

教 学 参 考 书

板塊构造与地壳演化

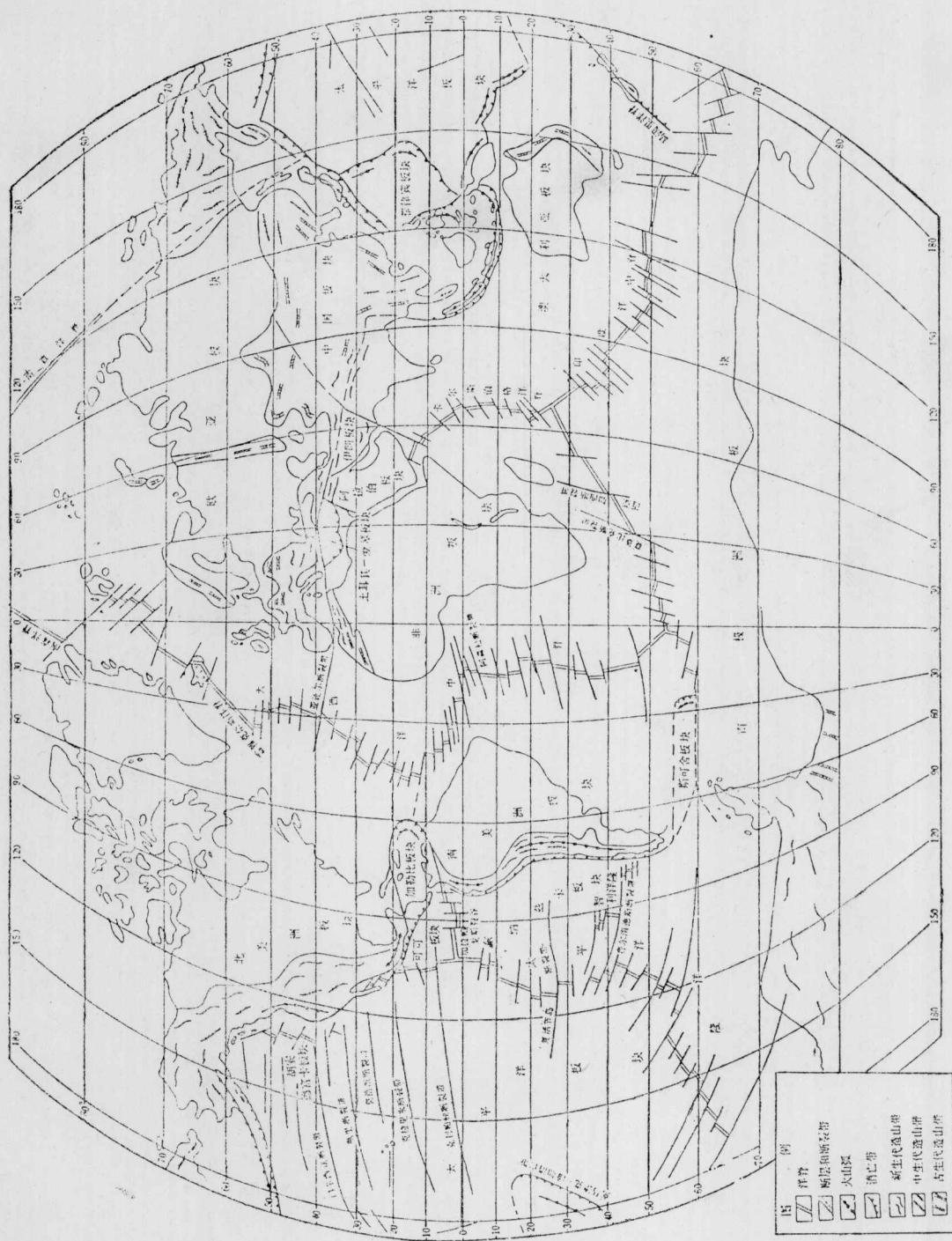
(1982年, 第二版)

K·C·康迪 著

杜宽平等 译

武汉地质学院地史教研室

1984年 7 月



译者的话

本书是根据美国新墨西哥州矿业学院 Kent C. Condie 教授撰著的“板块构造与地壳演化”一书的1982年第二版翻译的。

全书共十一章，前五章论述了地球特征、地月系起源、地幔结构及地壳等内容，后六章探讨了海底扩张、岩浆组合、大陆漂移、板块构造、显生宙造山系、前寒武纪地壳发展以及地壳起源与演化等课题。本书属教科书性质，涉猎了海洋地质学、地球物理学、地球化学和地质学等学科的最新成果，按照板块构造理论，系统地论证了地壳演化史程以及板块重建及其与能源和矿床的关系等课题。

本书可作为地学类大专院校研究生和高年级学生的专题课补充教材；同时，对于从事地学工作的科研、教学和生产实践人员也具有一定的参考价值。全书插图 218 幅、附表 26 件，共约五十万字。

本书序言、第一、三、五章及部分图件由张思发翻译；其余章节均由杜宽平译成，并对全书译文作了统一校对。承蒙陈星焯教授以及 Miss Lynne M. Henson 指正英语语法；王根元、王守坦与赵崙山副教授等审阅有关专业译稿；王润斋、王香莲、李恒永等协助清绘图件以及教材科褚松和等大力支持；译者在此一并表示鸣谢。

有关中译本，作了如下处理：1. 人名，一律用原文；2. 地名，按习用翻译；3. 原书中明显错处已加脚注予以修正；4. 为省篇幅，略去了原书中谢启与索引等部分。另外，原书的全球构造图（图版 1）为彩色大幅图件，为省费用起见，中译本只附一小幅黑白图；再者，原书第一版附有术语汇编，现仍附上，以便读者参阅。

