



3 1616 0510 4

NO. 20 1948

國立中央研究院地質研究所

叢 刊

第七號

CONTRIBUTIONS

FROM

THE NATIONAL RESEARCH INSTITUTE OF GEOLOGY

ACADEMIA SINICA

No. 7.

商務印書館發行

中華民國三十七年七月

1948

國立北平圖書館藏

## THE PUBLICATIONS OF THE NATIONAL RESEARCH INSTITUTE OF GEOLOGY

### MONOGRAPHS

- Series A, Vol. 1. The Ordovician Cephalopoda of Central China. By C. C. Yü. (in English with Chinese abstracts) (1930) (Price \$5.00)
- Series A, Vol. 2. Coral and Braachiopoda of the Kinling Limestone. By S. Chu. (in English with Chinese abstracts) (1933) (Price \$3.00)
- Series A, Vol. 3. Lower Carboniferous Corals of China. By C. C. Yü. (in English with Chinese abstracts) (1933) (Price \$12.00)
- Series A, Vol. 4. The Graptolites of the Lower Yangtze Valley. By S. J. Hsu. (in English) (1933) (Price \$5.00)
- Series A, Vol. 5. Fusulinidae of South China. Part 1. By S. Chen. (in English with Chinese abstracts) (1934) (Price \$8.00)
- Series A, Vol. 6. Fresh-Water Gastropods from Tertiary and Quaternary Deposits of Kwangsi, South China. By S. J. Hsu. (in English with Chinese abstracts) (1936) (Price \$3.00)
- Series A, Vol. 7. Gastropods from the Siashu formation. By Singwu C. Hsu. (in English) (1936) (Price \$3.00)
- Series B, Vol. 1. The Igneous Geology of the Mountain Ranges between Nanking and Chinkiang. By L. F. Yih and T. Y. Yü. (in English and in Chinese) (Price \$5.50)
- Series B, Vol. 2. The Quaternary Glaciation in the Lushan Area, Central China. By J. S. Lee. (in Chinese and in English) (1947) (Price \$10.00)

### CONTRIBUTIONS

- No. 1. (a) The Sealstone of Tsingtien Hsien, Chekiang Province. By L. F. Yih, H. Li and K. Chang. (in Chinese)
- (b) Pflanzenreste aus dem Jura von Chinesisch Turke-tan (Provinz Sinkiang). Von W. Gothan and H. C. Sze. (in German with Chinese Summary)
- (c) Die Höhlenablagerungen und Fauna in der Drachen-Maul-Höhle von Kiangsen, Chekiang. Von K. M. Wang. (in German with Chinese Summary)
- (d) Die Fossilien Rhinocerotiden von Ohou-K'ou-Tien. Von K. M. Wang. (in German)
- (e) Three Textural Types of Granite In Southern China. By Arnold Heim. (in English) (1931) (Price \$1.50)
- No. 2. (a) Geology of Shao-hsing, and Its Neighbouring Districts in Chekiang Province, with Special Reference to the Lead-Zinc Deposits around Huangshan. By Hsien-Min Meng. (in English)
- (b) Geology and Mineral Resources of Western Chekiang. By W. P. Shu. (in English)
- (c) Geology of the Lower Parts of Ohing River and Lo River, Shensi Provinces. By K. P. Chao. (in Chinese) (1931) (Price \$1.50)
- No. 3. (a) Comparison of the Lunshan Limestone at the Vicinity of Nanking with the Ordovician Rocks in Hupeh Province. By C. C. Yü. (in English with Chinese Summary)
- (b) Geology of the Neighbouring Districts of Sui-shui, North Kiangsi. By Y. Y. Lee. (in Chinese with English Summary)
- (c) Geology of Ho Hsien and Han-shan Hsien, Northeastern Anhui. By C. Y. Liu. (in Chinese)
- (d) Geomorphology of the Nanking Area. By G. B. Barbour. (in English) (1933) (Price \$3.00)
- No. 4. (a) Magnetite Deposits of the Tung-Kuan-shan, Tungling, Anhui. By H. M. Meng and K. Chang. (in English with Chinese Summary)

12  
35015  
2967

# 國立中央研究院地質研究所叢刊第七號

## 目 錄

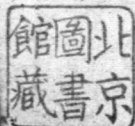
記浙江北部火山灰層中之 BENTONITE 吳磊伯 李銘德 1  
(附英文摘要)

從節理發育之狀況討論重慶北溫泉之地質構造及溫泉成因 谷德振 .. .. . 17  
(附插圖六幅)

岩層推劈理之初步觀察 陳愷 .. .. . 37  
(附二十一插圖)

JOINTS AND INCISED MEANDERS IN THE RED BASIN,  
SZECHUAN T. C. Sun and Y. C. Hsu .. .. . 77  
(With 1 Plate and 2 Text-figure)

黔北地層發育史 劉之遠 .. .. . 83  
(附柱狀剖面圖二幅)





118708

## 記浙江北部火山灰層\*中之BENTONITE.

吳磊伯 李銘德

浙江北部各縣，噴出岩 (extrusive rocks) 分佈甚廣，在各種不同流紋岩之接觸地帶，或閃長岩體 (diorite body) 之邊緣，時有火山爆發時拋出之碎塊碎片及灰層等 (ejectamenta) 存在，已固結為所謂火山角礫岩及火山灰層等，呈略具層次之堆積，如為水流作用 (reworked)，則火山灰層顯極薄之層片 (lamina) 三十六年初作者等迭於浙江北部各地見及，產狀不甚相同。

本文所述之 bentonite，大部係從杭縣之良渚，諸暨之楓橋，姚家庵及許村等處採得，時與火山角礫岩，凝灰岩及其他火山岩伴隨發生，經過初步光性檢查，化學測驗後，獲知皆為 montmorillonite 一類粘土礦物組成。就吸水之程度言之，良渚附近之材料，較為顯著，膨脹約達兩倍強，其次為楓橋附近白毛尖之材料，膨脹亦可達四分之一。

良渚位於杭州之西北，相距約四十里，杭州至武康之公路從此經過。良渚西北不遠，公路之東北側有一小山，名曰苟山，由石英安山岩? (dacite) 一類之岩石組成。在石英安山岩之破裂帶中，此次發現 bentonite 與黑曜石 (obsidian)，前者質地疏鬆，呈白色，含少量正長石，其產狀或與後者相隨平緩伸展，或有時被後者穿插。可見其生成時期略早。惟此地粘土之純淨者，厚度自一公尺至二公尺不等。

楓橋居諸暨縣城之東北，相距約四十里，火山噴出物，在楓橋東北，廣泛出露於麒麟尖 (又名十里尖) 四週地區，多成厚層發育，顏色深淺及相細程度，隨地略有變遷，其中最觸目之一種，顯灰白色至淺綠色，含雜質頗少，作粘土狀，此種粘土層歷見於楓橋全塘，湯村，山口，大竹園及白毛尖等處，又諸暨縣城南四十里之許村及塘口，楓橋以南之姚家庵，亦有同類淺綠色之粘土層出露，當地居民或稱之為「白爛泥」，或稱為「白土」。

用肉眼觀察，本類粘土呈塊狀，脆性大，以錘擊之，則碎為無數尖峭之顆粒，顏色相差無幾，自灰白色至淺綠色，結構相當緊密，有時呈細密顆粒之狀，有時則表面粗

\*此處所稱之火山灰層，係指火山噴發之灰塵或較細之塊層堆積而成者，屬於 tuff 與 fine grained volcanic ash 一類之火山物。

糙，比較純淨者亦常見，如楓橋附近白毛尖等處是，亦偶有流紋狀者，此種情形，當緣於地域之不同及上下層位之差異，甚為明顯，所採標本，曾一一作光性檢定，獲知均由 montmorillonite 一類粘土礦物組成，應屬於 bentonite 或 bentonitic tuff. Bentonite 之意義，據 Ross 及 Shannon 兩氏所規定 (7)，乃為『一種結晶質粘土狀礦物組成之岩石，由凝灰岩 (tuff) 及火山灰屑 (volcanic ash) 變化而成。』bentonite 之中，多少包含次要之礦物如正長石，鈣鈉長石 (oligoclase)，黑雲母，石英，輝石及鈾石等。茲將各地所見本類粘土之產狀並其物理性質及光性檢定，分別述之。

### 分佈及產狀

此次在浙江北部所見之 bentonite，地點甚多，杭縣良渚附近者，質地純淨，而分佈之範圍最大者，則推諸暨之楓橋，楓橋以東，以迄麒麟尖之西麓，一望灰白色山嶺，幾全為本類粘土層掩覆，厚薄無定，其基底岩石，為紫灰色流紋岩，與灰白色粘土層接觸之處，流紋岩多顯焙烤 (baking) 之現象，且時含氣孔，孔徑大小二至五分。在麒麟尖西麓及南麓，流紋岩塊散亂分佈，覆於火山塊屑火山灰及所述粘土層之上，或夾於其中，大小由十數公分至二公尺以上，呈不規則之球狀及長條狀，頗無定則，焙烤跡像，亦稱顯著，火山區域，此項無根之岩塊，可稱為火山塊礫 (volcanic blocks)，常為火山口噴出岩本身或其圍岩組成。由於火山塊礫及屑片之參雜，致 bentonite 有時不十分純淨，所居層位亦不同，就楓橋以東所見，在全部火山噴出物中，本類粘土層居於中下部，偶夾膠狀石英 (opaline quartz) 碎塊，其上為角礫岩甚厚，由大小五至七公分之碎塊固結而成，粗具層次，大體向東傾斜，角礫岩往上，漸次見灰白色角礫岩及淺色細粒凝灰岩，凝灰岩中亦含 montmorillonite。

麒麟尖南坡，由楓橋往東經梓塘杜家嶺菩提山下，迄上金以西，同類火山噴發物陸續廣佈，粘土質之凝灰岩中，屢攜帶大小一、二公分之結核，曾經焙烤之流紋岩塊，亦見不鮮。對徑平均五十公分，大者二公尺以上，形狀不定，含氣孔，至菩提山下一帶，凝灰岩中，夾較純淨之 bentonite 一層，厚約兩三公尺，由上金至杜家塢及梓塘等處，淺綠色之粘土質凝灰岩 (bentonitic tuff)，蔓延於山陵溝谷之間，其中夾深紫色之碎塊，集結為不規則之條帶狀，與雜色火山灰屑拌雜，粗具層次，碧玉 (jasper) 之塊體偶然見及，為粘土包裹。

火山噴發物及淺綠色之粘土層，由楓橋經丹桂至上金以西循東西一綫以南，漸次絕跡，蓋已至紫灰色流紋岩及閃長岩露佈之區域矣。

由上金之西北向北行，至湯村全塘一帶，bentonite 夾於火山塊屑及火山灰層中，在麒麟尖之東側，時見露佈，湯村以南一帶山崗，高出附近平地約三十至六十公尺，概為灰白色之火山角礫岩及火山凝灰岩組成，略顯層次，惟層面則隨地變異，有時走向北二十度西，向西傾斜，傾角三十度；有時走向北五十至六十度東，向東南傾斜，傾角十餘度；亦有時走向北七十度西，向南傾斜，傾角為十五度。此種情形，想係火山爆發拋出之碎塊屑片及塵灰等，降及地表，其層次顯受當時之地形所控制，固無一致不變之方位也。bentonite 在湯村之南出露，淺綠色，呈顆粒狀，膠結緊密，內含許多白色小點，偶夾碎塊，對徑長數公分至十餘公分，該處較純淨之本類粘土岩上下，皆漸次有角礫狀之粘土質岩及角礫岩出露，碎塊參雜，非常散亂，在上金西北七里之處，且見黃灰色之火山灰層出現，淺綠色之本類粘土層漸次掩沒，上金附近，深綠色至深灰色之流紋岩，循北北東之方向廣泛露佈，發育甚厚，組成高山峻嶺，直達縣西境。

角礫岩，凝灰岩及粘土岩等，在麒麟尖之東北，漫山遍野，極目皆是，就全塘、山口、大竹園以迄梓塢嶺石頭之西南一帶所見，其性質及結構不同，似可分層次：一，淺綠色至灰綠色之凝灰岩，夾 bentonite 層，凝灰岩中復含不同凝灰岩之碎塊，大者長達十至二十公分，質輕，富有氣孔；二，深紅色至暗色之角礫岩，質硬，相細並存，大者直徑二十公分以上。

楓橋西北，火山噴出之塊礫屑片及灰塵等，組成小邱低崗，陸續展佈於江口，大小葉村，直達白毛尖香烟嶺之東麓，如江口附近，灰紅色火山灰之上，覆以泥土，大小葉村一帶，淺綠色之 bentonite 及火山角礫岩中，時夾大小五至十公分之塊礫，香烟嶺東坡，此項火山噴發物與下奧陶紀之灰岩頁岩層，呈走向北三十度東之接觸，在接觸帶內，偶見 bentonite 循岩層層面發育，且具片狀結構，與岩層面一致，其生成時期，是否與上述者相當，抑為另一較老時期之產物，現尚不能決定，香烟嶺東南，白毛尖突出，高出附近平地約三百公尺，由紅灰色流紋岩組成，在流紋岩區域，時見灰白色至淺綠色之 bentonite 暴露，質細密，風化作用較著。

綜以上所述情形，杭縣良渚附近之 bentonite，當係發生於石英安山岩之後，與黑曜石同時發生而稍早，其化學成份應含鈉質較多；楓橋一帶之 bentonite，則富含鈣質其含火山岩之小塊礫，在楓橋東北，有時顯流紋岩構造，均屬火山噴出物之最好證據。且本類粘土之從火山物變化而成，從 1917 年 D. F. Hewett 氏提出以來，直為曾經證明與承認之事實。(4, 7, 8.)，如美洲西部火山區域，本類粘土分佈甚廣(3)，幾所有區域所有地質時代，皆有其踪跡，美國東部奧陶紀地層中，即富產鉀質甚多

之 bentonite(8).

本類粘土岩及其他火山噴出物，雖在楓橋附近分佈普遍，惟仍限於一定範圍之內，出此界限，即行絕跡。從以上之敘述，由楓橋經丹桂至上金，循東西一線以南，與灰紅色流紋岩系接觸，上金湯村及石嶺頭以東遵南北向一線往東，似掩沒於深綠色流紋岩之下。在香烟嶺以西與奧陶紀之石灰岩頁岩接界，此項火山噴發物，在麒麟尖以南，即由上金經楓橋至香烟嶺以西，東西陸續伸展達二十餘里，由楓橋以東梓塘之北，至石嶺頭王村等處，就觀察所及，南北延伸亦達十餘里，但往北及東北如何分佈，尚不甚清晰，其分佈範圍大體東西長而南北路狹，總計楓橋一帶火山噴發物及本類粘土岩之分佈面積，當在一百數十平方里。在本噴發區域之內，如麒麟尖東側及白毛尖西北，有走向北二十至三十度東之擠壓線。

據此次調查，諸暨縣境，有火山遺跡多處，如楓橋以南二十餘里之姚家菴以及小溪塢等處，各有火山爆發物存在，乃火山塊及深灰色之火山燧層及火山灰層組成，且有小規模之玄武岩流流出，與楓橋所見情形不同，楓橋火山之時代，擬暫定為白堊紀，根據有二：其一，楓橋火山之噴發物，常掩覆於灰紅色流紋岩系之上，且包含此類流紋岩塊，流紋岩塊每顯焙烤之現像，故其噴發之時期，顯晚於紅色流紋岩；又楓橋火山之噴發物在上金東南漸次向深綠色流紋岩尖滅，在接觸地帶綠色流紋岩未變化，噴出物中亦未見包含綠色流紋岩塊，其噴發時期，似較綠色流紋岩為早。由此推測，楓橋之火山塊礫及灰層，應屬於所謂間流紋岩期 (intra-rhyolite eruptions) 之噴發物。其次閩浙一帶，上述紅色流紋岩系之中，常有魚化石層及植物化石層成盆地狀分佈，此層陳愷先生稱之為坂頭系(11)。其中化石歷經地質學者提及，據斯行健先生研究福建永安附近本層之松柏科及蘇鐵科植物化石(9)，定其時代為下白堊紀，含植物化石及魚化石之岩層，皆為薄紋狀之灰白色細緻頁岩，富粘土質，極似冰期之紋泥 (valve clay)，有時夾薄層狀之黃灰色凝灰砂岩及黑色泥頁岩，灰白色之紋泥狀頁岩，經用光性檢查，得知由 montmorillonite 一類粘土礦物組成，其係另一時期火山噴發之產物，以後經過水流之搬運而成為湖相沈積似無疑義。據作者等觀察，所述化石層，實包括於紅色火山岩系之中，並非位於所有中生代流紋岩之上，此點與陳愷先生之所見微有不同(11)。紅色火山岩系，亦即劉季辰趙亞曾兩氏所稱之建德系，由紫色砂頁岩，凝灰質砂岩，凝灰岩，流紋岩，角礫岩及礫岩組成，其上部相當於孟憲民先生所稱之虎頭山礫岩。據此，楓橋火山爆發物之時代，當在下白堊紀建德系以後，深綠色流紋岩噴發以前楓橋之火山，為大規模爆發之性質，由火山塊及火山灰層所代表，繼之雖不無基

性岩流之外溢，但不甚顯著，故此類火山或近於通常所稱之 Pelàen 式。

### 物理性質之檢討

此次在浙江北部所採之 bentonite，曾經——作光性檢查，並將少許樣本碎成粉末，用浸油法定其折光率，並察看干涉色及其他光性，室內觀察時，承趙家驥先生借予美國各地之 montmorillonite 薄片，得參考比較，獲幫助不少。

按 montmorillonite 一類礦物，晶片異常微細，甚薄，厚度常僅相當於一個分子層 (molecular layer) (8)，缺乏結晶形態，其光性極近於均質體。干涉色圈不易察出，致顯微鏡下之檢查工作，相當困難，本類粘土礦物，成分較 kaolinite 複雜，多含游離之矽質 (free silica)，鋁質及三氧化鐵 (1, 5)。良渚楓橋等處之標本，為極細之鱗片，或結晶質之聚集體，呈纖維狀及碎片狀，有時呈顆粒狀，帶污斑 (smear-like)，鏡下觀察干涉色甚高，一般顯黃褐色黃綠色及灰色，與雲母之干涉色相似，其中偶夾殘餘之鈉長石，具微弱之鈉長石雙晶 (albite-twinning)，由鈉長石變成本類粘土礦物，亦屬常有之事。茲將杭縣之良渚及諸暨之楓橋湯村大竹園白毛尖姚家巷許村塘口之粘土岩及壽昌縣含植物及魚化石之粘土頁岩，就其中所含同類粘土礦物之折光率及干涉色等項列為一表，藉資比較：

地 名	良 渚	楓 橋	湯 村	大竹園	姚家巷	白毛尖	許 村	塘 口	壽 昌
平均折光率	1.505	1.547	1.545	1.586	1.549	1.543	1.543	1.548	1.548
干 涉 色	黃 色	黃褐色	黃褐色灰色	灰 色	黃灰色	黃褐色	深灰色	黃 色	黃褐色

謝家榮教授最近演講指出方山火山礫岩下之灰質白土，經實驗證明含磷，作者等亦曾用鉬酸鉍測驗各地 bentonite 是否含磷；得知諸暨楓橋一帶樣本，含量甚微，用鹽酸試驗，亦無碳酸鈣之反應，查 bentonite 常多少含磷，惟量甚微耳。

經觀察各處標本中無數鱗狀之晶片，未能察見干涉色圈，因其品質過於微細，在鏡下本不易發生適應之干涉色圈現像，此種情形，早經許多治粘土礦物學者 (clay mineralogist) 指出，如用適當之方法 (2)，可將本類礦物製成薄膜 (thin films)，然後在顯微鏡下查看，其光性宛若一單純的二軸晶體，負光性，光軸角頗大，在乾膜 (dried films) 中，無數排列不甚一致之晶片，則顯假一軸晶干涉圈 (pseudo-axial figure)，然加以壓力，能使之變為二軸晶干涉圈。因此粘土礦物，尤其是 montmorillonite 一類之粘土礦物，因光性檢定相當困難，非利用其他各種方法，綜合研究不

可。憶六年以前，本所遷居桂林良豐期間，浙江建設廳曾寄呈李四光教授數盒粘土礦物標本，當時經孟憲民先生與作者檢定，知屬 montmorillonite 一類之粘土，除折光率及干涉色外，未嘗察見其他之光性，產地亦不詳，或係從諸暨及江山等地採來，因三十一年陳愷先生在福建時，將某機關從江山採來之白色粘土，加以研究後，歸為斑脫岩 (bentonite) (11)，疑與火山岩有密切之關係。近承面告，謂該項粘土礦物，在鏡下觀察時，具完美之晶體，若此則甚有意義，惜未能見到標本，藉資比較。為應工業上之用途，陳先生曾往閩北之崇安、浦城、松溪、政和、等縣調查，未見同類粘土岩存在，中國東南部，陶瓷業之粘土原料，分佈相當普遍，然粘土礦物之研究尚不普遍者，想非人力之不逮，或事實之困難，有以致之。

為便於明瞭粘土礦物之性質起見，藉此擬將前人研究情形，作一敘述。考粘土礦物在歐美各國，用進步的方法，從事研究，已有二十餘年之歷史(8)，從事此項工作者甚多，其中如 E. V. Shannon, J. W. Gruner, R. E. Grim, C. E. Marshall, W. P. Kelley, P. F. Kerr, Ulrich Hofman, Martin Mehmel, W. Noll, Gunter Nagelschmidt, S. B. Hendricks, 及 C. S. Ross 諸氏，貢獻甚大，粘土礦物一般分為三大類：第一類為高嶺石 (kaolinite)，包括 kaolinite, halloysite, dickite, nacrite, endellite, allophane 等種 (mineral species)；第二類為 montmorillonite，包括 montmorillonite, beidellite, nontronite, hectorite, saponite 等種；第三類為含水雲母 (hydrous micas)，相當之名稱有 illite, glimmerton, bravaisite 等，意義大體相同。高嶺石類礦物，化學成份比較固定，結晶程度亦較完善，故研究時困難不多，含水雲母除 bravaisite 在美國東部奧陶紀地層中發育，研究較詳外，其他種屬之性質，一般不甚清楚，獨 montmorillonite 一類粘土礦物，直為礦物學上之難題，已如前述，以其晶片之極度微細，無固定之晶形，且化學成份又變化不定。如 montmorillonite, beidellite, nontronite 等，常屬同像性質 (isomorphism)，結晶水在其凝集過程中之作用甚大，本類礦物，並具極強之鹽基交換作用 (base exchange)，故通常有賴於礦物學上之各種方法，比較綜合，始能獲一定之根據。

粘土類礦物，特別 montmorillonite 一類之粘土礦物，除化學分析及光性檢查而外，近多少年來之趨勢，每利用下列各種方法 (6,7)，進行研究：(一) 高溫去水法 (dehydration tests) 粘土礦物中常含一種或兩種形態之水，此種水份或為吸收水 (adsorbed water) 或為間隔水 (interlayer water)，可將礦樣加熱處理，於一定溫度，反覆衡其重量，直至在該溫度下達一定之平衡量為止；其次繼續加熱，俟所有水分



去盡，如是將溫度對比水份之消失量作一曲線，利用此種曲線之形狀，為習常區別粘土礦物之一種方法。montmorillonite 之去水曲線 (dehydration curve) 在攝氏300°左右變化最大。(二)差熱分析法 (differential thermal analysis)。此法為檢查粘土，鋁土 (bauxite) 及其他原料之有效方法，已經趙家驥先生介紹(12)，前人利用此法檢查之結果，知 montmorillonite 之差熱曲線中，攝氏300°以下，有一低溫曲線，表示礦物中含有吸收水所致；850°左右，有一高溫曲線，表示結晶格式，已完全破壞；最後之高溫曲線，表示含鐵愈低，則此曲線之高度愈大，利用差熱曲線之型式，可分別粘土類之礦物。(三)X光透視法，若礦物無一定之外形，作極微細之結晶質，且化學成分變化不定者，如 montmorillonite 一類，常用 X 光照相法，探求其結晶格式 (crystal lattice) 之形態，結晶格式中離子 (ions) 彼此替代之情形及矽酸層 (silicate layer) 之重疊關係。因礦物品格排列之不同，X光線射入後繞折之型式 (diffraction pattern) 自異，比較此類品格型式，則可分辨礦物之種屬，所有粘土礦物之結晶間隔，若等於  $1.49\text{\AA}$ \*時，常發生極強烈之反射現像(2)。粘土礦物之構造格式，一般甚薄，若用(四)電子繞射法 (electron diffraction method)，較用 X 光線法易於探求薄格式 (thin lattice) 之展佈關係，因電子之分散性 (dispersion) 更強也。具層片構造 (sheet structure) 之礦物，如 kaolinite, montmorillonite 等，可能顯示一種混合之層片構造，即兩種不同型式之分子層 (molecular sheets)，組合於一單獨礦物體中，惟前者鹽基交換不易，結晶格式相當穩固，極少離子替代之現像，後者之性質則反是，且與含水雲母類屬於所謂三層結晶格式 (three layer lattice)，層間之黏着力甚強，其中鐵離子替代鋁離子之傾向甚大。據過去分析 bentonite 之成份，含鐵成份可達百分之1.5-4.0。粘土礦物中，常摻有雜質，提淨不易，故僅用 X 光照相法，並不能予以確斷，況不少粘土礦物，其基本之結晶格式相同，如 kaolinite, dickite 及 halloysite 等是(4,7)；或結晶發育不全，如 montmorillonite 是；或無一定之結晶格式，如 allophane 是(5)。因此此法更難作有效之應用矣。(五)色試法 (color reaction)，粘土類礦物，與有機化學藥品發生作用時，容易發生一定之顏色，其中常用之一種藥品為 benzidine，若與 montmorillonite 作用時，則起藍色，藉此可與 kaolinite 區別，因在同樣處理下，後者不生藍色也。

上列數端，乃近來檢定粘土礦物如 montmorillonite 等習用之方法，如同時備用，比較觀察，自可獲確定之依據，惟在普通條件下，光性檢定仍不失為鑑定粘土礦物

\*  $\text{\AA}$  即 Angstrom units, 係一種量長度之微小單位，等於一耗(mm)之百萬分之一。



一種初步而必要之步驟，於此分別將 Winchell 所列美國各不同地點本類粘土礦物之折光率(10)，Hendricks 及 Ross 諸氏研究美國本類粘土礦物時所綜合之特徵(8)，表列於下，以資參考：

Montmorillonite 之折光率 (採自 Winchell)

地點	1	2	3	4	5	6	7
Ng	1.517	1.515	1.513	1.514	1.535	1.545	1.565
Nm	1.517	1.515	1.513	1.514	1.535	?	1.565
Np	1.494	1.492	1.492	1.487	1.512	1.525	1.543
Ng-Np	0.023	0.023	0.021	0.027	0.023	0.020	0.023

粘土礦物之光性 (採自 Hendricks 及 Ross)

礦物名稱	結晶習性	折光率	平均數
Kaolinite	片狀，平行消光	1.560	1.566
Dickite	單斜晶系，片狀，斜消光	1.560	1.566
Halloysite	介殼狀破裂，均質體		1.552
Mica-like Mineral	似片狀，平行消光	1.557	1.573
Bravaisite-type Material	似雲母狀，平行消光	1.525	1.567
Bravaisite (Ordovician Bentonite)	片狀，條片狀	1.535	1.576 1.555
Montmorillonite (Low iron)	極細小之晶片，結晶質中，偶夾長形晶片	真平均折光率 1.53	
Montmorillonite (High iron)		真平均折光率 1.55	
Nontronite	極細粒之條片，結晶質中，偶夾長形晶片	真平均折光率 1.61	

由上可知 kaolinite 一類之折光率，較 montmorillonite 為高，後者之折光率，有時較低，有時較高，隨層位與地點而異。如良渚之礦物，折光率為 1.505，而楓橋等處之礦樣，平均折光率，在 1.536 至 1.547 之間。僅藉折光率雖不足為據，然在粘土礦物範圍以內，其折光性彼此常各有一定之等級，前人早經指出，故良渚楓橋等之粘土礦物，就其折光率干涉色及結晶習性言之，屬於 montmorillonite 一類，似無可疑。有一點須提出者，即此次所檢查之標本中，常有折光率較高之晶粒滲雜，想係 kaolinite 一類之物，此或從 montmorillonite 變化而來，因 montmorillonite 與 beidellite 多係低溫狀態下，從火山灰演變而成，其中所含之鹽基，在某種條件下若行消失，則極不穩定而易於變成他種礦物。楓橋一帶之粘土岩，除偶含 kaolinite 之外，且見長石雲

母石英及其他雜質，惟爲量均微。

在光性檢定之後，作者等並曾作一測驗，即將各地之粘土岩磨爲粉末，加水測其膨脹現象 (swelling)，結果良渚附近之粘土，膨脹約達兩倍，楓橋白毛尖之粘土，膨脹可達4倍，已如前述。此種現象，有人解釋乃水之分子透入晶質中未荷電層 (uncharged layer) 致之 (2)，若分散性甚大，常稱之爲“一度之膠體” (one dimensional colloids)。據過去研究，如鈉質爲其中之交換鹽基，吸水甚易，而膠性甚大；反之如鈣質爲其中之替代成份，膨脹通常不顯著。準此推測，楓橋一帶之 bentonite，似富於鈣質。而良渚附近之粘土似富於鈉質。此外並將各地所採之礦樣進行顏色試驗，即依法加 benzidine 以後，皆作淺藍色。深淺各地不同，bentonite 之存在藉此或可多獲一證。

## 成 因

Montmorillonite 之成因，曾經許多治粘土學者解釋，大都以其產生狀況，物理化學之性質等爲立論之根據。譬如楓橋一帶之本類粘土礦物，係火山噴發之物經變化而成者，實爲事實上之證明 (substantial evidence)，當否應待後來之觀察，予以確斷，暫撇去此點不論。所述之 montmorillonite 一類粘土礦物，既係火山噴發之產物，則有兩個問題須加考慮：第一，本類礦物造成以前，火山噴發物之性質；第二，由此種噴發物變成本類粘土礦物之化學環境。有見於此，無妨將前人關於本類粘土礦物成因之解釋 (5,7,8)，約略敘述，以便了解楓橋一帶同類粘土礦物生成時之環境。惟良渚附近之粘土，產狀與楓橋不同，情形已如上述，其成因自亦稍異耳。

Kaolinite 與 montmorillonite 之生成環境，各不相同，前者在比較酸性之條件下，經浸濾作用 (leaching) 而成，即在氧化環境及母岩中有游離之三價鐵質，易於變爲 kaolinite。反之，後者生成過程中，鹽基之作用頗大，特別兩價鐵有重要之影響，因此還原條件之存在，至少氧化作用不劇烈之情況，始有助於 montmorillonite 之形成。

按 montmorillonite 之產狀不一，約有下列數種：(1)組成土壤之主要礦物，與其他粘土礦物共生；(2)構成 bentonite 之成份礦物；(3)在偉晶岩脈中，由其他粘土礦物換質而成；(4)在礦脈中或爲脈石或爲一種粉土 (gouge clay)；(5)水成頁岩中一主要之組成礦物。

本類粘土礦物之生成期間，既有賴鹼性之環境，即需鹼族 (alkalies) 與鹼土族

(alkaline earth) 元素之存在, 含鉀鈉等之溶液, 可以增加矽質之溶解度, 洗滌以去, 因在粘土生成時無需過量之矽質也。而大量之鉀質, 亦不適宜, bentonite 之化學成份, 過去分析甚多, 取美國密士失必洲某處所產純淨之本類粘土為例; 其成份之百分數為  $\text{SiO}_2$  50.37;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  17.11;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2.68;  $\text{FeO}$  0.20;  $\text{MgO}$  4.59;  $\text{CaO}$  1.23;  $\text{Na}_2\text{O}$  0.56;  $\text{K}_2\text{O}$  0.09;  $\text{H}_2\text{O}$ -1.29;  $\text{H}_2\text{O}$ +10.93, 可知其基本成分除適量之矽鋁之外, 鎂鐵及鈣之比例甚大。

若干之 bentonite, 已知較其原來之玻璃質火山物, 包含更多之鎂質, 此種元素之供給, 如換質作用發生於海洋中, 可由海水之供給; 如換質作用發生於火山岩體埋藏時, 可為潛水之供給, 因海水具弱鹼性, 而潛水則為鹼性或中性也。

海水中之鉀質, 適合產生 bravaisite, 或為海相沉積之最後產物。如雲母一類之礦物, 當由玻璃岩質換質為 montmorillonite 時, 屢受淺水或潛水作用, 甚少受海水之作用, 即其生成時, 雖有賴鉀質之溶液洗滌過多之矽質, 但通常多在鉀質不存在時, 始克形成。正長石白雲母所含鎂鈣鐵等基性元素甚少, 對於本類粘土礦物之形成不甚適宜, 惟有含水熱汽體存在, 加入此種基性元素, 則可移離鉀質, 中性或弱鹼性煤質, 有助由長石風化中移離矽質, 但對於移離基性元素, 不及酸液影響之大, 是故在中性及鹼性之環境, 由鈣系長石 (calcic feldspars) 換質為 montmorillonite 易, 而換質為 kaolinite 則難。

從事實歸納, 可知在某種風化條件下, 若能供給充分之鎂質及兩價與三價鐵質時, 在鹼性環境之下, 與適量之矽質及鋁質結合, 為構成 montmorillonite 之主要因素; 同時在氧化條件下或母岩中有三價鐵質游離時, 則多形成 kaolinite。至於氣候及生物作用, 似為次要之因素。

Montmorillonite 生成時期之溫度, 普通在攝氏  $200^\circ$  左右, 由於風化作用及熱水作用 (hydrothermal process) 或火山汽體作用成之。可能曾經長時期之穩定, 然非正規風化作用之最末產物 (end products)。若繼續經過酸液之浸滲, 或在氧化條件下, 中性溶液之長期浸滲, 則高嶺土礦物趨於生成。

由此可知 kaolinite 與 montmorillonite 之母岩應有區別, 鹼系長石 (alkalic feldspars) 之岩石, 特別偉晶岩與花崗岩一類, 經風化後易變成 kaolinite, 而鈣系長石 (calcic feldspars) 之岩石經風化後, 易變為 montmorillonite。考 bentonite 一類粘土岩中, 除黑雲母外, 通常含其他鎂鐵礦物不多, 此或可表示原來之母岩非玄武岩且一般非安山岩。因在玻璃質之火山灰中, 本含鐵鎂礦物不多耳。但亦有例外情形

(7), 如 beidellite-nontronite 有產生於兩種玄武岩中者, 各地情形不同, 不可一概而論, 由玻璃質之火山噴發物變為 bentonite, 常受時間, 化學變化及埋藏之深度所控制, 因此在位置上, montmorillonite 多居於火山噴發物之下部, 而 kaolinite 則居於火山噴發物之上部, 因火山汽體如  $H_2S$  等, 與空氣接觸時, 可變為硫酸, 在酸性條件之下, 固適宜於 kaolinite 之生成也。

根據上述情形, 則楓橋一帶, 中生代火山區域, 其原來之母岩, 應屬玻璃質之噴出岩, 富含鈣系長石及適量而不過多之鐵鎂礦物, 其變為 bentonite 之過程中, 當有火山汽體及較低溫之熱水作用等, 而鎂質之供給, 或緣於淺水或潛水之環境, 由此推測, 楓橋火山區域, 或一時處於分佈不均之淺水狀態, 此種淺水環境, 當具有蝕變及還原之條件, 足以形成今日遍佈該區之 bentonite 一類粘土。楓橋本類粘土層, 其有時呈薄紋狀及顆粒狀構造者, 亦可從此得一說明, 而浙江各地含植物化石及魚化石之本類粘土質頁岩狀似紋泥者, 或為同類淺水湖之沉積, 然時期未必相同。

Bentonite 一類粘土層, 雖產狀不同, 然大多數係火山噴發後之產物, 各不同區域及各地質時代, 在美國自奧陶紀直至第三紀均有其踪跡; 因此在一定情況下, 可作為火山活動之證據, 在地層之層位上, 亦有一定之意義 (4), 本文之作, 即在於此, 藉最近在浙北發見本類粘土層之機會, 將粘土礦物及有關 bentonite 之研究情形, 就作者所知, 約略敘述如上。至於本類粘土之經濟價值並不甚高, 而其用途則相當普遍 (3), 諸如洗淨劑 (filter) 油類去水劑以及陶瓷工業石膏工業與染料工業上均用之。

作者等工作期間, 關於古火山現象之特徵, 承李四光教授病中指示要點甚多, 俞建章先生亦多鼓勵, 本文撰寫時, 適孟憲民先生因公由北平來京, 蒙抽暇將所採標本檢視, 又曾與郭文魁趙家驥先生等商討, 三十六年十一月中國地質學會第二十三屆年會在台北舉行, 作者提出報告後, 曾蒙謝家榮李春昱先生等惠予注意, 謹誌此一併申謝。

## 參 考 書 目

1. Brammall, A. & Leech, J. G.C., Montmorillonite in Fuller's Earth, *Geol. Mag.*, Vol. 77, No. 2, Pp. 102-112, 1940.
2. Hendricks, S. B. & Ross, C. S., Lattice Limitation of Montmorillonite, *Z. Kristallogr. (A)* 100, Pp. 251-254, 1938.
3. Ries, H., *Clays, Their Occurrence, Properties and Uses*, 3d edit., John Wiley & Sons, New York, 1927.
4. Ross, C. S., Beds of Volcanic Material as Key Horizons, *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, Vol. 9, No. 2, Pp. 341-343, 1925.
5. Ross, C. S. & Kerr, P. F., The Kaolin Minerals, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 165, Pp. 151-167, 1931.
6. Ross, C. S. & Kerr, P. F., Halloysite and Allophane, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 185, Pp. 135-148, 1934-35.
7. Ross, C. S. & Hendricks, S. B., Minerals of the Montmorillonite Group, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 205, Pp. 23-79, 1945-44.
8. Ross, C. S., Minerals and Mineral Relationships of the Clay Minerals, *Jour. Amer. Ceramic Soc.*, Vol. 28, No. 7, Pp. 173-183, 1945.
9. Sze, H. C., The Cretaceous Flora from the Pantou Series in Yungan, Fukien, *Jour. Paleont.*, Vol. 19, No. 1, Pp. 45-59, 1945.
10. Winchell, A. N., *Optical Mineralogy*, Part II, p. 434, 3rd. edi. 1922.
11. 陳 愷, 福建之坂頭系及其上下岩層, 福建地質土壤調查所專報第一號, 三十二年。
12. 趙家驥, 差熱分析法, 地質論評第十一卷第五, 六合期, 第三七三至三七八頁, 三十五年。

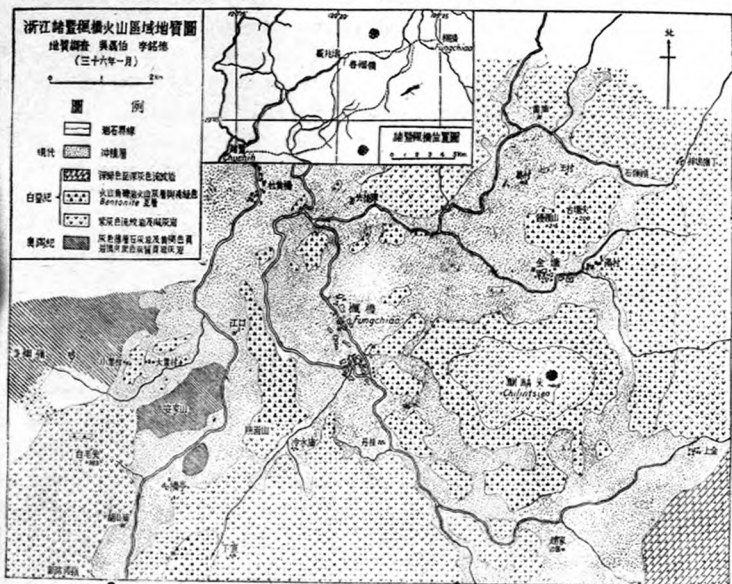
## BRIEF NOTE ON THE BENTONITE OF NORTHERN CHEKIANG.

