

玻利维亚塞德里克银矿床研究新进展

曹毅¹, 聂凤军¹, 刘翼飞¹, 张伟波², 赵宇安³

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2. 中国地质大学, 北京 100083; 3. 石家庄经济学院, 石家庄 050031)

摘要:塞德里克(Cerro Rico)银矿床位于玻利维亚的波托西省,是世界上最大的银矿床。矿床赋存在页岩区内,产生矿化作用的主要岩石是流纹英安岩岩体,其地表分布面积为1 700 m×1 200 m,在500 m深处缩小至100 m×100 m。该银矿有多种类型的矿化作用,但最重要的是脉状矿化。矿区内2个流纹岩岩穹和1套熔结凝灰岩中的透长石和黑云母的⁴⁰Ar/³⁹Ar测年结果表明,银矿是在与岩浆有关的热液活动时期形成的,这段时期开始于(13.77±0.03)Ma,并持续了至少0.2 Ma。明矾石的K-Ar测年结果显示表生氧化作用开始于13.5 Ma,断断续续地持续了7.5 Ma。研究区内流纹英安岩主量元素的分布清楚地反映了交代作用带的层次性,交代作用的全部发展过程涉及的空间范围大,时间长。微量元素的分布显示出F-V-Ga-Be-B-Cu-Nb-Sr-Pb-Zr-Sn-Co-Ba的元素沉淀顺序。

关键词:玻利维亚;银矿床;测年

中图分类号: P618.52

文献标志码: A

文章编号: 1000-7849(2013)05-0087-08

塞德里克(Cerro Rico)矿床位于玻利维亚的波托西城,波托西城拥有居民50多万,是人口密度居世界第二位的城市,地理坐标为19°37'S, 65°45'W。在波托西城已开采的塞德里克银矿床中赋存着大量的银,根据美国地质调查局1991年发布的数据,该矿床的矿石储量达8.28亿t,含银150~250 g/t,平均200 g/t,锡0.3%~0.4%,平均0.35%,按回收银60%、回收锡50%和日采矿石1万t计算,可年产银400 t、锡5 000 t,这是世界上已知最大的银矿床^[1]。

16~17世纪,塞德里克矿山有记载的矿山坑道就达5 000条,自19世纪下半叶以来,在塞德里克矿床几乎只开采锡,关于银的可靠分布资料极少,因此当时建立了一个分析室,对银进行了取样分析。在1986年玻利维亚采矿公司决定暂时停产以前,塞德里克矿床只开采了侵入体中心部位的锡矿脉,采出的矿石在坑道内进行预选和水选,然后由架空索道运至精选厂处理。由于停产,注意力开始转向长期放弃的银矿脉方面。1987年末,这些矿脉已证实的矿石量为12.7万t,矿石含银465 g/t、锌4.17%、锡0.99%,由此开始了对银的大规模勘探和开采,最终圈定的实际储量达到了世界级的规模。

塞德里克矿床是玻利维亚东科迪勒拉地区众多银锡矿床之一,这些银锡矿床主要产自安第斯锡成

矿带的中部^[2-3](图1^[4])。其基础地质研究已取得了一定进展^[5-8],近期更多的工作集中在矿床起源方面的探讨,包括流体包裹体的研究^[9];地质年代学的研究^[4,10-11];稳定同位素的研究^[12];以及区域地质背景的研究^[13-14],也有一些学者提出了综合性的矿床成因模式^[15-16]。

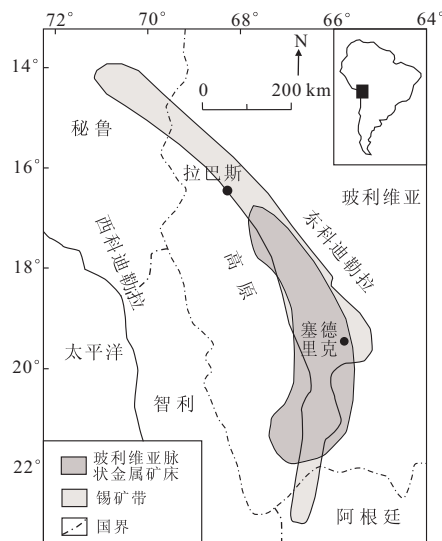


图1 塞德里克银矿床地理位置图^[4]

Fig.1 The position of Cerro Rico silver deposit

收稿日期: 2013-01-14 编辑: 禹华珍

基金项目: 中国地质调查局项目“全球巨型成矿带区域构造与成矿地质背景对比研究”(1212011120326)

作者简介: 曹毅(1986—),男,现正攻读矿物学、岩石学、矿床学专业博士学位,主要从事金属成矿规律研究。E-mail: cy19860725@foxmail.com

通信作者: 聂凤军(1956—),男,研究员,博士生导师,主要从事金属矿床地质和地球化学研究。E-mail: nfjj@cei.gov.cn

1 成矿地质背景

塞德里克银锡矿带的北段穿过秘鲁东科迪勒拉山的延续部分,即科迪勒拉蒙尼卡斯、科迪勒拉雷尔和科迪勒拉基姆萨克鲁斯地区,在地理上属玻利维亚领土,长达 350 km 以上。就构造关系而言,这一地段在上新世时期被造陆运动强烈抬升,其西侧更为明显,后来经过风化侵蚀而遭到严重切割。该区域存在一呈狭长条带状的花岗岩质深成岩体,伟晶一气成银锡矿床和热液锡矿床的生成均与该岩体有关。

