

雪霸國家公園地層與構造之研究

Study of Stratigraphy and Geologic Structure of the Shei-Pa National Park Area

計畫主持人：張徽正

地 層

調查研究：劉桓吉、李元希、林啟文、盧詩丁、謝凱旋

地質構造

調查研究：李元希、劉桓吉、林啟文、盧詩丁、張徽正

地質地形

景觀調查：張徽正、李元希、劉桓吉、盧詩丁、謝凱旋

航照地質

調查研究：張徽正、何信昌、高銘健

委託機關：內政部營建署雪霸國家公園管理處

執行機關：經濟部中央地質調查所

中華民國八十六年六月三十日

雪霸國家公園地層與構造之研究

目錄

摘要	I
Abstract	II
壹、前言	1
貳、地理位置、交通與地形	1
一、地理位置	1
二、交通	2
三、地形	2
參、前人研究	5
肆、地層	7
一、白冷層	10
1.1 達見砂岩段	10
1.2 烏來橋段	13
1.3 青山段	14
二、佳陽層	16
三、水長流層	18
四、眉溪砂岩	18
五、廬山層	18
六、地層對比	20
伍、地質構造	23
一、褶皺	23
(一) 雪霸背斜	25
(二) 品田向斜	25
二、斷層	27
(一) 武陵斷層	27
(二) 觀霧斷層	27
(三) 梨山斷層	27
(四) 水長流斷層	28
三、劈理	28
四、節理	28
陸、變質度	28
柒、地質景點	32
捌、結論與建議	37
參考文獻	38
附錄	
(一) 構造地質簡介	45

(二) 圖版及圖版說明	90
-------------------	----

圖目錄

圖一 雪霸國家公園位置及交通圖	3
圖二 雪霸國家公園地質圖	8
圖三 雪霸國家公園中橫沿線的地層柱狀示意圖	9
圖四 中橫公路德基地區達見砂岩段柱狀圖	10
圖五 光明橋背斜軸部變質凝灰岩分布圖	12
圖六 布秀蘭山剖面	15
圖七 漸新世超微指準化石垂直分布圖	17
圖八 武陵農場剖面的眉溪砂岩柱狀圖	20
圖九 園區內複向斜與複背斜模式示意圖	25
圖十 品田向斜剖面示意圖	27
圖十一 園區東側節理形態分析	30
圖十二 梨山地區剖面及Illite 變質度分析	32
圖十三 園區變質相分佈圖	33
圖十四 中橫公路沿線地質景點分布圖	34

表目錄

表一 雪霸國家公園地區之地層表	21
-----------------------	----

摘要

本次雪霸國家公園園區範圍之地層及構造調查研究結果顯示本區地層之劃分可將園區分為二部份加以說明。園區西側地區的地層，由老至新分別為白冷層及水長流層，其中白冷層可分為三段，由下至上為達見砂岩段、烏來橋段及青山段。園區東側由下至上為佳陽層、眉溪砂岩及廬山層。其間以武陵斷層相接。達見砂岩段以厚層砂岩為主，下部為中至粗粒或礫質砂岩，含數層綠色變質凝灰岩，上部則板岩的比例增加，總厚度超過 2000 公尺；中段之烏來橋段以砂岩及板岩的互層為主厚約 1000 公尺；至於上段之青山段以厚砂岩為主，總厚度約 800 公尺。水長流層主要為硬頁岩。佳陽層以板岩為主，偶夾薄層砂岩。眉溪砂岩以厚層變質砂岩與薄層硬頁岩的互層為主，偶夾炭質頁岩。廬山層則為板岩夾薄層砂岩。各地層間除白冷層與佳陽層為斷層接觸外，其餘均為整合接觸。

影響園區岩層分布特性最主要的構造形態為褶皺與斷層構造，其中最主要的褶皺構造形態為一系列的複向斜、複背斜，包括雪霸背斜、火石山向斜、馬稜背斜、上谷關向斜、谷關背斜、麗陽向斜、榛山背斜等；而最主要的斷層構造為武陵斷層及觀霧斷層，其餘斷層所造成的層位落差較小。由於本次調查時，在眉溪砂岩出露範圍的兩側並未發現重大斷層現象，因此認為梨山斷層可能不存在或並未通過早期推測可能在園區東緣地區出露之位置。板劈理、夾皺劈理及轉折帶等現象在佳陽層中發育良好，但在水長流層中並不顯著。

ABSTRACT

The Shei-Pa National Park is located at the southern part of the Shuehshan Range. Based on detailed investigation, strata exposed in the Park area can be divided into two rock sequences. The strata exposed in the eastern part of the Park area are, in the ascending order, the Chiayang Formation, the Meichi Sandstone, and the Lushan Formation. In the western part it exposes the Paileng Formation and the Shuichangliu Formation. The two sequences are fault-contacted. The Paileng Formation can further be divided into three members, i.e., the Tachien Sandstone Member, the Wulaichiao Member, and the Chingshan Member. The Tachien Sandstone Member is mainly composed of thick-bedded sandstone. Several beds of green metamorphosed tuff are found in the lower part of this member. The slate component increases in the upper part of this member. The total thickness of it is over 2000 meters. The Wulaichiao Member is composed of alternation of sandstone and slate. It is about 1000 meters thick. The Chingshan Member is mainly thick-bedded sandstone of 800 meters thickness. The Shuichangliu Formation is dominantly composed of argillite. The Chiayang Formation is composed of slate, occasionally intercalated with thin beds of sandstone. The Meichi Sandstone consists of alternations of thick-bedded sandstone and thin beds of argillite, occasionally with carbonaceous shale. The Lushan Formation is slate with thin-bedded sandstone. The strata within each sequence are conformably contacted. The Wuling Fault separates the strata between the two rock sequences of the Park area.

Folds and faults are the main structural features in the Park area. These structures control the stratigraphic distribution. Series of synclorium and anticlinorium are the distinctive structural styles, such as, Sheipa Anticline, Houshishan Syncline, Maling Anticline, Shankukuan Syncline, Kukuan Anticline, Liyang Syncline, and Chienshan Anticline. The Wuling Fault and the Kuanwu Fault are the major faults in the Park area. No fault is found in both sides of the Meichi Sandstone. It is proposed that the so-called Lishan fault does not exist in the Park area. Slaty cleavage, crenulation cleavage, kink bands are well-developed in the Chiayang Formation but are not pervasively found in the Shuichangliu Formation.

雪霸國家公園地層與構造之研究

Study of Stratigraphy and Geologic Structure of the Shei-Pa National Park Area

張徽正、劉桓吉、李元希、林啟文、盧詩丁、何信昌、謝凱旋
經濟部中央地質調查所

壹、前言

雪霸國家公園是坐落於雪山山脈的國家公園，對於雪山山脈的研究，地質界已進行了約 70 年，這期間累積了十分多的資料，但由於雪山山脈地形上的障礙，許多地區仍無法到達，造成調查上的困難，甚至使得對雪山山脈的一些地質問題，地質學家之間仍有許多爭論，而這些爭論的來源許多時候是不同的地質學家所調查的地區不同，而得到不同的結論，因此為避免這個困擾，本研究除整合前人研究外，並從區域性調查著手，對園區地質進一步的分析。

感謝內政部營建署雪霸國家公園林培旺處長大力支持，以及管理處各課室主管與同仁在工作上給予指導協助，使計畫得以順利進行。同時感謝經濟部中央地質調查所簡所長芳欽，在研究進行期間的督促與鼓勵，以及本所相關同仁在執行期間通力合作，本研究計畫才能夠順利完成。

貳、地理位置、交通與地形

一、地理位置

雪霸國家公園位於台灣島的中央略偏西北，也就是位於雪山山脈的中心。國家公園範圍東自邊古巖山(2824公尺)起，向南經喀拉業山(3313公尺)、羅葉尾山(2717公尺)、武佐野群山(2342公尺)至大甲溪谷。南沿大甲溪而下，至與志樂溪會合處沿稜線經宇羅尾山(1866公尺)至三錐山(2689

公尺)。西自三錐山起向北經小雪山(2997公尺)、南坑山(1871公尺)、盡尾山(1841公尺)、東洗水山(2248公尺)、北坑山(2168公尺)、接樂山(鹿場大山, 2618公尺)。北自樂山起向東經觀霧、高嶺、境界山(2910公尺)、南馬洋山(2933公尺)至邊古巖山。行政區域隸屬新竹縣五峰鄉、尖石鄉、苗栗縣泰安鄉, 以及台中縣和平鄉。

二、交通

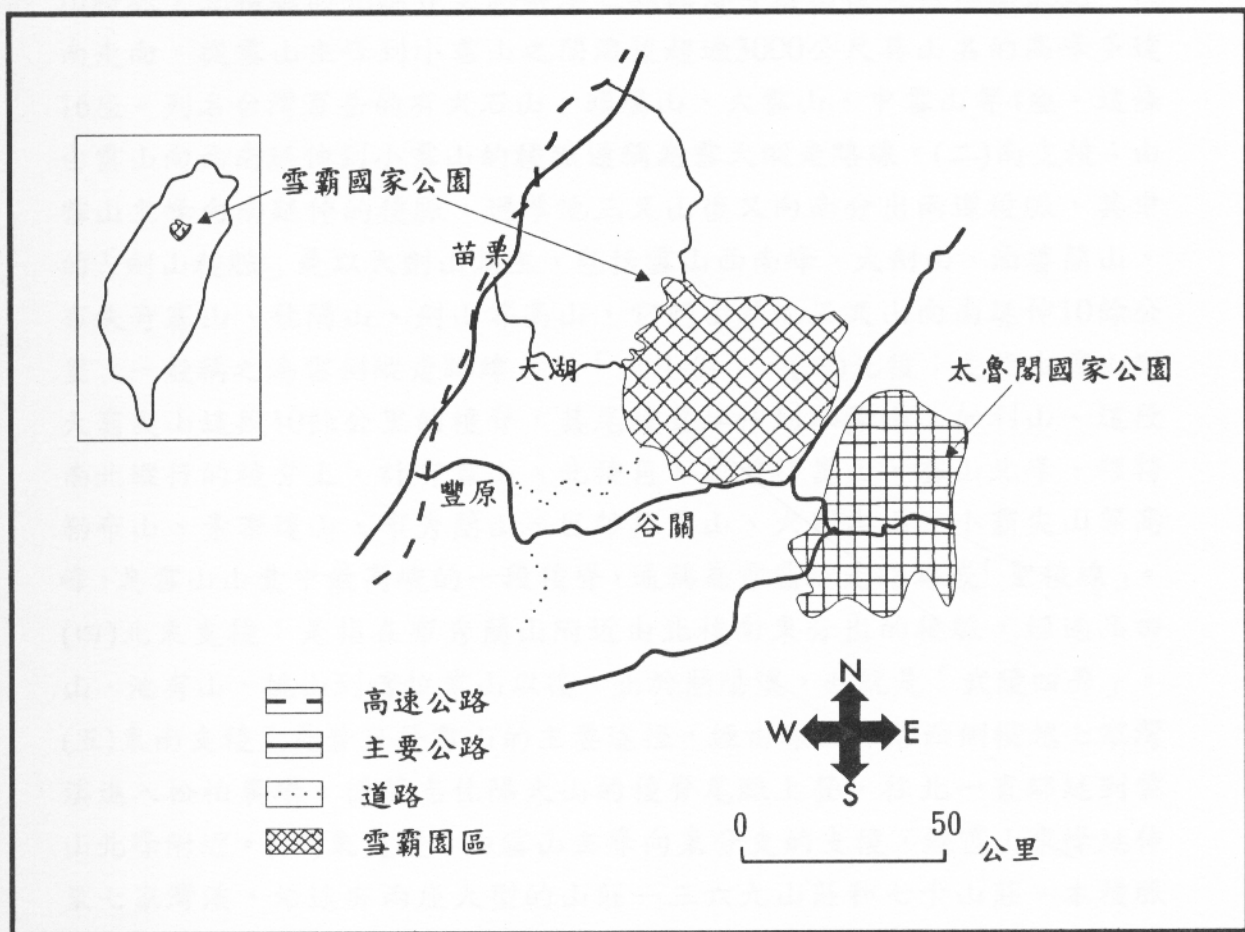
依交通運輸而言, 雪霸國家公園西北有大鹿林道外接新竹縣竹東鎮。東有台七甲線(宜蘭支線)向北通達宜蘭, 向南接台八線(中橫公路)通台中、花蓮等地。西南有大雪山林道接台中縣東勢鎮。西有司馬限林道通苗栗縣大湖鄉(圖一)。

三、地形

雪山山脈位於脊樑山脈之西側, 呈北東—南西走向, 東北端由三貂角開始, 南端延伸至濁水溪, 總長180公里, 寬28公里。地勢自東北向西南遞昇, 至雪山主峰達到最高點; 雪山以南地勢向南遞降, 到埔里盆地、日月潭降至最低。雪山山脈受到大漢溪、大安溪及大甲溪等河流的侵蝕, 已將長達180公里的山脈切割成為北部的阿玉階段山地、中部的雪山地壘以及南部的埔里陷落區。雪霸國家公園位於雪山山脈最主要的一段, 即雪山地壘。

雪山地壘於切峰面圖上呈東北—西南向之矩形狀地壘, 頂面高度3,600~3,800公尺。東南側有高1,400公尺之斷層崖與匹亞南構造線相接, 東北側以600~800公尺之陡崖及400~600公尺之較緩坡忽然降至加裡山脈之高山平夷面, 北側以較緩之山坡降至高山平夷面, 西南側則有兩個分岐, 西分岐為大雪山—小雪山分岐, 東分岐為白姑大山分岐。

雪山地壘有疑似冰河地形遺跡, 尤其在雪山附近保存最為顯著。根據鹿野忠雄(1934、1935)的報告, 在雪山彙所發現的圈谷多達34個。冰河地形外, 雪山地壘上最重要之地形面為最高隆起準平原面(或老年期地形面), 此面已受河谷切割、風化、冰蝕等所破壞, 而原面遺存無幾, 但可看出其片鱗。雪山北峰之東南, 雪山主峰之北北東, 主稜線東面有一平坦面, 其海拔高度在3,600~3,700公尺, 面積約一平方公里, 向北緩傾, 其一部份有極淺之圈谷, 而其南面被500公尺以上之陡坡截斷, 陡降至七家灣溪河床。此面為雪山主峰附近最顯著之平坦面, 該面係截



圖一 雪霸國家公園位置及交通圖

斷向北傾斜25度之岩層所成之一侵蝕面，似為最高隆起準平原面（HP）之殘片（林朝棨，1957）。

雪山山脈主要由始新世至漸新世之變質砂岩及板岩或硬頁岩所構成，略呈北東走向，傾斜甚為平緩。雪山地壘內的山嶺線以雪山為中心，其山稜線呈放射狀分支，大致可分為六道稜脈。(一)主稜：由雪山向西南延伸，至翠池三叉山以後分為南北兩支稜，向南為南支稜，向北為大雪山稜脈，北稜脈向北延伸至志樂溪之源頭博可爾山後又再轉為東北—西南走向。從雪山主峰到小雪山之間海拔超過3000公尺具山名的高峰多達16座。列名台灣百岳的有火石山、頭鷹山、大雪山、中雪山等4座。這條由雪山向西南延伸到小雪山的稜脈通稱為雪大縱走路線。(二)南支稜：由雪山主峰向南延伸的稜脈，過翠池三叉山後又向南分出兩道稜脈，其中的「劍山稜脈」是以大劍山為主，包括雪山西南峰、大劍山、油婆蘭山、布伏奇塞山、佳陽山、劍山等高山，它們由翠池三叉山向南延伸10餘公里，一般稱之為雪劍縱走路線，或「大小劍」。(三)北稜：是指由雪山到大霸尖山這段10餘公里的稜脊，其尾稜更延伸到江澤山、加利山。這段南北縱行的稜脊上，計有雪山、北稜角、凱蘭特崑山、雪山北峰、穆特勒布山、素密達山、布秀蘭山、巴紗拉雲山、大霸尖山、小霸尖山等高峰，為雪山山彙中最高峻的一段稜脊，通稱為雪霸縱走路線或「聖稜線」。(四)北東支稜：是指在布秀蘭山附近由北稜向東分出的稜脈，經過品田山、池有山、桃山到喀拉業山以後，止於蘭陽溪，也就是「武陵四秀」。(五)東南支稜：是昔日登雪山的主要途徑，經由環山部落西側橫越七家灣溪進入松柏農場，循著志佳陽大山的稜脊尾脈上登，往北一直綿延到雪山北峰附近。(六)東支稜：由雪山主峰向東分支的支稜，經雪山東峰延伸至七家灣溪，沿途有兩座大型的山莊—三六九山莊和七卡山莊。本稜脈的尾稜，是武陵農場的農墾區。

雪霸國家公園區內河川以雪山地壘主稜為分水嶺，東北隅為大漢溪的發源地，南為大甲河流域，西為大安溪的集水區，西北角為頭前溪之源頭。

(一)大安溪：源於大霸尖山及雪山西坡，總長97公里。天狗社以下之下游部分河床寬闊，洪涵原甚發達；但該社以上之上游部分，呈連續之峽谷。馬達拉溪為大安溪上源之一支流，發源於大霸尖山西北方檜山駐在所附近，於高嶺駐在所與馬達拉駐在所附近合併數條小溪，再於榛山南方4公里，能加山西方3公里地點，合併雪山溪。雪山溪發源於大霸尖山、雪山北山、雪山、火石山、頭鷹山、西勢山諸大山，以數條之支流合併而成。馬達拉溪與雪山溪各本支流均呈顯著之掘鑿曲流，流路為

標準峽谷。大雪溪為大安溪支流，發源於頭鷹山、大雪山、中雪山與合流山一帶，其河谷地形與雪山溪、馬達拉溪相似，呈上游性之槽谷地形，且呈顯著之掘鑿曲流後，與馬達拉溪合流。馬達拉溪與雪山溪、大雪溪合併後仍稱為馬達拉溪，至合併北坑溪為止，北坑溪合流線以下始稱大安溪。北坑溪發源於鹿場大山（樂山），南坑溪發源於鵝公髻山，均先後與大安溪本流會合。

(二)大甲溪：發源地為匹亞南鞍部，亦為大甲溪與蘭陽溪之分水嶺。大甲溪上游東側有南湖溪、耳無溪、合歡溪等支流，匯集南湖大山、中央尖山及合歡山西坡面之水，注入大甲溪本流中；而其西方有七家灣溪、四季蘭溪、志樂溪、匹亞桑溪等支流，匯集大霸尖山、次高山、大雪山等雪山山脈東坡面之水，加入本流中，遂成為臺灣最大溪谷之一，其全長達到120公里。

大甲溪河谷富於沖積扇、河岸階地、肩狀平坦稜、角階、通谷、環流丘等之地形，其地形式樣之豐富，可與淡水河相媲美。谷關至佳陽25公里之間河岸直壁連互，為臺灣最標準之峽谷地帶（圖版一），包括久良屏峽與登仙峽，此段之大甲溪呈顯著掘鑿曲流，但流路中之曲流規模甚小，似於掘鑿作用進行中，發生曲流曲率減退之現象。

溯至佳陽以上，河谷頂部忽然展開，河谷坡面呈緩起伏之地形面。佳陽對岸，合流點附近，有高位與低位階地，上下共有五段，稱為佳陽階地。高位階地以砂礫層所成，其最上段與支流兩岸之階地面連續，分佈至支流甚遠。此面由支流至合流點之本流逐漸降低其高度，同時展開成扇形，故亦為一隆起沖積扇。佳陽階地原係沖積扇，因大甲溪之掘鑿作用而被切割者。其支流左岸有五段之平面，但其右岸祇最上一段進行掘鑿作用而已，此最高之階地面深入支流之內，證明其屬於支流之舊河床。

(三)大漢溪：塔克金溪與薩克亞金溪發源於大霸尖山及武陵四秀一帶，為大漢溪之最上游，大致呈峽谷地形，曲流不甚彎曲。在現有河谷之上，高度1200公尺，比高200公尺處，赭土緩起伏面分佈甚廣，凹坡地形也相當發達。

參、前人研究

對於本園區有關的地質調查，大致可分為三個階段，第一階段自1930開始，此階段主要為日據時代的地質學家所作的工作，第二階段大約自1970年開始，此階段主要台灣省地質調查所（現經濟部中央地質調查所）所作的工作，主要的工作者有張麗旭先生的生物地層研究，顏滄波與陳肇夏先

生的岩石地層研究，第三的階段自1990年起經濟部中央地質調查所的同仁又再度進行更進一步的調查。本園區的地層大部分屬於雪山山脈的地層，雪山山脈自北而南主要均以厚層之變質砂岩及硬質岩或板岩為主，有關的地質研究簡述如下：

(一)第一階段：主要調查工作包括烏居敬造(1935)測製五萬分之一東勢地質圖幅，以及早阪一郎(1936)、市村毅(1938)與丹桂之助(1944)等有關地層的研究。

烏居敬造(1935)命名大安溪以南地區出露之變質砂岩為白冷層。早阪一郎等(1936)調查1935年台灣中部地震災害時，將大安溪、大甲溪流域和國姓、埔里及水里等地區出露之硬頁岩和板岩，命名為水長流層。市村毅(1938)就其分布、岩性、礦物成分和構成材料的來源作比較雪山山脈北部地區露出之四稜砂岩和雪山山脈中部地區出露之白冷層之間的關係，認為此二地層相當同一地層。丹桂之助(1944)就四稜砂岩、白冷層和中央山脈的新高層三者之分布、層序、所產化石、沉積環境和地體構造方面作比較研究，也認為三者可以互相對比，屬於同一時代之地層。

(二)第二階段：主要調查工作包括張麗旭(1971,1973)的生物地層研究，顏滄波(1970,1973)、陳肇夏(1976,1977)與詹新甫(1971,1976)等有關岩石地層與地質構造之研究。

顏滄波(1970, 1973)由地層的層序及分布，認為雪山山脈的地質構造主要是由若干個背斜及向斜所構成的，褶皺構造的波長一般為3至6公里，軸線延伸甚長。大部份的褶皺構造呈開放性，而且呈斜方對稱(Orthorhombic structural symmetry)者多，呈單斜對稱(monoclinic symmetry)者少。詹新甫(1971)在其所繪製三十萬分之一地質圖和構造剖面圖中，地層仍沿用前人所命名西村層、四稜砂岩、大桶山層，其中大桶山層再分上下兩段；下段為烏來段，上段為福山段。地質圖上標示6條主要褶皺軸線和5條主要斷層線，並對各構造線作扼要敘述，其構造關係並以地質剖面圖展現。此外，對於研究區域內之小型褶皺的幾何關係亦顯示在地質圖上。詹新甫(1976)在繪製六十二萬五千分之一地質圖和構造圖，將雪山山脈之岩層依其自古而新之序重新分別為西村層、四稜砂岩、巴陵層和澳底層，將巴陵層取代乾溝大桶山層，對於雪山山脈地質構造的解釋與其之前的看法大致雷同。陳肇夏(1976, 1977)調查雪山山脈中南部地區地質後，將地層由下而上分別

命名為達見砂岩、佳陽層和眉溪砂岩等三個新的地層名稱，各自與白冷層之下段、中段和上段對比；而眉溪砂岩與佳陽層則與雪山山脈北部之四稜砂岩和西村層對比。

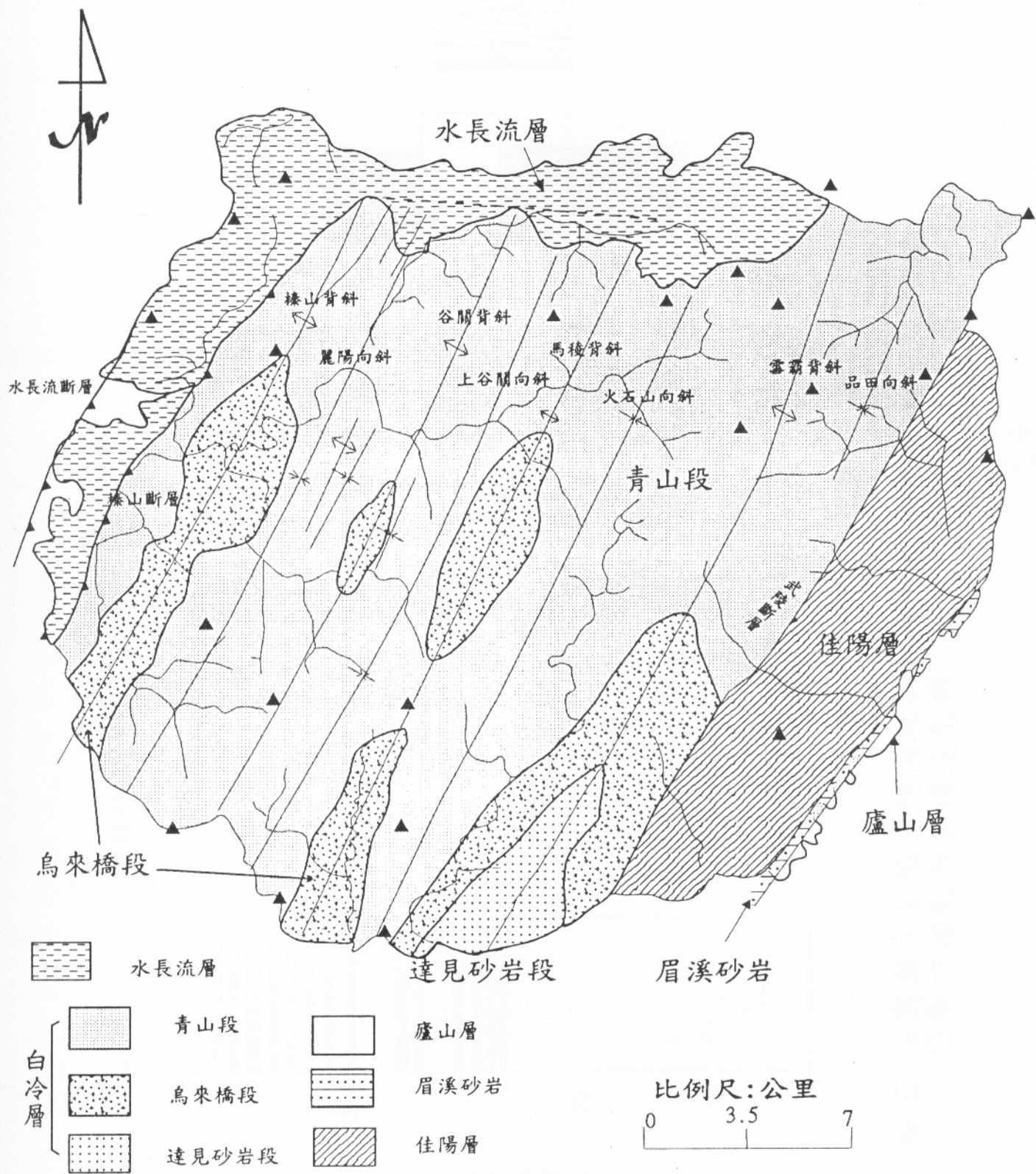
至於生物地層的研究方面，張麗旭(1971)根據在中橫公路達見(德基)至佳陽新村間所做的有孔蟲化石研究，認為其化石相與石槽階段產者迥異，似暗示其一地層可能涉及阿啟坦期。張麗旭(1973)根據四稜砂岩含有 *Gaudryina hayasakai chang* 及 *Globigerina linaperta Finley*，將雪山山脈北部出露於四稜砂岩之下，未發現資以決定年代的化石的西村層，認為其時代屬於始新世晚期。菅野三郎及鍾振東(1973)根據在四稜砂岩上部和中部所發現的貝類化石，認為四稜砂岩屬於中新統底部，而西村層可能屬於漸新統頂部。後來他們調查研討，將四稜砂岩修改為漸新統頂部，而西村層亦屬於漸新統。張麗旭(1973)根據有孔蟲化石的研究，認為乾溝大桶山層其時代為漸新世至阿啟坦早期。黃廷章(1977)根據雪山山脈北部之乾溝層、粗窟砂岩和大桶山層含有NP23、NP24及NP25超微化石帶之超微化石而認為該等層之時代均為漸新世。

(三)第三階段：主要調查工作包括黃鑑水等(1990)之岩石地層與沉積學研究，劉桓吉(1992)之岩石地層與地質構造研究，以及陳肇夏(1990, 1992)的岩石地層、地質構造與變質度研究。

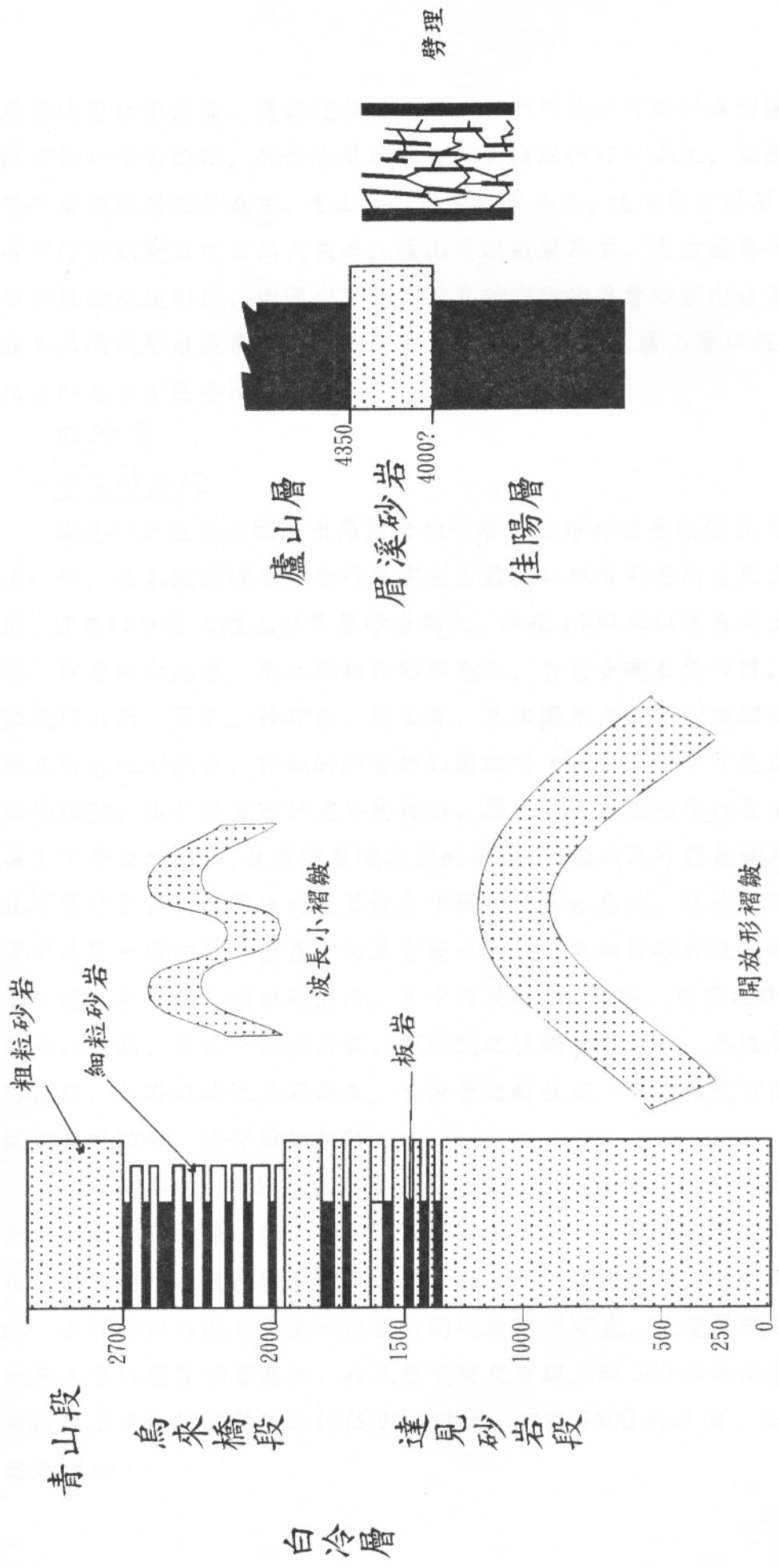
肆、地層

本次調查涵蓋本園區大部分的林道及許多的溪谷，在經過較完整的調查後，我們發現以前的地層命名有若干不合理之處，因此在本次的報告中我們從新定義一些地層，整體而言，在園區以白冷層為主，此岩層涵蓋本園區大部分，白冷層依岩性差異可分三段，底部為達見砂岩段，中段為烏來橋段，上段為青山段，達見砂岩段至少厚達 2000 米，因為此岩段底部並未出露，烏來橋段以互層為主厚約 700-1000 米，青山段以粗粒砂岩為主，厚約 800 米，白冷層之上在東側以斷層與佳陽層相交，佳陽層以厚層砂岩為主，佳陽層之上為眉溪砂岩，眉溪砂岩為厚層砂岩與互層為主，眉溪砂岩之上則為廬山層，在園區西側白冷層之上為水長流層，水長流層與白冷層整合接觸。

圖二為本區地層分布圖，圖三為本園區從白冷層的達見砂岩段至廬山



圖二 雪霸國家公園地質簡圖



圖三 雪霸國家公園中橫沿線的地層柱狀示意圖及地層相對應的構造形態

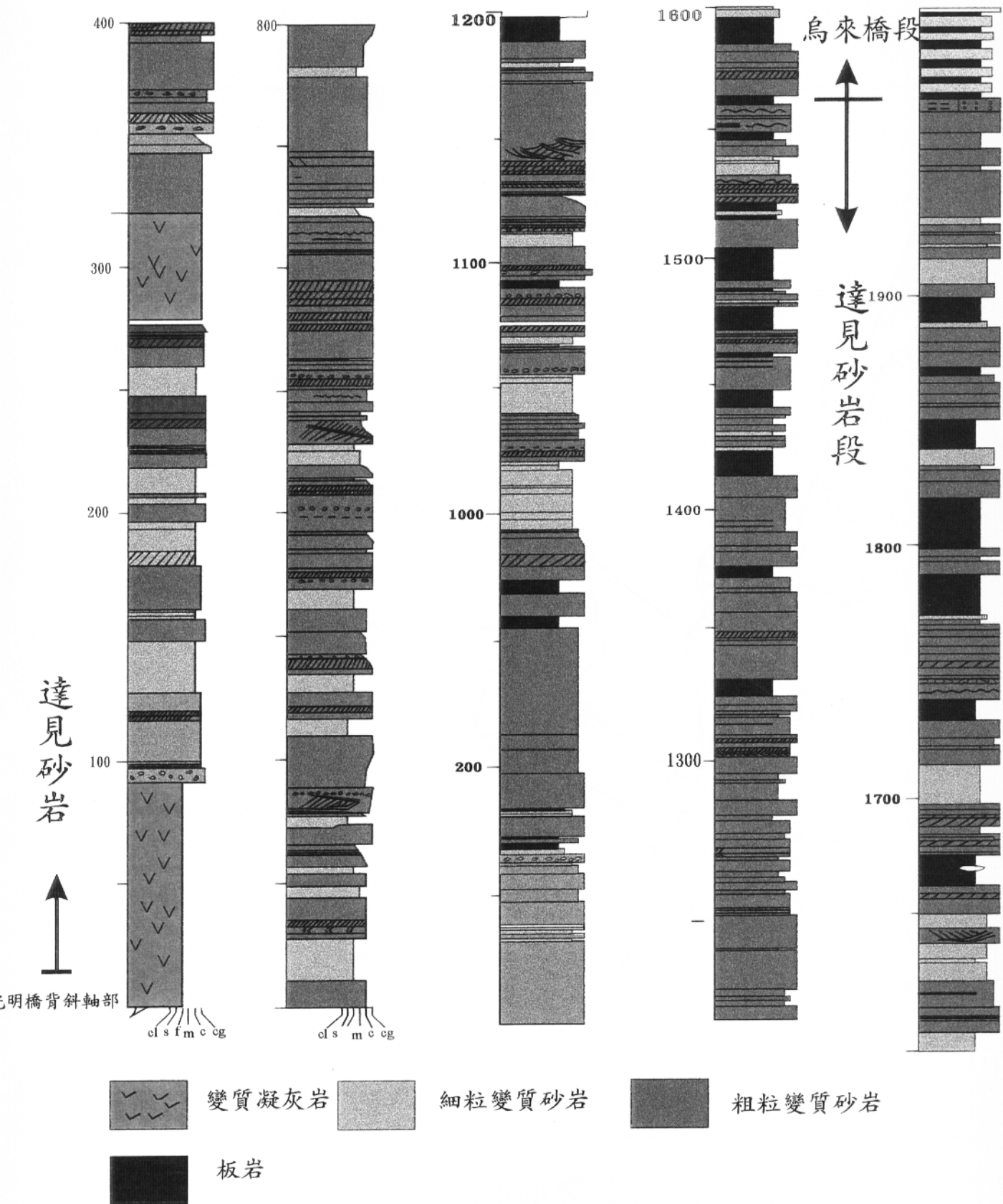
層的地層柱示意圖，透過這個示意圖，我們很快的可以對本園區地層的特性有個初步的認識，如白冷層的達見砂岩段以粗砂岩為主，烏來橋段以變質砂岩與板岩互層為主，青山段以厚層砂岩為主，佳陽層以厚層板岩為主，眉溪砂岩以變質砂岩間夾板岩，廬山層以板岩為主，在右圖為其在各地層中相應的構造形態，由圖中可見，達見砂岩段的厚層砂岩形成寬廣褶皺，在烏來橋段形成波長較小且較緊密的褶皺，佳陽層及廬山層以板劈理為主，以下即為本園區各地層特性：

