大别山超高压变质带白片岩中的流体包裹体

范宏瑞 刘景波 郭敬辉 叶 凯 从柏林

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029. E-mail: fanhr@mail.igcas.ac.cn)

摘要 大别山花凉亭白片岩是一种特殊类型的富镁铝超高压变质岩, 其原岩为长英质岩脉, 后又在榴辉岩相变质过程中被高压流体交代. 根据白片岩中赋存的流体包裹体研究结果, 初始高压流体为含 CO_2 的水溶液, 证明超高压变质阶段存在 CO_2-H_2O 流体; 假次生 H_2O 溶液包裹体是在超高压折返阶段被捕获的, 而次生 H_2O 包裹体应与超高压折返最晚演化阶段有关.

关键词 流体包裹体 白片岩 超高压 大别山

由蓝晶石 + 滑石 + 石英组成的白片岩是一种富镁铝的变质岩, 最早发现于赞比亚, 后又在阿富汗及西阿尔卑斯山等地陆续发现[1~3]. 对这种岩石的矿物组成、*P-T* 稳定域、野外及岩相学特征研究业已表明[1,2,4], 它是一种特殊类型的高压和超高压变质岩石组合. 江来利等人[5]首先(也是目前惟一)在我国大别山超高压变质带中发现这类岩石组合, 并对其矿物学和岩石学特征作了系统研究, 认为其原岩为长英质岩脉, 后又在榴辉岩相变质过程中被高压流体交代[5,6]. 白片岩对超高压变质历史具有重要的指示意义, 但目前国内外学者对其中赋存的流体包裹体尚没有进行过研究. 本次工作中, 我们在大别山白片岩的石英晶粒中发现了多种类型流体包裹体, 结合有关的矿物学和岩石学资料, 本文对白片岩中的流体包裹体被捕获的机理和演化作了探讨.

1 地质概况

大别山是印支期中朝陆块和扬子陆块碰撞形成的造山带[7~11], 自从 20 世纪 80 年代末在该地区发现柯石英和微粒金刚石以来[12~14], 它已成为国际上研究超高压变质作用最重要的区域之一. 大别山超高压变质带是秦岭-大别-苏鲁高压、超高压变质带的一部分, 自北向南, 它被分为北大别杂岩、超高压和高压榴辉岩杂岩及宿松群等构造变质带[15,16]. 在超高压和高压杂岩带中, 由于其北部为含柯石英的榴辉岩, 而南部只为石英-榴辉岩, 故又分别被学者称为“热榴辉岩”和“冷榴辉岩”[17,18]. 据估算[19], 柯石英-榴辉岩峰期变质的温度和压力条件: 温度为(850 ± 50)℃, 压力为(2.8 ± 0.3) GPa; 石英-榴辉岩峰期变质条件: 温度为(635 ± 40)℃, 压力为(2.4 ± 0.3) GPa.

迄今在大别山超高压带中惟一发现的白片岩产地位于安徽省太湖县花凉亭水库大坝北端(图 1), 即所谓的“冷”、“热”榴辉岩分界线附近, 由于坝区公路的构筑被揭露在外. 厚度约为 50 cm 的白片岩以淡色脉体状切穿了含柯石英的新鲜块状榴辉岩(图 2), 其总体倾向西, 露头延伸 10 m 以上, 两端都被晚期断裂切断. 白片岩“脉体”本身变形较弱, 在新鲜榴辉岩和白片岩的外侧为经历了较强烈退变后的绿帘角闪岩, 角闪岩内还分布有层状含磁铁矿片麻岩及白云母-绿帘石片岩(图 2).

2 白片岩岩相学特征及流体包裹体产状

花凉亭白片岩呈灰白色、块状构造, 只发育有极微弱的片麻理, 显微镜下为细粒半自形粒状变晶结构. 岩石主要由石英(> 70%)和少量的蓝晶石、滑石、绿帘石、绿辉石和角闪石组成, 次要矿物有金红石、锆石和磷灰石等. 主要特征矿物的电子探针分析结果列于表 1. 在薄片中, 石英为不规则粒状, 颗粒大小为 0.2 ~ 0.8 mm, 具花岗变晶结构. 而蓝晶石、滑石和绿帘石矿物间的接触界线平直, 是明显的共生组合[5]. 薄片中少量由退变形成的后成合晶聚合体则有较明显的柱状矿物假象, 可能是由早期的绿辉石矿物退变而来.

