

# 地幔的成分与岩石学

[澳] A. E. 林伍德 著

杨美娥 何永年 等译  
胥怀济 施良骐  
李桂如 校



地震出版社

# 地幔的成分与岩石学

A. E. 林伍德著

杨美娥 何永年 胥怀济 施良骥 等译

李桂如 校

地震出版社

1981

## 内 容 提 要

本书根据近代实验岩石学的最新成果,结合地质学和地球物理学等方面的证据,阐明了地幔的化学成分、矿物组成和结构,并探讨地幔的演化历史和动力学。可供地质、地震和地球物理专业工作者、特别是从事地球深部研究的人员以及大学有关专业的教师和学生参考。

本书第一、二、三、四章由杨美娥译,五、六、七、八章由何永年译,第十一、十二、十三、十四、十五章由胥怀济译,第九章由施良骐译,第十章由张鸣冈译,第十六章由张汝则译。

Ringwood, A.E.

Composition and petrology of the earth's mantle

Printed 1975 by McGraw-Hill, Inc. U.S.A.

### 地 幔 的 成 分 与 岩 石 学

A.E.林伍德著

杨美娥、何永年、胥怀济、施良骐等译

李桂如 校

\*

地 震 出 版 社 出 版

北京复兴路63号

中国科学技术情报所印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

\*

787×1092 1/16 21<sup>1</sup>/<sub>2</sub>印张 512 千字

1981年7月第一版 1981年7月第一次印刷

印数0001—2600

统一书号: 13180.95 定价: 2.20元

# 目 录

前言 .....	( 1 )
绪论 .....	( 3 )
0-1 某些展望 .....	( 3 )
0-2 地球内部的主要分层 .....	( 5 )

## 第一部分 地壳与上地幔

第一章 一些基本地壳岩石类型中的矿物稳定区 .....	( 7 )
1-1 引言 .....	( 7 )
1-2 关于辉长岩-榴辉岩转变的实验研究 .....	( 8 )
1-3 岩石学的应用 .....	( 13 )
1-4 与转变有关的物理性质的变化 .....	( 19 )
1-5 酸性-中性岩石中的稳定区 .....	( 20 )
第二章 地壳的成分 .....	( 23 )
2-1 稳定大陆地区的地壳 .....	( 23 )
2-2 大陆造山区的地壳 .....	( 30 )
2-3 大洋壳 .....	( 32 )
2-4 莫霍不连续面的性质 .....	( 39 )
第三章 上地幔的成分 .....	( 43 )
3-1 引言 .....	( 43 )
3-2 鉴定的物理准则 .....	( 43 )
3-3 阿尔卑斯橄榄岩和蛇绿岩杂岩的意义 .....	( 50 )
3-4 地幔成因的捕虏体 .....	( 59 )
第四章 玄武岩岩浆的成因 .....	( 69 )
4-1 引言 .....	( 69 )
4-2 拉斑玄武岩和碱性橄榄玄武岩在高温高压下的结晶平衡 .....	( 73 )
4-3 有关硷性橄榄玄武岩、碧玄岩和霞岩关系的实验数据 .....	( 79 )
4-4 高压含铝辉石的分异在硷性玄武岩岩石成因中所起作用的直接证据 .....	( 81 )
4-5 地幔中因部分熔融作用玄武岩浆的生成 .....	( 82 )
4-6 部分熔融和结晶分异在玄武岩成因中的作用 .....	( 91 )
4-7 M.J.O'Hara的岩石成因假说 .....	( 97 )
第五章 地幔岩模型 .....	( 101 )
5-1 引言 .....	( 101 )

5-2	地幔岩的成分	(103)
5-3	地幔岩地幔和球粒陨石地球模型	(109)
5-4	大洋拉斑玄武岩和地幔岩模型	(112)
5-5	地球的热史	(115)
<b>第六章</b>	<b>上地幔的组成</b>	<b>(117)</b>
6-1	地震(波)结构	(117)
6-2	从岩石学角度进行的分带	(120)
6-3	低速带	(127)
<b>第七章</b>	<b>造山火成岩共生组合</b>	<b>(131)</b>
7-1	引言	(131)
7-2	造山火山岩系列的矿物学和化学	(131)
7-3	空间-时间关系	(136)
7-4	大气压力下结晶作用的性状	(138)
7-5	造山火山岩系成因的早期理论	(139)
7-6	高水压下由于地幔的部分熔融造山火山岩系的形成	(141)
7-7	水在造山岩浆形成过程中的作用: 闪石的分离	(145)
7-8	榴辉岩的分离作用	(153)
7-9	造山侵入岩系	(158)
<b>第八章</b>	<b>地壳和上地幔的岩石演化</b>	<b>(161)</b>
8-1	引言	(161)
8-2	消减带的某些地球物理特征	(162)
8-3	岛弧环境中岩浆的岩石成因	(165)
8-4	地壳的演化	(169)
8-5	上地幔的分异	(173)
8-6	莫霍不连续面的成因	(176)
8-7	板块构造与深地幔	(176)

## 第二部分 深地幔

<b>第九章</b>	<b>地球物理学的一些推论</b>	<b>(182)</b>
9-1	绪论	(182)
9-2	深地幔中的密度分布和不均一性	(183)
9-3	弹性	(186)
9-4	波速-密度之经验关系	(191)
9-5	地幔的电导率	(196)
<b>第十章</b>	<b>研究地幔相变的实验方法</b>	<b>(199)</b>
10-1	前言	(199)
10-2	间接方法	(199)
10-3	间接法的成果概述(1952—1965年)	(206)