(Summary)

by

L. P. Wu &amp; M. T. Lee.

It is here to record briefly the bentonite which occurs in the Cretaceous volcanic formations widely distributed in northern Chekiang. The materials in the present discussion came largely from Liangchu, Fungchiao (see text-figure) and



several other localities.

The occurrence of bentonite at Liangchu is found on a small hill situated northwest of the village of Liangchu, about 40 li from Hangchow, and near the highway leading from Hangchow to Wukang. This hill is formed essentially of dacite with very limited exposure. Along the periphery of the dacite body, bentonite crops out as a sheet-like body of about 1-2m. in thickness in a mass of obsidian. It is white in color, loose and clay-like, and spotted with grains of orthoclase and some acidic plagioclase. Fragments of obsidian are occasionally present. Under microscope it consists of montmorillonite with the index of refraction about 1.505. The swelling of the sample in water is rather great as to reach about two times its original bulk.

In the environs of Fungchiao, a village town situated about 40 li. to the

northeast of Chuchih city, the volcanic rocks are widely distributed. There the bentonite occurs both as thin beds and irregular patches intercalated with fine-grained tuff, tuff-breccia and agglomerate. Some of the beds attain 1-2 m. thick. Around the Chilintsien, a pointed eminence standing to the east of Fungchiao, a number of isolated hills are composed of or capped by the volcanic matter and look as if it had been white washed. From the Chilintsien southeastward, the bentonite and the volcanic ejectamenta thin out as approaching a range extending in a north-northeast direction and composed of mainly the deep-green rhyolite formation. On the south of Fungchiao and the Chilintsien, the bentonite-bearing series thins out in approaching the red rhyolite. The transitional zone between the bentonite bearing series and the red rhyolite is composed of abundant fragments of volcanic rocks with the red rhyolite as the chief constituent.

Along the eastern slope of Hsiangyenling, a divide between Fungchiao on the east and Shengchaowu on the west, the volcanic ash formation with intercalation of bentonite of similar characters appears to overlie on the Ordovician limestones, sandstones and shales. In the northern part of the Pemaotsien which stands high on the southeast of the Hsiangyenling, bentonite of comparatively fine-grained texture has been often met with in the red rhyolite in the form of patches with a nearly east-west trend. Thus it seems that these volcanic materials (the tuffs and ashes) and their altered product, namely the bentonite, were resulted from some violent eruption that took place at the time prior to the eruption of green rhyolite and post to that of the red rhyolite in which lower Cretaceous plant fossils and fish remains have been found in the interbedded shales. That is to say we are here dealing with an intermittent outburst inaugurated between two different rhyolite flows most probably in middle Cretaceous time.

Megascopically the Fungchiao specimen is usually greenish to light grey in color. It shows shagreen surface with crinkled appearance; exhibiting, in instances, oolitic and flow textures. Spots composed of acidic plagioclase are frequently observed. Quartz grains are present in small amount.

In thin sections it is composed of aggregates of a minute fibrous mineral in the form of long narrow and irregular strips embedded in a whitish earthy groundmass. The birefringence of this mineral is rather high showing generally light yellow to ochre yellow colors. Its index of refraction as determined by im-



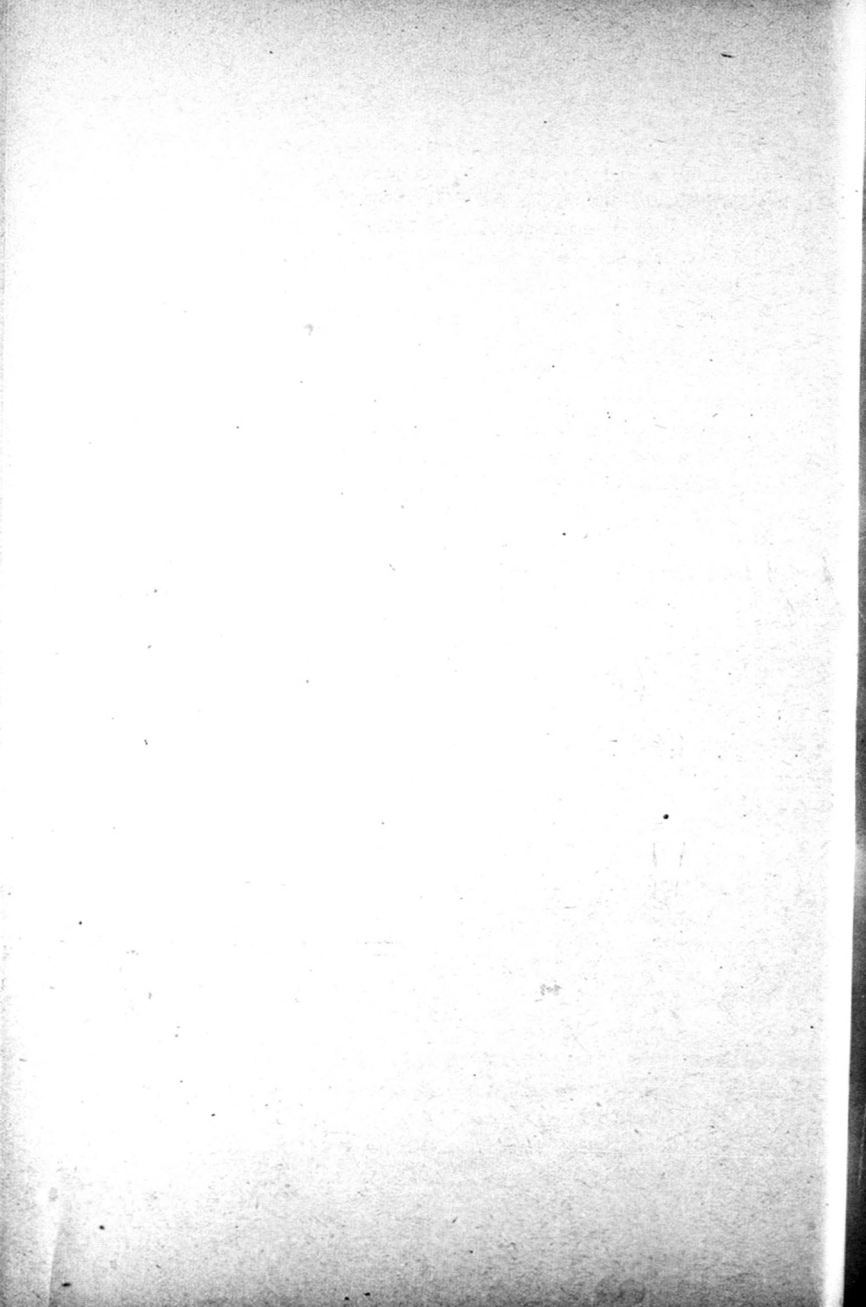
mersion method range from 1.536 to 1.547. Grains of quartz, albite and orthoclase are all present in small amount. These facts coupled with the occurrence of the bentonite material seem to suggest that the fibrous mineral may possibly be montmorillonite.

The color test for montmorillonite was applied by means of benzidine with a result that both the Fungchiao and the Liangchu samples show accordingly light blue in color. This test is more distinctive with the Liangchu samples.

In contrast to that of Liangchu specimens the swelling of the Fungchiao bentonite in water is rather slight except that from the Pemaotsien which appears to have swelled to a little less than one quarter of its original size. There is reason to believe that the Liangchu bentonite contains much more sodium; whereas the Fungchiao bentonite, a considerable proportion of calcium.

As to the origin of the bentonite suggestions were made as due to "leaching and base-exchange" by various authorities. Professor C. S. Ross stressed especially upon the fact that the bentonite with montmorillonite as its chief constituent has always been a useful guide to trace the presence of former volcanic activities in a geological section.





# 從節理發育之狀況討論重慶北溫泉附近之 地質構造及溫泉成因

谷 德 振

前言	17
地層劃分	17
節理	18
I. 節理統計	18
II. 節理分析	21
III. 節理討論	25
IV. 特殊節理之發育	26
各應力情況於本區所發生之構造現象	28
I. N45W應力發生之構造	28
II. N60W應力發生之構造	28
III. N30W應力發生之構造	29
IV. N—S應力發生之構造	30
溫泉	32
I. 溫泉水之分析	32
II. 溫泉於此區發生之條件	33
III. 溫泉初期形態	34
IV. 溫泉生成時代	34

## 前 言

北泉公園爲重慶附近風景區之一，位居北碚溫塘峽嘉陵江西岸，現有公路可藉，並有舟楫可乘，交通堪稱便利。每年赴斯區遊覽者，比比皆是，曾歷此作溫泉地質者，有常隆慶，朱森，吳景禎，李承三及丁驥諸先生。本年春作者奉命同吳磊伯先生至此作地質調查，工作初期，承李四光教授，多方啓示，及至工作又蒙數度負病赴野外實地指導，迨文成之後，又得惠子校正，實筆者深爲感激也。

## 地 層 劃 分

調查區內，所見地層，僅有含煤層之侏羅紀砂岩，白堊紀紅色地層，與含植物化石之新生代石灰華沉積。斯次工作，因注重小型地質構造，故需有較詳細之區域分層。茲依岩石性質爲準，順序列述於下：

### 新生代：

Q：灰白色多孔狀石灰華沉積，含樹葉印痕化石。

### 白堊紀：

- K<sub>3</sub>: 厚層灰色, 紫灰色, 砂岩與暗紫色頁岩, 沙質頁岩之間層。
- K<sub>2</sub>: 灰色薄層石灰岩。間夾灰色, 紫色頁岩與灰色鈣質頁岩。含 *Unio* 及 *Cyrena* 等化石。 10—25公尺
- K<sub>1</sub>: 厚層灰色砂岩與黃灰色, 紫色頁岩, 沙質頁岩之間層, 間有灰色鈣質頁岩及石灰質結核層, 亦含 *Unio* 及 *Cyrena* 並魚齒化石。 120\*公尺

#### 侏羅紀:

- J<sub>5</sub>: 薄層堅硬白色純石英粒砂岩, 厚層灰黃色長石質砂岩, 含菱鐵礦結核, 及灰黃色頁岩, 此堅硬石英粒砂岩與上覆白堊紀黃紫色頁岩等呈整合接觸, 毫無間斷痕跡。 50\*公尺
- J<sub>4</sub>: 淡黃色, 黃紅色, 灰色雲母頁岩與薄層沙質頁岩之間層。 10—15公尺
- J<sub>3</sub>: 長石質灰色, 灰黃色厚層砂岩, 含菱鐵礦結核, 及植物化石碎塊。 50\*公尺
- J<sub>2</sub>: 黑色黑灰色頁岩, 白灰色耐火土, 夾煤層三、四。厚者達四十公分, 薄者僅及數公分。該頁岩下尚有長石質厚層砂岩及黃灰色, 灰色, 黑色頁岩, 內含 *Podozamites* 植物化石。 20\*公尺
- J<sub>1</sub>: 厚層灰綠色, 灰黃色砂岩, 所含礦物, 黑色者較多, 該層含菱鐵礦結核, 及方解石脈, 本層露出厚度約一百公尺。按此區所露出侏羅紀地層總厚與他區者相比, 自露出部份底部向下, 約四五十公尺, 當可遇三疊紀嘉陵江石灰岩。

## 節 理

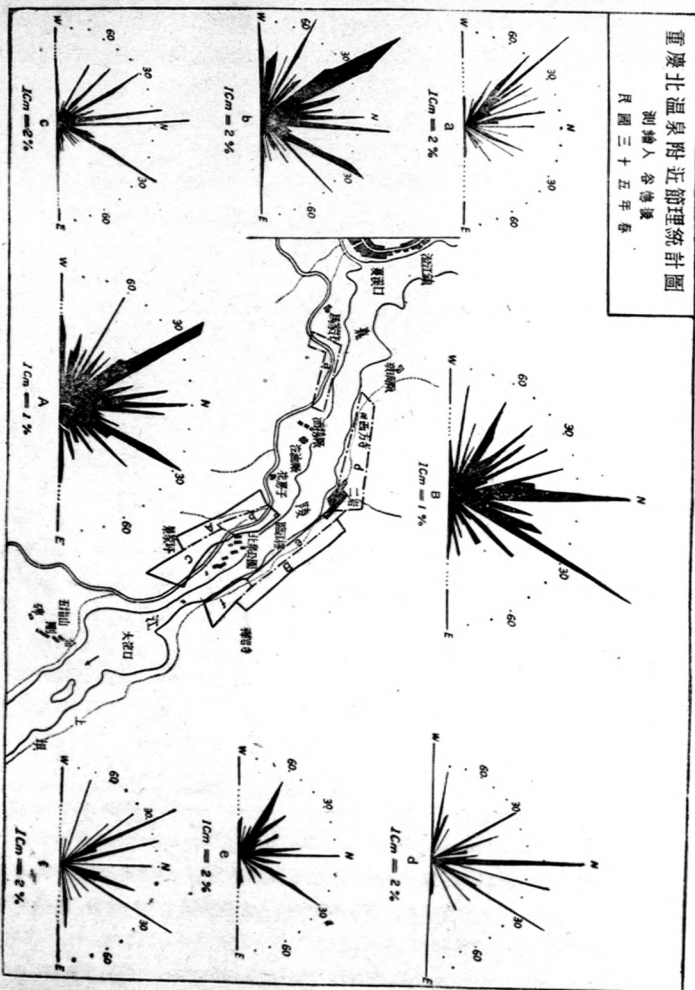
### 1. 節理統計:

節理為岩石受力超過某種程度, 而發生之破裂現象。就一般觀察所及, 及根據實驗之結果, 節理之走向與作用之力, 似有一定之關係。但此關係為何? 迄今意見尚有分歧之處。例如從應變橢球解釋扭節理之產生, 一部份人主張一對扭節理所夾之鈍角常與壓應力方向相對。而根據實驗之結果, 則另有一部份人主張, 扭節理所夾之銳角與所施之壓應力相對。本區岩石節理發育極佳, 特別便於研究, 茲姑無論此兩種意見孰是孰非, 先將各種節理, 分區統計, 然後予以分析, 或可確定何種關係最適合於本區實際之情況。

於作節理統計之先, 曾注意及: a. 選擇節理發育, 且露頭清晰處, 以便測量。b. 在

重慶北溫泉附近節理統計圖

測繪人 谷德潔  
民國三十五年春



面積不過大範圍以內，儘量增多所測節理之數目。c. 所量節理，以傾角在七十五度以上者為準，以確定在水平面或近於水平面上應力作用之結果，勿使與其他方向之應變相混。d. 詳察不同節理之特性，及不同特性節理，彼此間之干涉現象。

溫塘峽兩岸，因河水之下切，與公路之開鑿，頗適於節理之測量。嘉陵江西岸，由臨江樓起至公園門前直立岩層止，所轄面積，如節理統計圖A所示；江之東岸由立行中學東南起至二崖坊口止，所轄面積如圖B所示。A區之內共測節理488個；B區之內，共得節理395個。茲將所得結果，分別表列於下，以資比較：

A區： 節理總數 488 個

節理走向	節理數目	百分率	節理走向	節理數目	百分率
N—S	18	3.8	N—S	18	3.8
N 3 E	5	1.0	N 3 W	5	1.0
N 6 E	15	3.1	N 6 W	15	3.1
N 9 E	8	1.7	N 9 W	6	1.2
N 12 E	5	1.0	N 12 W	11	2.3
N 15 E	6	1.2	N 15 W	10	2.2
N 18 E	4	0.8	N 18 W	6	1.2
N 21 E	9	1.9	N 21 W	8	1.7
N 24 E	4	0.8	N 24 W	10	2.1
N 27 E	14	3.0	N 27 W	22	4.5
N 30 E	20	4.2	N 30 W	23	4.8
N 33 E	8	1.7	N 33 W	12	2.5
N 36 E	8	1.7	N 36 W	11	2.3
N 39 E	2	0.4	N 39 W	2	0.4
N 42 E	4	0.8	N 42 W	3	0.6
N 45 E	13	2.7	N 45 W	10	2.1
N 48 E	1	0.2	N 48 W	6	1.2
N 51 E	6	1.2	N 51 W	10	2.1
N 54 E	1	0.2	N 54 W	4	0.8
N 57 E	7	1.5	N 57 W	4	0.8
N 60 E	5	1.0	N 60 W	12	2.5
N 63 E	3	0.6	N 63 W	2	0.4
N 66 E	6	1.2	N 66 W	9	1.9
N 69 E	1	0.2	N 69 W	4	0.8
N 72 E	2	0.4	N 72 W	7	1.5
N 75 E	8	1.7	N 75 W	11	2.3
N 78 E	2	0.4	N 78 W	7	1.5
N 81 E	7	1.5	N 81 W	8	1.7
N 84 E	2	0.4	N 84 W	4	0.8
N 87 E	6	1.2	N 87 W	10	2.2
E—W	13	2.7	E—W	13	2.7

為便於圖示起見，以糾合每三度範圍以內之節理，定其數目，然後依此項數目，對於全體所測數目之比，而定其百分率，所得百分率依一定長度單位(釐)繪製，即得節理分配頻率曲綫圖A。

## B區：節理總數 395 個

節理走向	節理數目	百分率	節理走向	節理數目	百分率
N—S	20	4.2	N—S	0	4.
N 3 E	8	2.0	N 3 W	1	0.2
N 6 E	4	1.1	N 6 W	10	2.1
N 9 E	7	1.8	N 9 W	10	2.1
N 12 E	10	2.6	N 12 W	8	1.6
N 15 E	4	1.1	N 15 W	14	3.7
N 18 E	10	2.6	N 18 W	2	0.5
N 21 E	11	2.9	N 21 W	6	1.3
N 24 E	8	2.1	N 24 W	5	1.3
N 27 E	13	3.4	N 27 W	13	3.4
N 30 E	25	6.6	N 30 W	6	1.6
N 33 E	0	/	N 33 W	4	1.1
N 36 E	0	/	N 36 W	11	2.9
N 39 E	4	1.1	N 39 W	4	1.1
N 42 E	10	2.6	N 42 W	13	3.4
N 45 E	2	0.5	N 45 W	7	1.8
N 48 E	3	0.8	N 48 W	6	1.6
N 51 E	2	0.5	N 51 W	6	1.3
N 54 E	1	0.2	N 54 W	8	2.1
N 57 E	6	1.6	N 57 W	9	2.4
N 60 E	6	1.6	N 60 W	13	3.4
N 63 E	0	/	N 63 W	2	0.5
N 66 E	3	0.8	N 66 W	7	1.8
N 69 E	0	/	N 69 W	4	1.1
N 72 E	5	1.3	N 72 W	10	2.6
N 75 E	1	0.2	N 75 W	1	0.2
N 78 E	2	0.5	N 78 W	3	0.8
N 81 E	7	1.8	N 81 W	14	3.7
N 84 E	3	0.8	N 84 W	3	0.8
N 87 E	4	1.1	N 87 W	4	1.1
E—W	7	1.8	E—W	7	1.8

按上所得之百分率，仍以噸為單位而繪製，即得節理分配頻率曲線圖B。

## II. 節理分析：

節理分配頻率曲線圖A與圖B，乃代表溫塘峽兩岸節理之發育情形。因統計數目之多寡及地質環境之變移。二者在形勢上雖略有不同，而所示意義，則大致相若，茲以二者為準，加以分析，即可知調查區內岩石之受力情形，及各作用力所影響之結果。

節理既為岩石受力作用而發生之裂隙，究其所受之力，是壓應力，張應力抑扭應力，并各應力彼此間之關係若何？需基下列方法分析之。

## A. 基於材料力學原則

a. 凡物體內某一點所受應力之情況 (State of stress) 就一般而言，可用三種分應力表示之即：壓應力，張應力與扭應力，但在某一特殊之方位，三個直分應力 (張力或壓力) 互相垂直，而同時在此三方面無扭應力之時，則此三個分應力即為主應力。

b. 就實際情形測驗結果，主壓應力可發生縱節理，主張應力可發生橫節理，此二

種直應力皆可發生扭節理(Diagonal-joints or X-joints)或扭斷面。扭節理或扭斷面發生之時常有兩組，此兩組扭節理所夾之角常為主張應力或主壓應力作用之方向所等分。

c. 按不同材料實驗結果，主壓應力作用綫常為一對扭斷面間之銳角平分綫( $Bx_a$ )；而主張應力作用綫則為其間鈍角平分綫( $Bx_o$ )。

d. 扭斷面所夾之銳角，小不下 57 度，大不越 85 度，普通多在 73 度與 85 度之間。

依上列諸點，分析節理分配頻率曲綫圖 A 與圖 B。則知作用於此區之應力情況，有下列幾種可能：

$$1. N-S \perp E-W$$

N 30 E 與 N 30 W 為一對扭斷面，其間夾角為 60 度。N-S 為主壓應力，E-W 為主張應力。

$$2. N-S \perp E-W$$

N 42 E 與 N 42 W 為一對扭斷面，其間夾角為 84 度。N-S 為主壓應力，E-W 為主張應力。

$$3. N-S \perp E-W$$

N 60 E 與 N 60 W 為一對扭斷面，其間夾角為 120 度。E-W 為主壓應力，N-S 為主張應力。

$$4. N 60 W \perp N 30 E$$

N 30 W 與 E-W 為一對扭斷面，其間夾角為 60 度。N 60 W 為主壓應力，N 30 E 為主張應力。

$$5. N 30 W \perp N 60 E$$

N-S 與 N 60 W 為一對扭斷面，其間夾角為 60 度。N 30 W 為主壓應力，N 60 E 為主張應力。

$$6. N 45 W \perp N 45 E$$

N 9 W 與 N 81 W 為一對扭斷面，其間夾角為 72 度。N 45 W 為主壓應力，N 45 E 為主張應力。

上述各種應力情況，僅以節理分配頻率曲綫圖分析而得，是否均能存在，需視其他有力根據為之佐證。

#### B. 基於節理本身特性

各種節理因其所受力之性質不同，其特性亦有所異。反之，根據不同特性之節

理，亦可推其所受之力為何？凡由張應力所發生之節理，其節理面，常粗糙而不規則，且有具較大之裂縫者；由於扭應力所發生者，其節理面，因受擠壓發生新的磨擦面，且具近於水平之滑痕，此節理面，在地表面上視之，呈細直而較勻淨直線，剖面視之，則呈波浪形曲線，此示磨擦面為波浪狀。野外觀察，因某一節理所受之力，非一單純應力，而係經過多次不同性質應力，判斷其究為何力生成者，實有困難。

在調查區內，於石英粒硬砂岩及長石質砂岩上，時發現帶水平滑痕節理，可示受扭應力之結果，茲按其走向，約可歸納為下列數類：

1. N 60 W, N 58 W 與 N 55 W.

此類節理，見於公園門前，白鳥亭下等處，可示由 E—W 壓應力及 N 30 W 壓應力所造成之扭斷面。

2. N—S, N 6 E 與 N 3 W.

此類節理，見於二崖，白蓮咀，白鳥亭下，馬家沱，大茶溝口等處，可示由 N 30 W 壓應力所造成之扭斷面。

3. N 15 W, N 10 W, N 8 W 與 N 6 W,

此類節理，見於馬家沱，白鳥亭下，公園門前等處，可示由 N 45 W 壓應力所造成之扭斷面。

4. N 33 W, N 30 W, N 26 W 與 N 25 W

此類節理，見於二崖，馬家沱，禪岩寺，白鳥亭下等處，可示由 N—S 壓應力與 N 60 W 壓應力所造成之扭斷面。

5. N 82 W 與 E—W.

此類節理，見於公園門前等處，可示由 N 60 W 壓應力與 N 45 W 壓應力所造成之扭斷面。

6. N 30 E, N 26 E 與 N 24 E.

此類節理，見於酒精廠，馬家沱等處，可示由 N—S 壓應力所造成之扭斷面。

C. 基於其他地質現象

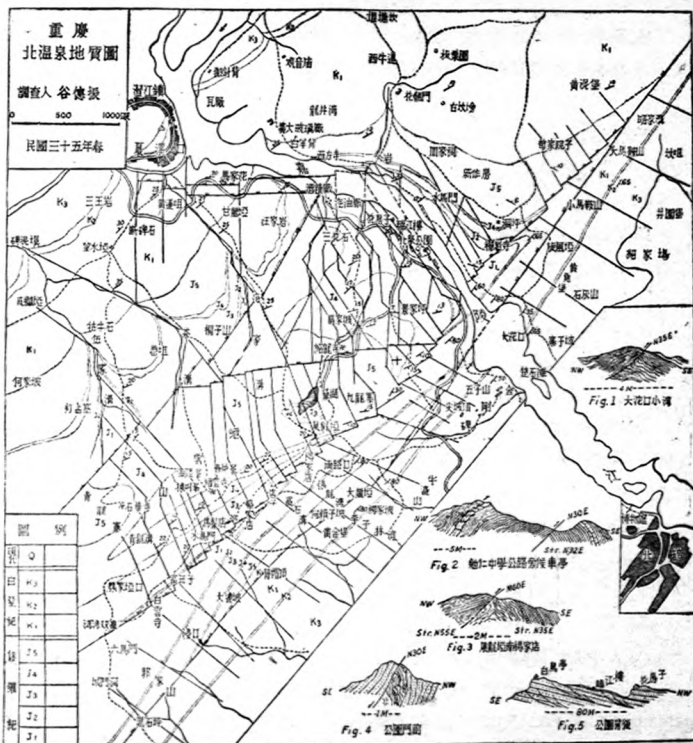
1. 凡岩層傾斜角度在 75 度以上者，則垂直岩層走向之方向，即壓應力之方向。大沱口附近 N 30 E 走向之岩層，其傾斜近乎垂直，此可證 N 60 W 壓應力之存在。

2. 於侏羅紀砂岩層面間，發現滑痕，此滑痕之方向，可示壓應力作用時，相連岩層互相錯動之方向也。立行中學東南，砂岩層面上滑痕方向為 N 42 W, N 44 W. 此可證 N 45 W 壓應力之存在；白羊背，馬家沱附近，層面上滑痕方向為 N 3 E, N 8 E, N 5 W



等,此可證近乎 N-S 壓應力之存在。

3. 帚形構造節理面之傾斜方向,爲壓應力方向,公園門前,該節理面之平均走向爲 N 42 E. 向東南傾斜(如照片)。白鳥亭下至臨江樓間,斯項節理面之平均走向爲 N 54 E 向西北傾斜(如圖5)此可證近於 N 45 W 壓應力之存在。



4. 大花口勉仁中學間有一 N 30 E 之高角度逆掩斷層; 酒廠, 汪家崖間亦有 N 30 E 之逆掩斷層, 此可證 N 60 W 壓應力之存在。

5. 禪岩寺至馬壩店有一顯明 N 60 E 之逆掩斷層，此可證 N 30 W 壓應力之存在。

6. 紹隆寺東有一小型 E-W 逆掩斷層；二崖場下至馬家沱，亦有一近於 E-W 逆掩斷層，此均證明 N-S 壓應力之存在。

依據上述各種情形，則知自侏羅紀後，作用於本區之力計有以 N-S, N 30 W, N 45 W, N 60 W, 及 E-W 各種壓應力所構成之不同應力情況。唯以 E-W 壓應力所構成之應力情況，在本區雖有節理之表示，但缺大型構造，於附近各區，可能有大構造上之表現。歌樂山磁器口，山洞一帶，侏羅紀受 E-W 壓應力影響，而成 N-S 向直立岩層。

### III. 節理討論：

#### 1. 本區各應力情況之地理分佈情形

綜觀上述各不同應力情況，皆可致岩石發生破裂現象，惟隨區域之不同，各力亦有強弱之異，茲由公園門前直立岩層起至馬家沱止，沿嘉陵江兩岸，於 a, b, c, d, e, f, 六區(如圖)，分別作節理之統計。并繪製節理分配頻率曲綫圖 a, b, c, d, e, f, 再就各圖之涵意，加以分析并比較之，則得下列結果。

(1) 以 N-S 爲壓應力所構成之應力情況，於 b, c, d, 三區較爲發達。

(2) 以 N 60 W 爲壓應力所構成之應力情況，於 a, b, c, d, e, f, 六區均發達。

(3) 以 N 30 W 爲壓應力所構成之應力情況，於 b, c, d, e, 四區較發達。

(4) 以 N 45 W 爲壓應力所構成之應力情況，於 b, c, e, f, 四區較發達。

凡作用於某區特別顯著者，則此作用力，對於該區之岩層，除有特別發育之節理外，應有其他構造之現象，故藉此常可推測某區之內或附近，應有某種構造之存在，如 b 區各種應力情況均顯著，則 b 區應有複雜構造，是否如此，留後申論。

#### 2. 本區各應力情況之時間分佈情形

上述各應力情況，在本區之發生時期，究何者在先，何者居後，亦可由各種節理彼此干涉現象定奪之。一般認爲被切斷者，應居其先，然事實亦不盡然，故需用統計法，以求其較多數者爲準。然同一區域，某岩層上，此類節理發達，而其他之節理則否。故於工作時，頗感束手，茲就所及，略述於下。

(1) 公園門前灰色砂岩上之筭形構造節理，則被不同方向節理所截斷，如 N 30 E, N 25 W, N-S 等。但此筭形構造節理，爲 N 45 W 壓應力之結果，則知此壓應力爲

作用本區各應力情況之最前期。

(2)按各種節理互相割切情形統計結果，得知 N 60 W 壓應力在 N 45 W 壓應力發生之後，而 N 30 W 壓應力又居 N 60 W 壓應力之後，N - S 壓應力為最後之一次。

#### IV. 特殊節理之發育：

##### 1. 箒形構造

箒形構造為節理之集體存在，其形狀乃一束節理，一端逐漸擠搥，另一端逐漸離分，頗類掃帚故名之。擠搥部份，節理面將近平行，以至合而為一；離分部份，節理面呈向下平緩彎曲，而與面之間隔，距擠搥端愈遠者愈寬。此類構造，發育於背斜層兩翼，各節理面之傾斜方向與地層傾斜方向大體一致，其傾角因該面彎曲而無定。擠搥部份，均靠近某一岩層之底面（如圖5），由此底部向上分散，且斜切層理及層面（Lamination and bedding plane）。節理面為受力作用結果，不若由沉積作用所生之層面規則，但各節理面平均走向之垂直方向，則為作用力方向，現知背斜層為壓應力結果，此箒形構造之傾斜方向，則為壓應力方向。

此類節理之發生與岩石性質有密切之關係。在頁岩上，因岩性軟弱，易於破裂亦易於變形，故其保存頗難，對於灰岩，因結晶，質密，性脆，亦不適此項節理之發育，但於普通砂岩，確為此類節理發育之最適宜者，唯砂岩常具假岩層（False bedding），與此節理則混着難別，若詳加觀察，亦有其區別在焉。

假岩層之層面與層理互相平行，節理面與層理斜交，此其可別者一。假岩層亦沉積作用所生成，而節理為受應力作用所成，故後者具力之作用面，此其可別者二。假層面常呈扁平 S 形，而節理面則為一單純彎曲面，此其可別者三。假岩層常限於某兩岩層所夾之一厚層砂岩中，節理面可斜穿連續數岩層，此其可別者四。

本區直立岩層與倒轉岩層上，亦有箒形構造，其擠搥端向上，分離端向下，其彎曲節理面之背部，凸向背斜層軸，故有俯衝箒形構造之稱（如照片）按其存在現象及其所示應力方向言，則知此箒形構造，為原存背斜層之另一翼者，後經壓應力之繼續作用，或其他應力情況之發生，使岩層直立，甚而倒轉（如圖四），將前存之箒形構造之位置，移遷於現存之一翼，而成俯衝形勢。於此背斜層軸部，既有如斯之力量作用，可能會有其他之構造發生。

前述箒形構造，乃發生於層面上者，但亦有沿直立節理面而發育者，此示沿該直立節理面有偶力之發生。按箒形構造排列，可推測作用力之方向，唯此作用力多係較



簞形構造與圓柱狀構造



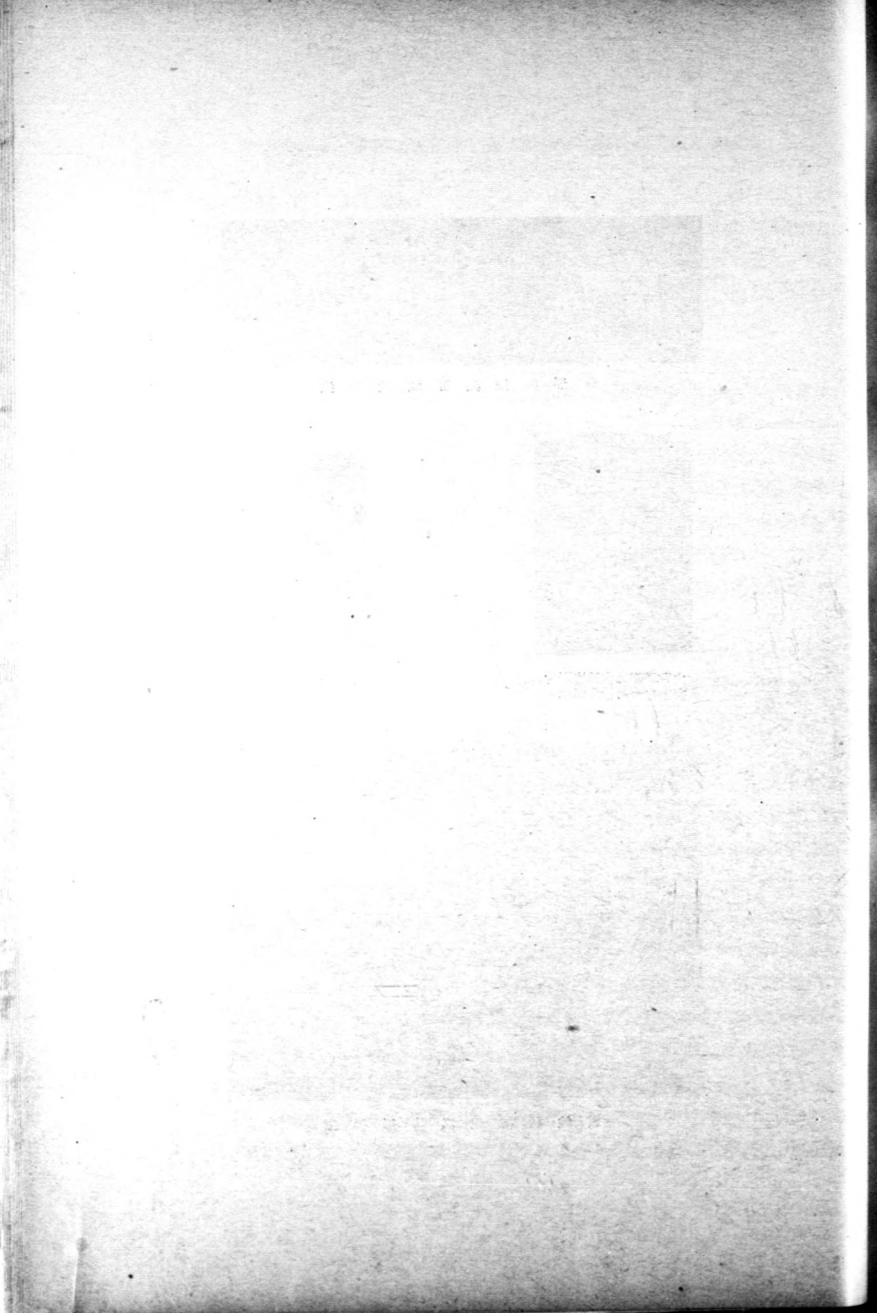
由岩層倒轉在逆掩斷層  
面上之俯衝簞形構造



帶槽溝圓柱體



圓柱狀構造與簞形構造



高級者 (High order), 故從略。

## 2. 圓柱狀構造

厚層砂岩上, 靠帚形構造附近, 常有圓柱狀構造存在。因帚形構造位置之不同, 而圓柱 C 軸位置, 有垂直於層面者, 亦有平行於層面者。(如圖 6)。

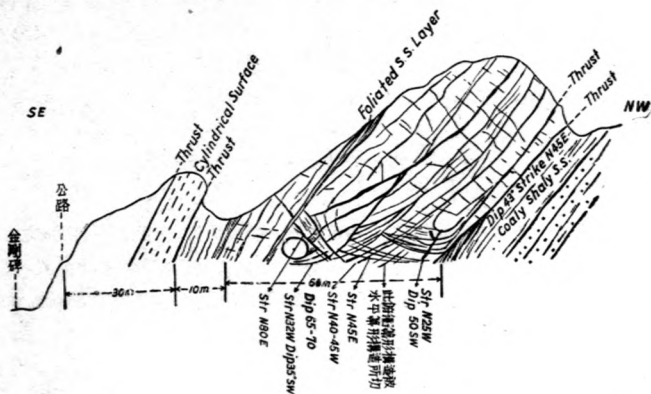


Fig 6. 北京公園前半公里剖面圖

表示帚狀節理發生後岩層局部倒轉錯折之情形 (根據李四光教授所作草圖)

