

大陆碰撞造山带的流体成分与演化：东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群高压麻粒岩的流体包裹体研究^{*}

沈昆¹ 张泽明^{2**} 闫玲² 王金丽²

SHEN Kun¹, ZHANG ZeMing^{2**}, YAN Ling² and WANG JinLi²

1. 山东省地质科学实验研究院, 济南 250013

2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

1. Shandong Institute and Laboratory of Geological Sciences, Jinan 250013, China

2. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2008-03-06 收稿, 2008-06-22 改回.

Shen K, Zhang ZM, Yan L and Wang JL. 2008. Composition and evolution of fluids in the continental orogen: A study of fluid inclusions in high-pressure granulites from the Namche Barwa area, Tibet of southwest China. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7):1488–1500

Abstract The Namche Barwa Complex in the eastern Himalayan syntaxis has experienced high-, medium-pressure granulite-facies and amphibolite-facies metamorphism. The high-pressure granulites contain complex fluid inclusion assemblages, including, according to the trapping sequence, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ (type I), $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ (type II), saline aqueous (type III), medium-to low-salinity aqueous (type IV), and low-density gaseous (type V) inclusions. In the basic granulites, isolated $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ inclusions in quartz enclosed in garnet, and some $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ and H_2O inclusion trails along intragranular fractures in garnet do not crosscut Cpx-Pl symplectite corona surrounding the garnet. This suggests that these inclusions were probably trapped during granulite facies metamorphism. However, the isochores for all types of inclusions pass through below the P-T box of the peak granulite facies metamorphism, implying that all the fluid inclusions have been modified in various extent, including partial decapitation, leakage and fluid-mineral interactions, etc. The present CO_2 fluid inclusions have relatively low density and often contain significant amount of CH_4 and N_2 ; and they are unlikely trapped during the peak granulite facies metamorphism. The coexistence of CO_2 fluid inclusions and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions with different phase ratios suggests that most CO_2 inclusions were formed by selective leakage of H_2O out of $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions. The type III saline aqueous inclusions were probably trapped during the amphibolite-facies retrometamorphism because its isochores are approximately parallel to the retrograde P-T path. These inclusions are likely to preserve its primary physico-chemical properties during their trapping in the amphibolite-facies retrogression. The types IV and V inclusions in healed transgranular fractures of minerals may have formed in the amphibolite-facies retrogression or even later; they represent percolating fluid flows at shallow level (near surface). In contrast to the common presence of high-density CO_2 fluid inclusions in granulite terrains worldwide the high-pressure granulites in the Namche Barwa group is rich in $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ and H_2O inclusions instead of CO_2 inclusions. This may be explained as that the high-pressure granulites occur in different tectonic settings from those of high-temperature granulites.

Key words High-pressure granulite; Fluid inclusion; Namche Barwa Complex; Eastern Himalayan syntaxis; Continental orogen

摘 要 位于喜马拉雅东构造结的南迦巴瓦岩群经历了高压麻粒岩相、中压麻粒岩相和角闪岩相三期变质作用。在高压麻粒岩中含有复杂的流体包裹体类型,按照捕获先后顺序有: $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体(I型); $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 包裹体(II型); 高盐度多相包裹体(III型); 中-低盐度 H_2O 包裹体(IV型)和极低密度气体包裹体或“空”包裹体(V型)。在基性麻粒岩中,被石榴石包裹石英中孤立分布的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体,以及部分沿石榴石晶内裂隙分布的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 和 H_2O 包裹体轨迹未穿过围绕石榴石的辉石+斜长石后成合晶冠状体,表明它们有可能是在麻粒岩相变质阶段捕获的。然而,所有流体包

^{*} 中国地质调查局地质调查工作项目(1212010610105)和国家自然科学基金项目(40772049)资助.

第一作者简介: 沈昆,男,1939年生,教授级高级工程师,矿物岩石学专业, E-mail: shenkun@sdu.edu.cn

^{**} 通讯作者: 张泽明, E-mail: zzm@ccsd.cn

裹体的等容线均从麻粒岩相变质峰期 P - T 区间下方通过,说明麻粒岩相变质峰期捕获的包裹体均受到了不同程度的改造,包括部分爆裂、渗漏和流体—矿物相互作用等。现存的富 CO_2 流体包裹体均具有较低密度,并且往往含有明显数量 CH_4 和 N_2 组分,不可能是麻粒岩相变质峰期捕获的包裹体。根据富 CO_2 包裹体与具有不同相比的 H_2O - CO_2 包裹体共存推测,大部分 CO_2 包裹体是通过 H_2O - CO_2 包裹体中 H_2O 的选择性泄漏而形成的。Ⅲ型高盐度盐水包裹体很可能是角闪岩相退变质过程中捕获的,因其等容线与退变质轨迹近于平行,这些包裹体很可能保存了其在角闪岩相阶段捕获时的原生物理化学特征。沿矿物颗粒裂隙分布的大量Ⅳ型和Ⅴ型包裹体,应该是角闪岩相或更晚期形成的次生包裹体,代表了浅成(近地表)环境的循环流体。与世界许多地区麻粒岩相岩石普遍含高密度纯 CO_2 流体包裹体不同,南迦巴瓦岩群高压麻粒岩以富含 H_2O - $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 和 H_2O 包裹体为特征,这可能与高压麻粒岩与高温麻粒岩产出于不同的构造环境和经历的退变质轨迹有关。

关键词 高压麻粒岩; 流体包裹体; 南迦巴瓦岩群; 东喜马拉雅构造结; 大陆造山带

中图法分类号 P588.347

1 引言

流体在变质作用过程中起着重要作用,流体的成分和含量直接制约着变质反应发生的压力(P)—温度(T)条件和变质反应速率。流体对板块俯冲带和上覆地幔楔状体的热结构、地球物理特征、流变学性质、部分熔融,以及壳—幔相互作用和全球物质循环起着重要的控制作用(Touret and Frezzotti, 2003; Manning, 2004; Harley, 2006; Hermann *et al.*, 2006)。

麻粒岩相岩石记录了下地壳的物质组成、物理化学状态、构造变形、岩浆作用、变质作用和成矿作用特征,是认识下地壳的窗口(Puelles *et al.*, 2005; Binu-Lal *et al.*, 2003; Mohan *et al.*, 2003; Yamamoto *et al.*, 2007)。流体在麻粒岩相变质作用过程中起到重要作用,通过流体包裹体组成、性质和数量的研究可以提供麻粒岩形成的重要信息,结合岩石学和矿物学研究,可以对高压变质地体的 P - T - f (流体成分)轨迹进行限定。

对麻粒岩相岩石成因存在不同的观点,大致包括以下几种成因模式:(1)碳变质成因(Newton *et al.*, 1980; Newton, 1992),幔源富 CO_2 流体呈弥漫式渗透到下地壳,排去岩石中的 H_2O (即降低岩石的 H_2O 活度),使角闪石等含水矿物脱水,形成麻粒岩相无水矿物组合;(2)无流体变质成因(Lamb and Valley, 1984),原岩为不含水的火成岩(如辉长岩)在下地壳条件下发生变质作用;(3)脱水—部分熔融模式(Fyfe, 1973; Touret and Dietvorst, 1983; Waters and Whales, 1985; Giorgetti *et al.*, 1996; 余能等, 2004),伴随温度的升高和外来 H_2O - CO_2 流体流入,角闪岩相岩石发生部分熔融,随着熔体的移走,残余流体中富集了 CO_2 ,并形成无水的麻粒岩相矿物组合。例如,挪威 Bamble 地区从角闪岩相岩石过渡到混合岩、紫苏花岗岩和麻粒岩时,流体包裹体从富 H_2O 型向富 CO_2 型转变,很可能是由于下地壳深熔作用所产生的熔体选择性吸收了流体中的 H_2O ,并运移到中、上地壳,从而使残留的麻粒岩富含 CO_2 流体(Touret and Dietvorst, 1983; Touret and Olsen, 1985)。

按照产出环境,麻粒岩相岩石可以分为高温麻粒岩和高

压麻粒岩,前者常产于稳定地台的中下地壳环境,而后者往往与榴辉岩相岩石共生,表明它们可能经历了早期的高压变质作用(O'Brien and Rotzler, 2003)。研究证明,在有 H_2O 存在的剪切变形过程中,无水的麻粒岩可转变为榴辉岩(Austrheim, 1987, 1990)。在高压和超高压变质岩的折返过程中,榴辉岩叠加麻粒岩相变质作用已为大量的研究所证实(如 Wang *et al.*, 1993; Xiao *et al.*, 2001; O'Brien and Rotzler, 2003)。

流体包裹体研究表明,在麻粒岩相岩石中普遍存在富 CO_2 流体包裹体(Touret, 1971, 1981; Hollister and Burruss, 1976; Coolen, 1982; Hansen *et al.*, 1984; Lamb *et al.*, 1987, 1991; Santosh *et al.*, 1991; Santosh and Tsunogae, 2003; 王凯怡和谢亦汉, 1991; 刘树文, 1995; 沈昆等, 1995, 1998),但对麻粒岩相岩石中富 CO_2 流体包裹体的成因和来源有不同的认识:一种观点认为 CO_2 流体包裹体是变质峰期捕获的,如挪威 Bamble 地区的混合岩—麻粒岩(Touret, 1971; Touret and Dietvorst, 1983)、非洲坦桑尼亚麻粒岩(Coolen, 1982; Herms and Schenk, 1998)和印度南部麻粒岩—紫苏花岗岩(Hansen *et al.*, 1984; Santosh *et al.*, 1991)中的高密度富 CO_2 流体包裹体。它们代表了同变质流体, CO_2 流体或是来自地幔排气作用(Jackson *et al.*, 1988; Newton, 1992),或来自地幔熔融体的出溶,如含初生成因 CO_2 的紫苏花岗闪长岩的结晶作用(Kerkhof *et al.*, 1994),或是来自变沉积岩中的石墨氧化或碳酸盐矿物的分解(Hollister and Burruss, 1976; Coolen, 1982; Glassley, 1983)。另一种观点认为它们捕获的是退变质流体,如北美阿迪隆达克麻粒岩中同时存在富 CO_2 、混合的 H_2O - $\text{CO}_2 \pm$ 盐包裹体和水溶液包裹体,据矿物平衡反应计算的变质峰期流体的 CO_2 活度 < 0.2 ,说明富 CO_2 流体并不是变质峰期流体,更可能是在退变质期间形成的(Lamb, 1990; Lamb *et al.*, 1987, 1991)。

