金属矿产

新疆东准双泉地区与韧-脆性剪切带有关的金矿成矿

路彦明[1,2]，　范俊杰[2]，　张　栋[2]，　潘爱军[2]，　陈晓吾[2]，　张玉杰[2]
(1. 北京大学地球与空间科学学院，北京　100871；2. 武警黄金地质研究所，廊坊　065000)

[摘　要]区域成矿背景分析表明，东准噶尔卡拉麦里地区韧-脆性剪切带形成于陆-陆碰撞体制，在 330 ~ 265Ma 期间，受挤压伸展体制转换影响，先后经历了韧、脆性构造变形。对与韧-脆性剪切带有关的金矿石英流体包裹体研究发现，包裹体以气液相为主，均一温度集中在 160 ~ 240℃，成矿流体盐度为 3.55 ~ 4.5wt% NaCl。成矿流体的氢、氧同位素组成表明成矿流体的水为变质成因水。金属硫化物硫同位素 $\delta^{34}S$ 值为 3.54 ~ 10.68‰，显然属于混染硫。黄铁矿包裹体氦氩同位素 $^3He/^4He$ 值为 0.18 ~ 2.18 Ra，属幔壳混源。成矿年代学研究表明，双泉金矿成矿时代及控矿构造脆性变形时间为(269±9) Ma ~ (260±4) Ma，金初始富集时间在 310Ma 前后，并得到含矿花岗斑岩 U-Pb 同位素年龄的支持，该事件在东准地区均有同位素年龄记录，是区域性的构造岩浆成矿流体热事件。上述资料表明，金矿成矿过程、成矿流体性质等在时间、空间上严格受韧-脆性剪切构造变形带控制。

[关键词]韧-脆性剪切带　流体　同位素　金矿　东准噶尔
[中图分类号]P618.51　　[文献标识码]A　　[文章编号]0495-5331(2010)增刊-1159-09

Lu Yan-ming, Fan Jun-jie, Zhang Dong, Pan Ai-jun, Chen Xiao-wu, Zhang Yu-jie. Mineralization of gold deposits related with the ductile-brittle shear zone in the Shuangquan area, Eastern Junggar, Xinjiang[J]. Geology and Exploration, 2010, 46(Supp.): 1159-1167.

新疆东准噶尔卡拉麦里板块结合带是西伯利亚板块和哈萨克斯坦-准噶尔板块的分界线，在中石炭世完成了洋-陆体系的转换，开始了陆-陆碰撞造山，至早二叠世晚期，完成了造山过程(肖序常等，1992；于学元等，1993；胡霭琴等，1997)。本文所讨论的金矿床位于卡拉麦里板块结合带的中段，卡拉麦里强应变带(高怀忠等，2000)在中石炭世至早二叠世的陆-陆碰撞过程中，在陆内俯冲体制下(陈衍景，1996)，受近 SN 向挤压的影响，形成了以由北至南推覆为主(马瑞士等，1990)，兼具右行走滑(肖序常等，1992；高怀忠等，2000)的 NWW 向韧-脆性剪切构造体系的韧-脆性剪切带。该区已发现的众多金矿床(点)与韧-脆性剪切构造的性质及形成、演化具有密切的时空关系。

1　韧-脆性剪切带的性质、形成演化

资料(高怀忠等，2000)表明，东准噶尔地区存在有 5 条与金矿关系十分密切的强应变构造带(本文称之谓韧-脆性剪切带)，其中卡拉麦里带是其中最南侧的一条。

卡拉麦里韧-脆性剪切构造带是在卡拉麦里板块结合带的基础上形成与演化的，属于以韧性剪切和塑性变形为特征的深层次断裂构造带(Sibson，1977)，其狭长的强烈挤压片理化构造带，宽 1 ~ 5 km，长在 70 km 以上，走向 NWW，向北陡倾斜。构造带内岩石均已强烈劈理化和片理化，并可见糜棱岩带，后者表明构造带具有塑性变形和韧性剪切性质，而前两者则为叠加的脆性变形。通过对构造岩组分析，初步判明韧性剪切构造带具有右行剪切特征，与前人(肖序常等，1992；高怀忠等，2000)认识一致。

基于区域构造体制和剪切运动特征，可将卡拉麦里韧-脆性剪切构造带划归为挤压推覆剪切带，该体系和在其形成发育过程中派生出一些次级构

[收稿日期]2010-10-25；[修订日期]2010-11-20；[责任编辑]郝情情。
[基金项目]国家科技支撑课题(编号：2007BAB25B02)和地质大调查项目(项目编码：1212010913028)联合资助。
[第一作者]路彦明(1971 年-)，男，博士后，高级工程师，主要从事区域金多金属矿床成矿规律与找矿预测研究。E-mail：yanming-lu-163@163.com。

造,共同组成剪切构造系统。因此根据其主次关系和规模可分为称一级(主)剪切带、二级(次级)剪切带等,其中双泉-苏吉泉、六棵树剪切带为一级剪切带,红柳沟剪切带为二级剪切带。该构造体系受右行剪切构造性质的约束,发育从宏观到微观的一套里德尔剪切构造系统。

海西中晚期大约 350 ~300Ma 间是西伯利亚、哈萨克斯坦-准噶尔和塔里木三大板块拼贴为一个新统一新大陆的时期(肖序常等,1992;胡霭琴等,1997)。其中卡拉麦里带在中石炭世约 330Ma 洋盆完全闭合,由此开始了西伯利亚、哈萨克斯坦-准噶尔两大板块的陆-陆碰撞。这一时期,在近南北向挤压背景下,沿原来的俯冲-缝合带、深断裂产生由北而南的大规模推覆和一定程度的右行剪切,形成了具有韧性剪切特征的卡拉麦里高应变构造带。来自古地磁学(于学元等,1993)和玄武岩$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄(于学元等,2001)的研究成果表明,至早二叠世,包括本区在内的整个新疆北部地区普遍受到拉张作用。上述表明本区碰撞造山作用遵循碰撞造山作用的一般规律,呈先压后张的特征(陈衍景等,1995)。在 330 ~265Ma 期间,在陆-陆碰撞的体制下,早期经历了挤压环境下的以陆内推覆兼具右行特点的剪切构造变形,形成了本区以韧性剪切变形为主、发育从宏观到微观的一套里德尔剪切构造系统。晚期经过挤压伸展体制的转换,沿先存里德尔剪切构造系统中的各类剪裂面或裂隙,发生了以脆性变形为主的构造变形。

