

文章编号: 1000-6524(2003)01-0047-08

# 大别超高压变质带流体包裹体的组合关系与演变

徐启东<sup>1</sup>, 钟增球<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学 资源学院, 湖北 武汉 430074; 2. 中国地质大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

**摘要:** 对大别超高压变质带主要构造单元各类地质体岩石中的流体包裹体进行了岩相学和相变温度的观察与测定。流体包裹体类型和成分特征显示, 与超高压变质、早期退变质有关的流体成分主要属于盐-H<sub>2</sub>O体系, 减压熔融释放的流体成分主要属于NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O体系, 脆性变形期间涉及的成分流体主要属于NaCl-H<sub>2</sub>O体系。由于超高压变质岩系的快速折返抬升造成的压力迅速降低等影响, 各个事件中形成的流体包裹体都发生了程度不同的颈缩及爆裂等捕获后变化, 其密度大都已不能反映捕获时的状态。超高压变质和退变质岩石中常常叠加了与不同流体事件有关的流体包裹体组合, 因此, 对群体制样获得的各种化学成分和同位素成分等数据所做的各种地质解释风险较大。

**关键词:** 流体包裹体; 流体性质; 捕获后变化; 等组分-等容条件; 大别超高压变质带

**中图分类号:** P588.3; P594

**文献标识码:** A

## Fluid inclusion associations and their development in the Dabie UHP zone

XU Qi\_dong<sup>1</sup> and ZHONG Zeng\_qiu<sup>2</sup>

(1. Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan, 430074, China; 2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, 430074, China)

**Abstract:** The fluid inclusions in several types of rocks in the Dabie UHP zone were systematically investigated in the aspects of petrography and temperature of phase change. The results indicate that the fluid components related to UHP and early retrograde metamorphism belonged to salt-H<sub>2</sub>O system, those released from partial melting to NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system and those related to brittle deformation to NaCl-H<sub>2</sub>O system. As the effect of pressure decreased in the quick exhumation episode of UHPM rocks, and such changes after trapping as necking down and explosion occurred in varying degrees in fluid inclusions of all events, the present densities of the fluid inclusions mostly do not reflect the state of the trapping, and their isochores are not suitable for the estimation of trapping temperatures and pressures. The fluid inclusion associations related to distinct fluid-related events were often superimposed on the rocks in UHP and retrograde metamorphism, and hence the geological explanation for chemical and isotopic composition of fluid inclusions based on bulk inclusion analysis is subject to some risk.

**Key words:** fluid inclusion; fluid characteristics; changes after trapping; constant volume- isochemical condition; Dabie UHPM zone

超高压变质带的形成和折返机制是当今地球科学中最具挑战性的课题之一。研究流体如何参与这一形成和折返过程, 有助于提高对这一特殊地质作用的认识。流体包裹体研究是了解流体性质和状态的途径之一, 世界上主要的超高压-高压变质带大都开展了程度不同的流体包裹体研究, 以探讨流体的组成、温压条件、来源及流体-岩石相互作用(An-

dersen *et al.*, 1991; Klemd *et al.*, 1992; Philippot *et al.*, 1995; Invernizzi *et al.*, 1998; Scambelluri *et al.*, 1998; Svensen *et al.*, 1999)。大别超高压变质带中保存在变质岩中的流体包裹体情况相当复杂, 包含了多世代的流体包裹体组合, 它们可能代表了与变质作用有关的某几个时间片断中流体的特征(You *et al.*, 1996; 夏新宇等, 1999; 傅斌等, 2000)。

收稿日期: 2002-03-25; 修订日期: 2002-07-15

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49772146)

作者简介: 徐启东(1957-), 男, 博士, 副教授, 主要从事地球化学和矿床学方面的研究工作。

早期捕获的流体包裹体由于后续演化过程的改造,包裹体成分和/或体积会有不同程度的变化,多个世代流体包裹体的叠加,还会使它们难于区分,使相关研究工作不易展开(Crawford *et al.*, 1986; Johnson *et al.*, 1995; 徐启东, 1996; Vallis *et al.*, 1996; Lamb *et al.*, 1997)。因此,对大别超高压变质带岩石进行流体包裹体研究,首先要正确地区分在超高压变质带的形成和折返过程不同事件中保留下来的各类流体包裹体组合及其先后关系等特性,才能合理地提取其中所包含的信息。

在经历了复杂演化历史的变质岩石中,流体包裹体大多显示次生成因,在愈合裂隙中以“流体包裹体线”(fluid inclusion trails, 简称为FIT)的形式出现,常常不易确定其成因意义。不同变质条件下形成的特征变质矿物中的原生流体包裹体意义比较明确,与主岩关系清楚的伟晶岩脉和石英脉中流体包裹体的特征也有可能成为分辨和限定变质岩石中FIT性质的参照系。根据这一思路,本文重点对超高压岩石中的绿辉石和石榴石退变质形成的绿帘石、各类伟晶岩脉和石英脉中的流体包裹体进行研究,再与变质岩石中的流体包裹体特征进行对比,研究从超高压变质到抬升隆起至上部地壳过程中流体包裹体所记录下来的不同事件中流体性质和状态的演变,从而对使用这些数据的范围进行限制。

## 1 地质背景与样品

大别超高压变质带的区域构造为穹隆形态,发育多层剥离带,主要由核杂岩带、超高压单元、高压单元、绿帘蓝片岩带等单元组成,主要岩石组合分别为混合岩化程度不同的斜长或二长片麻岩和黑云斜长角闪片麻岩、含金刚石等超高压矿物的榴辉岩-石榴石黑云斜长片麻岩-斜长角闪岩-榴辉岩-白云母石英片岩-白云母钠长片麻岩-角闪片岩-蓝闪白云钠长片岩-钠长浅粒岩-绿泥绿帘片岩等,燕山期的花岗岩类侵入到各个单元之中。它们是三叠纪开始的陆-陆碰撞、超高压变质和之后的伸展抬升不同阶段的产物(索书田等, 1999, 2000; 从柏林等, 1999)。本次主要在核杂岩带、超高压单元和高压单元采集了100余件各类变质岩和脉体样品进行流体包裹体研究,采样地包括罗田县城、英山古河和鸭掌树(核杂岩带),英山东冲河、岳西碧溪岭和岗河、潜山双河、五庙和天柱山(超高压单元),宿松一带(高压单元)等地(图1)。在面上普遍控制的基础上,在不同构造-岩石单位选择了若干地点进行系统采样。

