

闽北麻源群变质岩的流体包裹体研究:^①

岩石抬升过程的 p - T - t

甘晓春

(天津地质矿产研究所, 天津, 300170)

提 要 根据闽北麻源群变质岩流体包裹体的世代关系和显微测温研究, 获得了麻源群变质峰期之后抬升过程 p - T - t 轨迹, 推测岩石遭受剪切变形事件的温压条件为 $p = 85 \sim 100 \text{MPa}$, $T = 265 \sim 285 \text{C}$ 。本区流体演化早期以 CO_2 为主, 晚期以水溶液为主。

关键词 流体包裹体 p - T - t 轨迹 麻源群 福建

1 原理及方法

流体包裹体的研究始于对成矿流体的成分和矿石形成条件的研究, 近年来流体包裹体的应用已拓展到包括火成岩、变质岩和沉积岩等岩石学领域。Poty(1976)对冷—热台的改进使温度测量扩大到低温范围, 使岩石中的含 CO_2 和 CH_4 流体包裹体的相变温度可以比较容易地准确测定。

如果流体的成分能被确定, 那么用这一流体相的气相和液相的均一温度, 根据流体的液—气曲线就可以得到流体的密度, 再根据流体的 p - V - T 性质, 在 p - T 图上就能确定一定密度或摩尔体积的一条曲线, 这条线称之为等容线。具有一定密度的流体包裹体捕获时的 p - T 条件位于其等容线的某一点上, 如能独立地确定流体包裹体捕获的温度, 在等容线上即可唯一地获得捕获时的压力; 反之, 根据压力条件也可得到温度。

获得包裹体成分可以用仪器分析法(如气相色谱或激光拉曼探针), 也可以用显微测温法。对于通过研究包裹体体系相平衡而获得流体密度而言, 后者更加实用。用显微测温法获得包裹体成分就是用升降温度来确定包裹体的相变温度, 利用已知的 p - V - T 实验资料来确定体系的总成分和密度。对于单组分体系而言, 吉布斯相律规定固—液—气相只能共存于唯一的温度, 即三相点, 根据三相点温度可以确定相的成分。若体系三相点温度发生变化, 则说明体系中一定有其他组分存在。例如 CO_2 的三相点温度为 -56.6C (Weast, 1974), 若测得的温度略低于—

^① 收稿日期 1994. 11

56.6℃,则说明体系中存在三相点低于-56.6℃的组分(如 CH_4 等)。这涉及到双组分体系或多组分体系的固-液-气相平衡。

流体包裹体在变质岩研究中的应用正不断地得到发展与完善,在研究变质作用流体演化、 $p-T-t$ 轨迹及深部地壳流体组成方面已取得了较大的进展(Touret 等,1983;Crawford,1981;Hollister,1988;Sisson 等,1990)。变质岩中流体包裹体的研究可以提供有关变质作用期间所存在的流体相的组成,变质矿物生长期间流体相演化以及变质作用的压力和温度条件等方面的信息。流体包裹体在变质岩研究中的一个非常重要的应用是它可以提供岩石变质峰期之后抬升过程的 $p-T$ 演化条件。通过研究捕获于岩石抬升过程中不同阶段的不同世代的包裹体,可以得到变质岩地区隆起过程的 $p-T-t$ 轨迹,以及重结晶作用或变形事件的温压条件。本文试图从研究流体包裹体着手,对闽北麻源群变质岩抬升过程和后期变形事件的 $p-T$ 条件以及该区流体演化特点进行探讨。

2 地质背景和样品选择

闽北麻源群变质岩分布于福建省建阳、顺昌、邵武、建宁一带,并向北延伸至浙江境内,为浙闽前寒武纪变质基底的一部分,时代为早元古代(甘晓春等,1993)。以黑云斜长变粒岩和云母石英片岩为主,原岩主要为杂砂岩和半粘土岩类,为深水浊积的变类复理石建造,岩石变质程度基本为低角闪岩相。麻源群自下而上分为大金山组和南山组,大金山组以含晶质石墨和广泛的混合岩化为特征,南山组以强烈的石英脉化为特征。大金山组的混合岩化作用,在黑云斜长变粒岩为主的岩石中形成了条带状或眼球状混合岩,混合岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 870Ma(甘晓春等,1993),为晋宁期产物。南山组的石英脉沿片理分布,呈透镜状、弯勾状,具旋转和揉皱构造,显示出受韧性剪切和多期变形作用的影响。这些现象表明石英脉的形成早于变形构造,推测为同区域变质期的产物。

