723855

典型构造分析

植村　武
水谷伸治郎　著
邵　济　安　编译
刘瑞珣　犁春　校



地　质　出　版　社

地质吧，地学吧www.gsh123.com

典型构造分析

植村　武　著
水谷伸治郎
邵济安　编译
刘瑞珣　犁春　校

地质出版社

地质吧，地学吧www.gsh123.com

典型构造分析

植村　武　水谷伸治郎　著
邵济安　　编译
刘瑞珣　梨春　　校

责任编辑：毕立君
地质出版社出版发行
（北京和平里）
地质出版社印刷厂印刷
（北京海淀区学院路29号）
新华书店总店科技发行所经销

开本：850×1168 1/32 印张：6.0625 字数：157000
1990年4月北京第一版·1990年4月北京第一次印刷
印数：1—1460册　　国内定价：3.20元
ISBN 7-116-00623-0/P·529

地质吧，地学吧www.gsh123.com

译 者 的 话

这本书的日文原版“地质构造的形成”属于都城秋穗、上田诚也等著名地质学家主持的岩波讲座——地球科学第九讲，由植村　武和水谷伸治郎主编。1984年被英国享有很高学术威望的威利父子公司选入“地球科学教科书”系列，译名为“Geological Structures”。现在编译为“典型构造分析”一书，可作为地质专业高年级学生和研究生的参考教材，也可供广大地质科研人员和生产人员学习和参考。

该书在编写方面独具特色，努力把中小尺度的构造、区域构造乃至全球构造的研究结合起来，在区域地质构造研究中引入力学机制甚至微观构造的研究，而中小构造的研究又紧密结合区域构造背景的分析。其次是将理论研究和应用学科紧密结合起来。使我们在不长的篇幅中接触到当代构造地质学中所关注的一些主要课题，可以从9个世界典型构造的剖析中获得丰富的地质资料，又可以从这些经典构造的研究思路中得到有益的启迪。在3—6章各种基本构造要素形成机理和环境的分析中，可以窥见近年来构造地质在方法学方面的进展。最后本书还涉及了断裂研究在工程地质方面的应用，讨论了基岩和边坡稳定性评价等问题，体现了编者力图把理论和实际紧密结合起来的意图。

最后我要对支持过这本书翻译的水谷伸治郎教授、何国琦教授等表示感谢。

邵济安

1989.7.25

地质吧，地学吧www.gsh123.com

目　录

第一章　绪论 …… (1)

1．地质构造的起因 …… (1)

2．地质构造的分类 …… (2)

3．构造地质学 …… (4)

4．地壳运动和构造运动的类型 …… (6)

第二章　地质构造实例 …… (9)

Ⅰ　东非裂谷 …… (13)

1．地质概况 …… (15)

2．裂谷的深部构造 …… (18)

3．陆壳的裂开和裂谷系的发展 …… (22)

Ⅱ　圣安德列斯断层 …… (25)

1．断层的展布和构造 …… (27)

2．第三纪和前第三纪的断层运动 …… (31)

3．第四纪断层活动 …… (34)

4．作为一个板块边界的圣安德列斯断层 …… (35)

Ⅲ　中国山东省的断块运动和郯庐断裂带 …… (38)

1．山东地质区在中国有关地质单元中的位置 …… (39)

2．郯庐断裂带的新认识 …… (40)

3．前第三纪的构造演化 …… (44)

4．山东地块运动的特点 …… (47)

Ⅳ　加拿大落基山的逆掩断层作用 …… (48)

1．加拿大落基山的位置 …… (49)

2．麦克康奈尔逆断层和加拿大落基山丘陵带的构造 …… (50)

3．断层面的形状和伴生的褶皱构造 …… (52)

4．加拿大落基山的地层 …… (55)

Ⅴ　瑞士阿尔卑斯的推覆构造 …… (59)

1．格拉鲁斯逆掩断层和赫尔维特推覆体 …… (61)

2．推覆构造的形成 …… (65)

Ⅵ　弗朗西斯克组和构造混杂堆积 …… (69)

地质吧，地学吧www.gsh123.com

1．弗朗西斯克组建造和变质作用……（72）
2．构造混杂堆积……（74）
3．克拉马斯-谢拉带和大峡谷层……（78）
Ⅶ 加拿大地盾和拗拉谷……（81）
1．加拿大地盾西北地区地质学……（82）
2．科罗内申造山带……（83）
3．阿萨巴斯卡拗拉谷……（85）
4．拗拉谷的建造……（87）
Ⅷ 海湾沿岸的盐丘……（91）
1．威克斯岛盐丘……（93）
2．盐丘的发育过程……（97）
3．盐丘的分布……（101）
Ⅸ 萨德伯里古陨石坑……（103）
1．萨德伯里侵入体……（104）
2．底板岩石——震裂锥和角砾岩化……（104）
3．萨德伯里侵入体和矿床……（107）
4．顶板岩石——奥纳平凝灰岩……（108）
5．根据陨石冲击假说作出的解释……（109）
6．冲击坑和古冲击坑……（112）
第三章 节理、断层和应力场……（115）
1．断裂的力学条件……（116）
2．应力场的恢复……（116）
（a）地壳的应力状态……（116）
（b）共轭断层和主应力轴……（117）
（c）小断层分析……（118）
（d）小断层分析的问题……（121）
3．应力场的形式……（122）
4．区域节理的起源和应力场……（125）
第四章 岩石劈理……（130）
1．板劈理的成因……（131）
（a）剪切假说……（131）
（b）压扁假说……（132）
（c）构造脱水假说……（133）
地质吧，地学吧www.gsh123.com

2．应变分析和板劈理 …… (133)
（a）应变椭球的方向和板劈理 …… (134)
（b）变形图 …… (134)
3．板劈理发育的部位 …… (138)
（a）面理构造在造山带中的展布 …… (138)
（b）板劈理发育时的深度 …… (138)
（c）构造层次和板劈理 …… (140)
第五章　褶皱和褶皱作用 …… (142)
1．褶皱作用的基本型式 …… (143)
2．单层褶皱 …… (144)
（a）力学理论 …… (145)
（b）主波长的存在 …… (146)
（c）层厚度的变化 …… (147)
3．层内褶皱 …… (149)
（a）各向异性弹性体的内部纵弯 …… (150)
（b）各向异性粘性流体的内部纵弯 …… (152)
（c）三波川结晶片岩中的层内褶皱 …… (154)
4．褶皱作用的三维分析 …… (156)
5．横弯褶皱和披盖式褶皱 …… (158)
第六章　岩石的流动 …… (162)
1．构造流动及其特征 …… (162)
2．蠕变和应力松弛 …… (164)
3．构造应力场和褶皱的生长 …… (167)
第七章　断裂和基岩 …… (171)
1．断裂和工程地质 …… (171)
2．基岩中的不连续面 …… (173)
3．由于断裂而引起基岩物性的变化 …… (174)
4．评价基岩的方法 …… (179)
（a）岩石分类 …… (180)
（b）基岩模型 …… (184)
（c）边坡稳定性 …… (186)

地质吧，地学吧www.gsh123.com

第一章 绪 论

重要的三部四卷本巨著《地球的特征》的作者——奥地利地质学家徐士（Eduard Suess)(1831—1914）在开篇第一行写道“如果一个观察者能从天外移向地球，把淡粉色的云层推开，环顾下面的地球，“他首先会注意到那些向南延伸的V字形大陆，而且会意识到它们是地壳内部构造的反映。现在卫星照片能够使我们看到徐士所想象的一切。撇开大陆、山脉、广阔的平原、裂谷、岛屿和岛弧等的展布和排列不说，如果我们能够穿透海洋观察到大型的海底地貌，我们会看到环绕地球的巨大山脉及一系列从大陆边缘横穿海沟延伸到平坦洋底的起伏地形。这一切无疑已超过徐士和他同代人的想象。从徐士之前很长一段时间起直到现在，人类付出了极大的努力，才逐步加深了对大型构造的认识。使得我们进一步认识到决定大型地貌特征的地壳内部构造与更细微的岩石构造之间存在着某些密切的联系。

人们很自然地会问“山脉是怎样形成的?”我们现在已能够根据地层和现存构造特征辨认出早在前寒武纪或古生代形成的、现已失去了山脉外貌的古山脉。从山脉怎样形成的问题又进一步牵涉到“山的内部是什么样子?”的问题，并导致了19世纪中叶造山理论的形成。那时主要集中在欧洲阿尔卑斯的研究，就是在这样一个背景下，构造地质学作为一门专门研究地球构造的学科而建立起来的。

1．地质构造的起因

“地质构造”是指地球多种形式的运动在地壳中传播时岩石发生扭曲作用和断裂作用的产物。这种变形不论规模大小都称为地质构造，不过巨大的构造显然与地壳下面的地幔有关，因此地

地质吧，地学吧www.gsh123.com

质构造不能只限于地壳中的构造。

上述成因的地质构造一般被称为次生构造，与此相对应的原生构造是指在成岩过程中暂短的低固化条件下形成的构造迹象。一般所说的地质构造是指次生构造。

与物体的物理形态有关的特征一般分为外部特征和内部特征。后者称为物体的构造或“组构”。因此地质构造是地质体的内部构造，褶皱之所以称之为褶皱正是由于它们特定的内部构造，不论规模大小，都属于褶皱构造。而它们的外部特征，即地质体的外貌除了与其内部构造紧密相关之外，还会由于外力侵蚀作用而发生显著的变化。这样，我们所看到的地壳外貌往往并不直接反映它们的内部构造。

地质体的内部构造由哪些要素组成呢？物体的内部构造通常是根据某些具有指示意义的特征标志来识别的，而这些标志仅仅反映了物质颗粒的排列。如果物质的排列是二维均匀的，那么就构成了一个“面状组构”；如果只是在一个方向上均匀就是“线状组构”。层理或片理等层状构造是典型的面状组构。但也有一些面状构造，如断层、节理以及褶皱轴面，并不直接由物质本身的排列所决定。线状构造也不仅仅包括矿物的排列或颗粒的拉伸方向，而且还包括褶皱轴或两个面的交线。无论如何，所有类型的构造都由面、线及其组合成的几何要素所组成。在构造岩石学或岩组学中岩石组构即被看作这些面和线的结合，而且根据它们的对称性分为四种类型，即轴对称，斜方对称，单斜对称和三斜对称。

2. 地质构造的分类

地质构造类型很多，这里不对它们做系统描述，而只集中讨论两个对地质构造分类极为重要的问题。

第一个问题是设法把从最简单到最复杂的各种构造分成“基本”构造和“复合”构造。基本构造是相对简单的，能够用面和线进行描述的构造。它们可以组成复合构造，也可以以完全独立的形式出现，例如节理、断层、各种类型的面理和线理。褶皱是

地质吧，地学吧www.gsh123.com

由面和线两者组成的，但是通常也被当作基本构造来看待。复合构造由基本构造组合而成，例如以褶皱为主叠加有断层要素的构造可以造成推覆体或者飞来峰；而各种类型的块状构造，例如叠瓦构造、地堑、地垒、掀斜断块以及断陷盆地都属于主要由断裂作用形成的构造。复合构造可以由同一地区，不同时间形成的两种或多种构造所组成，也可以由在一系列地壳运动的最初阶段到最后阶段连续形成的不同类型的构造叠加而成。不过，一些基本构造组合在一起总是构成一定的型式，完全无边际的和随机的组合在自然界是不会出现的。在造山带中，在以褶皱为主的“阿尔卑斯”型构造中，或者在以断裂为主的“日尔曼”型构造中都可以看到这些构造布局的自然规律（图1.1）。

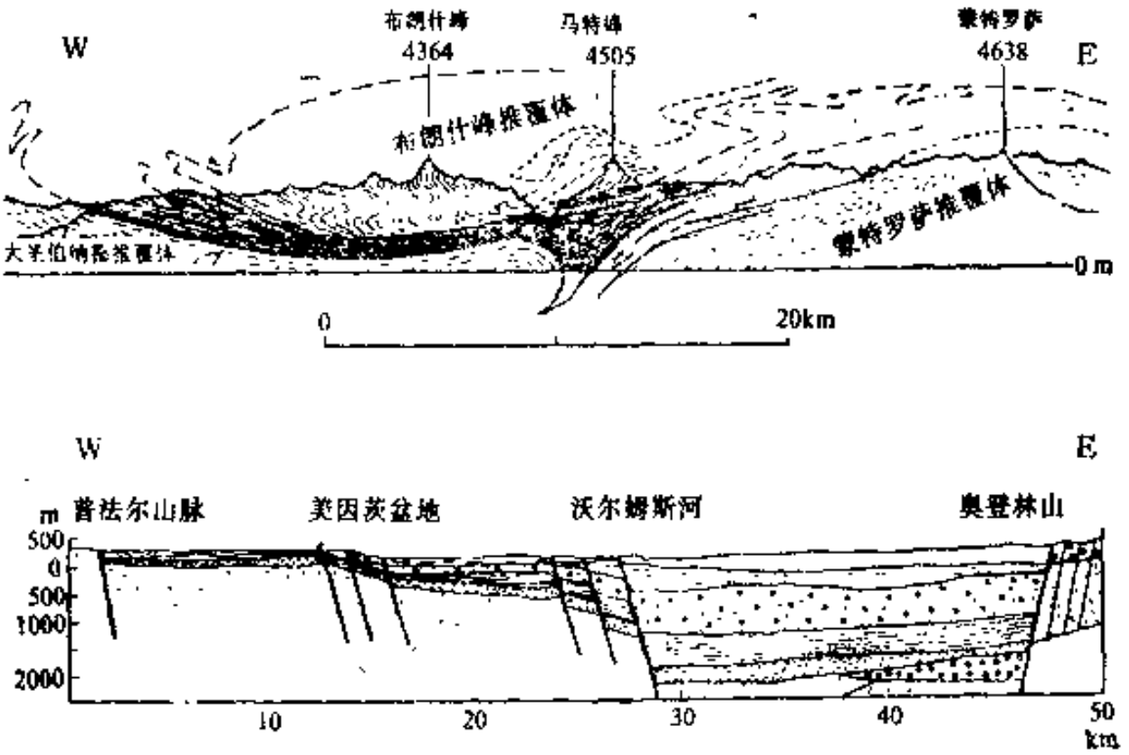


图 1.1

上图：瑞士阿尔卑斯(平宁带)的阿尔卑斯型构造的横剖面(Heim, 1922)；下图：日尔曼型构造的莱茵地堑横剖面(Billings, 1972)

我们可以根据这些组合型式判别构造形成的时间和空间的变化。

第二个问题涉及地质构造的序列 (hierarchy)，包括与它

地质吧，地学吧www.gsh123.com

们的规模、形成次序或单元划分等有关的问题。自然界是由无数的构造单元构成的，尽管它们按照各自特定的规律构成，然而它们彼此紧密相关而组成一个总体系。自然界的一切，从最大的体系如银河系、太阳系或者地球，一直到最小的分子、原子或者基本粒子都是如此。在地质构造方面也会出现由许多单元组成的一个序列的情况。概括地说地球上能找到的最大的构造可以认为是地壳、地幔和地核的分层构造。单看与地质构造关系最密切的地壳，它主要包括两个部分——即陆壳和洋壳。陆壳又可以进一步分为早已结束了各种构造变动的稳定陆块（克拉通）和各具特征性构造的造山带。大陆壳还包括象在东非所见到的巨大的地壳裂缝——裂谷带或者地堑。对洋壳的了解要比陆壳少，可将洋壳初步分为广阔的洋底、狭长的海沟以及大洋中脊这样三个主要单元。在洋陆之间的边缘地区所发现的岛弧（多数集中在西太平洋）则构成区别大陆和大洋的另一种构造单元。这些大的构造单元可以分成几个构造省（Structural Provinces），构造省又可以进一步划分为次级单元，直至单个的复合构造最后被分为几个基本构造单元为止。这样一个序列也可以在单个的基本构造中观察到。认真研究时常可以发现单一的断层是由一系列更小的、呈雁行排列的小断层所组成的。大规模的复式褶皱往往由短波长的多个连续的小褶皱组成。总之，应注意你所研究的构造在序列中所占的位置。

理解构造序列时涉及到的另一个重要问题是各个单元之间的关系，特别是相互转换的关系。例如一个造山带可能转变成稳定陆块的一部分，平卧褶皱可以发展成推覆构造。在研究每个构造单元形成过程时，各单元相互转换的关系特别重要。

3. 构造地质学

“构造地质学”是研究地质构造的学科。最初对构造和成分的研究是为了判别研究对象。对地壳来说，前者就是构造地质学，后者则对应于最广义的岩石学。在研究构造和成分的基础上

地质吧，地学吧www.gsh123.com

对地壳演化过程的研究应更确切地称之为“地壳演化史”。

这一学科的英文表示法有两种，一种是“Structural geology”，另一种是“tectonic geology”（或geotechnics❶）。两者意义相差甚微。前一个术语主要涉及到单个地质构造的形态和机制；而后者要考虑大规模构造，并研究它们的成因和形成过程。含混地说它们也可以分别被称为“基本地质构造”和“大构造理论”（或“地壳变动理论”），不过，这二者之间没有明确的界线。通过确定单个构造的形成机制，就有可能来讨论由这些小构造组成的大构造的起源和发展。反过来说，往往也能从大构造理论所得到的资料推论出单个小构造的形成条件。

构造地质学不限定研究对象的大小或规模，但是通常它不包括地球的层状构造（即地壳、地幔和地核）以及矿物内部构造的研究。不过由于对地质构造起源的讨论越来越多地涉及到地壳以外的范围，构造地质学的研究领域也逐渐拓宽到地球的深部科学。构造地质学也不限定研究手段，在所谓的“经典”构造地质学中生物地层学是最重要的工具。然而，岩石断裂和变形方面的实验和理论研究已取得了很大进展，现在这些领域的知识对构造地质学的研究起到了重要的推动作用。这使得构造地质学向地球物理学或者岩石力学靠近，以至在60年代出现了“构造物理学”（tectonophysics）这一新术语。构造地质学的研究首先要全面了解构造的地貌特征；在此基础上进行区域构造的研究以确定各类构造的空间分布和区域特征；另外还可进一步探讨构造的形成机制。综合起来说，就是弄清构造的形成过程和现时的分布，从而勾划出构造演化的历史。

在研究岩石力学性质的基础上，对变形或断裂现象所进行的应变分析和力学分析取得了一定的进展，从而我们对单个构造不仅能给出简单的定性估计，而且能做出定量的分析。尤其是有限单元法的应用使得构造体内部的应力应变关系的分析进展十分显

---

❶ 原文如此，应为geotectonics——校译者注。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

著。不过现代构造地质学的最重要的特点可能还是实验技术的引入。

从最广泛的意义上看实验可以分成明显不同的两种类型。其一是在人为控制的条件下对一个物体进行测试，以便弄清它的性质。构造地质中这种类型的一个重要实验是用三轴高压实验装置去测定岩石或岩层的力学性质。或许这应该被称为试验（tests），而不是实验（experiments）。另一种类型的实验旨在透过现象找其规律。它用于研究地质构造的形成机制和过程，大多数是所谓的“模型实验”。这些模型一般是为了验证一种从自然现象中推出的假说而建立的。有一些模型要采用适当的材料和物质，而另外一些则用数值来表达物体的性质或强度等。前一类模型实验通常包括采用各种粘土进行的塑性变形实验和采用明胶和环氧树脂进行的光弹实验。这一类实验中最重要的问题是要满足模型和它对应的原型在物理量值之间必然存在的相似性所要求的关系。后一种数值模型不受物质或尺寸的限制。由于近来高速计算机的发展使得“模拟”方法取得很大进展。尽管模型实验不过是将可用的知识加以综合从而抽象出对有关现象的认识，但从所构成的模型得到的资料仍能加深我们对现象的认识。

4. 地壳运动和构造运动的类型

早在半个世纪之前，通过对陆地上的山脉或者曾经是山脉的那部分地壳上的地质构造和岩石特征的观察，发展了“造山运动”的基本思想。斯蒂尔（Stille, 1924*）给造山运动下了一个清楚的定义：造山运动是在地壳经过长期平静之后，在一个相对短期的剧烈活动中发生的，而且局限在相当有限和狭窄的带内。斯蒂尔认识到在持续多次的造山运动过程中，由于快速褶皱作用，即使在连续沉积的地层之间也会形成构造不整合。他把这一强烈运动的时期叫作褶皱幕。“造陆运动”是不同于造山运动的

* 本书参考文献删略，为了便于读者查阅原书，括弧中的年代按原书保留，以下同。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

另外一类地壳运动。G. K. 吉尔伯特（G. K. Gilbert, 1890）很久以前使用过这一术语。斯蒂尔（1924*）将它重新定义为在一段长时期内涉及广大区域的渐进运动，一般不伴随着造山运动特有的褶皱，断裂等构造出现。第三种类型的地壳运动是v. 巴诺夫（von Bubnoff, 1938*）命名的“小型垂直运动”，它们在时间和空间尺度方面介于造山运动和造陆运动之间。形成山脉和盆地交错的地形是其重要特征。

人们提出了许多理论来说明各种地壳运动的动力因素。它们可大致分为两类，第一种理论认为地壳运动的动力来自地球中心的辐射，也就是垂直方向的力导致在同一方向的物质运动。这意味着地壳上部所看到的地质构造起源于垂直向下的深部作用。因此这种理论不承认大规模的地壳水平运动。此概念的主张者因而也被称为“垂直论者”或“固定论者。哈尔曼（Haarman, 1930*），威利斯（Willis, 1929*）和v. 贝麦伦(van Bemmelen, 1932*, 1935*）的“振荡说”或“波动说”是众所周知的，他们推测“重力-滑动”是褶皱形成的机制。别洛乌索夫(Beloussov, 1954*）的理论也强调大范围地壳的上隆运动，以垂直运动作为理论基础，因此也可以归属这一类理论。上述种种观点被称为“深层构造学”，而别洛乌索夫一类的理论则特别被称为“断块构造学”。尽管地球膨胀理论和拉姆伯格（Ramberg, 1967*）的理论基本上也属于这一类思想，但这些理论和地壳大规模水平运动的观点也可以相容。拉姆伯格的理论是假定在地下某个层位存在密度倒转的区域，从这里轻的物质靠浮力和静水压力差开始上移。它们到达地表后开始水平运动而导致地壳大规模水平位移并形成阿尔卑斯型构造。或许这应该被称为“底辟构造学”。

与此相反，第二种观点则是在地球浅部寻求地质构造的直接起因，被称为“浅层构造学”。因为它们与大规模的地壳水平运动思想相一致，所以这些学说的倡导者被称为“水平论者”或者“活动论者”。德博蒙特（de Beaumont, 1952*）和戴纳（Dana, 1847*）提出的历史上著名的“收缩说”，霍姆斯(Holmes, 1928*），

地质吧，地学吧www.gsh123.com

维宁梅内兹（Vening Meinesz, 1933*），格里格斯（Griggs，1939*）以及其他人的对流理论全都是有代表性的例子。另外的若干种理论也是从这些理论推演出来的。这类构造运动理论还包括目前在这一领域处于领先地位的“板块构造学”，这一学说是随着伊萨克思等人（Isacks et al, 1968*）的主张或作为其前提的海底扩张说（迪茨，1961*）而产生的。有趣的是除了收缩说之外，所有这些理论都是从洋壳及其下面的地幔研究中推演出来的。

可以说现代构造运动理论已远远超出回答“山是怎样形成的？”这类问题的程度，也不简单地局限于弄清楚地质构造的形成，它还迅速加深了我们对各类地质现象之间关系的认识，从而能够解释地球的总的现象

植村　武

地质吧，地学吧www.gsh123.com

第二章　地质构造实例

世界上的大陆基本上分成前寒武纪稳定大陆和较后期的活动带。前寒武纪比后来的地质年代之和还长得多，大约占据了地壳历史的5/6。尽管如此，在地球表面前寒武纪岩石的分布既不广泛，又不均匀，而是作为连续的基底限于大陆区，构成所谓的“地盾”（图2.1）。

围绕地盾分布着古生代以后沉积的地层。地层一般较薄，几乎是水平的，很少变形。这样的区域叫作“地台”。在地盾和地台内曾发生下沉，从而形成大的内陆盆地。这些运动是和缓的，但延续时间很长，涉及的区域也很广。

在每个大陆上，从古生代初围绕地盾和地台就发育了遭受造山运动的活动带，这些带中的地层强烈褶皱，有时高度变质，而且常常可以发现花岗质的深成岩。

在每个大陆上都发现了组成地盾或地台的大面积前寒武纪岩石。例如加拿大地盾、波罗地海地盾、俄罗斯地台、西伯利亚地台、非洲地盾、圭亚那地盾和巴西地盾。

围绕这些地区发现有活动带：例如早古生代形成的西北欧加里东造山带、东格陵兰带和阿巴拉契亚造山带。晚古生代形成的海西(华力西)造山带（H）也横穿欧洲。阿巴拉契亚造山带的一部分同位于其西南方向的沃希托造山带（O）在这个时期的运动中再次遭到影响。受影响的地层主要包括南非角系统的地层（Cp）以及和它对应的志留系—泥盆系地层，它们分布在从福克兰群岛到南美洲南部的地带，它们和澳大利亚的塔斯马造山带一起组成了围绕冈瓦纳大陆边缘的造山带。新地岛到乌拉尔的古生代活动带可能与中国的蒙古活动带相连。古生代的变质岩也出现在北美科迪勒拉和安第斯，但是我们不十分了解这些地区从中生

地质吧，地学吧www.gsh123.com

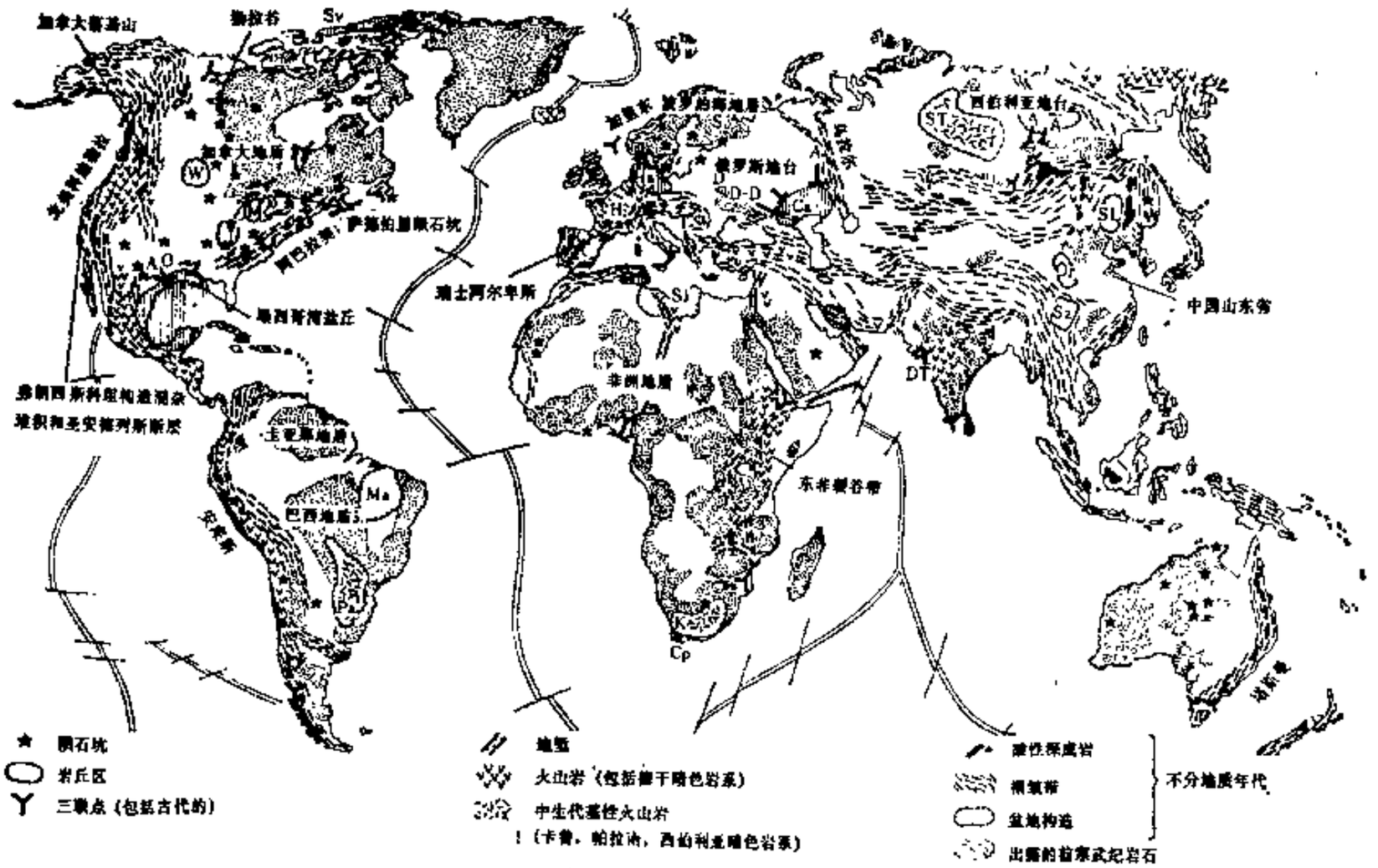


图 2.1　大陆地质和地质构造

地质吧，地学吧www.gsh123.com

代到新生代所经历的运动。

中生代到新生代形成的阿尔卑斯造山带（A），从比利牛斯山和地中海边缘起，穿过喀尔巴阡，并经过伊朗的扎格罗山与围绕印度次大陆北部的喜马拉雅山相连。

每个大陆都在一定的时期形成了大型沉积盆地。其中典型的是北美的威利斯通（W）、密执安(M)和伊利诺斯（I）盆地。南美的马拉尼昂（Ma）盆地和延续到北非苏尔特湾（Si）的盆地具有与上述盆地相似的规模。中国也有许多盆地，例如松辽（SL）、鄂尔多斯（Or）和四川盆地（Sz）。

卡鲁（K）和巴拉那（P）两个盆地都分布了大量的主要为侏罗纪的基性火山岩，而西伯利亚暗色岩系中的喷发岩的时代是从二叠纪到三叠纪。

汉诺威（Ha）盆地是一个以发育盐丘而闻名的地区。在比利牛斯、特兰西瓦尼亚（T）、第聂泊(D)、里海北部(Ca) 和伊朗及北非也报导了类似盆地。在图2.Ⅷ.10和2.Ⅷ.11中可看到围绕大西洋边缘的蒸发岩和盐丘。在加拿大北极斯弗德鲁普盆地（Sv）蒸发岩侵入到中生代和古生代地层中而形成了复式褶皱构造。

在东非可以看到被称为格雷戈里裂谷的地堑构造，在中欧则有莱茵地堑。沿着这些地堑可以看到明显的火山岩喷发。新生代火山岩大多数出露在岛弧区，但在北美西部和安第斯带也有分布。从白垩纪到第三纪的德干暗色岩系（DT）喷发岩类似于上述的卡罗盆地火山岩，被认为与冈瓦纳的解体有关。另一方面冰岛的火山岩与大西洋中脊的活动有直接关系。

具有三支裂谷臂的三联裂谷，包括阿萨巴斯卡（At）和第聂泊-顿涅茨克（D-D）拗拉谷等古裂谷的例子是Burke 和 Dewey（1973）提供的。

地球上到处发生继续的构造演化使得晚期运动的结果叠加在早期运动的产物之上，而我们无法肯定，一个相同的构造会在完全相当的条件下再次形成。但是通过比较我们发现，一些相似构造事实上是在不同地方和不同时期形成的。因此似乎在一定的特

地质吧，地学吧www.gsh123.com

殊地质条件下形成一定类型的构造。通过研究构造历史和观察每个带或大陆区表现出的一般的和共同的特征，可以发现，在地表能够辨认出许多不同类型的地质构造。在这章我们将讨论几种这样的地质构造并试图去说明什么样的背景因素会造成什么类型的构造。

首先让我们来讨论断裂和伴生的构造，例如东非裂谷系，圣安德列斯断层和中国东部的断块构造。然后我们再转向瑞士阿尔卑斯和北美科迪勒拉的加拿大落基山，把它们做为褶皱和逆冲断裂带的实例。毫无疑问，板块构造学目前的发展迫使我们重新评价关于所有活动带的概念，并从全球的观点来考察它们的构造演化。在重新评价中所谓的“构造混杂”和“拗拉谷”特别引人注意。在这章中我们分别结合加利福尼亚海岸和加拿大的大奴湖来讨论这两个概念。

由于地质体总是处在地球重力场中，岩石的比重在变形过程中起着决定性的作用，而岩石本身的物理性质则是构造的直接起因。一个典型的实例是由低比重岩盐的塑性流动所形成的岩丘或褶皱构造。墨西哥湾沿岸的盐丘是一个常常被引证的例子，它以油田而著名。

我们在地质构造讨论中的最后一个论题将涉及到陨石坑。一些陆表区尽管没有任何发生过火山活动的迹象，但是该区某些地质构造的形状很接近于火山。一种有关的构造成因解释是陨石冲击所造成，由冲击时的冲击波所形成的高压矿物的存在支持了这种说法，较早地质时期形成的类似构造中没有这种证据，但是构造本身和其中的岩石类型及其展布为解释构造成因提供了一些线索。本章我们以著名的萨德伯里陨石坑为实例来阐明这种构造。

图2.1给出了世界地质和地质构造的梗概。实际上我们所描述的例子只不过是世界上有代表性的构造中很少的一部分，但是大家会看到它们对于研究世界上许多其它地区的地质构造和构造历史会大有裨益。

水谷伸治郎

地质吧，地学吧www.gsh123.com

I 东非裂谷

浏览一下非洲大陆的轮廓，便可看到它是由几个被高原环绕的宽而低的盆地所组成。这种地形是大陆地盾区所特有的，称为“盆地和隆起”构造（Holmes，1965）。东非高原是一个“隆起”格外显著的地区。东非裂谷带从北到南绵延约4000km，从埃塞俄比亚到莫桑比克，穿过东非高原的中部（图2.Ⅰ.1）。东非的这一巨大地堑被称做“裂谷”，Gregory(1896)首次确定，它们实际上是被几条正断层所限制的一些狭窄的拗陷。这种巨大的拗陷不仅出现于非洲大陆内部，在红海和亚丁湾也有发现，它们构成了大陆和阿拉伯半岛的边界。红海裂谷向北与“死海裂谷”相连，而亚丁湾裂谷则向东伸到印度洋内并和中印度洋海岭至卡尔斯伯格海岭的裂谷系相连。一系列的裂谷系延伸6500多公里，被称做非洲-阿拉伯裂谷系。

东非高原的平均高度约1000m，在他的中部是一个巨大的盆地，被浅水的维多利亚湖所覆盖。该盆地东西两边都以比高原本身高出1000—2000米的地区为界。东非裂谷带分成东部裂谷和西部裂谷两部分，分别沿着上述两块高地分布。西裂谷是由许多狭窄的湖泊所组成，北起艾伯特湖，南至马拉维湖。裂谷区被一些雁行排列的湖所覆盖。在艾伯特湖和爱德华湖相接处，鲁文佐里山（5109m）高耸，虽在赤道附近，仍被冰川覆盖，形成一个由前寒武纪岩石所组成的巨大地垒块。坦噶尼喀湖的深度仅次于西伯利亚的贝加尔湖，它的湖底和马拉维湖一样都低于海平面。裂谷肩与坦噶尼喀湖湖底的高差为3300m，而与马拉维湖湖底的高差是2600m。塞格森（Saggerson）和贝克（Baker，1965）研究了保存的侵蚀面的高程变化，他们确定，肯尼亚西部和坦桑尼亚北部自第三纪中期抬升了近1800m，隆起呈现为南北方向伸长的穹窿。这个隆起带称为肯尼亚穹窿，在埃塞俄比亚的一个类似的区域是埃塞俄比亚穹窿。沿着这两个穹窿的脊部，东裂谷带向北

地质吧，地学吧www.gsh123.com

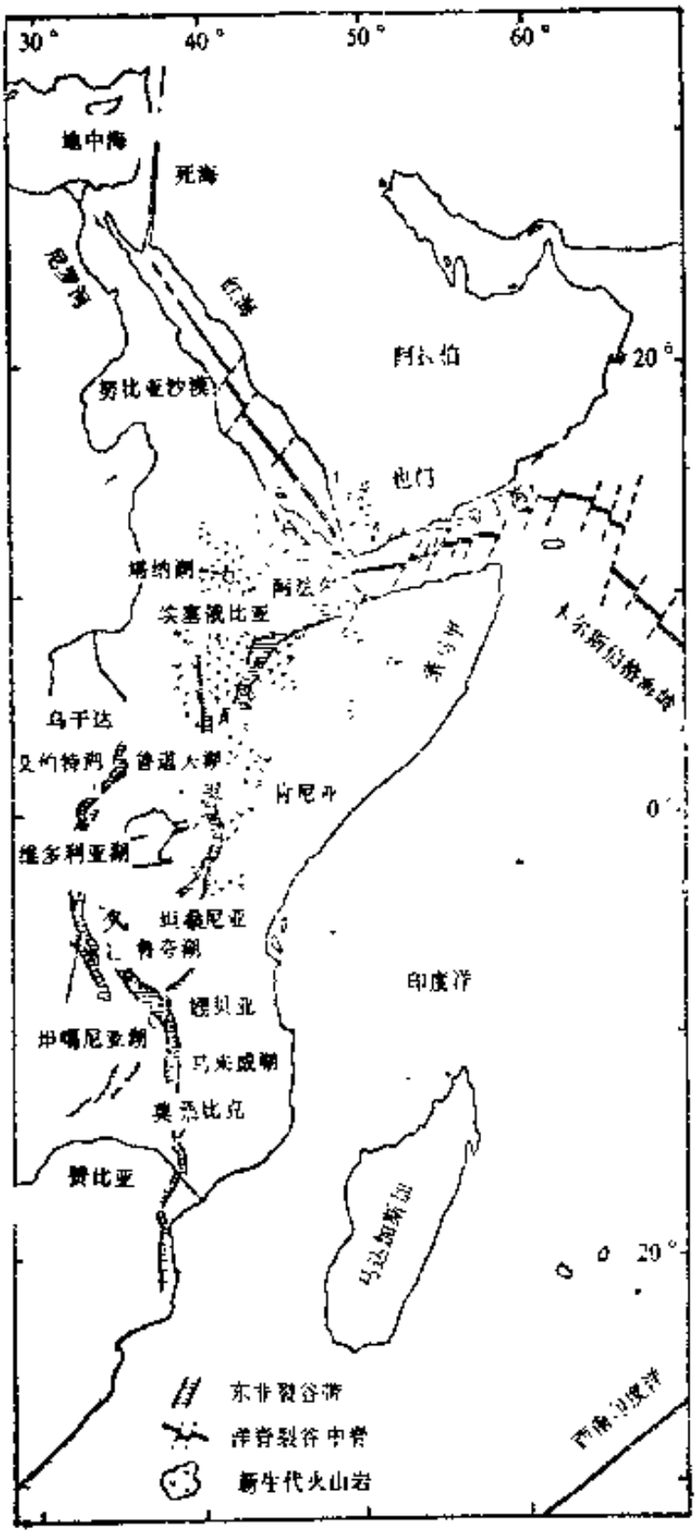


图 2.Ⅰ.1 非洲-阿拉伯裂谷系

（东非裂谷带 亚丁湾-红海-死海裂谷）

（据Mc Connell, 1972*和Pilger, Rosler, 1976*）

或北北东方向一直延伸到阿法尔，在那里变成一个向北打开的扇形拗陷。东裂谷延伸到肯尼亚和坦桑尼亚，格雷戈里（J. W. Gregory）命名为格雷戈里裂谷。格雷戈里裂谷在坦桑尼亚不

地质吧，地学吧www.gsh123.com

明显，表现为雁行排列的一系列拗陷，向西南延伸。裂谷底相对平坦，但被一些小的横切的高地分成几个盆地。在东裂谷区大多数湖盆较浅，并非象西裂谷中所见到的那种深水湖。还有一些火山湖和被熔岩阻断的湖。许多湖形成了被隔绝的内排水盆地，而且由于气候极其干旱而具有高的盐度。肯尼亚南部的马加迪湖在这种条件下形成了可以开采的蒸发岩盐岩矿床。

裂谷是以几个正断层为边界；在格雷戈里裂谷主要断崖高1500m并形成一个大约50km宽的地堑（图2.Ⅰ.4）。据推测边缘断层的总断距多达300—4000m。在东非裂谷带，裂谷宽度具有明显的均一性，均在40—60km之间。其它陆内裂谷，例如莱茵地堑或贝加尔裂谷，也有类似的规模。Cloos(1936）的模拟实验以及Heishanen和Meinesz(1958）的力学分析均显示了裂谷宽度与地壳厚度具有同样的数量级。

1．地质概况

围绕着维多利亚湖展布的坦桑尼亚地盾的东西两侧被两个前寒武纪变质带所限，也就是南北走向的"莫桑比克变质带"(834—400Ma）和北西-南东走向的Ubendian变质带(2100—1950Ma）（Cahen和Snelling，1966）。东裂谷带沿着莫桑比克变质带的西边延伸，而西裂谷带则沿着Ubendian变质带延伸。鉴于这一事实，McConnell（1972*）强调新生代裂谷系的位置和走向在很大程度上受到前寒武变质带的展布和构造走向的影响。

从埃塞俄比亚和索马里到阿拉伯半岛南部的也门，自三叠纪以来遭受多次来自印度洋的海侵。在晚始新世，这一区域的上隆引起突然的海退（Beydoun，1970）。伴随这次上隆发生了裂隙式的碱性玄武岩喷发，覆盖了红海两岸的埃塞俄比亚-也门地区，形成一个大的熔岩高原。高原玄武岩被称做暗色岩系，在高原上厚达几百米，而在裂谷边缘则大于2000m。换句话说，基底上隆和高原玄武岩喷发都发生在早第三纪大体相同的时间内，而且伴随了沿着隆起带中轴的运动。这是埃塞俄比亚裂谷发展的第一阶

地质吧，地学吧www.gsh123.com

段（Mohr，1971*）。埃塞俄比亚高原从早中新世开始发生中心式喷发的地盾火山活动，大约同时在阿法尔洼地则出现玄武岩岩流。在上新世，熔结凝灰岩覆盖了埃塞俄比亚的中南部。到此为止埃塞俄比亚裂谷还不过是一个浅的洼地，但随着早更新世埃塞俄比亚穹窿的明显隆起，沿着穹窿中轴形成了一个地堑。伴随这些运动沿着裂谷轴发生了玄武质到酸性的火山活动。早更新世以后裂谷底部强烈断裂，沿着裂谷轴形成了旺吉断裂带。旺吉断裂带宽3—15km，以一系列伴有开放的张性裂隙的正断层群和第四纪破火山口为特征。该带沿裂谷轴呈雁行状排列（图2.Ⅰ.2）。

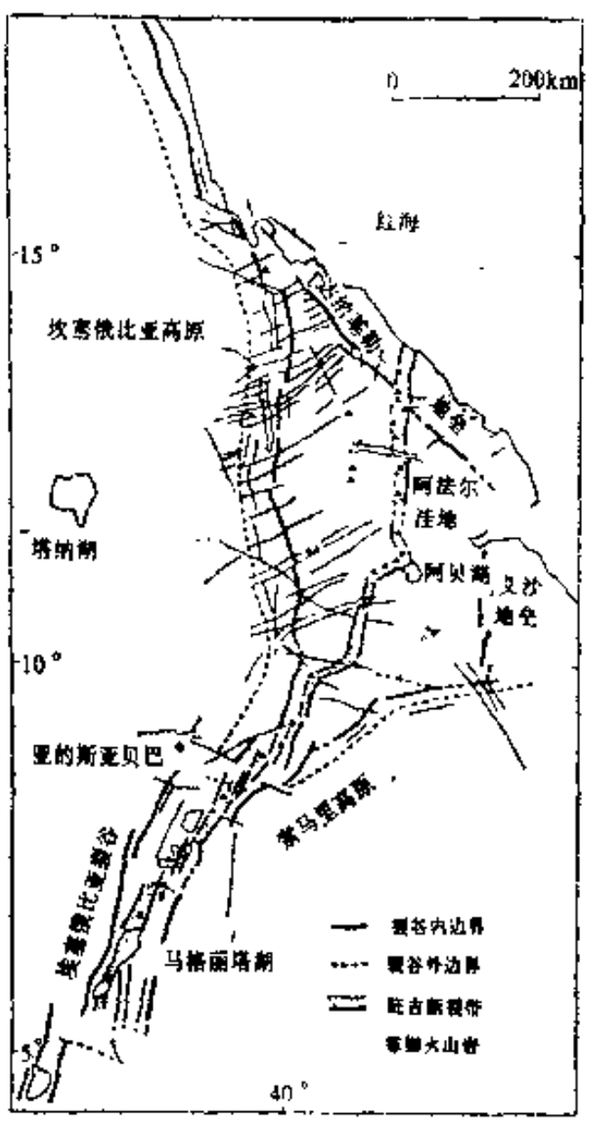


图 2.Ⅰ.2 埃塞俄比亚裂谷和阿法尔洼地中的火山岩及区域断裂线

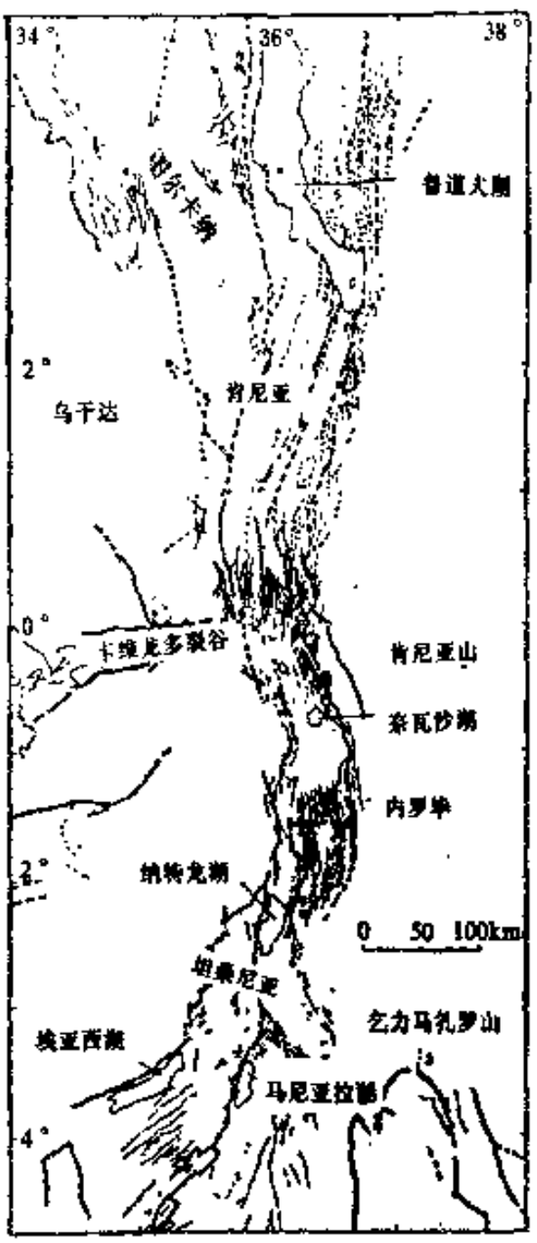


图 2.Ⅰ.3 格雷戈里裂谷的断裂型式（Baker等，1972*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

在格雷戈里裂谷中最老的火山作用是肯尼亚北部图尔卡纳拗陷中的中新世玄武岩流（14—23Ma）。大约同时在肯尼亚-乌干达边界地区有中心式喷发的碱性火山活动。在卡维尤多裂谷可看到伴有碳酸岩的碱性杂岩体。卡维尤多裂谷（图2.Ⅰ.3）也是这一时期从格雷戈里裂谷中部向西分枝出来的。在晚中新世（11—14Ma）伴随肯尼亚穹窿上隆（约300m），有裂隙式喷发的响岩岩流，它们覆盖了肯尼亚南部广大地区。沿穹窿顶部，仅在其西侧形成了一个有断层为边限的不对称地堑（图2.Ⅰ.4）。更新世时，粗面岩和玄武岩在裂谷底部喷出，而熔结凝灰岩则越过裂谷肩部流到高原上。大约同时大型孤立的中心式火山，如肯尼亚山或乞力马扎罗山开始在肯尼亚穹窿东侧形成，而它们的活动一直持续到更新世。上新世末肯尼亚穹窿又隆起了1500m，沿着穹窿

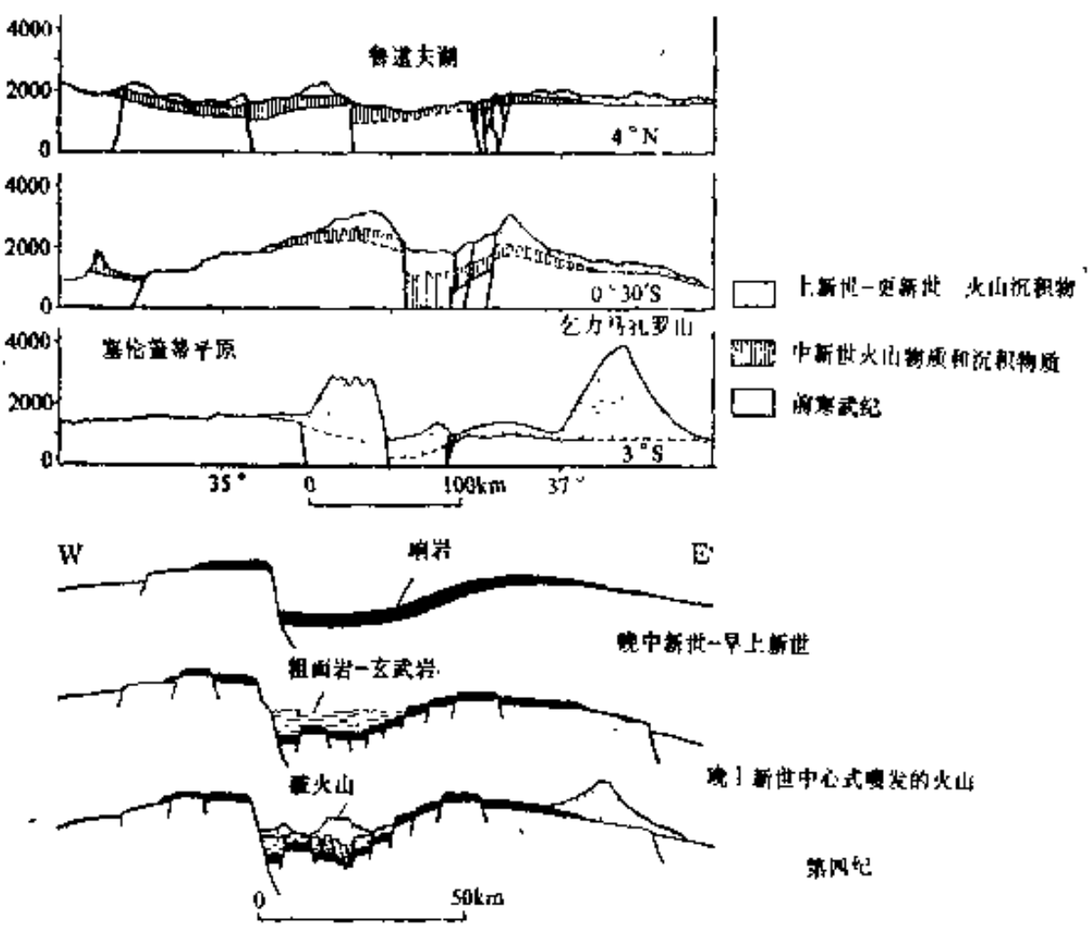


图 2.Ⅰ.4 上图：格雷戈里裂谷东西走向的地质剖面
下图：表明裂谷演化的剖面示意图

地质吧，地学吧www.gsh123.com

中轴的裂谷构造已近于完成。晚更新世火山活动和断裂作用似乎只限于裂谷底部，从而导致形成了一系列小的破火山口和间距2—3km的密集的小断裂群(Baker等，1972;Williams，1970*)。1960年10月Dawson发现从格雷戈里裂谷南部伦盖火山中溢出碳酸岩熔岩(Dawson，1962)。这个事件证明了自然界中存在着碳酸岩岩浆，而且其活动的位置与裂谷带重合。在出现碳酸岩火山喷发的坦桑尼亚北部以及卡维尤多裂谷中记录了比东非其它地区多得多的地震。

西裂谷带中的火山活动限制在位于艾伯特湖和坦噶尼喀湖之间的三个小区域内，东、西、裂谷带交汇处的姆比亚区自上新世起就有火山活动，基伍湖北面的尼亚姆拉吉拉火山和尼拉贡戈火山迄今仍在活动。西裂谷由于极少有被火山岩覆盖的迹象，从裂谷肩到边缘前寒武纪基底直接裸露。在裂谷底部最老的沉积物是早中新世形成的浅水湖相或沼泽相沉积物。(Hopwood和Lepersonne，1953)。这表明这个地区以前曾发生轻微下拗作用。根据钻探岩心和在艾伯特湖的地球物理工作估计浅水湖底沉积物的最大厚度达2500m (Harris等1956)。不过，马拉维湖和坦噶尼喀湖南部的沉积物却很薄 (Degens等，1971)。形成地堑的主要裂谷——断裂活动是上新世开始的 (Bishop，1965)；和东裂谷相反，在西裂谷北部仍然有明显的地震活动 (Wohlenberg，1969)，在乌干达西部的托罗大地震 (M=6.7) 中，发现了一个具有2m断距的地震断层，它平行于裂谷，长达20km(Loupekine，1966)。

2. 裂谷的深部构造

沿裂谷带的地震震中主要集中在地表以下30km范围内 (图2.Ⅰ.5) (Maasha，1975)，而埃塞俄比亚高原东缘的震中延伸到地下60km(Gouin，1970)。这些事实证明，那些与裂谷形成有关的断裂作用发生在地壳和上地幔最上部之间相对比较浅的部位。

图2.Ⅰ.6表明了横切东非高原的E-W向剖面中地形和布格

地质吧，地学吧www.gsh123.com

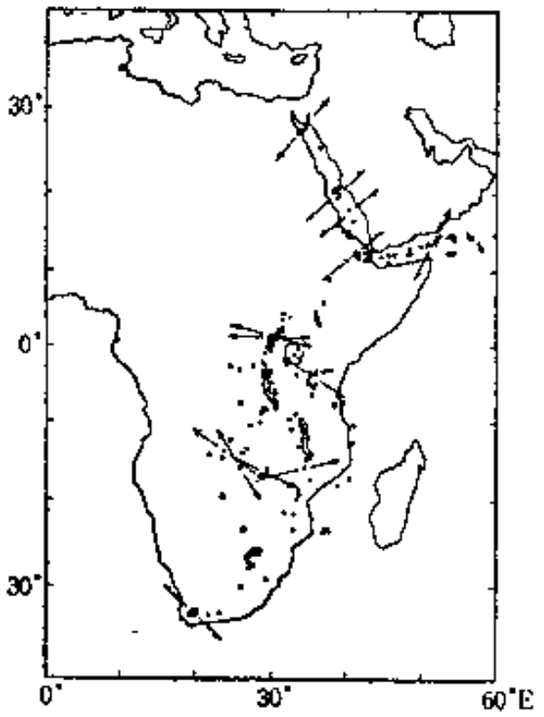
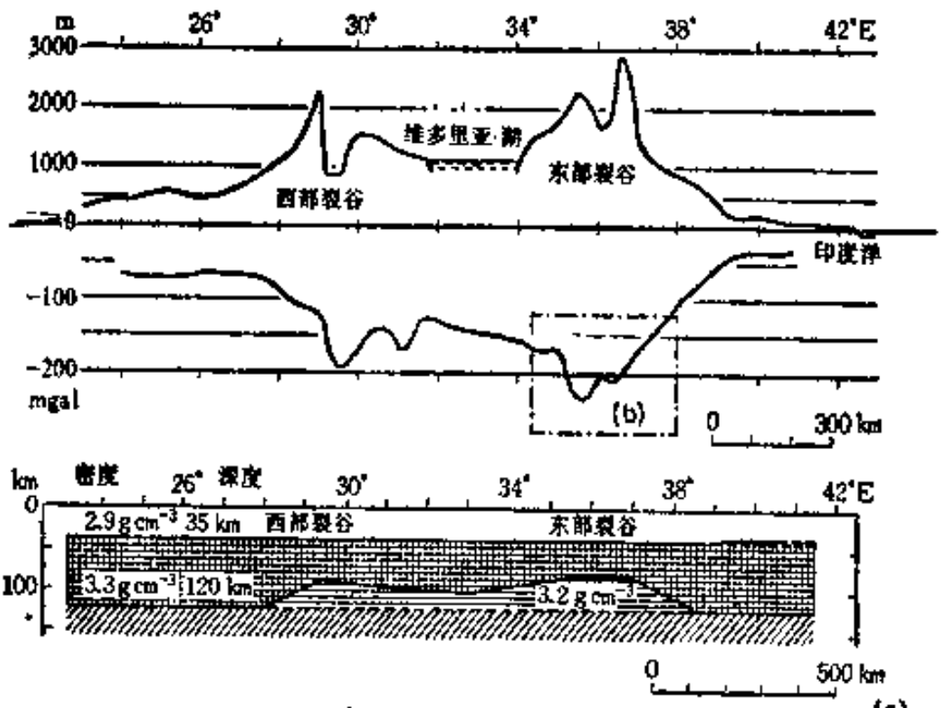


图 2.Ⅰ.5 非洲大陆通过地震机制给出的地震活动的部位和可能的应力场

（据Fairhead和Girdler，1969*；Maasha和Mdnar，1972）

黑圆点—1963—1970年震中，箭头—从地震机制得到的地壳拉伸方向



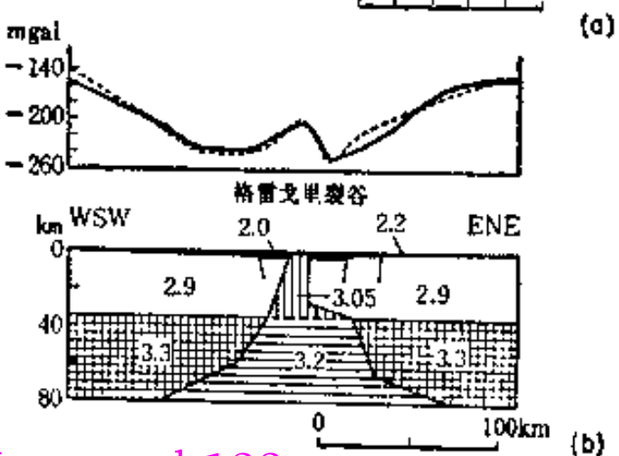


图 2.Ⅰ.6 (a) 南纬6°横切东非高原的E-W向剖面，布格异常和岩石圈模型（据Wohlenberg，1976*）；(b) 格雷戈里裂谷的布格异常和地壳模型（数字表示密度）（据Baker和Wohlenberg，1971*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

重力异常以及岩石圈构造的模型。除了在东裂谷和西裂谷所看到的局部异常外，东非高原隆起区的特征是具有波长为1000km、最大振幅为$15\times10^{-4}m/s^2$的宽阔的负布格异常带。这些区域异常曲线的梯度小，表明引起负异常的是下面较轻的物质，它们与周围岩石的密度差也是小的。另一方面，地震研究表明东非地壳厚35—40km，这是大陆壳（Vp=6.6km/s）的通常情况；在上地幔（Vp=8.0km/s）下面有一个使S波产生强衰减的低速层，而且这个低速层的上表面上升到东裂谷以下80km的水平面上。根据这些数据建立了岩石圈模型（图2.Ⅰ.6），这一模型表明，岩石圈在东非高原下变薄，而且在东、西裂谷之下更是如此。

在东、西裂谷，在区域负异常上又叠加了波长150—200km，振幅5×10^{-4}—$7\times10^{-4}m/s^2$的局部布格负异常，东裂谷的局部负异常上有40—80km宽，振幅3×10^{-4}—$6\times10^{-4}m/s^2$的正异常叠加在裂谷轴上。Bullard（1936）在艾伯特湖发现了西裂谷的局部负异常。Girdler（1964）将其解释为由正断层围限的一个地壳块体下陷和地堑中一些厚层低密度沉积物的联合作用。另一方面，在格雷戈里裂谷中的局部负异常被认为是由覆盖在裂谷谷肩和底部的一些厚层低密度的年轻火山岩造成的。沿格雷戈里裂谷中轴的显著正异常和陡梯度的异常曲线表明，比相邻地壳密度大的物质侵入到一个相当浅的部位。图2.Ⅰ.6(b)的模型表明，10km宽的基性岩体侵入到了裂谷底以下2.5km的深度。在这一模型中视地壳膨胀达10km，与Baker和Wohlenberg(1971*)从近地表的裂谷断层断距推论出来的地壳扩张(5—10km)相吻合。这个相对的布格正异常可以追索到格雷戈里裂谷中央区（Scarle，1970），它消失在南纬2°附近，再向南就找不到了（Darracot等，1972）。在埃塞俄比亚也发现了一个类似的沿旺吉断裂带分布的正异常带。其正异常的宽度比格雷戈里裂谷中的要宽，它被解释为侵入浅部的玄武岩岩墙群（Makris等，1970）。

Mohr和Wood(1976*)根据沿东裂谷展布的火山的间距以及地震和重力资料推测出地壳和岩石圈的厚度（表2.Ⅰ.1）。从表中

地质吧，地学吧www.gsh123.com

表 2.Ⅰ.1 东非裂谷区内的火山间距、岩石圈和地壳厚度

（据Mohr和Wood，1976*）

位　置	火山时代	火山间距 (km)	地壳厚度 (km)	岩石圈厚度 (km)
Erta-ali 火山链（阿法尔洼地西北缘）	第四纪	10±3	16	16
Dubbi 火山链（北阿法尔洼地）	上新世-第四纪	19±6	18-25	?25
内埃塞俄比亚裂谷	上新世-第四纪	43±13	20 35	35-50
内格雷戈里裂谷	上新世-第四纪	42±11	20-35	35-50
格雷戈里裂的西肩部（乌干达东部）	中新世	72±9	?35	75-80
埃塞俄比亚裂谷的西肩部	中新世-上新世	70±10	45-50	80
埃塞俄比亚高原	渐新世-中新世	109±22	30—40	?80-120

可以看出，这两种厚度在裂谷下面比在高原下面薄，而且在裂谷下面这两种厚度均向北递减，即按格雷戈里裂谷——埃塞俄比亚裂谷——阿法尔洼地的顺序减小。自格雷戈里（1896）以来许多人根据地表观察到的正断层的演化以及裂隙式喷发的火山活动认为裂谷系是由于垂直于其走向的拉伸应力场所造成的。在裂谷系到处可见的由于地幔物质侵入或岩石圈减薄而发生的地壳扩张或开裂现象与上述观点是一致的。下述事实又进一步支持了这一观点，即对于沿裂谷系发生的地震的断裂面分析表明这些断层是正断层（图 2.Ⅰ.5）。近来埃塞俄比亚裂谷的光电测距仪的测量表明，地表沿与裂谷走向垂直的方向以平均每年 3—6mm的速度在扩张（Mohr，1977）。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

3. 陆壳的裂开和裂谷系的发展

陆内裂谷系与碱性岩浆作用的密切伴生是相当普遍的现象（Le Bas, 1971）。东非裂谷系的火山活动也以碱性岩浆作用为特征，例如响岩或者碱性玄武岩的裂隙喷发，在埃塞俄比亚和肯尼亚形成广阔的熔岩高原，还有大规模的粗面岩和熔结凝灰岩流以及霞石岩-碳酸岩的火山作用。从埃塞俄比亚向南越深入到大陆内部，裂谷火山岩的碱性变得越强（Harris, 1969）。而且尽管红海和亚丁湾洋壳的玄武岩属于典型的洋壳拉斑玄武岩，而阿法尔洼地中的玄武岩则是介于拉斑和碱性之间的过渡类型(Gass, 1970)。在埃塞俄比亚，玄武岩和酸性火山岩的体积比是6:1，而在肯尼亚南部为 1.3:1 (Williams, 1972; Mohr, 1968)。火山岩化学成分的这种从北向南的变化与火山岩总体积变化（埃塞俄比亚为 345,000km^3、肯尼亚为 144,000km^3）、地壳穹状隆起值的变化（埃塞俄比亚穹隆为 3,000m；肯尼亚穹隆为1,800m）以及裂谷断层断距从北到南递减的现象是完全一致的。这种由北向南的变化也体现在地壳扩张及岩石圈减薄方面。因此穹隆作用，裂谷断裂作用，碱性岩浆作用和岩石圈减薄作用可能都是同一个主要过程的表现，而且可以把它们看作是一系列起源上密切相关的地质现象。

Pilger和Rosler(1976*)讨论了对死海、红海、亚丁湾和东非等裂谷系演化起作用的地形的时-空演化渐进阶段(图2.Ⅰ.7)。死海和红海首先受到影响，随后是亚丁湾和北阿法尔，然后从南阿法尔和埃塞俄比亚向肯尼亚和坦桑尼亚推进。他们认为裂谷作用的这种演变和迁移是由于岩石圈减薄及地壳裂开由北向南减弱的缘故。他们声称，红海和亚丁湾已经达到了由洋脊发展到裂谷的阶段，而北阿法尔则处于海底扩张的初期阶段。按照这种理论，东非裂谷系可能正处于一个陆内裂谷和一个洋脊发展的初级阶段，代表了大陆的分裂，而且这一体系越向南发展阶段越初级。地震是地壳断裂最灵敏的标志。这一裂谷系在大约南纬20°地

