

258

# 要網地質學構造

潘 廣 明 譯

龍門聯合書局出版

# 構造地質學綱要

E. SHERBON HILLS 著

潘 廣 明 譯

龍門聯合書局出版

# 構造地質學綱要

E. S. Hills 原著

潘 廣 明 譯

★ 版權所有 ★

龍 門 聯 合 書 局 出 版

上海南京東路61號101室

中國圖書發行公司總經售

集 成 印 製 廠 印 刷

上海河南北路365弄17號

1952年9月初版

印數8001-9000冊

1954年2月五版

新定價 ¥ 11,000

上海市書刊出版業營業許可證出029號



## 目 錄

| 章 次                | 頁次  |
|--------------------|-----|
| 第一章 非造山運動構造.....   | 1   |
| 第二章 岩石變形：力學原理..... | 18  |
| 第三章 地殼的大構造.....    | 36  |
| 第四章 褶皺.....        | 57  |
| 第五章 斷層.....        | 86  |
| 第六章 火成岩構造.....     | 103 |
| 第七章 岩組分析.....      | 117 |
| 名詞術語中西文對照表.....    | 130 |

## 圖 版

|                                                 | 頁次 |
|-------------------------------------------------|----|
| I. 新西蘭阿哇——阿哇沙灘的層間扭曲岩層.....                      | 5  |
| II. A. 維多利亞巴旺山頭洪積世砂丘砂岩中的風成交錯層理 .....            | 6  |
| B. 維多利亞波頓山一個火山滓陡坡,被玄武岩流所掩蓋,岩流<br>下緣有流動褶縐生成..... | 6  |
| III. A. 維多利亞卡思特敏板岩中的真劈理, $\times 30$ .....      | 76 |
| B. 維多利亞頓瑤里河谷頁狀板岩中的假劈理。 $\times 4/3$ .....       | 76 |
| IV. A. 在張力作用下的泥餅實驗作出的小地塹 .....                  | 77 |
| B. 在壓力作用下的泥餅實驗作出的褶皺、捩斷層、及正斷層 .....              | 77 |

## 第一章 非造山運動構造

### 1. 沉積岩的原生構造<sup>1</sup>

層理——沉積岩的成層排列，爲其最顯著的特性之一。不同的岩層爲層理面所間開。各層因成分、組織、硬度、結合力、或顏色的不同，常可相互區別。一層全部由同樣的材料構成，但個別層內可能有組織或其他性質上稍稍變化的薄層存在。這種分層如果厚度不及半吋，名之爲頁層，如果很厚，即名之爲層理層。沉積岩一般的易於沿層理面劈開，在易裂的頁岩中，由於薄片狀或棒狀礦物沿層面的定向排列，並生成一定的劈理。這些礦物的定向，由於它們在原生泥土沉積所受的重力壓緊作用中，經過旋轉，並受平行於層理的軟流作用所致<sup>2</sup>。所以劈理並非原生構造，應與紙狀頁岩中的頁理相區分。

沉積物的級序——構成一層、一個頁層、或一個層理層的粒子的大小，常沿垂直方向逐漸變化；單獨一層內的次序，通常是下部者較粗，上部者較細。下層頂部較細的材料，與上層底部較粗的材料間，有一個顯著的間斷。在沉積物中，由於顆粒大小不同所生的組織變化，我們稱爲級序層理。這種結構見於冰河泥中，但在許多海相沉積中，尤爲普通；其生成，由於原爲表面水流所攜帶的粗細混合的粒子，在靜水水底分選沉澱所致<sup>3</sup>。在每種情況下，凡有這種級序層保存的地方，就表示在沉積期間，該處沒有強大水流。所以 Bailey 認爲凡表面水流具有足夠速度，能夠攜帶大的砂粒，超越深海盆地中相對安靜的靜水時，多半由於海震作用，這種表面水流即所謂“潮波”<sup>4</sup>。