流体包裹体研究在中国地质大学(武汉)流体包裹体实验室完成,使用 Linkam-TH600 冷热两用台进行相变温度测定,经温度校正后,测定精度:低于30℃的为0.2℃,高于30℃的为1~5℃。部分样品用英国 Renishaw 公司 MK 1/1 000型激光拉曼探针进行了激光拉曼光谱分析。

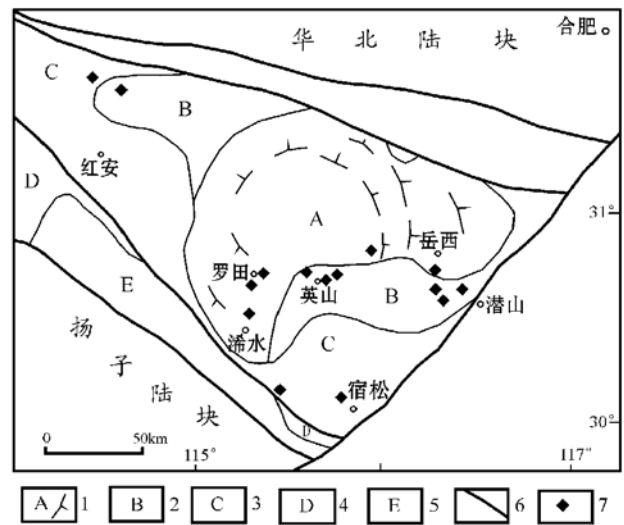


图1 研究区地质简图与样品分布

Fig. 1 Simplified geological map of the study area and distribution of the samples

1—核部杂岩带; 2—超高压单元; 3—高压单元; 4—绿帘蓝片岩带; 5—沉积盖层; 6—边界断层; 7—样品分布群

1—core complex; 2—UHP unit; 3—HP unit; 4—EB unit; 5—sedimentary cover; 6—fault; 7—sample group

## 2 流体包裹体组合关系和特征

### 2.1 超高压榴辉岩的绿辉石和石榴石中的流体包裹体

对典型超高压榴辉岩出露地点(碧溪岭、岗河、东冲河、蜜蜂尖、双河和五庙等)50余块测温片进行观察,在碧溪岭的新鲜榴辉岩(R492)绿辉石中找到了原生的两相包裹体,在东冲河吴家湾榴辉岩(R406)石榴石中找到了假次生两相包裹体,它们应代表所在地点超高压岩石形成时的流体样品。

绿辉石中的原生两相包裹体呈长柱状产出,充填度为0.7~0.9,长径为10~25 μm,平行绿辉石长轴分布,部分包裹体一端有一固相出现(图2A中箭头所指),激光拉曼光谱确定其是细颗粒的绿辉石(图3a),显示包裹体可能是依附细颗粒的绿辉石边缘而被捕获的。图3b c是其中一个包裹体气相和液相的激光拉曼光谱谱线,除了H<sub>2</sub>O的谱线外,没有CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>等成分的特征谱线出现(H<sub>2</sub>O的典型拉曼峰值在3230 cm<sup>-1</sup>和3472 cm<sup>-1</sup>附近,CO<sub>2</sub>的典型拉曼峰值在1287 cm<sup>-1</sup>和1390 cm<sup>-1</sup>附近),指示包裹体成分主要为盐-H<sub>2</sub>O体系组成。大部分包裹体冷冻至-183℃仍未固结成冰,仅测得两个冰点温度:-5.5℃和-4.2℃,相应的盐度( $w_{NaCl}/\%$ ,下同)为8.5~6.7,除一个包裹体均一到气相外(均一温度 $t_h$ 为403℃),其他包裹体均一到液相的均一温度为361~385℃(9,测定数,下同)。

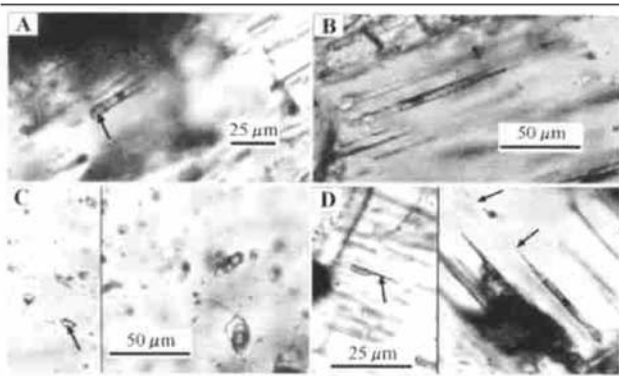


图 2 不同矿物中的流体包裹体照片

Fig. 2 Photos of fluid inclusions in different minerals

A—绿辉石中的原生两相流体包裹体(样品 R492, 岳西碧溪岭), 箭头所指处是绿辉石小颗粒, 流体包裹体依附其形成; B—绿帘石中的原生两相流体包裹体(样品 R486, 岳西岗河); C—不规则石英脉石英中的单相液体包裹体(左, 样品 R350, 英山古河)和含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体等(右, 样品 R384, 罗田蔡家河); D—绿帘石中的两相流体包裹体发生过颈缩的痕迹, 左边(样品 R459-3, 英山东冲河)箭头所指是残留的细管尾巴, 右边(样品 R487, 岳西岗河)箭头所指是残留的细管尾巴(下部箭头)和仍未完全断开的细脖状包裹体(上部箭头)

A—two\_phase original fluid inclusion in omphacite (R492, Bixiling); B—two\_phase original fluid inclusion in epidote (R486, Ganghe); C—monophase liquid inclusion (left, R350, Guhe) and three\_phase CO<sub>2</sub>-bearing inclusion (right, R384, Caijiahe) in early quartz vein; D—necking in two\_phase inclusion (left, R459-3, Dongchonghe; right, R487, Ganghe) of epidote

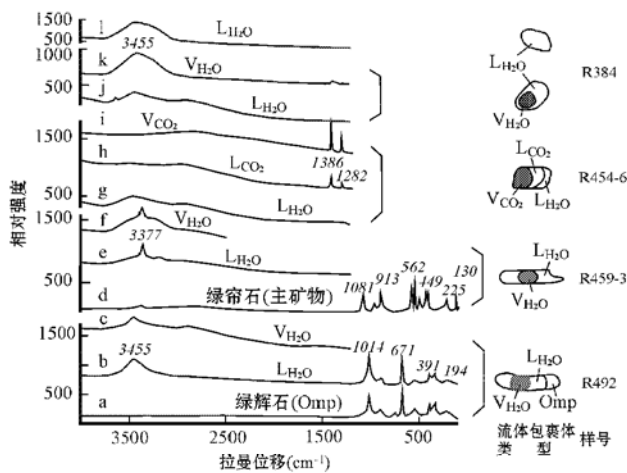


图 3 主要流体包裹体类型各相的拉曼光谱谱线测定结果  
Fig. 3 LRM spectra of fluid inclusions in different minerals

