

太魯閣國家公園
立霧溪峽谷岩性及岩石成因
大理岩部分

計劃主持人：王 執 明

協同主持人：盧 佳 遇

專任研究助理：林 祖 馨

內政部營建署太魯閣國家公園管理處

財產名稱：立霧溪峽谷岩性及岩石



001757004

內政部營建署委託

中國地質學會研究

中華民國七十六年一月

緒 言

太魯閣國家公園之成立，不僅替台灣保留了一片自然環境，也提供了地質工作者良好的研究區域。太魯閣國家公園包括聞名遐邇之大理岩峽谷，乃立霧溪經年累月穿鑿大理岩出露地區，加上地盤的急驟上升，才造成此壯麗的峽谷景觀。有關大理岩之生成環境與峽谷的形成過程，是非常值得探討的。本研究經過多次的野外調查，採集岩石標本，加以分析實驗，配合大地構造現象，並參考有關之國內外著作，第一年已完成太魯閣至天祥中橫公路沿線立霧溪峽谷大理岩之岩性及成因研究，希望此研究能提供國人，對太魯閣國家公園之地質有一初步的瞭解。

目 錄

| | | |
|---------|-------|---|
| 第一章 摘 要 | ----- | 1 |
|---------|-------|---|

第二章 現生石灰岩的生成環境

| | | |
|-----------------|-------|----|
| 第一節 特定的海洋環境 | ----- | 2 |
| 第二節 石灰岩沉積環境之標準相 | ----- | 5 |
| 第三節 碳酸鹽的沉積速率 | ----- | 10 |
| 第三章 大理岩可能的生成環境 | ----- | 11 |

第三章 大理岩的生成與變質作用

| | | |
|-------------|-------|----|
| 第一節 變質作用 | ----- | 12 |
| 第二節 變質作用的營力 | ----- | 13 |
| 第三節 變質作用的種類 | ----- | 14 |

第四章 太魯閣地區大理岩的分佈

| | | |
|-----------------|-------|----|
| 第一節 台灣東部的大理岩 | ----- | 16 |
| 第二節 太魯閣國家公園的大理岩 | ----- | 16 |

第五章 化學分析

| | |
|------------------|----|
| 第一節 大理岩的主要化學成分 | 19 |
| 第二節 九曲與長春層大理岩的比較 | 19 |

第六章 礦物成份

| | |
|-----------------|----|
| 第一節 九曲大理岩之礦物成份 | 32 |
| 第二節 長春層大理岩之礦物成份 | 32 |

第七章 X射線鑑定與電子微探

| | |
|---------------------|----|
| 第一節 X射線鑑定與電子微探簡介 | 43 |
| 第二節 X射線鑑定大理岩之礦物成份結果 | 45 |
| 第三節 電子微探分析本區大理岩之結果 | 48 |

第八章 碳氧同位素分析

| | |
|--------------------------|----|
| 第一節 碳氧同位素分析方法簡介 | 52 |
| 第二節 方解石大理岩之碳氧同位素分析結果 | 54 |
| 第三節 白雲石與方解石共生時之碳氧同位素分析結果 | 57 |

第九章 遙測判讀

| | | |
|-----|------------|----|
| 第一節 | 遙測判讀簡介 | 61 |
| 第二節 | 航照判讀結果 | 62 |
| 第三節 | 衛星影像資料分析結果 | 62 |

第十章 由大理岩推論太魯閣地區之地史

| | | |
|-----|----------|----|
| 第一節 | 化石的証據 | 68 |
| 第二節 | 放射性定年資料 | 68 |
| 第三節 | 太魯閣地區之地史 | 69 |

| | |
|------|----|
| 參考文獻 | 73 |
|------|----|

第一章 摘要

本工作之目的，為研究太魯閣峽谷大理岩的岩性及成因。由大理岩的化學分析，顯微鏡薄片觀察，電子微探與X射線礦物鑑定，碳氧同位素研究，野外地質調查以及太空遙測資料，並配合大地構造與板塊運動學說，推測太魯閣國家公園峽谷的地質史。

本區大理岩按岩性可定名為九曲層與長春層。九曲層多為厚層塊狀大理岩所組成，其原岩應為石灰岩。厚層石灰岩之生成環境應為淺海大陸棚或海桌山附近。長春層為薄層大理岩，夾有綠泥片岩、變質燧石、角閃岩等變質岩。長春層之原岩應為海洋地殼的物質。

由目前的資料推定太魯閣峽谷簡略的歷史如下：

在古生代晚期或中生帶早期（約二億四千萬年前），台灣島尚未形成前，歐亞大陸板塊東邊的大陸棚及斜坡上堆積了由古大陸來的沉積物，以及由淺海生物礁形成的石灰岩，在大陸板塊的東方則有一個海洋板塊，海洋板塊上的海底火山，周圍沉積有石灰岩，由矽質生物或化學沉積的燧石岩，夾有熔岩流，火山碎屑岩以及造成海洋板塊本身的基性火成岩等。

大約中生代晚期（約八千萬年前），海洋板塊隱沒到大陸板塊之下，使部分海洋地殼的物質與大陸板塊邊緣的沉積岩混合而形成混同層。板塊運動使隱沒帶的岩石產生變質作

群
系
段
階

用，此次運動稱為南澳運動，造成的變質岩就總稱為大南澳群，在南澳運動後大南澳群又被古大陸來的沉積物所覆蓋。不斷的花岡岩入侵和綠色片岩相變質作用，使岩石繼續變質。石灰岩變質成大理岩，基性火成岩成了變質基性岩，花岡岩變質成片麻岩，砂質砂岩成為石英岩，砂岩、頁岩及礫岩則變質為變質砂岩、千枚岩、板岩及變質礫岩等。

直到新生代的新世時期（約四百萬年前），又發生另一次板塊碰撞運動（蓬萊造山運動），來自菲律賓海洋板塊與中國古大陸邊緣的碰撞，使大南澳群及其上的沉積物隆起，造成中央山脈，屬於菲律賓海洋板塊之部分則形成今日的海岸山脈。大南澳群因此碰撞再一次產生強烈的變形作用，地盤亦急驟上升，立霧溪形成後快速的下切而造成今日的太魯閣峽谷。

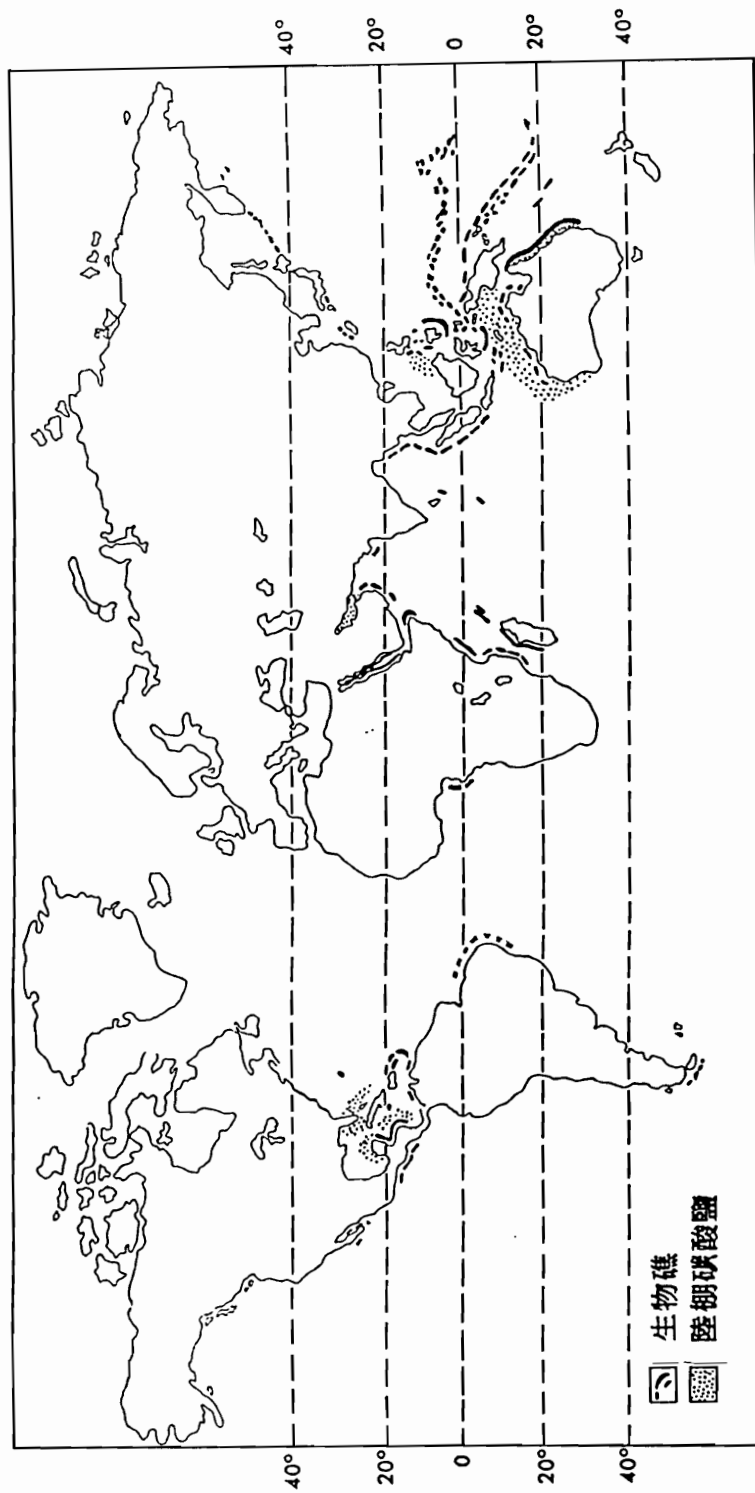
第二章 現生石灰岩的生成環境

第一節 特定的海洋環境

一般而言，石灰岩經變質作用而形成大理岩，首先應探討石灰岩的生成環境。

石灰岩主要由碳酸鹽類所組成，最主要的化學成份為碳酸鈣 (CaCO_3)。一般碳酸鹽沉積物都在特定的海洋環境下由生物的遺骸或經化學作用沉積而形成。石灰岩生成的地區，多為淺海；如海水清澈，氣溫較高的區域更適合。無脊椎生物的遺體時常形成厚層石灰岩，最常見的便是鈣質藻類及造礁珊瑚形成的生物礁。圖一顯示現生淺海生物礁以及碳酸鹽沉積物在全球分布情形，多位於南北緯 30° 以內，且靠近大陸邊緣的大陸棚，而在太平洋中的加羅林群島、馬紹爾群島、所羅門群島則有生物礁呈帶狀分布，乃是海底冒出的火山島弧上生長的珊瑚礁或藻礁。由其分布的緯度可知其生成環境的海水溫度介於 18°C 至 30°C ，亦即在熱帶及亞熱帶地區有利於造礁生物的生長。南北緯 40° 以內的海底盆地亦有懸浮的碳酸鹽沉積， 40° 以上除了北大西洋墨西哥灣流經過的地方外，甚少碳酸鹽沉積。

僅是溫暖的海水還不足以產生碳酸鹽沉積，海水還必須是清澈的。一方面是因為混濁的海水會降低透光度，影響海底植物進行光合作用，另一方面海水中的泥沙可能堵塞生物攝食的管道。所以，在接近陸地有陸緣泥沙進入的海域則不適生物生長，石灰岩亦較少。



圖一 全球現生淺海相磷酸鹽沉積物之分布 (威爾遜, 1975)

第二節 石灰岩沉積環境之標準相

根據詹姆斯李威爾遜 (James Lee Wilson, 1970, 1974) 之分類，把石灰岩沉積環境分成九個標準相 (圖二)。分別以沉積環境，岩石性質，顏色，碳酸鹽顆粒種類與組織，層理與沉積構造，陸源碎屑物以及生物群加以描述。

簡述如下：

第一相：深水盆地相 (Basin facies)

此相包含海洋及陸地的深水盆地。因水深且不透光，致使底棲生物無法生長。沉積物多為泥質、砂質以及浮游生物的殘骸。如果是陸上的深水盆地，因水流循環不良造成死水的狀況，加上高鹽度可能產生蒸發鹽。

第二相：陸棚相 (Shelf facies)

水深在數十至數百公尺，位於氧化帶，有正常的海水鹽度，良好的水流環境。沉積物受到波浪的影響很少，除了偶而的暴風大浪。沉積之碳酸鹽粒多為底棲生物殘骸，貝類尤多。

第三相：陸棚邊緣相

(Basin margin or deep shelf margin facies)

此處碳酸鹽沉積物多由底棲生物和鄰近的陸棚所供應的碎屑組成。海水的深度、波浪狀況和第二相相同。

第四相：海台坡前相

(Foreslope facies of carbonate platform)

斜坡位於氧化帶下限之上，波底位置的上下，一般坡度在 30 度，因此，沉積物多為碎屑質且不穩定，在顆粒大小上變化很大。層理含有崩移 (slumps)、低阜 (mounds)、楔形前積層 (wedge-shaped foresets) 及巨型岩塊。

第五相：海台邊緣生物礁相

(Organic reef of platform margin)

此沉積環境是我們研究的重點，因為多數的造礁生物於此處繁殖生長，死後便沉積造成厚層的石灰岩。生態特性 (ecologic character) 受水流能量、坡度、有機物的產量、出露海面的頻率，造礁生物的阻滯作用 (trapping) 及持續的膠結作用 (cementation) 而不同。由生物礁結構的剖面 (organic buildup profiles) 可分三型，第一型為前緣聚積的碳酸鹽質泥層和生物碎屑，海浪較其他二型平靜。第二型則為圓丘生物礁 (knoll reefs)，海浪的強度介於小浪至中浪。若在巨浪的常期作用下，便造成第三型架狀結構生物礁 (frame-constructed reef rims)，如現代的珊瑚--海藻群 (coral-algal assemblages)。

第六相：海台邊緣沙灘相

(Winnowed platform edge sands)

此相位於生物礁後，為海台邊緣沉積的碳酸鹽顆粒，深

圖二 威爾遜 (Wilson, 1970, 1974) 建立之碳酸鹽岩

| 沉積環境 剖面圖 | | | | |
|-------------|--|--|---------------------------------|---|
| 編號 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| 沉積相 | 深水盆地 (1) 細粒碎屑物 (2) 碳酸鹽 (3) 蒸餘岩 (內陸盆地) | 開闊陸棚 (淺海) (1) 碳酸鹽 (2) 頁岩 | 陸棚邊緣 | 海台坡前 (1) 成層細粒的沉積物夾有崩移岩體 (slump) (2) 前積碎屑及石灰質 (3) 石灰質泥塊 |
| 岩性 | 深色頁岩、粉砂岩、薄層石灰岩；富含鹽份之蒸餘岩 | 富含化石之石灰岩和泥灰岩互層，分層良好 | 細粒石灰岩；部分含燧石質 | 依海水能量而不同，有沉積的角礫岩及石灰質砂 |
| 顏色 | 深棕、黑、紅 | 灰、綠、紅、棕 | 深至淺色 | 深至淺色 |
| 顆粒種類與沉積組織 | 石灰質泥岩粒；細粒碎屑物 | 生物碎屑和完整化石形成的雜砂岩；部分為細粉石灰岩 | 多數為石灰質泥岩部分為細粉石灰岩 | 石灰質粉砂及生物碎屑的雜砂岩或堆砌岩；不同大小的岩層 |
| 層理與沉積構造 | 非常平整之薄層，厚僅數公釐；有週期性之層理；波狀交錯層 | 潛穴構造很普遍；薄至中層 (數十公分)；波狀至腐狀岩層；層面顯示小間斷 (diastems) | 常呈塊狀；有層級之透鏡體；另有岩石碎屑和外來岩塊有週期性之層理 | 沉積物夾有崩移岩體；具有前積層，外來岩塊；斜坡上有生物塊礁 |
| 陸源碎屑物 | 石英質粉砂及頁岩；細粒粉砂岩；燧石質碎屑物 | 石英質粉砂及頁岩；分層良好 | 含一些頁岩、粉砂及細粒粉砂岩 | 一些頁岩，粉砂及細粒的粉砂岩 |
| | 僅有浮游性海洋生物密集於某些層面 | 不同種類的貝類生物，包括雷穴及表面動物 | 由斜坡上方掉下之生物碎屑 | 具全型化石之生物與生物碎屑 |

標準相。



| 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--|--------------------------------|--|---|-------------------------------------|
| 生物礁 (1) 纏結岩塊 (boundstone mass) (2) 生物碎屑和石灰泥聚積岩層, 帶結岩 (bindstone) (3) 網狀岩 (bafflestone) | 海台邊緣沙灘 (1) 淺灘石灰砂 (2) 沙丘島 | 開闊海台 (1) 石灰砂 (2) 砂岩, 泥岩; 生物塊礁 (3) 部分有岩石碎屑 | 局限型海台 (1) 生物碎屑砂岩 (潟湖、海灣) (2) 岩石及生物碎屑 (潮汐渠道) (3) 石灰泥(潮間平台) (4) 細粒碎屑物 | 海台蒸餘岩 (1) 瘤狀硬石膏與白雲岩 (2) 成層蒸餘岩 |
| 塊狀石灰岩或白雲岩 | 灰質質鱗狀石灰砂或白雲岩 | 不同種類之碳酸鹽與碎屑 | 白雲岩和白雲質石灰岩 | 不規則層狀白雲岩和硬石膏 |
| 淺色 | 淺色 | 深至淺色 | 淺色 | 紅、黃、棕 |
| 纏結岩和圓粒岩體 (pockets of grainstone); 堆砌岩 | 淘選度良好之圓粒岩 | 組織變化頗大, 砂質至泥質石灰岩 | 凝塊狀泥質圓粒岩; 成層砂岩; 渠道中有粗粒碎屑 | |
| 塊狀有機構造或具頂蓋之中空組織; 紋理則相反重力原理 | 中至大規模交錯層花綫構造 (festoon) 很普遍 | 潛穴痕跡非常普遍 | 鳥眼狀, 層狀構造; 有級層平台上覆蓋白雲岩, 渠道中有交錯層砂粒 | 石膏脫水成硬石膏瘤狀, 玫瑰狀, 片狀, 不規則層狀, 鈣質表層 |
| 無 | 僅混有一些石英砂 | 陸緣碎屑物和碳酸鹽分層良好 | 陸緣碎屑物和碳酸鹽分層良好 | 由風帶來陸緣碎屑 |
| 主為造礁生物 | 被磨蝕的殼灰岩; 多為外來生物 | 軟體動物, 海棉, 有孔蟲及海藻非常普遍 | 生物很少, 主要為腹足類, 海藻, 少部分為有孔蟲, 介形蟲 | 除了囊層狀海藻, 幾乎沒有其他生物 |

圖二

| 沉積環境剖面圖 | | | | |
|--------------|--|--|-------------------------------------|--|
| 編號 | 7 | 8 | 9 | |
| 沉積相 | 開闊海台 (1) 石灰砂 (2) 砂岩, 泥岩; 生物塊礁 (3) 部分有岩石碎屑 | 局限型海台 (1) 生物碎屑砂岩 (潟湖、海灣) (2) 岩石及生物碎屑 (潮汐渠道) (3) 石灰泥 (潮間平台) (4) 細粒碎屑物 | 海台蒸餘岩 (1) 瘤狀硬石膏與白雲岩 (2) 成層蒸餘岩 | |
| 岩性 | 不同種類之碳酸鹽與碎屑 | 白雲岩和白雲質石灰岩 | 不規則層狀白雲岩和硬石膏 | |
| 顏色 | 深至淺色 | 淺色 | 紅、黃、棕 | |
| 顆粒種類 沉積組織 | 組織變化頗大, 砂質至泥質石灰岩 | 凝塊狀泥岩與圓粒岩; 成層泥岩; 渠道中有粗粒岩屑 | | |
| 層理與沉積構造 | 潛穴痕跡非常普遍 | 鳥眼狀, 層深狀構造; 有級層平台上覆蓋白雲岩, 渠道中有交錯層砂粒 | 石膏脫水成硬石膏瘤狀, 玫瑰狀, 片狀, 不規則層狀, 鈣質表覆層 | |
| 陸源碎屑 | 陸緣碎屑物和碳酸鹽分層良好 | 陸緣碎屑物和碳酸鹽分層良好 | 由風帶來陸緣碎屑 | |
| 岩性 | 軟體動物, 海綿, 有孔蟲及海藻非常普遍 | 生物很少, 主要為腹足類, 海藻, 少部分為有孔蟲, 介形蟲 | 除了疊層狀海藻, 幾乎沒有其他生物 | |

度由海面下 10 至 5 公尺，直至水面以上。外觀有如淺灘 (shoals)、濱外沙洲 (offshore tidal bars) 或沙丘島 (dune islands)。此環境位於良好的氧化帶，但因水面升降變化頻繁，不適生物棲息居住。

第七相：開闊海台相

(Open marine platform facies)

此相位於海台邊緣後方的海峽 (straits)，開闊的潟湖 (open lagoons) 或海灣 (bays)，皆與大海相通。海水深度一般都很淺，頂多不超過數十公尺。鹽度隨著位置而有所不同，水流溫和非常適宜生物居住，但對於需要固定鹽度的生物則不適合。

第八相：局限型海台相

(Facies of restricted circulation on marine platform)

