富金 VMS 和 SEDEX 矿床

火山成因块状硫化物矿床（VMS）形成于海底或海底之下，是岩浆、热液和沉积等综合作用的结果，产于时代从 3.4 Ga 西澳 Pilbara 克拉通火山和火山沉积序列（Vearncombe 等，1995）到现代洋中脊、海山、扩张脊、弧和弧后的热液硫化物沉积物中。下面主要根据 Franklin 等（1981），Lydon（1988）和 Franklin（1993）的评述来介绍。

VMS 矿床的金品位变化范围大，从 2.7 Ga 的 Noranda 的 Horne 矿床的 10×10^{-6} 和下元古昆士兰 Mount Morgan 的 4.75×10^{-6}，到 $<0.2\times10^{-6}$（Hannington 和 Scott，1989；Large 等，1989）。1988 年，VMS 矿床为加拿大提供了 33% 的 Cu，29% Pb，56% Zn，30% Ag 和 3.6% Au（Franklin，1993）。阿比提比绿岩带中的 Thompson-Bousquet 矿床可能是一个富金 VMS 矿床（Tourigny 等，1993）。加拿大已经从 VMS 矿床中生产了 970 t 黄金，其中 237.5 t 来自 Mount Morgan 矿床（Large 等，1989；Hannington 和 Scott，1989）。在对含大量贱金属的 VMS 矿床冶炼中，发现了不等量的 Au 和不同含量的 Ag，Cd，Sn，Bi，Se，Co 和 In 等元素与贱金属共生（图 1，Franklin，1993）。

1 特 征

VMS 系统的基础是海底数百米之下有一个次火山岩床。岩床，尤其是边部，具强烈的高温蚀变，它是侧向延伸的由绿帘石、钠长石和石英蚀变组成的板状蚀变体的一部分。成分上，这些蚀变带被热液淋滤走了金属，伴随强烈的碱金属、碱土金属蚀变改造和硅质的加入。

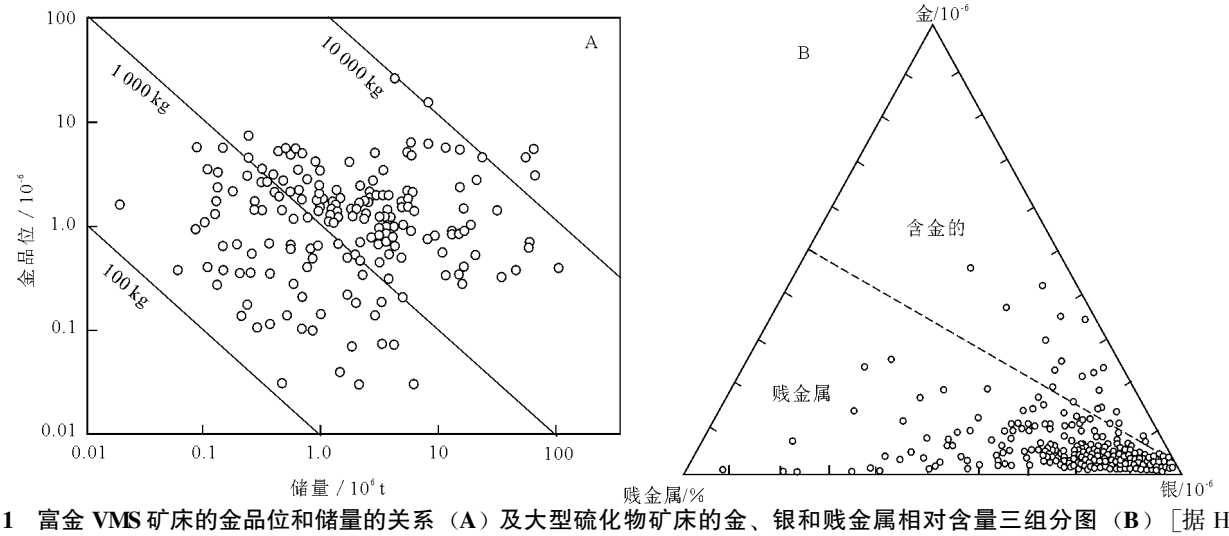


图 1 富金 VMS 矿床的金品位和储量的关系（A）及大型硫化物矿床的金、银和贱金属相对含量三组分图（B）［据 Hannington 等（1999）及其引文修改］

A 图数据来自加拿大 215 个 VMS 型矿床和选自世界范围的富金矿床；B 图数据来自世界 394 个大型硫化物矿床，分角线将含金矿床（具有高的金/贱金属值）与一般贱金属块状硫化物矿床区分开

岩床之上是构造控制的蚀变岩筒或通道，通道向上变宽并通向海底。通道具有蚀变较强烈的核心并演变为近海底的网脉或所谓细脉状矿体，以及一个蚀变较弱的环面。块状硫化物矿体定位在管道上方，或者因外力位移而在远处。矿体具有分带性，由富铜网脉状到富锌和铅的层状块状硫化物；若海底水氧化了，钡和锰就沉淀在外侧。水深可能控制了金属的比例。矿物学上，大部分 VMS 矿床是简单的，黄铁矿约占 90%，以及部分黄铜矿、闪锌矿和方铅矿（图 2，Franklin，1993）。

一个基本的共识：据金属元素组合可以将 VMS 矿床分为 2 类，即铜-锌矿床和铅-锌-铜矿床，2 类矿床均有富金的实例。前者通常以醒目的网脉带为特征，产于以铁镁质火山岩为主、长英质火山岩为次的岩石序列中，并往往靠近长英质单元。后者主要是带有微弱网脉的板平的块状、层状矿石，产于长英质为主的火山岩系内，下盘可有较大比例的沉积岩（表 1）。

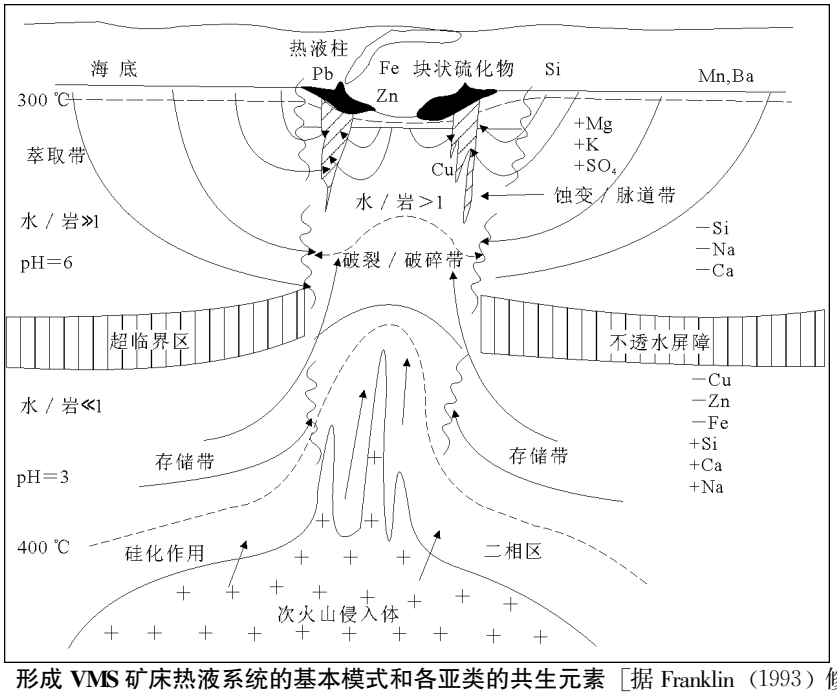


图 2 形成 VMS 矿床热液系统的基本模式和各亚类的共生元素 [据 Franklin (1993) 修改]

剖面次火山侵入体可能为成矿流体提供了一些金属和气体；块状硫化物矿床下部暗色格子区域为蚀变岩筒；图中断裂系统的横切控制了热液的释放

表 1 VMS 矿床的主要特征

年龄范围	中太古代到现代，但新太古代和显生宙最常见
典型成矿省（典型矿床）	苏比利尔省 2.7 Ga 的火山岩地体(Mattagami，Horne，Quemont，Noranda)古元古代的环哈德逊地区(Flin Flon，加拿大)；澳大利亚东部的古生代火山岩带(Morgan 山，Leyll 山)；高硫化作用：瑞典 Skellefte 地区的古元古界(Boliden)
构造类型	位于脆性断裂或喷口垮塌断裂之上；铜-锌类：显著的网脉枝杈状岩筒；铅-锌-铜类：网脉微弱
矿化类型	层控平板状的块状硫化物，位于不同发育程度的网状通道之上
赋矿岩石	铜-锌组合：铁镁质火山岩为主，伴随近矿长英质侵入体；铅-锌-铜组合：长英质火山岩为主，下盘有不同比例的沉积岩；高硫化矿床：长英质-中性火山岩序列，不同比例的沉积岩
金属组合及比例	铜-锌组合与铅-锌-铜组合：Au($<0.2\times10^{-6}\sim10\times10^{-6}$)和 Ag 含量变化大；Au/Ag 值为 0.02 ～0.07，含不等量的 Cd，Sn，Bi，Se，Co 和 In；高硫化矿床：主要是贱金属和 Au，Ag，As，Sb，Hg 等
金成色	300～700
蚀变组合	铜-锌组合：富铁绿泥石，黄铁矿，黄铜矿，石英等见于下盘和通道的网脉状核心；白云母见于蚀变环面，在次火山岩床层次的深部板状矿体，为高温(350～400 ℃)的绿帘石、钠长石和石英；铅-锌-铜组合：中心为绢云母化，周围(环面)为镁绿泥石化；高硫化矿床：高级泥化
温压条件	在海底或海底之下，水深为 500～2 000 m 以上
成矿流体	被不定量的岩浆流体和金属所化学改造的 350～200 ℃的热海水，并进一步与周围海水混合；铜-锌组合：高温(>300 ℃)，低 pH 值(<4.5)，中高 f_{O_2}；铅-锌-铜组合：低温(150～300 ℃)，中等 pH 值(4.5～6)，中等 f_{O_2}；高硫化矿床：氧化，酸性，富 S 的岩浆流体
同位素(水)	$\delta D=20‰\sim50‰$，$\delta^{18}O=-3‰\sim6‰$；高硫化矿床：岩浆流体范围，与沉积物混合
热 源	次火山岩床