10-4	研究地幔相变的直接方法	(206)
<b>第十一章 <math>A_2BO_4</math>化合物中的高压转变</b>		
11-1	橄榄石-尖晶石- $\beta$ 相转变	(219)
11-2	$Mg_2SiO_4$ - $Fe_2SiO_4$ 体系	(224)
11-3	地幔中橄榄石的转变	(227)
11-4	尖晶石和 $\beta$ 相转变成铅酸锶结构	(228)
11-5	高压下 $A_2^{2+}B^{4+}O_4$ 尖晶石的歧化作用	(229)
11-6	$A_2^{2+}B^{3+}O_4$ 尖晶石中的转变	(231)
11-7	橄榄石的进一步转变	(236)
11-8	$Mg_2SiO_4$ 向比等化学混合物 $MgO + SiO_2$ 更致密结构的可能转变	(236)
11-9	$A_2BO_4$ 结构类型中的密度关系	(237)
<b>第十二章 <math>ABO_3</math>型化合物中的高压转变</b>		
12-1	辉石歧化成为尖晶石+金红石结构	(240)
12-2	辉石-钛铁矿转变	(241)
12-3	辉石-石榴子石转变	(243)
12-4	石榴子石-钛铁矿转变	(250)
12-5	石榴子石和钛铁矿向钙钛矿型结构转变	(253)
12-6	$ABO_3$ 结构的相对体积	(257)
12-7	金伯利岩捕虏体中辉石-钛铁矿连晶的意义	(258)
<b>第十三章 其他转变</b>		
13-1	碱性铝硅酸盐和铝锆酸盐中的转变	(262)
13-2	高压含水铁硅酸盐	(265)
13-3	Al, Sc, In, Zr和Hf硅酸盐的转变	(267)
13-4	某些简单氧化物的转变	(268)
<b>第十四章 深地幔的组成</b>		
14-1	化学成分	(272)
14-2	地震波速的分布	(273)
14-3	地幔岩地幔中的矿物成分与深度的函数关系	(275)
14-4	由地幔相变引起的波速变化量	(280)
14-5	下地幔的密度	(282)
14-6	下地幔的弹性	(285)
14-7	结论	(289)
<b>第十五章 相变和地球动力学</b>		
15-1	前言	(290)
15-2	对流流和被动板块理论	(290)
15-3	板块的热结构	(294)
15-4	主动板块理论	(297)
15-5	相变和深震	(299)
15-6	与相变有关的其他影响	(301)

第十六章 地幔的成分和地球起源 .....	(305)
16-1 引言 .....	(305)
16-2 地幔岩成分的宇宙化学说 .....	(306)
16-3 均生假说 .....	(308)
16-4 改进的均生假说 .....	(309)
16-5 不均匀积累假说 .....	(311)
16-6 在冷却的太阳星云中行星的形成 .....	(316)
16-7 地球成因的单阶段假说 .....	(320)
16-8 月球的成因 .....	(329)
16-9 改进的单阶段假说 .....	(333)

# 前 言

本书按原来设想有两重目的：第一，对实验岩石学的某些较新领域进行评论；第二，讨论这些领域所得的资料与地幔成分和组成的关系。

近二十年来出现了相当多的实验岩石学文献，其中许多具有高度专门化性质，结果使许多重要的发展对相邻的地球科学学科的研究者和学生来说变得不易接受了，看来有必要对这种发展的某些方面综合评述，以使地球科学各方面的进修生和专业人员易于理解。本书试图部分地满足这种需要。

由于主题范围广泛，现有可用的新资料数量很大，所以要写一部完整的、甚至有代表性的实验岩石学看来是不可能的。我选来讨论的实验课题是我最熟悉的课题，因为那是我的同事和我本人在澳大利亚国立大学所从事过的研究内容。对其他实验室所做的关于这些课题的实验工作也进行了评论。当人们评价其他实验室的成果而涉及到自己的成果时，很难是完全客观的，当两者发生分歧时尤其如此；在这种情况下我将对我所作的解释进行说明，并且试图用有关的数据和证据去论证它们。

在应用实验结果解释地幔的成分和组成时，我打算从一个能使大众理解的水平上介绍几个领域（特别是天然岩石学、矿物学、地球化学、宇宙化学和地球物理学）所取得的一系列成果。目的是概述那些能够充实实验岩石学并与地幔主要区域岩石和化学成分有关的成果。在我看来，我们对地幔的化学和物理性质的认识日趋一致，本书就是为阐明这一主题所进行的一种尝试。

在重点研究与地幔的现在成分和组成有关的证据时，并不完全忽视地幔在时间上的发展。地幔的化学和岩石学演化将在第八章中根据板块构造进行讨论，相变对地幔运动和板块移动的特殊作用将在第十五章中论述。鉴于有些优秀的现代教科书和大量文献可以利用，本书不再讨论由新的全球构造说所引起的地学革命问题。