最后，由于本书综合性较强，涉及内容相当广泛，以及译者专业所限，兼加时间仓卒，误译和不当之处在所难免，敬希 指正。

=

译者

1984. 4 于武汉

目

录

第十章

序 言	(1)
第一章 绪 论	(2)
展 望	(2)
途 径	(3)
方法和定义	(4)
地球的物理性质	(10)
摘 要	(12)
第二章 地月系的起源	(13)
地球与月球的化学组分	(13)
地球与月球的年龄	(16)
行星的凝聚和增生	(16)
月球的起源	(20)
地球的旋转历史	(22)
摘 要	(23)
第三章 地幔和地核	(25)
地幔的详细结构	(25)
上地幔温度梯度	(29)
电导率分配	(31)
全球重力异常	(33)
地幔的成分	(34)
地 核	(45)
摘 要	(46)
第四章 地 壳	(48)
地壳类型	(48)
地震特征	(52)
热 流	(62)
重力异常	(67)
磁力异常	(70)
电导率的分配	(71)
变质作用	(73)
成 分	(74)
摘 要	(77)
第五章 地壳省	(80)
放射性年龄测定	(80)
可以测年的事件	(83)
造山省	(86)
非造山省	(99)
造山作用的周期性	(100)
摘 要	(102)
第六章 海底扩张	(104)
海底扩张原理	(104)
板块特征	(111)
西太平洋海底扩张	(123)
海底扩张机制	(125)
摘 要	(128)
第七章 岩浆组合	(130)
引 言	(130)
板块边缘组合	(135)
板块内部组合	(141)
岩浆的起源	(144)
摘 要	(153)
第八章 板块构造和大陆漂移	(156)
地球膨胀假说	(156)
板块重建方法	(158)
岛弧系	(175)
裂 谷	(178)
克拉通盆地	(180)
海面升降	(181)
板块构造和造山运动	(182)
板块构造与能源和矿床	(186)
摘 要	(189)
第九章 显生宙造山系	(192)
大陆重建	(192)
阿巴拉契亚—加里东系	(199)
海西系	(202)
科地勒拉系	(203)

	阿尔卑斯—特提斯系·····	(211)
	摘 要·····	(215)
第十章	前寒武纪的地壳发展·····	(217)
	引 言·····	(217)
	太古代岩石组合·····	(218)
	太古代地壳省的起源·····	(224)
(08)	元古代岩石组合·····	(226)
(88)	元古代地壳省的起源·····	(235)
(08)	前寒武纪古地磁研究·····	(243)
(00)	摘 要·····	(244)
第十一章	地壳的起源和演化·····	(247)
(101)	地壳起源·····	(247)
(101)	初始地壳的成分·····	(249)
(101)	·····	
(111)	·····	
(133)	·····	
(152)	·····	
(158)	·····	
(081)	·····	
(130)	·····	
(181)	·····	
(141)	·····	
(141)	·····	
(123)	·····	
(061)	·····	
(120)	·····	
(128)	·····	
(171)	·····	
(178)	·····	
(180)	·····	
(181)	·····	
(183)	·····	
(186)	·····	
(189)	·····	
(193)	·····	
(193)	·····	
(199)	·····	
(203)	·····	
(203)	·····	

	早期地壳的生长·····	(251)
	地球热历史·····	(253)
	早期地壳演化模式·····	(254)
	类地行星演化的比较·····	(256)
	地幔的演化·····	(260)
	大陆成分的长期变化·····	(261)
(1)	大气圈·····	(266)
(2)	海 洋·····	(268)
(2)	古气候·····	(271)
(8)	生命演化·····	(273)
(1)	摘 要·····	(279)
(101)	术语汇编·····	(281)
(121)	参考文献·····	(291)
(131)	·····	
(131)	·····	
(16)	·····	
(16)	·····	
(20)	·····	
(22)	·····	
(23)	·····	
(25)	·····	
(25)	·····	
(28)	·····	
(31)	·····	
(33)	·····	
(43)	·····	
(45)	·····	
(46)	·····	
(48)	·····	
(48)	·····	
(52)	·····	
(52)	·····	
(70)	·····	
(70)	·····	
(71)	·····	
(73)	·····	
(74)	·····	
(77)	·····	
(83)	·····	

序 言

本书是根据作者讲授的同名教程编著的。最近十年中,由于海底扩张和板块构造资料的快速积累,因而推动该教程需要继续更新内容。尽管许多新资料仍在不断涌现,但是具有关键意义的资料,其增添速度已经稍有减缓;因此,以教程为基础出版教科书的时机似已成熟。本书是为研究生或大学毕业生编写的。书中介绍了大多数学生在大学期间所学的有关地学领域的地质学、化学和物理学等基础知识;所以,本书也可作为地质学科各专业人员 的参考书。作者力图综合和汇集海洋学、地球物理学、地质学和地球化学等领域的资料,并且试图以系统的方式介绍这些资料,以便阐明有关38亿年前至今的地壳演化史程。根据现有地质证据,书中研究了板块构造在地质时期中所起的作用,并还讨论了一些板块重建的实例。

