

# 大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的 岩石学和地球化学

—— 兼论全球岩体型斜长岩和环斑  
花岗岩类的时空分布及其意义

解广轰 著



科学出版社

[www.sciencep.com](http://www.sciencep.com)

# 大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的岩石学和地球化学

兼论全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的时空分布及其意义

解广轰 著

科学出版社

北京

## 内 容 简 介

岩体型斜长岩、环斑花岗岩及与其共生的火山岩和基性岩墙群是地球演化史中很独特的构造-热事件。本书在阐述我国华北区域地质背景的基础上,系统地论述了大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的地质地球化学问题,以及全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的时空分布及其构造意义、AMCG组合中矿物巨晶特征与成因意义,最后探讨了岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的岩石成因和含矿性,这在基础研究和应用方面都具有重要科学价值。

本书涉及岩浆岩岩石学、地球化学、壳幔相互作用等诸多领域,可供地球科学有关研究人员、高校师生和地质产业部门有关人员参考使用。

### 图书在版编目(CIP)数据

大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的岩石学和地球化学:兼论全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的时空分布及其意义/解广轰著. —北京:科学出版社, 2005

ISBN 7-03-014451-1

I. 大… II. 解… III. ①斜长岩—地球化学—华北地区②环斑花岗岩地球化学—华北地区 IV. P588.192.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2004)第 037813 号

责任编辑:谢洪源 徐 斌/责任校对:刘小梅

责任印制:钱玉芬/封面设计:耕者设计工作室

科 学 出 版 社 出 版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

源海印刷有限责任公司印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

\*

2005年1月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2005年1月第一次印刷 印张:13

印数:1—1 000 字数:289 000

定价:48.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换〈环伟〉)

# 序

《大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的岩石学和地球化学——兼论全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的时空分布及其意义》一书问世了。书名虽稍长一点,却恰如其分地反映了作者解广轰的意图及侧重。它的出版,无论从岩石学、地球化学角度看,或从地质演化历史出发,均是一件好事。斜长岩与环斑花岗岩在时空上密切共生,虽在全球范围不算广布,却在一些关键地区屡有产出。在地质时代的出现,它们也有很强的选择性。这一相当特殊的岩类组合体现了双峰式发展,也反映了深成浅产出的特点。

解广轰先生于30年前开始研究大庙斜长岩,之后,他不断执着地与斜长岩-环斑花岗岩类接触。本书从宏观和微观的不同侧面深入观察与剖析了大庙斜长岩-密云环斑花岗岩。以此为基础,解先生博览群书,广泛且系统地涉猎了全球有关文献,讨论了斜长岩-环斑花岗岩的方方面面,写成了全书。据本人所知,类似有关斜长岩-环斑花岗岩的大型著作,在国际地质文献中也属鲜见。

在著作中解先生强调了斜长岩-环斑花岗岩类在中元古代的突发性及时控性,并指出这类似本人在1997年提出的铅与稀土在中元古代的爆发性成矿。解先生还指出,白云鄂博超大型REE-Fe-Nb矿床与华北地块北缘中元古代斜长岩-环斑花岗岩构造热事件可能存在某些内在联系。这些观点将有助于开阔眼界、探索某些成岩成矿难题。

解广轰

2004.7.2

# 前 言

壳幔相互作用对岩浆形成和演化的制约、岩浆岩的时空分布同地质构造的密切关系是地学研究中重要的研究领域之一。已有的资料证实,在同一构造域内时空关系密切,但产状(侵入、浅成、喷出)、成分(由镁铁质到硅铝质)、含矿性都不尽相同的岩浆岩,有可能是同一构造-热事件的产物,或者甚至有可能是同源岩浆深部分异、化学演化的结果。因此,考察它们的内在联系、探讨其物质来源和成岩成矿条件等是有科学意义的。

按岩浆岩的分类,斜长石含量大于 90% 的岩浆岩即可称为斜长岩。Ashwal(1993)把地球上出现的斜长岩分为五类:①太古宙(富 Ca)斜长岩;②元古宙岩体型斜长岩(massif-type anorthosite);③层状镁铁质侵入体中的斜长岩层;④大洋中的斜长岩;⑤其他岩浆岩中的斜长岩捕虏体。

在上述各类斜长岩中,太古宙斜长岩的特征是在岩石中赋存大量呈浑圆状斜长石斑晶,粒径粗大(0.5~30cm)、富钙( $An > 80$ ),有时与镁铁质岩石呈互层,并组成独立岩体。普遍遭受较强的蚀变或变形,但原生结构仍保存。Sr 同位素初始值低(0.7008~0.7012)。Ashwal(1993)认为这类斜长岩不能视为层状镁铁质侵入体。从这些粗大浑圆状斜长石的成分和结构看,它也有别于岩体型斜长岩。后两类斜长岩分布不多。大洋中的斜长岩,是用拖网采自洋中脊和产于蛇绿岩中的斜长岩,前者产出情况不明,其特征近于层状杂岩体的斜长岩;后者可能是蛇绿岩套中的层状堆积岩,与辉长岩呈互层。有斜长岩捕虏体的岩浆岩包括科马提岩、玄武岩和花岗岩等,斜长岩捕虏体可能与主岩是同源或异源关系,是在岩浆房内堆积而成的产物。

相对而言,元古宙岩体型斜长岩和层状镁铁质侵入体中的斜长岩层较其他类型斜长岩常见,但这两类斜长岩有明显的区别:层状型斜长岩不构成独立岩体,而只是镁铁质-超镁铁质层状侵入体中的斜长岩层。如 Stillwater 杂岩体中就有厚度分别为 350m 和 570m 的两层斜长岩。这类杂岩体具韵律性,层状构造发育,造岩矿物的成分随层位作有规律的变化,长石均为斜长石。杂岩体是镁铁质岩浆重力结晶的产物,时代不限,由太古宙到显生宙均有产出。岩体型斜长岩只产于元古宙,呈巨大岩体,斜长岩中的长石均为反条纹长石,而且同一杂岩体内,斜长岩中反条纹长石的斜长石主晶的成分保持相对稳定。尤具特色的是普遍含有粒径粗大的高压矿物巨晶(长石、斜方辉石和单斜辉石)。在地质位置上主要见于克拉通地区,并常与环斑花岗岩共生(有时甚至共存一个杂岩体中)。

环斑花岗岩是指具有环斑结构(rapakivi texture)的岩石。Vorma(1976)对环斑结构作了这样的描述:①钾长石巨晶呈卵球状;②部分钾长石卵球具斜长石外环,但有些则没有;③存在两个世代的钾长石和石英。事实上钾长石巨

