

[文章编号] 1005-9539(2002)04-0394-05

龙门山中段推覆体内流体包裹体特征

王国芝^{1,2} 刘树根² 徐国盛² 李国蓉²

(1. 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002; 2. 成都理工大学)

[摘要] 采用流体包裹体研究和地质研究相结合的方法, 研究了龙门山茂汶推覆体和彭灌推覆体内流体特征, 讨论了盆山间流体的温度、盐度变化规律和流体可能的流动方向。研究表明推覆体内流体的均一温度为 101.9~226℃, 压力为 13.5~18.0 MPa, 密度为 0.91~1.14 g/cm³。从茂汶推覆体至彭灌推覆体, 流体的盐度具有增高、温度总体有降低特征; 靠近造山带一侧的盆地内流体, 其盐度和温度明显低于造山带内推覆体中的流体。在推覆体内部, 从推覆体前锋到主滑面流体的均一温度逐渐降低。断层是流体运移的主要通道, 盆山间流体有运移和热交换, 盆地流体有可能通过滑动面被带入造山带内部。

[关键词] 龙门山; 推覆体; 流体; 流体迁移

[分类号] P542 **[文献标识码]** A

越来越多的矿床学、岩石学和地球化学研究表明^{[1]~[6]}, 在地壳范围内存在着大规模的流体活动^{[1],[7]~[9]}。地壳内的滑脱构造带, 是良好的流体储积场所和地球深部的超高压流体房, 其内存在大范围富含金属和烃类的活动流体^{[10],[11]}。龙门山造山带以冲断推覆构造发育著称^{[12]~[14]}, 在地壳内存在多层次的推覆滑脱构造带^{[12],[13]}, 它们应是良好的流体运移和储积场所。喜马拉雅期的快速隆升使这些深埋于地腹的滑脱带被抬升至地表, 为我们研究推覆过程中的流体特征提供了良好的机会。但是, 这项研究在该区尚未展开, 本文试图通过现今保存于推覆滑脱面中流体包裹体的研究, 揭示冲断推覆过程中流体的特征, 探索盆山系统中流体运移通道和轨迹。

1 地质背景

龙门山造山带位于扬子地台的西缘, 在北段和中段, 造山带呈北东向展布, 向南由北东向转为近南北向。造山带东以东北走向的映秀—北川断裂为界, 与川西前陆盆地相分隔。从北西向南东, 可将龙门山造山带—川西前陆盆地分为 5 个

带^[12], 它们依次为: 松潘—甘孜褶皱带、茂汶—汶川—陇东韧性剪切带、龙门山逆冲推覆构造带、龙门山前陆滑脱拆离带和川西前陆盆地。推覆构造主要发育于茂汶—汶川—陇东韧性剪切带和龙门山逆冲推覆构造带内。茂汶—汶川—陇东韧性剪切带在燕山期具有明显的左旋走滑特征, 其后主要以逆冲推覆作为主要构造变形方式, 在传统上被称为茂(县)汶(川)推覆体。在龙门山中段, 龙门山逆冲推覆带主要由彭灌杂岩构成, 被称为彭灌推覆体。彭灌杂岩属于扬子地台基底, 它主要由晋宁—澄江期花岗岩和少部分中上元古界变质岩构成。彭灌推覆体以映秀断裂作为推覆滑动面, 向南东逆冲推覆至川西前陆盆地上三叠统须家河组之上, 在彭灌推覆体的前缘发育了宽达 200 余米的破劈理化带, 在推覆体内部发育了一系列大致与主断裂平行的次级断裂。映秀断裂以脆性变形为主, 断层面西倾, 浅部断层倾角变陡, 向深部逐渐变缓至水平。

茂汶推覆体主要由一套中浅变质的板岩、千枚岩和片岩构成。它以茂汶断裂作为推覆滑脱面向南东推覆至彭灌推覆体之上, 在推覆体的下盘

[收稿日期] 2001-04-24

[基金项目] 国家 973 项目(G1999043309)

[作者简介] 王国芝(1964—), 男, 博士, 副教授, 造山带地质学、地球化学专业。(E-mail: wangguozhi66@163.net)

