

构造地质学纲要

E. S. 希尔斯 著

潘 广 译

地质出版社

构造地质学纲要

澳大利亚 E. S. 希尔斯 著

潘 广 译

地质出版社

1957·北京

OUTLINES OF STRUCTURAL GEOLOGY

By

E. SHERBON HILLS

本書系根据希尔斯的“構造地質学綱要”一九五五年第三版譯出。

全書共分为七章，第一章簡明叙述非地壳变动構造的知識；第二章扼要說明岩石变形的力学原理；第三章講述大型的地壳構造；第四章至第六章以論述小型的岩层構造为主，分別論述了褶皺、断层及火成岩構造；第七章講述岩組分析。

本書的最大优点，是簡明扼要；是野外地質工作者不可少的一本書；对初学地質的人也是非常适用的。

构造地質学綱要

著者	E. S. 希 尔 斯
譯者	潘 广
出版者	地 質 出 版 社
	北京宣武門外永光寺西街3號
	北京市書刊出版業營業許可證出字第050號
发 行 者	新 华 書 店
印 刷 者	沈 阳 市 第 一 印 刷 厂
	沈阳市鉄西区北三路一段12号

印数(京)1—2,660册	1957年11月北京第1版
开本 31"×43"½	1957年11月第1次印刷
字数 140,000字	印張6 ¼ 插頁4
定价(10) 1.00元	

中 譯 本 序

希爾斯的“構造地質學綱要”，簡明扼要，講述了野外地質工作者所必需的構造地質學知識，在英文構造地質學中是一本不可多得的良好參考書或教本。

原生構造即沉積構造，是研究地質構造的最基本的知識。本書第一章即對此作簡明的敘述，使野外地質工作者掌握鑑定岩層上下次序的方法。

第二章由應力和應變的關係開始，扼要說明岩石形變的原理。第三章講述大型的地殼構造。第四章至第六章則以小型的岩層構造為中心，分別論述褶皺、斷層及火成岩構造。在講褶皺的一章內，簡潔地論述了節理和劈理，在斷層章中附論了沖斷層，頗能給初學的人一個簡明的概念；但褶皺、沖斷層、斷層、劈理和節理在發生過程中是有密切聯繫的，本書對此討論頗為不足，著者若能就第二章所論述的岩石形變的力學成因及其與岩石性質的關係方面加以論述，則當能補足這個缺點。岩組學作結尾的一章，講述顯微鏡下研究岩石內部構造的必要知識，使讀者認識研究地質構造的另一個方向。

本書另一優點，是列舉的參考文獻很多，可供地質工作者作進一步的參考；但對於先進的蘇聯地質文獻，一點都未提。為了補足這個缺點，讀者可參考 B. B. 別洛烏索夫：“大地構造學基本問題”、Ю. А. 柯西金：“含油區大地構造原理”、Г. Д. 阿日吉烈：“構造地質學”。

現在此書由潘廣先生譯為中文，在目前急切需要中文教本和參考書的情況下，這個譯本是值得推薦和介紹的。

張 文 佑

一九五七年五一節

俄譯本序

澳大利亞地質學者 E. 希爾斯在這本書里，簡潔地論述了構造地質學領域的所有主要問題，及關於地殼大構造單元成因的某些學說。

並且，就著作的分量講，作者是以不大的篇幅，對近年來國外最主要的研究成果，作了客觀評價；對構造地質學各方面的研究方法的應用，也進行了批判性的探討。

在這本書里，E. 希爾斯利用世界各地許多學者的結論，取材於廣博的區域地質文獻。作者特別注意到在地質構造複雜區，如阿爾卑斯、蘇格蘭等區所進行的研究，以及研究得比較差並且不大見於文獻中的澳洲大陸的構造地質的研究。

應當指出，對於專門術語的應用方面的問題，作者是極富思想性地並且非常慎重地來處理的。

這一點是很有意義的，因為在國外特別是在英美的地質文獻中，對大部分構造地質學名詞的解釋，處於混亂狀態。

一般在有爭論的情況下，作者都列舉了這種或那種名詞的不同解釋，並說明德國及法國地質學者所應用的同義詞，同時着重指出較好的意見。除開少數例外，作者對名詞的選擇一般是正確的。