2 韧-脆性剪切带与金矿的时空关系

随着近年来研究区金矿勘查的新进展,该区金矿受韧-脆性剪切带控制的规律性进一步认识。空间上,金矿床(点)均位于剪切构造体系中,时间上,金矿形成于韧性变形期后的脆性变形阶段。

按照金矿与剪切带的空间关系,将金矿可分为两类:一为位于主剪切构造带(含)次级剪切构造带,如双泉金矿 1、2 号矿脉,苏吉泉东 2 号矿点,红柳沟南矿点;另一类位于主剪切构造上盘的次级剪切构造系统中,如红柳沟 6 号矿点、黄南矿点、苏吉泉矿点、南明水矿点群(图 1)。而在卡拉麦里结合带北侧(剪切构造系统的下盘)至今尚未发现此类型金矿。在上述两类金矿中,由于受控于不同级次的剪切构造,两者在矿化脉的规模、矿石类型、蚀变强度等方面表现出不同的特点。

第一类型矿脉的规模大,延长可达 2km 左右,宽 5 ~15m,矿化蚀变表现为强硅化、黄铁矿化、绿泥石化的构造片理化带,矿化强度与蚀变带中的石英细脉带及金属矿化发育程度有关。矿脉严格限定在主剪切构造带内,走向上一般与主构造方向近平行,约有 10°-20°的夹角,与剪切构造体系中的 R 剪裂系一致。

双泉矿区容矿构造严格受叠加的脆-韧性里德尔剪切裂隙系统控制。雁列阵矿脉走向 NWW325° ~330°,与断裂带走向之间夹角约 15°,相当于里德尔剪裂中的 R 型裂隙。这些 R 剪切裂隙在总体上保持右行走滑的同时,渐进应变会使它们逐渐具有一定程度的张裂性质。充填在其中的矿脉,在平面上表现为扭裂,因而矿体边界较为平直,且呈右行右阶排列。

第二类型金矿规模小,矿脉的长度一般 200m,极少超过 400m,宽度多在 0.5 ~1.5m,极少超过 3m,脉体多为石英脉型。脉两侧围岩蚀变弱,一般不构成工业矿体。矿脉的走向、产状多变。控制此类型矿脉的构造相当于里德尔剪切系统中的次级 R、P 或 T 裂隙系统。

卡拉麦里剪切构造体系的形成始于 330Ma 的陆-陆碰撞造山运动,止于在挤压到伸展的转换阶段。在整个新疆北部地区,265 Ma 前后经历了一次大范围强烈的伸展构造活动,因此,挤压向伸展环境转化的时间应在此前一定时期,亦即成矿应在 265Ma 之前。按照碰撞造山体制成矿作用理论①,大规模成矿集中爆发于陆-陆碰撞结束后的挤压向伸展转换阶段,二者时差一般为 50Ma,那么本区形成于陆-陆碰撞体制下的与剪切带有关的金矿成矿,其成矿亦为挤压向伸展转换阶段。基于前述本区地质构造演化及理论模式,可以认为本区与剪切带有关的金矿形成于约 280Ma 的挤压向伸展转换时期。

按照剪切带成矿理论(王义天等,2004),挤压环境形成的剪切带在早期的变形过程中,形成一系列剪切裂隙系统,但此期并没有适合成矿的空间,在后期由挤压向伸展转换时期,早期形成的各种裂隙(R、P、T),尤其是 R 剪裂系,易再次活动,发生脆性变形,构成成矿空间,利于流体中矿质的沉淀、富集,形成矿体。研究区金矿与剪切带的关系即印证了上述理论。即金矿在空间上受剪切构造变形形成的各种构造裂隙的制约;时间上,与剪切带同时期形成的裂隙,受后期伸展环境的影响,再次活动,形成利于成矿的张性空间,金矿的形成受叠加在韧性剪切带

