

普通高等教育地质矿产类教材

地球化学原理

(第三版)

郝立波 戚长谋 主编

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书是在 1994 年版《地球化学通论》的基础上修编而成。为了避免重复删去了元素的结合规律和元素的迁移一般规律的内容。

全书包括地球的化学组成, 微量元素地球化学、同位素地球化学、有机地球化学、环境地球化学。

图书在版编目 (CIP) 数据

地球化学原理/郝立波, 戚长谋主编. —3 版. —北京: 地质出版社, 2004. 2

ISBN 7-116-03992-9

I. 地... II. ①郝... ②戚... III. 地球化学 IV. P59

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2004) 第 008366 号

责任编辑: 祁向雷 陈磊

责任校对: 李玫

出版发行: 地质出版社

社址邮编: 北京海淀区学院路 31 号, 100083

电 话: (010) 82324508 (邮购部); (010) 82324565 (编辑部)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: zbs@gph.com.cn

传 真: (010) 82310759

印 刷: 北京朝阳区小红门印刷厂

开 本: 787mm×1092mm $\frac{1}{16}$

印 张: 8

字 数: 195 千字

印 数: 1—3000 册

版 次: 2004 年 2 月北京第一版·第一次印刷

定 价: 10.00 元

ISBN 7-116-03992-9/P·2445

(凡购买地质出版社的图书, 如有缺页、倒页、脱页者, 本社出版处负责调换)

第三版前言

为适应教学需要和学科的新进展，根据吉林大学教材建设规划，我们在《地球化学通论》第二版的基础上进行重新编写。与前者比较，在体系和内容上做了较大的变动。为避免与专业基础和相邻课程重复，删去了“元素的结合规律”和“元素迁移的一般规律”等内容，增设了“微量元素地球化学”、“有机地球化学”和“环境地球化学”三章，并增加了“太阳系的化学组成”等内容。

本书由郝立波、戚长谋主编。绪论、第一章的一至六节由戚长谋执笔，第七节由仲崇学执笔，第二章、第三章由郝立波执笔，第四章、第五章由柴社立执笔。时艳香负责文稿校对及出版联络等工作。全书由郝立波、戚长谋统一整理、定稿。

出于提高教材质量的热切愿望，谨希各位专家同仁批点指正。

第一版前言

为适应“四化”建设培养人材的需要，在总结多年教学实践的基础上，地质矿产部地球化学教材编审委员会于一九八一年六月拟定了地质类专业地球化学教学大纲，新大纲删减了原子结构、热力学基础知识等与化学、物理化学教材相重复的部分，加强了基础理论的应用，并要求反映地球化学学科的新进展。本书系根据这一大纲的要求编写的。

全书共分六章，由长春地质学院戚长谋、邹祖荣、李鹤年分工执笔，其中绪论、第一章、第三章第二节、第五章第一节由戚长谋执笔；第二章、第三章第一节、第四章、第五章第二节由邹祖荣执笔；第三章第三节、第五章第三节第四节、第六章由李鹤年执笔。本书由戚长谋主编并负责统一整理和定稿。

地质矿产部地球化学教材编审委员会对初稿组织了审查并提出了宝贵意见，定稿之前主审人武汉地质学院张本仁教授对修改稿进行了非常认真的审查，为提高本书的质量提出了全面而具体的意见，在此，谨致谢意。

由于笔者学识有限，无论在内容和教材组织上，都可能存在错误和不当之处，殷切希望大家批评指正，以便不断提高教材质量和教学水平。

编者

1985年12月于长春

第二版前言

《地球化学通论》第一版，是1987年5月出版发行的，为进一步适应教学需要和学科的新进展，我们在第一版的基础上完成了本修编本。与第一版比较，充实、更新了地球的化学演化；元素的地球化学分类；岩浆过程中微量元素；中酸性岩浆作用地球化学；元素在液（熔）-固相和液（气）-固相中的迁移；表生作用中元素的迁移等部分的内容。全书中各计量计时单位均按最新国际规定，并改正了原书图表和文字上的某些错误。为有助于培养学生独立分析问题的能力，各章中均新增了思考题。考虑到本教材与后续课程的关系删去了“个别元素地球化学”（第一版第六章）的内容。这样，本修编本更体现了学科的科学性、系统性、新进展和教学上的实用性。

全书共五章，由长春地质学院戚长谋主编，分工执笔，其中绪论、第一章、第三章第二节、第五章第一节由戚长谋执笔；第二章、第五章第二节由周永昶执笔；第三章第一节、第四章由段国正执笔；第三章第三节、第五章第三节第四节由李鹤年执笔。全书由戚长谋统一整理和定稿。