晶和部分石英也具有高压的属性。Haapala 等(1992)进一步强调环斑花岗岩是具环斑结构的 A 型花岗岩。而局部具环斑结构的混合岩、S 型和 I 型花岗岩则不属环斑花岗岩之列(Ramo 等, 1995a; Haapala 等, 1999; Dall'Agno 等, 1999a)。这样环斑花岗岩和岩体型斜长岩都以普遍赋存有高压矿物巨晶为特点, 在侵入岩中这是绝无仅有的实例, 为反映这一特征, 可把它们称为“巨晶岩浆岩组合”。由于岩体型斜长岩类和环斑花岗岩类在时间上、空间上密切共生, 并呈双峰式, Emslie (1991) 把它们称之为 AMCG (Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Rapakivi Granite) 组合。

注意到岩体型斜长岩、环斑花岗岩以及在时、空上与它们共生的火山岩(在一些地区也具双峰式特征)和基性岩墙群呈岩带分布, 是地球演化史中出现在元古宙、具全球性的、极为独特的构造-热事件。本书着重讨论岩体型斜长岩和环斑花岗岩。

华北地块北缘呈近东西向分布的岩体型斜长岩-环斑花岗岩岩带, 东起朝鲜妙香山地区(Son, 1972; Kwon, 1991)、断续经辽宁的宽甸和桓仁、河北北部、山西北部、到达蒙古国西南地区, 长达 1500km 以上。在我国境内目前已知岩体有: 辽宁宽甸和桓仁的环斑花岗岩、河北的大庙斜长岩、密云环斑花岗岩、古北口富钾花岗岩、怀柔古洞沟富钾花岗岩、兰营石英正长岩、新地斜长岩、赤城环斑花岗岩、山西的芦芽山石英二长岩等。随着地质工作的深入, 有可能在这个元古宙构造岩浆活动带内识别出更多的岩体。20 世纪 80 年代原苏联的地质学家(Sukhanov 等, 1988)报道蒙古西南部有三个出露面积超过 100 km<sup>2</sup> 的斜长岩, 其年龄为 1680~1710Ma。朝鲜斜长岩的侵位年龄为 1678Ma (Kwon, 1991); 它们可能应属这一构造岩浆活动带的西延和东延部分。再加上燕辽拗拉谷、白云鄂博裂谷的火山岩, 以及广布于山西及邻近地区的基性岩墙群, 的确是华北地块在元古宙时期由于深部物质的运动而导致的独具特色的构造-热事件。

从全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩的时空分布看, 它们是“空前绝后”地只出现在中、新元古代, 是地球演化历史中罕有的具时控性和突发性的岩浆活动的实例。并与某些超大型矿床有内在联系。近 30 多年来, 国际上一直重视对岩体型斜长岩和与其共生岩石的研究。1968 年在纽约召开了斜长岩国际讨论会并出版了论文集。20 世纪 70 年代以来的历届国际地质大会都把斜长岩及与其共生的岩石列为讨论专题。继 1974 年《苏联的斜长岩》一书问世后, 1978 年和 1979 年苏联又相继出版了《东欧地台的斜长岩和环斑花岗岩》和《阿尔丹地盾南部的斜长岩》。1977 年和 1980 年加拿大相继出版了拉布拉多半岛斜长岩的两册专著。继 IGCP235 项“斜长岩及有关岩石的对比”(1986~1990)的国际地质对比计划之后, 1991~1995 年又实施 IGCP315 项“环斑花岗岩及有关岩石的对比”的国际地质对比计划; 1996~2000 年实施的 IGCP426 项目实际上是 IGCP315 项目的扩展和延伸。频繁的学术讨论会和大量论著的发表, 表明地学界对它们的重视和对它们进行综合分析的科学意义。

对大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的研究始于 20 世纪五六十年代,当时多侧重于资源勘探和岩石学等方面的基础性工作。作者与刘若新等 1974 年对大庙杂岩体进行了考察,随后利用 1:5 万地形图对岩体西段进行草测,肯定纹长二长岩和石英纹长二长岩的存在,作了岩石学研究。以后在国家自然科学基金资助下,相继开展了同位素年代学、地球化学研究;黄少雄(1989)完成“北京密云环斑花岗岩杂岩体岩石学、地球化学研究”的硕士学位论文;卢冰(1995)以大庙岩体黑山铁矿为主要研究内容并撰写题为“大庙斜长岩及其中赋存的黑山铁、磷矿床的地球化学”的博士后出站报告;此后,作者又补充年代学和微量元素地球化学工作。本书以上述研究工作为基础,并引用前人研究成果。这些地质地球化学的研究将可为了解华北地块元古宙时期的地质构造、成矿作用和深部动力学过程提供某些约束。

在搜集全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩的侵位年龄并绘制它们的分布图后,注意到它们的侵位年龄主要集中在前寒武纪地壳演化中的两个重要阶段,即卡累利期和格伦维尔期,并分别构成不同方向的巨大岩带。从陆壳在拉张构造作用下的发展过程对岩浆活动的约束判断,它们应形成于类似洋中脊的构造环境。

此项研究工作得到国家自然科学基金委员会面上基金(4870194)的资助。项目结题后,曾将“大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的地球化学特征、时空分布及其地质意义”的结题报告送翟裕生教授、刘若新研究员、邱家骧教授、吴利仁研究员和白文吉研究员等专家进行评审,得到他们的鼓励和帮助,特别是翟裕生教授多次建议尽早出版交流。1974 年、1975 年先后参加野外工作的除刘若新和作者外,还有朱寿华、谢应雯、于洁、程景平等。野外工作期间得到承德钢铁公司大庙铁矿、黑山铁矿技术科、河北省地质局第四地质队和密云铁矿的帮助。本书搜集的资料主要截至 2002 年。在撰写过程中,得到中国科学院广州地球化学研究所领导们的支持和鼓励。王江海、李建平、郭其梯研究员帮助从国外系统搜集有关资料;卢冰博士、黄智龙研究员、侯晓风同志代为复印大量文献;徐世平、王强副研究员在绘图和计算上给予鼎力协助;在文字撰写中曾与朱炳泉、王江海、常向阳、李建平、卫克勤、裘愉卓、白正华等多位研究员进行十分有益的讨论;王江海研究员把他对环斑结构成因的思考同作者进行交流,给予有益的启示。在对岩体型斜长岩和环斑花岗岩断续长达 1/4 世纪的研究中,始终得到我师涂光炽院士的关心和指导,书稿完成后,又审阅全文,并承蒙作序。他十分有建设性的启迪,作者一直铭记在心。在此仅向上述单位和专家们致以衷心的感谢。