形成了一宽达 1 km 糜棱岩带。茂汶断裂带主要以韧性变形为主,属于深部构造层次的断裂;断层倾向北西,地表断层倾角一般为 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$,向深部倾角变缓趋于近水平。在茂汶推覆体内部发育了一系列与茂汶断裂相平行的断裂。

2 脉体的产出特征

在造山带内部,脉体主要分布于茂汶断裂带、茂汶推覆体的前锋、彭灌推覆体内的主逆冲推覆滑动面或次一级的冲断带内,脉体平行于冲断面或位于冲断面之上或之下邻近区域,脉体最宽处达 1 m 厚,一般厚为 10~20 cm,呈透镜体状自然尖灭。以石英脉为主,仅一个地质点见方解石与石英共生,方解石主要位于脉壁,自形,粒径达 1~4 cm 大小,石英脉分布于中心;局部地段也见石英与方解石在脉体中心共生。该期脉体有明显的塑性变形特征,石英呈拉长的毛发状或拔丝状。围岩多为变形程度强弱不同的初糜棱岩-千糜岩。

在盆山结合部,盆地脉体主要集中分布于盆地的边界断裂—映秀断裂带中,远离主断层带脉体则不发育。脉体具有极强的分带性,远离断层带的彭灌推覆体内脉体主要以石英脉为主,在断层带附近的上下盘中则变为以石英脉与方解石脉共生为主;远离断层带进入盆地,脉体主要为方解石,很少见及石英脉体,而且脉体的丰度也突然减少。

脉体的产出特征表明,断裂带是冲断推覆作用过程中流体运移的主要通道。盆山间脉体的空间分布特征,则暗示盆山间的边界断裂是造山带流体和盆地流体进行交换的主要场所。

3 流体包裹体类型及特征

流体包裹体采样位置如图 1 所示,包裹体特征如表 1 所示。下面对茂汶推覆体和彭灌推覆体内流体包裹体类型和特征分别予以说明。

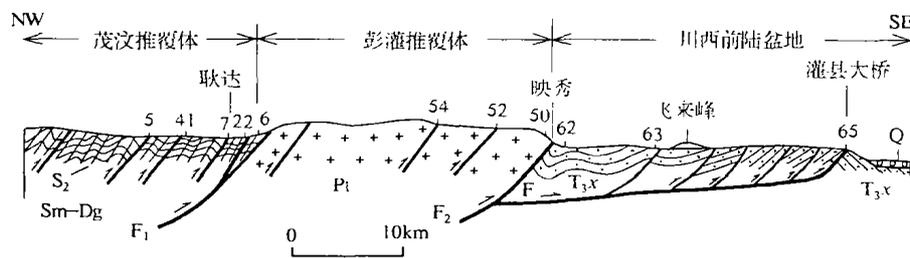


图 1 流体包裹体采样位置图

Section showing the locations of fluid inclusion samples

Q. 第四系; T_{3x} . 须家河组; Sm-Dwg. 茂县群-危关群; Pt. 彭灌杂岩。

F_1 . 茂汶断裂; F_2 . 映秀断裂; S_2 . 第二期片理; 5~65 为样品编号

茂汶推覆体: 石英脉中包裹体分布不均,局部较多,呈群状或星散状分布,包裹体形态以椭圆形、不规则状为主,少数为浑圆形,偶见负晶形。包裹体大小悬殊,以 5~12 μm 为主,也有少量极细小($< 3 \mu\text{m}$)和巨大($> 40 \mu\text{m}$)的包裹体。包裹体类型以气液比为 2%~5%的水包裹体为主,伴生有少量单相水包裹体,局部出现较多的气相比 $> 10\%$ 的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体(室温 $+10^{\circ}\text{C}$ 以下,多数呈三相)(表 1)。此外,石英脉包裹体中还发现有灰黑色的有机质包裹体及少量 CO_2 和碳氢化合物包裹体,这类包裹体形态很不规则,气相比常在 30%左右,而且气相界线粗黑,多数沿微裂纹分布。在方解石脉体中局部出现较多的包裹体,较

均匀地成群分布,形态以负晶形为主,其次为不规则形、浑圆形等,大小多在 $10 \mu\text{m}$ 左右,类型为气液比为 1%的水溶液包裹体和单相水包裹体(表 1)。