矿床位于早中新世卡瑞卡瑞(Kari Kari)火山口杂岩带西边缘的流纹英安岩岩穹内(图 2)。流纹英安岩岩穹侵入到地层中,这套地层基底为古生代的海相沉积物,上覆中新世的沉积序列为:熔结凝灰岩、火山角砾岩、凝灰岩和碎屑沉积物,其中有些岩石类型表明它是从火山口流出的沉积物。岩穹的形态为一个大型的倒转圆锥,岩性为斑状流纹英安岩,斑晶为石英、透长石和黑云母,黑云母有时会有典型的绢云母化蚀变。该岩穹不整合在胡阿卡奇(Huakajchi)熔结凝灰岩层的西南边缘之上(图 2),厚约 300 m,沉积物为相对新鲜的流纹质富含晶屑的火山角砾凝灰岩。熔结凝灰岩的喷出口现今被附近的胡阿卡奇杂岩岩穹所占据,该岩穹杂岩由侵入岩、流纹岩和相关角砾岩组成^[8]。在塞德里克岩穹的西翼和北东翼可见小范围的灰白—灰色的火山灰,为胡

阿卡奇熔结凝灰岩后期的产物。近水平层状火山灰覆盖在氧化了的古老岩屑沉积物上,现代岩屑沉积物覆盖在火山灰之上。这两处火山灰沉积是在同一期沉降事件中形成的。

2 矿床地质特征

2.1 矿床地质

塞德里克银矿床呈圆锥状,位于波托西城东南面,海拔 4 790 m。如剖面图(图 3)所示,奥陶纪沉积岩位于底部,派拉维里砾岩位于该基底的侵蚀面之上。这种砾岩的上部变为由细角砾岩和薄层状凝灰岩组成的卡拉科尔凝灰岩。整个地层被流纹英安岩体切穿。由于风化侵蚀作用,形成现今出露于地表的圆锥形尖顶。

塞德里克银矿床赋存在流纹英安岩岩穹内(波托西侵入体),古近纪和新近纪沉积岩及火山碎屑衍生物不整合地覆盖其上。塞德里克银矿床地表分布面积为 1 700 m×1 200 m,在 500 m 深处缩小至 100 m×100 m。多数矿脉充填于剪切裂隙中,一些正断层为北东走向,倾角较陡,错距很小。矿脉群集中分布于石英斑岩中,但深部矿脉集中分布在被凝灰岩和火山碎屑岩所覆盖的页岩中。塞德里克银矿床有多种类型的矿化作用,但最重要的是脉状矿化,因此它被划分为玻利维亚多金属脉状矿床^[16]。浸染状的富银矿体发育在矿床上部的强泥化岩石中^[8],而含锡矿脉赋存在矿床的底部。

该矿床属热液矿床,在侵入体的中心部位均为高温矿物,如锡石、黄铁矿、黑钨矿及砷黄铁矿,而其外缘则为低温银矿物及铅-锌-银碳酸盐类。其矿化复杂,有银红宝、闪锌矿、方铅矿、黝铜矿、脆硫锑铅矿、硫锑铅矿、黝锡矿等。只有 5 cm 宽的锡矿脉群往往赋存于英安斑岩中,而 0.5~1.5 m 宽的锌-

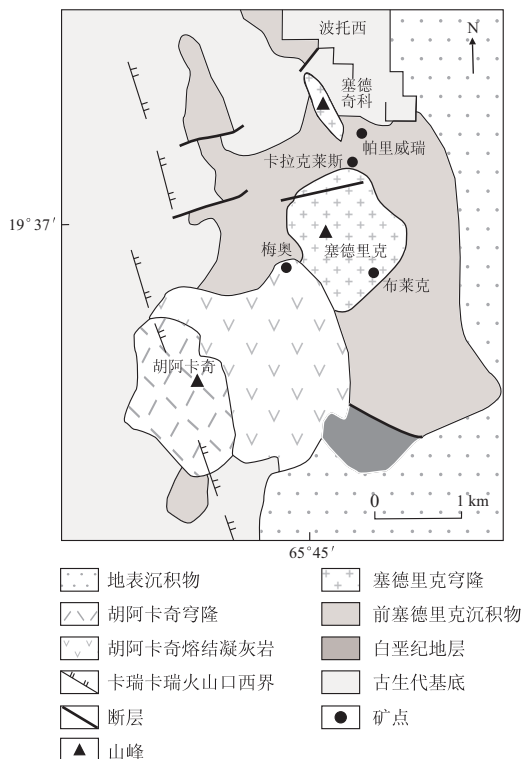


图 2 塞德里克矿区地质图^[4]

Fig. 2 Geological map of Cerro Rico mining area

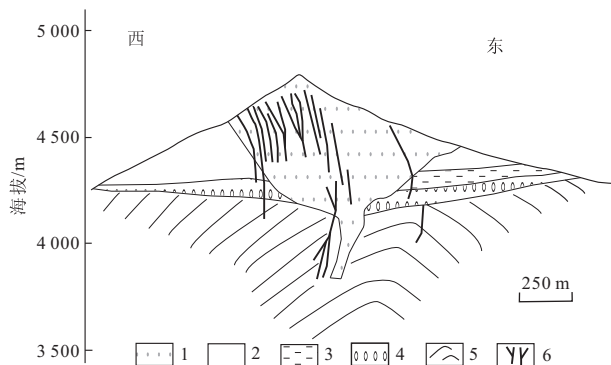


图 3 塞德里克矿床剖面图^[17]

Fig. 3 Profiles of Cerro Rico deposit

1. 流纹英安岩; 2. 卡拉科尔岩层(薄层状凝灰岩); 3. 凝灰岩(火山角砾岩); 4. 砾岩; 5. 奥陶系砂质黏土质板岩; 6. 矿脉。

银矿脉群则赋存于围岩角砾岩与凝灰岩之中,在斑岩中很少。然而,因为是低温矿床,银呈细粒状散布于整个围岩中,该矿区的矿石分为2类,即英安岩矿石和凝灰岩矿石^[17]。

