

文章编号:0258-7106(2005)03-0305-12

青海大场金矿床流体包裹体特征及其地质意义*

赵财胜^{1,2}, 孙丰月², 毛景文^{1,3}, 丁清峰², 赵俊伟^{2,4}, 李世金^{2,4}

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061;

3 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 4 青海地质调查院, 青海 西宁 810001)

摘要 采用 Linkam 冷热台和 Renishaw 激光拉曼光谱仪对大场金矿床石英-方解石中的原生流体包裹体进行了系统研究。结果表明, 流体包裹体类型主要有气液两相、含 CO₂ 三相及富 CO₂ 包裹体。测温结果显示成矿流体温度为 180~260℃, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.2%~8.3%, 密度为 0.69~0.78 g/cm³, 计算成矿压力为 40.33~86.69 MPa, 由压力值估算成矿深度为 5.03~7.63 km。成矿流体以 H₂O-CO₂ 为主, 含少量 CH₄、H₂S、CO、N₂ 及 H₂, 并有微量的 C₂H₂、C₂H₄、C₂H₆、C₃H₈ 及 C₆H₆ 等有机质。成矿流体主要来源于大气降水, 并混有建造水和少量岩浆水。在金的成矿作用过程中流体不混溶作用和有机质的存在起了重要作用。

关键词 地球化学; 流体包裹体; 地质意义; 大场金矿床; 青海

中图分类号: P618.51

文献标识码: A

大场金矿床位于青海省玉树州曲麻莱县境内, 其地理坐标为东经 96°14'45"~96°18'00", 北纬 35°15'45"~35°19'00"。该金矿自 1997 年由原青海省第四地质队发现以来至今, 矿产普查勘探工作取得了重大突破, 证实其储量已达大型规模, 金资源量约 140 余吨^①。由于大场金矿床发现较晚, 并受自然地理条件所限, 其总体研究程度极低。前人的研究主要是在区域地质背景及构造演化的基础上, 对区域金矿成矿作用和大场金矿床的地质特征及矿床类型方面进行了讨论(张德全等, 2001; 包存义等, 2003; 丰成友等, 2004)。本文通过对大场金矿床发育的原生流体包裹体的研究, 总结了成矿流体的特征, 并探讨了金矿床成矿流体的来源及成矿作用。

1 矿床地质特征

大场金矿床位于松潘-甘孜印支褶皱系北巴颜喀拉造山带。矿区出露地层简单, 主要为三叠系巴颜喀拉山群中亚群(Tby)砂岩、板岩互层, 是矿区内的赋矿地层。砂岩与板岩构成韵律互层, 显示了典型的浊流沉积特征, 其中的碳质板岩含金较高。少量二叠系布青山群马尔争组(P₁m)地层分布在矿区北东角的甘德-玛多断裂带之间。甘德-玛多深大断裂为区内最大的断裂构造, 受其影响, 两侧地层中次级羽毛状断裂构造及褶皱构造较为发育。该断裂走向北西-南东, 倾

向北东, 倾角 60°左右, 为脆-韧性逆断层, 破碎带宽 20~200 m。破碎带中硅化、黄铁矿化发育, 为含矿热液提供了有利的通道。受甘德-玛多深大断裂的影响, 该断裂南侧, 即断裂带下盘的中三叠统巴颜喀拉山群的砂岩、板岩互层地层中次级断裂、层间破碎带非常发育, 呈羽毛状平行展布, 走向 110~130°, 倾向 SW, 倾角 40~60°, 为区内含矿构造。这些含矿破碎蚀变带宽一般 1~20 m, 长多在 1 km 以上, 断层面在走向和倾向上表现为舒缓波状, 形成的各种构造岩(如碎斑岩、糜棱岩等)内常发育有网状状、细脉状和透镜状石英脉。矿区内未见岩体出露, 但区内矿化作用与岩浆侵入活动关系密切, 地球物理资料显示大场金矿区深部存在中酸性隐伏岩体^②。

到目前为止, 在大场金矿床共圈定出 35 个金矿体, 主要分布在大场河以北宽 3 km、长约 5 km 的范围内(图 1)。矿体赋存于甘德-玛多主断裂南西侧(下盘)。金矿体严格受构造破碎蚀变带控制, 其规模与破碎带有关, 破碎带规模大、蚀变强烈, 则金矿体规模大、品位高; 反之则规模小、品位低。控矿破碎蚀变带与主断裂带平行展布, 系主断裂派生的次级断裂。金矿体分布由北向南似具等距性, 相间 400~600 m。矿体形态简单, 多呈条带状、似层状、豆荚状和透镜状, 沿走向具波状弯曲、膨大缩小、分枝复合及分叉现象。沿倾向变化规律目前还不太清楚。矿体长 80~3 240 m, 长度大于 1 000 m 的矿体占总矿体数一半以上, 矿体在走向上连续性好, 地表厚度一般

* 本文得到中国地质调查局国土资源大调查项目(200110200021、200310200012、200413000026)和国家重点基础研究发展规划项目(G1999043211)的资助

第一作者简介 赵财胜, 男, 1976 年生, 岩石学、矿物学、矿床学专业。现为 中国地质科学院 博士后, 从事 矿床学 方面的 科研工作。

收稿日期 2005-01-12; 改回日期 2005-04-18。李岩编辑。

① 青海省地质调查院, 2002. 青海省曲麻莱县大场金矿床勘查项目设计书, 18~32。

② 孙丰月, 2003. 新疆-青海东昆仑成矿规律和找矿方向综合研究, 144~146。

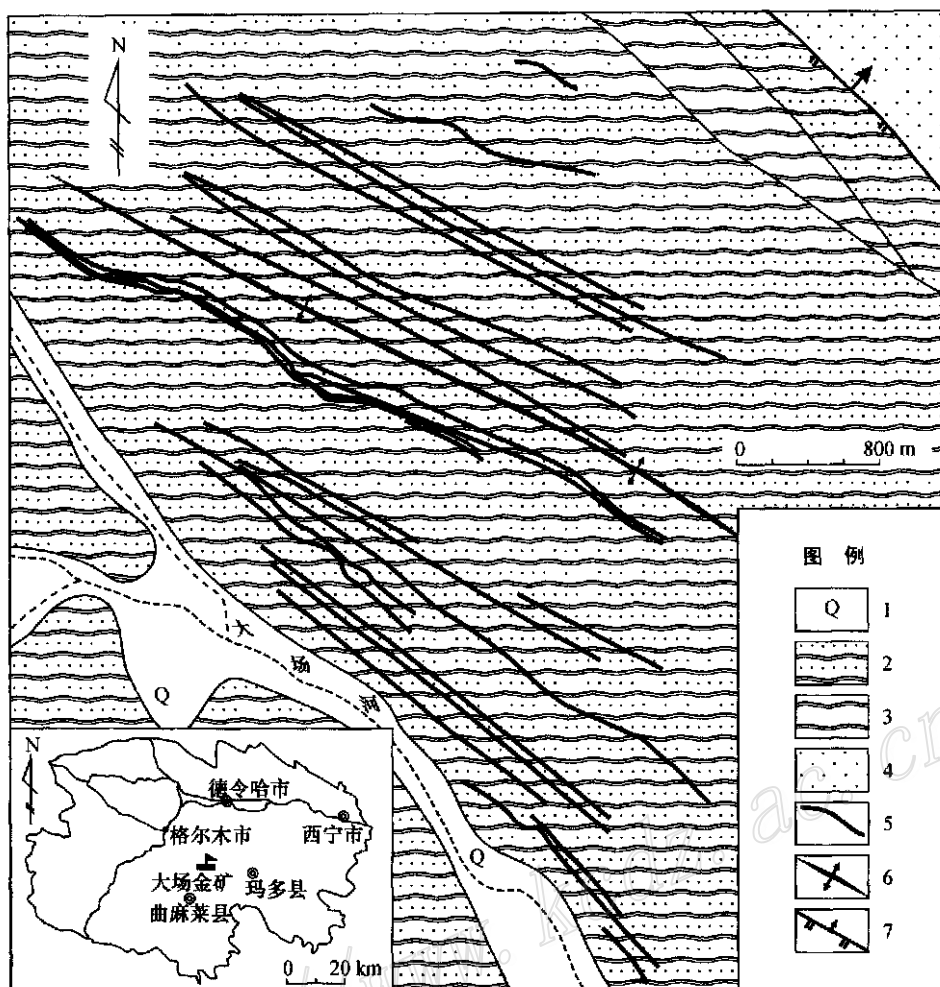


图1 大场金矿区地质略图(据青海省地质调查院,2002[●]修编)

1—第四系冲、洪积物;2—三叠系巴颜喀拉山群(Tby^a)砂岩夹板岩互层;3—三叠系巴颜喀拉山群(Tby^b)板岩;
4—二叠系布青山群马尔争组(P₁m)薄层状砂岩;5—金矿体;6—背斜构造;7—断裂构造

Fig.1 Generalized geological map of the Dachang gold orefield (modified after Qinghai Geological Survey, 2002)