流体包裹体研究表明(Andersen *et al.*, 1989, 1993; Klemd, 1989; Klemd *et al.*, 1992; Klemd and Bröcker, 1999; Xiao *et al.*, 2001),高温麻粒岩与高压麻粒岩及榴辉岩相岩石在流体成分上存在差别,前者为富 CO_2 流体,高压麻粒岩有的富含 CO_2 包裹体(Xiao *et al.*, 2001),有的则仅含不同盐度的 H_2O 包裹体(Klemd and Bröcker, 1999),而榴辉岩相

表1 不同岩石中流体包裹体类型和丰度

Table 1 Fluid inclusion types and their concentrations in the various rocks

岩石与样号	包裹体类型 H ₂ O-CO ₂ ± CH ₄	CO ₂ ± N ₂ ± CH ₄		H ₂ O-NaCl ±	H ₂ O	低密度 气体
		CO ₂	CO ₂ -N ₂ ± CH ₄	CO ₂ ± CH ₄		
石榴黑云角闪片麻岩 MV00b-8	++	+	+		+++	+
蓝晶石榴黑云片麻岩 MV01b-46	++		++		+++	+
夕线石榴黑云片麻岩 MV01DZ-12	+	++			+++	+
石榴透辉斜长角闪岩 MV00b-100	++	+			++	+
石榴角闪岩 MV08-2	+++	++		+	+++	+
石榴辉石岩 MV08-4	++	+		+	++	+
石榴斜长角闪岩 MV08-5	++	++		+	+++	+
夕线石榴黑云片岩 MV08-7	+	+	++		++	+

+ - 含量较少, ++ - 含量中等, +++ - 含量较高

岩石主要含不同盐度的 H₂O 溶液和 N₂-CO₂ 流体 (Andersen *et al.*, 1993)。本文通过对东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群高压麻粒岩的流体包裹体研究,来限定大陆碰撞造山带高压变质岩的流体成分与演化过程,并试图揭示高压麻粒岩与高温麻粒岩的流体成分差异及其成因。

2 地质背景和岩相学

喜马拉雅山脉是印度与欧亚板块俯冲—碰撞作用形成的全球最年轻、规模最大和正在活跃的大陆造山带。由于印度大陆向北楔入欧亚大陆所造成的强烈挤压,在喜马拉雅山造山带的东、西两端分别形成了一个构造急剧转向的构造结。位于喜马拉雅东构造结的南迦巴瓦 (Namche Barwa) 地区从北向南可划分出 3 个构造单元,即拉萨陆块 (或冈底斯带)、雅鲁藏布江缝合带和印度陆块。在南迦巴瓦地区,印度陆块仅由高喜马拉雅结晶岩系组成,又称南迦巴瓦岩群,缺失特提斯喜马拉雅沉积岩系。钟大赉和丁林 (1995) 在南迦巴瓦岩群中发现了高压麻粒岩,并认为该岩群经历了高压麻粒岩相、中压麻粒岩相和角闪岩相三期变质作用。Liu *et al.* (1997) 认为该岩群中的石榴石蓝晶石片麻岩和富钙石榴石辉石岩是高压麻粒岩相变质作用的产物,变质条件为 1.7 ~ 1.8 GPa 和 890℃。丁林和钟大赉 (1999) 认为该岩群高压麻粒岩相变质作用条件为 $T = 750 \sim 850^{\circ}\text{C}$ 和 $P = 1.4 \sim 1.8 \text{ GPa}$ 。但是,张泽明等 (2007) 研究认为,南迦巴瓦岩群中的石榴辉石岩原岩为基性-超基性岩,变质矿物组合为石榴石 + 透辉石 + 金红石 + 石英,没有斜长石和角闪石,是榴辉岩相变质作用的产物。据此估算的南迦巴瓦岩群峰期变质条件为 800 ~ 900℃ 和 2.6 ~ 2.8 GPa,相当于 80km ~ 100km 的地幔深度,在榴辉岩相岩石的快速折返过程中叠加了高压麻粒岩相和角闪岩相退变质作用。本文所研究样品采自南迦巴瓦岩群核部的派区和丹娘乡及其附近。

3 岩相学

本文选择南迦巴瓦岩群中的代表性岩石进行了流体包

裹体研究,主要岩石类型包括片麻岩、斜长角闪岩、石榴石辉石岩和孔兹岩 (表 1)。所研究的片麻岩主要由斜长石、钾长石、石英、黑云母和石榴石组成,有的含夕线石或蓝晶石。岩石中的石榴石多呈变斑晶产出,有的石榴石边缘发育由黑云母和斜长石组成的后成合晶冠状体,蓝晶石发育由斜长石或夕线石组成的冠状体。在部分片麻岩中还有早期三元长石分解形成的斜长石和钾长石交生体。片麻岩中的黑云母普遍呈棕红色,探针分析表明其 TiO₂ 含量可高达 5.7% (平均值为 4.2%,另文发表)。片麻岩的矿物组成、矿物化学成分和替代关系表明,石榴石和蓝晶石应为早期高压麻粒岩相的变质矿物,而其它矿物为低压高温麻粒岩相或角闪岩相退变质矿物。

所研究的斜长角闪岩主要由斜长石、角闪石和石榴石组成,有的可含少量透辉石和石英。样品 MV00b-100 中的石榴石发育由斜长石和斜方辉石组成的后成合晶冠状体,部分透辉石核部出现平行分布的针状石英出溶体,其边缘可被角闪石所替代。因此,石榴石和单斜辉石无疑是高压麻粒岩相的矿物组成,而斜方辉石和与其共生的斜长石是低压麻粒岩相矿物,角闪石和基质斜长石是角闪岩相矿物。样品 MV08-2 主要由石榴石和角闪石组成,含少量斜长石。石榴石普遍发育由斜方辉石 + 斜长石,单斜辉石 + 斜长石,或单斜辉石 + 角闪石组成的后成合晶冠状体,因此,石榴石是早期高压麻粒岩相的变质矿物,后成合晶矿物和基质角闪石是低压麻粒岩或角闪岩相退变质矿物。张泽明等 (2007) 已经对石榴辉石岩 (MV08-4) 进行了岩石学研究。矿物组成和结构特征表明,早期矿物组合石榴石、单斜辉石、金红石和磷灰石是榴辉岩相变质矿物,在后期快速抬升过程中由于高压麻粒岩相和低压麻粒岩相退变质,分别形成了单斜辉石 + 斜长石和斜方辉石 + 斜长石组合。夕线石榴黑云片岩 (MV08-7) 是典型的孔兹岩,主要由石榴石、蓝晶石、夕线石、钾长石、石英、黑云母和石墨组成,表明其原岩是富铝的泥质岩。蓝晶石与石榴石共生,而且被夕线石所替代表明,这种岩石经历了早期高压麻粒岩相变质作用。

4 流体包裹体研究

4.1 研究方法

对采集的岩石标本磨制了双面抛光片进行岩相学观察, 以了解流体包裹体的产状、分布、形态大小和所含的相; 选择代表性包裹体进行显微测温和激光拉曼 (Raman) 光谱分析。显微测温是在中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室和矿产资源研究所包裹体实验室的 LinkamTHM600 型冷热台上进行; 测定了 CO_2 固相熔化温度 (T_{m, CO_2})、盐体系的初熔温度 (T_e)、冰点 ($T_{m, \text{ice}}$)、笼合物溶解温度 ($T_{m, \text{cl}}$)、 CO_2 相均一温度 (T_{h, CO_2})、完全均一温度 (T_h) 和盐类矿物熔化温度 ($T_{m, h}$)。对冷热台用纯 CO_2 包裹体 (熔点为 -56.6°C)、纯水 (熔点为 0°C) 和重铬酸钾 (熔点为 398°C) 进行了温度校正。在 $-56.6 \sim 30^\circ\text{C}$ 区间内精度为 $0.1^\circ\text{C} \sim 0.2^\circ\text{C}$, 在 $0^\circ\text{C} \sim 200^\circ\text{C}$ 之间精度为 2°C , 在 $30 \sim 200^\circ\text{C}$ 之间精度好于 5°C 。流体包裹体的拉曼光谱分析是在中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室的 RENISHAW 拉曼光谱仪 (RM1000 型) 上进行的。

4.2 流体包裹体类型、产状和捕获的相对时间

南迦巴瓦岩群变质岩中流体包裹体的产状十分复杂, 反映它们经历了复杂的捕获—改造过程, 而查明流体包裹体的产状和分布, 确定流体包裹体的相对年代关系是了解变质流体演化的前提。按照室温下所见包裹体相组成和激光拉曼光谱分析结果, 可区分出以下 5 类流体包裹体: (1) $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体 (I 型); (2) $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 包裹体, 为单相或气液两相包裹体 (II 型); (3) 高盐度多相包裹体, 含 H_2O 溶液 + 盐 ± 方解石 ± $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ (气相) ± 不透明矿物 (III 型); (4) 中-低盐度 H_2O 包裹体, 通常含气-液两相或单液相 (IV 型); (5) 极低密度气体包裹体或“空”包裹体 (V 型)。不同岩石样品中流体包裹体的类型和相对丰度见表 1。

