

岩石矿物参考材料(第一册)

岩漿活动与变质作用

河北省地质局 科技情报室
实验室情报组

一九七七年六月

第 一 册

前 言

第一篇 岩浆活动.....	(1)
第 一 章 地球的结构与组成.....	(1)
1—1 地球内部的圈层结构.....	(2)
1—2 地球内部的物质组成.....	(4)
1—3 岩石圈的横向不均一性.....	(7)
第 二 章 岩浆及其性质.....	(15)
2—1 什么是岩浆.....	(15)
2—2 岩浆的成分.....	(16)
2—3 岩浆的温度及结晶速率.....	(18)
2—4 岩浆的活动性.....	(20)
2—5 岩浆的生成.....	(22)
第 三 章 岩浆的主要类型及其成因.....	(28)
3—1 锶同位素化学对火成岩成因的启示.....	(28)
3—2 由一元岩浆论至多元岩浆论.....	(29)
3—3 玄武岩浆.....	(32)
3—4 安山岩浆.....	(35)
3—5 流纹岩浆.....	(46)
3—6 有没有超镁铁质岩浆和超基性岩浆.....	(52)
第 四 章 岩浆的分异和上升机制.....	(57)
4—1 硅酸盐岩浆的结晶作用品性及趋势.....	(57)
4—2 岩浆的分异作用.....	(58)
4—3 岩浆的混合作用和同化作用.....	(60)
4—4 岩浆的上升机制.....	(60)
第 五 章 火山活动与岩浆侵入活动.....	(62)
5—1 火山的概述.....	(62)
5—2 火山喷发的产物.....	(63)
5—3 火山类型.....	(65)
5—4 火山活动的类型.....	(67)
5—5 火山的分布及其与大地构造的关系.....	(69)
5—6 岩浆的侵入活动.....	(71)

第 六 章 火成岩的共生组合类型及其与地质构造的关系	(81)
6—1 火成岩共生组合的概念.....	(81)
6—2 地壳演化及火成岩共生组合.....	(81)
6—3 大洋盆地的火成岩共生组合.....	(83)
6—4 造山前和早期造山阶段的火成岩共生组合.....	(88)
6—5 同造山阶段的火成岩共生组合.....	(98)
6—6 晚期造山和造山后阶段的火成岩共生组合.....	(113)

第二篇 变质作用.....(131)

第 一 章 变质作用的类型, 因素及主要特征	(131)
1—1 变质作用的定义.....	(131)
1—2 变质作用的类型.....	(131)
1—3 变质作用的因素.....	(133)
1—4 变质岩的成分.....	(137)
1—5 变质作用的主要特征.....	(138)
第 二 章 变质带和变质相	(141)
2—1 巴罗型变质带.....	(141)
2—2 变质相.....	(143)
2—3 变质作用的压力型.....	(145)
2—4 变质相系和相组.....	(146)
第 三 章 变质岩的共生组合	(150)
3—1 区域变质作用的岩石共生组合.....	(150)
3—2 接触变质作用的岩石共生组合.....	(170)
第 四 章 混合岩化和冲击变质作用	(174)
4—1 混合岩及其成因.....	(174)
4—2 冲击变质作用.....	(177)
第 五 章 区域变质作用与地质构造的关系	(179)
5—1 火成岩组合与区域变质作用的关系.....	(179)
5—2 变质相和地质年代.....	(180)
5—3 低温变质作用的多样性.....	(181)
5—4 区域变质带的地质特征.....	(181)
5—5 地壳的变质结构.....	(184)

附录A 普通火成岩的描述、分类及岩石化学研究方法.....	(189)
-------------------------------	--------

附录B 普通变质岩的描述、分类及原岩恢复.....	(215)
---------------------------	--------

后 记	(220)
-----------	--------

岩浆活动与变质作用

中国科学院地质研究所 从柏林

前言

这本题名为《岩浆活动与变质作用》的册子主要是在近十年来的文献资料的基础上编写的，部分内容是笔者近年来的研究成果。

这本册子着重介绍岩浆岩和变质岩的岩理学（即成因岩石学）方面的内容。关于岩类学方面的内容，笔者以附录形式列于正文后边，供广大读者参考使用。自然，本册子不能包罗岩浆岩和变质岩岩石学方面的全部内容，特别是在岩浆活动和变质作用的热力学方面，笔者未予专门介绍，读者可以参考有关文献。

起初，此册子是笔者的一份读者笔记。后来，在河北省地质局综合研究地质大队和情报室的关切和鼓励下，笔者将其改写为现今的形式和内容。笔者希望此册子能有助于有兴趣的读者了解近十年来在岩浆岩和变质岩岩石学方面研究的动态和进展，以及能为有兴趣的读者提供一些研究思路和方法。但是，由于笔者的知识水平有限，又缺乏实际工作经验，文中错误在所难免，请广大读者批评指正。

在该小册子写作过程中，张雯华同志为笔者提供了部分资料、校绘了图件以及附录中变质原岩恢复的实例也是她写的。对此，笔者表示深切的谢意。

最后，感谢河北省地质局实验室主办了全省岩矿技术讲座，使笔者有机会向来自生产第一线的广大地质工作者学习，听取大家的宝贵意见。这对促进笔者今后的工作是极为有益的。

第一篇 岩浆活动

第一章 地球的结构与组成

最小的地质单位是矿物，矿物的集合体就是岩石。因此，可以毫不夸大地说，岩石和矿物是研究地球科学的物质基础。岩石学研究决不能停留在孤立和单纯地对个别岩石的描述上；而应该把它们看作为是地球的组成部分，从整体上加以有机地联系和分析研究。为此，完全有必要在本小册子的开始部分对地球的结构与组成的近代概念作一简要的介绍。

一般，可以将地球以岩石表面为界分为内、外两大部分。无论地球内部还是外部，都由一系列同心圈层构成。例如，地球外部可以被分为：大气圈、水圈、土圈及生物圈等。这里着重介绍的是地球内部的圈层结构和物质组成。

1-1 地球内部的圈层结构

地球内部不是均质的。地球的平均密度为 5.52 克/厘米^3 ，而地壳岩石的平均密度为 2.6 至 3.0 克/厘米^3 。因此，地球内部必然有密度大于 5.52 克/厘米^3 的物质，即从地表至地心存在着显著的密度差异。这就暗示了地球内部具有分层结构的特点。

