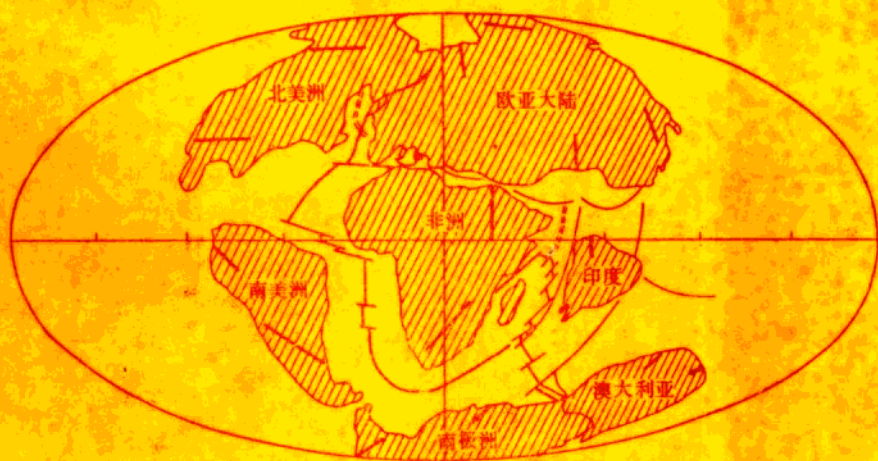


高等学校教材

板块构造 与 中国含油气盆地

罗志立 童崇光 编著



中国地质大学出版社

前 言

在我国应用板块构造理论研究实际地质矿产问题，特别是用来研究中国的含油气盆地问题，虽然时间不长，但已取得可喜的进展。若能把这些认识和看法扼要归纳综合并介绍于读者，对在中国发展板块构造学和解决中国的石油地质勘探问题，不无裨益。

1981年应成都地质学院本科生的教学需要，编写了《板块构造与中国含油气盆地》内部教材，介绍了板块构造的基本概念和国内外研究中国板块和含油气盆地的现状，引导学生用板块构造理论思考中国找油的实际问题。试用两年后，于1983年由罗志立（王天泽协助）作了部分修改和补充。1985年得到内蒙古石油学会和成都地质学院石油系的支持，作者又作了修改和补充了许多新资料，并正式铅印使用。七年来本教材在我院本科生、研究生和国内专业学习班和短训班曾多次使用。1987年作者又在新资料基础上，作了大量的补充和修改，最后完成了本教材。

本教材简要地论述了板块构造基本理论；广采博收国内外一些板块构造学者对中国地质问题的主要看法；吸收了我们多年来研究中国板块构造和含油气盆地的一些成果和认识。在内容安排上，板块构造理论紧密联系中国含油气盆地的实际。第一章和第二章介绍地球结构和板块构造理论，第三章介绍古板块研究方法，第四章和第五章介绍沉积盆地的分类及成因、板块构造与世界含油气盆地的分布，第六章介绍中国板块构造与含油气盆地，第七至九章介绍我们应用板块构造理论对中国典型沉积盆地的分析和认识。本书编写分工：第一章、第二章、第八章和第九章由童崇光编写，其余各章由罗志立编写。然后，互相审阅，提出问题，共同讨论后，分别修改定稿送审。定稿经课指会聘请的教授评审后，提出问题，作者共同研究后，分别再次作了修改和补充。编辑加工中提出的问题，由童崇光作了处理并全阅定稿。由于板块构造理论尚在不断修正和完善中，应用它来研究中国地质问题，也处于不断探索中，兼之作者的水平和能力的限制，错误难免。敬请读者加以批评和指正。

我们能学习板块构造理论并联系中国油气勘探实际问题编出这本教材，首先应感谢尹赞勋、李春昱、郭令智、朱夏等老一辈地质学家在板块构造理论领域内的开拓和传播，以及他们对我们的热情支持和帮助；赵重远和陈焕骞二位教授在审稿中提出了许多宝贵意见；教材中引用了地质矿产部和原石油工业部各油气田地质实例；教材中的图件由成都地质学院绘图室绘制。作者在此一并致谢。

作 者

1988年5月于成都

目 录

第一章 地球的结构与物理性质	(1)
一、历史的回顾.....	(1)
二、地球表面特征.....	(2)
三、地球内部结构及成分.....	(5)
四、地壳类型.....	(9)
五、地壳热流值.....	(15)
第二章 板块构造学基本理论	(17)
一、大陆漂移与古地磁.....	(17)
二、海底磁异常与海底扩张.....	(20)
三、板块构造学说.....	(25)
四、板块运动的驱动机制.....	(30)
第三章 古板块的研究	(34)
一、岩石学方面.....	(34)
二、构造学方面.....	(41)
三、地球物理学方面.....	(44)
四、古生物和古气候方面.....	(45)
第四章 沉积盆地分类及成因	(47)
一、盆地分类概述.....	(47)
二、盆地类型的划分.....	(48)
三、沉积盆地的成因.....	(56)
第五章 板块构造与世界含油气盆地分布	(58)
一、板块构造与世界油气资源分布.....	(58)
二、世界古生代含油气盆地的分布与板块构造.....	(59)
三、世界陆相含油气盆地与板块构造.....	(62)
第六章 中国板块构造与含油气盆地	(66)
一、中国板块构造概述.....	(66)
二、中国含油气盆地的形成和演化.....	(75)
三、中国含油气盆地的分类.....	(77)
第七章 四川克拉通多旋回盆地	(79)
一、盆地基底的形成.....	(79)
二、扬子古板块在古生代运动中的当时四川盆地的先期构造格局.....	(84)
三、印支运动后扬子古板块解体,四川盆地开始形成.....	(84)
四、四川盆地含油气性与板块构造运动的关系.....	(84)

第八章 准噶尔断坳盆地	(88)
一、基底结构及区域构造演化.....	(88)
二、克-乌断裂带特征及油藏类型.....	(90)
三、含油气领域的探讨.....	(93)
第九章 中国东部陆内裂谷盆地	(96)
一、板块构造与裂谷盆地.....	(96)
二、中国东部陆内裂谷盆地.....	(98)
三、中国东南海域裂谷盆地与油气资源.....	(105)
主要参考文献	(111)

第一章 地球的结构与物理性质

一、历史的回顾

大地构造学是研究地球特别是地球岩石圈的结构、运动和发展规律的科学。它的主要目标在于探索和解释地壳各种构造现象的本质，建立地球和岩石圈构造的基本理论。它曾经历了一个逐步深化、完善的漫长过程。

