

[美] 唐纳·W·海因德曼

# 火成岩与变质岩后石学

上册

(火成岩部分)

中国地质大学出版社



# 火成岩与变质岩岩石学

上册

(火成岩部分)

[美]唐纳·W·海因德曼 著

邱家骧 王人镜 马昌前 译

周珣若 赵福堂 校

王人镜

中国地质大学出版社

**PETROLOGY OF IGNEOUS  
AND METAMORPHIC ROCKS**

Donald W. Hyndman  
Mc Graw-Hill Book Company  
(1985)

火成岩与变质岩岩石学 (上册)  
邱家骧 王人镜 马昌前 译  
周珣若 赵福堂 校  
责任编辑 郝 三

\*

中国地质大学出版社出版发行  
(武汉市喻家山)

中国地质大学出版社印刷厂印刷

\*

开本 787×1092 1/16 印张 19.25 插页 2 字数 489 千字

1990年8月第1版 1990年8月第1次印刷

印数 1—1000册

ISBN 7-5625-0398-2/P·114

定价: 6.05 元

## 内 容 简 介

本书以结晶岩石学与板块构造学理论紧密结合为主线，以当代岩石学和有关边缘学科最新成果为内容，全面深入地论述了现代火成岩与变质岩岩类学与岩理学的基本内容，建立了一个崭新的结晶岩石学体系。

全书共分六篇十五章：第一篇为《板块构造与岩石学》，共两章，包括引言和三大类岩石；第二篇为《火成岩：分类及特征，岩浆及其性质》，共三章，包括分类及其特征、结晶及熔融条件、岩浆的性质及形成过程；第三篇为《火成岩组合：描述方法、产状及成因》，共四章，包括镁铁质及超镁铁质岩组合、中性-长英质岩组合、碱性岩组合和金伯利岩；第四篇为《变质岩石学》，共三章，包括变质岩的分类和特征、变质作用及其发生的条件；第五篇为《变质岩组合：描述方法、产状及成因》，共两章，包括变质作用类型和变质相；第六篇为《火成岩和变质岩组合的成因》。最后，《附录》为放射性年龄测定法、CIPW 标准矿物计算法等等。

本书可作为高等院校地质类大学生、研究生的主要参考书，也适用于岩石、矿物、地化、矿床和构造地质学等专业人员参考。

## 译者的话

板块构造学是当前世界上最盛行的全球构造学，它是近代地质学中的一个崭新分支，是建筑在地球科学有关领域中最新成就基础上的产物。它的出现引起了地球科学一场革命性的变化；它的理论得到越来越多的地质学者的支持。岩石学，尤其结晶岩石学与板块构造学关系极为密切，因为结晶岩石学是板块构造学的主要基础，结晶岩的分布、产状、组成、岩相、系列、来源、成因、演化等等，无不受到板块构造环境所制约，因此结晶岩的这些特征，又是确定板块构造环境的主要依据。

美国蒙大拿大学地质学岩石学教授唐纳·W·海因德曼，于1985年在其原著《火成岩和变质岩石学》（1972年版）基础上全面改写而成此书。本书最突出的特点是把岩石学、板块构造理论有机地结合起来，反映了结晶岩石学的当代水平及发展趋势。本书在以下四个方面与一般岩石学教科书不同；第一，突破了传统的岩石学体系，以板块构造理论与岩石学结合为主线，建立了新的体系。书中系统地阐述及剖析了现代结晶岩的成因观点及产出的构造环境。第二，资料丰富，图件新颖。书中70%的图件和照片都是新的，照片几乎全是作者本人所摄，对一般不太熟悉的重要部分也均作了必要的说明。第三，作者以学生为对象，以三基为内容，深入浅出地介绍了许多现代岩石学信息，论述了岩石的组合、成因、演化与产出构造环境的关系，为学生提供了窥视当代岩石学的窗口。第四，反映了当代岩石学水平，引进了当代岩石学有关的实验岩石学、岩石物理化学、地球物理学、地球化学、岩浆物理学、岩浆动力学等最新成果。例如，岩浆的上升速率、冷凝时间、侵位机制、对流扩散等对元素迁移和变质反应的影响，微量元素和稀土元素在岩石学上的应用，变质矿物组合的图解法及由实验资料和热力学计算确定的变质条件等等，都是一般岩石学中不多见的。总之，这本书既突出了岩石学三基，又反映了当代岩石学水平，优点突出，值得深读。

本书共分六篇十五章，外加附录。译本分上、下两册出版。上册（火成岩部分）的前言、第1、2、15章和下册的最后附录由邱家骧译，第3、4、6章由王人镜译，第11、12、13、14、（一部分）章由王方正译，第5、7、8、9章由马昌前译，第10、14（一部分）章由耿小云译。担任译稿校对工作的有周均若教授（第1、2、7、9、15章和附录）、赵福堂（第3、4、5、6、8章）和缪祖法（第10—14章）。游振东教授复查了部分译稿（第3、10、11章）。全书由王人镜组织，最后又由王人镜归口统稿。书中的全部图件为原文复印植字而成。参加植字工作的有张小玉、肖诗宇、董碧云和朱彩霞同志。照片全由陶春华反拍。在翻译过程中，金元、陈科生和李增田三名研究生参加了部分工作，在此一并向他们表示感谢。

这本书是地质矿产部高等学校岩石学课程教学指导委员会岩浆岩组于苏州会议推荐的教学参考书，1987年暑期正式确定翻译。由于译者水平所限，时间仓猝，有译译或不当之处，敬请读者批评指正。

译者

1989年1月

## 前 言

本版《火成岩和变质岩岩石学》采用了初版的基本格式，但大量改写了原有材料，增加了许多新内容。新材料着重强调了岩石学与板块构造的密切关系。增写的章节论述的内容有：微量元素（包括稀土元素）；洋底和洋壳岩石；破火山口和火山灰流；过碱性火成岩；金伯利岩；与各种主要岩石组合有关的可采矿床；埋藏和水热变质作用；变质作用中的蛇纹岩化；矽卡岩；前寒武纪基底杂岩；糜棱岩。

