

东天山石英滩金矿——一个碰撞造山期的浅成热液金矿*

谢才富 李华芹 常海亮

(中国地质科学院宜昌地质矿产研究所, 宜昌)

提 要: 石英滩金矿是近年发现的北天山浅成热液金矿带中的一个代表性矿床。其矿床地质与地球化学特征显示其为典型的火山岩容矿的冰长石-绢云母型浅成热液金矿。但同位素年代学研究及区域地质资料分析对比表明,它与火山岩区浅成热液金矿一般形成于活动大陆边缘或岛弧环境不同的是,其矿体虽然赋存于晚石炭世岛弧火山岩中,但成矿作用发生于碰撞造山期(成矿年龄 $288 \times 10^6 \sim 244 \times 10^6$ a),受同碰撞伸展带控制,并与造山期火山-(超)浅成侵入活动有关。

关键词: 浅成热液金矿 火山岩 碰撞造山期 伸展 东天山石英滩

新疆的东、西天山已发现了石英滩金矿、马庄山金矿、阿希金矿、伊尔曼得金矿等一批与火山-次火山岩有关的浅成热液金矿,构成一条有一定规模的浅成热液金矿带。本文对石英滩金矿成矿时代、矿床成因进行了重点研究,进而探讨其成矿地质背景。

1 区域地质概况

石英滩金矿位于阿齐山-雅满苏石炭纪岛弧北缘。北距哈萨克斯坦板块(地块)与塔里木板块(地块)碰撞缝合线(康古尔塔格深断裂)仅8 km(图1)。该区具有前寒武纪古陆壳基底^[1,2]。在早石炭世吐鲁番洋盆产生和中晚石炭世该洋盆向南俯冲过程中,本区分别形成了下石炭统雅满苏组双峰式火山岩-正常沉积岩和中石炭统马头滩组、上石炭统阿齐山组钙碱性岛弧火山岩-沉积岩。吐鲁番洋盆于石炭纪末最终闭合。在随后的碰撞造山过程中:①雅满苏断裂以北为康古尔-黄山推覆隆起带。②阿奇克库都克断裂以南为中天山推覆隆起带。③上述两个推覆隆起带之间为矿区所在的石英滩-雅满苏伸展断陷带。带内石炭纪地层未受韧性变形改造,而是发育大量脆性断裂。区域变质强度,仅达葡萄石-绿纤石相。造山期间发育了较多的中酸性(超)浅成岩-次火山岩体(脉);在雅满苏南一线生成二叠纪的地槽型上叠盆地,堆积钙碱性火山岩和陆源碎屑岩;在石英滩附近形成火山-侵入杂岩。该带已发现了石英滩、赤龙峰、马庄山等浅成热液金矿床(点)。雅满苏南的二叠纪火山-沉积盆地中还有浅成热液锰矿产出^[3]。

2 矿床地质特征

石英滩金矿的容矿围岩为上石炭统阿齐山组火山岩(300×10^6 a)^[1],主要有安山岩、

* 国家科技攻关 85-902-06-05 专题研究成果的一部分

谢才富,男,33岁,副研究员,主要从事岩浆岩及有关矿产研究。邮政编码:443003

玄武岩、英安岩、火山角砾岩、集块角砾熔岩及凝灰岩等。此外，矿区西南角出露有细粒英云闪长岩；中部有较多花岗斑岩脉；西北角有闪长玢岩脉；东南缘是大面积分布的火山-侵入杂岩，主要有流纹质熔结凝灰岩、碎斑流纹斑岩、二长花岗斑岩、钾长花岗岩等（图1）。作者的研究表明^[1]，矿区至少有一部分前人定为石炭纪火山角砾岩或集块角砾熔岩的岩石，如L₃矿体的围岩，实际上是二叠纪的（硅质）热液隐爆角砾岩。