流体包裹体样品均选自麻源群的混合岩脉和石英脉,磨制薄片经镜下仔细观察以后,进行详细显微测温研究。观察表明,只有石英中具有数量和大小适合于测温研究的包裹体。供测温用的薄片是厚约 0.3mm 的两面抛光不加盖玻片的切片。

3 流体包裹体测温结果

流体包裹体的显微温度测量是根据 Hollister 等(1981)的方法进行的,根据包裹体在显微镜下室温时及冷却和加热过程中表现出的性质来确定流体的成分。测温仪用标准物质进行校正,相变时的升温速度为 0.1℃/分钟,并对每个包裹体进行数次测量。对于单个包裹体,熔点及 CO_2 均一温度精度为 $\pm 0.2^\circ\text{C}$,水溶液包裹体的均一温度精度为 $\pm 1.0^\circ\text{C}$ 。

3.1 包裹体成分类型

经过观察和显微测温,石英脉和混合岩脉中主要存在三种成分类型的流体包裹体:

3.1.1 CO₂ 包裹体 这种类型包裹体以半自形为主,极少数为负晶形或不规则形状,以 3~10μm 为多,个别可大于或小于这一范围。它们可以孤立分布、成群分布或沿愈合裂隙分布。这种愈合裂隙局限于矿物颗粒内部,未穿过边界,说明其形成于矿物结晶结束之前。包裹体的这些不同分布形式将用来确定包裹体的相对捕获顺序。

3.1.2 CO₂-H₂O 包裹体 这种类型包裹体主要出现于混合岩中,以 8~12μm 为最多,有两种分布形式,一种呈孤立状,另一种沿愈合裂隙分布。形状以半自形为主,少数为负晶形和不规则形状。石英脉中的 CO₂-H₂O 包裹体位于晚期水溶液包裹体的愈合裂隙中,说明捕获时流体的 CO₂ 和 H₂O 是有限混溶的。

3.1.3 水溶液包裹体 一般为不规则形状,气液比为 10%~30%,以 3~20μm 为多,在石英脉和混合岩中沿后期愈合裂隙分布。水溶液包裹体中未发现子矿物。

3.2 包裹体测温结果

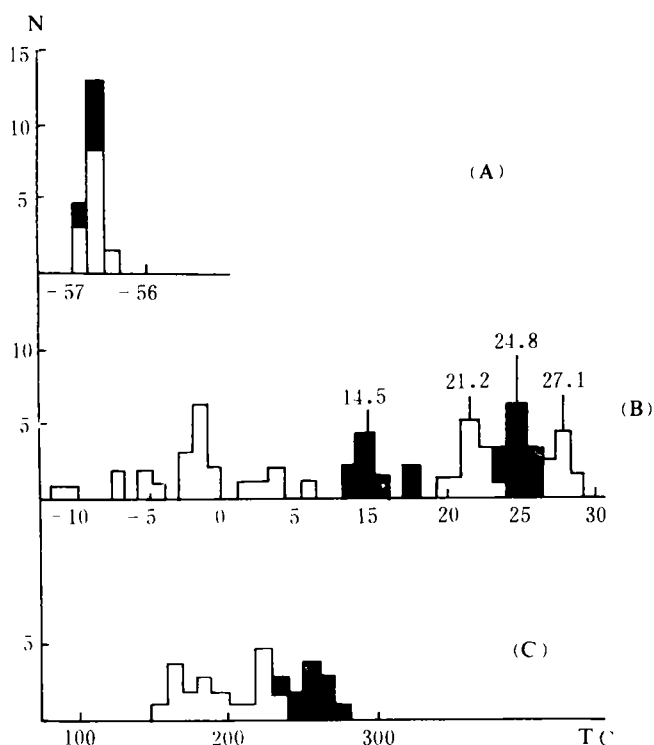
流体包裹体的显微测温数据列于表 1 中。

CO₂ 包裹体存在于所有样品中,在对这种包裹体进行显微测温时,先将镜下选定的包裹体过冷至 -90℃ 以下,然后缓慢升温,其固相的最终熔化温度集中于 CO₂ 的三相点温度(-56.6℃)附近(图 1A),表明这种包裹体是纯 CO₂ 的。对于这一相变温度,要反复进行升温 and 降温观察,直到取得相变瞬间的可靠温度。继续升温,测得其均一温度(均一到液相)为 -11~+27℃(图 1B)。对于纯 CO₂ 体系而言,均一温度的差异反映组分密度的差异。石英脉中呈遍布矿物晶体无规则三维分布的 CO₂ 包裹体(照片 1),其均一温度为 -11.3~+5.4℃(表 1,f)。沿愈合裂隙分布的 CO₂ 包裹体均一温度集中于 21.2℃ 和 27.1℃(表 1,g、h)。混合岩脉中沿愈合裂隙分布的 CO₂ 包裹体均一温度集中于 14.5℃ 和 24.8℃(表 1,b、d)。