书中三分之二以上的插图和照片是新增加的，其他许多图片也已经过修改。几乎所有的照片都是作者亲手摄制，它们反映了许多岩石的重要特征，揭示了许多学生尚不熟悉的关系。

本书立足于实际岩石，它们的野外产状及其岩石学方面的实验室资料，介绍了许多现代岩石学信息和被认为是影响大部分岩石发育的作用，以及被广泛接受的岩石成因理论。对岩石的产状和组合的了解有助于确定各类火成岩和变质岩的起源和演化，故书中用了不少篇幅着重论述了岩石组合，以便使学生们对岩石的矿物学和化学特征以及对于了解其起源有关的地质作用作出有根据的判断。

如同初版一样，书中罗列了大量的近期参考文献，以备查证与进一步的详读。学生们可借助于这些参考资料概略地了解专业文献，了解研究者之间的观点分歧，掌握各方面知识的演变；诸如岩浆起源和形成作用模式的变化等。

本书首先简述了板块构造理论及板块构造与各种火成岩和变质岩组合的关系，接着详述了火成岩的分类及其野外和手标本特征。作者运用实验确立的二元系和三元系相图，讨论了岩浆的结晶和熔融特征，论述了岩浆结晶、熔融及其他作用与自然条件（包括板块构造）的关系，另外还详述了各种主要岩石组合的构造环境、产出部位、矿物学、化学和可能的成因。

在变质岩岩石学章节中，作者首先提出了变质岩的分类，讨论了变质岩的结构、构造、命名、变质带和变质相的识别，接着讨论了变质作用的性质和变质作用过程中的变质反应、扩散和部分熔融的控制因素。有一节讲述了变质矿物组合的图解法；另有一节论述了根据实验数据和热力学计算提出的压力-温度相关系而获得的矿物学资料，以确定变质条件的问题。继主要变质作用类型讨论之后，作者详述了各种不同变质岩组合的构造环境、产出地区、矿物学和推测的形成条件。

本书最后一节中，评述和归纳了主要板块构造环境中出现的火成岩和变质岩组合的成因理论。

我衷心地感谢许多同事们，特别是 David Alt 和先前的研究生们，在岩石学方面同我进行的无数次讨论。M.E. Bickford, M.L. Grawford, Vicki Hansen, Peter Hooper, Timothy La Tour, Mickael Perfit, Steven Shcriff 和 Thomas Vogel, 在不同阶段对全部或部分稿件进行了正式和非正式的校阅，Karen 和 David 帮助打字和准备索引，尤其是 Shirley 给予了我极其耐心的帮助和精神鼓励，在此一并表示感谢。

Donald W. Hyndman

# 目 录

## 第一篇 板块构造与岩石学

第一章 引言	(1)
1-1 背景	(1)
1-2 地球的内部构造	(1)
1-3 板块与板块边界	(4)
第二章 三大类岩石	(17)
2-1 引言	(17)
2-2 火成岩、沉积岩和变质岩在板块构造环境中的分布	(18)

## 第二篇 火成岩：分类及特征 岩浆及其性质

第三章 火成岩的分类及其特征	(20)
3-1 分类	(20)
3-2 特征	(31)
第四章 火成岩的结晶和熔融条件：实验和化学习性	(49)
4-1 结晶和熔融实验	(49)
4-2 变异图	(71)
4-3 岩石形成过程中的微量元素	(75)
第五章 岩浆的特征、内部作用及其形成	(83)
5-1 自然条件	(83)
5-2 岩浆中的作用	(91)
5-3 岩浆形成	(107)

## 第三篇 火成岩组合：描述、产状和成因

第六章 镁铁质和超镁铁质岩组合	(116)
6-1 蛇绿岩	(116)
6-2 玄武岩	(132)
6-3 辉绿岩墙和岩床	(151)
6-4 层状辉长岩侵入体	(157)
第七章 中性岩-长英质岩组合	(166)
7-1 玄武岩, 安山岩, 英安岩, 流纹岩	(166)
7-2 陆缘安山岩环境: 火山灰流, 破火山口, 浅成杂岩	(181)
7-3 岛弧环境中的花岗岩类岩基	(192)
7-4 斜长岩体和其它斜长岩类	(228)
第八章 碱性岩组合	(240)
8-1 一般特征	(240)
8-2 矿物学	(255)
8-3 化学	(260)

8-4	相关系 .....	(266)
8-5	单个杂岩或岩体的变化 .....	(270)
8-6	碱性杂岩的变异作用 .....	(270)
8-7	成因 .....	(276)
第九章	金伯利岩 .....	(286)
9-1	一般特征 .....	(286)
9-2	产状 .....	(286)
9-3	矿物学及结构特征 .....	(287)
9-4	化学 .....	(287)
9-5	金伯利岩中的包体 .....	(288)
9-6	共生岩石 .....	(291)
9-7	可能的成因 .....	(292)
9-8	可采矿床 .....	(293)
附录 A	放射性同位素及放射性年龄测定法 (略, 见下册)	
附录 B	CIPW 标准矿物计算 .....	(294)
附录 C	火成岩常见矿物的晶体化学式、密度、氧化物成分和单位体积的氧化物 质量 .....	(297)



# 第一篇 板块构造与岩石学

## 第一章 引言

### 1-1 背景

60年代开始发展起来的板块构造学说引起了地质学思想的巨大变革，它完全可与物理学革命中原子的发现相比拟。它的基本概念简单，很好地解释了诸如洋中脊、海沟、断裂带、海底深度、洋底沉积物的数量和沉积时代、大陆架宽度、火山弧、地震等主要现象以及许多区域地质特征。