### (a) C 軸垂直於層面者

公園門前背斜層軸部。因受 N 30 W 壓應力作用, 發生 N 60 E 之逆掩斷層, 當作用力進行時, 岩石受張應力及壓應力之影響, 產生 bc 與 ac 節理, 而將岩體分割為大小不同之岩塊。若壓應力仍繼續進行, 被 ac 節理所分割之岩塊, 因體積大小不同, 對於逆掩斷層面間所生之磨擦力, 亦有所異, 於是岩體大者, 前進緩, 小者則前進快。因快慢之別, 則沿 bc 節理面發生力偶, 而呈假渦漩現象, 隨而靠 bc 節理面即有帚形構造; 此矩形岩塊, 因力偶所致發生轉動, 棱角之處, 則被夷去, 此夷去之物, 隨旋轉作用, 而使圓柱體帶槽溝現象, 其外形頗似盛 53 伽侖大汽油桶 (如照片), 於公路旁之岩壁上, 此類構造甚清晰。當圓柱體因風化剝奪脫離岩體時, 則遺留彎曲面印痕, 此

彎曲面兩壁走向，一為 N 25 W，一為 N 60 E。

(b) C 軸平行於層面者

在傾斜平緩與陡峻之岩層上，凡筭形構造發育之處，常有 C 軸近於水平之圓柱狀岩塊，其成因當於筭形構造有關，唯筭形構造於背斜層兩翼任何部份，均可發生，而此則僅限於背斜之軸部或逆掩斷層面附近。

圓柱狀構造由剖面視之，頗類同心圓風化構造(Spheroidal weathering)。唯前者因受力之作用，其面堅硬光滑，且帶一層養化鐵皮，後者為風化面，雖亦有養化鐵層，但甚相鬆，再者圓柱體之着力面，僅存邊部，為數一至二層，並具顯明槽溝，而剝削構造(Exfoliation)，則為無數之同心圓，最外層乏槽溝現象。

### 各應力情況於本區發生之構造現象

#### I. N 45 W 壓應力發生之構造：

北溫泉斜倚背斜層：本區構造大體言之，為一東北斜倚之不對稱背斜層，東南翼傾角由五十餘度以至直立，甚而倒轉。西北翼傾角約二十度，其構造綫以兩翼所發生筭形構造之平均走向為準，得知為 N 45 E，但此背斜層軸位，受其他構造影響，而有移動，故不易在地質圖上表示之。

#### II. N 60 W 壓應力發生之構造：

1. 大沱口 N 30 E 逆掩斷層：此斷層位背斜層之東南翼，由大沱口至勉仁中學一帶露頭觀之(如圖1, 2)，則知由西北向東南逆掩，斷層面傾角甚大，斷層綫兩側岩層接觸情形，隨地而異，岩口附近，則  $K_1$  與  $K_1$  接觸，小馬鞍山一帶， $J_2$  與  $J_1$  相接，大沱口大水塘附近， $J_4$  與  $K_1$  相接，勉仁中學旁為斷層帶，破碎甚烈，除主斷層外，尚有近於平行之小規模斷層，其接觸情形，則為  $J_6$  與  $K_1$ ，兩路口南斷層綫經過  $K_1$  本身至浸口  $J_4$  與  $K_1$  相接，詳細情形如連續剖面圖所示，本斷層向兩端延伸，均出工作範圍。

由於此壓應力結果，同時發生一組近乎平行之 N 60 W 橫斷層(Cross faults)，除在地形上有顯明之表示外，作者曾依各斷層分別追尋以窮究竟。由勉仁中學斷層帶東北行，此一組斷層均東北側向西北作水平移動，斷距數公尺；由勉仁中學東南行，各斷層東北側向東南作水平移動，斷距亦甚小，斷層面時具擦痕，及斷層岩(Fault breccia)如牛滾塘附近灰岩之所示，自何賴子坡繼續東南行，此橫斷層之東北側，復向西北移動，上述所有橫斷層均存直立岩層內。

重慶北溫泉附近連續剖面圖



2. 汪家岩 N 30 E 逆掩斷層：此斷層存在於侏羅紀本身，仍由西北向東南逆掩，其東北端由二岩嘉陵江邊起，向東南延伸，經李子壩，桐子山，石華寺背後而出調查範圍，其接觸情形，酒精廠附近  $J_4$  與  $J_5$  相接，汪家岩下  $J_2$  與  $J_6$  相接，范家溝頂  $J_6$  與  $J_1$  相接，大茶溝  $J_3$  與  $J_1$  接觸，伍家溝為  $J_6$  與  $J_2$  相接。

於此逆掩斷層正交之橫斷層，為數甚多，唯與以後運動所生之斷層，構成重疊斷層 (Apposite Fault)，故不易追尋，然各大溝中，因流水之切鑿，露頭尚稱顯明，得知每橫斷層之東北側，均向東南移動。

### III. N 30 W 壓應力發生之構造：

縉雲寺 N 60 E 逆掩斷層：由此壓應力發生之 N 60 E 逆掩斷層，西南端由灣灣相連處即發現其存在，向東北延伸，經縉雲寺、展龍壩、九龍寨、渡溫塘峽，經禪岩寺至岩口與 N 30 E 大沱口逆掩斷層相合，仍以 N 30 E 方向而延伸，此斷層由西北向東南逆掩，溫塘峽露頭甚清晰，斷層面傾角甚大，故有 Block thrust 之稱，斷層綫東南，常呈懸崖峭壁，因受橫斷層影響，則參差不齊，按各地接觸情形，則知錯距不大，如禪岩寺前，平層  $J_2$  與立層  $J_2$  幾相相連，但展龍壩南  $J_4$  本身有顯著之逆掩象徵 (如圖 3)。

垂直此壓應力之張應力，亦產生一組橫斷層，其大致走向約 N30W。此橫斷層，除水平移動外，尚有上下錯動。各斷層之東北側，均向西北平移，并向下降落，所謂縉雲山九峯者，即侏羅紀頂部砂岩，被橫斷層分割，再經風化侵蝕所成。此橫斷層露頭較



好者，如馬鬃店旁水馬門大溝及海螺洞壩口背後。

#### IV. N-S 壓應力發生之構造：

(1) 紹隆寺 E-W 逆掩斷層：此東西逆掩斷層，僅存在 J<sub>0</sub> 本身，因岩石均係砂岩，實不易觀察，且其錯距不大，追尋亦頗困難，故須依地形及上述材料力學之助。其東端於景家坪被縉雲寺 N 60 E 逆掩斷層所截，其西端於大茶溝頂與汪家岩 N 30 E 逆掩斷層銜接，彼此間關係，因被竹叢森林所遮，尚未獲得究竟。在紹隆寺東與桐子山附近，南北向崖壁上，斷層露頭較好，按其側斜 (hade) 知由北向南逆掩。於此斷層附近，除有 N-S 橫斷層外，并有極發育之南北節理，此橫斷層東側向北作水平移動，并向下降落，錯距甚小。

(2) 馬家沱 E-W 逆掩斷層：此斷層東起二崖侏羅紀煤層之下，西行經夏溪口西南水堰附近之白堊紀石灰岩層，而出調查區域，按二崖場河岸之接觸情形，知由北向南逆掩，斷層面上之頁岩，因擠壓破碎，呈厚薄不均，且帶滑石感。由二崖至馬家沱為斷層帶，侏羅紀頂部之硬砂岩受壓擠作用，頗形零亂，此處斷層後非正東 E，約為 N 30 W，其側斜時大時小，水堰處之灰岩，亦破碎而成斷層破碎岩。石灰岩所夾之頁岩內，常含南北向方解石細脈，此示頁岩受壓擠發生南北節理後，由含鈣質之水所填充也，上述斷層受 N-S 橫斷層之分割，且每橫斷層東側均向北推動。

(3) 南北向重疊斷層：在北泉公園，酒精廠，與紹隆寺之三角形平緩地帶上，有數條南北重疊斷層。北泉公園至景家坪堰塘為其一，花房子溝至紹隆寺為其二，汽油廠至李子壩為其三，……

此類斷層之產生，乃南北向壓應力作用時，岩石沿已有之斷層及節理如 N 60 W，N 30 W，N 30 E，等而發生大致南北向斷層，故各處之斷距，則不一致，甚而僅有裂隙，而無斷距之可言，如紹隆寺西溝，該斷層一段為 N-S 斷層，具滑痕及斷層破碎岩，另二段，一為 N 30 W，一為 N 30 E，至寺院北石橋處，砂岩雖具裂隙，確無斷層痕跡。越橋向北，則南北斷層復現。於此整個三角地帶觀之，此等構造，彼此互相引用，呈棋盤狀。(Checker-board)。

(4) 地壚構造：北泉公園為縉雲山區內一低窪地區，其構成乃此處岩石，受各應力情況之作用，已具 N 25 W，N 30 E，N 60 W，N-S 等斷層或節理，後因 N-S 壓應力之促使，此被割分地塊，即向下降落而成地壚。N 60 W 斷層面上，有白色滑石狀磨擦面，上具將近直立之滑痕。再者現在之泉口（浴廬）為數十年前之煤峒，按此處煤



層與柑子園及白鳥亭下煤層相當，而其位置因斷層結果，上下相距約五十公尺，此地質規模雖小，但與溫泉成因有密切關係。

## 溫 泉

溫泉為本區名勝之一，現存泉口計有五六處之多，均位於溫塘峽嘉陵江西岸，居背斜層之軸部，按其所在位置，大概分置於二條 N 27 W 方向之直線上，(如公園平面圖所示)一沿大殿之前壁，一沿浴池至老碼頭行人道旁。

### I. 溫泉水之分析：

泉水由侏羅紀 J<sub>1</sub> 厚層砂岩破裂處流出，水溫約 37°C 左右，按公園內石灰華沉積及不適於肥皂洗滌情形推測，知其為硬水。茲將西部科學院李樂元先生化驗結果列下，以作參證。

#### A. 物理檢驗：

水溫	97°F
色度	無
混濁度	無
汽時嗅氣	淡泥嗅
熱時嗅氣	淡泥嗅
比重	1.0236

#### B. 化學檢驗：(以十萬分之一為計算)

全固形物	251
游離氨	0.007
蛋白質氮	/
硝酸	/
亞硝酸	/
耗養量	0.236
氯(Cl)	1.110
硬度(以CaCO <sub>3</sub> 計)	184
二氧化矽(SiO <sub>2</sub> )	1.734
氧化鈣(CaO)	81.530

氧化鎂(MgO)	16.290
氧化鐵(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0.082
氧化鋁(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0.228
氧化硫(SO <sub>3</sub> )	12.410
鉀與鈉(KCl, NaCl)	1.900
銅, 鋅, 鉛等	/

由上表分析結果,以鈣與鎂之化合物最多,硫與矽之化合物則為量甚微,按一般與火山有關之溫泉言,其含硫與矽之化合物則較多,并呈極美麗沉積,而本溫泉僅呈石灰華沉積,可示與火山無大關係,再就附近一般地質現象推測臆想,亦無火山活動之可能,故溫泉之來源,需作詳細觀察。

## II. 溫泉於此區發生之條件:

1. 蓄水層位置: 本區所露地層,僅有白堊,侏羅二紀,前者總厚因頂部缺如,尚不能給以確實數字。後者厚度,由公園前嘉陵江河面厚層砂岩起,至二崖背後寨子上白堊紀底部止,約二百五十公尺。然由附近各區侏羅紀厚度觀之,由此處江面向下數十公尺即遇厚達一千八百公尺之嘉陵江石灰岩,再下即為亦千餘公尺之飛仙關頁岩。此二岩石,一為透水層,一為不透水層,按現在泉水溫度與所攜礦物質言,地下水可能集中於嘉陵江灰岩底部。

2. 泉水熱力之來源: 凡與火山活動有關之溫泉,其溫度當索諸於噴出岩漿或上昇熱氣,此溫泉既與岩漿活動無關,其熱力來源為何?不得不加思慮,據探礦鑽井紀錄,自地面向下每三十公尺,則溫度升高 1°C,現由江面侏羅紀底部砂岩起至飛仙關頁岩頂部止,其深度約 1800 公尺,則知地下水在不透水層頂之嘉陵江灰岩內,其溫度約 60°C。當水由深處上升,溫度漸失,再滲地面向下滲透冷水,故至泉口時,溫度遠不如地下之高,然仍能保持相當之溫度者,當有其他原因在焉。

3. 溫泉水之迸出: 凡水由深處,流出地面,須具有相當上升壓力及可循之路程,方能保持相當溫度,否則即流出地面,亦無熱度之可言,何況溫泉旁,尚有大量嘉陵江滲透水。再者地下水在水位(Water table)以上者,可自由流動,常沿不透水層面及斷層裂縫流出,但在水位以下者,因屬飽和區,則處靜止狀態,若地下水由此飽和區向上迸出,需有極強外力,破壞其平衡狀況,按水位與海平面(Sea level)相當,此地海拔,約一百八十公尺,即由地面向下約二百公尺,當遇飽和區,故知此溫泉水之迸出,

確受外力之影響。

飛仙關頁岩與嘉陵江石灰岩，因受 N45W 壓應力之所致，發生褶皺，使普遍蓄水層內之水，分集於背斜層之頂(Crest)或向斜層之底(Trough)，此集中之水，仍保留於地下深處，此背斜層向東北斜倚(Pitch)，復使集中之水再匯集於傾斜端，按露出地面岩層觀之，公園附近恰當背斜層之軸部，其軸於此，亦逐漸傾沒，故為地下水最適宜之集中帶。嗣後復經 N60W, N30W 壓應力作用，使背斜層東南翼直立，並發生逆掩斷層，此項壓應力均可增進地下水之上升，但無適宜途徑可循，迨 N-S 壓應力發生時，則構成南北重疊斷層，致公園附近岩塊下落，造成地塹，地下水隨沿重疊斷層中 N 25 W 之加寬斷層迸出，同時岩塊之下落，地下水即獲有極大之上升壓力，而促成今日之溫泉。

### III. 溫泉初期形態：

溫泉附近平坦草場，早經闢為公園，泉水由人工鑿槽導引，皆循一定途徑，下注嘉陵江，現時泉水導源處僅五六泉口而已，並分兩區，一在公園東南端，一在公園大殿近旁，每處泉口之排列，約在一直線上，泉口之出水量，以東南區者為大，故建屋修池，備作沐浴游泳之用。

泉水沉積物，約佔公園面積之半，平鋪地面者呈灰乳白色，疏鬆多孔之石灰華，且成層狀，於砂岩較寬裂縫岩壁上，則為白色與淡棕黃色相間之堅硬石鐘乳，此鐘乳石構成之洞穴，因形狀奇特，公園加以人工修理名曰乳花洞。就此大量之沉積言，知溫泉初期水源頗大，再就其成層現象言，知溫泉水初期似由裂縫湧出，廣汎下流，再依現時泉口排列言，可能為昔時之裂縫，被泉水所攜物質，填積擁塞，分割為現今之大小泉口。

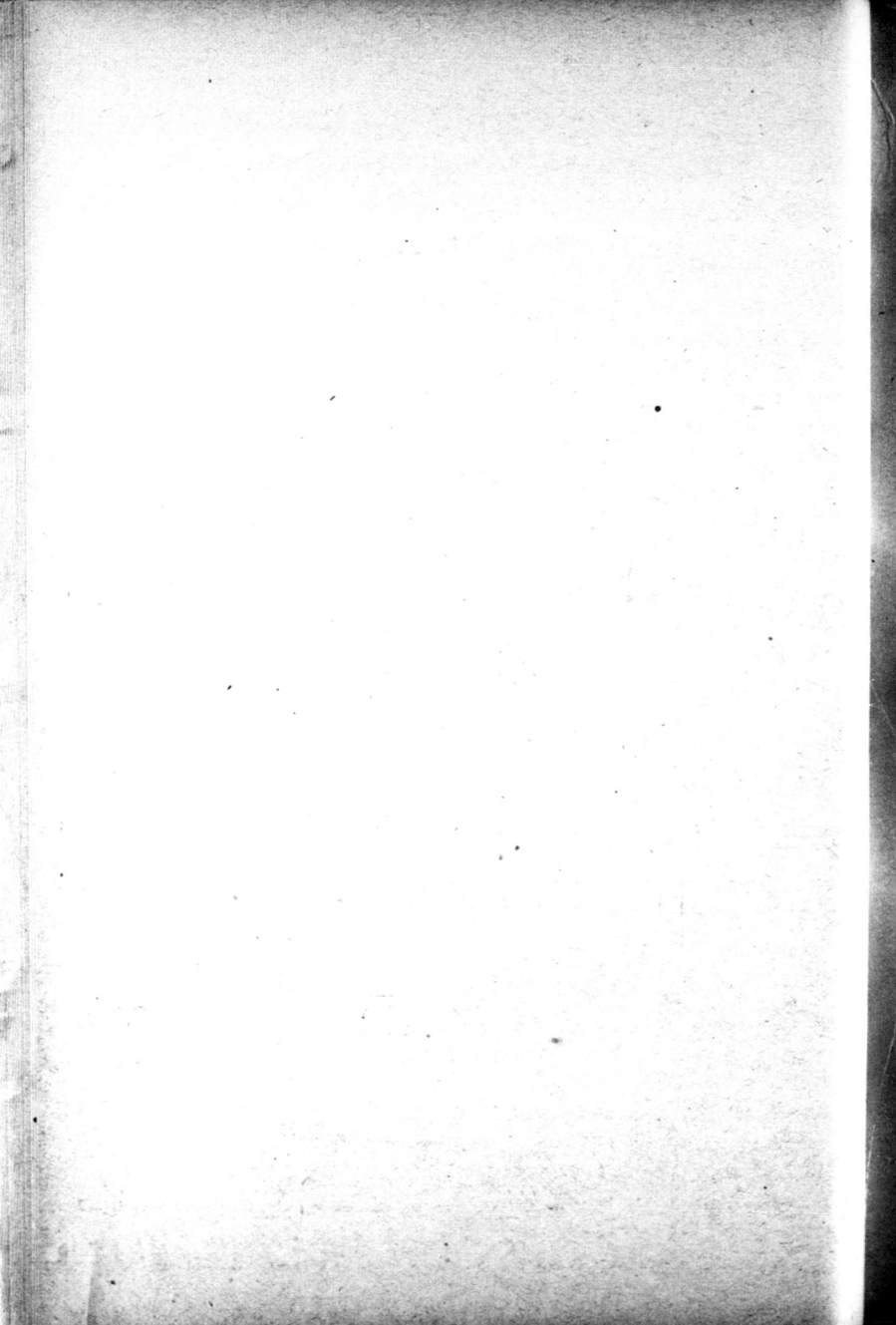
### IV. 溫泉生成時代：

覆於砂岩平地上之石灰華沉積，高出現河面三四十公尺，在此台地上，雖無礫石遺跡，但按其高度言，則相當松林坡礫岩層，其時代屬雅安期。

石灰華為化學作用之沉積物，其生成時氣候必須乾燥，生成後因易溶於水，須保持在水面以上。即此，知石灰華開始沉積之際，嘉陵江水面，已在此台地之下，否則此大體之石灰華沉積，焉能保存於今日。於此沉積底部層面上，曾尋得許多植物遺跡，並有甚完整之樹葉印痕，葉脈極清晰，頗類現代植物，故其年代則較新，再就其所在位

置推論，其時代晚於雅安期。

乳花洞乃南北向不規則之大裂縫，顯係由南北重疊斷層結果，（如公園平面圖）。洞內具不同方向之裂縫，計 N80W, N60W, N30W. 與 N - S, 依裂縫壁上所附之石鐘乳觀之，則知溫泉水迸出以後，南北壓應力之作用尙未停止，故南北運動尙居雅安期之後，亦即溫泉生成在雅安期之後也。



# 岩層推劈理之初步觀察

(附二十一插圖)

陳 愷

## 目 錄

I. 導言	37
1. 釋名	38
2. 載籍中可曉之推劈理	39
3. 推劈理滑劈理及剪力節理三種小構造之區別	39
II. 實例	40
4. 雲南東川銅礦區之推劈理	41
5. 四川隆昌石燕橋煤田之推劈理	43
6. 浙江壽昌蘭谿義烏之推劈理	45
7. 南京北極閣南坡之推劈理	49
8. 各實例中之重要事實	49
III. 成因	51
9. 劈理成因說之檢討	52
10. 劈理方位之變動	56
11. 破裂前及破裂時之應變與破裂後破裂面之變動	68
12. 單組剪力破裂之產生	64
13. 產生劈理之環境	68
IV. 結語	71
14. 劈理成因摘要	71
15. 推劈理之可能應用	74

## I. 導 言

民國三十三年夏作者在雲南東川調查銅礦之時，偶因與會，曾事摩挲岩層小裂縫。辨別節理之餘，又摸及劈理(Cleavage)。劈理之見於記載者固可由圖解例解與夫說明之參證，加以辨認。惟另有一種劈理與普通所知者略有不同，此即本文所要討論之推劈理是也。當時先在落雪礦區觀察推劈理與某種斷層及礦脈系統之關係，略知其發育地位之有一定，繼在湯丹礦區就推劈理生成方位，以反求某種斷層之走向傾斜及礦脈之系統，每得預期之結果。事後研求推劈理生成之理，頗有所得；惟未經多方印證，諸多不敢自信。翌年於四川隆昌石燕橋調查煤田地質時，又見及推劈理，並由推劈理之指引而發見衝斷層。三十五年秋復員來京，在本所門前之北極閣山麓，復於礫岩層中見有清清楚楚之推劈理。冬間往浙江西部重勘建德系，又復沿路每見有推劈理。由是乃確信推劈理為岩層劈理之一種，而非一隅偶然產生之小構造，其發育當



另具因素：數月以來，爰再事研求解釋之方。今推考所及似有暫作一結束之必要，因草此文。

### 1. 釋名

Cleavage 一字在礦物學上用以表示晶體之劈開面時，譯為劈面；用以表示劈面與礦物切面之交切線時，譯為劈痕；用以形容礦物具有劈面之特性時，譯為劈開性。表劈開性時英文須用單數，表示劈面及劈痕時雖多慣用單數，但亦有用多數者。此字之引伸到岩層構造上，亦多慣用單數。普通地質構造書上為 Cleavage 下定義時，每仿礦物學上之界說而慣用 Capacity, Property, Tendency 等抽象字眼，例如言：“Cleavage may be defined as the capacity present in some rocks to break in certain direction more easily than in others”(1)。由是可知 Rock Cleavage 一詞仍富有抽象意義。因仿 Joints 與 Bedding 二詞譯為節理與層理之意，譯 Rock Cleavage 或 Rock Cleavages 為劈理，兼表抽象與具體二義。

近年論岩層劈理者，仍多依 Leith 氏之分類法(2)。氏分岩層劈理為二大類，一稱原生劈理 (Original Cleavage)，與岩層同生成，如沉積岩之層理及火成岩之層片理等。一稱次生劈理 (Secondary Cleavage)，即通常所稱之岩層劈理，其生成在岩層結成之後。次生劈理又分為二種；一為流劈理 (Flow Cleavage)，或稱真劈理 (True Cleavage)；一為破劈理 (Fracture Cleavage)，或稱假劈理 (False Cleavage)。此種分法，乃取義於 Van Hise 之分地殼為流動帶 (Zone of Flow) 及破裂帶 (Zone of Fracture)，意即謂在流動帶中發生之劈理為流劈理，在破裂帶中發生者為破劈理。今依此意推演，破裂帶中岩層之破裂現象大約可以分為二種：第一種現象是岩層之破裂乃由大褶皺或大斷裂來表現。有大褶皺或大斷裂之發生，岩層間即有較大之滑動；有較大滑動之發生，岩層之解除壓力即應比較迅速。有此種現象發生處可稱為滑動地域 (Region of slip)。第二種現象是岩層之破裂不由大褶皺或大斷裂來表現。某地域之岩層雖受推壓而難有一部分先行脫滑開，或彎腰曲背作大屈服，而移動方位，讓出空隙，以利解除壓力。岩層受力既不是由發生大滑動以解除，則其受推壓當比較長久，結果必發生小破裂。有此種現象發生處可稱為推壓地域 (Region of little slip, but under great pressure)。(此二種地域之分，暫難劃定界限。若照流動帶與破裂帶之垂直分法，則滑動地域在上，推壓地域在下。若就平面分法，兩地域方位可無一定。即同一地方在某一地質時代雖為滑動地域，在另一時代可能又為推壓地域)。破裂帶既可分為滑動地域與推壓地域，破劈理應亦可分為滑劈理與推劈理；此即言滑劈理多生

於滑動地域，而推劈理則多生於推壓地域。滑劈理英文名稱可定為 Slip Cleavage，或仍稱 Fracture Cleavage，本文暫不討論。推劈理則稱為 Pressure Cleavage，蓋謂岩層在 Pressure 作用下不生大褶皺或大斷裂而生此種劈理也。Pressure Cleavage 一詞乃李四光先生在四年前所創稱(3)，李先生謂 Fracture Cleavage 有應稱為 Pressure Cleavage 者。主旨與本文符合，因採用此英名。

## 2. 載籍中可疑之推劈理

前文已言推劈理為破劈理之一種，是推劈理此種小構造決非作者所首見，前人當早已見及。前人對此種小構造命名縱不必相同，而記述應大致相似。故曾於能見及之時刊舊籍中力搜有關劈理之記載，以期能得引述之便而免新撰之弊。今雖未得現成之記述，可恰切移用於推劈理，而彷彿可與推劈理比較之名稱不同劈理，則有數種，摘錄於此，或亦可當參考而藉以推知推劈理之大概性質也。

按 Leith 氏破劈理一名之創立原包括七種不同名稱之劈理，即 Close-joints cleavage (Sorby), ausweichungs cleavage (Heim), Fissility 之一部 (Van Hise), 及 Fales cleavage, strain slip cleavage, slip cleavage, fault-slip cleavage (均不詳原創名人)。此七種名稱不同之劈理，照 Leith 氏之見解應同屬一種，即是破劈理。惟細看 Leith 氏之所撮述，及參證氏文中之附圖，其中 False cleavage, fault-slip cleavage 及 ausweichungs cleavage 三種，與本文所欲討論之推劈理相近似。惜 Leith 氏對此三種劈理僅有撮述，而未詳論，我人未能就其撮述而推明此三者之真實性質，因未可作確切之比較。

近年 Mead (4) 氏於流劈理及破劈理二種劈理之外，又創稱一種 Shear cleavage，而謂其發育地帶為剪力帶 (Shear zone)，介乎流動帶與破裂帶之間，其性質又介乎流劈理與破劈理之間。此種劈理之發育地帶與推劈理之發育地域相當，或即屬本文所欲討論之推劈理。惟氏文中無附實例，抽象描述，真義不易讀悉。雖其對 Shear cleavage 之解釋，大部可借用到推劈理上，亦未可遽斷 Shear cleavage 即為推劈理。

## 3. 推劈理滑劈理及剪力節理三種小構造之區別

劈理節理皆為岩層之小裂縫，彼此狀貌之區別甚微。凡言此類小構造之分別者，每喜利用各小構造生成位置與大構造(如褶皺斷層)之關係，以判別小構造之為節理或劈理。此種方法固然合理，但我人要認識小構造，是存有一目的，要由小構造以推知大構造，正當辦法應該先分辨各種小構造；即由各種小裂縫之狀貌，以判斷其為節理或劈理，節理又是何種節理，劈理又是何種劈理。要就此法以辨別各種小構造，當

先擇岩層之新鮮露頭，惟有新鮮岩層中之小裂縫，其原來狀貌可以保持，可以不變相。蓋各種小構造本來差異甚微，若岩層風化略深，則小裂縫之本來窄小者或因風化而加寬大，小裂縫之本來光滑者，或因風化而變粗糙。故在不新鮮岩層上鑑別小構造，或因狀貌之略有變相，每易發生主觀之錯誤。

就見於新鮮岩層之小裂縫而論，張力節理 (Tension-joints) 因裂縫寬大，縫壁粗糙，比較易於認識。流劈理因有雲母及其他片狀礦物之共生，亦易於識別。此爲人所共知，無須細論。剪力節理 (Shear joints) 或稱壓力節理 (Compression joints)，或稱斜節理 (Diagonal joints)，與破劈理之分別較爲困難。但如岩層比較新鮮，風化不深，則剪力節理是縫壁光滑之裂縫，岩層裂處是真正裂開，不裂處看不見小縫，且剪力節理之生雖有互相平行而成組者惟成羣密生者較少，即雖成羣密生，其排列比例亦稀疎不定。破劈理雖亦爲縫壁光滑之裂縫，但裂縫分明可見，而不是真正裂開，即岩層雖似裂開而實尚粘結，用力敲打，方能使之裂開，與剪力節理之天然裂開，大有差別。故就此特性以鑑別破劈理與剪力節理，較爲準確。又破劈理之生，處處大略相同，皆集羣共生，平行成組，排(列)比(例)稠密，(即二劈理間之距離甚小)，乃剪力節理之所不及，是亦可爲鑑別之助。

至若破劈理一類小裂縫之再細爲分別，今日所知尚屬有限，作者僅勉能分辨二種，即推劈理及滑劈理。此二種劈理本性上之差別，雖尚未真正認識，不能照分辨剪力節理與破劈理之法，加以鑑別，惟在三種情形下，滑劈理與推劈理確有明顯之分別。(一)在軟硬相間之岩層中，推劈理在硬岩層 (Competent beds) 及軟岩層 (Incompetent beds) 中一樣發育，即在其發育地帶，其排比之稀密大致處處一樣，不因岩層之軟硬而有變異。滑劈理則不然，往往在軟岩層中甚發育，在隣比之硬岩層中每顯然另發育爲剪力節理。(此種剪力節理之傾斜走向及排比之稀密固有異乎滑劈理，即其狀貌亦與滑劈理不同，可由上述之法加以區別)。(二)在硬岩層中，推劈理之發育不因層而異，層層相同。滑劈理之發育每因層而異。若岩層之軟硬相差稍大，則又同於(一)種情形。(三)在斷層之附近，推劈理與某種斷層斷面平行，滑劈理與斷面成一角度。至若在露頭寬廣之軟岩層中，如在頁岩板岩中，則此二種劈理尚不能辨別，惟有暫統稱爲破劈理而已。

## II. 實 例

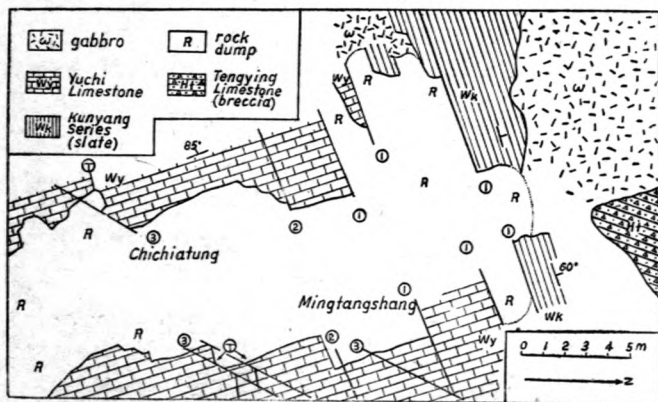
作者自開始認識推劈理，迄今雖有三年，調查地質共有四處，下述實例僅有四

處。實例之記述，順筆所及，多限於與推劈理有關係之構造，其他地質情形概從略。南京北極閣之實例，口擬詳細觀察，亦暫述其大略。

4. 雲南東川銅礦區之推劈理(5A)

第一次認識推劈理是在雲南湯丹落雪二銅廠。此二處推劈理均伴生於某種斷層之附近，愈近斷層愈為發育，走向及傾向與斷層面一致，而與岩層（大部為震旦紀灰岩）之走向傾向不同，相差角度亦無一定，故可推知其生成與斷層有關係，與褶皺無干涉。

落雪村附近之推劈理與一北  $65^\circ$  東斷層平行，斷層面向北傾斜，傾角約  $60-80$  度，推劈理亦然。此斷層之平面斷移約 400 公尺，即北邊向西移。但斷面不只一個，在大斷面附近推劈理緊接密排，灰岩上顯出之劈痕格外清晰，觸目可認。離大斷層面漸遠，推劈理漸稀疏，但在大斷層面之兩方二百公尺附近猶能見到。第一插圖即為此斷層之一部，大斷層面所在處為千枚岩，走向及傾斜與斷層一致。斷面之北為輝長岩。斷面之南為銅礦之大明礮，即圖中空白處。明礮西壁為石灰岩，走向為北  $20$  度西（與



第一圖 落雪附近推劈理斷層之一部，詳見正文。

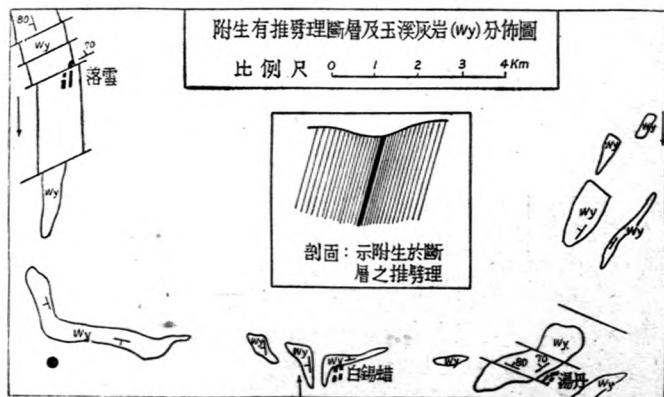
斷層走向約成直角)，傾斜向西，傾角八十餘度，明礮兩壁尚見到二條小斷層，與大斷層平行。在此部分推劈理頗發育，灰岩縱堅硬，劈痕櫛篳密生，其較大者，間或含有極薄之銅鑛脈。此處灰岩之小裂縫甚多，另有名目，自不細述。惟推劈理較有規則，劈面

延展較廣，易於認識，自可與其他小構造分別。

在落雪礦廠尙見有與上述斷層性質相同而又互相平行之斷層三條。雖斷移不大，亦是斷層之北邊向西錯移。而其附近均有平行推劈理，且推劈理之疏密遞變，亦與上述者相同。

湯丹廠亦有數條斷層附生有推劈理，斷層之斷移甚少，幾難察出，斷線長者亦不過五百公尺可跡尋，過此即難見有錯斷痕跡。斷層走向爲北 70 度西，(斷層北邊略向東錯移)，其所在處之含銅 灰岩走向爲北 70 度東，相差 40 度。傾斜略向北，傾角多近直立。各條斷層之兩旁均有平行推劈理，劈痕之延長，與排列之密度，大致在斷層附近較大。

落雪湯丹之地之此類斷層不易分入何類，正斷層決非其倫。就其他證據察之，似半類衝斷層(Thrust)半類剪斷層(Tear fault)。又就落雪馬尾絲礦(Horse tail ore)之小褶皺，及直立灰岩(走向約爲南北)平切面(與層面垂直)上之 X-joints 察之，分明該地岩層褶皺成功之後(褶軸爲南北向)，尙受過一次南北向壓力之擠壓。湯丹直立灰岩平切面上亦有 X-joints 發育，亦表示灰岩褶皺之後，尙受過一次南北向壓力。恰巧在湯丹之西南，在落雪之東南，即約在白錫蜡地方，爲構造最亂地區，可視爲抵抗由北南來壓力之最強地區。若三地合攏以觀，壓力分佈約如第二圖。圖之左上角爲落雪，



第二圖 落雪湯丹銅礦區附生有推劈理之斷層。圖上所示者僅見於玉溪灰岩(實且細)部份，其兩端之延伸未示出。又此種斷層受新斷層之影響情形亦從略，詳見(5A)之原圖。

右下角爲湯丹，下邊中央爲白錫蜡。如果此種斷層因爲生成在銅礦凝積之前（因沿此種斷層均生有重要礦脈），而在灰岩褶皺之後之事實，足證明其爲同時發生之構造，則我人憑此壓力分佈之情形，不難推測此種斷層之成因。即此三地區原均受南北向壓力之作用，獨在南部中央（白錫蜡）有較大之北向抗力，相形之下，極可能變成二組剪力，如圖中矢頭所示。即就落雪言，西邊南向壓力較大，東邊北向壓力較大，形成一對剪力。就湯丹言，西邊北向壓力較大，東邊南向壓力較大，亦形成一對剪力。由此二對剪力之作用，遂造成二地之此類斷層。照此分析，此類斷層應歸入衝斷層一類。但分明不是逆掩錯移而是順斷層走向錯移；雖傾斜不是垂直，亦極似剪斷層。且如上所分析之二對剪力，在正常情形下，起作用之後，往往結果是不會生大破裂，而起褶皺，褶軸約與此類斷層平行。今不見褶皺；而代以此類難爲分類之斷層，又附生有平行推劈理，是爲不可忽視之一事實。

落雪湯丹斷層甚多，而附生劈理多屬滑劈理，推劈理極罕見到。惟尙有一種衝斷層亦附生有平行推劈理。此種衝斷層多與層面平行，在多經擠壓之岩層中，此種推劈理或難與層面分別，以之作爲實例，自非上選。我人可看另一實例，推劈理與衝斷層共生而與層面不平行者。

#### 5. 四川隆昌石燕橋煤田之推劈理(5B)

另一實例見於四川隆昌縣石燕橋煤田。此煤田在一東北西南向背斜之西北翼，岩層爲香溪煤系及其上之自流井層。此二岩系在煤田本部均傾斜平緩，傾角約自十度至二十度，大體板板整整，難有顯著之起伏。惟爲一種東西向斷層所切處，則有局部之變動（第三圖）。

例如在義大煤礦公司之南，一東西向衝斷層（局部岩層及小断面走向多爲北70—80度西）使板板整整之岩層起局部之變動。變動帶（即斷層帶）寬約二百公尺，詳情如次。自北而南述起，在義大公司南之河流大轉灣處，呈露清晰之砂岩本是向西北平緩傾斜，忽改而傾向於南方，傾角漸漸漸大，數十公尺之遠即呈直立，而形成一東西向小背斜。背斜軸部岩層近直立，層面擦痕頗多。此背斜造成一東西向小山，山之南爲水田，無岩層之出露，水田之南爲石燕河河道，已出斷層帶之外。故此處僅能見斷層帶之北半部。若順斷層而東約二三百公尺，則可見在斷層帶之北部岩層呈現東西向小背斜，南半部呈現小向斜。若自原處（東西向小山處）改向西方踏勘，則在五六百公尺遠處，斷層北部爲水田，南半部爲一小山，山頂有自流井層所成東西向小向斜。出此範圍，斷層之情形，此處無須細述。今總結一語，在此斷層帶內岩層走向約爲東西向，斷