此相位於潟湖，海水很淺，沉積多為細粒物質。水流受到地形限制，無法與大海相通，所以水的鹽度較高。若在潮汐渠道 (tidal channels)、潮間平台 (tidal flat) 上，則有較粗粒之沉積物。此相環境變化頗大，有淡水，以及鹽度不同的海水流入，加上海水面不停的變動、氧化、還原交互作用。植被則包括海相及沼澤相植物；亦有大量由風帶來的陸上碎屑沉積物。在此種複雜的環境下，則不適生物棲息，只有極少數的動、植物，如：腹足類、有孔蟲及海藻居住於此種環境中。

第九相：海台蒸發鹽相

(Platform evaporite facies)

此相位於潮前帶 (supratidal pond) ，近陸地的鹹水、鹽灘 (salt flats) 環境，易形成於蒸發的氣候 (evaporative climate) 下。在此區域，高溫又乾燥，偶而被海水覆蓋，當海水蒸發之後常形成石膏、硬石膏。在此環境下除了疊層狀海藻 (stromatolitic algae) 幾乎沒有生物可以生長。

第三節 碳酸鹽的沉積速率

一般而言，碳酸鹽沉積速率相當的快，但是很容易受到環境的改變而間斷。由全新世淺海碳酸鹽沉積的厚度和其沉積時間加以計算，求得每一千年一公尺的碳酸鈣平均沉積速率 (參考 J. L. Wilson, 1975, 表 1-1)，然而由古老石灰岩層計算求得每一千年平均值只有 0.04 公尺。如此大的差距使我們推測碳酸鹽的沉積系統是間斷的而非連續的，因為此系統對環境非常敏感。

當條件適宜時，碳酸鹽沉積會隨著地盤的下降或海水面的上升而增加，如果海水面下降或氣候改變或有濁流帶來泥沙填入，則會影響原有的生態環境或抑制生物攝食，致使生物不適棲息，因此碳酸鹽沉積便減少或停止。

第四節 大理岩可能的生成環境

以上介紹了石灰岩的生成環境，使我們知道石灰岩大多是生物死後，由生物遺骸沉積而成。而厚層的石灰岩多在生物死前生長、活動、攝食的地點形成，如生物礁。因此，當我們在野外看到厚層的大理岩時，可概括言之應為陸棚淺海的生物礁受變質作用而生成。若要進一步探討以確定大理岩原岩的古生態環境及生成年代，則必須找到保存良好的化石，以便能鑑定其種類及生長環境；或者觀察其沉積構造，與其他共存岩石之岩性，來推論其可能的生成環境。

由於本區之石灰岩受過多次變質、變形作用，化石的紀錄勢必難以保持。經前人研究，只發現少數尚可辨識的紡錘蟲與珊瑚化石(顏滄波，1951 及 1953)。為能更詳細地瞭解本區大理岩原岩的地質史，則須研究大理岩的化學成份、礦物成份、所經變質作用及其與他種岩石的共生關係，並配合板塊運動學說，作一綜合性的探討。

第三章 大理岩的生成與變質作用

大理岩 (marble) 為碳酸鹽類岩石經接觸或區域變質作用重新結晶而成，主要礦物為方解石或白雲石。上一章我們已簡單介紹了碳酸鹽類岩石之生成環境，本章我們欲探討石灰岩形成後經過那些變化而成為大理岩。

第一節 變質作用

原來已存在的岩石，因為受到地下深處溫度、壓力或化學環境的變化而形成另一種岩石的作用，稱為變質作用。變質作用是指岩石在固態下所發生的變化，不包括岩石的深熔作用或地表的風化作用在內。變質作用都發生在地下較深處，在地面風化帶及成岩作用帶以下。變質作用包括礦物的再結晶及造成新的變質礦物，以及礦物顆粒的破碎或發生再排列而改變岩石的組織者。

除了溫度、壓力外，水亦是造成變質作用的重要因素。這裡所指的水，包括含水礦物中的水、岩漿水以及沉積岩層中的水。岩石中因這些水的流動，加入新的成份，容易發生換質作用，造成新的礦物而改變岩石的化學成份。

變質作用使顆粒重新排列，體積減小，因此岩石比重加大。如：沉積之貝類、珊瑚化石在組織上比較疏鬆，經過變質作用形成方解石礦物，組織變得較緻密。

第二節 變質作用的營力

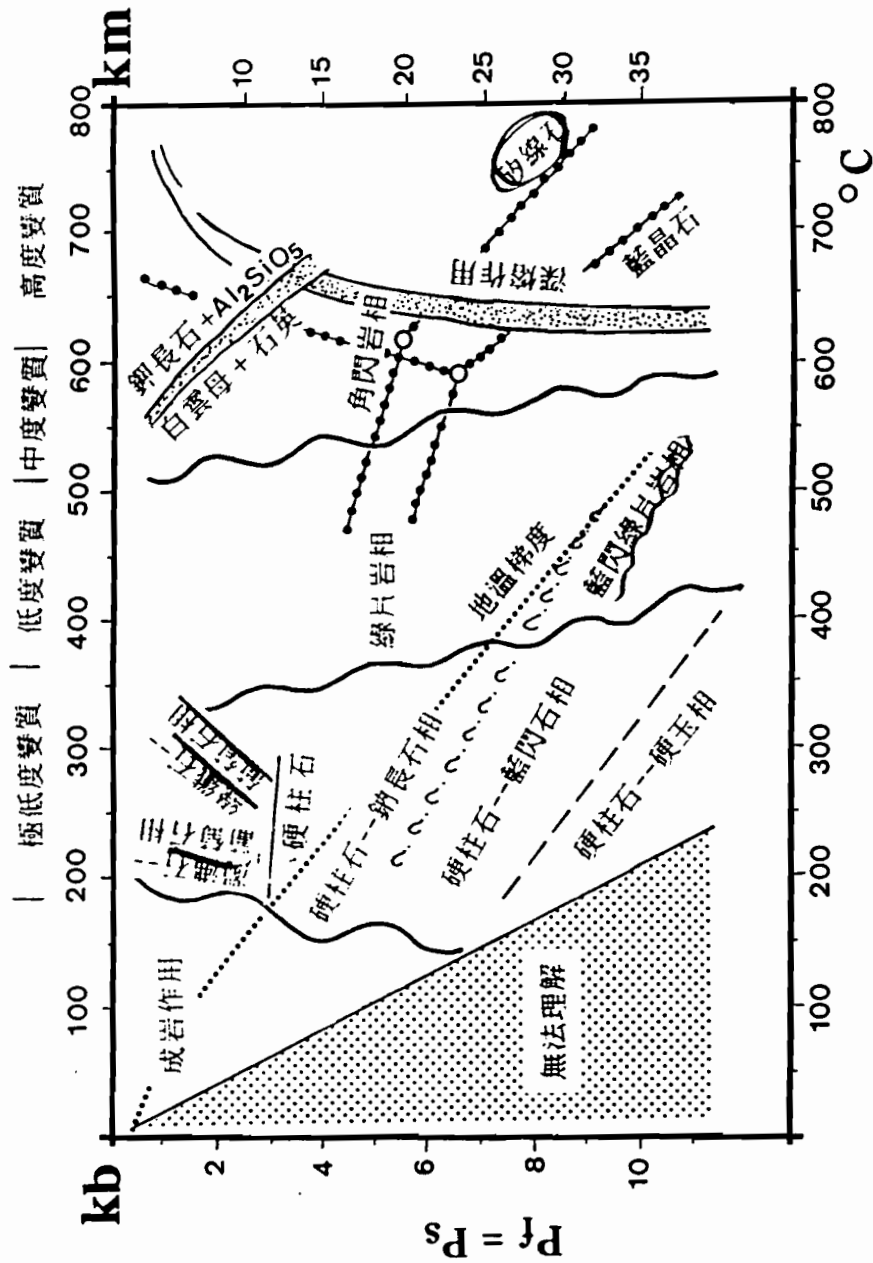
- 一. **熱**: 岩石的變質作用，沒有不牽涉到熱或熱能。熱的來源有許多型式，如岩漿，可高達 1200℃；地溫梯度（geothermal gradient）平均每下降一公里，溫度增加約 20℃；另外還有從機械能轉移而來的，如斷層、褶皺等構造運動，引起岩層的錯動、磨擦而產生的熱能。
- 二. **壓力**: 施於地下岩石的壓力有兩種，一為流體靜壓力，一為剪切壓力。流體靜壓力又稱封閉壓力，可導致體積的改變與粒狀組織的形成，此種壓力在變質作用中，利於較緻密與無水礦物的發育。剪切壓力僅作用於一特殊方向上，對變質岩的構造有甚大影響，其效果從變形、斷裂、礦物排列方向的改變，以至複雜的小型褶皺不等。
- 三. **促進化學反應的流體**: 當流體穿越岩石的孔隙時，對變質作用的進行極有影響。溶有二氧化碳、硼酸、鹽酸、磷酸與其他來自深成岩的岩漿等熱液，就是最主要的作用液體，它們可作為溶劑或觸媒，且有助於化學反應和機械調整作用的發生；其中水分的主要來源有三：(1) 原存於沉積物間的共生水；(2) 存於含水礦物中的水分；(3) 從火成岩體上升的岩漿水。

第三節 變質作用的種類

變質作用大略分為二類：接觸變質作用及區域變質作用。前者乃岩漿侵入時，帶來高溫，一般溫度約在 $300^{\circ}\text{C} \sim 800^{\circ}\text{C}$ ；壓力在 $100 \sim 3000$ 大氣壓之範圍，變質作用以侵入岩體為中心，呈環帶依次向外減弱。相形之下，區域變質作用的範圍便寬廣多了，常涵蓋數百至數千平方公里，這類變質岩由於大區域的連續沉積、深埋，造成溫度與壓力增加，而發生變質作用，埋藏較深的岩石變質度亦較高。區域變質作用溫度多在 $200^{\circ}\text{C} \sim 850^{\circ}\text{C}$ 間，壓力則介於 $2000 \sim 10000$ 大氣壓之間。依不同程度之變質作用產生的礦物組成，可將區域變質作用，依序分為極低度、低度、中度與高度變質作用。圖三顯示不同變質作用之溫度、壓力範圍。

區域變質作用產生的岩石多顯示葉理 (foliation)，因為地殼中原有的岩石受壓力作用，岩石中之板狀或條狀礦物，如雲母、角閃石、綠泥石等，即有平行排列的趨向，所成的層狀構造稱為葉理。因礦物顆粒之粗細，葉理又可分為板狀 (slaty)、片狀 (schistic) 與片麻狀 (gneissic)。若為接觸變質作用的岩石因主要受熱變質，受壓力影響較小，故沒有葉理。大理岩、石英岩則因組成礦物方解石或石英多為相等顆粒，故不易顯示葉理。

目前台灣的變質岩多為區域變質作用，中部橫貫公路上可見由西向東變質度漸高之現象，即由板岩--千枚岩--片岩至片麻岩。



圖三 變質作用與溫度、壓力的關係。

第四章 太魯閣地區大理岩的分佈

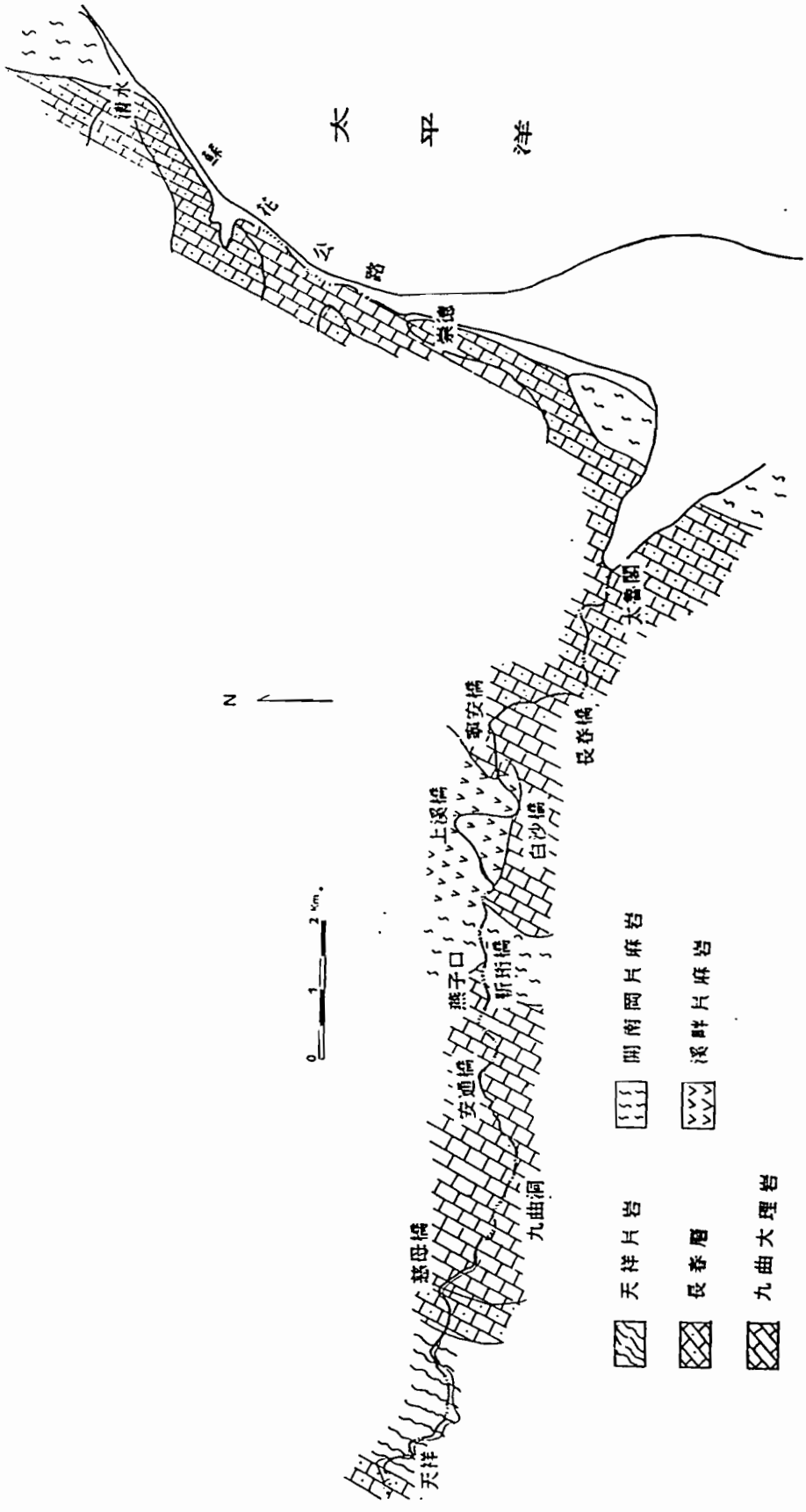
第一節 台灣東部的大理岩

台灣東部之大理岩，主要起自蘇花公路和平溪以北的谷風，向南延長到關山以西，全長約 150 公里。在谷風以北僅有分散的層狀或凸鏡狀大理岩體，例如在蘇澳以南猴椅山和南澳一帶。

發育最好的大理岩位於和平溪和花蓮市之間，自蘇花公路清水斷崖，經清水山，向西南延伸至中橫九曲洞，在此區域大理岩出露最大將近十公里。大理岩若呈厚層塊狀，很少和其他岩石共生，則命名為九曲層。大理岩若常與各種片岩形成互層，則命名為長春層。

第二節 太魯閣國家公園的大理岩

太魯閣國家公園範圍內出露的大理岩（圖四），沿橫貫公路觀察主要分佈於九曲洞至燕子口，白沙橋至寧安橋之間，此區屬於九曲層。天祥附近，長春橋、太魯閣地區，則有薄層大理岩分佈，屬於長春層。除了薄層大理岩外，長春層還包括綠色片岩 (green schist)，變質燧石層 (metachert)，角閃岩 (amphibolite) 以及硬綠泥石岩 (chloritoid)。



圖四 天祥--太魯閣 (中部橫貫公路) 及太魯閣--清水 (蘇花公路) 沿線地質圖

長春層大理岩的特徵是有許多葉理發達的綠色片岩與薄層大理岩共生。相反地，在九曲大理岩中，卻罕見葉理發達的岩石。

九曲大理岩由單調的塊狀大理岩構成，岩石帶有白色至灰色的色帶。在九曲洞到燕子口間，沿著中橫公路延伸達十公里長。大理岩中夾有透鏡狀白雲岩，偶有棕色片岩透鏡體，厚度在數公厘至十公分以下。

第五章 化學分析

第一節 大理岩的主要化學成分

由原子吸收光譜儀求得各大理岩標本的化學成份，見表一。其中氧化鈣 (CaO) 之值多在 50 % 以上，最高達 55.77 %，最低為 30.48 %。氧化鎂 (MgO) 之值，介於 0.25 % 至 19.81 %，多數小於 2 %。氧化鎂含量超過 15 % 之三個標本，其氧化鈣之含量都介於 30 % 至 40 %，而且氧化鎂愈多，氧化鈣愈少，推測其乃因方解石 (CaCO_3) 中的鈣質受鎂置換而形成白雲石 ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)。長春層中亦有兩標本，其氧化鈣之值為 37.71 % 和 33.32 %，而氧化矽之值卻比其他標本突出可達 20.84 % 和 37.61 %，此二標本乃採自矽質大理岩。在標本處理過程中，L.O.I. 都高達 40 % 以上，其中以二氧化碳為主，含微量水。

在微量元素方面，銻 (Sr) 含量很明顯地特別高，其 ppm 值由數百至數千，因銻和鈣都為鹼土族元素而有取代現象。

第二節 九曲與長春層大理岩的比較

九曲與長春層大理岩在化學成份方面，主要為氧化鈣，多在 50 % 以上，不易分辨，則嚐試以成份變化圖，來區別

表一 大理岩之化學成分，標本編號右上角有 1 者為九曲大理岩。

| 標本 編號 | CL | 75-31 ¹ | 78-10 | 78-11 | 78-14 ¹ | 78-15 ¹ | 78-17 ¹ | 78-18 ¹ |
|--------------------------------|----|--------------------|--------|--------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| % | | | | | | | | |
| CaO | | 53.90 | 55.30 | 55.30 | 53.20 | 52.85 | 53.20 | 55.30 |
| MgO | | 1.90 | 0.25 | 0.82 | 2.86 | 1.81 | 0.68 | 1.31 |
| ΣFeO | | 0.04 | 0.04 | 0.15 | 0.07 | 0.04 | 0.13 | 0.09 |
| Na ₂ O | | 0.07 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.07 |
| K ₂ O | | 0.02 | 0.004 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.04 |
| MnO | | 0.003 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.003 | 0.003 | 0.01 |
| TiO ₂ | | 0.06 | 0.05 | n.d. | n.d. | 0.05 | 0.004 | 0.01 |
| SiO ₂ | | 0.35 | n.d. | 0.06 | n.d. | n.d. | 0.14 | 0.14 |
| Al ₂ O ₃ | | 0.25 | 0.47 | 0.43 | 0.47 | 0.32 | 0.64 | 0.86 |
| L.O.I. | | 43.89 | 43.61 | 43.60 | 44.06 | 44.21 | 43.61 | 41.99 |
| SUM | | 100.573 | 99.824 | 100.51 | 100.75 | 99.363 | 98.417 | 99.82 |
| ppm | | | | | | | | |
| Sr | | 2330 | 244 | 352 | 1020 | 2330 | 3120 | 3350 |
| Co | | 6 | 4 | 6 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Cr | | 14 | 10 | 14 | 24 | 14 | 62 | 38 |
| Cu | | 8 | 8 | 6 | 8 | 5 | 11 | 6 |
| Ni | | 39 | 39 | 39 | 31 | 31 | 57 | 39 |
| Zn | | 9 | 10 | 7 | 35 | 26 | 53 | 29 |
| Li | | 1 | n.d. | 2 | n.d. | n.d. | 2 | n.d. |
| Rb | | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |

續表一

| 標本 編號 | CL 75-132 | 75-135 | 75-136 | 75-137 | 75-140 | 75-143 | 75-169 | 75-170 |
|--------------------------------|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| % | | | | | | | | |
| CaO | 55.12 | 54.80 | 55.30 | 49.42 | 55.70 | 52.02 | 52.70 | 48.52 |
| MgO | 0.66 | 0.51 | 0.51 | 0.56 | 0.92 | 1.73 | 1.16 | 2.86 |
| ΣFeO | 0.23 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | 0.34 | 0.04 | 0.10 |
| Na ₂ O | 0.08 | 0.22 | 0.14 | 0.03 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.28 |
| K ₂ O | n.d. | 0.01 | 0.01 | n.d. | n.d. | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| MnO | 0.06 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.02 | n.d. | n.d. | 3.43 | 0.02 | n.d. | 2.55 | 4.11 |
| SiO ₂ | n.d. | 0.67 | n.d. | 1.43 | n.d. | 2.67 | n.d. | n.d. |
| Al ₂ O ₃ | n.d. | n.d. | n.d. | 0.05 | 0.28 | 0.19 | n.d. | 0.15 |
| L.O.I. | 43.28 | 43.25 | 44.22 | 44.69 | 43.24 | 42.60 | 43.18 | 43.83 |
| SUM | 99.45 | 99.51 | 100.24 | 99.65 | 100.28 | 99.64 | 99.71 | 99.71 |
| ppm | | | | | | | | |
| Sr | 760 | 397 | 553 | 313 | 324 | 827 | 799 | 995 |
| Co | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cr | 21 | 15 | 19 | 17 | 15 | 21 | 23 | 31 |
| Cu | 15 | 19 | 24 | 20 | 21 | 25 | 18 | 14 |
| Ni | 12 | 12 | 10 | 12 | 11 | 10 | 16 | 12 |
| Zn | 6 | 10 | 50 | 8 | 10 | 4 | 18 | 32 |
| Li | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 2 | 4 |
| Rb | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |

續表一

| 標本 編號 | CL | 79-5 ¹ | 79-9 ¹ | 79-11 ¹ | 79-12 ¹ | 79-13 ¹ | 79-15 ¹ |
|--------------------------------|----|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| % | | | | | | | |
| CaO | | 50.82 | 51.91 | 51.99 | 53.46 | 54.01 | 52.54 |
| MgO | | 1.74 | 0.91 | 1.10 | 0.69 | 0.58 | 1.18 |
| ΣFeO | | 0.35 | 0.35 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Na ₂ O | | 0.47 | 0.61 | 0.48 | 0.78 | 0.44 | 0.58 |
| K ₂ O | | 0.01 | 0.31 | 0.12 | 0.14 | 0.08 | 0.25 |
| MnO | | 0.092 | 0.020 | 0.003 | 0.002 | 0.004 | 0.003 |
| TiO ₂ | | 1.16 | 1.93 | 2.77 | 1.67 | 1.39 | 1.17 |
| SiO ₂ | | 1.79 | 1.99 | 1.49 | 0.38 | 0.38 | 0.29 |
| Al ₂ O ₃ | | 2.43 | 1.55 | 2.23 | 0.74 | 0.79 | 0.82 |
| L.O.I. | | 40.91 | 39.87 | 40.03 | 42.37 | 42.23 | 42.72 |
| SUM | | 99.89 | 99.83 | 100.32 | 100.27 | 99.93 | 99.62 |
| ppm | | | | | | | |
| Sr | | 3430 | 2365 | 3249 | 5120 | 2116 | 2296 |
| Co | | 9 | 10 | 10 | 12 | 11 | 11 |
| Cr | | 25 | 36 | 30 | 37 | 27 | 36 |
| Cu | | 9 | 10 | 9 | 9 | 10 | 10 |
| Ni | | 11 | 13 | 15 | 15 | 13 | 15 |
| Zn | | 45 | 11 | 37 | 19 | 12 | 23 |
| Li | | 8 | 5 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| Rb | | 2 | 2 | 1 | 1 | n.d. | 2 |

續表一

| 標本 編號 | CL | 79-17 ¹ | 79-18 ¹ | 79-24 | 79-26 | 79-31 |
|--------------------------------|----|--------------------|--------------------|--------|-------|--------|
| % | | | | | | |
| CaO | | 51.99 | 53.09 | 37.71 | 52.54 | 33.32 |
| MgO | | 0.75 | 1.64 | 3.82 | 1.74 | 0.54 |
| ΣFeO | | 0.02 | n.d. | 0.20 | n.d. | 0.26 |
| Na ₂ O | | 0.42 | 0.45 | 0.21 | 0.41 | 0.68 |
| K ₂ O | | 0.14 | 0.22 | 0.29 | 0.14 | 0.34 |
| MnO | | 0.003 | 0.003 | 0.056 | 0.008 | 0.014 |
| TiO ₂ | | 0.02 | 3.47 | 0.57 | 0.41 | 1.78 |
| SiO ₂ | | 1.18 | n.d. | 20.84 | 1.99 | 37.61 |
| Al ₂ O ₃ | | 1.12 | 0.55 | 0.74 | 0.53 | 1.39 |
| L.O.I. | | 43.89 | 40.10 | 35.68 | 41.62 | 23.99 |
| SUM | | 99.72 | 99.77 | 100.37 | 99.46 | 100.01 |
| ppm | | | | | | |
| Sr | | 2452 | 3383 | 1170 | 1679 | 1704 |
| Co | | 9 | 10 | 7 | 10 | 6 |
| Cr | | 31 | 31 | 24 | 27 | 22 |
| Cu | | 10 | 8 | 10 | 7 | 16 |
| Ni | | 12 | 12 | 11 | 12 | 11 |
| Zn | | 11 | 12 | 19 | 18 | 18 |
| Li | | 1 | 2 | 2 | 1 | 5 |
| Rb | | 2 | 2 | 4 | 2 | 3 |

續表一

| 標本 編號 | CL | 84-1 ¹ | 84-2 ¹ | 84-3 ¹ | 84-4 ¹ | 84-5 ¹ | 84-6 | 84-7 |
|-------------------|----|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------|-------|
| % | | | | | | | | |
| CaO | | 52.68 | 52.74 | 53.82 | 53.01 | 54.09 | 54.47 | 36.21 |
| MgO | | 1.65 | 1.47 | 0.76 | 1.64 | 1.06 | 1.70 | 16.35 |
| ΣFeO | | 0.032 | 0.038 | 0.027 | 0.012 | 0.038 | 0.013 | 0.008 |
| Na ₂ O | | 0.006 | 0.004 | 0.005 | 0.006 | 0.008 | 0.013 | 0.008 |
| K ₂ O | | 0.002 | 0.007 | 0.010 | 0.001 | 0.005 | 0.080 | 0.004 |
| MnO | | 0.016 | 0.003 | 0.006 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.002 |
| L.O.I. | | 44.44 | 43.83 | 43.94 | 43.77 | 44.08 | 43.65 | 46.56 |
| SUM | | 98.82 | 98.09 | 98.57 | 98.44 | 99.28 | 100.09 | 99.17 |
| ppm | | | | | | | | |
| Sr | | 333 | 694 | 352 | 407 | 670 | 719 | 426 |
| Co | | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 |
| Cr | | 23 | 10 | 10 | 15 | 12 | 20 | 9 |
| Cu | | 6 | 6 | 6 | 6 | 8 | 8 | 4 |
| Ni | | 14 | 16 | 18 | 16 | 34 | 24 | 16 |
| Zn | | 6 | 9 | 11 | 8 | 9 | 10 | 8 |

續表一

| 標本 編號 | CL | 84-8 | 84-9 | 84-10 | 84-11 | 84-12 | 84-13 |
|-------------------|----|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| % | | | | | | | |
| CaO | | 34.57 | 53.97 | 53.50 | 52.68 | 55.50 | 55.03 |
| MgO | | 17.74 | 0.39 | 0.88 | 0.83 | 0.48 | 0.51 |
| Σ FeO | | 0.038 | 0.048 | 0.081 | 0.064 | 0.055 | 0.078 |
| Na ₂ O | | 0.007 | 0.004 | 0.006 | 0.005 | 0.005 | 0.005 |
| K ₂ O | | 0.027 | 0.001 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.003 |
| MnO | | 0.042 | 0.008 | 0.007 | 0.011 | 0.003 | 0.003 |
| L.O.I. | | 46.45 | 43.69 | 43.98 | 43.85 | 43.99 | 43.85 |
| SUM | | 98.87 | 98.11 | 98.46 | 97.44 | 100.04 | 99.48 |
| ppm | | | | | | | |
| Sr | | 241 | 259 | 278 | 241 | 241 | 259 |
| Co | | 3 | 4 | 4 | 4 | 5 | 5 |
| Cr | | 5 | 12 | 10 | 23 | 23 | 23 |
| Cu | | 4 | 7 | 6 | 6 | 7 | 6 |
| Ni | | 7 | 18 | 18 | 26 | 40 | 45 |
| Zn | | 10 | 9 | 9 | 10 | 10 | 12 |

續表一

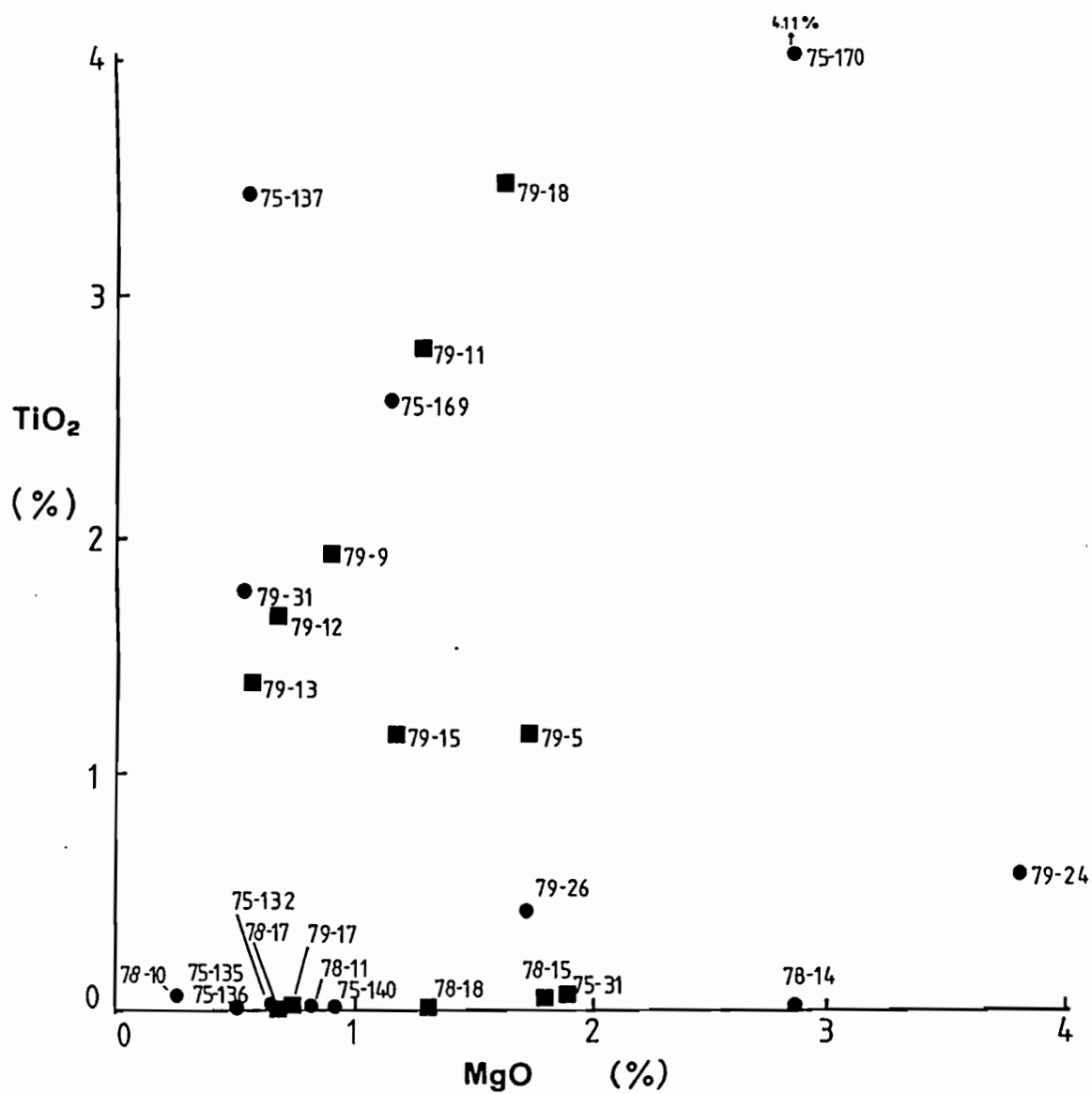
| 標本 編號 | CL | 84-14 | 84-15 | 84-16 | 84-17 | 84-18 | 84-19 |
|-------------------|----|-------|--------|-------|-------|-------|--------|
| % | | | | | | | |
| CaO | | 30.48 | 55.77 | 53.50 | 54.35 | 53.97 | 53.82 |
| MgO | | 19.81 | 0.46 | 0.41 | 0.37 | 0.46 | 0.85 |
| ΣFeO | | 0.211 | 0.017 | 0.014 | 0.015 | 0.032 | 0.031 |
| Na ₂ O | | 0.016 | 0.010 | 0.010 | 0.005 | 0.008 | 0.012 |
| K ₂ O | | 0.007 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.011 | 0.021 |
| MnO | | 0.022 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.003 |
| L.O.I. | | 47.44 | 43.97 | 43.77 | 43.41 | 43.88 | 43.76 |
| SUM | | 97.99 | 100.23 | 97.71 | 98.16 | 98.36 | 100.27 |
| ppm | | | | | | | |
| Sr | | 74 | 204 | 130 | 620 | 407 | 222 |
| Co | | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Cr | | 23 | 12 | 10 | 10 | 17 | 12 |
| Cu | | 5 | 8 | 10 | 6 | 8 | 5 |
| Ni | | 3 | 19 | 19 | 16 | 13 | 18 |
| Zn | | 22 | 15 | 21 | 11 | 10 | 11 |

續表一

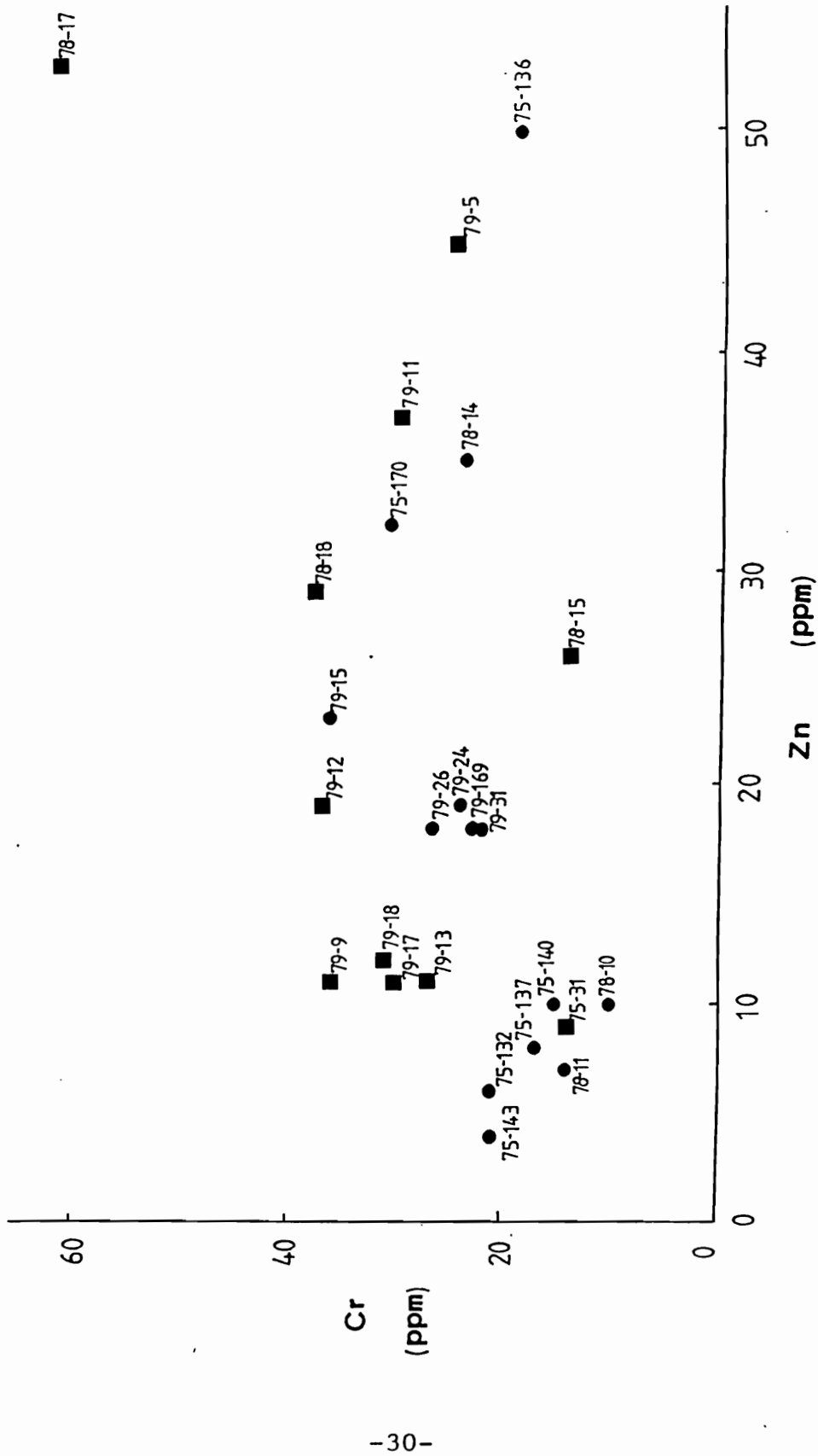
| 標本 編號 | CL | 84-20 | 84-21 | 84-22 | 84-23 | 84-24 | 84-25 |
|-------------------|----|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| % | | | | | | | |
| CaO | | 55.15 | 53.50 | 52.68 | 54.62 | 52.68 | 54.62 |
| MgO | | 1.06 | 0.92 | 0.51 | 0.35 | 1.43 | 4.38 |
| ΣFeO | | 0.015 | 0.054 | 0.158 | 0.040 | 0.116 | 0.059 |
| Na ₂ O | | 0.017 | 0.020 | 0.006 | 0.006 | 0.080 | 0.010 |
| K ₂ O | | 0.004 | 0.017 | 0.014 | 0.006 | 0.124 | 0.016 |
| MnO | | 0.005 | 0.008 | 0.013 | 0.009 | 0.011 | 0.013 |
| L.O.I. | | 44.02 | 43.61 | 43.83 | 43.82 | 43.84 | 44.13 |
| SUM | | 100.27 | 98.20 | 97.21 | 98.85 | 98.28 | 99.39 |
| ppm | | | | | | | |
| Sr | | 185 | 222 | 148 | 426 | 315 | 241 |
| Co | | 3 | 3 | 4 | 4 | 3 | 3 |
| Cr | | 12 | 17 | 10 | 10 | 28 | 17 |
| Cu | | 6 | 12 | 6 | 7 | 6 | 8 |
| Ni | | 16 | 12 | 18 | 19 | 21 | 12 |
| Zn | | 10 | 12 | 20 | 17 | 16 | 12 |

兩者，首先由二氧化鈦 (TiO_2) 對氧化鎂 (MgO) 作圖 (圖五)，大致上可得到長春層大理岩二氧化鈦之值多小於 0.5%，而九曲大理岩二氧化鈦之值多大於 1%。由鉻 (Cr) 對鋅 (Zn) 作圖 (圖六)，可發現九曲大理岩要比長春層大理岩含較多的鉻和鋅。由鋇對氧化鎂作圖 (圖七)，可清楚地看出九曲大理岩鋇含量多在 2000 ppm 以上，而長春層大理岩鋇含量都小於 2000 ppm 以下。

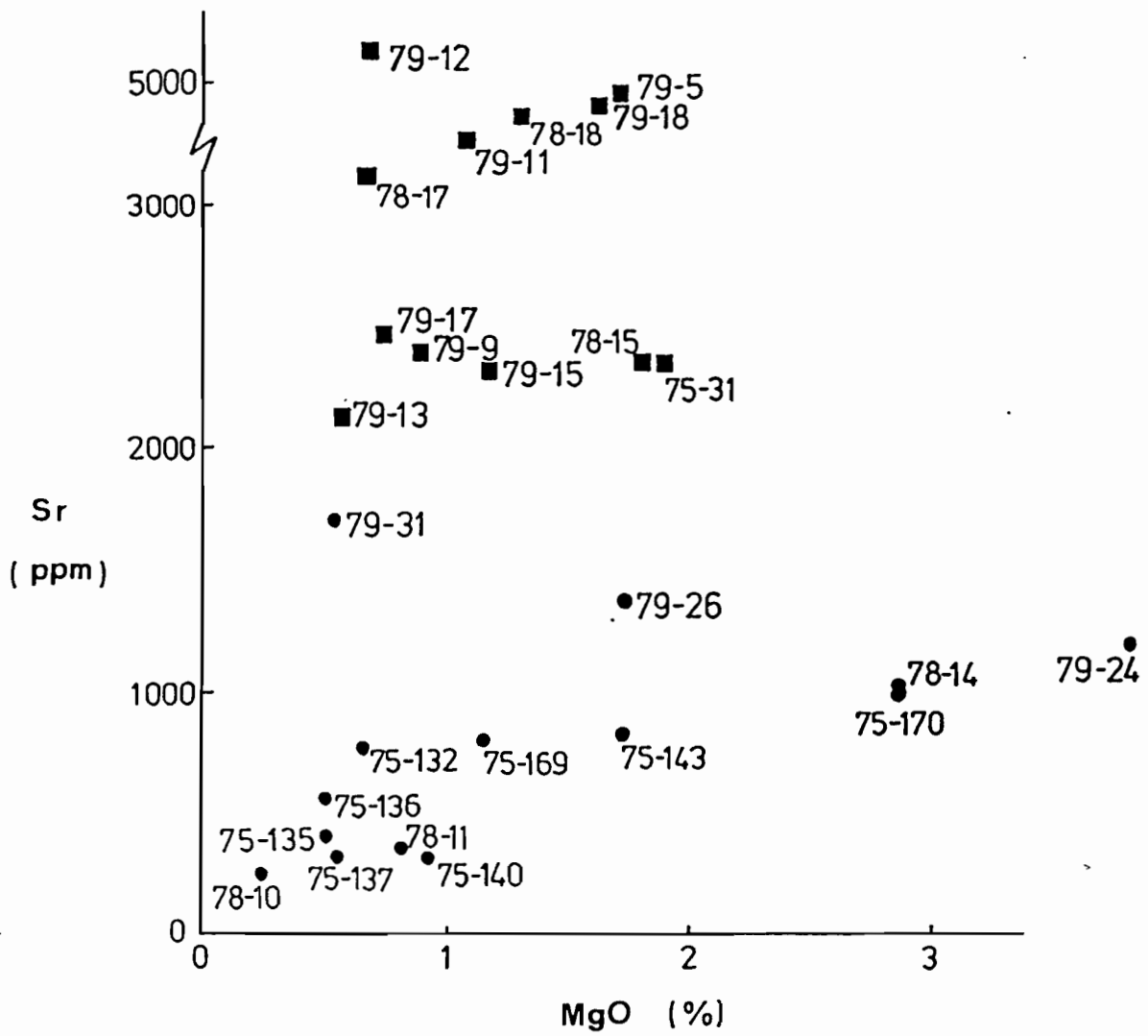
由化學分析可知大理岩中多為碳酸鈣，矽質很少。由其他化學成份的觀察，亦可推斷長春層大理岩和九曲大理岩之原岩可能於不同環境中沉積形成。長春層大理岩之原岩可能於深海之環境形成，而九曲大理岩之原岩可能於淺海陸棚上沉積形成。卡茲等人 (Katz et al., 1972) 曾提出在古老的石灰岩中所含有少量的鋇元素，可由開放性海洋系統裡，於霏石 (aragonite) 變形為方解石的過程中帶入，而不一定是淡水中因為鈣的置換作用而引入。霏石的化學成份與方解石相同，但具有不同的結晶構造，兩者為同素異形體。霏石形成的條件範圍，比方解石為窄，僅發生在高壓低溫的沉積物中，在常溫常壓下，極不穩定，容易轉變為方解石，因此，方解石常具有霏石的假像，一些由霏石所構成的軟體動物貝殼，其外層往往亦會變成方解石。