地质吧，地学吧www.gsh123.com

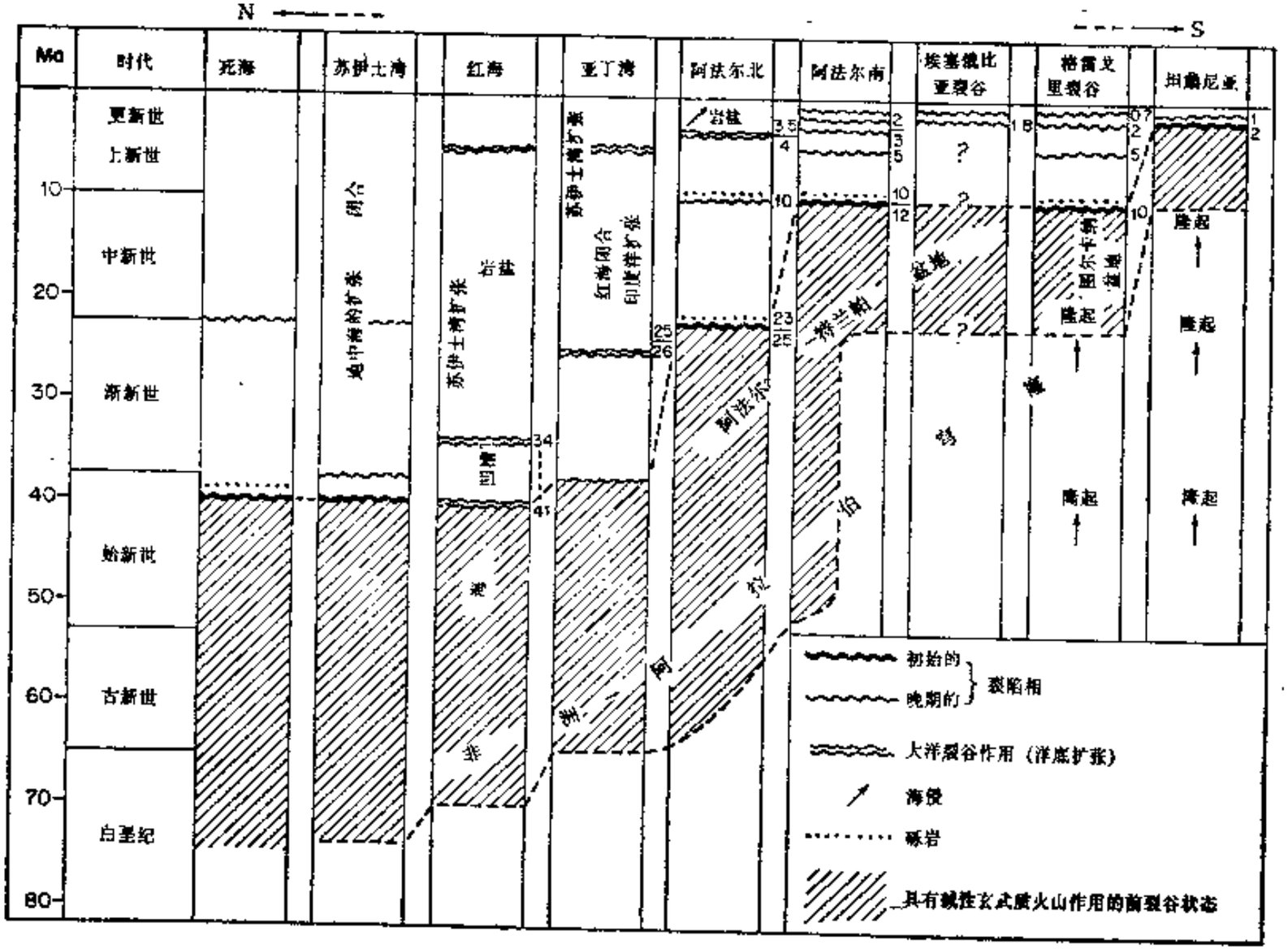


图 2.I.7 非洲-阿拉伯裂谷系的演化
（据Pilger和Rosler，1976*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

形下陷的特征已经消失，而地震带则向南延展的更远(图2.Ⅰ.5)。根据这些事实Fairhead和Girdler(1969*)指出，初级裂谷作用可能扩展远达南非。

利用海底地形、磁异常、重力异常、热流、地震勘探、洋底岩心和地质的研究所积累的广泛的资料（Le Pichon和Heirtzler, 1968；Vine, 1966；Matthews 等1967；Mckenzie 等 1970*），并用“板块构造”模式对红海和亚丁湾裂谷进行的研究自 1960 年以来取得了迅速的进展。据研究，红海和亚丁湾的洋底是由如同在洋中脊所见到的海底扩张过程所产生，而这一发展史又可用阿拉伯板块相对于非洲板块的逆时针旋转加以系统说明。红海和亚丁湾洋底在中新世以前的历史尚不甚清楚，但 Girdler 和 Styles（1976*）应用近期红海海底钻探资料和磁异常证明它始于 40Ma 前，这两个板块的相对运动一致解释了沿死海裂谷的大规模向位移(Quennell, 1958；Freund等，1970)。据说它还可以阐明处于陆壳和洋壳接触处的阿法尔洼地的复杂历史(Barberi和Varet, 1975)。

按照板块构造学说，东非裂谷系是一个开放的板块边缘，这一裂谷系将会把非洲板块分成西边的努比亚板块和东边的索马里板块(Gass和 Gibson, 1969)。换句话说，死海、亚丁湾和东非这三个裂谷在阿法尔洼地汇合而形成一个如 Mckenzie 和 Morgan（1969）所说的RRR型的三联裂谷。Mckenzie等（1970*）根据红海和亚丁湾扩张中心位置的显著差异计算出东非裂谷系的旋转极点为南纬8.5°，东经30°，在西裂谷中心，旋转角为1.9°。他们计算出的横跨东裂谷的地壳扩张在埃塞俄比亚裂谷为65km，而在格雷戈里裂谷中心为 30km，然而由地质和重力数据换算出的地壳扩张距离对于埃塞俄比亚裂谷为 30km，对格雷戈里裂谷为 10km，在北坦桑尼亚为 2—3km(Baker等,1972*)。为了解释后面这些数值，也有人尝试将东非旋转极点在裂谷系中再向南移。（Darracott 等，1972*）。这些基于板块运动学的尝试能够形成有用的假说来解释东非裂谷作用由北向南的渐进演化。将上述地

地质吧，地学吧www.gsh123.com

壳扩张数值转化为平均扩张速率，在埃塞俄比亚为2mm/年，而在肯尼亚为1mm/年（Wohlenberg，1976*）。这些数值比红海和亚丁湾裂谷扩张速率小一个数量级，而比典型的洋中脊扩张速率小近两个数量级。因此岩石圈减薄现象对于研究如此小的变形速率有很大意义，它意味着在大陆分裂的初级阶段板块有塑性变形。

Pilger和Rosler(1976*)在阿法尔及其周围区域的裂谷作用中划分出七个构造事件，他们指出每一事件之间的时间间隔依次变短。当间歇期为零时，就意味着海底扩张（按其字面意义）的开始，而此后扩张速率很可能会加大。另一方面，Burke和Dewey(1973)根据几个事例对一个板块边缘或一个RRR型的三联裂谷在陆壳内的演化作了假定，他们说，三个板块边界并非总是均匀发展的，其中一支可能变为不活动的消亡裂谷（拗拉谷）而停留在一定的演化阶段。非洲大陆作为一部分，随着冈瓦纳超大陆一起经历了这些对于大陆分裂和漂移的地球历史有很大意义的事件。东非裂谷系确实会产生一个新的大洋吗，会有一个索马里大陆从努比亚大陆上分裂出来并漂移到印度洋中去吗？（Dietz和Holden，1970）。

矢入惠二

II 圣安德列斯断层

加利福尼亚大走滑断层

从19世纪90年代圣安德列斯断层的存在就引起了加利福尼亚地质工作者的注意。据说“圣安德列斯断层”的名字是1895年被Lawson在一篇文章中采用的（Crowell，1962）。比日本的“中央构造线”的发现和命名晚了10年。

正是1906年旧金山地震一夜之间使这条断层出了名。沿着穿过城市西郊的断层线在大约340km距离内出现了最大达7m的位移。这次地震断层的首次出现证明了这个断层从旧金山还要向北

地质吧，地学吧www.gsh123.com

延续。以前人们只是从这个城市向南追索了大约600km。

考虑到断层突然位移这一事实，人们曾经普遍认为1906年的地震是由于断层的运动而引起的，但是1911年Reid根据在断层周围做的精确测量对地震形成和断层运动的机制提出了弹性回跳理论。他所提出的力的单偶合模式曾被认为是震源机制，但在20世纪60年代被双偶合模式所代替。不过他的弹性回跳理论仍然作为断层＝地震机制而保存下来。

1906年这样一个普通断层引起断裂运动的事件产生了“活动断层”的概念和术语。地貌学家也来参观这些沿着断层所看到的特殊的地形特征，以便了解活动走滑断层所形成的地形。

地质学家的注意力集中在这样一个事实上：1906年地震时断层位移的方式是水平滑移。随后的地质研究表明，在整个地质时期中断层两侧的岩块发生了几公里或更远的水平位移。1953年Hill和Dibblee提出，这一位移自白垩纪以来已超过500km。大约同时又有人声称新西兰阿尔派恩断层两侧的岩石水平位移了450km。在20世纪50年代这10年中各地地质学家都开始注意这种大的“走滑”或“横向断层”。Moody和Hill(1956)阐明走滑断层是地质构造的基础这篇文章就是一个典型。在20世纪60年代圣安德列斯断层开始被作为转换断层的例子看待Wilson(1965*)，而且成了板块构造理论的一次试金石。把圣安德列斯断层叫作“活动”断层并不表示它每天都在移动。而是意味着某一天它将很可能再次象1906年那样运动。不过随后发现，在旧金山南部的一个地区，断层确实是活动的，而且活动是连续的。即使在没有明显地震发生时，恰好位于断层上的一座酒厂的地面和墙壁也出现了裂缝。1960年这些令人不安的现象被确认为是断层运动并报告给学术界。正是圣安德列斯断层使地质学家认识到这种连续的断层运动作为断层运动的一种形式是确实存在的。这种现象被命名为“构造蠕变”，后来在土耳其北阿纳托里断裂带也观察到了这种现象。

因此圣安德列斯断层和它的活动在地球科学的许多分枝中有

地质吧，地学吧www.gsh123.com

相当大的影响。在这章中我们主要集中讨论其地质特征。

1. 断层的展布和构造

图2.Ⅱ.1显示了圣安德列斯断层的概貌。它从旧金山以北大约160km的阿里纳角开始几乎沿直线向南东延伸，并经过旧金山的西南端。然后它穿过海岸山脉，并横切了Transverse山脉，到达环绕索尔顿海（湖名——译者注）的低地。在北边它从阿里纳角入海，并改变方向，在门多西诺角以南的谢尔特海湾附近变成近东西向，然后继续深入到太平洋底的一个大剪切带中（门多西诺断裂带）。它的南端进入墨西哥，然后与从加利福尼亚湾南部延伸过来的东太平洋中脊相连。它在大陆上的长度（从谢尔特湾到加利福尼亚海湾北岸）大约1300km。在图上它的方向总体呈NW-SE(N40—50W)，但是在Transverse山脉的北部，在洛杉矶以北，它的方向几乎变成正东西，断裂线弯曲非常明显。其它几个NE-SW向的大断层（加洛克和大松树断层）也出现在这个地区，因此地质地形和构造都变得更复杂了。这一段断层称为大拐弯（Big Bend），不但大拐弯以北和以南断层走向不同，而且在南边它分枝成几个产状不同的断裂。地质地体沿断裂发生的位移显然南部小于北部。

大拐弯的正西北是著名的卡里索平原，为一半沙漠的山间盆地。在盆地东北缘沿着断层线发现了一些与断层作用相伴生的地形、构造都典型实例。再向西北它进入了围绕旧金山海湾的低地，穿过魔岛和加比兰岭之间的谷地。卡拉沃尔斯和海沃德断层从这里向北分叉。霍利斯特镇就在这个点附近，沿其街道的石墙由于蠕动位移而发生畸变。在霍利斯特北西、断层穿过了旧金山湾低地西侧的山岭，然后进一步向北，在金门以西大约10km的地方穿过海底。旧金山国际机场位于圣安德列斯断层以东仅几公里的地方。在飞机着陆或起飞时人们可以看到壮观的线性断层地形以及位于断层上并使其得名的圣安德列斯湖。

在加利福尼亚南部大拐弯以南，洛杉矶以东，圣安德列斯断

地质吧，地学吧www.gsh123.com

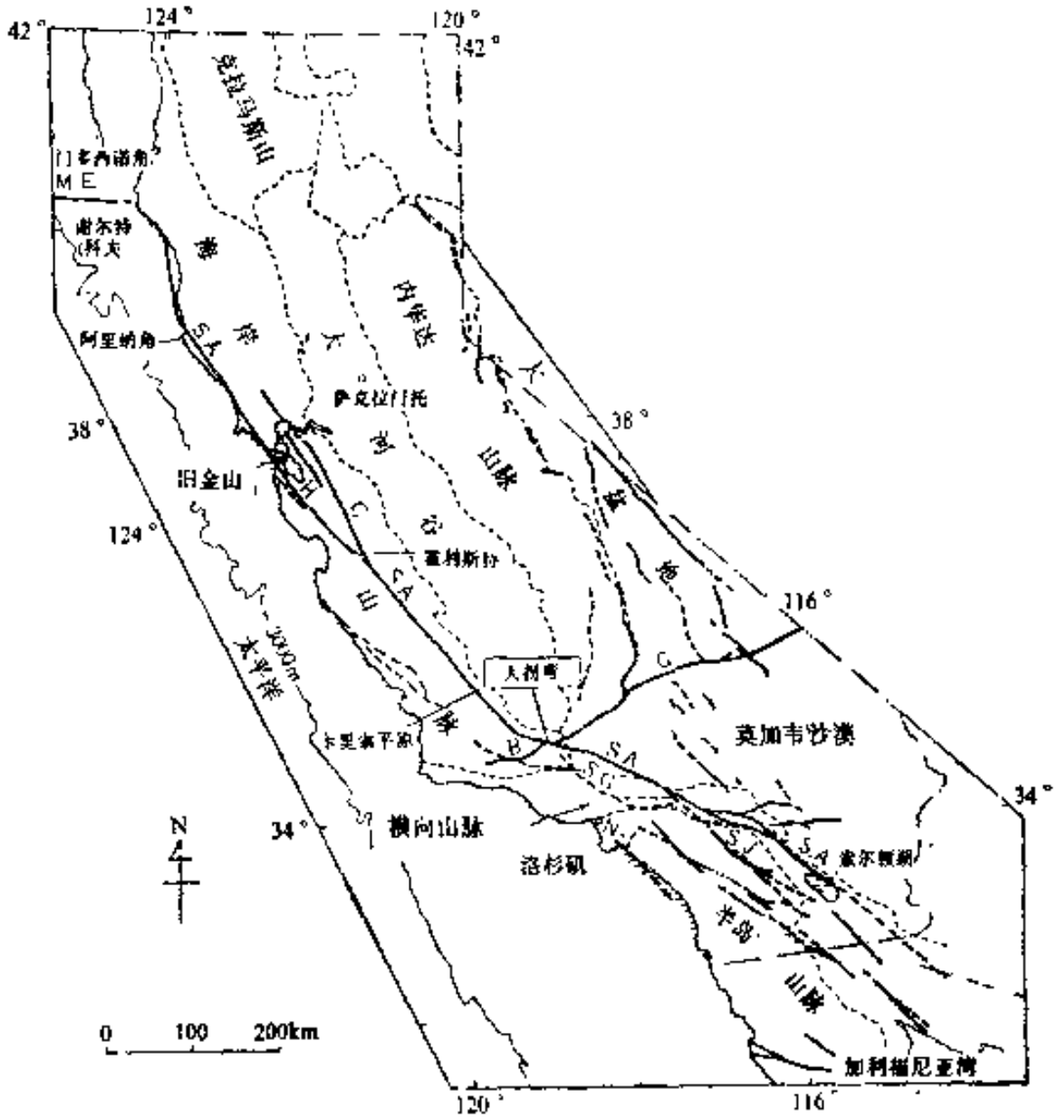


图 2.Ⅱ.1 加利福尼亚的主要断裂（主要依据Dickinson和 Grantz, 1968*; Jennings, 1965*）

粗线是断层线粗虚线是推测断层。地区 SA：圣安德列斯断层，B：大松树断层，C：卡拉沃尔斯断层，G：加洛克断层，H：海沃德断层，MF：门多西诺断层带，N-I：纽波特-英格尔伍德断层，SG：圣加布里埃尔断层，SJ：圣哈辛托断层，细虚线是地形省的界线

层分枝成班宁和米申河断层。此外（在西边），另外一些断层诸如圣加布里埃尔和圣哈辛托断层近于平行延伸。东部边界被圣安德列斯断层穿越的索尔顿海是低于海平面的一块狭长的陆地，包括了许多与断裂有关的形迹，例如小火山锥和热泉。这个低地向南延续进入加利福尼亚海湾。

前面提到，圣安德列斯断层伴有一系列和它近于平行的类似

地质吧，地学吧www.gsh123.com

断层。通常将它们一起考虑并称之为“圣安德列斯断层系”。

虽然圣安德列斯断层在小比例尺图（图2.Ⅱ.1）上是作为一条单线来表示的，然而在更详细的图（如1:250,000或1:50,000）上可看出它是几条断层线的组合。作为一个整体它们形成一个几公里宽的断裂带（以上描述的断裂系由若干断裂带组合而成）。断裂带内部可以发现许多透镜状断片（图2.Ⅱ.2）。组成透镜体的物质常常与周围的岩石不同，它们是在断裂运动使两盘岩石分离和位错过程中形成的。这种类型的断裂带发育的原因被认为是，岩石中业已形成的滑动面(断层面)由于某种原因不再活动，

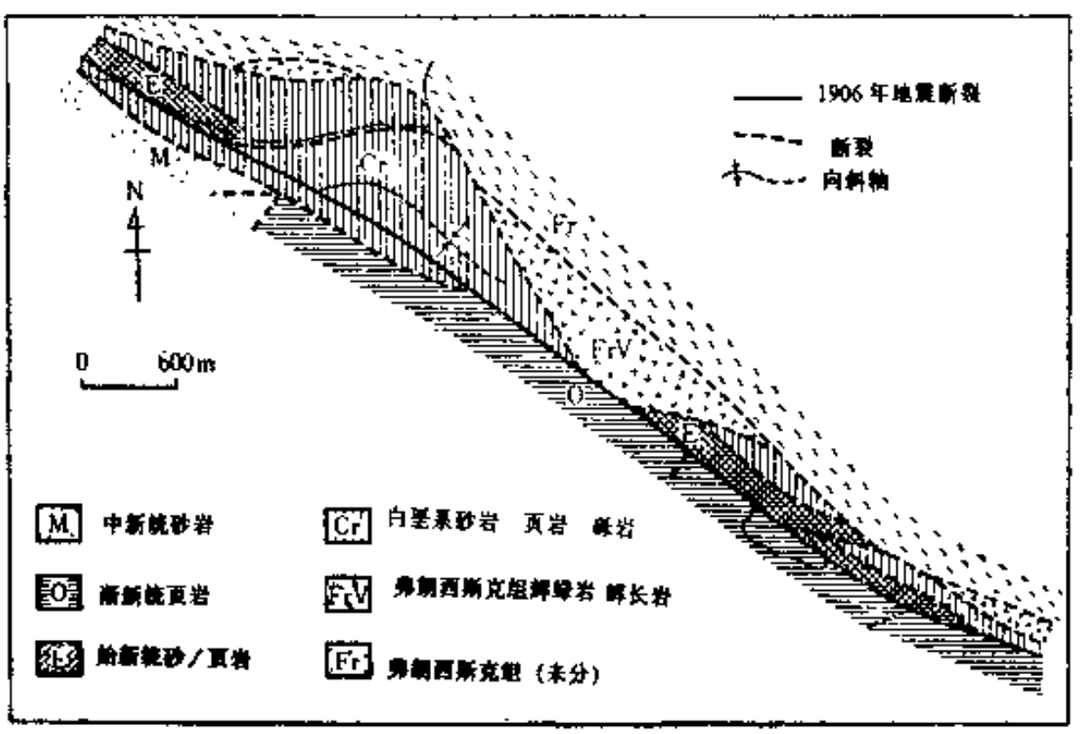


图 2.Ⅱ.2 圣安德列斯断层带实例（圣克鲁斯山附近，据 Roger，1973*）

而在附近又形成了新的滑动面。一般说来断层早期活动的走向均不严格地平行于总的走向，而且可能发生明显弯曲。相反，在第四纪活动的断层线相对比较直。基于这种事实，有一种观点认为老断层是以雁行状排列的，在后来的运动阶段它们联接到一起，在最后阶段中形成一条光滑的断层线。不过也有另外一种理论，把这种差异归因于与断层相邻岩石的力学性质的不均匀性，如图2.Ⅱ.3（Rogers，1973）所示。这种理论设想了一种由于岩性不

地质吧，地学吧www.gsh123.com

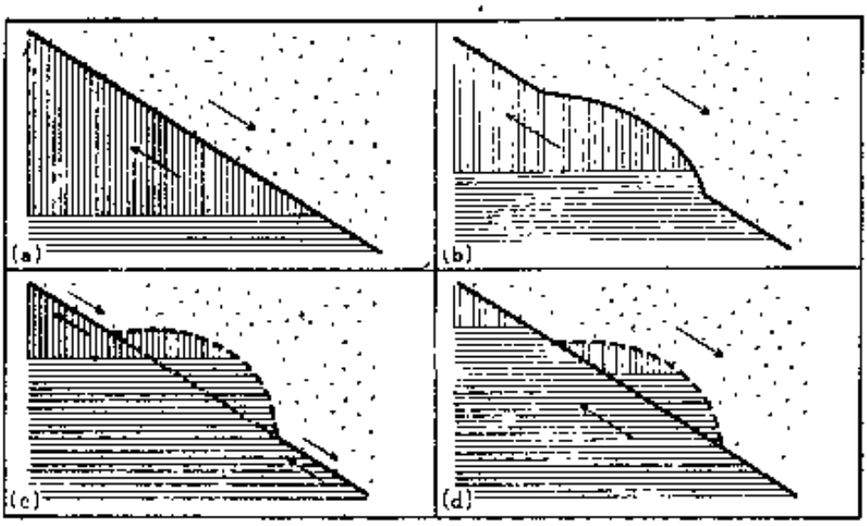


图 2.Ⅱ.3 断裂带发育示意图（平面）（据Rogers, 1973*）

(a)当不同性质的岩石接触时；(b)(c)它们之间的界面（断层面）变形；(d)最后一个新的直断层间在阻力最小的地方形成了。实线为活动期的断层线，虚线为不活动的断层线

同而发生局部的塑性变形序列。它导致初始断裂弯曲，然后在弯曲部位磨擦阻力增加，最后具有较低摩擦阻力的新的直断层线就形成了。另外，也可能有一些部位在发生横向位移的同时发生垂直位移，使得断层带上面的沉积地层发生垮塌作用。不管怎么说，圣安德列斯断层具有非常发育的宽的断裂带，表明它有着复杂的历史。

断裂面附近的岩石由于运动，在宏观上和微观上经常产生剪切，压碎和破裂。这种剪碎的岩石曾经被笼统地作为“碎裂岩”来处理。当沿断层的剪切运动发生在高围压、深度大的地方时，岩石表面上是固结体，但微观观查表明它们内部是粉碎的。在低围压条件下碎裂的岩石趋向变成粘土状的，并被称为“断层泥”。据说在圣安德列斯断层带里，沿第四纪活动的断层线这种断层泥很发育。

观察断裂带内的断层面和断裂带的线性分布，可以得出结论，圣安德列斯断层作为一个整体，其倾角近于直立。详细的地震研究已证明，微震沿着断层在地下呈面式分布，面这个面也近乎直立。这些微震发生的深度限制在10—20km或更浅的地方，面更深的部位没有地震发生，很可能是因为在断层深部，两侧的相

地质吧，地学吧www.gsh123.com

对位移由于塑性变形而消除了。

2. 第三纪和前第三纪的断层运动

1953年Hill和Dibblee发表了一篇有关圣安德列斯断层的重要论文。根据Dibblee长期地质观测的经验和当时已获得的资料，他们得出结论，分布于断层两侧的地层越老，它们右行位错的距离也越大，对白垩系地层来说，这个位移量达500多公里。此后，对各时期地层的位移时代和位移程度的了解更加准确，实际上，目前没有人怀疑从中新世到现在曾发生了300km或更多的右行位错。

有关从第三纪和白垩纪之间每个时期的地层位移已作了许多研究（图2.Ⅱ.4）。关于中新世岩石位移的资料最丰富、最可靠。断层两侧广泛地分布着中新世各个时期的海相和陆相地层。这些地层的古地形特征，例如沉积盆地的形状、沉积物的厚度和分布、沉积相、特别是能提供古海岸线情况的海相和陆相地层分布、连同沉积物中古动物化石或特征砾石或砂石，全都沿着断层线奇特地、不连续地分布着（Addicott, 1968*; Huffman, 1972*）。如果沿着断层带把它们复原到断裂以前的位置，那么大拐弯以东的中新世火山岩将与旧金山以南的加比兰岭，一个相似的中新世火山岩区相对应。两地的火山岩不仅在岩石学特征、地层顺序方面相似，而且还发现它们的放射性同位素年龄和痕量元素成分也一致（Matthews, 1973*）。这种研究毫不含糊地确定了，自23.5Ma以来有大约310km的右行位移，自22Ma以来有大约295km右行位移，自8—12Ma以来有240km的右行位移。

对始新世和白垩纪地层也做了古地形恢复的尝试，推论出自44—49Ma以来，大约有305km的右行水平位移（Clarke和Nilsen, 1973*）。而自白垩纪地层沉积以来位移了约500km。我们注意到，自44—49Ma以来位移为305km，而23.5Ma以来位移为310km，如果考虑误差范围，二者几乎相等。从断层西侧前白垩纪Salinian地块的花岗质基岩和断层东侧相似基岩之间的视位移

地质吧，地学吧www.gsh123.com

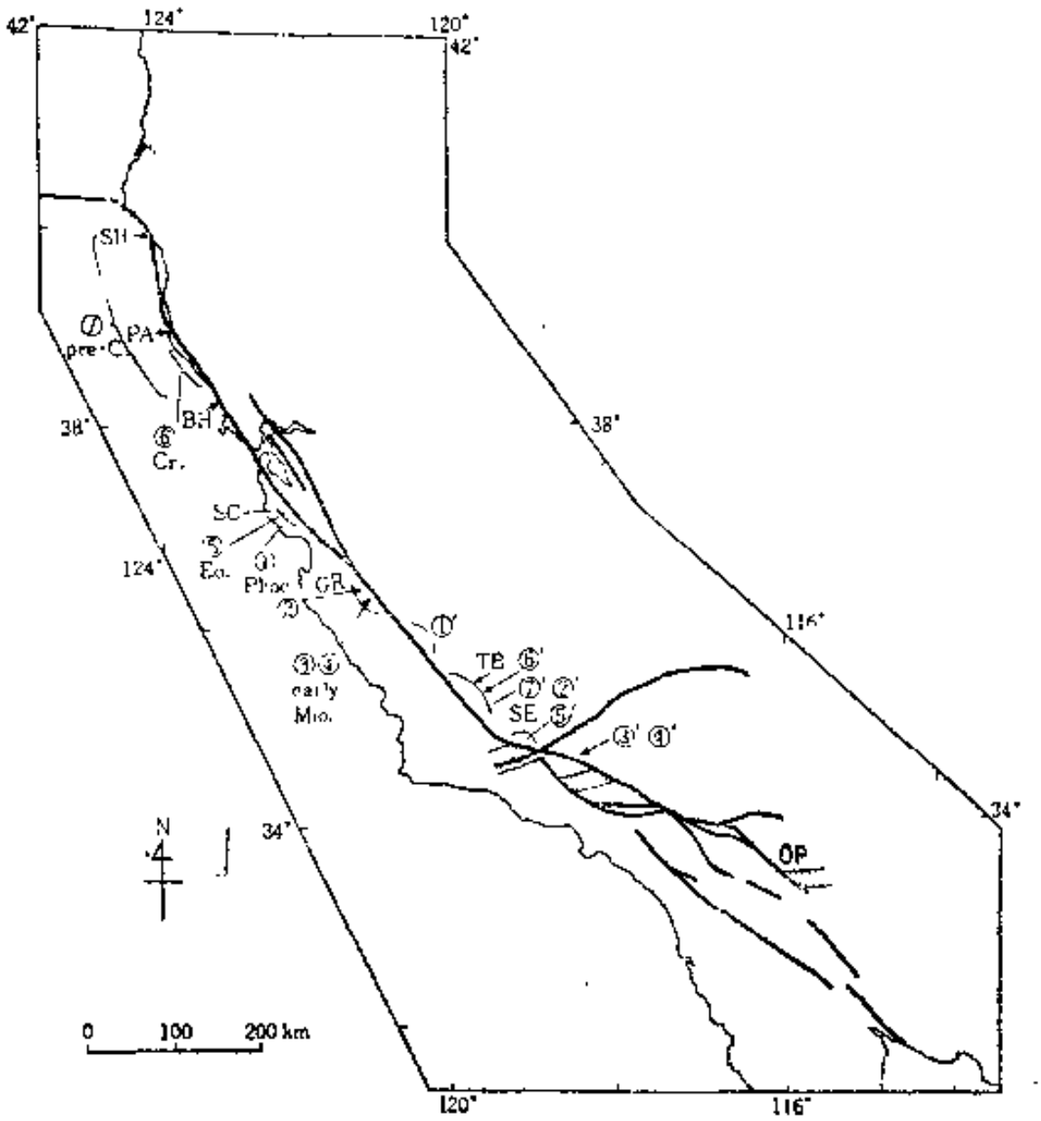


图 2.Ⅱ.4　经过圣安德列斯断层位移后岩块的现今位置

①—⑦和①'—⑦'：每一时期对应的地层和岩块。编号与图2.Ⅱ.5中一致。
①上新世，②上中新世，③和④下中新世，⑤始新世，⑥白垩纪，⑦前白垩纪基岩。打点的区域：包括南加利福尼亚的中新世和更老的地层
SH：谢尔特湾；PA：阿里纳角；BH：博迪加角；SC：圣克鲁斯山；GR：加比兰岭；TB：坦普洛山脉；SE：San Emiglio山；OP：Orocopia山

（大约500km）推测出前白垩的位移量，但得不出精确值。这是因为，在旧金山以北70km处的博迪加角以西 Salinian 地块的北界还没有明确地辨认出来，在东侧它们从什么位置开始移动的也没有弄清楚。不过，近来从Salinian地块上所做的锶同位素比值的研究结果中得到大约510km的位移量，与以前的估计十分吻合。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

图2.Ⅱ.5表示了从各时期开始的岩块位移。该图表明，在50至20Ma之间，始新世至早中新世沿圣安德列斯断层几乎没有什么活动，在20—10Ma之间某些部位又变得活动起来，一直延续至今，而且位移速度在增加。

实际上上面所讨论的数据都是从大拐弯以北地区获得的。而在大拐弯以南的研究要复杂的多，这是由于与主断层平行的，甚至差不多与主断裂正交的左行断裂的发育，它们各自具有自己的历史(Crowell, 1973*)。不过，应该注意到，大拐弯以南只有自中新世地层沉积以来大约300km的右行位移得到了确认，而在这以前的位移还没有证据。在加利福尼亚南部，在大拐弯西南（Tejon附近）出露的中新世地层连同前第三纪基底岩石一起沿着圣安德列斯断层和西侧与之平行的圣加布里埃尔断层共向南移动了260km，到Orocopin山（Crowell, 1962, 1973)。因为这两个地区包括部分前寒武纪岩块在内的前第三系基岩可以对比，因此推断这些断裂活动必然发生在中新世地层的沉积时期（约12Ma）或之后。

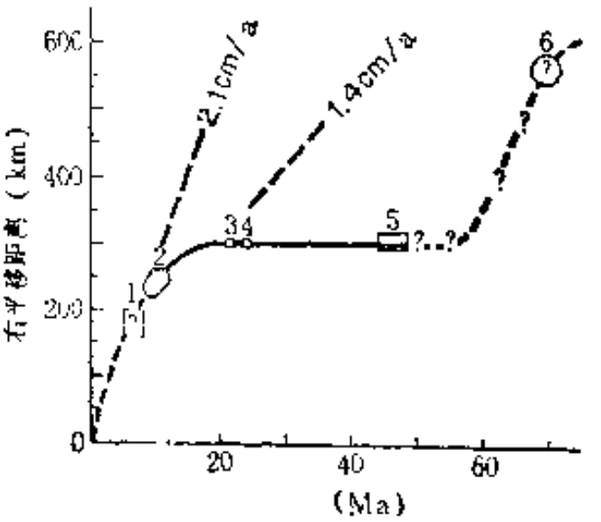


图 2.Ⅱ.5 沿着圣安德列斯断层位移速率的变化
（据Clarke和 Nilsen, 1973*）
图中编号1—6表示岩块分离和滑移的年代（横轴）和位移量（竖轴），每个点连线的斜度表示那个时期中平均的位移速率。1—6对应于图2.Ⅱ.4中的(1)—(6)

总括起来，加利福尼亚南部的圣安德列斯断层似乎形成的相当晚，而且总位移也不足大拐弯以北所见到的500—600km的一半。因此，许多人确信在加利福尼亚南部曾有除现今圣安德列斯断层之外的断层一度活动过，以此解释缺失的200—300km位移。例如Suppe(1970）认为，洛杉矶附近的纽波特-英格尔伍德断层

地质吧，地学吧www.gsh123.com

（见图2.Ⅱ.1）在老第三纪时曾是圣安德列斯断层在大拐弯以北的延续部分，缺失的300km位移就发生在那里。Suppe把它命名为“原圣安德列斯断层”，并且设想了一种复原方案：他把西边的前白垩纪Sulinia地块沿着这个断层相对于东侧地块往南移动（第2节2.Ⅵ，图2.Ⅵ.2）。

3. 第四纪断层活动

前面我们提到，圣安德列斯断层的一部分目前还在继续活动。详细测量表明每年平均速率为几厘米(≤5cm)，不过在不同地点和时间有所差异。在过去的60年中霍利斯特南部从农庄旧篱笆的位错等推断出的平均速率每年不超过2cm。再向南，在卡里索平原或大拐弯周围完全没有发现过这种蠕动式的断层运动。不过大量的地形证据，例如弯曲的山谷、河流的位错和1857年大地震时右行位移约10cm都表明，在这些地区断层位移只发生在几百年一次的大地震时。如果这种与地震伴随的、不常见的强烈位移按时间平均，得出的沿断裂位移速率仍然是每年2—4cm，非常接近蠕动位移的地区。

这种位移速率比根据大地测量方法查明的，用断裂区内水平应变速率推算出来的水平滑移速率（每年5cm±）要小，也比从加利福尼亚湾海底扩张推测出来的太平洋板块和北美板块之间相对位移速率（每年6cm±）要小。我们下文要讨论到，人们认为这是两个板块间相对位移的一部分影响了圣安德列斯断层，而其余部分则被沿着其它断层的位移和美洲大陆西部广大地区（从加利福尼亚横穿内华达山脉一直到东部盆岭省）的地壳变形所吸收了，如果一项地质调查发现有不同时代的地层在断层两边相遇，我们会很容易想到这是断层两边的基底向上或向下位移的结果。不过这种情况完全可以没有向上或向下的位移，原因是地层在水平方向不可能无限延展，况且多数不是水平产状的，由于平移便使不同时代地层接触。“平移论者”在讨论圣安德列斯断层的历史时经常提到这一点(Hill和Dibblee, 1953*;Crowell, 1962*)。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

如果沿圣安德列斯断层观察地形，在某些地区可以见到至少在第四纪存在垂直位移的明显迹象。但我们仍然可以说，这个断层是一个长期走滑断层的典型的宏观实例，因为在断层两侧广大范围内观察地层的地质时代可以看到，同一时期几乎相同的沉积环境中形成的地层，尽管被水平错开300km或更多，它们仍大体处在相同的高度上。

第四纪的运动造成了沿着断层线形成许多大大小小的拗陷和高地，如果沿着断层线追索这些地表特征，人们将很容易发现在短距离内垂直位移的方向发生变化，例如在卡里索平原由于断层南西侧相对上升而产生的沿断层分布的狭长的山脉，在几百米内以很大的梯度沿走向变低，相反北东一侧却发生了抬升。在山脚断层线上经常可以见到地堑式的拗陷，但是在短距离内也变浅、变窄并消失在山边。沿典型走滑断层发生的这种交替升降的原因被认为寓于以下事实，当沿着不太平滑的断层面发生平移运动时，产生局部的引张和压缩，它们又分别导致沉降和上升的地表特征。沿着走滑断层线的这种垂直位移的分布无论在位置上还是在时间上都是不均匀的，在新西兰对这一事实作了许多研究工作，并将它们看作是走滑断层的特征之一。

4. 做为一个板块边界的圣安德列斯断层

在世界板块图上圣安德列斯断层被表示为太平洋板块和美洲板块之间的边界。从加利福尼亚以外到门多西诺断层带的南端，太平洋磁异常条带的型式表明，越接近加利福尼亚，洋底的年龄值越小。因此造就这个洋底的洋脊现在必然已经消失在美洲大陆之下。在北加利福尼亚以外的戈达和胡安·德富卡中脊和从南边延伸到加利福尼亚湾的东太平洋中隆可以看作是这段中脊的残留部分。在这个意义上，圣安德列斯断层是一个连接北部洋脊和南部洋脊的转换断层（Wilson, 1965*; Atwater, 1970*）。

在加利福尼亚以外与北美大陆相连接的那部分洋底的最老年龄是在圣安德列斯北部的门多西诺海角以外（29Ma）。向南逐渐

地质吧，地学吧www.gsh123.com

变得年轻，在墨西哥的加利福尼亚湾只有4Ma。因此认为产生这个洋底的洋脊在大约29Ma时从西边与门多西诺角附近加利福尼亚以外的海沟"俯冲带"相连，被海沟吞噬了，并消失到北美大陆之下。那时洋脊（近S-N）和海沟（NW-SE）是不平行的（图2.Ⅱ.6），因此中脊是从北端开始消失的。于是海沟成了一个转换断层（圣安德列斯断层）。按板块构造的几何分析，这必然发生在图2.Ⅱ.6所表示的情形中。转换断层就这样向南伸展，取代了海沟，在大约4Ma时到达了加利福尼亚海湾。

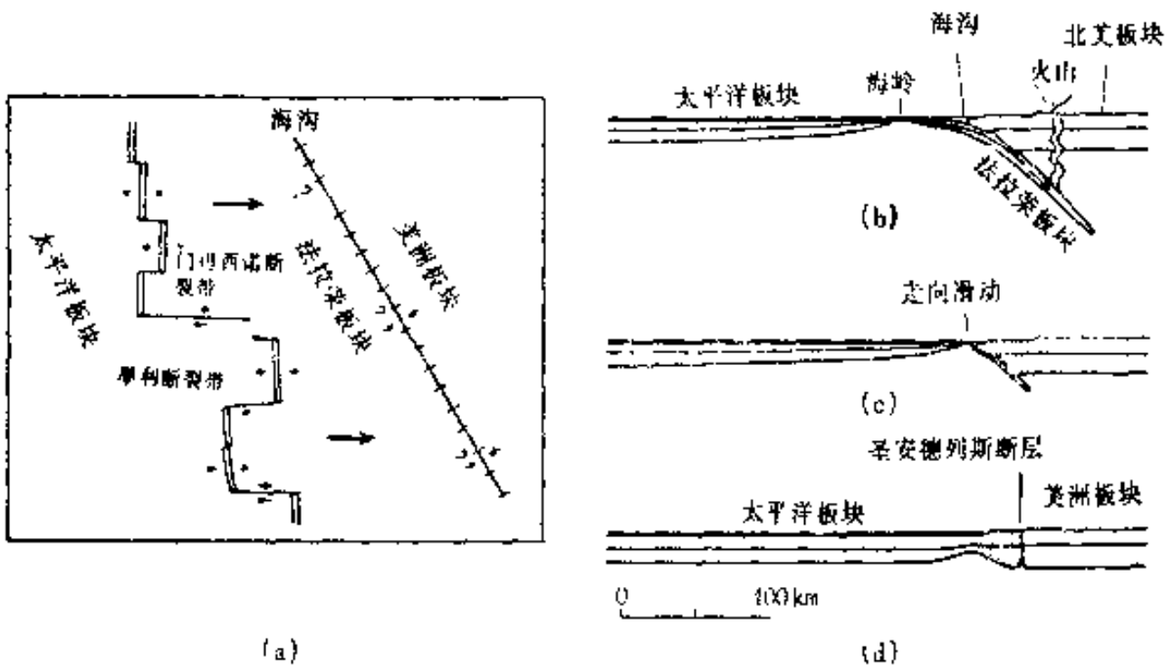


图 2.Ⅱ.6 加利福尼亚以外的太平洋板块和美洲板块之间边界的变化（据Atwater, 1970*）(a)太平洋板块与美洲板块碰撞前的情况（约53Ma）。海沟是存在的，并且法拉荣板块沿海沟俯冲；(b)图(a)的剖面；(c)当产生太平洋板块的中脊到达加利福尼亚海沟时（大约29Ma)的情况。海沟变成转换断层；(d)太平洋板块东缘与美洲板块粘结在一起，平移开始主要发生在大陆内部（现今的圣安德列斯等）（从晚中新世到现在） 打点的地方表示圣安德列斯以西的陆块

从大洋板块作出的这种推断表明，圣安德列斯断层是在大约29Ma产生并开始位移的。而断层南西一侧也应该是一个大洋板块。然而，这两点都和前面讨论的大陆的地质资料不相符合。原因何在呢？Atwater(1970*) 和Garfunkel(1973*) 是这样解释

地质吧，地学吧www.gsh123.com

的：从29Ma开始在加利福尼亚以外发育起来的转换断层并不是圣安德列斯断层本身。在29Ma前北美大陆存在着现今断层的前身，它是右行滑动的。在29Ma之后，上述新形成的转换断层（图2.Ⅱ.6(c) 中的走滑断层）和已有的圣安德列斯断层之间的大陆块（图2.Ⅱ.6(c) 和（d）中打点的区域）逐渐与近岸的转换断层粘结起来，并开始与太平洋板块一起移动。随后北美板块的相对位移主要沿着这个块体的东缘，即现在的圣安德列斯断层发生。中新世以后，圣安德列斯右行平移的速率逐渐增加(图2.Ⅱ.5)，这是由于近岸转换断层和大陆之间在陆块东缘粘结程度逐渐加强。由于近岸海沟变成转换断层的时间正好是在中脊被吞噬之后，板块的边界仍然是比较热和比较软的，并且沿着海沟轴平移。不过，经过一段时间，它就变冷、变硬，使得运动更困难了，从此位移便主要沿着大陆上现在的软弱地带，也就是圣安德列斯断层进行。

因此，至少在第三纪中期以后圣安德列斯运动的总模式在本质上是与构成世界板块体系一部分的北美和太平洋板块间相对位移的特征一致。

在其它大陆上也有几条类似于圣安德列斯断层的1000km级别的大走滑断层。它们当中的大多数是活动的，在卫星照片上有清楚的地形记录。在环太平洋带中主要有阿拉斯加的迪纳利断裂系（近2000km长，右行平移距离400—700km）、日本的中央构造线（近1000km长，右行平移）、菲律宾断裂带（近1300km长，左行平移）、苏门答腊的大苏门答腊断裂带（近1800km长，右行平移）、新西兰阿尔派恩断裂（近1000km长，右行平移约450km）、智利的阿塔卡马断裂带（近800km长，右行平移）等。在欧亚大陆这样的断裂有中国的阿尔金断裂（近1500km长，左行平移）、苏联的吉尔吉斯-克萨克的塔拉斯-费尔干纳断裂（900km长，右行位移250km）、以及土耳其的赫拉特断裂（1100km或更长，右行平移）、杰曼断裂带（800km长，左行平移位移500km）和北阿纳托里断层（900km长，右行平移）。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

卫星照片显示的刻画在地球表面的那些壮观而又清晰的直线就是这些断层。地球科学的任务之一就应该是寻求对这些具有上百公里位移的扭性断层起因的解释。

松田时彦

Ⅲ 中国山东省的断块运动和郯庐断裂带

当浏览世界地图时，似乎人们会马上注意到从东到西横贯欧亚大陆的阿尔卑斯-喜马拉雅山系。虽然在这些山脉以北多数地区显示了稳定的地貌特征，从帕米尔高原向东几乎整个中国大陆都显示高差很大的地形。地震分布图表明这里曾发生过许多浅源地震，这与上述的构造地貌密切相关。苏联对帕米尔和天山所作的许多研究表明，这些地区成为陆壳的一部分并且稳定下来之后，从中生代起又变得活动起来。第四纪显著的断块运动占了主导地位，形成了今天所看到的巨型构造地貌。“新构造”或者“活化山脉”等术语就是通过这些构造的研究得来的。

1949年新中国成立之后，地质调查工作进展很快，但没有发表过详细研究成果。直到1975年才出版了1:400万的中国地质构造体系图，接着1976年以同样的比例尺出版了“中国地质图”。这些图阐明了中国的构造格架轮廓，并且得出了如下结论：中国的基本构造是“块断”或断块型的(构造图编图组，1974*)。因此中国大陆上出现大起伏地形的原因可以看成是断层为边界的块体的各种运动所造成的（地质力学所，1967*）。

这种断块运动与地震活动是密切相关的。1966年河北邢台地震之后，地震预报等研究工作揭示，断裂构造与3000多年的宝贵文献中记载的多次历史大震的分布十分吻合。随后1972年，LANDSAT/ERTS（地球资源卫星/地球资源技术卫星）送回来的影象把巨大的中国活动断裂体系表现得十分明显，并且很快导致了对断块活动的新认识(Molnar和Tapponnier, 1975;*York

地质吧，地学吧www.gsb123.com

等，1976*）。

不过，现在所看到的断块都是前寒武纪以来发生的各种垂直地壳运动和应力场变化的结果。在这节中，我们将讨论山东省断块构造的构造演化史，把它作为中国断块运动的一个例子。这样做是因为所发表的有关该区的野外调查资料相对比较详细，而且与近来发生的邢台，海城，渤海以及唐山地震也做了对比。人们认为这个地区与日本岛的西半部在构造和位置上都有密切联系。

1. 山东地质区在中国有关地质单元中的位置

山东地质区位于北部大冲积平原及南部平原之间，黄河从北部平原流入渤海，而淮河和长江（扬子江）从南部平原流入黄海。山东地质省延伸到济南和徐州一线，而中心在山东半岛和泰山（1524m）。山东地质区东西横跨约700km，南北约400km。

尽管近来中国地学工作者已引用了板内构造的新概念，但对中国地质构造的认识主要还是建立在李四光“地质力学”研究的基础上，这些认识被中国地质力学研究所继承下来并成为中国构造地质学的基础。中国构造体系图可以说是这些工作的总结。它试图根据构造线的排列方式和形成时期对所有复杂的构造单元作一概括的分类。划分出的主要类型有：（1）“东西向（纬向）构造带”和（2）“新华夏构造带”。第（1）组主要是一些挤压构造带，是晚古生代华力西造山运动时期形成的。它们包括几个延伸达2000km的带，构成了中国的地质格架。其中最北部的是天山-阴山带。中部是昆仑-秦岭带，而南部是南岭带。中国东部的特征是较年轻的构造带叠加在先前存在的古构造带之上。比较新的构造是以大兴安岭等为代表，其走向为NNE—SSW，呈大规模的扭曲构造型式。在晚中生代燕山运动以后，它们占了主导地位，在黄海和渤海冲积平原形成拗陷区，而在辽东和山东半岛形成隆起区。

值得注意的是，与此对照在中国西部，例如西藏或新疆地区更新的构造也是东西向排列。因此，孙殿卿（1966*）提出“自燕

地质吧，地学吧www.gsh123.com

山运动以来，中国大陆的运动有两个主要方向。一是南北向的挤压，二是东西向的挤压。因为这两组挤压运动强度不等，就导致了形成扭动构造的压扭作用，对于所有这些型式的构造，其共同的运动形式是水平运动”。现在人们仍坚持这种观点。在图2.Ⅲ.2中生动展现出了这些构造和地震活动之间的密切关系，而且可以概括地说，主要地震发生在一个联结北京、太原、西安、成都和昆明的扭动构造带上。这里描述的山东地质省位于秦岭-阴山带和昆仑-秦岭带之间，并且受到新华夏系构造运动的强烈影响。中国科学院地质所的构造图编图组(1974*) 总结了中国地质构造的演化历史，并且认为横贯山东地质带中部的郯庐断裂带对该区地震学研究有特殊意义。这些图在解释中国东部地震和地质构造之间的关系时，将其与东西构造带联系起来了。

2. 郯庐断裂带的新认识

中国东部最明显的构造称为郯庐断裂带，其走向为NNE—SSW(通常简称为郯庐，下文如此)。在山东半岛的根部最显著，这个地区也叫沂沭深断裂带。它向北进入渤海湾，在辽东半岛西部又再次出现。然后它向北沿着松花江一直达到佳木斯附近。向南它随着山东山脉降低沉没在淮河冲积平原之下，推测它一直延伸到长江附近。这个断裂系总的延伸2000多公里，是中国东部新华夏系中最重要的构造带。现今活动集中在它的中段，特别是辽东和山东半岛之间的渤海湾。

郯庐带把山东地质区分成两大地块。我们把东部叫作山东地块，西部叫泰山地块。在中国文献中前者叫胶辽地块，后者叫鲁中地块，但是我们决定采用前一种读者更熟悉的名称。若把郯庐带作为一级断裂，这两个地块可以如图2.Ⅲ.1所示用一些二级断裂进一步划分。这是中国断块构造的典型模式。

已对山东省发现的古老岩块做了许多工作，而且近来对渤海湾周围频繁发生的地震进行的构造学研究进展很快。这节我们主要引用中国科学院地质所的报告。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

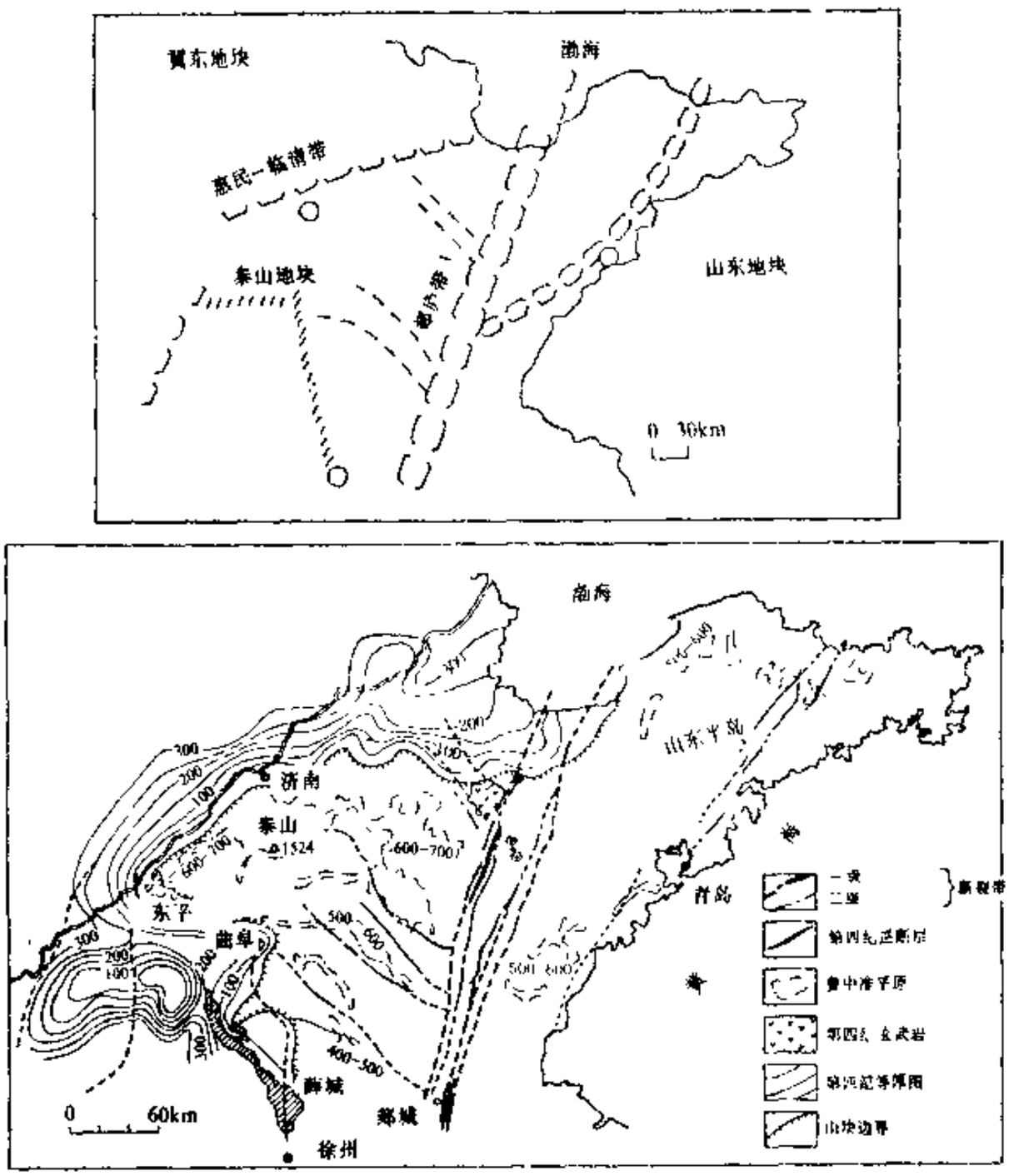


图 2.Ⅲ.1 山东地质区现今构造和地形（据山东地震地质研究组，1974）

如前所述，山东地质区可以用郯庐带分成山东地块和泰山地块。西侧的泰山地块又被一个近东西向的惠民-临清构造带从中划分出一个占据了黄河冲积平原的冀东-渤海地块。虽然在泰山地块中北西或北北西走向的断裂占主导地位，但在东部的山东地块发育的却是北东或北北东走向的断裂，它们与郯庐带的北

地质吧，地学吧www.gsh123.com

北东向断裂系结合形成一个构造格架，组成了这个地区的基底断裂体系。

首先我们根据方仲景等（1976*）的调查描述郯城以南地区中较新的断裂活动。这个地区从山东山区一直延伸到郯庐带，逐渐沉没在冲积平原之下，同时还显示了各种地貌特征。白垩纪页岩、砂砾岩与新生代砂、砾岩层一起呈带状展布，并组成相对高差35—120m的孤立的残丘。

这种情况在图2.Ⅲ.2中用块状图表示出来。在北部地区所作的野外地质调查、钻探和地球物理研究揭示，这些残丘是以4条隐伏的基底断裂（F_1—F_4）为边界的。早白垩世和晚白垩世地层分布在F_1—F_2以及F_3—F_4之间，覆盖了前寒武系片麻岩组成的地堑区。这些白垩纪地层也发生了褶皱，并伴有逆冲，而这些褶皱的背斜部分和冲断块构造侵位到冲积平原之上，形成岛状的残丘。

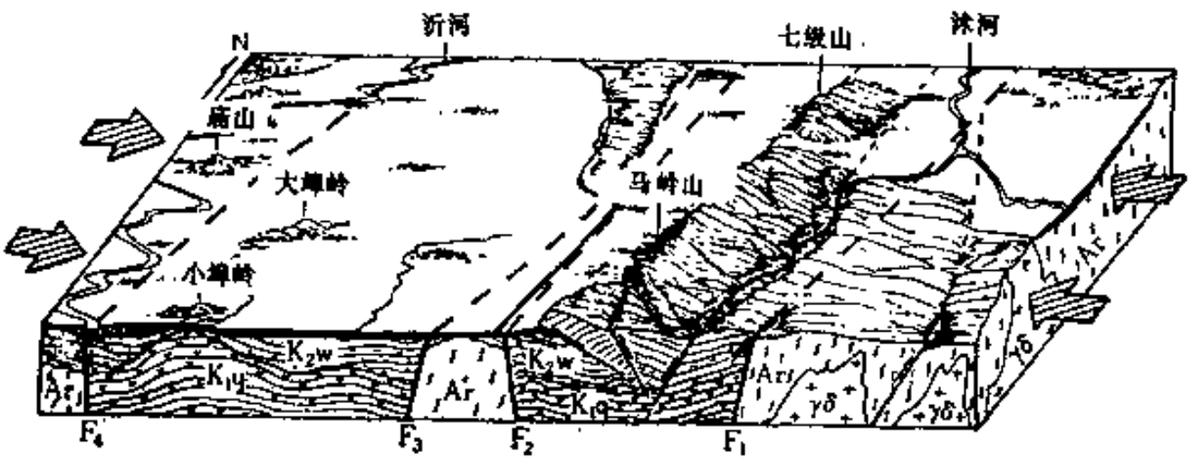


图 2.Ⅲ.2 郯庐带中段的地质剖面。说明郯城南的马岭山周围的构造应力场和立体图（据方仲景，1976*）

F_i：基底断层；Ar_1：太古代片麻岩；$\gamma\delta$：中生代花岗岩；K_1q：早白垩世地层；K_2w：晚白垩世地层；箭头：挤压方向

尽管不连续，这些逆冲断层仍然可追索200km，而且在许多露头处都可以证实。它们的位移示于图2.Ⅲ.3。图2.Ⅲ.4中所示是马良山以西的小尚庄-何庄断裂带上的一个典型露头素描图。东部被第四纪早期砾岩所覆盖的晚白垩世砂岩沿着断层线逆冲到

地质吧，地学吧www.gsh123.com

了中晚第四纪砾岩之上。在这一地区断裂面倾角大约为50°，一般在50°—70°之间变动。应该指出，尽管新断层泥和断层角砾岩宽约0.5m，而相邻的晚白垩世的砂岩破碎带宽达20m或更多，表

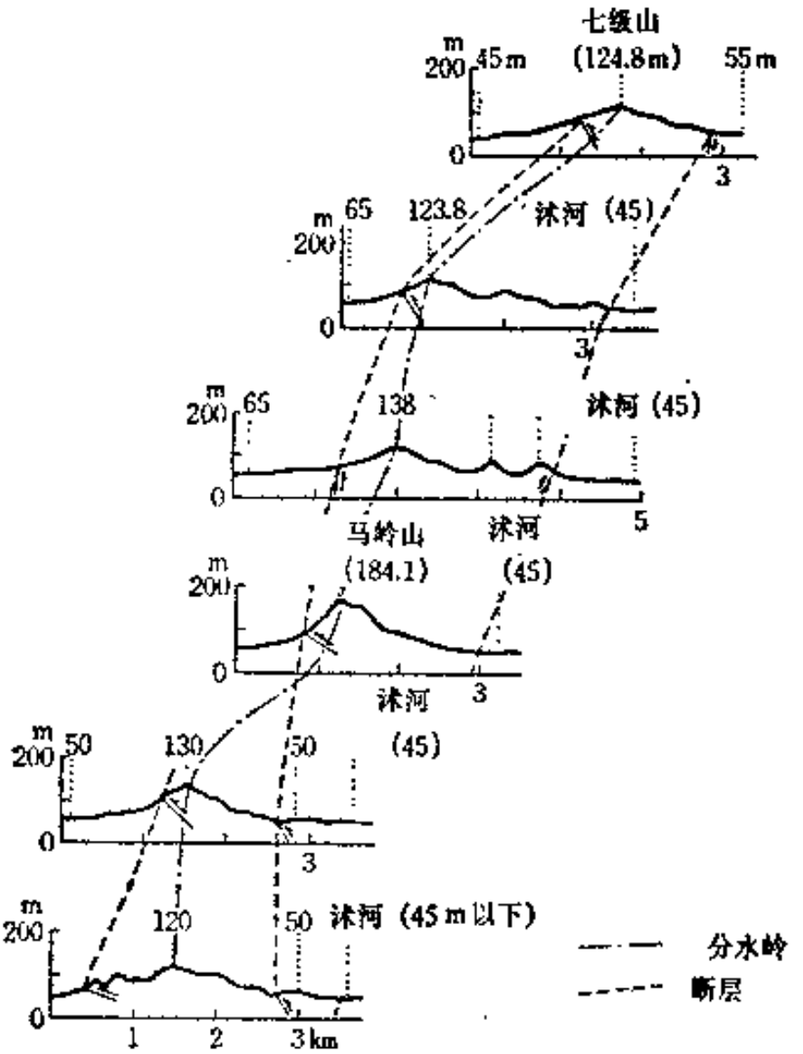


图 2.Ⅲ.3　郯-庐带中部的剖面和断层位移
（方仲景等，1976*）

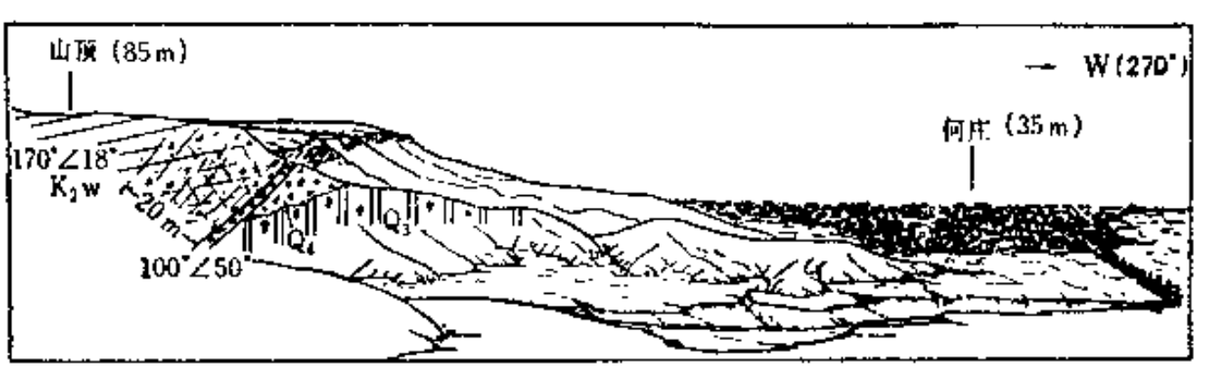


图 2.Ⅲ.4　郯城南马岭山西的小尚庄-何庄断裂的素描图
（方仲景等，1976*）

Q_3：第四系；K_2w：晚白垩世地层

地质吧，地学吧www.gsh123.com

明运动不仅仅发生在晚第四纪，而在较早的时期也反复发生过。

山东地质区内广泛的前第四纪的准平原化作用也可以从缺失新第三纪地层这一点推测出来。在山顶发现的抬升了的准平原面被叫作鲁中准平原面，是早第三纪时形成的，它从第三纪末开始抬升并受到强烈的断块运动的作用，目前出现在400—700m的高度上(图2.Ⅲ.1)。比它低一阶的面出现在300—400m的高度上，被晚上新世的唐山砾岩和玄武岩所覆盖，在山半半岛北部的海岸附近形成180—200m高的丘陵，这就是唐山期古地面❶。第三个是临城期古地面，在山区内部构成高程为150—200m的山间河谷侵蚀台面，沿海边形成100—120m❷高的剥蚀台地或海蚀台地。这些古地面的细节仅靠叙述尚不能透彻理解，若与日本地形进行对比，鲁中期古地面可以与日本西南部的中国准平原面相对应，而临城期古地面则与阶地面一致。

这些古地面的变形和位移表明，尽管整个第三纪全山东省逐渐抬升，但主要的准平原面还是作为剥蚀作用和抬升作用之间的均衡作用结果被保留下来。不过在第四纪山东地块开始遭受伴随着挠曲的掀斜运动，从而产生现今地形。相反泰山地块在上升的同时被北东走向的断层分割成更多的块体。在东平——曲阜——薛城一线的南西部分相对下沉，形成了第四纪的沉积盆地(图2.Ⅲ.1)。有趣的是这个盆地对应于中新世的盆地。然后在第四纪中晚期郯庐带形成了明显的挤压构造，如图2.Ⅲ.2所示。

3. 前第三纪的构造演化

如前所述，郯庐带的第四纪运动受到早先存在的古构造影响很大，让我们观察图2.Ⅲ.5中的基底地质图，来研究一下前第三纪的构造演化历史。

在太古代或早元古代当基底岩石形成时，沿郯庐带西界的断

---

❶ 即唐山期剥夷面；❷原文100—200m有误，查引用资料应为100—120m——译者注。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

裂F1显现出下述差异。泰山地块的基底是由沉积在太古代优地槽中的片麻岩组成，称为泰山群。这些构造是沿北西方向排列的。另一方面，山东地块的基底由胶东群的变质岩组成，上面不整合覆盖着粉子山群。这一地体的主要构造方向为北东向，不过，基底构造的这种差异是否与郯庐带的形成直接有关尚不能确定。

大约从元古代中期，这一区域进入相对稳定的阶段。元古代中晚期被称为震旦纪，山东地区和山西地区联成一个抬升区，与中国北方震旦纪的沉积盆地截然相反。沂沭深断裂周围地区在某一阶段发展成裂谷或者一个连结到海的南北向通道，并在该区沉积了100—200m厚的图门组地层。在古生代山东地块继续处于稳定上升和剥蚀的状态，而泰山地块在中生代则反复地受到区域性海进和海退的影响（李国鹏和李裕松，1973*）。

中生代初，山东省处于局部剥蚀的状态，但是到了侏罗纪，小的断陷盆地产生了，并形成了沉积盆地。郯庐带所看到的地层大约就从这时开始的。从晚侏罗世到白垩纪该地质区，特别是在山东地块内，进入岩浆强烈活动的时期。这种活动是燕山运动的表现，在中国东部广大地区、日本的东南部和锡霍特阿林广泛分布的酸性岩都说明了这一点。泰山地块和山东地块中岩浆活动程度的差异是十分明显的。由于两个地块差异运动的出现，也使得郯庐带的轮廓更加清晰了，白垩纪的地层就沉积在郯庐带地堑状的构造盆地中。