與斷層一致。劈痕延展甚長，露出見及者多在五公尺以上。推劈理之間隔距離不固定，大體多在一公尺以上。此段河灘南北長約百公尺，最南端距斷層帶北界線約百公尺（第三圖），由此足見在斷層帶外二百公尺遠處猶有平行推劈理之發育。至近斷層處之推劈理多無清晰之露頭，浮土太厚，岩石不外露，觀察不清。

在石燕橋煤田，東西向斷層尚見有數條，其中較大一條見於石燕公司之南，即在上述斷層之南約一公里處，斷層帶較窄，斷移不大，然斷層掠切處，亦使岩層局部大變走向，斷層帶外亦有平行推劈理之可見。

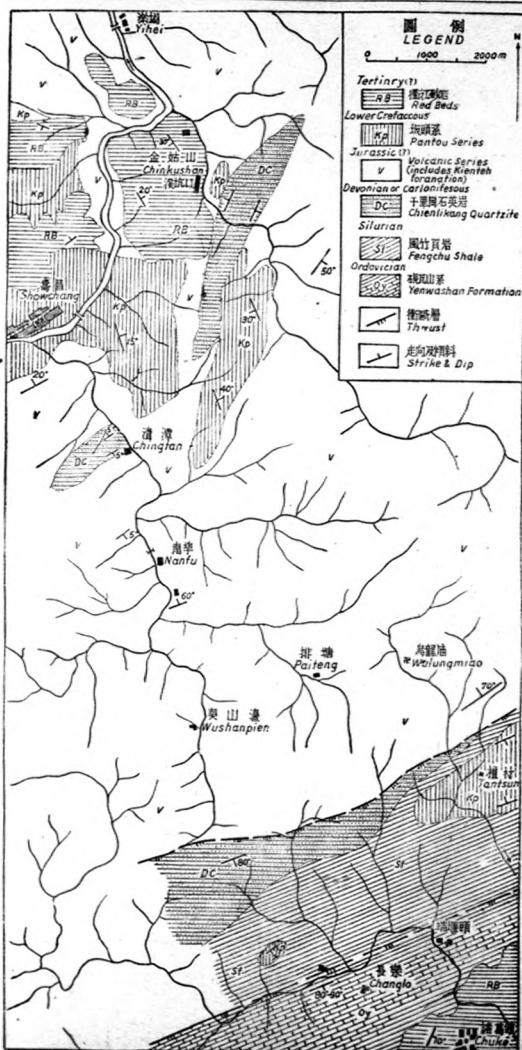
石燕橋煤田，東西向衝斷層分明生於東北西南向褶皺成功之後，且斷層帶內有同方向之小褶皺，及衝斷面上有擦痕，又顯然為南北向壓力所造成。故此衝斷層與褶皺軸有相同意義，在此即表示一種東西向構造線。推劈理之附生於此，當非偶然也。

按之常見事實，衝斷層伴隨逼窄褶皺而生，不論規模大小，二者均能自然展擺，不形羈促。今此處之東西向小背斜，中部緊壓，層面垂直，數武之外，以斷層之故，岩層走向略不受此褶皺之影響。而衝斷層又非痛快成一大破裂，破裂數目多，錯移數量少，斷層帶之外，又是發育為推劈理。此處推劈理發育地帶，衝之一般事實，應構成上述東西向褶皺之一部，或衝斷之一部。

#### 6. 浙江壽昌蘭谿義烏之推劈理

第三實例作者與郭鴻俊君同見於浙江壽昌蘭谿義烏等縣。自蘭谿縣諸葛鎮至壽昌一段地帶之地質構造，從前劉季辰趙亞曾二先生已有記述(5c)，今再依第四圖述其大略如次：諸葛鎮附近為衢江砂岩，即我國南方各省所通稱之紅色層，走向北二十度東，向東南傾斜，傾角約自十度至二十度，不整合於奧陶紀硯瓦山系之上。硯瓦山系此處為石灰岩板岩及千枚狀頁岩，走向北六十至七十度東，相當固定，少見變更。本層大體造成一倒轉式背斜，向西傾倒之勢多處可見。背斜中部岩層近直立，兩翼均向東南傾斜，傾角在東翼約六七十度，在西翼較陡，而反壓於志留紀風竹頁岩之上。風竹頁岩在此處亦呈千枚狀，走向亦相當固定，即為北六十至七十度東，傾斜向東南，傾角自五十度至九十度。（志留紀頁岩露頭範圍內，有白堊紀坂頭系之零星沉積，斷續保存，坂頭系自構成小向斜，走向為東北至西南）。志留紀頁岩之上為千里崗石英岩，即相當於梧桐石英岩。石英岩走向與上述二岩層相同。其露頭在西南方較廣，東北向即漸薄，有時僅有百公尺寬。石英岩與火山岩系接觸處每有衝斷層痕跡可見，有時石英岩反壓於火山岩系之上，在西南部衝斷層更是明顯易見。故石英岩之上無二疊紀岩層之露頭，即火山岩系下部之所謂建德系（大部為紫色頁岩及細砂岩夾有紅色流紋





第四圖 壽昌至龍基鎮地質圖，示金姑山向斜與老福祿之關係。

岩層)在此處所見亦特別薄。火山岩系走向亦爲北六十至七十度東,此處造成一不對稱向斜,斜槽寬達六公里,東南翼傾斜約七八十度,西北翼僅有四五十度。此向斜之西北爲一小背斜,起自清潭向東北延展至五六十里遠處(出圖外)餘勢未稍煞。小背斜軸部爲千里崗石英岩,露出最寬處僅有四五百公尺。此石英岩背斜之轟起,在溪坑口附近所見頗形兀突,附生衝斷層走向爲北二十度東,傾斜近直立。兩翼與火山岩系之接觸,更處處有斷層痕跡。此小背斜之西北即爲小盆地(附圖僅繪其東北一小部)。大體而言,盆地周圍爲火山岩系,內圍則有坂頭系之時露時隱,中央小山則爲衢江砂岩及冰磧層。盆地方向亦爲東北至西南,坂頭系及衢江砂岩走向大體亦爲東北至西南。以上爲正常之構造。此種正常構造在壽昌之北至建德縣一帶亦復如是,即火山岩系以下至奧陶紀各岩層之走向傾斜,處處大略相同,不見有大變異。

今述通常所稱局部變化之構造。在盆地東北端,本應見坂頭系以上岩層之環轉走向,今未見此,而反見一清清楚楚之小向斜,即金姑山向斜,走向爲北三十度至四十度西,兩翼傾角約二三十度。向斜由金姑山向西北延展至火山岩系範圍內看不出是向斜,但火山岩系是平鋪,傾斜甚微,傾向不易判斷。向斜由金姑山向東南延展即遇到上述之千里崗石英岩小背斜,此小背斜軸向爲北北東,不受西北向之向斜所影響。但石英岩中西北向之推劈理甚爲發育,極似層理。向斜再東南向爲坂頭系,亦呈向斜之形。更東南向即入火山岩系,看不出向斜之構造,但火山岩系中之軟岩層如紫色頁岩則局部多呈西北走向,硬岩層如流紋岩則生有西北向之推劈理。此處之此種小構造僅觀察一小部,再東南約有五公里距離地方爲高山,未加勘查。五公里之東南,即約在烏龍廟附近向斜延長線所過處,又見流紋岩中有西北向推劈理之發育,流紋岩所夾之紫色頁岩局部走向呈變亂,曾見有數十公尺寬地帶之頁岩走向呈西北向者。仍沿東南向即遇及千里崗石英岩,石英岩亦如流紋岩不變走向,而生有西北向之推劈理。石英岩之東南爲志留紀千枚狀頁岩及白堊紀坂頭系,爲浮土覆蓋,無清晰露頭。穿過坂頭系小盆地復爲志留紀千枚狀頁岩,在露頭清晰之小山中,此老頁岩在一二百公尺寬地帶走向呈北三十度西,與兩旁之北七十度東之正常走向成直角關係,此二種走向變遷過渡帶約有數十公尺寬,頁岩走向及傾斜均甚紊亂。過此再東南已出觀察範圍外。然自金姑山至此,平距已達十四公里。今總結一語,金姑山西北向向斜所過處,坂頭系及其上之衢江砂岩均呈向斜構造,坂頭系以下岩層受影響之情形有二:(一)硬岩層如流紋岩石英岩不變走向,仍爲東北至西南老走向,但另有西北向(與向斜同方向)推劈理之發育。(二)軟岩層如頁岩千枚狀頁岩則局部呈西北走向,與金姑

山向斜線外之老走向約成直角之勢。

金姑山向斜之西南一邊爲岩層平鋪(Flat-lying)地帶，約與向斜平行。在金姑山西邊白艾溪河道中，已見火山岩系呈平鋪之狀，順此南向，在壽昌城正南隔河之坂頭系傾斜亦特別平緩，(在城東南隔河之坂頭系向東北傾斜，傾角已較大，可視爲金姑山向斜西南翼之外緣)。自此再東南向經清潭至南埠，所見火山岩系及千里崗石英岩均呈平鋪。南埠再東南，岩層不呈平鋪，但在流紋岩中見有西北向小裂縫，成羣共生之狀頗類破劈理，以岩層風化已深，不能判定爲新發育之推劈理，抑或爲老褶皺(東北至西南褶皺)附生之小構造。順此再東南向，約在排塘吳山邊中間，則火山岩系又有呈西北向之局部走向者。

述至此向有二語須補充，一爲西北走向之推劈理多向西南傾斜，傾角在五十度以上，有時則呈直立。二爲在金姑山向斜之北二三十里一帶未見走向相同之構造。

就上述事實察之，此一帶顯著褶皺爲東北至西南向。坂頭系之前主要構造已形成，坂頭系之後似有復發運動，因坂頭系盆地亦呈東北至西南向，但傾斜甚微；故衢江砂岩積成之後，金姑山向斜造成之時，坂頭系在受此向斜影響地方亦呈向斜構造。金姑山向斜顯然爲一小地方構造，此就一般而論，原不足道，無須詳論。但因其爲較新發生之褶皺，與老褶皺可判然分別，延伸地帶若爲軟岩層，則軟岩層局部順向斜走向以變動走向，變動之走向與老走向成一大角度之關係；若爲硬岩層，則硬岩層雖不因之而變動走向，而另發育一種推劈理，與向斜同一走向。此則有重大意義也。

新岩層走向與鄰比老岩層走向不同，而老岩層中生有與新岩層走向同方向之推劈理，在浙江亦見到實例。義烏城東南約五里之雞鳴山爲火山岩系，有流紋岩及流紋狀凝灰岩，走向北四十五度東，向西北傾斜，傾角五十度。此火山岩之小山嶺，其兩旁及西南端(東北端未往踏勘)均爲衢江砂岩，砂岩走向爲北七十度東，向北傾斜，傾角約十度。此二岩系走向之不同，在其交接處甚明顯易見。在小山之東南坡，流紋岩中有東西向或北七十度東之推劈理，向南傾斜。此種推劈理雖因岩石之風化而不易識別，但其走向與附近衢江砂岩之走向相同，與流紋岩走向相差三四十度，其傾斜又非近直立，顯然與火山岩褶皺時所附生之剪力節理有別。

類此現象在佛堂(義烏西南三十里)西南十里之雙溪口大橋邊亦見到。其地爲衢江砂岩與火山岩系接觸地帶。砂岩走向仍約爲東西向，有局部小褶皺，軸向仍約爲東西向，小背斜及小向斜各翼傾斜均平緩，多在十度與二十度之間。火山岩系走向爲東北至西南，向西北傾斜，傾角四五十度。在厚層流紋岩中有東西向之推劈理，向北傾

斜。

在佛堂北二十餘里之銅山寺山脚，於火山岩系中亦見有推劈理。銅山寺小山有衢江砂岩，走向北七十度西，傾斜三十度向東北。山西邊之山溝及山溝西邊之苦蘆尖長嶺均為火山岩系，厚層流紋岩及凝灰岩，走向為西北至東南，傾斜五十度向東北。在厚層流紋岩中有東西向之推劈理（約與砂岩走向平行），傾斜向南，角度在六十度以上。

#### 7. 南京北極閣南坡之推劈理

南京北極閣盡人皆知，詳細地質亦早有記載(5D, 5E)，此處自無須多贅。構成北極閣小山之岩石大別之有砂質頁岩，細砂岩及礫岩，此三種岩石在全山均富有小裂縫。惟頁岩及細砂岩風化較深，小裂縫難憑其狀貌以判別其為節理或劈理，本文亦不多論。礫岩之見於南坡者，走向為西北西至東南東，傾斜向南，而分佈約成爲東西向之長條狀。礫岩性質堅硬，露頭相當新鮮，其中之小裂縫清晰乾淨，不爲泥土掩蓋，原來面貌可信多能保持。下文所論，即暫限於礫岩中之劈理。

礫岩中之推劈理，目今已能辨認者共有三組。最著目一組，走向為東北至西南，傾斜向東南。（走向及傾角之略有變化，下文論及劈理成因時再詳）。此組特別發育，凡山南有礫岩露頭地方，處處均能見到。其密排程度亦頗高，在礫岩之切面上，二劈縫距離大都僅達一公分；在大劈面之附近，小劈面之排比更密。另二組推劈理均伴隨斷層而生，在斷層之附近頗發育，離斷層數尺遠即不見。附生有推劈理之斷層當亦是二組，一是斷層走向約為北六十度西，傾斜向南，即與礫岩層之走向傾斜大致相同。二是斷層走向約為東西，傾角近直立。

與推劈理相近似之滑劈理及剪力節理在礫岩層中亦有所見，數量雖不多，但與推劈理同生在一岩層中，可作互相比較。岩石中小裂縫之細微分別，每須藉比較方易看出。故北極閣為研究小構造之一適宜地方。

北極閣推劈理及其他小構造仍在繼續觀察中，暫述其大略如上。另有多項材料，可據以推論劈理成因，俟下文論及成因時再補述，此處從略，以免重複。

#### 8. 各實例中之重要事實

上文列舉四處實例，西見於雲南四川，東見於南京浙江，足見推劈理之發生並不限於一地。生有推劈理之岩層，古有震旦紀灰岩，新有侏羅紀（或下白堊紀）流紋岩，不古不新有千里崗石英岩及侏羅紀砂岩及礫岩，此又足見推劈理之發生不限定於一種岩石或一時代之地層。但各岩層時代雖有新老之分，種類雖有火成水成之別，而

論岩石之性質則同屬一類，是即通常所稱硬岩層(Competent bed)是也。推劈理之生於硬岩層中，乃一重要事實，與普通所知破劈理(Fracture cleavage)常生於軟岩層之事實不同。

上文列舉四處實例，除北極閣一處因所觀察之範圍甚小(不及一方里)，尚不能確知外，其餘三處均顯然有二種方向不同之構造，即有先後發生之方向不同構造。構造發生之先後次序，難得有可靠證據，本來不易推知。但如壽昌金姑山向斜之僅為坂頭系及衢江砂岩所形成，較老岩層並不呈向斜狀，已可推知其發生較晚。而東北至西南向老褶皺在金姑山向斜地位，或在金姑山向斜之延伸帶上，並不呈馬鞍狀(Saddle form)，又足證金姑山向斜非屬老褶皺之局部變形。是金姑山向斜與東北至西南大褶皺之發生，顯然有先後之次序。又如隆昌石燕橋煤田之東西向小背斜及衝斷層，其發生顯然不與東北至西南大褶皺同時而在其後。不是同時之理由是：(一)東北至西南大褶皺極為平舒，形成之時，已附生有直交之波狀小起伏(隱約軸向為西北至東南，與大褶皺軸約成直交之勢)，決難同時再附生有此種斜交之小背斜及衝斷層。(二)即令東北至西南大褶皺形成之時，可以同時附生此種斜交之小背斜及衝斷層，而在此衝斷層之南，大背斜即漸向西南下傾(Pitching)，約至三里遠即略呈馬鞍形(參考第三圖)。大背斜之呈馬鞍形，即反映其形成之時，在衝斷層所在地位恰是應發生東西向張力節理地帶，不能生有此種顯由南北壓力所成之小背斜及衝斷層。東西向衝斷層及小背斜之生既不是與大褶皺同時，便應在其後，不能在其前。理由又是：東西向小背斜轟然而起，勢極兀突，狀極踉蹌，隣近並無約相平行之小褶皺。反之，若東西向小背斜及衝斷層之生成，在東北至西南大背斜之前，則在其生成之時，岩層仍然近於水平，理應同時附生有約相平行之相似小褶皺，此種相似小褶皺，又決不能由於大背斜之形成，而至全無跡象可尋。是隆昌石燕橋煤田之東西向小背斜及衝斷層之生成，顯然在東北至西南向大背斜形成之後。至如落雪東北至西南向之附生有推劈理斷層，其生成亦在南北向褶皺之後。此於舉述實例時已略有討論，茲不多贅。今所要言者，此三實例之推劈理，均附隨新構造而生，與老構造並無關係可言。此亦為一重要事實。

另有一事實，亦須在此複述，此即推劈理之走向，與同時同地之褶皺軸向平行，亦與同時同地之衝斷層走向平行。褶皺軸向及衝斷層走向，自昔即公認為垂直於壓力之方向，故推劈理走向當亦可視為垂直於壓力之方向。

推劈理之僅見於有二種方向不同構造地帶，其生成與較新一次構造之關係極為密切，又在硬岩層中特別發育，其走向又平行於同時同地之衝斷層走向或褶皺軸向，

固可知為三種不可忽視之事實。今再透過此三種事實，以看另一更重要之事實。此事實為何？即推劈理之發生，環境比較特殊。所謂特殊環境者，即異於通常環境之謂也。通常環境即指平鋪岩層受推壓而發生大褶皺或大破裂以解除壓力。今所謂特殊環境者，指受推壓岩層，先前已經褶皺一次，層面已非水平而呈傾斜，若壓力方向與傾斜方向平行，即與先生成之褶皺軸直交，則易使岩層褶皺加甚，是即所謂復發褶皺。若壓力與褶軸平行或斜交，則不易或不能使岩層於老褶皺之上再生斜交或直交之褶皺，（壽昌金姑山向斜與老褶皺約成直交之勢，當然因為在向斜生成之前坂頭系及衢江砂岩二岩層層面向不大呈傾斜之故）。不易或不能生斜交或直交之褶皺，壓力之解除即不能靠岩層褶皺之一法，勢必另發生大斷裂。惟通常岩層推壓而發生之大斷裂，多為約與褶皺平行之衝斷層或逆掩斷層，斷層面之發生每導源於岩層之層面。在本文所稱特殊環境之下，壓力與層面傾斜方向成直交或斜交，理勢逼使生成之衝斷層（如隆昌石燕橋煤田實例）或半似衝斷層半似剪斷層之落雪湯丹礦區斷層，走向不與老褶皺平行。其發生也，斷面並非導源於岩層之層面，另在已呈傾斜岩層之斜交或直交方位上生出斷面。其生成也，照常理而論，當然比較困難，生成之前，岩層受推壓或比較長久或比較強烈。生成之後，斷面間之阻力當較大（照常理推測，應較沿層面而生之斷面上阻力為大），亦不輕易有長遠之斷移，壓力又不能盡靠斷層之發生而解除。大斷裂面不易形成，形成之後又不易有大斷移，此即說明岩層受壓力不易痛快解除，受推壓時期當然比較長久，在長久推壓情況下發生小破裂（推劈理）是必然之結果，是解除壓力之必然方法。故所謂特殊環境，真義即是岩層受推壓不能痛快解除壓力，在此特殊環境下即生出推劈理。總結一語，岩層之受推壓，在通常環境下是發生大褶皺或大斷裂以解除壓力。在特殊環境下，解除壓力，於發生小褶皺（如壽昌金姑山向斜）或小斷裂（如東川銅礦區斷層）或褶皺又加斷裂（如隆昌石燕橋煤田之東西向小背斜及衝斷層）之外，更同時發生推劈理。

### III. 成 因

上文已曾詳述推劈理是在特殊環境下生成，其走向與同時同地之褶皺軸向或衝斷層走向平行，同時同地之褶皺或衝斷層又為生成較晚之構造，與老構造成直交或斜交之勢，而宜於發育推劈理之岩石又為硬岩層。此於推劈理之成因，已說明大半矣。雖然，劈理成因，自來即為富有興趣之問題，而迄今似仍未有較圓滿之解釋；作者於此竊要作較廣泛之討論，藉能更進一步以說明推劈理與其他劈理不同之所在焉。

## 9. 劈理成因說之檢討

劈理成因自來即有不同解釋，不同之解釋至數十年前便形成二大派別。Van Hise, Hoskins 二氏代表一派，謂岩層受推壓而呈變形之時，劈理發生之面與最大壓力方向垂直，但劈理之最後方位可與此最大壓力方向成傾斜之勢 (6, 6A)。Becker 氏又代表一派，謂劈理發生之面與最大壓力方向成傾斜 (8)。Leith (2) 氏則總集大成，解釋流劈理成因與 Van Hise 氏之解釋相同，解釋破劈理成因又與 Becker 氏之解釋相同。Leith 氏此種解釋法風行迄今，普通地質構造教科書多依之。故此處似不必摘錄上述諸氏之原文，我人參考倪芬氏所著構造地質學(1)之論劈理一章，便可得上述二種成因說之要略。

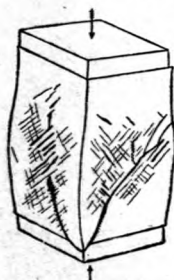
流劈理生成之最要條件是岩石之能略為流動。能略為流動之物體，其破裂 (Rupturing) 與最大應力方向之關係，現今尚不能確知。Van Hise, Leith 二氏謂流劈理生成之面與最大應力方向成垂直，我人只有暫承認其為對，無從討論。惟流劈理生成之副條件有礦物之再結晶 (Recrystallization)，旋動 (Rotation)，滑動 (Gliding) 及碎粒 (Granulation) 等作用，如 Leith 氏所闡明者(2)。倘礦物之再結晶等作用確為流劈理生成之因素，則我人據此可以推想流劈理不是一生成便成定局，在其生成之過程中，因礦物之旋動滑動，流劈理面當多少有變動。流劈理面在生成時之可能有變動，即為本文要檢討之一點。

破劈理生成之面與最大應力方向之關係，照 Leith 氏及大多數人之解釋，是約成四十五度之角。即是破劈理所發生之方位，對於最大壓應力或張應力而言，是最大剪力面 (Planes of maximum shear) 之所在。此處所謂最大剪力面一詞涵義比較籠統，可以有二種解釋。此就是照應力理論 (Stress theory) 而言是剪應力面，照應變理論 (Strain theory) 而言是剪應變面。若岩層受壓而沿剪應力面發生破裂，則破裂面與壓應力方向所成角度小於四十五度，若沿剪應變面則大於四十五度，此二種理論之根據點雖不相同，而結果所差者僅為破裂面與壓應力方向所成角度之大小而已。今暫不計較此角度之大小，亦不偏視此二種理論，概括而言，Leith 氏及大多數人之如此解釋破劈理成因，無異是直接援用呂德氏線 (Lüders lines) 生成之理。所謂呂德氏破裂線者，乃岩石或金屬加力試驗而生出之一種破裂也。此種破裂線與最大壓應力方向之關係，用具體之例以說明，是受力物體如為長方柱體，並且最大應力方向與柱體之長柱平行，則破裂線在柱體四面均可發生。就表面看是破裂線，實際是破裂面，各破裂面向柱體中心傾斜，即向最大應力方向傾斜，傾角約近四十五度。此乃自 Lüders



及 Hartmann 以來世所共知之一種實驗。援用此種實驗結果以解釋破劈理成因，在原則上自是正確，無可討論，但實際應用即每有問題。例如：遇到岩層之有褶皺及平行褶軸面之破劈理，通常即認為破劈理及褶皺之生成，同是由於一種水平壓力之作用所致，因而我人可以視褶軸及破劈理走向皆與壓力方向垂直。但若再進一步推求：破劈理既是沿最大剪力面生成，何以其方位又能與褶軸面約互相平行？（蓋褶軸面對於使岩層起褶皺之水平壓力而言並非最大剪力面，亦不一定平行於最大剪力面。破劈理既是順最大剪力面而生，即不能與褶軸面平行）。是又將何以釋之？

直接援用呂德氏破裂線生成之理，以解釋剪力節理之生成，是絕對正確。以之解釋 X 式節之生成，更是絕對正確。如 D. Daubrée 以蜜蠟及松香混合物加壓力便得 X 式節理，即二組交叉之呂德氏破裂線，如第五圖之破裂是。若以之解釋破劈理之生成，而無另加說明，即不能圓通。世人在一方面固力言剪力節理與破劈理性質之有異，在另一方面又不細辨其成因之略有不同，解釋此二種小構造之成因，同是援用呂德氏破裂線生成之理，使事實與理論終存矛盾，是誠值得檢討也。

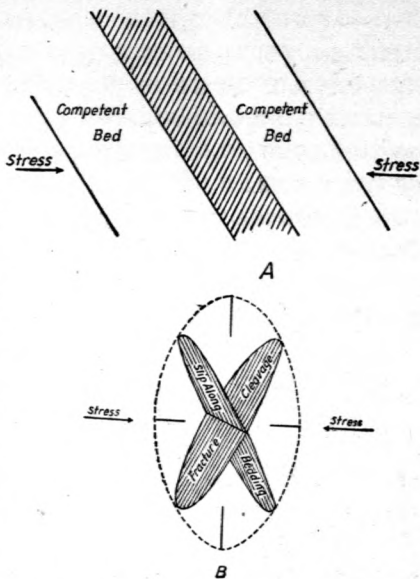


第五圖 Daubrée 氏用壓力加於蠟燭及松香混合物之試驗；示 X 式剪力破裂。

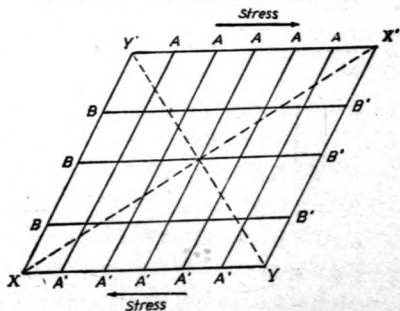
即以破劈理附生於一背斜為例，背斜設為水平壓力所造成，褶皺軸與水平壓力垂直，背斜之構成有軟硬相間岩層，軟岩層中破劈理特別發育，一二層軟岩層另發育有拖皺 (Drag fold)，破劈理面，拖皺褶軸面，及背斜軸面三者約互相平行。如此一個實例，在野外可以遇到，不是太過理想。我人若直接援用呂德氏破裂線生成之理，以解釋破劈理之成因，則對此實例可有二種解釋：(A) 破劈理是順最大剪力面而生，即對水平壓力而言，破劈理生成之位置正是一組最大剪力面（如第六圖），此水平壓力之另一組最大剪力面即為岩層層面。(B) 破劈理亦順剪力面而生，但此種剪力面可視為與水平壓力無直接關係，而是由於硬岩層滑動之力（亦是剪力），所誘導生出之剪力面如第七圖之 AA' 面。即就生有破劈理之軟岩層而言，其上面硬岩層滑動較多，下面硬岩層滑動較少，滑動多少之對比，自然生出一對剪力，此對剪力 (BB' 及 B'B) 即誘導出另一對約與破劈理平行之剪力 (AA' 及 A'A)。此乃 Swanson (7) 及倪芬 (1) 氏之所詳為解釋者也。今試加檢討：就理論而言，在 (A) 之情況下，水平壓力之最大剪力面可有四組，即設水平壓力為南北對向，剪力面是垂直者有二組，一組是西北至東



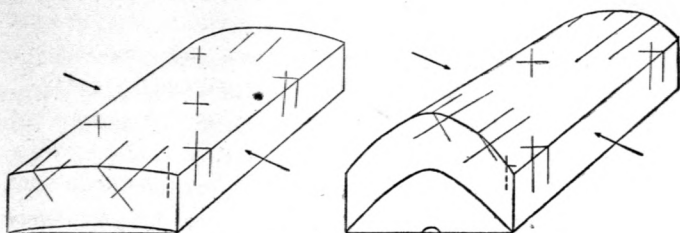
南向，一組是東北至西南向；剪力面是傾斜而走向為東西向者亦為二組，一組是向南傾，一組是向北傾(第八圖)。此四組理論上之剪力面均與水平壓力方向約成四十五度之角度，無有一組與近於直立之褶軸面平行。在(B)之情況下，誘導剪力面及硬岩層滑動剪力面(即層面)，均隨褶皺之隆起而逐漸變動方位，亦不能與褶軸面固定平行，或有固定之關係(參看第九圖)。就事實而言，破劈理與拖皺褶軸面及背斜軸面是大約互相平行，而背斜軸面及拖皺褶軸面均不能視為最大剪力面之所在(第十圖)。今日所見之破劈理面自亦非褶皺時最大剪力面之所在。如此檢討，我人即不難看出時行破劈理成因說之欠圓通。又時行破劈理成因說慣附用 Strain ellipsoid 以助說明，論到破劈理之發生，則謂其係沿任何一SS 剪力面，見第十一圖；論到破劈理之應用，則謂其位置係約平行於 A B 面，亦即約平行於褶軸面，(因 Strain ellipsoid 應用



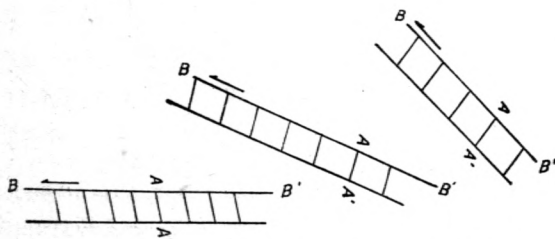
第六圖 Nevins 氏分析破裂理與應力之關係。



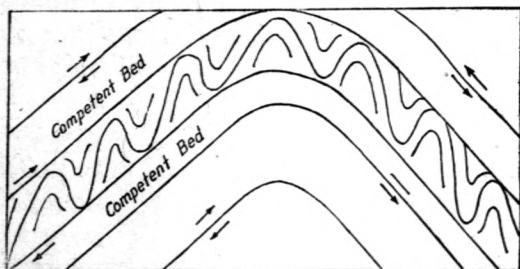
第七圖 Nevins 氏分析破裂理(AA')與層面(BB')滑動之關係。AA'及BB'面相當於第十圖(見下文)之SS面, XX'相當於十圖之AB面。



第八圖 示褶皺時最大剪力面之方位

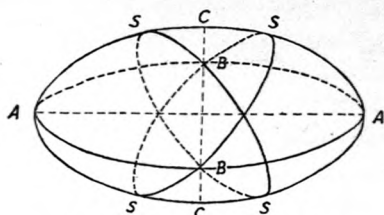


第九圖 示褶皺過程中剪力面AA'之方位隨層面BB'之變動而變動。



第十圖 剖面，示大褶皺附生之迭皺，由 Nevin (1) 氏書中抄繪。

到皺褶上，AB 面即是褶軸面)。如此我人更易看出上述時行破劈理成因說之不能圓通。雖然，破劈理位置之大約平行於褶軸面，乃係事實，不能否認。破劈理之約沿 SS 面



第十一圖 應變球之一式，(BB軸不伸縮)。

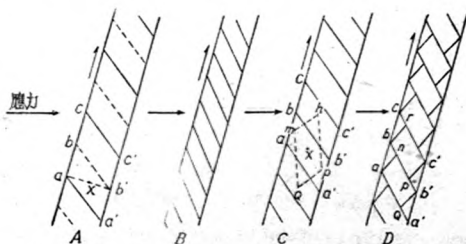
果，破劈理方位可能即約與AB面平行。如此解釋，即是假定破劈理在生成之過程中方位有變動。

#### 10. 劈理方位之變動

上文由檢討破劈理成因說得到一小結論曰：援用呂德氏線生成之理，直接不能解釋破劈理之成因，理勢所逼，非假定破劈理在生成之過程中方位有變動不可。今先就此假定以探究劈理方位之變動。

解釋劈理而兼解釋劈理方位之變動者，作者所知，最早為Becker氏(8)。氏文中之Patial theory of the spacing of fissures 一段文章即解釋劈理方位變動之一法。此種解釋法後來Lovering氏轉用以解釋破劈理之成因(9)，倪芬氏(1)書中解釋破劈理成因時亦引述Lovering氏說法以作比較。此種解釋大要如次：

設夾於硬岩層中之軟岩層因褶皺而生裂面，在初期破裂面之間隔約為自 $aa'$ 至 $cc'$ ，(如第十二圖之A)。若岩層繼續受壓力，則 $aa'cc'$ 等，所包圍之各塊岩石必然旋動，以助於解除壓力。但因 $ac'$ 對角線大於岩層厚度，旋動又非此軟岩層厚度所佔空



第十二圖 滑劈理之變態方位及劈理式旋動。

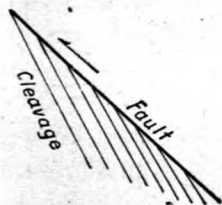
間所許可，勢必在 $a$ 之垂點 $b'$ 再發生新裂面 $bb'$ ，如此增加新裂面之後，各裂面所夾之岩塊方能繞 $x$ 軸以旋動。若裂面繼續增多，岩層繼續受壓力，結果軟岩層厚度變薄，裂面(即破劈理)與層面所成角度變小，

發生，亦有健全理論及充分實驗以為立說根據，我人不能有另外之解釋，此時行破劈理成因說自始至今數十年之所以仍時行也。今我人欲使此時行學說更加圓通，只有假定破劈理之發生是沿SS面，發生之後岩層受力仍未解除，破劈理方位遭受變動，變動結果，破劈理方位可能即約與AB面平行。如此解釋，即是假定破劈理在生成之過程中方位有變動。

如同圖之 B。如此旋動便是破劈理變動方位之一法。此種旋動，Backer, Lovering 二氏均謂是繞 x 軸，即是  $abb'a'$  經繞 x 軸旋動之後而變為  $mnpq$ ，第十二圖之 c。但我人可另作如是推想：在褶皺之時，軟岩層上面之硬岩層向褶軸滑動較多，下面之硬岩層向褶軸滑動較少。今以  $bb'$  裂面之旋動而言，實際只有 b 點向 c 點方向移動，b' 點亦向同一方向移動，即向 c' 點移動，但移動較少，可以視為不移動，是  $bb'$  裂面之旋動亦可謂是繞 b' 軸而旋動。破劈理方位之如此旋動，就理論言是繞 x 軸，就實際言是繞 b' 軸。此二種說法表面雖有不同，而根本意義則無分別，因 x 軸及 b' 軸均是平行於破劈理之走向而又與壓應力方向垂直也。故破劈理方位之旋動，旋動軸是平行於劈理走向而與壓應力方向垂直。此為破裂理方位變動之一法，破劈理之如此變動方位者，我人在下文將另稱為滑劈理。

附註數言，在破劈理旋動之過程中，劈理二邊之石片彼此當有發生滑動，就理想言，滑動可使  $abb'a'$  變為  $anb'q$ ， $bcc'b'$  變為  $bre'p$ ，如十二圖之 D 所示。在  $bb'$  劈理面上二石片之滑動，距離為  $bn$ ，滑動後空隙為  $abn$ ，但實際上軟岩層發生破劈理後厚度減薄，不能有此空隙， $nb'$  及  $bp$  終必向相反方向滑動，約回到  $bb'$  位置，同時  $bb'$  二角被壓而呈曲線狀，故變動總結果仍可視為旋動。惟此種旋動是附隨有滑動作用，以下言劈理之旋動，均多少附隨有滑動成分，特在此附帶說明。

討論至此，為便於比較，我人可看另一種破劈理之旋動法。世所共知，破劈理有隨褶皺而生如上文所論者，又有隨斷層而生者，如第十三圖所示。破劈理生後如斷層之錯移未完全停止，則破劈理方位當略有變動。方位之略為變動當亦是由於旋動，即

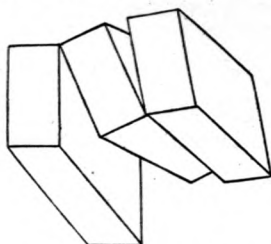


第十三圖 附生於斷層之滑劈理。

就此圖而言，在一面破劈理之末端，即岩層之起始發生劈理處，根本不生變動，另一末端與斷層接合，因斷層之錯移，自然隨之移動。一個平面一端不動，對方一端移動，當然構成一種旋動。此種旋動之旋軸與劈理走向平行，與壓應力方向垂直。此圖所示應力為剪應力，言壓應力意即指由剪應力分解而來之壓應力 (Resolved compression stress)。故此種破劈理亦屬於滑劈理，因旋轉軸與劈理走向平行而與壓應力方向垂直也。

上文已討論滑劈理之方位變動，今進而探究推劈理之方位變動。南京北極閣南坡之最發育一組推劈理，其生也每剖截礫岩層中之礫石，礫石有被透截者，有僅被截一部者。礫石被截，往往即不能原痕對合，截線兩邊多少有移動。曾與徐煜堃君見到

三四個礫石，半部完整無裂痕，半部為推劈理截開，截開部分即有移動，移動方向有二種，一是左邊上移右邊下降，一是左邊下降右邊上移，此種移動當然是旋動，（如第十四圖）。



第十四圖 推劈理之旋動

憑此我人可以推知推劈理發生時亦發生旋動，而如此之旋動，其旋轉軸又決不是與劈理走向平行，旋轉軸方向只有二種可能，一是與劈理面垂直，一是與劈理面斜交。若與劈理面垂直，則旋動無論多大，劈理走向及傾角不會受影響，永遠是一致。若與劈理面斜交則略為旋動，走向及傾角即受影響。是欲明旋轉軸之方位，又須測量推劈理之走向及傾角有無變化。於是乃與劉之遠君作半日之測量，記錄列表如下：