英年早逝的钟富道同志,是作者研究岩体型斜长岩最早的合作者之一,本书的许多认识也包括了他的学术思想。

# 目 录

|                                      |     |
|--------------------------------------|-----|
| 序(涂光炽)                               |     |
| 前 言                                  |     |
| 第一章 区域地质简述 .....                     | 1   |
| 1.1 华北地块的变质基底 .....                  | 1   |
| 1.2 基底构造演化 .....                     | 2   |
| 1.3 古元古代末—中元古代初构造格局 .....            | 4   |
| 1.4 中—新元古代地台盖层 .....                 | 6   |
| 1.5 火山岩的特征 .....                     | 7   |
| 1.6 基性岩墙群 .....                      | 11  |
| 1.7 小结 .....                         | 12  |
| 第二章 太庙斜长岩杂岩体地质地球化学 .....             | 13  |
| 2.1 岩体地质简述 .....                     | 13  |
| 2.2 岩石学特征 .....                      | 14  |
| 2.3 主要造岩矿物的矿物化学 .....                | 18  |
| 2.4 地球化学研究 .....                     | 29  |
| 2.5 小结 .....                         | 47  |
| 第三章 密云环斑花岗岩杂岩体地质地球化学 .....           | 49  |
| 3.1 岩体地质简述 .....                     | 49  |
| 3.2 岩石学特征 .....                      | 51  |
| 3.3 矿物学特征 .....                      | 53  |
| 3.4 地球化学研究 .....                     | 71  |
| 3.5 小结 .....                         | 91  |
| 第四章 全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的时空分布及其构造意义 ..... | 92  |
| 4.1 卡累利期 .....                       | 93  |
| 4.2 格伦维尔期 .....                      | 133 |
| 4.3 构造意义 .....                       | 135 |
| 第五章 AMCG 组合中矿物巨晶特征和成因意义 .....        | 139 |
| 5.1 岩体型斜长岩的矿物巨晶 .....                | 139 |
| 5.2 环斑花岗岩中的矿物巨晶和环斑结构成因 .....         | 145 |
| 5.3 小结 .....                         | 155 |
| 第六章 岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的岩石成因和含矿性讨论 .....   | 156 |
| 6.1 岩石成因 .....                       | 156 |
| 6.2 含矿性的讨论 .....                     | 172 |
| 结 语 .....                            | 176 |
| 参考文献 .....                           | 177 |

# 第一章 区域地质简述

华北地块包括整个华北、东北南部、渤海及朝鲜半岛北部等地区,总体上呈三角形。为讨论华北地块北缘中元古代斜长岩-环斑花岗岩构造热事件,本章着重简要地介绍前人对华北地块的变质基底、构造演化及与斜长岩和环斑花岗岩在时、空分布上有密切关系的火山活动和基性岩墙群的有关背景资料,以便对地块内非造山岩浆活动的讨论提供地质依据。

## 1.1 华北地块的变质基底

在太古宙的不同时期,华北地块先后形成了一系列互不相连的“陆块”,如冀东、冀西北、晋南、豫西、鲁西、辽吉东部等。目前已知华北地块出露的最古老的岩石是中太古界下部的曹庄群(冀东地区)。黄萱等(Huang 等, 1986)给出曹庄群角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 3500Ma;乔广生等(1987)获得曹庄群角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 3490Ma、角闪石黑云母片麻岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 3470Ma,这与江博明等(Jahn 等, 1987)重新发表的曹庄群角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 3470Ma 十分一致。刘敦一(1991)在曹庄群的铬云母石英岩中获得 3550~3850Ma 的单颗粒锆石 U-Pb 年龄。曹庄群下部主要为辉石角闪岩、辉石片麻岩;中部为一套岩性复杂的磁铁石英岩组合;上部主要是辉闪片麻岩、辉石角闪岩。根据地质事实和同位素年龄数据,曹庄群可作为华北地块已知最古老的地层单位,其他“陆块”是否有相当于中太古界下部的地层尚有存疑,但均有中太古界上部及新太古界地层的分布。

在冀东地区曹庄群之上为中太古界上部的迁西群、新太古界下部的遵化群、新太古界中部的单塔子群、新太古界上部的朱杖子群,综合已发表的同位素年龄数据,赵宗溥等(1993)认为迁西群麻粒岩的形成年龄应为 2800~3000Ma 前,遵化群形成时限为 2800~2600Ma 前。单塔子群年龄应在 2600~2450Ma 之间、朱杖子群的 Rb-Sr 全岩等时线年龄接近 2400Ma。冀东地区缺失古元古代地层,太古宙变质基底上直接上覆中-新元古代地层。

冀西北地区的马市口群变质程度深,构造复杂,普遍遭受混合岩化的影响,地层连续性差,但仍获得大于 3000Ma 的信息<sup>①</sup>,可能属中太古代下部层位。其上为中太古界上部的下白窑群、新太古界下部的涧沟河组和新太古界上部的红旗营子群。同冀东地区相似,区内也缺失古元古代地层,其盖层沉积为中新元古界。据王启超(1988)的意见,红旗营子群完全与冀东地区的单塔子群上部的两个组(即凤凰嘴组和刘营组)相当,涧沟河组可与遵化群对比。据前人的锆石 U-Pb 年龄数据和全岩 Pb-Pb 等时线年龄,赵宗溥等(1993)认为红旗营子群变质作用时代为 2600~2400Ma 之间,应属新太古代地层。

辽吉地区的前寒武纪变质地层可分为中太古代上部龙岗群、新太古界鞍山群、古元

---

① 夏毓亮、刘宇兆、温希元,1989,第四届全国同位素年代学地球化学学术讨论会论文(摘要)汇编。

古界宽甸群—辽河群—步云山群,区内缺失中元古界,新元古界为辽南群。根据前人的同位素年龄数据,赵宗溥等(1993)认为龙岗群形成于 2900Ma 前。乔广生等(1990)测得鞍山樱桃园组角闪岩和本溪山城子组角闪岩 Sm-Nd 全岩等时线年龄分别为  $(2729 \pm 245)$ Ma 和  $(2724 \pm 102)$ Ma,这可视为它们的沉积年龄。王集源等<sup>①</sup>测得宽甸群锆石的 Pb-Pb 年龄为 2098Ma,因而认为其沉积上限为 2100Ma。陈毓蔚、钟富道(1981)给出辽河群浪子山组 Pb-Pb 全岩等时线年龄为 2066Ma,认为代表辽河群的沉积年龄。中国科学院地球化学研究所<sup>②</sup>报道步云山群海绿石的 K-Ar 年龄为 1660Ma。

