



黄金地质研究所
信息室 提供

战略地质调查项目系列成果——
黄金地质专题信息编辑之十八

国外与火山-次火山岩有关的银矿床

GUOWAI YU HUOSHAN-CIHUOSHAN YAN YOU GUAN DE YIN KUANG CHUANG

中国人民武装警察部队黄金地质研究所

2009 年 07 月



黄金地质研究所
信息室 提供

战略地质调查项目系列成果——
黄金地质专题信息编辑之十八

国外与火山-次火山岩有关的银矿床

GUOWAI YU HUOSHAN-CIHUOSHAN YAN YOUGUAN DE YIN KUANGCHUANG

课题组成员：李杰美 王美娟 朝银银 王 欣
马 潇 张 岱



目 次

典型矿床

墨西哥博拉尼奥斯银矿区	(1)
美国德拉马尔银矿山	(17)
加拿大埃奎蒂银矿床	(24)
玻利维亚圣克里斯托巴尔银-锌-铅矿床	(35)
阿根廷南部 Navidad 特大型银-铅(铜)矿床	(37)

详细摘要

加拿大科博尔特银矿床	(39)
加拿大巴肯斯银矿床	(40)
加拿大科卡尼岭和梅奥银矿床	(40)
加拿大基德克里克银-多金属矿床	(41)
美国比尤特银矿床	(41)
美国西圣胡安山银矿床	(42)
澳大利亚坎宁顿银-铅-锌矿床	(43)
墨西哥塔约尔提塔银矿床	(44)
玻利维亚波托西银矿床	(45)
秘鲁基鲁维尔卡银矿床	(46)
澳大利亚罗斯伯里银矿床	(47)
新西兰豪拉基银矿田	(48)
澳大利亚赫利尔银矿床	(50)
瑞典锌矿区银矿床	(51)

译 文

美国内华达州卡林金矿区始新世火山岩为主的低温热液矿床：以 Tuscarora 金-银矿区为例	(52)
火山弧地区浅成低温热液矿化的构造演化和保存：以古巴 Camaguey 金-银矿区成矿年龄为例	(53)
以火山岩为围岩的浅成低温热液矿床对比研究：以酸性硫酸盐型和冰长石-绢云母型矿床为例	(53)
智利北部 El Peñón 区浅成低温热液金-银矿化、岩浆热液蚀变及表生风化作用的地球年代学研究	(53)
美国内华达州 Elko 县 Midas 低硫化浅成低温热液金-银矿床的地球年代学研究	(54)
智利安托法加斯塔省 Faride 浅成低温热液银-金矿床	(54)
秘鲁中部 Castrovirreyna 地区波状富银多金属矿脉：强应力地区断层生长和矿化	(55)
加拿大 Cobalt 矿区银的起源、迁移及沉淀	(55)
关于火山带银矿化的 2 个类型	(55)

英 文

Deposit description for the Pachuca Real del Monte district vein-type silver deposits , Hidalgo , Mexico	(55)
Deposit description for the Santa Eulalia deposit , Chihuahua , Mexico	(57)
Deposit description for the Imiter Neoproterozoic epithermal silver deposit , Morocco	(60)
Deposit description for the Comstock deposit , Nevada , USA	(61)



Deposit description for the Creede deposit , Colorado , USA	(64)
---	------

附 录

中国东部周边国家毗邻地区与火山岩有关金属矿产地	(67)
中国东部周边国家毗邻地区与火山岩有关金属矿产成矿区带	(70)
中国西部周边国家毗邻地区与火山岩有关金属矿产地成矿区划表	(71)
中国西部周边国家毗邻地区与火山岩有关金属矿产地	(72)
国外以陆相火山岩为主岩的几个典型银-铅-锌矿床	(79)
与火山岩有关的脉状银矿床地质特征	(80)



墨西哥博拉尼奥斯银矿区

博拉尼奥斯银矿区位于墨西哥西南的瓜达拉哈拉城以北 160 km，地处哈利斯科州北部（图 1）。博拉尼奥斯位于崎岖的西马德雷山脉火山岩区的南部。区内大多数老矿山位于博拉尼奥斯河沿线约 900 m 高程的部位。火山高原在博拉尼奥斯河以西升高到海拔 2 400 m，以东达 1 600 m。新发现的阿拉克兰矿床产在东部高原地表以下 300 m 处。

博拉尼奥斯矿区的开发历史是从未公开发表的

公司报告了解的。这些报告表明，截至 1980 年的银产量超过 1 866 t。区内的矿山在 18 世纪中叶产量最高。从那以后，该区生产的矿石数量有所降低，但品位极高，每吨含银 3~9 kg (100~300 oz/t)。1962 年成立了博拉尼奥斯矿业公司 (MIBOSA)，最初开采萤石，但在 20 世纪 70 年代早期转而开采银矿。在 1972—1980 年期间，该公司每年生产的白银多达 31.1 t。

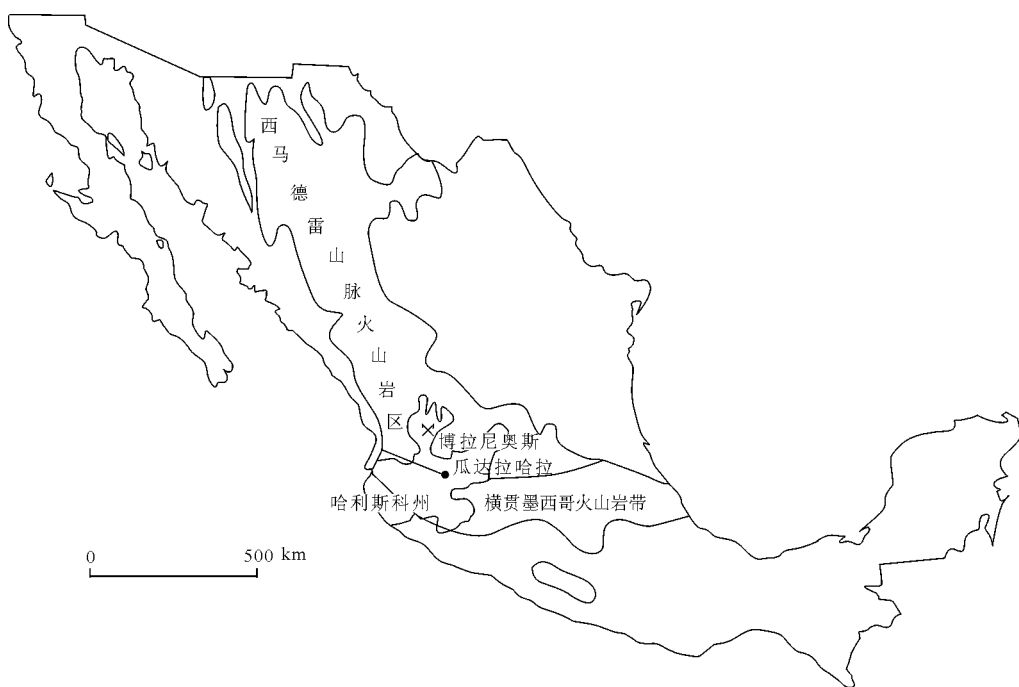


图 1 博拉尼奥斯矿区在马德雷山脉西部火山岩区南端的位置

肯尼科特公司（即现在的美国 BP 矿业公司）在 1978 年末开始对该区感兴趣，经 2 年勘探后，在老矿山周围圈出了中等品位的储量。在 1983 年发现了阿拉克兰矿床。阿拉克兰矿山的生产始于 1985 年，这使 MIBOSA 公司成为世界上最大且成本最低的白银生产者之一。

肯尼科特公司的主要工作以博拉尼奥斯矿脉为目标。L. F. 巴雷特未出版的图件（1979）是已知最早的地表地质图。该图覆盖了当时所知的主要构造沿线 2 km 宽的地带。钻探和地下平巷掘进大大增进了对区内较古老矿段的认识。J. I. 莱昂斯进行的区域地质制图结合了巴雷特对博拉尼奥斯矿脉沿线的详细研究。所获成果导致了矿床成因地质模式的提出。

1 地质背景

墨西哥西部的西马德雷山脉火山岩区长达 1 200 km，从墨西哥北部边界向南延伸到横贯墨西哥的火山岩带，平均宽度 300 km（图 1）。K. F. 克拉克（1986）对西马德雷山脉火山岩区及其矿产资源作了综述。区域地质研究只是在过去的 15 年里才开始进行，主要集中在火山岩区的南部，目前仍然有许多工作要做。

西马德雷山脉火山岩区掩盖了下伏基底的大部分，但主要沿火山岩区边缘分布的基底露头揭示了优地槽型的古生代和早中生代沉积物。这些沉积物上覆中生代大陆架沉积物和晚中生代—早第三纪（拉拉米期）火山岩，火山岩的成分主要为镁铁质



到中性岩石。基底岩系被与拉拉米火山岩同岩浆源的侵入体切割。上述各种岩石最终被第三纪中期广泛发育的火山溢出物所覆盖，后者的岩性以流纹质熔结凝灰岩为主。

2 火山岩地层和侵入体

博拉尼奥斯矿区的火山岩地层由中新世岩石 (23~19 Ma) 组成，可分成 3 个主要岩性群 (图 2 和 3) 和 11 个非正式的组 (图 3 和表 1)。博拉尼奥斯一带出露地层的下部 600 m 剖面主要由熔结的火山灰流凝灰岩组成。区内几乎所有的银矿化产地都发育在这些凝灰岩内。覆盖在下部熔结凝灰岩上面的是瓜西马 (Guasima) 组，这是一套 200 m 厚的矿化前安山岩至玄武岩熔岩流，局部夹一层流纹岩熔岩流。上部剖面的非正式名称是维乔尔 (Huichol) 群，厚度 500 m，主要由略带白色的流纹质熔岩流、熔结凝灰岩和气降凝灰岩组成，夹有通常为少量的玄武岩熔岩流。表 1 总结了这些火山岩单元的重要特性。已经查明了代表某些岩石单元馈浆通道的岩墙和岩颈。据报道，区域范围内产有火山期前的白垩纪石灰岩，但在已知的博拉尼奥斯矿区内未见出露。沿博拉尼奥斯河谷产有冲积物、河流砾石和滑坡产物。

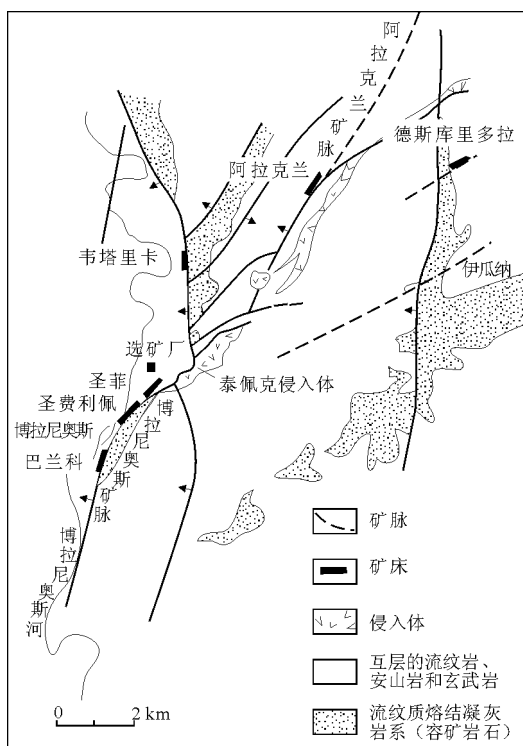


图 2 博拉尼奥斯矿区地质略图

表明了主要矿床的位置和容矿岩石单元的露头

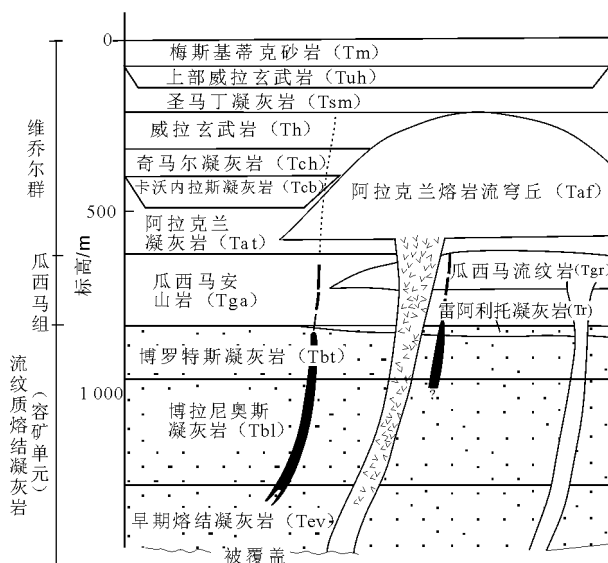


图 3 博拉尼奥斯矿区地层剖面图

表示了各地层单元与矿化系统之间的关系，粗黑实线表示矿体，虚线表示含黄铁矿和石英的脉，点线表示赤铁矿石英脉

2.1 下部熔结凝灰岩层序

下部熔结凝灰岩层序分为 3 部分，自下而上为 1) 早期熔结凝灰岩，2) 博拉尼奥斯凝灰岩，3) 博罗特斯 (Borrotos) 凝灰岩，其顶部为雷阿利托 (Realito) 熔结凝灰岩段。

已知的早期熔结凝灰岩只在韦塔里卡 (Vetarica) 矿山出露于地表，在韦塔里卡和巴兰科 (Barranco) 两矿山的地下巷道内也可见到。早期熔结凝灰岩在岩性上非常近似于较年轻的博拉尼奥斯熔结凝灰岩单元，可能代表着不同期次喷发所构成的连续系列的一部分。目前是根据石英斑晶的存在将其划分出来的。这套熔结凝灰岩底部没有出露，除非它们是博拉尼奥斯凝灰岩的一部分，否则其来源不明。这些凝灰岩大多数非常脆。

博拉尼奥斯凝灰岩单元约 300 m 厚，主要由质脆的褐红色条纹斑状流纹质熔结凝灰岩组成，含有数量不等的白色碱性长石斑晶。缺乏石英斑晶使之与其上下的凝灰岩相区别。博拉尼奥斯凝灰岩可分成 2 个岩段：下部的条纹斑状岩段、中间的岩屑质岩段和上部的斑状岩段。上、下 2 岩段都是单一的冷却单元，厚 80~100 m。2 段的岩性看上去非常相似，只是上段具较粗粒的斑状结构，下段具较明显的条纹斑状特征。中间岩段由 3 个冷却单元组成。下面 2 个冷却单元各 40 m 厚，含大量岩屑，上单元为隐晶质，只有 10~15 m 厚。熔结单元之间被 2~10 m 厚的薄层状未熔结凝灰岩隔开，后者呈绿色至粉红色。在区域范围内，博拉尼奥斯凝灰岩朝西南方向变厚，同时岩屑和斑岩结构变粗。

表 1 博拉尼奥斯矿区的岩性单元

	单 元	年龄 /Ma	岩石类型	成 分	颜 色	厚度 /m	特 征	矿 物 组 成	结 构	来 源
维 乔 尔 群	梅基斯蒂克砂岩	20. 14	砂 岩	凝灰质砂岩	淡米黄色	0~100			软	最老的碎屑为阿拉克兰凝灰岩
	圣马丁凝灰岩		混合凝灰岩	流纹岩	淡米黄色	50~100	浮石碎屑	5%~10% 石英、碱性长石、黑云母	中等至软	向南变厚
	威拉玄武岩	21. 03	熔岩流和岩墙	玄武岩	黑 色	0~100	气孔斑状橄榄玄武岩	10%~30% 橄榄石、斜长石、普通辉石、闪石	中等至硬	局部岩墙
	奇马尔凝灰岩		未熔结凝灰岩	流纹岩	绿至白色	20~100	绿 色	3% 石英和碱性长石	软	阿拉克兰型喷发口
	卡沃内拉斯凝灰岩	23. 23	熔结凝灰岩	流纹岩	淡棕酱紫色	5~15	浮石洞穴	透长石可达 20%	脆性	不 明
	阿拉克兰凝灰岩		熔岩流-穹丘凝灰岩, 侵入体	流纹岩	白色至淡紫色	200~400	淡 色	0~15% 透长石和碱性长石	混合	局部岩颈和岩墙
	泰佩克侵入体		侵入体和熔岩流穹丘	流纹岩	米黄色至淡紫色		锡矿脉		脆	局部岩颈
	伊瓜纳侵入体		侵入岩	流纹岩	米黄色至酱紫色				脆	局部岩墙
	侵入凝灰岩		凝灰岩岩墙	流纹岩	灰至绿色		切割关系	0. 5% 石英和长石	中等	
	瓜西马流纹岩		熔岩流穹丘和岩墙	流纹岩	暗淡红棕色	0~100	暗棕色		脆	局部岩墙
	瓜西马安山岩		熔岩流和流状角砾岩	安山岩, 玄武岩	暗棕色至黑色	100~200	流状角砾岩	痕量斜长石和闪石	中等至硬	局部岩墙
	雷阿利托凝灰岩		密集熔结的凝灰岩	流纹岩	粉红色	1~30	球粒状带	微量石英和透长石	脆	溢出; 东北方的破火山口
熔 结 凝 灰 岩 单 元	博罗特斯凝灰岩		混合凝灰岩	流纹岩	酱紫色和绿色	100~150	磨圆的白色浮石	1%~5% 石英和长石	中等	谷形洼地充填物
	博拉尼奥斯凝灰岩	22. 23(?)	密集熔结的凝灰岩	流纹岩	酱紫色	300	条纹斑状斑岩	1%~20% 碱性长石	脆	破火山口内熔岩流(?)
	早期熔结凝灰岩		密集熔结的凝灰岩	流纹岩	锈红色	>200	条纹斑状	1%~20% 石英和长石	脆	破火山口内熔岩流

在博拉尼奥斯城西南 20 km 的博拉尼奥斯圣马丁 (San Martin de Bolaños) 区, 博拉尼奥斯凝灰岩与绍伊贝尔等人 (1988) 定名的罗萨里奥 (Rosario) 单元相当。在孔德萨 (Condesa) 矿区, 斑状岩段的扭曲结构与美国新墨西哥州中南部的“下跪修女”(Kneeling Nun) 熔结凝灰岩喷发口地段所见者相似。

博罗特斯凝灰岩在博拉尼奥斯城一带为一套厚

100~150 m 的岩系, 由互层的流纹质熔结和未熔结凝灰岩组成, 但它在本区的北部和南部变厚。雷阿利托凝灰岩见于博拉尼奥斯矿区东北侧, 是博罗特斯凝灰岩特有的球粒状上部岩段。该岩段沿通过博拉尼奥斯城的一个 NW 向线状地带趋于尖灭, 其厚度在该带沿线只有 1~2 m, 但向 NE 向变厚 (图 3, 图 4 A); 在博拉尼奥斯城东北 20 km, 其厚度达 100 m 以上。

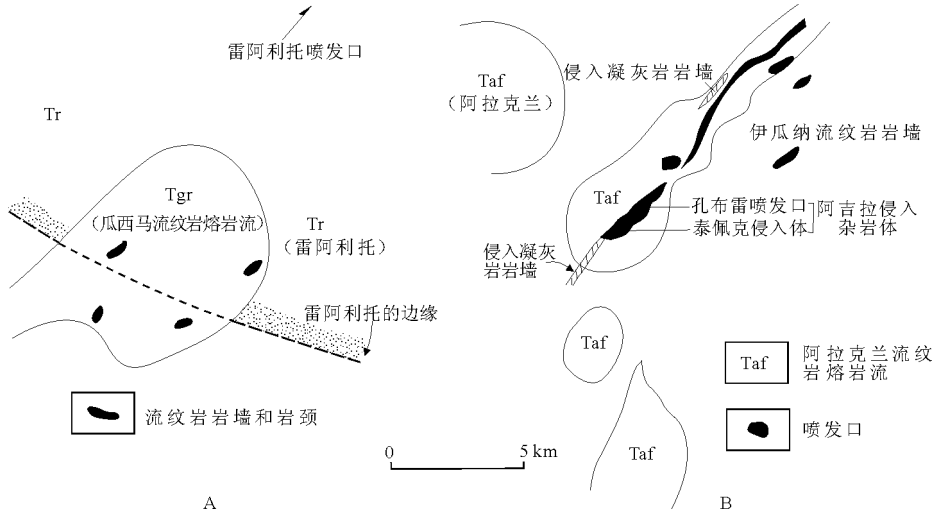


图 4 博拉尼奥斯地区有横向变化的岩石单元的分布

A—雷阿利托凝灰岩的尖灭边缘和瓜西马流纹岩熔岩流穹丘的位置; B—阿拉克兰组各岩相的位置



2.2 瓜西马熔岩流

瓜西马组由 150~200 m 厚的安山岩和 2~20 m 厚的玄武岩熔岩流组成, 这些熔岩流被 1~10 m 厚的流状角砾岩层分隔开。在博拉尼奥斯地区, 暗色质脆的铁锈色—棕色流纹岩构成的熔岩流穹丘占据着本组上部 50~100 m 厚度, 四周为搭接在该穹丘边缘上的安山岩熔岩流 (图 3, 图 4 A)。

2.3 维乔尔群

维乔尔群包括阿拉克兰流纹岩熔岩流和凝灰岩、卡沃内拉斯 (Carboneras) 凝灰岩、奇马尔 (Chimal) 凝灰岩、威拉 (Huila) 玄武岩、圣马丁 (San Martin) 凝灰岩和梅斯基蒂克 (Mexquitic) 砂岩等次级单元。该群在区域范围内构成广阔的火山高原顶盖。这套地层是一个 500 m 厚的席状体, 由略带白色的熔岩流和凝灰岩组成。在包括博拉尼奥斯地区在内的局部地区, 大规模的流纹岩熔岩流—穹丘杂岩体贯入地层剖面。玄武岩零星出现在剖面各处。阿拉克兰侵入岩看来与矿化有密切联系。

阿拉克兰侵入岩和喷出岩: 阿拉克兰组由白色到淡紫酱色的流纹岩熔岩流穹丘、馈浆通道和周围的火成碎屑凝灰岩岩席组成 (图 3, 图 4 B)。该单元在博拉尼奥斯一带厚 200~500 m。对阿拉克兰组的若干个重要喷发口已给出地方名称, 如包括了泰佩克 (Tepec) 和孔布雷 (Cumbre) 2 个喷发口的阿吉拉 (Aguila) 侵入杂岩体 (图 4 B), 以及伊瓜纳 (Iguana) 岩墙。沿博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉发育有 1 条侵入角砾岩墙, 其基质为碎屑状至岩粉状, 这里称为侵入凝灰岩岩墙。

阿吉拉侵入杂岩体是博拉尼奥斯地区之阿拉克兰组的重要馈浆通道。其主要岩相为泰佩克流纹岩岩颈和熔岩流穹丘以及孔布雷火成碎屑质喷发口。泰佩克穹丘的岩性为淡紫酱色的长石—石英流纹岩, 呈流动条带状至块状。孔布雷喷发口的存在, 可以解释在熔岩流穹丘周围发育有数量颇大的火山砾凝灰岩的现象。

若干其他流纹岩侵入体被解释为与阿拉克兰组同时代形成。这些单元中最重要的是伊瓜纳流纹岩岩墙和侵入凝灰岩岩墙 (图 4 B), 据信, 两者中没有一个到达地表。淡紫酱色的伊瓜纳流纹岩岩墙具流动条带状构造和自角砾化现象, 侵入到走向 60° 的伊瓜纳断裂体系中。岩墙两侧发育有角砾岩外壳, 这些角砾岩呈枝叉状沿走向 30° 的裂隙从主岩墙向外伸出。角砾岩终止于博罗特斯凝灰岩顶部, 并且在博罗特斯凝灰岩内的馈浆通道以北形成一个岩舌。瓜西马安山岩的上覆碎屑岩见于侵入角

砾岩上部; 在上覆安山岩内的侵入角砾岩之上见到一些小的角砾岩筒。

淡绿色的次火山侵入凝灰岩岩墙 (图 4 B) 几乎见于博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉的整个长度, 在韦塔里卡矿床的碎屑岩内亦可见及。该岩墙为一角砾岩岩墙, 其流纹质基质中含有受挤压的玻璃质碎片和火山尘。基质普遍发生了蚀变, 从保存玻屑结构的黄铁矿—绿泥石—粘土质蚀变, 到含有砂状石英且未保存原来结构的强烈粘土—绢云母化。角砾岩中的碎屑通常是磨圆的围岩碎块和大量的磨圆脉石英碎块。岩墙过渡成围岩角砾岩, 或者被具有火山岩基质的晚期角砾岩再角砾化和切割。

上述某些阿拉克兰流纹岩侵入体所呈现的特征酱紫色, 是由这些侵入体基质所含的极细的赤铁矿所产生的。

2.3 放射性年龄数据

对博拉尼奥斯地区的火山岩已测定了 5 个钾—氩年龄数据 (表 1; J. R. 西姆斯的未发表数据)。据西姆斯的解释, 这 5 个数据中最可靠的是圣马丁凝灰岩 20.14 Ma 的年龄、威拉玄武岩岩墙 21.03 Ma 的年龄、卡沃内拉斯熔结火山灰流凝灰岩 23.23 Ma 的年龄。在明显为成矿前的地层单元中, 测定了年龄的仅有博拉尼奥斯凝灰岩。但所采集的样品已发生了蚀变且太靠近矿脉, 因而给出了明显偏低 (22.23 Ma) 的数据, 可能代表矿化事件的年龄。

2.4 区域对比

在西马德雷山脉火山区南部, 沿杜兰戈—马萨特兰公路干线 (博拉尼奥斯城西南 240 km 处) 查明了 2 次不同期的第三纪爆破式富硅质火山活动。第一次发生在渐新世 (35~28 Ma), 第二次发生在早中新世 (24~18 Ma)。杜兰戈地区渐新世地层被埃尔萨尔托 (El Salto) 地区的中新世地层所覆盖。杜兰戈地区的地层单元为流纹质凝灰岩和熔岩流, 斑晶含量中等至丰富, 通常因基质中含赤铁矿而呈淡红—橙色。剖面中产有含锡流纹岩熔岩流穹丘。埃尔萨尔托的地层单元为浅色流纹质凝灰岩和熔岩流, 斑晶含量通常比杜兰戈单元低。

博拉尼奥斯矿区最可靠的年龄数据获自剖面上部, 与 24~18 Ma 的西部埃尔萨尔托单元可以对比。博拉尼奥斯凝灰岩的年龄也与埃尔萨尔托剖面相当, 但样品是蚀变岩石。与博拉尼奥斯凝灰岩相当的圣马丁地区罗萨里奥单元的年龄为 23.7 Ma, 也对应于较年轻的群, 并证实了博拉尼奥斯凝灰岩的年龄数据。维乔尔群的岩性与埃尔萨尔托地区较



年轻的西部地层单元相似，但博拉尼奥斯剖面下部的岩性、分异程度及含锡的流纹岩的存在对 35~28 Ma 的东部杜兰戈剖面来说是较典型的。

博拉尼奥斯剖面上部的维乔尔群（从阿拉克兰凝灰岩至圣马丁凝灰岩）延伸到博拉尼奥斯城以南 100 km，直到在瓜达拉哈拉城北圣地亚哥河一线被横贯墨西哥的年轻火山岩带覆盖为止。

3 构造

区域构造的主体是由缓倾斜的维乔尔群所构成的平坦高原，该群岩性主要为火山灰流凝灰岩，其次为流纹质、安山质和玄武质的熔岩流。这些高原被一些大规模的区域性地堑所切割，地堑在总体上平行于墨西哥西部的断陷海岸。博拉尼奥斯地堑是最引人注目的地堑之一，从该地堑的谷底到高原边缘，通常可显示 1.5~2.0 km 的地层位移。火山高原从地堑向两侧缓倾斜，较陡的倾斜出现在地堑内的次级地块中。地貌形态表明破火山口主要沿 NE30° 方向的平行带排列。这些地貌形态影响着广阔席状的维乔尔群凝灰岩和熔岩流，从而表明了其间的同成因联系。在博拉尼奥斯矿区还未鉴别出具体的破火山口构造，但该区的确处在可能由破火山口构成的一个区域性带的轴上。地堑两壁和底板的露头情况说明，博拉尼奥斯位于火山岩中的一个区域性穹丘构造的中心。维乔尔群在此穹丘的上方变薄。

根据切割关系，可将博拉尼奥斯区域复杂的构造型式（图 2）划分成依次发育的 3 组主要正断层。已知的最早一组断层的走向为 60°，这组断层被走向 30° 的一组所切割，后者又被博拉尼奥斯地堑 SN 向的一组断层切割。区内主要含矿构造是纵贯全区的走向 30° 构造。被这组构造切割的走向 50~60° 的构造中也有丰富矿化。沿 SN 向博拉尼奥斯地堑发生的大规模运动明显地切割了银矿化并使之出露。本区的整个火山岩剖面均被博拉尼奥斯地堑的断层所切割。

通过地质制图未能明确辨认出能表明破火山口穹状隆起和塌陷的环状构造。对横切博拉尼奥斯矿脉的弧形断层只有在地下坑道中才能进行地质制图，这些弧形断层与浮石角砾岩岩墙伴生。博拉尼奥斯地区火山岩地层的倾角一般小于 10°，但在发生强烈错断的地区内，某些断块中的地层倾角可达 15°。在非常局部的地段，如断层切割成的岩片、断层牵引构造和侵入体的接触面附近，地层产状可

近于直立。

3.1 走向 60° 构造

走向 60° 构造（图 5 A）是一些裂隙或小断层，产状一般很陡，近于直立。成矿前运动方向的证据通常表明了侧向位移。出现明显垂向运动的场合看来是成矿后的再活化所致。本组的主要构造是伊瓜达、德斯库布里多拉（Descridora）、圣弗朗西斯科和索莱达（Soledad）等断层。所观察到的所有瓜西马安山岩和流纹岩岩墙都沿着这组构造发育。一些阿拉克兰岩颈和岩墙及与之密切伴生的角砾岩也沿着这个方向展布。构造角砾岩看来不是沿这些构造发育的，因为本组构造的位移量最小。

3.2 走向 30° 构造

走向 30° 构造（图 5 A）切割走向 60° 构造，并含有大量阿拉克兰时期的流纹岩侵入体。本组的主要构造是博拉尼奥斯断层和阿拉克兰断层。二者的倾角一般为 50~70°，倾向 NW 或 SE。目前所见的垂向位移 100~1 000 m，据信主要是由博拉尼奥斯地堑形成过程中的再活化作用而产生的。这种关系沿博拉尼奥斯矿脉最清楚，那里的 1 000 m 正向位移使矿化出露到地表。大位移量的博拉尼奥斯断层和正位移量达 300 m 的阿拉克兰断层同与之平行矿脉的不规则形迹并不重合，而且断层线比矿脉形迹平直得多。沿这些矿脉可能发生过成矿前的位移，但最大位移大约只有 100~200 m。

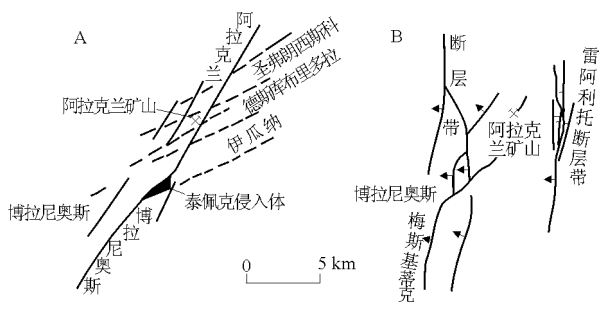


图 5 博拉尼奥斯矿区构造发育情况

A—走向 60° 断裂体系和走向 30° 小型断裂；B—走向 SN 的主要断层

在走向 30° 构造与走向 60° 断裂相交的部位，前者往往在短距离内沿后者呈横向阶梯状。这种横向阶梯现象可解释为，沿交切走向 30° 断层的走向 60° 构造发生的右旋横向运动所引起的横向水平断错。但是，根据选择性侵入于每组构造的侵入体的年龄，可以认为走向 30° 断层在其形成过程中发生了偏转，短距离并入先存的走向 60° 构造。沿走向 30° 断层的右旋横向位移在这些水平断错部位产生



了开放空间。

在矿区的中心部位，走向 30° 的博拉尼奥斯断层在沿其本来的走向延续为阿拉克兰断层之前，发生偏转而并入走向更偏东的断裂体系，偏转部分的长度约 1 km。阿吉拉侵入杂岩体就侵入到断层出现偏转的段落。

3.3 SN 向断层：博拉尼奥斯地堑

2 个 NE 向构造活动幕发生之后，在博拉尼奥斯地区本身未见明显的构造运动迹象，一直到仅保存在地堑中的梅斯基蒂克非固结砂岩沉积之后。一组大位移量正断层系的发育导致形成一个地堑，博拉尼奥斯河即沿着这个地堑流动（图 5 B）。在梅斯基蒂克砂岩内或邻近上述正断层的较老单元中，没有出现粒度变粗或相变现象。沿博拉尼奥斯断层和韦塔里卡断层的地层单元位移所表明的梅斯基蒂克砂岩沉积后的最大垂直位移，分别为 1 km 和 1.5 km。沿较老的矿化断层（博拉尼奥斯）发生的再活化作用使矿脉明显地角砾化，并可能使矿化的一些主要部分被切割掉或下落。

在韦塔里卡矿山的韦塔里卡断层中可见强烈破碎的矿石楔形体。沿着韦塔里卡断层，原位附着于断层下盘的矿化只有 1 处，但它与断层不平行。由于韦塔里卡矿山的位置恰好处在一个强烈破碎的断层岩片内，所以无法确定该矿床的原始构造控制情况。

3.4 矿化的构造控制

从区域上看，博拉尼奥斯矿区的矿化产生在以泰佩克侵入体为中心的辐射状构造中（图 2）。矿石的过去产量和目前储量的绝大部分来自走向 30° 的博拉尼奥斯和阿拉克兰矿脉（图 5 A），但沿着偏离走向 30° 的构造也产有大量的矿化，如德斯库

布里多拉、伊瓜纳和韦塔里卡等矿脉。

沿这些矿脉，已证实博拉尼奥斯—阿拉克兰构造与较早构造的交切部位对矿体的定位最重要。在大多数矿床中都可以证明矿体与这些下盘构造交叉部位之间的密切伴生关系。有 2 种类型的构造交切为走向 30° 脉系提供了有利的矿化场所：使走向 30° 断裂出现右旋横向阶梯的 60° 构造和等于或小于 30° 锐角交切的构造。

走向 30° 主构造内的右旋横向阶梯，由于沿构造发生的明显的右旋走向滑移运动而产生了有利的开口带。巴兰科矿体的中心部分（图 6）和阿拉克兰矿体（图 7）是因构造偏转而形成开口张性带的 2 个主要例子。张力可能来自与泰佩克侵入体的侵位有关的膨胀作用。矿体与泰佩克侵入体 2 种部位的运动都是右旋的。类似的膨胀作用也可能发生在矿脉沿线的其他部位，如圣菲和圣费利佩地区，但其波及范围不那么广泛。开放空间已证明是本区成矿流体的最有利通道。

锐角交切构造脆弱的狭窄楔形体发生破碎而产生开口带。这种类型的构造在圣费利佩矿床发育得特别好（图 8）。

在有些开口带中，与膨胀作用同时发生的是聚伞状断裂带的发育。这些构造的发育是由原始断裂的倾角变化所造成的（图 9）。这种倾角变化起因于互层的脆性和非脆性单元对张应力的不同反应。

脆性单元在张力作用下发生断裂时所产生的裂隙比软性单元中的陡，这是因为在软性单元中会出现剪切分量，从而形成了倾斜较缓的断裂。这种关系可以在博拉尼奥斯主矿脉下盘露头的次级构造中观察到，那里的断裂倾角在剖面中较软弱的岩层内变缓。在后来的倾向滑动运动期间，断层较平缓部

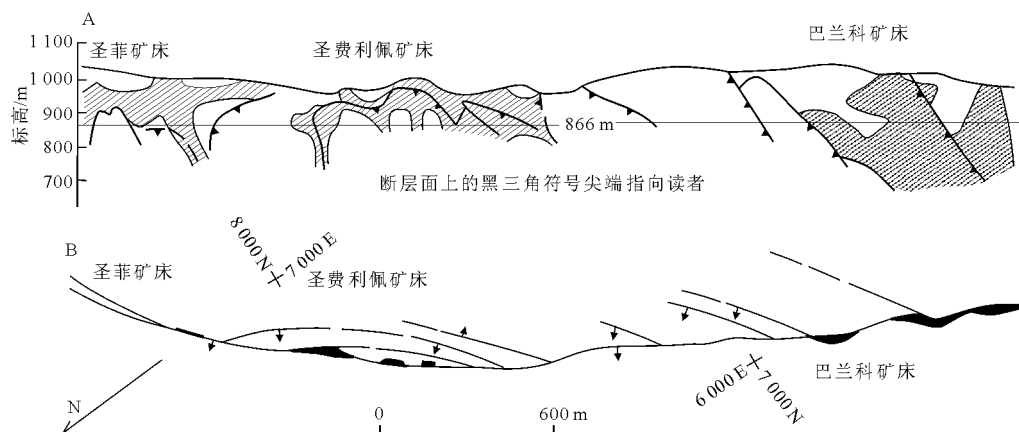


图 6 博拉尼奥斯矿脉的构造和矿床

A—博拉尼奥斯矿脉的纵剖面图，向 SE 方向观察；B—博拉尼奥斯矿脉 865 m 中段的平面图

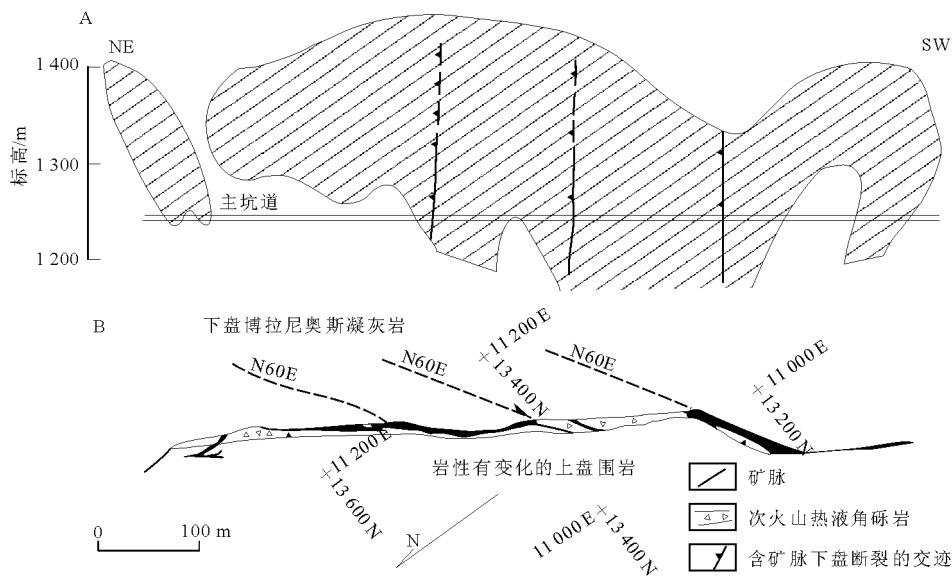


图7 阿拉克兰矿床的构造控制

A—矿床的纵剖面图；B—1 300 m中段的平面图，表示较早的走向60°断裂与阿拉克兰矿脉内充填有矿化的分支断裂之间的关系

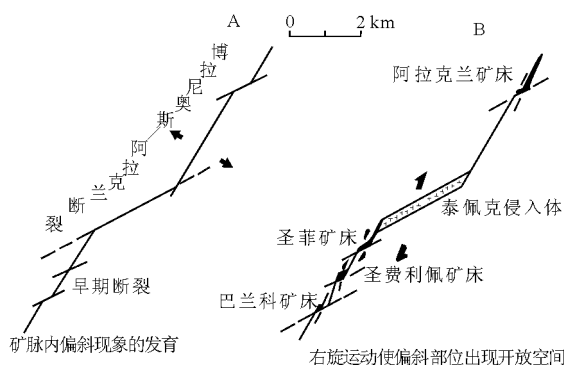


图8 博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉沿线开放空间的形成

A—走向30°构造在其切割较早的走向60°构造的部位出现水平错位；B—沿走向30°构造发生的右旋走向—倾向运动，导致在水平错位处发育了开放空间，侵入体和矿化在开放带内就位

系。这些构造在巴兰科矿床的中部矿体中发育最好，但也见于圣费利佩和圣菲矿床。

4 矿床的产出特征

直到1985年底，博拉尼奥斯矿区的采矿活动始终局限于被成矿后断层所揭露的矿化。其中，博拉尼奥斯脉（图2）是本区以前的主要开采对象。沿这条矿脉分布着一系列主要矿床，从南到北依次为巴兰科矿床、圣费利佩矿床和圣菲矿床。区内的其他重要矿床包括韦塔里卡、伊瓜纳和德斯库布里多拉等矿床，它们是各构造上惟一的已知矿床。由于在阿拉克兰矿脉中发现了阿拉克兰矿床，以前未探测过的一个构造中的一个重要新矿体已投入开采。

尽管还没有一个矿床经过充分的勘探或已采空，但根据已经揭示的情况足以认识不同矿床之间的共同要素。许多矿床由板状矿体组成，倾角60°~90°，矿体长700 m，高50~300 m，宽1~20 m。矿体的顶端近于水平，沿倾斜向下，板状矿体变得局限为1~5个矿柱。

4.1 博拉尼奥斯矿脉

博拉尼奥斯矿脉是博拉尼奥斯矿区过去主要的开采对象（图6）。已经查明，在该构造3 km的出露长度中有2/3含有矿石，矿化集中在彼此分开的3个矿床（巴兰科、圣费利佩和圣菲）中。矿脉的总体走向为35°，倾向NW，平均倾角55°。该矿脉的形迹不规则（图6）。不规则的形迹与沿构造发

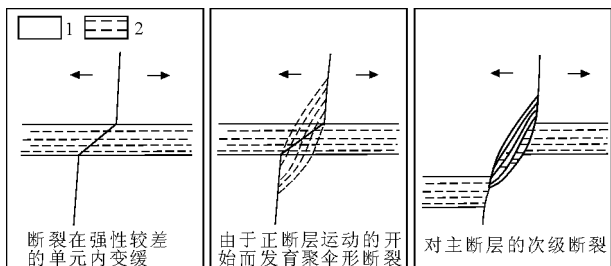


图9 由于脆性单元和软性单元在张力环境中的破裂角度不同，造成沿博拉尼奥斯矿脉发育聚伞形断裂带

1—脆性单元；2—软性层状单元

分在下盘所限定的狭窄地带发生断裂，上盘的上覆岩层中也发生了同样的情况，从而产生典型的聚伞形断裂带。虽然这种机理看来可以沿整个走向长度起作用，但在张应力较小的条件下，开口带可以变得更加破碎并产生断层泥，后者往往会堵塞断裂体



生的明显右旋运动相结合,使其某些段落的开口程度更高,从而更有利于矿液的通过。

正位移量约 1 km 的 1 条主要成矿前断层构成了矿化带的顶板。在圣菲和巴兰科 2 个矿山,成矿前岩石的大块体残留在成矿后断裂与博拉尼奥斯矿脉之间。这些岩石在成矿前发生了强烈角砾化,角砾在博拉尼奥斯凝灰岩和博罗特斯凝灰岩中最发育,而瓜西马安山岩和流纹岩的破碎程度一般要低得多。虽然主要的成矿后断裂活动发生在成矿前角砾岩块体与下盘之间,但也有可能发生过 100~200 m 的成矿前位移。

4.1.1 巴兰科矿床 3 个彼此有别但互相邻近的矿体构成了长达 700 m 的巴兰科矿床(图 6),这些矿体可能提供了博拉尼奥斯矿区一半以上的银产量。博拉尼奥斯凝灰岩和早期凝灰岩构成了矿脉的下盘,博拉尼奥斯和博罗特斯凝灰岩则构成了上盘。侵蚀作用切割了矿体顶部。每个矿体都产在沿矿脉向西分支的部位。在所有这 3 个矿体中,紧靠着下盘的都是条带状硫化物矿脉,在矿脉与上盘角砾岩之间则是氧化-泥化矿石带。本区借以出名的氧化-泥化带富自然银矿石已经采空。由于采场已塌落,残存的富自然银矿石带原始特征的证据很小。根据采场壁上的矿石小残留体以及与博拉尼奥斯矿脉沿线其他矿床的对比,认为这种矿石包含在泥化侵入凝灰岩岩墙之中,正如圣菲矿山的情况一样。1 条硫化物脉构成了老采场的底盘;采场壁上可见被赤铁矿染色的泥化岩石。北部矿体由一条 2~4 m 宽的条带状硫化物主脉和一个采场构成,后者显示了氧化-泥化矿石的残留体。这个带没有值得注意的下盘脉或上盘角砾岩矿石产出。中部矿体为一相似的脉,采场亦可见氧化-泥化残留体,但在下盘聚伞形构造和矿脉上盘矿化角砾岩中还有相当数量的矿石。中心矿体的宽阔聚伞形断裂带形成在矿脉的一个段落内,该段矿脉的走向比矿脉其余部分更偏东。博拉尼奥斯矿床已知的最深部矿石产在中部矿体的下部。南部矿体是另一条狭窄的 1~2 m 宽的矿脉,其采场也含有氧化-泥化矿石的残留体。

4.1.2 圣费利佩矿床 圣费利佩矿床的矿体(图 6)在地表近于连续,但在 867 m(海拔高度)中段变得至少局限为 4 个矿柱。其中 3 个矿柱产在下盘构造与矿脉之间的构造交切处;其余 1 个矿柱因无法进入而不能进行研究。在矿床的南端,聚伞形脉的发育导致形成 1 个宽阔的下盘矿石带。在矿床的中心部分,大范围发育的角砾岩呈壳状围绕着侵

入凝灰岩岩墙产出。主要硫化物脉形成在岩墙和角砾岩及下盘博拉尼奥斯凝灰岩之间。角砾岩由博拉尼奥斯和博罗特斯 2 种凝灰岩组成,并且有程度不等的矿化,表现为浸染状硫化物和细脉的发育。角砾岩向深部迅速尖灭,从而使主矿脉处在侵入凝灰岩岩墙与下盘岩石之间。

圣费利佩矿床的北部(圣卡耶塔诺矿山)为一比较窄的矿脉,只有 1 个矿柱沿下盘构造与主脉的交会处产出(图 6)。1 条浸入浮石角砾岩岩墙侵入到下盘博拉尼奥斯凝灰岩中,沿一个下盘构造发育。绿泥石化侵入凝灰岩岩墙构成矿化的上盘。主要矿柱以北是一个方铅矿矿石舌形体,具有异常低的银-铅比值。

4.1.3 圣菲矿床 矿床(图 6)含有在地质上与众不同的 3 个矿体,即南矿体、北矿体和康塞普西翁(Concepcion)矿体。南矿体由一强烈泥化的板状侵入凝灰岩岩墙组成,其上盘为角砾岩化、硅化和矿化的博罗特斯凝灰岩,在下盘接触面处有 1 条带状硫化物脉。泥化带被认为是侵入凝灰岩岩墙的组成部分,因为它在矿体南端过渡为蚀变较弱的侵入凝灰岩。该矿脉在 865 m 中段以上已采完。

北矿体被 1 条横切断层与南矿体分隔开。北矿体上盘在 867 m 和 891 m 中段见有瓜西马安山岩,在 901 m 和 921 m 中段变为瓜西马流纹岩熔岩流。一条瓜西马流纹岩岩墙切割了瓜西马安山岩,该岩墙与一群狭窄的高品位矿脉平行。矿脉看来没有延入瓜西马流纹岩熔岩流,但瓜西马流纹岩在这个位置的确含有浸染状的矿石级矿化。北矿体在北部终止于一个以断层为界的博拉尼奥斯凝灰岩块段。在博拉尼奥斯矿脉断层与横切断层交会处的瓜西马安山岩中,形成了强烈聚伞形矿脉。在安山岩构成成矿前上盘的部位,博拉尼奥斯主矿脉几乎不含矿。然而,在此以上不远处,瓜西马流纹岩岩墙产在成矿前上盘中,这里的主矿脉必定是高品位的,因为它已经被采空。

在开展此项研究时,圣菲矿床北端的康塞普西翁矿山只有通过圣菲矿山 901 m 和 921 m 主平巷才能进入。可供利用的有限资料表明,矿石是从处在成矿前上盘瓜西马流纹岩侵入体与下盘博拉尼奥斯或博罗特斯凝灰岩之间的矿脉中开采的。

4.2 阿拉克兰矿床

阿拉克兰矿脉内的阿拉克兰矿体发现于 1983 年,1985 年投入开采。该构造的走向为 30°,倾向 NW,平均倾角 65°。构造的西南端位于泰佩克侵入体的东北端。从构造上看,阿拉克兰矿脉是博拉



尼奥斯矿脉的北东延续部分,但它沿一较老的走向60°构造从博拉尼奥斯矿脉呈梯阶式转向东侧,偏斜部位的构造正是泰佩克侵入体的侵位处。

阿拉克兰矿体长约700 m,已知垂向延伸至少200 m(图7)。其北端在遇到一条含有硫化物细脉的石英脉时尖灭,南端被一条成矿后断层截切。该成矿后断层的位移达300 m,像博拉尼奥斯矿脉沿线的情况一样,这条断层也比矿化脉的形迹平直。博拉尼奥斯凝灰岩构成了矿体主体部分的下盘,但矿体可延入博罗特斯凝灰岩。上盘主要由博罗特斯凝灰岩组成,但矿体北端的上盘还包括一部分博拉尼奥斯凝灰岩和一个瓜西马安山岩侵入体。