2.2 塞德里克侵入岩的蚀变作用

流纹英安岩岩株范围内的交代作用导致整个岩体出现与深度有关的强烈蚀变。在以前的文献[2, 18-20]中,均认为顶部范围内为强烈硅化,中间部分为绢云母化,深部为青磐岩化。Voland^[17]根据显微镜研究和对矿井范围内整个侵入体的填图,把它分成3个蚀变带(图4):硅化带分布在海拔4 650~4 790 m之间;绢云母化带分布在海拔4 200~4 650 m之间;电气石化带分布在海拔3 800~4 200 m之间。

(1)电气石化带 在上升通道和侵入体的最下部发生过强烈的电气石化。在海拔3 814 m(最深的可采掘的中段)与4 000 m之间距离内,长石和黑云母以及大部分基质几乎全部被电气石交代。电气石以细小晶体及部分呈针状晶体充填了原先的黑云母斑晶和长石斑晶。电气石的光学数据(尤其是较弱的多色性)说明,它与镁电气石相似。在海拔4 000~4 200 m之间,电气石化带的上部是一个向绢云母化带转化的过渡带,在此过渡带内,电气石含量降低。在基岩中,电气石仅为次生产物,而黑云母及长石斑晶以绢云母化状态存在,未观察到次生的电气石被绢云母化交代的现象。很明显,在硼加入的情况下,交代作用的气化相内就会产生电气石化。

(2)绢云母化带 在海拔4 200~4 650 m范围内,不论是长石,还是黑云母以及相当一部分基质都遭受了强烈的绢云母化。在蚀变的黑云母中,除了含有绢云母外,局部还含有一些次生石英。早先的大部分黑云母由于存在金红石、白钛石和不易进一步鉴定的铁氧化物而变得十分混浊。常与这些次生产物一起出现的矿物还有锡石。只有锆石在上述黑

云母中是新鲜的。正如已经提到过的,长石斑晶同样遭受了蚀变。在绢云母化带内,它们已完全绢云母化,一部分被次生石英所充填,并被黄铁矿所交代。用X射线照相法鉴定出绢云母是2M白云母。但目前对黑云母、长石或者基质的绢云母之间的区别还无法确定。

(3)硅化带 在海拔4 650~4 790 m之间,塞德里克银矿床的最高部位以具有强烈的硅化为特征。这一地区的岩石几乎完全由石英组成,斑晶结构清晰可辨。早先黑云母斑晶和长石斑晶中的次生产物(不涉及次生石英)几乎完全(明显地由于大气水的影响)被带走,以致形成了空腔。基质由一种微粒石英组成。

(4)黄铁矿化作用 当岩石由于电气石化、绢云母化和硅化作用导致形成整个侵入岩体的层状脉结构时,黄铁矿化作用(对于中心部分来说有某种局限性)就已均匀地影响到了整个岩石。黄铁矿不仅出现于黑云母-长石斑晶位置,而且也存在于基质中。它以自形晶形式和细脉形式出现。但在海拔4 200 m左右的侵入体的中心部分,所受到的黄铁矿化影响较弱。塞德里克银矿床上部黄铁矿被氧化的结果是,要以针铁矿形式存在,要么被溶解成硫酸盐^[17]。

2.3 矿床形成时限

Rice等^[6]在流纹英安岩的透长石斑晶中获得了一个加权平均的成岩年龄(13.77 ± 0.03) Ma,这相当于塞德里克岩穹的侵位时间。透长石(相对地为条纹长石)的存在表明侵入作用发生了快速的冷却。透长石的⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄是目前获得的对塞德里克岩穹最精确的年代测定。对于未蚀变的晚期结晶的透长石的定年,既可以避免热液蚀变的影响,也可以避免Zartman等^[21]提到的潜在物质继承的影响。

对熔结凝灰岩中黑云母晶体的分析获得了一个加权平均的年龄(11.85 ± 0.04) Ma,为胡阿卡奇熔结凝灰岩喷发的年龄,代表了熔结凝灰岩冷却到了黑云母的封闭温度。虽然流体单元中包含有部分氧化碎屑矿化和多孔硅化物质,却是相对比较新鲜的,熔结凝灰岩的年龄限定了热液蚀变和矿化的年龄终止在11.85 Ma之前,直到11.85 Ma塞德里克岩穹一直暴露在地表而被氧化剥蚀。这表明主要的热液活动在11.85 Ma之前就已经停止。有学者认为绢云母10.5 Ma和11.1 Ma的年龄代表了晚期脉冲式热液活动的时限^[22]。对这些数据进行重新评估发现所获年龄和样品中K含量存在系统关系:晚期的K含量明显低于单纯个体样本含量的期望,年龄越低,K含量也就越低。

对胡阿卡奇岩穹透长石斑晶的分析得到加权平均年龄(11.66 ± 0.04) Ma,代表了岩体侵入的时

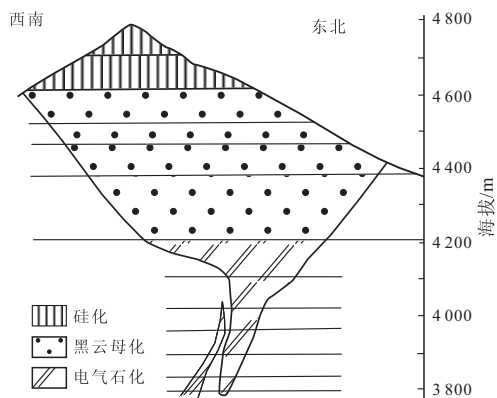


图4 塞德里克流纹英安岩中的蚀变分带^[17]

Fig. 4 The alteration zones of rhyolite-dacite in Cerro Rico deposit

间,它比胡阿卡奇熔结凝灰岩喷发的时间迟了 0.2 Ma。透长石斑晶代表了迅速的冷却。岩穹的形成时间在统计学上与热液蚀变的时间重合。胡阿卡奇岩穹侵位的时间就是上赛巴迪耶斯(Cebadillas)火山期胡阿卡奇中心的火山活动时期^[13,23]。