2 过 程

在成矿作用上，次火山岩床是中心热源，高温蚀变体反映了循环对流海水与底盘岩系的反应和对金属的萃取。在 350～400 ℃条件下，改造海水与玄武岩反应降低了 pH 值，金属元素从岩石中溶解后进入到热液流体 (Gibson 等，1983)。广泛的侧向板状蚀变带的硅化区充当了非渗透性岩盖，降低了瑞利指数，使发生在渗透性高瑞利指数对流体系的岩床能量快速释放被阻止 (Hodgson 和 Lydon，1977)。

当携带金属的成矿热液流体沿构造通道上升时，与通道反应导致通道核心的强烈蚀变。体积上，成矿流体以加热的海水为主，但也有岩浆流体

和金属的自由加入。被卷入的弱改造的较冷海水与通道核心的高温流体混合，形成了蚀变较弱的环面。

金属分带反映了成矿流体由于混入周围海水逐渐冷却的过程。铜首先沉淀，导致流体演化成含更多锌，然后是富铅的流体。穿时的外来碎屑单元的存在标志着活动同生断层作用；或者是火山口塌陷断层，或者是裂解环境下的拉张断层。

3 富金 VMS 矿床

Hannington 等（1999）对含金 VMS 系统进行了评述。Large 与合作者已广泛研究了 VMS 矿床，包括东澳的富金矿床。那里有 2 个主要的 VMS 成矿省：昆士兰东部的 Rockhampton 地区，拥有富金 Mount Morgan 矿床；塔斯马尼亚西部的 Mount Read 寒武纪火山岩序列，拥有 Rosebury，Hercules，Que River，Hellyer 和 Mount Lyell 等 VMS 型矿床（Large 等，1989）。整体上，这些矿床的金品位为 0.2×10^{-6}～4.75×10^{-6}，平均为 1.6×10^{-6}。

根据金属含量、空间共生和火山岩地体的类型，Large 等（1989）证实 VMS 矿床具有 Franklin（1993）提出的二元性。Cu-Zn±Au 组合以 Mount Chalmers，Mount Morgan 和 Mount Lyell 矿床为代表，而 Zn-Pb-Cu-Ag±Au 组合以 Rosebury，Que River 和 Hellyer 矿床为代表。据 Large 等（1989），铜-锌组合的 VMS 型矿床中，金以 $AuCl_2^-$ 配合物形式在高温（>300 ℃），低 pH 值（<4.5），高盐度和中高 f_{O_2} 成矿流体中迁移；而富金铅-锌-铜组合矿床，金则以 $Au(HS)_2^-$ 配合物形式在低温（150～300 ℃）、中等 pH 值（4.5～6）和中等 f_{O_2} 的成矿流体中迁移。他们提出了分带净化过程来解释铅-锌-铜组合 VMS 型矿床之富金岩盖的形成。

海底活动喷口释放高温热液，水溶金含量为 0.1×10^{-9}～0.2×10^{-9}。因此，这些体系每千年可运输 1 t 金。要使 $Au(HS)_2^-$ 在低温条件下稳定，则要求溶液中 H_2S 含量必须很高。当周围海水混入时，活动喷口中的金发生沉淀，氧化态超过了 H_2S/SO_4 边界（Hannington 和 Scott，1989）。活动喷口热液沉淀物的金含量为 0.07×10^{-6}～4.9×10^{-6}。富金淀积物是高硫化作用矿物组合，其 Zn>10%，Pb>0.1%，Ag>100×10^{-6}，As>200×10^{-6}，Sb≤500×10^{-6}，以及低含量的 Hg 和 Tl（Hannington 和 Scott，1989）。

图 1 总结了 VMS 型矿床的金含量情况，该图是根据 Hannington 等（1999）修改得到的，并非所有的数据点都被共识。例如，南达科达州元古宙 Homestake 矿床通常被认为是造山型金矿床而不是 VMS 型，Wyman 等（1986）认为魁北克太古宙 Agnico Eagle 矿床的大部分金矿体（若不是全部的话）是受构造控制的，形成在无矿块状硫化物形成之后。

4 高硫化富金 VMS 矿床

浅成低温贵金属矿床被划分为高硫化和低硫化 2 种类型（图 3），分类依据是硫化物矿物学、蚀变作用和与侵入体的空间关系（Hedenquist，1987，1995；Arribas，1995）。典型铜-锌和铅-锌-铜 VMS 型矿床具有低硫化的矿物学特征。据 Sillitoe 等（1996），赋存在长英质为主的火山岩系中的铅-锌-铜组合的 VMS 矿床具有高硫化矿床的端元成分。高硫化端元以高硫化作用的硫化物矿物组合，高级粘土化蚀变和 Au-Ag-As-Sb-Hg 等低温微量元素组合为特征，形成于酸性氧化且富硫的岩浆成因流体。

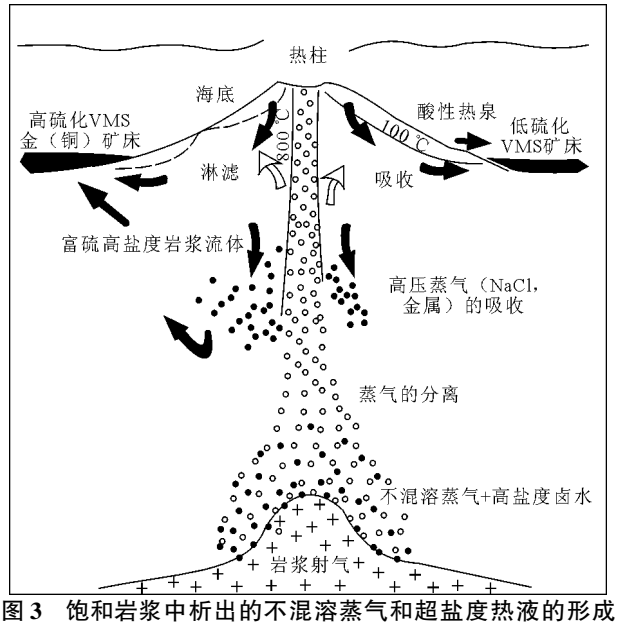


图 3 饱和岩浆中析出的不混溶蒸气和超盐度热液的形成过程及具浅成低温微量元素组合的高或低硫化海相 VMS 矿床的形成［据 Hedenquist（1995）修改］

Sillitoe 等（1996）描述了形成具有浅成低温金和微量元素组合（Hannington 和 Herzig，1993）的高硫化堆积的现代岛弧浅水热液系统。这些系统发育在陆地浅成低温热液系统与深水 VMS 系统的过渡环境，尽管具有高级泥化蚀变的样品已从 Lau 弧后

盆地～2 km 深的水下挖掘取出。已知高硫化 VMS 型矿床产于元古宙地体到现代热液体系。Skellefte 地区古元古代富铜 Boliden 矿床产铜 118 000 t，金 128 t，银 411 t，并具有 As，Sb，Co，W，Bi，Se，Te，Hg 等元素组合（图 3，Sillitoe 等，1996）。

5 富金 SEDEX 矿床

典型的沉积喷流矿床（SEDEX）以具有 Pb-Zn-Ag 组合为特征，形成在裂解陆缘到陆内沉积盆地中，通常伴随有同成矿的火山活动（Goodfellow 等，1993；Cooke 等，2000）。最近的一些发现，特别是在不列颠哥伦比亚省 Eskay Creek 的发现，使富金 SEDEX 型矿床成为一种亚类，或者是一种新的金矿类型。

Eskay Creek 矿床位于科迪勒拉 Stikine 地体的中侏罗世双模式火山岩序列与上覆泥岩-玄武岩序列的接触面上。近矿岩性单元是火山碎屑沉积物，安山岩，浅海相砂岩及页岩；同沉积断层活动指示着拉张环境。根据 Roth 等（1998），其特征与大部分 VMS 矿床相比都是不典型的，但 Sherlock 等（1999）却称 Eskay Creek 为 VMS 型硫化物-硫盐矿床。

该带中的一个矿床在 1998 年的矿石储量为 1.9×10^{6} t，品位：铅 3.2%，锌 5.2%，铜 0.7%，金 60.2×10^{-6}，银 $2\,652\times10^{-6}$。富金矿带具有 As-Sb-Hg 组合。矿床由低温（＜200 ℃）成矿流体形成，沉淀在 1.5 km 水下。成矿流体富气体成分，经历过气-液相变，并与低温（～100 ℃）较高盐度的流体混合，流体中高的 K/Na 和 Cl/Br 值意味着岩浆成因。Sherlock 等（1999）认为高的贵/贱金属值缘于贱金属在低温环境下不能有效沉淀。

6 地球动力学背景

填图揭示的火山喷口构造和相关岩浆岩的地球化学指示太古宙苏比利尔省 VMS 矿床可能形成于裂解的洋弧或弧后环境。所有 VMS 矿床都形成于持续 300 Ma 的岩浆活动的最后 20 Ma 内，该时间段被解释为大洋岩石圈的拉伸。Matagami 和 Noranda 地区发育高硅流纹岩和富铁拉斑玄武岩，该组合形成于现代弧后环境（Ludden 和 Peloquin，1996）。在 Noranda 地区和 Wawa 亚省存在着具 LREE 和 HREE 分异的“异常”安山岩类，同时具有“正常”岛弧拉斑玄武岩和埃达克岩（adakites，一种高 Al，高 $(La/Yb)_N$ 的英云闪长岩浆的火山喷出相岩石；Drummond 和 Defant，1996）夹层；异常安山岩实为岛弧拉斑玄武岩和埃达克岩流的混合物。目前尚不清楚这 2 种不同岩浆作用是如何同时发生的（Polat 和 Kerrich）。局部地幔柱上涌导致俯冲板片的倾斜程度变缓，使俯冲带地热梯度局部升高，足以引起俯冲板片熔融并产生埃达克岩。Barley 等人（1998）也提出 2.7～2.6 Ga 的绿岩带 VMS 矿床形成在弧后背景。Timmins 地区的 Kidd Creek 超大型 VMS 矿床产于互层的科马提岩、低钛玄武岩、原始至演化的岛弧拉斑玄武岩序列中，Wyman 等人（1999）解释其地球动力学背景为地幔柱上涌的洋内弧，地幔柱岩浆的高热流传导诱发了该超大型矿床的形成。

