

国家“十一五”规划重点图书

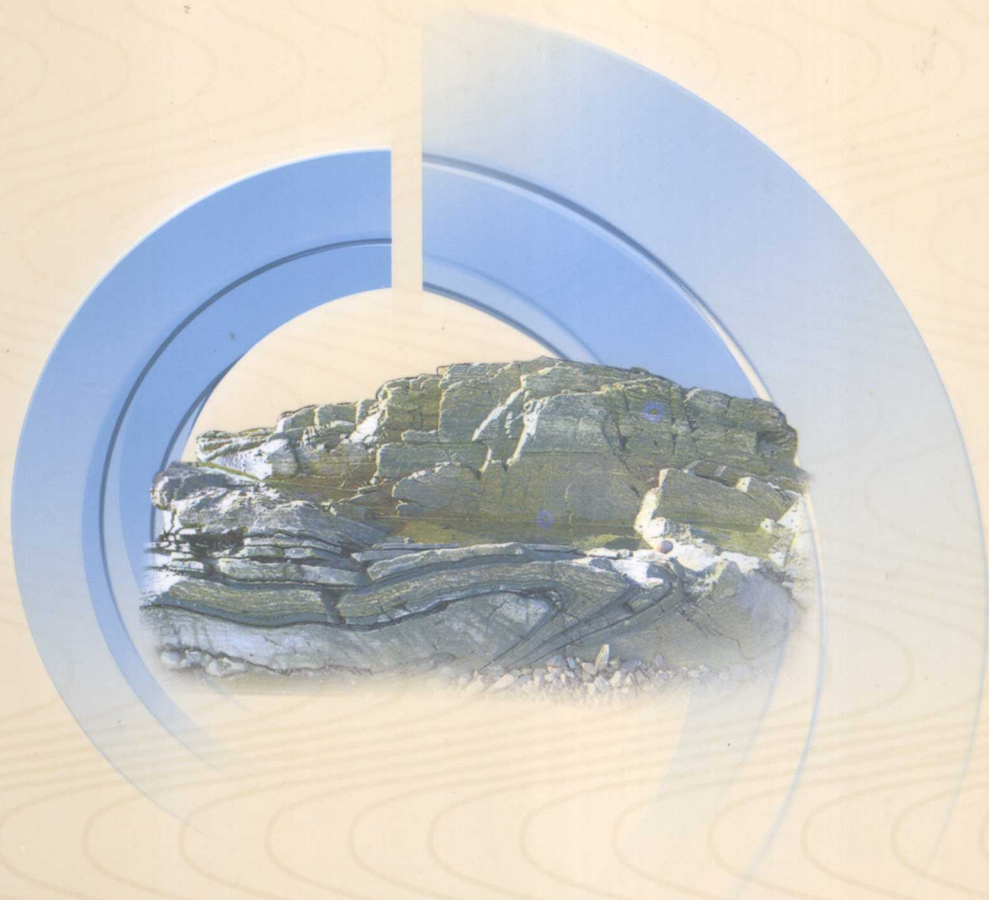
国家科技部
自然科学基金委员会 联合资助
中国地质大学“211工程”
中国地质大学学术著作出版基金

YANSHI SUXING LIUBIANXUE

岩石塑性流变学

——大别—苏鲁高压超高压变质带的构造学

钟增球 索书田 张利 周汉文 游振东 著



中国地质大学出版社
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

国 家 科 技 部
自 然 科 学 基 金 委 员 会 联合资助
中 国 地 质 大 学 “211 工 程”
中 国 地 质 大 学 学 术 著 作 出 版 基 金

岩石塑性流变学

YANSHI SUXING LIUBIANXUE

——大别-苏鲁高压超高压变质带的构造学

钟增球 索书田 张 利 周汉文 游振东 著

中国地质大学出版社

内 容 简 介

本书以大陆深俯冲及高压超高压碰撞造山带的构造学为主线,介绍了岩石圈流变学的基本原理、超高压变质作用及研究方法、陆壳岩石部分熔融作用及构造意义等一些进展研究现状,报道了大别-苏鲁高压超高压变质带研究的一些实际材料、典型实例和相关专门问题的分析讨论。除了对大别-苏鲁碰撞造山带的几何学、运动学和流变学做了较详细的研究之外,对相关的部分熔融作用也有较深入的研究,此外还对中央造山带内两个巨型超高压变质带的关系作了简单讨论。

图书在版编目(CIP)数据

岩石塑性流变学——大别-苏鲁高压超高压变质带的构造学/钟增球,索书田,张利,周汉文,游振东著. —武汉:中国地质大学出版社,2007. 11

ISBN 978-7-5625-2216-4

I. 岩…

II. ①钟…②索…③张…④周…⑤游…

III. 高压低温变质带-研究-中国

IV. P588.392

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2007)第 176496 号

岩石塑性流变学

——大别-苏鲁高压超高压变质带的构造学

钟增球 索书田 张 利 著
周汉文 游振东

责任编辑:段连秀

技术编辑:阮一飞

责任校对:张咏梅

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路 388 号)

邮政编码:430074

电话:(027)67883511

传真:67883580

E-mail: cbb @ cug. edu. cn

经 销:全国新华书店

<http://www.cugp.cn>

开本:787 毫米×1 092 毫米 1/16

字数:360 千字 印张:12.625 图版:4

版次:2007 年 11 月第 1 版

印次:2007 年 11 月第 1 次印刷

印刷:武汉中远印务有限公司

印数:1—1 000 册

ISBN 978-7-5625-2216-4

定价:68.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

目 录

第一章 绪 论	(1)
第二章 大陆壳岩石塑性流变学	(8)
2.1 大陆岩石圈流变学	(8)
2.1.1 岩石塑性流变学	(8)
2.1.2 大陆流变学与造山作用	(11)
2.1.3 大陆岩石圈流变学分层性及流变学边界	(13)
2.1.4 变形分解和应变局部化	(19)
2.1.5 大陆壳岩石部分熔融作用的力学效应	(21)
2.2 超高压变质带地壳岩石流变学	(21)
2.2.1 超高压变质岩石的形成	(21)
2.2.2 超高压变质条件下地壳岩石的流变行为	(24)
2.2.3 超高压榴辉岩相剪切带	(28)
2.2.4 超高压变质带现今构造图像	(30)
2.2.5 超高压变质带的构造折返	(32)
2.3 超高压变质带构造学研究	(36)
2.3.1 解析构造学与岩石圈流变学	(36)
2.3.2 现象流变学与岩石变形实验流变学	(37)
2.3.3 构造地质学与变质岩石学	(38)
第三章 大陆碰撞带内的超高压变质作用	(39)
3.1 超高压变质作用的范畴	(39)
3.2 超高压变质的矿物学标志	(40)
3.2.1 矿物的多形转变	(40)
3.2.2 超高压矿物的出溶页片	(41)
3.2.3 其他超高压矿物	(44)
3.3 高压超高压变质作用在全球的分布	(46)
3.3.1 北欧加里东山链——挪威(WGR)和格陵兰	(46)
3.3.2 欧洲华力西超高压带	(47)
3.3.3 阿尔卑斯带(Alps)	(48)
3.3.4 中亚复合山链	(49)
3.3.5 喜马拉雅山链	(52)