Rice 等^[5]从胡阿卡奇熔结凝灰岩的风化碎屑中得知塞德里克岩穹的氧化剥蚀发生在 11.85 Ma 之前,但是对于氧化作用的持续时间则很少有限定。对明矾石的测年可以限定表面氧化的时限。Rice 等^[5]认为测定的明矾石是基于稳定同位素组成的表生矿物。塞德里克大部分明矾石为细晶粒的块状结构,普遍认为它们是表生成因的^[24]。此外,矿物共生的位置也决定了明矾石是典型的晚期产物^[7]。已经知道表生的风化作用早于火山灰的喷发时间 374 ka,火山灰覆盖了早期风化的厚层岩屑堆。最新的表生明矾石为 6 Ma,2 个表生明矾石的年龄分别为 (9.7 ± 0.3) Ma 和 (6.0 ± 0.5) Ma,进一步表明风化作用持续了至少 6 Ma,胡阿卡奇熔结凝灰岩从 11.85 Ma 开始侵位一直持续到 6.0 Ma^[25-26]。

结合已有的裂变径迹数据和热液绢云母的年代数据,可以得出塞德里克银矿床是在与岩浆有关的热液活动时期形成的,这段时期开始于 (13.77 ± 0.03) Ma,并持续了至少 0.2 Ma。分馏出的富 Ag 岩浆一次或多次地注入到高位岩浆房中使热液活动得以持续进行。明矾石的 K-Ar 测年结果显示表生氧化作用开始于 13.5 Ma 以前,之后在流纹岩岩穹形成后,氧化作用过程又断续地持续了 7.5 Ma。然而这种氧化作用未导致 Ag 元素的大量富集,而是增强了矿体浸染状部分的经济可行性^[27-29]。

3 矿床成因研究

3.1 塞德里克蚀变流纹英安岩中主量元素的分布

Voland^[17]测得的蚀变流纹英安岩的化学组成见表 1。

主量元素的分布(表 1)清楚地反映了交代作用带的层次性。在硅化带中, SiO_2 含量很高, $w_B > 90\%$, 这一特征显著。根据原岩流纹英安岩 $w(\text{SiO}_2) = 67\%$, 我们认为在交代作用过程中, SiO_2 的主要部分不是带入的。硅化带最上部较高的那部分 SiO_2 应是从侵入体深部活化来的。

从表 1 可以看出, 钛也有近似的特性, 它同样易富集在硅化带中。电气石化带和硅化带中 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 约为 12%, 低于流纹英安岩的平均值。硅化带中的铝大量地被带出, 其 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 降低到 2% 左右。铁主要以三价形态存在。一般, 沿剖面铁含量由下到上降低。

表 1 塞德里克流纹英安岩的化学组成^[17]

Table 1 Chemical composition of rhyolite-dacite in Cerro Rico deposit

样品号	AQ44	AQ42	AQ41	AQ39	AQ15	AQ7	AQ6	AQ4	AQ2
海拔/m	4 790	4 700	4 597	4 518	4 367	4 205	4 102	3 974	3 847
SiO_2	93.30	91.80	75.60	66.60	61.60	71.00	68.20	61.80	66.40
TiO_2	0.60	0.75	0.65	0.55	0.55	0.55	0.50	0.45	0.50
P_2O_5	0.07	0.26	0.21	0.31	0.30	0.14	0.34	0.22	0.64
Al_2O_3	1.90	2.20	12.30	11.80	12.60	12.30	12.60	12.20	13.60
Fe_2O_3	2.00	2.05	1.50	7.90	10.60	6.00	5.10	9.30	7.00
$\text{FeO } w_B/\%$	0.05	0.20	0.45	0.50	0.60	0.05	0.45	0.90	1.00
MgO	0.05	0.02	0.15	0.10	0.10	0.10	0.15	0.15	0.15
CaO	0.40	0.55	0.30	0.35	0.35	0.15	0.45	0.30	0.80
Na_2O	0.07	0.07	0.15	0.10	0.05	0.10	0.05	0.15	0.10
K_2O	0.05	0.10	2.90	2.90	2.90	3.10	3.30	1.80	2.20
总气体	1.30	1.70	4.40	8.10	9.40	5.80	7.40	10.20	6.40
H_2O	0.10	0.10	0.40	0.30	0.35	0.30	0.90	0.90	0.40
合计	99.89	99.80	99.01	99.51	99.40	99.59	99.44	98.37	99.19

Mg 和 Ca 的质量分数明显低于流纹英安岩的平均质量分数。通常在交代作用中, Mg 和 Ca 有被带走的可能性。这一点与较低的 Na_2O 含量也一致, 但 K 与 Na 相反, $w(\text{K}_2\text{O})$ 最大为 3.3%, 这清楚地反映了绢云母化带的特征。在剖面中磷质量分数由下到上系统地下降。

如表 1 所示, 主量元素的含量处于一定的波动范围内。为了研究出现这些波动的可能规律性, 对每一种元素的质量分数在整个剖面中的分布与变化进行了计算。计算结果表明, 在这种情况下, 在元素的分布和离子半径之间存在如下可能的规律, 即离子半径相当小的和比较大的离子最分散, 变化也最大(图 5)。这一事实说明, 交代作用的全部发展过程涉及的空间范围大, 时间长。

3.2 塞德里克蚀变流纹英安岩中微量元素的分布

塞德里克流纹英安岩的微量元素质量分数见表 2, 由表 2 可以看出, 它明显地分成 2 个组: 第 1 组元素为 F、V、Ga、Be、B 和 Cu, 这些元素的质量分数在交代带中由深部往上普遍降低。这些元素大致富集于电气石化带和绢云母化带, 而在硅化带则相对贫化。第 2 组元素为 Sr、Pb、Sn、Co、Zr 和 Ba, 从较深部交代带往上, 其质量分数普遍增高。在绢云母化带 Sr 和 Pb 的质量分数最高, 而在硅化带 Sn、Zr 和 Ba 则特别富集。色层分析表明, 这些元素的最大富集带是由于上升的交代前锋所造成的结果。

