

大别造山带早白垩世 富集地幔特征与减薄机制

DABIE ZAOSHANDAI ZAIBAIESHI FUJI DIMAN TEZHENG YU JIANBAO JIZHI

张金阳 马昌前 编著



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

国家自然科学基金青年科学基金项目
国家自然科学基金重点项目 资助

大别造山带早白垩世 富集地幔特征与减薄机制

DABIE ZAOSHANDAI ZAIBAIESHI FUJI DIMAN TEZHENG YU JIANBAO JIZHI

张金阳 马昌前 编著



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

图书在版编目(CIP)数据

大别造山带早白垩世富集地幔特征与减薄机制/张金阳,马昌前编著. —武汉:中国地质大学出版社,2016.11

ISBN 978-7-5625-3910-0

I. ①大…

II. ①张…②马…

III. ①大别山-造山带-早白垩世-富集-地幔-研究

IV. ①P544

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2016)第 263971 号

大别造山带早白垩世富集地幔特征与减薄机制

张金阳 马昌前 编著

责任编辑:党梅梅

责任校对:周 旭

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.cug.edu.cn>

开本:787mm×1092mm 1/16

字数:144 千字 印张:5.625

版次:2016 年 11 月第 1 版

印次:2016 年 11 月第 1 次印刷

印刷:武汉市籍缘印刷厂

印数:1—500 册

ISBN 978-7-5625-3910-0

定价:38.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

前言

大别造山带位于中国中东部,由于发育三叠纪高压-超高压变质岩而举世瞩目,至早白垩世时,大别造山带又发育了一套镁铁质-超镁铁质杂岩。以这些镁铁质-超镁铁质杂岩体的微量元素和同位素为主要依据,前人认为同化混染在这些杂岩体形成过程中不起重要作用,从而认为大别造山带在早白垩世时存在比经典的I型富集地幔还富集的异常富集地幔,并且认为该异常富集地幔与三叠纪扬子陆壳的深俯冲作用或早白垩世时榴辉岩质下地壳的拆沉作用相关。

然而,在针对大别造山带早白垩世镁铁质-超镁铁质杂岩体开展详细的野外地质调查时,我们发现,这些杂岩体内各种岩石类型普遍呈环状产出,通常以辉石岩为中心,向外依次发育辉长岩、淡色辉长岩、二长岩。这种特征表明,这些杂岩体经历了充分的分离结晶作用,而且实验岩石学研究表明,辉石岩通常结晶于下地壳较深的部位,在这种温度和压力条件下发生分离结晶而没有同时发生同化混染作用,这是难以令人信服的。基于此,我们在国家自然科学基金青年科学基金和国家自然科学基金重点项目的支持下,在详细的野外地质调查和室内岩相学研究的基础上,选择了出露条件较好的小河口杂岩体为研究对象,开展了矿物化学和岩石地球化学调查,查明分离结晶与同化混染作用在岩体形成过程中的作用,厘定岩浆源区特征,在此基础上,利用早白垩世不同时代的基性岩石,示踪岩石圈厚度的变化,揭示岩石圈地幔减薄的幅度和机制。

本次研究主要结论是:①小河口杂岩体的母岩浆来自与I型富集地幔类似的富集地幔,母岩浆在地壳不同层次经历了充分的分离结晶与同化混染,没有必要引入比I型富集地幔更富集的富集地幔来解释小河口杂岩体的地球化学特征;②岩石圈减薄作用发生于115~125Ma之间,约在10Ma之内减薄了约20km,这

可以用地壳根及下部岩石圈地幔的拆沉作用来解释。由于大别造山带与华北克拉通的早白垩世岩浆作用非常类似,因此该研究成果对于华北克拉通早白垩世岩石圈地幔的属性和减薄有很大的借鉴意义。

本书是编著者在博士论文《大别山晚中生代基性岩石成因及岩石圈地幔属性》、发表于《Journal of the Geological Society》和《Lithos》的两篇学术论文以及未发表数据的基础上编写而成的,研究工作得到了国家自然科学基金青年科学基金项目“大别山晚中生代基性岩源区变化与岩石圈地幔转换”及国家自然科学基金重点项目“大别造山带中生代侵入岩类成因、岩浆动力学与构造体制转换”的资助。该书最终顺利出版得益于国家自然科学基金面上项目“东昆仑造山带东部典型高镁中酸性侵入岩成因机制及构造意义研究”的支持。

由于编著者水平有限,对国内外最新研究成果的理解可能还不够深入,对科学问题的认识也不够全面,在内容和章节编排方面难免存在不足,衷心欢迎广大学者批评指正。

编著者

2016年7月

目录

第一章 绪 论	(1)
第一节 大别山早白垩世富集岩石圈地幔的特征及成因	(1)
第二节 大别山早白垩世富集岩石地幔的减薄机制	(2)
第二章 区域地质概况及岩体地质特征	(6)
第一节 区域地质概况	(6)
一、大别山及邻区构造-岩石单元	(6)
二、大别山侵入岩	(9)
第二节 岩体地质特征	(10)
第三章 矿物化学特征	(23)
第一节 小河口镁铁质-超镁铁质杂岩体	(23)
一、橄榄石	(23)
二、辉石	(24)
三、黑云母	(29)
四、斜长石	(30)
五、角闪石	(36)
第二节 碱性岩脉	(37)
一、斜长石	(37)
二、黑云母与角闪石	(40)
三、辉石	(42)
第四章 岩石地球化学特征	(45)
第一节 小河口镁铁质-超镁铁质杂岩体	(45)
第二节 碱性岩脉	(53)