阿拉克兰矿脉沿线矿体定位与下盘构造同矿脉交会部位之间的关系示于图7B。3个走向60°构造在矿体内交切了矿脉的形迹,其中,位于西南部的交会处出现了偏离平均走向30°的明显偏转,其他2个交会处的偏转现象较微弱。

阿拉克兰脉沿线见有侵入凝灰岩岩墙,其宽度一般小于0.5 m,未见博拉尼奥斯矿脉那样的泥质蚀变和自然银富矿石。沿阿拉克兰矿脉还发育有矿化同期的次火山角砾岩,这与博拉尼奥斯矿脉沿线的成矿前角砾岩明显不同。

与博拉尼奥斯矿脉沿线相比,阿拉克兰矿脉沿线的上盘角砾岩要局限得多。在矿床的较低部位,上盘内发育了更多的裂隙,破碎程度也较高。角砾岩在矿床的上部发育较好。

4.3 韦塔里卡矿床

韦塔里卡矿床沿韦塔里卡断层发育,位于选矿厂NNE向3 km处(图2)。该矿床的采矿巷道是20世纪初开拓的,含有20万t平均银含量达 800×10^{-6} 以上的矿石。

韦塔里卡断层经历了成矿后的再活化,从而在韦塔里卡矿山产生了1.5 km的成矿后位移。在断裂带内见有3个断层岩片,矿体位于居中的断块内。下盘岩块只位移了几百米,而且没有发生角砾岩化。韦塔里卡断层的成矿后运动使矿块和成矿后上盘岩块都强烈角砾岩化了。在角砾岩化的矿化带内,沿下盘一侧见有破碎成矿前岩石的巨大单岩性块体产出。角砾岩化和各类岩石的混合在朝上盘方向变得更强烈。在韦塔里卡矿山,呈碎屑产出的博拉尼奥斯凝灰岩、瓜西马安山岩、博罗特斯凝灰岩和侵入凝灰岩岩墙都已识别出来,这与博拉尼奥斯矿脉沿线的情况很相象。韦塔里卡矿床强烈的构造破坏,使其原始形态的确定遇到许多问题。

4.4 伊瓜纳矿床

伊瓜纳矿床最初由西班牙人进行露天开采。据估计,露采产量有5 000 t,但1981年在西班牙人的矿坑下面发现了另外15万t银品位超过 600×10^{-6} 的矿石,这些矿石目前已经采空。

伊瓜纳矿山位于一套角砾岩内,这些角砾岩沿走向60°的伊瓜纳流纹岩岩墙的一条走向30°的分支发育(图10)。该角砾岩在博罗特斯凝灰岩中呈近直立的板状体,板状体在紧靠博罗特斯玄武岩底部的部位膨胀成气球状。较小的角砾岩管连续贯通地层剖面,至少进入到瓜西马安山岩中。角砾岩内所见岩性混合现象的垂向范围达几百米。博拉尼奥斯凝灰岩碎屑可见于高至瓜西马单元的地层部位,在博罗特斯凝灰岩内则可见瓜西马安山岩的碎屑。伊瓜纳流纹岩岩墙构成了角砾岩的核心,但在博罗特斯玄武岩单元底部以下约50 m处尖灭。岩墙周围的角砾岩在矿床上部有10~15 m宽,但随深度增大而狭缩,在博拉尼奥斯凝灰岩底部附近的宽度不足1 m。

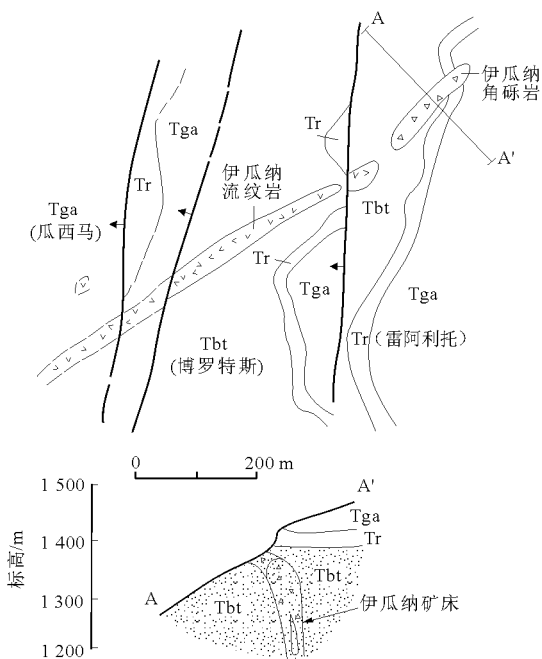


图10 伊瓜纳矿床的地质图和剖面图

说明了伊瓜纳流纹岩侵入体与产在伊瓜纳角砾岩内的伊瓜纳矿床之间的关系

4.5 德斯库布里多拉矿床

走向50°的德斯库布里多拉矿脉(图2)最初是由西班牙人开始开采的,当时的开采对象是赋存在雷阿利托凝灰岩中的矿石露头,这些凝灰岩和矿石沿着高耸于雷阿利托河谷上的SN向断层崖出露。西班牙人最终把矿山向NE方向延拓了400多米而进入山区,垂向开采深度超过150 m(图11)。

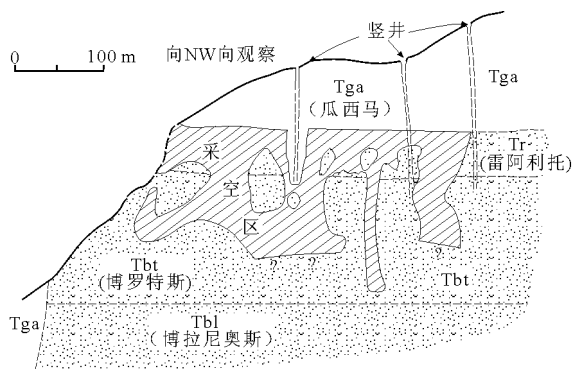


图 11 德斯库布里多拉矿床的纵剖面图

说明矿化在雷阿利托凝灰岩中的选择性发育和在靠近瓜西马安山岩熔岩流的界面处突然终止的现象

已知的采矿巷道局限在博罗特斯和雷阿利托凝灰岩中。博罗特斯凝灰岩有 3 个彼此分离的矿柱，但雷阿利托凝灰岩中的采场几乎是连续的。在雷阿利托与博罗特斯凝灰岩之间的博罗特斯玄武岩内，矿体比其上部 and 下部更为局限。矿体宽度一般为 1~2 m，但矿柱宽度可达 5 m。中心采场没有回填迹象，但终止于博罗特斯凝灰岩底部，该矿山可以进入的其他所有深部巷道也在这一部位终止。一条狭窄的岩墙（约 1 m 宽）侵入到走向 50° 的一条近直立的断裂中。在矿山内，第二竖井和穿脉巷道遇到了该岩墙。多孔隙角砾岩平行于岩墙发育，但两者之间的关系尚不清楚。在未开采的保安矿柱和巷道壁上，角砾岩碎屑的位错和旋转很小。此情况下发育了中度的开放空间，这种开放现象在采空部位可能更为广泛。在矿山内未观察到各类岩石混合的现象。角砾岩碎屑一般发生了泥化，但这种蚀变可能是在氧化阶段发生的。

根据在矿山巷道壁和保安矿柱采集的数目有限的样品估计，德斯库布里多拉矿床的银品位至少有 $1\,000 \times 10^{-6}$ ，表生富集作用对德斯库布里多拉矿床的矿石没有什么影响，因为在现存矿山的顶部未见明显的矿化。

在矿山巷道上方的成矿前瓜西马安山岩露头中，蚀变极为微弱。矿山上出露的只有一条 0.1~0.5 m 宽的狭窄微弱泥化和铁染带，其中有零星的方解石细脉穿插。蚀变最强的露头是靠近最西部竖井的一块蚀变安山岩小露头（几平方米）。

在矿山以西的地堑内，瓜西马安山岩中有矿脉出露。矿脉上的一个小平硐附近见有一条强烈发育的方解石脉，一条伴有泥化和黄铁矿化安山岩的断裂带在雷阿利托河出露。断裂带含有高达 20% 的新鲜黄铁矿。每当矿脉横切安山岩熔岩流之间的流

状角砾岩时，矿脉的角砾岩化就变得较弱，看来矿液是沿横向运移到多孔带之中的。流状角砾岩的这种蚀变现象在距矿脉 50 m 或更小的距离处消失。

5 矿化

博拉尼奥斯地区的矿化表现为多种矿石自然类型，主要为硫化物和氧化物化学相的矿石，并具有典型的区域性和局部性金属分带。

5.1 矿石类型

博拉尼奥斯—阿拉克兰主矿脉具多种矿石类型（图 12）：1）侵入凝灰岩矿石；2）条带状硫化物矿脉，可进一步划分为下盘矿脉，主矿脉和上盘矿脉；3）角砾岩矿石，可进一步划分为硫化物前角砾岩和硫化物同期角砾岩。伊瓜纳矿床的侵入角砾岩和混合角砾岩以及沿德斯库布里多拉矿脉发育的未混合角砾岩，是本区独具特色的矿化角砾岩。锡石-镜铁矿脉产在本区的某些流纹岩流穹丘中。矿床附近的阿拉克兰流纹岩侵入体中通常可见银、锌、锡和萤石的地球化学异常。在博拉尼奥斯—阿拉克兰断层沿线，产有含矿石碎块的成矿后角砾岩。

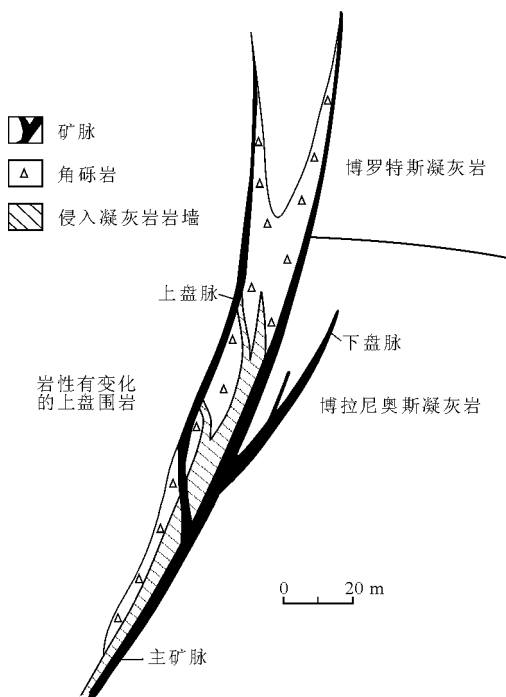


图 12 博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉的综合横剖面图

说明侵入凝灰岩岩墙与矿脉系统的关系

整个博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉沿线的侵入凝灰岩都发育了矿化，但沿博拉尼奥斯矿脉形成了独特的矿石类型。侵入凝灰岩岩墙的较厚部分（0.5



~4.0 m) 已强烈蚀变成石英和粘土。这些带内的蚀变岩墙中赋存了自然银氧化物富矿石, 本区以产有这种矿石而著称。浸染状硫化物见于侵入凝灰岩岩墙的未氧化部分。博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉的大多数富矿脉也赋存在岩墙中。另一种与硫化物同期的侵入凝灰岩角砾岩切割了阿拉克兰矿脉。这种角砾岩含有岩石粉末或火山岩基质, 呈灰色且发生了硅化, 与侵入凝灰岩岩墙的绿泥石化玻屑基质完全不同。角砾岩含硫化物碎屑和岩石碎屑, 与硫化物前侵入凝灰岩岩墙中的碎屑相比, 这些碎屑的棱角程度更高。

到目前为止, 已查明的条带状硫化物脉只见于博拉尼奥斯—阿拉克兰主矿脉沿线。硫化物脉的就位场所是主构造沿线和下盘聚伞形剪切构造内, 上盘角砾岩内的矿脉和细脉也是如此。主矿脉几乎总是产在紧靠博拉尼奥斯矿石带下盘的部位, 只有矿床的上部区段例外, 这里的角砾岩常产在矿脉和下盘之间。在阿拉克兰矿脉沿线, 在矿脉和下盘之间可见狭窄的硅化角砾岩带 (10~50 cm) 和侵入凝灰岩。博拉尼奥斯矿脉沿线的下盘脉呈狭窄但富银的脉体产出, 主要发育在聚伞形构造中, 而阿拉克兰矿脉沿线的下盘脉只产在交切的走向 60° 构造中, 但尚未证实这些下盘脉是有开采价值的。上盘脉是斜向切过上盘角砾岩的狭窄矿脉; 这些矿脉通常缺少脉石萤石。

角砾状矿石是区内变化最大的矿石类型。博拉尼奥斯矿脉硫化物期前角砾岩的特征相当均一, 只涉及博拉尼奥斯和博罗特斯凝灰岩的一期裂隙角砾岩化作用, 其上叠加了浸染状和细脉状硫化物矿化。矿床下部的角砾岩总是产在侵入凝灰岩岩墙的上盘, 但在矿化系统的上部, 角砾岩呈壳状围绕岩墙产出, 后一种情况更为典型。阿拉克兰矿脉既含有与博拉尼奥斯角砾岩相似的角砾岩, 也含有与之不同的角砾岩。硫化物期前角砾岩, 诸如沿博拉尼奥斯矿脉发育的那些角砾岩, 产在邻近侵入凝灰岩岩墙的部位, 但其发育范围要小得多。阿拉克兰矿床上盘矿石的主体并不是真正的角砾岩, 而是强烈破碎、脉体穿插和弱角砾化的。

伊瓜纳和德斯库布里多拉角砾岩与本区其他已知角砾岩矿石各不相同。伊瓜纳角砾岩由围绕伊瓜纳流纹岩岩墙的 2 个同心状壳体组成。最靠近岩墙的角砾岩以流纹岩碎屑为主, 但角砾岩未切割岩墙。在离岩墙较远的部位, 角砾岩碎屑以博罗特斯凝灰岩和围岩为主。虽然岩墙和围岩碎屑占主要地位, 但可以观察到从博拉尼奥斯单元直至瓜西马单

元的不同岩性垂向混合的迹象。在德斯库布里多拉矿床, 大多数证据已不复存在, 但在矿脉附近, 没有迹象表明岩墙物质混入于角砾岩之中。在德斯库布里多拉矿床, 也没有发现不同地层单元的垂向混合的证据。

含锡的泰佩克流纹岩位于博拉尼奥斯矿脉的北端, 处在已知矿化范围的中心。该熔岩流穹丘的上表面穿插有放射状分布的石英-锡石-赤铁矿脉, 后者具有银、萤石和锌异常。这些脉在整个熔岩流穹丘的范围内均有产出, 并不局限在馈浆通道正上方的地段。脉体的下延深度很小, 在深部看来是无根的。据信, 这些脉是在岩浆就位于穹丘内之后, 从岩浆中直接派生的。在伊瓜纳侵入体内和阿拉克兰矿脉下盘的阿拉克兰岩墙内见有锌、银、锡和萤石的异常, 这种异常在阿拉克兰矿床的地表和矿床以下深处均可见及, 在与已知矿化构造有空间伴生关系的其他各种岩墙中也可以观察到。

5.2 矿物学特征

博拉尼奥斯矿区的矿物组成为硫化物和氧化物-自然金属组合。表 2 总结了矿物组成和这些矿物在全区内的总体分布情况。沿博拉尼奥斯矿脉, 氧化物和硫化物构成了产状不同的矿体, 除了在矿体的近地表部分以外, 氧化物仅局限于侵入凝灰岩岩墙内。硫化物产在氧化矿石的上盘 (角砾状矿石) 和下盘 (主矿脉)。一般而言, 侵入凝灰岩岩墙在达到目前的地表之前尖灭在较浅部位, 主矿脉和角砾状矿石单独产出而不伴有氧化物矿石。沿阿拉克兰矿体, 氧化物是在硫化物上叠加蚀变而成的。硫化物与晚期条带状石英脉有密切的空间伴生关系, 这些石英脉也切割了硫化物矿石。伊瓜纳矿床在矿体上部显示出强烈氧化, 黄铁矿呈蚀变晕产在矿体的上方和两侧。德斯库布里多拉矿床具相似的伴有黄铁矿晕的强氧化核部。这 2 个矿床在探测深度范围内均有氧化作用。石英-镜铁矿脉见于德斯库布里多拉矿脉沿线的深部。

在博拉尼奥斯矿脉北端沿线的矿化系统较深部位, 打穿圣菲矿床和北部圣费利佩矿床下部矿脉的钻孔揭示了辉铜矿的产出, 后者具有由交生的蓝辉铜矿、赤铁矿和铜蓝构成的环边。到目前为止, 在巴兰科矿床内或阿拉克兰矿脉沿线还未观察到这种富铜矿石。

伊瓜纳矿山的硫化物矿物呈浸染状产于整个矿床, 但它们主要呈被膜状包覆在角砾岩碎屑上。

以前银的主要产量来自自然银富矿石, 这种矿石产在富含砂质的泥化岩墙状矿体中, 矿体向下变



表 2 博拉尼奥斯矿脉的矿物分布

矿 物		博拉尼奥斯南部		博拉尼奥斯北部		阿 拉 克 兰			伊 瓜 纳		
		中部	下部	中部	下部	矿体以上	上部	中部	矿体以上	上部	下部
脉石矿物	萤石	大量	大量	大量	中等	痕量	大量	大量	痕量	痕量	大量
	方解石	中等	痕量	中等	痕量	大量	痕量	痕量	大量	中等	低
	石英	低		低	痕量	大量	中等	低	痕量	大量	低
	黄铁矿	痕量		痕量		大量	中等	中等	大量	痕量	
	镜铁矿				中等	痕量	痕量	痕量			
	石膏	痕量		痕量		痕量	中等	中等			
硫化物相	方铅矿	大量	大量	大量	低		低	大量	痕量	痕量	痕量
	闪锌矿	大量	大量	大量	低		低	大量	痕量	痕量	痕量
	辉银矿	中等	中等	中等	痕量		中等	低		中等	中等
	辉铜矿				大量						
	蓝辉铜矿				大量						
	银黝铜矿	中等	中等	中等			中等	中等		中等	中等
	硫铜银矿	低	低	低				低			
	黄铜矿	低	低	低				低			
	铜蓝	低	低	低	大量		低	中等			
		雄黄									痕量
氧化物相	角银矿	痕量		痕量							
	自然银	中等	中等	中等			中等	中等		痕量	
	白铅矿	中等	中等	中等			低	中等			
	砷铅石	痕量		痕量						大量	
	铅矾						中等				
	异极矿						低	大量			
	菱锌矿							中等			
	孔雀石	低	低	低			低	中等		中等	
	蓝铜矿	低	低	低			低	中等		中等	
	磷氯铅矿							低			
	钒铅矿							中等			
	硅锌矿			中等							

薄，沿走向进入到绿泥石化、硫化物矿化的侵入凝灰岩岩墙中。圣菲矿山的保安矿柱中，巴兰科矿山中心部位 B—30 钻孔内以及在巴兰科矿山老采场的壁部，都见有零星分布的自然银富矿石残留体。这种情况表明，自然银包含在粘土和石英基质中，据信，这些基质是采场沿走向揭示的蚀变流纹质侵入凝灰岩岩墙。据报道，这种矿石的银品位为 $3\,000 \times 10^{-6} \sim 9\,000 \times 10^{-6}$ 。泥化带的矿化主要由自然银和白铅矿构成，伴有少量的硅锌矿和自然铜。

阿拉克兰矿床的氧化物矿物与切割硫化物的无矿石英脉有非常密切的空间伴生关系。硫化物矿石的氧化作用看来是从切割硫化物矿石的无矿石英脉沿横向扩展的。主要氧化物相矿物是铅矾、异极矿、混合的铁氧化物、螺状硫银矿和自然银。含量不定的白铁矿、孔雀石、菱锌矿、蓝铜矿和复杂的磷氯铅矿-砷铅石-钒铅矿族固溶体，在矿床的氧化部位也很常见。痕量的多种其他矿物已有过报导。铜蓝通常形成在铅矾和方铅矿的边界上。

伊瓜纳矿床顶部的氧化物，在矿床的最上面 10 m 以砷铅石为主。在伊瓜纳流纹岩或伴生角砾岩的几乎任何露头中都能观察到砷铅石的黄色蜡状

被膜和晶体。锰氧化物、赤铁矿和黄钾铁矾几乎与砷铅石同样常见，与砷铅石不同的是，它们在破碎岩石中通常比在出露的表面更显而易见。在上部 10 m 以下，孔雀石是最明显的次生矿物，看来与银矿化密切伴生。这种伴生关系可能反映了氧化作用前的矿物组成为硫铜银矿之类的硫盐矿物（可能为银黝铜矿）。其他氧化物相矿物为铜锌矾铅矿、白铅矿、硅孔雀石、蓝铜矿。

对德斯库布里多拉矿床的矿物组成所知不多。角砾岩内的开放空间充填了石英和硫化物。硫化物目前几乎已完全氧化成赤铁矿和针铁矿，并常常伴有孔雀石和一些蓝铜矿。褐铁矿的含量一般与次生铜矿物互成反比。在采场壁上观察到 2 个由方铅矿和闪锌矿构成的小矿囊，可能伴有辉银矿和硫盐。

萤石、石英、粘土和方解石是各矿床中的主要非金属矿物。淡绿色到略带白色的萤石是本区最主要的非金属矿物，在大多数主要硫化物脉矿床中都可以见到，只是在矿体的上部 and 侧向边部变得次于呈脉状穿插的石英。萤石在伊瓜纳角砾状矿石中也是主要非金属矿物，而乳白色石英在矿体上部是主要非金属矿物，并且和少量方解石一起部分充填了碎屑间的空隙。博拉尼奥斯矿脉的角砾被无矿白色



石英胶结。在矿床上部，岩粉基质的弥漫型硅化最常见，在矿体边缘的上盘岩石内，方解石最常见。

伴有浸染状赤铁矿的粘土和石英是博拉尼奥斯矿脉氧化矿石的主要脉石，据信是由于侵入凝灰岩岩墙的蚀变而产生的。

5.3 共生关系

最早的萤石沉淀发生于博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉沿线的侵入凝灰岩岩墙就位之前。在岩墙中所见的大量滚圆碎屑状萤石表明了这一点。早期萤石的结晶结构有时因破裂作用和化学侵蚀而受到破坏，留下易碎且受到漂白的白色陶瓷状脉质。在侵入凝灰岩岩墙侵位之后，第二阶段的条带状绿色萤石沿岩墙下盘接触面进入。

博拉尼奥斯矿脉显示出非常简单的硫化物共生，基本上为单一矿化顺序。紧接着第二阶段萤石发育之后沉淀的是粗粒闪锌矿，然后是方铅矿。细粒方铅矿在博拉尼奥斯矿脉中呈特征性的晚期矿物相产出。在博拉尼奥斯矿脉北端的较深部位，沉淀了辉铜矿，伴有由交生的蓝辉铜矿和镜铁矿构成的环带。无疑，这些碱金属带是顺序地沉淀在矿化系统内的，但对铜带与铅-锌带之间的过渡还没有进行详细观察。

阿拉克兰矿脉显示出复杂得多的就位历史，其萤石和硫化物矿物条带重复出现。另外，第二次侵入的一个凝灰岩岩墙切割了侵入凝灰岩和早期硫化物并使之角砾化。该岩墙又进一步被碱金属和银硫化物相流体矿化。

博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉沿线的硫化物相银

主要呈固溶体产在方铅矿和蓝辉铜矿内，但也可呈方铅矿内的银黝铜矿和淡红银矿-深红银矿包裹体产出。螺硫银矿（呈辉银矿假象）、银黝铜矿（黝铜矿）、深红银矿-淡红银矿和硫铜银矿呈独立矿物产出。黄铜矿有时单独产出，但大多数情况下出现在闪锌矿内。

博拉尼奥斯矿脉沿线的硫化物矿石和氧化物矿石之间明显分离，这对它们之间确切关系的解释提出了问题，但根据切割硫化物的一些细小的氧化石英脉来看，氧化作用应当是晚期的。阿拉克兰矿床内的氧化物肯定是叠加在硫化物上，并且在空间上与横切硫化物系统的晚期阶段无石英脉同时出现。沿博拉尼奥斯脉几乎没有发现金属发生明显再活化的迹象，但强烈氧化的侵入凝灰岩比未氧化矿石更富银。在伴有氧化作用和石英脉发育的阿拉克兰矿脉沿线，银的强烈局部再活化是很明显的。氧化物的金属含量看来有可能是原先的局部硫化物组合所造成的，而氧化流体只造成了少量的再活化。

5.4 分带

这里所介绍的本区分带模式是在 1980 和 1981 年建立的，所依据的是博拉尼奥斯、伊瓜纳和德斯库布里多拉等矿脉系统的勘探成果（图 13）。阿拉克兰矿床的发现证实了这个模式并有助于改进这个模式。构造复原结果表明博拉尼奥斯矿化体系含银部分的顶部产在 200~500 m 的深度，所研究的矿石带的垂向范围 200~300 m。露头、钻孔和采矿资料表明，威拉组和阿拉克兰组内的热液系统顶部在原始系统内处在 600 m 深度。

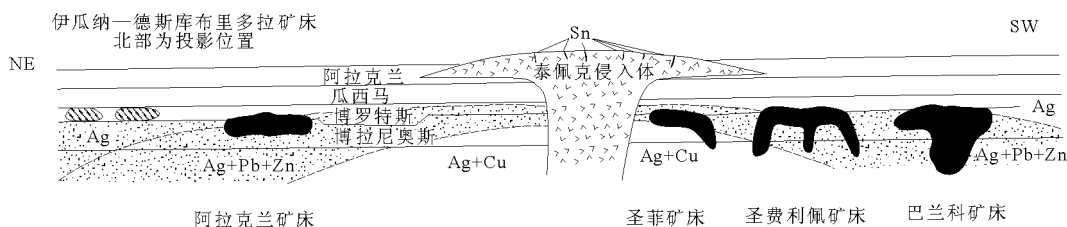


图 13 博拉尼奥斯矿区分带解释图

表明了沿博拉尼奥斯矿脉趋近泰佩克侵入体时出现的金属分带套叠现象

采矿坑道和钻孔所提供的资料表明，铜矿化处于矿化系统中较高的部位，更靠近于泰佩克侵入体（图 13）。在圣菲和圣费利佩 2 矿床，含辉银矿的方铅矿和闪锌矿是主要硫化物矿物，铜的硫化物为较次要组分。伴有少量方铅矿和闪锌矿的辉铜矿、蓝辉铜矿和赤铁矿带见于圣菲矿床和圣费利佩矿床北端的地下，沿博拉尼奥斯矿脉往南，其产出部位

逐渐变深。到目前为上，在巴兰科矿山的矿脉南端，相当于圣费利佩矿床的这种矿物带产出部位以下 50 m 处，还没有遇到该带。

虽然博拉尼奥斯矿脉的上部已被侵蚀掉一部分，但从巴兰科和圣菲 2 矿床上部的观察结果来看，博拉尼奥斯矿脉的矿体上部可能存在过贫碱金属的带。阿拉克兰矿床的银-铅比值（含银的盎司



数比含铅的百分数)从矿床下部的 1:1 开始,到矿体中心部位增大到 8:1,在矿体上部超过 15:1。在矿体中部和上部之间,银的绝对品位没有明显的增高,但铅含量的降低导致了银-铅比值的增大。

在位于博拉尼奥斯以东 7 km 处的伊瓜纳矿山和德斯库布里多拉矿山,碱金属硫化物含量较低,银-铅比值超过 50:1。

5.5 蚀变作用

博拉尼奥斯矿区沿矿脉发育的蚀变,在从博拉尼奥斯凝灰岩直至威拉玄武岩的所有地层单元中都能观察到,蚀变作用可分成硫化物阶段和氧化物阶段,蚀变的变化与岩石类型和深度有关。蚀变晕宽度通常不大,但沿剖面大范围展布。

在博拉尼奥斯凝灰岩内,蚀变作用局限于石英和长石的重结晶,在围岩内的波及范围几厘米至 1 m。广泛发育的蚀变前断裂导致形成较宽的蚀变带。在把博拉尼奥斯凝灰岩主要冷却单元分隔开的未熔结岩层内,含有黄铁矿的绿磐岩化蚀变可从矿脉向外延伸几十米。沿围岩内的裂隙和小断层也可见到含有黄铁矿的绿磐岩化蚀变。在博罗特斯凝灰岩中发育了类似的绿磐岩化蚀变。上盘角砾岩的硅化和侵入凝灰岩岩墙的强烈泥化也沿着博拉尼奥斯矿脉产出。在叠加有氧化作用的部位,绿磐岩化带变成被铁氧化物染色的泥化带。伴有黄铁矿形成的绿磐岩化作用是瓜西马安山岩和玄武岩熔岩流的主要蚀变。

伊瓜纳矿化系统内的围岩蚀变包括硅化、泥化和钙化。在博罗特斯凝灰岩内,硅化局限于角砾岩化凝灰岩内,而泥化则沿着角砾岩的两壁发育。钙化也出现在与角砾岩相邻的部位,但可进一步透入沿矿脉的围岩中。雷阿利托凝灰岩的蚀变表现为沿断裂发育的泥化和钙化。博罗特斯玄武岩和瓜西马安山岩都被一沿着岩墙轴线延伸的泥化和钙化带所切割。通常,蚀变带的总宽度不超过岩墙和角砾岩带宽度的 1.5 倍。在角砾岩内常见硅化,至少普遍可见富硅质碎屑的重结晶现象。

在安山岩内,热液活动在地表的显示通常是有方解石脉穿插的泥化蚀变带,其宽度有变化,从德斯库布里多拉矿山上面的 0.1~0.5 m,到阿拉克兰断层沿线 10 m 或 10 m 以上。在瓜西马流纹岩内,矿脉系统的地表显示相当微弱,蚀变表现为稀疏的石英脉和裂隙面上的赤铁矿。由于流纹岩内大量产出天然赤铁矿而使部分蚀变模糊不清。

阿拉克兰凝灰岩内的矿脉露头局限在 0.3 m

宽的具赤铁矿基质的硅化角砾岩带内,还可见于有时发生微弱硅化的含赤铁矿狭窄裂隙内。汞是阿拉克兰凝灰岩内惟一的异常元素,即使在矿体的直接上方也是这样。威拉玄武岩岩墙明显切割硫化物矿化,但在阿拉克兰矿山以北的一个地点,威拉玄武岩熔岩流被紫石英脉所切割。

5.6 流体包裹体

对巴兰科矿山的萤石、石英和闪锌矿进行过大规模的流体包裹体研究,其结果表明流体温度为 170~230 °C,凝固点降低则表明盐度为 9%~16%。有些包裹体中可见 2 种不混溶的液相,说明包裹体来源于富 CO₂ 流体。样品取自该矿山 3 个不同的垂直剖面钻孔中的主矿脉和下盘脉。温度随剖面中深度的增大而增高。同主矿脉相反,下盘脉的温度较低。在西姆斯早期对博拉尼奥斯矿脉巴兰科和圣菲 2 矿山萤石样品所作的流体包裹体研究中,得出的均一温度在南端约为 210 °C,在北端为 230 °C (变化范围 180~280 °C),盐度范围为 8%~15%。虽然只根据 2 个样品,但所得出的巴兰科样品的均一化温度分布与后来较详细的研究结果一致。在详细研究中得出的温度都不如在一个北部样品中所测定的那样高。在前后 2 次研究的样品中都没有发现沸腾的证据,并且未作压力校正。

5.7 矿化时代

地质证据把矿化时代限定在矿化的瓜西马安山岩及流纹岩岩墙和与阿拉克兰组并存的切割矿化的威拉玄武岩之间。博拉尼奥斯矿区的矿化切割了所有岩石单元,穿过了雷阿利托流纹岩以及瓜西马安山岩和流纹岩的侵入相。石英-黄铁矿晕型蚀变和汞-砷地球化学异常在瓜西马熔岩流单元中由弱到强,在阿拉克兰凝灰岩和熔岩流中由弱到无。伊瓜纳流纹岩在伊瓜纳矿床内赋存了部分矿化。产在阿拉克兰断层内的一个小型阿拉克兰流纹岩岩颈是成矿后的,铅和锌的机械再活化作用(岩颈中的碎屑状铁帽)表明了这一点。威拉玄武岩岩墙明显切割了巴兰科和阿拉克兰矿山的矿化。蚀变和石英脉切割了威拉玄武岩,但据信反映了热液系统的晚期阶段冷却或一次更晚的事件。

6 控矿因素

6.1 地层控制

在博拉尼奥斯矿区,地层的主要意义在于它的构造性状及其对承压气体的反应。矿化在雷阿利托凝灰岩与瓜西马安山岩的接触面处突然终止,德斯



库布里多拉矿床的矿体在博罗特斯玄武岩内尖灭,意味着地层对成矿的强烈控制。多孔的博罗特斯凝灰岩和瓜西马流状角砾岩能分散压力或包含冷却中的水,这种性状可能比岩石成分更重要。

对于博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉沿线储量较大的矿化来说,博拉尼奥斯凝灰岩无例外地是最有利的容矿岩石。使之明显有利于容矿的物理特性是它的脆性、低透水性和化学不活泼性。在某些赋存在安山岩内的典型浅成低温热液矿脉区(例如帕楚卡矿区),这些特性是在成矿前首先由硅化作用而赋存的。在博拉尼奥斯,质地很脆的冷却单元与软性的凝灰岩之间的交替,对聚伞形断裂带在张力条件下的发育非常有利,正如讨论构造控制时所阐述过的那样。

沿博拉尼奥斯和阿拉克兰矿脉,博罗特斯凝灰岩在下盘较高部位、上盘较低部位和断层岩片之间赋存了矿化。在德斯库布里多拉矿山,博罗特斯凝灰岩是重要的容矿岩石。在伊瓜纳矿山,已知的容矿岩石只有角砾化的博罗特斯凝灰岩和伊瓜纳流纹岩岩墙。

在德斯库布里多拉矿山,同下伏的博罗特斯凝灰岩和上覆脆性的雷阿利托凝灰岩中角砾岩化相比,在 20 m 厚的博罗特斯玄武岩中角砾岩化发育很差。在伊瓜纳矿床,角砾岩化终止于博罗特斯玄武岩,只有小型的无矿化岩管继续向上延伸。雷阿利托熔结凝灰岩是德斯库布里多拉矿山角砾状矿石的主要容矿岩石,该单元在本区其他矿床要稳得多。

一种不利于矿化的地层要素是瓜西马安山岩沿矿化构造的产出。当德斯库布里多拉矿脉进入雷阿利托凝灰岩上面的瓜西马安山岩时,矿脉变为狭窄的含黄铁矿的裂隙,伴有不规则的方解石脉。除了瓜西马单元处在矿化系统浅部不利于矿化以外,可能对矿化起负作用的自然特性是瓜西马安山岩的化学性质活泼和具多孔隙性。瓜西马流状角砾岩的高孔隙度使之具有 30%~50% 的开放空间,很容易使矿化系统减压,从而促使矿化在该单元下面定位。不过,发生粘土化蚀变和(或)形成断层泥而不是形成角砾岩,将导致相反的效应。

6.2 压力和温度

根据阿拉克兰流纹岩与矿化的密切关系以及地层剖面内的蚀变分布估计,矿化顶部的深度应当在 200~600 m 之间。从沸点曲线来看,由博拉尼奥斯矿脉流体包裹体研究成果所提示的被圈闭的流体,可以在 200~300 m 的深度范围内沸腾。矿床

顶部近水平的产状说明压力和(或)地层控制了矿质沉淀。当矿化系统遇到非常多孔的瓜西马安山岩流状角砾岩时,压力的释放可能是重要的控制因素,黄铁矿蚀变在角砾岩带内的横向扩展可以表明这一点。可能的是,流体冷却并不是沸腾的结果,而是由大量地下水的混合作用所致,在矿化时这些地下水可能存在于瓜西马组的安山角砾岩内。该单元目前的水含量很低。博拉尼奥斯矿脉的流体包裹体研究未曾发现沸腾的迹象,不过,以往所分析的样品只能代表矿化系统非常有限的垂向范围。目前,沿阿拉克兰矿脉正在进行广泛的采样工作,如果矿化体系中发生过沸腾,则对这样样品的研究应当有助于查明沸腾的发生深度。

7 矿化与岩浆活动的关系

根据空间关系和化学成分的证据,阿拉克兰侵入-喷发杂岩体被解释为博拉尼奥斯矿区矿化的岩浆源在浅部的显示。该杂岩体在大片角砾岩内的产出位置表明,它也是导致博拉尼奥斯矿脉沿线角砾岩化的爆发气体的可能来源。

产在泰佩克熔岩流穹丘上表面的石英-赤铁矿-锡石脉,是泰佩克流纹岩的最重要特征。这些脉看来是在岩浆后期从岩浆中派生的,因为它们似乎没有根,而且有时产在远离馈浆通道。这些脉具有萤石和银的异常,说明其与含锡量异常的银矿脉有成因联系。从空间上看,泰佩克流纹岩侵入到博拉尼奥斯矿脉与阿拉克兰矿脉之间的博拉尼奥斯—阿拉克兰构造中。当沿着博拉尼奥斯矿脉趋近泰佩克侵入体时,铜和铅-锌分带呈现套叠关系。区域性同心卵状金属分带围绕着泰佩克流纹岩发育并以后者为中心。

除了博拉尼奥斯—阿拉克兰断层以外,侵入到该断层内的侵入凝灰岩岩墙可能是博拉尼奥斯矿脉沿线的最重要的矿化定位场所。区内大部分角砾岩不是构造角砾岩,而是由岩浆气体在地下爆发性释放所产生的(图 12)。侵入凝灰岩岩墙切割了早期萤石脉,岩浆气体的爆发性释放使矿脉系统沿线广泛发育了角砾岩。这些角砾岩后来发生了程度不等的铅、锌、铜、萤石和银的矿化。从多气泡的岩浆中逸出的气体在实际矿化过程中所起的作用还不完全清楚,但这种气体在矿化期间的就位暗示着某种成因联系。

打到阿拉克兰矿体下面的钻孔遇到了矿脉下盘



的侵入流纹岩。该侵入体强烈蚀变，在一些部位含有浸染状硫化物，在其他部位被完全氧化。从结构上看，钻孔打到氧化带的一些部位出现铁氧化物条带，与伊瓜纳矿床内观察到的条带非常相似。据推测是由该侵入体供给岩浆的一个岩墙的地表面露头，具锌和银的异常。

伊瓜纳和德斯库布里多拉矿山的角砾岩，看来也是通过岩浆气体的地下释放而发育的。伊瓜纳侵入角砾岩与其所环绕的伊瓜纳流纹岩岩墙密切相关。在侵入角砾岩与围岩角砾岩之间的边界处出现了混合现象。伊瓜纳流纹岩展示了弥漫性的岩浆后期蚀变，并含有铅、锌和银值异常的浸染状硫化物。导致流纹岩发生蚀变、使围岩角砾岩以及使矿质沉淀的各种挥发分之间的确切关系目前还不清楚，但现有资料有力地说明，它们都是由相同的流体产生的。沿德斯库布里多拉矿脉壁部延伸的岩墙可能是德斯库布里多拉矿床的气体来源，但其间的关系不如其他矿山那么明显。

博拉尼奥斯矿区所有流纹岩的一种值得注意的元素是铁。阿拉克兰和下部的流纹岩都含有数量不定的赤铁矿，其颜色从白色到淡酱紫色乃至暗棕色。只有剖面上部成矿后的圣马丁凝灰岩因受到还原而含有大量磁铁矿。

8 矿化历史

瓜西马单元喷发时所处的应力环境，有利于作为瓜西马岩墙侵入场所的走向 60° 断裂体系的发育。在富含气体的阿拉克兰流纹岩开始喷发时，馈浆岩脉也注入到这些走向 60° 的断裂中，例如在泰佩克和伊瓜纳侵入体所见的情况。这些侵入体就位期间，区域应力看来发生了变化，产生走向 30° 的断裂体系。能够说明这种应力偏转的是，伊瓜纳岩墙在东端偏转为走向 30° ，泰佩克侵入体周围地区较晚期走向 30° 的流纹岩切割了较早期的走向 60° 的流纹岩。

走向 30° 断裂形成后，萤石开始充填博拉尼奥斯—阿拉克兰断层和其他平行构造内的开口程度较高的地带。在博拉尼奥斯—阿拉克兰矿脉内，侵入凝灰岩岩墙在早期萤石形成之后就位，它剥离出许多萤石，并在博拉尼奥斯和博罗特斯凝灰岩内形成了大量角砾岩。此后，另外一些萤石沉淀在原始构

造中，呈条带状脉切割侵入凝灰岩岩墙和角砾岩，并呈被膜状包在角砾岩碎屑表面。

博拉尼奥斯矿脉内硫化物的沉淀开始于这一时期，先是粗粒闪锌矿，然后是方铅矿沉淀在萤石外面，萤石最终的充填物是细粒方铅矿。侵入凝灰岩岩墙有不同程度的矿化。沿博拉尼奥斯矿脉，该岩墙含有区内品位最高的自然银矿石。在角砾岩内，矿化形式可从条带状被膜到微弱浸染状硫化物。

在阿拉克兰矿脉内，晚期角砾岩岩墙形成于部分硫化物矿化之后，但它们也切割了侵入凝灰岩岩墙。在某些地点，石英脉在方铅矿-萤石脉沉淀之后叠加在硫化物矿化系统之上。这一事件的确切时间尚不明瞭，但根据所观察到的关系，可认为该事件发生在威拉玄武岩就位之后，阿拉克兰断层发生 300 m 位移之前。这些无石英脉和伴生的氧化作用是在热液系统冷却阶段叠加在硫化物矿化系统上的，并导致了银的局部再分配。

9 与其他地区的对比

美国和墨西哥火山岩容矿的浅成低温热液贵金属矿床，如墨西哥的帕楚卡和瓜纳华托矿床，其主要的共同特征是破火山口环境内的安山岩容矿岩石，伴有大规模的绿磐岩化蚀变晕和硅化的脉壁。冰长石和（或）钠长石是矿石带中主要蚀变-非金属矿物，向上扩展的低 pH “褪色作用” 出现在矿石带上方。流体包裹体数据表明形成温度范围在 $200\sim 300^\circ\text{C}$ ，盐度小于 3%。矿化的贱金属含量一般较低。沸腾作用与贱金属带以上的贵金属带有关。矿石带的垂向范围一般为 350 m。博拉尼奥斯矿区与其他矿区共有某些特征：其形成温度 $200\sim 240^\circ\text{C}$ ，矿柱垂向高度 300 m，构造控制起重要作用。博拉尼奥斯矿区在某些特征上不同于典型银矿区，如容矿岩石为流纹质凝灰岩、缺少钾质蚀变和低 pH 褪色作用，以及矿化的套叠现象，这些不同点可视为同一大类矿床中的变化。重大的不同点是流体包裹体的盐度，可能还包括锡与流纹岩的伴生。在墨西哥见有许多较小的含锡流纹岩系统，但像在玻利维亚所见的那种锡矿化和银矿化系统之间的密切伴生关系，至今还没有得到证明。另外，博拉尼奥斯含锡流纹岩系统要比墨西哥其他已测定年龄的含锡系统年轻。

摘自《国外银矿及典型矿床》



美国德拉马尔银矿山

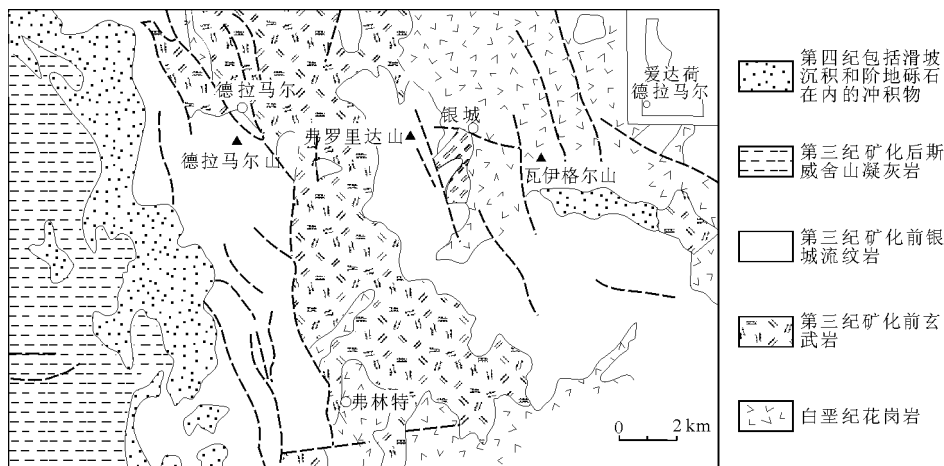
德拉马尔银矿山是美国十大产银矿山之一。该矿山是用常规露天开采法首次进行整体岩石开采来提取低含量银的。矿山位于爱达荷州西南部奥怀希山中,博伊西东南方 90 km 处,年产银超过 150 万盎司。从 1977 年开始到 1987 年末,已从平均含银 62.2×10^{-6} 和金 1.026×10^{-6} 的矿石中提取了 1 700 多万盎司银和 23 万盎司金。根据现在的金-银比值和过去金银的美元产值 (4 000 万美元),估计 1863—1914 年间地下开采透镜体矿脉,共生产银 4 200 万盎司和金 60 万盎司。

早期对德拉马尔及毗邻地区作过矿脉和地质情况描述的有林格伦 (1900)、派珀和拉尼 (1926)。后来,阿谢尔 (1968) 开展了包括德拉马尔地区在内的踏勘性地质工作,彭泽 (1975) 研究了银城—德拉马尔—弗林特地区的地质概况和矿点。其后对

德拉马尔也进行过详细研究,包括大量未发表的公司报告和论文。

1 地质背景

德拉马尔采银区位于奥怀希火山岩区内。该地区的奥怀希火山岩主要由中新世中期玄武岩和较年轻的中新世中期流纹岩组成。晚白垩世花岗岩构成奥怀希火山岩区基底,并且主要出露于德拉马尔地区东部 (图 1)。花岗岩成分从石英二长岩变化到花岗闪长岩 (阿谢尔, 1968; 彭泽, 1975)。放射性年龄数据 (约为 65 Ma) 和岩石学上的相似性,表明花岗闪长岩可与爱达荷岩基相对比。银城东,花岗闪长岩组成瓦伊格尔山,这里的花岗闪长岩被 SN, NNW 向的含银低温热液矿脉切割。



以碱性橄榄玄武岩流为主的中新世厚层岩系不整合覆盖于花岗岩基底上。该玄武岩层主要出露于贯穿德拉马尔地区中部的狭长带中 (图 1)。玄武岩流喷发到地形上起伏不平的花岗岩表面,从而具有不同的厚度。据阿谢尔 (1968) 报道,紧靠德拉马尔东北,玄武岩的已知最大厚度超过 800 m。全岩钾-氩年龄平均为 (16.6 ± 4.3) Ma。

德拉马尔地区的其他火山岩地层主要为流纹岩并夹有一些安粗岩。为清楚起见,将这套流纹岩分为矿化前和矿化后 2 个岩系。矿化前岩系包括阿谢尔 (1968) 的银城流纹岩和彭泽 (1975) 的上部流纹岩和石英安粗岩 2 个单元 (图 1)。在德拉马尔

地区,关系复杂的银城流纹岩由来自众多火山源的分层数目未确定并往往聚结在一起的流纹岩流组成。流纹岩是一些穹状岩流,在局部变成分布广泛的熔岩流,火山碎屑岩流和凝灰角砾岩。这些岩石覆盖了本地区德拉马尔山和佛罗里达山及其他高地的顶部。据彭泽 (1975) 报道银城流纹岩流的 5 个年龄值均在 16.0 Ma 左右,但本地区其他尚未发表的数据表明,流纹岩的年代可能是 17.8 Ma。

成矿后形成的斯威舍山凝灰岩出露于德拉马尔西部地区。据埃克兰等人 (1980) 描述,该凝灰岩为一套具成分分带,含若干玻基斑岩夹层的复合冷却岩层。其最大厚度超过 200 m,流动方向研究表



明它来自德拉马尔南面 60 km 处的朱尼珀山。尼尔 (1975) 在对比波伊森克里克流纹岩时, 报道了 2 个钾-氩年龄数据, 它们分别是 (13.4 ± 0.2) Ma 和 (14.1 ± 0.4) Ma。

德拉马尔地区被以垂直位移为主的 NNW 走向的高角度断层切割 (图 1)。在玄武岩和流纹岩侵位前后, 沿断层发生了断距达几百米的位移。彭泽 (1975) 提出, 这些断层与盆地和山脉区的地壳拉伸和斯内科河平原的裂谷作用有关。

2 德拉马尔地区的成矿作用

德拉马尔山、佛罗里达山和瓦伊格尔山是低温热液金-银矿化产出的 3 个主要地区。在德拉马尔地区发现的 4 种主要岩石都是容矿岩石: 如瓦伊格尔山容矿岩石为花岗岩; 佛罗里达山为花岗岩、玄武岩、安粗岩、流纹岩; 德拉马尔山为流纹岩、安粗岩。围岩岩性似乎控制了矿脉的产出方式。在花岗岩中, 矿石产于不连续矿脉中, 矿脉之外很少矿化或没有矿化。当围岩由花岗岩向玄武岩→安粗岩→流纹岩变化时, 蚀变和矿化变得愈普遍, 超出主矿脉范围。关于不同类型的脉和脉系的大小及延伸范围林格仑 (1900)、派珀和拉尼 (1926)、阿谢尔 (1968) 曾作过详细的描述。