圖五 大理岩 TiO₂ 對 MgO 作圖，顯示九曲大理岩 TiO₂ 多在 1 % 以上，長春層大理岩多小於 0.5 %。
 (■：九曲大理岩，●：長春層大理岩)



圖六 大理岩 Cr 對 Zn 作圖，顯示九曲大理岩比長春層大理岩含較多的鉻和鋅。
 (■：九曲大理岩，●：長春層大理岩)



圖七 大理岩 Sr 對 MgO 作圖，顯示九曲大理岩總含量都在 2000 ppm 以上，而長春層大理岩都小於 2000 ppm。
 (■：九曲大理岩，●：長春層大理岩)

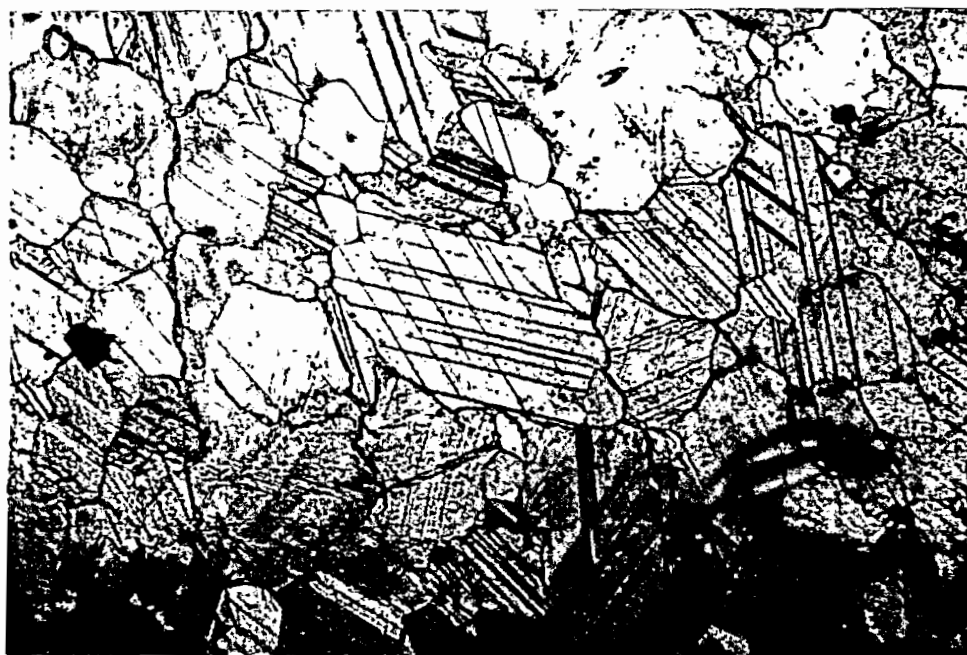
第六章 礦物成份

第一節 九曲大理岩之礦物成份

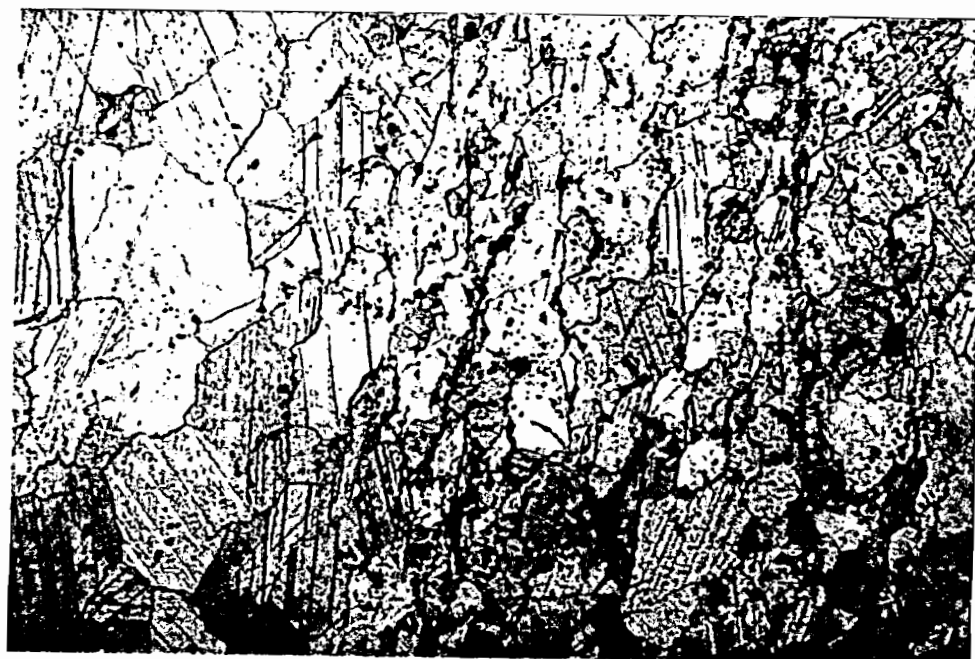
九曲大理岩之礦物成份以方解石為主 (圖版一, 二) 石英所佔比率小於 1%, 其他較重要可辨識的伴生礦物有白雲母, 黃鐵礦, 透閃石。方解石在顯微鏡下觀察呈等粒狀, 粒度為中粒至粗粒。(結晶顆粒小於 1/256 公厘為極細粒, 1/16 至 1/256 公厘為細粒, 1/16 至 2 公厘為中粒, 粗粒則大於 2 公厘)。

第二節 長春層大理岩之礦物成份

長春層中大理岩的礦物成份, 主要為等粒狀的方解石, 粒度為中粒至細粒(圖版三, 四)。除了方解石外, 石英、雲母、綠泥石亦常見於大理岩中, 各成份含量可高達 20%。依據溫克勒 (Winkler, 1975) 及富理祺等 (Fritsch et al., 1967) 對變質岩之分類法, 當方解石含量大於 90 % 者, 稱為大理岩, 當方解石佔 80 %-90 %, 而石英含 10 %-20 %, 則稱為石英大理岩, 若雲母佔 10 %-20 %, 則稱雲母大理岩, 若綠泥石佔 10 %-20 %, 則稱綠泥石大理岩。長春層中的雲母大理岩依結構, 可再分為二種, 一為層狀, 中粒方解石與絲狀雲母及綠泥石之富集層形成互層。二為斑狀, 中粒至粗粒方解石與細至極細粒之石英聚集成透鏡體夾於雲母基質中, 透鏡體順片理伸長。



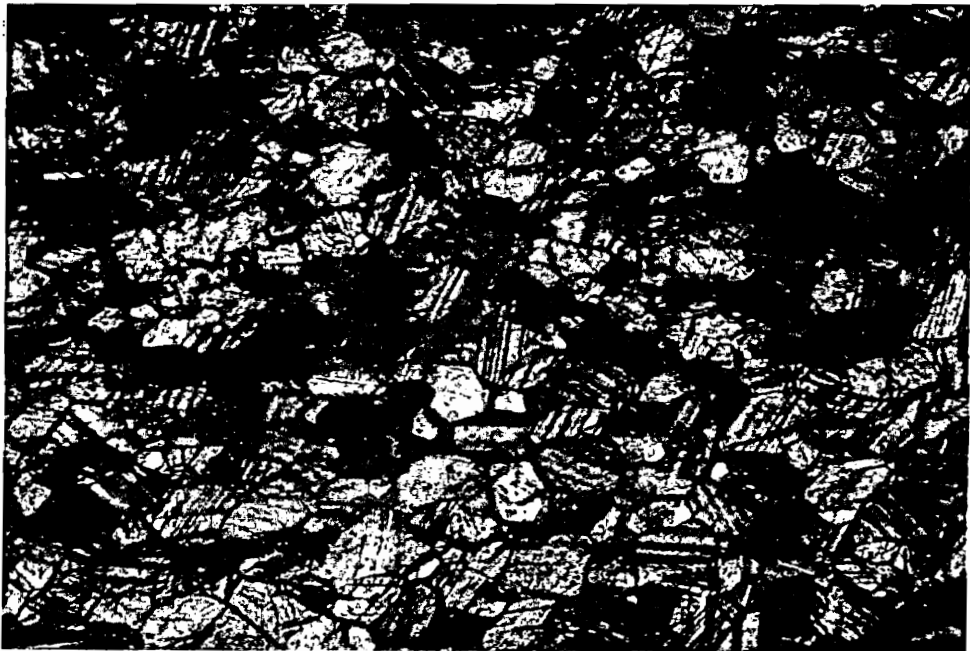
圖版一 方解石之菱形解理（九曲大理岩，開放偏光），
顆粒彼此鑲嵌在一起，中粒至粗粒。
本報告之顯微鏡照片比例尺如右 0 0.2 公釐



圖版二 方解石顆粒呈長形平行片理（紙面縱向）生長。
（九曲大理岩，開放偏光）



圖版三 大部分為中粒方解石，右上角為細粒石英（長春層大理岩，交錯偏光）。方解石（C）中常見似斑點次生礦物，石英（Q）則仍保持新鮮。



圖版四 等粒狀方解石鑲嵌在一起。（長春層大理岩，交錯偏光）

第三節 顯微鏡下的礦物觀察

一、方解石 (calcite)

方解石屬於六方晶系，常見菱形解理(圖版一，三)，垂直偏光時為無色，交錯偏光時，則呈高階的灰色。由於具有非常高的雙折射率，轉動載物台則見方解石顆粒之邊緣影像時深時淺。交錯偏光時顯現對稱消光。方解石亦常有雙晶出現，尤其是在變質岩中。變質岩中的方解石常鑲嵌在一起(圖版一至四)，而少見具有良好結晶外形的方解石。在顯微鏡下觀察，白雲石和方解石之光學性質非常相似，不易區別二者，可使用染色法，以幫助鑑定。在野外可以稀鹽酸鑑定，當稀鹽酸滴在方解石上，便會產生二氧化碳的氣泡，如果滴在白雲石上則不起泡。

二、石英 (quartz)

石英屬於六方晶系，在岩石中普遍存在。表面平滑，無解理，無色。交錯偏光下，石英顯現第一階的灰色至黃色，並有波狀消光現象。一般石英不呈現晶形，表面不像變質礦物或長石類等礦物，易因黏土化而似污染，石英表面則保持新鮮乾淨(圖版三)。長春層中有細粒至極細粒之石英聚集成脈狀(圖版五)或透鏡體(圖版六)。

三、雲母 (mica)

大理岩中出現的雲母可分兩類：一為白雲母(muscovite)

，另一為黑雲母 (biotite)。白雲母屬於單斜晶系，垂直偏光下薄片呈無色至灰綠色，解理面發達，交錯偏光下，白雲母呈現第三階之綠色至藍色，有時薄片較厚，於交錯偏光下的干涉色則可高達三階之紅、黃色。交錯偏光下，雲母會平行解理消光。大理岩中常見白雲母之次生礦物，結晶微小呈現絲狀，稱為絹雲母 (sericite) (圖版七至十)。

黑雲母亦屬於單斜晶系，顯微鏡下垂直偏光觀察，其顏色有棕色、黃棕色、綠色等 (圖版十一，十三，十四)，並具多色性，既旋轉載物台，黑雲母之顏色會隨著改變，時深時淺。交錯偏光下，平行解理方向消光，干涉色為第二階紅色至綠色 (圖版十二)。由於雲母類礦物之解理只有一個方向，既垂直 C 軸平行結晶底面，如果薄片正好切在平行解理的方向，則見不到解理，此時交錯偏光下，干涉色則幾近黑色。

四、綠泥石 (chlorite)

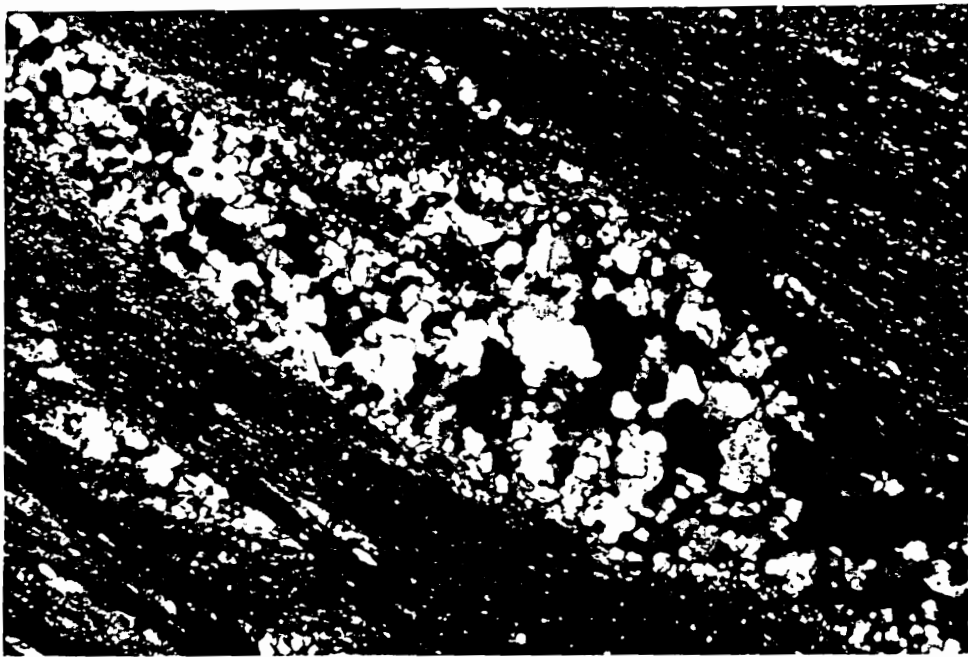
綠泥石和黑雲母之綠色者常不易分辨 (圖版十一至十四)，兩者都是片狀矽酸鹽類，同屬於單斜晶系，薄片呈無色至綠色，多色性則不像黑雲母一般明鮮，解理亦同雲母一樣垂直 C 軸，交錯偏光下幾近黑色，消光角可由 0° 至 9° 不等。

五、長石 (feldspar)

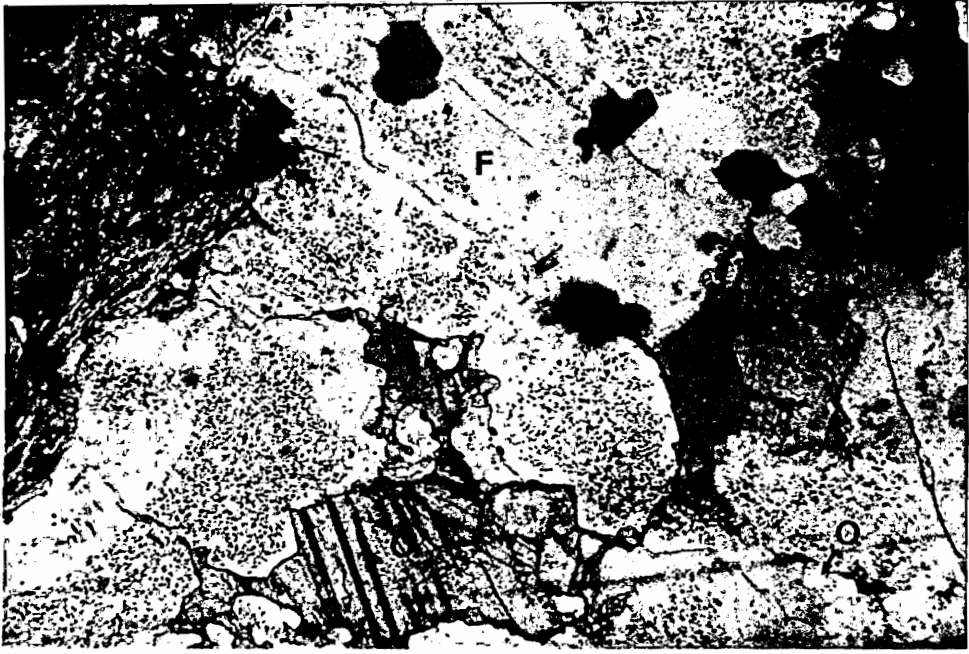
在大理岩中偶而可見鈉長石 (albite) 存在 (圖版十五，十六)，顯微鏡下觀察，呈無色，解理發達，交錯偏光下觀察，則呈現第一階的灰色至淡黃色，易見阿爾拜型雙晶 (Albite twin)，消光角介於 12° 至 19° 。



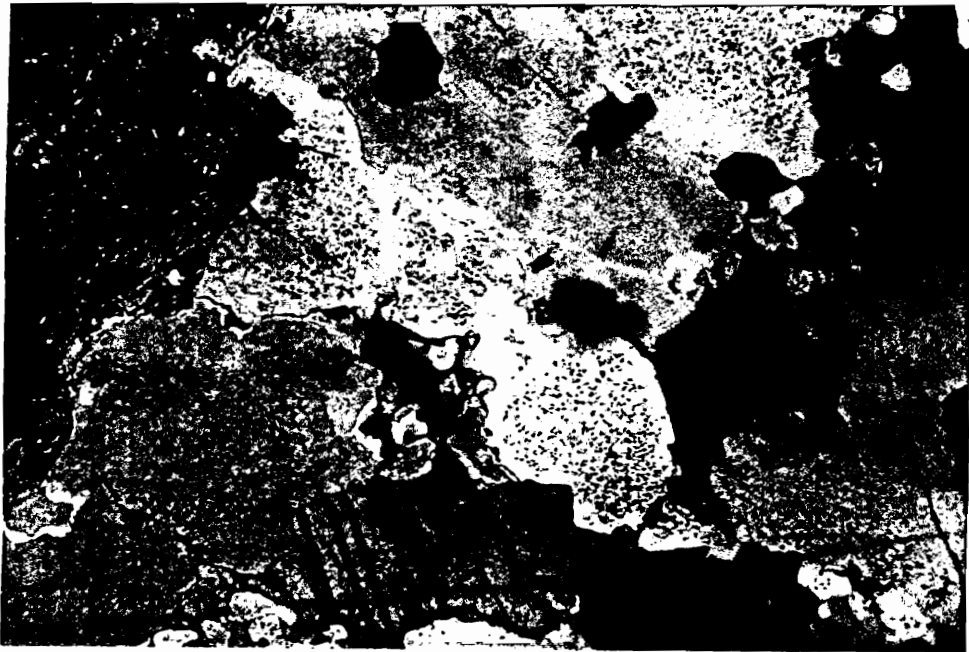
圖版五 石英 (Q) 和黑雲母 (B) 所成的片岩，雲母可見
兩次褶皺，S1表第一次，S2表第二次。(開放偏光)



