

王顺金

编著

矿床矿 物学

中国地质大学出版社

内 容 提 要

矿床矿物学是一门边缘学科——以矿物学理论与方法研究矿床与成矿作用。矿床矿物学又是一门紧密联系实际学科——它既在矿床研究中起作用，又适用于普查找矿、地质勘探、矿产预测以及矿床开采工作中。

本书选材注意理论与实践相结合，尽量搜集近年来发表的国内外有关新资料。

第一章绪论主要阐明矿床矿物学的概念与发展概况；第二、三、四章为基础理论部分，其中矿物标型重点介绍金属矿物与有关非金属矿物；矿物微区分析是现代矿物学研究的新领域，尽管许多内容还缺乏与成矿作用的直接联系，但它们所反映的矿物成因信息与矿物形成时的物理化学条件等仍是矿床学研究中需要的内容。第五、六、七章为本书的核心内容，也是矿床矿物学在解决矿床成因类型、矿床分带、成矿流体性质、矿质来源以及找矿工作中的应用。

本书适用于有关专业（矿产、找矿、勘探、岩矿、地球化学）的研究生与高年级大学生，也可供地质工作者参考。

矿床矿物学

王顺金 编著

责任编辑 耿小云 石平方

*

中国地质大学出版社出版

（武汉市喻家山）

中国地质大学出版社印刷厂印刷 湖北省新华书店经销

开本 787×1092 1/16 印张 14.625 插页 1 字数 369千字

1989年6月第1版 1989年6月第1次印刷

印数 1—1500册

ISBN 7-5625-0299-4/P·86

定价：3.15元

前 言

矿床矿物学是一门既古老又年青的学科：古老是由于在人类历史上自矿业开发以来本学科便应运而生；年青则与近代人类对矿物原料的需要日趋多样化，对矿产品的数量要求急剧增加，因而对矿床的研究程度越来越高以及采用现代化的研究方法与测试手段等因素有关。

矿床矿物学又是一门边缘学科：就其研究对象、研究内容、理论体系与工作方法而论，它界于矿床学与矿物学之间。在矿床学与矿物学之间存在着非常密切的联系，而联系的重要纽带便是矿床矿物学。

矿床矿物学的理论基础是结晶学、矿物学、晶体化学、矿物物理学与地球化学；成因矿物学作为新兴学科（本世纪二十年代发展起来的），在进行矿床成因研究时，是重要学科之一。矿物标型、共生分析等有关理论与方法是成因矿物学与矿床矿物学常用的。在已出版的“成因矿物学”著作中，关于造岩矿物的标型特征、矿物（主要是造岩硅酸盐矿物）共生分析等已作过较多阐述，因此本书只着重介绍矿石矿物（尤其是金属矿物）的标型问题；但与成矿关系密切的某些造岩矿物也予以适当重视。

矿床学的任务主要有二：一是研究矿床的成因；二是查明矿床的时-空演化与分布特征（矿床分带性为其主要内容之一）。因此，本书尝试主要应用矿床矿物学的理论与方法讨论矿床学中的这两项任务，同时也兼顾其他较重要的课题。

在探索成矿物质来源与成矿流体的性质时，同位素地质学方法往往是行之有效的。而矿床分带性问题的解决需要包裹体测温学辅助，也要适当进行一些矿石的化学成分分析。有关这些，在第五章“矿床分带的矿物学研究”中将与矿床矿物学有关理论配合运用。

地质学，尤其是现代地质学需要宏观观察与微观分析相结合，矿床矿物学也不例外。在这方面，“矿物微区成分及其结构构造”一章可作为解决矿床成因与形成时的物理化学条件问题的一种辅助手段。

矿床学研究的实用目的之一（也是重要目的之一）是找矿与预测，因此，找矿矿物学得以迅速发展。最后一章“找矿矿物学”中，从几个侧面叙述此一新兴学科的特点。

以上便是编写本书的主要设想，也是章节安排的主要思路。简言之，先提供必要的矿床矿物学的基础知识，然后阐述如何运用这些知识解决矿床学问题。

迄今，没有“矿床矿物学”的蓝本，编写本书无先例可循，只好暂采用上述安排。若有欠妥与错误，望读者批评指正，以便再版时修正。

本书编写过程中和初稿脱稿后，陈光远教授、翟裕生教授仔细审阅并提出许多宝贵意见；褚松和、耿小云同志热情支持并组织出版；崔宁、彭泥泥、林露西、文丽丽、张小玉为本书绘图，特此一并致谢。

目 录

第一章 绪论	(1)
一、古代矿床矿物学的萌芽.....	(1)
二、近代矿床矿物学的发展.....	(1)
三、现代矿床矿物学概况.....	(2)
四、矿床矿物学概念.....	(4)
五、矿床矿物学的工作方法.....	(5)
第二章 矿物温度计与压力计	(7)
第一节 矿物温度计与压力计.....	(7)
一、辉石温度计与压力计.....	(7)
二、角闪石温度计与压力计.....	(13)
三、云母温度计与压力计.....	(18)
四、石榴石温度计与压力计.....	(21)
五、长石温度计与压力计.....	(22)
六、钛铁氧化物地质温度计.....	(29)
七、石英地质温度计.....	(32)
八、闪锌矿地质温度计与压力计.....	(33)
九、磁黄铁矿-黄铁矿地质温度计.....	(35)
十、黝锡矿与闪锌矿地质温度计.....	(37)
第二节 稳定同位素温度计.....	(37)
一、基本原理.....	(38)
二、氧同位素温度计.....	(39)
三、硫同位素温度计.....	(39)
第三节 包裹体温度计与压力计.....	(42)
第三章 矿物标型	(44)
第一节 标型矿物.....	(44)
一、上地幔的标型矿物.....	(44)
二、花岗伟晶岩的标型矿物.....	(44)
三、碱性岩浆岩的标型矿物.....	(44)
四、热液形成体的标型矿物.....	(45)
五、区域变质岩的标型矿物.....	(45)
第二节 标型组合.....	(45)
第三节 标型特征.....	(46)
一、形态标型.....	(46)
二、物理性质标型.....	(52)
三、化学成分标型.....	(59)

