

新疆准噶尔盆地西缘哈图金矿成矿流体

王莉娟^{1,2} 朱和平²

(1.北京矿产地质研究院,北京 100012;2.中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室,北京 100029)

摘要:哈图金矿石英中包裹体丰富,个体小,多为 3~5μm,包裹体发育不好,反映了包裹体形成时受到了构造的挤压。成矿主要为中温、低盐度。包裹体中水主要为岩浆水,有少量天水的混合。哈图金矿的成矿物质主要为深源。围岩及矿体石英包裹体的稀土元素及碳同位素分析表明成矿流体的稀土元素及矿化剂元素碳的来源与围岩关系不大,哈图金矿的成矿受地层的影响较小。成矿流体的研究显示金矿体向下仍有一定的延伸。

关键词:哈图金矿;流体包裹体;成矿流体来源;准噶尔盆地;新疆

中图分类号:P618.51 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-3657(2006)03-0666-06

哈图金矿是位于准噶尔盆地西缘的大型脉状金矿床。前人对哈图金矿流体包裹体研究已经取得一定成果^[1-4]。笔者在前人研究基础上进一步对成矿流体特征,特别是对矿物及矿物包裹体中水的来源,围岩中稀土元素与矿物、矿物包裹体稀土元素对比及成矿流体研究对矿床深部成矿的启示等进行了进一步的探讨。

1 矿区、矿床地质概况

哈图大型脉状金矿床位于新疆西准噶尔哈图山南麓哈图金矿带齐 I 金矿区。矿区出露的地层比较简单,主要为下石炭统太勒古拉组(C_{1t})和包谷图组(C_{1b})以浊流沉积为主的岩石。矿脉的直接赋矿围岩是一套海底喷发的玄武-安山岩和

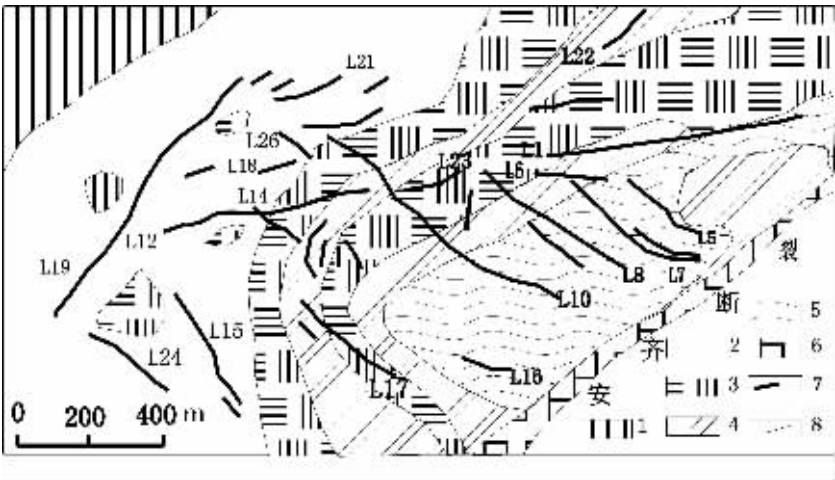


图 1 哈图金矿矿床地质及主要矿脉(断裂)分布示意图^[1]

1—火山角砾岩;2—层凝灰岩;3—玄武岩;4—凝灰岩;5—辉绿岩;6—断裂角砾岩;7—矿脉(断裂)及编号;8—地层界线

Fig.1 Diagrammatic geological map of Hatu main ore veins(faults)

1-Volcanic breccia;2-Tuffite;3-Basalt;4-Tuff;5-Diabase;6-Fault breccia;7-Ore vein(fault) and number;8-Stratigraphic boundary

收稿日期:2006-04-05;改回日期:2006-04-22
基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2001cb409806)资助。
作者简介:王莉娟,女,1948年生,研究员,主要从事矿床地球化学研究;E-mail:wlj@mail.iggcas.ac.cn。

火山碎屑岩。区内岩浆活动频繁,主要表现为海西晚期的中酸性岩浆侵入,这些花岗岩可能是加里东洋壳基底和海西弧后盆地沉积-火山岩重熔而成^[1]。区域内断裂发育,主要有北北东向平行展布的安齐断裂和哈图断裂控制着本区的基本构造格局^[4](图 1)。

