

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

新疆西准噶尔地区不同类型金矿床 Rb-Sr 同位素年代研究

李华芹 陈富文 蔡红

中国地质调查局宜昌地质矿产研究所, 443003

内容提要 西准噶尔地区是新疆最重要的金成矿区之一。已发现大、中、小型金矿床10余个, 金矿化点数百处。矿石类型有含金石英大脉型、石英网脉型和蚀变岩型。矿床成因类型有4种: 一为火山热液型, 其成因与区内早—中石炭世火山作用有关; 二为潜火山热液型, 与中酸性斑岩体侵位有关; 三为岩浆热液型, 与花岗质岩浆的侵位有关; 四为动力变质热液型, 沿断裂带分布于蚀变玄武岩中, 系区域动力变质作用的产物。成矿作用及相关地质事件同位素年代学研究表明, 这4类金矿床形成于后碰撞陆内构造环境, 成矿时代分别为早石炭世(340Ma±), 中石炭世(310Ma±)、晚石炭世(290Ma±)和早二叠世(270Ma±)。

关键词 金矿床 Rb-Sr 年代学 西准噶尔 新疆

1 已有研究成果评述及存在的主要问题

1.1 赋矿地层时代

西准噶尔地区赋矿地层的形成环境和时代归属目前尚有争议: 一些学者认为太勒古拉组、包古图组和希贝库拉斯组都形成于大洋环境, 为达拉布特蛇绿岩套(师占义等, 1986)的组成部分, 认为从太勒古拉组上部的远洋沉积到包古图下、中部的海底扇沉积, 再到希贝库拉斯组的上扇沉积, 代表沉积盆地有逐渐接近物源区的趋势(张弛等, 1994); 而另一些学者主张太勒古拉组为陆壳拉张盆地形成早期的产物, 并根据太勒古拉组火山岩系下部含超镁铁岩砾岩层等, 认为太勒古拉组与蛇绿混杂岩之间是沉积不整合关系(沈远超等, 1993)。在时代归属方面, 传统的地层划分方案将包古图组、太勒古拉组和希贝库拉斯组都归入下石炭统, 并将太勒古拉组置于石炭系的最上部层位。近年来对西准噶尔地区的赋矿地层及超镁铁岩进行了大量研究(王增吉等, 1987; 彭礼贵, 1987; 张良臣等, 1990; 王广瑞, 1991; 沈远超等, 1993; 张弛等, 1994), 取得了许多成果: 包古图组中已发现大量早石炭世腕足类和珊瑚化石, 多数学者将其划归为下石炭统; 希贝库拉斯组中有大量中石炭世腕足类和珊瑚化石存在, 一些学者将其划归为中石炭统。而太勒古拉组因化石组合复杂, 有下石炭统(张弛等, 1994)和中—上石炭统(张良臣等, 1990)等不同认识。本文对该组火山岩进行了年代学研究, 以厘定其形成时代。

1.2 同位素年代学研究

前人曾对研究区内岩浆岩和成矿作用进行过成矿年代学研究。沈远超等(1993)运用 ^{40}Ar - ^{39}Ar 快中子活化法获得齐求 I 金矿三个石英流体包裹体的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 坪年龄分别为 308.6Ma,

注: 本文为国家 305 项目(编号 96-915-07-05B)暨国家自然科学基金重点项目(编号 49633250)的研究成果。

本文 1999 年 1 月收到, 11 月改回, 章雨旭编辑。

333.3Ma 和 341.6Ma。由于同一成矿期次的石英流体包裹体样品在同一实验室测定给出的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄相差 30Ma 以上,并与胡霭琴等(1997)测得同期含金石英脉 Rb-Sr 等时线年龄(280.85 $\pm$ 18.82)相差甚远。因此,用 ^{40}Ar - ^{39}Ar 快中子活化法进行流体包裹体定年的精确性有待进一步论证。此外,前人还获得包古图地区中酸性小岩体的侵位时代为 305~322Ma(沈远超等,1993;胡霭琴等,1997);萨尔托海蛇绿混杂岩中堆晶辉长岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 395 $\pm$ 12Ma(王广瑞,1991;张弛等,1992)。为了进一步查明西准噶尔地区贵金属矿床的形成时代,总结其时空分布规律和指导区域找矿普查,本研究对区内主要金矿床及相关地质事件进行了同位素年代学研究。

2 成矿地质特征综述

2.1 成矿构造背景

西准噶尔金成矿区位于准噶尔盆地西北缘,构造上位于西伯利亚,塔里木和哈萨克斯坦—准噶尔古板块之交汇部位。蛇绿岩套的同位素年代学研究表明,西准噶尔大洋壳形成的时间大约在 500Ma 以前,并持续到大约 400Ma 前(胡霭琴等,1997)。西准噶尔地区大量的石炭纪钾长花岗岩(A 型)的侵位,标志着该区在晚古生代已进入板内演化阶段。区内成矿作用与后碰撞造山作用密切相关。西准噶尔地区发育一系列 NE 向深大断裂,自北而南分别为:黑苏断裂、哈图断裂、安齐断裂、萨尔托海断裂、达拉布特断裂、一家人断裂等。其中,萨尔托海深大断裂延伸达 60km,走向 N60°E,倾向 NW,倾角 70°,于科克库拉以北与达拉布特缝合带(主干断裂)斜接,一系列构造混杂体—蛇绿岩碎块分布其中。区内金矿床的分布受区域性 NE 向深大断裂及次级的近南北向和近东西向断裂控制(图 1)。

2.2 区内岩浆侵入作用

研究区内与成矿有关的侵入岩主要有钾长花岗岩(如哈图西岩体、哈图南岩体、哈图西南阿克巴斯套岩体、萨尔托海南红山岩体及克拉玛依北岩体等)、(石英)闪长岩(主要分布于包古图地区)和蛇纹石化镁铁—超镁铁岩(达拉布特蛇绿岩套的组成部分)。除镁铁—超镁铁岩形成于志留纪外(王广瑞,1991),其余岩体均形成于石炭纪(沈远超等,1993;胡霭琴等,1997)。这些岩体或是金矿床的赋矿围岩,或为成矿作用提供热源和(或)成矿物质(见后述)。