四、结构标型	(97)
第四节 矿物标型研究实例——宁芜“玢岩铁矿床”	(100)
第四章 矿物的微区成分与结构构造——微区矿物学的应用及实例	(110)
第一节 元素在矿物中的赋存状态与含量变化	(110)
一、黑钨矿中某些微量元素的赋存状态	(110)
二、某些矿物中超微量元素的研究	(110)
三、硼镁矿中锡的赋存状态	(113)
第二节 矿物微区成分与结构构造	(113)
一、矿物带状结构与环带结构的研究	(113)
二、矿物环带结构的形成机理	(117)
第三节 矿物晶体的晶格缺陷	(122)
第四节 出溶作用	(122)
一、辉石的出溶	(122)
二、尖晶石族的出溶	(124)
第五节 矿物的表面形态	(124)
第六节 矿物中的微包裹体	(125)
第五章 矿床分带矿物学	(126)
第一节 矿床分带的概念及其意义	(126)
第二节 矿床分带研究简史	(127)
第三节 与超基性岩-基性岩有关的矿床分带矿物学	(128)
一、岩体的带状分布	(128)
二、超基性岩的蚀变矿物及其带状分布	(131)
三、超基性岩蚀变分带举例	(131)
第四节 与中-酸性岩有关的矿床分带矿物学	(133)
一、辉长闪长玢岩及其成矿-蚀变分带	(133)
二、花岗闪长斑岩、石英二长斑岩的成矿-交代分带(斑岩铜矿床蚀变分带)	(138)
三、花岗岩的成矿-交代作用分带	(139)
第五节 矽卡岩的分带性与成矿	(146)
一、矽卡岩类型与大地构造、岩浆活动的关系	(146)
二、控制矽卡岩分带的因素	(148)
第六章 成矿物质来源、成矿流体的性质及其演化的矿物学标志	(152)
第一节 成矿物质的来源	(152)
一、与超基性岩浆、基性岩浆的分异与结晶作用有关的矿床物质成分来源	(152)
二、斑岩型矿床的成矿物质来源	(154)
三、内生钨矿床的矿质来源	(156)
四、前寒武纪变质铁矿中富矿体的成因及铁质来源	(159)
五、载体矿物	(161)
六、矿浆	(165)
七、矿源层	(169)
第二节 成矿流体的性质及其演化的矿物学标志	(170)

一、热液的多源性	(170)
二、含钨流体的性质及其演化	(171)
三、岩浆-热液的演化	(174)
第七章 找矿矿物学概述	(178)
第一节 岩石的含矿性	(178)
一、副矿物特征	(179)
二、矿物标型	(179)
三、岩石化学成分与微量元素	(181)
四、判别方程	(182)
第二节 寻找盲矿体的矿物学标志	(183)
一、根据蚀变带的划分找寻斑岩铜矿盲矿体——卡拉马祖矿床的发现	(183)
二、南岭脉状钨(锡)矿床的垂直分带与盲矿体的预测	(183)
第三节 矿体剥蚀深度的矿物学标志	(188)
一、根据蚀变的分带性估计锡石-硫化物型矿床的剥蚀深度	(188)
二、晶体形貌学的运用	(188)
三、矿物化学成分的运用	(189)
四、矿物的物理性质——导电性、热电动势、磁性	(191)
五、矿物组合与矿物成分所反映的氧化-还原环境	(192)
六、包裹体矿物学的应用	(192)
第四节 矿物相分析在沉积矿床研究与找矿中的应用	(192)
一、粘土岩及粘土矿床的矿物相分析	(193)
二、气候与地形对沉积矿物的影响	(193)
三、海相沉积矿物与海水pH、Eh的关系	(193)
四、我国菱铁矿矿床产生的地质条件与矿物相分析	(193)
第五节 矿床成因类型的确定	(196)
一、根据石英的K/Rb值确定锡矿床的成因类型	(196)
二、根据铬铁矿的成分确定铬矿床的成因类型	(197)
三、根据磁铁矿的成分确定成因类型	(197)
四、根据磁铁矿、赤铁矿的氧同位素组成划分铁矿床的成因类型	(198)
第六节 富矿标志	(200)
一、判别区域变质铁矿贫、富矿的矿物标志	(200)
二、某些伟晶型、热液型、矽卡岩型矿床的找矿与富矿标志	(203)
三、金刚石矿床的富矿标志	(203)
结束语	(203)
参考文献	(205)
附录I 岩浆岩中副矿物的稀有及成矿元素平均含量	(211)
附附II 矿物代号	(225)
附录III 物理和化学符号	(225)

第一章 绪 论

一、古代矿床矿物学的萌芽

本门学科的发生是与人类对矿物原料的利用息息相关的。

我国最古老的矿物书籍《山海经·五藏山经》(公元前475—476年前后发表)记载了73种矿物的性质与产状以及金、银、铜、铁、锡、汞等金属矿产的产地与矿床分带、找矿标志等资料。

《管子·地数篇》提出矿产分布的垂直分带:“上有丹砂者,下有黄金;上有慈石者,下有铜金;上有陵石者,下有铅、锡、赤铜;上有赭者,下有铁……。”

明代李时珍于1596年在他所著的《本草纲目》中将药用矿物分为金、玉、石、卤四类,总结了许多矿物的成因产状。对于一些矿物的复成因性(石盐、自然硫等)也作了精彩的阐述。

