

普通地質學

張資平編

學藝叢書



中華學藝社出版

22
08

p 5
2602



550
+ 26

學 藝 叢 書

6

普通地質學

張 資 平 編

Arts and Science Library

GEOLOGY

The Commercial Press, Limited

All rights reserved

學藝叢書

普通地質學一冊

中華民國十八年二月三版



(每冊定價大洋玖角)

(外埠酌加運費匯費)

編者	中華學藝社	張資平
發行者	上海棋盤街中市	商務印書館
印刷所	上海寶山路	商務印書館

發行所

上海棋盤街中市

商務印書館

北平天津保定瀋陽吉林龍江濟南太原開封西安南京杭州蘭谿安慶蕪湖南昌九江
漢口長沙常德衡州成都重慶廈門福州廣州潮州香港梧州雲南貴陽張家口新嘉坡

商務印書分館

脫稿之後

中等學校課程中有自然地理學，礦物學等與地球有關係的科目。此等學科的基礎完全建立於地質學上，稍曾習過地質學的人，誰都承認的。若沒有地質學的智識而從事研究自然地理學和礦物學，那就像學做醫生的人而不習解剖學的一樣的不合理了。

前年由海外歸來，調查過幾間中學校的自然地理學科和礦物學科的教授。調查後覺得多數的中學校對此兩科都視作可有可無的學科。有一二中學竟不把這兩科編入課程表內去。仔細的推究其不注重此等學科的原因，完全是該學科的擔任教師之地質學智識太淺，所以會生出這種結果來。我從那時起，就很想編一部地質學貢獻給中學校的自然地理學和地質礦物學的教師做授課時的參考書。去年冬我社有刊行叢書的決議，我便乘這個機會，認擔了地質學這一科，想把一年來的宿願為事實的表現。

我國地質學的刊行物幾可以說是全無。本來地質學所

論究的範圍太廣，在研究地質學之先應先準備的學科也比較的多；如化學，物理，數學，生物學，天文學等都和地質學直接或間接的有重要的關係；故地質學之完全的研究是很困難的。這或許是關於地質學的出版物缺少的一個原因。

編者不量力的把這篇地質學編了出來的動機是欲『拋磚引玉』。海內同學的名家本不乏人，若我這小冊子能够做一個導線，此後諸大家的名著源源的出來；那就不僅編者一人之幸了。

編者因自己的職務紛繁，讀書的時間不甚充足，所以搜集的材料也很不完全。倉猝脫稿，其中遺漏和錯誤，在所難免；且其中諸術語的譯名也不盡適當；甚望海內同學有以教之，則幸甚。

又編者前編高中地質礦物學教科書，因格於字數，限於時間，第二卷的地質學——尤其是第一篇的岩石學——編者自身亦覺其有未盡詳的地方；本書即所以補其缺。採用編者的高中地質礦物學教科書的學校，甚望其能取本書做參考。

本書是以中等學校及同等之學校的教授用參考書為目的而編的，可無俟再說；至其他高級中學，高等師範及同等的

專門學校即取之以充教材亦未常不可；這是編者所深信的。

本書編輯時所用的參考書如下：

- (1) Credner: Elemente der Geologie.
- (2) Pirsson & Schuchert: Textbook of Geology.
- (3) Cleland: Geology—Physical and Historical.
- (4) Chamberlin & Salisburg: Introductory Geology.
- (5) Weinschenk: Fundamental Principles of Petrology.
- (6) Emmons: Principles of Economic Geology.
- (7) Hatch: Textbook of Petrology.
- (8) Moulton: Introduction to Astronomy.
- (9) Daly: Igneous Rocks and Their Origin.
- (10) 橫山又次郎: 自然地質學。
- (11) 加藤武夫: 礦牀地質學。
- (12) 東京地質學會: 地質學雜誌。
- (13) 中華學藝社: 學藝雜誌。

編者最後要介紹 Cleland 的 Geology (Physical) 與讀者諸君。本篇取材也由這本書選擇最多。此書的特色就是立體圖解 (Block diagram)，能够使讀者對於地形之變化，一目

瞭然。

最後本篇的姊妹篇地史學，今冬可以脫稿，先此預告。

一九二四，七，二〇，

編者揮汗誌於蕉嶺礦山。

目 次

緒論.....	1
第一篇 地球物質學.....	3
緒言	3
第一章 地球之諸性質.....	4
第一節 地球之位置.....	4
第二節 地球之運動.....	5
第三節 地球之形及大小.....	6
第四節 地球之比重.....	9
第五節 地熱	11
第六節 地球內部之狀態	13
第二章 地球之三界.....	17
第一節 氣界	17
第二節 水界	18
第三節 陸界.....	22
第三章 構成地殼之材料	28
第一節 岩石之礦物成分	28

第二節	岩石之組織狀態	32
第三節	岩石之分類	37
第四節	岩石之生因及特性	68
第五節	岩石之變化	72
第二篇	構造地質學	75
第一章	沈積岩之構造	75
第一節	沈積岩之產狀	75
第二節	偽層及層面之形狀	78
第三節	褶曲	81
第四節	斷層	88
第五節	二層系間之關係	96
第二章	火成岩之產狀	100
第一節	內進發岩之產狀	101
第二節	外進發岩之產狀	106
第三章	礦牀之產狀及構造	114
第四章	岩石之節理	120
第三篇	動力地質學	123
緒言	123

前篇 外營力.....	127
第一章 大氣之作用.....	127
第一節 風化.....	128
第二節 風之作用.....	140
第二章 雨水及流水作用.....	148
第一節 水蝕作用.....	148
第二節 由浸蝕作用而生之地形.....	154
第三節 浸蝕作用之輪迴.....	162
第四節 流水運搬物之沈積.....	168
第三章 湖水之作用.....	176
第一節 湖及其性質.....	176
第二節 湖之類別.....	178
第三節 湖水之作用.....	180
第四章 海水之作用.....	182
第一節 海水之運動.....	182
第二節 海蝕作用.....	184
第三節 海蝕作用之結果.....	186
第四節 海水之運搬作用及其結果.....	191
第五節 海底沈積物.....	194

第五章	地下水作用	198
第一節	地下水及其作用	198
第二節	泉水	202
第三節	地下水作用之結果	205
第四節	礦泉之地下沈澱	209
第六章	冰雪作用	211
第一節	冰之種類及雪崩	211
第二節	冰河	214
第三節	冰河之運動及其產物	216
第四節	冰山	220
第七章	生物之作用	223
第一節	生物之破壞作用	223
第二節	植物之建設作用	224
第三節	動物之建設作用	227
第四節	碳氫化物之成立	230
後篇	內營力	233
第一章	火山作用	233
第一節	概說	233
第二節	火山噴出物	235

第三節	火山活動之標式	238
第四節	單成嶺成火山及破裂火口	241
第五節	火山噴發之原因	243
第二章	地震	246
第一節	地震及其種類	246
第二節	震域地震期間及其強弱	249
第三節	地震之原因	252
第三章	地殼之緩慢運動	255
第一節	緩慢昇降	255
第二節	陸地昇降之證據	257
第三節	造山力	260
第四節	地殼運動之原因	265

普通地質學

緒論

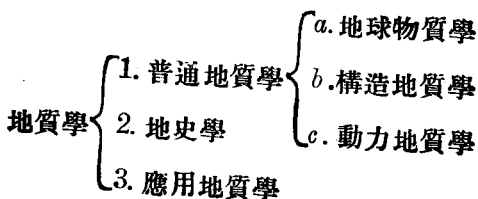
普通地質學(General geology)一名自然地質學(Physical geology),乃地質學之一分科。地質學為研究上之便利起見,得區為次之數分科:

- (1) 地球物質學(Geognosy) 此分科乃研究構成地球之物質者也。岩石學為此科之主要科目。
- (2) 構造地質學(Structural geology) 此分科乃研究地殼之構造方法者也。
- (3) 動力地質學(Dynamical geology) 此分科乃研究地球內部及外部之天然力之作用者也。
- (4) 地史學(Historical geology) 此分科乃研究地球自成立以

來，其表面所受之地文的變化——水陸分布之變遷，地形，氣候之變化等——，及在其上發生之生物之發育，變遷等之歷史者也。屬此分科之參考科目有層位學(Stratigraphy)及古生物學(Palaeontology)等。

(5) 應用地質學(Applied geology) 在農業，礦業，建築，土木及其他工業上，常應用地質學上之諸原理。此分科即研究地質學原理在此等實業上之經濟的利用方法者也。例如礦牀學，探礦學，皆為一種應用地質學。

合地球物質學，構造地質學，動力地質學三分科，總名之曰普通地質學，與地史學及應用地質學為地質學之三大分科。茲表示之如次：



第一篇 地球物質學

緒言

地球一天體也。以地球爲一天體而研究之之學問，有天文地質學 (Cosmical or Astronomical geology)，與地球物質學有密切關係之學問也。故本篇須參酌此科，略述地球本身所具之諸性質。

地球除其內部不明之部分外，由地殼至包裹地球之空氣部得分爲三層，曰岩石圈 (Lithosphere)，曰水圈 (Hydrosphere)，曰氣圈 (Atmosphere)。研究岩石圈者有岩石學 (Petrology)。研究水圈者有海洋學 (Oceanography)。研究氣圈者有氣象學 (Meteorology)。此三科中歸入本篇範圍內者，爲研究構成岩石圈之材料之岩石學也。故本篇先說明地球之諸性質，然後及岩石學。

第一章 地球之諸性質

第一節 地球之位置

地球乃太陽系中之一遊星 (Planet)也。太陽在太陽系中爲供給光與熱之本源，其重量約當全數遊星總重量之七百倍，其直徑約當地球直徑之一百零八倍，其容積約當地球之一百二十六萬倍。但太陽之密度甚小，約當地球密度之四分之一。

太陽自西向東自轉，其一自轉所費之時日約二十五日。

繞太陽而運行之遊星有三種：

- (1) 內遊星 由距太陽遠近之順序舉之，最近太陽者爲水星，次爲金星，又次爲地球，最遠者爲火星。此四遊星密度甚大，南北兩極之扁平度小。
- (2) 小遊星 此種遊星介在內外遊星之間，星體極小，非藉望遠鏡之力不能見也。小遊星之數既知者達七百以上；且尙時時發見也。

(3) 外遊星 由距太陽遠近之順序舉之，最近者爲木星，次爲土星，次爲天王星，最遠者爲海王星。此等外遊星之星體甚大，密度較小，南北兩極之扁平度較大。

第二節 地球之運動

地球與太陽同，自西向東自轉。同時又繞太陽自西向東公轉。一自轉所費之時間爲二十四小時。一公轉所費之時期爲三百六十五日餘。地球繞太陽一週之路徑名曰地球之軌道。

地軸不與軌道面相直交，乃作六十六度半之斜交。故地軸與直立於軌道面之方向所作之角度爲二十三度半。此二十三度半謂之地軸之傾斜，一年中生春夏秋冬四季之原因也。

地球之軌道非正圓形，乃近似圓形之橢圓形。此橢圓形有二個焦點，其一卽爲太陽之位置。故地球一年中有一次距太陽最近之時，亦有一次距太陽最遠之時。此遠近之差約五百萬呎(Kilometer)。現今陽歷正月三日，地球距太陽最近；七月四日，距太陽最遠。我等北半球之夏暑冬寒因之調節焉。

第三節 地球之形及大小

往古蒙昧時代，以爲地面爲平板狀。在此平板面上載有起伏之陵谷，被有廣漠之大洋；日月星辰則昇於此平板之東端而沒於西端。無人知有圓形之地球也。最初唱地球爲圓形之說者，乃希臘有名之哲學者畢達哥拉斯 (Pythagoras, 569-490 B. C.)。其後攸多克薩斯 (Eudoxus, 407-356 B. C.)，亞理斯多德 (Aristotle, 387-322 B. C.) 等均宗畢達哥拉斯之說，主張地球爲圓形。亞理斯多德以月蝕時月面所生之地球黑影證地球爲圓形。托勒密 (Ptolemy) 嘗在港口觀察入港之船舶，當船入港時，先見檣頂，次見檣身，後見船體；出港之船則船體望不見時，猶能望見其檣帆；由此推之，知地球爲球狀也。又攸多克薩斯氏亦謂吾人向南方進行，則在北方之星漸由吾人之視界消失，南方之星其數漸增，在吾人頂上 (圖 1)，由此可知地球非扁平也。其後哥倫布 (Columbus) 根據此理而發見美洲，麥哲倫 (Magellan) 亦

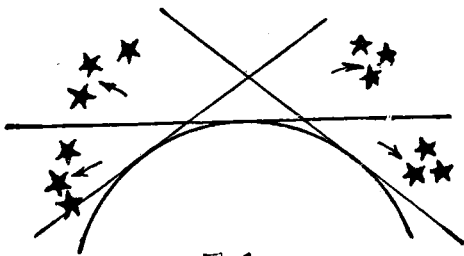


圖 1.

根據此理而實行世界周航。

實地測量地球之元祖爲埃及之埃拉托色尼 (Eratosthenes)。氏於地球面選定兩地點，精測其間之距離。由此得推算地球之圓周。既得圓周之數，則其表面面積及半徑不難算出也。

據一千八百四十一年柏塞爾 (Bessel) 所測之結果：

- (a) 赤道半徑 = 6377397 呎
- (b) 兩極半徑 = 6356074 呎
- (c) 扁平度 = $(a-b)/a = 1/299$
- (d) 赤道圈之周圍 = 40070369 呎

其後測地術愈精。至一千八百七十八年，克拉克 (Clarke) 氏所測得之結果如次：

- (a) 赤道半徑 = 6378190 呎
- (b) 兩極半徑 = 6356445 呎
- (c) 扁平度 = $1/293$

又據柏塞爾氏之計算：

- (a) 地球面積 = 509950714 平方呎
- (b) 地球容積 = 1082841315400 立方呎

赤道半徑大於兩極半徑，則地球之形略似橢圓體矣。但扁平度甚小，視為正球體亦無大礙也。

地球兩極扁平度之測定有直接間接二法。直接方法，乃由實測地球面之彎曲度而測定之。間接方法，則為振錘測定法。振錘振動之遲速起因於其重力之強弱。又重力之強弱起因於距地球中心之遠近。據實地的測定，同樣之振錘在極地方之振動較赤道地方為速，故知兩極半徑小於赤道半徑也。

從前牛頓謂地球原為熔融體，此得由其具橢圓形之性質證明之。湯姆孫 (Thomson 即 Kelvin) 氏則謂地球最初即非熔融體，單由自轉現象，赤道部之遠心力已足使地球變為橢圓形。

據實地的觀測，赤道圈並非正圓。以西經八度十五分之地點及其對腳點為兩極之半徑為 6378486 呎。與此半徑成直角之半徑為 6377972 呎。理論上凡在同一緯度線上之地點其至地心之距離應相等，然實際上則否。不獨陸地表面各地點至地心之距離參差不等，即海面亦然。比重較大之陸地與比重較小之水面間，常生引力之關係，故近大陸之水面常被陸地之吸引而失其水準面之平衡，因之水面生彎曲之形，甚者

其高低之差達乎數千呎以上。日本之小笠原島較之真正水準面僅下一千零五呎。故推知地球面非規則之數學的面，乃極不規則之複雜的曲面也。此種地球之實形，特名之曰擬地體 (Geoid)，如圖 2 所示。

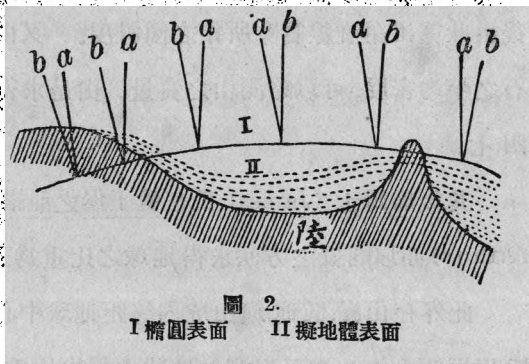


圖 2.
I 橢圓表面 II 擬地體表面

第四節 地球之比重

欲知地球之重量，須先測地球之比重。以地球之平均比重乘地球之容積，即得地球之重量。測地球比重之方法有三，即(1)高山測定法 (Mountain method)，(2)振擺法 (Pendulum method) 及 (3)扭轉秤法 (Torsion method) 是也。

一千七百七十四年至一千七百七十六年間，哈頓 (Hutton) 及馬斯刻林 (Maskelyne) 兩氏在蘇格蘭之摩哈力斐山 (Schiehallion) 用下述之方法以測地球之比重。

鉛直線若在平原之中矣，則直指地球之中心。若在山地，

則受山岳之吸引，較之直指地球中心之方向略作傾斜。兩氏在山之南北兩側，由天文學上之方法先定真之鉛直線方向，然後由此算出鉛直線實際所作之傾斜度。又由構成山岳之岩石之平均密度，可以略測山之質量。由是求得地球之比重為四.七。

其後詹姆士 (James) 氏在愛丁堡之亞搭爾城 (Castle of Arthur) 亦以同樣之方法求得地球之比重為五.三。

此外在山巔，低地，鑛山坑內等距地球中心遠近不等之地點用振錘之方法亦可以測知地球之平均比重。

平均各學者所測得之結果，地球之平均比重以五.五為最近似值。此五.五之數較之地殼之平均比重為大。構成地殼之各種岩石之比重，平均約在二.五至二.八之間。其堅密者亦不出三.三之數。由此觀之，地球內部有密度較地殼更大之物質潛在也。此潛伏有密度極大之物質之內部名之曰重圈 (Barysphere)，乃對外部之地殼即岩石圈而立之名稱也。

構成重圈之物質究為何物，不得而知。有謂係一大金屬塊者，此說似較近理。故有學者改重圈為金屬圈者。

隕石，天體之破片也，計有二種。一富有鐵質，一富有石

質。由地球之比重上考察之，則富有鐵質之隕石之來源爲天體之內部。其富石質者則來自天體之外部。若地球內部多含與鐵類似之金屬，則地球賦有地磁之現象亦容易說明也。

第五節 地熱

地球有兩種熱，一爲外部之熱，一爲內部之熱。外部之熱由太陽輻射而來，即吾人所感寒暑是也。內部之熱即爲地熱，潛伏地球內部，除由火山及溫泉現象外，不表現於地表之熱也。

外部之熱傳播於地球表面，其中有微量之熱波及地層內部。然其熱力所達，亦不甚深，因地層對熱之傳導力甚弱也。地層最上部雖因外部之熱量不同而生溫冷之差。但漸至下層則溫冷之差漸小，至一定之深部，溫度一定，不因冬夏而生溫冷之差。此層謂之定溫層。定溫層之位置因地方不同而有深淺。但通常以地面下約三十呎之地帶爲定溫層。定溫層之溫度等於該地面一年間之平均溫度，及該定溫層所有地熱量之和。定溫層所有之地熱量極微，故定溫層之溫度實可謂等於該地方一年間之平均溫度。

由定溫層向地心深進，愈下降則溫度愈高；此可由世界各地所開掘之鑛坑及墜道中驗之。此向地心愈深進則溫度愈高之溫度增加率，因地方而不同。其不能一律之原因，蓋有種種。例如岩石之性質，地層之方向，火山之遠近，地下水溫度之大小，地勢及其附近有海或湖之大水面否等，對地熱增加率均有大影響也。

平均計之，在定溫層以下每深進約三十三呎，即增加攝氏溫度一度。由此推之，地球內部之溫度必極高。就溫泉及熔岩之噴出現象觀之，亦不能不推定地球內部必有溫度極高之熱也。熔岩者，岩石之熔融體也。岩石非達攝氏一千度以上不能熔解。然則其熱度之高可知矣。

又有學者謂地熱實起因於鐳(Radium)及放射性物質之分解。謂地熱全部皆由鐳及放射性物質之分解而發生，雖未敢斷定，然其一部分起因於此種現象則無可疑也。

有放射性之物質分布甚廣。有風船在海拔七千呎之高空尚確認有鐳之存在。泉水，尤其是溫泉中，含多量之放射性物質。岩石中之鐳因岩石之種類不同而大異。概言之，火成岩中多放射性之物質，水成岩中則較少。又同為火成岩，其富

有硅酸之岩石中含量尤多。

地殼中真有放射性者爲鈾(Uranium),釷(Thorium)兩元素。此兩元素之原子量爲最大。鐳卽由此等元素之崩壞而生。含有此二種元素之礦物約有二十種。但其足爲鈾,釷之原料者爲瀝青鈾礦(Uraninite)及釷礦(Thorite)兩種礦物;皆產於花崗岩及閃長岩(Syenite)中。

第六節 地球內部之狀態

地球內部之溫度既如斯其高,則內部所有之耐熱性物質均化爲熔融體或氣體不難想像也。故有學者主張地球內部爲氣體者。亦有唱液體說者。學說紛紛,無所折衷。今舉其較重要之學說如下:

- (1)氣體說 地球表面雖爲固體,但地面下深入至六萬六千呎之部,溫度當達攝氏一千度。在此溫度之下,普通岩石皆化爲熔融體。又深入至三百萬呎之部,則普通岩石皆達臨界溫度。臨界溫度乃瑞典阿累尼烏斯(Arrhenius)所倡之說。凡氣體若加以強壓,則必液化。但此性質,因物質不同,其溫度各有一定之界限。若超過此界限之溫度,雖加以

何等之強壓，亦不液化。此時溫度稱曰臨界溫度 (Critical

temperature)。例如

水之臨界溫度為攝氏

三百六十五度。地面

下深一萬一千呎之部

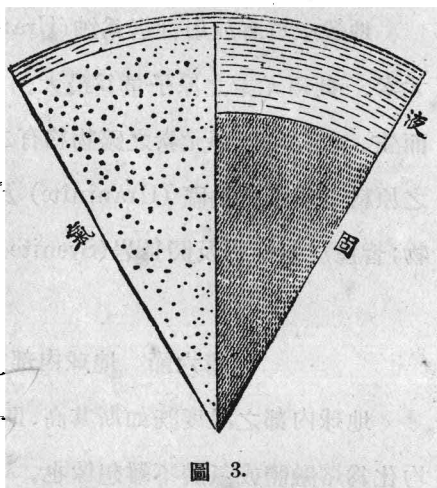
既達此攝氏三百六十

五度之溫度。由此推

之，地球內部之一切

物質皆已達臨界溫度。

化為氣體，融合為一



體。外部之壓力極強，故密度亦極大；雖比重極大之金屬投

入其中，皆能上浮。蓋氣體本有張力，有張力故生反撥力。

地殼若生裂隙，則其中物質迸發而出 (圖 3, 左)。

(2) 液體說 此說之實證為各火山噴出之熔岩，且地球上各地之熔岩性質大體一致，故謂充滿地球內部者全為融流狀之熔岩。

(3) 中間液體說 地球之中心都在強壓力之下，以理推之，當為固體。又地殼下其易冷却之部分亦為固體。但此兩固

體部之中間部分所受壓力不能使之固化，故呈膠流狀，富有流動性(圖 3, 右)。火山之破裂，地層之褶曲等地熱作用；皆起因於此液體層之收縮凝固也。

(4) 固體說 常溫層以下每三十三呎雖增加攝氏溫度一度，但此增溫率漸近地心，因密度之增加而漸減小。且壓力加大，故不能液化，此來伊爾(Lyell)所主張者也。湯姆孫氏及佐治達爾文(George Darwin)氏亦謂若地球內部為液體，則固體之地殼當如橡膏皮之空球，受日月之吸力起潮水之現象時，則地殼必因之而破壞。霍布金司(Hopkins)氏亦由歲差之現象，主張地球內部非固體不可。固體說主張者中如湯姆孫氏，達爾文氏等謂地球內部即全非固體，而外殼之厚亦當達二千英里至二千八百英里。

(5) 鐳說 此說乃斯特刺特(Strutt)氏所主張，亦一固體說也。氏謂地層內部之增熱乃起因於有放射性之礦物。假定地殼(每一立方耗)(Millimeter)含有十萬億分之二.六克(Gram)之鐳，亦足以保持現在之地熱。實際上地球之鐳含有量為一萬億分之八克。故含有鐳者，非地球全部，實限於地單殼附近。其含有放射性物質之地層僅達至地面

下約四百六十杆至七百杆。在此層以下，溫度約一千六百度（攝氏），直至地心，無甚變化。故推定地球內心為不含錳之固體。

第二章 地球之三界

第一節 氣界

在地球外部包裹地球者爲空球狀之氣體，是謂氣圈。氣圈之厚幾何，尙未明確。但由理論上推論之，空氣層當達地球引力足以抵抗地球之遠心力之高空處止。因地球上之物體若無地球之吸力以吸引之，則將因遠心力之作用離地球向大空飛去。換言之，凡物體在空氣中仍能隨地球而不向大空中逸去之部分，皆屬氣圈範圍。據拉普拉斯 (Laplace) 之計算，謂氣圈之厚約當地球半徑之五倍半。此數之當否，姑措勿論，但由隕石之入氣圈，與大氣相摩擦而發光之界限觀之，空氣當達一百八十杆之高空。又由光線屈折之理計算之，氣圈之厚當達三百二十杆。要言之，氣界有三百杆之厚，此數當不至太謬。但漸上昇則空氣漸稀薄，高達五杆，其氣壓較之地面之氣壓減半。再昇至十乃至十一杆以上之空氣量僅當其下面之

空氣量之四分之一。

每上昇一百呎則氣溫減低攝氏一度，此爲吾人所素知。但再昇至一萬一千呎之高空，其上方之溫度常爲攝氏零下五十五度，一定不變。一萬一千呎之高空部乃氣圈中極重要之界線。在此界線之上方爲溫度一定不變之稀薄氣層。在其下方爲愈下降則溫度愈高之濃厚氣層。空氣之運動及雲之成立等皆限於此界線之下。氣象變化，完全起於此界線之下方。此界線之上方空氣常在靜的平均狀態。

大氣維持生物之生活外，地球面及天空間之水之循環作用無時或息，亦起因於大氣也。大氣中之氧素及碳素對陸面營種種之作用。又因大氣運動而生之風在地質學上有破壞，運搬及堆積之三作用，其勢力頗重要也。

第二節 水界

海之面積較陸爲廣，約當陸之二倍半。若就容量而論，則海水之全量尙不及地球全量之四千分之一。

海底面雖有凹凸，但較陸面平坦，其傾斜甚緩，呈高原盆地之狀態。其最高度之傾斜亦罕有達十度以上者。世人以

爲海洋最深部爲大洋之中央，其實不然。試觀北美洲之太西洋岸，距海岸十六地理里之處，仍屬二百呎之等深線範圍內，尙非真正海洋也。

海底之傾斜最急之部分，爲大陸附近及海洋中之島嶼之周圍。大陸沿岸，海水所淹覆之部分傾斜甚緩。至深二三百尋(Fathom)之處，傾斜轉甚急，有深達二三千尋之部位。此

傾斜急變
之地點即
大陸與海

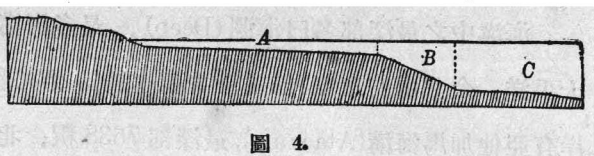


圖 4.

洋底之境界也。其淺海部實爲大陸之一部分，稱之曰陸裾(Continental shelf, 圖 4 之 A)。陸裾以下之急傾部分稱之曰陸坡(Continental slope, 圖 4 之 B)。深達約三千呎以下，傾斜復緩，是爲大洋盆(Oceanic basin, 圖 4 之 C)。

海底地形中最足以引起地質學者之注意者，厥爲海溝(Trench)。海溝者海底面作深溝之

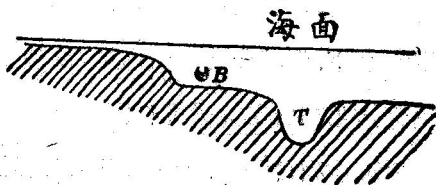


圖 5.

部分也(圖5之T爲海溝, B爲大洋盆)。海溝與其附近之陸地有密切之關係。德那(Dana)氏謂陸面若有高陸之隆起, 則其近海必有海溝。例如美洲有落機山(Rocky Mt.)之隆起, 故其附近太平洋中與落機山脈平行有多數之海溝。又局部的陸面有特別之隆起時, 則近海亦必有凹陷之現象(Depression); 此即地殼平衡(Isostary)之現象也。

海溝中之最深部名曰海淵(Deep)。最多海溝之海洋爲太平洋。今先由其東部, 即美洲方面起計。沿秘魯(Peru)海岸有亞他加馬海溝(Atacama), 最深部 7638 呎。北上至墨西哥之亞加普爾科(Acapulco)有墨西哥海溝, 最深部 5428 呎。更北上至下加利福尼亞州(Lower California)有下加利福尼亞海溝, 最深部 4396 呎。次至最北部之阿留西安列島, 沿列島有阿留西安海溝(Aleutian), 最深部 7383 呎。由阿留西安海溝向太平洋之西岸, 其最北部有日本海溝, 最深部 7383 呎。由日本海溝南下, 海溝分爲東西兩列, 東列爲外列, 西列爲內列。東列之最北部爲美立安那海溝(Marianna), 最深部 9636 呎, 名曰尼祿海淵(Nero Deep)。其南爲雅浦海溝(Yap), 最深部 7583 呎; 匹勞海溝(Palau), 最深部 8138 呎。最後趨向東南

之新西蘭(New Zealand)有東加海溝(Tonga),最深部 8184 呎;及刻馬得克海溝(Kermadec),最深部 9427 呎。次舉西列,即內列之海溝。在日本海溝之西南爲琉球海溝,最深部 7481 呎。次爲斐律賓海溝,最深部 9780 呎。又次爲喀意海溝(Kei),在新基尼島(New Guinea)之西,最深部 6505 呎。又其次爲新赫布里底海溝(New Hebrides),最深部爲 7520 呎。

印度洋之東隅有二海溝。一爲巽他海溝(Sunda),最深部 7000 呎,在爪哇島(Java)之南。一爲曼塔尉海溝(Mantawi)在蘇門答臘(Sumatra)島之西南,最深部 5664 呎。

大西洋中亦有二海溝,皆在西印度。一爲開滿海溝(Cayman),在古巴島(Cuba)南端之開滿島附近,最深部 6269 呎。一爲安的列斯海溝(Antilles),在拍托里科島(Puerto-Rico)之北,最深部 8526 呎。

從前以爲世界最深之海溝爲尼祿海淵。至一九一二年德國之測量船普蘭涅特號(Planet)在斐律賓內列海溝內,發見最深之海淵,達 9780 呎;爲今日世界最深之海淵。

● 以上所述海溝皆在大陸之附近,不在大洋之中央;此乃地質學上最足注意之現象。海溝之成立,謂爲一種之溝狀陷落,

似近理也。

海之深度與陸地超出海面之高度，其間有大差異。在陸地達海拔一千呎以上之地面，僅當地球總面積之百分之六。至海底深達一千呎之面積，約占百分之九。深達一千至三千呎之面積，約占十分之一。深達三千以上者，約占二分之一。故知地球面之大部分，均被太洋的深海所占有。

太洋容積概略計之，約十三億三千萬立方呎，約當海面上之陸地容積之十三倍。然則欲以陸填海，非有今日在海面以上之陸地之十三倍容積不可。

海水與地質學之關係最深，因其運動甚速也。例如海浪，海嘯，潮水，海流等皆與地質有重大之關係。尤為因風而生之暴浪為破壞海岸之利器。

又與地質學有關係者不單限於動的水，即靜水亦營一大作用，例如沈積作用是也。水若靜止，則浮游其中之物質必沈積。不問其為太洋為內海，其水靜止之海底，皆為土砂沈積之場所。地層之大部分，亦為海底沈積之土砂。

第三節 陸界

陸界，即岩石圈，其一部分作陸地表現於海面，其大部分為海洋所被覆，是為海底。

陸地與海洋之配布法不同。陸地集會於以法國之森河 (Seine R.) 口為極之半球，海洋則集會於以新西蘭南島之東方為極之

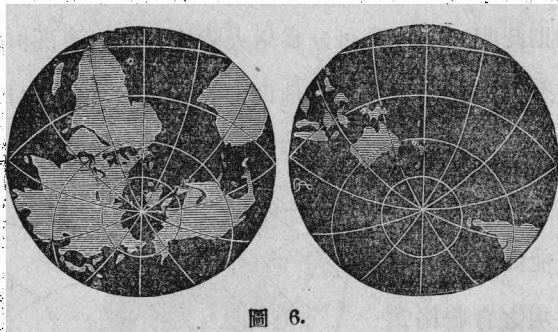


圖 6.

半球。故此等半球有陸半球，水半球之稱(圖 6)。水半球之水約占百分之八十九，陸約占百分之十一。陸半球之陸約占百分之四十五.五，水約占百分之五十四.五。

地質時代之大陸今已沉沒於海底中者，有北太平洋大陸，南太平洋大陸(即非洲與南美洲之聯絡者)，干德瓦那(Gondwana)大陸(即印度與馬達加斯加島之聯絡者)及南太平洋大陸。今日之南極大陸在地質時代不僅曾與澳洲，印度及馬達加斯加島相聯，且似曾與南太平洋大陸相聯絡，因陷落及徐降之結果，遂漸次縮小。

陸地由相聯絡之四個大陸塊所構成。此四大陸塊為舊大陸、新大陸、澳洲、及南極地是也。此四大陸塊，由其面形及生物界觀察之，各有獨立的歷史。但以其中間之諸島為聯絡者，則此四大陸塊實可分為兩大陸塊。即以澳洲併入舊大陸，總名之曰東陸塊。南極地則加入新大陸，總名之曰西陸塊。

陸地不僅可分為東西二塊，亦可分為南北二陸塊。但此

南北二陸塊不能如東西二陸塊之有聯絡。南陸塊其間多受大洋之離隔。由三四塊之陸地構成之；即南美洲、非洲、澳洲及南極地是也。北陸塊

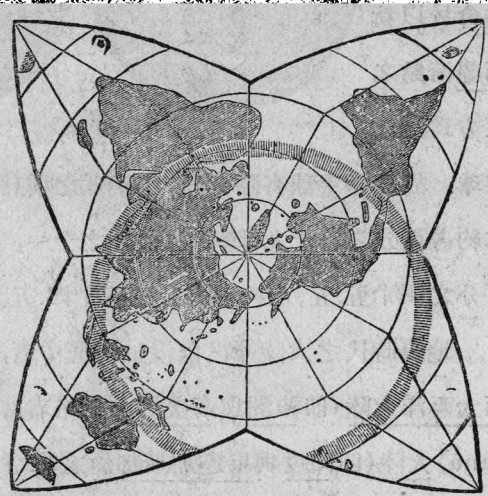


圖 7.

則由歐亞大陸 (Eurasia) 及北美洲兩陸塊構成之。此兩北陸塊之分界有一大斷層線，在地球面略作一大圓形 (圖 7)。

大陸之地貌雖甚錯雜，然細察之亦有一定之規則。通常大山脈在大洋之附近，山脈方向常與海岸線方向一致。且山脈之高低與其相鄰大洋之深淺有關係，大洋深者其山脈高，淺者則其山脈低。

又大陸之橫斷面亦有一定之規則，即兩邊高而中部低。美洲其適例也。試觀北美之東西橫斷面（圖 8 之 C）。西有塞拉內華達山脈（C 圖之 s）及落機山脈（C 圖之 r）。東有阿利根尼山脈（C 圖之 a）。其間有密士失必（Mississippi）大平原（C 圖之 m）。落機山脈與太平洋岸略平行。阿利根尼山脈則與大西洋岸略平行。南美洲亦有此種現象（圖 8 之 D）。面大西洋者有巴西山脈（Brazil Mt, D 圖之 r）。面太平洋者有安第斯山脈（Andes Mt., D 圖之 a）。此兩山脈間有亞馬孫（Amazon）大平原（D 圖之 b）。在亞洲（圖 8 之 A）印度洋方面亦有喜馬拉雅山脈（A 圖之 h）。在北冰洋方面則有阿爾泰山脈（A 圖之 a）。其間有西藏高原（A 圖之 m）。歐洲（圖 8 之 B）之地中海岸有阿爾卑斯山脈（The Alps, B 圖之 a）。在北方則有德國之哈疵山地（Harz, B 圖之 h）。以上乃德那（Dana）氏之說也。但橫斷面之方向若有變更，則此說不能

全適用也。

大陸塊之外之陸地爲島。島計分三種，第一爲大陸島，第二爲大洋島，第三爲海岸島。

大陸島者原爲大陸之一部分，由大陸分離而浮出海面者也。其間則爲淺海底。例如高麗海峽中無深達七十尋以上之海底，因日本原爲亞洲大陸之一部分也。又如蘇門答臘，婆羅洲 (Borneo)，爪哇，西里伯 (Celebes) 等島，皆大陸島也。此等諸島相連成列，孰爲屬亞洲者，孰爲屬澳洲者，驟觀之無從判定。然試探巴厘 (Bali) 及琅波克 (Lombok) 兩島間之海峽甚深，且在此海峽線之南北兩方之生物，性質上大有差別；故知此海峽爲亞洲與澳洲之界線。

大洋島者與大陸完全隔絕，無聯絡之關係之海島也。其成因有由火山噴發而生之火山島，又有由珊瑚之堆積而成之珊瑚島。例如日本之小笠原島及南洋羣島中之坡里內西亞 (Polynesia)，密克羅內西亞 (Micronesia) 等是也。

海岸島乃因水蝕作用而與大陸分離之小島也。世界各國之沿岸小島多屬此例。

第三章 構成地殼之材料

第一節 岩石之礦物成分

構成地殼之物質概稱岩石。岩石之質不盡皆堅硬，其中有如黏土之柔軟者，亦有如砂礫之疎鬆者。岩石乃礦物之集合體。有由單一種礦物構成者，亦有由數種礦物構成者。構成岩石之礦物稱之曰岩石之礦物成分(Mineral components)。礦物成分亦有主成分與副成分之別。主成分(Essential ingredient)如花崗岩之正長石，石英，雲母之三礦物是也。此三種礦物若缺其一，則不成爲花崗岩。例如無長石，祇有雲母及石英，則不稱花崗岩而稱英雲岩(Greisen)。又如角閃石及正長石乃閃長岩(Syenite)之主成分。至副成分(Accessory ingredient)則在岩石中，其存否與岩石之本質無關係者也。例如有花崗岩以柘榴石爲副成分者。若花崗岩中無柘榴石，亦不失其爲花崗岩也。但副成分在岩石中多量產出時，常以

之爲細別岩石種類之標準，卽以之命名，以區別同種岩石中之各變種也。例如有角閃花崗岩，電氣石花崗岩，柘榴石花崗岩等之類是也。

礦物之種類雖多，但作岩石之礦物成分者則比較的少數。

今略舉構成岩石之主要礦物如下：

- (1) 硅石類 例如石英，玉髓，瑪瑙，蛋白石，玉滴石，硅華，硅藻土。
- (2) 長石類 例如鉀長石(正長石，微斜長石)，鈉鈣質長石，卽斜長石(鈉長石，鈣長石，鈣鈉長石，中性長石，鈉鈣長石，亞鈣長石)。
- (3) 白榴石(Leucite)，霞石(Nepheline)，黃長石(Melilite)，方鈉石(Sodalite)，黝方石(Nosite)，藍方石(Haüyne)等。
- (4) 雲母類 例如白雲母(Muscovite)，黑雲母(Biotite)，絹雲母(Sericite)，鈉雲母(Paragonite)等。
- (5) 雲母狀礦物 綠泥石(Chlorite)，硬綠泥石(Chloritoid)，滑石(Talc)，蛇紋石(Serpentine)，海綠石(Glaucconite)，高嶺土(Kaolin)等。
- (6) 輝石類 斜方輝石〔頑火石(Enstatite)，紫蘇輝石(Hyper-

- sthene), 古銅石 (Bronzite)] 及單斜輝石 (透輝石 (Diopside), 異剝石 (Diallage), 烏拉石 (Uralite), 普通輝石 (Augite), 硬玉 (Jadeite), 綠輝石 (Omphacite)]。
- (7) 角閃石類 普通角閃石 (Hornblende), 陽起石 (Actinolite), 透角閃石 (Tremolite), 藍閃石 (Glaucophane)。
- (8) 橄欖石 (Olivine), 柘榴石, 鈣鋁硅石 (Vesuvianite), 堇青石 (Cordierite), 紅柱石 (Andalusite), 電氣石 (Tourmaline), 十字石 (Staurolite), 綠簾石 (Epidote), 黝簾石 (Zoisite), 紅簾石 (Piedmontite), 沸石 (Zeolite), 榍石 (Titanite), 鋯硅石 (Zircon), 金紅石 (Rutile)。
- (9) 鐵礦類 磁鐵礦 (Magnetite), 赤鐵礦 (Hematite), 褐鐵礦 (Limonite), 菱鐵礦 (Siderite), 黃鐵礦 (Pyrite), 磁硫鐵礦 (Pyrrhotite), 鎔鐵礦 (Ilmenite)。
- (10) 方解石 (Calcite), 白雲石 (Dolomite), 石膏 (Gypsum), 硬石膏 (Anhydrite), 鹵石類 (Halites), 硫酸鎂石 (Epsomite), 岩鹽 (Rock salt), 鉀岩鹽 (Sylvine), 光鹵石 (Carnallite), 天然明礬 (Kalinite), 螢石 (Fluorite), 硫黃 (Sulphur) 等。
- (11) 碳質類 泥炭 (Peat), 褐炭 (Lignite), 黑炭 (Black coal),

無煙炭(Anthracite), 石墨(Graphite)等。

(12) 碳氫化物 石油(Petroleum), 土瀝青(Asphaltum)。

岩石中除主副成分之礦物外, 尚有所謂副塊(Accessory mass)者, 即岩石中常混入有與該岩石之成分及構造完全不同之礦物集合體。由其生成之方法區別之, 有結核(Concretion)及分泌(Secretion)兩種。

結核者, 由核內之一點起, 向外部周圍漸成長之礦物集合體也。故其生成順序以中心為最舊, 外部為最新。有球狀, 卵狀, 扁豆狀, 圓筒狀, 薯狀等結核。龜甲石(Septaria), 鳴石(Clapping stone)等其例也。

岩石中本有空隙。由外部滲入之礦質溶液充填此空隙之一部或全部遂在其中沈澱或堆積之現象曰分泌。故分泌之生成順序適與結核相反。先在空隙之壁部沈積, 後漸及中央, 故其外部之物質舊, 內部之物質新。其形狀或為球狀, 或為平板狀。晶洞及礦脈乃分泌之適例也。通常作分泌者為紫水晶(Amethyst), 玉髓(Chalcedony), 方解石, 沸石等礦物。至空隙之生因, 有在火山岩中因各種氣體之外散而生孔隙者, 又有因礦物之易霉爛而生孔隙者, 或又因地質構造之變化而

生孔隙者，其生因不一。

第二節 岩石之組織狀態

岩石學中有岩石之構造狀 (Structure) 及石理 (Texture) 等名詞，乃表示岩石中之礦物成分之組織狀態也。例如花崗岩，石英斑岩 (Quartz porphyre) 及片麻岩 (Gneiss) 同為結晶質岩石，同為雲母，石英及正長石三種礦物所構成之岩石；然其名稱不同者，全據其內部的石理或構造狀之差異而為類別者也。

岩石之構造狀或石理因次舉之三條件不同而有種種之區別：

(1) 礦物成分之形狀及大小 礦物成分，或作結晶存岩石中，或作不規則的粒狀存岩石中，由是岩石之內部的組織狀態自異。例如石英在花崗岩中作結晶產出，在砂岩中則作粒狀物也。

(2) 礦物成分之位置 礦物成分有平行的排列及不規則的排列之別。例如花崗岩中之礦物成分之位置無一定之方向，片麻岩中之礦物成分之位置則為平行的也。

礦物成分之組織方法。此乃指岩石中之礦物成分間有無膠結質(Cementing)也。例如花崗岩中之礦物成分間無膠結質，砂岩中之礦物成分間則有膠結質。

由上之三條件生種種之組織狀態，今示其重要者如下：

(1) 塊狀 (Blocky) 例如

礦物成分之結晶極其
密接，其間不夾有膠
結質，作不規則之排
列之組織狀態者之
結晶(圖9)。

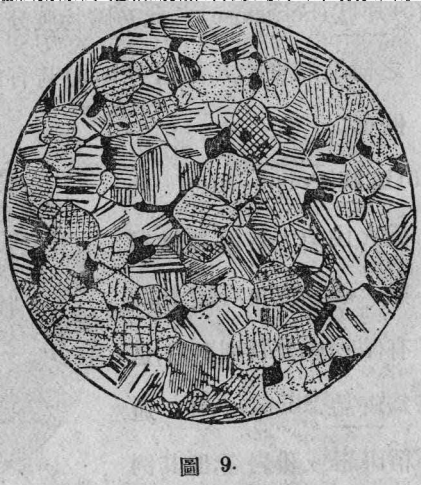


圖 9.