E. 希爾斯不要求徹底地詳細地敘述關於某些專門問題如斷裂構造、岩漿侵入構造及岩組分析的研究方法；而是按書的章次，對野外工作過程中須要搜集和研究的資料的性質，以及隨後整理這些資料的總的原則，作了清楚的交代。

本書的優點是附有很多極其重要的國外文獻目錄，它便於讀者進一步深入研究各種構造地質學問題和區域地質問題。

本書的缺點是缺少蘇聯關於構造地質學研究的文獻目錄，這說明，作者還不了解蘇聯地質學者的工作。因而書中所討論的問題的幅度，便不能不顯得狹窄，更不用講，就希爾斯著作的一般學術水平說，也反映出對蘇聯研究工作的無知了。

由於作者所闡述的某些論點，與蘇聯地質科學所持有的觀點不同，

因而，編者必須附以簡短的按語加以說明，特別是象在“褶皺岩层中的附屬構造”一节，作者所用的術語，是与絕大多數苏联地質学家所用的術語不同的。

俄譯本 A. B. 培克

第三版序

过去十年来的研究和爭論，大大地推进了構造地質学的許多分支。某些分支，如造山機構学，进展得特別快，已經形成一种学术思潮，甚至較当代許多欧洲著作的主要論題“流动構造”还受人注意。如果仅仅由于先前認為可靠的假說，已显然的不能令人滿意时，本書正是將这些假說及有关假說，不管它們如何地对立，一併介紹給讀者。这样作，是希望讀者能够有批判地选择正确的理論，而不致于受一种僵化观点的影响，使自己的思想受到束縛。

在增訂过程中，得到出版者的热誠协助，使我有机会对構造理論部分，作一定幅度的修改。我們認為这方面的知識，是解釋構造現象时所不可缺少的。不过，另一方面，岩組学一章，虽然簡單，却保留未动。这一章的主要价值在于它具有“指南”作用，借此，構造地質学者可以有利地利用显微鏡。

我非常感謝同仁們和朋友們的帮助，他們曾對本書加以評論或曾与我共同討論問題。不过，有关这些观点以及其他地質學者——他們的著作曾為本書所参考——的观点的論述，仍由我完全負責。

于墨尔本大学

1951年4月16日

目 录

第一章	非地壳变动構造.....	1
第二章	岩石变形：力学原理.....	15
第三章	地壳的大構造.....	30
第四章	褶皱.....	49
第五章	断层.....	77
第六章	火成岩構造.....	94
第七章	岩組分析.....	107
参考文献及註解.....		120
名詞术语中英对照表.....		152

第一章 非地壳变动構造

1. 沉积岩的原生構造⁽¹⁾

層理——沉积岩的成层排列，为其最显著的特性之一。被層理或层面所划分的各种岩层，常可因成分、組織、硬度、結合力或顏色的不同，而相互区别。一个层全部由同样的材料構成，但个别层內可能有在組織或其他性質上稍稍变化的薄层存在。这种分层如果厚度不及半吋，名之为頁层，如果較厚，即名之为层。沉积岩一般較易于沿層理面劈开，在层狀泥質頁岩中，由于薄片狀或柱狀矿物沿层面的定向排列，常生成一定方向的劈理。这些矿物的定向，是由于它們在原泥質沉积物的重力压紧作用中，发生旋轉，並平行于層理作柔性流动的结果⁽²⁾。所以劈理並非原生構造，应与薄层頁岩的頁理相区分。

岩層的層面判別——在高度扰动的特別是倒轉褶皺常見的地区进行岩石的研究时，岩层原生頂面和底面的判別，是必要的，在填图工作上尤其重要。許多鑑別沉积岩、熔岩流及火成碎屑岩頂面和底面的方法，曾經被引用，但毫無疑問的，还有一些其他的方法不久会提出来⁽³⁾。在这本書里，本問題分別論述于若干不同的章节中。

沉积物的粒序——構成一个頁层或一个层的粒子的粒度，常沿垂直方向逐漸变化。單独一层內的粒序，通常是下部較粗，上部較細，下层頂部較細的材料与上层底部較粗的材料間，有一个显著的間断。这一組織上的变化，称为粒序層理，系因供給沉淀作用的碎屑粒度发生变化而生，例如在冰河紋泥中，但尤其常見于海相沉积中，它的形成，是原混合于水流中的粗細杂存的粒子，进行分选的结果。分选可因表面水流中的混合沉积物在靜水水底沉淀而生⁽⁴⁾。貝利認為这种携帶碎屑物的水流可能由海震所引起，它形成所謂“潮波”或海嘯⁽⁵⁾。此外，邱南及密格立瑞尼⁽⁶⁾也曾認為分选发生于濁流中，并且許多海相层序，很可能是由这种水流沉积出来的，其中，泥質砂岩（硬砂岩）常递变为頁岩或泥岩。

