



普通高等教育“十一五”国家级规划教材

Y A N S H I X U E

# 岩石学



● 主编 卢良兆 许文良

地质出版社



普通高等教育“十一五”国家级规划教材

# 岩石学

卢良兆 许文良 主编



· 北 京 ·

## 内 容 提 要

本书是普通高等教育“十一五”国家级规划教材，是为地质学及相关专业本科生专业基础课程教学而编写的。教材由3篇共23章组成，系统介绍了岩石学的基本理论与基础知识，并吸收了近年来岩石学研究的新进展和新理论，突出了岩相学与岩理学的结合，加强了火成岩岩石学、变质岩岩石学和沉积岩岩石学的有机联系。

本书可作为普通高等院校地质类专业的教学用书，亦可供相关专业技术人员和科研人员参考使用。

### 图书在版编目 (CIP) 数据

岩石学 / 卢良兆, 许文良主编. —北京: 地质出版社, 2011.6 (2017.6重印)

普通高等教育“十一五”国家级规划教材

ISBN 978-7-116-07308-1

I. ①岩… II. ①卢… ②许… III. ①岩石学-高等学校-教材 IV. ①P58

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2011) 第 160614 号

---

责任编辑: 李凯明

责任校对: 王素荣

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)66554642 (邮购部); (010)66554581 (编辑室)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

传 真: (010)66554582

印 刷: 北京纪元彩艺印刷有限公司

开 本: 787mm × 1092mm  $\frac{1}{16}$

印 张: 24

字 数: 580千字

印 数: 12001—15000册

版 次: 2011年6月北京第1版

印 次: 2017年6月北京第5次印刷

定 价: 38.00元

书 号: ISBN 978-7-116-07308-1

---

(如对本书有建议或意见, 敬请致电本社; 如本书有印装问题, 本社负责调换)

# 前 言

岩石学是地质学及资源勘查工程专业的一门专业基础课，也是构造地质学、地球化学、矿床学等专业基础课及专业课的前导课程，授课安排约 120 学时。

近 20 年来，随着新技术的应用、新发现的涌现以及新理论的提出，传统的地质学理论与知识在不断充实与更新，现代地球科学得到了迅速发展。全球变化以及地球各圈层之间的相互作用和行星科学已经成为现代地球科学研究的主要内容；寻求资源、环境与人类社会可持续发展成为地球科学领域面临的首要任务。为了适应当代地球科学的发展以及现代地学人才培养的需求，在原长春地质学院贺同兴等（1988）、林景仟（1995）、梁桂香等（1995）分别主编的《变质岩岩石学》、《火成岩岩类学与岩理学》和《沉积岩石学》教材的基础上，重新编写了三大岩类合为一体的《岩石学》教材。该教材主要体现了以下几个特点：

（1）以岩相学为基础，注重岩相学与岩理学的结合，在岩石学基本概念和分类命名的基础上，介绍岩石成因相关理论。便于基础知识、基础理论和基本技能的学习和科学思维的培养。

（2）在突出基础的前提下，适度反映现代地球科学领域中的一些新理论、新进展和新成果，并系统使用国际通用的岩石分类方案和术语。火成岩成因与岩石圈深部作用过程、变质作用  $P-T$  演化与大地构造、水-岩相互作用等相关理论与研究成果已反映到教材中。

（3）将火成岩岩石学、沉积岩岩石学和变质岩岩石学合编成一本教材，强调三大岩类之间的成因联系与转变关系，同时又保持其各自系统的完整性。

教材编写分工如下：绪论和第九章由许文良编写；第一章、第二章和第五章由孙德有编写；第三章由王建编写；第四章由杨德彬、许文良编写；第六章由高福红、许文良编写；第七章由裴福萍编写；第八章由孙德有、许文良编写；第十章至第十五章由高福红、刘立编写；第十六章由曲希玉、刘立编写；第十七至第二十三章由卢良兆、董永胜编写。全书由卢良兆和许文良最后审定。

在教材编写过程中，常丽华、陈曼云、曹林、金巍、葛文春、于介江等老师对初稿提出了很多修改意见，在此表示衷心感谢。同时，为本书提供图（照）片资料，对初稿给予阅读、修改、编录等帮助的教师和同仁致以由衷的谢意。

卢良兆 许文良

2011 年 3 月

# 目 录

绪 论 .....	(1)
<b>第一篇 火 成 岩</b>	
第一章 岩浆及岩浆作用 .....	(5)
第一节 岩浆 .....	(5)
第二节 岩浆作用与火成岩的产状和相 .....	(7)
第三节 岩浆的侵位机制 .....	(11)
第二章 火成岩的基本特征与分类命名 .....	(14)
第一节 火成岩的物质成分 .....	(14)
第二节 火成岩的结构与构造 .....	(27)
第三节 火成岩的分类命名 .....	(42)
第三章 超基性(超镁铁质)岩和基性岩类及其成因 .....	(50)
第一节 超基性(超镁铁质)岩类 .....	(50)
第二节 基性岩类 .....	(54)
第四章 中性岩类及其成因 .....	(62)
第一节 闪长岩-安山岩类 .....	(62)
第二节 正长岩-粗面岩类 .....	(65)
第三节 二长岩-粗安岩类 .....	(68)
第四节 霞石正长岩-响岩类 .....	(70)
第五章 酸性岩类及其成因 .....	(74)
第一节 花岗岩-流纹岩类 .....	(74)
第二节 花岗岩的成因 .....	(79)
第六章 火山碎屑岩类 .....	(84)
第一节 火山碎屑物的类型及特征 .....	(84)
第二节 火山碎屑岩的结构和构造 .....	(86)
第三节 火山碎屑岩的分类及主要岩石类型 .....	(88)
第四节 火山碎屑堆积物的主要类型与火山灾害 .....	(94)
第七章 煌斑岩、金伯利岩与钾镁煌斑岩、碳酸岩类 .....	(98)
第一节 煌斑岩 .....	(98)
第二节 金伯利岩与钾镁煌斑岩 .....	(102)
第三节 碳酸岩 .....	(106)
第八章 岩浆的形成与演化 .....	(109)
第一节 岩浆的形成 .....	(109)