错误和不当之处，切望批评指正，以便不断提高教材质量。

编者

1993年11月于长春

目 录

绪 论	(1)
一、地球化学的定义	(1)
二、地球化学与其他学科的关系	(1)
三、地球化学的研究方法	(1)
四、地球化学发展简史	(2)
第一章 地球和太阳系的化学组成	(4)
第一节 地球的结构和组成	(4)
一、地球的结构	(4)
二、地球的化学分带	(5)
第二节 元素和核素的地壳丰度	(9)
一、元素的地壳丰度	(9)
二、核素的地壳丰度	(13)
第三节 元素在主要岩石类型中的分布	(15)
第四节 水圈、大气圈和生物圈的成分	(20)
一、水圈的成分	(20)
二、大气圈的成分	(23)
三、生物圈的成分	(24)
第五节 地球发展历史中的化学演化	(25)
一、37 亿年前(冥古宙)	(26)
二、37~25 亿年(太古宙)	(26)
三、25~16 亿年(古元古代)	(27)
四、16~5.7 亿年(中、新元古代)	(27)
五、5.7 亿年~现在(显生宙)	(28)
第六节 元素的地球化学分类	(29)
第七节 太阳系化学	(32)
一、太阳的化学组成	(33)
二、陨石的类型和化学组成	(34)
三、月球的化学组成	(37)
四、行星的化学组成	(39)
五、太阳系元素的丰度	(43)
第二章 微量元素地球化学	(45)
第一节 微量元素的概念和基本性质	(45)
第二节 分配系数的测定及其影响因素	(47)
一、分配系数的测定	(47)

二、分配系数的影响因素	(47)
第三节 岩浆作用中微量元素的定量模型	(49)
一、结晶作用模型	(49)
二、部分熔融作用模型	(51)
第四节 地质体中的稀土元素	(53)
一、稀土元素的基本性质	(53)
二、稀土元素组成模式和常用参数	(54)
第五节 微量元素地球化学应用举例	(56)
一、地质历史中灾变事件的微量元素地球化学依据	(56)
二、地幔化学不均一性的微量元素证据	(56)
三、成岩成矿物理化学条件确定	(57)
四、成岩过程的鉴别	(58)
第三章 同位素地球化学	(61)
第一节 同位素地质年代学及放射成因同位素地球化学	(61)
一、同位素地质年代学的基本原理	(61)
二、钾-氩法	(63)
三、铷-锶法及锶同位素地球化学	(64)
四、铀、钍-铅法及铅同位素地球化学	(67)
五、钐-钐法	(72)
六、 ^{14}C 法	(73)
第二节 稳定同位素地球化学	(74)
一、稳定同位素组成的表示方法	(74)
二、同位素分馏	(75)
三、硫同位素地球化学	(76)
四、氧、氢同位素地球化学	(81)
五、碳同位素地球化学	(86)
第四章 有机地球化学	(88)
第一节 地质体中的有机质	(88)
第二节 生物标志化合物	(91)
一、生物标志化合物的概念	(91)
二、生物标志化合物的主要类型	(91)
第三节 石油及天然气地球化学	(96)
一、石油和天然气的化学组成	(96)
二、石油和天然气形成的一般过程	(97)
第四节 煤的地球化学	(98)
一、煤的显微组成及元素组成	(98)
二、成煤作用	(100)
第五章 环境地球化学	(101)
第一节 环境中元素的背景值及其存在状态	(101)
一、元素的环境背景值	(101)
二、环境中元素的存在状态	(101)

第二节 元素的生态学分类及其功能	(103)
一、元素的生态学分类	(103)
二、元素的生理功能	(103)
第三节 生物地球化学循环	(105)
一、水循环	(105)
二、碳循环	(105)
三、氮循环	(106)
四、磷循环	(107)
五、硫循环	(107)
第四节 环境地球化学研究的主要领域	(107)
一、环境变化的历史记录	(107)
二、水体富营养化	(110)
三、环境污染的修复	(110)
四、土壤化学与农牧业	(112)
五、地球化学与人体健康	(115)
参考文献	(118)