哈图金矿的工业矿体可分为两类:石英脉型和蚀变岩型。前者多沿断裂延伸,并有分支复合现象,主要分布于矿区的东北部和上部;后者主要分布于矿区的西南部和下部石英脉的两侧,也可独立成脉状产出。黄铁矿主要为蚀变形成,产于蚀变岩型矿体中,少量产于灰白色富矿体石英脉中。极少粗粒立方体黄铁矿浸染状产于早期石英脉中。以往的研究认为这两种矿化类型是同一种成矿流体的不同矿化阶段的产物^[4],王莉娟等^[2-3]研究认为两种矿化类型是不同来源的流体同位叠加成矿,石英脉型矿体成矿与花岗岩岩浆热液有关,蚀变岩型矿体成矿与深成流体有关。

主要围岩蚀变有:硅化,黄铁矿化,绢云母化,当它们都十分强烈时,即形成黄铁绢英岩化,由此可以形成蚀变岩型矿体。矿化与硅化、黄铁矿化密切相关。

矿物共生组合比较简单,属黄铁矿-毒砂-自然金-石英组合类型。金几乎全以自然金的形式赋存在石英、黄铁矿和毒砂的裂隙或晶格间隙内,有时以明金形式出现^[4]。

2 哈图金矿成矿温度及成矿流体性质

流体包裹体是保存在矿物中的原始成矿流体,流体包裹体研究是追踪成矿流体来源、揭示矿床成矿机理的最直接和最有效的方法之一^[5]。本次研究采用流体包裹体研究为主要手段。

2.1 研究方法

在 NIKON 正反偏光显微镜下详细观察包裹体的特征;在英国产 LINKAM-THMSG600 型冷热台上测定石英包裹

体的均一温度、冷冻温度,并对冷热台进行了标准物质的校正(其中 0~600℃的温差范围为±1℃,0~-198℃的温差范围为±0.1℃);在 DT-4 型矿物包裹体爆裂温度测试仪上测定石英包裹体的爆裂曲线;液相成分分析将已经清洗的样品用爆裂法打开,将清洗液送至 HIC-6A 离子色谱仪测定液相中离子成分;将爆裂打开的包裹体气体送入日本产 RG202 型四极质谱(QMS)仪测定包裹体气相组分。

2.2 流体包裹体类型与组合特征

哈图金矿石英脉石英中包裹体丰富,但一般小于 3~5μm,以气液包裹体为主,含 CO₂ 包裹体少量,主要分布于矿体的上部富矿部位。包裹体气液比以 10%~30%为主,少量<10%。矿体石英多被压扁、拉长,其中包裹体呈拉长状定向排列(图 2)。很多石英中包裹体极小,甚至分辨不清其中的气泡,或仅为空洞,反映了在挤压环境中形成的特征,该种特征在蚀变岩型矿体石英中包裹体更为突出。哈图金矿包裹体类型中未见含子矿物包裹体,显示成矿流体的盐度较低。

2.3 包裹体均一温度与盐度特征

哈图金矿石英脉石英中包裹体均一温度范围为 340~140℃,呈多阶段叠加。第 I 阶段:340~280℃(4);第 II 阶段:280~220℃(8);第 III 阶段:200~140℃(10)。冷冻温度范围:-3.3~-4.3℃,盐度范围为:(5.41~6.88)NaClwt%。成矿主要为中低温、低盐度。

多数矿体石英爆裂曲线出现 α-β 转变峰,这样的 α-β 转变峰特征反映了哈图金矿石英脉型矿体与侵入岩浆热液有关,使部分石英的形成温度高于 573℃(α-β 石英转变的温度)^[4]。从深部向浅部,石英的 α-β 转变峰减弱,表明这种高温的侵入岩浆流体运移至浅部时,其温度降低及影响减弱,也可能说明侵入岩浆热液在矿体的浅部与低温的循环天水强烈混合,不但使流体的温度降低,也改变了成矿条件,促