標準的級序，是自下而上由粗到細的，在判斷岩層重疊次序而有所懷疑時，我們可以應用這一個道理，予以取決（圖5）。如果應用謹慎，級序層理對作圖是非常有用的<sup>5</sup>。不過我們必須注意，在粗粒沉積中，

上述次序可能有時倒轉<sup>6</sup>，所以只有在整合的、連續沉積的細粒序列層次中，這種道理才是判別層位的有力根據。

**原傾斜**——層理面的原生狀態，通常大致水平，但交錯層沉積（見2-7頁）及斜坡上的沉積，具有原傾斜。這種傾斜是沉積時原生的，而非受後來的變動所致。原傾斜的最大角度，因沉積物沉澱當時的環境所決定的靜止角的大小而異。雖然細粒沉積的靜止角度較小，但砂子在靜水中沉澱時，原傾斜可以大至 $43^{\circ}$ 。<sup>7</sup>

具有中等或高度原傾斜的沉積，不管成因如何，總是在陡峻位置上沉積起來的。通常環繞珊瑚礁及火山生成，有時也生成於斷層崖及埋丘上（見46-7頁；63-4頁）。野外工作中，我們必須記住這種可能性，即我們發現的岩層傾斜，它有可能是原成的，而不一定是後來傾斜或褶皺的。原生傾角可能因沉積物的壓緊及地殼運動而有所改變<sup>8</sup>，推斷原來的沉積情況時，腦子裏必須記住這一點。

**不整合層理**——在安靜的條件下，沉澱而成的各沉積層，彼此相互平行。並除上述特例外，一般的大致水平。但在負荷風或負荷水流迅速沉積的碎屑物中，層理面常依沉積物的靜止角度而傾斜，或規則的起伏，切面呈S狀曲線，或不規則的起伏，呈不規則傾斜。這種沉積中，小的層理面與分割沉積系統中較大單位的主要層理面相斜交，這種層理叫作不整合層理<sup>9</sup>。其他水流層理、交錯層理、假層理、斜交層理、及傾斜層理等名詞，意義大致相同，均指此種構造。不過水流層理，似乎用於流水沉積表示波浪狀層面，最為妥當。其他不整合層理，如果能夠鑑別，可依其成因而命名。如各種變態交錯層理，我們可依其成因，分別名之為風成交錯層理，三角洲交錯層理等。

不整合層理生於因中等或強大風流或水流作用而成的砂丘、砂洲、砂灘、三角洲、河流沉積，及湖、海等沉積中；並也見於小規模的波浪層中<sup>10</sup>。

三角洲沉積層可以很清楚的分為三組：頂組、前組、及底組（見圖1）。頂組在三角洲露出水面部分的斜坡上堆積生成，具有一個低原

傾斜角。前組是由三角洲外緣滾落的材料構成，具有一個與這種材料靜止角度相等的原傾斜。底組或先三角洲泥土層，代表攤佈海底或湖底的較細碎屑物；它們具有一個低原傾斜角。與前組的底層以緩彎曲線相摻合。前組的上端，或被頂組所切去，或以斷曲線與其相連接。在後一種情形中，層面連續貫穿頂部、前部、及底部各層，在縱切面上表現雙彎曲線。

由湍急河流所造成的粗粒沉積，係在“傾卸”方式下生成，類似三角洲前組的建造。但其層理極不規則，頂組層及底組層不顯著，或完全沒有（湍流交錯層）。

在攜帶物重而多的水流中堆積的細粒沉積，因水流強度與碎屑物補給至各點的速率間，有相當關係，其層理面呈 S 型彎曲（見圖 2）。如果水流的強度增加，或沉積物補給率降低，這種彎曲的層理面的上部，可被蝕去，因此形成其上端被後來的沉積層所切斷。因為這種切斷僅能發生在一層的頂部，這裏我們有一個方法，可以斷定一組具有不整合層理——如三角洲交錯層理——的沉積疊層的正確次序<sup>11</sup>。這方法是看傾斜頁層的截斷情形（截斷總是發生在一層的頂部），而不必看層面的凹向，凹面可能向上也可能向下（見圖 2）。這個方法的野外應用的說明，見引證文件<sup>12</sup>。