虽然并非原意，但在写作过程中本书大致按两个方面展开，所以便决定把它分成两个部分。第一部分对上地幔-地壳体系的成分和岩石学作比较全面的概述，结合讨论从地球内部喷出的两种主要岩浆类型（玄武质和造山的安山岩质岩浆）的成因。这部分引述了天然岩石学的一大批观察资料，并把它与天然岩石体系（特别是玄武岩质和橄榄岩质成分）在高温高压下所显示的相平衡的实验结果结合起来。这方面的工作大部分是与D.H.Green博士合作进行的，小部分是与T.H.Green和I.A.Nicholls博士合作进行的。此外，我早期曾很幸运地接触过这些学者单独的和合作进行的实验工作。在此我对这些同事们，特别是David Green表示深切谢意，因为多年来无数次的讨论极大地影响了我对许多论题的观点。而且事实上若没有他们的合作，第一部分中所讨论的实验工作就不能实现。在很大程度上第一部分是坎培拉实验室一个强有力的协作研究组所进行的实验工作的概述。

第二部分包括对深地幔的论述，在方法和内容上均不同于第一部分。由直接研究上地幔岩石的岩石学和地球化学所获得的大量资料，不再能用于探讨深地幔的性质了。况且，对研究上地幔成分和演化起如此重要作用的岩浆的成因，似乎也不能直接有助于我们对深地幔的认识。

在第一部分中，很多补充实验研究的跨学科的证据，是从岩石学和矿物学得出的，而第二部分更多地侧重于地球物理、地球化学和结晶学。深地幔化学成分的限制，是根据上地幔



的总成分（第一部分）并结合地球物理、地球化学和宇宙化学的考虑来确定的，目前在论述深地幔时主要着重点是高压相变的发生及其对深地幔物理性质随深度变化的影响。为此，对高压相变和有关的硅酸盐及模拟体系的实验数据作了详细评论。

最后一章关于地球起源是在本书的其余章节完成之后加上去的。这一章试图把前几章关于地幔成分和组成的结论作为地球起源理论的基本条件。当前这方面的很多理论大多根据陨石提供的数据。我久已确信与地球起源有关的许多关键性证据，只有在直接研究地球时才能找到。这种观点在第十六章中以某些篇幅作了发挥。

这里要说明一下文体的某些特点。常见的参考文献都注明了原始来源，而且由于本书的范围，不可避免，其中大量文献是我的同事和我自己的论文。为减少重复和尽量保持正文的连续性，我对大多数引文作了编号，并把号码置于注脚中，这样引用的参考文献已汇集在各章的末尾，而不是联合成单一的文献目录放在书的末尾，虽然这种程序会造成大量的重复。但它可使各章更为完整和齐全。由于同样的原因，有三个图两次出现在不同的章节内。省略了作者索引，因为我不相信这一编纂会被一般读者所利用。附于各章的参考文献与同章内的注脚引文相配合，便可无需过分费力地找出各个作者的文献。除第十六章外，本书手稿在1973年1—4月间送交出版。

虽然为了保持各章的完整性，参考文献系统引起的排印和编页两个问题应当是许可的，但是遗憾的是这些困难影响到本书的成本和生产时间。然而，弥补这一点的是便于读者在同一页上能够直接见到不仅是所引的各条文献，而且还有它们的年代次序；从而叙述了关于地幔概念的发展过程。

最后，我想向审阅本书材料的同事们表示衷心的感谢，尤其是澳大利亚国立大学地球科学研究所的D.H.Green、R.C.Liebermann、I.Nicholls和V.Oversby博士以及马阔里大学地球科学研究院的T.H.Green博士。

A.E. RINGWOOD

# 绪 论

## 0-1 某些展望

过去二十五年来, 固体地球科学有了巨大的进展。其中某些如海底扩张和板块构造假说, 产生了惊人的和直接的影响。在这种特殊情况下, 这种影响起因于假说的新奇, 以及它能对显著不同系列的地球物理和地质的观察, 做出完整的成功的解释。在其他领域, 如探讨地球内部组成方面也取得了很大进展, 虽然其影响不是那样惹人注目。只有读了二十五年以前写的关于这个课题的文章和书籍以后, 才会十分明了该领域近代进展的广度和意义。这一进展的取得常常不是由于重要新概念的引进, 而更多的是由于辨别各种假说的能力极大地提高了。因此, 认为地核主要是由金属铁组成的假说, 是从古以来就有的, 只是近些年来才有可能使它上升为科学理论, 并且把那种认为地核是由高压金属状的橄榄石(Ramsey, 1948, 1949)或原始太阳物质(Kuhn和Rittman, 1941)所组成的假说降低到可能性很小的地步。同样地, 在地幔内相变起重要作用的推测很多年前就提出来了; 然而, 在本世纪五十年代早期, 这个假说被认为是有争论的, 而且还提出另外几个不需要用相变来解释地幔物理性质的假说。仅在最近十年来相变才被证明是肯定无疑的事实。

二十五年前, 大多数有关固体地球的重要论文和书籍是由地质学家和地震学家们写的\*。这些学科之间的联系是有限的。地质学家通常专注于地壳的性质和演化, 而且除某些值得注意的事例外(例如Daly、Holmes), 都拒绝对地幔的组成和演化作严格的推测。对上地幔广泛使用非专门术语“硅镁”和“超硅镁”就是这种精神状态的标志。对地壳下面地球的认识最初是来自地震学。P波和S波的波速随深度的变化, 决定于地球内部的主要分层。Jeffreys(1939)和Gutenberg(1951, 1958, 1959b)对这些波速的认识, 与地球平均密度和转动惯量所反映的约束条件, 使得Bullen(1936, 1940)能确定出密度、压力和其它弹性性质随深度的分布。Jeffreys(1939, 1959), Bullen(1940, 1947), Gutenberg(1951, 1959a, b)和Birch(1952)所掌握的地幔弹性数据, 得以建立起有关地球内部物质的性质和特性的工作假说。