I 型 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体, 在室温时含液相 $\text{H}_2\text{O} \pm$ 液相 $\text{CO}_2 \pm$ 气相 $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$, 可进一步分为富 H_2O (I a) 亚型和富 CO_2 (I b) 亚型。包裹体呈负晶形、浑圆 (椭圆形、透镜状) 和不规则 (如蠕虫) 形态。I 型包裹体在石榴辉岩或石榴角闪岩被石榴石包裹的石英中呈孤立状、串珠状分布 (图 1a, b), 或沿石榴石晶内裂隙分布 (图 1c), 而且可见石榴石的辉石 + 斜长石后成合晶冠状边切割石榴石中的包裹体轨迹。这类流体包裹体的产出结构特征表明, 它们是在高压麻粒岩相变质作用过程中捕获的, 至少是在石榴石因减压转变成辉石 + 斜长石后成合晶之前捕获的。该类包裹体不同程度地经历了后期变形和变质事件的改造, 发生了流体渗漏、“卡脖子” (Necking down), 以及流体与主矿物之间的化学反应。如

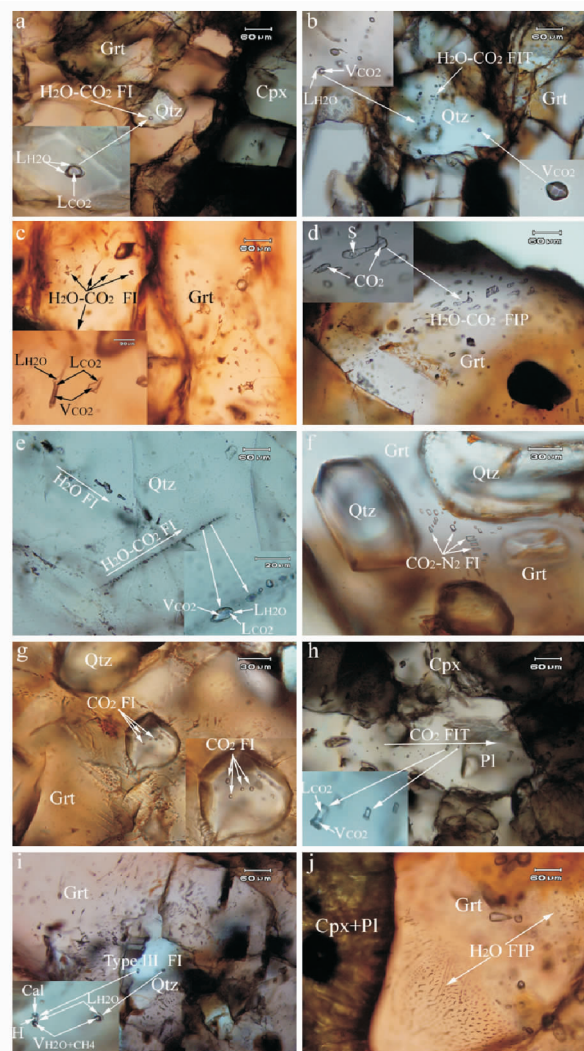


图 1 流体包裹体产状显微照片

A-石榴辉岩 (MV08-4) 中被石榴石包裹石英中的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ 包裹体, 呈孤立分布 (单偏光); B-石榴石包裹石英中沿晶内裂隙分布的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体串 (FIT), 包裹体中 $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ 相比变化很大, 有的以 H_2O 为主, 有的以 CO_2 相为主, 并呈孤立分布 (见右下方插图。样品号 MV08-4, 单偏光); C-石榴角闪岩石榴石中沿晶内裂隙分布的两相和三相 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体 (样品号 MV08-2); D-石榴矽线石片麻岩石榴石中沿晶内裂隙分布的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体, 其中的 H_2O 相已经与主矿物石榴石反应形成硅酸盐矿物 (S) (MV01DZ-12, 单偏光); E-石榴透辉斜长角闪岩石英中沿晶内裂隙分布的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体轨迹与沿穿颗粒裂隙分布的 H_2O 包裹体轨迹相交 (MV00b-8, 单偏光); F-片麻岩石榴石变斑晶含具负晶形 (平行四边形切面) 的 CO_2-N_2 包裹体, 呈小群分布 (MV01DZ-12, 单偏光); G-斜长角闪岩中被石榴石变斑晶包裹的石英含单相 CO_2 包裹体, 呈小群分布 (MV08-5, 单偏光); H-片麻岩长石中沿晶内裂隙分布的纯 CO_2 包裹体串 (FIT), 拉曼光谱分析显示不含除 CO_2 以外的其它气体 (MV00b-100, 单偏光); I-角闪岩石英中的 III 型盐水包裹体, 呈小群或沿晶内裂隙分布 (MV08-2, 单偏光); J-角闪岩中沿石榴石晶内裂隙成群分布的 H_2O 包裹体未穿越颗粒边界, 石榴石被辉石 + 斜长石后成合晶冠状体围绕 (MV08-2, 单偏光)。矿物代号: Cal-方解石; Cpx-单斜辉石; Grt-石榴石; H-石盐; Pl-斜长石; Qtz-石英; FIP-流体包裹体面; FIT-流体包裹体串 (轨迹)

Fig. 1 Microphotographs showing occurrence of fluid inclusions

A-isolated $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ inclusions in quartz enclosed by garnet of garnet pyroxenite (from sample MV08-4); B- trail of $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions distributed along intracrystalline fracture in quartz enclosed in garnet; the inclusions show variable phase ratios: some are H_2O -dominated whereas others are CO_2 -dominated (see the insert) (MV08-4); C- two- and three-phase $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions distributed along intracrystalline fractures in garnet of garnet amphibolite (MV08-2); D- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions distributed along intracrystalline fractures in garnet of garnet sillinite gneiss; in the inclusions the H_2O phase has reacted with the host garnet to form silicate daughter mineral (S) (MV01DZ-12); E- the intracrystalline $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusion trail is crosscut by the transgranular H_2O trail in quartz of gneiss (MV00b-8); F- CO_2-N_2 inclusions with negative crystal shape (rhomboid) occur as clusters in garnet porphyroblast in gneiss (MV01DZ-12); G- monophase CO_2 inclusions occur as clusters in quartz enclosed by garnet porphyroblast in amphibolite (MV08-5); H- trails of pure CO_2 inclusions (FIT) occur in plagioclase of garnet amphibolite, Raman analysis indicates that they do not contain gases other than CO_2 (MV (00) b-100); I- type III brine inclusions occur as cluster or along intracrystalline fracture in quartz in amphibolite (MV08-2); J- H_2O inclusions distributed along fractures that do not crosscut grain boundary of garnet which is surrounded by pyroxene + plagioclase corona in amphibolite (MV08-2). All photos are taken under plane light. Mineral symbols: Cal-calcite; Cpx-clinopyroxene; Grt-garnet; H-halite; Pl-plagioclase; Qtz-quartz; FIP-fluid inclusion plane; FIT-fluid inclusion trail

片麻岩石榴石中 I 型包裹体的含 H_2O 相与主矿物石榴石反应形成碳酸盐、硅酸盐矿物,并与 CO_2 相共存(图 1d)。在片麻岩基质石英中, I 型包裹体多沿晶内裂隙分布,并具有不同的相比(图 1e)。

II 型单液相和单气相富 CO_2 或 $\text{CO}_2-\text{N}_2-\text{CH}_4$ 包裹体,呈浑圆形、负晶形和不规则形态,常沿片麻岩中石榴石的结晶学面或晶内裂隙分布(图 1f),其次是在斜长角闪岩中被石榴石包裹的石英中呈孤立或小群分布(图 1g),或在片麻岩和斜长角闪岩中沿石英和长石晶内裂隙分布(图 1h)。它们往往与 I 型包裹体共存,因此推测大部分 II 型包裹体是 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (或 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{N}_2$) 包裹体发生 H_2O 的选择性渗漏和改造的产物(见后面讨论)。值得注意的是,单相 CO_2 包裹体在基性和泥质变质岩中均可见,而 $\text{CO}_2-\text{N}_2-\text{CH}_4$ 包裹体仅见于含石墨的变泥质岩中(见后面讨论)。

III 型高盐度 $\text{H}_2\text{O} + \text{石盐} \pm \text{CH}_4 \pm \text{方解石}$ 包裹体。通常含一液相 H_2O 、一气泡和石盐子晶,有时还含 1~2 个非均质矿物(方解石),呈负晶形、椭圆形和不规则形态,并往往显示“卡脖子”迹象。它们仅见于石榴角闪岩和石榴斜长角闪岩中(MV08-2 和 MV08-5)的粒间石英中,并呈小群状随机分布(图 1i),或沿石英晶内裂隙分布。这表明它们很可能是在角闪岩相退变质过程中捕获的原生流体包裹体。

IV 型中-低盐度 H_2O 包裹体在室温时为单液相或两相,多呈浑圆形、不规则形状,乃至呈连通的网状。部分 IV 型包裹体在石榴石和石英中沿晶内裂隙分布,可见石榴石边缘发育的辉石 + 斜长石后成合晶冠状体切割其中的 H_2O 包裹体