传统地质学认为，地壳运动是以垂直运动为主，水平运动是派生的，地壳不曾发生过大规模的水平运动。大洋和大陆的基本轮廓是永存的。海陆变迁是地壳的升降运动引起海洋或陆地的扩大或缩小的结果。

主张地壳存在着大规模水平运动的观点，可以追溯到前一个世纪。法国的斯奈德（A. Snider, 1858）、美国的泰勒（F.B. Taylor, 1910）等都曾论证过大陆漂移。不过，一般公认德国气象学和地球物理学家魏格纳（A. Wegener, 1912）是大陆漂移说的创始人。

魏格纳于1912年发表了大陆漂移的观点。至1915年他进一步写成《海陆的起源》一书，系统地论述了大陆漂移问题。他认为，地球上所有的大陆在中生代以前曾聚合成为一个统一的巨大陆块，称之为联合古陆或泛大陆。中生代以来联合古陆又分裂开，分裂的陆块逐渐漂移到目前所处的位置上。由于原来是联合古陆，所以那时不存在大西洋和印度洋，只有围绕泛大陆的一个大洋，称之为泛大洋。后来由于各大陆分离张开才出现了大西洋和印度洋。相应地泛大洋逐渐收缩才有现今的太平洋（图1-1）。

魏格纳的大陆漂移说问世后，在国际地质学界掀起了轩然大波。一些学者热烈支持，多数的权威学者特别是地球物理学家们激烈反对，把它斥为荒诞的怪论，一个学术上的新生事物被夭折了。当1930年魏格纳在格陵兰冰原上探险遇难去世后，他所创立的大陆漂移说也就随之被埋没。

19世纪50年代，古地磁学兴起，进步的科学技术和方法，测量出大陆在地史中的磁极位置变化多端，用大陆固定论无法解释，如采用大陆漂移说则可迎刃而解。于是消声匿迹的大

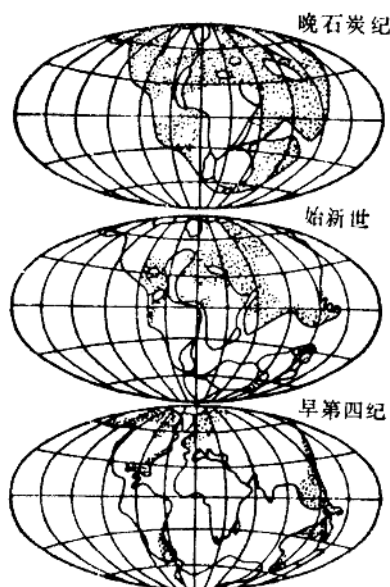


图1-1 大陆漂移的过程
(据A. Wegener, 1922)
黑点区表示浅海

陆漂移说又重新兴起。随后用现代的科学技术及方法又取得了大量的海洋地质及地球物理资料，支持了这个学说。于是，大陆漂移说又逐渐为地质及地球物理学家们所接受。随着全球性的海洋和大陆的地质及地球物理资料的不断积累，板块构造学说日趋完善。本世纪60年代中期海底扩张被证实以来，以板块构造为理论基础，一系列重大发现接踵而来，如热点说、新造山机制、岩浆起源、双变质带、边缘海成因、薄壳构造、比较俯冲学和地体增生等，地球科学面貌为之焕然一新。科学家们声称，板块构造学说是地球科学的一次革命。著名的地质学家尹赞勋曾指出，“在地质学发展史上，它标志着一个时代的终止另一个时代的开始”。板块构造学说即一种新型的现代大地构造学，已成为理论地质学和构造地质学的指导思想。

板块构造理论可以帮助石油地质学家们以更广阔的视野来认识含油气盆地的形成机制、区域构造演化、沉积岩特征、油气地质特征以及油气在时间和空间上的分布规律。为寻找油气资源提供线索和预测；在预测地震、寻找金属与非金属矿产的实践中，板块构造理论得到广泛地应用。1984年在莫斯科召开的27届国际地质大会上，提交大会有关构造方面的论文（不含苏联）计265篇，其中持板块构造观点的就有205篇。反映了目前地质构造学发展的趋向。国外已广泛地采用板块构造理论来指导油气勘探；国内亦开始普遍应用板块构造理论研究区域构造演化、沉积盆地形成机制、板内的构造演化及岩浆活动、地热演化史等，用以指导油气勘探工作。大量的研究成果表明，板块构造理论在指导我国陆上及海域的油气勘探上取得了显著地进展。

二、地球表面特征

地球表面的主要特征直接反映了地球内部的运动过程。大陆、洋盆、山脉、地震以及火山岩的存在和分布，都是由地球内部作用控制的。因此，地表的地质及地貌特征就成为我们研究地壳板块构造运动的主要线索。

（一）海陆分布

现存大陆并不是均匀地分布在地球表面上。60%以上的陆地是分布在北半球，集中在北极圈以南的各纬度圈附近。在北半球，陆地占地球表面积的39%；而南半球只有19%的地球表面积是陆地。南极位于大洋的中央，而北极则位于大陆的中央。如果把地球仪转动到正好使新西兰大致位于你的视线中心，你看到的几乎全是海洋，陆地很少。这样的半球称为“洋半球”，大洋面积占89%，陆地面积仅占11%。而相对的那个半球，它的视线中心位于西班牙附近，称为“陆半球”，陆地面积占47%，海洋面积占53%。在地球表面的总面积中，海洋占71%，陆地占29%（图1-2）。

现代海岸线是一条不稳定的边界。在整个地史过程中它因多种原因而在海岸地区作进退的移动。大陆和大洋实际的分界线是陡峭的大陆坡。它和海岸线并不一致。现今的大陆块体有一部分被海水淹没，其淹没部分包括大陆架及大陆坡。大陆块体占地球表面积的40%，而大陆架和大陆坡只占其11%（图1-3）。

地表的陆地和洋底在高度上也有差异。海洋不仅在面积上超过陆地，在它的平均深度上（3.7 km）也大大超过陆地表面的平均高度（0.88 km）。大陆的平均高度和洋底的平均