白片岩中的流体包裹体主要分布在石英颗粒中, 蓝晶石中虽然也偶然赋存有长条状的流体包裹体, 但其长轴大小都 < 2 μm, 无法对其进行相应的测试研究. 按室温下的相态, 可将白片岩中的流体包裹体分为两类: a 类, 富 CO_2 包裹体; b 类, H_2O 溶液包裹体. 根据显微镜下穿插关系, b 类包裹体可进一步划分为两个亚类: 即 b1 亚类, 假次生 H_2O 溶液包裹体; b2 亚类, 次生 H_2O 溶液包裹体. 它们的特征分别如下:

a 类(图 3(a), (b)). 大小为 5 μm × 2 μm~ 15 μm ×

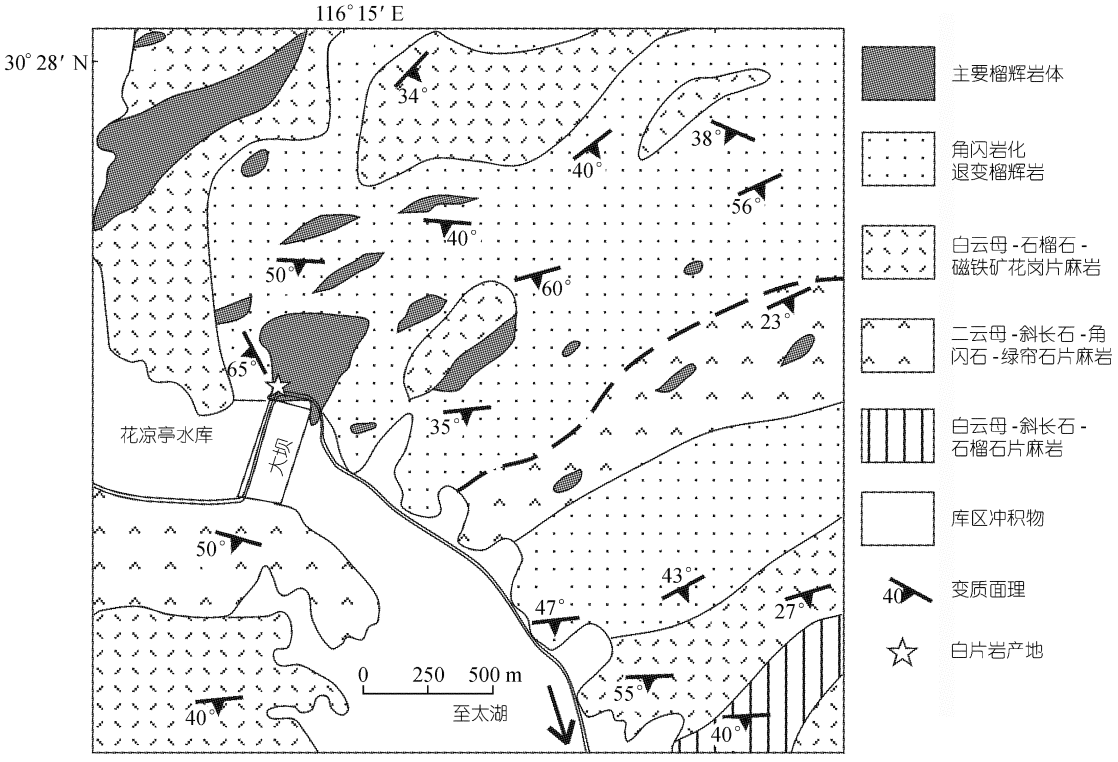

图 1 安徽省太湖县花凉亭地区地质略图(据文献[6]资料改绘)