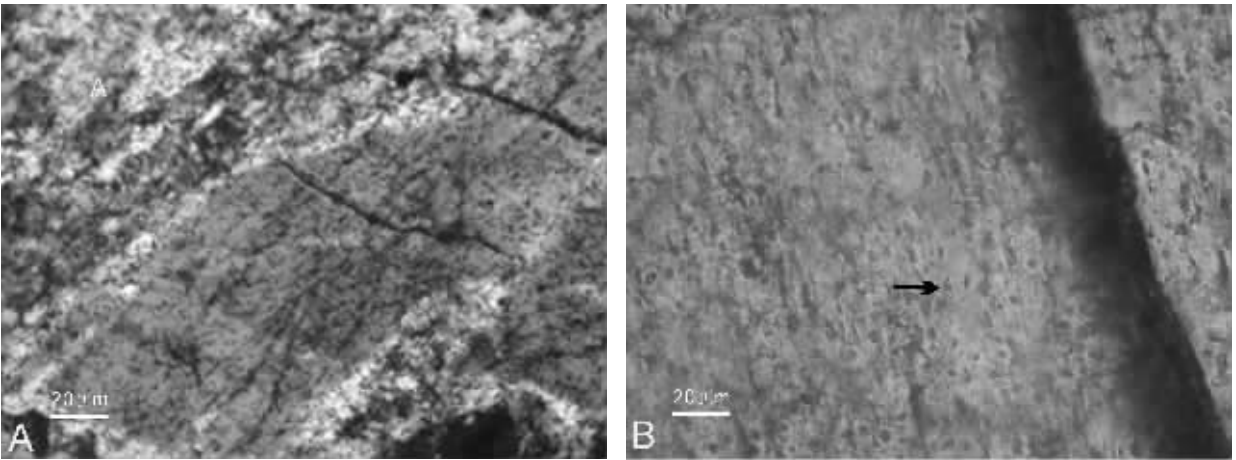


图 2 哈图金矿受到构造挤压作用的拉长石英(A)及石英中定向排列的包裹体(B)
(包裹体为 3~5μm)

Fig 2 Stretched quartz due to structural compression(A)and oriented fluid inclusions in quartz(B), inclusions 3~5μm in size

表 1 哈图金矿流体包裹体气相和液相成分 (10⁻⁶)

Table 1 Analysis of gas and liquid components from fluid inclusions in the Hatu gold deposit (10⁻⁶)

样品编号	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻ /Cl ⁻	Na ⁺ /K ⁺	Ca ²⁺ /Mg ²⁺	Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻
H020701-17	0.699	0.285	3.9	1.188	0.348	0.081	0.297	2.453	3.414	3.667	0.073
样品编号	H ₂ O	N ₂	CO ₂	He	Ar	CH ₄	C ₂ H ₆	H ₂ S	总气量 (Pa)	样品量 (g)	
H020701-15	86.69	2.254	10.361	0.0006	0.074	0.391	0.226	0.003	1053.8	0.499	
H020701-17	84.48	48.93	48.50	0.0130	0.574	1.473	0.439	0.074	1291.9	0.500	
H020702-27	94.47	0.989	3.223	0.0003	0.178	0.865	0.271	0.003	4005	0.500	

使金的析出和强烈富集。同时也表明向其深部还有一定的成矿远景。

2.4 包裹体气、液相成分

测试了哈图金矿富矿体石英包裹体气、液相组分,结果如表 1。

表 1 中 H020701-17 样品为出现明金的富矿体样品,其包裹体液相成分阳离子以 Na⁺、K⁺离子为主,次为 Ca²⁺、Mg²⁺,且 Na²⁺>K⁺、Ca²⁺>Mg²⁺,K⁺含量较低可能与富矿体部位围岩发育强烈的绢云母蚀变消耗了流体中 K⁺有关,Ca²⁺含量高,可能与晚期的碳酸盐化有关。阴离子成分以 SO₄²⁻为主,次为 F⁻、Cl⁻,F⁻>Cl⁻。由于 SO₄²⁻的含量反映了与金的迁移有密切关系的 SH⁻的数量,因此,推测金是与硫的络和物的形式迁移。流体中 Na⁺、K⁺含量高,且 F⁻>Cl⁻组分特征,显示了成矿流体具有岩浆热液特征。哈图金矿成矿流体的类型属 Na⁺-K⁺-Ca²⁺-SO₄²⁻-F⁻型。