2.3 赋矿地层特征

西准噶尔金成矿区内出露的赋矿地层为上古生界石炭系(表 1)。

表 1 西准噶尔地区赋矿地层特征

Table 1 Geological characteristics of the host strata in western Junggar area

赋矿地层	空间分布	主要岩性组合
希贝库拉斯组 (C _{2x})	主要见于达拉布特缝合带西南侧	最大厚度 3000m。主要岩性为灰色—青灰色厚层—块状凝灰质含砾杂砂岩与凝灰质粉砂岩互层,含大量灰泥岩透镜体。
太勒古拉组 (C _{2t})	哈图断裂以北和安齐断裂以南	是重要的含金层位,最大厚度 3000m。下亚组为一套海底喷发的玄武质熔岩、玄武质凝灰岩、凝灰质角砾岩和硅质岩等;上亚组为一套浊流沉积相,由层理不清晰的硅质粉砂岩、凝灰质粉砂岩、硅质泥岩、粉砂质泥岩组成,局部硅质条带。
包古图组 (C _{1b})	主要见于达拉布特缝合带南东侧	最大厚度 3000m。与上覆太勒古拉组呈过渡关系或断裂接触。下亚组以灰绿色细层状层凝灰岩与灰黑色薄层状凝灰质粉砂岩、凝灰质粉砂质泥岩互层为特征;上亚组主要为泥质粉砂岩、钙质粉砂岩、凝灰质粉砂岩、砂砾岩等。

2.4 区域成矿特征

在西准噶尔地区已发现大型金矿床一处(即齐依求 I 号金矿,简称齐 I 金矿);中型金矿床

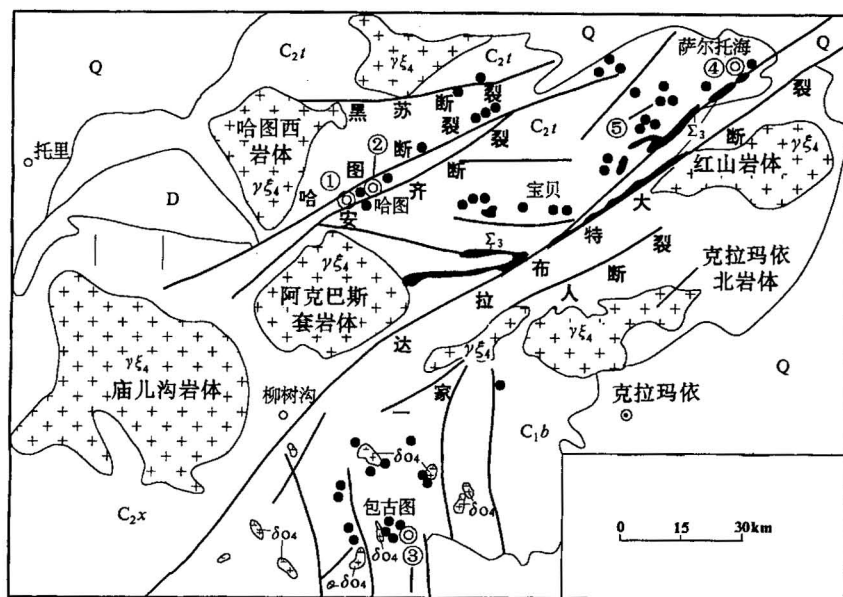


图1 西准噶尔金成矿区地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of the western Junggar gold metallogenetic province

Q—第四系; C_{2x} —希贝库拉斯组; C_{2t} —太勒古拉组; C_{1b} —包古图组; D—泥盆系; $\gamma\xi_4$ —海西期钾长花岗岩; δo_4 —海西期石英闪长岩; Σ_3 —加里东期蛇绿岩块; ●—金矿点; ⊙—金矿床; ①—齐 I 金矿; ②—齐 II 金矿; ③—包古图金矿; ④—萨 I 金矿; ⑤—萨 V 金矿

Q—Quaternary; C_{2x} —Xibeikulasi Fm.; C_{2t} —Taileigula Fm.; C_{1b} —Baogutu Fm.; D—Devonian; $\gamma\xi_4$ —Hercynian moyite; δo_4 —Hercynian quartz diorite; Σ_3 —Caledonian ophiolite blocks; ●—gold occurrence; ⊙—gold deposit; ①—Qiyiqu I gold deposit; ②—Qiyiqu II gold deposit; ③—Baogutu gold deposit; ④—Saertohai I gold deposit; ⑤—Saertohai V gold deposit

3 处,即齐依尔 II 号金矿(简称齐 II 金矿)、萨尔托海 I 号金矿(简称萨 I 金矿)和包古图金矿(又称阔个沙也金矿);小型金矿床多处,如萨尔托海 V 号金矿(简称萨 V 金矿)、满洞山金矿、灰绿山金矿、铬门沟金矿、扎武特金矿、宝贝金矿等;金矿化点数百处。前人对这些矿床进行了大量的地质地球化学研究,并自北而南分为 3 条金成矿带(白文吉等,1988),即哈图断裂以北的别鲁阿尕希带,哈图—萨尔托海带和萨尔托海断裂以南的包古图带。矿石产出类型计有含金石英大脉型、石英网脉型和蚀变岩型。3 种产出类型的金矿体约各占 1/3,分属于 4 种成因类型:即火山热液型、潜火山热液型、岩浆热液型和动力变质热液型(其矿床地质特征详见后述)。

3 赋矿围岩的 Rb-Sr 同位素年代学研究

为厘定西准噶尔地区金矿床的成矿时代,本次研究采用全岩 Rb-Sr 等时线测年法对赋矿围岩进行了年代学研究。全岩样品的制备采用李华芹等(1998)所报道的流程;Rb、Sr 同位素分析在中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)MAT-261 可调多接收型质谱仪上完成;分析过程中采用国际标准样品 NBS-987 监控仪器工作状态,用 NBS-607 和 Rb-Sr 测年国家一级标准物质 GBW04411 监控分析流程。标准物质的测定值分别为:NBS-987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71026 \pm 0.00006$; NBS607: $\text{Rb} = 523.22 \times 10^{-6}$, $\text{Sr} = 65.56 \times 10^{-6}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 1.20035 \pm$

0.00009; GBW04411: Rb = 249.08×10^{-6} , Sr = 158.39×10^{-6} , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.76006 \pm 0.00025$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的测定精度分别好于 1%~2% 和 0.008%~0.02%。全部化学操作均在净化实验室净化工作柜内进行; 使用的器皿由氟塑料、石英或铂金制成。所用试剂为高纯试剂经亚沸蒸馏器蒸馏, 其 Rb、Sr 空白为 $10^{-11} \sim 10^{-12}$ g/g。高纯水由 Milli-Q 水纯化系统纯化, 其 Rb、Sr 空白为 10^{-12} g/g; 与样品同时测定的全流程空白都在 0.3 ng 左右。当样品 Rb、Sr 含量低于 10^{-6} 时, 均作了空白校正。所给出的等时线年龄系根据目前国际上通用 ISOPLOT 程序 (Ludwig, 1995) 进行计算获得的, 本文给出的误差均为 95% 置信度 (2σ); 计算时设定误差为: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 2\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.02\%$; 所选衰变常数为 $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (下同)。