古元古代(2400~1800Ma 前)的地壳构造演化是在太古宙克拉通或先期褶皱带内部发生的原地槽型活动带,使大地构造环境进入原槽台构造阶段,这可以晋北地区的溥沱群及与其相当的地层为代表。古元古代有强烈的火山活动,并缺失磁铁石英岩,表明沉积作用的不稳定性。

在变质程度上,中太古界的岩石属角闪麻粒岩相、二辉角闪麻粒岩相。新太古界的岩石的大部属高角闪岩相,局部沿走向可相变为麻粒岩相。古元古界的大部属低绿片岩相,局部可见角闪岩相,受花岗岩化作用影响可形成一定面积的混合花岗岩。

## 1.2 基底构造演化

关于地壳的成因问题,在文献中包含着两种不同的观点。第一种看法认为地壳在地球历史上很早已形成,其成因与引起地核与地幔分凝期的主要分异作用有关,因而推测地球早期就有一个硅铝层,并不断地受晚期的改造。另一种观点则认为地球早期为硅镁质,以后不断地有从地幔分异出来的硅铝质岩石,并在太古宙晚期形成高潮,现今上地壳约 2/3 的分布面积是在新太古代(2800~2500Ma)急速的花岗岩期或经地壳增生分异超级事件形成的。

大陆地壳演化的地质证据通常以北美大陆的构造作为模式,但针对华北地块的实际情况,前人多同意太古宙为形成刚性小陆块的时期,其成因可能与地幔柱的垂直增生有关。例如赵宗溥等(1993)注意到华北地块的大陆演化同北美加拿大地盾的构成有显著的差别,它不是从克拉通(陆核)向外水平增生发展的,而是从古太古代硅铝质陆壳经过阶段性克拉通化逐渐垂直生长完成的。因此,它对前寒武纪岩石圈演化和大陆地壳的生长、分异稳定的全部过程保存了较完全的记录,体现出大陆生长的连续性形态,并且这种形态可能是岩石圈破裂性形态的板块构造体制转进的一定过程,反映地壳发展的多样性。据此他提出华北地块前寒武纪大陆地壳的演化过程可分为:在出现区域性原始硅铝质地壳的基础上,在中太古代早期接受曹庄期(3500~3200Ma 前)的沉积,这暗示在 3500Ma 前已经存在一个相当大的大陆地壳。之后,经历了三期克拉通化过程,分别以冀西北地区的怀安古陆(钠质片麻岩, >3200Ma),辽吉地区的铁甲山古陆(钠钾质片麻岩类, >2800Ma)和冀东地区山海关古陆(钾质片麻岩类, 2450~2400Ma)为代表。其后在太古宙克拉通内部发生古元古代活动带(溥沱群和宽甸群—辽河群—步云山群)已具地槽性质。吕梁运动(1800Ma 前),原地槽封闭、固结,最后形成统一的华北地块的基底。盖层

① 转引自姜春潮(1987),辽吉东部前寒武纪地质。

② 转引自张秋生(1986),辽东半岛早期地壳与矿床。

是以蓟县剖面的长城群—蓟县群—青白口群为代表的巨厚的地台型沉积。

赵宗溥等(1993)进一步强调华北地块大陆地壳的形成过程,从地质学上看表现出硅铝质大陆地壳与附加其上的火山-沉积岩系不断发生旋回性克拉通化作用及其后的再活动和再稳定作用,这种稳定化作用的发展使地壳增加刚性,扩大稳定区,最后全部稳定。这种旋回地壳演化,在构造地质学上,表现为克拉通内部形成活动带,接着有序性发生的地质事件,使表壳岩石发生构造变形、区域变质和各类型花岗岩侵位活动,使其固结硬化,增加稳定性,并使地壳厚度增加。而每个地壳构造发展阶段都是在其特定的构造体制下进行的,这可能反映岩石圈和下伏地幔体制的变化,推测活动带的发生、发展、消失与大陆地壳的张开、闭合和地幔对流作用有直接关系。因此,赵宗溥等(1993)明确指出像陆核、微大陆、拼贴地体等概念对华北地块的大陆地壳演化可能无关。

但是一些学者也持有不同的认识,并把华北地块划分为不同的陆核或微陆块,如白瑾等(1993)的六分、邓晋福等(1999)的十分、翟明国等(2000)的六分和赵国春等(Zhao等, 2000)的二分等。虽然对于时限和不同地质体的归并仍有差别,但基本轮廓和认识已较接近。多数学者倾向于华北地块在古太古代已开始形成陆核,其后陆核在不同时代有不同规模的拼接形成较大的陆块。例如沈其韩等(1992)认为冀东麻粒岩地体可能是由曹庄、迁安和遵化等不同时代的地体拼贴而成。

注意到华北地块多种古老岩石的同位素年龄显示了两组明显的峰值,即 2600~2400Ma 和 2000~1700Ma 之间。很显然这是华北地块形成演化过程中非常重要的两个时期,翟明国等(2001)把它们简称为 25 亿年和 18 亿年地质事件。但对年龄峰值的解释存在两种不同的认识:一种认为 2500Ma 前可能是华北地块拼合固化的关键时期,1800Ma 则是克拉通化、地块裂解的时期;另一种认识则强调 1800Ma 才是陆块拼合的关键时期。例如:

白瑾等(1996)认为华北地块在太古宙不同时期先后形成了一系列相互分离的陆核,随着旋转运动在 2500Ma 前,它们愈来愈靠近,最后焊接成早期的原始地台。因此他们把太古宙称为“陆核焊接世纪”。在元古宙除辽吉地区和胶东地区继续碰撞焊接成陆外,其他地区则主要发生裂解作用。

伍家善(1998)认为华北地块中西部的几个陆块在新太古代时期是相互独立、互不相连的。在吕梁运动结束时才拼合在一起,形成中朝大陆的中央隆起和南北两侧拗陷的区域构造轮廓。

吴昌华等(1998)认为华北地块是由许多太古宙小克拉通和地体碰撞拼合而导致克拉通化的。在太古宙时期并非统一的大陆,而是自西向东的陆-洋-陆板块构造格局。古元古代晚期两个较大的古陆即鄂尔多斯古陆和冀北古陆在吕梁期经过碰撞造山作用最后才拼合在一起。强调华北地块的克拉通化发生在古元古代末期而不是太古宙末期。(1859±150)Ma 的年龄峰值可能仅表明华北地块刚性化结晶基底的形成,也暗示地壳演化进入了一个新时期。