3.3.6 印尼的高压超高压变质带·····	(52)
3.4 高压超高压变质作用的时代·····	(53)
3.5 高压超高压变质地体的变质 $P-T$ 轨迹·····	(55)
3.6 超高压变质研究中的问题和前景·····	(56)
第四章 大陆壳部分熔融作用 ·····	(59)
4.1 大陆壳部分熔融与造山作用·····	(59)
4.1.1 大陆壳部分熔融及其与造山作用的关系·····	(59)
4.1.2 熔体在造山带演化中的作用·····	(61)
4.1.3 造山作用部分熔融的证据·····	(61)
4.2 造山带热演化及部分熔融岩石流变学效应·····	(62)
4.2.1 造山带热演化·····	(62)
4.2.2 混合岩及混合岩地体中的花岗岩·····	(63)
4.2.3 部分熔融岩石流变学效应·····	(64)
4.3 部分熔融岩石流变学研究实例·····	(67)
4.4 高压超高压变质带中的部分熔融作用·····	(68)
4.4.1 Kokchetav 地体·····	(69)
4.4.2 挪威西部片麻岩区(WGR)超高压变质省·····	(70)
4.5 部分熔融作用研究小结和对大别-苏鲁高压超高压变质带研究的启示·····	(71)
第五章 秦岭-桐柏-大别-苏鲁造山带的基本组成 ·····	(73)
5.1 主要构造边界·····	(73)
5.2 基本组成·····	(75)
5.2.1 北秦岭与南秦岭·····	(75)
5.2.2 北淮阳带·····	(76)
5.2.3 大别-苏鲁高压超高压变质带·····	(77)
5.2.4 扬子陆块北缘·····	(78)
5.3 桐柏-大别-苏鲁高压超高压变质带的基本组成·····	(78)
5.3.1 核部杂岩单元·····	(79)
5.3.2 超高压单元·····	(80)
5.3.3 高压单元·····	(82)
5.3.4 绿帘蓝片岩单元·····	(84)
5.3.5 沉积盖层·····	(85)
5.3.6 镁铁质及超镁铁质岩石·····	(85)
第六章 大别-苏鲁碰撞造山带的构造几何学、运动学和流变学 ·····	(87)
6.1 超高压单元典型地区构造分析·····	(87)
6.1.1 山东荣成-威海地区·····	(87)
6.1.2 安徽潜山碧溪岭地区·····	(93)

6.1.3 湖北麻城地区	(97)
6.1.4 苏北东海碱场地区	(98)
6.2 深俯冲及同碰撞构造	(102)
6.2.1 块状榴辉岩的产状	(102)
6.2.2 块状榴辉岩与面理化榴辉岩的关系	(104)
6.2.3 超高压剪切带	(106)
6.2.4 同碰撞 A-型褶皱	(108)
6.3 高压单元构造分析	(109)
6.3.1 熊店-苏河地区	(109)
6.3.2 桐柏山地区	(112)
第七章 桐柏-大别-苏鲁造山带的构造格架和构造演化模型	(115)
7.1 基本构造格架	(115)
7.1.1 大别地区	(116)
7.1.2 苏鲁地区	(118)
7.1.3 桐柏地区	(121)
7.1.4 Pb 同位素填图	(122)
7.2 构造演化模式	(128)
7.2.1 构造变质事件	(129)
7.2.2 构造演化模式	(132)
第八章 面理化花岗岩及其动力学解析	(137)
8.1 面理化花岗岩的野外及岩石学特征	(137)
8.1.1 关于面理化花岗岩成因的争论	(137)
8.1.2 部分熔融作用发生的证据	(138)
8.1.3 面理化花岗岩的岩石学特征	(140)
8.2 面理化花岗岩的地球化学特征	(141)
8.2.1 主量及微量元素地球化学特征	(141)
8.2.2 同位素地球化学特征	(143)
8.3 面理化花岗岩的成因及动力学解析	(147)
8.3.1 面理化花岗岩形成的构造背景分析	(147)
8.3.2 面理化花岗岩的形成时代	(150)
8.3.3 面理化花岗岩的成因及动力学解析	(151)
第九章 中央造山带内两个超高压变质带的关系	(154)
9.1 北秦岭看丰沟超高压变质岩片	(155)
9.2 南秦岭香坊沟高压变质岩片	(157)
9.3 同位素组成的对比	(158)
9.4 两条超高压变质带的关系	(160)

9.4.1	南阿尔金-柴北缘-北秦岭超高压变质带的东延	(160)
9.4.2	大别-苏鲁高压超高压变质带的西延	(160)
9.4.3	两个超高压变质带的关系	(161)
参考文献		(162)
ABSTRACT		(187)
图版		(197)

第一章 绪 论

自从1984年Chopin和Smith分别在西阿尔卑斯Dora Maira地块及挪威西部片麻岩区地壳岩石中发现含柯石英的包裹体的镁铝榴石石英岩及榴辉岩等超高压变质岩石组合以来,相继在全世界许多碰撞造山带的大陆壳岩石中,发现了指示遭受过超深或超高压变质作用的矿物,如镁铝榴石、柯石英(或假象)和金刚石等(Liou, *et al.*, 1995, 2004; Liou, 1999; Chopin, 2003)(图1-1)。近来, Gilotti 和 Krogh (2002)又在格陵兰北东部的加里东造山带内的片麻岩中,发现了柯石英假象及相关矿物组合,估测变质的峰期压力和温度分别为3.6GPa及约972℃。这表明冷的和轻的大陆板片曾俯冲到地幔深度,发生高压超高压变质作用。这些发现和认识,向统治地球科学近半个世纪的经典板块学说提出了严峻的挑战,也促进了地球科学领域一系列理论和概念发生革命性的变化,从而将超高压变质作用的研究从变质地质学领域扩展到包括岩石学、地球化学、地球物理学、构造学和地球动力学多学科综合研究的高度(Root, *et al.*, 2005; Terry and Heidelbach, 2006)。