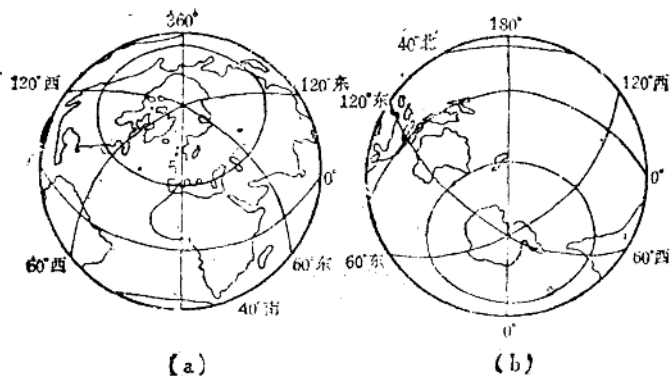


图1-2 海陆分布

(a) 陆半球 (b) 洋半球

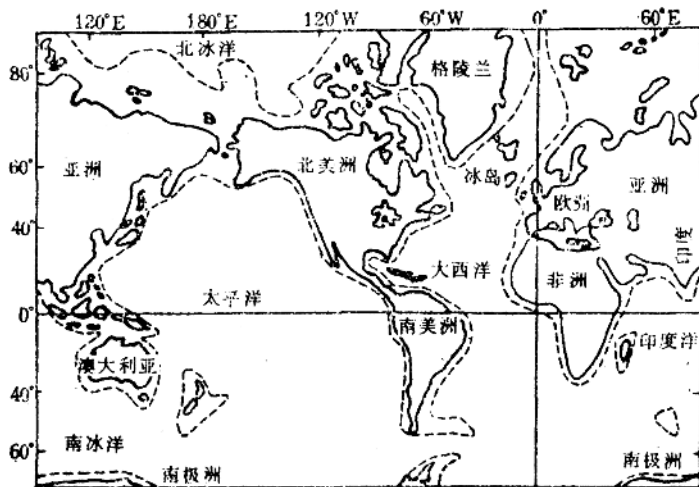


图1-3 大陆和海洋分布图

大陆架是大陆块体被淹没部分,由陆地向外延伸至虚线处。这些区域因投影已变形
深度之间显著的差距(4.6 km)是一个重要特征。如果将地球的固体表面修平,整个地球表面将会被海水淹没,其平均深度可达2.6 km。大陆上最高的山脉(8.85 km)和最深的海沟(11 km)之间的垂直距离约为20 km。如果将海水排干后,地球表面主要的地质构造单元如图1-4所示。在洋底亦有隆起和山脉存在。

(二) 地震分布

地震时大地能以几厘米的幅度上下振动。地表可以象大海里的浪潮那样波动起伏。

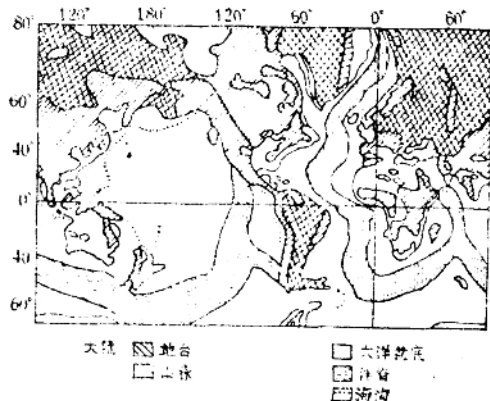


图1-4 假定海水排干后,地球固体表面将出现的主要特征

现在已经记录到的陆地波动,波峰高度约为0.5m或更高一些,波长为8m。刚性岩石圈裂成的板块在软流圈上的滑动以及沿板块边界地带的推挤和平移活动,是导致大多数地震发生的原因。在地球表面发生的地震不是杂乱分布的。它们明显地集中在一定的条带上,这些条带正好和板块构造的活动带是一致的(图1-5)。

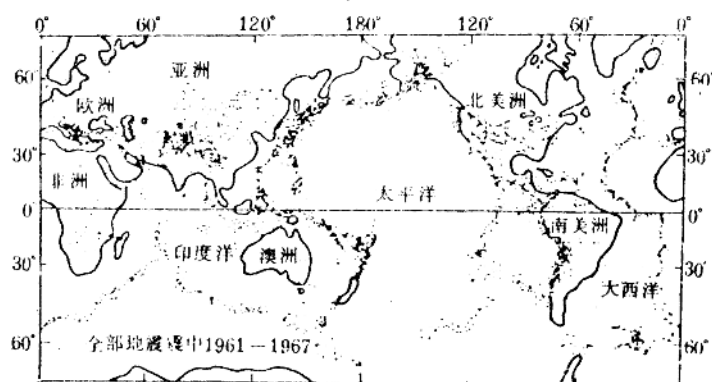


图1-5 1961—1967年期间记录到的全球29000次地震
($\geq 4-5$ 级)震中分布图(据M. Barazangi等, 1969)

地震带是发生在海底山脉的脊峰、全球断裂系和一系列地质上年轻的山脉及沿火山岛弧山脉的延伸地带。沿洋脊形成的地震带是很狭窄的,而沿某些岛弧和年轻山脉(如喜马拉雅山脉)的地震带则扩大成较宽阔的地震区。在美国西部落基山地震带也有类似的增宽现象。在非洲裂谷区震中也有分散现象。深源地震则介于300—700km的深度范围内。

地震是根据震源深度分类的。浅源地震发生在地表至70 km 的深度之间;中源地震发生在70—300km 深度之间;深源地震则发生在300—700km 的深度内。在洋脊和使洋脊发生水平断错的转换断层处,只发生浅源地震,而深源地震几乎完全与深海沟相联系。但是,深震带总是与深海沟隔开一段距离,在其间分布着浅源和中源地震。与深海沟没有联系的活动的年轻山脉内,只有中源地震发生,没有深源地震出现。陆台上浅源地震的震中分布总是分散的,多半和大陆裂谷系的发生和发展有关。大洋盆底部一般没有地震,局部地区可能有一些与海底火山活动相联系的浅源地震。

(三) 火山

地壳运动的直接信息是地震和火山。两者和板块构造活动有密切关系。地震在地层中没有留下经久的记录,而喷出和侵入的火成岩却可能保留下来。于是火山岩和火山活动与板块边界的相互关系,为研究古板块边界提供了依据。全球大约有800座至今仍活动或在地史中曾经喷发过的火山。此外还有数千个保存较好的已停止活动的火山锥和火山口。大约有500座活火山分布在环太平洋带。它们的发生和这一地区密集的地震带有密切的联系。在阿尔卑斯—亚洲的地震带内,除地中海和印度尼西亚外,火山活动很少。其它的火山则沿非洲裂谷系分布。