第二节 岩浆的演化 .....	(111)
第九章 板块构造与火成岩组合 .....	(117)
第一节 离散型板块边界(大洋中脊)火成岩组合 .....	(117)
第二节 汇聚型板块边界(岛弧和活动大陆边缘)的火成岩组合 .....	(120)
第三节 陆-陆碰撞带的火成岩组合 .....	(128)
第四节 大洋板块内部的火成岩组合(洋岛玄武岩) .....	(130)
第五节 大陆板块内部的火成岩组合 .....	(131)

## 第二篇 沉积岩

第十章 沉积岩的形成过程 .....	(135)
第一节 沉积物的来源 .....	(135)
第二节 沉积物的搬运与沉积作用 .....	(136)
第三节 成岩作用 .....	(146)
第四节 沉积岩的分类 .....	(151)
第十一章 沉积岩的基本特征 .....	(152)
第一节 沉积岩的成分 .....	(152)
第二节 沉积岩的结构 .....	(154)
第三节 沉积岩的构造 .....	(162)
第四节 沉积岩的颜色 .....	(173)
第十二章 陆源碎屑岩 .....	(175)
第一节 砾岩与角砾岩 .....	(175)
第二节 砂岩 .....	(178)
第三节 粉砂岩 .....	(181)
第四节 泥岩 .....	(182)
第十三章 陆源碎屑岩的成岩作用 .....	(186)
第一节 砂岩的成岩作用 .....	(186)
第二节 泥岩的成岩作用 .....	(199)
第三节 碎屑岩的成岩阶段划分 .....	(202)
第十四章 内源沉积岩 .....	(204)
第一节 碳酸盐岩 .....	(204)
第二节 其他内源沉积岩 .....	(211)
第三节 煤、油页岩和石油 .....	(216)
第十五章 碳酸盐岩的成岩作用 .....	(220)
第一节 主要成岩作用类型 .....	(220)
第二节 成岩环境及其特征 .....	(228)
第三节 成岩序列 .....	(230)
第十六章 物源区构造背景分析 .....	(232)
第一节 利用砂岩骨架碎屑组分恢复物源区构造背景 .....	(232)

第二节	利用砂岩中的重矿物恢复物源区构造背景	(236)
第三节	利用碎屑岩的化学成分恢复物源区构造背景	(239)
第四节	利用同位素测年恢复物源区构造背景	(243)

### 第三篇 变质岩

第十七章	变质作用概述	(244)
第一节	变质作用的基本概念	(244)
第二节	变质作用因素	(246)
第三节	变质和变形作用的机制	(250)
第四节	变质作用分类	(257)
第十八章	变质岩的基本特征及岩相学分类命名	(261)
第一节	变质岩的化学成分和矿物成分	(261)
第二节	变质岩的结构构造	(267)
第三节	变质岩的岩相学分类命名	(276)
第十九章	造山变质岩和混合岩	(280)
第一节	造山变质作用的一般特征	(280)
第二节	造山变质岩的分类命名	(281)
第三节	造山变质岩的主要类型	(283)
第四节	区域性混合岩及其成因	(289)
第二十章	接触变质岩与断裂带动力变质岩	(293)
第一节	接触变质作用及其岩石	(293)
第二节	断裂带动力变质岩	(298)
第二十一章	变质反应的相平衡与矿物共生分析	(303)
第一节	变质反应的一般特征与类型	(303)
第二节	基于变质反应的地质温压计	(308)
第三节	多组分系统的相平衡和矿物共生分析	(316)
第二十二章	变质带、变质相和相系列	(326)
第一节	变质带和变质反应级	(326)
第二节	变质相	(336)
第三节	变质相系列和变质双带	(351)
第二十三章	变质作用温度-压力演化样式及其大地构造环境	(356)
第一节	变质作用温度-压力演化及其 $PTt$ 轨迹的概念	(356)
第二节	反演变质作用 $PTt$ 轨迹的原则和方法	(357)
第三节	各种大地构造环境的变质作用 $PTt$ 轨迹样式及其地球动力学	(363)
主要参考文献		(370)
附录 矿物代号		(376)

# 绪 论

## 一、岩石和岩石学

### 1. 岩石

岩石 (Rock) 是由天然产出的矿物或类似矿物 (Mineraloids) 的物质 (如有机质、玻璃、非晶质等) 组成的固体集合体。绝大多数岩石是由不同矿物组成的, 只有极少数岩石由单矿物组成。岩石不仅是地球物质的重要组成部分 (如地壳和上地幔), 而且也是类地行星的组成部分 (如陨石和月岩)。

根据成因, 自然界的岩石可划分为火成岩、沉积岩和变质岩三大类。

◎ 火成岩 (Igneous Rocks): 又称岩浆岩, 是指由地壳深部或上地幔岩石部分熔融形成的岩浆凝固结的产物。岩浆是一种高温熔融体, 既可以完全由熔体构成, 也可以含有少量固体物质和挥发分。

◎ 沉积岩 (Sedimentary Rocks): 是指在地表或接近地表条件下, 由松散沉积物经固结成岩而形成的岩石。这些沉积物既包括由母岩机械破碎或剥蚀形成的碎屑 (岩石、矿物和生物碎屑) 经水、风或冰川的机械搬运和沉积作用所形成的碎屑沉积物, 也包括由化学及生物化学溶液及胶体沉积作用所形成的化学沉积物, 同时还包括由上述两种作用综合形成的沉积物。这些沉积物经过胶结、压实和重结晶等成岩作用便形成了沉积岩, 这些岩石通常呈层状产出。

