大别山黄镇榴辉岩和蓝晶石-石英脉中硬柱石分解的岩石学研究及其流体活动意义

李旭平[①②③] 李一良[②] 舒桂明[③]

(①中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083; ②中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026;
③北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871. E-mail: lixuping@cugb.edu.cn)

摘要 高压-超高压变质榴辉岩中石英脉的产出反映了板块俯冲或折返过程中的流体流动, 但是对成脉过程的温压条件常常缺乏岩石学制约. 对大别造山带黄镇地区低温榴辉岩及其中蓝晶石-石英脉的岩石学研究表明, 脉中呈柱状形态的蓝晶石-黝帘石-石英集合体是硬柱石分解后的假象. 柯石英假象也首次在该地区榴辉岩的石榴石中发现, 证明这些低温榴辉岩经历了超高压变质作用. 热力学温压条件计算表明, 该榴辉岩经历的峰期变质条件为 670℃/3.3 GPa, 已达到石墨向金刚石转化的边界. 石英脉中的石英晶体不见波状消光、折曲和碎裂现象, 也没有发现柯石英假象; 根据石英脉中矿物共生组合进行热力学平衡计算得到的成脉温压条件与寄主榴辉岩一样, 明显高于板块俯冲进变质过程中硬柱石分解曲线. 这些观察证明, 石英脉形成于峰期超高压变质之后的板块折返过程中. 因此, 硬柱石分解为蓝晶石-黝帘石-石英并释放水的反应是在峰期变质之后的折返过程中发生的. 这表明陆壳深俯冲时不仅能够将含水矿物如硬柱石中的水带到地幔深处, 而且可以在折返时释放出来.

关键词 大别山 榴辉岩 蓝晶石-石英脉 硬柱石假象 流体活动

洋壳俯冲过程中流体的释放已经得到广泛研究, 然而陆壳俯冲和折返过程中流体的行为却研究甚少[1]. 大别-苏鲁造山带榴辉岩中产有丰富的石英脉[2], 反映了超高压(UHP)变质过程中广泛的流体活动. 确定石英脉与变质事件的先后次序, 将有助于人们理解变质峰期及其前后流体作用的性质和特征. 我们在研究大别造山带低温榴辉岩中的蓝晶石-石英脉时, 发现其中存在独特的石英-蓝晶石-黝帘石集合体, 并认为这是俯冲板片折返时硬柱石分解的产物. 硬柱石是低温成因矿物, 大多出现在蓝片岩相岩石中, 但是可以稳定在超高压条件下. 在榴辉岩中出现硬柱石只有两例报道, 即阿尔卑斯山脉南延的东Corsican低温-高压变质岩石中发现的含硬柱石低温榴辉岩[3]和新近在土耳其北部Elekdag地区发现的含电气石硬柱石榴辉岩[4]. 该地区电气石硬柱石榴辉岩中, 硬柱石以包裹体的形式出现在石榴石和绿辉石的变晶中. 然而对硬柱石假象的报道却有很多例子. 阿尔卑斯和南乌拉尔地区有报道发现硬柱石假象[5~7]. 大别山朱家冲地区和新疆西天山也在榴辉岩中发现有硬柱石分解的假象[8,9]. 本文研究的石英-蓝晶石-黝帘石矿物组合作为俯冲板片折返过程中硬柱石分解的产物还是首次报道.

1 地质背景

大别-苏鲁造山带形成于扬子板块与华北板块之间三叠纪时的陆-陆碰撞[1,2]. 大别造山带主要有一系列断层接触的变质单元构成(图 1), 从北到南可进一步划分为: (1) 北淮阳低级变质单元; (2) 北大别高温-超高压麻粒岩相单元; (3) 中大别中温-超高压榴辉岩相单元; (4) 南大别低温-高压榴辉岩相单元; (5) 宿松低温-高压蓝片岩相单元. 对于南大别低温-高压榴辉岩相单元来说, 由于没有发现柯石英和金刚石, Okay[10]曾将这一单元称之为“冷”榴辉岩单元以区别于北部变质程度更高的“热”榴辉岩单元. 这两个单元的分界线在花凉亭水库附近. 基于同样原因, Wang等人[11]和Carswell等人[12]将两个单元分别称之为中大别超高压变质单元和南大别高压变质单元. Zhai等人[13]指出, “热”榴辉岩的围岩通常由含石榴石花岗质片麻岩、副片麻岩、大理岩或超基性岩组成; 而“冷”榴辉岩的围岩主要是磁铁矿变质砂岩——一种典型的副变质岩类. 然而, Liu等人[14]在研究大别山榴辉岩围岩片麻岩是否经历超高压变质作用时, 在“冷榴辉岩”带东北部的磁铁矿-多硅白云母片麻岩的锆石中也发现了柯石英, 因此认为这个蓝闪石榴辉岩带

