

## 技術講座專欄

# 肆、岩體中之弱面

## (Weak Planes in Rock Mass)

洪如江

### 一、前言

自然界的地層，常包含了許多弱面 (Weak Planes)，通過這些弱面，剪力強度低、變形性大、透水容易、風化快。許多坍方災害及工程意外事件，常常是因為這些弱面而發生。

弱面，依其成因，大致可分為二大類，

#### (1) 原生弱面 (Primary Weak Planes)

指地層，尤其是沉積岩 (Sedimentary Rocks) 在沉積當時就已形成之界面，稱為原生弱面，包括層面 (Bedding Planes) 以及不整合面 (Surface of Unconformity)。

#### (2) 次生弱面 (Secondary Weak Planes)

地層固化成岩之後所形成之弱面，稱為次生弱面，包括斷層帶 (Fault Zone)、斷層 (Faults)、節理面 (Joints)、劈理 (Cleavages)、片理 (Schistosity)、剪裂帶 (Shear Zone)、張裂縫 (Tension Cracks)、罅隙 (Fissures)、以及其他葉理 (Poliations) 等。

### 二、原生弱面

#### 2.1 層面

層面 (Bedding Plane)，為沉積岩之原生構造，在沉積之時或沉積後不久，且在固結為岩石之前所形成之界面。例如在某沉積地點，砂粒先沉積至相當厚度之後，砂粒來源不繼，而黏土粒湧至，並且沉積於砂層之上，年久之後，二者皆固化成岩

，是為砂岩 (Sandstone) 與頁岩 (Shale)，二者之界面即為一層面。

上述砂岩、頁岩之間之界面，固然是層面，但層面並不限於異質岩石之界面，依序沉積之許多砂岩層 (或頁岩層) 間之界面，也是層面。

我國臺灣地區之丘陵地帶，常可以看到砂、頁岩交替沉積之情形，稱為砂頁岩互層 (Alternation)。

在一些比較厚的砂岩質地層中，常可發現規則性斜交之層面，稱為交錯層 (Cross-bedding)。

初沉積之地層，尚未完全硬化，其一層面若暴露在淺水流或空氣中，受到流水、生物爬行、雨滴打擊、或陽光照射等等作用而發生凹凸不平，然後再由後繼沉積物覆蓋，則此一層面必然相當粗糙。粗糙之層面，其摩擦阻力必高；平順之層面，其剪力強度則低；曾經發生剪位移之層面，若位移量大至產生擦痕 (Slickenside) 者，其剪力強度最低。

一個比較厚的地層，常包含許多平行之層面，而這些層面，在地層固化成岩過程中或成岩後，由於環境之影響，例如溫度變化、解壓、大地應力之推動等等作用，而無法保持密接，而產生層間縫隙，甚至沿層面發生相互位移、風化、滲流水帶來外物等等現象，使層縫含有軟弱夾心 (Soft Infillings)，則層面之強度及變形性皆不利於岩體之穩定。軟弱夾心之厚度若超過十公分，則該之層縫之剪力強度已由軟弱夾心控制，其壓縮性亦受軟弱夾心影響