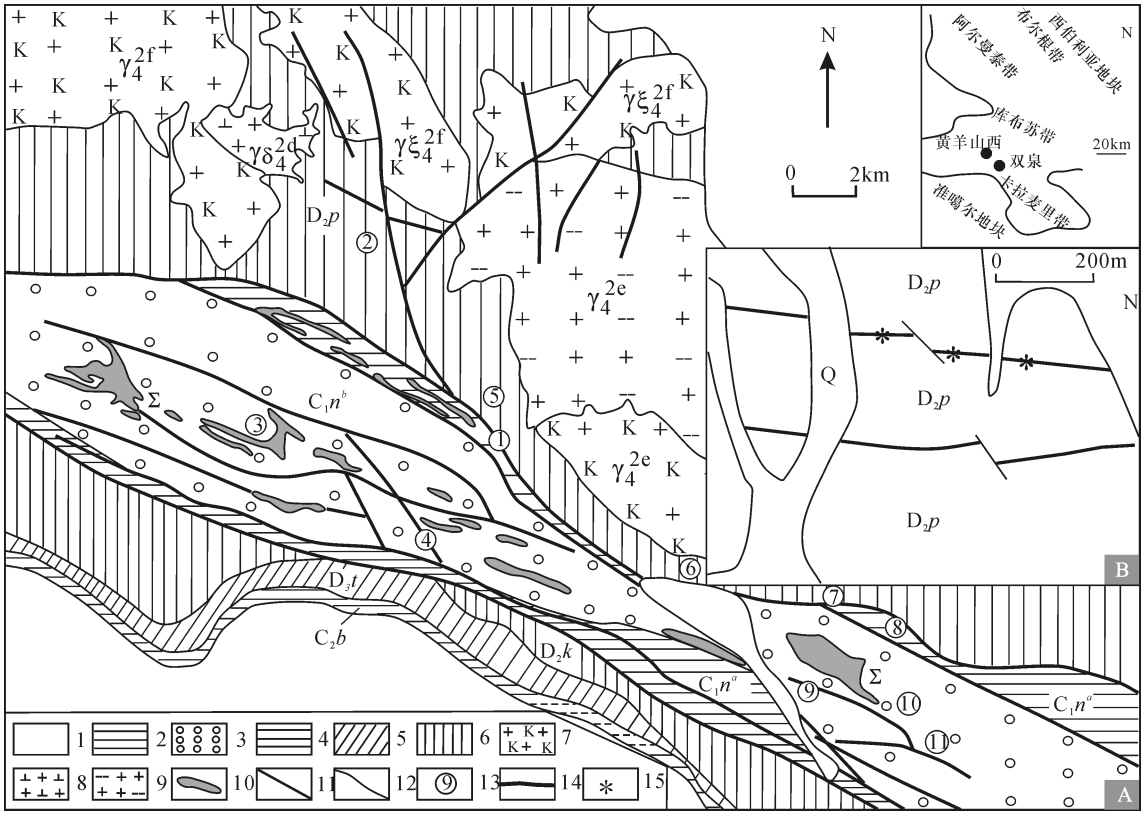

图 1　双泉地区区域地质(A)及黄羊山西采样位置图(B)

Fig. 1　Map showing regional geology of the Shuangquan area (A) and sampling locations in the western Huangyang Shan mountains (B)

1-中、新生界;2-中石炭统巴塔玛依内山组;3-下石炭统南明水组上亚层;4-下石炭统南明水组下亚层;5-上泥盆统塔木岗组;6-中泥盆统卡拉麦里组、平顶山组;7-石炭纪碱性花岗岩;8-石炭纪花岗闪长岩;9-石炭纪黑云母花岗岩;10-石炭纪蛇绿岩;11-断裂;12-地层界线;13-金矿点及编号;14-金矿体;15-取样位置;金矿床点名称:1-双泉金矿;2-黄羊山西金矿;3-红柳沟金矿点;4-六棵树金矿点;5-黄南矿点;6-苏吉泉金矿;7-苏吉泉东 2 号矿点;8-苏吉泉东金矿;9-南明水 3 号矿点;10-南明水 1 号矿点;11-南明水 2 号矿点

1-Mesozoic and Cenozoic erathem; 2-Batamayineishan Formation in Middle Carboniferous Series;3-Upper sub-bed of Nanmingshui Formation in Lower Carboniferous Series;4-Lower sub-bed of Nanmingshui Formation in Lower Carboniferous Series;5-Tamugang Formation in Upper Devonian Series;6-Kalamaili(Pingdingshan) Formation in Middle Devonian Series;7-alkali-granite in Carboniferous period;8-Granodiorite in Carboniferous period;9-Biotite-granite in Carboniferous period;10-ophiolite in Carboniferous period;11-fault;12-stratum boundary;13-gold deposit point and number;14-gold ore-body;15- sampling location;Names of gold deposit or point:1-Shuangquan;2-westren Huangyangshan;3-Hongliugou;4-Liukeshu ;5-Huangnan; 6-Sujiquan ;7-No. 2 east of Sujiquandong; 8-eastern Sujiquan;9-No. 3 of Nanmingshui;10-No. 1 of Nanmingshui;11-No. 2 of Nanmingshui

之上的脆性断裂构造控制。

3　成矿年代学研究

双泉金矿为东准地区规模最大的金矿床,受清水—苏吉泉断裂带构造控制,成矿与叠加在早期韧性变形的后期脆性变形构造密切相关,开展其成矿年代学的研究工作,不仅对卡拉麦里成矿带金矿构造控矿规律的研究具重要的意义,对东准地区金矿区域成矿规律、成矿地球动力学背景研究亦有重要的促进作用。

精确厘定金矿成矿时代,同位素实验测试的矿物及测试方法的选择是此项工作的关键。鉴于双泉金矿金属矿石矿物含量较少,不易制备满足实验室要求的样品,我们考虑通过对蚀变矿物和热液成因的石英脉作为本次同位素定年实验的目标矿物。金矿蚀变矿物、热液成因的石英脉是成矿过程中成矿流体与围岩互相作用的产物,和金属矿物富集沉淀成矿,是同一地质事件的两种产物,二者在时间是基

本一致的,蚀变矿物的同位素年龄即可代表金矿成矿的时间。热液蚀变绢云母是双泉矿区普遍发育的一种含钾矿物,可作为$^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年的矿物。石英本身不含钾,但石英形成过程中一般都要或多或少的捕获成矿流体,形成流体包裹体,对石英开展$^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年事实上是测试石英中的流体包裹体被封闭的年龄,原生包裹体同位素年龄是石英形成的时间,次生包裹体同位素年龄反映石英形成后,形成该期包裹体的构造流体事件的时间。前人开展的成矿同位素定年工作证实采用成矿期的蚀变绢云母、石英开展同位素定年是研究成矿时代行之有效的方案。

基于上述原因,我们开展了金矿蚀变矿物绢云母、含金石英脉的激光熔样显微探针$^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年研究。同时为了对比,我们还对黄羊山西含矿花岗斑岩开展了 LA-MC-ICP-MS U-Pb 同位素定年。

3.1 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年研究

测年样品均采自双泉矿区 2 号矿脉的中段。样品 06B22 和 06B24 采自 2 号矿化脉体内部。06B22-Q 采样位置为一宽约 10cm 的石英脉,石英脉中肉眼未见金属矿物,但裂隙铁染现象明显。石英脉被后期含矿脆性构造错断,断续产出,形成碎裂岩。石英金含量较低,为 1.74g/t。在石英脉两侧紧贴石英脉壁采集了一个蚀变绢云母样品(06B22-ser)。样品 06B24 为褐黄色蚀变千枚岩。样品 06B25 采自 2 号矿脉上盘(北侧约 10m)的蚀变围岩,属下石炭统南明水组上亚层,岩性为浅黄绿色弱蚀变凝灰质千枚岩。