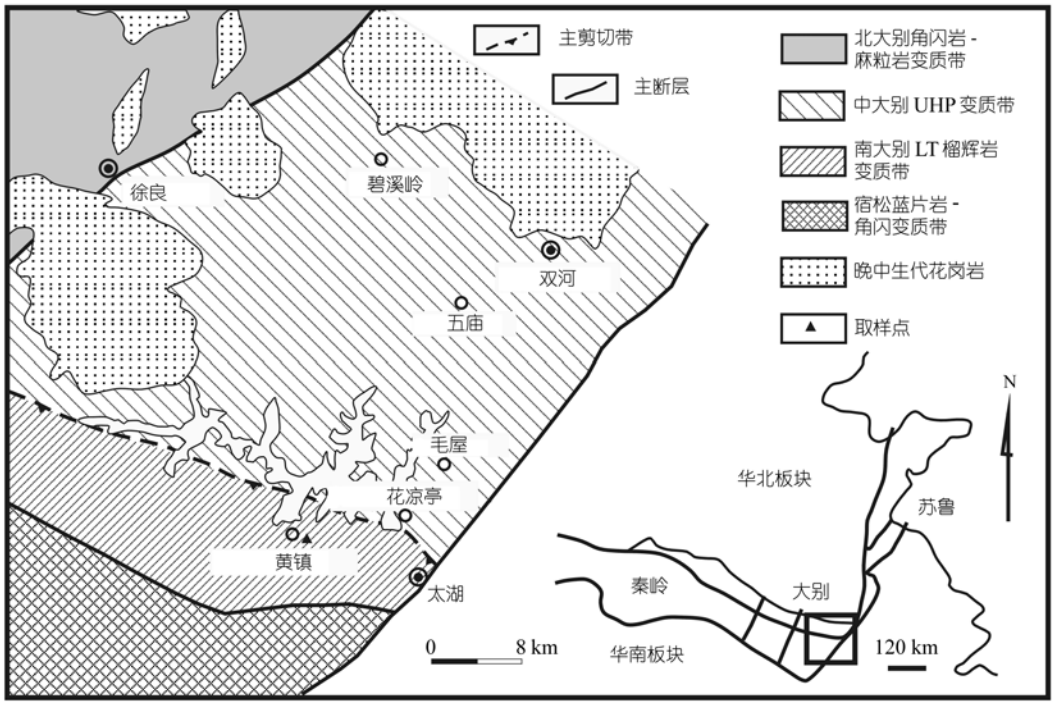

图 1 南大别黄镇地区地质简图和取样地点

与其围岩一起经历了超高压变质作用. 但是, 在本文研究结果获得之前, 尚未在这些“冷”榴辉岩中发现超高压变质的证据.

本文研究用的样品取自花凉亭水库南边的黄镇地区(图 1), 即位于人们过去普遍称之为低温高压变质带的“冷”榴辉岩带中. 这种榴辉岩的特征之一是存在着广泛的退变质现象, 因而在榴辉岩矿物之间出现氧同位素分馏的广泛不平衡[15,16]. 黄镇-朱家冲地区的榴辉岩通常有石英、石榴石、黝帘石和蓝晶石脉穿插[8,17,18]. 与大别其他超高压榴辉岩单元相比, 石英脉在黄镇地区的榴辉岩中更加发育. 研究区榴辉岩样品取自榴辉岩和石榴角闪岩互层地段. 其围岩是黑云母片麻岩. 在脉和榴辉岩之间缺少反应带表明两者之间处于化学平衡状态[6]. 石英脉切穿榴辉岩现象表明可能是构造剪切和最初板块折返时由于构造剪切作用造成的薄弱带为退变质流体提供了流动通道.

2 岩石学特征

研究区主要岩石类型是榴辉岩、与其伴生的蓝晶石-石英脉、角闪岩和片麻岩. 分别叙述如下.

2.1 蓝晶石-石英脉

样品中蓝晶石-石英脉在寄主榴辉岩中呈显微尺度的脉体. 榴辉岩和石英脉的接触界线分明. 薄片中脉的宽度从 2～10 mm. 蓝晶石-石英脉由 50%以上的石英组成, 其他矿物有: 绿辉石<5%(体积比), 石榴石 10%~15%(体积比), 黝帘石 5%~10%(体积比)及少量金红石. 石英脉中发育有特征的毫米级的由蓝晶石、黝帘石和石英组成的矿物集合体(图 2(a), (b), (c), (e), (f)). 这种集合体似呈柱状习性矿物的假象, 通常由单个或两个蓝晶石颗粒、多个细小的黝帘石颗粒和非常细小的众多石英颗粒组成. 细小的石英颗粒多半呈任意取向分布在蓝晶石晶体中, 或其周围. 薄片中这三种矿物紧密共生, 并处于结构的平衡状态. 蓝晶石-黝帘石-石英的集合体构成的硬柱石假象在石英脉中约占 7%(体积比)的比例. 脉中的石榴石粒度为 0.5～1 mm, 小于寄主榴辉岩中石榴石(1～3 mm). 榴辉岩和石英脉中的石英晶体不见拉长和港湾状融蚀边界, 也不见石英有波状消光、折曲和碎裂现象. 此外, 蓝晶石-石英脉中没有发现柯石英假象.