測點	由前一測點至次一測點之約估距離(公尺m)及方向	礫岩層之		推劈理之		附記
		走向	傾斜	走向	傾斜	
1		N70°W	8°S	N15°E	60°E	A 本院編辦事處後樓西北角
2	2m向北	N65°W	4°S	N22°E	54°E	
3	50m向西北西	N48°W	06°S	N14°E	70°E	B (斷層)
4	3m向西	N52°W	61°S	N22°E	56°E	
5	3m向西			N20°E	60°E	C (斷層)
6	4m向向北			N18°E	55°E	
7	2m向西			N28°E	70°E	D (斷層)
8	70m向西西南西			N46°E	66°E	
9	4m向西			N85°E	60°E	E 宋宅後門口
10	5m向西南			N85°E	60°E	
11	2m向西南			N85°E	58°E	F (斷層)
12	35m向西西南西			N15°E	61°E	
13	2m向西			N26°E	60°E	G 宋宅南小門口
14	6m向南西南			N25°E	61°E	
15	4m向西	N55°W	33°S	N16°E	67°E	H (斷層)
16	50m向東南東			N5°E	68°E	
17	5m向東			N11°E	68°E	I 大旋動
18	2m向東			N7°E	68°E	
19	1m向東	N35°W	50°S	N6°E	67°E	J 大旋動
20	1m向東南			N-S	72°E	
21	3m向東南			N6°W	70°E	K 大旋動
22	4m向東			N5°E	64°E	
23	3m向東			N-S	64°E	L 大旋動
24	1m向東			N10°E	68°E	
25	2m向東			N3°E	66°E	M 大旋動
26	1m向東			N5°E	65°E	
27	2m向東			N2°E	70°E	N 大旋動
28	2m向東			N6°E	68°E	
29	1m向東			N10°E	62°E	O 大旋動
30	1m向東			N10°E	69°E	
31	1m向東			N6°E	67°E	P 大旋動
32	3m向東			N7°E	69°E	
33	2m向東			N30°E	65°E	Q 大旋動
34	2m向東			N27°E	63°E	

上表所列推劈理方位之測量，工具用 Brunton 式羅盤，測時並用一木板置於劈理之上，以減少劈理面不平之錯誤。測點起自本院總辦事處後樓之西北角，順坡至宋宅後門，再至宋宅南小門口，又向東南折回，沿汽車路之北測至總辦事處西邊之最後礫岩露頭。沿此路線見有方向大致相同之推劈理即測，測點密度以一公尺至五公尺為限。距離較遠之測點，中間無礫岩之出露。礫岩層大致走向為北五十至六十度西，傾斜向西南，由山之東南坡脚順山之南坡出露，礫岩應成西北至東南向之長條，而事實是約成爲東西向長條狀，此顯然由於小斷層之錯移而使然。小斷層在距離較遠之測點中間，可能規模較大，故礫岩爲浮土所掩。就能見到者而論，小斷層之發生確有後於東北至西南向推劈理之發生者。在斷層之附近，岩層方位多經一番變動，推劈理方位當然亦受影響，如今來比較推劈理方位，斷層一邊之推劈理當然不能與另一邊之推劈理比較，因將表中之測量分爲 ABCD 等組。又 FGHIJ 之分組中間雖無斷層證據之可見，但劈理成面較寬廣，想有較大旋動之發生。大旋動兩邊之推劈理，其走向及傾角之變動不一定是一致，理應分別討論。

分組之後，我人即可看出推劈理方位變動之性質及分量：(一)走向變動傾角即增大，即以有最小傾角之走向爲準，走向之變動不論是 clockwise 或 anticlockwise，傾角均增大。(二)變動之分量大致成比例，即走向變動一度，傾角亦大致增減一度；有時走向變動二度，傾角僅增減一度或一度餘，如 DEFGH 五組之變動。此五組測點較多，有四點或五點，且受斷層影響較少，或更能代表變動之分量。故大致而言，走向變動一度，傾角之增減才將及一度。(三)在斷層及大旋動發生處之兩旁，推劈理走向之變動及傾角之增減似無規律可言。

推劈理之有發生旋動，已有被截切礫石之顯明移動爲之證明，旋轉軸之非平行於劈理走向，亦有半部被截切礫石之移動情形以爲證明，今就測量推劈理走向及傾角之變動，亦可推知其旋轉軸之非垂直於劈理面。然則推劈理之旋動，旋轉軸方位應是如何？根據上項之測量，我人似只能有一個推論，即推斷推劈理之旋動，其旋轉軸與劈理面成一角度而與劈理走向成垂直之關係。

此種旋動法可用實例來說明。如第十五圖之 A，三個火柴盒斜置，斜度設爲四十五度（此圖斜度較大），中間貫以水平之針以爲旋轉軸，如此之旋轉軸，即與火柴盒斜面成四十五度角而與走向成垂直之關係。今旋轉軸帶着火柴盒旋動，設我人坐東朝西以觀，火柴盒走向原爲正南北向，傾角爲四十五度向東，則 clockwise 轉九十度，走向便變爲北四十五度西，傾角變爲垂直，即旋動九十度，走向傾角均變動四十五度。

若 anticlockwise 轉九十度，走向便變為北四十五度東，傾角變垂直，亦即旋動九十度，走向傾角均變動四十五度。如此之旋動，走向及傾角之角度變動性質與推劈理之



第十五圖 推劈理由旋動而變動走向及傾角。

旋動可謂完全相同，但走向方位及傾角之變動分量相等，則又於大同之中有小異。此種小異又可作如次之解釋：

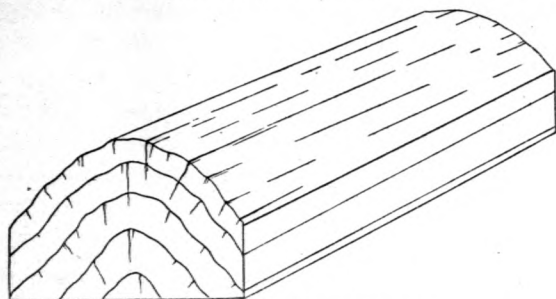
照上表測量記錄之分組，一組之內走向變動較大，傾角變動較小，此或者是因為旋轉軸與劈理面所成角度在四十五度以上。設旋轉軸與劈理面成六十度角，則走向變動三度，傾角才增減二度。然實測之傾角變動又較此為大，意者旋轉軸與劈理面所成之角度似約在五十度至五十五度之間。此就一組內之小變動而言，我人可作如是之解釋。至若大旋動發生處則走向傾角之變動似無規則可言。如第十五圖之B，中央火柴盒是照 anticlockwise 轉動，同圖之C，中央火柴盒是照 clockwise 轉動，兩邊二火柴盒不動。如此轉法，中央火柴盒之走向及傾角雖均成比例各變動若干度，但其所佔空間必須增大。空間之增大，乃實際所不許，中央火柴盒轉動稍大即引起複雜動作，此種複雜動作我人雖未詳為分析，但其發生也足使大旋動之不能固守上述之旋動規律，則決無可疑。上表測量記錄，劈理在大旋動附近，走向及傾角變動之無規律，原因想係在此。

就礫石被截切後之旋動，及推劈理走向傾角之變動，我人可以假定旋轉軸與劈理面成五十度左右之角，而與劈理走向成垂直，以解釋推劈理在生成時之旋動，有如上文之所言。惟旋動不論大小，總須有多少空餘地方以供旋動，否則推劈理之發生雖切岩層為無數岩塊，而岩塊不能擺動，是空餘地方又成問題。

前章曾言雲南四川及浙江三處之推劈理與老褶皺軸成直角或斜交，北極關之最發達一組推劈理與褶皺軸向幾成直角。我人雖尚未得充分證據以推斷礫岩先發生褶皺，然後再生推劈理，今無妨依據三處實例暫假定北極關推劈理之發生亦後於主要褶皺，如是則推劈理旋動空地即無問題。理由是褶皺之發生往往附有平行於褶軸之



張力節理(第十六圖), 空隙相當大。此種節理發生在前, 推劈理發生在後, 且與節理成斜交或直交, 是推劈理所夾之岩塊受推壓時, 可利用先生之節理空隙以向左右擺



第十六圖 示平行於褶軸之張力節理及褶皺兩翼之波狀起伏。

動。又褶皺之發生, 兩翼每有小起伏, 即兩翼每有小小之平舒小褶皺, 若推劈理之成因壓力方向與老褶軸平行, 則新壓力作用時, 此小小之平舒褶皺亦可能褶皺加甚, 即小小背斜向斜之形狀更形分明。平舒小褶皺若加甚其褶皺, 則同時推劈理所夾之岩塊隨而發生擺動。北極閣南坡礫岩層在短距離間傾角變動頗大(見上表), 即可為此二說之證明。故若推劈理之發生是與老褶皺直交或斜交, 則其小小之旋動所需空地即無問題。

如是推考, 推劈理在生成期中所發生之旋動, 若旋動不大, (即岩塊擺動所需空地不大), 有老褶皺之平行褶軸張力節理可資利用, 或老褶皺兩翼之小起伏加甚, 岩塊同時發生小小旋動, 則推劈理之旋動當有規律。此規律便由於劈理走向變動一度, 傾角亦增減約一度尋出。此規律顯示推劈理之旋動, 旋轉軸與劈理面約成五十度之角, 與劈理走向成垂直。此種旋動使推劈理變動方位, 而如此之變動方位與滑劈理之變動方位不同(見上文)。破劈理之分爲推劈理及滑劈理二種, 此爲理由之一。

上文所言推劈理旋轉軸垂直於劈理走向, 是劈理走向及旋轉軸二直線所構成平面與地平面約平行。而如北極閣之推劈理我人在下文將解釋其由一對水平剪力所造成, 故旋轉軸又與剪力方向平行。然一對水平剪力之作用可誘導出一對垂直剪力, 此垂直之剪力亦與推劈理走向成垂直(因垂直劈理走向可有無數之直線), 且與劈理面約成四五十度之角。是此垂直剪力可能亦爲推劈理變動方位時之旋轉軸。惟直接證



據未有所得，僅能作間接之推究。例如：落雪之東北至西南向推劈理是與同方向之斷層共生，推劈理生於厚層之石灰岩中，未曾看出旋動痕跡，究竟旋動多大及如何旋動尚不可知。但斷層之兩端透過石灰岩上層及下層之板岩時，板岩即局部變動走向及傾角，即走向自北二十度西變為北六十度東，傾角自八十度向西，變為六十度向西北。如此之變動走向傾角，當然主要是由於旋動及滑動。旋轉軸約與地平面垂直，即與斷層走向垂直，亦即與推劈理走向垂直。故推劈理如有旋動，其旋轉軸與推劈理走向垂直。惟如此之垂直旋轉軸與推劈理走向二直線所成之平面係約與地平面垂直，不是平行，與北極開南坡實例略異。又如浙江壽昌蘭谿間之推劈理，旋動痕跡亦不易察出，但在金姑山向斜之延伸帶中，硬岩層大致不變走向而發生推劈理，軟岩層不發生推劈理而走向由北六七十度東變為北二十度西，軟岩層之如此變動走向當然主要是旋動之結果。此種旋動之旋轉軸與地平面垂直與落雪情形正相同。是推劈理若發生旋動，其旋轉軸可能亦是如此。由是以言，誘導剪力方向可能亦為推劈理旋動時之旋轉軸。但如此之旋動，其結果僅使劈理走向有變動，劈理傾角則不受影響。

剪力是由一對分量不相等（或分量相等而方向不同在一平面上）之壓力所組成，或由一加於物體之壓力與物體發出之抗力所組成。上文言旋轉軸與剪力方向平行僅取方向之義，不論力之性質，故為便於與其他劈理之旋動比較起見，我人可易詞以說明推劈理之變動方位。即推劈理之旋動，其旋轉軸與劈理走向垂直，而與壓力方向平行或垂直。

破劈理之變動方位，其可推考者大致已盡於斯。至於流劈理自初生以至最後之完成，其方位有無變動現尚難言。惟 Leith 氏曾闡明附生於流劈理各種板狀礦物如雲母等之有旋動。如果由於附生礦物之有旋動，我人可以武斷流劈理亦有旋動，則其旋轉軸與劈理面垂直而與壓力平行，雖旋動而劈理方位不變。如是，我人可將各種劈理之旋動列表比較如下：

劈理之旋動

劈理		旋 轉 軸		旋 動 結 果
流 劈 理		平 行 壓 力	垂 直 劈 理 面	不 變 方 位
破 劈 理	推 劈 理	平 行 壓 力	垂 直 劈 理 走 向	變 動 方 位
	滑 劈 理	垂 直 壓 力	平 行 劈 理 走 向	

## 11. 破裂前及破裂時之應變與破裂後之破裂面變動 ●

上文我人由檢討時行之劈理成因說，而推究出劈理在生成之過程中，其方位之有變動，及其變動方位主要方法之為旋動。此種旋動多少附隨有滑動成分，可特別稱為劈理式旋動 (Cleavage rotation)。再就劈理式旋動之旋轉軸與劈理及劈理成因應力 (Causal stress) 之關係，尋出流劈理推劈理滑劈理三種不同劈理之不同旋動，而歸結到上表所列各點。此一連串之討論，前提是假定劈理發生之後，岩層所受壓力不能即完全解除，岩層仍在變動，劈理隨而發生旋動，而破劈理於旋動之時其方位不能保持初時之狀態，多少略有變動以適合環境。是所討論者乃為岩層破裂後破裂面之變動。破裂面之變動是由於動力之作用，與應變之由靜力作用而生，大不相同，我人在此須另作說明。

物體受力以至於發生破裂之時，所生之單位變相 (Deformation) 為應變，所受之力為靜力 (Static force)，單位面積之靜力稱為應力 (Stress)。在此階段應變與應力之關係有規律，由應力可推知應變，有時由應變亦可推知應力。岩層受力以至破裂之時亦經過此一階段。過此階段，岩層所受之力若未解除，仍能繼續作用，則至此時之此種力當然應視為動力 (Kinetic force)。在動力作用之下，破裂面之變動可隨環境而異，情形當極複雜，與應力之關係可無規律。即使破裂面之變動可以視為「應變」，此「應變」與動力之關係亦不能與上一階段應變應力之關係一定相同或相似。時行劈理成因說之應用到實際上而不能圓通，便是由於此種「應變」之發生，便是由於忽視破劈理在生成過程中有變動方位之事實。

岩層發生破裂之時，其受力之不能即迅速完全解除，以致破裂面之應有變動，乃係理勢所當然，而破裂面之有發生變動，又係地質界所早已默認之事實。前文之假設劈理在生成過程中方位有變動，即係根據於此，並非憑空虛構。憑此假設，我人方能圓通解釋破劈理是沿最大剪力面而生，而其最終位置可能變為約與主應力垂直，亦即與褶軸面約相平行。亦惟劈理方位之有變動，各種不同劈理方能辨明。我人在推求劈理成因時固須有此假設，即自來泛論剪力破裂 (Shear fracture) 之分為斷層節理及劈理時，實亦根據於破裂面之不同變動。今乘便在此略論斷層及節理之變動方位，以比較破裂面之各種變動方位，而使上項假設可得側面之支持。

斷層為岩層之斷裂。斷層一詞之涵義是岩層之破裂及破裂之錯移 (Fault slipping)。無錯移之破裂不稱為斷層，而事實上亦少有破裂之不變動破裂面地位者，所以斷層可以錯移之方法或錯移之情形來分類。此自古以來，凡論斷層者即重視錯移之

事實，可無須多言。至於錯移之使斷層面變動方位，每隨環境而異，情形極其複雜，此處難盡分析。錯移有不使斷層面變動者，如規模較小之橫斷層及正斷層之錯移，可能不變動斷層面之方位。錯移之發生有使斷層面大變動方位者，如逆掩斷層之錯移，可使起初向一方傾斜之斷層面，逐漸變為平鋪，最後可能變為向另一方傾斜。斷層之錯移固極複雜，斷層面方位或因之而變動。惟斷層面方位之變動並不是由於旋動，雖錯移可包含有旋動之成分，但旋動不能視為斷層面變動方位之主要方法。即如扭斷層(Pivotal fault)之錯移雖是旋動，而旋轉軸是與斷層面垂直(1)，與流劈理之旋動相似，而與破劈理之旋動不同。故斷層面在生成期中之變動方位與破劈理之變動方位根本不同。

節理在生成期中之變動方位與斷層不同，且亦與破劈理不同。節理面發生之變動可稱為定向滑動(Gliding)，不影響節理面之原來方位，即原來方位之為南北向而直立者，經滑動之後仍為南北向而直立。且節理為小規模之裂面，即有滑動之發生，滑動距離亦不大。滑動不大，原來之破裂情形多能保持，亦即破裂之為剪力破裂或張力破裂(Tension fracture)尚可鑑別，輕微之滑動未使之變相。故節理之分類，可不以滑動情形為依據，大多數人向來皆依其成因應力，分為張力節理及剪力節理(或稱壓力節理)。

由是以言，岩層剪力破裂之演變為三種不同構造，是由於破裂面變動之有不同，即破裂面之經一番錯移者為斷層，經一番旋動者為破劈理，經一番定向滑動者為節理。破劈理之別於衝斷層或剪斷層與乎剪力節理，外表看來是如此。然岩層剪力破裂之生，有多組互相交叉者，有傾向一方之單組者。此二種剪力破裂均可演變為斷層及節理，而破劈理則僅導源於單獨一組之剪力破裂，此乃破劈理之根本別於某種斷層及剪力節理之所在也。

## 12. 單組剪力破裂之產生

上文由討論破劈理在生成過程中方位之變動，而得知流劈理推劈理及滑劈理三種劈理方位變動法之不同。方位變動法之不同，可為此三種不同劈理分類之一標準。復因欲說明此一種標準之重要性，又論及斷層及節理在生成過程中之變動方位，以作比較。比較之下，乃知岩層之剪力破裂(Shear fracture)之演變為斷層，節理及劈理三種不同構造，是由於破裂面之有無變動及變動方法之不同。此係討論岩層破裂後破裂面之變動。破裂面變動之有錯移滑動旋動之不同，方有某種斷層剪力節理及破劈理之分。旋動方法之略有不同，方有各種劈理之分。如此之討論，是從岩層破裂發生

後爲起點，尙未涉及岩層之破裂。

岩層之破裂，本文自不能詳爲討論。惟所謂剪力破裂者，乃破劈理所由生成，必須詳爲探討。岩層之剪力破裂，有一種是在實驗上稱爲呂德氏破裂線 (Lüders lines)，前文已略有論及，一般地質構造書上亦多有詳論，新近李四光先生更詳加討論 (10)，本文可不必多言。岩層剪力破裂之與呂德氏破裂線最相像者，莫如  $x$  式節理，二組節理交叉以生，交叉角約爲九十度左右 (如第五圖)。此種交叉以生之剪力破裂有時亦爲斷層之起源，但不演變爲破劈理。因爲事實上所謂破劈理均爲單獨一組之破裂，同時發生之同類破劈理無二組交叉相生者。故我人論破劈理成因，即從單獨一組剪力破裂之發生論起。

以實驗結果來解釋岩層之破裂，如利用呂德氏破裂線之發生以解釋  $x$  式節理之成因，最是恰切了當，半點不含糊。本此原則，我人先尋求單組剪力破裂之見於實驗者。

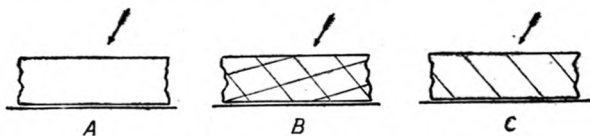
金屬或岩石在壓力或張力之試驗下，所生之剪力破裂往往有二組或二組以上，我人查遍 Nádai 氏之 plasticity 一書 (11) 所附數百張插圖及照片，凡表示剪力破裂者，張張有二組或二組以上之剪力破裂，無一張僅有一組破裂者。即其他書報所載壓力張力之試驗圖片 (8b)，剪力破裂之生亦在二組以上。我人雖不能因此而斷定單純之壓力或張力不能使金屬或岩石僅生單組之剪力破裂，但似可以斷言在單純之壓力或張力作用下，岩石或金屬產生單組剪力破裂之機會極難。

但在剪力作用之下，剪力破裂往往是一組，少見二組以上者。如 Joffè 氏 (12) 之試驗岩鹽 (Rock salt)，用剪力使岩鹽發生破裂，所生之剪力破裂便是只有一組。又如 Becker 氏 (8b) 之試驗 Ceresin，使生破裂，用壓力則生二組或二組以上之剪力破裂，用剪力則常僅生一組，此就 Becker 氏書中所附插圖及照片便可看出 (8b)。又如 W. Riedel 氏以剪力加於黏泥亦生單組剪力破裂 (11, 頁 331, 第 388—9 圖)。憑此三種試驗，我人又可作如是之推論：在剪力作用之下，剪力破裂之發生往往是一組，二組破裂之發生機會極少。故欲研求單組剪力破裂之發生，當先着眼於剪力之試驗。

用剪力以試驗物體，不一定即使物體生單組之剪力破裂，如民國三十四五年之間李四光先生等在重慶沙坪壩所作之試驗，有以剪力加於黏泥者，黏泥往往起褶皺及發生  $x$  式節理，並不一定發生單組之破裂。然則單組剪力破裂又是如何發生？

對此問題，Becker 氏已有相當之解答 (8)。氏文尾節要一章有如是之言曰：“The most interesting case is that of a mass resting upon a rigid foundation and affected by a force inclined to the foundation at any angle. It really includes the case

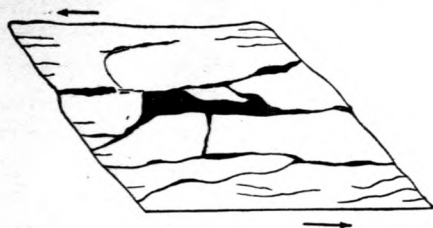
of the simple irrotational pressure. If the mass is brittle and is strained so gradually as not to bring viscosity into play, the material will rupture in columns, the axes of which are parallel to the fixed plane of support and at right angles to the force. If the strain is so rapidly produced as to excite viscosity, only one set of fissures will form, and these will be intermediate in direction between the line of force and the projection of the force on the fixed plane." (8, 頁88)。此段引文頭一句說明物體受力情形，如第十七圖A 之所示。在此情形下，壓力方向與物體受力面為斜交，受力面上之壓力自然可以分解為一剪力成分，與受力面平行，及一壓



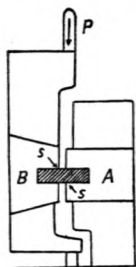
第十七圖 Becker 氏解釋單組剪力破裂之發生。

力成分，與受力面垂直。剪力成分有使物體起旋動之作用，而物體即自然生出抗衡旋動之力，此抗衡力與平行物體受力面之剪力合成一對剪力。故在此情形下，物體即是在一單純垂直壓力及一對剪力作用之下，如 Becker 氏在正文之所解釋者。岩層褶皺開始後，受力情形大概與此相似。第三句說明二組剪力破裂之產生，如第十七圖之 B 所示。第四句說明單組剪力破裂之產生，如第十七圖之 C 所示。照 Becker 氏之如此解釋，單組剪力破裂之產生，是由於物體產生應變之迅速足使物體之黏着性大起作用。氏之黏着性 (Viscosity) 一詞與普通用法略有不同，是代表剪應變面間之抵抗力。故照氏之理論，單組剪力破裂之產生有二條件，第一條件是剪力之作用，亦即旋應力 (Rotational stress) 之作用。第二條件是應變迅速產生及剪應變面間抵抗力大起作用。但氏文中僅談理論，未附實例或試驗以作證明。在氏之另一篇文章中 (8b) 附有剪力施於黏泥 (Clay) 之試驗照片，描繪出來便如第十八圖。黏泥中所生之破裂亦可謂為單組之剪力破裂，惟破裂面方向與活動剪力 (Acting shear) 平行，如果來和褶皺之岩層比較，此種單組破裂與層面平行，不是如第十七圖 C 之所示，破裂與層面作傾斜之交接。所以 Becker 氏之解釋岩層單組剪力破裂之產生尚未能算圓滿。

壓力施於物體情形如 Becker 氏所言者尚另有人作試驗，此便是上文所言之 Joffè 氏等之岩鹽結晶加力試驗 (12)。其方法如次：取一岩鹽晶塊，一端夾於固定之



第十八圖 Becker 氏之剪力加於黏泥試驗，示單組剪力破裂。



第十九圖

Joffé 氏之剪力試驗岩鹽。

鋼夾上，如第十九圖之 A，另一端夾於可以上下活動之鋼夾 B。壓力 P 加於 B 上，B 即向下壓，而 A 不動，等於向上抗衡，如此便構成一對剪力，所施之力便為旋應力 (Rotational stress)。在此一對上下向之剪力作用下，或旋應力作用之下，岩鹽不一定僅僅發生單組破裂。岩鹽在二鋼夾之中間是會發生彎曲 (Bending)。使岩鹽不起彎曲，就必須使二鋼夾中間距離儘量減短，且壓力一施用，在 B 鋼夾夾岩鹽處之上面 (S)，及 A 鋼夾夾岩鹽處之下面 (S)，亦均易起彎曲，故又須將岩鹽中部橫剖面面積 (Cross-sectional area) 削減，使其不致因彈性限 (Elastic limit) 之一超過，而易起彎曲。在如此之佈置下，由 P 處施壓力，岩鹽即發生『跳躍 (Jump)』。『跳躍』一次即可聞一次聲音，聲響如時鐘之鐺答聲，在靜室中格外響亮。『跳躍』發生之初，每次時間之隔有一定，後來每次時間增長，而『跳躍』即逐漸減少以至於停歇。然一小品塊可發生成千次之『跳躍』。Joffé 氏在敘述試驗之文句中，謂岩鹽經如此施力所發生之變化為『跳躍』，其在上下文之解釋中即不稱『跳躍』而稱為滑動 (Slipping, gliding)，並謂每一新滑動係發生於先生成二老滑動之中間，故滑動之生甚有規則而又稠密，成為一組平行之滑條 (a Series of parallel slips)。無論稱『跳躍』或稱滑動，攏統而言，便是破裂，亦即是單組之剪力破裂。

就 Joffé 氏等之試驗察之，岩鹽之產生單組剪力破裂，主要條件有二，一為一對剪力之作用，二為在剪力作用時儘量使岩鹽不生彎曲。彎曲義同褶皺。不使發生彎曲之條件，同於 Becker 氏之應變迅速產生而使黏着性有作用之條件。應變迅速產生之條件，有限制物體生變相 (Deformation) 之速度，或與岩層之破裂未盡符合；不使彎曲之條件，物體變相無速度之限制，當較近於岩層產生破裂時之情形。

Joffé 氏等之試驗，目的不在用以解釋地質構造，然其結果用來解釋岩層單組剪

力破裂之所以產生，實有恰到好處之妙。何以言之？本文所論述者為推劈理，係由單組剪力破裂演變而成。實例章中各節敘述推劈理發生之地方，均在普通情形下該是發生褶皺之地方，但事實上不生褶皺而生推劈理。岩層之不生褶皺原因或相當複雜，惟在雲南四川及浙江之實例中，生有推劈理之硬岩層，均在推劈理生成之前早已生褶皺，此老褶皺軸向與推劈理走向均約成直交。普通所知，凡已褶皺之物體，若欲其再生與老褶皺成直交或斜交之新褶皺，常極困難，較堅脆之物體更不可能生直交之新老二種褶皺。此三處硬岩層之生推劈理，是因為先前已有褶皺而不能再生直交或斜交新褶皺之故。不生褶皺而生單組剪力破裂（演變而為推劈理），正如岩鹽之不彎曲而生有規則且稠密之破裂。（北極圈實例因考察範圍不夠寬大，僅約一方公里，尙不能確知各種構造發生之先後次序，但作者相信北北東至南南西之推劈理，其發生在北西至南東東褶皺之後，故上項解釋亦可適用於此）。

硬岩層之所以生單組剪力破裂是因為同時不生褶皺之故，軟岩層之生單組剪力破裂，原因亦是相同。我人通常在軟硬岩層相同之褶皺中，若見軟岩層發生富有規則之滑劈理（由剪力破裂變成），則常不能見其兼發生拖皺（Drag fold），若軟岩層發生拖皺，則破裂雖亦發生，但不止一組。（我人在此處不必細論多組單組剪力破裂之各別生因，但彼此成因之有不同，則可無須多言）。是此種常見實例亦恰好用 Joffé 氏等之試驗結果來解釋。因岩層之發生褶皺，其受力情形雖不能處處相同，但不至於相差太遠，若適合於產生單組剪力破裂，則層層均可以發生之。通常所見生有滑劈理而不生拖皺之軟岩層，往往是緊夾於硬岩層之間，硬岩層之緊夾有使其不能起拖皺之效力，不能（或環境不讓）起拖皺而生單組破裂，情形與 Joffé 氏等試驗下之岩鹽生「跳躍」正相同。惟如此之單組剪力破裂，其產生也乃因岩層不能同時生拖皺。就岩層變相級序（Order of rock deformation）而言，此種破裂應與拖皺同級，即同為大褶皺發生時之附隨小構造，不能視為與大褶皺同級序構造。換言之，單組剪力破裂亦可有高低級之分，高級者演變為滑劈理，低級者為推劈理。破劈理之分為二種，此為理由之二。

岩層變相級序不同，而受力情況相同，及同時不能生褶皺情況相同，既均能產生單組剪力破裂，足見單組剪力破裂之產生，其條件有一定，此便是：岩層之受不均衡壓力（Differential pressure）作用，而同時又不能或不易起褶皺。所以單組剪力破裂之發生，有代替褶皺之功效。

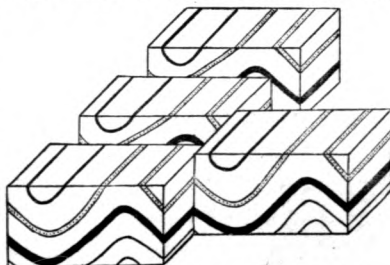
### 13. 產生劈理之環境



上節已解釋單組剪力破裂之所以發生。然單組剪力破裂固可以演變為劈理，亦可變為某種斷層，更可以不變或經過少許變化而為劈理節理。是破劈理之生成，尚另有獨具之因素，我人仍須推求。

我人上文已分析斷層節理及劈理三種構造變動方位之不同。方位變動不同，可謂由於環境使然。斷層之錯移變動法，斷層面變動較大，形成之時，當地岩層之解除壓力是以出於大變動（即斷層之錯移）為最合適。節理變動最少或無變動，我人由此亦可推知節理生成時之環境，是破裂發生後壓力已經大解除，而餘力不足使其再生變動，或壓力雖未解除，而破裂發生地方適居於無須再遭受變動地位。劈理之變動不大不小，壓力有使其生大變動之勢，而環境又不讓其生大變動。是就方位變動之不同，而約略可推知此三構造形成時之不同環境。此三種環境在一般情形下固不難由事實而推知，若節理及斷層亦皆從單組剪力破裂演變而成，斷層之錯移又苟或不大，則不同環境難以尋出顯然界限。若斷層與推劈理平行共生，更難尋求此二種構造形成時環境之有何不同。例如落雪及隆昌石燕橋之推劈理均與斷層平行共生，斷層與推劈理生成時之環境，即無分別可言矣。北極關南坡亦有斷層之附生有平行推劈理者（見實例章中），雖推劈理不發達，在斷線三二尺遠處即不發育，而此二種構造平行共生，其生成時之環境當然亦相同。我人推理至此，已難有可靠依據來作憑藉，以圖再向前推究一步。

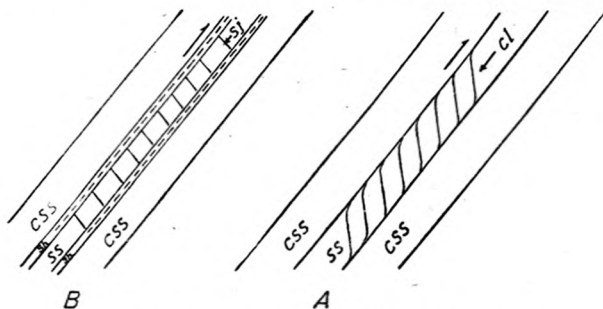
雖然，北極關南坡附生有推劈理之二組斷層，一組是約沿礫岩層層面發生，斷面與層面一致，沿斷層面（亦即礫岩層層面）不論是上一岩層滑動，或下一岩層滑動，滑動（亦即斷層之錯移）均較易為力。此即謂沿現成層面作錯移，層面間較光滑，阻力本來已較小，層面上下之岩石性質又處處一律，錯移進行時，發生新阻力亦較小，錯移自然較容易。另一組斷層走向為東西，即約與岩層走向平行，傾斜近直立，而錯移為水平之錯移，即錯移之時，同性質岩層對向同性質岩層，錯移之後，岩層之走向及傾斜均不大受影響，斷層兩旁之岩層無上下之錯落（參考第二十圖），是錯移亦較易為力。此二組斷層附生平行推劈理又極少，推想當



第二十圖 垂直褶軸及平行褶軸之斷裂

時剪力破裂產生數量不多即生錯移，壓力隨而解除。如此之環境仍可稱為適合產生斷層之環境。

落雪及石燕橋之斷層係與老褶皺斜交或幾近直交，而斷層所截切之岩層，岩性不是層層相同，不論是作垂直或水平或斜向之錯移，硬岩層一移與軟岩層對向，即發生接榫之勢（即硬岩層嵌進軟岩層），錯移即遭受一番困難（參看第二十圖）。如此之斷層所附生推劈理，其排比既稠密，其分佈亦寬廣，推想當時剪力破裂發生甚多之後，



第二十一圖 滑劈理(A)與單組剪力節理(B)發育環境之比較。Ol. 滑劈理；Sj. 剪力節理；C.S. 礫狀砂岩；S.S. 細砂岩；Sh. 頁岩。

方發生錯移，以完成解除壓力。如此之環境則可稱為適合產生推劈理之環境。準此以言，產生推劈理之決定性環境，是其時其地之單組剪力破裂難於發生大錯移，即難於演變為斷層。難生大錯移，壓力即不能痛快解除，岩層即受長期推壓，長期受推壓，破裂之發生自然加多，多而排比稠密之破裂即為推劈理之前身（Proto-form of pressure cleavage）。故推劈理之發生，略具代替衝斷層（Thrust）之功效，而推劈理一名之所由命，本義亦即在此。

在軟硬相間岩層所成之褶皺中，我人常見到軟岩層生有滑劈理，排比稠密而與層面所成角度較小，硬岩層或生有剪力節理，排比較稀疏而與層面所成角度較大，有時或幾近直角。對此二種小構造可作如是之解釋：軟岩層中之滑劈理及硬岩層中之剪力節理原均為單組剪力破裂，（此種破裂生成之時，因岩層之軟硬不同，其與層面所成角度容或有大小之差，但決不至如現在所見相差每達三四十度之多），現在所見滑劈理與層面所成角度較小，是因為剪力破裂曾經一度劈理式旋動而變動方位之故，剪

力節理與層面所成角度較大，是因為剪力破裂僅受到輕微之滑動，或不遭受滑動，而方位不變動之故。果可如是解釋，則我人又能推究產生滑劈理之決定性環境矣。推究此種環境須憑實例，然滑劈理與節理均為小規模構造，遠處實例不必多述，今僅就北極閣南坡所見者而言：由本院門口順汽車路向北極閣山頂而行，路右側於岩層露頭達數十公尺後，亦即在汽車路第一涵洞之西十公尺處，即有一較薄砂岩層，其中生有滑劈理，走向與岩層走向相同，而傾斜與層面所成角度約四五十度，此層砂岩之上下，與成層較厚而含礫石之砂岩互相貼接（第二十一圖A）。此二厚層礫狀砂岩不生滑劈理亦不生剪力節理（當然亦是指與岩層同走向而言），但沿層面一發生滑動，夾在中間之生有滑劈理一層砂岩即大受影響，滑動之初，此中間之砂岩層或即發生單組剪力破裂，滑動加甚，剪力破裂即增生且又遭受劈理式旋動而變為滑劈理。沿路右側更有十公尺之遠，另有一更薄之砂岩層，其中生有剪力節理，走向同於岩層走向，傾斜與層面所成角度約在八十度左右。此砂岩層之岩性與前述生有滑劈理者相同，即同為堅硬之細砂岩。其上下之岩層亦為礫狀厚層砂岩，但不互相貼接，上下均有薄薄（數寸厚）頁岩為之間隔（第二十一圖B）。在厚層礫狀砂岩滑動之時，薄薄頁岩當受強烈擠壓，生有剪力節理之中間一層受影響當較輕微。故上下層之滑動，雖可使其生相當稠密之單組剪力破裂，而破裂不生旋動，僅或稍受變動而為剪力節理。（剪力節理與滑劈理彼此形狀上之分別，已詳導言章中第三節，此處不贅）。由上例而言，我人可以推知滑劈理產生時之決定性環境是：生有單組剪力破裂之岩層，受貼接之上下岩層發生滑動影響，滑動方向與滑劈理面斜交或幾近直交。此種環境與產生推劈理之決定性環境不同。破劈理之可分為二種，此為理由之三。

如上所言，單組剪力破裂在發生之後期，即在遭受劈理式旋動而變為推劈理或滑劈理之時，破裂之生增多。破裂增生之方法，援用 Joffé 氏等之岩鹽試驗結果來解釋，是每一新破裂生於每二老破裂之中間，如此繼續增生破裂，破裂之排比稠密而有規則。且新增破裂規模應較先生者為小，在最先生成之破裂發展為較大而清楚破裂面時，後生破裂發達尚不完全，裂面含糊不清，裂痕分明而非真正之裂開。劈破理之具有排比稠密而劈面大部仍然結合之特性，原因想即在於此。

## IV. 結 語

### 14. 劈理成因節要

前章之討論破劈理成因，是先就時行成因說加以檢討，結果逼出破劈理在生成過

程中方位有變動之假定。復就 Becker 及 Lovering 二氏解釋劈理變動方位之法，而推知滑劈理之變動方位，是繞一平行於劈理走向之旋軸而旋動。再就本文所述實例以探求推劈理方位變動法，又知推劈理之變動方位主要方法亦為劈理式旋動，但旋軸與劈理走向成垂直，而與主應力平行或垂直。此一段討論，主旨在分析岩層破裂發生後再經動力 (Kinetic force) 作用而生之變動。岩層在破裂後，沿破裂面再生之變動，乃為地質界向來所默認之事實，前項假定即本此事實而設立。因破裂面之變動法有種種，又略論斷層及節理在生成過程中之變動方位，以作比較，並暗示各種破裂面皆有遭受變動之理，而前項劈理方位變動之假定，亦由是而得一側面支持，以助證明其為合理。