前中生代地层由于燕山运动时期强烈的岩浆活动而固结了，于是它必然对白垩纪以后的地层起到基岩的作用。之后基岩仍可作为一个块体运动，所产生的应力便主要集中在连结带上。白垩纪以后，这一地区进入一个压性的构造运动阶段，郯庐带中沉积的白垩系地层开始褶皱。同时形成了其它各种压性构造，如片岩带，糜棱岩带或破碎带。此后，这个地区整体抬升，进入长期剥蚀期。直到第四纪运动时这些老构造才被再次改造。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

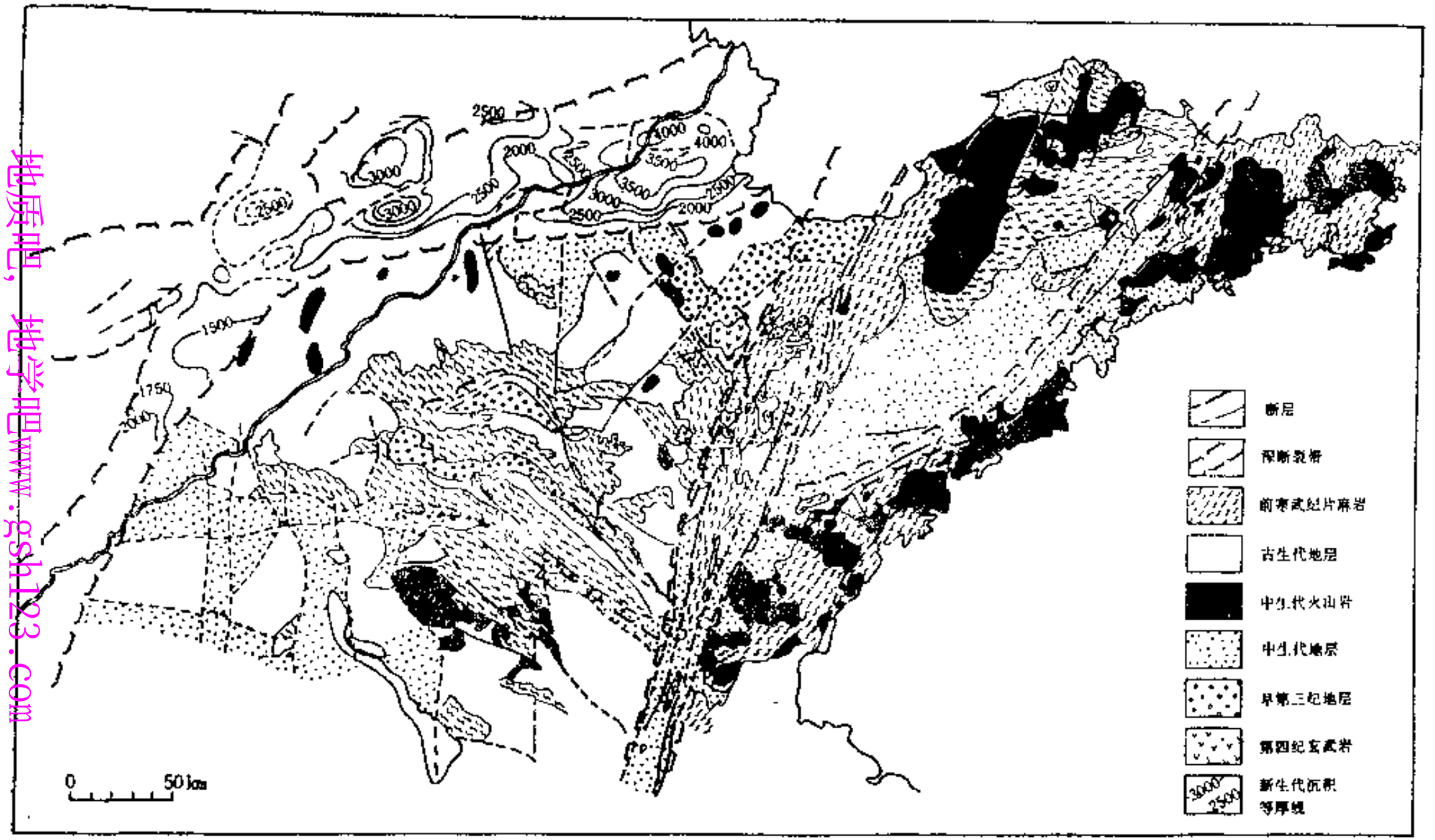


图 2.Ⅲ.5 山东地质区的基岩地质图（山东地震地质研究组，1974*）

地质论，地学品www.gsh123.com

4. 山东地块运动的特点

总观上述山东地质省的构造演化历史，可以归纳出以下几个主要特征：

（i）尽管现在看到的郯庐带是前寒武纪和后期出现的不同地质构造之间的界线，然而我们只能找到可以证明侏罗纪以后郯庐带雏形存在的清楚证据。

(ii)侏罗纪至白垩纪以燕山运动为特征。基底岩石由于强烈的岩浆活动而固结，伴有断裂作用的地块运动开始占主导地位。郯庐带也成为裂谷带，在其中沉积了白垩系地层。

(iii)白垩纪之后，构造应力场从引张变成挤压。这时郯庐带已成为一个宽阔的地堑带，而它的伴生断裂切入地壳的深度已达中国所说的“深断裂带”的程度。在受到区域挤压应力作用时产生应力集中，集中在主要地块之间，并导致这些地块之间的白垩系地层发生褶皱。实际上同时在白垩系地层中形成的既有近于平行主干断裂走向的裂隙 F_1-F_4，也有与主干断裂成锐角的分支断裂。这些现象难以用简单的动力学过程的概念去解释，但是我们或许可以把它看作是伴有某种扭动效应的水平挤压运动。

(iv)新生代构造运动减弱，但是晚中生代的构造应力场还继续存在并控制着新生代沉积盆地的形成。与黄淮冲积平原不同，这个地区整体上升，由于长期剥蚀该区变成了准平原。不过，大约从第四纪初，发生了第二阶段的水平挤压运动。郯庐带的白垩系地层是夹在基底地块之间的，全部受到应力作用。第四纪后半期出现了许多逆断层，白垩系岩石被推覆到第四纪沉积物之上，而且老的破碎带作为新构造的断层面重新活动起来。这意味着晚白垩纪的应力状态一直延续到第四纪。

（V）在这些地区大地震的发生与这一断裂系是密切相关的。从地震机制的考察中可以看出，最大主应力轴以近乎北东-南西向水平地横跨过郯庐带。这与构造应力场对应得很好。

综上所述，山东省的新构造格局是燕山运动形成的，从中生

地质吧，地学吧www.gsbl23.com

代到现在它的发展都与近于垂直鄂庐带的水平挤压运动的强度变化相对应。

藤田和夫

Ⅳ　加拿大落基山的逆掩断层作用

加拿大落基山是以 NW-SE 方向跨过不列颠哥伦比亚和艾伯塔州的一条山脉。1855 年加拿大地质勘探局的 R. G. McConnell 进行了艾伯塔西部的地质调查，在调查过程中他发现了位于白垩纪页岩之上的寒武纪灰岩。他断定在这二者之间存在一个低角度逆断层（Mc Connell, 1887）。后来许多研究者证实了这条断层，并且就用他的名字将其命名为“麦克康奈尔逆断层”，用这个断层来圈定加拿大落基山的东缘。在图上可以沿NW—SE向的麦克康奈尔逆断层；它的断层面略向南西倾斜。在断层南西侧的地层已向北东移动，并逆冲到了更年轻的地层之上。

在加拿大落基山发现许多逆断层在构造上与麦克康奈尔逆断层相似，走向彼此平行，均沿北西-南东向延伸，断层面向南西倾斜。这种低角度逆断层构成了加拿大落基山东部的特征性构造，它们是何时又是怎样形成的呢？R. G. 麦克康奈尔首次对该区进行地质构造的研究之后，很快研究工作扩展到了整个加拿大落基山地区，随着油、气田的开发又得到了大量新的地质资料。下面略述这一山系地质构造的历史。从古生代到中生代该区为一广阔的缓慢下沉的地带，并沉积了很厚地层。中生代末由于加拿大落基山西南部大面积抬升，沉积地层向东北方向的大陆内部移动，并不断地仰冲。在这段时间内估计总的位移超过200km。那些低角度逆断层和褶皱构造就是由于这种伴有地壳上升的大规模侧向运动产生的侧向运动遍及落基山东部，阿巴拉契亚山的西部以及沃希托山系。南美安第斯山脉的东部也发现了类似的构造。加拿大落基山的低角度逆断层提供了一个活动带中普遍存在的地质构造的典型例子。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

1. 加拿大落基山的位置

北美大陆西部有一个多山带。从太平洋到内部，宽度600—1000km，这个带从阿拉斯加穿过加拿大西部和加利福尼亚到墨西哥，延伸约6500km。这个带称为北美科迪勒拉山。

加拿大的科迪勒拉山是指北美科迪勒拉延伸到加拿大的那一部分。按着自然地理特征从太平洋向东可以分为五个带（图2.Ⅳ.1）。

1）岛屿带；

2）海岸深成杂岩带；

3）山间带；

4）奥米尼卡结晶带；

5）落基山山脉带。

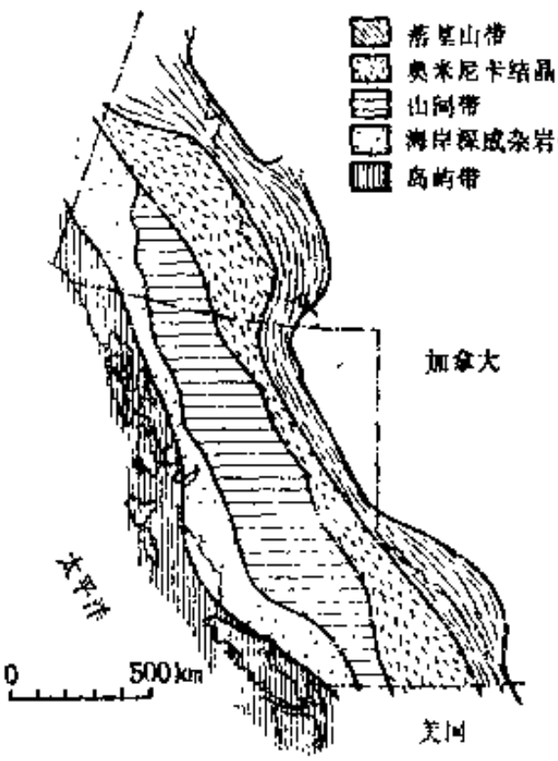


图 2.Ⅳ.1 加拿大科迪勒拉的自然地理分区（据Monger 等，1972）

加拿大落基山位于落基山山脉南部。岛屿带包括温哥华和夏洛特皇后群岛，由古生界和中生界地层、结晶片岩以及不同时代的花岗岩所组成。海岸深成杂岩带是一个包括大量花岗质深成岩的地区，这些深成岩是中生代末期至白垩纪侵入的。在山间带中发现有古生代和中生代形成的巨厚沉积杂岩，其中包括绿岩和硬砂岩等，有些已经遭受了变质作用，偶而有属于葡萄石—绿纤石相的变质岩。相邻的奥米尼卡结晶带中普遍存在着绿片岩相到角闪石相变质程度更深的岩石。（Monger和Hutchinson, 1971*）。东部边缘的落基山带是一个地势高差超过2500m的极其多山的地区，成为北美大陆的分水岭。一条近于直线的地沟——落基山峡谷从落基山带和奥米尼卡结晶带之间穿过，从北纬59°到47°，长

地质吧，地学吧www.gsh123.com

度约1600km。相对其长度而言这一峡谷是十分狭窄的，较宽的地段约30km宽，较窄的地段只有几公里，它的名字意味着它的形式是一个深峡谷（深1000--2000m）。落基山峡谷据说是中生代以前或将近白垩纪时形成的，但是对此还未形成为大家普遍接受的理论。或许它是一个与巨大的右行平移断层相关的地堑带（King, 1969*）。

上述的加拿大科迪勒拉的地质带是从中生代到新生代形成的，加拿大落基山所特有的低角度逆断层肯定也是在这个时期发育起来的。这些构造的形成和北美大陆西部地区发生的一系列运动紧密相关（Monger等，1972）。

2. 麦克康奈尔逆断层和加拿大落基山丘陵带的构造

McConnell首次发现了位于加拿大落基山丘陵地区的Yamnuska山附近的一个逆断层。Yamnuska山海拔约2100m，这座小山高出流经山脚的河流约750m。海拔1750m以下出露白垩纪页岩。这些地层波状起伏显著，但整体上近于水平，实际上未受到构造扰动。Yamnuska山的其余部分是由石炭纪灰岩组成的，几乎也呈水平展布。可以看到一些零星分布的由方解石填充的不规则裂隙，但是没有大规模扰动的迹象。麦克康奈尔逆断层水平地从Yamnuska的灰岩和页岩之间通过，并

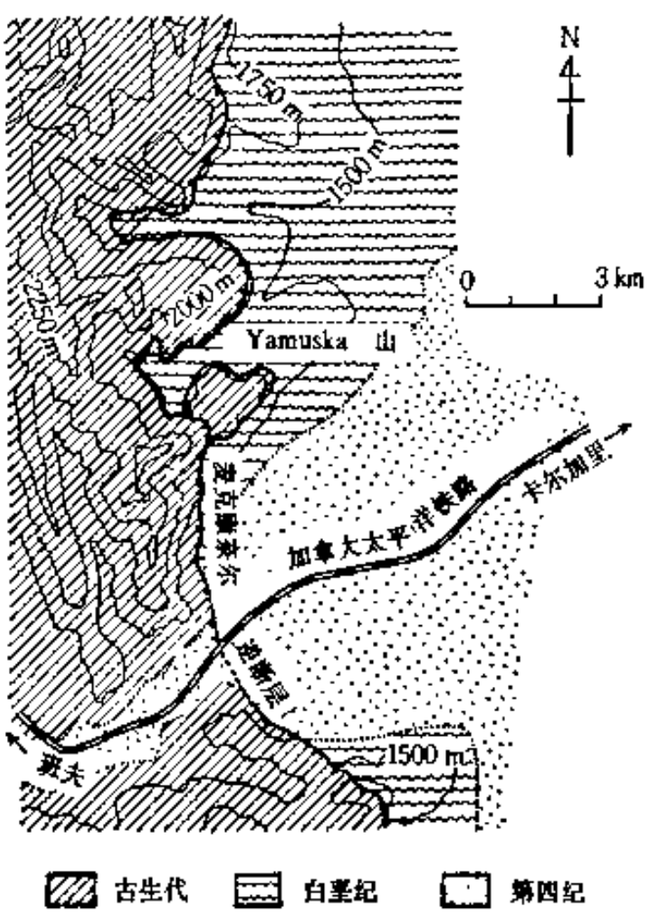


图 2.Ⅳ.2 艾尔伯特地区在班夫—卡尔加里之间，靠近Yamnuska山的麦克康奈尔逆断层

地质吧，地学吧www.gsh123.com

在其西缘呈45°向西倾斜（图2.Ⅳ.2）。沿断层向北，可以看到断层面近于水平地延续了6km，而逆断层面本身呈缓的波状起伏，类似于一个向斜构造。麦克康奈尔断层出现在时代不同的地层之间，断层面一般向西倾，整个加拿大落基山脉在具有极低角度逆掩断层的地方普遍能识别出这一断层来。这一断层从Yamnuska向北260km，向南140km，在地面上出露的总长约400km。

加拿大落基山邻区长期以富含矿物燃料资源，如煤、石油和天然气而闻名（图2.Ⅳ.3）。夹在侏罗-白垩系地层中的煤自1886年以来就已在班夫附近的坎莫尔煤田开采。1891年在南艾伯特进行了石油试钻。1936年证实在特纳谷可以从2000m深处获得石

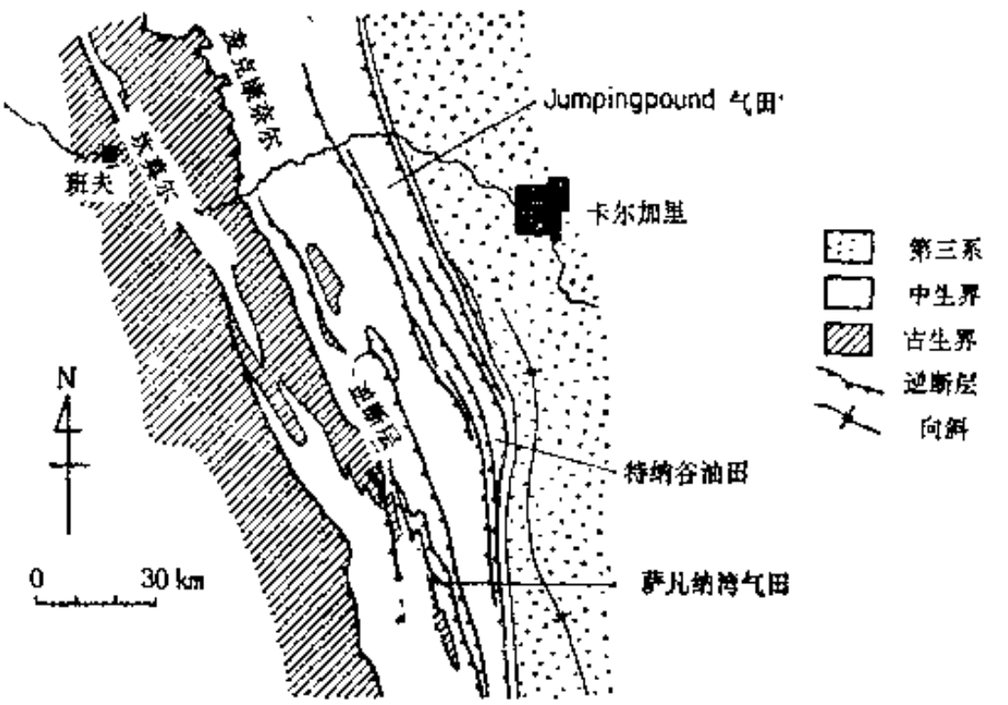


图 2.Ⅳ.3 加拿大落基山山麓丘陵的地质构造和煤田、油气田的分布（据Fox，1959*）

油。鉴于这一发现，从而对这个地区的资源进行了更加深入的调查，并且导致了对Jumpingound、特纳谷和萨凡马溪等地天然气和油田的逐步开发。到目前为止在特纳谷试钻已超过500孔。结合地表调查工作，获取了大量的地层学资料，也为我们能对地下构造进行详细研究提供了依据。如图2.Ⅳ.4所示，这个地区被西倾的西外逆断层和特纳谷逆断层分成三个部分。每个块体均被

地质吧，地学吧www.gsh123.com

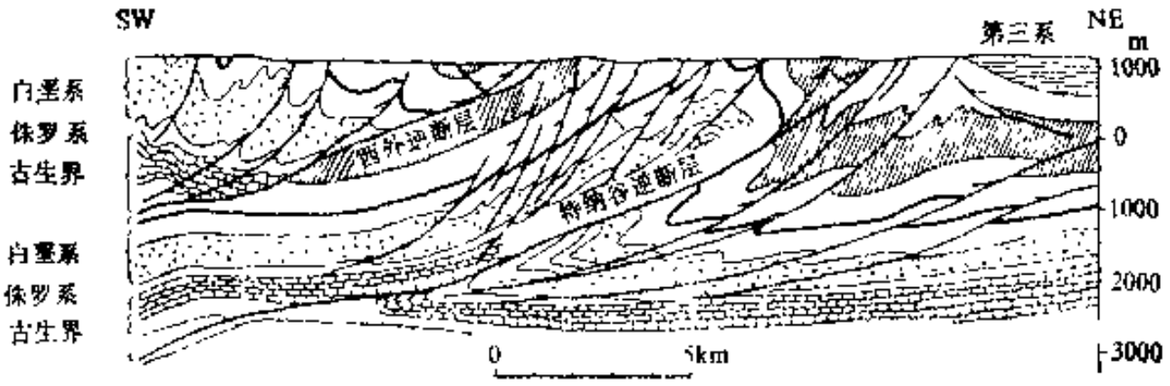


图 2.Ⅳ.4　艾伯特特纳谷油田的地下构造
（据Fox, 1959*）

从南西向北东向上推移，使得较老的地层叠加到较新地层之上。不过，除了由于褶皱或断层作用造成局部位移外，在每个块体内部地层的层序是正常的，没有发现明显的倒转构造。以西外和特纳谷逆断层为边界的块体厚2000—3000m；但是在图上前一断层的延伸距离超过160km，而后者约70km。因此被这两个逆断层所切的地块相对其展布范围是相当薄的，在形状上它类似于一个片，因此这个逆掩断块取名为“推覆片”。

3．断层面的形状和伴生的褶皱构造

在加拿大落基山有许多逆断层面在地表附近的倾角相对较陡，为40°—60°。当深度增大时倾角逐渐变缓。图2.Ⅳ.4中的地质剖面图清楚地说明这些断层面是向内弯曲的，整体类似于勺子挖成的铲形。而且在地表所看到的几个分开的逆断层深入地下可能合并成一个断层。　种断层形式是这个地区常见的特征。

如果在一个广泛的区域内考察逆断层面，那么就会发现在某个地区相对比较陡，而另一地区则缓得多。根据Dahlstrom（1970*）对加拿大落基山逆断层的地貌类型的调查，当逆断层面穿过一个相对于上下岩层比较能干的岩层时，断层面将以陡倾角穿过这个层。相反，如果穿过一个相对上下岩层比较非能干的岩层时，断层面便几乎与地层面平行。在图2.Ⅳ.5中将每一层都恢复到逆断层发生之前的位置来阐述这些关系。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

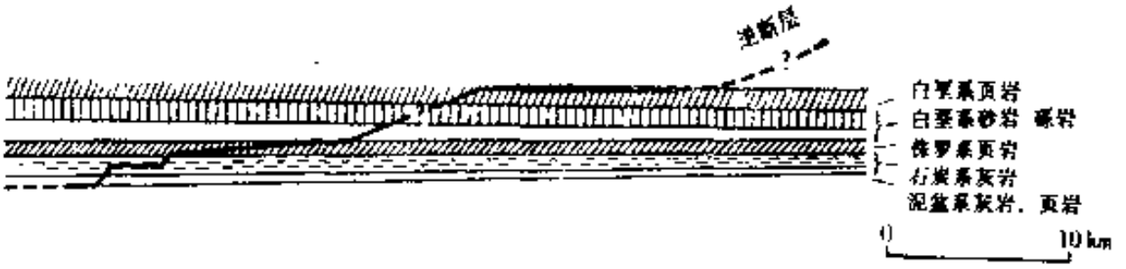


图 2.Ⅳ.5 重建的逆断层，断层面和倾角之间的关系取决于岩性，当穿过非能干层时，断层面几乎平行于地层面
（据Dahlstrom, 1970*）

在某一地区所看到的逆断层究竟能在图上追踪到多远？或者说，它们两端是什么样的？Elliot(1976) 选择了有详细地质资料的加拿大落基山的一个地区，对逆断层终端进行了调查。地质图上逆断层的长度是有限的，沿着它的延伸方向可以看出，断层位移量向着两端逐渐减少，直到最后变得不能再进一步追索。随后沿断层可能延伸方向代之而起的是褶皱构造。换句话说，从具不连续地貌特征的断裂构造转变为具连续地貌特征的褶皱构造。沿褶皱轴延长方向这些褶皱的分布范围约8km。这个距离与主干逆断层本身的规模几乎没有关系。一般褶皱轴偏离逆断层末端（即不连续构造结束的地方）约0.5km。图2.Ⅳ.6所示的例子表明了这些构造的相对位置。

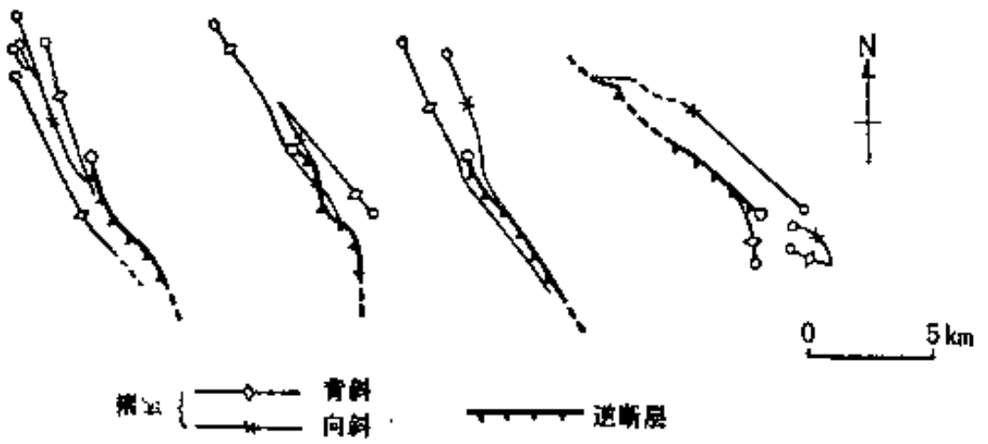


图 2.Ⅳ.6 在逆断层末端所见到的褶皱构造
圆圈表示每一单个构造的末端

地质吧，地学吧www.gsh123.com

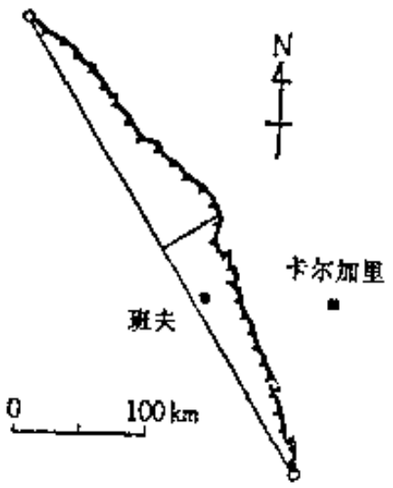


图 2.Ⅳ.7 麦克康奈尔逆断层在图上的形象

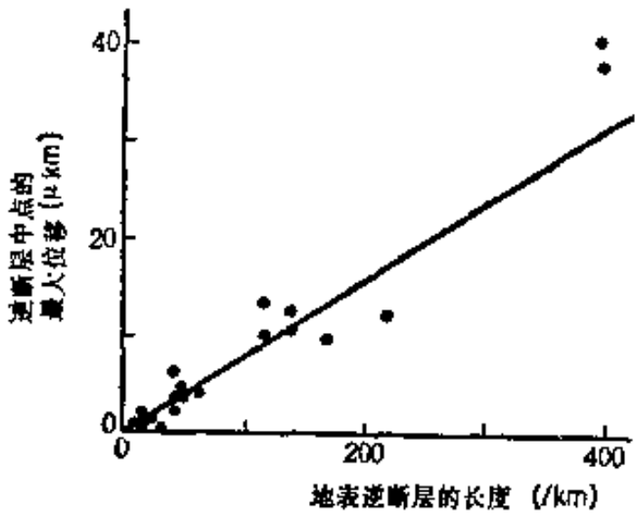


图 2.Ⅳ.8 图上断层长度与它中点最大位移的关系

仔细考察一个逆断层，会发现它在图上是一条弓形曲线（图2.Ⅳ.7）。如果假定断层线的弯曲取决于断层所造成的水平位移分量的差别，那么这个分量在曲线两端为零，而中点处则达到最大值。考察这一逆断层的位移方向，会发现它与弓形曲线两端连线呈直角。Elliot (1976*) 解释说，对于加拿大落基山逆断层的情况，地表断层的长度(l km) 与其中点的位移量（u km）之间存在着如图2.Ⅳ.8所示的关系。换句话说，他取$u=kl$，而$k=0.07$。麦克康奈尔断层中部的位移约为 40km，估计用了约 8 Ma 才形成，因为这条逆断层使得白垩纪地层（形成于 72Ma 前）发生变形，而由这些运动所形成的构造又被老第三系地层（形成于 60—64Ma 前）所覆盖。假定位移是连续发生的，可以平均得出$du/dt=(4\times10^6\text{cm})/(8\times10^6\text{年})=0.5\text{cm/年}$。从图 2.Ⅳ.8 所示的关系中可见，$du/dt=0.07dl/dt$，即 $dl/dt=7\text{cm/年}$。逆断层末端转变为褶皱构造，褶皱构造越接近断层末端，它们在形式上也从开阔变得越发紧闭。由于变形程度增加导致构造由褶皱发展成为断层。这表明逆断层通过在端点形成褶皱构造而以每年7cm的平均速度发生侧向位移。

逆断层的位移量向两端减少，所产生的次级构造也沿着断层发生变化；在位移最大的断层中部可能发生平行于断层走向的褶

地质吧，地学吧www.gsh123.com

皱。褶皱轴向着两端倾伏，中部上隆，而两端拗陷。加拿大落基山逆断层及其伴生的倾伏褶皱之间的关系表示于图2.Ⅳ.9中。

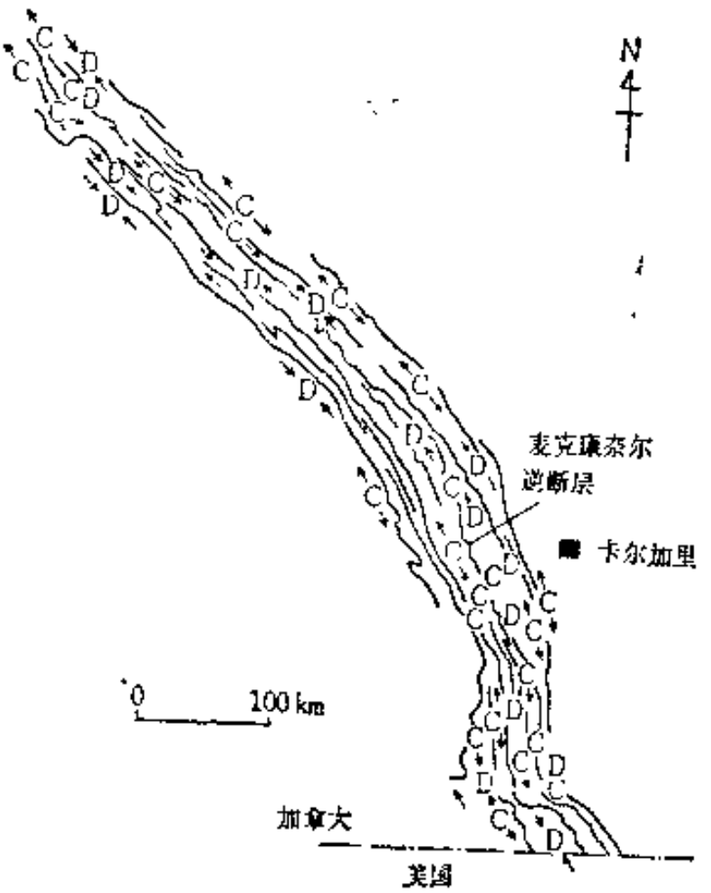


图 2.Ⅳ.9　加拿大落基山的逆断层作用和褶皱构造
(Dahlstrom, 1970*)

实线表示断层；箭头表示褶皱轴的倾伏，当褶皱轴向两端倾伏时，轴部隆起就形成了(C)，当几个褶皱轴倾伏汇聚时，拗陷就形成了

4. 加拿大落基山的地层

图 2.Ⅳ.10 表示了艾伯特班夫及邻区的地质图。加拿大落基山是由大量低角度平行的推覆片组合起来的，这种推覆片的典型代表就是麦克康奈尔逆断层。随着逆冲运动而形成的拖曳褶皱和次一级断裂对每一逆断层内部构造产生了局部扰动。然而不管断层和褶皱的规模多大，它们总是平行于山系排列，这说明它们是在近于同一时间的同一系列的运动中形成的。

地表调查已确定，近地表处大多数逆断层倾角都很陡，但

地质吧，地学吧www.gsh123.com

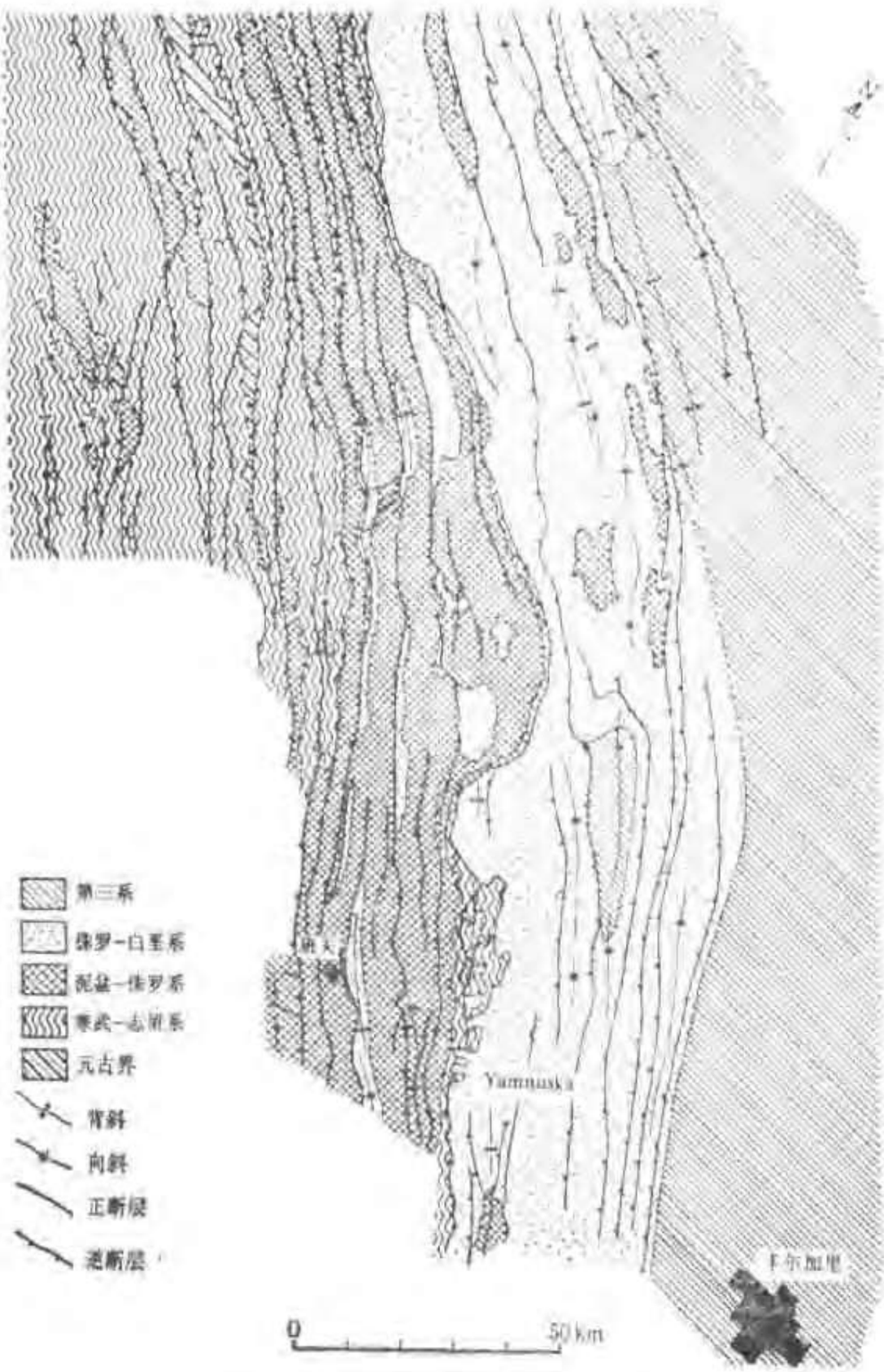


图 2.Ⅳ.10 艾伯特省班夫地区地质图
（据Wheeler等，1972*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

是，直到目前我们仍不能确定这些断层切入的深度。在整个落基山地区所作的地震调查和对地震波的分析结果表明，主要由太古代变质岩组成的结晶基底和寒武系地层之间的界面以统一的方式缓缓向西倾斜，而且这些基底岩石并不参与逆断层的构造运动。换句话说，在这些基底岩石和它们的沉积盖层之间（或在沉积层内部）有一个巨大的不连续面，而这个面构成了具有大规模位移和变形的上部地层和未受影响的下部地层之间的构造界面。或许包括麦克康奈尔逆断层在内的所有主要逆断层都会聚并连接到这个不连续面上。

尽管上部块体和下部块体沿逆断层面向相反方向移动了很大的距离，但是不常遇到大的剪切带。在O'Brien(1960) 所描述的一个例子中，断层穿过了寒武系橄榄绿色的绿泥石页岩。人们认为这种页岩对断层运动起到了润滑作用。野外研究和钻孔样品表明，当断层顺着一个地层层面发生时，如前所述，这个地层要比它上下岩层更薄弱，而且在它内部容易发生滑移。同时，这种地层水的渗透性不强。包含在它内部或者在它上部的水不能自由流出，因此有时可以累积相当大的压力。最后这种孔隙水会累积到足以支持整个岩层重量的高压。这本身就能够起到润滑剂的作用，并且解释了为什么在倾斜不大的面上也会发生大规模的滑移（Hubbert 和 Rubey, 1959*）。沿加拿大落基山断层观察到的具有上述性质的岩层这一事实表明，这些逆断层是由于巨大不连续面上岩块的重力滑移而发育起来的。

如果了解地层层序和逆断层的形式，就可能较精确地推断出断层两侧的相对位移。Price 和Mountjoy(1970*) 测量了整个加拿大落基山的位移，他们试图据此去恢复落基山带(图2.Ⅳ.11)。结果他们推断出，由于逆断层组所造成的缩短超过200km。如果考虑到从卡尔加里到落基山地沟的距离（覆盖了整个加拿大落基山）约为160km，上述缩短量似乎是不可相信的。不过，这并不代表地壳的收缩，因为人们认为在图 2.Ⅳ.11 中的结晶基底岩石并不参与由逆冲作用而产生的位移和变形。概括起来，加拿大落

地质吧，地学吧www.gsh123.com

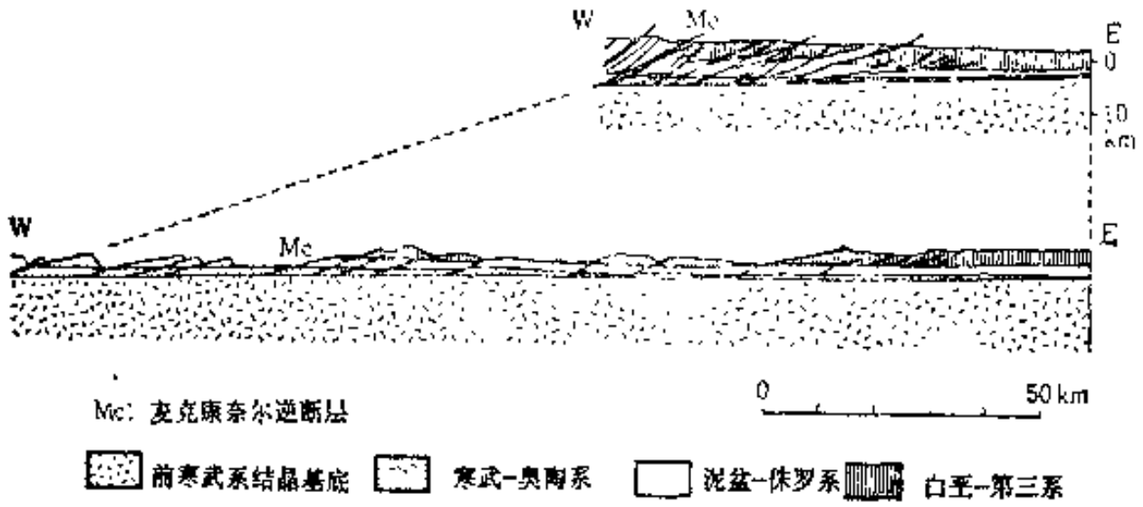


图 2.Ⅳ.11 加拿大落基山地质构造的重建
(据Price和Mountjoy, 1970*)

基山的低角度逆断层是在晚白垩世，或许是在落基山峡谷形成之前，由于地表的寒武系至白垩系的沉积岩向东滑移而发展起来的。在加拿大落基山的上侏罗统的砾岩中发现有来源于奥米尼卡结晶带的砾石，这些砾石向北东方向发生了运移，因此，加拿大落基山的基底可能就是从那个时间开始向上隆起的。被抬升的沉积层由于位能增加开始向北东方向滑动。不论是变形构造的特征，还是变形构造的分布和沉积岩的性质都得出这样一个结论：形成这些地质构造的运动是从晚白垩世开始而在早第三纪渐新世结束的。不过，该区西部强烈的活动时期可能是晚侏罗世到早白垩世，而东部则可能是晚白垩世。

在加拿大落基山从寒武系到白垩系的沉积地层中没有明显的角度不整合，也没有显著的扰动。从寒武纪到侏罗纪，这一地区是相对稳定时期，而在白垩纪，突然发生了强烈的构造运动。这种变化可能与奥米尼卡结晶带的发育有关。可以相信是加拿大科迪勒拉核部的抬升，在加拿大落基山触发了重力滑移并造成了低角度的逆断层。在美国怀俄明、爱达荷和犹他地区也能看到这类分布广泛的巨大的构造运动，并称之为拉拉米造山运动。

永谷伸治郎

地质吧，地学吧www.gsh123.com

V 瑞士阿尔卑斯的推覆构造

格拉鲁斯镇位于瑞士最大城市苏黎士南东约几十公里的地方。这个地区是瑞士沿林特峡谷延伸的最古老的地区之一，18世纪中叶该区曾是瑞士乡村纺织工业的中心，19世纪之后便发展成为一个阿尔卑斯登山运动的中心。大约在这个时候，当地的一个地质学家Escher进行了一次重要的观察，林特河谷是武木-里斯冰期被凿蚀成的U形谷，两侧裸露的山脉高2000—3000 m。Escher注意到，尽管被称做维鲁卡诺岩的二叠系火山砾岩分布在峡谷的山顶附近，而由砂岩和泥岩组成的，在瑞士被叫做“复理石”的始新世地层却总是分布在低洼地带。莱伊尔（Lyell）大约就是此时发表了“地质学原理”一书，而且“较下部地层比上部地层要老”这一观点已为公认的科学事实。瑞士地质学家Escher堪称杰出的“阿尔卑斯专家”，据说他带领那些怀疑他的同事围绕崖面进行了观察，让他们亲眼证实他的重大发现。不久人们就不再怀疑此处的地层倒转至少延续了20—30km。Escher对林特峡谷进行了细致的勘察，并使人相信，在一个难以预料的时期中曾发生了令人震惊的地壳运动，原来沉积在下部层位的维鲁卡诺砾岩由于沿着断层作近乎水平的运动而被推移到了第三纪地层之上。

后来把这种大规模的断层作用称作“逆掩断层作用”，现在已认识到瑞士阿尔卑斯山的高峰就是这种作用所造成的。由于这种逆掩作用而被推移了相当大距离的巨大岩块叫作“推覆体”。19世纪末到20世纪初，人们终于认识到，逆掩断层是高山地区常见的构造特征，于是在大多数教科书中瑞士阿尔卑斯山都被当作造山运动所形成的地质构造范例。

Escher发现的维鲁卡诺砾岩和复理石之间的断层叫作格拉鲁斯逆掩断层。这个断层在格拉鲁斯上游约5km的小镇施万登的路旁有一个很好的露头（图2、V、2）。露头附近有一块金属板上刻

地质吧，地学吧www.gsh123.com

着："Arnold Escher von der Linth 于1840年8月1日在这里首次发现了逆掩断层，他奠定了阿尔卑斯地质学的基础"。

Escher的学生Albert Heim继续对瑞士阿尔卑斯构造进行了研究，并把研究成果总结在分为两卷的"瑞士地质学"(1919—1922）一书中。直到现在这一著作仍然是关于阿尔卑斯地质的最重要的地质文献之一，而且该书中主要的构造分类仍在使用。

瑞士阿尔卑斯的构造特征可以分成磨拉石盆地、赫尔维特带、奔宁带以及奥地利带和南阿尔卑斯带（图2.V.1)。最重要的部分是赫尔维特带和奔宁带，这两个带具有许多与逆掩断层作用有关的构造特征。奔宁带的大部分地区都遭受了后期变质作用，具有比较复杂的构造，以至于难以追溯出早期变形的历史。因此我们下面集中讨论赫尔维特带，特别是格拉鲁斯周围地区，这是阿尔卑斯构造的典型地区，前人已对该区进行广泛的研究。

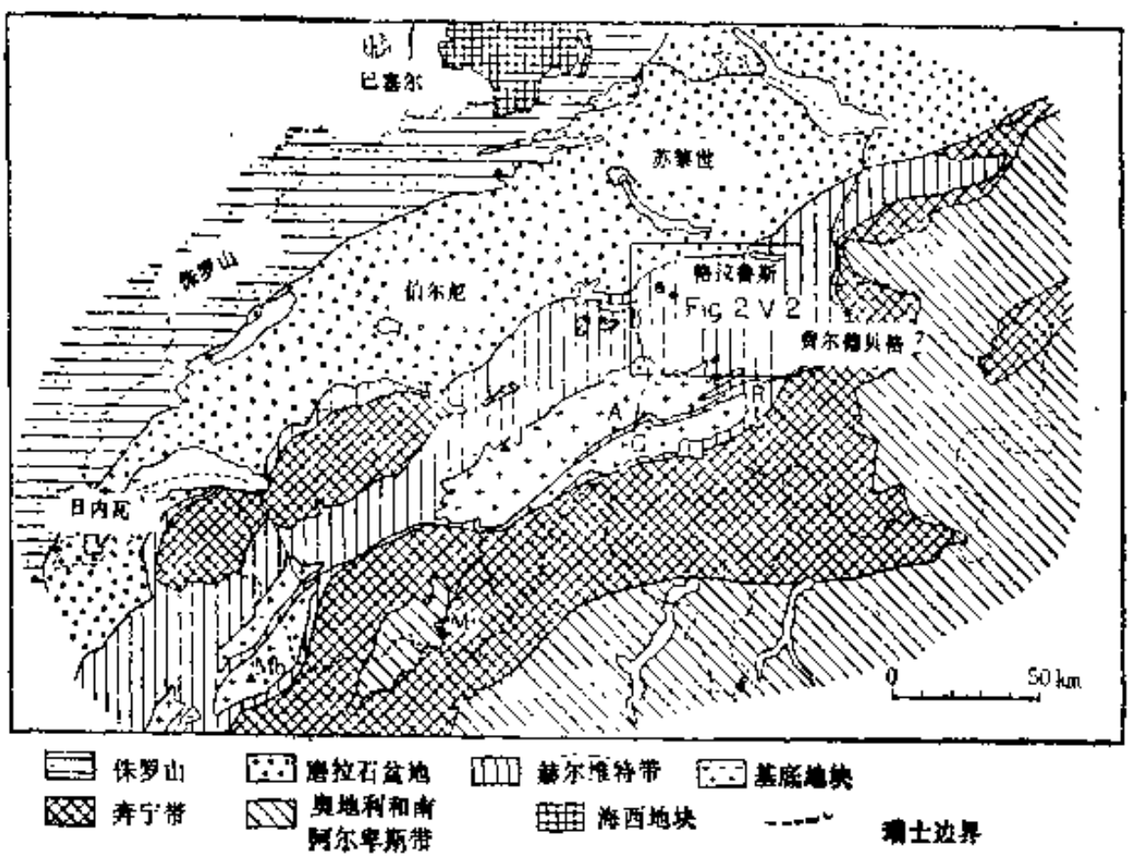


图 2.V.1 瑞士构造概图

1—少女峰(1158m)；Mb—勃朗峰(4807m)；Mt—马特峰(4477m)；R—莱茵河上游

地质吧，地学吧www.gsh123.com

1. 格拉鲁斯逆掩断层和赫尔维特推覆体

在图2.V.2中标明，该区位于著名的少女峰（4158m）以东约50km处。在本区，山脉由许多高3000m终年积雪的山峰组成，最高峰是特迪峰（3620m）。图的下部是海西期造山运动形成的中间地块，由变质岩和花岗岩组成。赫尔维特带就是由沉积在海西基岩之上的二叠系至早第三系地层组成的。

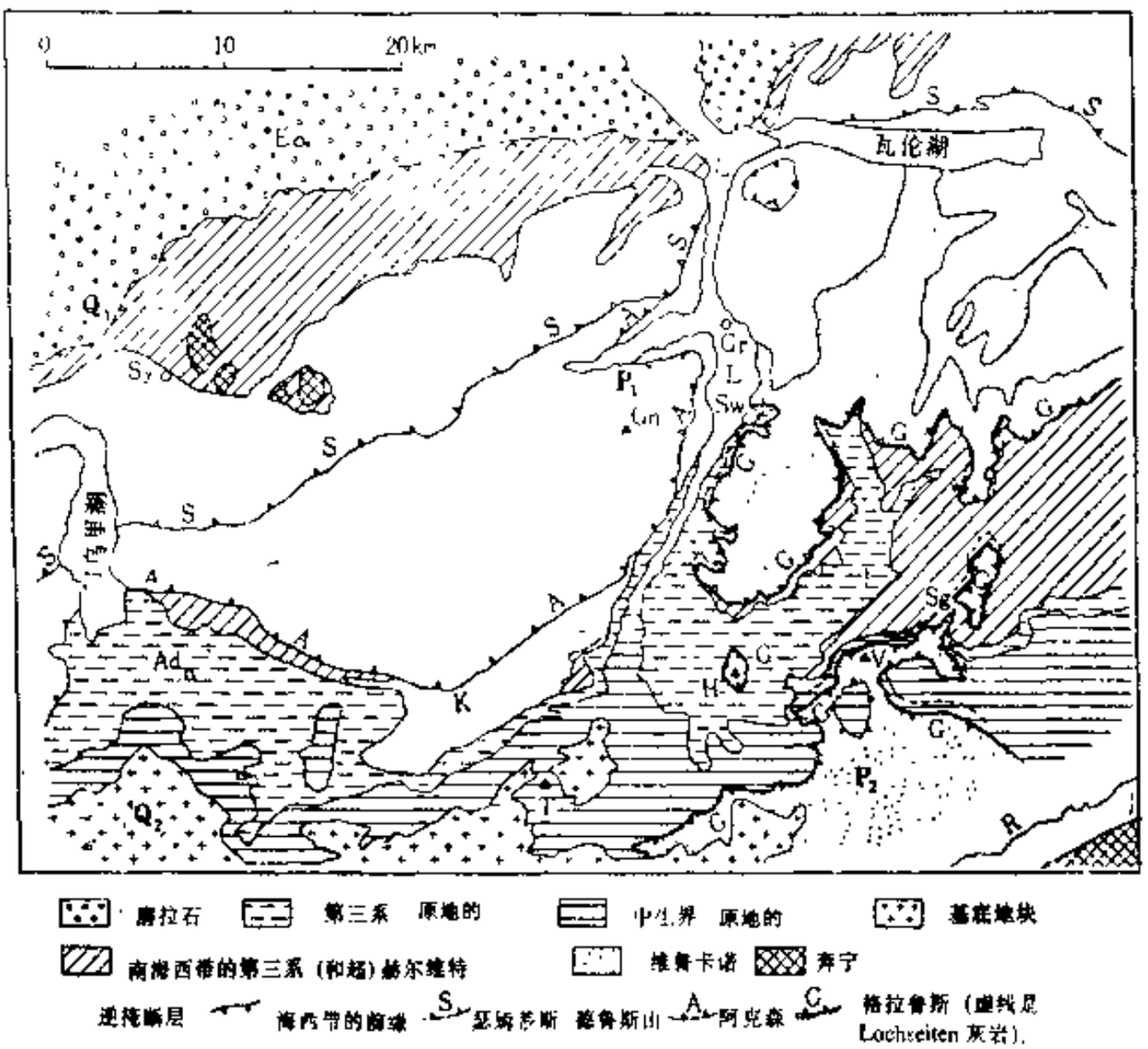


图 2.V.2 东赫尔维特带构造图

（据1:500000的瑞士构造图，瑞士地质学会，1972*作者部分修正）

Ad—阿尔特多夫；Gn—格莱尼施山(2914m)；Gr—格拉鲁斯；H—豪斯施托克山（3158m）；K—克劳森山口；L—林特河谷；Sg—塞格雷山口；Sw—施万登；Sy—施维茨；T—特迪峰（3620m）；V—沃拉布山(3028m)；P_1—P_2，Q_1—Q_2剖面图见图2.V.4

地质吧，地学吧www.gsh123.com

二叠系地层的主要部分是被称作维鲁卡诺砾岩的典型火山砾岩，在格拉鲁斯附近其厚度约1000m。三叠系地层要薄得多，包括了红色板岩。从地层厚度的角度考虑，赫尔维特带主要由侏罗系和白垩系的碳酸盐岩组成，侏罗系厚约1000m，特别是上部主要由细粒的灰岩组成。晚侏罗世的灰岩广泛地分布于瑞士阿尔卑斯至侏罗山以及德国南部的巴伐利亚一带。赫尔维特带的灰岩是黑色的，而且部分是泥质的，但再向北灰岩变成浅灰色的礁灰岩。白垩纪初位于阿勒地块现在位置更靠南的地区（图2.V.1）似乎变成了沉积中心。下白垩统地层在阿勒地块以北的厚度不超过1000m，但是其厚度不断增加，在南部达到约1500m。中白垩统地层以含海绿石的，厚10—80m，被称为”重粘土”的地层为代表，当我们在远处观察地形变形时，它可以作为一个方便的标志层。

当二叠系和白垩系顶部的地层和岩石从阿勒和Gotthard地块分开并向北移动时，格拉鲁斯逆掩断层就开始存在了。这个推覆体从莱茵河上游起，越过阿勒地块向北移动了至少40km，从侏罗系和白垩系地层，甚至从沉积在中生代岩石之上的第三纪地层上滑过去。观察现在断层面的高度，在2800—3000m高度上断层面几乎水平地穿过象豪斯施托克山（3158m）这样的高峰。不过，从这儿往北大约14km，在施万登附近高度下降到了大约700m，因此断层面北倾8°。格拉鲁斯推覆体的大部分区段仅是由维鲁卡诺砾岩所组成，如图2.V.2所示；然而在推覆体北部除维鲁卡诺砾岩之外还保留了厚的侏罗系到上古生代的地层，因此格拉鲁斯逆断层必然是载着一个至少2000m厚的覆盖层一起移动的。

因此，被格拉鲁斯逆断层推移的推覆体是由原来沉积在阿勒地块南部地向斜中的沉积岩组成的。沉积在阿勒地块北部的地层实际上仍保留原位并被这个推覆体所覆盖。这种没有发生迁移的岩块被称为“原地岩体”，而前面所说的随着逆掩断层一同迁移的岩块称为“推覆体”。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

我们已讨论了该区中白垩统之下的地层。到上白垩统，页岩至灰岩的成分增加，岩性逐渐变成页岩-砂岩相。在下第三系地层中岩石主要由称为“复理石”的海相碎屑沉积物组成。复理石这个词原是瑞士中部方言，用来称呼能产生湿的酸性土壤和引起表层滑坡的页岩，但后来这个词也被用来指瑞士阿尔卑斯的白垩系和下第三系的海相地层。

二次世界大战之后地质学家对瑞士阿尔卑斯山进行了重要的工作，主要研究这一地区在逆掩断层形成之前的沉积学和古地理。Trümpy是这些研究者的代表人物，他总结了复理石地层中的相变，如图2.V.3所示（Trümpy, 1960*）。这张图表明原地岩带和赫尔维特推覆体分别位于阿勒地块的北侧和南侧。超赫尔维特带指的是从比赫尔维特推覆体的原来位置更南的地方开始移

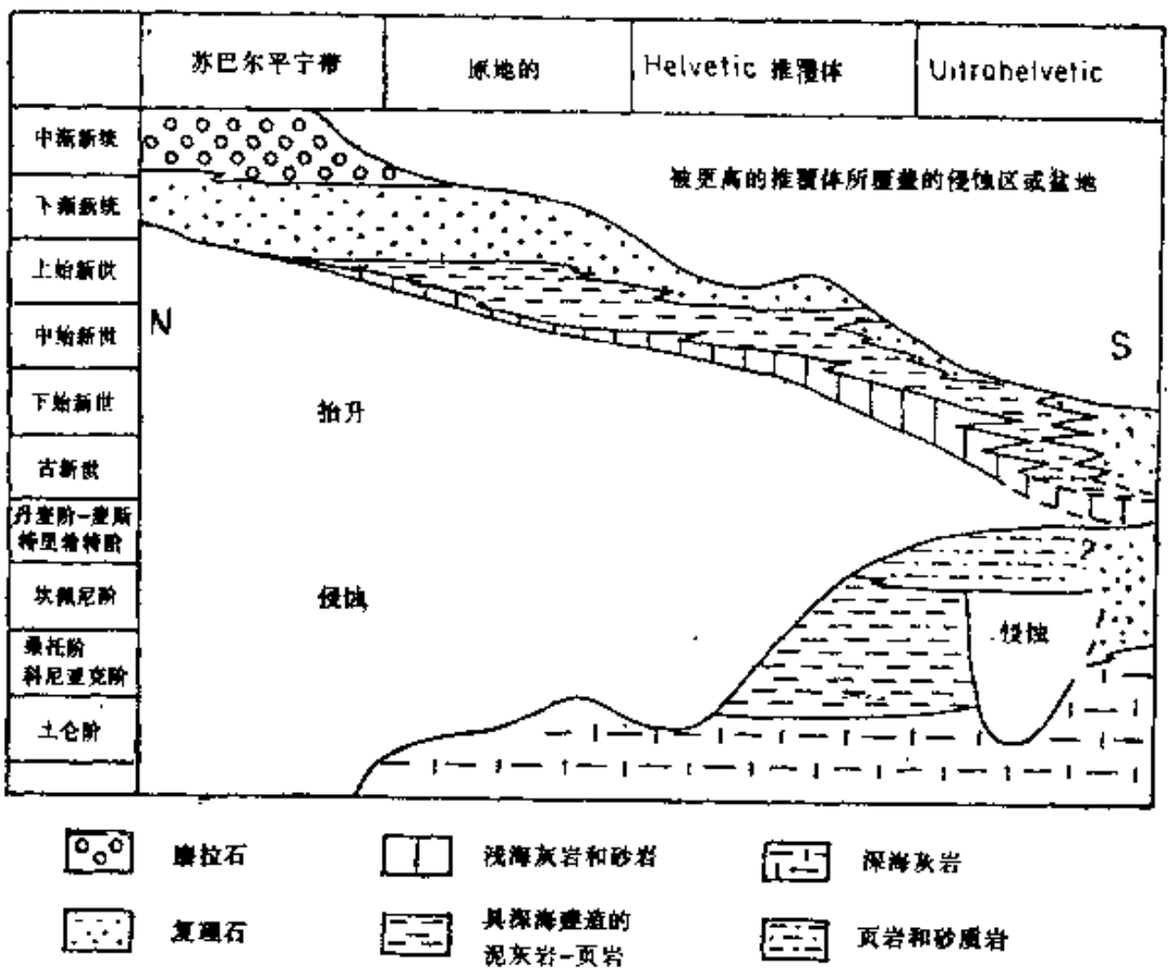


图 2.V.3 在瑞士东部赫尔维特带中复理石建造的时代关系

地质吧，地学吧www.gsh123.com

动的推覆体。由于侵蚀、风化和沉积覆盖，现在我们已不能了解其全貌，不过似乎是越往南，复理石地层越老。

在某些地区，可以在格拉鲁斯逆掩断层和复理石之间找到上白垩统和下第三系地层。这是一些从南部推移过来的推覆体，它们是比格拉鲁斯逆掩断层更老的独立逆断层推覆的结果，其中包括赫尔维特和超赫尔维特推覆体构造。现在的阿勒地块以南的地区在格拉鲁斯断层运动以前由于早期逆断层作用而抬升。随后，当时位于沉积地层最上部的白垩系到始新统的复理石大概在渐新世滑到了北侧的原地地块上面。

在林特峡谷以西的地区，很难看到格拉鲁斯逆掩断层。本区的典型构造有阿克森和瑟姆蒂斯-德鲁斯山推覆体。阿克森推覆体的基底是三叠系，但是在乌里湖附近（图2.Ⅴ.2左边）中侏罗统或下白垩统地层直接盖在复理石之上。另一方面，在瑟姆蒂斯-德鲁斯山推覆体中，构成其基底的下白垩统地层则直接盖在阿克森推覆体上。沿着林特峡谷可以发现阿克森逆断层要比格拉鲁斯推覆体更高一些，因此它肯定比格拉鲁斯逆掩断层要晚。在赫尔维特带最北边的瑟姆蒂斯-德鲁斯山逆掩断层又比阿克森逆断层要高。一般说来，这三个主要的逆掩断层是依次向北移动的。它们达到一个磨拉石建造的位置，最后停下来，而且被磨拉石体向回推移。

含巨砾的粗碎屑岩分布在整个赫尔维特带北部。这就是所谓的磨拉石，它们的发育时间从中渐新世到更新世。因为砾石都来自赫尔维特推覆体，人们相信，这些磨拉石是从赫尔维特推覆体的山上剥落的碎屑自然形成的。在这些磨拉石中可以看到两个沉积旋回；较早的一个包括渐新世从海相向陆相沉积的转变，较晚的一个则是中新世从海相向陆相的另一次转变。

图2.Ⅴ.4中的Q_1-Q_2横剖面表明了沿乌里湖所看到的阿克森和瑟姆蒂斯-德鲁斯山推覆体。与图2.Ⅴ.4P_1-P_2剖面所表示的格拉鲁斯推覆体不同，Q_1-Q_2的构造更复杂。这是因为在逆断层最末端显示了一个反向运动的构造。通过追踪标志层可以推断出，这

地质吧，地学吧www.gsh123.com

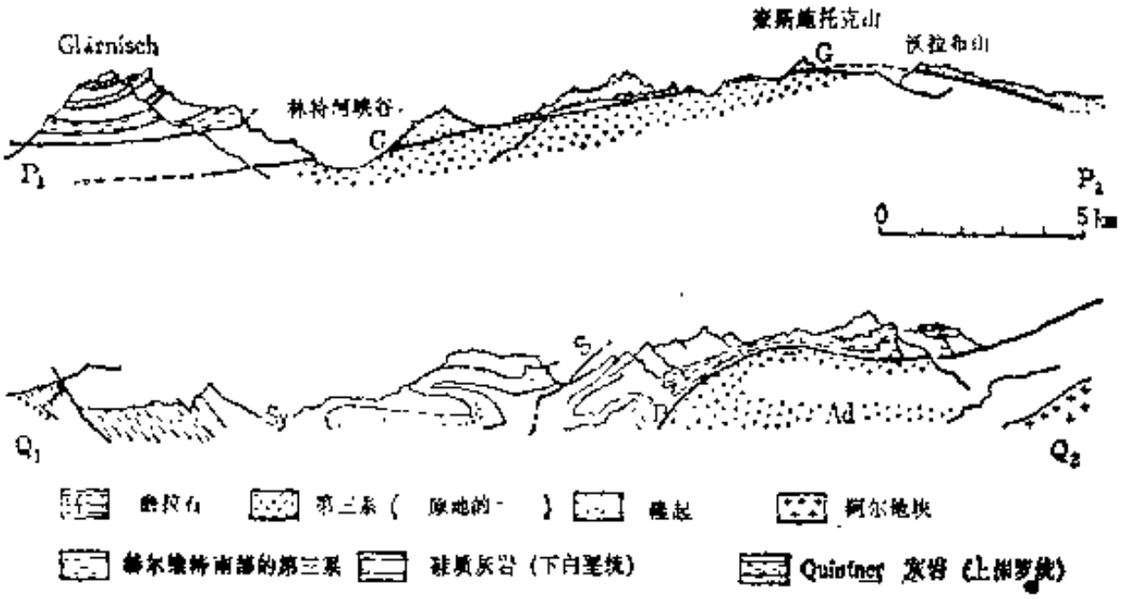


图 2.V.4 赫尔维特带的构造剖面图

A—阿克森逆掩断层；G—格拉鲁斯逆掩断层；S—瑟姆蒂斯-德鲁斯山逆掩断层；Ad, Sy, P_1, P_2, Q_1, Q_2见图2.V.2

两者曾经是同一个推覆体，后来裂开了。尽管推覆构造在遇到象磨拉石这样的阻挡物时不再运动，但其上层还继续向前移动，如图所示由于背斜的侧向旋转或倒转形成了复杂的褶皱。“横卧褶皱”这个术语用来描述这种类型的褶皱构造。赫尔维特带的主要构造格架就是通过格拉鲁斯、阿克森和瑟姆蒂斯-德鲁斯山逆掩断层的运动而造就的。人们认为这一运动的时间与中新世的第二个磨拉石旋回相当。

2. 推覆构造的形成

虽然赫尔维特带宽约50km，从瑞士到地中海延伸200—300km，但其构造型式与格拉鲁斯邻区构造没有本质区别。而且奔宁带的褶皱构造与赫尔维特带的构造相同。这些地区的逆掩断层是哪种机制形成的呢？即使在塔状崖面丛生的阿尔卑斯，能够对断层面获得直观认识的地方也是有限的。前面提到的格拉鲁斯施万登则是一个例外的地区，Heim（1921—1922）曾详细描述了在那里观察到的格拉鲁斯逆掩断层。维鲁卡诺砾岩和复理石通常被1—3m厚的过渡层分开，过渡层由含有许多几毫米宽的页