◎ 变质岩 (Metamorphic Rocks): 是指在变质作用条件下 (温度、压力或流体变化), 在基本保持固态条件下, 通过矿物成分、化学成分或结构构造的改变所形成的一种岩石。变质岩形成的温压条件介于地表的沉积作用和岩石的熔融作用之间。

三大类岩石的野外特征对比见下表。

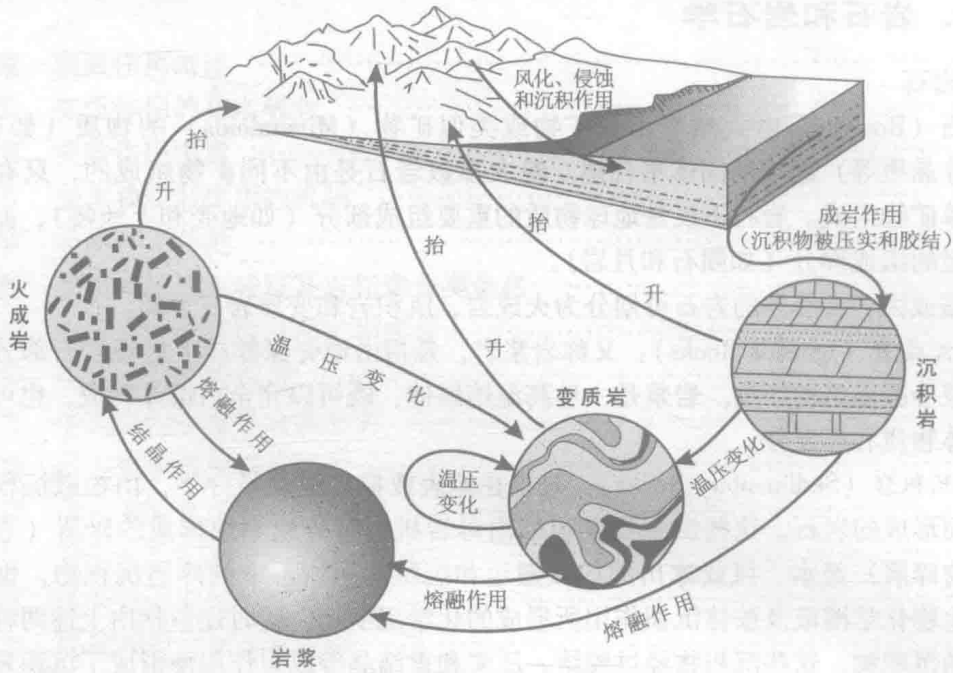
三大类岩石的野外特征对比简表

火 成 岩	沉 积 岩	变 质 岩
1. 形成火山及各类熔岩流	1. 在野外呈层状产出, 并经历分选作用	1. 岩石中的砾石、化石或晶体受到了破坏
2. 形成岩脉、岩墙、岩株及岩基等形态并切割围岩	2. 岩层表面可以出现波痕、交错层、泥裂等构造	2. 碎屑或晶体颗粒拉长, 岩石具定向构造, 但也有少数无定向构造的变质岩
3. 对围岩有热的影响致使其重结晶、发生相互反应及颜色改变	3. 岩层在横向上延续范围很大	3. 多数分布于造山带、前寒武纪地盾中
4. 在与围岩接触处, 火成岩体边部有细粒的淬火边	4. 沉积岩地质体的形态可能与河流、三角洲、沙洲、沙坝的范围相近	4. 可以分布于火成岩体与围岩的接触带中
5. 除火山碎屑岩外, 岩体中无化石出现	5. 沉积岩的固结程度有差别, 有些甚至是未固结的沉积物	5. 岩石的面理方向与区域构造线方向一致
6. 多数火成岩无定向构造, 矿物颗粒为相互交织排列		6. 在大范围的变质岩分布区, 矿物的变质程度有逐渐改变的现象

(据路凤香等, 2002)



三大类岩石彼此之间有着密切联系，并且可以相互转化。从下图可以看出，已经存在的沉积岩、变质岩和火成岩抬升到地表后，经风化剥蚀、机械破碎、搬运、沉积等作用可以形成沉积岩；已经存在的沉积岩、火成岩或变质岩，因温压条件的变化或流体的作用等可转变成变质岩；温压条件的进一步变化，可使原来的沉积岩、变质岩或火成岩发生熔融形成岩浆，岩浆再固结形成新的火成岩。



三大类岩石之间的相互转化关系示意图

(据 Winter, 2001, 修改)

## 2. 岩石学

岩石学 (Petrology) 是研究天然岩石的一门学科，研究内容包括岩石的产状、分布、物质成分、结构、构造、分类、成因及其与岩石圈形成、演化和成矿关系等，它是地质学的一个重要分支。

岩石学的研究涉及两个基本方面：一是岩类学，二是岩理学。

◎ 岩类学：是研究岩石的基础，以描述岩石基本特征和研究岩石分类命名为主，因此也称为描述岩石学或岩相学 (Petrography)。其主要任务是对岩石的产状、颜色、物质成分、结构构造等进行详细的观测，并通过对比研究，达到岩石分类命名的目的。

◎ 岩理学 (Petrogenesis)：是在岩相学研究的基础上，结合实验研究和理论分析，进行有关岩石的形成、演化及构造背景等岩石成因方面的研究。

## 二、岩石学的发展简史

◎ 显微镜前时期：岩石学作为一门独立学科始于 18 世纪末，直到 19 世纪初 (1828 年)，在偏光显微镜出现前，人们对岩石的研究主要是通过野外观察和肉眼鉴定，因此，这一时期在岩石学发展史上称为显微镜前时期，或称为“奠基期”或“原始期” (Young, 2003)。