这些科学家特别强调, 根据基础地震资料得出的许多推论, 具有试验的和不肯定的性质。在这方面, Birch的一段话\*\*已被广泛引用。Gutenberg(1959a, pp. 1-7)对地球物理数据和推论的性质及其不肯定性的较为广泛的讨论是值得注意的。当有关地球深部的假说不能用可控的实验室条件下的直接实验来检验时, 科学家们谨慎地评价地球物理方法的成就和局限性

\* Goldschmidt的地球化学论文和Vening Meinesz的地球重力场研究例外。

\*\* Birch (1952, p. 234): 不细心的读者应当警惕: 当普通语言被用来描述地球内部时, 往往修正为高压形式。例如:

高压形式

普通含意

肯定的

可疑的

无疑地

也许

肯定的证据

模糊不清的推测

无可辩驳的论证

毫无价值的异议

纯铁

所有元素的随意混合物

是完全合理和正当的。然而，地球科学的近代发展，使我们有权利对未来的前景比参考文献中所暗示的态度持更乐观的看法。

这种乐观是基于两方面的进展，一是应用高温高压实验技术研究地球深部可能存在的岩石和矿物的性质和稳定区，以及这些区域中岩浆生成的物理化学作用。现在有可能在实验室内从静力学上重视深达800公里地幔内的 $P$ - $T$ 状态，很可能在不久的将来还会扩大相应的深度范围。应用晶体化学，特别是在可达到的实验压力范围内研究锆酸盐模式体系的结果，提供了大量有关整个地幔压力范围内相应硅酸盐的可能稳定性和习性的资料。现在能够在相当于800公里左右深度的那种静压下测定矿物的可压缩性；而在很适度的压力下精确测定矿物中 $P$ 和 $S$ 波速的温度、压力导数，提供了建立状态方程所需要的数据。这种方程适用于整个地幔的压力范围。静力高压技术现在正被动力的(冲击波)方法所补充，后一方法能在几微秒内产生超过地球中心压力(约3.7百万巴)的压力。这种压力范围足以测定关键性的状态方程变量和其他重要性质，如电导率等。这些技术从一开始就可以对过去许多以地震资料为基础的假说进行检验；现在正达到这样的阶段，即高压研究正在提出只能用更加精密的地震技术才能解决的假说。这些已经接近的领域之间的互相关系，在未来年代中必定大大增强，并且能够建立自相一致的地球模型，这种模型可以解释范围广泛的观察结果。

乐观的第二个原因是地球科学的日益广泛的和跨学科的性质。过去二十五年间已见到各科学家的数量和范围急剧扩大，他们已用独特的技巧和技术来解决地球科学问题。结果，使海洋地质学和地球物理学、地球化学和宇宙化学、同位素地球化学、实验岩石学等领域以及地球物理学的很多分支有了惊人的发展。这些发展使地球科学的某些基本问题正在得到并将继续得到解决。在这些新发展中有许多是从不同学科专家间的合作中取得的，由此而产生的广泛思想交流已经明显地起了重要作用。

然而，在任何单一的学科中，在解释一组给定观察结果时所牵涉的非单一性问题，极大地阻碍着学科的进展。这在多年前，例如在重力观测的解释中就已认识到了，除非与地震研究紧密结合，否则这样解释的价值是有限的。同样地，由表面波或自由振荡数据转换得出的地球模型，很少是唯一的，常常有许多模型都能满足这些数据，只是根据概率选取时这些模型的边界不同罢了。为了限制进一步的选择，地震学家必须考虑其他领域取得的证据，例如应用假设的地幔物质状态方程或利用有关岩石学性质的约束条件。地球化学家和岩石学家也有类似的处境，如果他们希望提出一些有概括性的假说，就必须考虑和评价自己以外的其他领域提出的约束条件。因此，地球科学的未来进展大概将愈来愈多地取决于单个领域的专家能够在多大程度上互通和解释相邻学科工作者的成果。只有通过这样的跨学科研究制定的地球内部模型，才能对来自许多领域的观察结果提供最一致的解释，因而，也就具有最高度的准确性。

解决地球科学问题的跨学科方法是一个充满着实际困难的理想方法。近年来发表的文献数量剧增，使得某一个领域的专家很难充分通晓其他领域的重要进展。在地球科学中应用的基础知识和技术的范围太广，以致个人不可能全部掌握。因此，当一位专家敢于超越自己的领域之外，并从其它领域吸取知识时，更有可能引入错误的事实和解释。专家将会发现从其他领域得来的结果似乎往往与自己领域内已经发展的理论相抵触。在这种情况下，如果要综合，将被迫去权衡相反的证据，并且必然作出有几分主观的判断。面对这种状况，几乎不可避免的是：这种综合将会偏重于他自己领域内获得的证据，而不是来自他较不熟悉的领域的相反证据。这种例子也出现在本书内。

尽管地球科学方面的学生正在受到较为广泛的基础教育，但这些问题是带根本性的，不太可能消失。然而，跨学科的方法尽管有它的固有局限性，但仍然是取得进展的一个重要先决条件。

## 0-2 地球内部的主要分层

这种分层曾由Jeffreys(1939)和Gutenberg(1951,1958,1959b)以及后来的工作者所确定，以地震波速随深度的分布(图0-1)为依据，虽然，此后曾提出对这种波速分布作重大修改，但是主要的面貌仍然未变。波速-深度剖面将地球划分成一些定义明确的区域，最早由Bullen(1947)命名为A、B、C、D、E、F和G区。在本书中，我们为各区命名并描述如下(图0-1和0-2)：