彭灌杂岩推覆体: 石英脉中包裹体相对较前者简单,主要呈星散状和群状分布,少数沿裂纹出现。形态以浑圆状、长条状、不规则状为主。大小变化大,主要为 5~10 μm 。本区石英脉中包裹体类型为:气液比 2%~5%的二相水包裹体;含子矿物的多相包裹体(子矿物多为四方晶,可能为石盐);单相有机质包裹体,形状极不规则,体积相对较大,灰黑色。

由流体包裹体反映出冲断作用过程的流体为 $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ 的多相盐水流体。

表 1 流体包裹体特征
Characteristics of fluid inclusions

构造带	样号	脉体类型	测定个数	平均大小/ μm	特征形态	分布	包裹体类型	$t_{\text{均}}/^\circ\text{C}$	盐度 $W_{\text{NaCl}}/\%$	p/MPa
茂汶	5	Q	10	一般 5, 少数 >10	椭圆形为主, 次为不规则状	沿内裂纹呈线型产出, 部分为星散状	L-V 为主, 气液比为 2%~5%, 伴生少量 L, 局部出现较多气液百分比 >10% 的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体, 少量单相有机质包裹体	$\frac{203\sim 245}{226.7}$		
	41	Cc	6	细小, 多数 <3, 少数 >5	浑圆形, 负晶形和三角形	成群出现, 少数呈星散状	L 为主, 伴生少量 L-V, 气液比大多数为 1% 士, 少数 5%~10%	$\frac{166\sim 195}{178.7}$		
推覆体	41	Q	10	10~20, 个别 >60	浑圆形和不规则状为主	星散状和群状为主, 少数沿裂纹	$\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体为主, 气液比为 2%~5%	$\frac{194\sim 207}{202.1}$	$\frac{12.99\sim 15.24}{14.13}$	$\frac{13.5\sim 18.0}{15.83(3)}$
	7	Q	8	多数 <3, 少数 >5	不规则状和椭圆形	星散状	(1) L 和 L-V, 气液比为 5% 士; (2) CO_2 和 CH 包裹体, 气相体积比 >30%;	$\frac{157\sim 238}{212}$		
覆体	22	Q	10	10, 少数 >20	不规则状, 浑圆形	星散状和沿一定方向呈线状	L-V 为主, 气液比为 2%~5%	$\frac{112\sim 132}{122}$	$\frac{5.87\sim 7.58}{6.61(6)}$	
	43	Q	5	5~10, 少数 >10	不规则状, 浑圆形	星散状和群状沿微裂纹分布	主要为 V, 可能为 CO_2 或有机气体, 次为 L	$\frac{140\sim 160}{146.8}$		
体	8	Q	5	大小悬殊, 多为 8~12, 少数 >40	不规则状为主, 次为浑圆形	分布不均, 呈星散状和群状, 少数沿微裂纹	L-V 为主, 气液比为 2% 士, 伴生多量有机质包裹体	$\frac{102\sim 173}{132.4}$	$\frac{12.65\sim 15.24}{14.12(6)}$	
	8	Cc	5	10	负晶形为主, 次为不规则状	分布不均, 呈星散状和群状	L-V 为主, 气液比为 1% 士	$\frac{180\sim 189}{184.8}$		
彭灌	54	Q	9	5~10	不规则状, 少数为浑圆形和长条状	星散状	L-V 为主, 气液比为 2%~5%, 伴生部分 L	$\frac{133\sim 165}{146.6}$		
推覆体	52	Q	10	5~8, 少数 >15	浑圆形为主, 次为不规则状	均匀成群分布	三种类型 (1) 含子矿物多相包裹体, 占 55%, 子矿物为石盐; (2) L-V, 占 40%, 气液比为 2% 士; (3) 单相有机质包裹体 (5%)	$\frac{170\sim 200}{188.2}$	$\frac{28.77\sim 30.81}{30.04(7)}$	
体	50	Q	10	多为 5, 少数 >10	浑圆形和椭圆形, 次为长条形和不规则状	大部分成群出现, 部分呈星散状	L-V 为主, 气液比为 2% 士, 伴生少数气相比 >10% 的含 CO_2 或有机质包裹体	$\frac{95\sim 106}{101.9}$	$\frac{14.52\sim 16.72}{15.67(6)}$	