\* 國立臺灣大學土木工程學系教授

。軟弱夾心若由細料（如黏土）所組成，則其透性差；但軟弱夾心兩側之岩石則因破裂而易透水，故層縫之透水性質相當複雜。

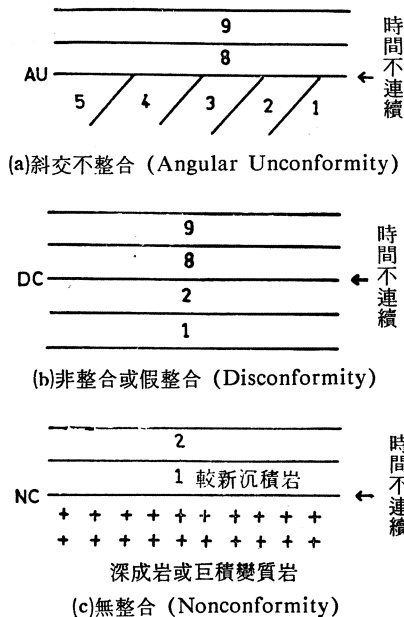
### 2.2 不整合面

自然界的沉積作用（Deposition）及成岩作用（Diagenesis），是很緩慢的程序，一序列的岩層，若厚達數十公尺，達需數萬年至數十萬年的時間才能完成。在這漫長的地質時間途中，有時會遭遇到某些巨變，例如地層的傾斜、侵蝕（Erosion）、火成岩漿的侵入或爆發等等，致新沉積的一系列地層與下接地層在地質時間上不連續或無法推斷其是否連續，凡此，通稱之為不整合（Unconformity），其界面稱為不整合面（Surface of Unconformity）。

雖然有些地質學家將不整合再加以細分為幾種，例如非整合或假整合（Disconformity），無整合（Non-Conformity）、與不整合（Unconformity）等，如圖一所示，但工程師們不妨通稱之為不整合即可。

不整合面，或由於風化、侵蝕、或由於不調和之接觸，常常是一個弱面。

至於火山岩漿侵入沉積岩中或變質岩中，其壓力及溫度常使被侵者受傷害，其界面也是弱面。



圖一 不整合之示意圖  
（圖中數字表沉積次序，1為最老地層，9為最新地層）

### 2.3 其他原生裂面

地層在沉積進行中，受到擾動，因而產生原生擾動構造（Primary Disturbed Structures），諸如坍塌、推擠等等。在這些構造之中，難免有不少裂面，其規則性自然比不上層面及不整合面。

### 三、次生弱面 (Secondary Weak Planes)

地層固化成岩之後，受大地應力（Tectonic Stresses）、冷卻或解壓（Pressure Release）、變質作用（Metamorphism）、或斷層（Faulting）等等地質作用，而產生有規則或不規則之弱面，稱為次生弱面。

次生弱面，裂開者不少，故部份學者稱之為裂面或裂縫。

次生弱面，常具有下列三種不連續情況之一種或多種，故部份學者稱之為不連續面（Discontinuous Plane 或 Discontinuities）。

- (1)空間之不連續
- (2)地質時間的不連續
- (3)力學性質的不連續

### 3.1 斷層 (Fault)

岩體中的一個破裂面，沿此一破裂面曾發生永久性位移，大至數公里，小者數公分。大規模之斷層，在破裂面上任意一點之兩側的岩石，不屬於同一地質年代。故斷層面為一重大不連續面。

斷層之成因，主要是大地應力（Tectonic Stress）超過地層之強度。

沿斷層之位移，若尚在進行中，則此一斷層稱為活性斷層（Active Fault）；若沿斷層之位移已完全停止，則此一斷層稱為死斷層（Dead Fault）。

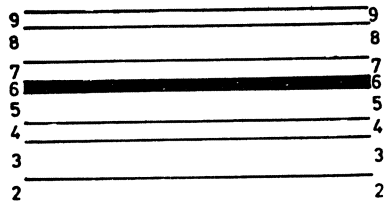
斷層中，規模最大者為板塊運動交界（Plate Boundary）之大規模斷層羣。惟此種斷層羣，規模甚大，另在環境因素章討論。

斷層之種類，通常分為：

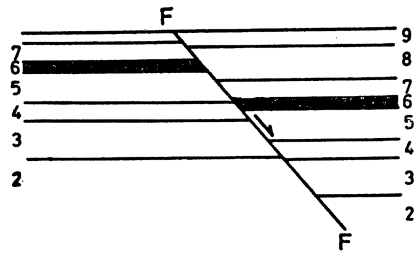
- (1)正常層 (Normal Fault)
- (2)逆斷層 (Thrust Fault)
- (3)平移斷層 (Strike-Slip Fault)
- (4)鉸移斷層 (Hinge Fault)
- (5)斜移斷層 (Oblique-Slip Fault)