宋应星于1637年在《天工开物》中对我国古代矿山开采、矿石冶炼以及某些矿物的共生(铜、银、铅等矿物)进行了总结。

在国外,晚于《山海经·地数篇》约90多年,亚里斯多德(公元前384—322年)、提俄弗拉斯特斯(公元前371—286年)以及中世纪的阿维森纳(公元972—1084年)等人从矿物应用、矿物物理性质与应用的关系的角度对矿物进行分类,划分矿物族。例如:石英族中包括水晶、光玉髓、紫水晶、玛瑙等;刚玉族则包括红宝石、蓝宝石、白蓝宝石等。但是,与我国同时代著作比较,欧洲的工作要逊色得多。

二、近代矿床矿物学的发展

矿床成因研究与矿物成因研究密不可分,后者的进展对前者大有裨益。

(一) 矿物标型学

矿物标型学是矿物成因研究极其重要的方面。1903年F. 贝克(Becke)提出标型矿物用以代表结晶片岩的不同变质相(深成的、浅成的、贯通的矿物)。1904年格鲁宾曼(Grubenman)应用标型矿物划分变质岩带(深带、中带、浅带)。1924年格鲁宾曼与Niggli将标型矿物与标型矿物组合应用于变质岩研究中。

1919年H. Schneiderhorn把矿物标型引用到矿床学中,以研究矿石,划分标型矿物组合。1941年,1949年他提出了热液金属矿床矿石建造的标型矿物组合,例如,铅-银-锌建造中的标型矿物组合为:闪锌矿、黄铁矿、(白铁矿)、方铅矿、(黄铜矿)、(铅-铋硫酸盐)、黝铜矿、石英、方解石、白云石、重晶石等。*

1931年A. E. Ферсман在其著名的《伟晶岩及其科学与实际意义》一书中应用约70种伟晶岩矿物作为标型矿物划分伟晶作用的阶段,其中包括具有工业意义的标型矿物(绿柱石、锂

* 圆括弧中的矿物为次要矿物。

辉石、锂云母、铌-钽铁矿等)。

(二) 成因矿物学、应用矿物学

成因矿物学是苏联学者В.И.Вернадский(1890—1911年)、А.Е.Ферсман(1912年)创立的。成因矿物学理论与方法用于解决矿床矿物学中的许多问题是行之有效的。

1912年以前,В.И.维尔纳茨基曾经提出“应用矿物学”,并由Н.М.费多洛夫斯基加以发展。维尔纳茨基认为:“矿产学的基础目前是应用矿物学……,现实生活要求更广泛的基础来研究矿产。现在就必须建立这样的基础,因为事情关系到我国最伟大的潜力之一。研究矿产光是地质工作者不行,光是矿物工作者也不行,需要二者合作,同样也需要化学工作者合作,但研究工作不可避免地都应当在矿物学基础上进行。”

他所提到的应用矿物学与矿床矿物学有联系,但并未包括后者的全部内容,而是涉及矿床矿物学的关于矿床的经济价值(规模、品位、矿石可选性、对冶炼技术的影响)以及一部分找矿矿物学的内容。

(三) 近代我国矿床矿物学概述

解放前,1840—1949年我国处于半封建半殖民地社会阶段。地质学的发展缓慢,矿物学,矿床矿物学也是如此。

《石雅》是章鸿钊于1921年发表的有关我国古代自然矿物原料产地、产状的著作;1954年又发表了《古矿录》一书。此外关于矿物光性异常(接触带石榴石)的研究(卢祖荫,1920年)、个旧锡矿矿物学研究(孟宪民,1941);赣南钨矿的区域矿物学研究(徐克勤、丁毅,1943)等,许多内容均涉及矿床矿物学。

三、现代矿床矿物学概况

(一) 晶体化学基础

1912年劳埃开辟了现代矿物学中的晶体化学方向,其后布拉格(1930—1933)总结了硅酸盐矿物的硅氧骨干形式。史特伦茨以晶体化学原则,制订了《矿物表》。А.Г.别捷赫琴(1950)在他所著《矿物学》与《矿物学教程》中应用晶体结构资料使矿物学由描述转向了晶体化学的,从而为现代矿物学打下了基础。

(二) 成因矿物学等

与矿物的晶体化学方向平行发展的成因矿物学方向也取得了迅速的进展。由于成矿理论研究的深入,合成矿物学(实验矿物学)与岩矿测试手段的不断更新,为矿床矿物学提供了先进的理论与设备。

(三) 解放后我国矿床矿物学的发展

解放后,我国地质勘探工作大发展,相应地有关矿床矿物学的著作大量涌现。1952—1956年,陈光远等引进了矿物标型、标型矿物、标型特征、矿物个体发生史与系统发生史,矿物世代与发芽,矿物的共生与伴生等概念,采用矿床矿物学方法研究了铬铁矿床,伟晶岩,矽卡岩型铁矿床、钼矿床,脉状钨锡矿床,热液铅锌矿床、汞矿床,沉积石膏矿床。以赣南钨矿为重点,向中国地质学会第三十届年会提出了矿床矿物学工作方法。过后,陈光远等对鞍山式铁矿开展了矿床矿物学、成因矿物学与找矿矿物学研究。

1976年以后,由于引进先进测试方法,使矿床矿物学与成因矿物学的研究继续深入。在此基础上,某些典型矿床中矿物学的研究效果显著,例如宁芜地区与陆相火山岩系有关的铁矿床(“玢岩铁矿”)的研究、川西地区钒钛磁铁矿的研究、鞍本地区变质铁矿的研究、福