基于所研究的每种微量元素的数据, 重新估价了它们的分布和变化。在此情况下, 也存在上述关系, 即离子半径相当小的元素(如 B)和那些离子半径较大的元素(如 Sr、F 和 Ba), 在剖面中分布最分散(图 6)。这一事实同样说明了交代作用发育得相当完全, 这是由于在空间和时间上得到了保证。只

表 2 塞德里克流纹英安岩中微量元素的平均质量分数^[17]

Table 2 Average content of trace elements in rhyolite-dacite in Cerro Rico deposit

海拔/ m	F	V	Ga	Be	B	Cu	Nb	Sr	Pb	Zr	Sn	Co	Ba
	$w_B/10^{-6}$												
4 792	360	1	1	3	33	10	120	200	80	535	2 000	80	6 250
4 700	440	10	4	4	33	7	66	1 820	310	490	3 000	58	5 230
4 597	2 080	26	18	5	91	34	320	3 000	660	490	1 000	32	700
4 518	3 225	36	35	6	161	50	150	2 700	640	240	100	24	760
4 457	2 200	17	29	5	490	16	166	2 400	350	270	150	19	750
4 367	2 590	34	40	6	196	45	200	1 900	420	220	196	26	410
4 205	3 120	36	63	9	1 000	49	90	530	16	240	193	20	650
4 102	3 090	39	43	7	>1 000	75	183	900	22	210	260	21	660
4 035	—	34	42	7	>1 000	100	183	850	43	150	186	27	650
3 974	2 660	31	49	8	>1 000	24	190	930	31	170	263	30	600
3 915	—	25	52	6	>1 000	60	145	770	55	220	130	40	200
3 847	2 400	26	44	6	>1 000	19	163	675	58	160	146	41	200
3 814	—	21	23	3	>1 000	75	180	780	47	200	160	47	200

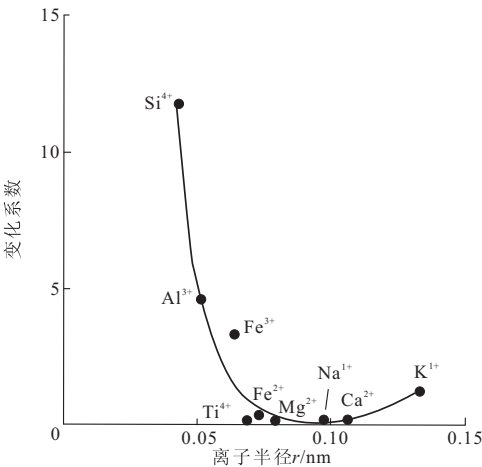


图 5 主量元素分布及离子半径^[17]

Fig. 5 Distribution of major elements and ionic radii

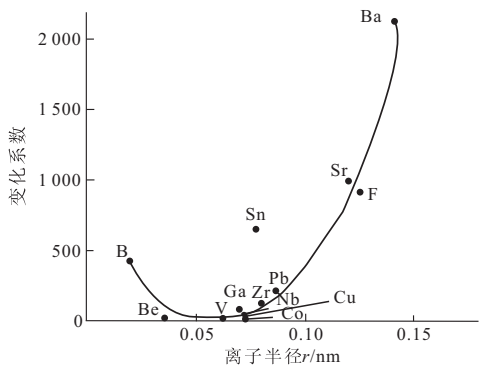


图 6 微量元素分布及其离子半径^[17]

Fig. 6 Distribution of trace elements and ionic radii

有 Sn 例外。但是如果锡在现在所述的这种条件下,若以氟羟基锡酸络合物形式活动的话,那么它自然也符合这种规律。

假如按照计算出的变化系数由低到高来排列这些元素,则能够得出以下顺序:Be-V-Co-Cu-Nb-Ga-Zr-Pb-B-Sn-F-Sr-Ba。

如果把处理原生分散晕时所得出的结果应用到这里的话,则可对这里所研究的情况作一个假设,即元素分布的变化可以说明在蚀变带形成过程中元素的扩散作用和渗透作用的重要意义。根据这一假设,元素的均匀分布表明,在元素迁移时具有较强的扩散作用,而元素在分布上的较大不均匀性则表明,在运移过程中渗透作用占主导地位。

如果上述元素变化序列具有“扩散—渗透序列”的意义,则可以这样推论:从 Be 到 Ba,扩散作用渐弱,而渗透作用渐强。对于元素 Be、V、Co、Cu 和 Nb 来说,由于它们分布较均匀,并且变化较小而具有扩散作用。相反,元素 Ga、Zr 和 Pb 具有渗透作用意义,元素 B、Sn、F、Sr 和 Ba 特别明显。Voland 所采用的方法依据是:“2 种元素呈强烈的正相关关系,表明它们是从同一含矿溶液中大致同时沉淀出来的,元素间的负相关关系则说明它们在沉淀的时间上有较大的差异”^[27]。据此,具有这种成因一时间关系的两种元素,就可以被理解为,它们大致是同时从一种含矿溶液中沉淀出来的。

Voland^[17]通过回归计算和对 13 种微量元素的 78 种可能组合的相关系数的计算,对上述情况进行了分析(表 3)。

如果在这个基础上按微量元素相互间相关关系的大小来排序的话,便可得到以下成因一时间顺序: F-V-Ga-Be-B-Cu-Nb-Sr-Pb-Zr-Sn-Co-Ba。在交代作用过程中,位于成因一时间顺序左边的比位于右边的元素沉淀得早一些。