白冷層

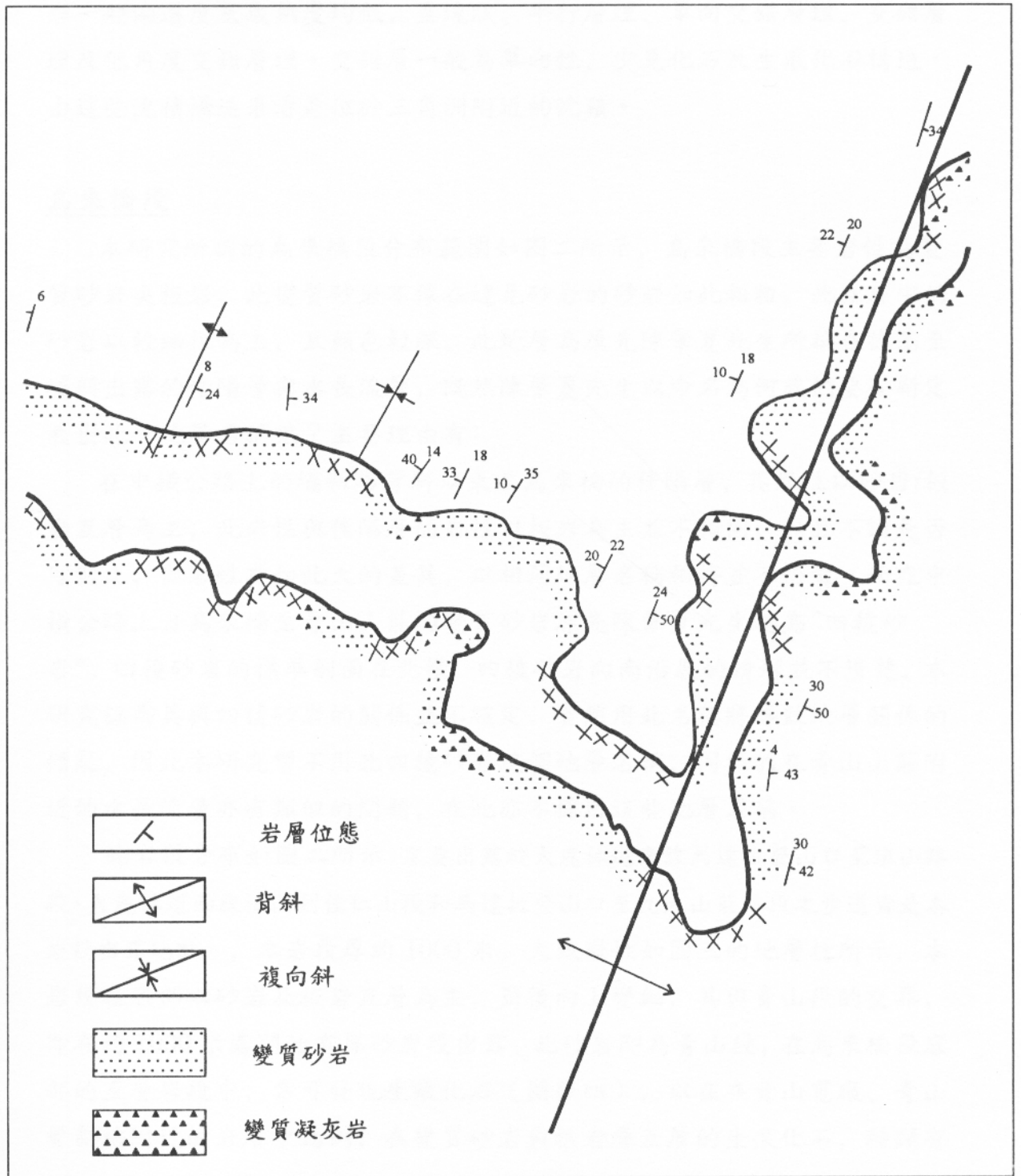
達見砂岩段

達見砂岩段為本園區出露最老的岩層，分布於德基附近及馬崙至三錐山一帶，在本園區達見砂岩段未完全出露，以現有剖面而言至少厚 2000 米，達見砂岩段大體上以厚層砂岩為主，但在 1400 米以後有向上變細的趨勢，即底部以厚層，中至極粗粒砂岩為主，含甚多礫石質砂岩，礫岩之種類包括石英、頁岩、粉砂岩、燧石等，呈次圓至角狀。到頂部時砂岩較細粒且板岩比例稍多，詳細的地層柱如圖四所示，由圖四中可見這種向上變細的趨勢；由於沒有可供定年的材料，因此其確定沈積年代並不清楚，但由上下層位的關係，及有變質凝灰岩的出露，一般認為可能是始新世地層；此達見砂岩與烏來橋段的交界就在中橫的德基休息站，在此地可見達見砂岩中最後一道粗砂岩出露，向東岩層以其板岩與細粒砂岩互層的岩性為主。達見砂岩段中砂岩的成份，其中石英佔 70~90%，石英之外型有乾淨單晶，多晶，呈角狀至次角狀，顆粒間之接觸呈縫合狀，具波狀消光及變形條紋，長石以鹼性長石為主，含少量之斜長石。在顆粒度方面，大部分從立至中粒砂，少部份細粒砂。

在本園區達見砂岩段出露最老的地方在光明橋背斜軸部（圖版一），此軸部附近有數層綠色的變質凝灰岩（圖版二），此綠色變質凝灰岩的分布如圖五所示，這些變質凝灰岩在外觀上呈深綠到淡綠，顆粒從細粒到粗粒，在礦物以綠泥石為主。由圖四的地層柱中可見，此變質凝灰岩以上的地層主要以變質砂岩為主，在此變質凝灰岩以上約 500 米的岩層中才開始有板岩出現，但變質砂岩仍佔 90% 以上，但在 1400 米以後，板岩比例才逐漸增加。



圖四 中橫公路德基地區達見砂岩段柱狀圖



圖五 光明橋背斜軸部變質凝灰岩分布圖

達見砂岩段由許多重覆出現向上變細變薄沈積序列組成（圖版三），每一序列間為侵蝕性接觸。每一序列代表一次三角洲分流水道充填之堆積，砂岩一般淘選度及成熟度均低，呈塊狀、平行層理、單向交錯層理、交錯層理及低角度交錯層理。交錯層一般為單向性，少見化石及生痕化石構造。由這些沈積構造來看是位於三角洲附近的沈積。

烏來橋段

本研究所稱的烏來橋段分布範圍如圖二所示，烏來橋段主要岩性為變質砂岩夾板岩，此變質砂岩不像在達見砂岩的砂岩如此粗粒，此互層中的砂岩以較細粒為主，且顏色較深，此地層為原先陳肇夏先生所稱在德基至壩新出露的佳陽層與水長流層，既然陳肇夏先生以命名為何我們要從新定義出此一地層名稱呢？主要理由有：

在中橫公路上的壩新路背斜以東至烏來橋的佳陽層，其岩性以砂岩/板岩互層為主，此岩性與佳陽層的岩性以板岩為主並不相同，姑且不論是否可對比，但岩性有如此大的差異，以相同地層名稱相待並不恰當。而在中橫公路上自烏來橋至青山山莊的變質砂岩原先陳肇夏先生稱為“四稜砂岩”，四稜砂岩的標準剖面在北橫，四稜砂岩向南沿展的情形並不清楚，本研究認為其與四稜砂岩的關係並不確定，貿然用此名稱將導致地層關係的錯亂，因此本研究暫不用此四稜砂岩這個地層名稱，同樣的在青山山莊附近的水長流層亦有類似的問題，在此亦不採用這些地層名稱。

此岩段分布如圖二所示，主要出露於大鹿林道東線馬達拉登山口至班山路段、大鹿林道西線榛山到佳仁山段和馬達拉登山口至九九山莊路段之步道皆是本岩段出露地點。本岩段厚約 1000 米，大致岩性如圖三的地層柱所示，本岩段在底部以砂岩及板岩互層為主，爾後向上變細，其與青山段的交界，即在約 1000 米處開始有厚砂岩段出露，此砂岩即為青山段，在烏來橋段底部的互層岩段中，常可發現生痕化石（圖版四），以在青山電廠、青山管制站附近的岩層中為例，在變質砂岩與板岩層互層的生痕化石，種類有 *Planolites ichnosp.*, *Gyrochorte comosa.*, *Thalessinoides ichnosp.*, *Gyrochorte comosa.*, *Thalessinoides ichnosp.* 等，這些生痕化石常見於低能量的水流環境中。

在構造形態上，在層底部以變質砂岩與板岩互層為主，因此所形成褶皺的波長並不大，而且在岩性組合上，因變質砂岩與板岩比例不同會形成不同形態的褶皺（圖版五、六、七）。

青山段

此青山段以粗粒厚層砂岩為主，此厚層砂岩中的石英砂岩為粗粒白色，與在烏來橋中互層岩段中的變質砂岩不同，出露的地方有中橫公路的烏來橋至青山處向北沿至大劍山山頂的砂岩層到大小霸尖山的砂岩體，及在西勢山一帶出現的厚層砂岩都屬於青山段砂岩，由圖六中明顯看出，大小霸尖山以厚砂岩為主，向下則轉變為以互層為主的岩性，由圖中也可發現在大小霸尖山的岩層向東突然的向下傾斜，這種褶皺翼部突然的轉折，是箱形褶皺的一種特徵。

在青山山莊附近我們可以對青山段變質砂岩做較詳細的觀察，此變質砂岩出露約400公尺，底部為粗粒變質砂岩，單層砂岩厚度可達2米，沈積構造有大型交錯層理及分級層，由底部向上，變質砂岩上上顆粒變細，且板岩增多，由圖顯示，這個砂岩凸鏡體往北往南尖滅。

本區白冷層上界

對於本區白冷層的上界，本研究於大霸尖山西北方之中霸尖山附近出露之硬頁岩中採取標本進行超微化石研究。此硬頁岩層整合覆於大霸尖山出露之變質砂岩之上即為本地層的上界，標本的層位在變質砂岩之上約150公尺。該本經鑑定含有如下列之超微化石：

Sphenolithus predistentus Bramlette and Wilcoxon,

Sphenolithus distentus (Martini),

Sphenolithus celsus Haq,

Sphenolithus moriformis (Bronnimann & Stradner),

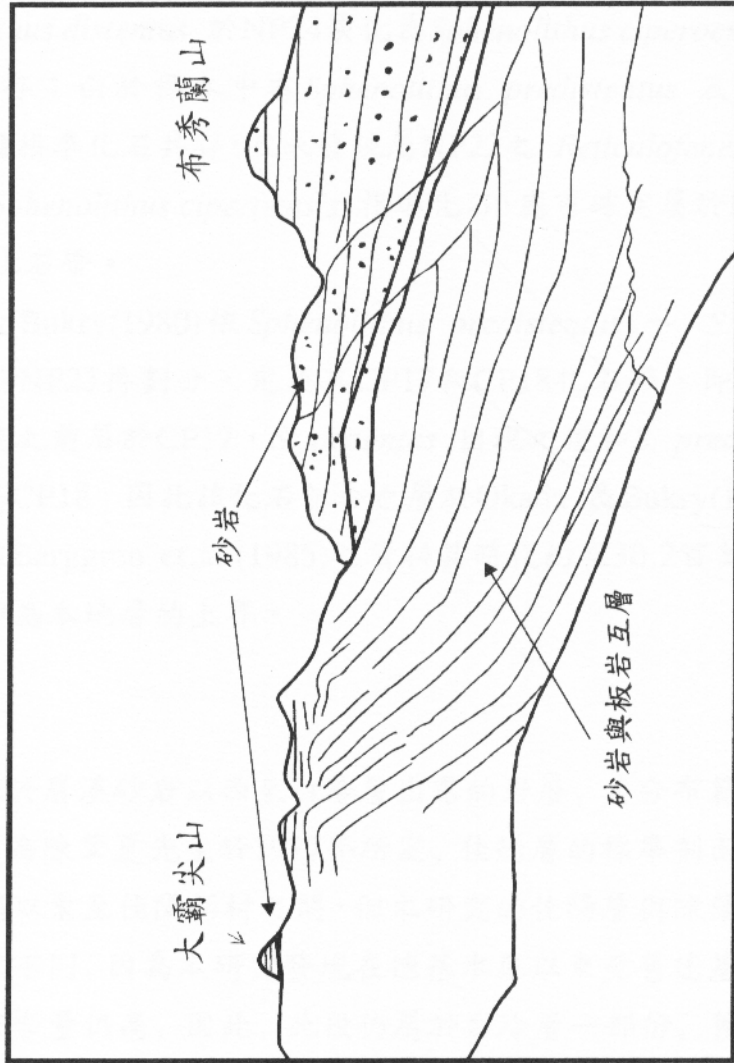
Cyclicargolithus floridanus (Roth & Haq),

Dictyococcites bisectus (Hay, Mohler & Wade),

Discoaster adamanteus Bramlette and Wilcoxon,

Discoaster deflandrei Bramlette and Riedel,

Discoaster sp.,



圖六 布秀蘭山剖面，頂部以砂岩為主，底部為板岩及頁岩互層岩性

Coccolithus pelagicus (Wallich),

Helicosphera sp. 等，屬於漸新世之超微化石組合。

依據Martini(1971)所定義之超微化石帶，*Sphenolithus predistentus* 和 *Sphenolithus distentus* 兩種共存於NP23之上部，Martini(1971)定義之NP23下界為*Reticulofenestra umbilica* 之絕滅面，上界至*Sphenolithus ciperoensis* 首現面為止（圖七），此帶之中*Sphenolithus predistentus* 逐漸

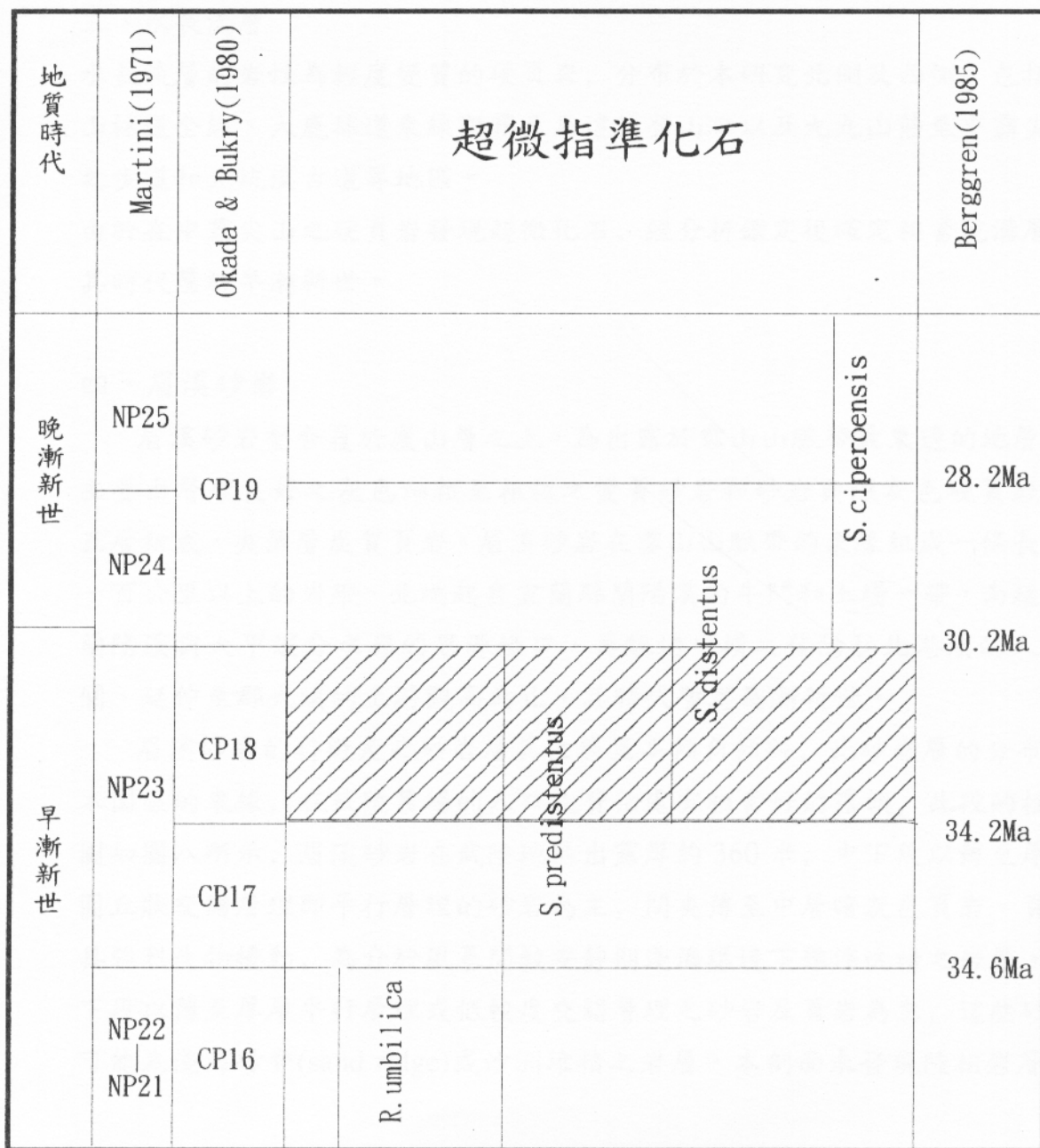
演化為 *Sphenolithus distentus*，而於NP23帶之上部兩者普遍共存，之後*Sphenolithus distentus* 於NP24演化為*Sphenolithus ciperoensis*，且兩者在NP24帶共存；由於標本中有*Sphenolithus predistentus* 及 *Sphenolithus distentus* 兩種指準化石共存，且未發現屬NP22之 *Reticulofenestra umbilica* 或屬NP24之*Sphenolithus ciperoensis* 指準化石，應可確定屬於Martini(1971)定義之NP23化石帶。

Okada & Bukry(1980)依 *Sphenolithus predistentus* ~ *S. ciperoensis* 之演化系列將NP23再劃分，定義其CP17和CP18化石帶，即*Sphenolithus distentus* 出現之前屬於CP17，*S. distentus* 出現之後和*S. predistentus* 共存之上段定義為CP18，因此該化石組合也屬於Okada & Bukry(1980)之CP18化石帶，依據Berggren et.al.(1985)之資料其時代約在30.2百萬年至34.2百萬年之間此即為本地層的上界。

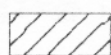
二、佳陽層

佳陽層位於眉溪砂岩以西至白冷層出露的岩層，其分布範圍如圖二所示，此佳陽層為陳肇夏先生於1977年所定，佳陽層的標準剖面原位於中橫公路德基水壩以東至佳陽新村之間，但本研究的佳陽層與陳肇夏先生的佳陽層範圍稍有不同，因為本研究發現在德基水庫以東至舊德基山莊附近的岩層以其砂岩含量仍高，因此，此段仍屬於白冷層一部份，舊德基山莊以東區域方為本研究的佳陽層，而佳陽層與白冷層的關係以武陵斷層相接，武陵斷層將下文中詳述，

佳陽層主要由厚層板岩為主，因為在板岩中移位構造(transposition)發達，因此原先沈積厚度以難以估計，估計約厚1000米，在板岩由壓影的分析顯示此佳陽層的板岩以共軸變形（圖版八）為主，所謂共軸變形則為岩體受變形時，其應力與應變方向保持不變。佳陽層另外一個特點即是化石



圖七 漸新世超微指準化石垂直分布圖



本研究在中霸尖山的硬頁岩中發現超微化石的年代

較少，因此我們無法在佳陽層中發現指準化石，因此無法決定其年代由上下層位的關係推測可能是漸新世地層，本層呈帶狀向南延伸，經北港溪上游、濁水溪、至玉山地區。

三、水長流層

水長流層的岩性為輕度變質的硬頁岩，分布於本研究北側及西側，包括樂山林道全線、大鹿林道東線觀霧至馬達拉登山口以及九九山莊至中霸尖山之步道和北坑溪古道等地區。

由於在中霸尖山之硬頁岩發現超微化石，經分析鑑定後確定相當乾溝層，其時代屬於早漸新世。

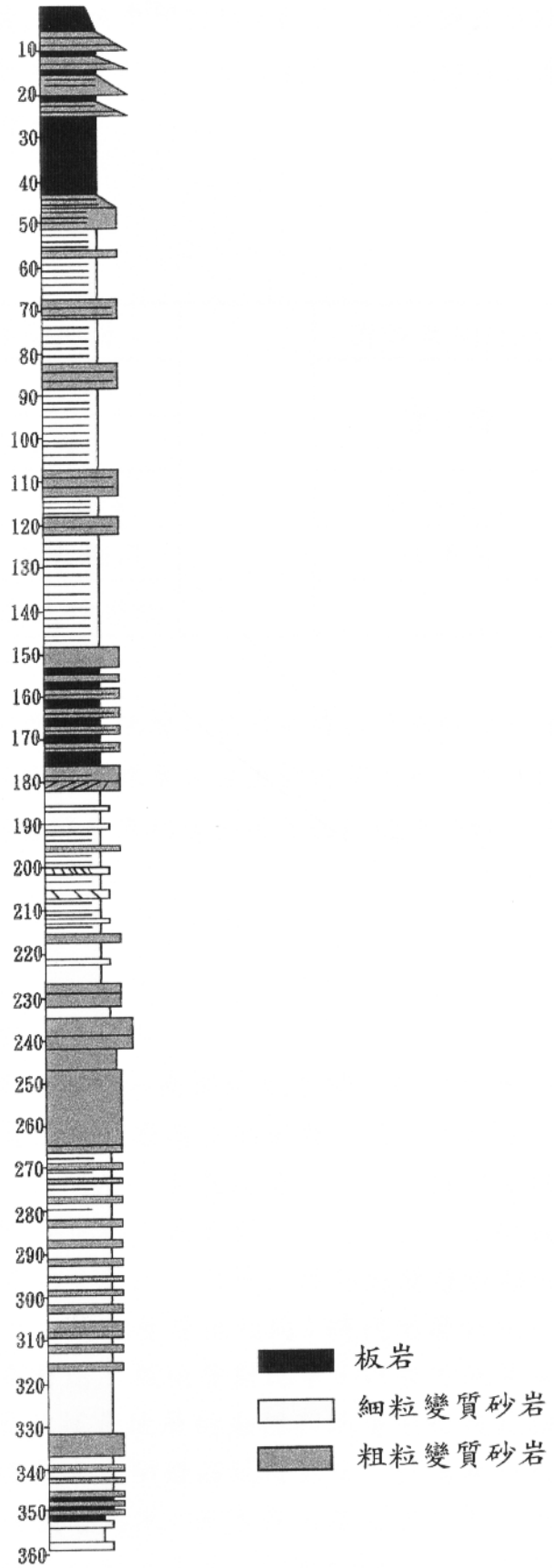
四、眉溪砂岩

眉溪砂岩整合覆於廬山層之上，為出露於雪山山脈帶最東邊的地層。主要由層理良好之灰色細粒至粗粒之變質砂岩和砂岩與深灰色硬頁岩的互層組成，夾薄層炭質頁岩。眉溪砂岩在雪山山脈帶的東緣組成一條長達一百公里以上的岩帶，北端起自宜蘭縣蘭陽溪的牛鬥和土場一帶，南延經蘭陽溪與大甲溪分水嶺的思源埡口，再經過中橫之佳陽和北港溪的人止關，延伸至郡大溪的上游觀高為止。其時代暫定為漸新世。

眉溪砂岩的特徵是此砂岩層其位態呈高傾角傾斜，此砂岩層的分布在本園區的東緣，在武陵農場的入口收費估處有相當好的露頭，此段的柱狀圖如圖八所示，眉溪砂岩在武陵地區出露厚約360米，中下段以薄至厚層圓丘狀交錯層理即平行層理的砂岩為主，間夾薄至中層暗灰色頁岩。頁岩具強烈生物擾動，為介於風暴間較安靜期淺海環境下懸浮沈積之岩層。中下段以薄至厚層平行層理或低較度交錯層理之砂岩及頁岩為主，這些砂岩可能為淺海砂脊(sand ridge)或沙洲堆積之岩層。本剖面未發現陸相岩層。

五、廬山層

廬山層僅分布在本區最東緣的小部份區域，即自中橫公路的佳陽新村開始(約78K)至梨山，延宜蘭支線的路上都可見廬山層，其主要岩性為板岩夾薄砂岩，其時代為中新世，在夾薄砂的板岩中我們可見連續的向斜背斜構造，但由於廬山層岩性以板岩夾薄層砂岩為主，因此形成褶皺的波長均



圖八 武陵農場剖面的眉溪砂岩柱狀圖

不大，圖版為本區常見的褶皺，圖版中褶皺軸呈鉛直，因此雖然劈理面接近鉛直，但地層的關係，則是上下的關係，由此我們可知板劈理位態雖然近鉛直但地層是向上變年青的。

雪霸國家公園地層分布表

可能年代	園區西側地層		園區東側地層
中新世			廬山層
漸新世至中新世	水長流層		
始新世至漸新世	白冷層	青山段	眉溪砂岩
		烏來橋段	佳陽層
		達見砂岩段	

其中佳陽層是相當於園區西側哪一個地層，目前由於沒有明確化石證據，本研究為明瞭佳陽層層位亦採集許多標本做古生物定年之用，可惜仍無所獲，因此目前尚無法確定知道佳陽層應相當於園區西側的哪一個地層。

七、地層對比

(一)、雪山山脈之地層對比

在前面章節敘述雪山山脈北、中、南部的地層時，使用的地層名稱有十一個之多。同樣是以硬頁岩或板岩為主的岩層，就有西村層、乾溝層、大桶山層、十八重溪層、佳陽層、水長流層等名稱。我們要瞭解這些地層名稱間的相對關係，就要進行「地層對比」的工作，一般較普遍的地層對比方法有三種：岩石地層對比—根據岩性和地層層位相同；生物地層對比—根據化石內容和生物地層層位相同；時代地層對比—根據時代和時代地層層位相同。在前述三項地層對比中，以岩石地層單位的對比最為重要，其對比的主要依據是地層的岩性和地層層位彼此相同。舉乾溝層、大桶山層和水長流層來說明岩石地層對比。乾溝層和大桶山層的岩性是以深灰色硬頁岩或板岩為主，而水長流層的岩性也是以深灰色硬頁岩或板岩為主，兩者岩性相同。另外，從生物地層的研究知道乾溝層含有N1的有孔蟲化石，而水長流層也含N1的有孔蟲化石，也就是

說兩者時代相同，在雪山山脈之地層層序中，其兩者層位相當。從岩性和地層層位的比較，我們可以說雪山山脈北部的乾溝層、大桶山層和雪山山脈中部的水長流層可以對比。但是有些地層中，因缺乏足以定年的化石，以致無法確定該地層的層位，因此不同的學者可能就會有不同的地層對比看法。雪山山脈中部的地層中，有些地層缺乏足以定年的化石，因此許多學者對於雪山山脈的地層關係尚未有一致性的看法。本文第一作者最近幾年都在雪山山脈地區調查研究，對於整個雪山山脈的地層關係已有初步的看法，但還需補充資料佐證。

(二) 超微化石研究與地層對比

為確定大霸尖山出露之變質砂岩及上覆硬頁岩地層之時代和地層對比，採集出露於中霸尖山附近之硬頁岩標本數個，進行超微化石研究，其中8212100標本確定含有海相之超微化石，所含之指準化石足以作為地層時代和層位對比之依據。

編號8212100標本採自於大霸尖山西北方之中霸尖山附近，該地區露出的岩層為硬頁岩，整合覆於大霸尖山變質砂岩層之上，標本之層位在變質砂岩之上約150公尺。標本經鑑定含有如下之超微化石：

Sphenolithus predistentus Bramlette and Wilcoxon ,
Sphenolithus distentus (Martini),
Sphenolithus celsus Haq,
Sphenolithus moriformis (Bronnimann & Stradner),
Cyclicargolithus floridanus (Roth & Haq),
Dictyococcites bisectus (Hay, Mohler & Wade),
Discoaster adamanteus Bramlette and Wilcoxon,
Discoaster deflandrei Bramlette and Riedel ,
Discoaster sp.,
Coccolithus pelagicus (Wallich),
Helicosphera sp.等。

屬於漸新世之超微化石組合（圖版二十三）。

依據 Martini (1971) 所定義之超微化石帶，*Sphenolithus predistentus* 和 *Sphenolithus distentus* 兩種共存於 NP23 之上部，Martini (1971) 定義之 NP23 下界為 *Reticulofenestra umbilica* 之絕滅面，上界至 *Sphenolithus ciproensis* 首現面為止（圖七），此帶之中 *Sphenolithus predistentus* 逐漸演化為 *Sphenolithus distentus*，而於 NP23 帶之上部兩者普遍共存，之後 *Sphenolithus distentus* 於 NP24 演化為 *Sphenolithus*

ciperoensis，且兩者在NP24帶共存；由於標本中有 *Sphenolithus predistentus* 及 *Sphenolithus distentus* 兩種指準化石共存，且未發現屬NP22之 *Reticulofenestra umbilica* 或屬NP24之 *Sphenolithus ciperoensis* 指準化石，應可確定屬於Martini (1971) 定義之NP23化石帶。

Okada & Bukry (1980) 依 *Sphenolithus predistentus* ~ *S. ciperoensis* 之演化系列將NP23再劃分，定義其CP17和CP18化石帶，即 *Sphenolithus distentus* 出現之前屬於CP17，*S. distentus* 出現之後和 *S. predistentus* 共存之上段定義為CP18，因此該化石組合也屬於Okada & Bukry (1980) 之CP18化石帶，依據Berggren et.al. (1985) 之資料其時代約在30.2佰萬年至34.2佰萬年之間(圖七)。

台灣地區漸新統地層主要分佈於雪山山脈地質區，在雪山山脈北部，烏來群之層序包括四稜砂岩、乾溝層、粗窟砂岩和大桶山層，中部則為白冷層及水長流層，皆為漸新世之沈積地層。黃廷章(Huang, 1977) 於上部烏來群所建立之超微化石帶中，乾溝層之下段含NP23有化石組合，指準化石出現在四稜砂岩和乾溝層界面之上約170公尺至200公尺處(Huang, 1977, Fig. 5)，往上之乾溝層上段至粗窟砂岩下段則屬NP24，粗窟砂岩上段至大桶山層結束皆屬NP25，但乾溝層最下部和四稜砂岩因未含超微化石，其化石帶仍無法確定，因此四稜砂岩是否屬早漸新世或部份已達始新世仍有些爭論。中部國姓地區北港溪剖面超微化石之研究(Huang & Ting, 1979) 顯示 *Sphenolithus distentus* 之絕滅面位於水長流層底部之上240公尺處，其上約20公尺即有 *Sphenolithus ciperoensis* 出現，而 *Sphenolithus predistentus* 與 *Sphenolithus distentus* 共存之層位出現在水長流層底部之上約110公尺附近，因此水長流層之下段有NP23或CP18超微化石帶是可以確定的，此層位和乾溝層之下段在生物地層上可互相對比。由於超微化石之對比具有時代意義，8212100標本之化石組合和北部烏來群乾溝層下段及中部水長流層下段皆同屬NP23或CP18超微化石帶，其層位和時代上應可互相對比。

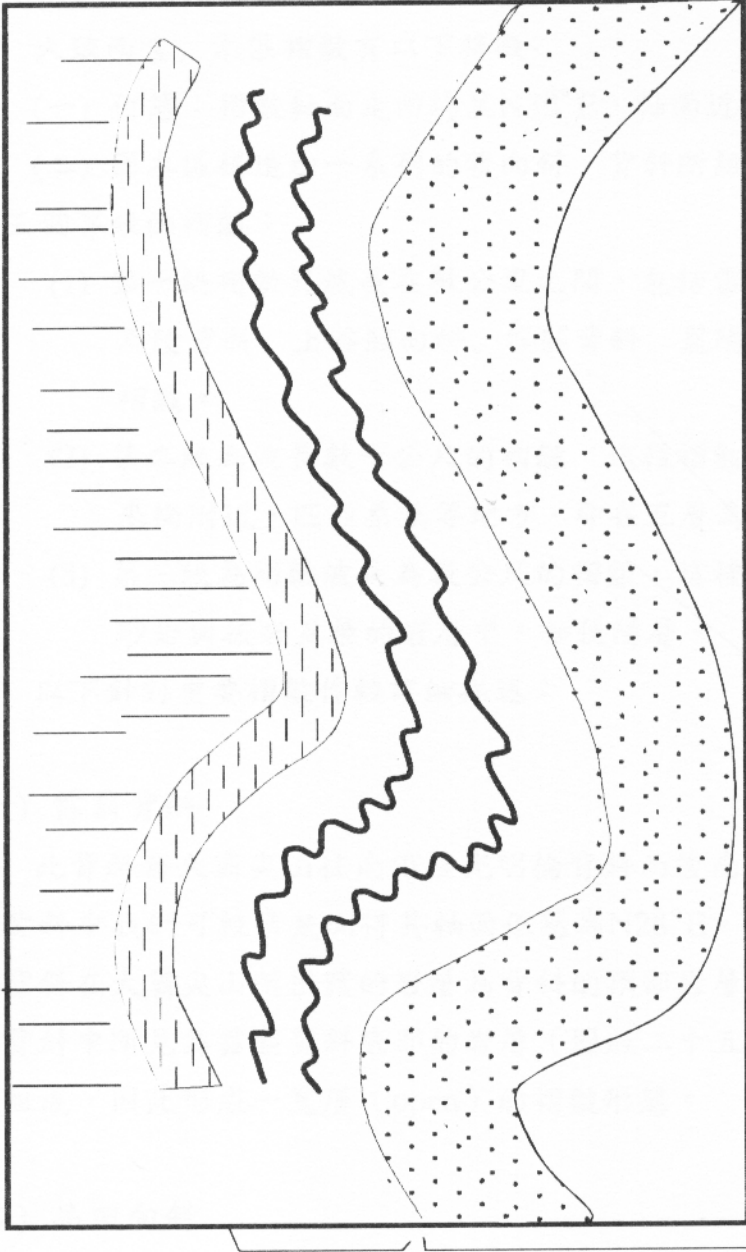
由於超微化石的對比確定在中霸尖山的硬頁岩屬水長流層，那麼水長流層之下的變質砂岩應相當百冷層上段，也就是說，大霸尖山之變質砂岩相當於白冷層上段。水長流層之下段亦含有NP23或CP18超微化石帶之化石，其層位與乾溝層相當，那麼整合在水長流層下之青山層與整合在乾溝層下之四稜砂岩其層位也可認定相當。由此地層對比關係可以推論：在大雪山林道之青山層其層位，與在大霸尖山之青山層之層位相同，此結果對我們瞭解雪霸國家公園園區之地層關係頗有幫助。

伍、地質構造

為了進一步瞭解雪山山脈中部地區之地層與構造，作者等在雪山山脈中部地區，包括：觀霧地區、雪見地區、大安溪主流及支流馬達拉溪、雪山溪、大雪溪、南坑溪、雪山坑溪、烏石坑溪、大雪山200, 210, 230諸林道、中橫公路南勢至梨山段、思源埡口林道、米磨登溪、四季蘭溪、七家灣溪、武陵—雪山—志佳陽山—環山步道、武陵—桃山—池有山—品田山步道、雪山—大霸尖山（聖稜線）步道等區域進行地質調查，其範圍幾乎涵蓋整個雪山山脈中部地區。本園區構造主要的構造形態有褶皺、斷層、板劈理等。

一、褶皺

褶皺為本研究區域之主要構造。褶皺的幾何型態主要受岩性的控制，一般由厚層砂岩形成之褶皺大多呈對稱平行褶皺，軸面幾近鉛直(圖版十一)，由中至薄層之互層所形成之褶皺構造多呈不對稱之尖頂褶皺(圖版十)，其伸向(Vergence)指向西北，軸面傾向東南。根據野外調查的資料分析結果，顯示本區之巨視構造為一複背斜構造(圖九)，此複背斜構造的軸部由雪霸背斜構成。複背斜的西翼由數道北北東至北東走向而相間排列的背斜與向斜構成，複背斜的東翼為武陵斷層所截，斷層東側的岩層呈向東傾斜的單斜構造。在本區域所展現的褶皺構造，依褶皺構造的尺度(scale)可分為三個等級(order)，第一級褶皺(first-order folds)以雪霸背斜構成軸部的複背斜構造；也就是本區域的巨視構造。第二級褶皺(second-order folds)為構成複背斜西翼相間排列的背斜和向斜構造。第三級褶皺(third-order folds)為兩道第二級褶皺間的次級褶皺，這級褶皺的尺度一般都比較小，而且往往展現褶皺列(fold train)。雪霸背斜構造軸線通過大霸尖山附近，呈北北東走向，向南延伸通過雪山北峰及雪山主峰附近，繼續向南延伸出圖外。雪霸背斜在大霸尖山附近呈現箱型褶皺形態，大小霸尖山座落在由厚層至中層之變質砂岩夾薄層板岩構成，位態幾近水平的霸基之上，此霸基為大