地质吧，地学吧www.gsh123.com

岩状包体的细粒灰岩所组成，称之为Lochseiten灰岩。它们呈现出流动构造，可能对逆冲作用起到了润滑剂的作用。不过，断层本身是贯穿在Lochseiten灰岩中单一的面。Lochseiten灰岩的来源还不能断定，但其岩性与瑞士阿尔卑斯东部上侏罗统的灰岩十分相似。

断层活动的顺序推测如下：当Lochseiten灰岩由于某种原因被卷入逆掩断层时，沿着格拉鲁斯逆掩断层的位移速度很快地增加。然后Lochseiten灰岩开始流动并且表现出润滑性质，于是发生了大规模的运动，从而形成最新的断层面。维鲁卡诺砾岩是一种细粒坚硬而且致密的岩石。在格拉鲁斯断层运动中，1000—2000m厚的包括维鲁卡诺砾岩和上覆中生代地层的岩块实际上原封不动地滑移到Lochseiten灰岩之上，而没有任何内部变形。

乌里湖畔的阿克森路旁阿克森推覆体中部的下白垩统灰岩发生了变形，这是赫尔维特带中变形最强的一个例子。3—5m厚的灰岩层形成一些小规模的平卧褶皱。可以说在这种情况下变形方式是弯滑褶皱作用，因为一方面每个层的厚度变化不大，特别是枢纽带上；另外没有一个部位表现出明显的流动迹象；而且平卧背斜部分是由于断裂作用而形成的弯曲带。另外一些地质现象，例如即使是推覆体最下部的沉积地层和原地岩块其埋藏深度也不过几公里深，而且这些地层没有受到高温高压影响而成为变质岩，由此得出结论，这些褶皱是在地壳浅部形成的。

在格拉鲁斯可以看到2km厚的岩石能够水平滑移30—40km。20世纪初这种滑移的动力机制已用多种方法进行了研究。不过早期结论认为，由简单的水平摩擦作用实际上不可能产生这种类型的运动。

Hubbert和Rubey(1959)把岩石力学的概念运用于格拉鲁斯这类逆掩断层。考虑厚度为z和长度为x的推覆体，并取μ_1为推覆体和原地地块之间的摩擦系数，取ϕ为摩擦角，于是作用在推覆体上的剪应力τ_{zx}和垂直应力σ_{zz}的关系为：

$$\tau_{zx}=\mu_1\sigma_{zz}=\tan\varphi\,\sigma_{zz}$$

地质吧,地学吧www.gsh123.com

和 $$\sigma_{xx}=\rho g z \qquad (2.V.1)$$

ρ和g分别是推覆体的密度和重力加速度。作用在推覆体上的侧压力σ_{xx}取决于库仑破裂准则（第三章）

$$\sigma_{xx}=a+b\sigma_{zz} \qquad (2.V.2)$$

上式中a和b是从推覆体内聚力τ_0和内摩擦系数μ_2用下列等式得到的系数：

$$a=2\tau_0\sqrt{b}$$

$$b=\frac{\sqrt{1+(\mu)^2}+\mu_2}{\sqrt{1+(\mu)^2}-\mu_2}$$

因为侧压力和摩擦力当推覆体开始运动时是相等的，有

$$\int_0^z \sigma_{xx}dz-\int_0^x \tau_{xx}dx=0 \qquad (2.V.3)$$

把等式（2.V.1）和（2.V.2）代进去并解等式（2.V.3）给出下列推覆体滑移的条件：

$$x=\frac{a}{\rho g\mu_1}+\frac{b}{2\mu_1}z \qquad (2.V.4)$$

不过，如果把$\mu_1=\mu_2=0.577$，$\tau_0=200\text{kg/cm}^2$代入这个等式去求解，对于给定的2km厚度可以得到推覆体长度为$x=10.6\text{km}$，这样我们不能解释格拉鲁斯这样规模的水平断裂作用。于是Hubbert和Rubey把注意力转向孔隙水的压力，来寻求问题的解答。岩石中孔隙水的压力通常等于同深度上的静水压力。大约同时，Handin等人的实验弄清了在土力学中熟知的概念“有效围压”的影响，这也适用于固体岩石。一般地说，岩石的力学性质例如它的强度将明显地随着作用在岩石周围的压力，即围限压力（在这种情况下就是推覆体的覆盖层压力）而变化。换句话说，岩石的力学特性取决于围压。有限围压定义为围压减去孔隙水压，实际是有限围压才决定力学性质。因此，如果孔隙水压力增加，而其它都保持不变，有效围压必然减少，强度和摩擦系数也必然减少。大约在同一时间，德克萨斯油田也发现深埋的沉积岩通常具有异常高的压力，其内部孔隙水压比静水压力高。Hubbert和

地质吧，地学吧www.gsh123.com

Rubey证明通过修改他们的计算，把异常高的压力条件在公式2.V.4中加以考虑，就会由力学性质的改变而容易地得到50—100km长的逆掩断层。Hubbert和Rubey的工作是突破性的，他们对一个存在半世纪之久的问题首次给出了答案，当然象其它领先的研究成果一样，他们工作的若干方面也遭到了批评。首先一个是物理方面的问题，即他们的公式和模型是否合理。对类似于格拉鲁斯周围的非常细粒的具有小孔隙的致密岩层中能否产生所需要的异常高的压力存在怀疑。对这个问题Hubbert和Rubey的回答是：德克萨斯油田目前所处的地质条件可以看作为地槽看待，而地槽沉积期间产生异常高的压力是十分普遍的。

在造山带从地槽回返隆起时是否普遍具有异常高的压力仍然是一个问题，另一个突出的问题是Lochseiten灰岩在运动期间对格拉鲁斯逆掩断层所起的作用如何。在Heim之前就已确认，沿着整个格拉鲁斯断层面可以找到Lochseten灰岩（图2.V.2），于是Heim立即认识到这种灰岩在硬的维鲁卡诺砾岩和复理石之间起着润滑剂作用。本文作者1970—1972年呆在苏黎士，并且有多次机会去格拉鲁斯。我的印象是，Lochseiten灰岩可能是造成滑移40km的格拉鲁期推覆体，以致产生在赫尔维特带甚至在全世界也是最大的水平断层的原因。作者进行了一系列实验，把高达3000 kg/cm^{2}的压力加到瑞士东部所发现的各种类型的岩石上去，以便检验它们在高压条件下的力学性质。结果表明，上侏罗统和下白垩统的灰岩是强度最弱。韧性最大的岩石（星野一男，1973）。对阿勒地块附近取来的上侏罗统样品来说，这些特征最为明显。按采集地的名字称这种灰岩为费尔德贝格灰岩，它具有0.5—2mm宽的带状构造，或许能表明是由泥岩形成的，这一点它与Lochseiten灰岩十分相近。像大多数岩石一样，费尔德贝格灰岩在室温下也是脆的，破坏时形成剪破裂。当100℃（受到500kg/cm^{2}的围压）它变得高度韧性，呈现流动特点。费尔德贝格灰岩样品达到的变形型式与Lochseiten灰岩十分相似（Hoshino, 1977）。如阿克森-瑟姆茨斯-德鲁斯山这些推覆体基底部分总包

地质吧，地学吧www.gsh123.com

含各种侏罗系或白垩系的灰岩，而Lochseiten灰岩就是这些灰岩中塑性最强的部分。把这些事实和上述实验结果结合考虑，可以清楚地看出，具有明显流动性的塑性灰岩是存在的，而且是大多数逆掩断层形成的必要条件。将瑞士阿尔卑斯的和蒂罗尔与多洛米蒂山南部的推覆体构造进行比较的结果也说明了这一点。在多洛米蒂山和蒂罗尔地区南部所发现的主要岩性是厚层的三叠系白云岩。白云岩同灰岩一样也是碳酸岩，但是两者的物理性质有很大的差别。灰岩具有很强的韧性，而白云岩却非常脆。或许这正是在多洛米蒂山或蒂罗尔南部不能找到推覆体的原因。

今天在赫尔维特带所见到的壮观的推覆构造或许是上述所有因素复合作用的结果。

在 Escher发现格拉鲁斯断层以来的100多年中，瑞士阿尔卑斯已被做为研究构造地质的典型地区。不过，关于逆掩断层的起因和机制的若干问题还没有解决。例如，赫尔维特推覆体来自何处？根据Trümpy(1960*)估计，瑞士阿尔卑斯的宽度是 150km，但是如果恢复到变形以前的原始位置它应有300km宽。目前许多人认为，赫尔维特推覆体的根或源头位于阿勒 和 Gotthard 地块之间（Rutten, 1969*）。推覆体形成以后整个阿尔卑斯地 块的抬升也是阿尔卑斯造山运动晚期阶段最重要的事件，而在瑞士阿尔卑斯存在某些横向断层表明这种后期抬升不是由简单的抬升运动引起的。

星野一男

Ⅵ　弗朗西斯克组和构造混杂堆积

从中生代到现在东太平洋隆起不仅为地球内部的巨大热量提供一个出口，而且也为洋壳产生提供了场地。隆起东西被称之为法拉荣板块和太平洋板块的洋壳分别向东 西两 侧极其 缓 慢地增长。向东增长的法拉荣板块与美洲大陆块（美洲板块）发生碰撞并俯冲到美洲大陆下面，美洲大陆则由于大西洋中脊的活动和大

地质吧，地学吧www.gsh123.com

西洋的扩张而向西移动。北美西海岸山地普遍分布了15000—30000m厚的地层，主要由硬砂岩、砂岩、页岩、含大量燧石和玄武质海相火山物质以及少量砾岩、灰岩组成，地层时代为晚侏

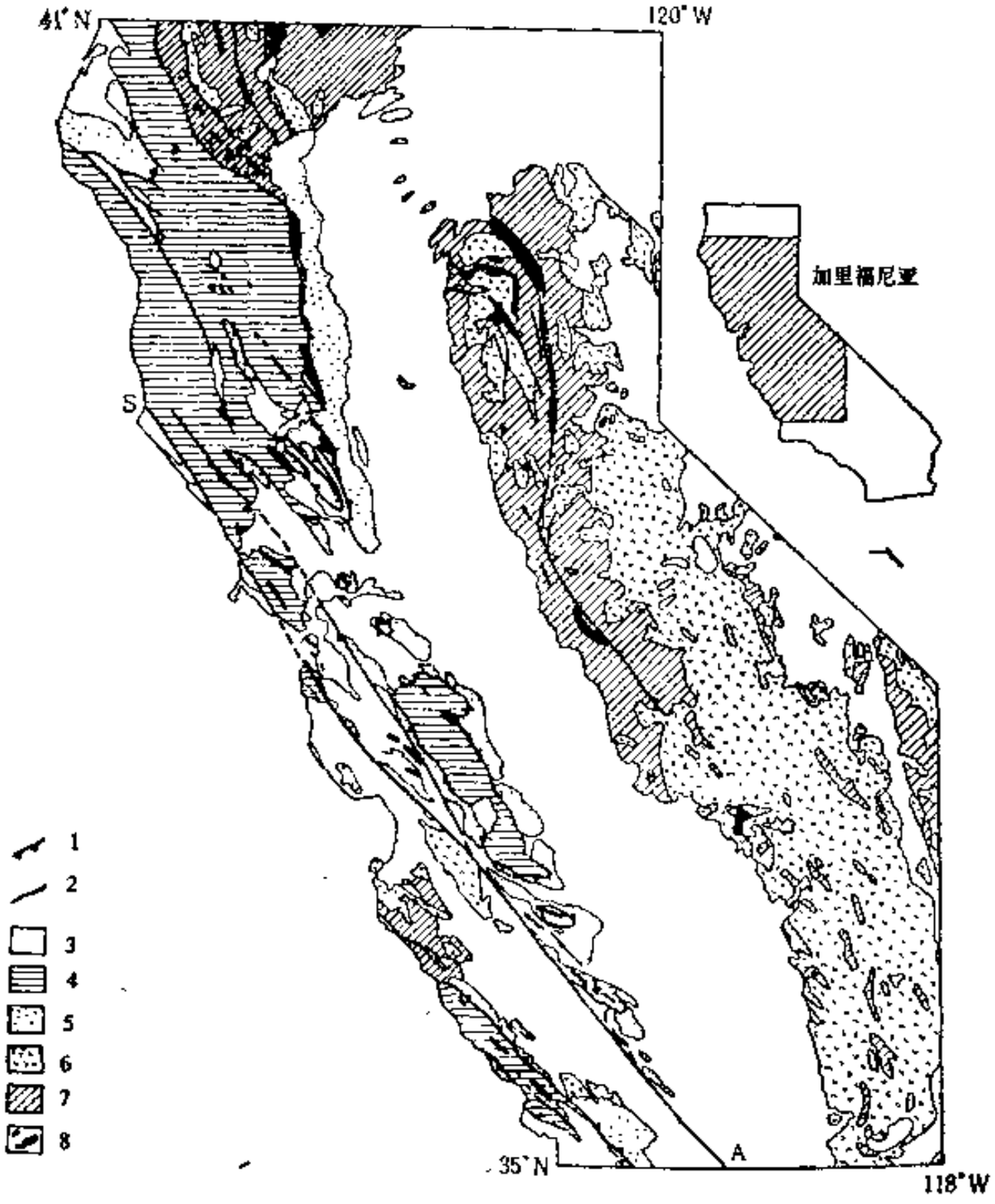


图 2.Ⅵ.1　弗朗西斯克带的地质图
（据 Ernst,1970*）

1—主干的逆掩断层型断裂；2—主断层（SA 圣安德列斯断层）；3—第三系和第四系地层；4—弗朗西斯克组；5—大湖组；6—克拉马斯-内华达山脉；7—克拉马斯-内华达山脉变质带；8—橄榄岩和蛇纹岩

地质吧，地学吧www.gsh123.com

罗世到白垩纪。1895年加州大学伯克利分校的 Andrew C. Lawson教授把圣弗朗西斯克海湾周围发现的地层命名为“弗朗西斯克组”。现在看到的弗朗西斯克组有一些被圣安德列斯断层（见第2节2.Ⅱ）和派生的次级断层所复杂化了，如图2.Ⅵ.1所示。

如果将白垩纪以来沿圣安德列斯断层发生的600km左右的右行水平位移复原，人们就可以看到（如图2.Ⅵ.2）弗朗西斯克



图 2.Ⅵ.2　上图弗朗西斯克带现今分布　下图沿圣安德列斯断层向回滑移600km后所恢复的白垩纪时的情况（X到X′为南加利福尼亚纽波特-英格尔伍德断层（据Suppe，1970*）

在下图中弗朗西斯克带和克拉马斯-内华达山脉带的深成岩及低压变质带二者成为简单的彼此平行的带。LA：洛杉矶；LV：拉斯韦加斯；SF：旧金山

组地层呈宽150km，长3000km的南北向狭长的条带。这个沿北美大陆西缘延伸的狭长地槽始于侏罗纪至白垩纪，在规模上它可以和伊豆海沟、千岛海沟连接起来、一直连到日本海沟。正是在这些地方，法拉荣板块向着美洲板块东缘下面俯冲（Atwater，

地质吧，地学吧www.gsh123.com

1970*)。

以弗朗西斯克组和构造混杂堆积为核心的加利福尼亚的中生代历史给我们提供了一个可能是最佳的例子来说明一个大洋板块直接与大陆板块碰撞以及大洋板块向大陆板块下俯冲时形成的地质构造和变质作用。

1. 弗朗西斯克组建造和变质作用

弗朗西斯克组的建造中除了燧石和火山物质外，大部分沉积物是来自于克拉马斯山经内华达山一直到加利福尼亚平原出露的花岗岩和变质岩。沉积时由于洋底沉积物自东向西大规模滑坡，在沉积物内部形成弗朗西斯克组地层中所见到的滑动构造（或滑塌构造）。偶然也可以找到粒级层、波痕或者槽模，局部地区存在一些呈现湍流特征的泥流沉积层。弗朗西斯克组中约10％是火山物质，主要是具枕状构造的熔岩流和几乎没有细粒凝灰岩的集块岩。由熔岩集块岩组成的单个岩块厚度可达2000m，长度（即火山构造的水平直径）达10—16km，它们的规模类似于太平洋中的海山。薄层凝灰岩经常与砂岩互层，而薄层灰岩或燧石则与枕状熔岩互层。弗朗西斯克组一般由东向西变得年轻，东部找不到晚于晚白垩世的地层。许多“冷的”或“阿尔卑斯”型的橄榄岩及伴生的辉长岩侵位到弗朗西斯克组中。大多数橄榄岩已经完全蛇纹岩化了，辉长岩也受到强烈的热液蚀变影响。

弗朗西斯克组的一个重要特征是，它似乎直接沉积在洋壳上。在弗朗西斯克带特别是它的东缘发现了大量蛇纹岩。而这些蛇纹岩大部分产生在弗朗西斯克剪切带附近。在蛇纹岩中还可以看到大量外来的榴辉岩和变玄武岩岩块，它们清楚地指示了弗朗西斯克组下伏的基岩类型。如果基岩是由中生代、古生代或前寒武纪沉积岩、片麻岩或花岗岩组成的，那么就有可能在蛇纹岩地块中找到这些岩石的碎屑，但是并未发现任何陆壳的碎屑。

直到1956年Bloxam的文章发表之前，没有人认为片理不发育但保存了完美化石的弗朗西斯克组的岩石会是变质岩。这些地

地质吧，地学吧www.gsh123.com

层被看作是普遍遭受断裂作用的普通沉积岩。不过 Bloxam 所观察到的弗朗西斯克砂岩中原始的钙质斜长石和粘土（绿泥石）几乎全部经过下列化学反应变成了硬柱石、硬玉、蓝闪石和石英（Bloxam，1956*）。

$$\underset{\text{钙长石}}{(3CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{钠长石}}{3NaAlSi_3O_8)} + \underset{\text{绿泥石}}{(Mg_5Si_2O_5(OH)_4)} + \underset{\text{水}}{(5H_2O)}$$

$$\rightleftharpoons \underset{\text{硬柱石}}{(3CaAl_2Si_2O_8 2H_2O)} + \underset{\text{硬玉}}{(NaAlSi_2O_6)} + \underset{\text{蓝闪石}}{(Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2)}$$

$$+ \underset{\text{石英}}{(SiO_2)}$$

后来发现这些砂岩层占据了弗朗西斯克带的近 2/3。长期来人们认为，包含蓝闪石的蓝绿碎屑是作为“砾石”存在于弗朗西斯克组的砂岩之中，于是认为蓝闪石片岩是在弗朗西斯克组沉积作用之前就形成了。然而，这些蓝闪石片岩的“砾石”是砂岩中的火山岩碎屑重结晶的产物，这些碎屑中具有由于弗朗西斯克组遭受高压区域变质作用而产生的含蓝闪石的矿物组合。火山岩碎屑周围的砂岩也变质成包含硬玉和硬柱石的矿物集合体。在弗朗西斯克组砂岩中存在蓝闪石片岩的“砾石”似乎难于理解，这是因为人们不知道不同化学成分的岩石，即长石砂岩和玄武质火山岩，在高压变质作用下重结晶可以形成不同矿物组合的缘故。随后又发现了弗朗西斯克组地层中大多数$CaCO_3$矿物不是方解石，而是文石，现在已经清楚，整个弗朗西斯克地层在相对低温（150—300℃）（低地热梯度，10—15℃/km）和异常高压（5—8 kbar）的条件下遭受区域变质作用（Ernst等，1970*）。这种高压变质作用叫作“蓝闪石片岩或蓝片岩变质作用”。从世界范围来看，蓝闪石片岩区域变质作用都发生在相对年轻的显生宙造山带，例如在智利南部、古巴、加利福尼亚海岸山脉、奥勒冈、加拿大西海岸、本州、四国、九州、台湾、菲律宾、西里伯斯、新几内亚、新喀里多尼亚、新西兰、土耳其、意大利南部、科西嘉和阿尔卑斯。已报导的产于相对老的前寒武纪或古生代变质区的蓝闪石片岩的例子极少，仅出现在威尔士、英格兰、法国北部海岸和

地质吧，地学吧www.gsh123.com

东西伯利亚。弗朗西斯克组所遭受的变质作用具有世界最高的压力/温度比值。弗朗西斯克组变质史的其它一些特征与下面要讨论的构造混杂堆积的地质演化有关。

同位素分析表明弗朗西斯克组的区域变质作用发生在70—150百万年前，即地层沉积时的晚侏罗世—白垩纪，应该指出的是，由同位素方法测得的变质年龄和由化石推断出的弗朗西斯克组沉积年龄具有惊人的相似性。换句话说，在20—30km深处的地层发生的高压区域变质作用与厚达30000m的地槽沉积物的沉降同时发生在侏罗纪，并伴有强烈的海底玄武质火山活动和约5—10mm/1000年的快速沉降（Suppe和Armstrong,1972*；Suppe,1972*）。

2. 构造混杂堆积

变质程度比较高（达到绿帘-角闪岩相或榴辉岩相）的粗粒变质岩的存在是弗朗西斯克组另一重要特征，它们出现在穿过弗朗西斯克组的断层（主要是逆掩断层带）附近，呈大小不一的扁豆体或块体。弗朗西斯组中所见的最高级变质相是蓝闪石片岩相（Cowan,1974*)(图2.Ⅵ.3,2.Ⅵ.4)。经常发现在高级变质岩块边缘或者整个岩块被蚀变成与周围弗朗西斯克组相同的蓝闪石片岩相的矿物集合体。高级变质岩不仅仅指在弗朗西斯克组地层中的断裂附近所发现的外来块体。这些外来块体与块状或透镜状页岩、燧石、硬砂岩和蚀变玄武岩互相混杂。通常还可以见到蛇绿混杂岩中的蛇纹岩化的橄榄岩，钾氩法测定的年龄表明，促使上述高级变质岩重结晶的变质作用发生在晚侏罗世。这是目前根据化石资料所证实的最老的地质年代，比弗朗西斯克组的低级变质作用要早。

含有透镜体或块状岩块的裂隙带一般称为“混杂堆积”，原为法语“melange”，意思是“混合物”。E. Greenly在北威尔士的格尔西地区进行研究时（Greenly, 1919）首次采用了这一术语。该区存在蓝闪石片岩相的岩石是众所周知的。他把这种主要由碎

地质吧，地学吧www.gsh123.com

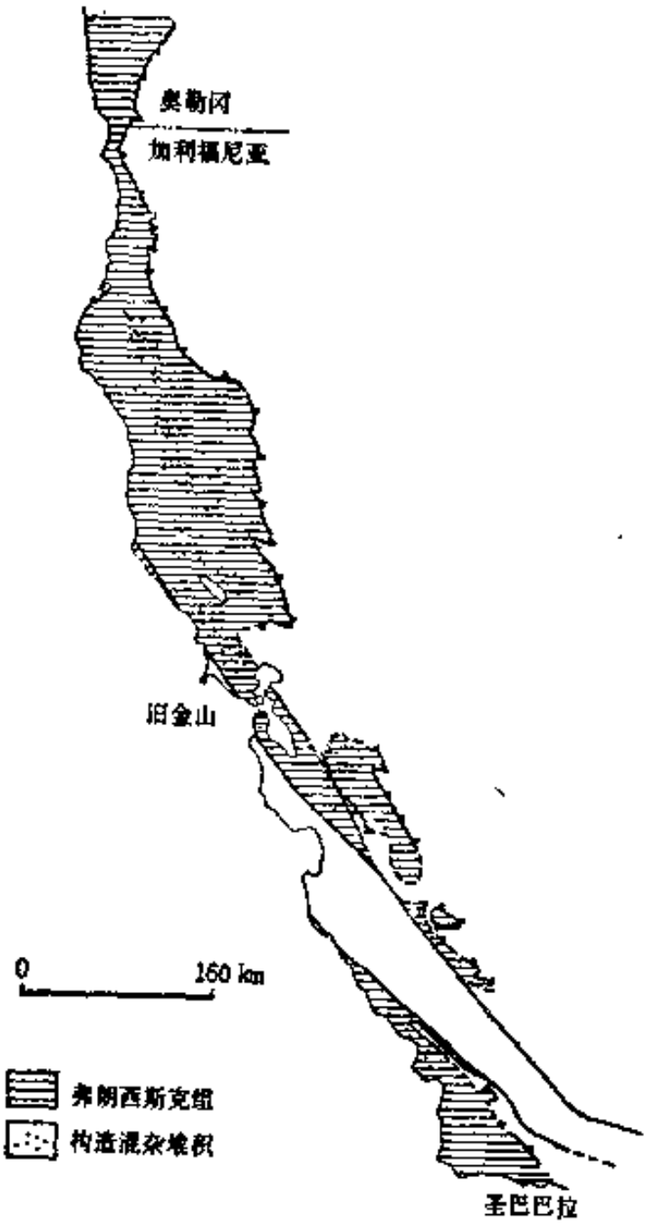


图 2.Ⅵ.3 弗朗西斯克组中的构造混杂堆积（黑色）（据Coleman和Lanphere，1971*）

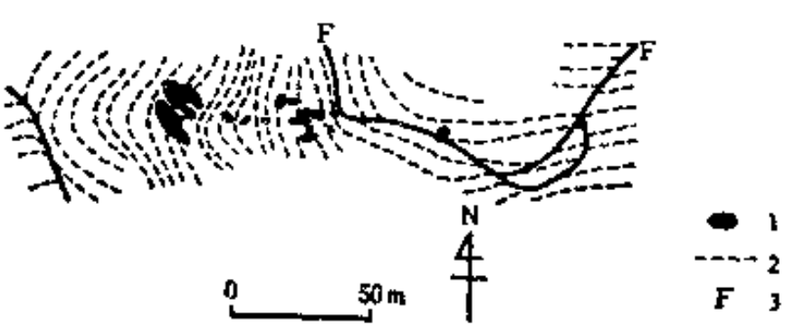


图 2.Ⅵ.4 加利福尼亚北部沃尔德河地区弗朗西斯克组中的构造混杂堆积的分布

1—构造混杂堆积；2—弗朗西斯克组地层的走向；3—主要断层

地质吧，地学吧www.gsh123.com

裂页岩和不同大小的透镜状碎块组成的地质单元叫作“自碎混杂堆积”。要准确地表达分布十分广泛的碎裂岩中所包含的不同类型和不同规模的杂岩体的状态，“混杂堆积”是一个最简便的术语。许靖华（1968*）曾用这一名词来描述弗朗西斯克组中发现的具这一特征的岩石。上述定义的混杂堆积主要沿弗朗西斯克带东部分布。

弗朗西斯克组混杂堆积形成的过程如下：

（1）随着大洋板块向美洲板块下俯冲和海沟附近弗朗西斯克地层的快速沉积，弗朗西斯克组本身遭受了高压变质作用。下部的变质作用达到了榴辉岩相。

（2）沿贝尼奥夫带向深部俯冲的弗朗西斯克组又被沿美洲板块西缘的逆冲作用推上来，同时遭剪切，角砾岩化，并且和大洋玄武岩以及地幔物质碎片一起挤入弗朗西斯克组弱变质甚至未变质的部分中去（Suppe和Armstrong, 1972*；Cowan, 1974；Suppe, 1972*）。

“混杂堆积”这一术语被许靖华采用后，它就只用于角砾岩化和受扰动的地质构造。于是Cowan建议，应该把“构造混杂堆积”这一术语用来说明弗朗西斯克见到的包括沉积、变质、陷落、逆冲、碎裂以及挤压等各种构造运动的典型产物。

这样定义的构造混杂堆积类似于垮塌堆积（olistostrome）。垮塌堆积也是大规模扰动的沉积产物，但两者含义差别很大。垮塌堆积有时可以变成构造混杂堆积。在弗朗西斯克组中的混杂堆积中已经确认有垮塌堆积的存在。另外一种情况是，作为构造混杂堆积而被挤出的物质由于洋底滑坡作用而被再次迁移，并且混入正在下沉的沉积物中而形成垮塌堆积（图2.Ⅵ.5）。当沿着以海沟为中心的狭长带发生沉积时，靠下部的沉积物会被深埋并遭受高级变质作用，然后又会被向上挤出，沿着上部沉积物中发育的逆冲断层形成夹层透镜体或块状体。Suppe(1972)把这一过程称作“双行道”模型（图2.Ⅵ.5和图2.Ⅵ.6）。

在弗朗西斯克层中形成构造混杂堆积的机制基本上是取决于

地质吧，地学吧www.gsh123.com

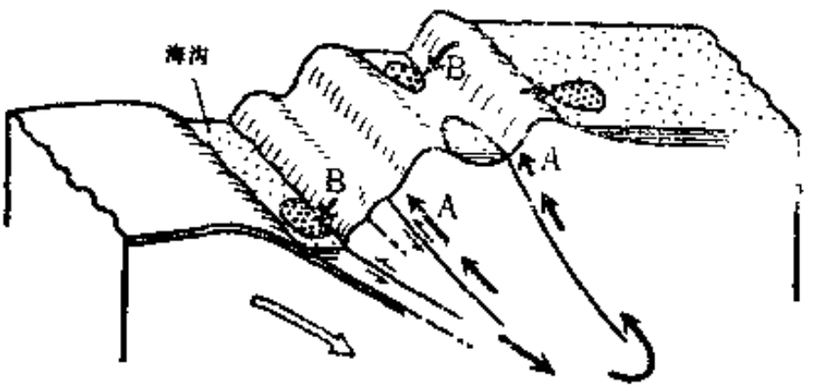


图 2.Ⅵ.5　弗朗西斯克层中构造混杂堆积和垮塌堆积的形成模式

A—构造混杂堆积的挤出；B—垮塌堆积的沉积作用

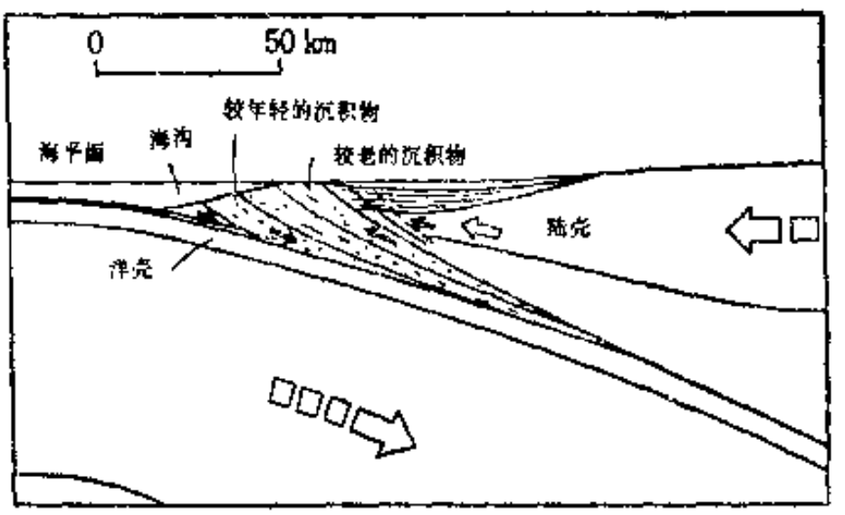


图 2.Ⅵ.6　“双行道”模型图

(Ernst, 1975*)

比较年轻的沉积物从海沟俯冲到大陆板块下面，在那里它们遭受挤压和高压变质作用。随后他们又沿着与俯冲大陆板块的接触面被挤上来。水平和垂直的比例尺相同

形成美洲大陆的板块和向它下面俯冲的大洋板块之间的相对运动。化石证据和钾氩法年龄数据表明（再沉积的垮塌堆积物中的化石除外），从弗朗西斯克的东边到西边，弗朗西斯克层和其中的构造混杂堆积的时代越来越年轻。这一点是支持 Suppe 的“双行道”模型的。

数据研究和实验支持用这一模型来解释弗朗西斯克带中所发

地质吧，地学吧www.gsh123.com

生的地质过程（图2.Ⅵ.7）（Turcotte和Oxburgh, 1972*）。图2.Ⅵ.7中等温线所表示的俯冲深度比假设100km厚的大洋板块以5cm/年的速率下沉所计算的值要小的多。不过这张图表明弗朗西斯克组曾在150°—300℃和5—8kb的条件下发生过区域变质作用，可以根据实验的和理论的相平衡数据对变质矿物组合进行岩相学分析从而估计出区域变质作用的温压条件。

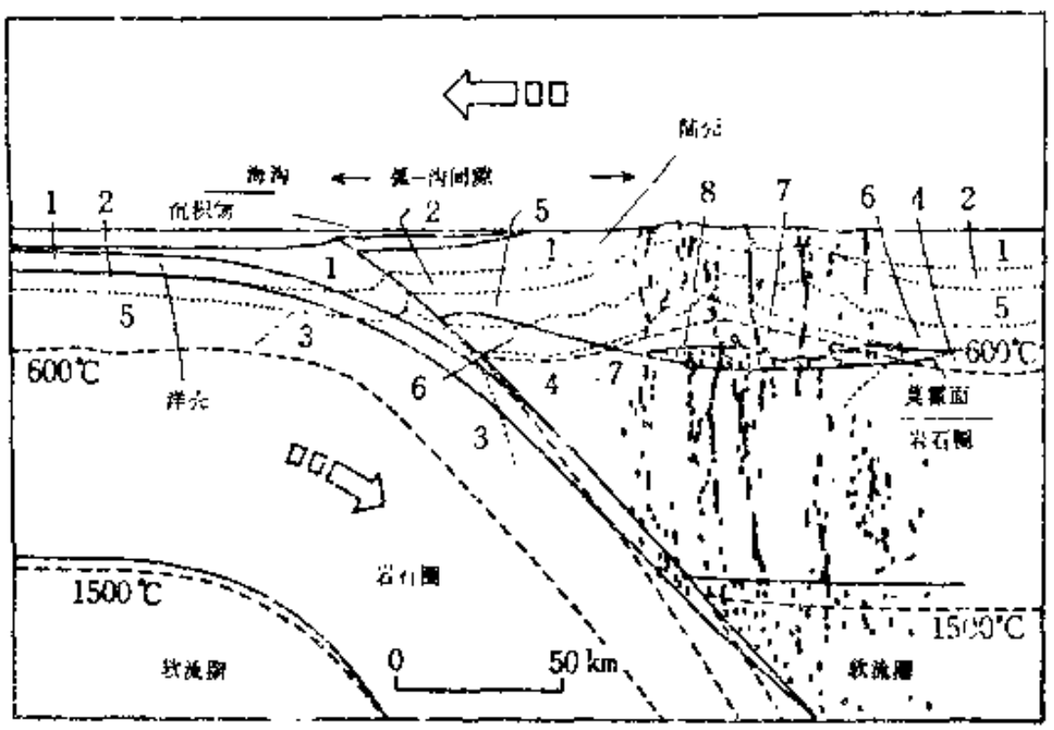


图 2.Ⅵ.7 板块碰撞和大洋板块向大陆板块下面俯冲的构造模式（Ernst, 1973*）以及变质相的垂向分布（Ernst, 1974*） 等温线据Turcotte和Oxburgh(1972*)

垂直和水平比例尺相同

1—沸石相；2—葡萄石-绿纤石相；3—蓝闪石片岩相；4—榴辉岩相；5—绿片岩相；6—绿帘-角闪岩相；7—角闪岩相；8—麻粒岩相

3. 克拉马斯-谢拉带和大峡谷层

弗朗西斯克带以东地带是由前寒武系至侏罗系的沉积物和他们的变质产物、片岩和片麻岩以及大量花岗岩组成的。这就是所谓的克拉马斯-谢拉杂岩，它形成了一个400km宽和4000km长的带，从墨西哥穿过加利福尼亚一直延伸到北俄勒冈。在这一地带内还可能有薄的晚侏罗世和白垩纪地层，以及中生代流纹质或安

地质吧，地学吧www.gsh123.com

山质的海相火山岩。

同位素和野外研究已证明，这个带的花岗岩可以分成三组。最老的一组形成于210—180Ma（即从晚三叠到早侏罗世），分布在克拉马斯-谢拉带的东半部。第二组形成在130—150Ma（晚侏罗世），出现在这个带的西半部，而最年轻的岩石是在60—90Ma（晚白垩世）侵入的，它在克拉马斯-谢拉带的中心形成了一个大约40km宽的狭窄带。晚侏罗世花岗岩侵入与内华达造山运动密切有关，这个造山运动产生了高温低压区域变质作用并使侏罗系地层以及更早的沉积岩发生了强烈的褶皱。

同一时间（60—150Ma）在克拉马斯-谢拉带以西与其平行的弗朗西斯克地槽内，随着地槽基底的快速下沉，发生了巨厚沉积物的沉积作用，玄武岩的海底火山活动，蛇纹岩侵位和低温/高压变质作用（图2.Ⅵ.7）。弗朗西斯克带和克拉马斯-谢拉带之间NNW-SSE走向的地区被大峡谷层所占据。大峡谷层和弗朗西斯克地层大约同时沉积，并且持续到新生代。主要由砂岩和页岩组成，最大厚度（18000m）要比弗朗西斯克组的最大厚度小得多。没有发现海底玄武质火山喷发物、燧石或灰岩，表明这个层堆积在大陆架上或者所谓的弧沟间隙带内。地层厚度向西增加，表明组成大峡谷层部分基底的大陆架在侏罗纪和白垩纪期间与快速沉降的弗朗西斯克地槽一起很快地下沉。同样值得注意的是，大峡谷层西半部分直接置于具有侏罗纪洋壳特征的岩石之上（Suppe和Armstrog, 1972*）。层内的地质构造相当简单，具有大规模的开型褶皱而几乎没有断裂。该组作为整体仅受到低级的成岩变质作用。

大峡谷层和弗朗西斯克带之间有一条大规模的断裂，从南俄勒岗延伸到南加利福尼亚。这一断层称为海岸山脉逆掩断层，部分地极平缓地向东倾斜，大峡谷层在东边沿着它逆冲到弗朗西斯克地层之上。自中生代以来至少发生了三次位移，而这一断层被认为原来是中生代贝尼奥夫带(Ernst, 1970*)。

大峡谷层的沉积开始于晚侏罗世，持续约130Ma，一直到第

地质吧，地学吧www.gsh123.com

三纪。沉积速率(地槽基底的沉降速率)不足弗朗西斯克组的1/3。从白垩纪起，在地层堆积盆地的东侧，沉积环境开始发生变化，从洋壳转化成陆壳，而位于大峡谷地层最上部的第三纪沉积物的80%起源于大陆。在大峡谷地层中所发现的少量火山物质是凝灰质的和安山质到英安质的，喷发的时间和克拉马斯-谢拉带的白垩纪花岗岩岩浆的侵入时间几乎相同，大峡谷层中不含橄榄岩或蛇纹岩。

在加利福尼亚活动带的中生代的演化过程中，在从西向东运动的大洋板块和大陆板块之间形成的大规模剪切俯冲带内产生了两个具有迥然不同的沉积、变质和火成特征的带。

在晚古生代到晚中生代环太平洋地区造山运动期间的一个普遍现象是在近海洋侧形成富含玄武岩类火山物质而且遭受了低温/高压变质作用的厚沉积层。而大约同一时期在大陆边缘则形成缺少火山物质的相对薄的沉积层，而且发生了花岗质的火成活动及高温/低压变质作用。

日本的领家带和三波川带之间以及新西兰的阿尔派恩带和Hokorui带之间的明显差异类似于加利福尼亚的弗朗西斯克带和大峡谷的克拉马斯-内华达山带之间的差异。由于加利福尼亚和日本或者新西兰之间在沉积物年代、变质级别，变形程度和其它特征方面都有较大的差别（Ernst等，1970），因此难以将加利福尼亚构造演化的模式照搬到其它地区。不过，可以有把握地说，在加利福尼亚活动带所作的地质学、地球化学和地球物理的研究（包括对地质构造的详细研究、化石证据、同位素年代测定、变质岩的岩石学研究、地球物理工作以及对大陆板块和大洋板块碰撞及大洋板块俯冲过程的数值分析）都给了我们一个关于“太平洋型造山运动”模型，这是Matsuda和Uyeda(1971*)定义的地球动力学演化的最可靠而生动的模型。

关阳太郎

地质吧，地学吧www.gsh123.com

Ⅶ 加拿大地盾和拗拉谷

前寒武纪的花岗岩广泛地分布在大陆中央，如北美大陆的加拿大地盾和欧亚大陆的俄罗斯地台或西伯利亚地台。在这类地区发现的称为“拗拉谷”的构造是一些地堑式的宽几十公里、长几百公里的断裂带。当这种构造发育时，在断裂带两侧就形成了被近于直立的断裂所限制的狭窄的拗陷，开始时伴随有火山活动，随后被大量沉积物所充填。“拗拉谷”这个词取自希腊语表示“槽/沟”和“成因”。它首先被苏联地质学家 Schatsky（1964）所采用。他注意到了俄罗斯地台上被古生代地层掩埋的地堑式构造，Schatsky描述了莫斯科以南的第聂泊-顿涅斯克地区的一个地质构造，并提出，应该称作为“拗拉谷”，以区别于其它构造，因为这个地区的历史具有不同于克拉通地区的活动带或沉积盆地的特征。那么，拗拉谷的特征是什么呢？我们与造山带以及其它地质构造的关系是什么？它们的历史能与现代地球上哪一类型地区进行对比？Schatsky没来的及把他关于这类构造的想法总结出来就去世了，但是他的工作由他的学生和同事博格丹诺夫等继续进行。拗拉谷被描述为：“它们是陆台区横贯几百公里长并被厚的沉积物所掩埋的巨大的直线型地堑，拗拉谷早期演化阶段发生的火山活动和沉积相类似于冒地槽。在某些部位也可能发生弱的变质作用”（Kosygin, 1969*）。随后在苏联各地都找到了这种构造，因而“拗拉谷”这个术语得到了普遍的应用。

Schmidt-Thomé(1972*) 讨论了拗拉谷的形态学，并对它们的构造历史给出了解释。他把拗拉谷当成显示了地槽早期演化特征的地质构造，或者当作地槽和克拉通之间过渡带所见到的构造，与此相反，Salop和Scheinmann(1969*) 指出，拗拉谷是在克拉通地区形成的地堑带，它们的两端与克拉通周围的地槽相联结。北美地质学家Hoffman(1973*)、Hoffman等（1974*）以及Burke和Dewey(1973*)等已经进一步的解释：因为拗拉谷与造

地质吧，地学吧www.gsl123.com

山带连接成T形或Y型，所以这些地槽和拗拉谷是从先前的“三联点”演化而来的。他们的解释如下：从地球深部上升的地幔柱把大陆壳向上推挤并使其断裂，形成三叉断裂。其中两个方向上断裂发育强烈，形成一个海洋，并将大陆分成两个部分；随后海洋再次关闭，就形成了造山带；另外一个方向上的断裂延伸穿过克拉通内部，保留了其地堑的形式，并逐渐被沉积物所充填。这个剩余的“残臂”就是后来的拗拉谷。他们把加拿大元古代地盾的阿萨巴斯卡拗拉谷和科罗内申拗拉谷作为典型实例来说明拗拉谷和造山带之间关系（Hoffman，1969，1973，1974；Hoffman等，1974）。

1. 加拿大地盾西北地区地质学

在加拿大西北部广泛出露的前寒武纪岩石可以根据它们的构造和同位素年龄（如图2.Ⅶ.1所示）分成奴省、丘吉尔省和贝尔省（Frith等，1977*）。

丘吉尔省的岩石年龄为2600—1600Ma，而且无疑在该区的某些部位还有太古界的岩石。到早元古代奴省和丘吉尔省两个地区已完全固结并发展成为克拉通，Hoffman(1973*）把它们分别叫

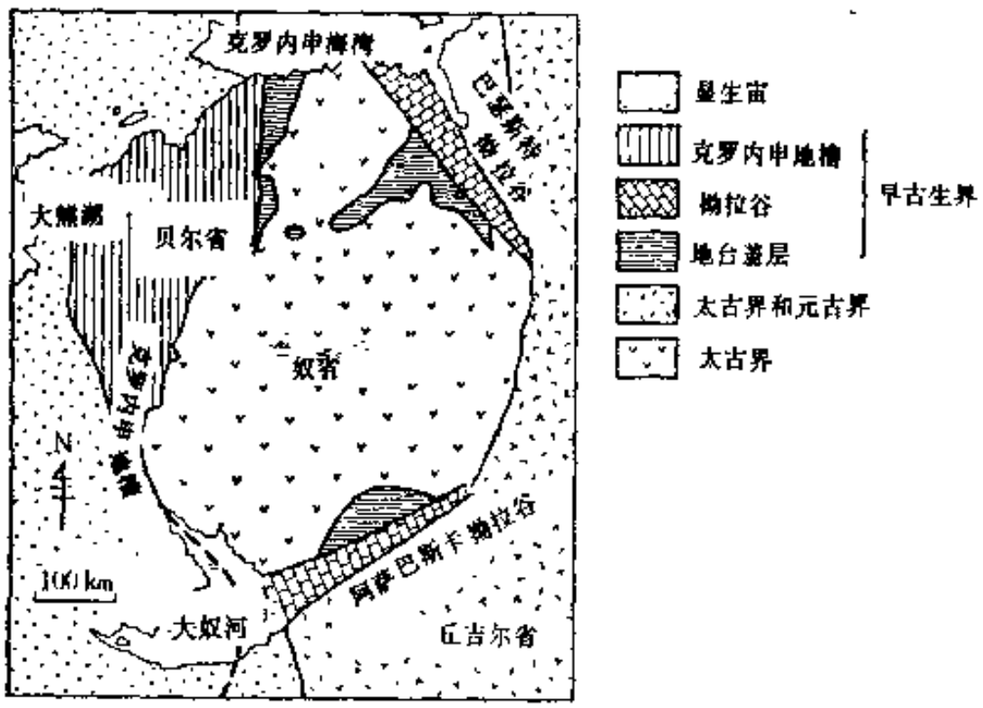


图 2.Ⅶ.1 加拿大地盾西北地区地质图（Hoffman，1973*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

作奴克拉通和丘吉尔克拉通。

在贝尔省找到早元古的岩石，它们的年龄主要在2100—1600 Ma。在大奴湖向东延伸的湖湾周围也发现了类似的早元古的岩石。这就是被Hoffman(1973*) 称为阿萨巴斯卡拗拉谷的地区。这些地区周围的地形和地层分布受到ENE-WSW走向的麦克唐纳断裂的控制。这条连续性极好的断裂现在仍能清楚地辨认。从沿着断裂的剪切花岗岩中取出的白云母年龄（1700—1800Ma）和断裂西段的构造表明，断裂作用发生在中元古和古生代。不过，主要位移发生在早元古代拗拉谷发育期。

从克罗内申海湾向南，从巴瑟斯特茵莱特伸入奴省。这个地区的地形和岩石特征表明这是一个类似于阿萨巴斯卡拗拉谷的地区（Hoffman, 1973*；Burke和Dewey, 1973*）。

从加拿大北部的马更些地区到萨斯喀彻温河东西约1000km，南北约1600km，在这个广大地区内分布着许多NNW-SSE向彼此平行的辉绿岩墙。单个岩墙的长度有时达250km。每个岩墙实际上都近于直立而且直线般地切穿了贝尔省、奴省和丘吉尔省内所有的前寒武系岩层。估计它们大约是在1300Ma前侵入的。在马更些岩墙侵入之前加拿大西北部的前寒武纪地壳运动已全部结束。

2. 科罗内申造山带

从所见到的岩性、厚度和沉积构造来判断，早元古代的岩石近乎南北向分布在贝尔省，而且可以断定这个地区从前处于一种类似地槽的环境中。元古代初期，科罗内申地槽的沉积盆地环绕着由太古界岩石组成的大陆广泛地发育起来。

贝尔省内的元古界岩块和地层从西起被分成大贝尔岩基和火山岩带、赫本岩基和变质带、一条逆掩断层带和一个地台带（图2.Ⅶ.2）。

大贝尔岩基和火山岩带主要由火山岩和深成岩所组成，而且通过陡倾角的断层和东边的赫本岩基及变质带相连。在赫本岩基

地质吧，地学吧www.gsh123.com

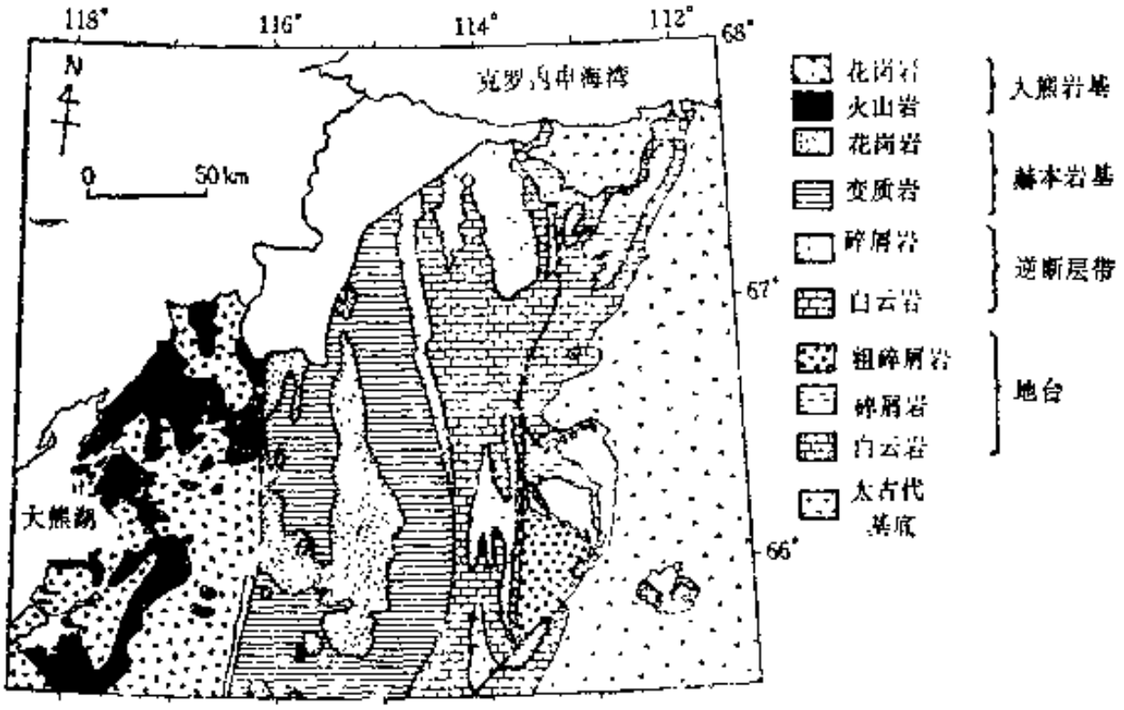


图 2.Ⅶ.2　贝尔区地质图（Hoffman, 1973*）

的南部靠近奴河省处，原岩为砾岩、砂岩、泥岩和白云岩的变质岩中间，发现了被覆盖的片麻岩穹隆。赫本岩基和变质带的岩层发生了强烈的褶皱并表现出明显的面理。碎屑岩相向西趋于变厚，估计约7000m。沉积杂岩中白云岩和火成岩的比例向东逐渐增加，而碎屑岩层则变薄。在沉积早期和中期形成的地层中碎屑物主要来源于东边，而在随后沉积下来的碎屑岩中，沉积构造表明曾经有从西向东的古水流。

在赫本基岩和变质带东边的冲断层带中发现了许多低角度的逆断层。所有这些断层都是由西向东的逆冲运动所形成的。不过，在更向东去的地台带内，地层几乎没有变形。大多数是大陆性质的，不整合地覆盖在太古代岩石之上。Hoffman（1973）把科罗内申地槽的历史总结在图2.Ⅶ.3中。这个元古代地槽与古生代和中生代期间沿着北美大陆西部的大陆边缘发展起来的造山带有许多共同之处。这些相似之处包括：a）总体构造，即岩石的分布、面理和褶皱轴方向都呈S-N走向平行于大陆边缘；b）从西到东构造带呈如下的次序：变质带、褶皱带、逆掩断层带和克

地质吧，地学吧www.gsh123.com

拉通地台；c）沉积地层向西变厚，向东变薄；d）先是中生代末花岗岩带的隆起，提供了碎屑物质，随后又形成自西向东的低角度的逆断层作用。

3．阿萨巴斯卡拗拉谷

大奴超群这个名字是指遍布大奴湖东支岛屿的岩层。这个超群地层中的枕状玄武岩的铷锶年龄为1872±10Ma（Baadsgaad等，1973*），这表明该超群是在2200—1800Ma之间形成的。

大奴超群大致可以分成上下两段。下段厚2000—5000m，以浅海砂岩和灰岩为主，向北东地层变薄，且为克拉通型。与此相

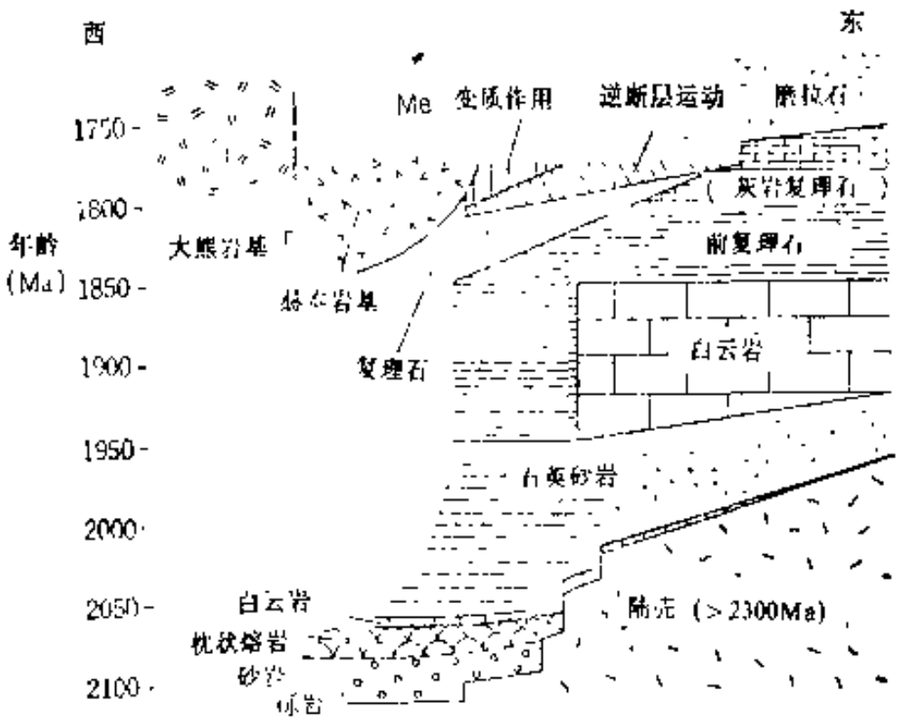


图 2.Ⅶ.3 科罗内申造山带的历史（Hoffman, 1973*）

反，在西南部则发现了深海页岩和浊积岩，它们被类似于上面提到的细碧玄武岩的火山岩所截。在这个时期，碎屑物来源的方向是NNE到SSW，从大陆内部向大陆边缘，在大奴超群上段提供碎屑的方向完全相反，是从SSW到NNE，或者说是向着大陆内部。它有2000—3000m厚，主要由互层浊积岩，灰岩和泥岩组成，沿层序向上变成浅海型。在碎屑岩中混入了造山带中常见的

地质吧，地学吧www.gsh123.com

较老的砂岩、页岩、灰岩和火山岩岩屑。因而可以推断碎屑物质来源于造山带。

在阿萨巴斯卡拗拉谷地区形成的粗碎屑建造在有些地方达5000m厚，角度不整合地覆盖在大奴超群之上。它们大多是大陆成因的，包含砾岩以及滑坡物质，但是有一部分又与湖泊沉积物

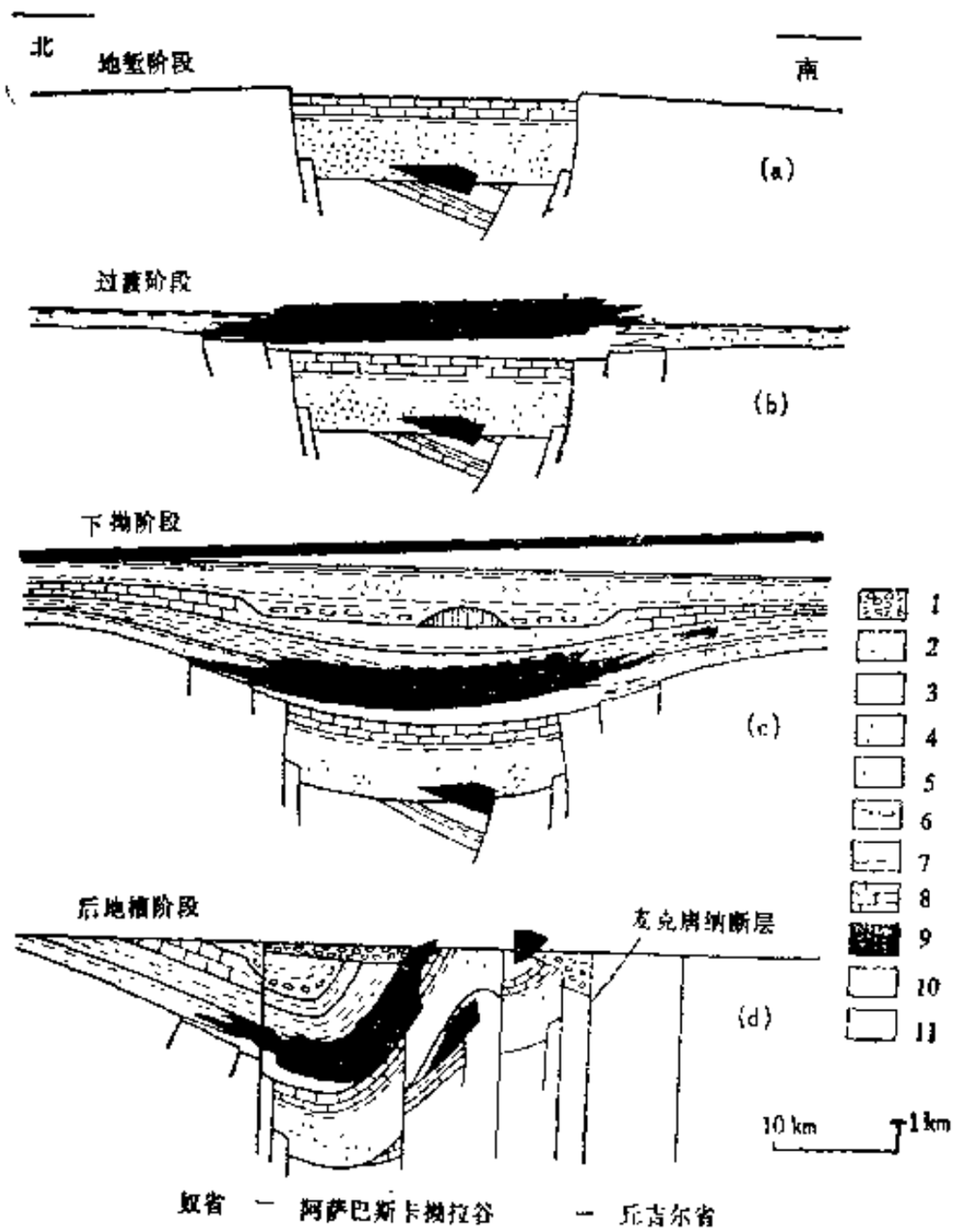


图 2.Ⅷ.4 阿萨巴斯卡拗拉谷演化的示意剖面
(据Hoffmna, Dewey和Burke, 1974*)

1—扇砾岩；2—红色岩屑砂岩；3—浊积岩；4—含砾的亚长石砂岩与石英岩；6—垮塌堆积；7—泥灰岩；8—碳酸盐岩；9—石英闪长岩；10—火山岩；11—大陆基底

地质吧，地学吧www.gsh123.com

互层。这些物质沉积的盆地以陡倾角的断层为边界，而且显然是在大范围的断块运动阶段形成的。它们局部包含基性火山熔岩，无疑，火山活动与断块活动伴生出现。

让我们看一下垂直于阿萨巴斯卡拗拉谷延伸方向所切的剖面（图2.Ⅶ.4(d)）。麦克唐纳断层是这个拗拉谷的南边界，从太古代基底和古元代地层之间穿过。在拗拉谷中部有一个地堑带，而充填在地堑中的厚层沉积层和火山岩由于随后的运动而发生了褶皱。不过，沉积在地堑带北部一些物质变成克拉通相而分散在基底上面。

Hoffman等（1973*和1974*）提出了一个解释阿萨巴斯卡拗拉谷演化历史的构造模式，如图2.Ⅶ.4所示。构造运动以全区抬升为开端，继之是地堑的形成，然后是和缓的区域性下沉，最后是强烈的挤压和进一步的断块运动。早期断裂运动形成的地堑带沿近东西向延伸，但稍微向西张开，也许与科罗内申地槽相连。如Dickinson(1976)*所说的，在图上呈楔状拗拉谷，在深部具有不同的构造。在克拉通内部拗拉谷的构造具有地台特征，而在大陆边缘的构造则具有活动带的特征。Hoffman指出，大奴超群下段的冒地槽特征很可能反映了阿萨巴斯卡拗拉谷和科罗内申地槽之间的连接带周围的环境。

4. 拗拉谷的建造

科罗内申地槽和阿萨巴斯卡拗拉谷是同时代的，都是在长时期内形成的。两者在大奴湖相连接，它们的空间关系呈如图2.Ⅶ.1所示的字母Y。克罗内申地槽是沿大陆边缘发育的构造，而贝尔和奴两个地区之间的边界则可自然被看作是地槽形成早期克拉通和海之间的边界。另一方面，阿萨巴斯卡拗拉谷横跨克拉通发育。上升、沉陷和与之有关的断块运动在这里占支配地位。被拗拉谷分开的奴和丘吉尔区之间可能只表现出很微弱的相对运动。换句话说，现在所看到的“Y”形接合可能反映了早在克罗内申地槽和阿萨巴斯卡拗拉谷形成时所具有的形状。在早元古代，本区

地质吧，地学吧www.gsh123.com

开始活动，形成一个以大奴湖为中心的“Y”形断裂带，随后它又发育成一个拗拉谷和地槽。Hoffman 等（1974*）概括和对比了这两个区域的历史，如表2.Ⅶ.1所示。

表 2.Ⅶ.1　克罗内申地槽和阿萨巴斯卡拗拉谷的构造史对比

克　罗　内　申　地　槽	阿萨巴斯卡拗拉谷
Ⅴ期后地槽阶段（粗粒沉积物）	后地槽阶段（粗粒沉积物）
Ⅵ期压缩阶段	压缩阶段
Ⅲ期外地槽阶段*（磨拉石、灰岩复理石、复理石）	拗陷阶段（磨拉石、灰岩复理石、复理石）
Ⅱ期过渡阶段	过渡阶段
Ⅰ期冒地槽阶段（白云岩、石英砂岩）	地堑阶段（白云岩、石英砂岩）

※：沉积物下沉并聚集在大陆内部、边缘和洋底。不同的岩石组合和厚度反映了不同环境的特点。在大陆边缘形成的岩石比克拉通内沉积的要厚，岩相更为复杂多样。从而，这些区域经常转变为造山带，而在这个造山带和克拉通之间以及大陆壳上可能形成一个宽阔的沉积区。沉积物质主要组成了厚的三角洲相和浊积相地层，它们主要由于造山带核心部分上升而由大陆边缘供给。这种沉积带有时称为外地槽（exogeosyncline）。阿巴拉契亚山以西早古生代形成的沉积带就是一个例子

在北美阿萨巴斯卡拗拉谷是第一个得到研究并被确认为拗拉谷的地区。但这并不是说，再没有其它具有类似构造特征并得到详细研究的地区，例如，南奥克拉荷马拗拉谷就是另一例子。

奥克拉荷马南部一个被称为内克拉通地槽的古生代沉积盆地过去被叫做“南奥克拉荷马地槽”（Ham，1969*）。这个区域（如图2.Ⅶ.5所示）被深断裂所包围，表现出长、窄、深的特点。从晚寒武世至二叠纪其中堆积了深达12000m厚的沉积物，它们沉积在厚达2000m以上的中寒武统的酸性火山岩上。在这一时期，还存在一个洋区，从阿肯色延伸到奥克拉荷马南部和德克萨斯西

地质吧，地学吧www.gsh123.com

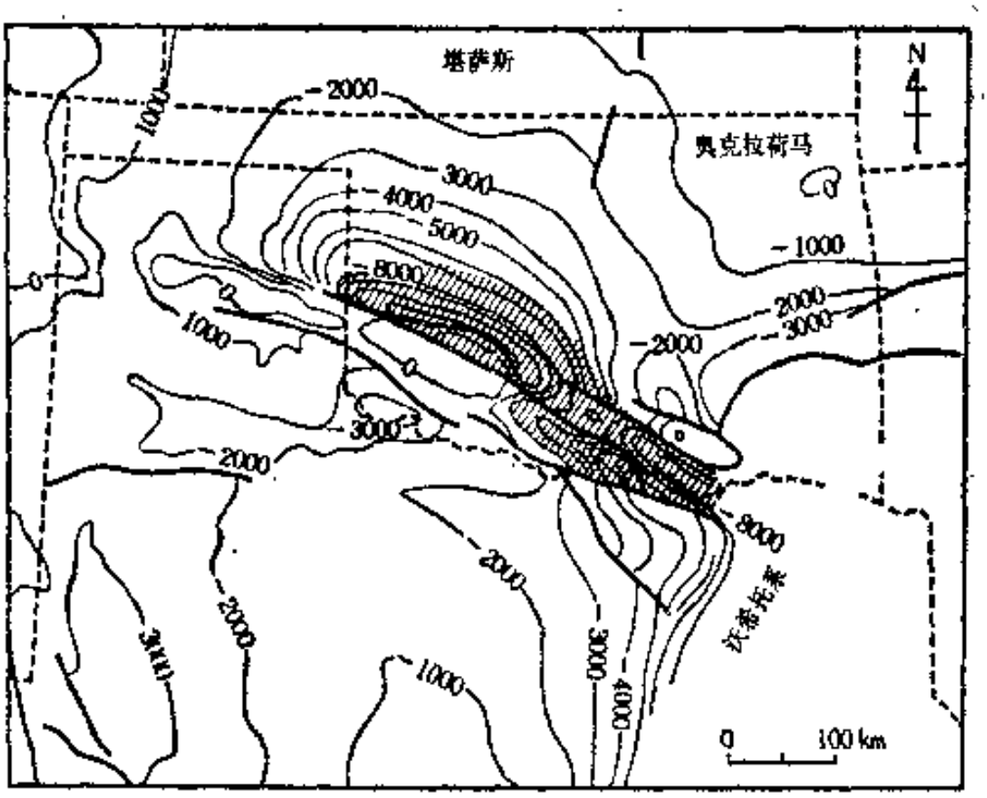


图 2.Ⅶ.5 奥克拉荷马周围的基底构造（Ham, 1969*）

1000—1400Ma的基岩大多被古生代地层覆盖。图上标出基底顶部超出海平面的高度（m）。粗线——断层；影线区——南奥克拉荷马拗拉谷

部，称为沃希托地槽。这是沃希托体系形成的地方，以泥盆纪燧石以及石炭二叠纪的浊积岩为特点。南奥克拉荷马地槽产在由元古代岩石组成的大陆壳上。它是楔形的，向南东端略有张开，这里沃希托地槽发育强烈。在南奥克拉荷马地槽还存在着强烈的断块作用，在该区进行过研究的 Burke、Dewey（1973*）和Hoffman等（1974*）都认为南奥克拉荷马地槽具有与前述拗拉谷相似的构造特征，并将它称为“南奥克拉荷马拗拉谷”。