自从本书第一版发表以来,在许多刊物上涌现了大量有关板块构造的资料。现在的第二版就是根据这些新文献修订的。新版本增添了大陆区和大洋区地震剖面的实例,这就增强我们对地壳结构,特别是对大陆边缘的理解。另外,再一新内容是增添了适用于地幔的可能矿物组合的超高压试验的研究成果。在确定地幔非均匀性和研究地幔与地壳演化方面,地球化学和同位素示踪剂的研究也是重要的。本书还包括了有关岛弧系、大陆裂谷和克拉通盆地的新资料,还补充了矿床和能源以及其与板块构造环境的新部分。由于第九章包括了显生宙造山系的较多实例,所以新建一章,以适应前寒武纪地史资料迅速增长的需要。此外,还增补了有关行星演化、古气候以及生命起源与演化的内容。大气圈和海洋的起源及其发展也进一步地详加论述。还有,全球构造图(图版1)也完全重新编制,增加了大量细节。

为了使本书保持一合理篇幅,而对其它书刊中可以找到的那些有用资料就没有加以重复介绍;故对有些课题仅粗略涉及,而另一些内容则完全没有提及。例如,有关地质学、地球化学和地球物理学资料的搜集方法等等仅简略叙及,因为涉及这些方面内容的书籍随手可得。基于同样原因,则略去了广泛的数据处理方法。因为本书主要属教科书性质,所以将参考文献缩减到最低限度。然而,那些强烈影响到作者提出许多重要解释的主要论著和某些次要论著,还是试图在本书的参考文献中列出。在参考文献所列的各论著中,以及在本书每章后的“详细参阅建议”所列的参考文献中,也可找到更为广泛的书刊目录。

影响作者在编著本书过程中作出各种判断的每一位学者,不可能在此一一列出表示感谢。然而下列各位学者抽出了宝贵时间,审阅和评述了本书中一章或较多章节内容,并帮助最后定稿,在此深表谢意;他们是: A.T. Anderson, Richard L. Armstrong, Gale K. Billings, James E. Case, Peter J. Coney, S.R. Hart, Peter W. Lipman, John R. MacMillan, Paul Mueller, Michael A. Payne, Marshall Reiter, John W. Schlue, Denis M. Shaw 和 S.R. Taylor。应当指出,作者在本书中所陈述的各种解释,未必能够反映了上述任一学者的观点。还应感谢那些允许作者复制了用于本书的许多图件的各位出版者和作者。Dennis Umshler, Charles O'Melveng, Michael Graham, George Ross 和 Susan Williams 帮助作者编纂资料和参考文献,以及 Carolyn Condie 女士帮助编辑本书,在此也表谢意。还应感谢各位秘书打字和重新打字了从起初难以辨认的手稿到最后定稿的所有章节。

第一章 绪 论

一、展 望

地壳起源和演化，是一极为引人关注的课题，从十九世纪初以来，就一直激励人们提出许多的推测和争论。当初辨认的一些问题，例如洋壳和陆壳各是怎样和何时形成的，直到现今仍有很大争议。人类登月的成功以及人造卫星从火星上搜集来的资料表明，地球的外壳也许是太阳系星体中所独有的形貌。近25年中迅速积累起来的地球物理、地球化学和地质学科领域的大量资料，更加有助于我们对于地壳的物理和化学性状及其演化规律的了解。大量证据说明，组成地壳的物质成分是来源于地球的内部。地球内部的部分熔融作用，看来曾经产生过岩浆；而当岩浆运移至地球表层时，就形成了初始地壳。由于大陆地壳的密度要比其下伏的地幔的密度为低，所以陆壳一直在均衡上升和遭受风化与剥蚀。其剥蚀产物则部分地加入到大洋边缘，致使大洋呈横向增长；然后，这利陆壳物质成分又部分地返回到地球内部的地幔（地壳和地核之间的区域）之中；而在更后的时期，或许又曾经受重复循环，而再次成为地壳的组成部分。有关地壳起源及其演化生长的具体过程，我们还未了解清楚；但可借助目前拥有的大量可靠资料，援引出一些重要的边界条件。本书中有关地壳和上地幔物理和化学方面的重要性状，就是按照地壳起源和演化的各种模式予以介绍和讨论的。

最近十年来，海底扩张和板块构造理论，既对地质界的认识观点具有着深远的影响，也对地壳演化机制提供了很有价值的见解。有关地壳演化的一个重要课题（第十一章中将要论述），就是要探讨和揭示板块构造和海底扩张过程，是在地史中哪一时期开始的。有些科学家将人们广泛接受的海底扩张和大陆漂移视为地球科学领域的一场“革命”（Wilson, 1968）。自然科学各个学科的发展过程，看来都曾是从以暂时提出各种假说为特征的主要是资料的搜集阶段，飞跃到一个以解释已经积累起来的大量资料的新统一理论阶段。在邻近二十世纪的开始时期或其以前，物理学和化学曾经历过这样的革命，而地球科学也许恰在进入这种革命阶段。正如其它领域的科学革命一样，地球科学的新观点和新解释，还不能使早期的观测成果归于无用；恰好相反，正是海底扩张和板块构造理论，对以前地质学、古生物学和地球物理学各个领域中的表面上看来似乎毫无关联的观测成果，初步作出了统一解释。

现在有必要先概略地谈下海底扩张和板块构造，并介绍几个全书将要用到的术语。大量的地球物理资料说明，现今的地球表层是由厚50—150km的许多刚性岩石圈板块所组成。各个板块是位于较热的、密度较大的、呈塑性变形的软流圈之上（图1—1）。岩石圈的上部（厚6—40km）则由地壳构成。海底扩张理论的重要内容就是：由于来自软流圈的岩浆侵入和喷发活动，而在洋隆处一直不断地产生新岩石圈和新地壳。这种新岩石圈随着时间推移便离开洋隆向两侧移动而呈横向扩张，最后抵达消减带处便逐渐沉入软流圈中而消亡。大致上可把岩石圈视为以洋隆、消减带和转换断层（两板块沿其相互滑动的边界）为界的各所有板块的拼接物（图1—1）。大陆内部的挤压带（一种较为少见的板块边界类型），在图1—1中未予表示。所谓板块构造，就是研究各岩石圈板块之间的相互作用。

