由田尾坑溪之沉積剖面解析其沉積環境與水文狀況

--一個陸相現生沉積的探討

林玉儂

2002/6/18

壹、 問題緣起

2001 年 7 月 31 日，中部地區遭遇自 1996 年賀伯以來最強烈的颱風—桃芝（Toraji）—的侵襲，造成人員與財力大量損傷。颱風後，我們透過航空照片的觀察發現，在烏溪中游的九九峰地區，發生大規模的礫質土石流【圖一】。

在颱風後，我們經過多次的現地觀察與量測，發現在田尾坑溪上河床上的沉積型態，部分未呈現典型工程上所認定的「土石流」特性。對於此初步發現，我們希望能透過此一研究，試圖了解沉積型態隨不同河床地形的空間分布，呈現怎樣的差異性，並希望能借由此一沉積學的研究取向，跳脫出向來被視為近乎均一的土石流體，並盡可能解析出沉積當時的水力狀態。

貳、 前人研究

沉積相特性

過去討論河相礫質沉積的文章，自 Middleton & Hampton（1976）、Lowe（1982）、Nemec & Steel（1984）等人做過統整性的討論後，後來的文章對於礫質沉積的新發現，多半都集中在扇洲或是其他海相礫質沉積的例子，河相的研究相形之下便大大銳減。這一方面固然是因為河相地層相較之下保存較少，更由於先前所提及，關於實驗室內模擬觀察的種種困難，再加上野外觀察的危險性。

以下將河相礫質沉積，區分為兩大類：辮狀河礫質沉積（braided river conglomerate）與塊體崩移礫質沉積（mass flow conglomerate）。

1. 辮狀河礫質沉積（braided river conglomerate）

(1)組織（texture）

辮狀河礫質沉積，從其基質含量、圓度與淘選度看來，其顆粒組織變異度相當大。間歇河的組織往往成熟度較低，較能反應其來源區的岩性，而常流河受到較強的搬運作用，組織成熟度較高。但此一區辨亦非絕對。故組織不適合用以區分辮狀河礫質沉積與其他類型（Nemec, 1984）。

(2)層理（stratification）

常有不明顯到明顯的水平層理，或帶有一傾角。層理記錄的是流量、流速降低或是間斷加積，在地層記錄中且常常伴隨層理良好的砂岩出現。薄礫層（數公分）可能表示河道常常轉換或是欠缺固定河道，水深也較淺；厚礫層（數十公分）則表示可能有固定河道。較特別的是偶爾可看到厚層的交錯層（可達 25 米），但其多半被解釋為特定事件所造成，如全新世大海進（Malde, 1968；Baker, 1973；Lucchi, 1981）。小的交錯層則被認

為與橫向沙洲的堆積有關。

(3)相組合（facies sequence）

辮狀河礫質沉積的相組合包括有為具有水平或是交錯層理，厚度不一的礫層，有隱約到良好的向上變細層序。較值得注意的是，在低流力期，礫質間的基質可能會被洗出造成中下部的空洞，而上部則會有其他地方帶過來沉積的細粒滲入（Thompson, 1983）。此一現象被解釋為與流速中細微的波動有關（Walker, 1975）。

2.塊體崩移礫質沉積（mass flow conglomerate）

塊體崩移的沉積體，是在「低速高黏滯性」與「高速低黏滯性」間的連續變化，因此前述用來作為粗略判斷辮狀河礫質沉積的組織、層理等在此都已不適用。但是在不同的流力狀況下，沉積的礫層會有不同特性上的組合。以下茲將 Enos（1977）、Lewis（1980）、Lowe（1982）、Rees（1983）、Nemec（1984）等人的發現加以綜合整理：

塊體崩移礫質沉積，由「低速高黏滯性」到「高速低黏滯性」可粗略分為三級【圖二、圖三】：

(1).栓塞流（plug flow）

為「低速高黏滯性」此一端點，其為塊體內部剪力低或無剪力，在塊體與底質接觸的部分可能會造成對底質之侵蝕。此種沉積因為為整塊性地移動，內部的礫石不太運動，故不具有特定的方向。

(2)間變流（transient flow）

為兩端點間過渡帶，塊體濃度降低，內部礫石因而相互碰撞產生傳散壓（dispersive pressure），大顆粒因碰撞面積大受力較大，抬升到整塊體之上部，長軸順著流線方向排列，多呈水平或與流線夾一小角度之方向。與底質接觸的部分則可能因摩擦力造成類似「拖曳」的作用而有逆級層。

(3)擾流（turbulent flow）

當濃度更低時，其中的礫石開始以滾動的方式移動，造成 b 軸排列的疊瓦狀構造。由於水量較大，可能在底質造成有河道挖痕（scouring），以及在水退期的正級層。

流體力學討論與運用

關於河相礫質沉積的流體力學討論，就辮狀河的部分，都是以過去慣用的曼寧公式、薛西公式為主，配合各實證資料來對特定係數進行修正（Whol, 2000）；而在對塊體崩移的討論上，便非簡單地只討論其流量，而需先由流變特性下手，才可能進一步討論其流速與流量。Lowe（1979, 1982）便已提出利用目前已知對塊體運動之流變特性，將其區分為流體流（fluidal flows）與土石流（debris flows），前指具黏滯性之流體行為，後為塑性行為，其中又以後者與礫石搬運的關係較大，並且可用一庫倫黏滯模型（Coulomb-Viscous Model）來完全地描述該行為。Nemec（1984）在此一基礎上，發展出利用層厚（BTh）與最大粒徑（MPS）之 BTh-MPS 迴歸圖，區分出具內聚力的土石流（泥流 mudflow）與不具內聚力之土石流（顆粒流 grainflow）【圖四、五】。

在此之後，對於塊體崩移的討論仍不出此一架構，如 Jan & Shen（1933）所提出的牛頓模式（Newton model）、賓漢模式（Bingham model）、冪定理模式（Power law model）與具屈服應力之冪定理模式（Yield Power law model）等四種，仍舊是就此一基礎再做修正。理論之外，實際上各種計算流量、流速、剪力強度的公式，便有各家說法，在此不多贅述。

參、 研究方法

本研究選擇南投九九峰地區田尾坑溪進行野外觀察，將河道不同位置下切出之前次事件（桃芝）沉積剖面繪出，並且配合先前在該區所拉出之測線，重建在桃芝後河道地形平面圖。在各剖面之不同層間各量取最大粒徑 20 個樣本。最後共繪得 11 個剖面位，其中有量粒徑之剖面 8 個。將這 11 個剖面點位與重建之平面圖相互套疊後，依照剖面特性以及地形特徵，將河道地形予以歸類。最後繪得之平面圖如【圖六、八】。

另一方面也同時收集附近雨量站的資料，重建降雨事件，並配合水文方程式的概念，推測暴雨時期地表逕流之狀況，以了解當時的水力狀況。

肆、 沉積構造描述

從剖面觀察發現，每一剖面中或下部均有一礫石層，其間隙內夾有沙土。以該層可說為此河段之 R 層（指準層），但厚度與其間的粒度卻變異很大，故節取該段之層厚與最大粒徑進行 BTh-MPS 繪圖【圖七】，以所得結果配合各剖面在河道上之空間位置，分成具內聚力的泥流式土石流與不具內聚力之顆粒流式土石流兩種類型再做討論。