板块构造中，板块的性质和特征与岩石学密切相关。为了弄清火成岩和变质岩的发育及其特征的影响因素，我们必须了解板块的组成、物理性质及其运动。以下将概略地讨论一下地球的特征：成分分带、内部特点及其有助于了解火成岩和变质岩的发育和分布的某些重要特征。

### 1-2 地球的内部构造

#### 成分分带

根据不同深度的地震波速、重力测量和推测的地下物质密度来划分，地球由地壳、地幔和地核组成。根据地震或人工爆破测量结果，人们已推测出地球的圈层构造中组成岩石的密度和其他性质的变化。上述主要圈层的平均  $P$  波速度和推测的一般岩石类型列入表 1-1。表中还有与各组成单元有关的特征单元。 $P$  波速度在地壳中较低，一般低于 7.5 或 8 km/s，而在地幔中略大。以一定深度上一定密度的物质所具有的平均重力为基础，结合不同地区的重力测量结果所进行的地震研究，可得出岩石的密度值。将地震测量、重力测量及其他地球物理测量、地表直接取样以及不同深度派生岩浆的岩石学推断结果结合起来，便可推测现在的地球内部构造。

#### 强度分带

在构造学和岩石学中，与地壳-地幔划分同等重要的是岩石圈-软流圈-中圈的划分。地震研究划分出一个近地表的强硬层，即岩石圈（地壳和地幔顶部），其下是软弱层即软流圈，起均衡调整作用。软流圈的上部，通常具特别低的地震波速，称为低速层（LVZ）。该层主要发育在大洋盆地之下，使地震波速，尤其是剪切波速急剧减弱，因而被认为是属于部分熔融的地带。软流圈向下又递变为强硬的被动中圈，一直到地幔底部。现代板块构造学的

六个或八个大板块及其他小板块（图 1-1）就一直达到岩石圈底部，在下伏的低速软流圈上漂移。

表 1-1 地球内部不同深度的物质组成、密度和地震 P 波速度

深度	P 波速度 km/s	平均密度	组成单元	特征单元
0—30 或 40km	6.1—6.5	2.7 (2.6—3.0)	大陆壳：以花岗岩长岩为主，包括片岩，片麻岩，沉积物和火山岩	岩石圈
或 5km水+7km岩石	康拉德不连续面 (15—20km) 7.1 5.1 (3.5—7.2) 7.5	3.0	麻粒岩相，偏镁铁质的富含石英和长石的片麻岩类。大洋壳：玄武岩为主，包括辉长岩（新鲜玄武岩 P 波速 = 6.5km/s）	
地壳底部到 2900km	莫霍不连续面 8.1 (7.7—8.7) 10—13	3.3 3.5—5.5	上地幔：橄辉岩，某些榴辉岩？ 下地幔：石榴石和尖晶石，或各种高压相镁铁硅酸盐，或钛、铁氧化物	
2900—6370km	8—10 11	10—12 13	地核：可能为硫铁外核；镍—铁内核	外核（液态） 内核（固态）

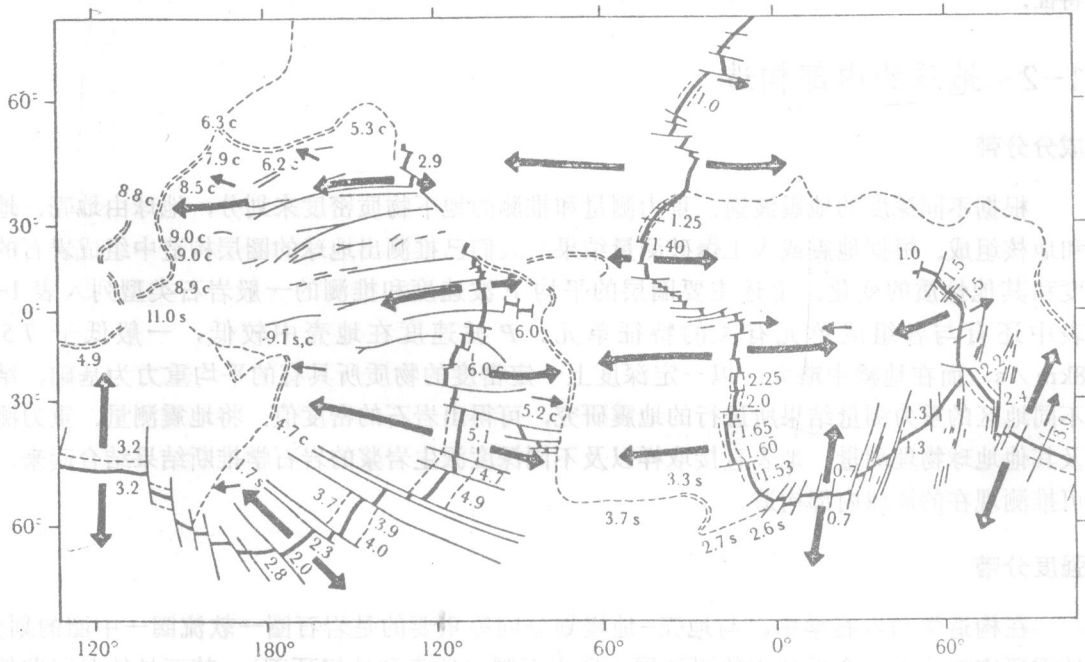


图 1-1 全球构造图

粗线表示扩张洋中脊轴线位置，单线为断裂带，双虚线为活动海槽，黑箭头指示平行断裂带的扩张方向。中脊附近的数字为扩张速率（cm/年，海沟一侧）。板块间大致的差异运动注释在海沟（c=压缩）和转换断层（s=剪切）附近。小箭头是指用地震机制研究确定的对毗邻板块的相对运动（参见 Isacks oliver 和 Sykes, 1968）（据 Le Pichon 1968, 略作修改）