1. 脉体类型: Q 为石英, Cc 为方解石; 2. 包裹体类型: L 为纯液相, L-V 为气液两相; 3. 均一温度/盐度/压力: 变化范围/平均值 (样品个数); 4. 包裹体由成都理工大学包裹体研究室蔡建明分析。

4 流体包裹体的物理性质

4.1 均一温度

采用均一法测得的各个样品的均一温度平均值介于 101.90~226.7 $^\circ\text{C}$ (表 1), 总体为 167.7 $^\circ\text{C}$ 。在茂汶推覆体内, 同期结晶沉淀的石英的流体包裹体均一温度, 具有从推覆体内部至主滑面温度逐渐降低的特征, 即由 226.7 $^\circ\text{C}$ (5 号样) \rightarrow 202.0 $^\circ\text{C}$ (41 号样) \rightarrow 132.4 $^\circ\text{C}$ (8 号样)。彭灌推覆体内流体包裹体均一温度的演变规律性较茂汶推覆体差, 但仍总体具有向盆地一侧温度降低的特征。在主断裂带附近, 流体的均一温度相对偏低, 如 50 号、8 号、22 号样品 (表 1), 这可能因主断裂

带往往是外来流体、尤其是地表水下渗的主要通道, 下渗的大气降水与之混合使其形成较低温的流体; 另一方面可能是因为断裂带是开放环境, 其内流体易于散热致使均一温度降低。另外, 分布于石英脉边缘的方解石, 其均一温度明显地高出石英的结晶温度许多, 这说明流体物化条件的快速改变。在 8 号样品中, 方解石较石英结晶早, 方解石沉淀后, 由于外来低温流体的加入, 使形成石英脉的流体均一温度降低。在 41 号样品中, 方解石主要分布于脉体中心, 表明石英先结晶后, 由于温度降低和流体的介质条件发生了改变, 使石英的溶解度变大而停止结晶, 方解石的溶解度降低而

沉淀,从而造成方解石的流体包裹体均一温度比石英脉流体包裹体均一温度低。

在彭灌推覆体之下的川西前陆盆地内部,从流体包裹体测温表明,其均一温度介于 89~120℃,而且远离主滑面向盆地内部,流体的温度降低,它不仅再次说明主滑面是流体运移的主要通道,而且盆山间具有热流的交换。

4.2 盐度

对于不含子矿物的流体包裹体,采用冷冻法测定其冰点,据 Potter(1997)所得出的溶液盐度与冰点的函数关系:

$$W=0.001+1.7695\times t-4.2384\times 10^{-2}\times t^2+5.2778\times 10^{-4}\times t^3\pm 0.028$$

求出盐度。式中, t 为包裹体的冷冻温度(℃), W 为溶液盐度。对于含子矿物(石盐)的多相包裹体,利用加热法测定出石盐子矿物的溶化消失温度,从而求得包裹体流体的含盐度如表 1 所列。

从表 1 中可以看出,两推覆体内流体的含盐度介于 6.61%~30.04%(NaCl)。在茂汶推覆体和彭灌推覆体内,均存在两种盐度不同的流体。两推覆体内所存在的大致相同盐度的流体(14.13%和 15.67%),可能属于同一种来源的流体。彭灌推覆体内另一种高盐度(30.04%)流体的温度明显高于盐度为 15.67%的流体,可能指示二者为两种不同来源的流体。而茂汶推覆体内的低盐度流体与高盐度流体的温度变化无规律性,难以确定它们是否是同一种或不同的两种流体。从两推覆体内流体盐度的空间分布规律看,茂汶推覆体内的流体含盐度介于 6.61%~14.13%(NaCl),平均为 11.62%;彭灌推覆体内的流体盐度为 15.67%~30.04%(NaCl),平均为 22.85%;流体的盐度具有从茂汶推覆体至彭灌推覆体盐度增加的特征。

研究表明,推覆体之下的川西前陆盆地内流体的盐度十分低,集中于 1.309%~2.06%(NaCl)。将造山带和盆地内流体盐度对比不难发现,从造山带内部的推覆体到盆地,流体的盐度总体是降低的。