不同的容矿岩石矿石矿物变化不大, 主要有自

然银和自然金、螺硫银矿、淡红银矿、深红银矿、硫锑铜银矿、辉锑银矿和硒银矿。在德拉马尔, 有时伴随着含贵金属矿物出现一些硫化物矿物, 如黄铁矿和白铁矿及少量或痕量黄铜矿、方铅矿、闪锌矿和脆硫锑铅矿。矿脉主要的脉石矿物是石英和冰长石, 在瓦伊格尔山和佛罗里达山还有少量方解石、重晶石、萤石、菱铁矿和蓝铁矿。佛罗里达山和瓦伊格尔矿脉中冰长石的钾-氩年龄为 $15.2 \sim 16.6$ Ma。这些数据与地层关系是吻合的, 从而把矿化作用的年代限制在围岩年龄 (约 16.6 Ma) 和矿化后岩石年龄 (13.9 Ma) 之间。

3 德拉马尔银矿山地质

3.1 火山岩地层

矿山中银城流纹岩由 6 个岩流层组成, 每个岩流都已非正式命名, 从老到新为斑状安粗岩、石英安粗岩、凝灰角砾岩、斑状流纹岩、条带状流纹岩和厂址流纹岩 (图 2)。各岩流单元的描述见表 1。

最老的岩流——斑状安粗岩, 在图 2 北部和西北部地区覆盖于碱性橄榄玄武岩之上。斑状流纹岩可与彭泽 (1975) 测定年龄为 $16.0 \pm 0.3 \sim (16.1 \pm 0.3)$ Ma 的上部流纹岩相对比。据这些年龄推断, 斑状安粗岩、石英安粗岩和凝灰角砾岩的年龄在玄武岩 (16.6 Ma) 和较老流纹斑岩 (16.1 Ma)

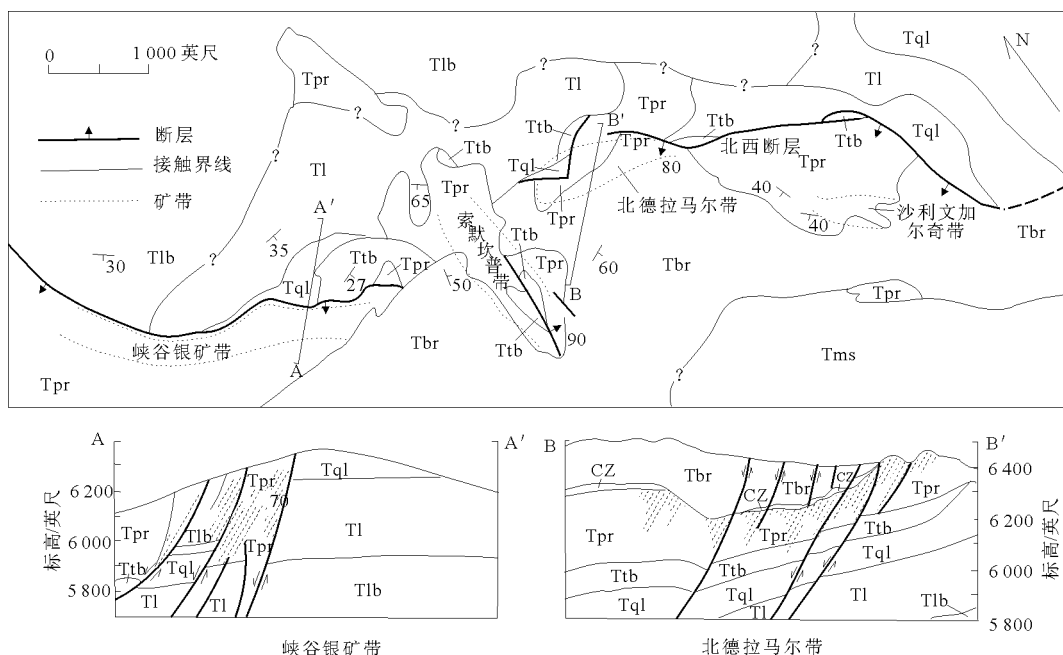


图 2 德拉马尔银矿山地质图

各地质单元特征见表 1。剖面中的矿带用点表示, 符号“CZ”指条带状流纹岩基底上的粘土带 (Tbr), 在剖面中绘出了地质图中略去的一些断层, 应注意剖面图的比例尺放大了

表 1 在德拉马尔银矿山附近识别出的火山岩单元特征

火山岩单元及符号	厚度/英尺	斑晶和岩石碎屑	描 述	侵位方式和可能来源	备 注
厂址流纹岩 (Tms)	0~500	含 5% 粒径达 3 mm 的半自形透长石和石英斑晶	紫红色;在顶低常见流动角砾岩;内部为块状到流动条带状构造,发育柱状节理;常见石泡	熔岩流来自劳斯山 SN—NW 向的岩墙	矿化后形成,只有少量蚀变
条带状流纹岩 (Tbr)	0~300	含<1% 的圆形透长石和石英斑晶	白色、粉红色或紫红色;褶皱状流动条带十分发育;一般受到普遍蚀变;含有热液成因角砾岩及石英脉	低粘度熔岩流或者可能是火山灰流,可能来自当地火山喷口	50~70 英尺厚的玻基斑岩受到蚀变,形成阻挡热液并使之汇集的粘土层
斑状流纹岩 (Tpr)	100~850	含 3%~8% 半自形到自形石英和透长石斑晶	淡黄色到白色,一般呈均质块状,少数为条带状,在蚀变带中普遍硅化,并伴有石英脉和角砾岩化作用	流纹岩穹隆,或厚层熔岩流凸起,来自附近的埋藏区,它可能覆盖了自己的火山口	本区众多流纹岩穹隆中的一个与 SN—NW 向断裂作用有关
凝灰角砾岩 (Ttb)	0~170	在细粒受蚀变基质中存在粒径达 10 cm,受到蚀变的下部玄武岩及斑状安粗岩棱角状碎屑	绿色;以层状火山砾凝灰岩为主;岩层厚度从几英寸到几英尺不等,粒度分选性中等,但没有粒级递变层	靠近岩浆蒸汽喷发口通道,喷发作用可能停止于斑状流纹岩喷发时期	该单元在侧向上不连续,普遍发生蚀变;部分碎屑被黄铁矿交代
石英安粗岩 (Tgl)	0~350(?)	石英、透长石和少量中长石及单斜辉石的稀散斑晶,粒径小于 1 mm	黑色到浅绿灰色;风化后呈橙色或红色,常蚀变成红色或白色;在山坡上产生斑状碎屑和广泛的山麓堆积	熔岩流主要来自佛罗里达山和辛纳巴山及其他地方	区域延伸单元出现于格兰锡尔弗采场和劳斯克里克附近
斑状安粗岩 (TL)	50~200	石英、长石、花岗岩和玄武岩的捕虏晶和捕虏体;含 3% 粒径为 1 mm 的石英和长石斑晶	暗灰色到黑色;块状构造的岩石风化后呈浅褐色,斑状构造的岩石风化后呈各种颜色;常常蚀变成红色或白色;常具有斑状构造和红色杏仁	主要的多孔熔岩流来自靠近德拉马尔山和佛罗里达山的沙利文诺博	在德拉马尔银矿山产于下部玄武岩之上,区域研究表明斑状安粗岩在其他地区夹在下部玄武岩上段中
下部玄武岩 (TLb)	0~2 500	常常含有长度达 1 cm 的拉长石斑晶;局部有橄榄石斑晶	黑色到灰绿色;一般为块状构造,但局部出现渣状、角砾状、玄玻质和针状构造;常常有发育不好的柱状节理	大量熔岩流可能是来自 SN—NW 向岩墙的裂隙喷发	熔岩流一般厚 50~150 英尺,在侧向上非常连续

的年龄之间。根据图区以外已确定了年龄的各地层单元的关系,厂址流纹岩的年龄可能为 13.9~14.8 Ma。

3.2 构造

德拉马尔矿区构造以高角度正断层和广泛分散的断裂带为特征。北西断层(因强调其与区域构造走向的平行关系而得名)走向 NW,穿越图区北部,而且在德拉马尔北部采场出露完好。西断层、中央断层和东断层走向延伸距离较短,在索默坎普带中呈近于平行的 SN 向延伸(图 2)。

在德拉马尔矿山,北西断层是在最早阶段的火山作用之前形成的一条断层带,并且被认为与中新世中期最早阶段拉张构造作用时期形成的其他区域性盆地-山脉断裂有关。沿北西断裂发生的运动持续于矿区火山岩系列整个形成期间并延续其后。在德拉马尔北部矿山和索默坎普带中同步和对偶断裂占优势,表明北西断层实际上是一条断裂带。德拉马尔矿区中裂隙方向可由北西断裂在较广阔地带中的运动和在其后和同时伴随索默坎普断层发生的运动来解释。

3.3 火山-构造背景

德拉马尔山位于宽 3.5 km,地形上大致呈环形突起地貌的东北边缘。流纹岩熔岩的喷出口一般均呈此特征(图 3)。根据这种情况,哈尔瑟提出,该地貌主要由沿环形裂隙喷发的相互叠覆联接的流

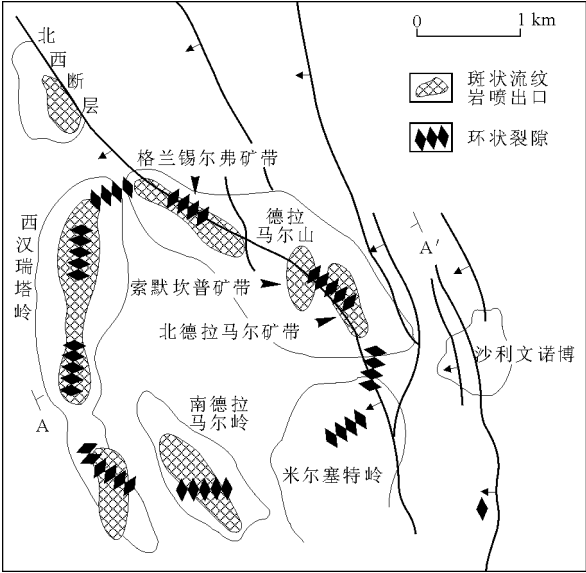


图 3 德拉马尔主要地形特征(用实线圈出)、斑状流纹岩喷出口,推断的环形裂隙、矿带和主要断层之间的空间关系图

纹岩穹隆组成。环形裂隙是在上升深成岩体之上形成的典型构造。尽管这种断裂一般与塌陷破火山口伴生,但在德拉马尔缺少穹隆前的火山碎屑岩流,表明没有破火山口形成。虽然有火山碎屑凝灰角砾岩,但它是一种体积小、靠近火山口的岩相,被认为是一个在岩穹侵位前形成的凝灰岩环带。因此德拉马尔火山构造受浅部岩浆体侵位期间形成的一个



推测的环形构造控制 (图 3)。由于只有少量酸性熔岩喷发, 因此直接上覆于岩浆之上的岩石保持完好无损, 未发生塌陷。类似的特征还见于加利福尼亚的莫诺克里特斯和墨西哥的埃尔奇冲。

区域断裂在控制酸性火山岩作用位置方面起重要作用。这种密切的空间关系在区域图件中清楚地反映出来了, 流纹岩体往往毗邻主断裂分布 (图 1)。

德拉马尔矿山的一些火山口位于作为区域断裂一部分的北西断层走向上 (图 3)。就北西断层和有关的拉伸带来说, 德拉马尔穹状杂岩产出的位置有力地表明了该断裂系统在构造上控制了形成环状—穹状杂岩的岩浆体的侵位。

与环状断裂的看法不同, 斯特罗德 (1982) 提出, 相互联接的流纹岩穹隆及其伴生的凝灰角砾岩体系是沿着走向 345° 区域正断层上面的 300° 方向的单斜挠褶喷发形成的。从矿山沿 2 个方向追索该区域构造, 其长度均在 7 英里以上。在该区域构造上分布的长 2 英里的单斜挠褶由德拉马尔穹状杂岩及其伴生矿体组成。沿该单斜挠褶穿切 NW 向主要区域断层的大量 SN 向正断层和一组主要的分布普遍的 SN 向裂隙, 表明在该单斜挠褶处存在较强的张应力。因而岩穹喷出的位置和型式受 NW 向主要单斜挠褶及与其交切的次一级 SN 向构造的控制。所以, 斯特罗德 (1982) 提出, 德拉马尔地区火山口的分布可能反映了沿东南端开放的单斜挠褶存在一个不完全封闭的平行四边形 (图 3)。

在德拉马尔矿山发育大量断层, 它们将岩石破碎并成为后来的含矿流体, 从而形成大规模矿床。德拉马尔矿山的大多数矿脉呈 SN 和 NW 向, 其他方向较少。以 SN 向为主的矿脉也产于该地区所有其他主要生产区中, 与此类似, 奥怀希山中流纹岩火山口的区域分布一般沿与盆地-山脉拉张同期的 SN 和 NW 向正断层排列。在德拉马尔矿山, 在某个区域构造上面形成的局部单斜挠褶, 造成构造薄弱带, 这种薄弱带不仅为酸性火山作用所利用, 而且也为含矿热液流体所利用 (图 4)。

3.4 矿化作用与蚀变作用

德拉马尔矿山由 3 个有经济意义的矿化带组成。其中 2 个矿带 (北德拉马尔和索默坎普矿带) 的长和宽分别为 $335\text{ m} \times 150\text{ m}$ 和 $300\text{ m} \times 180\text{ m}$ 。北德拉马尔矿带沿北西断层延伸; 索默坎普矿带呈次圆状, 沿北西断层边缘展布。这 2 个地区有经济意义矿化的基底位于地面之下 $100 \sim 120\text{ m}$ 处。有人描绘了这些矿带形状, 是呈向上张开的楔状或锥

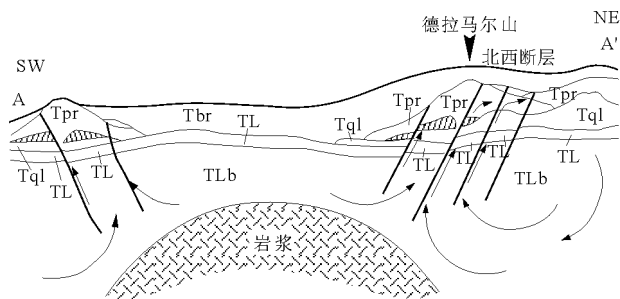


图 4 理想的热液活动时期德拉马尔穹状杂岩横剖面图

浅部岩浆体的侵位受区域性北西断层控制。岩浆喷发出斑状流纹岩流并促使大气降水产生对流循环 (以箭头表示)。该剖面大致位置见图 3

状。图 2 示出了有关横剖面。

低富矿品位大储量矿石由以前开采的, 其中分布有高密度裂隙充填物和细脉的主矿脉组成。在德拉马尔矿山早期采矿历史时期进行的地下冒险行动, 是从几米宽的矿脉中采掘富矿。统采采矿已采掉了主矿脉的主体部分, 沿采矿梯段表面只有少数矿脉 (明显不同于宽度相当大的围岩) 出露。统采采矿之前的早期文献中已对主矿脉的特征作了详细论述。

再造的主矿段可划分为 3 个脉系。北德拉马尔矿带含有 2 个脉系; 哈米尔 9 号脉系在第四采矿中段上, 走向为 335° , W 倾, 倾角为 $45 \sim 66^{\circ}$; 77 号脉系走向为 298° , W 倾, 倾角 35° 。索默坎普带有一个脉系, 由 10 条相互联结的矿脉组成, 其走向为 342° , W 倾, 倾角 $65 \sim 80^{\circ}$ 。所有脉系均为埋藏越深, 倾角越陡, 并且矿脉常常在水平和垂直方向上相互联结。石英脉与围岩呈急剧接触, 但在石英脉最宽处, 两者界线常常是渐变的, 呈现为石英细脉与硅质围岩交互出现。主要脉系常显示出细纹层状条带结构。最富的矿体发育于矿脉交叉部位和矿脉在粘土带尖灭区附近。

低品位矿化体位于斑状流纹岩中, 其中细脉和裂隙充填物密集处构成大矿量矿石。大部分细脉宽度小于 5 mm , 长度短, 在水平和垂直方向上都不连续。在某些矿带中, 沿采矿阶梯面, 矿脉密度 $8 \sim 10$ 条/m, 并形成分支构造或不完整的网脉构造。在局部小脉可形成宽达 $1 \sim 2\text{ cm}$ 的豆荚体或不规则条带, 持续数厘米, 宽度变得很窄。在高度硅化带中, 斑状流纹岩常常分布有平均宽度不足 0.5 mm 的交错微细脉。大多数微细脉与围岩接触界线分明, 在某些情况下, 可见矿脉明显切割了斑晶。另外在其他矿带中, 微细脉不太清楚, 难于同硅化基质相区别。



高密度不含石英的裂隙网脉是发生表生矿化作用的地方。主要裂隙一般呈 SN—NW 向，但也存在一些次要的交错裂隙和切割裂隙。主要裂隙常常倾斜角度大，并且在垂直于裂隙的面上，裂隙倾向发生反向。裂隙充填物常常由针铁矿和黄钾铁矾薄层组成，但有时由宽达几厘米的绢云母和高岭石层组成。在粘土带之上，脉体以不规则的窄的玉髓质裂隙为特征。

在索默坎普采矿场，斑状流纹岩中的主矿带产于粘土之下，它是一个清楚的富矿体，走向 NNW，E 倾，倾角 40° ，向 SE 侧伏，侧伏角为 $9^{\circ}30'$ 。矿体南端厚 27 m，北端则增加到 90 m。在富矿体底部，矿石—无矿岩石界线清晰，富矿体中的矿石（银 $>62.2 \times 10^{-6}$ ）经过 1.5 m 的采样间距突然变成无矿岩石。富矿体的底部是一个很平的平面，但正如上面所指出的，该平面 E 倾，倾角为 40° 。富矿体顶部起伏不平，并且还或多或少受斑状流纹岩之上粘土带的制约。一般来说，峡谷银矿带、北德拉马尔矿带和沙利文古尔克矿带中的主要富矿体均向 SE 倾伏，倾伏角 $10 \sim 15^{\circ}$ 。由于北德拉马尔矿坑中穿切断层的型式非常复杂，所以难以测定矿体的倾伏方向和倾伏角。

关于矿床的矿石矿物，托马森（1983）和巴雷特（1985）曾作过报道。硒银矿（ Ag_2Se ）是主要银矿物，其次是螺硫银矿（ As_2S ）和螺硫银矿-辉硒银矿固溶体 $[\text{Ag}_2\text{S}-(\text{Ag}_4)(\text{Se}, \text{S})_2]$ ，其余的是数量更少的阿硫铁银矿（ AgFe_2S_3 ）、含硒深红银矿 $[\text{Ag}_3\text{Sb}(\text{S}, \text{Se})_3]$ 、含硒硫锑铜银矿 $[(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2(\text{S}, \text{Se})_{11}]$ 、角银矿 $[\text{AgCl}]$ 、含硒脆银矿 $[\text{Ag}_{15}\text{Sb}(\text{S}, \text{Se})_4]$ 、自然银、自然金和微量含硒硫砷锑银矿 $[\text{Ag}_7(\text{Sb}, \text{As})(\text{S}, \text{Se})_6]$ 、火红银矿 $[\text{Ag}_3\text{Sb}(\text{S}, \text{Se})_3]$ 和含硒硫砷铜银矿 $[(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{As}_2(\text{S}, \text{Se})_{11}]$ 。矿石矿物颗粒通常很细，65% 的矿物直径平均为 $62 \mu\text{m}$ 。主要银矿物——硒银矿一般呈浸染颗粒产于石英细脉中和某些裂隙中。还见到它以结晶集合体形式长在晶洞石英晶簇上。数量居第二位的银矿物——螺硫银矿在与硒银矿共生的石英脉石和水热蚀变粘土中呈他形气泡形式产出。在晶洞中，该矿物还常作为包裹晶簇石英的后期矿物出现。在该矿物中硒取代了硫（Se 重量百分比达 7.8%），表明热液相对贫硫。在硫锑铜银矿、深红银矿和脆银矿中砷取代了锑。黄铁矿是矿脉和蚀变围岩中分布最广的金属矿物。黄铁矿沿矿脉边缘出现，但也可呈某些较晚期矿物的壳层。多晶型的白铁矿常与黄铁矿共生，在黄铁

矿周围呈板状晶体或他形集合体。在某些矿带中，由铁矿与黄铁矿紧密交生形成不规则团块。图 5 中表示了矿物的一般共生次序。在索默坎普矿井的最深处，矿石矿物发生了一种变化。详细矿井填图表明，从大约 6 020 m 中段到井底的 5 990 m 中段存在痕量的方铅矿和黄铜矿。

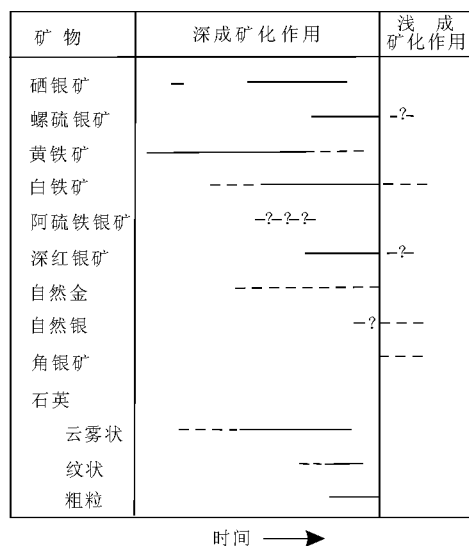


图 5 德拉马尔银矿山矿化一般共生次序（哈尔瑟，1983；托马森，1983）

矿脉的脉石矿物几乎全部由石英组成，仅含有少量镶嵌交生的冰长石。按照结构特征，可将石英分成 3 种：1）云雾状、块伏细粒石英；2）纹状石英；3）无杂质的晶质粗粒石英（图 5）。云雾状细粒石英，其中包括玉髓，是矿脉和含矿细脉的主要脉石矿物。这种石英的特征是其颗粒富含固体包体呈浑浊的他形晶粒（ $<0.005 \text{ mm}$ ）。纹状石英形成一种独特的变形了的网格状构造，这种构造是由以各种角度彼此交叉和连结的薄板片组成。在显微镜下，每一个石英板片由镶嵌的结晶石英颗粒组成，而这些颗粒由代表板片中心的中线向外侧逐渐变为较粗大的晶簇状石英晶体。纹状石英可能是通过早期脉石矿物（可能是方解石或重晶石）的假象交代作用形成。这类石英除在表生蚀变带富含金外，它很少发生金银矿化。粒度达几毫米的无杂质晶质石英产于块状石英脉的洞穴、晶洞和微小的开放空间内，石英晶体有时被晚期矿石矿物包裹。

矿石矿物学特征和流体包裹体研究用于确定矿石沉淀的温度。根据硒银矿的结晶习性，托马森（1983）报道矿石沉淀的最低温度为 133°C 。脆银矿指示矿石沉淀温度高于 197°C 。脉状石英的云雾状和细粒特征对于进行流体包裹体研究不太理想。



大多数包裹体非常小 ($<0.009\text{ mm}$), 分布范围有限。小于 0.001 mm 的包裹体不能用于分析。几乎全部包裹体都是简单的气-液 2 相包裹体, 充填率为 $0.70\sim0.85$ 。相对孤立的包裹体被认为是原生成因的, 而明显顺裂隙分布的包裹体被认为是次生成因的。哈尔瑟等 (1988) 只对端元包裹体进行了研究。获得的少量数据表明, 晚期阶段的纹状石英是在 $200\sim240\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时沉淀的 (没有进行压力校正), 而晶洞石英的沉淀温度为 $170\sim220\text{ }^{\circ}\text{C}$, 这表明沉

淀温度随时间略有下降 (图 6)。由于纹状石英和晶洞石英形成于较晚阶段, 因此很可能德拉马尔矿山主要银矿化的温度高于 $220\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。这与北美西部第三纪火山岩容矿的低温热液矿床贵金属的代表温度 ($230\sim290\text{ }^{\circ}\text{C}$) 是吻合的。

德拉马尔较晚阶段热液流体的盐度为 $2.8\%\sim3.8\%$ (图 6)。这与希尔德等 (1987) 总结的第三纪矿床的流体盐度 ($1\%\sim7\%$) 相似。

德拉马尔的容矿岩石已普遍蚀变。凝灰角砾岩

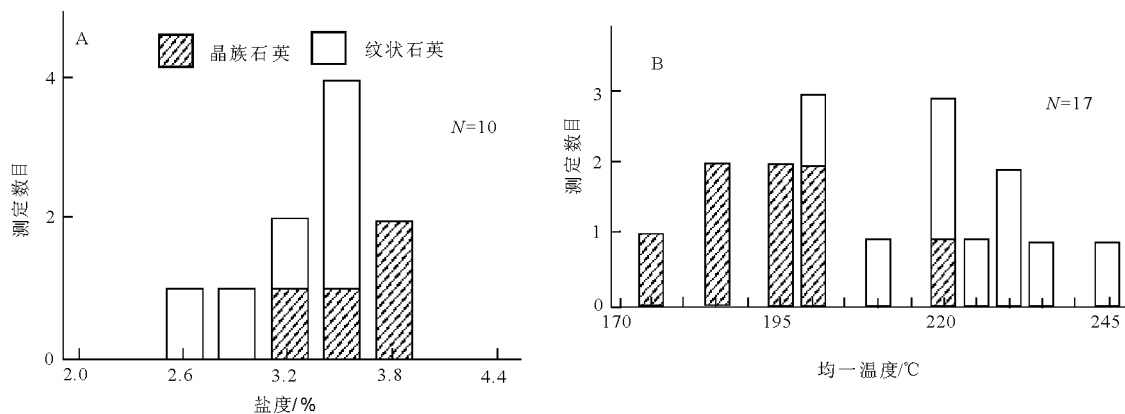


图 6 晚期纹状石英和晶洞石英中较孤立流体包裹体的盐度 (A) 和均一温度 (B) 直方图

因为据波特曲线 (1977), 温度压力校正值可能低于 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, 故均一温度未进行压力校正

蚀变成石英、伊利石、黄铁矿和白铁矿组合。主要容矿岩石——斑状流纹岩的蚀变作用具有垂直分带。蚀变矿物组合为石英、伊利石、黄铁矿和白铁矿, 在上部的局部地段存在含有黄钾铁矾的复杂组合, 以及由明矾石、针铁矿和高岭石, 赤铁矿和高岭石, 伊利石和高岭石组成的多种混合物。后一类蚀变作用形成一种非常特殊的亮白色岩石, 上覆于德拉马尔主矿带之上。斑状流纹岩之上为一粘土带, 该带由各种数量的伊利石和蒙脱石粘土的混合层组成, 并含有 $5\%\sim7\%$ 的自形黄铁矿细粒集合体或粒径达几毫米的晶体。在弱蚀变区可见到残余的珍珠岩构造, 证明粘土带原是条带状流纹岩底部的玻基斑岩。在粘土带之上, 条带状流纹岩中的长石蚀变成高岭石, 并且在基质中含有细粒浸染状赤铁矿、痕量绿泥石和隐晶质石英碎片。少量化学数据表明, 德拉马尔矿区岩石至少有部分受到了钾交代作用。

条带流纹岩中分散的角砾岩带经常出现在该单元底部附近。这些角砾岩切割流纹理, 部分角砾岩长度达几米, 宽度达几十厘米。角砾岩由玉髓基质中紧密堆积的、具流动条带构造的棱角状流纹岩碎屑组成。这些碎屑几乎没有发生什么旋转, 再结合

角砾岩的交切特征, 可设想角砾岩是热液成因的, 而不是与熔岩流相关的原始特征。

总之, 德拉马尔矿床主要矿化阶段以绢云母化为特点, 向上逐渐过渡为泥化—青磐岩化。可以初步认为德拉马尔矿床的前进泥岩化蚀变 (含明矾石) 是原生浅成的。

4 火山作用和矿石沉淀作用

中新世中期玄武岩目前的空间分布和厚度表明, 德拉马尔地区在酸性火山作用前主要被大量玄武岩覆盖 (图 7 A)。在区域上, 玄武岩沿宽阔的 SN—NW 向带产出, 形成了德拉马尔地区的边界和德拉马尔山较低的东翼和北翼。在德拉马尔矿区, 玄武岩出露于北部断层下盘, 并推测它存在于深部, 玄武岩沿 SN—NW 向主断层被下降了的地方。看来在德拉马尔地区玄武岩形成前, 地表几乎全被玄武岩流 (厚度达 800 m) 掩埋, 而使中等起伏的地形变成起伏较小的地形。受构造控制的酸性穹伏杂岩, 如德拉马尔, 正是在这种起伏小的地表上形成的 (图 7 B 和图 7 C)。

德拉马尔矿山的成矿作用被认为与酸性火山作

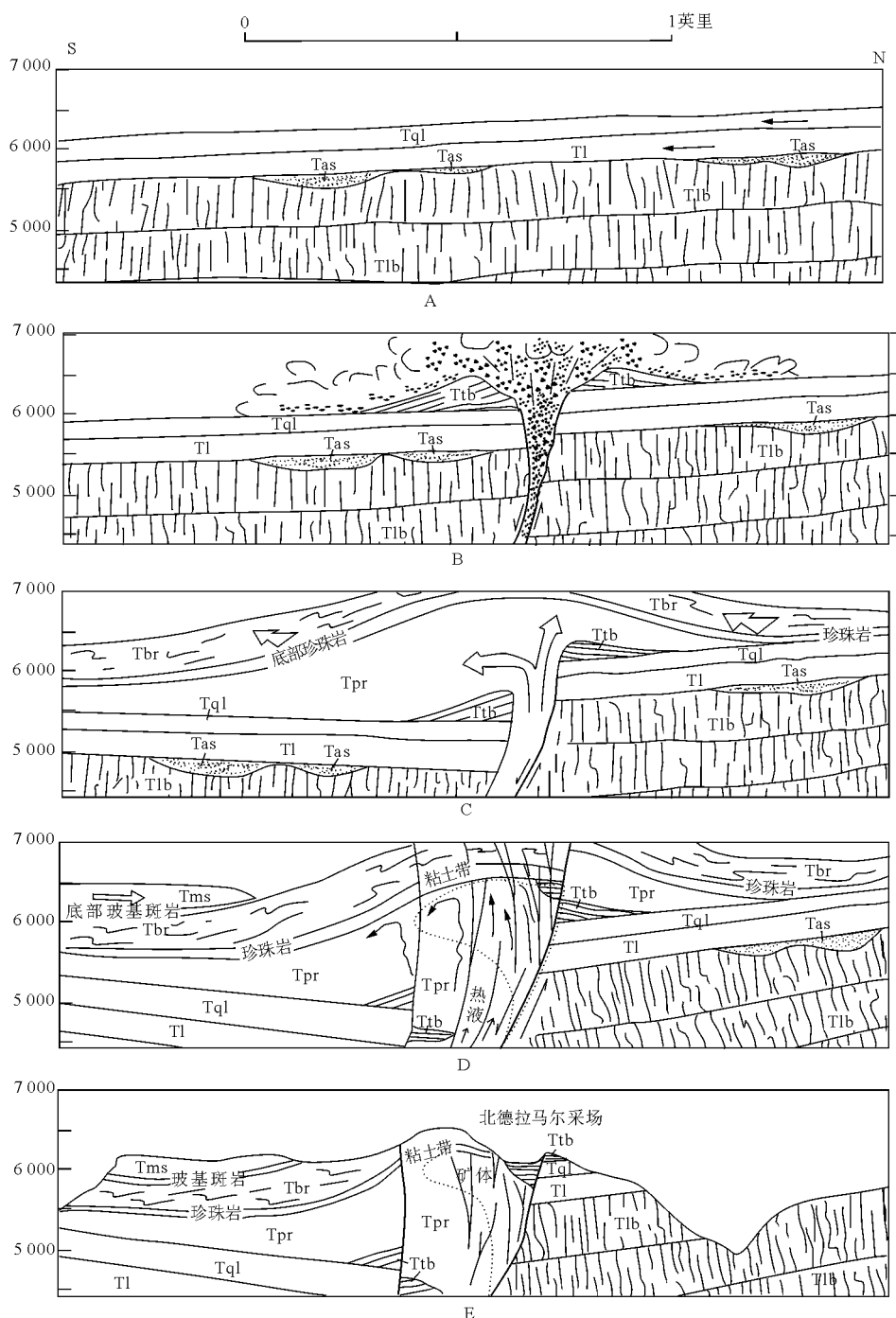


图 7 德拉马尔矿山地质发展史示意图

A—在中新世碱性橄榄玄武岩 (Tlb) 和局部存在的冲积成因长石质碎屑岩石 (Tas) 上覆盖了广泛分布的中新世斑状安粗岩 (Tl) 和石英安粗岩熔岩流 (Tql); B—中新世凝灰角砾岩 (Ttb) 通过沿 NW 向盆地-山脉正断层发生的蒸气或岩浆蒸气喷发作用, 而沉积于石英安粗岩 (Tql) 之上; C—兼有中新世酸性火山作用的盆地-山脉正断层活动沿先存的 NW 向断层形成流纹岩穹隆和熔岩流 (Tbr), 其上覆盖了低粘度的、具流动条带的流纹岩流 (Tbr), 在流纹岩底部发育有珍珠玻基斑岩, 岩穹和岩流 (Tbr) 和流纹岩熔岩是近于同时形成的; D—继发的正断裂作用使得岩石破裂, 热液沿破裂岩石上升。流纹岩熔岩是一种可能的热源, 并且是矿化的主要围岩。硅化和泥化蚀变作用普遍发育, 岩穹和岩流中的珍珠岩局部蚀变成粘土带, 阻挡了正在上升的矿化热液, 厂址流纹岩 (Tms) 在低温热液活动后于东南方侵入, 矿化作用、岩穹和熔岩流以及流纹岩熔岩的年代为 15~17 Ma; E—后来的侵入作用剥蚀掉了表层岩石并且改变了地形

用(表现为受构造控制的穹状杂岩)有着空间、时间和成因上的联系。蚀变作用和矿化作用紧密伴随于斑状流纹岩的侵位,并且在环状断裂成 SN 向断层与区域 NW 断层交叉处的构造破碎带中表现得

最为强烈。北西断层带之外的斑状流纹岩体中矿化作用较弱,说明了围岩类型和成矿作用的空间关系。斑状流纹岩喷发 [约 $(16 \pm 0.3) \text{ Ma}$] 与矿化事件时间上 [约 $(15.7 \pm 0.5) \text{ Ma}$] 非常接近。这



些数据在误差范围内,可视为是同时的。这种关系有助于建立一种成因联系,即产生斑状流纹岩流的浅部岩浆体还为驱动含金属水溶液形成对流池提供了热源。

在德拉马尔地区热活动开始时,地下水面处在古地表和条带流纹岩底部玻基斑岩间的某一深度上(图 7 D)。在粘土带蚀变作用强烈,表明原生存在的底部玻基斑岩特别易受热液流体的蚀变。可以设想,玻基斑岩在早期转变成难渗透的粘土,限制了流体的流动,从而对矿石沉淀作用限于斑状流纹岩内起了重要作用。主要阶段流体的温度约 250 °C,盐度低,相对富含 Se。局部的热液角砾岩带和普遍发育的泥岩蚀变,表明可能发生过沸腾作用,但角砾岩带和泥化现象不是令人确信无疑的沸腾证据。也许是随着粘土带之下局部压力的增长,粘土带发生破裂,在其上面的条带状流纹岩中形成热液角砾岩,也可能是由于其后压力的急剧下降而发生沸腾。此外,德拉马尔流体系统还可能以水为主,而且沸腾对矿石沉淀不起重要作用。阻止热液流体的沸腾需要有大约 40×10^5 Pa 的压力。此压力与约 125 m 厚的简单岩层静压头或 450 m 高的简单静水头相当。希尔德等(1987)和海巴等(1986)估计,德拉马尔矿山成矿的古深度为 100 m。希尔德等(1987)提出了其他类似矿床形成的古深度约 300~600 m,可能更适合于上面的压力条件。在矿石沉淀后,该地区经受侵蚀形成目前的地形(图 7 E)。

德拉马尔矿山所提供的矿床实例,可以用来反驳希尔德等(1987)和海巴等(1986)提出的矿床

类型的相互排斥性。他们根据一系列特征,将火山岩容矿的低温热液矿床分成 2 个彼此不相容的端元类型:酸性硫酸盐型和冰长石-绢云母型。他们将德拉马尔归入冰长石-绢云母型矿床,但发现该矿床富银和硒化物而贫贱金属,故也可看成是一个特殊的类型。德拉马尔矿山在许多方面但不是在所有方面类似于典型的冰长石-绢云母型矿床。在矿物学方面,该矿床与冰长石-绢云母型矿床非常吻合,这种类型矿床不含硫砷铜矿,蚀变以绢云母(伊利石)化为主,并含有石英-冰长石脉和硒化物。不过德拉马尔矿山较之于其他矿床更富含硒化物。在该矿山见到的可能与矿化事件有关的泥岩蚀变作用,在冰长石-绢云母型矿床中并不常见。正如在其他矿床所描述的那样,德拉马尔矿山的高岭石是由流纹岩中的斜长石分解形成的。德拉马尔矿山的围岩是斑状流纹岩穹隆,它是以酸性—硫酸盐矿床为特征,而不是冰长石-绢云母型。地层年龄和钾-氩年龄资料表明岩浆作用和矿化作用之间存在密切联系。酸性—硫酸盐型矿床的形成环境是火山穹隆核心内的浅部热液系统,而冰长石-绢云母矿床趋于受构造控制,在空间、时间上与岩浆作用无关。德拉马尔矿床形成环境,如图 4 和 7 所示,与希尔德等(1987)所提出的酸性—硫酸盐型矿床和冰长石-绢云母型矿床的形成环境相比,更近似于前者。但是德拉马尔矿床的地球化学环境(知之甚少)应更类似于冰长石-绢云母型矿床,因为它们在矿物学上相似。

摘自《国外银矿及典型矿床》

加拿大埃奎蒂银矿床

埃奎蒂矿山位于不列颠哥伦比亚省休斯顿市东南 38 km 处,是一个与侵入活动有关的、火山岩为容矿岩石的硫化物矿床。原始矿点(在当地称之为萨姆古斯利矿点)是 Kennco 勘探有限公司进行区域性泥砂地球化学测量时的一个新发现(1967)。1979 年以前所做的进一步调查工作确认存在 2 个不同的矿带:主矿带和南泰尔矿带。

1980 年 4 月开始开采南泰尔矿体,1980 年 9 月生产出了第一批未经沥滤的精矿。矿山日处理矿石 5 400 t。

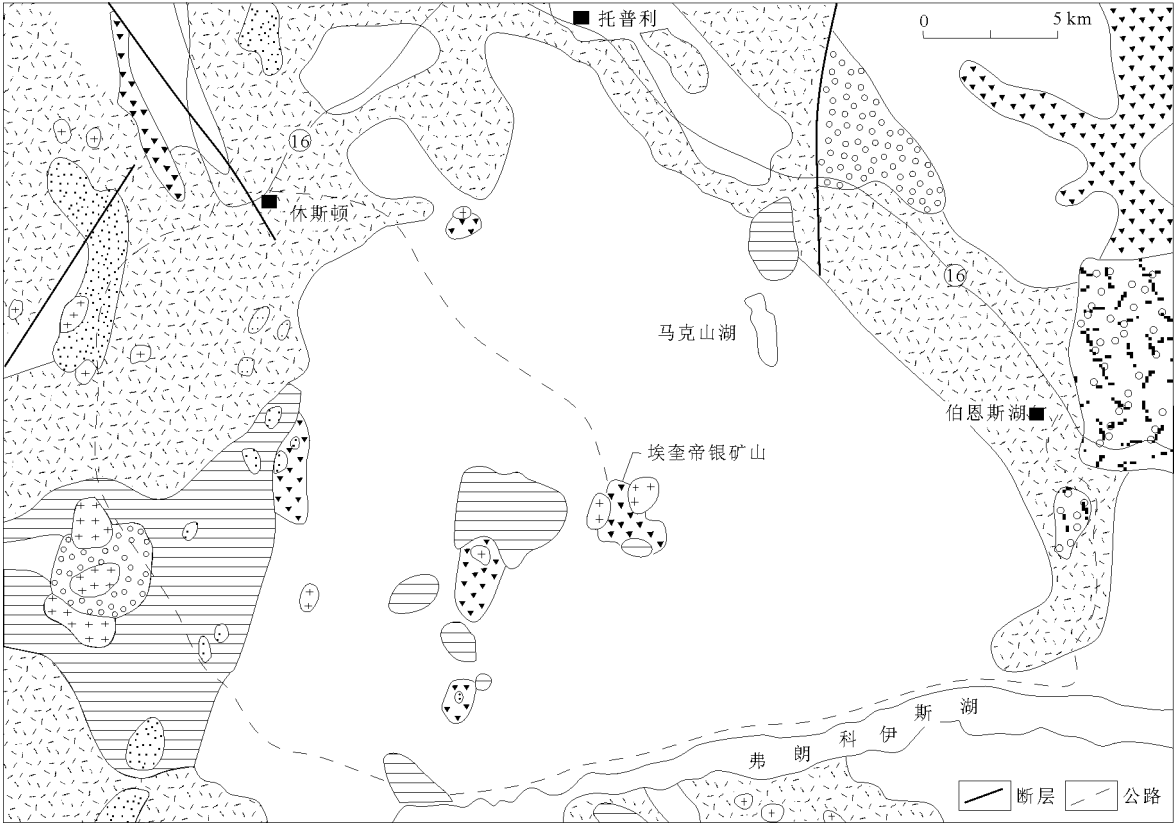
截止到 1982 年 12 月,在南泰尔矿体共开采了 430 万 t 矿石,矿石平均品位为银 135×10^{-6} ,铜 0.45%,金 1.35×10^{-6} ,铋 0.085%,铋和砷通过

一个化学沥滤流程除去,并以砷酸钙、铋酸钠和硫酸钠形式作为副产品回收。

主矿带于 1983 年年底投产。矿石储量为 2 160 万 t,品位为银 109×10^{-6} ,铜 0.35% 和铋 0.07%。一条窄的、品位相似的硫化物矿带据认为是主矿带的向北延伸部分,并被命名为沃特兰矿带。

1 区域地质

图 1 示出了埃奎蒂银矿山的区域地质背景。该地区下伏有一个时代为早侏罗世到中新世的不完整火山岩和沉积岩层序。虽然早—中侏罗世岩层区域



沉 积 岩 和 火 山 岩				
代	纪	世	组	岩 性
新生代	第三纪	始新世 和中新世	 安达科组,古斯利湖和布斯克 克里克火山岩岩石	玄武岩和安山岩岩流和角砾岩;一些 流纹岩和英安岩
不 整 合				
中生代 和新生代	白垩纪 和第三纪	晚白垩世	 奥特萨湖组,提普托 普山火山岩石	玄武岩、安山岩、英安岩和有关的凝灰 岩和角砾岩;一些流纹岩岩流和角砾岩
		 萨斯图特组(部分地)	砂岩、砾岩和页岩	
不 整 合				
中生代	白垩纪	早白垩世	 斯基那组、布里安博鲁 和雷德罗斯组	粉砂岩、砂岩、页岩;斑状安山岩 岩流;角砾岩和凝灰岩
	不 整 合			
	侏罗纪 和白垩纪	中侏罗世	 哈泽尔顿组(部分地)	粉砂岩、硬砂岩、砂岩、砾岩、泥质岩
		晚白垩世	 卡萨尔卡组(部分地)	卵石砾岩、流纹岩和安山质火山碎屑岩和岩流
	局 部 不 整 合			
	侏罗纪	中侏罗世	 哈泽尔顿组	安山岩、玄武岩、英安岩、凝灰岩和角砾岩; 火山成因砂岩和砾岩;粉砂岩和硬砂岩
早侏罗世		哈泽尔顿组	不 整 合 绿色、红色和紫红色安山岩和玄武岩、凝灰岩和 角砾岩;火山成因砂岩和砾岩;泥质岩和硬砂岩	
侵 入 岩				
新生代	第三纪	始新世	 古斯利湖侵入体 纳尼卡侵入体	辉长岩、霞石二长岩、石英二长斑 岩、长石斑岩和霏细岩
中生代	白垩纪	晚白垩世	 布尔克利侵入体	斑状石英二长岩和花岗闪长岩
	侏罗纪	晚侏罗世	 弗朗科伊斯侵入体	斑状石英二长岩,花岗闪长岩和石英闪长岩

图 1 埃奎蒂银矿床区域地质图 (据卡特尔, 1981)

展布最广,但这一局部地区的大部分都为更年轻的
(始新世到中新世)火山岩(主要是高原玄武岩和

安山岩岩流)所覆盖。晚侏罗世到中中新世的侵入
岩侵入于这些地层,不过,看来只有白垩纪和第三



纪侵入体含有重要矿化。

不列颠哥伦比亚中西部的主要构造单元示于图 2 中。包括内查科海槽在内的山间带主要由中生代火山岩和沉积岩组成。斯基纳弧, 即时代为中生代早期、走向明显为 NE 向的横向构造, 标志着北面的博瑟盆地与东南面的被第三纪早期到晚期的火山岩薄层所覆盖的一个广阔地区之间的大致边界。斯基纳弧是晚三叠世到早侏罗世花岗岩深成岩体就位

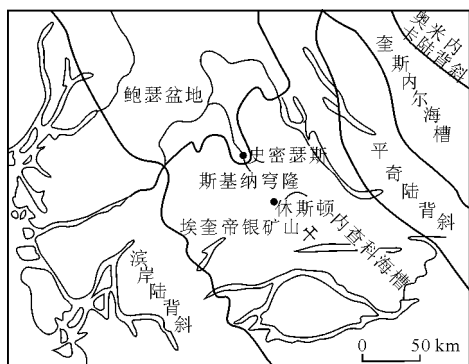


图 2 不列颠哥伦比亚中部埃奎蒂银矿山区地质背景 (据韦勒等, 1972)

2 矿区地质

埃奎蒂银矿产于被称之为古斯利层序的, 由沉积岩、火山碎屑岩和火山岩组成的一个构造窗内 (图 3)。该构造窗内的地层走向为 10° , W 倾, 倾角 $45^{\circ} \sim 80^{\circ}$, 形成一个顶部面向西的简单等斜构造。在碎屑岩亚段见到的向上变细的粒序层理可说明这一点。根据碎屑岩亚段的真正厚度 (基底不详), 估计古斯利层序的真正厚度最少为 2 400 m, 最大为 4 300 m。

古斯利层序受到高度蚀变, 但从一套分析样品 (15 个) 所获得的全岩成分来看, 岩性从英安质到流纹英安质, 变化不大。

对图 3 和图 4 中描绘的矿区地质特征简述如下。

2.1 碎屑岩层

碎屑岩层最大厚度可能达 2 400 m, 是古斯利层序中最老的出露地层。该岩层由复矿碎屑砾岩和少量呈互层产出的砂岩和粉砂岩组成, 上覆有燧石质和粉砂质粘土岩。由北向南发生相变, 由坚硬和

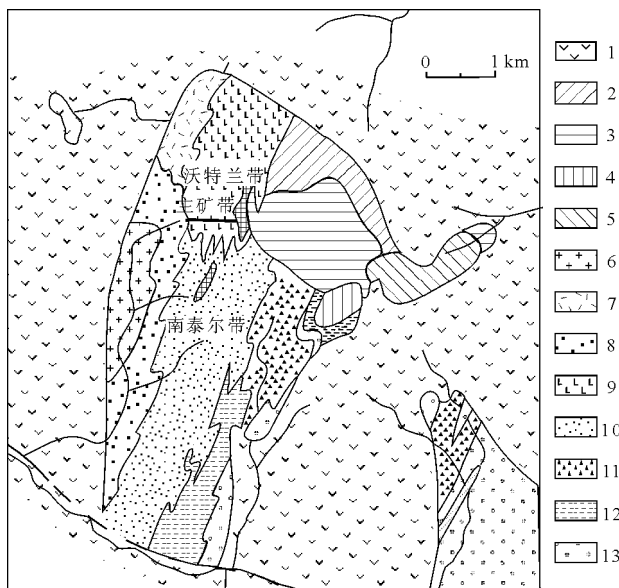


图 3 埃奎蒂银矿山的地质背景 (据韦勒等, 1972)

1—第三纪古斯利湖火山岩, 安山质岩流和岩流角砾岩; 第三纪辉长岩—二长岩侵入体 [(48 ± 2) Ma]; 2—浅成二长岩; 3—二长岩; 4—闪长岩; 5—辉长岩; 6—第三纪石英二长岩侵入体 [(58 ± 2) Ma]; 7—白垩纪英安岩和安山岩岩流; 8—白垩纪火山成因砂岩和砾岩、凝灰岩、燧石砾岩; 9—白垩纪火山砾和火山灰凝灰岩、火山角砾岩、少量砂岩和砾岩; 10—白垩纪尘凝灰岩, 少量砂岩和砾岩; 11—白垩纪燧石卵石砾岩; 12—白垩纪燧石质和粉砂质泥岩; 13—白垩纪复矿碎屑砾岩, 少量砂岩和粉砂岩