由全自动激光探针$^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年结果表明,在$^{36}Ar/^{40}Ar-^{39}Ar/^{40}Ar$ 图中,三个绢云母(06B22-ser、06B24、06B25)的等时线图的 MSWD 分别为 2、0.71、0.58,$^{40}Ar/^{36}Ar$ 分别为(308±17)Ma、(357±19)Ma、(307±5)Ma,表明数据基本可信,等时线年龄可以代表其最终形成年龄。06B22-Q 石英样品的等时线图的$^{40}Ar/^{36}Ar$为(337±10)Ma、MSWD 为 75,表明其等时线年龄可信度稍低,其形成时代有待结合单颗粒表面年龄和其他资料综合分析。

3.2 LA-MC-ICP-MS U-Pb 同位素定年研究

本次工作为了获取含金花岗斑岩的形成时代,采用 LA-ICP-MS 法对脉岩中的岩浆锆石进行了 U-Pb 同位素年龄测试。共采集 3 个花岗斑岩样品,全部采自黄羊山西金矿区金矿化较好的同一条矿脉,采样点相距大约 100m。

锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素组成分析对 3 个样品共完成了 39 粒锆石 39 个测点的测试,三个样品的测试结果在误差范围内基本一致,可代表斑岩脉的成岩年龄:(318.4±1.1)Ma ~ (310.3±2.6)Ma,3 个年龄数据存在一个变化范围,可能反映岩石就位是有一个时间过程。

3.3 讨论

上述 3 个绢云母的等时线年龄分别为(269±9)Ma、(265±2)Ma、(260±4)Ma,是否就能代表成矿时代? 从本区的构造演化特点看,在清水-苏吉泉剪切变形构造带的韧性(可能属韧-脆性)剪切变形过程中,有可能形成与构造变形有关的绢云母。但在后期成矿过程中,由于绢云母较低的封闭温度(300℃左右),双泉金矿早期成矿温度可达 340℃ ~ 380℃,即使早期剪切变形过程中有绢云母矿物的出现,较高的成矿温度和由于大规模成矿流体的参与,其 Ar 同位素组成应几乎完全改造。另外,绢云母形成更多的是在成矿期,应是大规模成矿流体与围岩发生反应形成的,在矿脉中的矿化蚀变岩石中镜下可见绢云母常穿切早期面理即是佐证。3 个样品的单颗粒表面年龄,分布区间比较集中,分别形成明显的累积频率峰值,表明每个样品中单颗粒绢云母的 Ar 同位素组成是趋同的,是近同期形成的。以上分析表明,本次定年实验的 3 个绢云母的等时线年龄可以代表双泉金矿的成矿时代。

06B22-Q 石英样品单颗粒表面年龄分布在 446.2Ma 到 276.9Ma,一条石英脉不可能历经如此长的成岩时间。事实上,由于石英并非含钾矿物,对其开展的 Ar 同位素测年的测试对象是矿物的流体包裹体,流体包裹体一般都含有一定量的钾,随着分析精度的提高,开展流体包裹体的 Ar 同位素组成成为可能。但石英矿物中的包裹体数量多少不一,且钾含量并不高,这使得测试的准确性受到质疑。同时由于石英矿物中还普遍发育次生包裹体,即使测试精度可信,年龄测试结果能否就能代表石英的形成年龄(反映成矿年龄)同样受到质疑。以往对石英矿物开展的 Ar 同位素定年多采用$^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段加热法定年的实验技术(Hollond,1959),事实上是对包裹体群体开展的 Ar 同位素测试,即使制样过程中采取众多措施,但仍不能完全避免不同期的包裹

体混染对同位素定年结果的影响。此次对石英矿物开展的 Ar 同位素定年采用的单颗粒全熔法(SCTF:single-crystal total fusion),测试的石英单颗粒粒径在 80 目以下,对这样的单颗粒进行 Ar 同位素组成测试,仍不能确定哪些颗粒包含原生包裹体或次生包裹体,那么把一个样品中所有单颗粒测试结果统一处理,所得的等时线年龄将可能出现较大误差,可信度较低,此次实验获得的等时线年龄就是例子。

如果换个角度进行考虑,一个石英样品中的包裹体总存在一定的期次,原生包裹体和石英同期形成,形成时间也最早,之后由于后期构造流体的影响,形成次生包裹体,次生包裹体可能是一期,也可能是多期。如果采用单颗粒全熔法测定单个矿物颗粒,测定的矿物颗粒个数有一定数量保证,单颗粒的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 表面年龄会存在一定的时间集中段,最早的可能代表原生包裹体,之后是各期次生包裹体的形成时间。

06B22-Q 样品石英中既有早期的流体包裹体,也有晚期的流体包裹体,结合矿区流体包裹体测温资料:(1)流体包裹体均一温度范围为 190℃ ~ 319℃,存在 3 个峰值范围,160℃ ~ 180℃,200℃ ~ 220℃,340℃ ~ 380℃。其中主成矿期 200℃ ~ 220℃形成的包裹体最多,其次为成矿早期 340℃ ~ 380℃,晚期 160℃ ~ 180℃形成的包裹体较少;(2)结合 06B22-Q 样品采样位置石英脉被后期蚀变岩型矿化破坏的特点,该石英脉应为成矿早期的石英脉,其中的原生流体包裹体(或称早期包裹体)应为 340℃ ~ 380℃成矿温度条件下的产物,次生流体包裹体应为 200℃ ~ 220℃或 160℃ ~ 180℃温度条件下的产物,考虑到典型晚期形成的石英或硅化主要为隐晶质硅化及石英微细脉,成矿流体温度降低、流体活动强度减弱,构造变形弱,对早期形成的石英脉影响小的特点,06B22-Q 样品石英中的次生流体包裹体应主要是 200℃ ~ 220℃温度条件下形成的,为主成矿期的产物。