三、方法和定义

1. 地震法:

地球中发生地震或爆破时,就会产生两类弹性波—体波和面波。体波可以穿过地球,并在界面上发生反射和折射。体波有两类:P波(或称压缩波),其特征是波在其传播方向上交替呈现压缩和膨胀现象;S波(或称剪切波),具有垂直于波的传播方向的质点运动。P波波速总是比S波波速较快,而且S波还不能在流体中传播。面波沿着和贴近地球表面传播,也有两类:瑞利波和勒夫波。瑞利波的特征是,在一包含波的传播方向在内的垂直平面内,呈椭圆形的质点运动;而勒夫波的特征是,在垂直于波的传播方向上呈水平运动。地球中经由地震(或爆破)而产生了弹性波的源区,称为震源或震焦,而其垂直向上位于地表上的那一点,则称为震中。有关地震波运动的各种类型如图1—2所示。

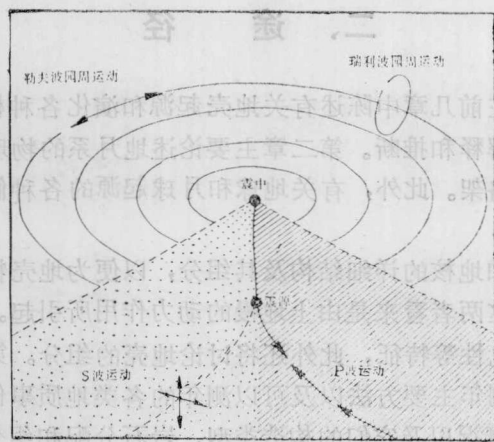


图1—2 与地震震源和其震中有关的体波及面波运动的基本类型 (据 Davies, 1968)。

各种地震仪可将各类弹性波检测出来,并可对地面位移作出反应,或在某些情况下还可对地震波速作出反应。短周期地震仪用来检测体波,而长周期地震仪则适于观测面波。最近,地震站的电算装置已有可能分离干扰信号,以便改善信噪比和直接地测得震波波速值。

现有若干地震方法可用于研究地球内部的结构和组分等特征 (Bott, 1971)。正如第二章中所述,地球内部的一般特征,则可根据穿过地球的体波走时距离的研究成果确定。地壳和地幔最上部的详细结构,可用地震折射法和反射法予以确定。在这些方法的研究中,大规模的人工地下爆破特别有效;这是因为人工爆破的进行时间和地点,要比天然地震发生的时间和震源位置更为准确知晓。地震折射法,可用于陆面和海上,通常在所布置的直线剖面上,设施一些人工爆破点并按不同间隔距离设置许多地震记录仪;折射法是根据测量爆破点和一

定位置的记录仪两者间的体波走时而设计的。但是折射法不能非常详细地确定地壳结构，并且也不能检测出低速层，所以有其局限性。使用超临界反射法（即入射角大于临界角的反射法），可增强对折射数据的解释。垂直入射的反射波仅在急变不连续面上出现，所以地震学者通常用其将急变不连续与渐变不连续区分出来。

近来证实，走时异常的研究成果，对于评定上地幔的结构很有价值。走时异常（或称剩余异常）是任一指定地震站的实测体波到达时间与其推算到达时间的差值。推算的体波到达时间值是经过水平校正，并按理想模式求得的。走时异常等值线图的编绘，对于阐述地质特征和其它地球物理特征与体波走时异常之间的关系大有裨益。

地震在地球中产生的天然振荡称为自由振荡（Garland, 1971）。自由振荡呈两种型式出现。扭转振荡是垂直于地球半径方向的质点位移，而球状振荡则呈放射状或切线方向的质点移动。面波属于短周期自由振荡的例子，而长周期的自由振荡需由应变地震仪和地球潮汐重力仪进行监测。利用自由振荡的研究成果，最近已经改善了探测和分辨地球内部分界面的效率，同时也对直接确定地幔的各个部分密度及其地震滞弹性有所改进。瑞利波和勒夫波频散（即波速随波长的变化），为详细研究地壳和上地幔结构提供了基础。大规模的地震产生的自由振荡，不能无休止地持续下去，所以，随着地球的自由振荡慢慢休止，则其动能就逐渐地转换为热能了。人们把自由振荡的由强到弱而休止下来的这种现象解释为乃由振荡衰减所致，而其作用则称为滞弹性。能够穿过地球的体波也会发生衰减。滞弹性衰减用一无单位因数 Q （比衰减因素，它与震波衰减量呈反比）来度量。低 Q 值意味着地震波速的高衰减。

岩石中 Q 值的实验测量结果是50—1000。地球的滞弹性看来是由纹理界面衰减，地应力形成的晶体缺陷有序化，以及振荡错位引起的阻力等三者的某种程度的联合因素所造成的（Gordon和Nelson, 1966）。 Q 对温度和部分熔融作用极为灵敏。

地震反射剖面法，在大洋区是很有用的。除了使用较强的声源以外，这种方法与回声测深法是相类似的。大洋船舶上拖载的地震检波装置，可以接受洋底沉积层界面和沉积/基底层交界面上的反射波。