加拿大 Manitoba 地区 Flin Flon 元古宙 VMS 矿床也形成于拉张环境中。Flin Flon 地区是由 MORB，OIB，原始到成熟弧以及弧后碎块等拼贴的复杂构造单元（Stern 等，1995；Syme 等，1996）。一些产于显生宙地体的 VMS 矿床也被解释为裂解洋弧或弧后环境的产物，如 Large 等（1989）描述的澳大利亚东部富金 VMS 矿床。VMS 矿床也产于大陆边缘弧或其弧后地区，例如，瑞典 Skellefte 的 Boliden 矿床（Allen 等，1997），加拿大新布伦斯维克地区的奥陶纪 Bathurst 矿区（Lentz，1999）和伊比利亚（Iberian）黄铁矿矿带。另一种观点是，Boulter（1993）认为里奥廷托（Rio Tinto）矿床的构造环境是岩床-沉积物杂岩，恰似 Cortez 海域 Guayanas 盆地正发生的成矿作用。

如果高硫化 VMS 矿床是大陆浅成低温贵金属和贱金属矿床的海相对应物的话，那么它们应形成在相似的地球动力学背景，即洋弧和陆弧（Sillitoe 等，1996）。Eskay Creek 矿床的地球动力学背景目前还没能合理解决，Sherlock 等人（1999）认为其平坦的玄武岩稀土配分曲线与分异的岛弧岩浆不同，而更类同于裂谷玄武岩。

稀有气体和稳定同位素体系研究证明，源于俯冲带的挥发分流体为 Kurile 岛 Kudryary 地下火山活动提供了物源和能量。$^{3}He/^{4}He=6.7\ R_A$，地幔氦占 84%，产生如此流体则要求地幔去气速度为 10^{6} t/a，或者每百万年有 300 km^3 的地幔发生去气作用。每年喷出的 50×10^{6} 摩尔（mol）的 CO_2 中，12% 来自地幔，67% 来自海相碳酸盐，21% 来自俯冲的沉积物中的有机质。在以强烈水动力对流为特征的海底地壳中，大量的海水对流冲稀了岩浆流体。

摘自《大陆动力学与成矿作用》

火山成因块状硫化物型矿床

火山成因块状硫化物型矿床是与火山作用有关的矿床。这类矿床出现在火山活动地区或产于火山碎屑岩、熔岩、火山沉积岩中，以及遭受了变质作用的古火山作用地区。作为一种独立的矿床类型，块状硫化物矿床是铜、铅、锌等多金属的重要来源，具有特别重要的工业意义。

1 地质特征

火山成因块状硫化物矿床主要是火山作用期后形成的。它们与海相火山作用，主要是长英质火山作用的末期有密切关系。普遍存在硅化、石英-绢云母化、黄铁矿化、泥化和绿磐岩化等围岩蚀变。喷发口直径一般几百米，位于蚀变柱的顶部，含矿长英质火山柱直径可达 5 km，而火山口组合体（火山区的主要特征）直径可达数 10 km。矿床受火山岩系，特别是火山碎屑岩控制比较明显。因此，从区域构造而言，预测此类矿床的地质基础就是它们与具体的火山岩系有关，矿体位于火山岩系的一定部位并受同火山期构造的控制。

火山成因块状硫化物矿床包括含铜（钴）黄铁矿床、锌-铜矿床和铜-铅-锌（黄铁矿-多金属）矿床。矿体呈层状和透镜体产出，矿石以致密块状、稠密浸染状为主，硫化物往往超过 50%，包括黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿等。多数矿石含铜>1%，常含不等量的钴、锌、铅、金、银等伴生组分，可综合回收。矿床规模以中小型为主，也有少数大型的。

火山成因块状硫化物矿床形成时代范围较广，但最重要的形成时期是太古宙和古生代。J.B.-Gelnmell 等人（1998）通过对产于澳大利亚、日本、加拿大等 10 余个古生代矿床进行的系统和全面研究，提炼并总结出这类矿床的一些基本地质特征。从区域地质背景上看，这类矿床产于弧后和弧间裂谷火山盆地的钙碱性海底火山岩和沉积岩中，围岩主要是流纹岩、安山岩和玄武岩。矿床靠近于同火山期裂谷，周围可能存在含磁铁矿同火山期花岗岩，顶板最常见的岩石类型为沉积岩和（或）镁铁质火山岩，底板火山岩普遍发育区域性绢云母、绿泥石蚀变。在局部地质环境下，有利的含矿层位可能是富含铁的喷气岩、含硫化物的表生碎屑岩、页岩或碳酸盐，矿体呈层状、透镜体、丘状或管状，矿石与火山沉积容矿岩石属于同时代。在蚀变方面，某些矿床的块状硫化物具有带状蚀变筒，层状蚀变带通常沿底板发育，走向延伸 2～6 km，顶板一般为弱蚀变或没有蚀变。就矿化特征而言，铅-锌块状硫化物呈层状，富含铜的底板为交切网脉状，主要硫化物矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿、黄铜矿和毒砂等，非金属矿物有绿泥石、绢云母、石英、重晶石和碳酸盐，Cu，Au→Pb，Zn，Ag，Au→Ba 表现出垂直分带性。图 1 和图 2 分别为这类矿床的区域地质背景图及典型丘状矿床的剖面图。

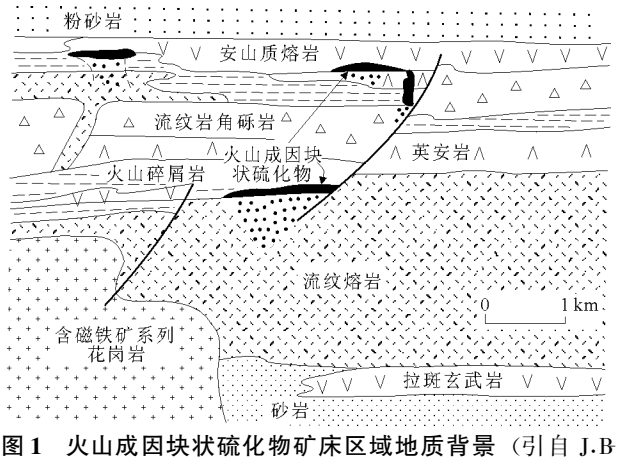


图 1 火山成因块状硫化物矿床区域地质背景（引自 J.B.Gemmell，1998）

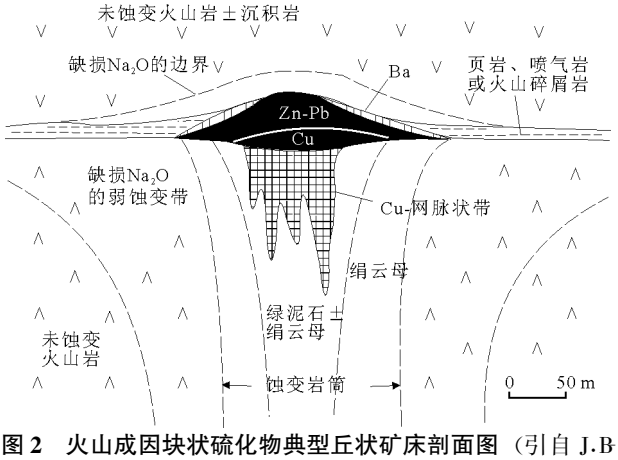


图 2 火山成因块状硫化物典型丘状矿床剖面图（引自 J.B.Gemmell，1998）

2 勘查标志

从区域地质背景，矿区、矿床和矿体的分布特征，勘查策略部署、勘查标志遴选、勘查方法组合

等方面进行综合研究，可对此类矿床的勘查工作提供参考、借鉴或在一定程度上具有指导意义。

2.1 地质找矿标志

根据火山成因块状硫化物矿床的区域成矿背景和成因分析，这类矿床具有成群产出的特征。这一特征明显体现在澳大利亚和加拿大若干矿区。例如，在澳大利亚奎河—赫利尔矿床所处的塔斯马尼亚里德火山岩中，就产出多个已知矿床；同样，在著名的加拿大诺兰达火山岩多金属矿区，通过七八十年长期持续的勘查活动，相继发现了 20 多个矿床，是块状硫化物矿床聚集最多的矿区之一。

块状硫化物矿床中围岩蚀变普遍存在。如奎河—赫利尔含矿透镜体周围，大多数的原生岩石均受到了强烈的蚀变，蚀变类型主要为绢云母、石英、碳酸盐和绿泥石化等，并且蚀变带延伸数百米至上千米。阿布拉矿化则位于一个由上部层控带、下部漏斗形带组成的强烈蚀变系统之中。

铁帽可能是这类矿床的另一个标志性特征之一。在斯卡德尔斯、埃斯凯河等矿床周围都出露有铁帽。据此可做出初步判断，在出露铁帽的邻区或许存在有经济价值的隐伏盲矿床。斯卡德尔斯矿床最初的勘查工作就是以此为出发点和依据的。

2.2 地球化学找矿标志

水系沉积物测量对发现某些火山成因块状硫化物矿床起到了先导作用。在奎河—赫利尔矿床勘查中，首选方法便是区域水系沉积物测量，在奎河矿床附近圈出了 Cu，Pb 和 Zn 分别为 45×10^{-6}，300×10^{-6} 和 340×10^{-6} 的异常，而相应的背景值为 20×10^{-6}，80×10^{-6} 和 100×10^{-6}。异常延伸约 1 km。正是基于该异常，并结合随后采用的物探方法对异常查证工作所获得的结果，导致了奎河矿床的发现。水系沉积物测量对墨西哥圣尼古拉斯（San Nicolas）矿床勘查过程中优选勘查靶区也发挥了重要作用。同样，澳大利亚的 Woodlawn 和 Wilga 等矿床的发现也首先得益于水系沉积物测量。

J.B.Gemmell 等人（1998）的研究表明，许多块状硫化物矿床具有强的 Pb 土壤异常和分散的 Zn 和 Cu 土壤异常。如，在奎河矿床所在地区，土壤地球化学测量圈出了几条明显的 Pb，Zn 线性异常，其中，部分异常与物探电磁测量异常基本吻合，后经验证，异常部位对应于其中的含矿透镜体。加拿大埃斯凯河矿床上的 Zn 和 Cu 土壤异常也与物探激电异常很好地对应，从而导致矿体的发现。