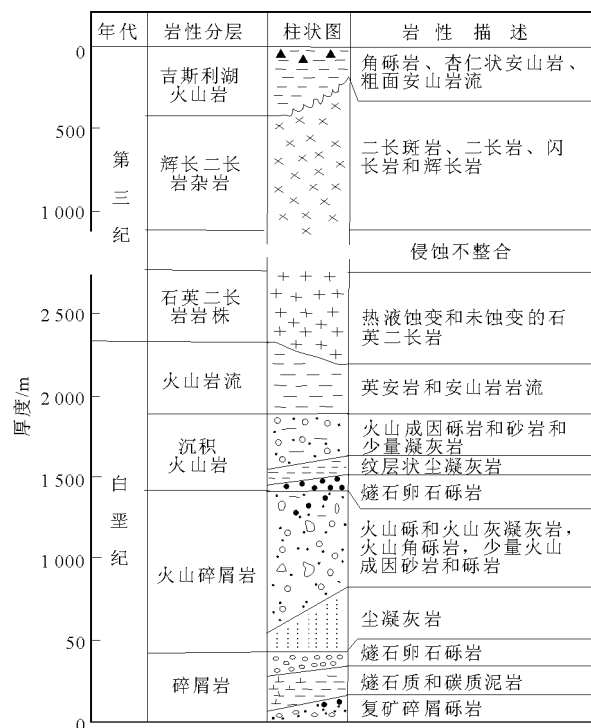


图 4 埃奎蒂银矿山地层柱状图

黑色细粒的硅质岩石变成易剥离的薄纹层状碳质泥岩。该地层的最顶部是燧石卵石砾岩, 含有被白色硅质基质胶结的直径达 23 mm 的砾石。砾岩在结



构上是成熟的,很可能是滨岸相的标志。在不列颠哥伦比亚中部各处,成熟砾岩已知沉积于阿尔比期。

2.2 火山碎屑岩层

该岩层主要由呈互层产出的地表凝灰岩、角砾岩和改造的火山碎屑岩碎屑组成,整合上覆于碎屑岩层之上,最大厚度为 975 m。矿地中部和北部主要是粗粒火山砾和火山灰凝灰岩、火山角砾岩和少量极细粒凝灰岩(当地称为尘凝灰岩)以及火山成因的砾岩,而南部则主要是块状或层理不清、含少量呈互层产出的火山灰-火山砾凝灰岩的极细粒凝灰岩和燧石卵石砾岩。这种变化据认为是从北部火山口的近源凝灰岩向远源凝灰岩的相变。碎屑周围出现的明显断层泥或葱皮结构表明,这些碎屑在沉积时仍是湿热的。火山成因的砾岩和砂岩由改造的火山碎屑组成,呈不规则分布的透镜体夹杂于火山碎屑岩层中。偶尔出现粒序层的火山成因砾岩以产于白色硅质基质中的石英碎屑和少量火山岩碎屑为特征,与碎屑岩层中分选较差的燧石卵石砾岩相似。在火山碎屑岩层的最上部,在由粗粒火山碎屑岩和具粒序层理的火山砾岩组成的一般层序中出现少量明显不同的熔结凝灰岩。

2.3 沉积火山岩层

该岩层由呈互层产出的水下沉积火山砾岩、砂岩和凝灰岩组成,估计厚度为 330 m。火山砾岩和砂岩具有良好的层理,并且几乎全部来自当地的凝灰物质组成。燧石卵石砾岩为白色,在该岩层底部形成一个特征层,厚度向南逐渐增大,并且其特征明显不同于碎屑岩层中的燧石卵石砾岩,即该燧石卵石砾岩主要由存在于砂质基质中的圆形凝灰岩碎屑组成。在火山砂岩中可偶见类似于植物或芦苇的碳质丝状物。

2.4 火山岩流层

该岩层呈整合上覆于火山碎屑岩层和沉积火山岩层之上,并部分地与这 2 个岩层互层,系古斯利层最上部的出露岩层,已知厚度至少有 550 m。火山岩流层由层状灰绿色—灰色安山质岩流和浅黄色—灰色细粒英安质岩流组成。该岩层局部普遍电气石化,这可能是热液活动或晚期火山活动的结果。对该岩层中石英-绢云母-电气石蚀变组合所进行的 K-Ar 年龄测定得出的年龄为 (58.5 ± 2.0) Ma。

2.5 石英二长岩岩株

一斑状石英二长岩岩株侵入到矿地西侧的古斯利层序中,并被上部的古斯利湖第三纪火山岩层不整合覆盖。该岩株出露较差,目前尚未被金刚石钻

孔打到。该岩株局部呈现高岭石化、绢云母化和绿泥石化,在岩株与最靠近矿带的古斯利层序的东部接触带附近,蚀变最为强烈。浸染状黄铁矿普遍存在,在东部接触带附近观察到少量石英±黄铁矿±辉钼矿细脉。K-Ar 法测定的年龄为 (60.0 ± 3.2) Ma。

2.5 辉长二长岩杂岩

在矿地东部和东北部,多相辉长二长岩杂岩侵入到古斯利层序中。内伊(1972)识别出 6 个侵入岩相,虽然在野外只有 4 个岩相清晰可辨(图 3)。另外 2 个岩相,一个据认为是切割其他岩石的石英安粗岩岩墙,另一个是介于二长岩和辉长岩之间的过渡岩相。辉长岩和二长岩相一般为粗粒结构,其特征是叶片状斜长石斑晶(长达 25 mm)并含有体积约占 2% 的分散的磷灰石颗粒。闪长岩相颗粒较小。浅成二长岩为深灰色等粒岩石,含有长达 5 mm 的斜长石半自形叶片。各岩相接触界线截然,不过亦见到矿物颗粒粒度朝接触带逐渐减小以及向他形粒状结构变化的趋势。第三纪粗面安山岩流在化学成分和矿物学方面与深成岩石类似。因此,该杂岩被认为是上覆火山岩流的补给系统,因而是第三纪火山岩浆的残余。第三纪火山岩流和辉长二长岩杂岩的 K-Ar 年龄分别为 (48.0 ± 1.8) ~ (49.7 ± 1.9) Ma 至 52.5 Ma,对此结论是一个有力的支持。

2.6 岩墙和岩床

成矿后第三纪岩墙和岩床见有 3 种主要类型,即石英安粗岩、隐晶质安山岩和粗面安山岩。含有大量绢云母和方解石的米色斑状石英安粗岩墙在南泰尔矿坑最明显[东岩墙年龄为 (49.9 ± 2.0) Ma,西岩墙年龄为 (48.3 ± 2.0) Ma]。硫化物局部发生活化并在靠近岩墙接触带的部位重新富集。在石英安粗岩岩墙中,微量方铅矿和闪锌矿偶尔呈裂隙充填物和细粒浸染物产出,晚期石英安粗岩岩墙侵入到辉长二长岩杂岩中,在结构和矿物组成上与南泰尔矿体和主矿带矿体观察到的石英安粗岩岩墙相似。灰绿色、深灰色和黑色粗面安山岩岩墙和安山岩岩墙 $[(50.7 \pm 1.8)$ Ma] 切割了古斯利层序,同时也切割了石英安粗岩岩墙。粗面安山岩岩墙含有高达 15% 的叶片状斜长石斑晶,并且野外观察与辉长二长岩杂岩的深成岩体十分相似。某些隐晶质安山岩岩墙含有达 3% 的带有方解石和(或)石英充填物的气泡。这些基性岩墙常见的蚀变产物是绿泥石、方解石和绢云母。石英安粗岩岩墙切割了安山岩岩墙,反之亦然。



2.7 第三纪火山岩

平伏状古斯利湖火山岩以角度不整合上覆于中生代岩层之上，系由粗面安山岩和安山岩岩流和岩流角砾岩组成。据估计其厚度至少有 460 m。粗面安山岩流其特征是底部含有叶片状斜长岩斑晶，被紫红色杏仁状安山岩流覆盖，并且受到中等程度的槽化，常见槽化产物是方解石。丘奇（1973）根据 (48.0 ± 1.6) Ma 的 K-Ar 年龄认为，古斯利湖火山岩的时代为始新世。

时代为始新世 (47.3 ± 1.6) Ma 的平伏状巴克克里克玄武岩不整合上覆于古斯利湖火山岩之上，估计其厚度为 300 m，在整个地区的小山顶上形成局部盖层。

3 矿床

硫化物富集于南泰尔矿带和主矿带。据称为沃特兰带的狭窄硫化物带是主矿带的延伸部分。电气石带也是一条强烈的、分布不规则的角砾岩和电气石化矿带，它遍布于尾矿坑和选矿厂整个地区，目前对其知之甚少。石英-硫化物细脉是出露较差的网状脉，产于含银矿带东面的石英二长岩中，表 1 对埃奎蒂银矿山各矿区的矿物进行了比较。

3.1 南泰尔矿带

该矿带长 900 m，宽达 70 m，在中部和南部向深处未圈闭（图 5）。粒度较粗的硫化物产于剪切角砾岩和裂隙带中，后者不规则地渐次变为可长达 50 m、宽 20 m 的块状硫化物透镜体和豆荚体。整个矿带是 SN 向，W 倾，倾角 $40 \sim 60^\circ$ ，根据产出模式和硫化物富集的类型可将其划分成 3 个彼此分开的亚带（图 5）。最北部的亚带称为东部岩墙带，因为它与成分为石英安粗岩的东部岩墙 $[(49.9 \pm 2.0) \text{ Ma}]$ 有密切的空间关系。该亚带长 150 m，宽达 30 m，平均下倾延伸为 90 m。它在宽 5~12 m 的东部岩墙的顶板和底板均有产出，W 倾，倾角 $40 \sim 45^\circ$ ，系由产于强烈角砾岩化、极细粒凝灰岩网脉中的黄铁矿、毒砂、黝铜矿、黄铜矿、闪锌矿和少量方铅矿组成。硫化物高度富集和强烈角砾岩化一般靠近东部岩墙。因此，东部岩墙亚带据认为代表着由东部岩墙侵入所造成的硫化物活化迁移和再富集作用。硫化物富集还表现为铜、银品位较高。沿下倾方向，黄铜矿含量相对于黝铜矿含量呈增加趋势。与该矿地其他矿带相比，东部岩墙亚带的特征是富含毒砂和闪锌矿。由东部岩墙亚带一个绢云母化的极细粒凝灰岩样品测得了

表1 埃奎蒂银矿山矿床和其他矿化区的矿物相对丰度比较

矿物名称	主矿带	南泰尔带	沃特兰带	Cu-Mo 斑岩带	电气石带
黄铁矿	非常丰富	非常丰富	非常丰富	丰富	非常丰富
金红石	痕量	痕量	痕量	痕量	
钛铁矿	痕量	痕量			
磁铁矿	丰富	中等	中等	痕量	少量
磁黄铁矿	丰富		少量		
辉钼矿		痕量	痕量	中等	痕量
镜铁矿	丰富	少量	中等		痕量
毒砂	少量	非常丰富	痕量		
闪锌矿	中等	中等	中等		少量
黄铜矿	非常丰富	丰富	丰富	少量	少量
黝铜矿	丰富	非常丰富	少量	痕量	痕量
金	少量	痕量	少量		
方铅矿	少量	少量	少量		少量
硫盐	少量	少量	痕量		
白铁矿	中等		痕量		
辉铜矿	痕量	痕量		痕量	
铜蓝	痕量	痕量			
白钨矿			痕量		
黑钨矿		痕量			
辉铋矿	痕量				
刚玉	少量				
红柱石	少量	少量	少量		
电气石	丰富	痕量	少量	痕量	非常丰富
蓝线石	少量				痕量
铁天蓝石	中等	痕量	少量		
尖晶石	少量				
绿泥石	丰富	丰富	中等	少量	少量

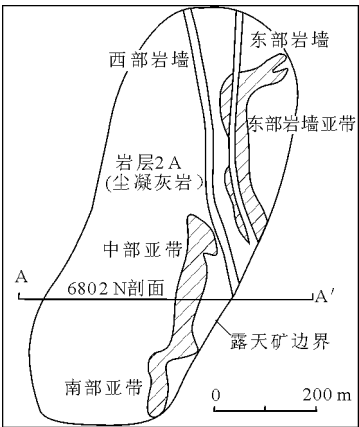


图5 南泰尔露天矿和矿带 1 300 梯段平面图

(51.7 ± 1.9) Ma 的年龄，它被认为是由东部岩墙侵入而造成的再造年龄。

中部亚带位于南泰尔矿带中部并以雁行式由东部岩墙亚带向右偏移 30 m。该亚带长 280 m，宽达 70 m，并沿倾斜（W 倾，倾角 $45 \sim 50^\circ$ ）向深部变宽。硫化物带由产于强烈角砾岩化、极细粒凝灰岩网状脉中的黝铜矿、黄铁矿、黄铜矿、毒砂和闪锌矿组成。角砾岩基质和碎屑由不同比例的石英和硫化物组成。不规则的、无序的块状硫化物透镜



体和豆荚体甚为普遍。这使得该矿带出现最高的铜、银品位。资料证明，该带赋存有呈不规则分布的小的黄铜矿豆荚体。采自该带的 2 个绢云母化的极细粒凝灰岩样品所测得的 K-Ar 年龄分别为 (58.2 ± 2.0) Ma 和 (58.7 ± 2.0) Ma。

南部亚带相对于中部亚带发生水平错断，以雁行式向右平移 50 m。该带长 80 m，宽达 30 m，向深部开口，向 W 倾斜，倾角 $50 \sim 55^\circ$ 。矿化产于具中等角砾岩化的极细粒凝灰岩网状脉中，主要由黄铁矿、黝铜矿和少量黄铜矿、毒砂和闪锌矿组成。

角砾岩基质由不同比例的石英和硫化物组成。沿走向向南和在下倾方向黄铜矿超过黝铜矿成为主要矿物。该亚带只是根据矿物分析的有限资料而确定的。硫化物富集沿走向向南一直在继续，并越过露天矿边界。该亚带的特点是银、铜品位变化大并且含有大量黄铁矿，从而反映了该带在构造和矿物组成上的不连续性。

南泰尔矿带的特征是发育有 2 条蚀变带：内部弥漫型绢云母-石英蚀变带和外部含红柱石和叶蜡石的绿泥石-磁铁矿蚀变带（图 6）。从绢云母-石英化凝灰岩突然转变为普遍存在的绿泥石化凝灰岩是从矿带过渡为底板的标志。底板岩石中绿泥石的发育使之呈暗绿、暗灰或深灰绿色，并且可能是热液蚀变的结果。底板岩石中存在少量绿泥石±黄铁矿±黄铜矿±磁铁矿±赤铁矿细脉。沃杰达克（1974）所定义的红柱石-叶蜡石带一般与绿泥石-磁铁矿带相一致。以黄铁矿为主要硫化物的矿带被定义为黄铁矿亚带，即使它是绢云母-石英化带的延伸，它也在顶板上构成了宽约 300 m 的矿化边界。该亚带的特征是棕褐色或褐色极细粒凝灰岩中赋存有由弱到强蚀变的网状脉，由黄铁矿±石英组成的裂隙充填物，以及宽达 3 m 的粗粒黄铁矿单矿脉。带有褪色绢云母-石英壳层的硫化物和绿泥石脉切割了绿泥石-红柱石岩石，而且红柱石在壳

层内被全部交代。这种结构和红柱石颗粒常被普遍存在的绢云母所交代表明，绢云母-石英蚀变作用和共生的硫化物矿化要晚于绿泥石-红柱石蚀变作用。高岭石作为晚期的蚀变产物产于矿化壳层中。该黄铁矿亚带向上逐渐进入沉积-火山岩层中的绿泥石化凝灰岩中。

硫化物是在共生顺序明显不同但相互重叠的几个阶段内进入到火山岩围岩和角砾岩带的，它们共同组成了一个主要成矿事件。黄铁矿似乎既有自生成因型（呈浸染状产于角砾化围岩、极细粒凝灰岩碎屑中），也有热液成因型，形成于整个成矿期间。黄铁矿和毒砂是在围岩角砾岩化初期混入的最早的硫化物。毒砂呈环边状产出，在有些情况下呈假象交代围岩碎屑和连生黄铁矿颗粒的不规则集合体。继黄铁矿和毒砂结晶之后形成了黄铜矿和黝铜矿，在黝铜矿、黝铜矿-黄铁矿基质中存在黄铁矿和毒砂碎屑便说明了这一点。在略呈块状的黄铜矿带中含有黝铜矿网脉和细脉以及填隙式黝铜矿斑块尚未见到含有黄铁矿网脉和斑块的块状黝铜矿。闪锌矿和方铅矿的形成是硫化物矿化最后阶段的标志。在闪锌矿和方铅矿基质中常见有黄铁矿、毒砂、黝铜矿和黄铜矿的角砾岩碎屑。这在东部岩墙亚带中最为明显。在南泰尔矿体中几乎全部闪锌矿都含有黄铜矿的网脉和包体。这种产出形式的黄铜矿被称之为“黄铜矿病”（Chalcopyrite disease），并被认为是由闪锌矿形成期间的外延生长或富铜流体与形成后的闪锌矿反应时所产生的交代作用而造成的。与硫化物最晚期沉积相共生的方铅矿基本上不含银。

南泰尔矿带赋存有金并且与毒砂密切相关。75% 的金呈自然金产出，沿毒砂颗粒中的离子位错分布；其余的金呈包体赋存于黝铜矿、黄铜矿、车轮矿和脉石矿物中。扫描电子显微镜研究发现，在一个黄铁矿颗粒内也存在金。

车轮矿（含铜）是所观察到的最常见的铋硫化物，但也见到了硫铋铁矿和脆硫铋铅矿（均含银）。还鉴定出了数量更少的辉铋矿、硫铋铜银矿、深红银矿、黝铜矿-砷黝铜矿和银黝铜矿以及自然铋。这些矿物只是偶然在一些黝铜矿颗粒中呈斑块和包体产出，并且常使黝铜矿、黄铜矿和闪锌矿呈港湾状。块状黝铜矿的光片分析表明，在单矿物颗粒中车轮矿-硫铋铅矿的含量从 0~50% 不等（按体积计）。

威塞莱尔（1979）根据所观察到的明显稳定的硫化物组合，估计大部分成矿事件期间的温度可能在 $350 \sim 491^\circ\text{C}$ 之间。

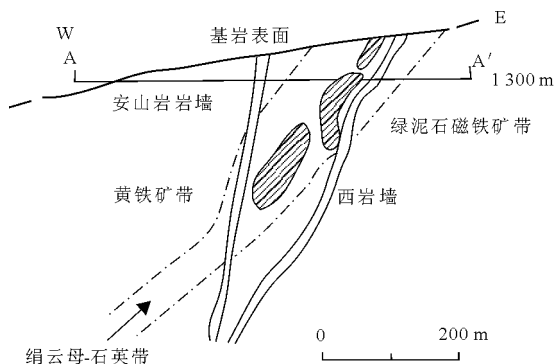


图 6 南泰尔矿带 6802 N 剖面蚀变示意图



3.2 主矿带

主矿带矿体长 700 m, 宽达 90 m, 并向深部延伸。矿物组合与南泰尔矿带相似, 但硫化物矿物呈细粒浸染状晶体和集合体产出, 并在局部明显转变成块状硫化物斑状。矿化物形式取决于封闭火山砾和火山灰凝灰岩的强度和渗透率。与南泰尔带的极细粒凝灰岩相比这些岩石较不易于形成裂隙和孔隙充填物; 不过, 这种有利的断裂确实存在。黄铁矿、黄铜矿和黝铜矿是最常见的硫化物矿物, 另外还见有少量磁黄铁矿、毒砂、闪锌矿和方铅矿。磁铁矿常呈浸染状分布于整个矿带中, 在局部, 普遍存在的细粒磷灰石是棱柱状针形晶体产于基质中。磁黄铁矿似乎局限于主矿带这样的部位, 即与辉长二长岩杂岩的接触带周围宽度为 90 m 的一条带内。该矿物据认为是由黄铁矿通过接触变质作用转变而成的。在块状磁黄铁矿斑块中可以见到宽 2~10 mm 的黄铁矿变斑晶。

主矿带中弥漫型绢云母、石英和绿泥石蚀变最为常见, 并导致形成难以描述的灰绿色或暗绿色岩石。在富含高铝矿物的蚀变幕形成了由浸染状和脉状充填红柱石组成的重合带, 其中大部分红柱石都已蚀变成绢云母、铁天蓝石和刚玉。铁天蓝石是斑块、集合体和矿脉与黄铁矿、电气石和红柱石一起产于顶板中一个长 900 m、宽 360 m 的矿带中。沃杰达克 (1974) 还发现一条含有共生尖晶石和硫化物、在地层上位于该矿带上的明显不同的刚玉蚀变带。在火山碎屑岩层上部的矿带上方也产有少量蓝线石。与辉长二长岩杂岩侵入体有关的接触变质作用将该接触带 90 m 范围内的红柱石转变成了夕线石。由辉长二长杂岩测得的重估 K-Ar 年龄为 $(49.7 \pm 1.9) \text{ Ma}$ 。威塞莱尔通过测定主矿带中一个绢云母化极细粒凝灰岩样品也获得了 $(48.8 \pm 1.7) \text{ Ma}$ 的年龄。这个年龄被认为是辉长二长岩杂岩的接触变质作用再造的较老年龄。辉长二长岩构成了底板上该矿带的边界。

强弱不均并且呈不规则斑块出现的硅化形成了中灰到深灰色坚硬的高强度岩石。硅化和红柱石化相结合造成了极罕见的石英和刚玉并存, 二者一起产于微细脉中。

主矿带也含金, 但由于资料不足, 估计大部分金可能与毒砂共生。见有痕量金呈圆形包体产于黄铜矿中。车轮矿、硫锑铅矿和脆硫锑铅矿呈斑块和包体产于黝铜矿、方铅矿中, 并局部产于闪锌矿

中。一些黝铜矿脉中含有交生的硫盐矿物。据马里阿诺 (1971) 报道, 存在有横切方解石颗粒的针状硫锑铅矿, 它可能是晚期结晶的一个特征。

3.3 沃特兰带

该带是 1979 年春建选厂期间发现的, 由于它靠近水池和选矿厂水管而被命名为沃特兰带。后来进行的金刚石钻探圈定出一个长 200 m, 宽 12 m, 走向为 10° , W 倾, 倾角 $45 \sim 50^\circ$ 的含硫化物矿带。该矿带据认为是主矿带向北部的延伸部分。黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、黝铜矿、毒砂和痕量硫砷铜银矿、辉钼矿和白钨矿呈块状、角砾状和网脉状硫化物产于该火山碎屑岩层中。金含量略高于主矿带和南泰尔矿带。铜-银-锑含量与主矿带相似。

3.4 电气石带

该矿带位于选矿场地和尾矿坑地下, 地表面积均为 $1\,000 \text{ m} \times 600 \text{ m}$, 界线模糊不清, 为一局部分布不规则的强烈角砾岩化和电气石化带。围岩包括该火山碎屑岩层的上部和火山岩岩流层。电气石含量范围从不足 1% 到 90% 以上。电气石±黄铁矿以裂隙充填物形式以及呈浸染状主要产于角砾岩基质中, 并与主要是石英和绢云母的弥漫型蚀变产物一起产出。数量不等的石英、绢云母和钾长石与电气石共生, 从而表明为一高温沉积环境。少量黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黝铜矿、磁铁矿和赤铁矿产于细脉和宽达 1.5 m 的矿脉中, 铜-银品位较低。韦瑟雷尔 (1979) 测定出电气石角砾岩带绢云母化英安岩样品的 K-Ar 年龄为 $(58.5 \pm 2.0) \text{ Ma}$, 这个年龄与南泰尔绢云母化细粒凝灰岩的 K-Ar 年龄 $[58.1 \pm 2.0 \sim (58.7 \pm 2.0) \text{ Ma}]$ 相似。

该电气石带的成因和重要性尚未得到充分认识, 需要进一步研究。

3.5 石英二长岩岩株

石英±黄铁矿±黄铜矿±辉铜矿细脉在石英二长岩内构成了出露较差的网状脉。目前, 金刚石钻孔尚未打到该岩株。对一个新近揭露区的填图表明, 该侵入体南部存在一个强烈的热液蚀变带。斜长石已蚀变成高岭石和绢云母; 黑云母已蚀变为绿泥石。在该带中网脉化的强度似乎增加了。据奈伊等人 (1972) 报道, 在该岩株南部发现一条含黝铜矿的细脉。

该石英二长岩岩株据认为可与其他纳尼卡组侵入体进行对比, 这组侵入体包括大量由石英二长岩到花岗岩成分构成的小深成岩体。其中的一些侵入



体含有不列颠哥伦比亚中西部重要的铜和钼矿床。这些侵入体的 K-Ar 年龄为 47~56 Ma。

4 蚀变作用

古斯利层序蚀变组分的特点是矿物富含铝、硼和磷（表 2）。已知有 4 种蚀变类型。

表 2 古斯利层序蚀变矿物

矿物名称	化学式 ¹⁾
红柱石	Al_2SiO_5
夕线石	Al_2SiO_5
刚玉	Al_2O_3
含铝矿物 叶蜡石	$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
尖晶石	$(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_6\text{O}_4$
绿泥石	$(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
白云母(绢云母)	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
含硼矿物 电气石	$\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_4$
蓝线石	$(\text{Al}, \text{Fe})_7\text{BSi}_4\text{O}_{18}$
铁天蓝石	$(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$
含磷矿物 磷灰石	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_4\text{B}$
光彩石	$\text{Al}_2(\text{PO}_4)(\text{OH})_3$
磷锆铝矾	$\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$

1) 分子式来自韦瑟费尔, 1979。

1) 含铝矿物蚀变：其特征是含有包括红柱石、刚玉、叶蜡石和铁天蓝石在内的含铝矿物。这些蚀变带展示出与矿区的系统的空间关系。

2) 含硼矿物蚀变：由电气石和蓝线石组成的含硼矿物产于该矿带内和古斯利层的顶板部分。

3) 含磷矿物蚀变：包括铁天蓝石、磷灰石、光彩石和磷锆铝矾在内的含磷矿物产于顶板矿带中，就在硫化物上方并与之密切共生，这在主矿带尤其如此。

4) 绢云母-石英蚀变：该蚀变带含有大量绢云母-石英，长至少有 600 m，宽 80 m，它可能与南泰尔带强烈角砾岩化的极细粒凝灰岩中极粗粒黝铜矿和黄铁矿细脉的发育相一致。

5 变质作用

5.1 接触变质作用

辉长二长岩，该杂岩体侵入于古斯利层序岩石含铝矿物蚀变之后形成的接触蚀变组合。一条宽 90 m 的含夕线石带从该深成岩体向外部延伸。在局部，夕线石似乎呈红柱石假象并通常与石英共生。黑云母存在于该深成岩体以外宽 90 m 的角砾岩带中，但在接触带 9 m 范围内含量最丰富。磁黄铁矿和黄铁矿变斑晶的发育距该接触带远达 60 m。另一种可能的接触变质作用是脱水 and 某些叶蜡

石转变成红柱石和石英。

石英二长岩，该岩株的边缘受到了强烈的热液蚀变，形成钾长石、高岭石和绢云母，原生黑云母已蚀变成绿泥石和次生黑云母。石英网状脉带与强烈蚀变岩石相对应。在地表或在钻孔岩心中均未见到石英二长岩岩株与古斯利层序之间的接触带。

5.2 退化变质作用

由绢云母-高岭石-绿泥石-碳酸盐±钠长石±绿帘石组成的晚期蚀变组合叠加在铝硅酸盐蚀变之上。刚玉蚀变成褐色云母片状碎屑，红柱石被高岭石交代。在主矿带，碳酸盐成为一种退化蚀变产物。

退化变质作用可能发生在伴有循环地下水的高热流期间，即可能发生在与辉长二长岩杂岩有关的成矿后岩墙就位期间。K-Ar 年龄表明，退化蚀变事件发生在大约 48 Ma 以前。

6 放射性年龄

所有测试样品都是由不列颠哥伦比亚大学地质系和地球物理系联合管理的地质年代实验室测定的。根据石英二长岩、辉长二长岩杂岩和一些成矿后岩墙距矿床极近以及蚀变作用与矿化作用具有明显的同时性，所以用 K-Ar 法测定黑云母、角闪石和斜长石分离样品及全岩的年龄。

6.1 石英二长岩岩株

由石英二长岩岩株样品测定出 4 个黑云母年龄。其中 2 个年龄均为 56 Ma，非常一致，其他 2 个年龄分别为 60 和 62.7 Ma。

6.2 电气石角砾岩

由电气石角砾岩带火山岩流地层中的一个绢云母化英安岩样品测得的，全岩年龄为 (58.5 ± 2.0) Ma。这个年龄与由南泰尔带蚀变围岩测定年龄（约 58.2 Ma）十分接近，表明这 2 个事件可能在成因上有联系。

6.3 绢云母化凝灰岩

对构成矿带（特别是南泰尔矿带）围岩的极细粒蚀变凝灰岩样品测定了 5 个全岩年龄，分析这些岩石是希望揭示矿化事件的年龄。采自南泰尔矿带的 4 个样品中有 3 个样品的年龄十分吻合，即约为 58 Ma。第 4 个样品的年龄据认为已被与东部岩墙侵入体 $[(49.9 \pm 2.0) \text{ Ma}]$ 有关的变质作用再造。主矿带的那个样品的年龄小得多，约为 48 Ma。这一年龄与辉长二长岩杂岩的年龄相似，因此，由于该杂岩体距主矿带很近，因而据认为它已被与该杂



岩体侵入作用有关的接触变质作用再造。由于石英二长岩岩株、电气石带的蚀变英安岩和极细粒凝灰岩围岩的年龄具有密切的联系，因而表明在侵入作用、蚀变作用和矿化作用之间存在成因关系。

6.4 岩 墙

测定了南泰尔露天矿岩墙 3 个样品的年龄：2 个为东部和西部岩墙石英安粗岩的年龄，一个为安山岩的年龄。年龄值在 48~51 Ma 范围内。石英安粗岩岩墙切割了安山岩岩墙，反之亦然。这些岩墙切割了矿带，并局部造成岩墙接触带附近的硫化物活化。见有一条石英安粗岩岩墙切割了辉长二长岩杂岩。这些岩墙可能部分属于辉长二长岩杂岩的晚期相。

6.4 辉长二长岩杂岩

测定了辉长二长岩样品的 3 个黑云母年龄和 1 个钾长石年龄。这些年龄中有 3 个年龄非常一致，即约为 49 Ma。另一个年龄为 52.5 Ma，它看来是错误的。

7 共生顺序

根据宏观的矿脉关系和有限的矿相学研究，可以将南泰尔矿带、主矿带和沃特兰矿带不透明矿物的共生顺序划分为 6 个阶段（图 7）。按照最初引证的最早形成的矿物沉淀顺序排列：第 1 阶段，黄铁矿、金红石、钛铁矿、磁铁矿、毒砂和镜铁矿；第 2 阶段，磁黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、黝铜矿、硫酸矿物（包括车轮矿、硫锑铅矿、脆硫锑铅矿、辉铁锑矿、硫砷铜银矿、深红银矿和辉铋矿）和金；第 3 阶段，方铅矿和各种硫酸矿物（主要是硫锑铅矿和车轮矿）；第 4 阶段，方铅矿、闪锌矿和



图 7 主矿带和南泰尔矿带硫化物共生顺序

虽然大部分年轻的磁黄铁矿可能是变质成因的，但由变质作用引起的共生顺序的变化未加以区分。白铁矿交代了磁黄铁矿，因而它晚于变质作用

黄铁矿脉和细脉；第 5 阶段，白铁矿；第 6 阶段，褐铁矿。第 1 和第 2 两阶段伴有围岩角砾岩化作用。

7.1 第 1 阶段

黄铁矿是最老的不透明矿物，但在局部却几乎与黄铜矿同期，并形成充填于脉石矿物的硫化物胶结物。第二世代黄铁矿在黄铁矿集合体上、局部在闪锌矿斑块上呈细粒环边或增生带形式产出。黄铁矿和黄铜矿脉切割了数量更多的含黄铁矿石英脉或电气石脉。黄铁矿还呈浸染状和裂隙充填物形式产于某些成矿后形成的岩墙中（特别是在南泰尔带），但它不切割岩墙接触带。黄铁矿的粒度和自形程度在靠近辉长二长岩杂岩和成矿后形成的岩墙时增大。这种碎斑结构可能是接触变质作用的结果。

毒砂是矿化角砾岩中常见的主要硫化物并交代围岩碎屑（主要是含有浸染状黄铁矿的极细粒凝灰岩）。岩石碎屑带有毒砂环边半悬浮于毒砂碎屑中。这种关系表明，围岩在成矿事件早期阶段发生角砾岩化并被毒砂胶结。在以后的黝铜矿沉积期间，这些岩石再次发生角砾岩化。毒砂细脉切割了黄铁矿集合体，并且，黄铁矿通常沿颗粒边界和裂隙被毒砂侵蚀和交代。

磁铁矿（特别是在主矿带）和镜铁矿（特别是在南泰尔矿带）常一起产出并与黄铁矿共生。铁氧化物与磁黄铁矿具有不相容关系，而在主矿带磁铁矿-磁黄铁矿共生关系则最为显著。磁铁矿一般为黄铁矿的裂隙充填物，并局部交代黄铁矿。镜铁矿通常是磁铁矿的氧化产物。镜铁矿是磁铁矿和黄铁矿的裂隙充填物并局部交代这 2 种矿物。

7.2 第 2 阶段

黝铜矿、黄铜矿和闪锌矿通常彼此交生。它们晚于黄铁矿和毒砂，为这 2 种矿物和非金属矿物的裂隙充填物。黝铜矿和黄铜矿常胶结毒砂和黄铁矿的角砾化岩石，正如闪锌矿局部胶结二者的角砾化岩石那样。沿颗粒边界和裂隙出现黝铜矿和黄铜矿交代黄铁矿和毒砂的现象。据韦瑟雷尔（1979）报道，常见黄铜矿呈毒砂假象，但仅在局部出现黄铜矿呈黄铁矿的假象。黝铜矿和黄铜矿都在黄铁矿颗粒周围形成局部环边。黝铜矿在黄铜矿中形成包体、斑块和矿脉。凡是在黝铜矿为主要铜矿物的地方，该矿物都早于黄铜矿并受到黄铜矿微细脉的侵蚀和切割。与此类似，凡是在黄铜矿为主要铜矿物的地方，它都早于黝铜矿。当二者的丰度近于相等时，即可观察到二者的交切关系。

黄铜矿通常为非金属矿物的裂隙充填物，并局



部沿裂隙和颗粒边界交代黄铁矿、磁黄铁矿和磁铁矿。

某些毒砂颗粒由黄铜矿形成环边。黄铜矿侵蚀闪锌矿和黝铜矿局部斑块并使其呈港湾状。黄铜矿为黝铜矿中闪锌矿包体的环边，在黝铜矿颗粒周围亦存在罕见的环边。黄铜矿还与黄铁矿和镜铁矿一起产于矿脉中。极少量黄铜矿包体存在于某些岩墙内的石英小杏仁体中。

闪锌矿产于矿脉和硫化物透镜体中，通常与黄铜矿共生。它在黄铜矿中形成不规则的斑块，在黄铁矿和磁黄铁矿中形成圆形包体。在角砾岩化带中，闪锌矿构成毒砂的环边，并成为硫化物基质（黝铜矿±黄铜矿）和非金属矿物的裂隙充填物。沿裂隙上的颗粒边界局部出现黄铁矿交代作用。极少数闪锌矿微细脉切割了黄铜矿。在黄铜脉中常见有星状闪锌矿，并且几乎所有的闪锌矿均含黄铜矿，即沿晶面呈乳滴或包体形式产出。因此，闪锌矿被认为与黄铜矿同期并且部分地早于黄铜矿。

磁黄铁矿在大多数岩石（特别是在主矿带）中呈痕量矿物产出，或在黄铁矿中呈包裹体产出，或在黄铜矿和闪锌矿中呈微小包体产出。在局部，磁黄铁矿沿颗粒边界和裂隙交代了黄铁矿。它常与黄铜矿交生并局部与闪锌矿交生。在辉长二长岩杂岩体中约 90 m 范围内，凡磁铁矿呈块状硫化物透镜体产出的地方，其含量就相当丰富。这表明，这些磁黄铁矿的裂隙中形成了交生嵌晶。

金在黄铜矿、黝铜矿、车轮矿和非金属矿物中以圆形包裹体形式呈痕量产出。金局部与闪锌矿和方铅矿接触。

7.3 第 3 阶段

方铅矿在矿脉和非金属矿物裂隙中少量产出。局部方铅矿充填于黄铁矿和毒砂裂隙中。方铅矿常侵蚀黄铁矿和毒砂并使其成为港湾状。据韦瑟雷尔报道，沿某些车轮矿脉存在极少量的方铅矿断层泥，以及由方铅矿造成的侵蚀作用和港湾形成作用。方铅矿微细脉局部切割了黄铁矿。

包括车轮矿、脆硫锑铅矿、硫锑铅矿、辉铁锑矿、硫砷铜银矿和其他未鉴定出来的各类矿物在内的硫盐矿物呈脉状产于非金属矿物中，呈包体和斑块产于黝铜矿、黄铜矿和方铅矿以及局部产于闪锌矿中，并使这些矿物形成港湾状。

7.4 第 4 阶段

石英脉矿物中的方铅矿、闪锌矿和黄铁矿的晚期细脉切割了其他所有矿脉和硫化物富集体。方铅矿和闪锌矿局部形成宽达 1 m 的粗粒矿脉并明显

切割了区域地层。

7.5 第 5 阶段

白铁矿只作为磁黄铁矿的交代产物产出，局部有发育完好的同心裂隙和胶状构造。

7.6 第 6 阶段

褐铁矿呈黄铁矿和磁黄铁矿的交代环边产出。褐铁矿同时还在岩石碎屑中形成微小颗粒和斑块，并且可能交代了浸染状黄铁矿。

虽然接触变质作用可能对主矿带的大部分产生了影响，但除磁黄铁矿外，并不想描述内变质作用引起的共生顺序的各种变化。

矿物共生顺序的一致性表明，这 3 个矿带在成因上是有联系的。另外，埃奎蒂银矿其他矿化带一般也存在类似的共生顺序。

8 地质史

埃奎蒂地区在早侏罗世到中侏罗世期间，NE 向的斯基纳弧上升将鲍瑟盆地从内查科海槽中分离出来（图 2）。斯基纳弧的形成据认为与托普来侵入体的侵入有关。该侵入体是一组构成斯基纳弧轴部的次火山花岗岩岩株。与由“大奴隶湖”断层向东南延伸的主要磁性不连续面的投影大体一致。

在早白垩世晚期（阿尔比期），古斯利层序开始在内查科海槽沿向东海侵的海的东部边缘沉积。海相碎屑地层是这一时期沉积的第一套岩石单元。在海侵期间形成的底部复矿碎屑砾岩分选较差，是近岸、浅海环境的典型产物。由于海水进一步海侵，泥质岩石在深得多的海水中沉积。随着海退和陆地的出现，上部燧石卵石就成为海岸相沉积物。

在中一晚白垩世，随着阿尔比期海水退出，该地区广泛发生火山作用。由一个局部源产生的最初强烈喷发导致形成了火山碎屑岩层，即一套由熔结岩石和未熔结岩石组成的厚岩层，据认为与科萨尔卡组有关。在火山活动间歇期间，这些火成碎屑在地表环境中改造，导致形成呈夹层的火山碎屑岩透镜体。

在沉积火山岩层形成期间，这一地区再次发生海侵。底部白色燧石卵石砾岩沉积于滨岸浅海环境中。其后沉积的来自局部物源区的砂岩和砾岩沉积于浅海环境中。

海退和不太强烈的熔岩喷发导致形成火山岩流层中的安山岩流和英安岩流。究竟有多少物质在后来沉积组成古斯利层序的顶部，尚不清楚，因为它们已被侵蚀掉或者未揭露出来。



在第三纪早期,与科斯特深成杂岩侵位有关的构造作用使古斯利地层发生褶皱和断裂。石英二长岩岩株的侵入是在褶皱后不久发生的,并认为与纳尼卡侵入体的就位有关,后者包括由该地区内许多石英二长岩到花岗岩成分构成的小深成岩体。据卡特尔(1981)报道,这些侵入体的 K-Ar 年龄为 47~56 Ma。一些纳尼卡侵入体含有重要的铜和钼矿床,例如伯格、拉基希普、雷德伯德和托姆林森山。石英二长岩中存在少量斑岩型铜-钼矿化。

辉长二长岩杂岩约在石英二长岩就位 1 000 万年后侵入到了已褶皱的古斯利层序中,并且认为它的侵入与休斯顿以南地区中的古斯利湖侵入体有关。丘奇(1970)认为,古斯利湖侵入体是始新世火山作用的中心。因此,呈不整合上覆于古斯利层序之上的古斯利湖火山岩在该地区广泛分布,并且可能与辉长二长岩杂岩有成因上的联系。所观察到的切割了古斯利层序和辉长二长岩杂岩的安山岩和石英安粗岩岩墙被认为属于该杂岩的晚期岩相。

在石英二长岩杂岩侵入和辉长二长岩杂岩侵入之间的某一时期,火山碎屑岩层内发生了孔隙充填型和交代型硫化物矿化。对该矿化有关的蚀变矿物所做的 K-Ar 年代测定表明,矿石年龄与石英二长岩岩株更为接近,而不是与辉长二长岩杂岩接近。

在始新世晚期,巴克尔里克火山岩覆盖于古斯利湖火山岩之上。更新世的冰川作用剥蚀掉了大部分火山岩盖层,并揭露出埃奎蒂银矿床。

9 矿床成因

根据矿石矿物、矿化型式和地质背景的综合特点,尚难以简单地将埃奎蒂矿床划归于一个已知的矿床类型。对该矿床已提出了若干矿床成因模式。

硫化物呈浸染、孔隙充填物、矿脉以及裂隙和角砾岩带形式沉淀下来。与周围地层近于整合的矿体赋存于发育完好的、泥岩化强烈的泥岩蚀变组合中,该蚀变组合可能与一个正在发育的斑岩系统

(即石英二长岩侵入体或时代相似未揭露的侵入体)中较高部位的流体循环造成的底部淋滤作用有关。

侵入活动使块状、脆性、极细粒凝灰岩发生碎裂,普遍存在的角砾岩和裂隙结构便是证明,并使富含金属(可能富含硼和硫)的热液得以混入。硫化物混入到主矿带和沃特兰带强度较大、渗透性较好的火山灰和火山砾凝灰岩中,呈浸染状并不规则地渐变为多少呈块状的硫化物带。在南泰尔矿带,块状硫化物呈孔隙充填物发育于极细粒凝灰岩中。成矿后的石英安粗岩和安山岩岩墙就位于各种类型富含硫化物的火山碎屑岩中,从而使毗邻侵入接触带的硫化物发生活化和富集。硫化物活化、富集和接触变质作用发生于主矿带与辉长二长岩杂岩接触部位上的火山灰和火山砾凝灰岩中。

降到孔隙充填物中并经由渗透性较好的火山碎屑岩渗滤的大气降水可能对硫化物富集起了作用。对流体包裹体资料所做的初步评价表明,所有主要矿化带都是在单一的成矿作用幕期间形成的。谢恩和辛克莱尔认为,热液系统的中心明显位于石英二长岩岩株上,而且由其驱动。含石盐(子矿物)的高盐度流体包裹体的存在说明,极少一部分成矿流体为岩浆成因。然而大部分成矿流体馏分较少和盐度变化大表明,大气水是热液系统中的主要组分。韦瑟雷尔(1979)认为,硫化物和蚀变矿物的形成温度介于 300~491 °C 之间。

绢云母化极细粒凝灰岩和英安岩(K-Ar 年龄约为 58 Ma)与石英二长岩(K-Ar 年龄为 56~61 Ma)年龄相似,这种关系表明,它们与同期发生的矿化作用和蚀变作用在成因上有联系。辉长二长岩杂岩年龄为 48 Ma,石英安粗岩岩墙和安山岩岩墙年龄为 50 Ma。这一点表明,这些侵入事件明显晚于硫化物成矿事件。野外地质关系也支持这一结论。但在辉长二长岩杂岩和石英安粗岩岩墙中都存在痕量浸染状黄铁矿。在石英二长岩侵入体内存在绢云母化岩石和含石英-硫化物的网状脉。

摘自《国外银矿及典型矿床》



玻利维亚圣克里斯托巴尔银-锌-铅矿床

1 地质背景

圣克里斯托巴尔 (San Cristobal) 浸染状银-锌-铅矿床属低硫化低温热液型, 位于玻利维亚西南阿尔蒂普拉诺高原乌运尼 (Uyuni) 镇西南 90 km。该矿床产在著名的中至晚中新世多金属矿区。

圣克里斯托巴尔区的银-锌-铅矿化, 与成群的晚中新世安山岩和英安斑岩体有关。这些岩体侵入到大致为同一时代的平伏的凝灰质火山碎屑岩中。火山碎屑岩不整合于古近纪岩层之上。斑岩被解释为穹丘杂岩。L. J. 布坎南 (2000) 在火山碎屑岩系中发现了玻璃质碎屑角砾岩, 并认为它与斑岩侵入到湖相环境有关。

雅各布森等人 (1969) 认为, 圣克里斯托巴尔区的银-锌-铅矿化有 3 种形式: 斑岩中的矿脉 (例如托尔多斯矿山), 热液角砾岩 (例如阿尼马斯矿山) 和斑岩及与其相邻的火山碎屑岩中的浸染状矿石 (例如埃迪翁达矿山, 图 1)。网状细脉与斑岩中的矿脉相连, 尤其是在托尔多斯矿山。

璃质碎屑角砾岩, 斑岩中的细脉浸染矿石和被认为是同生的硫化物沉积物。布坎南 (2000) 认为, 矿化是在斑岩侵入时期在湖相环境形成的, 在某些方面与浅部非海相火山成因硫化物 (VMS) 成矿环境相似。

该矿床呈碗状, 厚 10~250 m, 长 1 900 m。矿化伴有广泛的冰长石和绢云母蚀变。黄铁矿、白铁矿、闪锌矿和方铅矿是主要硫化物, 银呈自然状态产出, 也呈硫化物和硫盐产出, 包括呈螺硫银矿和含银黝铜矿产出, 重晶石是主要脉石矿物。表生氧化只见于低品位矿体浅部, 表生氧化矿石总共有 1 300 万 t。

圣克里斯托巴尔矿床的证实储量加概略储量为 2.4 亿 t, 平均品位: Ag 62.0×10^{-6} , Zn 1.67%, Pb 0.58%; 此外, 还有推定储量 4 650 万 t, 平均品位: Ag 91.3×10^{-6} , Zn 1.04%, Pb 0.58%。

各类储量合计共含有银 19 125 t, 锌 449 万 t 和铅 166 万 t。

2 勘查与发现

圣克里斯托巴尔矿区的银矿是 2 个西班牙人在 1625 年前后发现的, 但埃迪翁达矿山 (图 1) 的地下开采, 因有 CO₂ 瓦斯存在而搁置起来。但是, 该区其他矿山的银矿曾在 17 和 18 世纪由殖民的西班牙人开采过, 断断续续直到 19 和 20 世纪。托尔多斯矿山是该区最大的矿山, 其中的矿脉从 1870 年到 1921 年由圣克里斯托巴尔矿业公司开采, 矿石含 Ag 0.2%~0.5%。埃迪翁达矿山据知在 1896—1901 年和 1927—1936 年又重新开采过, 当时开采的银-铅矿石含 Ag 0.25%~1.5%。20 世纪 60 年代前, 采矿工作又不景气, 这是由于利佩斯 (Lipez) 矿业公司和利托拉尔合作矿产公司吞并了该区的大部分矿山。当时, F. 阿费尔德和 A. 施奈德—谢尔宾 (1964) 预测大部分高品位矿石已经采完, 但事实证明并非如此。

圣克里斯托巴尔区的采矿, 最近主要由亚纳马尔库矿产公司进行, 这是玻利维亚一家很大的家族公司。银矿石品位平均约 120×10^{-6} , 多是托尔多斯老矿山附近以前开采过的高品位矿脉周围的硫化物网状脉。用的是矿块崩落法和露天开采法。托尔

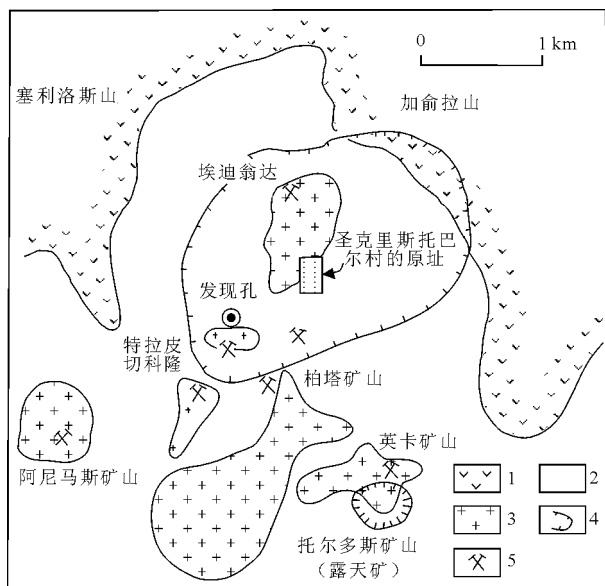


图 1 玻利维亚西南部圣克里斯托巴尔区地质图 (引自 D. H. Richter 等, 1992)

图中表示出低温热液浸染银-锌-铅矿床相对于其他老银矿山的位置
1—火山岩流 (成矿后的); 2—火山碎屑 (和冲积层); 3—斑岩;
4—Ag-Zn-Pb 矿体界线; 5—老银矿山