水長流層

青山段

烏來橋段

達見砂岩段

圖九 園區內複向斜與複背斜模式示意圖

霸箱型褶皺之平坦脊，大霸箱型褶皺之東肩(shoulder，即平坦脊兩端轉折點)在東霸尖山附近(圖版十八)，西肩在伊澤山附近(圖版十九)。雪霸背斜構造向南延伸至雪山主峰附近箱型褶皺型態已不明顯。在德基附近出露在大甲溪北岸之光明橋背斜構造亦呈箱型褶皺型態。

大致而言，本區褶皺有以下特徵：

- (一) 位態：褶皺軸面走向均呈 $N30^{\circ}E$ ，軸面近乎垂直
- (二) 因本區構造由一系列的複向斜、背斜所組成，由波長的大小可分為三個等級的褶皺：

- (1) 第一級褶皺其波長在數公里之間，包括雪霸背斜、火石山向斜、馬陵背斜、上谷關向斜、谷關背斜、麗陽向斜、榛山向斜等巨視褶皺。
- (2) 第二級為波長數十公尺的褶皺，這種褶皺在壩新路背斜以東至烏來橋附近、匹亞桑溪等地方，即在互層為主的岩層中特別發達。
- (3) 第三級為褶皺波長為數公尺的褶皺，這種形態的褶皺多發育於薄砂岩與板岩互層的岩層中，如佳陽層。

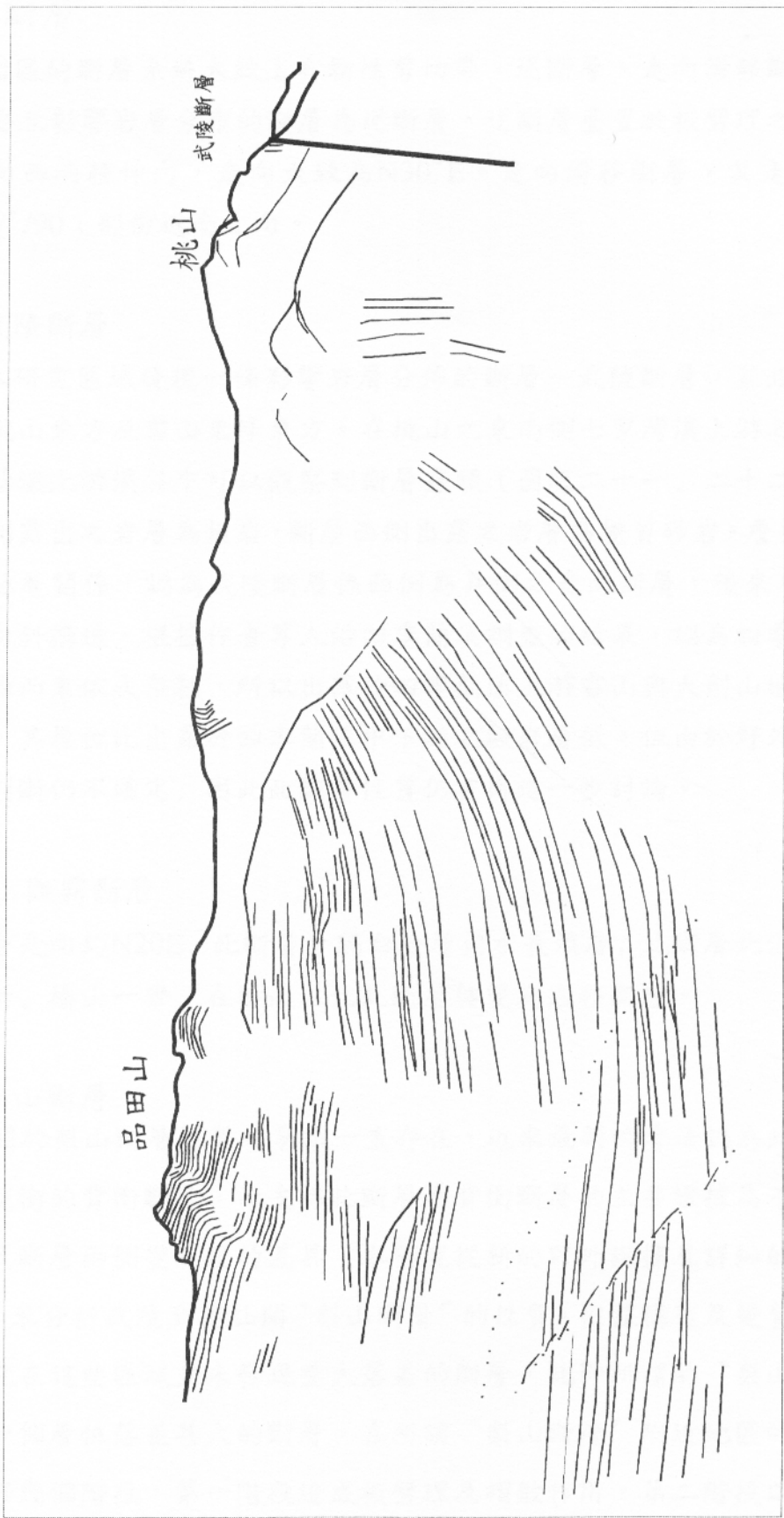
以下針對重要褶皺作較詳細描述：

(一) 雪霸背斜

此背斜自大霸尖山往南沿接光明橋背斜而後南延至白狗大山，在光明橋背斜中我們可較清楚測得其軸面位態為 $N28^{\circ}E$ ，軸跡微微向北傾沒，這個背斜在大霸尖山所出露的岩層為背斜的頂部岩層，往南延至中橫的壩新路背斜中所見為雪霸背斜底部的岩層(圖版二十五)，由於背斜由巨厚砂岩組成，因此形成一寬廣(open)的褶皺形態。

(二) 品田向斜

此向斜自七卡山莊至東峰的路上明顯可見，此向斜的軸部有發達的箱形褶皺(圖版二十)，此箱形褶皺發育的主因是因為處於向斜的軸部，岩層承受較大的壓應力，因此受擠壓下形成許多褶皺，圖十為在東峰向北所見的剖面，由此剖面我們可見白冷層中的第一級褶皺，在品田山的箱形褶皺為第二級褶皺，但此向斜再往南延即被武陵斷層所截。



圖十 品田向斜，此構造由白冷層的青山段所組成

二、斷層

園區的斷層系統大致上有韌性剪切帶、逆斷層、走向滑移斷層，其中較重要且影響岩層分布的斷層為逆斷層。逆斷層疊置於板劈理之上，有向東及向西兩種伸向，走向大致為 $N30^{\circ}E$ 。走向滑移斷層，其走向主要為 $N60W^{\circ}/90$ ，部份近南北向。

(一) 武陵斷層

本研究區域發現一條影響岩層分佈的斷層—武陵斷層，呈北北東走向通過桃山東方及雪山東峰東方。在桃山之東南側七家灣溪上游之溪谷中及四季蘭溪上游溪谷中可以觀察到斷層露頭（圖版二十一、二十二）。斷層之東側露出之岩層為板岩，斷層西側出露之岩層為變質砂岩。詹新甫(1971)根據地層關係，認為武陵斷層係西側為昇側之走向斷層，後來詹(1976)修正為向斜構造。根據作者等人沿四季蘭溪調查的結果，認為四季蘭溪的地層由西而東依次年輕，所以出露於四季蘭溪上游雪山與大劍山地區之變質砂岩，其層位比出露於四季蘭溪中下游之板岩層低。但由於野外對斷層性質的判斷仍不確定，因此此斷層性質仍有待進一步討論。

(二) 觀霧斷層

本斷層走向約 $N20E$ ，此斷層分隔白冷層與水長流層，此斷層北沿通過雪見派出所、榛山一帶，在榛山以北此斷層轉變為右移斷層。

(三) 梨山斷層

關於梨山斷層性質的爭議一直存在，近來最新的看法認為此斷層為一向東逆衝的背衝斷層，而支持此斷層為背衝斷層的主要證據為不對稱壓影構造及斷層兩側變質度的差異，本研究從新的野外證據及詳細的變質度分析等，來分析武陵至霧社間“梨山斷層”的性質，根據構造及變質度分析，本研究在這些區域並未發現重大落差的斷層，此即所謂的“梨山斷層”並不是一個層位落差甚大的斷層，在所謂“梨山斷層”附近地區的構造是可分為好幾個階段，第一階段造成板劈理及褶皺作用，第二階段以由東向西運動的韌性斷層為主，第三階段為左移韌性剪切帶，第四階段為北西向走

向滑斷層、共軛斷層及正斷層，但這些構造都未造成地層的重大落差。

在變質度的分析顯示，在所謂“梨山斷層”附近並不存在一個變質度突變的線性，變質度的變化可能導因於原先層位的差異（圖十二）。

（四）水長流斷層

此斷層恰沿園區西側邊界通過，此斷層分隔了雪山山脈地層與麓山帶地層。

三、劈理

劈理為本園區的重要構造，在武陵板岩、青山層的烏來橋段、廬山層，均有發達的劈理，一般而言，劈理發育程度的強弱，除需要足夠的溫度壓力外，岩性也是一個重要因素，因為劈理面主要由片狀礦物如雲母等組成，在一個砂質岩層，板劈理是不可能發達的，為了解板劈理變形時的變形程度，可由板岩中的黃鐵礦所產生的壓影來分析，對於壓影的性質在後面的章節會做詳細的敘述。大致而言，本區劈理有以下特徵：

（一）位態：走向： $N30^{\circ}E$ ；傾斜：近垂直。

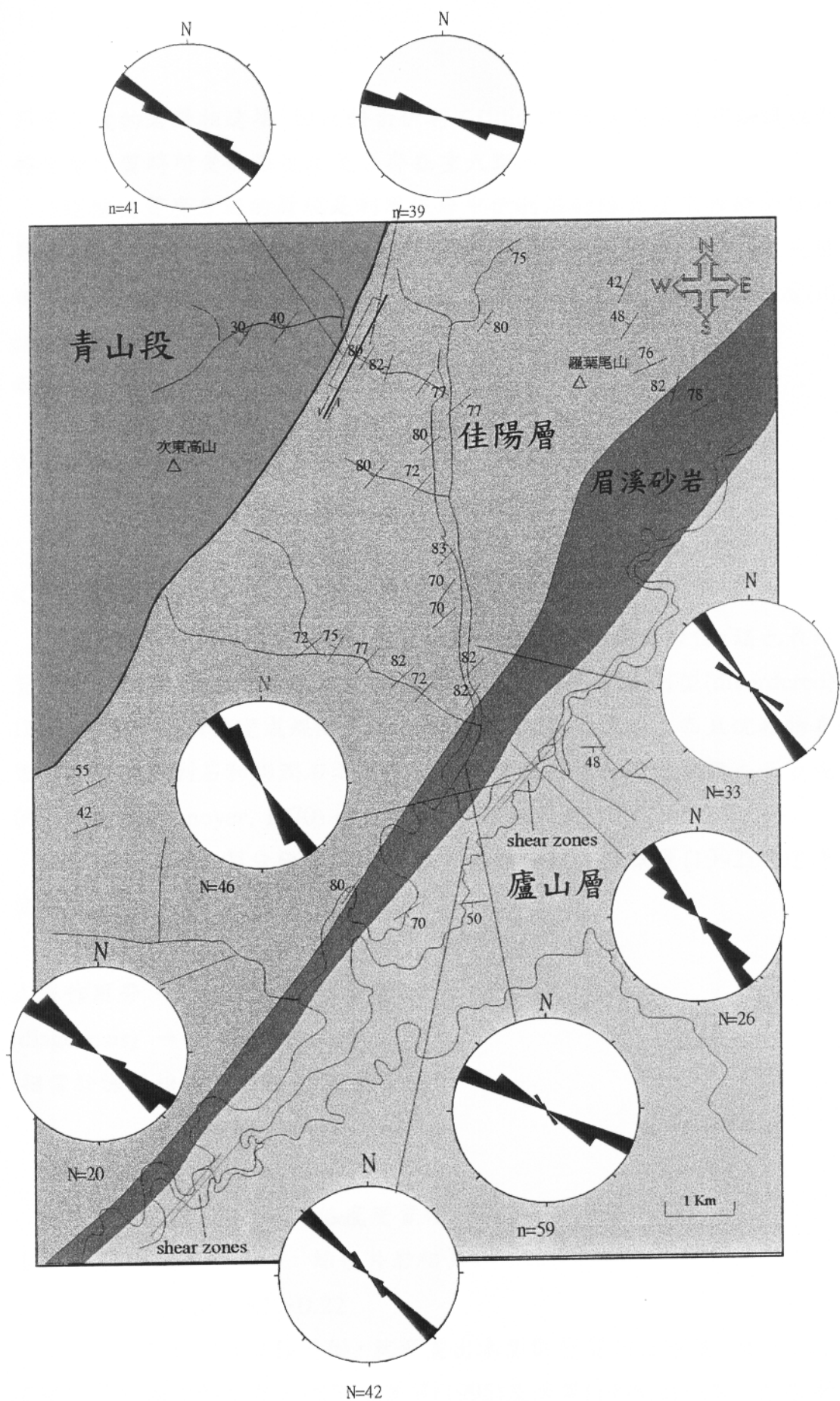
（二）成因：水平橫壓力下，經壓溶、旋轉、再結晶作用所造成，其縮短量可達50%以上。

四、節理

本研究量測的節理主要針對截切板劈理之節理面做分析，這些節理部份有石英脈伴生，其位態約為 $N60-70^{\circ}W/90$ ，由節理的位態及石英脈中的纖維所生長的方向，顯示這些節理皆為伸張節理，圖十一為園區東側岩層中節理的位態。

陸、變質度

變質度的分析主要想瞭解岩層變質時的溫度狀況，關於本區變質度過去有陳肇夏先生及李文正先生做過研究，而變質度的分析主要是利用伊利石(illite)的結晶狀況，伊利石的結晶度除可使我們了解岩石變質程度外；此外，若在一岩層中結晶度發生突然的變化，則可能是因有斷層作用，使不



圖十一 園區東側的節理形態分析

同變質度的岩層相連接，因此藉由伊利石(illite)的變質度分析可以讓我們了解岩層變質時所受的溫度及是否存在重大斷層。

這種變質度分析的原理是利用板岩中伊利石的結晶度來推斷變質相的界線。最早用此方法分析結晶度的指標有Weaver(1960)提出之 10\AA X光繞射峰尖銳度 (sharpness ratio)以及Kubler (1968) 提出之伊利石結晶度(illite crystallinity)。

兩者的定義如下：

$$\text{W.I. (sharpness ratio)} = \frac{10\text{\AA} \text{ X 光繞射的波峰高}}{10.5\text{\AA} \text{ X 光繞射的波峰高}}$$

$\text{K.I. (illite crystallinity)} = 10\text{\AA} \text{ X 光繞射波峰的半高寬。}$

W.I.的值愈高或 K.I. 的值愈低表示伊利石的結晶度愈佳。這也表示泥質岩中的雲母礦物隨著深埋作用的溫度增加而使不規則型(disordered)的1Md 鉀雲母逐漸轉變成規則型(ordered) 的2M1 白雲母，而且沈積物在深埋過程中，伊利石和膨潤石之混層也會隨溫度的增加而逐漸消失而變成以伊利石為主(Dunoyer, 1970)。

本研究以K.I.劃分變質度的界線，其劃分值為陳肇夏(1992)所建議的值：

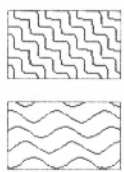
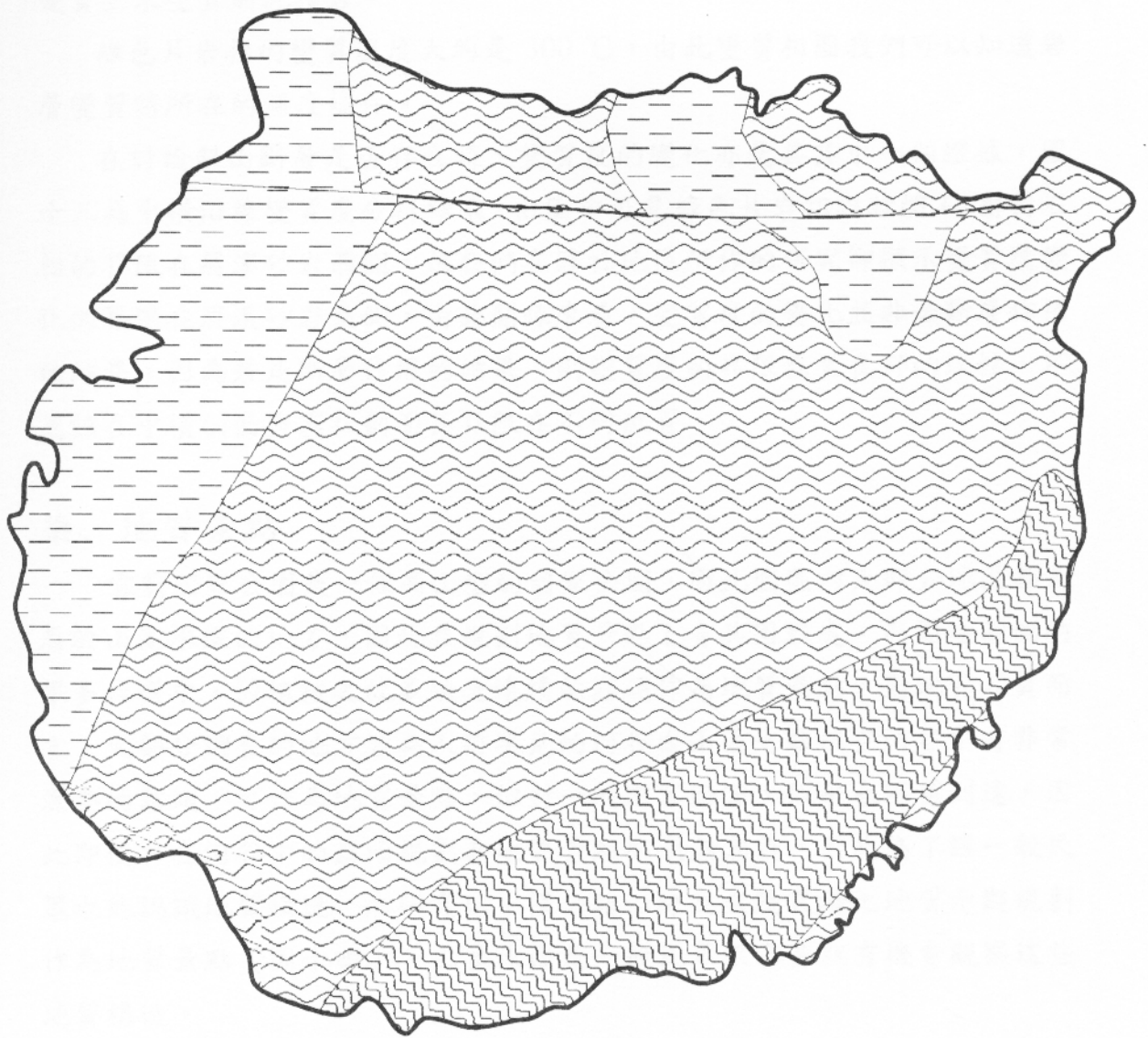
成岩作用帶 → 極低度變質帶
(diagenesis) → (anchizone)
(相當於沸石相 → 葡萄石-綠纖石相)

$$0.38 < \text{KI}$$

極低度變質帶 → 低度變質帶
(葡萄石-綠纖石相 → 綠色片岩相)

$$0.38 > \text{KI} > 0.22$$

由伊利石的KI值分佈情形，就可畫出本園區變質相分布圖(圖十二)，這個變質相圖資料主要依據陳肇夏等(1995)及李等(1995)的研究，由圖中可



綠色片岩相

綠纖石-葡萄石相



輕度變質至未變質的沈積岩

圖十二 園區變質相分布圖
(改繪自陳肇夏等, 1995)

見在本園東側以綠色片岩相為主，向西變質度降低，在最西側已是極輕度變質至未變質的沈積岩。

綠色片岩相的變質溫度大約是 300 °C，由此變質相圖我們可以知道岩層變質時所在的溫度條件。

在討論梨山斷層是否存在時，變質度的變化亦是其其中一個證據，圖十三為中橫沿線變質度分析結果，由圖中可見綠色片岩相與綠纖石-葡萄石相的界限在眉溪砂岩西側，但我們在霧社地區所作的研究卻顯示變質度變化的界限在眉溪砂岩東側，由此關係來看，變質度的變化並非是斷層作用的結果，因為若是斷層作用的結果，則變質度的界限應呈良好的線性，不應該在中橫剖面與霧社剖面其界限在不同位置。

柒、地質景點

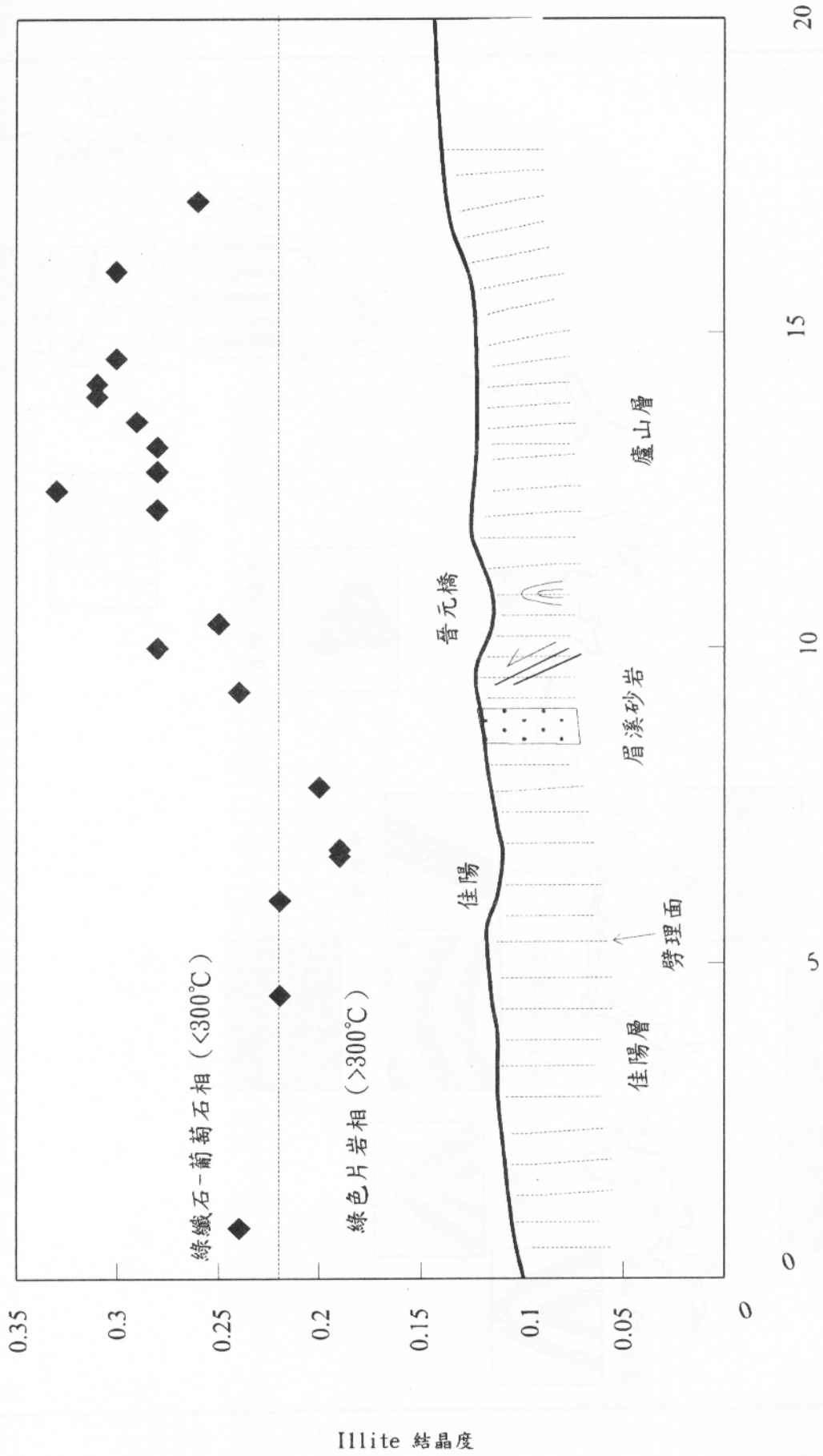
雪霸國家公園是一個高山型的國家公園，因此園區內大部分地區都是屬於山高水深的地方，因此在規劃地質景點上有其困難處，而園區西側的眾多林道中，因植被之故多缺乏連續的露頭作為地質景點，對地質人員而言，大部分調查的地方皆為人跡罕見的河谷或山區，雖然在河谷中有非常漂亮的露頭，可作為地質景點，但對一般遊客而言，似乎也不易到達，因此即使將在河谷中的露頭規劃為地質景點亦毫無意義，因此為了讓一般民眾也能認識地質構造，本研究以中橫公路沿線及武陵農場之地質示觀規劃作為地質景點（圖十四），主要原因是一般民眾很容易就有機會觀察這些地質構造。

一、大霸尖山

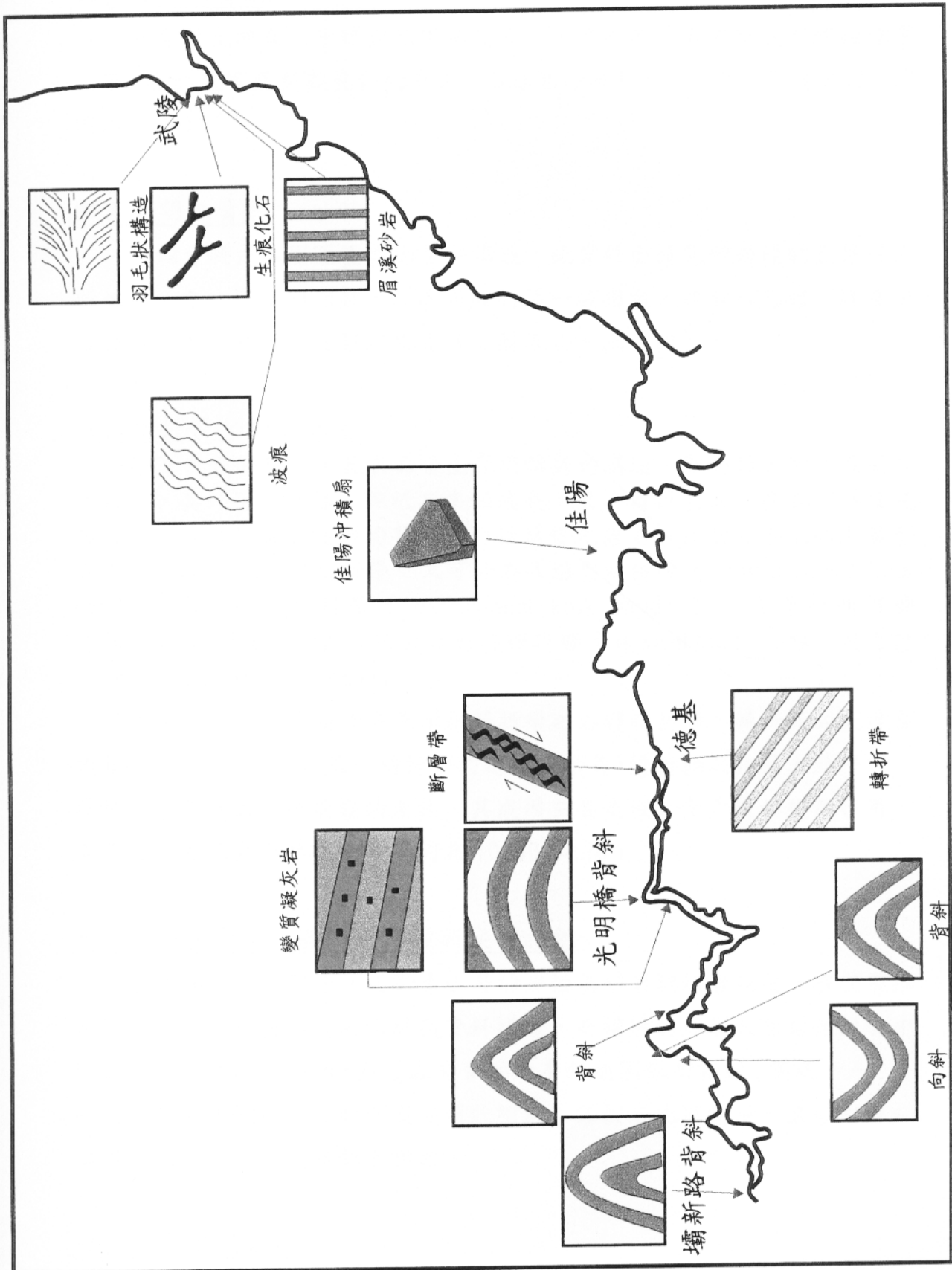
大霸尖山山頂以厚層變質砂岩為主，此層即白冷層頂部的青山段砂岩，在大霸頂部的砂岩層其位態近乎水平，主要是因此岩層恰位於雪霸背斜的軸部位置，因此位態近水平，而大霸尖山山形呈酒桶狀之原因，主要受控於砂岩中節理的發育（圖版二十四）。

二、馬崙背斜

這個背斜是本園區重要的背斜構造，此背斜由達見砂岩段的巨厚砂岩所組成，因此此背斜的波長亦大，在本園區這是第一級褶皺。



圖十三 梨山地區剖面及Illite變質度分析



圖十四 中橫公路沿線地質景點分布圖

三、壩新路背斜

此背斜位於台八甲線與乙線的交界處，現在此界處有交通部所設涼亭一座，在此處可清楚觀察到的背斜，由達見砂岩所組成，為一緊密褶皺（圖版二十五）。

四、光明橋背斜

這個背斜是本園區重要的背斜構造，此背斜由達見砂岩段的巨厚砂岩所組成，為一寬廣的褶皺，為本園區的第一級褶皺，在台八乙線，即在中橫公路下線，可清楚觀察到此背斜（圖版二、三、四）。

五、轉折帶(kink bands)

發育良好的葉理，其表面發生突然轉折的構造，即為轉折帶（圖版二十六），其外形如褶皺，但祇有半個波長，且其轉折甚銳。在自然界常見於板岩、片岩等具有強烈均質且異向性葉理之岩石。依其外形上的差異可分下列數種，1.共軛轉折帶：又可分為收縮型轉折帶（contractional kink bands）與拉張型轉折帶（extensional kink bands）；2.單斜轉折帶（monoclinal kink bands）可分為右移轉折帶（dextral kink bands）及左移轉折帶（sinistral kink bands）。

在本研究區中出現者多為單斜轉折帶之右移轉折帶，轉折面的寬度自數釐米至數公分居多，每一轉折帶約延伸數米長，轉折軸之位態大致平行，轉折帶常為造山作用後期的產物，其成因主要是板岩受力後的變形作用，且其最大主應力與葉理面夾角約為 $10-30^{\circ}$ 之間。

六、向斜與背斜—圓弧形褶皺與尖頂褶皺

在中橫下線公路中，由於青山層的岩性為砂岩與板岩互層，在受壓縮褶皺時即形成波長不大的向斜與背斜構造，而褶皺的外型又受岩性組合中砂岩與板岩的比例控制，在砂岩為主的岩層形成圓弧形褶皺（圖版十一）；砂岩與板岩比例相當時則形成尖頂狀褶皺；若板岩比例稍多，且砂岩以細粒砂岩為主則會形成相似形褶皺。

七、變質凝灰岩

光明橋背斜軸部出露數層的變質凝灰岩是由凝灰岩變質而成，外觀呈

綠色（圖版五），由於岩體中含硫及鐵，因此在變質過程中亦結晶出自形的黃鐵礦。

八、逆斷層及斷層泥

德基休息站往下線公路約 150 公尺處有一逆斷層，很容易到達，斷層寬約一米，斷層中的岩層都已被剪碎呈斷層泥（圖版二十七）。

九、走向滑移斷層

青山電廠下的河谷，為一遊客經常到達的休憩地點，就在青山電廠下附近河谷即可發現許多走向滑移斷層（圖版十二八），此走向滑移斷層大多呈共軛形態，即左移及右移皆有，由於斷層所造成的位移不大，斷層兩側岩層相互的關係很清楚，因此我們可清楚觀察到岩層被錯開的方向及距離。

十、生痕化石—武陵農場

武陵農場入口處的眉溪砂岩中，在彌勒佛塑像旁的岩層中，我們可觀察到許多生痕化石，在岩層剖面的位置，可見此生痕化石呈圓柱狀，但在岩層表面則呈樹枝狀，這是一種生物活動的痕跡（圖版二十九、三十）。

十一、節理面上羽毛狀構造

武陵農場入口處的眉溪砂岩中，在岩層表面我們可觀察到節理的羽毛狀構造（圖版三十一），這種羽毛狀構造記錄了岩層破裂時裂面發育的方向，由這種羽毛狀構造，可以瞭解岩層受力破壞時，岩層的應力狀況。

十二、眉溪砂岩

武陵農場入口處，及千祥橋附近，此處出露的岩層為眉溪砂岩，由砂岩及板岩的互層所組成，岩層的位態近鉛直（圖版十四、十五），眉溪砂岩南北延伸約 200 公里，是台灣地質中一個很著名的岩層。

十三、品田向斜

觀看品田向斜，須在往雪山的登山道中，方可觀察到品田向斜（圖版

二十)，品田向斜軸部為一箱形褶皺，形成箱形褶皺最主要的原因是組成此褶皺的岩層為砂岩與板岩互層的岩性受褶皺所造成。

十四、佳陽沖積扇

佳陽對岸有高位與低位階地，上下共有五段，稱為佳陽階地，此面為一起沖積扇，經大甲溪之掘鑿作用

而被切割（圖版三十二）

捌、結論與建議

- 一、園區西側的地層，由老至新分別為白冷層，水長流層，其中白冷層分為三段，由下到上分別為達見砂岩段、烏來橋段及青山段；在園區東側為佳陽層、眉溪砂岩、廬山層。
- 二、園區內主要的構造包括雪霸背斜、品田向斜、武陵斷層、匹亞桑溪斷層。
- 三、在眉溪砂岩兩側未發現重大斷層，因此早期調查所提出的梨山斷層並不存在。
- 四、園區內遊客容易到達的地質景點以中橫公路及武陵農場附近為主。
- 五、園區以雪山山脈地質區為主要範圍，而雪山山脈地質區居於較高度變質的中央山脈地質區與未變質的西部麓山帶之間，在台灣地質史上自有其特殊意義。建議管理處配合既有之規劃，深入了解園區之地質特性，並以此地質特性，結合園區自然資源，以加強園區內適切設施，達成保育及教育兼具永續經營之目的。
- 六、園區內地質及地形自然景觀極具教育及保留價值。建議分階段進行調查研究。第一階段針對既有道路沿線及已知的著名之景點進行登錄調查；第二階段則以一般管制區及休憩區為重點，並將成果製作解說手冊及景點說明告示牌；第三階段則進行園區範圍之自然區（natural area）區劃調查研究，以整合性的觀點提供永續經營管理的依據。

七、園區內諸如邊坡落石、山崩、土石流等災害為地質營力之自然現象。建議管理處在園區內建設道路、房舍、橋樑或攔水壩等設施時，宜進行動態地質營力作用之評估，特別是豪雨、颱風或地震誘發之沖蝕作用強烈之地區。

玖、參考文獻

- 大江二郎 (1931) 李嶼山地質圖幅說明書。台灣總督府殖產局，第 608 號。
- 王文能、余忻雲 (1981) 台灣中部埔里地區地質。礦業技術，第 19 卷，第 12 期，305-324 頁。
- 王 鑫 (1984a) 陽明山國家公園地質及地形景觀。內政部營建署，89 頁
- 王 鑫 (1984b) 太魯閣國家公園地理，地形及地質景觀。內政部營建署，124 頁。
- 王 鑫 (1986) 東北角地形化石景觀簡介。交通部觀光局東北角海岸風景特定區管理處，147 頁。
- 王 鑫 (1988) 地形學。聯經出版事業公司，356 頁。
- 王 鑫 (1989) 墾丁國家公園地形景觀簡介。墾丁國家公園解說教育叢書之八，墾丁國家公園管理處，190 頁。
- 王 鑫、李光中 (1989) 中橫公路道路邊坡的地貌分析 (太魯閣)，國科會防災科技研究報告，第 78-30 號，94 頁。
- 王 鑫、楊建夫、許玲玉 (1986) 中橫公路道路邊坡的地貌分析，國科會防災科技研究報告，第 74-48 號，72 頁。
- 王思敬、楊志法、劉竹華 (1984) 地下工程岩體穩定分析，科學出版社，282 頁。
- 丹桂之助 (1944) 烏來統諸地層之討論兼論四稜砂岩、白冷層、與新高層之同時性。台灣博物學會會報，第 34 卷，第 246-250 期，174-223 頁。
- 內政部 (1992) 雪霸國家公園計畫。221 頁。
- 早阪一郎、市村毅、富田芳郎、丹桂之助 (1936) 昭和十年台灣地震害地域地質調查報告。載於「昭和十年台灣震災誌」中，台灣總督府出版。
- 市川雄一 (1930) 桃園地質圖幅說明書。台灣總督府殖產局，第 581 號。
- 市川雄一 (1932) 新店地質圖幅說明書。台灣總督府殖產局，第 655 號。
- 市村毅 (1938) 四稜砂岩層的砂岩及白冷層的砂岩。台灣地學記事，第 9 卷，第 3 期，第 48-67 頁。
- 肖樹芳、楊淑碧 (1987) 岩體力學，地質出版社，200 頁。
- 李錦發 (1987) 青山至德基地區達見砂岩古應力之初步研究。國立台灣大學地質研究所碩士論文，78 頁。
- 何春蓀 (1986) 台灣地質概論—台灣地質圖說明書 (增版第二版)。經濟部中央地質調查所出版，164 頁。
- 林啟文 (1988) 台灣中部橫貫公路谷關至德基達見砂岩之應變分析。國立台灣大學地質研究所碩士論文，64 頁。
- 林啟文、劉聰桂 (1989) 雪山山脈中部石英脈之構造分析。地質，第 9 卷 1 期，81-94 頁。
- 林啟文、劉聰桂 (1990) 臺灣中部達見砂岩之應變分析。地質，第 10 卷 1

期，29-48頁。

周瑞燉(1990)台灣中央山脈及雪山山脈之古第三紀地層。經濟部中央地質調查所特刊，第四號，177-192頁。

吳樂群(1986)台灣中部國姓地區漸新統及中新統之古沉積環境分析。國立台灣大學地質學研究所碩士論文，94頁。

施國欽(1995)岩石力學室內試驗及其應用。土工雜誌，第50期，71-84頁。

徐鐵良(1990)南湖大山所謂冰川地形之檢討。地質，10卷，1期79-79頁。

張石角、齊士崢(1990)太魯閣峽谷地形發育過程的研究。太魯閣國家公園管理處，40頁。

程延年、葉貴玉、劉進金、盧佳遇(1988)玉山國家公園東埔玉山區地質調查暨解說規劃報告。玉山國家公園管理處，192頁。

程延年、葉貴玉、劉進金、何恭算(1989)玉山國家公園古道地質調查暨解說規劃研究報告(二)。玉山國家公園管理處，81頁。

黃鑑水、李錦發(1992)雪山山脈眉溪砂岩之地層沉積環境及其四稜砂岩之關係。經濟部中央地質調查所特刊，第六號，第143-152頁。

黃鑑水、劉桓吉、張憲卿、高銘健(1994)台灣雪山山脈之地層沉積研究(一)。經濟部中央地質調查所特刊，第8號，65-80頁。

烏居敬造(1935)東勢地質圖幅同說明書。台灣總督殖產局，第732號，26頁。

陳文山(1994)台灣的生痕化石。經濟部中央地質調查所，台灣地質之四，102頁。

陳時祖(1994)阿里山公路沿線公路邊坡崩塌與雨量關係之研究，國科會防災科技研究報告，第83-14號，118頁。

陳隆陞(1990)玉山觀石。玉山國家公園管理處，175頁。

楊南郡(1991)雪山、大霸尖山國家公園登山步道系統調查研究報告。內政部營建署，124頁。

陳肇夏(1992)台灣雪山山脈與中央山脈第三紀地層對比問題。經濟部中央地質調查所特刊，第6號，39-68頁。

陳肇夏、王京新、鐘三雄(1994)鉀雲母結晶度在台灣雪山及中央山脈地層與構造研究上之應用。經濟部中央地質調查所特刊，第8號，261-283頁。

詹新甫(1976)台灣雪山山脈之褶皺與塊體運動。台灣省地質調查所彙刊，第二十五號，29-34頁。

詹新甫、許以祺、毛乃先(1961)苗栗細道邦煤田地質。台灣省地質調查所彙刊，第十三號，1-14頁。

賴典章、胡賢能、費立沅、陳福將、朱微祖、張卯生、劉憲德、艾克非(1988)

玉山國家公園管關山地區地質調查暨解說規劃調查報告。玉山國家公園管理處，95頁。

劉志學 (1986) 再論南湖大山之冰蝕地形。台灣大學地質系系學會，演化，第八期，65-66頁。

劉柏宏 (1989) 山坡地分析，科技圖書股份有限公司，200頁。

劉桓吉 (1991) 台灣雪山山脈濁水溪地區地質構造之研究。國立台灣大學地質學研究所碩士論文，66頁。

劉桓吉 (1992a) 台灣雪山山脈濁水溪地區之地質。經濟部中央地質調查所彙刊，第八號，第31-61頁。

劉桓吉 (1992b) 台灣中部大甲溪支流橫流溪及東卯溪白冷層剖面之古沉積環境研究。地質，第十二卷，第二期，第185-198頁。

Adams, A. E., Mackenzie, W. S. and Guilford, C. (1984) Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope, John Wiley & Sons, 104PP.