第五章	大别山碱性辉绿岩脉年代学	(60)
第六章	大别山早白垩世富集地幔特征	(62)
第一节	岩浆分离结晶	(62)
第二节	岩浆同化混染	(63)
第三节	岩浆分离结晶与同化混染模拟	(64)
第四节	大别山早白垩世富集地幔特征	(66)
第七章	大别山岩石圈地幔减薄机制	(69)
第一节	碱性岩脉成因	(69)
第二节	岩石圈地幔减薄机制	(72)
主要参考文献		(75)

第一章 绪 论

第一节 大别山早白垩世富集岩石圈地幔的特征及成因

在大别造山带,晚三叠世扬子大陆深俯冲作用曾受到广泛关注。随着研究工作的不断深入,对位于大别造山带东北部椒子岩、祝家铺等镁铁质-超镁铁质岩体也开展了相应的地球化学和年代学研究,研究程度很高,这些成果为后来的研究提供了可靠的数据和坚实的基础。

由于缺少可靠的同位素测年及地球化学数据,早期的成果认为这些镁铁质-超镁铁质岩体是蛇绿岩或是俯冲的特提斯大洋岩石圈的组成部分,或是早古生代弧杂岩的组成部分(刘庆等,2005),或是晚三叠世同碰撞型岩体(李曙光等,1989;聂永红等,1997;聂永红等,1998)。随着定年技术的发展和地球化学数据的不断积累,近年来的研究成果已否认这些认识,证实这些镁铁质-超镁铁质岩体形成于早白垩世,锆石 U-Pb 年龄介于 125~130Ma 之间,相对富集不相容元素, Sr-Nd-Hf 同位素特别富集,初始 Sr 同位素比值可高达 0.711 25, Nd 同位素的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值可低至 -18.9, Hf 同位素的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值低至 -29.1, 初始 Pb 同位素比值很低,与北大别地体相同, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 16.1~17.0 之间, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 15.2~15.4 之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 36.7~37.6 之间。基于这些基本事实,形成了以下一些代表性的观点:这些镁铁质-超镁铁质岩体起源于被深俯冲陆壳析出流体交代了的楔形地幔(李曙光等,1997,1998),或者起源于深俯冲扬子古老地壳与软流圈地幔反应形成的交代地幔(Jahn et al,1999),最近的研究者认为它们的源区是地球化学上不均一的造山型陆下岩石圈地幔,这种地幔形成于俯冲陆壳内不同层次岩石部分熔融形成的含水硅酸盐熔体与上覆陆下岩石圈地幔橄榄岩的反应(Huang et al,2007;Dai et al,2011,2012;Zhao et al,2011)。很明显,这些研究均否认地壳同化混染在岩浆演化过程中对微量元素及同位素的重要贡献,认为岩浆源区控制了岩石的地球化学特征。基于对早白垩世火山岩及基性岩脉的研究,部分学者认为早白垩世富集地幔是由拆沉榴辉岩质下地壳与地幔相互作用导致的(Wang et al,2007;Xu et al,2012a)。所有这些研究工作都承认大别山在早白垩世存在超级富集的岩石圈地幔,该超级富集地幔的形成与三叠纪大陆深俯冲作用或是早白垩世的拆沉作用密切相关。

上述前人的研究主要聚焦在镁铁质-超镁铁质岩上,研究成果主要集中在对其形成时代和源区富集机制的讨论上,目前仍然存在以下科学问题:

(1)野外调研表明,大别山镁铁质-超镁铁质岩体由中心向边部出露岩石依次为辉石岩、辉长岩、角闪辉长岩(主要矿物为角闪石+斜长石组合)、黑云母辉长闪长岩、黑云母闪长岩或黑云母二长岩,岩体内部可见花岗岩脉、辉绿玢岩脉,该套岩石组合间的接触关系和侵位次序还

不清楚,整套岩石成因和演化研究还亟待加强。

(2)富集岩石圈地幔的特征。过去近三十多年基于大洋玄武岩的研究成果毫无争议地表明,全球岩石圈地幔是高度不均一的,并且区分出了几个基本的岩石圈地幔端元,即亏损地幔、富集地幔 I、富集地幔 II 以及高 U/Pb 比值地幔,其中富集地幔 I 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值约为 0.706, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值约为 0.5121,富集地幔 II 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值约为 0.711, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值约为 0.5123(Hofmann,1997)。明显可以看出,这些标准地幔端元的富集程度远低于大别山早白垩世岩石圈地幔。因此,大别山早白垩世镁铁质-超镁铁质杂岩体的同位素特征是否直接受控于岩石圈地幔就值得商榷,岩浆演化过程中的同化混染是否对同位素产生影响值得进一步评价。