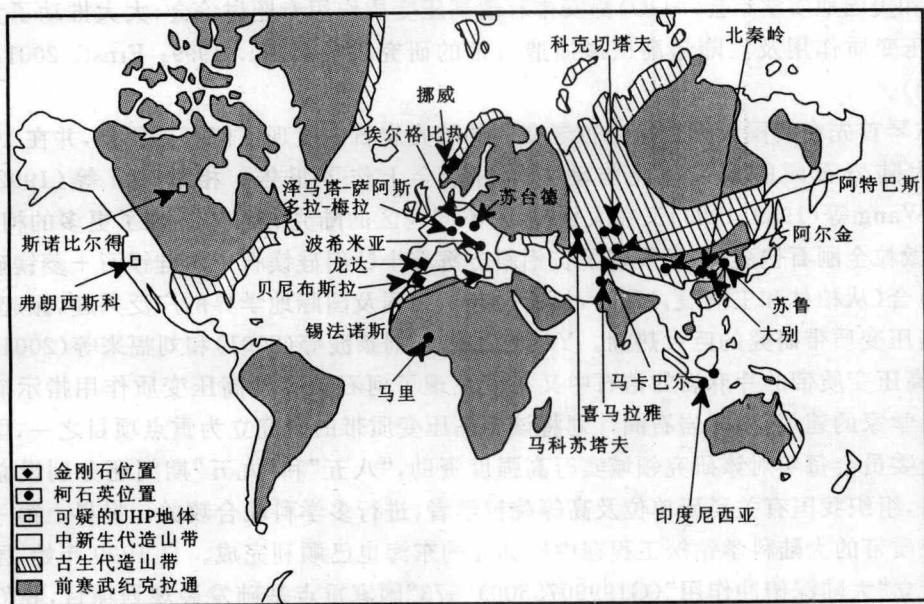


图1-1 超高压变质带的分布图

(据 Liou, *et al.*, 1995, 2004; Liou, 1999, 略改)

Fig. 1-1 Distribution of recognized UHP Metteranes in the world

(modified from Liou, *et al.*, 1995, 2004; Liou, 1999)

现今在造山带出露的高压超高压变质岩石,成为观察和研究大陆深俯冲过程的窗口。按现有的相平衡资料和压力温度计估算,超高压变质作用峰期物理条件一般为700~900℃,压

力达 2.8~4.0 GPa, 大大超越经典变质岩石学所研究的变质作用范畴。如果不考虑非静岩压力(nonlithostatic pressure)、流体和俯冲带几何学等因素的影响(Mancktelow, 1993, 1995; Petrini and Podladchikov, 2000), 这样的温压环境指示原来组成大陆壳冷的岩石, 曾沿着俯冲带或俯冲剪切带, 快速下沉到岩石圈 100 km 甚至更深的部位。即使是注意到板块会聚俯冲速率、俯冲带几何学、俯冲物质及俯冲楔顶底板物质黏度大小、流体作用、差异应力和应变速率等因素导致的非静岩压力对岩石圈压力(lithospheric pressure)的影响, 矿物学、岩石学、地球化学、构造学等证据, 以及地球物理学和实验岩石学等资料, 都证实大陆壳岩石可深俯冲于高密度的上地幔深处是毋庸置疑的(Schreyer, 1988; 郑永飞, 2003; Terry and Heidelbach, 2006)。因而, 大陆深俯冲作用、超高压变质作用及超高压碰撞型造山带, 就成为当代固体地球科学、板块学说和岩石圈动力学的研究热点之一。短短的 20 多年间, 已有大量的研究专著和论文问世, 对以往的一系列涉及碰撞造山带和壳幔动力学的理论和概念提出了严峻的挑战, 引起了世界范围内的矿物学家、岩石学家、构造学家、地球化学家、同位素年代学家、实验岩石学家和地球物理学家的广泛兴趣。在国际岩石圈计划专门设立的Ⅲ-6 项目和Ⅲ-8 项目“碰撞型造山带的超高压变质作用及地球动力学”及“超高压变质地体形成及折返过程和地球动力学”工作组的组织和协调下, 有关国家和学者进行了有成效的合作, 对超高压变质岩开展了系统的研究, 先后在研究程度比较高的西阿尔卑斯、挪威西部片麻岩区、哈萨克斯坦的科克切塔夫地块和我国大别-苏鲁区等超高压变质带举行了国际现场研讨会, 交流了研究成果。这些年来, 每届国际地质大会(IGC)和美国地质学年会(AGU)都安排有超高压变质作用专题讨论会, 大大推动了大陆深俯冲、超高压变质作用及大陆超高压碰撞造山带的研究进展(Liou, 1999; Ernst, 2001; Liou, *et al.*, 2004)。

许志琴首先在我国大别地块内古老变质的陆壳岩石中发现了柯石英假象, 并在 1987 年北京国际大陆岩石圈的构造演化与动力学讨论会上作了报告。相继, Xu 等(1992)、Okay (1993)、Wang 等(1989, 1993)又在大别-苏鲁不同地区的陆壳岩石中找到了更多的柯石英(或假象)及微粒金刚石包裹体, 还发现了贫铝斜方辉石+钛斜硅镁石+斜硅镁石+菱镁矿等超高压矿物组合(从柏林和王清晨, 1999), 从而引起了我国及国际地学界的广泛兴趣, 掀起了大别-苏鲁超高压变质带研究的巨大热潮。Ye 等(2000)、刘景波等(2001)和刘福来等(2001)在大别-苏鲁超高压变质带的片麻岩的锆石中又相继发现了柯石英等超高压变质作用指示矿物。根据我国科学家的建议, 国际岩石圈计划将该超高压变质带的研究立为重点项目之一, 国家自然科学基金委员会每年对该研究领域实行高强度资助, “八五”和“九五”期间还分别设立重点和重大项目, 组织我国有关科研单位及高等院校学者, 进行多学科联合攻关。世界上第一口穿入超高压变质带的大陆科学钻探工程在中国苏北的东海也已顺利完成。自 1999 年始, 国家科学技术部设立“大陆深俯冲作用”(G1999075500)“973”国家重点基础发展规划项目, 我们与中国科学院地质和地球物理研究所等单位, 共同承担了子课题“大陆深俯冲—碰撞造山带的几何学和运动学”(G1999075506)研究任务。该项研究是在我们与安徽省地质研究所徐树桐教授承担的国家基金委员会“九五”重大项目“超高压变质作用与碰撞造山带动力学”的二级课题“大别造山带的构造几何学和运动学”(49794041)基础上进行的。研究的主要关键科学问题和内容是: ①大别-苏鲁碰撞造山带大陆深俯冲构造标志和记录; ②大陆深俯冲极性及其深俯冲带几何学; ③超高压变质岩石区域分布、大陆碰撞主缝合带位置; ④超高压变质带内部结构、变形序列、构造组合及运动学分析; ⑤地壳岩石部分熔融作用及动力学意义; ⑥大陆深俯冲、超高压变