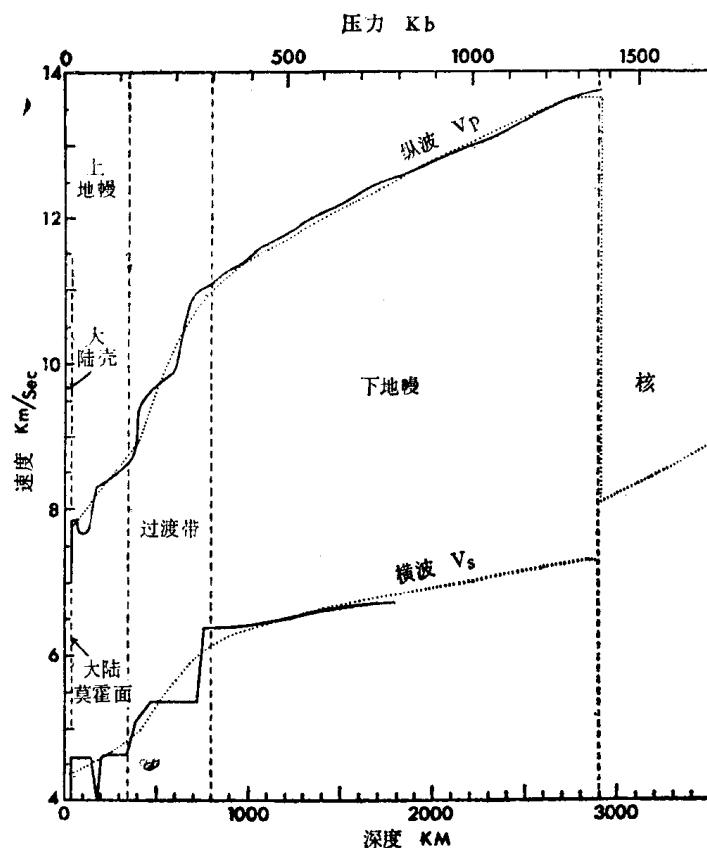


图0-1 地幔中的地震波速分布。P波——实线〔据Johnson(1967,1969)〕；S波——实线〔据Nuttli(1969)〕；虚线〔Jeffreys(1939)〕

地壳被定义为从地表到莫霍洛维奇不连续面之间的区域，在大多数大陆区下莫霍面位于30—50公里深度，在大部分大洋区之下位于10—12公里左右。上地幔位于地壳之下到约400公里的深度。本区以波速分布的区域性变化为特征，普遍存在着波速极小值（即低速带），特别是对S波而言；而且除低速带的边界外，普遍具有低的波速梯度。在400—1000公里之间的过渡带以高的平均波速梯度为特征。近来的研究(Niazi和Anderson, 1965; Johnson, 1967)表明，这个区内波速的总增长大多集中在400和650公里附近的两个有限的深度范围内。从1000公里到2900公里深度是下地幔，除2700—2900公里之间的波速可能稍有下降外，下地幔以波速随着深度缓慢而较均匀地增长为特征。有时人们为了方便起见把过渡带和下地

慢的联合区域（400—2900公里）称为深地幔。地核的边界接近2900公里的深度，其标志是P波具有大的一级不连续性，和S波停止传播。地核可分成两个区，即外地核和内地核，如图0-2所示。各区的规模和质量列于表0-1中。

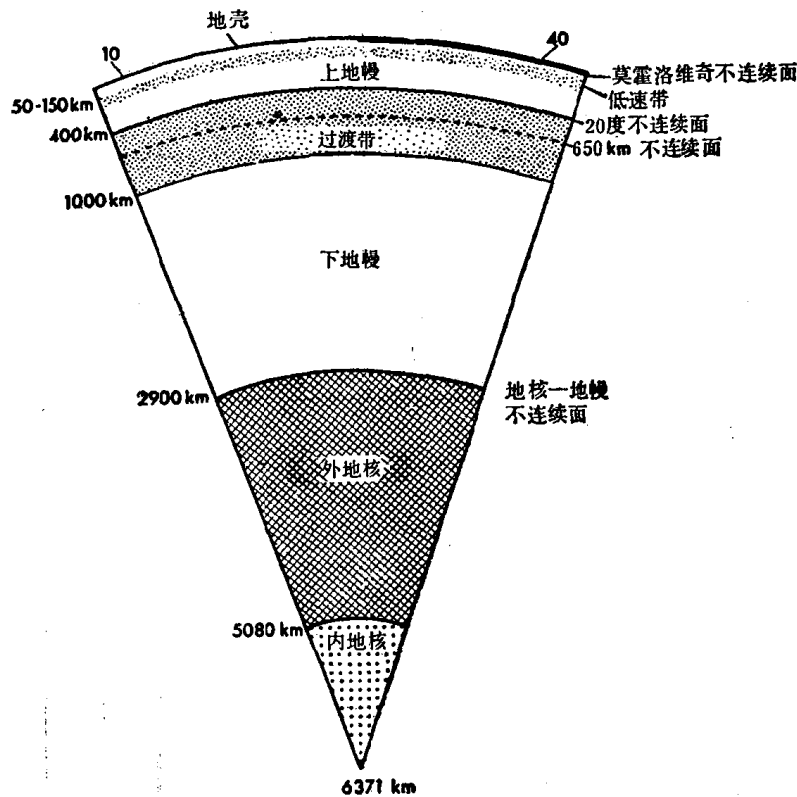


图0-2 地球的主要分层

表0-1 地球内部各层\*的规模和质量

区域	边界深度 公里	体积分配	质量 $10^{25}$ 克	总质量分配	地幔的质量分配
地壳**	0—莫霍面	0.008	2.4	0.004	0.006
上地幔	莫霍面—400	0.16	62	0.10	0.15
过渡带	400—1000	0.22	100	0.17	0.24
下地幔	1000—2900	0.44	245	0.41	0.6
外地核	2900—5100	0.154	189	0.32	
内地核	5100—6371	0.008			