赵国春等(Zhao et al., 1998, 1999)把华北地块的基底分为东、中、西三个带,强调在古元古代晚期,西部地块和东部地块汇聚时发生了变质和变形作用。这次碰撞拼合导致华北地块的克拉通化。

胡桂明(1999)认为华北地块北部“基底”是由不同时代、不同特征的独立构造单元组成,其中以新太古代的杂岩为主,而古太古代和中太古代的均较少,并都以残块镶嵌于新

太古代深成杂岩中。在太古宙杂岩中,深成花岗质岩石是太古宙陆核或克拉通的主要组成部分,通常呈穹状构造,变质的表壳岩石作为形状各异的包体镶嵌在单个花岗岩穹内。这种构造说明早期陆壳物质的聚集是以深成花岗质岩石穹垂直增生来实现。元古宙的构造格局发生重大变化,出现规模较大的线型构造,表明太古宙垂向增生聚集成较大块体后,转变为以水平侧向拼贴增生方式为主。

李江海等(2000a,b)从构造属性出发,把华北中太古代陆块( $>2700\text{Ma}$ )分为鄂尔多斯陆块和胶辽微陆块群,在东西两陆块间为宽度巨大的新太古代 TTG 杂岩-绿岩带( $2700\sim 2550\text{Ma}$ )组成近南北向岩浆弧和弧后盆地。这总体显示两陆块间新太古代( $2700\sim 2500\text{Ma}$ )构造汇聚的基本格局,表明华北克拉通主体形成于新太古代—古元古代早期,并由此造成华北地块的固结稳定。

翟明国等(2000, 2001)强调华北地块在形成和演化中经历的最重要的地质事件发生在  $2600\sim 2400\text{Ma}$  和  $2000\sim 1700\text{Ma}$  期间。前一个时期是华北各微陆块以陆-陆、陆-弧以及弧-弧碰撞的形式拼贴在一起,新太古代末,一系列  $2500\sim 2350\text{Ma}$  的花岗岩和密集的基性岩墙群的侵位,标志各微陆块拼贴已完成。而后一个时期则以区域性伸展构造为代表的下地壳隆升,形成强弱应变带分隔的网络构造格架,18 亿年前后的非造山岩浆活动是此时期地质事件的本质,其内涵和结果必然与华北地块古元古代末—中元古代的大陆裂谷系形成有关。

综合上述持陆核认识的观点,他们对华北地块基底构造格局形成和演化的看法,既有共同点又有分歧。据刘新秒(2000)的归纳,共同点是太古宙为形成刚性小块体的时期,其成因可能与地幔柱垂直增生有关。如 TTG 质岩类的大量增生与侵位。分歧点是小陆核的构造拼合是否是形成华北克拉通化主体的惟一方式,以及陆核拼合的时代问题。对于后者主要有两种看法,一种观点是认为小陆核的拼合发生在新太古代,即华北地块在新太古代就已克拉通化,到古元古代时,在伸展构造体块作用下,形成一系列拗拉谷或裂谷。另一种看法认为拼合发生在古元古代,即华北地块是吕梁运动才克拉通化的,形成拗拉谷或裂谷的时代是中元古代。但是,无论哪种见解都认同在  $(1800\pm 100)\text{Ma}$  后,华北地块已固结稳定形成了统一的基底,岩石圈刚性程度增加,可承受大规模断裂的产生,从而进入一个新的重要转折时期。

### 1.3 古元古代末—中元古代初构造格局

华北地块在克拉通化形成了一个联合大陆后,在古元古代末期,它主要以伸展-裂解构造为主,这主要表现为拗拉谷系的发育,非造山岩浆岩活动(斜长岩类、环斑花岗岩类及伟晶岩脉等)和大规模基性岩墙群的侵位,以及早期变质基底隆升或退变质构造事件等(李江海等,2000a)。据已有的地质资料,中元古代拗拉谷系呈网络状遍布华北地块周边地区,在郯庐断裂带以西地区,至少可识别出以下 5 个中元古代的拗拉谷或裂谷(李江海等,2000a)。

(1) 燕辽—太行拗拉谷(长城系、蓟县系),位于地块东北部,保存了三叉状形态,呈“入”字形向地块中部散发。从沉积物厚度等值线图判断,西支为 NEE 向(张家口—宣化地区)、东北支为 NE 向(燕山—辽西地区)、南支呈 NNE 向(太行山区南段)。沉积中心位于冀东蓟县地区,长城系普遍呈角度不整合覆于变质基底上,沉积盖层与变质基底之

间的年龄差大于 5 亿~7 亿年。燕辽—太行拗拉谷向五台—太行山区变窄,与熊耳—中条拗拉谷关系不明。

(2)白云鄂博裂谷(白云鄂博群、化德群)和渣尔泰裂谷,均呈近东西向分布,两者之间被太古宙变质基底分隔。白云鄂博群、化德群不整合于太古宙—古元古代变质基底之上。白云鄂博裂谷北界被兴蒙造山带截切。渣尔泰裂谷主要由渣尔泰群组成,不整合于太古宙变质岩系之上。渣尔泰裂谷在蓟县期夭亡,而白云鄂博裂谷后期向被动大陆边缘发展。

(3)贺兰山拗拉谷(黄旗口群、王全口群),呈楔型自南向北变窄,南部与祁连山造山带直交并被截切。地层厚度等值线近 N-NNE 向展布,拗拉谷内沉积地层厚度向南部逐渐增大,基性岩墙群侵入于黄旗口群底部石英岩地层中。黄旗口群不整合于太古宙变质基底上。

(4)晋陕(临县—彬县)拗拉谷,呈 NNE 向,斜交华北地块的西南边缘,向南被秦岭造山带截切,呈分支状向地块内部消失。这个拗拉谷的证据主要来自地球物理勘探的地质解释,拗拉谷内中元古代地层等厚线呈 NNE 向,明显受断裂控制,其中的子长—宜川拗陷较发育,地层厚度较大,吕梁山地区的汉高山群为其向北延伸部分。

(5)熊耳—中条拗拉谷(西洋河群、熊耳群),出现于华北地块南部,是又一有三叉状的裂谷系,其北支呈 NNE 向,向地块内部延伸,与燕辽—太行拗拉谷南支的伸展方向一致,但两者关系不明。西洋河群和熊耳群的分布受断裂控制,并不整合于变质基底之上,以火山岩系极发育为特征,火山熔岩占地层厚度的 95% 左右,显示经历过强烈的伸展作用。