大型低品位圣克里斯托巴尔矿床具有几种矿化形式, 其中包括上面说的由硫化物胶结的热液和玻



多斯矿山在 1989 年前后被迫停工, 因为用现有设备很难开采未风化的斑岩。

1966 年, 美国地质调查局和玻利维亚地质局联合组队调查过圣克里斯托巴尔区。他们根据地质图和取样(包括土壤地球化学测量及在野外测定可用柠檬酸提取的铜、铅和锌)结果得出结论说, 为了寻找斑岩和火山碎屑岩中可大吨位露采的银矿, 要做进一步的地质工作和化探工作。1966 年, 利佩斯矿业公司经理根据对埃迪翁达矿山巷道的观测和刻槽取样结果, 将这一想法告诉了 H. S. 雅各布森及其同事。几家矿业公司, 包括阿马克斯勘探公司在 1981 年, 阿萨科公司在 1990 年和 1993 年, 根据 H. S. 雅各布森等人的建议, 对圣克里斯托巴尔区的一些地方进行了检查和岩屑取样。虽然根据这些工作的评价结果, 可能还有其他工作的评价结果, 得出了正面的地质建议, 但有关公司的领导层并未抓住时机做进一步工作。

1994 年, 安第斯银矿 LDC 公司开始对玻利维亚的银矿潜力感兴趣, 并找到一家当地公司即矿业技术咨询公司(MINTEC 公司)盘点它感兴趣的矿地。该公司称, 圣克里斯托巴尔区具有极大的潜力。结果安第斯银矿公司的地质顾问和熟悉圣克里斯托巴尔区的地质人员, 在 1995 年初对圣克里斯托巴尔区进行了野外考察。在圣克里斯托巴尔区的第一天, 检查并否定了废弃的托尔多斯矿山的潜力。第二天, 从希甘特斯山顶往圣克里斯托巴尔村北进行了观察。希甘特斯山是一大片白色岩带。通过仔细查看发现了裂缝和细脉, 尽管矿业技术咨询公司的地质人员说这是泥化岩, 含低品位铅矿, 而且 1981 年亚纳马尔库矿产公司在埃迪翁达矿山附近打的 2 个岩心钻孔也证实了这点。据说这些钻孔打到了含 $\text{Ag } 60 \times 10^{-6} \sim 90 \times 10^{-6}$ 和含 $\text{Zn } 1.5\%$ 的岩层, 但没进一步做工作。以后几天进行了岩屑取样, 在 $1.5 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 的地表和埃迪翁达和特拉皮切矿山的巷道内共采集了大约 200 个样品(图 1)。样品平均含 $\text{Ag } 120 \times 10^{-6}$ 左右, 有若干样品采自热液和玻璃质碎屑角砾岩, 含 Ag 高达 300×10^{-6} 的岩层有 5 m 多厚。斑岩及其接触带的低品位银矿也有远景, 但后来一直未对火山碎屑岩系进行评价。

安第斯银矿公司的顾问们建议立即买下圣克里斯托巴尔区的矿地。收买由矿业技术咨询公司操办, 前后花了 18 个月才完成。1996 年中期, 第一个垂直反循环钻孔开钻, 地点在特拉皮切矿山西北约 200 m 处(图 1)。在火山碎屑岩中打到了 180 m

(从 20 m 到终孔)厚的“储量级”矿石。后来又继续打钻, 间距为 100 m; 到 1996 年晚期共打了 295 个钻孔, 总进尺为 69 300 m, 但对矿化情况仍没搞清, 虽然在埃迪翁达矿山和其他地方见到了浸染状闪锌矿, 但锌的平均品位均 $> 1\%$ 却令人吃惊, 因为地表和地下巷道的氧化物的锌含量很低, 一般 $< 250 \times 10^{-6}$ 。

第 II 期钻探(用 2 台岩心钻机和 3 台反循环钻机)从 1996 年晚期持续到 1999 年早期, 打了 400 个钻孔, 总进尺 165 700 m。从 19% 的钻孔中提取了岩心。第 II 期钻探的间距加密到 75 m 以下, 并打了双眼孔和隔离孔, 以检查矿化的连续性。1997 年进行的预可行性研究表明, 2 个矿体中的证实储量和概略储量为 1.23 亿 t; 到 1999 年早期, 一个矿体中的储量就扩大到 2.42 亿 t, 但 3 个侧面和深部尚未搞清。

1999 年中期完成可行性研究, 证明用露采浮选法可处理 40 000~60 000 t/d 矿石。2000 年底, 选址准备工作, 包括把圣克里斯托巴尔村搬迁到新址的工作已经完成。

3 小 结

圣克里斯托巴尔矿床是著名的银-铅矿区的一部分。该矿区自 17 世纪早期起就断断续续地开采过, 产量相对小。38 年前人们发现该矿区具有巨大的银矿潜力, 但只在 20 世纪 80 年代才开始进行小规模露采/堆浸。可大吨位露采的大矿床是由钻探验证地质目标, 并得到地表和地下岩屑取样结果而发现的。没有进行按网格布置的化探和物探工作。

其他几个因素对发现过程也很重要: 1) 该区可能有低品位银矿在地质出版物上屡有报道; 2) 参加安第斯银矿公司举办的第一次野外考察的一位地质学家非常了解圣克里斯托巴尔的地质情况; 3) 安第斯银矿公司聘请的顾问是银矿专家; 4) 该公司一改以前研究过该区的大公司的做法, 在地质上虚心听取意见并付诸行动; 5) 安第斯银矿公司专门找银矿, 它不承担找金矿的任务。

1966 年以来, 对圣克里斯托巴尔区的银矿进行了几次初步勘探, 但按安第斯银矿公司的计划, 还不到 2 年就发现了低品位银-锌-铅矿床。圣克里斯托巴尔矿床的发现用了 5 年的时间, 最后决定建厂把第一批精矿运出去至少等了 2 年。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》



阿根廷南部 Navidad 特大型银-铅（铜）矿床

2002 年 12 月一家小公司——IMA 在阿根廷南部巴塔哥尼亚高原的草根勘查中发现了 Navidad 特大型银-铅矿床。该矿床位于丘布特省北部。该项目地区东距甘甘镇约 40 km，其西偏北 35 km 为加斯特雷镇，位于少树的半干旱地区，地形平缓，海拔 1 060~1 460 m，距一个由砾石铺的省属公路不到 1 km。当地主要经济活动是牧羊，缺少采矿和探矿传统。所在地区曾进行过区域地质填图和区域性地球化学取样分析，但项目所在范围（10 km×10 km 租地）并未进行过矿产勘查。在整个区域内，在加斯特雷东北 30 km 曾有一金-银-铜-铅-锌矿山，于 1920—1992 年间曾断续从一系列浅成热液矿脉生产总共 100 多万吨矿石，一般品位为 $2 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-6}$ 金，数百克/吨银，1%~2% 铜-铅-锌。

20 世纪 90 年代末至 2001 年，澳大利亚诺曼迪（Normandy）矿业公司在此区域完成过 429 个 BLEG（大样氰化物浸析可提取金）分散流踏勘取样，平均 1 个样/5 km²，覆盖里奥内格罗省大部 and 丘布特省北部。后该公司为美国纽蒙特公司兼并，这些数据也归纽蒙特公司所有。2002 年初，诺曼迪、纽蒙特等公司也曾注意到在 Navidad 及其附近地区 BLEG 采样有一银-铅异常，并进行过检查，但结论是异常值低，对它们这些公司无意义，不值得租地。

IMA 公司在阿根廷和秘鲁勘查金矿已近 10 年。该公司从一开始就与阿根廷国有矿业机构的总地质师合作，并且积极租用了一些很有远景的早期勘查矿权地。1995 年开始，公司研究了巴塔哥尼亚地区的远景，后在该地区进行了近 3 年的踏勘。也就是通过汇编卫星数据和区域图件，包括后来还从纽蒙特公司购得上述原诺曼迪公司在该区域进行的区域化探资料，选定一些目标地区进行初步野外调查。Navidad 银-铅矿床就是 2002 年 12 月初 IMA 公司在进行这种野外调查时发现的。该地未见铁帽和明显蚀变带。当时该公司的阿根廷地质人员 D. Bussandri 在该矿地第一天登 Navidad 山过程中，见到山上有一排篱笆，发现有一些具有明显绿色铜氧化物矿物渲染的高品位转石被用作篱笆桩的底座。这排篱笆横过在山脊断续出露的高品位矿化带。他在那里采了一些拣块样，发现银含量奇高，

这一银-铅（铜）矿床就这样被发现了。这种靠地质锤加登山鞋的传统地表找矿方法的重要找矿发现，现今时代似乎不可想像，但在某些地区还是有可能的。

在发现后，IMA 立即在该地租地 100 km²，以便进行必要的野外工作（槽探、钻探）。这一 Navidad 项目地区，主要包含 6 km 长的 NW 向的由一些山丘组成的地带。这些山丘是“方解石山”、Navidad 山、“方铅矿山”、“重晶石山”。在发现后至 2003 年 3 月底，该公司在此矿地的工作也仅 35 人·日，采了 257 个岩石样、378 个土壤地球化学样和 55 个分散流样，联系了有关今后开展槽探和钻探事项，进行了勘查环境基线研究。据 2003 年 5 月初报道，已发现窄的高品位矿化带，是一系列陡倾近平行的产在长英质岩石（被认为是一岩流的岩钟）中的强矿化带，单个带厚 0.2~5 m，平均约 1 m。它们产出的核心区范围为 160 m×110 m，常被薄的坡积物覆盖。填绘出的走向累计长达 400 m。这些矿化带上的 43 个拣块样平均含银 6.537×10^{-6} ，含铜 3.5%，铅 16.6%。在 Navidad 山地区外，也有若干地区发现了这种富的矿化带。同样重要的是有更广泛分布的浸染、交代型矿化。方铅矿矿化广布，产在一个 3.8 km×250 m 的核心区的不同强度角砾化的露头上。这种基质交代型矿化，据 41 个随机采集的岩石标本分析结果，平均含银 158×10^{-6} ，铅 8.98%。在长英质火山岩单位边缘还发现可能的第三种类型矿化，含交代型矿化和铜氧化物的角砾岩，据 11 个样品结果，银品位高（ $205 \times 10^{-6} \sim 6.012 \times 10^{-6}$ ），铜为 0.1%~14.9%，铅为 0.2%~25.3%。

Navidad 发现的矿化，产在上侏罗统钙质沉积岩与中性火山岩组成的岩系中。该岩系据政府地质人员填图为上侏罗统 Canadon Asfalto 组。该组地层从未被视为金属矿产勘查重点。矿化产在像是沉积角砾岩的岩石中，角砾为沉积来源和火山来源。角砾岩与凝灰质岩石和显然是海相的灰岩呈互层。这些岩石为细粒安粗岩至英安岩侵入，后者兼具侵入和喷出特征，被认为是达到海底地表面，且亦形成角砾岩中的碎屑。与角砾岩互层的有薄且广泛的硅质和钙质岩层。认为有喷气成因岩层，具异常的银、铜、铅、锌和砷含量。认为矿化是浅水下浅成



热液系统在海底或接近海底处沉淀出金属的。长英质岩流岩钟的高品位矿化带可能代表补给通道，还形成了广泛的未固结火山角砾岩的硫化物交代矿化。矿化特殊，极富银，少黄铁矿等铁的硫化物。高品位矿化带含细粒辉银矿、螺硫银矿、方铅矿、辉铜矿和少量铜-银-铅的氯化物和氧化物，有砷-锑-汞异常。交代型矿化几乎全由含银方铅矿组成。主要是方铅矿交代基质，基质中亦见石英、重晶石及痕量黄铁矿。认为矿床类似富含贵金属的具浅成热液性质的火山成因块状硫化矿床，与加拿大不列颠哥伦比亚省 Eskay Creek 矿床较近似。

IMA 公司在继续进行岩石与土壤地球化学取样、矿权地范围地质填图，以确定钻探靶区。还要开展一项地面物探计划，包括激发极化测量和重力测量。已在一沿走向 SN 长 5 km 地带进行了初步土壤地球化学取样，线距 200 m，点距 50 m。确定在土壤中有 4 km 长的高铅（铅含量多数大于 500×10^{-6} ）带，且与已知交代型银-铅矿化相关，其中有些地区土壤样中银含量高达 531×10^{-6} ，铅 2.39% 和铜 574×10^{-6} 。在 Navidad 山以外，土壤采样也确定有一 $1\,200\text{ m} \times 500\text{ m}$ 异常（银 $> 2 \times 10^{-6}$ ），且与铜异常（铜 $> 50 \times 10^{-6}$ ）相关良好。

据 2003 年底报道，公司在该矿地已完成 6 km 长范围土壤采样网的地球化学测量，圈出了银、铅、铜高值带，包括 Navidad 山地区外的一些突出高值。共采取 959 个样，网度 $100\text{ m} \times 50\text{ m}$ ，关键地区为 $50\text{ m} \times 50\text{ m}$ 。得出一覆盖 Navidad 山和“方铅矿”地区的 $1\,700\text{ m} \times 300\text{ m}$ 强异常带（银 $> 2 \times 10^{-6}$ ，铜一般 $> 100 \times 10^{-6}$ ）。在“重晶石山”和“方解石山”圈出了另外 2 个明显的土壤地球化学异常。地质队填绘了土壤金属异常带内的稳定的交代型方铅矿基质角砾岩分布区。在“方铅矿”，在 $475\text{ m} \times 90\text{ m}$ 地区内采了 101 个拣块样，平均含银 147×10^{-6} ，铅 7.69%。再往东南，在“重晶石山”也查明若干方铅矿基质角砾岩带，所采 67 个拣块样，平均含银 109×10^{-6} ，铅 4.73%。在采样网区的一项激发极化测量揭示出一大的充电异常，地面范围 $1.6\text{ km} \times 1.3\text{ km}$ 。重力和磁法测量在 Navidad 山和“方铅矿”圈出了多个异常，且与激发极化异常的一部分有良好相关关系。在 2003 年圣诞节前，公司在该矿地已完成 11 个岩心钻孔，计 1 724 m。试探了 Navidad 山和“方铅矿”（在一大充电异常边部），两地相距 1.2 km。最初 4 孔（2 地各 2 孔）均见矿，品位不如地表拣块样高，但也颇高。Navidad 山矿化主要赋存于一

发育网脉和角砾岩的较宽广地区，而非窄的富矿化带。“方铅矿”的硫化矿化与激发极化充电异常相关，主要是方铅矿，含银矿化，局部有黄铁矿。“方铅矿”第 1 孔打到硫化物角砾岩矿化，整个 175 m 孔段平均含银 26.2×10^{-6} ，铅 1.35%，包括 35 m 银 49.9×10^{-6} ，铅 3.49%。另一孔上部见 78.3 m 银 111×10^{-6} ，2.54% 铅（其中 16.1 m 银 223×10^{-6} ，3.35% 铅），下部尚无分析结果。据 2004 年 2 月中报道，Navidad 项目 2003 后期至 2004 年中期的 8 500 m 钻探计划已完成过半（超过 27 孔）。在“方铅矿”钻到近地表层控板状银-铅矿化，产在钙质黄铁矿质黑页岩下伏受热液蚀变和角砾化火山岩中，宽至少 250 m，延深至 175 m，富银和铅，有少量铜和锌。该地矿化与 Navidad 山可能相连，正在钻两山间 1.1 km 长的充电异常。

据 2004 年 5 月报道，“方铅矿”另一孔打到 264 m 含矿火山角砾岩，含银 74.1×10^{-6} ，铅 2.04%，其中有 81.6 m 银 141×10^{-6} ，3.11% 铅。还有一孔见 83 m 银 229×10^{-6} ，4.24% 铅。已圈出矿化核心部分 $400\text{ m} \times 300\text{ m}$ ，厚 30~120 m（平均 65 m）。矿化远未到边。“方铅矿”资源可超过 3 000 万 t，银平均品位约 150×10^{-6} 。在“重晶石山”已填绘出的方铅矿基质角砾岩出露面积 $700\text{ m} \times 300\text{ m}$ ，初步采样分析结果与“方铅矿”近似。已计划了在“方铅矿”的二期钻探。根据项目第一期 37 孔钻探结果，计算有推定资源 6 360 万 t，含银 101×10^{-6} ，铅 1.76%，即有银 6 424 t，铅 112 万 t；另有推测资源 1 690 万 t，含银 67×10^{-6} ，铅 0.3%，即有银 1 132 t，铅 5 万 t。合计有银 7 556 t，铅 117 万 t。此次计算资源主要在“方铅矿”，矿体平伏交代型，厚度数米至 115 m，分布面积约 $500\text{ m} \times 400\text{ m}$ 。硫化物矿物主要为方铅矿，有少量黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿。整个项目资源无疑可扩大。

据 2004 年 12 月报道，该项目的 Navidad 山矿床、联结带矿床和“方铅矿”这 3 个矿床，以银 50×10^{-6} 为边界品位，合计有推定资源 8 080 万 t，含银 103×10^{-6} ，铅 1.45%，还含 0.05% 铜和 0.21% 锌；推测资源 1 566 万 t，含银 78×10^{-6} ，铅 0.45%，铜 0.04%，锌 0.11%。“方铅矿”的资源量仍占主要部分（约 80%）。“方解石山”矿床也已在钻探，该矿床矿化主要产在粗面安山岩中含方解石—重晶石细脉和角砾岩内，含辉银矿、螺硫银矿、自然银和较少方铅矿及黄铜矿。容矿岩



石上部含铅较多。

据 2005 年 6 月报道,“方解石山”矿床推定资源为 1 200 万 t, 含银 83×10^{-6} , 铅 0.75%, 另有推测资源。这是 35 个金刚石钻孔在一 550 m 长、150~250 m 宽范围内钻探的结果, 矿体大部在 50~180 m 深处。Navidad 项目的总推定资源已增至 9 280 万 t, 含银 101×10^{-6} , 铅 1.36%, 计含银 9 397 t, 铅 127 万 t。另有推测资源 1 520 万 t, 含银 78×10^{-6} , 铅 0.45%, 计含银 1 186 t, 铅 6.8 万 t。总资源共含银 10 560 t, 铅 134 万 t, 分布在“方铅矿山”、连结带、Navidad 山和“方解石山”

4 个矿床中, 沿 Navidad 带分布, 走向长超过 2.3 km。这些数字是根据 174 个钻孔 (27 982 m) 钻探得出的。IMA 公司在此项目已打 194 个钻孔, 进尺 32 200 m。目前在该带边缘的钻探仍在继续。据 2005 年 10 月报道, 在“方解石山”往北方向及 Navidad 山西南侧矿化均有扩展, 在与 Navidad 带平行的 Argenta 带也在进行地表勘查, 已打到高品位铅, 还有银, 且厚度大。整个项目资源尚可扩大。

摘自《21 世纪初期国外矿产勘查形势与发现》

加拿大科博尔特银矿床

科博尔特地区位于加拿大前寒武纪地盾苏必利尔湖构造省内, 该区基底为太古宙火山岩 (海相火山岩流)、沉积岩 (浊积混杂沉积岩) 和侵入岩 (花岗岩类), 在矿区内呈孤立构造窗产出。基底岩石被古元古界休伦超群 (Huronian Supergroup) 沉积岩覆盖 (由上至下包括洛雷恩组和高甘达组, 高甘达组再分为弗斯特布鲁克段和科尔曼段)。元古宙尼皮辛 (Nipissing) 辉绿岩以岩床和陡倾岩墙、岩墙、岩颈形成侵入太古宙基底岩石和休伦超群岩系的各岩层中。该区区域性断裂主要有 2 组: NNW 走向 (穿过科博尔特支地槽延伸数百千米) 和 NNE 走向, 此外还有不同方向的次级断层。这些断层对科博尔特支地槽的地质演化有重大影响, 最明显的断裂作用影响到太古宙基底地形, 元古宙地层沉积形式和尼皮辛辉绿岩的侵入, 实际是形成该地区银矿床容矿构造的一种可能机制。

科博尔特地区是一个形态不规则的大面积沉积区, 称为科博尔特支地槽 (图 1), 脉型银矿床沿支地槽北部和东北部边缘产出。根据矿床地质研究和多年开采实践证明, 银矿化还受容矿岩石环境所控制。银矿脉的容矿岩石主要是元古宙科尔曼段沉积岩, 太古宙火山岩和元古宙尼皮辛辉绿岩。矿脉大多产于岩石类型变换的接触带附近。科博尔特地区有 3 种原生的容矿岩石环境: 科尔曼段、尼皮辛下段和尼皮辛上段。科尔曼段的矿床, 银矿体主要产于太古宙火山岩与科尔曼段接触带的科尔曼段岩石中, 据估计, 科尔曼地区银总产量 84% 产于科尔曼段岩石中; 尼皮辛下段的矿床与太古宙火山岩和辉绿岩的下部接触带密切相关矿体既可产于接触带内的辉绿岩中, 也可产于火山岩中。科博尔特地区银产量 7% 属于这种容矿岩石环境。尼皮辛上段

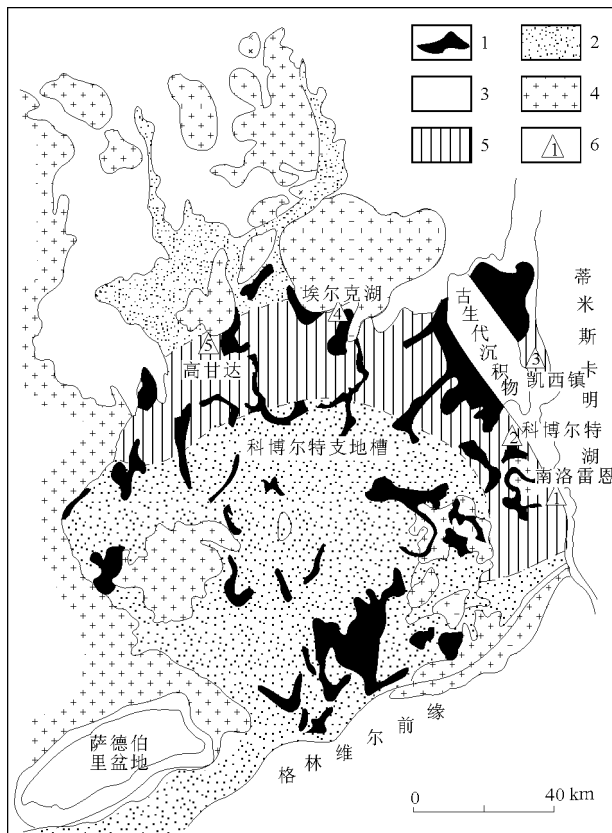


图 1 加拿大科博尔特支地槽地质简图

1—元古宙尼皮辛辉绿岩; 2—元古宙休伦沉积物; 3—太古宙火山岩和沉积岩; 4—太古宙花岗岩侵入体; 5—太古宙具工业矿化的大概区域; 6—采矿区及编号

的矿床与太古宙火山岩和辉绿岩的上部接触带关系密切, 据估计其银产量占科博尔特地区总产量 9%。据开采实践表明, 这里所有达到工业品位的银矿床, 不论其容矿岩石如何, 其产出均与尼皮辛辉绿岩有密切的空间关系, 不是产在辉绿岩内, 就是产在辉绿岩上下接触带 200 m 范围内。



作为控矿因素的容矿岩石环境的有效范围已为相对高程上银的分布所证实。该区大部分银产自海拔 750~1 000 英尺 (1 英尺=0.304 8 m) 高程上, 这一高程范围与太古宙地层和科尔曼段的不整合面一般出现在 700~1 000 英尺高程范围相符。在尼皮辛上下接触带的银产量来自 100~950 英尺高程

(其中大部分产量来自 450~950 英尺高程), 这一范围也与尼皮辛辉绿岩上下接触带的高程基本一致。可见, 这一高程范围进一步证实了科博尔物地区银矿床主要受上述 3 个接触带控制的观点。

摘自《世界银矿资源潜力和可供性研究》

加拿大巴肯斯银矿床

巴肯斯银矿床于 1905 年发现, 位于纽芬兰岛中部, 是国外最富的大型黄铁矿型多金属矿床之一。该矿已发现 17 个矿体, 在 1928—1979 的 50 年间, 12 个矿体中开采的 1 740 万 t 矿石中, 共采出 254 万 t 锌, 132 万 t 铅, 23 万 t 铜, 2 000 t 银, 23 t 金。平均品位: 锌 14.26%, 铅 7.6%, 铜 1.34%, 银 114.8×10^{-6} , 金 1.34×10^{-6} , 矿石中还含有 25%~30% 的重晶石。

巴肯斯矿区由厚达 11 km 的早中古生界变质沉积火山岩系组成, 区内有大的花岗岩侵入体。含矿层系产状比较平缓至中等倾斜。地表广布第四纪冰碛物 (最厚 55 m, 平均 7 m), 基岩露头甚少。

矿床产于海底酸性 (英安质) 和有关的火山沉积岩中。

已发现的矿体分布在长 8 km, 宽 2.5 km 的近 EW 向地带中, 矿床已发现 17 个矿体, 其中只有 2 个出露地表, 大部分为隐伏矿体。该矿床由于找矿理论和模式研究的进展, 结束了过去几十年的曲折的道路。20 世纪 60 年代以前被后生热液交代说所限, 一直没有重大突破。当认识到矿床为黄铁矿型多金属矿床后, 相继找到了块状硫化物矿体; 用

沉积火山成矿说或沉积喷流成矿说指导找矿, 终于取得了较大的突破, 找到各种类型矿体。矿体大体分为 3 种类型: 海底喷流口下部底板中的网脉状矿体 (如“发动机房”矿体) 位于块状硫化物原地矿体之下; 海底喷流口外的, 古海底洼地形成的块状硫化物原地矿体 (如“走运”矿体, 东方 1 号等 5 个矿体); 在上 2 个较大原地矿体旁侧 60 m 范围内分布的搬运碎屑矿体, 其中麦克莱恩矿体为最大, 离原地矿体达 6.7 km, 矿体长 870 m, 厚 20 m。第三种类型矿体是在原地矿体附近, 于 21 年和 27 年后分别发现的。

在已知的 17 个矿体中, 原地矿体 5 个, 矿石量占总矿石量的 48%, 平均品位: 锌 17.5%, 铅 8.55%, 铜 1.66%, 银 109.2×10^{-6} , 金 1.65×10^{-6} , 此外含重晶石 25%, 黄铁矿 14%。属于搬运矿体有 11 个, 储量约占 52%, 平均品位: 锌 12.20%, 铅 7.12%, 铜 1.04%, 银 126.9×10^{-6} , 金 1.06×10^{-6} , 含重晶石 30%, 黄铁矿 7.5%。据 1983 年报道又发现了麦克莱恩延伸矿体。网脉状矿体属于低品位表外储量。

摘自《国内外金银矿床图册》

加拿大科卡尼岭和梅奥银矿床

矿床产于科迪勒拉造山带的沉积盆地中。盆地内主要为碎屑岩, 岩石已遭形变、变质并被火成岩侵入。包含梅奥矿区基诺希尔矿床的塞尔温盆地是北美古大陆被动边缘中的克拉通边缘海湾, 科卡尼岭矿床叠覆在几个增生地体上。Ag-Pb-Zn 矿脉是造山带构造演化后期形成的。在塞尔温盆地内, 与矿化有关的断裂是与右旋横推断裂有关的共轭构造 (梅奥湖剪切带)。科卡尼岭矿床是位于瓦尔哈拉变质核杂岩上。

矿床在成因上与花岗岩深成岩体或岩基有关。容矿岩石一般是厚大而单调的沉积岩系, 主要岩性是细—中粒碎屑岩, 少量碳酸盐岩、镁铁质火山岩

和凝灰岩等。另一显著特点是沉积岩遭受了至少绿片岩相的变质作用。含这种容矿岩石的沉积盆地是产有沉积岩容矿的喷气沉积块状硫化物矿床和铅—锌成矿省的一部分。在塞尔温盆地内, 除基诺希尔 Ag-Pb-Zn 矿床以外, 还有一系列喷气沉积的 Pb-Zn 矿床如托姆 (Tom)、亚松 (Jason)、霍华兹山口 (Howards Pass) 等。在科卡尼岭 (Kokanee Range) 地区, 北美被动大陆边缘的碳酸盐岩中也产有小型喷气沉积 Pb-Zn 矿床, 如泽西 (Jersey)、里夫斯 (Reeves)、麦克唐纳 (MacDanad) 等。

在空间上与 Ag-Pb-Zn 矿脉伴生的花岗岩侵入体, 有些是容矿岩石 (如在科卡尼岭矿床上), 它



们是在岛弧环境形成时期和形成之后侵入的；有些则与矿区相隔甚远（如在基诺希尔矿床上），是在形变作用停止后侵入断裂带中的。

金属矿物为方铅矿和闪锌矿，一般与少量黄铁矿、黄铜矿和各种复杂的碳酸盐矿物组合相伴生，经常含有黝铜矿和银矿物。脉石矿物为菱铁矿、石英、白云石或方解石。

围岩蚀变有千枚岩化、绢云母化、硅化和黄铁矿化等。

据加拿大学者 G. Beaudoin 等（1992）研究，这类矿床在北美科迪勒拉山的美国境内，有克尔达兰（Coeur d'Alene）矿床（已产银 30 000 t 以上）。欧洲华力西造山带的德国哈茨山（Harz Mountain）矿床（银产量大于 5 000 t），弗赖贝格（Freiberg）矿床（银产量大于 7 000 t），捷克的普日布拉姆（Příbram）矿床（银产量大于 3 500 t）。

摘自《世界银矿资源潜力和可供性研究》

加拿大基德克里克银-多金属矿床

基德克里克矿床位于加拿大地盾阿比提比绿岩带西端，是世界上最大的银、金、锌、铜矿床之一。块状硫化物矿体呈层状产于近 SN 向，陡倾并已倒转的一套长英质和镁铁质火山岩系中。矿体一般呈整合的层状透镜体，沿流纹质角砾岩和碳泥质

岩层接触带产出，其顶部与围岩接触界线明显。主要容矿岩石为流纹质火山碎屑岩及其上覆的石英斑岩，部分矿体与碳泥岩层共生。矿体上盘的碳泥质岩层厚达 40 m，代表次火山喷发的间歇。

摘自《世界银矿资源潜力和可供性研究》

美国比尤特银矿床

比尤特银矿床位于蒙大拿州，矿石总量 9 亿 t；银 40 000 t（品位 $60 \times 10^{-6} \sim 100 \times 10^{-6}$ ），金 1 600 t，铜 160 万 t，铅 78 万 t；锌 400 万 t。

矿床产于晚白垩纪—第三纪博尔德岩基内。该岩基由石英二长岩组成，并被细晶岩和石英斑岩脉穿切，另外发育有英安岩—流纹岩，部分侵入石英二长岩内，部分喷出地表（图 1）。

除流纹岩外，石英二长岩、细晶岩和石英斑岩均被众多断层切割，部分断层起矿液通道作用。经详细研究，分为若干断裂系，而且具有时代顺序，分述如下。

1) 阿纳康达断裂系，走向 EW，S 倾，倾角 70° ，矿化程度高。

2) 布卢断裂系，走向 NW，有矿化。

3) 斯图尔德断裂系，走向 NE，矿化较弱。

4) 少数“中央断层系和大陆断层系”无矿化。

矿脉平均厚度 5~10 m，最厚达 30 m。在矿区东段矿脉呈“马尾丝”状，构成富矿段，平均厚 60 m，宽 25 m，延深 600 m。

据塞尔斯和迈耶（1984）所述，矿化呈同心带分布。内带矿脉内主要矿物为辉铜矿和硫砷铜矿，中带矿脉含闪锌矿、斑铜矿、黄铜矿、黝铜矿、砷黝铜矿以及蔷薇辉石和菱锰矿等；外带矿脉含锌、金和银，以大量蔷薇辉石、菱锰矿、方铅矿、闪锌矿，少量黄铜矿、黝铜矿、砷黝铜矿、辉

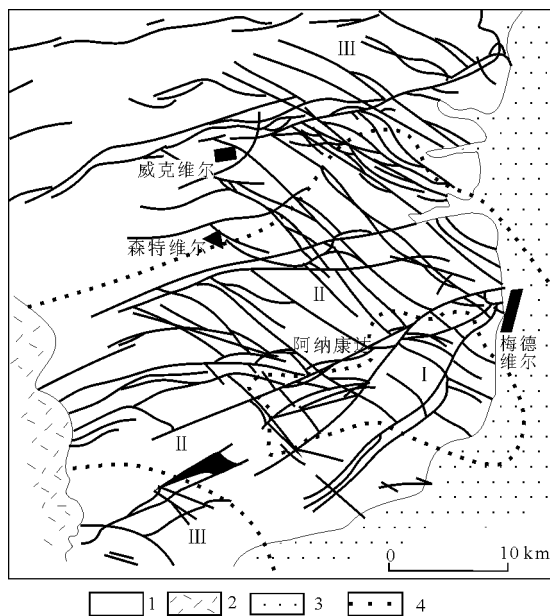


图 1 比尤特矿区中部矿带分布图

1—第四系沉积物；2—花岗岩；3—流纹岩；4—矿带界线；I—III—矿带编号

铜矿和斑铜矿为特征。上述各带脉石矿物均为黄铁矿及石英。

断裂边缘有热液蚀变，主要为绢云母化，其外围为粘土带。

J. J. 贝奇将比尤特矿床划入深成火山岩型侵入体内的脉型矿体。

摘自《国内外金银矿床图册》



美国西圣胡安山银矿床

西圣胡安山银矿床位于科罗拉多州西南部，为第三纪火山岩型金-银共生矿床。1848 年发现，至今产银 5 315 t，金 240 t。

西圣胡安地区最老的地层为前寒武系，一般呈小的孤立的地质体（约几平方千米）。

在晚白垩世和第三纪早期，地壳上升穹状隆起有火山活动以及花岗闪长岩（岩株、岩盖、岩墙和岩床）侵入。进一步风化剥蚀形成第三系底部砾岩—碎屑岩—页岩沉积，莱克福组为流纹英安熔岩、角砾岩和凝灰岩；圣胡安组以流纹英安质凝灰角砾岩为主，含有一些熔岩流和凝灰岩；上为锡尔弗顿火山岩群的安山岩至流纹岩、角砾岩、凝灰岩；再上为波托西火山岩群的石英粗安岩至流纹岩，侵入岩为辉长岩、流纹岩岩株、岩墙；最上部欣斯代尔组的玄武岩流和一些流纹质凝灰岩（图 1）。

区域构造记录了 4 期变形，有前寒武纪沉积岩石发生强烈变质、褶皱和断裂。上古生界地层不整合其上，形成单斜、倾伏背斜、放射状背斜；古生界与中生界和新生界均呈不整合；第三纪火成侵入，断裂活动广泛发育和火山口断陷，形成 24 km × 48 km 圣胡安断陷盆地，以及直径 16 km 的锡尔弗顿和莱克城火山口凹陷，控制了西圣胡安矿床、矿化分布。

矿区主要矿体是裂隙矿脉，少数呈筒状和板状交代矿体和充填矿脉，矿脉最长 2 745 m，最宽 15 m，平均宽 0.9~1.8 m，多数矿脉陡倾一般大于 70°，也有 45~50°，有的矿体呈直立岩管以及环状断层的矿石破碎带。

矿石中常见金属矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿和砷黝铜矿。高品位含银矿石中，主要有含银砷黝铜矿、黝铜矿和淡红银矿，还有硫辉铋矿、硫铋银矿、针硫铋铅矿、斜方辉铋铅矿、自然金（和石英，局部与冰长石伴生）。脉石矿物有石英、重晶石、方解石、铁白云石、蔷薇辉石、菱锰矿、锰橄榄石、粒硅镁石、热臭石—3R（红硅铁

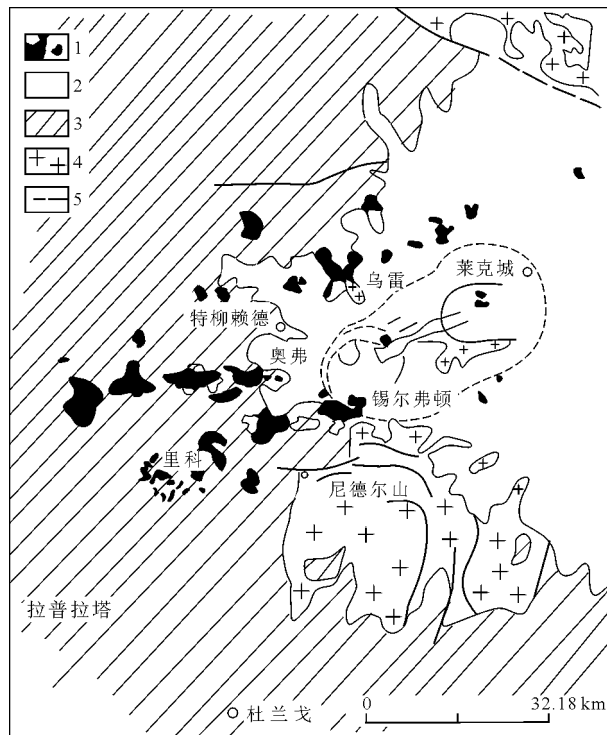


图 1 西圣胡安山银矿床地质略图

1—侵入岩；2—火山岩；3—沉积岩；4—前寒武纪岩石；5—断层
（虚线表示大致位置）

锰矿）、冰长石、绢云母等。

矿化阶段：1）黄铁矿（少量）、绿泥石、似条带状石英；2）以石英为主，脉石有贱金属硫化物；3）蔷薇辉石和 SiO_2 含量较低的其他锰硅酸盐以及稀少的硫化物和痕量的硫锰矿；4）石英、重晶石含银矿石，局部有菱锰矿或者铁白云石；5）含自然金的石英，局部伴有硫化物、冰长石、方解石、萤石。

矿床蚀变有成矿前的青磐岩化，矿床典型蚀变矿物为黄铁矿、石英、绢云母、粘土矿物、方解石、绿泥石。

矿床为陆相火山岩型金-银共生矿床。

摘自《国内外金银矿床图册》



澳大利亚坎宁顿银-铅-锌矿床

1 地质背景

澳大利亚坎宁顿银-铅-锌矿床位于澳大利亚昆士兰州克隆卡里南南东约 140 km (东经 140°55', 南纬 21°52'), 昆士兰州西北部元古宙地层组成的芒特艾萨内围层东部褶皱带的最东部, 其地理位置见图 1。该内围层是澳大利亚最重要的铜、铅、锌、银产区之一, 已知主要铅-锌-银矿床有芒特艾萨 (也是主要铜矿床)、希尔顿、莱迪洛雷塔、杜格尔德河以及新发现的“世纪”矿床。它们或是由一个矿层组成, 或由几个矿层 (或透镜体) 堆叠而成, 矿石由细粒硫化物组成, 产在碳质页岩 (板岩和千枚岩) 系和白云质粉砂岩中, 其成因一般认为是同生/成岩沉积喷气的。新发现的坎宁顿矿床则与之不同, 在岩性、地球化学和成矿特征上均有差别, 有人认为它是外来地体。它更类似于新南威尔士州的布罗肯希尔矿床。

坎宁顿矿床为 10~60 m 的白垩系和现代沉积所覆盖, 矿化赋存在硅质和含不定量的石榴子石-辉石-角闪石的变质长石砂岩中, 这一组岩石又产生在区域上广泛分布的石英长石片麻岩系内。矿带

附近还产有少数角闪岩、云母片岩和伟晶岩的透镜体。矿石类型和矿物成分复杂多变, 见有块状、浸染状、条带状和矿质重新活化后形成的脉状等类型。矿体构造复杂, 遭同斜褶皱和高级角闪相变质作用。成矿后断裂将矿床肢解为埋藏浅的品位较低的北带和面积较广的品位极高的南带 (图 2)。具

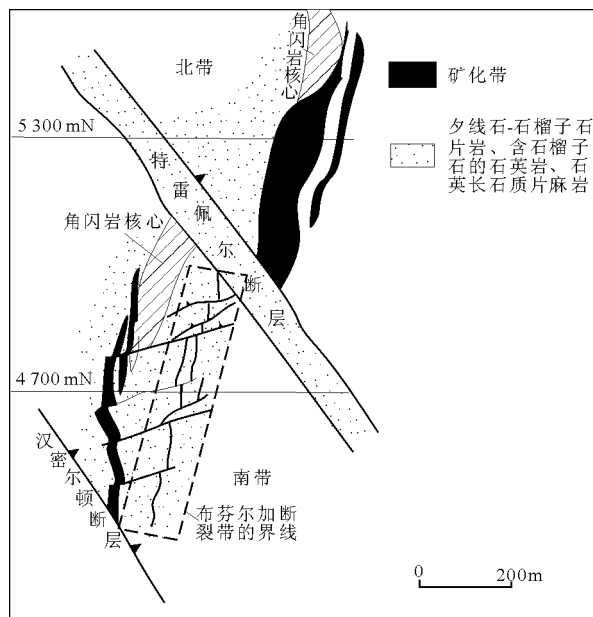


图 2 坎宁顿银-铅-锌矿床平面示意图 (引自 S. Walters 和 A. Baily, 1998)

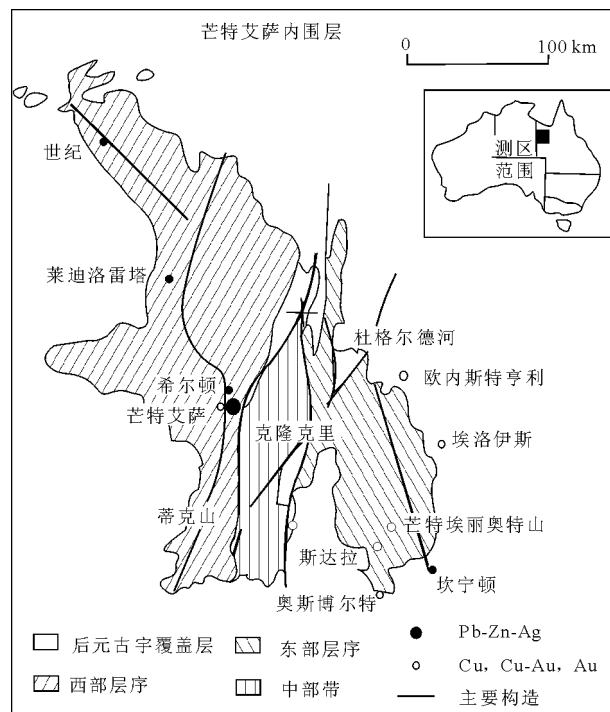


图 1 坎宁顿银-铅-锌矿床地理位置及芒特艾萨内围层其他重要矿床 (引自 S. B. Bodon, 1998)

有主要经济价值的矿化是块状磁铁矿-萤石-方铅矿矿化和方铅矿-闪锌矿-碳酸盐矿化。品位较低的类型: 硅质浸染状闪锌矿-方铅矿矿化, 角砾化的闪锌矿-磁黄铁矿矿化, 以及明显条带状的角闪石-石榴子石-磁铁矿-石英条带状含铁层矿化。矿床推测储量: 北带 1 400 万 t, 铅品位 8.9%, 锌 3.7%, 银 310×10^{-6} ; 南带 3 300 万 t, 铅品位 11.4%, 锌 5.0%, 银 540×10^{-6} 。矿床合计含铅 500.8 万 t, 锌 216.8 万 t, 银 22 160 t, 是一个罕见的特大型银-铅-锌矿床。

2 勘查与发现

澳大利亚芒特艾萨内围层是有世界意义的成矿区。多年来, 该区已成为地质填图和勘查的重点地区, 其矿产勘查得益于政府地质填图和详细的地质



研究。澳大利亚联邦矿产资源局对该区的兴趣始于 20 世纪 50 年代初。到 1958 年,整个内围层(出露区约 5 万 km^2)已由联邦矿产资源局和昆士兰州地质调查联合填图队填绘了 1:25 万地质图。较详细的第 2 阶段的 1:10 万比例尺地质填图,仍由这 2 个单位联合填图队进行,始于 1969 年,到 1980 年大部分已完成。1983 年至 1989 年进行了第 3 阶段填图,主要是在 10 余个重点地区完成以 1:25 万为主的地质图,小部分为 1:5 万地质图和 1:2.5 万地质图。私人公司和矿产资源局从 20 世纪 50~60 年代以来进行了线距不等的航磁测量(以 3 km 和 1.5 km 为主,也有 1 km 和 0.5 km 的)。矿产资源局从 20 世纪 50 年代以来在该区进行了重力测量。

1992 年,昆士兰州地调局开始了一项沿内围层已知带的详细的区域重力测量,来补充航磁测量工作,以圈定勘查目标。矿产资源局(后改名为“澳大利亚地质调查机构”)1992 年对整个芒特艾萨内围层的成矿作用进行了分析,把地质图、地球化学数据、区域物探数据和“陆地卫星”专题成像仪图像等数字化数据集结合起来,并且利用地理信息系统进行综合分析。

重力和航磁资料已确定了内围层在盖层沉积岩下的分布范围约有 10 万 km^2 ,从而使远景区面积大大地扩大了。

坎宁顿矿床是在该内围层东部从理论概念出发经 10 年勘查发现的,是 BHP 有限公司于 1990 年对一个牛眼状航磁异常进行钻探检查的成果。矿化元古宙岩石的验证钻孔打到 20 m 时见矿,其品位为 Pb 12.1%,Zn 0.6% 和 Ag 870×10^{-6} ,资源量为 45.3 百万 t。该矿床已进行了详细的可行性研究,1998 年南部矿带年产能达 1.5 万 t。预计可年产银 2 400 万盎司(746.4 t),将成为世界上最

大的银生产地。

从 1993 年起,矿床的研究集中于金属的测年和矿化的成因方面,研究范围也从集中研究矿体的个别地区和容矿岩石扩大到对整个矿床的研究。坎宁顿矿床在矿物学、构造学和地球化学上显示出与布罗肯希尔矿脉的相似性,但其成因类型目前尚存有争议。布罗肯希尔矿脉的成因模型通常被认为是变质前同生成因或喷气层状成因。然而,最近对坎宁顿矿床的研究与开发表明,控制其结构与经济特征的高温无水 and 含水交代事件起了重要而复杂作用,这究竟只是一种韧性作用和变质前 Ag-Pb-Zn 矿化作用的流体再活化,还是反映了一个重要的外部来源的峰后变质矿化事件,尚无定论。

3 小 结

芒特艾萨内围层找矿勘查的成功是过去 10 年贱金属勘查活动增加的结果,是从理论概念出发,利用区域地质填图和物探等资料勘查发现的。新的技术,特别是物探以及有最新的地质图,均对新矿床的发现做出了贡献。有的矿床是在以前用老方法勘查过的地区发现的,也有的是在内围层边缘被年轻覆盖层掩盖的地区发现的。

这些成功鼓励了进一步勘查,勘查又提高了对矿化地质环境的认识。通过对流行的成矿模式的修正或更替,加强了以理论为基础的勘查工作。此外,如遥感这样新的勘查技术以及物化探方法的进展,也可导致进一步的发现,特别是在年轻盖层掩盖的占芒特艾萨内围层总面积 2/3 的地区。虽然寻找隐伏矿床花费很大,但其优点是在进行探测时无经济意义的矿化不易显示为异常。最近在地质工作方面的进展,说明该区仍有许多矿床有待发现。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

墨西哥塔约尔提塔银矿床

塔约尔提塔银矿床位于杜兰哥州首府西北,是开采 200 多年历史的超大型银-金矿床。

在 1967 年以前的 74 年间,银、金品位从未降低,银品位 600×10^{-6} ,金品位 12×10^{-6} 。阿兰纳矿脉已产矿石 100 多万 t,银品位 785×10^{-6} ,金品位 15×10^{-6} 。瓜达鲁普矿体已采矿石 200 万 t,银品位 632×10^{-6} ,金品位 12×10^{-6} 。

矿床位于北美洲环太平洋金-银成矿带的马德

雷山脉第三纪火山岩区。白垩系和下第三系的沉积岩、火山岩构成山脉基底。火山岩分为 2 部分,总厚 3 000 m(图 1)。

下部层(100~45 Ma):底部为流纹岩(下部与侵入岩接触,上部是安山质凝灰岩,再上部为流纹岩),顶部由安山岩流、火山灰、角砾以及火山泥流组成。下部层是墨西哥西北部具有经济价值贵金属矿床最常见的容矿岩;厚度 1 500 m。

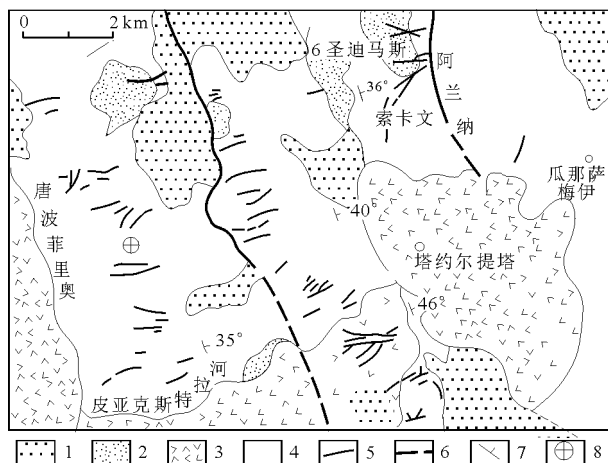


图1 圣迪马斯采区综合地质图

1—上部火山岩系岩石；2—侵入安山岩；3—锡纳罗亚岩基的岩石；
4—下部火山岩系岩石；5—岩脉；6—断层；7—火山岩的平均走向
和倾角；8—水平产状的火山岩

上部层（32~23 Ma）：不整合于下部层之上，由凝灰岩、角砾岩和熔岩（以流纹岩为主）组成，厚度1 500 m（无矿）。

次火山岩岩墙有流纹岩、次安山岩、凝灰角砾岩、长石斑岩、细晶岩墙。侵入岩有铁镁质石英闪长岩（85 Ma）、石英闪长岩、花岗闪长岩、石英二长岩（48.2 Ma），呈岩株侵入下部次火山岩层中。