4.3 压力

通过测定石英脉中流体包裹体流体的 CO₂ 相体积比,CO₂ 相变温度及其同生的水包裹体的均一温度,采用 CO₂ 等值线法估算该期流体的形

成压力为 13.5~18.0 MPa,平均为 15.83 MPa,压力值明显低于盆转山过程中的平均压力值(25.0 MPa)。

4.4 密度

流体的密度根据 NaCl-H₂O 液相包裹体的密度式计算获取^[15]。其计算公式为:

$$\rho=A+B\times t+C\times t^2$$

其中: $A=0.993\ 531+8.721\ 47\times 10^{-4}\times W+2.439\ 75\times 10^{-5}\times W^2$; $B=7.116\ 52\times 10^{-5}+5.220\ 8\times 10^{-5}W+1.266\ 56\times 10^{-6}\times W^2$; $C=-3.449\ 7\times 10^{-6}+2.121\ 24\times 10^{-7}W-4.523\ 18\times 10^{-9}\times W^2$ 。式中: ρ 为流体密度(g/cm³), t 为包裹体的均一温度(℃), W 为盐度(% NaCl)。由此计算出茂汶推覆体内流体的密度为 0.90~0.97 g/cm³,彭灌推覆体内流体的密度为 0.91~1.14 g/cm³。

5 流体流动讨论

在挤压体制下形成的造山带和前陆盆地系统中,由于构造挤压排液,流体一般由造山带和冲断带向相邻的盆地迁移^{[16]~[18]},数值模拟也可证实这一点。同样在挤压体制下的板块俯冲碰撞带,增生楔中的流体可以被带入地球的深部^{[20],[21]}。研究区正是处于这样一种挤压构造背景。流体是从造山带向盆地迁移,还是随着盆地向造山带下俯冲,被带入到造山带内部?这是一个十分值得注意的问题。

前面对流体包裹体的研究表明,两推覆体内均存在着不等量的有机质包裹体。而赋含有机质包裹体寄主脉岩的围岩均为变质岩、糜棱岩和花岗岩。花岗岩形成于晋宁—澄江期,它不可能提供有机质;同样的,变质岩也难以以为流体提供有机质,说明含有机质包裹体的流体属于外来流体。研究表明,在盆转山过程中所形成的变质流体中也赋含有机质包裹体。因而,两推覆体内脉体中的有机质包裹体可能有两种来源:(1)封闭保存于造山带内早期的变质流体;(2)直接来源于川西前陆盆地。盆地内大量天然气和煤的存在,表明盆地内有机质丰富。如果流体来源于前者,则说明在推覆作用过程中,造山带流体向盆地迁移;如果来源于后者,则暗示盆地流体被带入到造山带内部。无论是哪一种情况,均说明盆山间流体有交换和运移。从川西前陆盆地赋含多层位的热卤水和与盆地相邻

的彭灌推覆体的高盐度特征,使我们有理由相信,盆地的流体有可能被带入到造山带内。

6 结 论

通过前面的论述,我们可以得到以下几点认识:(1)推覆体中的流体主要为 $H_2O-CO_2-NaCl \pm (CH)$ 的多相盐水流体,流体的均一温度为 $101.9 \sim 226\text{ }^\circ\text{C}$, 压力为 $13.5 \sim 18.0\text{ MPa}$, 密度为 $0.91 \sim 1.14\text{ g/cm}^3$ 。(2)从茂汶推覆体至彭灌推覆体,流体的盐度具有增高的特征;温度总体有降低特征;在推覆体内部,从推覆体前锋到主滑面流体的均一温度逐渐降低。(3)从造山带至盆地流体的盐度和温度总的是降低。(4)断层是流体运移的主要通道,盆山间流体有运移和热交换,盆地流体有可能通过滑动面被带入造山带内部。

[参 考 文 献]