至于裂谷系发育的时代,根据燕山地区长城系常沟组页岩-粉砂岩的 Pb-Pb 全岩等时线年龄为  $(1848 \pm 57/-56)$  Ma (于荣炳等, 1984); 李怀坤等 (1995) 对长城系团山子组火山岩颗粒锆石 U-Pb 年龄的研究,限定长城系底界年龄应新于 1823 Ma; 陆松年等 (1989) 根据串岭沟组伊利石的 Pb-Pb 等时线年龄、团山子组富钾粗面岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄、大红峪组下部富钾粗面岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄和大红峪组火山岩中锆石 U-Pb 年龄,推断长城系底界年龄不超过 1800 Ma; 以后陆松年等 (1991) 以大红峪组中火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为依据,指出大红峪组形成时代介于 1650~1600 Ma 之间; 张宣地区钾长石石英脉锆石 U-Pb 年龄为  $(1826 \pm 31)$  Ma (胡小蝶等, 1997); 白云鄂博群东尖山组顶部富钾粗面火山岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为  $(1728 \pm 5)$  Ma (王楫等, 1995); 白云鄂博矿区的石英斑岩和粗面岩的锆石 U-Pb 年龄为 1.8 Ga (王一先等, 2002); 中条山西洋河群安山岩中锆石 U-Pb 年龄为  $(1840 \pm 14)$  Ma (孙大中等, 1993); 新近赵太平 (2003) 应用 SHRIMP-U-Pb 方法对熊耳群火山岩和同期的次火山岩、基性岩墙群的锆石进行精确定年,结果表明熊耳群火山活动形成于 1800~1750 Ma 之间。因此拗拉谷最早出现于 1840 Ma。华北地块西缘和西南缘的拗拉谷(晋陕拗拉谷和贺兰山拗拉谷),同熊耳—中条拗拉谷相似,都向地块内部楔入,因此也应是 1800 Ma 前后地壳拉张的结果。上述年龄数据证明华北地块的各裂谷系都是“18 亿年地质事件”的反映。

据现有资料,在拗谷内都发育了巨厚的沉积,并至少在燕辽—太行拗拉谷、白云鄂博裂谷和查尔泰裂谷、熊耳—中条拗拉谷中都有强烈程度不同的火山活动,且都以高钾的岩石为主。东起朝鲜半岛、西至蒙古国西南部呈近东西向分布的岩体型斜长岩、环斑花岗岩类岩带,从它们的时、空分布,恰与燕辽—太行拗拉谷的东北支和西支,白云鄂博裂谷系的延伸方

向一致,表明两者之间的内在联系。而基性岩墙群主要分布在南、北两个三叉形拗拉谷的北支和南支在地块中部的交汇部位,并主要赋存在变质基底中。因此李江海等(2000a)强调华北地块在元古宙末期(1900~1700Ma)曾经历了伸展构造热事件,在其周边发育拗拉谷及非造山岩浆活动,而在内部则发育了大规模的基性岩墙群。在此伸展构造背景下,变质基底广泛经历了抬升冷却,并最终出露地表。中元古代底部地层普遍不整合或超覆于太古宙高级变质基底之上,与变质基底的年龄值差距大于0.5~0.7Ga。

## 1.4 中一新元古代地台盖层

华北地块上覆的中一新元古代的长城群、蓟县群和青白口群是规模巨厚的地台型沉积岩系,其中蓟县剖面以出露连续、界线清楚、构造简单而著称。与其相当的地层在其他地区也颇为发育,如在豫西地区称为熊耳群、汝阳群、洛峪群。从构造环境看,它们是华北地块内的拗拉谷型沉积,是受同沉积断裂控制的沉降地堑,其中接纳了巨厚的沉积盖层。如燕辽—太行拗拉谷中中一新元古代的沉积就厚达10000m,并夹有火山岩。现把蓟县地区中一新元古代地层的层序列于后(陈晋镛等,1980)。

长城群:常州沟组,以角度不整合覆盖在太古宇片麻岩之上。下部为河流相砾岩、含砾砂岩、砂岩;上部为滨浅海相石英砂岩和砂页岩,厚859m。串岭沟组,与下伏常州沟组整合接触,以黑色页岩为主,夹火山岩或次火山岩,属地壳下降速度大于沉积物沉积速度的非补偿沉积,厚889m。团山子组,与下伏串岭沟组整合接触,下部是泥质、硅质白云岩;上部是粉砂质白云岩和白云质砂岩。属构造环境相对稳定的滨浅海相环境。厚518m。大红峪组,与下伏团山子组有沉积间断。沉积物主要是滨浅海相石英砂岩、白云岩夹火山岩、凝灰质粉砂岩和页岩。厚480m。高峪庄组,与下伏大红峪组之间有沉积间断,沉积物主要是浅海相白云岩和白云质灰岩,底部有3m厚的滨海相砂岩。厚1590m。

蓟县群:杨庄组,与下伏高峪庄组之间有沉积间断。沉积物以滨海潟湖相粉砂泥质白云岩为主,夹白云岩和白云质灰岩,下部夹多层角砾状白云岩。厚707m。雾迷山组,与下伏杨庄组呈整合接触,沉积物以浅海相白云岩为主,包括黑色中厚层状燧石条带白云岩、沥青质白云岩、深灰色叠层石白云岩和砂质白云岩。厚3336m,说明基底下陷幅度和速度均较大。洪水庄组,与下伏雾迷山组整合接触,在区域上该组是在地壳上升、沉积区域缩小的情况下形成的,分布范围小,地层厚度薄,构造环境相对稳定。沉积物是一套黑色页岩,下部夹白云岩,上部夹砂质页岩。厚131m。铁岭组,与下伏洪水庄整合接触,下部为浅海相白云岩和杂色砂岩互层;上部是浅海相灰岩和白云质灰岩,厚333m。构造环境相对稳定。

青白口群:下马岭组,与下伏铁岭组为平行不整合,沉积物主要是潮间-潮上带的页岩夹细砂岩和粉砂岩透镜体,底部有含铁绿泥石粗砂岩,顶部有绿色伊利石页岩。厚168m。属构造稳定类型。龙山组,与下伏下马岭组有沉积间断。底部为砾岩和含砾砂岩、下部是滨浅海相长石砂岩和石英砂岩、中部为海绿石砂岩夹粉砂质页岩,上部为浅海相杂色页岩。厚118m。属构造稳定类型。景儿峪组,与下伏龙山组呈整合接触,与上覆下寒武统府君山组豹皮灰岩呈平行不整合接触。沉积物是各种颜色的中、薄层石灰岩,底部有一层不稳定的含海绿石粗粒长石砂岩或细砾岩。厚100m(顶部有侵蚀)。属构造稳定型沉积。