◎ 显微镜时期：1828年偏光显微镜的出现和使用，是岩石学发展史上一个具有突破性的转折点，它为岩石学的研究打开了微观领域的大门，使人们从原来的肉眼观察发展到利用偏光显微镜来研究岩石的矿物成分、结构、构造、分类以及可能的成因。这一时期持续了近70年，在岩石学发展史上称为显微镜时期，其间先后出版了多部利用显微镜研究岩石和矿物的专著，如德国齐克尔的《描述岩石学教科书》（1866）和《矿物和岩石在显微镜下的特征》（1873）等。显微镜的出现为岩石的分类和描述提供了许多重要的依据，对岩石学的深入发展起了极大的推动作用，为以后岩石学的全面发展奠定了基础。

◎ 显微镜后时期：19世纪末至20世纪初，随着自然科学的迅速发展，岩石学的研究将岩相学的研究与矿物学、岩石化学、物理化学、地球化学和实验岩石学相结合，尤其是实验岩石学和地球化学研究取得了迅速发展，使人们从单纯的描述岩石学进入到阐明不同类型岩石成因的理论岩石学的初期发展阶段。这一时期先后出版了《火成岩的演化》、《火成岩平均成分》和《地壳成分》等专著；“鲍文反应原理”的提出为岩浆分异作用理论奠定了基础。这一时期在岩石学发展史上称为显微镜后时期。

◎ 岩理学发展阶段：自20世纪60年代中期板块构造理论提出以来，它对岩石学产生了深远影响，为岩石学提供了一个全新的概念性框架。在大量区域岩石学、构造地质学、海洋地质学、地球化学和地球物理学以及多学科相互渗透交叉研究的基础上，岩石学的研究不仅对岩石进行分类和描述，而且要研究岩石的成因及岩石的共生组合与岩石圈板块之间的相互关系，以及它们形成的地球动力学背景。研究更强调不同大地构造环境下的地质作用过程，以及这些过程所涉及物质来源、地质作用发生的温度压力条件等。自此，岩石学的研究已步入岩理学发展阶段。

◎ 现代岩石学发展阶段：进入到20世纪80年代中期，随着分析测试技术和高温高压实验技术的飞速发展，尤其是原位微区定量分析技术在地学中的应用，使人们不仅可以快速获得大量的定量分析数据，更为重要的是，这些定量数据为成岩过程、变质作用演化、岩浆起源与演化等提供了重要信息。变质作用  $P-T$  轨迹概念的提出与应用（England & Thompson, 1984），将变质岩岩石学研究与大地构造环境和地球动力学研究相联系；多元同位素体系为示踪岩浆源区性质、岩浆演化过程和壳幔相互作用过程与性质提供了重要信息（Hart, 1984）；高温高压实验技术可以达到模拟壳幔不同深度矿物和岩石的形成与相转变过程。从岩石学研究的内容来看，它不仅仅涉及岩石圈范围内岩石的形成过程与演变，而且涉及不同圈层之间的相互作用（如岩石圈与软流圈之间的相互作用、水圈与岩石圈之间的相互作用等），同时宇宙起源与演化也是当代岩石学研究的内容之一。正如著名岩石学家和实验岩石学家 P. J. Wyllie (2000) 所说，“岩石学是宇宙的物质科学”。可以认为20世纪80年代中期以来，岩石学的研究已进入现代岩石学发展阶段。

### 三、岩石学的研究意义和研究方法

#### 1. 研究意义

岩石学是地球科学的重要分支，它是以天然岩石为研究对象。岩石是由矿物组成的，所以，结晶学、矿物学和晶体光学是岩石学的基础，岩石学又是地球化学、矿床学和大地构造学的基础。岩石学研究的意义主要体现在以下几个方面：

(1) 岩石不仅是地球物质和类地行星的重要组成部分，而且是地质历史的物质记录。

因此,岩石学的研究不仅对揭示地球的形成与演化历史、地球深部作用过程具有重要意义,而且可为探索宇宙的形成与演化历史提供重要信息。

(2) 岩石也是重要矿产的载体。如大型油气藏往往与大型沉积盆地的形成与演化有关,世界上重要的铁矿来源于变质成因的磁铁石英岩,大量的多金属矿产和非金属矿产多与火成岩有关,世界上的铬、镍及铂族元素矿床主要产于镁铁质和超镁铁质火成岩中,等等。因此,岩石学的研究对揭示成矿作用过程机理和寻找矿产资源具有重要的现实意义。

(3) 岩石也是地质灾害和某些自然灾害发生的载体。如岩石的物理属性直接与工程地质和地震等灾害密切相关,火山活动是当代最重要的自然灾害之一,等等。因此,岩石学的研究也可为解决工程地质、地热、地震和减灾等问题提供重要信息。

## 2. 研究方法

(1) 野外地质研究是基础。包括岩石的野外产状、结构构造、相互关系、岩石的矿物成分、岩石组合特征与分布及其与成矿作用之间的关系,在此基础上系统采集相关代表性的样品。

(2) 室内的分析测试是关键。包括室内的岩相学研究,利用偏光显微镜研究岩石的矿物组成、相互关系、结构构造、岩石的分类与命名;在岩相学研究基础上,进行岩石形成年代学、矿物成分和岩石地球化学分析(包括主量元素、微量元素和同位素组成等),所采用的分析测试技术包括电子探针分析、X-射线、ICP-MS、离子探针、TIMS 质谱等。

(3) 在野外和室内分析测试基础上,进行资料归纳、对比、综合分析、判断和推理,也可进行反演和模拟,最终得到正确的结论。

## 思考题

1. 为什么学习岩石学?为什么说岩石学是地学相关专业一门重要的专业基础课?
2. 在野外工作中,如何区分火成岩、沉积岩和变质岩?