在加拿大西北元古界地层中所见到的克罗内申地槽与阿萨巴斯卡拗拉谷之间的关系非常类似于美国南部元古界地层中的沃希托地槽与南奥克拉荷马拗拉谷之间的关系。造山带与相关的拗拉谷之间的相对位置类似于具有三条裂谷臂的RRR型三联点，McKenzie和Morgan（1969）曾讨论过这种型式的三联点构造。Burke和Dewey(1973*）以及Hoffman等（1974*）用图2.Ⅶ.6中所示的过程来解释拗拉谷和造山带之间的关系。在地幔热柱上

地质吧，地学吧www.gsh123.com

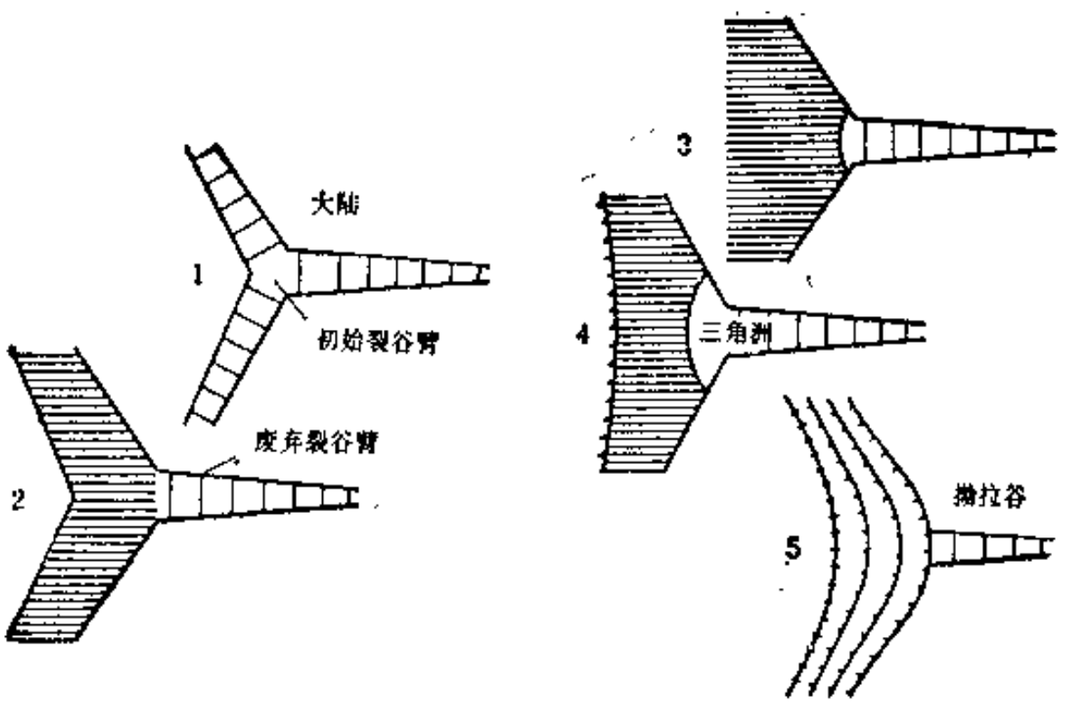


图 2.Ⅶ.6　从三联点向拗拉谷和造山带演化的过程
(Deway和Burke, 1974*)

1—三臂呈放射状的裂谷系；2—两臂扩张成一狭窄的洋盆；3—在大陆边缘沉积和废弃的裂谷充填；4—沿海沟的俯冲作用造成大洋闭合；5—在大陆边缘形成褶皱带和最后形成拗拉谷

方一局部地壳隆起的部位，三条放射状裂谷的形成及随后其中两条的扩张导致产生了一个洋盆。这个洋盆最后成为这个大陆边缘的褶皱带，同时剩下的那条废弃的裂谷则被沉积物所充填，而且进一步填充了来自抬升造山带的碎屑物质。

Burke和Dewey(1973*)指出，在世界各处都可以找到这种成因的地质构造，它们发生在各个地质时期。他们举出了30个例子，从红海—亚丁湾—阿法尔拗陷系（当今其标志仍很清楚）一直到元古代的阿萨巴斯卡拗拉谷（见图2.1）。现代最典型类似构造的例子可能要算非洲的Benue三角洲与大西洋之间的关系。这个三角洲发育在尼日利亚，是120—80Ma之前由三条放射状裂谷中的一支充填而成的，另外两支裂谷则扩张成为现在的大西洋的一部分。

拗拉谷和造山带的构型暗示了“古”三联点的存在，并且为我们提供了一个研究古“板块构造模式”的重要线索。通过分析

地质吧，地学吧www.gsh123.com

这类构造的全部历史我们或许能够重建古代的全球构造。巨大的大陆壳以及自下而上并使陆壳裂开的地幔热柱的存在，对于拗拉谷和造山带的形成是必不可少的。Hoffman（1974*）和Burke（1977*）提出，在太古代岩石中找不到与本文所讨论的阿萨巴斯卡拗拉谷和相关的克罗内申造山带相似的构造。果真如此的话，形成三联点的那种构造运动，洋底的扩张，大陆漂移和随之而来的造山带的形成，则应是约2500Ma前的元古代才开始的。在拗拉谷发育早期和中期总要伴随强烈的火成活动，但是总带有很强的大陆特征，而与所谓的蛇绿岩明显不同。这种活动经常伴随有成矿作用，导致铜、锌等金属矿的形成。在拗拉谷发育的晚期，在拗拉谷与洋盆交汇处形成巨大的三角洲。三角洲的沉积物颗粒较细并含有有机质。由于沉积速度快且期限长，有机物质会聚集在沉积物中随后又可能转化为化石燃料。因此拗拉谷的重要意义不仅在于它是一种特殊的地质构造，还在于它们是产生大量自然资源的区域。事实上，Schatsky早在第二次世界大战初就开始了对拗拉谷的研究，据说他受命这样做是作为在苏联寻找石油资源工作的一部分。

水谷伸治郎

Ⅷ　海湾沿岸的盐丘

密西西比河从源头密苏里起至墨西哥湾流贯6000多公里，在出海口处形成一个巨大的三角洲，周围是一片广阔的平原。沿路易斯安娜海岸的一段75km长走向近北40°西的海岸线上排列着五座方圆几公里，高达50m的小山。它们统称为路易斯安娜五岛，由北西向东南依次为杰斐逊岛、埃弗里岛、威克斯岛，科特布朗什岛和贝尔岛。南路易斯安娜的最高点被称为魔鬼的脊梁，但虽有其名，其海拔也不过52.1m。它构成了这些小山中最大的威克斯岛的山脊。

1862年在埃弗里岛，在小山下面的一片平地上偶然发现了岩

地质吧，地学吧www.gsh123.com

盐。1901年，在这五岛西北 65km 处具有类似地貌的杰宁斯山发现了南路易斯安娜的第一处油田。随着这种地貌特征与岩盐及石油之间的密切联系趋于明显，对石油产区的地质构造的研究也迅速加强。结果在地下发现了巨大的丘形盐块，并且认识到它们是从地下深部上升到地表，并将周围的地层推了上来。象五岛这样的圆形山是仍在上升的盐丘的地貌反映。

重力测量或地震波折射测量等地球物理研究已经在没有盐丘地貌表现的地方探到了深部的盐丘。深部钻探证实了天然气和油储的存在，并成功地进行了开采。在南路易斯安娜和图 2.Ⅷ.1 (Spillers, 1969*)所示的其它海湾沿岸地区已发现了许多盐丘。在美国南部的阿拉巴马，密西西比，路易斯安娜南和德克萨斯之间以及墨西哥的韦拉克鲁斯和塔瓦斯科已探明300多个盐丘。

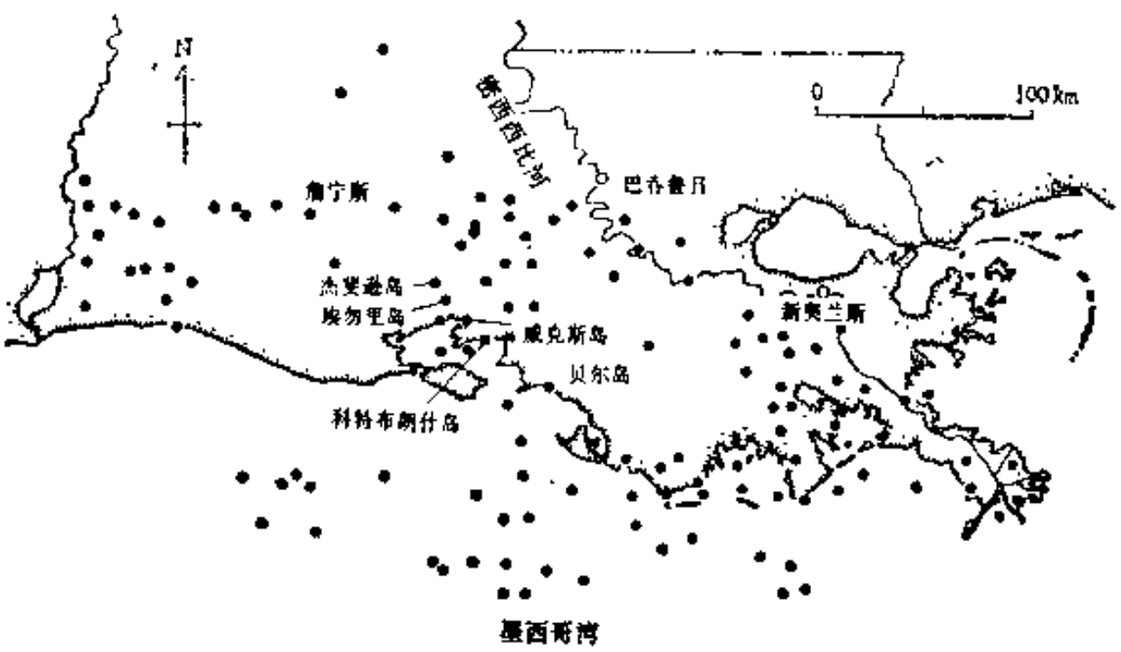


图 2.Ⅷ.1 路易斯安娜南的盐丘 (Spillers, 1969*)

盐丘的价值不仅在于它们是化工岩盐的源地，其本身也有很大的意义，因为它们形成了与石油和天然气沉积相联系的地质构造。长期以来，人们把某一岩块被从下面挤上来将上覆地层向上推的现象称为底辟作用 (Braunstein 和 O'Brien, 1968*)。对北欧盐丘发生兴趣的瑞典化学家Arrhenius(1912*)第一个指出，盐上升到上覆地层中，即盐丘的形成，是由于盐的比重相对低而产

地质吧, 地学吧www.gsh123.com

生的浮力。如果密度较小的地层被密度较大的地层所覆盖，较轻的物质就有上升的趋势。如果下面密度较小的物质能够发生塑性流动。它就会开始上升而使周围岩层变形。德国北部广泛发育此类成因的构造运动系，并且被称为“盐丘构造”。Trusheim(1957*)研究了这些运动，并命名为“Halokinese”，即“盐丘构造”以区别于起源于侧向挤压的造山运动。这里我们将通过北美大陆南部的一些例子来讨论一系列与盐丘发育有关的构造问题。

1. 威克斯岛盐丘

路易斯安娜海岸五岛之一的威克斯岛的地貌图示于图2.Ⅷ.2。它是一个直径约3km高50多米的小山。下面的盐丘直径也约3km；而且盐丘中心与这个圆形山的中心相对应。在中心稍偏东有一条南北向的小峡谷，据认为它是盐丘内部发育的一条剪切带在地面的表现。

地球物理测量和钻探已探明了盐丘的整体形状。图2.Ⅷ.3中

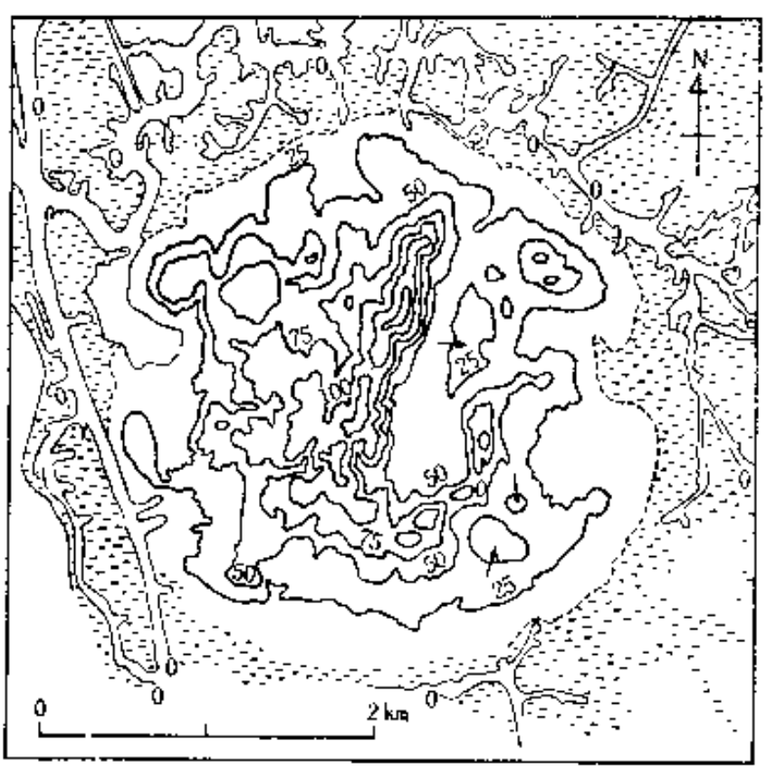


图 2.Ⅷ.2 威克斯岛的地貌（据Morgan, 1976*）
等高线间距25英尺，影线区为沼泽地

地质吧, 地学吧www.gsh123.com

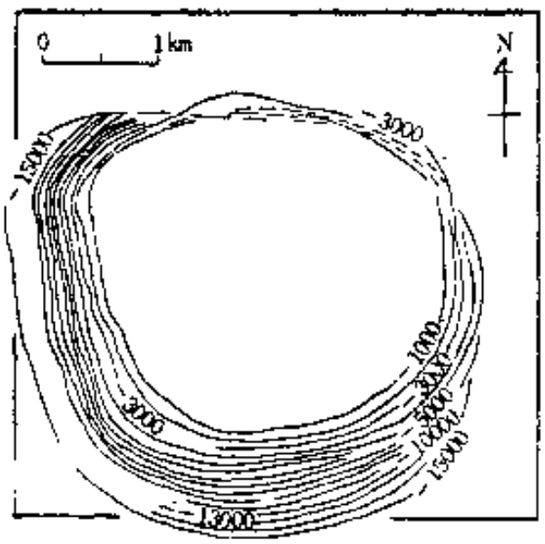


图 2.Ⅷ.3　表明岛盐丘形状的等深线图（Spillers, 1969*）
北部等深线交叉表明盐丘的横向扩张，等深线值为英尺本图框与图2.Ⅷ.2相同

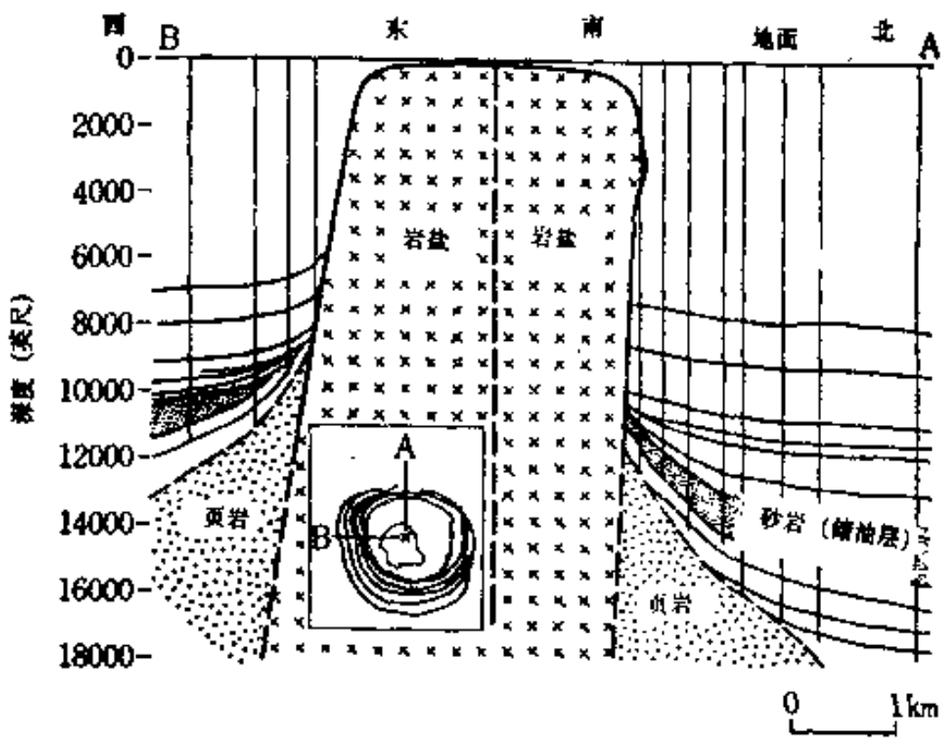


图 2.Ⅷ.4　威克斯岛盐丘剖面图（Atwater和Forman, 1959*）
垂直和水平比例尺相等，细垂直线表示钻孔

盐丘的地下等高线和图2.Ⅷ.4中的地质剖面说明其外形实际上是一个圆柱。不过，盐丘并不总是垂直向上的；有时顶部横向扩张而超出其下部。威克斯岛盐丘顶部距地面只有26米，面且已知它向下延伸至少有5km。人们相信五岛的各盐丘均起源于一个称为卢

地质吧，地学吧www.gsh123.com

安盐的母盐床，它位于地下16—19km，但是否所有的盐丘都延伸到这一深度尚不清楚。如果它们是连在一起的，那末它们的外形就会象细长的指头，直径与高度之比为1:5至1:6。

在这个盐丘上从东到西和从南到北开掘了约20米宽，20米高和1000米长的隧道，顶板、侧壁乃至整个隧道都由半透明的岩盐结晶体组成。内部在照明之下闪闪发光，就象水晶宫一样漂亮。在两条隧道之间留下一个底部宽为30米的方柱体以免它们塌落。构成盐丘的盐，其较纯的部分含99.5%以上的NaCl。盐中有一些均匀的块状区域，也有从几厘米到几十厘米宽的带状层。它们来自由NaCl含量高的白色层和含百分之几硬石膏($CaSO_4$)的灰色层所组成的层状构造。黑色条带据说是由于硬石膏中含少量杂质。这些构造代表了蒸发盐形成时产生的交替层。如果我们沿一特定方向观察和追踪这一层状构造，从白色层向暗灰色层过渡处形成一清晰的面；而由暗灰色层向下一个白色层过渡时则是渐变的。Kupfer(1962*)认为，这种关系显示了类似于粒级层的沉积序次，这对判断成层盐层的顶底关系是有帮助的。这种层序还可用来帮助确定盐丘的内部构造。有趣的是，在海湾沿岸地区的那些盐丘的共同特点是层面倾角大约80°，而走向却各不相同。这一事实表明盐丘内部的盐层是褶皱的，而褶皱轴近于直立。尽管褶皱轴是直立的，但我们仍能通过粒级层识别出盐层褶皱是背斜还是向斜。特别值得注意的是，当层状构造在水平面上显现时褶皱形态呈封闭的曲线。这与在树干截面上见到的年轮异常相似，当用粒级层来查明这一构造是向上拱还是向下拱的时候，可以发现这些封闭曲线是一个由层状构造形成的溶岩塔状圈闭构造的水平横截面。如图2.Ⅷ.5所示，已形成的褶皱再次遭受褶皱作用从而发生新的变形，还常见到伴随大规模褶皱形成一些拖曳褶皱。

通过近300个钻孔对邻区地质进行了详细研究，建立了由渐新世到全新世的地层。盐丘的周缘十分陡，几乎直立，顶部稍微向北伸出。向下大约3000m处发现了一层页岩，象领子一样环绕着盐丘。在页岩和上覆层之间有一个剪切带，而页岩可能也随着盐的

地质吧，地学吧www.gsh123.com

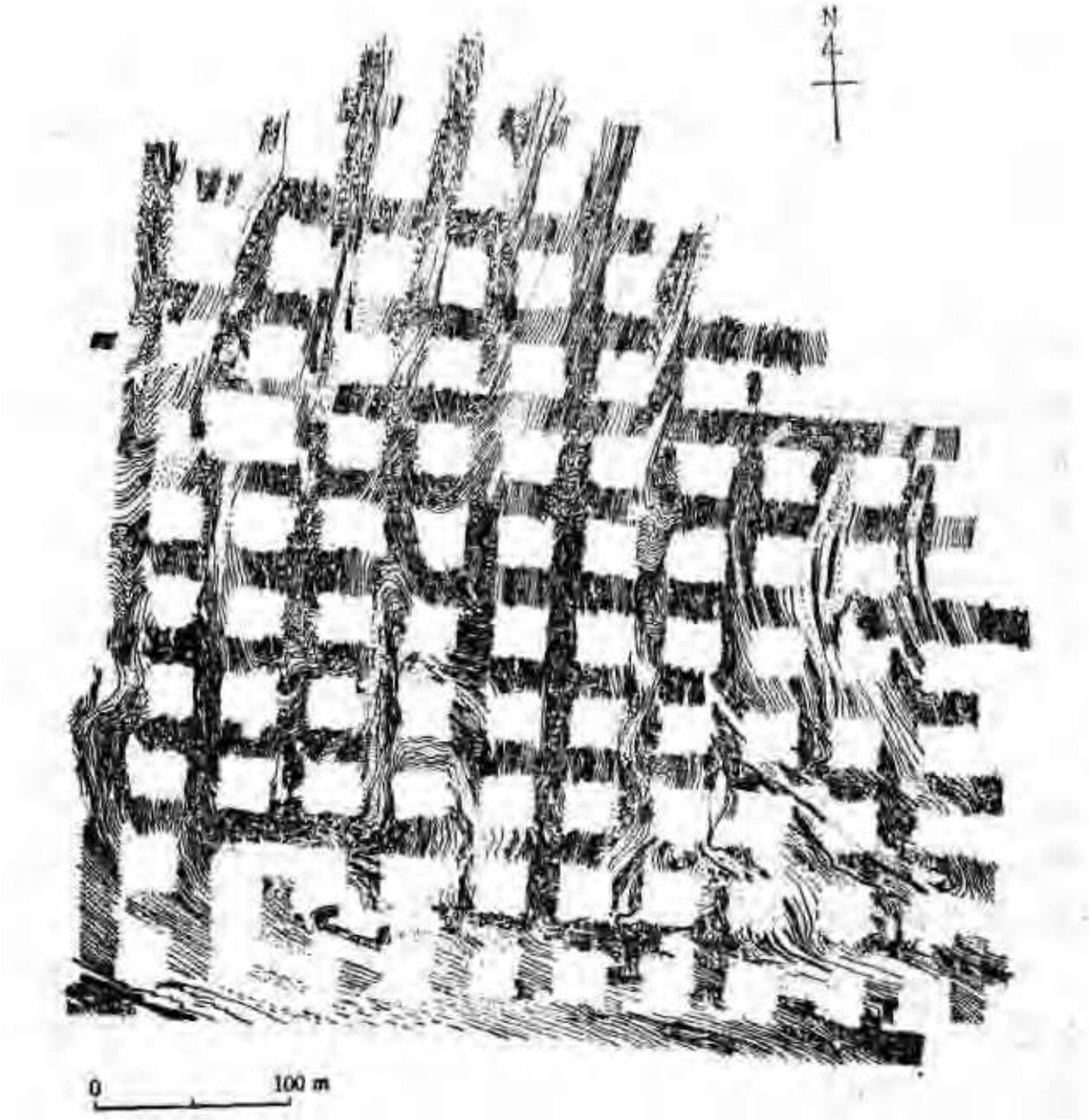


图 2.Ⅷ.5 威克斯岛盐丘的内部构造（海平面下660英尺的矿井顶棚）（据Kupfer, 1962*）

上升而发生流动。盐丘周围的地层越是从侧而接近盐丘其倾角也越大，而它们的地下等深线就形成了围绕盐丘的同心环（图2.Ⅷ.6）。一些断层由盐丘边缘向外辐射，但它们并没有切割页岩层。如图2.Ⅷ.4中剖面所示，深度越大地层变形越强烈。相反，位置越浅，地层的倾角越平缓。天然气和石油聚集在环绕盐丘的地层中，特别在那些透水性强的地层中。中新世砂岩形成了五岛地区的主要储油层。而与陡倾岩层相邻的盐层对于天然气和石油是高

地质吧，地学吧www.gsh123.com

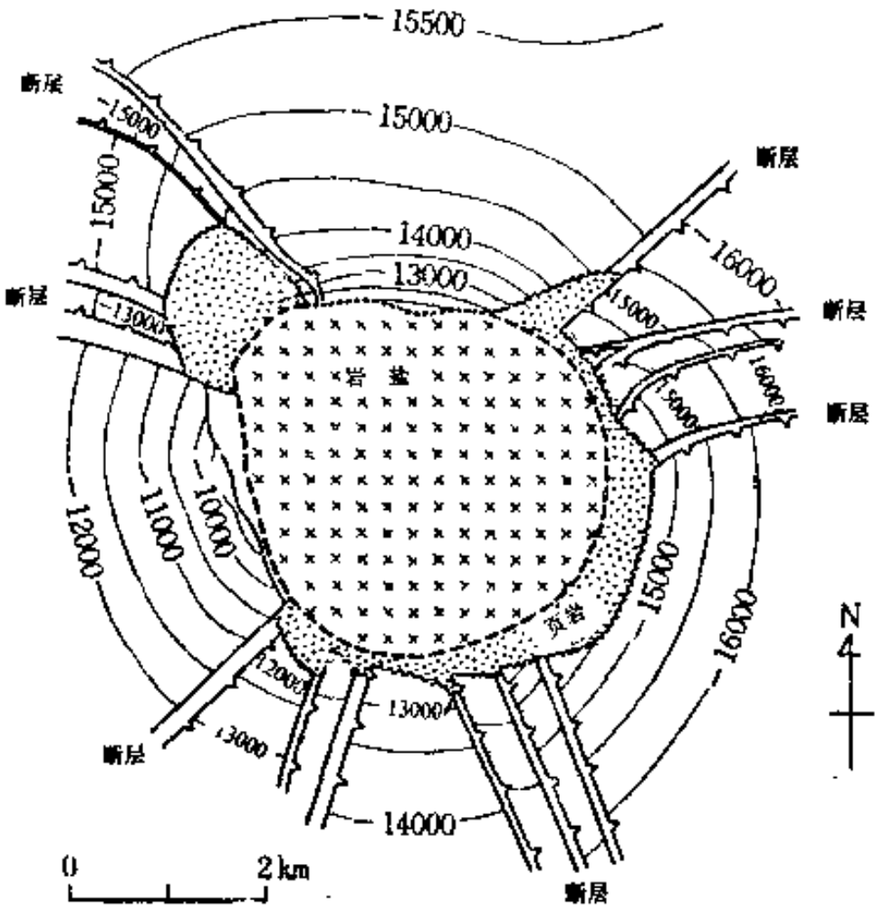


图 2.Ⅲ.6 威克斯岛盐丘及周围地区的地下构造（Atwater和Forman, 1959*）

地下等深线标的足从标为“S”层的砂岩上缘量起的深度，单位为英尺

度不渗透的。再加上上覆岩层的作用便形成了油储。

2. 盐丘的发育过程

关于南路易斯安娜平原上象岛屿一样分布的山丘的起源，曾有各种各样的假说。其中包括火山，沿密西西比河的岩墙残余，或者在白垩纪海浸时产生的岛屿的遗迹。有些假说还考虑到这样一个事实，即五岛分布在与俄克拉荷马州南部的威奇托-阿巴克尔山脉相平行的一直线上，他们声称这种地形特征与大规模造山运动有关，这些想法主要出现在十九世纪，那时还没有证实盐丘的存在。在Nettleton(1934)作了关于流体物质中由于比重不同而引起浮力现象的试验以后，Arrhenius(1912*)关于盐丘的起因在于浮力的想法开始在美国被接受，而且人们相信得克萨斯或路易斯安

地质吧，地学吧www.gsh123.com

娜的盐丘与在德国或罗马尼亚发现的盐丘相似。

因此圆形的五岛山的地貌是由它们正下方巨大盐柱的存在及其缓慢上升所决定的。不过，有许多地方盐块的存在对于地面景观并没有明显的影响。或许直到现在那里的盐还在从地壳深处逐渐上升，最终将会在地表产生类似于威克斯岛那样的小山。如果盐层继续抬升的话，它的一部分可能将露出地表。例如伊朗，据报道盐从山顶流出而形成盐河（Kent, 1958*）。在穿过盐块的隧道内可以观察到盐块仍然在运动。我们知道在德国的一个例子，那里每隔十八个月就要重钻一次矿井，在德克萨斯还有另一个例子，一个隧道中的塑性流动达到每年 0.9mm。由于盐层形式多样而且其中一些仍在运动，我们就可以对比在世界各地见到的构造，并且可以根据它们的地貌的异同去了解其发育顺序。我们可推断出一个盐丘从母层中产生出来最后变成盐河的过程（见 5.9 章图5.34）。

如前所述，在盐丘内部经常可以看到溶岩塔状的圈闭构造和重褶皱构造。这些特征表明盐的向上运动不是在盐体各处均匀进行的，而是发生在一些分离的地段上，这种内部构造表明了这样一种机制：盐丘内部被分割成不同的溶岩塔，而整体构造向上运动的同时这些彼此相关的溶岩塔交替上升。这种差异运动或许就造成了盐丘内部的剪切带，它们很少表现为断裂，因为剪切带本身又会流动和变形。

周围的沉积地层被盐的运动向上拖曳并发生弯曲，有时可以使岩层直立或局部倒转。变形仅在盐丘周围附近发育，其规模和形状与盐丘大小密切相关，而在没有盐层的地方岩层不发生变形。简言之，即使在没有任何区域构造运动的地方由于厚盐层及其内部塑性流动的存在也能够导致独立的局部小褶皱构造的形成。

构成盐丘的矿物密度示于表2.Ⅷ.1。石盐（岩盐）的比重明显低于硅酸盐造岩矿物的比重。盐丘中的岩盐比重为2.0—2.2g/cm³，略低于纯NaCl 的值，因为在矿物之间有少量的钾盐和孔隙。石盐的压缩性大约为$(V_0-V)/V_0=4\times10^{-6}$/bar（$V_0$和$V$分别代表压缩

地质吧，地学吧www.gsh123.com

表 2.Ⅷ.1　盐层中的矿物和组成地壳的主要物质的密度

光卤石	$KMgCl_3.6H_2O$		1.602g/cm³
钾　盐	KCl		1.984g/cm³
钾盐镁矾	$KMg(SO_4)Cl.3H_2O$		2.131g/cm³
石　盐	NaCl		2.165g/cm³
石　膏	$CaSO_4.2H_2O$		2.317g/cm³
硬石膏	$CaSO_4$		2.960g/cm³
砂质泥	2.17-2.70g/cm³	榴辉岩	3.34-3.45g/cm³
页　岩	2.06-2.66g/cm³	石　英	2.648g/cm³
灰　岩	2.37-2.80g/cm³	长　石	2.61-2.76g/cm³
泥　岩	1.44-1.93g/cm³	方解石	2.712g/cm³
花岗岩	2.52-2.81g/cm³	辉　石	3.15-3.61g/cm³
闪　岩	2.79-3.14g/cm³	橄榄石	3.21-4.39g/cm³

前和压缩后的容积），因此直到大约10000m的深度其密度几乎没有变化。相反，沉积岩在其未固结状态下的密度大约为1.6g/cm³。而处于深埋和受压时，其密度可能象图2.Ⅷ.7所示的那样增加，我们看到，沉积岩的密度在深度超过 900 m时就变得比岩盐密度大了。

现在让我们来确定由于岩盐和沉积岩的密度差而引起的静水压力差。如果假定在 8500m深向上存在着一个大约 1500m 高的盐层，底层面上的静水压力要比没有盐层而有密度为如图2.Ⅷ.7的沉积岩要小。这样，由8500m 深处的密度差计算出来的静水压差应为 $0.3\times150000=45000g/cm^2$，或约为 45 bar。盐柱高度与其底面处的静水压差间的关系可以计算出来，得到图2.Ⅷ.7中的曲线。这些结果表明，当盐层被向上挤时，形成一柱体并向上穿透，结果其底面处的有效静水压差增加，从而加大了“浮力”效应。

这里让我们来考虑Handin和 Hager(1958*)在他们的岩盐变形试验中得出的结果。如图2.Ⅷ.8所示，盐比砂岩和灰岩更容易发生显著变形。其极限强度随温度增加而明显下降，在200bar围压下，300℃ 时下降到大约100bar。而且岩盐变形可以不发生断

地质吧，地学吧www.gsh123.com

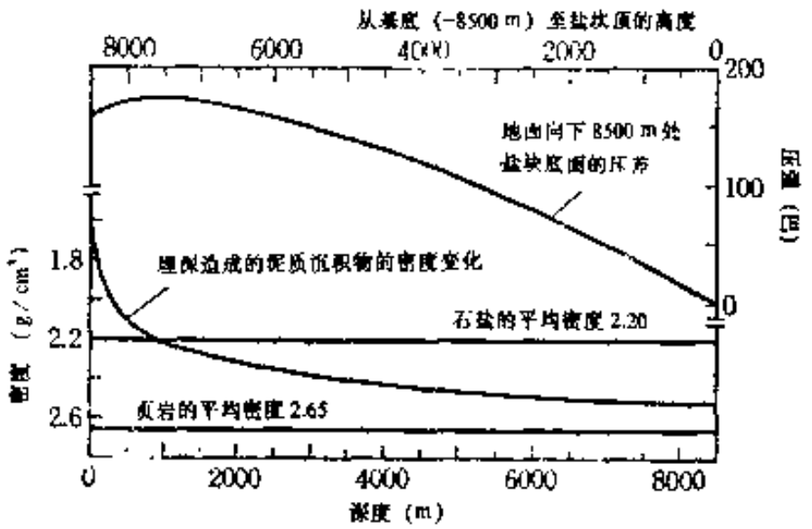


图 2.Ⅷ.7　沉积物埋深所引起的密度变化和盐丘底面（－8500m）处的压力差（据Gussow, 1968*）

裂。LeComte(1965*)关于岩盐蠕变特性的实验研究给出一条蠕变曲线，表示为$\varepsilon = A + Bt^n$。取常数$A, B > 0$，它们由温度、应变率和差应力等条件确定，而应变ε用百分数表示，时间t用小时表示。于是常数n为$0 < n < 1.0$，例如，围压1000bar，差应力为69 bar，温度为104.5℃时，$\varepsilon = (64.0 + 5.54t^{0.622}) \times 10^{-4}$。从这些结果可以得出结论，盐在上地壳中很容易地流动。如果把盐看作粘性流体，则可能从变形量中计算出其粘度$\eta \cong 4 \times 10^{18}$泊，他还根据许多实验和观测得出结论，盐具有$10^{17}$—$10^{19}$泊的粘度。

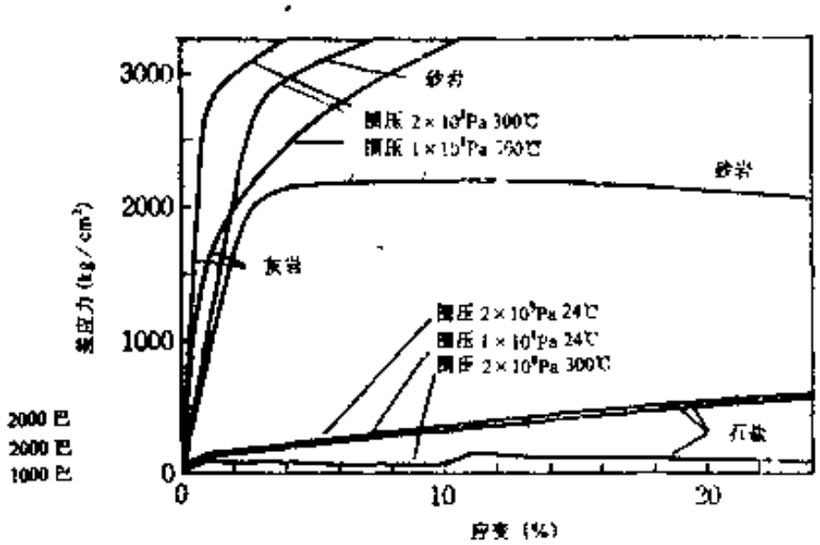


图 2.Ⅷ.8　石盐砂岩和灰岩的变形（Handin和Hager, 1958*）

地质吧，地学吧www.gsn123.com

3．盐丘的分布

我们知道在墨西哥湾洋底存在着许多宽为25—40km的地形高地。地震勘测和钻孔试验表明它们每个高地内部都有盐丘。盐丘周围发现了主要由浊积岩组成的第三纪至第四纪的碎屑沉积。沉积层向丘状构造外围平缓地倾斜而向中心逐渐变薄。在大陆架边缘发现了几乎与深部等深线平行的高角度断层。一些地层被这些断层切断而依次向海湾方向塌陷。据认为这些断裂在晚第三纪和全新世是活动的。称为Sigsbee Scarp断崖的大陆坡边缘具有海底地形特征，显示了一个大盐墙的存在，其中有许多侵入的盐岩层被连结在一起。Lehner(1969*)将所有这些特征综合起来得出结论，由于地表沉积物的集聚而造成的不均匀负荷，盐也曾向侧面流动。如果我们考虑到岩盐的物理性质及其过载，那末盐层不仅会发生向上的塑性流动，而且也会向侧方发生流动。从北美大陆南部直到进入墨西哥湾所观察到的构造（图2.Ⅷ.9）都起源于塑性盐流，它们是由盐丘构造运动所形成的典型构造。

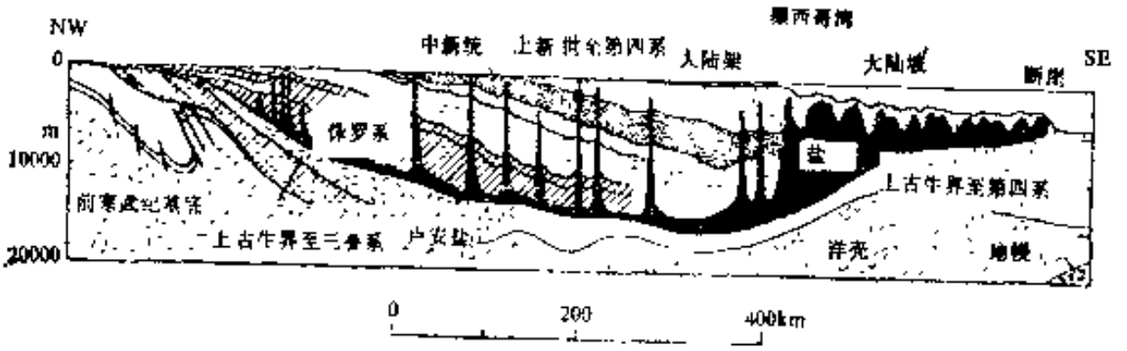


图 2.Ⅷ.9　北美大陆南部的地质剖面（King, 1977*）

据信产生上述盐丘的盐都来源于同一个盐床，盐床分布广泛，埋深于盐丘之下。假定岩盐的总体积为165000km³，而且很可能比这还要大（Murray, 1968*）将它与富士山（即400km³）相比可以说明这个数值是何等之大。这些盐是由于海水蒸发而形成的“蒸发岩”。要形成如此大量的盐所需要的海水容量是难以想象的。要在蒸发过程中使泥或砂不与盐掺混，这个过程必然要

地质吧，地学吧www.gsh123.com

经历很长时间并占据很大的面积，Kirkland 和 Gerhard(1971*)研究了取自墨西哥湾一个盐丘的一些花粉并估计其年代为侏罗纪，当时该区可能处在一个容易产生蒸发岩的环境中。

让我们从空间和时间方面认真地研究一下这些环境。不仅在北美大陆，而且在南美和非洲大陆各处和洋底上都发现了蒸发岩，盐丘和伴生的褶皱构造。由于证实了盐层的存在及其与地层的关系，地质工作者开始认识到它们之间的极大的相似性。从加拿大纽芬兰至摩洛哥，加蓬和巴西南部，已知它们的分带如图2.Ⅷ.10所概括的那样。在较北部的区域成盐的时代可达三叠纪，而南部区域则较年轻，始于白垩纪。由这些事实可推断，如图2.Ⅷ.10所示，适合于蒸发岩形成的时代正是联合大陆分裂的时代，

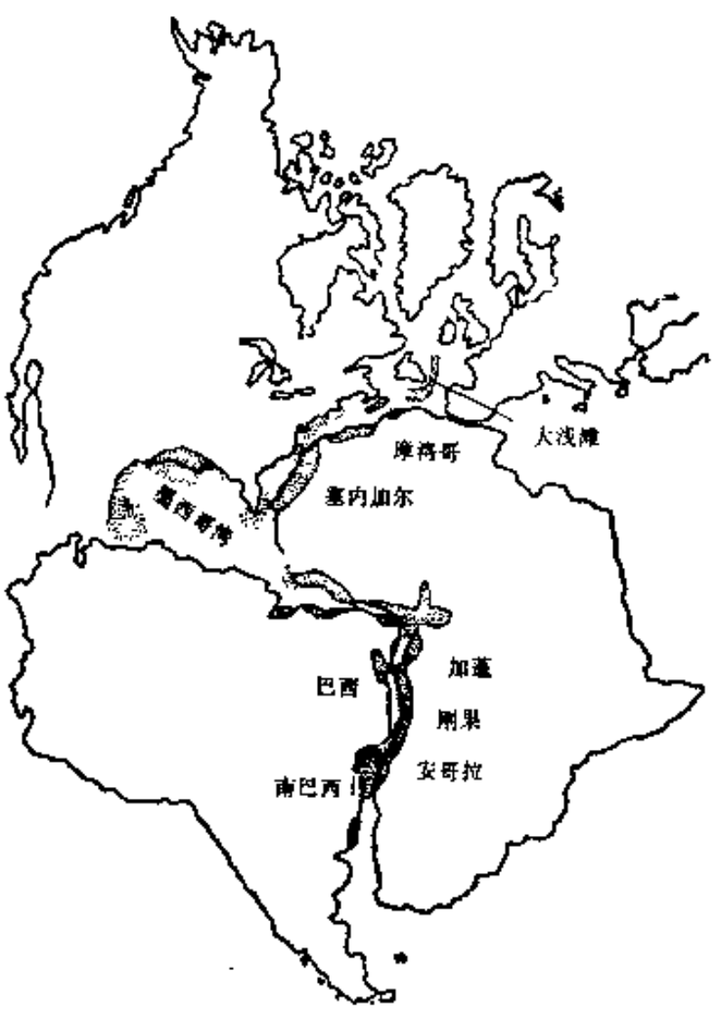


图 2.Ⅷ.10　大西洋沿岸区含蒸发岩的沉积地层的分布（见图2.Ⅷ.1）
（据Evans, 1978*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

大陆的分裂是从巨大的断裂带形成时开始的。在三叠纪这种运动导致了类似于现在非洲裂谷系的构造的形成。随后海水可能侵入裂谷区受蒸发并形成岩盐沉积。

永谷伸治郎

Ⅸ 萨德伯里❶古陨石坑

萨德伯里镇位于加拿大安大略省东南部的休伦湖北大约50km处。镇北有一椭圆形的火成岩体出露，长期以来被称为“萨德伯里侵入体”。在火成岩体周围发现了许多硫化镍和硫化铜沉积矿床，而该区则成为世界上的主要镍产地。除了具有巨大的经济意义之外，它还有重要的地质学和岩石学意义，该区一直是地质学家的研究对象。不过，这个区域包括萨德伯里侵入体在内的地质特征非常特殊，尽管人们对此做了认真的研究，但还是不能完全解释清楚。

20世纪50年代一些地质工作者的注意力被陨石撞击形成的构造所吸引。由于在亚利桑那陨石坑周围发现了柯石英，一种高压相的SiO_2，同时关于由陨石冲击所造成的岩石断裂和变质现象的资料也积累得越来越多，不仅识别出了留下地形痕迹的陨石冲击坑，而且那些被认为在古地质时期由陨石冲击所形成的构造也一个接一个地被辨认出来了。后者或许可以用“古”陨石冲击坑适当地加以描述。Dietz (1960*) 将这种陨石冲击造成的古痕迹称为古陨石坑(astroblemes)，这个词是由希腊文“星”和“伤痕”组成的。

在月球上被假定为巨大陨石冲击坑的构造中有岩浆流出的迹象。不过在地球上的冲击坑中却没有这种迹象。Dietz在进行调查为寻找地球上与月球海河相当的地区时，产生了一个想法，觉得萨德伯里的火成活动可能就是陨石冲击的结果。通过对这一地

---

❶ 萨德伯里在习惯上译为沙得贝里——译者。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

区的调查他发现了许多他认为是由陨石冲击而形成的构造，在这个基础上他觉得有理由将整个萨德伯里构造解释为一个巨大的古陨石冲击坑(Dietz, 1964a*)。随后许多地质工作者又研究了这些构造，尽管他们对这一假说作了许多修正。但他们的工作仍然大力地支持了 Dietz 的基本假设。萨德伯里构造是一个陨石坑的想法因此而被广泛地接受了。显然古陨石坑假说不能解释萨德伯里的每个构造。某些人仍将它看作是一种火山构造。不过，最近积累的资料越来越趋于支持古陨石坑概念。在本章我们将对萨德伯里地区的地质学、岩石学和构造学的特征加以描述，并且研究在多大程度上可以用古陨石坑假说来解释这些特征。

1. 萨德伯里侵入体

已查明萨德伯里侵入体呈椭球状构造，长轴方向为 ENE-WSW，沿长轴方向有 60km 长沿短轴方向有 25km (Guy-Bray 和 Peredery, 1971*; Card 等，1972*)。火成岩体厚 1.5—3km (图 2.Ⅸ.1)。因为这个构造形状象一个船壳，因而被称为“萨德伯里盆地”，根据火成岩体的地貌特征又被称为“萨德伯里岩盆”。在火成岩体下面可以发现原岩为碎屑岩、喷出岩的变质岩，它们与花岗岩和片麻岩在一起。火成岩之上被称为“白水组”的凝灰岩、板岩和砂岩所覆盖。这一区域的剖面表明，至少有一部分底板岩石倾角非常陡，与火成岩体构成一个不整合构造。顶板沉积岩则明显地整合覆盖在盆地构造中火成岩体之上。简单地说，萨德伯里构造可以看成由三个独立的地质单元所组成，即（1）底板岩石，（2）火成岩体，（3）顶板岩石。下面分别描述这三个单元的特点：

2. 底板岩石——震裂锥和角砾岩化

在盆状构造以北，萨德伯里侵入岩以下的岩石主要是太古代花岗岩和片麻岩。而在南面则是属于下元古代休伦超群，原岩为喷发岩和碎屑物质的变质岩。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

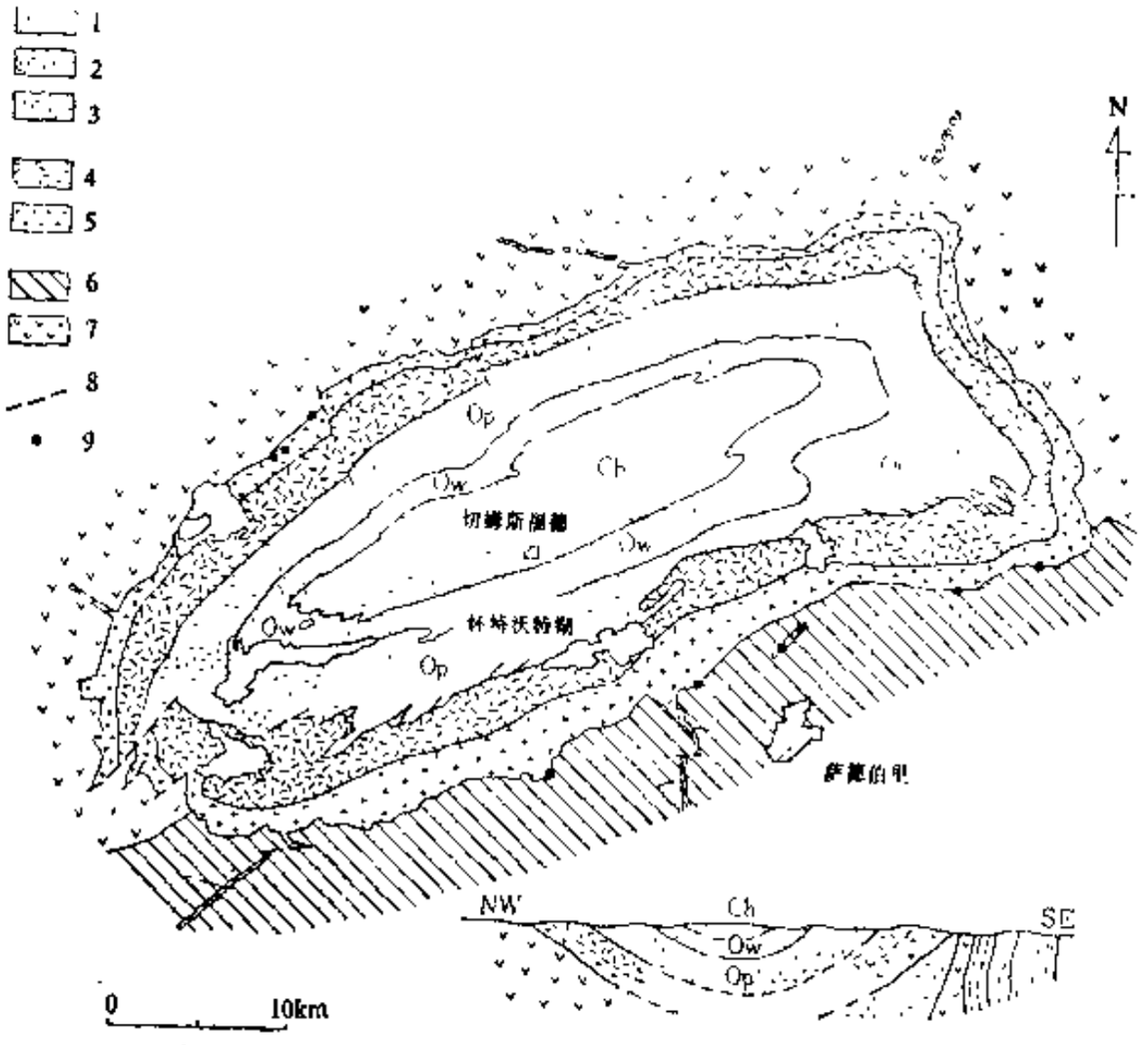


图 2.Ⅸ.1 萨德伯里总地质图和剖面

剖面SE部分的地层与图例有所不同，为的是阐明其构造（1—Ch：切姆斯福德砂岩；2—Ow：昂沃亭板岩；3—Op：奥纳平凝灰岩（以上均属怀特沃特组）；4—微文象岩；5—苏长岩（4、5属萨德伯里）；6—变质的火山碎屑岩；7—花岗岩，片麻岩；8—断层；9—矿床

盆地南侧地层往往向南倾，偶尔直立甚至局部倒转。盆地北侧则以花岗岩和片麻岩为主，它们的构造比较复杂。我们觉得，若将萨德伯里盆地状构造的基底作为一个整体来看待，它或许是一个单个的穹窿状构造。在一些剖面中可以看到萨德伯里构造的穹窿顶部被侵蚀掉了。

在盆地底板岩石中发育了两种典型的构造，即角砾化和震裂锥的构造。

角砾岩以角砾化岩墙的形式出现，充填在从萨德伯里盆地向外辐射或向上状的断裂中，它们由不规则的斑块或者大小不一的

地质吧，地学吧www.gsh123.com

复杂网脉所组成，而不是简单的岩墙。他们由各种不同规模的岩块以及震碎的细粒岩石及玻璃物质所组成。大多数岩块明显来自邻近的围岩，但也有一些外来成分。在基质中可以看出流动构造，给人以弱粘性物质流动的印象。

在萨德伯里侵入体正下方，岩石的角砾化现象最明显，向外则逐渐减弱，不过在10km以外仍能见到角砾化现象(图 2.Ⅸ.2)。在萨德伯里侵入体内部或在上覆的怀特沃特组岩石中看不到这种现象。

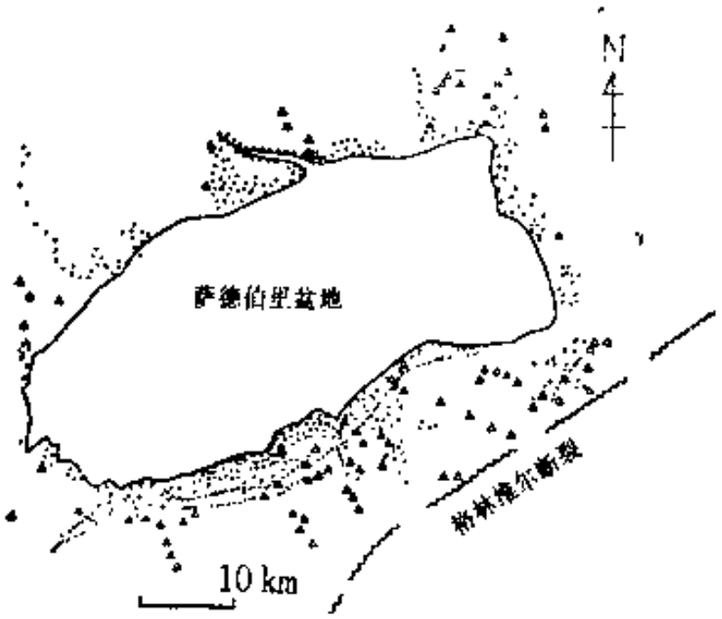


图 2.Ⅸ.2　萨德伯里角砾岩和震裂锥的分布（Dietz，1964a；Guy-Bray等，1960）

·观察到的角砾岩　△观察到的震裂锥

格林维尔逆掩断层的前锋标为"格林维尔前锋"。格林维尔省位于这条线的东南端

震裂锥是在岩石中发育的独特的锥状断裂。在世界各地的古陨石冲击坑的构造中，以及在有地形印痕的年轻冲击坑周围的岩石中，常常见到震裂锥。另一方面，还没有找到火山爆发形成震裂锥的可信的例子。因此许多人假定，这些锥是陨石冲击的冲击波造成的断裂。震裂锥的高度由几厘米到1m以上不等。

Dietz(1964a*) 开始进行调查时，对萨德伯里地区的震裂锥了解甚微，但随着详细研究的进行，现已查明，侵入体的围岩中

地质吧，地学吧www.gsh123.com

震裂锥发育程度相当明显(Dietz, 1964b; Guy-Bry等, 1966*)。在侵入体边缘以外13km处还可以发现震裂锥，但侵入体中或上覆岩石中却没有（图2.Ⅸ.2)。震裂锥在南部发育得特别好，那里的岩石被称为Mississagi石英岩，这是一种非常致密的沉积岩。这表明，岩石的性质可能会对震裂锥的发育起到促进或阻碍作用。

对震裂锥顶点的指向也作了研究，但是还不能提供足够的证据使我们能确定冲击波的源点，这可能是因为难以估计震裂锥形成之后所发生的岩石变形的影响。但总体上看这些震裂锥的顶点确实朝向目前萨德伯里盆地中部表面稍高处。这与陨石冲击的想法是不矛盾的（Guy-Bray等，1966*）。

3. 萨德伯里侵入体和矿床

该火成岩的上半部分初看起来呈岩盆形式，由称为微文象岩的花斑状岩石组成的，而下半部分则由苏长岩——即含大量斜方辉石的辉长岩所组成。有时将它们看作是由两种岩浆连续侵入而形成的一种环状岩墙杂岩体。在上下两组岩石之间是一个可称为过渡带的带，从整体上可将侵入体解释为成层分异的侵入作用。在船壳形火成岩体的底部有一些不连续侵入的层状苏长岩，它们包裹了许多超基性岩的捕虏体，通常富含硫化物。它们称为亚层。同样富含捕虏体和硫化物的闪长岩也在各处侵入底板岩石而使主构造生出分支来。它们称为“分支”（offsets)。

根据一些报告，主体和亚层中苏长岩的铷-锶年龄测定值为2000Ma，而微文象岩则为1700Ma。不过，侵入体中矿物成分的有规律变化似乎表明这两种岩石属于同一建造。

特别富含硫化物的亚层和分支岩石形成了主要的硫化镍和硫化铜矿床。从1883年第一个矿床发现以来，在萨德伯里侵入体周围又发现了约50多个矿床，其中许多都已经进行开采。到目前为止已生产出了大约六百万吨的镍和差不多数量的铜。

主要的矿石矿物是磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿、古巴矿（方黄铜矿）和磁铁矿。与硫化物伴生的其它矿物包括与

地质吧，地学吧www.gsh123.com

围岩成分相同的硅酸盐、辉石类和斜长石类。没有见到围岩的热液蚀变现象。这些矿床是萨德伯里侵入体固有的构造成分，可以解释为富含硫化物的苏长岩或闪长岩的一个特定相。亚层和分支中的超基性岩体含有一些物质，推测这些物质是早期分异的产物，存在于深部。

有一个时期，单是这一个地区就占世界镍年产量的百分之七十以上。这个矿床的规模如此巨大使人们设想它的形成机理或许与一般矿床不同。广泛的矿物调查似乎表明，它们是由不混溶的液体硫化物组成的岩浆所形成的，因而只能把它们看成正岩浆矿床（Maldrelt和Kullerud, 1967*；Souch等，1969*）。

4. 顶板岩石——奥纳平凝灰岩

萨德伯里侵入体中的火成岩呈环状出露，环内是称为怀特沃特的沉积岩。怀特沃特组又一分为三，奥纳平凝灰岩在底部，上覆着昂沃享板岩和切姆斯福德砂岩。奥纳平凝灰岩大约1500m厚，而整个怀特沃特组估计厚4000m以上。还可看到复杂的局部褶皱和断裂，而整个构造形如一个浅船的底。怀特沃特组是仅在萨德伯里侵入体顶部存在的一组特定地层，在其它地区找不到相应的地层。

初看起来，奥纳平凝灰岩似乎是一堆含有许多碎屑的凝灰岩和凝灰角砾岩。在奥纳平凝灰岩最底部发现有几十米厚的规模不同的角砾岩组成的矿床，而那些碎片常常来源于萨德伯里盆地构造周围的岩石中。奥纳平凝灰岩的分选程度很差，几乎没有层理。它也类似于厚的熔结凝灰岩。有些资料估计奥纳平凝灰岩的总体积可达1000^3km，这给人留下了一个巨量喷出物迅速沉积的鲜明印象。

岩石由于弱变质和重结晶作用产生了绿泥石和阳起石，但其基本构造仍保留完好，出现具流纹构造的火山玻璃碎片。不过显微镜观察表明在凝灰岩中所发现的石英碎片中微粒包体都沿着一个特定晶面的方向分布，它似平行于石英的(0001)和$(10\bar{1}3)$晶面

地质吧，地学吧www.gsh123.com

展布（French, 1967*）。这些晶面对应于石英承受“冲击变质”时产生的纹理方位。因此人们提出这样一种设想，即奥纳平凝灰岩不是由简单的火山沉积物组成的，而是在陨石冲击产生的冲击波作用下发生破碎和部分熔化的岩石的沉积物。已发现构成火成岩体上部的微文象岩在一些地方已侵入奥纳平凝灰岩底部。

在奥纳平凝灰岩覆盖的昂沃亭板岩和切姆斯福德砂岩中有发育良好的粒级层理。也有一些厚砂层与薄泥层互层。这表明一部分沉积物是由于浊流作用提供并沉积下来的。显然某些同沉积变形作用可能由水下滑坡造成的。在一定程度上它们使人想到一个深的沉积盆地。沉积物主要来自周围基底的花岗岩和石英岩。实际上并非奥纳平凝灰岩提供的。

5. 根据陨石冲击假说作出的解释

上面叙述了萨德伯里构造的概要，萨德伯里侵入体的顶板和底板地层是由岩性和构造完全不同的岩石组成的。而且实际上顶板地层是萨德伯里盆地所特有的地层，其它地区都不存在这种地层。怀特沃特组的下部由类似于熔结凝灰岩的岩石所组成，仅在底板岩石中发育的萨德伯里角砾岩在构造方面的意义长期以来一直是一个谜。这些事实都阻碍我们把萨德伯里侵入体简单地看成一个整合地侵入围岩的岩盆。震裂锥的发现也促使 Dietz (1964 a*)产生了萨德伯里构造是由陨石冲击而形成的设想，也就是他的“古陨石坑假说”。根据这一想法，萨德伯里构造是按下列过程形成的（图2.Ⅸ.3）。

（i）大约1700Ma以前一个巨大的陨石以极快的速度坠落在萨德伯里地区，凿出一个直径约为45km的深陨石坑，冲击波穿过围岩传播出去，因为岩石角砾化，形成震裂锥，而且岩石经受了冲击变质。岩石局部熔化而溅落到陨石坑的侧壁上，并侵入到断裂中而形成角砾岩基质。

(ii) 由于受到陨石坠落的触发，某些覆盖层被移去时，温度增高而压力减低，在地下形成了岩浆，并上涌进入陨石坑。涌

地质吧，地学吧www.gsh123.com

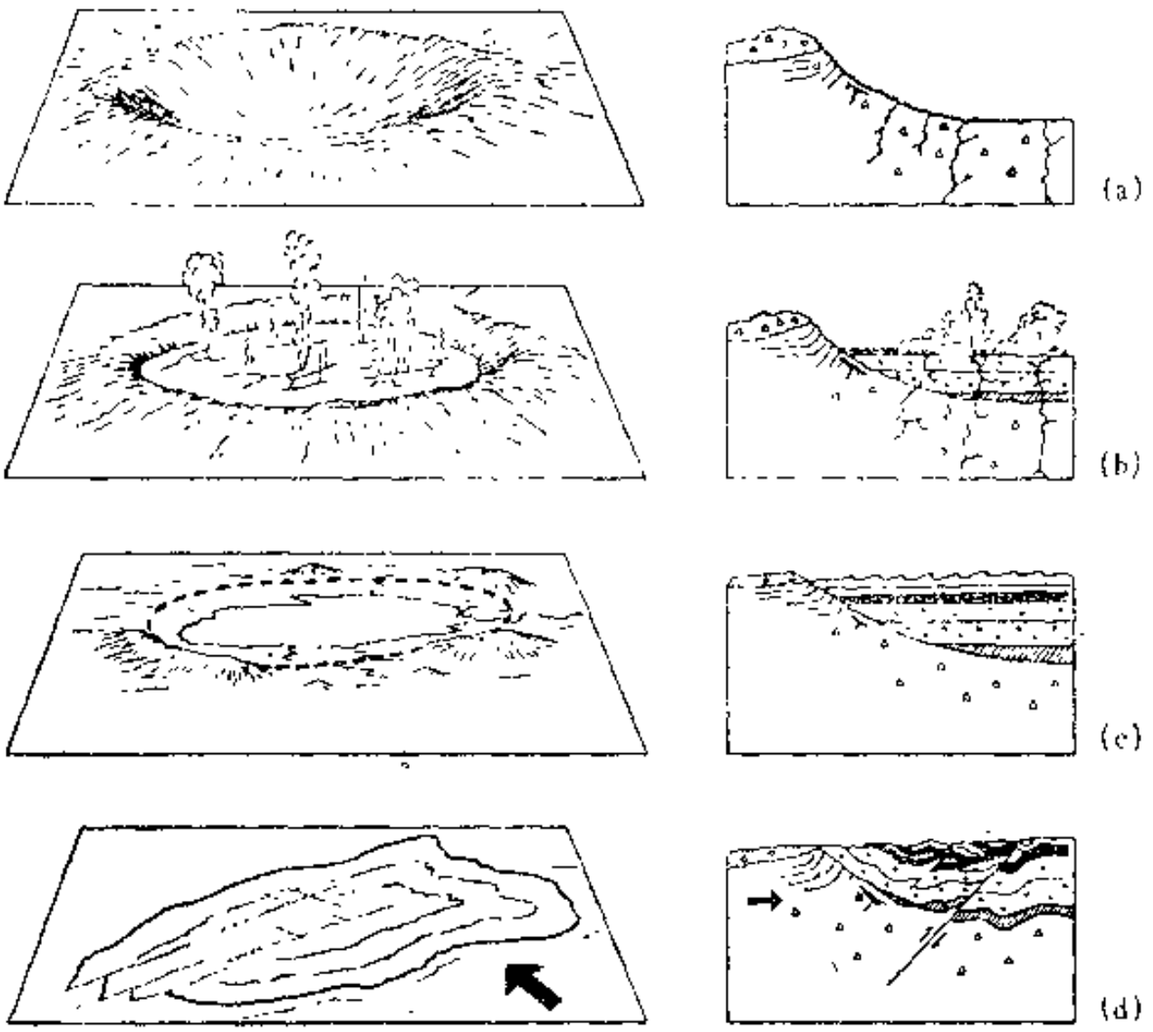


图 2.IX.3 萨德伯里古陨石坑的发育过程（Dietz, 1964a*）

（a）陨石坑形成——周围地层倾斜，岩石角砾化；（b）陨石坑由于岩浆上升而成为岩浆池，表面冷却结壳，壳又破裂而使更多岩浆逸出，构成类似于熔结凝灰岩的岩石。岩浆的内部缓慢冷却而形成岩盆状的火成岩体；（c）碎屑物质在怀特沃特组中沉积；（d）格林维尔逆冲断层产生并由于侵蚀而使地表夷平