3.1 太勒古拉组硅质岩 Rb-Sr 定年

太勒古拉组因化石时代意义不够明确而有早石炭世和中、晚石炭世之争。本文测得其中硅质岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $316 \pm 21 \text{ Ma}$ (表 2, 图 2), 与该组玄武岩的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄 (296.6 Ma 和 311.9 Ma) (胡霭琴等, 1997) 在实验误差范围内基本一致, 表明应属中石炭世。

3.2 萨尔托海蛇绿岩 Rb-Sr 定年

前人曾测得萨尔托海蛇绿混杂岩中堆晶辉长岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 $395 \pm 12 \text{ Ma}$ (王广瑞, 1991)。本文测得其中玄武岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $411 \pm 18 \text{ Ma}$ (表 3, 图 3), 两种测试方法给出的年龄值在实验误差范围内基本一致, 其形成时代为志留纪应是可信的。

表 2 太勒古拉组硅质岩 Rb-Sr 同位素数据
Table 2 Rb-Sr isotopic compositions of silicalite
from the Tailegula Formation

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	HTS-4	硅质岩	26.60	55.94	1.3713	0.71138 ± 0.00001
2	HTS-5	硅质岩	21.67	18.98	3.2958	0.71993 ± 0.00005
3	HTS-6	硅质岩	23.32	32.09	2.0968	0.71454 ± 0.00008
4	HTS-8	硅质岩	19.11	51.76	1.0645	0.71043 ± 0.00003
5	HTS-10	硅质岩	39.82	33.29	3.4481	0.72047 ± 0.00001
6	HTS-16	硅质岩	26.89	61.17	1.2679	0.71092 ± 0.00005
7	HTS-17	硅质岩	18.89	21.12	2.5814	0.71727 ± 0.00004
8	HTS-18	硅质岩	13.05	9.77	3.8562	0.72327 ± 0.00002

测定者: 蔡红; 实验室: 中国地质科学院同位素地质研究与测试中心 (宜昌)。

表 3 萨尔托海蛇绿混杂岩中玄武岩 Rb-Sr 同位素数据
Table 3 Rb-Sr isotopic compositions of basalt from
the Saertuohai ophiolitic complex

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	SH4-1	玄武岩	39.58	190.2	0.5999	0.70845 ± 0.00010
2	SH4-2	玄武岩	6.386	1538	0.0120	0.70508 ± 0.00004
3	SH4-3	玄武岩	9.36	398.1	0.0685	0.70530 ± 0.00010
4	SH4-5	玄武岩	16.65	79.2	0.6060	0.70849 ± 0.00020
5	SH4-6	玄武岩	22.13	265.3	0.2405	0.70618 ± 0.00005
6	SH4-7	玄武岩	5.133	45.96	0.3220	0.70686 ± 0.00001

测定者: 蔡红; 实验室: 中国地质科学院同位素地质研究与测试中心 (宜昌)。

4 动力变质热液型金矿地质特征及成矿年代学研究

4.1 矿床地质特征

代表性金矿床为萨 V 金矿, 分布于萨尔托海断裂的上盘, 矿区内主要发育 3 组断裂: 矿区南侧有一条贯穿全区的近 EW 向断裂, 北倾, 倾角 65° , 沿走向舒缓波状, 破碎带宽 5~10m。该断裂上盘发育压扭性的 NW 向和 NE 向两组断裂, 矿化蚀变地质体和含金石英脉的分布受其控制。其中倾向 NE 的 NW 向断裂破碎带中褐铁矿化和菱镁岩化普遍, 蚀变带宽 10~40cm, 见含金石英脉分布, 呈左列式雁行排列和尖灭再现特征 (朱星南等, 1986)。矿体长 20m 至 100 余米, 厚 0.3~0.5m, 延深数十米至百余米。金品位 $n \times 10^{-6} \sim n \times$

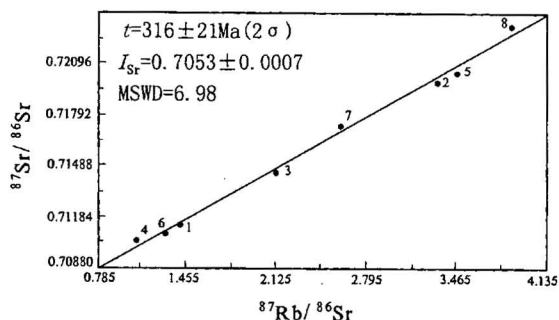


图 2 太勒古拉组硅质岩 Rb-Sr 等时线图

Fig. 2 Rb-Sr isochron of silicalite from the Tailegula Formation

10^{-5} 。矿石矿物主要为自然金、黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉砷镍矿和毒砂等。矿化蚀变普遍,常见黄铁矿化、毒砂化、硅化、绢云母化、碳酸盐化、叶蜡石化、钠长石化和绿泥石化等。

4.2 成矿作用测年结果及讨论

为获得准确的成矿时代,本次研究选用石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线法进行测年。由于含金石英脉中的原生流体包裹体是石英结晶时捕获的成矿流体,并且捕获后一直密闭于石英之中,因而是成矿年代学研究的理想样品,是直接确定内生金属矿床成矿时代的一种有效途径(Shepherd et al., 1981; Changkakoti et al., 1988; Nakeai et al., 1990)。样品的制备采用李华芹等(1993,1998)所报道的流程。同位素分析系笔者在中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)MAT-261 可调多接收型质谱仪上完成。测试实验条件、测定精度、年龄计算方法及给出的误差均同前述全岩 Rb-Sr 测年(下同)。