哈图金矿包裹体气相成分(表 1),除水外,含较多的 CO₂及 N₂,由于岩浆蒸汽中含较多的 CO₂及 N₂^[6,7],因此,哈图金矿的气相成分提示了成矿流体具有岩浆成因的特点。表 1 中 H020701-15 及 H020701-17 样品是出现明金的富矿体,它们的气相中水含量相对少,而 CO₂及 N₂的含量丰富,与贫矿体 H020702-27 样品有较大的差异,表明含岩浆蒸汽组分越多,矿体越富的特征。此外,气相中还含有少量 CH₄、C₂H₆、H₂S 等还原性气体。

3 成矿流体来源

3.1 包裹体水的来源

石英圈闭时成矿流体的 H、O 同位素值基本能反映包裹体中水的来源。石英 O 同位素组成(δ¹⁸O_{石英})用 BrF₃ 法制备 O₂,包裹体水的 H 同位素组成(δ¹⁸O_{H₂O})由加热爆裂法获取包裹体水,再用金属铀法制备 H₂,δ¹⁸O_{石英}和 δD 的测定精度分别为 0.1‰和 2‰。

利用测试样品流体包裹体均一温度平均值及 Clayton 平衡方程,计算获得与石英分别达到平衡时的成矿流体 δ¹⁸O_{H₂O}值,计算的 δ¹⁸O_{H₂O}值和石英流体包裹体水的 δD 测定值代表了石英圈闭的主成矿阶段成矿流体的 H、O 同位素组成。

哈图金矿主矿体 2 件石英样品包裹体水的 δ¹⁸O_{H₂O}值为 9.7‰及 6.6‰,对应的 δ¹⁸O_{H₂O}值为-94.5‰及-100.9‰,落在

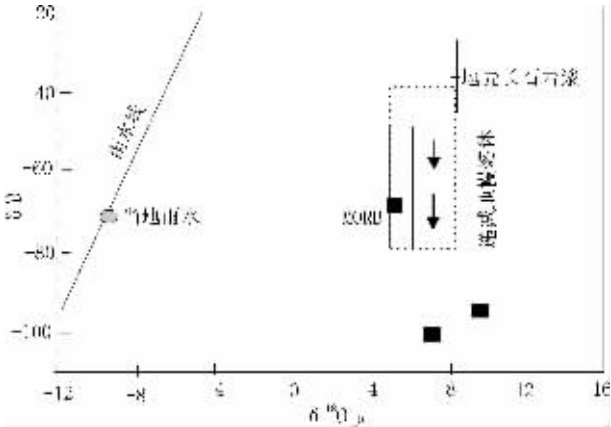


图 3 新疆准噶尔地区哈图金矿成矿流体 δD—δ¹⁸O_{H₂O} 关系图
Fig.3 δD—δ¹⁸O_{H₂O} correlation of ore fluids in quartz from the Hatu gold deposit in the Junggar, Xinjiang

δD—δ¹⁸O 关系图(图 3)的岩浆水的下方,而与哈图金矿有密切成因关系的花岗岩石英包裹体水的 δ¹⁸O_{H₂O}值为 4.9‰,对应的 δ¹⁸O_{H₂O}值为-69.087‰,在 δD—δ¹⁸O 关系图中落在地幔水范围内。由于岩浆活动早期有强烈的 H 同位素分馏作用^[8],后来形成的含水岩浆矿物代表脱气熔体的同位素组成,其 H 同位素急剧降低,在岩浆晚期热液沉淀聚集形成的热液矿物有天水加入的情况下,其 H 同位素组成降低更多。因此,笔者认为哈图金矿 H 同位素组成落在岩浆水下方,表明成矿流体主要是岩浆流体,也有天水的混合。