质岩形成及向地壳表层折返的机制和动力学过程。本书就是该项目研究成果的基本总结。

在整个研究工作过程中,我们一直将揭示大陆壳岩石的深俯冲和折返动力学过程,作为思考和观察复杂地质现象的主线。研究中有三个基本点:一是大陆壳硅铝质岩石的深俯冲和折返必然要涉及地壳和地幔间的相互作用;二是含超高压变质岩石的造山带在深俯冲及初期折返阶段,主要是在挤压构造体制(碰撞环境)下进行的;三是在进行地球动力学分析时,面对的是一个动态的具有流变学分层性的岩石圈结构。视高压超高压岩石的形成和折返为大陆深俯冲带内物质的复杂流变过程。研究表明,造山带中地壳的加厚、受热、变形和抬升等综合作用,可导致具各种不同变质历史的岩石在地表并置,故在造山带中要研究变质岩的形成和分布,必须对造山带的热学、力学和抬升过程及其相互制约作用有深入的理解(Jamieson, *et al.*, 2002)。我们在研究碰撞造山带的几何学和运动学时,也必须充分认识到这一点,要综合研究碰撞造山带的变质、变形和热的过程及其耦合作用,才能更客观地建立高压超高压变质岩的形成和折返动力学模型。通常,造山带的流变学会影响地壳增厚作用及热构造,反之,造山带的热构造又会影响其流变学特征及造山带变形方式。

图 1-2 是一个简单的大陆岩石圈上部剖面。按典型地区的变质岩相划分反映的压力温度梯度计算,在具有正常厚度 30~40km 的大陆壳底部,最高温度可达 1 000℃,最大压力近 1GPa,这主要是静岩压力的功效。即使是具有“根”的年轻造山带,地壳厚度可达 60km,但单靠静岩压力,也不足以形成超高压变质环境。只有在 100km 或更深的部位,才可能有超高压(>2.7GPa)变质的压力条件。这也意味着,今天我们在地壳表层所看到的超高压岩石,可能至少曾俯冲到 100km 以下的深度,处于超深变质作用“禁带”(forbidden zone)和金刚石及柯石英稳定域环境(图 1-3)。

据近年来挤压型造山带的研究,一个发育成熟的或完全的造山带旋回,一般都经历了三个大的阶段(Leech, 2001):①碰撞、增厚、地形和地壳及岩石圈根的形成;②地壳根变质作用及地壳根或岩石圈的拆沉;③造山带地壳薄化、伸展坍塌和莫霍面(Moho)再平衡。按照构造学及岩石圈流变学基本原理,在遭受挤压和缩短的地区,有效的总压力受到水平应力及岩石圈挠曲所产生的直立负荷影响,一般会高于岩石静岩压力。在上地壳及上地幔脆性层次,压力梯度可相当于静岩压力梯度的 2 倍;但是,如果存在静孔隙流体压力条件(流体因子 $\lambda = 0.3 \sim 0.4$),压力梯度又会降低到静岩压力梯度的 $1/2 \sim 1/3$ (Petrini and Podladchikov, 2000)。在岩石圈韧性层次,尽管会出现黏性弛豫(viscous relaxation),但静岩压力梯度也会受到水平应力及其他因素的影响。当然,如果俯冲物质强度为零,则挤压差异应力没有影响。超高压碰撞造山带是挤压型造山带的一种特殊类型,Ernst(2001)还进一步将其分成太平

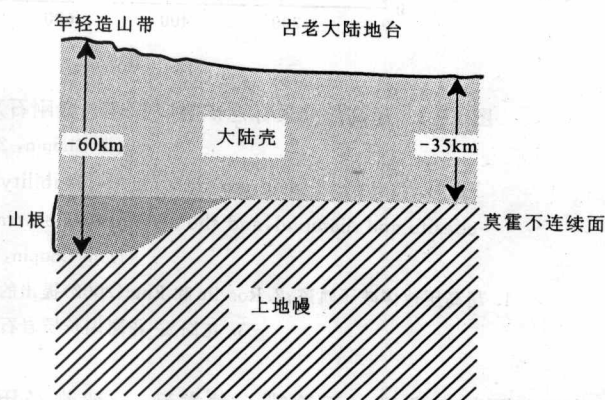


图 1-2 大陆岩石圈上部 100km 剖面略图

(据 Schreyer, 1988)

Fig. 1-2 Schematic profile through the upper 100km of a continental lithosphere

(from Schreyer, 1988)

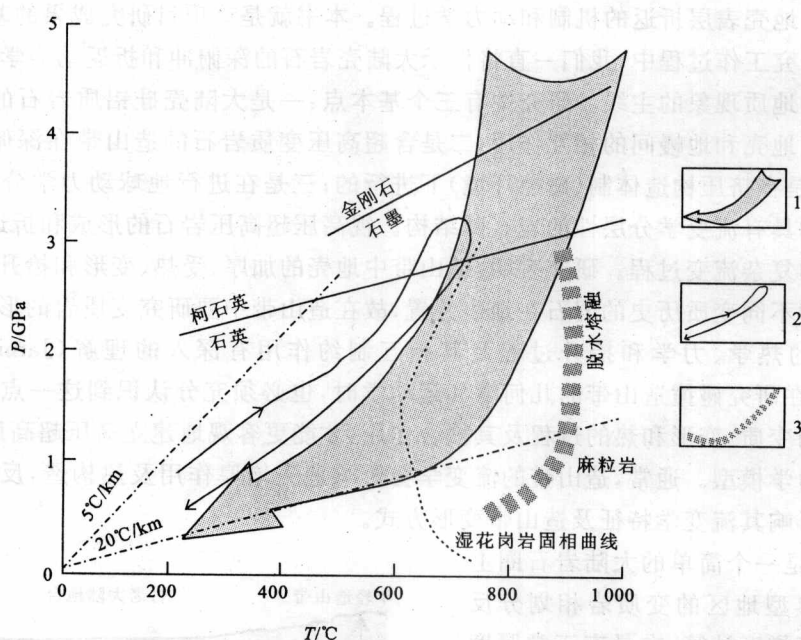


图 1-3 超高压变质标志矿物(柯石英、金刚石)稳定域及超高压地体减压轨迹 $P-T$ 图
(据 Chopin, 2003)