1—Quaternary alluvium and diluvium; 2—Triassic sandstone interbedded with slate of Bayan Har Mountains Group; 3—Triassic slate of Bayan Har Mountains Group; 4—Permian thin-bedded sandstone of Ma'erzheng Formation in Buqingshan Group; 5—Gold orebody; 6—Anticlinal structure; 7—Fault

为1.4~4.57 m,最大为15.64 m。金品位为 0.53×10^{-6} ~ 24.9×10^{-6} ,平均品位为 7.5×10^{-6} 。

矿石自然类型以自然金-硫化物-蚀变碎裂岩型和自然金-辉锑矿-石英脉型为主,少量块状辉锑矿矿石。金属矿物主要有黄铁矿、辉锑矿、毒砂、方铅矿、黄铜矿、自然金、银金矿,偶见孔雀石。金的含量与黄铁矿、毒砂及辉锑矿等金属矿物关系密切。单矿物含金性分析表明,黄铁矿 $w_{Au} 40 \times 10^{-6}$ ~ 880×10^{-6} ,毒砂 $w_{Au} 177 \times 10^{-6}$,辉锑矿 $w_{Au} 2 \times 10^{-6}$ ~ 50×10^{-6} 。金主要呈树枝状、片状、粒状及薄膜状赋存于矿物粒间或裂隙中。矿区内围岩蚀变总体较弱,其蚀变强度受控于构造规模及岩石的碎裂程度。主要围岩蚀变有硅化、碳酸盐

化、绢云母化,局部发育高岭土化。其中,黄铁矿化、辉锑矿化、硅化、绢云母化与金矿化关系最为密切。

根据矿脉的穿插关系、矿物共生组合、生成顺序等特征将成矿过程划分为4个成矿阶段(赵财胜,2004),从早到晚依次为:①无矿石英阶段,主要形成石英大脉,产于板岩与砂岩节理、裂隙中,硫化物含量甚微。②多金属硫化物-石英阶段,为金的主要成矿阶段,矿化作用强,含矿石英脉产于构造蚀变带中,呈细脉状和网脉状,主要由暗灰色或烟灰色细粒石英组成,硫化物发育,构造变形、破碎和热液蚀变均较无矿石英脉发育。明金大量出现,最高金品位可达 110×10^{-6} ,构成该矿床的主体。③辉锑矿-石英为主的锑矿化阶段,形成辉锑矿-

● 青海省地质调查院,2002. 青海省曲麻莱县大场金锑矿床勘查项目设计书,18~32.

石英脉和块状辉锑矿矿石。与多金属硫化物-石英阶段相比较,其总体矿化较弱,分布局限, w_{Sb} 0.01% ~ 0.68%; ④石英-碳酸盐阶段,该阶段形成的大量细小石英-方解石脉穿插于多金属硫化物-石英阶段形成的含矿石英脉中,含矿性较差。

2 样品及研究方法

为了探讨大场金矿成矿流体的来源、成分及演化特征,笔者对大场金矿区39线通天槽及11号矿体按成矿阶段进行了系统取样。5件样品分别为①阶段的DC02-W1和DC12-W2无矿石英脉、②阶段的DC11-W4含矿石英脉和③阶段的DC18-W2矿化石英脉,以及④阶段的DC14-W2无矿方解石脉。DC02-W1和DC12-W2主要由乳白色或灰白色粗粒石英组成,性脆易碎,含少量黄铁矿;DC11-W4石英脉中除黄铁矿、毒砂外,还有辉锑矿、黄铜矿、方铅矿及闪锌矿等;DC18-W2含大量的块状辉锑矿,黄铁矿、毒砂也较发育;DC14-W2无矿方解石脉中的方解石呈白色粗粒,常与乳白色粗粒石英脉共存。

将样品磨制成厚0.25~0.3 mm的流体包裹体测温片进行流体包裹体岩相学、均一-冷冻法研究及成分分析。通过光学显微镜观察,确定主矿物特征和原生或假次生包裹体的大小、形态、分布、类型、共生组合及充填度,照相、定位后再进行热力学研究。

流体包裹体显微测温工作是在吉林大学地球科学学院地质流体实验室完成的。所用仪器为英国产LINKAM THMS-600型冷热台,可测温范围为-196℃~+600℃。在测试前用人造纯H₂O及 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为25%的H₂O-NaCl包裹体(国际标样)进行了系统校正,误差±0.1℃。均一温度测定过程中,低温下(<10℃)升温速率为0.1~1℃/min,10~31℃时升温速率为5~10℃/min,高温段(>100℃)升温速率为5~10℃/min,在相变温度附近,将升温速率控制在1℃/min。

对气液两相包裹体,测定其冰点温度 t_m 和完全均一温度 t_h ;对含CO₂三相包裹体、CO₂包裹体,测定CO₂的初熔温度 $t_{m(\text{CO}_2)}$ 、CO₂相部分均一温度 $t_{h(\text{CO}_2)}$ 、CO₂笼形化合物消失温度 $t_{m(\text{cla})}$ 和包裹体完全均一温度 t_h 。

对于NaCl-H₂O型包裹体,由冷冻法测定获得冰点温度,利用经验公式(Hall et al., 1988)计算或实验相图(Bodnar, 1993)确定流体的盐度;利用温度-盐度-密度相图(Bodnar, 1983)、经验公式(刘斌等, 1987)或直接查表(刘斌等, 1999)求得NaCl-H₂O体系的密度;对CO₂-H₂O型包裹体,通过测定CO₂笼形化合物消失的温度,利用经验公式(Bozzo et al., 1973)或利用CO₂笼形化合物熔化温度与盐度关系表(Collins, 1979)求得流体盐度。CO₂-H₂O体系的密度可利用相图(Shepherd et al., 1985)或经验公式(刘斌等, 1987)求得。

流体包裹体成分分析工作同样是在吉林大学地球科学学院地质流体实验室完成的。包裹体成分分析采用Renishaw

System-1000型激光拉曼光谱仪,该仪器为514 nm Ar⁺离子激光器,激光功率5 mW,扫描范围4500~850 cm⁻¹,狭缝宽度20 μm,积分时间150 s,拉曼峰位移精确度为±1 cm⁻¹,成分相对含量最低检测限为0.1%。对流体包裹体而言,激光拉曼光谱能够精确分析气相(H₂O、CO₂、CO、CH₄、N₂、H₂等)、液相(H₂O、HCO₃⁻、CO₃²⁻、SO₄²⁻等)及有机物(C₂H₂、C₂H₆、C₄H₆、C₃H₈、C₆H₆等)等多原子分子(离子团)的成分及相对含量,同时也可对包裹体内的子矿物进行鉴定。

3 流体包裹体研究

流体是成矿的精髓,其来源、运移和卸载代表了整个成矿过程(毛景文等, 2001)。流体包裹体是成矿流体遗留下来的直接样品,是揭开成矿流体以及成矿作用机理的钥匙(Roedder, 1984)。通过对5件测温薄片的镜下观察发现,石英和方解石中均含有丰富的流体包裹体,且均为与成矿作用有关的原生包裹体。这些包裹体成群出现,具有相似的气液比和均一温度,内部组成也较一致,主要组分为CO₂和H₂O。

3.1 流体包裹体类型和特征

依据室温下包裹体的物理相态和化学组成,样品中的原生包裹体可分为3种类型:I型(气液两相包裹体)、II型(含CO₂三相包裹体)和III型(富CO₂包裹体)。

I型为气液两相包裹体,即NaCl-H₂O型,约占包裹体总数的77%。主要为气液两相,即由(H₂O+NaCl)(液相)和H₂O(气相)组成,以液相为主。气相百分数一般为5%~30%,多数为10%~15%。包裹体长轴长一般为6~40 μm,多数在10~15 μm之间。包裹体形态为椭圆形、长方形和不规则状,少数为规则负晶形和不完全负晶形。尽管激光拉曼光谱分析结果(表2)显示该类包裹体的气相中含CO₂,但由于气相体积非常小,以至于在常温和低温下均未观察到CO₂相,极其微量的CO₂不足以改变包裹体中NaCl-H₂O的基本特性。此类包裹体发育最广,是大场金矿床的主要包裹体类型。

II型为含CO₂三相包裹体,即CO₂-H₂O-NaCl型,约占包裹体总数的13%。室温下呈三相,由CO₂(气相)+CO₂(液相)+(H₂O+NaCl)(液相)组成,气相CO₂常有晃动现象。少数包裹体室温下虽表现为CO₂及盐水溶液两相,但在冷却至-10℃左右出现CO₂气相。CO₂相的 $\alpha(\text{CO}_2)$ (体积分数)为10%~50%,多数为30%~40%。包裹体形态为椭圆形、不规则形、长条形等,包裹体长轴长一般为8~40 μm,多数在12~15 μm之间。该类包裹体较发育,但分布不均匀。

III型为富CO₂包裹体,约占包裹体总数的10%。几乎全部由CO₂充填,包裹体形态为负晶形、椭圆形和不规则形,长轴长7~15 μm,多数小于10 μm。富CO₂包裹体气液体积比一般为75%~95%。其分布特征与含CO₂三相包裹体极为相似,并常与其共生。富CO₂包裹体在常温下有时呈两相,但降温后表现为三相。包裹体总体颜色较暗,中心透明。另