3.2 赋矿围岩及矿物流体包裹体液相稀土元素

应用 ICP-MS 方法分析包裹体液相中的稀土的研究已经有一些积累,哈图金矿石英及石英包裹体的液相稀土元素分析已经进行了初步的分析^[9]。本次进一步进行了矿体围岩玄武岩的 REE 分析。样品取自距矿体 2 km 范围内的新鲜玄武岩围岩。分析方法详见文献^[9],分析结果列于表 2,稀土元素配分曲线(图 4)显示哈图金矿围岩玄武岩的 REE 分布具有富集轻稀土、轻稀土向右倾斜、Eu 负异常明显、重稀土较平直的曲线特征。主矿体石英包裹体的 REE 分布曲线具有明显的 Eu 正异常,反映的是与花岗岩的 REE 互补及 REE 来源于花岗岩的曲线^[9]。显然与上述围岩的 REE 曲线基本没有

表 2 哈图金矿围岩玄武岩样品 REE 元素分析 (10⁻⁶)
Table 2 REE analysis of wallrock basalts
of the Hatu gold deposit (10⁻⁶)

样品号	Ht1-3	Ht1-4	Ht1-5	Ht2-2	Ht2-3
La	17.618	15.09	15.264	16.898	13.861
Ce	37.038	31.991	28.371	35.435	31.172
Pr	4.881	3.969	4.106	4.156	3.979
Nd	20.203	15.586	16.758	15.412	16.005
Sm	4.841	3.660	3.771	3.302	3.977
Eu	1.225	0.948	1.111	0.539	0.827
Gd	4.634	3.601	3.444	3.037	3.885
Tb	0.805	0.609	0.529	0.489	0.664
Dy	4.937	3.806	3.127	2.935	4.062
Ho	1.062	0.814	0.649	0.634	0.838
Er	2.977	2.279	1.792	1.864	2.461
Tm	0.462	0.352	0.282	0.308	0.393
Yb	3.009	2.281	1.829	2.075	2.581
Lu	0.463	0.347	0.279	0.319	0.407
REE	104.15	85.33	81.31	87.40	85.11
LREE	85.806	71.243	69.381	75.742	69.821
HREE	18.349	14.089	11.932	11.661	15.292
La/LU	38.05	43.49	54.71	52.97	34.06
La/Yb	5.86	6.62	8.35	8.14	5.37
LREE/HREE	4.68	5.06	5.81	6.50	4.57

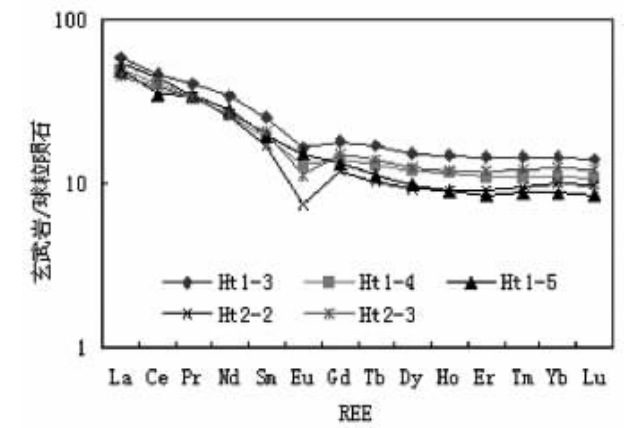


图 4 哈图金矿围岩玄武-安山岩样品 REE 分布曲线

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns of wall rock basalts-andesite in the Hatu gold deposit

共同之处。王莉娟^[9]在研究蚀变岩型矿体中黄铁矿的 REE 曲线主要呈以小的 Eu 负异常为中心的倒 3 字的形状,但曲线总体向右倾斜。因此,通过综合分析笔者认为哈图金矿成矿流体中 REE 来源与围岩玄武岩的关系不大,但蚀变岩型矿体可能有部分 REE 来源于围岩。据笔者已有的研究,REE 主要源于花岗岩及深源流体^[9]。

3.3 矿化剂元素硫的来源

含硫矿物的硫同位素组成按 SO₂ 分析方法进行,首先由直接氧化法将 S 转化成 SO₂,进入 MAT252 质谱仪分析,分析精度为 0.1‰。

表 3 哈图金矿黄铁矿、毒砂中 S 同位素组成
Table 3 S isotopes analysis of pyrite and arsenopyrite
of the Hatu gold deposit