燕辽拗拉谷内,中—新元古界均沿狭窄构造带分布,岩性和厚度在区域上的变化具明显的规律性。例如常州沟组、串岭沟组、团山子组、大红峪组,均以碎屑岩为主,碎屑中有较多的不稳定矿物长石,说明这些地层沉积时的构造环境活动性较强。长城群的串岭沟组、团山子组和大红峪组均夹有火山岩系,但各组和各地区在岩性和厚度上差异很大。例如大红峪组在区域上以碎屑岩为主夹火山岩,在蓟县地区大红峪组的火山岩系包括火山角砾岩、凝灰质砂岩和火山熔岩;在遵化一带凝灰质岩石厚达 65m,火山角砾岩和熔岩厚 11m;唐山东北地区大红峪组有 8m 厚的火山岩和凝灰质岩石;兴隆西南地区,大红峪组中几乎全部是火山岩和火山碎屑岩,并有多处古火山颈;平谷县北达峪大红峪组中火山岩系和熔岩厚达 137m,表明裂谷火山活动在大红峪组沉积时期达到高潮。各组在区域上的厚度变化主要表现在与裂谷走向垂直的横剖面上。

根据上述中—新元古界沉积特征,温献德(1997)把地层自下而上分为 3 种沉积类型,反映大陆裂谷的 3 个发展阶段:① 碎屑岩-火山活动沉积类型,反映裂谷早期拉张和火山活动阶段的沉积特征,包括常州沟组、串岭沟组、团山子组和大红峪组;② 碳酸盐岩活动沉积类型,反映裂谷强烈下陷、拓宽、广泛海侵阶段的沉积特征,包括高于庄组、杨庄组、雾迷山组;③ 碎屑岩-碳酸盐岩稳定沉积类型,反映裂谷活动期后稳定残余凹陷的沉积特征,包括洪水庄组、铁岭组、下马岭组、龙山组和景儿峪组。

在白云鄂博裂谷和渣尔泰裂谷地区,长城群分别称为白云鄂博群和渣尔泰群、蓟县群则称为什那干群。裂谷内中—新元古代的沉积是由浅海相碎屑岩-碳酸盐岩-碳质泥岩组成的沉积建造,同燕辽拗拉谷的沉积相似,也是下部为砂砾岩、石英长石砂岩、石英岩等组合,并夹有中基性和中酸性火山岩(内蒙古自治区地质矿产局,1991;王楫等,1995;曹秀兰,2002;王一先等,2002)。

华北地块南缘的另一个三叉拗拉谷,即熊耳—中条拗拉谷的熊耳群、汝阳群、洛峪群分别与燕辽拗拉谷的长城群、蓟县群和青白口群相当。熊耳群不整合于太古宙变质基底之上,其地层厚度在 3000~7000m 之间,其中火山熔岩占地层厚度的 95%(赵太平,2003)。

总之,上述三个拗拉谷沉积地层的下部都以砂砾岩相为主,并均伴有强度不同的火山活动,这可能标志前华北地块在克拉通化之后拉伸裂解的开始。

## 1.5 火山岩的特征

据目前的资料,在燕辽—太行拗拉谷、白云鄂博裂谷和熊耳—中条拗拉谷,在中—新元古代接纳的沉积盖层中,其中一下部层位都有火山岩。现对这些地区火山岩的地质地球化学作简要介绍。

### 1.5.1 长城系的火山岩

蓟县—平谷地区的蓟县剖面是华北地区中—新元古界的层型剖面,长城系自下而上分为常州沟组、串岭沟组、团山子组、大红峪组和高峪庄组。在串岭沟组、团山子组和大红峪组中均夹有火山岩,其中以大红峪组的火山活动最为强烈。

综合陆松年等(1989)和李怀坤等(1995)的资料,团山子组火山岩系发育于该组中上

部层位,分上下两层夹于白云岩间,两层各厚 1m 左右,二者间为一层很薄的砂质白云岩所分隔。火山岩具绳状构造和气孔构造。气孔中杏仁状充填物几乎全为白云石。未遭受明显的变质和变形作用,其岩石化学成分独特:  $\text{SiO}_2$  为 58.66%、 $\text{K}_2\text{O}$  为 13.08%、 $\text{Na}_2\text{O}$  为 0.10%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=130.8$ , 属富钾过碱性岩类,可称为富钾粗面安山岩。其 Rb-Sr 全岩等时线年龄为  $(1606 \pm 19)\text{Ma}$ ,  $I_{\text{Sr}}=0.7047$ 。锆石的 U-Pb 同位素分析获得岩浆自生锆石的年龄(即火山岩的生成年龄)为  $(1683 \pm 67)\text{Ma}$ 。

大红峪组的火山岩见于该组的下段,由火山熔岩和沉积岩互层组成的火山岩系地层的厚度,在空间分布上很不均匀。据郁建华等(1996)的报道在平谷北山一带火山岩系厚度最大(在 500m 以上),形成以平谷北山为喷发中心的東西向岩带,并局限于拗拉谷断陷中心部位。大红峪组火山岩层东西向延伸在 150km 以上,宽 5~20km。在火山喷发最强烈地区(平谷北山一带),火山碎屑岩仅厚 25~41m,而以熔岩的喷溢为主。虽然火山岩层间常夹有海相沉积的长石石英砂岩和白云岩等的夹层,火山岩系的上、下层位也为海相地层,但在某些地段火山岩层中有大型冲刷面的发育,冲刷面上有由火山岩砾石组成的砾岩层,其上的沉积为含砾石英粗砂岩,显示有河流搬运的特点;部分地区见大红峪组底部的凝灰质砂岩呈脉状体贯入底板白云岩地层的裂隙中,说明火山活动初期曾出露地表;熔岩中罕见枕状构造,且局部地段有似炉渣熔岩团块。基于上述原因,郁建华等(1996)强调本区火山活动以陆相喷发为主,可能岩浆溢流过程正处于海平面上升与下降范围内,由于火山岩的迅速堆积而形成高于水面的火山岛群。火山熔岩的厚度在各剖面中的变化很大,火山喷发层序及岩相在各地的差异明显而不易对比。注意到该地区沿近东西方向仍保存了数十个火山管道,据此推测火山熔岩是由这些成排的火山口交替喷发、交叉覆盖的产物,而火山碎屑岩不发育、火山岩系中火山碎屑物质含量低,估计是以宁静的熔岩溢流快速堆积为主的喷发类型。