Fig. 1-3 $P-T$ diagram showing the stability field of the main UHP index minerals, coesite and diamond, and the decompression trajectory common to most UHP terranes
(from Chopin, 2003)

1. 超高压地体减压轨迹; 2. Roselle 和 Engi(2002)提出的一个大陆地壳板片深俯冲及折返的 $P-T$ 轨迹;
3. 花岗质-花岗闪长质岩石初始部分熔融曲线

洋型和阿尔卑斯型。无论哪一种类型,一般都经历了深俯冲、碰撞、高压和超高压变质作用、板片断离(slab breakoff)、折返、韧性减薄等复杂的壳幔动力学过程。岩石圈流变学分层性在这一动力学过程中是重要的影响因素,分层的组成、厚度、强度(黏度)、几何状态和流变行为在这一过程中会有所变化,所以,对静岩压力梯度乃至整体压力估算时,应当考虑挤压应力及岩石变形机制的影响。超高压变质作用通常是沿着窄的深俯冲带或俯冲剪切带进行的,因而,俯冲带的几何学(宽、窄及产状)、流体状况和热构造等因素(Mancktelow, 1993, 1995),也会引起非静岩压力或构造超压现象,其构造超压的最大影响幅度可达 0.1GPa(Brace, *et al.*, 1970)和 0.8GPa(Mancktelow, 1993)。当然,具体细节尚需结合实际例子,进行严谨的数学和流变学分析。注意构造超压的影响,也可以合理解释在一个地区同时出现含柯石英或金刚石包裹体的榴辉岩及部分榴辉岩化辉长岩、麻粒岩、角闪岩等复杂的岩石组合等现象(Leech, 2001)。

综上所述,超高压碰撞变质带是大陆深俯冲和碰撞作用的结果,但在估测俯冲和超高压变质岩形成的最大深度时,应当考虑到构造挤压差异应力和其他因素造成的非静岩压力对静岩压力的影响。至于新近在超高压变质带内发现的橄榄岩中微米级出溶 FeTiO_3 棒等代表的 10~15GPa(相当于 300~400km 深度)异常高的压力,应当与地幔橄榄岩体的初始形成、就位及参与大陆深俯冲过程进行全面考察,不一定就代表大陆板片深俯冲的实际深度。总而言之,我们认为大陆壳深俯冲的深度在岩石圈尺度上可能是有限的,但也决不会仅局限于地壳层次。

同时,并不排除大陆壳深俯冲的动力学及地球化学过程会影响到地球的更深层,如深达 670km 的边界层。

十多年来,许多中外地质学家致力于中朝克拉通与扬子克拉通间的大别-苏鲁超高压变质带的研究,在矿物学、岩石学、同位素年代学、变质作用 $P-T-t$ 轨迹、地球化学、构造学及地球物理学等各个领域,获得了重大成果和进展(从柏林和王清晨,1999;Ernst, 2001;徐树桐等,2002;Yuan, *et al.*, 2003;Faure, *et al.*, 2003;李曙光等,2005;刘景波和叶凯,2005;林伟等,2005;陈勇等,2006)。相对而言,构造学方面的研究比较滞后,大多有关大别-苏鲁超高压碰撞带的构造演化模型及解释,主要还是建立在岩石学和地球化学研究基础上的(Maruyama, *et al.*, 1994;王清晨和从柏林, 1998),准确和丰富的构造学证据比较欠缺,合理的有说服力的构造学论证比较少见。究其原因,我们觉得主要是面对大陆深俯冲和超高压碰撞造山带这类复杂的板块构造及岩石圈动力学课题,构造学者在理论、思想和方法等方面,仍缺乏必要的准备,需要有一个较长时间的学习、更新、适应和与时俱进的过程。

首先,有关榴辉岩与其围岩片麻岩的关系认识,以往长期存在着“原地的”(in situ)和“外来的”(foreign)(Smith, 1988)两种模式争论。实际上,在构造上就是如何解释榴辉岩体常成孤立的布丁、透镜体散布于围岩片麻岩基质中的现象。依据我们在大别-苏鲁超高压变质带多年研究的实践体会到,如果能够运用岩石圈流变学的基本原理,特别是多矿物固态流变学(Handy, 1990)作指导,采用现代构造分析方法,结合详细的岩石学 and 同位素年代学研究工作,即可作出比较明确的解释和回答。其实,在不同尺度上,榴辉岩体与围岩片麻岩基质的几何配置,均反映了大陆深俯冲物质在俯冲、超高压变质榴辉岩化和折返、退变质长英质化过程中,在多相物质成分及强度差等因素控制下不均一塑性流变及应变分解作用的结果,分别和相继形成承载格架(LBF—load—bearing framework)和相互联通的弱基质层状框架(IWL—interconnected weak matrix layers)型式(Handy, 1994;Schulmann, *et al.*, 1996)。随着构造和应变演化的进程,IWL 构造域逐渐扩大,直至稳态蠕变阶段。在大别-苏鲁超高压变质带的不同构造部位和地区,可以观察到各种尺度上的 LBF 及 IWL 不同的流变学构造型式(Sandy, 1990;索书田等,2001)。因此,这也从构造上证明榴辉岩是“原地的”的推论,由此还可推测,超高压榴辉岩相地体在整个超高压变质带初始形成时,即使这种变质地体内部结构及组成是很不均一的,但在俯冲带内是作为一些黏着(coherent)的大型变质体出现的。