2. 磁法：

地球磁场由其强度和方向来确定。磁场方向以真北极和磁北极之间水平夹角—磁偏角以及与水平面的倾斜夹角—磁倾角来表示。在南、北两磁极处，磁倾角为 90° 的直角。总磁场强度，以邻近磁极附近为最强（南极处为0.7奥斯特）而以赤道处为最弱（约0.3奥斯特）。地磁场的强度和方向，既有短周期的变化，也有长周期的变化。短期变化（周期为几小时到几年），主要与地磁场和强导电的大气圈上层（电离层）的相互作用有关。周期为几百年或更长间隔的变化，称为地磁场的缓慢变化；这种长周期的变化原因可根据地球外核的流体运动引起地磁场的形成及其变化予以合理解释。大约90%的现代磁场，可借助于地球中心处有一磁偶极场加以描述，而地磁偶极与地球自转轴大约构成 11.5° 的夹角。值得注意的是，地磁偶极场一般约以 $0.18^\circ/\text{年}$ 的速率向西漂移。

在大多数情况下，局部的和区域的磁场变化，乃是地表下岩石的磁化程度不同的反映。这种磁场差异可使用饱和式磁力仪或核旋磁力仪于陆地上、海洋上、或空中加以测定。与局

部或区域规模的磁场背景值的显著偏离，则称为磁异常，其强度以 γ (伽玛)表示之($1\gamma = 10^{-5}$ 奥斯特)。延展范围达数千平方公里以上的低强度磁异常，则反映的是下地壳或上地幔的变化。

地磁场中的岩石，可经由多种机制而受到磁化，这将在第六章中予以描述。这种磁化作用称为剩余磁化，可在实验室内由核旋磁力仪或无定向磁力仪予以测出。能使矿物磁化的最高温度，称为居里点温度。古地磁就是研究各个地质时期的岩石剩余磁性的。如果能够准确地标出岩石样品的磁化方向，并能确定出岩石磁化的年代，则就可以确定出古磁极的位置(见第八章)。古地磁的研究成果已经表明，在过去地史长河中，磁极本身曾发生过多次的倒转，这种地磁极倒转现象认为系因地球外核的不稳定性所致。

3. 重力法:

重力是指地球上或地球内的任一物体同地心间引力除以该物体的质量。地球的平均重力值为980伽($1\text{ 伽} = 1\text{ 厘米/秒}^2$)。重力值可由重力仪测量，而且重力测量既可在陆地上，也可在海洋上进行(Bott, 1971; Garland, 1971)。重力测量的准确程度，其误差一般是：陆地上约为1毫伽，而海上达5—10毫伽。地球上重力值的标准参考水平是球状引力场，其大小仅与纬度有关。最近，根据人造卫星轨道偏移方向和其速率推导出的大量数据，已有可能精确地确定地球重力场。根据卫星资料，就有可能精确地确定地球表面的平均高程或大地水准面(大致等于海平面)与球体表面有多大的偏离。现有资料说明，地球约呈梨状，平均赤道半径为6378km，而其平均两极半径为6357km。地球上的重力分配，可以根据卫星取得的重力资料的球体调和系数，予以准确地推算出来；有关全球重力分配，将在第三章论述。

局部的和区域的重力数据，均应在解释之前进行纬度校正和高程校正。在陆地上，重力测量一般是在大地水准面之上进行的，因此必须将一重力增值加到观测值上，以便说明高程的差异，这就是所谓的海平校正。这样，如果将球体的标准重力值减去(即纬度校正)，则其剩余部分就是海平异常。其次，如再减去大地水准面和重力站之间的岩石引力(布伽校正)，并对重力站附近的地形变化也作了校正，我们就获得了布伽异常。海面上重力测量，根本不需要进行海平校正，这是因为测量成果是在海平面上获得的，然而假若海洋为岩石所填满取代了海水，以致导致重力改变的话，当然需加布伽校正；不过这种假设是与事实相违的，所以也就没有必要进行布伽校正。

早在十八世纪中叶，由布伽所作的重力测量成果表明，高峻山系显示的地心引力要比预料的引力为小；据此，Dutton约于1900年提出了均衡原理。均衡原理认为，地表下某些补偿深度上的所有岩石柱体均具有相同的质量，因而地球中存在着平衡条件。为了解释均衡，曾提出了两种学说。普拉特学说假定，补偿深度是恒定的，但补偿深度面之上的地球外层岩石柱体的密度，则随地表高程的不同而呈横向变化，两者是呈反比例的函数关系。而艾雷学说则认为，地球外层的各岩石柱体均具有低而相当恒定的密度，即密度是恒定的，而补偿深度随岩石柱体厚度的不同而变化。这二机制大概均有助于说明均衡补偿的形成原因。正如按照艾雷和普拉特二者的补偿机制相结合所确定的那样，均衡异常可从布伽异常中减去地球上部的某些岩石块断的质量而算出。

4. 电法:

由地磁场诱发的电流称为大地电流，它可在地壳和地幔中流动。大多数短周期的磁场变化，乃因磁场与强导电的电离层（大气圈的上层）的相互作用所引起。磁暴可引起持续数日之久的巨大规模的磁场变化。磁暴乃由于太阳耀斑发射出的强大高能粒子流所引起；而这种粒子流又为电离层所捕获，故引起磁场变化。因为地磁场诱发的电流程度是取决于电导率的分配，所以可由磁场变化估算出地球的电导率。这种短周期磁场变化所诱发的电流，只能进入至地球的浅部；而较长周期的磁场变化所引起的电流，则可深入到地球的更深部位。