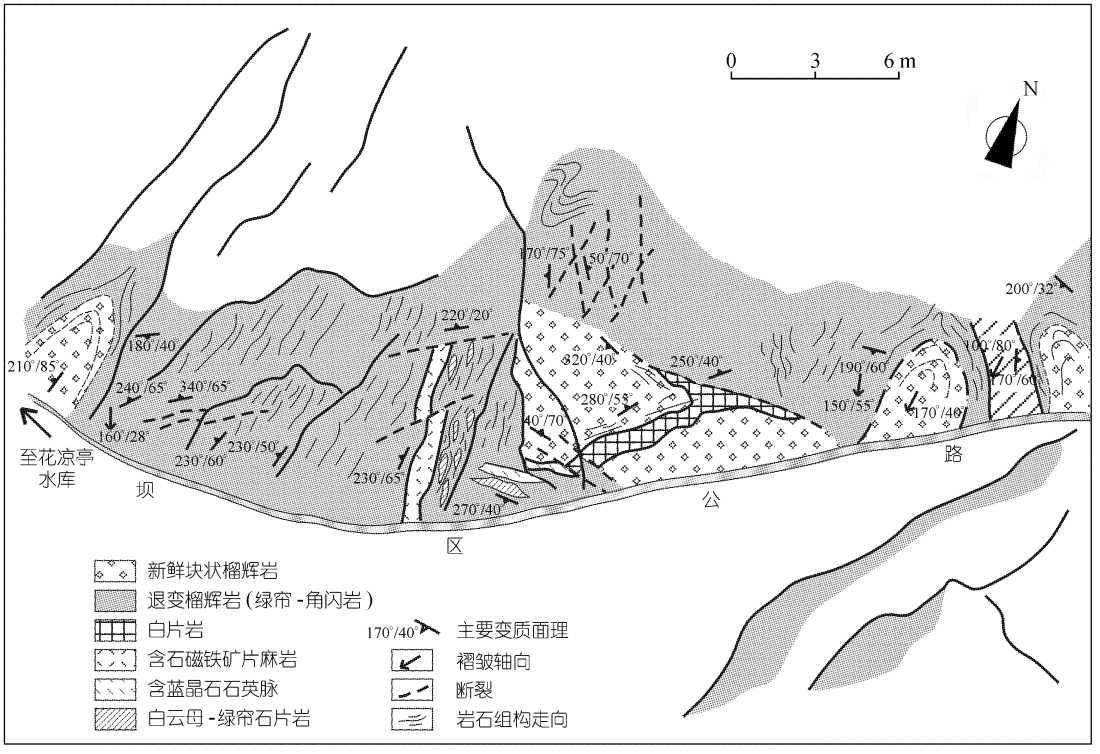

图 2 花凉亭水库大坝北端白片岩及其围岩地质关系素描图(据文献[6]资料改绘)

表 1 主要特征矿物电子探针分析结果 a)

矿物	蓝晶石	蓝晶石	蓝晶石	蓝晶石	滑石	滑石	滑石	绿帘石	绿帘石	绿辉石	角闪石
样品号	99DB37	99DB40	99DB40	99DB41	99DB37	99DB40	99DB41	99DB40	99DB41	99DB40	99DB40
SiO_2	37.316	36.972	38.052	36.760	61.906	61.565	65.159	38.671	39.760	55.259	54.799
TiO_2	0.000	0.000	0.000	0.071	0.038	0.011	0.000	0.091	0.010	0.037	0.058
Al_2O_3	62.408	61.697	62.471	63.069	0.392	0.482	0.445	26.864	26.105	11.758	6.165
FeO	0.913	0.844	0.625	0.545	1.715	2.638	2.440	8.104	9.449	6.800	4.196
MnO	0.033	0.000	0.000	0.051	0.045	0.000	0.003	0.059	0.065	0.062	0.101
MgO	0.005	0.013	0.007	0.016	28.445	28.872	27.969	0.246	0.167	6.483	21.298
CaO	0.018	0.039	0.013	0.050	0.026	0.024	0.042	23.011	21.113	9.531	8.579
Na_2O	0.002	0.000	0.004	0.000	0.044	0.076	0.075	0.026	0.000	8.575	1.474
K_2O	0.000	0.008	0.003	0.001	0.000	0.000	0.003	0.017	0.000	0.000	0.023
总量	100.695	99.573	101.175	100.563	92.611	93.668	96.136	97.089	96.669	98.505	96.693