由于水及碎屑物混合而成的濁流的比重相对較高，因而它可以在靜水中沿緩坡坡底向下流动。密度很大的濁流可以帶动卵礫大小的碎屑物，推想可以帶得很远，並且实验的結果表明，其最后的沉积是粒序性的。已知濁流形成于湖中及洪水的蓄水盆地中，但有人認為，主要由于早期沉积物的滑坡作用，它們也可能大規模的发生于海洋中。濁流一旦形成，它便可能侵蝕松软沉积物，这样，就更助長了它的搬运作用。

虽然有人認為，水流层理及粒序层理形成于不同的环境中(7)，但在一个厚层粒序层內，由泥質砂岩到頁岩或泥岩的規則遞变帶中，于砂質底及泥質頂間，可能出現一个薄层狀层帶，其中的砂質层常常既有水流层理又具波痕構造。維多利亞厚层奥陶紀岩系中的这种結構(8)，被認為是由于濁流中的附屬波动或波浪作用而生(图1)。

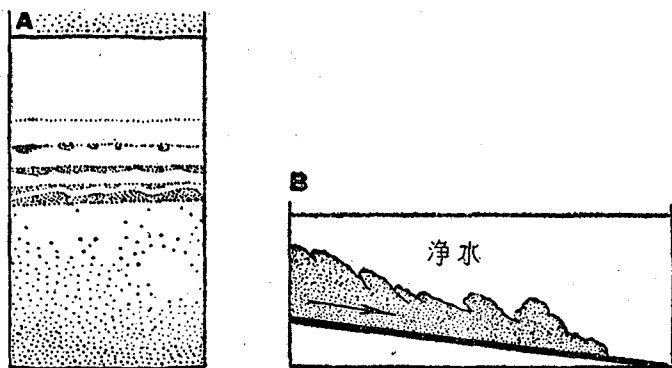


图1. 粒序层理

A'—复合粒序层，具有砂質底，中間薄层帶(具有水流波浪等構造)及泥質頂。

B—水箱中的濁流，表示次生波浪

如果应用謹慎，粒序层理对填图是非常有用的(9)。不过我們必須注意，在粗粒沉积中，上述次序可能有时倒轉(10)，所以只有在整合的、連續沉积的細粒序列层次中，这种道理才是判別层位的有力根据。

原傾斜——層理面的原生狀態通常大致水平，但交錯層沉積（見3—6頁）及斜坡上的沉積，具有原傾斜。這種傾斜是沉積時原生的，不是由於後來的變動。原傾斜的最大角度，因沉積物沉澱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，但砂子在靜水中沉積時，原傾斜可以大至 43° （11）。

具有中等或高度原傾斜的沉積物，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43—6頁；57—8頁），野外工作中，我們必須注意這種可能性：我們發現的岩層傾斜，它可能是原成的，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變動而有所改變（12），推斷原來的沉積情況時，必須記住這一點。

不整合層理——在穩靜條件下生成的成層沉積中的各層次，彼此顯著的相互平行，即在上述特例中也接近水平。但由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，或規則的起伏切面表現S狀曲綫，或不規則起伏呈不規則傾斜。這類沉積中，小的層理面，與劃分沉積組為較大單元的主要層理面相斜交，這種層理叫作不整合層理（13）。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。

不整合層理生成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痕層中（14）。

三角洲沉積清楚的分為三組：頂組、前組及底組（見圖2），頂組在三角洲露出水面部分的斜坡上堆積生成，具有低角度原傾斜。前組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，代表攤佈在海底或湖底的較細碎屑物，它們具有低角度原傾斜，與前組的底層以緩彎曲綫相摻合。前組的上端，或被頂組所切去，或以斷曲綫與其相連接。在後一種情形中，