等五種，圖二為其示意圖。

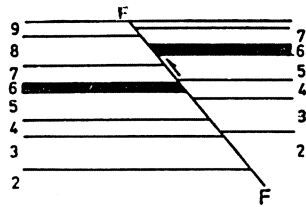
上述各斷層，在示意圖中，常以一個平面或一



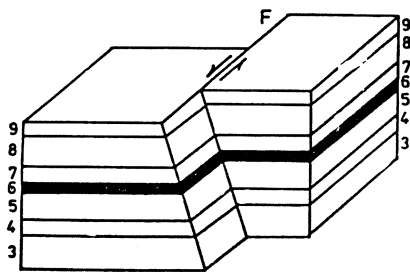
圖二(a) 沉積岩在未發生斷層前之剖面



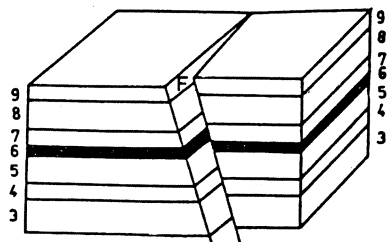
圖二(b) 正斷層 (Normal Fault)



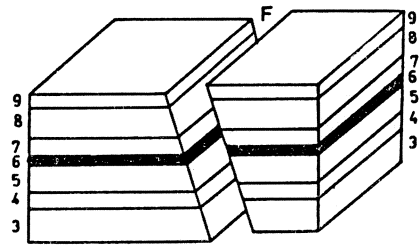
圖二(c) 逆斷層 (Thrust)



圖二(d) 平移斷層 (Strike-Slip Fault)



圖二(e) 鉸移斷層 (Hinge Fault)



圖二(f) 斜移斷層 (Oblique-Slip Fault)

圖二 常見斷層之示意圖

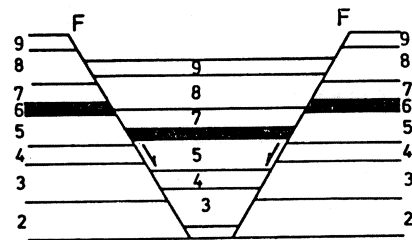
(圖中數字示地層沉積次序, F 示斷層面)

條線表示之。其實，斷層是有寬度的，寬者數十公尺甚至數百公尺；窄者數公分甚至數公厘。斷層面 (Fault Plane) 在地表之交線稱為斷層線 (Fault Line)。斷層形成之初，斷層線兩側之地表高度不等，尤其是正斷層及逆斷層最為明顯，但日久之後，由於自然界之削平作用，斷層所造成之地表不平，逐漸消失，終成圖二(b) 及二(c) 所示之情形。

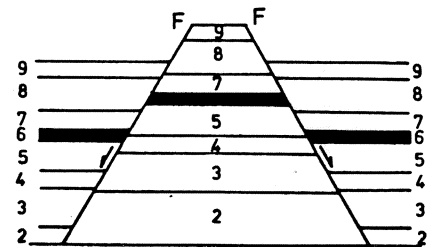
斷層所造成之地表不平稱為斷層崖 (Fault Scarp)。一對正斷層 (一對斷層崖) 所造成之地形景觀有地塹 (Graben) 及地隆 (Horst) 二種，如圖三所示。

斷層常使其兩側之岩石發生：

- (1) 張裂縫
- (2) 剪力破裂 (又稱剪力節理)



三(a) 地塹 (Graben)



三(b) 地隆 (Horst)

圖三 地塹 (Graben) 與地隆 (Horst) 示意圖

### (3)拖曳褶皺 (Drag Fold)

斷層兩側岩石破裂之後，強度降低，透水性增高，並加速風化。若斷層位移繼續，則已破裂之岩石會被壓碎而成一相當寬之斷層碎屑 (Fault Breccia)，或被磨細而成斷層泥 (Fault Gouge)。

斷層碎屑及斷層泥，皆可能又被大地應力壓密並固化為斷層岩 (Fault Rocks)：

#### (1)固化斷層屑 (Consolidated Fault Breccia)：

由斷層屑固化成岩者。

#### (2)壓細岩 (Cataclasite)：

組成之細顆粒呈散漫分佈，粒形不規則。

#### (3)磨爛岩 (Mylonite)：

組成之細顆粒呈順向排列，粒形亦多為細長或扁平狀者。

### 3.2 節理 (Joint)

岩石，受大地應力場之作用，或受到其他地質作用，因而破裂，但沿破裂面並無相對位移伴生者。

大地應力之最大主應力 (Major Principal Stress) 及最小主應力 (Minor Principal Stress)，常在水平方向，故所造成之剪力節理 (Shear Joints) 面常為有規則之兩組，節理面常近於鉛直方向，近地表之砂岩層，幾乎皆可發現此種節理。