绪 论

一、地球化学的定义

地球化学是 20 世纪新兴的学科。学科建立以来，它在各个研究领域中都得到了迅速发展并取得了重要成果。任何学科在发展的不同阶段，其研究对象和研究范畴都有不同的表述，这是学科发展的必然要求和标志。20 世纪 70 年代以前，地球化学的研究对象被视为地球中的原子。其研究范畴主要是元素在地壳中的集中、分散、迁移和丰度问题。近三十年来，由于板块构造说的兴起，引起了地学界思想的重大变革，使之首次真正从全球乃至太阳系的视野来思考研究地学问题，从而导致了地球化学的学科性质和研究范畴表述的再思考。近代地球化学学科可定义为：地球化学以地球系统为研究的主体，研究其自然化学行为。元素在不同热动力条件下的分配和再分配问题是地球化学研究的重要内容。本学科在时间上已跨越地球形成迄今的全部演化史；在空间上已扩大到宇宙可能测及的星体，如太阳、月球、火星等宇宙星体；在理论和实践上，地球化学的研究领域是多方面的，地球化学在经济建设中主要是运用它的知识、理论和思维方法来研究地质找矿、生态环境和资源利用等问题。

二、地球化学与其他学科的关系

地球化学是研究元素自然化学行为的科学，研究元素在各种地质作用中的行为时，就必须联系元素自身的性质和其所处的热动力条件。因此，自然基础学科，如基础化学、物理化学、结构化学和核化学等学科的有关理论是地球化学必须借助的。

在地质学中，地球化学与研究地球物质组成的结晶学、矿物学、岩石学和矿床学等学科的关系特别密切。现代矿物学、岩石学和矿床学往往借助并引用地球化学的理论，另一方面，上述学科的发展，对地球化学亦有很大的促进和影响。

地球化学与有关学科的结合和相互渗透，以及学科内部研究方向的不同，使得地球化学的研究范畴不断扩大，并产生了许多不同的研究领域和分支。如：海洋地球化学、生物地球化学、环境地球化学、区域地球化学、个别元素地球化学、岩石成矿作用地球化学、同位素地球化学和地球化学热力学等。

近代宇航技术的发展，对于地球以外星体化学的研究领域也日益扩大，促进了宇宙化学的发展。由于地球和太阳系在形成和演化上有着不可分割的联系，因此，研究地球化学必然联系到宇宙化学方面的内容。

三、地球化学的研究方法

除了少数现代的地质地球化学过程（如火山活动、表生风化作用等）外，历史上的地质过程都不可能直接观察。在这方面，地球化学的研究方法和其他地质学科一样，必须采

用“类比”和“反序”的方法，即根据作用的产物来研究并恢复其作用过程和条件。地球化学工作者要善于观察、发现隐蔽在各种地质现象中的地球化学信息。

由于地球化学作用和其他地质作用都是同一地质活动的不同侧面，因此，地球化学的研究绝不能脱离基础地质工作而单独进行。它的一般工作程序仍然是先野外、后室内。根据研究专题的要求，去观察、收集实际资料，然后进行能够反映地球化学信息的岩矿鉴定和元素测试等工作，通过分析来回答所从事课题中的问题。数理统计、差热分析、化学分析、发光分析、电子探针、中子活化、同位素质谱分析等方法，都是地球化学必须应用的手段。另一方面，地球化学工作对样品的处理、测试的方法（如物相分析等）和测试的精度等常有自己特殊的要求，因而更需要建立某些专门的方法和测试流程，以适应研究的目的和要求。

由于绝大多数地质地球化学过程无法直接观察，所以，模拟地球化学过程的方法已被广泛重视。它包括模拟地幔、地壳和地表各种环境的专门实验方法。例如，不同温压条件下的相平衡实验和各种热力学参数的测定，元素迁移沉淀条件的实验等。总之，在地球化学广阔的研究领域中，地球化学方法的突出特点是高精度、综合性和多样性。

四、地球化学发展简史

科学技术是人类生产实践知识的结晶，它的发展依赖于社会生产。

地球化学是 20 世纪 30 年代奠基的科学，但其思想萌芽起源甚早。在我国的商代已使用铜器，春秋战国时期，铁、铜的采冶已有了普遍的发展。当时，人们在矿业生产劳动中已有了一些有关金属的共生、分带和地球化学找矿标志的直观认识。在春秋时期的《管子·地数篇》一书中记有“山上有赭（注：褐铁矿）者，其下有铁；上有铅者，其下有银；上有丹砂者，其下有金；上有慈石者，其下有金铜此山之见荣者也”。我国封建社会的延续，阻碍了科学技术和生产的发展。近代地球化学思想的出现始于欧洲。18 世纪下半叶，英国开始了世界最早的工业革命。欧洲近代生产的兴起，促进了采矿和地质学的发展。瑞士化学家松拜因（Schöbein）第一次提出“地球化学”的名词。1842 年，他预言，有了地球化学，才能有真正的地质科学。约又半个世纪以后，由于结晶学、矿物学、物理学和化学等有关学科研究的不断深入，促进了地球化学学科的萌芽。19 世纪前半叶，在美国、北欧和苏联，不同的地球化学学派为现代地球化学的建立都做出了自己的贡献。