(2) 斑狀 (Spotted) 例如

此種組織狀態，用顯
大鏡或顯微鏡觀察

能辨別其各礦物成分，但肉眼觀之，則似完全緻密。實際上
真正緻密者甚少，用顯微鏡觀之，常能發見種種之礦物成
分。若在顯微鏡下仍不能識別礦物成分，則其岩石為非晶
質。

(3) 鱗狀 (Scaly) 例如雲母，綠泥石，滑石等片狀之礦物。

在岩石中循一定之方向排列，因之其岩石內部作鱗狀構造。

(4) 扁豆狀 (Lenticular) 各個礦物成分多作扁豆狀而排列，且多為平行的排列，是謂扁豆狀構造。

(5) 片狀 (Schistose) 此乃礦物成分盡向一定之方向而排列之構造狀也。凡片岩 (Schist) 皆有此構造狀態。片麻岩其例也。

(6) 斑狀 (Porphyritic) 此為火山岩之普通組織狀態。礦物之集合體中，固有礦物成分特別發達，是為斑晶 (Phenocryst)。通稱斑岩或玢岩者，即其例也 (圖 10)。

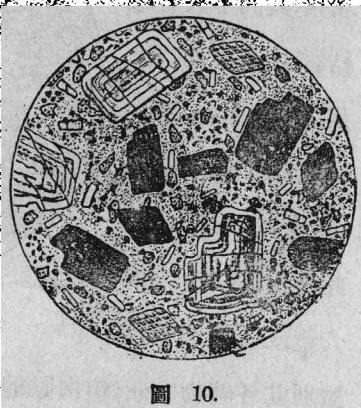
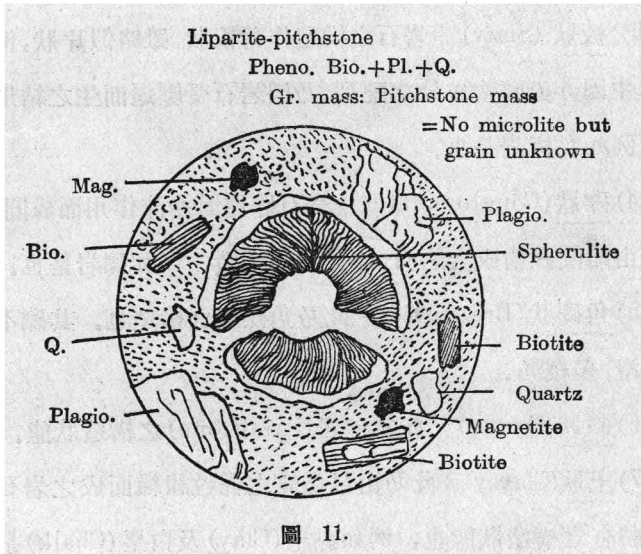


圖 10.

(7) 魚卵狀 (Oolitic) 此種構造狀乃由無數之微細的結核球而成，其外觀如魚卵之集合體。魚卵石 (Oolite) 即此例也。結核稍大，則稱豆狀 (Pisolitic)，石灰岩 (Limestone) 即有此種組織狀態。

- (8) 球顆狀 (Spherulitic) 此種之組織狀態乃由一種球顆物 (Spherulite) 即放射纖維狀物之存在而生之構造狀也。黑曜石 (Obsidian) 及松脂石 (Pitchstone) 多此種構造 (圖 11)。



- (9) 帶狀 (Banded) 此乃各種礦物各別作層之構造狀也。水成岩多有此例。
- (10) 有孔狀 (Vesicular) 此種構造狀多發見於曩霉爛之岩石。石灰岩其例也。
- (11) 渣滓狀 (Slaggy) 熔融岩石當其冷却凝固時，其中之水

蒸氣逸出，遂遺痕跡作圓孔狀之構造；謂之渣滓狀。

(12) 海綿狀 (Spongy) 此種構造之成因與前者同，但岩石全體均被氣孔所貫穿，狀如海綿。例如浮石(Pumice)是也。

(13) 板狀 (Slaty) 岩石之構造作薄板狀，雖略似片狀，但其生因非由礦物成分之配列，乃因岩石受壓逼而生之結果。例如黏板岩是也。

(14) 礫狀 (Conglomeratic) 岩石碎塊因水流作用而成圓礫。由此圓礫構成之岩石，即有此種構造。例如礫岩是也。

(15) 角礫狀 (Brecciated) 此乃角礫岩之構造也。其礫不圓滑，多稜角。

(16) 砂狀 (Sandy) 此為砂岩(Sandstone)之構造狀態。

(17) 土狀 (Clayey) 此乃由最微細之泥粒組織而成之岩石所特有之構造狀態也。例如黏土(Clay)及白堊(Chalk)是。

論岩石之組織狀態，當先知原生岩石與再生岩石之區別。原生岩石之組織狀態乃岩石生成時所具有之原有組織狀態也。再生岩石之組織狀態則不然。蓋再生岩石乃由舊岩石之破片積集而成，其構造狀態為碎屑狀 (Clastic)。至破片中之石理則為舊岩石之原有石理。

原生岩之組織有結晶質與非晶質之別。結晶質者其礦物成分作結晶產出於岩石中。非晶質即玻璃質(Vitreous)。岩石爲結晶質或爲非晶質，其組織狀態有差別也。

第三節 岩石之分類

岩石之分類因人而異。若以其生因爲標準，則可分爲火成岩，水成岩，冰成岩，風成岩，有機岩，化學性岩及變質岩等。但通例分爲下舉之三大類：

- (1) 火成岩 (Igneous rocks)
- (2) 沈積岩 (Sedimentary rocks)
- (3) 變質岩 (Metamorphic rocks)

第(1)類之火成岩，若就其產狀而類別之，有深成岩 (Plutonic)，半深成岩 (Hypabyssal)，火山岩 (Effusive or volcanic) 等。若就其構造狀態而類別之，則有粒狀岩 (Granular)，斑狀岩 (Porphyritic)，多孔狀岩等。由其礦物成分而類別之，則有正長石岩，斜長石岩及無長石岩等。由化學性而類別之，則有酸性岩，中性岩 (Intermediate)，鹽基性岩 (Basic) 及過鹽基性岩 (Ultra-basic) 等。但通例根據其產狀而細別之。

火成岩乃由結晶質礦物或玻璃質礦物所構成，初爲熔融體，及後始凝固而成岩石者也。此熔融體不流出地面，在地殼內凝固而成之岩石爲深成岩。其流出地表凝固而成者則爲迸流岩，又稱火山岩。

火成岩之凝固地點既有地內及地表之不同，則其石理亦自有明瞭的差別；即火山岩之石理多爲潛晶質(Cryptocrystalline)或斑晶，間夾有多少非晶質（即玻璃質），有時全爲玻璃質。至深成岩則完全爲結晶質，決無玻璃質混入其中。又火山岩有時作渣滓狀，深成岩則決無此種構造。又由地質時代觀之，深成岩多屬古時代之產物，火山岩則多屬新時代之產物。

(I) 深成岩類

(A) 花崗岩科 此科岩石爲鹼性(Alkali)長石(正長石，微斜長石等)及石英之集合體。此外含有比較的少量之雲母。此三礦物即花崗石之主成分也。三礦物外有含極少量之斜長石，角閃石或輝石者。又在顯微鏡下，時發見有磁鐵礦，磷鈣石，鉛硅石等礦物。

因岩種不同，有含電氣石，柘榴石，紅柱石，螢石，綠

泥石等礦物者。綠泥石多係由他種礦物變質而成。變質礦物有高嶺土，絹雲母，綠簾石，方解石等。

此科岩石之主要種類如次：

- (1) 黑雲母花崗岩 長石，石英及黑雲母。
- (2) 白雲母花崗岩 長石，石英及白雲母。
- (3) 雙雲母花崗岩 長石，石英及黑白二種雲母。
- (4) 角閃花崗岩 長石，石英及角閃石。
- (5) 角閃黑雲母花崗岩 長石，石英，黑雲母及角閃石。
- (6) 亞拉斯加岩(Alaskite) 石英及長石。
- (7) 電氣石花崗岩 此含有多量之電氣石。
- (8) 結球狀花崗岩 此乃黑色礦物(如黑雲母，角閃石等)或白色礦物(如石英，長石等)作團球狀之集合體也。

花崗岩之石理為粗粒狀。但其中之雲母則多作薄片狀。

(B) 閃長岩科 此科岩石之主成分為正長石及角閃石。有時含黑雲母或輝石以代角閃石。間有含石英者，但為量甚微。石英之量稍增，則變為角閃花崗岩矣。

此科岩石有次之數種：

- (1) 黑雲母閃長岩 正長石, 及黑雲母。
- (2) 角閃石閃長岩(即正閃長岩) 正長石及角閃石。
- (3) 輝石閃長岩 正長石及輝石。
- (4) 角閃黑雲母閃長岩 正長石, 黑雲母及角閃石。

此科岩石在顯微鏡下常發見有磁鐵礦, 磷鈣石, 鈾矽石, 螢石等。又變質礦物有綠泥石, 高嶺土, 綠簾石, 方解石, 石英, 烏拉爾石等。

此科岩石之組織狀態與花崗岩同。驟觀之, 外觀極相似。

(C) 閃綠岩科 此科之主成分為斜長石及黑色礦物(黑雲母, 角閃石, 輝石三礦物中之一種)。間有含微量之石英者。有次之數種:

- (1) 黑雲母閃綠岩 斜長石及黑雲母。
- (2) 角閃石閃綠岩(即正閃綠岩) 斜長石及角閃石。
- (3) 輝石閃綠岩 斜長石及輝石。
- (4) 角閃黑雲母閃綠岩 斜長石, 角閃石及黑雲母。

以上四種外, 其含有微量之石英者, 則冠以石英二字而區別之。

閃綠岩有含紫蘇輝石者。在顯微鏡下觀之，有磁鐵礦，磷鈣石，鋯硅石，榍石等。變質礦物則有綠泥石，綠簾石，陽起石，石英，方解石等。

石英閃綠岩若含有正長石則為閃綠岩與花崗岩間之中間性岩石。又輝石閃綠岩若含有烏拉爾石則為與斑橢岩或挪賴岩(Norite)間之中間性岩石。

閃綠岩之組織狀態與花崗岩相似，為粒狀。但有作片狀者，是為閃綠片岩。又有作球狀者，名曰拿破崙岩或球狀閃綠岩(Napoleonite or corsite)。

(D) 斑橢岩科 此科岩石為斜長石及輝石之集合體。輝石多異剝石及紫蘇輝石兩種。斜長石則為鈣鈉長石或鈣長石。此外有橄欖石，角閃石，黑雲母等。在顯微鏡下檢之，有磁鐵礦，磷鈣石，榍石等。石英及鋯硅石則漸罕。通例以含有異剝石者為正斑橢岩，含紫蘇輝石者則為挪賴岩。

(1) 正斑橢岩 (Normal gabbro) 此又因橄欖石之有無而別為二種。即

(a) 正斑橢岩 斜長石及異剝石。

- (b) 橄欖斑禰岩 斜長石，異剝石及橄欖石。
- (2) 挪賴岩 (Norite) 斜長石及紫蘇輝石。此亦因橄欖石之有無而有區別。

若含有角閃石或黑雲母則以該礦物之名冠之，例如黑雲母斑禰岩 (Biotite gabbro)，角閃石斑禰岩 (Hornblende gabbro) 之類是也。

(E) 橄欖岩科 此科岩石純由橄欖石所構成，但因變質作用有化爲蛇紋石者。此外因含有角閃石，異剝石，古銅石，黑雲母等，遂有次之各種類：

- (1) 正橄欖岩 (Peridotite) 此純由橄欖石所構成，但含有多量之鉻鐵礦 (Chromite)。
- (2) 角閃橄欖岩 角閃石及橄欖石。
- (3) 異剝橄欖岩 異剝石及橄欖石。
- (4) 古銅橄欖岩 古銅石及橄欖石。
- (5) 黑雲母橄欖岩 黑雲母及橄欖石。

此科岩石多暗色。色多在綠黃，綠褐，綠黑之間。

若橄欖石或蛇紋石之量減少，因所含之副成分而命名有角閃岩，異剝岩，古銅岩等之名稱。

(II) 脈狀岩類 此類岩石與深成岩之產狀稍異；其岩體多由深成岩體分射而出，作枝脈狀；因之其石理，礦物成分及化學性等與深成岩略有不同。

(A) 真脈狀岩科(Aschistic dyke rocks) 此科岩石之礦物成分與深成岩全同。但石理及產狀則與深成岩異。結晶呈細粒狀之組織。此科與深成岩相應，有四種：

(a) 花崗斑岩(Granite porphyre) 此種岩石結晶呈細粒狀。在此細粒之結晶羣中散見有斑晶(Phenocrysts)。斑晶多為長石。長石之外有石英，雲母，角閃石等之斑晶。細粒之結晶部分名曰石基(Ground mass)。石基多由鹼性長石及石英之細粒構成之。

(b) 閃長斑岩(Syenite porphyre)

(c) 閃綠紋岩(Diorite porphyrite)

(d) 斑禰紋岩(Gabbro porphyrite)

以上三者亦以其主成分之礦物為斑晶，長石及有色礦物之細粒結晶為石基。

(B) 二次的脈狀岩科(Diaschistic dyke rocks) 此種岩石產於原有深成岩體之邊緣部分，由二次的岩漿分化而成。

化學性及礦物成分與原深成岩稍異。有次之二種：

(a) 酸斑岩 (Oxyphyre) 此類又分兩種：

(i) 微晶岩 (Aplite) 此為微粒狀乃至緻密狀之岩石，有色礦物甚少故其色淺淡，以鹼性長石，鈣鈉長石及石英為主成分，有時亦見有含少量之雲母者。微晶岩為溫度高時生成者。有次之四種：

(α) 微晶花崗岩 (Granite aplite)

(β) 微晶閃長岩 (Syenite aplite)

(γ) 微晶閃綠岩 (Diorite aplite)

(δ) 微晶斑禰岩 (Gabbro aplite)

以上四者中，微晶閃長岩幾僅為理論上之名稱。微晶閃綠岩含有多量之角閃石時，岩色較濃厚，即近黑色，不如微晶花崗岩之色淺淡。

(ii) 偉晶岩 (Pegmatite) 此為極粗粒狀之岩石，溫度較低時生成者也。理論上有次之四種：

(α) 偉晶花崗岩 (Granite pegmatite)

(β) 偉晶閃長岩 (Syenite pegmatite)

(γ) 偉晶閃綠岩 (Diorite pegmatite)

(δ) 偉晶斑糲岩 (Gabbro pegmatite)

此四種中除第一種偉晶花崗岩外，其他三者皆爲理論上之名稱，故偉晶岩常以偉晶花崗岩代表之。偉晶岩之結晶甚粗大故名。偉晶花崗岩多爲白雲母花崗岩；亦有爲黑雲母花崗岩。

(b) 鹽基斑岩 (Lamprophyre) 此種岩石一名煌斑岩，暗灰色乃至黑色之岩石也。石理呈粒狀或斑狀。有次之四種：

(i) 雲正長岩 (Minette) 正長石及黑雲母。

(ii) 綠正長岩 (Vogesite) 正長石及角閃石或輝石。

(iii) 雲斜長岩 (Kersantite) 斜長石及黑雲母。

(iv) 綠斜長岩 (Spessartite) 斜長石及角閃石 (或輝石)。

前二種爲花崗岩性鹽基斑岩 (Granitic lamprophyres)。後二種則爲閃綠岩性鹽基斑岩 (Dioritic lamprophyres)。

(III) 火山岩類 火山岩有新舊之兩種。第三紀以前 (Pre-tertiary) 噴發者稱舊火山岩。第三紀以後至近代噴發者稱

新火山岩。時代上雖有新舊之別，但礦物成分則無甚差異也。今對舉之如下：

新火山岩	舊火山岩
(A) 流紋岩 (Liparite)	石英斑岩 (Quartz-porphyre)
(B) 粗面岩 (Trachyte)	正長斑岩 (Orthophyre)
(C) 安山岩 (Andesite)	紋岩 (Porphyrite)
(D) 玄武岩 (Basalt)	黑紋岩 (Melaphyre)

(A) 流紋岩及石英斑岩科 此岩石由石基及斑晶所構成。作斑晶之礦物除石英外在石英斑岩有正長石斑晶，在流紋岩則有玻璃長石 (Sanidine) 斑晶。石英斑岩中與正長石相伴間有斜長石之產出。

石基有為非晶質者，有為硅長質 (Felsitic)者。非晶質之石基由玻璃質構成之。硅長質之石基為結晶質，外觀呈緻密狀，由石英及長石之微晶構成之。

熔岩噴發後急速冷却，不及結晶，因固結為天然之玻璃。天然玻璃計有四種：(1) 黑曜石 (Obsidian)，(2) 浮石 (Pumice)，(3) 松脂石 (Pitchstone)，(4) 真珠石 (Perlite)。

以上四種玻璃質岩石不單限於本科岩石始有之，其

他各科之火山岩亦有此等玻璃質岩石。

又火山岩不問其種類如何，有作彈狀，礫狀，砂狀，灰狀等而噴出者。此等之一種或數種相集而凝結之岩石，名曰凝灰岩(Tuff)。

石英斑岩及其凝灰岩若受力的變質作用，常變質為片狀斑岩，絹雲母片岩，絹雲母片麻岩等。

(B) 粗面岩及正長斑岩科 此科岩石中之斑晶多為玻璃長石及鈣鈉長石。此外有黑雲母，角閃石，輝石等斑晶。其石基由肉眼觀之，似作緻密狀；但在顯微鏡下窺之，則細長形之玻璃長石實占主要部分。此外含有磁鐵礦，磷鈣石，銻矽石等。

粗面岩亦有玻璃質岩石及凝灰岩。

正長斑岩一名無石英斑岩，與粗面岩完全同質之岩石也，多作脈狀產出。角斑岩 (Ceratophyre)，菱斑岩 (Rhombenporphyre) 等亦為屬此科之岩石。

(C) 安山岩及紋岩科 此科岩石之石基為斜長石，輝石，磁鐵礦，磷鈣石，銻矽石，玻璃等所構成。因岩種不同亦有玻璃長石，正長石，及石英等雜入石基中。作斑晶者有鈣

鈉長石，玻璃長石，石英，黑雲母，角閃石，輝石等。

- (1) 輝石安山岩 多輝石斑晶。
- (2) 角閃安山岩 多角閃石斑晶。
- (3) 石英安山岩 有石英斑晶者。
- (4) 黑雲母安山岩 有黑雲母斑晶者。
- (5) 石英角閃安山岩 有石英及角閃石之斑晶者。

紋岩與安山岩同樣有種種之名稱。紋岩若變質則其中生高嶺土，綠泥石，方解石，褐鐵礦等。粒狀安山岩 (Propyrite) 即紋岩之一種，其色帶綠。所含長石略作土狀。輝石，角閃石，黑雲母等則變質化為綠泥石及綠簾石。

(D) 玄武岩輝綠岩及黑紋岩科 此科岩石大別為二類，一為鈣質鹼性岩石 (Calcium alkali rocks)，一為鹼性岩石 (Alkali rocks)；此乃由長石之化學性而區別者也。

(1) 鈣質鹼性玄武岩輝綠岩及黑紋岩等

(a) 斜長石玄武岩 (即鈣質鹼性玄武岩) 此岩石呈暗灰色乃至黑色，以鈣鈉長石及輝石為主成分，有時含橄欖石之量頗多。

石基多完晶狀，由斜長石，磁鐵礦，磷鈣石等構成之。亦有含玻璃者，玄武玻璃岩即此類也。夏威夷(Hawaii)火山之神毛(Pele's hair)，即一種絲狀之玄武浮石也。

斑晶時有時無。若有斑晶則為橄欖石，輝石，磁鐵礦，鎔鐵礦等。斜長石，石英之斑晶甚罕。

玄武岩通例因橄欖石之有無而分為二種。又含有石英時稱石英玄武岩，含有多量之磁鐵礦時則稱磁鐵玄武岩。玄武岩亦常作凝灰岩而產出。黃土凝灰岩(Palagonite)乃產於西西里島巴拉哥尼亞地方之玄武火山灰凝固而成之岩石也，狀如黃色之粘土。

玄武岩受風化作用後，其黑色變為灰，褐，赤，黃等色，終變為壩母狀之岩石。

(b) 輝綠岩 (Diabase) 此岩石之主成分為鈉鈣長石及輝石。二者之外必有鐵礦(磁鐵礦，鎔鐵礦或黃鐵礦)及磷鈣石之存在。橄欖石，透輝石，角閃石，黑雲母，石英等則或有或無。

石理爲粒狀或交柱狀。作柱狀之長石不循一定之方向而相集，其間則充填有輝石，是謂輝綠式構造 (Ophitic structure)。

就其成分上言之，輝綠岩乃舊粗粒狀之玄武岩也。

此種岩石常在其產塊之周圍作玻璃狀岩石，即所謂玻璃輝綠岩者是也。

輝綠岩受力的變質作用而化爲片狀者不少，例如輝綠片岩是也。

輝綠岩之凝灰岩分布頗廣。輝綠板岩 (Schalstein) 即輝綠凝灰岩固結成板狀者也。

(c) 黑紋岩 (Melaphyre) 此岩石之石理極緻密，此即與輝綠岩不同之點也。主成分爲斜長石及輝石。橄欖石之有無不定。黑雲母，角閃石及玻璃亦時有時無。在顯微鏡下常見有鐵礦及磷鈣石等。

若斜長石，橄欖石，輝石作斑晶產出時，特名曰斑狀黑紋岩 (Navite)。若以橄欖石爲主成分，多量產出時，特名曰橄欖黑紋岩 (Olivine tholeiite)。無

橄欖石者曰輝綠紋岩(Diabase porphyrite)。

(d) 苦岩(Picrite) 此岩石之主成分爲橄欖石及輝石，此外尚有黑雲母，角閃石等副成分。橄欖石變質化爲蛇紋石。若有斜長石則變爲橄欖輝綠岩。岩色綠黑至黑色不等。若岩石中有作斑晶之礦物則稱苦紋岩(Picrite porphyrite)，例如南非洲之含金剛石岩石卽此例也。

(2) 鹼性玄武岩(Alkali basalt)

(a) 粗面玄武岩(Trachy-dolerite) 此岩石以斜長石爲主成分，橄欖石則或有或無。此外尚有含玻璃長石，霞石，白榴石，藍方石，角閃石，鈉輝石(Aegirine augite)等礦物者。岩石之組織狀態，有全體爲粒狀者，有斜長石，輝石，橄欖石等作斑狀者。作斑狀時，石基中常產玻璃。

(b) 霞石黝岩(Nepheline basanite) 斜長石，霞石及橄欖石。

(c) 霞石鼠岩(Nepheline tephrite) 斜長石及霞石。

(d) 白榴黝岩(Leucite basanite) 斜長石，橄欖石及

白榴石。

(e) 白榴鼠岩 (Leucite tephrite) 斜長石, 白榴石。

(f) 霞石玄武岩 (Nepheline basalt) 霞石, 橄欖石。

(g) 霞岩 (Nephelinite) 純霞石。

(h) 白榴玄武岩 (Leucite basalt) 白榴石, 橄欖石。

(i) 白榴岩 (Leucite) 純白榴石。

(j) 黃長玄武岩 (Melilite basalt) 黃長石, 橄欖石。

(k) 林堡岩 (Limburgite) 橄欖石及玻璃, 且常含有
鑄質輝石之細針狀結晶 (Titanaugite needles)。

(E) 響岩科 (Phonolite) 此亦為一種之鹼性岩石, 新火山岩也。舊火山岩中無此種岩石。岩石有作緻密狀者, 有作斑狀者。全部緻密狀者, 其岩色為灰, 青, 或褐; 由玻璃長石, 霞石及鈉輝石之三礦物構成之。若為斑狀時, 則作斑晶之礦物有玻璃長石, 斜長石, 霞石或白榴石等。有時含有藍方石以代霞石之一部。

因所含之礦物不同, 有次之各岩種:

(1) 霞石響岩 (Nepheline phonolite) 含多量霞石者。

(2) 白榴響岩 (Leucite phonolite) 以白榴石代霞石者。

(3) 霞石白榴響岩 霞石及白榴石共產者。

(4) 藍方響岩 (Haüyne phenolite) 霞石及藍方石共產者。

響岩亦常作凝灰岩及浮石等而產出。

火成岩之各種不論其為深成岩或為火山岩，皆有鈣質鹼性及鹼性之區別。鹼性玄武岩及響岩較常見，故特舉之。

第(2)類之沈積岩乃物質或在水中或在陸上沈積或堆積而成之岩石；非如火成岩，由熔融體之凝固而成。此種岩石多有層理，且含有水陸生物之遺跡。

此類岩石更別為次之三種：

(1) 碎屑岩類 (Clastic rocks) 此類岩石乃由其他岩石之破壞而生之碎屑或破片等所構成之岩石也。由此等破片或碎屑間固結與否得別為疎鬆岩及凝固岩之二種。

(A) 疎鬆岩

(1) 礫 岩石破片因水流作用摩擦至略成圓形，其直徑約在三釐以上，大小相混。由礫之大小別之有三種，即粗礫，中礫，細礫是也。粗礫之直徑在三分以上。中礫之直徑由一分五釐至三分止。細礫之直徑則由三釐

至一分五釐。

- (2) 砂 礫之徑在三釐以下至三毫止則稱爲砂。此亦分三種。粗砂之徑由三釐至一釐五毫。中砂之徑由一釐五毫至八毫。細砂之徑由八毫至五毫。

砂又有因礦物之種類而命名者，例如石英砂，鐵砂（磁鐵礦砂），海綠石砂等。

- (3) 泥土 此乃岩石碎屑直徑在三毫以下者，亦有粗，中，細三種之區別。最微粒之徑約在一毫之三百分之一以下。泥土又稱淤泥，或稱細土。岩石之碎屑物至此淤泥始生黏性。

- (4) 堆石(Moraine) 此乃由冰河作用而生成之有稜角之大小石及泥土之混合物也。與此相類似者有集塊岩(Agglomerate)。但集塊岩乃火山性之岩石，由大小石塊及砂礫泥土相混合而成。集塊岩實乃介在火成岩與沈積岩間之中間性岩石。又火山灰，火山砂礫，火山彈等所構成之岩石亦有同樣之性質。

- (5) 黏土(Clay) 黏土之純粹者爲高嶺土，不雜別質。其化學成分爲含水硅酸鋁。加水則生黏性。不純者混

有砂及其他泥土。色有白，灰，赤，黃，褐等種種。

(6) 壩埠(Loam) 此亦為一種之黏土。因含有微粒之褐鐵礦故帶黃褐色。有時亦含石英粒，塵砂及碳酸鈣等。

(7) 黃土(Loess) 此乃由極微細之石英灰所構成。其中混有含褐鐵礦之黃色黏土及多量之石灰。

(8) 黑土 此乃黑色乃至褐色之泥土，含有腐植土者也。

(9) 紅土 此多含鐵質，帶赤色或褐色之黏土也。其中含有種種之礦物風化產物。熱帶地方多此種紅土。

(10) 鐵鋁土 此稍含鐵質之黏土，為製鋁之原料。

(11) 土壤(Soil) 此為地殼最上層之疎鬆質地層。其土



圖 12. 由岩石之分解而生土壤

質有石質，礫質，砂質，黏土質，壩埤質，石灰質，腐植質等之別。又有介在此等質間之中間性土壤。土壤由岩石之分解而生成，農業上有重要之關係也（圖12）。

(B) 凝固岩 此種岩石乃其他岩石之破片或碎屑因膠結質而互相固結者也。膠結質有砂質，石灰質，硅質，褐鐵質，赤鐵質，黏土質等。

由破片或碎屑之大小及形狀區別之有次之數種：

- (1) 角礫岩 (Breccia) 此種岩石之岩片頗大，且多稜角。介殼角礫岩則其岩片為介殼。骨礫岩則其岩片為骨片。火山角礫岩者，乃岩片以熔岩為膠結質結合而成之岩石也。脈礫岩者，岩石裂隙中之岩片由滲漏其中之水而沈積之岩石也。又斷層面常生角礫岩，特稱為摩擦角礫岩 (Friction breccia)。在火山地方有角礫狀之凝灰岩，故稱凝灰角礫岩 (Tuff breccia)。
- (2) 礫岩 (Conglomerate) 角礫岩中之礫若無稜角，作圓形或橢圓形者特稱曰礫岩。
- (3) 砂岩 (Sandstone) 砂岩乃砂由膠結質而凝固之岩石也。砂有石英，長石，雲母等種種之礦物。若砂岩為花

崗岩之砂則由石英，長石，雲母三礦物構成之，名曰花崗砂岩 (Arkose sandstone)。若混有黏土質則稱黏土質砂岩 (Clayey sandstone)。若含有海綠石者名曰綠砂岩。若砂為火山砂則稱凝灰砂岩 (Tuff sandstone)。

硬砂岩 (Graywacke) 為一種時代極古之砂岩，多在古生層中。砂粒之組織緻密，質亦堅硬。有綠，綠灰，褐灰等色。由石英，正長石，斜長石及其他岩石碎片相集而成。

(4) 頁岩 (Shale) 此岩石乃由黏土之凝固而成。岩石與層面平行的分裂。一方移變為黏土，他方又移變為黏板岩。色有白，灰，黑等。黑色者含有多量之碳質或瀝青也。

(5) 黏板岩 (Slate) 此岩石較頁岩更堅固，作薄層狀，極明瞭。在顯微鏡下觀之，黏土中有石英粒，雲母片，鐵礦微粒，金紅石之細柱體，電氣石粒，方解石片等。岩色則有黑，灰，黃，綠，赤等。

瓦板岩乃能剝離至極薄片之黏板岩也。又明礬板岩則含有多量之明礬。

又因火成岩作用而變質之黏板岩，則以其中之新生礦物之名冠之。此外有因化石而得名者，例如放射蟲板岩之類是也。

(II) 沈澱岩類 (Precipitate rocks) 此類岩石之生因為化學的沈澱作用，得分為水成化學沈澱岩及氣成化學沈澱岩之二種。

(A) 水成化學沈澱岩 此類岩石又稱溶液沈澱岩，即溶解於水中之物質，因化學的作用沈澱而為岩石也。溶液多為海水，亦有為淡水者。至沈澱之動機則概為蒸發。

(1) 硬石膏 (Anhydrite) 此為無水硫酸鈣，常與次之石膏共產出。

(2) 石膏 (Gypsum) 此為含水硫酸鈣，含有二分子之水。硬石膏若吸水分即化為石膏。

(3) 石灰岩 (Limestone) 化學的成分為碳酸鈣，在海水中沈澱者多由生物作用而成，由生物之骨骼介殼等之沈積，遂成岩石。生物多屬動物，間亦有由植物構成者。例如石灰藻 (Lithothamnium) 之本體亦由鈣質構成之。

在淡水中常有蘚藻等吸水中之碳酸，以促石灰岩或石灰華之沈澱。又含有石灰之泉水中，因碳酸之遁出，石灰遂沈澱。

大理石為粒狀石灰岩，由方解石之微粒構成之。大理石有含石墨，石英及其他礦物者。

普通之石灰岩乃微粒狀或完全緻密狀之岩石，純粹者呈白色，此外尚有各種雜色者。

就其構造狀態區別之，有魚卵狀石灰岩，豆狀石灰岩，白墨（或稱白堊，乃土狀之碳酸鈣），石灰華（有孔輕鬆質），板狀石灰岩（緻密的石板狀石灰岩）等。

又由化學的成分類別之，有白雲質石灰岩（含有少量之碳酸鎂者），黏土質石灰岩，砂質石灰岩，瀝青質石灰岩，鐵質石灰岩等。

(4) 白雲岩 (Dolomite) 此岩石兼含有碳酸鈣及碳酸鎂，外觀似石灰岩。若碳酸鈣之含量增加，則移變為石灰岩。

(5) 泥灰岩 (Marl) 石灰岩或白雲岩含有黏土者曰泥灰岩。其含有之黏土量不一定，故有鈣質泥灰岩，白雲

質泥灰岩，黏土泥灰岩之別。由礦物成分上別之，有砂質泥灰岩，雲母泥灰岩，瀝青泥灰岩等。

- (6) 硅岩(Siliceous rocks) 硅岩之主成分爲石英，或爲玉髓，或爲蛋白石，或爲此等之混合物。石英岩(Quartzite)乃純由石英構成之岩石也。石理爲粒狀或緻密狀，間有作斑狀者。撓曲硅岩(Itacolmite)產於巴西，乃含雲母之石英岩也(一部分爲砂岩)。有撓曲性，故名。

硅板岩(Lydlite)肉眼觀之作緻密狀。在顯微鏡下窺之則呈微晶狀。普通爲黑色，所謂試金石者卽此也。亦有帶綠色或赤色者。主成分爲石英及玉髓。

硅泥板岩(Adinole)與硅板岩相似。其成分硅酸之外爲鈉及黏土。用吹管熱之能熔融。此岩石之一部有由黏板岩及與黏板岩相類似之岩石變質而成者。

硅華乃溫泉或冷泉中沈澱而成之有孔狀輕鬆質蛋白石也。硅藻土乃硅藻之遺殼相集而成之一種土狀硅質物。

- (7) 岩鹽(Rock salt) 岩鹽爲古時代之湖海水沈澱物。水分蒸發後，其中之氯化鈉卽固結成厚層。海水中之

溶解物，氯化鈉之外尚有溴，鈣，鉀，鎂，硫酸(SO_4)，碳酸(CO_3)等成分。故岩鹽中多石膏及其他含鉀，鎂質等之鹽類作副產物產出。

(8) 磷鈣岩 (Phosphorite) 純粹者由磷鈣石 (Apatite) 及含有氯素或氟素之磷酸鈣之混合物。不純者則含有氧化鐵，硅酸，碳酸鈣，黏土等雜質。色有黃，褐，綠等種種。

(9) 硫黃岩 此在火山之火口堆積而成之大硫黃塊也。

(10) 菱鐵岩 此為碳酸鐵，大規模產出時作岩石之一部。

(11) 磁鐵岩 此全部由磁鐵礦構成之。

(12) 赤鐵岩 此全部由赤鐵礦構成之。

(13) 褐鐵岩 此全部由褐鐵礦構成之。

(B) 氣成化學沈澱岩 雪及冰，通例不入岩石類中。但由地質學上觀之，冰雪既作大塊產出，為地殼之構造材料，則不能不視作岩石之一種也。其主產地為南北二極地方。例如挨斯蘭 (Iceland) 地方之冰厚有達二千呎以上者，迴溯冰河時代，則歐美地方幾全被冰覆。

(III) 有機岩類 此類岩石有植物生因的 (Phytogenic)，有動

物生因的 (Zoogenic), 亦有不明其為動物或植物生因者。

(A) 石灰岩 石灰岩一方為沈澱岩, 一方又為有機岩。此種岩石多由海生或湖生之動植物遺體沈積而成。故石灰岩中多含生物之遺跡。石灰岩中有所謂紡錘蟲石灰岩 (*Fusulina limestone*), 石蓮蟲石灰岩 (*Crinoid limestone*), 珊瑚石灰岩 (*Coral limestone*) 等, 皆由該種生物之遺體沈積而成者也。

(B) 泥炭 (Peat) 此由湖沼中之植物腐敗堆積而成。碳素量多於植物質。碳量平均約占全量之 50-60%。

(C) 煤炭 (Coal) 褐炭 (*Lignite*) 之碳素量約占 70%, 黑炭 (*Black coal*), 即普通之煤之碳素量約 82%, 無烟炭 (*Anthracite*) 之碳素量約 94%。此等皆由植物之碳化而成。介於此等炭間之中間性物尚多。

(D) 石墨 (*Graphite*) 此全部為碳素, 乃煤炭之完全碳化者也。

(E) 土瀝青 此乃由碳, 氫, 氧, 硫等元素相化合而成之黑色或褐色之軟塊。通常視作石油之氧化凝固而成。

(F) 石油 (*Petroleum*) 此乃碳, 氫二元素之化合物, 為黑色

乃至淡褐色之液體。混合物僅有 2-3% 之氧素及微量之氮素及硫。

(G) 鳥糞(Guano) 此由鳥類之排泄物堆積而成。其成分無一定。含有多量之磷酸鈣，尿酸銻及草酸銻。有名產地為秘魯(Peru)之沿海各小島。

第(3)類之變質岩又稱結晶片岩(Crystalline schist)，因此類岩石為結晶質且呈片狀構造也。其為結晶質一點似火成岩，而呈片狀構造一點則又似水成岩矣。

此種岩石之分布最廣。世界中最古之岩石亦為此種岩石。

結晶片岩得分為片麻岩，雲母片岩，千枚岩及綠泥石滑石等片岩之四科：

(I) 片麻岩科(Gneiss) 此科岩石為結晶質，具片狀構造，且含有長石之岩石也。長石之外，肉眼能辨認者為石英。雲母片麻岩之成分與花崗岩同，由石英，長石及雲母三礦物所構成。

片麻岩中之長石有鉀長石，鈉長石或鈣鈉斜長石不等。雲母則為白雲母，黑雲母，有時或為絹雲母。

以上所舉礦物外，肉眼能辨認者有角閃石，柘榴石，綠泥石，電氣石，堇青石，石墨等。顯微鏡下方能辨認者有磷鈣石，鋯硅石，鐵礦等。

以長石種類或雲母種類為標準區分為下舉之數種：

- (A) 正長石片麻岩 正長石，石英，雲母。
- (B) 斜長石片麻岩 斜長石，石英，雲母。
- (C) 黑雲母片麻岩 黑雲母，長石，石英。
- (D) 白雲母片麻岩 白雲母，長石，石英。
- (E) 絹雲母片麻岩 絹雲母，長石，石英。
- (F) 兩雲母片麻岩 黑白兩雲母，長石，石英。

此外尚有以多量產出之礦物名冠之者，例如角閃片麻岩，輝石片麻岩，柘榴片麻岩，堇青片麻岩，綠簾片麻岩，石墨片麻岩等名稱。

又有以組織狀態為分類者，例如片狀片麻岩，帶狀片麻岩，粒狀片麻岩，花崗片麻岩等之名稱。

近來有分片麻岩為正片麻岩 (Orthogneiss) 及准片麻岩 (Paragneiss) 二大類者。前者由火成岩之變質而成，後者則由水成岩之變質而成。

(II) 雲母片岩科 (Mica schist) 此科岩石之主成分爲雲母及石英。其與片麻岩之異點，即無長石也。間有含長石者，然爲量亦甚微。雲母有黑雲母，白雲母，絹雲母，鈉雲母等。雲母之外有柘榴石，角閃石，電氣石，十字石，石墨，藍閃石，紅簾石，紅柱石，綠簾石，鐵雲母 (Iron mica) 等。

此科之重要種類如下：

- (A) 白雲母片岩 白雲母，石英。
- (B) 黑雲母片岩 黑雲母，石英。
- (C) 兩雲母片岩 黑白兩雲母及石英。
- (D) 鈉雲母片岩 鈉雲母，石英。
- (E) 絹雲母片岩 絹雲母，石英。
- (F) 紅簾片岩 絹雲母，石英及紅簾石。
- (G) 藍閃片岩 絹雲母，石英及藍閃石。
- (H) 石墨片岩 絹雲母，石英及石墨。

此等岩石之組織狀態皆爲片狀。有時岩石中含有其他礦物之大結晶或晶粒。例如阿爾卑斯山中之含柘榴石雲母片岩是也。

雲母片岩中之雲母若含量減少，石英之量增加時，則特

稱為石英片岩。

(III) 千枚岩科 (Phyllite) 此科之主要成分為石英及雲母，與雲母片岩相似。但含多量之黏土則又與黏板岩相似，即介居雲母片岩及黏板岩間之中間性岩石也。岩石帶有一種雲母的光澤。岩色有綠，藍，灰，黃，赤等。雲母，石英之外有少量之長石。此外則常見有綠泥石，鐵礦，金紅石，電氣石，柘榴石，石墨等。