(3)富集岩石圈地幔的形成机制。大别山乃至中国东部中生代构造体制发生了重大变化,经历了从早中生代特提斯构造域向新生代太平洋构造域的转变,大别山中生代晚期岩浆岩的形成正处于这种构造体制的转换当中。扬子克拉通在三叠纪深俯冲于华北克拉通之下,形成了大别山-苏鲁超高压变质带,大别造山带和华北克拉通中生代岩浆活动,可能是由于扬子克拉通和华北克拉通碰撞及它们之间的大陆深俯冲引起华北大陆岩石圈整体性扰动及原有平衡结构的破坏和重组的缘故。由于深俯冲的扬子大陆地壳同软流圈地幔相互作用形成交代地幔(富集地幔),后者在新的热事件影响下发生部分熔融形成华北广泛分布的基性侵入岩与火山岩,同一热事件诱发了地壳部分熔融形成大规模的花岗岩(Jahn et al,1999)。古太平洋板块自早侏罗世沿亚欧板块边缘向 N 或 NNW 或 NE 方向运动,运动速率约为 107mm/a,至晚侏罗世,古太平洋板块呈 NNW 或 NW 方向向亚欧板块俯冲,俯冲速率变化较大,在 38~300mm/a 之间,并且在早白垩世时俯冲速率增高达 200mm/a,至晚白垩世时,古太平洋板块的俯冲可能停止(王强等,2005)。中国东部中生代岩浆岩形成的地球动力学背景也有可能主要受控于古太平洋板块向欧亚板块的俯冲作用,相关的理论模型主要有:软流体振荡作用(马昌前,1995)、俯冲带后撤(石耀霖等,2004)以及远距离俯冲及弧后伸展(Chen et al,2004)等。

在大别山,扬子克拉通在三叠纪深俯冲于华北克拉通之下并发生高压-超高压变质作用,随后高压-超高压变质岩的快速折返形成了大别山-苏鲁高压-超高压变质带。随着岩石圈的逐步减薄,早白垩世岩浆大爆发,形成了大面积的花岗岩基、火山岩、少量镁铁质-超镁铁质岩和各类岩脉。大别山晚中生代晚期岩浆岩的成因,与上述中生代构造体制的转换有关。然而属于某一种构造域的影响,还是属于它们共同作用的产物,就值得深入研究与探讨。大别山花岗岩及镁铁质-超镁铁质岩形成时代与碰撞造山时代相隔约 100Ma,与经典的造山带相比间隔时间偏长,岩石特征、形成时代与华北克拉通广泛发育的早白垩世岩浆岩明显相关,整体上又与从特提斯构造域向太平洋构造域转换的地球动力学背景相关联,因而需把大别山镁铁质-超镁铁质岩纳入华北克拉通中生代岩浆岩的整体范围内,并考虑不同构造域的影响才可能得出正确的判断。

第二节 大别山早白垩世富集岩石地幔的减薄机制

基性岩源区的识别目前主要有两种方法:一是通过基性岩地球化学特征的研究示踪源区;二是通过基性岩与地幔岩部分熔融生成熔体的对比来判别源区。上地幔由岩石圈地幔和软流

圈地幔组成,是基性岩浆的主要源区,源于岩石圈地幔和软流圈地幔的熔体具有明显不同的微量元素(Mckenzie et al,1991;吴昌志等,2004;周金城等,2005)和 Sr - Nd - Pb - Hf 同位素特征。岩石圈地幔厚度的变化对源自软流圈地幔熔体的成分会造成很大影响(Ellam,1992)。岩石圈地幔自上而下可划分为三个相:斜长石二辉橄榄岩相、尖晶石二辉橄榄岩相和石榴子石二辉橄榄岩相,相变深度分别在约 30km 和 60~80km 深处(Kerr,1994)。在较厚的、难熔的大陆岩石圈地幔上部斜长石二辉橄榄岩相稳定区域内没有熔体生成(Kerr,1994),在尖晶石和石榴子石二辉橄榄岩相稳定区域内生成的熔体具有明显的区别,前者重稀土元素呈平坦的配分模式,后者重稀土元素呈亏损的配分模式(Kerr,1994;Thompson et al,1994;Shaw et al,2003)。二辉橄榄岩实验岩石学成果证实,在干体系中,拉斑玄武岩浆起源于地幔较浅位置(<1.5GPa)、经较高程度部分熔融形成,随着压力的变化分别与斜长石和尖晶石二辉橄榄岩相平衡,碱性玄武岩浆起源于地幔较深位置(1.5~2.5GPa)、经较低程度部分熔融形成,与尖晶石二辉橄榄岩相平衡,碱性苦橄岩浆在压力约为 3GPa 时形成,与石榴子石二辉橄榄岩相平衡(Takahashi et al,1983);在含水体系中,在 1GPa 和较低的温度时,部分熔融生成的高镁安山岩与尖晶石二辉橄榄岩相平衡,在温度大于 1200℃时,含水体系中生成的熔体和干体系中生成的熔体成分相当(Hirose,1997;Conceicao et al,2004)。

如果软流圈地幔上升、岩石圈地幔减薄和镁铁质岩浆作用是同时的,随着伸展作用的继续,岩浆源区可能从岩石圈地幔变为软流圈地幔,岩浆源区的这种变化可以用与这些事件对应的镁铁质岩浆的主量元素、微量元素以及 Sr - Nd 同位素来示踪(Daley et al,1992;Kerr,1994;Depaolo et al,2000;Gibson et al,2010)。低程度部分熔融和高压条件下,地幔橄榄岩部分熔融产生的岩浆一般含有标准矿物霞石,低压条件下高程度的部分熔融产生的岩浆普遍含有斜方辉石和石英标准矿物,因此,拉斑玄武岩浆的源区就浅于碱性玄武岩浆的源区,两者的源区之间存在一个过渡带(深度范围)。一般来讲,具有岩石圈同位素特征的拉斑玄武岩的发育说明该区岩石圈厚度大于碱性-拉斑玄武岩源区过渡带,具有软流圈同位素特征的拉斑玄武岩或碱性玄武岩的发育说明该区岩石圈厚度小于碱性-拉斑玄武岩源区过渡带,具有软流圈与岩石圈混合同位素特征的碱性玄武岩的发育说明该区岩石圈厚度相当于碱性玄武岩源区的深度,具有岩石圈同位素特征的碱性玄武岩的发育说明该区岩石圈厚度大于碱性玄武岩源区的深度(Daley et al,1992;Depaolo et al,2000)。因此,利用持续活动的镁铁质岩浆岩就可以确定岩石圈厚度的变化。