## 海底扩张

Wegener (1912) 早期的大陆漂移说, 曾遭到地球物理学家们的反对, 如 Jeffreys (1929) 认为, 大陆不能通过强硬的大洋玄武岩层进行漂移。但到 1931 年, Holmes 提出了大洋玄武岩层在下伏对流层上运移, 在洋中脊处扩张, 在海沟处下沉的观点, 即为海底扩张假说的萌芽。1962 年, Hess 发展了海底运移说, 认为新洋壳在洋中脊或海隆处形成, 大陆也从此处扩张。下伏的对流圈是由海隆的地形和高热流值所引起的。海底在海沟处下沉进入地幔, 残留了刮下来的大洋沉积物盖层和火山质海山。海底扩张的理论还解释了 1946 年 Hess 观察到的现象, 即平顶海山在近中脊处形成岛屿, 在远离中脊处则浸没于水中。

海底扩张的证据大部分是通过测量相间分布的正和负磁异常获得的, 这种异常被看作是保留在海底岩石上正常和倒转的磁极的反映, 并且形成平行于洋中脊分布的条带。通过这些“条带”的宽度与在大陆上发现的最近几百万年间地磁倒转的时代进行对比发现, 二者有着紧密的相关性 (参考 Cox, 1973)。洋中脊的岩石很年青, 是新形成的。条带离中脊越远, 岩石越老。很明显, 新洋底是在中脊处形成的, 并且是逐渐向两边运动的。

运用这些相同的磁条带和深海钻探结果, 可以确定各地的海底年龄, 海底各种事件的时代和不同地区海底的运动速率。根据磁条带的水平错断, 可识别海底水平断裂带, 进而判断板块运动方向。由于岩石圈板块通常既未沿断裂带拉开, 又未沿其会聚, 所以, 板块的运动必然平行于各个断裂。这些断层很可能早在海底扩张期间就形成了, 它们与毗邻的扩张中脊大致垂直, 并常常将中脊错断。奇怪的是, 中脊错切端之间断块被错断的方向与错切中脊所必须的运动方向相反 (图 1-2)。由于转换断层未必与中脊或岛弧垂直, 而两板块间的相对运动又是沿着转换断层, 故这种运动也未必垂直于中脊、海沟或火山弧 (图 1-3)。某些转换断层的明显侧向位移可能引起问题的复杂化 (Bonatti 和 Cranc; 1982)。

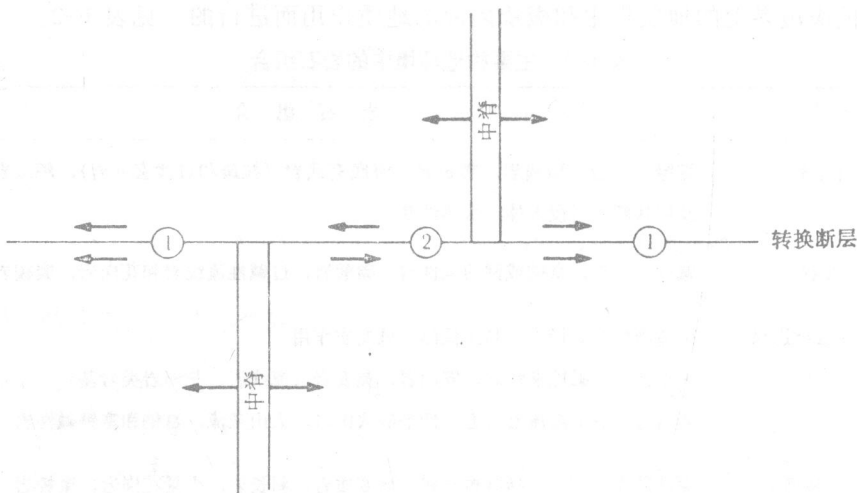


图 1-2 转换断层上的运动方向示意图

箭头示板块运动, 沿断层的箭头表示断层的相对错动方向, 注意: (1) 处没有或很少有相对运动; 但 (2) 表现为具垂直错断并有较大的相对运动, 其原因是海底比中脊低, 但年龄差别不大。还要注意图中 (2) 处沿断层的左行特点, 与中脊错断所显示出的右行特征形成鲜明对照

转换断层的垂线 (或叫极), 与各大板块的旋转极相交。由于各个板块的角位移不变,

故它的侧向运动速率在极处最小，赤道处最大。板块运动的速率大约为 1—6cm / 年，局部可达 10 甚至 15cm / 年。

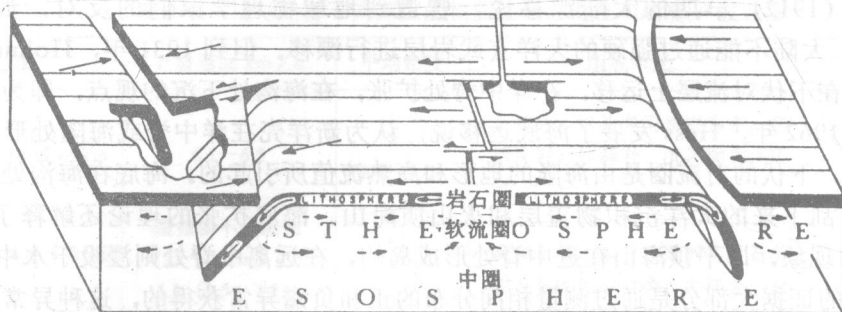


图 1-3 板块构造中岩石圈和软流圈作用方式立体图

岩石圈上的箭头指示毗邻块体的相对运动方向；软流圈中的箭头代表推测的板块俯冲区和扩张脊之间的补偿对流。左侧相向敛合带（岛弧）之间为一个弧-弧转换断层；中部沿洋中脊是二个脊-脊转换断层，右侧为简单岛弧（据 Isacks, Oliver 和 Sykes, 1968）