# 第一篇 火 成 岩

## 第一章 岩浆及岩浆作用

### 第一节 岩 浆

岩浆 (Magma) 是由地壳深处或上地幔岩石部分熔融产生的、含有挥发分也可含少量固体物质、以硅酸盐为主要成分、高温黏稠的熔融体。

#### 一、岩浆的成分

岩浆主要以硅酸盐物质为主, 只有极少数是碳酸岩岩浆、氧化物岩浆或硫化物岩浆, 后两者又称矿浆。

硅酸盐岩浆主要由 O、Si、Al、Mg、Fe、Ca、Na、K、Mn、Ti、P 等元素组成, 其中 O 元素含量最多。人们通常用氧化物形式表示岩浆的主要化学成分, 即  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  等。但岩浆中的元素并非以氧化物形式存在, 多呈离子、原子或离子团 (如  $\text{K}^+$ 、 $[\text{SiO}_4]^{4-}$ ) 的形式存在。岩浆中  $\text{SiO}_2$  含量最高, 根据  $\text{SiO}_2$  含量, 将硅酸盐岩浆划分为酸性岩浆 ( $>63\%$ )、中性岩浆 ( $63\% \sim 52\%$ )、基性岩浆 ( $52\% \sim 45\%$ ) 和超基性岩浆 ( $<45\%$ ) 四种主要化学类型。此外, 岩浆中还有含量甚微的微量元素 (V、Cr、Co、Ni、Cu、Pb、Zn、Rb、Sr、Zr、Nb、Ta、Ba、Th、U、Au、Ag 等) 及稀土元素, 其含量一般为百万分之几, 但当其富集时可形成重要矿产资源。

天然岩浆一般还含有不超过 6% 的挥发分, 主要是  $\text{H}_2\text{O}$ , 其次是  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{SO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{HCl}$  和  $\text{HF}$  等。挥发分在地下深处高压条件下溶于岩浆, 随着岩浆向上运移至浅部低压环境, 便从岩浆中不断析出成为独立的气相。强烈的火山爆发, 就与大量挥发分的释放有关。

#### 二、岩浆的物理性质

##### 1. 温度

通过对现代火山喷发熔岩流的直接测定和对岩石熔融与结晶温度的实验研究, 确定硅酸盐岩浆的温度一般在  $700 \sim 1250^\circ\text{C}$  之间。基性岩浆的温度为  $1000 \sim 1225^\circ\text{C}$ , 中性岩浆为  $900 \sim 1000^\circ\text{C}$ , 酸性岩浆为  $750 \sim 900^\circ\text{C}$ 。随着温度降低, 岩浆逐渐固结成岩, 地壳内部的岩浆冷却成岩相当缓慢。研究表明, 在 350m 深处厚约 700m 的玄武岩浆全部固结成岩需 9000 年; 地下厚约 8000m 的花岗岩浆固结成岩需 10Ma (Jaeger, 1957)。

##### 2. 黏度

黏度是剪切应力与剪切应变速率的比值, 单位是  $\text{Pa} \cdot \text{s}$ 。黏度为  $1\text{Pa} \cdot \text{s}$  相当于水在

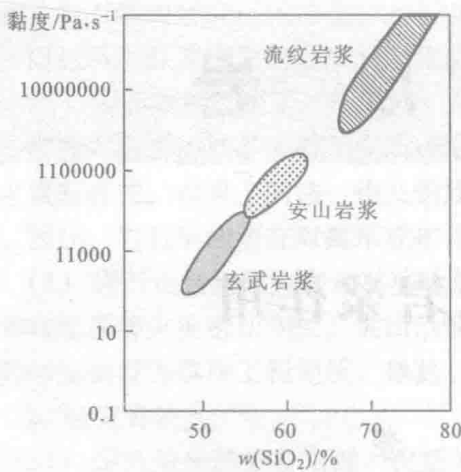


图 1-1 岩浆黏度与  $\text{SiO}_2$  含量的关系  
(据 Flint et al., 1974)

的黏度。因此，基性岩浆黏度低，酸性岩浆黏度高（图 1-1）；碱度越大，黏度比同一  $\text{SiO}_2$  含量范围内的岩浆有所降低。

(2) 岩浆中的  $\text{H}_2\text{O}$  可使岩浆黏度明显降低，因  $\text{H}_2\text{O}$  可以夺去  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  中的 O 形成  $\text{OH}^-$ ，出现更多的  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  单体，减弱  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  之间的聚合程度。F 与  $\text{H}_2\text{O}$  具有相同的作用可以降低岩浆的黏度；而  $\text{CO}_2$  将会增大岩浆的黏度，因为  $\text{CO}_2$  在熔体结构中加固了  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  的联结。相同成分的岩浆在地下深部溶解大量挥发分时黏度很小，当上侵到浅部或喷出地表时，挥发分因压力降低而析出，黏度变大。尤其是富  $\text{SiO}_2$  的酸性岩浆析出大量挥发分时变得很黏稠，流动性很差，只能在火山口及其附近凝固成岩。基性岩浆虽然挥发分含量低，但其  $\text{SiO}_2$  含量也低，Fe、Mg 含量较高，所以黏度比酸性岩浆小，流动性大。因而，基性岩浆可远离火山口凝结成岩。