根据上地幔物质组成结构,结合基性岩地球化学特征和地幔岩实验岩石学研究成果,就可以获得基性岩源区的相对深度(Thompson et al,1994)。因此,可以将基性岩作为研究深部地幔的探针,示踪地幔深部信息,进而利用不同时代的基性岩来认识地幔深部组成和结构的变化过程。例如,北大西洋地区古新世玄武岩地球化学特征研究证实,从早至晚期玄武岩不相容元素逐渐变得亏损。实验岩石学比较研究表明,早期玄武岩源区为石榴子石二辉橄榄岩相稳定区域,晚期玄武岩源区为尖晶石二辉橄榄岩相稳定区域,说明在软流圈物质作用下岩石源区有不断变浅的过程,揭示了岩石圈减薄的转换过程(Kerr,1994)。美国西部盆岭省拉斯维加斯附近主要伸展作用发生于 16~5Ma,中新世晚期自 16~4.6Ma 形成的碱性玄武岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值自 -9.1 变化至 6.4,10~6Ma 形成的拉斑玄武岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在 -10.1 与 -7.9 之间变化,结合实验岩石学成果,说明岩浆生成的深度随时间发生变化,伸展早期岩石圈发生一定程度的减薄,软流圈与岩石圈地幔相互作用较为强烈,伸展晚期岩石圈厚度变化不显著,软流圈与岩石圈地

幔相互作用不明显(Daley et al, 1992)。在南极洲 Jason 半岛, 同位素特征表明, 早侏罗世玄武岩来自岩石圈地幔, 早白垩世基性岩脉来自亏损软流圈地幔, 说明早侏罗世至早白垩世期间岩石圈发生了减薄的转换过程(Riley et al, 2003)。我国华北克拉通及南缘早白垩世时普遍出露的各种基性岩来源于富集岩石圈地幔(Zhang et al, 2004; 周新华等, 2005; 张宏福等, 2005; 周新华, 2006), 至 100Ma 喷出的碱钙玄武岩(张宏福等, 2003)、74Ma 喷出的胶莱盆地玄武岩(闫峻等, 2003)则来源于亏损软流圈地幔, 说明此时岩石圈地幔减薄转换已经基本完成。以上裂谷环境(北大西洋地区)、构造活动环境(美国盆岭地区)和克拉通环境(华北地区和南极洲地区)的研究实例说明, 结合基性岩地球化学特征与地幔岩实验岩石学成果来示踪基性岩源区的研究方法是成熟的。

大陆岩石圈地幔的热结构、物质组成、物理性质及其形成、变化机制是地质学家持续关注的问题(Rudnick et al, 1998; Artemieva et al, 2002; Cooper et al, 2004)。冷而厚的大陆岩石圈地幔自形成以后通常长期保持稳定(De Smet et al, 1999), 如果有深部来源热或物质作用, 大陆岩石圈地幔会失稳、减薄(Menzies et al, 2007; Niu et al, 2007), 尤其是厚度较大的大陆岩石圈地幔(Morency et al, 2002)。目前, 大陆岩石圈地幔减薄转换研究内容主要集中在以下几个方面:

(1) 减薄转换的时间。确定大陆岩石圈地幔的形成时代目前还是一个难题, 现有大陆岩石圈地幔 Re-Os 定年方法还有很大局限性(支霞臣, 1999), 大陆岩石圈地幔减薄转换的时间通过间接方法获得。一般情况下, 岩石圈地幔大规模的失稳、减薄往往伴随着软流圈地幔上涌、壳幔内大规模部分熔融和岩石圈地幔整体伸展, 因此, 可用巨量岩浆活动的时间来间接制约大陆岩石圈地幔减薄的时间(Wu et al, 2005)。

(2) 减薄转换的多期性。同一地区大陆岩石圈地幔可能经历多期减薄, 如华北克拉通至少经历了古元古代和中生代两次岩石圈地幔减薄事件(Gao et al, 2002; Tappe et al, 2007)。

(3) 减薄转换的时间尺度。在一次岩石圈地幔减薄转换过程中, 如果将源自岩石圈地幔的岩石形成时代和源自软流圈的岩石形成时代之间的时间间隔作为岩石圈地幔减薄开始至结束的时间尺度, 那么, 不同地区大陆岩石圈地幔减薄开始至结束的时间尺度就相差很大, 如南极洲 Jason 半岛中生代岩石圈地幔减薄转换持续了约 65Ma, 而美国盆岭省新生代岩石圈地幔减薄转换仅持续了约 11Ma。