- [1] Sverjensky D A, Garven G. Tracing great fluid migration[J]. *Nature*, 1992, 356: 481-511.
- [2] Young E D. Fluid flow in metamorphic environment [J]. *Rev Geophys*, 1995, 33 (suppl): 41-52.
- [3] Rtwright W L. Fluid migration and vein formation during deformation and greenschist facies metamorphism at Ormiston Central Australia[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 1994, 12(4): 373-386.
- [4] Fyfe J M. A historical review of metamorphic environments[J]. *Journal of Grophys*, 1994, 99B: 15487-15489.
- [5] Leclair A D. Crustal-scale auriferous shear zones in the central superior province, Canada[J]. *Geology*, 1993, 21: 399-402.
- [6] Fyfe W S, Kerrich R H. Fluids and thrusting[J]. *Chemical Geology*, 1985, 49: 353-362.
- [7] Fyfe W S, Price N J, Thompson A B. Fluids in the earth's crust[M]. *Elsiver Scientific Publishing Company*, 1978. 1-363.
- [8] Mountain B W, William J A E. Mass transfer and path of metasomatic reaction in mesothermal gold deposits: an example from Flambeau Lake, Ontario[J]. *Economic Geology*, 1996, 91(2): 302-321.
- [9] Ragnarsdottir K V, Oelkers E H. Geochemistry of crustal fluids: a Tyrolean perspective[J]. *Chem Geol*, 1998, 151: 1-9.
- [10] Tobin H J. Fluid pressure in the frontal thrust of the orogen accretionary prism: experimental constrains [J]. *Geology*, 1994, 22: 979-982.
- [11] Fisher A T. Relation between permeability and effective stress along a plate-boundary complex[J]. *Geology*, 1996, 24:307-310.
- [12] 刘树根. 龙门山冲断带与川西前陆盆地的形成演化[M]. 成都:成都科技大学出版社,1993.
- [13] 罗志立,刘树根,赵锡奎,等. 龙门山造山带的崛起和四川盆地的形成与演化[M]. 成都:成都科技大学出版社,1994.
- [14] 林茂炳,苟宗海,王国芝,等. 龙门山造山带造山模式研究[M]. 成都:成都科技大学出版社,1996.
- [15] 刘斌. 利用流体包裹体及其主矿物共生平衡的热力学方法计算形成温度和压力[J]. *中国科学*, 1987, (3):303-310.
- [16] Oliver J. Fluids expelled tectonically from orogenic belts; Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena[J]. *Geology*, 1986, 14: 99-102.
- [17] Hairuo Q, Eric M. Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier, Western Canada Sedimentary Basin [J]. *Geology*, 1992, 20: 903-906.
- [18] Garven G. A hydro geologic model for the formation of the giant oil sand deposits, Western Canadian Sedimentary Basin [J]. *American Journal of Science*, 1989, 289: 105-166.
- [19] 刘伟. 造山过程中的流体-岩石相互作用和质量传输的评述[J]. *地质论评*, 2000, 46(4): 371-383.
- [20] 王安建,金巍,孙丰月,等. 流体成矿与预测[J]. *矿床地质*, 1997, 16(3): 278-288.

CHARACTERISTICS OF FLUID INCLUSIONS IN THE CENTRAL LONGMENSHAN NAPPE

WANG Guo-zhi^{1,2}, LIU Shu-gen², XU Guo-sheng², LI Guo-rong²

(1. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang*; 2. *Chengdu University of Technology*)

Abstract: Combining fluid inclusion studys with geological research, the authors study characteristics of the fluid in the Maowen nappe and Pengguan nappe in central Longmenshan and discuss the change of temperature and salinity, and the possible migration path of the fluid. The studies indicate that homogeneous temperature, pressure and density of the fluid in the nappes were $101.9 \sim 226\text{ }^\circ\text{C}$, $13.5 \sim 18.0\text{ MPa}$ and $0.91 \sim 1.14\text{ g/cm}^3$. The salinity increased while temperature decreased from the Maowen nappe to the Pengguan nappe. Close to orogen, the salinity and temperature of the fluid in the western Sichuan forland basin were lower than that in the nappe located in orogen. The homogeneous temperature in the nappe decreased gradually from the nappe front to the fault surface underlying the nappe. Fault is the main channel-way for fluid migration; there was exchange of heat flow and fluid migration and basin fluid may be transported into orogen.

Key words: Longmenshan; nappe; fluid; fluid migrarion