大红峪组的火山岩类可分为:喷出相、火山管道相、潜火山相和火山沉积相(郁建华等,1996)。

喷出相:以溢流火山岩为主,由富钾玄武质熔岩和钾质粗面-响岩质熔岩组成,其中以前者为主,构成双峰式组合。在各剖面中,熔岩占火山岩系的 86% 以上,有时可达 95% 至 100%。溢流相熔岩常与爆发相及火山沉积相互层,构成韵律喷发,一般溢流相多位于韵律层的底部或下部。爆发相火山碎屑岩在各剖面中均有分布,但所占比例多不足 10%。其角砾成分以粗面-响岩的角砾为主,也有凝灰质岩石。在火山喷发中心地区的火山集块岩中,最大岩块可达 1m 以上,多分布在火山口附近。在火山岩系的中、上部 and 每个喷发旋回的顶部,火山碎屑岩均较发育。

火山管道相:在火山喷发区及密云环斑花岗岩杂岩体周围已发现 40 多个火山角砾岩管。它们主要侵入于大红峪组以下地层中,大致呈东西向分布。火山角砾岩管大小不一( $0.0012 \sim 0.18\text{km}^3$ ),平面上呈近圆形、椭圆形和不规则状,常呈喇叭口状负地形。岩管中为火山角砾岩(或火山角砾熔岩)所充填,角砾主要是玄武岩、白云岩和少量片麻岩,呈 2~15cm 棱角状;晶屑以石英和长石为主。胶结物多为碳酸盐及泥质。部分岩管以粗面-响岩质角砾熔岩为主,并有玄武质熔岩角砾和白云岩、石英砂岩角砾。

潜火山相:在火山岩分布区沿东西向构造带内呈串珠状地分布着数十个小于  $0.2\text{km}^2$  的岩瘤状潜火山侵入体。它们都赋存在大红峪组及以下地层中,其岩性与双峰式火山岩可相对应,以含钾长石的碱性辉绿岩和正长斑岩为主。根据它们的时空关系、岩石组合、

矿物组分、地球化学特征等均可与火山熔岩相对照,应该是火山活动晚期潜火山岩浆活动的产物。

火山沉积相:是指与火山岩相伴的层凝灰岩和凝灰质砂岩。在很少出现(或没有)火山熔岩的相应层位中,也常有凝灰质岩石的分布。

根据郁建华等(1996)给出的火山熔岩主元素分析数据,在 TAS 分类图解中,本区的火山岩均属碱性岩石系列,并分别主要投影于玄武岩区、粗面玄武岩区、响岩质碱玄武岩区、碱玄质响岩区和响岩区。岩石中  $\text{Na}_2\text{O}$  的平均含量由玄武岩→粗面玄武岩→响岩质碱玄武岩→碱玄质响岩→响岩分别为 2.40、2.38、1.85、0.87 和 0.55(重量%);而  $\text{K}_2\text{O}$  则为 1.48、3.23、6.67、10.12、13.59(重量%),显示  $\text{Na}_2\text{O}$  呈递减而  $\text{K}_2\text{O}$  呈递增的趋势。郁建华等(1996)强调粗面玄武岩和响岩分别代表火山岩的两个端员成分,其他岩石(碱玄质响岩、响岩质碱玄武岩)是这两种端员成分的岩浆不同比例混合作用的结果。

大红峪期的火山活动具双峰式特征,并有旋回性,经历了由弱→强→频繁→弱的变化过程。在每个喷发旋回及整个火山系中,都是下部以粗面玄武质熔岩为主,含橄榄石的玄武岩类仅在喷发中心的底部层位出现,向上则粗面-响岩质熔岩及火山碎屑岩不断增多,顶部则由火山喷发间隙的沉积岩组成。这反映每个旋回的火山喷发都是由镁铁质岩浆向碱性硅铝质岩浆不断转化的过程。

但在各地的剖面中,不仅火山熔岩厚度变化大,而且各喷发旋回的发育和岩石组合均不相似,使对比十分困难。总体上看,大红峪组火山岩带的西段接近密云环斑花岗岩杂岩体一带粗面-响岩质熔岩增多,有的剖面出现上百米的钾质粗面-响岩层;而在岩带的东段则以玄武质熔岩为主。

陆松年等(1989)给出大红峪组第一喷发旋回火山熔岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄为  $(1495 \pm 41)\text{Ma}$ ,  $I_{\text{Sr}} = 0.7047$ ;大红峪组富钾粗面岩锆石 U-Pb 下交点年龄为  $(1487 + 24/-32)\text{Ma}$ 。郁建华等(1990)报道大红峪组火山岩系上部层位 Rb-Sr 全岩等时线年龄为  $(1371 \pm 30)\text{Ma}$ ,  $I_{\text{Sr}} = 0.7082$ ;下部层位 Rb-Sr 全岩等时线年龄为  $(1543 \pm 69)\text{Ma}$ ,  $I_{\text{Sr}} = 0.7045$ 。1991 年陆松年、胡惠民又报道大红峪组中段偏上部层位富钾粗面岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为  $(1625 \pm 6.2)\text{Ma}$ 。

另据任富根(1986)的报道,在串岭沟组中也存在火山-侵入岩浆活动。这些岩浆岩以富钠( $\text{Na}_2\text{O} = 2.52\% \sim 3.50\%$ )、贫钾( $\text{K}_2\text{O} = 0.15\% \sim 0.53\%$ )为特征,这与大红峪组和团山子组贫钠富钾的熔岩有明显的区别。这些岩浆活动多呈火山角砾岩筒、具杏仁状构造的熔岩或规模不大的岩脉产出,并伴有凝灰质岩石。这种富钠的岩石,在上覆的团山子组和大红峪组中未出现过。岩石中黑云母的 K-Ar 年龄为 1646Ma、1649Ma。

## 1.5.2 白云鄂博群的火山岩

据王一先等(2002)对内蒙古白云鄂博矿区的中元古代火山岩的研究,在矿区白云鄂博群的  $\text{H}_1 \sim \text{H}_9$  9 个岩性段(据李毓英,1959)地层中,其中的  $\text{H}_1$ 、 $\text{H}_3$ 、 $\text{H}_4$ 、 $\text{H}_5$ 、 $\text{H}_7$  和  $\text{H}_9$  中都发现了火山岩。根据火山岩的  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  分类方法。区内的火山岩可分为响岩、粗面岩、歪长粗面岩、英安岩和中长玄武岩。利用镜下鉴定、岩石化学组成、主要造岩矿物电子探针分析结果的综合分析,查明在白云鄂博群含矿白云岩以下地层中出露的火山岩有:粗面岩、镁铁钠闪石-长石岩、英安岩、流纹岩、钾质流纹岩和石英斑岩,赋矿层