(4) 减薄转换的理论模型。大陆岩石圈地幔减薄转换多发生于下列三类构造环境: 大陆裂谷地区(如贝加尔湖地区)与大陆裂谷作用相关的地区(如北大西洋地区)、构造活动地区(如美国盆岭省)、古老克拉通地区(如华北克拉通、南极洲克拉通)。相应的岩石圈地幔减薄模型有: 岩石圈地幔伸展(Poort et al, 1998)或韧性流动模型(Liu et al, 1998)等构造模型、与沉积作用相关的模型(Bialas et al, 2009)、拆沉模型(Gao et al, 2004; Xu et al, 2006)和热侵蚀-化学交代模型(Xu et al, 2004; Zheng et al, 2006a)。由上述典型构造环境下岩石圈地幔减薄转换的实例和岩石圈地幔减薄的主要研究内容可以看出, 软流圈地幔来源岩石形成时, 岩石圈已发生强烈减薄, 因此, 软流圈地幔来源岩石的识别是研究岩石圈地幔减薄转换的关键性工作。

大别山三叠纪经历了大陆深俯冲和折返, 形成了大陆碰撞造山带和较厚的岩石圈地幔(郑永飞, 2008)。早一中侏罗世没有大规模岩浆活动, 早白垩世早期具有较厚的富集岩石圈地幔和较厚的地壳。早白垩世大别山大面积岩浆活动(Ma et al, 1998; Chen et al, 2002; Fan et al, 2004; Wang et al, 2007; Xu et al, 2007)指示该时期是岩石圈转换的重要时期。晚白垩世大别

山岩石圈地幔已经减薄。地球物理证据表明,现今在大别山具有正常厚度的地壳(Schmid et al, 2001)和较薄的岩石圈地幔(Sodoudi et al, 2006)。这说明,白垩纪是大别山岩石圈转换的重要时期。

早白垩世早期镁铁质-超镁铁质岩体研究程度已经很高,前文已有介绍。我们在大量的野外调查阶段在大别山早白垩世镁铁质-超镁铁质岩体中发现了一些辉绿岩脉,这些辉绿岩脉侵位于镁铁质-超镁铁质岩中,年龄约为 129Ma,证实其形成时代稍晚于这些岩体。在大别山早白垩世白鸭山 A 型花岗岩中也发现了年龄约为 115Ma 的辉绿岩脉。另外,大别山晚白垩世玄武岩广泛出露于造山带南部浠水、黄陂和新洲一带,发育于晚白垩世红层当中,主要包括碱性玄武岩与钙碱性玄武岩。前人研究已经积累了一些可靠的元素和同位素地球化学数据(周文戈, 1996; 匡少平, 2000),这些数据可为本次研究利用。因此,利用早白垩世镁铁质-超镁铁质岩体、129Ma 辉绿岩脉、115Ma 辉绿岩脉以及晚白垩世玄武岩这一岩石序列,综合采用野外地质、岩石学、地球化学、地质年代学方法,研究它们的起源与演化,结合实验岩石学及前人经典研究实例,围绕岩浆源区变化与地幔演化的关系,开展白垩纪基性岩岩浆源区与地幔属性的研究,就能从不同时代基性岩源区变化的角度阐明晚中生代岩石圈地幔的减薄转换。

第二章 区域地质概况及岩体地质特征

第一节 区域地质概况

大别造山带夹持在华北与扬子克拉通之间,其南、北边界分别为广济-襄樊断裂与明港-六安断裂所限,造山带东端被郯庐断裂截切向北平移至苏鲁地区。地层古生物证据显示,华北、扬子克拉通碰撞作用促使桐柏-大别古海槽在中三叠世关闭。中生代大别造山带经历过两次重要的构造事件,即碰撞折返事件(240~170Ma)和热隆伸展事件(140~85Ma)(许长海等,2001)。

一、大别山及邻区构造-岩石单元

自20世纪80年代末在大别山-苏鲁地区发现含柯石英榴辉岩后,中外学者对超高压变质岩岩石学、矿物学、同位素年代学、地球化学、构造地质学等开展了研究,其中对大别山超高压变质岩带的大地构造背景和构造单元划分提出不同的认识,其中有代表性的观点如下:

早在20世纪90年代初,就有学者尝试把大别造山带划分为北大别地体和南大别地体(Wang et al,1992)。至90年代中期,逐渐认识到深俯冲作用及超高压变质作用是发生在三叠纪(Maruyama et al,1994)。Cong (1996)把大别山划分为四个岩石构造单元:北淮阳弧后复理石带、北大别弧杂岩带、南大别碰撞杂岩带和宿松变质杂岩带。该模型在国内有较大的影响,北大别与南大别的提法流传很广。徐树桐等(2002)把大别山划分为五个构造单元,由北向南依次为:弧前复理石推覆体、变质蛇绿混杂岩带、榴辉岩相超高压变质带、扬子俯冲基底和扬子俯冲盖层。进入21世纪,中国地质大学(武汉)的学者们认为,现今桐柏-大别造山带的组成与结构主要是印支期碰撞及高压-超高压变质期后伸展构造和中新生代构造热演化的结果,并具双侧造山带的结构特征,所以除了燕山期及其后的岩浆活动和盆地堆积产物以外,桐柏-大别碰撞造山带的基本组成主要包括核部杂岩(CC)单元、超高压(UHP)单元、高压(HP)单元、绿帘-蓝片岩(EC)单元和沉积盖层(SC)单元等,此外还有一些镁铁质和超镁铁质岩体,各构造岩石单元间分别由下伸展拆离带、中伸展拆离带、上伸展拆离带和顶伸展拆离带所分隔(索书田等,2000,2001;钟增球等,2001)。