区域NNW向正断层切割了整个火山岩，垂直

断距约2 000 m，包含塔约尔提塔银-金矿断块，矿区内惟一有矿化的是呈NW走向的断层。

塔约尔提塔是一个高品位的囊状矿床。银、金主要沉积在同一标高的有利成矿带中，该矿带估计最小厚度为600 m。Ag/Au值为44~105不等，离侵入体最近的比值小。

矿区矿化分为3个共生阶段。1）在多阶段生成矿脉中，最早的阶段仅见有碎屑和狭窄的不连续支脉。脉石矿物石英中含有大量闪锌矿和方铅矿，或没有这2种矿物。银金含量微小，银 125×10^{-6} ，金 1×10^{-6} 。2）含有3种相互排斥的脉石组合：石英-蔷薇辉石或锰钙辉石-钠长石、石英-冰长石和石英-方解石，银 200×10^{-6} ，金 2×10^{-6} 。3种脉石组合中可含深绿色热液绿泥石和铜-铅-锌硫化物，间或不含这些矿物。3）以紫晶细条带和直径达1 m的排列有大晶体的晶洞为特征。是热液系统衰退阶段，晶洞中沉积有少量砷硫银矿、自然银、黄铜矿、方解石和沸石。

矿床成因：矿囊型及银-金脉状矿床的热液矿床是以大气水和原生水为主的热液产物；热液沸腾是矿液沉淀的主要控矿因素。

该矿床银总量为14 339 t，金产量约200 t。目前尚未开采的几个矿点估计还可获得银储量4 300 t，金储量87 t。

摘自《国内外金银矿床图册》

玻利维亚波托西银矿床

波托西银矿床位于波托西省波托西市附近的里科山内，是世界最大的银矿床。自1545年开采以来有记载的银产量超过6万t，估计尚有矿石储量8.28亿t，该矿床银金属总量为195 600 t，平均品位银 $150 \times 10^{-6} \sim 250 \times 10^{-6}$ ，锡0.3%~0.4%。

矿床位于南美洲环太平洋银成矿带上。矿区出露最老的地层为奥陶系，主要由页岩组成，含少量的砂岩。页岩受轻度变质变为千枚岩或泥质板岩，砂岩变成石英岩，岩层总的呈NW走向，SE缓倾。上覆上白垩统一第三系的普卡组，其底部具交错层理的砂岩，厚700 m，上部为100 m厚钙质砂岩、泥灰岩和灰岩复合层，含晚白垩世动物群，再上为1 800 m厚的泥灰岩-泥岩-砂岩的交互层，时代可能为早第三纪，分布在波托北15 km处，而波托西本区缺失（图1）。

阿瓜杜尔斯组（450 m）位于普卡组之上，由

红色页岩，红色和浅黄色砂岩和细砾岩组成。

坎特里亚组（大于350 m）位于阿瓜杜尔斯组之上，为一套流纹岩、石英粗面岩和英安岩的火山岩，底部是粗砾岩，其上为角砾岩、凝灰岩（某些层具有特征的紫红色），该组局部发育特征的红色石榴子石。砾岩有强烈褪色的蚀变。

里科山组为最上部层，由下而上为佩拉维里砾岩（10~170 m）、维纳斯角砾岩（0~100 m）、卡拉科莱斯凝灰岩（大于300 m）。分布于里科山区向外可追索10 km远的地方。

第三纪侵入岩有卡里卡里岩株（由不规则的闪长斑岩组成）、波托西岩株（由流纹英安质石英斑岩组成）。波托西岩株是矿化主要围岩，呈漏斗状，地表1 700 m×1 200 m，而在500 m深处为100 m×100 m。

矿区在空间上与波托西侵入体密切相关，在海

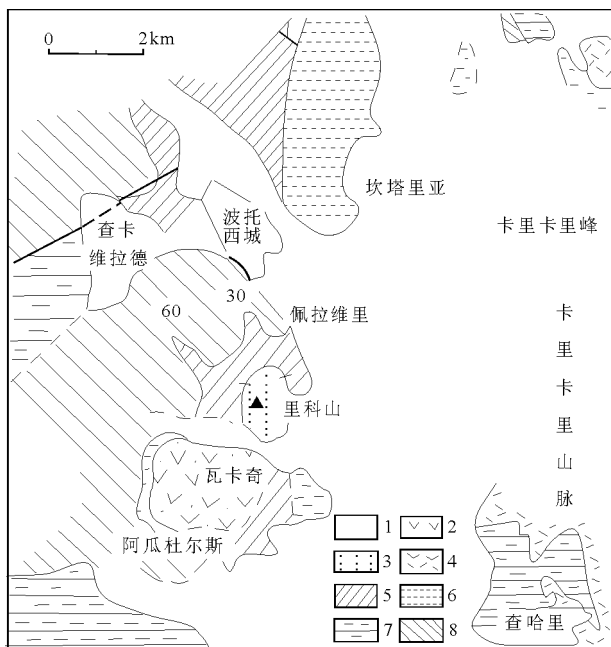


图1 波托西地区地质图

1—现代冲积物和海洋沉积物；2—第三系瓦卡奇组（流纹岩）；3—第三系波托西侵入体（石英斑岩）；4—第三系卡里卡里侵入体（闪长玢岩）；5—第三系里科山组（砾岩凝灰岩、角砾岩）；6—第三系坎塔里亚组（凝灰岩、角砾岩）；7—第三系阿瓜杜尔斯组（凝灰岩、熔岩、红色层）；8—古生界页岩及少量砂岩

拔 4 700 m 处岩体面积为 1.25 km²，在 4 200 m 处为略大于 0.15 km²。含矿带长 1 200 m。波托西地区的矿脉大部分呈 NE 走向，可分为 53°，31°，6° 三组。走向 53° 的尤特耐斯矿脉系，其下部中段是产矿率最好的；31° 席状带脉系，规模较大局限于上部中段的硅化斑岩中，最大长度为 350 m，宽达 175 m，由数百条宽 1~5 cm 的平行细脉组成并向 E 陡倾；走向 6° 的塔乔波罗—安西纳斯矿脉系代表波托西脉体模式的主要特征，少数支脉和细脉向 E 倾斜，但主脉皆向 W 倾，倾角 70°。

金属矿物以锡石、黄铁矿、黝铜矿为主。常见矿物有毒砂、闪锌矿、硫锑银铅矿、深红银矿，还有少量的辉铋矿、黑钨矿、黄铜矿、方铅矿、辉锑铅矿、脆硫锑铅矿、车轮矿、硫铋银矿、辉锑矿。非金属矿物有石英、明矾石、绢云母、绿泥石。

矿床上部中段的蚀变矿物主要为石英，常见黄铁矿，少量的绢云母；下部中段的蚀变矿物主要为绢云母，常见绿泥石和石英，少量的黄铁矿。

该矿床属于陆相火山岩-斑岩型银-锡共生矿床。

摘自《国内外金银矿床图册》

秘鲁基鲁维尔卡银矿床

基鲁维尔卡银矿区位于秘鲁中北部的特鲁希略市以东 80 km。自 1789 年以来已采矿石 800 万 t，产银 1 988 t（品位 248.54×10^{-6} ），铜 228 000 t（品位 2.85%），铅 157 600 t（品位 1.97%）、锌 462 400 t。为一陆相火山岩型多金属共生银矿床。

矿区出露的最古老岩石是下白垩统碎屑沉积岩，岩层在早第三纪（40~65 Ma）发生褶皱，并受区域低级变质作用影响。矿床赋存在卡利普伊组，该组地层为一广泛发育的中新世侵入—喷出安山岩岩堆，估计厚度超过 2 000 m。卡利普伊组由斑状安山岩熔岩流（斑晶占 20%）和流状角砾熔岩组成，夹薄层玄武岩熔岩流，偶见凝灰质湖相沉积物。

侵入岩包括次安山岩（呈岩株、岩墙和岩颈），成矿前蚀变石英二长斑岩岩株（被几条 Pb-Zn-Ag 小矿脉所切割），与矿化有成因联系的强烈绢云母化英安岩岩株和岩墙以及英安岩穹丘带组成。

区域性的左旋走向滑动断层控制了基鲁维尔卡岩墙、岩丘和矿脉的位置。矿脉主要赋存在 2 组陡倾的断裂系中，一组走向为 60~70°，另一组走向

为 85°，倾向 SE，倾角 85°，后一组的断裂系是区域走向滑动断层的一部分，中心在基鲁维尔卡，走向延伸至少达 16 km。矿化主要位于走向 60~70° 的断裂系中，该组断裂系被解释为一组张裂缝，与走向 85° 断裂上的 EW 向左旋剪切有关（图 1）。

基鲁维尔卡地区有 100 多条矿脉，可采矿脉宽度平均 0.3 m，局部可达 2.5 m。矿脉虽然具有大量分叉、弧形环和膨缩构造，但总的来说横向和纵向的连续性较好。在某些地方，矿脉可由一系列较厚的富矿体组成，有黄铁矿矿脉，闪锌矿-方铅矿矿脉，以脉石为主的矿脉。矿脉一般为粗粒状和块状的，局部为晶洞状。在许多地方有很发育的不对称条带，条带通常为硫化物和脉石和他形集合体，常常具有脉石充填的晶洞。矿脉与围岩的接触面通常有明显擦痕。矿脉沉积的主要过程为开放空间充填，交代作用范围很细窄。

根据该区主要矿脉由中心至边缘划分出 4 个宽阔的同心状矿物带：硫砷铜矿带、过渡带、铅-锌带和辉锑矿带。所有矿脉，不论其在哪个带，都具有 4 个明显的共生阶段：黄铁矿阶段，贱金属阶

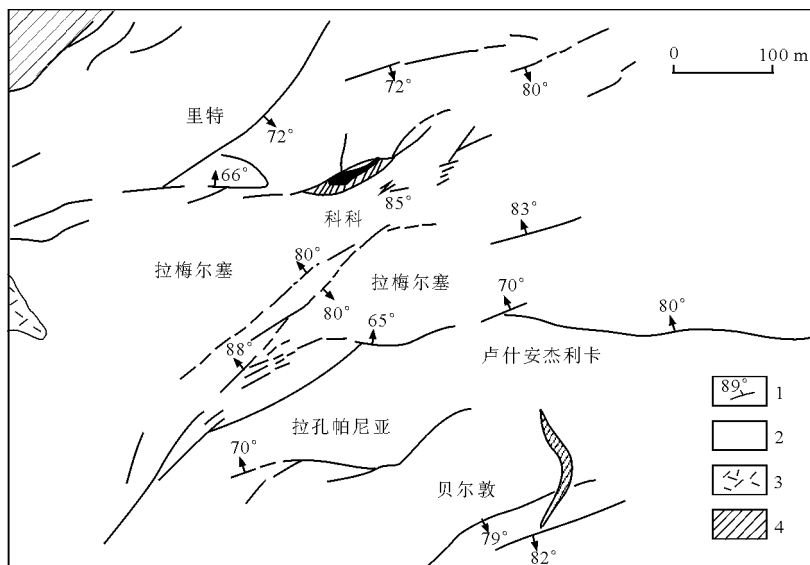


图1 科科—卢什安杰利卡区的地表地质图

1—矿脉，标出的产状；2—安山岩熔岩流；3—流状角砾熔岩；4—次安山岩

段，硫盐阶段和碳酸盐阶段。最靠近矿区中心的矿脉以早期矿物组合为主，矿物分带通常在矿脉的交切处，并且在局部规模上反映矿脉宽度的变化。

从矿脉边缘向外，围岩蚀变类型由强变弱，分别为极强的绢云母化、强绢云母化、中等强度绢云母化、强泥化、弱泥化和青磐岩化。在任何位置，青磐岩化最早，接着为泥化，然后是绢云母化。

在基鲁维尔卡，成矿作用环境的温度控制条件是以硫化物和硅酸盐的相平衡为基础的。在中央硫砷铜矿带，早期贱金属阶段的大量硫砷铜矿—四方硫砷铜矿的共生表明形成温度在 $300\sim 320\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，低于硫砷铜矿稳定的温度范围。

摘自《国内外金银矿床图册》

澳大利亚罗斯伯里银矿床

罗斯伯里银矿床位于塔斯马尼亚州西部的芒特里德火山带 (SN 长 210 km , EW 宽 $10\sim 15\text{ km}$) 中北部。矿石总量 $2\,000\text{ 万 t}$, 银 $3\,100\text{ t}$ (品位 155×10^{-6}), 金 58 t (品位 2.9×10^{-6}), 锌 324 万 t (品位 16.2%), 铅 100 万 t (品位 5%), 铜 14.8 万 t (品位 0.74%)。

该火山带分布于前寒武纪蒂恩南地块与寒武纪邓达斯地槽 2 个不同构造单元衔接地带。它主要由钙碱系列熔岩、火成碎屑岩、侵入体和少量沉积岩组成，与年轻岛弧火山带相似，这些岩系在泥盆纪中期造山运动期间发生了变质和变形，其中心火山杂岩变为低到中等绿片岩相。

容矿岩石属于芒特里德火山带 3 个亚带之一的罗斯伯里—赫尔克里士带，该带火山岩为北端中心火山杂岩，从下到上可细分为 3 个单元：底板火成碎屑岩、顶板凝灰岩和上部富含熔岩的岩系。矿体产在底板火成碎屑岩和顶板凝灰岩接触地带的沉积透镜体内。

矿床分为北端和南端 2 个矿体，两者间被一无矿带隔开。以北端矿体为例，矿化发生在 2 种不同的平伏状透镜体中；一为锌-铅-铜块状硫化物透镜体；一为层位上较高的块状重晶石透镜体。2 个透镜体厚度均约为 12 m (图 1)。

矿床已查明有 6 种矿石类型。具经济价值的有 3 种类型。

1) 黄铁矿-黄铜矿块状硫化物矿石，以黄铁矿、黄铜矿为主，有银金矿，分布在块状闪锌矿-方铅矿-黄铁矿石底部，呈不连续的扁豆体，银含量低，某些地段有时超过 200×10^{-6} 。金通常小于 2×10^{-6} ，也有大于 5×10^{-6} 见于该扁豆体上面附近，有时大于 10×10^{-6} ，金在远离黄铁矿化中心，与浸染状黄铁矿化有关。

2) 闪锌矿-方铅矿-黄铁矿矿石，在黄铁矿-黄铜矿层之上，并且在横向上与其分离，以闪锌矿、方铅矿、黄铁矿为主，有银金矿和辉银矿，含大量的金，一般 $2\times 10^{-6}\sim 7\times 10^{-6}$ ，最高达 33×10^{-6} 。

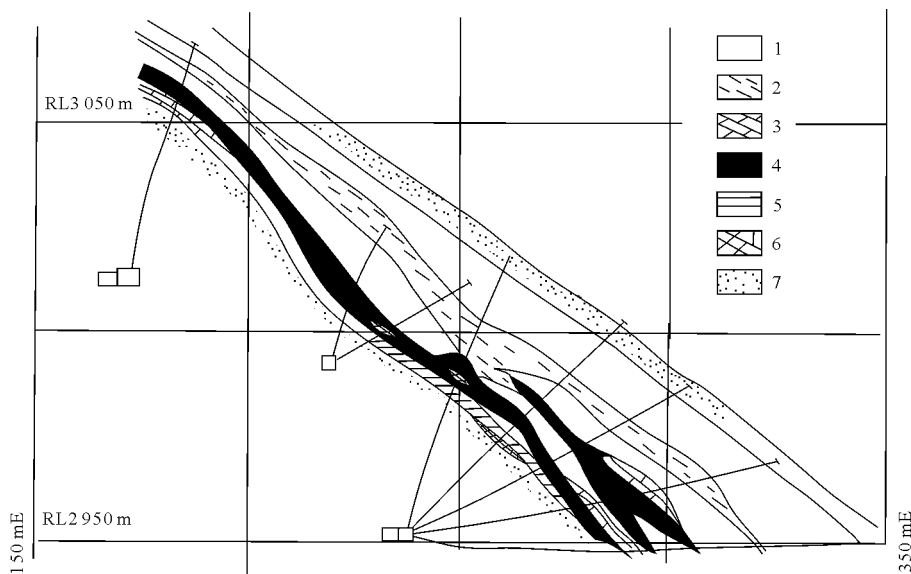


图 1 澳大利亚罗斯伯里 1113 地质剖面图

1—黑板岩，凝灰质页岩；2—重晶石矿；3—块状碳酸盐，含碳酸盐的容矿岩石；4—块状的闪锌矿-方铅矿-黄铁矿矿石；5—块状的黄铁矿-黄铜矿矿石；6—细脉状矿化；7—底板火成碎屑岩

3) 矿块重晶石矿化类型以闪锌矿、方铅矿为主，有银金矿，也是富银的，其中也有零星分布的高品位金 (38×10^{-6})。

此外有远端黄铁矿矿化，重新活化的硫化物矿化等类型。

矿床主要金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿。次要和痕量矿物有毒砂、黝铜矿、硫锑铋铅矿、自然铋、磁黄铁矿、斜方硫锑铅矿、车轮矿等。

金、银矿物有银金矿、辉银矿、深红银矿、含

银方铅矿 (含银 1.010×10^{-6} ，占总含银量的 30%)、含银黝铜矿、黄铜矿含银 180×10^{-6} ，闪锌矿含银 30×10^{-6} ，车轮矿含银 0.25% ~ 1.26% (2 个样品)。

非金属矿物有绿泥石、石英、碳酸盐矿物、绢云母、钠长石、重晶石等。

该矿床为寒武纪火山成因的块状硫化物共生银矿床。

摘自《国内外金银矿床图册》

新西兰豪拉基银矿田

豪拉基银矿田位于新西兰科罗曼德半岛的豪拉基地区的大巴里埃岛以南长达 200 km 的地区。矿田内独立的浅成低温热液矿床有 47 个，大多数规模很小，60% 的矿山开采的矿石量不足 1 万 t，大型矿床仅占少数。从 1852—1952 年 100 年间产金银 1 400 t。Au/Ag 值为 1:4。约合金 280 t，银 1 120 t，其中 80% 产自怀希矿山 (1 100 t，含金 220 t，银 880 t)。豪拉基地区银总量为 40 860 t。

豪拉基银矿田的基底是中生界杂砂岩，走向 NNW。盖层为中新世—更新世钙碱性科罗曼德火山带。豪拉基银矿田火山岩区为火山带的一部分，据科尔和刘易斯 (1981) 等人认为“科罗曼德火山带是澳大利亚大陆与太平洋板块之间的俯冲带所伴生的产物”。火山活动始于中新世早期，主

要是安山岩 (科罗曼德群) 及少量英安岩，至上中新统一更新统则以流纹质英安质火山岩为主。

科罗曼德半岛的火山岩划分为 3 期，第一期为矿化和蚀变的安山岩；第二期为大量的未蚀变、未矿化的安山岩、英安岩；第三期为流纹岩 (局部矿化)。

整个豪拉基银矿田中，马拉托托—温特沃思矿区共有贵金属 (Au, Ag) 矿脉 17 条 (图 1)，有 11 条集中于该区西南部，所有矿脉均赋存于块状与角砾状安山岩、英安岩流、凝灰岩，夹有沉积岩的比森斯岛群中。其中以帕伊罗克脉 (11 号脉) 为最大，长 3 050 m，平均厚 2.4 m (最厚 3.4 m)；其次是马拉托托脉 (10 号脉) 长 2 800 m，平均宽 3 m，最厚 6.7 m；卡莫拉脉 (3 号脉) 长

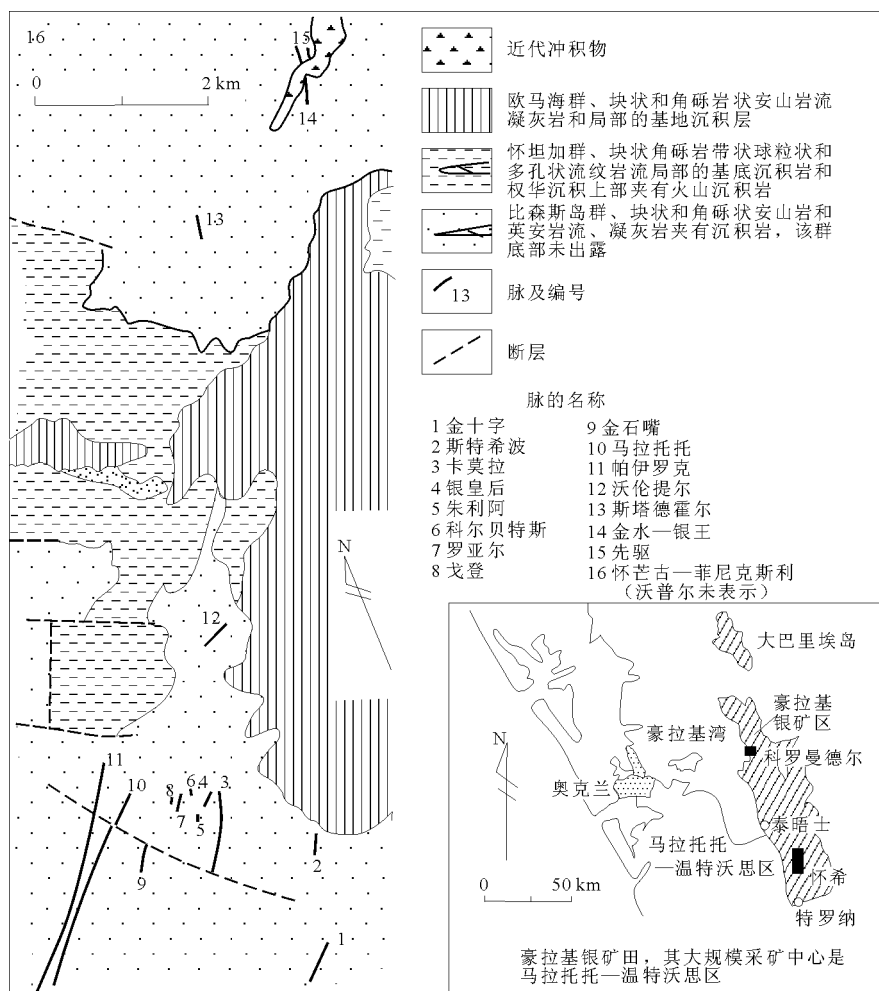


图1 新西兰豪拉基矿田马拉托托—温特沃思区主要矿脉综合地质图

915 m，平均宽 6.1 m，最厚 24.2 m；金十字脉（1 号脉）长 710 m，平均宽 3.7 m，最厚 27.4 m；金水—银王脉（14 号脉）长 640 m，平均宽 1.5 m，最宽 3.4 m。该区是一个老矿山，没有平均品位资料，每个脉的富矿大于 156×10^{-6} ，小者的为贫矿。

马拉托托—温特沃思矿区的矿脉由近于平行的岩席物质组成，每个岩席反映了一般脉的形态。单个岩席的宽度变化往往直接与脉的宽度变化有关。岩席的厚度可由 1 cm 到 1 m。有些岩席局限于矿化“扇”形体中。有一些岩席被较晚的一些岩席切割。一些较年轻的岩席中见有角砾岩状老岩席的岩块碎屑。通常较老的岩席比较靠近矿脉的边界。

马拉托托—温特沃思矿区矿脉分为细晶质石英、粗晶质石英、石英-碳酸盐混合物、碳酸盐、含有锰与铁氧化物的薄板状石英、脉角砾岩和粘土 7 种类型。矿石矿物有闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黄铁矿、碲银矿、辉银矿、银金矿和自然银、自然金、辉银矿。还有少量辉铜矿、铜蓝、斑铜矿、

螺状硫银矿。所有的矿脉走向近于平行，倾斜很陡，主要由石英和碳酸盐组成。一些脉状富矿产于随深度加大而逐渐变窄的扇形体中，实际上超出扇形体之外，矿化微弱，并变为强烈的剪切带。扇形体（富矿囊）是浅成热液矿床，而不是次生富集的结果。矿脉是在火山喷流期间形成于比森斯岛群热液蚀变岩（青磐岩化、泥化等）内的剪切带中，脉和富矿囊形成环境被认为十分像当今的新西兰的中心火山区。

卡朗哈克金-银矿区金-银矿脉垂深最大（大于 700 m）。

豪拉基银矿田已知独立的金-银矿床都是浅成低温热液矿床，矿脉沿正断层（张性）、走向滑动断裂和裂隙充填，矿脉走向为 NE 向和近于 SN 向，倾角陡。有的大脉近于直立，最大脉宽达 30 m，沿走向长达 4.5 km，一般长 200~1 600 m，大多数宽 0.3~5 m，一般垂深 170~330 m。靠近地表的矿脉往往分叉或呈羽状，并被断层错开或中断。大多数矿脉赋存于中新世的安山岩中，少量产



于晚中新世的流纹岩和火山碎屑岩中。

矿脉中的主要金银矿物为银金矿、螺状硫银矿，局部见深红银矿、自然金、自然银。常见的金属硫化物（黄铁矿、闪锌矿、方铅矿和黄铜矿），总量 2%~10%。非金属矿物主要是石英，其次是方解石。少数几个矿床含有金银的硒化物、碲化物以及辉锑矿，个别矿床尚有白铁矿、毒砂和磁黄铁矿。冰长石、重晶石和石膏出现于个别矿床中。矿床广泛发育的围岩蚀变是青磐岩化和泥化，尤其是

各个矿床的周围，蚀变更强烈。在含金石英脉旁的强青磐岩化带中，常伴有大量的次生石英、伊利石和冰长石。

包裹体均一化温度研究表明，大多数贱金属为主的矿物组合形成温度为 270~350℃，而以贵金属为主的矿化形成温度在 200~280℃，盐度一般 0~3%。大多数矿床中 CO₂ 的含量为 1%~2%。

摘自《国内外金银矿床图册》

澳大利亚赫利尔银矿床

赫利尔银矿床位于塔斯马尼亚州西部芒特里德火山岩带最北端，在罗斯伯里矿床东北 30 km 处（图 1）。区域地质背景见罗斯伯里矿床，二者具有共同特点，其规模和金属含量与罗斯伯里矿近似，矿石总量为 1 900 万 t，其中银 3 040 t（平均品位 160×10^{-6} ），金 43.7 t（品位 2.3×10^{-6} ），锌 247 万 t（品位 13%），铅 133 万 t（品位 7%）。矿体为一个巨大的块状硫化物透镜体，发育在完好的底板蚀变岩筒之上。G. J. 麦克阿瑟（1986 年）认为，该矿床具有完好的金属分带，在矿体底部富含铁和铜，在顶部则富含银、金、锌、铅、砷，最高金品位超过 4×10^{-6} ，出现在矿床中心部位重晶石带之上的含黄铁矿硅质岩盖中。根据岩盖结构特点，它很类似罗斯伯里矿床的远端黄铁矿型矿化。金富集在富锌层状矿体上部及其上的黄铁矿燧石层中。金主要呈亚显微包裹体或固溶体产于毒砂和黄铁矿中。金含量有随砷含量增加而提高之趋势。

在芒特里德火山带内的中心火山杂岩和奎河—赫利尔火山岩中，所有层状矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -10‰~19‰，但大部分的矿床硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值在 6‰~15‰ 之间。这种较窄的值域通常为火山岩容矿的块状硫化物矿床的典型特征，它与海水硫酸盐还原岩石硫模式一致。

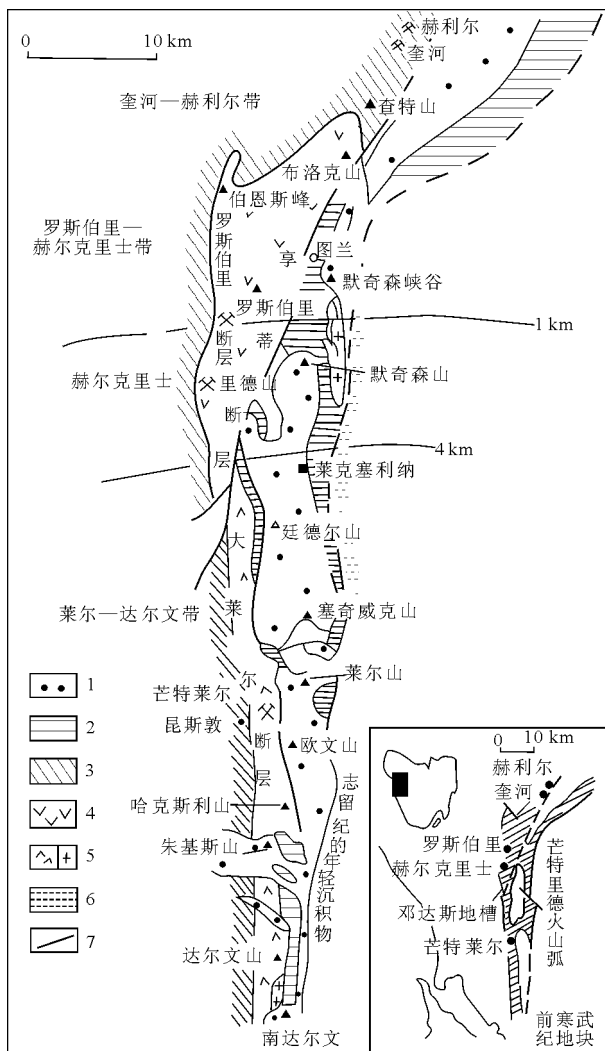


图 1 赫利尔—罗斯伯里区域地质图

1—欧文朱斯山砾岩和较年轻沉积物；2—西部岩系邓达斯群；3—廷德尔群和相当层；4—北部中心火山岩；5—南部中心火山岩，花岗岩；6—斯蒂奇特兰奇层；7—断层

摘自《国内外金银矿床图册》



瑞典锌矿区银矿床

锌矿区银矿床位于瑞典中南部贝里斯拉根省南部。又称为奥默贝里矿床，自 1857 年到 1987 年总矿量：锌 240 万 t（品位 6%~10%），铅 220 万 t（品位 5.5%），银 4 000 t（品位 100×10^{-6} ）。

矿床处于一个 EW 向向斜构造内。

古元古界上地壳层分为 3 组（图 1）。

1) 下部变火山岩组主要由块状细粒红色长英质变火山岩组成，其部分为石英-微斜长石斑岩、黑云母含量低（ $\leq 5\%$ ），主要分布在矿区北部和锌矿区盆地构造的南部，推测为熔结凝灰岩成因。

2) 变火山沉积岩组由混合的化学沉积岩组成。

主要岩石类型为变层凝灰岩（具完好的条带状，有时有极细的层纹状）的灰色细粒石英-微斜长石-黑云母岩、钙硅酸岩、大理岩、含钙硅酸石英岩、石英岩质的凝灰质沉积岩和硫化物矿石（夹于变层凝灰岩中）。沉积原岩无交错层理和粒序层理，表明它们的沉积是在低能量的水环境中。所有这些岩石都通常有 2~3 m 宽的变质的基性岩床和岩墙侵入，而且均变为粗—中粒角闪黑云斜长岩。有些侵入体是细粒的，呈次辉绿结构。

3) 变沉积岩组主要为泥质碎屑变质沉积岩、黑云母含量特别高（ $> 30\%$ ）的变质脉状片麻岩、

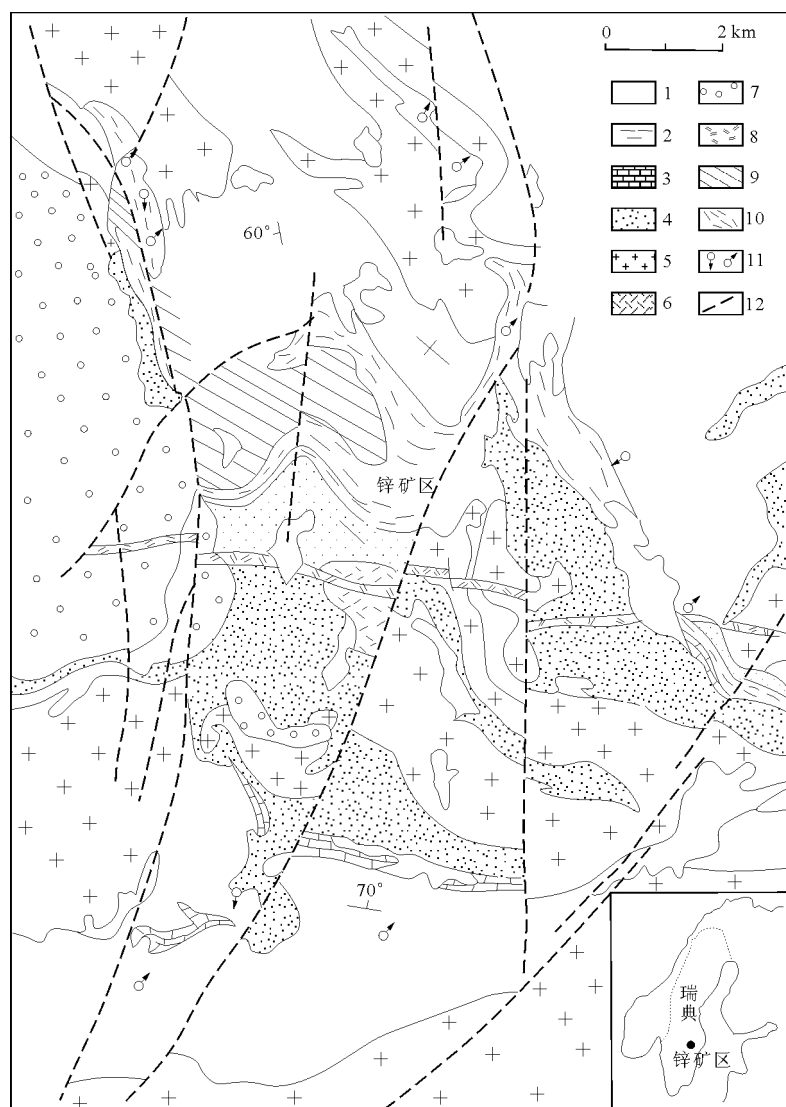


图 1 瑞典锌矿区区域地质图

1—长英质变火山岩；2—变层凝灰岩；3—大理岩；4—泥质沉积物；5—造山早期花岗岩类；6—造山晚期花岗岩类和伟晶岩；7—造山期后花岗岩；8—粗玄岩；9—石英-微斜长石岩；10—锌矿区矿床；11—硫化物铁氧化物矿化；12—断裂



在深熔作用下形成富黑云母混合花岗岩、硅线石、堇青石和红柱石为常见矿物。下部为喷气成因的含石榴子石硅质层含浸染状磁黄铁矿。

上述火山沉积杂岩经瑞典—芬兰造山运动褶皱变质成高级角闪岩相。

同位素地质资料认为古元古界上地壳层序由 19~18.8 亿年的变火山岩和变沉积岩组成，并覆盖于未知的基底之上。18.7~18.5 亿年前的造山运动早期阶段，分异的 I 型花岗岩类，从辉长岩至花岗岩侵入到上地壳岩石层序中。18.4~17.7 亿年发生再次侵入，形成造山运动晚期未分异的 S 型深成岩体和岩墙（与混合岩伴生），由花岗岩、细晶岩和大量的伟晶岩组成。最后为 17.3 亿年前 NNW 向横贯斯堪的纳维亚花岗岩-斑岩带的造山期后花岗岩大规模侵入。

矿床赋存在富钾变层凝灰岩内（变层凝灰岩具有大理岩、白云岩和细粒石英的夹层），呈层状产出，走向长 5 000 m，已知延伸 1 300 m，厚度小于 20 m。矿床上部 100 m 地层中分布浸染状磁黄铁矿矿化；矿床下部有似层状铜细脉矿化（接近喷

发口）。矿床从海底喷流口向外有一明显的 Cu-Pb-Zn (Fe) 横向金属分带。

厚度大、分布广的地层底板受热液蚀变（海底形成的热卤水）变成了石英-微斜长石岩，这种岩石富 K, Ba 和 Si (Ca)，贫 Na, Fe, Mg, Mn (Ca)。

矿石分布表明热液是浓集的，在海底形成卤水池，卤水富 Cl, Si, K, Ca, Mg, Fe, S, Zn, Pb, Ag，并沉积了燧石、碳酸盐、硫化物和一些铁氧化物，Mg 或 CO₂ 可能由海水提供，认为溶液 pH 值接近中性，当变层凝灰岩沉积在卤水中并与之反应时，使其获得高 K/Na 值。

矿床形成于火山作用末期，远离火山中心的沉陷海盆内。热液由火山岩堆积内海水对流循环而产生。推测深部断裂裂隙开创了对岩堆内形成许多喷发口区和 50 多个矿化薄层。

锌矿区矿床具有远火山位置和其他特征，似乎位于火山成因块状硫化物矿床和以沉积岩为容矿的喷气 Zn, Pb 矿床分类之间。

摘自《国内外金银矿床图册》

美国内华达州卡林金矿区始新世火山岩为主的低温热液矿床： 以 Tuscarora 金-银矿区为例

Tuscarora 矿区拥有内华达州最古老也是仅存的始新世浅成低温热液矿床。该区是与火山活动和火山构造有关的低硫化浅成低温热液矿床共生的典型案例，并且，在该区 2 个相邻的浅成低温热液低硫化矿床的物理性质和化学组成均具有独特类型。而且，Tuscarora 矿床与相邻的巨型卡林金矿床形成是同时的。矿床产于 39.9~39.3 Ma 的 Tuscarora 火山岩内，并沿着 Mount Blitzen 火山中心破火山口的东南缘分布。2 种矿床类型（卡林型与浅成低温热液型）的形成时间均为 39.3 Ma，与该区火山岩的主要侵入时间相同，但是矿区内矿床并不是形成于强烈的火山活动阶段。侵入岩浆是热源，与 Mount Blitzen 火山中心有关的构造是热液循环的通道。成矿流体主要与始新世火成岩发生相互作用。2 种类型的矿床均出现在北部狭窄的 Ag/Au 值高（110~150）富银的蚀变带中，石英和碳酸盐脉常发育于英安岩中。而南部富金带的 Ag/Au 值相对低（4~14），蚀变范围广，凝灰质沉积岩中石英裂隙和网状脉发育。2 种类型的矿床具有相似的流体包裹体、Pb 和 S 同位素特征，但是地球化学

特征不同。2 条矿带的石英脉有相似的热液共生历史，其中包含的流体包裹体显示流体冷却温度从 260~230 °C 到低于 200 °C。流体沸腾可能引起贵金属元素的沉积。2 矿带中矿脉中 As, Sb 含量高，Bi, Te 和 W 的含量低。银矿带中 Ca, Pb, Mn, Zn, Cd, Tl 和 Se 含量高。金矿带中 Hg, Mo 含量高。只有少数地方可以发现 2 种矿床类型共存，且具有相同的地球化学特征。矿区出现的矿床类型表明热液流体沿着构造上升时形成了单一的矿带或演化系统，此时首先沉淀银，随之形成金矿带。相对而言，流体成矿可以形成在时间上区别不大，但空间上相邻的不同的矿床类型。如上所述，形成 Tuscarora 矿床和其他浅成低温热液矿床的热液流体可能是卡林型矿床的流体发生沸腾作用或与大气降水混合演化而来的。如果是这样，Tuscarora 矿床可能是浅成低温热液矿床形成于卡林型矿床上部的实例，因此矿区下部可能存在卡林型矿床。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2003, 98 (2), 王美娟校



火山弧地区浅成低温热液矿化的构造演化和保存： 以古巴 Camagüey 金-银矿区成矿年龄为例

浅成低温热液贵金属矿床一般形成于基岩上方数千米的中晚新生代火山弧中。因此一般认为在广泛出露基岩的火山弧中不存在浅成低温热液矿床。古巴中部的 Camagüey 地区并不遵循这一规律，并为岛弧形成过程会形成浅成低温热液矿床，且能出露地表提供了重要证据。Camagüey 地区有低硫化物脉矿床（如 Jacinto 和 Florencia），也有高硫化物矿床（Deseada 和 Golden Hill），这些矿床均赋存于绵延几千米的大型 Camagüey 岩基上。低硫化物矿床（如 Jacinto 矿床）直接位于暴露基岩的古地表下部，可能形成于流纹岩穹隆在古地层中就位时。第二类矿床以火山岩为围岩，如 Deseada 高硫化物系统，覆盖在 Camagüey 流纹岩上，位于古地表上部。Jacinto 型矿床中冰长石和白云母的 Ar-Ar 法冷却封闭年龄大约是 71 Ma，比 Camagüey 基岩中广泛存在的花岗闪长岩相年龄稍小。相反，

Deseada 型矿床及矿化带中绢云母，伊利石和明矾石的 Ar-Ar 法冷却封闭年龄大约在 80 Ma，较之下部的 Camagüey 基岩的年龄要早。这显示 Camagüey 基岩和周围的火山岩经历了构造快速隆升，形成了古地表，地表下部产有 Jacinto 型矿床；而较老的 Deseada 型矿床则侵入于古地表。强烈的构造作用可能是由于大安的列斯群岛弧在晚白垩世向北往加勒比海移动时使得古巴和尤卡坦半岛斜向汇聚造成的。而后的侵入活动可能是始新世巴哈马群岛的收敛晚期和/或碰撞晚期出现的。所有的浅成低温热液矿床均被晚白垩世—始新世的沉积岩覆盖，而后在现代剥蚀作用下出露，因此这些老的浅成低温热液矿床得以保存。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2004, 99 (6), 王美娟校

以火山岩为围岩的浅成低温热液矿床对比研究： 以酸性硫酸盐型和冰长石-绢云母型矿床为例

通过对 16 个著名的浅成低温热液矿区特征的详细分析表明，在第三纪火山岩中主要赋存 2 种类型的浅成低温热液贵金属和贱金属矿床。分析从以下几个方面进行：矿石特征、脉石特征、蚀变矿物组合、矿物组合的时空分布、围岩成分、矿石沉淀与围岩侵位的时间关系、矿区面积、矿物成矿的温度、成矿流体的化学成分、古深度测量、流体起源、区域地质背景等。在研究浅成低温热液贵金属和贱金属时以上特征具有不同的价值。矿脉和蚀变矿物组合是其中最主要的因素，矿石沉淀与围岩侵位的时间关系也很重要。选取的 2 种类型为酸性硫酸盐型（美国内华达的 Goldfield 矿）和冰长石-绢云母型（美国科罗拉多的 Creede，内华达的 Round Mountain 矿）。2 种类型矿床都存有富金和

富银矿脉。酸性硫酸盐型矿床中的贱金属含量相对较高，尤其是铜含量较高；在冰长石-绢云母型矿床中贱金属含量也高，但铜品位较低。相比较而言，冰长石-绢云母型矿床比酸性硫酸盐型矿床多。这 2 种矿床类型形成时的温压条件相似，但古地热系统中的地质和地球化学环境不同。酸性硫酸盐型矿床形成于含有参与岩浆挥发分的酸性流体形成的火山穹隆的根部。冰长石-绢云母型矿床形成于地表水与深部侧向流动的热卤水混合的地热系统中，热卤水可能是从深部热源形成的分支，呈中到弱酸性，碱性氯化物水占主导地位。

朝银银译自 *Economic Geology*, 1987, 82 (1), 王美娟校

智利北部 El Peñón 区浅成低温热液金-银矿化、岩浆热液蚀变及 表生风化作用的地球年代学研究

智利北部 II 区的 El Peñón 低温热液金-银矿床，由多条低温热液矿脉组成，矿脉中含金资源量

（控制的+预测的+推断的）700 万盎司，银资源量（控制的+预测的+推断的）19.9 亿盎司。其



中还含有高品位金的富矿体,这就使得 El Peñón 矿床成为智利北部古新世成矿带中最重要的贵金属矿床。赋存在古新世和早始新世镁铁质到长英质火山岩中的石英-冰长石-碳酸盐脉。晚白垩世和始新世的中性侵入岩也出现在这个区,但只保存有与岩浆热液系统有关的蚀变,与 El Peñón 矿床无关。采用逐级加热技术进行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄测定表明,该区热液活动的时间及风化作用持续的时间受冰长石脉、深成明矾石脉和表生明矾石的形成年龄约束。对 El Peñón 矿床中 3 个最大矿脉中冰长岩的

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄为 52~53 Ma,比围岩流纹岩穹隆形成的时间要晚 1~3 Ma。岩浆热液石英-明矾石蚀变的分布与晚白垩世和始新世的中性侵入岩有关,后者的蚀变时间分别为 73~65 Ma 和 50~49 Ma。El Peñón 地区的表生明矾石年龄显示风化作用是在半干旱和干旱气候条件下(23~17 Ma)发生的,比超干旱气候发生的早。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2008, 103 (4), 王美娟校

美国内华达州 Elko 县 Midas 低硫化浅成低温热液金-银矿床的地球年代学研究

位于内华达北部裂谷的 Midas 矿床是已知最大的高品位的金-银脉型矿床。矿床属于沿裂谷发育的中新世中期与岩浆作用及断裂运动有关的一组低硫化浅成低温热液系统。对矿区内与金矿化有关的火成岩、热液矿物进行的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄测试及同位素研究获得了 Midas 地区火山活动、构造活动及热液活动的年龄。Midas 热液系统是与 15.6 Ma 时发生的以镁铁质为主的双峰火山活动和长英质火山活动形成的盆地、褶皱作用、断裂运动一起发生的。在 15.6~15.2 Ma 时,在相对不透水的流纹岩流中沉淀出沉积物和凝灰岩。这期间,火山机构的断裂运动和倾斜为热液流体提供了通道,流体流向地表形成泉华及热液角砾岩。在火山-构造活动发生大约 20 万年后,沿早期的薄弱地带

出现了斜滑断层,为矿化流体提供了另外的通道和赋矿空间。在 15.4 Ma 时,矿区的断层中形成了高品位矿脉,至少形成金资源量 400 万盎司,银 4 000 万盎司。高品位的金-银矿化的时间与流纹岩侵入时间相同,流纹岩所在的岩浆房为驱动热液系统提供了可能的热源。不整合于蛋白石化沉积物上面的未蚀变凝灰岩的年龄显示斜滑断层活动和热液活动在 15.2 Ma 时就停止了。流纹岩岩浆作用、断裂运动及高品位矿化的时空的吻合程度可以反映出深部流体含有岩浆成分或高度交换的大气降水具有重要意义。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2004, 99 (8), 王美娟校

智利安托法加斯塔省 Faride 浅成低温热液银-金矿床

Faride 浅成低温热液银-金矿床属于冰长石-绢云母型矿床,并与侵蚀火山中心有关。该火山中心的地质构造环境位于早白垩世早期到早第三纪活动的岩浆弧中。Faride 矿床由一系列浅成低温热液矿脉组成,在同一构造系统中贵金属和贱金属共存。矿脉走向呈 EW 向,向 W 延伸大约 2 km。已经发现富矿体共有 8 条。矿脉向下氧化深度 200 m,因此出现的矿物组合有氯化物配合物、碳酸盐、硫酸盐和氧化矿物。200 m 以下可见到原生矿化,矿物组合包括镜铁矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿以及铜银硫盐。脉石矿物有石英、重晶石、菱锰矿,少量菱铁矿。石英结构是典型的开放孔隙填充,呈带状或皮壳状。矿脉具有 2 种主要的共生阶段:1) 早期阶段富金,矿物组合为石英-重晶石-

黄铁矿-黄铜矿;2) 晚期阶段富银,矿物组合主要为重晶石-方铅矿-闪锌矿-黄铜矿以及银硫盐。侵入围岩的热液蚀变不太发育,沿矿脉形成石英-绢云母外壳。深层富含石英-冰长石细脉。早期阶段中石英的流体包裹体中均一化温度为 200~320 °C,温度随深度的加深而升高,盐度为 0.4%~8.2%。晚期阶段的流体包裹体均一化温度为 170~245 °C,且温度不随深度变化而变化,其盐度变化与早期阶段类似,变化范围为 1.3%~8.0%。根据矿物学数据及对流体包裹体的研究显示,含矿流体经历了沸腾作用、混合作用、最后上升,温度随之降低,形成了原始贱金属硫化物和贵金属的沉淀。由于氧化带中金属迁移和沉积, Faride 矿床可能存在 2 套成矿机制:一是流体被低价铁还原引起 Au, Ag



的沉淀，二是在渗流带由于蒸发作用引起贱金属配合物的沉淀。

朝银银译自 *Economic Geology*, 1991, 86 (6), 王美娟校

秘鲁中部 Castrovirreyna 地区波状富银多金属矿脉： 强应力地区断层生长和矿化

秘鲁中部 Castrovirreyna 地区的强烈波状银矿脉形成于晚中新世扩张网状低位移的左行断层系统中，EW 向挤压。陡倾斜矿脉具有多序列的波动，地下矿床表现出强烈的倾向反演。NEE—NWW 向矿脉指示矿区断裂活动以左行滑动为主，以斜向反转滑动次之。沿矿脉相互交叉及条纹状数据显示矿脉不仅仅由简单的共轭断裂层组组成。比较有说服力的解释是，在区域 EW 向挤压期间，局部应力场被扩张断裂及充填的矿脉改变，从而使得区域上

发育弯曲的断裂及复杂的滑向断裂。近平行矿脉间应力相互作用的特征是有可变向的断层条纹、外部发生复合位移、矿脉具有不同比例的弯曲。通常，具此特征的矿脉被认为是富矿体的主岩，具有复杂的集合形态，这不仅取决于区域性适应性空间，也取决于其他矿脉改变其滑动方向。

朝银银译自 *Economic Geology*, 2005, 100 (4), 王美娟校

加拿大 Cobalt 矿区银的起源、迁移及沉淀

加拿大安大略湖的 Cobalt 矿床以其产银 126 亿克（相当于 445 百万盎司）而闻名于世，该矿床于 1903 年被 Timiskaming 和北安大略湖铁路公司工人发现。在太古宙 Gowganda 组休伦统岩石（变火山岩和/或 Nipissing 辉绿岩）所含的近垂直的碳酸盐脉中见有自然银与含钴砷化物及硫盐出现。矿床一般产在太古宙和休伦统地层之间的不整合面之上约 100 m 处，位于邻近太古宙火山岩中的 Nipissing 辉绿岩和火山硫化物隆起中。银随超浓卤水从一个或多种岩石内流动，在超浓卤水与古大气降

水混合后沿着不整合面或构造进入深部。已有的工作显示氯化物是银运移的重要配合物。流体包裹体中，超浓卤水以含子晶包裹体的形式出现，为脉矿捕获的初始包裹体。通过矿物平衡，静岩压力的最大化及流体包裹体的研究得出了矿脉形成的温压条件，显示矿脉的成矿温度为 300~350 °C，成矿压力为 60~136 Mpa。

朝银银译自 *Exploration and Mining Geology*, 2000, 9 (2), 王美娟校

关于火山带银矿化的 2 个类型

火山带的矿区特征是发育 2 种银矿化建造：金-银和银-铅-锌。金-银建造矿石具有广泛发育脉状的石英-冰长石和石英-蔷薇辉石矿化作用的特征，含矿组合是银-螺状硫银矿和银-深红银矿；而银-方铅矿-闪锌矿建造矿石，则具有方铅矿-闪锌矿矿化

作用发育占多数的特征；银矿物与方铅矿共生。2 种建造矿床的形成与酸性火山作用发育的 2 个有关系列共生：明显的钾质系列，与其共生的为金-银矿化；钾-钠系列，与其有关的为银-多金属矿床。

摘自国外地质矿产文摘

Deposit description for the Pachuca Real del Monte district vein-type silver deposits , Hidalgo , Mexico

The Pachuca Real del Monte district embraces a series of low total sulphide epithermal vein-type silver deposits and is located in Hidalgo state , Mexico , some 90 km north of Mexico City .