估算地壳和地幔中电导率分配的方法有四（Keller, 1971）：a. 直流电测深；b. 磁大地电流测深；c. 电磁测深；d. 地磁深部测深。直流电测深，即是给相隔很远的两个电极之间的大地输入电流，然后测出极间的电压；这种方法探测的深度有限，仅达几十公里。在磁大地电流测深的方法中，可同时测量地球的电场和磁场的变化。电磁测深方法，是将电流输入地球，使之产生一人工电磁场，并测量其电磁场的变化。地磁深部测深方法是测量由磁暴引起的天然诱发电流的变化；目前，这一方法为估价地幔电导率的分配提供了最佳手段。所有上述方法取得的成果，均可用电导率（欧姆⁻¹米⁻¹）或电阻率（欧姆·米）来表示。

5. 地热法：

地球上的热流测量有二单独进行的方法，一是测定热梯度（ $d\tau/dx$ ），另一是测量热导率（K）。根据这二测量成果，可按下列公式求得热流（q）

$$q = -K \frac{d\tau}{dx} \quad (1-1)$$

热流可以微卡/cm²·秒表示或以mW/m²表示，1微卡/cm²·秒为一个热流单位（1HFU），而1HFU=0.0239mW/m²。热梯度可用热敏电阻仪测量；在陆地上测量时，先把它固定在电缆上，尔后放入钻孔中；但在海上测量时，则先把仪器放在岩芯管中，或把仪器安装在细长的探测器中，之后将其插入深海沉积物中。不论在陆上或在海上测量，均应在取得成果之前考虑到时间因素对热平衡的影响。测量已固结成干的岩石热导率时，通常使用一种具有刻度棒的仪器来进行；在该仪器中，装有数个圆形薄层铜盘、两个标准原件和待测热导率的岩石样品；令一已知热流通过它们，于是根据热流通过样品时所产生的温差和样品厚度来求出热导率值。湿的未固结成岩的沉积物的热导率，通常用一针状探测器来测量；这种仪器由一热敏电阻、电子加热元件和一可插入沉积物中探针所组成；其热导率是根据一已知热量输入加热器后，其探针温度升高的速率求得的。

在大陆区，大量地下水的运动能形成异常低的热流。同样，在更新世冰川覆盖过的那种地区中测得的热流值，可能要比真实的热流值较低。尽管某些学者曾提出了许多冰川校正值，有的甚至高达30%，但当考虑到这种校正成果的一般重要性时，则却与证据相冲突。

任一岩石或地质体的放射性热生产量，可由U、Th和K的丰度以及U²³⁵、U²³⁸、Th²³²和K⁴⁰的热生产率算出。这些元素的丰度，可在室内或野外，能由所用的伽玛放射线光谱仪，读出天然放射性同位素的含量来确定。近来，航空伽玛射线光谱仪，已用于估算地壳各区的U、Th和K的丰度。放射性热生产量（A）以10⁻¹³卡/厘米³·秒或 μ W/m³表示。一个热生产单位（HGU）为10⁻¹³卡/厘米³·秒，并等于0.0239 μ W/m³。

6. 高压研究：

多年来，已可能在实验室内重现高达约300千巴的静压力，这约等于地下埋深1000km的压力。由于双阶分裂球仪器和金刚石砧压力元件的进展，高压研究已于1972年进入了新时代

(Bell, 1979; Liu, 1979)。利用这些设备,有可能探讨高达1.7百万巴压力和3500℃温度下的物相,以便直接了解下地幔和地核的组分。许多的高压实验,可在很高的温度范围内,利用固体或流体介质进行。在高温高压条件下,已有可能测定各类岩石的大量特性:相平衡边界,包括P波和S波波速在内的岩石弹性、电性和热性,以及断裂和流动特征等等,但还有少数参数不能测得。根据这些成果,已有可能(连同可靠的地球物理资料)确定出地壳和上地幔的化学组分、矿物成分和熔融性状等边界条件,以及有可能定量地评价岩浆起源问题。根据高温高压下岩石形变的研究成果,也有可能比较充分地了解地球内的地震机制和流动特征。

最近,根据冲压实验的研究成果,已有可能研究包括地核在内的地球更深部位的化学成分和矿物组合。这种方法是因爆破产生的波锋,使物质中引起一强大的冲击压(高达几百万巴压力);以致该冲击波锋可以比声速和被冲击物质的粒子运动速度还要快的速度穿过该物质(Ahrens 和 Petersen, 1969)。波内的压力和密度,可经测冲击压和粒子速度的数据推导出来。其成果通常以流体动力声速和其密度的座标图来表示。现已对各种元素、矿物和岩石作了冲压测验,并将其成果同由地球体波研究成果所推导出的流体动力速度资料相比较。这种对比,对于地幔和地核的组分,提供了重要的边界条件。

7. 地球化学、地质年代学和地质年表:

各类矿物和岩石(特别是火成岩)的地球化学数据,对有关上地幔组分和地壳与地幔的发展演化,提供了重要的信息。碱性、碱土和稀土元素,在建立岩浆演化模式方面,已表明具有特别重要的价值。X—射线荧光仪、中子活化仪、质谱仪和原子吸收光谱仪以及快速湿法化学分析等之类的仪器分析技术,近来已有可能高度准确和灵敏地分析出大量样品的各主要元素和许多微量元素的成分丰度(Energlyn和Brealey, 1971; Wainerdi和Uken, 1971)。

同位素研究(使用质谱仪),不但对地质年代学是重要手段,而且对示踪剂研究也有重要意义。在这两方面, P_b 和 S_r 同位素特别重要。地质年代学是研究各造山带和大陆与大洋盆地发展演化时间关系的学科。示踪剂研究是用子同位素作为“印痕”,以便探索火成岩的成因和追踪整个地质时期中地幔和地壳的发展演化规律。