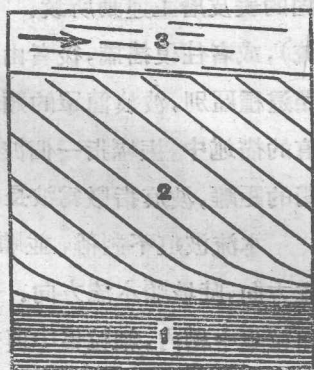


圖1 三角洲沉積的縱切面，  
箭頭表示碎屑物補給方向。  
1. 底組；2. 前組；3. 頂組。

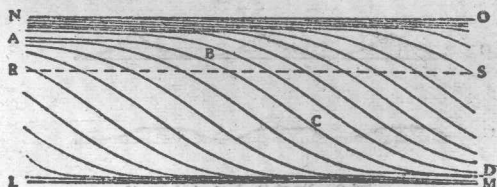


圖2 一個合成層，NO 為頂，LM 為底，由若干分層構成。

每一分層具有完整的水流層理曲線 ABCD。

幾同時剝蝕作用將 RS 以上的部分挪去，使餘留的層理層呈截斷狀。

風成或砂丘交錯層中，前組可局部的與頂組相連接，底部不彎曲。這種排列見於向風及背風兩側所成的砂丘中（圖版 II, A.），略似三角洲交錯層理的倒轉，如果對其成因認識不夠，應用上述原則可能發生錯誤。

**波痕**——沉積層上的波痕<sup>13</sup>，由空氣或水在不黏結性沉積物未凝固的表皮層上運動所致。這種運動或在一個方向連續進行（風或水流），或者往復搖擺，後者由波浪在較波底為淺的靜水中運動而生。按照這種區別，波痕簡單的類別為水流波痕及波浪（或擺動）波痕。在波痕的描述中，振幅指一個波痕頂高出相鄰槽的高度，波長指相鄰兩頂間的距離，波痕指數為波長被振幅除得之數（參看圖 3）。

水流波痕不對稱，並順水流方向移動，類似小型砂丘。緩坡對水流方向，陡坡順水流方向。發育較好的水流波痕，頂部鋒尖，槽部渾圓。粗粒集中槽內，細粒集中頂部；沉積迅速時，頂及槽呈連續層，上面的一層較下面的一層略略表現順水流方向前進。由於這種排列，因而形成大規模的虛交錯層理向逆流方向傾斜（見圖 4）。水流速度增加，流成波痕被破壞。沉積的表面被推成幾近對稱的波浪狀波痕。但此種波痕不常保存於地層系統內。風流波痕發育於風吹砂層中，很像水流波痕