轨迹(图 1j),这表明它们捕获于角闪岩相退变质作用阶段之前。但是,也有大量的 H_2O 包裹体是沿穿切石榴石和石英颗粒的裂隙分布,应该是较晚期捕获的次生包裹体。在石英中有时可见 H_2O 包裹体轨迹切割 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体轨迹(图 1e),表明 H_2O 包裹体形成较晚,这些 H_2O 包裹体的盐度很低($<1\%$ NaCl,见后)。

V 型低密度气体包裹体或“空”包裹体。在显微镜下为颜色深暗的包裹体,呈负晶形或不规则形状,沿石英、角闪石等矿物的穿颗粒裂隙分布,它们应该是角闪岩相退变质作用之后捕获的。

基于上面的描述,我们认为 I 型 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体和部分 IV 型 H_2O 包裹体在石榴石和被石榴石包裹的石英中呈孤立、小群或沿晶内裂隙分布,而且包裹体轨迹被围绕石榴石的、低压麻粒岩相退变质过程中形成的后成合晶冠状体所切割。这种产出和结构特征表明它们曾经是在高压麻粒岩相变质阶段捕获的原生流体包裹体; II 型单液相和单气相富 CO_2 或 $\text{CO}_2-\text{N}_2-\text{CH}_4$ 包裹体主要沿石榴石、石英或长石的晶内裂隙分布,并且多与 I 型 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 共存,因此推测大部分 II 型包裹体是 I 型包裹体发生选择性渗漏和改造的产物; III 型高盐度 $\text{H}_2\text{O} + \text{石盐} \pm \text{CO}_2 \pm \text{CH}_2 \pm \text{方解石}$ 包裹体仅在石榴角闪岩的石英中呈孤立、小群或沿晶内裂隙分布,很可能是角闪岩相退变质过程中捕获的原生流体包裹体; 沿石榴石和石英的穿颗粒裂隙分布的大量 IV 型 H_2O 包裹体,和沿石英和角闪石等矿物穿颗粒裂隙分布的 V 型气体包裹体应该是角闪岩相或更晚期捕获的次生包裹体。

4.3 流体包裹体的显微测温 and 拉曼光谱分析

流体包裹体的显微测温 and 拉曼光谱分析结果见表 2 和表 3,图 2。在石榴辉石岩(MV08-4)中,被石榴石包围石英中的孤立 I 型包裹体的 CO_2 熔化温度(T_{m, CO_2})为 -59.5°C ,拉曼光谱分析显示液相和气相分别含 $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ 和 H_2O (表 2、3 和图 2a,b)。 CO_2 相部分均一温度(T_{h, CO_2})为 15°C (均一到液相),相应的 CO_2-CH_4 流体密度为 $0.759\text{g}/\text{cm}^3$ 。在石榴角闪岩(MV08-2)中,沿石榴石和石英晶内裂隙分布的 I 型包裹体的 T_{m, CO_2} 分别为 $-57.4 \sim -56.6^\circ\text{C}$ 和 $-58.8 \sim -58.4^\circ\text{C}$ 。类似地,在片麻岩(MV01b-46 和 MV01DZ-12)石英中,沿石榴石和石英晶内裂隙分布的 I 型包裹体的 T_{m, CO_2} 为 $-59.5 \sim -57.1^\circ\text{C}$,拉曼光谱分析表明这些 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体的 CO_2 相含有少量其它组分,如 CH_4 和 N_2 (图 2c),有的为纯 CO_2 组分,而含水相有时与主矿物石榴石反应生成硅酸盐和碳酸盐(图 2d); 笼合物分解温度($T_{m, \text{cl}}$)为 $4.8 \sim 9.4^\circ\text{C}$,表明其含水相为中-低盐度($1.22\% \sim 9.26\%$ NaCl)。 CO_2 相部分均一温度(T_{h, CO_2})为 $<10.0 \sim 27.2^\circ\text{C}$ (均一到气相),和 $18.0 \sim 26.5^\circ\text{C}$ (均一到液相),相应的 CO_2 流体密度为 $<0.135\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.274\text{g}/\text{cm}^3$ 和 $0.687\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.822\text{g}/\text{cm}^3$ 。少量 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体的完全均一温度(T_h)为 $300 \sim 330^\circ\text{C}$ 左右。

粒岩中流体包裹体显微测温结果 (℃)

etry of fluid inclusions in granulites from the Namche Barwa complex (℃)

岩石类型	主矿物	包裹体类型	CO ₂ (vol. %)	产状	<i>T</i> _{mCO₂}	<i>T</i> _{m_i} / <i>T</i> _{m_h}	<i>T</i> _{m_{elt}}	<i>T</i> _{hCO₂}
角闪斜长片麻岩	Grt	H ₂ O-CO ₂		沿裂隙	-58.4 ~ -57.2		9.1 ~ 9.4	12 (v) ~ 17
	Qtz	H ₂ O		沿裂隙		-0.3 ~ -0.5		
黑云斜长片麻岩	Qtz in Grt	H ₂ O-CO ₂	70 ~ 80	孤立	-58.5 ~ -57.1			25.3 ~ 27.5
		CO ₂		成小群	-57.7 ~ -57.5			23.7 ~ 29.5
		CO ₂			~ -57.0			15.0 ~ 30.0
		H ₂ O		沿裂隙		-10.5 ~ -12.7		
		H ₂ O				-0.9 ~ -1		
黑云片麻岩	Qtz in Grt	H ₂ O-CO ₂	80	成小群	-57.8		8.9	15 (v)
	Grt	CO ₂ - N ₂ ± H ₂ O		成小群	-59.5 ~ -58.8			6.0 ~ 7.0
		CO ₂ - N ₂ ± CH ₄						6 ~ 10
	Qtz	CO ₂ - N ₂						
黑云片岩	Qtz	CO ₂ -CH ₄ -N ₂	100	孤立	-62.0 ~ -60.5			0 (v) ~ 13
	Qtz	H ₂ O-CO ₂ ± CH ₄	85 ~ 90		-59.0 ~ -58.4		10.6 ~ 11	5 (v) ~ 15
	Qtz	H ₂ O		沿裂隙		-0.2 ~ -3		
	Mnz	CO ₂ -CH ₄						
斜长角闪岩	Qtz	H ₂ O-CO ₂			-58.6 ~ -58.4		8.5 ~ 9.4	26 (v) ~ 27
	Pl	CO ₂		成小群	-57 ~ -56.8			29.0 ~ 30.0
	Qtz	H ₂ O		沿裂隙		-0.1 ~ -1.5		
岩	Grt	H ₂ O-CO ₂	35 ~ 80		-57.4 ~ -56.6		4.8 ~ 5.9	13.0 (v) ~
	Qtz	H ₂ O-CO ₂	60 ~ 90		-58.8 ~ -58.7			10.0 (v) ~
	Qtz in Grt	H ₂ O-CH ₄ -CaCO ₃ -NaCl		随机		321 ~ 324		
	Grt	H ₂ O				-12.2 ~ -12.7		
	Qtz	H ₂ O				-0.1 ~ -2.1		
	Qtz in Grt	H ₂ O-CO ₂ -CH ₄	60 ~ 65	孤立	-59.5			15 (l)
角闪岩		H ₂ O				-0.4 ~ -3.2		
	Qtz in Grt	CO ₂		孤立	-57.8 ~ -56.6			15.9 (l) ~ 2
	Qtz	H ₂ O-NaCl-CO ₂		晶内裂隙		171 (H) ~ 251		

融化温度; *T*_{m_i}-冰最后熔化温度; *T*_{m_h}-石盐熔化温度; *T*_{m_{elt}}-笼合物分解温度; *T*_{hCO₂}-CO₂ 液气均一温度; *T*_h-完全均一温度; *l*-均一到液相; *v*-均一到气

粒岩中流体包裹体拉曼光谱分析及化学成分与密度计算结果

s and calculated salinity, composition and density of fluid inclusions in granulites from the Namche Barwa complex

包体类型	盐度(wt% _{NaCl})	<i>X</i> _{H2O}	<i>X</i> _{CO2}	<i>X</i> _{N2}	<i>X</i> _{CH4}	<i>X</i> _{NaCl}	密度(g/cm ³)
H ₂ O-CO ₂	1.22 ~ 1.62	0.939 ~ 0.890	0.054 ~ 0.100			0.007 ~ 0.010	0.776 ~ 0.819
H ₂ O	0.53 ~ 0.88						0.643 ~ 0.932
H ₂ O-CO ₂	1.62	0.690 ~ 0.789	0.308 ~ 0.207			0.002 ~ 0.004	0.419 ~ 0.492
CO ₂							0.626 ~ 0.729
CO ₂							0.161 ~ 0.345
H ₂ O	14.46 ~ 16.62						0.913 ~ 0.946
H ₂ O	1.57 ~ 1.74						0.634 ~ 0.741
H ₂ O-CO ₂	2.2	0.763	0.226			0.011	0.339
CO ₂ -N ₂ ± H ₂ O		0.593	0.243	0.164			0.217 ~ 0.359
CO ₂ -N ₂ ± CH ₄							
CO ₂ -N ₂							
CO ₂ -CH ₄ -N ₂		0.70 ~ 0.780		0.01 ~ 0.07	0.21 ~ 0.24		0.245 ~ 0.309
H ₂ O-CO ₂ ± CH ₄	~ 0	0.506 ~ 0.837	0.400 ~ 0.122		0.094 ~ 0.041		0.233 ~ 0.249
H ₂ O	0.35 ~ 4.96						0.756 ~ 0.943
CO ₂ -CH ₄							
H ₂ O-CO ₂	1.22 ~ 2.97	0.677 ~ 0.896	0.310 ~ 0.087				0.416 ~ 0.664
CO ₂							0.549 ~ 0.6295
H ₂ O	0.18 ~ 2.57						0.536 ~ 0.889
H ₂ O-CO ₂	0 ~ 9.26	0.664 ~ 0.818	0.295 ~ 0.182			0.041 ~ 0	<0.284 ~ 0.932
H ₂ O-CO ₂		0.646 ~ 0.901	0.354 ~ 0.099				<0.222 ~ 0.494
H ₂ O-CH ₄ -CaCO ₃ -NaCl	39.41 ~ 39.66						1.034 ~ 1.051
H ₂ O	16.15 ~ 16.62						0.955 ~ 1.025
H ₂ O	0.18 ~ 3.55						0.742 ~ 0.913
H ₂ O-CO ₂ -CH ₄		0.693 ~ 0.628	0.288 ~ 0.336		0.019 ~ 0.036		0.807 ~ 0.935
H ₂ O	0.71 ~ 5.26						0.590 ~ 0.851
CO ₂							0.698 ~ 0.813
H ₂ O-NaCl-CO ₂	30.38 ~ 35.18						1.001 ~ 1.130