地球的半径约为 6370 公里 ，可是目前钻井的最大深度还未超过 10 公里 。因此，关于地球内部的结构和组成的认识，主要是由地球物理测量间接得来的。既然由地表至地心组成物质的密度有显著差异，那末它们必然要在地震波传播速度上，重力值及导电率上有明显的反映。这就是人们借以用地震测深，重力测量及大地电磁测深等地球物理测量来研究地球内部结构和物性的物理基础，加上模拟地球深部条件的高温高压下岩石物性的测定试验结果，就可以来推断的地球内部的物质组成。

在探测地球内部结构和性质的地球物理测量中，最常用的是地震法。地震所产生的弹性波在岩石中传播特征主要受介质的物理性质所决定。简而言之，岩石密度愈大，地震波传播速度愈快。地震波分为体波和面波两大类。体波又可分为纵波（P波）和横波（S波）。横波不能在流体中传播。面波是体波在地球表面激发而产生的一种次生波，其又可分为瑞雷波和勒夫波两种类型。

根据地震测深资料，可以将地球从外至内分为地壳、地幔及地核三部分。地壳和地幔之间的界面称为莫霍洛维奇（Mohorovicic）界面，简称莫霍面或M面。M面的深度，在大洋下平均为 $6 \sim 8 \text{ 公里}$ ，而在大陆下一般约为 35 公里 ，但在某些地区可深达 $50 \sim 70 \text{ 公里}$ （如我国西藏高原）。地幔和地核之间的界面称为古登堡-韦凯特（Gutenberg-wiechert）界面，其平均深度为 2980 公里 。地核的平均半径为 3390 公里 。

布伦（K.E.Bullen, 1967）根据杰弗里斯所测得的地球内部的地震波速度曲线，进一步将地球内部分为不同的波速层（图1-1）。表1-1是图1-1的详细说明。

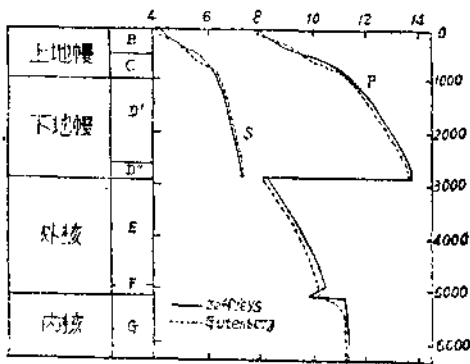


图1-1 地球中P波和S波的速度
（实线为杰弗里斯所测，
P点线为古登堡所测）

速在全球范围内皆存在，且它的深度和厚度与构造环境有关；

3. 大量数目的地震震源深度图表明，在低速层的深度范围内有一震源悬隔；

4. 地球作为一个整体发生自由震荡。这就要求在地球内部存在有相对刚性较弱的

早在1926年古登堡就提出，由M面至约 200 公里 的深度上存在一低速层，即在该深度上实测的波速要比根据地球内部深度-密度关系所预料的速度要低。古登堡提出低速层的最初证据是震中四周有一阴影带。但是，此后又有许多新资料证实了低速层的真实性。这包括：

1. 地下核爆炸试验证实了古登堡的发现，并指明了低速层分布于 $60 \sim 250 \text{ 公里}$ 的深度上；

2. 面波频散的研究表明，低速层的物质与其上下层的物质相比刚性较弱（即密度较小）；面波的研究还表明，这样的低

表1-1 地球内部的状态和性质 (根据U. Schmuckler的资料修编)

壳层代号	深度 (公里) Z	壳层名称	P波和S波的速度特征	压力(百万巴) P	密度(克/厘米 ³) ρ	ρ_0	弹性参数 (百万巴) K_s K_0 μ_s	散逸常数 Q^{-1}	粘度(10^{21} 泊桑) η	重力 (伽) g
A	0—33	地壳	情况复杂	0	2.65 2.8		0.55 1.0	0.34	刚性	981 —985
B	33	上地幔	正常的梯度	0.01	3.3	3.3	1.2	0.72	3	988 993 1000
	100			0.03	3.2-3.3	3.2	1.1-1.2	0.62-0.70		
	200			0.06	3.3-3.4	3.2	1.3-1.4	0.65-0.70		
	400			0.13	3.6	3.3	1.7	0.90		
C	410—1000	过渡区	大于正常的梯度	0.21±	4.1±	3.7±	2.6±	1.8±	10±	1.003±
	1000	下地幔	正常梯度	-0.39—	-4.6—	-4.0—	-3.5—	-2.1—	1/1000—	1.000—
D'	2000—2700			0.88	5.2	4.0	5.2	2.1	1/1500	1.004
D''	2700—2900				5.5	3.8	6.4	1.8		
		外地核	梯度近于0, S波终止	1.37 2.4	9.7 11.3		6.3 10.2	3.0	流体	1.060— 780
E	2900—4000	过渡区	正常的P波梯度	3.2	12.1		12.6			~500
F	4980—5720	内地核	负的P波梯度	3.3 3.6-3.7	12-14	(8)	(14)	(2.6)	刚性?	390 —460 0
G	—6370		比正常的P波梯度小							

注: 除 η 和 Q^{-1} 外, 精度为 $\pm 5\%$; ρ_0 , K_0 为等温压缩下求得的零压性质。

层。

地壳中也存在有地震速度和梯度突变的界面。一般说来,大陆地壳由上而下可以分为沉积岩壳层、花岗质岩壳层和玄武质岩壳层;而大洋地壳则缺失花岗质岩壳层。花岗质岩壳层和玄武质岩壳层之间的界面叫作康拉德面,简称为K面。

早先的大陆漂移说是建筑在花岗质岩壳层在玄武质岩壳层上漂移的假设基础上的。现代的板块构造说将刚性较弱的低速层称为软流圈,而将软流圈之上的地壳和上地幔顶部称为岩石圈。板块构造说推断岩石圈因构造运动被分成若干板块,它们在软流圈上漂移。关于板块构造说的主要内容已有许多文章和丛书给予专门评述,这里不再赘述。