1. R 層：不具內聚力土石流（顆粒流 grainflow）

剖面 P1(a)、P1(b)、P2、P3(a)、P3(b)、P5、P8(a)、P8(b)均屬此類，將此五點之層厚與最大粒徑點在 BTh-MPS 圖上，則趨勢線近乎通過原點，表示其較接近不具內聚力之土石顆粒流。此五點又依其空間特性可分成兩類：

(1) 縱向沙洲（Longitudinal bar）沉積層：P3(a)、P3(b)、P5【圖九】

此三剖面點，其 R 層中沙土密度較高，從上到均勻分布，相對顆粒間孔隙不明顯。其中 P3(a)在 20cm 與下方接觸之部分，有看似顆粒支持之部分，但範圍很小，向上接上 R 層的砂泥與粗礫之混合相當均勻，無被洗出或滲入之痕跡。再向上覆有一層顆粒特粗的巨礫。P3(b)同樣在 R 層間有間歇出現的顆粒支持的部分，不過大致而言以基質支持為主，且砂泥與粗礫混合相當均勻，同樣沒有滲入和洗出的痕跡，最上層為一相當乾淨、顆粒支持之巨礫。P5 上下有顆粒支持之巨礫所包夾，R 層在中間則是同樣基質與顆粒混合均勻。

在空間分布上，P3 兩點均位在河段中段，明顯河道深切兩岸之沙洲上，P5 則位在河段上段。它們均位在河床較窄之部分，約為 40-50m 寬，依照與主要河道相對位置以及外形看來，應屬縱向沙洲。

(2)擴展沙洲（Expansion bar）沉積層：P1(a)、P1(b)、P2、P8(a)、P8(b)【圖十之一、十之二】

P1(a)、P1(b)的 R 層均有一定厚度，沙泥與礫石之混合也算均勻，在 P1(b)底層 20cm 處有部分看似顆粒支持。在最上層，同樣是一層相當乾淨、顆粒支持的巨礫。P2 中段 20-50cm 為顆粒支持，50-80cm 又為基質支持，仔細觀察該段，會發現其為大小石塊被沙泥所包夾，不似在退水期再滲入形成。同樣在此基質支持之上，仍有一層相當乾淨的粗礫以顆粒支持方式堆積。P8(a)在 20-40cm 間有顆粒支持之結構，但向上為基質支持，間或有顆粒支持的部分出現（70cm）。仔細觀察該段，會

發現 40-60cm 部分，沙泥不但充塞整個間隙，顆粒彼此間確實並未彼此觸碰，是為一相當穩固的基質支持，非退水期再滲入。在 80-120cm 部分，剖面上所見為沙與小礫均勻混合，但從其片狀散布之型態，不排除可能是崩落物質。P8(b)則相當明顯是多為顆粒支持，在 60-80cm 有均勻混合片狀鋪開的沙泥混合小礫。在 P8(a)、P8(b)之最上方，同樣是一層乾淨的巨礫堆積。

在空間分布上，P1(a)、P1(b)、P8(a)、P8(b)均位於地勢較為開闊的部分，河床約有 70-80m 寬，屬於該河段下段，與中上段相較，該區之主要河道較不明顯，而出現大量時而出現時而消失的淺河道（shallow channel）。依照地勢之變化以及河道型態，應屬擴展沙洲。較特別是 P2，其所在位置是與前述 P3 相去不遠的同一個縱向沙洲上，但卻已呈現出不一樣的沉積型態。

2. R 層：具內聚力土石流（泥流 mudflow）【圖十一】

剖面 P4、P6、P7 均屬此類，將此三點之層厚與最大粒徑點在 BTh-MPS 圖上，其趨勢線與 Y 軸交有一截距，反應出其內聚力因子，表示在 Nemec 的分類上，屬於內聚力較強，即相對濃度較高的土石泥流。此三點之剖面，呈現出相當高的一致性，就是 R 層特別厚，在 1-2m 之間，而且看不到任何顆粒支持之間隙存在。其上方同樣也有一層相當乾淨的巨礫。

在空間分布上，P4 位自河段中上段之東側，由其呈現較完整之穹隆狀，推測應為一土石胞（debris lobe）；而 P6、P7 為在桃芝之後在邊坡上被沖下來堆積在主河道旁的支流與沖積扇堆積物。

伍、沉積水力與盆地水文分析

在本次桃芝颱風造成的沉積層中，我們首先注意到，沉積點越遠離沉積物來源，R 層的內聚力亦降低，換句話說，也就是泥沙的含量越低。在本研究河段的再上游一個河段，是田尾坑溪最主要的沉積物供應區。從不同年的航空照片比較可以發現，在九九年集集地震後，崩落下來的大量物質堆積在田尾坑溪發達的支流中，其中又以最上游河段之支流、蝕溝最密集（近乎二十），也累積最多沉積物。因此越靠近本河段之上源，便越接近土石供應源。此外，本區的另一個供應源是西側的 P6、P7 所代表的邊坡與支流土石源。

在這種狀況下，我們看到土石由北西側源源不斷而來，使得 P4、P6、P7 呈現土石泥流的狀態，其中 P4 所在之土石胞，可能是一次次事件中慢慢由上游向此區帶下的結果，在上游河段一樣可以看到這樣的土石胞。而 P3、P5 所在的縱向沙洲，則由土石泥質流慢慢過渡到土石顆粒流，雖然其 R 層中泥沙成分仍高，但厚度不但降低，也間有顆粒支持的夾層。P1、P2、P8 所在位置，離土石之供應源更遠，除了顆粒支持的部分大大增加外，P1(b)、P8(b)上方顯然是後期才帶來的片流沉積滲入，已具有辮狀河系統的特徵。

簡單地說，不同的河流地形（不同的沙洲形式或是土石胞），展現出不同的沉積構造，這都與沉積物供應有關。不過，還有一個此河段最普遍也最明顯的現象尚未得到解釋：一眼望去表面乾乾淨淨的粗粒土石，究竟從何而來？

關於這個問題，Bull（1996）對於北美多條盆地面積在 20km^2 以下間歇河的研究，或許可以提供一些解疑。他多年的觀察發現，降雨事件，特別是暴雨，除了暴雨必定伴隨的雨濺作用（rainfall impact）外，也提升了細粒沙泥的內聚力，造成入滲率的大大降低，使地表逕流更加集中，而得以帶動更粗粒的物質。此

外，他也提出即使在坡度僅為千分之 4~9 的間歇河上，河水的居留時間（residence time）就已經相當地短，需要一段時間才可能有細粒物質的沉積。

對於這樣的發現，或許可以用來解釋田尾坑溪的發現。比起 Bull 的研究區，田尾坑溪相對地面積更小（1.5 km^2），長度更短（<2km），坡度更陡（千分之 123），除了雨濺作用與細粒物質的內聚力外，該區的底岩也已裸露於河床上，地下水面相當高。在雨水尚未能有效累積之前，內部細粒物質受雨水潤滑而開始進行塊體崩移，以前述的土石泥流（距來源物近）與土石顆粒流（距來源物遠）運動為主，但只要雨量累積到一定程度，河床上的水便得以快速集中，而能帶動巨礫的滾動。另一方面，坡陡流急，水路太短，也令河水在河床上的居留時間比一般的溪流要短得多，河床上欠缺靜水時期，使得我們看不到大片退水期的細粒沉積物，只在很局部的地方才看得到有細粒的沙礫被圈困住。