其次是有关超高压变质岩折返过程中的部分熔融作用问题。大多数研究者都认为,在已经研究比较详细的超高压变质带,如西阿尔卑斯 Dora Maira 地块、挪威西部片麻岩区和我国大别-苏鲁地区,出露地表的岩石中相当大的部分是花岗质片麻岩或正片麻岩(orthogneiss)。在大别-苏鲁超高压变质带内,我们曾用一描述性术语——面理化含榴花岗岩称谓这些片麻岩。研究认为,它们的大部分是超高压变质岩在由地幔深度向中下地壳折返过程中,在角闪岩相条件下,经部分熔融作用形成的(图 1-3)(徐树桐等,1998;钟增球等,1999;索书田等,2002)。可以想象到,随着部分熔融作用的进行,岩石的黏度和强度都将随之下降,岩石变形也将会从固态格架支撑调整,经固态-液态过渡,转变为液相调整的变形,出现黏性褶皱等复杂的应变图像。从流变学的观点来看,物质的固态和液态之间,并无明确的界线(刘雄,1994)。从整个岩石圈结构来说,常在中地壳形成“流体地壳层”(fluid crustal layer)对地壳动力学演化,尤其是对构造体制的转换起着重要的作用。大别-苏鲁超高压变质带内高压超高压变质岩折返过程构造体制由挤压体制向伸展体制反转,碰撞后伸展变形及变质核杂岩型构造框架的形

成,都是与部分熔融作用反映的构造-热状态变化紧密相关的。在露头及区域尺度上,可以直接观察到部分熔融作用与超高压变质岩石折返到地壳层次产生的各种生动变形图像。

再就是在碰撞造山带地幔深度形成的超高压变质岩石的折返机制问题。至今提出的超高压变质岩折返模式多达 20 余种,包括同碰撞楔状挤出模式、板片抽拉模式、角流或隧道流动模式、双向道模式、强制内部环流模式、韧性伸展流动作用模式、构造揭顶及剥蚀作用模式、共轴韧性伸展模式、上地壳伸展和下地壳缩短模式等(详见第二章)。这些有关超高压变质带折返模式或工作假说,大都是基于超高压岩石的岩石学、变质作用 $P-T$ 轨迹、同位素年代学资料及野外观察到的超高压岩石的现存露头型式。因此,每一种模式虽然能够解释某一超高压变质带折返过程中的一些地质现象,但是,由于缺乏充分的及最少争议的折返过程构造记录研究,对超高压带从地幔深度折返到地壳表层复杂的动力学过程理解,特别是折返初期或早期阶段的驱动机制及控制因素,认识还比较肤浅,争论颇多。研究还表明,超高压变质带的折返应是一个多阶段多机制的构造过程(Cong, *et al.*, 1994; 索书田等, 2000; Faure, *et al.*, 1999; Coleman and Wang, 1995; 许志琴等, 2003; Walsh and Hacker, 2004), 应当根据每一个超高压变质带的实际情况,结合各种变质岩石学、同位素热年代学、流变学、地球物理学、构造地质学等信息,进行综合分析及必要的物理和数值模拟,逐步构建动态的超高压变质带折返演化模式。

虽然高压超高压变质岩石的变质变形及后期减压退变质变形叠加历史很复杂,但是为变形分解作用(deformation partitioning)提供了一个观察复杂构造演化过程中构造记录的窗口,使得有可能从不同的变形域中鉴别出不同构造和流变演化阶段的岩石学结构、相结构和变形结构。在整个研究工作过程中,我们始终以现代板块构造学、岩石圈流变学(Ranalli, 1997; Handy, 1990, 1994)及超越板块构造学(beyond plate tectonics)——大陆流变学和造山作用的基本原理作指导,紧密联系实际,从不同尺度(显微—造山带)上运用现代构造分析方法进行构造学研究。一方面从大别—苏鲁超高压碰撞造山带和大陆深俯冲带尺度上观察思考问题,另一方面,选择了近 40 个构造关键部位或重点研究区,详细进行露头观察、大比例尺制图、构造要素测量和几何学运动学分析,特别重视准确理解各项构造形迹的物理学及流变学意义。与此同时,进行较深入的岩石学观察及样品采集,并对之进行必要的有针对性的同位素年代学、岩石及同位素地球化学研究等。在工作过程中,还采用不同方式进行了项目内外、国内外学术交流,受益匪浅。大体说来,我们的构造学研究是与国际上的高压超高压变质带的研究同步的。

通过近十年的研究工作,对大别—苏鲁高压超高压变质带的认识至少在下列几方面取得了新的进展和提高。

(1) 确认我国中央造山带内至少存在两个形成板块构造背景、形成时代及内部组成、结构均不相同的高压超高压变质带。近年来发现的秦岭超高压变质岩片,向东不能与大别—苏鲁高压超高压变质带连接成统一的高压超高压变质带。

(2) 进一步查明了大别—苏鲁高压超高压变质带的空间展布、岩石组合、与中—低压岩片及其他相邻地质体的三维空间关系。其中,大别地区的八里畈—磨子潭—晓天断裂/剪切带及苏鲁地区的五莲—烟台断裂/剪切带构成了大别—苏鲁高压超高压变质带的北部构造边界,可以解释为改造了的三叠纪中朝克拉通与扬子克拉通碰撞缝合线(带)的顶板剪切带。扬子克拉通北部大陆边缘曾向北深俯冲于中朝克拉通之下。

(3)现今可观察出的大别-苏鲁高压超高压变质带区域构造框架,主要是由大陆深俯冲、碰撞及高压超高压变质期后伸展体制形成的,具有西北美变质核杂岩的特征。其内部多层伸展拆离带的发育、不同岩石构造单位岩石的组成、流变行为和组构特征,均与高压超高压变质岩石组合折返到中下地壳层次特定的岩石强度、强度差和物理环境相关。晚期在脆-韧性过渡层或脆性域内的揭顶作用和断裂构造,未能改变这一基本构造格局。

(4)从岩石学、地球化学和构造学领域研究了高压超高压变质作用期后快速减压发生的长英质地壳部分熔融作用,其结果形成了大体积的面理化含榴花岗岩和各种混合岩,并强烈删除或抹掉了先期高压超高压变质阶段的大部分岩石组合和组构记录,降低俯冲带内岩石强度,提高其可变性和正浮力,促使构造由挤压体制向伸展体制反转,加速高压超高压地体向地壳浅层次折返。

(5)主要依据颗粒、亚颗粒至造山带不同尺度的构造及岩石学记录,结合可利用的地球化学和同位素年代学资料,把大别-苏鲁区大陆壳板片从深俯冲、高压超高压变质作用至折返到地壳表层的动力学演化历史分解为五个阶段(D_1-D_5)(不含前超高压变质作用),对每一个阶段或岩石圈不同层次的岩石组成、岩石流变行为、变形样式及相关变质作用等进行了较详细的描述和分析,并初步建立了大别-苏鲁高压超高压变质带构造演化模式。其中,特别强调高压超高压变质带多阶段及多机制的折返动力学和流变学过程。