1-2 地球内部的物质组成

虽然地震波的研究提供了地球内部结构和物理性质的资料,但其还不能确切地回答关于地球内部各波速层的物质组成及各界面性质如何的问题。近几年来,岩石学、地球化学、同位素地质学及实验岩石学(冲击波技术可以获得百万巴以上的压力)等方面的研究资料,为解答这些问题提供了一些重要信息。

关于地壳的物质组成,从柏林和叶大年等(1974)根据岩石的平均原子量提出了表1-2中所表示的大陆壳模式*。

表1-2 大陆地壳的组成物质的模式

壳层名称	组成岩石	地震波速(V_p)	密度 (克/厘米 ³)	平均原子量
沉积岩层	各种沉积岩	2.5~4.5公里/秒	2.1~2.6	18.5~19.5
花岗质岩层	付变质的板岩、千枚岩、片岩、石英岩以及部分变质中酸性火山岩。	4.5~6.5公里/秒	2.6~2.7	19.5~20.5
	花岗岩、花岗片麻岩			20.5±0.2
玄武质岩层	主要由辉长岩组成,局部有变质基性火山岩,斜长岩及苏长岩	6.5~7.2公里/秒	2.8~3.0	21.5±0.1
深变质岩层	角闪岩相、粒变岩相及榴辉岩相的变质岩	7.2~7.8公里/秒	3.1~3.4	22.0~23.0

* 岩石平均原子量按下式计算: $M = \frac{m \times 1000}{\sum N_i a_i}$ 。这里, m 代表岩石化学全分析中主要氧化物(不包括 H_2O , 但包括 H_2O^+) 的重量百分数的总和; a_i 代表岩石中 i 种氧化物的分子数($\times 1000$); N_i 代表岩石中 i 种氧化物的原子数, 如 Al_2O_3 , $NaAl_2O_3$ 为 5。

应该指出,上述大陆地壳模式中的各壳层并非普存于整个大陆,且它们的厚度变化很大。这主要受大地构造环境所支配。

关于7.2~7.8公里/秒的波速层的物质组成,至今并无统一的意见。这样的波速介于玄武质岩石和超镁铁岩石(橄榄岩类)传播地震波的速度之间。有人认为,大陆裂谷

和大洋中脊的地壳底部所发现的此波速层,是由玄武质岩石和橄榄岩类岩石混合组成的;前者是地壳玄武质岩层的正常组成物质,而后者是因构造挤入地壳的上地幔物质。关于这方面的研究在以后的章节中还会给予专门介绍。

大洋地壳中无花岗质岩层。一般认为,大洋地壳是由薄的松散的沉积层和玄武岩层组成。但是也有人认为,在大洋地壳的玄武岩层下还有一层蛇纹岩层。都城(1974)则认为,大洋地壳中玄武岩层仅1~2公里厚,其下为变质基性岩。

莫霍面(M面)的地震波速度约为8.1公里/秒。据计算,上地幔顶部(低速层之上的上地幔部分)的物质密度约为3.3克/厘米³。在符合于上地幔深度的压力下,具有上述密度的岩石是橄榄岩类岩石和榴辉岩。但是,据笔者等研究,有两大类榴辉岩:一类为变质成因的榴辉岩,其平均原子量为 22.5 ± 0.5 ;另一类是深成榴辉岩,作为金伯利岩及火山熔岩中的包体产出,其平均原子量为 21.5 ± 0.5 。这两类榴辉岩的石榴子石的成分有显著差异(图1~2)。

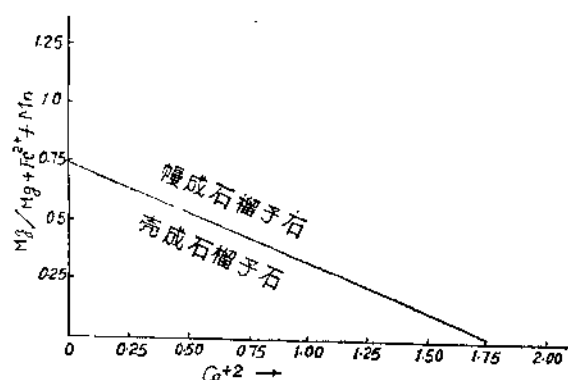


图1-2 幔成和壳成石榴子石的成因变异
(从柏林,张雯华,1976)

据作者等的研究,岩石中地震波速度(V_p)与其密度呈正比关系,而与其平均原子量呈反比关系。因而,尽管这两类榴辉岩有相似的密度,但是深成榴辉岩较变质榴辉岩有更高的 V_p ,故更符合于上地幔顶部地震波速的要求。深成榴辉岩的特殊产状(作为金伯利岩和玄武岩中包体)也表明其是幔源的。

就全球规模来说,关于上地幔顶部究竟是由橄榄岩还是由榴辉岩组成的问题,至今仍无统一

认识。但是,当前多数研究者主张上地幔顶部是由橄榄岩组成的观点。

笔者等(1974)曾推测,上地幔最可能是由橄榄岩类岩石组成的,且自上而下为含斜长石的二辉橄榄岩、尖晶石二辉橄榄岩、至石榴二辉橄榄岩(大约在150公里深度上)。这种推测有以下依据:

1. 这样的上地幔组成物质模式符合于深地震测深及岩石平均原子量的计算的结果(见《地质科学》,1974年,第一期,第43页);

2. 玄武岩类和金伯利岩类岩石中普遍发育的超镁铁岩包体以橄榄岩类岩石为主体,且前者以发育尖晶石二辉橄榄岩为主以及后者以发育石榴二辉橄榄岩为主,但是两者中榴辉岩包体均处于次要的地位(许多岩筒和岩体中只有橄榄岩类岩石包体)。多方面的研究表明,这些橄榄岩包体是被玄武岩浆或金伯利岩浆从上地幔中捕获的俘虏体。例如,同位素年龄测定表明,橄榄岩包体的年龄要比寄生它们的玄武岩或金伯利岩老得多。