前人构造单元的划分方法代表了对演化模式的不同认识,但对各个地质单元基本物质组成的认识是相对一致的。本书主要以中国地质大学(武汉)学者们的划分方案为主,参照对比其他方案,对桐柏-大别造山带及邻区的基本物质组成笼统地按照地质体简要归纳。

(一) 合肥盆地

李忠等(2000)将六安-确山断裂以南、晓天-磨子潭断裂以北地区,包括北淮阳弧后复理石带(北淮阳断裂褶皱带),划分为合肥盆地的南带;把六安-确山断裂以北、寿县-定远断裂以南地区划分为合肥盆地的北带。徐树桐等(2002)把金寨(叶集)-舒城断裂(龟山-梅山断裂)以北的侏罗纪—第四纪盆地称为后陆磨拉石盆地,没有包括合肥盆地的东部。王清晨等(1997)把金寨-舒城断裂以北、寿县-定远断裂以南划分为合肥盆地,并根据肥中断裂和六安断裂(防虎山断裂)把合肥盆地进一步分为北、中、南三部分,北部和中部的基底为晚太古代霍丘群和五河群混合岩化深变质岩系,上覆侏罗系-白垩系地层;南部在巨厚的上白垩统和古近系之下堆积发育了巨厚的中—上侏罗统火山岩,后者不整合在浅变质岩之上。

(二) 北淮阳带

在大别山地区,夹持于龟梅断裂与磨子潭-晓天断裂之间的部分被称为北淮阳构造带,主要由卢镇关群和佛子岭群组成,其中卢镇关群的主体已被证明是变质变形的花岗质岩体,锆石年龄表明其主要形成于720~770Ma之间(Chen et al, 2003),并经历了三叠纪高压变质作用(王勇生等, 2012);佛子岭群则主要是一套浅变质的复理石建造,由石英岩、板岩、千枚岩及大理岩等组成,变质较浅,可达低绿片岩相,其中石英岩中的碎屑锆石主要集中在2.5Ga、1.9~1.8Ga、1.0~0.7Ga和0.5~0.4Ga(Chen et al, 2003)。佛子岭群见有大量早古生代化石,被认为是奥陶纪—志留纪增生杂岩(Xu et al, 2012c)。值得指出的是,佛子岭群是安徽省内的名称,在河南省内相当的单元被称为苏家河群及信阳群。

(三) 核部杂岩单元

核部杂岩单元主要分布于大别山中部、北部以及桐柏山核部,其主体部分相当于通常所指的北大别杂岩单元及西部的桐柏杂岩,主要包括变质表壳岩系、变质镁铁质岩和变质花岗岩。变质表壳岩系和变质镁铁质岩主要包括斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、变粒岩及磁铁石英岩、矽线榴片麻岩、基性及酸性麻粒岩和大理岩等,具有麻粒岩相—高角闪岩相变质作用及多期褶皱变形的特征,经历了强烈的部分熔融和混合岩化作用,多作为残块包裹于变质花岗质岩石之中,所占的比例很少。变质花岗质岩石以花岗闪长质片麻岩和花岗质片麻岩为主,主要是古老地壳在晋宁期受到强烈再造和部分熔融的产物。此外,核部杂岩单元中还有大量燕山期花岗质和镁铁质—超镁铁质岩体就位,古老结晶基底变质岩石保留很少。

(四) 超高压单元

超高压单元主要分布于大别造山带南部、西部及北部,主体相当于南大别构造单元,在桐柏地区和北大别北部、磨子潭-晓天断裂南部也有出露。主要岩石组合为英云闪长质片麻岩、面理化含榴花岗岩和榴辉岩,还有少量大理岩、硬玉石英岩及镁铁质岩等。超高压榴辉岩多以透镜状、扁豆状或团块状产于片麻岩中,少量产于大理岩和超镁铁质岩中。榴辉岩分为块状榴辉岩和面理化榴辉岩,前者的峰期变质矿物组合主要为石榴子石+绿辉石+金红石,后者的矿物组合除了石榴子石、绿辉石和金红石外,一般还含有蓝晶石、多硅白云母、黝帘石或滑石等。榴辉岩的围岩主要为黑云斜长片麻岩(超高压片麻岩),含不等量的角闪石、绿帘石和石榴子

石,在化学成分上主要相当于英云闪长质片麻岩。超高压单元中面理化含榴花岗岩在化学成分上相当于奥长花岗岩和花岗岩,在整个单元中占有很大的比例。它们常包含各种英云闪长质片麻岩乃至榴辉岩和退变榴辉岩,或穿插于它们之中,显示了部分熔融的迹象。超高压单元内榴辉岩常显示不同程度的退变质,转变为斜长角闪岩和片麻岩。在有些较大榴辉岩地质体内,依次发育榴辉岩、角闪石化榴辉岩、榴辉岩质斜长角闪岩、斜长角闪岩到黑云角闪斜长片麻岩(超高压片麻岩),它们呈逐渐过渡的接触关系。超高压单元主要由经过超高压变质作用的大陆壳及幔源超镁铁质岩石、退变质的超高压变质岩石及减压退变质和部分熔融作用形成的片麻岩及面理化含榴花岗岩组成,构成一个8~10km厚的楔状岩片。它们与下伏的主要由高温变质杂岩构成的核部杂岩带之间以下滑脱带相隔。在有些区段,因地壳薄化及伸展拆离作用的影响,缺失超高压单元岩石,以致由高压单元岩石直接覆于核部杂岩单元之上。