由含有特別多量之礦物而類別之，有硬綠泥石千枚岩，長石千枚岩，石英千枚岩，石墨千枚岩等。

(IV) 綠泥片岩及滑石片岩科 綠泥片岩之主成分為綠泥石，滑石片岩之主成分為滑石。有同岩石中產此二種礦物者，故此二種岩石互相移變。

綠泥片岩之綠泥石作綠色之薄片，其間常發見有磁鐵礦，柘榴石等。有時亦有陽起石，綠簾石，黝簾石，方解石等。

滑石片岩之滑石乃微帶白色或淡綠色之薄片。其中常見有陽起石，綠泥石，磁鐵礦，黃鐵礦，菱鎂石，白雲石等。有時亦見有橄欖石之產出，但甚罕。

若岩石中之綠泥石及滑石不作片狀而作塊狀時，則不稱片岩，單稱為綠泥岩或滑石岩。

綠泥片岩有在蛇紋岩中作脈狀產出者。

(V)介在結晶片岩中之岩石：

(A) 角閃岩 作片狀構造者有陽起石片岩，角閃片岩等，皆由單一種礦物構成之。又長石角閃片岩者，其中含有鈣鈉長石者也。作塊狀構造者為角閃石及軟玉。

角閃岩之色在淡綠與黑綠之間。

(B) 輝石岩 綠榴岩者綠輝石與柘榴石共構成之美麗岩石也，作粗粒狀。若柘榴石減量則變為綠輝片岩或綠輝岩。輝石片岩則全部由輝石構成之。

(C) 蛇紋岩 此岩石之主成分為蛇紋石。此外有橄欖石，古銅石，異剝石，透輝石，角閃石等。其構造為緻密的塊狀。色有綠，黑，黃，褐不等。若岩石由蛇紋石及石灰石共構成者則稱蛇灰岩(Ophicalcite)。

(D) 石灰質岩 大理石(Marble)，白雲岩(Dolomite)，菱鐵岩等已於上述之沈積岩中述之。但此等岩石夾居結晶片岩中者不少。

(E) 氧化岩 石英岩,磁鐵岩,赤鐵岩等,亦於上述之層狀岩中述之。

(F) 硫化礦 黃鐵礦,磁硫鐵礦,黃銅礦(Chalcopyrite),閃鋅礦(Zinblende),方鉛礦(Galena)等,亦多介在結晶片岩中產出。

第四節 岩石之生因及特性

火成岩乃岩漿或在地殼深部,或切近地表,或流出地面而凝結之岩石也。不流出地面,在地殼內凝結而成者曰內迸發岩(Intrusive rocks);流出地表凝結而成者曰噴出岩(Effusive rocks),又名外迸發岩(Extrusive rocks)。熔融狀之岩漿或受其下部之壓力,或因其自身內部之蒸氣之膨脹作用,被推押而上升,沿地殼之抵抗力微弱部分,為內迸發或外迸發之作用。熔融狀之岩漿不能僅視為一種之熔融體;乃一種之硅酸鹽溶解於他種之硅酸鹽之溶液,或為多種硅酸鹽類之混合溶液。

岩漿中之各化學成分,隨其內迸發或外迸發之經過而先後變化。其中各成分亦應溫度之高下而先後結晶。所謂自形結晶(Idiomorphic crystal)及斑晶(Phenocryst),即岩漿

漸次冷卻時前後生成之結晶也。若爲玻璃，則因岩漿急激冷卻，無餘暇爲結晶也。

火成岩之化學性質有不同者乃起因於岩漿之分化 (Differentiation of magma)。至其組織的狀態不同者則起因於物理的條件之差異，如冷卻之緩急，壓力之大小等是也。

火成岩共有之特性今試舉之如下：

- (1) 火成岩多作塊狀，無沈澱或堆積之象徵，不作層狀。
- (2) 不含化石。
- (3) 火成岩有柱狀節理及玻璃質，渣滓狀等組織狀態。
- (4) 火成岩作岩脈或舌脈有迸射的現象。
- (5) 火成岩能使其周圍之沈積岩生接觸變質之現象。

火成岩爲原生岩；至沈積岩則爲再生岩，地球內部或外表之岩石破片由機械的作用，化學的作用及生物的作用堆積而成者也。其堆積地點或陸，或水。其堆積時期則通全地質的時代。就其外象別之，有海成 (Marine)，河口成 (Estuarine) 及陸成 (Continental) 之別。海成之中又有淺海成 及 深海成 之別。陸成亦有風成 (Eolian)，河成 (Fluviatile)，湖成 (Lacustrine)，冰成 (Glacial) 等之別。

岩層極厚之岩石有由長期間之緩慢堆積作用而成者，例如石灰岩是。亦有由短期間內極多量之沈積物堆積而成者，例如礫岩是也。至作薄層狀之岩石則或由少量之礦物碎屑堆積而成，或由間期的緩慢的堆積作用而成。偽層 (False or current beddings) 之岩石，則多屬淺水成岩。扁豆狀 (Lenticular) 之岩石，則在適當之部位而為局部的堆積之岩石也。石灰岩及砂岩多有此例。

舊沈積岩較之新沈積岩多受長期間的變質，易於辨認。且舊沈積岩常受壓力或部分的熔融作用等而益堅固。

沈積岩共有之特性如次：

- (1) 沈積岩概作層狀。
- (2) 因水力之摩擦而成之砂、礫等岩片之存在。
- (3) 化石之存在。古生物在岩石中或作內像 (Cast) 或作外像 (Mould) 而存在。

結晶片岩原為火成岩或沈積岩之材料，因其成分及構造之變更，遂成變質岩。熱、水分 (Moisture)，及壓力為促起岩石變質之重大原因。高溫之水分能減少岩石之分子間之凝集力 (Coherence)，且能使之為適當的排列。又壓力為岩石

變質之主要原動力，且爲最普通之原動力。至壓力之起因有二，一爲地殼之傾壓的運動，一爲上部岩石之重力。

關於結晶片岩之生因，學說甚多，其中以地質構造之地方的變質作用說(Theory of tectonic regional metamorphism)爲最足信。據此說謂結晶片岩原爲普通之岩屑或岩片。此等物質相積集而作厚層。一方地球漸次收縮，其外部生皺曲之波紋，即地皮生褶曲。褶曲甚者常超過地皮之彈性極限，因生裂隙。岩層因自身之重力而陷落於裂隙中。此時對裂隙兩側加以壓力，因壓力而生熱。岩層中原有水分，其水分受熱之作用，遂流動而傳熱於他部分。又礦物溶解於此高熱之水分中，流至他部與岩石相結合或分解而作成新種礦物，故產出一種與原岩石相異之品質岩。

觀以上所述，故謂壓力爲作成變質岩之主要原動力也。蓋壓力之能變更礦物成分之位置，可由實驗的證明之。今試混雲母及黏土於一箱中，向其兩側加以壓力，則雲母作平行的板狀構造。此平行之方向適與壓力之方向成直角。至結晶片岩中含有礫狀物者，則當壓力發生之際，未受其影響，仍存留於岩石中者也。

造山力 (Orogeny) 作用所及之面積甚廣，因之地質構造之地方的變質作用所及之區域亦甚大。事實上結晶片岩所占之區域極廣，故以此說說明之，較近理也。

第五節 岩石之變化

凡岩石常受天然的物理的或化學的作用而變化。今舉其二三之重要變化現象如下：

- (1) 風化 (Weathering) 岩石之風化乃岩石受大氣之作用後而起之變化現象也。岩石之變色作用 (Decoloration)，變性作用 (Degeneration)，堅化作用 (Induration) 及其他種種物理的變象皆由風化作用而生之現象也。岩石之上部，常因風化作用，化爲土壤(圖12)。
- (2) 接觸變質 (Contact metamorphism) 岩漿向其他岩石中貫入作火成岩時，貫入者與被貫入者間生一種變化，此種變化謂之接觸變質作用。被貫入者之岩石，不問其爲火成岩或沈積岩，均有此種變質作用之發生。但一般所論者乃火成岩與沈積岩間之接觸變質也。此時貫入岩自身所起之變質謂之內變質 (Endomorphic)。內變質之主要而最普

通之現象爲貫入岩本身石理之變化，其粒狀石理更變爲微細，其接觸部密度增大。例如花崗岩，其接觸將變爲硅長岩 (Felsite)。此因岩漿貫入附近之沈積岩時，受急激之冷卻，遂急結晶而凝固，不能從容結完好之大晶。有時貫入岩之接觸部不僅密度增大，且變化其石理爲極平均之粒狀或斑狀。內變質尙有一種變化，即貫入岩之接觸部常見有新礦物之發生，例如花崗岩中之電氣石是也。此因岩漿在接觸部急速冷卻，其中之化礦素 (Mineralizer) 因隨之急速逃出，至邊緣部或侵入附近之岩石中也。

外變質 (Exomorphic) 則爲在貫入岩周圍之岩石，即被貫入岩中所起之變化現象也。關於外變質，有三種條件爲吾人應注意者：即(1) 貫入岩之容積，溫度，及組成；(2) 本身岩石之組成及構造狀態；及(3) 岩石中之間隙藏有水分與否之三條件是也。

酸性火成岩較之鹽基性者更能使周圍之岩石起強烈之變質。例如周圍之岩石若爲頁岩，砂岩，石灰岩，煤炭等不同之岩石，雖受同量同樣之接觸變質作用，其所生之變質結果各不相同。例如千枚岩及黏板岩常因接觸變質作用變爲角狀

岩 (Hornfels), 且生種種之接觸礦物, 如空晶石 (Chiastolite), 櫻石 (Cerasite), 黑雲母, 硬綠泥石 (Chloritoid 之一種 Ottrelite) 等。又砂岩受接觸變質雖常變為緻密石英岩, 但有時亦變為與珉瑯質相似之岩塊。煤炭受接觸變質作用, 失去其揮發性, 變為堅脆之無烟炭。石灰岩受接觸變質作用, 變為結晶質岩且產種種之接觸礦物, 例如鈣硅石 (Wollastonite), 柘榴石, 鈣鋁硅石 (Vesuvianite), 電氣石, 綠簾石, 透輝石, 透角閃石 (Tremolite), 金雲母 (Phogopite), 鈣鐵輝石 (Hedenbergite), 及其他礦石 (Ores)。

又岩石之一部分物質因化學的作用與新來之礦質之一部相交換代入, 因生成新種礦物之現象謂之交代作用 (Metasomatism)。礦牀生成上之重要作用也。

第二篇 構造地質學

第一章 沈積岩之構造

第一節 沈積岩之產狀

沈積岩呈疊板狀，由多枚之平坦岩板相積疊而成。此單一平坦之岩板謂之岩層(Bed)。但仔細觀察之，此岩層亦由多數極薄之岩片(Laminæ)積疊而成。多數之岩層相積疊作厚層，是謂地層(Stratum)。在一定地質時代間所作成之一羣地層是謂該地質時代之層系(Formation)。

沈積岩皆有此層狀之性質，故又稱成層岩(Stratified rocks)。

岩層有上下二面，故二岩層間必有微細之間隙。從來學說謂此間隙乃因物質之沈積一時中止而生成者。近來學者

則謂乃起因於沈積物質之變化，即物質若不變則必相繼續沈積，無從生間隙也。試觀黃土及岩鹽，其質無變化，故無層理。

地層或岩層有伸長至數百英里之距離者，亦有伸長至有限之距離而消滅者，長短不等。層厚亦然，厚薄無定。層厚者乃該層上下二平行的層面 (Plane of stratification) 間之垂直距離也。屬同一地層之層厚亦不均等，有一端甚厚，他端則甚薄終至消失者。此現象謂之地層之尖滅 (Thinning out of strata, 圖13)。地層之尖滅之現象發生於極短距離間者，謂之扁豆狀地層 (Lenticular strata, 圖14)。



圖 13.

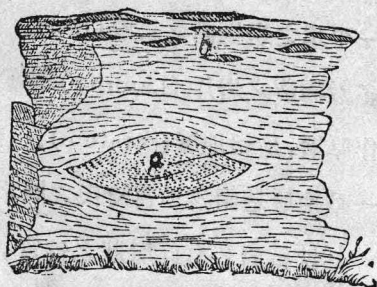


圖 14.

同一地層間因層之上下不同，其岩石之種類亦異。此現象得在峽谷之傍，岩石之露出地方 (Outcrop) 實地的觀察之。例如石灰岩，頁岩，黏板岩等循種種之順序相繼作平行之層。

有時甲岩石層突然變爲乙岩石層。但通例皆爲漸次的變遷，即甲乙二種岩層間有介居甲乙二種岩石間之中間性岩石層也。例如由頁岩層變爲砂岩層，其間頁岩漸接近砂岩之部分則漸多砂質，最後遂全爲砂岩矣。又由頁岩變爲石灰岩時，頁岩層之接近石灰岩層部分漸富有鈣質 (Calcareous)，最後則全變爲石灰岩矣。

由甲種岩層變爲乙種岩層後，再由乙種岩層又變回甲種岩層。此現象謂之互層 (Alternation)。例如黏土質頁岩 (Argillaceous shale) 與煤炭，頁岩與石灰岩，砂岩與礫岩等常作互層。通例砂岩或礫岩罕與石灰岩相連接作地層。石灰岩常與頁岩，黏板岩相伴作地層。當海水爲和緩之運動時，運搬淤泥 (Argillaceous silt) 作頁岩層。作頁岩層後，海水停止運動，水轉清澄，在此期間內鈣質物或由化學的作用或由生物的作用在頁岩層上沈積爲石灰岩。此種作用之經過，終而復始，遂成頁岩與石灰岩之互層。

又岩層之一端上部爲頁岩，在他端之下部則爲砂岩。驟觀之頁岩似舊成；實則因沈積時之部位不同，砂岩與頁岩乃同時生成者也。此種層狀謂之鳩尾層 (Dove-tail strata)。

第二節 偽層及層面之形狀

層之上下兩面互相平行，即層之本身其中亦有平行之條線。但有所謂斜層理者，上下層面間有斜條線（圖15）。此種斜層理多見於砂質之岩石。

又有所謂不平行層理者，一名交叉層理。此乃在短距離之間，層理之方向起種種之

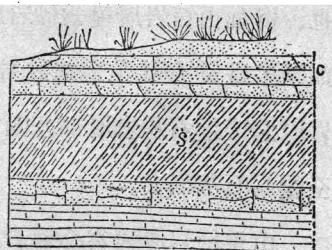


圖 15.

變化。例如美國亞利桑那州(Arizona)之砂岩是也(圖16)。

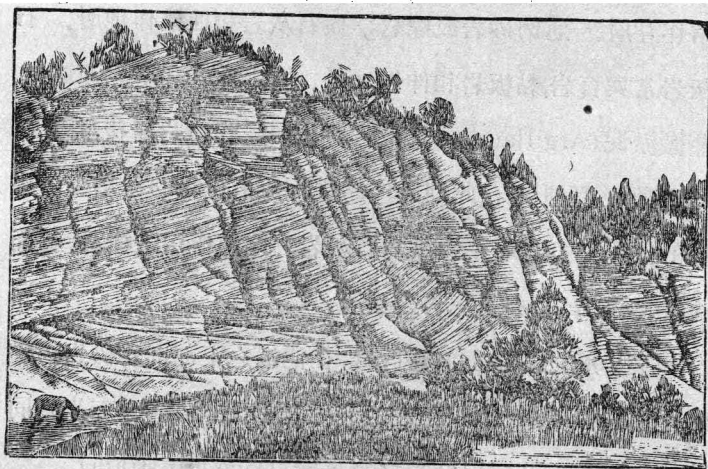


圖 16.

斜層理及不平行層理之岩石，乃在河口或海濱地方沈積而成者也；因此等地方受波浪及潮流之影響，水流方向時時變更，故無一定方向之層理。此外風成岩之砂丘 (Sand dune) 亦呈此種不規則的層理。

以上二者為偽層之現象。

層面之普通狀態本平滑，但有時層面之上生種種凹凸之痕跡或紋章，例如乾裂，波紋，雨痕，動物足跡及蟲跡等是也。

吾人常見砂岩或頁岩之層面有圓形之印跡，此乃雨滴之痕跡，即所謂雨痕 (Rain print) 是也 (圖17)。此現象今日在海岸地方能實地觀察之。海岸地方漲潮時，堆積有岩石材料。

退潮後，受太陽之熱而固結，此時遇雨，即生雨痕。第二次漲潮時，在其上面再堆積岩石材料，故此雨痕遂保存於此地層

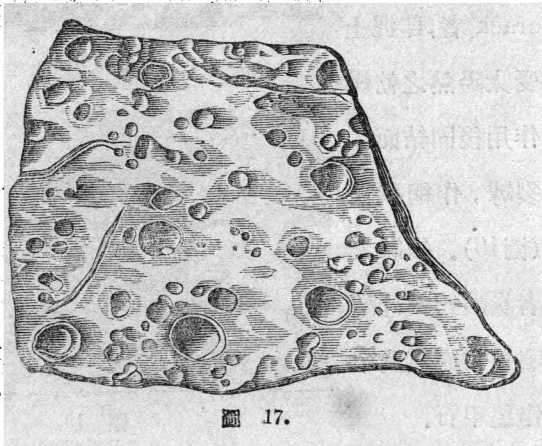


圖 17.

中矣。有雨痕之岩層多見於二疊紀 (Permian period) 及三疊紀 (Triassic period) 之岩石中。其以前之岩石中則少發見。蓋二疊紀以前之時代空氣頗濃厚，受太陽熱之影響甚少也。

波紋 (Ripplemark) 乃海岸地方波浪常在軟質之砂泥上動搖而生之現象也。(圖18)。此波紋略作平行之淺溝狀。

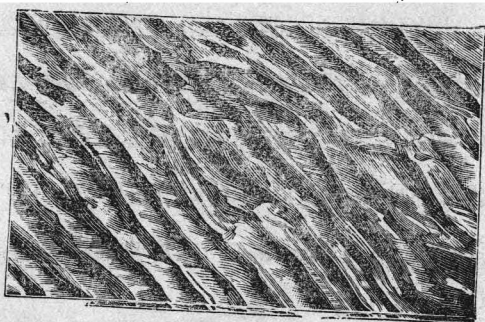


圖 18.

乾裂 (Sun crack) 者，即泥土受太陽熱之乾燥作用後固結而生裂罅，作網狀紋(圖19)。裂罅大者碳酸鈣及硅酸鹽類常充填其中作龜甲石。

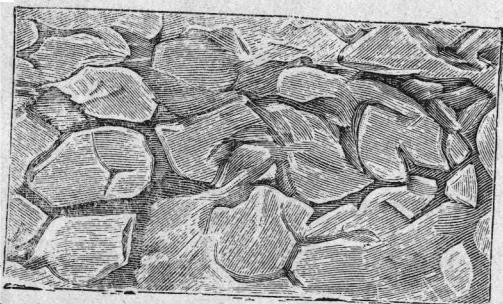


圖 19.

岩層面尚有動物之足跡，蟲之爬行跡等，乃一種之生物遺跡，即化石也。例如三疊紀之手獸 (Cheirotherium) 是。

第三節 褶曲

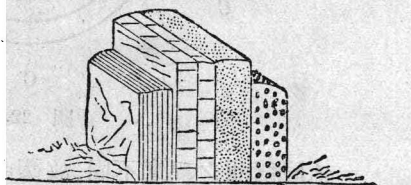
凡水成岩其生成之初本取水平之位置。但吾人所常見之地層其取水平之位置者極少，其層位多向水平作若干之傾斜，或竟與之垂直。此乃原為水平層之水成岩，生成後，受變動而變為傾斜層(圖20)或



a b c d
圖 20.

直立層也(圖21)。俄國北部之志留紀 (Silurian) 岩層不受若何變動，且該地方無火山地震等之災變，

故地層作水平之方向。又阿利根尼山脈中屬石炭紀 (Carboniferous) 之煤炭層不受何等之變動，仍為水



a b c d
圖 21.

平層。薩克森 (Saxony) 之括達砂岩 (Quader sandstone) 亦然。但此等均屬例外，一般之地層皆作傾斜層。傾斜層生成

之主要原因，即褶曲 (Folding) 也。

地層生褶曲之原因為橫壓力 (Lateral pressure)。地球漸次冷卻則地皮收縮，地層因地皮之收縮，兩側受橫壓力，遂生褶曲，成波狀(圖22)。即地層常作反對方向之傾斜也。此時之波狀地層中得別為凹凸兩部分，凹者為波谷(圖22之S)，凸者為波峯(圖22之A)。波谷之部名曰向斜 (Syncline)。波峯之部名曰背斜 (Anticline)。背斜或向斜之兩側名曰兩翼 (Wings)。兩翼或相向傾斜，或相背傾斜。

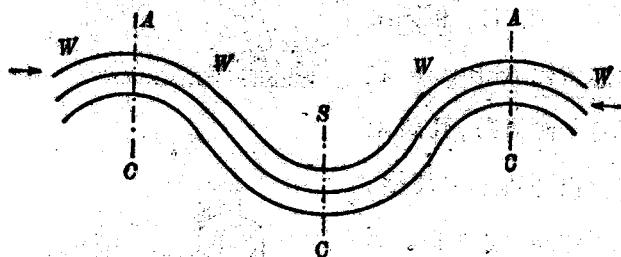


圖 22.

地層褶曲之程度不同，故褶曲因其外形不同而有種種之名稱。等分向斜或背斜兩翼之形及角度之線謂之軸，故有向斜軸(圖22之SC)背斜軸(同圖之AC)等名稱。背斜軸或向斜軸在鉛直之方向，兩翼向中心之軸作相等之角度時，其褶曲

層之褶曲者曰背折 (fold) 者，其褶曲之兩翼相背之折謂背折 (Symmetry anticline)；或對稱向斜 (Symmetry syncline)

(圖23)；反之若軸不在鉛直之方向，兩翼向傾作不等之

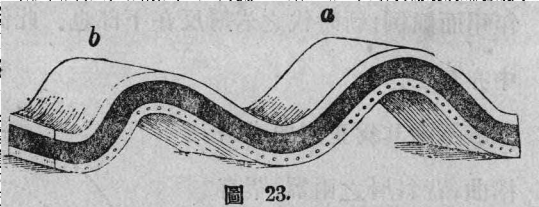


圖 23.

角度時，謂之斜褶曲 (Oblique fold, 圖23, b)；其褶曲中有所謂等斜褶曲 (Isoclinal fold) 者，其兩翼均同方向傾斜 (圖24)。

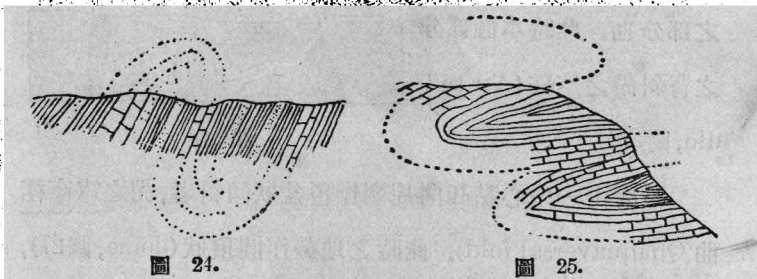


圖 24.

圖 25.

一褶曲作用之激烈者，發生地層顛覆 (inversion of strata) 之現象，此時之褶曲名曰顛覆褶曲 (Inverted fold or overturned fold, 圖25)。此例之名，首在德國之哈瓦山中。德國之哈瓦山之西南方，有哈瓦山，山中有哥斯拉爾礦山 (Goslar mine)。此地方產有含石炭化植物之砂岩、頁岩及泥盆紀

此種地層若向一方向延長，即變爲船狀地層 (Boat-shaped strata, 圖29)。

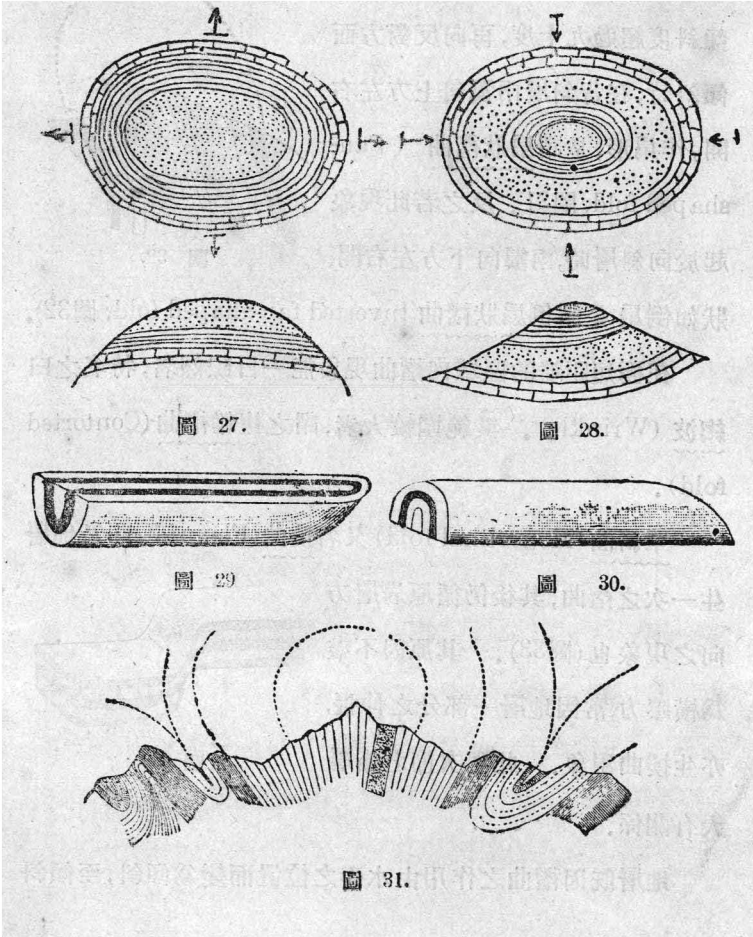


圖 27.

圖 28.

圖 29.

圖 30.

圖 31.

向斜層或背斜層之兩翼傾斜度必不一，其傾斜愈急，其傾斜度愈著，至作直立之地層。若傾斜度超過九十度，再向反對方面傾斜，在背斜層兩翼向上方左右傾斜，其狀如扇狀褶曲 (Fan-shaped fold, 圖31)；反之若此現象起於向斜層時，兩翼向下方左右傾斜，狀如倒扇，是謂倒扇狀褶曲 (Inverted fan-shaped fold, 圖32)。

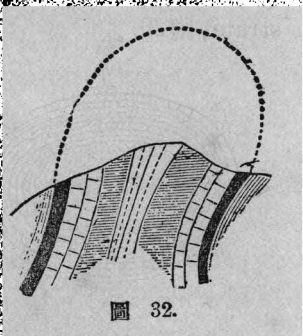


圖 32.

在極短距離的褶曲褶曲現象，一目瞭然者，特名之曰褶波 (Wrinkles)；其褶曲較太者，謂之複雜褶曲 (Contorted fold)。

單斜曲 (Monocline fold) 又名褶曲 (Flexure)，此乃地層生一次之褶曲，其後仍循原岩層方向之現象也 (圖33)。其原因不盡為橫壓力，常因地層一部分之伸張，亦生褶曲現象。地層之褶曲與地層大有關係。

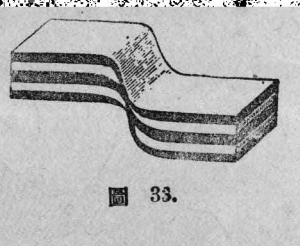


圖 33.

地層既因褶曲之作用由水平之位置而變為傾斜，至傾斜

度如何，此吾人所欲測知者也。測地層最簡單之器具為傾斜儀(Glinocimeter，圖34)。先置儀於一水平面，此水平面與地層

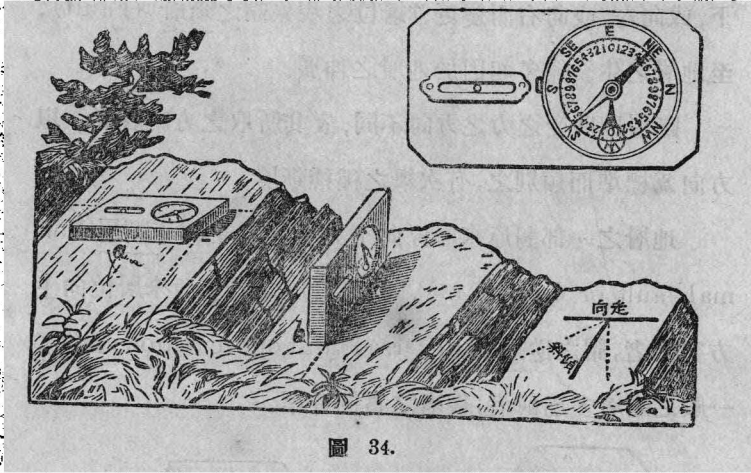


圖 34.

相交之方向名曰層向(Strike)。地層即沿此方向向遠距離延長。在層面與層向垂直作一直線，此直線所指之方向為該地層之傾斜(Dip)。其與水平面所作之角度即地層之傾斜度也。在地質圖上層向及傾斜以 \rightarrow 符號表之。指示傾斜之方向，與層向垂直之方向則為層向。若測得地層之傾斜度為 30° ，則符號作 $\rightarrow 30^\circ$ 即示其傾斜與面層向。

若其傾斜為 30° ，則符號作 $\rightarrow 30^\circ$ 即示其傾斜與面層向。

地層之身則必向兩側傾曲，斷層上之部分，亦即地層之傾曲面之一部或全部以裂面作斷面，沿其斷面或向上升或向下，或向左或向右而變其層位之現象謂之斷層 (Fault)。至地層之身則多起由於地層之伸展。

斷層因所受之力之方向不同，故其所受之方向亦異，其方向為標準而類別之，有次異之種種斷層。

地層之一部對另一部拉開下陷者，謂之正斷層 (Normal fault or down throw)。若地層之一部對另一部向上方突起者，謂之逆斷層 (Fault or over throw)。斷層一般之斷層多屬前者，後者之斷層較罕。

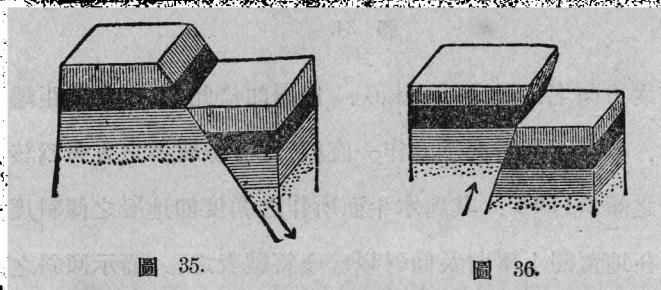


圖 35.

圖 36.

斷層之大小以數里計之，至數百哩計之。此斷層謂之斷層正則。又斷層面與鉛直面間之角度，謂之傾角 (Dip)。在斷層面之上方者曰上壁 (Hanging wall)，在下方者曰下壁

(b) 正斷層之斷層線與層面平行之斷層亦稱之為階梯斷層 (step fault), 如圖 37 所示, *a* 為未起斷層以前之層狀, 由於發生斷層之層狀, *c* 為既生斷層後經過水蝕作用, 洗去或磨蝕一部之層狀, 故使斷層之走向與地層面平行, 其斷層面之走向與地層

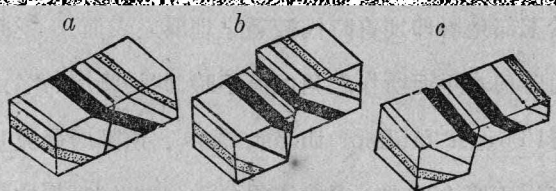


圖 37.

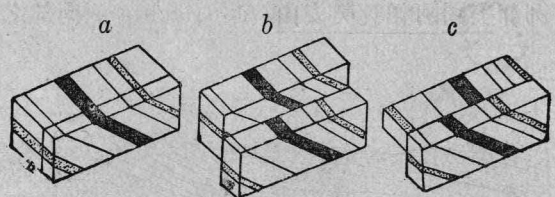


圖 38.

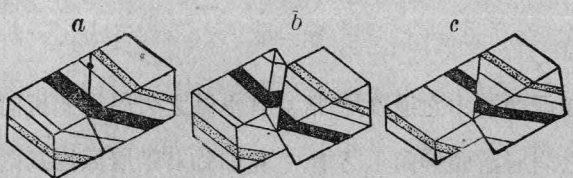


圖 39.

層(Dip fault),如圖 38 所示(a, b, c 之說明同前圖)。又斷層線與層向或傾斜方向作斜交時,其斷層謂之對角斷層(Diagonal fault),如圖 39 所示(a, b, c 之說明亦與圖 37 同)。

逆斷層之傾角向上方,不向下方,地層之一部衝上,覆壓於他部之上;此時常見下部之地層,即地質時代較舊之地層覆掩於上部地層即地質時代較新之地層之表面。逆斷層之斷層面若與水平面所作之角度較小時,此逆斷層特名之曰衝上斷層(Thrust fault or thrust, 圖 40)。逆斷層發見於地殼褶曲作用較盛之地方。褶曲作用愈激烈,則逆斷層之證跡亦愈多,例如美國阿帕拉契安山(Appalachians)南部之山地地方是也。



圖 40.

在褶曲層中之逆斷層,常見有上壁之岩層露頭折向下方,下壁之岩層露頭仰向上方者,一見即知其斷層原因為褶曲也。此種斷層名曰褶曲斷層(Folded fault, 圖 41)。

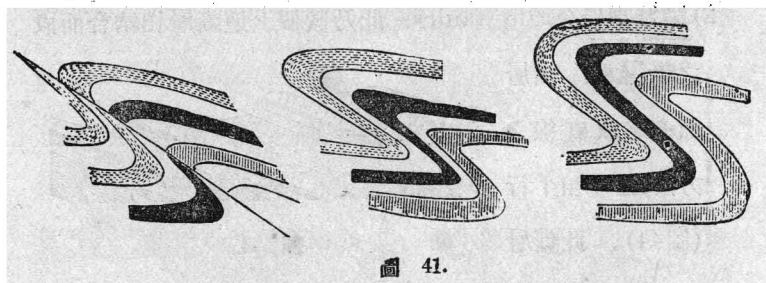


圖 41.

以上所述，乃單一之斷層。但通常多一羣之斷層同時發生，呈複雜之現象，即斷層線不僅一條而有數條也。此時斷層之形，因斷層線之方向不同，生種種之斷層。大別之有次之數種：

- (1) 階狀斷層(Step fault) 此乃數個之正斷層相結合而成之斷層也。斷層線略取直線之方向，且大體互相平行(圖42)。階狀斷層所占之地面較之原地層所占地面為廣。

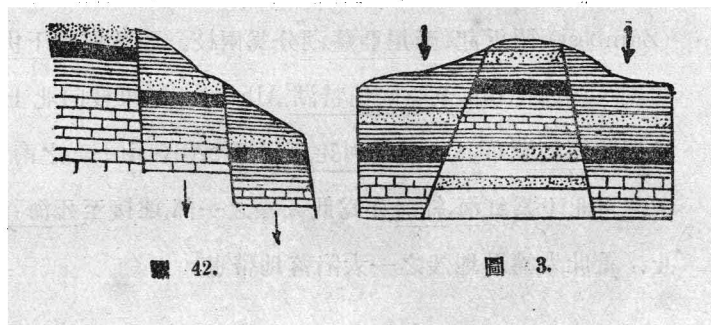


圖 42.

圖 3.

(2) 斷層(Stair-step fault) 此乃數個正逆斷層相結合而成之新層，其層面之走向與直線之方向互相平行(圖44)。此斷層

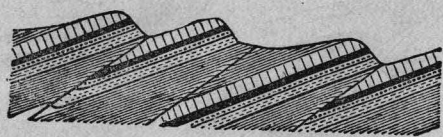


圖 44.

所占地面較之原地層所占者縮小。

(3) 溝狀斷層(Trough fault) 此斷層或稱爲溝(Gaben)，乃地層沿二條或數條之斷層線而陷落，兩側高起，中間作溝狀之斷層地(圖45)。歐洲著名之萊茵斷層爲萊茵河(Rhein)流谷，世界中之最大

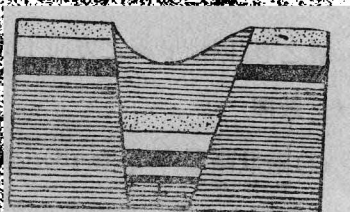


圖 45.

之溝在非洲東部，此溝由尼亞薩湖(Nyassa)南之贊比齊河(Zambezi)所成起，尼亞薩湖分爲兩枝，西枝經坦干伊喀湖(Tanganyika)至亞爾伯特湖(Albert)止，東枝向北，經蘇丹(Sudan)之阿比西尼亞(Abyssinia)之南，由埃塞俄比亞之紅海起，至地中海止，蓋此大溝爲地殼之一大陷落地帶也。

圓形陷落為壕之特別現象，即地盤生環狀裂隙或輻射狀裂隙時生數條之斷層，遂生圓狀陷落也。此種圓形壕又名鍋狀斷層 (Kettle fault)，墨西哥灣 (Mexico Gulf) 是其適例也。

(4) 地壘斷層 (Horst fault) 此斷層適與溝狀斷層相反，即左右兩側之地層沿斷層線陷落，中間部分之地層突起作壘形者也 (圖43)

(5) 交叉斷層 (Intersecting fault) 斷層線互相衝突，且互相橫切者謂之交叉斷層。此乃原有舊斷層再受新斷層作用而成之複雜斷層也 (圖46)。

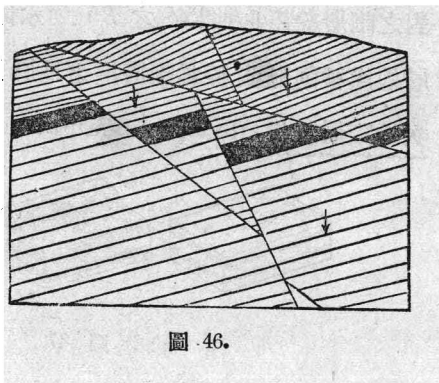


圖 46.

以上所述各種斷層，多因地層之上下方向的運動而生者也。若地層沿斷層線為水平的變位時，此種斷層名曰水平斷層 (Horizontal fault)，或稱橫斷層 (Transcurrent fault or

transversal thrust).

大規模的斷層生成後，經時未久，其上下壁之地層間高低懸殊，作高崖狀。此高崖謂之斷層崖(Fault scarp)。瀑布常見於斷層崖地方(圖47)。斷層崖被水蝕作用削蝕平坦後，水蝕作用繼續進行，削蝕斷層之上壁地層，因之下壁地層反高聳作崖狀。此時之高崖謂之斷層線崖(Fault-line scarp, 圖48)。反斷層線崖(Obsequent fault-line scarp)者，謂與斷層崖相對之斷層線崖也(圖48之B)。水蝕作用再繼續進行，反斷層線崖被削蝕後，原為斷層崖之地層再高聳作崖狀者，謂之二次的斷層線崖(Resequent fault-line scarp, 圖48之C)。

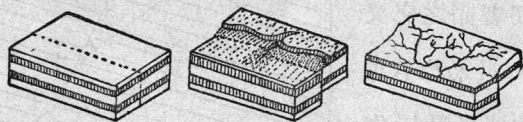


圖 47.

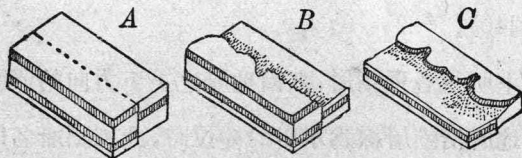


圖 48.

無斷層崖或斷層崖不明顯時，得由斷層角礫岩 (Fault breccia) 及摩擦面 (Slickenside) 等現象以推測其有無斷層，及斷層之方向。摩擦面者，斷層面受激烈之摩擦，其面平滑如磨之現象也。又因斷層之發生，其斷層面間有擦碎之石片及石屑，遂作角礫岩，是謂斷層角礫岩。

斷層之方向依其所受之力之方向定之，既如前述。鉛直

方向之力名曰落

差 (Throw)。在

水平面上左右方

向之力名曰水平

橫差 (Shove)。

前後方向之力名

曰縱差 (Heave)。

此為斷層作用之

三分力 (Com-

ponents of faulting)。由此三分力能構成種種方向不同之合

力，即生種種方向不同之斷層。

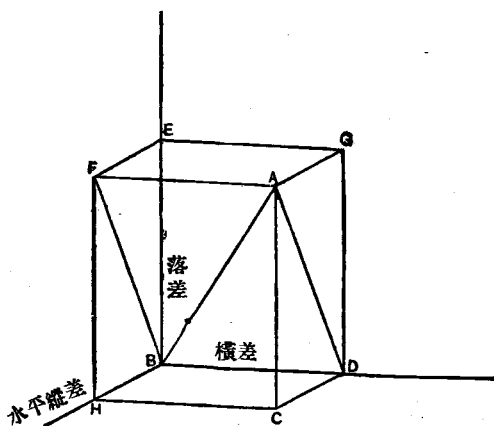


圖 49.

第五節 二層系間之關係

二層系互相接觸之部其堆疊之形狀大別之爲二種，即整合 (Concordant or conformity) 及不整合 (Discordant or unconformity) 是也。

(I) 整合 整合者一層系覆載於層面，不呈何等異狀之他層系上之現象也。上下兩層系之層向及傾斜方向皆互相平行(圖50)。

兩層系整合者乃下層系成立了後無片時之間斷，上層系即繼續沈積之謂也。

(II) 不整合 不整合者二層系之層向或傾斜方向均

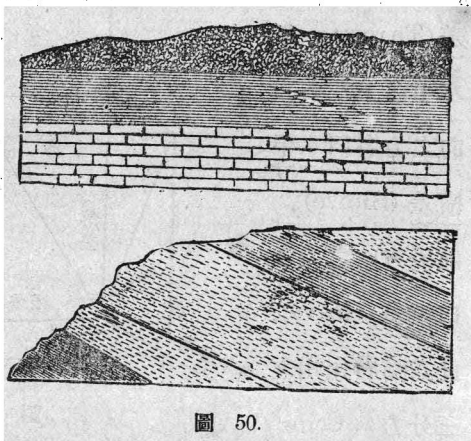
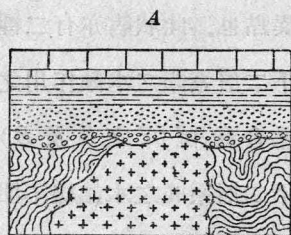


圖 50.

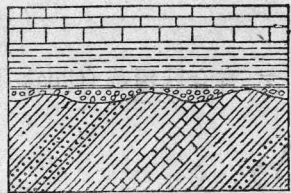
不同。又或層向傾斜方向雖同，而下層之層系因水蝕作用而呈凹凸不規則之層面。不整合又因其上下接觸面之狀態不同而類別之，有次之二種：

(A) 無整合 (Non-conformity) 此種不整合具亦有二種狀態：

(1) 第一種無整合 此上層系雖為層狀岩但下層系則為非層狀岩，乃變質岩或火成岩 (圖 51 之 A)。



B



C

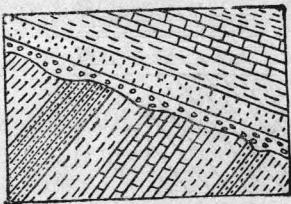
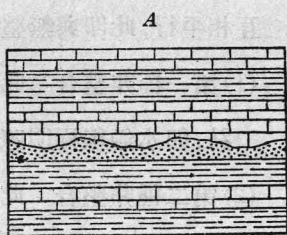
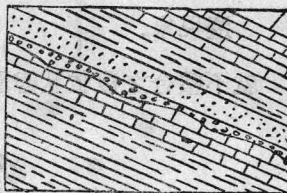


圖 51.