3. 多方面的研究表明,阿尔卑斯型超镁铁岩体是面构造因素被挤入地壳的上地幔物

质，特别是，它们的同位素年龄要比被它们侵位的围岩老得多。有趣的是，近几年来在大西洋中脊和印度洋中脊所进行的深海钻探的结果表明：在主要由拉斑玄武质岩石及变质基性岩所组成的中脊断谷壁或底中，都挖掘到非常类似于阿尔卑斯型超镁铁岩的蛇纹石化橄榄岩。这种强蛇纹石化的橄榄岩具相当高的 Sr^{87}/Sr^{86} 值(0.707~0.723)，而其周围的拉斑玄武质岩石和变质基性岩的 Sr^{87}/Sr^{86} 值为 0.702~0.705。这表明它们彼此无成因联系，前者的形成年代要比后者早得多；

4. 一些研究者(久城等, 1973等)采用玄武岩和金伯利岩中橄榄岩包体作高温高压下的熔融实验。实验表明：可以在上地幔顶部温压条件下(15~30千巴和1000~2000°C°)，由橄榄岩的局部熔融生成玄武岩浆。所生成的岩浆成分与部分熔融程度有关，即与温度、压力及实验体系中水份量有关。部分熔融的残留物是类似于阿尔卑斯型超镁铁岩的纯橄岩或斜辉橄榄岩；

5. 榴辉岩的化学成分是与玄武岩相似的，但是它的密度要比玄武岩高，实验表明，榴辉岩是玄武岩的等化学高压相变体。如果上地幔是由榴辉岩组成的，则莫霍面应是等化学相变面。在莫霍面上所发生的此种相变必然引起上地幔的体积变化，也就是说，莫霍面、康氏面以及沉积岩壳层与花岗质岩壳层之间的界面（通常称为结晶基底面）具有同形特征。然而，地球物理测量结果表明，它们之间往往呈倒形关系。笔者并不否认上地幔的局部地段可能存在榴辉岩（深成榴辉岩）。这类榴辉岩是由来源于橄榄岩局部熔融的玄武岩浆，在上地幔的岩浆源内等化学相变而形成的。

上述各点依据将在以后的章节中进一步讨论，而这里仅仅是一般的介绍。

从理论上讲，愈往地球深处，物质的密度愈大，相应地震波传播速度也就愈快。但是，正如上面已指出的那样，在上地幔中存在低速层(大约在 60~250 公里深度上)，其地震波的传播速度比上覆层慢些。板块构造说中将其称为软流圈。其实，低速层并不“软”，更不是流体，只不过其较上、下层刚性稍弱些吧了。据此，多数人推测，低速层刚性较弱的原因在于其组成物质的部分熔融（尖晶石或石榴二辉橄榄岩部分熔融生成了玄武岩浆）。地壳中玄武质岩壳层的平均厚度约为 15 公里，而低速层的平均厚度约 200 公里。因此，低速层的部分熔融程度不必多高就能生成足够量的玄武岩浆来构成地壳中的玄武质岩壳层。何况，地壳中的玄武质岩壳层主要是在地球早期演化阶段（大约在 40 亿年前）就形成了的。有人估计，地球的地质时期中低速层平均部分熔融程度高不过 1%。

关于上地幔之下的各波速层的物质组成，至今更无确切的答案。即便有人提出一些看法，也是在很大程度上为假说性的，并无充分和必要的依据。J.L.阿穆列斯 (Amores, 1968)等提出了地球的化学键模式(图 1-3)。在这个模式中将地球内部地震波速度和梯度突变的界面归因于组成物质的化学键和配位数的变化。地球的外核不能传播横波 (V_s)，故一般认为其是液态的。一些人认为下地幔是由具有尖晶石结构的铁镁氧化物组成的。

地球的化学成分，目前还不能直接测得，只能根据元素的宇宙丰度和太阳系的丰度，以及陨石的成分间接推导。关于这些推导的依据和细节，因离题太远，笔者不予介绍了。这里仅列出了某些研究者对地球成分的估算结果(表 1-3)。当然，这些估算

结果必然会因科学的进展和资料的积累而作不断的修正。

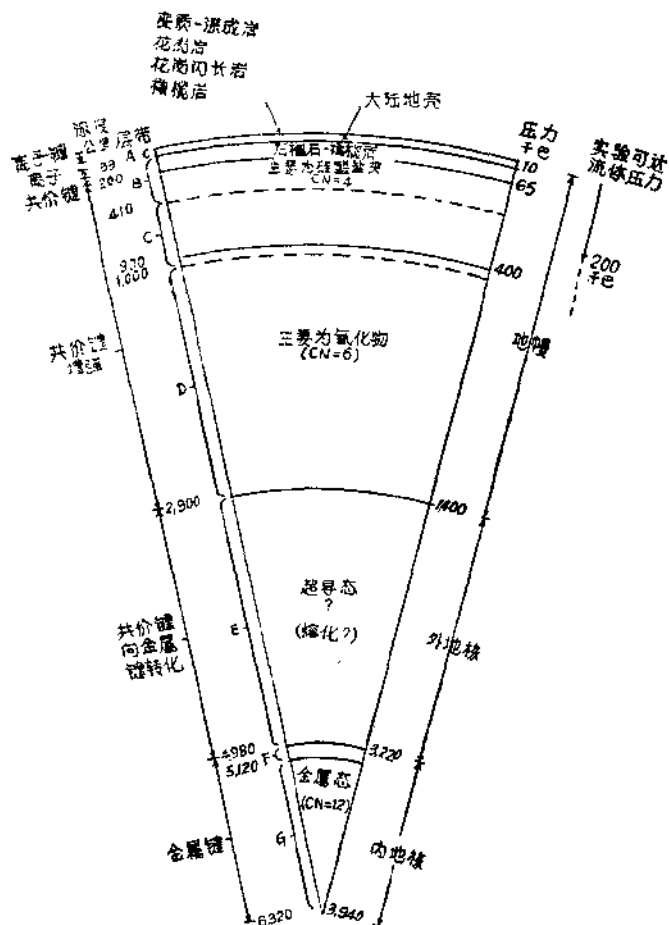


图 1 - 3 地球的化学键模型 (CN = Si 的配位数)

1 - 3 岩石圈的横向不均一性

前述表明, 地球在垂向上具有圈层结构的特点。这一节中将介绍上地幔低速层之上的地壳和上地幔顶部 (即合称为岩石圈) 的横向不均一性。因为岩石圈是当前地质学的主要研究对象。