美国学者克拉克（F. W. Clark）最早研究了大陆地壳元素的平均含量，1908 年他的《地球化学资料》（Data of Geochemistry）一书出版，该书发表的地壳中 50 种元素平均含量的数据，至今仍有重要的参考价值。当时，克拉克及其合作者对地球化学研究内容的认识比较狭窄，认为地球化学是研究元素在地壳中的丰度问题；克拉克关于元素丰度的成果仅为元素的质量丰度值。地球科学的发展，要求人们对地球乃至宇宙体中元素丰度的认识不仅限于量的属性，还应认识元素存在的质的属性，即元素存在状态的不同。

在 20 世纪 20 年代以来，苏联学者维尔纳茨基（В.И.верадский）和费尔斯曼（А.Е.Ферсман）确立了研究地壳中原子自然演化历史的方向。注重研究元素在不同地质条件下的共生组合与迁移的规律。他们研究的范围相当广泛，系统地总结了不同地质作用中元素的地球化学行为。维尔纳茨基 1924 年出版的《地球化学概论》和费尔斯曼 1933 年至 1939 年出版的四卷《地球化学》巨著是地球化学的宝贵文献。

从 20 世纪 30 年代到 40 年代，学者戈尔德施密特 (V. M. Goldschmidt) 开创了地球化学中的晶体化学研究方向，取得了重要成果。他运用原子和离子半径以及极化效应揭示元素在矿物中的分配和结合规律，使晶体化学成为地球化学的理论基础之一。他的元素地球化学分类和个别元素地球化学的研究都是开创性的。戈尔德施密特及其同事们的工作，对提高地球化学学科的理论具有重要贡献和深远影响。

整个 19 世纪，地球化学还只是零散资料的积累，它是地质学特别是矿物学研究的副产品。进入 20 世纪，在经历了较长的资料积累和孕育阶段后，主要由于北欧和前苏联学者的巨大工作，才使地球化学发展成为具有现代系统理论的科学。

近 30 年来，由于生产力和自然科学又有重大发展，近代新的分析测试技术的不断出现，极大地提高了地球化学数据的精度和分析速度。中子活化、电子能谱、红外光谱、核磁共振等多种测试技术的建立，为快速准确地测定元素地球化学数据创造了前所未有的条件。

板块构造理论变革了地球科学，并对岩石学、矿床学和地球化学产生了重大影响，特别在玄武岩的生成、地幔与地壳的组成和演化、板块运动与成矿关系等方面扩大了地球化学的研究领域，改变了旧有观念，许多成岩成矿地球化学的传统观念已被新的认识所代替。

总之，现代地球化学已进入全面深入发展的新阶段，在地质科学领域中日益占有更加重要的地位。

我国地球化学学科的建立，是从解放后才开始的。大力发展地质事业必然需要地球化学。建国以来，开展了几乎所有领域的地球化学研究工作，并取得了多方面的理论与应用成果。与此同时，相继建立了从事教学、科研和生产的专业机构，为促进我国地球化学学科的发展和人才培养做出了贡献。如果说 20 世纪 50 年代是我国地球化学奠定基础 and 初步发展的时期，现在已属于经历了全面发展日趋成熟的阶段。特别是在作用地球化学、找矿地球化学、同位素地球化学和宇宙化学等方面已取得了重要成果。可以预见，我国的地球化学科学事业，在不久的将来必将全面达到世界先进水平。

第一章 地球和太阳系的化学组成

研究任何物质的存在和运动规律，都必须考察其质和量的特征。地壳、地球乃至太阳系的化学组成如何，元素的相对含量怎样，无疑是地球化学必须探讨的基础问题。

第一节 地球的结构和组成

元素在地球不同圈层中的丰度是不同的，因此，认识元素在地球中的分布，首先应了解地球的结构。

一、地球的结构

目前，对地球内部结构和组成的了解只能是间接的。通过地球物理、模拟实验和与天体物质对比等方法，已获得了关于地球内部物质的组成、密度、温度和压力等方面的大量数据。地震波（P波和S波）在地球内部传播速度的变化，反映出地球内部物质的密度和弹性是不均一的。这种不均一性在地球的一定深度表现为突变性质。由此得出，地球内部具有壳层结构的概念，即认为地球由表及里大体可分为地壳、地幔和地核三部分。