出的岩浆表面冷却结成硬壳，随后又破裂，并通过破碎裂缝发生火山喷出。因此在火山池表面形成类似于厚熔结凝灰岩的岩石。内部冷却得慢而固结成分异的层状火成岩体。

(iii) 海水侵入陨石坑。而周围区域则提供碎屑物质，于是组成怀特沃特组沉积物的昂沃亭板岩和切姆斯福德砂岩积聚起来。

(iv) 大约1000 Ma以前，在格林维尔造山运动的顶峰时期，该区遭受了来自东南方的挤压力。结果圆形的萨德伯里构造变成了现在看到的椭圆形，而怀特沃特组地层则发生了褶皱。局部地

地质吧，地学吧www.gsh123.com

区还形成了逆掩断层。

按照这一假说，萨德伯里侵入体事实上并没有侵入周围地层，而应该称之为一个“喷出岩盆”，在其中岩浆溢出进入陨石坑内并固结成初看起来象是岩盆的形式。除了角砾化和震裂锥外几乎看不到冲击变质的迹象，不过冲击变质的证据可能已被后来的区域变质作用所毁掉。萨德伯里盆地构造原来曾被认为是在具有穹窿构造的基底上形成的，不过已有人指出陨石冲击所造成的陨石坑周围地层的倾斜可能被误认为是穹窿构造了。

Dietz的基本观点得到了那些对萨德伯里地区进行过详细研究的当地矿物地质学家的支持。不过，他对奥纳平凝灰岩形成机制的解释中有矛盾的地方。French(1967*，1972b*)后来在被认为是由冲击变质作用产生的奥纳平凝灰岩的石英晶体中发现了面状构造，他假定奥纳平凝灰岩是沉积物质，它们是由受到冲击而熔化的岩石和散落在周围的岩石碎片以及从陨石坑壁上塌落的碎片所组成的。人们认为花岗岩中的玻璃物质是受陨石冲击形成的，它的发现（Peredery, 1972*）使人们相信所谓的凝灰岩事实上并不是凝灰岩而是由陨石冲击产生的一种独特的碎屑岩。按照这一概念，萨德伯里侵入体应该是侵入到基底岩石和奥纳平凝灰岩之间并固结了的火成岩体。我们认为这种解释是相当合理的。然而，怎样来解释侵入体周围镍和铜的硫化物矿床的矿质来源呢？尽管Dietz(1964a*)本人对他的观点也有顾虑，他还是提出了这样一种可能性，萨德伯里的镍铜硫化物矿床是由一个镍—铁陨石或者一个富含硫化物的陨石的坠落而造成的。这个陨石熔化而硫化物则渗入陨石坑壁中。不过，这种想法的影响现在已经很小了。大多数研究者似乎发现，如果陨石的冲击产生岩浆，那么用岩浆的分异作用来解释矿床成因是合理的。要维持镍—铁陨石的说法，就需要有一个大约4 km直径的块体才能产生萨德伯里构造，而在物质密度较低的情况下，就不得不设想一个更大的陨石。

世界各地已知有许多陨石冲击坑或“古陨石坑”，但萨德伯

地质吧，地学吧www.gsh123.com

里是唯一的一个被认为是由陨石冲击引起火成活动的地方（也有人认为南非布什维尔德侵入体可能是一个古陨石坑，但还不能确定）。如上面指出的，对此的解释是，一个大陨石的坠落造就了一个陨石坑，随之而来的压力急剧下降引起地下物质的部分熔融。不过已有人指出，这要求有如下的先决条件：在陨石冲击时这一区域下面存在着相当大的温度梯度，而且存在有利于岩浆的形成的地下条件。（French，1972a*）。地质证据能说明该区满足了这些条件吗？要使萨德伯里构造的陨石坑假说得到更多人的接受，还有一些问题需要进一步研究。不过，我们应该掌握这种新理论，即古陨石坑假说，它的引入已经推进了广泛的研究，而且能对萨德伯里构造给出一个更为统一的解释，而在此之前按照传统的地质概念这个构造是十分复杂和不可思议的。萨德伯里构造的研究过程确实证明了对于有争议的复杂问题提出新思想和新方法的重要性。

6. 冲击坑和古冲击坑

近来对陨石冲击坑和古冲击坑（古陨石坑）的研究不只在萨德伯里，而且在世界各地都获得了进展。一般来讲，陨石坑的鉴别特征如下：

（1）陨石物质的存在。除非陨石坑的近期形成的，否则陨石物质是找不到的。

（2）地表的圆形构造。不过，后期的地壳运动可能已使其变形。

（3）陨石坑周围地层倾斜的构造。

（4）陨石坑中心小丘的存在和角砾化沉积的存在。

（5）围岩的角砾化。

（6）由冲击变质引起的岩石变化。例如震裂锥的发育，高密度矿物的存在，矿物中层纹状构造发育，矿物的玻化。这些特征可能会由于随后的变质作用而消失。

（7）该区内地球物理性质异常，如重力、磁力、地震波速

地质吧，地学吧www.gsh123.com

等方面。

在近期形成的冲击坑中，例如仍然还保留地形特征的亚利桑那的巴灵格陨石坑，保存了许多鉴别证据，但对古地质时期形成的古冲击坑的情况就远非如此。对冲击变质作用研究的进展以及在许多古冲击坑中冲击变质现象的识别，使得我们能更为可靠地将一些可疑的构造确定为陨石冲击坑。

Dence(1972*)根据已有数据的可靠性将冲击坑分为三类，即

（1）确定的冲击坑，其中已发现了陨石物质；

（2）可能的冲击坑，其中可观察到冲击变质作用；

（3）由圆形构造等而猜想的冲击坑。

他由北美，欧洲，澳洲的资料以及非洲的部分资料举出了63个（1）类的例子，42个（2）类的和39个（3）类的例子。代表性的例子示于表2.Ⅸ.1。

对“加拿大地盾”的冲击坑和古冲击坑进行了许多勘察。现在可以相信，在这个地区凡能够凭借圆形构造而识别的直径在20 km以上的所有的冲击坑（主要是古冲击坑）几乎都已被发现。冲击坑的年龄也已成为用同位素法进行认真研究的对象。结果我们不仅确定了冲击坑的地理分布和时间分布，而且还能用比过去高得多的精度确定陨石冲击坑形成的频率了。

即使在经过深入研究的加拿大地盾，冲击坑的地理分布和各地质时期形成的频率都是不均匀。例如在魁北克-拉布拉多等地区，似乎有特别多的冲击坑。除了偶然性之外，还可能与侵蚀的区域性差异有关（Dence, 1972*）。

把加拿大地盾作为一个整体来看，据估计在$10^6 km^2$面积上，每10^9年生成一个直径在20km以上的陨石冲击坑。在发现较多冲击坑的魁北克-拉布拉多地区，上述值大约增加至五倍（Dence, 1972*）。后面这个值大致与月球上面对着地球的一面保留完好的陨石坑的频率相当。

到目前为止在地球上识别出来的冲击坑或古冲击坑的分布非常不均匀。十分明显，一个陨石坑保存得是否完好与有关地区后

地质吧，地学吧www.gsh123.com

表 2.Ⅸ.1 冲击坑和古冲击坑的例子（据Dence，1972*）

名称和位置	纬度	经度	直径	
（1）确定的陨石冲击坑			（m）	直径>150m的个数
毛里塔尼亚，奥艾洛尔	20°15′N	012°41′W	250	1
美国，阿里索纳，巴林格	30°02′N	111°01′W	1200	1
澳大利亚、泰里托瑞北，博克斯霍尔	22°37′S	135°12′E	175	1
澳大利亚，泰里托瑞北，亨伯里	24°34′S	133°10′E	150	11
美国，德克萨斯，敖德萨	31°48′N	102°30′W	168	3
西澳大利亚，沃尔夫克里克	19°18′S	127°47′E	850	1
（2）可能的冲击坑，有冲击变质作用的构造（直径>15km）			（km）	年龄(Ma)
加拿大，萨斯喀彻温，卡斯韦尔	58°27′N	109°30′W	30	485±50
加拿大，魁北克，沙勒沃依	47°32′N	070°18′W	35	350±25
加拿大，魁北克，克利尔沃特湖东	56°05′N	074°07′W	15	285±30
加拿大，魁北克，克利尔沃特湖西	56°13′N	074°30′W	30	285±30
澳大利亚，泰里托瑞北戈斯峭壁	23°48′S	132°18′E	22	130±6
加拿大，魁北克，马尼夸根	51°23′N	068°42′W	65	210±4
美国，洛瓦，曼森	15°35′N	094°31′W	30	中生代
加拿大，拉布拉多，米斯塔蒂姆	55°53′N	063°18′W	20	205±25
德国，里斯	48°53′N	010°37′E	24	14.8±0.7
法国，罗什舒瓦尔	45°50′N	000°56′E	15	165±10
加拿大，马尼托巴，马丁	51°47′N	098°33′W	24	225±25
瑞典，锡利扬	61°05′N	015°00′E	45	古生代—中生代
加拿大，艾伯塔，斯廷河	59°31′N	117°38′W	25	95±7
澳大利亚，泰里托瑞北，斯特兰韦斯	15°12′S	133°35′E	16	古生代—中生代
加拿大，安大略，萨德伯里	16°36′N	081°11′W	100	1700±200
南非，弗里德堡	27°00′S	027°30′E	100	1970±100
（3）推测的冲击坑（直径>15km）			（km）	
加拿大，泰里托瑞西北，霍顿，多姆	75°22′N	089°40′W	17	—
苏联，雅库特，拉本克尔	62°30′N	143°00′E	60	—
苏联，泰米尔西亚—雅库特，波皮盖	71°30′N	111°00′E	65	—
苏联，卡通—普切日	57°06′N	043°35′E	70	—
苏联，阿克纠宾斯克，扎曼斯	49° N	059° E	15	—

期的地壳运动程度有很大关系。我们认为进一步的研究将能更准确弄清它们的空间和时间的分布。 兼平庆一郎

地质吧，地学吧www.gsh123.com

第三章　节理、断层和应力场

一个物体被应力分成两部分或更多部分的现象可称为“破裂”，地质体中通常把这种次生的不连续面称为“断裂”，包括断层、节理、劈理。只有变形而不发生破碎的能力称为“韧性”。断裂是在比较低韧性范围内的破裂，当韧性增加时，会经过形成所谓叶片状构造（如劈理或片理）的阶段而过渡到连续变形（流动）。断裂是在大多数地质体中，不管其形成的时期、位置、大小或型式，都是最常见的构造单元。因此，了解断裂的机理对于讨论其它有关地质构造的问题都具有极其重要的意义。而且，断裂一旦发生，作为一个薄弱面就表现出强烈的各向异性，并且可能成为岩脉或矿床积聚的场所。已经存在的断裂，作为岩石内部的不连续面，还可能引起滑坡或塌方。为了修建公路、桥梁、隧道、铁路和建筑物的地基而进行基岩的岩土力学评价时，断裂将成为一个主要问题。

在外力施加于一固体时，在其内部会产生一特定的应力状态，当变形超过一定界限，物体将发生断裂。在这种情况下，可以根据应力-应变曲线的形状和断裂点在线上的位置来判断这一结果是“脆性断裂”还是“韧性断裂”。引起断裂的应力特征也可用来区别“张性断裂”和“剪性断裂”。Griggs和Handin(1960*)分别用“拉伸断裂”和“断层”这两个词来表示对应的张性断裂和剪性断裂。因为剪切会引起沿剪切面的某些位移，尽管这个位移可能很小。所以他们认为：剪切断裂必定从断裂一开始就是一个断层。不过一般情况下，能够将只是简单地丧失内聚力的断裂与由递进的位移而形成的断层区分开来。我们用张性断裂表示在绝对拉伸应力状态下（即主压应力为正，而σ_1, σ_2, σ_3从大到小排列时$\sigma_1 > \sigma_2 > 0 \gg \sigma_3$）产生的断裂。不过因为在相对拉伸应力状态

地质吧，地学吧www.gsh123.com

（即$\sigma_1>\sigma_2\gg\sigma_3>0$）下也会产生相同的结果，这二者都可认为是拉伸断裂，但只有前者才能叫张性断裂（Nagumo, 1968）。应该强调，多数情况下，即使能够从断裂确定应力场，也不能简单地从应力场确定外力。通常可以得到几种可能的外力数学解。在这种情况下，必须对包含有要研究的节理和断层的整个地区的地质构造进行分析才能确定他们的构造历史。只有在找到与此最符合的外力组合时，才有希望得到准确的解。

1. 断裂的力学条件

关于断裂的力学条件理论已有多种，但目前尚没有事实表明它们能应用于断裂的地质研究中。因此这里将不考虑它们，而主要讨论库仑的理论。这种理论在拉伸场中不怎么合理，而且实验已经证明岩石中的断裂线更接近抛物线而不是直线。然而，这一理论仍广泛地应用于断裂问题，因为不仅分析极其简单，而且通过它还能了解岩石中断裂线近直线的程度。

Hubbert(1951*)将剪应力$\tau=(\sigma_1-\sigma_3)/2\cdot\sin2\theta$，与库仑的断裂准则$|\tau|=\tau_0+\sigma\tan\phi$结合起来说明剪破裂。当$\sin2\theta=1$即$\theta=45^\circ$时，剪应力取最大值。若假定剪性断裂是沿着最大剪应力面开始发生的，则应该有一对与轴呈45°的面。然而，这个结论只是从应力场得出的而未考虑物理性质（用Tresca理论取$\phi=0$也得出同样结论）。因为有一“内摩擦角”，剪裂面将在$2\theta=90^\circ-\phi$，即$\theta=45^\circ-\frac{\phi}{2}$的方向上发育。因为在这种情况下$\tau$与$\sigma_2$无关，剪切面应该与$\sigma_2$轴平行。Mogi(1967)的试验工作进一步表明，在有围压的张性断裂情况下σ_2的影响不能忽略。

2. 应力场的恢复

(a)地壳的应力状态

在讨论引起断裂的应力场问题之前，我们先来考察一下地壳内的应力状态。Anderson(1951*)认为，在没有受到附加构造

地质吧，地学吧www.gsh123.com

应力时，地壳中保存了静水压力的应力状态，他将这种状态总称为“标准应力状态”。因此，如果应用一直角坐标系，取竖直方向为Z轴，则在深度Z处的应力状态可以写为：

$$\sigma_x=\sigma_y=\sigma_z=\rho gz$$

ρ为该位置以上地壳物质的平均密度，而g为重力加速度。与这种假定地壳物质处于流体平衡状态的学说相反，Price（1959*）认为，将地壳物质看作弹性体更为合理。取与上面相同的坐标系，并用E表示地壳物质杨氏模量，m表示泊桑系数，则可由虎克定律确定水平方向的应变如下：

$$\varepsilon_x=\frac{1}{E}\left\{\sigma_x-\frac{1}{m}(\sigma_y+\sigma_z)\right\}$$

$$\varepsilon_y=\frac{1}{E}\left\{\sigma_y-\frac{1}{m}(\sigma_x+\sigma_z)\right\}$$

一般说来，如果假设围岩是没有间隙的连续体，则由于有围岩的限制，有 $\varepsilon_x=\varepsilon_y=0$。因此

$$\sigma_x=\sigma_y=\frac{\sigma_z}{m-1}=\frac{\rho gz}{m-1}$$

当覆盖压力增加时m会减小，但一般m大于2，而σ_x和σ_y则比Anderson标准应力状态下的值低。这称为Price标准状态。或许实际地壳中的条件在浅层接近Price标准状态，在较大的深度上由于温度、压力增加而更接近Anderson状态。现在作用在地壳上的应力值的例子将于6.3节详细列出。

当应力偏离标准状态并失去平衡时就出现引起断裂的应力场。

（b）共轭断层和主应力轴

按照库仑破裂准则，剪裂面方向与主应力轴之间的关系应表达为：“剪裂面与中间应力轴平行，并在与最大压应力轴成$45-\frac{\phi}{2}$角的方向上发育”。因为这样的方向可以在最大主压应力轴两侧完全同样地存在，故将其称为“共轭剪切面”组。根据这两个面

地质吧，地学吧www.gsh123.com

间的夹角2θ，可以从$2\theta=90-\frac{\psi}{2}$得到“剪切角”$\psi$。从这些面发育起来的断层是“共轭断层”，所以如果能识别出共轭断层来就有可能确定各主应力轴的方向。Kakimi（1968*）提出了断层共轭的三准则，即运动方向（一个断层为右旋运动方式，另一断层必然为左旋运动方式），相互切割关系（当相互切割时应为同时生成的），和断层面的其它性质（共轭时性质应相同）。他强调，对共轭断层这三个条件必定同时满足。

由于活动断层特别是地震断层从地质时间的意义上完全可以看成是同生的，所以如果在它们运动方向上存在共轭性，则可以合理地将它们看作共轭断层。Sugimura 和 Matsuda（1965*）和 Huzita(1969*)将日本中部和近畿地区的活动断层组看作由 NW-SE走向的左旋平移断层和 ENE-WSW 走向的右旋平移断层组成的共轭断层。他们推断出最大主压应力轴在近于 E-W的水平方向上（图3.1）。这一结论与在东京电力高濑川地下电站测得的现场应力相符。测得的σ_1与正西偏离14°—15°，而σ_3与正北偏 15°—16°（Mimaki, 1973；Hiramatsu等，1973）。



图 3.1 由活动断层和背斜隆起获得的日本西南部早中更新世的应力轨迹（粗线是背斜的轴线）(Huzita, 1969*)。虚线为最大压应力轨迹

（c）小断层分析

通常需要同时观察共轭断层组在同一露头上的两组断层才能

地质吧，地学吧www.gsh123.com

判断断层形成时的应力场。沿断层面只有小位移的所谓"小断层"用这种方法很方便。因为小断层比大断层多的多，就可以在许多地区确定出主应力轴方向来，从而便于进行统计分析，这时要将由于岩石性质不同而造成的测量值分散度通过平均加以消除。

用赤平投影网来确定主应力轴的方向对于用大量小共轭断层测量结果来恢复古应力场是行之有效的。在平面和剖面上可以画出主应力线（或应力轨迹线）即可以代表所恢复的古应力场。如果存在其它的共轭断层体系，就可能从它们的横切关系近似地判定它们的生成顺序，以及古应力场随时间的变化。

首次应用小断层分析来解释区域应力场的人是Gzovsky (1954*)。继Fujita等（1965）以及Hirayama和Kakimi(1965)之后，在日本也进行了许多有关这方面研究。下面的例子说明了

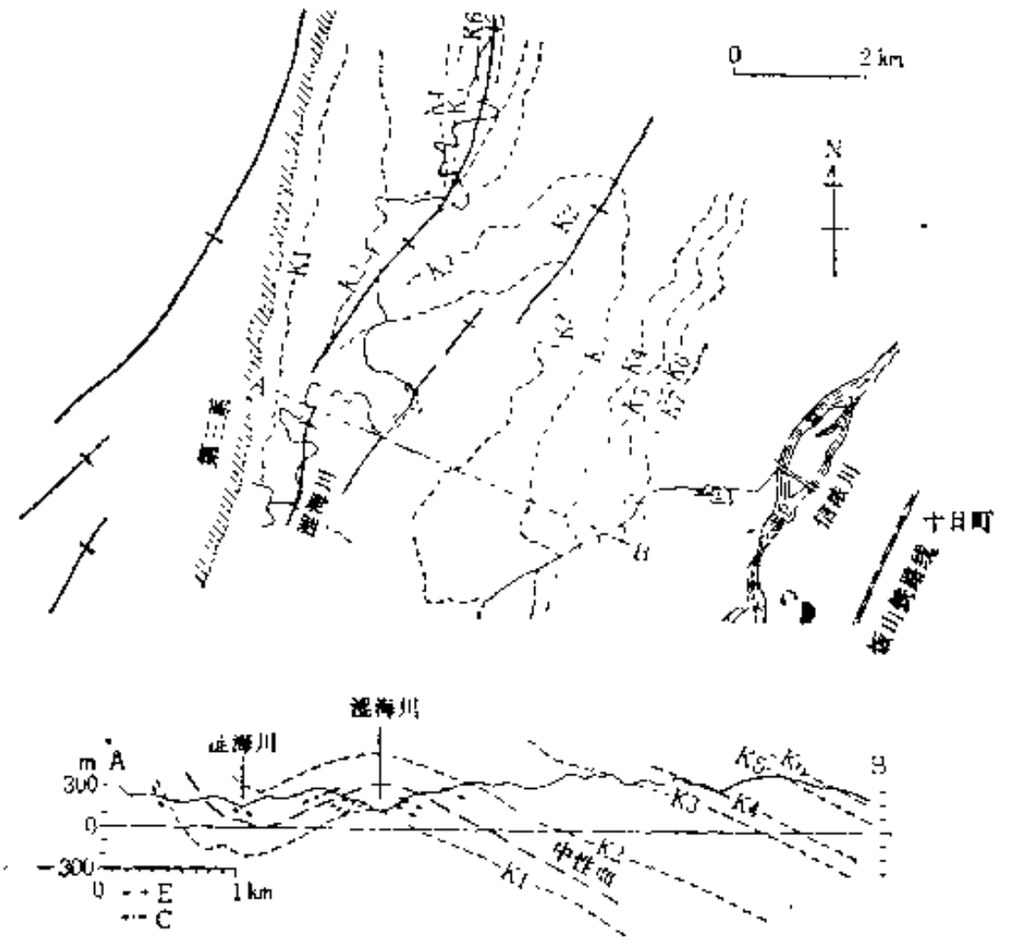


图 3.2 鱼沼组中的褶皱 (Uemura和 Shimohata, 1972*)

K1—K7标志层箭头，E和C分别表示最小和最大主压应力轴的方向

地质吧，地学吧www.gsh123.com

褶皱机理分析在日本中部新泻地区新生代地层中纵弯曲（由于横向压缩）和横弯曲（由于基岩隆起）分析中的应用。Uemura 和 Shimohata（1972*）将小断层分析技术应用于新潟中部的涩海川河谷附近的上新世—更新世鱼沼组地层的褶皱研究中，以便分析褶皱构造内部的应力场。他们的结论是，在褶皱的内弧有一个压缩区，而在外弧为拉伸区，两者之间是一“中性面”（图3.2）。他们还认为，这证明了不管对这些褶皱机理如何解释，都必须考虑由于横向压缩所引起的纵弯曲。

褶皱机理分析的另一个例子是新津背斜（新津背斜研究组，1977*）。沿着由上第三纪地层组成的新津背斜发育了许多小断层，一个典型的例子是称作“油田褶皱”的一个构造。在这个褶皱中发现由小断层（主断层系统）得到的主应力轴分别为与层面垂直的σ_1，与背斜轴平行的σ_2以及与背斜轴直交而与层面平行的σ_3（图3.3）。尽管背斜轴不同，上面这个规律并不改变，而且在这个地

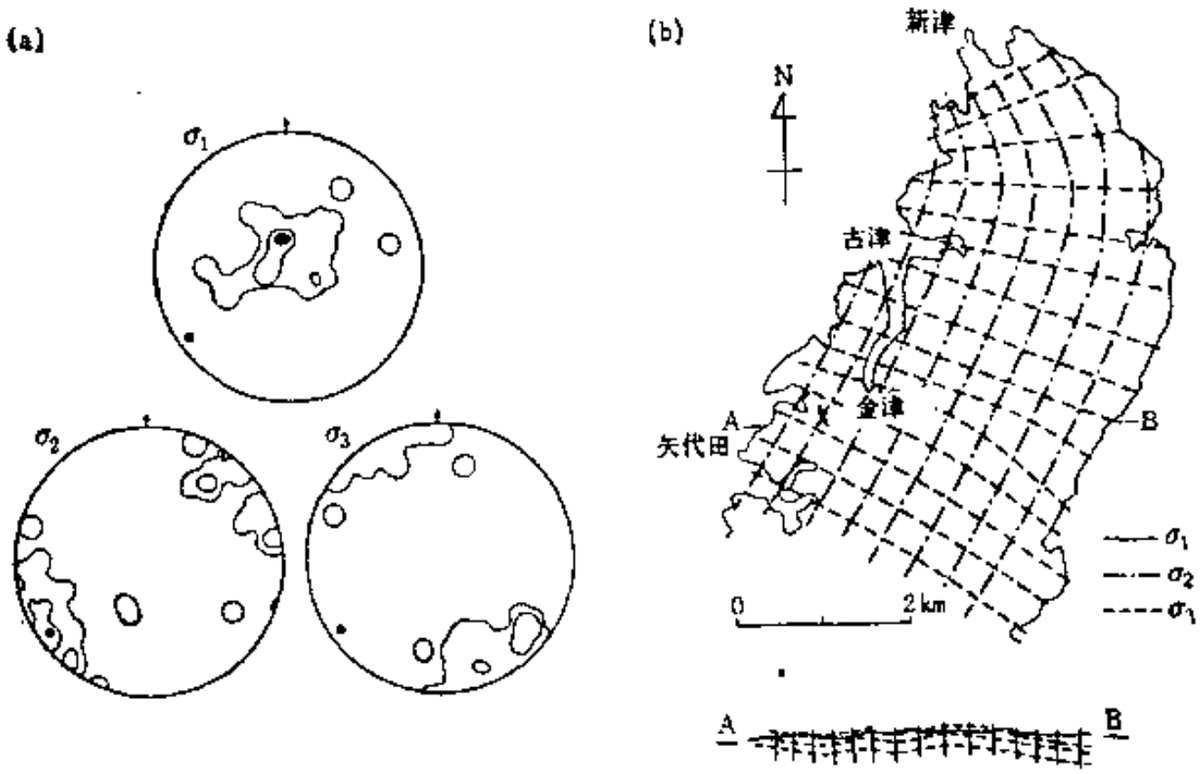


图 3.3 （a）新津背斜中部由小断层得出的主应力轴的极射投影黑圆点为背斜轴；(b) 由小断层系统得到的新津背斜的应力轨迹（新津背斜研究组，1977*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

区找不到水平压缩的小断层系统。这两个事实表明新津背斜的形成是由于上第三纪沉积盖层的横弯曲以及同时发生的基底隆起引起的。

（d）小断层分析的问题

因为自然界的“应变标志物”如变形砾石或化石，小褶皱或石香肠在大多数年轻地层中极其稀有，于是小断层几乎成为估计应力场的唯一手段。由于小断层分析的应用，对地质构造的力学分析已经得到很大进展，但不是没有问题。

用小断层分析来重建古应力场的第一个问题是其定性问题。这样得到的“应力场”只是用主应力轴的方向来表示的，这一事实意味着只能定性地来研究它们。只有将这种应力场中绝对应力值计算出来，才能重建完整的应力场。因此必须用岩石的三轴试验来确定内聚力τ_0和内摩擦系数μ等，还必须考虑到它们与岩石剪切强度的关系。在确定这些物理参数以及地质时期内地质事件进行查定时遇到的一个困难问题是：从现在收集到的样品中得到的数据不同于断层形成时的性质，若在断层形成以后地层的固化程度已经很强，则这不会成问题。在火成岩中也可以不考虑这个问题。然而，在大多数沉积岩中必须研究地层年龄和地层破坏强度之间的关系，而且必须对测量作出适当的修正。在第6.4节“石香肠的形成”中将提到这种例子。

第二个问题是“力学各向异性”。我们假定发生破坏的物质是均匀的，而且就机械破裂准则而言也是各向同性的。但在自然界中，大多数岩石和地层肯定既不是均匀的又不是各向同性的。这就是说，库仑方程中的常数τ_0和μ将随着方向而异，并且会影响到主应力方向和断层面产状之间的关系。Jaeger(1960*) 从理论上把这个问题作为具有最小剪切强度的面状构造（薄弱面）的岩石中的平面各向异性问题来研究。他发现，一个剪切破裂面发生在各向异性面和在各向同性体中应该发生的一对共轭剪切面中较靠近这个各向异性面的那个面之间。他用板岩的破裂试验进一步证实了这一点。如果存在面状构造，例如层面，则会发生单一

地质吧，地学吧www.gsh123.com

方向的断层而不会发生共轭断层。而且这种断层的方向不再与各向同性物体中的断层相对应。Donath (1961*) 用奥陶系马丁斯堡板岩作了一系列三轴试验来检查当载荷轴，即 σ_1 轴和板状劈理而改变时各向异性对剪切角的影响。他的试验结果也支持了Jaeger的理论。Jaeger的概念基于如下假设：库仑准则 $|\tau| = \tau_0 + \sigma\tan\phi$ 中的 τ_0 不是一个常数而是按 $\tau_0 = a - b\cos 2(\alpha - \beta)$ 的关系连续变化的。α 和 β 分别是 σ_1 轴与任意平面和各向异性面之间的夹角。a 和 b 则是由材料的物理性质导出的特定常数。

当用这种方法来考虑各向异性的影响时，共轭断层得到的主应力轴方向和实际情况可能有很大的差异。因此必须认真检查小断层的分析结果。在根据有一个方向占主导地位的共轭断层组来恢复应力场时更是如此。

另外一个实际问题就是由小断层得到的应力场并不总能反映区域应力场。当区域应力场中形成断层或发生地震时，产生的弹性波会引起一个次生的应力场，从而导致了次生小断层的形成。因为这种次生应力场的方向与原始应力场方向有所不同，在分析时就要特别谨慎（Uemura, 1976*）。

3. 应力场的形式

前面已讨论过，有可能从构造得出一个应力场来，但不能仅从应力场确定出作用的外力来。为解决这个问题，采用了一些能够给出地质上合理的外部条件（如外力或极限应力值和位移）的方法。用这些方法可以得到所研究的构造体内部的理论应力分布，而所导出的构造则可以与自然界中发生的构造相对比。因为地质变形非常缓慢，在研究一定规模和形状的地质体时通常可以认为边界应力与内部应力是平衡的。将弹性体看作处于这种静平衡状态时，Airy 的应力函数可用来确定内部应力分布。随着计算机科学的进展，有限元方法已成为解决这类问题的标准工具。不过，在二十世纪五十和六十年代基于应力函数和流函数的解析法也曾在地质构造的力学分析中起了重要的作用。不过有关这方面的详

地质吧，地学吧www.gsh123.com

细讨论，应参考弹性理论的教科书。下面我们给出几个在地质破裂问题中应用的例子。

Hafner（1951*） 用应力函数研究了一些物体内部的应力分布，他取地壳内可能存在的各种水平压应力或剪切应力作用作为这些物体的边界条件。他根据自己的结果预测了地壳内断层的类型和破裂型式。Hafner是用应力来给出所有边界条件的，而Sanford（1959*）在分析弹性体内部发生的应力场和破裂时是在各向同性的均匀弹性体底部施加纵向位移。这个模型适用于分析由于基底的垂直运动而引起的沉积盖层内部的应力场。当弹性体周围的应力场为静水压力，而且因为没有附加的水平构造应力时，则水平应力只是简单地与深度成正比。Sanford用应力函数研究了这个问题，得到了位移和应力分布*。

对于讨论任何由两个因素，即水平压力和垂直抬升，所引起的应力场，上述Hafner和Sanford模型是基本的模型。科迪勒拉的“前缘山脉”的构造起因究竟是水平压缩还是垂直抬升争论了20年之久。Harms(1965*) 用Hafner和Sanford的模型检查了那里的应力场，他研究了在形成前缘山脉的拉拉米造山期(晚白垩—早第三纪）中，那些源自寒武系地层而又贯入前寒武地层中的砂岩岩墙群。他发现若是在前一种水平压缩的情况，主要伴有上凸低角度逆断层系的水平挤压体内没有适于岩墙形成的空间，而若是后一种垂直抬升的情况，具有上凸逆断层系统的抬升体是适于岩墙形成的，因为在其相对上升一侧具有水平引张的应力场。将这些与其它事实结合起来，Harms得出结论，前缘山脉起源于垂直抬升运动中（图3.4上和下）。

前面讨论了水平压缩和垂直位移引起的应力场及破裂，下面将进一步讨论应力场叠加的问题。

在科罗拉多的西班牙峰周围发现了一些非常有趣的辐射岩墙群，它们成了Knopf（1936*）和Johnson(1961*）的研究对象。Ode(1957*）解释道，它们的分布和形成机制归因于区域应力场和局部应力场的叠加。这些岩墙群的分布相对于通过西班牙峰的

地质吧，地学吧www.gsh123.com

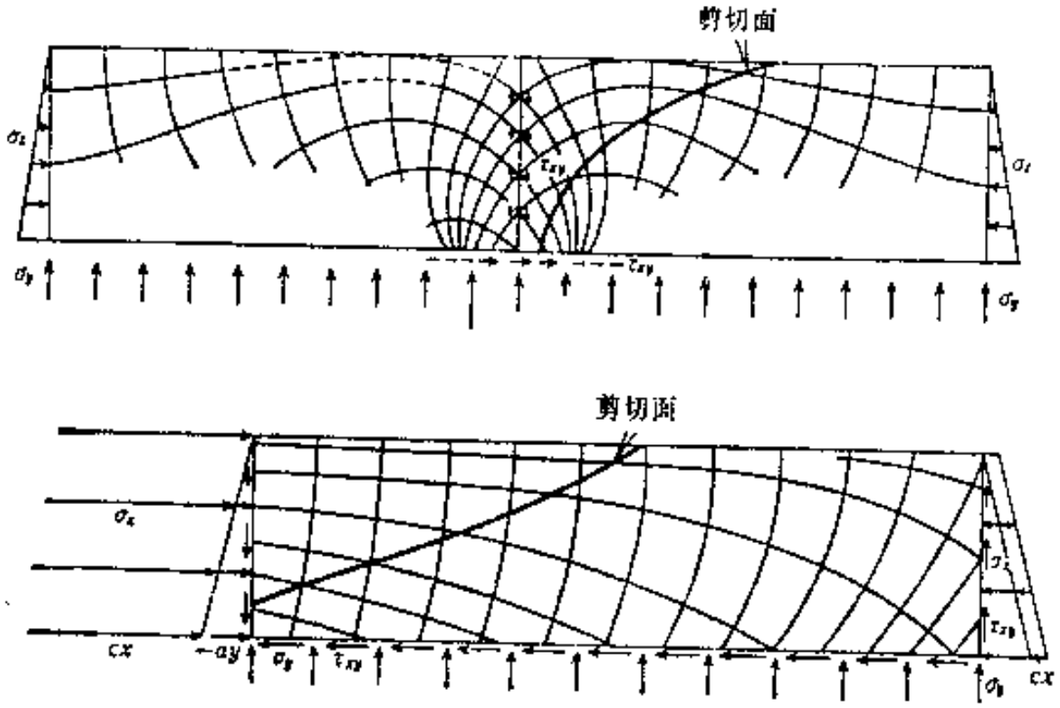


图3.4　两种可导致逆断层的应力场 上图：Sanford模型（1959*）
下图：Hafner模型（Harms，1965*）
曲线表示主应力轨迹（虚线部分为张应力）

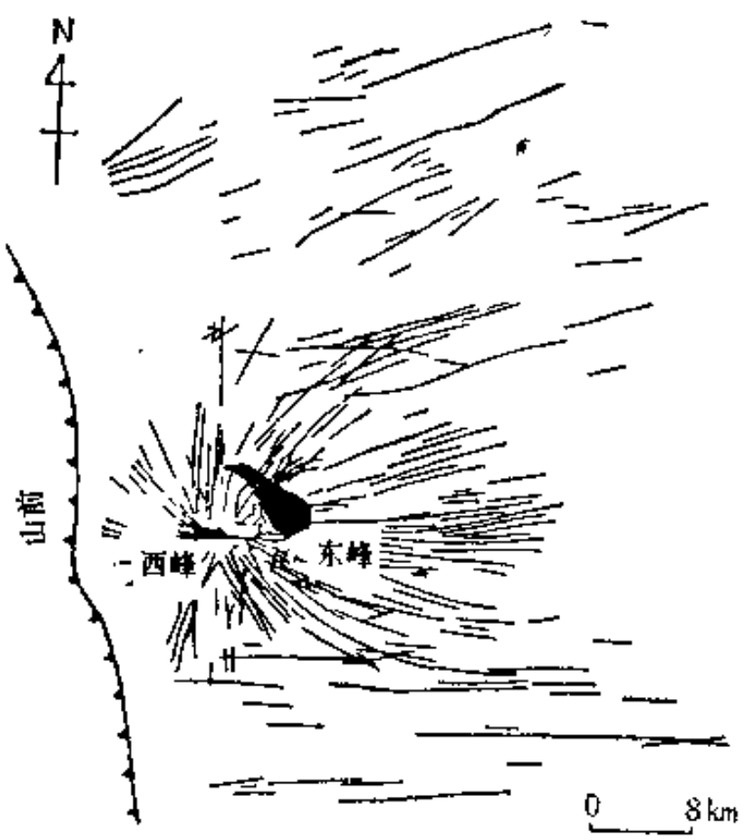


图 3.5　环绕西班牙峰的科罗拉多岩墙群（Knopf，1936*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

N70°E线几乎是对称的。岩墙数不小于500条，大多起源于西班牙峰，而且有向东转弯的趋势。有些岩墙超过40km长，但在西部则非常短（图3.5）。大多数岩墙是直立的，而且一般宽3m。根据Anderson（1951）的理论，这些岩墙是沿着一个垂直于最小主应力轴的平面，即包含最大和中间主应力轴的平面发育的，于是问题就成为如何用适当的模型计算出主应力轨迹的形状与位置，并且研究它们是否和实际的岩墙型式一致。

在岩墙侵入时的应力场可以看作由两部分组成：火山中心内部流体压力造成的局部应力场，和在更大的范围内可以认为是均匀的区域应力场。因此岩墙分布的对称性意味着这两个应力场的总合也具有同样的对称性。而且，因为轴对称辐射的岩墙可以推断是由局部应力场造成的，所以实际岩墙表现出的对称性就可以认为是区域应力场的反映，其中最大的主应力轴可能曾与对称轴平行。另外，山前缘以西没有岩墙表明它对这两种应力场都形成了一个刚性屏障。因此，如果我们将问题简化为二维问题，则靠近半无限大平板边缘处开的圆孔在承受静水压力时的平面应力场就成为该地区局部应力场的模型。

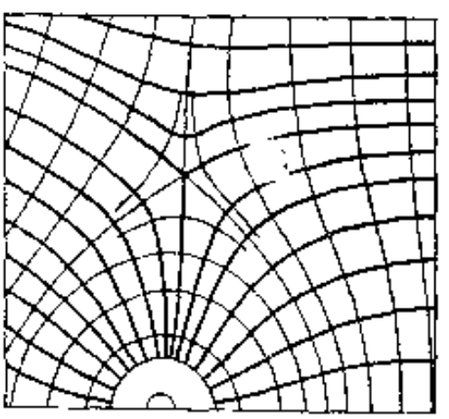


图3.6 岩墙群形成时西班牙峰周围的应力场模型（Ode′，1957*）

粗线是最大主应力轨迹，细线是最小主应力轨迹

最后如果我们试图把由一个应力函数得到的区域应力场叠加到一个由类似的应力函数确定的局部应力场上去时，就得到了图3.6中的应力轨迹，它与实际的岩墙型式非常相似。

上面介绍的几个例子中，我们都靠确定主应力线的位置和形状预测断裂的型式。反过来，这使我们能够估计已有断裂的起源。

4. 区域节理的起源和应力场

在一个大范围内显示同一方向趋势的“节理”系统称为“区

地质吧，地学吧www.gsh123.com

域节理”（regional joints）。

Price(1959*) 首次解释了区域节理的力学成因。他假定地壳物质的破裂是在弹性变形限度内的脆性破裂，他检查了这种节理系是否只是由于受到水平方向的压应力形成的。这正是一种水平压应力C_y叠加于 Price 的标准应力状态上的情况，结果是，取上覆岩层产生的垂直应力为σ_z和泊桑系数为m，于是 C_y限于下列范围：

$$\frac{m-2}{m-1}\sigma_z < c_y < \frac{m-2}{m-1} m\sigma_z$$

当他根据泊桑系数和由岩石试验得到的摩擦系数检查破坏准则时，他发现在这种应力条件下地壳中既不会发生张性破裂，也不会发生剪性破裂。

结论似乎是，区域节理并不是强烈水平压应力时期，例如活动的造山运动时期的产物，相反它们是在随后减弱了的水平压应力时期发育的，在这一过程中原来在造山运动中形成的构造向上抬升到地壳较浅部位。这种情况下，首先要考虑的是应力松弛问题（见第 6 章）。如果岩石与“马克斯威尔模型”相似，则当外力撤去后，将发生“应力松弛”，直至达到静水压力状态。不过，在“Voigt模型”中，在受外力作用时发生的弹性应变要完全保留下来，因此，一般会存在精确地反映当时应力状态的“残余应力”。另一方面，隆起的过程会引起水平方向的张性应力，这点如下所述：取地球半径为R，隆起量为 z，隆起地区的水平距离为 L，而其增长的部分为l，水平张应力为 $l/L \doteqdot z/R$。因此，若取杨氏模量为E，则由虎克定律得到张应力为$T = E \cdot z/R$。

因此，区域节理的问题要受垂直应力与水平应力之间的关系控制，垂直应力在构造体抬升时逐渐减少，而水平应力则要增加。也就是这个问题应归结为伴随构造体抬升，应力场发生示踪变化。如上所述，应力松弛模型有两种情况，要看构造体的流变性质更接近于哪一种模型。

让我们来考虑第一种情况，即在上升时期开始的应力状态接

地质吧，地学吧www.gsh123.com

近于静水状态。这种情况下上升构造体的物质组成接近马克斯威尔模型。在图 3.7 中纵轴表示深度，而横轴为应力。B点标志着上升的起点。也可以用时间做为纵轴。B点在时间O的图来表示地层的“应力史”，即由于向上隆起而引起的应力场随时间的变化。这种情况下，B点处的残余应力构成了初始条件之一。垂直应力 $\sigma_z=\rho gz$（ρ=平均密度，g=重力加速度，z=深度），与

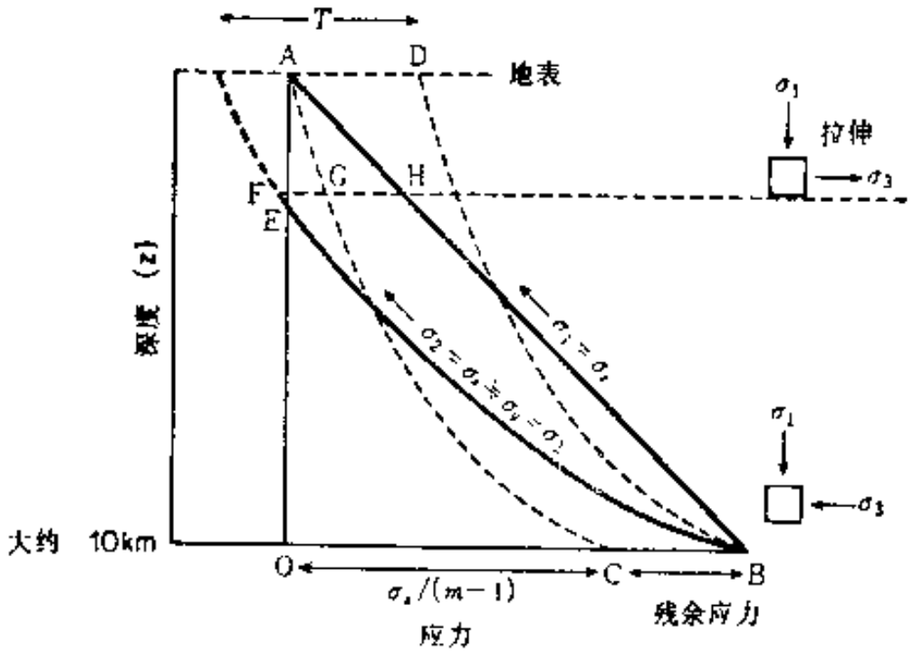


图 3.7　上升开始时应力场接近于静水压力情况的应力史
(Price, 1959*)

箭头表示随时间推移应力变化的方向

深度成正比，因此它会随着时间推移而减小，沿直线BA 在地面A 处达到零（或准确地说，为一个大气压）。水平应力则有三种类型。第一种是由上覆层引起的，取泊桑系数为m时，这种应力为$\sigma_x=\sigma_y=\sigma_z(m-1)$，如3.2($a$)所述。它将向上沿着曲线CGA减小。第二种是数值很小的残余应力 BC。如果将它取为与深度无关且在整个区域内为常数，则将BC加在曲线 CGA 上，而形成的曲线BD 则成了水平方向总的压应力。另一方面，第三种水平应力T是张应力，如前面所推测的，它与上升量成正比。因此它具有负值，计算中若将它也考虑在内，就意味着总水平应力将随着时间而沿着 BEF 曲线减小，在E点达到零随后变成张性。因为

地质吧，地学吧www.gsh123.com

$\sigma_x > \sigma_z \fallingdotseq \sigma_y$如图3.7所示，主应力轴之间的关系就是 $\sigma_1 = \sigma_x$，$\sigma_2 \fallingdotseq \sigma_z \fallingdotseq \sigma_y = \sigma_3$。这种应力轴状态会引起正断层，但若看一下已知的物理常数，显然可知不会发生破裂，因为即使差应力 $\sigma_1 - \sigma_3$达到最大值时，剪应力显然没有达到剪切强度。通过E点后上升的块体达到横向拉伸区，但是由于拉伸强度一般比剪切强度约小10倍，于是，例如在F点就会形成张性破裂。这一破裂面是一包含 σ_1轴的垂直面，而如果σ_2与σ_3精确相等，则破裂面的走向就会不确定。不过实际上σ_2和σ_3轴会由于小量残余应力而区别开，而破裂面的位置将与 σ_3轴直交。而且，只要在F点一旦产生了破裂，在 σ_3方向的张应力就会释放而变成为表现在G点处的压应力。因此 σ_2和 σ_3发生了交替。如果继续上升，最终会导致第二个张性破裂面产生，并与新的 σ_3轴成直角，而残余应力越小，它与第一次破裂之间的时间间隔就越小。这样两个相交的张性破裂系统分别对应于纵向和横向的节理。

下面让我们考虑第二种情况，即在上升开始时残余应力相当大。这时上升构造体具有的特性与“Voigt 模型”相似。如图3.8所示，隆起开始时的应力状态为 $\sigma_1 = \sigma_y > \sigma_2 = \sigma_x > \sigma_3 = \sigma_z = \rho gz$，它们分别沿曲线FG和BCD以及直线ACK 递减。σ_2和 σ_3 相交于C点，在此之后 $\sigma_1 = \sigma_y > \sigma_2 = \sigma_z = \rho gz > \sigma_3 = \sigma_x$。因为在超过C点之后

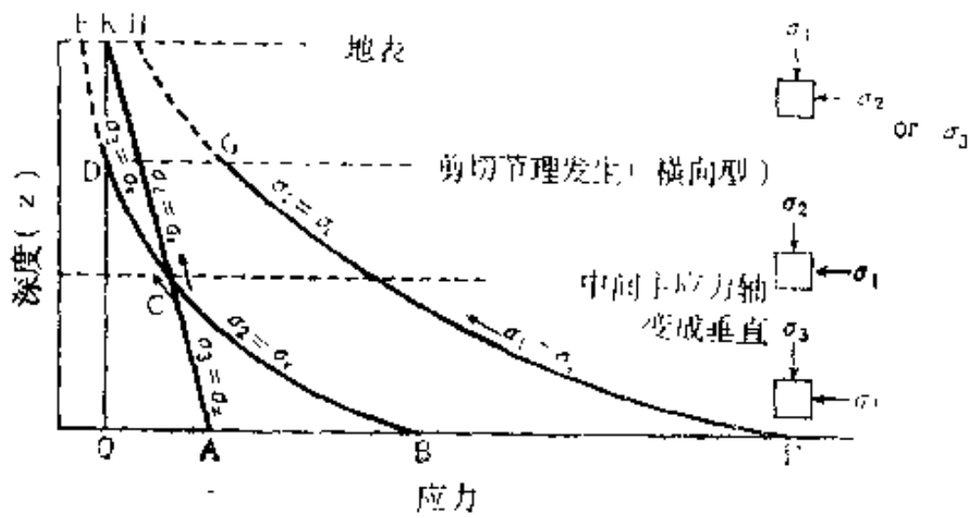


图 3.8　上升开始时残余应力相当大的情况下的应力史
(Price, 1959*)

垂直距离大约是图 3.7 中的四分之一，箭头表示应力随时间而变化的方向

地质吧，地学吧www.gsh123.com

σ_2轴成为垂直的，这就提供了形成走滑断层型的垂直剪切面的条件之一。当达到DG高度时，另一个条件也满足了（即内摩擦系数和内聚力值所要求的σ_1/σ_3最小值的限制），于是形成一组与σ_1轴成$45-\varphi/2$方向的垂直剪切面（φ为内摩擦角）。因为与此同时大多数残余应力就丧失了，随即有$\sigma_1=\sigma_x=\rho gz>\sigma_2=\sigma_z\fallingdotseq\sigma_y=\sigma_3$。接着发生的是与情况1中发现的完全相同的“应力史”，并且依次形成两组与σ_1和σ_3轴直交的张性破裂面。与情况2中的剪切面一道就系统地生成了三种节理，即斜向、纵向和横向节理。

因此，用应力史的观点来看Price的工作时，我们可以追溯早期占主导地位的应力场，经过随后它成为残余应力的时期，并且看到应力减少过程中对新断层的形成起的重要作用。

植村　武、岩松　晖

地质吧，地学吧www.gsh123.com

第四章　岩石劈理

确定在岩石和地层变形期间起支配作用的物理、力学条件是重要的。岩石的劈理是澄清这些问题的关键。因此在这章中我们将从这一观点出发扼要地叙述岩石劈理的性质和成因。

岩石劈理的定义是“由变形造成的细密的面状次生构造”。一般说来劈理与层面斜交，而且具有和褶皱轴面关系一致的特征。

Bakewell 在 1815 年首次对劈理给予了确认和描述。在这之后的 150 年中提出了各种术语，尝试了多种分类方法。本章力图只用标准术语作些简单的介绍。“破劈理”指的是只有几毫米或几厘米断距的非常细密的裂隙或微断裂，而且与组成岩石的矿物排列无关。它几乎可以发生在各种类型的岩石中，但在变形而非变质的泥岩中最常见到。某些地质学家用解释解理同样的方法去解释破劈理，而 Price 和 Hancock（1972）断定，是在最小主应力轴暂时与层面平行而与褶皱轴垂直，而且在褶皱作用下孔隙水的压力变得异常高的时候，由于水压的破裂作用形成了破劈理。“滑劈”（slaty cleavage）常见于细粒的弱变质岩中，它由细粒的的叶片状矿物（例如伊利石）的平行排列而组成。风化作用会使得劈理面而不是层理面更突出，以致岩石很易沿板劈理裂开，因此在野外对这两者的识别必须特别谨慎。在与褶皱作用的关系方面，通常说板劈理与所谓的剪切褶皱的轴面平行，而且形成形态上的相似褶皱。“折劈理”可在层面片理发育良好的低-中级变质岩中见到。这些层面片理具有几百个微米波长的极小的褶皱，其轴面相互平行，一次又一次自身重复，折劈理平行于这些轴面。

下面我们将集中讨论板劈理，从变形理论的角度来看板劈理最有意义，因为板岩中有许多应变标志体，例如变形化石等。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

1．板劈理的成因

从19世纪初，有关板劈理的研究日渐增多。在上一个世纪中出现了对板劈理的几何学和形态学的研究，根据这些工作对板劈理的成因展开了反复的争论（Leich，1905）。这种争论后来继续进行，但是没有得到任何实际成果，也没能得到任何可靠的结论。这主要是由于当时关于岩石变形和变质岩石学科方面的知识水平还比较低，而且也由于“板劈理”这个术语用的比较滥，没有考虑到岩石中变形或变质作用的不同程度或多样性。例如，有一个争论涉及到平行于板劈理的叶片状矿物究竟是由原来的碎屑物质经过旋转形成的（Sorby，1853）还是劈理发育时的重结晶形成的新矿物（Van Hise，1896）。近来介于这两个观点之间的一种折衷观点似乎占了优势。例如Ramsay（1967*）和Williams（1977*）解释道，在非常低的变质作用条件下机械转动是起作用的主要因素，但是重结晶的重要性随着温度升高而增加。Ono（1973）也研究了古生代Setogawa组的板劈理，结论是它们是机械转动和重结晶双重作用的产物。Oertel（1970）的理论解释是，叶片状矿物由于机械原因而得到重新定向，然后这种重新定向又由于晶体生长得到进一步加强。

目前对于劈理成因有三种主要理论，即剪切作用假说，压扁作用假说和构造脱水假说。在大多数方面压扁作用假说得到了最多的支持者。

（a）剪切假说

剪切假说首先由Phillips（1844）和Becker等（1896，1904，1907）提出。Becker用应变椭球理论进行研究，他说最大剪切面是在应变椭球体的截面成为正圆处，而板劈理即平行于这个面发育。Tokuyama（1971*）研究登米板岩的内部构造时，发现了两个不同方向的劈理面彼此以15°角相交。他还发现两组劈理面所夹的钝角平分线的方向与最大压应力主轴重合。他因此强调说，板劈理原来是作为共轭剪切面而发生的，随着应变发展而旋

地质吧，地学吧www.gsh123.com

转到目前所看到的钝角。不过正常情况下板劈理只在一个方向上发育，而且即使矿物的排列是双向的，是否能说明有剪切作用也是可疑的。人们认为如果有一个剪裂面沿着特定的方向发展，后继破裂的方位必将受到早期各向异性面的控制。很难象板劈理那样形成间隔几十微米的剪破裂面。

(b) 压扁假说

压扁假说曾有过很多支持者，例如从Sharpe (1847, 1849) 和 Sorby (1853, 1856) 到今天的 Wood (1973, 1974*) Tullis (1975, 1976) 和 Siddans (1972*, 1977)。Sharpe (1847)研究了板岩中的变形化石后指出，因为化石被压扁到板劈理面内，所以劈理是与最大压力的方向成直角的。后来这个领域的许多研究者进行了应变分析（下面要讨论），他们利用了各种应变标志体例如变形化石或砾石，都强调了板劈理是在最大压应变主轴垂直面中发育。Dieterich(1969*)把有限单元法用于粘性介质中粘性层纵弯褶皱的计算机模拟（见第五章）。他因此证明，与最大压应变相交的面的排列与自然界中板劈理排列的方式非常一致(图4.1)。

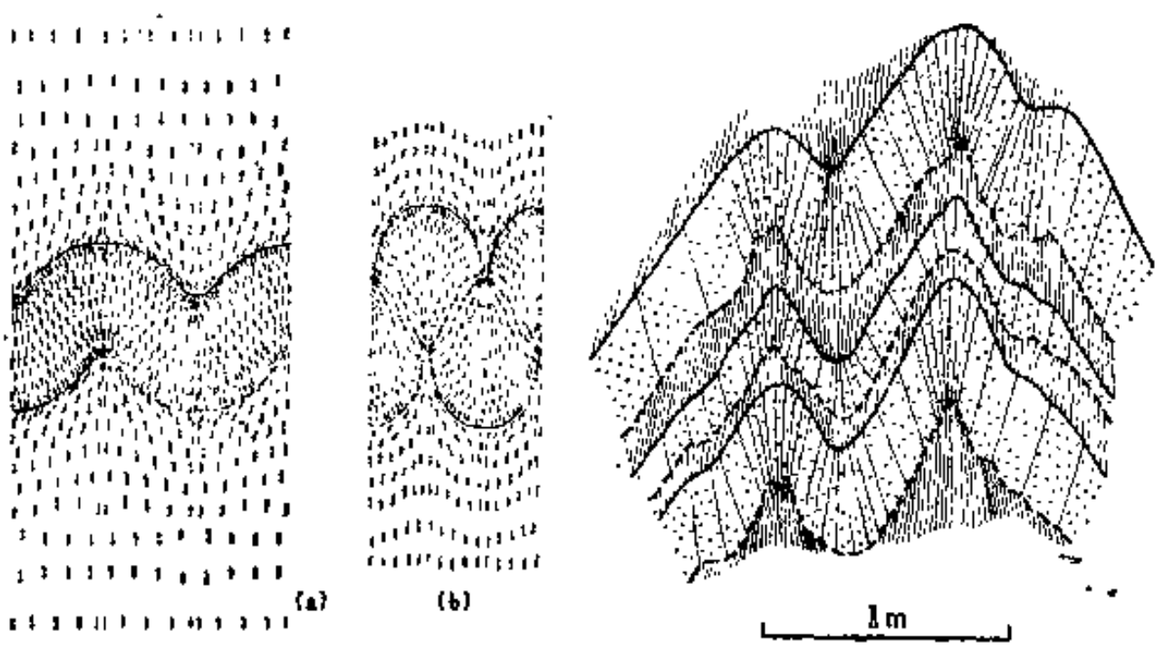


图 4.1 左图为粘性介质中粘性层纵弯褶皱的计算模拟 (Dieterich, 1969*)短线垂直最大压应变 (a)100%平均压应变；(b) 150%平均压应变 右图为自然界板劈理和劈理的折射现象

地质吧, 地学吧www.gsh123.com

(c) 构造脱水假说

Maxwell (1962*) 研究了阿巴拉契亚奥陶系中的马丁斯堡板岩，注意到板岩中的碎屑岩墙 (clastic dykes) 平行于板劈理。他得出结论说这是由于在岩石固结前孔隙液压异常高，在岩石脱水过程中导致碎屑颗粒机械转动，结果形成了劈理。这就是构造脱水假说。这种在成岩过程中发育劈理的假说与传统概念明显不一致，但在后来的野外研究基础上逐渐出现了支持者 (Powell, 1972; Altermann, 1973 等)。对于上述观点所根据的事实也有人用相反的论点来解释(Geiser, 1975)，在野外研究中发现的许多事实都不能用这种假说合理地解释。例如在北上山地中生代和古生代的地层中发现了大量的岩墙和熔岩。其中发育的板劈理与其周围板岩中的劈理有同样的方向(Iwamatsu, 1969*, 1975*)。在有些地方，板岩中所包含的化石和砾石中也有板劈理。显然在板劈理形成时它们已经固结了。在世界许多地方，例如台湾，已观察到不同时期形成的两个方向的板劈理的叠加 (Kimura, 1973)。在这种情况下，至少在后期板劈理发育时岩石已经固结了。Hirowatari和Katayama (1973)用电子探针分析(EPMA)研究了古生代那智泥岩和登米板岩的化学和矿物组成。他们确认，根本见不到劈理的那智泥岩尽管受到了成岩作用的影响而没有发生变质，但是登米板岩中重结晶作用却相当发育。换句话说，他们证明了板劈理不只是在成岩作用中形成的。因此构造脱水作用假说难以作为区域板劈理的形成机制为人们接受，但是在很局部的情况下可以找到脱水作用产生的劈理 (Williams, 1977* B)。Moore和 Geigle (1974) 在从深洋底取上来的岩心中发现了板劈理，这很可能是由脱水作用形成的。

2. 应变分析和板劈理

不象结晶片岩这样的高级变质的，板岩中可以完好地保存沉积时包含在地层中的物体如化石或鲕粒。如果这些物体的初始形态是已知的，它们就可以用来作为“应变标志体”。不过除非这

地质吧，地学吧www.gsh123.com

些标志体和基质之间的粘度比是已知的，否则不可能确定岩石本身所遭受的应变程度。因为变形时的粘度比是极难确定的，最好集中研究与基质性质相似的标志体，例如灰岩中化石印痕或鲕粒。只要记住这些条件，是有许多应变标志体可以利用的。以北上山地为例，我们可以利用泥盆系紫红色凝灰岩中的还原斑、泥盆-石炭系中的石燕、二叠系中的佐宇型砾岩(Iwamatsu, Yoshihara, 1974; Ikeda, 1977) 或三叠系中的菊石(Hayami, 1961)。

(a) 应变椭球的方向和板劈理

基于应变标志体的形状和性质，已经提出了多种“应变分析”法 (Ramsay, 1967*; Ikeda, Shimamoto, 1975)，也提出了根据形成板劈理的叶片状矿物定向程度来估计应变值的各种方法 (March, 1932; Tulles和Wood, 1975; Willis, 1977)。不管使用哪一种分析方法，通常，最终应变值作为一个应变椭球给出。假定变形前为一个球形体并受到均匀变形，可以观察到它所变成的椭球形状。设应变椭球的主轴长度依次为 $X>Y>Z$，最大压扁面 ($X-Y$ 面) 无例外地与世界上所有造山带中的板劈理面一致。这就是4.2节中所讨论的压扁假说的依据。在北上山地还可以发现，通常平行原始层面展布的外来化石，现在平行板劈理方向排列，薄衣式砾岩的砾石同样有与板劈理一致的最大压扁面。这是因为它们在褶皱作用期间发生变形、转动而重新排列。这并不说明沉积期间发生了迭瓦作用。因此如果将地层恢复到水平状态，以确定古水流和重建沉积盆地，势必会错误地想象，供应物质的陆地是位于现在背斜轴部的位置。在重建具板劈理地区的古环境时，必须仔细考虑到后来发生的变形作用。

每个造山带的长轴 (X) 方向是各不相同的。尽管在北上山地长轴几乎都是水平的，而且平行于褶皱轴 (Iwamatsu, 1975*)，而在威尔士的寒武系板岩带 (Ramsay, 1962*) 或阿巴拉契亚的兰岭带 (Cloos, 1947) 长轴则几乎都是直立的，而且垂直于褶皱轴。我们还不知道这种差别的原因。

(b) 变形图

地质吧, 地学吧www.gsh123.com

现在我们来研究一下从应变椭球体各轴的长度可以推导出哪一些有关变形的资料。人们提出了各种表示二维变形的图解（Flinn, 1956；Hossak, 1968），称为“变形图”（Flinn, 1956, 1962）。这节我们介绍 Wood（1974*）的作法，这是改进了的付林法（1956）。不过要小心避免混淆，因为付林定义是按相反的方式即$X<Y<Z$来表示应变轴的。在图4.2中最长和中间主应变轴的轴长比 X/Y 的常用对数为纵座标，而最短和中间主应变轴轴长比Z/Y的常用对数为横座标。因此，沿某一主应变轴方向的应变相同，在图上就是一条直线。直线上的数字是每一主应变的大

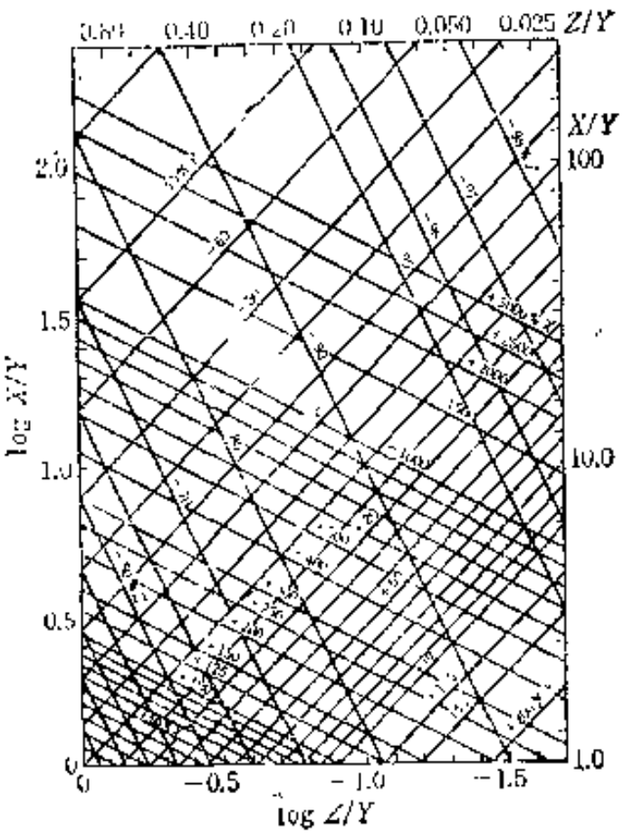


图 4.2 变形图（Wood, 1974*）

小，表示主轴的长度相对于和应变椭球体等容积的球的直径d增加或减少了多少，例如+150%X表明在X轴方向上伸长了150%，也就是$X=2.50d$，而−70%Z表示在Z轴方向上压缩量为70%，即$Z=0.3d$。如果在变形的同时体积也减小就不能用d作比较，但是在与板劈理有关的变形中这是可以忽略不计的（Wood, 1974）。而且，通过原点的45°线表示平面应变，这时$Y=d$，而且