大洋盆地还有许多火山活动。在太平洋盆内估计有1000个高度为1km或 >1 km的火山。

说明板块内部仍有许多热点发生和发展。最近一亿年来，太平洋盆地火山喷出熔岩的总量，要比同一时期由大陆上火山喷出的熔岩多得多。

板块边界上的火山活动，就其位置和成因而论，有两种不同的类型。一种与洋脊有关，另一种则与深海沟有关（其与深海沟平行）。两者可以根据它们的火山喷发性质和形成熔岩的化学成分加以区别。还有两种类型的火山：一种是从大洋盆底部隆起上喷发的；另一种是从大陆内部喷发的。大陆上多数活火山是和板块沿大陆边缘深海沟的俯冲活动有关。有的火山则和大陆板块内的张性裂谷活动有关。可见大陆板块内亦可能有热点活动过程。由于板块具有相对的刚性，故大陆裂谷活动和碰撞效应均可波及板内广阔地区。大陆熔岩在化学成分上和大洋、岛弧以及大陆边缘山脉的熔岩是有区别的。

三、地球内部结构及成分

（一）地球内部结构

根据新的物探资料解释，新的地球内部分层，如表1-1所示。

表1-1 新的地球内部分层

区 域	深度范围 (km)	名 称	特 征
A 层	0-40	地 壳	横向变化很大
-----莫霍面-----			
B层+C层		上地幔	
B'层	40-150	盖 层	横向变化较大
B"层	150-250	低速层	速度小
B"层	250-350	均匀层	速度较均匀
C 层	350-650	过渡带	速度梯度大
D 层		下地幔	
D'层	650-2550		速度梯度变化小
D"层	2550-2885		速度梯度近于0
-----古廷面-----			
E 层		外 核	
E'层	2885-3170		不很均匀
E"层	3170-4170		较均匀，液态
F 层	4170-5155	过渡层	速度梯度小，无间断面
-----雷 曼 面-----			
G 层	5155-6371	内 核	固 态

通过对体波和自由振动资料研究，揭示出地球内部构造。地球内部P波和S波速度和密度的变化可以反映出压力、温度、矿物、成分和局部熔融程度的变化。图1-6表示与地球质量、转动惯量、自由振动周期和体波走时相一致的通用模式。图上有三个一级不连续的界面：最大的一个是在地下2900km附近，又称古廷面（GUTENBERG），它将地幔与地核

分开；第二个是在大洋底下10—12km和大陆下边30—50km深处，它将地壳与地幔分开，又称莫霍面（MQHOROVICIO）；第三个是在地下约5200km深处，它是地球外核和内核的分界面，又称雷曼面（LEHMARN）。这些不连续的界面限定了地壳、地幔、外核和内核

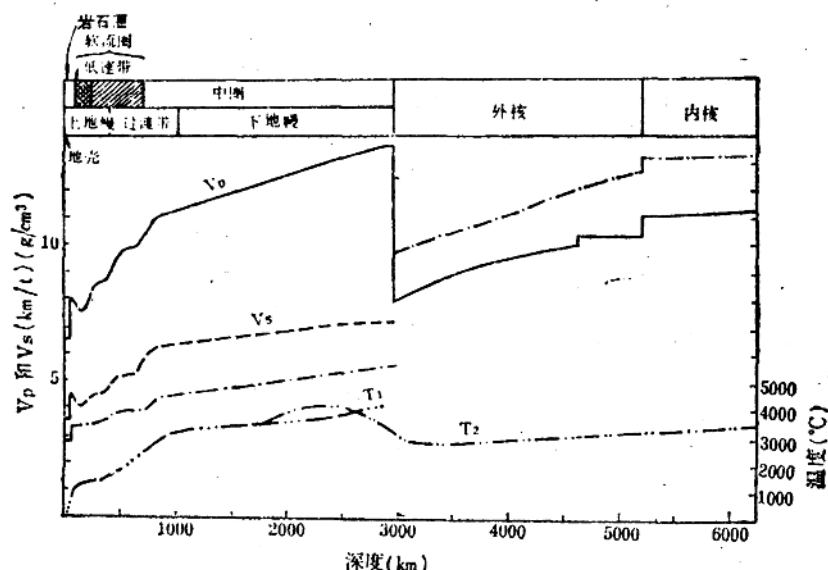


图1-6 地球内部P波速度(V_p), S波速度(V_s), 密度(ρ)及温度(T_1 , T_2)的分布 (据K.C. Condie, 1977)

的圈层，并依次地增加其深度，地核占地球体积的16%，占地球质量的32%。

就强度和形变模量来看，地球被分为若干圈层。岩石圈，是指从地表延伸至50—150km深处的圈层，它是一个坚固的外层，具有脆性体的属性；软流圈，是指从岩石圈底部延伸至700km深处的一个低强度的圈层；上部存在低速带，厚度为150—250km；中圈，是指从软流圈底部延伸至下地幔的底面的一个巨厚的圈层，可能是一个坚固而又较均一的领域。

过渡带的特点是位于400—1000km的深度上，此带地震波速度出现几个迅速的变化，它将上地幔和下地幔分开。地球内部温度的增加，以过渡带内为最快，而在下地幔的最下部达到最大值。核-幔界面上的温度可能是 $3000^\circ \pm 500^\circ\text{C}$ 。

(二) 地幔的结构

莫霍面一般是由6.6—8.0km/s的P波速度的突变来确定的。沿地幔顶部运行的压缩波，在莫霍面上用 P_n 波来表示。 P_n 波速一般为7.9—8.1km/s。但是，有些地区 P_n 波速低到6.5km/s，而另一些地区可高达9.0km/s。莫霍面可能是由相变或成分变化或两者同时变化引起的。莫霍面的陡度至今没有明确地确定，看来存在一个变化范围，大洋和大陆区变化在0.1—0.5km之间。在大陆下面莫霍面的温度估计为500—700℃，大洋底下面则为150—200℃。

在某些地区可能出现两个界面。如在美国盆地-山脉省某些部分，不连续界面在25km

处($V_{P_n}=7.7\text{km/s}$)和50km左右($V_{P_n}=7.4\text{km/s}$)出现,而在意大利西部,不连续界面是在10km($V_{P_n}=7.4\text{km/s}$)和55km($V_{P_n}=8.1\text{km/s}$)处出现。哪个界面确定为地壳?通常把较浅的一个作为地壳的底面。在大洋中隆下面和大陆裂谷下面,上地幔通常以低 P_n 波速(从7.0—7.8km/s)为特征。这种低 P_n 波速区($V_{P_n}\leq 7.8\text{km/s}$)往往叫做异常上地幔。有时低 P_n 波速在岛弧、边缘海盆地和年轻的造山区下面出现。异常的低 P_n 波速与高的地面热流、薄的岩石圈以及直接位于莫霍面下边的高电导率和高地震波衰减(低 Q)有明显的相关关系。某些大洋盆地和大陆地质区,据报导,有高达8.6km/s或更高的异常高的 P_n 波速。 P_n 波速分布与地壳类型的相关关系表明,地壳和上地幔是作为同一体系的组成部分一起演化的。