关于地球内部分层的原因，现在倾向性的观点是由于化学组成不同所造成的。这一认识愈来愈得到宇宙化学和高温高压实验研究成果的支持。宇宙化学资料主要来自对陨石的研究。铁陨石、石陨石和铁石陨石的存在，可能反映具有同一起源的太阳系各星体存在着早期的物质分异。现在大多数人认为：铁陨石相当于地核成分，石陨石和铁石陨石则分别代表地球早期演化阶段的地壳、地幔组成。

地球内部存在着巨大的能量，放射性同位素衰变能和星际力场是地球物质演化的动力。地球物质演化的总趋势是二氧化硅和碱性组分含量由地壳至地幔递减，温度和压力由地表至地核递增（表1-1）。

表1-1 现代地球不同壳层的组成和深度、压力、温度的平均值

壳层		主要组成	深度/km	压力/ 10^8 Pa	温度/ $^{\circ}$ C
大陆地壳		Si-Al层 Si-Mg(Fe)层	0~40	1~10	常温至600
上地幔	岩壳	Si-Mg质岩石	40~50	10~18	600~1100
	低速带	地幔岩	50~150	18~50	1100~1400
	下部		150~400	50~120	1400~1800
	过渡带		400~984	120~380	1800~2500
下地幔		地幔岩(富Fe)	984~2898	380~1350	2500~4000
地核	外核	Fe-Ni	2898~4640	1350~2980	4000~4700
	过渡层	Fe-Ni	4640~5155	2980~3320	4700~4500
	内核	Fe-Ni	5155~6371	3320~3700	5500~6000

(据 Poldervaart, 1955; J. A. Jacobs 等, 1974)

二、地球的化学分带

(一) 大陆地壳

1. 上地壳 (约 0~20km)

根据地球物理的资料, 上地壳中地震 P 波速度为 5.8~6.4km/s, 相当于酸性火成岩和酸性变质岩中 P 波的速度, 并以此推测上地壳相当于“花岗质岩石”的成分。据 Poldervaart (1995) 计算, 这种花岗质岩石的平均成分 (表 1-2) 更接近于花岗闪长岩, 而不是花岗岩。

表 1-2 大陆上地壳结晶岩石的平均化学成分

成分	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	密度/(g·cm ⁻³)
w _B /%	66.4	0.6	15.5	1.8	2.8	0.1	2.0	3.8	3.5	3.3	0.2	2.69

Wooland (1962, 1966, 1968) 测定分布于北美大陆地台区的 1158 块结晶岩石的平均密度为 2.74g/cm³, 同样得出大陆上地壳岩石的密度相当于花岗闪长岩的认识。因此, 应当指出, 所谓地壳硅铝层, 其组成并不具有相当于狭义的花岗岩的成分。

2. 下地壳 (约 20~40km)

根据广大区域下地壳 P 波波速介于 6.5~7.2km/s 的特征, 认为下地壳岩石相当于辉长岩的概念曾被广泛接受。然而, 这种推测未被对镁铁质岩石高温高压的研究结果所支持。实验表明, 处于下地壳相对干的无水的动力条件下, 辉长岩的矿物组合是不稳定的, 而稳定的岩石更应接近于榴辉岩和石榴子石变粒岩。在压力相当于 4×10⁸Pa 的含水条件下, 温度低于 600℃并存在较大的水蒸气分压时, 实验表明将主要出现斜长角闪岩和角闪岩类。其组成矿物主要为角闪石、斜长石、绿帘石以及少量的石英、蛇纹石和金属矿物等 (表 1-3)。

表 1-3 4×10⁸Pa 条件下主要由角闪石和斜长石组成的岩石类型及其密度

岩石	密度/(g·cm ⁻³)	矿物组合
角闪石辉长岩	3.11	角闪石 (68), 斜长石 (31)
透辉石角闪岩	3.20	角闪石 (57), 辉石 (43)
绿帘石斜长角闪岩	3.13	角闪石 (50), 绿帘石 (34), 斜长石 (11), 石英 (5)
绿帘石角闪岩	3.26	角闪石 (57), 绿帘石 (37), 斜长石 (3), 石英 (3)
斜长角闪岩	3.04	角闪石 (73), 斜长石 (19), 石英 (3)
角闪岩	3.12	角闪石 (86), 蛇纹石 (6), 金属矿物 (8)

(据 Christensen 等 (1965) 资料修正)