The district contains hundreds of productive veins spread out over an area of more than 70 km² .

These vein systems have been exploited for over 500 years in which time they have produced about 40 000 tonnes of silver from more than 100 Mt of ore at an average total sulphide content of about 1% . Most of the Ag production and all of the bonanzas were in three compact sub-districts : i)



western Vizcaina-Santa Ana-Maravillas, ii) Real del Monte, and iii) Santa Gertrudis.

The mineralised veins are hosted by 2 700 m of Oligocene—mid Miocene age calc-alkalic series volcanic rocks of that total about 2 700 m in thickness. K-Ar dating of the volcanic host rocks and the veins indicates that the veins formed within around 1 Ma. after the termination of volcanism at approximately 21 Ma.

Rocks within the Pachuca field range in composition from basaltic andesite to rhyolite with andesite and dacite flows and flow breccias as the principal components. The volcanic pile has been divisible into a lower succession of mostly intermediate composition flows and breccias and subsidiary volcanoclastic sedimentary rocks of generally uniform thickness comprising 75% of the field, and an unconformably overlying upper succession of dacite breccias and rhyolite flows and tuffs of highly variable thickness making up the remainder. Four sets of east-west trending dykes are cogenetic with the upper succession, the youngest of which are feeders to volcanic domes. The lower succession was deposited under conditions of relative tectonic quiescence, the upper succession indicates episodic volcanism, erosion, warping, intrusion, and faulting. Mineralisation occurred at or near the end of the deposition of the upper succession.

The rocks of the Pachuca volcanic field are cut by east-west trending normal faults with dips of 55° ~ 70° and vertical offsets of up to 500 m and north-south normal faults with dips $>75^{\circ}$ and maximum vertical offsets of only 30 m. The widespread east-west faults began their growth during the deposition of the lower succession, and parallel the structural grain of the Trans Mexico volcanic province in contrast with the north-south normal faults which are only found in the Real del Monte area and were active for a relatively brief period of time just prior to and during mineralization.

One example of the veins of the district is the north-south trending Purisima-Colon vein system which is located in a high-angle normal fault system where vertical offset varies systematically from around 30 m in the centre to zero at the northern

and southern ends. The uppermost part of the vein describes a concave downward arc, the highest point coinciding with the area of maximum offset. The top of the fault grades upward into a zone of distributed fracturing that extends upward an additional 300 to 350 m.

The zone of distributed fracturing above the fault is characterised by pervasive illite-pyrite-calcite-chlorite alteration, whereas propylitic alteration dominates wall rocks below the top of the fault. Ore-grade silver mineralisation is developed over a 650 m vertical interval extending downward from the top of the vein to a bottom determined by silver grade.

The vein system is vertically zoned, from the top down, as follows: i) an upper zone of 50 m vertical extent in which the vein is <0.5 m wide and has very low total sulphides ($<1\%$) and low Ag grade ($<100 \times 10^{-6}$), ii) an intermediate zone of about 100 m vertical extent that averages 0.5 to 1 m wide and contains low to moderate sulphides (1%) and low to moderate Ag values (150×10^{-6} ~ 300×10^{-6}), iii) a main ore zone of 350 m vertical extent in which the vein is 2 ~ 5 m wide and contains moderate to high sulphides (averages 1% ~ 2%), and high to moderate Ag values (500×10^{-6} ~ $2\,000 \times 10^{-6}$), and iv) a lower zone of unknown vertical extent (extending >500 m below the mine workings) that is similar to the main ore zone but contains only base metal sulphides.

The veins are interpreted to have developed in four stages:

i) brecciation of the host rock, which took place prior to the onset of hydrothermal activity when broken wall rocks accumulated in openings produced by separation of the fault walls.

ii) a silicate stage, is dominated by various forms of fine-grained to microcrystalline quartz and chalcedony plus coarse-grained crystalline quartz, johannsenite, K-feldspar, albite, clinozoisite, epidote and hematite.

iii) an ore stage, which was deposited at 270 ~ 300°C by fluids that were acid, of moderate salinity, and which did not deposit silica or quartz except at the very beginning of the ore stage or as



very local alteration products of johansennite . Sulphides were precipitated mainly by fluid-rock reactions in which wall rocks and stage 2 alumino-silicate minerals were altered or totally replaced by sulphides+illite+kaolinite+carbonate+Mg-chlo-

rite .

iv) a postore stage .

摘自 Porter GeoConsultancy Database , 资料截止到 2005

Deposit description for the Santa Eulalia deposit , Chihuahua , Mexico

The Santa Eulalia Mining District occupies the central portion of the basin and range fault bounded Sierra Santa Eulalia , some 20 km to the east of Chihuahua City , the capital of Chihuahua state in Mexico . It is approximately 100 km to the north-west of Naica , also in Chihuahua , and nearly 700 km to the north-west of the Fresnillo mine in Zacatecas , both of which are described below .

The Santa Eulalia district mineralisation was first discovered by the Spanish in 1591 , although there was no appreciable production until 1703 . Prior to 1925 mining was focused on the high grade oxidised orebodies that outcropped . Since that date however , operations have exploited the massive sulphide and skarns that underlie the oxide mineralisation . Mining has continued to the present , but at a reduced rate compared to that achieved from the late 19th to mid 20th century (Megaw , 1990) .

Published production and reserve figures include the following :

Reserves , 1989 : 8.4 Mt @ 115×10^{-6} Ag (AME , 1994) .

Production , 1703—1790 : 4.0 Mt @ 684×10^{-6} Ag (Megaw , 1990) .

Production , 1791—1880 : 0.7 Mt @ 770×10^{-6} Ag (Megaw , 1990) .

Production , 1881—1924 : 7.5 Mt @ 500×10^{-6} Ag , 11.9% Pb (Megaw , 1990) .

Production , 1924—1986 : 26.4 Mt @ 227×10^{-6} Ag , 8.1% Pb , 7.3% Zn , 1.5% Sn^① , 0.3% Cu^① (Megaw , 1990) .

Total metal production , 1703—1986 : 12 280 t Ag , 2 775 Mt Pb , 1.91 Mt Zn (Megaw , 1990) .

The Santa Eulalia Mining District is divided into the West and the East Camp . The West Camp , otherwise known as the Main Mineral zone , lies on the western flank of the range and is charac-

terised by massive sulphide manto and chimney orebodies , with local iron-calcic skarns . It has accounted for approximately 80% of the Ag , Pb and Zn production of the district , and a minor proportion of the Cu and Au .

The East Camp , also known as the San Antonio Mine area , lies on the eastern fringe of the range , and is characterised by symmetrically zoned , intrusion cored , Zn-Pb skarns with peripheral massive sulphide bodies . It has produced Pb , Zn and Ag , as well as all of the districts Sn , V and REE . The 2.5 km wide intervening zone , known as the Middle Camp , is generally considered barren (Megaw , 1990) .

Geology

The Santa Eulalia district lies within the basin and range terrane on the western edge of the Mexican Thrust Belt , near the eastern boundary of the Sierra Madre Occidental volcanic plateau (Megaw , et al. , 1988) . The Sierra Santa Eulalia , the basin and range range in which the Santa Eulalia district lies , consists dominantly of lower Cretaceous limestone which overlies evaporites . These sediments occur within a broad anticlinal structure which trends NNW—SSE with gentle east and west dips (Megaw , 1990) .

The limestones outcrop throughout the northern portion of the range and are the principal hosts to mineralisation . In the central section of the range they are masked by early Tertiary volcanics and volcani-clastics . This Tertiary cover thickens to the south until it is cut by the ring-fracture zone of the mid-Tertiary Santo Domingo caldera . The southern portion of the range consists almost en-

① These grades only apply to those areas where these metals are locally found



tirely of caldera related volcanics which are essentially barren (Megaw, 1990).

An upper sequence of ash flow tuffs and basalts which were erupted from the Santo Domingo Caldera to the south. These have been dated at between 31.7 ± 0.7 and (27.5 ± 0.6) Ma, and as such are Oligocene.

Within the mineralised section of the district the host sediments are cut by a series of felsite dykes which are regarded as being closely related to mineralisation. In the West Camp these dykes, which have been dated at 26.6 Ma, underlie the mineralisation, while in the East Camp similar rocks form cores to the San Antonio mine skarns. These felsites are fine grained and banded, containing sparse quartz and K-feldspar phenocrysts. Where they outcrop in the San Antonio Graben they are highly altered, geochemically anomalous and form an en echelon pattern. Pervasive alteration to a felted mass of very fine grained quartz and K-feldspar is common underground, while sphalerite, galena, pyrite and arsenopyrite are locally found within the bands of the felsite, especially near contacts. The West Camp mineralisation apparently bottoms out, and surrounds a series of these felsite dykes, although the majority of the mineralisation has no direct spatial connection with the dykes. Where mineralisation abuts the felsites there are pre-, syn- and post-ore relationships, implying that the felsites were emplaced contemporaneously with the mineralisation (Megaw, 1990).

The East Camp skarns are all developed around the felsite dykes, again implying a close relationship. Physically and chemically similar felsites are also found, apparently intimately associated with the mineralisation at both Naica and Velarde (Megaw, 1990).

The West Camp felsites thicken and coalesce to the south-east, suggesting a source in that direction, while those of the East Camp similarly point to a source to the south-west. The common source, as supported by magnetic data, may be between the two camps (Megaw, 1990).

Two groups of intermediate dykes crop out in the northern and southern parts of the West

Camp. These appear to be broadly contemporaneous with the ore but not spatially or chemically related. A 37.8 Ma quartz-monzonite (adamellite) stock underlies the West Camp, while 37.5 Ma dolerite sills occur throughout both camps. Both are indicated to have been pre-mineralisation (Megaw, 1990).

Structure

The Sierra Santa Eulalia has a strong NNW structural grain which is reflected in the structures of several stages and in the pattern of mineralisation. This direction is parallel to the axis of Laramide folding, the major ore zones and the basin and range faulting (Megaw, 1990).

The West Camp mineralisation occurs along six principal NNW trends which are marked at depth by laterally continuous, but vertically discontinuous, pre-mineralisation fissures, whose structural continuity becomes progressively more obscure with height within the system. These NNW trends are cut by a number of WSW fissures which have also influenced the mineralisation (Megaw, 1990).

The East Camp mineralisation occurs within the ENE (20°) trending San Antonio Graben and related structures which are cut to the south by the Santo Domingo Caldera. These structures are normal faults that have influenced the emplacement of the San Antonio felsite dykes and associated skarn and replacement mineralisation. The west side of the graben is a single steep fault with between 250 and 400 m of displacement. The eastern side is formed by a scissor pair of steeply west dipping faults with 200 to 400 m of displacement. Most of the graben faulting appears to precede mineralisation (Megaw, 1990).

The limestones at Santa Eulalia are cut by innumerable fissures, which have been grouped into several systems on the basis of their relative age, dip and strike. Those striking near north-south (NNW—NNE) are generally pre-mineral, while the remainder are usually, but not invariably, post-mineral. Generally the near north-south structures are not fault planes, and are seldom very continuous, although they form continuous zones



of smaller closely spaced fissures. The cross-fissures are as numerous as the earlier structures (Prescott, 1926).

Mineralisation

The mineralisation in the Santa Eulalia district can be considered in two groups, corresponding to the West and East Camps respectively.

West Camp

The mineralisation in this camp has accounted for more than 80% of the production of the district and hence is regarded as being of greater significance. It is composed predominantly of a series of massive sulphide orebodies that exhibit systematic changes in morphology, mineralogy and structural controls, and in stratigraphic localisation upwards and outwards from the deep felsite sills. From the southern most and deepest mineralisation, to the shallower northern fringes, the orebody-structure sequence progresses from 1) deep breccia bodies; to, 2) sill-contact mantos; to, 3) fissure related mantos; to, 4) tabular chimneys, to; 5) elongate mantos (Megaw, 1990).

Specific carbonate units contain the bulk of the manto ore, although no consistent characteristics of these carbonates have been identified to explain the clustering (Megaw, 1990). The lower, or Main Fossil Bed of the Finlay Formation is very favourable to the formation of manto ore throughout its 70 m of thickness, as is the Upper Fossiliferous Bed of the same formation. The Intermediate Beds are less favourable to the development of mantos, although many of the chimneys are found within them (Prescott, 1926).

The majority of the ore has come from the transgressive pipe-like chimneys and the shallow dipping, generally concordant mantos. Other than the geometric relationships to the stratigraphy and their shape there is apparently little difference between chimneys and mantos. While the mantos are generally concordant they frequently jump from one bed to the next higher. The chimneys vary considerably in size and are extremely irregular in shape. A large chimney may have a width of perhaps 30 m, by a length of three times that dimension, while extending over a distance of 300 m

“vertically” through the sequence. The mantos range from say 5 to 60 m in width parallel to the host bed, and up to 5 m in thickness, but may extend over a length of 4 km (Prescott, 1926).

According to Prescott (1926), it is possible to trace every manto, without a break, back to a chimney, and that every orebody then known could be traced back to a chimney. He claims that it is not always easy to trace a manto over its extent as there are blind fingers leading off the manto at various points along its path. He also indicates that the cross-sectional area of a manto will decrease from the intersection with the chimney to a point where it tapers and becomes too small to economically exploit. He gives examples of a manto with a cross-sectional area of 400 m^2 where it branches off a chimney, having declined to 10 m^2 at a distance of 2 km from the chimney. A manto may branch at some distance from the chimney, although this generally does not result in an increase in the overall cross-sectional area of mineralisation. The path of the manto is apparently always upwards, overall (Prescott, 1926).

Three types of ore are recognised in the West Camp mantos and chimneys. These are:

1) The earliest, a complex and rare silicate gangue carrying a silver bearing iron sulphide and insignificant amounts of sphalerite and galena. This style is of limited extent and commercial importance (Prescott, 1926). Distinctive calc-iron-silicate skarn bodies composed of manganoan-fayalite, manganoan-hedenbergite, chlorite, ilvaite, quartz and rhodochrosite with sulphides, lie within or above some stage? Most are found near the base of the Finlay Formation (Megaw, 1990);

2) The main silver-lead-zinc ore at Santa Eulalia (Prescott, 1926). This assemblage comprises the main massive sulphide mineralisation and is composed of a fine to coarse grained mixture of pyrrhotite, pyrite, sphalerite and galena with minor chalcopyrite. Pyrrhotite is dominant at depth, with pyrite becoming more important in the upper levels. Gangue minerals include fluorite, quartz and carbonates (Megaw, 1990);

3) The latest phase, composed chiefly of ga-



lena or its oxidation products . It is relatively free of zinc and only contains minor amounts of iron . This phase is only of geological importance with a total production to 1926 of 10 000 t (Prescott, 1926) .

East Camp

The mineralisation in this camp comprises a tabular calc-silicate skarn chimney that envelopes the en echelon San Antonio felsite dykes . The skarn is symmetrically zoned on either side of the dyke from a narrow dyke contact assemblage of chlorite , epidote and purple fluorite ; to a 2 to 40 m wide zone of grossular-andradite , hedenbergite , actinolite , cummingtonite and colourless fluorite . Pyrrhotite , pyrite , sphalerite and galena dominantly occur interstitially to , or along fractures in , the calc-silicates , although some sphalerite is intergrown with the fibrous silicates . Pods and mantos of massive sulphide are found locally along the contact of the calc-silicates and limestone . Pyrite increases upwards at the expense of pyrrhotite , while sphalerite and chalcopyrite are relatively more abundant compared to the West Camp (Megaw , 1990) .

Evidence for replacement is abundant in both camps . Fossils have been mineralised while chert nodules and lenses within the orebody are not . Thin shaly beds have been described passing

through the massive sulphides un-replaced and continuing in the limestone on either side . Open vugs , often lined with spectacular crystals of ore sulphides and gangue minerals are common throughout the district , although these appear to be local voids within otherwise massive , non-crystalline ores . Banded ores are common , but crystalline ores are relatively rare (Megaw , 1990) .

Both camps are surrounded by non-overlapping alteration halos zoned with respect to the mineralisation centres . The proximal alteration zone consists of argentiferous manganese oxide impregnations of limestone and fracture fillings of volcanics . This material is obvious in the mine area as strong black staining on the volcanics over a wide area , and has been mined for smelter flux . A discontinuous halo of fluorite mineralisation lies outside of and distal to this zone , surrounded in turn by the sporadic development of jasperoid (Megaw , 1990) .

The ore bearing limestones outcropped and now have large mine openings on them at surface . Some thin veins cutting the volcanics in the same area were followed down to orebodies in the limestone (Excursion Guide notes , Megaw , 1990) .

摘自 Porter GeoConsultancy Database , 资料截止到 1994

Deposit description for the Imiter Neoproterozoic epithermal silver deposit , Morocco

The Imiter Neoproterozoic epithermal silver deposit is genetically associated with a felsic volcanic event formed within a regional extensional tectonic regime . It is located in the Anti-Atlas mountains of Morocco in north Africa , some 280 km east of Marrakech .

The deposit is located on the northern side of the Saghro massif , one of a series of Proterozoic inliers within Palaeozoic rocks which constitute the Pan-African Anti-Atlas orogenic belt of Morocco . The oldest rocks in the Imiter area are a sequence of Neoproterozoic pyritic black shales which were

deposited on an oceanic crust basement and have been folded and metamorphosed to greenschist facies during the Neoproterozoic , along with ophiolites in the neighbouring Sirwa massif to the WSW . This orogenic event on an active margin included the subsequent emplacement of considerable calc-alkaline magmatism and the development of a foreland basin . In the Imiter area the black shales were unconformably overlain by immature basal conglomerates and late Neoproterozoic volcanics and volcaniclastics (andesites at the base and ignimbrites at the top) dated at 580 ~ 560 Ma , with



associated emplacement of granodioritic and granophyric intrusives. During the Cambrian the belt became a passive margin with the emplacement of rift clastics, carbonaceous rocks and volcanic and sub-volcanic activity.

At Imiter three phases of intrusion are recorded: i) granodiorite cutting the Neoproterozoic black shales, prior to the immature late Neoproterozoic basal conglomerates, ii) a granodioritic massif cut the black shales and the conglomerate and overlying volcanics, and iii) a major felsic magmatic event occurred at Imiter represented by various dykes in the mineralised area. A strong connection between this third phase and the silver mineralisation is implied. It is characterised by a well developed concentric magmatic structure suggesting a hypabyssal body emplaced under subaerial conditions. The main intrusive is the Tachkakacht rhyolite dyke which cuts trachyandesite dykes in the same area. The mineralised rocks are overlain by un-mineralised middle Cambrian sediments.

Two successive paragenetic associations are recognised at Imiter.

1) The first comprises an early quartz vein network with abundant chlorite, muscovite and

base metals (pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena).

2) The second silver rich stage is subdivided into, a) Another quartz phase with minor muscovite developed on the first stage chlorite, further base metals and silver, and b) A late phase characterised by pink dolomite gangue and increasing amounts of Co, Ni and Hg bearing sulphides.

Ore occurs in metre wide faults, stockworks and hydraulic breccias, as well as disseminations of silver bearing minerals in the Neoproterozoic pyritic black shales and volcanics, all distributed along the Imiter Fault as a series of shoots approximately 10 m thick, 100 m long and 100 m down dip. Supergene modification has limited the upper levels of the deposit which is characterised by iron hydroxides at the expense of sulphides, while cerussite rims galena crystals, with no supergene sulphide enrichment. Mineralisation has been dated at (572 ± 5) Ma.

The total identified resource at Imiter is 8 000 tonnes of recoverable silver (2002).

摘自 Porter GeoConsultancy Database, 资料截止到 2002

Deposit description for the Comstock deposit, Nevada, USA

The Comstock District lies within the Virginia City district of Storey County, south-western Nevada, USA, approximately 30 km to the south-east of Reno, and 350 km from Carlin. The district is famous for the Comstock Lode, a group of bonanza silver-gold shoots of exceptional grade.

The recognition of low grade placer gold in the district in 1850 was followed by the discovery of lode silver and gold in 1859. The main period of production was from 1863 to 1880, which combined with intermittent underground and open pit mining to the present has yielded over 260 t of gold and 6 000 t of silver (Hudson, 1987).

The lodes of the Comstock district occur within intermediate calc-alkalic volcanic rocks of Miocene age. Large orebodies were located along the plane of, and in hangingwall splays of, the Com-

stock Fault, a north trending, east dipping normal structure. Other normal faults in the vicinity were also mineralised, although the Comstock Fault with the greatest length (11 km) and largest offset (more than 750 m), had the largest orebodies (Ashley, 1991).

Geology

The geology of the Comstock District may be summarised as follows (Hudson, 1987), from the lowest member:

Lower Jurassic, Gardnerville Formation, argillite and limestone.

Thrust of possibly Jurassic age, related to the early Nevadan stages of the Sevier Orogeny.

Mesozoic, Peaville Sequence: meta-andesite, meta-diorite and meta-gabbro.

Unconformity



Oligocene to Miocene Tuffs, dated at 28~20 Ma, mainly siliceous ash-flow tuffs, comprising from the oldest to youngest, the Mickey Pass Tuff, the Lenihan Canyon Tuff, the Nine Hill Tuff, the Santiago Canyon Tuff and an un-named tuff unit.

Unconformity

Miocene, Alta Formation, >1 000 m thick, composed predominantly of andesitic, trachyandesitic and rhyodacitic porphyritic flows, flow breccias, mud-flow breccias and lacustrine sediments. These are the main host to ore.

Miocene, Hornblende Andesite-dykes and stocks.

Miocene, Davidson Diorite, dated at 17 Ma, occurring as stocks and dykes, ranging in composition from diorite to quartz-diorite, to granodiorite to andesite porphyry.

Miocene, Kate Peak Formation, which commences with a lower member composed of andesitic to dacitic flows with accompanying stocks and dykes. During the latter stages of emplacement of the lower member, normal faulting, mineralisation and alteration took place in the Comstock lode deposits. Adularia from the Comstock and Occidental Lodes yielded K-Ar ages of 13.7~12.6 Ma. The upper member of the Kate Peak Formation, which has the same textures and composition as the lower member, was deposited on an erosional surface developed on the altered rocks. The upper member has been dated by K-Ar determinations on hornblende and biotite as 14.9~12.3 Ma.

Disconformity: representing a period of erosion and quiescence.

Miocene or Pliocene, Knickerbocker Andesite, up to 20 m thick, a widespread unit over most of the district.

Pleistocene, Olivine Basalt, dated at 1.14 Ma.

Structure

The major structures that predate, or are synchronous with the mineralisation, are the Comstock, Silver City and Occidental Faults. The relationship of alteration, mineralisation and movement in these fault zones implies that mineralisation

was contemporaneous with movement on the faults. These relationships include silicified ribs, alunite-quartz bands, and hydrothermal breccias and veins developed within the fractures and small faults of the larger fault zones, and the development of gouge, cemented by vein material, which show numerous episodes of brecciation and recementation (Hudson, 1987).

The Comstock and Occidental Faults trend in a general NNE direction, while the Silver City Fault strikes at closer to north-west. All three dip at 35° to 40°, generally to the east, flattening slightly with depth. Near the surface they tend to be close to vertical. These faults have been subsequently rotated to lower angles by regional tilting. Dip-slip displacement on the Comstock and Silver City Faults that predated, or was synchronous with mineralisation, has been estimated at about 400 m. The displacement on the Occidental Fault during the same period is around 100 m. Post mineralisation (Miocene) offsets, based on displacement of the Knickerbocker Andesite, are 400 to 500 m on the Comstock Fault, about 250 m on the Silver City Fault, and 200 m on the Occidental Fault (Hudson, 1987).

The later movement on the Comstock and Silver City fault zones occurred along pairs of parallel major faults which, with few exceptions, straddled the earlier mineralised fault zones on either side, with lesser displacement on faults between, within the mineralised interval. The major bounding faults of the Comstock Fault Zone are about 50 m apart at depth, but splay out to 200 m at the surface. A number of other post-Miocene faults, generally of small displacement, parallel the Comstock fault zone, or have roughly east-west strikes (Hudson, 1987).

Mineralisation and Alteration

Most of the known orebodies occur within the Comstock and Silver City Fault zones. A few, including some bonanza lodes, were found in hangingwall fractures of the Comstock Fault, while a few small orebodies occurred in the footwalls of the Comstock, Silver City and Occidental fault zones (Hudson, 1987). The vertical extent of the indi-



vidual orebodies, or shoots, rarely exceeded 150 m, with maximum lateral dimensions of 300 m and mining widths of up to 45 m. Anomalous Ag and Au values, sometimes of mineable grade, occur above and below the main ore horizons as well as along strike. For the most part the Comstock lode is a stockwork zone. Vein densities vary from a few percent to nearly 100% of the rock volume, although the density of veining does not appear to be directly related to grade. Individual veins are commonly 2 to 30 mm wide, rarely exceeding 300 mm (Hudson, 1987).

The mineralogy of the stockwork mineralisation is vertically zoned from a deep quartz, to an intermediate quartz $\pm$ adularia to a shallower calcite + quartz $\pm$ minor adularia zone. In the transition from the intermediate to shallow zones, veins contain calcite which is replaced by quartz. The higher level calcite + quartz $\pm$ adularia veins are rarely preserved at Comstock, but outcrop extensively in the Occidental and Silver City lodes (Hudson, 1987).

The quartz + adularia zone contains many vein types. The most abundant consist of coarse grained quartz with occasional amethyst. Less common are quartz with minor adularia, in which the adularia is in the size range of 5 to 500 micron, occurring as intergrowths with quartz on the vein margins, while the vein centre is occupied by coarse grained quartz. Far less abundant vein types include, quartz + adularia + pyrite, adularia with lesser quartz and quartz + pyrite, all of which are usually fine grained. Veins are often banded, but rarely contain more than four stages of gangue deposition. As many as 30 generations of cross-cutting veins have been recognised (Hudson, 1987).

The ore shoots are located in the upper portion of the quartz + adularia zone and extends into the calcite + quartz $\pm$ adularia zone. Paragenetic studies indicate a progression from argentite $\pm$ electrum, galena, chalcopyrite $\pm$ electrum, sphalerite, with minor pyrite deposited throughout. This sequence occurs within a single band of ore deposition, and may be repeated several times in an individual vein. The period or periods of veining during which the ore minerals were introduced is not

known. Associated gangue minerals are quartz, often adularia, while a few specimens contain calcite. Manganese oxides, which are of both hypogene and supergene in origin, are abundant and often carry silver. Other ore minerals include stephanite, pyrrargyrite, polybasite, native silver, tetrahedrite and molybdenite (Hudson, 1987). The quartz in the Comstock ores typically appears crushed. Adularia does not occur in the bonanza lode veins (Ashley, 1991).

Wall rock alteration exhibits considerable variation, dependent on depth below the palaeo-surface and distance from a major structure. In the inferred deeper sections of the stockwork mineralisation in the Comstock Lode, an assemblage of sericite + quartz + pyrite commonly grades laterally and along strike into chlorite + illite + pyrite + albite and/or adularia. Both assemblages are associated with ore, although neither is necessarily indicative of ore. At intermediate levels, above the ore, an assemblage characterised by quartz + anhydrite + pyrite + illite/sericite $\pm$ kaolinite is found. This intermediate level appears to underlie an upward expanding zone of intense alunite and pyrophyllite. The cores of these near surface altered zones formed along faults or large fractures, and consist of quartz + alunite + pyrite, sometimes zoned outwards to pyrophyllite + quartz $\pm$ diasporite + pyrite. These core assemblages grade laterally to a kaolinite + quartz + pyrite suite which in turn grades into illite + quartz + pyrite $\pm$ mixed layered illite-montmorillonite assemblages in contact with the regional propylitic alteration. The uppermost zone, which is preserved below the upper member of the Kate Peak Formation, is present as a roughly flat lying layer of cristobalite + opal $\pm$ pyrite $\pm$ kaolinite $\pm$ alunite which may have formed above the water table (Hudson, 1987).

The regional propylitisation, which may be related to the intrusion of the Davidson Diorite, includes two distinguishing suites. These are a generally deeper albite + chlorite + epidote + quartz $\pm$ white mica $\pm$ pyrite, and an overlapping, but shallower zone of albite + chlorite + calcite $\pm$ white mica $\pm$ pyrite. Zeolites occur locally (Hudson, 1987).



Limited fluid inclusion data suggests that the bonanza ores were formed at temperatures at $240\sim 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ related to meteoric waters (Ashley, 1991).

For detail consult the reference (s) listed below.

摘自 Porter GeoConsultancy Database, 资料截止到 1994

Deposit description for the Creede deposit, Colorado, USA

The Creede mining district, which lies within the Colorado Mineral Belt, is located in the San Juan Mountains of south-western Colorado, USA, approximately 260 km south-west of Denver. It is a low sulphidation silver-gold-base metal district.

Bonanza vein mineralisation was first discovered in the Creede district in the mid 1870's, although little mining was undertaken until oxidised silver ore was located along the Solomon-Holy Moses fault by Nicholas Creede in the late 1880's. Mining boomed in the period 1890 to 1893, especially after the discovery of the Amethyst vein system in 1891, with the peak production being realised in 1892 and 1893. In 1893, the repeal of "silver-support" by the US government caused the silver market to collapse. However, mining continued sporadically until 1955. Initial mining was from seven veins, the Amethyst, OH, Park Regent, Solomon-Holy Moses, hangingwall Amethyst, Alpha-Corsair and Monon Hill. These were mined primarily for Ag, although Pb, Zn and Cu were also extracted. Gold production was minimal (Plumlee, et al., 1989). Most of the Zn was discarded during the early mining. Consequently, production statistics indicate a misleading Pb : Zn ratio. Galena and sphalerite actually occur within the ore in sub-equal amounts (Bethke & Lipman, 1989).

Historic production from the 1890's to 1988 was approximately 2 500 t of Ag and 5 t Au, plus 0.15 Mt of base metals.

An exploration program undertaken by the Homestake Mining Co. in 1963 resulted in the delineation of economic mineralisation in the Bulldog Mountain Fault zone from a depth of 150 m below barren outcrop. Production commenced in 1969 and continued until 1985, with 708.75 t of Ag and 22 000 t of Pb being extracted (Plumlee, et al.,

1989). Production and reserve figures include:

4.33 Mt @ 540×10^{-6} Ag, 15.5% Pb, 4.5 Zn, 0.3% Cu, 1×10^{-6} Au (Historic Production, to 1988, Plumlee, et al., 1989).

3 Mt @ 181×10^{-6} Ag (Res., Caldera moat seds., 1988, Plumlee, et al., 1989).

1.36 Mt @ 564×10^{-6} Ag, 1.9% Pb, (Production, Bulldog Mt. Mine, 1969—1985, Plumlee, et al., 1989).

Geology

The Creede district lies within the centre of a 25 000 km² remnant of a roughly 400 m $\times$ 500 km composite volcanic field that covered much of the southern Rocky Mountains in middle Tertiary time. This field comprises a lower, approximately 2 km thick volcanic pile, composed mainly of intermediate composition lavas and breccias, erupted 35 $\sim$ 30 Ma from scattered central volcanoes. These are overlain in turn by 15 widespread, voluminous, rhyodacite to rhyolite ash flow sheets aged 30 $\sim$ 26 Ma, originating from as many calderas. The calderas are spatially related to mineralisation at a number of centres, including Silverton, Summitville, Creede, etc.. After about 26 Ma, volcanism became bi-modal, dominated by alkalic basalt and silicic rhyolite, corresponding with the development of extension on the Rio Grande Rift (Plumlee, et al., 1989).

The Creede mineralised system lies in the central section of the remnant San Juan volcanic field, in a complex set of nested calderas formed by the eruption of 6 major ash-flow sheets between 28.4 and 26.1 Ma (Plumlee, et al., 1989). The calderas and associated ash flows during this interval are dated as follows: Mt Hope Caldera: 28.4 Ma; La Garita Caldera: 27.8 Ma; Bachelor Caldera: 27.4 Ma; South River Caldera: 27.2 Ma; Creede Caldera: 26.6 Ma; and San Luis Caldera: four units



26.4 ~ 26.1 Ma. The six overprinting calderas formed in the locus of pre-caldera volcanoes. The largest of the calderas is the 30×40 km La Garita, with the younger Creede and San Luis structures being 20×16 km and 22×20 km respectively. The four younger calderas are developed in a north-south trending alignment along the western margin of the larger, older, La Garita Caldera. The ash flow tuffs vary from silicic rhyolite to silicic dacite and mafic dacite (Bethke & Lipman, 1989).

The ore veins of the Creede district occupy re-activated older faults that formed the Creede graben cutting volcanoclastics of the 27.5 Ma Bachelor caldera on the northern margin of the Creede Caldera. The Bachelor caldera was formed by the eruption of voluminous rhyolitic ash flow tuffs, collapse and resurgence, which formed the host rocks and structures. The younger Creede caldera erupted voluminous dacitic ash flow tuffs, collapsed, resurged and created a deep moat lake (surrounding the resurgent central dome) that was filled by >1 000 m of volcanoclastic sediments and lava flows just south of the Creede district at 26.9 Ma. Erosion cut a deep canyon through the Creede caldera crater wall, and incised the fill of the adjacent Bachelor caldera. Conglomerates were deposited within the canyon, forming a channel way for the discharge of hydrothermal fluids and waters from the the Creede caldera moat (Campbell & Barton, 2005).

At around 25.3 Ma a probable cryptic pluton emplaced below the northern part of the district is interpreted to have heated, acidified, circulated and mixed magmatic, meteoric and connate waters in the Creede caldera moat. This event produced the ores (Campbell & Barton, 2005).

Pre-Tertiary rocks are not evident in the immediate Creede district.

Mineralisation

The base and precious metal ores in the Bachelor Caldera to the north of the town of Creede, represent the principal style of mineralisation within the central caldera cluster of the San Juan Mountains. In addition, fluorite, occurring with barite, was mined on the eastern margin of the

Creede Caldera, about 13 km to the SSE of Creede, while barite and base metals have also been exploited in the Spar City district on the southern margin of the Creede Caldera, 16 km to the south of Creede (Bethke & Lipman, 1989).

Most of the production in the Creede district has come from open space fill veins occupying fractures in the Creede Graben. This graben extends from the 26.6 Ma Creede Caldera in the south-east, to the 26.4 to 26.1 Ma San Luis Caldera in the north-west. The major host to mineralisation is the 27.4 Ma Bachelor Mountain Member of the Carpenter Ridge Tuff which fills the older Bachelor Caldera between the two mentioned above. In the northern part of the district, mineralisation is hosted in part by the 26.1 Ma Nelson Mountain Tuff, one of the ash-flows which fill the San Luis Caldera. Vein mineralisation in both the northern and southern sections of the field has been dated at 25.1 Ma, approximately 1 m.y. younger than the last volcanism in the area. The majority of the production has come from the southern third of the graben (Plumlee, et al., 1989).

The Creede Graben trends at roughly 345°. It is 13 km long and 6 km wide. Four major faults form the framework of the graben. These are, from east to west, the west dipping i) Solomon-Holy Moses and ii) Amethyst faults; and the iii) Bulldog Mountain and iv) Alpha-Corsair faults which both dip to the east.

Numerous intervening faults form a complex network of conjugate shears and extensional fractures. Structural relationships indicate that the Creede Graben underwent five periods of deformation, mainly sinistral wrench and oblique-slip movement. Branching conjugate structures had dextral strike slip displacement. The fourth phase of deformation was apparently contemporaneous with mineralisation (Plumlee, et al., 1989). More than 97% of the district's production has come from the Amethyst, Bulldog Mountain, OH and P vein systems. The Alpha-Corsair and Solomon-Holy Moses fault systems, although mineralised, together only account for around 2% of the total output (Bethke & Lipman, 1989).



Differences in the competency of the various volcanic units, due to differential welding, resulted in refraction of faults, with steep and shallow dipping segments being produced. A dip-slip component, dominant in the southern part of the district during the period of vein formation, led to the opening of the steeper section of the faults and the closing of the shallower dipping fault segments. Steeper dips were prominent in the competent Campbell Mountain welding zone of the Bachelor Mountain Member. Ore shoots tend to be concentrated in the dilation zone where the faulting steepens crossing the Campbell Mountain welded zone. Dilation zones were also formed at strike deflections to the left, indicating normal/sinistral oblique-slip deformation during vein development. Some veins carry base metal veins, while others tend to be silver rich. This is taken to reflect opening during different stages of the mineralising event (Plumlee, et al., 1989).

The ore zone occupies a narrow, approximately 250 to 400 m, vertical interval, although ore has been mined from a near continuous horizontal strike length of 3 km along the Amethyst-OH vein system, and 2 km along the Bulldog Mountain Fault. It has been indicated that sub-economic mineralisation may extend for over 8 km along the Amethyst Fault (Bethke & Lipman, 1989).

The ore deposits are mineralogically complex and spatially zoned. The southernmost veins are silver rich and gold poor, with native silver, acanthite, sulphosalts, sphalerite, galena and copper sulphides in a gangue of abundant barite, rhodochrosite, quartz, pyrite, hematite and adularia. Ag : Au ratios are $>1\,000 : 1$. This is the Bulldog Assemblage (Plumlee, et al., 1989).

Further north along the OH, P, Central Amethyst and Bulldog Mountain vein systems, the ores become base metal rich. This is the OH Assemblage, comprising sphalerite, galena, chalcopyrite and lesser tetrahedrite, in a gangue of quartz, pyrite, chlorite, hematite and lesser adularia and fluorite. Gold is present in slightly greater abundance, but is still extremely rare (Plumlee, et al., 1989).

To the north the vein systems take on the Northern Assemblage, marked by high precious metal values, and Ag : Au ratios below $100 : 1$. Ore minerals include electrum, acanthite, pyrrhite, jalpaite, sphalerite and galena, in a gangue of quartz, adularia, calcite, kutnahorite, rhodonite, rhodochrosite, pyrite, fluorite, hematite, magnetite and chlorite. Higher precious metal levels are marked by adularia-rhodonite-kutnahorite gangue mineralogies. Barite is rare, but increases to the south (Plumlee, et al., 1989).

Alteration

Three periods of wall-rock alteration are recognised, all younger than the San Luis Caldera.

i) an early, pervasive, K-feldspar stable potassium metasomatism which affected intra-caldera ash flows of both the Bachelor and San Luis calderas. It is characterised by K_2O enrichment and depletion of Na_2O and CaO .

ii) a second stage is recognised as erratic bleaching of vein selvages, also K-feldspar stable, but in addition sometimes containing albite. Both the K-feldspar and bleaching stages are crosscut by the earliest mineralised veins.

iii) a third stage is intense and comprises a mixed layer illite/smectite capping to the vein systems and is part of the mineralising event, yielding the same dates as the vein adularia (Bethke & Lipman, 1989).

Plumlee, et al. (1989) record that in the southern parts of the district, wall rock alteration in lower and middle levels of the vein systems is generally minor. There is some silicification and sericitisation of feldspar phenocrysts, and pyritisation of biotite phenocrysts is noted locally. The alteration increases to the north, with the volcanics locally being extensively altered to sericite, pyrite and chlorite. The upper sections of the veins are capped by clay alteration, as described above. These caps bottom in narrow zones along the veins and blossom upwards into masses at least several metres wide along most of the vein lengths (Plumlee, et al., 1989).

摘自 Porter GeoConsultancy Database, 资料截止到 1989

中国东部周边国家毗邻地区与火山岩有关金属矿产地

矿产地名称	成矿元素		成因或工业类型	规 模	备 注
	主 要	次 要			
望 濛	铜		黑矿及浸染型之间过渡型	大型斑岩—黑矿	缅甸岛弧成矿带
掸加隆	铜				
皎巴扎特	金				
包德温	铅锌银	锑镍	多金属块状硫化物(黑矿型)	大 型	保山—掸邦成矿带
佛 丕	铜				实皆—普吉成矿带
夜寨地	钨锡				
莫克山	钨				澜沧—清迈成矿带
皎巴斯	金				
农 山	钨铁	锑铜	热液型角砾充填		无量山—南邦成矿带
他打果	金		火山-次火山岩型	中 型	
富欣列克费	铜		浸染型		黎府成矿带
富通旦	铜			大 型	
朗 梭	金		火山-次火山岩型	小 型	墨江—清化成矿带
朗 隆	金		火山-次火山岩型	小 型	
马纳哥	铜		斑岩型	中 型	中菲律宾成矿带
巴 通	铜	金	斑岩型	大 型	
布蒂芬	铜		斑岩型	中 型	
勒潘托	金铜		块状硫化物型	小 型	
圣安东尼奥	铜		斑岩型	中 型	
博南—罗博	铜	金	斑岩型	大 型	
碧 瑶	金	银	石英脉型	大 型	
圣尼诺	铜	金	斑岩型	大 型	
肯 农	铜	金	斑岩型	大 型	
圣托马斯Ⅱ	铜	金	斑岩型	大 型	
巴 格	铜		寨浦路斯型	小 型	
皮苏姆潘	铜		斑岩型	中 型	
迪 宗	铜	金	斑岩型	大 型	
琪威—塔威	铜		斑岩型	中 型	
圣法比安	铜		斑岩型	中 型	
科洛萨	铜		斑岩型	中 型	
桑	铜	金	斑岩型	大 型	
马科帕	铜	金	斑岩型	大 型	
西帕莱	铜		斑岩型	大 型	
希搭班	铜	金	斑岩型	中 型	
巴 赛	铜		斑岩型	大 型	
拉帮岸	铜		斑岩型	中 型	
阿特拉斯	铜	金	斑岩型	大 型	
巴拉克	铜		斑岩型	不 详	
萨拉坦	铜		斑岩型	中 型	
帕拉卡科	金		热液型	大 型	东菲律宾成矿带
马斯巴特	金		浅成热液型	大 型	
潘 丹	金		浅成热液型	小 型	
苏里高	金		浅成热液型	大 型	
阿西佳	铜		斑岩型	中 型	
达 沃	金		浅成热液型	大 型	
阿玛坎	铜	金	斑岩型	大 型	
塔戈普拉	铜	金	斑岩型	中 型	
巴加开	铜		黑矿型	中 型	
达 成	铜	钨	火山热液型	中 型	庆尚成矿带
三 峰	钨		火山岩型	中 型	
日 光	铜钨		火山岩型	中 型	
长 兴	铜钼		火山岩型	中 型	沃川成矿带
宝 成	铜		火山岩型	中 型	
					京畿成矿带

续表

矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
	主 要	次 要			
富银钼矿	金银矿		火山热液型	中 型	沙里院成矿带
成 川	铅 锌		火山沉积型	中 型	狼林—兴南成矿区
三 五	铜		斑岩型	中 型	
云兴	铜		浅成热液型	大 型	平安北道成矿带
上 农	铜		层状火山沉积型	大 型	冠帽峰成矿区
芪 山	铁		火山岩型		
惠 山	铜		浅成热液型,火山岩型	大 型	
检 德	铅 锌		层控火山沉积型	超大型	
富 来	金		浅成热液型	小 型	西南日本内带成矿带
北 陆	铜铅 锌		火山热液脉型	小 型	
竹 野	金银		火山热液脉型	中 型	
中 瀨	金银		火山热液脉型	中 型	
明 延	铜银 锌		浅成热液型	中 型	西南日本带成矿带
肃 谷	锡				
生 野	铜铅 锌				
栅 原	银	铜	喷气层状黄铁矿型	银大型,铜中型	
旭 日					
坂越大泊	金银		火山热液型	中 型	
吉 岗	铜	银铁		小 型	
带 江	铜		浅成热液型	小 型	
大 森	铜金银		浅成热液型	中 型	
对 州	铅 锌 银		浅成热液型	大 型	
鲷 生	金		火山热液型	大 型	西南日本外带成矿带
久 根	铜 Fe ₂ S		含铜黄铁矿型	小 型	
峰之泽	铜,Fe ₂ S		含铜黄铁矿型	小 型	
饭 盛	铜,Fe ₂ S		含铜黄铁矿型	小 型	
纪 川	铜 银		浅成热液脉型	小 型	
妙 法	铜,Fe ₂ S		浅成热液型	小 型	
高 越	铜,Fe ₂ S		含铜黄铁矿型	小 型	
佐佐连	铜		喷气层状黄铁矿型	小 型	
市之川	锑		浅成热液脉型	大 型	
别 子	铜 锌		层状含铜黄铁矿型,块状硫化物型		
大 峰	铜,Fe ₂ S		层状含铜黄铁矿型	中 型	
布 计	金	银	火山热液脉型	小 型	
大 口	金银		火山热液脉型	大 型	
串木野	金银		火山热液脉型	大 型	
菱 刈	金银		火山热液脉型	大 型	
山 野			火山热液脉型		
赤仁田	金	银	火山热液脉型		
赤 石	金		火山温泉型		
岩 户	金	银	火山温泉型		
春 日	金	银	火山热液型		
丰 羽	银铅 锌	金	火山热液脉型	中 型	东北日本内带成矿带
余 市	铜铅 锌		热液—黑矿型		
手 稻					
国 富	金银	铜铅 锌,Fe ₂ S	黑矿型	小 型	
大 江	金铅 锌 锰	铜	火山热液脉型	小 型	
千 发	金银		火山热液脉型	大 型	
幌 别	金银铜		黑矿型+脉型	小 型	
寿 都	铅 锌		浅成热液型	小 型	
静 狩	金银		浅成热液脉型	中 型	
八 云	锰铅 锌		浅成热液脉型	中 型	
上 国	银铅 锌		浅成热液脉型	中 型	
开 朗	金银铜	铅 锌	浅成热液型	中 型	
上 北	银金	铜 锌,Fe ₂ S	黑矿型	小 型	

续表

矿产地名称	成矿元素		成因或工业类型	规模	备注
	主要	次要			
温川	铅锌金银		黑矿型	中型	
南古远都	银金	铜铅锌,Fe ₂ S	黑矿型	小型	
尾太	铜铅锌		浅成热液型	锌中型,铜铅小型	
释迦内	锌铅黄铁矿铜	金银	黑矿型		
相内	铜锌铅		黑矿型		
太良	铜锌铅		浅层热液型	小型	
花岗	银金	铅锌硫	黑矿型	小型	
小坂	铜铅锌银		黑矿型	锌银大型,铜铅中型	
饭盛	铜			小型	
花岗松峰	银金		黑矿型		
尾去泽	铜		浅成热液脉型		
阿仁	铜		浅成热液脉型	小型	
荒川	铜		浅成热液型	小型	
土烟	金银		黑矿型	小型	
吉乃	银		黑矿型	小型	东北日本内带成矿带
卯根仓	金银铜		浅成热液脉型	小型	
鹫合森	银铜		浅成热液型	小型	
院内	金银		火山热液脉型	小型	
细仓	银铅锌	金	浅成热液脉型	锌银大型,铅小型	
永松	银		火山热液脉型	小型	
小山	金银铜	锌	火山热液脉型	小型	
大泉	铅锌铜金银		浅成热液型		
吉野	银金	铜锌硫	黑矿型	小型	
八谷	铅锌	金铜	火山热液脉型	小型	
佐渡	金	银	火山热液脉型	大型	
水越	金银		火山热液脉型	中型	
田代	银	铜铅锌硫		小型	
八总	铜铅锌			小型	
南越	铜铅		火山热液脉型	小型	
足尾	铜	铅锌金银	火山热液脉型	小型	
田老	金银		喷气层状黄铁矿型	小型	东北日本外带成矿带
大谷	铜,Fe ₂ S		喷气层状黄铁矿型	小型	
高玉	金银		火山热液脉型	中型	
高旗	金银铜		火山热液脉型	小型	
日立	铜锌金	硫	喷气层状黄铁矿型	中型	
栃木	铜金银		火山热液脉型	小型	
大仁	金银		火山热液脉型		
持越	金银		火山热液脉型		
河津	金银				
土肥	铜金银		火山热液脉型	中型	
本库	铅锌铜银		浅层热液脉型		北海道成矿带
鸿之舞	金	银	火山热液脉型	大型	
下川	铜锌,Fe ₂ S		层状含铜黄铁矿型	中型	
北见	锌铅铜		黑矿型矿床	小型	
阿斯科利德	金		石英脉型	中型	锡霍特—阿林南缘成矿带
法希顿	金		石英脉型	中型	
沃兹涅辛斯克	锡				
陶斯科					
霍尔斯克阿纽伊斯	锡				
拉斯帕什	锡			中型	锡霍特—阿林成矿带
基洛夫	锡			中型	
达乌比欣	锡			中型	
捷秋赫矿结			锡石-铜铅锌型	中型	
(东西)卡互里洛夫矿结			火山-深成杂岩型	中型	
西奥尔加矿结			火山-深成杂岩型	中型	