建马坑、海南石碌等沉积改造型铁矿床的研究、白云鄂博铁矿床的研究、菱铁矿床的研究、火山岩与矿产的关系的研究、赣南钨矿研究、铬铁矿床的研究(4)、某些稀有元素矿床的研究等等,这些研究成果中都包含大量的矿床矿物学内容,有些论文具有我国的特色,例如专门论述有关矿床中具有与国外不同特点的一些矿物种、矿物化学、矿物物理、特殊的晶体结构与晶体结构缺陷……等;主要有用组分与伴生组分的时间-空间分带性、区域成矿矿物学等方面的研究成果更独具一格。

在1980年全国第一届矿床矿物学与成因矿物学会议、1981年全国第一届矿物学学术会议上宣读、交流了不少水平较高的矿床矿物学论文。这是我国建国以来矿物学、成因矿物学与矿床矿物学研究成果的两次检阅。从中可看出,不论是造岩与造矿的硅酸盐矿物、氧化物、硫化物、其他含氧盐(如钨酸盐、磷酸盐等),还是近年来在国际上刚开始研究不久的一些有用矿物(如坡缕石、海泡石、硅灰石等),在一些科研部门、高等院校与地质生产部门都作了大量工作,取得了可喜成就。

1983年11月召开的全国第一届矿相学学术讨论会及会后出版的“矿相学论文集”展示了我国矿相学研究的近况。论文涉及我国的Pt、Cu、Ni、W、Sn、Sb、Nb、Ta、Mn、Fe、Au、Pb、Zn、Ag、Mo等矿床以及这些矿床中的矿石矿物(部分重要的脉石矿物),如自然元素矿物(铂族)、硫化物、氧化物,矿石结构构造、矿化阶段划分、共生组合、矿物标型、元素的赋存状态(Au、As、Co)等。一些论文讨论了上列有关矿床的成因、形成条件、成矿流体的性质、成矿物质来源、矿床分带等矿床学研究的重要课题(矿相学论文集,1987)。

(四) 现代矿床学发展的特点与矿床矿物学的作用

现代矿床学研究具有下列特点:

1. 从单一矿床的研究转向区域成矿、全球成矿理论的研究(翟裕生,1983)。以板块构造为基础的区域成矿理论强调构造范围的时代与成矿专属性(Mitchell, A.H.G.等,1981)。
2. 成矿物质的多来源、热液的多来源、成矿过程的复杂性(多种成矿作用的叠加);
3. 不同成因类型矿床之间的联系(Morrissey, C.J., 1986);
4. 成矿模式,并用以寻找隐伏矿、深部矿(Babcock, J.W., 1984);
5. 新类型矿床的确定与找矿;例如卡林型金矿其自然金颗粒小于 10μ ,赋矿围岩多样,增加了找矿难度,层控型矿床则为大型Cu、U、Au、Pb、Zn等矿床提供了新的来源(Henry, B., 1984);
6. 非金属矿石、贫矿石成矿理论的研究(翟裕生,1983)。

在上列现代矿床学研究的重要课题中,矿床矿物学起了并正在起着重要作用。后者应用现代化方法与理论(潜学的、同位素的、包裹体的、电子显微镜的、电磁法、X射线的等),对与成矿有关的岩石与矿石进行深入研究,从而提供了许多可靠的资料。

在区域成矿规律研究中,矿物学家将区域矿物学(区域成岩矿物学与区域成矿矿物学 Попов В.А., Корнилов Ю.Б., 1980; Чесноков Б.В., Попов В.А., 1985; Ляхович В. В., 1986; Юшкин Н.П., 1986)与成因矿物学、拓扑矿物学、矿床矿物学相结合,协助矿床学家探讨区域岩浆作用、伟晶作用、热液作用、蚀变-交代作用、区域变质作用、沉积作用等的成矿作用及矿床的区域性分布规律。我国南岭地区,长江中、下游地区(皆属于花岗岩类成矿区,但该二地区主要成矿的花岗岩分别属于两个不同的成因系列)区域成矿规律的

研究用以找矿效果显著(中国科学院贵阳地球化学研究所,1977;莫柱荪,1980;南京大学地质系,1981;朱焱龄等,1981;陈毓川,1983)。

成矿物质的来源与成矿流体(矿浆、热液)的性质研究是矿床矿物学与实验矿物学研究的重点课题之一。我国学者提出宁芜地区的许多“热液型”铁矿床与陆相火山岩(辉长闪长玢岩)有关,并认为该地区成矿方式多样:矿浆型、伟晶型、热液型、交代型等;建立了“玢岩铁矿床”成矿系列与成因模式(宁芜研究项目编写小组,1978;翟裕生,1983)。

我国各主要内生、变质铁矿床的铁质来源问题争论较多,梁祥济等(1987)的合成实验表明:各种成分的岩浆岩(以超基性岩、基性岩、中性岩为主)、沉积岩(石碌铁矿区的)、区域变质岩经过交代作用可将原来岩石中的铁质析出,转入成矿流体中成矿。

苏良赫教授(1984)从理论上和合成实验中论证了铁矿浆与硅酸岩浆共存。

贵州U-Mo-Hg矿床,其中 MoS_2 (硫钼矿)为初始结晶(X射线粉晶衍射图上只显现几根辉钼矿线条)(涂光炽,1983)。

澳大利亚新的金刚石矿床类型——钾镁煌斑岩的矿物学研究为该种矿床的发现与形成条件的研究提供了重要线索(Scott Smith B.H., E.M.W. Skinner, 1984)。

根据稳定同位素、矿物地质与矿床学研究,查明了加拿大柯迪勒拉山系与美国西部的脉金矿床属于中温热液型与低温热液型两种不同类型的矿床,从而深化了该矿带的成矿理论研究,扩大了找矿范围(Nesbitt B.E., J.B. Murowchick, K. Muehlenbachs, 1986)。