有少量纯 CO₂ 包裹体发育,常温下多为气液两相,少量为单一的气相或液相,全部均一至气相。

3.2 显微测温结果

3.2.1 气液两相流体包裹体(I型)

对所有5件样品中的55个包裹体进行了温度测量(表1),气液两相包裹体的 t_m 为 -6.2 ~ -1.2 °C,平均 -3.6 °C,

集中于 -2 ~ -6 °C 之间。气液两相包裹体的 t_h 为 152.2 ~ 314.7 °C,平均 211 °C,集中于 170 ~ 270 °C (图2)。

利用 Hall 等(1988)的盐度计算公式: $w = 0.00 + 1.78 t_m + 0.0442 t_m^2 + 0.000557 t_m^3$,可得到相应气液两相包裹体的盐度值。结果(表1)表明,大场金矿区气液两相包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.1 % ~ 9.5 %,平均值为 5.83 %,主要为 5 % ~

表1 大场金矿床流体包裹体特征及参数

Table 1 Characteristics and parameters of primary fluid inclusions in the Dachang gold deposit

样号及寄主矿物	包裹体类型	长轴长 / μm	$\phi_{\text{气相}} / \%$	$\alpha(\text{CO}_2) / \%$	$v(\text{CO}_2)_{\text{气}} / v(\text{CO}_2)_{\text{液}}$	$t_m(\text{CO}_2) / ^\circ\text{C}$	$t_m / ^\circ\text{C}$	$t_{m(\text{cla})} / ^\circ\text{C}$	$t_{h(\text{CO}_2)} / ^\circ\text{C}$	$t_h / ^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) / \%$	$\rho / (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	p / MPa	h^* / km
DCI2- W 无矿石英														
I 型	10	10~15				-3.0				220.5	5.0	0.88	59	6.2
	10	10				-3.0				225.9	5.0	0.87	61	6.3
	15	10				-2.5				186.2	4.2	0.91	49	5.6
	10	10				-3.2				162.8	5.3	0.95	44	5.2
	20	10				-1.2				179.3	2.1	0.91	44	5.3
	12	10				-3.8				197.8	6.2	0.91	54	5.9
	12	10				-3.0				207.4	5.0	0.89	56	6.0
	12	10				-4.2				212.2	6.7	0.9	58	6.1
	10	10				-2.5				187.5	4.2	0.91	50	5.6
	10	10				-2.0				182.4	3.4	0.91	48	5.5
	15	10				-2.5				168.4	4.2	0.93	45	5.3
	12	10				-2.5				165.4	4.2	0.94	44	5.2
	II 型	12			40	40	-57.0		8.0	27.6	304.5	3.9	0.74	80
15				30	50	-57.2		8.1	29.6	218.2	3.8	0.87	57	6.1
III 型	7			100	10	-56.8				22.4				
	7			95	20	-56.9		9.9	24.6	289.7	0.2	0.72	40	5.0
	7			100	20	-56.8				22.4				
	7			100		-56.9				25.5				
	10			75~80		-		8.5		323.5	3.0	0.69	83	7.5
	15			85		-		8.5		273.0	3.0	0.78	70	6.8
DCI2- W2 无矿石英														
I 型	12	10				-3.7				247.8	6.0	0.85	67	6.6
	10	10~15				-3.7				245.2	6.0	0.85	66	6.6
	10	10				-4.3				228.9	6.9	0.88	62	6.4
	8	10~15				-4.0				249.5	6.4	0.85	68	6.7
	10	10~15				-4.2				242.8	6.7	0.86	66	6.6
	6	10				-5.0				239.7	7.9	0.88	66	6.5
	10	10				-4.2				232.6	6.7	0.88	63	6.4
II 型	10			30	20	-57.1		6.3	24.8	293.5	7.0		80	7.3
	12			40	10	-57.2		5.0	23.6	298.7	9.0		82	7.4
	20			15~20	40	-56.9		5.5	26.6	241.3	8.3	0.88	66	6.6
	40			15~20	20	-57.1		5.1	25.2	239.4	8.9	0.89	66	6.6
	8			40	10	-57.0		5.3	24.2	272.9	8.6	0.84	75	7.0
	15			20	30	-56.9		5.3	27.5	256.5	8.6	0.86	70	6.8
	12			20	30	-57.2		5.5	27.5	247.3	8.3	0.87	68	6.7
	10			100	10	-57.0		5.7	20.1		8.0			
III 型	12			100	10	-57.0		5.7	20.1		8.0			
	10			100		-57.3		5.5	19.2		8.3			
DCI1- W4 矿化石英														
I 型	10	25~30				-4.3				243.3	6.9	0.86	66	6.6
	12	25				-4.5				302.6	7.2	0.78	83	7.4
	10	25~30				-4				268.7	6.4	0.82	73	7.0

续表 1 (Table 1 Cont.)

样号及寄 主矿物	包裹体 类型	长轴长 / μm	$\varphi_{\text{气相}}$ / %	$\alpha(\text{CO}_2)$ / %	$v(\text{CO}_2)_{\text{气}}$ / $v(\text{CO}_2)_{\text{液}}$	$t_m(\text{CO}_2)$ / °C	t_m / °C	$t_{m(\text{cla})}$ / °C	$t_{h(\text{CO}_2)}$ / °C	t_h / °C	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ / %	$\rho / (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	p / MPa	h^* / km
DCI1- W4 矿化石英														
I 型		9	25			- 5.3				223.6	8.3	0.9	61	6.3
		6	15~20			- 4.8				226.9	7.6	0.89	62	6.3
		15	10~15			- 4.2				231.7	6.7	0.88	63	6.4
		8	25~30			- 4.5				289.2	7.2	0.8	79	7.2
		6	25~30			- 4.3				262.8	6.9	0.84	72	6.9
		12	20			- 4.8				279.4	7.6	0.82	76	7.1
		7	20~25			- 6.2				314.7	9.5	0.79	87	7.6
		10	10~15			- 5.5				282.1	8.5	0.83	77	7.2
		12	20							326.5				
DCI8- W2 矿化石英														
I 型		6	10~15			- 3.3				204.8	5.4	0.9	55	5.9
		8	15~20			- 3.4				179.6	5.6	0.93	48	5.5
		10	15~20			- 2.6				236	4.3	0.85	63	6.4
		30	10			- 3				174.3	5	0.93	47	5.4
		17	10			- 3				196.9	5	0.91	53	5.8
		12	10			- 3.1				191.2	5.1	0.91	51	5.7
		15	10~15			- 2.5				201.5	4.2	0.9	53	5.8
		15	10			- 3.6				182.8	5.9	0.93	49	5.6
		12	20			- 2.4				217.6	4	0.87	57	6.1
		15	10~15			- 4.1				225.3	6.6	0.88	61	6.3
DCI4- W2 无矿方解石														
I 型		12	10			- 2.9				152.2	4.8	0.95	41	5.1
		8	10			- 2.7				166.3	4.5	0.94	44	5.3
		5	10			- 3.4				175.8	5.6	0.93	47	5.5
		10	10			- 3				178.2	5	0.93	48	5.5
		12	10~15			- 3.2				179.9	5.3	0.93	48	5.5
		8	10			- 4				183.5	6.4	0.93	50	5.7
		12	10			- 2.9				196.4	4.8	0.91	52	5.8
		15	5~10			- 3.9				169.5	6.3	0.95	46	5.4
		10	10			- 3.6				202.9	5.9	0.91	55	5.9
		15	20			- 4.4				207.8	7	0.91	57	6.0
		7	10			- 3				161.5	5	0.94	43	5.2
		10	10			- 3				161.2	5	0.94	43	5.2
		15	5~10			- 3.2				193.3	5.3	0.91	52	5.7
		15	10			- 2.9				153.6	4.8	0.95	41	5.1
		10	10			- 5.7				188.4	8.8	0.94	58	6.1

* h 为成矿深度。“-”为未测出；空白为未测。

8 % (图 3)。

以所获得的该类包裹体的均一温度和盐度,应用刘斌等(1987)的经验公式: $\rho = a + bt_h + ct_h^2$ (a, b, c 均为无量纲参数) 计算流体密度。计算结果(表 1)表明,大场金矿区流体密度范围为 $0.78 \sim 0.95 \text{ g/cm}^3$, 平均 0.89 g/cm^3 。

根据流体包裹体的均一温度和流体盐度,利用邵洁连(1988)计算流体压力的经验公式: $p = p_0 t_h / t_0$ (式中 $p_0 = 219 + 2620w, t_0 = 374 + 920w$), 求得相应包裹体的流体压力。结果(表 1)表明,大场矿区气液两相包裹体的流体压力为 $41 \sim 87 \text{ MPa}$, 平均 57 MPa , 主要集中在 $45 \sim 75 \text{ MPa}$ 之间。

3.2.2 含 CO_2 三相包裹体(II型)