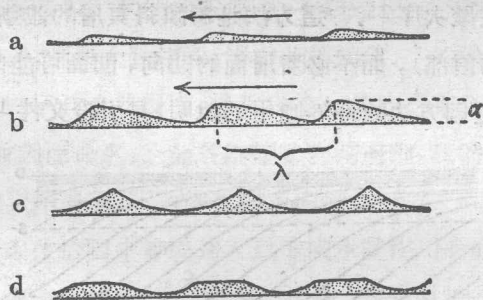
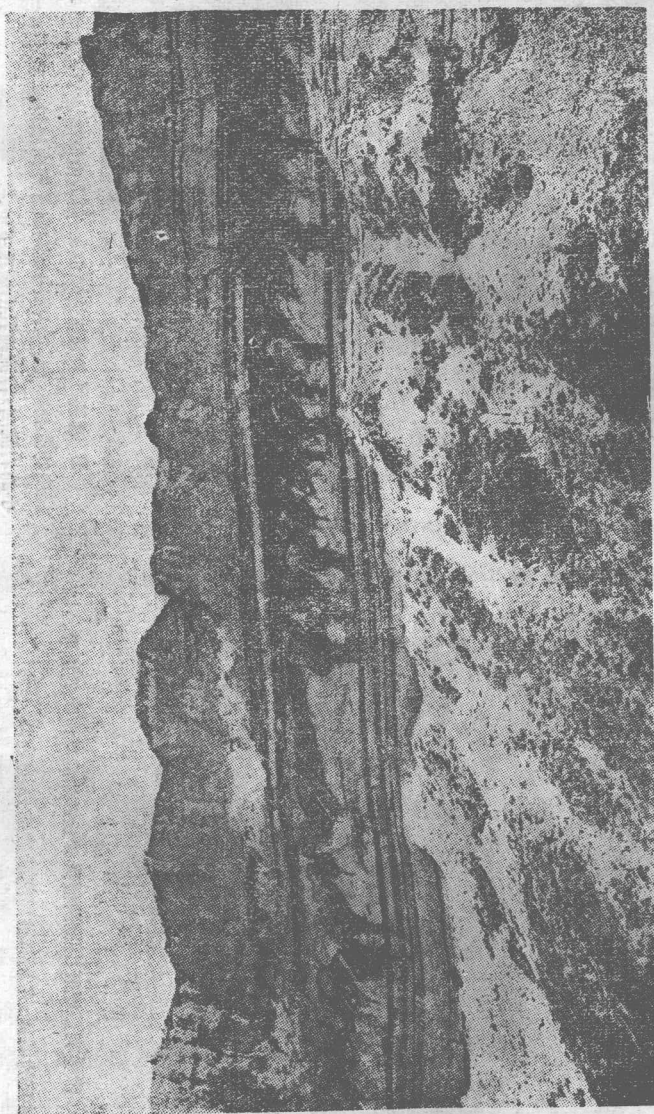


圖 3 沉積物上的波痕類型。

a, 風流波痕；b, 水流波痕，注意，與波長相比較，水流波痕之振幅較大，  
c, 波浪或擺動波痕；d, 波浪波痕，波頂被蝕去。λ, 波長，α 振幅。  
a 及 b 中之箭頭表示流動方向