地质吧，地学吧www.gsh123.com

这条线下方的区域表示压扁型的盘状变形（扁球），而在左上方区域表示收缩型的棒状变形（长球）。

根据Wood（1974）用还原点作的应变分析，在加里东造山带的寒武系板岩带中的平均应变椭球是 $X:Y:Z=1.7:1:0.26$，也就是 $X=2.23d$，$Y=1.31d$ 和 $Z=0.34d$。与此相反，阿巴拉契亚造山带中的 Taconic 板岩带是 $X:Y:Z=1.7:1:0.17$，也就是 $X=2.57d$，$Y=1.51d$，$Z=0.26d$。这种差别可能在于，前者是由轴面几乎直立的开褶皱组成，而后者是由紧闭的倒转褶皱组成的。虽然褶皱的类型影响了变形椭球的形状，但应该说这两种情况下的数值是十分一致的。将两个地区寒武奥陶系地层中取的5000多个测量值全部画出即得到了图4.3。有一个明显的重叠区，表明存在一个形成板劈理的区域（虚线所围区域）。笔者从Kitakami山

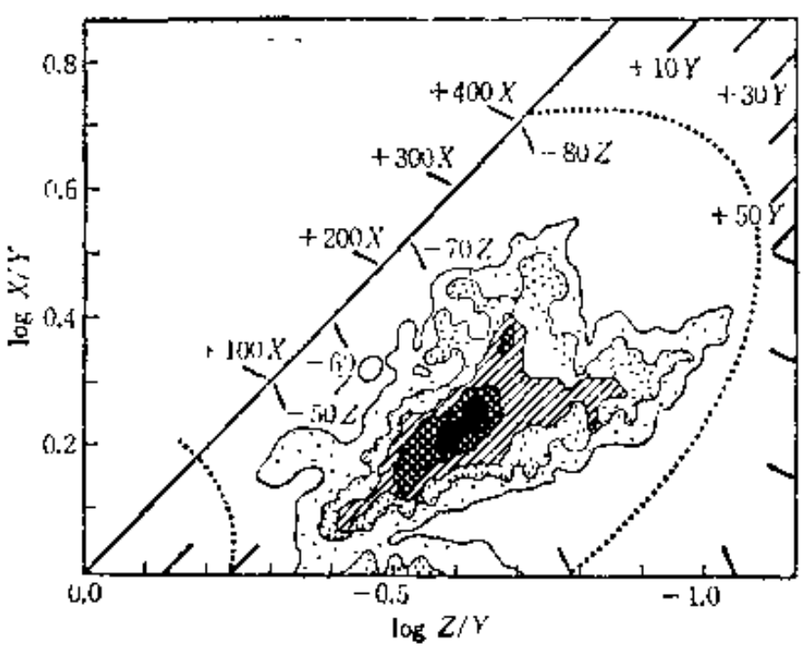


图 4.3　加里东造山带和阿巴拉契亚造山带中寒武-奥陶系板岩中的有限应变等值的变形图（Wood, 1974*）

等值线0.5—1—2—3—5%（测量数目5200个）

脉泥盆系地层中还原点所获得的值 $X:Y:Z=1.5:1:0.29$，即 $X=1.98d$，$Y=1.32d$，$Z=0.38d$，也落入同一区里。这些值更接近于加里东板劈理带而不是 Taconic 板劈理带，这不是偶然的，而是由于北上山的局部褶皱是开型的。加里东和阿巴拉契亚造山带

地质吧，地学吧www.gsh123.com

两个区所有数据的平均值是 $X:Y:Z=1.76:1:0.24$，也就是 $X=2.35d$，$Y=1.35d$ 和 $Z=0.32d$，具有象这样数值的板岩被认为最适于作屋瓦用。

因此我们发现在年龄和位置不同而出现板劈理的造山带中，在 Z 轴方向，也就是垂直于劈理面的方向上，总有大约70%的缩短。也就是在劈理面内可以观察到在 X 轴方向有100—150%的伸长，在 Y 方向上有近35%的伸长。这一点具有重要意义。因为世界各地的板劈理都是陡倾的而且是近乎直立的，所以最大压缩方向几乎是水平的。可见，板岩带的沉积地层在变形前的宽度一定是现在宽度的 3 倍，而随后必然是遭到了由水平挤压引起的造山运动。现在，水平论者和垂直论者之间存在着争议，水平论者相信普遍的水平压缩，而垂直论者则将基底的垂直块体运动看作是导致造山运动的基本构造力中最关键的因素。上述事实为我们提供了关于这个问题的某些重要线索。

由于在 X、Y 方向都伸长，板岩带中的地层显然比变形前加厚了。象加里东和阿巴拉契亚造山带那样，当 X 轴近于直立时，变形引起地层厚度的变化可达1.5倍。因为水平缩短量在褶皱轴附近通常要比翼部大，再加上形态上是相似褶皱，地层又是从两翼向褶皱轴方向明显加厚的。若不考虑这些因素，就可能仅仅根据现在看到的厚度错误地恢复沉积时的沉积盆地。有意思的是在加里东造山带寒武系板岩带中，我们看到褶皱轴形成脊的地方水平缩短量相对比较大，而形成凹槽的地方相对小一些（图4.4），原因是当变形作用使地层加厚时，向下延伸受到了限制，于是不

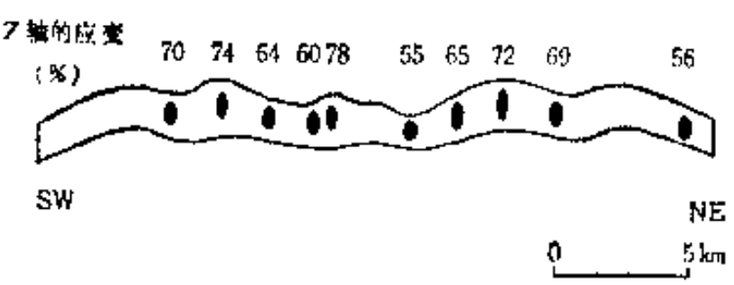


图 4.4 沿着威尔士寒武系板岩延长的方向上，褶皱倾伏角和构造厚度变化（作为不同应变的函数）之间的关系（Wood, 1974*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

得不向上延伸了。

3．板劈理发育的部位

虽然具有板劈理的岩石被限制在造山带中特定的部位，但它们仍广泛分布于世界各地。

（a）面理构造在造山带中的展布

造山带通常分成平行于该带区域走向的几个构造带。由于造山型式不同（例如岛弧型或者碰撞型）可能有某些变化，但是下列划分方法是通用的。即从广泛分布深成岩的中轴地带一直到边缘盆地。下面括弧中的名字指的是与阿巴拉契亚相对应的部分，阿巴拉契亚是最典型的造山带。造山带基本上被分成轴带（皮德蒙特带）、内带（兰岭带）、外带（盆岭带）和边缘带（阿勒格尼高原带）。轴带是以几乎水平或者缓倾斜的层面片理为特征。可能叠加近于水平或者缓倾斜的层面片理。也可能叠加近于直交的折劈理。内带是以区域劈理发育为特征，通常劈理面平行于造山带走向，而且陡倾到近于直立。因为在细粒岩石分布广泛的区域中板劈理最为显著，因此把它们称为板岩带。在这个区域之外就见不到劈理之类的面理了，所以内带的外缘被称为构造岩前缘(Fellows, 1943)。虽然在某些情况下这两个带可能被大的逆断层所分开，但这两个带在构造上是彼此相关联的。从轴带到外带岩性的排列次序一般为片麻岩→结晶片岩→千枚岩→板岩→页岩。

（b）板劈理发育时的深度

如上所述，面理构造的分布随着它们在造山带中的位置而异。这只是由于发生在不同水平位置上变形形式的差别吗？或者倒过来说，这样的分布能够说明某种力学上的必然性吗？

总起来说，可以认为控制变形形式的因素是岩石本身的物理性质以及温度、压力（围压和构造压力）和应变率。以单个褶皱构造为例，人们至少可以认为对同一时期发生的变形作用来说构造压力和应变率是相等的。在这种情况下，如果褶皱是由相同岩性的地层所组成的，在其中所看到的变形可以认为是温度和围压

地质吧，地学吧www.gsh123.com

（也就是深度）的函数。下面我们讨论利用这种方法进行研究的一个例子（Iwamatsu, 1969*, 1975*）。

在南北上山地的气仙沼东部的纲木板向斜是由二叠系到白垩系地层组成的。除了白垩系地层之外，按照先前所列举的条件几乎在所有的层位上均发育有泥岩。这些地层形成一个具有相同褶皱轴的向斜。具有轴面板劈理的典型剪褶曲可以在二叠系和三叠系地层中见到。在上侏罗统地层中可见到伴有层间滑动的弯曲褶皱，而在中侏罗系中则可见到这两者之间的一些中间形式。简单说，从深到浅的层位上，剪切褶皱逐渐变成弯曲褶皱。在与劈理垂直的面上测量到每单位长度的板劈理频率也从深到浅递减。在二叠和三叠系地层中，劈理的性质是十分有规律的和均匀的，但是在中侏罗系中它们变得无规则和不连续（即使在同一狭窄的地段中劈理的演化都有明显的差异），而在上侏罗系地层中很难发现劈理。可以在三叠系和侏罗系地层下面找到一些平行不整合或微角度不整合，但是在这些界面处并没有构造突变，下面的地层也没有叠加变形。因此，如某些作者所推测的在这个时期发生过象Honshu造山运动一样的重大地壳运动，是没有具体依据的。随之而来，所有上面提到的构造都可以认为是在白垩纪造山运动时期发展的。由此可见，即使经受相同的构造运动，由于深度不同也会产生不同的变形形式。在深处形成具有轴面板劈理的剪切褶皱，而在较浅的层位上形成弯曲褶皱。让我们根据上述结论来分析板劈理发育的部位。人们认为在白垩纪造山运动时期，二叠、三叠系地层的深度甚至比侏罗和白垩系地层目前的厚度（大约3000m）还要大。因此可以认为板劈理是在比这还深的深度上，在700—800bar的围压下形成的。在北上山地的牡鹿半岛二叠、三叠系地层中也发现了典型的板劈理，这里的"深度"估计为2500m（Tokuyama，1965）。据报道，根据取自不同地区不同时期的样品所得出的值也大约为3000m。根据Carson（1968）的观点3000m以下的深度载荷压力对马丁斯堡板岩中劈理的发育具有一定的意义。新潟县的须贺试验钻井所取得的岩心样品中也发现了

地质吧，地学吧www.gsh123.com

中新世页岩（3500m深）中的初期板劈理。因此有理由把厚度当作“深度”，并认为板劈理或剪褶曲的形成发生在大约 3000m 或更大的深度上。

其次，我们必须讨论板劈理发育的下限深度的问题。在北上-阿武隈山能够确定这个深度的地方，其值大约5000m。比这更深，即一直到7000m，折劈理和层面片理共存，还形成以“折劈理”作为轴面劈理的褶皱。这些折劈理和上覆的板劈理在成因上有密切关系，可以认为他们是在同一时期形成的。在大于7000m的深度上发生流褶皱作用，褶皱中发育层面片理而没有劈理的迹象。换句话说，前面叙述造山带中叶理构造的水平展布的根源在于它们在造山带内深度不同。不过5000m和7000m这些数字中包含了由于变形而引起的地层厚度增加和由于相似褶皱形成而表现出的地层厚度减少，因此不能把它们看作是最终的结果。根据上述资料，可以有根据地说，板劈理发育的深度是3000m—5000m（700—1000bar的围限压力）。

（c）构造层次和板劈理

前面曾提到，在北上—阿武隈山发现了一个具有一系列褶皱的系统，从深到浅层位的组成依次为流褶皱→具折劈理的褶皱→剪切褶皱→弯褶皱。尽管这些类型之间的界线不是截然清晰的，但每一种类型都是独立的不同的褶皱形式，而且每种特定的褶皱形式与一定的深度相对应。在某些地方，随着深度（也就是温度和压力）的量变可能发生变形作用的质变。这与热量的量变与含水系统的质变，也就是冰→水→水蒸汽之间的对应关系是类同的。简言之，受深度控制的褶皱作用中有一个构造系列。这就叫作褶皱“构造层次”（Faltungsstockwerke）。据报导，世界各地的造山带中都有类似的构造系列。例如在阿巴拉契亚的达奇斯郡（Maxwell, 1962*），图林根板岩山的海西期岩石中（Schroeder, 1966）比利牛斯中部（Odé, 1966）和比利牛斯东部（de Sitter和Zwart, 1960）等区域也观察到了上述的褶皱类型变化。在这些情况中，板劈理都发育在中等深度的构造层中。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

不过远不是所有造山带中这种构造系列发育得都如此完整。即使在日本，也只有在北上—阿武隈山才发育典型的上述层状构造。在日本西南发现了一个由流褶皱→透镜状褶皱→弯褶皱所组成的系列，其中几乎没有板劈理（Kimura, 1968*）。

如果在相同的中等深度上发生变形，形成和不形成板劈理的部位有什么区别呢？Tokuyama（1971*）用金属蠕变试验的结果推断出剪切褶皱是低应变速率下产生的，而透镜状褶皱是在高应变速率下产生的。Ono（1973*）对日本西南濑户川带的北部地区形成的板劈理进行了X-射线结晶学研究，发现即使在同一层位上温度越高的地方板劈理发育得越好。这两者结合起来意味着，虽然日本东北部曾发生较高温度下的缓慢变形作用，而在日本西南的变形作用则在较低温度下进行得较快。到目前为止还没有人尝试研究确定板劈理形成所需的构造压力。这将成为进一步工作中突出的课题。

岩松　晖

地质吧，地学吧www.gsh123.com

第五章　褶皱和褶皱作用

地质体中的层状结构由于变形而弯曲的过程称为“褶皱作用”，所形成的构造称为“褶皱”。

我们知道，现在正在进行的大规模的褶皱作用伴随着地形的连续变化（Sugimura, 1952; Kaizuka, 1972）。这种褶皱称为“活动褶皱”，位于活动造山带上的日本群岛已发现许多这种褶皱（QTM研究组，1973）。当讨论到过去形成的褶皱时，我们立刻会想到瑞士阿尔卑斯山的雄伟构造，在那里侵蚀和剥蚀作用已经使得高耸的山带根部都暴露出来了。这一切雄辩地说明了阿尔卑斯山曾经经历的造山运动有多么剧烈。它们也说明在造山带中褶皱作用是主导的变形方式。这一点已知具有普遍的正确性，不仅在瑞士阿尔卑斯山而且在日本以及世界上许多山根已暴露出来的其它古老造山带均是如此。通过观察和分析这些褶皱，可以阐明造山带中褶皱的形成过程。

不过，褶皱并不只是发生在造山带中，即使在远离瑞士阿尔卑斯山的德国北部大平原下面，地层也是强烈褶皱的。褶皱作用是地壳变形的一种普遍的型式，特别是造山带构造运动的主要型式之一。因此褶皱和褶皱作用是构造地质学最重要的研究对象之一。

旨在弄清地壳构造运动过程的褶皱研究是从两个方面进行的，一是查明一定类型的褶皱是在地球上什么地方和什么地质时期形成的，并弄清楚其构造性质的特征；二是对褶皱分类并分析褶皱作用的机制。不仅是自然界褶皱的描述和分析，而且褶皱试验和褶皱作用的理论分析，包括模型试验和数值分析，都具有重要的意义。岩组学的近期进展为分析褶皱地层中应变分布和变形机制提供了手段。象在地学的许多其它领域中一样，对褶皱和褶

地质吧，地学吧www.gsn123.com

皱作用的研究已成了一门跨学科的科学。

本章旨在阐明构成现代褶皱理论基础的基本概念，这些理论正由于跨学科的研究而继续发展。我们将说明褶皱的基本型式以便对观察自然界的褶皱给予一般性的指导，还将概述褶皱构造特征的研究现状。

1. 褶皱作用的基本型式

如果一个褶皱是变形构造，那么其特点应由该系统的力学性质和所受的外力来确定。一个褶皱表现为一地质体内弯曲的层状构造。在大多数层状岩石中，某些抗变形能力较强的层称为“能干层”❶，而另外一些是相对容易变形的“非能干层”❷。在某些情况下，分层是由平行排列的板状矿物确定的。板状矿物的力学性质通常是各向异性的，因此含有这种面状构造的岩石力学性质也就变得各向异性了。两层之间的界面经常发生层间滑移。层状岩石的力学各向异性也可能由这种层间滑移引起。所有这些性质都是确定该系统力学性质的重要因素，而且在很大程度上控制着褶皱作用的型式。

褶皱作用可以简单地处理为，（1）由于与岩层平行或近平行的压缩作用引起的褶皱作用；（2）由高角度作用于岩层的不均匀载荷引起的褶皱作用；（3）由重力引起的褶皱作用。复杂的褶皱作用可以处理为这些基本褶皱作用的叠加。

由能干层的纵弯曲或由各向异性岩石的内纵弯曲而产生的褶皱称为“纵弯褶皱” (buckling folds or buckle folds)。纵弯

---

❶、❷ Willis（1893）引入“能干度”系数作为一种量度来说明某种岩层在受到弯曲变形时推挤围岩并形成褶皱趋势的大小。他认为刚性的岩层（能干层）被弯曲时能承受外力，而较易变形的非能干层易于在变形时缩短，不会表现出弯曲变形和形成褶皱。一般地讨论能干度的力学意义以致能概括力学性质十分不同的地质体也是不容易的。不过自 Willis 以来许多工作者已经从相对简单的褶皱模型中给出了能干度的明确定义。例如，在弹性和粘性层的情况下，能干层是两个弹性层中弹性模量较大的那个，或两个粘性层中粘性较高的那个。因此某一特定岩层的能干度由它和围岩的力学性质的相对差异来确定。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

曲作为一种不稳定现象概括了很宽范围的一类变形行为，而纵弯褶皱的特征在很大程度上取决于系统的内部构成——几何形状和力学性质。因此在研究纵弯褶皱时必须清楚地给定系统的构成。由近于垂直地作用于岩层上的不均匀应力引起的褶皱称为“弯曲褶皱”(bending folds)也称“横向弯曲”(transverse bending)或横弯褶皱。在这种情况下相应于给定的外应力只有唯一的变形模式，因此这种褶皱作用不是不稳定现象。与纵弯褶皱不同，不均匀分层或系统中的力学各向异性并不是横弯褶皱发生的前提，横弯褶皱的形状在很大程度上受非均匀应力型式的控制而不受系统内部构造的控制。对这种褶皱的研究是从50年代Hafner(1951*)的工作开始的。

在考虑巨大的地质构造（超过几十公里）的问题时重力是极为重要的因素。重力对褶皱过程的稳定效果自Smoluchowshi(1910)的工作以来主要在理论方面进行了研究。

在地壳中经常是高密度的地层覆盖在低密度的地层之上，产生所谓的“倒转密度系统”。这种系统的构成在重力场中是不稳定的，低密度的地层有靠自身浮力上升的趋势。自从Arrhenius(1912)指出这种倒转的密度分布本身是形成盐丘或底辟褶皱的基本原因以来，已详细地研究了低密度物质的运动。

2. 单层褶皱

夹在介质中的单层在与层面平行的挤压作用下形成的褶皱称为单层褶皱，不论在对自然褶皱的分析中还是在对褶皱作用的理论和实验分析中都已对单层褶皱进行了最广泛的研究。如前节所述，Willis(1893)的能干度概念，对掌握褶皱作用机制方面是最重要的突破。单层褶皱是最先按照这个概念进行了详尽的褶皱作用理论讨论和实验分析的，包括对自然界褶皱进行相应的定量检查。虽然在Willis之后又作了大量有益的工作，但Biot(1957, 1961*)的理论工作标志着对单层褶皱进行定量研究的真正开端，下面首先概括一下他对于褶皱理论的发现和发展。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

（a）力学理论

研究一个牛顿流体所组成系统的褶皱作用。Biot假定，一个层的褶皱作用可以用薄梁弯曲的方程来描述，即褶皱的形状应为一正弦曲线，而褶皱的波长不会随变形的增加而发生明显变化，然后他从理论上推导出了变形过程中层面沿垂直y向的位移w如下（Biot, 1961*）

$$w=w_0\,e^{pt}=A_0\,e^{pt}\cos lx \tag{5.1}$$

$$p=P/\left(\frac{4\eta_2}{hl}+\frac{1}{3}\eta_1 h^2 l^2\right) \tag{5.2}$$

其中，w_0是w的初始值，t是自变形开始起的时间，l是褶皱的波数（$l=2\pi/\mathscr{L}$，$\mathscr{L}$是褶皱的波长），A_0是褶皱幅度的初始值，P是横向挤压应力，h是层厚，η_1和η_2分别是层和介质的粘性系数。系数p表明褶皱的增长速率；它的值越大，褶皱增长得越快。方程（5.2）右侧分母中的第一项相应于介质对褶皱增长的阻力，第二项相应于层本身对于弯曲变形的阻力。横向压应力越大，层和介质的粘性系数越小，则褶皱的增长速度越快。上述解还表明，对于给定的横向压缩应力P，增长速度将随褶皱波长而变化。Biot认为，褶皱的波长会在变形中逐渐选择使增长速度保持最大值，即方程（5.2）中p为最大值。他称之为“主波长”并由（5.2）式中推导出：

$$\frac{\mathscr{L}_d}{h}=2\pi\sqrt[3]{\frac{\eta_1}{6\eta_2}} \tag{5.3}$$

Biot(1961*）根据（5.1）和（5.2）式对波长选择进行了详细的分析并证明，当$\mathscr{L}d/h>10$时以薄梁弯曲方程为基础的理论仍比较好，而且层与介质之间的粘滞力不会对主波长有明显的影响。Biot的理论是按照粘弹性对应原理❶形成的而具有各种不同力学

❶ 根据这一原理，一弹性解可以用算子或拉普拉斯变换方法扩展为一粘弹性解（Biot, 1954, 1965*；Pipkin, 1972；Schapery, 1964*, 1972）。Schapery（1964*）的对应原理也可应用于描述高温高压下岩石流动的非线性本构方程（例如Weertman, 1970；Stocker和Ashby, 1973），因此褶皱作用的理论可以比较容易地推广到具有这种力学性质的系统。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

性质的系统的褶皱作用可以用统一方式处理。

随后Biot(1964, 1965b*) 又提出了将层的均匀缩短考虑在内的理论。他用$\epsilon_r=(P/4h)t$变换了原方程，ϵ_r为用对数或自然应变表示的系统平均应变（平均缩短）。Sherwin 和 Chapple(1968) 又修正了Biot的理论，考虑了层的均匀缩短并提出了一个主波长的方程。Ramberg(1964*) 把变形早期主要变形方式——层的均匀缩短称为“层平行缩短”，把后期占支配地位的，与褶皱作用相联系的不均匀缩短称为“纵弯缩短”。

(b) 主波长的存在

在Biot的理论发表前几十年，Willis和Willis(1934) 就已经认识到一个经验关系“层越厚以及能干度越高，褶皱的波长越长”。这与给出的主波长的方程（5.3）在定性方面是一致的。不过遗憾的是，他们未对褶皱的波长作出定量的分析。自然褶皱的波长与层厚度的关系首先是由Sherwin 和 Chapple(1968)，Ramberg和Ghosh(1968) 和Hara等 (1968*) 作了定量的研究。他们证明，褶皱的弧长-厚度❶比$\mathscr{L}_a/h$随着组成层和介质岩石的组合而变，而$\mathscr{L}_a/h$具有比较低的值，大多小于10。理论中的主波长应该对应于测量的$\mathscr{L}_a/h$的众数。主波长的测量十分重要，因为这可以使我们能够推导出层及其介质在褶皱形成时的粘度比（或更一般地说，层间能干度之差或它们相对力学性质）。主波长随变形的进展而变化，因此我们必须确定在褶皱轴的位置固定及波长选择实际上停止时系统的平均应变和波长-厚度比，以便能从波长-厚度比计算粘度比。Hudleston(1973*) 在他的模型试验中确定，在褶皱两翼之间的夹角（即翼间角，θ）达到130—150°时波长选择停止。如果这个结果具有普遍性，我们就必须从$\mathscr{L}_a/h$和

---

❶ 褶皱轴的位置在褶皱增长的较早期阶段就已固定下来了，而波长的选择在此之后实际上也就停止了。随后层的平行缩短大大小于纵弯缩短，因此褶皱的弧长大致上保持为常数。另一方面，褶皱波长随着褶皱的增长而继续减小。因此，为了确定实际褶皱在其增长的不同阶段的主导波长，更方便地是用褶皱弧长而不是用波长。假定褶皱为正弦波形，褶皱在其增长的某一阶段的主波长可以容易地从这个主弧长求出来。

地质吧, 地学吧www.gsh123.com

ε_1的测量值确定出它们与$\theta=130—150°$相对应的值。Shimamoto和Hara(1976*)对三波川结晶片岩中石英脉的单层褶皱确定了$\theta=150°$时$\mathscr{L}_a/h$和ε_1，并且用不同方程计算出它们的粘度比，如表5.1所示。

表 5.1 根据石英脉的单层褶皱的弧长-厚度比 $\mathscr{L}_a/h$ 确定的石英脉与周围的三波川片岩之间的粘度比 η_1/η_1(Shimamoto和Hara 1976*)

系统的组成	$\mathscr{L}_a/h$（众数）	η_1/η_2	η_1/η_2
（a）石英脉/泥质片岩	14.5	94—136	103—147
（b）石英脉/砂质片岩	8.0	23—33	29—40
（c）石英脉/基性片岩	5.5	14—26	19—32

注：因为波长选择停止时系统的平均应变没有确定，η_1/η_2不是直接确定的，这里的η_1/η_2是在期望的允许误差范围内估算的。

石英脉与最不能干的泥质片岩之间的粘度比大约为115。三波川带内泥质片岩中的方解石脉褶皱的弧长-厚度比大约为5。从表5.1的结果判断，石英和方解石脉之间的粘度比可能在5—10的数量级。Parrish等（1976*）最近证明，石英岩和大理岩的有效粘度比在湿条件下随温度有很大的变化。假定对于与这些褶皱的形成有关的变形而言，典型的地质应变率为10^{-14}/s，则根据推导出的粘度比和Parrish等（1976*）的实验结果估算出褶皱形成时的温度略低于400℃。如果将来要对各种岩石建立本构方程的话，我们必须能够更精确地确定褶皱形成时的物理条件。

（c）层厚度的变化

褶皱层的厚度是在与褶皱轴垂直的面内测定的。不过，在实践中人们常对怎样测量褶皱层的厚度感到困惑。因此必须明确说明，在测量厚度时用的是哪一种方法。测量方法最好能够适用于任何一种褶皱，而且应能清楚地表明层厚度在整个层中的变化。从这种观点看来，Ramsay的方法(1967*)，正交厚度和平行于轴面的厚度（轴面厚度）似乎是可行的。下面采用Ramsay按层厚

地质吧，地学吧www.gsh123.com

度的变化对褶皱分类。“正交厚度”指的是从平行于褶皱层的上、下边缘面所画的两条切线间测得的厚度t_β。测量的位置由β角指明，β角为测量位置处的切线与轴面法线间的夹角。褶皱枢纽为$\beta=0$的位置。各褶皱层面上切线为β角的点的连线称为等倾角线。为表示整个褶皱中层厚度变化的特点可以将厚度t_β与在褶皱枢纽处测得的t_0的相对值$t'_\beta=t_\beta/t_0$记录下来，并作出一表示图线来，如图5.1所示。

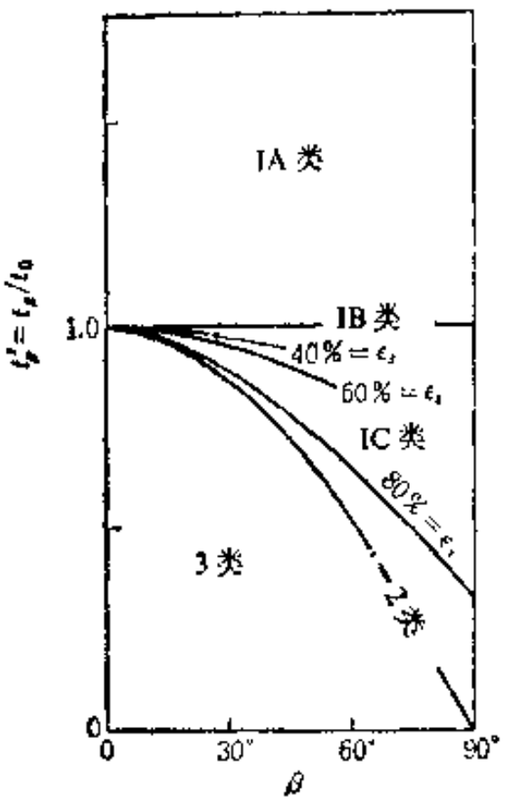


图 5.1 表示正交厚度$t\beta'$（$=t_\beta/t_0$）在褶皱过程中变化的实验结果(Hudleston和Stephansson, 1973*)。

ϵ_{e1}：系统的平均应变，层与介质的粘度比≒10，波长-厚度比的初始值=7.4

“轴面厚度”指的是褶皱层在与轴面平行的方向上测得的厚度T_β。测量位置由在该处测量的β角来表示。这时必须记录β角是在哪个层面上测量的。厚度T_β按与在褶皱枢纽处测得的$T_0(=t_0)$的比例记录下来，即$T'_\beta=T_\beta/T_0$，而整个褶皱中层厚度的变化也可以用表示T'_β与β之间关系的图线来说明。

Van Hise (1896) 在研究了阿巴拉契亚山地质之后声称，1B类（平行褶皱）和2类（相似褶皱）优先发生。这种强调已得到许多研究和许多其它地区地质工作者的支持。平行褶皱曾被认为是能干层的特征，而相似褶皱是非能干层的特征。直到50年代末关于褶皱形成机制的理论主要旨在解释这两类层厚的变化。曾提出过的一种解释“平行褶皱”的机理是平行于层面的弯曲-滑移，而基于与轴面平行的不均匀滑移的剪切褶皱被提出来解释“相似褶皱”。

60年代末有人从褶皱中的应变以及片理或劈理型式分布的角度对上述两种机理提出疑义，认为褶皱作用所引起的层厚变化通

地质吧，地学吧www.gsh123.com

常是由褶皱的应变分析间接确定的。假定三波川泥质和砂质片岩中的石英的单层褶皱（翼间角≅65°）中石英颗粒的形状与应变椭球相同，Hara等（1968*）估算了由褶皱作用形成的褶皱层的每个位置上平行岩层的压应变（图5.2）。这一压应变与岩层厚度的增加相对应，图5.2表明了应变型式（Ⅰ，Ⅱ和Ⅲ型）与岩层厚度变化之间的关系。三种应变型式的共性是在所有位置上层厚度都增加，而层厚的增加量从拐点向轴区增加，而且在整个褶皱中层厚的变化是1C类。在Ⅰ型中从轴面向拐点的厚度变化较小，而向Ⅱ和Ⅲ型渐增。换句话说，Ⅰ型表现的厚度变化特点最接近于1B类，而Ⅲ型最不象1B类。Ⅲ型的应变型式在自然褶皱中是普遍的。因此我们可以说，自Van Hise以来的大多数工作者所期望的1B类褶皱在单层纵弯褶皱中几乎根本不会发生。厚度变化的特点也可能随褶皱过程的进展而不同。图5.1表明了Hudleson和Stephansson（1973*）对粘性纵弯褶皱用有限元方法得到的实验结果。当褶皱作用进行时，可以看到地层厚度变化的特点逐渐从接近1B类向接近2类转变。

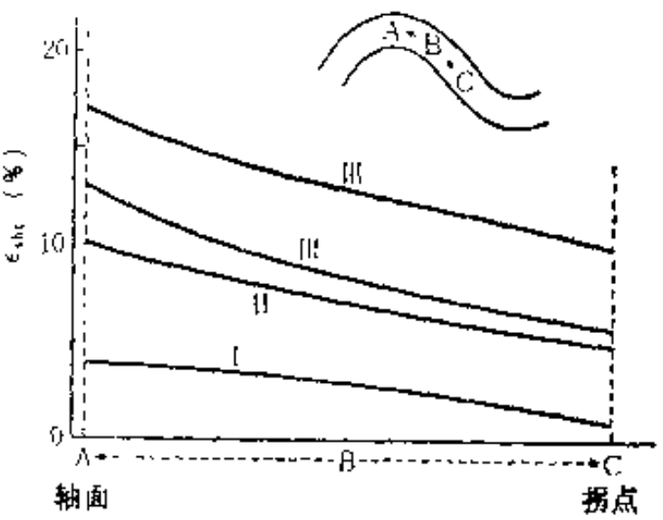


图 5.2 褶皱中平行岩层缩短量（e_1h_t）的分布（Hara等，1968*）

3. 层内褶皱

在片理或条带状构造发育的结晶片岩和片麻岩中，在互层的砂页岩中以及在条带状燧石中经常可以见到层内褶皱。层内褶皱的层逐渐转换为未褶皱层，而且褶皱部分被水平层所限制（图5.3）。层内褶皱的一个最重要的特点是，已褶皱的和未褶皱的岩层的组成（即矿物成分和结构）一般并没有明显的差别，即在具

地质吧, 地学吧www.gsh123.com

有均匀组成的系统中形成褶皱。因此，我们不能说，引起这种褶皱作用的因素同在单层褶皱的情况一样，在于层与其介质间能干度的差别。

近期以来才对层内褶皱作用的成因进行了研究。Biot(1963*)证明，一定的力学各向异性可以是引起褶皱作用的原因（内部纵弯理论），他的理论在理解层内褶皱方面是一个重要的突破。下面简要叙述一下他的理论，查核一下自然界层内褶皱的几何形状和应变分布，最后讨论层内褶皱的起因。

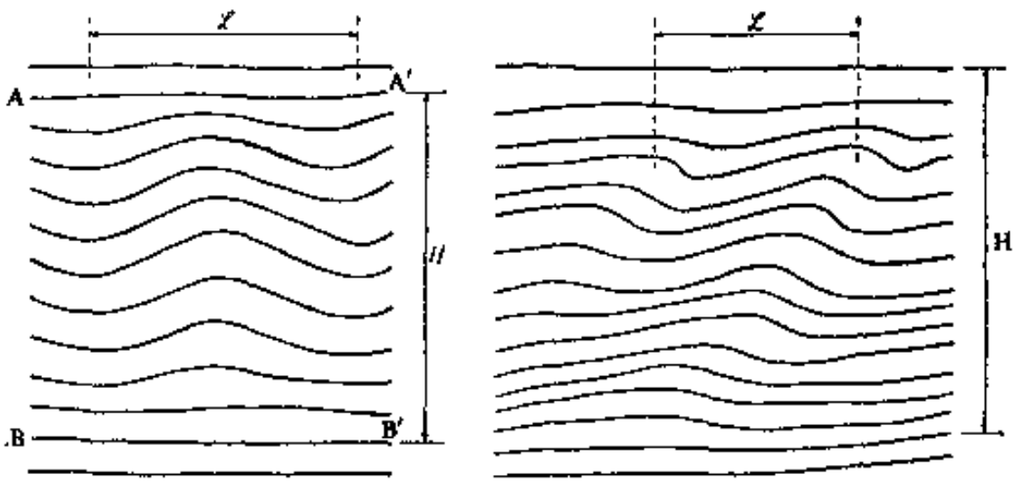


图 5.3　层内褶皱形成示意图

左：斜方对称褶皱；右：单斜对称褶皱 $\mathscr{L}$：褶皱的波长；H：作为褶皱岩层与未褶皱层间的距离（$AA'—BB'$）

(a) 各向异性弹性体的内部纵弯

Biot(1963*) 研究了一个具有内部层理（例如，片理，具有不同力学性质的交互层）的系统，它处于与岩层平行的初始压应力 P 的作用之下。取 x 和 y 轴分别与 P 平行和与层面垂直，他将褶皱过程作为一个 $x-y$ 面内的平面应变问题来分析。Biot 假定系统在初始应力 P 下是均匀变形的，然后研究叠加在这个均匀初始应变中的无限小不均匀变形。也就是说，他的基本前提是，当这个无限小的变形只受到小扰动就增长时，就会发生褶皱作用，而这个不均匀变形的性质就决定了褶皱的形状。

Biot为简化起见，假定材料是不可压缩的，分析了一个各向异性弹性体的变形，这个弹性体的应力-应变增量关系为：

地质吧，地学吧www.gsba123.com

$$s_{xx}-s_{yy}=4Ne_{xx}=-4Ne_{yy},\quad s_{xy}=2Qe_{xy} \tag{5.4}$$

其中，s_{xx}，s_{yy}和s_{xy}为应力增量；e_{xx}，e_{yy}和e_{xy}为应变增量；N和Q分别是对应于纯剪切和简单剪切变形增量的弹性模量。假定岩石的力学性质在与层面平行的面内是不变的，那么方程（5.4）将不因x轴在这一平面内的选择而改变。

对于由两种不同力学性质的层有规则交替组成的系统，方程（5.4）给出了系统的平均力学性质。如果这些层都是力学上各向同性的，而且层间不发生滑移的话，N和Q由下式给出（Biot, 1963*, 1965*）

$$N=\mu_1\alpha_1+\mu_2\alpha_2$$
$$1/Q=\alpha_1/\mu_1+\alpha_2/\mu_2 \tag{5.5}$$

其中μ_1和μ_2是两种层的弹性模量（$\mu_1\geqslant\mu_2$），而α_1和α_2是两种层厚的百分数（$\alpha_1+\alpha_2=1$）。从方程(5.5)可以得到：

$$N-Q=\frac{\alpha_1\alpha_2(\mu_1-\mu_2)^2}{\alpha_1\mu_2+\alpha_2\mu_1} \tag{5.6}$$

注意，除非μ_1和μ_2相等，N总是大于Q（$N>Q$）的而且系统作为一个整体其特性就象一个力学上各向异性的物体一样。让我们考虑这样一种情况：x和y方向的位移增量u和v仅用一个标量函数ϕ表示为

$$u=-\frac{\partial\phi}{\partial y},\quad v=\frac{\partial\phi}{\partial x} \tag{5.7}$$

这一位移场自动满足不可压缩的条件，从变形增量的理论已知，ϕ满足一个四阶线性偏微分方程（Biot, 1965a*），内部纵弯的现象与这一方程的一双曲线解有密切的关系。在这种情况下ϕ可以用一个函数φ和一个实参数ξ写成下面的式子：

$$\phi=\varphi(x-\xi y) \tag{5.8}$$

方程（5.8）的一个重要性质是，只要$x-\xi y$保持为一定常数值k，ϕ就不改变。因为位移增量只取决于ϕ，所以沿着$x-\xi y=k$给定的线位移场是相同的。变形型式保持不变的这个方向称为“特征方向”，其斜率由ξ给定。Biot没有分析变形的动力学方面，但

地质吧，地学吧www.gsh123.com

从物理上说，形式上如方程（5.8）的解应该相应于这样一种现象：局部变形沿特征方向传播。Biot把均匀变形转变为方程(5.8)形式的不均匀变形的现象称为“内部纵弯”(internal buckling)，新的包含了初始应力P的弹性模量M和L给定如下：

$$M=N+P/4 \quad L=Q+P/2 \tag{5.9}$$

当P达到下式所给出的临界值时将发生内部纵弯：

$$P=L\xi^4+2(2M-L)\xi^2+L \tag{5.10}$$

Biot进一步根据不同的条件$2M>L$，$P>L$划分出两类内部纵弯。

方程（5.8）所给定的位移场完全取决函数φ的选择，而ξ的物理意义也相应地改变，如果取余弦函数为方程（5.8）的一个特解，则：

$$\phi=-\frac{1}{2}C\{\cos l(x-\xi y)+\cos l(x+\xi y)\}=-C\cos lx\cos l\xi y \tag{5.11}$$

代入方程（5.7）可得

$$\begin{aligned} u&=-\partial\phi/\partial y=-Cl\xi\cos lx\sin\xi ly \\ v&=\partial\phi/\partial x=Cl\sin lx\cos\xi ly \end{aligned} \tag{5.12}$$

这里，C是表明褶皱增长程度的任意常数，l是x方向的波数（$=2\pi/\mathscr{L}$，$\mathscr{L}$是褶皱的波长）。方程（5.12）所给定的位移场对应的变形构造的几何形状与对称于轴面的层内褶皱相似。因此，Biot的理论比较好地反映了层内褶皱的几何形状。将方程(5.12)的位移场与图5.3(a)中的层内褶皱加以对比，我们可以从褶皱波长$\mathscr{L}$和褶皱段的厚度得到ξ如下：

$$\xi=\mathscr{L}/2H \tag{5.13}$$

ξ值越低，即厚度H相对于波长$\mathscr{L}$越大，则发动内部纵弯所需要的初始压应力P越小。

（b）各向异性粘性流体的内部纵弯

褶皱作用期间地质变形大多是塑性变形。因此用粘性模型代替弹性模型来模拟自然界的褶皱作用应该更现实。Biot(1965a*)用流体力学把上述的理论推广到能包括各向异性粘性流体的内部

地质吧，地学吧www.gsh123.com

纵弯。下面简要介绍他的分析的主要结果。

假定象在弹性情况下一样，材料是不可压缩的，则各向异性粘性流体的本构方程应该写成与方程（5.4）相同的形式，只是N和Q被粘性系数η_n和η_t所代替，而应变分量则被相应的应变率所代替。对于由两种规则交替的粘性系数为η_1和η_2的层所组成的系统而言，η_n和η_t的方程形式与方程（5.5）相同（μ_1和μ_2分别被η_1和η_2所代替）。

弹性解与粘性解之间有两个主要差别。第一，没有一个使粘性褶皱发动的临界负荷。换句话说，不管压应力P多么小，褶皱也会增长。第二，尽管准静态的弹性解只能指出褶皱的一般形态，而在粘性解中则分析了褶皱的过程。

承受压缩应力P的粘性层不仅发生与褶皱有关的不均匀变形，同时也发生均匀的平行岩层的缩短。假定图5.3（a）中的AA′线和BB′线在褶皱过程中仍保持平直，则方程（5.12）中的$\mathscr{L}$，H，l和ξ由于均匀缩短而发生的变化可表示为：

$$\begin{aligned}\mathscr{L} &= \mathscr{L}_0 e^{-\varepsilon_s}\\ H &= H_0 e^{\varepsilon_s}\\ l &= l_0 e^{\varepsilon_s}\\ \xi &= \mathscr{L}/2H = \xi_0 e^{-2\varepsilon_s}\end{aligned} \tag{5.14}$$

其中ε_s为用对数应变表示的系统的平均缩短，而各式右侧的量表示它们的初始值。粘性情况下的位移场也可写成与方程（5.12）相同的形式，只是Cl代表系统中的最大褶皱幅度。令平均应变为ε_s时的Cl用w，而其初始值用w_0来表示，于是放大系数w/w_0（表明褶皱增长程度的参数）可由下式近似给出（Biot, 1965*c；在这里用ε_s代替了他的方程中的t）：

$$w/w_0 = A(\varepsilon_s)e^{\varepsilon_s} \tag{5.15}$$

$$\ln A(\varepsilon_s) \simeq 4\left(\frac{\eta_n}{\eta_t} - 1\right)\frac{(1-\xi_{av}^2)\varepsilon_s}{1+2\left(2\frac{\eta_n}{\eta_t}-1\right)\xi_{av}^2+\xi_{av}^4} \tag{5.16}$$

$$\xi_{av} = \xi_0 e^{-\varepsilon_s} \tag{5.17}$$

地质吧，地学吧www.gsh123.com

这个结果表明，两种互层间的粘度比越大（或更一般地说，系统的力学各向异性程度越大），或ξ_0的值越小（即H_0相对于$\mathscr{L}_0$越大），则褶皱生长得越快（图5.4）。这个结论与弹性解的特征没有什么不同。

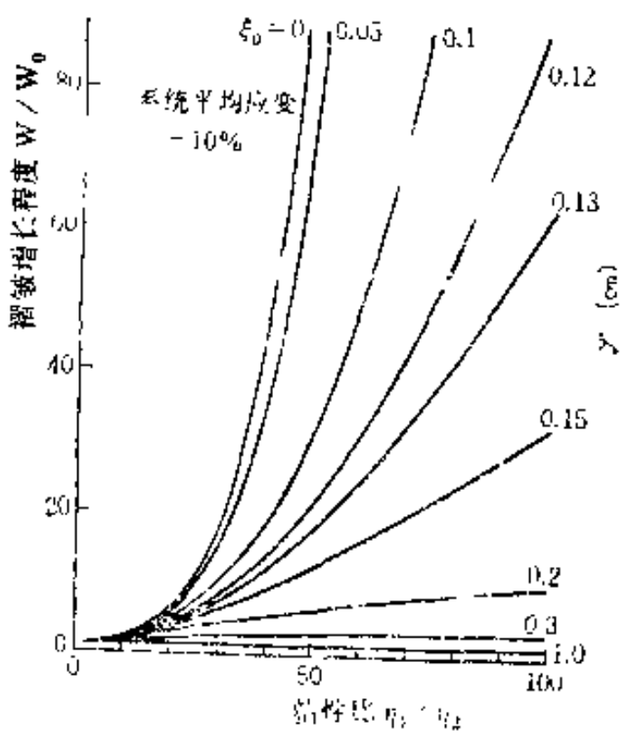


图 5.4　厚度相等而粘性系数交替为η_1和η_2的互层中层内褶皱的增长过程（Biot, 1965*）表明了由方程（5.15）得到的对应于不同ξ_0值的褶皱增长程度w/w_0和粘度比η_1/η_2之间的关系

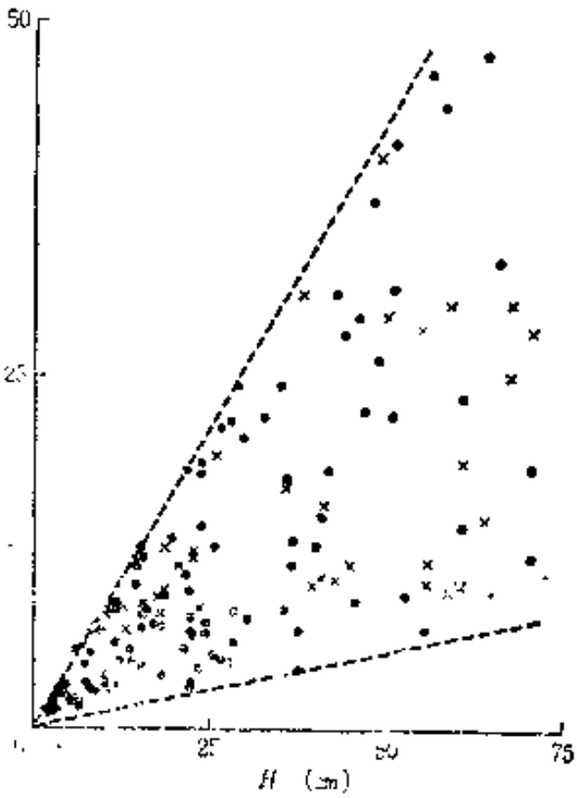


图 5.5　三波川带硅质片岩中层间褶皱的$\mathscr{L}$和H间的关系
（据Shimamoto）

（$\mathscr{L}$：波长；H：限制褶皱部分的未褶皱层间距离；圆点为斜方对称褶皱（图5.3(a)），× 为单斜对称褶皱（图5.3(b)）

（c）三波川结晶片岩中的层内褶皱

最后让我们来查证自然界层内褶皱的特征。图5.5表示了石英片岩内部层内褶皱的波长$\mathscr{L}$与限制距离H之间的关系。在这图上$\mathscr{L}$和H都落在两条虚线所包围的范围内，由方程（5.13）所定义的ξ由最大值0.44（上一条线）变化到最小值0.05（下一条线）。参数ξ显然随褶皱的增长而减少（图5.6），ξ的最大值的存在可用Biot理论解释如下。弹性解指出，在初始压应力P_0之下，只能形

地质吧，地学吧www.gshi23.com

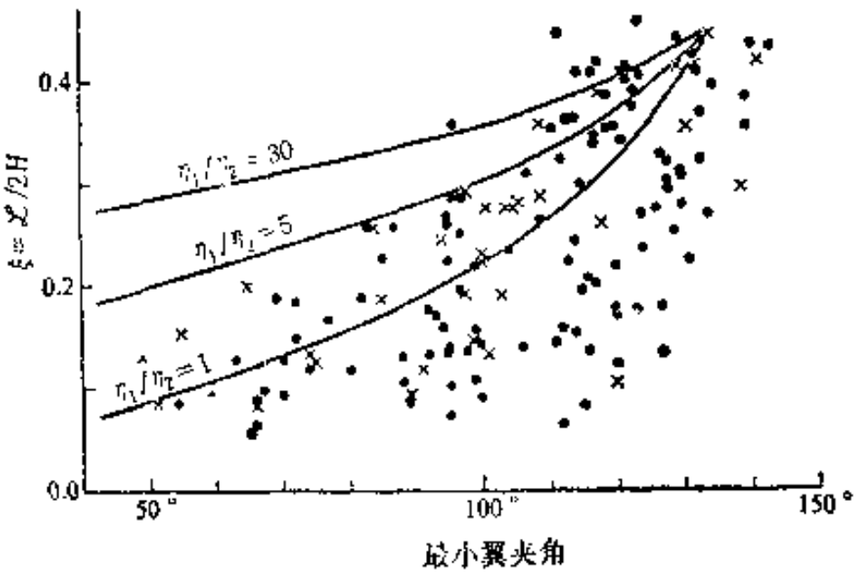


图 5.6　三波川带硅质片岩中层内褶皱的$\xi = \mathscr{L}/2H$与最小翼夹角θ之间的关系（据Shimamoto）

（图例同图5.5）实线表示厚度相等、粘度系数为η_1和η_2的互层中第一类内部纵弯的ξ和θ之间的关系。这个关系是由Biot的理论（1965c*）得到的

成小于ξ_0的褶皱，而ξ_0可以用观察到的最大ξ来表示。粘性解表明，当ξ超过0.3时褶皱增长速度急剧减慢（图5.4），因此在实际情况中ξ大于0.44的褶皱不可能发生。

在各向同性介质中的单层褶皱中，褶皱作用的影响通过介质传播的距离不大于该褶皱的波长（见5.5节），不同的是，许多层内褶皱的H可大到$\mathscr{L}$的10倍（图5.5）。与层面垂直的方向，即相应于$\xi = 0$的方向，是第一类内部纵弯的最不稳定的特征方向。因此有可能把褶皱段向上和向下的扩张解释为与褶皱作用相关的局部变形沿着这个特征方向的传播。不过，还没有建立起一种理论能够说明在层内褶皱发生时褶皱段是怎样扩张的。

层内褶皱的另一个重要特征是它们没有主波长，这和单层褶皱不同。不过，因为每个能干层对较小的波长反抗弯曲的阻力比较大，所以褶皱波长不可能成为无限小。如5.8节所讨论过的，由于重力的影响不可能形成波长超过几十公里的巨大褶皱。

自然界层内褶皱的特点可以很好地用Biot的力学模型说明，而且可以得出结论说，导致层内褶皱的最重要因素是岩石作为一

地质吧，地学吧www.gsh123.com

个整体的力学各向异性。

4. 褶皱作用的三维分析

几乎对褶皱作用的所有研究工作都是关于褶皱轴垂直剖面内的二维分析，这种工作暗含着，沿褶皱轴方向变形的性质没有明显的变化。不过，在实践中，褶皱轴的长度是有限的，而褶皱的几何形状沿轴向常常发生改变。因此，要想精确，就应在三维对褶皱作用进行分析。本节讨论单层褶皱的三维问题。

Ghosh(1970*)研究了在横向压力P_x和P_y作用下，夹在厚层粘性介质中的一个粘性能干层的褶皱作用，P_x和P_y分别作用在x和y方向上，而取x和y坐标轴平行于层面。重力和层的均匀缩短的作用忽略不计。Ghosh还假定，层在x和y方向都发生正弦弯曲，而初始挠度w_0由下式给出：

$$w_0(x,y)=A_0\sin l_1 x\sin l_2 y \tag{5.18}$$

这个初始挠度随时间按指数规律增长，即

$$w=w_0 e^{pt}=A_0\, e^{pt}\sin l_1 x\sin l_2 y \tag{5.19}$$

其中波数l_1和l_2用x和y方向的褶皱波长$\mathscr{L}_x$和$\mathscr{L}_y$定义为：

$$l_1=2\pi/\mathscr{L}_x,\quad l_2=2\pi/\mathscr{L}_y \tag{5.20}$$

在推导方程（5.19）时，假定$\mathscr{L}_x$和$\mathscr{L}_y$在褶皱过程中不改变。方程（5.19）为二维解与方程（5.1）形式相同，而p由下式给定：

$$p=\frac{P_x(s^2+Bq^2)}{\frac{1}{3}\eta_1\ (s^2+q^2)^2+4\eta_2\sqrt{s^2+q^2}} \tag{5.21}$$

而

$$\begin{aligned} s&=l_1h=2\pi h/\mathscr{L}_x\\ q&=l_2h=2\pi h/\mathscr{L}_y\\ B&=P_y/P_x \end{aligned} \tag{5.22}$$

象在二维分析中一样，主波长应使p达最大值。曾先考虑$B=1$的情况，即层在x和y方向上承受相同的压应力（$P_x=P_y$）。根据对称性，假定$\mathscr{L}_x=\mathscr{L}_y$，主导波长表示为

地质吧, 地学吧www.gsh123.com

$$\mathscr{L}_x=\mathscr{L}_y=2\sqrt{2}\pi h\sqrt[3]{\frac{\eta_1}{6\eta_2}}=\sqrt{2}\mathscr{L}_d \qquad (5.23)$$

其中$\mathscr{L}_d$为从二维理论得到的主波长，其值由方程（5.3）给定。其次考虑$1>B\geqslant 0$的更一般情况。在x和y方向的主波长可以从p的稳定条件（$\partial p/\partial s=0$，$\partial p/\partial q=0$）导出，由下式给定：

$$\mathscr{L}_x=2\pi h\sqrt[3]{\frac{\eta_1}{6\eta_2}}=\mathscr{L}_d,\quad \mathscr{L}_y=\infty \qquad (5.24)$$

即使沿褶皱轴方向有压应力P_y，褶皱的增长速率还是在褶皱轴为无限长时达最大值，还要注意在这种情况下$\mathscr{L}_x=\mathscr{L}_d$。

要想让褶皱具有无限长的褶皱轴，在初始的未变形状态下$\mathscr{L}_y$就必须已经为无限长。不过，这种情况是很难存在的，因此褶皱轴不可避免地具有有限的长度。根据这种物理上的原理，假定$\mathscr{L}_y$是有限的。于是对于固定的$\mathscr{L}_x/\mathscr{L}_y$值，主波长$\mathscr{L}_x$由下式给定（Ghosh，1970*）：

$$\mathscr{L}_x/\mathscr{L}_d=\sqrt{1+(\mathscr{L}_x/\mathscr{L}_y)^2} \qquad (5.25)$$

或

$$(1/\mathscr{L}_x)^2+(1/\mathscr{L}_y)^2=(1/\mathscr{L}_d)^2 \qquad (5.26)$$

当$\mathscr{L}_x=\mathscr{L}_y$时，上式变为方程（5.23），而当$\mathscr{L}_y=\infty$时，则变为方程（5.24）。Ghosh(1970*)的这些分析结果对于三维褶皱作用有两个重要意义。第一，当褶皱轴为无限长时($\mathscr{L}=\infty$)褶皱增长速率最大。Ghosh暗含着假定，某一固定的$\mathscr{L}_x/\mathscr{L}_y$值与一定常数值$B=P_y/P_x$相对应。不过更可能的是，在褶皱过程中褶皱轴变长，因为轴越长，褶皱增长的越快。Hara等（1975*）根据他们对自然褶皱的观察提出，褶皱轴的长度随着褶皱的增长而加长。第二点是，是否二维理论可适用于具有有限长褶皱轴的褶皱。按Hara等（1975*）对于砂质片岩中的石英脉褶皱的研究，当$\mathscr{L}_d/h$为8—8.5和翼倾角为30°时，$\mathscr{L}_x/\mathscr{L}_y$为0.1—0.3。因此，从方程（5.25）得出$\mathscr{L}_x/\mathscr{L}_d=1.005—1.044$，而由三维理论计算出来的主波长$\mathscr{L}_x$与由二维理论得到的主波长$\mathscr{L}_d$之差不过百分之几。在三维情况下波长选择的过程和褶皱过程中褶皱轴长度的变化还研究得不够仔细，因此，严格说二维理论的适用性还未能

地质吧，地学吧www.gsh123.com

得到最后的评价。不过，Ghosh的理论分析结合Hara等的观测表明，至少在主波长方面二维理论可以比较精确地应用于自然褶皱。三维分析不只在自然褶皱的分析方面，而且在理论和实验方法方面都是刚刚起步。更复杂系统的褶皱作用的三维处理还有待于将来的进一步研究。

5．横弯褶皱和披盖式褶皱

到目前为止我们还只涉及了由横向挤压引起的各种纵弯褶皱。本节叙述另一类由垂直或近于垂直作用于层状构造的不均匀压应力而产生的横弯褶皱。横弯褶皱发现于被盐丘钻穿的地层中，覆盖着断裂基底岩块的地层中，或者在被覆盖的片麻岩穹窿周围的片麻岩层中。自Hafner（1951*）的理论发表以来，已有许多人从理论和实验方面研究了横弯褶皱的构造特点（Parker和McDowell, 1955；Sanford, 1959*；Ramberg, 1963*；Fletcher, 1972；Ikeda和Shimamoto, 1974*；Couples, 1977）。

由于断裂的基底岩块的差异运动而造成的上覆层横弯褶皱常称为“披盖式褶皱”，褶皱的地层就象桌布一样盖在上升的基底岩块上。在美国西部已报导了许多披盖式褶皱（Prucha等，1965；Stearns, 1971；Stearns和Weinberg, 1975等）。Tsuneishi(1966)报导了日本阿武隈高地东缘的类似的地质构造。这些披盖式褶皱是浅层形成的，因此不论基底还是上覆层的变形基本上是脆性的。尽管地层作为一个整体发生褶皱，而在地层内部却很密集地发育了许多断层。在与基底断层相邻的部位断层的发育尤其显著。

应该指出，横弯褶皱和披盖式褶皱在其几何形状与应力、应变分带方面均与纵弯褶皱极不相同。因为褶皱形成机制的差异反映在这种构造的特征中，所以有可能通过考察自然褶皱的构造特征推断出它们的形成机制。在分层岩石中整合侵位的酸性岩浆由于其高粘度经常成为具有平底的低缓穹窿的形式，并称为“岩盖”（毕令斯，1972）。岩浆正上方的岩层被向上推而形成一丘状构

地质吧，地学吧www.gsh123.com

造，这是一种横弯褶皱。Johnson(1970)，Johnson和Pollard（1973*）以及Pollard（1973）对岩盖形成中的力学过程作了详细研究。

地球上和地球内部的所有物质都处在地球重力的作用下，因此在对褶皱作用进行任何分析时都必须考虑重力的影响。Smoluchowshi（1909, 1910），Biot(1961*)，Ramberg和Stephansson（1964）和Ramberg（1967*, 1970*）从理论和实验方面研究了重力对单层和多层褶皱作用的影响。本节试图通过Biot（1961*）对单层褶皱作用的分析作为一个例子说明重力影响的基本特征。

考虑由一单层和下伏非能干介质组成承受横向压缩和重力作用的系统。因为这一分析要模拟的是接近地球表面的褶皱作用所以没有包括层上部的介质。假定褶皱形状为正弦形，表明褶皱增长速度的参数p由下式表示（Biot, 1961*）：

$$p=\left(P=\frac{\rho_2 g}{hl^2}\right)\Big/\left(\frac{2\eta_2}{hl}+\frac{1}{3}\eta_1 h^2 l^2\right) \qquad (5.27)$$

这个方程与方程（5.2）的差别在于右侧包含了与重力影响有关的$\rho_2 g/hl^2$项（ρ：介质的比重，h：层厚度）。这一项总是使p降低，也就是说，重力趋于阻碍褶皱的增长（重力稳定作用）。这一模型中层顶部以上不再存在介质，因此方程（5.27）分母中的第一项是方程（5.2）中对应项的一半。我们可以从方程（5.27）中得到：

$$\left(\frac{P}{\rho_2 gh}\right)(2\pi)^5\left(\frac{h}{\mathscr{L}_d}\right)^6-2(2\pi)^3\left(\frac{h}{\mathscr{L}_d}\right)^3$$

$$-3\left(\frac{\eta_2}{\eta_1}\right)\left(\frac{P}{\rho_2 gh}\right)(2\pi)^2\left(\frac{h}{\mathscr{L}_d}\right)^2-3\left(\frac{\eta_2}{\eta_1}\right)=0 \qquad (5.28)$$

解这个含有粘度比η_1/η_2和表明重力影响的无因次乘积$P/\rho_2 gh$的四次代数方程即得到主导波长和厚度比$\mathscr{L}_d/h$，假定不同的η_1/η_2和$P/\rho_2 gh$值此方程可用数值方法解出$\mathscr{L}_d/h$，结果示于图5.7，让

地质吧，地学吧www.gsh123.com

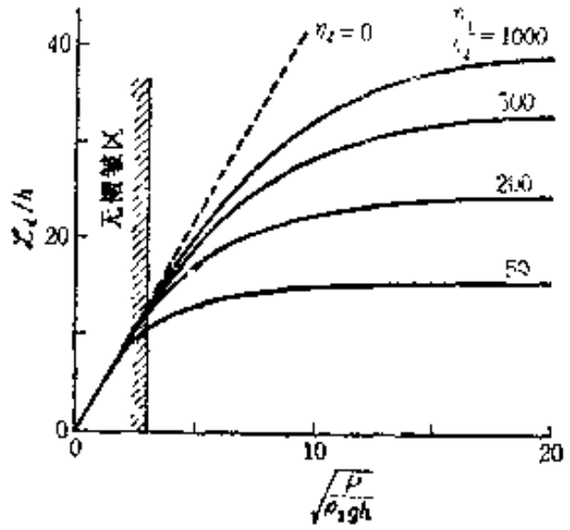


图 5.7　受重力影响的单层褶皱的主导波长$\mathscr{L}_d$(Biot,1961*)

P：与层平行的压应力；η_1/η_2：层和介质粘度比；ρ_2：在能干层下的介质比重

我们观察图5.7来查明重力的影响。首先，可以看出不仅粘度比，而且横向压应力P也影响主波长。重力的影响通过包含有层厚度h的参数$P/\rho_2 gh$引入。因此h在确定重力影响的意义方面是另一个控制因素，事实上褶皱大小对重力效应的影响即由这个量控制。例如当$\eta_1/\eta_2=50$—200时，如果$(P/\rho_2 gh)^{1/2}$大于20，可算出几乎一样的$\mathscr{L}_d/h$值，即重力的影响并不重要。如果$P=1$kb $\rho_2=2.5$g/cm^{2}和$g=980$cm/s^2，上述条件相当于$h<10$m或$\mathscr{L}_d<160$—260m。显然随着褶皱的规模缩小，重力的影响也减小。

当层厚h增加时，$P/\rho_2 gh$就减小并使$\mathscr{L}_d/h$降低（图5.7）。当$P/\rho_2 gh$接近9时时，$\mathscr{L}_d/h$变得几乎不受粘度比的影响并达到约为10的值。根据方程（5.27），Biot（1961*）证明，褶皱规模越大，重力对褶皱增长的阻碍也越大，当$P/\rho_2 gh<9$时，不会形成明显的褶皱。

Ramberg（1970*）研究了重力对多层褶皱以及对单层褶皱的影响，得出结论：当褶皱波长小于100m时这一影响可以忽略，而由于重力的稳定效应使得波长大于30km的褶皱不会形成。

Biot和Ramberg的结论在构造地质学中是非常重要的，至少有下面两个原因，第一，忽略重力影响的褶皱作用模型可用于小规模褶皱；第二，重力的稳定效应对于横向压缩下的纵弯褶皱的

地质吧，地学吧www.gsh123.com

波长设定了一个大约30km的上限。让我们仔细地研究一下第二点。Kaizuka（1967*）研究了日本的波长为0.7—1100km的大规模第四纪褶皱，发现波长越大，褶皱增长速率越慢。Hara（1977)发现三波川带在肱川变形期形成的褶皱主要是小规模的，波长大多小于8km，不存在波长超过20km的褶皱，尽管尚不清楚Kaizuka研究的是否都是纵弯褶皱。在三波川带没有发现波长超过20km的褶皱这一事实与褶皱越大增长速率越慢这一理论预测结合起来，表明重力稳定性在自然褶皱中是起作用的。Ramberg和Stephansson(1964）和Ramberg（1967*）指出，巨大的“地向斜”不大可能是由于地壳在水平压缩作用下的纵弯作用形成的。

原　都夫，嶋本利彦

地质吧，地学吧www.gsh123.com

第六章　岩石的流动

固体物质流动的现象实际上并不奇怪，在自然界中可以见到许多这类例子，例如冰川的流动。众所周知，即使是硬如岩石的物质只要承受足够大的力和持续足够长的时间，它最后也会发生流动。同样也很清楚，许多地质构造的发育都直接或间接与岩石的流动有关，最好的例子就是褶皱作用。在造山带见到的各种各样的褶皱表明，岩石和地层曾经在巨大外力的作用下象胶冻一样弯曲而没有回复到它们的初始状态。褶皱作用的机制在前一章已进行了详细讨论，而这种“永久变形”，即在外力停止作用后仍不能恢复到原始状态的变形事实上正是被称为“流动”现象的特征之一。