B



C

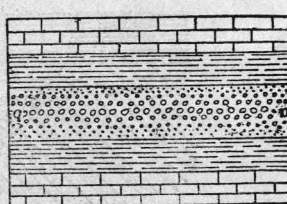


圖 52.

(2) 第二種無整合 此上下兩層系之層面不平行，互相作一定之角度，故此種無整合又稱斜交不整合 (Angular unconformity, 圖 51 之 B 及 C)。

(B) 非整合 (Disconformity) 非整合之上下兩層系之層面互相平行，此即與無整合之異點也。此狀態亦有二種：

(1) 第一種非整合 此乃上下二層系間之水蝕作用之證據，即水蝕線極明瞭之不整合也 (圖 52 之 A 及 B)。

(2) 第二種非整合 此乃上下二層系間之水蝕線不明瞭者也 (圖 52 之 C)。但其相接合之部有特殊之岩質變遷現象。

就不整合之覆載狀態而區別之，有套狀覆載 (Cloak-like

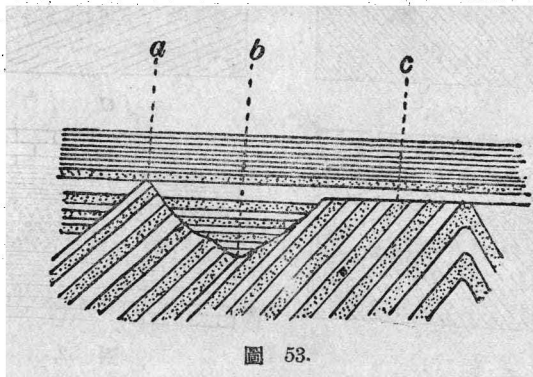


圖 53.

superposition, 圖 53 之 a), 盆狀覆載 (Basin-like superposition, 圖 53 之 b), 板狀覆載 (Sheet-like superposition, 圖 53 之 c) 之三種。

與不整合相關聯而生之現象為地層的覆覆 (Overlap)。

如圖 54 所示，較老之水平層地層於較新之傾斜層上，此種現象乃地質學上最普通

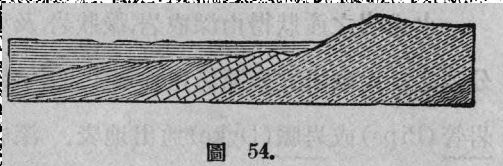


圖 54.

之現象。其成因不外下部層系成立後，海水沉積於一部之陸地，因沉積土砂所積之區域也。

不整合乃示二層系成立之期有間斷之期。如甲層系成立之後經一時期，然後乙層系成立也。又由不整合可以推知地層之傾斜及褶曲之時期。傾斜及褶曲之層系上載有水平層，然則下部層系之傾斜及褶曲時代當在水平層成立之前。何則，下部層系之傾斜及褶曲發生於水平層生成之後，則此水平層亦不能不受變位之作用也。

(with regard to the nature of the...)

第二章 火成岩之產狀

火成岩之產狀得由深成岩，脈狀岩，及火山岩等之區別而分述之。火山岩之來源仍在地層下部之深處，作岩頸 (Neck)，岩管 (Pipe) 或 岩脈 (Dyke) 通出地表。深成岩則多作塊狀產於地殼內部，因地殼外部之被浸蝕然後表現於地面。深成岩塊又常分生岩脈，舌脈 (Tongue or apophyse) 或 層脈 等侵入其周圍之岩石。吾人在深成岩塊之上部地層中常見有岩脈或層脈貫穿或挾介於地層中而無出地表之通路。作此等產狀者即前篇所述之脈狀岩也。脈狀岩又名半深成岩 (Hypabyssal rock)。內迸發岩即深成岩及半深成岩之總稱而不迸發於地殼外表者也。火山岩則稱外迸發岩。故深成岩切近岩漿源，在地下作大塊狀。半深成岩則在深成岩塊周圍之岩石中作杖脈狀。至火山岩則迸流於地表作岩層 (Bed) 或 岩流 (Lava stream or lava flow)。

總以上所述，火成岩之產狀得分爲內迸發岩及外迸發岩之二節述之。

第一節 內迸發岩之產狀

內迸發岩之產狀又可分爲深成岩塊 (Subjacent mass) 之產狀及貫注岩塊 (Injected mass) 之產狀二項述之。

(I) 深成岩塊之產狀

(A) 底塊 (Batholith or bathylite) 此名詞乃表示深成岩作最大塊產出之產狀。其形狀無一定之規則。底塊多位於變質的沈積岩之下部或貫穿之，因浸蝕作用而露出地面(圖 55 之 b)。多發見於最古之地層露出地方，且其

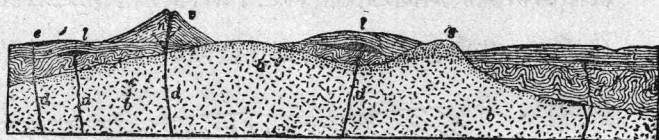


圖 55.

周圍爲變質岩，是其特徵。例如東部坎拿大及澳洲之新英格蘭 (New England) 地方之山嶽是也。底塊常作大山脈之脊椎，例如落磯山脈 (Rocky) 之一部是也。底塊與

次述之岩株之區別，即其所占容積異常巨大也。露出部分之面積有達數千方英里以上者。

(B) 岩株 (Stock or boss) 此乃表示具有岩漿向上突起而凝固之外形之大岩塊之名稱也。岩株作急傾斜或垂直，與周圍之沈積岩相接觸(圖 55 之 s)。此亦因浸蝕作用而露出地表。其平面投影略作圓形或卵形。其未露出地表之面積甚廣。其徑由數百尺或數千尺乃至數英里。有時誤認為岩頸。但其與岩頸之異點不僅其容積巨大，且岩頸得由外迸發作用 (Extrusion) 之證跡而辨認之。澳洲之花崗岩山多作岩株之產狀。

(C) 岩圓丘 (Dome) 深成岩之頂部露出地表，其兩側作緩傾斜伏藏於周圍之沈積岩之下者，其產狀謂之岩圓丘(圖 56)。其與岩株之區別，則作緩傾斜與周圍之沈積岩接觸也。岩株有帶圓體者謂之圓岩株 (Boss)。

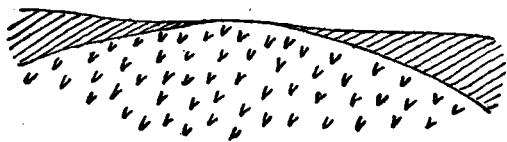


圖 56.

故有人以岩圓丘併入圓岩株內者。

(1) 貫注岩塊之產狀 (Intrusive mass) (圖 56)

(2) 整合的貫注 (Concordant injection)

(1) 層脈 (Intrusive sheet or sill) 此在兩層面間，非
屬乎層狀岩內透發岩間之層脈(圖 57)。若層脈成
層狀貫注於岩層間時，此現象謂之層脈貫注(sheet
intrusion or leaf-by-leaf intrusion)。圖 57 層脈多發
見於岩層間之緩衝力較

弱之沈積岩中。例如頁
岩及薄層砂岩之類是也。
層脈之厚有僅一二呎者，
有達數百呎者。其延
長則有達數英里者。

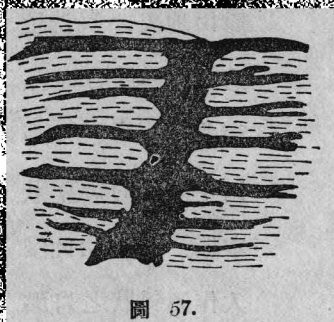


圖 57.

(2) 岩盤 (Laccolith) 此乃在碎沈積岩之兩層面間，作
圓丘狀之貫注體也(圖 58)。此為特種之層脈，其貫注
當時向上伸進之

力大於向兩側侵
進之力故上部岩
層被拱起作穹形。

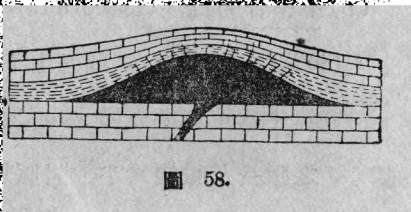


圖 58.

(Arch)之空位以容納之。但底部則略平坦。中央部最厚。漸趨向兩側則漸薄，終至尖滅。故岩磐者乃層脈之作半扁豆狀(Semi-lenticular)者也。岩磐中央部厚數百尺或達數千尺不等，直徑亦由數百尺，數千尺乃至數英里不等。岩磐上部之岩層常因受伸張作用而

薄減或破碎，岩磐遂露出地表。又沈積岩層受橫壓力而生褶曲(圖 59 之 A)，因生傾斜的扁豆狀空隙。岩漿由此侵入作傾斜狀之岩磐(圖 59 之 B)。

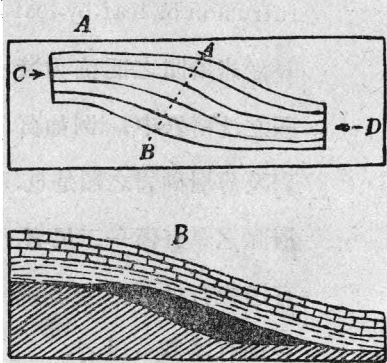


圖 59.

(Harker) 氏特稱之爲傾斜岩磐(Phacolith)。

(B) 不整合的貫注(Discordant injection)

(1) 岩脈(Dyke) 此乃由下部上昇之岩磐在岩石之裂隙中爲單純的充填之現象也(圖 55 之 d)。其脈厚較之脈長及脈幅爲小。岩脈貫穿沈積岩，變質岩或其他

之火成岩。但貫穿層狀岩時則必橫切層面作若干之角度。若與層面平行則非岩脈而變爲層脈矣。露出於地表者其長由數十尺至數英里不等。至脈厚則由一二寸至數百尺不等。岩脈之小者且作不規則之彎曲狀者，特名之曰脈(vein)。例如各種礦脈是也。

(2) 舌脈 (Tongue or apophyses) 舌脈亦爲一種岩脈，其與大貫注岩塊之聯絡關係能明認者也。詳言之，即構成舌脈之岩漿乃由大貫注岩塊所供給，即大貫注岩塊之分枝也。舌脈大不及岩株而長不及岩脈。作舌脈之岩石，化學成分與底塊相同，但其生成時之物理的狀態有差異，故在顯微鏡下檢之，其石理與底塊之石理有別。

(3) 岩錐 (Bysmalith) 此名稱乃愛定斯 (Iddings) 氏以之表示作錐狀或筒狀之貫注岩體者也。岩錐或穿地層外部，或如岩磐伏藏於作圓丘形之地層內。

(4) 岩磊 (Chonolith) 此乃表示極不規則之貫注岩體之名稱也。其與被貫穿之層狀岩間之關係完全不明。此殆由岩漿之向上突進，破壞或壓潰其周圍之岩層而

生之結果也。或則在岩石既毀壞或陷落，呈不規則的狀態之地方，岩漿湧出充填於此等不規則的空洞中，凝而成不規則的岩塊。岩磊乃對力(Daly)氏所取之名稱。

第二節 外迸發岩之產狀

此節得分爲裂隙迸發及中心迸發之二項述之。

(I) 裂隙迸發 (Fissure Eruption) 此種迸發乃外迸發岩中之最簡單者。熔岩由岩流孔 (Vent of flow, 圖 60 之 *V*) 流出，擴布地面，所占地面甚廣，作岩床 (Extrusive sheet, 圖 55 之 *e* 及圖 60 之 *B*)。岩床之地勢若台地 (Plateau),

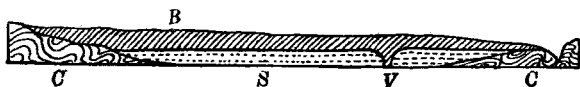


圖 60.

例如得坎 (Decan) 台地，美國 西北部之大玄武岩台，由高麗 北部至滿洲 之玄武岩台等是也。裂隙迸發發生於第三紀以後者甚少；多發生於第三紀前。圖 60 所示乃美國 亞利桑那 (Arizona) 威廉茲峽谷 (Williams Canyon) 地方之玄武岩台地。B 爲玄武熔岩流，S 爲砂礫層，C 爲晶質岩。

在中心噴出管有裂隙一處，中心噴出管之噴出物
 出著外。在峽谷之噴出管中，地層之噴出物，以
 此種噴出管之岩石之噴出物，有火山噴出物及噴出
 物。在噴出管(Grotes)之噴出物由多數之噴出管流出，格
 雷格(Gregory)曾在其噴出管之大噴出管(Great Rift)地
 方和噴出管(噴出管)之噴出物之噴出管中，有噴出
 物(噴出管)之噴出物之噴出管(噴出管)之噴出管
 (噴出管)之噴出管。其噴出管(噴出管)之噴出管
 (噴出管)之噴出管。其噴出管(噴出管)之噴出管

(II) 中心噴發 (Central Eruption) 通常火山之噴發其噴發
 的噴發物 (pyroclastic materials) 皆由噴出管之中心而噴出。
 其噴出管之噴出管(噴出管)之噴出管(噴出管)之噴出管
 之噴出管。其噴出管(噴出管)之噴出管(噴出管)之噴出管
 之噴出管。其噴出管(噴出管)之噴出管(噴出管)之噴出管

(A) 岩頸 (Neck) 火
 山之噴出管常因噴發
 作用而致洗削。火山
 噴出管之噴出管(噴出管)
 對其噴出管(噴出管)之噴出管
 火山噴出管亦同。

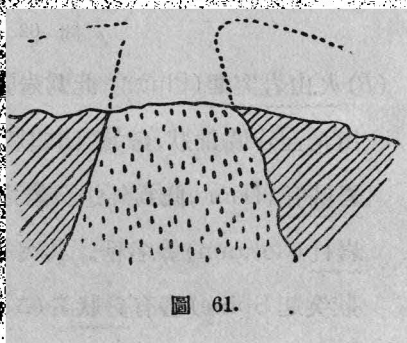


圖 61.

被浸蝕作用之削蝕。此時充填有火山岩質之中心迸發孔道露出地表，略作圓筒形或頸形，故有岩頸之稱(圖61)。構成岩頸之碎屑材料(Pyroclastic materials)含有母岩(Country rock)之碎屑者，特名曰凝灰岩頸(Tuff neck)。純由熔岩體構成者名曰熔岩頸(Lava neck)。原為碎屑岩質之岩頸，其中復貫穿有熔岩體者特名曰複岩頸(Composite neck)。圖62所示乃斯忒林州(Stirlingshire)地方之複岩頸。 d 為輝綠岩， a 為集塊岩(Agglomerate)， p 為古生代岩系。

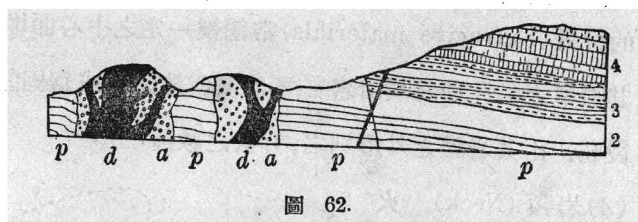


圖 62.

(B) 火山岩突起(Plug) 此為岩頸之特別現象。火山岩突出地面作圓錐狀，鐘狀，饅頭狀等。故有岩鐘(Copula)，岩圓丘(Dome，此為外迸發岩之岩圓丘)，岩塔(Pinnacle)，岩柱(Column)等名稱。其突起狀態種種不一。其作棘狀突起(Spine)者有針狀峯(Aiguille)之名稱。圖63所

示乃聖山(St. Peter)之特殊形狀。圖中各數字示
 此山崩壞之各階段。1為山崩前之形狀，
 2為崩壞同年四月二十五日之形狀，3為崩壞同年四月三日之
 形狀，4為同年六月十三日之形狀。(引自：聖山)

火
 山
 類
 別
 噴
 發
 類
 別
 噴
 發
 類
 別
 噴
 發
 類
 別

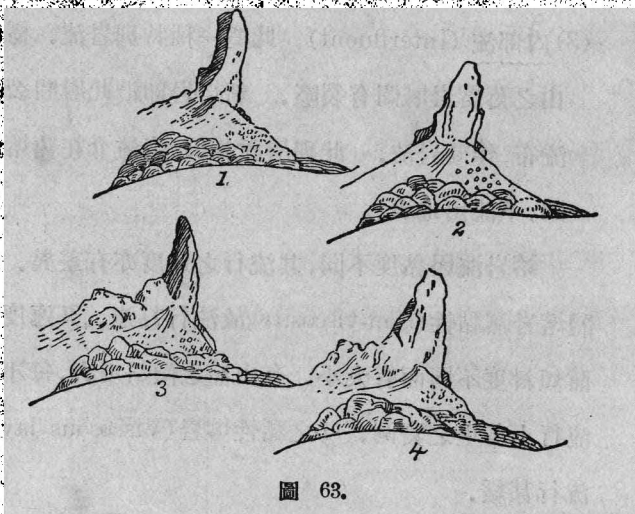


圖 63.

(1) 岩流 (Flow or lava stream) 此種形狀，如其名
 所示，由中央之噴發孔流出，其形狀如流於地者也。

(2) 噴發 (Eruption) 此種噴發，其噴發之噴發孔，

(3) 岩柱 (Cone) 此種噴發，其噴發之噴發孔，由中央之
 噴發孔 (Orifice) 噴發而出，其噴發之噴發孔，

傾斜成廣大之岩流。

(2) 側面流 (Effluent) 此種岩流不由中間之噴火口噴出，乃由山腹之裂罅而流出之岩流也。至裂隙則為火山破裂時所生者也。

(3) 內部流 (Interfluent) 此為一種特別岩流。構成火山之舊熔岩層間有裂隙。新熔岩即沿此層間裂隙而流布，作新岩流。此與層脈相似，岩流介在舊熔岩層間，不流出地表。

熔岩流因黏度不同，其流行之速度亦有差異。純液體熔岩無黏性 (Non-viscosity)，故流行甚速。又速度因地面傾斜度不同而有大小。有山面之傾斜度大，每小時能流行十英里之實例。反之黏性熔岩 (Viscous lava) 之流行甚緩。

又熔岩流之表面模樣亦有粗滑之別。熔岩外表受大氣之急冷卻，結為固體；但內部仍有流動性。故因內部之流動而外表固結之部分，亦隨之分裂為多稜角之岩塊。至熔岩內外部全體固結後，表面極粗糙，不易通行。

日本鹿兒島之櫻島熔岩是其例也。此種熔岩名曰碎塊

熔岩 (Block lava)。在夏威夷 (Hawaii) 稱之曰啞啞熔岩 (Aa-lava)。反之若如幾勞埃亞 (Kilauea) 及冒納羅亞 (Mauna Loa) 之熔岩性極流動，作鬚髮狀或繩狀，其表面光滑，故稱繩狀熔岩 (Ropy lava)。夏威夷土人則稱之為巴呵呵熔岩 (Pahoehoe lava)。「巴呵呵」與「啞啞」相對立，變為學術上通用之名詞矣。

(D) 火山錐峯 (Cone) 構成火山之材料有由噴流之物質固結而成者，有由噴出之飛散物質堆積而成者。即其構成材料有熔岩，凝灰岩，火山砂礫等。因構成材料不同，火山之形狀自異。其類別概示如下：

(1) 熔岩錐峯 (Lava cone) 此種錐峯純由流出之熔岩固結而成。其傾斜度緩慢，約三度至十度不等。峯亦不高。夏威夷幾勞埃亞 火山其適例也。圖 64 所示乃愛達和 (Idaho) 地方之熔岩錐峯。

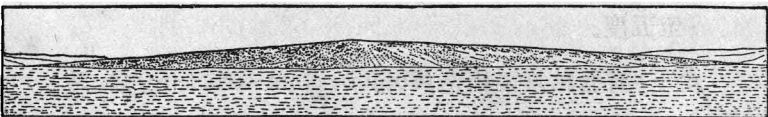
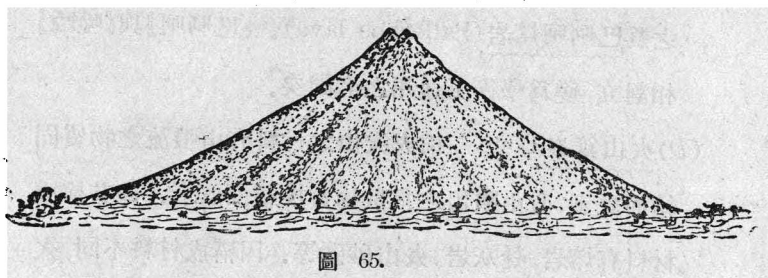


圖 64.

(2) 凝灰錐峯 (Tuff cone) 此種錐峯乃由火山灰及砂礫

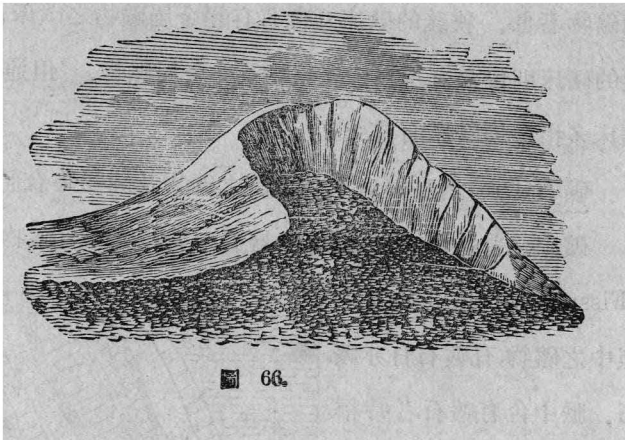
之固結而成。此類火山傾斜度亦不甚大，通常山腹傾斜約十五度。略作層狀，此因噴出之泥，灰，石等種類不一，遂成層狀也。圖 65 所示乃斐律賓之噴石錐峯 (Cinder cone)，亦一種之凝灰錐峯也。



(3) 混合錐峯 (Composite cone) 此為火山最普通之形式，故又名正錐峯 (Normal cone)。由噴流之熔岩及噴出之碎屑物質按次堆積而成，故作層狀。此成層火山 (Strato volcano) 之名所由來也。此種錐峯上部傾斜約三十度至三十五度；至底部則傾斜漸緩減至三度至五度。

有累積錐峯構造 (Cone in cone structure) 者，乃由數次之火山爆發及寄生火山 (Parasitic cones) 而成之現象也。

(4) 峽口錐 (Branched cone) 由先噴出之火山灰作成之火山壁 (Crater wall) 受壓力傾塌時，熔岩流由峽口向外噴出者，謂之峽口錐。例如意大利利巴利 (Libani) 山之噴石錐也。



第三章 礦床之產狀及構造

礦床者乃一種或二種以上之礦物集合體，且其中含有有用礦物者也。狹義的礦床乃含有有用金屬礦物之礦床。廣義的礦床則包含有用之金屬礦物及非金屬礦物。但通常之礦床多指金屬礦床而言。

礦石 (Ore) 者在經濟上有價值之礦物及礦物集合體也。

礦床之普通形式為脈狀，即岩石中裂隙充填有礦物者也

(Fissure filling)。充填裂

隙中之礦物，有礦石有非礦石。脈中含有礦石者特稱之曰礦脈 (Lode, 圖67)。

礦脈中之有用礦物實占少數。其他經濟上無價

值之礦脈充填物，特名曰脈石 (Gangue)。普通之脈石為石

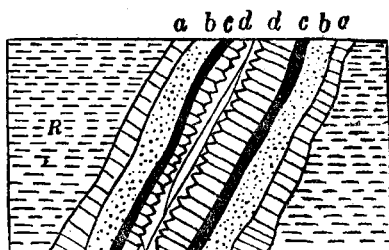


圖 67.

英，方解石及螢石等。

普通礦脈，其各種充填物各作帶狀與岩壁平行。各種礦石或脈石，在脈之兩側作對稱。此因同種礦物在同一時期內由溶液而沈澱於裂隙之兩側也。

在礦床周圍之岩石曰母岩 (Country rock, 圖 67 之 R)。在礦床上方之岩壁曰上壁，在下方者曰下壁。若礦脈中含有母岩之碎片，此母岩塊名曰磐屑 (Horse or rider)。礦脈與母岩之境面曰磐肌 (Selvage)。礦脈與水平相交之方向為礦床之層向。礦脈與水平面所作之最大角度，是為礦床之傾斜度。

採礦法因礦床之形而不同，因不規則的礦床與板狀礦床其所採用之採礦法根本的有差異也。一般之礦床多作板狀。礦脈，礦層 (Stratified deposit) 之為板狀固無論矣。即沿斷層面而生成之礦床及在岩脈兩側發達之接觸礦床 (Contact deposit) 亦概為板狀。又花崗岩與石灰岩間生成之接觸礦床亦略作板狀，唯幅稍寬耳。石灰岩中之交代礦床作板狀者亦不少。

礦床便宜上大別之為同生礦床 (Syngenetic deposit) 及

後生礦床(Epigenetic deposit)之二大類。同生礦床，與母岩同時代生成之礦床也。後生礦床，在母岩生成後生成之礦床也。

(I) 同生礦床

(A) 火成礦床(Magmatic deposit) 通常作不規則的塊狀，有時亦作不規則的球狀，或又作板狀，扁豆狀等，種種不一。礦床多由母岩之火成岩漸次的移變而成。有全體包含於火成岩中者，有發達於火成岩之邊緣部者，又有在火成岩中作岩脈狀產出者。

(B) 礦層 夾在水成岩層間作層狀，所占區域較廣。有時亦作扁豆狀。此礦床在地殼不受變動之地方作水平層，但一般多傾斜及褶曲。

(C) 砂礫礦床(Detrital deposit or placer deposit) 通常河岸及海濱之砂汀中有此類礦床。但礦床生成時代之河岸及海濱非今日之河岸及海濱矣。古地質時代生成之砂礫礦床夾在種種地層間，與礦層相似。

(II) 後生礦床

(A) 礦脈 有由熱水液而生成者，又有由氣體作用而生成

者，皆作板狀，概與水平作急傾斜貫穿岩石中。

(B) 交代礦床 (Replacement deposit) 通常作不規則之塊狀，但亦有作與板狀相似之形者，又有由不規則之塊狀移變為礦脈狀者。礦染礦床 (Impregnation deposit) 亦與交代礦床同。

(C) 接觸礦床 亦與交代礦床同，作不規則之塊狀，有時亦作略似板狀之形狀。

(D) 殘留礦床 (Residual deposit) 通常在地表或切近地表作不規則之形狀產出。

礦床由其表面至礦床下部，其間得分為三帶(圖68)。最上部為風化帶 (Weathered zone, 圖68之A)；此帶直接與露

天接觸，氧化作用最強，鐵之化合物分解，呈赤褐色，即所謂焦礦 (Gossan) 者是也。中部名氧化帶 (Oxidized zone, 圖68之B)；此帶礦石多為氧化物(Oxides)或

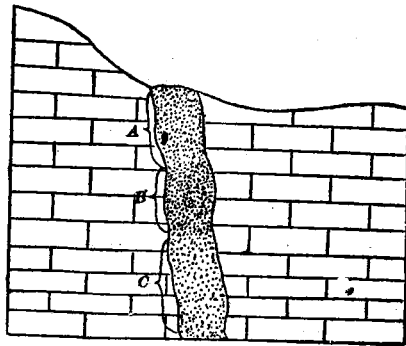


圖 68.

碳酸鹽類(Carbonates)。最下部爲硫化帶(Sulphide zone, 圖 68 之 C);此帶礦石不受氧化作用之影響,所有礦石皆爲硫化物(Sulphides)。

構成礦床之礦石,脈石及磐屑等配列不同,礦床之構造狀態亦有種種,今略分述如下:

- (I)塊狀構造 異種之礦石,脈石及磐屑等不規則的相混合而成之構造狀態謂之塊狀構造。此時各礦物個體大小不一,亂雜相混。各個體之生成之新舊順序不易明辨。此構造中有礦床生成時之初生的礦物,有一部分礦物爲二次的滲入。礦脈及交代礦床中多此種構造。粒狀構造爲塊狀構造之一種,礦床由大小相同之礦物粒相結成之緻密集合體構成之。
- (II)帶狀構造 不同種之礦物各作帶狀而平行排列之構造狀態也。此爲礦脈特有之構造。櫛狀構造(Comb structure)爲帶狀構造之一種,例如圖 67 中之 *d* 是也。礦物結晶在空隙中突出者均呈此種構造狀態。
- (III)角礫狀構造 多角狀之礦物破片由他種物質之膠結而成之構造也。又母岩之破片有膠結於礦石中者。此構造

乃表示地殼之變動及礦床之生成相伴而起之現象也。

(IV) 晶洞構造 礦床有大小之晶洞 (Drusy cavity) 者，謂之晶洞構造。此晶洞中密生有作乳鐘石狀之礦石及脈石，又有結晶羣在其中簇生者。晶洞有初生的，又有二次的。二次的晶洞乃礦床生成後因溶解而再生之晶洞也。

一礦床之構造狀態不單限於一種。同一礦床中有一部分爲此種構造，他部分則爲他種構造者。

第四章 岩石之節理

無論何種岩石其中必有一種規則的裂隙，或表現於外部，或潛藏於內部；故岩石毀壞時必沿此規則的裂隙分裂為有規則的形狀之碎塊。此種規則的裂隙其原因或為壓力或為岩石之收縮作用。

此規則的裂隙名曰節理(Joint)。節理有次之數種：

(I) 不定形之多面體節理 岩石中之裂隙較為不規則，故岩石塊毀碎後作無定形之多面體。此種節理之石塊概有尖銳之稜角。例如石英即有此種節理。

(II) 板狀節理(Platy joint) 岩石能平行的分裂者謂之有板狀節理。此乃火成岩冷結時收縮而生之結果也。故冷卻較急之部分，此節理最明顯。其緩慢冷卻之部分則節理不明。由火山流出之浮石其外部此種節理極明瞭，內部則否。

(III) 柱狀節理(Columnar joint) 有此種節理之岩石概作

一定形之柱狀。此節理之成立亦因岩石之收縮作用，故節理之方向必與岩石之冷卻面垂直。流出地面之岩石其石柱多直立。

柱狀節理與板狀節理同，發達於急速冷卻之岩面，故多見於岩石之表面及側面。柱狀概為六角，亦有五角或四角者。至柱之排列有作平行狀者，有作輻射狀者。

(IV) 球狀節理 岩石由多數之球體所構成者是謂球狀節理。球狀有不規則的，有上下互相積疊的。後者乃柱狀節理及球狀節理同時發達之結果也。球體多為環層狀，即由數層之同心球相裹疊而成。此種構造似因冷卻作用由一中心點向各方進行而生之結果也。

(V) 六面體節理 此種節理乃三裂隙面互為直角相切而成者也。岩石之碎塊為六面體，各面平行。水成岩多此種節理。

(VI) 圓筒狀節理 此乃岩石易碎裂為圓筒形之塊之節理也。此種節理較罕見。德國之七山脈 (Siebengebirge) 之安山岩有此節理。



第三篇

動力地質學

緒言

地球表面受種種力之作用而常在變化。研究此等力之作用與地球表面之變化之關係之學問即動力地質學也。地質學上稱此等力之作用曰營力 (Agency)。爲研究上之便利計，分爲內營力及外營力之二種：

(I) 外營力 (External Agencies)

(A) 大氣 (Atmosphere)

(B) 雨水及流水 (Rainfall and stream)

(C) 湖水 (Lakes)

(D) 海水 (Ocean)

(E) 地下水 (Underground water)

(F) 冰雪 (Ice and snow)

(G) 生物 (Organism)

(II) 內營力 (Internal agencies)

(A) 火山 (Volcanoes)

(B) 地震 (Earth-quake)

(C) 地殼之緩慢運動 (Secular movement of earth's crust)

又總括此等營力而簡單的類別之，有三大作用：

(I) 地變作用 (Diastrophism)

(II) 火山作用 (Volcanism)

(III) 均夷作用 (Gradation)

有此三大作用，地球遂受種種之變化，無時停息。第一之地變作用即地殼之緩慢運動也。地殼一部分正在陷落，他部分則正在隆起。此即受地變作用而生之現象也。最重要者為第三之均夷作用，此乃欲使陸圈外表沿一定之水平，成高低均等之陸面之作用也。均夷作用又別為二種，一為低削作用 (Degradation)，一為高積作用 (Aggradation)。前者乃減削超過一定水平之陸面之作用。例如陸面之受風，流水等之耗蝕作用是也。後者則為填積在一定水平以下之低陸之作用。例如由陸面削蝕得來之土砂，運搬至海，在海底沈積之作用是

也。此等作用進行極緩，經吾人之一生猶覺其作用不能起何等之大變化。由此等作用所生之變化，生成於地質的時代，極長久之歲月間。此等變化當超脫人類生活之時間觀念，而以數千百萬年為時間之單位而考究之也。



前 篇

外 營 力

第一章 大氣之作用

大氣之營力在諸營力中占最重要之位置。無空氣則無雨水，亦無生物。故雨水之營力及生物之營力須賴有空氣而後能成立。然則謂地球上所有一切地質的營力皆因有空氣而後存在，非過言也。月球之周圍無空氣，故無水。月面之凹凸有由火山作用而成者，亦有與隕石相衝突而生者。若地球上無空氣，則其狀態將如月球之狀態矣。

廣義的言之，一切地質的營力皆起源於大氣。本章所述者，乃狹義的大氣之營力，即大氣自身對地球之作用也。大氣對地球作用，得大別為破壞及建設之二作用。

(I) 破壞作用 (Destructive works) 此又分為二作用：

- (A) 風化 風化之結果爲岩石之腐壞(Decay of rocks)等。
- (B) 風之作用 此作用之結果，生岩石之耗削(Wear of rocks)等現象。例如由風之作用而起之飛砂及海浪等之耗削作用是也。
- (II) 建設作用(Constructive works) 此中含運搬作用(Transportation)及堆積作用(Deposition)。砂丘(Sand dunes)及黃土(Loess)等即由風之運搬作用及堆積作用而成。

第一節 風化

世界中無物能永存而不變者。堅固之岩石有時碎爛，山嶽之高峯有時崩落，凹凸不平之地面有時化爲平坦。此等現象之發生，風化(Weathering)使然也。岩石受風化作用之程度如何，觀次之二條件如何而定。即(1)岩石之成分及組織狀態。例如砂岩之組織疎鬆，故受風化作用後較易分解。若其他有難溶解之膠結物之岩石，雖受風化，亦難分解。(2)岩石周圍之物理的狀態。例如在墨西哥或美國之亞利桑那等空氣乾燥地方，用泥磚(Adobe)構造之屋宇，能保持至數世紀而不倒塌。在新英格蘭(New England)用同材料構成之屋，

僅數年間倒塌成一堆泥土。岩石受風化之程度深淺，固與該地方之氣候及天氣大有關係也。

第一項 風化之機械的作用

(I) 凍結作用 (Frost) 水結冰後，容積膨脹，增加十分之一。壓力亦因之增加，對每一平方英尺即生一百五十噸之壓力。此得由冬期自來水管之破裂現象證明之。在溫度下降至冰點之寒地，此凍結作用影響於岩石者極大。

無論如何緻密之岩石，其中必有微孔及細隙。此微孔及細隙中含有水分。砂岩浸水中一晝夜，其重量增加八分之一。若砂岩中細孔飽含水分，一旦結冰則砂粒必因容積膨脹之壓力而離其固有位置。此凍結作用多次重演，則砂岩必至粉碎而後已。故岩石之碎解乃由其中水分經多次之凍結及融解。因其中水分凍結後多融解一次即更深滲入岩石之內部。最後岩石遂碎解為砂礫。在空氣潤溼氣候溫和之地，當早冬或晚冬時節，此種冰之尖劈作用 (Wedge work of ice) 尤為顯著。

岩石因風化而剝落及碎解之例，得於各地之墓碑或紀念碑上實地的觀察之。至地質的實例之最普通者，為岩塊

之沿裂隙或節理而碎解。碎解之岩塊或岩屑由高崖墜落，堆積山麓，作疏鬆之堆積物，是爲岩屑坡 (Talus)。岩屑坡構成之實地的觀察，當於早春至山岳地方審視之。此時期岩石中之結冰既融解，岩片易鬆碎也。岩屑坡之傾斜度約二十五六度至四十二三度不等。若岩屑多作稜角狀，則傾斜急，否則傾斜緩。岩屑坡之傾斜度名曰休止角 (Angle of repose)，意謂達此角度則不再增大也(圖69)。

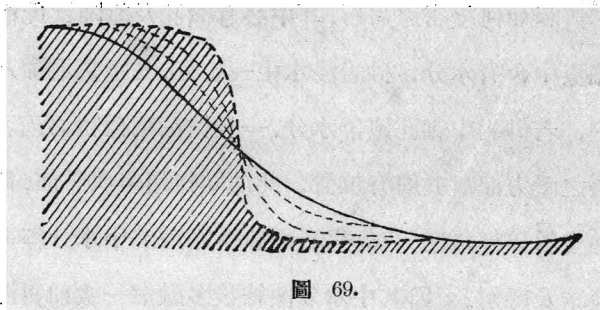


圖 69.

凍結作用不能單獨進行，常與次述之化學的風化作用共同動作。

岩屑坡輾轉沿山脚之溪谷而延長者爲岩屑河 (Stone river)，或稱岩屑冰河 (Rock glacier)。在嚴寒之地，岩屑河有延長至數百英尺者，呈冰河狀。岩屑坡之岩塊間本有

空隙，此中之水，經多次之凍結及融解，其結果遂生岩屑河。

山腹傾斜面之土壤潛動 (Creep of soil)，其原因亦為凍結作用。土壤中含蓄有水，每一次凍結即有掀起土壤塊與山面成直角之傾向，融解後則因重力作用而下落。若此作用多次重演，土壤遂沿山腹徐徐下落至山麓之谷中。

(II) 由晝夜溫度之差異而起之作用 (Changes in daily temperature) 空氣乾燥及少雨地方，熱之輻射極速，每日溫度變化之差亦極大。有地方晝夜溫度之差達華氏八十度者。撒哈拉 (Sahara) 沙漠地方僅數小時間之差有時竟達華氏一百三十一度。露出岩石日間受熱而膨脹，夜間受急激之冷卻而收縮。岩石本非熱之良傳導體，岩石向日之面有既達華氏一百二十度而底面背日部仍甚冷者。其結果岩石外部雖膨脹，其內部仍未受熱之影響。迨至下午黃昏時分或夜間，熱始達岩石之內部，內部遂向外開始其膨脹作用。但此時外部既開始冷卻，向內收縮矣。內外之壓力作用相反對，岩石外殼遂作蔥皮狀 (Onion) 之同心球殼，按次剝落。此作用謂之剝落作用 (Exfoliation)。

複性岩石 (即由多種礦物構成之岩石) 較單性岩石 (即

由一種礦物構成之岩石) 易於剝落，因異種礦物之膨脹率異也。例如黑色礦物易吸收熱，亦易放散熱，故較易剝落。火成岩為多數之異種礦物構成之複性岩，故極易起剝落作用。其外殼終至變成一重之砂。

在高緯度地方，山嶽之峯常作嵯峨狀。此雖多起因於凍結作用，但起因於日夜溫度之差者亦不少。

(III) 生物之機械的作用 (Mechanical action of animals and plants) 岩石之細隙中常見有植物之根叢及支根叢 (Roots and rootlets)。此等根叢生長後有破壞岩石使破碎成岩屑之作用。園豆根之尖劈作用對每方英寸約有二百至三百磅之壓力。

植物及蚯蚓等穴居小動物能引地表之水深滲土壤中。且由生物為媒介，在土壤中所生之有機物化為有機酸更能促進岩石之腐壞。由此觀之，岩石之機械的破壞實由風化及生物作用之合力也。

(II) 雨水(Rain)之作用 雨對於風化之助力如次：

(A) 雨滴擊彈在岩石表面，亦起破壞作用。此作用在由礫或岩塊構成之疎鬆岩石地方，尤為明著。例如在砂礫之

(F) 植物覆蓋之作用
(G) 凍裂作用之結果
植物之規則作用而
去。其最大之作用



圖 70.

(B) 軟解粘土，使土壤腐爛，如冰凍，微裂，結成結核狀。

(C) 沉於地中，其結果為水滲漏，(Ground) 水滲漏。(F)

(D) 沉於空中之各種微粒於土壤中，使之變大，地面則有
石之風化，此為二次中之大者，其後代之變大，其後代

(E) 軟化岩石，使之變軟，其作用，如(1) (2) (3) (4) (5) (6) (7) (8)

(F) 風(Wind)之作用 此詳錄於次節。

(FD) 電擊作用 (Lightning) 岩石有受電擊作用而裂為碎塊者，又受電擊作用之結果，由土壤之腐爛而生，其腐爛及電擊及作用之結果，此等由電擊作用而生之

透明管 (Fulgurites) 有不及數寸者，有長數尺及徑口寬二寸半以上者。西亞細亞之亞拉拉特 (Ararat) 山頂常受電擊作用。其山頂發見有此等透明管。

第二項 風化之化學的作用

大氣中有化學的作用之氣體為養氣及二氧化碳 (CO_2)。此等氣體未溶解於水中，在遊離狀態時，則其在風化上之助力甚小。但若與濕氣及熱力相伴，則在岩石之風化上為力甚大。岩石之化學的分解因地方而程度不同，即在同一地方又因時而程度不同。此種作用在空氣濕潤之熱帶地方最強，在溫帶地方較和緩，在寒帶地方則甚弱。

(I) 溶解作用 (Solution) 純粹之水其溶解力弱，若其中含有二氧化碳則其溶解力增大。含有二氧化碳之溶液其溶解石灰岩，石膏之力愈速。至水中之二氧化碳得之於大氣中，得之於生物，得之於地殼內部。砂岩含有鈣質之膠結質者，

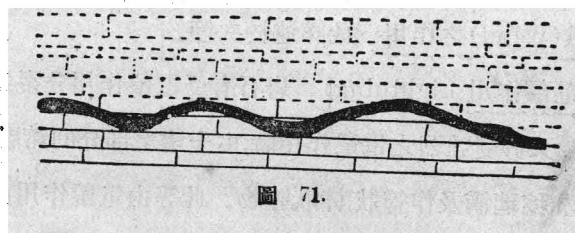


圖 71.