四、矿床矿物学概念

矿床矿物学是以矿物学理论与方法研究矿床的学科,它是矿物学的重要分支之一。它研究的范围为:矿体——矿石与脉石矿物;围岩——原生矿物与蚀变矿物;矿源层与岩浆岩中的矿物与矿物组合,它们的形成条件、形式过程与机理、时-空分布(矿床分带、矿体分带)以及它们在成矿作用中的相互关系。

矿床矿物学的主要任务有二:一是矿床学的,与其它学科相结合,共同解决矿床成因问题(成因类型、形成时的物理化学条件、矿源层或成矿物质来源等);时-空分布问题(矿床中各种矿石的形成顺序、矿床、矿体的空间分带性);二是矿物学的——矿体与围岩的矿物成分、物理性质,矿物共生组合,它们的标型特征与形成条件(温度,压力,成矿流体性质与其来源,成矿介质的pH、Eh与组分浓度等);矿物的时-空分布——矿床、矿体的分带性*;与矿石的利用和加工有关的矿物学工作(综合利用、采矿、选矿、冶炼——金属矿石;进一步加工——非金属矿物原料等)。

矿床矿物学与成因矿物学既有密切联系,但又有区别与分工。前者研究的对象主要与成矿作用有关,而后者则广泛涉及各种地质体的成因。成矿作用与成岩作用有时是同一的(如沉积矿床),有时是统一的(如岩浆型钛磁铁矿),而很多情况下两者是缺乏在时间上甚至空间上的联系的(例如中-低温热液矿床,某些低温-“远成”矿床)。但是,就广泛意义上讲,“成矿作用是成岩作用的继续与发展”(陈光远等,1987)。

矿床矿物学的理论与方法中,一部分来源于成因矿物学——在探讨矿床成因时以及成矿物质来源时,而有关成矿作用的矿物学研究(矿床矿物学的主体)又反过来被成因矿物学所用。因此,矿床矿物学与成因矿物学,在现阶段实际上是相互渗透,互相补充的。当然,如

* 包括围岩蚀变的分带性及其与矿床、矿体分带的关系。

前文所述，成因矿物学是一门新兴学科，有其本身的独立性与特殊性，并具有广阔的前景；但是，矿床矿物学作为既古老又年青的学科，也具有自身的特点与独立性，同样具有远大的前途。这当中除了理论方面的意义外，还因为矿床矿物学与生产实践的关系更为密切，在找矿勘探、矿床评价中起的作用更大。

五、矿床矿物学的工作方法

实践证明，地质学的研究方法有二：模拟法与历史对比法。模拟法主要根据已知资料进行对比和分析，现代常用的是实验方法（合成矿物学，合成岩石学，成矿模拟实验）与理论分析。历史对比法则为恢复地质体的形成过程——时-空顺序，如矿物个体发生分析便是（尤什金Н.П.Юшкин, 1985）。

下面将矿床矿物学的一般工作方法作一简要介绍。应根据不同的研究课题，确定不同的工作方法；此处只简述工作方法的总原则，仅供参考。

（一）野外工作：

在深入、细致的观察的基础上，将所研究的地质体的各方面有关资料系统化，并采集系统标本。

1. 区域地质与矿区地质的调查。

建议以路线调查或作信手剖面的方法了解区域地质与矿区地质情况；对后者还可较详细地观察重要的地质现象（特别是与成矿有关的）。搜集区域岩石的含矿性资料以及主要的控矿构造资料等。

2. 阅读本区或本专题前人的工作成果资料，此项工作也可提前进行。

3. 在矿区选择代表性地段作实测剖面——反映该矿区的主要岩石（包括蚀变岩石）与主要矿体的产状、成分、相互关系等资料。

4. 岩芯观察。

5. 坑道观察或（和）露天采场观察。

6. 废石堆观察。

7. 选矿场（重点是初选车间）观察。

8. 阶段小结：总结上述观察所获资料，结合专题要求写出阶段小结，并提出下一阶段工作的要点与需要注意的问题。

以上3、4、5项观察中应采集系统的不同用途的标本；6与7项也可酌情采集代表性标本。

（二）室内工作：

1. 基于各种专门目的的各种岩石、矿物标本的测试。有条件时，某些测试应亲自动手（如X射线粉晶分析、电子探针分析、扫描电镜等）；至于显微镜观察则必须坚持独立进行。

2. 所获岩矿测试结果与相应地质背景资料相结合，加以综合分析；并适当以图解方式表示；有的需用电子计算机处理。

3. 专题报告的编写：应包括：工作的主要结论；存在问题；对今后工作的建议等。

以上只是一般性的工作内容与顺序，而实际工作中会遇到许多难题。譬如，当探讨矿床或矿体的垂直分带时，由于热晕形态的复杂性（一般很难见到形态规则的热晕曲线），势必影响到取样位置的代表性——尽管按常规沿一矿脉的中央顺垂向分中段（代表矿脉不同标

高)取样,但往往仍不能完全(甚至不)反映该矿脉的垂直分带性。正确的作法是在矿脉的较多部位取包裹体测温样品,以此数据与单矿物的标型特征相结合,方可获得较准确的结论。

第二章 矿物温度计与压力计

矿物温度计与压力计是成矿作用研究的基础材料之一，也是矿床矿物学应用的重要方法之一。

许多矿物温度计与压力计的计算都涉及热力学，尤其是固溶体热力学。考虑到多数读者在参阅本书前已经熟悉这方面内容，这里不再重复热力学的基本原理及算法，只直接提供有关公式与方法。此外，每一种温度计或压力计都有一定的应用范围，在使用时要注意。

直接测定矿物形成温度的方法有多种：包裹体测温，熔点测定，分解温度，固熔体分解，热电效应，相变（晶态-液态转换；同质多象转化）。间接测定法有：热力学计算，矿物化学成分标型，标型矿物，矿物共生组合，共生矿物（多数为一对矿物）间元素的分配，矿物晶体结构测温（超结构，有序度，多型等），晶体形态标型计算等。其它还有同位素测温算法（如氧同位素测温法）等。