Berggren, W. A., Kent, D. V. and Van Couvering, J. A. (1985) Neogene geochronology and Chronostratigraphy. In: Snelling, N. J. (ed.), Geochronology and the Geologic Time Scale, Geol. Soc. London Mem., V.10, 211-260.

Biq, C. (1989) The Yushan-Hsuehshan megashear zone in Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, v.32, 7-20.

Carozzi, A. V. (1993) Sedimentary Petrography PTR Prentice Hall. 563PP.

Chang, L. S. (1963) A biostratigraphic study of the so-called Hori slate in Central Taiwan based on smaller foraminifera, Proc. Geol. Soc. China, no. 6, 3-17.

Chang, L. S. (1971) A biostratigraphic study of the so-called slate formation in Taiwan based on smaller foraminifera: The E-W Cross-Mountain highway, Proc. Geol. Soc. China, no. 14, 45-61.

Chang, L. S. (1974) A biostatigraphic study of the so-called formation in Taiwan based on smaller foraminifera: IV. Northernmost part of the central Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, no. 17, 85-94.

Chen, C. H. (1976) The stratigraphy of the Meichi Sandstone in Central Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, no. 19, 71-77.

Chen, C. H. (1977) Some stratigraphic problems of the Hsuehshan range of Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, no. 20, 61-70.

Chen, C. H. (1979) Geology of the East-West Cross Island Highway in Central Taiwan, Mem. Geol. Soc. China, no. 3, 219-236.

Chiu, H. T. (1975) Miocene Stratigraphy and its relation to the Paleogene rock, in West-Central Taiwan, Petrol. Geol. Taiwan, no. 12, 51-80.

- Chiu, H.T. (1973) Basement rocks under the Neogene formations of the west-central Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, no. 16, 51-58.
- Chou, J. T.(1988) Eocene Formations in Taiwan, Petroleum Geol. Taiwan, no. 24, 51-59.
- Clark, M. B., Fisher, D. M., Lu, C. Y. and Chan, C. H.(1993) Kinematic analyses of the Hsuehshan Range, Taiwan: a large-scale popup structure, Tectonics, Vol. 12, 205-217.
- Clifton, H. E.(1981) Progradational sequences in Miocene shoreline deposits. Southeastern Caliente Range, California, Jour. Sed. Petrol., Vol. 51, no. 1, 0165-0184.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Separing, D. R. and Walker, R. G.(1975) Depositional environments a interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences SEPM Short course, no. 2, 161pp.
- Hoek, E. and Bray, J. (1977) Rock Slope Engineering, Revised 2nd edition, the Institution of Mining and Metallurgy, London.
- Huang, C. S. and Huang, C. C.(1987) Delta facies of Paleogene rocks along the Sunhai eogging road, Central Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, no. 30, 94-101.
- Huang, T. C. (1980) A calcareous nannofossil biostratigraphic study of the Assilina-bearing section, Chunkengchi Nantou, Proc. Geol. Soc. China, no. 23, 7-15.
- Huang, T. C. and Ting, J. S. (1979) Calcareous nannofossil succession from the Oligo-Miocene Peikangchi section and revised Stratigraphic correlation between northern and certral Taiwan, Prol. Geol. Soc. China, no. 22, 105-120.
- Huang, T. C.(1977) Calcareous nannoplankton stratigraphy of the upper Wulai Group (Oligocene) in northern Taiwan, Petrol. Geol. Taiwan, no. 14, 147-180.
- Kanno, S., Hashimoto, W., Lin, C. C, Aoki, N., Lee, C. S., Caagusan, N. L., Liu, H. C., Wang, C.C., Shieh, K. S., and Chang, H. C.(1985) New discovery of Colpospira (Acutospira), Gastropoda, from Taiwan and Philippines, Proc. Japan Acad., Ser. B, no. 8, 348-351.
- Kano, T. (1934) Contribution to the glacial topography of the Tugitaka mountains, Formosa(I)(5): Geographical Review of Japan, v.11, no.3, 244-263.
- Kano, T. (1934) First contribution to the study(knowledge) of glacial topography of Tugitaka mountains, Formosa(I)(1): Geographical Review of Japan, v.10, no.7, 606-623.

- Kano, T. (1934) First contribution to the study(knowledge) of glacial topography of Tugitaka mountains, Formosa(I)(2): Geographical Review of Japan, v.10, no.8, 688-707.
- Kano, T. (1934) First contribution to the study(knowledge) of glacial topography of Tugitaka mountains, Formosa(I)(3): Geographical Review of Japan, v.10, no.9, 816-835.
- Kano, T. (1934) First contribution to the study(knowledge) of glacial topography of Tugitaka mountains, Formosa(I)(4): Geographical Review of Japan, v.10, no.11, 990-1017.
- Lee, C. S. (1979) Paleogene rocks of the Yushan-Shuili area, Nantou. Central Taiwan, Mem. Geol. Soc. China, no. 3, 237-247.
- Liu, T. K. (1988) Fission track dating of the Hsuehshan Range, thermal record due to arc-continent collision in Taiwan, Acta Geologica Taiwanica, no. 26, 279-290.
- Lu, C. Y. (1991) The vein systems in Central Taiwan-An example from kukuan to Tekee, Central Cross Island Highway, Proc. Geol. Soc. China, v. 37, 77-94.
- Lu, C. Y. (1992) The development of the vein system in central Taiwan, A case study of the section from Kukuan to Tekee along the East-West Cross Island Highway, Proc. Geol. Soc. China, Vol. 35, no. 1, 77-94.
- Lu, C. Y., Lee, J. C. and Lee, J. F. (1991) Extensional and compressional tectonics in central Taiwan, in "Neotectonics and Resources" (eds. by Cosgrove, J. and Jones, M.) Belhaven Press, London and New York, p85-92.
- Lue, Y. T., Lee, T. Q., Horng C. S. and Wang Y. (1991) Magnetic fabric in the non-metamorphosed terrain of the northwestern foothill-Hsuehshan belts of Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, v. 34, 131-146.
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, In Farinacci, A.(ed.), Proc. Second Planktonic Conf., Roma, 1970, 739-785.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry,1973;1975), Mar. Micropaleontol., 5(3), 321-325.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R. (1987) Petrographic Analysis of Sandstones (in sand and sandstone, second edition, Appendix,519-531, Spring-Verlag)
- Reading, H. G.(1986) Sedimentary environments and facies. Alden Press,

Oxford, 2nd ed., 625pp.

- Scholle, P. A. (1979) Constituents, textures, cements, and porosities of sandstones associated rocks. AAPG Memoir 28, 201pp
- Tan, L. P. and Wang, C. M. (1977) Quartzites and quartz Veins, *Acta Geol. Taiwanica*, no. 19, 74-78.
- Tan, L. P. and Youh, C. C. (1978) Characteristics and paleogeographic environment of the metamorphosed highpurity sandstone deposits in Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, no. 21, 92-100.
- Tanaka, K. and Kano, T. (1934) On the glacial topography of the Nankotaisan mountain, in Taiwan(Formosa): *Geographical Review of Japan*, v.11, no.6, 579-580.
- Tang, C. H. and Yang C. Y. (1976) Mid-Tertiary stratigraphic break in the northeast Hsuehshan Range of Taiwan, *Petrol. Geol Taiwan*, no. 19, 139-148.
- Teng, L. S., Wang, Y., Tang, C. H., Huang, C. Y., Huang, T. C., Yu, M. S. and Ke, A. (1991) Tectonic aspects of the Paleogene depositional basin of northern Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, no. 34, 313-336.
- Teng, L. S. (1992) Geotectonic evolution of Tertiary continental margin basins of Taiwan, *Petrol. Geol. Taiwan*, no. 27, 1-9.
- Teng, L. S., Huang, C. Y. and Lee, C. T. (1988) Sedimentary features and depositional environments of the Wulai Group in the Wulai Area, northern Hsuehshan Terrain, Taiwan, *Proc. Soc. China*, v. 31, 101-118.
- Teng, L. S., Huang, C. Y. and Lee, C. T., (1988) On the stratigraphy of the Wulai Group in the Wulai-Pinglin area, northern Hsuehshan Terrain, Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, v. 31, 93-100.
- Tsan, S. F. (1971) Structural geology of the southern Hsuehshan Range, Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, no. 14, 62-75.
- Tu, M. k., Liu, H. C., Chen, W. C. and Shea, K. S. (1987) Distribution of Miocene sediments in the Paling-Hsiuluan area in the Hsuehshan Range terrane of northern Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, v. 31, 24-32.
- Yen, T. P. (1970) Structural analysis of the slate formation of Taiwan, *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, no. 21, 1-51.
- Yen, T. P. (1973) The Eocene sandstones in the Hsuehshan Range terrain, northern Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, no. 16, 97-110.

構造地質學簡介

構造地質學是地質學的一門分支學科，其研究對象是地殼或岩石圈的地質構造。所謂地質構造是指地殼的殼層介質體在內、外動力地質作用下發生的變形、組構與成障如褶皺、節理、斷層、變理及其他各種面狀和線狀構造等。構造地質學主要研究由內動力地質作用所形成的各種地質構造的形成、展狀、規模、形成條件、形成機制、分布和組合規律及其演化歷史，並進而探討或推測地質構造的地殼運動的方式、規律和動力學原理。

附錄一

構造地質學雖然主要是研究由內動力地質作用下產生的原生構造，但是對於沉積岩在沉積和成岩作用過程中，及火成岩在岩漿侵入和結晶過程中所形成的原生構造，也應加以認識和觀察。不同的類型和原生構造，常常可以提供關於次生地質構造、構造變形的發生、發展和構造形變的觀察和研究次生構造形態、產狀及其變形特徵之識別和比較的標誌。

構造地質學簡介

地質構造的規模有大有小，大到成百至數千平方公里乃至全球規模；小的則表現在一定範圍的露頭上或岩石標本上，更小的甚至需借助於顯鏡才能觀察。因此，對地質構造的觀察研究，可以按規模大小劃分為許多級別，稱爲“構造尺度”。構造尺度的劃分是相對的，一般把構造尺度劃分為區、大、中、小、超、微以至超超微等級別。不同尺度的地質構造各有其不同的研究任務和研究方法。野外地質調查，通常從小尺度或中尺度的地質構造觀察研究入手。至於研究大尺度和超大尺度的區域構造，除了對這範圍的各種中、小型構造進行觀察研究外，還要對該地區的地層發育情況、沉積岩相和建造特徵、岩漿活動、變質作用以及成壤作用等進行綜合研究分析。

地質構造的研究所包括構造的幾何學、運動學和動力學的研究，以及構造發育、演化的歷史分析。構造幾何學的研究是對各種地質構造的形態、產狀和規模及其組合型式和相互關係進行觀察、描述和測量；構造的運動學分析是根據構造幾何學有關資料和數據，去追索現有構造狀態和位置的岩體在變形時，物質相變發生的位移、轉動和應變等內部和外部的運動；而動力學的研究則是探索構造變形時作用力的性質、大小、方向、應力場的演化以及外力與應力之間的關係。構造的歷史分析是通過野外觀察和室內對有關資料的綜合研究，闡明各種地質構造的形成時期及其發育條件。這幾個方面的研究是相互聯繫、相輔相成的。對構造岩體進行幾何分析則是構造地質學研究的基礎，有了構造幾何分析的基礎，才可能正確分析地質構造的演化歷史和成因，進而對各個地區的地質構造分析資料及其他方面的資料進行綜合分析，從而揭示出地殼構造的形成和發展規律。

附錄(一)

構造地質學簡介

構造地質學是地質學的一門分支學科，其研究對象是地殼或岩石圈的地質構造。所謂地質構造是指組成地殼的岩層和岩體在內、外動力地質作用下發生的變形，繼而形成諸如褶皺、節理、斷層、劈理及其他各種面狀和線狀構造等。構造地質學主要研究由內動力地質作用所形成的各種地質構造的形態、產狀、規模、形成條件、形成機制、分布和組合規律及其演化歷史，並進而探討產生地質構造的地殼運動的方式、規律和動力來源。

構造地質學雖然主要是研究岩層和岩體在內動力地質作用下產生的次生構造，但是對於沉積岩在沉積和成岩作用過程中，及火成岩在岩漿侵入和結晶過程中所形成的原生構造，也要加以認識和研究。岩石的類型和原生構造，常常可以提供關於次生地質構造形成時地質環境的資料。有些原生構造則是觀察和研究次生構造形態、產狀及其變形特徵之識別和比較的標誌。

地質構造的規模有大有小，大到成百至數千平方公里乃至全球規模；小的則表現在一定範圍的露頭上或岩石標本上；更小的甚至需借助於顯鏡才能觀察。因此，對地質構造的觀察研究，可以按規模大小劃分為許多級別，稱為“構造尺度”。構造尺度的劃分是相對的，一般把構造尺度劃分為巨、大、中、小、微以至超顯微等級別。不同尺度的地質構造各有其不同的研究任務和研究方法。野外地質調查，通常是從小尺度或中尺度的地質構造觀察研究入手。至於研究大尺度和巨大尺度的區域構造，除了對該範圍的各種中、小型構造進行觀察研究外；還要對該地區的地層發育情況，沉積岩相和建造特徵，岩漿活動、變質作用以及成礦作用等進行綜合研究分析。

地質構造的研究所包括構造的幾何學、運動學和動力學的研究，以及構造發育、演化的歷史分析。構造幾何學的研究是對各種地質構造的形態、產狀和規模及其組合型式和相互關係進行觀察、描述和測量；構造的運動學分析是根據構造幾何學的有關資料和數據，去追索現有構造狀態和位置的岩體在變形時，物質相繼發生的位移、轉動和應變等內部和外部的運動；而動力學的研究則是探索構造變形時作用力的性質、大小、方向，應力場的演化以及外力與應力之間的關係。構造的歷史分析是通過野外觀察和室內對有關資料的綜合研究，闡明各種地質構造的形成的時期及其發育順序。這幾個方面的研究是相互聯繫、相輔相成的。對構造形態進行幾何分析則是構造地質學研究的基礎，有了構造幾何分析的基礎，才可能正確分析地質構造的演化歷史和成因，進而對各個地區的構造分析資料及其他方面的資料進行綜合分析，從而揭示出地殼構造的 formed 和發展規律。

臺灣，由於是處在一個快速隆起的造山帶內，由西往東展現出由淺部到深部構造階層(structural level)的各種地質構造。從地質學的觀點來看，這些地質構造，包括節理、斷層、褶皺、葉理與線理等，忠實地記錄著造山帶內部結構及組成變化的過程。雪霸國家公園為一高山型國家公園，因此是研究地質構造成因一個很理想的場所。

由於地質構造的形成受到諸多因素的控制，如溫度、壓力、應力、液壓、岩性、時間等等，但主要還是溫度與壓力。而溫度與壓力大小常決定於岩層所處的構造階層(圖一)，所謂構造階層是法國的一位教授於1967年所提出的概念，其概念是隨著地殼深度的變化，岩層的變形行為亦會不同。在地殼較淺處，為高構造階層，此構造階層所形成的主要構造為脆性斷層、節理等；在中構造階層則造成半脆性構造；低構造階層則形成葉理面、韌性剪切帶等構造。

一、原生構造與次生構造

在地質學裡，所謂的地質構造(geological structures)乃是指岩石或組成岩石的顆粒之排列狀態。吾人現在所觀察到的這種排列狀態，可能是在沉積或成岩作用時即形成，也可能是在岩石生成後，受到外力的作用及環境的改變顆粒重新排列的結果。地質構造因此可依其生成時間分為原生構造(primary structures)與次生構造(secondary structures或tectonic structures)。次生構造是構造地質學研究的主要對象，而原生構造一般是用做判斷岩石有無變形及變形方式的基準。

原生構造：即岩石在未固化或成岩時，組成岩石的顆粒之排列狀態，在本園區如白冷層中的達見砂岩段中厚砂岩易見交錯層理，或青山段中的波痕皆為原生構造。

次生構造：即岩石形成後，由於受到構造應力(tectonic stress)的作用及環境的改變，使組成岩石的顆粒之排列狀態或顆粒的內在結構(fabric，組構)發生改變而產生新的排列狀態。次生構造的主要基本類型為節理、斷層、褶皺、葉理與線理。

二、地質構造幾何形態的描述

地質構造一般均以幾何學要素的線與面來加以描述、分類。面狀的構造有層面、節理、斷層面、葉理等。線狀的構造有斷層擦痕、褶皺的樞紐線、線理等。一般常用下列術語來描述面狀構造與線狀構造的位態(attitude)，即面與線在三度空間的方向。

(一) 面之位態的描述

面的位態以走向(strike)與傾斜角(dip)來界定(圖二)。

(1) 走向：傾斜的平面與水平面的水平交線，稱為此傾斜平面的走向線。走向線與正北線的夾角稱此走向線的走向。如北偏東30度。

(2) 傾斜角：在傾斜平面上，與走向線垂直的傾斜線與此傾斜線在水平面上的投影線之間的夾角，稱為此傾斜平面的傾斜角。一般以度表示之，如向東傾斜60度。一個走向為北偏東30度、向東南傾斜60度的傾斜面，可以 $N30^{\circ}E/60^{\circ}SE$ 表示之。

(二) 線之位態的描述

線的位態以方位(trend 或 bearing)及傾伏角(plunge)來界定。

(1) 方位：一傾斜線的水平投影線與正北的夾角。

(2) 傾伏角：一傾斜線與其水平投影線之間的夾角。此傾斜線向下傾斜的方向為其傾伏方向。通常一傾斜線以其方位及其傾伏角度來界定，如向南偏東30度方向傾伏50度，一般寫成 $50^{\circ}/S30^{\circ}E$ 。

表示面及線位態的方法有兩種：一種以360度的方位角(azimuth)來表示，另一種則為將360度分為四個90度的象限表示法，如 $N30^{\circ}W/50^{\circ}SW$ 的傾斜面可以寫成 $330^{\circ}/50^{\circ}SW$ 。一條 $50^{\circ}/S30^{\circ}E$ 的傾斜線也可寫成 $50^{\circ}/150^{\circ}$ 。面與線位態的定義請務必運用空間觀念與想像力加以瞭解，這是在地質調查、製作地質圖時必須具備的基本概念。

三、節理

節理可說是出露最廣泛的一種構造，是一種是開裂的位移的破裂。節理中如果有礦物的充填，稱為脈(vein)，由石英充填的裂隙稱為石英脈，由方解石充填的裂隙稱為方解石脈。在台灣，節理是最普遍常見的地質構造。有些的節理大都被礦液充填而形成礦脈，在中央山脈、雪山山脈的變質岩區的脈大都為石英脈，而在麓山帶非變質岩區所見的大都為方解石脈。如果裂隙中空，則稱為裂縫(fissure 或 gash fracture)。雖然節理在台灣是最普遍的地質構造，但也是被研究的最少的地質構造。在一般的地質報告中，大多只報導節理的位態，對於節理形成的先後次序、形成原因、形成機制及其與岩層厚度及岩性的關係等，很少作進一步地探討。其實，就實質上的應用，這些研究對工程地質、礦床探勘是十分有用的。

在一個新鮮的節理面上，有時可見到一些規則排列的條紋(圖三)。一般認為這些條紋是岩石在破裂時，裂面由點到面擴張(propagation)所留下的痕跡。常見的條紋構造有：

(1) 羽毛狀條紋(plumose marking)：以節理面的中線為軸線，梳紋(hackle)對稱性地從軸線向兩側像羽毛般地射出。羽毛柄端所在的點為裂面的起點，羽毛尾為裂面的終點。羽毛狀構造可讓我們了解最大主應力軸的方向，因此在調查節理時，量測羽毛狀構造的方位也是必需的。

(2) 肋骨狀條紋(rib marking)：以羽毛狀條紋的羽柄為中心，與梳紋線幾乎垂直而呈同心圓排列的階梯狀構造。其排列有如人之肋骨，故稱之為肋骨狀條紋。一般認為同心圓的圓心為裂面開始破裂的起點。

在理論上，節理的產生是因為岩石所受的應力值超過岩石受力當時的抗張強度而破壞的結果。由於節理生成時，節理兩側的岩石並沒有發生多大的相對位移，而且應變量很小，因此節理的形成，相當程度的代表了當時的應力狀態。

四、斷層

台灣地處菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交接處，地體構造頗為複雜，為一構造活動相當活躍的區域，斷層分布頗多，尤其像崁腳斷層、三義斷層、車籠埔斷層、觸口斷層、屈尺斷層、荖濃斷層、潮州斷層、花東縱谷斷層等南北向的大斷層，都在台灣全島的地體演化上扮演相當重要的角色。

地殼岩石受力變形的方式，可分為破裂性的脆性變形及折彎的韌性變形兩類。岩層的脆性變形有節理與斷層；岩層韌性折彎的表現方式則為褶皺。斷層屬於破裂性的變形，破裂面兩側的岩層沿著裂面曾發生相對運動。在野外可直接觀察到的斷層，通常屬於位移量不大的小斷層；一般位移量較大的斷層，常由於斷層被植物覆蓋或是由許多小斷層組合而成，相當不易由野外露頭觀察，須經由地層缺失或重複等地層資料，以及斷層崖、凹谷窪地、河流異常等地形上的証據推論。

(一) 斷層的幾何形態

要研究斷層的運動並清楚的加以分類，應先從斷層面(fault plane)、斷層帶(fault zone)、斷層上盤(hanging wall)、斷層下盤(foot wall)、斷距(fault separation)、滑距(fault slip)等斷層的幾何形態著手(圖四)。斷層有時具有明顯而清晰的破裂面，稱為斷層面，斷層面有一些為平面，有一些則為曲面。但較大型的斷層，通常沒有清楚的斷層面，而形成一個具有相當寬度的斷層帶，斷層帶多由斷層兩側攪亂的岩層及破碎岩塊所組成，有時也伴隨著強烈的褶皺、砂化帶或礦化帶，其間並夾雜許多小斷層，因此主斷層面的辨認就相當困難。斷層帶的寬度不一，自數公尺到數百公尺不等，一般來說斷層的規模愈大，斷層帶的寬度亦愈寬，如菲律賓板塊與歐亞板塊交接地帶的花東縱谷斷層，斷層帶的寬度即達數公里之譜。斷層面傾斜時，斷層面上方的岩層稱為上盤，下方的

岩層則稱為下盤，若斷面垂直則無上下盤的分別。

斷層的位移係指斷層兩側岩塊相對移動量的大小，由於量測位移的依據不同，可再分為斷距及滑距兩種表示方式（圖五）。所謂滑距是指斷盤沿著斷層實際滑動的距離，可再分為走向滑移與傾向滑移兩個分量（圖六），但就實際應用而言，要測得斷層的滑距是相當不容易的事，必須要能確定斷面上錯開的兩點原先為同一點才行。因為斷層的滑距不易求得，因此在野外通常利用標誌層錯開為測量基準，量測在剖面上標誌層在斷層兩側錯移的距離，稱為斷距，但是同一個地點不同角度的剖面，所量測到標誌層的錯距是不相同的，因此斷距只能算是視位移，不一定能真實反映斷層的位移方向和距離。

(二) 斷層的分類

斷層可依據斷層面與岩層之關係，或是上下盤的相對運動關係來分類。若依據斷層面與岩層的幾何關係，可依斷層面與岩層的走向關係來劃分，若兩者的走向相互平行稱為走向斷層(strike fault)，兩者的走向互相垂直為傾向斷層(dip fault)，兩者相互斜交則為斜向斷層(oblique fault)，斷層面與岩層面平行者為層面斷層(bedding fault)。

亦可依斷層面走向與岩層褶皺軸方向兩者間的關係來劃分，若斷層面走向與大區域構造線平行者稱為縱向斷層(longitudinal fault)，兩者若大致垂直為橫向斷層(transversal fault)，兩者相互斜交者則為斜向斷層(oblique fault)。也有依標誌層被錯開後，在兩斷盤間是相互重疊或互相分離的情形，分為收縮斷層(constractional fault)與伸張斷層(extentional fault)（圖七）。

依據標誌層被錯開後相互移動的方向，可將斷層分為正移斷層(normal-separation fault)、逆移斷層(reverse-separation fault)、橫移斷層(strike-separation fault)（圖八），這種分類方式在野外具有相當的實用性。若能確實瞭解斷層的滑動方向，即可根據斷層上下盤的相對運動，可將斷層分為三大類（圖九）：

(1) 正滑斷層(normal-slip fault)：斷層上盤沿著斷面對下盤作向下的相對運動，斷層面的傾角多在45～90度之間。若能證明係由於重力作用或水平拉張所造成，則稱為重力斷層。東非地區由於板塊張裂，造成許多正斷層發育，形成舉世聞名的東非大裂谷(African Rift Valley)。

(2) 逆滑斷層(reverse-slip fault)：斷層上盤沿著斷面對下盤作向上的相對運動，通常是受到兩側的水平擠壓應力所造成。斷層面傾角大於45度為高角度逆斷層，低於45度者為低角度逆斷層，一般多稱為掩逆斷層(thrust fault)。菲律賓板塊向西北移動碰撞歐亞大陸板塊，形成台灣地區之擠壓應力，應力來自於東南方，因此，造成許多東北—西南或近南北向的逆斷層，如屈尺斷層、梨山斷層、三義斷層、觸口斷層等。

(3) 走滑斷層(strike-slip fault)：沿著斷層面並無上下的相對運動，而是沿著斷層面的走向作水平運動，依據移動的方向，可再分為順時針移動的右移斷層，以及逆時針移動的左移斷層兩大類。由於橫移斷層為水平向的移動，並不會造成明顯的斷崖，通常要由斷層兩側的構造現象、岩石種類、水系及地形表現來辨認。橫移斷層的移動距離常常可達數十公里以上，例如美國加州聖安卓斯斷層(San Andreas Fault)即為一條錯移量達六百公里的右移斷層。

由於斷層的移動並非僅限於水平移動，或僅有垂直向的運動，常常兼具有水平向及垂直向的移動，而成為斜向的滑移，若要正確反應斷層的移動性質，則須將正滑斷層、逆滑斷層、走滑斷層（左移、右移）三者結合再加以命名。在斷層發展過程中，若因岩層的強度不一，造成在斷層面上的摩擦阻力不等，致使岩層的滑移方式呈現旋轉的形式，此類的斷層稱為樞紐斷層(hinge fault)（圖十）。

(三) 斷層組合

通常斷層並非單一的出現，而呈現成群體並有規則的排列。在同一時期相同的應力環境下所形成的斷層，可視為一個斷層系統，其組合的型式如下：

(1) 階梯狀斷層(en'echelon fault system)：由數條位態大致相同的正斷層平行排列組合而成，各斷層的上盤向同一方向依次向下滑動，呈現如階梯狀的形狀稱之（圖十一）。通常在隆起的地塊邊緣，常有此類斷層系統發育。

(2) 地塹(graben)與地壘(horst)：地塹是由數條走向大致平行，傾向相向的正斷層構成，中間的狹長斷塊向下掉落，兩側地塊相對升高形成狹長之溝狀構造，常形成狹長的谷地、成串的長條型盆地或湖泊，如東非大裂谷、萊茵谷地、貝加爾湖等。地壘兩側亦為約略平行之正斷層所分隔，但斷層面向相反方向傾斜，形成一中間高兩側低的地形，常造成斷塊隆起山地（圖十二）。

(3) 同心圓狀斷層系統(peripheral fault system)：指具有共同之中心，一連串弧型或環狀分布形成同心圓狀的斷層系統（圖十三）。

(4) 放射狀斷層系統(radial fault system)：指由一共同中心向外呈輻射狀排列的斷層系統（圖十四）。同心圓狀斷層及放射狀斷層的形成多與上拱有關，常見於火山口、穹隆及岩株等上抬地形的邊緣部位，斷層性質亦多為正斷層。

(5) 覆瓦狀斷層系統(imbricate fault system)：由一系列近乎平行的逆斷層所組成，各斷層的上盤岩層依次向前向上逆衝，形成有如屋頂上瓦片疊覆的構造。在此構造中，各斷層面的傾角通常在地表較陡，向下則逐漸變緩，在地殼深處則合而為一近似水平的脫曳大斷層（detachment fault）（圖十五）。台灣西部麓山帶受到東南方向的擠壓力，造成許多大規模的低角度逆斷層，岩塊向西逆衝達數公里，即為一個覆瓦狀斷層系統顯著的例子。

(四) 斷層的辨識

規模較小的斷層，通常可在道路開闢、大型工程開挖及河流侵蝕等地方，直接在野外觀察到。但大規模的斷層，通常無法觀察到岩層的錯移量，就必須根據地層的層序以及一些地形上的証據加以辨別，但有時斷層和其他構造現象彼此間並不容易區別。以下列出一些辨識斷層的方法：

(1) 構造的不連續性：岩層中如地層、礦脈、岩體、不整合面、片理等線狀或面狀的物體的突然中斷或錯開的現象，皆指示著可能有斷層存在。但是需要注意的是不整合接觸、侵入接觸及地層之沈積相變化等，亦可能造成相似的不連續現象，因此必須詳加調查，才能確定斷層之存在。

(2) 地層的重複或缺失：地層的層序通常具有規律性的排列，但是其間有斷層存在時，在斷層兩側地層會出現重複或缺失的現象，利用地層的產狀與層序，可判斷斷層的運動情況，進而判斷斷層的性質（圖十六）。然而褶皺、沈積間斷或不整合等亦會造成地層重複或缺失，但彼此特徵卻有所不同，因此在野外應詳加觀察加以區別。

(3) 岩層位態改變：在斷層附近岩層的位態常常會有所變化，一方面是由於斷層錯動攪亂原有的地層，使得斷層附近岩層的位態發生改變；另一方面斷層滑動時常會牽引地層使之變陡，因此，在斷層附近常發現地層直立甚或倒轉的情形。

(4) 斷層面的特性：斷層發生錯動時，斷層兩側岩層相互摩擦，常在斷層面上刻畫出一些凹槽與凸脊組合而成的痕跡，遺留下些許斷層錯動的証據，可作為辨認斷層及判別斷層移動方向的指標，如擦痕、階狀裂隙等。

(5) 牽引構造(drag structures)：斷層錯動時，兩側的岩層受到摩擦力拖曳，在靠近斷層的岩層常會產生彎曲的現象（圖十七）。利用岩層彎曲的方向，亦能表示出斷層的滑動方向。

(6) 羽狀伸張節理和剪節理：在斷層發生錯移的過程中，在斷層一側或兩側的地層中常會產生羽狀伸張節理和剪節理。它們的排列係與主斷層或斷層帶斜交，而在主動盤這一側發育較好。

(7) 構造透鏡體：在斷層帶中常發育規模不等，具一定排列方向的透鏡體岩塊稱之為構造透鏡體。其成因部份係由於斷層形成時產生共軛的剪節理，因而將岩石切割成菱形，再經過擠壓研磨而成透鏡體。在透鏡體表面常有岩層滑動所留下的擦痕，可用來判斷斷層的滑動方向。

(8) 斷層岩：斷層岩是斷層帶中因斷層錯動，岩層被擠壓、攪碎、研磨，有時並伴有重新結晶作用的岩石。根據岩石被磨碎的程度及再結晶作用所反應出的岩石組織與構造上的特徵，又可將之分為斷層角礫岩(fault breccia)、碎裂岩(cataclasite)、糜嶺岩(mylonite)、糜嶺片岩(mylonite schist)等，斷層角礫岩及斷層

泥通常在近地表處生成，而糜嶺岩及糜嶺片岩需要在較高溫、高壓下生成，因此都在地表深處才會產生。

(9) 矽化作用(silicification)或礦化作用(mineralization)：斷層或斷層破碎帶附近常有許多裂隙，形成地下水流通的管道，溶液中的石英質容易取代母岩造成矽化作用。溶液中若含有礦液，則會沿斷層地帶形成一個礦化帶。

(10) 沈積相變化：不同的沈積環境會產生不同的沈積相，彼此間並有一定的分布關係，一些沈積相彼此由於生成環境差異過大，在自然界中並不會比鄰產生，但由於斷層位移的關係，會形成兩者完全不相干的沈積相相接觸。但須與沈積相變作一區分，才不至於誤判。

(11) 地形資料：斷層的錯移常會造成一些特殊的地形特徵，如斷層崖(fault scarp)、斷層線崖(fault-line scarp)、切削山嘴(faceted spur)、錯動河(offset stream)、懸谷(hanging valley)、窪地(ponding drainage)、斷層池(sag pond)、線狀河谷(linear valley)、橫斷嶺(shutter ridge)、湧泉(spring)等。

由於地層不整合接觸、褶皺、火成岩侵入接觸、沈積間斷及沈積相的變化等在野外都可造成類似斷層的現象，因此在判斷是否有斷層存在時，除非有較直接的証據可供辨別，最好多觀察附近的地層、地質及地形情況，配合相關的古生物與定年資料再下判斷。