表 1 流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusion of metamorphic rocks in Northern Fujian								
序号	主 岩	产出形式	类型	成 分	均一温度 Th(℃)	熔化温度 Tm(℃)	水充填度 FD	CO ₂ 密度 d
a	混合岩脉	孤立状	原生	CO ₂ -H ₂ O	27.1(CO ₂)	-56.6(CO ₂)	0.4	0.817
b	混合岩脉	沿裂隙	次生	CO ₂	14.5	-56.6		
c	混合岩脉	沿裂隙	次生	CO ₂ -H ₂ O	29.4(CO ₂)	-56.6(CO ₂)	0.2	0.710
d	混合岩脉	沿裂隙	次生	CO ₂	24.8	-56.7		
e	混合岩脉	沿裂隙	次生	H ₂ O 溶液	233~271	~-21		
f	石英脉	无规则三维分布	原生	CO ₂	-11.3~5.4	-56.6~-56.7	0.7	0.966~0.884
g	石英脉	沿裂隙	次生	CO ₂	21.2	-56.5		0.775
h	石英脉	沿裂隙	次生	CO ₂	27.1	-56.6		0.670
i	石英脉	沿裂隙	次生	CO ₂ -H ₂ O	25.3~25.7(CO ₂)	-56.5~-56.6(CO ₂)		
j,k	石英脉	沿裂隙	次生	H ₂ O 溶液	150~237	~-21		

混合岩脉中呈孤立状出现的 CO₂-H₂O 包裹体,CO₂ 相的均一温度(均一到液相)为 27.1℃(表 1,a),沿愈合裂隙分布的 CO₂-H₂O 包裹体的 CO₂ 相均一温度(均一到液相)为 29.4℃(表 1,c)。在石英脉中,CO₂-H₂O 包裹体数量很少,出现于水溶液包裹体的愈合裂隙中,CO₂ 相的均一温度(均一到液相)为 25.3 和 25.7℃(表 1,i)。



(A) CO_2 融化温度 (B) CO_2 均一温度 (C) 水溶液包裹体均一温度
空白为石英脉中包裹体 黑体为混合岩脉中包裹体

图 1 包裹体测温温度直方图

Fig. 1 Histogram showing microthermometric data of fluid inclusions

水溶液包裹体在所有样品中均有出现,特别是广泛存在于南山组石英脉中,水溶液包裹体分布的一个显著特点是,它们沿愈合的裂隙分布,有的裂隙局限于颗粒内部,少量贯穿颗粒边界。在水溶液包裹体的低温测量中,由于相变不明显而难以观察,只测到几个包裹体的冷冻数据。水溶液包裹体的熔化温度低于 0.0°C ,表明组分中存在盐类。冰的始熔温度接近于 -21°C ,根据 NaCl 水溶液的低共熔温度 -20.8°C (Crawford, 1981),可以确定包裹体中盐类以 NaCl 为主。用 Potter 等 (1978) 的公式计算的盐度为 $(4\sim 8)\text{wt}\%$,与许多变泥质岩石中的变质流体盐度范围一致 (Crawford and Hollister, 1986)。石英脉中水溶液包裹体的均一温度为 $150\sim 210^\circ\text{C}$ 和 $202\sim 237^\circ\text{C}$ (表 1, j, k),混合岩中水溶液包裹体的均一温度为 $233\sim 271^\circ\text{C}$ (表 1, e; 图 1C)。