近代做的体波和波谱振幅和走时的研究,可以确定上地幔和过渡带的构造。地壳的多数地段以一个高速盖层($V_P\geq 7.9\text{km/s}$)下伏一个低速带为特征,而低速带是从60—70km深度开始延伸至100—300km的深度。低速带顶面标志岩石圈底面。岩石圈底面平均深度在100km左右。在盆地—山脉省和多数大陆裂谷带下,低速带(异常的上地幔)延展至深度只有25km的莫霍界面。S波低速带也是这些地区的特征,它可能延伸至更大深度(200—300km)。在前寒武纪地盾下面普遍没有检测到低速带。在低速带不发育甚至不存在的地区,自由空气重力异常是负的;在低速带相当发育的地区,重力异常是弱到强正的。

用 P' 、 dP' 地震相研究大洋区的地幔构造,它通过地球并被地幔各界面的内侧反射,而后返回并在地球的反面被记录下来(Whitecomb和Anderson, 1970)。对非洲南面大西洋—印度洋隆下边和苏门答腊西南边东经90度洋脊下边地幔区的研究表明,强反射发生在20—25km、50—60km以及130—140km处。前一个反射面可能代表莫霍面(偏深);后两个反射面分别解释为低速带的顶面和底面。以可信度递减为序,更深的反射界面如下:630、280、520、940、410及1250km。630km的反射面很好地对应于大陆下边已识别出的650km的不连续界面。520km的反射面可以对应于部分大陆下边500—550km深度上已识别出的不连续界面。但在大陆下边未识别出280km深处的反射面。在两个大洋区下边410km处只有一个弱反射面,但在大陆下边410km处识别出大的P波不连续界面。

目前还不能直接测定上地幔中温度梯度。

但是,可以根据地表热流测量、热生成模式以及随深度变化的热导率的分布来估算。假定大洋区下面的软流圈中热转移的主要方式是热对流,而岩石圈热转移的主要方式是传导。图1-7表示两个大洋区和两个大陆区之间温度梯度的估算结果。热流分布、热生成模式以及海底扩张模式表明,在深度约50km以上,温度梯度的变化为 10°C — $30^\circ\text{C}/\text{km}$ 。在大洋隆的轴部下边,地幔是部分熔融的,而温度梯度随离大洋隆的距离增大而减少,减少的速率与岩石圈扩张速度成反比。100—200km的深度上的温度梯度可能接近于玄武岩熔融温度,其温度梯度大约为 $3^\circ\text{C}/\text{km}$ 。

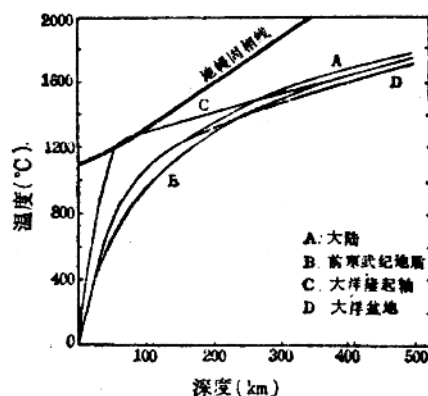


图1-7 大洋区和大陆区下边的温度分布
(据Clar和Ringwood, 1964;
Botting和Allegre, 1973)

地幔中电导率分布的估算,有很大的不确切性。对深度小于500km的领域来说,传导模式中出現特別大的变化。地幔和地壳内传导层的深度与地表热流成反比变化。主要传导层汇聚在三个热流曲线的周围,其相应的深度范围分别为300—700km, 50—300km, 10—40km。上地幔和地壳中高导层的成因与增高的温度局部熔融、岩石的含水量、岩石成分变化,或者上述几方面的结合有关。裂谷系和其它部分大陆地壳下面浅的传导率异常,可能反映从低速带上涌的软流圈,或者反映减薄岩石圈的地幔柱。

地球上多数大尺度重力特点,可能与岩石圈—软流圈相互作用或与地幔对流有关。大洋区重力正异常位于靠近洋隆区,这可能反映上涌的软流圈,或者反映热地幔柱。它们携带致密的地幔物质接近地表,构成正异常。但是,某些负异常似乎也是热地幔柱的特征,这可能是由于上升的对流体的较高温度引起物质亏损,促成负异常。冰岛是前者实例;加拉帕戈斯群岛是后者的实例。大陆上大的重力负异常可能有更复杂的原因。亚洲中南部的兴都库什—天山地区,经计算表明,不能只用大陆—大陆碰撞造成地壳或岩石圈加厚来解释;南极洲几乎全被活动的洋脊所包围,它的大负异常也不能用岩石圈加厚来解释,它们可能反映地幔更深部的对流作用。

上地幔的低速带可能是由超镁铁质岩(石榴辉岩),在含少量水的情况下,由初始熔融作用产生的。在400km深处的界面主要是由 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ 橄榄石 $\rightarrow\beta$ 相相变引起的,富铝斜方辉石 $\rightarrow$ 石榴子石相变的作用是次要的。

超高压实验资料表明,在650km深处可能是几种相变综合作用的结果,即 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ 尖晶石分解为 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_3$ 钙钛矿加 (Mg, Fe) 方解石,以及铝石榴子石相变为铁铁矿等的结果。

冲击波的研究表明,下地幔的密度要比整体成分(相当于石榴橄榄岩的氧化物混合物)更大。这可以用一种或两种变为比氧化物更紧密的堆积相来解释,或者用下地幔中Fe/Mg值增大来解释。