(五) 台灣地區的斷層地形

而由於斷層附近的岩層較為破碎，有利於風化及侵蝕作用的進行，長久下來斷層附近常表現出較為凹陷的地形，如河谷、山溝、海灣、斷層湖及山麓與平原交界地帶等經常為斷層通過之處。

花東縱谷長約 150 公里，寬度約 3～6 公里，是台灣島上最大的河谷地形。就板塊運動而言，正好位於菲律賓板塊與歐亞大陸板塊的交界處，其東側為海岸山脈，西側為中央山脈，縱谷內即為台灣最大且最活躍的花東縱谷斷層通過之處。

東北角有許多海灣地形的發育，皆是由於斷層經過，再加上海水與河流侵蝕的作用下所形成，在陸地上則成為河谷的地形。如金山斷層沿磺溪至金山海灣出海、崁腳斷層則沿著瑪練溪至萬里海灣入海、基隆港則是基隆斷層出海之處、澳底斷層沿澳底溪於澳底漁港出海、屈尺斷層與枋腳斷層則沿雙溪於福隆出海等。

台灣西部麓山帶或台地與平原地帶相接處經常為斷層通過，如車籠埔斷層位於麓山帶與台中盆地之間、嘉南地區麓山帶與嘉南平原的界線是觸口斷層、恆春地區與恆春谷地的分野則是恆春斷層，彰化斷層則分割了海岸平原與大肚台地及八卦台地。

此外，像台北盆地、台中盆地、埔里盆地群皆是斷層作用所造成的構造盆地。

蘇花公路自蘇澳到花蓮崇德間，比高 300 ~ 1200 公尺的海崖亦是斷層造成的地形景觀。

(六) 斷層活動時間

斷層活動時間可利用地層截切的關係及定年的方法來決定。斷層發生時會截斷較老的地層，中止於一個不整合面上，並不會切穿而後才覆蓋上的新地層，而斷層的活動時間即是介於兩個地層的年代之間。此外利用斷層與岩體、岩脈、礦脈間的相互切割關係，也可定出斷層活動的相對年代，如果係斷層切過岩體、岩脈或礦脈，則斷層發生於岩脈及礦脈形成之後；如果岩體、岩脈或礦脈並未遭斷層切穿，則斷層的活動早於岩體、岩脈或礦脈形成的年代，再利用碳十四定年(C-14)、熱螢光定年(TL)、電子自旋共振(ESR)、核飛跡定年(fission track)、鈾系定年等方法決定岩體、岩脈、礦脈的形成年代，就可推得斷層活動的大致年代。

然而要定出斷層活動的年代，最直接的方法莫過於測定斷層岩的年代，但是要利用此法定出斷層活動的年代，必須先找到可供定年的斷層泥，再利用電子自旋共振法(ESR)加以測定。方解石或石英結晶構造中的電子，受到宇宙射線或周圍放射性物質的衰變的輻射能會產生自旋共振，斷層的錯移產生的摩擦熱或是溶液流過斷層面都會使 ESR 計時重新開始，因此 ESR 只能測定斷層最後一次的活動時間。

五、韌性斷層或韌性剪切帶

在地殼深處，隨著岩壓、溫度的增高，岩石的變形行為會趨向於韌性。當地殼在這種環境下，受力而沿著一狹窄高應變帶產生相對剪動時，此一狹長、高應變的剪動帶稱為韌性剪切帶(ductile shear zone)。發生在地殼淺部的脆性斷層一般具有明顯的不連續面(斷層面)、兩斷盤的位移明顯、斷層帶內的岩石以脆性變形為主、以及產生斷層角礫岩及斷層泥等特徵。而韌性剪切帶兩斷盤之間的位移及斷層帶內的變形主要以塑性變形行為來完成，因此斷盤與剪切帶之間並無明顯的界限。以剪切帶的中線為準，應變的程度以剪切帶中線為最大，向兩側對稱性的逐漸變小。由於剪切帶內的變形行為以韌性變形為主，因此一般不產生破裂面，但因高度應變使岩石拉長、壓扁及動力再結晶作用(dynamic recrystallization)而產生葉理及糜稜岩(mylonite)。在脆性和韌性剪切帶之間有二種過渡類型(Ramsay and Huber, 1987)，一是脆-韌性剪切帶，另一是韌-脆性剪切帶。脆-韌性剪切帶(brittle-ductile shear zone)是剪切帶為一不連續面，兩側的斷盤則有韌性的變形行為。韌-脆性剪切帶(ductile-brittle shear zone)則是剪切帶為韌性變形，但斷盤內有脆性變形行為產生的破裂面(圖十八)。

韌性剪切帶在本園區部份有發育，如在眉溪砂岩兩側及青山電廠附近的斷層皆有韌性剪切帶發育，但本園區的韌性剪切帶所形成的溫度壓力並不高，不像在中央山脈東翼（即太魯閣國家公園），形成時的溫壓狀態其變質程度較高，因此在本園區所觀察到的韌性剪切帶所伴生的構造也僅限於較低溫壓條件下所形成的。

那我們如何判斷韌性剪切帶的方向呢？基本上我們會利用剪切帶作用時所伴生的中視或微視構造，下面就介紹這些判斷準則，在介紹時主要是介紹園區可能產生的構造。

(1) S型剪切帶：穿過剪切帶的標誌層往往呈S型彎曲，標誌層在剪切帶的外側有明顯位移，靠近剪切帶時則漸與剪切面平行，根據互相錯開的方向可確定剪切方向（圖十九）。但應用這一方法時，要注意先存標誌層與剪切帶之間的方位關係，否則會得出錯誤的結論。

(2) 不對稱褶皺：當岩層受到與層面不平行的剪切作用時，導致岩層彎曲旋轉。隨著剪應變的漸進發展，褶皺幅度被動增大，形成一翼較長，傾斜較緩，另一翼較短，傾斜較陡的不對稱褶皺，由長翼到短翼的方向即是褶皺伸向，代表剪動方向（圖二十）。但要特別注意，在剪應變很大時，褶皺形態將變化，變形初期與剪切作用協調的不對稱褶皺的伸向會反轉，如原為S型褶皺轉為Z型，上述法則就不再適用了。

(3) S-C面理：韌性剪切帶內常發育兩種面理。一種是平行於剪切帶內的總額應變橢球體的XY面的剪切帶內面理(S)，在剪切帶內呈S形展布。另一種是糜稜岩面理(C)，它們實際上是一系列平行於剪切帶邊界的間隔排列的小型高度剪切應變帶（圖二十一）。常由更細小的顆粒或雲母等礦物所組成。S面理和C面理所交的銳夾角，指示剪切帶的剪切方向。隨著剪應變加大，剪切帶內面理(S)逐漸接近以致平行於糜稜岩面理(C)。

(4) “雲母魚”構造(mica-fish structure)：也稱II型S-C面理(S-C面理稱I型面理)。此類構造大多發育於石英雲母片岩中，先存的雲母片，其中的(001)解理(mineral cleavage)處於不易滑動的情況下，在剪切作用過程中，與(001)解理斜交的方向上形成與剪切方向相反的微型犁式(listric)的正斷層，隨著變形的持續，上下雲母碎片發生滑移、分離和旋轉，形成不對稱的“雲母魚”（圖二十二）。“雲母魚”兩端發育有細碎屑的層狀矽酸鹽類礦物和長石等組成的尾部。細碎屑的尾部將相鄰的“雲母魚”連接起來。形成一種台階狀結構，是良好的運動學標誌。這種細碎屑的尾部代表強剪切應變的微剪切帶，它組成了C面理。與S-C面理一樣，其銳夾角指示剪切方向。此外，利用不對稱的“雲母魚”及其上的反向微型犁式正斷層也確定剪切方向。

(5) 旋轉斑晶系：在糜稜岩中的韌性基質剪切流動的影響下，碎斑及其外緣較弱的動態重結晶的集合體或細碎粒會發生旋轉，而改變其形狀，形成不對稱的具有楔形尾巴的旋轉斑晶系(rotated porphyroblasts) (圖二十三)。根據斑晶尾巴的形狀，可分辨 σ 型和 δ 型兩類。 σ 型斑晶系的楔狀尾巴的中線分別位於斑晶尾參考面的兩側。 δ 型斑晶系的尾巴細長，根部彎曲，在與斑晶連接部位的基質呈港灣狀，斑晶兩側尾巴的發育都是沿中線由參考面的一側穿過參考面至向另一側。斑晶的尾巴的尖端指示剪切帶的剪切方向。如果尾巴太短，則不能用來確定剪切方向。

(6) 不對稱的壓力影(pressure shadow)：韌性剪切帶的壓力影構造都呈不對稱狀，堅硬單體兩側的纖維狀的結晶尾呈單斜對稱，據此可以確定剪切方向(圖二十三)。

除上述各種構造外，還有其它指示運動方向的標誌，如石英和方解石的C軸組構的不對稱性也能表示剪切指向。有關這方面的內容在岩石組構學中有詳細的介紹。

六、褶皺

褶皺(fold)是指岩石的各種面狀構造(如層面、葉理)受到力的作用而呈現彎曲形態的地質構造。褶皺的形態千姿百態，褶皺的規模差別也極大。在西部麓山帶都為波長較長的褶皺，所見到的大多數是屬於翼部的傾斜岩層，只有在少數的岩壁上偶而可見到岩層在軸部彎曲的現象。在雪山山脈與中央山脈地區的板岩帶的露頭，即可見到波長長短不一，各形各樣的褶皺，且都伴隨有軸面劈理的發育。更東邊的中央山脈變質岩帶中，褶皺的波長更短，小至顯微境下的薄片中都可見到褶皺構造，形態更是多采多姿，為研究褶皺構造最理想的場所。

由於岩層在形成褶皺過程中，常隨著褶皺作用的進行而伴隨產生一些其他種類的小型地質構造。這些小型構造記錄著當時的岩石力學性質與其所處的環境狀態。因此褶皺的研究，對於一個地區地質構造的 formed 歷史的瞭解，及對岩層分布的影響，具有重大的意義。

(一) 褶皺幾何型態的基本類型

褶皺的形態各形各樣，在一套岩層當中，每個層面的褶皺形態可能相似，也可能有相當的差異。因此在描述一套岩層當中的褶皺形態時，必須先瞭解每一個單一層面的褶皺型態，再進而比較每一層岩層上下層面的褶皺形態的異同，以便建立起不同岩性的岩層褶皺型態。有了這些基本資料以後，才能進一步分析各個地區褶皺構造的 formed 機制及其與應力的關係。

在作分類前，我們先了解褶皺的幾個專有名詞，對於單一褶皺而言，在同一層面間，彎曲變化（反曲點）改變的連線稱為軸跡(hinge line)，樞紐帶（軸部）泛指在褶皺中層面彎曲方向改變的區域，軸面(axial plane)則為連接相鄰層間，軸跡所連成的面，翼部(limb)則指在軸部兩側岩層的地方(圖二十四)。以下則敘述不同的褶皺分類。

(二) 以單面褶皺的幾何形態分類

(1) 以樞紐帶的形狀的分類(圖二十五)：可將褶皺分為圓弧褶皺(rounded fold)，曲面上缺少特定的樞紐點，而使曲面呈圓弧形；尖頂褶皺(chevron fold)，兩翼平直，具有一明顯樞紐線或狹窄的樞紐帶；與箱型褶皺(box fold)：一個褶皺有兩個明顯的樞紐線，在這兩條樞紐線之間的岩層寬廣平直，兩翼平直且傾斜較陡，形如箱型、或稱風字型褶皺。

(2) 以兩翼夾角為基礎的褶皺分類(圖二十六)：可將褶皺分為：平緩褶皺(gentle fold)，兩翼夾角 $180^{\circ}\sim 120^{\circ}$ ；開闊褶皺(open fold)，兩翼夾角 $120^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ；關閉褶皺(close fold)，兩翼夾角 $70^{\circ}\sim 30^{\circ}$ ；緊閉褶皺(tight fold)，兩翼夾角 $30^{\circ}\sim 0^{\circ}$ ；等斜褶皺(isoclinal fold)，兩翼夾角 0° ；腸狀褶皺(elastica)，兩翼夾角為負，即小於 0° 。

(3) 以樞紐線的位態為基礎的褶皺分類：可將褶皺分為樞紐線不為水平之褶皺—傾伏褶皺(plunging fold)；樞紐線為水平之褶皺—水平褶皺(non-plunging fold)。

(三) 單層褶皺的幾何形態的分類

由上下兩個曲面所構成的單層褶皺的組成要素，包括：褶皺軸面(axial surface)，上下兩個曲面的樞紐線所構成的面；翼部，軸面兩側的部分；反曲面，上下曲面的反曲線所構成的面。單層岩層依不同的分類基礎，有下列各種不同的形態分類：

(1) 依岩層彎曲的方向與地層的老新為基礎的分類(圖十二七)：可分為背斜(anticline)，岩層向上彎曲的褶皺，且岩層由軸面向翼部由老轉新；向斜(syncline)、岩層向下彎曲的褶皺，且岩層由軸面向翼部由新轉老；背斜型向斜(antiform syncline)，岩層向上彎曲的褶皺，由軸面到翼部的方向，岩層由新轉老；向斜型背斜(synform anticline)，岩層向下彎曲的褶皺，由軸面到翼部的方向，岩層由老到新。

(2) 根據褶皺軸面與褶皺軸(樞紐線)的位態為基礎的分類：可將褶皺分為(圖二十八)直立水平褶皺(upright horizontal fold)，直立傾伏褶皺(upright plunging fold)，傾豎褶皺(vertical fold)，斜歪水平褶皺(inclined horizontal fold)，斜歪傾伏

褶皺(inclined plunging fold)，斜臥褶皺(reclined fold)與偃臥褶皺(recumbent fold)等。

(四) 複層褶皺幾何形態分類(圖二十九)

由複層褶皺的幾何形態，可將其分為：協調褶皺(harmonic folds)，各褶皺面彎曲的形態一致，其間沒有明顯不協調的突變現象；不協調褶皺(disharmonic folds)，各褶皺面的彎曲形態彼此有明顯的不同，上下不一致；複協調褶皺(polyharmonic folds)：各褶皺面的彎曲形態彼此有明顯的不同，但其間較小規模褶皺的包絡面的形態卻與較大規模褶皺的形態一致。

(五) 重覆褶皺

在中央山脈的大南澳片岩中，常可見到岩層重覆褶皺的現象。重覆褶皺(repeated folds)又稱為疊加褶皺(superposed folds)，是指已經褶皺的岩層再次彎曲變形而形成的褶皺。

就形成時間而言，重覆褶皺可以兩個或兩個以上構造運動的漸進變形作用中，增量應變(incremental strain)方位和性質改變而造成的。總之，重覆褶皺反映了多期變形作用(polyphase deformation)的結果。

(六) 褶皺的形成

褶皺的形成是因為原本平坦的地層因為受到壓縮力的作用而呈現彎曲的現象，岩石受力而彎曲的作用稱為褶皺作用。一般將褶皺作用依岩層在受力狀況下所扮演角色的不同，分為：

(1) 主動褶皺作用(active folding)：是指岩層的彎曲過程中，岩層本身抵抗彎曲的能力比上下岩層的要強而扮演主要的角色。被動褶皺作用中，岩層本身抵抗彎曲的能力與上下岩層的能力相差不多，因此岩層在彎曲的過程中，並不扮演主導的角色，其變形與上下岩層相似，而產生均勻的變形。岩層之所以會有彎曲的現象是因為在變形之前這個岩層本身就有點彎曲，而後在褶皺過程中，因為均勻變形而使其看起來更加彎曲而已。主動褶皺作用中，依作用力的方向與岩層位態的關係，理論上可分為拱彎作用(buckling)與折彎作用(bending)(圖三十)。拱彎作用是壓縮力的方向與岩層平行，而使平坦的岩層彎曲的作用。折彎作用是壓縮力的方向與岩層呈高角度的斜交，而使平坦的岩層彎曲的作用。

(七) 褶皺發展過程中岩層的應變機制

原本平坦的岩層受力的作用永遠彎曲而不恢復原狀，形成吾人今日所見到的褶皺構造，則岩層的結構在彎曲的過程中，必須作適當的改變來加以調適，這

種結構改變的過程，稱為褶皺作用的應變機制 (folding mechanisms)，一般可分為三種 (圖三十一)：

(1) 曲滑褶皺作用 (flexural-slip folding)：在褶皺過程中，翼部的岩層沿著某些間隔的層面，以剛體移動的方式滑動，來調適岩層的彎曲。

(2) 曲流褶皺作用 (flexural-flow folding)：在褶皺過程中，翼部的岩層沿著間隔十分微薄而緊密的層面流動，來調適岩層的彎曲。

(3) 切向與縱向應變 (tangential-longitudinal strain)，簡稱切縱應變：在岩層的樞紐區，為了調適岩層在這部位的彎曲，在岩層的外弧產生與岩層平行的伸張應變，而在內弧則產生與層面平行的壓縮應變。在伸張應變區與壓縮應變區之間有一既不伸張也不壓縮的中立面 (neutral surface)。

(八) 褶皺作用過程中褶皺岩層伴隨產生的變形構造

在曲滑褶皺的過程中，調適岩石結構的機制主要可分為四種類型，包括：整體岩層平行層面的縮短作用、在褶皺翼部平行層面的滑動、在褶皺樞紐區外弧的伸張作用，以及在褶皺的樞紐區內弧的縮短作用。這些作用或多或少會伴隨形成一些小型構造。

在整體岩層受力作用未整個拱彎之前，這整體岩層中有些較薄而強硬的地層會產生破裂或先彎曲成對稱性的小褶皺，在整體岩層被拱彎之後，由於平行層面的滑動，會使這些對稱性的小褶皺轉變 S 型或 Z 型的不對稱褶皺。形成這種不對稱褶皺一般稱為拖曳褶皺或寄生褶皺 (parasitic folds)。這種小褶皺在決定整體岩層的褶皺形態時十分有用。

褶皺的翼部因為平行層面的滑動，實際上即為一小型的層面斷層，因此常呈現一些斷層作用所產生小型構造，如擦痕、階梯構造、及斷層岩等。此外有時則形成與層面斜交而呈雁行排列的張裂面或礦脈。

褶皺軸部外弧的伸張作用所產生的小型構造包括硬層會產生與伸張方向垂直 (與層面垂直) 的張裂面或正斷層；此外，硬層與軟層互層的岩層，會產生凹凸構造 (pinch and swell) 或香腸構造 (boudinage)。褶皺軸部內弧的縮短作用所形成的小型構造則包括對稱褶皺，共軛的逆衝斷層與軸面劈理 (axial-plane cleavage) 等。

七、葉理與次生面狀構造

岩石形成後，在地下深處受到變質作用的影響，會透入性地 (penetratively) 改變岩石中礦物的組成、形狀、大小及其排列而形成新的面狀構造。所謂透入性 (penetrative) 是指一種由變形作用形成的地質構造，很均勻地分布在一個地質岩

體內。一般依照美國的用法，泛稱任何次生構造面為葉理(foliation)，這種用法已經用了很久，約定俗成，本文也依照美國的用法，將次生構造面稱為葉理。

在變質岩中常見的葉理包括：

(一) 劈理(rock cleavage)：岩石中，密集地平行排列的透入性次生面狀構造。岩石容易沿這些潛在的裂面，分裂成無數的薄板或薄片。

(二) 片理(schistosity)：變質岩中，因為變質作用，再結晶或重新結晶的礦物平行排列所構成透入性或非透入性的面狀構造。構成面狀構造的礦物一般大到可以肉眼看出。

(三) 片麻岩葉理(gneissic foliation)：變質岩中，因為變質作用使某種礦物集結在一起，形成很明顯但不是很連續的薄帶狀(banded)或絲帶狀(ribbon-like)構造。

(四) 糜稜岩葉理(mylonitic foliation)：在地殼深部的脆性剪切帶中(韌性斷層)形成的條紋狀葉理。

(五) 移位葉理(transposition foliation)：層理在褶皺發展過程中受到旋轉與拉薄，被新生的軸面葉理所置換，這種新生的軸面葉理稱為移位葉理。

對本園區而言，因變質程度不高，所形成的葉理以劈理為主，因此下文將針對劈理做詳細的敘述。

(一) 劈理的分類

在台灣的中央山脈及雪山山脈的板岩帶中，各種類型的劈理是這些地區很重要的次生地質構造。具有劈理的岩石當中，在肉眼的觀察下，有些是劈理相當密集且均勻分佈在整個岩石，岩石可以沿著劈理裂開成非常薄的岩片，有些則是劈理祇在岩石的局部發育。基於這種觀察結果，研究劈理的學者(Dennis, 1967; Gray, 1977; Powell, 1979)，將岩石中含有劈理的部分稱為劈理領域(cleavage domain)，而將其他不具劈理的部分稱為劈理間夾質領域(microlithon domain，簡稱夾質領域)。基於這種不同領域在岩石中所佔的比例，在劈理的形態分類上先將劈理分為連續劈理(continuous cleavage)與不連續劈理。連續劈理為在肉眼的觀察下，岩石全被劈理所佔據者；不連續劈理則是指在肉眼的觀察下可看出劈理領域與夾質領域者。連續劈理中再以構成劈理的礦物粒徑的大小，分為細連續劈理(fine continuous cleavage)，如板劈理，與粗連續劈理(coarse continuous cleavage)，如片理(schistosity)。

一般板岩中之板劈理即屬於細連續劈理，而片岩中之片理則屬於粗連續劈理。間距劈理中則以劈理間夾質領域中是否具有前生組構(pre-existing fabric)，依照格瑞(Gray, 1977)的分類可再分為夾皺劈理與無前理劈理(disjunctive cleavage)；有前生組構的為夾皺劈理，無前生組構的則為無前理劈理。夾皺劈理

中以其前生組構是否可與隔鄰者相連接，而再細分為連接式(zonal)與截斷式(discrete)：可連接的為連接式夾皺劈理，被劈理截斷而無法連接者為截斷式夾皺劈理(圖9.1)。夾皺劈理可以其前生組構之形狀，再區分為H型、S型與U型。依照鮑威爾的分類(Powell, 1979)，無前理劈理依劈理的平面程度，可再分為不規則的縫合狀(stylolitic)、網脈狀(anastomosing)、斷續狀(rough)、粗板狀與平板狀(smooth)(圖9.2)，其中粗板狀為筆者所命名。惟此種構造，一般無法以肉眼觀察得之，常須借助於顯微鏡之觀察。另外，利用劈理間夾質中岩屑的再結晶及順向排列的程度分為無定向的(random)、弱定向的(weak)、強定向的(strong)與全定向的劈理間組構的再排列構造(microlithon-fabric realignment)(圖三十二)。

(二) 劈理的形成機制

在伴隨有輕度到低度變質的岩石中，絕大多數的劈理與褶皺同時發育。劈理一般大致與褶皺軸面平行。在強岩(如變質砂岩)與弱岩(如板岩)組成的褶皺中，強岩中的劈理與弱岩中的劈理以不同的角度與層面相交，強岩中的劈理與層面的交角較弱岩中劈理與層面的交角大，而形成劈理的折射現象。且強岩中的劈理常呈向背斜內部收斂的扇形，而弱岩中的劈理則成向背斜內部發散的扇形。而由總額應變的度量結果，一般均顯示劈理與總額應變橢圓體(finite strain ellipsoid)的XY面大致平行，即與最小應變軸垂直，表示其與最大壓縮方向大致垂直。此外，在連續劈理的劈理領域中，有片狀礦物的平行排列及石英、長石成透鏡狀的現象，而間隔劈理中的劈理夾質領域則缺乏這種現象。

經過一百多年來理論與實驗的研究，目前對劈理的形成機制已有較為清晰的瞭解。理論上，一般認為劈理的形成是下列四種機制中的一種或多種共同作用的結果，包括：

(1)片狀礦物或針狀礦物的機械性旋轉(mechanical rotation)：這種理論認為劈理之所以形成，是因為岩石受到單剪或純剪的均勻變形作用，使岩石中的片狀礦物機械性的旋轉，一直轉到與最小應變軸(Z)軸垂直的面上而形成劈理。

(2)片狀礦物或針狀礦物在變形過程中定向的重結晶作用(recrystallization)：這種理論是認為劈理中片狀礦物的平行排列與石英成透鏡體，且內部有晶軸的優向排列，即岩石在變形過程中，雲母及石英有優向再結晶的結晶。一般雲母的(001)面及石英中的C軸常與劈理平行。

(3)壓溶作用(pressure solution)：這種理論認為岩石在壓縮過程中，緊密排列的礦物顆粒在與壓縮方向垂直的顆粒接觸邊界上，會因應力集中的現象而使礦物溶解。溶解出的物質由應力高區遷移到應力低區沉澱。因此使石英、長石顆粒邊界溶解、遷移，而使石英、長石與雲母分別相對的富集而形成劈理間夾質領域與劈理領域。

(4)微褶皺作用(microfolding)：這種理論認為夾皺劈理的形成是因為原本是薄互層的原岩遭受拱彎褶皺作用而產生小型褶皺，隨著褶皺振幅的加強，翼部逐漸變陡而遭受壓扁作用。在壓扁作用時，翼部的岩石顆粒產生壓溶作用而形成劈理領域，而軸部則形成劈理間夾質領域。

八、線理

在強烈變形岩中，常常形成各種微型或小型的線理(lineation)，其形態與成因各異，主要有以下幾種：

(一) 交面線理(intersection lineation)：是兩組面理相交或面理與層理相交形成的線理。

(二) 皺紋線理：是由先存面理上微細褶皺的樞紐平行排列而成。皺紋線理的方向與其所屬的同期褶皺的樞紐方向一致。

(三) 拉伸線理(stretch lineation)：是拉長的岩石碎屑、石、粒、礦物顆粒或集合體等平行排列而顯示的線狀構造。它們是岩石組變形時發生塑性拉長而形成的。其拉長的方向與應變橢球中的最大主應變軸X軸方向一致。

(四) 礦物生長線理(mineral lineation)：是由針狀、柱狀或板狀礦物順其長軸定向排列而成。礦物生長線理是岩石在變形變質作用中礦物在引張方向重結晶生長的結果。因而礦物及其纖維生長的方向往往指示岩石重結晶或塑性流動的拉伸方向。

九、壓力影(Pressure shadows)

在本園區的許多區域其岩性以板岩為主，由於板岩的原岩為泥岩，在泥岩中由於處於還原的環境，因此含有較多莓果型黃鐵礦，在變質變形的過程中，因為黃鐵礦較堅硬不易受變形，而形成壓力影，壓力影可讓我們分析板岩形成時所受的變形量及變形歷史，在因此在從事板岩帶調查時，壓力影構造的分析是極為重要的，另外在達見砂岩段中的綠色岩體中，因綠色岩體中也含有硫及鐵，在變質過程中形成黃鐵礦，因此在綠色岩體中也容易發現壓力影構造。以下開始敘述壓力影的特性。

在很多岩石中都含有抗變形物體，在岩石受變形時，這些剛性顆粒即會造成變形的不均勻，而這種變形的不均勻即導致在剛性體兩側對稱分布的低應變區中造成壓力影，一般形成壓力影的抗變物體為金屬礦物構成的孤粒晶體或集合體，其中黃鐵礦、磁鐵礦是最常見的。在變質條件達到綠色片岩相間，這些礦物都可保持不被變形。黃鐵礦在很多沉積岩區皆很常見，而且常在成岩作用早期伴隨厭氧硫還原菌的活動而發育，這種成岩作用形成的黃鐵礦可能為自形的，不過大部分為粒徑約為1-20 μm 次圓型的小顆粒集合體，聚集成具有樹莓果的球狀外

形，稱為莓果狀(framboidal)黃鐵礦。自形黃鐵礦經常在成岩作用之後，可能在伴隨構造變形的低極變質作用中形成，分析這種圍繞自形黃鐵礦所形成的壓力影可以判斷變形過成中該礦物生長後之變形歷史，而不是整個的應變史。

(一) 壓力影的類型

1、黃鐵礦型

可能為最常見的一種壓力影型式，因為這種壓力影一般在抗變的黃鐵礦周圍出現，所以稱為黃鐵礦型，但這種壓力影也可在其它種抗變形體周圍出現，祇要抗變物體與基質間有明顯礦物相的差異。這種壓力影纖維的生長與圍岩有相同的組成且晶相上為連續，如果這些纖維接近平行或直的，則纖維的寬度常會朝抗變物體與纖維接觸方向變寬，而初始生長的纖維的寬度常受圍岩晶體的大小所控制，但亦會受控於莓果狀黃鐵礦顆粒之粒度。在纖維彎曲的地方，各別纖維常保持一定的晶相方向，這表示彎曲祇是生長特性而不是後期變形疊加於前期直的纖維之上的結果。由上述幾何特徵都顯示纖維是從圍岩朝抗變體漸近生長，這種纖維亦稱為位移控制纖維(displacement controlled fibres)，常被用以評估漸近應變史。

自形晶周圍的纖維相對於抗變體的晶體壁面有另一種不同的形態體系，這種纖維非常窄或由兩種或多種晶體組成以近乎平行的方式生長。然而當纖維為單礦物且相當寬時($>30\mu\text{m}$)，不管位移方向如何，纖維皆與抗變晶體的表面垂直，這種纖維稱為面控制纖維(face controlled fibres)，雖然控制這兩種纖維發育的因子仍不清處，但這兩種纖維的形態差別甚大，在應用上並不會產生困擾。對於位移控制纖維，黃鐵礦晶面方向及形狀會影響纖維的形態但並不會影響纖維的方向，在位移向量與黃鐵礦晶面成一角度時，纖維將沿此方向生長，改變增量伸張將導致位移方向逐漸平行晶面，此將使早期生長的纖維沿著晶面滑移，當滑移繼續發生將使最早生長的纖維完全脫離晶面，形成孤立的一群，且與後期纖維形成不一致的關係。

本區的壓影形態大都為位移控制型纖維，因此可藉由對此壓影的分析來了解本區應變史。

2、海百合型

這種形式的壓影常發生於泥灰岩為基質的抗變形海百合骨片中，其特徵如圖所示，充填壓力影的纖維與抗變體的礦物種類是一致的，而且在抗變體壁的晶向與纖維是一致的，纖維的結構不是繼承母晶中晶格方位的變化就是併吞外來包裹體所引起的，由各種觀察皆顯示纖維的生長方向皆從抗變體表面向為移動的基質。

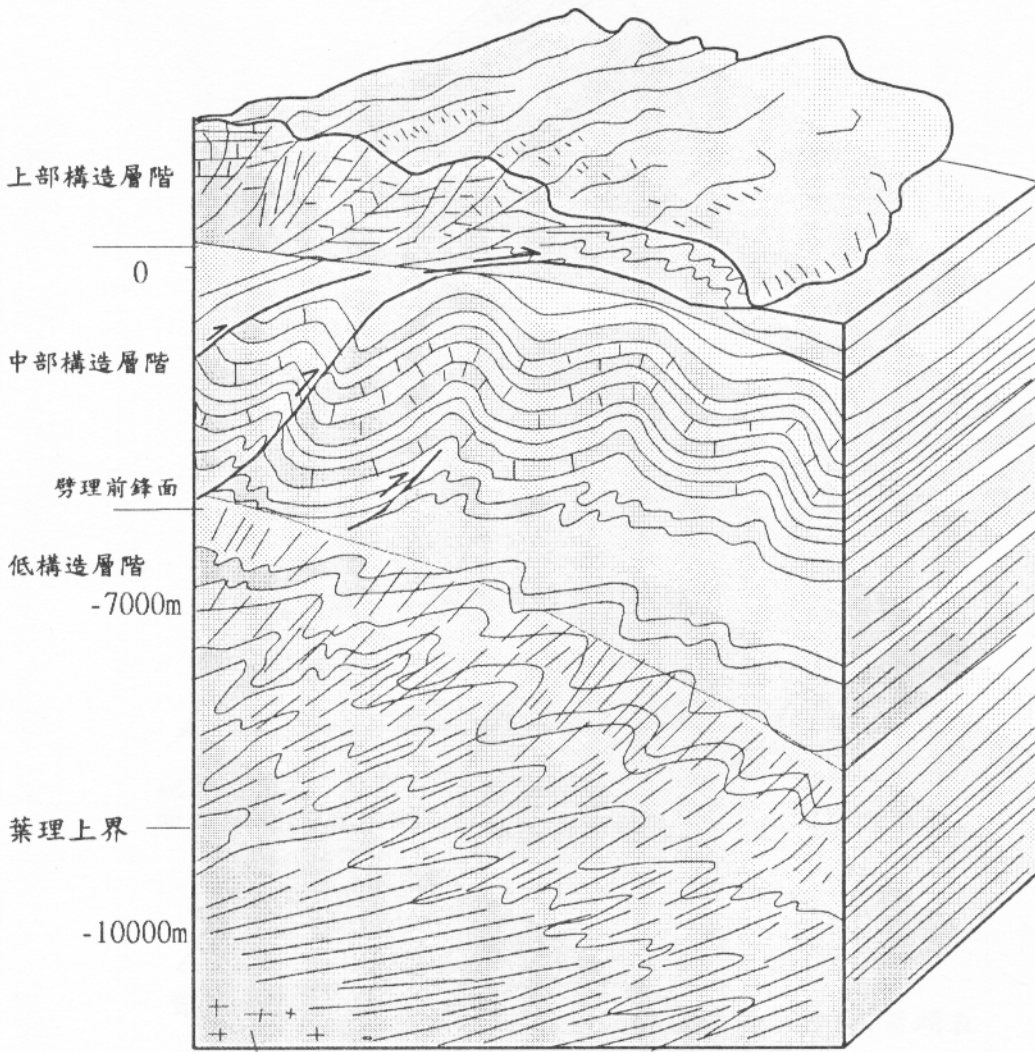
3、複合型

這類壓影兼俱黃鐵礦型與海百合型兩者的特徵，其纖維形成兩組界線分明的纖維組，晶格上或化學上分別與抗變體與圍岩有關，同時這兩組纖維會沿一條共同的接縫相接，此兩種不同纖維的解釋方式與前述相同。

(二) 量測方式

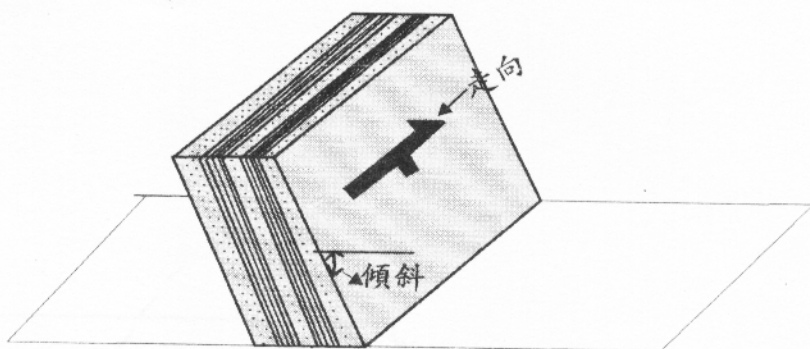
為能充分細緻的研究壓力影的幾何特徵以便恢復岩石漸近變形的歷史，必需製備薄片，而薄片切面的選擇最好沿著有限應變橢圓的主應變面一致的面(通常為XY面平行劈理及XZ面垂直含有任意"拉伸"組構的劈理)，因為對纖維幾何特徵最清處的解釋來自對抗變體中心的切面，在這些薄片上，壓力影帶或多或少俱有以抗變形體為中心的鏡像對稱。

纖維的方向、長度與最大增量線應變的方向和量質有關，由於產生壓力影的剛性體其形狀在漸近變形過程中保持不變，所以可以將它的長度做為基本長度用以決定用纖維長度所決定出的增量。為了要測定增量應變，必須記錄纖維的方向，測定所選定角度範圍間的纖維長度，記錄抗變形體在所選定纖維切面上平均方向的最大半徑，而解釋增量方向的漸近改變主要是依靠壓影的型式。對於計算增量應變有兩種模式，這兩種模式構成了纖維生長行為的兩種極端模式，第一種稱為剛性纖維模式(rigid fibre model)，它假設對任何增量纖維長度而言，任何以前生長的纖維都視為不可變形，並顯示與中心的抗變形體一樣的剛性行為，這種模式暗示所有早期形成的纖維須與抗變形體的半徑結合，以便決定應變計算的基本長度。第二種稱為可變纖維模式(deformable fibre model)，此模式假設當纖維形成時就與剛性物體周圍的岩石基質一致變形，因此早期形成的纖維對於晚期增量應變值並無影響，但這些早期纖維在遭受晚期變形時，其長度會改變。一般而言，大多數的石英纖維其幾何形比看起來與剛性纖維模式相符，而綠泥石及方解石纖維與兩種模式皆有關聯，因此若增量應變是非共軸，且有一不同的方法可計算有限應變，那麼就可以檢視那種生長模式是對的。



熔融開始 (深熔花崗岩)

圖一、地殼的一段理想剖面
 剖面中說明了在地殼中不同構造層階的關係及伴生的構造
 根據目氏(M. Mattauer, 1980)