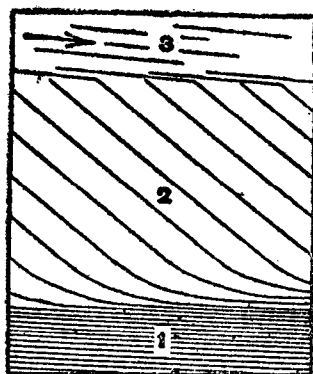


图2. 三角洲沉积的縱切面

箭头表示碎屑物补给方向。1—底組；2—前組；3—頂組

层面連續貫穿頂部、前部及底部各层，在縱切面上表現双弯曲綫。

由湍急河流所造成的粗粒沉积，系在“傾卸”方式下生成类似三角洲前組的建造。但其层理通常极不規則，頂組层及底組层不显著，或完全沒有，称为湍流交錯层。

在負荷沉重的水流所堆积的細粒沉积中，因水流强度与碎屑物补给至各点的速率間，有相应的关系，其层理面呈S型弯曲(見图3)。如果水流的强度增加，或沉积物补给率降低，这种弯曲的层理面的上部可被蝕去，于是表現为其上端被后来的沉积层所切断。因为这种切断仅能发生在一层的頂部，于是我們有办法可以断定一組具有不整合层理——如三角洲交錯层理——的沉积叠层的正确次序⁽¹⁵⁾。这种方法是看傾斜頁层的截断情形(截断总是发生在一层的頂部)，而不必看层面的凹向，凹面可能向上也可能向下(見图3)。这个方法的野外用法說明，見参考文献⁽¹⁶⁾。

风成或砂丘交錯层中，前組可局部的与頂組相連接，底部不显弯曲。这种排列見于向风及背风兩側所成的砂丘中(图版Ⅰ，A.)，略似三角洲交錯层理的倒轉，如果对其成因認識不够，应用上述原則可能发生錯誤。

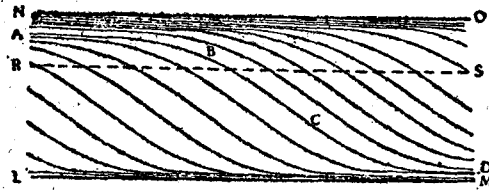


图3. 一个合成层, NO 为頂, LM 为底, 由若干分层構成。

每一分层具有完整的水流层理曲綫 ABCD

(依貝利, 1930)

几乎同时剝蝕作用將 RS 以上部分挪去, 造成余留层理的截断。

波痕——沉积层上的波痕⁽¹⁷⁾, 是由空气或水在不粘結性沉积物未凝固的表皮层上运动所致。运动可能是水流或风流向一个方向的繼續进行; 也可能是波浪在較波底为浅的靜水中的摆动。按照这种区别, 波浪簡單的类别为**水流波痕**及**波浪(或摆动)波痕**。在波痕的描述中, **振幅**指波痕的頂高出相鄰槽的高度, **波長**指相鄰兩頂間的距离, **波痕指数**为波長被振幅除得之数(見图 4)。

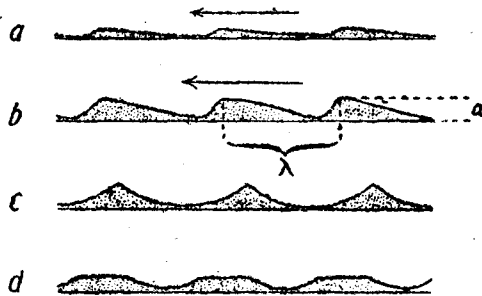


图4. 沉积物上的波痕类型

a—风流波痕; b—水流波痕。注意, 与波長相比时水流波痕的振幅較大。c—波浪或摆动浪痕; d—波浪波痕, 波頂被蝕去。λ, 波長, α, 幅度, ab 中之箭头表示流动方向

水流波痕不对称, 並順水流方向移动, 类似小型砂丘。緩坡对水流方向, 陡坡順水流方向。发育較好的水流波痕, 頂部鋒尖, 槽部渾圓。水流速度增加, 水流波痕被破坏, 沉积物的表面被推成几近对称

的波浪狀波痕。但这种波痕不常保存于地层柱面內。风流波痕发育于风積砂层中，很象水流波痕。但一般認為其波長与幅度比較，波長較大，此为与水流波痕的區別⁽¹⁸⁾（見图4）。这种区别虽非定則，但頗常見。