其膠結質溶解後，遂碎而為砂。不純粹之石灰岩其層面有不能溶解之殘餘物。例如黏土，燧石團塊(Flint nodules)等覆載於未風化之岩石上(圖71)。

(II) 氧化作用(Oxidation) 此種化學作用僅能行於具有攝取氧素以作成新礦物之性質之岩石。例如鐵之化合物受氧化作用後呈赤褐色。又氧化作用有增加容積之作用。

(III) 水和作用(Hydration) 化學的化合物攝取水分之作用是謂水和作用。在風化上有重大之助力。其有增大容積之作用自無待言。

(IV) 碳酸化作用(Carbonation) 二氧化碳侵入於複硅酸鹽類能使其中之鈣、鎂或鐵溶解流去，因之岩石遂崩壞。花崗岩之霉爛，實以此作用為重要原因。若水中含有由腐敗植物生成之有機酸，則有使紅色或黃色岩石脫色之作用。此脫色作用(Decolorization)能於被水浸削之高崖上實地觀察之。

(V) 有機的作用(Organisms) 此雖非風化作用，但能促進風化之作用，實為岩石霉爛之主因。露出之岩石表面常見有無數之微菌(Bacteria)。微菌不單生存於低濕之地，即

高山之峯亦繁生微菌，作岩石之外皮及對岩石有穿孔作用。岩石受硝酸之侵蝕，此硝酸即由水中或空氣中鹵精（Ammonia）以微菌為媒介構成者也。此外如地衣（Lichens），蘚苔（Mosses），花草等亦在岩石之分解上大有助力也。前項所述之根及支根不僅為機械作用，且能製二氧化碳及有機酸，作一種化學的營力，溶解鈣質物，並使硅酸鹽類變化為碳酸鹽及其他產物。

第三項 風化之結果

岩石受風化中之一種或數種作用呈種種之奇觀。嵯峩高聳之峯由次之各種作用而生成。即（1）凍結作用，（2）日夜溫度之差所生之作用。由此等山峯落下之岩屑（Débris）堆積谷中及山側甚厚，有達千尺以上者。又岩屑坡之大者，谷中流水之力不足以流洗之，溪流遂遭堰塞而成湖。高峯絕壁之形狀由其岩石之節理得相當推定之，因岩石概沿節理而剝落也。

同種之岩石雖受同種之地質的作用，亦不盡呈同樣之地形；因其所在地之氣候有差異也。例如花崗岩在寒地則作嵯峩高聳之峯柱，在多水之熱帶地方則由化學的作用變化為圓

球状风化：由巨块岩石经球状风化之剥落作用，岩石碎成球状之碎块，故称球状风化。但由层化之岩层作用而生球状风化 (Spheroidal weathering) 之作用。由此作用生成之岩块亦称球状岩。球状岩之形成，在物理风化之作用。沿圆弧形之裂隙，因风化作用而成为球形。因之变为圆球状。其核及有壳状之核心。由球状岩之形成，其作用是球状风化作用。其结果是球状岩之形成 (图 72)。

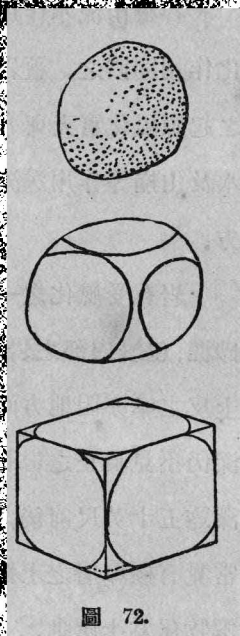


圖 72.

若岩石部分的硬度不同，則受風化之後，其表面圓而不平。在沙漠地方因風之作用而有此種現象。在空氣溼潤之地方則由溶液之作用而生此種現象。岩石柱即凹凸之差達極度之現象也。此作用特名曰分體之風化作用 (Differential weathering)。岩石柱之下部較上部較被剝削，此因切近地面，風沙作用極也。岩石柱下部較上部較被剝削。

谷雖由流水作用而擴張，但其上流地方之大部分則由風化作用開擴之。蓋岩石之破壞及霉爛皆起因於風化作用，谷之起源風化實大與有力焉。受風化後而剝落之岩屑等因雨水及山崩等作用送流至流水力所能及之處，再運搬至下流地方。

岩石受風化之一種或數種作用，其最終結果，外部盡化為砂泥，包裹內部之岩石；是謂岩石土皮 (Rock mantle)。岩石土皮之厚亦因地方而異。熱帶地方深掘至一百五十英尺之深仍不見真正之岩石。哥倫比亞州華盛頓地方之花崗岩地，深達五十英尺前後，即能發見全未風化之花崗岩。其他地方常見有極厚層之土壤蓋覆於石灰岩之上，此乃石灰岩之不溶解物化為土壤也。通常山面之土壤以山頂及山麓之土壤層為最厚，山腹兩側則較薄 (圖73)。

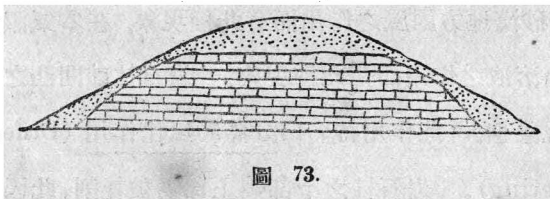


圖 73.

土壤之較粗粒者曰亞土壤 (Subsoil)。由下部之岩石至

上部之土壤間，得分爲四層：(1) 土壤，(2) 亞土壤，(3) 變質岩石 (Altered rock)，(4) 全未變化之岩石 (Unchanged rock)。

亞土壤常由蚯蚓或蟻運搬至外面。由蚯蚓運搬出者爲黏土質，由蟻運搬出者爲砂質。又由蚯蚓等運搬有機物質於土壤及亞土壤中，作有機酸以促進岩石之霉爛。

岩石之土皮及土壤常由雨之作用，雪之崩落，崩山作用，土地陷落等作用而下落谷中。土壤計有兩種：

(I) 原生土壤 (Residual soil) 在原岩石上分解霉爛而生成之土壤名曰原生土壤，或稱定積土壤 (Soil in site)。

(II) 漂積土壤 (Transported soil) 此種土壤復分爲次之四種：

(a) 沖積土壤 (Alluvial deposits) 此由河流之運搬作用而沈積於兩岸者也。由最微粒之黏土至較粗之砂礫等構成之。此外湖成，淺海成之土壤亦入此類。

(b) 冰河土壤 (Glacial deposits) 此由冰河之運搬作用而沈積者。屬洪積期。

(c) 風成土壤 (Eolian deposits) 此由風之作用堆沈而成者。由砂及黏土構成之。例如我國北部，美國西部之黃

土是也。

(d) 移流土壤(Colluvial deposits) 此乃高地之原生土壤，由種種重力作用移流至低谷之土壤也。

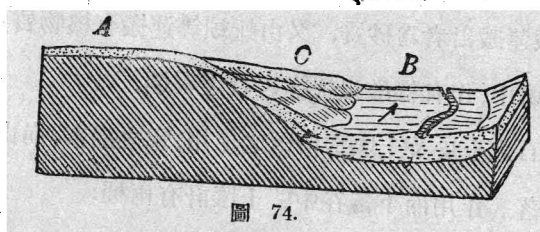


圖 74.

圖 74 中之 A 爲原生土壤，B 爲沖積土壤，C 爲移流土壤。

土壤之移轉(Removal of soil) 現象影響於農業者甚大。例如由森林之濫伐，動物之蹂躪及其他原因，保護土壤之林木盡被剷除，則種種營力之運搬土壤愈速。原爲肥沃之土終變爲不毛之地者比比也。我國及希臘即多此例。

第二節 風之作用

風之作用最顯而有效之地方，爲空氣乾燥缺少植物之地帶。此種地帶實占全球面積五分之一。故風之作用在地質學上不能不謂占有一部分之大勢力也。

帶砂之風較之無砂之風其作用尤強烈。風力之大者能

飛砂，更烈者能走石。粗鬆之砂土常受風之運搬，名曰風蝕 (Deflation)。

在奧克尼 (Orkney) 及設得蘭島 (Shetland)，暴風起時，有重數磅之石塊由高崖吹落於平野。此外風之力能摧折大木，激成海浪。飛鳥，昆蟲及植物種子亦常因風力而飛散及傳播。

風常以其所含之砂為利器以營地質的作用。覆在砂漠上一面之砂有由岩屑坡之風化而碎散者，有由山地之水流作用運搬而來者。

岩塊或大礫曾受風蝕作用者具三稜或五稜；即所謂三稜石 (Dreikanter, 圖75) 者是也。德國之三稜石狀如巴西胡桃

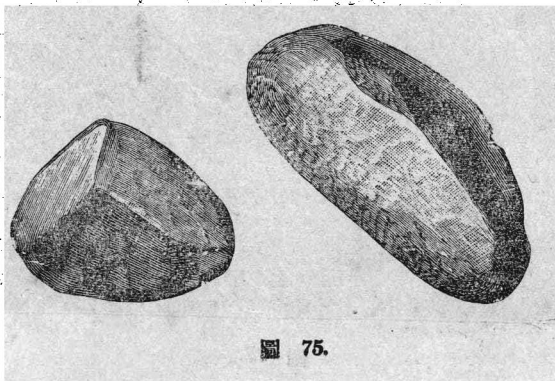


圖 75.

【圖 76】 礦山有非等傾角相突，其主傾角傾地而增其
伏則，岩石底部被剝蝕至不能固定，因傾角增而，被風雨向其
新面剝蝕，此作用繼續行之，遂生三種石山之種石。

在形造未成之礦山，其之剝蝕作用尤甚，將此種剝蝕之
果實於地中，其剝蝕作用之結果，遂生三種石山之種石，在
不同之剝蝕力之剝蝕時，則其地勢較前更趨石之種石。

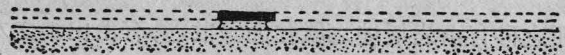


圖 76.

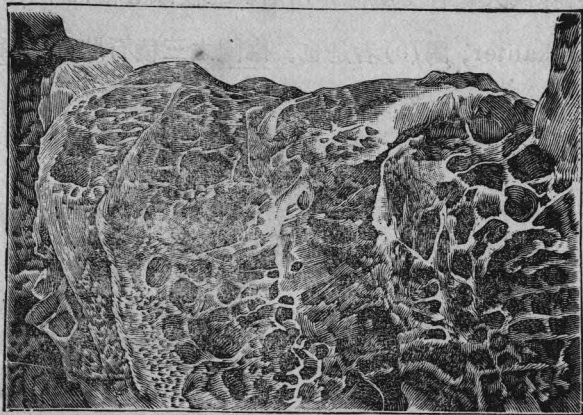


圖 77.

下：此作用繼續進行，則砂漠盡被低削。所遺留者唯硬岩石，作平頂之桌狀丘（圖76）。此桌狀丘亦漸被削成錐狀丘，終至倒壞。

砂漠地方之風蝕作用能達較海面更低下之部分。至其極限則至地下水線止。因地下水之濕氣能阻土砂之飛散也。

蜂巢岩（圖77）者，由風砂之摩擦侵削作用而成之岩石也。黃土孔道（圖78）亦由風砂之穿鑿作用在黃土中深掘至五十尺乃至百尺之孔道，成爲絕壁之狹道也。

以上爲風之破壞的作用。至由風之建設作用所生之結果有砂丘（Sand dune）及黃土（Loess）。

砂風遇抵抗物其力銳減，

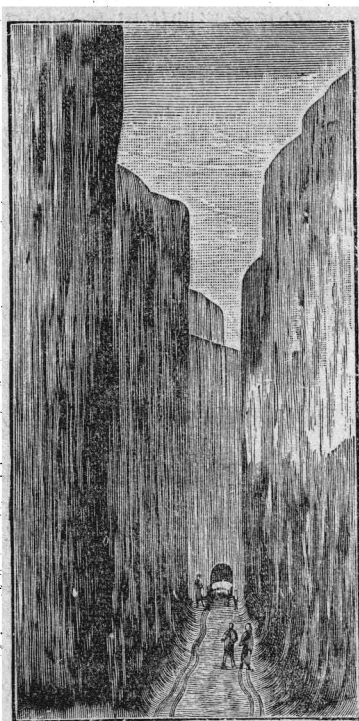
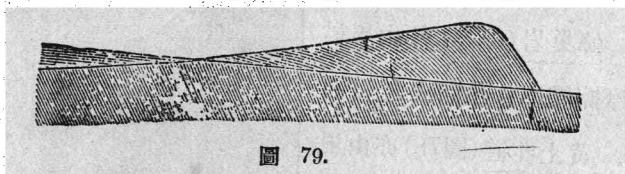


圖 78.

其砂遂散落地面。由此種風之堆積作用而成之堆積物名曰砂丘。砂丘有達數百尺之高者。有砂原及風之地方，均能作成砂丘。由其生成之地點區別之有二種，即海岸砂丘及內陸砂丘是也。內陸砂丘多在沙漠地方。

砂丘之形狀依風之方向而定。風來之方面其傾斜緩，及對方面則傾斜急(圖79)。但風之方向及強弱常變，砂粒亦有大小，故其形狀亦有變化。今就其形式而類別之：



- (I) 橫砂丘 此與風之方向成直角方向之砂丘，作長形。風力和緩，砂量之供給充分，故能於長距離間成立長砂丘。
- (II) 縱砂丘 此與風之方向相平行之砂丘。例如在中部亞洲風力強烈之地多此種砂丘。
- (III) 弓形砂丘 此種砂丘作彎月狀，其凸側與風相向。一說謂中央之高而且寬之部分之前進速力緩，兩側之前進速力急，故生此形(圖80)。孤立之砂丘均作此狀。若多數相連則成砂丘脈。

砂丘大抵多數作羣而成立，且向風之反對方向移動，侵入內地，無時或息。此種運動極緩，名曰砂丘之移動 (Migration of dunes)。圖 81 所示乃波羅的海東岸昆曾 (Kunzen) 地方之砂丘六十年間之移動。

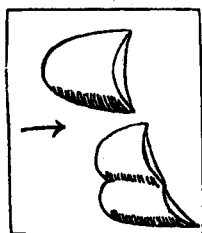


圖 80.

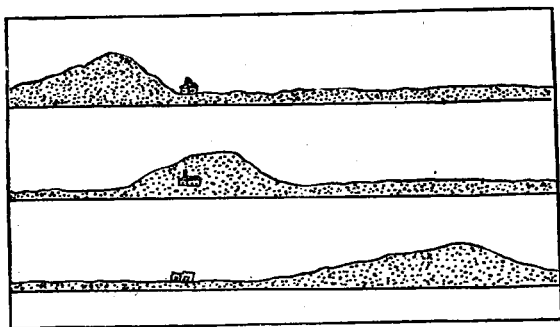


圖 81.

砂丘表面非平滑，多作漣漪狀，此因風而生之紋也。至內部構造狀態為斜層理或交叉層理(圖 15 及 16)。前者乃因風之方向一定而成之層理，後者則因風之方向變化而成之層理。

作砂丘之砂質不限於石英。附近之岩石若為石灰岩則

爲石灰砂。其他種種砂質不一而足。阿剌伯及大戈壁之砂爲紅砂。紅砂岩具斜層理，故有謂係古代之砂丘。

由風之建設作用而成之第二產物爲黃土。黃土乃岩塵之堆積。較砂粒更微小之岩塵更易乘風而飛散。多雨地方此等岩塵由流水作用運搬至河或海而沈積。堆積於陸地者甚少。若中部亞洲氣候乾燥之地，則岩塵堆積於陸地者甚厚。中國北部以至蒙古等地方，堆積之厚層黃土即由此堆積作用而成。此黃土層厚達三四百尺。但由其無層理及含有蝸牛及陸生哺乳類而不含水生動物等事項，足以證明其非水中之沈積岩也。

我國有有層理之黃土，利希陀芬 (Richtshofen) 氏謂係湖成岩。歐洲由俄之南部至比利時亦有黃土，無層理或微有層理，含有蝸牛及陸生動物等，故謂係冰河期堆石所生之泥，因風而堆積者也。

此外與黃土相似可稱爲風成土者，如南美之判帕斯 (Pampas) 平原及北美之普賴立 (Prairie) 平原之土是也。俄國南部之黑土含有有機物者，亦爲黃土之一種。

火山灰亦有因風力而飛揚於各地者。有名之例爲一千

八百八十三年八月間爪哇克刺卡士亞 (Krakatoa) 之火山破裂, 其火山灰飛散空中, 達氣圈之最上層, 幾飛散及全世界, 當時天空呈赤銅色。由此作用生成之火山灰后名曰凝灰黃土 (Tuffaceous loess)。

第二章 雨水及流水作用

第一節 水蝕作用

雨水降至地面可分為三部：(1) 一部由地表蒸發再回大氣中；(2) 一部滲入地底，作地下水；(3) 他一部在地表分流，或一時滲入地底，仍作泉水湧出。此在地表流行之水特名之曰表流 (Run off)。表流不問其對土壤抑對基岩 (Bed rock) 悉加以浸蝕作用，並將削蝕所得之材料運搬至海。

水之最初步的地質的作用為雨之洗刷作用 (Rain wash)。雨滴相集而成細流 (Rill)。細流相集而成小溪 (Gully)。合小溪而成峽谷 (Ravine or gulch) 或峽澗。峽澗之大者為峽谷 (Gorge)。峽谷相合而成小河 (Brook or creek)。小河相會而成江河 (River)。此由雨滴至江河間之流水系統也。

流水必在溝狀之水道中流行。此水道乃流水自身所開掘之通路也。由此觀之，流水有開掘溝道之力，此力謂之浸

蝕作用 (Erosion)。浸蝕作用為一種機械的作用，然亦常利用水之化學的作用以行其浸蝕，蓋流水所浸蝕之岩皆曾受風化之化學的作用者也。流水流行於既受風化之岩石上，有運搬其風化產物之作用。此等風化產物之岩塊，砂礫，泥土等乃浸蝕作用之利器。若無此利器，水量雖大，水流雖急，亦不易開掘水道也。此等風化產物因重力作用下落至流水中，流水運搬之至下流。大塊有稜角之岩塊受水力之推押而移動，稍小之圓礫則隨水而流轉，微粒之砂泥則浮水中而同流。故砂泥皆由流水之運搬作用運搬至海。

水之速力愈大，則其運搬力愈強，其運搬之砂石量亦愈多。砂石等之量多，則對水底之摩擦力益強，故其剝蝕之作用亦愈大。至水流之速度則依下列諸條件如何而不同：即
(1) 水量之多少，(2) 流

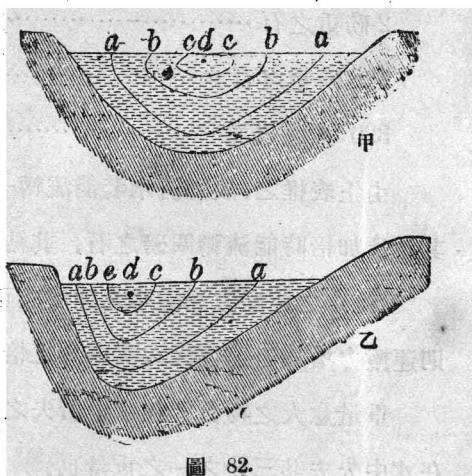


圖 82.

水地之谷地之傾斜度如何，(3) 水中之運搬物之性質及量，(4) 流水之通路之形狀。

流水面之正中，且距水面略低下之部分，其水流速度最大（圖82）。水量加增八倍則其速度增至二倍。由實驗的計算，水流速度與其運搬物之容積及重量成正比例。今將實測得之數字的關係表示如下：

〔運搬物〕	〔每秒速度〕
細砂	6 <u>英寸</u>
小礫	12 <u>英寸</u>
2 磅重之石	4 <u>英尺</u>
128 磅重之石	8 <u>英尺</u>
320 噸之岩塊	30 <u>英尺</u>

由上表推之，故知流水若能流轉一噸(Ounce)之小礫，若其速度加倍時能流轉四磅之石。其結果得定律如次：

『流水之運搬力與流水之速度成正比，速度每增加一倍，則運搬力增加至速度之六次乘方之倍數。』

重量愈大之物質其在水中所失之重量亦愈大。蓋物質在水中失去其三分之一之重量也。

石礫在水中，或與水底摩擦或互相摩擦，此即圓石生成之原因也。

流水內含有多量之礦物，即流水為極稀薄之礦質水溶液也。此礦質大部分得之於礦泉，其他一部分則得之於流水經過地方之岩石。水中之礦質溶液量因時節之不同而有差異。乾燥季之量大於多雨季之量，因乾燥季之水多為地下水也。

由流水之浸蝕作用開鑿河谷。此作用起因於(1)水對岩石之衝擊。易霉爛之岩石，其作用尤強。(2)若為薄層狀之岩石則流水作用將沿此層狀節理進行，破碎其岩石。流水並運搬其岩石。此作用特稱為掀揭作用(Lifting)。當水面低下，薄層狀岩石露出大氣中時，掀揭作用尤強。(3)流水含有利器時，則開鑿河谷之力尤大。

最新成之谷其上部幅面亦較下部為寬。此因浸蝕作用一方深進浸蝕而谷之兩側亦同受風化，雨水及風等作用而破碎及崩壞也。溫帶地方谷面之擴大最速，因凍結及融解作用之交替較盛也。

通常近海之河口其河底略與海水面一致或稍低。若河谷地底之傾斜低減，流水未達海水面之前，即停止其深鑿作

用；此現象謂之『流水既達底準面 (Base level)』。此底準面乃流水能消耗之最低底面也。但河水流入湖則其河底不能較湖底低下；又河流在其下流地方通過特別堅硬之岩石，則此處河底自較其上流為淺。此等皆稱為一時的底準面 (Temporary base level)。

流水急者，其運搬物可為削蝕兩岸及河底之利器。若流水之速度小，支流以急傾斜之勢流入傾斜較緩之主流時，則其運搬物沈積。

流水經過乾燥地帶，水量因蒸發及土壤之吸收而減少，無力運搬其運搬物；此等運搬物遂在中途沈積。此時河流成一種極淺而彎曲的溝道。其水流遂有向他方向別覓進路之傾向。此作用繼續進行，其結果生多數交叉小流，作網狀。此等淺狹之小河流特名之曰網狀河流 (Braided stream)。

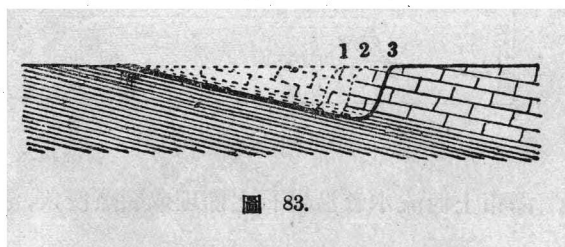
若河底之傾斜所生之速度僅足以運搬其運搬物，無餘力再事深蝕；此時河流謂之在均衡狀態 (To be graded)。

浸蝕之程度與次之各條件有關係：即(1)疎鬆的凝固岩或有可溶性膠結質之岩石，易被浸蝕。(2)有節理岩石及層狀岩受浸蝕作用較急，故水成岩較之深成岩易被浸蝕。(3)

水流速力。(4) 流水運搬有適量之砂礫，不能過多過少。

河流氾濫時，其速力大之部分有深鑿河底之作用。但同時速力微弱之部分則沈積其運搬物作洪涵地(Flood plain)。洪水退後，其所深鑿之溝道悉被沈積物之充填。此種作用謂之洗掘及充填作用(Scour and fill)。密蘇里河(Missouri)每當洪水氾濫時，其水道深掘至七十尺乃至九十尺。然隨即被沈積物之充填，恢復原狀。不知洗掘及充填作用者，常誤認河底之石器乃極久遠之古代遺物也。

河流不僅有深鑿河底之作用，亦有擴大河面之作用。此作用即側浸蝕(Lateral erosion)是也。兩岸所受之側浸蝕作用不平均，故河道呈彎曲狀。狹窄之谷由此作用遂開擴其兩岸。流水彎曲作弧狀之處，弧狀外壁之傾斜較內壁之傾斜急。此岸傾斜急，對岸傾斜緩之谷，謂之不對稱谷(Unsymmetrical valleys)。不對稱谷由次之諸原因而生：即(1)側浸蝕之不



平均；(2)河谷兩岸之岩石，質有軟硬不同(圖83)，岩石之層向與水流方向平行時即生此現象。

第二節 由浸蝕作用而生之地形

浸蝕作用之產物中最重要者為瀑布及急澗 (Falls and rapids)。瀑布及急澗之成因有次之數種：

(I) 堅固之岩石覆載於較柔脆之岩石上。流水超過上部之硬岩石而浸蝕其下部之脆岩石。由此作用初生急澗；久後速變為瀑布。美國耐亞嘎拉 (Niagara) 瀑布之成立乃上部有較堅固之石灰岩，下部則為易被浸蝕之頁岩(圖84)。流水先浸蝕下部之頁岩，故上部石灰岩層向空中突出；後由重力作用折斷成碎塊落瀑布之下，為水之利器以削蝕頁岩。冬期之冰塊亦作利器，助力不少。

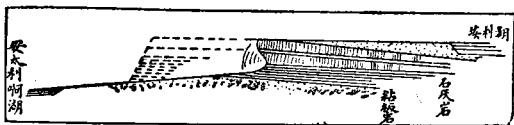


圖 84.

瀑布上面流水若沿岩石之節理或裂隙侵入，流水即取

層面之方向。久流之後，遂生水平方向之泉流。此水平方向之流水通路因浸蝕作用漸次擴張，成一隧道，通流於外。由水流方向之反對方面觀之作橋狀，其孔道即為橋眼。是為天然橋(Natural bridge, 圖 85)。

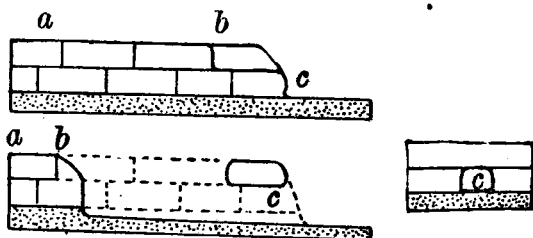


圖 85.

(II) 主流深鑿河谷之力甚急，支流之水量不足，不能與主流取同一之步調；故支流常流入本流作瀑布。

(III) 紐約以南之大西洋岸為未凝固之鬆質之砂及黏土構成之窪地。此窪地帶之西，即內側為一帶較古且堅硬之岩石，略與海岸線平行。橫貫此等地帶流入於海之河流，由硬岩石地方入窪地帶之處，即作急澗或瀑布。

(IV) 河流由較柔脆之岩層地方入堅硬之岩塊地方，其深鑿作用暫時停頓。但通過堅硬岩石地方後，深鑿作用繼續進行。

在此交界地點，生瀑布或急澗。又同一河谷，其一部之節理較他部不發達，且少斷裂之部分；亦作瀑布及急澗。

(V)由冰河作用主流被削蝕而低下。支流流入主流時，即作瀑布。瑞士多此種瀑布。此種河谷，名曰懸谷(Hanging valleys)。

上述之外，尚有不由浸蝕作用而成之瀑布：(1)由熔岩流堰塞河谷而作成瀑布。(2)由石灰華(Travertine)之堰塞河谷而作瀑布，且常逆遏流水在上方作湖。(3)急傾斜之支流運搬有多量之岩屑(Debris)，流入主流時堆積作一時的急澗。山崩作用亦生同樣之結果。

瀑布及急澗之水急向下傾流作旋渦，其下岩塊砂礫因之作螺旋運動。此作用繼續久後遂生圓形之穴，是為壺孔(Pothole)，一名甌穴。小者名天然盆(Washtub)；大者名巨人之釜(Giant's caldron)。硬如花崗岩，柔脆如頁岩，石灰岩等均有此壺孔。徑口由數寸至十餘尺以上，深亦由數寸至四十餘尺不等(圖86)。

峽谷(Canyons)乃極深之谷，兩岸傾斜極急者也。其生因乃深鑿作用大於兩岸之風化作用。至其生成條件如下：

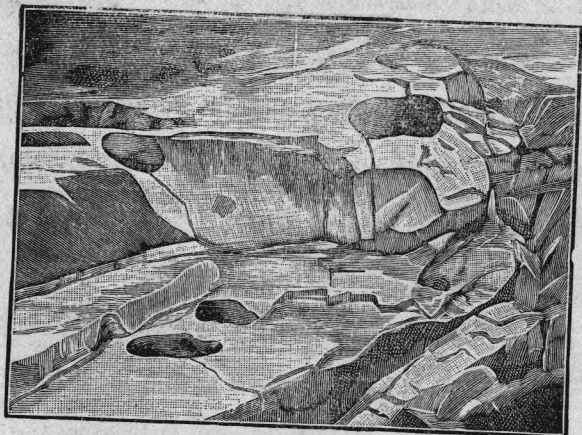


圖 86.

(1) 岩石性質足以支持急傾斜者，即滴流之水不能浸蝕之岩石。或有滲透性之岩石，吸去水之大部分而不令其為浸蝕作用。(2) 流水之力急銳。(3) 乾燥地方，即風化力小之地方。世界最大之峽谷為科羅拉多 (Colorado) 之大峽谷 (Grand Canyon)。

空氣潤濕多雨之地亦見峽谷之生成。例如耐亞嘎拉河峽谷，奧薩布爾陷坑 (Ausable Chasm) 峽谷等是也。

流水先作小規模之溝以為通竅，後由浸蝕作用遂成河谷。但河谷亦有非由浸蝕作用生成者。地殼之激變能碎裂地層，

生極深之裂孔。又如加利福尼亞之大谷(Great Valley)乃由地層之陷落而成。由地層之陷落而成之谷及由平行之山岳褶曲而成之谷名曰構造谷(Structural valleys)。各方面高地之流水皆流向此構造谷，遂作成河系(River system)。河系發達於濕潤地帶。約檀河及死海谷乃地溝內之谷也。其生因為斷層即濠也。此種谷謂之裂谷(Rift valley)。

谷因其對層向之方向不同而別為縱谷，橫谷及斜谷之三者。縱谷與層向平行，橫谷與層向略作直角，斜谷則與之斜交。縱谷中有向斜谷(Synclinal valley)，背斜谷(Anticlinal valley)，同斜谷(Isoclinal valley)等之區別。又有在斷層線上流行之斷層谷，亦多屬縱谷(圖87)。

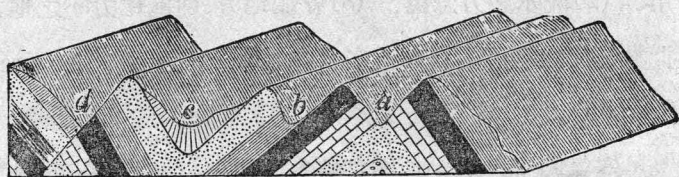


圖 87.

新由海底升起之地面本無河谷也。其地面之水初作小流，沿地面之傾斜而下流。合諸小流漸成河谷，其方向得以

河床之形成與地形有極大之關係。如前圖(圖 87)所示，若因地面之隆起，則河床之位置亦必隨之而變。若因地面之隆起，因地面之隆起而大地隆起，則能保存其固有之水流方向而存在。若隆起時，河流之方向不能依原有地形而決定，乃由隆起之岩石之存在，則河流之方向亦必隨之而變。若因地面之隆起，而大地隆起，則能保存其固有之水流方向而存在。若隆起時，河流之方向不能依原有地形而決定，乃由隆起之岩石之存在，則河流之方向亦必隨之而變。若因地面之隆起，而大地隆起，則能保存其固有之水流方向而存在。若隆起時，河流之方向不能依原有地形而決定，乃由隆起之岩石之存在，則河流之方向亦必隨之而變。

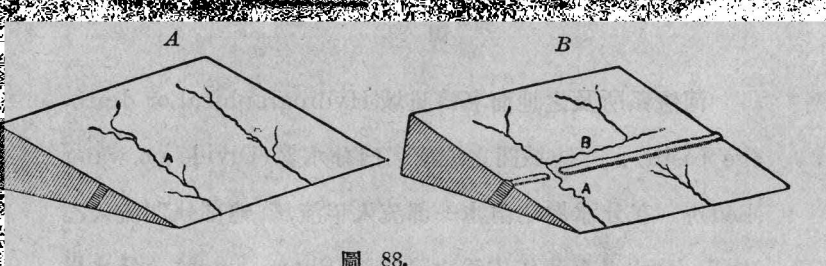


圖 88.

河流經過長久之歲月，其流方常因水積物淤冰凍方向而隆起，若流水之方向能以順河床，則河流之地方，取原成河道之方向進行，即不因地之隆起而改變方向之河，名曰先成河(Antecedent river)。若地而隆起，則河流之方向亦必隨之而變。若因地面之隆起，而大地隆起，則能保存其固有之水流方向而存在。若隆起時，河流之方向不能依原有地形而決定，乃由隆起之岩石之存在，則河流之方向亦必隨之而變。

岩石削蝕盡後，下部較堅固之岩石露出。此時河流雖取原有之流水方向，但因硬岩石之抵抗，水路屈折。此種河名曰重成河 (Superimposed river, 圖89)。

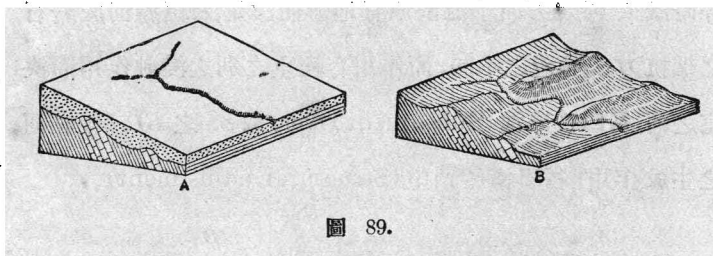


圖 89.

河流系所及之地面名曰流域 (Hydrographical or drainage basin)。二流域間之地面名曰分水界 (Divide or watershed)。在分水界之雨水一部流入甲流域，他部分則流入乙流域。分水界有時作尖銳之隆起線 (Sharp ridge)。分水界受側浸蝕作用，削蝕至狹小成山狀者，名曰分水嶺。

尖銳之隆起超過普通水平面者名曰隆脊 (Hopback)。其生因乃地層作急傾斜地方，其較硬之地層之抵抗力強，故高出地表；其柔脆之地層則被削蝕而低下。隆脊多發達於山麓地方(圖 90 之 A)。地層為水平層地方經過浸蝕作用之後，其地形如圖 90 之 B

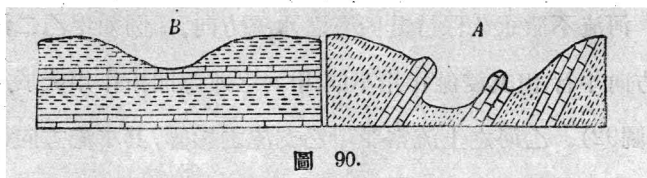


圖 90.

熔岩掩覆於柔脆岩層之地方常見有孤立之平頂岡(Mesa)其成因乃多數小流之水源之浸蝕作用也。地堆(Butte)乃兩側作急傾斜之山崗之總稱。此亦水蝕作用所遺留之隆起地層也。

岩層受浸蝕作用後其外表與各面均被最新層所包裹者，謂之新圍層(Inlier)。反之其外表及各面均被舊層所包裹者，謂之舊圍層(Outlier, 圖91)。

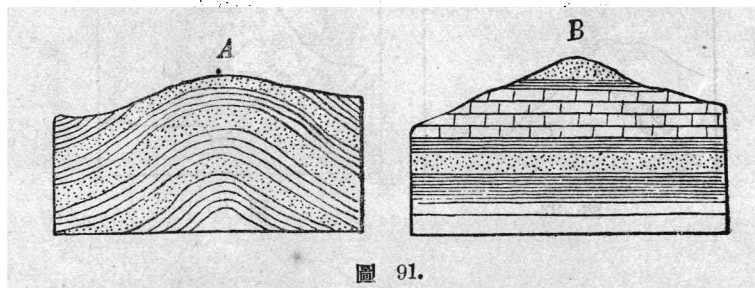


圖 91.

河流所經過地方之岩石若為軟硬岩石之互層；其硬岩石作岩塔(Rock terrace)，其軟岩石則傾斜向河谷。

之...
 河(圖2)之...
 之...
 之...
 之...

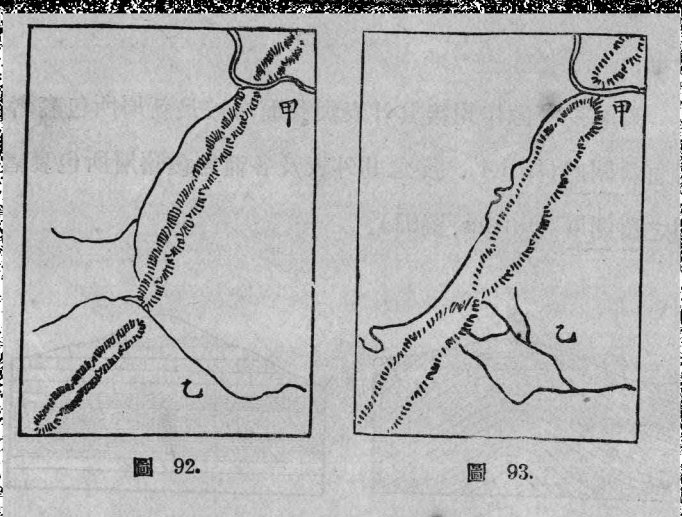


圖 92.

圖 93.

之...
 之...
 之...

(Old age)等名詞乃用以表示河谷之地形的特徵也。此等名詞不能嚴格的以數字表示谷生成後經過之年歲；乃用以比較河谷之地形也。

(I) 少年期 少年期之河谷作 V 字形(圖 94)。兩岸作急傾斜，

水流亦急。因生成未久，故多急澗及瀑布。分水界之面積甚廣，其間水不易流通，故多湖沼。少年期之後期河谷，兩側多生支流。主流之

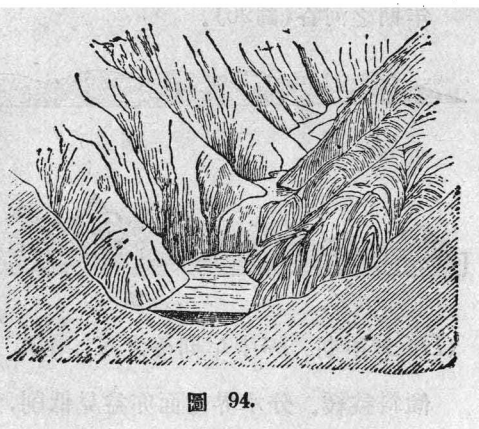


圖 94.

河面漸擴大，遂入中年期。

(II) 中年期 中年期之河谷仍甚深。但河谷兩岸較開展，上流之傾斜較緩。中年期地面河流較多，故分水界狹小。少年期之河谷浸蝕作用最強。至中年期則浸蝕作用與運搬作用均盛。雨水降此地面，即能分流。湖沼則或因其水向外流溢，或由沈積物及有機物之填積而消滅。地面凹凸之

差大，耕地較少，住民多散居，無可羣聚之平坦村寨。通路艱難，多沿河谷及狹小之分水界。主流常較支流先入中年期，河谷下流亦較上流先入中年期；此通則也。中年期山地多面口廣大之老年期河谷（圖95）。少年期山地則多中年期之河谷（圖96）。



圖 95



圖 96

(III) 老年期 經中年期後之河谷兩岸受側浸蝕之程度既深，傾斜益緩。分水界地面亦益見低削，變為波狀平原。水流緩慢在寬廣之河道中蜿蜒迴曲。此期地方非絕對的平坦，平原之中散點有隆起之地。此由於不易浸蝕之堅質岩石也。其易被浸蝕者則低降為平原。超出平原一定水準面之高岡或山地謂之殘丘 (Monadnocks or monadonox)。

同一河流因其上，中，下流之不同而有少，中，老年期的地形之差異。河流受浸蝕，運搬及沈積三作用其部分之差異可

圖 97. 河之上流
 此圖展示了河流上游的景觀。河流從左側的山谷中流出，經過多塊岩石，流向右側。背景是崎嶇的山地地形，植被稀疏。



圖 97. 河之上流

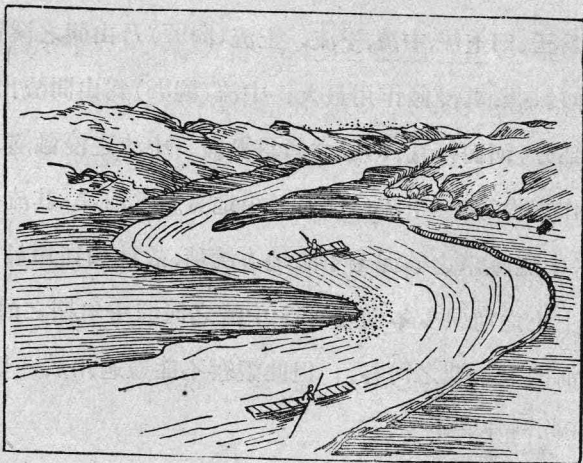


圖 98. 河之中流

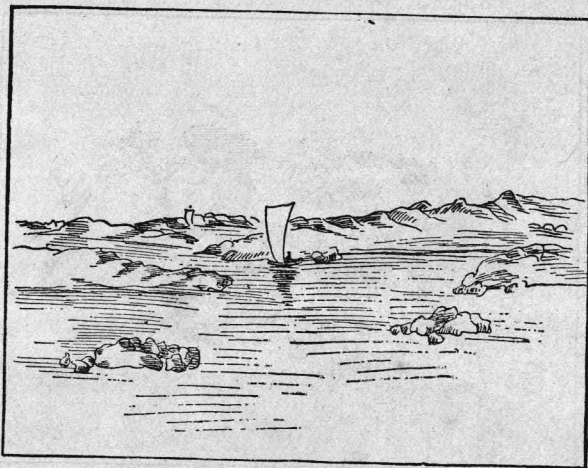


圖 99. 河之下流

陸面相當低平時，河流下流所成之河床而變爲江灣
 (Estuaries)。此時之河口則稱之爲河口被抽乾 (to be drawn)
 其流入之水流亦稱爲抽乾之水 (to be drawn)。此種抽乾之水
 之作用，則使河口不再開始其
 侵蝕作用。故河口之抽乾作用，則使河口之侵蝕作用減少。

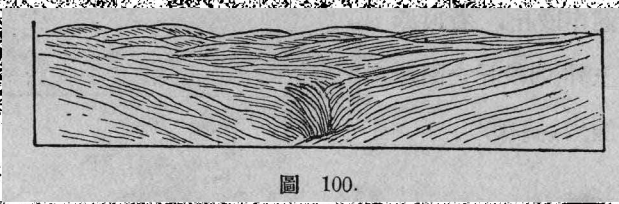


圖 100.