石榴石中的假次生两相包裹体呈近椭圆状, 充填度为 0.9, 长径为 8~ 10 μm, 数量不多。未测得初熔温度, 冰点温度为 - 2.8~ - 3.1 °C (3), 相应盐度为 4.6~ 5.1, 均一到液

相,  $t_h = 376 \sim 415$  °C (5)。

### 2.2 超高压岩石退变质形成的绿帘石类矿物中的流体包裹体

对岳西岗河退变榴辉岩 (R486)、英山油铺河退变榴辉岩 (R430)、东冲河王家屋后退变质形成的斜长角闪片麻岩 (R459-3)、东冲河樊家湾退变榴辉岩中绿帘-石英团块 (R458) 中的绿帘石类矿物进行了流体包裹体研究, 这些绿帘石和黝帘石应是超高压榴辉岩退变过程早期明显涉及流体参与阶段的产物, 在其中都找到了原生的富液两相包裹体 (图 2B)。包裹体平行帘石类长分布, 充填度为 0.7~ 0.9, 长径为 10~ 25 μm, 个别可达 50 μm 以上; 激光拉曼光谱谱线显示了特征的 H<sub>2</sub>O 谱线 (图 3e-f), 指示包裹体成分主要为盐-H<sub>2</sub>O 体系, 测得的包裹体初熔温度为 - 40~ - 45 °C, 说明盐类成分中除 NaCl 外, 还有相当数量的 CaCl<sub>2</sub> 和 MgCl<sub>2</sub> 存在 (Roedder, 1984)。冰点温度 - 1.8 °C ~ - 15.5 °C, 峰值 - 6.0 °C ~ - 14.0 °C, 相应的盐度为 9.2~ 17.9。包裹体均一到液相, 均一温度出现两个峰值: 220~ 250 °C 和 350~ 380 °C (42), 前一峰值仅出现在岗河退变榴辉岩样品中。

碧溪岭超高压岩系围岩的绿帘石片麻岩 (R489) 绿帘石中流体包裹体也为原生两相富液包裹体, 数量不多, 其特征与超高压退变质形成的绿帘石相似, 但盐度较低, 冰点温度 - 4.3~ - 6.0 °C, 相应的盐度为 6.9~ 9.2, 包裹体均一到液相,  $t_h = 192 \sim 265$  °C (9)。同一岩石的石英内流体包裹体呈 FIT 分布, 包裹体的类型和特征与在绿帘石中所见者相似, 但  $t_h$  值明显较低, 为 171~ 184 °C。在少数角闪石中也观察到了原生两相富液包裹体。

### 2.3 伟晶岩脉和石英脉的石英中的流体包裹体

大别超高压变质带各构造单元中普遍发育大量的各种伟晶岩和石英脉体。根据它们切割各类变质岩石、沿不同的构造裂隙充填分布的特征来看, 绝大部分都是折返抬升时期的产物, 其形成晚于高压-超高压变质作用时期, 与各种退变质作用和后期其他事件叠加的流体作用关系密切。因此, 其中的原生和假次生流体包裹体的成分和物化参数应代表折返抬升时期经历的各类流体作用的性质。但脉体之间的先后关系复杂, 细节不易分清。根据区域性的特征划分, 伟晶岩脉 (尤其是不规则的长石-石英伟晶岩囊) 早于各种石英脉, 但从局部地质关系可以看到, 燕山期花岗岩侵入体附近脉壁平直的伟晶岩脉明显晚于不规则的长石-石英伟晶岩囊, 应是与这些侵入体有关的流体作用的产物; 而发育在区域性面理之中、并有时与不规则的长石-石英伟晶岩囊呈过渡关系的一些石英脉则较那些规则且切割面理的石英脉要早, 可能是抬升早期与长石-石英伟晶岩囊相当的流体事件的产物。因此, 远离燕山期花岗岩体的那些不规则的长石-石英伟晶岩和与区域性面理有关的不规则石英脉 (有的呈团块状) 的形成要早于那些切穿面理、连续、规则分布的石英脉和燕山期花岗岩体附近分布的伟晶岩脉。在研究这些脉体中的流体包裹体时, 必须考虑它们的产状。

不规则的长石-石英伟晶岩和不规则石英脉的石英中,绝大多数都出现了下列流体包裹体组合:单相液体包裹体+富液两相包裹体+含 $\text{CO}_2$ 三相包裹体±纯 $\text{CO}_2$ 包裹体。数量上以富液两相包裹体和含 $\text{CO}_2$ 三相包裹体为主。这些流体包裹体在薄片上显示了原生、假次生和次生包裹体的各种分布特点。富液两相包裹体长径主要为 $5\sim 20\ \mu\text{m}$ ,充填度 $0.8\sim 0.95$ ,激光拉曼光谱谱线显示了特征的 $\text{H}_2\text{O}$ 谱线(图3j,k),指示包裹体成分主要为盐-水体系,测得的包裹体初熔温度在 $-20\sim -23\ ^\circ\text{C}$ 之间,说明盐类成分中以 $\text{NaCl}$ 为主,冰点温度主要为 $-2.4\ ^\circ\text{C}\sim -7.4\ ^\circ\text{C}$ ,相应的盐度为 $4.0\sim 11.0$ ;包裹体均一到液相,均一温度为 $100\sim 400\ ^\circ\text{C}$ (312),出现两个峰值: $160\sim 240\ ^\circ\text{C}$ 和 $260\sim 340\ ^\circ\text{C}$ (图4a)。含 $\text{CO}_2$ 三相包裹体长径主要在 $10\sim 30\ \mu\text{m}$ (图2C右),各相的激光拉曼光谱谱线显示了特征的 $\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{CO}_2$ 谱线(图3g,h,i),说明包裹体成分主要为 $\text{CO}_2$ -盐- $\text{H}_2\text{O}$ 体系,初熔温度在 $-56\sim$