最後，我們利用氣象局在九九峰附近的三個雨量站—雙冬、草屯、北山—在 2001 年 7 月 31 日當天的降雨記錄【表一】，假定盆地面積 1.5km^2，河道截面積 35~50m^2，以及在沒有任何入滲的狀況下，所計算出來的結果，可以發現該區的平均速度約在 0.5m/s 以下。但若以在河床上最表層之巨礫所量得最大粒徑，代入曼寧公式計算，實際流速應在 2~7m/s 間。可見河床上的速度在不同時間點上變化相當大，使平均值被拉低。

陸、結論

對於田尾坑溪在桃芝颱風後的沉積構造，我們在實地量測沉積剖面以及重建河床平面圖，配合 BTh-MPS 以及雨量資料加以分析後，得到如下結論：

1. 河流地形以及剖面沉積型態，受沉積物供應源之距離遠近影響。隨者距離越來越遠，河流地形會從土石胞發展到擴展沙洲，而沉積方式也從土石泥流發展到土石顆粒流以及辮狀河體系。此一變化均發生在短短七、八百米的河段間。
2. 上述的沉積作用主要在河水還在集流期，而受到該盆地之坡度、面積、底岩高度、細粒物質內聚力與降雨型態影響，該區河水會快速在河道中集中，可造成巨礫以滾動的方式移動，並均勻散布在河床上，此時先前的土石泥流、土石顆粒流作用便越不明顯。同時也因坡陡流急，缺乏足夠的靜水時間，使河床上只保有局部退水期之沉積物質。
3. 再透過降雨分析，比較平均速度以及以曼寧公式求出可搬運巨礫之速度相比，可知道在整個降雨歷時中，河床上物質移動的速度，包括水流與沉積物，變異性很大。

柒、參考資料

Brayshaw, 1984, Characteristics and origin of cluster bedforms in coarse-grained alluvial channels, *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 10, pp.77-8543

Bull, W. B., 1996, Discontinuous ephemeral streams, *Geomorphology*, V. 19, pp.227-276

Jan, C. D. & Shen, H. W., 1993, A review of debris flow analysis, *Proceeding XXV congress, IAHR*, V. 3, pp.25-31

Lowe, D. R., 1979, Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle, L'J and Pilkey. H. H. (Eds.). *Geology of Continental Slopes. Society of*

Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 27, pp.75-82

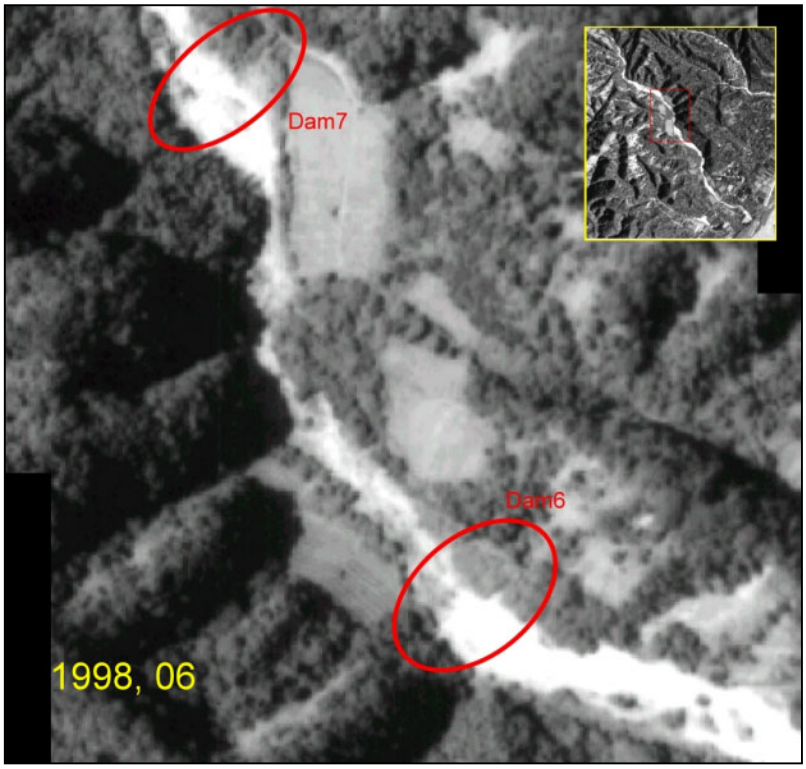
Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 52, pp. 279-297

Middleton, G.. V. & Hampton, M. A., 1976 Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, D. J. & Swift, D.J. P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management,* New York: Wiley, pp. 197-298

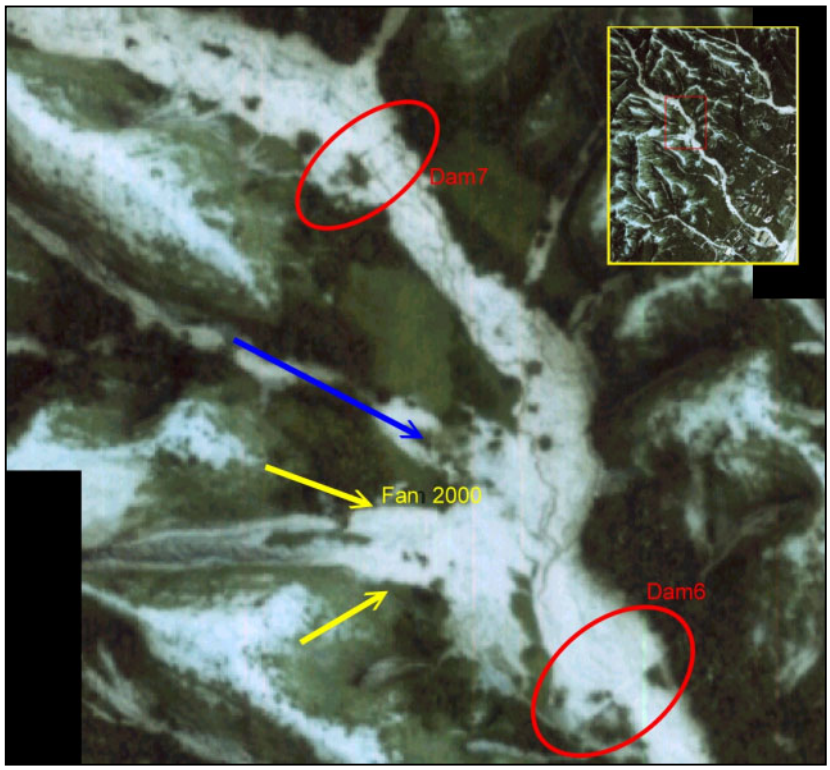
Nemec & Steel, 1984, Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits, *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 10, pp.1-31