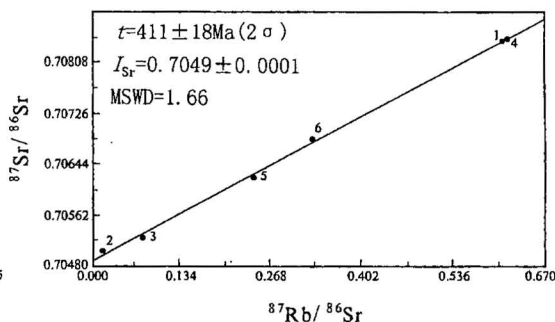


图 3 萨尔托海玄武岩 Rb-Sr 等时线图

Fig. 3 Rb-Sr isochron of silicalite from the Saertuohai ophiolitic complex

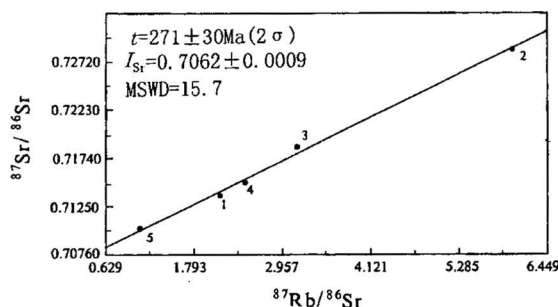


图 4 萨 V 金矿含金石英脉 Rb-Sr 等时线图

Fig. 4 Rb-Sr isochron of inclusions within quartz from the Saertuohai V gold deposit

表 4 萨 V 金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素数据

Table 4 Rb-Sr isotopic compositions of inclusions in quartz from the Saertuohai V gold deposit

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$87\text{Sr}/86\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	SH6-2	石英流体包裹体	0.3351	0.448	2.158	0.71401 ± 0.00003
2	SH6-3	石英流体包裹体	1.5960	0.773	5.967	0.72907 ± 0.00002
3	SH6-9	石英流体包裹体	3.4140	3.121	3.158	0.71888 ± 0.00014
4	SH6-11	石英流体包裹体	0.3432	0.401	2.467	0.71535 ± 0.00003
5	SH6-14	石英流体包裹体	0.0702	0.182	1.114	0.71067 ± 0.00014

测定者:蔡红;实验室:中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)。

萨 V 金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 测年结果见表 4 和图 4。

关于萨 V 金矿床的成因目前主要有两种不同认识:朱南星等(1986)、焦生瑞等(1987)和张良臣等(1990)认为成矿物质来源于玄武岩,成矿流体

为中温变质热液,系充填交代型金矿床;祝皆水(1989)将其归为岩浆热液型金矿。由于萨V型金矿床产于蚀变玄武岩中,受断裂构造控制,并且矿区周围尚无同期岩浆活动的报道,推测为二叠纪($271 \pm 30\text{Ma}$)动力变质热液型金矿床。萨V金矿床19个黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S} = -7.0\text{‰} \sim +5.1\text{‰}$,平均 -0.77‰ (焦生瑞等1987;刘绍忠,1990;沈远超等,1993;张弛等,1994),与该地区其它同时代金矿床相比 $\delta^{34}\text{S}$ 值有较大的变化范围(见后述),也支持此种成因解释。

5 火山热液型金矿地质特征及成矿年代学研究

5.1 矿床地质特征

代表性金矿床为萨I金矿,分布于萨尔托海超镁铁岩带东北端。矿区东西长3.2km,南北宽近1km。自北而南可分为3个矿化带:北带矿化围岩为蚀变玄武岩,金品位较稳定;中带和南带矿化围岩为滑石菱镁岩和石英菱镁岩,后者常呈大小不等的张性角砾分布于断裂带中,其间被含金石英脉充填而呈网格状,金品位变化较大。区内出露地层为太勒古拉组玄武岩及玄武质凝灰岩,其中断裂构造发育,矿化蚀变地质体沿ENE向断裂及两条次级的EW向次级断裂分布,长40~1150m,宽3~130m,其中有含金石英脉大脉、网脉或微细脉状分布,分别构成石英单脉型金矿体(矿化极不均匀,平均金品位为 6.72×10^{-6})、石英网脉型金矿体(矿化不均匀,但连续性相对较好,平均金品位为 8.51×10^{-6})和蚀变玄武岩型金矿体(主要见于石英菱镁岩

蚀变体下盘,含较多的黄铁矿和石英微脉,含金 5.33×10^{-6})。上述3类金矿体长20m至100余米,厚0.3~0.5m,延深数十米至百余米(一般延深大于延长),各占金储量的1/3。矿石结构有晶粒结构、碎裂结构、包含结构、充填结构和乳滴状结构等;矿石构造有条带状、致密块状和角砾状构造等;矿石产出类型有自然金—硫化物—石英脉型和自然金—黄铁矿—蚀变玄武岩型;矿石矿物除赋存于石英晶粒间和裂隙中(张良臣等,1990)中的自然金外,还有黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉砷镍矿和毒砂

表5 萨I金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素数据

Table 5 Rb-Sr isotopic compositions of inclusions in quartz from the Saertuohai I gold deposit

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	SH5-1	石英流体包裹体	0.0795	0.0772	2.969	0.71812 ± 0.00003
2	SH5-5	石英流体包裹体	0.1252	0.0976	3.702	0.72160 ± 0.00003
3	SH5-6	石英流体包裹体	0.2035	0.1795	3.272	0.71931 ± 0.00004
4	SH5-7	石英流体包裹体	0.1067	0.0977	3.152	0.71907 ± 0.00004
5	SH5-11	石英流体包裹体	0.1348	0.1441	2.699	0.71685 ± 0.00007
6	SH5-13	石英流体包裹体	1.0880	0.8153	3.853	0.72254 ± 0.00001

测定者:蔡红;实验室:中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)。

表6 包古图金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素数据

Table 6 Rb-Sr isotopic compositions of inclusions in quartz from the Baogutu gold deposit

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	BT2-2	石英流体包裹体	0.610	5.765	0.3048	0.70550 ± 0.00005
2	BT2-3	石英流体包裹体	2.456	8.333	0.8496	0.70815 ± 0.00004
3	BT2-5	石英流体包裹体	4.442	7.841	1.6340	0.71150 ± 0.00003
4	BT2-9	石英流体包裹体	3.012	7.347	1.1820	0.70951 ± 0.00002
5	BT2-10	石英流体包裹体	1.447	7.460	0.5592	0.70681 ± 0.00003
6	BT2-12	石英流体包裹体	1.247	7.405	0.4854	0.70651 ± 0.00005
7	BT2-15	石英流体包裹体	0.400	4.413	0.2613	0.70552 ± 0.00009

测定者:蔡红;实验室:中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)。

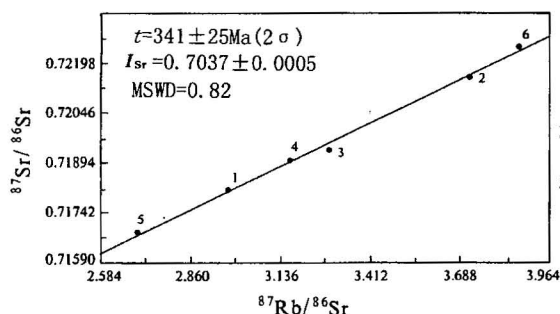


图5 萨I金矿含金石英脉流体包裹体
Rb-Sr 等时线图

Fig. 5 Rb-Sr isochron of inclusions within quartz
from the Saertuohai I gold deposit