近几年中,放射性测年方法的改进(见第五章),已改善了对各地质时代较小级别单位的起止年龄的推算值。地质年表的通用方案,如表1—1所示。地质年代单位分为代、纪、世;现已划分五个主要代,从老到新是太古代、元古代、古生代、中生代和新生代。三个较年青的代合称为显生宙,其它两个老的代合称为前寒武纪。前寒武纪几乎占有整个地质时期的90%,而所测得的地壳最老岩石年龄大约为38亿年。

8. 其它方法和资料来源:

地幔的粘度,是根据巨大地壳块体在移去冰盖或大型湖泊之类的表层负载之后而发生的均衡恢复速度的研究成果,以及依据地震滞弹性Q的估算值估计的(Anderson, 1966)。地球质量可根据转动校正后地表重力值进行估算。地球的两个主要转动惯量——一在极轴附近,另一在赤道轴附近——可从地球转动轴的岁差数据和实测的地球扁平率求出。地球内部各不同深度的其它一些物理特性,是根据地表上获得的一些测量数据成果以及地球内部结构的模式估算的。

海洋和大陆钻孔岩芯资料,为地壳浅部的组分数据提供了可靠的依据。始于1968年的深

表 1—1 地 质 年 表

主要地质时代的相对持续时间的比较	持续时间		起止时间	
	以百万年计		以百万年计	
	代	纪	世	
新生代			全新世	大约最近5000年
中生代		第四纪	更新世	25
			上新世	45
			中新世	19
			渐新世	12
古生代		第三纪	始新世	16
			古新世	11
				54
				65
		白垩纪		71
				136
				150
				190
	中生代	三迭纪		35
				225
				250
				280
	石炭纪	二迭纪		55
				300
				325
				345
		宾夕法尼亚纪		45
				395
				430
				450
		密西西比纪		20
				395
				430
				450
		泥盆纪		50
				395
				430
				450
		志留纪		35
				430
				450
				500
		奥陶纪		70
				500
				500
				500
	古生代	寒武纪		70
				570
				500
				500
	元古代			~1900
				2500
				2500
				2500
前寒武纪	太古代			~2100
				4600
				4600
				4600

据Don L·Eicher编的“地质时代”1968年版本的第150页资料修改。

海钻探计划 (DSDP)，现已回取了海底沉积层的许多岩芯，有的钻孔所取岩芯已高达几百米之长。一艘特殊设计的钻探船——格罗玛挑战者号，现已作为漂浮钻探平台加以使用。随着目前已经获得的深海钻芯和将来取得的钻芯资料的深入研究，则势必会使有关沉积物年龄

和岩石性质，以及有关最近150百万年的海底演化史程等大量资料，变得更有价值。在大陆区，除了石油钻井外，深孔罕见。然而，对大陆各种地质环境的深孔钻进，最近也提出了计划。

最后，也是最重要的，则是常规的和传统的地质方法。或许最常被轻视，但却是极其重要的资料来源仍来自野外地质工作。各个大陆上广阔范围的地质填图成果，对评价海底扩张和板块构造在过去地史中所起的作用，是极其重要的。地层学（不同地区之间的地层单位的对比）、岩石学（研究岩石成因）和古生物学（研究化石），也是地质调查研究的重要领域。

四、地球的物理性质

1. 内部结构:

地球的内部结构主要是由地震的体波研究成果揭示出来的，最近又为自由振荡资料所披露。地球中P波和S波速度的变化以及密度的差异，乃是压力、温度、矿物和化学成分以及部分熔融程度等性状的反映。虽然地球中地震波速分配的基本特征早已知晓，但其相当精确的数据还是在最近十年中才有可能得到的。图1—3表示了与地球质量、转动惯量、自由振

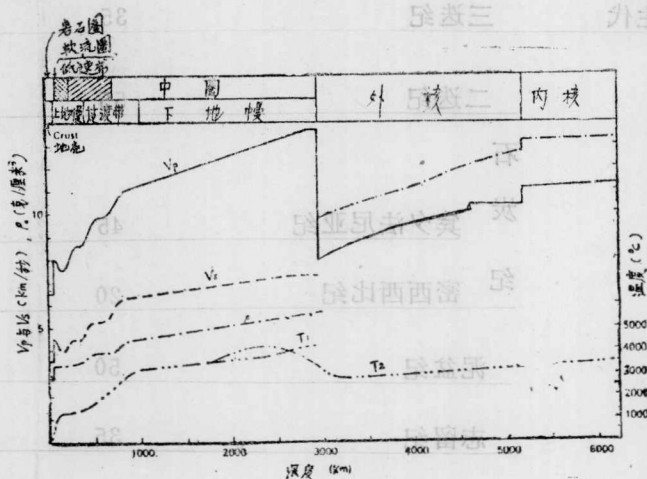


图1—3 地球中P波速度 (V_p)，S波速度 (V_s)，密度 (ρ) 和温度 (T_1 , T_2) 的分配。 (V_p , V_s 和 ρ 据Anderson等, 1971, T_1 据Tozer, 1959; T_2 据Lubimova, 1969修改)。

荡周期和体波走时相吻合的地球内部结构的通用模式。正如该图所示，地球中出现三个一级重要不连续面：其中最大不连续面位于2900km，称为古登堡不连续面；其位于大洋下10—12km 和大陆下通常为30—50km深处者，是莫霍洛维奇不连续面或简称莫霍面；而位于大约5200km 深处者，则是雷曼不连续面。古登堡面分隔地幔和地核，莫霍面分隔地壳与地幔，而雷曼面又把外核与内陆分隔开来。地核体积约占地球总体积的16%，而地核质量则占32%。