(五)高压单元

高压单元在大别山主要分布于河南罗山、湖北大悟、红安和安徽宿松等地,以及桐柏山两侧,大致相当于原来所划分的宿松群和红安群以及桐柏山地区原划分的肖家庙岩组、马鞍山岩组、鸿仪河岩组及丘沟岩组等所在的范围。该单元主要由白云钠长片麻岩、钠长绿帘角闪岩以及透镜状产于其中的榴辉岩组成,还有大量面理化(含榴)花岗岩和少量大理岩。高压榴辉岩经历了不同程度的退变质作用,可见到由榴辉岩、榴闪岩、绿帘角闪岩、钠长绿帘角闪岩乃至蓝闪绿片岩和绿片岩的连续退变质系列,还可较清楚地辨认高压榴辉岩与(钠长)绿帘角闪岩之间的演化关系。

在大别山,前人研究成果主要集中于高压-超高压变质岩石的研究上,已证实高压-超高压变质发生在晚三叠世(李曙光等,2005),超高压变质原岩形成于晋宁期(Zheng et al,2006b)。

(六)绿帘蓝片岩单元

绿帘蓝片岩单元分布于桐柏-大别造山带的南侧。主要由绿帘蓝闪片岩(变质基性火山岩)、蓝闪白云钠长片岩(变质酸性火山岩)、蓝闪白云石英片岩(变质泥质岩)和蓝闪大理岩(变质碳酸盐岩)以及绿片岩、白云钠长片岩及白云石英片岩等组成。大致包括了原来所划分的张八岭群、随县群。经历了从低绿片岩相到绿帘蓝闪片岩相的进变质作用,以及绿片岩相、低绿片岩相的退变质作用过程。在绿帘蓝片岩带中还见有少量残留的榴辉岩透镜体。同样,在部分高压榴辉岩中仍可见到绿帘蓝片岩相退变质作用的叠加,这些都可能暗示了高压榴辉岩与绿帘蓝片岩间的转化关系。

该单元形成时代有争议,由于未见于灯影组以上的地层,而且下扬子地区二叠系的强烈褶皱并未波及相邻的大别基底,因此力排中生代变质的说法,结合不少Rb-Sr全岩、锆石U-Pb年龄,支持其属前寒武纪(游振东等,1998)。

(七)沉积盖层

桐柏-大别碰撞造山带内所保存的盖层岩系,由于构造揭顶作用及侵蚀破坏,仅在桐柏-大别造山带的南缘有残留露头,另在上述各单元的顶部也偶见出露,多呈构造岩片产出。这些沉积盖层由晚震旦世至三叠纪沉积岩组成,这在造山带内部尤为显著,在港河地区和石桥地区则以浅变质的火山碎屑岩为代表。但是,翟明国等(1999)认为上述浅变质岩片是一套强烈变

形、细粒化和构造重结晶的糜棱岩,其原岩主要为超高压带内常见的区域花岗片麻岩以及榴辉岩和大理岩,还有少量经历了强烈变形的酸性和基性岩脉。

(八) 镁铁质及超镁铁质岩石

在桐柏-大别山,尤其是大别山北部广泛分布大小不一的镁铁质及超镁铁质岩石块体。依据它们的矿物组合、变形变质特点及与围岩的接触关系,可分为两大类:一类是以发育在饶铍寨、碧溪岭和石马等地、变形的方辉橄榄岩、纯橄榄岩组合为代表,它们与榴辉岩相岩石有相同的变形变质及几何学特征。如饶铍寨两个垂向上叠置的方辉橄榄岩扁平透镜体的长轴平行区域拉伸线理,与区域上榴辉岩透镜体形态及堆垛格式一致。地球化学研究表明,这些超镁铁质岩的稀土模式为 LREE 富集型,不同于大洋地幔,其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值表明不是来自亏损的地幔源区。另一类镁铁质-超镁铁质岩是辉石岩、角闪辉石岩及辉长岩组合,多为宏观上未变形的侵入体,与围岩有清楚的侵入接触关系,并含有围岩捕虏体,如岳西小河口岩体及霍山祝家铺岩体等。同位素年代学资料表明这一类镁铁质-超镁铁质岩体是燕山期就位的。这些镁铁质及超镁铁质的岩石地球化学特征及野外地质体间的几何关系、变形行为表明,它们不具变质蛇绿混杂岩的特征。

(九) 江汉盆地

在大别山南麓前陆带(大冶地区)发育有元古宇-古生界-中生界连续沉积的地层记录,震旦系仅在扬子区北缘蕲州一带出露硅质岩段和灰岩段,其层位属震旦系上统。在距大冶约 50km 的大磨山地区,震旦系出露较全,自下向上是砾岩、冰碛岩、硅质岩和灰岩组合。北缘震旦系与红安群是断层接触还是角度不整合接触,至今认识不一。若是角度不整合,则说明晋宁期扬子克拉通与大别微板块曾拼合在一起。古生界广泛出露于扬子区,构成扬子准地台主要盖层。寒武系、奥陶系以浅海沉积碳酸盐岩为主;志留系以深海-滨海沉积砂页岩为主;泥盆系仅出露上统滨海相沉积的石英砂岩;石炭系仅出露中上统灰岩;二叠系以浅海沉积碳酸盐岩、深海硅质岩和滨海沼泽含煤沉积为主;下三叠统沉积了厚度大于 1000m 的浅海相碳酸盐岩。印支运动使扬子区由海变陆,从此结束海相沉积,发育陆相红盆沉积。中上三叠统为陆相沉积砂岩、页岩;侏罗系为河湖相碎屑岩和火山碎屑岩;下白垩统为火山岩和湖相砂页岩,上白垩统一新近系为断陷盆地碎屑岩沉积,它所反映的前陆盆地演变过程对揭示大别山造山作用及晚中生代构造体制转换具有重要意义(马昌前等,1994)。