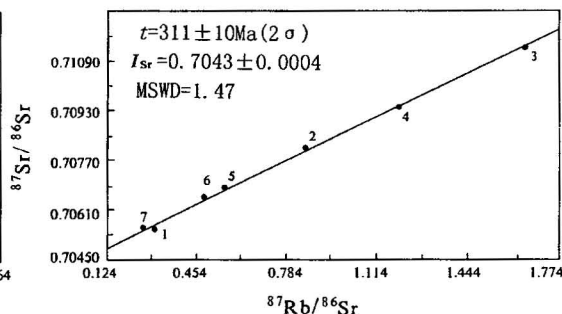


图6 包古图金矿含金石英脉 Rb-Sr 等时线图

Fig. 6 Rb-Sr isochron of inclusions within quartz
from the Baogutu gold deposit

等。蛇绿混杂岩的后期热液蚀变具分带性:以超镁铁岩为中心,向两侧分别出现蛇纹石化带、石英菱镁岩带、滑石菱镁岩带及菱镁岩带;在与中基性火山岩接触处,铁质碳酸岩增多,镁质碳酸岩减少(朱星南等,1986)。而与金成矿过程有关的矿化蚀变主要有黄铁矿化、硅化、绢云母化、叶蜡石化、钠长石化和绿泥石化等。

5.2 成矿作用测年结果及讨论

萨I金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 测年结果见表5和图5。

关于萨I金矿床的成因目前尚有争议:朱南星等(1986)、焦生瑞等(1987)和张良臣等(1990)认为成矿物质来源于玄武岩,成矿流体为中温变质热液,系充填交代型金矿床;祝皆水(1989)将其归为岩浆热液型金矿;第三种观点则主张金矿体的形成是海底热泉活动的产物,即认为成矿物质来源于蛇绿岩中超镁质岩石;成矿流体为洋壳深部岩浆热液与大洋水混合而成的变质热液沿洋壳的构造薄弱环境或破碎带活动(热泉),并不断作用于围岩(超镁铁岩),使镁铁矿物发生蛇纹石化而形成蚀变交代岩体;在热液交代过程中,金被活化转移,并在有利的部位沉淀而形成金矿床(张弛等,1994;周美付,1987;白文吉等,1988)。由于:①萨I型金矿的形成时代远晚于达拉布特泥盆纪蛇绿岩套,而与区内早一中石炭世火山活动发生的时间一致;②4个黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $+2.6\text{‰}$ ~ $+4.0\text{‰}$ (平均 $+3.15\text{‰}$)(沈远超等,1993;张弛等,1994;焦生瑞等,1987;刘绍忠等,1990),与陨石 $\delta^{34}\text{S}$ 值相近并在很小的范围内变化,表明硫同位素均一化程度很高;③石英流体包裹体的均一温度为 $340\sim 360^\circ\text{C}$ (祝皆水,1989),表明成矿温度较高。因此,本文暂且将萨I型金矿称为火山热液型金矿,其成矿时代为早石炭世($341\pm 25\text{Ma}$)。

6 潜火山热液型金矿地质特征及成矿年代学研究

6.1 矿床地质特征

代表性金矿床为包古图金矿(又称阔个沙也金矿),由7个矿化点和5条金矿化破碎带组成。赋矿围岩为包古图组和中酸性脉岩,后者主要岩性有石英二长闪长斑岩、石英闪长斑岩、闪长玢岩、花岗闪长斑岩等。其中闪长岩类的Sr同位素初始值 $I_{\text{Sr}}=0.70739\sim 0.70410$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0)=+6.1\sim +7.1$ (沈远超等,1993),说明岩浆来自上地幔或下地壳;矿脉平行岩脉脉壁分布或赋存于火山-沉积岩层中;矿石类型有石英脉型和石英网脉型两种,前者常呈NE走向,倾向

NW, 倾角 70°以上。矿体及矿化地质体的分布受断裂构造带控制: 早期断裂呈 NE 向, 控制了脉岩、蚀变地质体和含金石英脉的分布; 晚期断裂主要呈 NNW 向, 多为左旋性质, 错断了脉岩和矿脉(胡霁琴等, 1997)。矿石结构有晶粒结构、碎裂结构、包含结构、充填结构和乳滴状结构等; 矿石构造有条带状、细脉—网脉状、梳状—菊花状和角砾状构造等; 矿石矿物主要有自然金、银金矿、黄铁矿、毒砂、白铁矿、辉锑矿、磁黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、褐铁矿、孔雀石等, 金品位 $n \sim n \times 10 \times 10^{-6}$ 。矿化围岩蚀变主要有硅化和黄铁矿化。

6.2 成矿作用测年结果及讨论

包古图金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 测年结果见表 6 和图 6。

一般说来, 硫化物的硫同位素组成可直接反映矿液及成矿物质的来源。焦生瑞等(1987)、刘绍忠等(1990)、沈远超等(1993)和张弛等(1994)曾获得包古图金矿 20 个黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S} = +0.4\text{‰} \sim +3.6\text{‰}$ (平均 $+2.4\text{‰}$), 3 个毒砂 $\delta^{34}\text{S} = +2.6\text{‰} \sim +4.0\text{‰}$ (平均 $+3.5\text{‰}$), 与陨石 $\delta^{34}\text{S}$ 值一致, 表明硫同位素均一化程度很高, 其成矿热液应来自上地幔或下地壳。因此, 目前对包古图型金矿床的成因认识趋于一致: 即与中酸性斑岩体的侵位有关, 为潜火山热液热液

型金矿床。本文报道的成矿时代 $311 \pm 10\text{Ma}$ 与矿区内中酸性斑岩体的成岩时代 ($300 \sim 320\text{Ma}$) (胡霁琴等, 1997; 沈远超等, 1993) 一致, 也支持这种见解。

表 7 哈图西多斑状钾长花岗岩 Rb-Sr 同位素数据
Table 7 Rb-Sr isotopic compositions of granitic rocks
from the West Hatu moyite

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	HTG-1	花岗岩	112.18	47.62	6.8080	0.73300 ± 0.00009
2	HTG-3	花岗岩	115.33	49.34	6.7565	0.73371 ± 0.00009
3	HTG-4	花岗岩	110.68	43.86	7.2943	0.73589 ± 0.00009
4	HTG-5	花岗岩	109.81	39.94	7.9500	0.73813 ± 0.00007
5	HTG-8	花岗岩	107.58	36.49	8.5269	0.74034 ± 0.00002
6	HTG-9	花岗岩	109.06	33.84	9.6101	0.74478 ± 0.00006
7	HTG-17	花岗岩	118.45	38.53	8.8928	0.74246 ± 0.00005