如果水淺，最深的部分也能受到波浪运动的影响，每当一个波浪經過的时候，底部的水往复摆动，將砂子堆积成平行的脊丘，脊頂鋒銳，被圓底槽隔开，所以，当岩层具有这种波痕时，其頂面非常容易决定。但有些例子脊稜渾圓，那么我們就不能应用波痕作为岩层頂底鑑別的标准。还有，在潮水活动帶生成的波痕砂层，因退潮波浪作用，加上风的影响，可以將其鋒利的脊稜蝕掉，在倒轉岩层中，这种受蝕的脊稜可能与淺槽相混淆（見图4）。野外工作中，最安全的方法，是能寻找标准波痕。一組頂稜鋒銳的波浪波痕，便是判断岩层頂部的有力証据。完整的水流波痕，具有同样作用。

帶有波痕的沉积物，常保留小型的水流层理，其中連續各頁层中的波長是不变的，但頂和槽的位置逐渐沿水流方向移动，产生一种向逆流方向傾斜的虛交錯层理。如果有大小及形状不相同的粒子，优先沉积于槽內及波痕的陡峻的順流斜坡上，則这种状态便愈加显著（图5）⁽¹⁹⁾。

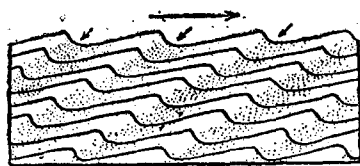


图5. 虛交錯层理，由水流波痕层的重叠而生。

附有假层理向小箭头方向傾斜

水流向長箭头方向流进，粗粒子集中波痕槽中，图上以細点表示之。

压紧及分異柔性变形作用，可以改变埋藏波痕的形状及内部結構。虽然这种效应增加了层面判別的困难，但是有趣的，因为，波痕及与其伴生的水流层理的原来形状，一般可以大致推断出来，变形无異提供了某种綫索，借此可以理解改变岩层的内部运动性質⁽²⁰⁾。

雨印、滴印、及雹印——雨滴，树上落下的水滴，及降雹，在软泥上形成的印迹，如果条件适宜可以保存下来。滴印及垂直落下的雨印为圆形，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迹，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。所有這些印迹向上的一面，都是凹的，把掩復層由此而得的印模的底面，則是凸的。含石化印迹的岩層頂面便可借此辨識。

泥裂（干裂、縮裂）——泥裂只有在黏結性泥質沉淀物曝露于干燥大气中，經過相當時期，才能生成，很少例外。假若帶有懸浮物的水流迅速的將裂泥淹蓋，或有風刮來的物質在它上面沉積時，裂縫被不同性質的沉積物所充填，結果更易辨認。泥裂裂隙的向下狹尖，指着沉積岩系的基底（21）（圖6）。

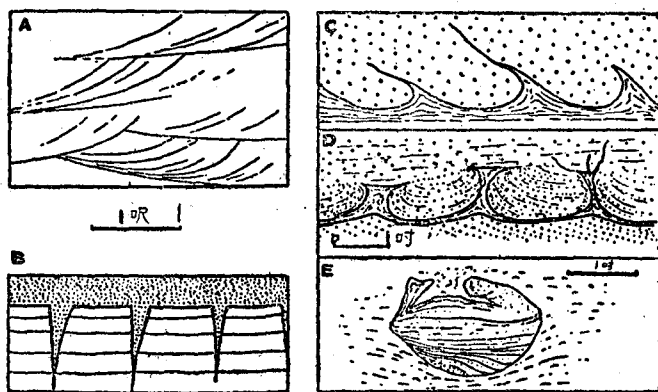


圖6. 沉積物頂面的鑑別

- A—水流層理；B—泥裂；C—砂岩的底部變形，附有橫向滑動的標志；
D—砂岩的底部變形，表示頁岩穿越了波頂頂；E—頁岩中的砂岩“假結核”。每一例証中，岩層的頂皆向上

含夾化石——含夾化石的狀態，有時可用以指示岩層的頂面。例如群體珊瑚，其上下面很易辨識，並且一般保存着原生的位置（22）。不僅象這樣的生物的生活方式，可以作為一種解決層面問題的知識，就是經過再安排的貝殼，也能給我們一些判別層面的資料。例如凸凹狀蚌

壳，可被水流及波浪所翻轉，因而凸面向上，在多壳的灘岸上，經波浪及强大水流作用，大多数貝壳具有这种状态。但另一方面，經靜水沉淀的貝壳，凹面在上；所以在解釋貝壳化石层时，这种区别必須記在腦中。