二、大别山侵入岩

综合前人研究资料和我们先期的研究成果,桐柏-大别山地区侵入岩体主要有晋宁期、加里东期和燕山期。

(一) 晋宁期

据近年来可靠的锆石年代学资料,晋宁期侵入岩体有南大别地区南部的蕲春岩体、鲁家寨岩体、太阳脑岩体,西大别地区南部的双峰尖岩体和西大别地区沿王母观—柳林一带的基性小岩体。

蕲春杂岩体位于南大别地区,由片麻状斑状二长花岗岩和花岗岩组成,其锆石 U-Pb 年

龄分别为 825Ma 和 784Ma(薛怀民等,2004)。鲁家寨岩体及太阳脑岩体岩性分别为二长花岗岩和钾长花岗岩,锆石 U-Pb 年龄分别为 757Ma 和 759Ma。双峰尖岩体位于西大别地区南部,属花岗闪长岩-钾长花岗岩,锆石 U-Pb 年龄为 813Ma(刘晓春等,2005)。王母观-柳林基性岩体沿周党-商城断裂带分布,构造侵位,岩性为辉长岩,自东向西蚀变增强,其中王母观岩体锆石 U-Pb 年龄为 635Ma(刘贻灿等,2006),柳林岩体锆石 U-Pb 年龄为 611Ma(陈玲等,2006)。晋宁期的这些岩体可能代表当时存在不同时期的裂解事件。

(二)加里东期

加里东期岩体主要见于西大别地区北部和桐柏山一带,主要岩体有马畈岩体、黄家湾岩体、铁佛寺岩体、桃园岩体和黄岗杂岩体。

马畈岩体主要岩性为闪长岩、正长闪长岩、石英闪长岩及花岗闪长岩,石英闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 464Ma(马昌前等,2004)。黄家湾岩体岩性为花岗闪长岩-二长花岗岩,岩石锆石 U-Pb 年龄为 444Ma。铁佛寺岩体岩性为片麻状钾长花岗岩-二长花岗岩,锆石 U-Pb 年龄为 436Ma(张金阳等,2007)。桃园岩体岩性由斜长花岗岩,岩体锆石 U-Pb 年龄为 451Ma(张宏飞等,2000)。黄岗杂岩体岩性由辉长岩-辉石闪长岩-石英闪长岩-花岗闪长岩组成,岩体 Rb-Sr 等时线年龄为 430Ma(张利等,2001)。这些岩体代表加里东期华北克拉通与华南板块的俯冲-碰撞事件,马畈岩体、黄家湾岩体、桃园岩体和黄岗杂岩体代表早期的俯冲事件(马昌前等,2006),铁佛寺 S 形花岗岩体代表其后的碰撞事件(张金阳等,2007)。

(三)燕山期

桐柏-大别山地区中生代花岗岩在全区广泛分布,花岗岩类出露面积占研究区总面积的 17%,大小不同的花岗岩体约有 200 个,形成巨量花岗岩浆活动。该地区中生代基性岩体出露面积相对较少,岩浆规模很小,但岩浆活动表现形式多样,主要呈镁铁质-超镁铁质小岩体、基性岩脉、闪长质暗色微粒包体及超镁铁质岩包体产出。镁铁质-超镁铁质小岩体主要出露于大别山东北角,主要岩体有椒子岩、道士冲、祝家铺、任家湾、小河口,以及大别山核部的沙村、漆柱山和贾庙岩体,岩性主要为辉石岩-辉长岩。基性岩脉主要分布于大别东部花岗岩内部及其围岩当中,向大别西部基性岩脉数量减少,基性岩脉主要包括煌斑岩脉、辉长岩脉、辉绿岩脉、闪长岩脉、闪长玢岩脉。闪长质暗色微粒包体在大别山地区的分布是不均一的,大别山核部白垩纪花岗岩中几乎不含暗色微粒包体,而北淮阳地区、南大别地区和西大别地区花岗岩中或多或少总有暗色微粒包体出露。暗色微粒包体与镁铁质-超镁铁质岩体区域分布基本互补的特征值得深思。桐柏-大别山绝大部分侵入岩均属燕山期(图 2-1),主要集中于早白垩世。

第二节 岩体地质特征

大别造山带属研究程度较高的地区,位于其东部的镁铁质-超镁铁质岩体是揭示大别山中生代岩石圈地幔属性的最佳研究对象,历来是研究工作重点中的重点,这些镁铁质-超镁铁质岩体具有相同的地质产状,类似的岩性,部分显示明显的堆晶结构,与其周围的片麻岩呈侵入关系,如祝家铺、任家湾、童家冲、道士冲、沙村、椒子岩等岩体。现将主要的岩体地质特征及岩