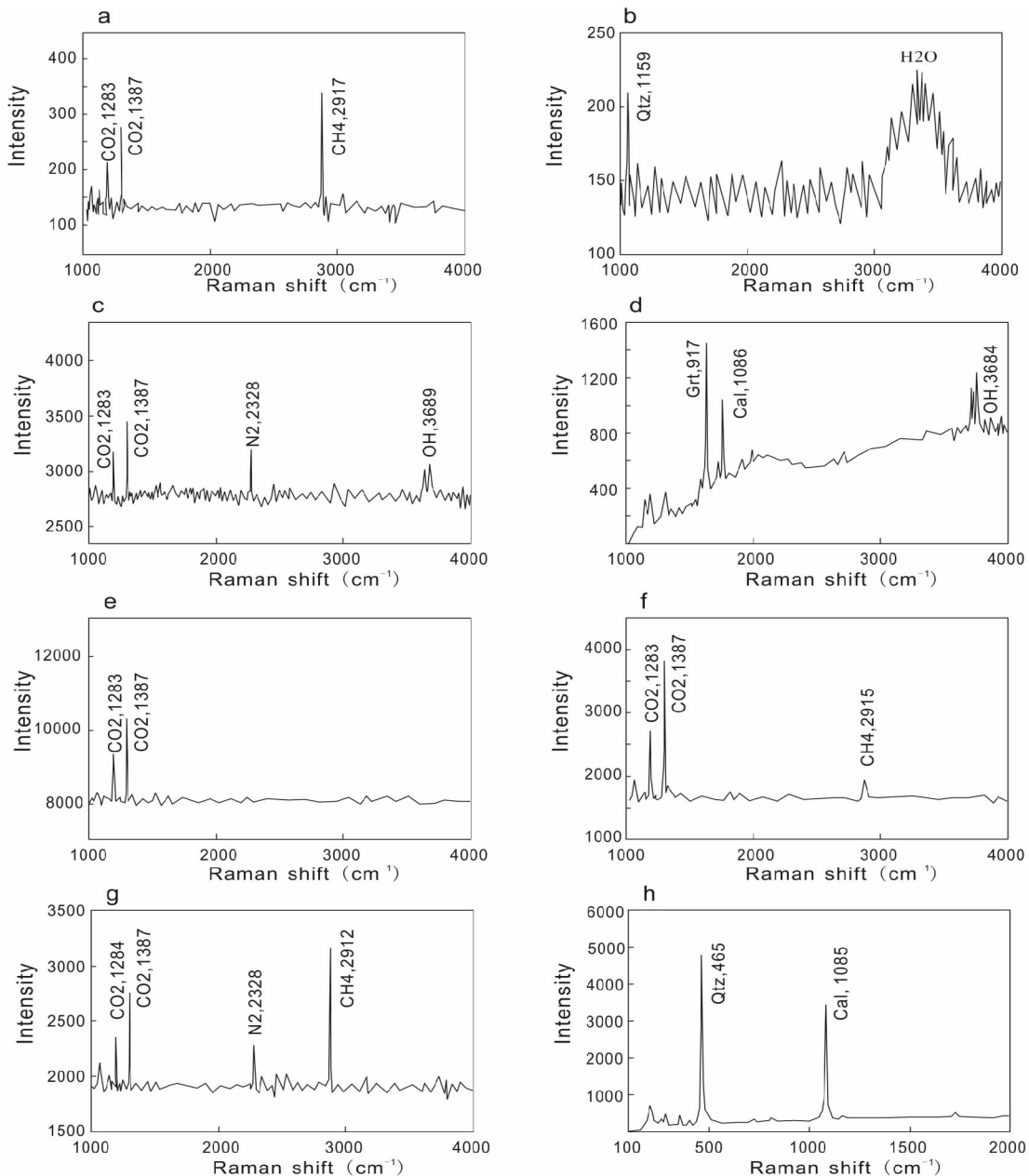


图2 流体包裹体中气相、液相和固相激光拉曼光谱分析

A-石榴石包裹石英中 I 型包裹体中含碳相图谱(MV08-04); B-石榴石包裹石英中 I 型包裹体中液相的图谱(MV08-04); C-石榴石所含 I 型包裹体中含碳相的图谱(MV01DZ-12); D-石榴石所含 I 型包裹体中固相图谱,除显示主矿物石榴石在 917cm^{-1} 处有强峰外,还在 1086cm^{-1} (方解石)和 3684cm^{-1} (羟基)处有明显的吸收峰,推测可能为含水硅酸盐(MV08-04); E-石榴石包裹石英中 II 型包裹体的图谱,仅显示 CO_2 的特征峰(1383cm^{-1} 和 1387cm^{-1})(MV08-5); F-石英中 II 型包裹体的拉曼光谱图谱,除 CO_2 的强峰外,在 2915cm^{-1} 处有 CH_4 的弱峰(MV01-46); G-石英中 II 型包裹体的图谱,显示有 CO_2 、 N_2 (2328cm^{-1})和 CH_4 的吸收峰(MV08-7); H-石英中 III 型包裹体所含了矿物方解石的拉曼光谱图谱(MV08-2)

Fig. 2 Raman analyses of solid, liquid and vapor phases in fluid inclusions

A-Raman spectrum of carbonic phases in type I inclusions in quartz enclosed by garnet (MV08-4); B- Raman spectrum of liquid phase in type I inclusions in quartz enclosed by garnet (MV08-4); C-Raman spectrum of carbonic phases in type I inclusions in garnet (MV01DZ-12); D-Raman spectrum of solid phase in type I inclusions in garnet; in addition to the strong peak of garnet at 917cm^{-1} , other two peaks occur at 1086cm^{-1} (calcite) and 3684cm^{-1} (hydroxyl) that may resulted from hydrosilicate (MV08-4); E-Raman spectrum of type II inclusions in quartz enclosed by garnet which exhibits only peaks diagnostic of CO_2 (1383cm^{-1} 和 1387cm^{-1})(MV08-5); F-Raman spectrum of type II inclusions in quartz, apart from strong peaks of CO_2 , a weak peak occurs at 2915cm^{-1} for CH_4 (MV01-46); G-Raman spectrum of type II inclusions in quartz showing peaks of CO_2 , N_2 (2328cm^{-1}) and CH_4 (MV08-7); H-Raman spectrum of calcite in type III inclusions in quartz

II型单相富CO₂包裹体的 $T_{m\ CO_2}$ 为 $-57.7 \sim -56.6^\circ\text{C}$, 等于或略低于纯CO₂的三相点温度 -56.6°C , 拉曼光谱分析显示有明显的CO₂峰(图2e), 有时有一个很弱的CH₄峰(图2f)。 $T_{h\ CO_2}$ 的变化范围较大, 其中在石榴斜长角闪岩中(MV08-5)被石榴石包裹石英中孤立的CO₂包裹体的均一温度为 $15.9 \sim 25.8^\circ\text{C}$ (均一到液相), 石榴透辉斜长角闪岩(MV00b-100)斜长石中的CO₂包裹体为 $29.0 \sim 30.7^\circ\text{C}$ (均一到液相), 而变泥质石英中的CO₂包裹体为 $<15.0 \sim 30.^\circ\text{C}$ (均一到气相)。夕线石榴黑云母片岩(MV08-7)中II型单相富CO₂-N₂-CH₄包裹体的 $T_{m\ CO_2}$ 为 $-62.0 \sim -60.5^\circ\text{C}$, 大大低于纯CO₂体系的三相点, 表明除CO₂外, 还含有明显数量的其它挥发组分。拉曼光谱分析证实这类包裹体具有CO₂、N₂和CH₄三种组分的特征拉曼峰(1387cm^{-1} 、 2328cm^{-1} 和 2912cm^{-1} , 图2g)。均一温度范围是 $0 \sim 13^\circ\text{C}$, 多数均一到气相, 相应的流体密度为 $0.176\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.217\text{g}/\text{cm}^3$ 。

III型高盐度多相包裹体中石盐熔化温度为 $171 \sim 251^\circ\text{C}$, 气相消失(均一)温度为 $180 \sim 327^\circ\text{C}$, 多数包裹体中石盐熔化温度低于气泡消失温度, 少数等于或高于气泡消失温度。包裹体中的非均质固相在加热过程中不溶解, 拉曼光谱证实是方解石(图2h), 而气泡中含H₂O和CH₄。

IV型H₂O(盐水)包裹体一般冷却到 $-35 \sim -50^\circ\text{C}$ 时冻结; 回温时, 在 -21°C 之前包裹体中无明显熔化现象, 表明初熔温度不低于 -21°C ; 冰的最后熔化温度($T_{m\ ice}$)有两个区间, 其中大多数包裹体在 $-3 \sim 0^\circ\text{C}$ 之间, 少数落在 $-12.7 \sim -10.5^\circ\text{C}$ 的狭窄范围内。均一温度范围较宽, 从 $<130^\circ\text{C}$ 到高达 375°C 。