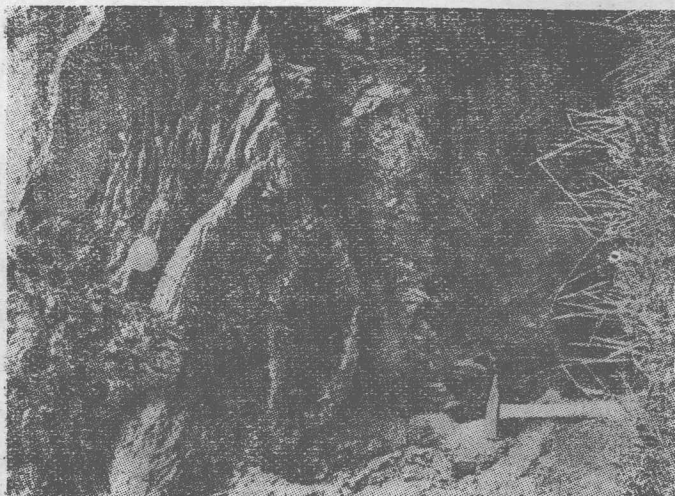
圖版 I



新西蘭阿哇——阿哇沙灘的層間扭曲層

圖示扭曲層由砂岩及細礫岩的互層構成，傾斜不及 $1^{\circ}$ 。Ongley 及 Macpherson 認為這些岩層會含水分，因上層壓力，而發生運動。

## 圖版 II



B. 遮蓋羅多利亞波頓山一個火山陡坡的玄武岩流下緣中的流動褶皺。岩流向離開觀者方向傾斜。底部有一個小的岩流洞，岩流縫孔由洞頂下垂。



A. 維多利亞巴巴旺山頭洪積世砂丘砂岩的風成交錯層理。最高砂丘的前組，在底部被局部的截斷，頂處緩曲。

痕。但一般認為其波長與振幅比較，波長較大，此為與水流波痕的區別<sup>14</sup>(見圖3)。這種區別雖非定則，但頗常見。

如果水淺，最深的部分也能受到波浪運動的影響；當每一個波浪經過的時候，底部的水往復擺動，將砂子堆積成平行的脊丘，脊頂鋒銳，被圓底槽隔開。因為發育完好的波浪波痕，脊稜鋒銳，很易於與圓滑的底槽相區分。所以岩層具有這種波痕者，其頂面非常容易決定。但有些例子，脊稜渾圓，那末我們就不能應用波痕作為岩層頂底鑑別的標準。還有，在潮區生成的具有波痕的砂層，因退潮波浪作用，加上風的影響，可以將其鋒利的脊稜蝕掉，在倒轉岩層中這種受蝕的脊稜，可能與淺槽相混淆(見圖3)。野外工作中，最安全的方法，在能尋找標準波痕。一組頂稜鋒銳的波浪波痕，便是判斷岩層頂部的十足有力的證據。完整的水流波痕，具有同樣作用。

波痕的種類變化很多，曾迭有敘述，因為每一種不同的波痕只能在一定的條件下才能生成，所以古波痕的解釋在古地學研究上，是很重要的。Bucher<sup>15</sup>曾本此觀點，對於波痕作過一個有趣的總結。

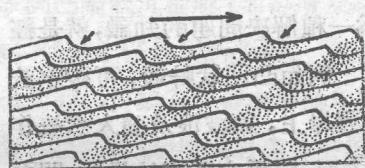


圖4 虛交錯層理，由水流波痕層的重疊而生。附有假層理向小箭頭方向傾斜。

水流向長箭頭方向流進，粗粒子集中波痕槽中，圖上以細點表示之。

較深，且不如雨印規則。所有這些印跡向上的一面，都是凹的。但掩覆層由此而得的印模的底面，則是凸的，含石化印跡的岩層的頂面便可藉此辨識(圖5)。

**龜裂(乾裂, 縮裂)**——龜裂只有在黏結性泥質淤積曝露於溫暖大氣中，經過相當時期，才能生成，很少例外。如果帶有懸浮物的水流迅

**雨印、滴印、及雹印**——雨滴，樹

上落下的水滴，及降雹，在軟泥上形成的印跡，如果條件適宜可以保存下來。滴印及垂直落下的雨印為圓形，四週界以脊稜，高度相等。但雨滴並非經常垂直降落，所以它們常留下一個蛋形印跡，週稜高起，正對來雨方向的一邊，比較最高。雹印亦為蛋形，但比較深，且不如雨印規則。

所有這些印跡向上的一面，都是凹的。但掩覆層由此而得的印模的底面，則是凸的，含石化印跡的岩層的頂面便可藉此辨識(圖5)。

速的將裂泥淹蓋，或有風刮來的材料，在它上面沉積時，裂縫被不同性質的沉積所充填，結果更易認識。龜裂裂隙的向下狹尖，是沉積岩系基地的指示<sup>16</sup>。

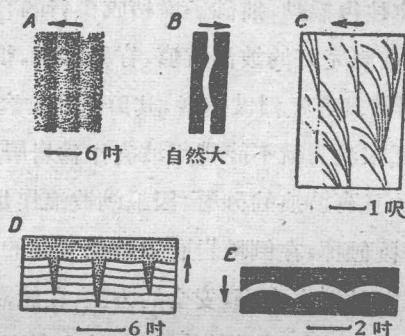


圖5 沉積層各部分的縱切面。用釋 A, 級序層理; B, 雨印; C, 水流層理, D, 泥乾裂; 及 E, 波浪波痕在判別層序時的用途。

在每種情形下，箭頭尖端指向層頂。所示比例尺，根據實際例子，但略許變更；尤其 A 及 C 二者。

**含夾化石**——含夾化石的狀態，有時可以用以指示岩層的頂面，例如羣體珊瑚，其上下面很易辨識，並且一般保存在原來生成的位置<sup>17</sup>。不祇像這樣的生物的生活方式，可以作為一種解決問題的知識，就是經過再安排的貝殼，也能給我們一些資料。例如凸凹狀蚌殼，可被水流及波浪所翻轉，因而凸面向上，在多殼的灘岸上，經波浪及強大水流作用，大多數貝殼具有這種狀態。但另一方面，經靜水沉定的貝殼，凹面向上；所以在解釋貝殼化石層時，這種區別，必須記在腦中。