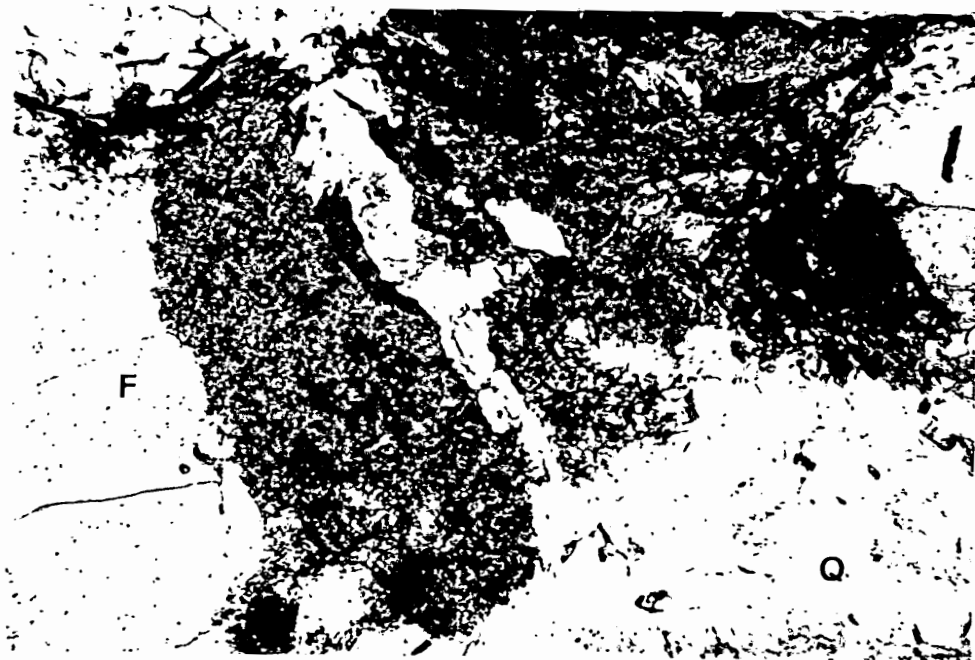
圖版六 石英和黑雲母所成的片岩，石英聚集成透鏡體。(交錯偏光)



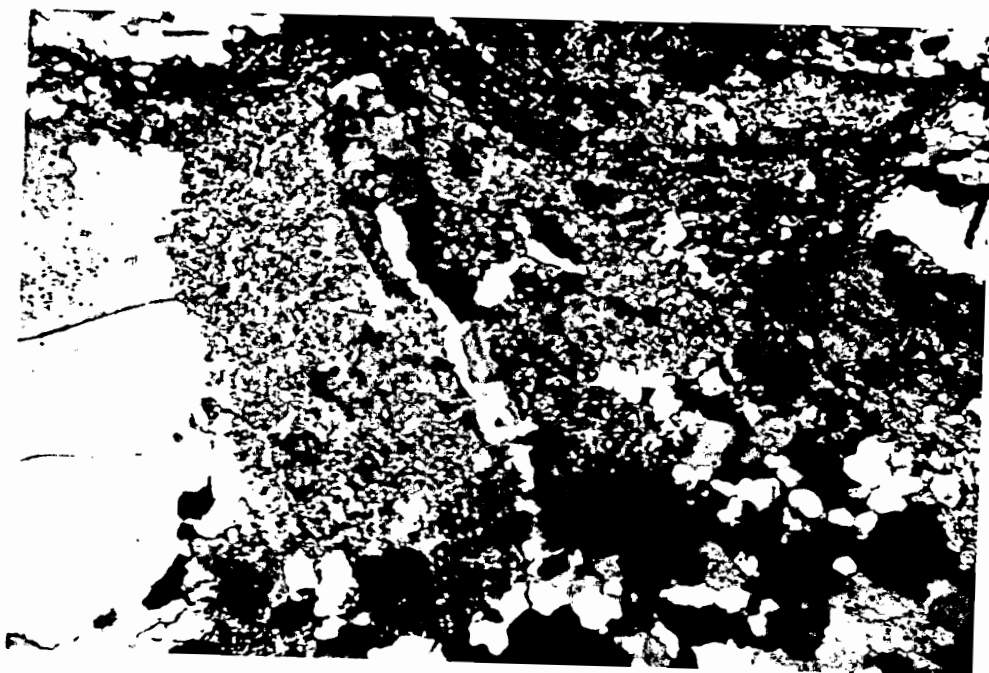
圖版七 左上角為絹雲母 (S)，中為長石 (F)及方解石 (C)
右下角則為石英 (Q)。(開放偏光)



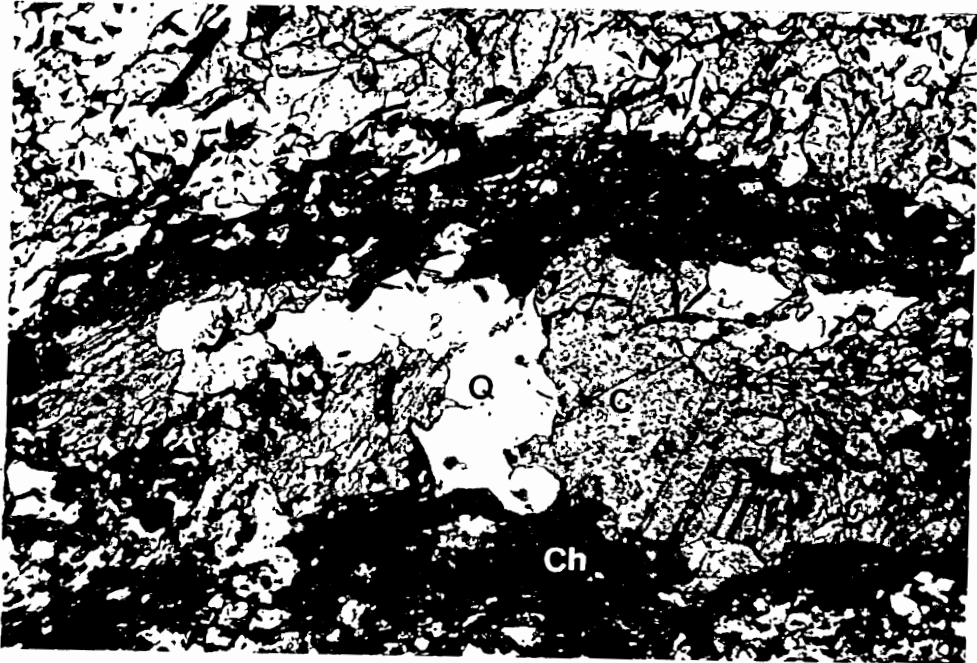
圖版八 交錯偏光下，可明顯的分辨絹雲母、長石、方解石及石英。



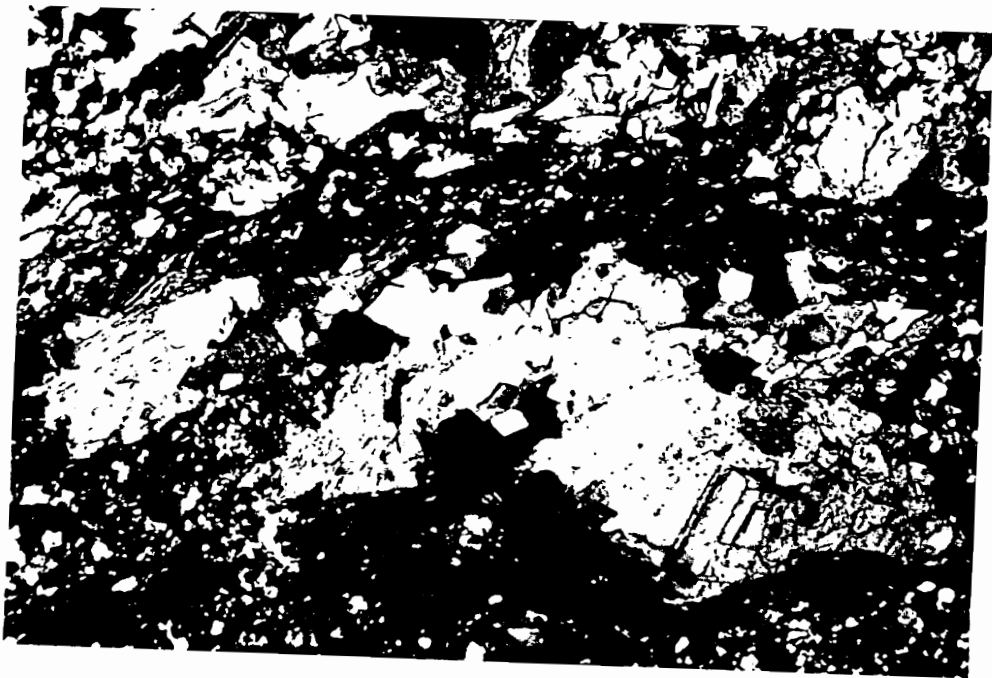
圖版九 左為長石 (F)，中為絹雲母 (S)，棕色為黑雲母 (B)，右下角則為細粒石英 (Q)，開放偏光下不易與長石分別。



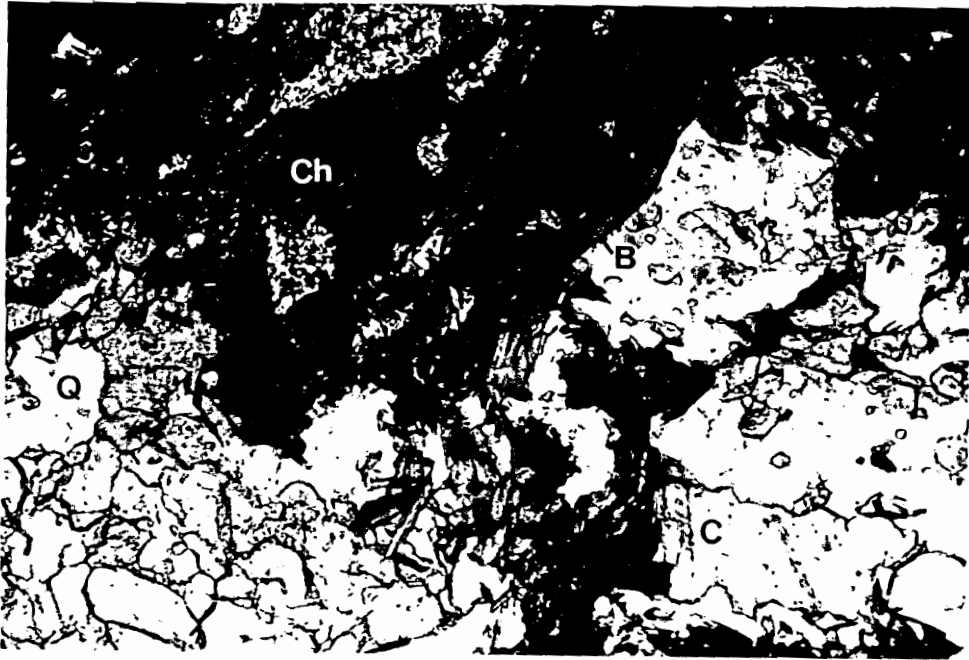
圖版十 交錯偏光下，長石和石英則可分辨，絹雲母則呈三階紅色至藍色，黑雲母則呈二階紅色至綠色。



圖版十一 開放偏光下，方解石（C）、綠泥石（Ch）、石英（Q）及少數黑雲母（B）。綠泥石呈帶狀沿片理方向生長。



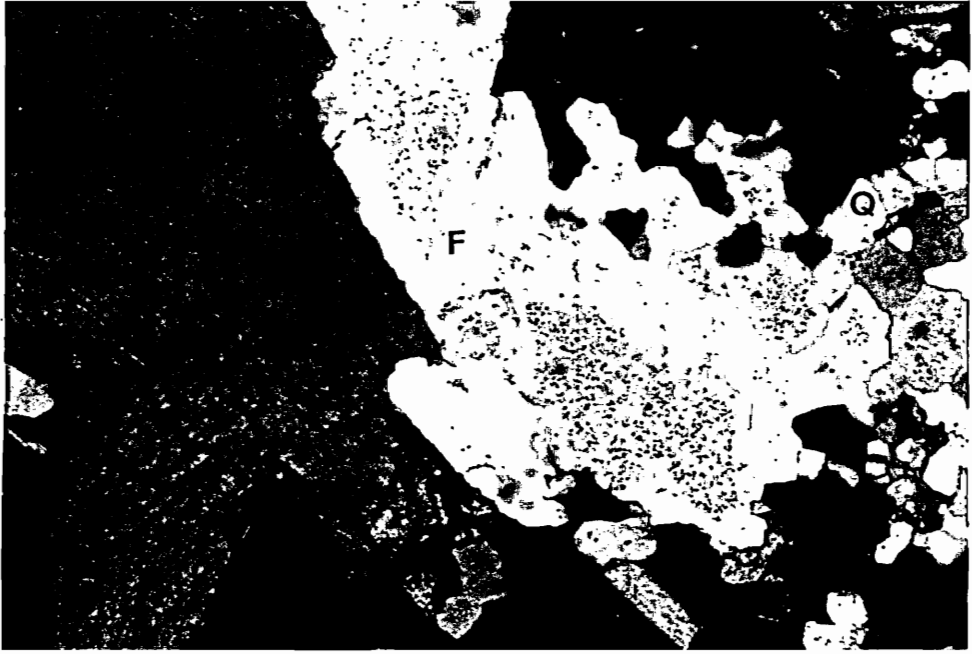
圖版十二 交錯偏光下，綠色者為黑雲母；開放偏光下為綠色，交錯偏光下呈黑色者為綠泥石。



圖版十三 綠色柱狀者為黑雲母 (B)，不具晶形呈帶狀者為綠泥石 (Ch)，其他透明具顆粒外形者為方解石 (C)，透明不具顆粒外形者為石英 (Q)。(開放偏光)



圖版十四 綠色條狀、片狀者為黑雲母，其餘綠色不具晶形但具片理者為綠泥石，透明者多為石英。(開放偏光)



圖版十五 左為方解石 (C)，中為長石 (F)，右為石英 (Q)。
(交錯偏光)



圖版十六 中為具阿爾拜型雙晶的斜長石 (Pl)，其餘多為拉長的
方解石 (交錯偏光)。

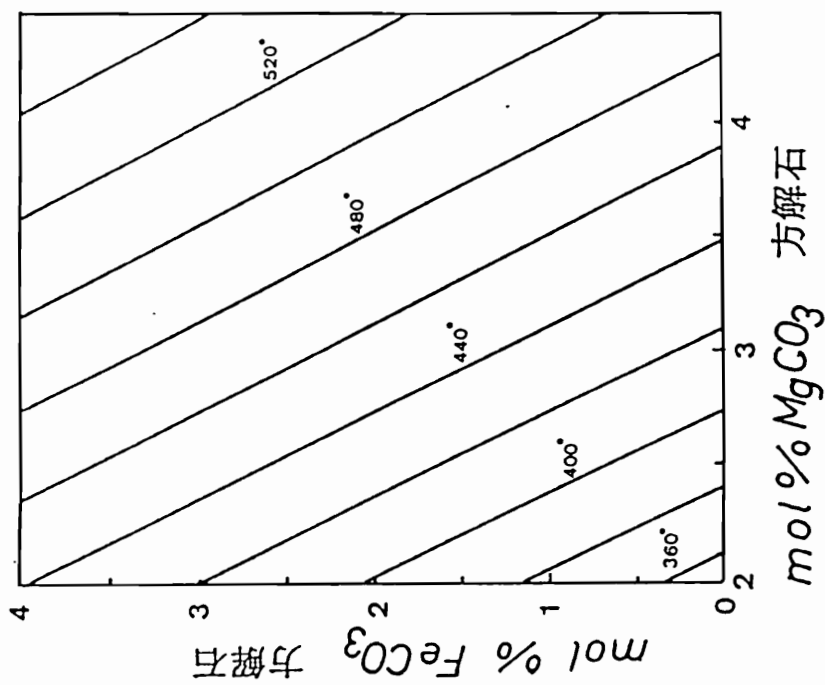
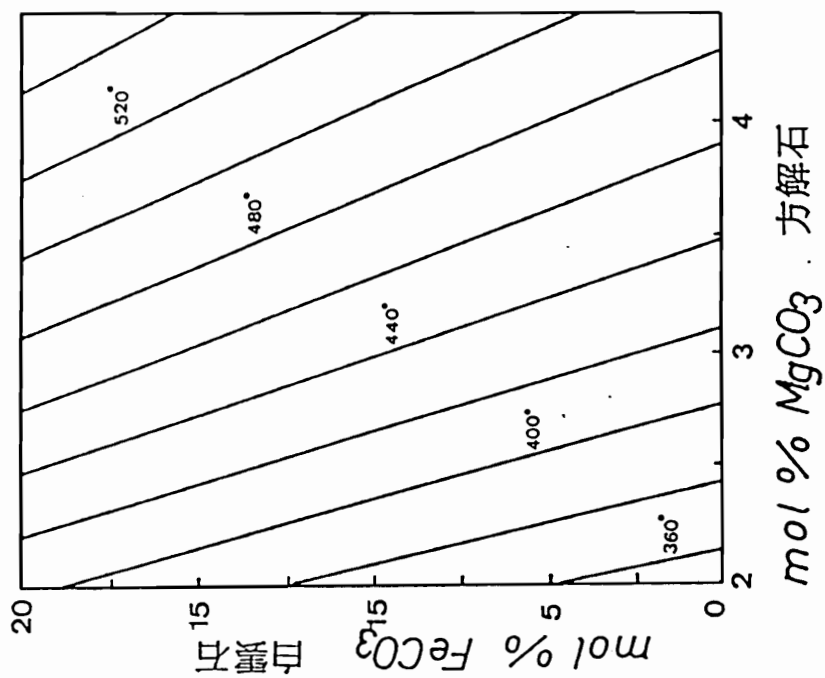
第七章 X射線鑑定與電子微探

第一節 X射線鑑定與電子微探簡介

在野外巨觀下，吾人可以分辨岩性之不同，以作為分層的參考，如要更詳細地研究，探討岩石中所含之礦物，則可將岩石切片，以偏光顯微鏡觀察鑑定其礦物種類，但有許多礦物顆粒在顯微鏡下太細了，無法觀察以鑑定，因此，X射線鑑定方法便可應用以區別礦物種類。

X射線鑑定方法，只須數克，粒徑在 100 mesh 以下之標本粉末既可進行實驗，以X光照射標本粉末後，可得到繞射圖，由圖中繞射峰之位置（角度）與相對強度，帶入布拉格公式 (Bragg's Law : $\lambda = 2d \sin \theta$)，可求出晶面間之距離，再查閱 JCPDS (Joint Committee on Powder Diffraction Standard) 建立之各種礦物標準檔案卡片，比對而後鑑定出礦物種類。

X射線鑑定方法只能鑑定礦物類別，如要詳細探究礦物中所含化學元素，尤其是具有包含物質 (inclusion) 及環帶 (zoning) 的礦物顆粒，可以電子微探方法分析礦物中各點的化學成份。利用X射線繞射法很難分辨方解石是否有高鎂含的核心及是否離溶出白雲石，所以近年來都以電子微探儀，來測定與白雲石共生之方解石中鎂的含量。根據畢扣與包威爾 (Bickle and Powell, 1977) 研究，可得與白雲石共生方解石之鎂含量和平衡溫度之關係圖 (圖八)。



圖八 畢扣與包威爾 (Bickle and Powell, 1977) 利用與白雲石共生之方解石中鐵鎂含量求得平衡溫度之關係。

第二節 X射線鑑定大理岩之礦物成份結果

由第五章所述原子吸光儀分析大理岩之化學成份結果，知道多數為氧化鈣，指示大理岩中多數為方解石礦物，為能更詳細地探究大理岩中的礦物，在進行X射線鑑定前，先用酸溶法將大理岩中的方解石溶解，所得殘留物經烘乾篩選，再以X光繞射鑑定其中礦物種類，其結果見表二。根據繞射線之強度（既礦物數量之多寡），用五種符號表示：

☆：極多，◎：多，○：中，△：少，×：極少。

表中仍可發現方解石尚存留在標本，按理說方解石應全部溶解於酸中，推想可能方解石尚未與酸反應完全，既因殘留物太少，而誤以為反應已完成，便停止標本與酸作用，使殘留物中仍存有方解石，或者是方解石附著於氣泡上、容器壁上而沒有反應，或者是被包裹在其他不反應的礦物中。

白雲石普遍存在於標本中，雖然有的數量不多，而由所採標本之位置，可發現白雲石之分佈顯示區域性，多集中出現於神祕谷，燕子口至九曲洞等地，清水斷崖則呈間隔性變化，而在慈母橋以西，則無白雲母出現。