V型包裹体在冷冻和加热过程中未观察到任何相变, 推测它们是低密度气体包裹体或“空”包裹体。

5 结果和讨论

5.1 流体包裹体的成分和密度计算

根据包裹体岩相学观察、显微测温结果和拉曼光谱分析结果, 利用Bakker(2003)的FLUIDS计算机软件、Bischoff(1991)饱和NaCl-H₂O溶液密度计算公式和Thiery *et al.* (1994)的CO₂-CH₄-N₂体系相图, 我们计算了代表性H₂O(盐水)、H₂O-CO₂和H₂O-CO₂-N₂(CH₄)包裹体的成分和密度(表3)。

I型H₂O-CO₂ ± CH₄包裹体的组成和密度变化较大。在石榴辉石岩中孤立的H₂O-CO₂-CH₄包裹体的组成为 $X_{H_2O} = 0.628 \sim 0.693$, $X_{CO_2} = 0.288 \sim 0.339$, $X_{CH_4} = 0.019 \sim 0.036$, 流体密度可达 $0.807\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.935\text{g}/\text{cm}^3$; 在石榴角闪岩中, 石榴石所含H₂O-CO₂包裹体的 X_{H_2O} 和 X_{CO_2} 分别为 $0.664 \sim 0.818$ 和 $0.295 \sim 0.182$, 流体总密度为 $0.292\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.902\text{g}/\text{cm}^3$; 而石英中的H₂O-CO₂包裹体的 X_{H_2O} 和 X_{CO_2} 分别为

$0.646 \sim 0.901$ 和 $0.354 \sim 0.099$, 流体密度仅为 $0.222\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.494\text{g}/\text{cm}^3$; 在斜长角闪岩和片麻岩石英中的Ia型H₂O-CO₂包裹体的流体密度为 $0.416\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.819\text{g}/\text{cm}^3$, 而Ib型H₂O-CO₂包裹体流体密度要低很多, 仅为 $0.222\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.50\text{g}/\text{cm}^3$ 。片麻岩石英中成群分布的H₂O-CO₂-CH₄包裹体的流体密度仅为 $0.23\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.25\text{g}/\text{cm}^3$ 。

II型单相CO₂包裹体的流体密度从 $<0.161\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.345\text{g}/\text{cm}^3$ 到 $0.698\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.813\text{g}/\text{cm}^3$, 其中石榴斜长角闪岩被石榴石包裹石英中孤立的CO₂包裹体的密度最高($0.813\text{g}/\text{cm}^3$), 斜长石中CO₂包裹体的密度次之($0.549\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.6295\text{g}/\text{cm}^3$), 而片麻岩石英中成群分布的CO₂包裹体的密度较低($<0.161\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.345\text{g}/\text{cm}^3$)。II型CO₂-CH₄-N₂包裹体的组成为 $X_{CO_2} = 0.65 \sim 0.80$, $X_{CH_4} = 0.25 \sim 0.15$, $X_{N_2} = 0.10 \sim 0.05$, 密度为 $0.245\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.309\text{g}/\text{cm}^3$ 。

III型含高盐度水溶液包裹体的盐度范围为30% ~ 40% NaCl当量, 流体密度可达 $1.001\text{g}/\text{cm}^3 \sim 1.13\text{g}/\text{cm}^3$ 。沿裂隙分布的IV型H₂O包裹体的盐度范围有两个区间, 分别为0.18% ~ 5.26%和14.5% ~ 16.6% NaCl当量, 其中绝大部分包裹体的盐度很低, 可能是晚期近地表流体加入的结果。

5.2 包裹体等容线、捕获条件及后期改造

根据不同类型包裹体的流体密度分别计算了相应的等容线。由图3可见, 所有包裹体的等容线都从根据矿物温、压计确定的高压变质峰期 P - T 区域下方通过, 从而表明这些包裹体或者不是峰期捕获的, 或者是峰期捕获的原生包裹体经受了后期改造。

在高压变质作用峰期捕获的流体包裹体, 其物理化学性质能否被保存下来在很大程度上取决于它们被捕获后变质岩所经历的退变质 P - T 轨迹。Touret(1992)认为高压变质岩抬升过程中可能经历的 P - T 轨迹有三种: 等压降温, 等温降压和降温降压。在第一种等压、降温下, 随着温度的降低, 包裹体的内部压力会随等容线降低, 但寄主矿物的外压力不会降低, 由此导致包裹体的内部压力小于外部压力, 当内、外压力差超过主矿物的机械强度时, 包裹体就会发生向内的爆裂(内爆)。在第二种等温、降压情况下, 包裹体的内压力将大于外压力, 当压力差超过主矿物机械强度时, 包裹体则发生渗漏或外爆裂。只有在第三种降温、降压情况下, 即变质岩抬升的 P - T 轨迹与包裹体等容线平行或近于平行, 在包裹体的内、外不会形成明显压力差, 流体包裹体的原生性质才能保存下来。

正如现有研究证明的, 南迦巴瓦岩群中的高压麻粒岩经历了早期的近等温、降压抬升过程(图3), 因此, 在高压麻粒岩相峰期捕获的I型流体包裹体的内压将大大高于外压, 势必经历不同程度的改造(爆裂或泄漏)。这类流体包裹体较低的密度及其复杂的成分变化就是其受到改造的结果。在

被石榴石包裹石英中的 I 型 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体,结构上看是在高压麻粒岩相阶段捕获的,尽管它们受到了强硬矿物石榴石的保护,但所计算出的包裹体等容线(图 3 中 1)与退变质 $P-T$ 轨迹相交于 $\sim 700^\circ\text{C}$ 和 $\sim 600\text{MPa}$,明显低于矿物温压计得出的高压麻粒岩相变质条件 ($800 \sim 900^\circ\text{C}$, $1500 \sim 1800\text{MPa}$)。在石榴石中的 I 型 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体的等容线(图 3 中 2)覆盖很宽的范围,但是,即使是密度较高的等容线与退变质 $P-T$ 轨迹也只相交在相当于低压麻粒岩相的温压条件下,这也表明流体包裹体经历了不同程度的后期改造过程。石英和长石中 II 型单相 CO_2 包裹体的流体密度分别为 $0.16\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.73\text{g}/\text{cm}^3$ 和 $0.55\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.73\text{g}/\text{cm}^3$, 其等容线(图 3 中 3 和 4)在 $700 \sim 800^\circ\text{C}$ 时对应的压力范围为 $165 \sim 273\text{MPa}$ 之间;石榴石和石英中的 II 型 $\text{CO}_2-\text{N}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体的密度更低 ($0.25\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.40\text{g}/\text{cm}^3$),其等容线(图 3 中 5)在 $700 \sim 800^\circ\text{C}$ 时对应的压力仅在 $68 \sim 114\text{MPa}$ 之间。因此这种单相 CO_2 包裹体不可能是在高温高压下捕获的,否则会发生内爆或容积变小,引起密度升高。上述 II 型包裹体的等容线在 $\sim 400^\circ\text{C}$ 以下才有可能与变质岩的退变质 $P-T$ 轨迹相遇,因此,所给出的 $P-T$ 条件仅反映其受改造的条件。

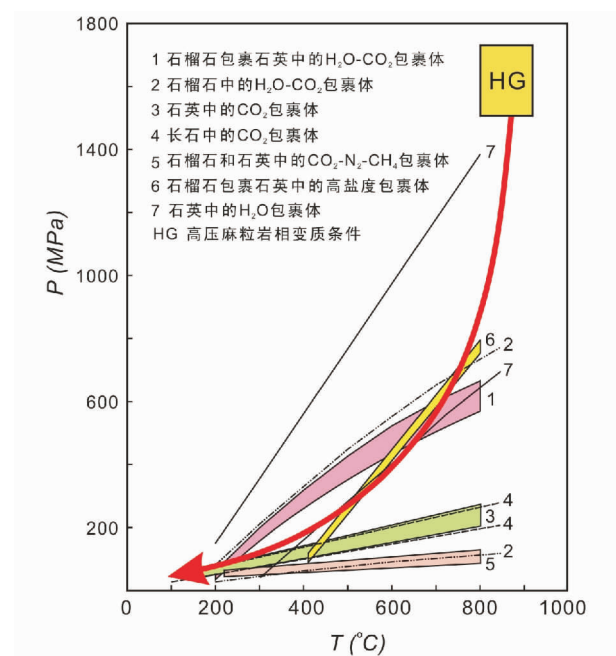


图 3 南迦巴瓦高压麻粒岩的变质 $P-T$ 演化轨迹(以粗实曲线表示),图中还表示了不同类型流体包裹体的等容线

Fig. 3 Metamorphic $P-T$ trajectory of the Namche Barwa granulites

III 型高盐度盐水包裹体的等容线(图 3 中 6)具有较陡的斜率,与低压麻粒岩相至角闪岩相阶段的退变质轨迹近于

平行,而且结构特征也表明这些流体包裹体是在角闪岩相阶段捕获的,因此,它们很可能保存了其捕获时的原始物理化学特征。IV 型中低盐度 H_2O 包裹体的等容线(图 3 中 7)也覆盖了很宽的范围,虽然它们与 $P-T$ 轨迹的上交点压力最高,但是结构关系表明它们不可能是最早期捕获的。相反,其等容线与 $P-T$ 轨迹下交点所给出的低温、低压条件下可能更接近其原始捕获条件,因此这种包裹体很可能是在近地表捕获的。