样品号	样品名称	矿 物	δ ³⁴ S (‰)
H2702-1A	混合型矿石	黄铁矿	-0.055
H2702-5	蚀变岩型矿石	黄铁矿	0.849
H2702-26	混合型矿石	毒砂	0.077
H2702-24	蚀变岩型矿石	黄铁矿	0.704
H2702-27	晚期石英脉	黄铁矿	-0.516
H2701-17	富矿石英脉	毒砂	-0.408

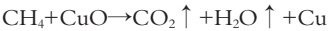
本次分析的 6 件黄铁矿等含硫矿物的 S 同位素为 0.849‰~-0.516‰,均为 0 值附近的小正值或小负值(表 3),与陨石硫接近,表明与金的成矿密切相关的矿化剂元素硫为幔源硫。

由于金在流体中能够与 S 结合呈[Au(HS)₂]⁻等络和物形式迁移,因此,S 的深源也反映了金的深源。幔源的 S 对深源金的搬运及成矿有重要意义。

3.4 矿化剂元素碳的来源

矿体围岩中有机碳的测定:将选定的围岩样品磨碎至 100~120 目,经过 10%的稀盐酸清洗,去掉可能存在的无机碳酸盐矿物。采用真空密闭高温氧化法分析其中有机碳。在 MAT253 仪器上测定碳同位素。使用国家一级碳酸盐碳同位素参考物质 GBW04405 为工作标准,分析误差优于±0.2‰。

主矿体石英包裹体中气相 CO₂、CH₄ 中碳同位素的测定:挑选纯度达 99%以上石英单矿物约 5g(视包裹体的大小和多少而定),用稀盐酸清洗后放入系统中抽真空 10⁻³Pa,600℃温度下爆裂,将爆裂出的气体和水导入特制的样品管中,经过干冰冷阱将水冻住,将剩余气体转入 Q 型分子筛,除去游离氧和碳氢化合物(如甲烷、乙烷等),抽走氮、氧等不冻气体,此时,流体中仅余 SO₂、CO₂ 气体,再用戊烷冷阱在-130℃时冻住 SO₂,将纯净的 CO₂ 用液氮收集到样品管中,在 MAT253 质谱仪上完成 CO₂ 中碳同位素比值测定。分析精度优于±0.2‰。包裹体 CH₄ 气体的提取可以与 CO₂ 气体以同一份样品同时进行,首先将 600℃温度下爆裂出来的包裹体内混合气体在-196℃液氮冷阱中,其中包括 CO₂、SO₂ 等(另外处理,用以提取纯 CO₂),将分离出来的 CH₄、氮、氩等气体导入氧化铜炉中,在 800℃高温下,使 CH₄ 完全与氧化铜反应,生成 CO₂、H₂O 等,除去水,得到纯净的 CO₂,其化学反应式如下:



用液氮收集的纯净的 CO₂ 的碳同位素分析在 MAT253 质谱仪上完成,实验结果引用国际 PDB 标准 δ¹³C 表示。结果列于表 4。

哈图金矿围岩有机质碳同位素及主矿体石英包裹体气相 CO₂、CH₄ 的碳同位素系统分析中(表 4),看到的突出的特

表 4 哈图金矿矿体围岩中有机碳及主矿体石英包裹体
气相 CO₂、CH₄ 中碳同位素分析(‰)

Table 4 C isotope analysis of organic and carlon in wall
rock and CO₂ and CH₄ from fluid inclusions in quartz
of the Hatu gold deposit(‰)

样品号	样品名称	δ ¹³ C _{全碳}	δ ¹³ C _{CO₂}	δ ¹³ C _{CH₄}
H020701-8	矿体石英		-14.14	
H020701-17	矿体石英			
H701-15	富矿体石英			
H702-27	贫矿体石英		-6.76	-26.17
H020702-3	矿体石英		-7.05	-25.34
H020701-25	矿体石英		-5.58	-24.59
Ht1-3	细粒黑色玄武岩	-17.65		
Ht1-4	细粒棕黑色玄武岩	-18.34		
Ht1-5	粗粒玄武岩	-12.9		
Ht2-2	黄绿色极细粒凝灰岩	-9.26		
Ht-3	黄绿色凝灰砂岩	-17.57		