高溫岩石，例如玄武岩 (Basalt)，由於冷卻，岩石收縮，形成有規則柱狀節理 (Columnar Joints)，為張力節理 (Tension Joints) 之一種。

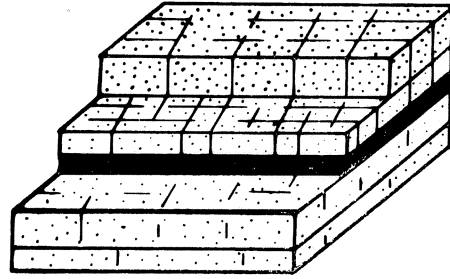
一些深成岩，例如花崗岩 (Granite)，由於上升至地表附近，垂直重壓解除，造成近乎水平之板狀節理 (Sheeting Joints)，每一板厚數公尺，數十公分至數公尺。

河谷形成之時，由於解壓作用，使河岸之岩石形成平行於河岸之張力節理。

斷層作用及褶皺作用 (Folding)，亦造成岩石之剪力節理及張力節理。

岩石層面因某種原因而發生層滑面動時，亦可能造成剪力節理。

剪力節理，節理面常為光滑或平順者；張力節理面常較為粗糙。下圖示地表砂岩 (7及8層) 中之兩組脆裂剪力節理。第6層為頁岩，節理不顯。頁岩下之砂岩 (5及4層)，節理密度較疏。



### 3.3 劈理 (Cleavage)

岩石，由於應變，其成分經過了某些重新排列作用 (諸如岩質或結晶岩粒之物理性位移或旋轉、或結晶內部因差排而產生之變形) 之後，而產生了順向排列 (Preferred Orientation) 或異向性 (Anisotropy)。許多岩石因溶解、成分之再結晶與新礦物之生長而有構造上的變化。

劈理，指因變質作用 (Metamorphism) 與變形 (Deformation) 所造成之岩石的規則 (平行或近乎平行) 且密集裂面。

細粒質岩石，由於巨大側向大地應力之作用，產生極大之壓縮應變，大致為 30% 以上者，並生成垂直於最大縮短方向的許多平行裂面 (Ramsay, 1967)。板岩劈理 (Slaty Cleavage)。採石工人易於取得薄片岩板以作為屋頂瓦片或房屋外壁等用途。其礦物顆粒為扁平狀且呈平行於劈理面之順向排列。

板岩常較其變質前之岩石為強硬，因造成板岩劈理之作用而致之。

有些構造地質學的書籍中，還列有其它劈理多種，例如破壞劈理 (Fracture Cleavage)、剪動劈理 (Shear Cleavage) 滑動劈理 (Slip Cleavage, Strain-Slip Cleavage, Crenulation Cleavage)、層面劈理 (Bedding Cleavage)、及軸面劈理 (Axial Plane Cleavage) 等。但也有學者 (例如 Ramsay, 1967) 認為其力學性質不明確，而主張採用其他表示方式。本文之中，皆略而不論。

板岩因受高度壓縮，材質因而緻密，強度遠比未變質前者 (頁岩) 為高，但因劈理面之存在，易於沿劈理面滑動。

### 3.4 片理 (Schistosity)

片岩 (Schist) 中之面理，其平行或近乎平行之礦物顆粒，遠較板岩中者為粗，可為肉眼所明辨

，或近乎可為肉眼所明辨者。部份學者主張所謂片岩，應嚴格限於雲母片岩及其相類之岩石，具有易裂面理，可剝開成不規則薄片，而非如板岩劈理之具有規則裂理。但也有部份學者主張片理為劈理之一種。

片岩如含弱礦物，風化較速，再加密集片理面之助，更加速風化速率，易造成不穩定之邊坡或基礎。

### 3.5 剪裂帶 (Shear Zone)

對斷層、層面滑動與崩山加以詳細觀察，發現其滑動面 (Slip) 不只一組，而常有數組滑動面或剪動面交會於一相當厚度之所謂剪裂帶 (Shear Zone) 之中。剪裂帶之厚自數公厘至數公尺。