块状硫化物矿床，无论其容矿围岩的岩性如何，发育何种蚀变，也不论其所处的区域地质背景如何，都显示出 Na 降低而 Mg 升高的普遍规律。利用 Na_2O 缺失和 MgO 富集可确定蚀变晕的发育范围。J.B.Gemmell 等人（1998）关于微量元素的研究表明，蚀变指数［$AI=100$（MgO＋K_2O）/（Na_2O＋CaO＋MgO＋K_2O）］向矿体方向呈增大趋势（$AI=30\sim100$）；矿石的 100 Zn/（Zn＋Pb）＝60～80；Zn 矿石的微量元素为 As，Sb，Hg 和 Tl；Cu 矿石的微量元素为 Bi，Te，Mo 和 Co。矿床这些组分的分布特征对找矿具有重要意义。

2.3 地球物理找矿标志

鉴于火山成因块状硫化物矿床大多为隐伏矿床，这些矿床会在一定深度上或多或少地产生不同类型的地球物理异常，这就为地球物理找矿奠定了十分有利的基础。事实上，仔细分析与研究这类矿床的勘查案例不难看出，地球物理方法对勘查与发现这类矿床发挥了至关重要的作用，甚至可以说，对某些矿床的发现是决定性的或突破性的作用。现将某些重要的地球物理找矿标志归纳如下。

区域磁测能够用于研究和圈定主要火山单元、变质沉积岩、构造和有关蚀变。一些矿床产于火山岩体、变质沉积岩和条带状含铁建造中，这使得区域性磁测成为确定这些岩体的有效手段，为进一步勘查划定远景区。在斯卡德尔斯、埃洛伊斯、克兰登、埃斯凯河等 12 个案例中，区域性航磁和地面磁测作为首选方法，在圈定火山岩体、次火山侵入体、含磁铁矿变质沉积岩、条带状含铁建造、控矿断裂和强烈蚀变带以及辅助地质填图等方面，都发挥了快速、准确和经济的优势。在斯卡德尔斯，使用航空磁法开展区域工作，在获得的 120 个磁异常中，斯卡德尔斯排在第 3 位，成为后续方法的重要查证对象。

重力和高精度磁测可以圈定相关的含磁铁矿花岗岩，划分火山岩断面，确定局部火山构造，甚至直接圈定矿体本身。例如内维斯—科尔沃矿床的发现，就是首先围绕已知的阿尔加莱矿点布置了几十 km^2 的 100 m×100 m 网格的重力测量，在测区边缘发现了比阿尔加莱更有意义的内维斯异常，进一步扩大测区又相继发现了科尔沃等 3 个异常，后经钻探验证均为致密硫化物矿引起；阿布拉矿床是以航空磁测和地面重磁测量为手段，通过精细的理论模拟而得以发现的，Geopeko 公司在航空磁测的基础上开展重磁详测，结果得到一致的重磁异常，随后进行定量模拟解释，将解释结果与地质模型相结合，进行综合分析与判断，最终导致矿床发现。

以时间域电磁法（TEM）为主的大探测深度地

面物探，是直接发现矿床或矿体的有效手段。综观火山硫化物矿床的勘查与发现过程，显而易见，时间域电磁法（TEM）在其中的作用不可低估。在某些地区，当勘查工作面临困境或裹足不前时，通过引入和运用这种方法，便给勘查带来了新的生机和希望。例如，在奎河—赫利尔，当使用常规的电磁法和激发极化法不能见效时，勘查人员采用了 UTEM 系统，成功地探测到埋藏较深的赫利尔矿体，导致该矿床的发现。此类成功实例甚多，像埃洛伊斯、东阿瓜斯—田尼达斯等矿床的发现应当首推 TEM 方法的成功应用。TEM 方法之所以如此成功和有效，其原因可归结为 2 方面：其一，此类矿床的矿石大多以致密块状硫化物为主，一般属于良导体，可引起程度不等的导电异常；其二，TEM 方法具有探测深度大、分辨率高的特点，对于探测深度较大的导电异常源，TEM 较其他电法的效果为好。

激发极化法可圈定矿带和黄铁矿蚀变晕的范围。作为一种常规的矿区普查勘探方法，激发极化法被普遍使用，并具有较好效果，适合于探测黄铁矿化蚀变带和直接发现矿体。在埃斯凯河矿区，激发极化测量明显地反映出硫化物矿带、极化率异常与土壤地球化学异常吻合；在墨西哥圣尼古拉斯矿区，激发极化法在各种地面方法中效果最好，圈出了一个很大的激电异常，且与低电阻率异常重合，据此异常布钻，发现了“主要硫化物矿带”。

利用普查孔开展井中时域电磁法、充电法，有助于发现井旁或井间、井底盲矿，了解已发现矿体的规模和形态。井中时域电磁法、充电法等方法可获取井周围和底部的信息，对发现井旁或井底隐伏矿，圈定已知矿体范围，确定矿体产状及埋藏深度是十分重要的。如前所述，块状硫化物一般属于良导体，易于产生电磁异常。在赫利尔，钻孔电磁（DHEM）测量在未见矿的钻孔中有效地探测到盲矿的位置并确定出其几何形态；在东阿瓜斯—田尼达斯，见矿的关键是在地面瞬变电磁异常无法解释后做了井中瞬变电磁法，并坚持对井中 TEM 结果加以解释和异常查证，见矿之后用充电法确定了矿体的范围。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

古代与现代火山成因块状硫化物矿床研究进展

安　伟，曹志敏，郑建斌，刘　激，陈　敏
（中国海洋大学 海洋地球科学学院，山东 青岛　266003）

火山成因块状硫化物矿床（Volcanogenic Massive Sulfide Deposit，简称 VMS 矿床）是产于海相火山岩系中，主要由 Fe，Cu，Zn 和 Pb 硫化物组成并伴有 Au，Ag，Co 等多种有益元素，通常由与地层整合的块状矿体和不整合的网脉状矿体（或矿化带）组成集合体。这类矿床广泛分布于世界各大造山带不同时代的海相火山岩系中，是世界 Cu，Pb，Zn，Au，Ag 等一系列金属的主要来源之一，在工业意义上仅次于斑岩铜矿。

现代海底热液成矿作用是岩石圈与大洋（水圈）在洋脊扩张中心、岛弧、弧后扩张中心及板内火山活动中心发生热和化学交换作用的产物。自 20 世纪 60 年代中期在红海裂谷首次探测到规模巨大的多金属软泥（约 1 亿 t）和金属热卤水开始，经过近几十年的系统调查，目前全球已发现海底热液活动分布区 130 多处，其中多处矿化储量在百万吨以上。

进入 20 世纪 70 年代，由于板块构造理论的兴起，VMS 矿床研究达到了一个新的高度，特别是 Frankin 等，Ohmoto 等和 Lydon 对这类矿床的总结，使得人们对火山成因块状硫化物矿床有了较全面的认识。而对现代海底热液矿床的研究，已成为开创和发展成矿新理论的摇篮。Herzig 等对海底的现代火山成因矿化，Ohmoto 对古代火山成因矿化（主要是黑矿型矿床）与现代火山成因矿化的对比研究，提出了新的成矿成因模式，极大地丰富和发展了原有的成矿理论。笔者基于 VMS 矿床的最新研究进展，特别是现代海底热液成矿作用研究取得的重大成就，对此类矿床作系统总结，旨在阐明 VMS 矿床的成矿环境、成矿物质来源、成矿流体性质和矿床形成机理。

1　VMS 矿床研究的重大进展

1.1　现代热液成矿研究与 ODP

现代海底热液矿床的发现，是全球海洋地质调

查近几十年中取得的最重要的科学成就，这主要依赖于深海钻探计划（DSDP）和大洋钻探计划（ODP）的实施。据不完全统计，到目前为止 DSDP/ODP 已有 30 多个航次 90 余个钻孔为研究热液流体、地球化学通量和有关的热液成矿作用提供了证据，为我们研究 VMS 矿床提供了天然实验室。

DSDP 第 70 航次、ODP 第 111，137，140，148 航次在哥斯达黎加裂谷南侧 6 Ma 前洋壳内钻探 504B 钻孔，累计深 2 111 m，揭示了第Ⅰ，Ⅱ层洋壳结构和热液循环状况。该孔是向人们提供洋壳如何形成和演化证据的极好窗口，也是观察海水沿着玄武岩裂隙下渗并在地壳深部加热上涌进入海洋，构成海底热液循环的理想场所。

ODP 第 118 和 176 航次在印度洋中脊钻探的 735B 孔保存了高温变质作用、脆性破坏以及热液蚀变作用的复杂记录，使我们可以更好地研究海水在洋壳中的下渗过程和历史。

1991 年 9 月 ODP 第 139 航次在北胡安德富卡海脊钻入了由海底逸出的富含金属的热水型大型海底热液矿床中。在另一相近地点钻透了一个热水上升流带，其温度接近 300 ℃。这是迄今为止大洋钻探计划在温度最高的钻区取得的热水渗透的洋壳样品，为研究洋壳的形成和演化提供了最为直接的宝贵资料。为了深入研究，1996 年 ODP 第 168，169 航次再次返回该区实施钻探，取得重大成果。

1994 年 9～11 月 ODP 第 158 航次在大西洋中脊 TAG5 区的 17 个钻孔提供了幔扩张脊上热液系统的液化流、地球化学通量和有关的热液蚀变成矿作用资料。

2000 年 8 月 192 航次通过对活动的 PAC MANUS 热液系统的探测，获得了长英质火山岩容矿的多金属块状硫化矿的化学通量、流体途径和矿石沉积作用的信息。为获得该区热水作用系统的三维信息，同年 12 月，ODP 第 193 航次再次在该区实施钻探。

1.2 成矿环境与分类

1.2.1 *成矿环境* 对现代和古代硫化物矿床研究表明，硫化物成矿作用应具备 5 个条件。

1）混合作用，丘状体中有限的混合作用或者冷的海水与上升热液流体的混合作用将导致金属硫化物和钙、钡硫酸盐快速沉积。

2）渗透性，海底渗透性对于热液流体从海底以下向海底表面输出状况起着关键控制作用。

3）稳定的热液系统，促使热液对流循环。

4）沸腾作用（水深），使气液相分离，富集金属元素。

5）地质盖层，促进硫化物的堆积沉淀。显然，在海底环境，只有张裂作用或裂谷作用可以同时满足这 5 个条件。

显生宙 VMS 矿床的形成环境，目前比较多的认识是以板块边缘（如岛弧环境和裂谷构造环境）为主，研究表明，多数矿床出现在沉积时正处于一种张性应力状态的地区，这种地区多伴随高渗透性的断裂带，为矿床的形成提供一种适宜的流体循环和汇聚环境起到了关键性作用。太古宙块状硫化物的成矿环境还不很清楚，目前认为，太古宙火山岩带也许是在地壳产生拉张作用的地区形成的。