由于对高压超高压变质带形成和折返动力学的研究,是一项复杂的系统工程,研究对象的复杂性和研究的难度,与我们的理论和研究水平之间还存在着很大的落差,因此,对涉及问题的认识和理解都是初步的和肤浅的,还需要进行长期的甚至是几代人的创新性深入研究。

本书内容大体包括两部分:第一部分是围绕大陆深俯冲及超高压碰撞造山带的几何学和运动学研究主题,简单介绍岩石圈流变学一些相关的基本原理、超高压变质作用及研究方法、陆壳岩石部分熔融作用及构造意义等一些理念和研究现状,主要目的是想说明我们是如何思考问题的,借用的指导理论和方法是什么;第二部分是我们的研究成果,也是本书的主要部分,包括一些实际材料、典型实例和相关专门问题的分析讨论。除了对大别-苏鲁碰撞造山带的几何学、运动学和流变学作了较详细的研究之外,对相关的部分熔融作用也有较深入的研究,此外对中央造山带内两个巨型超高压变质带的关系,也作了简单讨论。

本书是集体劳动的成果,第一章、第六章、第七章和第九章由钟增球和索书田编写,第二章由索书田编写,第三章由游振东编写,第四章和第八章由张利编写,第五章由钟增球和周汉文编写,张利还参加了第七章和第九章的编写。在编写过程中,索书田教授在学术思想和思路上给予了全面的指导。此外,张宏飞教授参加了部分野外及室内工作,并在专著编写过程中进行了指导,研究生杨启军、鄢全树、曾雯、刘富和姜杨等参加了部分野外工作和研究。由于各位作者掌握的信息、文献和专业特长有某些区别,因此,虽然对大多数问题有基本相同或相似的认识,但在某些问题的理解和认识上,可能会存在相互矛盾和不协调现象,这恐怕是在所难免的,而且在科学研究上,这也是很正常的现象。

感谢国家科技部、自然科学基金委员会、中国地质大学“211工程”和中国地质大学学术著作出版基金的资助。整个研究工作是在项目领导小组的指导下进行的。多年来,研究工作一直受到从柏林、王清晨、徐树桐、李曙光、张国伟、张本仁、刘源俊、路凤香、杨巍然和金振民教授、张泽明研究员和汤家富教授级高级工程师等的指导,得到江苏、山东、安徽、湖北、河南等省地质部门同行的帮助,在此一并致谢!

第二章 大陆壳岩石塑性流变学

2.1 大陆岩石圈流变学

2.1.1 岩石塑性流变学

广义的流变学(rheology)属于物理学的范畴,是研究物体变形和流动现象的学科。著名流变学家 Reiner(1960)明确指出:在各种施加应力作用下,固体的流变行为不仅取决于物体自身的特征(如强度),而且还取决于压力、温度和时间等物理环境。多年以来,物理学家、工程学家及地球科学家,沿着理论和实验两个方向,在流变学研究领域获得了丰硕成果和明显进展(Handy, 1990, 1994),开拓了许多新课题,解释了一系列理论和实际问题。

将流变学的基本理论和方法应用于固体地球科学,分析和解释全球构造、岩石圈不同层次的构造、不同尺度及不同地球动力学体制下岩石的流变特征,分别称为岩石流变学、地壳流变学、上地幔流变学、岩石圈流变学、造山带流变学、盆地流变学、(大)洋壳流变学及(大)陆壳流变学等,Ranalli(1995)将其统称为地球流变学。其中,岩石圈流变学的理论和方法体系,通过流变学、理论力学、岩石力学、物理冶金学、热力学、矿物和岩石的变形实验学、地球物理学、地震地质学、构造学、大陆及大洋深钻工程和遥感测量等高科技多学科研究,在 20 世纪 80 年代,业已形成并得到广泛应用。对于板块构造学说而言,岩石圈流变学既是地球科学的一个发展方向,也是对它的一个重要补充,无疑,还是地球系统科学的重要组成部分。我们就是在岩石圈流变学的基本原理指导下对大别-苏鲁高压超高压变质带构造学进行研究的。

据岩石流动微观变形机制,可将流变学分为脆性或摩擦流变学(frictional rheology)(索书田等,2002)和塑性流变学(plastic rheology),两者之间尚具有过渡特征的摩擦-塑性流变学(frictional-plastic rheology)。考虑到大别-苏鲁区高压超高压变质带内岩石的主要变形特征及流动变形行为,本章重点讨论塑性流变学。这里需要指出,在许多国内外文献中,常用韧性流变学(ductile rheology)来描述岩石由塑性变形机制产生的变形特征和流变行为(Ranalli, 1997)。实际上,这种用法是不够严谨的。正如 Rutter(1986)所说,韧性(ductility)是指物体均匀分散流动的能力,不能用来描述变形机制及所产生的变形。韧性变形可以是脆性的、塑性的或脆-塑性过渡的,如碎裂流动和塑性流动,均指大规模的流动现象。鉴于不同作者的习惯用法,本书各章中凡使用“韧性”一词的,一般均指塑性(plasticity)的变形机制及其形成的构造和组构,以尽可能将岩石变形行为与变形机制区分开。

岩石和矿物的变形实验研究和大量的野外观察证明,中-深地壳和上地幔的大多数岩石变形,都是通过组成岩石的矿物塑性变形和流动完成的,其微观变形机制包括伴随动态重结晶位错蠕变和变形双晶作用为主的晶内塑性变形以及扩散蠕变过程(diffusional creep process)。岩石塑性变形除受组成矿物的强度(或黏度)及强度比制约外,也受应力、应变速率、温度、含水

流体及熔融物质等物理化学变量的控制。主要由单矿物岩石变形实验获得的位错蠕变(稳态)幂流变速率经验方程式为:

$$\dot{\epsilon} = Ad^{-m}(\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (2-1)$$

式中: $\dot{\epsilon}$ ——流动应变速率(s^{-1});

Q ——活化能($kJ \cdot mol^{-1}$);

$(\sigma_1 - \sigma_3)$ ——差异应力(或流应力)(MPa);

A ——物质结构常数;

R ——气体常数;