宏观尺度的石英脉宽度可从 2 cm 到 1 m, 从而组成单独的石英脉. 脉体的结构和矿物组合都表现出不均匀性. 任意取向的针状钠云母沿石英颗粒边界分布. 它形的绿辉石、黝帘石、蓝晶石、石榴石和金红石呈变斑晶. 偶尔也见有白云母. 石英颗粒的边

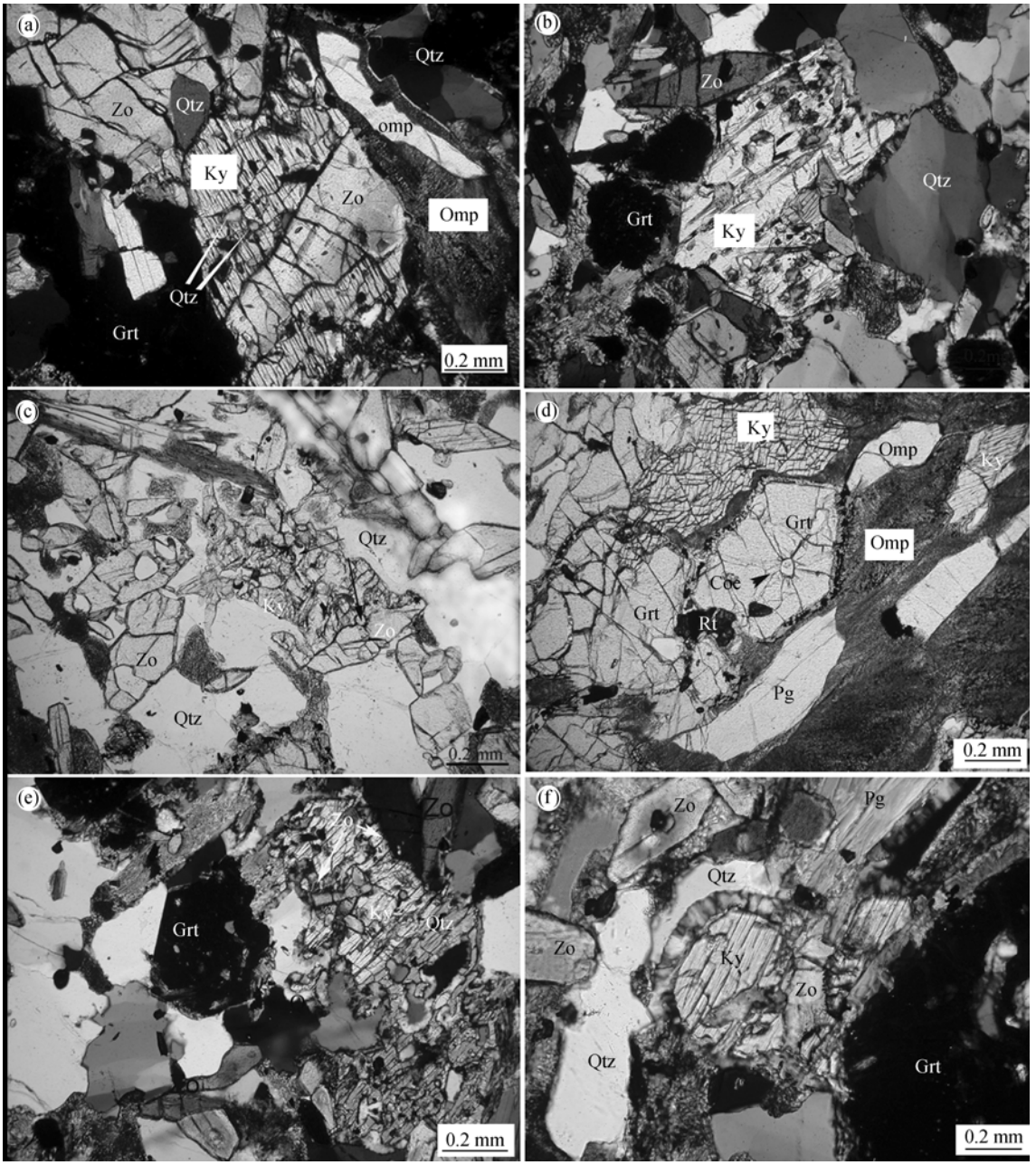

图 2 南大别黄镇地区蓝晶石-石英脉及寄主榴辉岩的一些主要显微结构

矿物集合体 Ky+Zo+Qtz 是硬柱石分解后的柱状假象: (a) 正交偏光下两颗黝帘石、两颗蓝晶石和多颗粒细晶石英构成的假象; (b) 正交偏光下单颗粒蓝晶石、多颗粒细小黝帘石和多颗粒细晶石英构成的假象; (c) 单偏光下多颗粒细小蓝晶石、多颗粒细小黝帘石和多颗粒细晶石英构成的假象; (d) 单交偏光下具有放射状裂纹结构的石英的柯石英假象; (e) 正交偏光下硬柱石假象的集合体; (f) 正交偏光下蓝晶石的后成合晶边缘及硬柱石假象的集合体. Grt: 石榴石; Omp: 绿辉石; Pg: 钠白云母; Rt: 金红石; Coe: 柯石英; Ky: 蓝晶石; Zo: 黝帘石; Bar: 冻蓝闪石; PDM: 假象

界通常是平直的, 没有波状消光、折曲和明显的碎裂现象.

2.2 寄主榴辉岩

榴辉岩由它形绿辉石、自形石榴石变斑晶、黝帘石、蓝晶石、钠云母和退变角闪石组成. 副矿物有金红石、磷灰石和榍石. 榴辉岩的石榴石晶体中可辨别出具有放射状裂纹的柯石英假象. 正交偏光下可见柯石英已基本退变为多晶石英, 单偏光下观察只有

中间部分仍保留有较高的突起. 蓝晶石与含柯石英包裹体的石榴石共生(图 2(d)), 或作为包裹体出现在石榴石中. 钠云母在榴辉岩和石英脉中都可出现. 蓝晶石构成钠云母的核, 同时又被绿辉石环绕. 这表明形成于峰期后的钠云母是在流体作用下由峰期变质作用前形成的蓝晶石和绿辉石通过 $Pa \leftrightarrow Ky + Omp + H_2O$ 反应形成.