$-58\ ^\circ\text{C}$ 之间,指示 $\text{CO}_2$ 相中可能还有少量 $\text{CH}_4$ 及 $\text{N}_2$ 存在(Shepherd *et al.*, 1985), $\text{CO}_2$ 水合物的消失温度主要为 $5.1\ ^\circ\text{C}\sim 8.8\ ^\circ\text{C}$ ,相应的盐度为 $7.7\sim 2.1$ ;  $\text{CO}_2$ 相均一到 $\text{CO}_2$ 液相,部分均一温度( $\text{CO}_2$ ) $18\sim 30\ ^\circ\text{C}$ ;包裹体以完全均一到水溶液相为主,部分均一到 $\text{CO}_2$ 相,完全均一温度比较分散,为 $230\sim 390\ ^\circ\text{C}$ ,在 $250\ ^\circ\text{C}$ 、 $300\ ^\circ\text{C}$ 、 $380\ ^\circ\text{C}$ (191)处较为集中(图4b)。单相液体包裹体普遍可见(图2C左及图2C的右下方)。长径主要在 $5\sim 20\ \mu\text{m}$ ,个别达 $40\ \mu\text{m}$ 。冷冻降温时出现气泡,证明其常温下为液相状态(Roedder, 1984);激光拉曼光谱谱线显示了特征的 $\text{H}_2\text{O}$ 谱线(图3l),初熔温度为 $-20\ ^\circ\text{C}$ 左右,主要成分为 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系,冰点温度 $-0.4\ ^\circ\text{C}\sim -4.0\ ^\circ\text{C}$ ,相应的盐度为 $0.7\sim 6.4$ 。少数样品可见纯 $\text{CO}_2$ 包裹体,长径主要为 $8\sim 15\ \mu\text{m}$ ,常温下两相产出,在 $18\sim 25\ ^\circ\text{C}$ 范围内均一到液相。

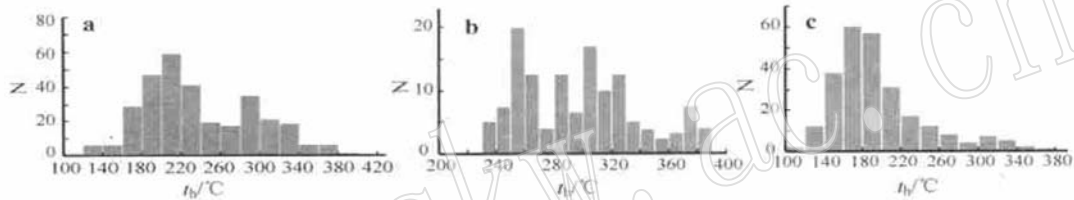


图4 不同伟晶岩脉和石英脉石英中流体包裹体均一温度直方图

Fig. 4 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions from quartz in different pegmatoid veins and quartz veins

a—早期不规则脉体中的富液两相包裹体; b—早期不规则脉体中的含 $\text{CO}_2$ 包裹体; c—晚期规则脉体中的富液两相包裹体  
a—liquid-rich two-phase inclusion in early irregular veins; b— $\text{CO}_2$ -bearing inclusion in early irregular veins; c—liquid-rich two-phase inclusion in late regular veins

在规则的石英脉及伟晶岩脉的石英中,出现了下列流体包裹体组合:单相液体包裹体+富液两相包裹体±含子矿物多相包裹体,以富液两相包裹体为主,在薄片上可见原生、假次生和次生包裹体的各种分布特点。富液两相包裹体长径主要在 $5\sim 25\ \mu\text{m}$ ,充填度在 $0.75\sim 0.95$ ;包裹体成分主要为盐-水体系,测得的包裹体初熔温度 $-19\sim -25\ ^\circ\text{C}$ ,说明盐类成分中以 $\text{NaCl}$ 为主,还有少量其他盐类存在,冰点温度 $-0.4\ ^\circ\text{C}\sim -7.2\ ^\circ\text{C}$ ,相应的盐度为 $0.7\sim 10.7$ ;包裹体均一到液相,均一温度为 $100\sim 380\ ^\circ\text{C}$ (256),出现两个峰值: $140\sim 220\ ^\circ\text{C}$ (为主)和 $280\sim 340\ ^\circ\text{C}$ (图4c)。单相液体包裹体普遍可见,其特征与上述不规则石英脉中的情况相似。个别样品中可见含子矿物多相包裹体,且局部出现,例如浠水道士湾石英脉(R342)流体包裹体中出现两种板状子矿物,其消失温度( $266\sim 427\ ^\circ\text{C}$ 、 $388\sim 450\ ^\circ\text{C}$ )都高于气液相均一温度( $204\sim 251\ ^\circ\text{C}$ ),子矿物种类未确定。

#### 2.4 各种变质岩石的石英中的流体包裹体

在超高压变质带的各类变质岩石(包括退变质榴辉岩、硬玉石英岩、斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩、花岗闪长质片麻岩、黑云斜长片麻岩、钙质片麻岩和混合质片麻岩等)的石英中,

可见到各种流体包裹体,主要有富液两相包裹体、含 $\text{CO}_2$ 三相包裹体和单相液体包裹体,与上述伟晶岩脉和石英脉石英中各种流体包裹体的特点相似,不一一列举。它们主要呈次生状态产出,在同一个视域中可见到 $1\sim 3$ 个方向的FIT,但不易区分其先后。从整个区域特点看,不同地点的同种岩石中可出现不同的流体包裹体组合,同一地点的不同岩石可出现相同的流体包裹体组合,既可见到同一FIT中有单相液体包裹体和富液两相包裹体共生,也可见到富液两相包裹体和含 $\text{CO}_2$ 三相包裹体共生以及富液两相包裹体、含 $\text{CO}_2$ 三相包裹体和单相液体包裹体共生。这些现象说明,本区各类变质岩石中流体包裹体现在的面貌是不同流体事件及它们捕获后变化共同作用的结果。