续表					
矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
	主要	次要			
东奥尔加矿结			火山-深成杂岩型	中 型	
莫诺马霍夫矿结			火山-深成杂岩型	中 型	锡霍特—阿林成矿带
锡南钛矿结			火山-深成杂岩型	中 型	
多 峰	金	银	火山岩型	大 型	锡霍特—阿林东部滨岸
白山	金	银	火山岩型,低温热液型	大 型	火山带北缘成矿带
兴安—鄂霍次克区	锡				
杜钛区	锡				
上阿穆尔区	锡				兴安—鄂霍次克成矿带
索尔涅奇(共青团区)	锡		锡石-石英脉型	中 型	
兴安锡矿床	锡			中 型	
加 林			火山岩型	大 型	蒙古—鄂霍次克南缘成矿区
依 莱	金			小 型	
巴列依	金			大 型	蒙古—外贝加尔
谢尔加齐	金				—鄂霍次克成矿带
乌尔斯克	金			中 型	
伊赫海尔汗	钨			矿 点	
赞希莱	锡			矿 点	
阿林努尔	铜钼		斑岩型	小 型	中蒙古成矿带
乌兰多	锌	铅铜	爆发角砾岩	小 型	
辛布尔	铜		斑岩型	小 型	
符通克	铜		斑岩型	小 型	曼塔赫—察干苏布
曼达赫	铜		斑岩型	小 型	尔加成矿带
察干苏布尔加	铜钼		斑岩型	中 型	

摘自《中国周边国家毗邻地区火山岩与金属矿产》

中国东部周边国家毗邻地区与火山岩有关金属矿产成矿区带					
成矿区带名称	主要金属矿产	矿床成因类型	成矿区带名称	主要金属矿产	矿床成因类型
缅甸岛弧成矿带	铜、金	斑岩型—黑矿型、 火山岩型	西南日本外带成矿带	铜、金、 银、铅、锌	层状含铜黄铁矿型,火山 块状硫化物型、火山热液 型、浅成热液型、温泉型
保山—掸邦成矿带	钨、铅、锌	火山沉积型、火山岩型			
实皆—普吉成矿带	钨、锑、铅、 锌、银	火山岩型,块状硫化物型	东北日本外带成矿带	铜、铅、 锌、铁、锰	火山热液脉型、 层状含铜黄铁矿型
澜沧—清迈成矿带	金、钨、锡	火山-次火山岩型	北海道成矿带	铜、铅、 锌、金、银	火山喷气沉积交代型、 火山热液脉型
无量山—南邦成矿带	钨	火山岩型	锡霍特—阿林 南缘成矿带	金、银	火山岩型、 次火山岩型
黎府成矿带	铜	浸染型(产在火山岩中)	锡霍特—阿林成矿带	锡、钨、钼、 金、银、铅、锌	火山岩型、次火山 岩型、斑岩型
墨江—清化成矿带	金	火山热液型			
中菲律宾成矿带	金、铜	火山热液脉型、斑岩型	东锡霍特—阿林 东部滨岸火山带 北缘成矿带	金、银	火山-沉积型、 次火山岩型
东部菲律宾成矿带	铜、金、银	斑岩型、火山热液 脉型、黑矿型	兴安—鄂霍次 克成矿带	金、银、锡	火山岩型、 次火山岩型
庆尚成矿带	铜、钨-钼、 金、银	火山沉积型、角砾 岩筒型、斑岩型	蒙古—鄂霍 次克南缘成矿带	铁、钼	火山-沉积变质型
沃川成矿带	铜、金、 银、钨、钼	次火山岩型或 浅成侵入岩型	南戈壁—努库特 达班成矿带	铜、铅、锌	斑岩型
京畿成矿带	金、铁		曼塔赫—察苏 布尔干成矿带	铜、钼、铅、锌	斑岩型
沙里院成矿带	铜、铅、锌、钨、 金、银、铁		北蒙古成矿带	金、铜	火山岩型、次火山岩型
狼林—兴南成矿带	铬、铁、镍、钴		蒙古—外贝尔加— 鄂霍次克成矿带	金、银	火山岩型
平安北道成矿带	金、银	火山-沉积变质型	中蒙古成矿带	铜、钼、铅、锌	斑岩型
冠帽峰成矿区	铜、金、银	层状火山沉积型、 火山热液型、斑岩型			
西南日本内带成矿带	铜、铅、锌、锡、钼	火山岩型、火山热液型			
东北日本内带成矿带	铜、铅、 锌、金、锰	黑矿型,火山热液型 及浅成热液脉型			

摘自《中国周边国家毗邻地区火山岩与金属矿产》

中国西部周边国家毗邻地区与火山岩有关金属矿产地成矿区划表

I 级成矿域	II 级成矿省	III 级成矿带	亚III 级成矿亚带	IV 级矿带
乌拉尔—蒙古—兴安岭成矿域	阿尔泰—蒙古西部成矿省	蒙古外贝加尔成矿带		
		中蒙古成矿带		
		北蒙古成矿带		
		山区阿尔泰成矿带 ¹⁾	山区阿尔泰成矿亚带	
			蒙古—阿尔泰成矿亚带	
	哈萨克斯坦成矿省	斋桑—额尔齐斯成矿带	阿尔泰成矿亚带	
			扎尔马—萨乌尔成矿亚带	
			南蒙古成矿亚带	
		巴尔喀什—准噶尔成矿区	乌斯品成矿亚带	
			巴尔喀什成矿亚区	
	塔里木—中朝地台成矿域	塔里木—巴音布鲁克成矿带	成吉思—塔里木成矿亚带	
			巴音布鲁克成矿亚区	
		塔里木—塔里木成矿区		
		塔里木—塔里木成矿带		
		塔里木—塔里木成矿带		
	天山成矿省	北天山成矿带	乌卢套成矿亚带	
			穆云库姆—纳拉特成矿亚带	
			北天山成矿亚带	
		卡拉套成矿亚带		
			中天山成矿亚带	大卡拉套矿带
塔里木—中朝地台成矿域	卡拉库姆—北阿富汗地台成矿省	中天山成矿带		北恰特卡尔矿带
				库拉明矿带
			库拉明—费尔干纳成矿亚带	卡桑矿带
				塔姆拉—卡拉卡特矿带
				北布坎套北矿带
	南天山成矿带	北布坎套南成矿亚带		
		南布坎套成矿亚带		
		吐克克斯坦—阿赖成矿亚带		
		泽拉夫尚—吐克克斯坦成矿亚带		
		卡塔尔马依成矿亚带		
	南吉萨尔成矿亚带	泽拉夫善—阿赖成矿亚带		
	霍列兹—拜松成矿亚带			杜查霍矿带
				佐满布矿带
				拜松矿带
				喀尔什—凯迈连库姆矿带
				库吉坦格矿带
特提斯成矿域	帕米尔—喜马拉雅成矿省	阿姆河—库吉坦格成矿亚区		迈纳扎特矿带
				苏尔坦—乌瓦伊矿带
				舍赫哲里矿带
	喜马拉雅成矿带	北帕米尔—昆仑成矿带	苏尔哈布—西巴达赫尚成矿亚带	
		兴都库什—中帕米尔成矿带	哈里路德—潘吉什尔成矿亚区	
		中阿富汗成矿带	哈鲁特鲁德成矿亚区	哈鲁特鲁德矿带
				欣丹德—基什马兰矿区
			赫尔曼德—阿尔冈达成矿亚区	
	俾路支(苏来曼—马尔肯)成矿区	喜马拉雅成矿带	大喜马拉雅成矿亚带	
			小喜马拉雅成矿亚带	恰莫利—阿尔莫腊矿带
				让波—大吉岭矿带
			喀布尔成矿亚区	
			查盖—腊斯科成矿亚区	
印度地盾成矿域	北印度地盾成矿省	比伐尼—克特里—锡罗金—多金属成矿带		阿尔伐尔—扎瓦尔多金属矿带
		古吉拉特邦海岸铝土矿成矿带		
		北方邦南部铝土矿成矿带		

续表

I 级成矿域	II 级成矿省	III 级成矿带	亚 III 级成矿亚带	IV 级矿带
印度地盾 成矿域	中印度地 盾成矿省	马卡拉—马因帕特 高原铝土矿成矿区		
		安比卡普尔—洛哈尔达 加铝土矿成矿区		
		柴巴萨—基翁贾尔铁-锰矿成矿带		
		辛格布姆铜、铀、金成矿带		

1) 该成矿带根据国界，而不是自然地质界线分为 2 个成矿亚带。

摘自 《中国周边国家毗邻地区火山岩与金属矿产》

中国西部周边国家毗邻地区与火山岩有关金属矿产地

编 号	矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
		主 要	次要			
I —1	沙拉河	Au	Ag ,Ga	热液型	矿 点	蒙古外贝加 尔成矿带
I —2	纳林哈尔加纳图	Au			小—中	
I —3	沙查盖	Au			小—中	
I —4	查盖楚鲁图北 20 km	Au			小—中	
I —5	纳林洪德	Au			小—中	
I —6	伊赫阿尔特	Au			小—中	
I —7	查干楚鲁图	Au			小—中	
I —8	萨 伦	Au			小—中	
I —9	纳依托洛盖	Au			小—中	
I —10	哈达托	Cu			大	
I —11		Cu			矿 点	
I —12		Au			矿 点	
I —13	巴彦洪戈尔西北	Cu			矿 点	
II —1	巴彦洪戈尔附近	Cu		热液型	矿 点	中蒙古成矿带
II —2		Cu			矿 点	
II —3	巴彦洪戈尔西北部	Cu			矿 点	
II —4		Cu			矿 点	
II —5		Cu			矿 点	
II —6	巴彦洪戈尔附近	Cu			矿 点	
II —7	谢维尔塔	Cu			矿 点	
III(1)—1	托林尔台	Fe		夕卡岩型	中—小	北蒙古成矿带
III(1)—2	巴彦戈尔(伊乌)	Fe		夕卡岩型	中—小	
III(1)—3	奥尤特托洛盖	Cu		含铜石英脉型	矿 点	
III(1)—4	奥尤特乌拉	Cu			矿 点	
III(1)—5	达尔汗市西色楞	Cu		含铜石英脉型	矿 点	
	鄂尔浑西河间	Cu			矿 点	
III(1)—6	托木尔—托洛戈依	Fe			小—中	
III(1)—7	额尔登特鄂博	Cu ,Mo	Au	斑岩型	大	
III(1)—8	呼达格—拜申	Fe		夕卡岩型	小—中	蒙古阿尔泰成矿亚带
III(2)—1	额尔德尼海尔汗	Cu		含铜石英脉	矿 点	
IV —1	锡贝音戈尔	Fe		夕卡岩型	小	
IV —2	哈尔塔干	Fe		夕卡岩型	小	
IV —3	纳米林河	Cu ,Pb ,Zn		热液型	矿 点	
IV —4	奥托尔山	Cu ,Pb		热液型	矿 点	
IV —5	科布多北	Cu		热液型	矿 点	
IV —6	萨格赛	W ,Mo		热液石英脉型	小	
IV —7	东扎尔格朗图	Cu		夕卡岩型	矿 点	南蒙古成矿亚带
V —1	哈尔塔尔山	Cu ,Pb ,Zn	Au ,Ag	热液石英脉型	小	
V —2	努赫尼—努鲁	Cu ,Pb ,Zn	Au ,Ag	热液石英脉型	小	
VI —1	锡钮哈	Au		热液型	小	山区阿尔泰成矿亚带
VI —2	库茨涅佐夫	Fe		火山沉积热液改造型	小	
VI —3	戈尔诺阿尔泰斯克	Au		热液型	小	
VI —4	希尔盖塔	Cu ,Pb ,Zn		沉积型	中—小	



续表

编 号	矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
		主 要	次 要			
VI—5	别洛列茨克	Fe		夕卡岩型,火山沉积型	大	山区阿尔泰成矿亚带
VI—6	科尔岗等 3 个矿床	Fe		夕卡岩型,火山沉积型	中	
VI—7	因斯克	Fe		火山沉积型	中	
VI—8	克拉斯诺亚尔斯克	Cu,Pb,Zn		热液型	小	
VI—9	霍尔宗	Fe		火山沉积型	大	
	科尔辛斯克	Fe		火山沉积型	中	
VI—10	卡尔古塔	Fe		火山沉积型	大	
VI—11	提尤塔	Cu,Pb,Zn		沉积型	矿 点	
VI—12	乌尔扎尔赛	W		石英脉型	矿 点	
VII—1	鲁布佐夫	Cu,Pb,Zn		火山沉积型	小—中	阿尔泰成矿亚带
	札哈罗夫	Cu,Pb,Zn			小	
	塔洛夫	Cu,Pb,Zn				
	斯捷普诺耶	Cu,Pb,Zn				
VII—2	迈斯哈	Cu,Pb,Zn				
	图什卡尼哈	Cu,Pb,Zn				
VII—3	兹缅伊诺戈尔斯克	FeS ₂ ,Cu,Pb,Zn			小	
	科尔巴利哈	FeS ₂ ,Cu,Pb,Zn			小—中	
	斯列德涅耶	FeS ₂ ,Cu,Pb,Zn				
	切列帕诺夫	Cu,Pb,Zn				
	拉祖尔	Cu,FeS ₂				
	马斯良	Cu,Pb,Zn				
	科米萨罗夫	Cu,Pb,Zn				
	谢苗诺夫	Pb				
VII—4	洛克捷夫	Cu,Pb,Zn		火山沉积型(热液叠加)	小	
	佐格图申	Cu,Pb,Zn			小—中	
VII—5	奥尔洛夫	Cu,Pb,Zn	Au,Ag			
	季托夫	Cu,Pb,Zn				
	格列霍夫	Cu,Pb,Zn				
	苏尔古塔诺夫	Cu,Pb,Zn				
	尤比列伊	Cu,Pb,Zn				
	克柳科夫	Cu,Pb,Zn				
	舍莫奈哈	Cu,Pb,Zn				
	苏加托夫	Cu				
VII—6	克拉斯诺亚尔斯克	Cu,Pb,Zn		火山沉积型(热液叠加)	中	阿尔泰成矿亚带
	尼克拉耶夫	FeS ₂ ,Cu,Pb,Zn			大	
	波克罗夫	Cu,Pb,Zn			中	
	鲁利哈	Cu,Pb,Zn			矿 点	
	卡梅申	Cu,Pb,Zn			中—大	
	塔洛夫	Cu,Pb,Zn			小	
VII—7	谢基索夫	Pb		热液型	矿 点	
	维德利哈	Pb,Cu	Au,Ag	夕卡岩型	小	
	上乌巴	Cu		火山沉积型	小	
	戈洛文—乌巴	Cu,Pb,Zn		夕卡岩型	小	
VII—8	瓦维隆	Cu	FeS ₂	变质火山沉积型	大	
VII—9	舒 巴	Cu,Pb,Zn		火山沉积型	小	
	乌斯品	Cu,Pb,Zn			小	
	斯特尔科夫	Cu,Pb,Zn			小	
	列宁诺戈尔斯克	Pb,Zn	Cu,Ag		大	
VII—10	季 申	Zn	Ag	火山沉积型	大	
	克柳科夫	Pb,Zn			小	
	别洛乌索夫	Cu,Pb,Zn		火山沉积型(热液叠加)	大	
VII—11	别列佐夫	Cu,Pb,Zn		火山沉积型(热液叠加)	大	
	新别列佐夫	Cu,Pb,Zn			大	
	额尔齐斯	Cu,Pb,Zn		火山沉积型(已变质)	大	
	卡里耶尔诺耶	Cu,Pb,Zn			中—大	

续表

编 号	矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
		主 要	次 要			
Ⅶ—11	普罗格兹诺耶	Cu、Pb、Zn		火山沉积型(已变质)	中—大	阿尔泰成矿亚带
Ⅶ—12	济良诺夫	Cu、Pb、Zn		火山沉积型	大	
	马拉耶夫	Cu、Pb、Zn			小—中	
	普京米夫	Pb			中—大	
	斯里吉里哈	Cu、Pb、Zn			小—中	
	博加蒂列夫	Cu、Pb、Zn				
Ⅶ—13	塔洛夫—图尔古索	Pb、Zn		火山沉积型	小—中	
	格列霍夫—Ⅰ	Cu、Pb、Zn		火山沉积型(热液叠加)	小—中	
	格列霍夫—Ⅱ	Cu、Pb、Zn			小—中	
	亚历三大罗夫	Cu、Pb、Zn			小	
	萨札耶夫—Ⅰ	Cu、Pb、Zn			小	
多 林	Cu、Pb、Zn		小			
Ⅶ—14	萨札耶夫—Ⅲ	Cu、Pb、Zn		火山沉积型	小	
	札沃丁—Ⅱ	Cu、Pb、Zn			小	
	布赫塔尔马	Cu、Pb、Zn			小	
	奥索奇哈	Cu			小	
Ⅶ—15	马乌卡科尔	Fe		火山沉积热液交代型	中	
	科罗比哈	Fe			中	
Ⅶ—16	罗季奥诺夫洛格	Fe		火山沉积热液交代型	中	
Ⅶ—17	普涅夫	Pb、Zn		火山沉积型	小	
Ⅶ—18	尼基塔	Pb、Zn		沉积型	中—小	
	萨拉尔干布拉克	Pb、Zn			小	
Ⅶ—19	南阿尔泰	Pb、Zn		沉积型	小	
	乌什昆戈	Pb、Zn			矿 点	
	新乌什昆戈	Cu、Pb、Zn			矿 点	
Ⅶ—20	卡尔奇加	Cu		火山沉积型(已变质)	小	
Ⅶ—21	转自前苏联 1：250 万成矿规律图	Au		石英脉型	小	
Ⅷ—1	克齐尔恰克	Au		石英脉型	小	札尔马—萨乌 尔成矿亚带
Ⅷ—2	札马尔	Au		石英脉型	小	
Ⅷ—3	索克拉托夫	Ti		沉积型	小	
Ⅷ—4	肯 赛	Cu		斑岩型	小	
Ⅷ—5	克齐尔卡英	Cu		斑岩型	小	
Ⅸ—1	迈卡英	Cu、Pb、Zn		火山沉积型	小—中	成吉思—塔尔巴 哈台成矿带
Ⅸ—2	苏维尼尔	Cu、Zn		火山沉积型	小—中	
Ⅸ—3	亚历山大罗夫	Cu、Zn		火山沉积型	小—中	
Ⅸ—4	科克塔斯札尔	Cu		斑岩型	小—中	
Ⅸ—5	茹萨雷	Cu、Zn		火山沉积型	小—中	
Ⅸ—6	米泽克	Cu、Zn		火山沉积型	小—中	
Ⅸ—7	阿克巴斯陶—科斯木伦	Cu、Zn		火山沉积型	小—中	
	努尔拜	Cu		斑岩型	矿 点	
Ⅸ—8	阿亚左斯	FeS ₂ 、Cu、Zn		火山沉积型	小—中	
	艾 林	Cu		斑岩型	小	
Ⅸ—9	阿札马特	Cu		热液型	矿点群(小)	
X—1	博谢库利	Cu		斑岩型	大	巴彦阿乌尔 成矿亚区
X—2	转自前苏联 1：250 万 成矿规律图	Cu			小	
X—3		Cu			小	
XI—1	阿希特斯塔	Fe		火山沉积变质型	大	乌卢套成矿带
XI—2	卡尔萨克派	Fe		火山沉积变质型	大	
XII—1	卡拉塔斯	Mn	Fe	沉积(火山)型	小	杰兹卡兹甘成矿带
XII—2	杰兹德	Mn	Pb	沉积(火山)型	小	
XIII—1	道 缅	Pb、Zn		沉积型	矿 点	乌斯品成矿亚带
XIII—2	肯秋别	Fe		夕卡岩型、热液-沉积变质型	小	
XIII—3	萨 兰	Mo、W		热液石英脉型	小	



续表

编 号	矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
		主 要	次 要			
XIII—4	阿莱格尔	Pb		热液交代型	小	乌斯品成矿亚带
XIII—5	乌斯品	Cu		沉积型(热液叠加)	小	
XIII—6	阿克马亚	W		石英脉型	小	
XIII—7	南科克坚科利	Mo	W	热液型	小	
XIII—8	库札尔	Pb,Zn,Cu		热液交代型	中	
XIII—9	札伊列姆	Pb,Zn		沉积型	小	
XIII—10	卡拉盖雷	Pb,Zn	Cu	夕卡岩型,热液交代型	小	
XIII—11	托伊马斯绍克	Fe	Mn	火山沉积型	中—大	
XIII—12	别斯秋别	Pb,Zn	Fe	沉积热液交代型	小	
XIII—13	卡拉札尔	Fe,Mn		沉积型	大	
XIII—14	萨 拜	Cu		热液型(斑岩型)	小	
XIII—15	凯拉瓦特	Pb,Zn	Cu	沉积热液交代型	小	
XIII—16	基伊克派	Cu		火山沉积型	小	
XIII—17	卡拉恰	Cu		石英脉型	矿点	
XIII—18		Pb,Zn			小	
XIV—1	奥利金诺	Cu	Mo	斑岩型	中	巴尔喀什成矿亚区
	阿克比克	Cu	Mo	斑岩型	中	
XIV—2	茹萨拜	Pb,Zn		石英脉型	中	
XIV—3	库朔克	Cu		斑岩型	中	
XIV—4	康斯坦丁诺夫	Cu	Mo	热液型	中	
XIV—5	别斯绍克	Cu		斑岩型	中	
XIV—6	谢尔捷伊—舍特绍克	Cu	Mo	斑岩型	小	
XIV—7	克孜尔塔斯	Cu	Mo	斑岩型	大	
XIV—8	克孜尔赖	Cu	Mo	热液型	中	
XIV—9	南克孜尔赖	Pb,Zn		热液型	中	
XIV—10	阿克札尔	Pb,Zn		沉积型(热液叠加)	小	
XIV—11	索库尔柯伊	Cu		斑岩型	大	
XIV—12	乌增札尔	Pb,Zn		沉积型(热液叠加)	中	
XIV—13	热克杜安	Cu		斑岩型	矿点	
XIV—14	玛利英斯克	Pb,Zn		火山热液型	矿点	
XIV—15	奥孜巴克	Cu		斑岩型	小	
XIV—16	瓦孜勒埃斯佩	Pb,Zn		夕卡岩型	小	
XIV—17	博尔雷	Cu,Mo		夕卡岩型	中	
XIV—18	卡斯科尔卡兹甘	Cu		夕卡岩型	中	
XIV—19	肯克杜克	Cu		夕卡岩型	中	
XIV—20	科翁腊德	Cu,Mo		斑岩型	特大	
XIV—21	东科翁腊德	Mo		云英岩型	小	
XIV—22	萨雷沙甘	Cu	Mo	热液型(斑岩型)	小	
XIV—23	东克孜尔塔斯	Cu		斑岩型	矿点	
XIV—24	凯拉克特斯	Cu		斑岩型	矿点	
XIV—25	努尔拜	Cu		斑岩型	矿点	
XIV—26	艾 林	Cu		斑岩型	矿点	
XIV—27	阿 伊	Cu		热液型	矿点	
XIV—28	捷西克塔斯	Cu,FeS ₂		火山沉积型	小	
XIV—29	萨亚克	Cu,Mo	Fe,Au	夕卡岩型	小	
XIV—30	阿克斗卡	Cu	Ag	斑岩型	小	
XV—1	库山	W		气成-热液型	小	楚伊犁成矿带
XV—2	沙尔吉亚	W,Mo		热液型	小	
XV—3	扎纳塔斯—基普沙克拜	Pb,Zn		沉积(热液叠加)型	矿点	
XV—4	肯卡兹甘	Cu,Pb,Zn		沉积(热液叠加)型	小	
XV—5	卡拉奥巴	W,Sn	Bi,Mo	气成-热液型	矿点	
XV—6	克孜尔苏	Pb,Zn		沉积(热液叠加)型	矿点	
XV—7	沙雷套	Pb		热液型	矿点	
XV—8	茹安托别	Fe		变质火山沉积型	大	
XV—9	捷米尔	Fe		火山沉积型	大	

续表

编 号	矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
		主 要	次要			
XV -10	阿克扎尔—萨雷土姆	Mn	Fe	沉积-热液型	小	楚伊犁成矿带
XV -11	奥尔特扎尔塔斯	Pb,Zn		热液型	矿 点	
XV -12	布鲁特斯	Pb,Zn	Fe	沉积热液交代型	小—中	
XV -13	库亚孜拜	Pb,Zn		热液型	中	
XV -14	库尔代	Cu,Pb,Zn	Au	热液型	矿 点	
XV -15	卡孜库杜克	Pb,Zn		火山-热液型	小	
XV -16	阿得尔	Cu,Pb,Zn		火山-热液型	小	准噶尔成矿亚带
XVI -1	转自前苏联 1：250 万 成矿规律图	Pb,Zn			小	
XVI -2	利克赛	Cu		斑岩型	大	
XVI -3	捷克利	Pb,Zn		层控型	大	
XVI -4	阿尔哈尔雷	Au		石英脉型	小	
XVI -5	卡图套	Pb,Zn		石英脉型	小	
XVII -1	沙尔基亚	Pb,Zn		层控型	小	卡拉套成矿带
XVII -2	卡拉赛	Pb,Zn		沉积(热液叠加)型	小	
XVII -3	拜占赛	Pb,Zn			小	
	阿克苏兰	Pb,Zn		沉积(热液叠加)型		
	阿拉尔套	Pb,Zn				
	达尔巴德	Pb,Zn				
XVIII -1	特穆尔奇	Cu,Pb,Zn		层控(热液叠加)型	小	穆云库姆—纳拉特成矿带
XVIII -2	图尤克	Cu,Pb,Zn		层控(热液叠加)型	小	
XVIII -3	马格古姆拜等三矿床	Pb,Zn		热液交代型	小—中	
XX -1	杰尔加兰	Pb,Zn		层控(热液叠加)型	小	北天山成矿带
XX -2	巴卡斯卡温	Cu,Pb,Zn		层控(沉积变质)型	小	
XX -1	杰特姆	Fe		沉积变质型	特 大	中天山(西段)成矿区
XX -2	苏姆萨尔	Pb,Zn			小	
XX -3	博兹布套	Pb,Zn		层控(热液)型	小	
XX -4	南滨松克尔	Pb,Zn			矿 点	
XX -5	恰达克	Au	Ag	火山岩型	小	
XX -6	卡利马克尔	Cu			小	
XX -7	卡利马克尔	Cu		斑岩型	大	
	达利涅耶	Cu				
	萨雷切库	Cu				
XX -8	卡尔卡纳塔	Pb,Zn		层控型	小	南天山成矿带
XXI -1	阿特巴希	FeS ₂ ,Pb,Zn		火山-沉积型	小	
XXI -2	莫尔多套	Pb,Zn		层控热液型	矿 点	
XXI -3	乌奇库拉奇	Pb,Zn		层 控	小	
	穆龙套	Au		共生—后生(变生型)	特 大	
	科克帕特斯	Au		共生—后生(变生型)	矿 点	
	恰尔米坦	Au		热液型	小	南吉斯尔成矿带
XXII -1	卡拉秋别山	Mn			矿 点	
XXII -2	汉季札	FeS ₂ ,Pb,Zn	Cu	火山沉积型	小	
XXII -3	汉季札	Cu,FeS ₂			小	卡拉库姆—塔吉克成矿带
XXIII -1	拜 松	Pb,Zn			矿 点	
XXIII -2	转自前苏联 1：250 万 成矿规律图	Pb,Zn		火山沉积型	矿 点	
XXIII -3		Cu			矿 点	
XXIII -4		Pb,Zn			矿 点	
XXIII -5		Cu			中	
XXIV -1		Au	Ag			苏尔哈布—西巴 达赫尚成矿带
XXIV -2	维道尔卡	Au	Ag	热液型	小	
XXIV -3	切尔康舍	Au	Ag		矿 点	
XXV -1	古里桑	Cu		石英脉型	矿 点	哈拉路德—潘 吉什尔成矿带
XXV -2	安达拉卜	Cu		石英脉型,热液型	矿 点	
XXV -3	凯 什	Fe		沉积变质型	大	

续表						
编 号	矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
		主 要	次 要			
XXV —3	泽拉克	Fe		沉积变质型	大	哈拉路德—潘吉什尔成矿带
XXV —4	哈吉加克	Fe			大	
XXV —5	哈什马雷德	Fe			矿点	
XXV —6	拉巴特萨帕恰	Zn	Cu	层控热液型	矿点	兴都库什—北帕米尔成矿带
XXVI —1	纳赫希尔帕	Au		热液型	矿点	
XXVI —2	富尔莫拉克— I	Au		夕卡岩型	矿点	
XXVII —1	纳亚克	Hg		热液型	矿点	哈鲁特鲁德成矿带
XXVII —2	夏 达	Cu		次火山,热液交代型	小	
XXVII —3	凯尔卡克	Sn	Cu ,Pb		小	
XXVII —4		Cu			小	
XXVII —5	GoLogha— I	Cu	Pb ,Zn	小		
XXVII —6		Hg		矿点		
XXVII —7		Hg		矿点		
XXVII —8	彭吉申	Hg		矿点		
XXVII —9	土尔马林	Sn		热液型	矿点	
XXVII —10	瑟科罗	Sn		矿点		
XXVII —11	比 瑟	Sn		矿点		
XXVII —12	查什纳克	Hg		矿点		
XXVII —13	多巴斯— II	Cu		矿点		
XXVII —14	诺德—达兹德	Cu		矿点		
XXVII —15	泽默登	Hg		矿点		
XXVIII —1	安纳克	Cu		层状变质型	大	赫尔曼德—阿尔冈成矿区
XXVIII —2	加 弗	Au		热液型	矿点	
XXVIII —3	坎大哈	Au		热液型	矿点	
XXVIII —4	丘克利等三矿床	Fe		沉积变质型	矿点	
XXIX —1	马凯查赫	Pb ,Zn		块状硫化物型	矿点	俾路支成矿区
XXIX —2	萨因达克	Cu	Au ,Ag	斑岩铜矿	大	
XXIX —3	寄尔哈奇	Fe		蛇绿岩型	小	
XXIX —4	塔拉留克	Cu		火山岩型	小	
XXIX —5	赛斯德格	Cu		斑岩型	中	
XXIX —6	不 详	Fe			矿点	
XXIX —7	不 详	Mn		火山同生型	矿点	
XXIX —8	安多拉	Cu		火山同生型	矿点	
XXIX —9	克拉里	Mn		火山岩型	矿点	
XXX —1	底 曲	Pb ,Zn ,Cu		热液型	小	大喜马拉雅成矿带
XXX —2	让 波	Pb ,Zn ,Cu	Au ,Ag	同生沉积热液交代型	小	
XXX —3	加内什山	Pb ,Zn	Ag ,Ge	沉积-变质型	中	
XXXI —1	戈鲁巴善	Pb ,Zn(Cu)		沉积热液交代型	小	小喜马拉雅成矿带
XXXI —2	阿斯科特	Pb ,Zn(Cu)			矿点	
XXXI —3	皮托拉嘎	Pb ,Zn(Cu)			矿点	
XXXI —4	拉尼阿加尔地区	Pb ,Zn(Cu)			矿点	
XXXI —5	阿尔莫拉县附近	Pb ,Zn(Cu)			矿点	
XXXI —6	恰莫利县附近	Pb ,Zn(Cu)			矿点	
XXXI —7	波克勒矿山	Pb ,Zn(Cu)			矿点	
XXXI —8	阿尔莫拉和恰莫利县附近	W		热液型	中	
XXXI —9	加瓦尔比尔加纳	Pb ,Zn			矿点	
XXXI —10	帕乌里—加瓦尔	Pb ,Zn			矿点	
XXXI —11	塔尔克什瓦尔寺	Pb ,Zn			矿点	
XXXI —12	卡涅拉	Pb ,Zn			矿点	
XXXI —13	鲁德腊普勒耶格	Pb ,Zn			矿点	
XXXI —14	丹普尔	Pb ,Zn		海底火山沉积型	矿点	
XXXI —15	查克腊塔	Pb ,Zn			矿点	
XXXI —16	查克腊塔北部	Pb ,Zn			矿点	
XXXI —17	查木里	Pb ,Zn		热液交代型	小	
XXXI —18	法库附近	Pb ,Zn			矿点	
XXXI —19	西姆拉东北	Pb ,Zn			矿点	

续表						
编 号	矿产地名称	成 矿 元 素		成因或工业类型	规 模	备 注
		主 要	次要			
XXXI —20	西姆拉西南	Pb,Zn		热液交代型	矿 点	小喜马拉雅成矿带
XXXI —21	西姆拉	Pb,Zn			矿 点	
XXXII —1	马丹—库丹	Cu		热液交代型	大	北印度地盾成矿省
XXXII —2	科里汉	Cu			中	
XXXII —3	阿克瓦利	Cu			小	
XXXII —4	萨特奎	Cu			小	
XXXII —5	兰普拉—阿古查	Pb,Zn	Au,Ag		大	
XXXII —6	萨瓦尔	Pb,Zn		块状硫化物型	小	
XXXII —7	普尔—达里巴	Pb,Zn			小	
XXXII —8	巴内腊	Pb,Zn			小	
XXXII —9	北尔伐腊地区	Pb,Zn			小	
XXXII —10	普尔—巴内腊	Pb,Zn			小	
XXXII —11	辛德萨卡尔兰	Pb,Zn			大	
XXXII —12	达里巴—拉杰普拉	Pb,Zn			大	
XXXII —13	锡罗希地区	Pb,Zn			小	
XXXII —14	德 利	Pb,Zn			小	
XXXII —15	阿姆巴尔塔地区	Pb,Zn			中	
XXXII —16	拉克帕特	Al		风化残积型	中	中印度成矿省
XXXII —17	南克查纳	Al			中	
XXXII —18		Al			小—中	
XXXII —19	甘加普尔	Al			大	
XXXII —20	布季—安加	Al			小	
XXXII —21	韦尔帕尔	Al			中	
XXXII —22	卡利杨普尔	Al			大	
XXXII —23	索拉什特拉	Al			大	
XXXII —24	巴夫纳加尔	Al			小	
XXXIII —1	卡特尼	Al		风化残积型	中	
XXXIII —2	萨普拉当德	Al			中	
XXXIII —3	穆尔希	Al			小	
XXXIII —4	劳尼和赫利	Al			小	
XXXIII —5	布 拉	Al			小	
XXXIII —6	阿马坎塔克地区	Al			大	
XXXIII —7	阿马坎塔克地区	Al			大	
XXXIII —8	阿马坎塔克地区	Al			大	
XXXIII —9	钦迪帕萨尔	Al			小	
XXXIII —10	托里达达尔	Al			小	
XXXIII —11	瓦朱里	Al		块状硫化物型	中	
XXXIII —12	富特卡帕哈尔	Al			中	
XXXIII —13	卡雷拉	Al			小	
XXXIII —14	波纳凯拉	Al			小	
XXXIII —15	楠杜普	Cu			中	
XXXIII —16	罗 姆	Cu			中	
XXXIII —17	塔马帕哈尔	Cu			中	
XXXIII —18	拉 卡	Cu			大	
XXXIII —19	梅加特布鲁	Fe		条带状赤铁矿-石英岩型	大	
XXXIII —20	博拉利	Fe			大	
XXXIII —21	巴尔舒亚	Fe			大	
XXXIII —22	昌 达	Cu		热液型	矿 点	

摘自《中国周边国家毗邻地区火山岩与金属矿产》



国外以陆相火山岩为主岩的几个典型银-铅-锌矿床

矿区名称	国家	矿石储量/万 t	$w(B)/10^{-6}$		$w(B)/\%$			基底岩石	主岩	伴生岩石	蚀变	矿脉形态	矿物成分
			Au	Ag	Cu	Pb	Zn						
Casapla	秘鲁	1 700		161.0	0.3	1.8	3.5	古生代石英岩及其他沉积岩、白垩纪石灰岩、火山岩	第三纪安山岩	第三纪砂岩、页岩及灰岩	硅化、绢云母化、青磐黄铁矿化	脉状、典型矿脉 6 条,长 5 000 m,宽 1 m,深 200 m	辉银矿、淡红银矿、深红银矿、硫锑铜银矿、辉碲铋矿、雄黄、雌黄、辉锑矿、重晶石、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、车轮矿、脆硫锑铅矿、砷黝铜矿、黄铁矿、菱锰矿、方解石、绢云母、绿泥石
Colgui	秘鲁	563	1.4	132.0	0.2	1.7	4.9	石炭—侏罗纪石灰岩、侏罗—白垩纪红层、页岩及石膏	第三纪火山岩	闪长岩、安山岩等侵入岩		脉状、受 NNE 断裂控制,长 2 000 m,宽 2.5 m	方铅矿、闪锌矿、辉碲铋矿、砷黝铜矿、深红银矿、淡红银矿、硫锑铜银矿、辉银矿、自然金、银金矿、辰砂、黄铁矿、白铁矿、菱铁矿、菱锰矿、石英、重晶石、绢云母
Provenir	秘鲁	1 000		170.0		4.3	6.0		白垩纪和第三纪安山岩			裂隙充填脉状,走向 50 ~ 70°,倾向 290°,长 1 000 m,宽 1 m	方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等
Riopallangs	秘鲁	440		170.0		4.0	5.0	白垩纪石灰岩、砂岩、砾岩和页岩、第三纪红色粉砂岩、泥灰质岩和砾岩	第三纪凝灰岩和凝灰角砾岩			有 3 条向 S 倾伏的富矿体,长 1 500 m,宽 5 m,延深 235 m	黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉碲铋矿、黄铜矿、辉锑矿、雄黄、雌黄、石英、高岭土、碳酸盐
ElTigre	墨西哥	123.4	8.6	1 337.0	0.25	1.0	1.5	二叠纪石灰岩、白垩纪页岩、砂岩、花岗岩	渐新世流纹岩和凝灰岩	第三纪流纹岩、页岩和石灰岩	硅化、黄铁矿化、泥化	4 条裂隙充填脉,主脉长 > 1 500 m,宽 0.9 m	黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、自然金、辉碲铋矿、辉银矿、硫铜银矿、自然银、杂硫银铁矿、石英、方解石、高岭石
Topia	墨西哥	130	0.12	400.0		2.6	4.2	46 Ma 的花岗闪长岩	始新世安山岩			脉状、走向 NE 或 NNW	方铅矿、闪锌矿等
Creede	美国	390	1.2	714.0	0.1	4.0	1.7	前寒武纪变质沉积岩和火成岩、古生代沉积岩	27.8 ~ 26.5 Ma 流纹岩和石英安粗岩、凝灰岩	英安岩流、角砾岩	钾硅酸盐化、硅化、绿泥石化、泥化	脉状、主要分布在走向断裂中,长 9 000 m,宽 450 m	自然银、自然金、辉碲铋矿、砷黝铜矿、深红银矿、淡红银矿、黄铁矿、辉锑矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、赤铁矿、辉银矿、铜蓝、菱锌矿、石英、重晶石、萤石、方解石、绿泥石
Eureka	美国	720	3.1	50.0	0.24	2.3	2.9	前寒武纪石英岩和斑岩、泥盆纪和早石炭世石灰岩	中新世流纹英安岩、石英安粗岩、角砾岩、凝灰岩	中新世安山-流纹-英安岩流、角砾岩、凝灰岩	硅化、绢云母化、青磐岩化	赋存在 NE 向断裂中,延深 900 m,宽 0.9 ~ 1.5 m	自然金、自然银、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、赤铁矿、辉碲铋矿、砷黝铜矿、深红银矿、淡红银矿、硫铜银矿、石英、重晶石、冰长石、绢云母、铁白云石、绿泥石
Sneffels	美国	324	14.4	223.0	0.45	2.2	2.1	泥盆纪和早石炭世灰岩、晚石炭世砂岩和页岩	中新世流纹英安岩、安山岩和石英安粗岩、角砾岩、凝灰岩	中新世流纹石英安粗岩、火山灰凝灰岩		断层中脉状矿宽 1.2 m	黄铁矿、硫砷铜矿、黄铜矿、砷黝铜矿、硫铜银矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、自然金、辉碲铋矿、辉铜矿、铜蓝、石英、重晶石、绢云母、铁白云石、菱锰矿、方解石、萤石、冰长石
Telluride	美国	232	5.5	93.0	0.31	1.42	1.42	二叠纪砂岩和页岩、中生代砂岩和页岩	中新世安山岩、流纹英安岩、石英安粗岩、角砾岩、凝灰岩	中新世流纹石英安粗岩、火山灰凝灰岩		浸染状、薄板状	辉银矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿、银碲金矿、自然金、水锌砷铜矿、辉碲铋矿、砷黝铜矿、淡红银矿、自然银、石英、方解石、重晶石、萤石、绿帘石、绿泥石、冰长石、菱锰矿、绢云母

与火山岩有关的脉状银矿床地质特征

矿床名称 及位置	储量 t	矿带规 模/m	成矿元素 组合	构造环境	含矿母岩	矿化	蚀变	成矿时 代/Ma	热液地球化学
比尤特 (Butte) 美国蒙 大拿州	20 000	长 3 600, 宽 60, 延深 1 200	Cu-Ag- Zn-Mn- Pb-Au- Cd-Bi- As	前寒武纪、古 生代、中生代 岩石被 Boul- der 岩基所侵 入,矿化产于 不同阶段,呈 阶梯状排列 的 NNE 向 和 NW 向高 角度断裂中	晚白垩 世一新近 纪,石英二 长岩、石英 斑岩 (Boulder) 岩基	主要阶段:边缘带为石 英、菱锰矿、碳酸盐、闪锌 矿、黄铁矿、银矿物,铜矿 带为石英、黄铁矿、方解 石、低硫铜矿物,深部黄 铜矿带为石英、碳酸盐、 高硫铜矿物;矿化早期阶 段:石英、碳酸盐、萤石、 钾长石、绢云母、辉铜矿、 黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、 赤铁矿	水平分带:脉外为蒙脱石、 绿泥石、绢云母、高岭石、绿 帘石、方解石、黄铁矿、磷铁 矿、黑云母,脉内为石英、绢 云母、黄铁矿;垂直分带:成 矿阶段为广泛泥质蚀变、石 英、明矾石、高岭石、叶蜡 石、黄玉等,成矿早期为绢 云母、钾长石	59 ~ 57	成矿阶段:200~350 ℃,5×10 ⁷ Pa,pH= 3~4;成矿早期:600 ~700℃,pH=3.3
卡斯 特雷 (Castro Vire- yna) 秘 鲁	4 700	长 1 800, 宽 3,延 深>150	Ag-Pb- Zn-Cu	在区域背斜 边缘分布着 近于平伏的 喷出岩,矿化 产于 NE, NW 向高角 度断裂中	中新世安 山岩、火山 碎屑岩、流 纹英安岩、 石英粗安 斑岩、石英 二长岩	有 3 个阶段,主要矿物有 石英、白云石、绢云母、高 岭石、菱锰矿、方解石、重 晶石、石膏、菱铁矿、黄铁 矿、贱金属硫化物及硫酸 矿物、铅的硫酸矿物、赤 铁矿	具有水平分带,脉外:石英、 钠长石、绿泥石、方解石、绿 帘石、绢云母;脉内:石英、 高岭石、钠长石、方解石、伊 利石、蒙脱石	< 4?	第三阶段:270~290 ℃,1×10 ⁸ Pa,NaCl 为 1 当量;第二阶 段:270~300℃, >1×10 ⁸ Pa,NaCl 为 1.3 当量;第一阶 段:270~325℃,> 1×10 ⁸ Pa,NaCl 为 1 ~2 当量
托诺帕 (Tono- pah) 美国内 华达州	5 420	长 180, 宽 15,延 深 450	Ag-Au- Cu-Pb	在格莱特盆 地西部有喷 出岩和侵入 岩出露,矿化 产于从低角 度到高角度 的 NEE 向断 裂中	中新世流 纹岩、安山 岩	共有 3 个阶段,主要矿物 有石英、高岭石、绢云母、 钾长石、菱锰矿、方解石、 重晶石、黄铁矿、贱金属 硫化物、银金矿、银的硫 化物和硫酸矿物	水平分带:脉体内部为绢云 母、高岭石、蒙脱石,脉体外 部为绿泥石、磁铁矿、黄铁 矿、方解石、钠长石、绿帘 石;垂直分带:脉体上部为 绿泥石、磁铁矿、黄铁矿、方 解石、钠长石、绿帘石,脉体 边缘及内部为石英、绢云 母、冰长石,深部石英、黄铁 矿、绢云母	19 ~ 18	成矿晚期:220~280 ℃,NaCl 为 0.2 当 量;成矿期:230~ 280℃,NaCl 为 0.15 当量,pH= 6.2,fco ₂ =10 ³⁸ Pa; 成矿早期:240~290 ℃,NaCl 为 0.1~4 当量
弗吉尼 亚城 (Virginia City) 美国内 华达州	6 000	长 4 200, 宽 45,延 深 900	Ag-Au- Cu-Pb	分布于格莱 特盆地西部 的复合层状 火山岩中,矿 化产于高角 度 SN,EW 向断裂中	中新世英 安岩、安山 岩、流纹 岩、白垩 花岗岩、闪 长岩、变质 火 山岩	多阶段,主要矿物有石 英、绿泥石、绢云母、钾长 石、方解石、黄铁矿、贱金 属硫化物、银金矿、银的 硫化物和硫酸矿物	水平分带:脉体内部为石 英、绢云母、黄铁矿、高岭 石,脉体外部为石英、绿泥 石、黄铁矿、绿帘石、方解 石、钠长石、蒙脱石;垂直分 带:脉体内部为石英、绢云 母、高岭石、蒙脱石、绿泥 石,脉体边缘及内部为石 英、绢云母、绿泥石、方解 石、钾长石	14 ~ 13	成矿后:230~250 ℃,<65×10 ⁵ Pa,成 矿期:250~300℃, 65×10 ⁵ ~105×10 ⁵ Pa,fco ₂ <5×10 ⁵ Pa
瓜那 华托 (Guana- juato) 墨西哥 瓜那 华托	29 300	长 7 500, 宽 40,延 深 540	Ag-Au	在第三纪横 向火山带附 近有一 NW 向背斜,矿化 产于中等角 度的 NW 向 断裂中	始新世— 渐新世流 纹岩、安山 岩、砾岩、 中新世页 岩、灰岩、 花岗岩	共有 3 个阶段,主要有石 英、方解石、钾长石,深部 有螺状硫银矿、黄铁矿、 银金矿、贱金属硫化物	水平分带:矿脉内部(成矿 前)为钾长石、绢云母、伊 利石、石英,脉体外部(成矿 前)为绿泥石、黄铁矿、蒙 脱石、绿帘石;垂直分带:上 部为绢云母、伊利石、黄铁 矿、高岭石,脉体为高岭石、 多水高岭石、蒙脱石	31 ~ 28	成矿后:240℃,30 ×10 ⁵ Pa,成矿期: 230℃,30×10 ⁵ Pa, pH=6.3,fco ₂ = 0.04×10 ⁵ Pa
帕楚 卡—雷 尔德蒙 特 (Pach- ca-Re- alDel Monte) 墨西哥 伊达尔 戈	40 430	长 3 000, 宽 9,延 深 600	Ag-Au	在第三纪横 向火山带附 近有平伏状 喷出岩,矿化 产于高角度 EW、SN 向 断裂中	中新世— 上新世流 纹岩、安山 岩、英安岩	石英蔷薇辉石、钾长石、 方解石、螺状硫银矿、贱 金属硫化物、黄铁矿	水平分带:脉体外部为绿帘 石、钠长石、绿泥石、方解 石、黄铁矿;垂直分带:上部 为伊利石、方解石、黄铁矿、 绿泥石、绢云母,脉体边缘 及内部为钾长石、绿泥石、 黄铁矿、石英、方解石	白 垩 纪	矿脉晚期:150~200 ℃,<40×10 ⁵ Pa, NaCl 小于 0.2 当量 浓度;成矿阶段:250 ~200℃,45×10 ⁵ Pa,NaCl 为 0.4 当 量浓度,fco ₂ =7.4 ×10 ⁵ Pa,pH=5.8; 成矿早期:320~240 ℃,fco ₂ =3×10 ⁵ Pa,pH=7