征是围岩有机质碳多低于-10‰,石英包裹体气相 CO₂ 中碳同位素比值在-14.14‰~-5.58‰。CH₄ 中碳为-24.59‰~-26.17‰。Hoefs^[10]界定的地幔来源碳同位素值为-5‰±2‰,沉积碳酸盐岩碳为 0±2‰;Chu at al^[11]认为地球深处流体的碳同位素并不均一,且变化非常大,但大多数金刚石的 δ¹³C 值在-5.5‰附近。戴金星等^[12-13]统计中国不同成因的 212 个气样 CO₂ 含量及其对应的 δ¹³C_{CO₂} 值同时还利用了多个周边国家的样品资料综合后的结论认为 δ¹³C_{CO₂} < -10‰是有机成因的,δ¹³C_{CO₂} > -8‰是无机成因的。王先彬等^[14]研究腾冲火山原始气体时,CH₄ 的 δ¹³C=-16.6‰~-21.4‰,认为这些甲烷是来自地幔的原始气体组分;戴金星等^[12]研究认为 δ¹³C_{CH₄} 小于-30‰时 CH₄ 主要是有机成因的,δ¹³C_{CH₄} 值在-20‰~-30‰之间,认为是有机与无机混合的 CH₄ 气体,大于-20‰则是无机成因的。经综合分析,笔者认为哈图金矿围岩中有机质的碳及包裹体气相中碳主要应是混合碳。

哈图金矿的直接围岩——玄武岩的碳多为低于-10‰的有机碳,表明玄武岩在侵入过程中受到地层沉积有机质的混染。而矿体石英中 δ¹³C_{CO₂} 值差别较大,大部分接近深源碳,这除表明碳为混源碳,地层有机碳有一定的参与外,也说明成矿流体中碳以深源碳为主的特征。

4 讨论与结论

(1)哈图金矿为中温热液型矿床,成矿流体中富含 Na⁺、K⁺ 及 SO₄²⁻、F⁻ 等离子及 CO₂、CH₄ 等气体,显示成矿流体具有岩浆成因。在富矿体中 CO₂、CH₄ 气体的含量升高,贫矿体中降低。包裹体特征表明成矿过程中曾受到构造挤压。成矿流体属 Na⁺-K⁺-Ca²⁺-SO₄²⁻-F 型。

(2)成矿流体主要源于深源,有少量地层物质的参与,地

层对成矿的影响居次要地位。主要依据有:流体包裹体水主要为岩浆水,少量天水的混合;矿化剂元素硫属幔源硫;笔者曾经分析了成矿元素铅的同位素,为幔源铅及有壳源铅的混合(另有专文讨论);REE 来源于花岗岩及深部流体,有少量围岩地层 REE 的参与;矿化剂元素碳以深源碳为主,混合有地层有机碳;包裹体气相中 CO₂、N₂ 主要来源于地幔,成矿流体为具有岩浆成因的流体。

(3)矿物中包裹体丰富,表明成矿流体的活动较强烈以及成矿为中温,多数石英爆裂曲线出现 α-β 转变峰,均表明向矿体深部仍有一定的成矿远景。

参考文献(References):