对 2 件样品(DC02- W1 和 DCI2- W2)中的 9 个包裹体进

行温度测量(表 1), $t_{m(\text{CO}_2)}$ 为 $-57.2 \sim -56.9 \text{ }^\circ\text{C}$, (表 2)。该类包裹体的 $t_{h(\text{CO}_2)}$ 为 $23.6 \sim 29.6 \text{ }^\circ\text{C}$, 平均 $26.3 \text{ }^\circ\text{C}$; $t_{h(\text{cla})}$ 为 $5.0 \sim 8.1 \text{ }^\circ\text{C}$, 平均 $6.0 \text{ }^\circ\text{C}$; t_h 为 $218.2 \sim 304.5 \text{ }^\circ\text{C}$, 平均 $254.3 \text{ }^\circ\text{C}$ (图 2)。部分该类型包裹体尚未均一即爆裂, 未能获得完全均一温度。

Collins(1979)认为 CO_2 笼形化合物的熔化温度与水溶液盐度之间存在一定的函数关系, 通过测定笼形化合物的熔化温度可间接获得包裹体水溶液的盐度。根据 Bozzo 等(1973)的盐度计算公式: $w = 15.52002 - 1.02342 t_{m(\text{cla})} - 0.05286 t_{m(\text{cla})}^2$, 计算得出该类型包裹体水溶液的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $3.8\% \sim 9.0\%$, 集中于 $8.3\% \sim 9.0\%$ (表 1、图 3)。

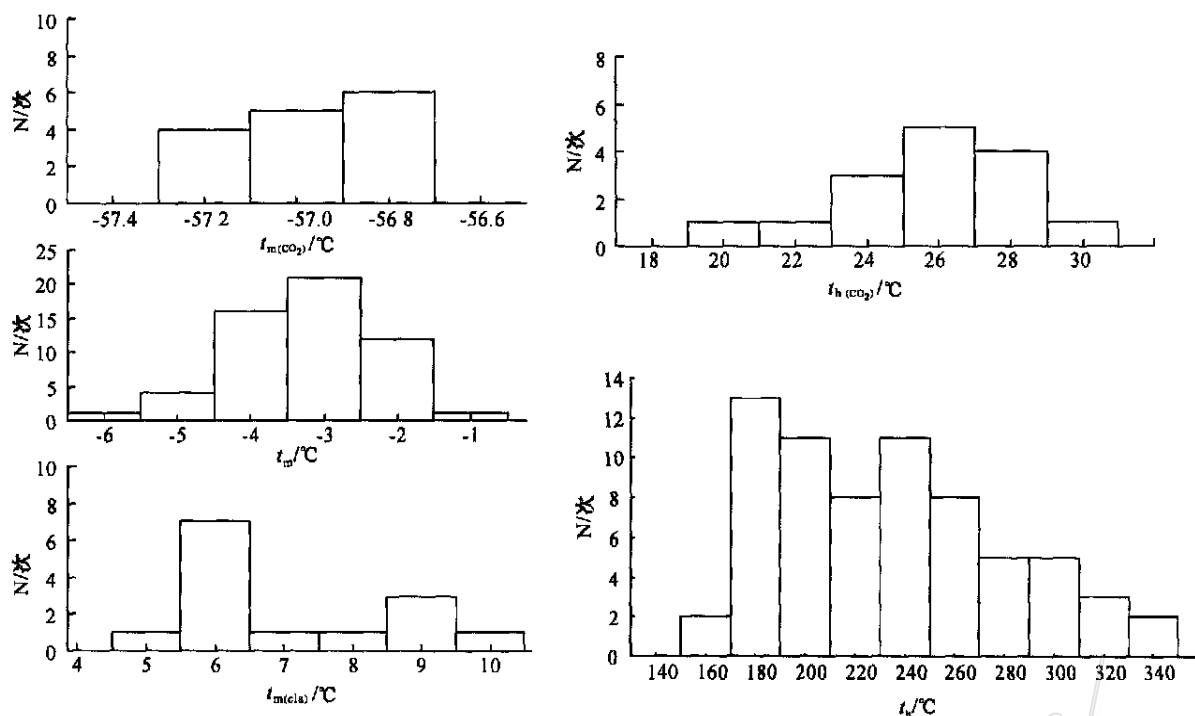


图2 大场金矿床测温数据直方图

Fig. 2 Histogram showing homogenization temperatures of various types of fluid inclusions in the Dachang gold deposit

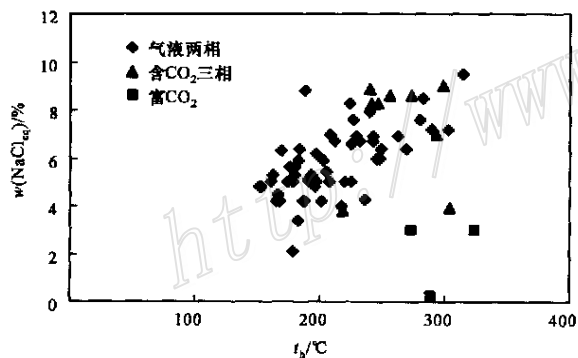


图3 流体包裹体均一温度-盐度图解

Fig. 3 Diagram of homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions

据含 CO_2 三相包裹体的完全均一温度和水溶液的盐度,应用刘斌等(1987)的经验公式可计算出流体密度(表1),大场金矿区流体密度主要分布于 $0.74 \sim 0.89 \text{ g/cm}^3$ 之间,平均为 0.85 g/cm^3 。利用 Brown 等(1989)的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系 $p-t$ 相图,投图可得流体压力为 $57 \sim 82 \text{ MPa}$,平均为 72 MPa 。

3.2.3 富 CO_2 包裹体(III型)

对2件样品(DC02-W1和DC12-W2)中的8个包裹体进行温度测量,结果见表1。该类包裹体的初熔温度 $t_{m(\text{CO}_2)}$ 为 $-57.3 \sim -56.8 \text{ }^\circ\text{C}$,略低于 CO_2 的三相点 $-56.6 \text{ }^\circ\text{C}$,表明包裹体中 CO_2 较纯净;部分均一温度 $t_{h(\text{CO}_2)}$ 为 $19.2 \sim 24.6 \text{ }^\circ\text{C}$,

平均 $21.7 \text{ }^\circ\text{C}$;笼形化合物消失温度 $t_{h(\text{cla})}$ 变化范围为 $5.5 \sim 9.9 \text{ }^\circ\text{C}$,平均为 $6.01 \text{ }^\circ\text{C}$ 。此类包裹体均一于气相, t_h 为 $273.0 \sim 323.5 \text{ }^\circ\text{C}$,平均 $295.4 \text{ }^\circ\text{C}$ 。纯 CO_2 包裹体不能获得完全均一温度(图2)。

据 Bozzo 等(1973)的公式计算富 CO_2 包裹体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.2\% \sim 8.3\%$,平均 4.5% (图3)。应用刘斌等(1987)的经验公式计算出大场金矿区富(或)纯 CO_2 包裹体流体密度介于 $0.69 \sim 0.78 \text{ g/cm}^3$ 之间,平均 0.73 g/cm^3 (表1),将此数值投入 Roedder 等(1980)的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系 $p-x$ 相图,得流体压力为 $40 \sim 83 \text{ MPa}$,平均 65 MPa 。

3.3 流体包裹体成分

为获得流体包裹体的准确成分,在镜下观察及温度、盐度测定的基础上,采用单个流体包裹体激光拉曼光谱分析法对流体成分进行了分析。同时,为消除寄主矿物对流体包裹体拉曼峰的影响,对寄主矿物石英、方解石也进行了拉曼光谱测定。包裹体中主要成分在 $900 \sim 4500 \text{ cm}^{-1}$ 拉曼位移区间谱图上一一般有清楚显示,而微量成分通过局部拉曼位移范围的扫描分析获得。

分析结果(表2)表明,I型包裹体气相成分以 H_2O 为主,其相对含量 $x(\text{H}_2\text{O})$ 一般为 $92.12\% \sim 97.57\%$;次为 CO_2 , $x(\text{CO}_2)$ 一般为 $0.61\% \sim 6.87\%$;另含少量 CH_4 、 C_2H_2 、 H_2S 、 CO 、 N_2 及 H_2 。液相成分以 H_2O 为主, $x(\text{H}_2\text{O})$ 为 $95.31\% \sim 99.36\%$; $x(\text{CO}_2)$ 一般为 $0.1\% \sim 1.29\%$;另含少量 CH_4 和 CO ,个别包裹体中检出 H_2S 、 N_2 、 C_2H_2 、 C_2H_6 、 C_3H_8 及 C_6H_6 ;

表 2 大场金矿床流体包裹体成分激光拉曼光谱分析结果

Table 2 Components of fluid inclusions in the Dachang gold deposit, determined by Laser Raman Spectrometer