層面的
走向與傾斜

葉理面的走向與傾斜

逆斷層位態, 其中
鉅齒狀一端為升側

正斷層位態
短線端為斷層上盤

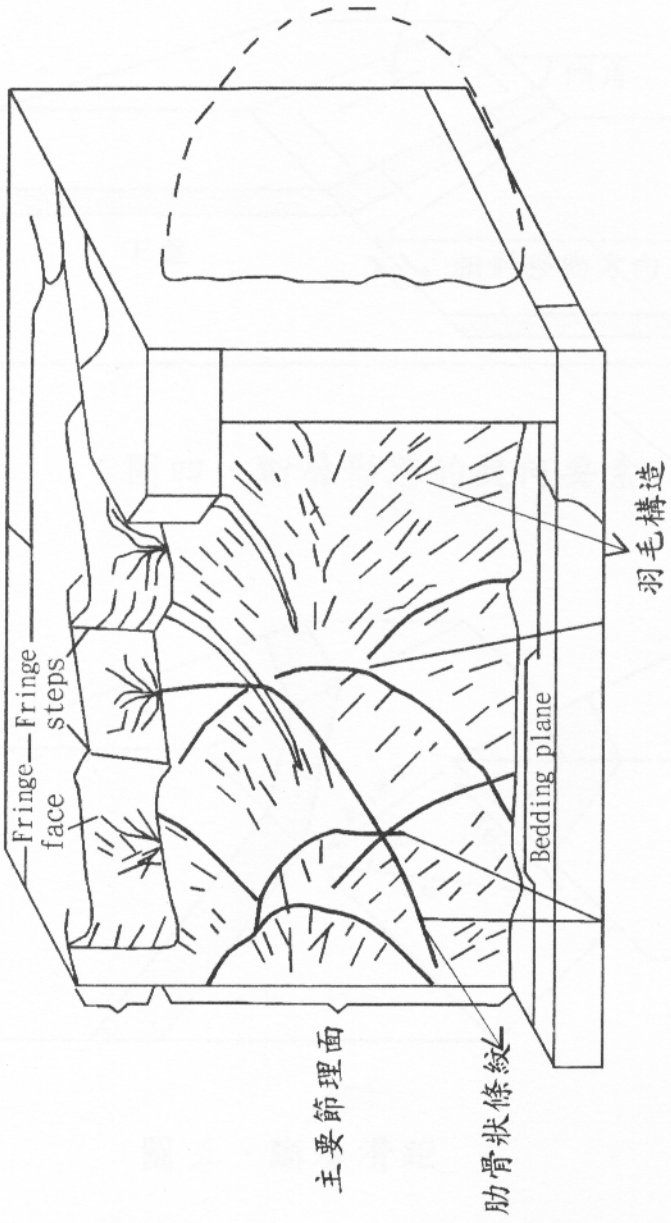
走向滑移斷層

背斜

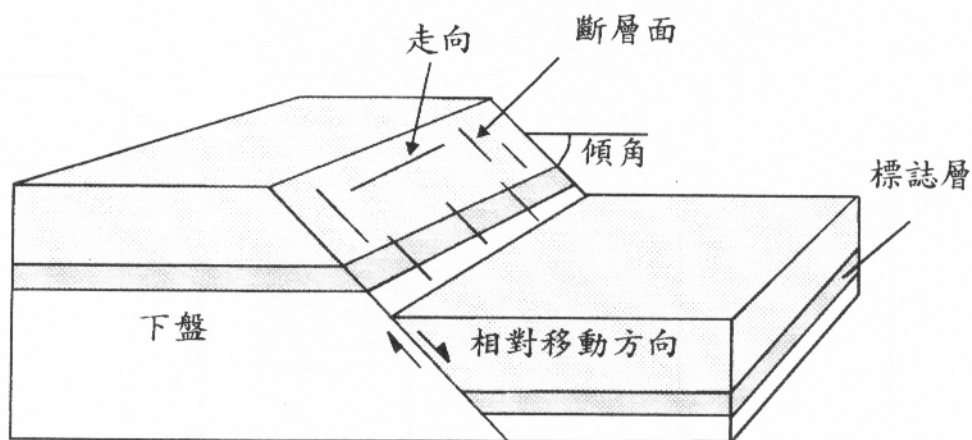
向斜

線理的表示方向, 箭頭表
示傾沒方向

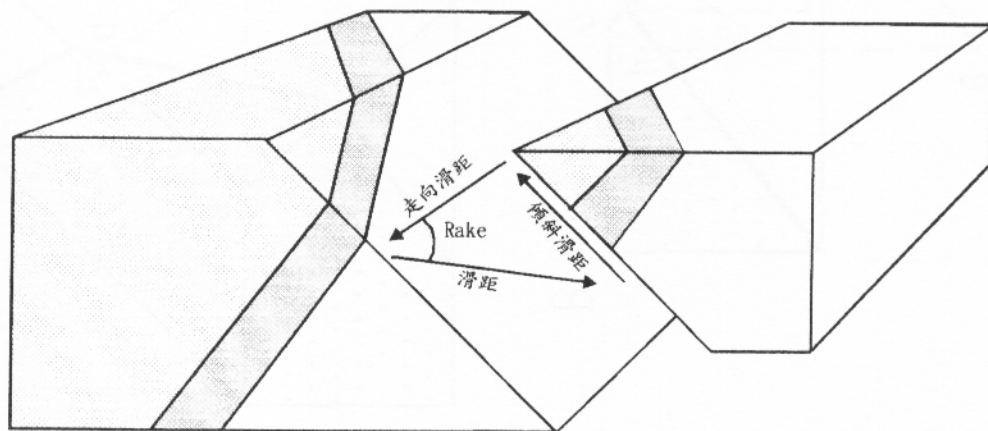
圖二、面之位態



圖三、節理面上之羽毛構造與肋骨狀條紋

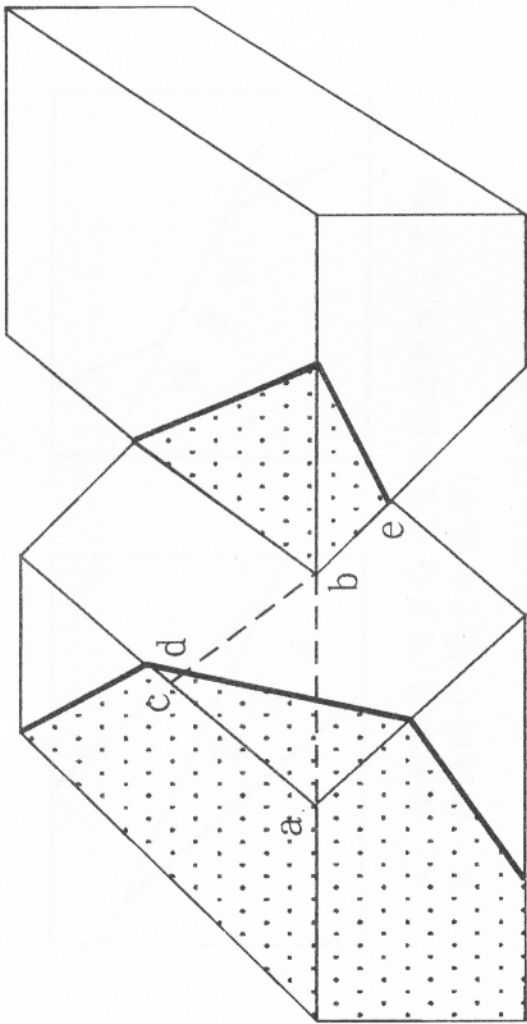


圖四、斷層形態的幾何要素

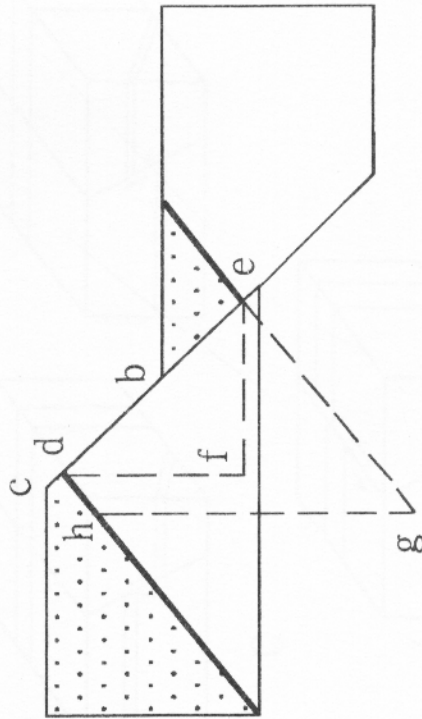


圖五、斷層滑距

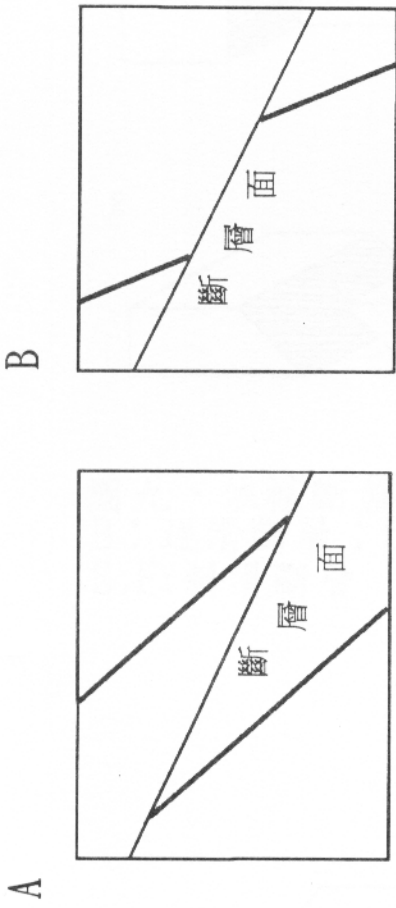
A



B

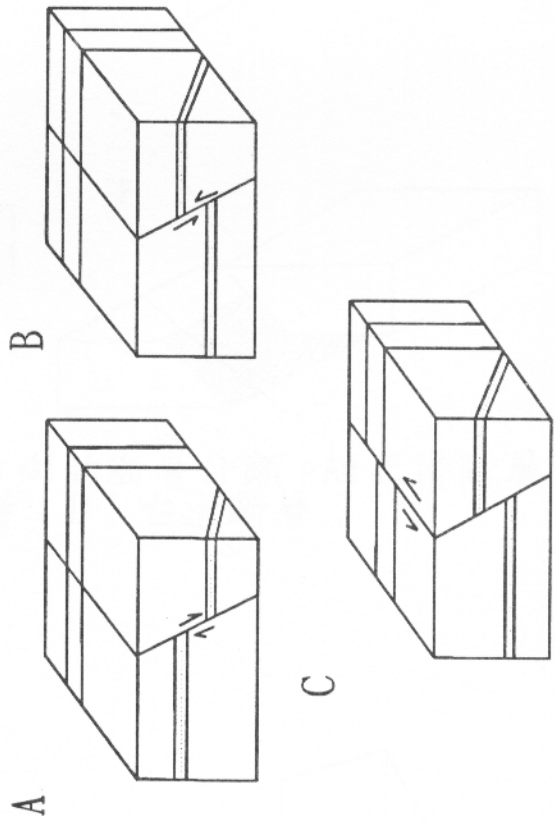


圖六、滑距與斷距之區別，圖中粗黑線為被斷層錯開之標誌層。A:a與b原為同一點，被斷層錯開而成為a與b兩點，故ab為滑距；B:為圖A中切過cdbe等四點的剖面，bc為此斷層在此剖面上的傾斜斷距，hg為此斷層在此剖面上鉛直斷距。

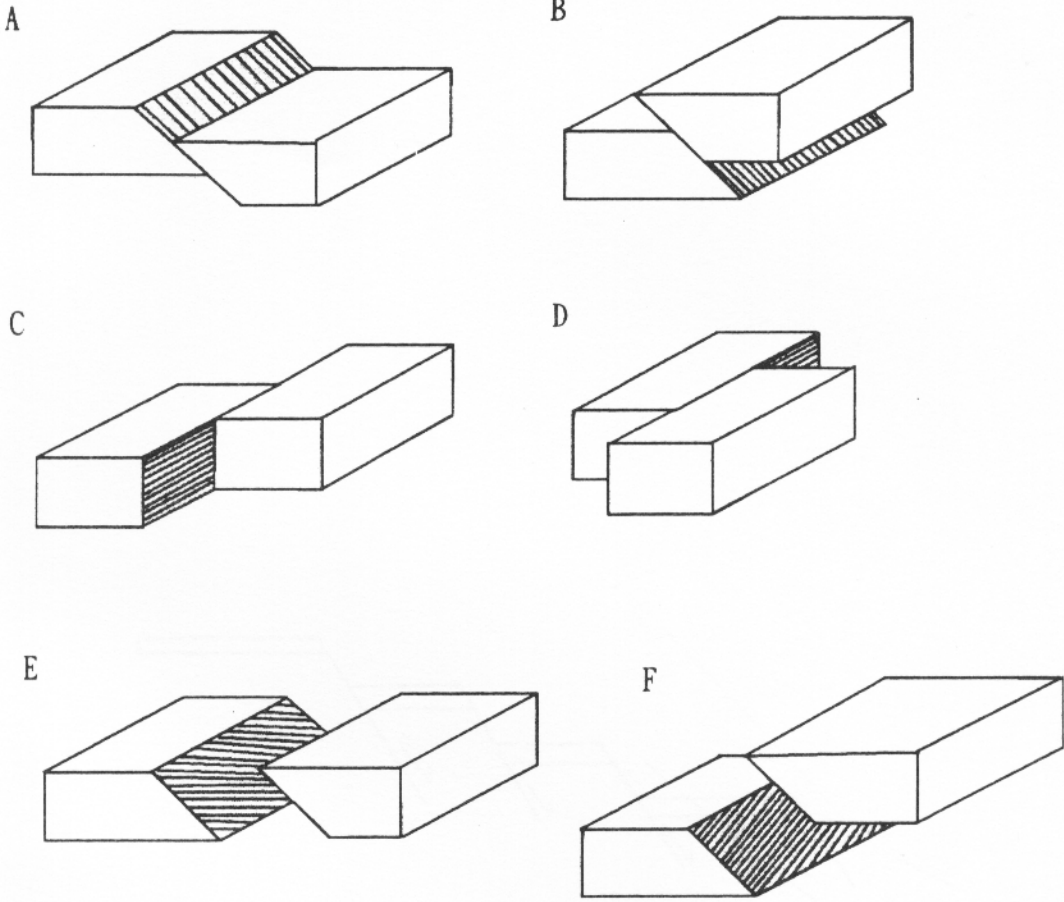


A: 收縮斷層(粗黑線代表的標誌層相互重疊)
 B: 伸張斷層(標誌層脫節)

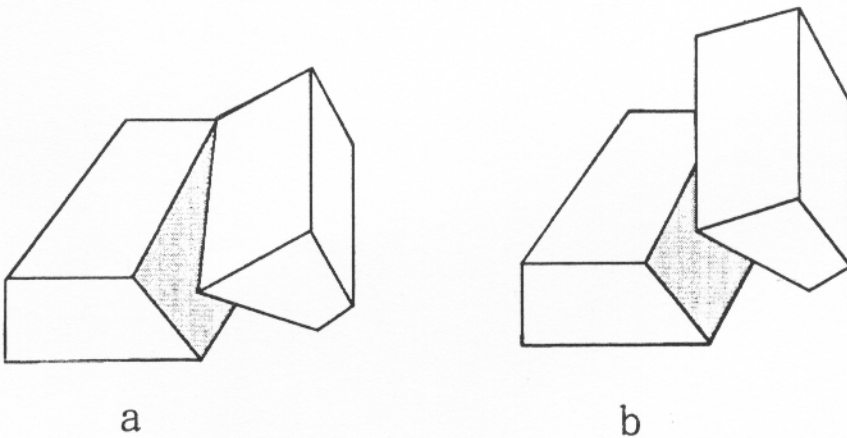
圖七、收縮伸張斷層



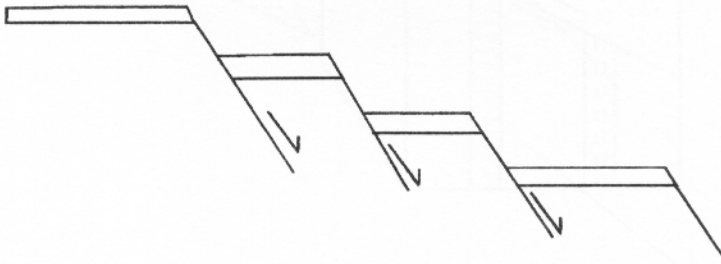
圖八、正移、逆移、橫移斷層



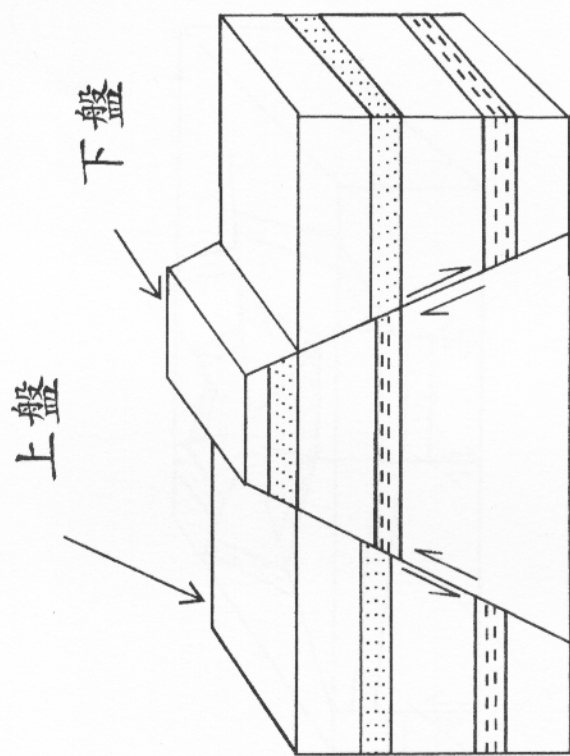
圖九、依據斷盤相互運動方向的斷層分類。A:正滑斷層；
B:逆滑斷層；C:左滑斷層；D:右滑斷層；
E.F:斜滑斷層



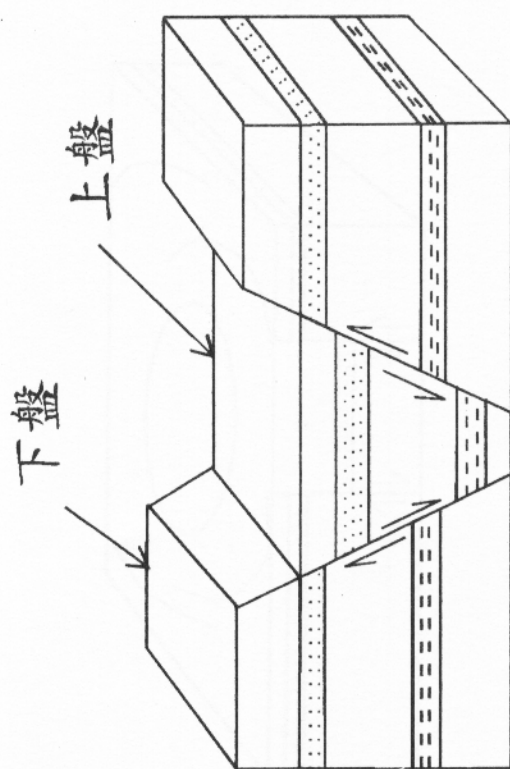
圖十、樞紐斷層



圖十一、階梯狀斷層系統

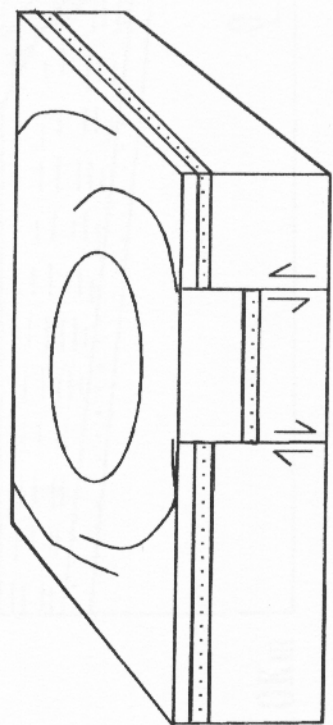


地壘

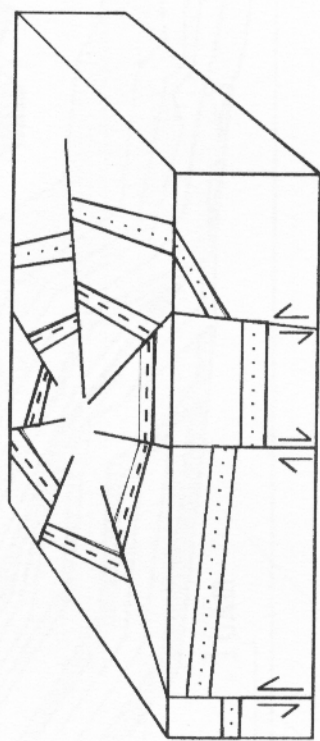


地塹

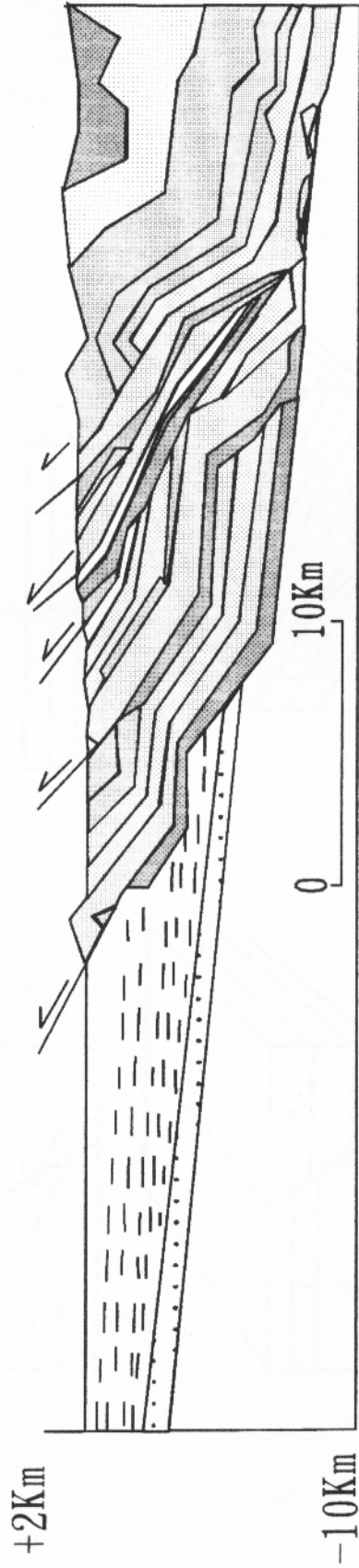
圖十二、地塹及地壘示意圖



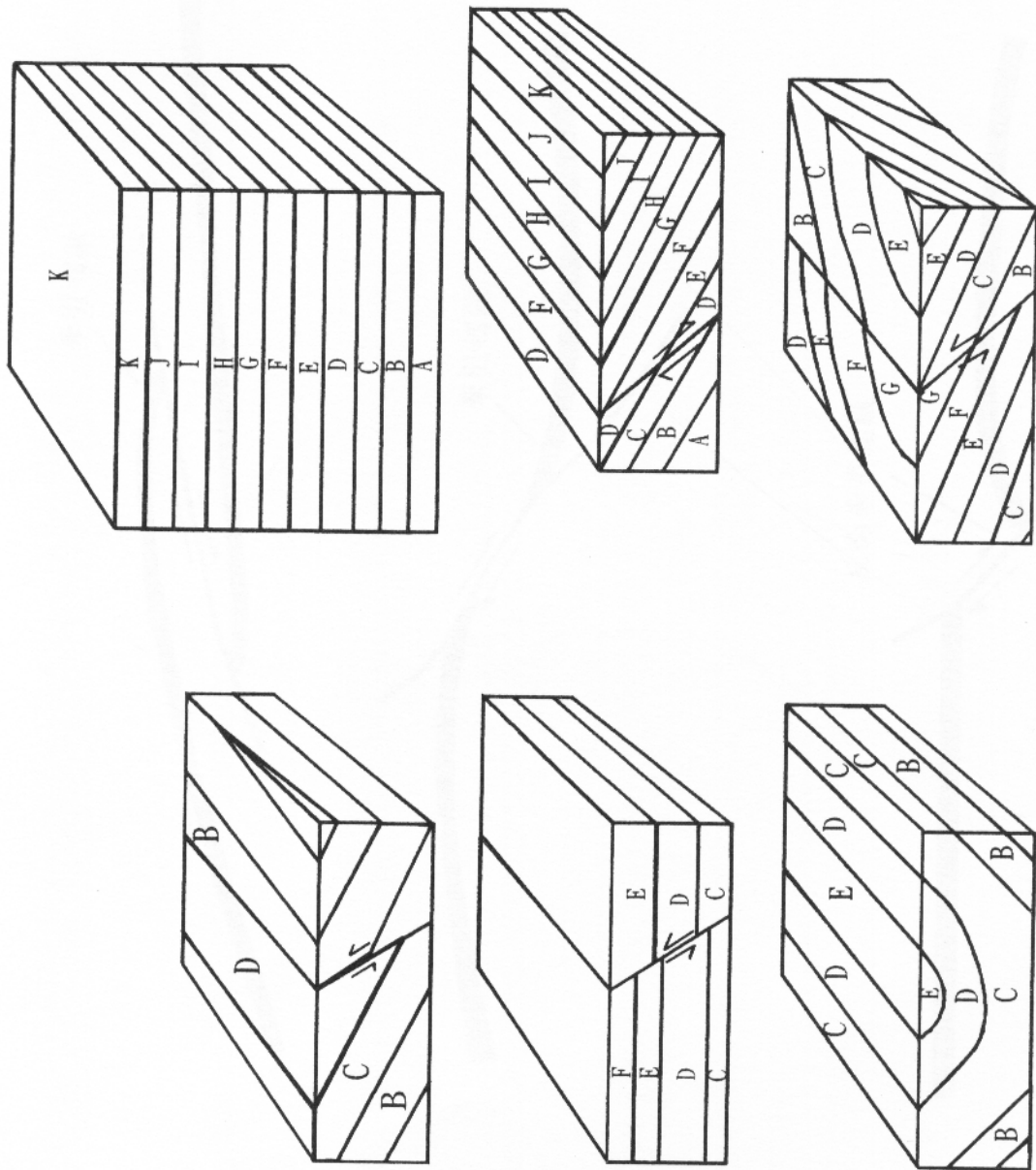
圖十三、同心圓狀斷層系統



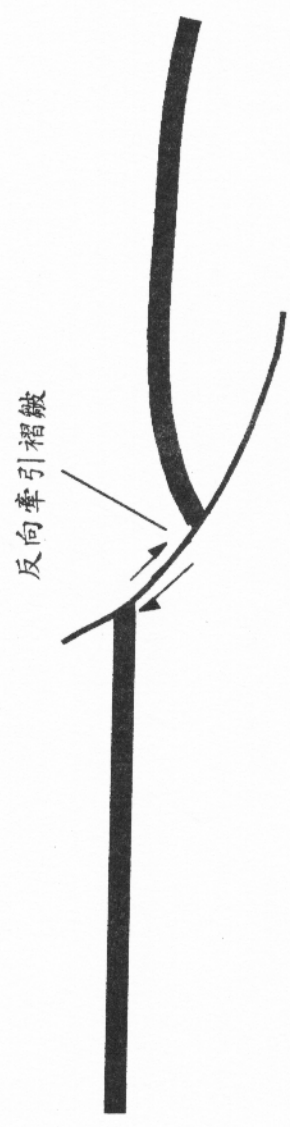
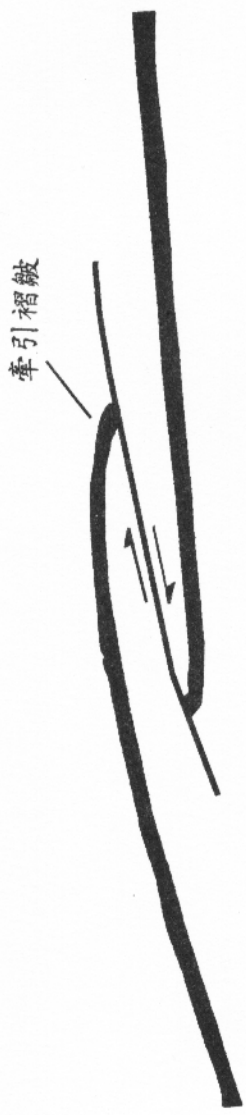
圖十四、放射狀斷層系統



圖十五、疊瓦狀斷層系統

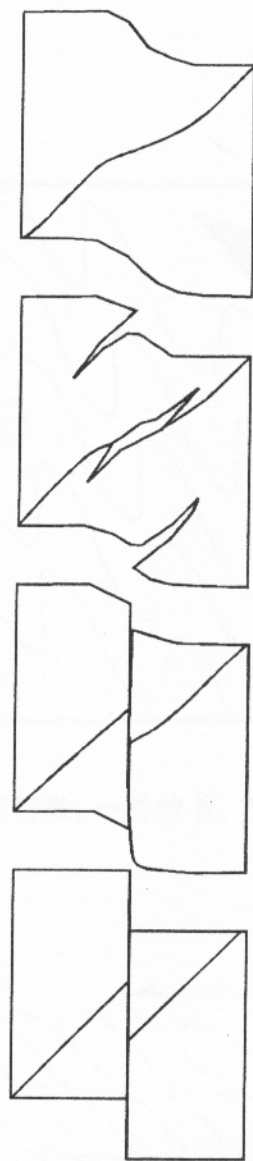


圖十六、構造線不連續，地層的重複和缺失

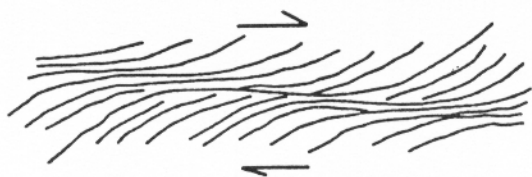


圖十七、牽引褶皺的各種型態

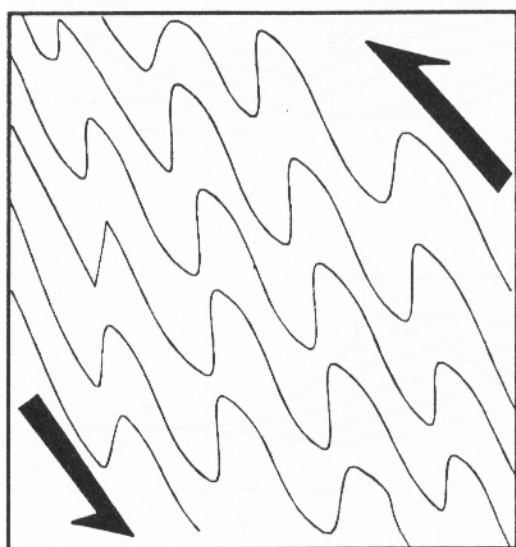
A. 脆性 B. 脆性變形 C. 韌性至脆性變形 D. 韌性變形



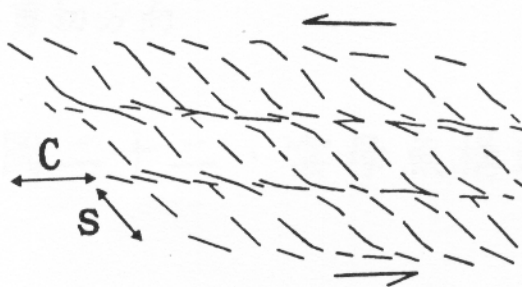
圖十八、不同型式的剪切帶



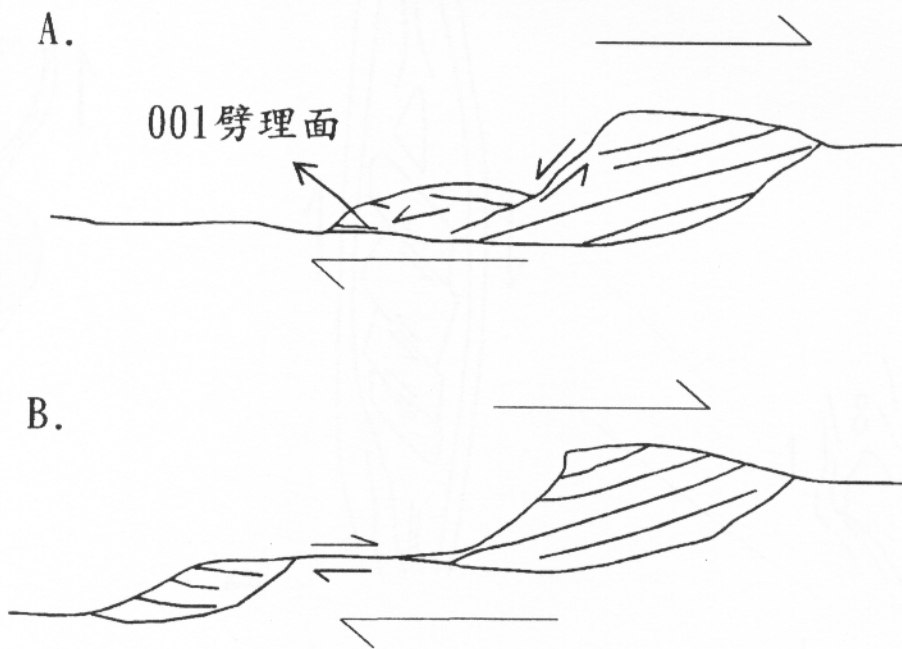
圖十九、S型剪切帶



圖二十、不對稱褶皺，一翼較長，剪切方向如圖所示

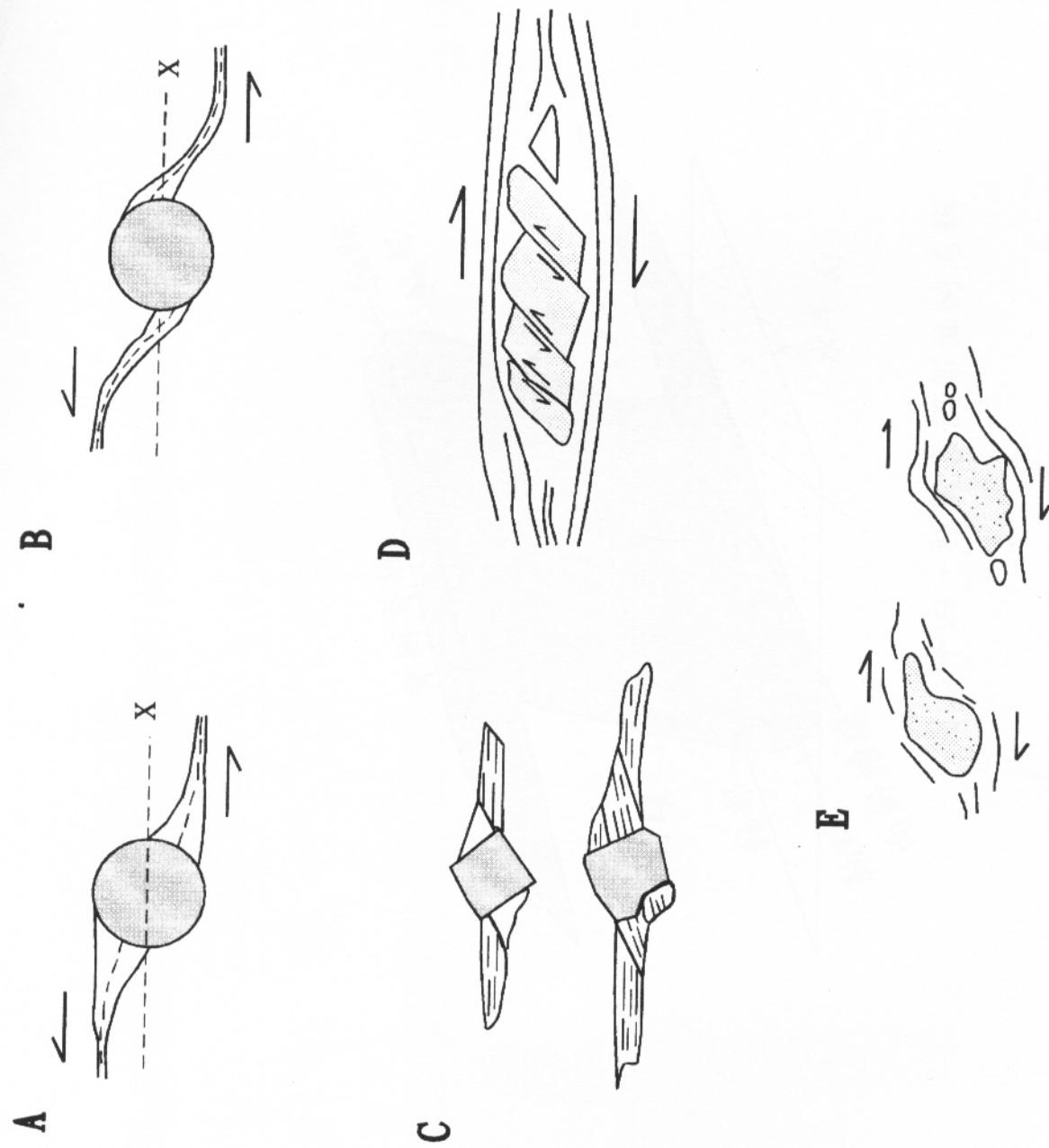


圖二十一、S-C面理

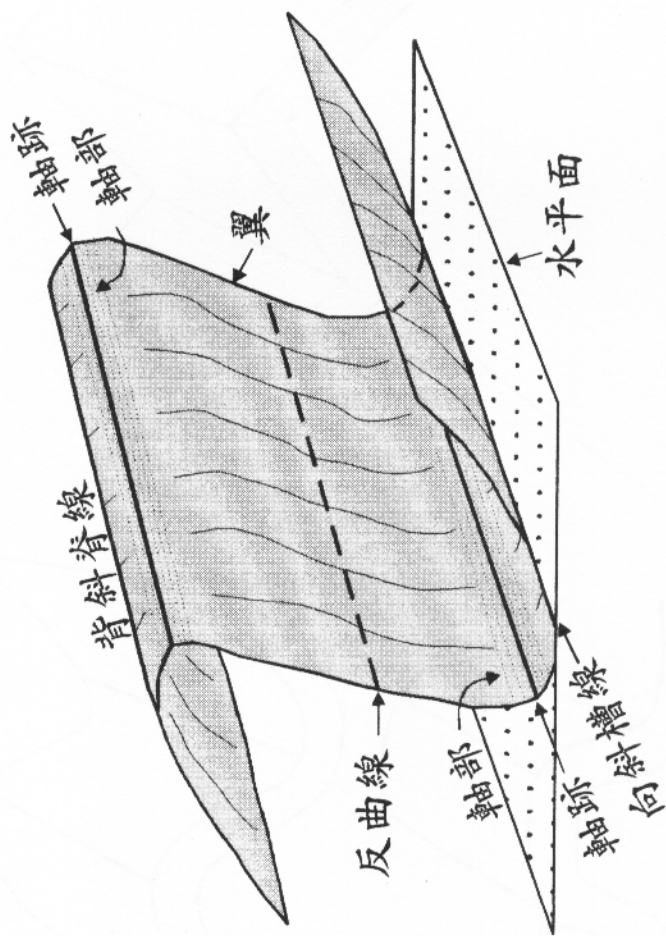


- A. 雲母礦物受剪後分離出小的雲母，其001劈理面會平行剪切面。
- B. 已分離的雲母魚。雲母礦物受較大變形後，導致原先同塊雲母分離出另一較小的雲母，由小雲母001面的位態，可了解其剪切方向