研究表明,对大多数高压和超高压变质岩,原生流体包裹体的密度都会在其抬升过程中发生不同程度的降低,而不能反映其捕获的原始条件。原生流体包裹体捕获后的物性和成分变化,如泄漏、爆裂和细颈化,以及包裹体与寄主矿物之间的成分交换等,都会不同程度地改变流体包裹体的原有性质,使高级变质岩的流体成分及演化过程复杂化(Hollister, 1990; Bakker and Jansen, 1991; Hall and Sterner, 1993)。本文和已有研究结果均显示, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体中的 H_2O 发生选择性泄漏后,会使残余流体中的 CO_2 发生富集,这很可能是相当一部分麻粒岩的流体成分以富 CO_2 为特征的原因之一。

5.3 南迦巴瓦高压麻粒岩的变质流体组成与演化

有关于世界范围内高级变质地体中麻粒岩的大量流体包裹体研究表明,麻粒岩中普遍存在高密度 CO_2 包裹体,即麻粒岩以低的水活度和富含 CO_2 流体为特征。Craw *et al.* (2005)通过对南迦巴瓦群片麻岩中同变质石英脉的流体包裹体研究认为,片麻岩中原来的变质流体是以 CO_2 为主,其后被来自己已经剥蚀的上覆海洋沉积物的高盐度含水流体所替代,在隆起和折返期间这种高盐度卤水受到近地表水的稀释。但是,我们认为这些石英脉很可能是在高压麻粒岩抬升过程中形成的,其流体成分也不能代表高压麻粒岩相峰期的变质流体成分。本文的研究结果表明,在高压麻粒岩和其退变质岩中含多种不同成分的流体包裹体,包括 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 、 CO_2 、 $\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ 、高盐度和低盐度 H_2O 包裹体等。尽管高压麻粒岩中也含有一定量的富 CO_2 包裹体,但其丰度仍比 H_2O 和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体低很多。特别是包裹体中 CO_2 流体密度较低,一般不高于 $0.73\text{g}/\text{cm}^3$,很可能表明其并不是高压麻粒岩相变质峰期捕获的流体。而且,当单相 CO_2 包裹体与含少量水的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体共生时,后者中的水相呈薄膜围绕 CO_2 相分布,故推测它们是一个连续系列,即单相 CO_2 包裹体可能是由 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体发生选择性渗漏的产物。类似的结果在其它的研究中也得到了证明(Hollister, 1990; Johnson and Hollister, 1995)。这种选择性渗漏可以部分地解释本区高压麻粒岩中 CO_2 流体密度较低,并且变化不一的原因。同时,也可能是导致流体成分多样性和复杂化的原因。因此,我们认为 H_2O 和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 可能是高压麻粒岩相变质过程中的主要流体成分,而复杂成分的高盐度 H_2O ($+\text{石盐} \pm \text{CO}_2 \pm \text{方解}$)可能是角闪岩相退变质过程中的主

要流体成分,因为该类包裹体产出结构证明其是角闪岩相矿物中的原生流体包裹体,而且,其等容线与岩石的退变质 P - T 轨迹近于平行,在岩石的后期抬升过程中包裹体不易发生改造。

在麻粒岩石榴石中除了纯 H_2O - CO_2 包裹体外,相当一部分 H_2O - CO_2 包裹体中含有固相,如方解石或云母等硅酸盐矿物,而在石英的 H_2O - CO_2 包裹体中很少见到固相方解石。由于石榴石是含 Ca 、 Mg 、 Mn 、 Fe 和 Al 的复杂硅酸盐矿物,包裹体中的 H_2O 可与主矿物石榴石反应,形成子矿物。相反,石英的成分非常简单,不太可能与流体包裹体反应形成子矿物。同时,包裹体中的流体与寄主矿物之间的反应也会导致包裹体的流体密度降低。

本文研究表明,流体包裹体成分与岩石类型之间有一定的相关性。 H_2O 和 H_2O - CO_2 包裹体是各种岩石中普遍存在的主要包裹体类型。但是,单相 CO_2 包裹体仅见于长英质片麻岩和石榴角闪岩中,而 CO_2 - N_2 - CH_4 包裹体仅见于含石墨的泥质变质岩(孔兹岩)中。因此推测,含 N_2 流体与原泥质岩石中的生物降解作用有关。Yardley *et al.* (1983)报道了类似的实例,在爱尔兰 Connemara 高级变质岩中,富 CH_4 包裹体仅出现在大理岩和含石墨岩石中,推测这种流体来源于变质的沉积岩。

6 结论

岩相学、显微测温 and 拉曼光谱分析结果表明,南迦巴瓦岩群高压麻粒岩含有复杂的流体包裹体类型,按照捕获先后顺序有:(1) H_2O - $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体;(2) $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 包裹体,为单相或气液两相包裹体;(3)高盐度多相包裹体;(4)中-低盐度 H_2O 包裹体;(5)极低密度气体包裹体或“空”包裹体。在基性麻粒岩中,被石榴石包裹石英中孤立分布的 H_2O - $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体,以及部分沿石榴石晶内裂隙分布的 H_2O - $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 和 H_2O 包裹体轨迹未穿过围绕石榴石的辉石+斜长石后合成晶冠状体,表明它们有可能是在麻粒岩相变质阶段捕获的。而沿石英裂隙分布的 H_2O - $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体则可能较晚形成的,或者是再捕获的。所计算出的流体包裹体等容线与变质作用 P - T 轨迹相交所给出的 P - T 条件都明显低于高压麻粒岩相的峰期变质条件,这说明麻粒岩相变质峰期捕获的包裹体很可能受到了不同程度的改造,包括部分爆裂、渗漏和流体-矿物相互作用,由此导致流体包裹体的密度降低,而不能记录其捕获时的原始条件。现存的富 CO_2 流体包裹体均具有较低密度,并且往往含有明显数量 CH_4 和 N_2 组分,不可能是麻粒岩相变质峰期捕获的包裹体。根据富 CO_2 包裹体与具有不同相比的 H_2O - CO_2 包裹体共存推测,大部分 CO_2 包裹体是通过 H_2O - CO_2 包裹体中的 H_2O 选择性泄漏而形成的。Ⅲ型高盐度盐水包裹体很可能是角闪岩相退变质过程中捕获的,因其等容线与退变质轨迹近于平行,这些包裹体很可能保存了其在角闪岩相阶段捕获时的

原生物理化学特征。沿矿物穿颗粒裂隙分布的大量Ⅳ型和Ⅴ型包裹体,应该是角闪岩相或更晚期捕获的次生包裹体,代表了浅成(近地表)环境的循环流体。

与世界许多地区麻粒岩相岩石富含高密度纯 CO_2 流体包裹体不同,南迦巴瓦岩群高压麻粒岩以富含 H_2O - $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 和 H_2O 包裹体为特征,这可能与高压麻粒岩与高温麻粒岩产出于不同的构造环境和经历的退变质轨迹不同有关。

致谢 本研究得到中国地质调查局地质调查工作项目(1212010610105)和国家自然科学基金项目(40772049)资助。感谢许志琴院士在工作中的指导!感谢中国地质科学院矿产资源研究所徐文艺研究员和陈伟十工程师在包裹体显微测温中提供的帮助!

References

- Andersen T, Burke, EAJ and Austrheim H. 1989. Nitrogen-bearing, aqueous fluid inclusions in some eclogites from the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103:153–165
- Andersen T, Austrheim H, Burke EAJ and Elvevold S. 1993. N_2 and CO_2 in deep crustal fluids: Evidence from the Caledonides of Norway. *Chem. Geol.*, 108: 113–132
- Austrheim H. 1987. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth Planet Sci. Lett.*, 81: 221–232
- Austrheim H. 1990. The granulite-eclogite facies transition: A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, 25: 163–169
- Bakker RJ. 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. *Chem. Geol.*, 194: 3–23
- Bakker RJ and Jansen JBH. 1991. Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO_2 - H_2O inclusions in natural quartz. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2215–2230
- Binu-Lal SS, Sawaki T, Wada H and Santosh M. 2003. Ore fluids associated with the Wynad gold mineralization, southern India: Evidence from fluid inclusion microthermometry and gas analysis. *J. Asian Earth Sci.*, 22: 171–187
- Bischoff JL. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl - H_2O solutions: A PVTx summary from 300 to 500°C. *Am. J. Sci.*, 291: 309–338
- Coolen JJ. 1982. Carbonic fluid inclusions in granulites from Tanzania—a comparison of geobarometric methods based on fluid density and mineral chemistry. *Chem. Geol.*, 37: 59–77
- Craw D, Koons PO, Zeitler PK and Kidd WSF. 2005. Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of Namche Barwa-Gyala Peri, eastern Himalayan syntaxis. *J. Metamorphic Geol.*, 23: 829–845
- Ding L and Zhong DL. 1999. Metamorphic characteristics and geotectonic implications of the high-pressure granulites from Namjagbarwa, eastern Tibet. *Science in China (Series D)*, 42(5): 491–505
- Fyfe WS. 1973. The generation of batholiths. *Tectonophysics*, 17:

273 – 283

- Giorgetti G, Frezzotti ME, Palmeri R and Burke EAJ. 1996. Role of fluids in migmatites (Terra Nova Bay, Antarctica). *J. Metamorphic Geol.*, 14; 307 – 317
- Glassley WE. 1983. Deep crustal carbonates as fluid sources: Evidence from metasomatic reaction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84; 15 – 24
- Hall DL and Sterner SM. 1993. Preferential water loss from synthetic fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114; 489 – 504
- Hansen EC, Newton RC and Jenardhan AS. 1984. Fluid inclusions in rocks from the amphibolite-facies gneiss to charnockitic progression in southern Karnataka, India: Direct evidence concerning the fluids of granulite metamorphism. *J. Metamorphic Geol.*, 2; 249 – 264
- Harley SL. 2006. Granulites and the nature of crust-mantle interactions. *Goldschmidt Conference Abstracts*, A230
- Hermann J, Spandler C, Hack A and Korsakov AV. 2006. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones. *Lithos*, 92; 399 – 417
- Hermes P and Schenk V. 1998. Fluid inclusions in high-pressure granulites of the Pan-Africa belt in Tanzania (Uluguru Mts): A record of prograde to retrograde fluid evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130; 199 – 212
- Hollister LS. 1990. Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal plastic deformation. *J. Structural Geol.*, 7; 895 – 901
- Hollister LS and Burruss RC. 1976. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40; 163 – 175
- Jackson DH, Matthey DP and Harris NWB. 1988. Carbon isotopes of fluid inclusions in charnockites from southern India. *Nature*, 333; 167 – 170
- Johnson EL and Hollister LS. 1995. Syndeformational fluid trapping in quartz: Determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO₂ fluid inclusions during grain-boundary migration. *J. Metamorphic Geol.*, 13; 239 – 249
- Kerkhof AM Ven Den, Touret JLR and Kreulen R. 1994. Juvenile CO₂ in enderbites of Tromøy near Arendal, southern Norway: A fluid inclusion and stable isotope study. *J. Metamorph. Geol.*, 12; 301 – 310
- Klemd R. 1989. *P-T* evolution and fluid inclusion characteristics of retrograded eclogites, Munchberg Gneiss Complex, Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102; 221 – 229
- Klemd R, van der Kerkhof AM and Horn EE. 1992. High-density CO₂-N₂ inclusions in eclogite-facies metasediments of the Munchberg gneiss complex, SE Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111; 409 – 419
- Klemd R and Bröcker M. 1999. Fluid influence on mineral reactions in ultrahigh-pressure granulites: A case study in the Śnieżnik Mts. (West Sudetes, Poland). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136; 358 – 373
- Lamb WM. 1990. Fluid inclusions in granulites: Peak vs. retrograde formation. In: Vielzeuf D and Vidal Ph (eds.). *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI Ser., Ser. C vol. 311, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 419 – 433
- Lamb WM, Valley JM and Brown PE. 1987. Post-metamorphic CO₂-rich fluid inclusion in granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96; 485 – 495
- Lamb WM, Brown PE and Valley JW. 1991. Fluid inclusions in Adirondak granulites: Implications for the retrograde *P-T* path. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107; 472 – 483
- Lamb WM and Valley JW. 1984. Metamorphism of reduced granulites in low-CO₂ vapour-free environment. *Nature*, 312; 56 – 58
- Liu SW. 1995. Study on fluid inclusions from high grade metamorphic rocks in east Hebei Province. *Acta Petrol. Sin.*, 11; 375 – 385 (in Chinese with English abstract)
- Liu Y and Zhong DL. 1997. Petrology of high-pressure granulites from the eastern Himalayan syntaxis. *J. Metamorphic Geol.*, 15; 451 – 466
- Manning CE. 2004. The chemistry of subduction-zone fluids. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223; 1 – 16
- Mohan A, Singh PK and Sachan HK. 2003. High-density carbonic fluid inclusions in charnockites from Eastern Ghats, India: petrologic implications. *J. Asian Earth Sci.*, 22; 101 – 113
- Newton RC, Smith JV and Windley BF. 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288; 45 – 50
- Newton RC. 1992. Charnockite alteration: Evidence for CO₂ infiltration in granulite facies metamorphism. *J. Metamorphic Geol.*, 10; 383 – 400
- O'Brien PJ and Rotzler J. 2003. High-pressure granulites: Formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *J. Metamorphic Geol.*, 21; 3 – 20
- Puelles P, Abalos B and Gil Ibarguchi JL. 2005. Metamorphic evolution and thermobaric structure of the subduction-related Bacariza high-pressure granulite formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Lithos*, 84; 125 – 149
- Santosh M, Jackson DH, Harris NBW and Matthey DP. 1991. Carbonic fluid inclusions in South India granulites: Evidence for entrapment during charnockite formation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108; 313 – 330
- Santosh M and Tsunogae T. 2003. Extremely high density pure CO₂ fluid inclusions in a garnet granulite from southern India. *J. Geol.*, 111; 1 – 16
- Shen K, Shen QH, Xu HF and Geng YS. 1998. Metamorphic fluids related to anatexis in Gongdanshan Block, Yishui County, Shandong Province. *Acta Petrol. et Mineral.*, 21; 387 – 397 (in Chinese with English abstract)
- Shen K, Xu HF and Shen QH. 1995. Metamorphic fluids in the Yishui granulite complex and their geological significance, Shandong. *Jour Geol & Min Res North China*, 10; 154 – 166 (in Chinese with English abstract)
- Thiery R, van der Kerkhof AM and Dubessy J. 1994. *vX* properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions; modelling for *T* < 31 °C and *P* < 400 bars. *Eur. J. Mineral.*, 6; 753 – 771
- Touret JLR. 1971. Le facies granulite en Norvege meridionale. II: Les inclusion fluids. *Lithos*, 4; 423 – 436
- Touret JLR. 1981. Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks. In: Hollister LS and Crawford M (eds.). *Applications to Petrology*. Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook 6, Calgary, 182 – 208
- Touret JLR and Dietvorst P. 1983. Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites. *J. Geol. Soc. London*, 140; 635 – 649

- Touret JLR and Olsen SN. 1985. Fluid inclusions in migmatites. In: Ashworth JR (ed.). *Migmatites*. Blackie and Son, Glasgow, 266 – 288
- Touret JLR. 1992. Fluid inclusions in subduction zone. *Proc. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 95: 385 – 403
- Touret JLR and Frezzotti ML. 2003. Fluid inclusions in high pressure and ultrahigh pressure metamorphic rocks. In: Carswell DA and Compagnoni R (eds.). *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. Eötvös University Press, Budapest, 467 – 487
- Wang KY and Xie YH. 1991. Fluid inclusions from the granulites in east Hebei province. *Acta Petrol. Sin.*, 9: 57 – 67 (in Chinese with English abstract)
- Waters DJ and Whales CJ. 1985. Dehydration melting and the granulite transition in metapelites from southern Namaqualand, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 269 – 275
- Wang Q, Ishiwatari A, Zhao Z, Hirajima T, Hiramatsu N, Enami M, Zhai M, Li J and Cong B. 1993. Coesite-bearing granulite retrograded from eclogite in Weihai, eastern China. *Eur. J. Mineral.*, 141 – 152
- Xiao Y, Hoefs J, van den Kerkhof AM and Li SG. 2001. Geochemical constraints of the eclogite and granulite facies metamorphism as recognized in the Raobazhai complex from North Dabie Shan, China. *J. Petrol.*, 19: 3 – 19
- Yamamoto J, Kagi H, Kawakami Y, Hirano N and Nakamura M. 2007. Paleo-Moho depth determined from the pressure of CO₂ fluid inclusions; Raman spectroscopic barometry of mantle-and crust-derived rocks. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 253: 369 – 377
- Yardley BWD, Shepherd TJ and Barber JP. 1983. Fluid inclusion studies of high-grade rocks from Connemara, Ireland. In: Atherton MP and Gribble CD (eds.). *Migmatites, Melting, and Metamorphism*. Shiva pub. Ltd., Cheshire, UK, 110 – 126
- Yu N, Jin W and Long X P. 2004. Fluid in granulite facies and petrogenesis of granulite facies. *World Geology*, 23: 321 – 325 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZM, Zheng LL, Wang JL, Zhao XD and Shi C. 2007. Garnet pyroxenite in the Namjagbarwa Group-complex in the eastern Himalayan tectonic syntaxis, Tibet, China: Evidence for subduction of the Indian continent beneath the Eurasian plate at 80-100 km depth. *Geol. Bull. China*, 26(1): 1 – 12 (in Chinese with English abstract)
- Zhong DL and Ding L. 1996. Discovery of high-pressure basic granulite in Namjagbarwa area, Tibet, China. *Chinese Sci. Bull.*, 41(1): 86 – 87

附中文参考文献

- 丁林, 钟大赉. 1999. 西藏南迦巴瓦峰地区高压麻粒岩相变质作用特征及其构造地质意义. *中国科学(D辑)*, 29(5): 385 – 397
- 刘树文. 1995. 冀北高级变质岩石的流体包裹体研究. *岩石学报*, 11: 375 – 385
- 沈昆, 徐惠芬, 沈其韩. 1995. 山东沂水麻粒岩杂岩中的变质流体及地质意义. *华北地质矿产杂志*, 10: 154 – 166
- 沈昆, 沈其韩, 徐惠芬, 耿元生. 1998. 山东省沂水汞丹山地块与深熔作用有关的变质流体. *岩石矿物学杂志*, 21: 387 – 397
- 王凯怡, 谢奕汉. 1991. 冀东麻粒岩流体包裹体研究. *岩石学报*, 9: 57 – 67
- 余能, 金巍, 龙晓平. 2004. 麻粒岩相变质流体及麻粒岩相岩石成因. *世界地质*, 23: 321 – 325
- 张泽明, 郑来林, 王金丽, 赵旭东, 石超. 2007. 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群中的石榴辉石岩-印度大陆向欧亚板块之下俯冲至 80 ~ 100km 深度的证据. *地质通报*, 26(1): 3 – 12
- 钟大赉, 丁林. 1995. 西藏南迦巴瓦峰地区发现高压麻粒岩. *科学通报*, 40(14): 1343