3.3 矿床成因模式

Cunningham 等^[15]与 Columba 等^[30]认为矿床的成因模式与火山岩穹有关。在气喷和蒸气—岩浆喷发、形成一系列角砾岩和火山碎屑物之后,粘稠的岩浆侵出,形成陡倾的流动条带状喷发岩穹,这种现象是中性、酸性火山作用过程中的普遍现象,是晚期岩浆沿层状火山岩的中心或破火山口环状构造带侵

表 3 塞德里克流纹英安岩中微量元素的相关系数和成因—时间顺序^[17]

Table 3 The correlation coefficient and causes-time sequence of trace elements in rhyolite-dacite in Cerro Rico deposit

	F	V	Ga	Be	B	Cu	Nb	Sr	Pb	Zr	Sn	Co	Ba
F													
V	0.94												
Ga	0.88	0.80											
Be	0.82	0.79	0.87										
B	0.59	0.47	0.73	0.49									
Cu	0.82	0.61	0.44	0.29	0.54								
Nb	0.43	0.40	0.15	0.06	0.13	0.34							
Sr	0.12	0.08	-0.25	-0.14	-0.61	-0.20	0.30						
Pb	0.02	0.02	-0.03	-0.23	-0.75	-0.25	0.23	0.94					
Zr	-0.82	-0.71	-0.81	-0.58	-0.78	-0.57	-0.32	0.26	0.39				
Sn	-0.83	-0.72	-0.74	-0.53	-0.67	-0.55	-0.55	0.05	0.13	0.85			
Co	-0.90	-0.14	-0.71	-0.72	-0.30	-0.41	-0.40	-0.37	-0.19	0.63	0.72		
Ba	-0.91	-0.79	-0.75	-0.44	-0.60	-0.53	-0.60	-0.14	-0.03	0.79	0.91	0.80	

位形成的。世界各地的火山岩穹(特别是与成矿有关的),大部分都得到了详细的研究。不同的岩穹在岩石学和构造特征方面虽存在着很大的差异,但它们也有许多共同的特征,说明它们是同一岩浆系统演化过程的产物(图 7)。岩穹是粘稠的岩浆沿着构造薄弱地带(如区域性断裂带、破火山口内的环状构造带等)侵入形成的。岩浆侵入过程中形成向上散开的“锥状断裂”带,在有些地方这种断裂带可能受早期区域性断裂带控制。

岩浆上升到地下浅处,由于外部岩石静压力迅速降低,聚集在岩浆顶部的挥发分在强大的内应力作用下发生强烈的喷发释放。当岩浆与地下水混合时,水蒸气含量猛增,从而形成蒸气—岩浆喷发,并在岩浆上部形成一个漏斗形火山口,在火山口周围沉积的层状爆发角砾岩环(包括基岩和凝固岩浆顶部的凝灰质碎屑)在岩浆爆发之后,一般继续喷出细粒火山碎屑物,大气降落的凝灰岩沉积在角砾岩之上,形成微细粒凝灰岩环。这些凝灰岩在角砾岩外边缘向外倾,并以相应的角度向火山口内倾。在火山喷发之后,粘稠的岩浆沿火山口侵入形成流动条带状火山岩岩穹(图 7),部分岩穹中还可见到早期沉积的凝灰岩环,部分被喷出的岩浆所代替,在凝灰岩与上覆岩穹接触带上形成黑暇岩。通常,岩穹表

面都有一层由核部岩浆膨胀而使岩穹表面冷凝、破裂形成的岩穹角砾岩。在岩穹内部可以见到岩浆爆发脱气形成的角砾岩筒及后期侵入的岩墙或岩颈,后期沿火山通道重新爆发活动的岩浆也可能破坏这些岩穹。

矿床一般是在岩穹侵位之后,形成于渗透性好的地段或断裂构造带中,主矿脉(在空间上)通常一部分产在锥状断裂构造之中,一部分产在多期次活动的区域性断裂带中。火山岩穹底部岩性不均一的爆发角砾岩、层状凝灰岩通常都是矿化的有利地段,在岩穹侵位期间形成的放射状、环状断裂也是矿化的有利场所。一般情况下,强烈的矿化多发生在具有高渗透性构造的角砾岩筒中,岩穹固结冷凝而破裂形成的角砾和岩穹上的火山碎屑沉积物也是矿化的有利部位。特别是当成矿流体沿着构造裂隙流出岩穹表面而形成热泉时对成矿更有利。与控制岩穹侵位的区域性断层有关的穿透性裂隙系统可能是多次活动张开的导矿、容矿构造体系,如波托西的塞德里克岩穹内的平行矿脉群就产在这样的构造体系中。

现有的资料表明,玻利维亚境内的大多数矿床的脉石矿物组合以及蚀变矿物组合类似于 Heald 等^[31]建立的“石英-冰长石矿床模式”和美国爱达荷州的德拉迈尔(Delamar)贵金属矿床。岩穹内的矿

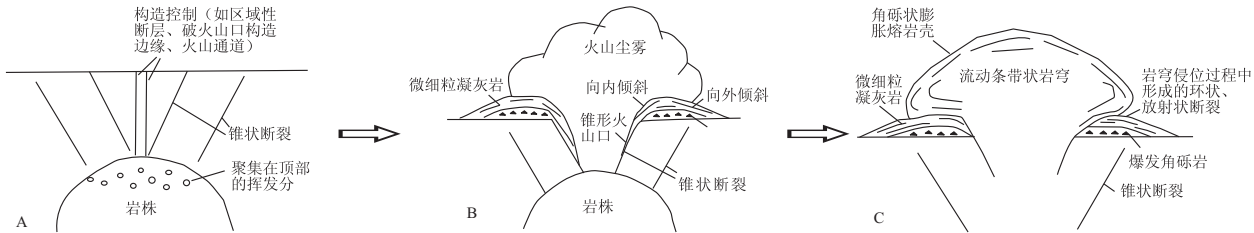


图 7 火山岩岩穹演化阶段示意图^[30]