剪裂帶之厚者 (通常指超過 10 cm 者)，其強度、變形性及透水性，須按照土壤力學方法處理，採取不擾動樣品辦理室內試驗，或在當地辦理較大型試驗。

### 3.6 罅隙 (Fissures)

或稱裂隙，為規模甚小之裂面且延伸較為不廣或一端 (甚至兩端) 閉合者。罅隙常為岩石材質破裂之出發點。岩石材質強度遠比理論值低，罅隙之存在，亦為主要因素之一。

### 3.7 張裂縫 (Tension Cracks)

因張力作用而造成規則性張力節理者，已在 §3.2 討論。但尚有一些不規則張裂縫，在斷斷、褶皺、坍方頂部出現。此外，河谷解壓、人工開挖等，也可能引起張裂縫。自然界之張裂縫，常充填以石英或方解石脈。

### 3.8 葉理 (Foliation)

岩石中之一種平行或近乎平行之弱面，常因不同成分 (礦物) 之分離而形成者。劈理、片理也是屬於葉理，但因其特殊重要性，已另行建立 §3.3 及 §3.4 加以討論。

一些平行於層面之弱面；火成岩中平行於當年岩漿流動面之因冷卻而產行之弱面等等，不一定很顯著如劈理或片理。

### 3.9 其他弱面與裂縫

不屬於上述之弱面，記載或報告時，應詳加說明。茲舉數例如下：

#### 3.9(1) 片麻狀構造 (Gneissic Structure) 之弱面

一種帶狀之變質岩構造，帶寬從數公厘至數公分，呈不同顏色。順向排列之礦物顆粒不到 50%，其粒度遠較板岩為粗，其面理或葉理不如劈理及片理發達。

#### 3.9(2) 小型褶皺 (Small Scale Folding) 與小型斷層 (Small Scale Faulting) 系中之裂隙

大理石 (Marble) 岩盤中，常有許多小規模褶皺與斷層，小至數公分，大不過數十公分，伴生許多 (甚至密集) 之裂隙，裂面極為凹凸不平或極為粗糙，新鮮之時，剪阻力很高，故我國臺灣東部蘇花公路及太魯閣一帶大理石地區之公路邊坡，裂隙很多却能維持很高的陡坡，甚至有倒懸之所謂三面隧道 (Three Faced Tunnel) 存在。

## 四、弱面之描述與評估

弱面，必然存在於岩盤中，也必然對岩盤之工程性質，造成不良影響。為了明白其存在之狀況及其性質，在調查、記錄、描述及評估之時，必須找出重點。國際岩石力學學會 (ISRM, 1981)，大致以倫敦地質學會之建議為構架，提出下列十項描述與評估項目：

### 4.1 弱面之位置及方位 (Location & Orientation)

弱面之平面位置，必須記繪於適當比例尺之地質圖上。弱面之方位，通常以走向 (Strike) 及傾角 (Dip)，或傾角及傾向 (Dip Direction)，表示之。地質師常用前法，岩石力學工程師常用後法。

所謂走向，係指某一岩面 (例如層面) 與水平面交線之方向。傾角，係指某一岩面，在垂直走向之方向，與水平面之夾角，又稱真傾角 (True Dip)。例如，基隆河北岸之南港砂岩層，其走向由 EW 至 N62°E；其傾角由 85°E 至 90°。

走向與傾角，在野外通常以地質羅盤 (附傾度儀) 量得。但因自然岩面起伏不平，可用 200 mmφ 之鋁質量鍍覆於岩面，然後用地質羅盤量度之。

### 4.2 弱面之間距 (Spacing)

以二弱面之中心距為準。若弱面數多者，通常選定一條定長之測線，數正交測線之弱面的數目，以此數目除正交測線之長度，即得相鄰弱面中心距之平均質，並宜記錄其差異度。

弱面間距之劃分如下(I. S. R. M. 1981)