(三) 地幔的成分

根据地球内地震波速分布、高温-高压实验、冲击波实验以及陨石和超镁铁质岩的地球化学研究等成果,可以近似地推断地幔的矿物和化学成分,即上地幔大部分由超镁铁质岩组成,含有大于70%的富铁和富镁矿物,如辉石、橄榄石和石榴子石。镁铁质岩石具有玄武岩成分,由不同的斜长石、辉石、橄榄石和石榴子石的混合物组成。纯橄榄岩基本上是由富铁橄榄石组成的一种超镁铁质岩,而橄榄岩是由富铁镁橄榄石和辉石组成的。某些橄榄岩含有不同量的其它矿物,如尖晶石、石榴子石、闪石、云母和斜长石,这样的橄榄岩分别称之为尖晶橄榄岩、石榴橄榄岩,依此类推。超镁铁质岩常常不同程度地蚀变成蛇纹石,称之为蛇纹石化橄榄岩,如全部蛇纹石化,就叫做蛇纹岩。辉长岩是由辉长石、辉石以及偶有橄榄石组成的一种镁铁质岩,它们是玄武质的粗粒等成分岩。玄武岩是地表常见的一种火山岩。石榴粒变岩是一种由斜长石、辉石和石榴子石组成的镁铁质岩。榴辉岩是一种主要由高钠质的单斜辉石(绿辉石)和高镁质的石榴子石组成的镁铁质岩。根据不同的超镁铁质岩的平均成分而得到两个估算上地幔的主要元素成分(表1-2中1和2栏),也表示了一种理论上未亏损的上地幔成分(表1-2中3栏),即“地幔岩”。表1-2中4-6栏表示整体地幔成分的估算结果。

地幔化学成分的估算表明, Mg、O、Fe 和 Si 占其总成分的90%以上, 而地幔98%以上的成分能够用MgO、FeO、SiO₂、CaO、Al₂O₃和 Na₂O 这六种氧化物来表示。

(四) 地核

地震资料表明, 地核的半径为 3485 (± 3) km。外核不传播地震波。新近的研究普遍认为, 外核是液态的, 内核的半径为1220—1230km, 能传播S波但速度很慢。内核是接近熔融的固态。多数的近代估算值, 地核电导率在 $2-50 \times 10^4 / \Omega \cdot m$ 的范围内。内外核边界上的温度在3700℃左右, 而在地幔—地核边界上的温度约为3000℃。

大量的证据表明, 地球磁场是在地核内由动力作用产生的。但是, 对外核内引起地球动力的流体型式了解还很少。拟想中的流体可能是从稳定的层流的振动到湍急的对流的范围内变化。密度与有限的应变理论得到的P波速度资料不一致, 这也说明外核混合的程度较低, 很可能是呈比较粗糙的带状。地球磁极与地球转动极接近一致, 这说明地球的自转动强烈地影响地核内流体的运动。地球动力需要大量的能, 而重要的能源是地球的冷却, 以及可能的核内的放射性和核内的重力沉降。

冲击波实验结果, 将外核和内核的主要成分限定为Fe、Ni、V和Co的混合物。天体化学和原子核合成的研究表明, 这些元素中只有Fe在太阳系中是最丰富的, 它是形成地核的主要部分。通过与陨石类比, 以Fe占优势的Fe、Ni混合物占了地核的大部分(95%以上)。但是, 对地震波速和冲击波资料研究指出, 外核的密度比Fe、Ni混合物低8—15%。这就要求有一种或多种低原子量的元素存在。而接近熔点或局部熔融的内核不需要含轻元素, 而且比外核更富集Ni。冲击波资料表明, 外核必须含有5—15%的下列元素中的一种或多种, 如H、C、N、O和S。实验表明, 外核中主要的轻元素或者与硫一致或者与氧一致。

表1-2 地幔成分的估算值

成 分	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44.5	44.2	45.2	46.0	48.1	43.2
MgO	41.7	41.3	37.5	38.1	37.1	38.1
FeO	8.7	8.3	8.4	8.6	12.7	9.3
Al ₂ O ₃	2.6	2.7	3.5	3.6	3.0	3.9
CaO	2.2	2.4	3.1	3.1	2.3	3.7
Na ₂ O	0.3	0.3	0.6	0.6	1.1	1.8

注: 1. 168个超镁铁质岩的平均值(White, 1967) 2. 大洋蛇纹岩(计算时去水)和Ca-高铝橄榄石包体的平均值(Harris, Reay和White, 1967) 3. 地幔岩-玄武岩(夏威夷拉斑玄武岩)与综合的阿尔卑斯型橄榄岩的1:3混合(Ringwood, 1975) 4. 40%类型I碳质球粒陨石, 50%普通球粒陨石以及10%铁陨石的混合, 地幔/地核值为68/32; 地幔再换算成100%(据Murthy和Hall, 1970) 5. 32.4%铁陨石(具5.3%FeS)与67.6%古铜辉石球粒陨石的氧化物部分混合, 地幔再换算为100%(Mason, 1966) 6. $FeO/(FeO+MgO)=0.12$ 的类型I碳质球粒陨石的非挥发部分(Ringwood, 1975)

四、地壳类型

地壳是指莫霍面以上的组成领域。地壳可以分为三大类: 大洋型、大陆型和过渡型。其中大洋型和大陆型地壳是最重要的。大洋型地壳厚度为5—12km, 它占地壳总面积的59%。岛屿、岛弧和大陆边缘则是过渡型地壳的实例, 其厚度变化在15—30km之间。而大陆型地壳厚度一般为30—50km, 我国西藏地区可达70km。大陆型地壳(包括大部分过渡型地壳)占

地壳总体积的79%。

根据地质和地球物理特征可进一步将地壳划分出不同的地壳类型 (Brune, 1969)。表1-3列出了12种主要的地壳类型和它们的物理性质。表1-3的前两栏和图1-8概括了各类地壳的面积和体积的丰度。表中第三栏是描述构造的稳定性, 主要反映地震活动性和近代变形的发育程度。地壳类型可分出稳定区 (S), 地震活动少或没有; 中等稳定区 (I); 不稳定区 (U)。表中标出的构造活动性指标不止一项, 其中第一项是最特征的。下面对这12种地壳类型作简要地地质描述, 将有助于对世界大地构造面貌的认识。

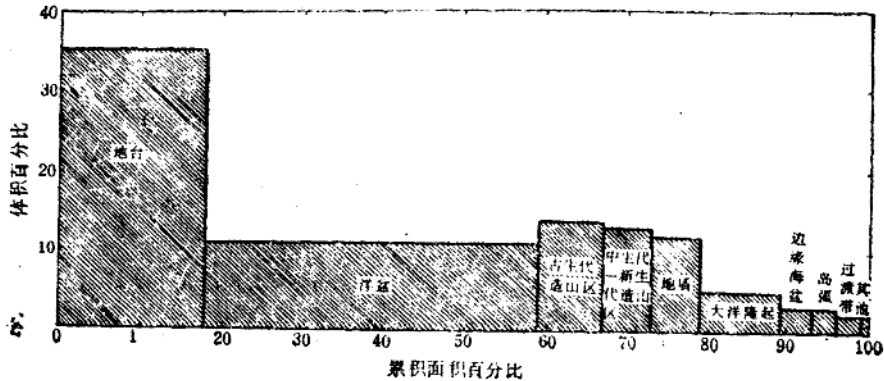


图1-8 主要地壳类型的面积丰度和体积丰度
(据K.C. Condie, 1982)