### 1-3 板块和板块边界

岩石圈板块可携带大洋壳和大陆壳（或其中之一）一起运动。大陆边缘若与板块边界重合，就是活动型的，若位于岩石圈板块内部，则为被动型的。构造上活动的大陆边缘位于与另一板块相撞的板块前缘，如南美洲西缘；而构造上被动的大陆边缘也称为“拖曳”边缘，是被动地从扩张中心或洋中脊向外运移的大洋-大陆边界，如南北美洲的东岸。

板块边界为活动区。运动方式的不同与三种板块边界有关，中脊区为扩张或分离运动，海沟处为碰撞或敛合运动，而转换断层上为侧向或走滑运动。岩石组合的主要成因分类，就是基于每种板块边界上的地质作用和板块内部的地质作用而进行的。见表 1-2。

表 1-2 主要构造环境中的岩石组合

构造环境	岩石组合
扩张洋中脊	蛇绿岩建造；橄榄岩，辉长岩，海底玄武岩（拉斑和过渡玄武岩），辉绿岩墙和岩床及层状辉长岩侵入体；水热蚀变
大陆裂谷	碱性玄武岩，富钠或钾的碱性岩，碳酸岩，过碱性流纹岩和花岗岩；糜棱岩？
大洋-大陆敛合边缘	构造增生的蛇绿岩；高压低温区域变质作用 火山弧：钙碱性玄武岩，安山岩，英安岩，流纹岩，花岗岩类岩基 弧后区：高原溢流玄武岩，低平破火山口，火山灰流，富钠和富钾碱性岩
大陆-大陆碰撞带	深部陆壳出露，包括麻粒岩相区域变质岩，斜长岩；少量花岗岩；糜棱岩
转换断层“透入转换”	可能有一些火山活动，但不太清楚；洋底玄武岩，某些大陆安山岩(?)；糜棱岩类
板内区（包括热点 迁移轨迹）	大洋板内：洋岛拉斑、过渡和碱性玄武岩 大陆板内：金伯利岩



## 扩张边界

由于洋中脊温度高，岩石密度比两侧的洋壳要小些，故地形也高。洋中脊的扩张作用伴有平行中脊的玄武岩墙贯入，洋底玄武岩的积累和深处形成辉长岩侵入体的岩浆侵位。这样形成的新大洋岩石圈从中脊向两侧扩张，逐渐冷凝收缩，变得更加致密，经几百万年后就下沉到海平面下更大的深度，这个海底的深度严格地受岩石圈的温度控制。这样，慢速扩张中脊上的岩石圈冷却得较快，故在给定的距离内，其下沉深度就比快速扩张中脊要大得多。象大西洋这样的慢速扩张中脊，由于岩石圈离开中脊不远，就明显地冷却下沉，故其中脊窄而陡峻，而快速扩张中脊则宽且坡度平缓。

扩张速率可用拟合海底磁条带与磁性倒转时间来确定，有时也用采集的海底样品进行放射性年龄测定来确定。扩张速率是变化的，从一个洋盆到另一个洋盆变化尤甚，如 Le Pichon (1968) 报导的太平洋扩张速率是 2 到 6cm/年（一个板块离开中脊的运动），大西洋为 1 到 2.2cm/年，印度洋中脊为 1 到 3cm/年（见图 1-1）。扩张速率似乎随时间而变化，如大西洋在大部分白垩纪时期，平均可能 3 到 5cm/年，太平洋 7 到 18cm/年。每个板块的扩张速率从扩张极向外也有所增加。新近出现的快速扩张主要发生在晚中生代（110 到 90 百万年）、早新生代和晚新生代（10 百万年到现在）。

大洋岩石圈主要由厚约 60km 的富橄榄岩的地幔所组成，上覆有 7km 辉长岩、玄武岩和少量沉积物，顶部覆盖约 5km 深的海水（见图 1-4 和表 1-3）。根据地震、重力和热流研究，可分析出岩石圈 75km 厚的平均成分。根据大陆上的橄榄岩-玄武岩杂岩，还可推断出上地幔的岩石类型。岩石圈分层在许多地区似乎都是渐变的而不是截然的。

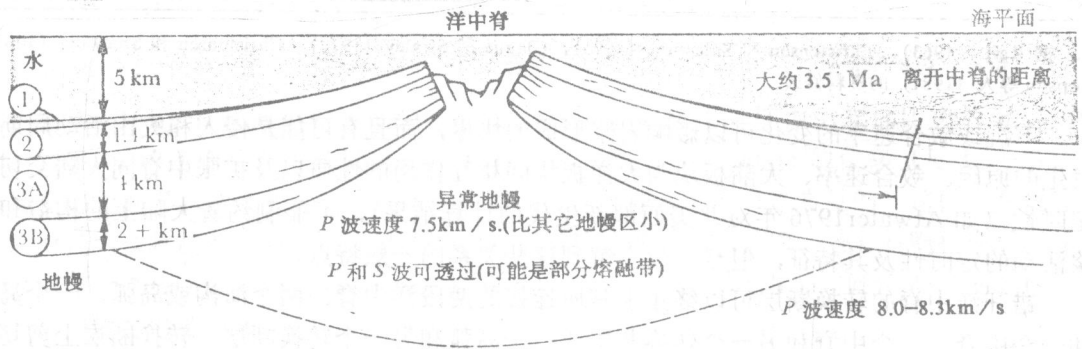


图 1-4 洋中脊地壳的综合剖面图，编号各层参见表 1-3

## 敛合边界（或俯冲带）和转换边界

裂开的岩石圈向外运动，逐渐冷却而更加致密，最终下沉进入热而轻的大洋岩石圈，或者更常见的是进入大陆岩石圈之下。在其下沉的地方，常常是对着大陆边缘形成一个海沟，其深度达 9 到 11km。老岩石圈在海沟处消亡，沿倾斜的俯冲带沉入软流圈。离扩张中脊越远，岩石圈越冷，下沉越快。当离开旋转极一定的距离时，离开中脊的运动速率与沉入海沟的速率必然近于相等。不过，两个板块在海沟处的敛合速率取决于它们的相对运动方向，可能接近于各个板块的速率之和。从图 1-1 可大致看出这种扩张、下沉和敛合速率。很明显，整个大洋板块似乎运动得相对快些，这可能是因为冷的大洋板块沉入海沟后，象一个抛