陸面相當低平時，河流下流所成之河床而變爲江灣
 (Estuaries)。此時之河口則稱之爲河口被抽乾 (to be drawn)
 其流入之水流亦稱爲抽乾之水 (to be drawn)。此種抽乾之水
 之作用，則使河口不再開始其
 侵蝕作用。故河口之抽乾作用，則使河口之侵蝕作用減少。

之特徵。此時之河谷謂之再成河谷 (Revived river)。圖 100 所示乃南新英格蘭之再成河谷，昔之準平原昇起後，流水再從事於河谷之深鑿及削蝕。

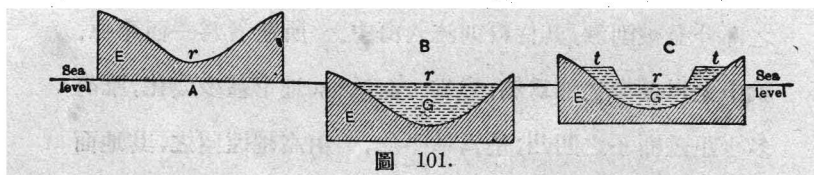


圖 101.

再成河谷常有段丘。段丘生成之理如圖 101 所示。A 圖為原有之河。B 圖示河底低沒於海面下後，洗積物之堆積達準底面。C 圖示海底昇起後，流水面略與海水面一致而流行，兩岸遂作段丘。若海底繼續上昇，則段丘之階級數亦漸增(圖 102)。

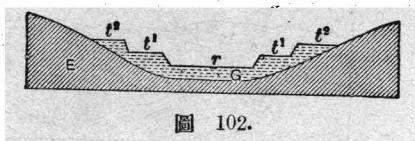


圖 102.

第四節 流水運搬物之沈積

流水速度減小時，其中之土砂等即開始沈積。至其沈積之原因有次之數種：即 (1) 水由急傾斜地方流入緩傾斜地方時，其較粗大之砂石沈積。(2) 水由狹小之直流流入河面寬廣之曲流時，其底面及兩壁因摩擦作用進行遲緩，亦起沈積作

用。(3)支流以急傾斜之勢流入遲緩運動之主流時，則支流中一部分之運搬物亦沈積。(4)河流之速度與水量成正比；若水量減少，例如因滲出(Leepage)或蒸發而減少時，則其運搬能力亦因之減小。故在乾燥地方之河流傾斜雖急，其運搬物亦必沈積。(5)緩流之水運搬有多量之微細土砂，遇有障礙物，例如海濱之浮木，或由河岸倒落之樹木遏止流水之進行，引起土砂之沈積，作砂洲(Sand bar)或小島。密士失必河下流有多數小島亦起因於障木(Snags)。(6)河流之水流至靜水地方，例如流至湖海，其運搬物即得靜止之地點。沈積物最終之目的地為洋海。但由其上流至海之間有數次之沈積作河谷之沖積層。

(I) 洪涵地(Flood plain) 洪涵地成立於平坦之流水地方。

其原因為側浸蝕作用及洪水。平坦寬廣之谷地即由此作成。河流在其近海之河口作洪涵地最廣。密士失必河下流之洪涵地(即三角洲)約寬五英里至八英里。其東部之黏土崖高達一百英尺至三百英尺。

(II) 河流之蜿蜒(Meander) 不論在河流之上流或下流部之洪涵地，若其水面平坦則其水流之力和緩，因之常遇障礙物

而變其方向。例如折落水中之樹木，兩岸落下之岩塊，支流之衝擊其反對側之岸壁，且運搬有土砂作天然的河堤。此等皆為使流水變更方向之障礙物也。水流之方向既有變更，則對兩岸之浸蝕作用亦有偏重(圖103)。由是流水作多弧曲狀而蜿蜒進行。此現象謂之河流之蜿蜒(圖104)。

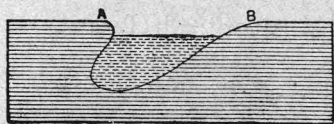


圖 103.

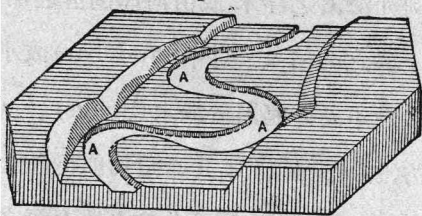


圖 104.

(III) 削平作用 (Planation) 河流水面平坦，向下流進行時，不再行其深蝕作用，亦不因沈積而生隆起作用。其流水唯蜿蜒於一水平面內，互向兩岸行其側浸蝕作用，削蝕兩岸壁之材料而運搬之至下流。此作用繼續進行，河谷面遂漸擴大。此作用謂之側面削平作用 (Lateral planation, 圖104)。

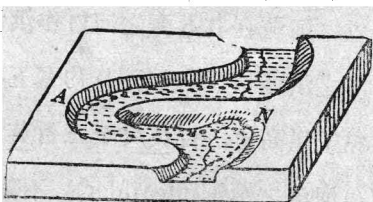


圖 105.

(IV) 牛軛湖 (Oxbow lake) 河流蜿蜒之甚者其彎曲度甚大，幾成圓形(圖 105 之 A)。其缺口，即陸頸(圖 105 之 N)日漸狹小。洪水來時，水量及水流之力增大，遂取直進之方向。其彎曲弧之河道，被土砂之堰塞，遂成牛軛狀之湖(圖 106)。



圖 106.

(V) 天然堤岸 (Natural levees) 天然堤岸發達於洪涵地。因多次之洪水，洪涵地高積 (Aggraded)，在河谷之兩側作堤岸。洪水時原有水流之溝路，其中流行之水甚急。但溢出河道外者淹覆其兩岸之平地，水流速度遲緩，因水淺也。故其運搬物沈積。多次沈積，遂高築成堤岸。

(VI) 沖積錐及沖積扇 (Alluvial cone and fan) 乾燥地方之流水多由山間發源之小支流集匯而成。其下流有時遇滂沱大雨，然其繼續時間甚短，僅數分鐘。此突然的降雨，水滿溢河谷，促起激烈之浸蝕力。但水量極易消失。山地常雨水極多之季節，沙漠中河流較平時增長百餘尺。高地流入沙漠地方之河流，易在谷口沈積其運搬之土砂。其沈

積原因(1)傾斜度之減小；(2)水量因乾燥土壤之之吸收及蒸發而減少，水流速度亦因之減小。此時其沈積物在谷口堆積作半圓錐狀，其底徑大小不一，由一尺至數十英里。此堆積地謂之沖積錐。傾斜度緩慢者則稱沖積扇。

多數之沖積扇相結合而成沖積壩(Alluvial plain or piedmont)。在砂漠地方沖積扇中常見有沃土，因在此沖積扇地能掘井得水或由山地水流得水也。波斯(Persia)，土耳其斯坦(Turkestan)之多數城市皆建於沖積扇地。

在多雨水地方，若主流不能將支流運搬之砂石送至下流，亦在支流流入主流之地點沈積作沖積扇(圖107)。此時沖積扇遇主流向反對之河岸浸蝕其岸壁。

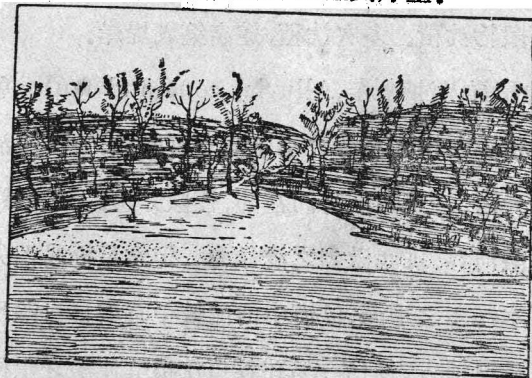


圖 107.

其(乃)沖積階地 (Alluvial terraces)。階地有二種：(一)由
斷崖，例如亞細亞之塔什干階地，乃由地殼上升，其材料由河流
(圖108)；(二)由河床之淤積，有扇形者，其階地者，其階地
者最新，河床之有階地乃河流之自強，其階地者，其階地
時相間使然也。雖然時而地殼上升，則階地亦受
斷裂，且見砂礫之淤積。其階地與階地相且進行，遂成階
地。

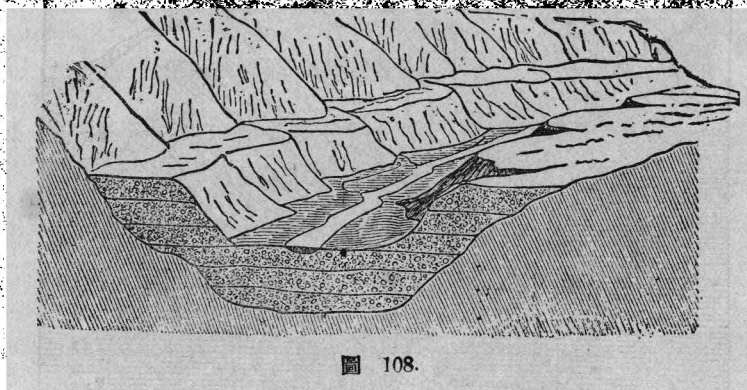


圖 108.

階地之成立時期不單限於沖積期，有甚古者，在洪積
期生成者甚多，第三紀時新世不見階地之發生，例如德
國萊因河下流之階地，其階地者之階地則較新也。

(VII) 三角洲 (Delta)，河水之泥沙物其一部分淤積至下

於河口。水至河口停止流行，其中浮游之土砂皆沉積，此種沉積之土砂沉積物即三角洲也。河水變流，由三角洲而流於無流之湖地，是為散流(Distributaries)。因此等散流，其沉積物亦呈扇形故名。圖109所示乃尼羅(Nile)河口之三角洲散流也。其河口在四都(Asiut) (1894)。

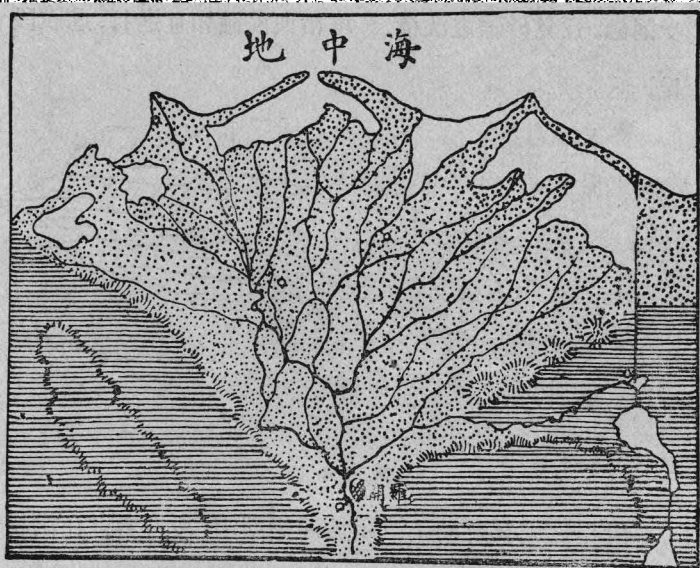


圖 109.

三角洲由土砂沉積而成(圖110)。其因洪水、平水、減水之三種時期而建築力不同。三角洲向四方擴

斜作三十度至五十度角。

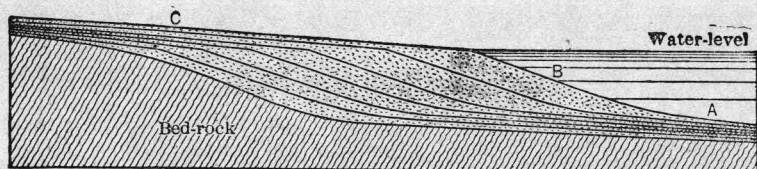


圖 110.

三角洲之成長遲速與次之各條件有關係：即 (1) 河流運搬物之量之多少；(2) 堆積地方之湖或海之深淺；(3) 海浪及海流之力之大小；(4) 海或湖之底之安定度 (Stability)。

密士失必河三角洲之進行每六十年一英里。倫河(Rhône) 流入日內瓦湖(Geneva) 之河口之三角洲，自羅馬時代至今既進行一英里。黃河之三角洲由最內部至海岸約三百五十英里。繁盛都會多建於三角洲地方。又三角洲地方最忌水災，我國黃河下流地方即其顯例也。

第三章 湖水之作用

第一節 湖及其性質

湖者乃地盤窪落部分所貯之靜水，四面受陸之包圍而不直接與海連絡者也。湖有淡水湖及鹹水湖之別。淡水湖有流入之河及流出之河。鹹水湖則與海微有直接連絡，海水由此流入其中；或僅有流入之河而無流出之河。既無流出之河，則其水之排出全賴蒸發。由河流入之鹽類漸次增量，故水變為鹹水。然亦有例外，例如中部美洲之危地馬拉(Guatemala)地方之佩騰湖(Peten)，無流出之河而貯有淡水。此因流入之河水皆為純粹之水也。

內陸鹹湖多在沙漠地方或半沙漠之氣候乾燥地方，例如裏海，大鹽湖及死海等是也。

由湖水之溫度而類別之，有次之三種：

(I)熱帶湖 水溫通常在 4°C . 以上，由水面漸降至下部則溫

度漸低。此種湖多在熱帶或溫帶溫度較高之地方。

(II) 溫帶湖 水溫夏季在 4°C . 以上, 冬季則在 4°C . 以下。夏季由水面向下部溫度漸低, 冬季則漸高。

(III) 極帶湖 水溫年中在 4°C . 以下, 至高亦不能超過 4°C . 水溫由水面向下漸次增加。此種湖多在寒帶及溫帶之高山。

湖水之運動有波浪, 定常振動 (Seiches) 及湖流之三種。

浪之大小與湖之大小相比例, 且與四圍之地形亦有影響。山中之湖因高山吹下之風常起大波浪。定常振動乃四方環陸之湖所特有之現象(圖111)。最初發見有此種定常振動之湖為日內瓦湖。湖水全體向甲方面昇則乙方面降, 乙方面昇則甲方面降, 按次為規則

的運動。此運動以水節線為中軸而昇降也。定常振動起因於氣壓之差,

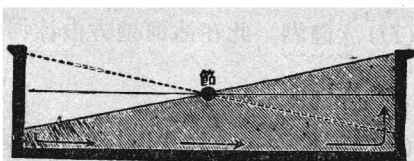


圖 111.

高山吹下之風之影響及其他局部的氣象之變化等。

湖中有湖流。湖流之主要生因為河水之出入及風。又有起於定常振動節線內, 略作水平的水流。湖之表面及底面

之溫度及熱度不同，因生上下流。

第二節 湖之類別

湖可大別爲盆地湖及堰塞湖之二種，然後更細別之。

盆地湖乃地殼先陷落，然後水充貯其中者也。堰塞湖非地殼一部分之陷落，乃四方土砂岩塊之堆積，水遂停滯其中者也。

盆地湖有次之種類：

- (I) 浸蝕湖 瀑布或作旋渦之水在河底鑿孔。其大者即成爲湖。又地質時代冰河存在之地有小湖或沼爲冰河所開鑿之湖。此種湖皆小湖也。
- (II) 冰蝕湖 此在冰河地方由冰河作用開掘之湖。多爲圓形小湖。
- (III) 風蝕湖 由風之作用而開鑿之水孔也。蒙古之鹹水湖多屬此類(據利希陀芬氏之說)。
- (IV) 陷落湖 地底之洞穴崩壞，地面生孔穴貯蓄有水者也。例如石灰岩地方之石灰穿(Dolina)是。
- (V) 構造湖 此貯蓄有水之盆地，直接與地殼構造有關係者

也。此種湖有由褶曲而生者，亦有由斷層而生者。前者曰褶曲湖，後者曰斷層湖。斷層湖亦有圓狀斷層湖及線狀斷層湖之別。

堰塞湖有下舉之各種：

- (I) 冰湖 由冰河之堰塞，河谷之水停滯成湖。例如格林蘭 (Greenland) 及阿爾卑斯山中之湖等是也。
- (II) 雪湖 由雪之崩落，河谷堰塞而成湖。此為一時的。
- (III) 山崩湖 此由山之崩落，而堰塞之河谷遂變為湖也。此類中亦有一時的者。
- (IV) 堆石湖 堆石於冰河融解後堰塞流水而成之湖。歐、美及地質時代多此種例。
- (V) 熔岩湖 水流因熔岩流之堰塞而成湖，例如加利福尼亞之奧夕湖是也。
- (VI) 火口湖 火山之噴火口或破裂火口 (Maare) 之貯蓄有水者也。
- (VII) 環礁湖 此在環狀珊瑚礁之中央之鹹水湖。
- (VIII) 海岸湖 海面一部分因砂嘴或砂門等之成立，遂變為湖。此多在沿岸地方。

第三節 湖水之作用

湖水作用較之河流及海水之作用，其區域較狹小。湖水作用亦有機械的及化學的之區別。機械作用中又有建設與破壞之別。

湖水之機械的破壞作用之結果為汀台。湖浪衝擊湖岸而剝蝕之，變為向湖面傾斜之平面（圖112）。此汀台成立後，因氣候及他之變化，冰面低下，再作第二段之汀台。美國之大鹽湖沿岸，此種平面計有四段。故知此湖面在昔時較今日尤廣。

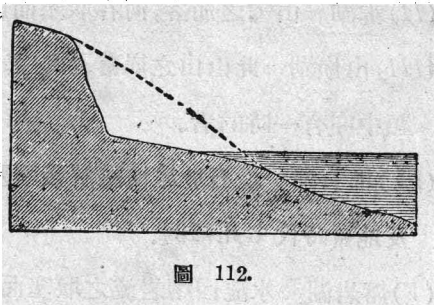


圖 112.

又湖浪之機械的作用浸蝕軟質岩，其硬質岩向湖心突出作半島。例如蘇必利爾湖 (Superior) 之枝韋諾 (Keweenaw) 半島是也。

湖水之機械的建設作用，為波所剝蝕之土砂作砂門及砂壁等，或在湖沈積土砂，硅藻土，湖白堊（由石灰藻及介殼類之破片而成）等。

湖之化學的沈澱作用較機械作用尤重要。鹹水湖中鹽類達飽和量以上，則其超過飽和量之鹽類分離而沈澱。

鹹水湖中之鹽類有種種不同，故沈澱物亦有別。例如裏海之鹽類為食鹽，此外有硫酸鎂約當食鹽全量四分之一。沈澱時，溶解力弱之食鹽先開始沈澱，故無互相混合之虞。

俄國厄爾吞湖 (Elton) 中氯化鎂占大部分，硫酸鎂及食鹽次之。但每年至乾燥季其湖底及沿岸沈澱有一億餘斤之食鹽。

死海之鹽類沈澱亦有名。其主成分為氯化鎂，次為食鹽，其次為氯化鈣，氯化鉀等。

由以上觀之，鹹水湖既沈澱種種之鹽類，然則地層中之鹽層亦由鹽水之沈澱也。但德國斯塔斯佛特 (Stassfurt) 之岩鹽層所占面積甚廣，厚三千餘尺。此決非小湖水所能沈澱，乃氣候乾燥之內陸海或與大洋連絡不完全之大海灣之沈澱物也。

第四章 海水之作用

第一節 海水之運動

海水之浸蝕作用大部分起因於海浪，故海浪能及之高度，海浪之力及海浪影響能及之深度均有研究之必要。暴浪生於風與水之摩擦。外海面之浪高二十英尺至三十英尺。浪高十英尺至十五英尺者其進行速度約每小時六十英里。海浪之力至六十五英尺之深，減少至五分之一。至一百九十英尺之深，減少至五十分之一。至二百三十英尺即七十呎以下，則全無影響矣。

暴浪能達遠距離至數千英里，波長及速度均能保持。唯浪高則漸遠漸減少。

海浪趨近斜淺之濱則波長減短，而浪高增加。浪之前方較之後方急成傾斜，波浪之下部被淺底妨礙，不能運動自由，故其上部倒擊岸壁，瀉為美麗之白色水花；是謂之崖浪(Break-
ers)

er or roller, 圖 113)。海底之傾斜和緩, 海浪擊岸, 其重力推押海流, 作一種反作用, 沿海底向外作用, 是謂逆潛流 (Undertow, 圖 114 之 BC)。砂礫由

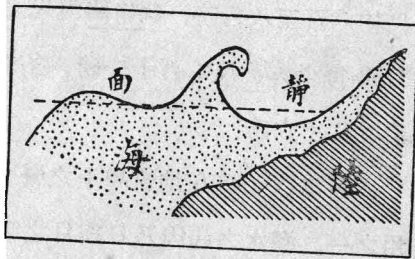


圖 113.

海浪作用被送至汀岸, 復由逆潛流向外運搬。佇立海濱, 能聞其互相摩擦之音。若海浪向濱岸斜向衝擊 (圖 114 之 AB), 即生岸流 (Shore current), 與濱岸平行 (圖 114 之 BE)。斜擊濱岸之海浪生反射波之運動 (Reflected wave, 圖 114 之 ED)。

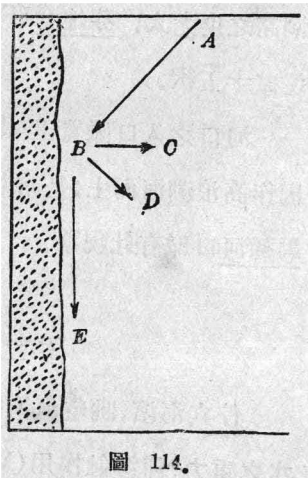


圖 114.

海浪之力應其高度而有變化。但其力之強弱 (1) 與引起浪之風力有關係, (2) 與浪所能移動之水之深淺有關係, (3) 與其經過之距離之遠近有關係。據法國瑟堡 (Cherbourg) 海港之實驗, 暴浪對岸之作用力, 每平方英

尺約六百至八百磅。蘇格蘭海岸之浪之平均壓力，夏季六個月間，每平方英尺六百十一磅。冬季六個月間，每平方英尺二千零八十六磅。

潮水 (Tides) 在地質學上之營力雖不顯著，然亦為海水作用之一。潮水之起因乃日與月之吸力及地球之自轉。無論何地之海，每日必有二次之高潮及二次之低潮。在太平洋中心潮高僅達三尺，但愈近海岸則愈高。作漏斗狀之灣內或河口潮高之度尤大。芬地灣 (Fundy Bay) 最高潮與最低潮之差，達二十五呎。

河口之入口雖寬，但其內河甚狹，漲潮愈上溯則水平愈高，因作高浪溯河而上；是謂潮浪 (Tidal bores)。例如錢塘江，亞馬孫河口即有此現象。

第二節 海蝕作用

佇立海濱，眺望海浪向岩崖打擊。此打擊及因浪而生之水之重力，即海蝕作用 (Marine erosion) 之重要因子也。

(1) 浪擊崖岸後則其中之裂隙及小孔均充貯有少量之水。靜水壓力向裂隙及小孔之四壁作用，使之分裂 此靜水壓力

有時達每平方英尺三噸之數。

(II) 裂隙及小孔中之空氣因浪之打擊而容積收縮。浪退後空氣與水同時急由孔隙湧出，遂生一種吸引作用；岩塊因之鬆解而脫落。

(III) 由海浪直接擊碎之岩塊及砂礫，常為海水之利器，增助其海蝕作用。

(IV) 海浪之浪花對岩石起一種化學的作用，硅酸鹽類岩石因之鬆碎，石灰岩則因之溶解。

高緯度地方冬季有海岸冰 (Shore ice) 保護海岸，即至夏季融解時其力仍足以抵禦海浪之衝擊海濱。然有多數地方此海岸冰亦為海蝕作用中重要營力之一。海面直接由凍結作用而生之冰厚不及海岸冰。極地方之海面冰超過八英尺至十英尺者極罕。至海岸冰則厚達三十尺至六十尺不等。此一部分由海水之直接凍結，一部分乃冰面堆積之雪，因海水而化為冰。海岸冰不論表面底面均含有多量之石礫，故海岸冰與冰河相類似有冰河的削蝕作用。海岸冰碎為大塊，浮海面因風浪而湧上濱岸，對岸上岩石行其削蝕作用。即風浪平靜時亦因潮水向海岸或進或退而浮動，亦起海蝕作用。

第三節 海蝕作用之結果

海蝕作用無時停息。暴風浪時，其作用之激烈自不待言；即平時亦有相當之海蝕作用。海蝕作用最明顯之地方為沿海之崖岸。崖岸受海蝕作用之程度與次之各項有大關係，即(1)岩石之軟硬，(2)裂隙及節理之發達與否，(3)岩石之層位，(4)海水之深淺，(5)海浪所及範圍之高下。通例海浪作用所及範圍上則較最高潮線而略高，下亦較最低潮線而略低。

若崖岸下之海水深，海浪不作崖浪倒擊，則崖岸較能耐久。

構成岩石之材料不同，則其受海蝕之程度亦異。白堊之軟岩石較花崗岩之硬岩石易被海蝕。法國嘿未角 (Cape de la Hève) 地方之白堊崖岸約高三百英尺，岸壁每年平均退却一碼，燈臺位置經二遷矣。通流於白堊崖上之河流其深鑿作用不能及海蝕作用之速，故其流水在懸崖上作瀑布下流入海。若花崗岩其受海蝕作用而變化之程度較微。

崖岸之斷面由該崖岸之性質及層面，節理等方向決定之。例如岩層為水平(圖115)或為傾斜，其崖岸之斷面自異。又地層同為傾斜，其傾斜方向為向海(圖116)抑或背海(圖117)，其所成之崖岸地形亦異。

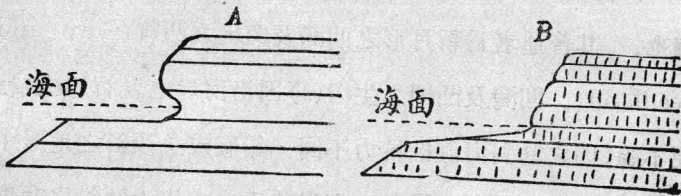


圖 115.

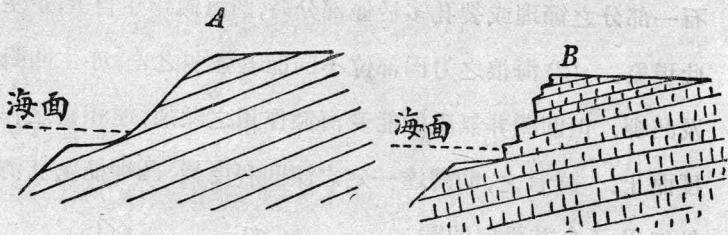


圖 116.

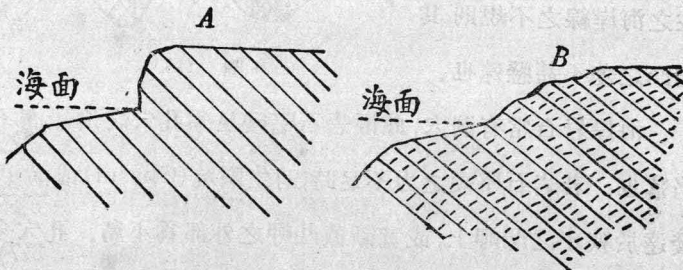
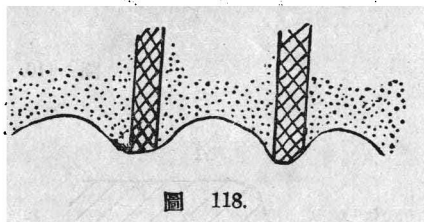


圖 117.

由海蝕作用海岸變為不規則的地形，即海岸線之彎曲無定也。其普通者為新月形之凹灣及突出之凸岬(Cove and headland)。凹灣及凸岬之生因(1)因沿海岸之岩石，其質軟硬不等，因之其對海蝕抵抗力不同。鉛直或急傾斜之地層中其岩層若軟硬不一，且層向與海岸線垂直或作大傾斜之角度時，海岸線生凹凸不規則之狀，如圖118所示。又或沿海岸岩石一部分之節理或裂孔多於他部分時，則海蝕作用自異，亦生此現象。(2)海浪之力因部位不同而有強弱之差，亦生凹灣及凸岬。但凹灣非無限的能受海蝕作用之深削，達相當之程度而止。詳言之，凹灣達一定之深凹程度後，凸岬能遏止海蝕作用，不令其再向凹灣侵蝕。故由海浪作用而生之海岸線之不規則，其凹凸之差，不甚懸殊也。



海岸岩石常有洞穴，此因岩石堅硬足為孔穴之頂殼而不陷落也。若岩石堅硬之力不足時，則生陷坑(Chasm)或溝渠，發達於狹小之凸岬上，或竟斷截凸岬之外部為小島。孔穴多在崖岸底部，由次之單一原因或數原因相合而成。即(1)海

浪之打擊。若海水深淺適中，且有岩屑足以助海浪之穿鑿作用，則尤易生海蝕洞 (Sea cave)。 (2) 沿節理之掘鑿作用。 (3) 近海岸之地下水面與海水面一致，岸壁下部之石灰岩層中多由溶解作用而成之洞穴。此等洞穴再由海浪之力而擴大。 (4) 與海水面平行之水平岩層若為抵抗力弱之軟質岩，則尤易受海浪之衝擊而生海蝕洞。海蝕洞之發達，其重要原因為靜水壓力與空氣之收縮及膨脹。

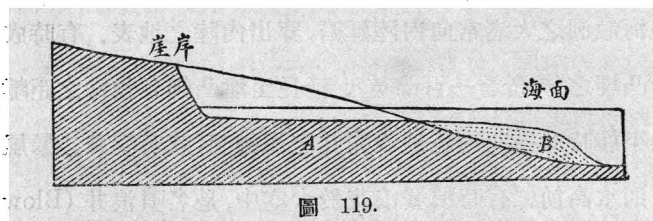
海蝕洞之大者常向內陸延擴，穿出內陸之地表。有時成立於凸岬之後，高達一百餘英尺，延長至離凸岬有相當之距離。風浪平靜時此種向內陸地表開孔之海蝕洞，狀若深井。暴風浪時則水高湧，有時噴發浪花於大空中，是名噴浪井 (Blow hole or spouting horns)。

海岸地方常見有岩石穿孔後作拱門狀者，此由 (1) 同一凸岬之兩方面之海蝕洞相通而成，(2) 海蝕洞內壁之部分的傾陷。由此等作用生成之拱門狀岩孔名曰拱洞 (Arches)。

海浪沿節理而浸蝕，最後所遺留者為孤立岩崖在海中作柱狀，是謂海蝕岩柱 (Stack)。又由拱洞之陷落亦成海蝕岩柱。海蝕岩柱多發達於水平或緩傾斜之地層。若崖岸漸向

內陸退却，多年之後，海蝕岩柱終變為一小孤島(Islet)。

海浪削蝕海岸作階段狀。此階段由崖腳起作緩傾斜伸入海中，至海水急深之陸坡止。即由海浪能侵入之地點起至由海浪運搬之材料構成之階段止。由海浪作用削平之階段名曰海蝕階段(Wave cut terrace, 圖 119 之 A)。由海浪所削蝕之材料堆積而成之階段名曰海成階段(Wave built terrace, 圖 119 之 B)。



與海岸略平行之河流，其中途一部分之岸壁被海蝕作用而崩落；則河之上流作瀑布狀流入於海，其下流則以支流為水源，流至原河口入海。此種河謂之海斷河流(Sea captured stream)。

昔為海岸地方，今日變為遠離海岸之內陸地者不少。其特徵有海岸，砂濱，砂嘴，砂門等之遺跡可認。此等地方謂之隆起濱岸(Raised shore or raised beach)。

第四節 海水之運搬作用及其結果

逆潛流，岸流及潮水等均有運搬土砂至遠洋之作用。潮水通過水平狹窄之水道——例如兩島之間——或 V 字形灣港，其流行極捷，浸蝕其所及地方之材料，退時則運搬而去。退潮較漲潮之勢力大，故其運搬力強。漲潮高出平時之水準而且須逆押內河之水，溯江而上；所費之勢力不少。

海水削蝕岩石段丘後，崖岸與海間有一地帶作緩傾斜入海，滿積砂礫，是為海濱 (Beach)。海濱成立於岸流運搬物沈積之地。海濱之下端在水面下，其上端乃海浪能及之地，高於靜水面者數尺。土砂等材料，由侵入之浪運至海濱，再由逆潛流運出 (圖 120)。

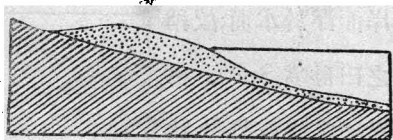


圖 120.

海濱略與海岸線平行。

若海岸之傾斜甚緩，海水復淺，則海浪之力能及水底。在略離海岸之海底作一系列之砂礫堆積物，高出水面；其與海岸之間有淺湖 (Lagoon)。此堆積物名曰堤洲 (Barrier beach)，又名砂礁 (Sand reef)。其構成材料一部分因逆潛流作用由陸運來之土砂，一部由海浪運來之材料，相積集而成 (圖 121)。

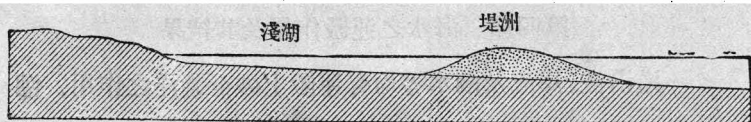


圖 121.

近海岸之堆積物大部分起因於沿岸或近岸之海流。若海岸線不規則的凹凸之差大，則岸流之方向不能應不規則的海岸線而生彎曲。當岸流在小灣口橫過時，經過深水部分速度銳減；遂沈積其運搬物。此沈積物作狹小之帶狀，即示岸流之方向也。單由岸流之作用不能高築堆積物超出水面，但加以海浪之堆積作用，遂高出水面。此堆堤之一端常離開陸

岸而浮於水面；故稱之曰砂嘴(Spit)。砂嘴通常作直線狀，略與岸流平行。但岸流有時因風而變其方向，故砂嘴有弧狀及鉤狀者。

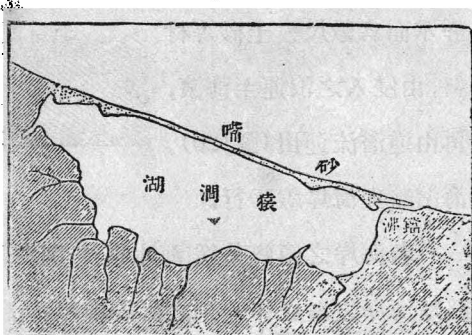


圖 122.

若砂嘴延長至與陸岸相連作堤，使其中之水與外海隔絕，是稱為砂門(Bar)。

又島嶼有依岸流之砂礫堆積物而與主陸相連絡者。此種島謂之接陸島(Tied island)。

在海濱新隆起之平地，若其岩層軟硬相間，且向海傾斜；則其地表因河流之浸蝕，作成與河流方向成直角之傾斜緩急相間之帶狀地形。此因硬岩石對河流浸蝕作用之抵抗力強，高出地表作與海岸線平行之隆起線。此隆起線向內陸作高崖，傾斜甚急。此崖特名之曰背海崖(Cuestas)。其向海方面，則傾斜極緩，幾成平地，名曰面海坡(Escarment, 圖123)。

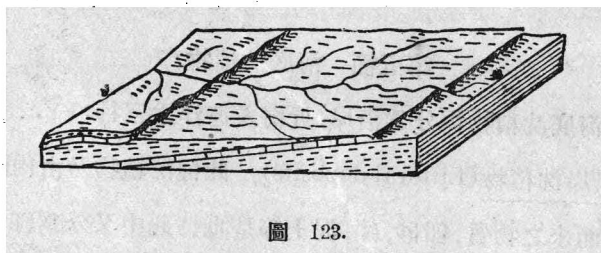
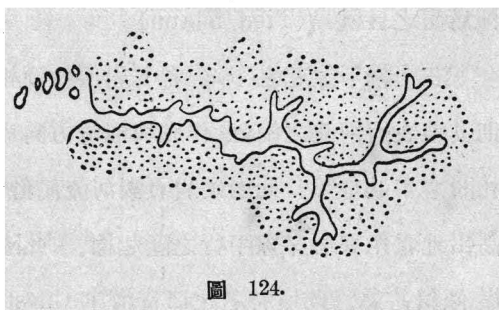


圖 123.

不規則的海岸線其重要者為二種，一為褶曲地帶之海岸，一為峽灣海岸(Coasts of folded regions and fiord coasts)。若在褶曲地帶，海岸線略與褶曲之軸平行，其港灣及島嶼，砂洲等均有同樣之方向。例如亞得里亞海(Adriatic Sea)之東岸海岸線是也。第二之峽灣海岸乃經過冰河作用之高地之海

岸。有極深之支灣。支灣兩岸作極急之傾斜，變成絕壁；故有峽灣之名。此支灣乃由冰河之深削作用而成。峽灣多在高緯度地方。圖124所示，乃挪威(Norway)



之索格涅峽灣(Sogne Fiord)。

第五節 海底沈積物

海底沈積物得分爲沿岸，近海及遠洋之三種：

(I) 沿岸沈積物 (Littoral deposits) 此種沈積物乃由內陸運搬而來之物質，即砂，礫，泥土等是也。此中又分爲汀渚沈積物及坦海沈積物之二種。汀渚者乃高低潮之兩水平線間之海底，與陸岸直接相連。故在平汀則多砂泥，在嶮崖則多礫塊。此外尚混有海產動物之遺骸等。波紋，動物足跡，乾裂及交叉層理等皆發達於汀渚沈積物。

坦海即離陸岸一百呎之水深線間之海底，其傾斜甚緩，

乃大陸之一部分。沈積物爲細砂及泥。由此部分成立之古地層中含有軟體類，海百合，腕足類，海綿，小形珊瑚等生物。

(II) 近海沈積物 (Terrigenous deposits) 近海乃坦海以外至深約二千四百呎之處止，即陸坡上之海。此中沈積物亦爲陸上流來之極微細之泥土。墨累 (Murray) 氏由其色而分類之如下：

(A) 藍土 (Blue mud) 此乃由藍色黏土與微粒之礦物而成。中有放射蟲，硅藻及石灰殼之小動物。藍色乃由硫化鐵而生。硫化鐵則由硫酸鐵之有機物還原而來。

(B) 青土 (Green mud) 此由含有海綠石之硅酸礦物而成。若此礦粒爲量極多，則其土如砂。白堊系之綠砂岩，綠色泥灰岩多爲此種土砂。

(C) 赤土 (Red mud) 赤土較之前二種土，少含有機體。因氧化鐵及氫氧化鐵之存在，故稍呈赤色。

以上三種均含有少量之碳酸鈣。

(D) 石灰土 (Calcareous mud) 或稱珊瑚土 (Coral mud)。此種土在珊瑚島附近，其粗粒者爲石灰砂，其原料乃珊瑚

也。多白色，亦有帶黃，青等色者。

(E) 火山灰泥 (Volcanic mud) 以上四者外，若近海有火山地方，則有火山灰泥沈積於海底，呈灰，褐，黑等色；乃由火山灰，火山砂構成者也。

(III) 遠洋沈積物 (Pelagic deposits) 遠洋乃深海台及深淵區域之地域也。沈積物之大部分為小有機物。至作基礎者仍為由陸流來之最微粒泥土。此中又有由天降下之礦物。此種沈積物復分淺淵與深淵之二種：

淺淵沈積物一名有機物泥土，富有石灰質，細別之如下：

(A) 球房蟲泥土 (Globigerina ooze) 此泥土之主產地為太西洋，印度洋次之，太平洋則單限於南部。色白乃至灰色。多含有孔蟲 (Foraminifera)。其中球房蟲屬最多，故以其名冠之。有孔蟲以外之有機體為顯石球 (Coccosphere)。石灰之外有硫酸物及磷酸物。白堊系之白堊與球房蟲泥土相似，但非全同。

(B) 翼足介泥土 (Pteropods ooze) 此種泥土之主要部分為翼足介之遺殼，此外有有孔蟲遺骸等。此泥土與球房蟲泥土相似，分布區域較狹，且其分布地散漫，無主產地。

(C) 硅藻泥土 (Diatom ooze) 此乃帶黃色之細泥，主要部分以硅藻構成之，此外含有放射蟲殼及海綿骨針等。產地多為寒冷之海底。主產地為北太平洋。第三紀之硅藻土多與此泥土相似。

深淵沈積物多呈赤色，其大部分為赤黏土。

(D) 放射蟲泥土 (Radiolarian ooze) 此泥土因含氧化鐵而帶赤，褐，黃等色。放射蟲之外有海綿骨針，硅藻等。產地為太平洋及印度洋。大西洋則無此種泥土。

(E) 赤黏土 (Red clay) 此與放射蟲泥土相似，但無明瞭之有機體含其中。此泥土內有過氧化錳及氧化鐵之球塊。此球塊如頭大，其中以魚骨，鯊骨，珊瑚片等為核。此外尚有隕石小粒之混合物，作球狀，黑色乃至褐色。此泥土之分布區域最廣。

第五章 地下水作用

第一節 地下水及其作用

全世界中雨量之 78% 滲入地底及蒸發，其餘則作地表之流水。濕地之雨水之二分之一作地表河流；但在乾燥地域因過度之蒸發及地土之吸收，雨水作河流者少。雨水之滲入土壤中者曰地下水(Ground water or underground water)。

由地表滲入地下之水沿土壤及岩石之孔隙下降，達一定深度而止。此一定深度以下之岩石受水之飽和，再無吸收水之能力。掘井達一定之深，其井常保有一定之水準面，無論汲取量多少，其水面常滿至一定點。此水準面以下之岩石即受水之飽和。吾人名此水準面曰地下水準面(Level of underground water or water table)。水準面之深淺因地方而不同，因地方之乾濕亦不同。山地較平地其地下水準面常深。地下水準面與次之各條件有關係：即(1) 土地之傾斜，(2) 岩

石之有孔度(Porosity), (3) 雨水之性質——例如一時的驟雨與長期的霪雨有別——及疎密。

掘井須掘至地下水面以下之滲透性岩石 (Permeable rock) 或多裂隙之岩層。

地下水除石灰岩地方外,無一定之通路;唯滲流於岩石之細孔及虛隙中。即在粗鬆的砂岩中其滲流速度每年僅五分之一英里。但在可溶性之石灰岩地方,地下水在岩石中之隧道內每日流行數英里。

地下水除與岩石中之礦物相化合者外,大部分再流出地表。第一由植物而表現於地面;次為井水之汲取;最後則作泉水流出。

地球面之岩石多被壓毀而生種種之裂隙。岩石之愈深部分其對上部壓力之抵抗力亦愈小。若達岩石對上部壓力之抵抗小於上部之重力之深處則不再見裂隙之發生。其以上岩石有裂隙之帶,名曰裂隙帶 (Zone of fracture)。軟脆之頁岩等,達二千尺之深即不見裂隙。但堅固之岩石有深達十一英里仍見裂隙之存在者。故知地下水至深亦不能超過十一二英里。即就實際的調查,地下水距地表之距離遠不及

十一二英里之數也。

含貯有水之傾斜的粗鬆岩層夾介於不滲透性岩層 (Impervious beds) 間；若鑽掘至此粗鬆層，則水向地表噴出如自來水泉，是為鑽井 (Artesian well)。圖125之岩層適於開掘鑽井，即 p 之貯水層介於 i 之不滲透性層間也。若無 f 之斷層線，掘至 p 層即有水噴發。但因有斷層線 f ，地下水遂沿 f 向外作泉水噴發。

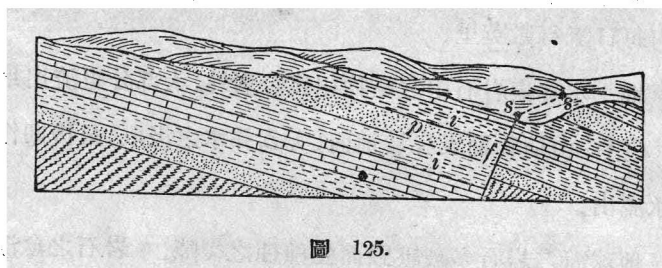


圖 125.