榴辉岩普遍地发生退变质作用. 绿辉石通常被非常细小的由角闪石和斜长石组成的后成合晶所替代. 有些样品的退变非常强烈以至于角闪石晶体从后成合晶结构中重结晶长大, 有时甚至有黑云母形成.

2.3 角闪岩和片麻岩

角闪岩主要由拉长的石榴石、角闪石、斜长石和石英组成. 含有少量的白云母、黑云母、黝帘石、金红石和榍石.

片麻岩是榴辉岩和石英脉的围岩, 由石英、黑云母、斜长石、少量石榴石、帘石族矿物和极少量的磁铁矿组成.

3 矿物学特征

对榴辉岩和蓝晶石-石英脉中的主要变质矿物进行了电子探针分析. 榴辉岩中石榴石从中心到边缘呈现出镁铝榴石($Pyp_{26.73}$~$Pyp_{36.86}$)升高, 而钙铝榴石($Grs_{14.80}$~$Grs_{8.28}$)降低的带状分布(图 3). 这表明石榴石是在进变质作用中形成的. 石英脉中的石榴石没有成分带状分布. 绿辉石化学成分比较均匀, 硬玉组分约为 54%.

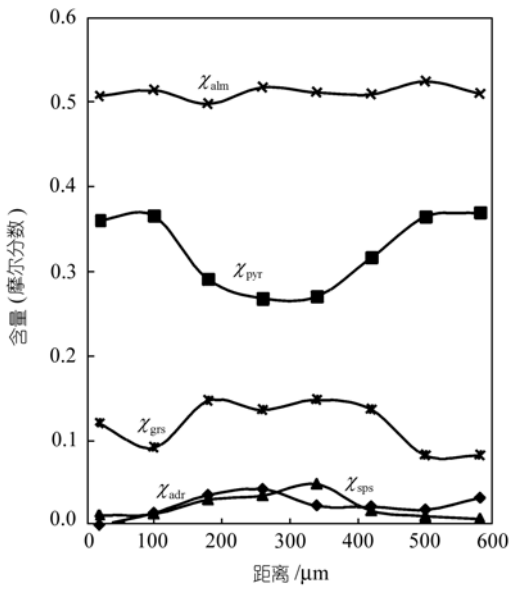

图 3　南大别黄镇榴辉岩中石榴石成分变化剖面图
成分的环带变化表明石榴石是在进变质作用下形成

在榴辉岩和蓝晶石-石英脉中角闪石成分变化很大, 含 MgO(10.70%~19.15%)和 Na_2O(3.46%~5.37%), 属于冻蓝闪石. 角闪石偶尔也被包裹在榴辉岩的石榴石晶体中, 表现为进变质作用的产物.

黝帘石似有两期. 但矿物成分没什么差别, 绿帘石端元成分为 12%~14%, 属斜黝帘石成分范围. 早期黝帘石颗粒细小, 在蓝晶石-石英脉中主要来自硬柱石的分解, 与蓝晶石和石英共同构成硬柱石假象. 而后期黝帘石颗粒较粗, 可能是峰期前的黝帘石重结晶而致.