此外還可以看到一種內模，由於週圍沉積中的細粒泥土進入貝殼而成，完整的雖然少見，但部分充填貝殼穴洞的情形常有；在這種例子中，殘模的平面，與原生的地層面平行，並面向地層的頂面<sup>18</sup>。

在變動劇烈的無化石的岩層中，可在局部不整合處，找到地層正常層序的標誌。該處老地層的礫石，包含在新地層中；並且下部地層中的舊河道，常為新沉積填充，也是認識地層層序的標誌。此外礫石下面岩層的彎曲，也曾用以解決層位構造<sup>19</sup>。次生構造如劈理及拖摺皺

等的應用，將在以後各章指明。

## 2. 非造山運動變形

岩石變形並非全是由於造山動力<sup>20</sup>的直接干擾，分異壓緊，流冰的拖曳，水下滑動，及重力崩頽，均能產生與造山作用結果相同的構造。因此忽略它們的可能影響，野外地質工作者便可能走入迷途。

分異壓緊——沉積層所含水分的排出，及由於上覆岩石重荷，促成粒子的密集，結果使其體積發生相當大的萎縮。雖然這種收縮率在砂岩及石灰岩中很小——Sorby 認為小於 25%，但在泥質沉積中則為原體積的 75% 或超過之<sup>21</sup>。如果一組泥質沉積中，有不易壓縮材料構



圖 6 切面圖說明，由於泥的壓緊率大，結果在凸鏡狀砂層及珊瑚礁上形成構造丘。比例不準確。

成的凸鏡狀沉積層（如砂層及礁石灰岩）存在，則泥中層理面的原來狀態，將被壓緊作用所改變。因為同樣厚度的泥，不含凸鏡層的地方，將較含有砂質或石灰質夾層的地方萎縮大。所以原來的水平泥層變成斜層，由砂岩凸鏡層或岩礁等夾層向外傾斜（見圖 6）。

如果泥層位於一個高低不平的面上，也可產生同樣的結果。低處的厚沉積，較高處的薄沉積收縮大，因此高處生成構造丘，低處形成盆地。這種作用在油田地質上具有重大意義<sup>22</sup>。

據 Bather 敘述<sup>23</sup>，由於沉積物在厚層礁灰岩受壓後的壓緊，使其密實化，結果可在礁底岩層中形成盆地。

流冰的效應——在冰河，陸地冰蓋，或冰山下面或前面的軟弱岩石，常受流冰的拖曳而礫碎、斷裂、或摺皺。這種擾亂現象，為冰河沉積的特徵。此外，如果一些老的岩層相當柔弱，受冰的拖曳後，還可發

生扭曲。S形彎曲的衝斷面，與流褶皺及彎褶皺（參看第四章）一樣，也常見於冰擾沉積層。S形彎曲為該類岩層中，擾動層面及衝斷面的特點，和消退冰河所堆積的成層冰磧層中的情況相同（見圖7）。不過在冰磧層中，這些構造並非僅為流冰變形的結果，一部分也繼承自冰中的岩層，它們在那裏業已形成<sup>24</sup>。



圖7 阿爾博特泥崗上白堊系泥、砂層受冰擾亂的情形。

冰由北向南移動。切面長160呎；T.P.代表衝斷面。

**水下滑動** — 當沉積物在斜坡面上沉積，接近其靜止角度時，它們即處於一種易於滑落的不穩定狀態，最後由所在的底板上滑脫。這種滑落由於失去支持力量，例如因承受沉積的湖的水位降低，或發生地震，或由於新沉積增加了重量，因而發生不穩等。水下滑動常發生在大於 $10^{\circ}-15^{\circ}$ 的斜坡上，但也可在僅及 $2\frac{1}{2}^{\circ}$ 的坡上發生<sup>25</sup>。水下滑動、在海下斷層崖上、在地殼活動帶的大陸坡上、在水下冲刷河道的邊緣、及三角洲上是常見的。