石英的分佈情形大略與白雲石相反，在清水斷崖區域大理岩中，幾乎無石英出現，長春層中大理岩則比九曲大理岩含有更多石英。

綠泥石的含量雖然都不多，但卻普遍存在。一般說來，長春層中的大理岩含的綠泥石要比九曲大理岩多。綠泥石通常是次生礦物，由鐵鎂質的矽酸鹽礦物，經低度變質作用產生。

表二 大理岩酸溶殘留物X光繞射鑑定結果及
大理岩質譜儀碳氧同位素分析結果

| 標本號碼 | 方解石 | 白雲石 | 石英 | 綠泥石 | 絹雲母 | 滑石 | 黃鐵礦 | 鈉長石 | 磷灰石 | 透閃石 | $\delta^{18}O$ | $\delta^{13}C$ |
|-----------|-----|-----|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|----------------|----------------|
| CL 84-1 | △ | ◎ | | | | | | | | | 13.68 | 2.20 |
| CL 84-2 | ◎ | | × | | | | | | | | 20.78 | 1.98 |
| CL 84-3 | | ○ | | | △ | | | | | | 19.50 | 2.04 |
| CL 84-4 | ○ | ☆ | | × | | × | × | | | | 12.19 | 2.53 |
| CL 84-5 | ○ | ◎ | △ | | | × | | | | | 21.29 | 2.71 |
| CL 84-6 | △ | ○ | ☆ | ○ | ◎ | × | × | | | | 20.30 | 1.79 |
| CL 84-7 | | ☆ | | × | | × | | | | | 19.19 | 1.77 |
| CL 84-8a | | ☆ | | | △ | × | | | | | ----- | ----- |
| CL 84-8 | | ☆ | △ | | × | | | | | | 17.58 | 0.82 |
| CL 84-9 | ☆ | × | | | | | | | | | 20.00 | 3.12 |
| CL 84-10 | | ☆ | △ | ○ | ☆ | × | × | | | | 20.14 | 2.97 |
| CL 84-11 | | ☆ | | × | | | | | | | 20.06 | 3.13 |
| CL 84-12 | ☆ | | | △ | △ | | × | | | | 20.44 | 3.39 |
| CL 84-13 | | | ☆ | ☆ | ☆ | △ | | ○ | | | 20.63 | 3.34 |
| CL 84-14a | | ☆ | | | | | | | | | 22.38 | 1.34 |
| CL 84-14 | ○ | ☆ | | × | | | | | | | 19.77 | 2.91 |
| CL 84-15 | △ | | | | | | | | | | 23.60 | 3.34 |
| CL 84-16 | | ☆ | | × | | | | | | | 20.76 | 1.18 |
| CL 84-17 | | | | | × | | | | ○ | | 23.74 | 2.29 |
| CL 84-18 | | × | | × | △ | | | | ☆ | | 23.74 | 2.29 |
| CL 84-19 | | | | △ | △ | × | | | | | 24.13 | 2.29 |
| CL 84-20 | × | ☆ | | × | | | | | | | 23.24 | 2.11 |
| CL 84-21 | | | | ☆ | △ | × | | | | | 18.74 | 2.49 |
| CL 84-22 | △ | △ | × | × | | | | | | | 20.91 | 0.14 |
| CL 84-23 | | | △ | × | △ | | | | ○ | | 23.09 | 2.62 |
| CL 84-24 | | ☆ | | △ | × | | | | | | 23.48 | 1.39 |
| CL 84-25 | | ☆ | | × | | | | | | | 19.23 | 0.87 |

☆ : 極多 ◎ : 多 ○ : 中 △ : 少 × : 極少

絹雲母亦普遍存在，其乃白雲母之次生礦物，和綠泥石同為片狀矽酸鹽礦物。

滑石所含之量均極少。滑石亦屬次生礦物，多在低度變質岩中，由富含鎂質之礦物，如橄欖石、輝石和角閃石等變化而來。

黃鐵礦是普通常見的硫化礦物，俗稱愚人金，因其具有似金子般的金黃色。大理岩中少見，片岩中較常見。黃鐵礦若曝露地表上，易風化為褐鐵礦，但晶形仍保持不變。

鈉長石在大理岩中亦少見，其為鈉的含鋁矽酸鹽，較常見於火成岩中。

透輝石多發生於變質的基性岩中，屬於鏈狀矽酸鹽類。

磷灰石是較特殊的一種礦物，大理岩中存有磷灰石，可能表示由磷酸鹽類生物，如牙形蟲的化石轉變而來。在顯微鏡下尚未發現具有牙形蟲外形的碎屑，所以還不能確定。

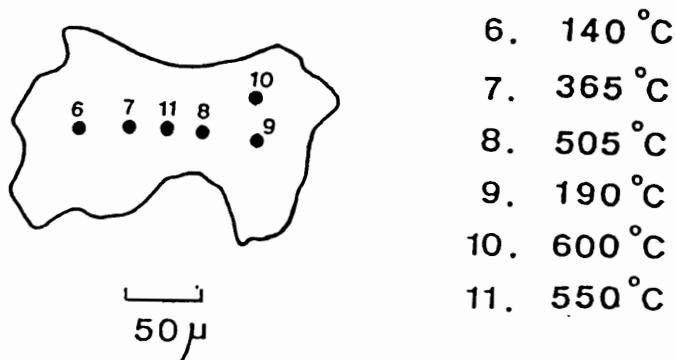
本區大理岩之顏色由純白至黑色均有，大多為灰色。以往猜測黑色乃由石墨造成，但未獲證明。本實驗結果顯示大理岩之黑、灰色並非由石墨造成，可能只是一些有機質物質。當大理岩為黑色時，在酸溶殘留物中常有許多極細粒之黑色物質，而且愈黑的標本愈多，但經X射線鑑定，沒有一個標本中含有石墨，而且，這些黑色物質不是礦物，似乎亦不是結晶質，尤其是這些黑色物質會呈油脂狀，浮在酸液表面，常使冰醋酸在容器壁上結晶出來。假設大理岩的顏色，真是由於這些可能是有機質的黑色物質所造成，那麼，這些有機質的有無，就代表著沉積物來源的變化，也就是說，現今我們所看到的大理岩成層的顏色變化，就代表著原岩的層理變化。

第三節 電子微探儀分析本區大理岩之結果

以電子微探儀分析本區六個與白雲石共生之方解石標本其中化學成份結果，見表三。表中除了列出氧化鈣、氧化鎂、氧化鐵、氧化錳之含量外，並以鐵、鎂氧化物含量，依畢扣與包威爾之圖（圖八）比對，所求得之平衡溫度亦列於表中。

由分析結果發現有一標本：白沙橋一號，其中的方解石有一含鎂量較高的核心，往周圍鎂含量則逐漸降低，這表示中心部分的生成溫度高，而旁邊的溫度低，顯示此區域曾發生降級變質作用，白沙橋一號中的方解石，中心部分測得溫度在 550°C 至 600°C，周圍則降至 140°C 及 190°C，見圖九

圖九 白沙橋 D01 標本可見方解石有一含鎂量較高的核心



方解石顆粒，長 200 μ

。此種與白雲石共生方解石，中央鎂含量特高的情形，世界上其他地方亦常發現。其他各標本雖未發現此一現象，並不表示未發生降級變質作用，可能是原來高鎂含量的方解石因擴散作用而消失。各標本也發現含鎂方解石中會離溶出白雲石的小塊，此既為曾發生過降級變質作用的証據之一。

謝普與史瓦茲（ Sheppard and Schwarcz ， 1970 ）發現各變質帶中，所作出最高鎂含量方解石定出的溫度，常與其變質帶溫度相符，因此，他們認為標本中的最高鎂含量方解石，可表示已保持了平衡時的狀態。同理，本次實驗作出各標本的最高溫度，亦代表保留下之最高溫度。由表四所列平衡溫度顯示，上溪橋至燕子口之最高溫度為 290℃，白沙橋為 600℃，博愛礦場則為 415℃，岳王亭為 420℃，九曲洞為 410℃。羅清華與王執明（1981）曾研究溪畔地區片麻岩體內的礦物化學，推斷出曾有三期變質作用，第一期為一中低度變質作用，第二期為一高度變質作用，第三期則為一低度變質作用。王執明等（1982）並推斷出第二期之壓力為 3.5Kb 至 8.3Kb，溫度為 620℃ 至 750℃，第三期壓力為 4.1Kb 至 4.5Kb，溫度為 420℃ 至 480℃。由白沙橋標本中心具 600℃ 的核心，或許可以表示第二期變質作用之殘餘部分，而其他地點之最高溫，包括博愛礦場、岳王亭、九曲洞等，則可與第三期變質作用溫度符合。

表三 方解石（與白雲石共生）中鎂鐵含量分析結果
（* 重量百分比；※ 莫耳百分比）

| 標本 成分 | 上燕 7-C1 | 上燕 7-C2 | 上燕 7-C3 | 上燕 7-C4 | 上燕 7-C5 | 上燕 7-C6 | 上燕 7-C7 |
|----------|--------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| CaO | * 56.75 98.35 ※ | 57.09 98.29 | 57.00 98.92 | 57.29 98.22 | 57.05 98.26 | 57.00 99.26 | 57.15 98.56 |
| MgO | 0.56 1.35 | 0.63 1.51 | 0.30 0.72 | 0.65 1.55 | 0.63 1.51 | 0.21 0.51 | 0.50 1.20 |
| FeO | 0.18 0.30 | 0.14 0.20 | 0.20 0.35 | 0.16 0.23 | 0.16 0.23 | 0.16 0.23 | 0.16 0.24 |
| MnO | 0.04 | 0.01 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| 平衡溫度 | 240 °C | 280 °C | | 290 °C | 280 °C | | 200 °C |
| 標本 成分 | 白沙橋 1-C1 | 白沙橋 1-C6 | 白沙橋 1-C7 | 白沙橋 1-C8 | 白沙橋 1-C9 | 白沙橋 1-C10 | 白沙橋 1-C11 |
| CaO | 54.14 98.29 | 56.93 98.79 | 55.94 97.57 | 53.98 94.93 | 56.26 98.54 | 53.16 93.06 | 52.69 93.94 |
| MgO | 0.57 1.44 | 0.40 0.97 | 0.88 2.14 | 1.98 4.84 | 0.48 1.17 | 2.74 6.67 | 2.33 5.78 |
| FeO | 0.16 0.27 | 0.17 0.24 | 0.18 0.29 | 0.16 0.23 | 0.19 0.29 | 0.18 0.27 | 0.18 0.28 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| 平衡溫度 | 265 °C | 140 °C | 365 °C | 505 °C | 190 °C | 600 °C | 550 °C |
| 標本 成分 | 博愛 2-C1 | 博愛 2-C2 | 博愛 2-C3 | 博愛 2-C4 | 博愛 2-C5 | 博愛 2-C6 | 博愛 2-C7 |
| CaO | 56.54 98.55 | 55.76 97.26 | 56.19 96.82 | 56.23 97.10 | 55.91 98.88 | 55.77 97.71 | 56.10 98.13 |
| MgO | 0.48 1.16 | 1.03 2.50 | 1.23 2.95 | 1.06 2.55 | 0.35 0.86 | 0.84 2.05 | 0.66 1.61 |
| FeO | 0.18 0.29 | 0.17 0.24 | 0.16 0.23 | 0.19 0.35 | 0.16 0.26 | 0.15 0.25 | 0.18 0.26 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 0.01 |
| 平衡溫度 | 190 °C | 390 °C | 415 °C | 395 °C | 110 °C | 355 °C | 250 °C |

續表三

| 標本 成分 | 岳王亭 1-C1 | 岳王亭 1-C2 | 岳王亭 1-C3 | 岳王亭 1-C4 | 岳王亭 1-C5 |
|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| CaO | 54.52 | 53.40 | 53.08 | 53.58 | 52.44 |
| MgO | 0.92 | 0.76 | 1.15 | 0.98 | 0.76 |
| FeO | 0.18 | 0.17 | 0.16 | 0.16 | 0.19 |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| 平衡溫度 | 380 °C | 355 °C | 420 °C | 390 °C | 360 °C |
| 標本 成分 | 九曲 2-C1 | 九曲 2-C2 | 九曲 2-C3 | 九曲 2-C4 | 九曲 2-C5 |
| CaO | 56.22 | 52.72 | 52.09 | 52.01 | 54.40 |
| MgO | 1.04 | 0.60 | 1.00 | 1.05 | 0.42 |
| FeO | 0.18 | 0.15 | 0.18 | 0.15 | 0.17 |
| MnO | 0.06 | 0.01 | 0.04 | 0.02 | 0.02 |
| 平衡溫度 | 390 °C | 290 °C | 395 °C | 410 °C | 160 °C |
| 標本 成分 | 岳王亭 2-C1 | 岳王亭 2-C2 | 岳王亭 2-C3 | 岳王亭 2-C4 | 岳王亭 2-C5 |
| CaO | 52.94 | 53.06 | 53.28 | 54.42 | 52.79 |
| MgO | 0.54 | 0.52 | 0.58 | 0.51 | 0.48 |
| FeO | 0.22 | 0.13 | 0.16 | 0.16 | 0.16 |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.01 | 0.02 |
| 平衡溫度 | 250 °C | 240 °C | 280 °C | 190 °C | 215 °C |

第八章 碳氧同位素分析

第一節 碳氧同位素分析方法簡介

穩定同位素方法在解決許多地質問題上，是一種很有效的工具，尤其是在指示原岩方面。由大理岩之碳氧同位素值，可推斷原岩生成環境，並指示平衡溫度。

將研磨過的大理岩標本與 100% 之磷酸反應，反應產生的二氧化碳則收集於玻璃管中，利用質譜儀測得標本氣體對參考氣體（劉康克與陳銘叔，1983）的 $\delta^{46}(\text{CO}_2)$ 與 $\delta^{45}(\text{CO}_2)$ ，再依下列式子求得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 列於表二。

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.00586 \delta^{46}(\text{CO}_2) + 0.01043 \delta^{45}(\text{CO}_2) + 25.12$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 1.07074 \delta^{45}(\text{CO}_2) - 0.03711 \delta^{46}(\text{CO}_2) + 3.31$$

SMOW 表示標準平均海水 (Standard Mean Ocean Water)

PDB 表示美國南卡羅來納州白堊紀匹地 (Peedee) 地層中之箭石。

(以下，文中所用 $\delta^{18}\text{O}$ 既 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ， $\delta^{13}\text{C}$ 既 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$)

利用同樣方法可求出白雲石與方解石共生大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 與 $\delta^{13}\text{C}$ 值 (表四)，再帶入謝普與史瓦茲 (Sheppard and Schwarcz, 1970) 式子及諾索普與克雷頓 (Northrop and Clayton, 1966) 公式求得平衡溫度 (表四)。

表四 方解石與白雲石共生大理岩之 $\delta^{18}\text{O}$ 與 $\delta^{13}\text{C}$ 值，以及計算所得平衡溫度。

| 標本編號 | 礦物 | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | t_o^* (°C) | t_c^* (°C) | t_e^* (°C) |
|----------|-----|------------------------------|------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| 博愛 D02 | 白雲石 | 20.76 | 1.18 | 244 | 487 | 352 |
| | 方解石 | 19.48 | 0.69 | | | |
| 白沙橋 D01 | 白雲石 | 24.71 | 2.34 | 174 | 24 | 245 |
| | 方解石 | 22.85 | 0.13 | | | |
| 白沙橋 D02 | 白雲石 | 17.64 | 0.73 | 194 | 344 | 276 |
| | 方解石 | 15.98 | 0.08 | | | |
| 白沙橋 D03 | 白雲石 | 21.48 | 1.37 | — | 195 | — |
| | 方解石 | 22.54 | 0.38 | | | |
| 白沙橋 D04 | 白雲石 | 23.71 | 1.24 | — | — | 1201 |
| | 方解石 | 23.48 | 1.08 | | | |
| 白沙橋 D05 | 白雲石 | 19.37 | 1.30 | 540 | 67 | 1063 |
| | 方解石 | 19.09 | -0.42 | | | |
| 白沙橋 D06 | 白雲石 | 18.98 | 1.22 | 71 | 470 | 110 |
| | 方解石 | 15.57 | 0.72 | | | |
| 上燕 † D02 | 白雲石 | 21.13 | 1.29 | 55 | 498 | 91 |
| | 方解石 | 17.36 | 0.82 | | | |
| 上燕 D04 | 白雲石 | 20.26 | 1.41 | — | 257 | — |
| | 方解石 | 20.87 | 0.60 | | | |
| 上燕 D06 | 白雲石 | 23.70 | 1.99 | 329 | 550 | 494 |
| | 方解石 | 22.85 | 1.55 | | | |
| 上燕 D07 | 白雲石 | 24.27 | 1.97 | 278 | 458 | 407 |
| | 方解石 | 23.19 | 1.47 | | | |
| 上燕 D08 | 白雲石 | 24.44 | 1.51 | 107 | 12 | 158 |
| | 方解石 | 21.72 | -0.89 | | | |
| 上燕 D09 | 白雲石 | 23.56 | 1.37 | 421 | 932 | 698 |
| | 方解石 | 23.03 | 1.08 | | | |
| 上燕 D10 | 白雲石 | 22.07 | 0.58 | 312 | 297 | 468 |
| | 方解石 | 21.16 | -0.15 | | | |
| 九曲 D02 | 白雲石 | 19.85 | 1.30 | 414 | 502 | 672 |
| | 方解石 | 19.29 | 0.83 | | | |
| 岳王亭 D01 | 白雲石 | 11.77 | 2.12 | 610 | — | 513 |
| | 方解石 | 10.96 | 2.16 | | | |
| 岳王亭 D02 | 白雲石 | 12.16 | 2.22 | 319 | 1848 | 477 |
| | 方解石 | 11.27 | 2.01 | | | |

* t_o 及 t_c 分別表示以韋爾與史瓦克 (1970) 之公式算出之溫度。

t_o : 由 $\delta^{18}\text{O}$ 算出; t_c : 由 $\delta^{13}\text{C}$ 算出 (單位為 °C)。

t_e : 表示以諾索普與克爾頓 (1966) 公式計算出之溫度 (單位為 °C)。

† 上燕是“上溪橋至燕子口”之簡稱。

謝普與史瓦茲公式：

$$1000 \ln \alpha_{(D-Cc)_o} = 0.45(10^6 T^{-2}) - 0.40$$

$$1000 \ln \alpha_{(D-Cc)_c} = 0.18(10^6 T^{-2}) + 0.17$$

$$\text{其中 } \alpha_{(D-Cc)_o} = \frac{\delta^{18}O_D \times 10^{-3} + 1}{\delta^{18}O_{Cc} \times 10^{-3} + 1} \quad \alpha_{(D-Cc)_c} = \frac{\delta^{13}C_D \times 10^{-3} + 1}{\delta^{13}C_{Cc} \times 10^{-3} + 1}$$

T為平衡溫度，以絕對溫度 °K 為單位

諾索普與克雷頓公式：

$$1000 \ln \alpha_{(D-Cc)_o} = 0.50 \times 10^6 T^{-2}$$

第二節 方解石大理岩之碳氧同位素分析結果

分析所得大理岩標本，其 $\delta^{18}O$ 值均介於 +12% 至 +26% 之間， $\delta^{13}C$ 值介於 0% 至 +4% 之間，見圖十。凱斯與韋伯 (Keith and Weber) 於 1964 年分析了世界各地 321 個海相碳酸鹽岩石標本，及 183 個淡水相碳酸鹽標本，其 $\delta^{18}O$ 與 $\delta^{13}C$ 值如圖十一各點。由此圖可得海相碳酸鹽標本，其 $\delta^{13}C$ 平均值為 +0.56%，淡水相碳酸鹽標本則為 -4.93%，海相碳酸鹽標本之 $\delta^{18}O$ 平均值為 +24.96%，淡水相碳酸鹽標本為 +21.45%。

將本區域所得大理岩 $\delta^{18}O$ 與 $\delta^{13}C$ 值點入圖十一中，既如黑框中所示，可推論本區大理岩原岩可能屬於海相沉積，不過這推論必須建立在原岩形成後，沒有顯著的同位素交換作用發生的基礎上。另外，礦物分解作用會造成 $\delta^{18}O$ 與 $\delta^{13}C$