下的锚一样拖着板片向前运动；而大多数包含大陆的板块运动得慢些，这可能是因为厚层大陆岩石圈施加的附加“刹车”作用所致。下伏岩石圈究竟是通过对流还是仅仅通过被动的运动来转送由岩石圈板块侧向运动传递过来的物质，这一点尚不清楚。

表 1-3 洋壳和上地幔的特性

地震层	近似厚度	大约范围	物质	单元
	4km	0—4.2km (深洋) 到 7 或 10km (海沟)	水	
层 1	0.3km	0—<1km	燧石, 灰岩 (约 5m / Ma) 红色粘土 (约 1.5m / Ma)	
层 2	1.4km	1—2.5km	枕状玄武岩, 席状岩流 玄武岩 (可能为平行岩墙), 变玄武岩 (席状岩墙群)	绿片岩相 变质作用
可变的 (玄武岩 / 辉长岩与绿片岩 / 角闪岩) 边界位置				
层 3	5km	3.5—6.3km (离开中脊峰约 3.5Ma 后增厚)	辉长岩; 变辉长岩, 某些堆积辉长岩, 角闪岩; 某些斜长花岗岩, 变形辉长岩 (构造岩)	角闪岩相 变质作用
地震莫霍不连续面			堆积超镁铁岩	
岩石莫霍不连续面			地幔层	
上地幔			斜长石橄榄岩 尖晶石橄榄岩 石榴石橄榄岩	部分蛇 纹石化

据 Raitt (1963), Christensen 和 Salisbury (1975), Clague 和 Straley (1977), Christensen 和 Smewing (1981), Hopson 等人 (1981) 的资料修改。

下沉或敛合速率的变化可以影响岩浆形成的快慢，而且有可能是侵入和火山活动周期性发生的原因。敛合速率、大陆板块与大洋板块间相互作用的性质以及扩张中脊同大陆交切的定时性 (如 Atwater 1976 年对北美西部新生代的计算结果)，可能制约着大陆上的构造和岩浆活动的定时性及其特征，但至今仅了解到这些关系的一般特点。

错开洋中脊的转换断层可以终止于其所连接的两段洋中脊、两个海沟或岛弧、一个岛弧和一个中脊、一个中脊和另一个转换断层或一个岛弧和另一个转换断层。转换断层上剪切运动的速率通常与大洋中脊上的总扩张速率大致相等。转换断层也可交切大陆，如加利福尼亚的圣安德列斯断裂和新西兰的阿尔卑斯断裂，这种断裂上的剪切速率也常常与洋中脊上的近于相等。10cm / a 的速率相当于 100km / Ma，这就会导致不同时代或十分不同的地质环境中形成的岩石并置在一起。一种构造环境叠加在早期不同类型的构造环境上，往往会使得许多地区的地质学和岩石学关系趋于复杂化。为了弄清构造学同岩石学之间的关系，所研究的实例在时间上必须一致，故本书其他部分讨论构造关系同岩石学之间的联系时，假设其时间上是吻合的。

岩石圈板片在海沟处向大陆下沉的倾角，可以用沿其板片顶面或其内部发生变形引起的地震深度来确定 (见图 1-5)。地震带又叫毕鸟夫带，其倾角平均约 45°，但变化范围从 20° 到 90°，其值与扩张速率似乎无关。地震集中在这种下沉板片的上部，故地震带集中在海沟的靠大陆一侧。这些地震沿倾斜的毕鸟夫带分布的深度达 700km，但主要集中在上

部 250 或 300km 范围内。地震的性质也随深度而变 (见图 1-5)。在刚性大洋岩石圈朝着大陆岩石圈运动的浅部地带, 地震由剪切作用产生 (参考 Isacks, Oliver, 和 Sykes, 1968)。在此之下, 初震的研究表明存在张性运动, 这可能是冷板块因自重作用向下拖曳之故。而到深部, 在大约 300km 以下, 在许多地区似乎都有一个无震区。再向下, 到 500-700km 范围内, 地震表明那儿已是弱软流圈之下的强层中圈。火山正是出现在距下沉板片顶部 100-200km 的深度之上的。新的研究说明, 板片上有两个倾斜的地震带, 一个是其上表面的压缩型地震带, 一个是其靠近下表面的拉张型地震带 (Engdahl 和 Scholz, 1977)。