Wohl, E., 2000, *Mountain Rivers*, American Geophysical Union, pp.92-122

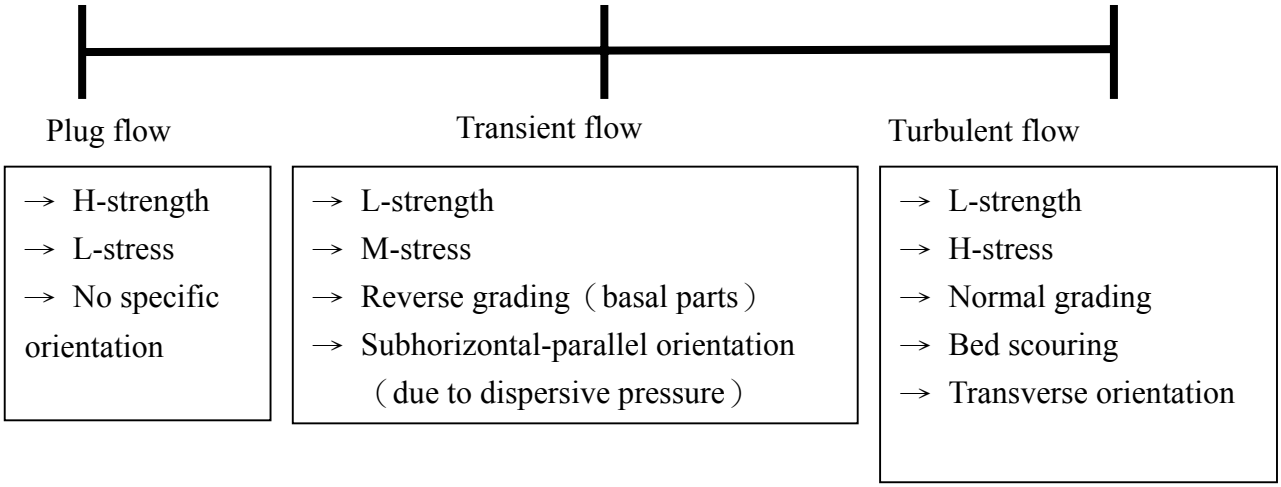
(a)



(b)



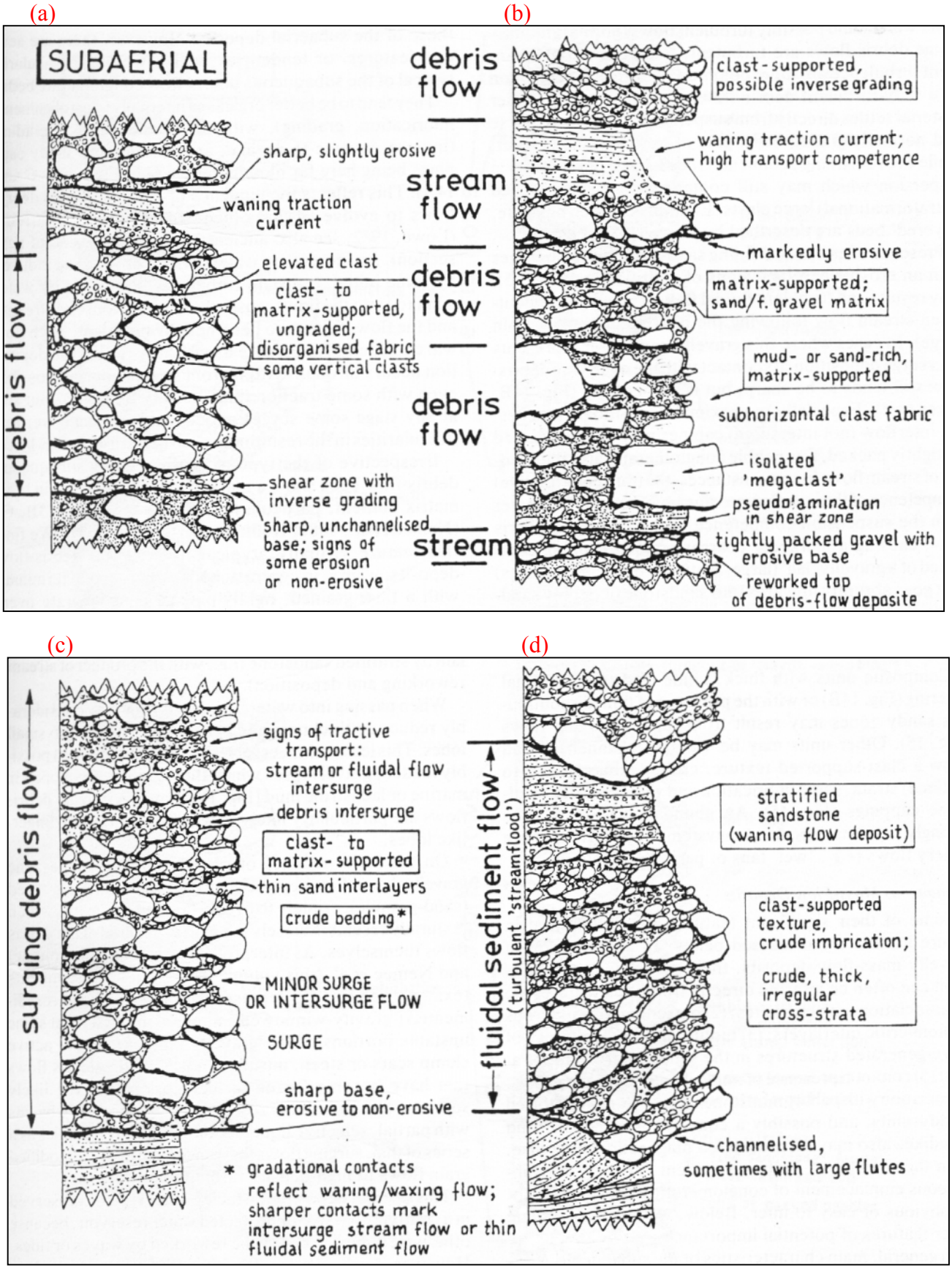
【圖一】兩張航空照片右上角之小視窗為田尾坑溪全景，圖片本身為本研究之河段。(a)為 1998 年 1 月；(b)為 2001 年 8 月桃芝颱風剛過，照片中可以看到有支流（藍箭頭）與沖積扇（黃箭頭）大量沖出。Dam7 以上為土石來源區。



【圖二】由 Enos、Lewis、Lowe、Rees、Nemec 等人對塊體崩移礫質沉積提出的分類，以及其相對應的沉積構造特性。H=high；M=median；L=low。

【表一】桃芝颱風當天（2001/07/31）九九峰附近三個雨量站之降雨記錄，以及利用水文方程式（降雨=逕流+入滲）所推得之地表逕流速度。表中乃取不同之降雨歷時以試圖求一平均速度。（資料取自中央氣象局）

盆地面積	1.5 km2	截面積	35~50 m2		
雨量站	降雨歷時(hrs)	累積雨量(mm)	平均河道截面積(m2)	平均速度(m/s)	
雙冬		5	132.5	35	0.22~0.32
		7	157.5	35	0.20~0.27
		8	164	35	0.17~0.24
草屯		6	239.5	35	0.33~0.48
北山		6	285	35	0.40~0.57
		7	293	35	0.35~0.50
		9	316	35	0.29~0.42
		10	321	35	0.27~0.38



【圖三】配合【圖二】的說明。(a)、(b)、(c)、(d)展現了四種略有不同的塊體崩移礫質沉積的沉積剖面，都是出自 Devonian 的地層。

$$S = \underbrace{C + \sigma'_n \cdot \tan\varphi'}_{\text{yield strength } (k)} + \mu_c \cdot \frac{dU}{dy}$$

(1) cohesive debris flow (or mudflow)

$\sigma_s = C + \sigma'_n \cdot \tan\varphi' + \mu_c \cdot \epsilon_s$

with $C >> \sigma'_n \cdot \tan\varphi'$; and

(2) cohesionless debris flow (or grainflow)

$\sigma_s = \sigma'_n \cdot \tan\varphi' + \mu_c \cdot \epsilon_s$.