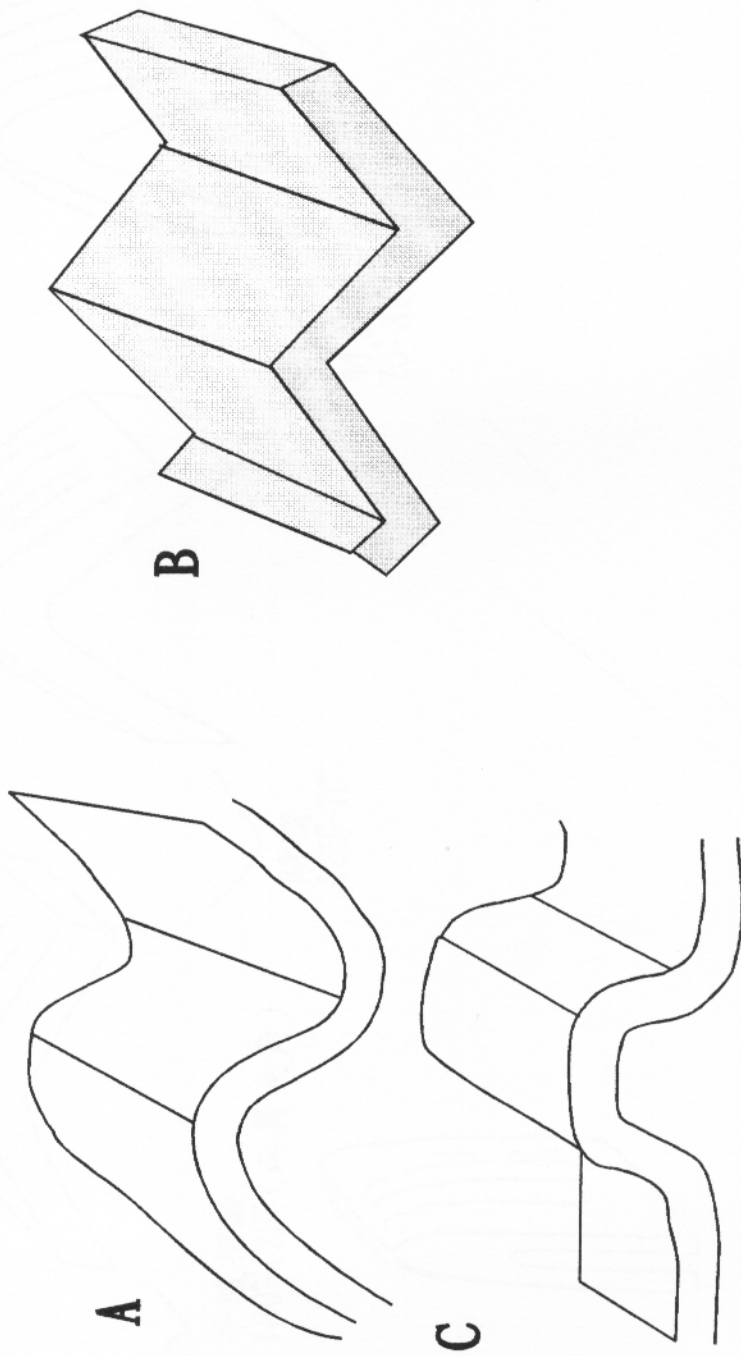
圖二十二、雲母魚構造



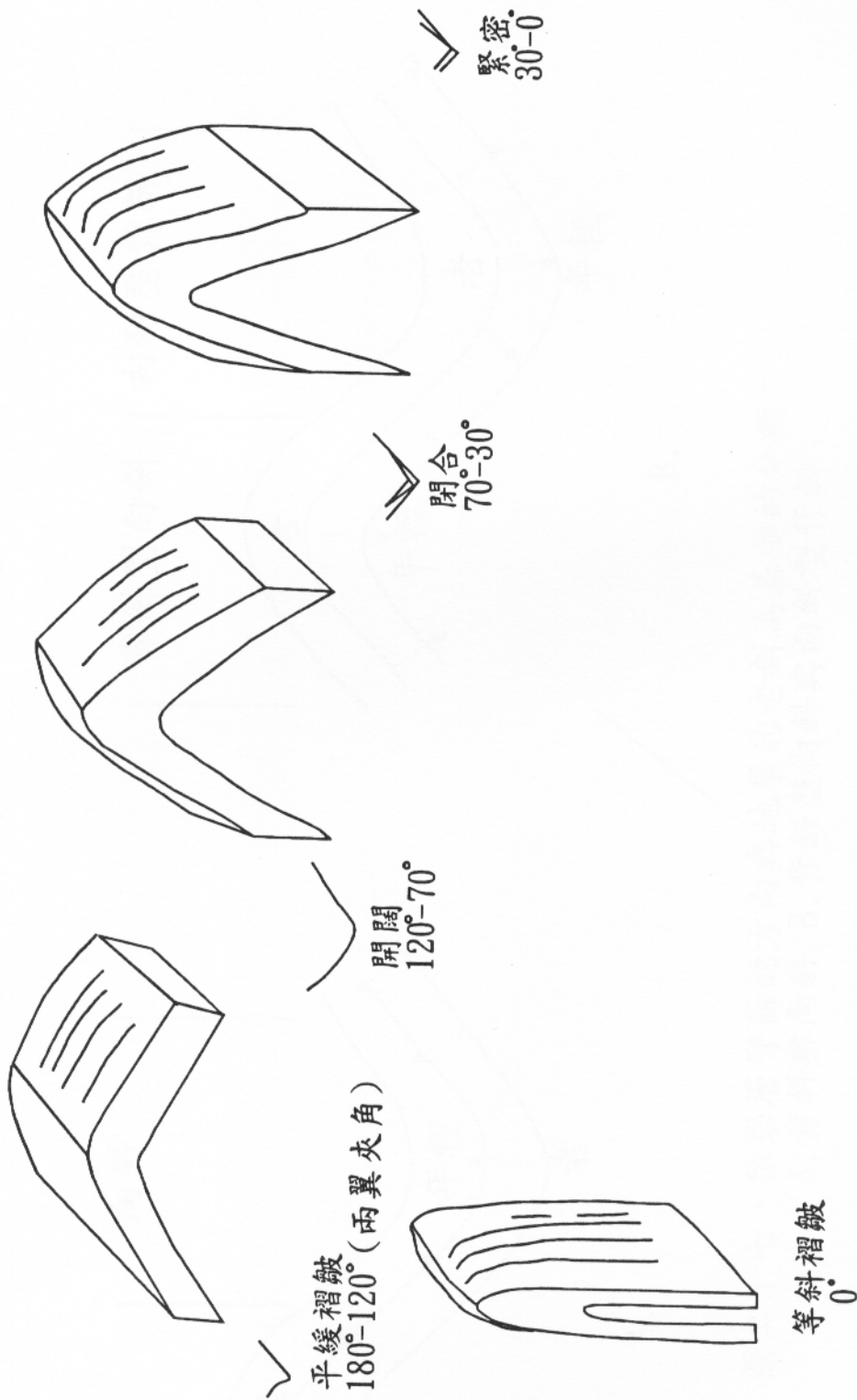
圖二十三、剪切構造(A)旋轉碎斑系 σ 型;(B)旋轉碎斑系 δ 型;(C)不對稱壓力影;(D)骨牌構造;(E)曲頸狀構造



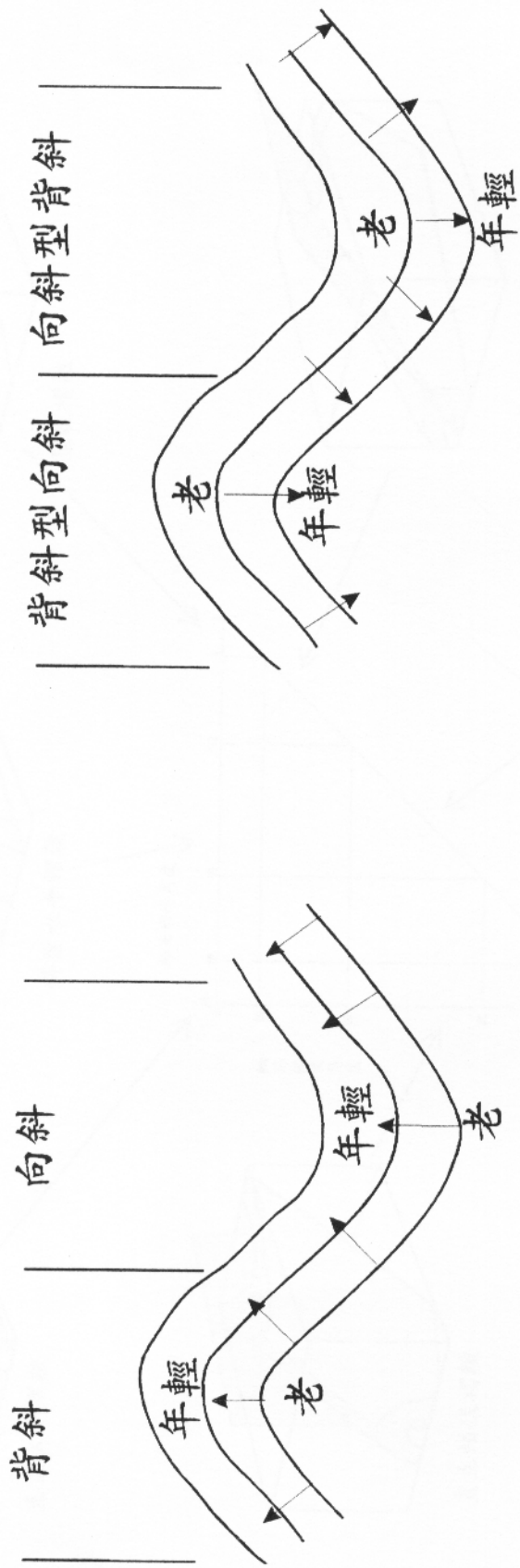
圖二十四、褶皺各個部位的名稱



圖二十五、以樞紐帶的褶皺分類 A:圓弧褶皺;B:尖頂褶皺;C:箱形褶皺



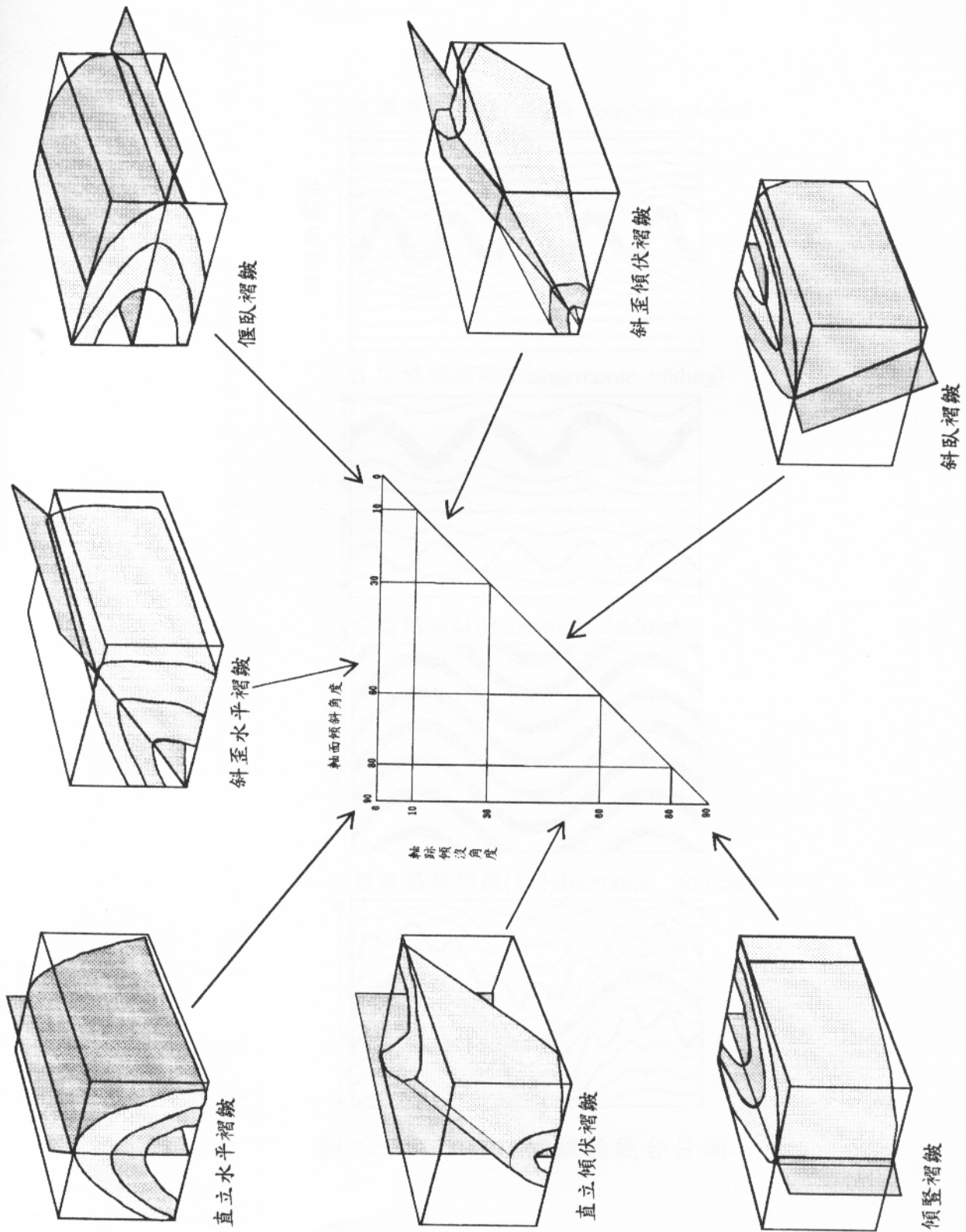
圖二十六、褶皺兩翼夾角之褶皺分類



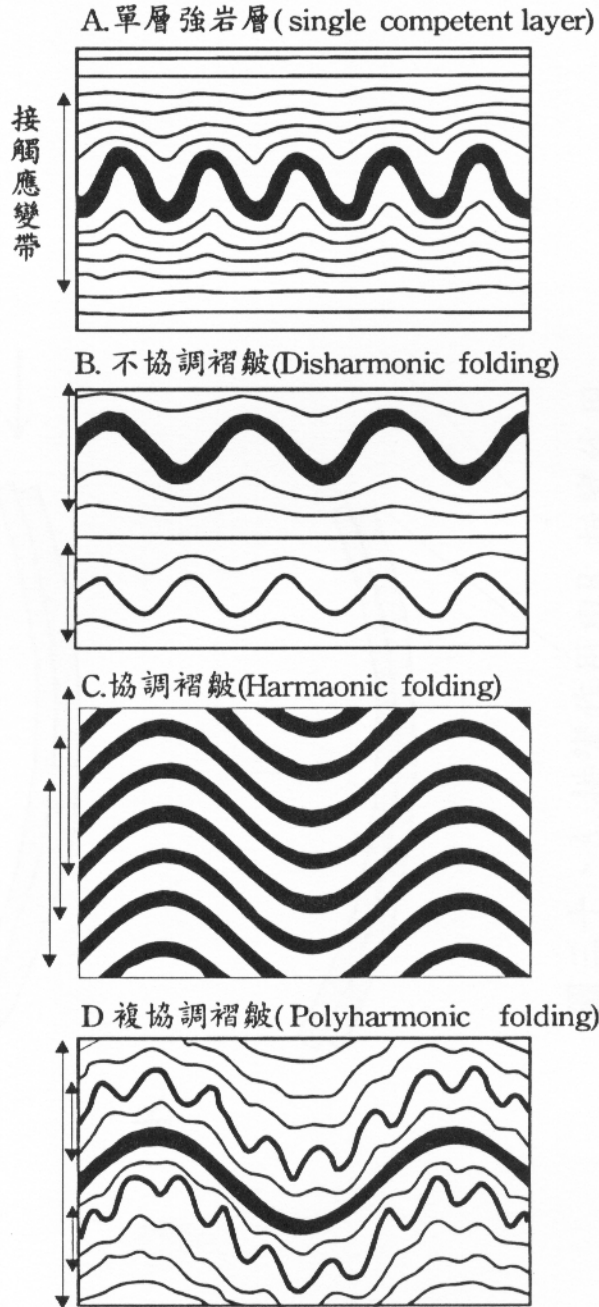
A.

B.

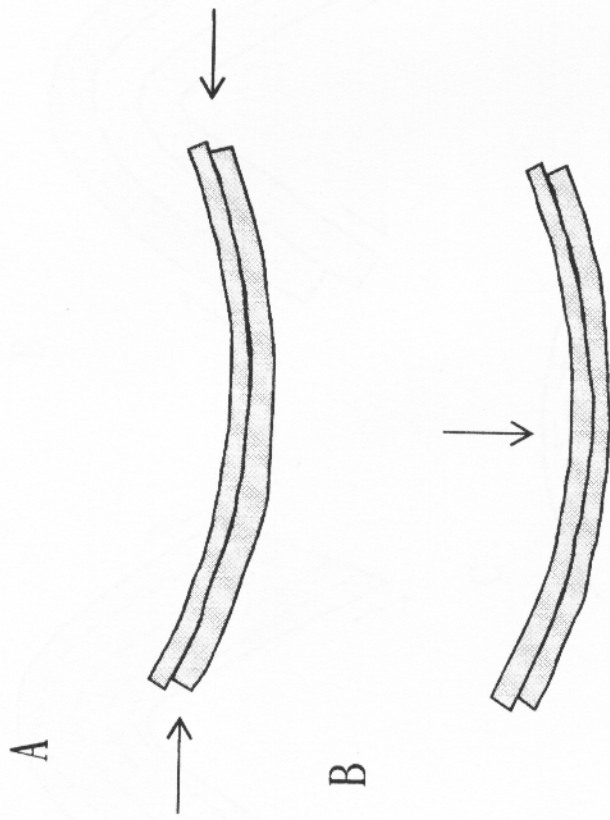
圖二十七、依岩層彎曲的方向與地層的老新為基礎的分類。
A. 背斜型向斜 B. 背斜型背斜



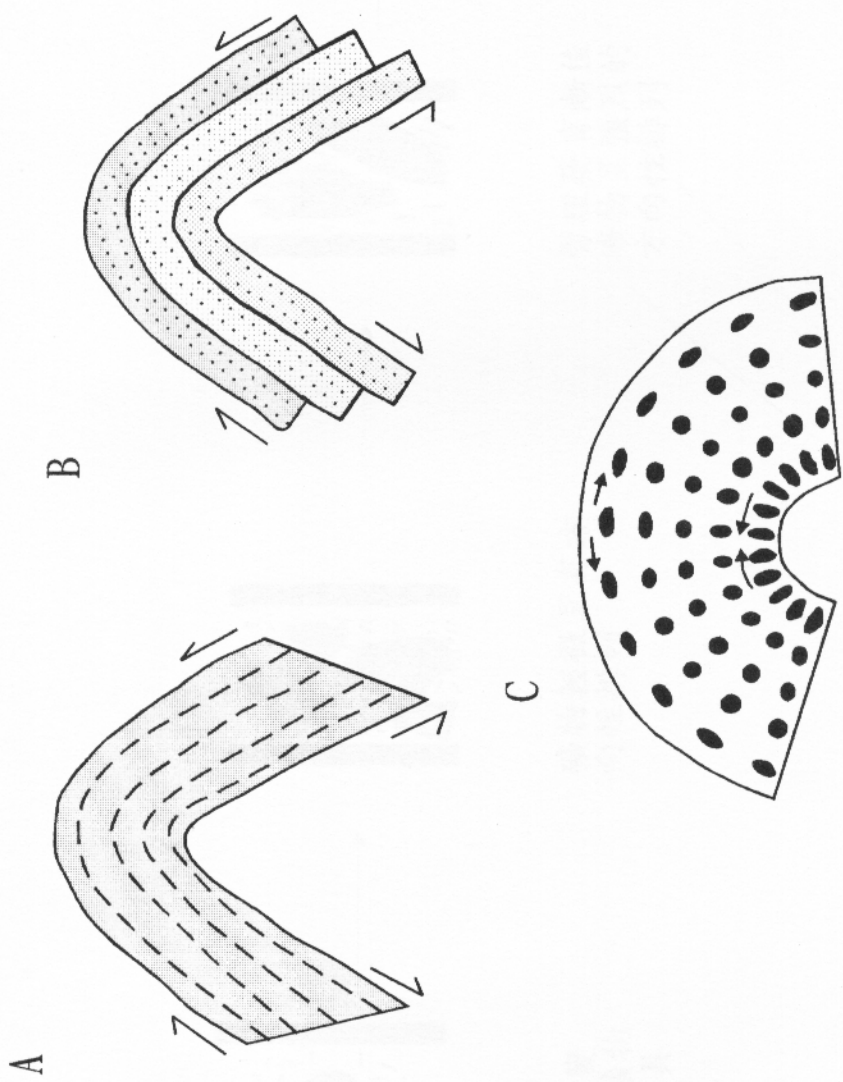
圖二十八、依褶皺軸面與褶皺軸的位態為基礎的分類



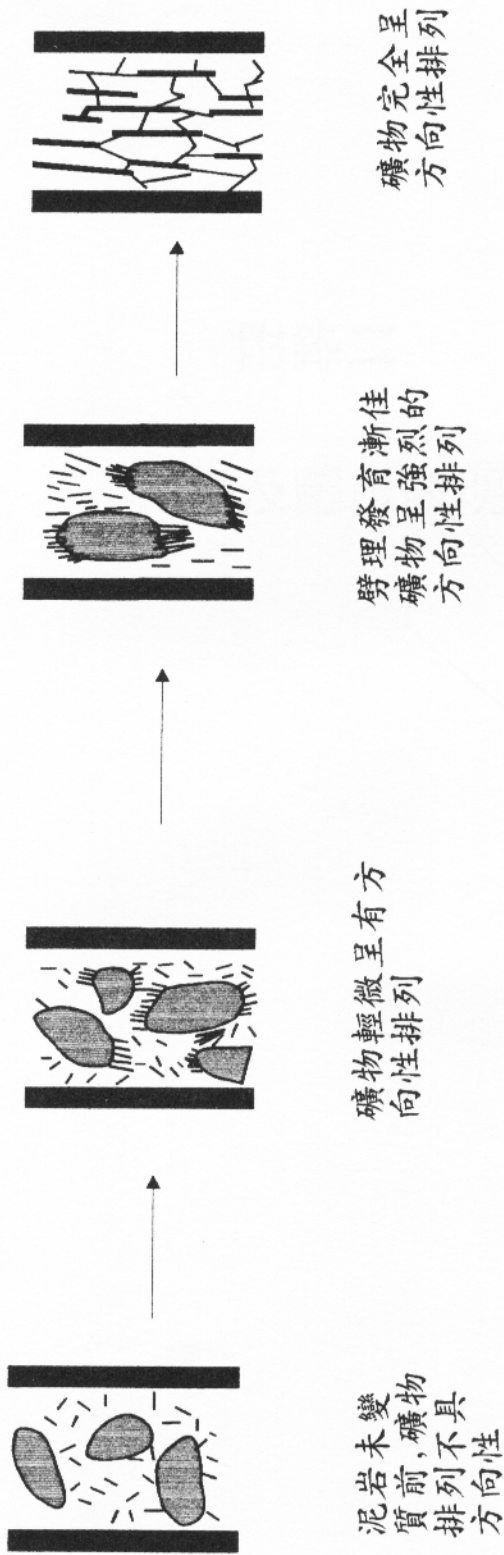
圖二十九、複層褶皺的幾何分類



圖三十、A. 拱彎作用與B. 折彎作用



圖三十一、褶皺作用的應變機制。A：曲流褶皺作用；B：曲滑褶皺作用；C：切縱應變。

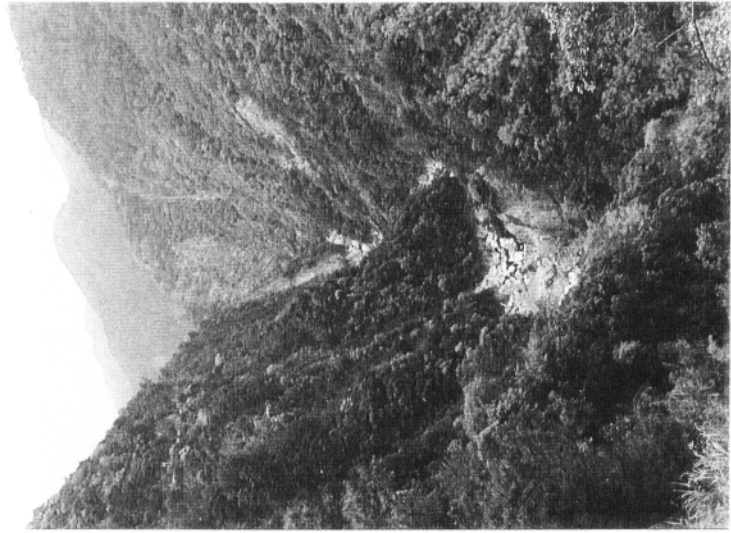


圖三十二、板劈理發育過程中礦物排列方式的變化

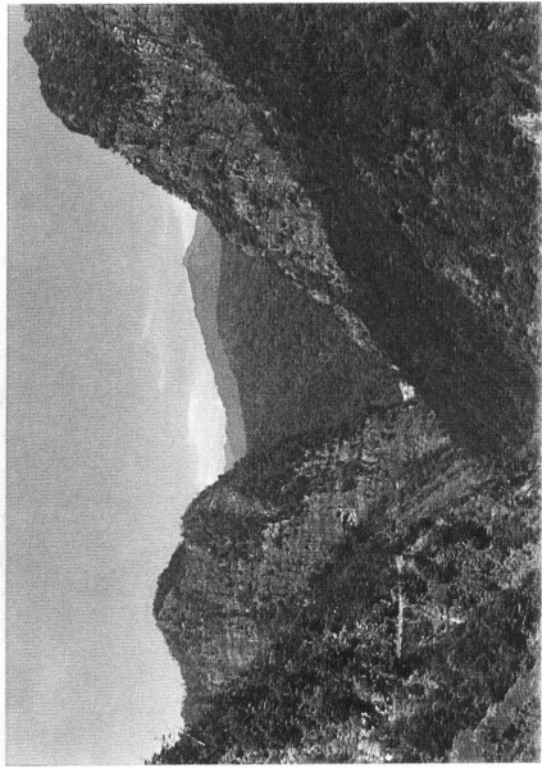
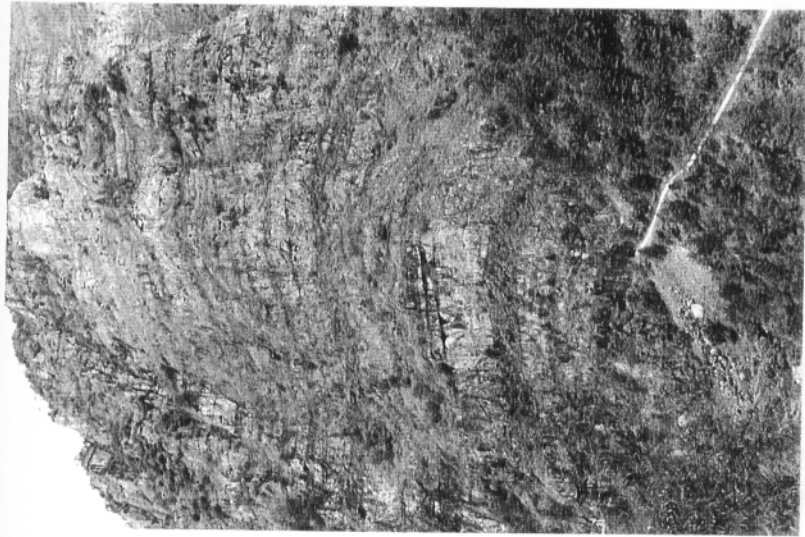
附錄二