### 3 讨论与认识

#### 3.1 流体包裹体组合与有关的地质事件

不同地质体中的流体包裹体组合与特性表明,从超高压变质到折返抬升至地表的阶段,大别超高压变质带所发生的主要地质事件可能涉及到了不同成分、不同来源的流体

系统, 具有不同的流动行为。

笔者和前人(You *et al.*, 1996; 傅斌等, 2000) 通过对明确指示形成于超高压- 高压环境下榴辉岩的绿帘石和石榴石中的流体包裹体观察和成分测定确认, 所捕获的原生流体包裹体都是富液两相包裹体, 成分属于盐-  $H_2O$  体系, 盐中的正离子除了  $Na^+$  外, 可能还有  $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$ , 但  $CO_2$  和  $CH_4$  一类成分含量极少。因此, 参与大别超高压- 高压变质岩石形成的流体, 其主要成分应是盐-  $H_2O$  体系。在这类岩石中出现的富  $CO_2$  包裹体(显示 FIT 产状) 都是后期过程叠加的产物。通过对典型超高压岩石大量样品薄片的观察, 绿帘石和石榴石中未能普遍见到原生流体包裹体。造成这种现象有两种可能: 一是超高压- 高压变质过程无大量自由流体相参与, 少量流体参与这一过程, 在时间上显示瞬时性, 在空间上不具有连通性; 二是超高压- 高压变质过程中捕获的大量流体包裹体已经被破坏, 只有少量幸存者被保存下来。流体介入超高压变质作用已得到许多研究者的认同(从柏林等, 1999), 但以何种形式介入及影响程度则是问题的关键。在超高压- 高压岩石中发现的流体包裹体的成分既可以富  $N_2$ , 也可以富  $CO_2$ , 又可以富盐水(Klemd *et al.*, 1992; Philippot *et al.*, 1995; Scambelluri *et al.*, 1988; Vallis *et al.*, 1996; Herms *et al.*, 1998; El-Shazly *et al.*, 1999), 所涉及的流体相成分与主岩的成分关系更为密切, 流体活动及作用的局部性特征较典型。而流体包裹体因爆裂或压裂等破坏以至丢失等现象都没有观察到。微量流体的作用范围可能以不连通的粒间为主(Svensen *et al.*, 1999; Liou *et al.*, 1996)。

退变榴辉岩- 绿帘石- 石英团块和绿帘石片麻岩中绿帘石类矿物中的原生流体包裹体也是富液两相包裹体, 明显属于盐-  $H_2O$  体系, 盐中的正离子除了  $Na^+$  外, 肯定还有  $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$ 。岩石中的这些矿物和脉体是退变质早期的产物(You *et al.*, 1996), 尽管它们之间还有退变质的先后关系, 但其中的流体包裹体类型是相似的。以英山郑湾- 赖湾公路的徐家小屋附近一组榴辉岩连续退变质岩石的流体包裹体研究为例(图 5), 从轻微退变质榴辉岩(R430) 中的绿帘石 → 明显退变质榴辉岩(R431) 中的粒状石英 → 强烈退变质形成的斜长角闪岩(R432) 中的粒状和微细脉石英 → 强烈退变质形成的绿帘角闪斜长片麻岩(R433) 中的绿帘石和石英, 所出现的原生和次生流体包裹体组合都是盐-  $H_2O$  体系的富液两相包裹体 ± 单相液体包裹体。约 100 m 研究露头范围内没有混合岩化形成的长英质脉体及其他石英脉体出现, 表明该地榴辉岩的连续退变质产物是一次过程的结果, 保留在各退变质岩石中的流体包裹体类型及成分特点上的一致性与此吻合。因此, 参与大别超高压- 高压变质岩石早期退变质作用的流体, 其主要成分也是盐-  $H_2O$  体系。绿帘石- 石英团块的出现表明, 涉及早期退变质作用的流体流动已经以裂隙和面理为通道, 开始与岩石发生流体- 岩石相互作用, 流动的范围可能在米级(郑永飞等, 1998)。这与超高压岩石开始折

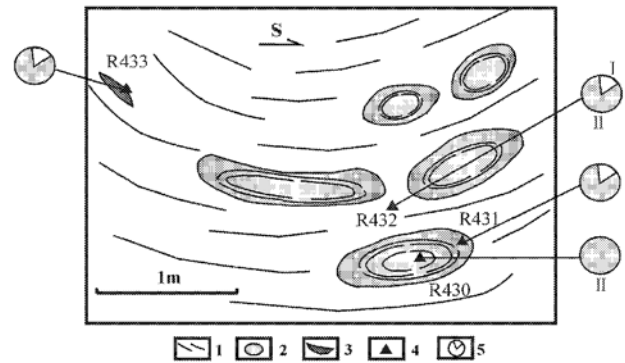


图 5 英山(超高压带)一组榴辉岩退变质岩石的露头素描  
Fig. 5 Sketch of the distribution of a group of retrograde eclogites in Yingshan County

1—退变形成的斜长角闪岩; 2—退变质榴辉岩; 3—退变形成的绿帘角闪斜长片麻岩; 4—采样部位; 5—样品中的流体包裹体类型组合: I—单相液体包裹体; II—富液两相包裹体  
1—retrograde plagioclase gneiss; 2—retrograde eclogite; 3—retrograde plagioclase gneiss; 4—sampling location; 5—association types of fluid inclusions in the samples: I—monophase liquid inclusion; II—two-phase liquid-rich inclusion

返引起的减压条件有关。

不规则的长石- 石英伟晶岩(囊) 和不规则石英脉的普遍出现, 无论是在核部杂岩带, 还是在超高压带- 高压带, 均与不同程度的混合岩化相伴发育, 且存在相似的流体包裹体组合。图 6 是超高压带和核部杂岩带中两个混合岩化程度不同的地点, 不同类型、不同阶段地质体的关系和其中发育的流体包裹体组合的情况。图 6a 中 R454- 6, R454- 7, R454- 8 三个不规则石英脉和长石- 伟晶岩囊石英和图 6b 中不规则石英脉(R418) 都发育含  $CO_2$  三相包裹体, 而更晚期的石英脉(R454- 4, R454- 5) 和伟晶岩脉等(R421, R420) 中则未出现含  $CO_2$  三相包裹体, 就很好地显示了这个规律。与此有关的流体主要属于  $CO_2$ -  $H_2O$  体系成分, 富  $CO_2$  成分的流体可能源自混合岩化过程中低程度的部分熔融排出的流体相(Touret *et al.*, 1985; Hollister *et al.*, 1988; Giogretti *et al.*, 1996; Stevens *et al.*, 1997)。这些富  $CO_2$  成分的流体在水致裂隙和面理空隙中形成了发育程度不同的不规则状石英脉(团块) 和长石- 石英伟晶岩囊, 并沿微裂隙进入到周围的混合岩化岩石和周边退变程度不同的榴辉岩及各种片麻岩中, 导致这些变质岩石中普遍存在富  $CO_2$  成分的流体包裹体。