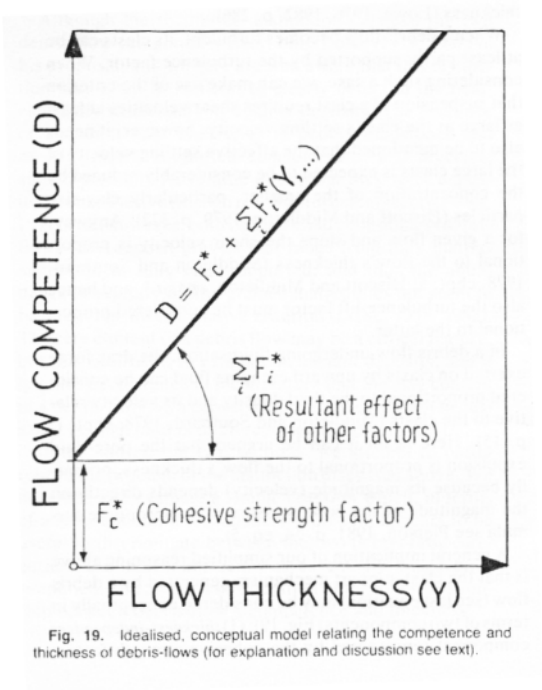
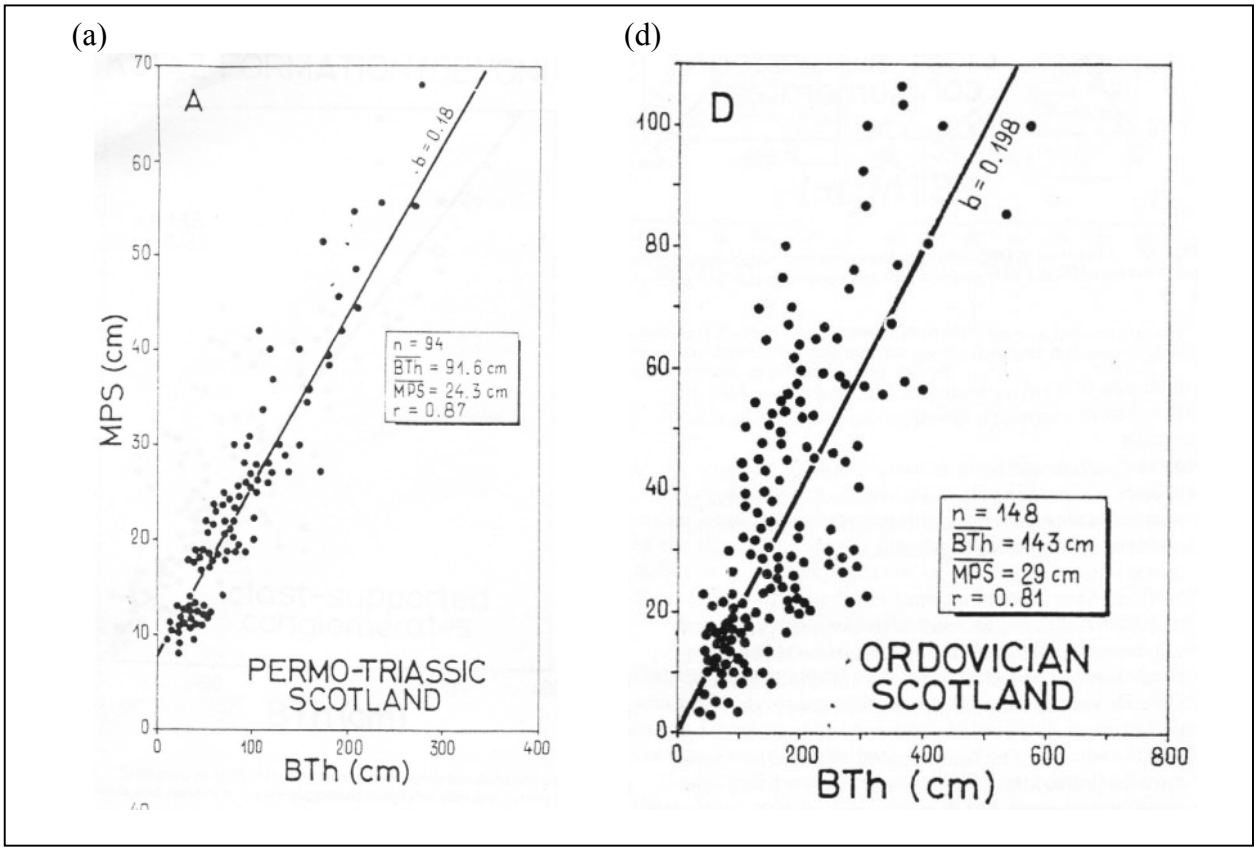
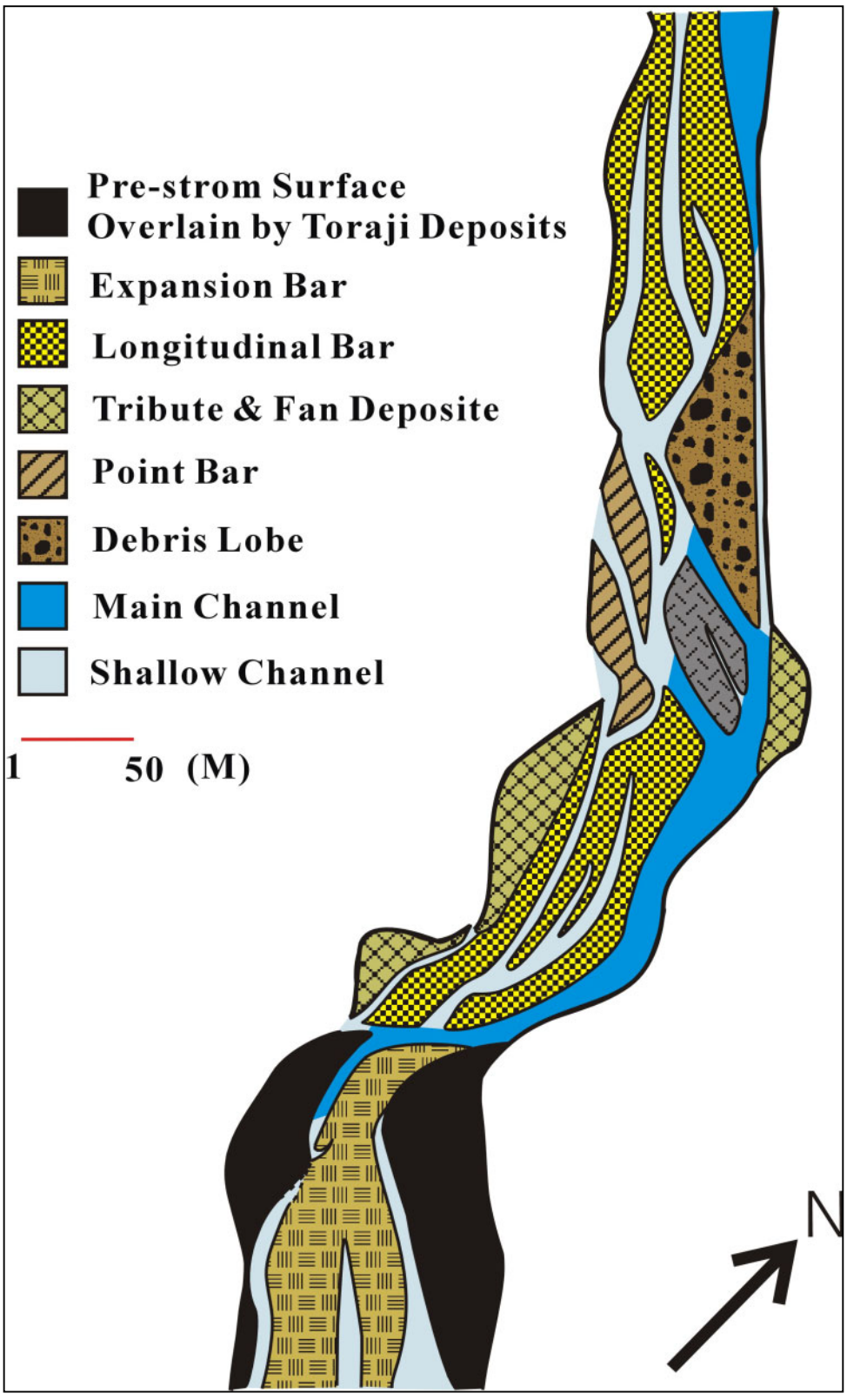


Fig. 19. Idealised, conceptual model relating the competence and thickness of debris-flows (for explanation and discussion see text).