应当指出, 对于下地壳的化学成分和可能存在的岩石类型尚存在较多疑问。目前, 多数人倾向于这种观点: 下地壳的平均化学成分相当于偏铁镁质的中性岩, 其存在的岩石类型可能有角闪岩、斜长角闪岩、镁铁质和硅铝质的石榴子石变粒岩、超镁铁质岩石和榴辉岩。在不同的地段内, 上述各种岩石出现的比例可能不尽相同。Cook (1962) 指出, 在某些具有中等的 P 波波速地区内, 还可能地幔和地壳物质的混合物。还应看到, 在大多数造山带内, 地震波速由下地壳到上地幔表现为连续的变化, 因而莫霍面的存在并不明显。

这是否同样是由于地幔与地壳物质的混合所造成，尚不能得出明确结论。

(二) 大洋地壳

现代大洋地壳的厚度约 5~10km，平均厚度约 8km。由洋壳上部至莫霍面分为三层。各层的平均厚度、地震波 P 波速度和密度列于表 1-4。

表 1-4 现代大洋地层剖面

	厚度/km	P 波速度/ (km · s ⁻¹)	密度/ (g · cm ⁻³)
水 层	4.8	1.5	1.03
第一层 (沉积物)	0.8	2.0	0.90
第二层 (玄武岩)	2.0	5.12	2.55
第三层 (辉长岩)	4.8	6.7	2.86

(据 Tarling 等, 1981)

第一层为沉积物，由沉积淤泥、碎屑、页岩和泥灰岩组成，并含有生物遗体。该层的厚度变化很大，大陆坡、大陆架处最大厚度可达 2~4km。深海区厚度变薄，洋中脊处沉积物极薄或缺失。

沉积物以下的第二层已被海洋钻探证实为玄武质熔岩，其下部铁镁质岩墙发育。该层分布广泛，厚约 1~2.5km，P 波波速为 4.5~5.5km/s。

第三层为洋壳的主要岩层，它以地震波速和厚度变化较小为特征。该层厚度约 2.4~7.5km，平均厚度约 5km。P 波波速为 6.5~7.1km/s。该层主要由辉长岩组成，并伴有斜长角闪岩和沿构造带分布的蛇纹石化橄榄岩底辟。这种橄榄岩底辟穿过辉长岩层与第二层的玄武岩直接接触，或进入玄武岩层呈岩墙产出。洋壳莫霍面以下约 17km 范围内，P 波波速为 8.1km/s。这一地段为上地幔顶部的橄榄岩岩壳。

现代大洋地壳的岩石层序与产于大陆地壳的蛇绿岩的岩石层序比较一致，因而人们推测由蛇绿岩代表的古洋壳与现代大洋地壳在组成和成因上可能具有很大的相似性。

大洋地壳与大陆地壳之间的过渡带在组成与构造上比较复杂，例如西太平洋海沟东侧是典型的大洋地壳，由海沟经边缘盆地至大陆坡，洋壳和陆壳交互镶嵌，地壳厚度变化很大；东太平洋过渡带则比较简单，海沟与大陆坡相邻，不出现边缘盆地，由大陆向海沟方向，上陆壳硅铝层尖灭，地壳厚度变薄。大西洋、印度洋等过渡带的岩石组合和厚度又各具特点，因而，全球性陆壳与洋壳过渡地带的岩层层序和组成不具有统一的模式。

长期以来，人们曾推测洋壳玄武岩的岩石化学类型为碱性玄武岩，与此对应，陆壳玄武岩则为拉斑玄武岩（高原玄武岩）。近 20 年来，随着海洋地质研究的深入，这一概念已发生了根本的改变。现已确定，广大洋底，包括洋中脊及大洋岛基底都广泛发育着单一的大洋拉斑玄武岩。拉斑玄武岩构成了大洋地壳第二层的主体，随着深度的增大，向下过渡为辉绿辉长岩、辉长岩。在岩石结构上，从喷出相过渡到侵入相，两者呈同生分异关系。

大洋拉斑玄武岩岩浆的分异程度极低，因而该层的化学成分在空间分布上十分一致。仅在一些大洋岛上发现少量流纹英安岩和斜长花岗岩。它们可能属于拉斑玄武岩有限的酸性分异体。

对比大洋地壳与大陆地壳的主要化学成分，可以看出它们之间的差异（表 1-5）。SiO₂ 的含量洋壳约 50%，洋壳中碱金属含量低，特别是 K₂O，其含量仅为陆壳的 1/7，

MgO 和 FeO^① 的含量洋壳大于陆壳。因此，在元素的分配上，洋壳比陆壳贫硅和碱金属，但较富镁富铁。正是这种原因，大洋沉积物中富含 Fe、Mn、Co、Ni 等亲铁元素，它们是现代海洋中巨大的潜在资源。