嚴格言之，鑽井當具有下列之數條件。即(1)粗鬆岩層足以吸容及流送多量之水。(2)其上下層為不滲透性之岩層。(3)粗鬆岩層有露出部分，以便由雨水或河流取給水量。(4)含水層有相當之傾斜度，其重力始足以押水上昇。(5)藏水無逃出之通路，有充分之水量以維持其噴發。若不能自噴發，須人工汲取者；不能稱鑽井。故有前時為鑽井，今日既變為

通常之井者。

純粹之水溶解岩石中礦物之力甚弱。雨水罕有純粹者，因其中含有得自空氣中之二氧化碳，經過土壤時復收吸有由有機物分解而生之酸。至地下深部，受熱且受強壓，因之其溶解力增加。故地下水通過岩石時，洗去岩石中之可溶性礦物及岩石之膠結物；岩石由是變為多孔質，終至腐壞。

若地下水含有多量之礦質，其溫度及壓力略有變化；或又混和有含有異種成分之水，則其中溶解物質因之沈澱，在洞穴中起交代作用(Replacement)及沈積作用。多數之金屬礦脈即由此二作用構成之。結核及晶簇(Geodes)亦由地下水作用而成也。

風化帶(Belt of weathering)乃由地表至地下水面間之地帶也。其帶之厚常有變更。在此帶內岩石之化學的分解作用最大。此作用中之重要者為水和作用，氧化作用，二氧化碳之吸收作用，溶解作用等。有複雜分子之礦物分解為單純之化合物。此帶岩石至最後全化為土壤。有孔度大，溫度低，壓力小，是為此帶之特徵。

固密帶(Belt of cementation)在地下水面之下。在此帶

之沈積作用大於溶解作用。砂及黏土之固結爲堅硬岩石，卽在此帶。至其固結原因一由於由風化帶下降之礦物溶液之沈積，一由於上部岩石之重壓。此帶岩石亦稍有有孔性及裂隙。溫度亦比較的低。

若地面因浸蝕作用而低下，則風化帶侵入固密帶。在後者之細孔及裂隙中之礦物再溶解向下滲流。

地下水之機械的作用亦重要。山崩地陷之現象多起因於地下水之機械的作用。此外由此種作用所生之影響甚微，因其運動甚緩也。

第二節 泉水

雨水滲入地底者通過岩石之節理，裂隙或細孔，由泉水 (Spring) 及滲孔 (Leepage) 再湧出地表。

泉水之生成原因有種種，今試述之如下：

- (I) 泉水存貯於滲透性之岩層中，而此岩層則在不滲透性之岩層上，因滲透性岩層中之水不能再向下部滲入也(圖126)。
- (II) 第二種之泉由裂孔或斷口流出。例如沿斷層線有泉水之噴出是也(圖125之)。此種泉之水量最多。較之第一

種之泉水溫度亦
稍高。

(III) 石灰岩地方之

地面因流水之浸
蝕作用而低下時，
常與地下水流相
撞着，湧出多量之
水。

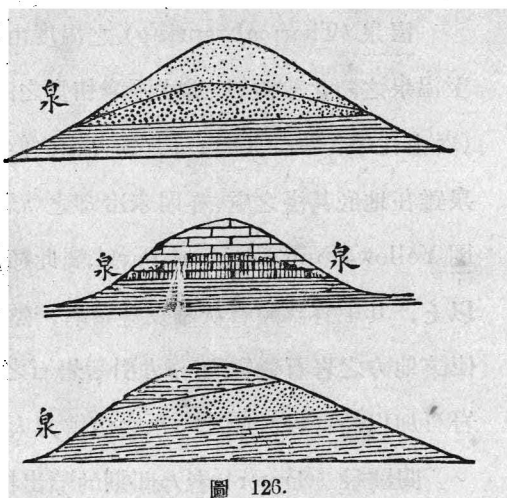


圖 126.

泉水為地下水，

其所接觸之岩石必多，故含有多量之礦物溶液。佛羅里達
(Florida) 之銀泉 (Silver Spring) 每分鐘約有三百四十磅之
礦質流入海中。若以日計，每日約六百噸之礦質流入海中。

礦泉者含有多種礦鹽及各種氣體者也。礦泉亦稱藥泉，
因其泉水有治療的效能也。

泉水之溫度通常較該地方夏季之溫度低。緯度適中地
方之泉水，其泉源深達五六十尺以上者其溫度大略一定。此
因其不受日夜之溫度變化或季節之溫度變化之影響也。其
泉水溫度約等於該地方之平均溫度。

溫泉 (Thermal spring) 之溫度由微溫至沸騰點不等。至溫泉之熱之來源(1)爲水源達相當之深，其熱由地熱供給。(2)由化學作用而生熱。(3)爲火山之餘勢，即火山地方之溫泉雖在地底甚淺之處，亦因未冷却之熔岩而生熱。在黃石公園 (Yellow-stone National Park)，屬此類之溫泉，其數在三千以上。其中有沈澱石灰華及硅華者。熱泉 (Hot spring) 能使該地方之岩石變質，即一方引起岩石之霉爛，一方則對其他岩石加以新材料。此因熱水之溶解力大於冷水也。

間歇泉 (Geyser) 者乃間期的噴出柱狀之熱水及蒸氣者也。此種間歇泉多發生於火山力活動之地。有名之間歇泉地方爲埃斯蘭 (Iceland)，新西蘭 (New Zealand) 及合衆國。間歇泉之水乃滲透於多孔性之熔岩中之水。此水經過熔岩時而溫度增加，溶解蘇打 (Soda) 及鉀鹽 (Potash)，因變爲鹼性；故能溶解熔岩中之硅酸。間歇泉噴出之水中多含礦物溶液。就中以硅酸爲最多量。此硅酸沈澱生硅華 (Geyserite or siliceous sinter)，在間歇泉口略作圓錐形之丘。

最初說明間歇泉之噴水理由者爲本生 (Bunsen) 氏。本生 氏研究埃斯蘭 之間歇泉，其說明如下。

凡大間歇泉外部爲硅華構成之扁平圓錐形，其中央則爲噴水池，池底之下部爲豎坑(圖127)。本生氏謂泉水愈低下則溫度愈高；又實地測知距噴出時愈近則溫度亦愈高。表面溫度受空氣之冷却約在攝氏八十度前後。豎坑底之水温爲一百二十二度。噴出前達一百二十七度(皆攝氏溫度)。故知坑底之水温實達沸騰點

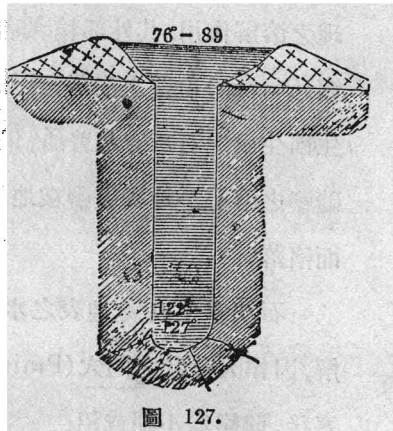


圖 127.

(I) 石灰窠 (Swallow holes, sink holes or dolinæ) 在石灰岩地方常見有多數之漏斗狀陷落，且有水流其中。此等陷穴名曰石灰窠。石灰窠之生因乃地表之水沿石灰岩節理之溶解作用，其外部輪廓略作圓形。其第二之生因為洞窟 (Cavern) 頂壁之陷落，其外部輪廓為不規則狀。由第一生因生成之石灰窠最普通，但多小窠。第三之生因為地底礦鹽之溶解。地底礦鹽被地下水之溶解而流去，因生空洞而陷落。

石灰窠生成後，地表之水流入其中，促附近石灰岩之溶解，因作大盆狀之凹穴 (Prairie or cove)。若石灰窠底堰塞後，則變為小湖或沼。

(II) 洞窟 (Cavern)。洞窟亦發達於石灰岩層中，以小通路連絡石灰窠。其生因(1)流入石灰窠或節理之水之溶解力，(2)地下水之運搬物之削蝕作用。水沿節理或層面，其循環流行尤速，在此等地點起迅速之溶解作用，遂生洞穴。在森林地方其溶解作用尤為顯著，因腐植土常供給多量之二氧化碳。若水中缺少二氧化碳則其溶解力微弱。

在厚層之石灰岩地方，各水平層各有一列之洞穴，是謂

孔道 (Gallery)。孔道之生因(1)石灰岩層中有比較的易受溶解作用之岩層，地下水流注此層中溶解浸蝕之，遂成一孔道；(2)由於表面河谷之間期的低降。

(III) 天然橋 (Natural bridge) 多數相鄰之洞窟之頂壁陷落，側壁相通，遂成天然橋。或由在同一地下水流之二石灰岩穿之貫穿而成。廣東蕉嶺縣之『仙人飛渡』，乃由地下水作用生成之天然橋也。

(IV) 石灰洞沈積物 (Cave deposit) 構成石灰洞之水流退却後，洞中之水僅賴滲孔之少量滲入，其大部分亦因蒸發而消失，遂起沈澱作用。石鐘乳及石筍 (Stalactites and stalagmites) 即沈澱物中之重要者也。

(V) 石灰岩凹凸地 (Karst) 此名詞乃表示石灰岩地曾經水之浸蝕作用，變為凹凸不平之一切現象者也。亞得里亞海東岸喀斯特 (Karst) 地方之純粹石灰岩表面有由浸蝕作用(地表之水及地下水共同作用)而生之凹凸不平之現象，故以其地名為此種現象之代表。

(VI) 山崩地陷 (Landslides) 地面陷落之原因不一，但地下水則為其原因之一。土壤或亞土壤飽含水量，因重力作用，

有向山腹移動之傾向。若此土壤或亞土壤之移動為小規模的，則為潛動。若其移動為大規模的，則生陷落現象。山地崩陷之適宜條件為(1)土壤堆積於急傾斜之坡上。(2)岩層之傾斜急，而其底部則或被河流，或被人工的之橫截，上

部之土壤層或岩層遂不安定(圖128)。在此等條件之下，土

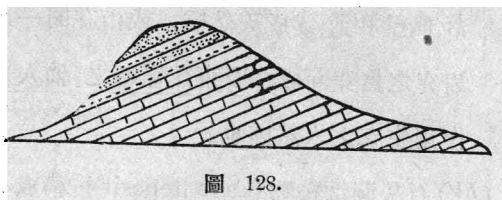


圖 128.

壤或岩層受水之飽和，重量增加，此時水又為一種潤滑劑，減少土壤或岩層滑落之阻力。

在山嶽地方河谷既深，山之傾斜又急，尤適宜於發生山崩之現象。山地崩陷常堰塞河流作湖或急澗。

與山崩地陷相類似，尚有二三其他之現象。即(1)山腹一部之徐降，(2)層頭之鉤曲，(3)二層間軟弱地層之曲褶。

山腹之徐降因谷之成立山腹向各方面之支

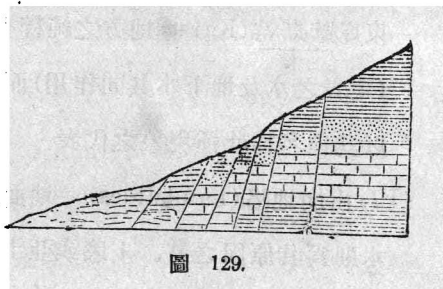


圖 129.

層之褶曲者，乃為兩層之層，兩層發生之褶曲，其褶曲之方向與谷之方向等曲之現象也(圖130)。

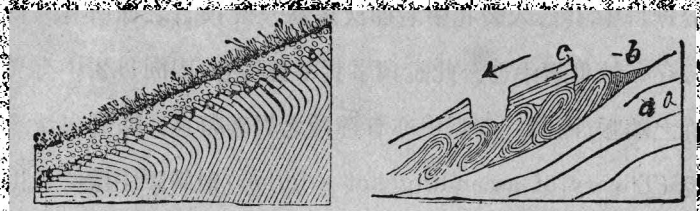


圖 130.

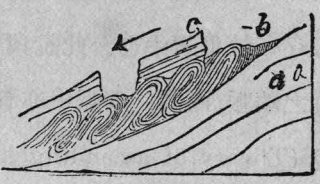


圖 131.

二層間之層之褶曲乃上下二層堅固不呈異形，惟中間之軟層起褶曲，此因軟層欲向谷中擠落，中途停頓而生褶曲也(圖131)。

第四節 礦泉之地下洗滌

礦物在岩石之裂孔中洗滌之現象謂之分滲。岩石之毛狀裂孔中常因外部滲入之碳酸或碳酸鈣溶液，作美麗之苔狀氧化鐵或氧化錳而洗滌。

岩石裂孔中之礦物洗滌物即所謂礦脈者是也。礦脈為溶液洗滌，固為人人所承認，無容疑者矣。至作礦脈之礦物之

由來則有二說。一爲側面分泌說，一爲昇泉沈澱說。據側面分泌說 (Theory of lateral secretion) 謂不論其爲非金屬之石英，方解石，螢石抑或爲金屬之銅，鉛，銀等皆作溶液，流通於母岩中，其滲入裂孔中者即沈澱爲礦脈，換言之即所有礦物皆存在於母岩中也。此說與事實不盡符合；因同母岩中有異質之礦脈，而同一礦脈中亦有種種之異礦帶也。據昇泉沈澱說 (Theory of ascending hot solution) 則謂脈中礦物皆由極深之地底湧出之礦物溶液沈澱而成也。換言之即礦物乃由地球內部而來。

折衷說則謂脈中之礦物乃地殼內縱橫交貫之諸泉水相會合而沈澱者也。深源泉與淺源泉相會合對於脈之成立尤爲有力。例如碳酸鹽類及石英乃含有二氧化碳之水與硅酸溶液之會合而生之沈澱物也。

其他關於礦脈之構造等詳見第二篇第三章。

第六章 冰雪作用

第一節 冰之種類及雪崩

冰由其成因別之有水冰與雪冰。又由其成立之場所別之有海冰與陸冰。

雪冰者由雪固結而成之冰，有雪塊，山冰，冰河冰之別。

山冰乃砂粒狀之雪相集而成者也。其粒間滲入有水，亦結冰而膠結之。

冰河冰者由山冰之壓逼及其一部之融解，因而凝固者也。呈結晶的粒狀，有層理。各粒亦由平行的極薄片而成。粒間有毛細孔。小塊無色，大塊呈美藍色。

山腹堆積之雪有時作大塊轉落於谷底。此現象謂之雪崩(Avalanche)。雪崩現象之著名地爲阿爾卑斯山。其雪崩得別爲碎粉雪崩及底塊雪崩之二者。前者乃冬期新雪落於舊雪塊之上而轉落也。此雪團觸岩角，碎散如粉。底塊雪崩

起於春季雪融解之時。此種雪崩不單限於上部之新雪，直接與地盤接觸之舊雪塊亦同時崩落，爲害甚烈。

水冰乃河、湖、海表面由凍結作用而生之冰也。水冰之中又有淡水冰及海冰之別。淡水冰組織爲薄片狀，其薄片與冰面平行。海冰則與冰河冰同，組織爲粒狀。組織此冰粒之薄片與冰面垂直。至冰河冰中，構成冰粒之薄片則有種種之方向。

第二節 冰河

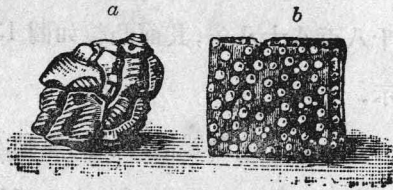
高山或高緯度地方，一年四季中皆有積雪。有雪地與無雪地之界線名曰雪線 (Snow line)。冰河 (Glacier) 發源於山地雪線以上之地，沿山谷緩慢滑落，乃一種河流狀之冰也 (圖132)。在雪線以上之雪之結晶因日光之融解力而消失其稜角，變爲砂狀小粒，是爲山冰。山冰在山之下部因自身之壓力及融解水之浸潤，變爲緻密狀 (圖133)，逐漸變爲冰河冰。山冰變爲冰河冰，必由下層開始，逐漸及其上層 (圖134)。

冰河由相重之藍白色二冰層而成立。藍色層緻密透明，白色層則爲有孔海綿狀。此因堆積之雪有既凝固之部分有



圖 132.

未凝固之部分也。構成各層之冰粒，不獨大小相交，至谷之下流其粒增大，故至冰河之下端，冰粒有大至雞卵大或拳大者。



(a 山冰, b 冰河冰)

圖 133.

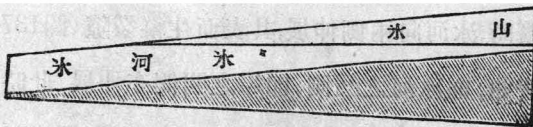


圖 134.

冰河前進不息，其速力與質量之大小及谷底傾斜度之大小成正比例。冰河的運動乃液體的，非固體的。即其進行狀態與河流同。其左右兩側及底面之速力遲，表面之中央最速。若河谷彎曲則流水之河心線接近谷之凸側（即岸之凹側）。冰河之最大速力線亦然，必近谷之凸側（圖135）。冰河面中央之速力最大，此可於阿爾卑斯山冰河上實驗之。一千八百七十四年在冰河上作一橫線之石列，經年代愈久，彎曲度愈增。至一千八百八十八年，其前凸線如圖136所示。

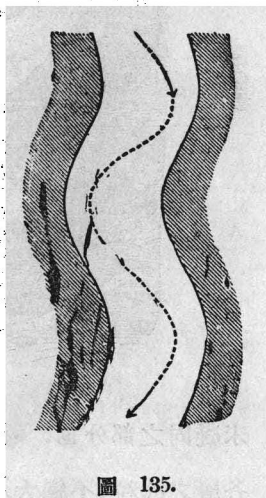


圖 135.

冰河之運動雖似液體的運動，但冰為固體，故亦有與液體之流行不一致之點。若谷底之傾斜不均等，傾斜度急激增加時，冰河面沿縱之方向伸展，生橫裂隙（圖137之甲）。若谷面急激開擴時，冰河向兩側伸展，其表面生縱裂隙（圖137之乙）。又谷有彎曲，則冰河之凸側，即岸之凹側亦伸展，此時生側裂隙（圖138）。又冰河谷之不彎曲部亦有與側裂隙相似之裂

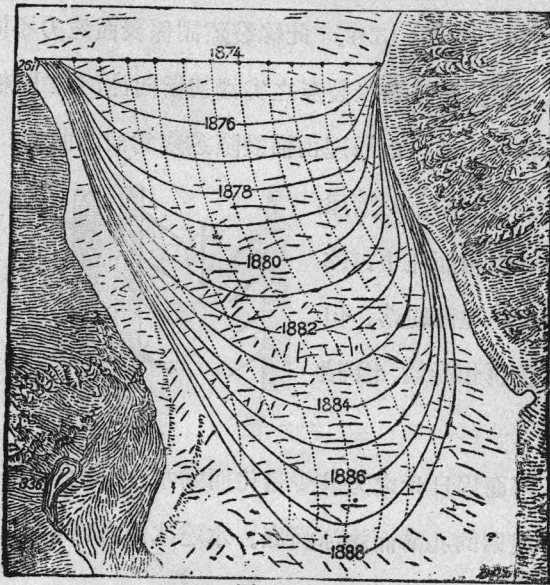
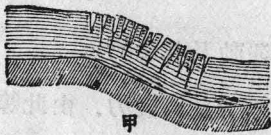
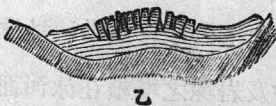


圖 136.



甲



乙

圖 137.

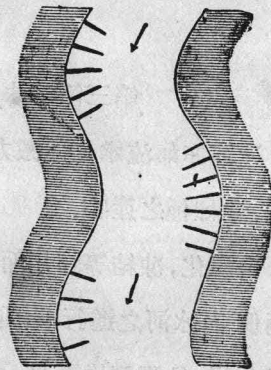


圖 133.

隙，是謂緣裂隙(圖 139)。此緣裂隙謂係表面速力不同所生之結果。又側裂隙及緣裂隙之尖端初指向冰河之上流，漸至下端則指向下流。由同理由橫裂隙遂變為前凸曲線。

冰河若遇鉛直的斷崖則作一種瀑布而流下。冰塊碎為大小塊而紛落。但下落之後再相凝結，繼續前進。

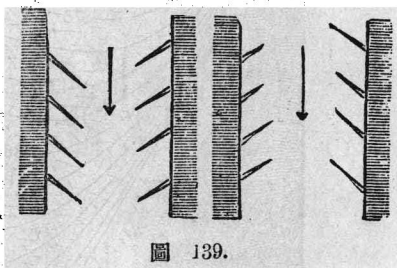


圖 139.

冰河面因日光之力其少量化而為水。此水經冰河之裂隙及不規則的孔溝而達冰河底。水達冰河底常作渦卷流，碎石因之迴轉而生壺孔。

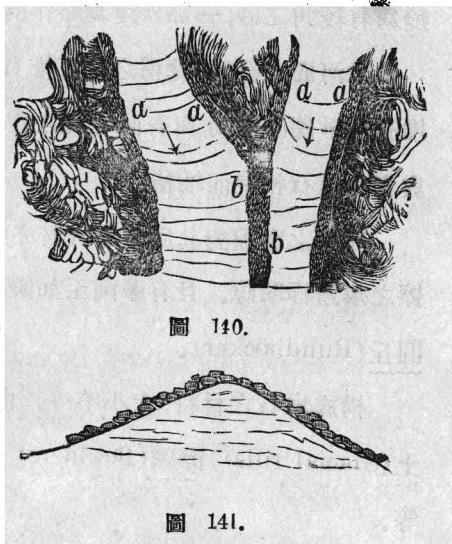
第三節 冰河之運動及其產物

冰河亦如流水有運搬力，破壞力及建設力。由此等力之作用，生種種之產物。

由風化，凍結等作用而墜落之土砂或岩塊堆積於冰河面之兩側，因冰河之進行，此種土砂及岩塊之堆積在冰河面兩側延長如堤，是謂側堆石(Lateral moraine)。

冰河至下流，與其他之冰河相會合。此時雙方之側堆石——爲左側堆石，一爲右側堆石——相併合，在合流之冰河表面之中央(圖140)，是謂中堆石(Medial moraine)。

側堆石與中堆石在冰河之表面，故總稱之爲表面堆石(Surface moraine)。表面堆石至冰河下端，冰河融解後，遂堆集該地點，是爲終堆石(Terminal moraine)。表面堆石在冰河面有時達一百五十尺乃至一



百六十尺之高。但內部仍爲冰塊，堆石僅上層一部分而已(圖141)。堆石在冰面之高聳者，因其所覆部分不受日射力而融解也。冰河桌(Ice pillar)因其上部載有岩石塊之石笠，故其下冰柱不融解，由同理由而成立也。

表面堆石其石塊由山上直接落下，不受何等之壓逼及摩

擦，故稜角甚銳。若介在冰河側面與山腹間之石則受極度之摩擦，其面多搔痕，名曰冰削石 (Glaciated pebble)。在冰河底部者受冰河全重量之壓潰，一部分化爲最微粒之泥，一部分變爲有稜角之砂，一部分變爲略作圓形之礫。

冰河底之石類，總稱之曰底堆石 (Bottom moraine)。底堆石乃砂礫碎屑物，與表面堆石之性質大異。但至冰河終點，與表面堆石相混而堆積。

冰河之摩擦對其底下之岩磐亦施其作用。其岩面受摩擦之痕跡極明瞭。且有摩削至如饅頭狀之圓丘者，謂之冰蝕圓丘 (Rundhöcker)。

構成堆石之材料，大小不一。由其大小而類別之有冰漂土 (Glacial tills)，漂礫 (Boulders) 及漂石 (Erratic blocks) 等。

曾受冰河作用之山地其地形別具特色。其重要者如下：

- (I) 谷底作階段狀 曾經冰河通過之谷底，忽作緩傾斜，忽作急傾斜，至數十尺或數百尺，相間作階段狀。
- (II) 谷呈盤形 谷面幅廣，呈 U 字形 (U-shaped valley)。較之由河流作用而成之谷其兩側及底平滑。

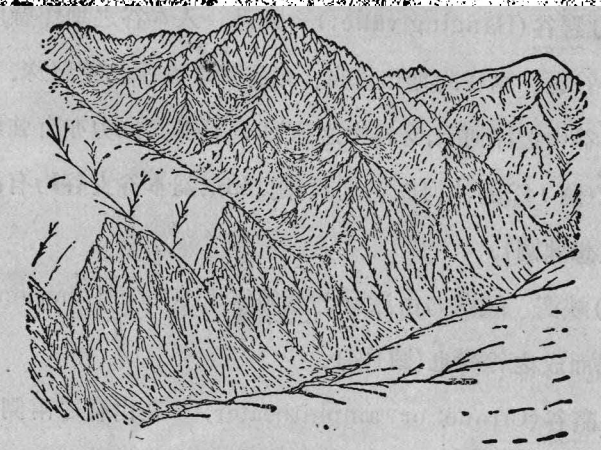


圖 142.

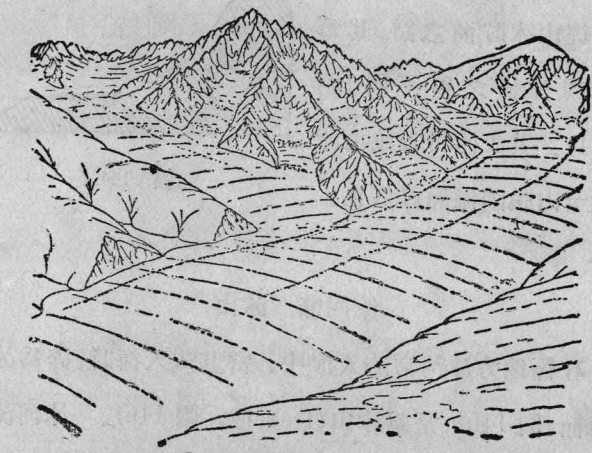


圖 143.

(I) 懸谷 (Hanging valley)：幾存在入本谷之側作懸崖之支谷也。本谷無通流瀑布，兩谷間之冰河無連續。因本谷中之冰河未及谷中之冰河小，且其終極力亦甚薄弱故也（圖 142 爲冰河既退之圖，圖 143 則爲本谷支谷尚有冰河之狀態圖）。

(II) 冰槽：冰河之由大河之冰融成用 (Glacial erosion) 深掘而成之谷槽也（圖 134）。

(1) 高谷 (Cirque or amphitheater)：在山麓之所圓有作壁龕狀之曲所。此乃昔時曾經山冰貯留之跡，其形狀與普通之谷不同（圖 144），其成因乃壁或山冰流至山麓倒蝕而成者也。

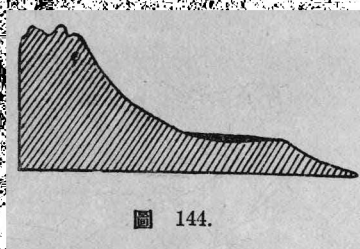


圖 144.

第四節 冰山

在極地方冰河常流入海中，當其流入海時，碎爲冰塊浮於海面（圖 145），是爲冰山 (Iceberg)，（圖 146）。冰河流入海時，轟然發巨音，引起暴浪，其聲甚響壯。

冰山之直徑有達十餘英里至數十英里者。高則有超出海面三百餘尺者。但冰在水中之部分約當在水面部分之九倍。若超出海面三百尺之冰山，則其全體當高二千七百尺。由此知其爲由冰河而成，非海冰也。

冰山最多地方爲格林蘭(Greenland)海岸。此處冰山由海流流於南方，多在坎拿大東岸之紐芬蘭島(Newfoundland)附近融解。此地附近海底由冰山沈積之堆石占面積甚廣，

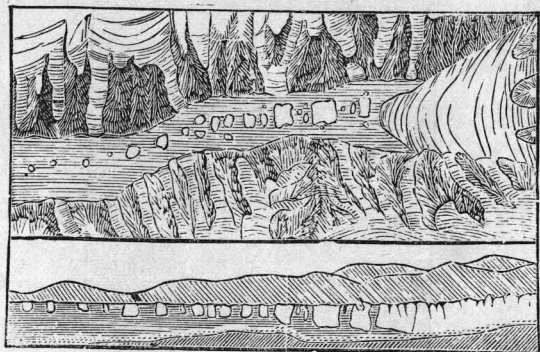


圖 145.

作一淺灘。又由紐芬蘭島有再向南漂流，達西印度之古巴島(Cuba)者。由南極地方浮出之冰山有至南美之拉巴拉他(La Plata)河口及非洲揆普坦(Cape-town)附近者。北太平

洋之東部則無冰山。

冰山爲淡水之結冰，其溫度爲攝氏零度。兩極地方之海水乃鹹水，約二度過冷 (Undercool)，故不結冰。冰山流入海時，海水之溫度急增，因冰山溫度高於海水之溫度也。

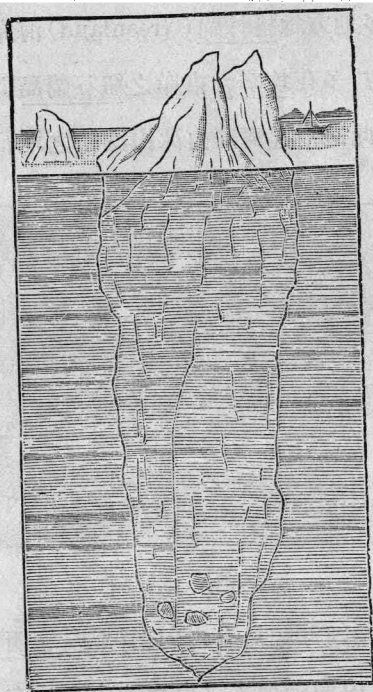


圖 146.

第七章 生物之作用

第一節 生物之破壞作用

生物之營力在地質學上雖較水，冰，風等之營力弱，但其勢力在地質學上亦頗重要也。生物作用亦得別為破壞及建設之二作用。

生物之破壞作用有由植物者，有由動物者。分述之如次：

(I) 植物之破壞作用 植物之根及支根在岩石裂隙中有碎潰岩石之機械的破壞作用。機械的破壞作用外尚有化學的破壞作用。無論何種硅酸礦物均不能久耐植物酸之腐蝕。微菌(Bacteria)能分解有機體而作碳酸及氨精(Ammonia)。此等化合物能助岩石之分解。又如硝酸微菌由空氣中吸收碳酸及氮素，及其死後化為硝酸，促進岩石之分解極激烈。岩石漸次霉爛，化為土壤者，硝酸微菌實為主要作用。

由火山流出之新熔岩，不數年遂生地衣，後變為田圃。

此亦由微菌之作用也。

又硫黃泉或瀦水池中之硫化氫，因硫黃微菌之作用而分解，遂生硫黃。此硫黃促岩石分解之力亦大。又鐵微菌亦由可溶性之鐵化合物取鐵，更使之化爲氧化鐵或氫氧化鐵。要言之，地下或水中之微菌爲物雖微，然其在地質學上之破壞力則甚大也。

植物之重要破壞力，起因於腐敗產物之碳酸及腐植酸。由岩石之風化分解而生之土壤層多帶黑色者，因含有腐植酸及腐植質也。

(II) 動物之破壞作用 蚯蚓，鼯鼠(Mole)，獺(Otter)等棲息於地中之動物有機械的及化學的破壞能力。其所居之洞穴，空氣流通，即間接對岩石之化學的破壞作用也。又穿孔介之類在近海之岩石上穿孔，亦爲岩石崩壞之原因。最後人類之掘礦坑，鑿隧道及其他各種工事，均爲破壞岩石之大原動力。

第二節 植物之建設作用

由植物之建設作用而生之岩石有石炭，石灰岩及硅質岩

等。

(1) 煤炭之成立 構成植物體之大部分者為木纖維。木纖維乃由碳, 氧, 氫三元素相化合而成。其他一部分則為氮素及鈣素, 為量極微。

凡植物腐朽於地面, 其所發生之碳及氫二元素自由與空氣中之氧素化合; 作二氧化碳及水而消散。所遺留者唯少量之鈣質而已。若在地底或水中, 空氣供給不足之處腐朽時; 則其所發生之各元素須互相化合, 即碳之一部與氧化合生二氧化碳; 氫之一部與氧化合為水, 一部與碳化合為沼氣(Methane)。但就其重量言之, 二氧化碳乃碳一與氧二·六之比相化合而成; 沼氣則碳三及氫一之比相化合而成; 水則氫一與氧八之比相化合而成。碳, 氫, 氧三元素中其消費量較多者為氫與氧。碳除與氫及氧相化合者外, 遺量尚多。故木纖維在空氣供給不足之地腐朽與在地面腐朽, 其結果不同, 遺留多量之碳素。此作用謂之碳化(Carbonization)。煤炭(Coal)即由此作用而生也。

碳化作用進行甚緩。經過數千萬年之煤炭尚有未完全碳化者。煤炭中有泥炭, 褐炭, 黑炭, 無煙炭等不同者,

即其碳化程度有差異也。

碳化作用若遇造山力或火成岩之接觸，則進行較速。故雖屬同時代之煤炭層，若地層多褶曲或斷層等，則其碳化程度較深。又因火成岩之接觸，褐炭及黑炭有變為無煙炭者。

煤之為植物之碳化產物尙可由次之事實證明之。即(1)沼澤底堆積有水草尙在碳化中，即泥炭與水草間之中間性物得明認也；(2)褐炭黑炭等尙有木理可認；(3)地層中之木幹碳化為煤之證跡不少。

(II) 石灰岩之成立 由植物生成之石灰岩之主要者為藻類石灰岩。海中有石灰藻，其枝幹上有鈣質。最多者為 Lithotamnium 藻，作芋狀，平面狀或樹枝狀。此藻所含之碳酸鈣與碳酸鎂之比為 54 : 55。此外有少量之磷酸鋁，磷酸鐵及磷酸錳等。所謂 Lithotamnium 石灰岩，即此種藻所積集而成者也。

(III) 硅質岩之成立 海中或淡水中之硅藻，常堆積作岩石。又礦泉中之絲狀菌有使其中硅酸沈澱之作用。其沈澱物即硅華也。

第三節 動物之建設作用

海產動物之介殼骨骼由碳酸鈣構成者不少。此鈣質仰給於海中，無俟言矣。此等動物中之主要者，爲珊瑚。珊瑚之形體小，且孤立而生存者雖不能構成岩石；但其大者羣棲相積集，卽成岩石矣。造礁珊瑚 (Reef-building coral) 卽珊瑚石灰岩之原料也。造礁珊瑚之種類頗多，其中有極大者。例如 *Mæandrina* 屬，*Astræa* 屬之珊瑚，直徑約十五六尺。又 *Porites* 屬之直徑約三十尺。此等珊瑚多數相集而作之岩礁，有延長至數十里乃至二三百里者。

造礁珊瑚乃暖海產動物，其產地之海水溫度當在攝氏二十度以上。故產地多在熱帶，南北兩緯度二十八度之間。又此珊瑚乃淺海產，深超過四十呎，則不見其存在，故多棲息於濱海附近。

造礁珊瑚之骨骼不僅高築超過低潮面，且常超出高潮面。低潮時超出水面之部分受海浪之破壞作用，其表面漸次毀壞，其破片復充填於珊瑚骨骼間。又此間隙中棲息有介殼之海產動物。此等死體發生二氧化碳，可溶解鈣質，作一種之膠結物。上述之介殼或珊瑚礁破片因之相固結。珊瑚礁之周

圍尚爲珊瑚之棲息地，其中央部分則已堅結爲岩石，其表面草木生焉。此卽珊瑚礁成立之經過也。

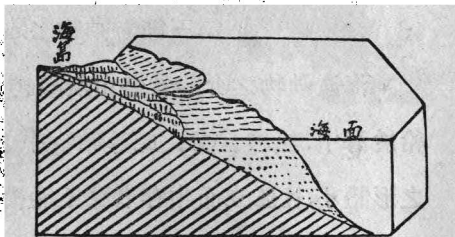


圖 147.

珊瑚礁由其外狀別之，有三種：第一爲裾礁，又稱海岸礁 (Fringing reef)；此與海岸相接觸而構成者也(圖147)。

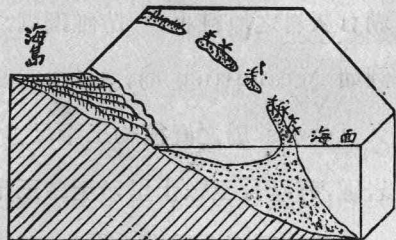


圖 148.

第二爲堡礁，又名堤礁 (Barrier reef)；此與海岸隔一帶之水(圖148)。第三爲環礁 (Atoll)；此略作環形，中抱有淺湖

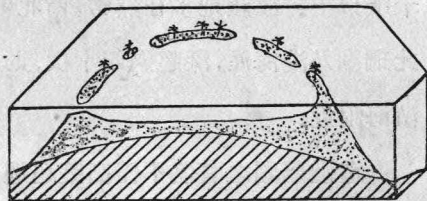


圖 149.

(Lagoon)，故有湖礁之名。

珊瑚礁之具此三形者，其理由之說明最有名者爲達爾文氏之沈降說 (Subsidence theory of Darwin)。其後德那氏

亦主張此說。此說大意謂堡礁乃裾礁之變形，而環礁又為堡礁之變形。至變形之原因則為海底之沈降。蓋造礁珊瑚盛產於淺海，最初必與島之海岸相接觸，堆積其骨骼；是即裾礁也。其後島與海底同時沈降，珊瑚則向上高積；由是裾礁離海岸而變為堡礁。最後島沈降於海面下，珊瑚同時高築；遂變為環礁（圖150）。

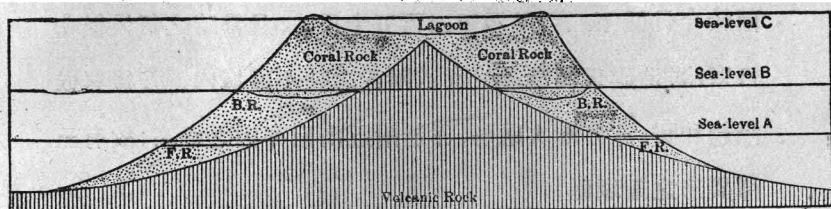


圖 150.