DSDP/ODP 资料已经证实，现代 VMS 矿床分布范围很广，这种含义不仅仅指其在地理上的分布，亦指在不同的构造环境。Herzig 等将现代 VMS 的大地构造环境分为 4 类：1）大洋中脊（北纬 21°处类型）；2）洋内弧后（劳海盆类型）；3）陆内弧后（冲绳海槽类型）；4）陆内裂谷（红海亚特兰蒂斯Ⅰ号海渊类型）。其中，第 4 类或许也可以看作是第 1 类的早期阶段，因为它正好发生于大洋张开之初。

在这些大地构造环境范围内，火山成因硫化物矿化的类型可见于从前寒武纪至现代的各个地质时代。世界范围内 653 个 VMS 矿床的统计分析表明，VMS 矿床的平均吨位为 7.86 Mt，平均品位 Cu 1.44%，Zn 1.61%，Pb 0.73%，与陆地上 VMS 矿床相比，海底硫化物矿床包含大量的 Cu，Zn，而且在许多洋中脊 Au 和 Ag 的含量很高（Au 可达 6.7×10^{-6}，Ag 可达 $1\ 000\times10^{-6}$）。

1.2.2 *矿床类型* VMS 矿床是包含很多矿化类型的一个大类，这个大类的矿化特征是都有一个在水—沉积物界面附近富含金属元素的热液系统。关于 VMS 的类型，人们从不同的角度，如容矿岩系岩性、沉积环境、矿石成分及蚀变特征等对其进行了分类。Sawkins 根据成矿环境将火山成因的硫化物矿床分为以下 4 类。1）黑矿型，形成于岛弧环境，赋存于弧间裂谷阶段形成的“双峰”式火山岩组合中的酸性火山碎屑岩系中，以 Zn＞Pb＞Cu 为特征。

2）别子型，产于弧后或大陆裂谷区形成的拉斑玄武质火山沉积岩系中，以 Cu，Zn 成矿为主。

3）塞浦路斯型，产于弧后或洋中脊环境，与组成蛇绿岩套的低钾拉斑玄武质火山岩系有关，以 Cu＞Zn 为成矿特点。

4）过渡类型。

对现代海底硫化物矿床，目前根据热液硫化物

的特征和产出的构造环境，在不否认海底热液循环的模式下，将其划分为 5 种成因类型，即弧后盆地热液硫化物成因类型、洋中脊热液硫化物成因类型、浅水热液硫化物成因类型、红海热液硫化物成因类型和非扩张中心热液硫化物类型。

1.3 成矿物质来源

目前所提出的成矿物质的来源，大致上仍为 2 种：1）含矿火山岩系及下伏基底物质的淋滤；2）深部岩浆房挥发分的直接释放。一般认为，在有沉积物覆盖的洋中脊，热液沉积物的形成除与深部岩浆活动有关外，沉积物也为海底热液成矿提供了部分甚至是主要的物质来源；在无沉积物覆盖的洋中脊，洋中脊玄武岩是海底热液沉积物形成的主要物质来源；而在弧后盆地环境，有关热液沉积物来源的问题一直存在争议。现在相当多的研究者认为，易溶元素（如 Pb，Zn，Ag 等）主要来自淋滤，而难溶元素（如 Cu，Sn，Bi，Mo 等）主要直接来自岩浆。基于淋滤机制，有些研究者强调基底类型（洋壳—陆壳）及岩石组合（基性—中酸性）制约着金属矿化类型。通常认为洋壳基底即与玄武岩有关的矿床，成矿金属类型为 Cu-Zn 型或 Cu 型，含少量或微量 Pb 和 Ba。而产生岛弧钙碱性火山岩系或长英质—玄武质双峰岩石组合，其成矿金属组合为 Zn-Pb-Cu 型或 Zn-Cu 型，Fe 含量降低，但 Pb 和 Ba 含量大大增加。但 Large 对澳大利亚的矿床研究后指出，无论 Cu 型、Cu-Zn 型还是 Zn-Pb-Cu 型，均与流纹质火山岩有关，而以玄武岩为主的火山岩系则缺乏重要的 VMS。

Sawkins 发现，VMS 矿床表现出金属组分从富 Cu（塞浦路斯型）到富 Pb-Zn-（Cu）矿床（黑矿型）连续分布，并将此看成是矿石及引起成矿的岩浆系统中的大离子亲石元素的逐渐富集现象。Sawkins 认为矿石中的这种组分变化与在时间、空间上和矿床相伴的长英质侵入体的岩石化学变化有关，这种岩石化学变化可与演化中的岛弧和板块消减作用有关的岩浆作用相联系。

关于块状硫化物矿床硫的来源一直存在争议。Sangster 认为硫化物中 S 是海水硫酸盐的硫同位素分馏造成的。Ohmoto 等认为还原海水硫酸盐和岩浆硫是 VMS 矿床中硫的 2 种主要来源，且岩浆硫可直接来源于岩浆喷气和从火山岩中淋滤出来。Rye 研究认为硫化物的硫同位素值反映以 H_2S 为主要硫种的热液流体的 $\delta^{34}S$，H_2S 中的硫明显由围岩中硫化物和海水硫酸盐提供。比较不同海底热液活动区硫化物和硫酸盐的硫同位素可以看出（表 1），各热液活动区硫化物的硫同位素组成有较大的差异，反映出各自硫源的不同。无沉积物覆盖的洋中脊中热液成因硫化物的硫主要来自玄武岩，部分来自海水，是玄武岩和海水硫酸盐中硫不同比例混合的结果，而在弧后盆地和有沉积物覆盖的洋中脊，除了深部来源硫以外，沉积物和有机质均可能为热液硫化物的形成提供硫。各热液活动区硫酸盐矿物的硫同位素组成基本一致，反映海水对硫酸盐矿物的形成起了很大的作用。

表 1 不同热液活动区硫化物和硫酸盐硫同位素组成对比

热液成矿区	硫化物 $\delta^{34}S_{CDT}$/‰		硫酸盐 $\delta^{34}S_{CDT}$/‰	
	范 围	均值	范 围	均值
EPR21°N	0.9～6.2	2.6	21.1～22.1	21.6
SJdFR	1.6～5.7	3.2	16.0～21.0	18.5
TAG 区	1.9～7.7	4.8	19.2～23.0	21.6
Cyprus VMS	0.5	6.5		
Manus Basin	−3.7～4.5	−0.7	3.7～29.3	19.8
Noranda VMS	−1.5～2.5	0.5		
Mariana Trough	2.1～3.1	2.7	20.2～22.0	21.4
Escanaba	1.9	11.6	20.4	22.6
Jade 区	5.2～7.2	6.3	16.3～22.3	19.8
黑矿	4.1～5.4	4.7	20～28	23

1.4 热液循环

1.4.1 *成矿流体性质与来源* VMS 矿床的成矿流体是一种温度较高（100 ℃以上）、呈酸性（pH＜7）、富含金属元素（如 Cu，Pb，Zn，Mn，Ba，K，Fe 等）的还原性流体，而且 Cl 和 H_2S 含量及 $H_2S/[S_2O_4]^{-}_2$ 值明显高于正常海水，这就为金属元素呈氯硫的配合物迁移提供了有效的配合剂。

VMS 成矿热液流体的来源是一个长期争论的问题，它直接涉及到古代与现代海底块状硫化物矿床的成因模型。强调海水成因的热液淋滤模式认为，成矿流体及矿质源自高温海水与岩石的相互反应；强调岩浆水成因的岩浆热液模式认为，岩浆去气形成的富金属组分的岩浆流体对热水成矿体系有较大的贡献。侯增谦研究亚德（Jade）区热液成因矿物中的流体包裹体时发现富 CO_2—烃类流体包裹体的主要成分具有 2 个明显分离的趋势线。2 个趋势的包裹体中气体具有共同的来源，只是处于不同的岩浆演化阶段。一般来讲，岩浆去气经过 2 个阶段。如果这 2 个分离趋势线反映了岩浆的这种去气作用，那么岩浆对热液流体的贡献主要通过岩浆去气作用完成，而不是水-岩反应。在这种情况下，CO_2—烃类—金属的相互作用对硫化物沉积起着至关重要的作用。Bin Lin 等用 $^3He/^4He$ 值研究了黑矿

的成因，认为 75% 的成矿流体源自岩浆，而源于海水的不超过 25%。现在较为流行的假说认为，同一矿床中与铜矿化有关的流体主要来自岩浆，而与铅-锌矿化有关的流体主要来自海水，岩浆流体与海水混合是金属析出的重要机制。有关地表水在地壳内部循环可以达到的深度，504B 孔表明该地段洋壳的高渗透率只在上部 100～200 m，而科拉超深钻探和莱茵地堑的钻探表明，地表流体可下渗至 12～15 km。

1.4.2 热液流体循环 关于海底热液流体循环，现在更多地通过 ODP，理论计算和实验模拟来进行研究，Bishcoff 等根据实地观察和实验室重新验证，提出洋中脊海底热液循环——双扩散对流（double diffusive convection）模式。认为海底热液系统由 2 个垂向上分离的对流循环胞组成，下部为热卤水层，加热并驱动上部冷的海水循环胞（图 1）。卤水来自海水和岩浆，流体在卤水库中发生相分离而使卤水盐度升高。上方海水层是一个单循环圈，在该圈底部，海水通过扩散界面被卤水层加热，并且通过扩散界面传输部分溶解组分。卤水层主要形成位于下部的层状矿化，往上排泄时也可形成部分不整合矿化，上方海水层形成上部的不整合矿化。氧同位素证据也证明了纵向分布的上述两单独热液系统的存在。