测定者: 蔡红; 实验室: 中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)。

表 8 阿克巴斯套碱长花岗岩体 Rb-Sr 同位素数据
Table 8 Rb-Sr isotopic compositions of granitic rocks
from the Akebasitao alkali-feldspar granite

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	HTR-1	碱长花岗岩	131.85	10.80	35.7188	0.85890 ± 0.00009
2	HTR-2	碱长花岗岩	128.69	20.05	18.6390	0.78452 ± 0.00009
3	HTR-3	碱长花岗岩	155.60	7.24	63.5337	0.97008 ± 0.00009
4	HTR-4	碱长花岗岩	135.37	9.39	42.2827	0.88611 ± 0.00005
5	HTR-5	碱长花岗岩	138.63	8.74	46.6499	0.90823 ± 0.00001
6	HTR-7	碱长花岗岩	118.49	24.90	13.7926	0.76296 ± 0.00009
7	HTR-9	碱长花岗岩	154.27	8.40	54.1259	0.93639 ± 0.00006
8	HTR-10	碱长花岗岩	108.78	21.47	14.6902	0.76736 ± 0.00003
9	HTR-12	碱长花岗岩	118.68	9.16	37.9537	0.86757 ± 0.00004

测定者: 蔡红; 实验室: 中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)。

7 岩浆热液型金矿地质特征及成矿年代学研究

7.1 矿床地质特征

代表性金矿床为齐 I 金矿和齐 II 金矿, 分布于哈图断裂和安齐断裂之间。该两断裂均为走向 NE, 倾向 NW、倾角较陡的铲式断裂(沈远超等, 1993)。除上述区域性大断裂外, 矿区内还发育规模数十米至数百米不等的近 NE 向、近 SN 向和 NW 向 3 组断裂: 近 EW 向断裂(先压后压扭)主要分布于矿区中北部及西北部, 多数成群分布, 具尖灭再现、平行侧现、分枝复合等特征, 走向

80°~100°,倾向北者倾角 65°~85°,倾向南者倾角 50°~60°,断裂带内矿石类型以蚀变玄武岩型和蚀变凝灰岩型为主,含金石英脉型和矿化蚀变破碎带型居次;近 SN 向断裂(先张后张扭)多数零星分布,走向 350°~20°,倾向西,倾角 40°~80°,断裂带内矿石类型以蚀变破碎带型和含金石英脉型为主,蚀变岩型居次;NW 向断裂(先压扭后张扭)主要分布于矿区中部,成群分布,亦具尖灭再现、平行侧现、分枝复合等特征,平面上呈斜列式、剖面上呈叠瓦式分布,走向 300°~320°,倾向 SW,倾角 35°~65°,断裂带内含金石英脉广布,构成 4 个大的矿脉群,是矿区最主要的控矿构造。矿化类型主要为石英脉型,亦见蚀变凝灰岩型和蚀变玄武岩型矿化(刘春涌,1991)。含金石英脉有 3 种产出类型(沈远超等,1993):① 大脉型,含金石英脉呈大脉状产出,常具弧形分布的特点,长可达 300~500m,厚 1~2m 或更厚;② 条带型,含金石英脉与蚀变玄武岩相间排列呈条带状;③ 细脉型,含金石英脉厚数十厘米,周围玄武岩多硅化和绿泥石化,片理化现象普遍,见少量细含金石英脉分布其中。脉长一般 50~100m,宽 0.2~0.8m,延深大于 300m,金品位 $n \sim n \times 10 \times 10^{-6}$ 。矿石构造有星散浸染状构造、细脉浸染状构造、条带状构造和角砾状构造等;矿石矿物组合单一,属于自然金—黄铁矿—毒砂—石英型;次要矿物有黄铜矿、闪锌矿、黝铜矿、辉铜矿、斑铜矿、方铅矿、磁黄铁矿、方解石、白云石、绿泥石、绢云母等;前人将齐 I—齐 II 型金矿床分为 3 个成矿阶段(沈远超等,1993):① 石英—硫化物阶段形成乳白色石英大脉;② 石英—自然金—硫化物阶段(主成矿阶段)形成烟灰色条带状石英脉;③ 石英—碳酸盐阶段形成石英—碳酸盐脉。矿化蚀变主要有硅化、绿泥石化、碳酸盐化、绢云母化、黄铁矿化、褐铁矿化及毒砂化等。

7.2 相关岩浆作用年代学研究

哈图金矿区外围花岗岩体的 Rb-Sr 测年结果见表 7、表 8 和图 7、图 8,成岩时代为海西中—晚期。

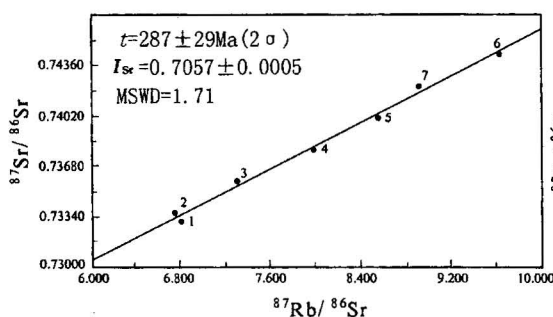


图 7 哈图西多斑状钾长花岗岩体 Rb-Sr 等时线图

Fig. 7 Rb-Sr isochron of granitic rocks
from the West Hatu moyite

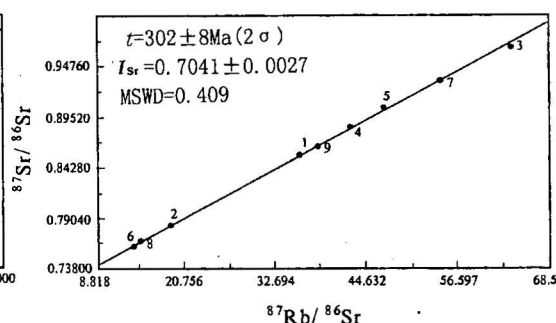


图 8 阿克巴斯套碱长花岗岩体 Rb-Sr 等时线图

Fig. 8 Rb-Sr isochron of granitic rocks from
the Akebasitao alkali-feldspar granite

7.3 成矿作用测年结果及讨论

哈图齐 I 和齐 II 金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 测年结果见表 9、表 10 和图 9、图 10。

