築等工程

宏國土木包工業

地 址：宜蘭市嵐峰路3段330巷
6-2號
電 話：(039)352868

專營土木、水利、建築等工程

源信土木包工業

地 址：宜蘭縣五結鄉上四村福
德路25號
電 話：(039)549465