从 06B22-Q 样品测点的概率分布图来看,最终的同位素体系的封闭时间在 270 Ma 左右,之后同位素计时体系开始计时,表明后期已没有热事件能够影响到石英中流体包裹体的封闭系统。由于各测点的年龄可能是两期流体包裹体 40Ar/39Ar 同位素体系的混合年龄,其上限值(310Ma)可代表早期流体包裹体的同位素封闭年龄,反映双泉矿区在 310Ma 前后也经历了一次热事件,这一事件致使矿区出现低金含量石英的形成,代表早期金的初始富集阶段。

黄羊山西金矿含矿斑岩脉的成岩时代为(318.4±1.1)Ma ~ (310.3±2.6)Ma,这一时期正是卡拉麦里洋盆闭合、陆-陆碰撞造山构造背景。

卡拉麦里泥盆-石炭纪残余洋盆中石炭世完成了洋-陆体系的转换,开始了陆-陆碰撞造山,伴随强烈的构造变形和大规模的中酸性的岩浆活动,形成了众多的与韧-脆性构造变形构造有关的金矿床,成矿时间在 270Ma 前后。对双泉金矿激光(单颗粒全熔样法)显微探针$^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素测年资料的分析表明,在金矿主主成矿期之前,310Ma 前后存在一期流体热时间,并可能促使金发生了初步富集,这一流体热事件在以前没有合理的地质事实来解释。

黄羊山西金矿含矿花岗斑岩成岩时间与双泉金矿$^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素测年资料反映的流体热事件的时间吻合,两个金矿的测年资料互相印证,表明东准卡拉麦里中段在石炭世 318Ma ~ 310Ma 时间,发生了一次重要的与岩浆活动密切相关的金成矿作用。黄羊山西金矿区含矿花岗斑岩富钾、偏碱性岩石学等特征,表明其成岩环境可能更接近于碰撞造山过程中的后碰撞的伸展环境。

4　成矿流体性质研究

4.1　流体包裹体特征

对研究区双泉金矿,及周边的南明水、柳树泉、大沙沟等与双泉金矿类似矿床的样品开展了含金石英矿物流体包裹体的初步研究。

研究发现双泉矿区石英脉中流体包裹体不发育,普遍较小,多在 3 ~ 5μm,少数大于 10μm,主要为气液包裹体,未见纯气相和三相包裹体,气液比在 10% ~ 40% 之间,以 10% ~ 20% 居多。由早到晚,石英中包裹体气液比有减小的趋势,这可能与成矿温度由早到晚逐渐降低有关。在双泉金矿已有的样品中未见纯气相包裹体及三相包裹体,表明金矿成矿过程中没有发生强烈的流体沸腾作用,这也许和主成矿阶段成矿温度相对较低(200℃ 左右)有关。事实上,韧性构造变形的晚期,已出现了 Au 的初步富集作用,但该期并没有发生大规模的成矿作用,仅形成局部的 Au 富集,如矿区见到的被富金石英细脉穿切的个别乳白色弱矿化石英脉即为该阶段的产

物。

包裹体气相成分主要由 CO_2、CH_4、N_2、C_2H_4 组成,个别包裹体含少量 H_2S、CO、C_6H_6(少于 1%,单位相对 mol,下同)。在 4 种主要组份中,高 CH_4 含量为典型特征,除一个样品 CH_4 含量为 1.7% 外,其余样品的 CH_4 含量均大于 29%,变化范围为 29% ~85.4%,平均 64.8%。包裹体夜相成分以水为主(范围 64.1% ~100%,平均 83.88%),其次为 CO_2(范围 2.7% ~35.9%,平均 19.1%)、CH_4(范围 0.9% ~4.6%,平均 2.2%)、个别样品含微量 CO_3^{2-}、HCO_3^-(小于 0.03%)。在金矿中类似研究区的富 CH_4 流体(特别是气相成分表现更为明显)特点,尚未见有公开报道。结合矿区以往研究成果和国内外有关富 CH_4 流体成因机制研究资料的初步分析,我们认为,双泉地区与韧-脆剪切构造有关的金矿成矿流体其来源应以深源为主,推测已深及地幔源,流体组份性质受控矿断裂清水-苏吉泉断裂为超壳断裂的性质及金成矿机理联合制约。

用于流体包裹体显微温度、盐度测试的样品采自双泉金矿 2 号矿脉。为了对比,对双泉金矿外围的南明水、柳树泉、大砂沟等矿区的包裹体也进行了显微测温,样品测试工作由中国地质科学院矿产资源研究所陈伟十测试(2006)。对获得的 20 多个流体包裹体显微测温结果进行统计发现:

(1) 双泉金矿流体包裹体均一测温温度范围为 190℃ ~319℃,存在 3 个峰值范围,160℃ ~180℃,200℃ ~220℃,340℃ ~380℃。

(2) 矿区内除 SQD-10 外,其余样品的流体包裹体均一温度范围及集中区间相似,主要集中在 160℃ ~240℃之间;SQD-10 没有明显的峰值,但温度结果主要在 300℃以上的区间。

(3) 矿区内流体包裹体的总体盐度范围为 3.55wt% NaCl ~4.5 wt% NaCl,为低盐度。

(4) 双泉矿区外围的金矿(点)的均一温度在 200℃左右,盐度为 4.12wt% NaCl ~4.35 wt% NaCl,与双泉金矿类似,为低温、低盐度。

上述表明,双泉金矿主成矿阶段成矿温度总体较低,为 160℃ ~240℃,属中低温;成矿流体为低盐度,3.55 wt% NaCl ~4.5wt% NaCl。

双泉外围的金矿成矿温度与双泉金矿相似,反映二者在同一成矿系统中,具有相似的成矿温压条件,成矿流体亦具有相似盐度特点。

4.2 氢、氧同位素组成

水是成矿流体的主要组成部分,是含金络合物迁移和沉淀的最重要介质,H_2O 又是由 H 和 O 组成,因此测定金矿床中矿物及流体包裹体的氢氧同位素组成,可以获得有关成矿流体的氢氧同位素组成特征,以此来推测金矿床成矿流体中热液水的来源,为矿床成因研究提供信息。