地滑可以在一組不穩定沉積層的底部，沿不整合面進行。但最普通的，是沿沉積層內的層面發生。滑動發生後，最清楚最顯著的構造結果，是滑落岩體的複雜變形。未固結的蓄水層及部分固結的沉積物變形的情况不同；未固結的表面沉積物，非常柔軟，生成複雜褶皺構造，而下部各層，因為已經部分固結，產生不甚複雜的褶皺及小的衝斷面，有時並碎為角礫。在南美洲祕魯及厄瓜多爾的第三紀岩層中，數千呎

的沉積物會受地滑的影響。該區地滑主要沿低角度正斷層發生，一般認為沿此項斷層的位移達兩、三哩，同時並產生角礫、複雜的小褶皺及其他構造<sup>26</sup>。

因地滑作用扭曲為複雜褶皺的層面，名之為滑層理（見圖8）。

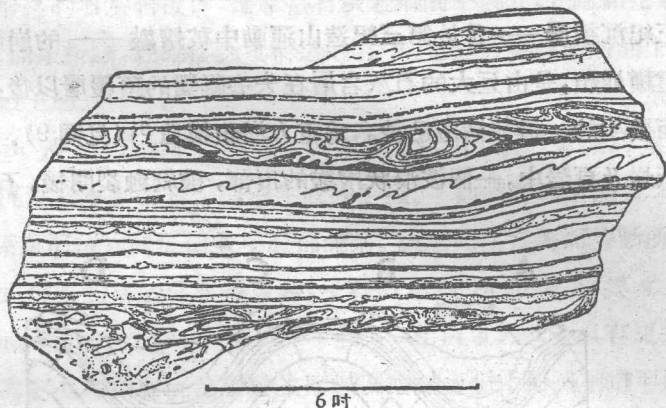


圖8 得自格凡區的一塊奧陶紀頁岩標本中的滑層理。

當滑動岩體，滑落在未經擾亂的沉積層上以後，它可能被後來的新沉積所掩蓋。擾亂劇烈的岩層便將夾於未曾變動的岩層間。這種排列名為層間扭曲或層間褶皺，在地質柱面內很多這樣的例子。例如在格凡的奧陶紀岩石及東色沙蘭的凱末瑞束層中，就有顯著的角礫與具有滑層理的岩層存在。仔細研究這種岩層以後，認為由於海下的擾亂伴隨斷層作用，因而引起水中地滑，又因其中包含業經固結的岩塊，所以生成角礫<sup>27</sup>。

但在研究另外一個例子中，Miller<sup>28</sup>反駁了地滑為層間扭曲生成原因的說法。他認為造山變形或失去支持的岩體受了重力作用所引起的岩層間的差動，是比較正確的解釋。雖然Henderson<sup>29</sup>有些地方不贊同Miller的異議，但以地滑解釋一切層間褶皺層構造，的確是不合適的（參看卷首圖版I.）。流冰所生的變形，掩埋冰塊的溶解，重力

作用下的軟流，泥土的水化及膨脹，以及造山作用變形等，為其他可能的原因。

如因化學變化，結果使岩石——如鹽礦床及石灰岩——的體積增大或縮小等，某些類似構造，名之為腸結石構造<sup>30</sup>。

**重力崩頹構造**——最近在波斯西南部的研究，瞭解了當地中生代及第三紀沉積層——曾於第三紀造山運動中被褶皺——的崩頹構造，認為這種崩頹，是由巨大的石灰岩層在失去維繫的頂覆層以後，受重力作用而發生的。這種構造已被名為重力崩頹構造<sup>31</sup>（見圖9）。當間互層石灰岩及頁岩中，一個波浪狀褶皺的頂部，被剝蝕裂開後，石灰岩席