(3) 岩浆所含的晶体、源岩残留体（晶）和围岩碎块等固体数量越大，黏度也变大。当这些固体物质的含量超过岩浆总体积的  $2/3$  时，岩浆的流动性就变得极差。

(4) 温度对岩浆黏度也有很大影响，温度升高使  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  络阴离子或其聚合体解聚而降低黏度。温度下降时， $[\text{SiO}_4]^{4-}$  聚合程度高，黏度也随之增加，黏度的对数与温度成反比（图 1-2）。岩浆的黏度也受到压力的影响，但相对于温度而言，压力的影响不大，如压力由  $10^5 \text{Pa}$  增高到  $3 \times 10^8 \text{Pa}$  时，黏度仅增大  $1/10$ （Bernal, 1964; Scarfe, 1973）。

### 3. 密度

岩浆密度的大小取决于岩浆的化学成分、压力和温度，岩浆的密度一般为  $2.2 \sim 3.1 \text{g/cm}^3$ 。

(1) 基性岩浆的密度大，酸性岩浆的密度小。基性岩浆中含  $\text{SiO}_2$  相对多的拉斑玄武岩浆的密度可达  $2.8 \text{g/cm}^3$  以上，富含 K、Na 的碱性玄武岩浆的密度一般为  $2.65 \sim 2.78 \text{g/cm}^3$ （久城，1977）。因此，碱性玄武岩浆喷发能力强，上升速度快，能够携带深部地幔橄榄岩捕虏体至地表；而密度相对大的拉斑玄武岩很少含有地幔捕虏体。当熔体中含  $\text{H}_2\text{O}$  时，可降低岩浆的密度，如流纹质玻璃中含  $\text{H}_2\text{O}$  0.4% 时，密度为  $2.37 \text{g/cm}^3$ ；含  $\text{H}_2\text{O}$  3.4%

$20^\circ\text{C}$  时黏度的 1000 倍，岩浆的黏度通常为  $10^3 \sim 10^{11} \text{Pa} \cdot \text{s}$ 。岩浆流动性的强弱与岩浆黏度的大小呈负相关，黏度越大，流动性越差。影响岩浆黏度的因素较多，主要与岩浆的成分、温度、压力和挥发分有关。

(1) 岩浆中  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Cr}_2\text{O}_3$  含量越高，黏度越大，尤以  $\text{SiO}_2$  的影响最主要。原因是熔体中的硅氧四面体  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  聚合体越大，包含的四面体就越多，熔体的活动能力就越低，因此黏度增大。有时  $\text{Al}^{3+}$  可代替  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  中  $\text{Si}^{4+}$ ，所以 Al 的增多也会提高岩浆的黏度。K、Na、Ca、Mg、Fe 等离子处于硅氧四面体之间，具有减弱熔体聚合程度的作用，可以降低岩浆

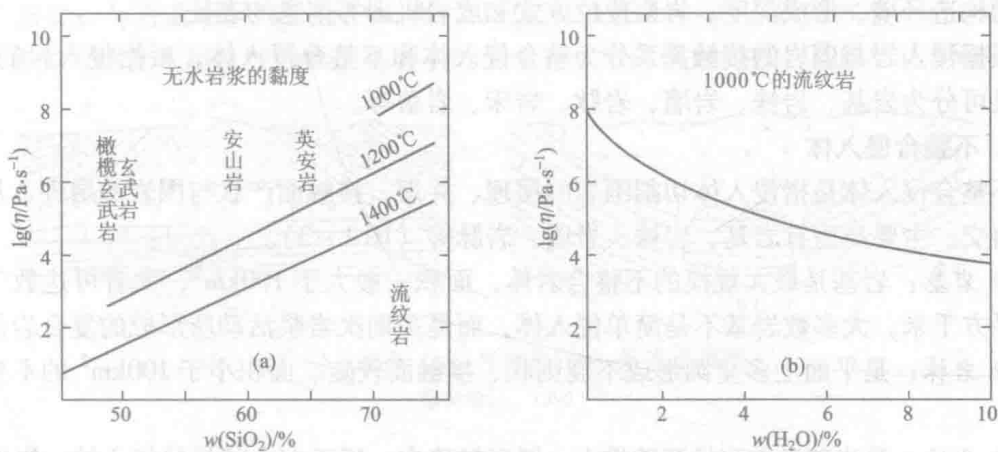


图 1-2 岩浆黏度与温度 (a) 及水含量 (b) 的关系

(据 Winter, 2001)

时, 密度为  $2.32\text{g}/\text{cm}^3$  (Mueller, 1983)。

(2) 压力增大, 分子间距缩小, 体积变小, 密度增大。如玄武岩浆在标准大气压力 (约  $10^5\text{Pa}$ ) 下的密度为  $2.63\text{g}/\text{cm}^3$ , 但在  $17 \times 10^8\text{Pa}$  压力下为  $2.90\text{g}/\text{cm}^3$  (久城育夫等, 1983)。

(3) 温度增高, 分子间距增大, 体积膨胀, 密度变小。这反映出岩浆熔体具有压缩性和膨胀性的特点。

## 第二节 岩浆作用与火成岩的产状和相

上地幔或地壳深部物质经熔融产生的岩浆, 因其比周围物质的密度小而沿构造薄弱带或裂隙由深部高压环境向浅部低压环境运移, 既可以运移到地壳的某个部位冷凝结晶, 也可以喷出地表冷凝成岩。岩浆从产生、运移, 到凝固成岩的整个过程称为岩浆作用或岩浆活动。当岩浆运移到地壳某一深度部位停留下来发生结晶冷凝成岩的这一地质过程称为侵入作用或深成作用, 所形成的岩石称为侵入岩。而岩浆从地下深处喷出地表冷凝成岩的地质过程称为火山作用或火山活动, 所形成的岩石称为火山岩或喷出岩。