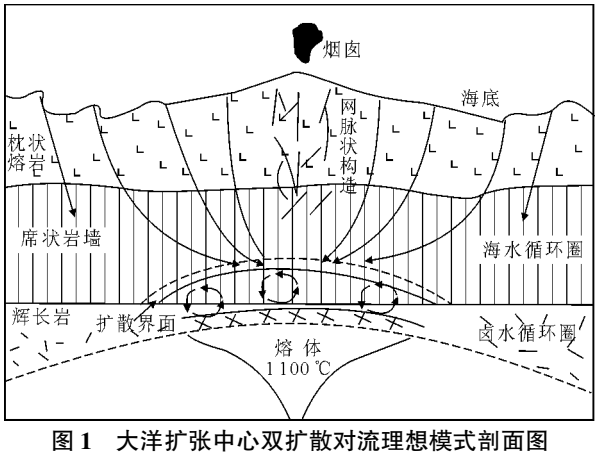


图 1 大洋扩张中心双扩散对流理想模式剖面图

James 等通过研究取自埃斯卡诺巴（Escanaba）海槽森特希尔（Center Hill）地区（ODP169，Site 1038）裂隙水和沉积物样品中的 Li 和 B 同位素指出，影响该区裂隙水的化学成分的因素：热的海水与洋壳的相互作用、热液流体与沉积物的相互作用以及热液流体与海水或（和）裂隙水的反应。他们认为在有沉积物覆盖的洋中脊，热液循环更多地考虑流体与沉积物相互作用产生的效果。同时也指出热液流体在沉积物中通过时，沉积物的吸附作用以及流体可能沿孔隙度较大的砂岩层横向运动的意义。最为重要的是，他们通过建立 Li，B 及其它们的同位素的模型追踪了流体的运动过程及环境，为今后研究海底成矿热液系统提供了新的途径。

1.4.3 热液蚀变 与火山成因块状硫化物矿床有关的热液蚀变作用，提供了有关成矿作用化学和物理方面的有价值资料，并可作为找矿标志。Franklin 等、Voggenreiter 等、Skirrow 等和 Hannington 等评述古代与现代 VMS 矿床的热液蚀变，指出 VMS 矿床热液蚀变体系由 2 个结构单元组成：1）不整合状蚀变岩筒，处于块状硫化物矿带下方，代表了富含金属的流体在海底排泄的通道；2）半整合状蚀变带，通常位于块状矿体及蚀变岩筒下方，金属和硫可能是在此被强烈淋滤出来参与成矿。半整合蚀变带通常是在有利于矿床形成的构造环境（大洋中脊、弧后扩张中心等）下，在大范围的冷凝火山岩和同火山侵入岩与大范围下渗海水反应，遭受了低温到高温热液蚀变而形成的。

对 ODP 资料的研究使我们可以更清楚地认识整个蚀变过程。Alt 等对 504B 孔的研究表明，该孔内地壳惟一具有高渗透率的部分是 100～200 m 的枕状玄武岩层，这就为海水循环提供了通道。上升的热液流体与冷的海水混合导致过渡带和上部岩墙在混合带发生蚀变。在补给区，海水沿裂隙和断层进入岩石从而导致硬石膏的沉淀。

735B 孔揭示该段岩层蚀变发生在扩张轴或附近，包括几个高温事件。

1）切穿火山构造的局部、窄的塑性变形带揭示了麻粒岩相变质作用（800～1 000 ℃）；

2）长英矿物的纹理形成受到岩浆水的影响，并为后来的热液流体提供通道，热液流体温度变化（600～700 ℃或更低）造成的静背景下的蚀变作用是不完整的；

3）闪石矿物发育的垂直纹理可能与热液流体（400～550 ℃）进入冷却的碎裂岩石有关；

4）绿片岩相矿物组合充填的微裂隙贯穿该区说明小规模的破裂和流体渗透；

5）低温蚀变作用（蒙脱石），可能是由于形成横断洋脊时冷却造成的。该段一个显著的特点是高温矿物组合出现在上部，而低温组合在下部富集，这和 504B 孔是相反的。

热液循环是研究海底热液活动和热液硫化物的核心问题。尽管已从不同角度对热液活动的发生、发展过程和循环机制进行了探讨，但仍有诸多问题

亟待解决，特别是海底热液的循环、水-岩相互作用过程、热液喷出海底后的沉淀和扩散过程等。

1.5 成矿模式与机制

1.5.1 *硫化物堆积模式* 矿床形态和矿物分带反映了热液的性质和沉积过程，对于火山成因块状硫化物矿床的形态，目前有 2 个共同的特征已经得到确认：1）底部为浸染状但呈网脉状交切产出的矿化与上覆整合块状硫化物矿以不同的密切程度伴生或叠生在一起；2）网脉状矿之上的整合块状矿。

ODP 第 158 航次在 TAG5 区的 17 个钻孔提供的资料使我们可以了解该区硫化物状堆积体因矿物组合分带所具有的叠瓦状结构，这种矿物学分带与塞浦路斯（Cyprus）型矿床十分相似。研究表明：该区含有大量的角砾岩和硬石膏。硫化物丘底层的岩石类型是多期发展的产物，并反映在蚀变和成脉事件层序中，二者能够在硫化物角砾岩和硅化的围岩及绿泥石化玄武岩质角砾岩中得以辨认；硫化物角砾岩是在丘体和基部堆积体生成的早期产物，因而呈埋藏相，并有晚期热液事件的印记，它的堆积是通过大型硫化物烟囱的崩塌和沿活动断层崖块状硫化物的碎裂作用形成的；在丘体基底剖面较高的部位，蚀变玄武岩碎屑的存在，可能表明周期性的错断对丘体或网状脉复合体所造成的部分侵蚀。大量硬石膏的存在使我们认识到其在大型硫化物矿床建造中的作用。热液活动期，硬石膏沉淀形成矿床构造的框架，热液活动停止以后，硬石膏溶解，先期形成的结构倒塌，导致硫化物的堆积。

ODP 第 169 航次在本特—希尔（Bent Hill）的钻探资料揭示，由于有沉积物覆盖，该区硫化物堆积体与 TAG 区有一定差别。该区存在 3 段热液活动期，除有块状硫化物产出外，还存在深部富铜矿层。此外该钻孔还证实补给带的型式随着深度的变化而改变。补给带上部受控于接近垂直的封闭裂隙，而下部由于受底部沉积构造的影响而变为近水平的矿化带。总之，从矿物组合的空间分布来看，热液硫化物堆积体上部以烟囱体为主，下部以块状硫化物为主，深部以网脉状硫化物为主的结构，在不同热液活动区似乎具有普遍性，揭示海底热液活动过程中有内在的相似。

1.5.2 *成矿机制* 成矿热液的性质和硫化物堆积过程受热液系统活动期间发生演变的热液成分、温度、密度，矿化沉积时洋底形态以及岩石环境等因素的影响。其中，与温度有一定关系的热液密度对矿石沉淀起了关键作用。热液密度低于海水密度时，即出现黑矿矿床（温度为 250 ℃上下时 $d=0.7$）和洋脊、弧后现代矿化，热液就呈条斑状（或称羽状）散流，并通过与海水迅速混合，温度骤然下降。在这种情况下，矿化趋于散布并在海水中发生氧化作用，难以形成大型富集。相反，温度类似但密度大于海水的热液则形成卤水，在喷口之上展布沉积下来，它们与海水混合或不混合，温度逐步冷却，形成与海水相对隔离的环境，易于大型硫化物堆积体的产出。

Oh moto 结合大量化学、地球化学和热力学数据，尤其参照了日本黑矿以及许多现代矿化的情况，提出了一个新的热液矿化模式。新模式认为，热液系统一开始流出的是低温热液（＜150 ℃），接着流出的是温度逐步上升的热流，它在逐渐降温到不足 150 ℃之前，最高温度曾达到过 400 ℃。热液系统初期可沉积赤铁矿，但赤铁矿后来被硫化物交代了。矿化则在温度 200～400 ℃时分以下 2 个阶段形成：第一阶段开始于温度 180～280 ℃时，沉积一种含有硬石膏、重晶石、闪锌矿、方铅矿和黝铜矿的极细粒的黑色原生矿石（矿物相 1）；第二阶段是更热（280～380 ℃）、更晚期的热液与原生矿石发生反应的阶段。原生矿石的细小颗粒一方面重新结晶形成大颗粒晶体（矿物相 2），另一方面又在矿体底部被黄铜矿交代，而黄铜矿又被黄铁矿交代。矿物相 1 中已溶解的金属此后在与海水发生接触时重新沉积在丘状体的顶部（新的黑矿）。而丘状体则被一层重晶石覆盖，然后又被温度正趋下降并最终降至不足 150 ℃时产出的含赤铁矿覆盖。至于热液蚀变，它被解释为最早是在喷口四周形成一条沸石宽带，然后当温度升高时首先在 500 m 的半径范围内形成含蒙脱石的矿化晕。其后是在温度最高的产有黄铁矿-黄铜矿网脉的中心地带形成镁质绢云母-绿泥石。

根据 Ohmoto 的观点，火山成因块状硫化物的矿化模式反映的是一种热液成因，这种热液是深部（1～3 km）岩浆侵入引起并通过海水在热穹隆之上循环回流产生的。支持这一观点的依据是现代大洋洋脊处的矿化并不是到处分布的，而是分布在洋脊的某些高隆的抬升地段，在这些地段之下 1～3 km 处就是岩浆房。这些岩浆房就是发生火山活动的来源地，火山活动以后，岩浆喷发减弱，接着便发生热液流动和矿石沉淀。

2 展 望

经过 30 多年的系统调查，特别是 DSDP/ODP

的实施，现代海底热液活动研究已从最初阶段向纵深发展。但是要全面、系统地认识成矿热液系统，了解成矿作用过程，开创新的成矿理论，必须在以下几个方面继续开展新的工作。

1）借助先进的仪器设备和针对性的钻探计划，继续进行海底热液活动区的调查发现工作。

2）通过分析获取的数据和样品，对热液起源、流体运移、流体岩石相互作用，以及热液喷溢时产生的沉淀和扩散过程、烟囱生长机制、堆积物的矿物组合特征、分布规律等进行更为细致的研究。

3）发展有关海底热液矿产资源调查和勘探的新技术，增加钻孔所达到的深度（达到上升流带或更深至反应带），提高钻孔的稳定性和岩心的回收技术；建立海底热液活动体系的长期监测系统，发展相关的监测技术。