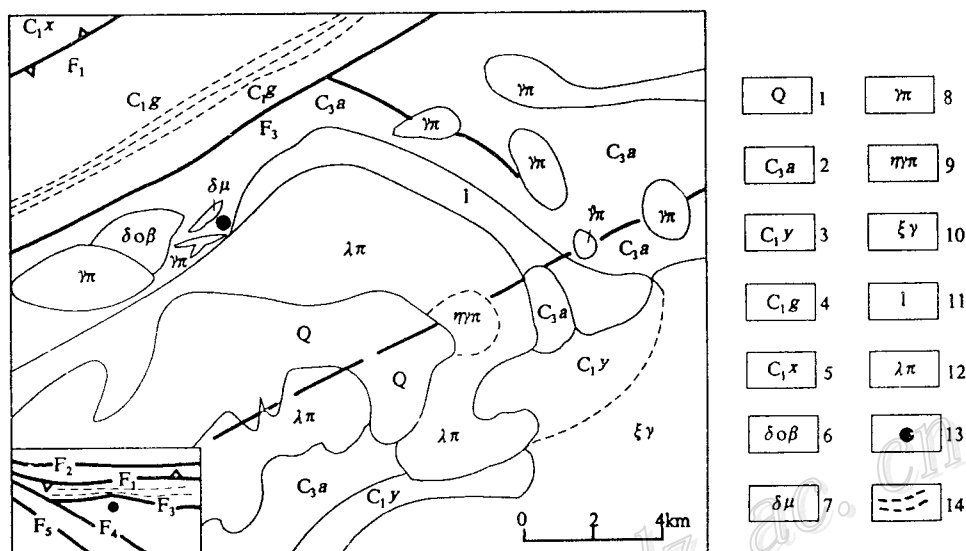


图1 石英滩金矿区域地质简图

（据蔡仲举^[4]，略修改）

1—第四系；2—上石炭统阿齐山组；3—下石炭统雅满苏组；4—下石炭统干墩组；5—下石炭统小热泉子组；6—英云闪长岩；7—闪长玢岩；8—花岗斑岩；9—二长花岗斑岩；10—钾长花岗岩；11—碎斑熔岩；12—碎斑流纹斑岩（熔结凝灰岩）；13—石英滩金矿区；14—强韧性剪切变形带；F₁—康古尔塔格-黄山深断裂（缝合线）；F₂—恰特卡尔塔格断裂；F₃—雅满苏断裂；F₄—阿奇克库都克断裂；F₅—中天山南缘断裂

矿区处于秋格明塔什韧性剪切带南侧约4 km，容矿围岩阿齐山组未受到韧性变形改造。矿区发育大量脆性断裂，主要为近东西向张（扭）性断裂，倾向北，倾角70°~80°，是主要容矿构造。另有少量北西向和北东向断裂。

矿区广泛发育青磐岩化和硅化蚀变。近矿围岩蚀变主要有硅化、碳酸盐化、绢云母化、冰长石化、粘土化等。

共圈定矿脉18条，构成工业矿体的有L₁、L₃两个矿体，L₂为表外矿。矿体呈不规则脉状或囊状，厚0.83~20.3 m，长160~350 m，控制斜深小于300 m。矿石类型可分为含金石英脉型及蚀变安山岩型两种。都以发育低温矿物组合为特征，金属矿物小于1%，主要有银金矿、自然金、黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、毒砂等；非金属矿物有石英、玉髓、方解石、冰长石、绢云母等。矿石结构主要为隐晶状、微粒状、变胶状，显示浅成快速结晶环境。矿石构造为块状、角砾状、晶洞状、条纹状、网格状、皮壳状、浸染状等。其中网格状构造是由针状、片状的方解石构成网格状或丛状格架，微粒石英填隙而形成。这种构造据陈晓钟^[5]的研究，代表一种在开放空间较强烈的气液喷发情况下的喷口相结构。此外，矿石

中还常见一种特殊的构造——大小1 mm左右的圆形斑点状黑色薄膜,成分和形成机理尚不清楚,或许是古代菌斑?