样号及包裹体类型	x(B) 气相/ %												
	H ₂ O	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₆ H ₆	N ₂	H ₂ S	CO	CO ₂	R	
DC02- W1													
I 型	92.12	0.75	0.23	0.67	0.39	0.50	0.25	1.49	0.29	1.61	1.70	1.524	
II 型	21.14	1.69	1.53	1.28	1.20	0.68	0.92	6.42	0.90	6.91	57.30	0.177	
III 型	8.92	0.55	0.30	-	0.20	0.21	0.25	2.70	0.49	2.08	84.30	0.035	
DC12- W2													
I 型	90.47	0.22	0.12	0.13	-	-	0.10	1.34	0.17	0.45	6.87	0.115	
II 型	22.95	-	0.63	0.69	-	0.35	-	8.46	0.26	4.16	62.50		
III 型	21.21	1.46	0.29	-	0.48	0.53	-	11.10	1.32	6.91	56.70	0.153	
DC11- W4													
I 型	96.54	0.23	0.15	0.18	0.10	0.10	0.10	1.12	0.15	0.59	0.81	1.198	
DC18- W2													
I 型	95.20	0.59	0.17	0.10	0.10	0.13	0.13	0.52	-	1.34	0.61	3.443	
DC14- W2													
I 型	94.60	0.54	0.17	0.14	0.14	-	0.12	1.62	0.29	0.70	1.69	0.834	
	97.57	0.11	0.10	0.13	-	-	-	0.75	0.10	0.57	0.63	1.238	
样号及包裹体类型	x(B) 液相/ %												
	H ₂ O	CH ₄	C ₂ H ₂	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₆ H ₆	N ₂	H ₂ S	CO	CO ₂	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
DC02- W1													
I 型	97.41	0.25	0.19	0.10	-	0.10	-	0.10	0.66	0.42	0.27	0.22	0.24
II 型	96.57	0.10	-	-	-	-	0.83	-	0.40	1.64	0.13	0.1	0.1
III 型	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DC12- W2													
I 型	97.20	0.10	-	-	-	-	0.47	0.10	0.50	1.29	0.12	0.1	0.12
II 型	96.10	0.10	0.13	0.10	-	-	1.58	-	0.58	0.73	0.19	0.24	0.2
III 型	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DC11- W4													
I 型	95.31	0.21	-	0.12	0.58	0.11	1.20	0.11	0.83	0.95	0.22	0.22	0.14
DC18- W2													
I 型	99.36	0.10	-	-	-	-	-	-	0.11	0.10	0.11	0.11	0.1
DC14- W2													
I 型	97.80	0.10	0.12	0.12	-	0.10	0.73	0.12	0.58	-	0.14	0.1	0.12
I 型	98.96	0.10	0.13	-	0.11	-	-	-	0.28	0.10	0.12	0.1	0.1

R(气体还原参数) = (CH₄ + H₂ + CO) / CO₂;“-”为未检出。

阴离子成分主要为 HCO₃⁻、SO₄²⁻ 及 Cl⁻。

II、III型包裹体气相以 CO₂ 为主, x(C₂O) 为 39.47% ~ 84.3%。其次为 H₂O, x(H₂O) 8.29% ~ 29.04%。N₂ 和 CO 的含量相对较高, x(B) 分别为 2.7% ~ 11.1% 和 2.08% ~ 9.94%。个别包裹体中含有少量 CH₄、C₂H₄、C₂H₆、C₃H₈ 及 C₆H₆, 其 x(B) 均不超过 3%。II 型包裹体液相成分以 H₂O 为主, 其次为 CO₂、N₂ 及 CO, CH₄、C₂H₂ 及 C₂H₆ 含量较低。III 型包裹体中液相成分均低于拉曼光谱的最低检出限, 故其含量未测定。

总体看来, 成矿流体富含 CO₂, 为 NaCl-H₂O-CO₂ 体系类型。此外, 还含有少量 CO、H₂S、CH₄、N₂、H₂ 及微量的 C₂H₂、C₂H₄、C₂H₆、C₃H₈ 和 C₆H₆ 等有机组分, 表明为一种含有机质的盐水溶液。有机组分的存在与大场金矿床赋矿围岩含碳量

相对较高的特点相吻合。热液中有机的存在增强了热液活化迁移岩石中金属成矿元素的能力(卢焕章等, 2000), 对大场金矿的成矿起了重要作用。

4 讨论与结论

4.1 流体的不混溶性

研究表明, 中温深成热液金矿床的流体不混溶性是流体演化和成矿流体形成的最重要机制, 流体包裹体研究能提供最有力的证据。由于 CO₂ 和 H₂O 分子的物理性质差别很大, CO₂ 在 H₂O 中的溶解度很低, 两者为有限混溶体系, 因此在自然界中 CO₂ 和 H₂O 常以不混溶的分离状态出现, 两者的混溶程度随体系所处的温度、组分浓度和压力不同而变化(李荫

清等,1988)。对于 CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 不混溶包裹体组合的特征前人做过很好的总结(张文淮等,1993;卢焕章等,2004),本文就不再赘述。

如前所叙,在研究样品 PDC02-W1 和 PDC12-W2 中,原生的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 、富(或纯) CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 三种类型包裹体紧密共生,显示它们为同时捕获。矿物同时捕获性质迥异的流体的现象被称为非均一捕获(Rambouz et al.,1982),是流体不混溶或沸腾的典型标志。富(或纯) CO_2 包裹体和贫 CO_2 的水溶液包裹体这两种端员组分为单相流体中水和 CO_2 选择性捕获而形成的,这两种端员组分的混合导致了包裹体中 CO_2 含量的变化。大场矿区出现的含 CO_2 包裹体的 $\varphi(\text{CO}_2)$ 为 15%~95%,其中既有 $\varphi(\text{CO}_2)$ 仅为 15% 的含 CO_2 三相包裹体,也有 $\varphi(\text{CO}_2)$ 高达 75% 以上的富 CO_2 三相包裹体,甚至还出现了 $\varphi(\text{CO}_2)$ 为 100% 的单相(或两相)纯 CO_2 包裹体。从贫 CO_2 的水溶液包裹体到纯 CO_2 包裹体, $\varphi(\text{CO}_2)$ 构成了一个连续变化系列。气相百分数较高的富 CO_2 包裹体均一于气相,均一温度为 273.0~323.5℃。气相百分数较低的含 CO_2 三相包裹体均一于液相,均一温度为 218.2~304.5℃。此外, $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体的均一温度为 152.2~314.7℃。总体上, $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的均一温度普遍略高于 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体,这也符合流体不混溶性,因为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体为两端员组分的混合物,表明在成矿过程中, CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 产生不混溶作用, CO_2 从盐水溶液中分离出来,成为独立的流体相,并与盐水溶液相共存,使成矿流体由均匀相成为非均匀相。成矿过程中随着温度的降低,流体不混溶程度加大,直至分离出更多的 CO_2 。其后,随着大气降水的不断加入,流体逐渐被冷却,温度和盐度逐渐下降。成矿流体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 最小值为 0.2%,最大值为 9.5%,平均 5.9%,应属低盐度 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系。在流体包裹体均一温度与盐度关系图上(图 3),可以清楚地看出成矿流体的盐度随着温度的降低而减小。

4.2 成矿的物理化学条件

前面的讨论已经证实,本区发育的 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 和富(或纯) CO_2 包裹体为 CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 的不混溶包裹体组合,是成矿过程中从不混溶的低盐度 CO_2 流体中捕获的。通常认为,从均匀流体中捕获的包裹体,其均一温度和均一时的压力仅代表其形成温度和压力的下限;而从不混溶流体中捕获的包裹体,其均一温度和均一压力(最小值)即为形成时的温度和压力,无需温度和压力校正(Roedder,1984;沈昆等,2000;2001;王勇等,2004)。因此,本区成矿温度为 152.2~326.5℃,主要集中于 180~260℃,平均为 220.92℃。成矿压力范围为 40~87 MPa,主要为 45~85 MPa,平均值为 59 MPa。

据流体包裹体气相成分计算的还原参数 R 看出,大场金矿床成矿介质的还原参数相对较大,最高可达 3.443(表 2),表明矿床成矿环境具有较强的还原性,有利于流体中 SO_4^{2-} 还原成 S^{2-} 或 HS^- ,便于主要载金硫化物黄铁矿、毒砂的形

成。同时,微量的有机质中 CH_4 的含量明显偏高,反应了有机质演化程度较高。有机质向高成熟度方向演化,可造成一定的还原性热液环境,利于金属元素以硫化物形式沉淀富集(任云生等,2004)。这也解释了该类矿床金属矿物以硫化物为主,硫酸盐矿物很少的现象。流体包裹体的液相成分中同时存在 H_2S 和 SO_4^{2-} ,表明在其热液中存在 HS^- ,金可能是以硫氢络合物的形式迁移的(肖志峰等,1994)。实验研究表明,在中低温($<300^\circ\text{C}$)、高硫、还原及中偏碱性溶液中,金主要以硫氢络合物的形式搬运(Seward,1973;张德会,1994)。因此,大场金矿成矿热液中金也是主要以硫氢络合物形式搬运的。