\* 根据Bullen (1947), Birch (1952) \*\* 根据Poldervaart (1955)

根据地震学参数，地壳的上述定义是通用的，然而，某些工作者更呆板地根据流变学性质来定义地壳，以致造成混乱。按照这种定义，认为地壳是一个比较刚性的外壳层，具有巨大的长周期强度，并上覆在一个较弱的活动壳层之上，因为普通镁铁质和超镁铁质岩石的流变学性质与温度密切相关，而对（固体）相的和化学成分的变化较为迟钝。所以莫霍面一般不与流变学性质的不连续面相一致。根据Daly (1940)的看法，我们对这个外部刚性区采用岩石圈这个术语，对下伏的、广泛认为与低速带一致的软弱区命名为软流圈。

# 第一部分 地壳与上地幔

## 第一章 一些基本地壳岩石类型中的矿物稳定区

### 1-1 引言

关于地壳组成的资料一方面主要来自地质学和岩石学，而另一方面则来自地震学和重力学的研究。这些领域的结果相结合，便可直接了解深达15—20公里的大陆上部地壳的特性。然而，我们对大陆下部地壳特性的认识很少是直接的。近年来，实验岩石学领域的研究补充了数据的传统来源，对这个区域内许可的成分范围提供了进一步的限制。本节中，我们将评述与固相线下矿物组合的 $P$ - $T$ 稳定区有关的证据；这个矿物组合是对地壳较深层有特殊意义的岩石所具有的成分。这方面的成果具有普遍的重要性，不仅与下部地壳的性质直接有关，而且还与诸如莫霍面的性质、辉长岩-榴辉岩转变对大地构造现象可能起的作用、变质相的定量描述这样一些问题有关。本评述将主要集中于对广泛的地质学和地球物理学问题有特殊关系的复杂的天然岩石成分的研究，而不着重于含少数组分的简化体系的研究。后者已在文献中作了广泛的讨论。虽然它们提供了解释较复杂体系所必需的基础资料，也极其近似地研究了某些天然体系的性状，但仍有一些其它的重要天然体系未曾提到，特别是能更有利地用直接方法研究的玄武岩。为了节省篇幅，讨论只限于无水岩石所呈现的稳定区，有关这方面的实验资料仅仅在近些时候才能利用。关于含水变质岩体系的天然和实验的岩石学，已有大量的文献和一些优秀的教科书（例如Turner, 1968; Winkler, 1965）。

我们将从讨论玄武岩实验研究开始。这方面的倡导性工作是由Boyd和England(1959), Yoder和Tilley(1962)进行的。前两人首次在实验条件下成功地把一个天然玄武岩转变成为榴辉岩，而后两人证明了：对于许多玄武岩成分，大约在高于20千巴（1200℃）时，榴辉岩矿物组合出现稳定，而高达10千巴左右时，辉长岩矿物组合出现稳定。但实验仅进行了很少几次，并且没有力图研究辉长岩-榴辉岩转换中所涉及的详细的相关关系和转换矿物组合的特性。

Ringwood和Green (1964, 1966), Green和Ringwood (1967)首次对这些课题进行了系统实验研究\*,不久Cohen等(1967)、Ito和Kennedy (1968, 1970)继续了这一工作。最初,两个实验室所得的结果有些差别,而且在应用这些结果说明重要的地球物理和岩石学问题时曾引起混乱。Wyllie的一个良好的实际评论,概括了当时存在的该课题的混乱状态(Wyllie, 1971)。幸好以后基本查明了实验矛盾的原因(Ito和Kennedy, 1971; Green和Ringwood, 1972; Kennedy和Ito, 1972),现在才有可能作出一致的综合。

\* 这些结果也曾在1966年通过广泛发行的“上地幔岩石学”报道过,出版物444,澳大利亚国立大学地球物理和地球化学系,252页。

由于本课题曾经引起些争论，而许多岩石学和地球物理学问题又相当重要，所以对两个实验室的实验结果，将略为详细地分别加以讨论，尤其是在出现差别的地方。

## 1-2 关于辉长岩-榴辉岩转变的实验研究

### 堪培拉实验室取得的结果

为了说明玄武岩 (Ringwood和Green, 1964, 1966; Green和Ringwood, 1967, 1972;

表 1-1 Green和Ringwood (1967, 2-6)、T. Green (1967, 1) 及Ringwood和Essene (1970, 10) 所研究的玄武岩的化学成分和CIPW标准矿物数