将测试求得的 $\delta^{18}D‰$值和 $\delta^{18}O_{H2O(SMOW)}$ 值投影到 $\delta D-\delta^{18}O_{水}$ 图上(图 2)。由图可以看出,双泉及同受控于韧-脆性构造带的金矿床("双泉式"金矿)氢、氧同位素值投影点主体落入变质水区域内,反映成矿流体中的水主要来源于变质水,个别样品向大气降水线漂移或向原生岩浆水的下方漂移,反映成矿流体中大气降水的参与和流体与围岩的氢氧同位素交换造成的。

对比"双泉式"金矿和库布苏金矿氢氧同位素组成(图 2):库布苏金矿被认为是和碱性脉岩有关的金矿类型,与其氢氧同位素组成是吻合的。双泉金矿氢氧同位素组成与典型的变质水相同,而明显不同于库布苏金矿,表明双泉金矿成矿流体中水的来源为变质成因水。

4.3 硫同位素组成

确定矿床溶液的硫同位素组成($\delta^{34}S_{\Sigma S}$)是判断硫源的主要依据。热液矿床硫的来源可能有四种:第一种是来自上地幔和深部地壳,这种硫同位素组成与陨石硫接近,即 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$值为 0‰-5‰;第二种来自海水硫酸盐或膏盐层,$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值一般大于+15 ‰;第三种是生物成因的硫,由于生物作用强弱和 SO_4^{2-} 以及 H_2S 开放或封闭体系的不同,$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值变化范围较大,并常显示硫同位素非平衡效应;第四种是混染硫,$\delta^{34}S_{\Sigma S}$常介于第一种与第二种硫之间。大量研究表明,$\delta^{34}S_{\Sigma S}$接近零值的矿床其硫为火成来源,包括岩浆释放的硫和热液从火成岩中淋滤出来的硫,$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值近于 20‰的矿床,硫来自大洋水和海水蒸发盐。

在所研究的与剪切带有关的双泉、南明水金矿中,成矿阶段含硫矿物均为硫化物,无硫酸盐岩类,表明黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值可代表流体的 $\delta^{34}S$ 值。在所测的四个样品,$\delta^{34}S$ 值为 3.54‰ ~10.68‰,显然属于混染硫。双泉、南明水金矿围岩为浅变质的石炭系、泥盆系海相凝灰岩、粉砂岩类。该地层中的凝灰质火山岩及其海相沉积环境决定了其硫同位素是由深

源岩浆硫和海相硫酸盐硫(10‰～30‰,一般大于15‰)组成。上述表明矿床硫同位素组成和地层的一致,成矿流体中的硫可由地层提供,但并不能排除来自上地幔和深部地壳的深源硫的混染。

金山沟、柳树泉金矿的黄铁矿样品的 $\delta^{34}S$ 分别为1.99‰、1.63‰,与岩浆热液硫化物的 $\delta^{34}S$ 值(集中于-3‰～1‰)一致,这与金山沟金矿为典型的陆相火山岩型金矿类型、柳树泉金矿为玄武岩有关的金矿研究结果相吻合。

4.4　稀有气体氦氩同位素组成

稀有气体同位素地球化学示踪是一种准确、灵敏的方法。成矿流体中不同来源的稀有气体同位素比值相差较大,使之相比其它同位素示踪方法具有更高的灵敏度。如地幔与地壳来源的 $^3He/^4He$ 比值相差大约1000倍(Torgersen *et al.*,1982)。因此,只要成矿流体中有少量地幔流体的加入,就会使 $^3He/^4He$ 比值发生很大的变化。

成矿热液流体中的稀有气体可能来自:大气饱和水(ASW)、地幔流体、大气He和Ar及地壳放射成因4种来源(Burnard*et al.*,1999)。样品流体包裹体中的稀有气体除了来自当时成矿的热液流体,还可能受后期扩散丢失、后生叠加及同位素分馏的影响。选择合适矿物(如黄铁矿),后期扩散弱,误差范围内可忽略(Baptiste*et al.*,1996;胡瑞忠等,1999);后生叠加,经估算放射性成因He亦可在误差范围内忽略。关于Ar,研究表明(Turner*et al.*,1992;Qiu,1996),对于非含钾矿物(本文属于这种情况),其流体包裹体内原地放射成因 ^{40}Ar 的量则可忽略不计;对于由同位素分馏造成的影响,研究表明(Podoseke*t al.*,1980)稀有气体不同于其它稳定同位素,在包裹体捕获及提取过程中都不会产生明显的分馏。

对本区金矿成矿流体的稀有气体氦氩同位素组成结果表明:$^3He/^4He$ 值为0.18～2.18 Ra(Ra为空气的 $^3He/^4He$ 值,$1Ra=1.39\times10^{-6}$),明显高于地壳He(0.01～0.05)Ra,但比地幔He($^3He/^4He$ = 6-9 Ra)偏低,这表明成矿流体中不仅存在地壳He,同时也有大量地幔He,反映成矿流体是地壳流体和地幔流体两端元混合的产物。$^3He/^4He$ 值特征分析表明,本区为氦来源壳幔混源,根据公式估算出,来自幔源氦的量为:2.4～36%,均值10%,反应流体中氦的来源主要来自地壳,并有幔源的加入。$^{40}Ar/^{36}Ar$ 值287-385,略高于空气饱和水(295.5),远小于地幔,亦小于地壳。

在 $^{40}Ar/^{36}Ar$-R 图解中(图3),投影点介于地壳与饱和空气水之间,而和地幔端元相差甚远,表明流体中同位素组成主要受地壳与饱和空气水影响的。