根据起因，岩石流动现象大致可分为两类，第一种是未固结沉积物的变形或“盐丘”等的增长，第二种则发生于象褶皱等地质构造的形成过程之中。二者区别在于前者发生在重力作用的环境中，后者除了重力外还存在于所谓的“构造应力”场中。构造流动问题是构造地质学中最重要的课题之一。这些现象本身是复杂的，而且它们的许多方面还未被完全理解。本章将叙述构造流动的基本特征，举出其在地质构造的力学分析中应用的几个例子。

1. 构造流动及其特征

对材料变形和流动的研究称为“流变学”。首先可将变形现象大致分为“弹性变形”和流动，而后者又根据是否存在一个屈服值而区分为“塑性”和“粘性流动”。流动现象是一种连续变形，其中应变在一定应力状态下随时间的推移而发展，而且即使随后应力撤除还会留下“永久应变”。与此相反，在弹性变形中

地质吧，地学吧www.gsh123.com

应变与时间无关，而只要受到应力，弹性变形几乎立即发生，当应力撤除时，应变会同样迅速地完全恢复。

一般来说，岩石的流动特征明显地表现出具有屈服点的塑性体的性质，但是这种流动特征经常是非常复杂的，可能由于变形条件不同而从接近弹性体到接近粘性体的范围内变化。因此很不容易构成一种能够充分解释各种条件下岩石变形特征的力学模型。

尽管如此，在描述流动现象时应用表达应力、应变和时间之间关系的流变学方程仍然很方便，这时可以用流变学常数例如粘性系数等作为参数。例如牛顿流体层流中取粘性系数 η 为常量时应变率 $\dot{e}$ 和应力 τ 之间关系为：

$$\dot{e} = \tau/\eta$$

广泛用于岩石流动的最简单的塑性体模型是宾汉塑性体。说明这个系统在不变应力下的性质的流变学方程称作宾汉方程，它表达为：

$$\dot{e} = (\tau - \tau_0)/\eta'$$

η' 是塑性粘度或假粘性，τ_0 是屈服值，二者均为常数。从方程的形式中可以看出，在这两种类型的流动中应力和应变率之间保持线性关系，而且它们实质上具有同样的性质。重要的一点是“流动”的现象与“时间”是不可分的。在上述流变学方程中以应变率（$\dot{e} = \partial e/\partial t$）或者粘性系数（$\eta$ 的量纲是 $ML^{-1}T^{-1}$）的形式把时间包括进去就表达了这个事实。

流动作用由三个因素决定，即应力、应变率和粘度（或一个相当的量），但在线性流动中只有两个量是彼此独立的。让我们针对构造流动情况来研究这个问题。首先考虑应力场，当只存在静水压力场时，只有体积变化而没有变形。当用三个主应力来表示一个任意的应力场时，每个主应力和三个主应力的平均值之差叫作“偏应力”。另一方面，三个主应力平均值就表示了这个应力系统的静水压力部分。因为包括流动在内的变形现象一般只有在偏应力存在的情况下才有可能发生。可以说所谓“构造应力

地质吧，地学吧www.gsh123.com

场”的实质就是偏应力的存在，也就是三轴应力状态。虽然能够对偏应力作出定性描述，但要作定量处理，我们还无法直接估计出偏漫长地质时期中造成岩石流动的偏应力值。

至于应变率，如果已知时间因素，平均值是可以计算出来的，因为有时能对发生变形的构造进行调查和测量以得出应变。不过，一般来讲用历史地质学的地层学方法所得到的时间不够精确，不能用在这种讨论中。如果粘性系数的测量是可行的话，则对那些贯穿地质时期的现象有可能定量讨论其构造应力的绝对值。

要用构造流动观点去阐明地质构造形成机制，不仅需要对构造进行充分调查，还要对它们的成因有定性的看法。

2. 蠕变和应力松弛

涉及到岩石流动的各种力学性质中，蠕变和应力松弛对地质构造的形成是十分重要的。

“蠕变”定义为一个物质在长期受到恒定的超过一定量（屈服值）的应力作用时，应变随时间而增加的现象。“蠕变曲线”将这种现象表示为应变与时间的关系。蠕变一般可分为三个阶段。第一个阶段被称为初次或过渡蠕变，它紧接在弹性变形之后，应变率随时间递减而形成向上凸出的蠕变曲线。第二个阶段是二次

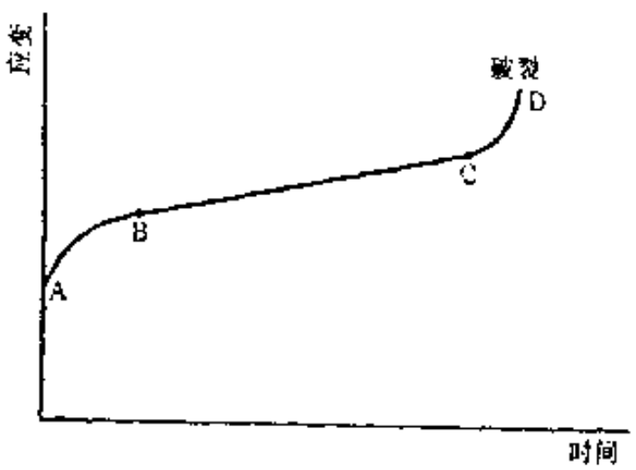


图 6.1 蠕变曲线

AB—初次蠕变；BC—二次蠕变；CD—三次蠕变

地质吧，地学吧www.gsh123.com

或定常蠕变，在这个阶段应变率恒定，蠕变曲线是直线。在第三阶段裂隙出现而且迅速发展以至于应变率增大，最后物体破裂，这被称为三次或加速蠕变（图6.1）。对单个矿物晶体或单矿物岩石，例如灰岩，已做了许多蠕变方面的理论和实验工作。

在一定程度上可以辨认出岩石中的蠕变现象，通常用“Burgers模型”来解释初次和二次的蠕变（图6.2）。这是Maxwell模型和Voigt（或Kelvin）模型串联结合而成的，当一个稳定的应力σ_0加在这个系统上时应变ε和时间t之间的关系可由下式给出：

$$\varepsilon=\sigma_0\left[\frac{1}{\gamma_M}+\frac{t}{\eta_M}+\frac{1}{\gamma_V}\left\{1-\exp\left(-\frac{\gamma_V}{\eta_V}t\right)\right\}\right]$$

γ和η表示弹性模量和粘性系数，下标M和V表示Maxwell和Voigt模型。当$t=0$时这个方程式表示弹性变形$\varepsilon=\sigma_0/\gamma_M$；而$t=$

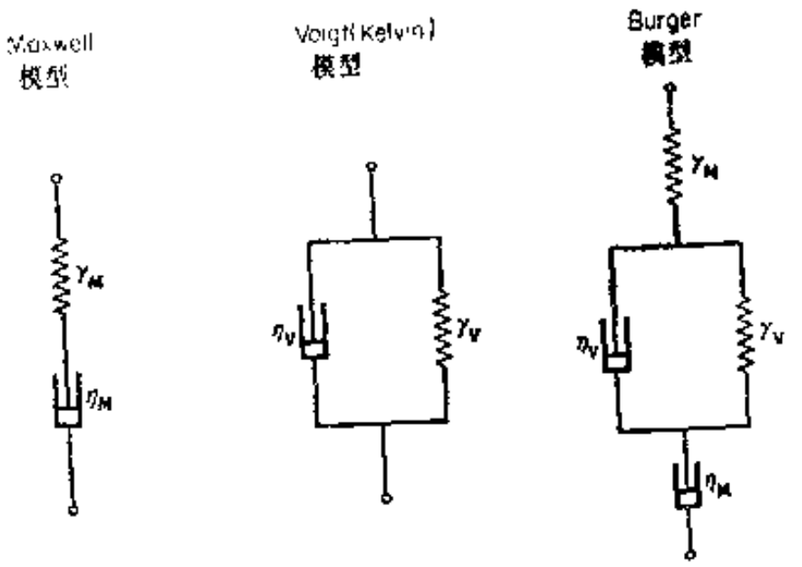


图 6.2 Burgers模型及其组成单元

∞时它表示二次蠕变，这时稳定的应变率为$\dot{\varepsilon}=\sigma_0/\eta_M$。当$t$较小时它可以表示一次蠕变，这时$\dot{\varepsilon}$逐渐增加。除了上面这种模型之外，人们提出了各种形式的方程，例如指数函数、对数函数和双曲线函数等去表示蠕变应变和应力。

类似岩石蠕变的现象在一定程度可以在矿物蠕变中发现，但是岩石蠕变的实际机理远比矿物的蠕变复杂得多。尽管如此，人们认为岩石和地层的蠕变在需要经历很长时期的地质构造的形成

地质吧，地学吧www.gsh123.com

过程中起主要作用。

应力松弛是蠕变的另一个重要因素。通常在Maxwell模型或者包括它的复合模型中可以看到应力松弛，这指的是应变保持不变而应力逐渐减小的现象。取弹簧的弹性模量为E，阻尼器的粘性系数为η，应力为σ，应变为ε，因此Maxwell模型的流变学方程可以写成下式：

$$\dot{\varepsilon}=\frac{\dot{\sigma}}{E}+\frac{\sigma}{\eta}$$

如果该系统中应变一直保持不变而在$t=0$时，$\sigma=\sigma_0$，则应力可表示为：

$$\sigma=\sigma_0\exp\left(-\frac{E}{\eta}t\right)$$

随时间按指数关系减小。取t_e为应力达到初始应力的$1/e$所需要的时间（e是自然对数的底），则

$$t_e=\eta/E$$

它称为松弛时间。

我们来考虑应力松弛的构造意义。Griggs(1939*) 对索伦霍芬灰岩进行三轴高压试验，并且根据在23℃和1400kg/cm² 的差应力下持续550天的蠕变试验数据计算出粘性系数为2.2×10^{22}泊。他认为这对于组成上地壳的岩石的平均值而言可能是最小的量级。这个值与Gutenberg(1941) 用Maxwell模型模拟Fenno-scandian冰期后的隆起所得到的粘性系数符合得很好。现在如果$\eta=2.2\times10^{22}$泊，$E=7\times10^5$kg/cm²，那么$t_e=1\times10^6$年。Price (1959) 注意到这个η值 (a) 对应于容易流动的岩石，即灰岩，(b) 会受到深部温度的影响。因此他推断，上地壳岩石应力松弛时间不会少于10^6年，而且或许会超过10^7年，在这情况下应力降到初始值1%所要求的时间大约为5×10^7年。

如果这种推论是正确的，这意味着在某个时间作用在地壳一定部位的应力随后将作为“残余应力”而继续存在一个很长的时间。例如自古生代以来地球上普遍发生的三个主旋回的造山运动

地质吧，地学吧www.gsh123.com

（加里东、海西和阿尔卑斯造山运动）的时间间隔大约都是1.5×10^8年。而后面的运动发生时，它前面的造山期所引起的构造应力可能还很显著。关于构造演化历史中的力学问题是值得注意的，但是实际上目前还没有具体研究的实例。不过这可能成为将来的一个重要研究领域。

3. 构造应力场和褶皱的生长

由于形成地质构造的岩石流动一般说来是极其缓慢的。如果将应变率表示为一秒中发生了多大变形（例如，若是50%就是0.5/秒$=5\times10^{-1}$/秒；而若是1百万年中10%，就是3.3×10^{-15}/秒），其值可能是10^{-15}到10^{-16}/秒的数量级。难以想象这种超低应变率的流动总能持续下去，但是却可以假定这是蠕变或是一种具有类似特征的流动。长期实验表明花岗岩的屈服点是非常低的，而且大多数都可作为粘性流体看待（Kumagai和Ito, 1968*）。将这些想法结合起来意味着我们可以做出在各种深度上发生二次蠕变的假定，作为岩石中构造流动的模型。前面已提到，二次蠕变是应变率均匀的稳定流动。而且，流动与弹性变形最重要的区别是它和时间相关的特征。这归根到底又回到确定粘性系数的问题上。

岩石流动引起的地质构造的发育意味着构造应力场中塑性流动的发展。因此解决这个问题的关键是在高围压下岩石粘性系数的测量。而蠕变试验几乎是唯一可行的办法。可以采用两轴等压型（$\sigma_1\neq\sigma_2=\sigma_3$）的三轴试验装置，其高压容器中的围压可以用流体体积变化来控制，而通过从一个方向施加轴向压力载荷来产生应力差$\sigma_1-\sigma_2$。这也是一种对构造流动的模型试验。用实际的岩石做试件，而试验时的围压、应力差（如果需要还包括温度）等条件是根据引起构造流动的应力场来决定的。试验持续到能证实已达到稳定蠕变的状态，然后可以从蠕变曲线的斜率得到粘性系数。用这种方法得到的是正应变的粘性系数（λ）而不是象层流这种剪切应变的粘性系数η。如果样品是不可压缩的，则存在$\lambda=3\eta$的关系。如果差应力取做$\sigma_1-\sigma_2$，那么：

地质吧，地学吧www.gsh123.com

$$\eta=(\sigma_1-\sigma_2)/3\dot{\varepsilon}$$

最早是Griggs(1936*, 1939*) 用索伦霍芬灰岩等做了这种实验。例如他用5460kg/cm²的差应力与10000kg/cm²的围压计算出1.29×10^{15}泊的当量粘度值。也用类似方法对新潟油田褶皱的第三系西山组泥岩进行了蠕变试验。已计算出了几个当量粘度的值，因此让我们来考察一下它们与褶皱构造发育的关系(Uemura, 1976)。

在这些试验中推断地质环境是在大约地下1500m深处形成褶皱，于是选择了300kg/cm²的围压。表6.1中给出了一些结果，我们惊奇地发现，差应力为100—500kg/cm²的构造应力场中稳定的蠕变是以10^{-8}/秒数量级的应变率进行的。由此计算出来的当量粘度数量级是10^{15}泊。而水饱和的试件得到的当量粘度值要大

表 6.1 对西山组的泥岩作的蠕变试验结果和据此得到的计算值（围压300kg/cm²，室温，下面两行是根据差压力和应变关系外推出来的值）

（据Uemura, 1976）

差（构造）应力(kg/cm²)	应变率（秒⁻¹）❶	对应的粘度值（泊）	达到30%应变率所要求的时间（年）❷
500	5.9×10^{-8}	2.8×10^{15}	0.16
400	4.7×10^{-8}	2.8×10^{15}	0.20
300	2.5×10^{-8}	3.9×10^{15}	0.38
200	2.2×10^{-8}	3.0×10^{15}	0.43
100	8.9×10^{-9}	3.7×10^{15}	1.07
20	1.0×10^{-10}		95.1
2	1.0×10^{-13}		9.5×10^{4}

几倍。我们可以用这些数值来讨论应变率、褶皱发育和构造应力场的问题。由表6.1可见，当构造应力是100kg/cm²时，一年就达到了30%的应变，但是如此巨大的变化显然是不现实的。对于新

❶原文为秒，❷原文为泊，经为笔误，特作更改——译者注。

地质吧，地学吧www.gsh123.com

褐油田褶皱的发育有两种认识。一种是以Omura(1930*)为代表的观点，他强调有一个"褶皱期"的存在；而另一种以Kanahara为代表，他不承认有这么一个褶皱期而主张褶皱从最初地层沉积时起一直渐变发展到今天。据 Suzuki（1971*）更新的观点，在中更新世时有一个褶皱快速发展的时期，但是似乎也存在着在晚中新世就已开始的和缓的褶皱运动。如果我们接受这种观点并假定大多数褶皱是在中更新世时发育的，这就给我们一个最多不过100000年的褶皱期。因为上新世下统西山组的地层形成时的力学性质与现在相似这一假设似乎是合理的，所以根据目前的样品所作的试验结果是完全有用的。

确定构造应力值是进行这种讨论的另一重要方面。关于目前地壳中起作用的应力，Chinnery(1964*)报导，与主要走滑断层作用以及地震相应的应力降大约是10—100bar。Hast(1967*)也说过，在斯堪的纳维亚进行的绝对地壳应力值测定表明，地表总的水平应力为180kg/cm^2，而且这个值随深度成正比地增加，在深1000m处达到1000kg/cm^2。Herget(1971*)处理了加拿大所有的数据，并报导说平均的水平应力是（83±5）kg/cm^2+(0.407±0.023)Hkg/cm^2(H＝深度，用米表示)。Fujii和Ito(1973*)相信，从房总半岛上新世上统的大田代组中根据沉积盆地形成机制推测出的作用在当时地壳上的构造应力大约为180bar是合理的。Ito等（1976*）从长野县大町市的地下电站基岩应力测量中推断出，最大主压应力几乎是东西水平方向的，大小为100—180bar。所有这些研究表明上地壳中构造应力值具有10—100kg/cm^{2}的数量级。

不过，如前所述西山组的数据是在100kg/cm^{2}差应力情况下得到的，若假定差应力为20kg/cm^2，如表6.1所示，在95年里应变仍达30%，如果假定经过10万年应变达30%的话，那么在这一期间的持续作用的构造应力将有不大于2kg/cm^{2}的差应力。这个值看起来太小了，但是或许能提供一种答案。另一种观点设想使西山褶皱发育的应力场仍具有大约100kg/cm^{2}的差应力；但是它

地质吧，地学吧www.gsh123.com

不是持续作用而是间歇作用的。在这种情况下，为达到10万年30%的应变，100kg/cm²的差应力总起来只须作用大约一年就够了。这种解释与褶皱只是在大地震发生时才间断发育的想法很接近。假定每1000年发生一次大地震，那么在10万年里会发生100次，而大约100kg/cm²的差应力只须存在几天（或许在每次大地震之前）。

第一种方法假定由于总是存在的微小差应力而连续进行的蠕变使得褶皱缓慢地生长，而第二种解释则假定只是在大地震之前极短持续的时间内有间断的生长，却可造成同样的蠕变量。后一种解释和地质时期中的地震活动密切相关，这一点有很大意义。此外，即使差应力总是非常微弱，只有每平方厘米几公斤，或者每1000年只有几天达到大约100kg/cm²的值，但要在一个特定方向上产生一个褶皱构造，主应力轴必须处在一个连续不变的方位上。

以上讨论只限于西山组地层的应力问题，而事实上仍然存在以下问题：导致这种应力场的重要因素是哪些？为使讨论深入下去我们将不得不去研究包括西山组在内的整个第三系地层与其基底岩石之间的关系。如果我们能建立这样一个模型——即尽管基底中有10—100kg/cm²的差应力，而盖层中产生的差应力不多于每平方厘米几公斤——就会对于第一种解答给出一个坚实的基础。

植村　武

地质吧，地学吧www.gsh123.com

第七章　断裂和基岩

这章我们完全改变了重点，准备用工程地质或岩土力学的术语去讨论一些构造问题，并力图给出一些解释，这些解释在构造地质方面的教科书中尚未加以论述。不能否认，在构造地质学和工程地质学之间目前存在一个大的差距。不过，这二者间的关系对它们自身来说都是至关重要的，它将开辟一个崭新的研究领域。在这章中我们特别要抓住如何评价发育了节理和断层的岩块的力学性质及在实践中如何处理它们的问题。

1. 断裂和工程地质

让我们来介绍工程地质和土力学教科书中经常遇到的如何处理断层和裂隙的实例，这有助于我们理解工程人员对岩块的看法。

图7.1表示某个拱形坝基周围断裂和裂隙的水平剖面。设计要求两侧的基岩能够支撑住来自坝体的载荷。因此人们必须每隔几十来测许多水平剖面以显示岩石的地质特征和物理性质。我们假定已知图7.1（左）所表示的断层和裂隙系统占优势，位于设计坝基左侧有两个方向的断裂系统，这些方向与由于坝壁载荷而易在岩石中产生的滑移面一致。一般来说，沿断裂面的剪切强度比周围岩块要小得多。因此，岩块会沿着这两组断裂裂开。为了证实这一点，测试了断裂区域和周围岩石的剪切强度（表7.1）。如果关于剪切破裂的稳定计算是利用这些值做的，那么预计按图7.1（左）中设计的那样，在左岸沿着断裂面将有一个滑移面。因此左岸岩块的剪切阻力和坝壁作用力之比，也就是安全系数很显然比右边要低。人们认为4或者大于4的安全系数值是必要的，但是根据上述结果就不可能建坝，除非能用某些方法来提高安全

地质吧，地学吧www.gsh123.com

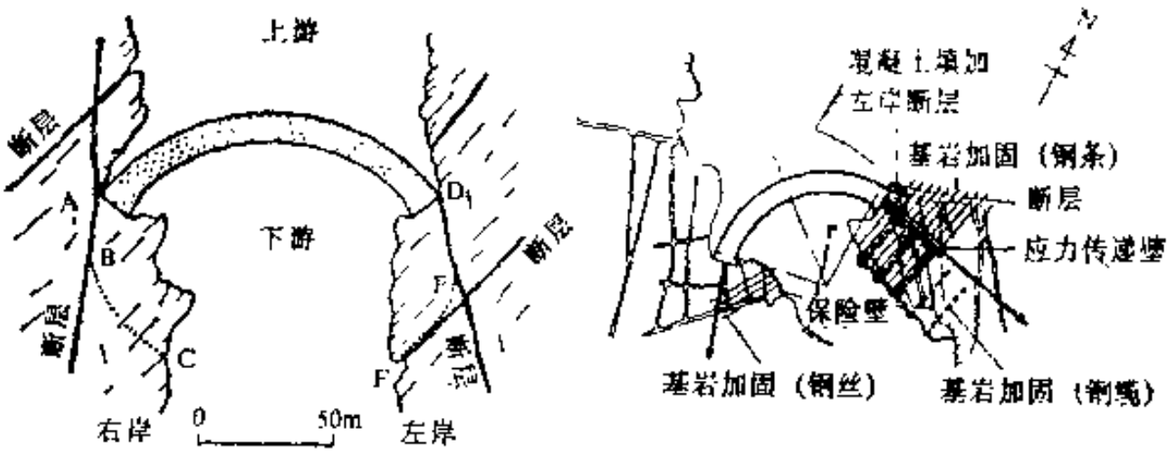


图 7.1　拱形坝和基岩中的裂隙（土木学会，1975*）
左图：断裂对基岩稳定性的影响（见表7.1）；右图：川俣水坝周围基岩的平面图（海拔910m）

表 7.1　基岩的力学性质以及相对于来自拱形坝墙载荷的稳定性（见图7.1）

	右　岸	左　岸
拱形坝壁施加到两个侧壁上的应力	1330t/m²	1330t/m²
图7.1（左）中每个岩块中的剪切阻力 （括弧中代表所沿的断裂编号）	5t/m²(A-B) 100t/m²(B-C)	5t/m²(D-F) 5t/m²(E-F)
图7.1（左）中每个岩块的摩擦系数 （括弧中代表所沿的断裂编号）	0.6(A-B) 1.0(B-C)	0.36(D-E) 0.36(E-F)
相对剪切破裂的安全度	6.0	1.1

系数。于是研究了另外一个可能的坝址，并对每一个位置作了对比研究，在此基础上最后选定了最安全最经济的坝址。这种坝址的评价可用图 7.1（右）表示的川俣坝作为例子说明。确定这个坝址最好的方案是如图中所表示的那样筑一个混凝土墙来加强左边的基岩，并将从坝墙来的力分散到基岩上去。用钢丝绳和钢筋把裂隙“缝上”，从而达到所要求的安全系数。在这个实例中，地质工作者的工作包括：

（a）准备图件说明坝址周围区域的精确的地质组成以及基

地质吧，地学吧www.gsh123.com

岩中断层和裂隙的准确分布。

（b）估计断层和含有裂隙基岩的强度

（c）与工程人员合作预测当受到坝载荷时基岩的状况，并提出包括改换坝址在内的对策。

从这个观点出发，这章中我们要讨论，怎样了解包含断裂和裂隙的非均质岩块的性质和分布，以及当它们受到自然的或人为的作用力时怎样单纯根据它们的力学性质去预测它们的状态。

2. 基岩中的不连续面

在工程地质中谈到“岩石”时指的是受到工程处理的一个块体，通常用“基岩”和“岩块”这些术语。显然基岩既不是均匀的也不是连续的材料。它通常包括诸如断裂或节理这样的不连续面。因为这种不连续面对基岩的力学性质或渗透性都有很大的影响，所以在对岩石或基岩的研究中必须考虑这些不连续面。

根据成因或形状可以将许多构造面归为不连续面。对于不连续面没有明确的分类规则，而且因人而异，差别很大。这节中我们把各类不连续面，例如顺层断层、片理、节理、裂隙、断裂破碎带以及缝隙等都使用同一术语，即“地质体中的间断面”。当不需要进行特殊分类时，我们就用术语“断裂”（fracture）来表示不连续面。节理是规则的，有时区域性断裂、裂隙是不规则的局部断裂，面缝隙则是硬基岩中的薄弱面，例如狭窄的破碎带、风化带或变形的岩脉。

人们认为，基岩中的许多不连续面的形成与岩石的成因或成岩条件有关。在花岗岩等深成岩表面的格子状节理或席状节理组特别显著；而熔岩，熔结凝灰岩和岩墙中会发现柱状或席状节理，沉积岩中发现不连续的节理组切割层面，在结晶片岩中可以找到与片理直交的节理组。一般说来，由于拉张形成的断裂具有粗糙的断面，近地面张开，剪切形成的裂隙经常伴有破碎带，表面光滑而且靠得紧密。易于流动的矿物如石墨、滑石或绿泥石经常分布在片理或层理的不连续面中，而岩石力学性质会受到这些

地质吧，地学吧www.gsh123.com

矿物的很大影响。

3．由于断裂而引起基岩物性的变化

地下水（有时是热水）沿着基岩中不规则发育的断层和裂隙作用，发生风化和蚀变作用，使近地表的岩石中造成极不均匀的物性。当我们试图在实验室试验中用收集的标本来估计这些岩石的性质时，容易想象到某些性质与基岩一致而另一些由于不连续面的存在而与基岩不符。严格说来，标本和基岩本身性质的差别取决于裂隙的密度及其特性（是否中间夹有粘土，或者地形是否起伏等），而不能得出一般规律。不过对一个地区作工程评价时最主要的是确定这种差异的范围。

取自日本各地的砂岩和泥岩的“弹性系数”示于图7.2，可以用来说明这些问题。岩石切片的力学性质是用从钻孔或从坑道中

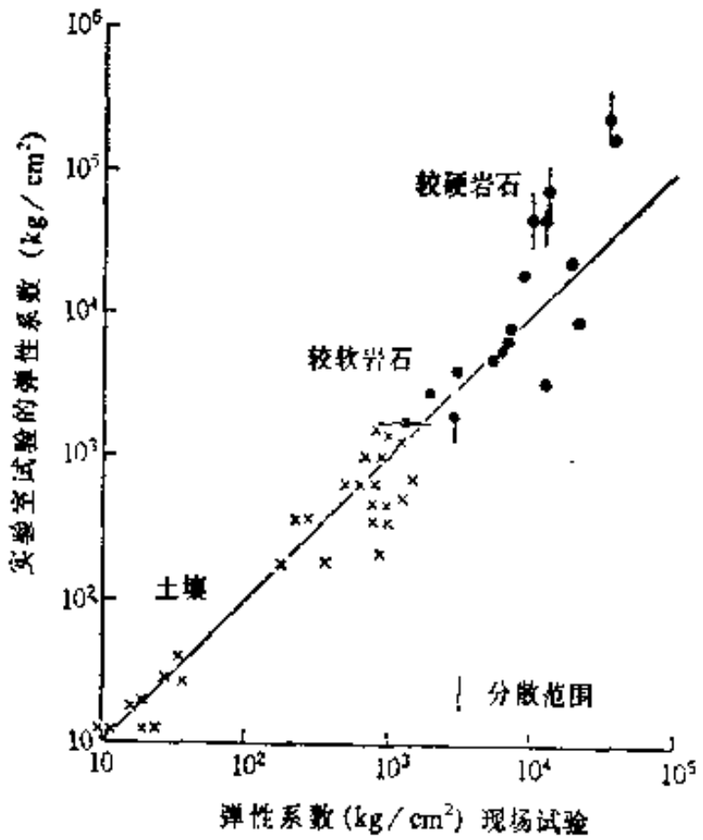


图 7.2　与沉积岩固化相关的弹性系数的变化
（据Kojima, 1974*）

× ～钻孔变形试验值和岩心在与取心深度相应的条件下的实验数据　·——现场负载试验值和实验室试验值

地质吧，地学吧www.gsh123.com

得到的标本在实验室中用实验进行研究的，而基岩本身的性质则是用例如“千斤顶”或钻孔“试验”等现场试验研究的。这些岩石固结的越强，断裂的影响也越大，因此显然在小岩石标本的数值和基岩数值间会相差很大。即使除去试验方法之间的差异，在极端情况下弹性系数也可能相差十倍之多。剪切强度也有这样的关系，而且岩石本身强度以及断裂面的变化越大，岩心试验与现场试验之间的差异也越大。在这两种情况中这种趋势都在较硬的岩石中表现得更为明显。

不过，这种关系必须针对各种具体的不连续面加以研究，因为整个情景并不只是由上述结果造成的。如果试验中对着分隔面垂直地施力以便两侧岩块相向运动，则位移量和剪应力之间的关系将因不同断裂而异，如果沿着断裂面有粘土等充填物，则两岩块会表现出平缓的应力-位移曲线，剪应力也较小，如图7.3所示。不过，在没有这种充填物的粗糙断裂面中，剪应力随着位移发展而增加至最大值。在经过这一峰值剪切强度之后，剪应力突然下降，随后尽管位移增加剪应力却保持在一个几乎恒定的值。这一点的剪应力称为“残余剪切强度”。这个剪切强度还受垂直作用在不连续面上的正应力大小的控制。这个关系示于图7.4。换句话说，在剪应力-正应力图中剪切试验结果表明，不含断裂的岩石本身的剪切强度与“粗糙”表面的峰值的剪切强度以及残余剪切强度之间有相当大的差别。同时我们还可看出，正应力越大

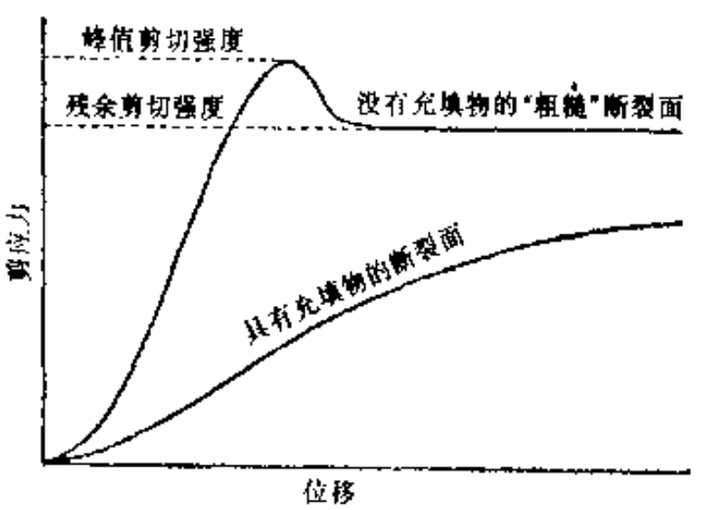


图 7.3　不变的正应力下位移和剪应力的关系

地质吧，地学吧www.gsn123.com

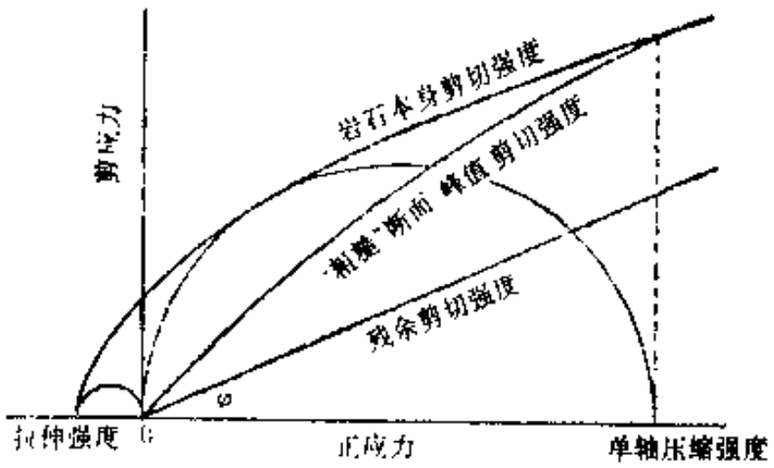


图 7.4　正应力与没有充填物的“粗糙”断面的剪切强度之间的关系（据Ladanyi和Archambault 1970*，等）

断裂的影响就越小，而如果正应力值的大小相当于岩石本身的单轴压缩强度则断裂的影响会最终消失。不过，一个断裂受到的应力一旦达到峰值剪切强度，随后即将以与残余剪切强度相当的剪应力继续发生位移，从而含断裂面的岩石强度最后会比岩石本身的强度小得多，不用说若有粘土等充填物，强度会进一步下降，但下降程度取决于充填物中粘土含量及粘土矿物的类型。例如，通过改变正应力得到与图7.4中残余强度相对应的“内摩擦角φ”，我们可在图7.5中画出tanφ和各种粘土矿物含量之间关系。粘土含量越高，tanφ越小，我们还可以看出，下降的幅度随粘土矿物的种类不同有很大变化。如果节理、断层或片理都有一个主要的方位，于是含有这些断裂的岩石性能将与外力作用方向有很密切的关系。由于基岩具有各种方向的不连续面，因而产生力学性质的各向异性，这在现场试验是经常遇到的（土木学会，1975*等）。

由于不连续面的存在而造成岩石强度和弹性系数的差异，或者由于这些面的方位所造成的力学各向异性，究竟会使基岩作为一个整体表现出多大程度的力学不规则性呢？让我们取弹性系数作为表示基岩物性的参数，即使在地壳中被认为相对均匀的花岗岩中，或者在工程施工所涉及的较小的岩块中，实际上弹性系数的分散度也可达1000倍之多。根据对从现场采集的岩心标本的观测

地质吧，地学吧www.gsn123.com

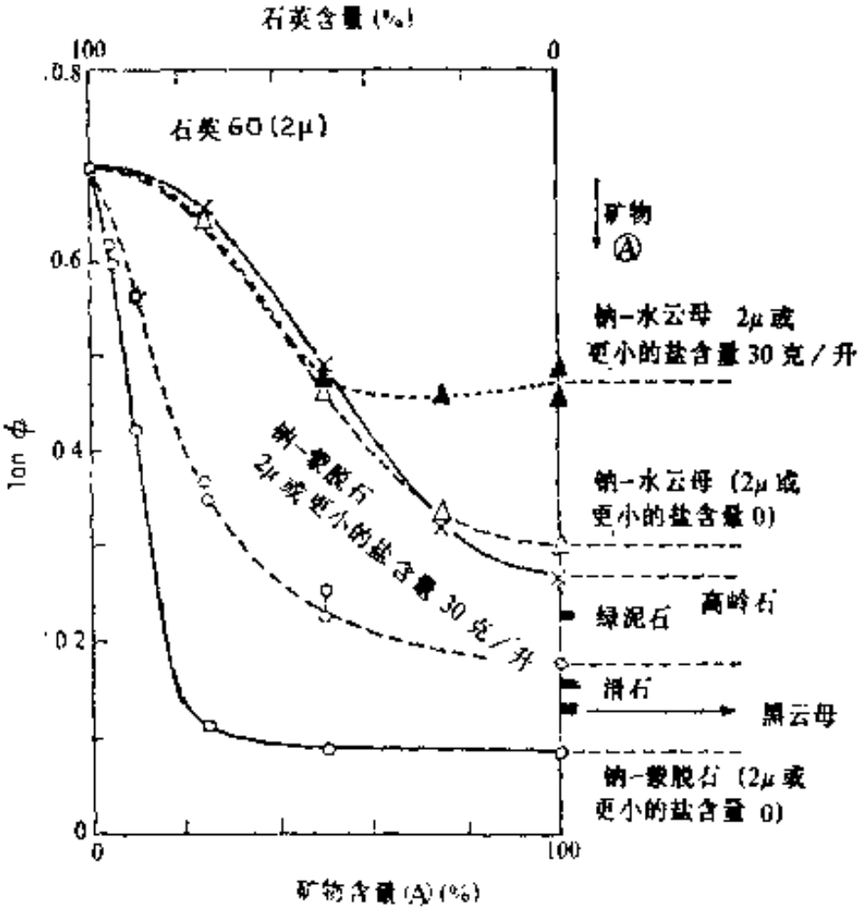


图 7.5 断裂面中粘土级粒度的矿物含量与相对于残余强度的摩擦角之间的关系（yoshinaka, 1977*）

μ—微米

可将基岩的能干度分为从A到F六个级别(7.4节中将详细讨论)。但是必须指出在大范围内所作的现场测量结果可以看作含有各种尺寸的不连续面的整个基岩的性质，它们不会与实验室中标本试验所得到的结果相同，这种小标本和大尺度基岩间性质的差异被称为“尺寸效应”。一般说来，所研究的岩块越大，它所含的不连续面的数量和种类也越多，岩石强度和弹性系数下降得也越多。

基岩的粘结性（coherence)是另外一个研究表面岩层力学性质时不可忽略的因素。例如粘结性不足，特别在讨论边坡稳定性或考虑怎样开掘隧道时，是一个最重要的问题。为评价基岩粘结性已经提出各种勘测方法。因为我们在基岩试验中必须检查粘结基岩的性质，所以试验时要完全除去松散的碎片并且反复加载将标本

地质吧，地学吧www.gsh123.com

压实。粘结的程度是连续变化的。我们不能简单地说它有多大或多强。图 7.6 表示了一个近地表的探井中对闪长岩作基岩试验（千斤顶试验）时膜片中心正下方的变形。当我们比较三个级别应力在反复加载时应变随负荷增加的关系时，可以看到深度小于 40—50cm 时，负荷增加时应变的增加速度反而下降。如果岩石是弹性体的话，应变的增加应该是均匀的。换句话说，因为这个岩体在近地表处粘结性差，它的性能就不象弹性体，不过当反复加载

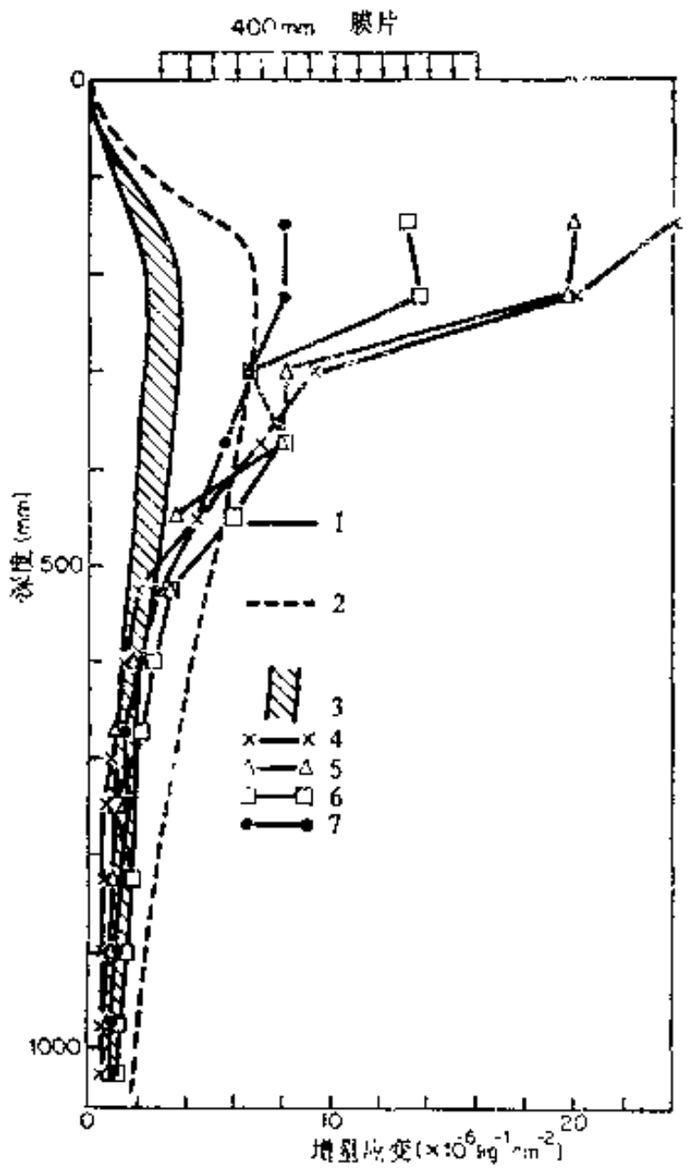


图 7.6 膜片中心正下方的位移（按Iida和Kobayashi, 1973[9]）

1—按岩心标本的弹性系数所得的理论解；2—按表面位移的弹性系数所得的理论解；3—标本测最值的分散范围；4—应力等级 0—20kg/cm²；5—应力等级20—40kg/cm²；6—应力等级40—60kg/cm²；7—反复加载（30—60kg/cm²）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

时，裂隙间的孔隙被压实了，而岩石作为一个整体就更象弹性体了。当基岩质地良好，少有裂隙时，它在较大深度下的性能就象弹性体；而观测到的应变增加就与当地岩心标本中测得的弹性系数标出的结果一致。

4．评价基岩的方法

基岩的强度和弹性系数随着不连续面的大小和密度的增加而下降，实际上必须把不连续面的大小和密度作为所研究的岩石总性能的一部分而加以估价。在研究岩石中的不连续面时，我们还必须考虑与坝、隧道或开凿工程相适应的岩石或基岩的规模。在图7.7中a、b和c是地质体内三种具有不同规模的不连续面。我们可以看到它们在方向、尺寸和密度方面的差异。节理组a规模最小，相对于坝墙的规模而言可将它忽略，因为这种断裂的影响已由现场基岩试验作为包括这些节理的整个基岩的平均性质而直接加以估计了。然而，这种试验却不能用来估计规模较大的（如b）夹层或断层的影响。如果对它们的性质和方位分别进行分析将会过分复杂。对地质体中具有这种规模的不连续面组，我们不得不设计简化的模型并根据模型试验或用我们后面要讨论到的有限元方法所作的数学分析来研究它们的影响。另一方面，我们能够通过现场试验直接检验断裂破碎带和夹层的基本力学性质。因此直接在现场试验中取得的测量数据为评价基岩提供了基础。但实际上资金和测量位置都受到限制，而对于所研究的岩石中力学性质

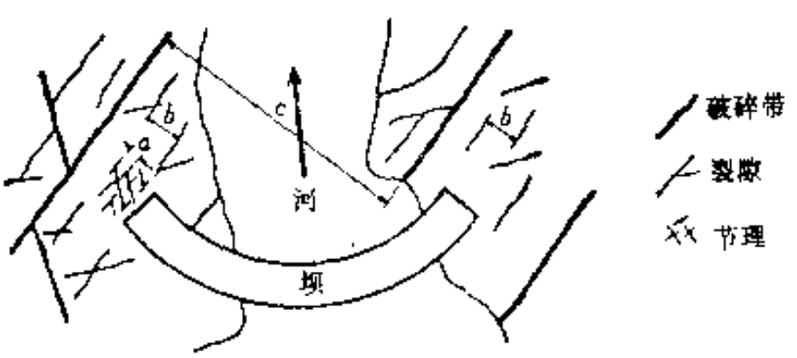


图 7.7　基岩中各种不同厚度的地质体内不连续面的分组
（土木学会，1977*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

的整体分布难以弄清楚。因此我们所能做的是观察露头，测量坑道和钻孔标本，对基岩质地进行分类，并设计出将观测结果与这些现场试验所得到的结果进行对比的方法。基岩分类在确定研究区内力学性质的分布方面起着关键的作用。在实践中象弹性波速等物理参数通常在勘测初期就加以测量，然后与上述分析结合起来以便画出基岩的综合图件。

（a）岩石分类

岩石分类基本上是按着那些使基岩的强度或弹性系数减少的因素（退化因素）进行的。不过岩石分类的重点因研究对象不同而不同，分别取决于所涉及的是堤坝，隧道还是开凿工程。表7.2表示了一个例子。在这种情况中，我们找到引起退化的因素，然后按照它们的效能将其分为许多级别。将这些级别分成组，并将此结果用于一个地区以给出该地基岩的等级和总的评价。对于象标本的硬度、风化程度、断裂间距和断裂面性质等因素给予特别强调。根据岩石种类和地震波速等进行分类也是常用的方法。在进行分类时，用各种不同方法，特别是按照所进行的工程来控制有关因素的范围和评价准则。近来岩石分类方法中有这样一个趋势，即按每一因素的级别估计打分，然后根据分数的和或积来评价岩石。还有一些例子中将断裂的性质作为有关因素而给以特别的注意。例如 Barton(1974*)的方法对表 7.3 中所示的每一因素的级别给分并计算出评价值 Q 如下：

$$Q=(\mathrm{RQD}/\mathrm{J_n})\times(\mathrm{J_r}/\mathrm{J_a})\times(\mathrm{J_w}/\mathrm{SRF}) \qquad (7.1)$$

RQD：岩石质量指数。在 1 m长的岩心中，段长10cm或10cm以上的长度占全长的百分数。若岩石是硬的，它就代表岩心中裂隙的间距SRF：应力减低系数（见表7.3）。

Barton 建议，作为评价隧道中土压力和支承框架（例如支承坑道壁的框架等）的准则，Q 值的范围从对应于具有显著膨胀趋势的退化基岩的 0.001 到没有断裂的优质岩石的 1000。方程（7.1）中的第一项表示基岩块的平均尺寸，第二项表示岩块间摩擦的特性，而第三项表示所受的应力。用这种方法定量表示岩

地质吧，地学吧www.gsh123.com

表 7.2 岩石分类和用综合法进行评价

（据Okamoto和Akie, 1966*）

（a）基岩分类标准（安山岩）

因　素	级　别	说　明
岩片硬度	A	硬（1）
	B	有硬有软，总体稍软（2）
	C	软（3）
裂隙间距	I	大于50cm
	II	50—15cm
	III	小于15cm
裂隙状态	a	紧密压缩
	b	开口
	c	粘土充填

（1）用锤击打时冒火花
（2）用锤猛击可以破碎
（3）可用锤粉碎

（b）基岩评价（Shimouke坝）

评价等级	评　价	组合的级别
A	好	AIa, AIb, BIa, BIb
B	较好	AIc, AIIa, AIIb, BIc, BIIa, BIIb, CIa
C	较差	AIIc, CIb, CIc, CIIa, CIIb
D	差	其它组合

石的性质越多，或对断裂面性质强调得越厉害，花费在岩石检测和记录的时间也越长。因此，许多方法由于勘探工作的可行性和所花费的时间而不实用。不过在实践中象Tanaka(1974) 所建立的较简单的方法是广泛应用的，在这些方法中对风化程度和硬度等地质因素的级别进行了归纳。

图7.8表示由砂岩和泥岩所形成的基岩的弹性系数，图中将基于岩心标本的岩石分类的等级和评分估计方法进行相关分析所得到的值与搜集岩心标本处的钻井变形试验所得到的实际测量值进行对比。基岩等级是顺序尺度，从最新鲜的和断裂最少的岩石，

地质吧，地学吧www.gsh123.com

表 7.3 按评分系统对基岩分类对岩石划分等级时要评价的因素和分数

（按Barton等，1974*）（见公式7.1）

因　　素	分级和评分要点
RQD	10%或更小时为10；用RQD的值
J_n（不连续面组数）	从无断裂、1组、4组以上到破碎带，分成9级，打分0.5—20.0
J_r（不连续面粗糙度）	按无连续断裂，波状断裂，平直断裂，有粘土充填等，打分从4.0—0.5
J_a（断裂面被充填或蚀变）	按有无充填分成两大组，若没有充填估计断裂面蚀变程度给0.75—4.0分。若有充填，按充填物的类型、厚度和成层状况给1.0—20.0分
J_w（孔隙水的削弱作用）	从“干”到“大流量”分6级，打分1.0—0.05
SRF	若存在软弱层，则按它们与开掘面相交的情况，若不存在软弱层，则按硬岩石，塑性岩或膨胀岩分级，打分0.5—20.0

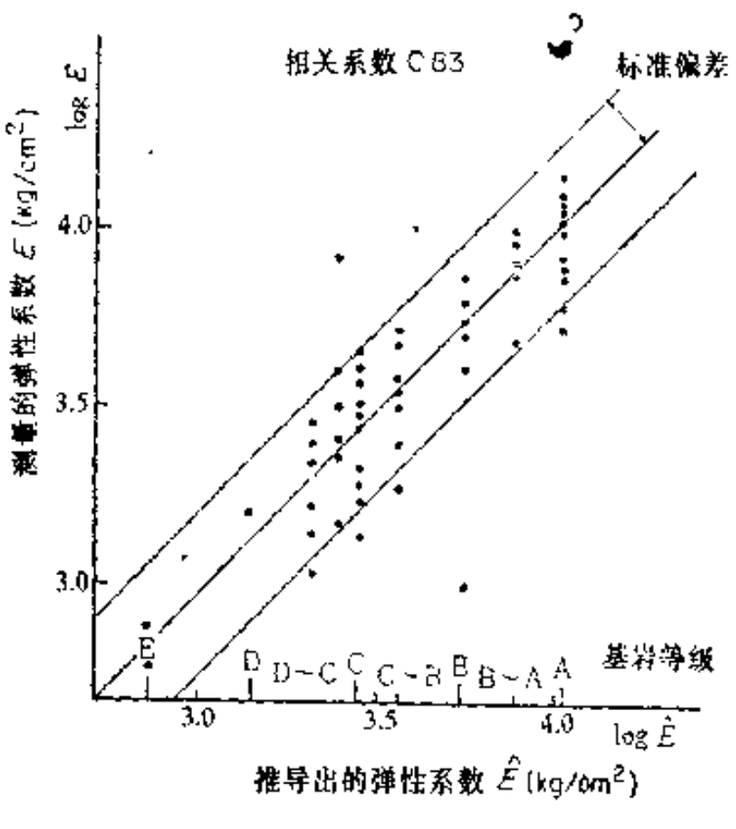


图 7.8 观测到的弹性系数与从岩石分类的相关分析推导出的值之间的关系（Kojima，1975*）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

即A组岩石开始，按定性的“退化度”增加的顺序连续逐级变化。然而看一下这种具有等间距的便于定分度的系统，我们可以发现，它对于弹性系数的对数保持近于线性的关系。图7.9所示的基岩坑道中块体剪切试验的结果也得到了类似的关系。考虑到每一相同等级中岩石的各试验值，我们得到了一条表示为 $\tau=C+\sigma\tan\phi$ 的直线，即图中剪应力 τ 和正应力 σ 之间的关系。因此，尽管有一定的数值分散度，在岩石等级和物性之间存在着密切的关系。如果我们进一步想象一下，即使在基于实际钻井试验结果的“数值基岩估价”中我们也会观察到相当大的分散度，那么基于岩石等级的物性值估价可以说是非常实用的。

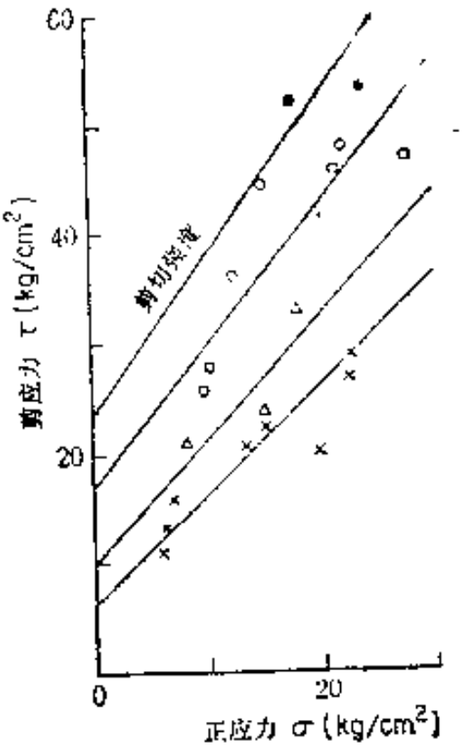


图 7.9　对 B-E 级基岩测得的剪切强度的例子（Iida, 1978*）等级 • B ○C △D ×E

在勘测坑道、钻孔或地表露头可见基岩的地方都可以确定具有断裂的岩石的力学性质的分布，这是根据十分有限的基岩试验值以及岩石分级系统确定出来的。这些结果与地震勘测结合起来也可用作为对隐伏地区进行评价的基础，然后可将它们都画在一起。图7.10即为一例，这是一个建议中的坝址（主要由绿凝灰岩

地质吧，地学吧www.gsh123.com

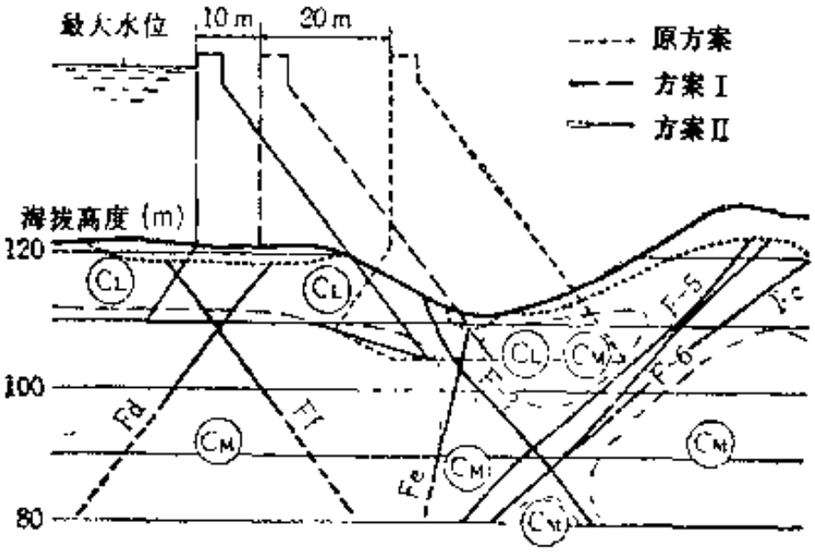


图 7.10　表明坝址周围基岩等级的地质剖面

表 7.4　根据模型计算由于建坝而发生的基岩变形和抗崩塌安全度时所用到的各地段的物理性质

地　质	基岩等级	弹性系数 (t/m^2)	剪切强度 (t/m^2)	摩擦系数	注 (图7.10)
优质基岩	Cm	20,000	90	1.0	
蚀变部分	Cl—Cm	10,000	60	0.8	
断　层	D	2,000	50	0.6	F-3　F-5
混 凝 土		200,000			

组成）的河床截面的工程地质剖面。表 7.4 给出了与岩石等级相应的各种力学性质的值。

（b）基岩模型

如果人们要预测由于开掘或在基岩上建筑引起的基岩断裂和变形，并且要尽可能安全和经济地设计、施工，那么提出一些相应于研究对象的基岩模型，并分析其强度和变形趋势是十分重要的。如上讨论，通常是用岩石分级对基岩进行分析，随后用一个连续的平均岩体来代替基岩。不过，近年来日益增长的趋势是直接对断裂系统本身提出模型并对其进行分析（Goodman，1976*

地质吧，地学吧www.gsh123.com

等)。

图7.11(a)表示了图 10 中的岩石等级剖面并试图对它提出一种模型以便用有限元方法进行数学分析。由于基岩中节理等几米规模的不连续面的存在已事先考虑在岩石等级中了，从而可将整个基岩看作一个连续体。因此关于不连续面的实际问题只是涉及到大规模的断层。由于在用有限元方法建立模型时单元数是有限制的，所以地质构造必须有相当大的简化或夸张。对于每一特定的岩石等级的物理性质也有一个相当大的变化范围。因此考虑过细的构造是没有意义的。例如，图10中的断层F-3和F-5在图7.11中大为夸大了，而 Fd，Fe 和 Ff的规模则很小，以致估计它们对坝的安全影响不大，因此就不考虑它们了。在模型中，F-5 的不

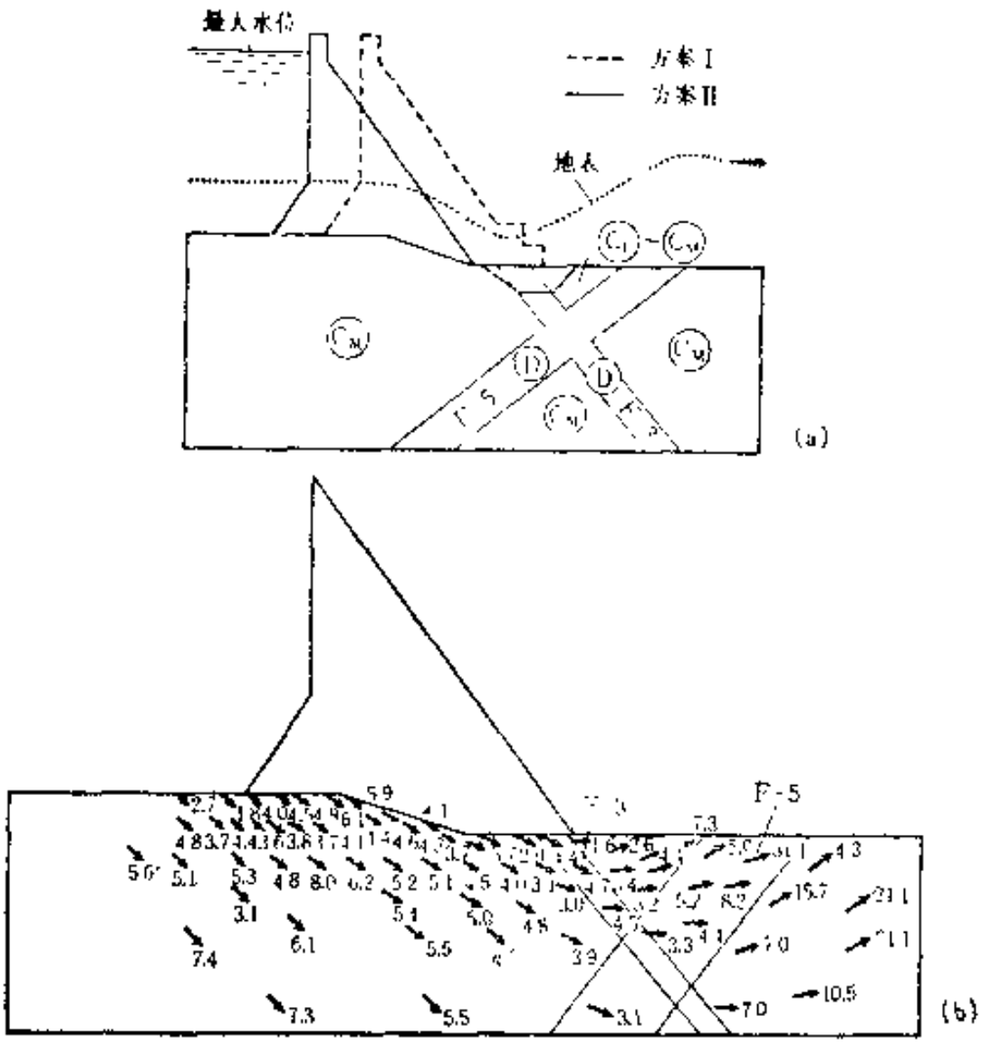


图 7.11　坝的稳定性分析（据 Iijima，1975*；Noda 等，1976*）
(a)根据图7.10的基岩模型；(b)计算的各点抗剪切破坏的安全系数
箭头—滑移方向，数字—安全系数（抗滑移力/促滑移力）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

连续性用一个10m宽的包括F6和Fc在内的断裂带来表示，并将其分成若干低弹性系数的单元组来进行处理。如果F_8具有1 m宽的断裂带也用同样方法处理，单元数则会过多，因此将其宽度夸大到三倍。为了对此进行补偿，可以使断裂带的弹性系数放大2.5倍，以便使断裂带总体上保持相同的变形。在实际建坝时，图7.10中地表上的Cl是位于开掘线以上的，这一段将被取消。最后研究的基岩落实为断层F-3左面的Cm等级和右面的Cl-Cm等级。对每一等级进行分析所需要的力学性质一般由岩石试验得到并在表7.4中给出。对上述模型进行分析，就得到了每一单元的位移，主应力分布和每一单元抗剪切破坏的安全度。早期设计阶段的计算结果的一个例子示于图7.11(b)。箭头指示滑移方向，而数字则表示相对滑移破裂的安全系数。(不过这些数值与7.1节中所述的平均安全系数不同)。

(c)边坡稳定性

在开挖基岩以构成巨大边坡时，在工程设计阶段我们常常会遇到边坡是否稳定和怎样才能使它稳定的问题。如果基岩中含有断裂，则下面的向量分析有时用于稳定性分析，它着眼于特定的主要断裂组。图7.12说明沿断面滑移的最简单情况。如果断裂面

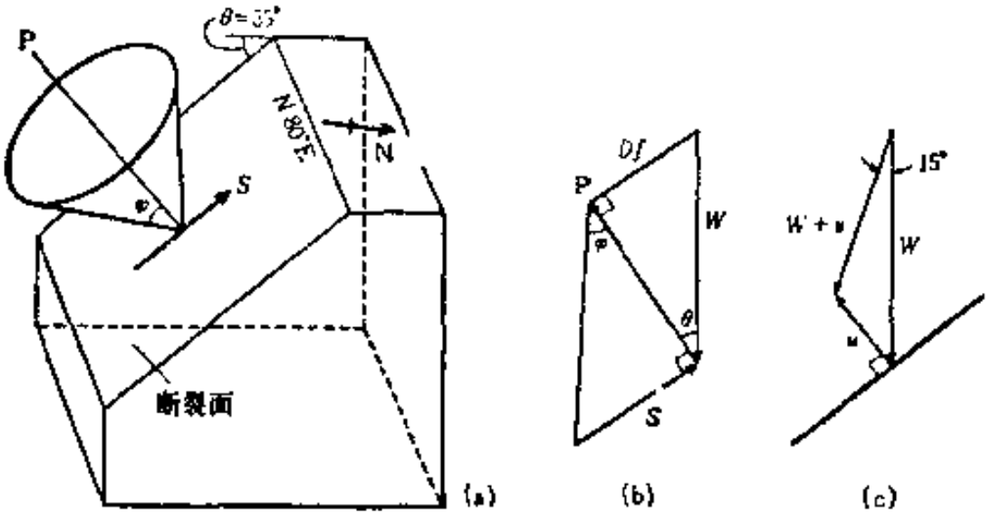


图 7.12 沿断裂面的滑移和断裂面上的作用力
(Attewell和Farmer, 1976*)(a)摩擦锥；(b)作用在断裂面上的力；(c)孔隙水压力对断裂面的作用（在这种情况下$W+u$和W的方向夹角为15°）

地质吧，地学吧www.gsh123.com

倾角为θ，抗剪切角度取为φ，断裂面上岩块的重量为W，而安全系数为F_s，从图中显然可见

$$F_s=\frac{\text{抗滑移力}}{\text{促滑移力}}=\frac{S}{Df}=\frac{C+W\cos\theta\tan\varphi}{W\sin\theta} \qquad (7.2)$$

如果断裂面的粘结力C小，可将其略去，则由方程（7.2）得到的无滑移条件为：

$$F_s=\frac{\cos\theta\tan\varphi}{\sin\theta}=\frac{\tan\varphi}{\tan\theta}\geqslant 1 \text{ 因此}\theta\geqslant\varphi \qquad (7.3)$$

如果断裂面的倾角θ小于抗剪切角φ，则是稳定的。图中“摩擦锥”表示满足这个条件的范围，在图7.13中它表示在赤平投影网上。换句话说，图7.12(b)所示的作用力W位于图上的小圆内时，就是稳定的。另一方面，如果有水存在，则如图7.12(c)所示孔隙水压力u会沿此斜坡作用在岩石上。结果作用在斜坡上的力的方向会稍有偏斜，而此方向会落在表示稳定区的小圆之外，如图7.13所示。简言之，结论如下，这个斜坡会由于孔隙水压力的影响而变得不稳定。不过，在上面的两种情况下，我们都假定断裂面的粘结力是小的，基岩块内部没有断裂而且滑移是沿最大斜度的方向发生。在日本的基岩中几乎没有全部适用上述假定的例子，不过可以较容易地将这一方法推广到具有各种方向的断层组上并进行三维处理。因此这种方法在实际研究边坡稳定性问题中得到了广泛应用（Doshitsu Kogakkai, 1974*；Attewell 和 Farmer, 1976*；Goodman, 1976*）。

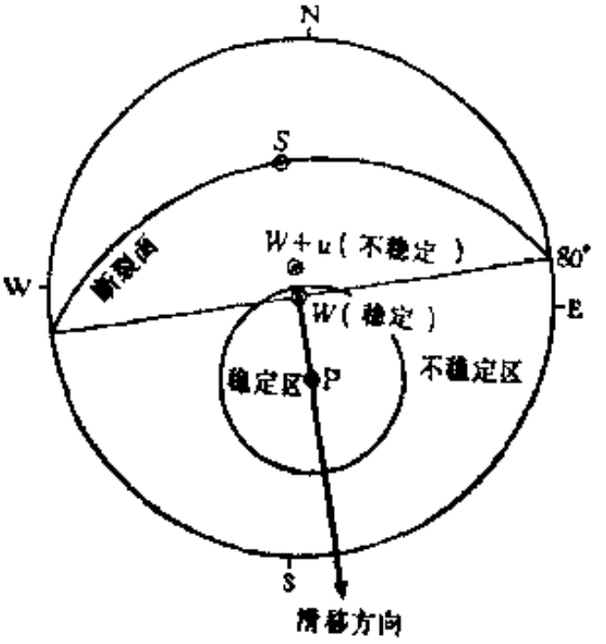


图 7.13 关于沿断裂面滑移的稳定性分析断裂面的抗剪切角为40°，在吴氏网上半球投影见图7.12

小岛圭二

地质吧，地学吧www.gsh123.com

[General Information]
书名=典型构造分析
作者=
页数=187
SS号=0
出版日期=

地质吧，地学吧www.gsh123.com

封面
书名
版权
前言
目录
正文

地质吧，地学吧www.gsh123.com