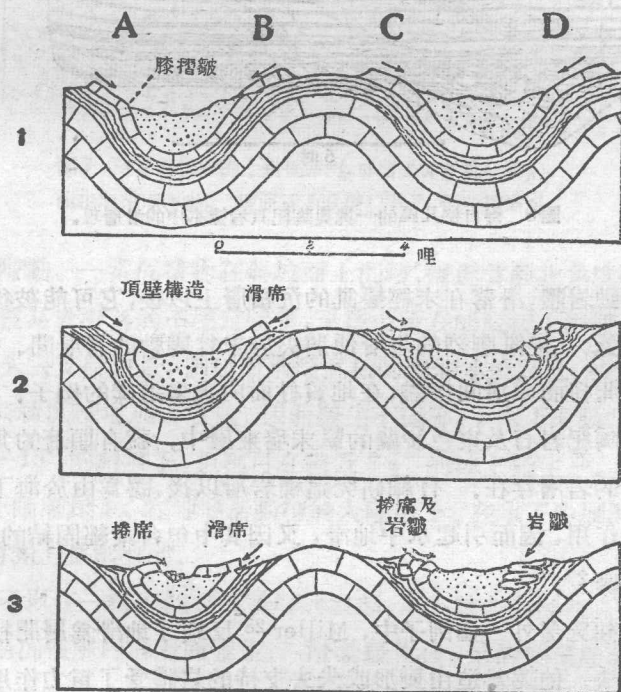


圖9 重力崩頹構造

圖1,2,3代表捲席(A順序下面),滑席(B下面),捲席與岩皺(C下面),及岩皺(D下面)連續形成的各階段。箭頭表示石灰岩板在頁岩上面滑動的方向。垂直與水平的比例尺相同。

沿它下面的頁岩，分別向下向外滑動，於是在石灰岩中首先形成一個膝摺皺。<sup>32</sup> 如果作用加強，結果生成一種構造，很像房子的一側，具有傾斜的屋頂及直立的牆壁，所以稱為頂壁構造。其他構造：岩皺是一組附屬摺皺，由石灰岩崩裂後沿斜坡滑落形成。滑席是一塊在基板上斷裂，沿斜坡滑落的石灰岩板。捲席是石灰岩層的一部分，它離開摺皺軸向後彎曲，而未折斷，在鄰接弧拱構造的谷中，它位於曝露岩層的上面，下層翻為最上層。

Bain 及 de Terra<sup>32</sup> 也曾強調過重力作用下岩石軟流的重要性。以之為沉積岩變動帶若干構造生成的原因。他們認為摺皺及小的衝斷層，係由沉積物向沉積盆地底部流動，或離開主背斜而流動所形成。這種方式形成的構造可能很普遍，較我們已往所想像的要多得多。Haarmann, Jeffreys,<sup>33</sup> 及另外一些人，相信重力軟流具有更大的意義，認為它是地向斜沉積層發生摺皺及摺皺山脈中衝掩構造形成的原因之一。不過關於這些問題更深入的討論超出了本書的範圍。

懸崖斷裂及山崩與礦場形成的各種構造，也可認為由於重力崩頽作用<sup>34</sup>。

### 參考文獻及註釋

1. 比較詳細的原生構造概論材料如下：

Twenhofel, W. H., *Treatise on Sedimentation*: London, 2nd edn, 1932, pp. 603—756.

Grabau, A. W., *Principles of Stratigraphy*: New York, 1st edn, 1913, pp. 696—722 (2nd edn, 1924)

Tyrrell, G. W., *Principles of Petrology*: London 3rd edn., 1934, pp. 196—202.

2. Lewis, J. V., 'Fissility in Shale and its relations to Petroleum': *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. 35, 1924, pp. 557—90.

3. 流成粗粒岩層所具有的級序(見 Wills, L. J., *The Physiographical Evolution of Britain*: London, 1929, pp. 119)單另又是一種，通常不能歸入級序層理。

4. Bailey, E. B., 'New Light on Sedimentation and Tectonics' *Geol. Mag.*, Vol., 66, 1930, pp. 77—92; 'Sedimentation in Relation to Tectonics' *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 47, 1936, pp. 1713—26.