4 流体包裹体的相对捕获顺序

确定流体包裹体的相对捕获顺序是包裹体研究中的一项非常复杂的工作,然而它对于了解流体成分及 $p-T$ 条件的演化来说意义重大,许多地质学家在这方面已做了大量工作,得到许多有借鉴意义的识别准则 (Roedder, 1984; Touret, 1981; Touret and Dietvorst, 1983 等)。在本区的研究中,石英脉中呈遍布晶体无规则三维分布的 CO_2 包裹体 (照片 1) 和混合岩中孤立产出的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体 (照片 2) 为原生包裹体,捕获于主矿物结晶之时,是本区流体包裹体中世代最早的。石英脉中的水溶液包裹体沿愈合裂隙分布 (照片 3),裂隙可以穿入原生 CO_2 包裹体的分布区;混合岩脉中也存在这种水溶液包裹体 (照片 4)。这种沿愈合裂隙分布的水溶液包裹体是次生的,其形成晚于原生包裹体。石英脉和混合岩中存在有沿愈合裂隙分布的 CO_2 包裹体 (照片 5),混合岩脉中的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体也有沿愈合裂隙分布的现象,这些包裹体形成都比较晚。最晚期的包裹体沿穿过几个晶体的平直裂隙分布,均为水溶液包裹体,直径 $< 1\mu\text{m}$,因而无法

进行显微测温。

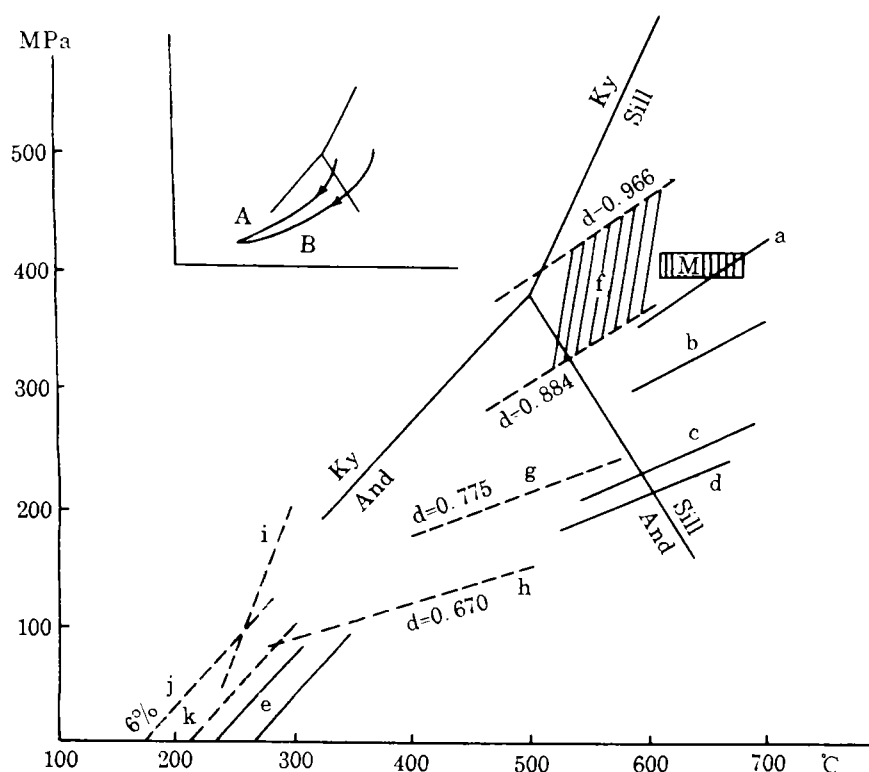
一般假定,在变质矿物中所观察到的流体包裹体是在变质作用热峰期或热峰期之后捕获的。较早的包裹体可能由于它们的主矿物在进变质作用期间的重结晶作用而被破坏。如果进变质的 p - T 轨迹具有比等容线更平缓的斜率,则在变质作用热峰期之前形成的残存包裹体也将被破坏(Crawford, 1981)。对于石英脉来说,原生包裹体可以反映脉体形成的 p - T 条件,如果脉体是同变质的分凝体,那么这一 p - T 条件将接近于岩石区域变质热峰期的 p - T 条件。后期热动力事件留下的信息则以矿物中的次生包裹体形式表现出来。对于混合岩脉也是如此,原生包裹体代表主矿物形成时的流体成分及 p - T 条件,晚期次生包裹体反映了后期流体的信息。