4.3 成矿流体来源

前述表明,大场金矿床成矿流体总体属中温、较低盐度、低密度的 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 型热液体系。富 CO_2 和低盐度是许多金矿床成矿流体的典型特征(胡文瑄等,2001;张作衡等,2004;陈化勇等,2004),但是,目前对流体的来源仍未达成共识,尚存岩浆水(Burrows et al.,1987)、变质水(Kerrick et al.,1981;Goldfarb et al.,1988;Kerrick,1989)以及地幔来源(Groves et al.,1998)等认识。

大场金矿成矿流体包裹体气相成分中 H_2O 、 CO_2 和 N_2 占绝对优势。 H_2O 和 CO_2 含量高,揭示了有幔源流体参与成矿(毛景文等,1998), C-H-O 组合可能为幔源流体成矿的一种指示(孙丰月等,1995;杜乐天,1996)。关于流体包裹体中 N_2 的来源,人们仍在探索中(范宏瑞等,1998;Mao et al.,2003)。热动力学计算表明,在地壳流体中 N_2 是氮最普遍的存在形式(Bottrell et al.,1988;Moine et al.,1994)。Norman 等(1994;1996)利用超高真空气相质谱仪测定了大量热液矿床和热泉沉积物中流体包裹体的微量气体组成,建立了成矿流体 $\text{N}_2\text{-Ar-He}$ 示踪体系,并认为来源较深的岩浆水富含 N_2 。Norman 等(1997)指出建造水或盆地热卤水富含 CH_4 等轻烃气体。同时,成矿流体中发育微量的 C_2H_2 、 C_2H_4 及 C_2H_6 等有机成分,可能系大气降水在流经地表及变质地层时带入成矿流体的结果(王可勇等,2004)。目前,利用流体包裹体气相组成来判断成矿流体来源和示踪成矿过程的研究仍不成熟,从中获得的成矿信息也极为有限(孙晓明等,2004)。

包存义等(2003)认为大场金矿床成矿流体中的水主要来自大气降水,碳主要来自围岩。从成矿早阶段到晚阶段,显示出由深源变质热液向浅源大气降水演化的趋势。丰成友等(2004)研究表明,大场金矿床石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高,为 17.4%~19.7%,与沉积岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围(5%~25%)相吻合。成矿流体的 $\delta\text{D}_{\text{水}}$ 为 -72‰~-104‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 为 5.37‰~8.79‰,与地层建造水的氢、氧同位素组成接近。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 -4.9‰~+1.0‰,表明碳主要来自含矿岩系。因此,大场金矿床成矿前热液主要来源于变质水和地层建造水,进入成矿期大气降水不断混入并占主导地位(丰成友等,2004)。

根据上述讨论,可初步推测在成矿早期的成矿作用中可能有岩浆水的加入,而更主要的是岩浆作用提供了热源,驱动了地层建造水的运移,并不断与围岩反应,从中萃取成矿物

质,并逐步形成含矿流体。至成矿期,成矿流体则是以大气降水为主,并混有建造水及幔源岩浆水的混合流体。这种分析与区内地质特征基本吻合,矿区内未见岩浆岩。

4.4 成矿深度探讨

断裂构造是脉状热液金矿最重要的控矿条件。由于地壳不同深度的断裂构造所具有的变形机制存在差异,因此,其对流体活动的动力学过程具有不同的控制作用,尤其是对断裂中含矿流体压力具有重要的制约意义。在地壳深度 5 km 范围内,断裂活动表现为脆性破裂,其控矿机制为泵吸作用(Sibson,1987; McCaig,1988)。在 5 ~ 16 km 的地壳范围内,断裂活动表现为韧脆性或脆韧性特点,控矿机制为断层阀模式(Sibson et al.,1988; Cox,1995)。断裂带中流体压力表现出垂直分带性,即随深度变化,断裂带流体的压力也发生规律性变化。Sibson(1994)利用 λ_c (断裂带流体压力与静岩压力之比)对断裂带流体进行分带(图 4),即静水压力带($\lambda_c < 0.4$)、超静水压力带($0.4 < \lambda_c < 0.9$)和静岩压力带(> 0.9)。断裂带流体的实际压力由浅到深在静岩压力和静水压力之间变化。因此,在利用流体压力进行成矿深度计算时,无论单纯利用静岩压力梯度还是静水压力梯度均不能真实地反映流体活动的实际特点(孙丰月等,2000)。在小于 5 km(或流体压力小于 40 MPa)时,可用静水压力梯度计算成矿深度。在大于 16 km(或流体压力大于 370 MPa)时,流体压力接近静岩压力,可近似用静岩压力梯度来计算成矿深度。但在 5 ~ 16 km(或流体在 40 ~ 370 MPa)时,流体压力和成矿深度之间存在非线性关系,既不能用静水压力梯度也不能利用静岩压力梯度来计算成矿深度(孙丰月等,2000)。

孙丰月等(2000)把 Sibson(1994)的断裂带流体垂直分带规律引入到脉状热液金矿成矿深度的计算中,并利用计算机分段拟合深度和压力之间的关系式,进而用于成矿深度计算。即:

- (1) 测得的流体压力小于 40 MPa 时,用静水压力梯度来

计算,即用压力除以静水压力梯度(10 MPa/km);

(2) 测得的流体压力为 40 ~ 220 MPa 时, $y = 0.0868 / (1/x + 0.00388) + 2$;

(3) 测得的流体压力为 220 ~ 370 MPa 时, $y = 11 + e^{(x - 221.95) / 79.075}$;

(4) 测得的流体压力大于 370 MPa 时, $y = 0.0331385x + 4.19898$ 。

以上公式中 y 和 x 分别代表成矿深度和所测得的压力值,单位分别为 km 和 MPa。

前面的计算已经得出大场金矿的成矿压力为 40.33 ~ 86.69 MPa,故根据公式(2),计算得大场金矿床的成矿深度为 5.03 ~ 7.63 km,平均成矿深度为 6.17 km。一般情况下,成矿的深度越大,矿化的垂向连续延伸也越大,这在金矿勘查中具有重要意义。说明大场金矿区深部具有较大的成矿潜力。

4.5 成矿作用讨论

大场金矿床矿石中绢云母的 Ar-Ar 年龄为(218.6 ± 3.2) Ma(张德全等,2001),为区域印支造山过程晚期成矿作用的产物。晚三叠世,随着巴颜喀拉洋的闭合,整个东昆仑及巴颜喀拉地区进入陆内演化阶段。随着巴颜喀拉洋的闭合,巴颜喀拉地块与柴达木地块南缘发生强烈碰撞,并产生了强烈的构造变形和变质作用,形成了一系列韧性剪切带和深大断裂。变质作用使地层岩石脱水、脱挥发分而产生富 CO₂ 的变质流体。随后,构造体制由挤压环境向伸展环境转变,地幔上隆、岩石圈减薄,为幔源岩浆活动参与成矿提供了保障。大场金矿床位于甘德—玛多主断裂下盘,该断裂具有活动时间长,规模大,切割深等特点,次级断裂构造发育,为热液运移和储矿提供了通道和空间。地球物理资料显示大场金矿区深部存在中酸性隐伏岩体,岩浆活动为流体对流循环提供了能量。岩浆活动产生的巨大热能驱动地层中的建造水,并混有少量地幔流体和大气降水,形成对流循环成矿系统,活化和萃取地层中的金等成矿元素。含矿热液沿断裂向上运移到浅部断裂系统时,大气降水的大量混入,引起温、压等物理化学条件发生急剧变化,CO₂ 和 NaCl-H₂O 溶液发生不混溶作用,致使 CO₂ 和 NaCl-H₂O 相分离,同时产生强烈的减压沸腾,使 H₂S 逸失,引起含矿热液中金属络合物平衡被破坏,导致成矿物质的快速沉淀并富集成矿。

致谢 迟效国、陈国华、李碧乐和朱华平曾一起到野外调查;野外工作得到青海地质调查院高永旺工程师的大力支持与帮助;论文撰写期间曾与王力博士、谢桂青博士、杨富全博士及胡华斌博士进行了认真讨论,受益匪浅,在此一并表示真挚的谢意!