含金石英脉中,往往是不同结构构造的矿石互相穿插,难以明确划分成矿阶段。

3 同位素年代学

细粒英云闪长岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $(293 \pm 1) \times 10^6$ a, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 初始比值为 0.7039; 锆石 U-Pb 和谐曲线下交点年龄为 $(287 \pm 3) \times 10^6$ a。二长花岗斑岩(姬金生等, 1996)、花岗斑岩脉、流纹质熔结凝灰岩的 Rb-Sr 等时线年龄及初始比值分别为 $(281 \pm 10) \times 10^6$ a, 0.7044; $(266 \pm 3) \times 10^6$ a, 0.7054; $(256.8 \pm 13.6) \times 10^6$ a, 0.7074。其中熔结凝灰岩锆石 U-Pb 和谐曲线下交点年龄为 $(234 \pm 4) \times 10^6$ a。石英闪长岩和钾长花岗岩同位素年龄分别为 278.5×10^6 a 和 254×10^6 a (转引自 [4])。上述结果显示, 矿区在石炭纪末—晚二叠世的造山期间断续有火山-侵入活动发生, 并且越往晚期, 岩石的初始比值越高, 即壳源物质所占比例逐渐增高。

L₁ 矿体石英、面型蚀变安山岩、L₂ 矿体石英、热液隐爆角砾岩、L₃ 矿体石英的 Rb-Sr 等时线年龄及初始比值分别为 $(288 \pm 7) \times 10^6$ a, 0.7049; $(285 \pm 12) \times 10^6$ a, 0.7046; $(276 \pm 7) \times 10^6$ a, 0.7051; $(261.6 \pm 7) \times 10^6$ a, 0.7052; $(244 \pm 9) \times 10^6$ a, 0.7059。表明该区成矿热液具多期活动, 延续时间长达 40×10^6 a 以上。而且每期热液活动都发生于一次较强的岩浆活动之后, 这不会是偶然的巧合, 应是两者之间具密切成因联系的表现。L₁~L₃ 矿体及热液隐爆角砾岩的初始比值变化于 0.7049~0.7059, 与阿齐山组蚀变安山岩的初始比值 0.7046 (幔源) 相近, 暗示成矿物质主要来自阿齐山组岛弧火山岩, 成矿热液循环深度较浅, 基本未涉及深部古陆壳物质。

4 矿床成因分析

4.1 成矿物质及成矿介质水的来源

本区阿齐山组火山岩 Au 的平均丰度值为 5.05×10^{-9} , 为该区金背景值 (1.5×10^{-9}) 的 3.4 倍^[4]。热液隐爆角砾岩中, 含安山质角砾的硅质胶结物、紫红色硅化安山质角砾、灰绿色弱蚀变安山岩角砾的 Au 含量分别为 5.0×10^{-9} 、 0.2×10^{-9} 、 0.8×10^{-9} , 说明安山岩蚀变时, 其中的 Au 可大量淋滤迁移到热液中。矿区阿齐山组火山岩蚀变广泛, 将有大量矿质通过水-岩相互作用而进入热液中。此外, 二叠纪熔结凝灰岩的 Au 丰度值可达 34.7×10^{-9} 。因此, 本区造山期的火山-(超)浅成岩浆岩可能也贡献了部分矿质。

矿石与围岩硫同位素组成相似, $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 0.6‰~1.3‰, 具幔源硫特征; 矿石中方解石碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -5.47‰^[4], 也落入幔源碳范围内。与前文的 Sr 同位素特征一样, 都说明石英滩金矿的成矿物质主要来源于容矿的阿齐山组岛弧火山岩。

矿石石英流体包裹体水的 δD 为 -82‰~-95‰; 计算的石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (SMOW) 为 -2.53‰~-10.40‰ (据蔡仲举^[4]资料略修改)。在水的 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解上, 投影点靠近大