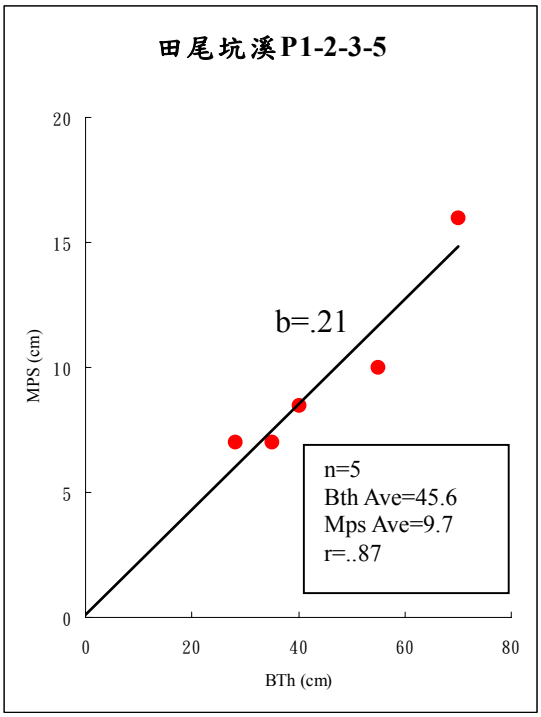


【圖五】上：為 Nemec（1984）對 Lowe 所提出庫倫黏滯模型的再修正，以及其所推導出之公式。下：為 Nemec 實作之 Devonian 地層，(a)為具內聚力之泥流，其 Y 截距表示內聚力大小；(b)為不含內聚力之顆粒流，其迴歸線約交在原點上。

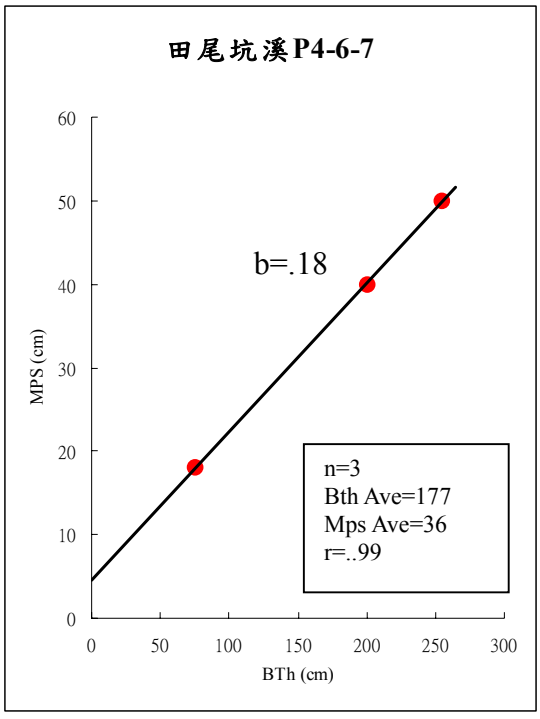


【圖六】本研究所繪得之田尾坑溪河道平面圖（Dam6~Dam7）。

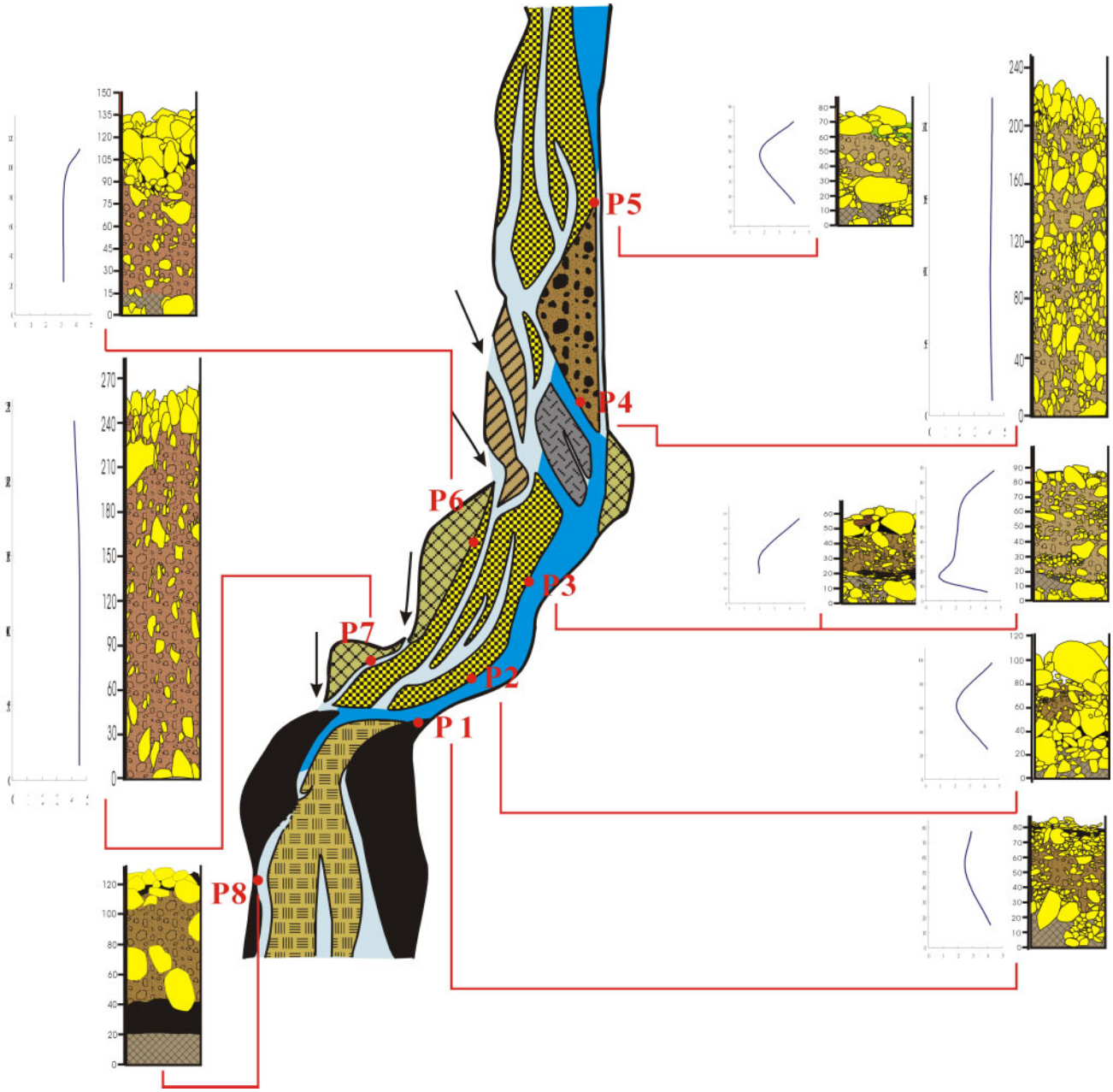
(a)