圖版及圖版說明

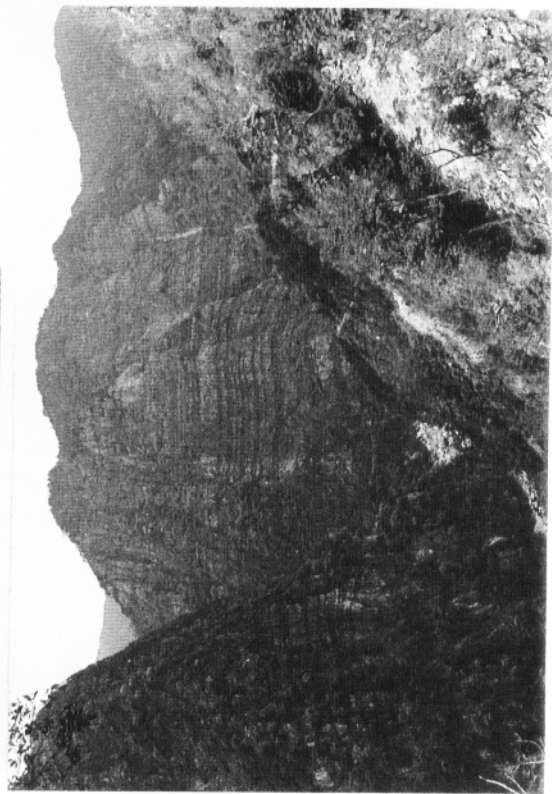
圖版一
壩新路候車亭西北所
見大甲溪峽谷地形。



圖版三 光明橋背斜。



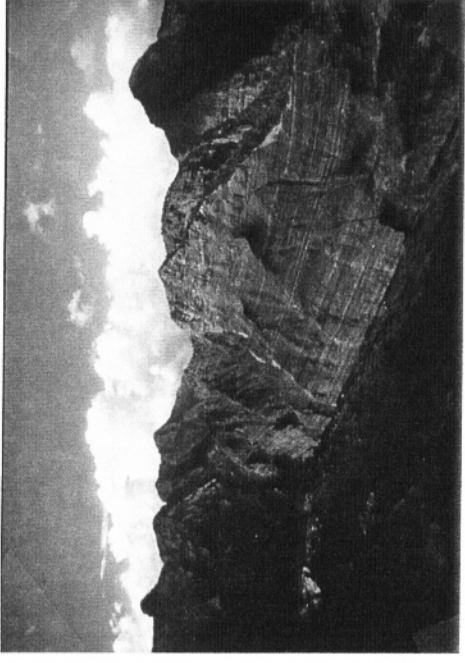
圖版二 光明橋背斜由達見砂岩所組成。



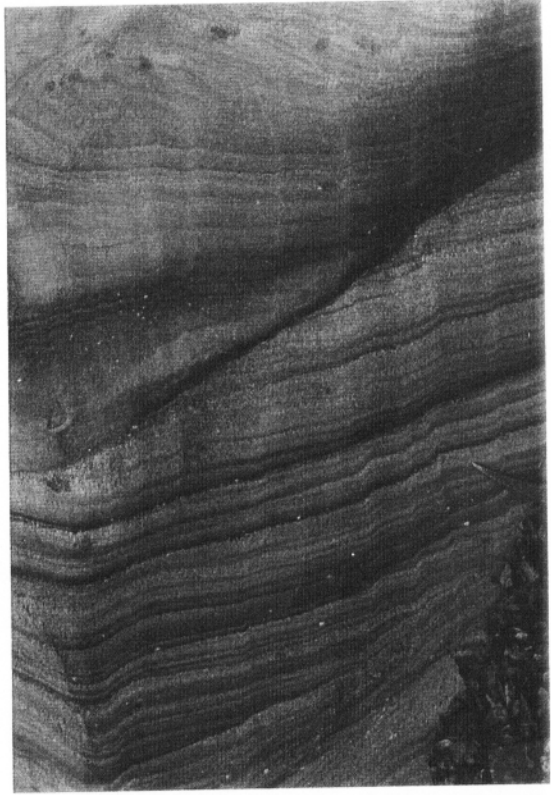
圖版四 光明橋背斜。



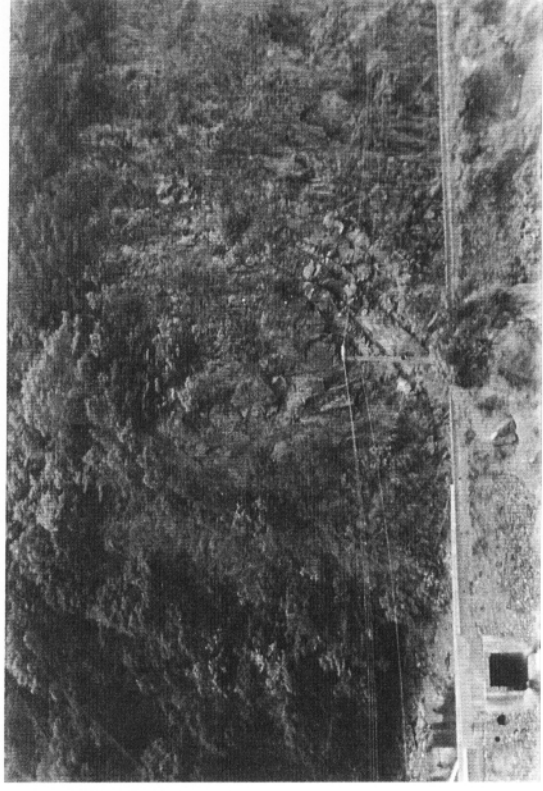
圖版五 光明橋背斜軸部出露的變質凝灰岩。



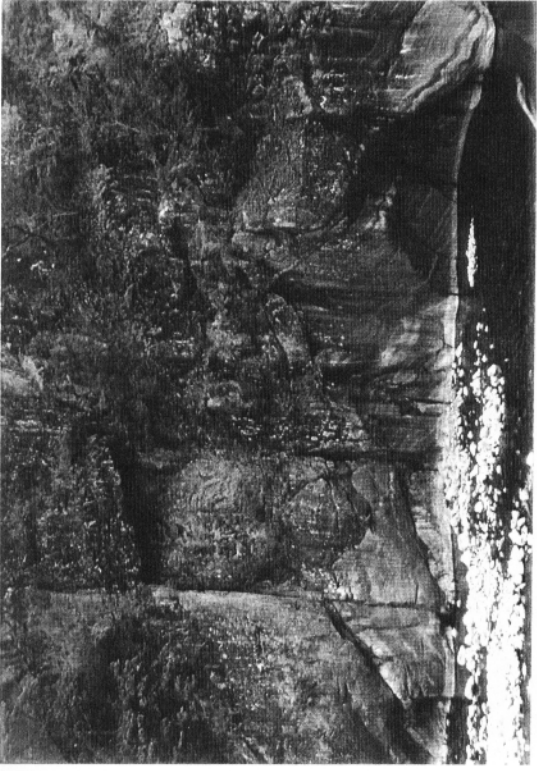
圖版七 由素密達斷崖遠眺布秀蘭山。



圖版六 達見砂岩中的沉積構造。



圖版八 白冷層中烏來橋段中的向斜構造。



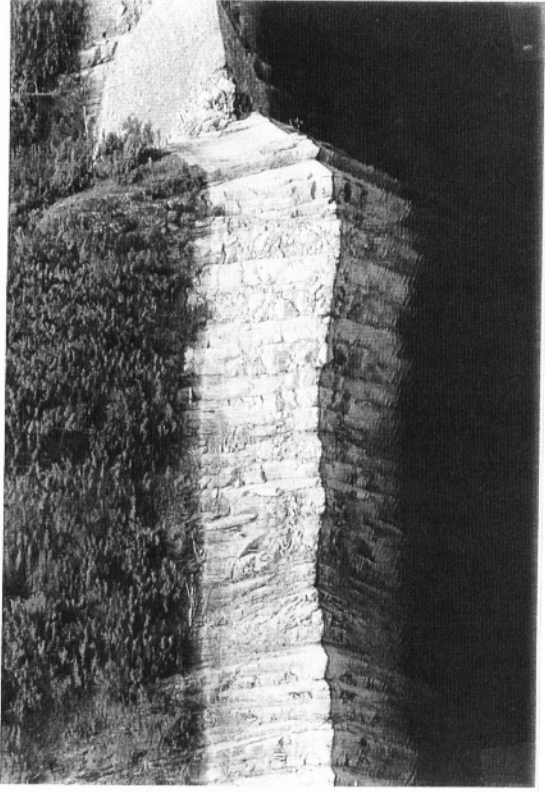
圖版九 大甲溪河谷青山橋附近的背斜構造。



圖版十一 大甲溪河谷青山橋附近的向斜構造。

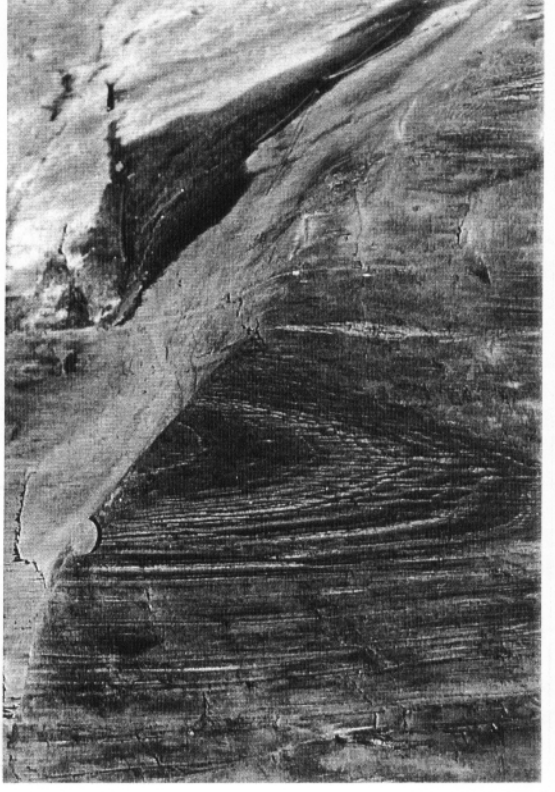


圖版十 大甲溪河谷青山橋附近的背斜構造。圖版九、十係由不同角度拍攝。

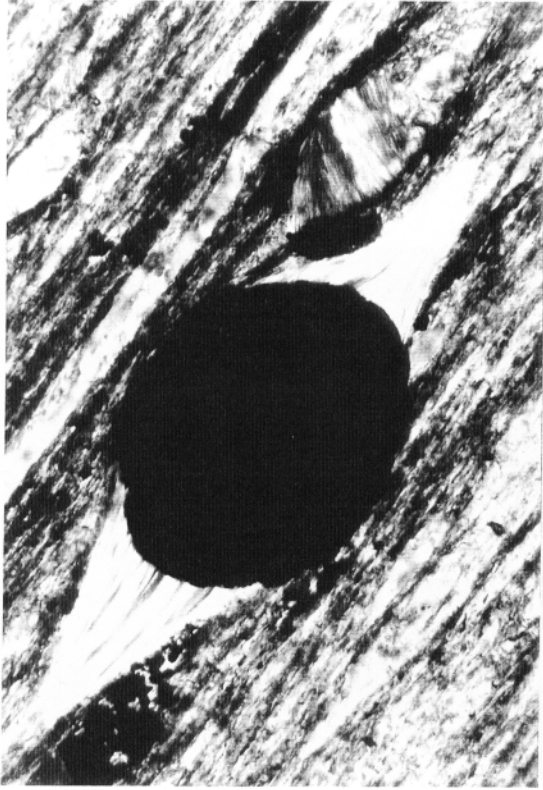


圖版十二 德基水壩基東側白冷層的烏來橋段露頭，以砂岩與板岩互層為主。

圖版十五
武陵農場入口處出露之
眉溪砂岩。



圖版十六 廬山層中的向斜構造。

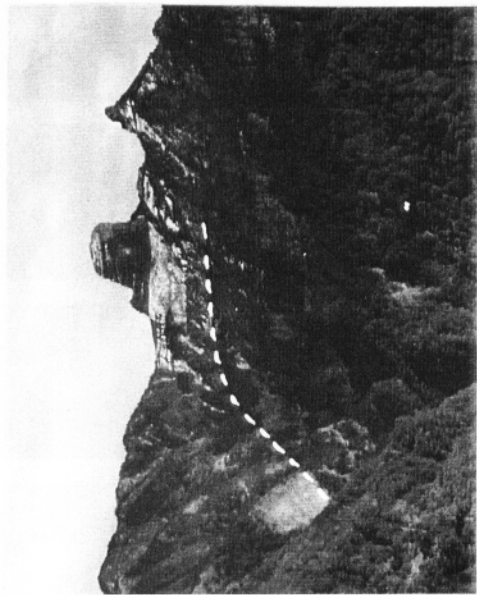


圖版十三 佳陽層中的黃鐵礦壓影，顯示板岩以共軸變形為主。



圖版十四 武陵農場入口千祥橋附近出露之眉溪砂岩。

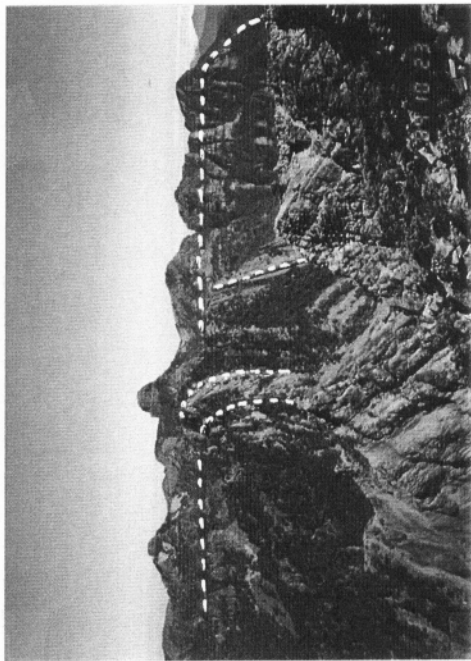
圖版十七
廬山層中的向斜構造。



圖版十九 大霸箱形褶皺之西肩。



圖版二十 品田向斜軸部之箱形褶皺。



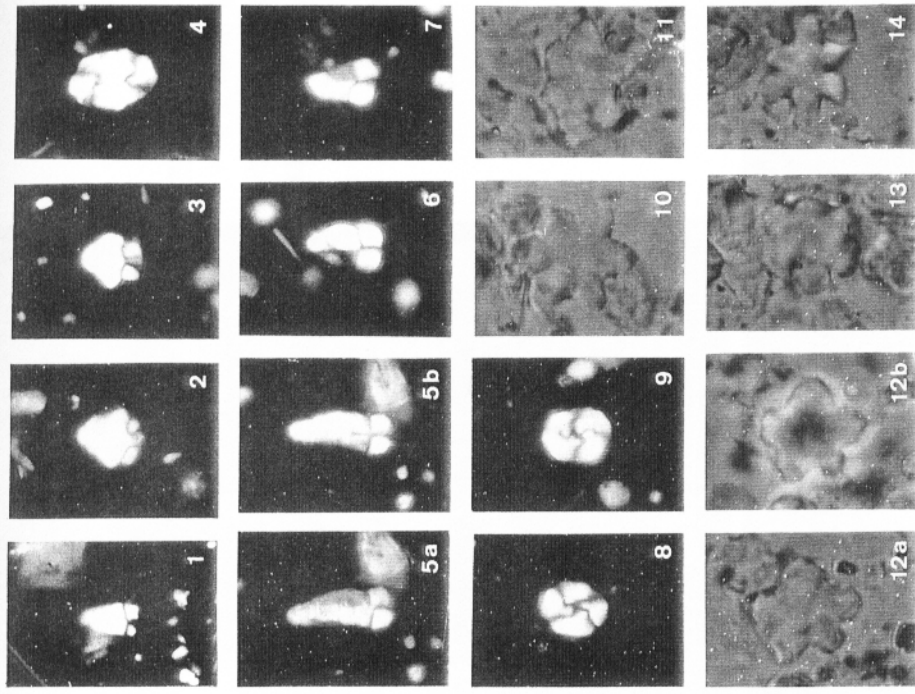
圖版十八 大霸箱形褶皺之東肩。



圖版二十一 桃山附近的武陵斷層露頭。



圖版二十二 桃山附近的武陵斷層露頭。



圖版二十三 中霸尖山板岩標本所含之超微化石，照片放大比率為 2500 倍。

- 1 *Sphenolithus distentus* (Martini)
- 2, 3 *Sphenolithus predistentus* Bramlette and Wilcoxon
- 4 *Helicophera* sp.
- 5 *Sphenolithus* cf. *distentus* (Martini)
- 6, 7 *Sphenolithus celsus* Haq
- 8, 9 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay)
- 10, 11 *Discoaster adamanteus* Bramlette & Wilcoxon
- 12 *Discoaster* cf. *adamanteus* Bramlette & Wilcoxon
- 13 *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel
- 14 *Discoaster* sp.

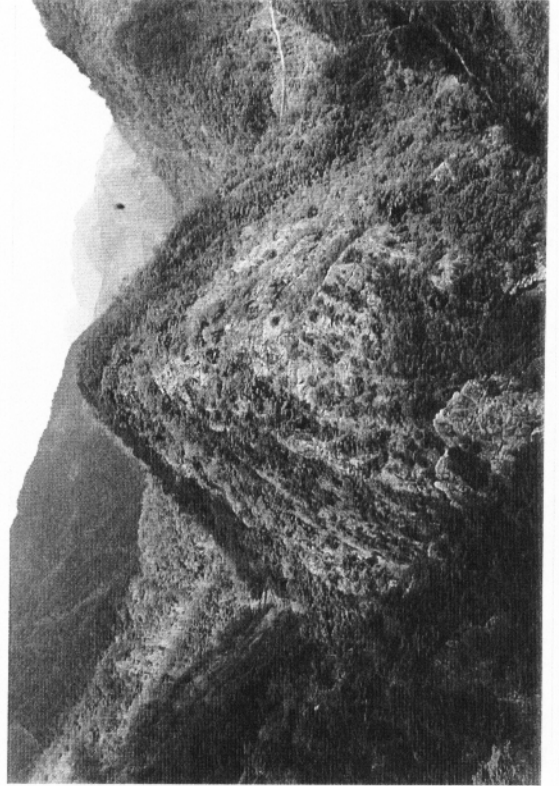
圖版二十六
 中橫公路德基附近
 沿層帶轉折的
 發育基礎。



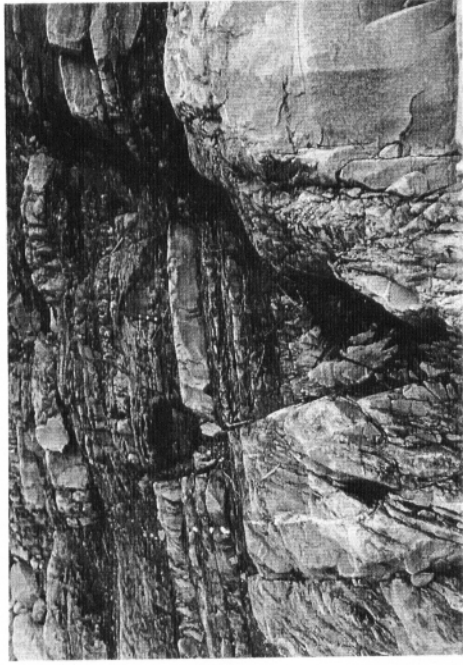
圖版二十七 德基休息站附近的逆斷層。



圖版二十四 大霸尖山由變質砂岩構成，四周皆為懸崖峭壁，氣勢雄渾，有「世紀奇峰」之稱。



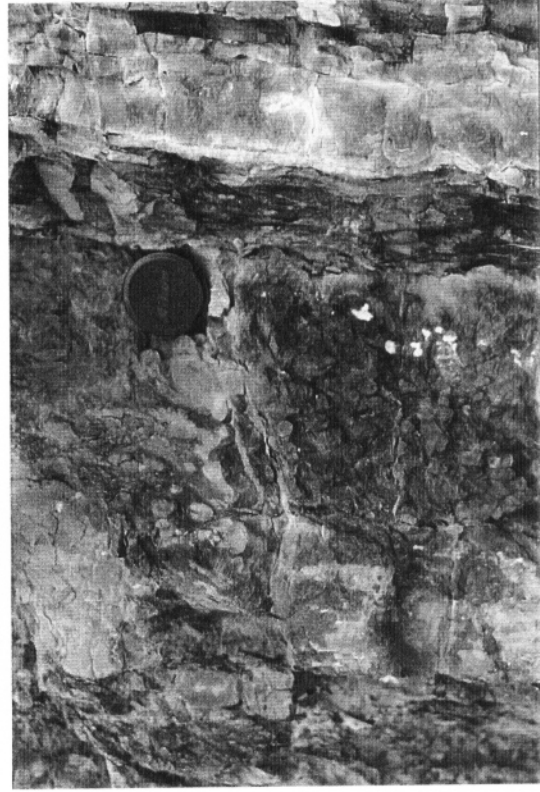
圖版二十五 中橫公路壩新候車亭所見之背斜構造。



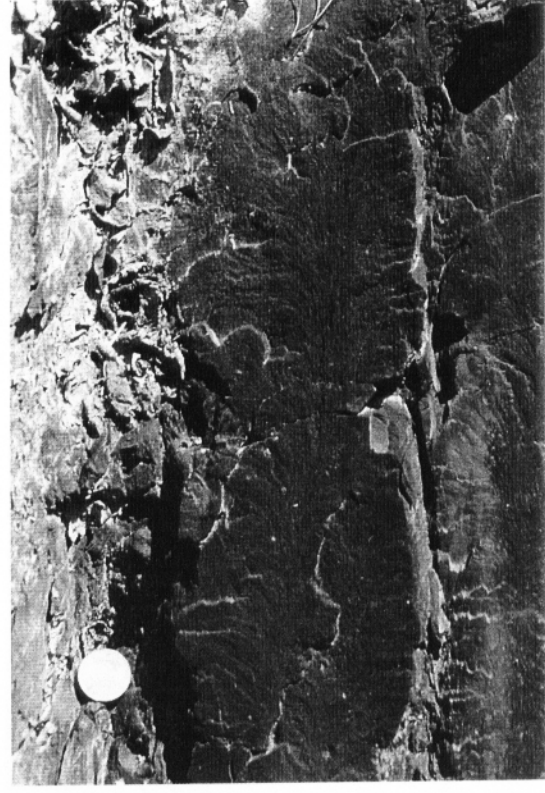
圖版二十八 青山電廠下河谷中的共軛走向滑移斷層。此照片係由上向地面拍攝。



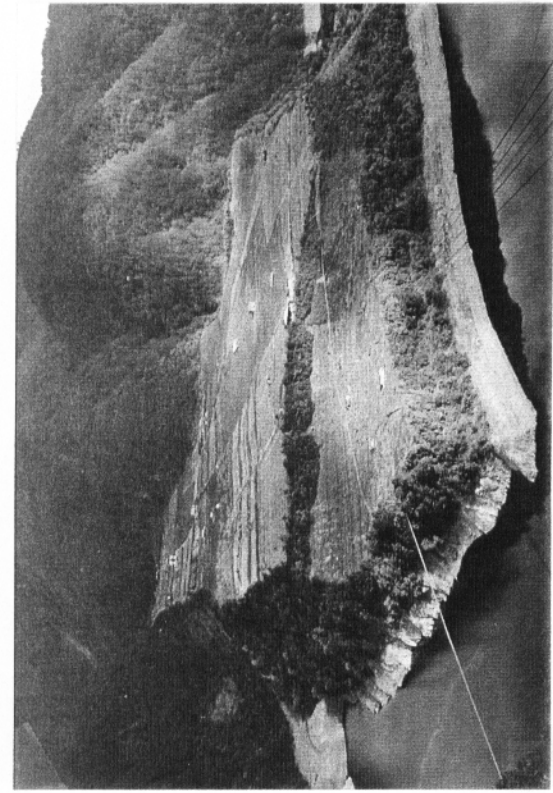
圖版三十 武陵農場附近眉溪砂岩層面上的之的生痕化石。



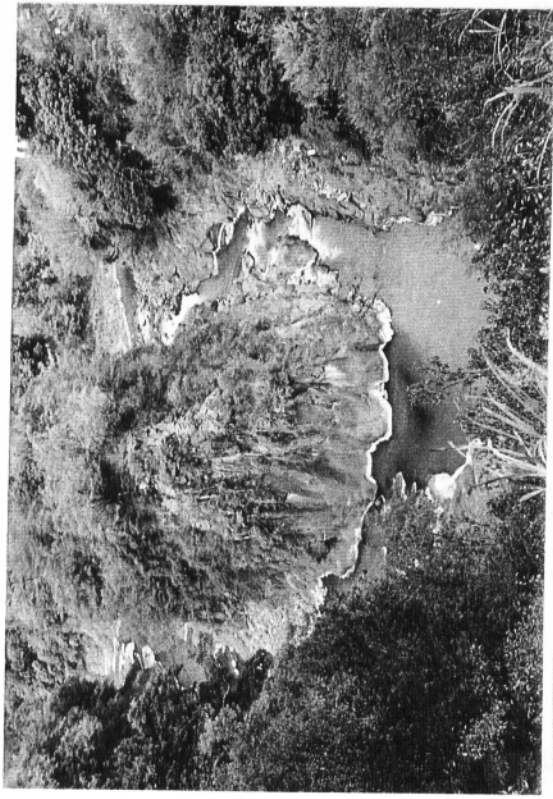
圖版二十九 武陵農場附近眉溪砂岩中的生痕化石，此照片係向岩層剖面觀看。



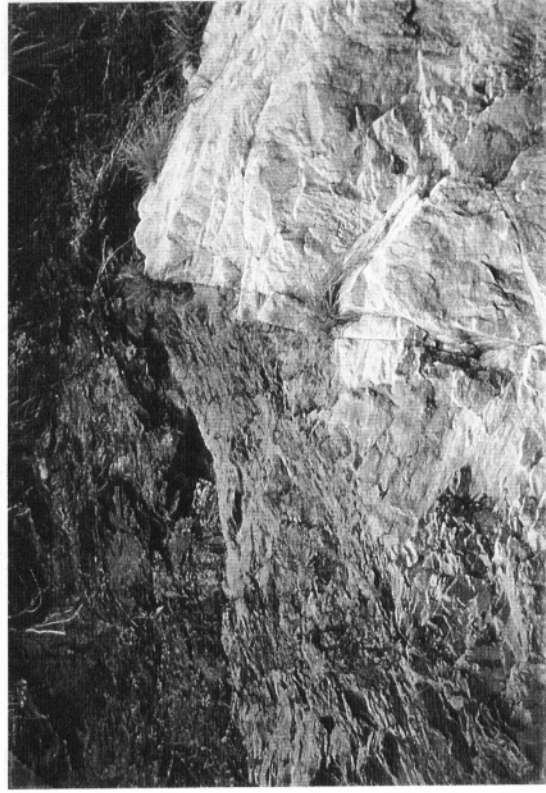
圖版三十一 武陵農場附近眉溪砂岩中節理的羽毛狀構造。



圖版三十二 中橫公路谷安溪附近，於大甲溪北岸所見美麗而壯觀的佳陽沖積扇河階地。



圖版三十四 中橫公路宜蘭支線清泉橋附近的曲流地形。



圖版三十三 志樂溪河谷達見砂岩段與烏來橋段的界線。



圖版三十五 中橫公路德基附近砂岩層面上的波痕構造。



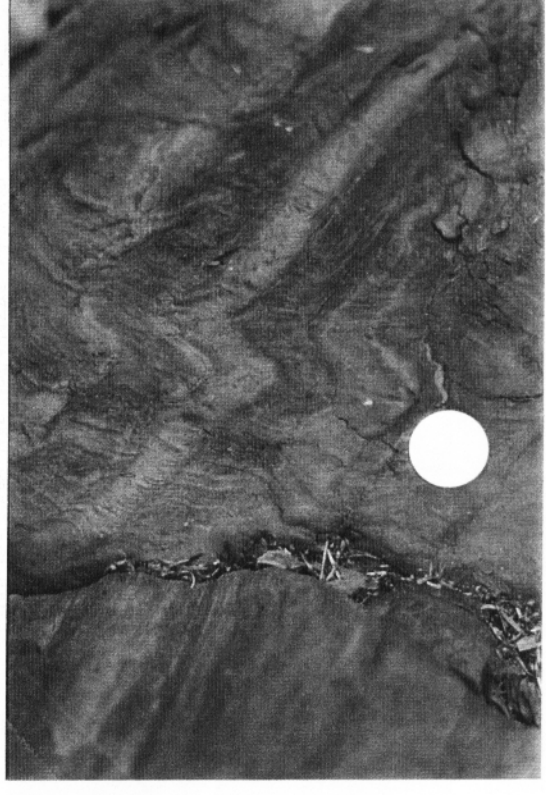
圖版三十六 大甲溪河谷松茂附近的逆斷層。



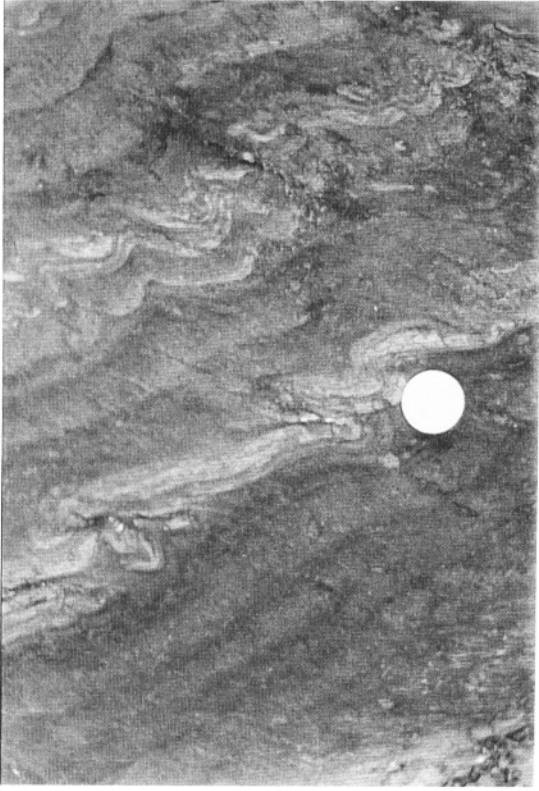
圖版三十八 走向滑移斷層所伴生的褶皺作用。



圖版三十七 匹亞桑溪谷中斷層附近的變形石英脈。



圖版三十九 武陵地區韌性走向滑移斷層所伴生的不對稱褶皺及夾皺劈理。



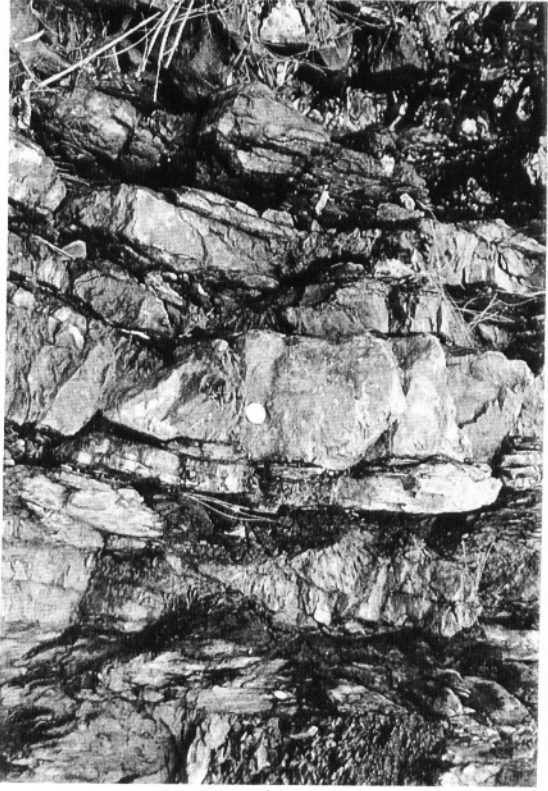
圖版四十 武陵地區韌性走向滑移斷層所伴生的不對稱褶皺及夾皺劈理。



圖版四十一 眉溪砂岩附近的走向滑移斷層。

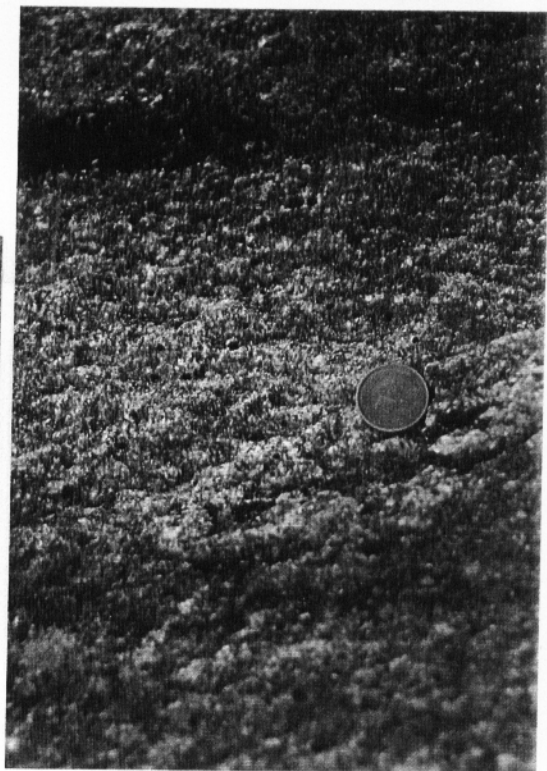


圖版四十二 環山地區的斷層。



圖版四十三 環山地區發育的共軛型態斷層。

圖版四十六
斷層帶內的構造。



圖版四十七 斷層表面的擦痕構造。



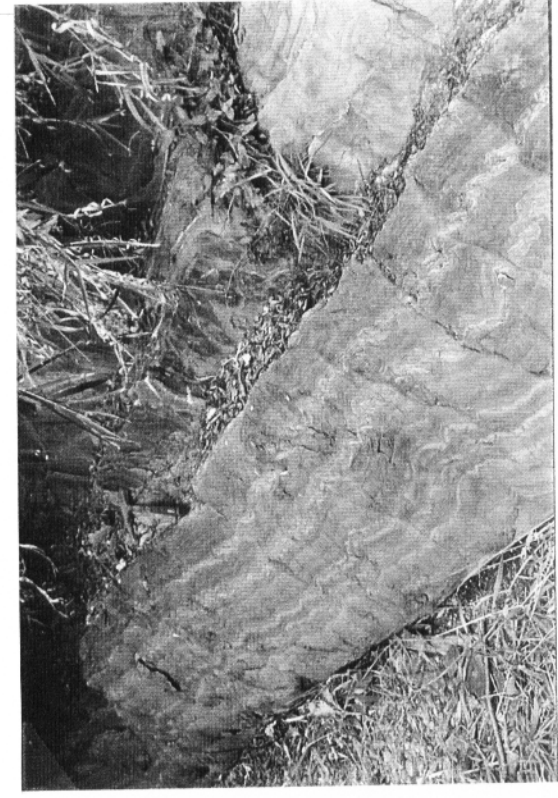
圖版四十四 斷層表面的擦痕構造。



圖版四十五 斷層表面的擦痕構造。



圖版四十八 白冷層上段的青山段頂部的砂岩凸鏡體中於
沉積同時發育的正斷層。



圖版四十九 香菇橋附近韌性走向滑移斷層所伴生的拖曳
褶皺。



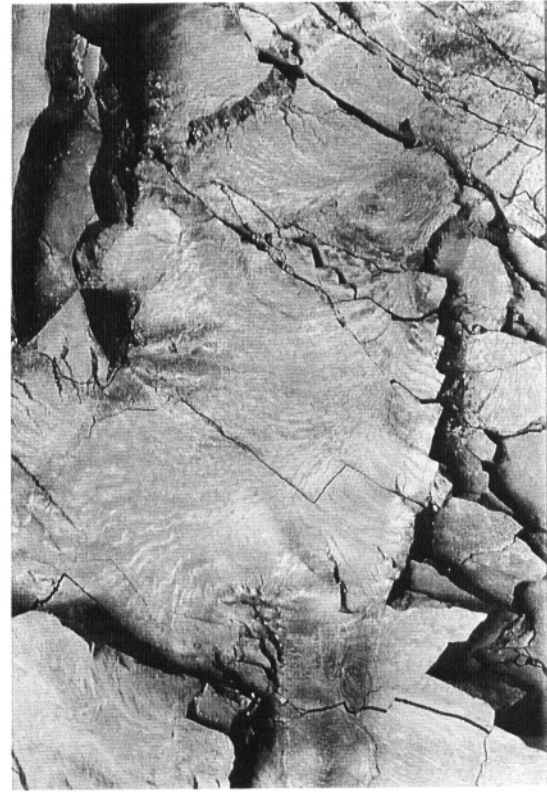
圖版五十 砂岩節理面上之羽毛狀構造。



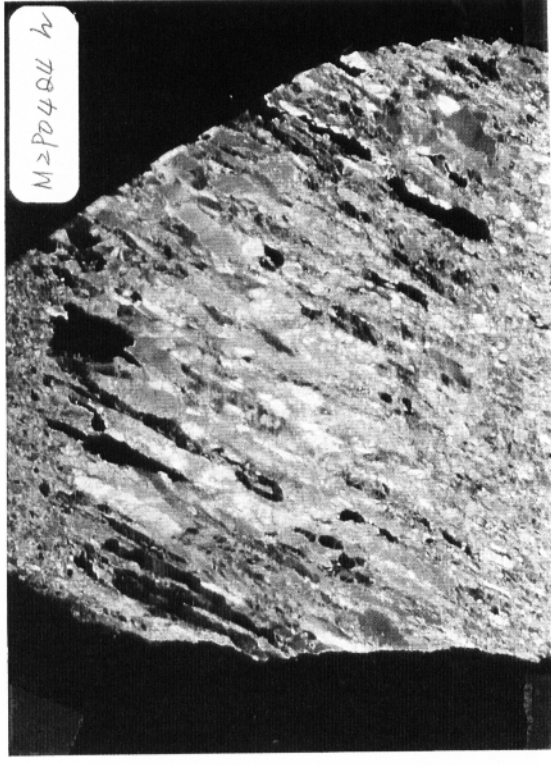
圖版五十一 砂岩節理面上之羽毛狀構造。



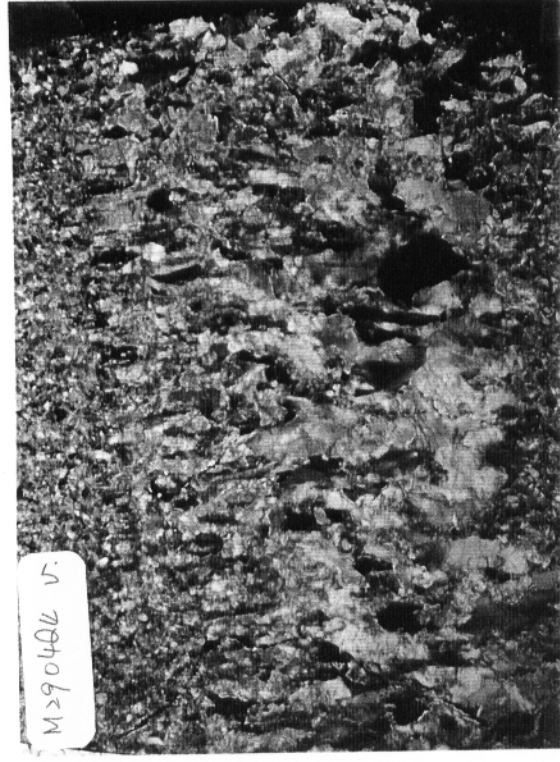
圖版五十二 馬陵隧道附近砂岩節理面上之羽毛狀構造。



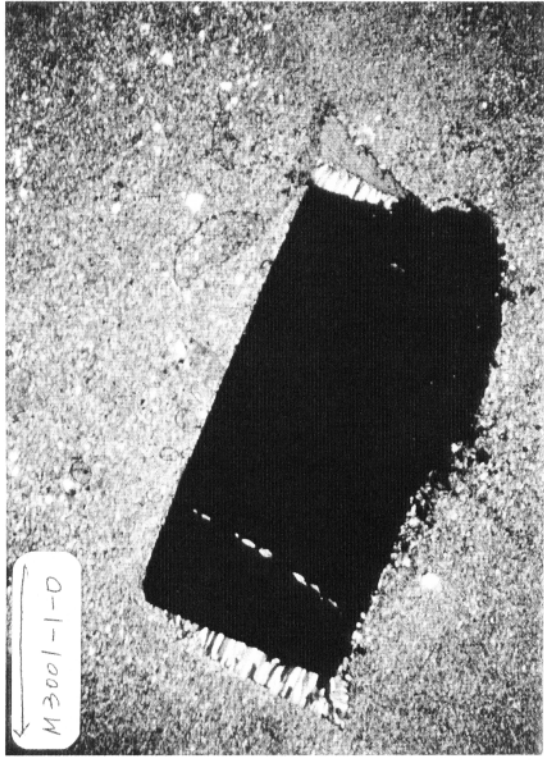
圖版五十三 馬陵隧道附近砂岩節理面上之羽毛狀構造。



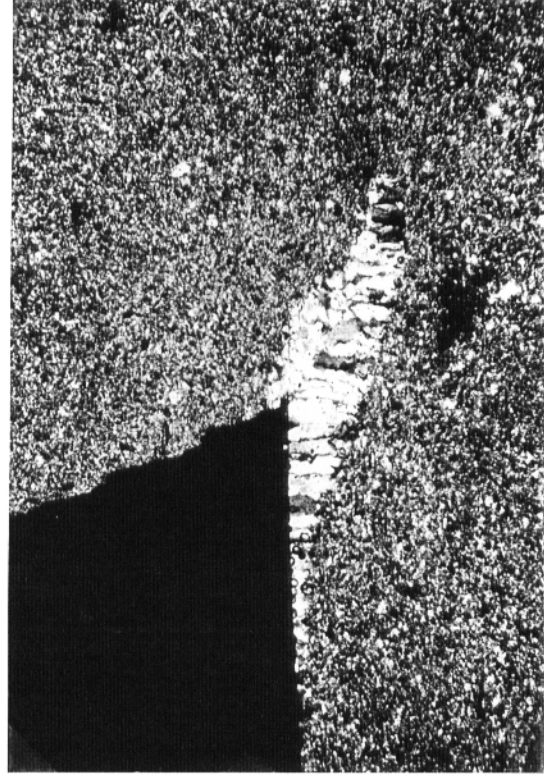
圖版五十四 石英脈中的石英纖維。



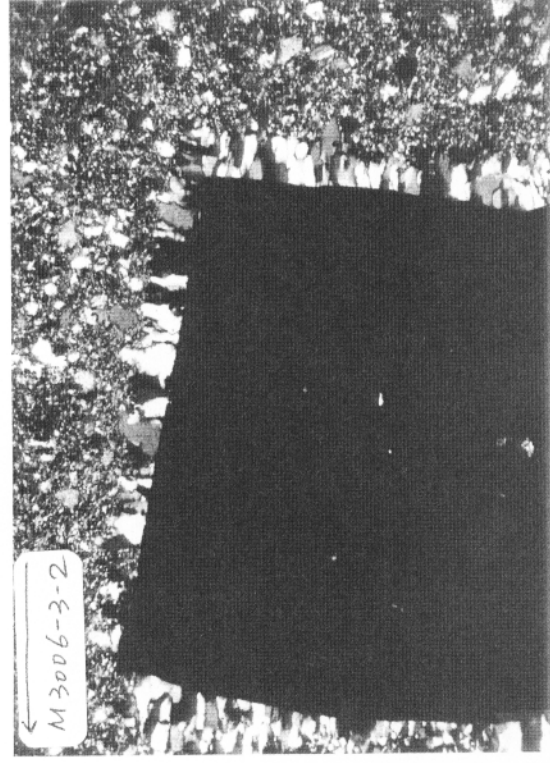
圖版五十五 石英脈中的石英纖維。



圖版五十六 達見砂岩中凝灰岩之黃鐵礦壓影。



圖版五十八 達見砂岩中變質凝灰岩之黃鐵礦壓影，此壓影為面控制纖維。



圖版五十七 達見砂岩中凝灰岩之黃鐵礦壓影。



圖版五十九 廬山層中之黃鐵礦壓影，黑白線條為石英纖維。