Fig. 7 Diagram illustrating the successive evolution stages of volcanic domes

A. 岩浆沿着裂隙侵入,形成锥状断裂,气孔聚集在岩体顶部;B. 富含挥发分的岩浆喷发,形成由层状角砾岩组成的锥形火山口,火山灰覆盖在角砾岩之上;C. 流动条带状岩穹侵入,并伴生环状和放射状断裂。

床除了在空间上与岩穹有密切关系外,成矿流体及为热液系统提供热能的热源,也都是来源于形成岩穹的较深的岩浆系统。穿插在岩穹内的矿脉表明矿体形成于岩穹之后。在有些情况下,暴露岩石的体积显然不可能提供已知的矿石量(如波托西)。然而,按照温度梯度矿物呈系统的带状分布,清楚地反映了岩穹侵位与矿化之间的密切关系。流体包裹体均一温度也具有类似的带状分布特点——在岩穹中心部位温度最高,向边缘依次降低;脉石矿物中流体包裹体的盐度在岩穹中心最高,边缘最低。矿床中的锡似乎主要是深源作用的结果。

4 找矿模型

塞德里克银矿床属于浅成低温热液矿床。浅成低温热液矿床是金、银矿床的一种重要类型,其构造环境主要为岛弧和岛弧之后的张裂带,大多数形成于古近纪和新近纪,少数矿床形成于中生代和古生代。成矿作用形成于复杂的地质环境中,一般与2个或多个方向发育的几个世代的断层或裂隙有关。矿床产出位置受区域性深大断层控制,多数情况下区域性大断层与火山口的交汇部位是成矿的有利部位。大多数情况下,矿床并不直接产于深大断层中,火山口环形边界控制了某些金矿床的分布。这类矿床中均发育断层或断裂,大多数为正断层,浸染状矿化主要产于孔隙度很高或破裂密集发育的部位,层面构造也是重要的控矿构造。矿石具脉状、网脉状和角砾状构造,发育有特征的矿物组合、元素分带。围岩具特征的蚀变分带,矿化围岩主要为分异良好的火山岩类。矿床形成于地表以下1 000 m深度范围内,成矿温度一般为200~300℃,成矿流体以低盐度的大气降水为主。

近期的研究表明,中安第斯地区浅成低温热液金银矿床与受侵蚀的火山中心在空间和成因上存在密切联系^[30],这为我们建立找矿模型提供了重要的线索。这一地区的许多矿床均赋存于喷发中心内,这些喷发中心具有成层火山、破火山口、岩穹杂岩体、火山爆发口和古地热系统等残余物,这些特征是寻找该类矿床的显著标志。因此许多采矿公司现正在秘鲁南部、玻利维亚西部和智利北部的中安第斯地区的古近纪—第四纪火山杂岩体中勘探贵金属矿床。

5 结 论

(1)塞德里克银矿床属热液矿床,产生矿化作用的主要岩石是流纹英安岩岩体,与侵入体有关的蚀变具有明显的分带性,顶部为强烈硅化,中部为绢云

母化,深部为青磐岩化。

(2)蚀变流纹英安岩的主量元素分布清楚地反映了交代作用带的层次性,根据其微量元素分析结果推断出了元素的沉淀顺序。矿床的成因模式与火山岩穹的侵位有关。

(3)塞德里克银矿是在花岗质深成岩体的热液活动时期形成的,这段时期开始于 (13.77 ± 0.03) Ma,并持续了至少0.2 Ma。表生氧化作用开始于13.5 Ma,断续地持续了7.5 Ma。

(4)目前对于塞德里克银矿床的地质特征、形成时代和成因机理已经有了比较全面的研究和总结,推测在该矿床的周边及深部,隐伏矿体和复合矿体的找矿潜力很大。

参考文献:

- [1] Bernstein M. Cerro Rico, Potosi-expectations for bulk tonnage hardrock and alluvial ores: Report to the Bolivian Ministry of Mines and Energy, United Nations Development Program Project BOL/87/012[La Paz][R]. [S. l.]: [s. n.], 1989: 18.
- [2] Ahlfeld F, Schneider-Scherbina A. Los yacimientos minerales de hidrocarburos de Bolivia: Departamento Nacional de Geología Bolivia, Boletín 5 (Especial)[R]. [S. l.]: [s. n.], 1964: 388.
- [3] Turneure F S. A comparative study of major ore deposits of central Bolivia[J]. *Economic Geology*, 1960, 55: 217-254.
- [4] Sugaki A, Kojima S, Shimada N. Fluid inclusion studies of the polymetallic hydrothermal ore deposits in Bolivia[J]. *Mineralium Deposita*, 1988, 23: 9-15.
- [5] Rice C M, Steele G B. Duration of magmatic, hydrothermal, and supergene activity at Cerrorico de Potosi, Bolivia[J]. *Economic Geology*, 2005, 100: 1647-1656.
- [6] Lingren W, Creveling J G. The ores of Potosi, Bolivia[J]. *Economic Geology*, 1928, 23: 233-262.
- [7] Jaskolski S. Les gisements argenteo-stannifères de Potosi en Bolivie[J]. *Société Science Varsovie Archives Mineralogie*, 1933, 9: 47-92.
- [8] Turneure F S, Marvin T C. Notas preliminares sobre la geología de l distrito de Potosi[J]. *Minería Boliviana*, 1947, 36: 9-14.
- [9] Steele G B. Metallogenesis and hydrothermal alteration at Cerro Rico, Bolivia[D]. Scotland: University of Aberdeen, 1996: 435.
- [10] Cathles L M, Erendi A H J, Barrie T. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event[J]. *Economic Geology*, 1997, 92: 766-771.
- [11] Marsh T M, Einaudi M T, McWilliams M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Cu-Au and Au-Ag mineralization in the Potrerillos district, Chile[J]. *Economic Geology*, 1997, 92: 784-806.
- [12] Francis P W, Baker M C W, Halls C. The Kari Kari caldera, Bolivia, and the Cerro Rico stock[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1981, 10: 113-124.
- [13] Schneider A, Halls C. Chronology of eruptive processes and mineralisation of the Frailes Karikari volcanic field, Eastern Cordillera, Bolivia[D]. [S. l.]: Comunicaciones Departamento Geología, Universidad de Chile, Santiago, 1985: 217-224.
- [14] Sillitoe R H, Halls C, Grant J N. Porphyry tin deposits in Bo-