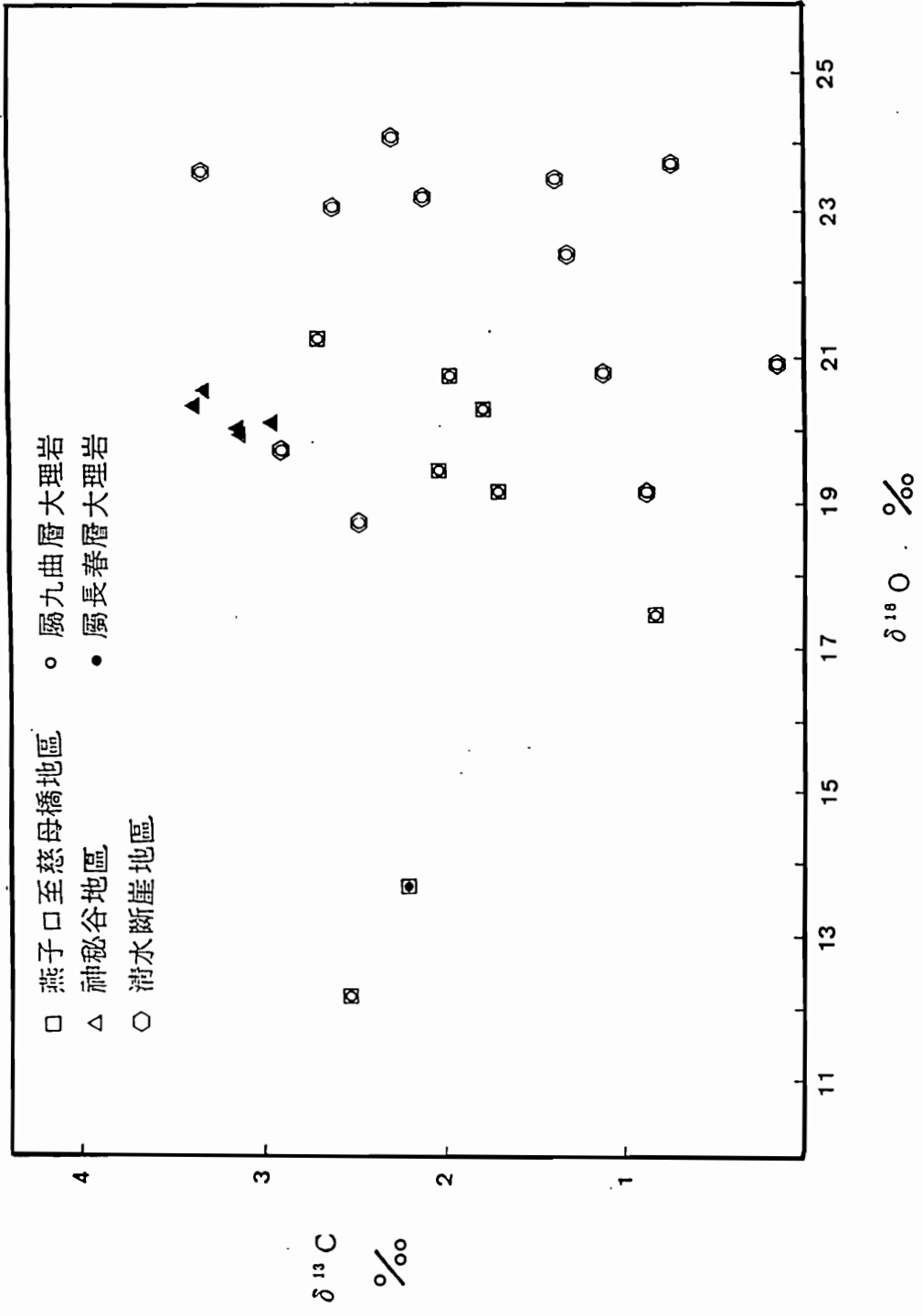
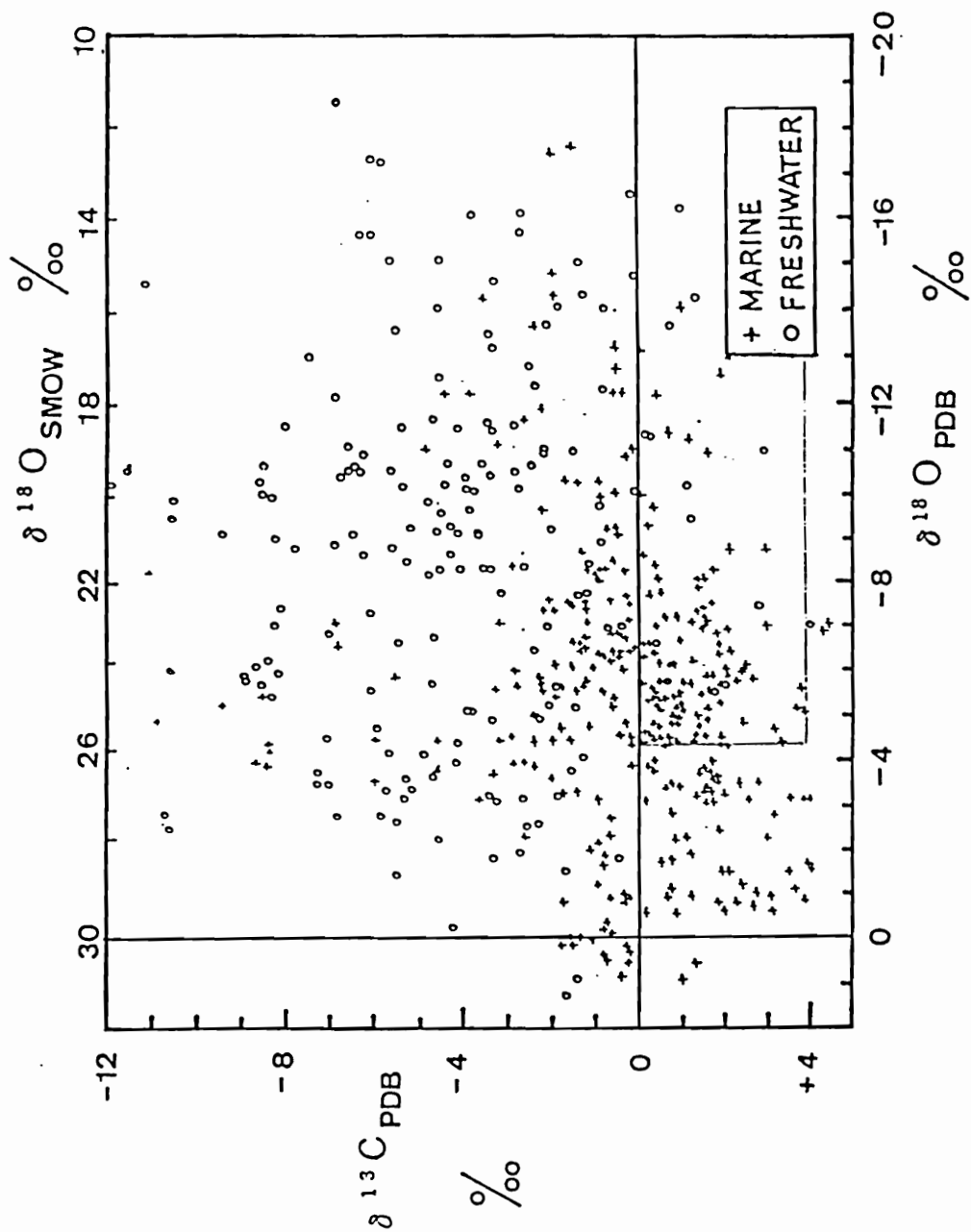


圖-10 本區大理岩標本 δ¹⁸O 對 δ¹³C 分佈圖。



圖十一 凱斯與韋伯 (Keith and Weber, 1964) 分析

321 個海相碳酸鹽與 183 個淡水相碳酸鹽結果。圖中紅

框為本區大理岩分布區域。

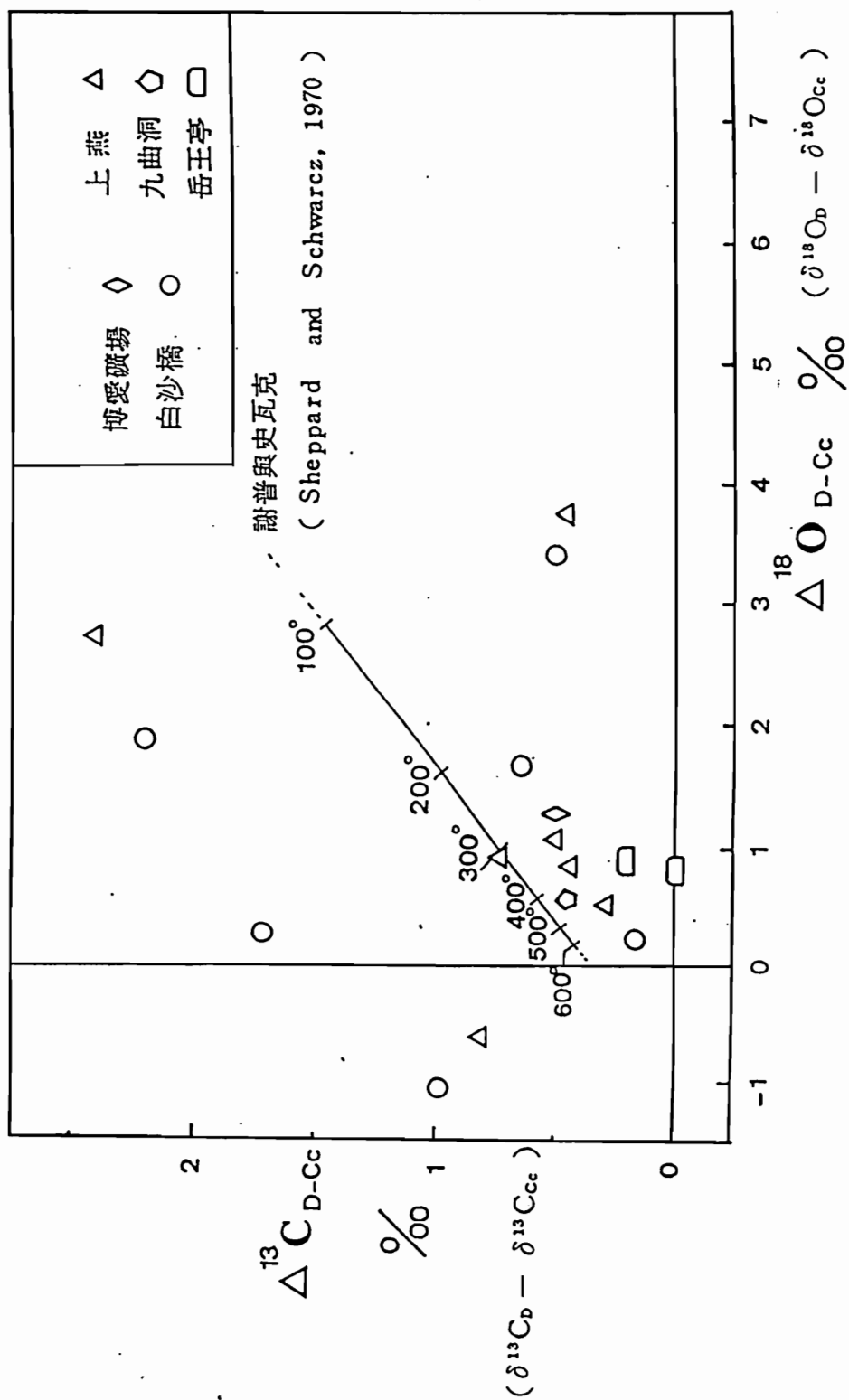
數值的降低，但本區均未發現有含鈣矽酸鹽礦物，而且 $\delta^{13}\text{C}$ 值又非常的穩定，都為正值，因此， $\delta^{13}\text{C}$ 值指示長春層及九曲大理岩原岩為海相的碳酸鹽岩石。

本區所得 $\delta^{18}\text{O}$ 值與海相碳酸鹽標本比較則偏低，根據凱斯與韋伯的結論，寒武紀之後的海相碳酸鹽，其 $\delta^{18}\text{O}$ 往往大於 20%。因此，推測大理岩原岩和具有 $\delta^{18}\text{O}$ 較低值的流體，產生氧同位素交換作用，極可能在漸進變質時產生。

由圖十顯示九曲和長春層大理岩在 $\delta^{18}\text{O}$ 及 $\delta^{13}\text{C}$ 值方面沒有太大差別。不過，長春層大理岩之 $\delta^{18}\text{O}$ 比九曲大理岩略低，可能長春層是薄層大理岩夾綠色片岩等岩石構成，所以容易受到交換作用，九曲大理岩乃是厚層大理岩，不易受交換作用。

第三節 白雲石與方解石共生時之 碳氧同位素分析結果

如果白雲石與方解石共生的大理岩在變質作用中已達到同位素平衡，則可利用地熱方程式求得平衡溫度。圖十二為白雲石與方解石共生時之 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{D}-\text{C}}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{D}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{C}}$) 對 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{D}-\text{C}}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{D}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{C}}$) 作圖結果，其中溫度刻度線是謝普與史瓦茲 (1970) 之公式算出而繪入。由此圖可知多數標本離此線相當遠，因此無法推定平衡溫度。根據謝普與史瓦茲的公式和諾索普與克雷頓公式來計算平衡溫度，所得結果顯示溫度差異太大，且有些數據甚不合理 (參考表四)，故不採用共生礦物對之碳氧同位素分析來推定平衡溫度。

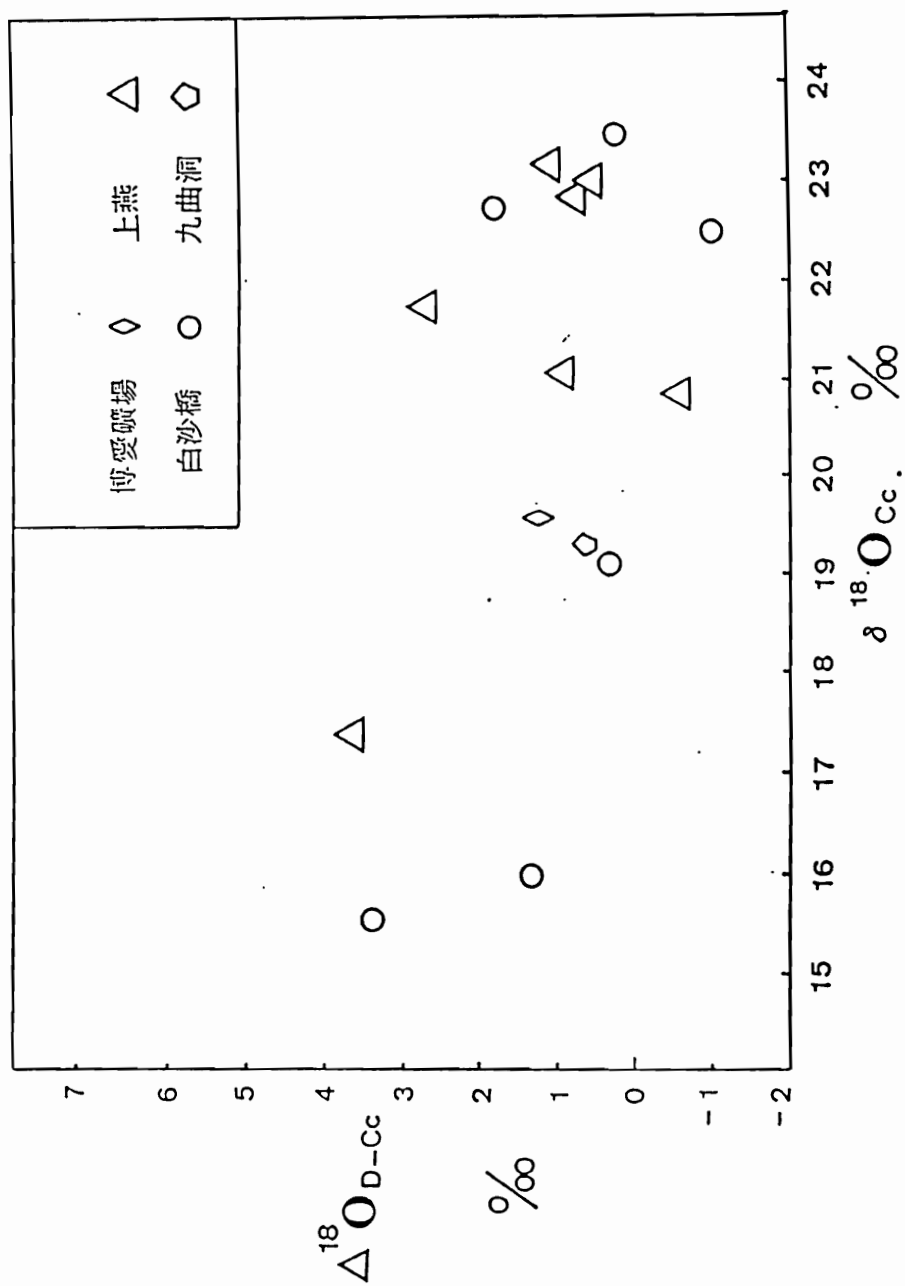


圖十二 本區五個地點白雲石與方解石共生標本之 $\Delta^{13}C_{D-Cc}$ 對 $\Delta^{18}O_{D-Cc}$ 圖。

造成共生礦物對之同位素分化不平衡的原因，可能是選擇性交換作用（泰勒與科爾曼，Taylor and Coleman, 1968）。謝普與史瓦茲（1970）曾提出實驗室中，方解石較易與水反應，以達平衡狀態。因此，白雲石與方解石礦物對與水反應時，方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 將會降低，而白雲石則不易變化。

圖十三是以方解石之 $\delta^{18}\text{O}$ 對白雲石與方解石 $\delta^{18}\text{O}$ 之差 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{D}-\text{C}}$ 作圖的結果。凡方解石之 $\delta^{18}\text{O}$ 值小於 20% 的標本，隨 $\delta^{18}\text{O}$ 變小其 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{D}-\text{C}}$ 則增大，彼此成反比關係。由此可知本區白雲石與方解石共生的大理岩，在變質過程中曾受交換作用。因為平衡後未受或僅受輕微同位素交換作用，則方解石與白雲石之 $\delta^{18}\text{O}$ 均不致有太大變化，也就是 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{D}-\text{C}}$ 應接近 0%。

利用碳氧同位素方法研究長春層與九曲大理岩，可知其 $\delta^{13}\text{C}$ 值均介於 0%-4% 之間，推斷其原岩應屬於海相石灰岩。兩者在穩定碳氧同位素含量上，並無顯著的差異。然而，由白雲石與方解石共生的大理岩所分析的結果，顯示本區之穩定碳氧同位素未達平衡，無法以同位素值指示平衡溫度。



圖十三 本區四個地點白雲石與方解石共生標本之 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{D-Cc}}$ 對 $\delta^{18}\text{O}_{\text{C-Cc}}$ 圖。

第九章 遙測判讀

第一節 遙測判讀簡介

利用航空照片及衛星影像資料配合地面的地質調查，可對一區域岩性的分佈，地質構造：包括大型的褶皺 (Fold)，斷層 (Fault)系統，葉理 (Foliation)系統及節理 (Joint)系統，作一整體性之觀察與整理。

有關航空照片判讀之原理則依據阿倫 (Allum T.A.L. , 1966)，諾倫 (Nolum T.B. ,1966) 及米勒 (Miller ,1967) 等書。首先以立體鏡觀察小比例尺航空照片，以初步了解本區之區域構造。由較小比例尺航空照片所見之均勻連續稜線，可作為地層走向之指標。利用稜線兩邊之地形，則可判斷地層之傾斜方向，因位於地層傾斜方向面之山坡，地形較為平坦，較少有切割的現象，如河流的切割，若有切割也是順著傾斜方向而作用。致於斷層的判讀，可以立體鏡觀察線性構造的兩邊，如有明顯之地形及高度的差異，則可能為斷層所在的位置。然後依據已有之地質資料，配合立體鏡觀察各紀錄點之起伏 (Relief)，色調 (Tone)，構造 (Structure) 及結構 (Texture)，綜合分析本區之岩性分佈與構造現象。

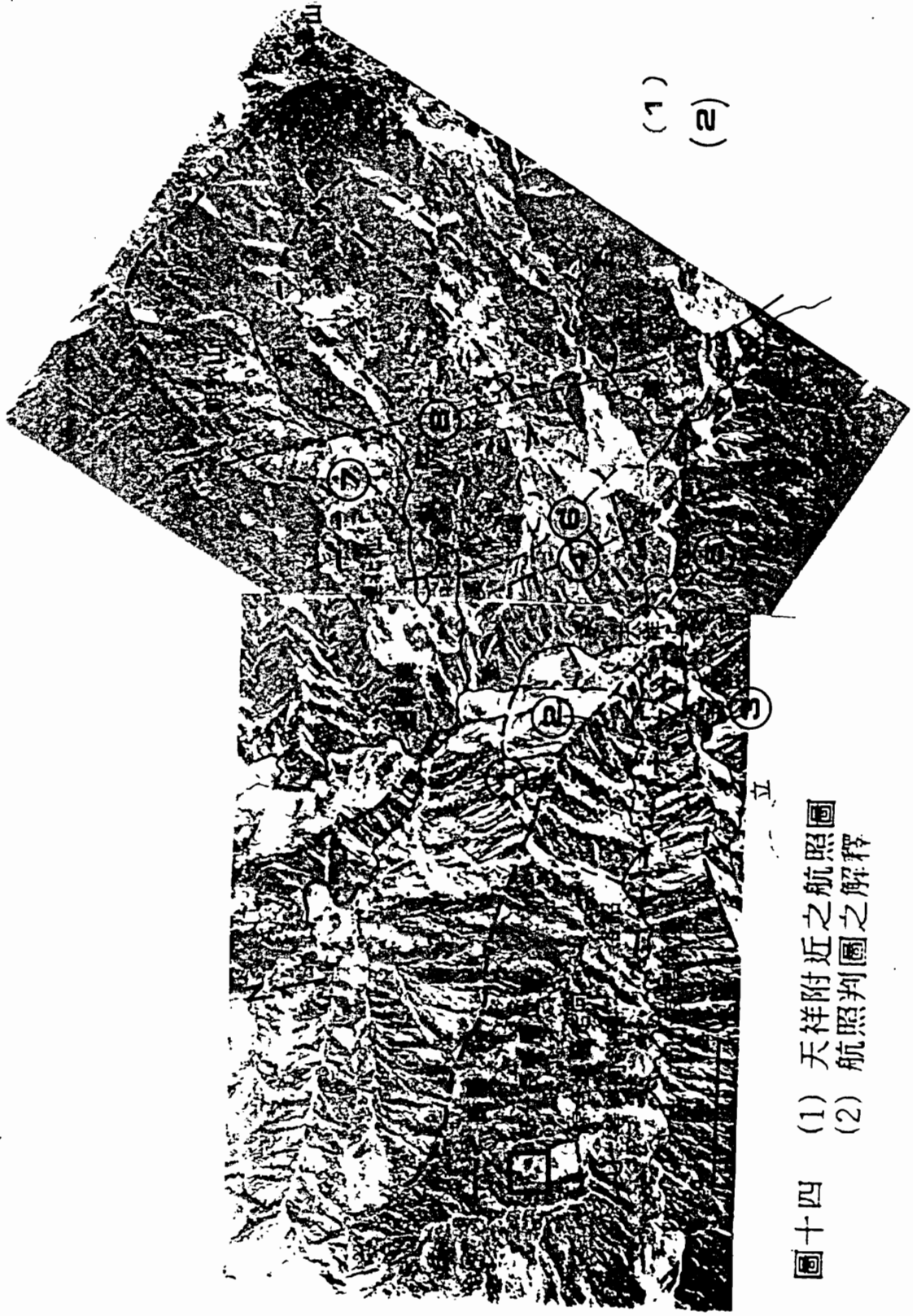
利用衛星影像資料可辨識大型之線性構造，因為，衛星影像之比例尺遠小於航照圖。而且衛星影像以數值方式處理，可透過軟體程式調整色調比例強度，凸顯所欲觀察之物體。