	(1)高铝玄武岩	(2)石英拉斑玄武岩	(3)贫铁的石英拉斑玄武岩	(4)硷性橄榄玄武岩	(5)氧化的硷性橄榄玄武岩	(6)贫铁的橄榄拉斑玄武岩	(10)阿波罗 11玄武岩
SiO <sub>2</sub>	49.9	52.2	49.9	45.4	45.4	46.2	41.6
TiO <sub>2</sub>	1.3	1.9	2.1	2.5	2.5	0.1	10.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.0	14.6	13.9	14.7	14.7	14.5	10.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.5	2.5	2.8	1.9	9.8	0.5	—
FeO	7.6	8.6	9.7	12.4	4.2	11.8	17.2
MnO	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3
MgO	8.2	7.4	8.5	10.4	10.4	12.5	8.0
CaO	11.4	9.4	10.8	9.1	9.1	13.0	10.6
Na <sub>2</sub> O	2.8	2.7	1.8	2.6	2.6	0.8	0.5
K <sub>2</sub> O	0.2	0.7	0.1	0.8	0.8	—	0.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.2	0.2	—	—	—	0.1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0.2	0.6
总 和	100.0	100.0	100.0	100.0	99.7	100.0	100.0
$\frac{100 \times Mg}{Mg + Fe^{++}}$	68	61	61	60	82	66	45
CIPW 标准矿物数:							
Qz	—	2.5	2.8	—	—	—	—
Or	1.0	4.8	0.5	4.5	4.5	—	1.3
Ab	23.5	22.1	15.4	18.0	22.0	6.8	4.7
Ne	—	—	—	2.2	—	—	—
An	33.4	25.5	29.3	26.2	26.2	35.9	28.3
Di	18.9	17.1	19.6	15.7	15.0	23.5	25.7
Hy	9.4	20.6	23.7	—	6.8	9.6	21.9
Ol	9.3	—	—	25.8	8.4	23.0	17.0
Ilm	2.5	3.6	4.2	4.8	4.8	0.2	(金红石) 9.7
Mt	2.2	3.6	4.2	2.9	6.7	0.7	—
Ap	—	0.4	0.5	—	—	—	—
Haem	—	—	—	—	5.2	—	—
Chrom	—	—	—	—	—	0.3	1.0
斜长石号码	An <sub>59</sub>	An <sub>52</sub>	An <sub>64</sub>	An <sub>58</sub>	An <sub>54</sub>	An <sub>83</sub>	An <sub>82</sub>

T. Green, 1967; Ringwood和Essene, 1970) 和有关体系 (T. Green, 1967; Green和Lambert, 1965; T. Green和Ringwood, 1968; T. Green, 1970) 中辉长岩-榴辉岩转变的性质, 曾在高温高压下进行了300多次实验。这些实验\*的重点是在一组广泛的玄武岩成分上, 通过间隔很近的一系列实验去获得岩石学平衡的详细知识, 并进一步阐明总化学成分的变化对平衡的影响。所研究的玄武岩成分列于表 1-1, 非玄武岩成分的结果将在 1-5 节中讨论。

这些实验结果概括地示于图1-1中, 在典型玄武岩中出现的主要相组合作为 1100°C 时压力的函数表示于图中。虽然在各种玄武岩之间相的出现或消失所需的压力是不同的, 但是所有岩石表现出的相组合顺序在性质上是极为相似的。每种玄武岩有三个主要的矿物稳定区, 这与自然界观察到的矿物组合对应得极好。低压相组合是辉长岩或辉石粒变岩组合, 其特征是: 依据其特有的总化学成分, 出现辉石和斜长石±橄榄石±石英±尖晶石, 而石榴石不出现。

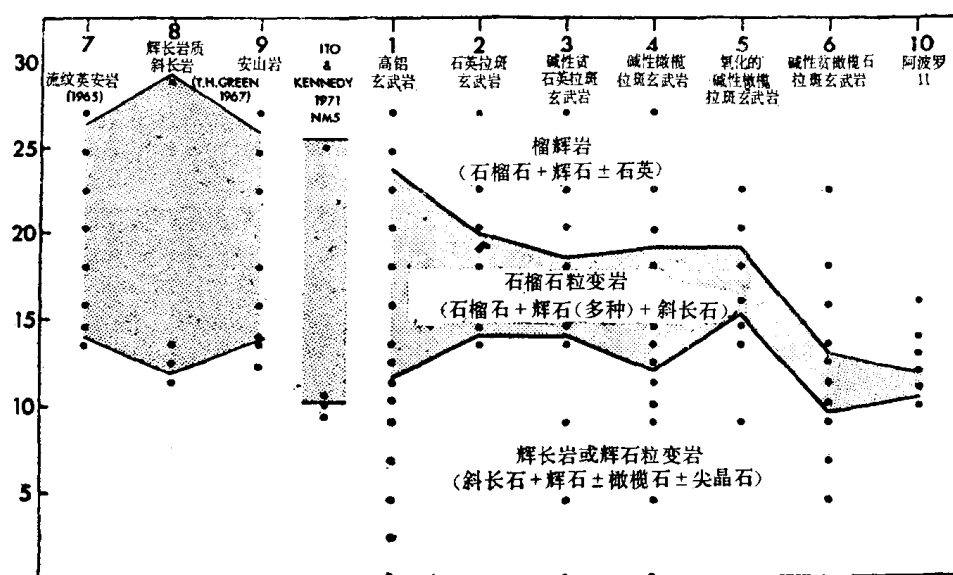


图1-1 表示某些玄武岩和非玄武岩成分中化学成分对石榴石进入(下界)和斜长石排除(上界)所需的压力的影响。所有的数据均是在1100°C下取得的。每个点代表一次实验。成分1—6和10, 根据表1-1。成分7、8和9, 根据所引参考资料[据Ringwood和Green (1966), 和Green和Ringwood (1972) 的资料]