術語	間 距
極密	<20 mm
很密	20~60 mm
密	60~200 mm
中度	200~600 mm
疏	600~2000 mm
很疏	2000~6000 mm
極疏	>6000 mm

4.3 弱面之持續性

4.3(1) 弱面之線持續性：

許多弱面與一岩面接觸，僅能看到一條線，因此弱面之持續性，只能從所看到的線長加以評估(I. S. R. M. 1981)。

線持續性	長度 m
很低	<1 m
低	1~3 m
中度	3~10 m
高	10~20 m
很高	>20 m

4.3(2) 弱面之二向度持續性

其估計，極為困難，目前尚無滿意方法，有從二正交方向觀察一裂面之線連續性以估算其裂開百分比者。

4.4 弱面之粗糙度

岩石弱面，如不含凝聚性軟弱夾心，則其剪強度  $\tau_f$ ，根據 PATTON (1966)，為：

$$\tau_f = \sigma \tan(\phi_r + i)$$

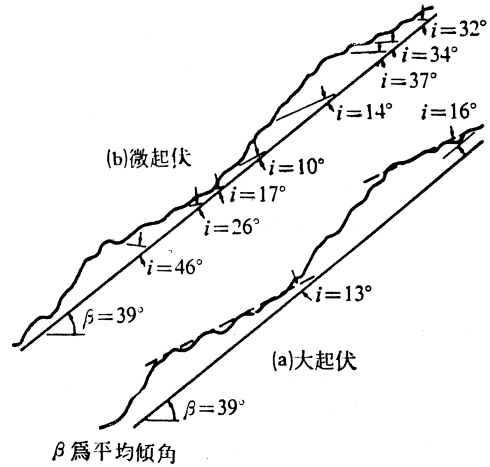
式中

$\sigma$  = 垂直岩石弱面平均傾角方向之正應力。

$\phi_r$  = 岩石弱面之剩餘摩擦角。

$i$  = 岩石面之粗糙所貢獻之摩擦角，稱為粗糙角。

粗糙度之規模大者，稱為大起伏 (Waviness)；規模小 (數公厘) 至中等者 (數公分)，稱為微起伏 (Unevenness)。大起伏之粗糙角以  $i_1$  表示；微起伏之粗糙角以  $i_2$  表示。同一弱面可分別求  $i_1$  及  $i_2$ ，如圖四所示。



圖四 弱面(裂面)粗糙角 (STAGG & ZIENKIEWICZ, editors, 1968, p. 51)

圖四(a)，示兩個大起伏，與平均之傾斜面的夾角  $i_1$  各為  $13^\circ$  與  $16^\circ$ 。

大起伏之表示方法有二，得以粗糙角  $i_1$  直接表示之；亦得以其波長 (Wave Length) 及波幅 (Amplitude) 表示之，然後再計算  $i_1$  值。由於直接量  $i_1$ ，極為困難，誤差甚大。故多採間接法。

至於量度方法有三。如有精密攝影經緯儀加以測量，固然很好，但是以普通照相機拍得一般照片 (弱面之旁需有長度參考之尺)，然後在室內分析之，也是簡單而有效；第三種方法為使用合適之直尺，置於弱面內壁岩石面上，直尺以平行弱面滑動方向為原則，量得平均波長及最大波幅。

圖四(b)，示微起伏角  $i_2$  最小  $10^\circ$ ，最大  $46^\circ$ 。由圖亦可見： $i_2$  常常大於  $i_1$ 。

直接量度  $i_2$ ，更非易事，有以特殊儀器，如剖面儀 (Profilometer) 或攝影儀求之；且簡易之方法為在一工地之內，建立微起伏之典型，例如下表者，求出每一典型之微起伏角  $i_2$ ，則由目視調查之結果，即可求得該一工地弱面內壁微起伏角  $i_1$ 。下為 I. S. R. M. (1981) 對微起伏之分級。

微起伏分級	織 地 型 態
	(數公分範圍) (數公尺範圍)
I	粗糙(或不規則) 階 梯 型
II	平 順 階 梯 型
III	擦 痕 階 梯 型
IV	粗糙(或不規則) 凹 凸 型