[1] 范宏瑞,金成伟,沈远超. 哈图金矿成矿流体地球化学[J]. 矿床地质, 1998, 17(2):136~148.
Fan Hongrui, Jin Chengwei, Shen Yuanchao. Geochemical features of ore-fluids of Hatu deposit[J]. Mineral Deposits, 1998, 17(2): 136~148 (in Chinese with English abstract).
[2] 王莉娟,王玉往,朱和平. 新疆准噶尔盆地哈图金矿成矿流体的某些物理化学特征及与成矿关系[J].地质与勘探, 2005, 41(6):21~26.
Wang Lijuan, Wang Yuwang, Zhu Heping. Geochemistry of ore-forming fluid and metallogenesis prognosis of Hatu Gold deposits in Jungar Basin, Xinjiang, China[J]. Geology and Prospecting, 2005, 41 (6):21~26 (in Chinese with English abstract).
[3] Wang Lijuan, Wang Jingbin, Wang Yuwang, et al. Fluid geochemistry and metallogenesis of Hatu gold deposit in Juggar Basin. Xinjiang[J]. Acta Geologica Sinica, 2004, 78(2):387~391.
[4] 沈远超,金成伟,等.西准噶尔地区岩浆活动与金矿化作用[M]. 北京:科学出版社,1993. 113~171.
Shen Yuanchao, Jin Chengwei, et al. Magmatism and Gold Mineralization in Western Jungar[M]. Beijing: Science Press, 1993. 113~171 (in Chinese with English abstract).
[5] Roedder E. Fluid inclusion[J]. Review in Mineralogy, 1984,12:644.
[6] Lowenstern J B. Carbon dioxide in magmas and implication for hydrothermal systems[J]. Mineralium Deposita, 2001, 36:490~502.
[7] Wilkinson J J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposit[J]. Lithos, 2001,55:229~272.
[8] Taylor B E. Stable isotopes in high temperature geological processes (eds Valley, J. W., Taylor, H. P. Jr & O'Neil, J. R.) 1986, 185~225 (Miner. Soc. Am., Washington DC).
[9] 王莉娟,王京彬,王玉往,等.新疆准噶尔地区金矿床成矿流体稀土元素地球化学特征[J]. 岩石学报,2004, 20(04):977~987.
Wang Lijuan, Wang Jingbin, Wang Yuwang, et al. The geochemistry of Lanthanon of ore-forming fluid from gold deposits in Junggar area in Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 2004, 20(04): 977~987 (in Chinese with English abstract)
[10] Hoefs J. Stable isotope geochemistry [M]. 3rd edition. Berlin: Springer-Verlag, 1987.
[11] Chu Xuelei, Fan Qicheng, Liu Ruoxin, et al. A preliminary investigation on carbon and oxygen isotopes of CO₂ fluid inclu-

sions in ultramafic xenoliths of the Cenozoic basalts in eastern China[J]. Chinese Science Bulletin, 1994, 39(24): 2044~2048.

[12] 戴金星,戴春森,宋岩,等.中国东部无机成因的二氧化碳气藏及其特征[J]. 中国海上油气(地质),1994, 8(4):215~222.

Dai Jinxing, Dai Chunseng, Song Yan, et al. Inorganic genetic carbon dioxide gas accumulations and their characteristics in east part of China[J]. China Offshore Oil and Gas (Geology), 1994, 8(4):215~222 (in Chinese with English abstract).

[13] 何家雄,夏斌,刘宝明.中国东部陆上和海域 CO₂ 成因及运聚规律与控制因素分析 [J].中国地质,2005,32(4):663~673.

He Jiaxiong, Xia Bin, Liu Baoming,et al. Analysis of the genesis and migration and accumulation of CO₂ and controlling factors in the onland and offshore areas of eastern China[J].Geology in China, 2005,32(4):663~673 (in Chinese with English abstract).

[14] 王先彬,刘刚 陈践发,等. 地球内部流体研究的若干关键问题[J]. 地学前缘,1996,3(3-4):105~118.

Wang Xianbin, Liu Gang, Chen Jianfa , et al. Fluid in the earth[J]. Earth Science Frontiers, 1996, 3(3-4):105~118(in Chinese with English abstract).

Ore-forming fluid of the Hatu gold deposit on the western margin of the Junggar basin, Xinjiang

WANG Li-juan^{1,2}, ZHU He-ping²

(1. Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China;

2. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029, China)

Abstract: There are many fluid inclusions in quartz in the Hatu gold deposit. they are small in size, mostly ranging from 3 to 5μm, and poorly developed, suggesting that they underwent tectonic compression during their formation. The ore deposit formed at middle temperatures and a low salinity. The water in the fluid inclusions is mainly magmatic water with minor meteoric water. The ore-forming material of the deposit was mainly derived from deep sources. REE and carbon isotope analyses of quartz inclusions in wall rocks and orebodies indicate that the source of the REE and the mineralizer elemental carbon has little relation to the wall rocks, and that the mineralization of the Hatu gold deposit was less influenced by strata. The study of ore fluids in the Hatu gold deposit suggests that the gold orebody may still extend downward to a certain depth.

Key words: Hatu gold deposit; fluid inclusion; origin of ore fluids; Junggar basin; Xinjiang

About the first author: WANG Li-juan, female, born in 1948, senior researcher; mainly engages in the study of ore deposit geochemistry; E-mail: wlj@mail.iggcas.ac.cn.