a) 在日本东京技术学院(TIT)地球与行星科学系电子探针仪上测试

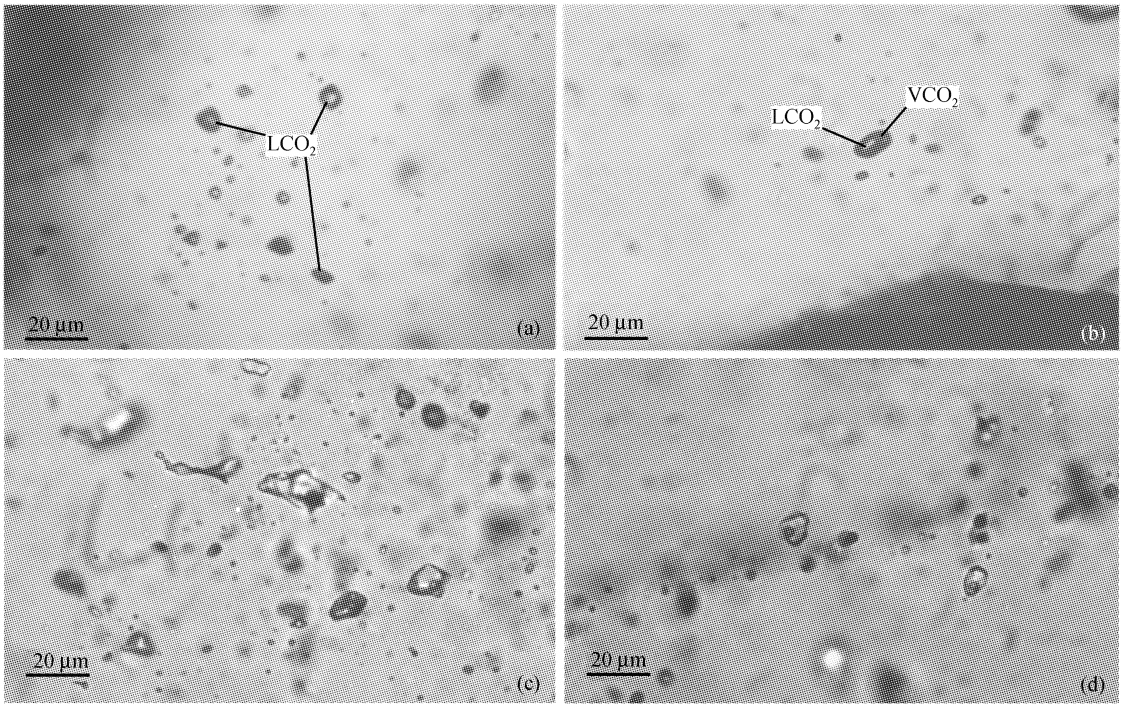

图 3 大别山花凉亭白片岩中的典型流体包裹体

(a) 原生负晶形 CO_2 包裹体(22℃照片); (b) 原生负晶形 CO_2 包裹体(10℃时照片); (c) 假次生 H_2O 溶液包裹体; (d) 次生 H_2O 溶液包裹体

7 μm, 形状为较规则的负晶形. 室温下(22℃), 包裹体中一般不出现气态 CO_2 泡(图 3(a)), 略冷冻后, CO_2 气态泡(VCO_2)出现(图 3(b)). 该类包裹体在石英晶粒中呈孤立状集群分布, 应为原生包裹体.

b1 亚类(图 3(c)). 大小多为 4 μm × 3 μm ~ 13 μm × 9 μm, 形状为较规则的负晶形或近椭圆形. 气液比($V_{气}/V_{液}$)为 0.1 ~ 0.2. 该类包裹体在石英晶粒中孤立或定向分布, 但定向分布的包裹体并不切穿石英颗粒边界, 为假次生包裹体.

b2 亚类(图 3(d)). 是数量最多的包裹体, 大小多为 4 μm × 3 μm ~ 10 μm × 7 μm, 形态多为近椭圆形和圆形. 气液比 < 0.1 ~ 0.2. 该类包裹体明显沿愈合裂隙分布并切穿了石英颗粒边界, 为次生包裹体.