T ——绝对温度(K);

d ——矿物颗粒大小(μm);

n ——应力指数;

m ——粒度指数。

由(2-1)式可见, $\dot{\epsilon}$ 与差异应力及温度等变量呈非线性关系。如果蠕变主要受扩散相关的位错攀移控制, 则应力指数一般为 2.0~4.5, 且不显示应变速率与矿物颗粒大小的相关性, 即粒度指数(m)为零。于是(2-1)式可简写成一般的稳态流变本构方程(流变律 power law):

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (2-2)$$

式中: $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$ (流动差异应力, 或简称流应力)。

(2-1)式和(2-2)式中都没有变量压力(P)显示, 表明在岩石圈条件下的塑性变形, 一般与压力的相关性是不敏感的, 在实验及地质观察的精度内, 通常不加考虑(Ranalli, 1997)。不过, 近年来的变形实验及显微—超显微矿物和岩石组构研究表明, 扩散制约的塑性流变过程压力相关性, 多半是由视活化能(严格指热函 enthalpy)控制的, 即:

$$Q = H = E + PV \quad (2-3)$$

式中: E ——内能(internal energy);

P ——压力;

V ——活化体积。

据 Stöckhert 和 Renner(1998)的研究, 就流变律物质而言, 压力对应变速率和差异应力的影响分别为:

$$\partial \ln \dot{\epsilon} / \partial P = -V/RT \quad (2-4)$$

$$\partial \ln \sigma / \partial P = nV/RT \quad (2-5)$$

例如, 若橄榄石的活化体积为 $10 cm^3/mol$ (Jaoul, 1990), 在施加应力不变的条件下, 每增加 1 GPa 的流体静压力, 据(2-4)式, 应变速率将减小 3/4, 如果塑性变形物质中含水流体或部分熔融体, 压力的影响就更应加以考虑。这显示某些塑性变形并非完全是等体积过程(Lenze, *et al.*, 2005)。

不同变质变形及热状态条件下形成的糜棱岩, 如高压超高压榴辉岩相糜棱岩(Abalos, 1997; Terry and Heidelbach, 2006; 徐树桐等, 1999; 索书田等, 2000; 赵中岩等, 2002)、角闪岩相长英质糜棱岩及花岗岩侵入体内部的花岗质糜棱岩(Berthier, *et al.*, 1979; White, *et al.*, 1980; Sibson, 1984)等, 都是重要的岩石塑性变形的地质记录, 因而, 可借助矿物和岩石的变

形实验结果,进行对比和分析研究,并在不同尺度的构造变形及地球动力学研究领域,获得了令人振奋的进展(Ranalli, 1997; Stöckhert and Renner, 1998; Jackson, 2002; Terry and Heidelbach, 2006)。不过,将岩石和矿物的变形实验流变学资料不加分析地外延和应用到实际的地质变形过程,还存在着许多困难和不确定性(Paterson, 1987; Fernandez and Ranalli, 1997)。这是因为:①在实验室内构建接近和类似于地质上岩石实际变形物理环境是困难的。例如,矿物和岩石变形实验可控制的应变速率多为 $10^{-3} \sim 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ (Terry and Heidelbach, 2006),而地质上岩石塑性变形的自然应变速率常为 $10^{-12} \sim 10^{-15} \text{ s}^{-1}$,两者相差几个数量级。②直到现在,大多数矿物和岩石的变形实验,主要选用的样品是单矿物或其集合体,例如石英、方解石、长石、石榴石、橄榄石、硬玉以及石英岩、大理岩、橄榄岩等,而组成岩石圈的岩石,往往含有两种或多种与应变速率、应力、温度及颗粒大小呈非线性流变学关系的矿物,这些复合矿物组成的岩石流变律,必定是较为复杂的,不确定因素更多,是近 20 年来变形实验和理论工作者正在努力探索和 research 的主要方向。还应强调指出,如果变形伴随有变质作用,现已提出的岩石流变律,是全然不能直接应用的。

Handy(1990,1994)运用现象学方法(phenomenological approach)从理论与实际的结合上研究了多相矿物岩石的固态流变特征。他强调指出,组成岩石的矿物具有不同的非线性蠕变强度,在实际的变形过程中,变形岩石内部的应力和应变都是分解的,其分解程度主要取决于矿物的流变强度、含量、大小、形态、分布以及温度、应变和应变速率等变量,并导致矿物集合体内应变不协调性。

建立在地质应变速率条件下构造岩显微构造形成的力学推论、两相矿物集合体变形实验流变学资料以及理论研究基础上,Handy(1990,1994)提出了一个多相矿物岩石流变学概念性模式(图 2-1)及相关现象流变方程。在这一模式中,多相集合体的三个显微构造及力学行为域端元可区别出来,分别表示为强相制约的承载结构流变学(1 域, LBF),布丁-基质流变学(2 域)和碎斑-基质流变学(3 域),2 域和 3 域均属基质控制流变学(matrix-controlled rheology, IWL)。

在强相控制的承载结构流变学域,强相矿物形成相互连接的承载格架,分隔开被弱相矿物所填充的空间,岩石的整体强度取决于强相矿物的强度及弱相矿物的大小、形态及分布特征。2 域以弱相基质或层中定向排列的延长型强度较大的相布丁为特征,矿物强度比较小,在岩石变形过程中,强相和弱相在流变学上都是主动的。3 域内矿物强度比较大,强相矿物显示未变形的碎斑,流变学上是被动的。这些显微构造型式及流变学行为说明,在给定的总应变速率和温度-压力条件下,应变速率和应力在组成岩石的矿物中是分解的,应力和应变往往集中在弱相构成的基质内部。黏性物质变形计算机模拟指出,要形成强相残斑并在大的应变之后保持其形态,矿物强度比(即黏性强度比)至少为 10。概括而论,图 2-1 中的 3 域最小矿物强度比为 10,2 域的强度比不超过 10。

Handy(1990,1994)提出的多相矿物岩石流变学模式,不仅为建立两相或多相集合体现象流变律奠定了理论基础,而且也可用来定性地描述和解释显微至岩石圈尺度的各种地球动力学现象,例如,大别-苏鲁高压超高压变质带内,大理岩内的榴辉岩块体多呈碎斑状,显示碎斑-基质流变学型式(索书田等,2005),表明榴辉岩与大理岩基质间强度比大于 10,相当于图 2-1 中的 3 域,而布丁状的榴辉岩围岩多以长英质片麻岩为主,表明两者间的强度比小于 10,相当于图 2-1 中的 2 域。在高压超高压岩石由地幔深处折返到中下地壳时,榴辉岩及围岩均发生