上地幔顶部的横向变化

直至约1960年前, 一般将莫霍面以下的纵波速度 (P_n) 采用为8.1公里/秒左右。后来, 大量的地震测深, 尤其是天然地震和地下核爆炸的资料表明, 上地幔顶部的 P_n 值因地区不同是有相当的差异的。例如, 美国的 P_n 值就有很大的差异, 变化于7.7~8.4公里/秒范围内。大体上可以落矶山脉为界, 将美国分为东西两部分。东部具有较低的地形高度, 地壳厚度一般大于40公里, 地壳的平均P波速度一般大于6.4公里/秒, P_n 值大于8公里/秒; 西部具有较高的地形高度, 地壳厚度一般小于40公里, 地壳的平均P波速度一般小于6.4公里/秒, P_n 值小于8公里/秒。综观全球, 在深大洋盆地下, P_n 值较高, 在岛弧、大洋中脊以及大陆裂谷下, P_n 值较低。一般说来, 构造上不稳定

表1-3

地球、地核和地幔的估算成分(重量百分比)

地 球			地 核		地 幔				
华盛顿 (1925)	马 逊 (1966)	林沃德 (1966)	马 逊 (1966)	林沃德 (1966)	马 逊 (1966)	(氧化物)	马 逊 (1966)	林沃德 (1966)	
O	28	30			44	SiO ₂	48.09	43	
Fe	40	35	31	86	84	9.9	MgO	31.15	38
Si	15	15	18	—	11	23	FeO	12.71	9.3
Mg	8.7	13	16	6.0	—	19	Fe ₂ O ₃	—	—
S	0.64	1.9	—	7.4	—	—	Al ₂ O ₃	3.02	3.9
Ni	3.2	2.4	1.7	—	5.3	—	CaO	2.32	3.7
Ca	2.5	1.1	1.8			1.7	Na ₂ O	1.13	1.8
Al	1.8	1.1	1.4			1.6			
Na	0.39	0.57	0.9			0.84	Cr ₂ O ₃	0.55	—
Cr	0.20	0.26	—			0.38	MnO	0.43	
Mn	0.07	0.22	—			0.33	P ₂ O ₅	0.34	
P	0.11	0.10	—			0.14	K ₂ O	0.13	
CO	0.23	0.13	—	0.40	—	—	TiO ₂	0.13	
K	0.14	0.07	—			0.11			
Ti	0.02	0.05	—			0.08			

的地区都具有P波速度值在7.2~7.7公里/秒范围内的壳层。这样的P波速度值比正常的地壳下部玄武质岩壳层的P值(6.5~7.2公里/秒)要高,而比正常的上地幔顶部的P值(约8.1公里/秒)要低。关于产生这种具异常P值的壳层的原因,有人推测是因为构造运动使密度较高的上地幔物质挤入地壳下部而引起的;有人认为是由于辉长岩-榴辉岩的相变的缘故。

Sn波是一种短周期的地震剪切波,其不能通过上地幔的低速层。Sn波在上地幔顶部的传播能力是因地区而不同的。Sn波非常有能力地横切大陆地盾和大洋盆地传播,而大洋脊和隆起,某些造山带,以及岛弧的凹边传播Sn波的能力不好,在横切岛弧的凹边或大洋脊的脊峰途径上不传播Sn波。这表明岛弧和大洋脊下边的上地幔顶部较之其他区域的上地幔顶部刚性要弱些。

上述的上地幔顶部的Pn值和Sn值因地而异的事实,充分地表明了上地幔顶部的物质不均一性。任何所谓的上地幔物质组成模式只不过是一种统计模式罢了。

前面已经指出,金伯利岩和玄武质岩中往往有多量幔源岩石(橄榄岩类为主,榴辉岩类为次)的包体。有人将它们称为天然的“超深钻井”,这是一点也不言过其词的。它们提供了关于上地幔顶部物质组成的直接信息。

玄武质岩石中幔源包体以尖晶石二辉橄榄岩为主。虽然尖晶石二辉橄榄岩包体的矿物组成较稳定(是由镁橄榄石、顽火辉石、铬透辉石和尖晶石组成的),但是它们的主要氧化物含量有很大差异。据久野等(1970)的研究表明,一般,大洋地区的二辉橄榄岩包体较之大陆地区同类包体,有较低的MgO/ΣFeO值,即更富低熔组分。这表明,

大陆地区的上地幔较之大洋地区的上地幔分异更为强烈，因而消耗了更多的低熔组分，形成了厚的大陆地壳。

总之，无论在垂向上还是横向上，上地幔都是不均一的。这种不均一性与岩石圈的运动和演变有着因果关系。

地壳的横向变化

地壳的横向变化首先反映在地球固体表面的起伏上。地球固体表面的最大高差可达约20公里（我国珠穆朗玛峰海拔高度约为8.85公里，而马里亚纳海沟的最大深度大于11公里）。

地球表面两个最大的自然地理单位是大陆和大洋。大陆约占地球全部面积的29.2%，而大洋为70.8%（表1-4）。与大陆一样，海底也是起伏不平的。大洋中有高出海底几千米的，绵延数万公里的海岭；有深达约上万米的海沟；有海底隆起、峡谷、平顶山、珊瑚岛以及海底火山等等。

表1-4 大陆和大洋的面积及大洋平均深度

	面 积 (10^6 公里 ²)	占大陆或大洋 的 百 分 比	占世界表面 的 百 分 比	平 均 深 度 (公里)
世界表面	510	—	100	—
全部大陆	148	100	29.2	—
全部大洋	362.0	100	70.8	3.729
亚洲大陆	44.8	29.8	8.7	—
欧洲大陆	10.4	7.0	2.1	—
非洲大陆	30.6	20.5	6.0	—
北美洲	22.0	14.8	4.3	—
南美洲	17.9	12.0	3.5	—
南极洲	15.6	10.5	3.1	—
澳 洲	7.8	5.2	1.5	—
太平洋及邻海	186.3	50.1	35.4	3.940
大西洋及邻海	94.3	26.0	18.4	3.575
印度洋及邻海	74.1	20.5	14.5	3.840
北冰洋及邻海	12.3	3.4	2.4	1.117