V	平	順	凹	凸	型	2.5~10 mm	中	寬
VI	擦	痕	凹	凸	型	>10 mm		寬
VII	粗	糙	平	面	型	1~10 cm	很	寬
VIII	平	順	平	面	型	10~100 cm	極	寬
IX	擦	痕	平	面	型	>1 m	很	空 洞

例：某一弱面之粗糙度為：10 m波長，50 cm 波幅，平順之凹凸型（V級）。

由圖四(b)， $i_2$  大多比大  $i_1$ 。同一弱面內壁，因尺度之不同，得出  $i_1$  與  $i_2$  不同之結果，究應採用  $i_1$  或  $i_2$ ？

在自然岩坡的問題中，正應力  $\sigma$  很小，微起伏充分發揮剪阻力（或抗剪作用）；但在壩翼受力區中，正應力及剪應力都相當大（可能達500T/m<sup>2</sup>），剪位移相當大（可能達 100 mm），微起伏大多被剪脫，只有第一級粗糙（大起伏）還能發揮抗剪作用。

#### 4.5 弱面內壁岩石材料強度

當裂面中軟弱夾心很薄或近於零，而且當微起伏成為裂面抗剪強度之主幹，則內壁岩面材料之強度  $q_u$  成為重要因素之一。根據 BARTON (1971) 之研究：

$$i_2 = 20 \log_{10} (q_u / \sigma)$$

$q_u$  為岩石材料（尤其指岩石裂面兩壁者）之單壓強度，有時，使用硬度錘求之。

內壁岩石材料強度求得到者，常僅限於新鮮 (Fresh) 岩石或僅變色 (Decoloured) 岩石，若已分解 (Decomposed) 或已分散 (Disintegrated) 者，則難於求得  $q_u$ 。

#### 4.6 弱面（裂縫）之內寬

岩石弱面，可能是緊閉的；也可能是張開的，而有相當內寬，這時，從幾何觀點而言，已經不能算是一個面了，而是一個裂縫，但是，還常常用弱面或裂面稱呼之。裂縫內寬不同，其工程性質也不同。

I. S. R. M. (1981) 對裂縫內寬之劃分如下：

內 寬	說 明
<0.1 mm	很 緊 閉
0.1~0.25 mm	緊 閉
0.25~0.5 mm	半 開
0.5~2.5 mm	張 開

#### 4.7 弱面（裂縫）內之軟弱夾心

岩石裂縫，若為斷層，則其軟弱夾心為斷層泥、斷層碎屑；若為其他類別之裂縫，則其軟弱夾心是外來的，可能是黏土、他類土壤、方解石、石膏或其他物質。

裂縫之剪阻力，可能因軟弱夾心之存在而降低或增大，這與裂縫張開寬度、軟弱夾心厚度、及裂縫兩壁之硬度與強度，都有關係。若軟弱夾心很厚，裂縫兩壁不可能接觸，則裂縫強度等於軟弱夾心之強度。

軟弱夾心之剪力強度，可以當地直接剪力試驗求出之，或採樣以室內剪力試驗求出之。若厚度不大之土質夾心，可用袖珍式十字片剪儀或貫插儀在當地試驗之。

軟弱夾心之變形性，可以當地平板載重試驗求出之，或採樣辦理壓密試驗。

其透水性之變異性及異向性很大。

#### 4.8 弱面（裂縫）滲水情形

弱面滲水對岩坡及隧道之安定關係重大，I. S. R. M. (1981) 對岩石弱面滲水之分級如下：

(1) 不含軟弱夾心之弱面：

(1) 不含軟弱夾心之裂面：

滲水分級	裂 面 污 水 情 況
I	極緊閉、乾燥，不可能滲水者。
II	乾燥，無滲水跡象。
III	乾燥但有滲水跡象。
IV	潮濕，尚無流水。
V	滲水，偶有水滴但無連續流水。
VI	連續流水，應說明流量及水壓。