- livia[J]. *Economic Geology*, 1975, 70: 913-927.
- [15] Cunningham C G, McNamee J, Pinto Vasquez J, et al. A model of dome-hosted precious metal deposits in Bolivia[J]. *Economic Geology*, 1991, 86: 415-421.
- [16] Ludington S, Orris G J, Cox D P, et al. Mineral deposit models: Geology and Mineral Resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia[R]. [S. l.]: U. S. Geological Survey Bulletin, 1975: 63-90.
- [17] Voland V B. The geochemistry of metasomatism tin deposits of the Potosi Type, Bolivia[J]. *Chem. Erde*, 1982, 41: 18-32.
- [18] Wolf M. The Bolivian Zinnlagerstätten and some new aspects of their genetic interpretation[J]. *Bergakademie*, 1986, 20(6): 319-323.
- [19] Topa D, Makovicky E, Sejkora J, et al. The crystal structure of watskinsonite, $\text{Cu}_2\text{PbBi}_4(\text{Se}, \text{S})_8$, from the Zalesi uranium deposit, Czech Republic[J]. *Can. Mineral.*, 2010, 48: 1109-1118.
- [20] Werner H, Cooper M A, Moelo Y. Eldragonite, $\text{Cu}_6\text{BiSe}_4(\text{Se}_2)$: A new mineral species from the El Dragón Mine, Potosí, Bolivia, and its crystal structure[J]. *Can. Mineral.*, 2012, 50: 281-294.
- [21] Zartman R E, Cunningham C G. U-Th-Pb zircon dating of the 13.8 Ma dacite volcanic dome at Cerro Rico de Potosí, Bolivia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 133: 227-237.
- [22] Cunningham C G, Zartman R E, McKee E H. The age and thermal history of Cerro Rico de Potosí, Bolivia[J]. *Mineralium Deposita*, 1996, 31: 374-385.
- [23] Schneider A. Eruptive processes, mineralization and isotopic evolution of the Los Frailes Karikari region, Bolivia[D]. London: Royal School of Mines, Imperial College, University of London, 1985: 290.
- [24] Sillitoe R H, McKee E H. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province[J]. *Economic Geology*, 1996, 91: 164-179.
- [25] Darke K E. Supergene mineralisation in gold-rich Bolivian polymetallic vein deposits[D]. Scotland: University of Aberdeen, 1996: 337.
- [26] Darke K E, Boyce A J, Clapperton C M, et al. Supergene mineralization at the Kori Kollo goldmine, Bolivia[J]. *Exploration Mining Geology*, 1997, 6: 209-221.
- [27] Dietrich A, Lehmann B, Wallianos A, et al. High copper and silver abundances in melt inclusions of Bolivian tin porphyry systems[C] // Anon. Mineral deposits: Processes to processing, Rotterdam: Balkema, 1999: 337-340.
- [28] Dietrich A, Lehman B, Wallianos A. Bulk rock and melt inclusion geochemistry of Bolivian tin porphyry systems[J]. *Economic Geology*, 2000, 95: 313-326.
- [29] Miller J R, Lechler P J, Macklin G, et al. Evaluation of particle dispersal from mining and milling operations using lead isotopic fingerprinting techniques, Rio Pilcomayo Basin, Bolivia[J]. *Science of the Total Environment*, 2007, 384: 355-373.
- [30] Columba M C, Cunningham C G. Geologic model for the mineral deposits of the La Joya district, Oruro, Bolivia[J]. *Economic Geology*, 1993, 88: 701-708.
- [31] Heald P, Foley N K, Hayba D O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types[J]. *Economic Geology*, 1987, 82: 1-26.

New Research Progress on Cerro Rico Deposit in Bolivia

CAO Yi¹, NIE Feng-jun¹, LIU Yi-fei¹, ZHANG Wei-bo², ZHAO Yuan³

(1. Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Shijiazhuang University of Economics, Shijiazhuang 050031, China)

Abstract: Cerro Rico is the world's largest silver deposit. The deposit was hosted in shale region, and the main rock which generates mineralization is rhyodacit porphyry body. Its surface distribution area is 1 700 m×1 200 m, and reduced to 100 m×100 m at a depth of 500 meters. Vein-hosted mineral deposit is the most important ore-deposit form, although other various styles of mineralization are present. High precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of sanidine and biotite from two rhyolitic domes and one ignimbrite suggests that the Cerro Rico was emplaced during a protracted period of magma-related hydrothermal activity beginning at (13.77 ± 0.03) Ma and lasted for at least 0.2 Ma. K-Ar dating of alunite indicates that the supergene oxidation began around 13.5 Ma ago, and progressed semicontinuously for at least 7.5 Ma. The distribution of the major elements of the rhyodacit clearly reflects the level of metasomatism whose development process involves both large spatial extent and long time. The distribution of trace elements shows sequence of elements precipitation is F-V-Ga-Be-B-Cu-Nb-Sr-Pb-Zr-Sn-Co-Ba.

Key words: Bolivia; silver deposit; dating