气降水线,成矿介质水以大气降水为主,有少量岩浆水等的混入。

4.2 成矿物理化学条件

蔡仲举^[4]测得矿石石英流体包裹体均一温度为108.5~190.5℃,平均149.9℃;均一压力10~35 MPa;盐度9.18%~19.24% NaCl。但其压力和盐度值都明显偏高,可能是由于亚稳定性造成的,不代表真实值。我们测得晶洞内方解石、萤石流体包裹体均一温度109~141℃,盐度0.8%~6.7% NaCl,均一压力0.1~0.35 MPa,流体密度0.96~0.97 g/cm³。虽然我们测得的温度值仅代表某一成矿阶段晚期的温度值,而均一压力也小于实际形成压力,但在流体包裹体测试过程中出现了过热冰现象,反映成矿确实是在近地表低温低盐度条件下进行的,这也与该矿床的低温矿物组合和特殊的结构、构造反映的形成环境相吻合。估计成矿深度小于300 m,甚至可小于100 m。

4.3 矿床成因与成矿地质背景

矿体产状、围岩蚀变、矿石成分、结构构造、包裹体温压地球化学及稳定同位素资料显示,该矿床是一个典型的火山岩容矿的冰长石-绢云母型浅成热液金矿。

以火山岩容矿的浅成热液金矿(或称火山岩型金矿)产出的大地构造背景大多为活动大陆边缘和岛弧环境(Silberman等,1976;Sillitoe,1977;Mitchell和Garson,1981;Clark等,1982)。

石英滩金矿虽然赋存于上石炭统阿齐山组岛弧火山岩中,但其成矿作用不是发生于石炭纪的岛弧活动时期,而是在其之后的二叠纪一早三叠世(成矿年龄 $288 \times 10^6 \sim 244 \times 10^6$ a),此时的大地构造背景为碰撞造山。以康古尔—黄山缝合线为主体的带状区域以推覆隆起作用为主;其北侧的恰特卡尔塔格—康古尔塔格一线出现二叠纪的山前拗陷盆地,产生陆相为主的火山-磨拉石沉积;在推覆隆起带南侧形成石英滩—雅满苏同碰撞伸展带。它与李江海^[6]所提出的喜马拉雅型伸展相一致。伸展发生于同碰撞阶段,出现于因逆冲增厚作用引起地形增高而造成重力失稳的造山带前缘。伸展作用规模有限,仅限于上地壳,伸展带宽小于30 km,长约500 km,仅有一些小型地堑式盆地或火山机构发育,岩浆作用主要形成钙碱性酸性岩,具碰撞造山岩浆岩特点,表明下地壳和上地幔没有发生伸展作用。石英滩金矿成矿作用就受该同碰撞伸展带控制,直接与伸展带中的造山期火山-侵入活动有关,它们提供了成矿所需的热源及部分矿质、热液。而阿齐山组岛弧火山岩仅仅是提供矿源和容矿空间,岛弧火山活动与成矿作用没有直接关系。因此,石英滩金矿虽然与旁侧韧性剪切带中的康古尔、西凤山等金矿的赋矿围岩相似,但由于造山期间所处的构造部位不同,矿床成因也截然不同,后者为韧性剪切带型或岩浆热液型金矿^[1]。石英滩金矿产出的构造背景提醒我们,在造山带中,大型韧性剪切带旁侧的伸展带中有可能找到浅成热液金矿。

参 考 文 献

- 1 李华芹,谢才富,常海亮等.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,1998.
- 2 姬金生,陶洪洋,曾章仁等.东天山康古尔塔格金矿带地质与找矿.北京:地质出版社,1994,1~204.
- 3 刘德权,唐延龄,周汝洪.中国新疆矿床成矿系列.北京:地质出版社,1996,1~174.
- 4 蔡仲举.新疆都善县石英滩金矿床地质特征及控矿因素.新疆地质,1997,15(4):305~320.
- 5 陈晓钟,李朝阳,王京彬等.腾冲热海地热田含金石英脉形成机制初探.见:李朝阳,朱祥坤主编.中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室年报(1990).贵阳:贵州科技出版社,1991,241~247.
- 6 李江海.造山带的伸展作用及其地壳演化意义.地质科技情报,1992,11(3):10~18.