在每种玄武岩成分中, 当压力增大到一定值时, 矿物组合中将出现石榴石, 随着压力进一步增大, 斜长石比例相应地减低, 于是, 我们就得到一个石榴石、辉石和斜长石共存区, 也叫做石榴石粒变岩区。这个区中的辉石富 $Al_2O_3$ , 后者呈Mg和Ca的契尔马克分子形式\*\*。随着压力进一步增大, 这些组分被排出。并结晶为石榴石, 因而, 石榴石/辉石比值增高。

\* 主要矿物反应的边界——石榴石出现和斜长石消失——在 1100°C 时会成功地逆转, 对实验回次中由于铁向铂容器附着和耗损所引起的氧化状态的变化研究, 是在FeO和 $Fe_2O_3$ 生成之后, 对大量的实验回次进行化学分析而进行的。在多次实验中正常玄武岩的铁损耗平均为 1.4% FeO, 这种幅度的铁损耗不可能显著地影响岩石的矿物稳定区。同样, 发现实验时氧化状态变化的百分比是很小的。

\*\* 这些是辉石型分子 $MgAl(Al, Si)O_6$ 和 $CaAl(Al, Si)O_6$ , 它们通常代表辉石中铝的固溶体。



斜长石当其丰度降低时，变得更富钠质。在最高压力下钠质斜长石分解成硬玉，后者进入溶体形成绿辉石。游离石英形成与否取决于岩石的二氧化硅饱和度。当辉石的契尔马克分子成分下降到低水平时，石榴石/辉石比值进一步增大。这些转变标志着开始出现榴辉岩矿物组合，其特征是富镁铝石榴石的石榴石和绿辉石质辉石±石英的共存。

于是我们见到，在所有研究的玄武岩成分中，从辉长岩或辉石粒变岩转变成榴辉岩，要经过一个中间矿物组合，其特征是石榴石、辉石（几种）和斜长石共存。这个组合在1100°C下占有一个2—12.5千巴宽度的稳定区，并且与某些变质岩体中见到的天然石榴石-单斜辉石粒变岩亚相一致 (De Waard, 1965; Green和Ringwood, 1967)。这些结果绘成图1-1，它表明相当适度的化学成分变化会引起辉长岩-榴辉岩转变的宽度和压力的巨大变化。于是石榴石开始出现的压力，变化于9.6和15.2千巴（1100°C）之间，而引起斜长石

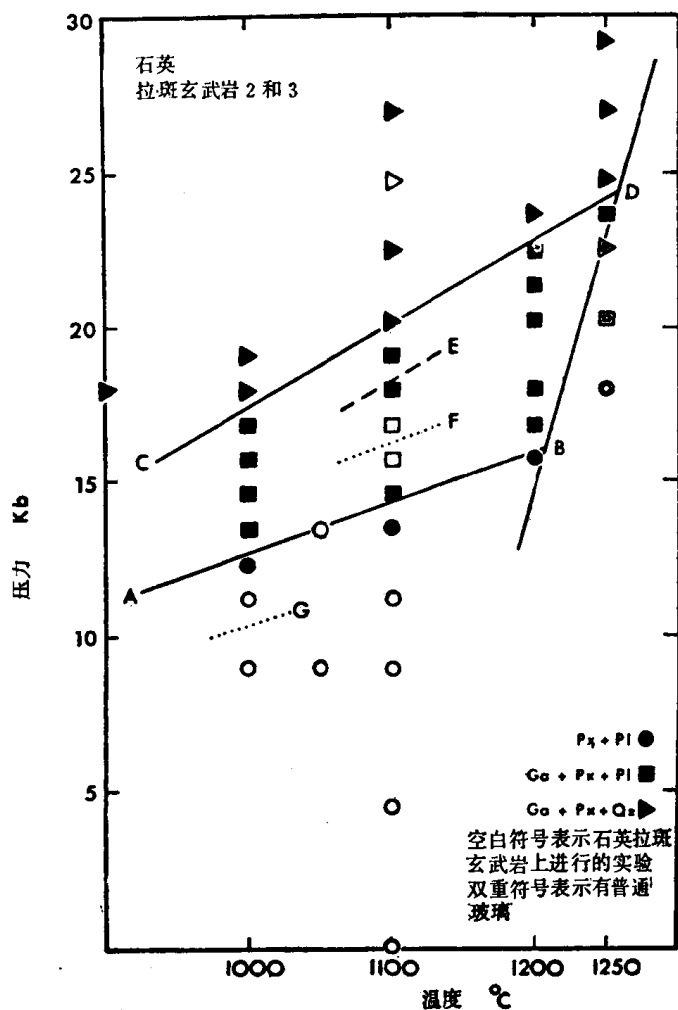


图1-2 在一组温度和压力条件下，石英拉斑玄武岩〔表1-1，(2)和(3)〕中见到的矿物组合。榴辉岩区位于CD以上，辉石粒变岩区位于AB以下。在AB和CD之间的是石榴石粒变岩稳定区。边界BD是固相线。 $P_x$ =辉石； $P_l$ =斜长石； $G_a$ =石榴石； $Q_z$ =石英。在石英拉斑玄武岩2中CD的高压一侧和石英拉斑玄武岩3中E线的高压一侧，没有斜长石。G线标志着在高度富铁石英拉斑玄武岩中石榴石的出现，F标志着在镁质石英拉斑玄武岩中石榴石初次出现(据Green和Ringwood, 1967的资料)