### 3.2 捕获后的变化及其含义

应用流体包裹体数据估算捕获时的温压等条件的前提是被捕获的流体包裹体一直保持等组成- 等容状态(Roedder, 1984)。大别超高压变质岩石及相关的岩石经历了从超高压峰期变质到减压抬升直至地表的一系列差异显著的物理化学和流变学环境, 所保存下来的不同阶段捕获形成的流体包裹体, 不可避免地遭受到了捕获后各种作用的改造。捕获后最



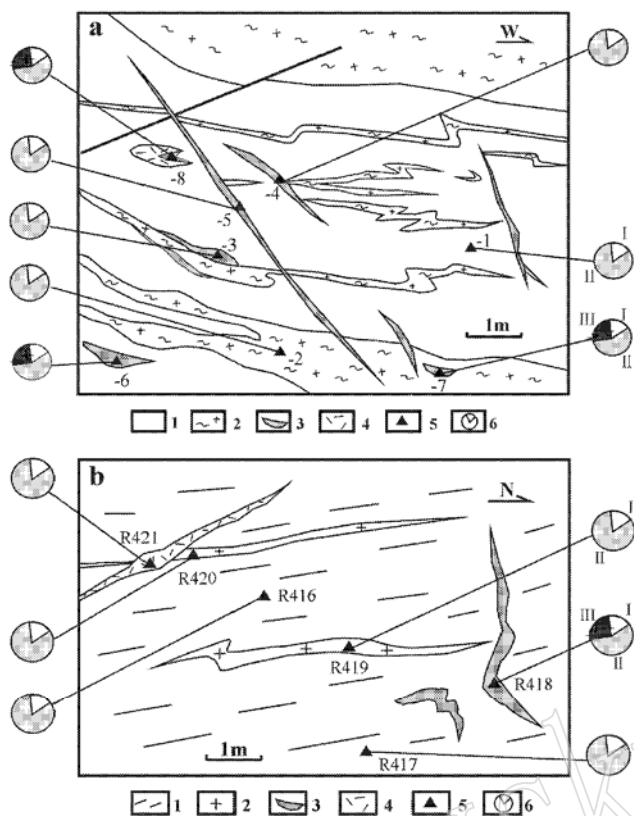


图6 各类脉体与流体包裹体组合的关系  
Fig. 6 Relationship between veins and fluid inclusion associations

a—英山东冲河樊家湾退变超高压岩石中, 超高压带(样品 R454 组): 1—退变形成的斜长角闪岩; 2—黑云斜长片麻岩; 3—不同类型石英脉; 4—团块状长石-石英伟晶岩囊; 5—采样位置; 6—流体包裹体类型: I—单相液体包裹体; II—富液两相包裹体; III—含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体; b—英山东冲汤河村水渠旁片麻岩中, 核部杂岩带: 1—黑云母二长片麻岩夹浅粒岩; 2—长英质岩脉; 3—不规则石英脉; 4—晚期伟晶岩脉; 5, 6 同 a

a—UHP belt (Sample R454 group): 1—retrograde plagioclinoamphibolite; 2—plagiogneiss; 3—quartz vein; 4—pegmatite; 5—sampling location; 6—types of inclusions: I—monophase liquid inclusion; II—two-phase liquid-rich inclusion; III—three-phase CO<sub>2</sub>-bearing inclusion; b—core complex: 1—monzogneiss mixed with leucopleptite; 2—felsic vein; 3—irregular quartz vein; 4—late pegmatite vein; 5, 6 are same as those in Fig. 6 a

主要的不可逆变化包括主矿物变形、流体包裹体的破裂与渗漏和颈缩、不混溶等, 它们会不同程度地造成流体包裹体成分和/或体积的变化(Roedder, 1984; Sterner *et al.*, 1989; 徐启东, 1996; Vallis *et al.*, 1996; Vityk *et al.*, 1995; Andersen *et al.*, 1991)。研究各种捕获后不可逆变化对流体包裹体的改造和改造的程度, 可以评估本区流体包裹体是否符合应用前提和所获数据的可靠性。

研究区流体包裹体在与抬升有关的各类脉体中和叠加

在变质岩石中的相当物中发育最丰富。许多现象表明, 颈缩(卡脖子)作用引起的流体包裹体成分和体积变化的现象普遍, 目前所见到的流体包裹体组合(不规则的长石-石英伟晶岩和不规则石英脉中单相液体包裹体+富液两相包裹体+含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体±纯 CO<sub>2</sub> 包裹体; 规则的石英脉及伟晶岩脉中单相液体包裹体+富液两相包裹体±含子矿物多相包裹体)主要是颈缩, 而不是不均匀捕获的结果, 主要依据是: ①这些流体包裹体组合中都出现了单相液体包裹体。单相液体包裹体是低温下亚稳定态平衡的结果(Roedder, 1984), 它们的普遍出现标志着这些流体包裹体组合发生了再平衡。②呈同一产状出现的富液两相包裹体+含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体±纯 CO<sub>2</sub> 包裹体组合其成因只有两种可能性: 由于流体不混溶而发生的不均匀捕获, 或由于颈缩引起“原生”流体包裹体分裂成几个成分不同的“次生”流体包裹体。如果是前一种成因, 则共生的富液两相包裹体和含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体应该具有相似的均一温度和均一温度峰值, 大量的测定和统计证明不存在这一论据。如图 6a 中样品 R454-8 共生相邻的这两种包裹体的一组均一温度: 303 °C、227 °C、294 °C、210 °C、355 °C、267 °C、252 °C(富液两相包裹体), 354 °C、346 °C(含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体); 图 6b 中 R418 共生相邻的这两种包裹体的一组均一温度: 147 °C、150 °C、139 °C、201 °C、189 °C(富液两相包裹体), 265 °C、279 °C、251 °C、233 °C(含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体); 上一节提供的富液两相包裹体  $t_h$  峰值为 160~240 °C 和 260~340 °C, 含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体  $t_h$  峰值不明显, 在 230~390 °C 范围内分布。总的趋势是含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体的  $t_h$  值高于富液两相包裹体, 但都有较大的变动范围。③无论是规则的长石-石英伟晶岩和不规则石英脉中的富液两相包裹体和含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体, 还是规则的石英脉及伟晶岩脉中的富液两相包裹体, 它们的均一温度都有很大的波动范围和多个峰值范围, 前者为 100~400 °C 和 230~390 °C, 后者为 100~380 °C。虽然富液两相包裹体中的低温端可能有少量最晚阶段的数据混入(细小的线性包裹体群, 测定时已尽量排除), 但不会明显影响统计结果。很大的均一温度波动范围和多峰及无峰值特征, 说明这两个主要脉体阶段的流体包裹体受到了较强烈的颈缩效应的影响。很显然, 正是“原生”的不规则含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体和富液两相包裹体的形态变化——细颈化, 造成这些流体包裹体产生分裂: 前者分裂出“次生”NaCl-H<sub>2</sub>O 成分的富液两相包裹体、亚稳定的单相液体包裹体和少量纯 CO<sub>2</sub> 包裹体, 残留的(也有“新生的”)含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体中的 CO<sub>2</sub> 比例也由于分裂发生了变化; 后者的分裂造成了“次生”不同充填度的富液两相包裹体和亚稳定的单相液体包裹体, 它们分别构成了我们现在所见到的流体包裹体组合关系。由于“原生”状态(捕获时)的成分和流体相中不同成分相态比例关系的改变, 这些“原生”流体包裹体的等组成-等容状态发生了变化。这些脉体和变质岩中的流体包裹体可能发生的另一种不可逆变化是由于超高压带的快速折返, 围岩压力的大幅度减小, 引起“原生”流体包裹体发生爆裂, 其识别特征是环绕