蓝晶石不仅出现在蓝晶石-石英脉中, 也出现在寄主榴辉岩中, 分别形成于退变质和进变质两个过程. 钠云母也有两期: 薄片中可以看到早期钠云母被包裹在正在退变为钠质闪石的绿辉石中. 但还可以看到蓝晶石构成钠云母的核, 同时又被绿辉石环绕. 这表明晚期钠云母形成于变质峰期后, 是在流体作用下由进变质作用形成的蓝晶石和绿辉石通过 $Pa \leftrightarrow Ky+Omp+H_2O$ 反应形成. 斜长石是在榴辉岩的退变质作用中形成, 或与角闪石共同组成绿辉石的后成合晶退变边缘, 或构成蓝晶石退变反应边缘. 其化学成分变化于 An 11 到 An 36 之间. 钠云母普遍存在于寄主榴辉岩和蓝晶石-石英脉中, 其中 Na 和 K 的含量分别占结构单元(p.f.u.)的 1.63~1.78 和 0.13~0.16.

4 变质作用 *P-T* 条件

矿物成分和结构关系表明, 最初的UHP榴辉岩矿物组合为石榴石 + 绿辉石 + 蓝晶石 + 硬柱石 + 黝帘石 + 柯石英 + 金红石. 榴辉岩中石榴石环带表明石榴石核部形成的温压条件较低, 边部较高. 由于在研究样品中发现有柯石英假象(图 2(d)). 因此在计算变质峰期条件时基于柯石英、蓝晶石、绿辉石和石榴石边部成分, 采用THERMOCALC (3.1)和Holland等人[19]提出的石榴石和单斜辉石的热力学活度模型, 计算出峰期*P-T*条件为 670℃/3.3 GPa(图 4). 峰期的温压估算是根据三个反应方程所相交的不变点给出的[20]. 相对于阳离子配分温压计, 这种方法给出的温压条件更确定. 但利用这种方法必须是在石榴石和绿辉石的成分达到基本平衡的条件, 否则这三个反应无法相交于一点. 研究所得出的*P-T*轨迹如图 5 所示, 其中A点代表了峰期变质条件, 已达到了石墨向

金刚石转化的边界. 其压力值明显高于该地区其他研究结果[11], 但与研究样品中柯石英的出现是一致的. 蓝晶石在进变质作用中通过钠云母分解形成, 反应Pa↔Omp+Ky+H_2O(图5)在显微结构中是清晰可见的. 钠云母在进变质过程中被绿辉石和蓝晶石替代. 蓝晶石-石英脉的*P-T*形成条件也可根据石榴石和绿辉石成分计算得出. 由于脉中石榴石成分相当于寄主榴辉岩中石榴石边缘的成分, 绿辉石成分也基本相同, 计算出A点的*P-T*条件与寄主榴辉岩相同(670℃/3.3 GPa). 由于前面的岩石学研究表明蓝晶石-石英脉是在峰期过后板片开始折返时形成, 因此只经历了退变质*P-T*轨迹. 板片在俯冲折返过程中, 当P-T轨迹通过稳定的变质反应Law→Ky+Zo+Qtz+ H_2O时, 硬柱石在约 2.5 GPa时开始分解(图 5 中B域)形成蓝晶石-黝帘石-石英矿物集合体并释放H_2O. 图中