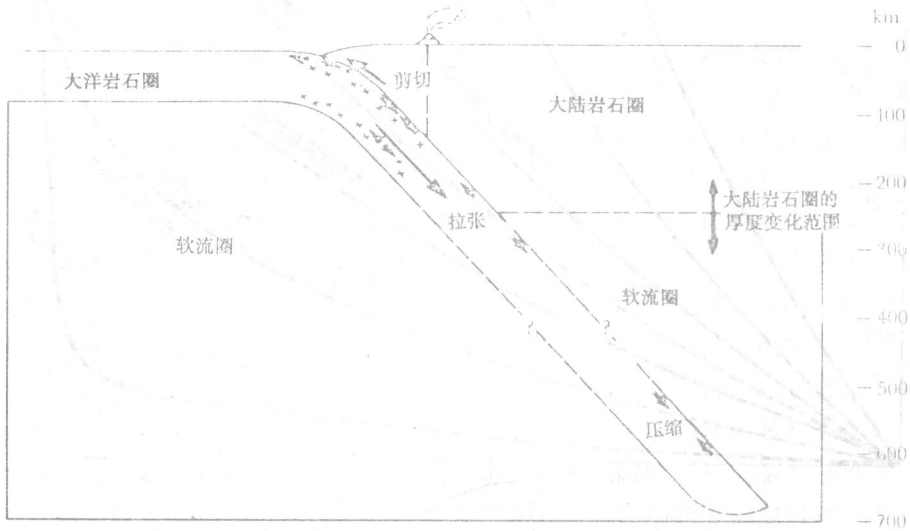


图 1-5 俯冲大洋岩石圈中地震的分布和性质。毕鸟夫带就是下沉板片顶部的震源分布带

象 1—5cm/a 这样小的运动速率, 就会在短暂的地质时期内引起远距离的运动。例如, 2cm/a 的速率, 在中新世以来的 10Ma 内, 就引起了 200km 的位移 (见表 1-4)。对转换断层上的平移滑动和海沟中的敛合来说, 每年几厘米的速率是常见的, 这样, 在短暂的地质时期内位移的距离就会造成地质学和岩石学特征的大规模并置。若岩石圈板块或板片的运动速率是 2cm/a, 则地表物质沿这样的板片下沉 140km, 或沿平均倾角 45° 的板块下沉 100km, 就要用 7Ma 的时间。

表 1-4 一定运动速率的近似迁移距离

时间, Ma	距离, km		
	1cm/a	2cm/a	5cm/a
1	10	20	50
10	100	200	500
100	1000	2000	5000

下沉速率越大, 下沉需要的时间就越短, 因而冷板片靠周围地幔传导加热将大大滞后, 冷板块常可插入地幔深部。由此可见, 由于岛弧火山常位于俯冲板片约 100-200km 的深度之上, 故从俯冲开始, 到岛弧火山活动开始的时间差, 至少足以使板片下沉 100km。

深部地温主要取决于岩石中放射性元素 (U、Th、Rb、<sup>40</sup>K) 随时间衰变形成的热量和下部传导及对流增加的热。特定环境中的温度, 可以从洋壳、活动岛弧、扩张中心或古老地盾中地壳的平均热梯度推导出来 (见图 1-6)。这一温度, 还可以用热流和导热物质的地表测量及用推测的热传导、传导率和深部对流来估测。这一方法更为精确, 但仍是间接的, 限制条件是由地震低速带, 即软流圈中产生少量玄武岩的部分熔融温度造成的。由于岩石圈向扩张中脊变薄, 故软流圈及其部分熔融的熔体可到达地表, 引起中脊处热流值升高。

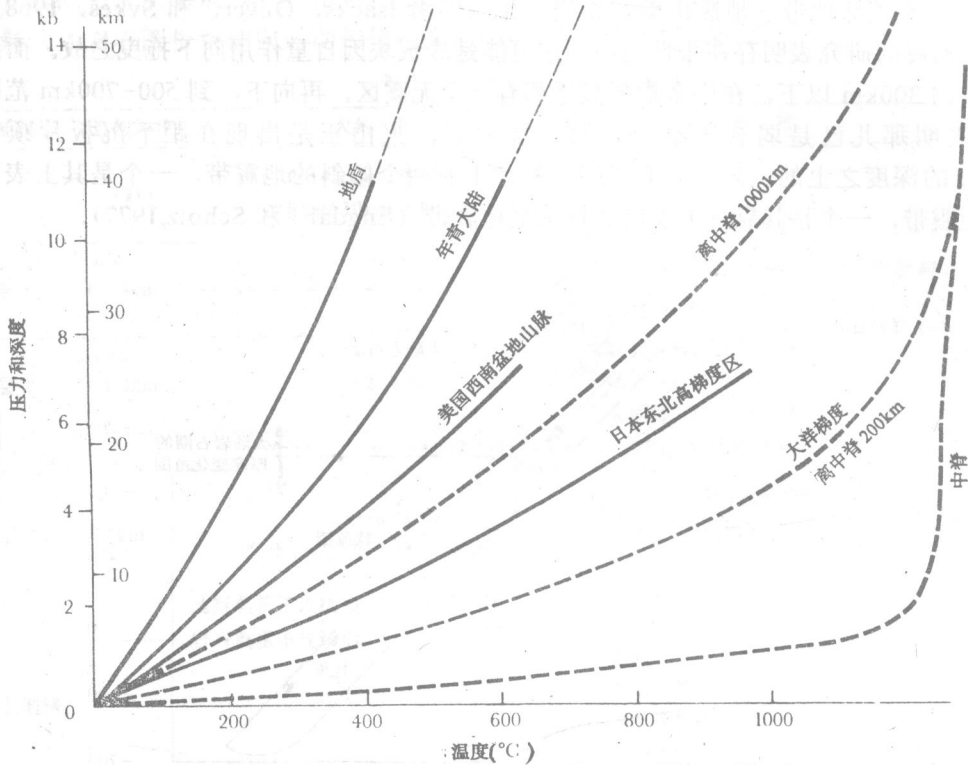


图 1-6 某些大陆和大洋环境的典型地热梯度。大洋梯度假定扩张速度为  $4\text{cm/a}$  (据 Uyeda 和 Horai, 1964; R.D.Hyndman 等, 1968; Blackwell, 1971; Bottinga 和 Allégro, 1973)

古老大洋岩石圈在其从海沟处下沉的地方，携带冷岩石进入深部软流圈。只要俯冲作用继续进行，等温线或等温面就会沿下沉板片呈陡倾斜。热量从周围地幔传入板片；沿板片顶面的摩擦作用也可使板片略微加热。