### 一、侵入岩

侵入岩 (Intrusive Rock) 是岩浆在地下不同深度凝固形成的岩石, 岩浆结晶时被围岩包围, 降温缓慢, 结晶时间充分, 挥发分不易散失。因而组成岩石的矿物颗粒较粗, 常形成含水矿物。但在岩体的边部, 温度下降快, 岩浆快速冷却结晶, 所形成的矿物粒度较细。根据侵入岩形成深度的不同, 进一步划分为深成岩 (形成深度  $>3\text{km}$ ) 和浅成岩 (形成深度  $<3\text{km}$ )。

某一成分的岩浆一次侵入活动形成的具有独立形态的单一地质体, 称为一个侵入体。由岩浆多次侵入活动形成的单成分或复成分的岩体, 称为杂岩体。

#### (一) 侵入岩的产状

侵入岩的产状是指侵入体的形态、大小及其与围岩之间关系的总和。产状特征是岩体

形成的构造环境、形成深度、岩浆侵位方式和成岩机理等信息的表征。

根据侵入岩与围岩的接触关系分为整合侵入体和不整合侵入体，根据侵入岩的形态、大小又可分为岩基、岩株、岩墙、岩脉、岩床、岩盖等。

### 1. 不整合侵入体

不整合侵入体是指侵入体切割围岩的层理、片理，接触面产状与围岩的层理、片理垂直或斜交。主要类型有岩基、岩株、岩墙、岩脉等（图 1-3）。

◎ 岩基：岩基是最大规模的不整合岩体，面积一般大于  $100\text{km}^2$ ，大者可达数千以至数万平方千米。大多数岩基不是简单侵入体，而是多期次岩浆活动所形成的复合岩体。

◎ 岩株：是平面上多呈圆形或不规则状、接触面较陡、面积小于  $100\text{km}^2$  的不整合侵入体。

◎ 岩墙：是岩浆沿着张性裂隙贯入，厚度较稳定、近于直立的板状侵入体。岩墙的规模不等，厚度从几厘米至数十米，有的长达数千米，如非洲津巴布韦大岩墙厚  $3\sim 14\text{km}$ ，长  $500\text{km}$ 。有时在一个地区岩墙成群产出，称为岩墙群。在火山口附近岩墙还常呈放射状、环状分布。

◎ 岩脉：是岩浆沿着张性裂隙贯入形成的形态不规则的小侵入体，可以是整合的，也可是不整合的。有人把窄而长的岩墙、岩床称为岩脉，也有人将岩脉和岩墙统称为岩墙。

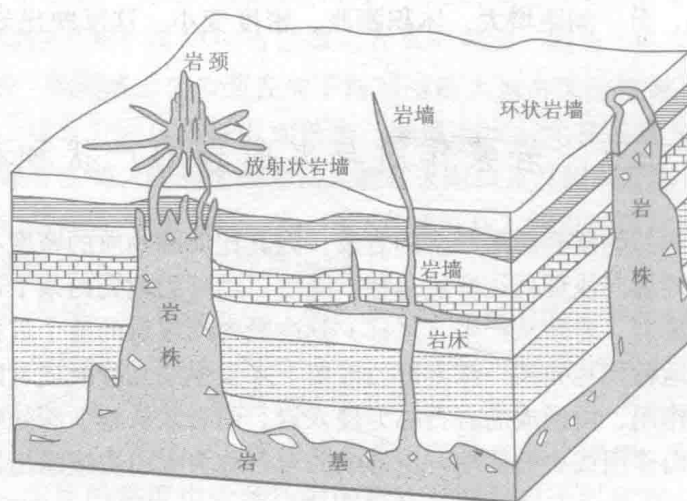


图 1-3 火成岩的产状综合示意图  
(据 Winter, 2001)

### 2. 整合侵入体

整合侵入体是指侵入体与围岩的接触面基本平行于围岩的层理或片理。主要类型有岩床（图 1-3）、岩盖和岩盆等。

◎ 岩床：又称岩席，是厚薄均匀、与围岩层理或片理平行的侵入体，其特征是厚度小而稳定、分布面积大，常见于基性岩类中。

◎ 岩盖：又称岩盘，是一种中央厚、边缘薄、顶部突起、底部平坦的层间侵入体（图 1-4a）。通常将中-酸性岩体称为岩盖，基性-超基性岩体称为岩盘。

◎ 岩盆：与岩盖不同的是其中央呈下凹的盆状（图 1-4b）。岩盆大小不一，规模较大的岩盆多为基性-超基性岩体，如著名的南非布什维尔德大岩盆，其面积达 6600km<sup>2</sup>。

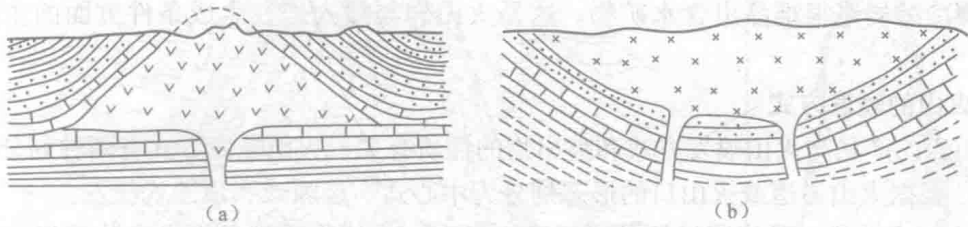


图 1-4 岩盖 (a) 与岩盆 (b) 形态示意图  
(据林景仟, 1995)

## (二) 侵入岩的相

火成岩的不同特征本质上能够反映出其形成环境和条件的不同，这种能反映火成岩生成环境和条件的岩浆作用产物特征的总和称为火成岩的相。首先，将火成岩的相划分为侵入岩相和火山岩相两大类，每一类还可以进一步细分。侵入岩根据其形成的深度划分为深成相、中深成相和浅成相三种。

◎ 深成相：形成深度大于 10km，岩体规模大，常呈大岩基出现。因处于地下深处，降温速度慢，结晶充分，所以岩石粒度粗，出现低温矿物组合（如低温石英），斜长石无环带。