達爾文之沈降說一出，風靡全世。但其後墨累氏阿伽西 (Agassiz) 氏等反對此說。氏等謂珊瑚礁形之不同乃起因於食物之多少，即海中若有島或淺灘則珊瑚繁殖。即礁之向島方面或其內部較之向大海方面或其外部食物缺少；故珊瑚一方繁盛則一方漸次死滅。且其骨骼受各種動物之攻擊漸次破碎，其碎屑由潮水之運搬及溶解而消失。其間遂變為溝或湖。此堡礁環礁所由成也。此說之弱點即水路或湖之幅甚

廣且深，決非潮力及水之溶解力所能構成也。

最近有對力 (Daly) 氏之學說。此說主張海面之下降，其大要如下。

洪積期南北兩極周圍之內陸冰之量，較今日尤多。此內陸冰有侵入溫帶地域者。故當時不獨海水之量少於今日，即內陸冰之引力亦略引海面趨向南北方向，由是赤道地方之海面較今日低下二百尺乃至二百五十尺。且當時之氣候較今日寒冷，造礁珊瑚僅產於赤道附近之狹小區域內。及後氣候漸趨和暖，冰亦漸次融解，赤道附近海面亦因之漸高；故有三種異形之珊瑚礁。

對力 氏之說與達爾文 之說相似。所不同者，一主張海之昇起，一主張陸之低降耳。

動物之建設作用除珊瑚礁外，其他石灰岩，黑矽岩，燧石及磷酸礦物——磷酸鈣，鳥糞 (Guano) ——等之成因皆為動物也。

第四節 碳氫化物之成立

天然氣 (Natural gas), 石油 (Petroleum), 地蠟 (Mineral

wax or ozocerite) 等皆爲碳氫化物。其原爲動物抑爲植物，則未明也。

天然氣之沼氣發生於煤炭成立之際，既如上述。此外或單獨產出，或與石油石鹽共產出。有時其量甚多，可供燈用及熱力用。有名產地爲俄之巴庫 (Baku)，美之賓夕法尼亞 (Pennsylvania) 等石油地及德國之漢堡 (Hamburg) 附近之石鹽地。此外在匈牙利，意大利，坎拿大，此種氣體與水共流出。水中含有泥土，堆積作泥丘，其形如圓錐體，故俗稱泥火山 (Mud cone)。

石油多貯於地層之背斜層中，亦有貯於裂孔及斷層線中者。石油產地爲美之賓夕法尼亞，俄亥俄 (Ohio)，印第安納 (Indiana) 諸州，俄之巴庫，波蘭之加里西亞 (Galicia)，羅馬尼亞，爪哇，婆羅州 (Borneo)，日本 等地。美國 油層多泥盆紀。其他則多第三紀。

地蠟之最大產地爲波蘭之加里西亞。土瀝青 (Asphalt) 之大產地爲死海 附近及特立尼達島 (Trinidad)。

關於石油之成因尙無定說。有謂沼底有一種含有有機物之腐泥，由此腐泥可以製出石油，故謂石油原料爲此腐泥。

又石油可由魚油蒸溜而得之，故又謂石油之原料乃動物之脂肪。但藻之一種名 *Mycrocystis flosaquial* 者，蒸溜之亦得石油，故又謂石油可由動物及植物兩方製得之。又有謂硅藻細胞中含有油之微滴，此微滴之油能化爲地蠟。地蠟受壓力及地熱作用，遂化爲石油。

土瀝青乃碳氫化合物之既氧化者，故得視爲由石油變化而成之產物。

後 篇

內 營 力

第一章 火山作用

第一節 概說

火山者乃由地球內部通出地表之孔道，由此孔道有各種熱氣體及固狀或熔流狀之岩石噴出者也。此等噴出材料圍繞孔道堆積作錐狀丘或高山。火山之數小時間之破壞力有遠勝其他數世紀間之破壞力者。

火山發展之第一步即為孔道之開通。至其原因則為地殼一部分之爆裂，其遺跡作漏斗狀之孔道。熱氣體，火山灰及熔岩皆由此噴出。此孔道常因爆裂作用及熔融作用而擴大。熔岩及其他噴出物落此孔道之周圍地面作環狀。環狀中心有一圓形陷落，是為噴火口 (Crater)。故知錐峯非火

山之主要部分，乃由火山作用 (Volcanism) 噴出之材料堆積而成者也。

一千五百三十八年在那不勒斯灣 (Bay of Naples) 附近之草屋及園圃間，有火山噴發，即挪服山 (Nuovo Monte) 是也。僅二日間其錐峯由噴出物質構成達五百英尺之高。噴發一星期後，即停止不再噴發。

近代亦有火山在海底噴發者。一千八百十一年在亞速爾 (Azores) 島噴出有火山，超出水面約三百尺，乃由火山灰所構成，但即被海浪之洗刷。又世界中有名之大火山如維蘇威火山 (Vesuvius)，埃得那火山 (Etna)，冒納羅亞火山 (Mauna Loa) 在數千年前亦為海底火山，由深海底築起錐峯。

火山通例分為三種：(1) 活動火山 (Active volcanoes)，(2) 休止火山 (Dormant volcanoes)，(3) 消滅火山 (Extinct volcanoes)。此種分類本不完全。因有經長期不噴發，人盡承認其為消滅火山，但有時忽然爆發。例如維蘇威火山 在西曆紀元初乃一種消滅火山也；經長久之期間，皆無活動，其噴火口草木叢生。但至西曆七十九年，數日之間，其噴火口之一半突遭爆裂。自是以來常間期的噴發。

火山在歷史的期間內未曾噴發者謂之消滅火山。在近代曾噴發，但現不噴發者謂之休止火山。實則火山經一定期限之休止後，必再活動。又經一次激烈噴發後，亦必消落；例如前述之挪服火山 (Monte Nuovo) 是也。

第二節 火山噴出物

由火山作用噴出地面之物質得分爲三種，即熱氣體，固狀物及熔岩流之三者是也。

(I) 熱氣體 欲集取噴火口噴出之熱氣實不可能，故無從實驗其爲何種氣體。吾人所得而知者唯就噴氣孔 (Fumarole) 或火山側腹之孔道及噴發停息後之火口，而研究其噴出之熱氣體也。

由火山噴出之主要氣體爲硫化二氫 (H_2S)，二氧化硫 (SO_2)，二氧化碳 (CO_2)，一氧化碳 (CO)，氯化氫 (HCl)，氫素，氧素，氮素 (N)，氫素 (A) 及水。一九〇六年維蘇威火山噴出之氣體含多量之鹵精 (NH_3) 及氯化氫。故亦熱之熔岩被覆有一重之氯化銨 (NH_4Cl) 膜。松林浸濛於一種黃煙中。此黃煙乃火山噴發時噴出者，含多量之鹵化物。

赤熱熔岩之閃光由此黃煙反射，呈一種焚燒狀態；此火山之名所由來也。

火山噴出之氣體中水蒸氣似甚少量。此因(1)噴火口之水蒸氣愈近火口中心則水蒸氣愈減少。(2)噴出之白煙如雲者乃固體物及氣體物之混合物而非水蒸氣。(3)火山灰飛揚空中，呈白色，望之似水蒸氣。(4)火山噴出之煙雲不反射呈虹之現象。

(II) 碎屑物 (Fragmental materials) 凡由火山噴發而拋射於空中之物質再落地面之固狀物，皆稱之為火山碎屑物。此可別為(1) 火山塵 (Dusts)，(2) 火山灰 (Ashes)，(3) 噴石 (Cinder)，(4) 火山彈 (Bombs)，(5) 岩塊 (Blocks)。此等固體物有為該地方之岩石因爆發作用之力而毀碎，由內部噴出者；有為流體之熔岩，飛揚空中，因結為固體，下落地面者。至碎屑物之大小因岩石而不同。有重至數噸者，有作微塵飛散空中至數日之久不下落者。

火山作用中在地質學上最為重要者係火山灰之作用。火山灰塵無微不至。近噴火口厚積二三十尺，至數百里外之地亦厚積數寸。一七八三年埃斯蘭之火山灰經六百英

里之距離，飛送至蘇格蘭，其量之多足以阻礙該地方農事。

噴石在噴火口附近堆積作錐峯。石之大小不等。

熔流狀熔岩拋射在空中時略作球狀，是為火山彈。火山彈普通有二種：(1)為梭體狀(Spindle)或杏子狀(Almond-shaped)，外部之裂口甚微。(2)第二種之外狀如麵包塊殼，外表多裂孔，且易破碎。此不同之原因由於熔岩之流動性程度(Liquidity)不同。火山彈之大小由數寸至數尺不等。

若熔岩因其中之氣體之膨脹，氣體排出後，熔岩遂變為多孔狀。此氣孔容積常大於其玻璃質八九倍，能輕浮水面，故稱浮石(Pumice)。

(III)熔岩流 熔岩初由噴發孔流出時，溫度甚高，約在華氏二千度以上。銅線之融解點為華氏二千二百度。維蘇威熔岩流稍失熱之後，銅線在其中猶能熔融，則其溫度之高可知。一九一一年七月，測知幾勞亞之熔岩為攝氏一千二百六十度，即華氏二千三百度。又斯多倫波利(Stromboli)山一九〇一年三月之熔岩溫度為攝氏一千一百五十度至一千一百七十六度，即華氏二千一百零二度至二千一百四

十九度。

其餘見第二篇第二章第二節。

第三節 火山活動之標式

熔岩之化學的成分對迸發狀態雖有重大之影響；但主要者仍為熔岩之物理性，即熔岩為流動性抑為黏着性 (Fluid or viscous)，其影響於迸發狀態者甚大也。若為流動性熔岩則其中之氣體易逃出，不生爆裂，拋射熔岩於高空。若熔岩富黏着性則其中氣體作大氣泡而爆發，碎熔岩為灰，噴石，火山彈等

(I) 維蘇威標式或稱爆裂式 (The Vesuvian or explosive type)

(A) 維蘇威火山 西曆紀元七十九年以前視為消滅火山之維蘇威火山至七十九年忽大爆裂，毀滅赫鳩婁尼恩 (Herculaneum)及潘沛依 (Pompeii) 二城。被損害之地域甚廣。此爆發並不見熔岩之噴流。唯其噴火口之大部分既被爆裂，山之輪廓亦大改變。火山灰塵飛揚極高，被風吹送至遠距離地方。潘沛依城適在山脚，埋沒於厚

二十五英尺至三十英尺之火山灰堆中。赫鳩婁尼恩城則埋沒於厚六十尺之泥灰中。一千六百年之長期歲月間，此兩城之敗址摧垣埋沒火山泥灰中，無人過問。維蘇威火山經此次之噴發後至一一三九年再噴發。其後五百年間僅有一次之微弱噴發。以後似回復其消滅火山之狀態矣。噴火口被碎屑物之堆塞，其上叢生草木。豈知至一六三一年再起激烈之噴發，山腹多生裂孔。熔岩流及火山灰由是噴出。有四熔岩流由火口噴流，其三流入海中。經此次之激烈噴發，錐峯低減。

(B)克刺卡土亞火山 (Krakatoa) 近代最重要最激烈之火山噴發，爲一八八三年爪哇與蘇門答臘間之克刺卡土亞火山之噴發。此島在噴發前(一八八三年八月以前)，無人知其爲火山也。二日之間，其地表之一半被爆毀而沈沒，噴出灰量甚大。鄰海及陸地因灰塵蔽天，全歸黑暗。此火山灰飛揚至十七英里之高，飛散空中至數月之久。離此火山一千六百英里之海面行船於噴發三日後，亦蒙被其火山灰塵。其爆音能傳達至遠距二千英里之地。海浪受振動，高達五十至八十英尺。此海浪淹沒一

千二百九十五村落，淹斃約三萬五千之住民。

(C) 畢壘火山 (Mt. Pelée) 此火山在西印度之馬知尼克島 (Martinique)。

(D) 卡特邁火山 (Katmai) 此火山在阿拉斯加半島 (Alaskan Peninsula)。

(E) 日本之磐梯山 (Bandai-San)。

以上三者同為爆裂標式之火山。

(II) 靜穩式或夏威夷標式 (The quiet or Hawaiian type) 此式之噴發不起激烈之爆裂。單由噴火口或山之兩側之孔口流出熔岩。其火山形態上之特徵為(1)山腹傾斜極緩(圖64); (2)噴火口之面極廣，特稱岩流鍋 (Calderas); (3)噴發之靜穩; (4)熔岩之熔融性; (5)噴發前及噴發時不起激烈地震。

夏威夷之冒納羅亞之山頂，高一萬三千六百七十五英尺，頂面平坦，面積數方英里。繞噴火口周圍五英里內，平均傾斜度僅三度。同島之幾勞埃亞火山之噴發亦屬此標式。此等火山之火口貯蓄有稀薄如水之熔岩，破裂時熔岩量增加，且因其中發出之少量水蒸氣而沸騰，作小球狀飛散空

中，達五十英尺以上。若熔岩量過多則溢流於火口外，沿山腹下流。熔岩流出後其量大減，復靜貯於火口底。

此種噴發極靜穩，因水蒸氣少量之故也。日本伊豆大島之三原山及地中海之斯多倫波利火山皆屬此標式。但較之夏威夷式之熔岩稍濃厚，水蒸氣亦較多；故不免有多少之轟鳴，然不如維蘇威式之激烈。斯多倫波利式與夏威夷式不同之點，即其活動為週期的也。斯多倫波利火山每九分至四十五分鐘，火口內之熔岩膨脹而高起，達一定之高；此時因下方噴出之水蒸氣而沸騰，飛射出火山彈礫等。熔岩流溢於火口外者較罕。此噴發比較的靜穩而為週期的者，特稱為斯多倫波利式(Stromboli type)之噴發。

第四節 單成複成火山及破裂火口

火山有僅一座之圓錐山者，有圍繞此圓錐山，外部有環狀山者。前者為單成火山(Monogene volcanoes)，後者為複成火山(Polygene volcanoes)。複成火山原為單成火山。單成火山成立後，活動中止，火口受雨水之洗刷作用逐漸擴大。且由雨水洗落之土砂，堆積火口底，因之火口漸淺。原為漏斗

狀者，變爲淺鍋形矣。其後火山再活動，在鍋形火口中更作環狀者是爲外輪山 (Circus or Somma)。外輪有二重，間有三重者。有二重者曾經二次之活動，有三重者曾經三次之活動也。外輪山最大者爲日本熊本縣之阿蘇火山，其直徑約十英里。

火山或因生有寄生火山，或因外輪山之成立，其形狀極其複雜。但亦有形狀極簡單之火山，即破裂火口 (Maar) 是也。破裂火口在地面作圓形孔穴(圖151)。此火口中周圍有有凝灰岩者，有無凝灰岩者。此蓋由地底內部鬱積之水蒸氣之爆裂而生者，其不成爲火山者，因繼續噴出熔岩或凝灰岩也。破裂火口多貯水而成湖。墨西哥，南非洲，法國，意大利等地方多有此種破裂火口。

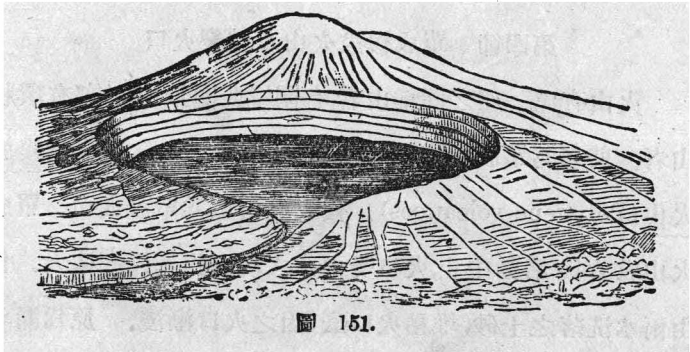


圖 151.

雖爲消滅火山，但其活動之餘勢尙有足觀者，即熱氣體之噴出是也。火山地方噴出多量熱氣體之裂孔謂之噴氣孔(Fumarole)。至氣體則以二氧化硫，硫化二氫(H_2S)爲主。噴出硫化化合物之氣孔特名曰硫氣孔(Solfataro)。若噴出氣體以二氧化碳爲主者特名曰碳酸孔(Mofette)。溫泉亦爲火山活動餘勢之一現象。

第五節 火山噴發之原因

關於火山噴發之原因從來有種種之學說。各說中最有勢力者即謂地球內部潛伏有高熱之物，因地球之漸次冷卻凝固，其中各種氣體因之遊離，同時無各礦物之結晶亦因之成立。此氣體欲向外部發洩，即火山噴出之主因也。

地球內部之重密圈若爲氣體，固無俟論矣，即爲液體或因壓力而保持固體之形式，其中亦含蓄有多量之氣體。最初地殼先生裂隙，漸深達有岩漿存在之處，沿此裂隙線壓力減少；岩漿中氣體即有向外逃出之勢，與岩漿共向上押出，及達地面遂引起噴發現象。

關於火山噴發原因之重要學說有二，分述如下：

(I) 因宇宙間極寒冷，故地球放熱不息，無時不在冷卻收縮中；其結果地球之全部或大部分漸接近地心，向地心加壓力；由是岩漿即向上押出。

(II) 火山之噴發由於內部之膨脹。據士屠柏爾(Stübel)氏謂當水結冰時其容積膨脹，同理岩漿固化為岩石時其容積亦膨脹。據阿累尼烏斯(Arrhenius)氏謂由地面滲入地球內部之海水漸下降則漸熱，與岩漿相觸時既達臨界溫度以上之溫度，化為氣體。此氣體被吸收於岩漿中，則岩漿之容積增大。但士屠柏爾氏之說，與硅酸礦物熔融後始增容積之事實相舛觸。又火山噴發之氣體與海水中之物質大異；此阿累尼烏斯氏之說之不能全通也。

熔岩來源從來以為發於地心。士屠柏爾氏則謂係在地殼中之岩漿滯溜，與地心無關。蓋物理學者與地質學者均信地殼既達相當之厚，謂地心岩漿能破此厚地殼湧出地表，此種推想實不可能。故不如謂熔岩之源在地殼中之為妥也。最初突破地皮而出之熔岩在地皮上固結，地皮漸厚，成甲胃殼(Panzerdecke or Armor covering)。此名詞為士屠柏爾氏所創作。在此甲胃殼中尚有未固結之熔融體存在。此即後

日火山噴出熔岩之源。其火山消滅，不再活動者，則因此供給熔岩之源小或此岩漿滯流中之岩漿既盡也。因熔岩之源不同，故異地火山噴出之熔岩質有差別。

此士屠柏爾氏說亦有與事實不相容者，即地質時代之火山活動極不規律，有時代之火山極靜穩，有時代之火山噴發極猛烈。此現象據士屠柏爾氏之說殊難說明也。據士屠柏爾氏之說尙有不易說明之事實，如同火山其前後噴出之熔岩質不同，即同一次之噴發中，其熔岩質亦有變化等事實也。

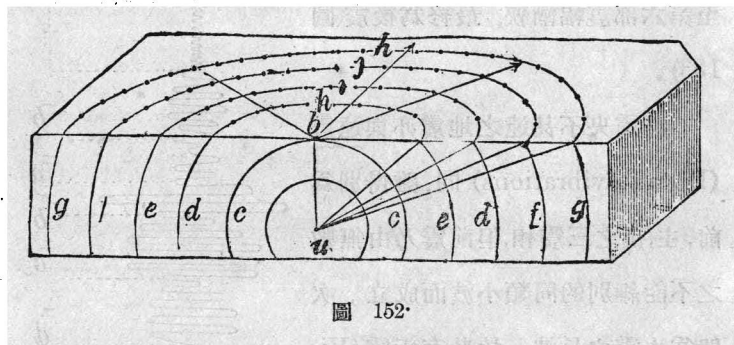
第二章 地震

第一節 地震及其種類

地震 (Earth-quake) 者，震動原因起於地底之天然的震動也。未有精密的測地震之器械時，不知地盤之易受振動。近代有地震計 (Seismometer) 發明後，始知地盤決非在完全的靜止狀態，常時微振。此振動起因於地盤分子之運動。此分子運動之方向為直線的，故有二種，即一與震波之進行方向平行，一則與之垂直；前者曰縱波，後者曰橫波。縱波起因於容積及密度之變化，物質不論其為固體，為液體，為氣體均能起此種縱波。橫波之原因為形狀之變化，故單起於固體物質中。

震波之起源在地底之一點，是為震源 (Centrum)。其直上地表之一點，是為震央 (Epicenter)。(圖152 a 為震源，b 為震央。) 震波由震源向四方作放射狀傳播，其最早達到之地

點即為震央。由是順次波及其他地點。由震源向震央之震波取與地面垂直之路徑。若向震央以外之點，則其路徑與地



面斜交。距震央愈遠，其路徑愈橫斜。若距震央極遠，則由震源出發之震波路徑，幾與水平平行，故距震源極遠之地覺震波為水平運動也。從來以為地震有上下動及水平動者誤也。

據從來之經驗，距震央甚遠之地震最初之振動弱，次漸轉變強，最後復弱；此即前震 (Preliminary tremor)，主震 (Principal vibration) 及後震 (End or feeble vibration) 是也。前震由狹幅短週期之波而成立，此又復分為前後二部。後部之波幅較前部之波幅廣，週期亦較長。主震之波幅最大，週期亦最長。此主震波得別為六部。第一部波數少而遲。第二

部之波亦遲，但週期較前者稍速。第三部之波急激，週期甚短。第四部至第六部震幅漸狹，最終為後震(圖153)。

離震央不甚遠之地震亦與遠震 (Distant vibrations) 同，雖得別為前，主，後之三震相，但前震乃由無數之不能細別的同類小波而成立，次即為主震之長波。故此有近震 (Vibrations not far distant) 之名。又震央附近之地震單有主後二震相而無前震相，是為震央震 (Vibration at epicenter)。地震由震源傳播於四方，從來以為向各方向皆以等速力而傳播。但事實上地球之密度漸近地心則漸大，故地震向中央傳播之速力大於向外傳播之速力(圖154)。

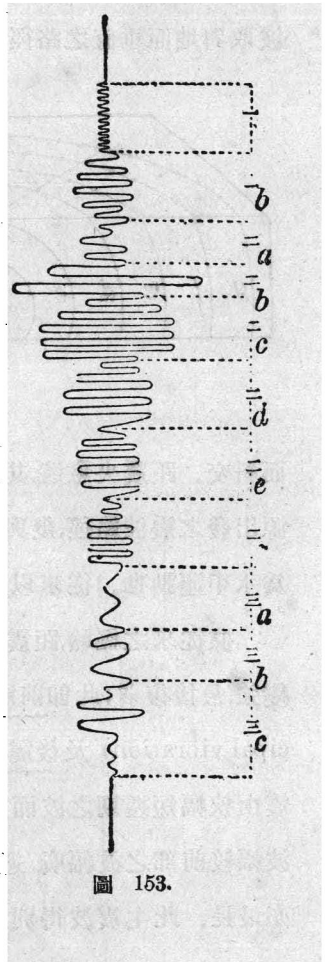


圖 153.

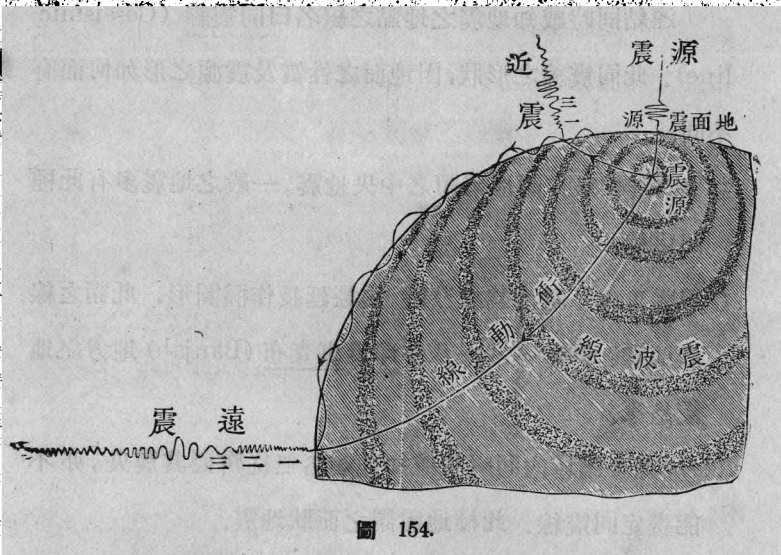


圖 154.

震源最遠之地乃以震央為中心之地面也。此地震動不單為分子的運動也。此二種運動於投石水中時所起之波動無異。石入水中則水受石之壓分為整體的運動。但由此一點向四方作圓狀運動者則分子的運動也。吾人能感覺地震者其原理均如前所說。吾人不能感覺，唯賴機械之力始知其為地震者，此之謂也。

流柱同時感知地震波地點之各同震線 (I) :

line)。此同震線之形狀，因地面之性質及震源之形如何而有不同。

(I) 同震線略作圓形者謂之中央地震，一般之地震多有此種同震線。

(II) 震央非一點而為線狀時，震域延長作橢圓形。此謂之線狀地震。例如一八一八年印度班查布 (Banjab) 地方之地震是也。

- (II) 微震 此亦賴機械之力始能明認。若人則於適當之條件下能感知此微動。
- (III) 弱震 此震動，人在靜止狀態時能感知，且略知其經過期間及方向。
- (IV) 輕震 此為在行動中之人能感覺之震動。且能使有移動性物質起振動。
- (V) 和震 除固着於他物體之物品外盡皆動搖。
- (VI) 強震 睡眠中人能因此震動而覺醒，懸掛之鐘鈴等振動而鳴，時鐘停止進行，樹木搖動。
- (VII) 劇震 有移動性物質因此劇震而盡倒轉。屋瓦飛落，建築物受大損害。
- (VIII) 烈震 煙筒摧折，牆壁毀裂。
- (IX) 大烈震 建築物之一部或大部分之破壞。
- (X) 最大烈震 家屋全潰，地面生裂隙，岩塊由山腹轉落谷中。

地震結果之最普通者，為地面之生裂孔。地震之稍烈者必生地裂現象。圖 155 所示乃美國亞利桑那州(Arizona)因地震而生之地裂也。

美國科羅拉
多州 (Colorado)
及加利福尼亞州
有砂岩脈。此殆
由地震所生之地
裂，砂土即充填其
中而成之砂岩脈
也。又地裂現象
發生後裂孔中有
泥砂之水噴出，作
泥砂丘。

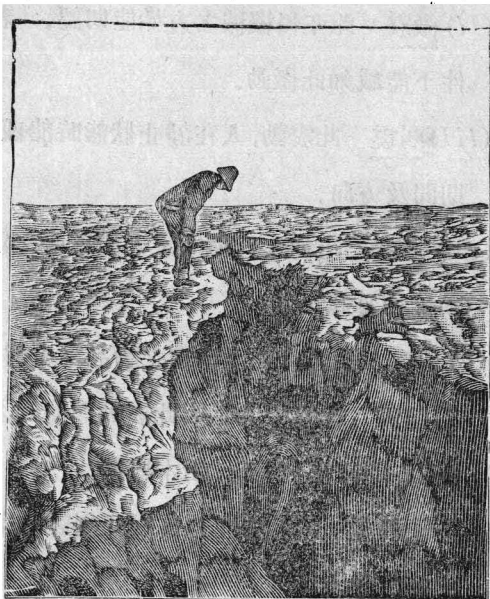


圖 155.

若地裂由一
點向四方輻射時，其輻射範圍向下陷落，生圓孔穴。地裂現
象發生後，其一方地層向下陷落者是為地震斷層。

第三節 地震之原因

地震之原因有四：(1) 陷落 (Depression)，(2) 火山作用，
(3) 斷層 (Dislocation) 及 (4) 地心熔岩之向地殼侵入。

陷落者因地底之洞穴崩壞，其上之岩塊墜落，因之其四邊之地遂起震動。此種地震之震源不大，故震域亦小，且帶有中央地震之性質，其震甚強。例如一九〇二年以後德國埃斯勒本 (Eisleben) 市附近所起地震，乃因同地地底之岩鹽溶解而生地穴之陷落也。故知凡易受水溶解之岩石地方，即有發生陷落地震之可能。

次為火山爆裂時必生激烈之地震，此人所熟知者也。此因將由火口噴出之水蒸氣等及熔岩向火口突昇時而起之山之震動也。此亦具中央地震之性質，其震域較狹。因其震域狹小故推知其震源在地面下甚淺也。震源當在噴火口附近。

其次斷層為引起地震之大原動力。此種地震為數最多，其震亦強，震域亦最廣。震央略作線狀，震域亦延長，乃線狀地震也。此地震原因之斷層乃大規模的地殼構造上之大斷層，多不表現於地面；因震源甚深，或在海底也。故此種地震又稱構造地震 (Tectonic earth-quake)。蘇斯 (Suess) 氏於一八七三，一八七四年間研究屬奧國之阿爾卑斯山系之地質及地震之方向，知山系乃由地層之褶曲而生成。若地層之褶曲超過一定限度，必生斷層，因之地殼亦起震動；故概言之，此地

震乃山之構造之結果也。

第四種之地震原因吾人雖不能目擊，然在理論上不能不承認其爲一種之地震原因；即地心之岩漿向地殼侵入，地殼因之略起震動，此理之當然者也。但此現象單行於地底而不表現於外部，故稱之爲潛火山地震。此種地震雖無大規模的，然世界的分布極廣之地震，有謂多屬此種原因之地震。

大地震之前，地磁氣必生大變化。此變化約起於地震前三十小時間。由此推知其與熔岩之侵入地殼或有何等之關係也。

第三章 地殼之緩慢運動

第一節 緩慢昇降

在海岸地方吾人能認見有正在隆起中之地，亦見有正在低降中之地。但此昇降非急速之運動，乃經數十年或數百年始能引起吾人之注意者也。其昇降運動實極徐緩。此昇降與由地震或斷層等作用而生之急激昇降不同，特名之曰緩慢昇降 (Secular upheaval and depression)。此昇降運動之結果，海岸水面或高或下，變其位置，此現象謂之汀線之移動 (Movement of beach line)。

海面之昇降非即為陸地之昇降。陸地不昇降而海面亦有昇降者。海面之昇降驟觀之似陸地之昇降。若不知其為陸地之昇降抑為海面之昇降，故不如汎稱之曰汀線之昇降，較妥當也。

欲述緩慢昇降之原因，當先述其為陸地昇降抑為海面昇

降。關於此問題，古時學者間有主張海面昇降說者，有主張陸地昇降說者。苴斯氏之海面昇降說之根據如下。

水從引力而運動者也。陸對水有引力作用，此可由大洋中央之海面低，大陸近岸之海面高之事實證明之。雖然不論在陸面或在海底，其能引起水面位置之變動之原因甚多。例如海岸地方之三角洲，山脈，火山等之生成，土砂之堆積等皆能增加陸地之引力，促水面之上升。又浸蝕耗削及其他原因能減少陸地之引力而使海面低下。

其次最普通的原因為大洋底之堆積能使水面上昇；大陸四邊之陷落能使水面低降。苴斯氏又謂海水在兩極地方及赤道地方行交代運動，此亦為昇降之一因。

以上苴斯氏之說雖似可行，然精密考研之，其說亦有與事實不能一致者；即有地方一方上昇，他方則下降者，又有陸地昇降因部位不同其昇降之度有差異者。此等現象欲以海面昇降之說為說明，實不可能。

初苴斯氏之海面昇降說未發表之前，有德人部胡 (Buch) 氏者主張陸地昇降說，一時頗受各國學者之歡迎。及苴斯氏之說發表後，部胡氏之說因大動搖。至近來部胡氏之說復在

學者間代荳斯氏之說再抬頭矣。雖然，海面之上下運動亦不能全付否定，不過其運動極微耳。至陸地緩慢昇降之起因於地殼全體之運動，當於次之第四節詳述之。

第二節 陸地昇降之證跡

前篇第七章所述珊瑚礁之變形，乃起因於海底之沈降，此即陸地低降之一證跡也。琉球諸島之海岸距海面十餘尺之地有現生種之造礁珊瑚。又古巴島海岸距海面千餘尺之高地，南洋之新赫布里底島 (New Hebrides) 海岸距海面二千尺之高地，秘魯 (Peru) 海岸距海面三千尺之高地，亦有現生種之造礁珊瑚。格林蘭海岸海拔一百尺至二百尺上之地層中含有現代同地之海產介類。加利福尼亞亦有同樣之地層超出海面四千一百二十五尺。

汀線變動之最有名者為挪威海岸。有人曾將平均之潮痕 (Tide mark) 刻印於此海岸地方之峭壁，數年之後，檢視之，因知汀線之下降。加利福尼亞之昔日汀線，今則在海面高三千三百尺之上矣。又波羅的海沿海昔時之碇船場，今則湮沒於海面下矣。

由日本西北之越後海岸經北海道至樺太，其間海岸地有高出海面數百尺者。其地經海浪之削蝕成爲段丘。又臺灣南方有原爲淺海底上之珊瑚礁，今則高出水面數十尺，作高臺矣。

海浪之破壞力常在海岸崖腳鑿掘洞穴，既如前述。蘇格蘭海岸有此種洞穴在海拔一百尺以上者。又意大利之喀普里島海岸原有此種洞穴，今則沈降海面下，僅存上部之一小部變爲岩窟(Grotto)。日光由海水面反射，窟中呈藍色，故有藍窟(Blue grotto)之名(圖156)。

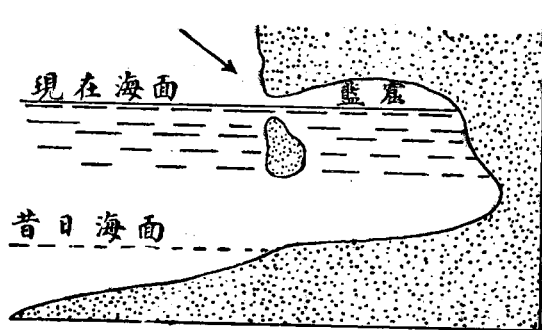


圖 156.

百慕大島(Bermuda Island)之石灰岩洞中有石鐘乳由頂壁下垂，浸入海水中。石鐘乳本不能生成於水中，故知此島

岩向本質下低降也；又其地之附屬之岩亦下二二出露於

格林蘭島南端時移其所遺之住宅，現今一經升遷沒水中矣。英國、法國、德國、波蘭及俄國北部之海岸，海底下有森林之遺跡，木柱與樹皮在(圖157)。

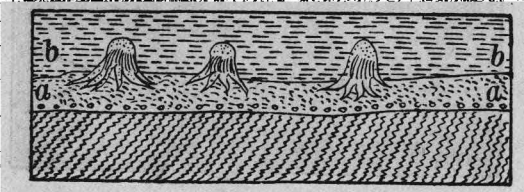


圖 157.

美國新澤西海岸海底有昔日之沼之遺跡，風浪激劇時，沼面之泥塊及樹土塊浮出海面，狀如浮萍。

亞歷山德羅士城或隆起時或低降時名地，伊意大利之那不勒斯海岸波佐利 (Pozzuoli) 地方之朱匹忒或墨匹斯 (Jupiter Serape) 神廟之遺址(圖158)。此遺址有三條約高四十尺之石柱相並立。此石柱由地開起計至約十一尺半之上部止，其間柱面極平滑。但以上約十尺間，柱面極粗糙，有海產穿孔介殼 (Lithodomus) 之遺跡。再上部復平滑。此神廟至西曆紀元二三五五年，確知其尚完無毀損。至一七四九年發見時，全部埋藏於火山灰中，表顯於外者僅柱之上端。而由此推知

神殿由二三五年至一七四九年間，柱之下端約十一尺半全沒

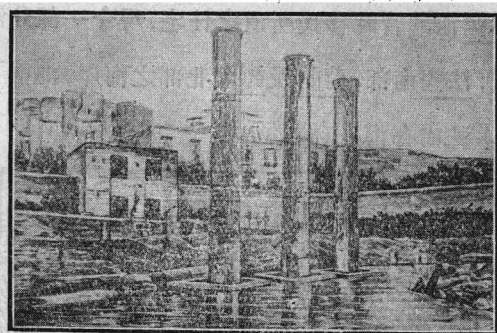


圖 158

火山灰中。其後該地地盤漸次下降，海水淹浸至柱高二十一尺之處。火山灰面與海水面間之十尺柱面受穿孔介之穿鑿。及後地盤再漸上昇，終至全體超出海面。據最近之觀測謂此地又有下降之徵兆。據最近之研究謂此交代的昇降不獨坡促奧利地方爲然，那不勒斯一帶之地亦然。此地面在羅馬時代高於今日之地面，在中古時代則低於今日之地面，至十六世紀再上昇，至近代又復開始低降去。

第三節 造山力

地殼面或高或低，狀至複雜。要言之皆不外凹凸形之地

相交而構成之複雜地形也。凸形地及凹形地亦有高低大小之差。今就其大小而類別之，有三級。

一等級之凹形地爲大盆地 (Great basin) 或大洋，凸形地則爲大陸塊。二等級之凹形地爲低地或窪地，凸地則爲台地 (Plateau) 或大山脈。三等級之凹形地爲壕，爲河谷，凸形地則爲小山脈，爲孤山。今姑措一等級之凹凸地不述，先將二三等級之凹凸形地說明之。

地表之有凹凸，由於內外營力相互作用而生之結果也；即流水，冰河，風化，風等之外營力削蝕地面使之平坦。反之，火山力地殼運動等內營力則使地面生凹凸。

內營力中最重要者爲地殼之運動。火山力有時雖造成高山，但遠不及由地殼運動生成之山之大也。由地殼運動生出之二大結果爲地層之褶曲及裂罅之成立。裂罅之成立即促成正斷層之成立也。

裂罅之直接原因爲地殼之一部分有向下陷落之傾向，即地殼因重力作用向地心接近也。此種重力作用外，常因左右之側壓力作用，岩石被壓潰而生裂隙。

地層褶曲之主因爲地殼內所生之橫壓力，其模型如圖159

所示。地層既生褶曲則其幅因之短縮。

地面之凹形除外營力所構成之河谷外，其形狀變化甚少，不作皿狀即作平地狀。至其成因種種不一，或生成於大陸成立之當時，或伴地殼構造之變化而成立。若其小部分則為浸蝕耗削之結果，或為地下洞窟陷落之結果。

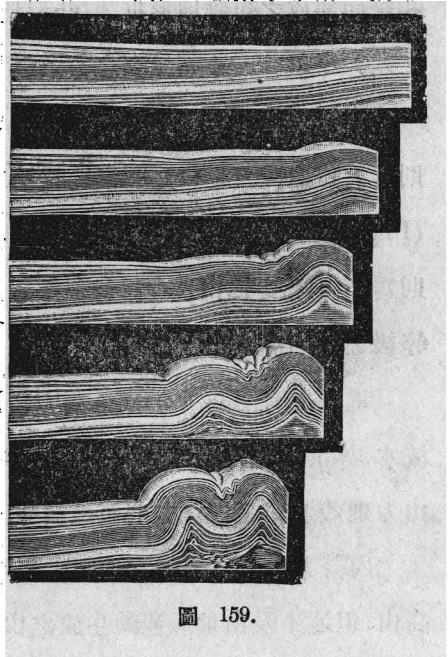


圖 159.

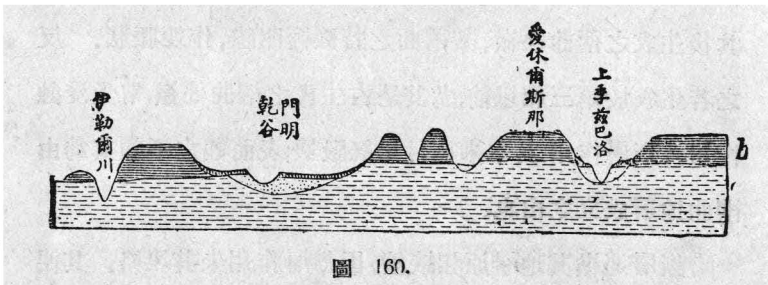
地殼構造之變化，即造山力之發作，其結果在地面生凹形地，其重要者為圓狀斷層及壕。圓狀斷層其形稍呈圓形或不規則的形。重要之例，如在阿爾卑斯，朱辣 (Jura)，波希米亞森林地 (Bohemian Forest) 之三山脈間，有四方以大斷層線為界之瑞士巴威 (Bavaria) 高原地是也。此種凹形地不限於

陸面，海中亦有之；例如亞洲澳洲間之海，歐洲非洲間之地中海及墨西哥灣等是也。

地面之凸形爲台地，山塊 (Massive mountain) 及連嶺 (Mountain ranges)。若就其成因而區別之，有火山，浸蝕山及構造山等。

火山乃由火山作用而生之山也。構成此山之物質由地球內部噴出，在地面堆積而成山。有時此物質不表現於地面，單將其上部地層向上推押，因作山形；例如深成岩之生成是也。(火山作用 Volcanism 之廣義包括深成岩之生成。)

浸蝕連嶺乃既存在於地表之岩石因受浸蝕作用而成之山羣也。此種山羣最普通(圖160)。



構造連嶺乃由造山力而生之山羣。此有由褶曲而生之褶曲連嶺(圖161)，有由斷層而生之斷層山羣(圖162)。斷層

山羣一名地塊狀連嶺 (Block mountain ranges).

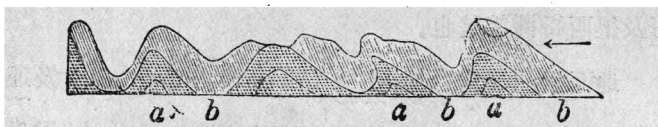


圖 161.

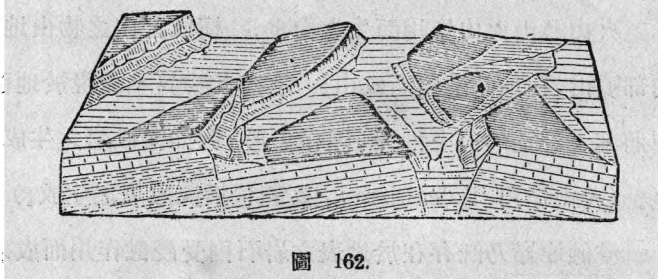


圖 162.

褶曲連嶺因其時代之新舊不同而外觀大異。第三紀及其後生成之褶曲連嶺，其褶曲之特徵極明瞭，作連脈狀。反之若生成於第三紀以前，尤其是古生代之褶曲連嶺，常受浸蝕作用及斷層作用，其本來面目早既毀壞，表面觀之不知其為由褶曲地層成立之山也。

斷層連嶺其地層原相接續，因斷層作用失其連絡。其連嶺中有小形之孤立山，有山脈，有大高原。科羅拉多高原其一例也。

以上列舉之連嶺非必單獨的成立，多係互相結合而成大連嶺。一種連嶺兼他種連嶺之性質者，其例不乏也。

第四節 地殼運動之原因

前節既述地殼起種種之運動，或為大陸，或為大洋，或為山嶽，或為平原。至地殼運動之原因如何，學說紛紛，尙無定論。今舉其重要者分述之如下：

- (I) 平衡說 此說之主倡者為美國之達吞 (Dutton) 氏。氏謂地殼較之地心，其質輕疎，故浮於上部。若地球面不起何等之變化，則兩者間能保持其平衡。但破壞此平衡之作用有二，即一為水之削蝕力，一為海底之物質沈積。前者能使該地點之地殼減輕，後者使該地點之地殼增重。減輕則上昇，增重則低降，以恢復其固有之平衡，是即地殼運動之主因也。
- (II) 結晶說 此說乃奧國安柏勒 (Anbeler) 氏所倡道。氏謂地心漸次冷却凝固，則其內之物質從之結晶，因之地心容積增大，地殼遂受其影響而搖動；是即山之成立原因也。火山破裂及地震之原因，皆為地心物質之結晶。

(III) 膨脹說 此說英之利德 (Leed) 美之德那 (Dana) 等主張之。氏等謂地層崛起之主因為地殼受熱，容積增大。至受熱之理由如次。

同系統之地層，有連嶺部分之層厚大於無連嶺部分之層厚。由此觀之，此連嶺昔在海底時，其海底必較其他部分多物質沈積，該部分之海亦必較其他部分深。落機山地層之厚達一萬八千呎以上，然則當其沈積時之海底必隨地層之沈積而下降；蓋今日海底之最深點無達一萬呎之深者也。地層既向海底特別深凹之處沈積，其底又從之低降；則此部分之地熱遂向外發。換言之，即低降之地層漸次受地熱作用也。地層既受熱則必膨脹，此時左右及下方既無餘地足以伸展，不得已相擠押向上崛起而生褶曲之現象。

利希陀芬氏說明地盤之下降，倡一說與膨脹說相似。氏謂水之削蝕作用足以耗減地面以促地熱位置之低降，因之其低降部分遂起減溫，收縮及陷落等現象。

(IV) 滑落說 此說謂地層因重力作用向下滑落，遂生褶曲。例如在斜面沈積之地層，滑落至下方，必與他物相衝突而生褶曲。又在盆地沈積之地層有向中央相集之傾向，亦生褶

曲。主張此說者爲賴耶氏。贊成者甚少。

(V) 收縮說 據此說謂地球漸次冷卻，因冷卻而收縮；收縮卽地殼壓向地心也。但地殼乃環狀之固體，欲舉其全部壓向地心，勢不可能；因之各部互相擠押，其內部遂生橫壓力。其抵抗力弱之部分遂突起。他部分因之得有餘地而向下趨近地心。據此說，地層之褶曲全因地球收縮之結果也。其理猶蘋果皮之乾縮而生縐紋。卽斷層，地盤之緩慢運動，地震，火山等現象亦與地球之收縮有密切之關係也。

此說與康德及拉普拉斯(Kant and Laplace)之星霧說(Nebular theory)不獨能一致，且較其他各說穩健；現代學者多信從之。