1. 地盾

地盾是指地壳稳定部分, 由前寒武系岩石组成, 其上的沉积盖层很薄, 或者完全没有沉积。在特定的地盾区内, 组成地盾岩石的年龄为500—3500Ma。地盾区以变质岩和深成岩为主, 其中出露地表的岩石所记录下来的温度和压力表明它们所经历的埋藏深度, 从5km到35km以上。一般地说, 地盾区表现出地形的起伏很小, 而且长期保持构造上的稳定性。地盾区占地壳总体积的12%左右。最大的几个地盾分布在非洲、加拿大和南极洲。

2. 地台

地台也是指地壳的稳定部分, 地形上也仅有小的起伏。它们的基底也是由前寒武纪岩石组成, 但其上覆盖有1—3km厚的相对未变质的沉积岩。地台的前寒武系基底和地盾一起称为克拉通。一般认为, 克拉通是大陆均衡的正向部分; 在构造上, 它比邻近的活动带更稳定。地台上沉积盖层的年龄可以从前寒武纪至新生代, 局部地区盖层的厚度可达5km以上。就体积而言, 地台占地壳体积约35%, 占地壳面积约18% (图1-8)。

地盾和地台区地壳的上部层和下部层的厚度及速度有相似性。它们厚度中值的差异表现在地台上有沉积层。地壳上部层的厚度约为10—25km; 地壳下部层的厚度约为16—30km。两层的 P_s 速度较均一, 一般在地壳上部层内为6.0—6.2km/s; 在地壳下部层内为6.5—6.9km/s。 P_s 波速度一般为8.0—8.2km/s。曾有报导, 在某些地盾和地台区的莫霍面上, 每100km距离可以有10km的起伏。现代的地震和重力资料表明, 壳层的速度分布存在着明显的横向变化。例如加拿大西南部地台区就是由具有各种波速和密度并列的地块组成。在地壳下部层内存在

表1-3 地壳的物理性质

(据K.C. Condie, 1982)

主要地壳类型	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	丰度(%)	构造	热流	异常	总度	上部层速度	下部层速度	下部层厚度	地壳厚度	下部层厚度	地壳厚度	地壳厚度
1. 地 质	6	12	S	1.0	-10到-30	35	8.1	6.1	16	6.6	19	6.3
2. 地 台	18	35	S, I	1.3	-10到-50	41	8.1	6.1	17	6.8	21	6.5
3. 古生代造山带	8	14	I, S	1.5		43	8.1	6.1	16	6.7	23	6.4
4. 中生代造山带	6	13	U, I	1.8	-200到	40	8.2	6.0	17	6.8	19	6.4
5. 大陆裂谷系	<1	<1	U	≥2.5	-300	28	≤7.8	6.1	17	6.9	11	6.4
6. 火山岛	<1	<1	I, U, S	≥2.5		(20)						
a 夏威夷					+250	14	8.2	5.1	6	7.1	6	6.1
b 冰 岛					-30到+45	12	7.2	5.0	5	6.5	7	6.1
7. 岛 弧	3	3	U	≥2.0	-50到+100	22	8.0	5.5	12	6.6	12	6.1
8. 海 沟	3	2	U	1.2	-100到-150	8(14)	8.0	5.0	3	6.6	5	6.4
9. 大洋盆地	41	11	S	1.3	+250到+350	7(11)	8.2	5.1	1.5	6.8	5	6.4
10. 大洋隆	10	5	U	>5	+200到+250	5(6)	7.5	5.0	1	6.5	4	6.4
11. 边缘海盆地	4	3	U, I	≥1.5	+50到+100	9(13)	7.9	5.0	2	6.6	5	6.2
12. 陆内海盆地	1	2	I, S	1.3	0到+200	22(25)	8.0	4.0 ⁶	12 ⁶	6.5	10	6.0
大陆平均值	41	79		1.3	-100	40	8.0	6.1	17	6.8	21	6.4
大洋平均值	59	21		1.6	+250	7(10)	8.1	5.1	1.5	6.6	5	6.4
				(2.3)								

注: 1. S = 稳定, I = 中等稳定或稳定性变化, U = 不稳定 2. 性质有相当大的变化 3. 括号中数字为莫霍面到海平面的深度数值 4. 除陆内海外均不包括沉积层 5. 不包括冰岛 6. 沉积层 7. 可以写成为 mM/m^2 乘以 41.8

高速带 (7.2km/s) 对于欧亚的地台区也报导过有类似的复杂的横向变化。

3. 古生代造山带

古生代造山带是指古生代时发生褶皱、断裂和火成岩活动的狭长的线性构造带。其宽度从几百公里至千余公里,其长度可延伸至数千公里。此带由各种各样的岩石类型组成,而且总是以低的、往往遭受了强烈剥蚀的山脉或起伏很小的地形为特征。现代它们一般以中等的或轻微的构造活动为特征。

4. 中—新生代造山带

中—新生代造山带,在规模上和岩石类型上都类似于古生代造山带。它和古生代造山带的差别,通常表现在构造的不稳定性上。世界上延伸最长的中—新生代造山带是北美洲至南美洲西部的科迪勒拉山脉和亚洲东部的造山带。两个延伸最长的中—新生代造山带是科迪勒拉造山带和横跨欧亚大陆南部的阿尔卑斯—喜马拉雅造山带。值得注意的是,在古生代造山带和中—新生代造山带内都有高原出现。它们都是以地壳的隆升为特点,如科罗拉多高原和西藏高原。