動力作用而生之沿破裂面變動既經說明，再追源溯本討論靜力 (Static force) 作用所生之破裂。惟關於物體之破裂理論 (Theory of rupture) 現世仍多爭辯，非固體之破裂，我人固尚未能確知其與應力之關係，普通固體之破裂雖已知只有張力破裂及剪力破裂二種，然關於剪力破裂之理論，地質界所慣引用者即有二說。一為應力說 (Stress theory)，亦稱最大剪力說 (Maximum Shear Theory)；一為應變說 (Strain theory)。此二說之成立，其根據點雖不同，其推算出之破裂面與主應力關係則相差不多，即最大剪應力面 (Plane of maximum shear stress) 與最大剪應變面 (Plane of maximum shear strain)，對主應力之關係僅有角度大小之差而已。在實驗上，如物體之軟硬性質不同，或性質相同形狀不同，雖受力情形相同，而破裂面與主應力之角度關係亦常有大小之差 (11)，我人已難判斷二說之孰為較合於實際之應用。岩層破裂後既有沿破裂面之變動，變動後之破裂面與原來主應力之關係當然多少有變動，於此我人更難選擇二說之孰為較合於解釋岩層之破裂。故本文籠統稱破裂面為最大剪方面 (Plane of maximum shear)，而不細別其為剪應力面或剪應變面。且靜力之作用，在普通情形，物體所生剪力破裂往往是多組 (Multiple sets)，不只一組 (Single set)，而劈理均是一組獨生。是我人推究破劈理之何以發生，更可不細論二說之孰是孰非，尋出單組剪力破裂發生之道理，便足為解釋破劈理成因之最原始根據。

單組剪力破裂之發生，照 Becker 氏之解釋是：應力主要成分為剪應力，即旋應力，或純為剪應力，及應變產生之迅速足使物體「黏着性」起作用。此說之應變產生迅速未必能合於地質構造發生之條件，而 Becker 氏本人之單組破裂試驗，破裂方位與岩層之破劈理方位不盡相符。我人相信剪力之作用，或不均衡壓力 (Differential pressure) 之作用，為單組剪力破裂發生之第一條件，而應變產生迅速未必即為第二條

件。單組剪力破裂產生之第二條件，我人於無意中在 Joffé 氏等之試驗岩鹽報告中尋到。此便是岩鹽在剪力作用下，同時使其不發生彎曲，即可生單組剪力破裂。是物體之發生單組剪力破裂，乃因其同時不能彎曲。不能彎曲便為單組剪力破裂產生之第二條件。Joffé 氏等之試驗，目的在研究結晶體之物理性質，與 Becker 氏之專為解釋劈理成因而作之試驗不同。然 Joffé 氏之試驗結果，用來解釋推劈理之產生，最是合適。此乃說明推劈理所在地位本來該可發生褶皺(彎曲)，但因岩層受力情形特殊不易褶皺，所以發生推劈理(單組剪力破裂)。至於隨褶皺而生之單組剪力破裂，在軟岩層中者即變為與褶軸面約相平行之滑劈理，其所以生成亦可以同理釋之。蓋生有滑劈理之岩層常不生拖皺，生有拖皺之岩層，其破裂又不止單組。惟作如此之解釋，此種單組剪力破裂應與拖皺為同級序之構造，較之大褶皺高一級。如此又可看出推劈理之別於滑劈理。

單組剪力破裂可演變為某種斷層或剪力節理，不一定僅可演變為破劈理，破劈理之發育環境比較特殊。特殊環境之推斷，現尚無實驗可資證明，僅能依據本文列舉之事實。此即單組剪力破裂發生後，在應有大衝斷層或剪斷層發生之附近，以斷層之難發生，壓力不能痛快解除，單組剪力破裂勢須增生，同時又生劈理式旋動而變為推劈理；在可保持不變或少受變動而為剪力節理之處，又以有岩層之滑動，使破裂增生並生劈理式旋動以變為滑劈理。(於此亦可見推劈理與滑劈理之別，及此二種劈理取名意義)。故破劈理之特性是劈面排比稠密，劈痕大都清楚，而劈面多仍結合，非真正之裂開面。

今就本文之所述及根據各家之論述流劈理及破劈理，作一劈理比較表，以當此節要之節要。

劈理比較表

性質	劈理	破劈理	
		流劈理	滑劈理
發育之決定性環境	岩石之飽略流動	岩層之受推壓而少生滑動	岩層之滑動
適於發育之岩石	硬質岩，軟性者尤佳	任何岩石，硬性者尤佳	任何岩石，軟性者尤佳
劈理之延展及排比密度	延展最寬廣，密度較有定	延展尚寬廣，密度不固定	延展一方不長遠，密度不固定
與褶皺之關係	不隨大褶皺而生	不隨大褶皺而生	隨大褶皺而生，但不與褶皺共生
劈理式旋動之旋軸	與劈理垂直，而與壓力平行	與劈理走向垂直，而與壓力平行或垂直	與劈理走向平行，與壓力垂直
與附生礦物之劈面關係	常相一致		
與附生斷層之斷面關係		與衝斷層及剪斷層平行	不與斷層平行

## 15. 推劈理之可能應用

研究小構造有一目的是欲利用小構造以推知大構造。今推劈理之觀察尙屬初步，所知事實有限而推論又似太多，一經考驗或難免發現錯誤，本末可侈言此項之應用。然正因為在應用上易於顯出錯誤，可以使我人對推劈理另求較合理之解釋，故又依據上文之推論提出推劈理之可能應用。

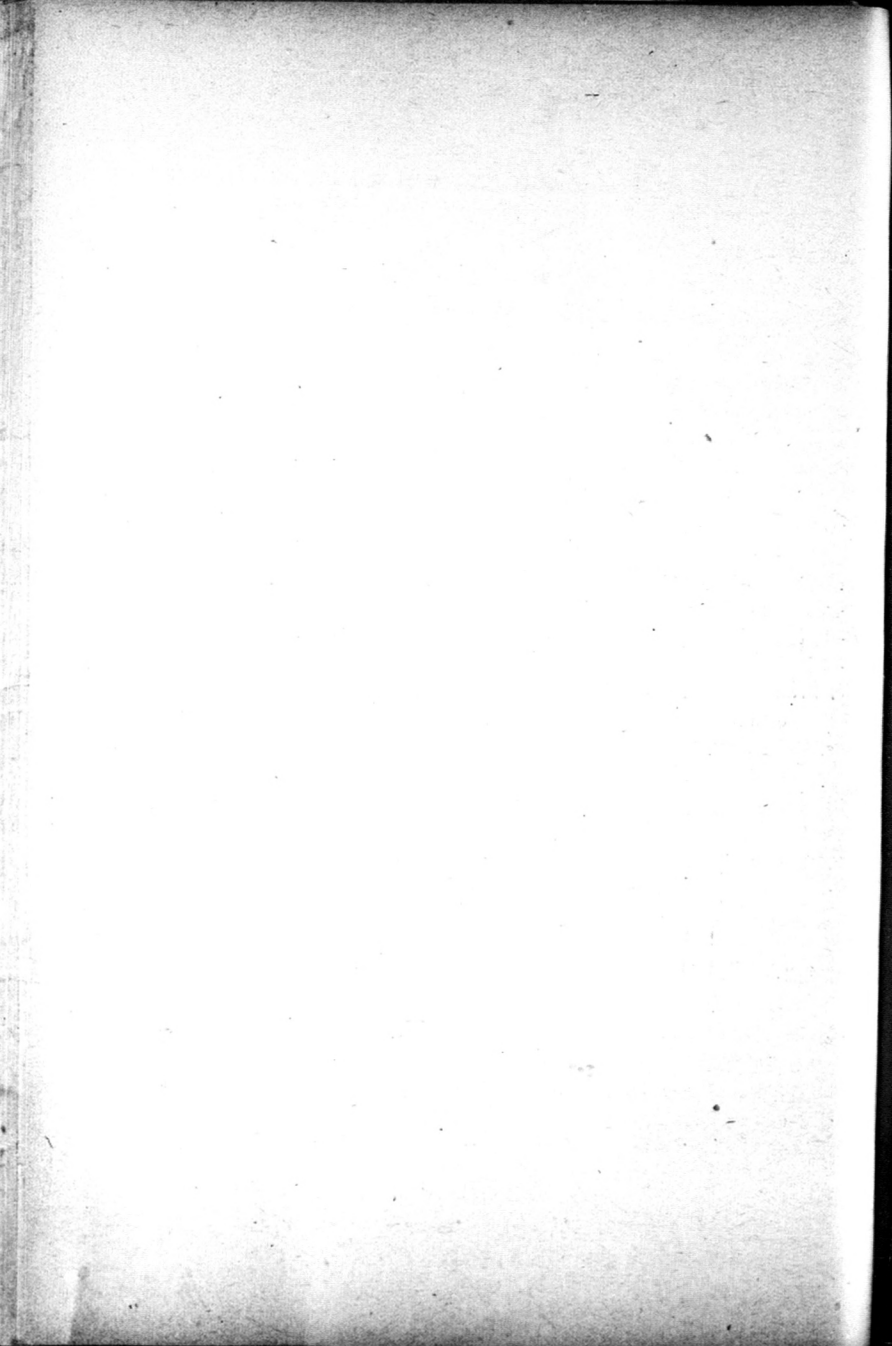
就上章之分析，推劈理發育地帶乃為應發生褶皺地帶，成羣以生而分佈寬廣之推劈理可以代表一褶皺帶。且岩層之不生褶皺而生推劈理乃因其先前已生有褶皺，推劈理走向不與老褶皺褶軸平行，故推劈理之發育乃代表較新一次之褶皺。此雖於研究新老構造之分佈及關係有重大意義，惟僅就本文列舉事實而得之推論，對實際應用或尙有待。就作者之判斷，生有推劈理地帶通常多稱為剪力帶 (Shear zone)，是欲考驗推劈理之是否代表較新一次之褶皺，可多方研究剪力帶構造。

又推劈理與衝斷層及剪斷層平行共生，在判別斷層之種類上亦可作為一參證。斷層之錯移大約是水平者有二種，一為橫斷層(原於張力裂破)，一為剪斷層。二者均可能附生有擦痕 (Slikensides)，至於附生有推劈理者僅剪斷層一種。斷層之錯移是傾斜或垂直者大別之亦有二種(均附生有擦痕)，一為衝斷層，一為正斷層(多原於張力破裂)，後者可能附生有滑劈理，而前者則可附生有滑劈理及推劈理。(完)

## 參 考 書

1. Nevin C. M., *Structural Geology*, John Wiley, New York, 1935
2. Leith C. K., *Rock Cleavage*, U. S. Geol. Surv. Bull. No. 239, 1905
3. Lee J. S., *A Geomechanical Study of the Eastern Nanling*, manuscript, 1943
4. Mead W. J., *Folding, Rock Flowage, and Foliate Structures*, *Journ. Geol.*, vol. 48, pp. 1007-21, 1940
- 5a. Chern M. K., *The Copper Deposits of Tangtan ang Lohsue, Yunnan*, manuscript, 1944
- 5b. 陳 愷, 四川隆昌石燕橋煤田地質, 未刊稿, 1945
- 5c. 劉季辰趙亞曾, 浙江西部之地質, 中央地質調查所地質彙報九號, 1927
- 5d. 李毓堯李捷朱森, 甯鎮山脈地質, 中央研究院地質研究所中文集刊十一號, 1935
- 5e. 胡博淵梁津謝家榮, 首都之井水供給, 中央地質調查所地質彙報十六號, 1931
6. Van Hise C. R., *Principles of North American Pre-Cambrian Geology*, *Sixteenth Ann. Rept.*, U. S. Geol. Surv., pt. 1, 1896
- 6a. Van Hise C. R., *Deformation of Rocks*, Pt. 3, *Cleavage and fissility*, *Journ. Geol.* vol. 4, pp. 449-83, 1896
7. Swanson C. O., *Notes on Stress, Strain and Joints*, *Journ. Geol.* vol. 35, pp. 193-223, 1927
8. Becker G. F., *Finite Homogeneous Strain, Flow and Fracture of Rocks*, *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 4, pp. 13-90, 1893
- 8a. Becker G. F., *Schistosity and Slaty Cleavage*, *Journ. Geol.* vol. 4, pp. 429-48, 1896
- 8b. Becker G. F., *Experiments on Schistosity and Slaty Cleavage*, *Bull. U. S. Geol. Surv.* No. 241, 32 pp., 1904
9. Lovering T. S., *The Fracturing of Incompetent Beds*, *Journ. Geol.* vol. 36, pp. 709-17, 1928
10. 李四光, *地質力學之基礎及方法*, 中華書局, 1947
11. Nádai A., *Plasticity*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1931
12. Joffé A., *The Physics of Crystals*, McGraw-Hill Book Co., pp. 23-86, 1928





## JOINTS AND INCISED MEANDERS IN THE RED BASIN SZECHUAN

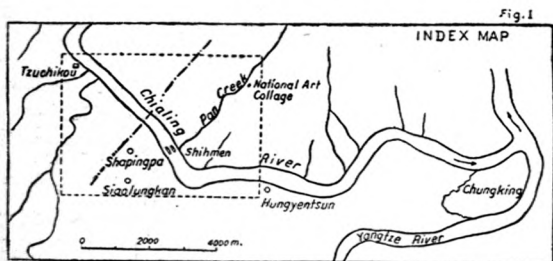
By

T. C. Sun and Y. C. Hsu

(With I Plate and 2 Text-figures)

The influence of joints on drainage was first studied by W. H. Hobbs in Wisconsin and New York some forty years. (1) He pointed out that the expressions of the fracture pattern in the earth relief are brought out by the river networks. Near the border region of the Red Basin of Szechuan H. B. Whittington remarked the adjustment to structure of rivers. (2) In our recent inspection on the joint-pattern and its relations to the tectonics in the Cretaceous Red Beds at Shapingpa 1, Chungking, (3) we recognize that the joints always offer the courses for the creeks to the development of incised meanders. This paper lends further support to their critical interpretations.

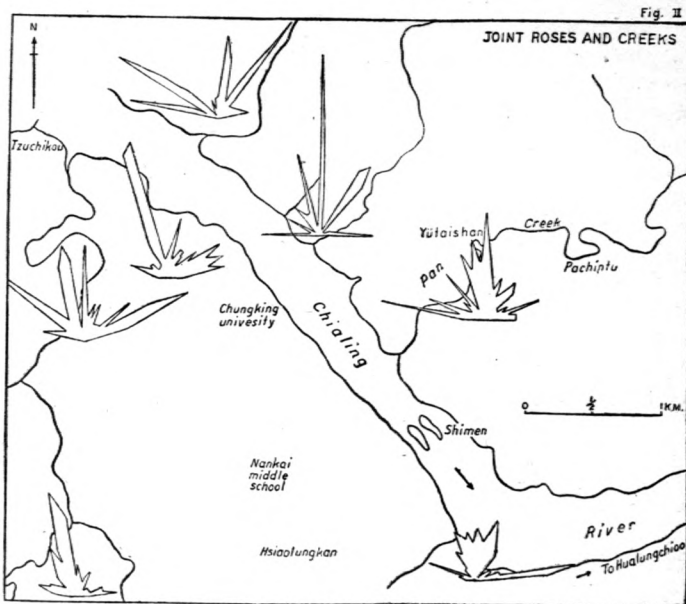
A gentle minor anticline, about  $N 40^{\circ} E$  in trend is heavily carved by the Chialing river from Tzuchikou to Hsiaolungkan 2. As the river gets through this anticline at Shihmen, 1 km. northeast of Hsiaolungkan, it sharply turns its course eastward, since huge diagonal joints persist extensively from  $N80^{\circ} W$  to  $N80^{\circ} E$  between Hsiaolungkan and Hungyentsun 3. (Fig.1)



On the northern bank of the river four tributaries, much less in erosion power, run hanging to it at a height of about 50 m. The Pan Creek 4 ("Pan" - a Chinese character, means meandering), the longest of them, runs around the pitch end of the anticline. Between Pachintu 5 and Yütaishan 6 the boot-shaped turns and the mule-shoed turns clearly express the bearing of joints on the development of

1. 沙坪壩 2. 小龍坎 3. 紅岩村 4. 盤溪 5. 八陣圖 6. 玉帶山

incised meandering of this creek. The other three, more or less keep their courses respectively along the joints, if not the faults, which lead to the river (Fig. II)



On its southern bank another incised meander flows serpentine due to the shifting of one joint set to another. Like the Pan Creek it follows the pitch of the same anticline but runs northeastward with two rapids and five elbowturns, before it discharges to the river at Tzuchikou. (Fig. II)

One would probably be in great confusion on this well-dissected rolling topography at a first glance, but after a careful observation on the relationship of the joints and the gullies, one cannot but realize that the gully-network is just in accordance with the joint-pattern. Joints, no matter what their natures and magnitudes are, play an important role in the sculpturing of the present topography; but those, however, which lead to the nearest local base level at the

shortest distance, are the most affective ones. With a compass handy, one may find the directions of the gullies reading the same degrees as those of the local prevailing joints

The joint-pattern is interwoven by the diagonal, cross and axial joints. The diagonal joints extend a considerable distance without interruptions as those N5°-20°W near Tzuchikou, E-W and N-S at Chungtukou<sup>1</sup> and those N80°W to N80°E from Hsiaolungkan to Hungyentsun. Although the diagonal joints are evidently the most predominant in this area, yet the reactions on relief around this minor anticline are chiefly due to either the axial or cross joints. It is because the axial joints and cross joints are open ruptures rather suitable as paths for the running water. So flows the Chialing river along the cross joint and its tributaries, especially the shorter one, probably follow the axial joints. (Fig. II)

A cross-section cut by the Chialing river reveals the rock characters of the Red Beds:- Standing as a buckle, a competent bed of massive arkosic sandstones, about 25 m. in thickness, is well-jointed. Above and beneath this sandstone are incompetent beds of purple soft shales, interbedded with sandy shales which now and then are intercalated either with lenses or partings of sandstones, irregular in shape and in size. As a whole, they are well-subjected to erosion but different in degree.

#### Discussion

Studying in such a small area is, of course, too premature to draw a final far reaching conclusion. But as a matter of fact, the numerous rhythmical incised meanders and meander cones, (25 meander cones have been reported in the Cretaceous Red Beds along the Chialing river) (4) are the striking phenomena well known in this Red Basin of Szechuan Under a slow but long continue uplifting, the red sandstones and purple shales of the gentle anticline are so well jointed that they favourably sculptured by the Chialing river and its tributaries. This reasoning leads us to suggest legitimately that joints lay a great stress on the ontogeny of the incised meanders in the Red Basin of Szechuan.

Incised meanders (sh.) with gorges (ss)

Meanders (sh.) with falls (ss.)

Gullies (sh.) with rapids (ss.)

joints

## References

- (1) Hodds, W. H. Examples of Joint-Controlled drainage from Wisconsin and New York. *Jour. Geol.* Vol. 13, pp. 363-375 1905
- (2) Whittington, H. B. Geological Reconnaissance between Chokechi and Kuanhsien, North Western Szechuan. *Mem. Geol. Surv. Szechuan* No. 111, p. 10. 1944
- (3) Sun, T. C. & Hsu, Y. C. An Analysis of Joint-systems in a Gentle Anticline. *Science Record* Vol. 2. No. 2, pp. 115-121
- (4) Lee, C. S. & Chow, T. Z. Li-Tui and Li-Tui Shan -- Observations on some Isolated Hill formed by artificial means and River Erosion. (Chinese) *Geography* Vol. 1, No. 3 p. 242. 1941

李承三 周廷儒 「離堆」與「離堆山」考地理第一卷第三期民國三十年九月

## Remarks

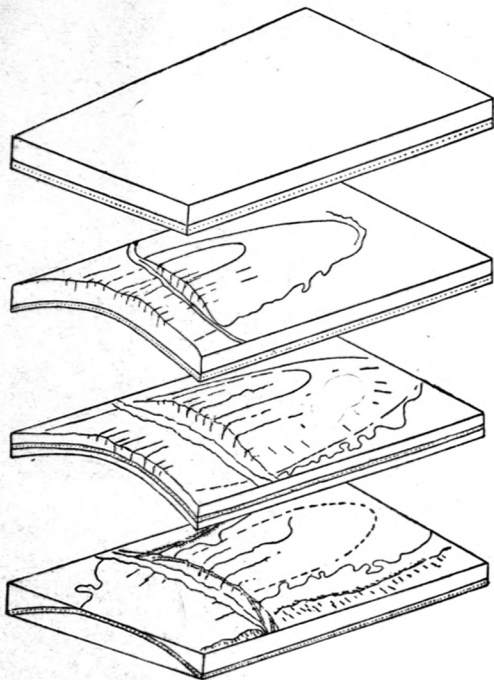
Before this paper is sent to the Editor two articles on the incised meanders in the Red Beds should not be neglected. The relations of joints and incised meanders of the Chialing river between Changwangmiao<sup>1</sup> and Huishuipa<sup>2</sup>, near Chienkuo<sup>3</sup>, Northern Szechuan was mentioned by C. S. Lee. (5) And that the incised meanders of Wushui in Northern Kwangtung are under the control of joints was observed by K. T. Chen. (6)

- (5) Lee, C. S., Chow, T. Z., Kuo, L. C. and Kao, Y. Y. Sketches and Maps of the Geographical Expedition of the Chialing Valley. Part one, *Geomorphology* P.17 (Chinese) 1946

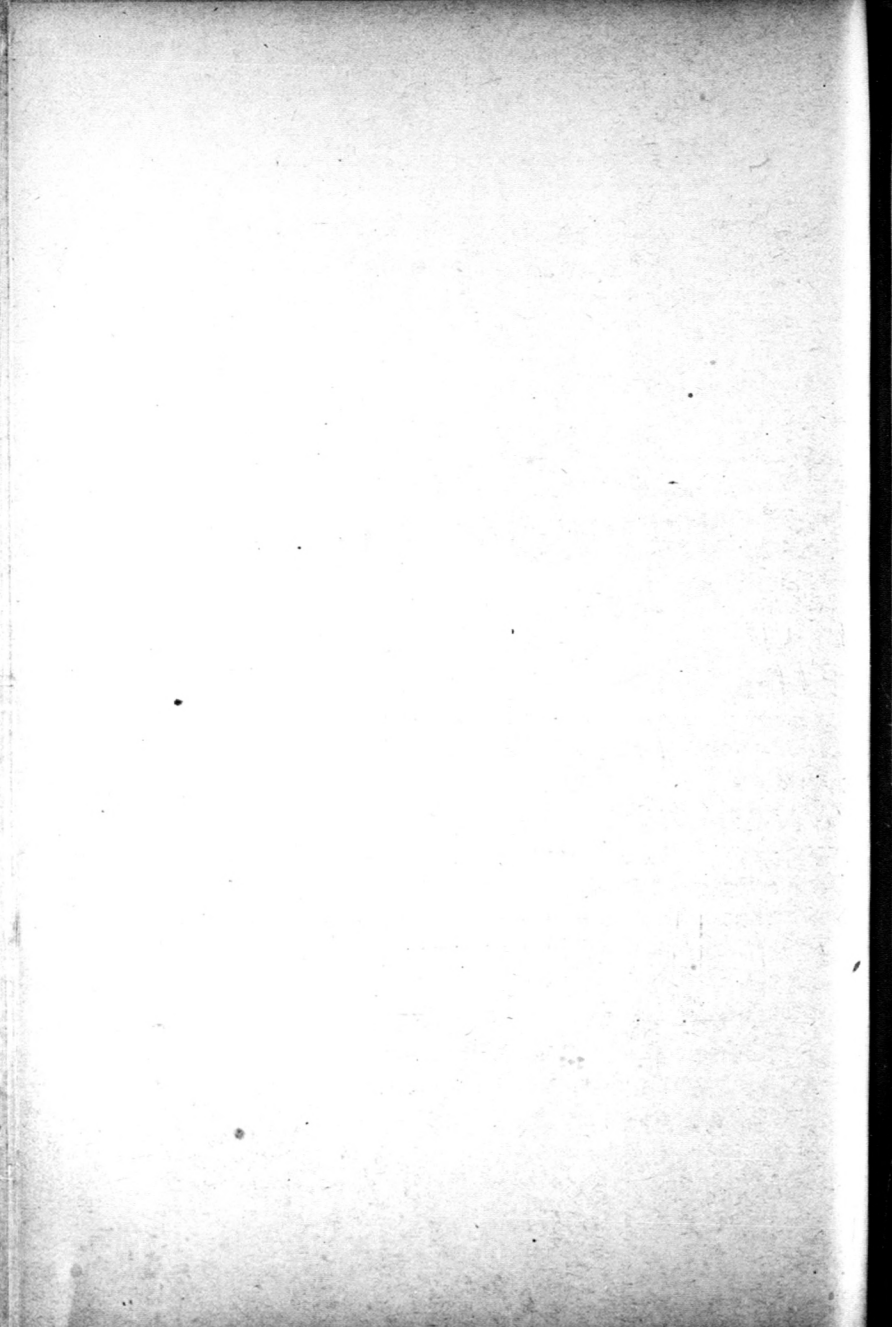
李承三 周廷儒 郭令智 高泳源 嘉陵江流域地理考察報告上卷地形圖集三十五年一月

- (6) Chen, K. T. On the Meanders of Wushui. (Chinese) *Geography* Vol. IV, No.3-4. p. 40. 1946

陳國達 粵北坪石附近之武水河曲 地理第三卷第三四合期 三十五年四月



**IDEAL DIAGRAMS SHOWING THE ONTOGENY OF INCISED MEANDERS**  
(Folding > Erosion)





# 黔北地層發育史

(附柱狀剖面圖二幅)

劉之遠

抗戰期間，因供職浙江大學，居留黔北遵義，曾利用假期，遠赴野外考察，以五萬分一之地形圖，填繪地質，計前後完成團溪、龍坪、老蒲場、尚稽場、三岔河、遵義、板橋、桐梓、楚米鋪、新站、松坎、沙土、鴨溪、毛石坎、芝蔴坪、花秋壩、放牛坪、溫水、石壕等幅，範圍包括遵義桐梓兩縣境之大部分，湄水仁懷金沙等縣之東部，南起刀靶水，北至松坎，南北長一五二公里，東西寬約四十餘公里，計面積約八千餘平方公里。就考查所得，著有遵義桐梓兩縣地質綱要(註一)，遵義縣地質誌(註二)黔北大樓山之地質等文(註三)，此篇所敘僅係黔北地層發育史而已。

## 地層系統

黔北地層，以震旦紀之新土溝灰岩(註三)為最古，古生代有寒武紀、奧陶紀、志留紀、二疊紀等地層，泥盆紀則付缺如，石炭紀尚有疑問。中生代以三疊紀地層最發達，侏羅紀與白堊紀則欠完備。第三紀僅在遵義縣尚稽場南之楠木渡北麓，見有紅色礫岩層，不整合於古地層上。第四紀可別為老蒲場紅色土層及近代沖積層。茲將各期地層分敘於後。

### (一) 震旦紀 新土溝灰岩(Hs)

震旦紀之新土溝灰岩，首見於遵義縣金頂山西麓，即新土溝附近。本灰岩出露於松林外斜層軸部，即遵義縣之西北境。岩性為灰白色砂質灰岩，底部未露出，故不知其全部厚度。惟灰岩之下部，逐漸變成灰黑色頁岩，或板狀灰岩，富含黑色球狀結核，而上部灰白色灰岩，層面現同心圓結核，狀若捲髮，內部骨具砂質球形體，現真珠光澤，頂部蓋以黑色頁岩，二者成不連續狀。

本灰岩既無化石為佐證，且其底部未詳，故難與他處相比，僅在本層以上之頁岩中，採獲三葉蟲化石，經盧君衍豪鑑定為 *Redlichia chinensis* Walcott，屬於下寒武紀。據此，則此頁岩下之灰岩，以屬於震旦紀為宜。揆其岩性及層位可與四川之洪春坪灰岩，及三峽之燈影灰岩比擬。

### (二) 寒武紀

黔北寒武紀相當發育，層次比較完整，大樓山主脈地帶，自金頂山東北至婁山關，及金頂山西，松林外斜兩翼高山，皆本紀地層突露之區。計其厚約在千公尺左右，底部蓋於新土溝灰岩上，成不連續狀接觸，頂部為奧陶紀地層所蓋覆，亦成不連續狀。

二十九年暑假，著者至金頂山研究地層，將寒武紀分別為四層：即牛蹄塘頁岩、明心寺層、金頂山層、婁山關灰岩是也。所採化石，承經盧君(註四)鑑定，並將層位界限，斟酌修改。尹贊勳先生等(註五)復於三十二年秋，調查涇潭地質時，將著者婁山關灰岩下部，另名清虛洞灰岩，中部創名為高台灰岩，上部仍沿用婁山關名稱。尹氏之修改甚為明確，故黔北之寒武紀應分為下敘六層。

#### A, 牛蹄塘頁岩 (Cl<sub>1</sub>)

牛蹄塘頁岩，色黑，間含炭質，風化後呈灰白色，節理縱橫，多具菱形，以遵義縣牛蹄塘附近露頭最佳，因此得名。本層底部與新土溝灰岩成不連續狀接觸，厚約 150 公尺；頂部為明心寺層，居間有一層褐黃色石英砂岩，具有蟲跡，厚約半公尺，可作二者分界標識，此在牛蹄塘南所見最清楚。至松林外斜兩翼，新土溝灰岩之頂，隨處可見。

#### B, 明心寺頁岩 (Cl<sub>2</sub>)

本層可分上下兩部：下部頁岩富黏土質，色呈黃、黃綠或灰黃，風化後成柿黃色，愈上含砂粒漸富，雲母片亦多，間夾黃綠色石英砂岩層，厚 200 公尺。其中產化石如下：

- Redlichia chinensis Walcott
- Kueichowia liui Lu
- Palaeolenus sp.
- Obollus sp.

本層上部為灰綠或綠色頁岩，夾雲母砂岩，厚九十公尺，其中化石甚豐，尤以小形之 *Eodiscus* sp 為最，其種類如下：

- Redlichia chinensis Walcott
- Eodiscus chintingshanensis Lu
- E. tingi Lu
- Pagetia sp.

#### C, 金頂山層 (Cl<sub>3</sub>)

明心寺層之上，連續沉積金頂山層。本層可別為上下二部，下部為深灰色泥質灰

岩，厚薄隨地變異，約由五至三十公尺，或兩端尖滅，作凸鏡狀，富產古杯類化石。上部為暗灰或黃綠色雲母薄層砂岩及頁岩，間夾不純深灰色泥質灰岩，或鱗狀灰岩，厚六十至九十公尺。共計其厚約在百二十公尺左右。其中除產古杯類外尚有三葉蟲類及腕足類等化石，主要古杯類為：

*Cambrocyathus (Archaocyathus) cf. dissepimentalis* Taylor.

C. *sibiricus* (Von Toll) 等。

#### D. 清虛洞灰岩 (Cm<sub>1</sub>)

凡金頂山層露頭所在，隨之即有清虛洞灰岩，岩性為黑色泥質灰岩，性堅韌，鄉民常取作石料，層面時現紅色鐵染，泥質作塊狀，或污斑狀，層理顯著者，嘗若千層餅狀。亦有成厚層者，厚百二十至百五十公尺，其中化石較稀，惟在金頂山南麓玉佛寺附近，採獲三葉蟲頭部一枚（標本存浙大），極似 *Redlichia* sp.，或屬於 *Yinites* sp.，因二屬之頭部頗相似，而尾板大異故也。頂部黃色砂質頁岩，產三葉蟲 *Ptychoparia* sp.，以此為高台灰岩底部標識，易與本灰岩區辨。

#### E. 高台灰岩 (Cm<sub>2</sub>)

本灰岩蓋於清虛洞灰岩之上，底部黃色砂質頁岩，在本區內尚較發達，厚五十公尺。在遵義玉佛寺之南，陸家壩鄰近，即曾採獲一完整之 *Ptychoparia* sp.。其上為灰白色薄層灰岩，性脆易碎，間夾深灰色層狀燧石灰岩；上部為深灰色薄層（厚約半吋）灰岩，與暗黑色砂質灰岩交互成層，溫水南三十里之丁角橋所見最為清晰。再上為婁山關灰岩，成灰色厚層狀，本層厚度約百五十至二百公尺。

#### F. 婁山關灰岩 (Cm<sub>3</sub>)

此即尹氏狹意之婁山關灰岩，位於前述灰岩之上。樓山主峯，松林外斜兩翼山嶺，團溪以南高山，九里壩丁角橋等外斜軸部，皆本灰岩所在。下部為灰色厚層灰岩，甚堅韌，間夾白雲石層。中部厚層灰岩，色灰，深藍或淺灰。嘗夾薄層灰岩，易碎成白色粉狀。上部灰岩，層漸變薄，色呈灰白，愈近頂部色愈深，漸變成褐黑色，灰質層理與泥質層理成交互狀，頂端嘗見成層或扁豆體之燧石，且層面嘗具朱紅色或紫紅色之被覆物，鄉民誤認為硃砂礦，溫水東南十里之粉青壩南，即見此現象。在婁山關北麓，南溪口鄰近，頂端則為深灰色泥質成斑點狀之灰岩，與下奧陶紀地層分界，總計其厚度為二百至二百五十公尺。

## 結 語

綜觀上敘各層，其中牛蹄塘頁岩，未獲化石佐證。明心寺層及金頂山層中所獲之化石，皆足證明二者沉積時期確屬於下寒武紀。在金頂山層以上，則為三層灰岩。在本區內，清虛洞灰岩中，曾採獲 *Redlichia* sp 或似 *Yinites* sp 化石；高台灰岩底部黃色砂質頁岩產 *Ptychoparia* sp。此外均經搜索化石，求作佐證，但終無所獲，故各灰岩沉積時代，殊難推斷。但尹氏等在湄潭之高台灰岩中所採化石，經盧君鑑定，確屬中寒武紀初期。據尹氏之意，金頂山層至高台灰岩均屬淺海相或海岸近處之沉積，且海水有數度升降；而婁山關灰岩則為深海相，與下奧陶紀成不連續關係。若此海相由淺而深，中無間斷，自當為同一時期，易言之，三層灰岩可能俱屬於中寒武紀也。

### (三) 奧陶紀

黔北奧陶紀，相當發育，層序完整，以川黔接壤地帶為最。自此向南，厚度逐漸變薄，甚至缺乏，如遵義尚稽場之南，棲霞灰岩直接與婁山關灰岩接觸，其間並無奧陶紀地層。本紀露頭分佈較廣，如酒店壩外斜軸部，丁角橋外斜兩翼，九里壩外斜四圍，樓山主脈南北兩麓，松林外斜兩翼，團溪內斜兩翼，凡此等處，本紀地層之露頭，皆甚清晰。

就化石與岩性而言，黔北之奧陶紀，可別為六層，即桐梓層、紅花園灰岩、仰天窩頁岩、十字鋪層、馬蹄灰岩、黃連樹頁岩。茲分敘於下：

#### A, 桐梓層 (O<sub>t</sub>)

桐梓層之名稱，為盛幸夫君(註七)所首創，其標準剖面即在桐梓城南十五里紅花園南。顧其岩性及化石，可分上下兩部，下部以灰色或黃綠黃灰色頁岩為主，間夾薄層灰岩，富產三葉蟲及腕足類化石。三葉蟲類為 *Andesaspis sinensis* *Kainella lohampoensis*, *Bellefanti changi* 等；腕足類為 *Eoorthis* sp *Lingula* sp 等。上部以深灰色薄層灰岩為主，間夾灰色或黃灰色及綠色頁岩，曾採獲三葉蟲化石 *Eotaihungshania kweichowensis*。本層底部有一層灰白色砂質灰岩，夾有鱗狀灰岩，可與婁山關灰岩分界，二者呈不連續；就其中化石，與上下層之岩性而論，沉積間斷無疑。頂部蓋以紅花園灰岩成整合狀，計其厚度約為八十公尺。

婁山關以北，本層相當發育，尤以川黔交界，觀音橋至酒店壩間為最，此處本層厚達百公尺。但婁山關以南，岩層漸薄，在遵義城西北馬高灣，本層剖面如下：

8. 黑灰色燧石厚層灰岩 紅花園灰岩

7. 石英砂岩

0.5公尺

- |                               |       |
|-------------------------------|-------|
| 6. 灰色薄層灰岩,夾黃灰色頁岩              | 15 公尺 |
| 5. 綠灰色頁岩,產 <i>Lingulla</i> sp | 10 公尺 |
| 4. 掩蓋                         |       |
| 3. 深灰色薄層灰岩                    | 3 公尺  |
| 2. 灰白色砂質灰岩                    | 1 公尺  |
| 1. 淡灰色厚層灰岩 婁山關灰岩              |       |

全厚約三十公尺,遵義城以南,逐漸消失。

瀘水縣溫水鎮東南十里大竹溝,本層剖面如下列:

- |  |        |
|--|--------|
| 17. 深灰色結晶灰岩 紅花園灰岩                                    |        |
| 16. 淡白色石英砂岩具蟲跡空洞                                     | 5 公尺   |
| 15. 淡黃色頁岩夾數層灰色頁岩                                     | 15 公尺  |
| 14. 灰色薄層(厚約半吋)灰岩與黃灰色泥質層成交互狀                          | 8 公尺   |
| 13. 灰黃色葉片狀頁岩   | 9 公尺   |
| 12. 灰色灰岩夾泥質成層理狀或塊狀,產腕足類 ( <i>Orthis</i> sp)          | 4 公尺   |
| 11. 灰色薄層灰岩,夾黃灰色灰岩                                    | 5 公尺   |
| 10. 灰色泥質灰岩,層厚約半吋,泥質作塊狀。                              | 1.2 公尺 |
| 9. 深灰色薄層夾泥質層灰岩                                       | 3 公尺   |
| 8. 深灰色結晶灰岩,富含化石碎塊,具有角礫灰岩                             | 0.5 公尺 |
| 7. 黃色灰岩夾晶片狀之泥質層,或灰質礫岩                                | 3 公尺   |
| 6. 灰色鈣質頁岩,時夾褐紅色泥質砂粒層,採獲化石經盧君鑑定                       |        |
| 爲 <i>Shumardia</i> sp (New) <i>Symphysurus</i> sp 等。 | 10 公尺  |
| 5. 深灰色結晶灰岩,富產腕足類                                     | 3 公尺   |
| 4. 深灰色灰岩,夾泥質層,灰岩時作品片狀                                | 4 公尺   |
| 3. 灰色灰質礫岩,夾白色燧石                                      | 10 公尺  |
| 2. 灰色鈣質砂岩,含細粒燧石及石英,層理顯明                              | 0.7 公尺 |
| 1. 灰色厚層灰岩,層面具紫紅色被覆物                                  |        |

上列 17 產 *Protocameroceras* sp, 即紅花園灰岩。1. 灰岩爲婁山關灰岩。16 至 2 爲桐梓層,產 *Shumardia* sp, 奧陶紀底部標準化石,與英國之 Tremadocian 層相當,厚約九十公尺,與遵義境內相比,其厚度已大增矣。

#### B, 紅花園灰岩 ( $O_h$ )



夾薄層砂岩，富含雲母碎片。本層之名稱係樂君森璠（註一〇）調查重慶貴陽間路線地質時所創立，其時代屬於中奧陶紀之前期。

本層頁岩色現灰黃灰綠或暗灰色等，富含雲母碎片及砂粒，間夾褐紅色薄層砂岩，其中灰岩不純，含有泥質層，時作層狀，或凸鏡狀，往往係腕足類碎殼聚集而成，共厚二百餘公尺，亦以北厚而南薄，烏江北岸即行絕跡，其中化石豐富，腕足類簇聚層面，三葉蟲筆石頭足類等化石亦多，尙有海林檎海藻類，產於上部黃色灰質頁岩中。遵義城北十字鋪之標準剖面，除含下列化石外，且產藻類化石最豐。化石名稱如下：

三葉蟲 (Trilobitae): *Taihungshania omeishanensis* sheng  
*Parabasilicus tungkouyuanensis* sheng  
*Calymmene tingi* Sun  
*Isotelus gigas* var. *hupeiensis* Sun  
*Ogygites yunnanensis* Reed.