3 流体包裹体测试方法和结果

流体包裹体的温度和盐度测试是在中国科学院地质与地球物理研究所 Linkam THMS600 型显微冷热台上完成的, 并利用 FLUID INC 公司提供的人工合

成包裹体标样对热台进行温度标定, 其冷冻法(–120~0℃)和加温法(20~500℃)的测试精度分别约为± 0.2 和± 2℃; 单个包裹体的 Raman 光谱测定是在中国科学院地质与地球物理研究所 Renishaw MK1-2000 型仪器上进行, 而包裹体气、液相成分分析在中国科学院地质与地球物理研究所 RG202 四极质谱仪[20]上进行.

室温下原生富 CO_2 包裹体由占体积 > 90%的液相 CO_2 泡(LCO_2)和少量 H_2O 组成. 这类包裹体被完全冷冻并回温后, 固相的初始熔化温度($TmCO_2$)在纯 CO_2 三相点(–56.6℃)附近(–56.6 ~ –57.2℃), 表明包裹体中可能只含有少量的 CH_4 和(或)N_2[21], 流体包裹体气相成分分析结果(表 2)也证明了这一点. CO_2 的部分均一温度(至液相)为 4.5~15.3℃, 多数富 CO_2 包裹体在加温过程中未达到完全均一前就已爆裂, 仅获得两个完全均一温度数据, 分别为 320 和 301℃. 这类包裹体的激光 Raman 探针测试结果(图 4)也表明包裹体内的主要成分为 CO_2 (Raman 位移为 1385 和 1282 cm^{-1}).

假次生 H_2O 溶液包裹体的冰点为–0.8 ~ –4.2℃(图 5), 对应的盐度较低, 为 1.40% ~ 6.74% NaCl. 冷冻回温过程中观察到的共结温度(eutectic melting temperature)发生在–20 ~ –26℃, 表明溶液中存在的盐类除 NaCl 外, 可能还有 KCl[21,22], 包裹体液相成分分析结果(表 2)也说明了这一点. 这类包裹体的均一温度为 220 ~ 290℃(图 5), 利用流体包裹体计算程序 MacFlincor[23]计算获得的流体密度为 0.7~0.8 g/cm^3.

次生 H_2O 溶液包裹体的冰点为–0.4~–5.9℃(图 5), 对应盐度为 0.71%~9.08% NaCl. 包裹体的均一温度为 165~235℃(图 5), 计算获得的流体密度为 0.7~0.9 g/cm^3. 显微镜下能观察到有低共结现象的包裹体不多, 但其共结温度也在–18 ~ –25℃, 同样说明溶液中存在 NaCl 和 KCl.

4 流体的捕获与演化

白片岩是一种特殊类型的超高压变质岩, 在 MASH($MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$)体系中, 只要有足够的水压, 其特征矿物组合为兰晶石 + 滑石 + 石英, 能稳定在从正常的下地壳到上地幔深度[2,24]. Rolfo 等人[6]根据矿物学组合和成分获得的花凉亭白片岩在超高压柯石英榴辉岩相峰期, 压力 > 2.6 ~ 2.7 GPa, 温度约(710 ± 20)℃. 江来利等人[5]认为该白片岩的原岩为一种在榴辉岩相变质过程中被(超)高压流体交代过的长英质岩脉.