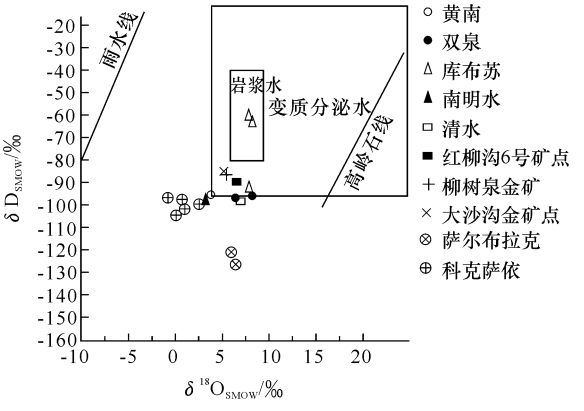

图2　双泉地区及外围金矿床氢、氧同位素组成②

Fig. 2　Hydrogen and oxygen isotopic compositions of gold deposits in the Shuangquan area and periphery

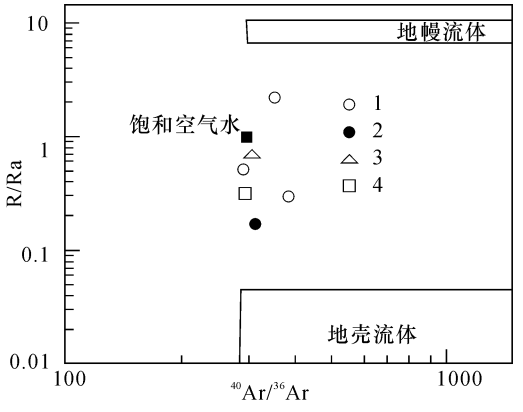

图3　双泉地区及外围金矿石黄铁矿(毒砂)R/Ra-$^{40}Ar/^{36}Ar$ 关系图②

Fig. 3　Diagram showing R/Ra – $^{40}Ar/^{36}Ar$ relationship of pyrite (arsonopyrite) bearing gold ore in the Shuangquan area and periphery

1-双泉;2-南明水;3-柳树泉;4-金山沟

1-Shuangquan;2-Nanmingshui;3-Liushuquan;4-Jinshangou

本区H-O、S分析结果表明成矿流体中的水以变质水为主,硫源却为混源的,说明金矿流体来源的复杂性,需结合矿床地质特征对He-Ar测试结果进行分析。研究区成矿早期受韧性剪切变形构造活动,形成与变形变质有关的流体,此类流体主要继承

了地壳岩层的同位素特征,在后期变形阶段,由于构造脆性变形,致使大气水得以进入到成矿流体中。同时,由于清水-苏吉泉构造带是在板块边界断裂的基础上发展演化的,该构造带深达壳幔过渡带,使地幔发生脱气作用,幔源成分也随之进入成矿流体,致使成矿流体的$^{3}He/^{4}He$ 远高于地壳特征值。

5 成因探讨

双泉地区韧-脆性剪切变形带是在卡拉麦里板块结合带基础上,在陆-陆碰撞的地球动力学环境下,在海西晚期陆内俯冲的体制中,先经过中石炭世晚期至早二叠世早期的挤压背景下的推覆为主,兼具右行剪切变形阶段,形成不同级次的韧性剪切构造体系;后经早二叠世晚期至晚二叠世晚期伸展背景下的脆性构造变形阶段,沿早期形成的韧性剪切构造体系中的各种裂隙或薄弱带,在脆性变形过程中形成张性空间,使成矿流体在其中沉淀、富集。

金矿成矿在时间、空间上严格受韧-脆性剪切构造变形带控制,金矿分布在剪切带中或其上盘的次级断裂裂隙中,具体控矿构造符合里德尔剪切系统。在主剪切带中矿脉(体)规模大,次级断裂裂隙的规模较小。

金矿成矿流体主要是在剪切变形过程中形成的,以变质成因的流体为主,但不能排除深源流体(指沿贯通下地壳的深断裂向上运移的壳幔过渡带的流体)的混入,成矿早期可能混入碱性花岗质岩浆活动有关的流体。

[注释]

① 陈衍景. 1994. 碰撞造山体制的成矿作用[R]. 北京大学博士后研究报告.

② 路彦明. 2008. 新疆东准双泉地区金矿构造控矿规律及勘查找矿方向[D]. 北京:中国地质大学博士学位论文:75-81

[References]

Baptiste P J, Fouquet Y. 1996. Abundance and isotopic composition of helium in hydrothermal sulfides from the East Pacific Rise at ^{13}N[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60:87-93

Burnard P G, Hu R, Turner G, et al. 1999. Mantle, crustal and atmosphere noble gases in Ailaoshan Gold deposits, Yunnan Province, China [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63:1595-1604

Chen Yan-jing, Fu Shi-gu, Wu De-hua, Wu Xi-dan, Jing Jun. 1995. The coupling of the gold mineralization with the collisional orogenesis and the distribution of gold deposits, northern xinjiang[J]. Gold Geology, 1(3):8-16(in Chinese with English abstract)

Chen Yan-jing. 1996. Mineralization during collisional orogenesis and its control of the distribution of gold deposits in Junggar Mountains, Xinjiang, China[J]. Acta Geologica Sinica, 70(3):253-261 (in Chinese with English abstract)

Gao Huai-zhong, Zhang Wang-sheng, Sun Hua-shan. 2000. A product of plate collision-metallogenic control of highly strained structural belt to Eastern Junggar gold deposit[J]. Geology and Exploration, 36(3):15-17(in Chinese with English abstract)

Hollond. H. D. 1959. Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits, Ⅰ. stability relations among the oxides、Sulfides、sulfates and carbonate of ore and gangue minerals [J]. Econ. Geol. 54:184-233

Hu Ai-qin, Wang Zhong-gang, Tu Guang-Chi. 1997. Geological Evolution, in Northern Xingjiang, NW China[M]. Beijing: Science Press: 7(in Chinese)

Hu Rui-Zhong, Bi Xian-wu, G. Turner, P. Burnard. 1999. The He and Ar isotope geochemistry of Au ore-fluid in the Ailaoshan gold ore belt[J]. Science in China (Series D), 29(4): 321-330 (in Chinese with English abstract)