References

Bao C Y, Xu G W, Li Y C, et al. 2003. Analysis of genetic type and metallogenic potential of gold deposit in Dachang Area[J]. Manage-

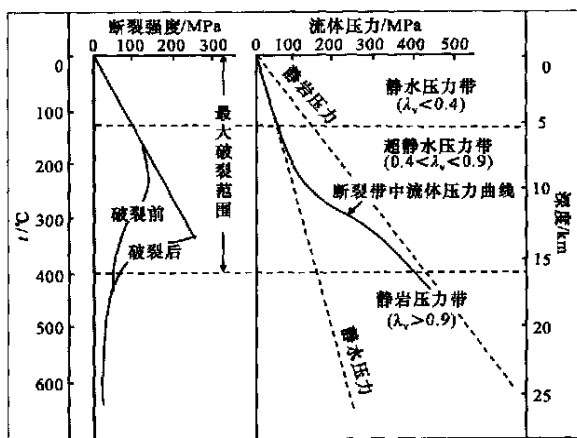


图 4 断裂带中流体压力分布图(Sibson,1994)

Fig.4 Vertical zonation of fluid pressure within the fault zone(Sibson,1994)

- ment and Plan for Territory of Qinghai Province, (3) : 17 ~ 22 (in Chinese) .
- Bodnar R J. 1983 . A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids [J] . *Econ. Geol.* , 78 : 535 ~ 542 .
- Bodnar R J. 1993 . Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution[J] . *Geochim. Cosmochim. Acta* , 57 : 683 ~ 684 .
- Bottrell S H, Carr J and Dubessy L P A. 1988 . Nitrogen-rich metamorphic fluid and coexisting minerals in slates from North Wales[J] . *Mineralogical Magazine* , 52 : 451 ~ 457 .
- Bozzo A T, Chen J R and Barduhn A J. 1973 . The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide[A] . In: Delyannis A and Delyannis E, ed. Fourth International Symposium on Fresh Water the Sea, Volume 3[C] . 437 ~ 451 .
- Brown P E and Lamb W M. 1989 . *p-v-t* properties of fluids in the system H₂O ± CO₂ ± NaCl: New graphic presentations and implications for fluid inclusion studies[J] . *Geochim. Cosmochim. Acta* , 53 : 1209 ~ 1221 .
- Burrows D R and Spooner E T C. 1987 . Generation of a magmatic H₂O-CO₂ fluid enriched in Mo, Au and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, Northwestern Ontario[J] . *Econ. Geol.* , 82 : 1931 ~ 1957 .
- Chen H Y, Chen Y J, Ni P, et al. Fluid inclusion study of the Sawyardun Au deposit in southern Tianshan, China: Implication for ore genesis and exploration[J] . *J. Mineral. & Petrol.* , 24(3) : 46 ~ 54 (in Chinese with English abstract) .
- Collins P L F. 1979 . Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and use freezing data for estimation of salinity[J] . *Econ. Geol.* , 74 : 1435 ~ 1444 .
- Cox S F. 1995 . Faulting processes at high fluid pressure: an example of fault valve behaviour from Wattle Gully fault, Victoria, Australia [J] . *J. Geophys. Res.* (B) , 100 : 12841 ~ 12859 .
- Du L T. 1996 . Geochemical principles of hydrocarbon alkali-fluids: Reconstruction of hydrothermalism and magmatism theory[M] . Beijing: Sci. Press. 1 ~ 552 (in Chinese with English abstract) .
- Fan H R, Jin C W and Shen Y C. 1998 . Ore-forming fluid geochemistry of the Hatu gold deposit in Xinjiang, northwest China[J] . *Mineral Deposits* , 17(2) : 135 ~ 149 (in Chinese with English abstract) .
- Feng C Y, Zhang D Q, Wang F C, et al. 2004 . Geochemical characteristics of ore-forming fluids from the orogenic Au (and Sb) deposit in the eastern Kunlun area, Qinghai Province[J] . *Acta Petrologica Sinica* , 20(4) : 949 ~ 960 (in Chinese with English abstract) .
- Goldfarb R J, Leach D L, Pickthron W J, et al. 1988 . Origin of lode gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska [J] . *Geol.* , 16 : 440 ~ 443 .
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Miriam M, et al. 1998 . Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to the other gold deposits types[J] . *Ore Geol. Rev.* , 13 : 7 ~ 27 .
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988 . Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J] . *Econ. Geol.* , 83 : 197 ~ 202 .
- Hu W X, Sun R, Zhang W L, et al. 2001 . Characteristics of gold ore-forming fluids and metallogenic process by mutual mixing and acting of deep-derived fluids and shallow-seeped ones[J] . *Earth Science Frontiers* , 8(4) : 282 ~ 288 (in Chinese with English abstract) .
- Kerrick R and Fyfe W S. 1981 . The gold-carbonate association: Source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits[J] . *Chem. Geol.* , 33 : 265 ~ 294 .
- Kerrick R. 1989 . Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusion [J] ? *Geol.* , 17 : 1011 ~ 1015 .
- Li B L and Shi G. 1986 . Diagrams of physico-chemical parameters for gas compositions of inclusions in minerals[J] . *Geochimica* , 2 : 126 ~ 137 (in Chinese with English abstract) .
- Li Y Q, Ma X J and Wei J X. 1998 . Application of fluid inclusion to study mineral deposit and petrology[M] . Beijing: Beijing Sci. & Technol. Press. 5 ~ 56 (in Chinese with English abstract) .
- Liu B and Duan G X. 1987 . The density and isochoric formulae for NaCl-H₂O fluid inclusions (salinity ≤ 25%) and their applications [J] . *Acta Mineralogica Sinica* , 7(4) : 345 ~ 352 (in Chinese with English abstract) .
- Liu B and Shen K. 1999 . Thermodynamics of fluid inclusion[M] . Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 290 (in Chinese with English abstract) .
- Lu H Z, Fan H R, Ni P, et al. 2004 . Fluid inclusion[M] . Beijing: Sci. Press. 167 ~ 171 (in Chinese) .
- Luan H Z and Guo D J. 2000 . Progress and trends of researches on fluid inclusion[J] . *Geol. Rev.* , 46(4) : 385 ~ 392 (in Chinese with English abstract) .
- Mao J W, Zhang Z H, Yang J M, et al. 1998 . Geology and metallogenic geochemistry of the Yingzuishan gold deposit, Gansu Province [J] . *Mineral Deposits* , 17(4) : 297 ~ 305 (in Chinese with English abstract) .
- Mao J W and Li Y Q. 2001 . Fluid inclusions of the Dongping gold telluride deposit in Hebei Province, China: Involvement of mantle fluid metallogenesis [J] . *Mineral Deposits* , 20(1) : 23 ~ 36 (in Chinese with English abstract) .
- Mao J W, Zhang Z H, Wang Y T, et al. 2003 . Nitrogen isotope and content record of Mesozoic orogenic gold deposits surrounding the North China craton[J] . *Sci. in China (Series D)* , 46(3) : 231 ~ 245 .
- McCaig R H. 1987 . Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems[J] . *Geol.* , 15 : 701 ~ 704 .
- Moine B, Guillot C and Gibert F. 1994 . Controls on the composition of nitrogen-rich fluids originating from reaction with graphite and ammonium-bearing biotite[J] . *Geochim. Cosmochim. Acta* , 58 : 5503 ~ 5523 .
- Norman D I and Musgrave J. 1994 . N₂-Ar-He compositions in fluid inclusion: Indicators of fluid source[J] . *Geochim. Cosmochim. Acta* , 58 : 1119 ~ 1131 .
- Norman D I, Moore J N, Yonaka B, et al. 1996 . Gaseous species in fluid inclusions: A tracer of fluids and indicator of fluid processes [A] . Proceedings of 21st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering[C] . Stanford: Stanford University. 233 ~ 240 .
- Norman D I, Moore J M and Musgrave J. 1997 . Gaseous species as traces in geothermal systems[A] . Proceedings of 22nd Workshop on