哈图型金矿的成因有 3 种代表性认识:一是火山热液成因说,主张成矿作用受古火山机构和区域性断裂的联合控制,为火山晚期热液成因为主的火山岩型金矿床(沈远超等,1993);二是蛇绿岩型金矿说,认为矿区内出露的玄武岩是达拉布特蛇绿岩套的组成部分,并将哈图型

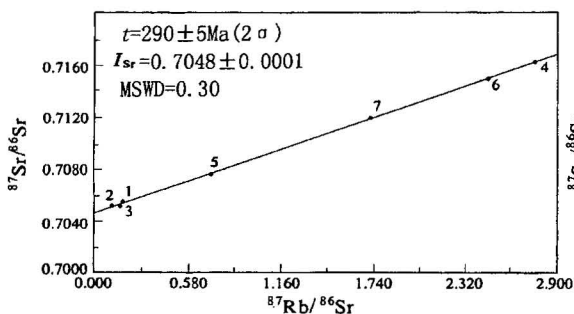


图 9 齐 I 金矿含金石英脉 Rb-Sr 等时线图

Fig. 9 Rb-Sr isochron of inclusions in quartz

from the Qiyiqu I gold deposit

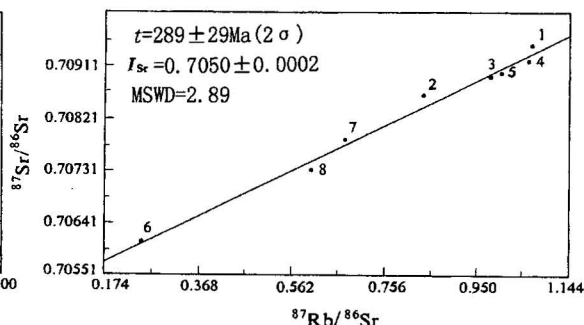


图 10 齐 II 金矿含金石英脉 Rb-Sr 等时线图

Fig. 10 Rb-Sr isochron of inclusions in quartz

from the Qiyiqu II gold deposit

金矿的成因与古洋壳的活动联系起来(焦生瑞等,1987);三是中温岩浆热液成矿说,主张成矿热液和成矿物质主要来自附近海西期花岗质岩浆的侵入活动(李华芹等,1998)。本文主张哈图型金矿为岩浆热液型金矿,主要依据是:① 流体包裹体均一温度达 320~360℃(祝皆水,

表 9 齐 I 金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素数据

Table 9 Rb-Sr isotopic compositions of inclusions in quartz

from the Qiyiqu I gold deposit

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	HT I-1	石英流体包裹体	0.347	6.674	0.1497	0.70540 $\pm$ 0.00009
2	HT I-4	石英流体包裹体	0.250	7.097	0.1016	0.70523 $\pm$ 0.00004
3	HT I-7	石英流体包裹体	0.216	4.332	0.1437	0.70532 $\pm$ 0.00009
4	HT I-10	石英流体包裹体	1.060	1.113	2.7477	0.71612 $\pm$ 0.00006
5	HT I-11	石英流体包裹体	0.302	1.226	0.7110	0.70766 $\pm$ 0.00009
6	HT I-13	石英流体包裹体	0.615	0.724	2.4514	0.71483 $\pm$ 0.00004
7	HT I-20	石英流体包裹体	0.346	0.583	1.7108	0.71188 $\pm$ 0.00009

测定者:蔡红;实验室:中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)。

表 10 齐 II 金矿含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素数据

Table 10 Rb-Sr isotopic compositions of inclusions in quartz

from the Qiyiqu II gold deposit

序号	样品号	样品名称	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
1	HT II-8	石英流体包裹体	1.002	2.717	1.0631	0.70949 $\pm$ 0.00002
2	HT II-3	石英流体包裹体	0.926	3.181	0.8389	0.70864 $\pm$ 0.00002
3	HT II-1	石英流体包裹体	0.763	2.252	0.9769	0.70896 $\pm$ 0.00006
4	HT II-4	石英流体包裹体	1.275	3.478	1.0568	0.70924 $\pm$ 0.00004
5	HT II-5	石英流体包裹体	1.107	3.189	1.0012	0.70903 $\pm$ 0.00009
6	HT II-7	石英流体包裹体	0.466	5.279	0.2544	0.70608 $\pm$ 0.00002
7	HT II-10	石英流体包裹体	0.650	2.776	0.6753	0.70784 $\pm$ 0.00003
8	HT II-11	石英流体包裹体	0.834	3.967	0.6063	0.70732 $\pm$ 0.00001

测定者:蔡红;实验室:中国地质科学院同位素地质研究与测试中心(宜昌)。

1989),表明成矿温度较高;② 含金石英脉和钾长花岗岩中石英流体包裹体在类型、盐度、主要阴、阳离子组成、 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 及 CH_4/CO_2 等方面极为一致(李华芹等,1998);③ 含金石英脉和钾长花岗岩中石英流体包裹体的氢氧同位素组成相近(胡恒顺,1989;刘绍忠,1990;沈远超等,1993)(齐 I 金矿 4 个石英的氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -0.78\text{‰} \sim +0.04\text{‰}$; 2 个石英的氢同位素组成 $\delta\text{D} = -84.4\text{‰} \sim -128.8\text{‰}$),在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 相关图中,尽管投影点出现往大气水线漂移的趋势,但仍位于岩浆水区域(沈远超等,1993),反映出成矿流体

以岩浆水为主,表明成矿作用与区内岩浆期后热液有直接的成因联系;④ 齐 I 金矿和齐 II 金矿含金石英脉中硫化物的硫同位素组成(焦生瑞等,1987;刘绍忠,1990;王广瑞,1991;沈远超等,1993) 在很小的范围内变化(齐 I 金矿 53 个黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}=+0.4\text{‰}\sim+2.0\text{‰}$,平均 $+1.15\text{‰}$;8 个毒砂 $\delta^{34}\text{S}=+0.6\text{‰}\sim+1.4\text{‰}$,平均 $+1.0\text{‰}$;齐 II 金矿 38 个黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}=-0.3\text{‰}\sim+3.07\text{‰}$,平均 $+1.29\text{‰}$,7 个毒砂 $\delta^{34}\text{S}=+1.96\text{‰}\sim+3.07\text{‰}$,平均 $+2.45\text{‰}$),说明硫同位素均一化程度很高,成矿物质来源于上地幔或下地壳;⑤ 成矿时代($290\text{Ma}\pm$)与哈图金矿区外围西侧哈图多斑状钾长花岗岩($287\pm 29\text{Ma}$)和西南侧阿克巴斯套碱长花岗岩体的成岩时代($302\pm 8\text{Ma}$)一致,而明显晚于与区内火山作用的时间,其成因应与这些花岗岩体的侵位有关。