◎ 中深成相：形成深度为 3~10km，岩体规模较大，岩石一般为中粒、中粗粒和似斑状结构，为低温矿物组合。

◎ 浅成相：形成深度小于 3km，岩体规模较小，常呈岩墙、岩床、岩脉、小岩株、隐爆角砾岩体等。因岩浆侵位浅，冷却速度快，所以岩石结晶程度差，具有粒度细或隐晶质及斑状结构特征，矿物保存了高温状态下的特征，为高温矿物组合。

同一个侵入体，尤其是规模大、形成深的岩体，由于从岩体边缘到中心，固结时的冷却速度由快到慢，矿物粒度也常具有由细变粗的特点。并且因结晶分异作用，矿物成分及含量从岩体边缘到中心也会有明显变化。因此侵入体从边缘到中心还可进一步分为边缘相、过渡相和中心相。

◎ 边缘相：分布在岩体边部，因岩浆冷却快，岩石多呈细粒或斑状结构，成分偏基性，常见有流动构造和围岩捕虏体。

◎ 中心相：分布在岩体内部，成分偏酸性，因岩浆冷却缓慢，矿物结晶好，岩石粒度粗，为等粒结构或似斑状结构，缺少围岩捕虏体。

◎ 过渡相：分布在边缘相和中心相之间，宽度一般大于边缘相，成分和结构特征介于边缘相和中心相之间。

## 二、火山岩

广义的火山岩 (Volcanic Rock) 包括火山熔岩、火山碎屑岩和次火山岩：① 由火山通道溢流出地表的岩浆冷凝形成的岩石称熔岩（狭义火山岩）；② 由火山爆发产生的各种火山碎屑物堆积、胶结而成的岩石称火山碎屑岩；③ 与火山活动有关的超浅成侵入岩称



次火山岩。火山活动使岩浆从地下高温高压环境急速进入到地表的常温常压环境，快速的冷却使熔岩的结晶程度很差，或来不及结晶形成火山玻璃。压力的突降和挥发分的大量散失，使骤冷的岩浆很难晶出含水矿物。这是火山岩与侵入岩在生成条件方面的主要区别之一。

### 1. 火山的喷发方式

火山岩的产状与火山喷发方式和喷出物的性质有关，火山喷发方式有两种划分方案：

(1) 根据火山通道或火山口的形态划分为中心式、裂隙式和顶蚀式喷发。

◎ 中心式喷发：是岩浆沿管状通道喷出地表，常伴有强烈的爆发，除喷出大量气体外，还有大量的火山碎屑物，如火山弹、火山砾和火山灰等。中心式火山喷发形成的火山岩产状主要有火山锥、火山口、熔岩流和岩钟、岩针等。

◎ 裂隙式喷发：是岩浆沿构造裂隙或断裂呈线形喷出至地表，沿地面泛流，喷发规模大，熔岩的覆盖面积广，可达数万甚至数十万平方千米。由于多次喷发，厚度一般也很大，可达2km左右（如印度德干高原）。基性岩浆黏度小、流动性大，裂隙式喷发时可形成大面积的泛流玄武岩，它们在地形上多形成熔岩高地，又称高原玄武岩。

◎ 顶蚀式喷发：也称面式喷发，是由于岩浆房顶板被岩浆熔透而呈溢流式喷发，常形成大面积的熔岩流。

(2) 根据火山爆发强度划分为夏威夷式、斯通博利式、普林尼式、武尔卡诺式、培雷式等，它主要是针对现代中心式火山喷发而划分的。

### 2. 火山岩的产状

◎ 火山锥：由熔岩和火山碎屑岩围绕火山通道堆积形成的锥状体，中心为火山口或破火山口，多为爆发或爆发与宁静溢流相间的中心式喷发形成。可进一步分为：① 火山碎屑岩锥，又称火山渣锥，组成火山锥的物质全部为火山碎屑；② 熔岩火山锥，又称盾火山，组成火山锥的物质全部或几乎全部为熔岩，主要为玄武岩；③ 复合火山锥，又称层火山，是由熔岩与火山碎屑岩互层组成。

◎ 熔岩流：是岩浆以宁静的方式自火山口流出，主要为黏度小的基性岩浆，酸性岩浆少见。溢流出来的岩浆可形成熔岩被、线状熔岩流、熔岩台地等。在地表流动的熔岩流由于表壳与内部冷却速度不同，常形成形态各异的外表，如绳状、渣状。水下喷发的熔岩或陆地熔岩流入水中时，因淬冷作用而形成枕状的熔岩和尖棱状熔岩块。

◎ 岩钟和岩针：黏度较大、挥发分大量散失的酸性和碱性岩浆，因难以流动，在火山口上方堆积形成陡立的形态，为岩钟（图1-5a）；若因黏度大、失去爆发能力，只能像挤牙膏似的被动挤出火山口形成陡立的尖顶柱状体，为岩针（图1-5b）。

◎ 火山颈：是火山锥被剥蚀后，露出的火山管道中的充填物。火山颈在浅部直径通常较大，向深部变小。充填物为熔岩、火山碎屑岩。

### 3. 火山岩的相

火山岩相的研究对恢复古火山机构具有重要作用。根据火山喷发环境可分为陆相火山岩和海相火山岩，但目前对火山岩相的划分主要是根据产出方式，划分为以下六种类型：

◎ 溢流相：或称喷溢相，是最常见的一种火山岩相，由从火山通道中溢流出来的熔岩组成，形成于火山喷发的各个阶段。常形成熔岩被、熔岩流和熔岩台地等。

◎ 爆发相：也是常见的一种火山岩相，以火山喷发开始阶段和高潮阶段最为发育。