大的流体包裹体周围出现许多小的流体包裹体群(Sterner *et al.*, 1989)。类似的这种现象常可见到,但由于较强的颈缩效应的屏蔽,已变得模糊不易确定。

发育在榴辉岩绿辉石、石榴石及早期退变质成因的绿帘石类矿物中的流体包裹体肯定也受到了捕获后的不可逆变化的改造,这在超高压-高压岩石中是普遍现象(Philippot *et al.*, 1995; Invernizzi *et al.*, 1998; Scambelluri *et al.*, 1998; Vallis *et al.*, 1996; EL\_Shazly *et al.*, 1999)。主矿物的挤压变形和强变形出现的动态重结晶,甚至位错蠕动(Kuster *et al.*, 1997)都会引起流体包裹体发生拉长或颈缩,造成流体包裹体的体积、直至成分发生变化。图 2a、b 中的细长状富液两相包裹体明显平行矿物线理分布,图 2d 绿帘石中富液两相包裹体两端因颈缩而留下的细管和右侧上部“卡脖子”包裹体以及傅斌等(2000)所见这些流体包裹体很宽的盐度变化都是这些改造的证据(Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985; Svensen *et al.*, 1999)。根据碧溪岭榴辉岩绿辉石中的盐-H<sub>2</sub>O 成分包裹体成分和均一温度峰值估算密度(0.7 g/cm<sup>3</sup>)确定的等容线不能通过已确定的超高压变质峰期温压范围(> 500 °C, > 2 GPa),低于超高压变质峰期压力至少 0.4 GPa,这一差异也表明,在折返抬升过程中流体包裹体的密度已经发生过变化,同样说明超高压过程中形成的流体包裹体至少发生过体积的变化。因此,超高压-高压和早期退变质过程形成的流体包裹体,其等组成-等容状态也都发生了变化。

总的来看,大别超高压变质带不同过程中形成的流体包裹体,由于先后经历了主矿物变形、普遍的颈缩作用及爆裂等捕获后的不可逆变化的改造,其捕获时成分和体积不同程度地发生过变化,即流体包裹体数据等组成-等容的应用前提大都遭到破坏。因此,在应用本区的流体包裹体数据时,需要加以必要的限制。在本区利用流体包裹体的成分和均一温度得到的流体密度可能都不是捕获时的参数,而是折返抬升某一随机时刻的再平衡密度。由于许多超高压岩石中形成的流体包裹体不同程度地叠加了后期流体作用,在选用这些矿物中的单矿物群体分析其中流体包裹体的化学成分和稳定同位素成分时,首先要对其中的流体包裹体特征详细研究,仔细选择合适的样品,否则,对所测定成分结果所做的地质解释风险较大。

**致 谢** 研究工作得到游振东、索书田教授悉心指教和帮助,张泽明参加了部分野外工作,在此一并致谢。

## References

Andersen T, Austrheim H, Burke E A J. 1991. Mineral-fluid-melt interactions in high-pressure shear zones in the Bergen Arcs nappe complex, Caledonides of W. Norway: implications for the fluid regime in Caledonian eclogite facies metamorphism[J]. *Lithos*, 27:

187~ 204.

- Cong Bolin, Wang Qingchen. 1999. Recent development in study of Dabie-Sulu UHP rocks[J]. *Chinese Science Bull.*, 44(12): 1 074 ~ 1 081(in Chinese).
- Crawford M L, Hollister L S. 1986. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions[A]. Walther J V, Wood B J. Fluid-rock interactions during metamorphism[C]. Berlin: Springer-verlag, 1~ 35.
- EL\_Shazly A K, Sisson V B. 1999. Retrograde evolution of eclogite facies rocks from NE Oman: evidence from fluid inclusions and petrological data[J]. *Chem. Geol.*, 154(1/4): 193~ 223.
- Fu Bin, Xiao Yilin, Zheng Yongfei, *et al.* 2000. Fluid inclusions in ultrahigh pressure metamorphic rocks from Shuanghe and Bixiling in Dabie Shan[J]. *Acta Petro. Sinica*, 16: 19~ 126 (in Chinese with English abstract).
- Giogretti G, Frezzotti M L, Palmeri R, *et al.* 1996. Role of fluids in migmatites: CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusions in leucosomes from the Deep freeze range migmatites (Terra Nova Bay, Antarctica) [J]. *J. Metamorphic Geol.*, 14: 307~ 317.
- Hermes P, Schenk V. 1998. Fluid inclusions in high-pressure granulites of the Pan African belt in Tanzania (Uluzuru Mts): A record of prograde to retrograde fluid evolution [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130(3/4): 199~ 212.
- Hollister L S. 1988. On the origin of CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in migmatites[J]. *J. Metamorphic Geol.*, 6: 467~ 474.
- Invernizzi C, Vityk M, Cello G, *et al.* 1998. Fluid inclusions in high pressure / low temperature rocks from the Calabrian Arc (Southern Italy): the burial and exhumation history of the subduction-related Diamante-Terranova unit[J]. *J. Metamorphic Geol.*, 16(2): 247~ 258.
- Johnson E L, Hollister L S. 1995. Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO<sub>2</sub> fluid inclusions during grain boundary migration[J]. *J. Metamorphic Geol.*, 13: 239~ 249.
- Klemm R, van den Kerkhof A M, Horn E E. 1992. High-density CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub> inclusions in eclogite facies metasediments of the Munchberg gneiss complex, SE Germany[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111: 409~ 419.
- Kuster M, Stockhert B. 1997. Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: A thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals[J]. *Lithos*, 41: 151~ 167.
- Lamb W M, Morrison J. 1997. Retrograde fluids in the Archean Sawnwre anorthosite, Kapuskasing Structural Zone, Ontario, Canada [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129(2/3): 105~ 119.
- Liou J G, Zhang R Y. 1996. Occurrence of intergranular coesite in ultrahigh-P rocks from the Sulu region, eastern China: implications for lack of fluid during exhumation[J]. *Amer. Mineral.*, 81: 1 217~ 1 221.
- Philippot P, Chevallier P, Chopin C, *et al.* 1995. Fluid composition and evolution in coesite-bearing rocks (Dora-Maira Massif, Western