(2) 含軟弱夾心之弱面：

滲水分級	說 明
I	軟弱夾心為高度過份壓密者，透水性低，不易有顯著滲流。

		$J_r$ (條/ $m^3$ )	說明
II	軟弱夾心潮濕，尚無流水。	<10	岩塊很大
III	軟弱夾心潮濕，偶有水滴。	1~3	岩塊大
IV	少部分軟弱夾心被水沖失，水流連發（說明流量）。	3~10	岩塊中等
V	部份軟弱夾心被水沖失，顯著水流（說明流量、水壓）。	10~30	岩塊小
VI	軟弱夾心全部沖失，挖開之初水壓很高（說明流量、水壓）。	>30	岩塊很小
		>60	粉碎岩石

#### 4.9 弱面之組數 $n$

岩體中如有弱面，強度下降，變形性及透水性則增大。且弱面組數愈多，岩體愈易於變形或破壞。岩體破壞時，岩石材料未必破壞。

弱面組數，有的很容易就能在現場由目視觀察確定；有的必待繪製「赤平投影圖」(Stereographic Projection) 之後才能明白。

弱面組數，以個位數字表示之。

#### 4.10 弱面密度與岩塊之幾何形狀 (ISRM, 1981)

##### 4.10(1) 岩塊規模指數 (Block Size Index) $I_B$ 指各組弱面間距之平均值，即：

$$I_B = \frac{S_1 + S_2 + S_3 + \dots + S_n}{n}$$

式中， $n$  為弱面組數， $S_n$  為第  $n$  組弱面之間距。

##### 4.10(2) 單位體積之弱面數 (Volumetric Count of Weak Planes):

在岩石力學之工作者，常將各種弱面通稱為節理 (Joint)，故 ISRM (1981) 又稱之為單位體積之節理數 (Volumetric Joint Count)  $J_r$ 。

$$J_r = \frac{N_1}{L_1} + \frac{N_2}{L_2} + \frac{N_3}{L_3} + \dots + \frac{N_n}{L_n}$$

式中， $N_n$  為第  $n$  組弱面，在  $L_n$  長度中的條數。

$L_n$  為第  $n$  組弱面之調查長度，須垂直走向，通常為 5 m 或 10 m。

例：第一組弱面 10 m 在中有 6 條。

第二組弱面 10 m 在中有 24 條。

第三組弱面 5 m 在中有 5 條。

另有偶現弱面一組。

$$\text{因此，} J_r = \frac{6}{10} + \frac{24}{10} + \frac{5}{5} + \frac{1}{10} = 4.1 \text{條}/m^3$$

$J_r$  與岩塊大小之簡單關係如下：

#### 4.10(3) 岩石品質指標 (RQD)

係指每 m 岩心之中，長度超過 10 cm 部份者之總長對全部岩心長 (1 m) 之百分比。

RQD 與  $J_r$  之關係，大概如下：

$$RQD = 115 - 3.3 J_r$$

但  $RQD \leq 100$

#### 參 考 文 獻

- Am. Geol. Inst. (1972) *Glossary of Geology*
- BARTON, N.R. (1971) "A Relationship between Joint Roughness and Joint Shear Strength" *Proc. Intl. Sym. Rock Fracture*, Nancy, France, 1971, Paper 1-8
- CHALLINOR, J. (1967) *A Dictionary of Geology*, Univ. Wales Press, Cardiff
- FLINT, R.F. and SKINNER, B.J. (1974) *Physical Geology*, Wiley, N.Y.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. and WILLIAMS, P.E. (1976) *An Outline of Structure Geology*, Wiley, N.Y.
- I.S.R.M. (1981) *Suggested Methods for the Quantitative Description of Discontinuities in Rock Masses*, Lisbon
- PATTON, F.D. (1966) "Multiple Modes of Shear Failure in Rock" *Proc. 1st Intl. Cong. Rock Mechanics*, Lisbon, Vol. 1. pp. 509-513
- PETTICHOHN, F.J. (1964) *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures*, Springer-Verlag, Berlin
- RAMSAY, J.G. (1967) *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, N.Y.
- SIBSON, R.H. (1977) "Fault Rocks and Fault Mechanism" *Jl. Geol. Soc. London*, Vol. 133, 1977, pp. 191-213
- STAGG, K.G. and ZIENKIEWICZ, O.C., editors (1968) *Rock Mechanics in Engineering Practice*, p. 51, (Contribution by Hendron Jr., A.J.)