5 岩石抬升过程的 p - T - t 轨迹

麻源群是一套类复理石建造为主的岩石,大金山组岩石组合为含石墨黑云斜长变粒岩、云母石英片岩、斜长角闪岩、大理岩,特征变质矿物为夕线石、蓝晶石、石榴石、透辉石,为角闪岩相变质条件。根据共生矿物对计算的温压条件,大金山组混合岩化黑云斜长变粒岩为 600~700 °C (石榴石-黑云母), 400 MPa (石榴石-斜长石- Al_2SiO_5 -石英)。南山组岩石组合为黑云(二云)斜长变粒岩、黑云石英片岩,特征变质矿物为铁铝榴石、透辉石,石榴石-黑云母矿物对计算的温度为 530~580 °C,为绿帘角闪岩相。

由流体包裹体显微测温数据可以计算出流体的密度及与之对应的等容线,由此可以推测岩石演化的 p - T - t 轨迹。在变质岩中,不同世代流体包裹体的等容线与建立在矿物平衡基础上的峰期变质条件进行比较,可以估计岩石冷却和抬升过程中的 p - T 轨迹(Crawford and Hollister, 1986)。在本区的研究中,根据包裹体测温数据计算流体密度, CO_2 包裹体的密度和等容线根据 Swananberg (1980) 的计算方程及所给出的高温区等容线计算, CO_2 - H_2O 包裹体的等容线根据 Holloway (1981) 的计算程序得出,水溶液包裹体的等容线根据 Potter 和 Brown (1977) 的 H_2O -NaCl 体系等容线得到。

由包裹体测温数据(表 1)得到的流体密度及与之对应的等容线示于图 2。在混合岩中,呈孤立状分布的包裹体具有较高的密度,其中 CO_2 - H_2O 包裹体的等容线(a)穿过由矿物对确定的混合岩化 p - T 区间(图 2 中的 M 区),证明其为原生包裹体,捕获于主矿物形成之时。时显沿愈合裂隙分布的 CO_2 - H_2O 和 CO_2 包裹体(b、c 和 d)密度较低,捕获于主矿物形成之后的某一个时期,沿愈合裂隙分布的水溶液包裹体(e)也明显形成较晚。在南山组的石英脉中,原生 CO_2 包裹体(f)的密度最大,若变质峰期温度按石榴石-黑云母矿物对计算(530~580 °C),则由原生 CO_2 包裹体推测的压力为 360~400 MPa(图 2 中 f 区的斜线部分)。沿愈合裂隙分布的 CO_2 包裹体密度(g、h)较低,在石英脉中,一个样品的沿裂隙分布的 CO_2 包裹体和水溶液包裹体的等容线(h 和 k)相交于 $p = 85 \text{ MPa}$, $T = 285 \text{ °C}$;另一个样品的沿愈合裂隙分布的水溶液包裹体和 CO_2 - H_2O 包裹体的等容线(j 和 i)交于 $p = 100 \text{ MPa}$, $T = 265 \text{ °C}$ 。显然,石英脉中次生包裹体的等容线给出了 $p = 85 \sim 100 \text{ MPa}$, $T = 265 \sim 285 \text{ °C}$ 的温压条件范围。这些低密度 CO_2 包裹体和晚期水溶液包裹体的出现,以及它们的等容线相交于一个有限的 P - T 范围内,说明它们形成于岩石变



a、b、c、d、e 为太金山组混合岩脉中流体包裹体等容线; f、g、h、i、j、k 为南山组石英脉中流体包裹体等容线。M、f 分别为太金山组混合岩化与南山组峰期变质条件。a 为原生 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体, c 为次生 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体, b、d 为次生 CO_2 包裹体, e 为次生水溶液包裹体。f 为原生 CO_2 包裹体, g、h 为次生 CO_2 包裹体, i 为次生 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体, j、k 为次生水溶液包裹体。d 为纯 CO_2 包裹体的密度。6% 为水溶液包裹体的盐度。A、B 分别为南山组与太金山组抬升过程的 $p-T-t$ 轨迹。