- Alps): implication for element recycling during subduction [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121: 29~ 44.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. *Rev. Mineral.*, 12: 1~ 646.
- Scambelluri M, Pennacchioni G, Philippot P. 1998. Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt. Emilius unit, Italian western Alps [J]. *Lithos*, 43(3): 151~ 167.
- Shepherd T J, Rankin A H, Alderton D H M. 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies[M]. London: Blackie and Son Limited, 1~ 222.
- Sterner S M, Bodnar R J. 1989. Synthetic fluid inclusions: VII Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift[J]. *J. Metamorphic Geol.*, 7: 243~ 260.
- Stevens G. 1997. Melting, carbonic fluids and water recycling in the deep crust: an example from the Limpopo belt, South Africa[J]. *J. Metamorphic Geol.*, 15: 141~ 154.
- Suo Shutian, Zhong Zengqiu. 1999. Tectonics of the UHPM province in the Dabie massif, central China: an example from the Dongchonghe area[J]. *Geol. Sci. Techno. Info.*, 18: 1~ 7 (in Chinese).
- Suo Shutian, Zhong Zengqiu, You Zhenqiang. 2000. Extensional deformation of post UHP metamorphism and exhumation process of UHPM rocks in the Dabie massif, China[J]. *Sci. in China (D)*, 43: 225~ 236 (in Chinese).
- Svensen H, Jamtveit B, Yardley B, *et al.* 1999. Lead and bromine enrichment in eclogite facies fluids: extreme fractionation during lower crustal hydration[J]. *Geology*, 27: 467~ 470.
- Touret J R L, Olsen S N. 1985. Fluid inclusion in migmatites[A]. Ashworth J R. *Migmatites*[C]. Glasgow: Blackie, 265~ 288.
- Vallis F, Scambelluri M. 1996. Redistribution of high-pressure fluids during retrograde metamorphism of eclogite facies rocks (Voltri Massif, Italian Western Alps)[J]. *Lithos*, 39: 81~ 92.
- Vityk M O, Bodnar R J. 1995. Do fluid inclusions in high-grade metamorphic terranes preserve peak metamorphic density during retrograde decompression[J]? *Amer. Mineral.*, 80: 641~ 644.
- Xia Xinyu, Wang Xianbin, Chen Jiangfeng, *et al.* 1999. Gas contents and CO<sub>2</sub> isotope studies on fluid inclusion in ultra-high pressure and metamorphic rock from Shuanghe area, Dabie Mountains[J]. *Sci. in China (D)*, 42: 620~ 626 (in Chinese).
- Xu Qidong. 1996. Fluid inclusion study in metamorphic rocks: several key points[J]. *Earth Sci. Front.*, 3: 216~ 221 (in Chinese).
- You Z D, Han Y J, Yang W R, *et al.* 1996. The High-pressure and Ultra-high-pressure Metamorphic Belt in the East Qinling and Dabie Mountains, China[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 82~ 95.
- Zheng Yongfei, Fu Bin, Gong Bing, *et al.* 1998. Oxygen isotope constraints on fluid flow during eclogitization in the Sulu terrane[J]. *Progress Natural Sci.*, 8(4): 449~ 455 (in Chinese).

### 附中文参考文献

- 从柏林, 王清晨. 1999. 大别山- 苏鲁超高压变质带的最新进展[J]. *科学通报*, 44(11): 1127~ 1141.
- 傅 斌, 肖益林, 郑永飞, 等. 2000. 大别山双河和碧溪岭超高压变质岩流体包裹体研究[J]. *岩石学报*, 16(1): 119~ 126.
- 索书田, 钟增球. 1999. 大别地块超高压变质省构造学——以东冲河为例[J]. *地质科技情报*, 18(2): 1~ 7.
- 索书田, 钟增球, 游振东. 2000. 大别地块超高压变质期后伸展变形及超高压变质岩石折返过程[J]. *中国科学(D)*, 30(1): 9~ 17.
- 夏新宇, 王先彬, 陈江峰, 等. 1999. 大别山双河地区超高压变质岩流体包裹体成分及 CO<sub>2</sub> 碳同位素研究[J]. *中国科学(D)*, 29(4): 314~ 320.
- 徐启东. 1996. 变质岩流体包裹体研究的几个基本问题综述[J]. *地质学前沿*, 3(3/4): 216~ 221.
- 郑永飞, 傅 斌, 龚 冰, 等. 1998. 苏鲁地体榴辉岩形成过程中流体活动的氧同位素制约[J]. *自然科学进展*, 8(4): 449~ 455.

## 致 谢

2002年度,许多地质学专家为本刊评审了稿件,为刊物质量的提高做出了重要贡献。为此,本刊编辑部特向他们表示衷心的感谢!

这些专家有:(以汉语拼音为序)

白文吉 陈天虎 邓万明 杜安道 范宏瑞 方国庆 何宏平 何幼斌 洪大卫 黄智龙  
 简 平 蒋引珊 李胜荣 廖立兵 刘福来 刘桂建 刘晓春 刘玉琳 柳永清 鲁安怀  
 毛景文 莫宣学 牟保磊 乔秀夫 丘志力 宋 彪 宋学信 王河锦 王立本 王 宁  
 王 涛 王文魁 王希斌 汪 灵 魏春景 吴才来 吴大清 夏林圻 杨经绥 杨建军  
 杨天南 袁忠信 曾荣树 张建新 张寿广 张泽明 张招崇 邹天人 周永章