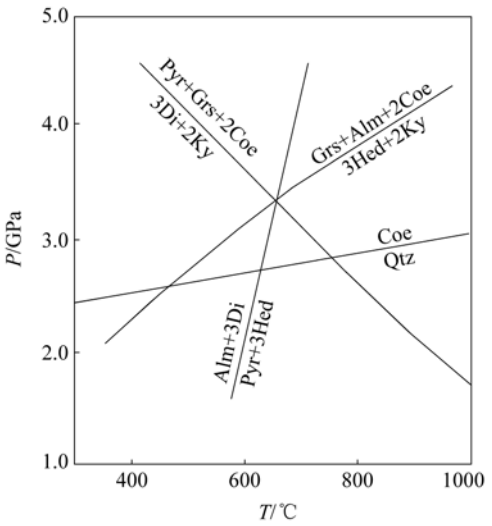

图 4 南大别黄镇榴辉岩峰期变质条件

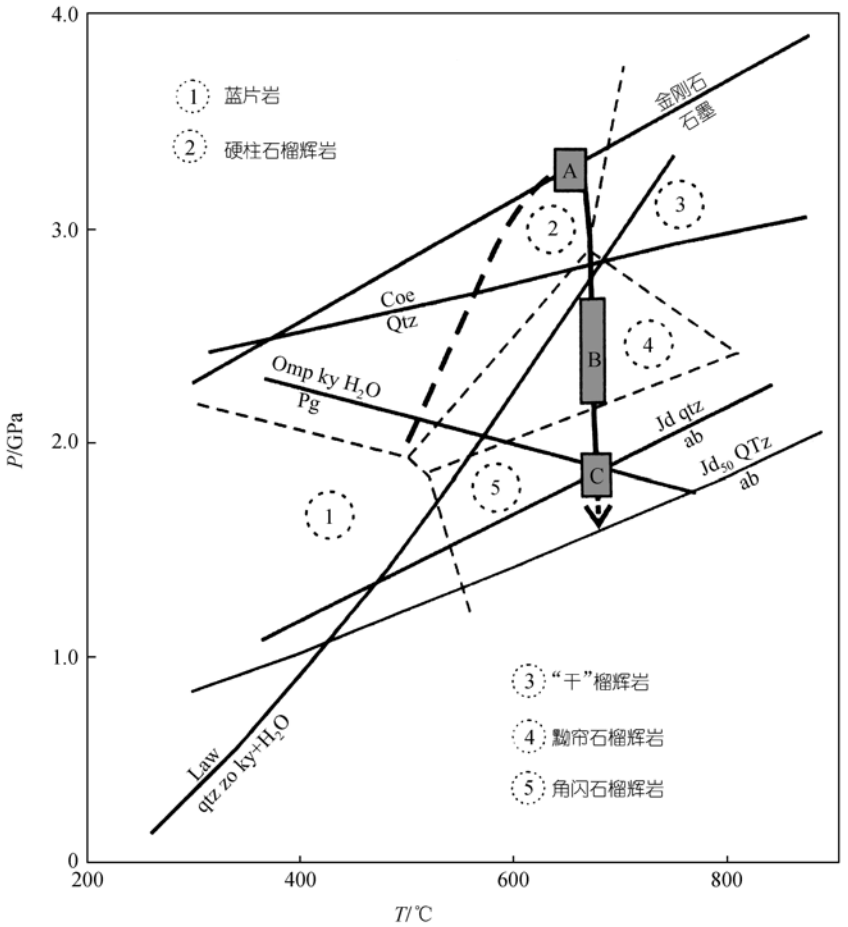

图 5 南大别黄镇榴辉岩及蓝晶石-石英脉的 *P-T* 轨迹图

榴辉岩和蓝闪岩的温压界线, 以及榴辉岩进一步划分为角闪石榴辉岩、黝帘石榴辉岩、硬柱石、榴辉岩和干榴辉岩的温压界线取自文献[21]

硬柱石分解的反应曲线是基于黝帘石的实测矿物化学成分、用Holland等人[22]的理想活度模型计算出来的.

进一步退变质过程中石榴石边缘被钠质闪石替代, 绿辉石分解为角闪石和斜长石, 蓝晶石也被斜长石围绕并与周围石英隔离开来(图 2(f)). 在退变质过程中石榴石和绿辉石退变为角闪石和少量斜长石并释放出Na_2O 和 CaO. Na_2O和CaO扩散到蓝晶石和石英之间, 参与蓝晶石和石英的反应形成斜长石[23]. 因此矿物组合Zo-Prg-Fsp-Ky-Qtz代表了退变质阶段从黝帘石榴辉岩转变为角闪石榴辉岩形成的稳定矿物组合. 这里石榴石的成分和计算峰期变质时石榴石的成分不一样, 分别为MgO 9.60%, FeO 24.67%, CaO4.18%和MgO 7.43%, FeO 22.23%, CaO 9.17%, 两者绿辉石的成分相差不大. C点的平均温压条件是根据上述矿物组合和实测矿物成分, 利用THERMOCALC计算出所有和相关反应而确定的. 其估算出的温压条件为 680℃/1. 84 GPa. Zhai等人[15]和Castelli等人[8]对低温榴辉岩在没有发现柯石英的条件下估算峰期变质条件为 650～700℃/1.8 GPa, 与这里C点角闪石榴辉岩的温压条件相似. Li等人[24]通过黄镇榴辉岩中矿物的穆斯堡尔谱学分析, 对绿辉石和石榴石的Fe^{3+}含量进行了校正, 由此计算的最大Fe-Mg交换温度为 647℃, 仍然低于本文根据矿物共生组合计算的热力学平衡温度670℃. 这个差别指示, 在深俯冲大陆板片的折返过程中, 超高压岩石内部的矿物之间存在阳离子退化交换再平衡. 研究样品中绿辉石晶体含硬玉端元分子的量为 49~54, 并且未发现有钠长石, 因此*P-T*轨迹结束在Jd_{50} + Qtz = Ab[25]反应线之上(图 5 中C点).