图 2 流体包裹体等容线及推测的麻源群抬升过程 $p-T-t$ 轨迹

Fig. 2 Isochores of fluid inclusions and uplift $p-T-t$ paths of Mayuan Group

质期后历史中的一个具体事件, 这可能反映了剪切变形构造事件的温压条件。

前已述及, 流体包裹体捕获时的温压条件应位于根据显微测温所得到的包裹体的等容线上。含有不同世代流体包裹体的岩石, 其 $p-T$ 条件演化应经历捕获不同世代包裹体时的 $p-T$ 条件; 反之, 用不同世代流体包裹体捕获时的温压条件可以描绘出岩石演化的 $p-T-t$ 轨迹, 亦即岩石演化的 $p-T-t$ 轨迹应穿过不同世代流体包裹体所确定的不同斜率的等容线。由于变质岩中的流体包裹体通常捕获于岩石变质峰期之后, 所以可用于推测岩石变质峰期之后即抬升过程的 $p-T-t$ 轨迹。对于南山组岩石而言, 抬升轨迹始于由矿物对计算的峰期变质温度 $530\sim 580^\circ\text{C}$, 以及由矿物对温度与原生 CO_2 包裹体等容线共同确定的峰期压力 $360\sim 400\text{MPa}$, 即图 2 中的 f 温压区。该组岩石在峰期变质作用之后的抬升 $p-T-t$ 轨迹必然穿过由沿愈合裂隙分布的次生 CO_2 包裹体确定的等容线 g, 以及由次生 CO_2 包裹体和水溶液包裹体等容线 (h、k、i、j) 确定的剪切变形事件的温压区 ($p=85\sim 100\text{MPa}$, $T=265\sim 285^\circ\text{C}$), 最后得到南山组抬升过程的 $p-T-t$

轨迹如图 2 中 A 所示。由共生矿物对计算的大金山组混合岩化温压条件为 600~700℃、400MPa(图 2, M 区), 由孤立状分布的原生 CO₂-H₂O 包裹体的等容线 a 穿过这一温压区。大金山组混合岩化作用之后的抬升 p - T - t 轨迹始于 M 区, 并穿过由次生 CO₂-H₂O 包裹体(c)、次生 CO₂ 包裹体(b、d)及次生水溶液包裹体(e)的等容线, 得到的 p - T - t 轨迹为 B(图 2)。南山组与大金山组岩石抬升过程的 p - T - t 轨迹形状相似, 为凸向温度轴的顺时针方向, 与 England 和 Thompson(1984)模拟的大陆地壳增厚时区域变质岩石抬升过程的 p - T - t 轨迹相似。

6 CO₂ 来源及流体演化特点

流体包裹体分析结果说明, 本区早期流体成分以 CO₂ 为主, 石英脉和混合岩脉中大量存在的原生 CO₂ 及 CO₂-H₂O 包裹体均说明了这一点。有关变质岩中流体包裹体 CO₂ 的来源已有许多研究, 一般认为有两种来源, 一是来源于围岩本身, 由碳酸盐分解或石墨及含碳物质的氧化形成; 另一个是深源成因, 来源于地幔脱气作用(Crawford, 1981)。Touret 和 Dietvorst(1983)认为, 在上地壳, 流体包裹体在一定程度上反映了主岩的成分, 以内部缓冲(Internal buffering)机制为主, 而在深部地壳(麻粒岩相)和上地幔, CO₂ 来源于深部, 以外部缓冲(External buffering)机制为主, 稳定同位素研究也证实了这两种来源(Duke 等, 1990; Hoofs and Touret, 1975)。在缺乏稳定同位素数据的情况下讨论本区的 CO₂ 来源不能得出非常确切的结论, 但 CO₂ 极有可能来源于围岩本身。泥质岩石中的有机物和碳的含量本就较高, 大金山组中普遍存在的晶质石墨也说明这一点。在进变质过程中, 含碳有机物氧化形成 CO₂ 而被捕获于石英分凝体中。南山组中石墨含量相对大金山组较低, 可能是由于上部岩石处于氧逸度较高环境, 因而碳不能以石墨形式存在。CO₂ 包裹体在混合岩中的存在也非常广泛, Hollister(1988)认为, 由深熔作用形成的混合岩, CO₂ 来源于有石墨参与的进变质反应。本区混合岩缺少深熔作用的证据, 但地层中广泛存在的石墨在混合岩化过程当中, 可以通过与流体反应而形成 CO₂, 这无疑应是混合岩中流体包裹体 CO₂ 的来源之一。