在花凉亭白片岩中, 富 CO_2 包裹体明显为原生的包裹体, 它应该是长英质岩脉在榴辉岩相变质过程中被高压流体交代、矿物发生重结晶时被同期捕获的. 结合白片岩矿物组合资料, 可以推测, 初始的(超)高压流体应为含 CO_2 的水溶液, 由于水-岩交代反应, 初始流体中的 H_2O 被结合到了新生的兰晶石

表 2 流体包裹体气、液相成分分析结果 a)

样号	气相成分/% (摩尔分数)					液相成分/μg · g^{-1}					
	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	CO	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-
DB01	94.459	1.367	0.424	1.176	0.827	2.11	2.24	0.21	0.057	0.24	0.62
DB02	93.652	1.730	0.435	1.132	1.210	2.19	2.45	0.25	0.078	0.19	0.65

a) 中国科学院地质与地球物理研究所朱和平测试

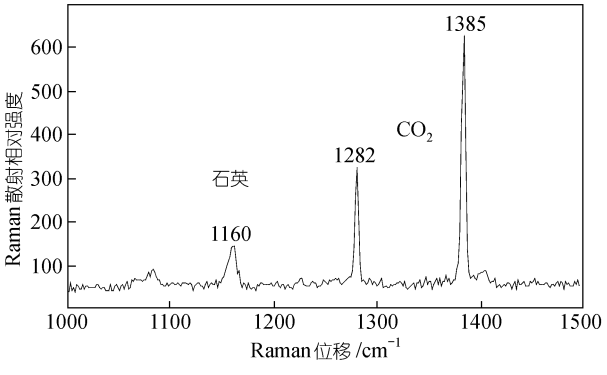

图 4 富 CO_2 包裹体的激光 Raman 探针光谱

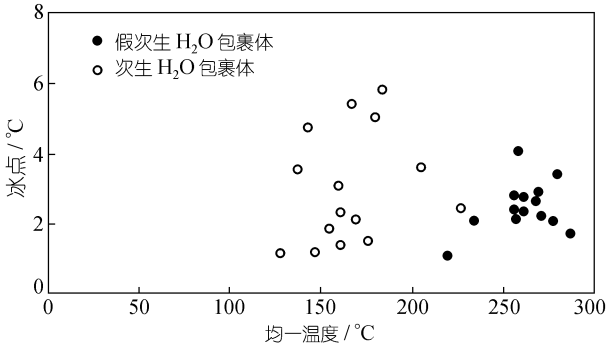

图 5 假次生和次生 H_2O 溶液包裹体的均一温度和冰点

等含水矿物中, 而流体中残余的 CO_2 则被白片岩中的石英捕获, 形成目前可以观察到的富 CO_2 包裹体. 至于 CO_2 的来源, 它可能来自周围大理岩和钙硅酸盐岩石的脱碳变质作用[11]. 富 CO_2 的高压流体应该是外部来源, 超高压变质阶段存在含 CO_2 水流体[25].

白片岩中呈假次生状态出现的 H_2O 溶液包裹体是在超高压折返阶段被捕获的, 虽然测得的这类包裹体均一温度数据(220 ~ 290℃)远低于角闪岩相甚至绿片岩相变质温度, 但如果考虑到包裹体的被捕获是在较高压力(可能 > 1 GPa[6])条件下发生的, 若加上压力校正温度(应 > 200℃[26]), 捕获温度将 > 420℃, 可推测这类包裹体的被捕获应在绿片岩相变质作用阶段或之前. Hall 等人[27] 认为由于压力降低导致的再平衡作用, 较小包裹体中的 H_2O 会“丢失”, 从而造成 H_2O 溶液包裹体内盐度的升高, 但根据此次测试获得的资料, 假次生 H_2O 包裹体的大小和盐度间并没有一定的联系. 显微镜下观察表明(图 3(c)), 部分该期 H_2O 包裹体曾发生过爆裂, 这可能是折返过程中包裹体内压过大造成的, 也证明包裹体被捕获后的变化的确发生过.

沿石英愈合裂隙被捕获的次生 H_2O 包裹体应与超高压折返最晚演化阶段有关, 该低盐度 H_2O 流体的贯入很明显应为水压破裂脆性构造环境.

致谢 本工作受国家重点基础研究发展规划项目(G1999075502)资助.