第二節 航照判讀結果

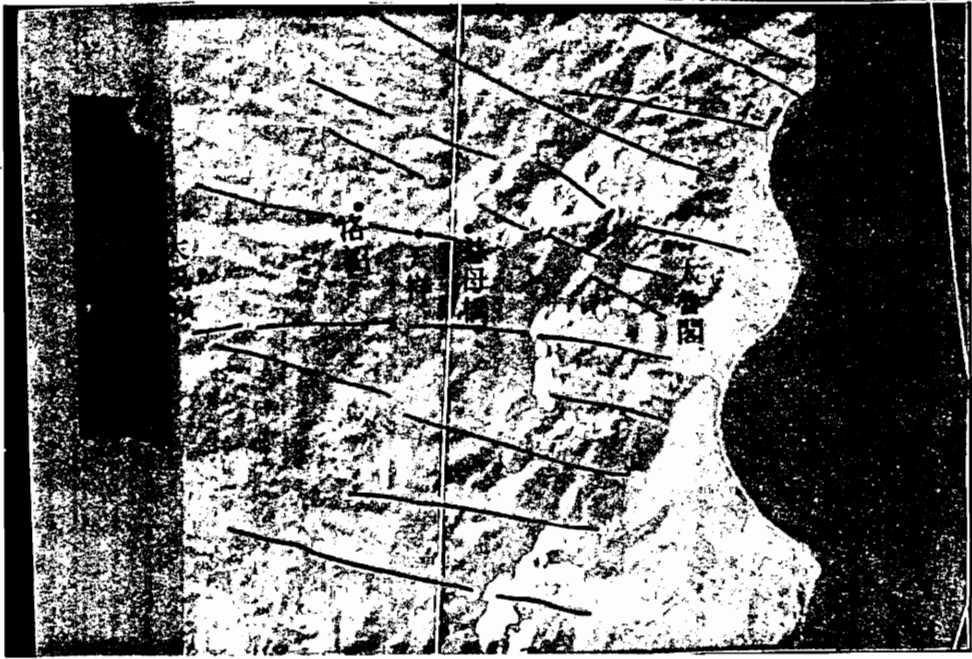
本研究利用之航空照片，包括由林務局借閱之一萬六千八百分之一航空照片及台大地質系的二萬八千分之一航空照片。經由立體鏡觀察發現薄層大理岩與綠色片岩和變質燧石共生之長春層分佈的區域，色調較淡，結構較圓滑，起伏較小，片狀構造不清晰。九曲層反射度強，裂理清晰容易辨識，由這些特徵劃出本區岩性分佈，經野外複查顯示與實際地質狀況非常符合。（圖十四）

第三節 衛星影像資料分析結果

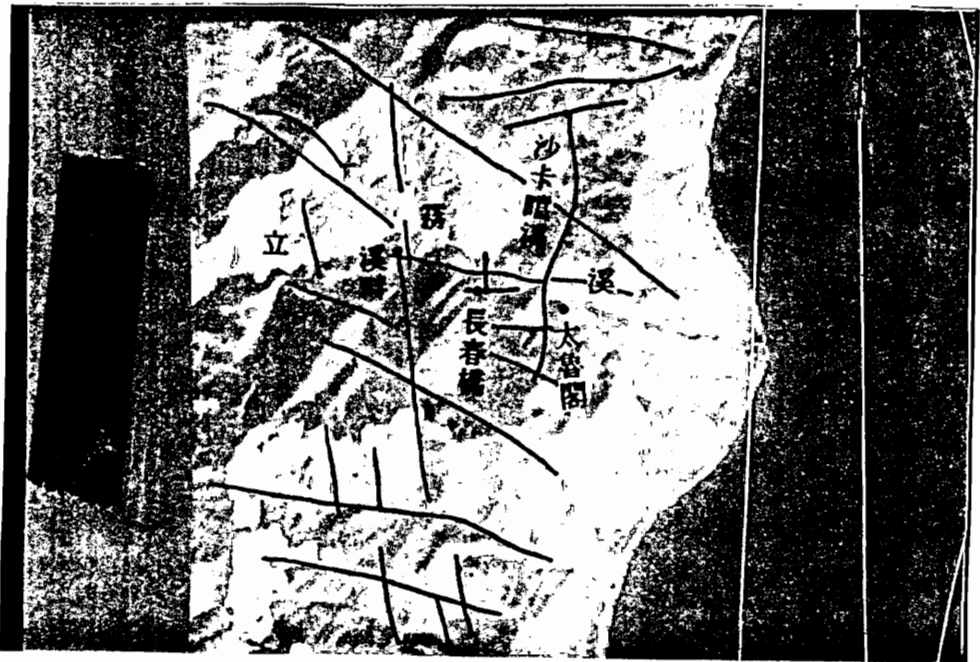
本研究亦利用中央大學太空及遙測研究中心所購得法國 SPOT-1 衛星所攝製之多光譜態影像資料，以分析本區之大型裂理系統。由多光譜態影像資料可清楚地分辨出多組線性構造，圖版十七顯示出本區最明顯的兩組裂理。經由野外地質調查，偏西北方向之裂隙，大致平行本區極普遍之張裂縫方向，亦既菲律賓板塊碰撞歐亞大陸板塊之最大主應力方向。幾乎平行東西方向之裂理，則為明顯的右移斷層，而前述的張裂縫，也稍為有一些右移的分量。這些裂隙造成立霧溪河谷的主要走向。圖版十八顯示另外一組接近南北方向的裂理。由野外調查此組裂理為左移斷層，此組斷層亦影響立霧溪河谷之轉折，如溪畔與長春橋附近，立霧溪的轉向皆與此組斷層有關。圖版十九有明顯的東北方向裂理系統，此系統幾乎平行本區岩石中的片理方向（黑色線條），藍色線條經



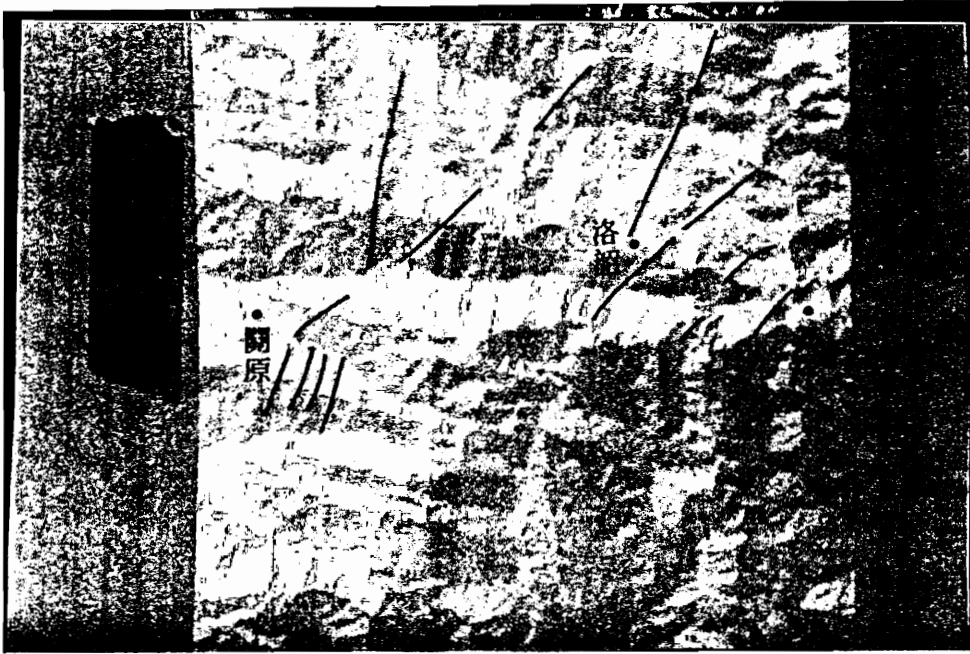
圖十四 (1) 天祥附近之航照圖
 (2) 航照判圖之解釋



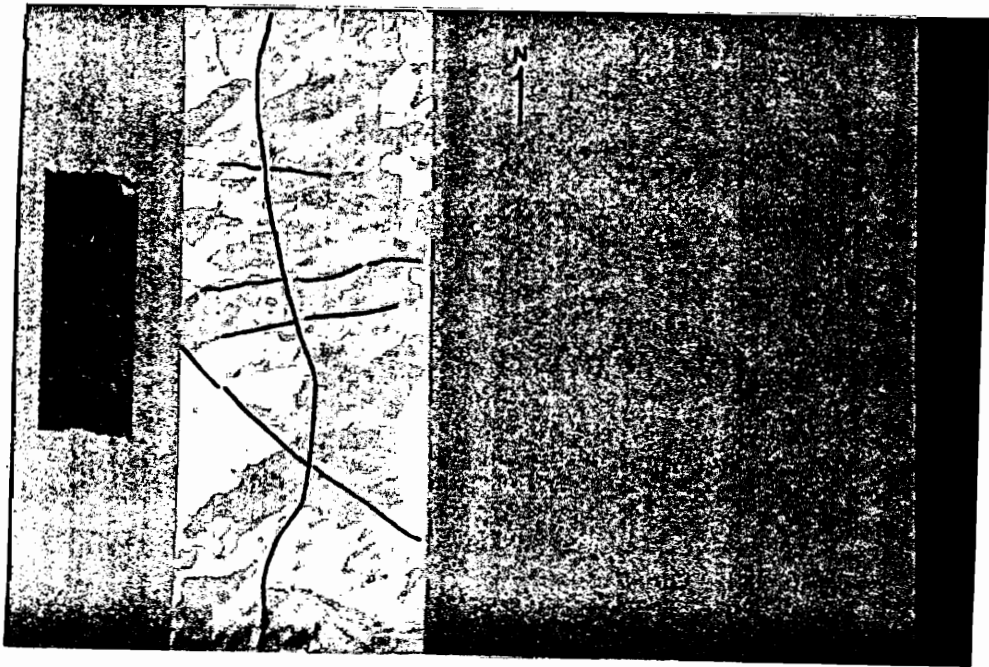
圖版十七 本區最明顯的兩組裂理。偏西北方向之裂隙及東西方向之裂理。



圖版十八 另外一組接近南北方向的裂理。

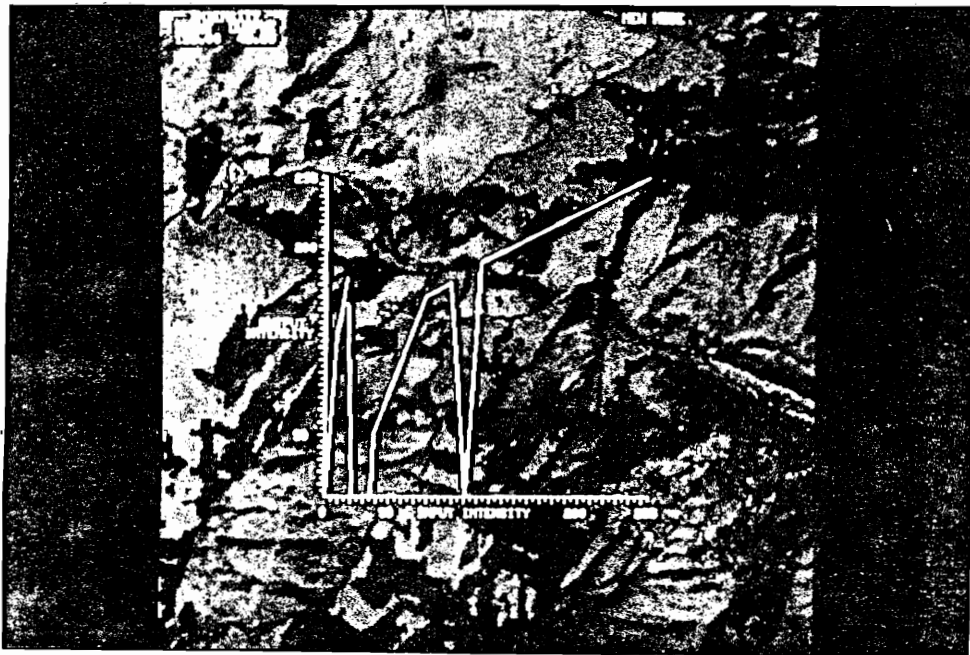


圖版十九有明顯的東北方向裂理系統。



圖版二十 沿沙卡噶溪之左移斷層。

由野外調查，代表接近平行片理的逆衝斷層 (thrust fault) 及一些正斷層。圖版二十則將觀點 (view) 集中在沙卡噹溪，追蹤沿沙卡噹溪之左移斷層，此斷層之線性構造可向北一直追蹤到淡水河口。圖版二十一為利用中央大學遙測中心之 IDIMS 軟體，調整影像紅色色調的比例強度，使陰影部分之色調與其他部分類似，以凸顯出立霧溪水流之分佈狀況。



圖版二十一 調整影像紅色色調的比例強度，
凸顯出立霧溪水流之分佈狀況。

第十章 由大理岩推論太魯閣地區之地史

第一節 化石的證據

當我們研究一個區域的地史時，保存於沉積岩層中的化石是最直接的指標。然而，太魯閣地區屬於變質岩類，化石保存不良或缺少，大部份地區都無法決定其確實年代。只有在極少數的地方，於大理岩中曾發現變形的二疊紀化石，可指示大南澳群至少有一部分是屬於古生代晚期（顏滄波等，1951）。近年江博明等（1984）曾分析太魯閣地區大理岩標本中鋁同位素的成份，定出大理岩時代為一億九千萬年以前，很可能相當於古生代晚期到中生代早期的時段，此結論和化石所得資料大致相當。最近，由天祥附近及蘇澳附近的片岩中，尋獲中生代之雙鞭毛藻化石（盧、劉，尚未正式發表），可知天祥層之片岩原岩，生成時代為中生代。含古生代化石之石灰岩，可能以外來岩塊產狀，落入天祥層之中。概括言之，大南澳群的時代一般被認為屬於古生代晚期到中生代。

第二節 放射性定年資料

太魯閣地區乃屬於大南澳群，因為化石缺少，所以其岩石的同位素定年測定，為研究其岩漿活動、變質時代、地殼變動和構造演變的主要根據。所有現在已得到的定年資料顯示變質岩的時代範圍，可以從三百萬到九千萬年前，然而，這些定年標本多半採自小範圍交通較方便的地區，無法涵蓋

整個大南澳群的分佈區，以明瞭其所經歷的變質和構造演變的整個過程，但仍可提供若干參考數據，嘗試推定台灣變質岩系的變質和構造發育情形。表五為莊文星和貝隆（1986），將台灣區發表的變質岩系岩石的放射性定年資料整理所得之表格再加修定結果。

利用放射性定年所得的多半是火成岩侵入、變質作用和造山運動等發生的時間，而不能如化石一般提供完整的地史記錄。根據發表過的有關文獻，大南澳片岩至少有三期的熱力構造運動：第一期為八千萬到九千萬年前，代表第一期區域變質作用，包括花崗岩的侵入和基性岩盤的變質作用。第二期為三千五百萬年到四千萬年前，代表第二期區域變質作用。第三期為現在到一千萬年前，代表第三期區域變質作用，也是台灣主要的新生代後期弧陸碰撞時期。

第三節 太魯閣地區之地史

太魯閣地區的岩層雖然經過多期的地殼變動和變質作用，但由變質岩系中岩石的地層關係，礦物化學和岩相構造研究，配合已經知道的放射性定年數據，可大致推定各期變質作用的時階、順序和主要的性質。

大約在二億年到二億四千萬年前，台灣島還未形成之前，歐亞大陸板塊東緣的大陸棚及斜坡上，沉積了來自古大陸的沉積物以及由淺海生物礁形成的厚層石灰岩，而在歐亞大

表五 臺灣變質岩的放射性年齡表

| 區 域 | 岩 類 及 礦 物 | 年 齡 (百 萬 年) | 資 料 來 源 |
|------------------|---------------|-----------------|------------|
| 東澳—南澳 (太魯閣帶) | 角閃岩 | 82.5—86.5 | (5) |
| | 偉晶花崗岩中之白雲母 | 74.5—86 | (1)(5) |
| | 混合岩中之黑雲母 | 58—64 | (5) |
| | 混合岩、片麻岩、偉晶花崗岩 | 39—40 | (4) |
| | 片麻岩中之黑雲母 | 30—39 | (1)(2)(5) |
| | 片岩中之陽起石 | 35 | (5) |
| | 輝綠岩 變質輝綠岩 | 32.1—33.9 13 | (5) (5) |
| 溪畔—太魯閣 (太魯閣帶) | 變質基性岩類 (陽起石) | 24—29 | (5) |
| | 片麻岩中之黑雲母 | 6.5—9.6 | (5) |
| | 花崗岩質變質岩、片麻岩 | 2.6—6.5 | (4) |
| 瑞穗—玉里 (玉里帶) | 綠簾石角閃岩 | 79 | (3) |
| | 藍閃石片岩 | 8—14 | (3) |
| | 雲母片岩 | 6—10 | (5) |
| | 綠簾石角閃岩 | 4.6 | (3) |

資料來源：(1)顏滄波、羅森本 (1964)，鉀氬法
 (2)阮維周、周載華、羅煥記 (1972)，鉀氬法
 (3)江博明、劉忠光 (1977)；江博明、劉忠光、長澤宏 (1981)，鈷鋇法
 (4)江博明等 (1986)，鈷鋇法
 (5)莊文星、貝隆 (1986)，鉀氬法

陸板塊東方的海洋板塊上，有海底火山分佈，於海底火山的周圍則有薄層的石灰岩，由砂質生物形成的燧石岩層，夾有熔岩流形成的火成岩以及造成海洋板塊本身的基性火成岩。

到了八千萬年前，東邊的海洋板塊隱沒到西邊的歐亞大陸板塊之下，使部分海洋地殼的物質和大陸地塊邊緣的沉積岩混合而形成混同層。板塊運動使隱沒帶的岩石發生變質作用，此次運動稱為南澳運動，造成的變質岩便總稱為大南澳群，包括東邊的玉里層以及西邊的天祥片岩、九曲大理岩、長春層。在此運動中，厚層石灰岩則變質形成大理岩，原在海洋板塊上的物質，則變質形成薄層大理岩、變質燧石、變質基性岩。另由於板塊的隱沒引起花崗岩的入侵，花崗岩侵入後亦受後期的變質作用形成片麻岩。除了角閃岩相及綠色片岩相的變質作用外，岩層亦受變形摺皺作用，並使變質岩層抬升為陸地。

六千五百萬年前已成為陸地的台灣島又下沉入海水，於大南澳群所成基盤上，沉積了第三紀的砂岩、粉砂岩和頁岩，局部有礫岩和石灰岩堆積。

直到四百萬年前又發生另一次板塊碰撞運動，名為蓬萊造山運動，菲律賓海洋板塊與歐亞大陸板塊於台灣東部相碰撞，大南澳群及其上的第三紀岩層再一次受變質作用，變質度由西向東逐漸增高。大南澳群再次產生強烈的變形作用，地盤亦急驟隆起，形成今日的中央山脈。直到目前，造山運動尚未完全停止，全島地震頻繁亦足以表示地殼活動直到現在仍然不停，由上升的珊瑚礁放射性定年，可推論台灣現代最重要的構造運動是強烈的垂直運動。當台灣島形成初期，

立霧溪可能只是一條蜿蜒的小溪，而後因岩盤的急驟上升，溪流的下切便造成今日的太魯閣峽谷。

參考文獻

1. Lu, C.Y. and Wang Lee, C. (1981) Structure of Tananao schist between Lo-Shao and Tzemuchiao, eastern Taiwan. *Ti-Chih (Geology)*, Vol. 3, pp. 121-133.
2. Wang Lee, C. (1982) The Tananao Schists. reinterpreted. *Proc. Geol. Soc. China*, No.25, pp. 5-12.
3. Wang Lee, C. and Lu, C.Y. (1984) Field trip guide to Loshao-Tailuko area. *Field Guidebook of Sino-French Colloguium on Geodynamics of the Eurasian-Philippine Sea Plate Boundary*. pp. 11-26.
4. Wang Lee, C., Chen, J.C., Wang, Y., Yui, T.F., Lu, C.Y. and Lo, C.H. (1985) Relics of ancient oceanic crust in the Changchun Formation of Eastern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, No.28, pp. 10-22.
5. Wilson, J.L. (1975) Carbonate facies in Geologic history.
6. Winkler, H.G.F. (1981) Petrogenesis of metamorphic rocks.
7. 王執明 (1976) 台灣花蓮溪畔之片麻岩。國科會報告。
8. 王執明 (1977) 台灣花蓮溪畔片麻岩之岩石化學研究。國科會報告。
9. 盧佳遇 (1980) 台灣東部洛韶至慈母橋段大南澳片岩之岩相與構造研究。台大地質系碩士論文。
10. 鄧茂華 (1984) 台灣東部和平至太魯閣地區大理岩穩定碳氧同位素及礦物化學之研究。台大地質系碩士論文。
11. 何春孫 (1986) 台灣地質概論 - 台灣地質圖說明書。經濟部中央地質調查所。