5. 大陆裂谷系

大陆裂谷系是大陆板块内以深断裂为边界的一系列裂谷地区。其宽度为 $30-75\text{km}$,长度则由几十公里至数千公里。它们以张性构造背景为特征。现今世界上最长的大陆裂谷系是东非裂谷系,它从亚洲西部的米努延伸到东南非洲,长达 6500km 。裂谷系的范围包括从简单的地堑(两个正断层之间地块向下陷落)或半地堑(一侧有一条以上的正断层的地块倾斜)到复杂的地堑系(向下陷落或倾斜的地块被许多正断层切割,形成复杂的地堑和地垒结构)。世界上复杂的地堑系是很常见的,北美洲西部的盆地—山脉省就是一个复合裂谷系,它是由一系列复杂的地堑谷和山脊(地垒)相互交替组成。中国东部陆上及海域的大陆裂谷系,亦具有此特征。裂谷系可以出现在各个时代的岩层中;年轻的裂谷系($\leq 30\text{Ma}$)是以不稳定的构造背景为特征的。美国西北部哥伦比亚河高原和印度德干高原之类的大型火山岩分布的地区,都和大陆内张性裂谷活动有关。岩浆由张性裂隙系喷出,以双模式组合和拉斑玄武岩或碱性玄武岩为特征。与其他玄武岩相比,富含碱性元素及其有关元素。大陆裂谷系具有薄的地壳($< 30\text{km}$)和低 P_n 波速度($< 7.8\text{km/s}$)。地壳变薄是通过下部地壳层变薄而达到的。例如美国盆地—山脉省下部地壳的厚度范围仅 $4-14\text{km}$ 。

6. 火山岛屿

大洋中的火山岛屿有不同的成因和类型。有一些岛屿以岛弧的型式出现,另一些岛屿以大洋中火山锥型式出现,还有一些岛屿则是大陆架上浅层火山喷发形成的。这里指的都是与俯冲带无关的火山活动形成的岛屿。因此,应将岛屿作为单独的地壳类型来考虑。被海水淹没的大陆架上形成的岛屿(例如北极岛)或大陆漂移裂离的地块形成的岛屿(如格陵兰和马达加斯加)可看作是属大陆型地壳。火山岛屿可以出现在大洋中脊或其附近,如大西洋的圣保罗礁和阿中松岛;也可以出现在大洋盆地中,如夏威夷岛。它们在构造稳定性上,从中等稳定性或不稳定性变为稳定性(例如南太平洋中的圣诞岛)。火山岛屿的规模可从不到 1km^2 到冰岛那样大的面积。根据地震探测资料,夏威夷群岛下边地壳厚度变化为 $10-20\text{km}$;地壳层速度变化范围,上部为 $4.7-5.3\text{km/s}$,下部为 $6.4-7.2\text{km/s}$ 。 V_{P_n} 范围为 $7.8-8.5\text{km/s}$ 。冰岛的地壳厚度范围约为 $8-15\text{km}$ 。低 P_n 速度(7.2km/s)是冰岛下边上

地幔的特征,说明它与一般的大洋隆相似。冰岛地壳变薄主要是由于上部层变薄造成的。

7. 岛弧系

岛弧位于活动的或已停止活动的俯冲带上。它们一般呈弧形的岛链。岛屿的大小从 1km^2 到日本的本州岛和印尼的新几内亚岛那样大的规模。岛弧有时与半岛相连,例如千岛群岛与勘察加半岛相连。岛弧主要由年轻的钙碱质火山岩、深成岩和浊积岩组成。现代岛弧具有强烈的地震活动和火山作用。大陆边缘上出现的类似的岛弧,如中美洲和南美洲安第斯山脉出现的火山弧,是和俯冲带的活动有关,常称火山弧。岛弧系的地壳厚度变化范围,从小安第斯山脉的约 5km 至日本的 35km ,平均厚度约为 22km 。上部地壳层速度约为 $4.4\text{--}6.0\text{km/s}$,下部地壳速度为 $6.2\text{--}7.2\text{km/s}$ 。 P_n 从正常的(8.0 至 8.2km/s)至低速度($<7.8\text{km/s}$)。有一些岛弧系中存在着一个厚度可变的中间速度层($5.0\text{--}6.0\text{km/s}$)。

8. 海沟

大洋海沟是俯冲带活动的地方,它伴有强烈的地震活动。海沟总是平行于大陆边缘上的岛弧或火山链。深度为 $5\text{--}8\text{km}$,是大洋中最深的部分,常充填有来自岛弧附近或大陆的少量沉积物。海沟下边的地壳厚度变化很大,一般为 $3\text{--}12\text{km}$ 。而且变厚和变薄都发生在下部地壳中。地壳下部层厚度范围为 $4\text{--}8\text{km}$ 。地壳上部层厚度范围为 $2\text{--}4\text{km}$ 。并显示出可变的 V_p ,其范围为 $3.8\text{--}5.5\text{km/s}$ 。

9. 大洋盆地

从面积上看,大洋盆地占了地球表面很大部分。它们在构造上是很稳定的,盖有薄的沉积物(厚约 0.3km),只有线状磁异常特征。大洋盆地在整体上是较平坦的,但它们仍具有深海丘陵、海山、平顶海山和大洋岛屿。深海丘陵是大洋底最普遍的地貌特征,其成因可能是与岩石圈内地幔柱(热点)的活动有关。海山是海下火山,既有活火山,也有死火山。平顶海山是由海浪夷平作用形成的火山台,后来又由于海底的沉降而没于水下。因此,有一些平顶海山上生长了环礁。

10. 大洋隆(或大洋脊)

大洋隆是线状的构造带。通常分布在大洋地带。出现在大西洋中部的常称洋脊或大洋裂谷带。出现在太平洋中部的常称洋隆。大洋脊或洋隆处海底不断地扩张,使岩石圈板块远离洋脊运动,玄武岩沿洋脊侵入和喷出,形成新的大洋岩石圈。洋脊的地势变化很大,从崎岖的山脉(大西洋洋脊的地势)到高差不大的相当平缓的地势(如东太平洋洋隆的地势)。一般地说,崎岖的地形出现在扩张活动缓慢的洋脊上;平缓的地形出现在扩张活动较快的洋脊上。扩张速度快的洋隆往往不存在裂谷轴。冰岛是已知的现代洋脊在海面上出露的实例。全世界洋脊首尾相接,其总长度在 $8\times 10^4\text{km}$ 以上。洋脊常常被许多转换断层切割,有的断层错开达几千公里。洋脊下边的地壳厚度为 $3\text{--}6\text{km}$,多数情况下,这种变化可由地壳下部层厚度范围($2\text{--}4\text{km}$)来解释。洋脊下部地壳与大洋其他地区不同,层速度变化非常大,约为 $4.4\text{--}6.9\text{km/s}$ 。这可能是由洋脊下的地幔反射各向异性 and 某些变化产生的,但在整体上是洋脊下高温产生的。洋脊处的薄地壳和岩石圈,普遍没有第1层和第2层,但有异常的上地幔和高热流,反映了洋脊形成的时间不长和洋脊下边不大深度上的岩浆侵入作用。

11. 边缘海盆地

边缘海盆地常位于岛弧之间(如菲律宾海)或岛弧与大陆之间(如日本海和鄂霍次克