腕足類 (Brachiopoda): *Orthis praetor* Reed  
*O. calligramma*  
*O. sp.*

頭足類 (Cephalopoda): *Cycloceras* sp.  
*Endoceras* sp.  
*Orthoceras regulare*

蘇台館 (Bryozoa): *Pachyclietya* sp  
海林檎類 (Cystoidea): *Sinacystis loczyi* Reed  
*S. yunnarensis* Reed.  
*Echinosphaera asiatica* Reed

筆石類 (Graptolitoidea): *Didymograptus cf. murchisoni* (Beek)

海百合類 (Crinoidea): *Camarocrinus* sp

就上列三葉蟲類及腕足類而言，與湖北艾家山層所含者相同，亦即與西歐之 Llandeilian 相當。其生成時代，蓋屬於中奧陶紀下部。

#### E, 馬蹄灰岩 (Om)

本灰岩係連續停積於十字鋪層之上，與湖北艾家系含有直角石 (*Orthoceras chinensis* Foord) 之灰岩相同。因其岩性特殊，層面常現龜裂紋，成六邊形或五邊形，狀若馬蹄，極易認識，鄉人稱之爲馬蹄石，故名之爲馬蹄灰岩。亦有因其所含塔石大而



長，易惹人注目，稱之爲塔石灰岩者。其岩性係淡灰、灰、藍灰、粉紅等色泥質灰岩，龜紋顯著。在本區內與其他灰岩相比，迥然相異，凡奧陶紀分佈所在，皆有其露頭，惟遵義縣城之南，則被侵蝕而絕跡。自此至川黔交界，分佈廣泛，層序規律，厚度約在四五十公尺之間。其中化石豐富，除富產頭足類外，尚有腹足類及腕足類等，三葉蟲僅見碎塊，又曾在松坎之西，韓家店以西，採獲珊瑚化石一枚，完整可愛。計其所含化石，有下列各種：

- 頭足類 (Cephalopoda): *Discoceras curasiaticum* Frech.  
*Orthoceras chinensis* Foord.  
 O. *regulare* Schloch.  
*Stereoplasmodoceras pseudoseptatum* Grabau  
*Cycloceras* sp.  
*Actinoceras* sp.
- 腕足類 (Brachiopoda): *Orthis* sp.
- 腹足類 (Gastropoda): *Eccyliopecter* sp.
- 珊瑚類 (Anthozoa): *Columnaria* sp.

潘鍾祥君調查川南地層，曾謂：「艾家山系之上部，爲約四十公尺之薄層泥質石灰岩，風化面上常現龜裂紋，爲其特徵，含直角石甚富。」所言之灰岩，蓋即與本層相同。王鈺君所言三峽地帶之龜裂紋灰岩，想亦與之相同。據所含化石可與西歐之 Lland-eilian 相當，故本灰岩生成時代，與十字鋪層統屬於中奧陶紀。

#### F, 黃連樹頁岩 (Ou)

本頁岩整合於前述灰岩之上，其間爲不連續關係，由盛君幸夫創稱之，以其露頭見於桐梓縣韓家店與酒店壩間之黃連樹附近而得名。該地岩層可別爲上下段，下段爲墨黑色炭質頁岩，扭屈作碎葉狀；上段黑色板狀頁岩，層理清晰，富產筆石，全厚約六公尺，其化石如下：

- Dicellograptus complanatus* E. et W.  
 D. *complanatus onnatus* E. et W.  
 D. *graciliramosus* Yin et Mu  
 D. *cf graciliramosus* Yin et Mu  
*Climacograptus supernus* E. et W.  
 C. *latus* E. et W.

- C.            *scalaris* E. et W.  
*Orthograptus truncatus abbreviatus* E. et W.  
O.            *truncatus* Lapw.  
*Trigonograptus lineatus* Hsü  
*Retiolites* sp.

本頁岩因厚度過小，露頭皆被掩蓋，野外調查，極易忽略。僅就著者所見，其岩性亦隨地稍異，如溫水東南之大竹溝，露頭清楚，馬蹄灰岩之上，為褐黑色砂質頁岩，成厚層狀，厚約半吋，與黑色頁岩成交互狀，經風化後，變為黃褐或灰褐色，厚約五公尺。又在遵義城北二十里之黑泥坳，渝筑公路經過，因築路開鑿，露頭清晰，見馬蹄灰岩之上，下部為黑色葉片狀頁岩，富含炭質，鄉民誤作煤礦；上部黑色砂質頁岩，風化成黃灰色，間夾小形凸鏡體之灰岩，富產腕足類化石，總厚三公尺，王君鈺謂厚僅一二公尺，實不止此。

就本頁岩所產化石而論，與孫雲鑄氏所鑑定之五峯頁岩(註一)，許傑氏所鑑定之於潛系筆石(註二)，大致相同。對其地質時代，意見不一，時視為奧陶紀最上部者，有視為志留紀最底部者，王君鈺(註三)主張代表奧陶紀之最上部，即其沉積時期，屬於上奧陶紀。並據穆恩之君研究黔北五峯頁岩(註四)稱：「五峯頁岩含西歐奧陶紀式 *D. complanatus* 及 *C. supernus*，近於不列顛之 *D. anceps* 帶形式，但前二者西歐產之稀少，然五峯頁岩富有，可稱該頁岩為 *C. supernus* 層。又頁岩中有 *C. scalaris* 及 *Retiolites* sp.，在歐洲全限於志留紀，遂推斷頁岩比 *D. anceps* 化石帶高，即代表奧陶紀之最後期，適志留紀海相超覆之始也。」若論本頁岩沉積時期，無疑屬於上奧陶紀上部，下與馬蹄灰岩成不連續狀，上與志留紀成連續關係。

## 結 語

本區內奧陶紀地層，如是發育完整，下奧陶紀有三：即桐梓層，紅花園灰岩，及仰天窩頁岩，前二者與王君之半河系相當；後者即俞君之涇潭頁岩，盛君之馬路口頁岩。中奧陶紀地層，有十字鋪層及馬蹄灰岩，可與川南地層相比，即湖北三峽之艾家山系，該系上下兩部王君依次名之為艾家山系(狹義)及龜裂紋灰岩。黃連樹頁岩代表上奧陶紀，與三峽五峯頁岩相同。而各層厚度，大都北厚南薄，下奧陶紀在遵義之南，逐漸變薄，以至尖滅，如此海水北深南淺，遵義濱臨海岸，前曾言及，婁山關灰岩為深海沉積，此後海相變遷，地盤上陸，向北作緩坡狀，遂致下奧陶紀地層與該灰岩成顯著之不

連續，沉積間斷，實無疑焉。

#### (四) 志留紀

本區內志留紀地層，亦以川黔交界為最發育，自北而南，層次逐漸變薄，在遵義城北，明月寺鄰近，尚留殘跡，厚度不及二十公尺，但縣城以南全然絕跡。就此推測古代地理，志留紀海亦北深南淺，與奧陶紀大致相似，惟各岩層及其動物羣遞不同而已。

本紀地層就岩層及化石而論，民國十八年經丁氏文江分為酒店壩頁岩，石牛欄灰岩及韓家店頁岩三層，今沿用之；而石牛欄灰岩，因岩性複雜易名為石牛欄層。

##### A, 酒店壩頁岩 (S<sub>c</sub>)

本頁岩整合於奧陶紀地層之上，露頭清晰處，與黃連樹頁岩成連續狀沉積，無間歇之象。該頁岩下部為黑色頁岩，富產筆石化石，經風化後色現白灰，或深灰色，漸上色為淡黃，含有鈣質。中部為黃灰色或灰綠色砂質頁岩。間含雲母碎片，富產三葉蟲及腕足類化石。上部係灰綠色雲母砂質頁岩，間夾灰質結核，產有珊瑚類腕足類三葉蟲等化石。計本層厚度約在百六十至二百公尺，但在遵義境內，厚度僅及二十公尺，其所含化石，列之如下：

- 三葉蟲類 (Trilabita): *Encrinurus rex* Grabau.  
*Ampyx* sp  
*Ellaenus* sp  
*Ogyites* sp
- 腕足類 (Brachiopoda): *Dalmanella* sp  
*Lingula* sp  
*Orthis* sp
- 珊瑚類 (Anthozoa): *Ptychophyllum* sp  
*Amplexus* sp
- 筆石類 (Graptolitoidea): *Monograptus regularis* Tornq.  
M. *acinatus* Tornq  
M. *triangulatas* (Hark).  
M. *amphibelus* Tornq.  
M. cf *chingani* var *hsiangyupingensis* Hsu.  
M. *crenularis* Lapw.  
M. *barrandei* Lapw.

- M. cf variables (Pern)  
 M. incommodes Tornq.  
 M. involutus Lapw.  
 Orthograptus sp  
 Alyptograptus tamariscus Nichol  
 G. kaochiapinensis Hsu

就上列化石論，本層下部產筆石段與西歐之 Valentian 相當，與三峽之龍馬溪頁岩(註一五)相同，尹氏對此研究精詳，渠就筆石推論，龍馬溪頁岩中下部混合相，與中 Valentian 相當，此上產 *Monograptus amphibolus* 及頂部產 *Monograptus barran-dei* *M. variables* 等，與上 Valentian 相同。

至中上部產三葉蟲腕足類等化石，可與雲南鍾店層下部相比，即與川南潘君所謂富池頁岩相同。本層沉積時期統屬於下志留紀無疑。

#### B, 石牛欄層 (Ss)

本層整合於前述頁岩之上，成連續關係。岩層係灰色薄層泥質灰岩，間夾褐綠色砂質頁岩，或二者交互成層。灰岩時作扁豆體，或球形體夾於頁岩之間，頁岩又嘗夾薄層石英砂岩。灰岩性質因地而異，在川黔交界，係灰色或深灰色泥質灰岩，性堅韌；在涪水縣溫水鎮之南，及雙龍場之北，灰岩為紫色泥質頁狀灰岩，產有頭足類及珊瑚化石。本層厚度隨地不一，川黔交界厚達三百二十公尺，桐梓之楚米鋪，及該城之南，厚約百五十至二百公尺之間。溫水東南之芳家溝，厚約二百五十公尺。雙龍場之北，厚在三百公尺以上。自雙龍場南六十里至放牛坪，厚僅在百五十公尺左右。再南三十里，至桐梓花秋壩北之羊打岩，厚約百公尺。至遵義縣境，則由二十公尺，而至尖滅。本層富產化石，凡露頭清晰處，極易採集，其中珊瑚與腕足類居多，頂部最著，往往腕足類或羣體珊瑚，團聚成層，可想其當日生物繁殖之盛。其中所含化石，曾採獲如下：

- 珊瑚類 (Anthozoa): *Favosites* cf *gotlandiens* Lam.  
*Favosites* sp  
*Syringopora* sp  
*Amplexus* sp.  
*Stauria prolifera* Yin
- 腕足類 (Brachiopoda): *Dalmanella* sp

*Pentamerus borealis* Eichow

*Camarotoechia* sp.

頭足類(Cephalopoda): *Orthoceras* sp.

(僅見之於溫水南至雙龍場間,產於紫色泥質頁狀灰岩中)。

論上列本層化石,以富有之 *Favosites* sp. 可與雲南東部馬龍層(註一六)相比,與川南之小河場系下部相同,可相當於鄂西之羅惹坪層,生成時代可能屬於中志留紀。

C, 韓家店頁岩(Sh)

本頁岩蓋於石牛欄層之上,成整合狀。頁岩色現灰黃,灰綠或藍綠,及顯著之紫色,間夾灰質結核,有時成薄層或凸鏡狀之灰岩。其紫色泥質頁岩,在桐梓境內,異常鮮豔,極易惹人注目;他處為紫赤色,層亦較薄。本頁岩含化石豐富,腕足類為最,三葉蟲海藻等均有,計其主要化石如下:

腕足類(Brachiopoda): *Spirifer tingi* Grabau

*Spirifer bouryeoisi* Mansuy

*Camarotoechia* sp.

*Greenfieldia* sp.

*Praecardium* sp.

三葉蟲(Trilobita): *Encrinurus rex* Grabau

*Proetus* sp.

*Plunulites* sp.

鮮台類(Bryozoa): *Pachydictya* sp.?

(桐梓縣西南六十里之官倉場北二里迴龍寺附近,產此甚豐)。

就上列腕足類言,其中 *Spirifer tingi* 居多,全層皆有,上部產 *Encrinurus* sp. 相當豐富,在溫水南十里芳家溝北,三葉蟲聚集層面,異常美觀,距頂甚近,本頁岩厚有三百五十公尺至四百公尺,遵義境內全然絕跡。以所含化石論,與川南潘君之小河場系上部相同,與雲南玉龍寺層相當,其沉積時期,似可屬於上志留紀,尙有疑問。

## 結 語

遵義境內酒店壩頁岩,厚約二十公尺,而至尖滅,下部黑色頁岩產筆石,上面黃色頁岩產三葉蟲與腕足類,以 *Encrinurus* sp. 為主,往日研究志留紀地層者,恆以此為下志留紀之標準化石,然在川黔交界地帶,韓家店頁岩上部亦產之,如此上下化石層

位相距數百公尺，居間尙有石牛欄層，生物演進，若此悠久可否爲地層標則，不無疑問。

酒店壩頁岩產單筆石 *Monograptus* sp. 爲主，與三峽之龍馬溪頁岩(註一七)相同，時代屬於下志留紀，似無疑意，然以上石牛欄層，中產蜂房珊瑚 (*Favosites gotlandicus*) 及管狀珊瑚 (*Syringopora* sp) 爲主，與湖北之羅惹坪層所產者相同，與雲南之馬龍層相當，孫氏雲鑄劃其沉積時代，屬於中志留紀。韓家店頁岩產腕足類 *Spirifer tingi* 爲主，卽三峽之沙帽層(註一八) 與雲南東部之玉龍寺層相當，生成時代歸於上志留紀。三者關係如何？沉積連續抑不連續？尙待研究。揆其岩層係由於淺海或近海岸之沉積，居間海水數度陸沉，岩層遷延迂緩，並無間歇現象。

#### (五) 二疊紀

韓家店頁岩之上，二疊紀棲霞灰岩底部，嘗見一層雜色頁岩，厚薄不定，因地而異，時有時無，最厚不及十公尺，頁岩恆現灰白、灰綠、淡紅等色，間夾鋁質成豆狀體，若豆狀物含鐵質，則呈紅色，或棕紫色。且據趙君家驥等調查黔北鐵礦(註一九)時，常見本層含有鱗狀赤鐵礦，與含鋁質豆狀物共生。並尹氏贊勳等(註二〇) 調查桐梓時，曾在紅花園之東北，亦發見此雜色頁岩，謂此代表銅礦溪層，果爾，本頁岩沉積期，似屬於上石炭紀或中石炭紀，因未獲化石佐證，不無疑問。

雜色頁岩之上，則爲二疊紀地層，在本區內相當發育，內斜與外斜接壤地帶，往往突露地表，佔佈甚廣，且層次厚薄亦無甚差異。揆其岩性與化石，可別四層：卽棲霞灰岩、茅口灰岩、樂平煤系及長與灰岩，茲將分別述之。

#### A, 棲霞灰岩 (Ph)

本灰岩底部，呈不整合狀，蓋於志留紀地層，或奧陶紀地層之上，在遵義城北，卽遵義內斜之西北翼，二者間不整合現象尤屬顯著，嘗見本灰岩蓋於志留紀頁岩之上，轉眼見覆於奧陶紀灰岩或頁岩之上，據此推論，當志留紀岩層沉積之後，海水撤退，地面岩層暴露，經長期侵蝕，流水裁割，遂成零落狀態，泥盆石炭兩紀缺失，嗣後二疊紀海侵進，沉積灰岩，較前廣泛，始呈今日之現象。

本灰岩底部在露頭清晰處，嘗見一層黑色瀝青質頁岩，厚不及五公尺，以其所含化石，似屬於下二疊紀底部，或石炭二疊紀，尙待解決之問題。就本層岩性與化石層位，可分四段述之如下：

1. 褐灰色扁豆狀灰岩，與瀝青質黑青色頁岩，揉雜成層，厚度約有三十公尺，當產腕足類化石，如 *Productus* 等。

2. 褐灰色燧石灰岩，燧石成結核狀，或扁豆狀，厚有三十餘公尺，內產珊瑚化石，如 *Polythecalis yungtzeensis* Huang。

3. 灰色厚層燧石結核灰岩，接近頂部，燧石漸成層狀，厚有三十五公尺，富產珊瑚及腕足類化石，如 *Tetrapora*, *Syringopora*, *Polithecalis rosiformis* Huang, *Productus* 等。

4. 灰色薄層灰岩與黑色瀝青質頁岩，交互成層，嘗含有呈脂肪光澤之燧石結核，或夾有砂質層，厚四十公尺，計其有下列化石：

- Schwagerina chihsiaensis* Lee  
*Productus nankingensis* Frech  
*Marginifera* sp.  
*Athyris* sp.  
*Spiriferina* sp.  
*Dibunophyllum* sp.  
*Syringopora* sp.

總計其厚約在百三十公尺左右，以其化石層位言，與湖北陽新灰岩下部相當，其生成時代屬於下二疊紀下部。

#### B, 茅口灰岩 (P<sub>m</sub>)

本灰岩整合於前述灰岩之上，呈連續關係，二者界線不甚顯著，乃岩性相近似故，而其所含化石，則迥然不一，以其主要含有瓣科之 *Neoschwagerina* sp. 故嘗於野外調查時，遇含有此化石者，則稱之為茅口灰岩，就其岩性可別為三部：下部係灰色灰岩，含有少量燧石兼夾瀝青質黑色頁岩，厚約五十至七十公尺。中部灰白色厚層灰岩，夾有黑色瀝青質頁岩，富含化石，厚三四十公尺。上部為褐灰色灰岩，夾燧石層，層理較薄，厚約四十公尺。總計其厚約在百五十至二百公尺，其中所採獲化石，列之如下：

- 瓣科類 (*Fusulinidia*): *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager)  
*Doliolina* sp.  
*Vebeekina* sp.  
V. *heimi* Thompson et Foster  
*Schwagerina aff. crossa* Deprate  
S. *chihsiaensis* Lee.  
珊瑚類 (*Anthozoa*): *Michilinia sijangensis* Reed

M. sp.

*Sinophyllum multiseptum* Grabau

*Syringopora gemina* Reed

*Lithostrotion* sp.

腕足類 (Brachiopodu): *Productus* sp.

*Athyris timorensis* Rethpeltx

*Spirigerella* sp.

本灰岩含以 *Neoschwagerina* 化石爲主，與棲霞灰岩成連續狀沉積即與陽新灰岩上部相當，其生成時代無疑屬於下二疊紀上部。

#### C, 樂平煤系 (P<sub>1</sub>)

本煤系蓋於茅口灰岩之上，成不連續狀；頂部蓋以長興灰岩，成連續狀沉積，計其厚度約在九十至百二十公尺。就其岩性與化石論，可別爲上中下三部，分述之如下：

下部爲黃色或灰黃色砂質頁岩，富有鐵質，嘗夾黑色炭質頁岩，含有可值開採之煤層，計厚三四十公尺。本部化石以大羽羊齒植物爲主，計有下列數種：

*Gigantopteris nictianaefolia* Schenk

*Annularia* sp.

*Pecopteris arcuata*

P. sp.

中部爲褐黑色頁岩，與灰白色細粒砂岩，交互成層。底部夾有煤層，質佳層厚，頗有開採之價值。計其厚有二十至四十公尺，其所含化石，以腕足類居多，列之如下。

*Oldheimina sequamose* var. *anshunensis* Huang

O. sp.

*Lyttonia nobilis* Waagen.

*Productus yangtzeensis* Chao.

P. *gratiosus* Waagen.

*Spinomarginifera lopingensis* (Kagsør)

*Squamularia inaequilateralis* (Gemmellaes)

S. cf *grandis* Chao.

上部爲黃紅色細粒砂岩，與褐色頁岩交互成層。有時其頂部爲褐黑色砂質頁岩，嘗夾薄層或凸鏡狀之灰岩，厚約三十公尺，含腕足類甚豐，曾採獲下列化石：



- Lyttonia richthofeni* (Kayer)  
*Squamularia indica* (Waagen)  
*Productus graciosus* Waagen  
 P. sp.  
*Chonetes* sp.  
*Martinia cf. lopingensis* (Kayser).  
*Meckella aff. kwichowensis* Huang.

就上列化石言，與茅口灰岩不同，岩層互異，二者接觸雖在本區內，似為整合，沉積間歇，却無疑意，故推論二者成不連續關係。

據其化石層位論，下部盛產大羽羊齒植物羣化石，烏江北岸露頭為最佳，係大陸式堆積，可證與來壩口系(註二)相當，其生成時代屬於上二疊紀下部。

D. 長興灰岩 (Pe)

樂平煤系之上，連續沉積長興灰岩，因其富產 *Oldheimina* sp. 化石，往往簇聚層面，故以其時代專指定代表上二疊紀之 *Oldheimina* sp. 層為限，層位屬於二疊紀之頂部。本區內隨煤系展佈地面，岩層規律，厚薄無大變遷，按其岩層性質，僅就團溪南三十里之羊岩河所見，可別為三段：下段為薄層灰岩，間夾黑色頁岩或燧石層。中段灰岩層次較厚，與砂化層成交互狀，上段係薄層灰岩，間夾塊狀燧石及砂化層。計其厚度約在三十五至五十公尺之間，其中化石腕足類居多，珊瑚類亦有，因破碎不易鑑定，腕科化石相當豐富，列之如下：

- Oldheimina decipiens* (de Koninck)  
 O. squamose var. anshaensis Huang  
 O. grandis  
*Spinomarginifera kueichowensis* Huang  
 S. pseudosintanensis Huang  
*Melkella kueichowensis* Huang  
*Schellwienella acutangula* Huang  
*Productus* sp.  
*Chonetes cf. strophomenoides* Waagen  
 C. chonetoides (Chao)  
*Athyris globulina* Waagen

## Gallawanuna meitienensis Chen.

本灰岩上蓋以沙堡灣頁岩，二者呈整合現象，然頁岩富產假髻哈屬，灰岩產腕足類爲最盛，足見長興灰岩沉積之後，海相更移，居間停歇，嗣後海侵所帶之動物羣實非舊觀，完全改變，故據此而論，無疑二者呈不連續關係，灰岩爲二疊紀之頂部，沙堡灣頁岩則爲三疊紀底部。

## (六) 三疊紀

三疊紀地層，在本區內，展佈最廣，凡內斜軸部，或內斜與外斜接壤地帶，莫不有之，大致可別爲十二區，其餘因斷裂或範圍狹小，均略而不述。

(1) 川黔交界，卽酒店壩與丁角橋外斜之西北翼，自觀音橋向西西南，經石碓至溫水。

(2) 夜郎壩官店等內斜兩翼，西北翼接酒店壩丁角橋等外斜，西南翼接九里壩外斜。

(3) 高橋內斜兩翼，前述九里壩外斜之東南翼，樓山主脈西北麓。

(4) 紅衙街內斜四圍。

(5) 遵義內斜邊緣，自城之東北起，向西南延展，至鴨溪，尙未絕跡，在此本紀地層完整，可別有六：卽沙堡灣頁岩、玉龍山灰岩、九級灘頁岩、茅草鋪灰岩、松子坎層、獅子山灰岩等。其中沙堡灣頁岩、九級灘頁岩、茅草鋪灰岩、松子坎層、獅子山灰岩等標準地點，皆在遵義城郊，相距不遠，研究方便，故尹氏(註二)稱欲研究黔北三疊紀地層者，不可不先來此一觀也。

(6) 懶板鎮內斜軸部，地層僅露沙堡灣頁岩、玉龍山灰岩等四層。

(7) 八里水內斜軸部，在八里水附近尙露松子坎層，由此向西南，松子坎層未見，僅有下四層，經沿村，至沙土，內斜逐漸開展，又露松子坎層。

(8) 盤水橋內斜軸部，北段至石盤頭，僅露下四層；南中兩段六層完全顯露，南至烏江未見絕跡。

(9) 哪吧場向斜軸部，北段及南段僅有下五層，中段深溪水蝦子場一帶，六層俱備。

(10) 團溪內斜軸部，東北端起自西坪，經團溪，西南至尙稽場，橫越烏江未止，地層缺獅子山灰岩，餘皆完整。

(11) 出水孔內斜軸部，軸向北微偏西或南微偏東，兩段延長甚遠，露下四層，缺上二層。

(12)下寨內斜軸部，露下三疊紀地層。

總論本區內三疊紀地層，除厚薄因地變遷者外，大致彷彿，層序分別為六，前曾述及。本紀地層首經已故許君德佑精詳研究，繼之王君鈺等來遵研究，至三十二年秋尹氏等來黔繪製地質圖時，曾將三疊紀地層，分為二組五建造，錄之以供參閱，其名稱厚度如下：

中三疊紀溪水組	}	獅子山灰岩 (T <sub>6</sub> )	100—200 公尺		
		松子坎建造 (T <sub>4</sub> )	200—270 公尺		
		茅草鋪灰岩 (T <sub>3</sub> )	200—300 公尺		
夜郎系梓槽組	}	九級灘頁岩 (T <sub>2</sub> )	}	黃村壩灰岩段 (T <sub>1b</sub> )	25—200 公尺
		玉龍山建造 (T <sub>1</sub> )		沙堡灣頁岩段 (T <sub>1a</sub> )	5—20 公尺

三十一年四月著者在浙江大學史地學部叢刊第一號，發表「遵義桐梓兩縣地質綱要」一文，曾將黔北三疊紀地層，分別為六層，沙堡灣頁岩、玉龍灰岩、九級灘頁岩等，屬於下三疊紀；茅草鋪灰岩及松子坎層，皆屬於中三疊紀；三橋灰岩屬上三疊紀。當時因參考書籍缺乏，論斷錯誤，自然難免，嗣承尹先生面示玉龍當改為玉龍山灰岩，並三橋灰岩據王君意見，以其所含化石，與貴陽三橋灰岩所產者，迥然不同，其時代為安尼錫克，或卡尼克，遂另名之曰獅子山灰岩，現時沿用之。茲將各層論之於下：

#### A. 沙堡灣頁岩 (T<sub>1</sub>)

長興灰岩之上，蓋以沙堡灣頁岩，即尹氏之玉龍山建造之沙堡灣頁岩段。凡三疊紀地層底部露頭，往往見之。在遵義城北沙堡灣附近，厚約二十公尺，全部為黃綠、黃灰、褐、褐灰、褐黑等色之薄層頁岩，間互構成。經風化後，而成黃色黏土。在沙堡灣所採化石，計有 *Pseudomonotis wangi*, *Lingula tenuissima* 等。在遵義城南門關之東，本頁岩採獲 *Pseudomonotis wangi*, *Pseudomonotis* sp., *Beyrichia tingi*, *Lingula tenuissima* 等。又城北亨通橋附近，以產 *Pseudomonotis wangi* 為主，他種稀少。以上僅就遵義鄰近標準地點，所見而言，自遵義北至桐梓，在該縣境內毛田大河壩等地，頁岩下部嘗見一層褐灰色頁岩，蓋於長興灰岩之上，厚不及二公尺，內產 *Martinia* 居多，仍屬於上二疊紀，但在遵義境內，尙未見之。褐灰色頁岩上為黃褐、褐灰等色頁岩，採獲 *Pseudomonotis wangi* 及 *Beyrichia tingi* 等。

溫水鎮之南里許，頁岩直接蓋於長興灰岩上，露頭清晰，化石豐富，採有 *Pseudomonotis wangi*, *Lingula tenuissima*, *Oxytoma scythicum* 等，厚度約十五公尺。頁岩

上部夾薄層(厚約半吋)或凸鏡狀之灰岩,逐漸變為玉龍山灰岩,厚約六七十公尺,灰岩上為肝紫色頁岩。又遵義鴨溪西南五里跳墩坡,頁岩顯露,比前稍厚,約二十餘公尺,底部係黃綠色硬頁岩夾黃灰色軟頁岩,內產化石,採有 *Pseudomonotis wangi*, *P. griesbachi*, *Spirorbis valvata*, *Beyrichia tingi* 等。此上黃褐色頁岩與薄層頁狀灰岩交互成層,逐漸為玉龍山灰岩,厚達百八十公尺。北自溫水,南至鴨溪,相距約二百餘公里,三疊紀底部頁岩,厚薄差異有限,而上與灰岩連續沉積,厚度變遷,南北差別,不可與頁岩同語矣。

總之本頁岩恆居長與灰岩之上,玉龍山灰岩之下,代表三疊紀之底部地層,其中標準化石為 *Pseudomonotis wangi* 及 *Beyrichia tingi* 二種。其餘常見之化石如 *Pseudomonotis griesbachi*, *Lingula tenuissima*, *Orytoma scythicum* 等。在本調查區內,凡露頭清楚處,極易見之,不限於黔北如斯,尙知(1)畢節縣城西北三里,長與灰岩之上,有砂岩及砂質頁岩。(2)大定縣玉龍山之玉龍山灰岩,厚不及百五十公尺,底部為綠色密緻頁岩及少許頁質灰岩。皆見於黃氏汲清著「中國南部之二疊紀」文中,非僅如此,可與廣西遷江之南洪頁岩,湖北西南角之玉蘭坪頁岩(註二三),相互比擬,層位岩性,生物組合,均無差異之處。

#### B, 玉龍山灰岩 ( $T_2$ )

本灰岩連續沉積於沙堡灣頁岩之上,即尹氏玉龍山建造之黃村壩灰岩段 ( $T_1b$ ),頂上蓋以九級灘頁岩,亦成連續狀。其標準地點為大定縣城西北約三公里之玉龍山,本灰岩在遵義城東鄉黃村壩之東,佔佈頗廣,尹氏因此名之,曰黃村壩灰岩段,據述該地灰岩,下部初為薄層灰岩,厚二十五公尺,繼為薄層頁質灰岩,厚十公尺,再上為薄層灰岩夾黃色頁岩之薄層。中部石灰岩成層較厚,每層約二十至三十公分,鮮達半公尺者。上部則薄層中夾有較厚之層。估計厚度在八十至二百公尺之間,尹氏等在此調查精詳,良感欽佩。

然在本區內,僅就管見所及,本灰岩發育變化之跡,分條述之(1)石碓鎮東之兩河口,灰岩底部與頁岩分界逐漸變化,為薄層厚約一至三公分之灰岩。中部厚層灰岩,頂部時夾黃色頁岩。上部厚層與薄層間互之灰岩,計其厚約七十公尺。(2)溫水鎮之南,下部為薄層厚二至五公分灰岩,間夾泥質層。中部灰岩層稍厚,上部薄層夾黃褐色,或灰綠色頁岩,逐漸成肝紫色頁岩,計其厚約六七十公尺。(3)雙龍場南偏東三里之漆樹坪,灰岩下部為薄層厚約一至三公分,層理顯著,風化橫切面具顯明之縫合線 (*Styolites*),中部厚層灰岩,約在十至二十公分間。上部灰岩成藍灰色,厚層夾薄層,計其厚

有百二十公尺。(4)鴨溪西南五里之跳墩坡，灰岩下部成薄層，厚約一至三公分，風化橫切面有顯著之縫合線，具小形褶皺與斷裂。中部暗灰色厚層灰岩，風化面縫合線顯著，上部厚層與薄層間夾成層。其厚度百六十至八十公尺。(5)韓家店與松坎之間，灰岩下部薄層，層理顯著。中部厚層，上部薄層夾厚層，頂端夾深紫及黃褐色頁岩，與九級灘頁岩不易分界，厚度未詳。(6)大河壩之北，下部為薄層間夾厚層，層理顯明，具小形褶皺，撻折較烈。上部厚層夾薄層，其厚度約百二十公尺。(7)楚米鋪之南，下部為厚層夾薄層灰岩，層理與縫合線俱著。中上部係薄層夾厚層灰岩，計其厚百二十公尺。(8)遵義城東黃泥堡之西，下部薄層灰岩，撻屈甚烈，夾黃綠色頁岩。中部灰岩成厚層，風化面具顯明之縫合線。上部薄層夾厚層灰岩，緻密，深灰色，厚約百三十公尺。(9)南門關東，下部為薄層灰岩，若板狀，色藍灰，層面整齊。中部浮土掩蓋，上部薄層與厚層交互成層，間夾鱗狀灰岩。(10)桑木拗之西，頂部灰白厚層灰岩間夾薄層，層理顯明。下部薄層灰岩，撻屈稍烈，縫合線顯著，厚度約百五十公尺。(11)龍坪南三里，頂段厚層灰岩，色深灰間夾淺灰色白雲石灰岩。下段灰色薄層厚二至五公分灰岩，厚度在百五十公尺以上。(12)團溪西北二公里之豆岡吧，上部淺灰色厚層灰岩，中產海藻，夾白雲石，及角礫岩。其下為鱗狀灰岩。底部仍為灰色薄層灰岩，厚度未詳。(13)和尙場西，下部灰岩間夾有紫色及灰色頁岩。中部薄層板狀灰岩，產藻類化石，與豆岡吧所產者相同。上部為灰色厚層與薄層交互成層之灰岩，厚達二百公尺以上。(14)肇興場之南，中間灰色厚層(厚約二十至三十公分)泥質灰岩，富產藻類化石，密集成層，表面嘗被溶蝕遺留孔洞。玲瓏可玩。其上灰色厚層灰岩，間夾薄層。(15)尙稽場北三里之銀杏都，灰岩底部與沙堡灣頁岩分界不易，係黃綠色頁岩與淺灰色薄層灰岩，間互成層，逐漸遞嬗而至成顯明之灰岩，曾採獲化石(Lu150)經趙金科君鑑定為 *Gyropticera planorbis* (Waagen)。其上薄層板狀灰岩。再上為灰色厚層間夾薄層灰岩，層理整齊，縫合線顯著，厚二百公尺。(16)蝦子河東南十里之金鷄坪，底部薄層灰岩，夾黃色泥質層，層若板狀，其上漸變為薄層板狀灰岩，層理顯著，稍具撻屈，上部厚層與薄層交互成層，間夾淺灰色之白雲石，或鱗狀灰岩，厚二百公尺。

據就所見，列舉如上，前四地點(1至4)，在兩河口及溫水鎮，厚約七十公尺，自此至南，經雙龍場，至鴨溪，厚度漸增達百七十八公尺。若自兩河口東南至韓家店灰岩亦略漸增，由此而南，經大河壩，楚米鋪等地，至遵義城東厚達百三十公尺。再折而東南，過龍坪團溪至和尙場，厚度顯著增加，達二百公尺以上。如斯言之，本灰岩在調查

區內，西北角薄，東南角厚，易言之，灰岩以東南角為最發達，厚達二百公尺以上。

C, 九級灘頁岩 (T<sub>9</sub>)

本頁岩與尹氏夜郎系梓槽組之九級灘頁岩 (T<sub>2</sub>) 相同，整合於玉龍山灰岩之上，頂蓋以茅草鋪灰岩，二者均成連續狀沉積，而沉積變遷迂緩，徐徐演變，嘗有不易界分之感。就本區內分佈情況言之，本層以西北角最發達，厚達二百四十公尺，近乎川境之飛仙關頁岩；遵義附近厚有二百公尺，至東南角最薄，厚僅百公尺左右，如三星場附近是。岩性主要由肝紫或紫色頁岩，及泥頁岩構成，間有呈黃、黃灰、褐黃等色者。中段恆夾深灰色泥質灰岩，成層狀，厚薄不定，在溫水鎮及兩河口，厚達三十餘公尺，富產化石如 *Pseudomonotis griesbachi* (Lu116) 及 *P. sp. Myophoria sp.* (Lu124)。在遵義附近亦較厚，縣城以東，中段灰岩多在十至二十公尺之間。上部嘗夾灰岩一層或數層，頂端時與灰岩間互成層，質不純，層甚薄。下部無成層之灰岩，僅成扁豆狀，長達五公尺，即行尖滅。泥頁岩中嘗含有以灰質為核心之結核，風化後略呈圓形。本層化石豐富極易採集，往往在其下距玉龍山灰岩約二十公尺，處採獲假髻蛤屬 *Pseudomontis*，團聚層面，一分寸見方，常有七八個之多，個體大若銀幣，可想當時繁殖之盛。如 *Lingula tenuissima* *Myophoria laevigata* 等亦相當繁多。統計前後採集化石，將其中主要化石列之如下：

*Pseudomontis* (*Claria*) *griesbachi* Bittn.

*P.* (C) *clarai* Emmer.

*P.* (C) *tridentina* Bittn.

*P.* (*Eumorphotis*) *venetiana* (Hauer)

*P.* (E) sp.

*Anodontophora canalensis* (Catullo)

*Myophoria laevigata* Bronn.

*Gevillia costuta* Schloth.

*Pectan* sp.

*Modiola triquetra* Seeb.