(b)

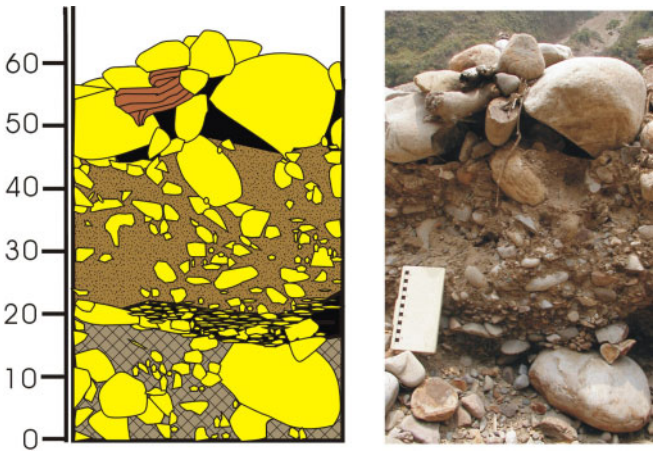


【圖七】以研究區各剖面之 R 層（指準層）所繪出之 BTh-MPS 圖，可以很清礎看出，依照 Nemec 的分類法（1984），(a)迴歸線通過原點，較接近土石顆粒流；(b)迴歸線有一 Y 截距，反應其具一定內聚力，較接近土石泥流。

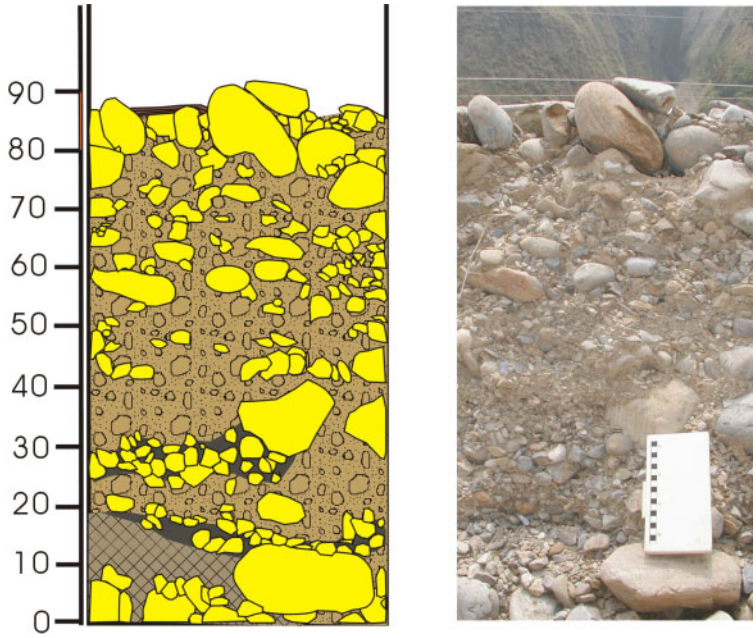


【圖八】各剖面之繪製點。詳細剖面照片與描慧請見於後。

P 3(a)



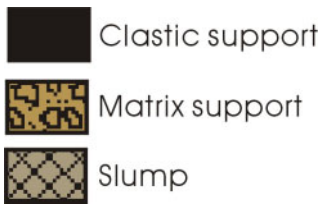
P 3(b)