石英脉中的流体包裹体成分表明, 早期流体以 CO₂ 为主, 晚期以水溶液为主。从 CO₂-H₂O 体系的综合实验资料来看, 纯 CO₂ 和 H₂O 混合物的溶线峰顶在 100MPa 时为 275℃, 当有电解质存在时溶线大大提高, 加入 6wt%NaCl 时溶线峰顶为 420℃左右(Hollister, 1981)。由于捕获时的温度较高, 混合岩中原生 CO₂-H₂O 包裹体是 CO₂ 与 H₂O 的混溶物。随着温度的降低, 后期流体发生 CO₂ 与 H₂O 的不混溶作用而被分别捕获。石英脉和混合岩中的后期 CO₂-H₂O 包裹体成分表明, 由于捕获温度较低, CO₂ 和 H₂O 混溶是有限的(表 1)。总之, 本区的流体演化, 早期以 CO₂(石英脉)和 CO₂ 与 H₂O 的混溶流体(混合岩)为主, 随着温度的降低 CO₂ 和 H₂O 产生不混溶而成为两种成分的流体被分别捕获。最晚期的水溶液包裹体表明, 变质岩区最后阶段的流体活动以 H₂O 为主。

本文工作过程中得到孙大中研究员和李岩同志的指导和帮助, 特此致谢。

胎5次至英脉包滋意合製陳參

参考文献

- 1 甘晓春,等. 闽北前寒武纪基底的地质年代学研究. 福建地质,1993,12,17~32
- 2 Crawford M L. Fluid inclusion in metamorphic rocks, low medium grade. In Hollister L S and Crawford M L. Eds. , Mineralogical Association of Canada Short Course in Fluid Inclusions, Application to Petrology, 1981. 241~267
- 3 Crawford M L and Hollister L S. Metamorphic fluids; the evidence from fluid inclusions. In fluid—Rock Interactions During Metamorphism (eds. J. V. Walther and B. J. Wood). Advance in Phys. Geochem. Vol. 5, 1986, 1~35
- 4 Duck E F, et al. Fluid Inclusion and carbon isotope study of quartz—graphite veins, Block Hill, South Darota and Ruly Range Montana. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990, 54, 683~698
- 5 Hoefs J and Touret J. Fluid inclusion and carbon isotope study from Bamble granulites (South Norway). Contrib. Mineral. Petrol. 1975, 52, 165~174
- 6 Hollister L S. On the origin of CO₂—rich fluid inclusions in migmatites. J. Metamorphic Geol. 1988, 6, 467~474
- 7 Hollister L S, et al. Practical aspects of microthermometry. In; Hollister L S and Crawford M L. Eds. Mineralogical Association of Canada Short Course in Fluid Inclusions, Application to Petrology, 1981, 278~304
- 8 Potter R W II and Brown D L. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 C to 500 C and pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. U. S. Geol. Survey Bull. 1977, 1421—c, 36
- 9 Potter R W II, et al. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solution. Econ. Geol. 1978, 73, 284~285
- 10 Roedder E. Inclusion. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 1984, 12
- 11 Sisson V B and Hollister L S. A fluid—inclusion study of metamorphosed pelitic and carbonate rocks, south—central Maine. Am. Mineral. 1990, 75, 59~70
- 12 Swanenberg H E C. Phase equilibria in carbonic systems and their application to freezing studies of fluid inclusions. Contrib. Mineral. Petrol. 1980, 68, 303~306
- 13 Thompson A B and England P C. p - T - t paths of regional metamorphism. J. Petrol. 1984, 25, 894~955
- 14 Touret J. Fluid inclusions in high—grade metamorphic rocks. In Hollister L S and Crawford M L. Eds. Mineralogical Association of Canada Short Course in Fluid Inclusions, Application to Petrology, 1981 182~204
- 15 Touret J and Dietvorst P. Fluid inclusions in high—grade anatexitic metamorphites. J. geol. Soc. London; 1983, 140, 635~649

A STUDY OF FLUID INCLUSIONS ON METAMORPHIC ROCKS OF MAYUAN GROUP, NORTHERN FUJIAN PROVINCE; UPLIFT $P-T-t$ PATHS

Can Xiaochun

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170)

Abstract

Fluid inclusions are studied in quartz veins and migmatitic veins in Mayuan Group, Northern Fujian province. Three types of fluid inclusions, CO_2 , $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and aqueous inclusion are identified. Petrographic studies of fluid inclusions show that they are of different generations. Based on the isochores of fluid inclusion according to the microthermometries and their time sequence of entrapment, the uplift $p-T-t$ paths of Manshan Formation after peak metamorphism and Dajinshan Formation after migmatization have been inferred. They display a clockwise direction and convex toward the temperature axis. The $P-T$ condition at which the shear deformation of quartz veins occurred is $P=85-100\text{MPa}$, $T=265-285^\circ\text{C}$. The fluid composition evolved from CO_2 -rich fluid in the early period to aqueous fluid later. CO_2 is derived from host rocks.