5 讨论

俯冲带流体过程对广泛了解超高压变质作用、同俯冲和同折返岩浆作用具有着重要的意义[26]. 众所周知, 流体在洋壳俯冲过程地球化学物质循环中起着关键作用. Liou等人[27,28]认为, 与洋壳俯冲相比, 陆壳在发生超高压变质时相对缺乏流体. 因此, 陆壳俯冲超过 50 km深以上就不可能大规模析出流体交代仰冲地幔楔和上覆地壳. 然而在陆壳俯冲和回返中流体迁移究竟起着怎样的作用尚不很清楚.

柯石英假象也在该地区榴辉岩的石榴石中发现. 由于柯石英假象的发现, 大别黄镇地区原属于"冷榴辉岩"或低温榴辉岩的温压条件已有原来的 650~700℃/1.8~2.5 GPa[10,11,12,14,15], 根据矿物共生组合热力学平衡重新计算为 670℃/3.3 GPa, 已达到了石墨向金刚石转化的边界. 大别-苏鲁地区存在着大量的石英脉[8,13,18,29], 在野外经常观察到榴辉岩岩体被石英脉切割. 对大别山黄镇地区低温榴辉岩及其中蓝晶石-石英脉研究表明, 石英脉中的石英晶体不见波状消光、折曲和碎裂现象, 也没有发现柯石英假象, 指示石英脉形成于峰期超高压变质之后的板块折返过程中. 根据石英脉中矿物共生组合所进行热力学平衡计算得到, 成脉温压条件与寄主榴辉岩一样为 670℃/ 3.3 GPa. 这个温压条件明显高于板块俯冲进变质过程中硬柱石分解反应曲线(图 5), 硬柱石是在近等温(670~680℃)条件下, 从压力约 2.7 GPa开始到 22 GPa减压过程的分解(图 5 中B域). 因此蓝晶石-石英脉的形成是在峰期变质之后, 是高压变质而非超高压变质的产物. 综合蓝晶石-石英脉的结构、矿物组合及形成的*P-T*条件以及硬柱石分解为蓝晶石-黝帘石-石英并释放水的反应相对于峰期的位置(图 5), 硬柱石分解为蓝晶石-黝帘石和石英集合体的过程也是在峰期变质之后折返过程中发生的. 硬柱石是一种重要的含水矿物, 可保存 11.2%的水并且在超高压条件下稳定[30~32]. 有关的岩石化学计算发现, 榴辉岩退变质过程中硬柱石的分解可使岩石中水总量降至原来的 1/4. 这些水的释放为折返过程中石英脉的形成提供了流体来源.

在榴辉岩折返过程中, 硬柱石分解成蓝晶石 + 黝帘石/斜黝帘石 + 石英/柯石英, 表明经历了超高压的含水矿物在降压过程中也会释放出可观数量的水. 也表明陆壳俯冲时含水矿物如硬柱石可将水带到地幔深处, 并在折返时释放出来. 尽管退变质作用引起了榴辉岩矿物之间的氢氧同位素不平衡, 但是退变质流体在化学成分上内部缓冲的[16]. 这一研究认为流体在大陆板块的折返中也非常活跃, 并且可能在陆壳俯冲、地球化学的循环过程中起着重要的作用.

致谢 感谢魏春景教授和刘福来研究员的帮助和建议. 本工作受国家自然科学基金(批准号: 40372034)和国家重点基础研究规划项目(G1999075503)资助.

参 考 文 献

1 Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. Earth Sci Rev, 2003, 62: 105~161 [DOI]