表 1-5 现代大洋地壳与大陆地壳主要氧化物的平均含量 (w_B/%)

氧化物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
大洋地壳	48.7	1.4	16.5	2.3	6.2	0.2	6.8	12.3	2.6	0.4	0.2
大陆地壳	60.2	0.7	15.2	2.5	3.8	0.1	3.1	5.5	3.0	2.9	0.2

(据 Ronovand Yaroshevsky, 1969)

(三) 地幔和地核

1. 上地幔

自莫霍面至 400km 深处称为上地幔。根据地球物理参数的变化，又分为三个壳层：上岩壳（约自地表以下 40~50km）、低速带（约自地表以下 50~150km）和下部带（自地表以下 150~400km）。

上岩壳 P 波波速由下地壳的 6.5~7.5km/s 突变为 8.1km/s，对于这一波速间断曾认为是辉长质岩石由于压力增大而转变为榴辉岩的结果 (Holmes, 1927; Kennedy, 1971)。然而地球物理所得到的莫霍面以下的物质密度为 3.3g/cm³，这一数值相当于超基性岩。另一方面，实验证明：处于上地幔顶部的温压条件下，橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和尖晶石是稳定的。因而现在已普遍认为上地幔顶部的岩石为橄榄岩而非榴辉岩。即莫霍面的性质为化学间断而不是等化学的相变。

自上岩壳下部，约由地表深 50~150km 的范围内，由于 P 波波速减弱 (7.7~7.8km/s) 而称为低速带。这一区间被认为是地幔岩浆的产生部位。

低速带下部至 400km 处，P 波波速又增至 8.2~8.7km/s，密度为 3.5~3.6g/cm³。相当于超镁铁质-镁铁质的固态岩石。1962 年 A. E. Ringwood 首次提出“地幔岩”的概念。1966 年他提出地幔岩的组成模式为 3 份橄榄岩+1 份拉斑玄武岩，它代表上述未经分熔的上地幔原始岩石的组成。此后地幔岩这一名词及其组成的基本模式已被普遍接受，但不同研究者在岩石类型的选择和配比上略有不同。根据 A. E. Ringwood (1966) 和 T. Green (1964) 等人的数据得出地幔岩的平均成分见表 1-6。

表 1-6 地幔岩的平均化组成 (w_B/%)

成分	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
地幔岩	45.1	0.2	4.6	0.3	0.3	7.6	0.1	0.2	38.1	3.1	0.4	0.02	0.02

(据 A. E. Ringwood (1966) 和 T. Green (1964) 资料估算)

实验得出，上述组分在相当于上地幔的温压条件下应出现的主要稳定矿物为橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、镁铝榴石和尖晶石。因而认为上地幔的岩石类型主要为橄榄岩类，仅因其所处的温度条件的差异而有不同亚类。

2. 深地幔和地核

① 这里所指的 FeO 包括 FeO 与三价铁折合成 FeO 的总和。

深度自 400km 至 2898km 为过渡带和下地幔，也统称为深地幔。2898km 以下为地核。人们对于深地幔和地核的了解具有更大的推测性。现在倾向于认为深地幔与上地幔的成分是相当的，在主要成分中深地幔仅含铁多些。据 Ringwood 估算，上地幔 $N(\text{Fe})/[N(\text{Fe})+N(\text{Mg})]$ (原子比) 为 0.1，下地幔可能增至 0.2。

深地幔地震 P 波波速为 9.0~13.2km/s，密度为 3.85~5.7g/cm³。这种高于上地幔的物理参数被认为是在高压条件下深地幔物质逐渐趋向于更紧密堆积的结果。实验显示，在深度约为 300km 处，辉石开始向石榴子石结构转变，约自 400 至 1050km 处，橄榄石向 β 尖晶石结构转变，石榴子石向钛矿和钙钛矿结构转变，并出现方镁石和斯石英。在深度 1050~2898km 范围内，根据锆硅酸盐模拟实验和冲击波研究推测，地幔物质已转化为比复杂氧化物更为致密的相。自莫霍面至深地幔不同深度所相当的不同温压条件下稳定的矿物组合和相转变列于表 1-7。