大陆和大洋之间的过渡带称为大陆边缘。大陆边缘由被海水覆盖的大陆棚、大陆坡及大陆隆组成。大陆棚的范围可以从0至1500公里宽，平均宽为78公里，而其水深范围从20~550米，平均深度为133米。由大陆棚再向海外延伸，海底坡度突然变陡，在不到数十公里的距离上就到达深海盆地（水深3~6公里）。这种坡度突然变陡的地带叫作大陆坡。大陆边缘常常被水下峡谷深深地切割。这些峡谷就成了物质离开大陆棚而迁移的通道。结果，大量沉积物在大陆边缘附近的深海沟和深水大洋盆地中沉淀下来，形成了大陆隆。

现今可以区别出以下三类边缘：（1）大西洋型，由大陆棚、大陆坡和大陆隆组

成；(2)安第斯型，有一狭窄的大陆棚，在大陆坡下还有深海沟；(3)岛弧型，由带有深海沟的火山岛弧组成，与大陆之间存在着小的洋盆（如日本海）。

从地壳结构和组成来看，差异最大的也是大陆和大洋。大陆地壳有花岗质岩壳层，平均厚度约为35公里；大洋地壳无花岗质岩壳层，平均厚度仅7~8公里。大陆边缘常具有过渡型地壳。

A.Б.罗诺夫(Ронов, 1971)计算了大陆、次大陆(即大陆和大洋之间的过渡带)以及海洋地壳的平均化学成分(表1~5)。从此表中可以看出，大陆地壳和大洋地壳，不仅它们的全部地壳的平均化学成分，而且它们相应的壳层的平均化学成分都有明显的差异。例如，大洋玄武质岩壳层较之大陆玄武质岩壳层，贫 SiO_2 、 Na_2O 和 K_2O ，而富 MgO 和 CaO 。

地壳的结构类型

根据构造活动性，地壳厚度、结构和物质组成及地球物理特征等，可以进一步识别出以下地壳结构类型：

1)地盾 是构造上稳定的大陆部分，有很少的火山或地震；有很薄的，或者没有前寒武纪以后的沉积盖层；因剥蚀作用，主要出露的是深变质岩和深成火成岩；热流值低，一般约0.7~0.8毫卡/厘米²·秒(简写为HFU)。布格异常为-10~-30毫伽；平均地壳厚度约35公里；随深度P波速度从6.1公里/秒增加至30公里深度上的6.8公里/秒；上地幔的地震波速度高(P波速度约8.3公里/秒，S波速度约4.7~4.8公里/秒)。

2)地台 其地壳结构类型与地盾相似，但构造上显示出某种程度的不稳定性；有中等厚度的前寒武纪以后的沉积盖层；发生少量的地震和不甚强烈的火山活动，而在其边缘部分地震和火山活动性增强；热流值在1 HFU左右；布格异常为-10~-40毫伽；平均地壳厚度约38公里；上地幔中P波速度约为8.2公里/秒和S波速度约为4.6公里/秒。

3)盆地-山脉 强烈的断裂活动使地壳破碎成一系列的盆地和山脉，并伴随有极多的火山喷发和许多地震；热流值高，大约为1.7~2.5 HFU；布格异常为-200至-250毫伽；平均的地形高度约为1.3公里；地壳的平均厚度约为25~30公里；未发现P波速度约为8.0公里/秒的截然界面(即M面)，而有P波速度为7.8公里/秒的所谓壳、幔物质混杂层。

4)造山褶皱带 新生代造山褶皱带专称为阿尔卑斯型，是非常不稳定的地壳结构，以迅速上升而造成许多高山为特征；形成群山之前发生了地壳的向下弯翘，在拗陷中堆积了巨大厚度的沉积物，且形成巨大的岩基杂岩；有若干个静止期之间的上升阶段，最后，群山被剥蚀至不太陡的山地，山脉中有许多高度大于3公里的山峰；布格异常低(-200至-300毫伽)，反映了均衡作用；热流值，对某些年轻的造山褶皱带来说，似乎是较高的(1.7至2 HFU)，如阿尔卑斯山脉和落矶山脉，而在较老的山脉中热流值低(0.7至1 HFU)，如加里福尼亚的内华达山；地壳平均厚度约为45~55公里(我国喜马拉雅山脉地区达70公里左右)；P波速度从近地表约6公里/秒至40公里深度上约7公里/秒；莫霍而上的P波速度约为8公里/秒；阿尔卑斯型地区的上地幔中有一低速层，在约150公里深度上其剪切波速度较低(约4.3至4.4公里/秒)；

5)岛弧系 是非常不稳定的地壳结构，地震活动频繁且强烈，火山喷发普遍，褶皱

运动强烈，断裂活动显著；热流值局部地段非常高（热点）或很低；布格异常为-50至+100毫伽，均衡异常通常是高的；地壳厚度大致上与正常的大陆相似，但横向变化大；上地幔中地震波速度较低，无明显的P波速度约为8公里/秒的截然界面，上地幔顶部的P波速度为7.6~7.8公里/秒，而S波速度为4.3~4.5公里/秒。

6)裂谷系 裂谷是地壳因断裂活动而形成的狭长的地堑盆地带，也有人称之为断裂地槽。它们往往按一定的规律排列组合而构成裂谷系。按地壳结构类型裂谷系可以再划分为三类：（a）具大陆型地壳的大陆裂谷系，如东非裂谷系，东非裂谷系等；（b）具大洋型地壳的大洋型裂谷系，如大西洋中脊、印度洋中脊和太平洋中脊；（c）过渡型裂谷系；它们的地壳结构特征反映了由大陆型地壳向大洋型地壳过渡的特征，如红海，亚丁湾等。有趣的是，除贝加尔裂谷系外，几乎全球裂谷系都是彼此相连的，构成了世界裂谷系。