参 考 文 献

1 Schreyer W. Whiteschists: Their compositions and pressure-temperature regimes based on experimental, field, and petrographic evidence. Tectonophysics, 1977, 43: 127~144
2 Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschist of the western Alps: Record and some consequences. Contrib Mineral Petrology, 1984, 86: 107~108
3 Sisson V B, Ertan I E, Avè Lallemant H G. High-pressure (~2000 MPa) metamorphism of pelitic and mafic assemblages from the Cordillera de la Costa belt, Venezuela. J Petrol, 1997, 38: 65~83
4 Schreyer W. Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressure. Mineral Mag, 1988, 51: 1~26
5 江来利, 徐树桐, 吴维平, 等. 大别山东段超高压变质岩带蓝晶石石英岩中的白片岩组合. 科学通报, 1998, 43(14): 1540~1544
6 Rolfo F, Compagnon R, Xu S T, et al. First report of felsic whiteschist in the ultrahigh-pressure metamorphic belt of Dabie Shan, China. Eur J Mineral, 2000, 12: 883~898
7 游振东, 韩郁菁, 杨巍然, 等. 东秦岭大别高压超高压变质带. 武汉: 中国地质大学出版社, 1998. 90~103
8 Cong B, Zhai M, Carswell D A, et al. Petrogenesis of ultrahigh-pressure rocks and their country rocks in Shuanghe of Dabieshan, central China. Eur J Mineral, 1995, 7: 119~138
9 Li S G, Xiao Y L, Liu D L, et al. Collision of the North China and Yangtze Blocks and formation of coesite-bearing eclogites: Timing and processes. Chem Geol, 1993, 109: 89~111
10 Zheng Y F, Fu B, Xiao Y, 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
11 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 Petrology, 2001, 141: 322~346
12 Wang X, Liou J G, Mao H K. Coesite bearing eclogite from Dabie Mountains in Central China. Geology, 1989, 17: 1085~1088
13 Xu S, Okay A I, Ji S, et al. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. Science, 1992, 256: 80~82
14 Okay A I. Petrology of a diamond and coesite-bearing metamorphic terrain, Dabie Shan, China. Eur J Mineral, 1993, 5: 659~673
15 从柏林, 王清晨. 大别山-苏鲁超高压变质带研究的最新进展. 科学通报, 1999, 44(11): 1127~1141
16 Castelli D, Rolfo F, Compagnoni R, et al. Metamorphic veins with kyanite, zoisite and omphacite in the Zhu-Jia-Chong eclogite, Dabie Shan, China. Island Arc, 1998, 7: 159~173
17 Wang X, Liou J G, Maruyama J. Coesite bearing eclogites from the Dabie Mountains, Central China: Petrogenesis, *P-T* path and implication to tectonics. J Geol, 1992, 100: 231~250
18 Carswell D A, Wilson R H, Cong B L, et al. Area extent of the ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites and gneisses in Dabieshan, central China. Terra Abstracts, 1993, 5: 5
19 Okay A I. Petrology of a diamond and coesite bearing metamorphic terrane. Eur J Mineral, 1993, 5: 659~676
20 朱和平, 王丽娟. 四极质谱测定流体包裹体中的气相成分. 中国科学, D 辑, 2001, 31(7): 586~590
21 Shepherd T J, Rankin A H, Alderton D H M. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Glasgow: Blackie and Son Ltd, 1985. 1~239
22 Roedder E. Fluid inclusions. Review in Mineralogy, 1984, 12: 1~644
23 Brown P E, Hagemann S G. MacFlincor and its application to fluids in Archean lode-gold deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59: 3943~3952
24 Massonne H J. Experiments on melting to 50 kbar in the system MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O (MASH) with excess SiO_2 and H_2O. EOS Trans Amer Geophys Union Abs, 1983, 64: 875
25 Xiao Y L, Hoefs J, ver den Kerkhof A M, et al. Fluid history of UHP metamorphism in Dabie Shan, China: A fluid inclusion and oxygen isotope study on the coesite-bearing eclogite from Bixiling. Contrib Mineral Petrol, 2000, 139: 1~16
26 卢焕章, 李秉伦, 沈昆, 等. 包裹体地球化学. 北京: 地质出版社, 1990. 84~88
27 Hall D L, Sterner S M. Preferential water loss from synthetic fluid inclusions. Contrib Mineral Petrol, 1993, 114: 489~500

(2001-10-29 收稿, 2002-01-11 收修改稿)