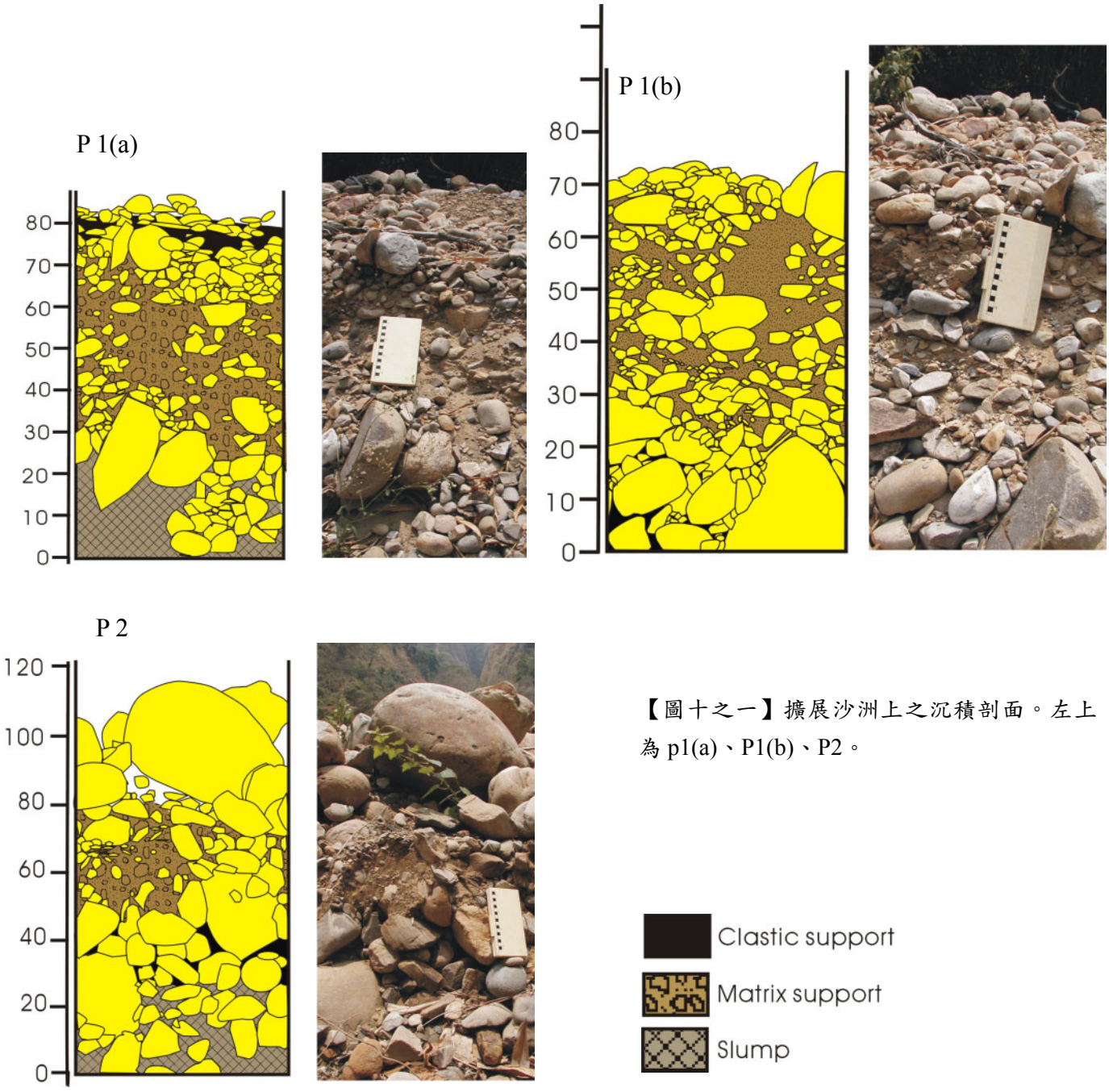


P 5



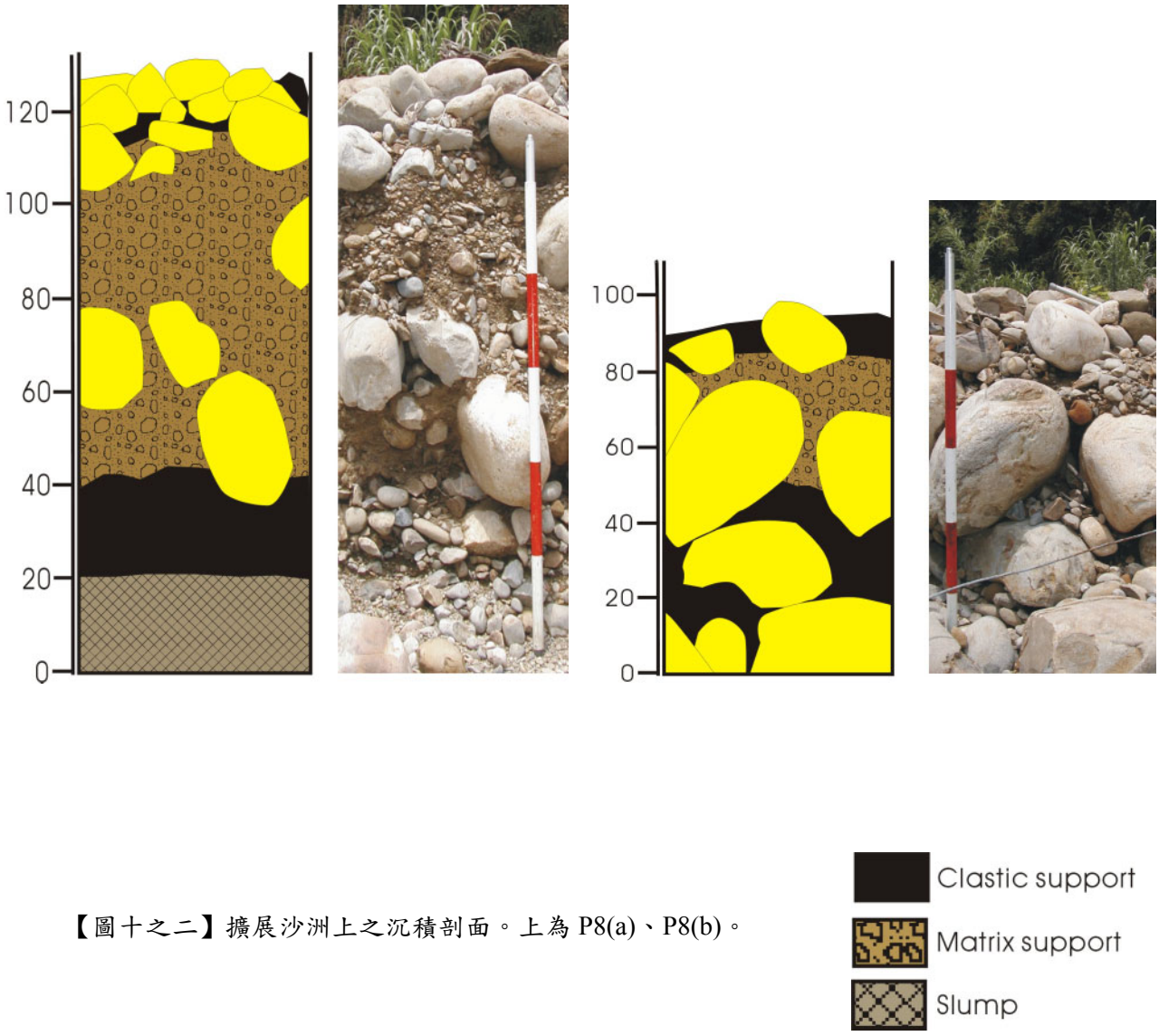
【圖九】縱向沙洲上之沉積剖面，左為 P3(a)、P3(b)、P5。Pattern 表示如下。





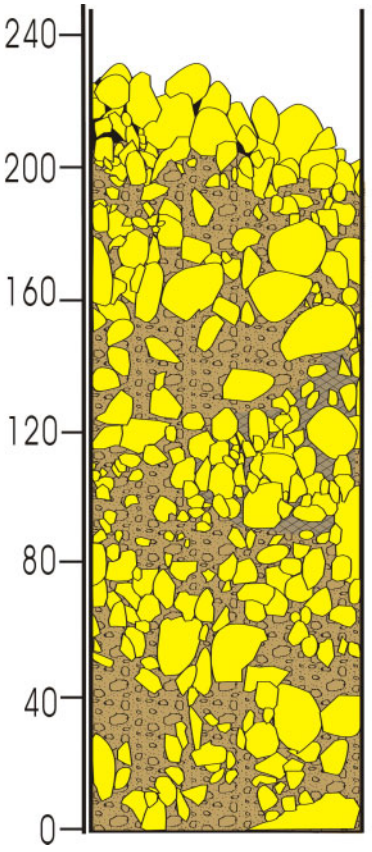
【圖十之一】擴展沙洲上之沉積剖面。左上為 p1(a)、P1(b)、P2。

P 8(a)　　P 8(b)



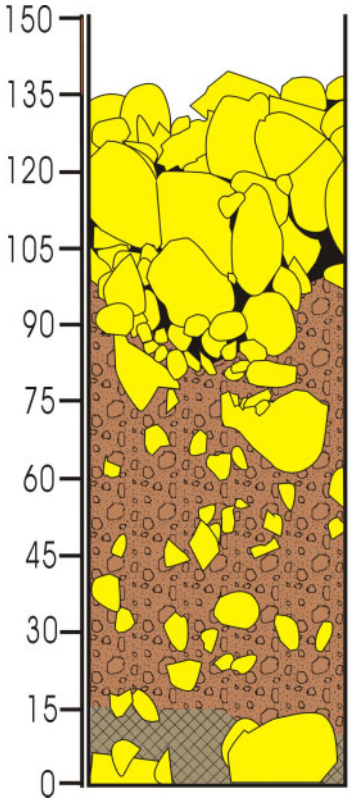
【圖十之二】擴展沙洲上之沉積剖面。上為 P8(a)、P8(b)。

P 4



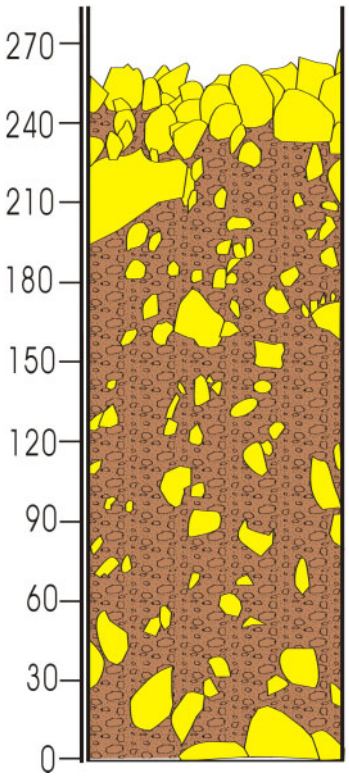


P 6





P 7





【圖十一】為土石泥流之沉積剖面。左上為 P4（位土石胞上）、P6（支流）、P7（沖積扇）。