此外还可以看到一种內模，由于周圍沉积中的細粒泥土进入貝壳而成，完整的虽然少見，但部分充填貝壳穴洞的情形常有；在这种例子中，殘模的平頂面，与原生的地层面平行，並面向地层的頂面⁽²³⁾。

几同生構造——在砂岩层掩复着泥岩层的地方，砂岩层的底部及其下伏层，可以小型的構造关系互相摻合，这时，兩岩层的层理均发生变形(图 6)。通常，砂岩的底部向下作朵狀凸出，凸朵与凸朵間，則夾有尖頂泥質貫入体，后者常作薄层狀伸入砂岩达好几吋。这种構造是当二者均未凝固时，具有高度柔性的泥質岩，向上挤入上复砂岩的結果。由于大体上的不对称，它們通常显示兩层間曾經发生过数吋的分異滑动(图 6 c)。也有的穿入体是对称的(图 6 D)，类如鹽丘模拟实验中所生的小構造⁽²⁴⁾。海丁格⁽²⁵⁾曾經确定过海底滑波作用中，生成于砂岩底部的不对称朵狀構造。梭比⁽²⁶⁾和拉孟特⁽²⁷⁾曾經描述过一些同样的構造，但把它們看作波痕的一种，称之为逆向丘。不过那里，相挨的层面互相摻和于同一構造中，可以確認是后沉积作用而生的。这类構造被称为軟流造型或底砂岩变形⁽²⁸⁾。某些球狀砂石体及假結核的成因約略相同。这些單个砂石团成組的，封存在頁岩或泥岩的一个特殊层位中，每一个球体底部渾圓，稜向上卷。砂岩及外包頁岩层理的变形，說明系砂岩沉入頁岩，而頁岩則向上突入于各个孤立的砂岩体間，砂岩原来是薄层狀，可能具有波痕或一組不完整的波痕，呈小的透鏡体。維多利亞奧陶紀岩层中的实例(图 6 E)，及矿下人工場砑的实例，支持迈克尔及安屯⁽²⁹⁾的解釋：这种球体化作用是在沉积之后不久迅速發生的。

此外，砂石球也可以杂乱无章的与泥岩摻和，生成于显然在軟岩阶段曾受相当程度的变位作用的各层中，变位作用或因滑坡或因在重荷之下受到挤压而生⁽³⁰⁾。

軟流造型及未經扰动的假結核，可以用来指示岩层的层面，因为

二者的圓化面都是向下的。

地层正常层序的标志，同样可以在局部不整合处找到。該处老地层的礫石，包含在新地层中；並且下部地层中的旧河道，常为新沉积充填，它是辨識地层层序的标志。此外礫石层下面岩层的弯曲，也曾用以解决层序構造⁽³¹⁾。次生構造如劈理及拖褶皺等的应用，將在以后各章指明。

2. 非地壳运动变形

岩石变形並非完全由于地壳变动力⁽³²⁾的直接干扰；分異压紧，流冰的拖曳，水底滑坡及重力崩頽，均能产生与地壳变动結果相同的構造。因此忽略它們的可能影响，野外地質工作者便可能走入迷途。

分異压紧——沉积层所含水份的排出，及由于上复岩石的重压，促成粒子的密集，結果使其体积发生相当大的萎縮。虽然这种收縮率对砂岩及石灰岩來說很小，梭比認為小于25%，但在泥質沉积中則为原体积的75%或超过之⁽³³⁾。如果一組泥質沉积中，有不易压缩材料構成的凸鏡层（如砂层及礫石灰岩）存在，則泥中层理面的原来状态，將被压紧作用所改变。因为同样厚度的泥，不含凸鏡层的地方，將較含有砂質或石灰質夾层的地方萎縮大，所以原来的水平泥层变成斜层，由砂岩凸鏡层或岩礫等夾层向外傾斜（見图7）。



图7. 切面图說明由于泥的压紧率大，結果在凸鏡狀砂层及珊瑚礁上形成構造丘。比例不准确

如果泥层位于一个高低不平的面上，也可产生同样的結果。低处的厚沉积較高处的薄沉积收縮大，因此高处生成構造丘，低处形成盆地。这种作用在油田地質上具有重大意义⁽³⁴⁾。

据巴赛尔⁽³⁵⁾叙述，在厚层礫灰岩下面的沉积物，受重压后压紧