矿物合成实验可取得丰富的有关矿物形成温度、压力与介质酸碱度等方面的资料，但此法往往局限于一定温-压范围，并且其介质成分简单，远不及天然界形成矿物的地质作用中流体成分那样复杂，而且由人工控制的化学反应时间比天然地质作用要短暂得多。尽管如此，随着近代高压技术的发展，合成矿物学的可信度正在迅速增高。

矿物压力计的研究不及温度计那样广泛与深入。但是近年来物理化学应用于矿物学中，如矿物相平衡的研究，在探讨矿物形成温-压条件方面的作用很大。矿物成分的压力指示作用（如正辉石中的Al含量、斜辉石中的硬玉组分、闪锌矿中的FeS含量、多硅白云母中Si的含量等）以及包裹体测压等都为矿物压力计增添了新内容。

第一节 矿物温度计与压力计

一、辉石温度计与压力计

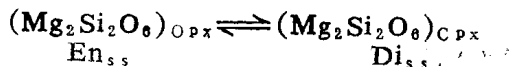
迄今，大量的辉石温-压计已经陆续发表，这里仅介绍其中的几种。

（一）以辉石固溶体热力学模式为基础的地质温度计

利用简单体系的实验数据，选择适当的固溶体热力学模式，通过热力学计算，推导出估算温度和压力的数学表达式。该法为伍德和坂野（Wood和Banno, 1873）首创。

1. 伍德-坂野二辉石温度计

根据下列反应（据戴维斯与博伊德）：



当反应达到平衡时：

$$\mu_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}} = \mu_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}$$

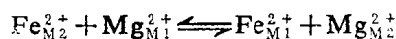
若假定正辉石与斜辉石都是 $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ 与 $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ 组分的理想溶体，则成分与活度的

关系为

$$\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M2}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M1}})_{\text{Cpx}}$$

$$\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M2}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M1}})_{\text{Opx}}$$

辉石中M1位置为较小的阳离子 (Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+}) 占有; 较大的阳离子 (Ca , Na , Mn^{2+}) 占据M2位置。剩余的M2与M1空位由 Mg 、 Fe^{2+} 充填。因此, 辉石晶体内部离子交换反应为



若M1、M2位置上的阳离子彼此不结合, 则符合下列活度表达式:

$$\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6} = \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+} + \text{Na}^{2+}} \right)_{\text{M2}} \times \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{3+} + \text{Ti}^{4+} + \text{Cr}^{3+} + \text{Mg}^{2+}} \right)_{\text{M1}}$$

伍德和坂野假定辉石中 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 分配服从下式:

$$\left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}} \right)_{\text{M2}} = \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}} \right)_{\text{M1}} = \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}} \right)_{\text{Px}} \quad (2-1)$$

根据戴维斯和博伊德的实验数据, 在 $\ln(\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}} / \alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}})$ 对 $1/T$ 的投影图上, 伍德和坂野用最小二乘法拟合上述实验数据, 获得下式:

$$\ln \left(\frac{\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}}}{\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}} \right) = -\frac{\Delta H^\circ}{RT} + \frac{\Delta S^\circ}{R} = -\frac{10202}{T} + 5.35 \quad (2-2)$$

据上式计算, 组分 $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ 从正辉石转入斜辉石的 ΔS° 值竟高达44.51J/mol, 这是不可靠的。原因是该模式过于简单——未考虑Fe和Al对斜辉石的 $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ 溶度的影响。因此, 伍德与坂野主张采用复杂体系和富铁体系的实验数据 (Smith, 1972; Lindsley Munoz, 1969)。用此数据拟合出的半经验方程为:

$$\ln \left(\frac{\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}}}{\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}} \right) = -\frac{10202}{T} + B + C X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}} + D (X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}})^2$$

$$\text{即 } T = \frac{-10202}{\ln \left(\frac{\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}}}{\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}} \right) - 7.65 X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}} + 3.88 (X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}})^2 - 4.6} \quad (2-3)$$

此即伍德-坂野二辉石地质温度计。式中的 $X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, T 为绝对温度(K)。用此方法计算我国冀东地区^[15]麻粒岩中共存辉石对的平衡结晶温度为820.9℃。

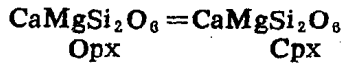
2. 萨克斯纳二辉石温度计

在二辉石温度计中; 此法较精确, 因其将辉石作为非理想固溶体, 经虽较繁琐, 但却精确的运算而得。为节省篇幅, 此处仅作简单介绍。

在此法中, 斜方辉石 (即正辉石) *端元组合是斜方顽火辉石 ($\text{MgFeSi}_2\text{O}_6$) 和假想的“斜方透辉石” ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$)。单斜辉石 (斜辉石) 端元组分为单斜顽火辉石与透辉石。由此, 共存辉石间的平衡为:



• 为统一命名, 本书采用斜方辉石 (Orthopyroxene) 与单斜辉石 (clinopyroxene), 依次相当于正辉石, 斜辉石。



(b)

选择(a)和(b)的 ΔG° 值分别为2083.4J/mol和4186.8-12560.4J/mol。表2-1提供了交换参数(或称交换能、协作自由能参数) W 。经过推导,反应(a)的平衡常数为

$$K_{(a)} = \frac{X_{\text{Mg-M1}}^{\text{Cpx}} X_{\text{Mg-M2}}^{\text{Cpx}} \exp\left\{\frac{W_{\text{Cpx}}}{RT} \{X_{\text{Ca-M2}}^{\text{Cpx}} (X_{\text{Ca-M2}}^{\text{Cpx}} + X_{\text{Fe-M2}}^{\text{Cpx}})\}\right\}}{X_{\text{Mg-M1}}^{\text{Opx}} X_{\text{Mg-M2}}^{\text{Opx}} \exp\left\{\frac{W_{\text{Opx}}}{RT} \{X_{\text{Ca-M2}}^{\text{Opx}} (X_{\text{Ca-M2}}^{\text{Opx}} + X_{\text{Fe-M2}}^{\text{Opx}})\}\right\}}$$