下降岩石圈板片中的温度分布，已通过计算扩张速率、传导的热损失、绝压增温、放射性、相变潜热、岩石圈边界摩擦增热的值（水反应和部分熔融及流体迁移过程中的热损失忽略不计）而被确定了出来（见图 1-7）。俯冲终止会使下降岩石圈板片附近的热谷（thermal low）逐渐消失。

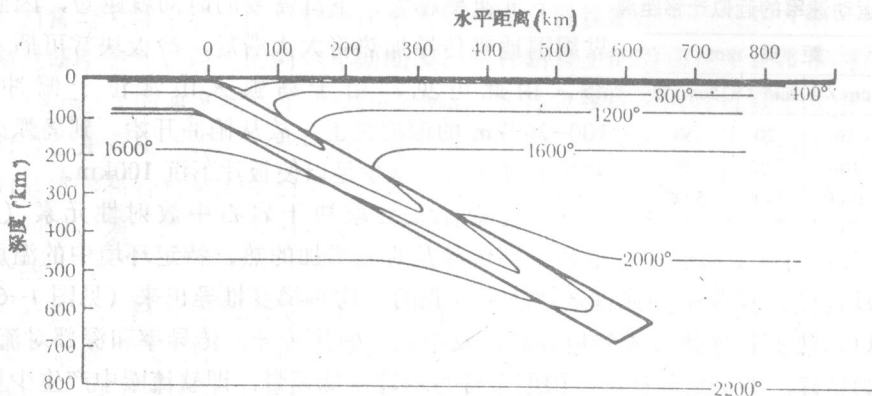


图 1-7 下降岩石圈板片中的温度分布。假定俯合速率为  $8\text{cm/a}$  (据 Toksoz 等人, 1971)



由于大陆壳密度较小，容易漂浮，故大陆岩石圈的地形比大洋高。大洋壳和大陆壳通常都处于均衡状态。偏离平衡最大的地区是海沟，在这里洋壳受冷板片的向下拉伸作用。同在海洋下面一样，大陆下面的岩石圈也主要由富橄榄岩的地幔组成，厚约 60km，但这里有上覆 30—40km 厚的小密度复杂大陆壳，其成分类似于辉长岩到花岗闪长岩，其密度自下而上逐渐变小（见表 1-5）。

深部岩石所受的压力主要取决于上覆岩石负荷。深度在几公里以下的地方，岩石塑性较大，并且不能承受较大的外加应力而不变形，其压力必然等于上覆负荷——岩石的密度和重力及岩石的垂直厚度之积。某些典型的压力—密度关系如左：\*

密度 g/cm <sup>3</sup>	压力* bar/km(深度)
2.7	264.8
3.0	294.2
3.3	323.6

这些数字可用来求得表 1-6 中的压力—深度关系。

位于俯冲带且在下沉大洋岩石圈上部仰冲的大陆岩石圈前缘区，地质活动是非常剧烈的。变形作用就发生在大洋壳上部以及大陆边缘内几十甚至几百公里的范围内。当海底从洋脊向海沟运动时，慢慢沉积在海底上的深海条带状燧石、粘土和灰泥被刮下来增生到大陆边缘之上。当这两种环境的岩石在大陆边缘集聚在一起时，它们就会复杂地掺合在大陆架和海沟火山成因砂岩（即“硬砂岩”）和沉积混杂岩中。在许多情况下，洋壳玄武岩和辉长岩剖面，局部还有下伏地幔橄榄岩薄层，也被卷入到大陆边缘内。同时，岛弧火山岩还可能在这样的卷入物卷入大陆边缘之前或以后，沉积于其上。随着俯冲的继续进行，这一套杂岩就会不断地给塞进到更远的内陆古老岩石中或其下。结果变化多端，在某些地区基本上可以完整地看到洋壳的部分剖面；而在另一些地区，这样一整套杂岩因逆冲断层和褶皱而强烈变形，以致其原始剖面只能依靠特殊的岩石学特征以及可能的成因和时代推断零散地拼凑起来。大陆边缘可以由深海远洋燧石层、大陆架砂岩、岛弧火山岩和洋壳玄武岩等岩片混杂在一起共同构成，有时洋壳碎片甚至可能逆冲或“仰冲”到大陆边缘之上。

表 1-5 大陆岩石圈—地壳和上地幔的性质

大致深度 km	范围 km	物质	单元
2—3	0—15	沉积岩和火山岩	
15	约 15	花岗质侵入体、片岩、片麻岩、绿片岩到角闪岩相	上陆壳
20(老地区)		康拉德(Conrad)不连续面?	
10(年青活动区)		麻粒岩相变质岩、角闪岩、变辉长岩	下陆壳
	(平均深度 36km)	莫霍不连续面	
	25—70	橄榄岩、含榴辉岩的橄榄岩、石榴石橄榄岩	地幔

表 1-6 不同深度的压力值

深度 (km)	压力(kb)	
	大洋岩石圈*	大陆岩石圈+
5	0.49(大洋底)	1.3
10	1.96(5km 以下)	2.65
25	7.0	7.0
50	15.1	15.1
100	31.3	31.3
200	63.7	63.7

\* 大洋壳，产有 7km 玄武岩（密度 3.0g/cm<sup>3</sup>）+ 辉长岩（密度 3.0g/cm<sup>3</sup>），上覆 5km 水。

+ 大陆壳，厚 35km，密度从地表 2.7g/cm<sup>3</sup> 增加到底部 3.0g/cm<sup>3</sup>，平均 2.8g/cm<sup>3</sup>。

= 大洋和大陆地幔，平均密度为 3.3g/cm<sup>3</sup>。

\* 注意：1bar = 10<sup>5</sup>Pa（帕斯卡，是 SI 单位，很小，在地质学中应用不广），它约等于 1 个大气压，1 千巴或 1kbar(kb) = 10<sup>8</sup>Pa。