表 1-7 地幔矿物组合和相转变

深度/km	矿物组合和转变	元素的配位数
M (莫霍面) 间断 至 150km 深度	橄榄石、斜方辉石、单斜辉石 尖晶石、角闪石、石榴子石	
150~300	橄榄石 (57) 斜方辉石 (17) 单斜辉石 (12) 镁铝榴石	Si-4 Mg、Fe-6
300~420	辉石→石榴子石结构 橄榄石→ β 尖晶石 [β (Mg, Fe) ₂ SiO ₄]	
420~700	β (Mg, Fe) ₂ SiO ₄ (57) 石榴子石 (39) 硬玉 (4)	Si-4, 6
700~1050	方镁石 (MgO) (29) 斯石英 (22) 钛铁矿型固溶体 (24) (MgSiO ₃ · Al ₂ O ₃) 钙钛矿型固溶体 (23) (Ca, Fe) SiO ₃ 铁酸钙结构 (2) (NaAlSiO ₄)	Si、Mg、Fe-6
1050~2898	转化为比复杂氧化物更致密的相	Si-6

注：括号内为该矿物质量分数，单位为%。（据 P. J. Wyllie (1971) 和 A. E. Ringwood (1976) 等人资料综合）

古登堡面 (2898km) 以下至地心为地核，又分为外核、过渡层和内核。

自 2898km 至 4640km 深度，P 波波速急剧下降至 8.1~8.9km/s，S 波不能通过，因此推断该层为流体状态，称为外核。

4640~5155km 处的密度和地震波速度变化是连续的。但 P 波在 4640km 处明显增大至 10.4km/s，S 波不能通过，因而推断可能是流体和固体的过渡部位，称为过渡层。

自 5155km 至地心为内地核，P 波速度增至 11.0~11.3km/s，密度增至 12.7~13.0g/cm³。一般

认为内核为地球物质最紧密堆积的固态。

整个地核的密度约为 12g/cm^3 。这种高密度物质只有铁陨石才与之相当，所以很早就认为整个地核的成分是由 Fe、Ni 合金组成的。近些年来还提出铁硫地核和铁硅地核等不同观点，但目前地核由铁、镍为主要组成的认识仍占有主导地位。

综上所述，地球的化学成分存在着明显的分带性。如按元素丰度排列，地球、地幔和地壳中主要的 10 种元素的分布顺序（由大到小）是：

地球：Fe、O、Mg、Si、Ni、S、Ca、Al、Co、Na；

地幔：O、Mg、Si、Fe、Ca、Al、Na、Ti、Cr、Mn；

地壳：O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、Ti、H。

地球各壳层中元素分布的不同特点，是地球长期演化的结果，是研究地球自然历史的基本依据。然而，关于地球内物质的状态还存在不同观点，主要涉及地球深部高压条件下原子的电子层结构是否被破坏的问题。1956 年 A. Ф. 卡普钦斯基认为原子的电子层结构和化学性质将因地球内部压力的增大而改变，B. H. 罗多契尼可夫等人也持有类似的观点。此类观点认为，在地表至 1200km 深处范围内属于正常的化学作用带，元素的化学性质基本上服从于周期律。自 1200 至 2900km 深处，核外电子层被压缩，元素的化学性质将发生变化，应属于退化化学作用带。自 2900km 至地核处，由于超高压条件，原子的核外电子排布将完全被破坏，电子处于自由状态，因而正常的化学作用完全消失。

然而，近些年来深部地球物理、高温高压实验和宇宙化学研究所得到的结果，均不利于上述观点的确立，例如表 1-7 所表示的不同深度的地幔矿物稳定相，是根据最新资料综合而成的，即地幔矿物不同组合和多相转变的存在，显示出由原子电子层结构所制约的化学作用并未消减。

由于人们所能模拟的条件只可作为间接的依据，所以关于地球深部物质存在的真实状态还有待于进一步的探索研究，以求得人们的认识更接近物质的客观存在。还应指出，近些年来超深钻和地球物理数据表明，大陆上地壳与下地壳的界面在若干地区是缺失的，因此，上、下地壳的界面是相对的。

第二节 元素和核素的地壳丰度

一、元素的地壳丰度

地球化学为表示元素在某地质体中（如地球、地壳、宇宙星体及某岩类、岩体等）的含量常采用“丰度”一词。

最早系统地研究元素在地壳中的丰度，是从 F. W. 克拉克开始的。后来为了表彰他在这方面的贡献，费尔斯曼提议把元素在地壳中的平均含量称为“克拉克值”。若以质量计算表示，则称“质量克拉克值”。

表示元素的质量丰度过去常采用 ppm (10^{-6})、ppb (10^{-9})、ppt (10^{-12}) 或 g/t (10^{-6})、 $\mu\text{g/g}$ (10^{-6}) 等不同方式和单位。现在元素的丰度采用 $x \times 10^{-6}$ 、 $x \times 10^{-9}$ 和 $x \times 10^{-12}$ 表示。

由于各元素的原子量不同，元素的质量克拉克值还不能反映各元素原子个数的相对含