本頁岩露頭往往成高出附近數十公尺，至二百公尺之坳嶺，沿走向羅列成行，山頂圓渾，在五萬分之一之地形圖，極易認識。

就本層所含化石論，與湖北大冶灰岩相當，與川境飛仙關頁岩相同，生成時代無疑屬於下三疊紀。前曾論述，在本區內玉龍山灰岩，東南厚，西北薄，而本頁岩，西北

厚，東南薄，二者情況相反，互為消長，故尹氏稱：「夜郎系地層在西北近於飛仙關相，在東南近於大冶相。」誠與事實符合。

#### D, 茅草鋪灰岩 (Tm<sub>1</sub>)

本層與尹氏中三疊紀溪水組之茅草鋪灰岩 (T<sub>3</sub>) 相同，係由著者初見於遵義城北茅草鋪而創稱。本灰岩整合於九級灘頁岩之上，其上連續沉積松子坎層，計其厚度自二百至三百五十公尺。岩性為灰白色厚層灰岩，質地均勻，層理清晰，管夾粉紅色灰岩，間含白雲石灰岩，中上部管夾角礫狀之岩層，角礫塊概屬本灰岩，粘結物以石灰質居多，亦有紅色泥質或鐵質者。底部時成薄層灰岩，略具扭屈狀，橫切風化而具顯著之縫合線。其中化石稀少，就其層位岩性，可與川境之嘉陵江灰岩相比擬，與湖北巴東系相當，生成時代屬於中三疊紀。

大樓山之南烏江以北，灰岩露頭，往往形成低窪地貌，若盆地，若寬谷，如茅草鋪、忠莊鋪、三岔河、忠興場、龍坪、西坪、尚稽場等地，莫不如此。樓山之北，景貌迥異，自松坎，舉目而望，峯巒峭壁；餘如夜郎壩、官店、高橋等內斜兩翼峻嶺，高聳地表，嵯峨壯觀，大都灰岩之所賜也。

#### E, 松子坎層 (Tm<sub>2</sub>)

本層與尹氏松子坎建造 (T<sub>4</sub>) 相同，此名稱係沿用已故丁氏文江等調查重慶至貴陽間路線時，首創之松子坎頁岩。松子坎位於遵義城北，相距五里，該地露頭，雖有頁岩，却非單純，尚夾有不純灰岩，或與之間互成層，故著者易名曰松子坎層。岩性為黃綠、灰、黃、紫等色泥質頁岩，中上部頁岩以灰色或黃色為主，間有帶綠色者；上部頁岩為紫綠灰三色之互層，間有呈灰藍色者。其灰質頁岩層面上，嘗有管狀之物，曲屈蜿蜒，頗不規則，突露風化面上，日久即脫落。此外尚夾不純薄層灰岩，嘗含磷灰石。計其厚度約百五十至二百三十公尺，在桐梓境內本層稍薄，遵義境內則較厚，烏江渡口特別發育。其中化石甚豐，昔日所採集，鑑定錯誤，承尹先生指示，獲益非淺，賜予修正。統計所獲主要化石列之如下：

- Spirorbis valvata (Goldf)
- Gervilleia goldfusi (Stromb)
- G. mytiloides (Schloth)
- G. cf mytiloides (Schloth)
- G. cf modiolaeformis (Gieb)
- G. cf elegans Assmann



- G. cf *costata* (Gola)  
*Pseudomonotis* (*Eumorphotis*) sp.  
*Myophoria goldfussi* (Zieth)  
M. cf *praeorbicularis* (Bittn)  
*Pecten* (*Entolium*) *discites* Schloth  
P. (*Velopeten*) *albertii* (Goldf)  
P. (V) cf *albertii* (Goldf)  
*Pleuromya elongata* (Schloth)

此外尚見海百合梗 (*Crinoid-stems*) 密集其中。

#### F, 獅子山灰岩

松子坎層之上，連續沉積灰岩，著者原名之曰三橋灰岩，嗣經王君銓來遵研究三疊紀時，就渠所採化石，經已故許氏德佑之鑑定，確定本區三橋灰岩與三橋灰岩所產化石不同，此灰岩沉積時代或為安尼錫克 (*Anisic*)，或屬卡尼克 (*Carnic*)，遂另名之曰獅子山灰岩。該地位於遵義新城北首，風景所在，露頭清楚，故廢舊名，沿用新名。本層與尹氏中三疊紀溪水組之獅子山灰岩 (*Ts*) 相同。全層厚度因地而異，松坎附近缺失，遵義城邊厚約百八十公尺，最厚時僅有二百公尺。全體以灰白色薄層灰岩為主，下部岩層比較稍薄，中部岩層較厚，色稍深，略具淺紅，上部灰岩不純，厚薄變化不一，或為頁質灰岩，或為灰質頁岩，接近頂部與侏羅紀砂岩接觸處，皆成角礫岩，礫塊及粘結物均為灰質，礫塊直徑有達半公尺者，層厚五公尺，灰岩與砂岩接觸似呈不整合關係。其中化石較稀，不易採獲，僅得 *Myophoria ovata*, *Pleuromya elongata* 等化石，尚有腕足類腹足類海百合等碎塊。

## 結 語

按尹氏之三疊紀地層表，在本區內，據已故許氏德佑(註二五)及趙君家驥(註二六)均以為整個夜郎系，即大冶灰岩與飛仙關頁岩之混合相，應予以組名，尹氏遂據實際情理，為避免名稱混淆起見，採用玉龍山建造及九級灘頁岩二名，而合稱之為梓槽組，蓋二建造在遵義城東四十里之梓槽溝附近，皆甚發育，剖面亦頗清晰可觀也。

三疊紀之基底頁岩，即黃沙堡灣頁岩，下與長興灰岩呈不連續關係，岩相與生物組合，二者互異。並據潘君調查川南，長興灰岩厚薄隨地而異，斷定由於居間侵蝕結果，亦為間歇之佐證。頁岩以產 *Pseudomonotis wangi* 及 *Beyrichia tinge* 為主，其



上玉龍山灰岩與九級灘頁岩，亦富產假髻蛤屬，統屬於下三疊紀之沉積，與歐洲之斯西替克層 (Scythic) 相當。本區岩相，沉積頁岩為主，間夾灰岩，屬淺海相，遞變迂緩，上下層界，易茲混淆，乃此故也。

九級灘頁岩以上，自茅草鋪灰岩，至獅子山灰岩計有三層，均為連續沉積，無顯著間歇現象，岩性之變遷迂緩，尹氏據野外觀察，各層化石憑證，若上部獅子山灰岩可能屬於安尼錫克 (Anisic)，則上中下三層構成一較大之地層單位，特名之曰溪水組，蓋在遵松公路上溪水以西以東，因褶皺及斷層關係，三層反復出露，便予觀察研究，因此得名，此尹氏命名之由來及其意義也。

據此本區內，三疊紀上三層，皆屬於中三疊紀下部，即安尼錫克層，則缺少拉丁尼克 (Ladinic) 及以上地層，環顧四週，北之四川，南之黔中，東之湖北，西之雲南，多少均有此等地層之代表。然本區內安尼錫克期以後，海相根本未曾沉積？抑沉積後又被侵蝕以去？尹氏主張似以後說為是，與著者意見相同。求證事實，川南及烏江至息峯之間，東至涪潭，地層皆相似，西至金沙仁懷等地，尚多相同，再西至黔西則漸變為關嶺系，復分為永甯層與法郎層，前者古老，屬安尼錫克，後者較新屬拉丁尼克層，就此論之，本區在上三疊紀時，逐漸徐徐上陸，整個黔北於此時期，高出海面，若島或半島形，經受侵蝕，一部份地層始被侵蝕以去，致三疊紀上部地層缺失，即本區之獅子山灰岩，厚薄無定，桐梓以北，時見尖滅，上與砂岩呈不整合狀，未始非侵蝕之佐證歟！

#### (七) 侏羅紀 (J)

本區侏羅紀地層，位於獅子山灰岩上，呈不整合狀，以砂岩為主，名之曰洗馬灘砂岩。該地位於遵義老城北門外，露頭清晰完整得名。昔日著遵義桐梓地質綱要時，名之新站砂岩，而砂岩露頭，實距新站在十里之外，故願廢舊名，而用新名。本層主要分佈於內斜軸部，松坎、夜郎壩、官店、高橋、紅街街、遵義等內斜，莫不有之。尙在川黔交界，佔佈頗廣，著名之茶江鐵礦，即產於本層之頂部。岩性為褐黃色或灰白色粗粒石英砂岩，富含雲母碎片，閃爍有光，嘗見內有長石碎塊，結構酷似花崗岩，亦可名之長英砂岩 (Arkose-Sandstone)。底部在桐梓境內，常夾有煙煤數層，厚薄不定，最厚不及三公寸，雖可煤焦，富有灰質，品質稱劣，而量亦貧，故無多大經濟價值。在遵義境內，雖無煤層發見，却嘗見黑色炭質頁岩，可與前者相比擬。頂部蓋以白堊紀之紫色泥質頁岩，二者呈整合狀，上下層界清晰，岩性分辨亦易。計其厚度因地而異，在桐梓境內，厚有三百公尺，川黔交界厚達四百公尺，在遵義境內較薄，厚有二百公尺，本層未獲化石，以其層位岩性言，可與鄂西香溪煤系相比擬，其生成時代可能屬於下侏羅

紀。

#### (八) 白堊紀 (K)

凡侏羅紀地層突露所在，隨之其上露白堊紀地層，易言之，前節所列內斜軸心，即係白堊紀地層露頭所在。憶浙江大學自宜山遷遵義後，首見縣城鄰近，白堊紀地層頗為發育，故名之曰遵義層。主要由紫色泥質頁岩，與砂岩間互構成，其詳細剖面自下而上如次：

1. 洗馬灘砂岩  
不連續
2. 紫色泥質頁岩 12公尺
3. 淡灰色略具紅色泥質灰岩，嘗夾白色燧石結核，富產瓣鰓類化石，因堅韌不易採獲完整者。 12—19公尺
4. 紫紅色頁岩 10公尺
5. 灰白色石英砂岩，夾紫色頁岩，或灰綠色頁岩，含有雲母砂岩，亦時現淡紫色。 46—60公尺
6. 紫紅色頁岩，間夾灰白色粘土，時現灰藍色成條帶狀，或塊狀，點綴頁岩之間。 50—60公尺
7. 黑色頁岩富產化石似 *Cyrena* sp. 間夾黃灰色頁岩。 20公尺
8. 紫色頁岩昏夾黃綠色灰質結核，若球狀，或扁豆狀。 30—50公尺

本層底部紫色泥質頁岩，易與其下砂岩分界，標識清楚，二者雖成整合狀，似屬不連續關係。其上淡灰色泥質灰岩，以富有瓣鰓類化石論，似可與川境之自流井灰岩相比擬，屬於下白堊紀。本層厚度在遵義境內厚約二百公尺。桐梓境內由四百至八百公尺，至川南據潘君謂本層厚約二千一百公尺。至淡灰色泥質灰岩以上，相距百五十公尺處，頁岩產 *Cyrena* 屬極豐，聚集成層，與湖北歸州系(註二七)所產者相類似，如是，則全層屬於下白堊紀，為大陸式之沉積，蓋 *Cyrena* 屬淡水動物，生長於大陸上池沼中故也。

#### (九) 第三紀 (En)

第三紀地層，在本區內，分佈最狹，僅見於尚稽場東南，相距十里之楠木渡北岸，臨烏江懸崖上，紅色礫岩蓋於婁山關灰岩之上，成顯著之不整合，礫石直徑由半至五公寸，半稜角狀，源自寒武紀二疊紀三疊紀等古老地層。礫石間具紅色砂岩，富含鐵質，砂粒較粗，顏色豔麗，膠結堅固，構成顯明之礫石層，暫名之曰楠木渡礫岩。層理

不甚顯明，傾斜難測，似居平緩，佔佈僅在該地附近幾個山頭，厚度約四五十公尺。上部漸變為豬色砂岩，按其分佈情況，及其岩性，其生成時代自然以屬於第三紀為宜。

#### (十) 第四紀 (Al)

第四紀地層，往往分佈於寬谷或盆地中，可別為二：即老蒲場紅土層及近代沖積層是。後者分佈於現時河床兩旁或窪地，以及山谷之間，甚為簡單。但前者似較複雜，時期亦古，為紅黃或棕黃色之壤上，以分佈於寬長谷地為主，亦有居於盆地中者，如(1)老蒲場至蒲老場間。(2)欉梓橋經高坪至大橋沿河兩岸。(3)四渡鎮北至觀香閣，循公路兩側。(4)自海龍壩，順金頂山之南麓，沿地層走向向西南，經樂山壩花苗田至楓香壩。(5)自忠莊鋪至刀把水間，沿公路兩旁，紅土坵嶺。(6)自三岔河至忠興場，以至龍坪間。(7)團溪至西坪，內斜軸心地帶。(8)保興場西至壘家壩之間坵嶺地帶。(9)張王壩至復興場間，居一碗井內斜南翼，適居東西向斷層線上。(10)兩路口至白羊壩間。(11)樂民城之東，至八里水間。(12)土流水天王渡落兩壩地坪等山間盆地中。等等紅土分佈所在，不勝縷述。前列地點皆在樓山之南，烏江之北，而樓山以北，則行絕跡。

壤土堆積甚厚，由數公尺至二十餘公尺，經河流切割，成小形台地或階地。究其性質，隨地而異，在老蒲場以東，其下隱露寒武紀灰岩，無疑為不整合狀。近地表處，嘗見浸染之鐵質，狀若細脈，或作塊狀，時成巨球體，與此相同者，尚有上列(2)(3)(4)(8)(9)(10)等地帶。團溪至西坪間，即團溪內斜軸心地帶，壤土蓋於茅草鋪灰岩上，含鐵質尤高，此種現象似由濕熱作用，岩層風化，堆積而成。此外金頂山之南麓，半邊街至分手街一帶，壤土間夾灰岩碎塊，確證灰岩風化堆積之證。惟在遵義城南忠莊鋪至新站間，壤土形成坵嶺，壤土間夾礫石，狀若球形，或橢圓，表面光滑，岩質又非源自鄰近岩層，以此推究由於河流沉積而成者也。

### 層序遞嬗

總觀前述地層系統，古時地理，可據此追索推較之，若逐步追求其遞嬗變化之跡，頗有規律可循。最古新土溝灰岩，灰岩下薄上厚，海相由淺而深，本區久被海水浸淹，迨寒武紀之初期，海相更替，沉積一度間歇，先有牛蹄塘頁岩，為淺海相沉積，繼為明心寺層，三葉蟲類開始繁殖其間，下有頁岩，上為砂岩，或二者成交互狀，海相時進時退，嬗遞迂緩，屬海濱沉積。其上金頂山層，砂岩頁岩灰岩俱備，古杯類 *Canbrocyathus* sp. 繁殖其間，淺海相沉積。其上連續沉積清虛洞灰岩、高台灰岩、婁山關灰岩、海水

由淺而深，後者灰岩爲厚層，乃深海沉積也。

婁山關灰岩沉積之後，或上寒武紀時，海水撤退，浮露爲陸，沉積停止，當時黔北陸面似向北爲緩坡狀，迄奧陶紀初期，海相自北向南侵進 (Transgression)，故下奧陶紀之桐梓層、紅花園灰岩、仰天窩頁岩等，皆北厚南薄，前二者在遵義城南尖滅，然在該地東南四十公里，兩路口附近，懶壳山北麓，僅見後者直接蓋於婁山關灰岩之上，前者缺失，故婁山關灰岩之後，無疑有一沉積間歇在焉。中奧陶紀有十字鋪層與馬蹄灰岩，岩相夾雜，三葉蟲腕足類頭足類等，無不繁殖其間，統屬淺海相沉積，與下奧陶紀無間歇現象。

馬蹄灰岩之後，沉積又告間歇，至上奧陶紀末期，海相復侵黔北，與下奧陶紀海相似，北深高淺，自北向南侵進，先有黃連樹頁岩沉積，富產 *Dicelograptus complanatus*, *D. graciliramosus* 等筆石。連續沉積，爲酒店煙頁岩，下部筆石逐漸演化，以單筆石化石 *Monograptus sp.* 爲主，上部富有三葉蟲腕足類等。連續沉積石牛欄層，富產羣體珊瑚 *Favosites Syringopora* 等，灰岩夾頁岩，間有砂岩，海相進退不定，屬淺海或海濱沉積。再上韓家店頁岩，腕足類 *Spirifer sp.* 異常豐富，三葉蟲類 *Encrinurus sp.* 同樣富有，密集成層，可知當日生物繁殖之盛，皆生長於淺海中；與前二層沉積相似，上下演化，遞嬗迂緩，無顯著間歇現象。

韓家店頁岩沉積之後，海水復退，地面暴露，形成陸地 (島或半島)，經受長期侵蝕，致泥盆石炭兩紀缺失，地貌因剝蝕而夷平，極近平原 (Peneplane) 或台地 (Table-line)，南高北低，向北作緩坡狀，古時沉積地層突露地表，層序整齊，傾斜頗緩，自南而北，由寒武奧陶而志留紀，閱附圖 II，比較各柱狀剖面，注意棲霞灰岩下之不整合，往日地貌，可獲梗概。在本調查區以東，尹氏贊勳等 (註二八) 研究蝦子湯週圍棲霞超覆 (Chihsia-Transgression) 前之古地質，古時地面，斜述精詳。並據朱君夏調查開陽境內地質時，嘗見寒武紀灰岩絕跡，二疊紀地層蓋於震旦紀灰岩之上，如是古時陸地，非僅本區如此，整個黔北，似無疑問。追憶古時陸面，無疑南高北低，經剝蝕而夷平，貌近平原，面北作緩坡狀，間或遺留殘丘 (Monadrock)，乃岩石堅韌故，如遵義城北，大覺寺附近，棲霞灰岩之下，見有殘留之馬蹄灰岩，轉眼爲十字鋪層，灰岩尖滅，可想當時河流裁割，灰岩成零落狀態。而古陸地面古地層露頭，南南北北，開陽居本區之東南，棲霞灰岩蓋於震旦紀灰岩之上，地層被古，更屬佐證。古陸面傾斜極緩，地層走向大致東西向，或西北西至東南東，就現時棲霞灰岩與古地層接觸整合現象，自易瞭然。

二疊紀海相侵進，古陸淪陷，沉積棲霞灰岩及茅口灰岩，二者合稱陽新时期 (Yang-

sinian), 灰岩與古地層呈顯著之不整合。棲霞灰岩與韓家店頁岩之間, 泥盆石炭兩紀地層缺失, 二者間皆見銅礦溪層, 閱前(五)二疊紀, 其時代既無化石佐證, 岩性因地不一, 係石炭紀抑二疊紀, 莫衷一是, 趙君家驥(註二九)視為棲霞之底礫岩(Basal Conglomerate), 若如此, 銅礦溪層之前, 陸地形成, 此造陸運動可與雲南運動(Yunnanian Movement)相比。然就該層岩性與層位論, 厚薄不定, 時見缺失, 富含豆狀之鋁質, 間夾凸鏡體之鐵礦, 似在侵蝕期間成於淺水中者, 亦似陸地上濕熱作用(Laterazation)之遺留, 則其時代暫難確定, 而棲霞之前, 韓家店之後, 居間時代久懸, 陸地隆沉, 未知曾經幾度, 不便輕言其運動時期, 僅謂志留紀頁岩沉積之後, 上昇為陸, 經長期侵蝕, 遺留銅礦溪層, 迄二疊紀時, 陽新时期海水侵進, 陸面方淪於海中。

棲霞灰岩在本區內, 化石豐富, 以產 *Tetrapora*, *Syringopora*, *Polithecalis* 等, 珊瑚類為主, 間有腕足類及瓣類, 其上茅口灰岩, 除富產瓣類之 *Neoschwagerina craticulifera* 腕, 尚有 *Doliolnia Verbeekina* 等, 羣體珊瑚 *Michilinia Syringopora* 等, 及腕足類皆有。

茅口灰岩之後, 整個黔北, 上昇為陸, 植物繁茂其上, 堆積為樂平煤系, 構成蘊藏豐富之煤田, 植物有 *Gigantopteris nicatiansfolia*, *Annuleria* sp. 等可證。本層與茅口灰岩, 形成不連續狀, 可能為不整合, 繼續沉積, 逐漸變淺, 由陸相而淺水相, 生物繁殖, 腕足類居多, 演變迂緩, 陸沉無定, 間夾煤層, 迄其末期, 海水迂緩侵進, 終則沉積長與灰岩, 富腕足類以 *Oldheimina* sp. 為主, 灰岩夾燧石成薄層, 乃淺海沉積也。

三疊紀初期, 海相演變, 生物更易, 富有瓣類與古地層迥異, 先為沙堡灣頁岩, 普遍沉積於長與灰岩上, 二者間為不連續。頁岩產 *Pseudomonotis wangai* 為主。其上玉龍山灰岩, 化石稀少, 下部僅見藻類。再上為九級灘頁岩產假髻始化石為最豐, 如 *Pseudomonotis (Claraia) griesbachi*, *P. (e) clarai* 等, 三者統屬於下三疊紀。本區內沙堡灣頁岩, 普遍而規律, 而玉龍山灰岩, 在西北部薄, 東南部厚; 九級灘頁岩與前者相反, 西北厚, 東南薄, 二者互為消長, 就此可知下三疊紀地層, 係混合相沉積, 無疑西北部近於飛仙關相, 東南部近於大冶相, 前曾論及。此上中三疊紀地層連續沉積茅草鋪灰岩, 化石較稀, 不易採獲。灰岩上為松子坎層, 化石較多, 計有 *Gervilleia goldfusi*, *G. mytiloides*, *G. cf. elegans*, *Myophoria goldfusi (Entolium) discites* 等。再上為獅子山灰岩, 產 *Myophoria ovata*, *Pleuromya elongata* 等。就三者所含化石言, 沉積時期可能統屬於安尼錫克期(Anisic)。

獅子山灰岩之上, 蓋以洗馬灘砂岩, 屬於下侏羅紀, 陸相沉積, 二者接觸雖無顯著

之不整合現象，相隔時間悠久，無疑灰岩沉積之後，海面隆起成陸地，久經侵蝕，至下侏羅紀時，陸上方有砂岩之造成，二者間不連續，似無疑意。砂岩上為遵義層，屬白堊紀，亦大陸相堆積，與砂岩關係接觸整合，間隔悠久，無疑亦呈不連續，或至不整合狀。

按諸以上事實，古代海陸變遷，互為消長，因之在古生代地層間有四次不連續，以棲霞前為最悠長。中生代則有二次，中生代與古生代間，無不整合現象，僅海相變遷，生物互異，呈不連續而已。然遵義層之後，本區地盤發生褶皺與斷裂，形成高低，今日山河大勢，實肇始於此，此運動與燕山運動 B 幕相當，迄經第三紀初期造山運動，地盤逐漸穩固，歷經侵蝕循環，地形演變，方呈今日之形勢也。

南木渡礫岩與古地層成不整合，傾斜平緩，高出附近河面約二百餘公尺，低於大樓山主峯約九百尺公尺以下，約在海拔八百公尺以上，佔佈甚狹，本區僅見一處，無法比擬，堆積時期更難臆揣，然就實際情形而言，本礫岩為谷地堆積，層理欠明，傾斜平緩，無疑未經移動。似為第三紀之後期，不至老於漸新世 (Oligocene)，可能屬於中新世 (Miocene)，與楊登華君(註三〇)之茅台礫岩同，若如此，本區地盤由造山運動，經受侵蝕循環，形成高原，侵蝕平原面即現時樓山主峯高度約海拔一千六百公尺左右。嗣後地面上昇，河流切割，至高原侵蝕面局部破壞，深谷形成，繼此谷地始有礫岩堆集。

老蒲場紅色土層，比南木渡礫岩新，為第四紀堆集，係經侵蝕循環，氣候溫熱，由風化兼河流搬運沉積而成者也。

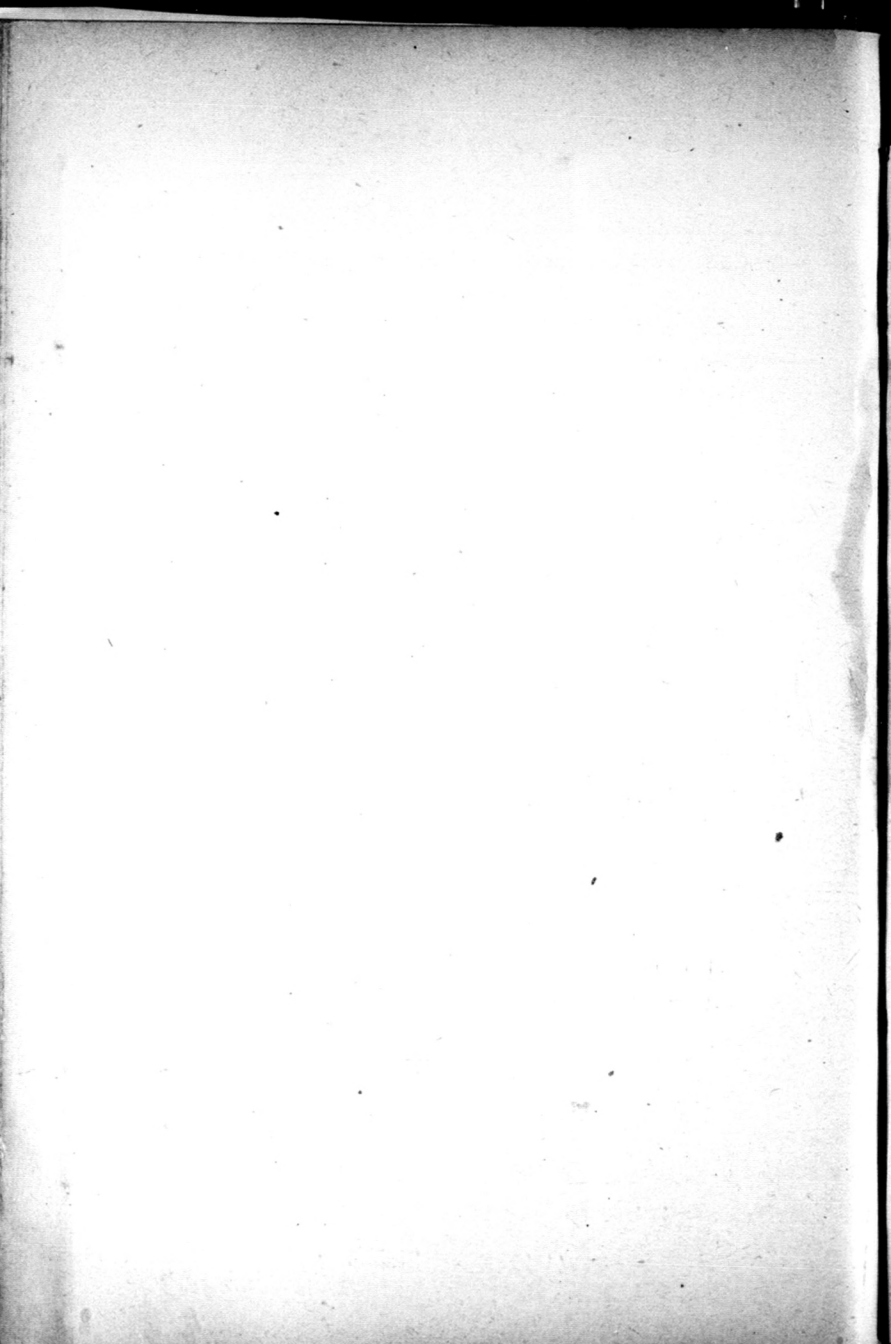
## 註 解

- (一) 劉之遠 遵義桐梓兩縣遠質綱要 浙江大學文科研究所史地學部叢刊第一號  
1941
- (二) 劉之遠 遵義縣地質誌 稿本 1946
- (三) 劉之遠 黔北大樓山之地質 稿本 1947
- (四) 盧衍豪 黔北金頂山之下寒武紀三葉蟲
- (五) 尹贊勳 諾曼容 秦 鼎 涇潭縣之寒武紀地層  
地質論評第十卷第五六合期 1945
- (六) Y. C. Sun Bases of the Chronological classification with special reference  
to the palaeozoic stratigraphy of china Bull. Geol. Soc. China  
Vol. 23 Nos 1-2 1943
- (七) 盛幸夫 黔北奧陶紀及二疊紀之研究 抄本
- (八) 王 鈺 關於半河系 地質論評第十卷第一二合期 1945
- (九) 潘鍾祥 彭國燾 南川綦江地質 四川省地質調查所地質叢刊第二號 1939
- (一〇) 樂森璣 重慶貴陽間地質紀要 中央地質調查所彙報第十號
- (一一) Y. C. Sun Ordovician and Silurian Graptolites from China  
Pal. Sinica Ser. Vol. 14 fas 1
- (一二) C. Hsu The Upper Ordovician and Lower silurian in west Chikiang  
Bull. Geol. Soc. China Vol. XVII No. 1
- (一三) 王 鈺 三峽式下部古生代地層之分層  
地質論評第十卷第一二合期 1945
- (一四) A. T. Mu. Graptolites fauna from the Wufeng shale  
Bull. Geol. Soc. China Vol. XXV Nos. 1-4 1946
- (一五) 尹贊勳 關於龍馬溪頁岩 地質論評第八卷第一至六期 1943
- (一六) P. Misch Remarks on the Tectonic History of Yunnan, with special  
reference to its relation to the type of the young Orogenic deformation  
Bull. Geol. Soc. China Vol. XXV Nos. 1-4 1445



- (一七) T. H. Yin and A. T. Mu. Lower Silurian Graptolite from Tungtyu  
Bull. Geol. Soc. China Vol. XXV Nos. 1-4 1945
- (一八) 樂森璿 貴州地質礦產綱要 貴州經濟第一卷第二期 1946
- (一九) 趙家驥 楊登華 蕭安源 黔北鐵礦調查報告 抄本
- (二〇) T. H. Yin & I. W. Shen Geological observations in the vicinity of Tungtyu Bull. Geol. Soc. China Vol. XXV Nos. 1-4 1945
- (二一) T. K. Huang The Permian Formation of Southern China  
Geol. Men. Ser. B. No. 10 1932
- (二二) 尹贊勳 秦 箱 諾義蓉 貴州遵義縣東鄉之三疊紀地層  
地質論評第九卷第五、六合期 1944
- (二三) T. Y. Hsu Some Triassic Sections of Kueichow  
Bull. Geol. Soc. China Vol. ZZV No. 2 1939
- (二四) 劉之遠 湖北西南角之地質 稿本
- (二五) 許德佑 陳 康 貴州西南部之三疊紀  
地質論評第九卷第一至二合期 1944
- (二六) 趙家驥 四川三疊紀地層 地質論評第九卷第一至二合期 1944
- (二七) 謝家榮 趙亞曾 湖北宜昌興山秭歸巴東等縣地質礦產  
地質彙報第七號 1925
- (二八) T. H. Yin, I. W. Shen & N. Chin. Palaeogeology of the Country around Hsiatzuchang before the Chisia Transgression  
Bull. Geol. Soc. China Vol. XXV Nos. 3-4 1946
- (二九) 侯德封 趙家驥 楊登華 蕭安源 黔北地質礦產  
四川省地質調查所地質叢刊第八號
- (三〇) 楊登華 茅台礫岩之時代問題 地質論評第十卷第五六合期 1945





# 黔北大樓山地層柱狀圖

THE COLUMNAR SECTIONS OF GEOLOGICAL STRATA AT TALOUSHAN AREA, NORTHERN KUEICH

C 桐梓縣溫水鎮  
Wenshuichen Hsishuihsien

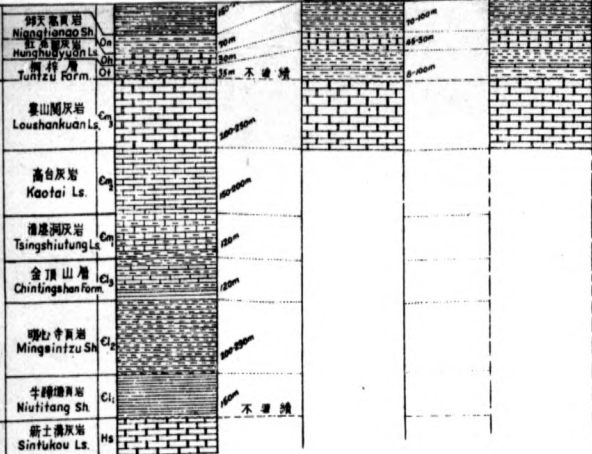
B 桐梓縣  
Tuntzushien

五生代  
Paleozoic

震旦紀  
Sinian

寒武紀  
Cambrian

震旦紀  
Sinian



(En) 底部礫石直徑由半至五公分半被磨狀源自其間具紅色砂岩膠結堅固上部為紅色砂岩粘粉

(On) 層薄或黃灰色頁岩,下若干枚狀上含細 *Taihungshaniabrevica* 等厚約至

(Oh) 灰色厚層灰岩含灰白色礫石碎球狀塊

(O1) 下部灰黃綠並灰色頁岩間夾薄層灰岩上部深灰色層層灰岩為主間夾頁岩

(Cm9) 下部灰色厚層灰岩間夾白雲石中部漸愈上愈深漸成細黑色層理灰質與頁岩雜物等零零至二五零公尺。

(Cm8) 上部黃色砂質頁岩產 *Pychoptaria* 深灰色薄層與暗黑色砂質灰岩交互

(Cm7) 黑色泥質灰岩性堅韌泥質或塊狀或

(C6) 下部深灰色泥質灰岩或凸鏡狀產有或餅狀灰岩其化石為 *Cambrocycl*

(C5) 下部黃黃綠或灰黃色頁岩富粘土質上部為灰綠等頁岩夾砂岩泥岩 *chintingshanensis, Erling* 等厚一

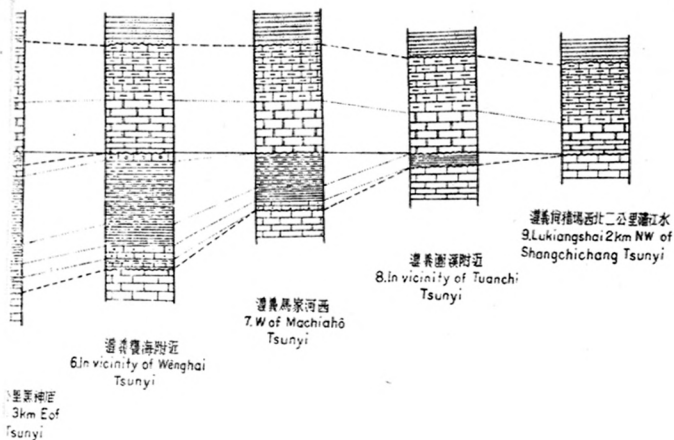
(C4) 黑色頁岩富含炭質,風化後呈灰白色

(Hs) 灰白色砂質厚層灰岩下部漸薄,粘粉



地層之不整合

AT TALOUSHAN AREA, NORTH KUEICHOW.



中華民國三十七年七月初版

(54716A)

國立中央研究院地質研究所叢刊第七號

定價國幣拾伍元

印刷地點外另加運費

\*\*\*\*\*  
版 翻  
權 印  
所 必  
有 究  
\*\*\*\*\*

編輯者

國立中央研究院地質研究所

發行人

朱經農  
上海河南中路

印刷所

商務印書館

發行所

各地商務印書館

- (b) The Anorthoclase Perthite from Chu-chia-tsién Island near Puto-shan, Chekiang. By T. L. Ho. (in English with Chinese Summary)
- (c) Albandite from Changhua, Chekiang. By H. M. Meng and K. Chang. (in English with Chinese Summary)
- (d) On the Molybdenite-Quartz Veins of Shih-ping-chuan, Tsingtien, Chekiang. By H. M. Meng and K. Chang. (in English)
- (e) Soochow Granite. By T. Y. Yü. (in Chinese with English abstracts) (1933) (Price \$2.00)
- No. 5. (a) Beitrag zur Geologie des Kaiping-Beckens. Von Karl Gunther.
- (b) The Granitic Intrusions of Western Hills of Péiping and their Metamorphism. By T. L. Ho.
- (c) The Apatite of Tunghai-Hsien, Kiangsu. By T. H. Chang. (1936) (Price \$3.00)
- No. 6. (a) Stratigraphy of Southern Anhui, By Y. Y. Leo and Singwu C. Hsü. (in Chinese with English Summary)
- (b) A Study on the Tin Sands of Fu-Ho-Chung. Kwangsi. By K. Chang.
- (c) Cambrian Trilobite Faunas of Anhui, Central China. By W. Y. Chang. (in English)
- (d) Measurement of the Variation of Gravity in Tangshan-Chuyung Area. Nanking. By J. S. Lee and T. H. Chiang. (in Chinese)
- (e) Über ein Vorkommen von Pflanzen im Kuhl aus der Tseshui Kohlen-Serie in Hunan. Von H. C. Sze. (1937) (Price \$3.00)
- No. 7. (a) Brief Note on Bentonite in Cretaceous Volcanic Ash Beds of Chueh-hi, Chekiang. By L. P. Wu & M. T. Leo (in Chinese with English Summary)
- (b) A study on the development of joints in the Beipei district near Chungking with special reference to the structure of the Area to the origin of Hot Spring. By T. C. Koo (in Chinese)
- (c) Pressure Cleavage in Massive Rocks. By M. K. Chen. (in Chinese)
- (d) Joints and Inosied Meanders in the Red Beds, Szechuan. By T. C. Sun & Y. C. Hsu (in English)
- (e) The History of Stratigraphical Development in Northern Kweichow. By C. Y. Liu (in Chinese) (1947) (Price )

#### MISCELLANEOUS

- Theory of Torsion Balance. By J. S. Lee. (in Chinese). (1930) (Price \$0.40)
- Equations for the Six Components of Stress and Strain. By F. E. Woo. (in Chinese). (1933) (Price \$0.50)
- A Geological Guide to the Lungtan District, Nanking. By J. S. Lee and S. Chu. (in Chinese and English) (1932) (Price \$1.30)
- The Federoff Universal Stage. By C. L. Ho. (in Chinese). (1923) (Price \$0.50)

#### GEOLOGICAL MAPS

- Geological Map of Lungtan near Nanking.  
Scale 1:7,500. (1932) ... .. Price \$ 0.70
- Geological Map of Chihsiashan near Nanking.  
Scale 1:5,000. With sections. (1933) ... .. Price \$ 2
- Geological Map of Lushan (Kuling, A Summer Resort).  
Scale 1:50,000. (1934) ... .. Price \$
- Geological Map of the Nanking Hills: ... .. Price \$
1. Nanking City
  2. Tangshui-Chen
  3. Kaoze-Chen
  4. O'enehng City
  5. Mengho City
  6. Maoshan
- Scale 1:50,000. (1935)
- Topographical Maps of the Koshiu Tin Mines Area, Yunnan.  
Scale 1:10,000. (9 sheets) (1937) ... ..
- Geological Maps of Nanling.  
Scale 1:200,000. (18 sheets) (1937) ... ..