4）研究海底热液活动对大洋热、化学结构和全球气候变化的影响，将海底热液活动与深海沉积环境和全球变化研究结合起来。

5）研究海底热液活动与海底生物群落、区域构造演化、现代大洋热流状况和基岩体系间的相互作用关系以及空间和时间上的变化。

6）进行海陆成矿作用的系统综合对比研究，寻找其中的必然联系，推测海底热液成矿作用的规模，并指导陆上类似矿床的寻找。

当 ODP 计划接近尾声时，一个规模更加宏大、科学目标更具挑战性的新的科学大洋钻探计划——综合大洋钻探计划（Integrated Ocean Drilling Program，IODP）即将实施，这为进入国际深海研究前沿提供了难得的机遇，同时也提出了新的挑战。对于深海热液成矿作用的研究，应该尽快加入到 IODP，通过国际合作了解研究热液活动的新技术、新方法，同时应努力争取能在冲绳海槽进行钻探，这对我国的海样地质科学、海洋权益、海域划界、国防建设和资源远景评价等有重大意义，必将极大地推动我国深海热液活动研究的发展。

摘自《地球科学进展》2003 年第 5 期

块状硫化物矿床的地球化学找矿标志

王登红

（中国地质科学院 研究生部，北京 100083）

近年来，国外发现了许多著名的大型、特大型块状硫化物矿床，如加拿大的玛塔加米铜-锌矿、基德克里克的锌-银-铜矿，美国克兰顿的锌-铜矿、红狗铅-锌矿以及日本北鹿地区的饵钓多金属及金-银矿，等等。这些块状硫化物矿床储量巨大，对解决矿产资源的紧张局面具有实际意义。遗憾的是，虽然 20 世纪 80 年代以前我们成功地勘探了辽宁红透山、浙江西裘、山西老宝滩、内蒙古霍各气、四川马松岭、青海红沟及新疆可可乃克等一批块状硫化物铜-多金属矿床，但近 10 多年来，找到的大型铜矿只有 2 处："东有紫金山，西有阿舍勒"，这远不能解决我国铜资源的紧张局面。

阿舍勒是我国近年来找到的惟一个大型块状硫化物铜-锌-多金属矿床，几乎使尽了十八般武艺，包括 1993 年从哈萨克斯坦引进的大功率井中充电法。但常规的地质、地球化学方法却没有引起足够重视。国外二十世纪五六十年代靠物探找到了不少块状硫化物矿床，但 70 年代物探不太成功，而地质模型配合岩石化学的方法反而成功地发现了一些矿床，包括在研究程度很高的诺兰达地区找到的 3 个埋深较大的矿床。因此，地质、地球物理与地球化学方法配合使用被认为是寻找深部盲矿的主要勘探手段。

宋叔和与胡惠民等曾详细介绍过块状硫化物矿床尤其是黄铁矿型铜矿的找矿方法，但从目前阿舍勒的情况看，我们仍处于国外 20 世纪 60 年代重物探而轻地质、地球化学方法的阶段，对成矿地质特征研究、找矿方法选择有偏重，至少笔者所述的下列标志在阿舍勒等矿区尚未很好地研究和应用。

1 锰 晕

锰晕对许多岩浆热液矿床等后生矿床来说并不特征，但对海底沉积矿床却是一个重要标志。现代洋底锰结核的广泛分布就是一个实证。在红海裂谷系，现代成矿作用点周围形成的锰晕延伸逾 20 km。德国麦根中泥盆统沉积岩容矿的铅-锌-钡矿床，矿区外围拉杰灰岩及与矿层相当的灰岩中，Mn 背景值为 400×10^{-6}～900×10^{-6}；矿体南西和北西不到 2 km 范围内，Mn 含量增加到 $1\,000\times10^{-6}$～$2\,000\times10^{-6}$，而重晶石矿体边缘附近拉杰灰岩的 Mn 含量在 $2\,000\times10^{-6}$ 以上。Mn 晕范围长超过矿

体 5 km，宽超过 2 km，因而对寻找同类隐伏矿体具有重要意义（Gwosdz 等，1977）。这种 Mn 晕在 Rammelsberg 也照样发育。在南非 Gamsberg 铅-锌矿区，Mn 晕沿走向延伸超出矿体 1.5 km，并且根据 Rozendaal 等人研究，不必作全岩分析，只要对石榴子石作探针分析，即可确定 Mn 晕的分布，因为石榴子石富 Mn 且相当于一个“稀释”了的 Mn 晕。这就更加经济实惠，而且变质作用也不能破坏 Mn 晕的保存。在澳大利亚的 Broken Hill，佩格芒特的 Mt.Misery 等地也观察到石榴子石中存在的 Mn 晕。麦克阿瑟矿床底板含 Mn 最高达 1.9%，并随远离矿体而降低，几千米之外降为 0.5% 或更低。这正如 Thurlow J G 等（1975）和 Cronam D S（1976）所说，火山成因的喷气矿化常被碱金属尤其是 Mn 晕所包围。这种富集可能遍布于整个喷气层位，更多限定在顶底板，且即使在高级变质岩中也易发现。

从理论上看，Mn 与 Fe 在化学元素周期表中为紧相邻元素，但 Fe 亲 S，而 Mn 不亲 S，因此在还原、富 S 情况下，Fe 及 Cu，Pb，Zn 等亲硫元素形成硫化物沉淀时，Mn 仍保持分散状态，到沉积成岩时才沉积下来，形成原生的沉积晕。

2 铊、汞、砷、钡及锌晕

Tl，Hg，As，Ba，Zn 等元素与 Mn 一样，也常和贱金属一起带入水体并在海底随沉积成岩而形成原生晕，如麦克阿瑟矿床顶板含黄铁矿页岩中 Tl 的最高含量可达 830×10^{-6}，西班牙南部著名的黄铁矿带除 As，Sb，Ba，F 等元素具有异常外，Tl 晕也很发育（Schutz W 等，1958）。塞浦路斯特罗多斯（Trodos）蛇绿岩套中 Agrokipia “B” 矿床矿化层 Ba，As 含量比其顶底板岩石高出十到近百倍，而 Sr 低几十倍，故 Rb/Sr 值也是矿化层的标志（Horzig P M，1989）加拿大育空山 Tom 矿床的 Zn 异常范围达 3 km；诺兰达隐伏矿体上方汞的含量达 175×10^{-6}～200×10^{-6}。汞渗滤晕或者汞蒸气测量在北美、北欧、西班牙—葡萄牙黄铁矿带以及前苏联乌拉尔等矿带都证明为勘探隐伏铜矿的有效方法。

3 配合剂元素

成矿元素的搬运无疑需要大量的配合剂元素，如 F^-，Cl^-，OH^- 及 B 等，而这些离子或元素的富集反过来又是指导找矿的重要标志。比如在美国威斯康星州的 Crandon，亚里桑那的 United Verde 和 Iron King，澳大利亚新南威尔士的 Captins Flat，Mt. Costigan 和 Wiseman Creek 及西班牙黄铁矿带等地，块状硫化物矿床的顶底板都显示 F 与 Cu，Zn 的相关性富集，而这个 F 的富集范围比补给带中 Cu 和绿泥石的异常晕要宽得多，更有利于发现，因而 F 对于火山岩容矿的块状硫化物矿床也是一个实用的找矿标志。OH^- 的异常经常是绿泥石等含水蚀变矿物的发育引起的，可通过岩石化学分析确定。B 晕常伴随电气石（常相对富镁）的发育，也是喷气活动的标志。

4 微量元素

块状硫化物矿床的成矿物质常来源于被淋滤的下盘围岩，故成矿元素的含量偏低、呈负异常的围岩，有可能是矿源层。对塞浦路斯矿床特罗多斯火山岩的调查表明，含铜黄铁矿矿床正好位于 Cu 含量相对偏低的玄武岩中，且具有区域性特征；加拿大新不伦瑞克地区古生代 Zn-Pb 块状硫化物矿床也局限在 Cu 含量偏低的流纹岩中（Govett，1983），一些重要矿床（Pb＋Zn）≥3.0%，＞1×10^9 kg）都位于 Zn/Cu＞7.0，Zn/Pb＝2.0～2.8，Pb/Cu＞3.0 而 Cu＜10×10^{-6} 的地区。

块状硫化物矿床一般都具元素分带性，典型火山岩型矿床的元素分带：Ba-Ag-Pb-Zn-Au-Cu-Co-Ni（自上而下）。这一分带模式对找矿尤其是主元素分带不清楚的靶区和矿区远景评价是很有用的。

黄铁矿是块状硫化物矿床尤其是含铜黄铁矿矿床的最主要矿物，含矿沉积层中同生黄铁矿与蚀变岩筒中火山热液黄铁矿的 Co/Ni 值是不同的，前者＜1，后者＞1，因而也是区分含矿层与非矿层、近矿与远矿、顶板与底板、蚀变岩筒与矿层的重要标志。前苏联彼尔伏玛依斯依矿床黄铁矿微量元素的 Pb•Zn/Mn•As 值与 Cu•Pb•Zn/Mo•Mn•As 值在矿体顶板及矿体的不同部位都有显著差别，它们也可作为一种有用的找矿、勘探与评价的标志。

5 铅同位素

古老矿床的铅同位素组成由于经历了漫长的历史演化而常常均一化，而富 Pb 矿床的铅同位素组成受放射成因铅的影响较小，因此，铅同位素组成对于火山岩型铜-锌矿（一般较老）和沉积岩型铅-锌矿（相对年轻）都是适用的。此外，铅同位素组成不受风化作用和生物作用的影响，因此，它还适用于对土壤和植物进行同位素测量。对澳大利亚塔

斯马尼亚西部里德山 13 个火山岩型矿床及远景区、埃卢拉铅-锌-银矿床及贝纳姆布拉铜-铅-锌远景区、莱迪洛雷塔及维尔加等块状硫化物矿床分别进行了岩石、土壤、铁帽和植物的铅同位素组成的研究，都取得了良好效果，如埃利奥特湾远景区 $w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)=18.06\sim18.14$ 者为已知矿和大矿远景区，而 $w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)=18.44\sim18.53$ 者为小矿远景区（Gulson B L，1984）。

6 围岩蚀变及其地球化学标志

块状硫化物矿床除同生沉积过程中形成的 Mn，Tl，Ba 等原生晕外，还由于热卤水循环、后期岩浆喷气及热液上升过程中交代围岩而产生的围岩蚀变，如绿泥石化、强硅化、青磐岩化及黄铁绢英岩化，等等。因而由围岩蚀变形成的地球化学次生晕也是重要的找矿标志，而且由于它紧靠矿体而应格外重视。