Ma Rui-shi, Ye Shang-fu, Wang Ci-yin, Liu Guan-bang. 1990. Framework and evolution of the east Tianshan orogenic belt[J]. Geoscience of Xingjiang, (Series 2):21-36(in Chinese with English abstract)

Podosek F A, Bernatowicz T J, Kramer F E. 1980. Absorption of xenon and krypton on shales. Geochim Cosmochim Acta, 45:2401-2415

Qiu H N. 1996. $^{40}Ar-^{39}Ar$ dating of the quartz samples from two mineral deposits in western Yunnan (SW China) by crushing in vacuum [J]. Chem Geol, 127:211-222

Sibson R H. 1977. Fault rocks and fault mechanism[J]. Geol Soc London, 133:191-213

Torgersen. T, Jenkins. W. J. 1982. Helium isotopes in geothermal systems: Iceland, The Geysers, Raft River and Steam boat Springs [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46:739-748

Turner G, Wang S S. 1992. Excess argon, crustal fluid and apparent isochrones from crushing K feldspar[J]. Earth Planet Sci Lett, 110: 193-211

Wang Yi-tian, Mao Jing-wen, Li Xiao-feng, Yang Fu-quan. 2004. Gold mineralization related to the shear zone[J]. Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing), 11(2):393-400(in Chinese with English abstract)

Xiao Xv-chang, Tang Yao-qing, Feng Yi-min, Zhu Bao-qing, Li Jin-yi, Zhao Min. 1992. The Tectonics in the Northern Xinjiang and Its Adjacent Area[M]. Beijing: Geological Publishing House: 11 (in Chinese)

Yu Xue-yuan, Mei Hou-jun, Yang Xue-chang. 1993. Volcanic rocks and tectonic evolution of the Irytish region[A]. Tu G C. New Progess of Solid Earth Sciences of the Northern Xinjiang[C]. Beijing: Science Press: 185-198(in Chinese)

Yu Yue-yuan, Bai Zhen-hua, Chen Fan-rong. 2001. Late Paleozoic continental volcanic rock and ore potentiality study of the northern xinjiang[A]. Zhao Z H, Shen Y C, Tu G C. Basic research of metal mineral resources, Xinjiang[M]. Beijing: Science Press: 52-74(in

Chinese)

[附中文参考文献]

陈衍景,富士谷,吴德华,吴锡丹,靖　军. 1995. 新疆北部金矿化与碰撞造山作用的耦合及金等矿床的分布规律[J]. 黄金地质, 1(3):8-16

陈衍景. 1996. 准噶尔造山带碰撞造山过程的成矿作用和金等矿床分布规律[J]. 地质学报,70(3):253-261

高怀忠,张旺生,孙华山. 2000. 板块碰撞产物—强应变构造带对东准噶尔金矿的控制[J]. 地质与勘探,36(3)15-17

胡霭琴,王中刚,涂光炽. 1997. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律[M]. 北京:科学出版社: 7

胡瑞忠,毕献武,G. Turner,P. Burnard. 1999. 哀牢山金矿带金成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学[J]. 中国科学 D 辑, 29(4):321-330

马瑞士,叶尚夫,王赐银,刘冠邦. 1990. 东天山造山带构造格架和演化[J]. 新疆地质科学. (2)21-36

王义天,毛景文,李晓峰, 杨富全. 2004. 与剪切带相关的金成矿作用[J]. 地学前缘(中国地质大学,北京),11(2):393-400

肖序常,汤耀庆,冯益民,朱宝清,李锦轶,赵　民. 1992. 新疆北部及邻区大地构造[M]. 北京:地质出版社:11

于学元,梅厚钧,杨学昌. 1993. 额尔齐斯火山岩及构造演化[A]. 涂光炽主编:新疆北部固体地球科学新进展[C]. 北京:科学出版社:185-198

于学元,白正华,陈繁荣. 2001. 新疆北部晚古生代陆相火山岩及其含矿性研究[A]. 赵振华,沈远超,涂光炽著. 新疆金属矿产资源的基础研究[M]. 北京:科学出版社:52-74

Mineralization of Gold Deposits Related with the Ductile-Brittle Shear Zone in the Shuangquan area, Eastern Junggar, Xinjiang

Lu Yan-ming[1,2], Fan Jun-jie[2], Zhang Dong[2], Pan Ai-jun[2], Chen Xiao-wu[2], Zhang Yu-jie[2]

(1. *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing*　100871

2. *Gold Geological Institute of CAPF, Langfang*　065000)

Abstract: Analysis of regional metallgenic setting shows that the ductile-brittle shear zone was formed in a continental collision system at the Kalamaili area in eastern Junggar. During 330 ~ 265Ma, due to the effect of compression-extension, this zone experienced ductile and brittle tectonic deformation successively. The study on gold-bearing quartz fluid inclusions related with the ductile-brittle shear zone reveals that inclusions are dominated by gas-liquid phase with homogenization temperature concentrating in 160 ~ 240℃ and ore-forming fluid salinity 3.55 ~ 4.5 wt % NaCl. Hydrogen and oxygen isotopic compositions of ore-forming fluid show that the water is metamorphism water. Sulfur isotopes($\delta^{34}S$) of metal sulfide is 3.54 ~ 10.68‰, which apparently belong to contamination sulfur. 3He / 4He of inclusions in pyrite is 0.18 ~ 218Ra, which is attributed to a crust-mantle mixed source. Ore-forming chronology research shows that metallogenic epoch and ore-controlling brittle deformation time in the Shuangquan gold deposit are between 269±9Ma ~ 260±4Ma, initial enrichment time of gold is around 310Ma, which is supported by the U-Pb isotope age of minerogenic granite-porphyry. These events have been recorded by the isotope age data in the eastern Junggar area, indicative of a regional hydrothermal event that accounts for tectonic-magmatic ore-forming. The above analysis shows that the gold metallogenic processes and ore-forming fluid properties are well controlled by the ductile-brittle shear deformation zone in both time and space.

Key words: ductile-brittle shear zone, fluid, isotope, gold deposit, eastern Junggar