2 Cong B L. Ultrahigh-Pressure Metamorphic Rocks in the Dabieshan-Sulu Region of China. Beijing: Science Press, 1996. 224
3 Caron J M, Pequignot G. The transition between blueschists and lawsonite-bearing eclogites base on observations from Corican metabasalts. Lithos, 1986, 19: 205~218[DOI]
4 Altherr R, Topuz G, Marschall H, et al. Evolution of a tourmaline-bearing lawsonite eclogite from the Elekdağ area (Central Pontides, N Turkey): Evidence for infiltration of slab-derived B-rich fluids during exhumation. Contrib Mineral Petrol, 2004, 148: 409~425
5 Barnicoat A C, Fry N. High-pressure metamorphism in the Zermatt-Saas Fee ophiolite zone, Switzerland. Journal of the Geological Society London, 1986, 143: 607~618
6 Barnicoat A C. Zoned high-pressure assemblages in pillow lavas of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland. Lithos, 1988, 21: 227~236[DOI]
7 Schulte B, Sindern S. K-rich fluid metasomatism at high-pressure metamorphic conditions: Lawsonite decomposition in rodingitized ultramafite of the Maksyutovo Complex, Southern Urals (Russia). J Metamorph Geol, 2002, 20: 529~541[DOI]
8 Castelli D, Rolfo F, Compagnoni R, e al. Metamorphic veins with kyanite, zoisite and quartz in the Zhu-Jia-Chong eclogites, Dabie Shan, China. Island Arc, 1998, 7: 159~173[DOI]
9 张立飞, 高俊, 艾克拜尔, 等. 新疆西天山低温榴辉岩相变质作用. 中国科学, D辑, 2000, 30(4): 345~354[摘要] [PDF]
10 Okay A I. Petrology of a diamond-and coesite-bearing metamorphic terrain, Dabieshan, China. Eur J Mineral, 1993, 5: 659~675
11 Wang X, Liou J G, Maruyama S. Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains, Central China: Petrology and P-T path. J Geol, 1992, 100: 231~250
12 Carswell D A, O'Brien P J, Wilson R N, et al. Thermo-barometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China. J Metamorph Geol, 1997, 15: 239~252 [DOI]
13 Zhai M G, Cong B L, Zhao Z Y. Petrological-tectonic units in the coesite-bearing metamorphic terrain of the Dabie Mountains, contral China and their geotectonic implications. J Southeast Asian Earth Sci, 1995, 11: 1~13[DOI]
14 Liu J B, Ye K, Maruyama S N, et al. Mineral inclusions in zircon from gneisses in the ultrahigh-pressure zone of the Dabie Mountains. China. J Geol, 2001, 109 (4): 523~535[DOI]
15 Xiao Y L, Hoefs J, van den Kerkhof A M, et al. Fluid evolution during HP and UHP metamorphism in Dabie Shan. China: Constrains from mineral chemistry, fluid inclusions and stable isotopes. J Petrol, 2002, 43: 1505~1527[DOI]
16 Zheng Y F, Fu B, Xiao Y L, et al. Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the stages of pre- and post-UHP metamorphism in the Dabie Mountains. Lithos, 1999, 46: 677~693[DOI]
17 Franz L, Romer R L, Klemd R, et al. Eclogite-facies quartz veins within metabasites of the Dabie Shan (eastern China): Pressure-temperature-time-deformation path, composition of the fluid phase and fluid flow during exhumation of high-pressure rocks. Contrib Mineral Petrol, 2001, 141: 322~346
18 Li Y L, Zheng Y F, Fu B, et al. Oxygen isotope composition of quartz-vein in ultrahigh- pressure eclogite from Dabieshan and implications for transport of high-pressure metamorphic fluid. Phys Chem Earth (A), 2001, 26: 695~704
19 Holland T J B, Powell R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and corrections: The system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3 -TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2. J Metamorph Geol, 1990, 8: 89~124
20 Terry M P, Robinson P, Krogh Ravna E J. Kyanite eclogite thermobarometry and evidence for thrusting of UHP over HP metamorphic rocks, Nordoyane, Western Gneiss Region, Norway. Am Miner, 2000, 85: 1637~1650
21 Okamoto K, Maruyana S. The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB+H_2O system. Am Mineral, 1999, 84: 362~373
22 Holland T J B, Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. J Metamorph Geol, 1998, 16: 309~343[DOI]
23 Nakamura D. Kinetic of decompresional reactions in eclogitic rocks-formation of plagioclase coronas around kyanite. J Metamorph Geol, 2002, 20: 325~333[DOI]
24 Li Y L, Zheng Y F, Fu B. Mossbauer spectroscopy of omphacite and garnet pairs from eclogites: Application to geothermobarometry. Am Mineral, 2005, 90: 90~100[DOI]
25 Holland T J B. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600~1200℃. Am Mineral, 1980, 65: 129~134
26 郑永飞. 深俯冲大陆板块折返过程中的流体活动. 科学通报, 2004, 49(10): 917~929[摘要] [PDF]
27 Liou J G, Zhang R Y, Ernst W G. Occurrences of hydrous and carbonate phases in ultrahigh pressure rocks from east-central China: Implications for the roleof volatiles deep in cold subduction zone. Island Arc, 1995, 4: 362~375
28 Liou J G, Zhang R Y, Ernst W G. Lack of fluid during altrahigh-P metamorphism in the Dabie-Sulu region, eastern China. Proc 30th Intern Geol Congr, 1997, 17(11): 141~155
29 李一良, 郑永飞, 傅斌. 大别山榴辉岩中石英脉的氧同位素研究. 中国科学, D辑, 2001, 31: 305~314[摘要] [PDF]
30 Poli S, Schmidt M W. The high-pressure stability of hydrous phases in orogenic belts: An experimental approach on eclogite-forming processes. Tectonophys, 1997, 273: 169~184[DOI]
31 Grevel K D, Schoenitz M, Skrok V, et al. Thermodynamic data of lawsonite and zoisite in the system CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O based on experimental phase equilibria and carorimetric work. Contrib Mineral Petrol, 2001, 142: 298~308
32 Forneris J F, Holloway J R. Evolution of mineral compositions during eclogitization of subducting basaltic crust. Am Mineral, 2004, 89: 1516~1524

(2004-12-23 收稿, 2005-03-25 收修改稿)