(2-4)

反应(a)的标准吉布斯自由能的变化为

$$\Delta G_{(a)}^\circ = RT \ln K_{(a)}$$

$$-500 = RT \ln K_{(a)}$$

(2-5)

表2-1 斜方辉石-单斜辉石固溶体体系的交换能 W

	W_{Opx}			W_{Cpx}		
$\Delta\mu_{\text{Mg}}^\circ$	+500			+500		
$\Delta\mu_{\text{Ca}}^\circ$	-1000	-2000	-3000	-1000	-2000	-3000
1100°C	8339.8	7262.32	6185.39	6423.05	6421.22	6420.98
1200°C	8264.03	7159.57	6056.11	6444.23	6433.63	6432.52
1300°C	8266.3	7131.2	5997.03	6726.03	6719.2	6712.3
平均值	8290.04	7184.36	6079.18	6531.10	6524.68	6531.93

求 $K_{(a)}$,则可据式(2-5)估算温度。可从表2-1中查得 W 值。选用 $W_{\text{Opx}}=7184$ 和 $W_{\text{Cpx}}=6531$ 来估算 K 值,然后用不同的温度值代入(2-5)式,使等式两侧相等的温度值即所求温度。但此公式(2-5)不够精确,后来S.K.Saxena改进此公式为

$$RT \ln X_{\text{Mg-M1}}^{\text{Cpx}} X_{\text{Mg-M2}}^{\text{Cpx}} f_{\text{Mg-M2}}^{\text{Cpx}} = RT \ln \alpha_{\text{Mg}}^{\text{Opx}} - 500 \quad (2-6)$$

R 为气体常数, T 为估算温度(K), $X_{\text{Mg-M1}}^{\text{Cpx}}$ 与 $X_{\text{Mg-M2}}^{\text{Cpx}}$ 为Mg在Cpx的M1位与M2位上的占有率; $f_{\text{Mg-M2}}^{\text{Cpx}}$ 是Mg在Cpx的M2位上的活度系数; $\alpha_{\text{Mg}}^{\text{Opx}}$ 是Mg在Opx中的活度。计算时,采用下列固溶体热力学参数:

$$W_{\text{Mg-Ca}}^{\text{M2}} = 6531$$

$$W_{\text{Fe-Ca}}^{\text{M2}} = 5200$$

$$W_{\text{Mg-Fe}}^{\text{M2}} = 5218 - 16807\left(\frac{10^3}{T}\right) + 14280\left(\frac{10^3}{T}\right)^2$$

$$A_{\text{Fe-Mg}}^{\text{M2}} = \frac{2458}{T} - 1261$$

$$A_{\text{Fe-Ca}}^{\text{M2}} = 5000$$

$$A_{\text{Mg-Ca}}^{\text{M2}} = 7184$$

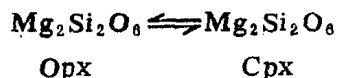
$$A_{\text{Mg-Fe}}^{\text{M1}} = \frac{3525 \times 10^3}{T} - 1667$$

以下计算步骤省略。由于计算过程复杂,需用电子计算机处理。

3. 韦尔斯二辉石温度计

利用林斯利等人的实验资料,韦尔斯(Wells, 1977)采用理想二位溶体混溶模式,对

共存二辉石间的下列反应



拟合得到下列方程:

$$\ln K = -\frac{\Delta H^\circ}{RT} + \frac{\Delta S^\circ}{R} = \frac{-7341}{T} + 3.355 \quad (2-7)$$

当反应达到平衡时, 下式成立:

$$\Delta G_{p,T}^\circ = -RT \ln K = -RT \ln \left(\frac{\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}}}{\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}} \right)$$

但天然辉石为成分复杂的固溶体, $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ 的活度还受其他组分的影响。例如, 单斜辉石 Al_2O_3 含量较高时, $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ 的活度降低; 伍德和坂野 (1973) 关于活度与成分关系的研究表明, 辉石中的 Fe 含量对 $\ln K$ 值影响明显, 因而韦尔斯用校正后的实验数据拟合出下列方程:

$$\ln K - 3.355 + \frac{7341}{T} = 2.44 X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}} \quad (2-8)$$

$$T = \frac{7341}{3.355 + 2.44 X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}} - \ln K}$$

式中 $X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, $\ln K = \ln(\alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}} / \alpha_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}})$ 。

其他二辉石温度计、单辉石温度计为数甚多, 这里不再一一列举。

4. 拉希姆-格林单斜辉石-石榴石温度计

拉希姆与格林 (Raheim 与 Green, 1974) 通过实验, 研究了共存的绿辉石质辉石 ($100 \times 2\text{Na} / (\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ca} + 2\text{Na})$ 为 31.5—35.3) 和石榴石间的 Fe-Mg 分配与温度、压力的关系。他们发现, 恒压下, 随温度增高, 辉石含 Mg 量增高。若矿物组合无变化, 辉石中的硬玉组分含量就无明显变化, 但 $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 与 $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ 组分增加。在恒温下 (1100°C), 随着压力增加, 辉石中的硬玉组分增加, 而 $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 与 $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ 组分减少。当初始物质的 $100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}) < 69.4$ 时, 在恒温恒压下, 当 $100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ 值降低时, 硬玉组分增加, 而 $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 和 $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ 组分减少。