8 主要结论

(1)西准噶尔地区太勒古拉组的时代归属因化石时代意义不够明确而较为混乱。本文测得该组硅质岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $318\pm 21\text{Ma}$,与该组玄武岩的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄(296.6Ma 和 311.9Ma)(胡霭琴等,1997)在实验误差范围内基本一致,其形成时代应属中石炭世。

(2)前人将太勒古拉组、包古图组和希贝库拉斯组作为达拉布特蛇绿岩套的组成部分。由于达拉布特蛇绿岩套中玄武岩的形成时代($411\pm 18\text{Ma}$)远早于前述太勒古拉组火山岩系的年龄($318\pm 21\text{Ma}$),本文认为太勒古拉组是中石炭世海相火山—沉积作用的产物,而不宜作为达拉布特蛇绿岩套的组成部分。

(3)从前述讨论可知,西准噶尔地区火山热液型、潜火山热液型、岩浆热液型和动力变质热液型金矿床的成矿作用均发生在海西中晚期,成矿时代分别为早石炭世、中石炭世、晚石炭世和早二叠世。

(4)本文同位素年代学研究表明,西准噶尔地区后造山花岗岩类的侵位时代发生在中石炭世之后,并以低 Sr 初始比值($I_{\text{Sr}}<0.706$)为特征,相关的金成矿作用发生于后碰撞构造环境,应与板内构造—岩浆演化过程相联系。

参 考 文 献

- 白文吉,甘源明,周美付. 1988. 新疆托里地区金矿床地质特征及成因讨论,地质论评, 30(1):80~88.
- 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. 北京:科学出版社, 213.
- 胡恒顺. 1989. 论新疆齐依求 I 号金矿床的地质成因. 长春地质学院院报, 19(1):53~61.
- 焦生瑞,田永安. 1987. 试论准噶尔地区金矿的层控性质及成生机理. 新疆地质, 3:16~33.
- 刘春涌. 1991. 齐 I 金矿田构造特征及成矿预测. 新疆地质, 9(4):358~367.
- 彭礼贵. 1987. 新疆西准噶尔地区阿尔卑斯型超基性岩的成因及其演化. 地质学报, 61(2): 138~151.
- 李华芹,刘家齐,魏林. 1993. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用. 北京:地质出版社, 10~25.
- 李华芹,谢才富,常海亮等. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京:地质出版社, 10~27.
- 刘绍忠. 1990. 新疆西准噶尔齐 I 金矿氧、硫、氢、碳同位素特征及成矿机理探讨. 新疆地质, 8(1):22~31.
- 沈远超,金成伟. 1993. 西准噶尔地区岩浆活动与金矿化作用. 科学出版社, 113~192.
- 师占义,李金铭,李振兴. 1986. 新疆达拉布特超基性岩(带)中地幔尖晶石二辉橄榄岩的发现与研究. 地质学报, 60(4): 339~351.
- 王广瑞. 1991. 新疆哈图—萨尔托海地区蛇绿岩镁铁质火山杂岩型金矿. 新疆地质, 9(3):212~224.
- 王增吉,赵治信. 1987. 新疆西准噶尔和布克河组早石炭世早期的四射珊瑚. 地质论评, 33(5):479~483.
- 徐祖芳. 1995. 新疆金矿及其找矿远景分析. 新疆地质, 13(1):76~83.
- 张弛,黄萱. 1992. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境的探讨. 地质论评, 38(6):509~524.
- 张弛,边千韬,王广瑞等. 1994. 新疆西准噶尔与蛇绿岩相关的铬铁矿和金矿床的成矿模式. 见:新疆地质科学(第5集).

- 北京:地质出版社,94~105.
- 张良臣,刘德权,唐延龄等. 1990. 新疆的宝藏. 乌鲁木齐:新疆人民出版社/香港文化教育出版社,94~95.
- 周美付. 1987. 新疆托里萨 I 金矿的地质特征及成因研究. 地质找矿论丛, (3):20~30.
- 朱星南,温化民,王金良. 1986. 托里金矿控矿因素的分析. 新疆地质, 4(3):44~51.
- 祝皆水. 1989. 新疆金矿主要成因类型. 新疆地质, 7(4):60~67.
- Changkakoti A, Gray J, Krstie D et al. 1988. Determination of radiogenic isotopic (Rb/Sr, Sm/Nd and Pb/Pb) in fluid inclusion waters: A example from the Bluebell Pb-Zn deposit, British Columbia, Canada. *Geochim. Cosmo. Acta.*, 52:961~967.
- Ludwig K R. 1995. A plotting and regression program for radiogenic-isotope data (version 2.82). open-file report 91-445, United States Geological Survey.
- Nakeai S and Halliday A N. 1990. Rb-Sr dating of sphalerites from Tennessee and the genesis of Mississippi Valley type ore deposits. *Nature*, 346:354~356.
- Shepherd T J, Darbyshire D P F. 1981. Fluid inclusion Rb-Sr isochrons for dating mineral deposits. *Nature*, 290(5808): 578~579.

Study on Rb-Sr Isotopic Ages of Gold Deposits in West Junggar Area, Xinjiang

Li Huaqin, Chen Fuwen, Cai Hong

Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Bureau of Geological Survey of China, Yichang, 443003

Abstract

As one of the most important gold mineralization provinces, in Xinjiang, the West Junggar region is rich in gold resources with more than 10 deposits of different scales and hundreds of mineralized occurrences. Veined, stockwork and alteration-sheathed gold ores have been found in the area, belonging to four genetic types: the volcanic hydrothermal ores related to early—middle Carboniferous volcanism; subvolcanic hydrothermal ores related to intermediate—acidic porphyry intrusions; hydrothermal ores to the granitic intrusion and dynamo- hydrothermal ores related to regional dynamic metamorphism along the faults. Study of isotopic geochronology of mineralization and correlative geological events shows that these gold deposits were formed in a post-collision tectonic environment and four mineralization stages can be distinguished: the early Carboniferous (340Ma±), middle Carboniferous (310Ma±), late Carboniferous (290Ma±) and early Permian (270Ma±).

作者简介

李华芹,男,1939年生,研究员。长期从事同位素地质年代学研究工作。通讯地址:443003,湖北省宜昌市港窑路37号,宜昌地质矿产研究所同位素地质研究与测试中心;电话:(0717)6338434;6338387;电子信箱:lhq@public.yc.hb.cn。