- Geothermal Reservoir Engineering[C]. Stanford: Stanford University. 419 ~ 426 .
- Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility[J]. Chem. Geol., 37: 29 ~ 48 .
- Ren Y S, Liu L D, Zhang H H, et al. 2004. The characters of ore-forming fluid of Jinjishan gold deposit in Chizhou area, Anhui Province[J]. J. Jilin Univ. (Earth Science Edition), 34(4): 522 ~ 526 (in Chinese with English abstract) .
- Roedder E and Bodnar R J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies[J]. Annual Review Earth Plannet Sciences, 8: 263 ~ 301 .
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. Reviews in Mineralogy, 12: 25 ~ 35 .
- Seward T M. 1973. Thio complex of gold in hydrothermal ore solution [J]. Geochem. Cosmochim. Acta, 37: 379 ~ 399 .
- Shao J L. 1988. Prospecting mineralogy of gold deposit [M]. Wuhan: China Univ. Geosci. Press. 38 ~ 45 (in Chinese with English abstract) .
- Shen K, Hu S X, Sun J G, et al. 2000. Characteristics of ore-forming fluids of the Dayingezhuang gold deposit in Eastern Shandong, China [J]. Acta Petrologica Sinica, 16(4): 542 ~ 550 (in Chinese with English abstract) .
- Shen K, Ni P and Lin J Q. 2001. Characteristics and evolution of ore fluids in Guilaizhuang gold deposit, southwest Shandong[J]. Chinese J. Geol., 36(1): 1 ~ 13(in Chinese with English abstract) .
- Shepherd T J, Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[M]. Blackie & Son Limited. 1 ~ 154 .
- Sibson R H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems[J]. Geol., 15: 701 ~ 704 .
- Sibson R H, Robert F and Poulsen K H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits [J]. Geol., 16: 551 ~ 555 .
- Sibson R H. 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow[A]. In: Parnell J, ed. Geological Society Special Publications, Volume 78 [C]. 69 ~ 84 .
- Sun F Y, Shi Z L and Feng B Z. 1995. Gold ore geology, lithogenesis and metallogenesis related to the differentiation of mantle-derived C-H-O fluids in Jiaodong Peninsula, Eastern China[M]. Changchun: Jilin People's Press. 79 ~ 119 (in Chinese with English abstract) .
- Sun F Y, Jin W, Li Bile, et al. 2000. Considerations on the mineralizing depth of hydrothermal lode gold deposits[J]. J. Changchun Univ. Sci. & Technol., 30 (Supp.): 27 ~ 30 (in Chinese with English abstract) .
- Sun X M, Wang M, Xue T, et al. 2004. New Advances in research of trace gaseous compositions in fluid inclusions and their applications as indicator of ore-forming fluid sources and processes[J]. Earth Sci. Frontiers, 11(2): 471 ~ 478 (in Chinese with English abstract) .
- Wang K Y, Ren Y S, Cheng X M, et al. 2004. Study on fluid inclusion of Tuanjiegou gold deposit in Heilongjiang Province and implications for its genesis[J]. Geotectonica et Metallogenia, 28(2): 171 ~ 178 (in Chinese with English abstract) .
- Wang Y, Mo X X, Dong F L, et al. 2004. The condition analysis of metallogenic physical chemistry for collisional orogenesis ore forming fluid system in Weishan-Yongping mineralization district, Yunnan [J]. J. Mineral. & Petrol., 24(3): 72 ~ 81 (in Chinese with English abstract) .
- Xiao Z F, Ouyang Z Y, Lu H Z, et al. 1994. Fluid inclusion geochemical study on the Baoban gold field, Hainan Island, South China[J]. Mineral Deposits, 13(2): 172 ~ 179(in Chinese with English abstract) .
- Zhang D H. 1994. Some advancements of metal complexes chemistry in hydrothermal ore-forming environment[J]. Geol. Sci. & Technol. Info., 13(3): 69 ~ 74 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang D Q, Feng C Y, Li D X, et al. 2001. Orogenic gold deposits in the North Qaidam and East Kunlun orogen, West China[J]. Mineral Deposits, 20(2): 137 ~ 146 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang W H and Chen Z Y. 1993. Geology of fluid inclusions[M]. Wuhan: China Univ. Geosci. Press. 1 ~ 240(in Chinese) .
- Zhang Z H, Mao J W and Wang Y. 2004. Characteristics of fluid inclusions in the gold deposits within Zhongchuan area, western Qinling and their geological significance[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 23(2): 147 ~ 157 (in Chinese with English abstract) .
- Zhao C S. 2004. Gold, silver metallogeny in Eastern Kunlun orogenic belt, Qinghai Province [PhD dissertation] [D]. Academic Supervisor: Sun F Y. Changchun: Jilin Univ. 30 ~ 32 (in Chinese with English abstract) .

附中文参考文献

- 包存义, 许国武, 李玉春, 等. 2003. 大场地区金矿成因类型及成矿潜力分析[J]. 青海国土经略, 3: 17 ~ 22 .
- 陈化勇, 陈衍景, 倪培, 等. 2004. 南天山萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体研究: 矿床成因和勘探意义[J]. 矿物岩石, 24(3): 46 ~ 54 .
- 杜乐天. 1996. 烃碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用[M]. 北京: 科学出版社. 231 ~ 430 .
- 范宏瑞, 金成伟, 沈远超. 1998. 新疆哈图金矿成矿流体地球化学[J]. 矿床地质, 17(2): 135 ~ 149 .
- 丰成友, 张德全, 王富春, 等. 2004. 青海东昆仑造山型金(锑)矿床成矿流体地球化学研究[J]. 岩石学报, 20(4): 949 ~ 960 .
- 胡文瑄, 孙睿, 张文兰, 等. 2001. 金矿成矿流体特点及深-浅部流体相互作用成矿机制[J]. 地学前缘, 8(4): 282 ~ 288 .
- 李秉伦, 石岗. 1986. 矿物包裹体气体成分的物理化学参数图解[J]. 地球化学, 2: 126 ~ 137 .
- 李荫清, 马秀娟, 魏家秀. 1998. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 5 ~ 56 .
- 刘斌, 段光贤. 1987. NaCl-H₂O溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 7(4): 345 ~ 352 .
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 290 .
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 167 ~ 171 .
- 卢焕章, 郭迪江. 2000. 流体包裹体研究的进展和方向[J]. 地质论

- 评, 46(4): 385 ~ 392.
- 毛景文, 张作衡, 杨建民, 等. 1998. 甘肃鹰嘴山金矿床地质和成矿地球化学[J]. 矿床地质, 17(4): 297 ~ 305.
- 毛景文, 李荫清. 2001. 河北省东坪铋化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系[J]. 矿床地质, 20(1): 23 ~ 36.
- 任云生, 刘连登, 张辉煌, 等. 2004. 安徽池州地区金鸡山金矿床成矿流体特征[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 34(4): 522 ~ 526.
- 邵洁连. 1988. 金矿找矿矿物学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 38 ~ 45.
- 沈昆, 胡受奚, 孙景贵, 等. 2000. 山东招远大尹格庄金矿成矿流体特征[J]. 岩石学报, 16(4): 542 ~ 550.
- 沈昆, 倪培, 林景任. 2001. 鲁西南归来庄金矿成矿流体特征和演化[J]. 地质科学, 36(1): 1 ~ 13.
- 孙丰月, 石淮立, 冯本智. 1995. 胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分离成岩成矿[M]. 长春: 吉林人民出版社. 79 ~ 119.
- 孙丰月, 金魏, 李碧乐, 等. 2000. 关于脉状热液金矿床成矿深度的思考[J]. 长春科技大学学报, 30(增刊): 27 ~ 30.
- 孙晓明, 王敏, 薛婷, 等. 2004. 流体包裹体中微量气体组成及其成矿示踪体系研究进展[J]. 地学前缘, 11(2): 471 ~ 478.
- 王可勇, 任云生, 程新民, 等. 2004. 黑龙江团结沟金矿床流体包裹体研究及矿床成因[J]. 大地构造与成矿学, 28(2): 171 ~ 178.
- 王勇, 莫宜学, 董方润, 等. 2004. 云南巍山-永平矿集区碰撞成矿流体系统成矿物理化学条件分析[J]. 矿物岩石, 24(3): 72 ~ 81.
- 肖志峰, 欧阳自远, 卢焕章, 等. 1994. 海南抱板金矿田流体包裹体地球化学研究[J]. 矿床地质, 13(2): 172 ~ 179.
- 张德会. 1994. 热液成矿环境中络合物研究的进展[J]. 地质科技情报, 13(3): 69 ~ 74.
- 张德全, 丰成友, 李大新, 等. 2001. 柴北缘-东昆仑地区的造山型金矿床[J]. 矿床地质, 20(2): 137 ~ 146.
- 张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1 ~ 240.
- 张作衡, 毛景文, 王勇. 2004. 西秦岭中川地区金矿床流体包裹体特征及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 23(2): 147 ~ 157.
- 赵财胜. 2004. 青海东昆仑造山带金-银成矿作用[博士论文][D]. 导师: 孙丰月. 长春: 吉林大学. 30 ~ 32.

Fluid inclusion characteristics of Dachang gold deposit, Qinghai Province and their geological significance

ZHAO Cai-sheng^{1,2}, SUN Feng-yue², MAO Jing-wen^{1,3}, DING Qing-feng²,
ZHAO Jun-wei^{2,4} and LI Shi-jin^{2,4}

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 College of Earth Science, Jilin University, Changchun 130026, Jilin, China; 3 Faculty of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 4 Qinghai Geological Survey, Xining 810001, Qinghai, China)

Abstract

Using advanced Linkam cooling-heating stage and Renishaw Laser Raman Spectrometer, the authors carried out systematic studies on the primary fluid inclusions in quartz and calcite from the Dachang gold deposit in Qinghai Province. The results show that quartz and calcite contain lots of primary fluid inclusions, which can be classified into aqueous two-phase type, CO₂-bearing three-phase type and CO₂-rich or pure CO₂ type. Microthermometric studies indicate that the temperatures, salinities $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ and densities of the ore-forming solutions vary from 180 to 260 °C, 0.2% to 8.3%, and 0.69 to 0.78 g/cm³, respectively. The ore-forming fluids belong to the NaCl-H₂O-CO₂ type characterized by rich CO₂, low-moderate temperature, low salinity, low density and strong reducibility. Meanwhile, the data of ore-forming pressure were also obtained from the fluid inclusion study. Based on the pressure and the relationship between the pressure and the depth of fracture zones, it is known that the ore-forming depth is 5.03 ~ 7.63 km. The ore-forming fluids are mainly composed of H₂O and CO₂, with minor amounts of CH₄, H₂S, CO, N₂, H₂ and trace amounts of such organic matters as C₂H₂, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₈ and C₆H₆. The ore-forming fluids of the Dachang gold deposit were mainly derived from meteoric water mixed with formation water and a small amount of mantle-source magmatic water. Fluid immiscibility and existence of organic matters play important roles in the gold mineralization process.

Key words: geochemistry, fluid inclusion, geological significance, Dachang gold deposit, Qinghai Province