共存单斜辉石-石榴石的 Fe-Mg 分配系数 $K_D (= \frac{(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{Ga}}}{(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{Cpx}}})$ 随温度增加而减小。 $\ln K_D$ 与 $1/T$ 呈线性关系。恒温下, 压力增高, K_D 增大, 而体系总成分的 $100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ 值对 K_D 影响不大。

对于拉斑玄武岩成分的体系, 单斜辉石与石榴石之间的 Fe-Mg 分配系数与温度、压力的关系为:

$$T(\text{K}) = \frac{3686 + 28.35 \times P(\text{kb})}{\ln K_D + 2.33} \quad (2-9)$$

此即拉希姆-格林的单斜辉石-石榴石地质温度计的数学表达式。图 2-1 为其图解表示。

(二) 以辉石固溶体热力学模式为基础的地质压力计

1. 伍德地压计 (斜方辉石-石榴石地质压力计)

伍德 (1974) 针对下列含铝斜方辉石与石榴石间的交换反应:



根据其实验数据确定下列方程:

$$P=1+\frac{RT}{\Delta V}\left\{\ln\left[\frac{X_{Mg-M1}^{Opx}(X_{Mg-M2}^{Opx})^2X_{Al-M1}^{Opx}}{(X_{Mg-1}^{Grt})^3}\right]-\frac{(\Delta G^{\circ})_{1,T}}{RT}\right\} \quad (2-10)$$

X 代表摩尔百分数，其中 X_{Mg-M1}^{Opx} 、 X_{Mg-M2}^{Opx} 分别指斜方辉石M1和M2位置上的Mg摩尔百分数； X_{Mg-1}^{Grt} 指石榴石立方体位置上的Mg摩尔百分数。

若温度为已知，可从图2-2中求得 X_{Mg-M1}^{Opx} 与 X_{Mg-M2}^{Opx} 值。

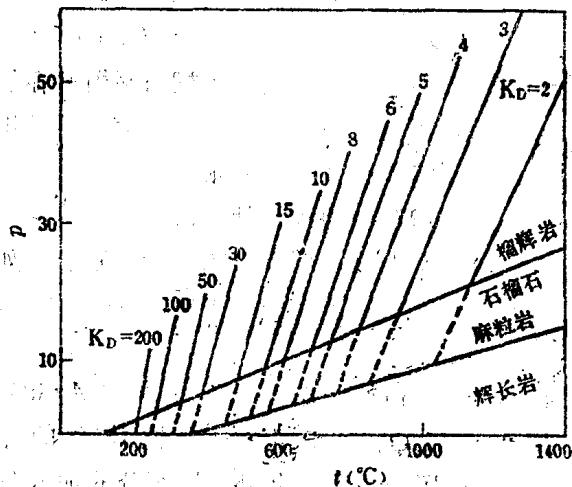


图2-1 $K_{(Fe^{2+}/Fe^{3+})}^{Opx}$ 随温度和压力的变化

(据Raheim和Green, 1974)。榴辉岩、石榴麻粒岩和辉长岩区的界线引自Green和Ringwood (1972)

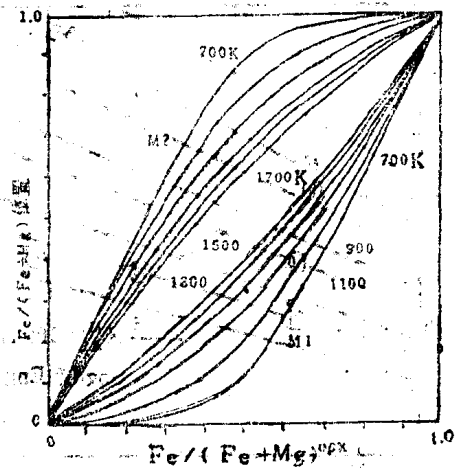


图2-2 Fe^{2+} 在斜方辉石的M1和M2位置上的分配型式。等温线间隔为200℃

(据Wood和Banno, 1973)

斜方辉石中Al既可位于八面体空隙中，又可位于四面体空隙中；八面体位置中的Al限定在M1位。一般将Al平均分配到八面体空隙中与四面体空隙中。但由于Cr、 Fe^{3+} 、Ti也占据M1位置，应扣除与它们结合的Al。Cr、 Fe^{3+} 除构成 $NaCrSi_2O_6$ 与 $NaFeSi_2O_6$ 之外，剩余的Cr、 Fe^{3+} 进入 $MgCrAlSiO_6$ 及 $MgFeAlSiO_6$ 中；若Ti构成 $NaTiSi_2O_6$ 后有剩余，剩余的Ti进入 $CaTiAl_2O_6$ ，剩余的 Na_2O 构成硬玉分子。因此应扣除耗费在 $MgCrAlSiO_6$ 、 $MgFeAlSiO_6$ 、 $NaTiAlSiO_6$ 与 $CaTiAl_2O_6$ 分子中的Al，而后再将剩余的Al平分到八面体和四面体位置上。

(2-10)中的 ΔV^* 值可由镁铝

榴石与铝质顽火辉石在1bar压力和298K下的体积求得。 ΔV^* 值随 X_{Al-M1}^{Opx} 变化而变化(见表2-2)。

(2-10)中的 $(\Delta G^{\circ})_{1,T}$ 为1bar压力下和选定的温度下，反应物和产物均为纯相时反应的吉布斯自由能之变化。

表2-2 斜方辉石中 ΔV^* 与 X_{Al-M1}^{Opx} 的关系

斜方辉石M1位上的Al(x)	$V_{MgAl_2Si_2O_6}^O - V_{MgAl_2Si_2O_6}^O (cm^3)$
2	-7.9
5	-8.05
10	-8.33
15	-8.57
20	-8.8
30	-9.15

• r用作下角标时意指反应。