其不连续面看来是反映了成分转换和相转换，或两者并存。正如第三章中将要论及的那样，根据地震波速次一级的较小变化，可将地幔作进一步地再分。

参照图 1—3，现将地球的主要区域概述如后。

1. **地壳**位于莫霍面以上，属地球外壳区段，某些大洋区厚约 3km，而有些大陆区厚达 80km 左右。

2. **上地幔**，从莫霍面起延深至约 400km 深处，它包括了岩石圈的下部和软流圈的上部。**岩石圈**（厚 50—150km），为地球的坚硬外层，其上部即是受压反应呈脆性形变的固体地壳。**软流圈**从岩石圈底部延深至约 700km 深处，为一比较柔软的圈层，易于蠕动而变形。

通常软流圈的顶部为**低速带**区域，其特征是低波速、高衰减（低 Q 值），厚 50—100km。一般在 <400km 深度的范围内，其密度和地震波速均有着明显的横向变化。

3. **过渡带**，从 400km 深处延深至 1000km 深处，该带以地震波速的几次剧增为特征，有关其详情将在第三章中讨论。而 S 波波速的明显横向变化看来也可延至深约 1000km 深处。

4. **下地幔**，从深约 1000km 延至古登堡不连续面。对其大部分区段说来，下地幔的特征是其地震波速和密度相当稳定的升高，一直正好延续至核——幔界面之上为止；而沿核——幔界面，波速及密度则呈轻微的扁平状，以致在核——幔界面之下（外核顶部）P 波速度剧降，密度剧增，而 S 波消失。过渡带的下部和下地幔合在一起称之为**中圈**，该圈以强度大而不易发生形变为特征。

5. **外核**，不能传播 S 波，因此解释为处于液态。其范围约从 2900km 深处延深至 5200km 的雷曼不连续面止。

6. **内核**，从 5200km 深处延深至地球中心，可以传播 S 波了，但速度甚低，这意味着内核接近于熔点温度，或局部地呈熔融状态。

有关地球内部的重力分配，可从密度剖面中求得；而随深度而变化的压力分配，又由密度分配和重力分配所决定。从地表直到古登堡不连续面，其重力梯度变化极小，但之后就相当急剧地下降。同样，压力也从地表比较缓慢地增至古登堡不连续面处的 1.5 百万巴，之后迅速地增至雷曼不连续面处的 3 百万巴，而内核压力平均约为 3.5 百万巴。

2. 温度分配：

有关地球中温度分配，存在着相当大程度的不肯定性。这是因为地史中有些难于知晓的特性的干扰，例如：a，初始温度分配；b，随深度和时间而变化的热生产量；和 c，地核形成作用。推算地球中温度分配的大多数模式，都根据下列三种因素中之一或其综合确立的：

1. 涉及到各种地核形成机制的地球热历史模式；

2. 随着深度的递增，地震波速的变化程度，以及电导率、热导率和其它物理、化学特性的可能变化；

3. 涉及到因熔融作用和对流作用所引起的放射性热源重新分配的模式。

核——幔界面的温度，据各种模式的推算成果看，似乎一般均集中于 $3500 \pm 500^\circ\text{C}$ 的范围内。

两种推算地球中温度分配的实例如图 1—3 所示。Tozer (1959) 利用电导率数据计算了地幔中的温度分配，其成果如图中 T_1 曲线所示。从 T_1 曲线可见，岩石圈中的温度呈急剧

上升；软流圈中的温度梯度比较平缓；然后则呈中等梯度增加，直至过渡带的底部；而下地幔的温度分配则以逐渐的缓慢升高为特点。其它模式表明，地核形成的机制和由于熔融作用与对流作用所引起的放射性热源的分馏作用，则是估算地球中温度分配的关键。假若地核形成于地球增生期间或其后不久，则地核就可获得引力能；因此，温度分配的最大值，如图2—1中 T_2 曲线所示，就应出现于下地幔中。但若在地史早期，放射性热源运移到了地幔的上部，则因此也可导致甚至在地幔较浅深度部位具有最高的温度。

摘 要

1. 地球中出现三个一级地震不连续：莫霍（10—50km），核—幔界面（2900km）和5200km不连续面。这些不连续，按深度递增的顺序，分为地壳、地幔、外核和内核。
2. 根据变形强度及其方式，又可再将地球分为岩石圈（从地表延伸至50—150km深处），乃脆性、坚硬的固体外层；软流圈（从岩石圈底部延深至约700km深处），为其上部具有低速带的低强度区域；和中圈，大概是坚固而均匀的区域，一直延伸至地幔的底部。
3. 过渡带的特征是从400—1000km深处有几次地震波速的急剧变化，并将上、下地幔分开。
4. 地球中温度上升最快的区间是在过渡带中，而可能在地幔的最下部位达到最高值。核—幔界面的温度大概为 $3000 \pm 500^\circ\text{C}$ 。

进一步阅读的建议

- Cohee, C. V., Glaessner, M. F., and Hedberg, H. D., editors (1978) *The Geologic Time Scale*. Am. Assoc. Petrol. Geologists, *Studies in Geology* 6, 388 pp.
- Garland, G. D. (1979) *Introduction to Geophysics*, Second ed. Philadelphia: Saunders, 494 pp.
- Mason, B., and Moore, C. B. (1981) *Principles of Geochemistry*, Fourth ed. New York: Wiley, 352 pp.
- Pilant, W. L. (1979) *Elastic Waves in the Earth*. Amsterdam: Elsevier, 494 pp.
- Volcanology, Geochemistry, and Petrology (1979) *Reus. Geophys. Space Phys.*, 17, 4, 744—925.