大陆裂谷发育于前寒武纪结晶基底上。它们的长度往往达数千公里，而宽度一般仅数十公里。大陆裂谷的中央为充填有巨厚松散沉积物的深陷谷地（如贝加尔湖裂谷中最大沉积厚度大于五千米），但裂谷的两侧为高达数千米的陡峻的高山。同一大陆裂谷系的不同地段可以发育于不同地质时期。大陆裂谷内往往有强烈火山活动，地震活动也很频繁（震源深度一般小于30公里）。大陆裂谷往往为负布格异常（约-50毫伽），但在某些裂谷，如红海裂谷，埃塞俄比亚主裂谷和肯尼亚大裂谷中发现，在区域的负布格异常背景上，有一个正布格异常的峰值（+800~+100毫伽）。大陆裂谷的磁异常呈串珠状分布，且常常与布格异常相对应。大陆裂谷的地壳厚度一般要比相邻的非裂谷区薄些（约为20~30公里），且壳下Pn值低，普遍有7.2~7.8公里/秒的慢、壳物质混合层，以及上地幔中低速层浅，甚至上隆至地壳中。大陆裂谷的热流值较高，如贝加尔湖裂谷为2.6HFU。

大洋裂谷系即大洋中脊，地貌特征类似于大陆裂谷系。大洋裂谷内有少量或没有沉积物。其典型结构为在0~3公里水深下厚度为几公里的玄武岩层，而下伏的上地幔中P波和S波速度相当低，各自约为7.4~7.7公里/秒和4.2~4.4公里/秒。大洋裂谷具有正的布格异常（+200至+250毫伽），以及高且变化大的热流值（1~8HFU）。大洋裂谷内火山活动和地震活动强烈且普遍。

7)深大洋沟（也称为深海沟） 绝大多数分布于太平洋边缘，其他各洋较少见；它们往往与岛弧一起组成岛弧-海沟系，但也有不伴生岛弧的海沟，如秘鲁-智利海沟；深海沟的长度可达数千公里，而宽度仅数十公里，横截面呈V形；最深的海沟可深达10~11公里，而其中的沉积物并不厚；它们是明显的负布格异常带，并一般认为，这是因地壳下弯入上地幔中引起的；它们的热流值也比较低，其理由同样是因为较冷的地壳倾没于上地幔中的缘故；它们下边为向大陆倾没的地震带（即贝尼奥夫带），这样的地震带最大深度可达700余公里。

8)深大洋盆地 是非常稳定的地壳结构；平均热流值为1.3HFU，具高的正布格异常（+250至+350毫伽）；磁异常具明显的线型特征。板块构造创导者认为，这是由地球磁场反向过程中海底扩张所引起的；其典型的地壳结构是：在4~5公里深的海水下有0~1公里厚的松散沉积物层，再往下为平均厚度约5公里的玄武岩层（P波速度为

表1-5

大陆、次大陆及海洋地壳的平均化

地壳	壳层	体 积 (百万公里 ³)	平均 厚度 (公里)	质 量 (10 ²⁴ 克)	测量单位	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
大 陆	沉 积 壳	500	3.4	1.29	重量(%)	49.95	0.65	13.01
					质量(10 ²⁴ 克)	0.645	0.008	0.168
	“花岗岩”壳	3000	20.1	8.20	重量(%)	63.94	0.57	15.18
					质量(10 ²⁴ 克)	5.243	0.047	1.245
	“玄武岩”壳	3000	20.1	8.70	重量(%)	58.23	0.90	15.49
					质量(10 ²⁴ 克)	5.056	0.078	1.348
	整个大陆地壳	6500	43.6	18.19	重量(%)	60.22	0.73	15.18
					质量(10 ²⁴ 克)	10.954	0.133	2.761
	沉 积 壳	190	2.9	0.48	重量(%)	49.95	0.65	13.01
					质量(10 ²⁴ 克)	0.240	0.003	0.062
次 大 陆	“花岗岩”壳	590	9.1	1.61	重量(%)	63.94	0.57	15.18
					质量(10 ²⁴ 克)	1.029	0.009	0.244
	“玄武岩”壳	760	11.7	2.21	重量(%)	58.23	0.90	15.49
					质量(10 ²⁴ 克)	1.287	0.020	0.342
陆	整个次大陆地壳	1540	23.7	4.30	重量(%)	59.45	0.74	15.08
					质量(10 ²⁴ 克)	2.556	0.032	0.648
海 洋	沉积壳(第一层)	120	0.4	0.19	重量(%)	40.63	0.62	11.31
					质量(10 ²⁴ 克)	0.077	0.001	0.021
	火山-沉积壳 (第二层)	350	1.2	0.96	重量(%)	45.50	1.09	14.46
					质量(10 ²⁴ 克)	0.437	0.010	0.139
洋	玄 武 岩 壳	1700	5.7	4.92	重量(%)	49.58	1.51	17.13
					质量(10 ²⁴ 克)	2.439	0.074	0.843
	整个海洋地壳	2170	7.3	6.07	重量(%)	48.65	1.40	16.52
					质量(10 ²⁴ 克)	2.953	0.085	1.003
总 计		10210	20.1	28.56	重量(%)	57.64	0.88	15.45
					质量(10 ²⁴ 克)	16.463	0.250	4.412

半成分 (据 A. Б. Рогов, 1971)

Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	C	CO ₂	S	Cl	H ₂ O ⁺
2.98	2.82	0.11	3.10	11.67	1.57	2.04	0.17	0.47	8.28	0.15	0.19	2.92
0.038	0.036	0.001	0.040	0.151	0.020	0.026	0.002	0.006	0.107	0.002	0.002	0.03
2.00	2.86	0.10	2.21	3.98	3.06	3.29	0.20	0.17	0.84	0.04	0.05	1.53
0.164	0.234	0.008	0.181	0.326	0.251	0.270	0.016	0.014	0.069	0.003	0.004	0.125
2.86	4.78	0.19	3.85	6.05	3.10	2.58	0.30	0.11	0.51	0.03	0.03	1.00
0.249	0.416	0.016	0.335	0.526	0.270	0.224	0.026	0.009	0.044	0.003	0.003	0.087
2.48	3.77	0.14	3.06	5.51	2.97	2.86	0.24	0.16	1.21	0.04	0.05	1.38
0.451	0.686	0.025	0.556	1.003	0.541	0.520	0.044	0.029	0.220	0.008	0.009	0.250
2.98	2.82	0.11	3.10	11.67	1.57	2.04	0.17	0.47	8.28	0.15	0.19	2.22
0.014	0.013	0.001	0.015	0.056	0.007	0.010	0.001	0.002	0.040	0.001	0.001	0.014
2.00	2.86	0.10	2.21	3.98	3.06	3.29	0.20	0.17	0.84	0.04	0.05	1.53
0.032	0.046	0.002	0.036	0.064	0.049	0.053	0.003	0.003	0.013	0.001	0.001	0.025
2.86	4.78	0.19	3.85	6.05	3.10	2.58	0.30	0.10	0.51	0.03	0.03	1.00
0.063	0.106	0.004	0.085	0.134	0.068	0.057	0.007	0.002	0.011	0.001	0.001	0.022
2.53	3.85	0.16	3.17	5.91	2.89	2.79	0.26	0.17	1.49	0.06	0.06	1.42
0.109	0.165	0.007	0.136	0.254	0.124	0.120	0.011	0.007	0.064	0.003	0.003	0.061
4.62	0.97	0.34	2.95	16.70	1.13	2.03	0.15	0.26	13.27	—	—	5.02
0.009	0.002	0.001	0.006	0.032	0.002	0.004	0.0003	0.001	0.025	—	—	0.009
3.20	4.15	0.25	5.27	14.03	2.00	1.02	0.16	0.12	6.08	—	—	2.67
0.031	0.040	0.002	0.051	0.135	0.019	0.010	0.001	0.001	0.058	—	—	0.026
2.02	6.84	0.17	7.21	11.75	2.75	0.18	0.17	0.01	—	0.03	0.03	0.69
0.099	0.336	0.008	0.355	0.578	0.135	0.009	0.008	—	—	0.001	0.001	0.034
2.29	6.23	0.18	6.79	12.28	2.57	0.37	0.15	0.03	1.37	0.02	0.02	1.14
0.139	0.378	0.011	0.412	0.745	0.156	0.023	0.009	0.002	0.083	0.001	0.001	0.069
2.43	4.30	0.15	3.87	7.01	2.87	2.32	0.23	0.13	1.29	0.04	0.05	1.33
0.699	1.229	0.043	1.104	2.002	0.821	0.663	0.064	0.038	0.367	0.012	0.013	0.380

6.4公里/秒)，在莫霍面上P波波速突增至8.1公里/秒（有人认为，在玄武岩层之下还有一层蛇纹岩层）；在大洋盆地底下100公里深度的上地幔中有一低速层。

G.L.杜雷克（Drake）和J.E.纳费（Nafe）于1968年综合了世界范围的深地震测深资料，将P波速度分为以下四个级：4.5~6.5，6.5~7.2，7.2~7.7及7.8~8.5公里/秒，并编制了不同构造单位中该四个P波速度级的深度范围示意图（图1-4）。此图大体上反映了前述的各类地壳结构的地震波P波传播速度情况。从此图中还可以看出：莫霍面深度由大洋盆地到较老的造山带增加，而对于地盾来说，莫霍面的深度又减小；较年轻的造山带的地壳厚度最大；具有异常地震波速度（7.2~7.7公里/秒）的层，严格地被限于大陆边缘、造山带及大陆裂谷，大洋脊和海沟中。这样的地带也往往是地震和火山活动带。

图1-5中虽然未标出大陆裂谷系，但是其大体上表示了上述各类地壳结构在全球的分布。

笔者认为，尽管当前存在着各种大地构造学派，但是无论那一学派都应正视关于岩石圈不均一性的基本事实，上述各类地壳结构是客观存在的，当然将它们冠上什么名称是次要的。这种不均一性的实质是在于物质的不均一性，在本小册子的以后章节中将会介绍一定的地壳结构单位以发育一定的火成岩和变质岩的共生组合类型为特征。

自然，各类地壳结构的分布不是杂乱无章的，而是遵循一定规律的。更应指出的是，某一地区的地壳结构类型绝非是一成不变的，而是有生有灭相互转化的。一方面，大陆地壳的局部地段通过裂谷作用，地壳被拉张并向洋壳演化，如亚丁湾、加利福尼亚湾、红海及日本海等都已发生或正在发生由陆壳向洋壳转化的过程；另一方面，大洋壳通过早先的造山带或现代的岛弧转化为大陆壳。因此，对地质构造的分析必须注意到时间和空间两方面的内容。

最后应指出，在这章中笔者只是对地球的结构和组成作了最一般的介绍，但是，这

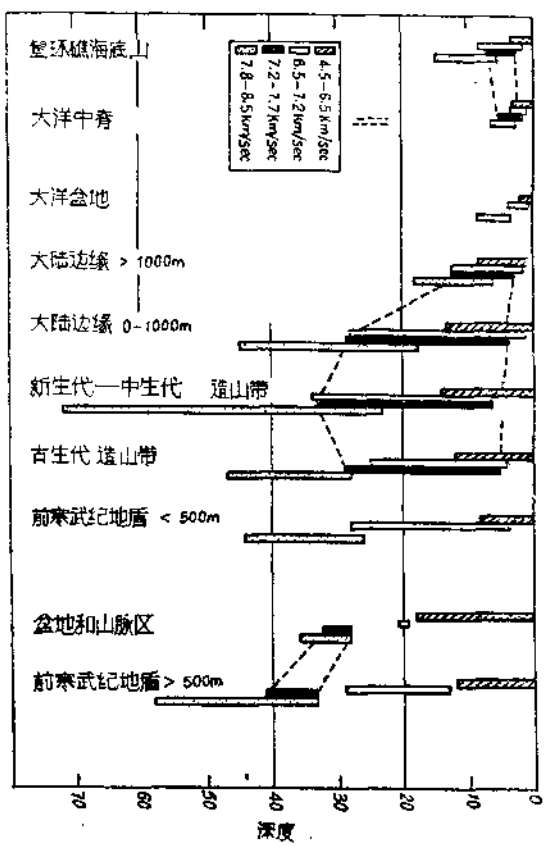


图1-4 不同构造单位中，四个P波速度级别的深度范围。这四个速度级别相当于：（1）上部地壳，（2）稳定的下部地壳，（3）构造上活动区的异常地壳或上地幔，以及（4）上地幔（据G.L.Drake等1968）。