我们在研究中发现块状硫化物矿床尤其是火山岩型块状硫化物铜矿，不论其容矿围岩的岩性如何，发育何种蚀变，也不论其所处的大地构造背景如何，都显示出 Na 降低而 Mg 升高的普遍规律，如加拿大的丘查，美国加利福尼亚山麓铜-锌矿带，西班牙的拉扎萨及我国的甘肃白银厂、青海红沟、新疆阿舍勒等地都是如此。其他一些著名矿区的围岩蚀变及其地球化学特征可参见表 1 和表 2。

表 1 一些著名块状硫化物矿区的围岩蚀变

矿区	蚀变矿物与分带	地球化学特征
日本黑矿	从中心向外分带：绢云母-石英、绢云母-绿泥石、绢云母-绿泥石-钠长石、沸石	相应的元素变化：K，Fe 升高→Na，Ca 降低，K，Mg 升高→Ca，Mg 升高→Na 升高
塞浦路斯型铜矿	底盘硅化、绿泥石化蚀变	蚀变带 Na，Ca 带出，Na_2O 和 CaO 可分别低至 0.05% 和 0.01%；矿化层 SiO_2，Fe，K_2O 富集
加拿大诺兰达	蚀变岩筒垂直矿层向下延伸，核部富绿泥石，外部富绢云母	蚀变岩低 Na 富 Mg
西班牙黄铁矿带	蚀变岩筒位于矿层底板	底板带出 Ca，Na 及 REE，顶板带入 Mg，Fe，K，OH^- 及 As，Sb，Tl，Ba，F 晕
乌拉尔黄铁矿带	蚀变下盘强、上盘弱，绿泥石-绢云母-石英建造	Pb-Ag-Ba 晕位于矿体顶板和侧翼，Cu-Mo-Co 晕位于矿床中间和底板；Zn 晕普遍，Ni 晕偶见
土耳其 kūre	蚀变岩筒	富 Fe，Mg，贫 Na，K，Ca
澳大利亚	底板强蚀变，蚀变岩筒核部富绿泥石，外围黄铁绢英岩化	Na_2O 带出，MgO 带入

表 2 火山成因块状硫化物矿床的蚀变地球化学特征

矿床	产地	时代	Na_2O	MgO	CaO	K_2O	Fe	SiO_2	Sr
Lac Daufaultl	加拿大	太古宙	－	＋					
Poirier	加拿大	太古宙	－	＋					
Mattabi	加拿大	太古宙	－	＋	－	－	＋		
Millenbach	加拿大	太古宙	－	＋	－		＋	＋	
Louvem	加拿大	太古宙	－	＋	－				
Mattagami	加拿大	太古宙	－	＋			＋		
boliden	瑞士	太古宙	－	±	－	＋	±	＋	
Stall Lake	加拿大	阿菲布	－	＋			＋		
Rosebery	澳大利亚	寒武纪	－	?	－	＋	?	?	－
Skorovass	挪威	奥陶纪	－	＋	－	±			
Brunswick No.12	加拿大	奥陶纪	－	＋	－	－	＋		
Buchans	加拿大	奥陶纪	－	＋	－	－	＋	＋	
Heath Steele	加拿大	奥陶纪	－	＋	－				
Woodllawn	澳大利亚	志留纪	－	＋	－		＋	＋	－

注：＋带入，－带出

块状硫化物铜矿常产于太古宙绿岩带，而绿岩带本身体现为绿泥石片岩相的变质产物。如何区分变质成因的绿泥石和热液蚀变形成的绿泥石，可从多个方面考虑，如变质绿泥石的化学成分受原岩控制，产于基性火山岩中者常富 Mg 贫 Fe，而酸性火山岩中者富 Fe 贫 Mg；热液蚀变形成的绿泥石则不受围岩控制，常常 Mg，Fe 富集程度相近。另外，块状硫化物矿床的蚀变分带也是重要标志，一般蚀变绿泥石位于蚀变岩筒的中心，而其外围是黄铁绢英岩化。

7 蚀变指数与岩石化学等值线填图

蚀变指数一般是以蚀变过程带进带出元素或元素组合的比值来表示的，它可以更明显地表达蚀变的强度；而以蚀变指数进行岩石地球化学填图，可以圈出蚀变的范围与蚀变最强的部位，从而有助于矿体的发现。不同矿区所采用的蚀变指数（*AI*）可以不同，如西班牙韦尔瓦以 Mg/Na 值、土耳其 Kūre 矿区以（Fe_2O_3+MgO）/（Na_2O+CaO）值、日本黑矿以（$MgO+K_2O$）/（$Na_2O+K_2O+MgO+CaO$）值作为蚀变指数。纳米比亚 Gorob 地区，热液蚀变导致 Mg，Fe，Mn，Cu，Zn，Ba，P 等富集而 Ca，Na，K，Rb，Sr，Ce 贫化，因此蚀变指数 $AI=$ 富集元素/（富集元素＋贫化元素），对主元素和微量元素 *AI* 分别为（$FeO_{全}+MgO+MnO$）/（$FeO_{全}+MgO+MnO+K_2O+CaO+Na_2O$）和（Cu＋Zn＋Ba）/（Cu＋Zn＋Ba＋Rb＋Sr）。除上述蚀变指数可用于填图外，Guy Spitz 等人还在加拿大魁北克 Val d'or 地区 Louvem 铜矿区试验了其他方法。他们通过研究发现矿区有一个 420 m×210 m 范围的高

Fe^{2+}，S 而低 Na_2O，CaO 和 CO_2 的大致 EW 走向的异常区，在这个大异常的中心又有一个 100 m×50 m 范围的高 H_2O 和 MgO 异常区，这个小异常正好对着矿体的位置。大异常 SN 向剖面是对称的，而 EW 向不对称，自西向东 Fe^{2+}，S，逐渐升高而 MgO，CaO，CO_2，H_2O 逐渐降低，意味着矿液自西向东运移。他们还填制了（Cu＋S＋H_2O^+＋FeO）/（CaO＋Na_2O＋K_2O），（H_2O^+＋Cu＋S＋CO_2）/（CaO＋Na_2O），（H_2O^+＋MgO＋FeO）/（CaO＋Na_2O＋K_2O），Al_2O_3/Na_2O 和 100（Al_2O_3-Na_2O-CaO-K_2O）/ Al_2O_3 分子数比等值线图，认为这些比值都很有用而以后二者最佳，所圈出的异常范围与矿化体或矿体吻合较好。

我们在新疆阿舍勒块状硫化物铜矿区工作期间，发现原被当作矿层顶板的细碧岩，具有低 Na 富 Mg 的强烈蚀变的地球化学特点，并且绿泥石化紧贴着矿体下部，而外围为黄铁绢英岩化，这与国内外同类矿床的蚀变特征是完全一致的，因而细碧岩可能是矿源层。这一认识对扩大远景及外围找矿具有现实意义。

摘自《地质科技情报》1994 年第 2 期

海底喷气沉积型矿床

海底喷气沉积型矿床（Sedex）在世界上分布广泛，是铅、锌矿床最重要的矿床类型之一，该类矿床规模大、品位高，且富银和重晶石。铅、锌硫化物多产于像页岩的碎屑沉积岩内，容矿岩石有页岩、粉砂岩和碳酸盐岩等。矿床时控性和层控性明显，构造环境为沉降、张裂和裂谷环境。海底喷气沉积型硫化物矿床的实例有澳大利亚的芒特艾萨（Mount Isa），世纪（Century），麦克阿瑟河（McArthur River），坎宁顿（Cannington），布罗肯希尔（Broken Hill）；德国的麦根（Meggen）；加拿大的沙利文（Sullivan），霍华兹山口（Howards Pass）；美国的红狗（Red Dog）；爱尔兰的纳凡（Navan），里申（Lisheen）；墨西哥的弗朗西斯科依马德罗（Francisco I Madero），等等。

1 地质特征

从区域上看，海底喷气沉积型硫化物矿床产于陆内裂谷或裂谷边缘盆地环境，主要位于具长期热活动历史的古—中元古代（19～14 亿年）和早—中古生代（5.3～3.0 亿年）活动带。变质程度为未变质或从绿片岩相到角闪岩相。大陆玄武岩和长英质火山岩与侵入岩构成裂谷沉积下伏岩石的重要部分。区域容矿岩石常常是一系列裂谷拗陷旋回的最晚期拗陷相沉积。所有主要矿床均位于长期的区域断裂系统内的几 km 范围内，例如，澳大利亚的“世纪”铅-锌-银矿床受特尔米特山区域大断层控制；爱尔兰的里申铅矿床南缘的 E 至 NE 方向大断层构成了矿液的通道，并提供了局部沉积场所；澳大利亚的坎宁顿矿床为断层所肢解分为南北 2 带。大部分矿床中容矿岩石和矿石基本上是同时代的。容矿岩石为碳质的和（或）含黄铁矿的黑色和灰色（含白云石的）粉砂岩、泥岩和页岩，常具有碎屑状的碳酸盐（白云石）组分。如澳大利亚的“世纪”矿床产于细粒碎屑沉积岩中，爱尔兰的里申矿床产于早石炭世石灰岩中，墨西哥的弗朗西斯科依马德罗矿床产于下白垩统泥岩—碳酸盐岩系。浊积岩和风暴岩相常会在矿区出现，少量火山岩可与矿体伴生。部分矿床中粗粒的岩屑流表明局部有同沉积断层作用，细粒的凝灰质组分是同时代火山活动的惟一标志。部分喷气沉积型硫化物矿床及其容矿岩石曾遭受过变质和变形作用，矿体产于角闪岩—麻粒岩相变质地体中。这类矿床可称为变质岩容矿的矿床，如澳大利亚的坎宁顿矿床其矿化赋存于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，这组岩石又产在区域上广泛分布的石英长石片麻岩系内。

海底喷气沉积型硫化物矿床矿体常为层状透镜体。矿床形成于高度受限盆地内的海水沉积物的界面上（或下），经历了同生到早期成岩过程。贱金属硫化物为细纹层状并与碎屑沉积层互层。矿化岩石可以是一个单层，也可以由多个矿体组成。w（Zn）/w（Zn＋Pb）值范围宽，但大部分矿床和单个矿床的大部分都是 w（Zn）＞w（Pb），具明显的 Pb-Zn 分带。部分矿床中有 w（Cu）（弱）＞w（Pb）＞w（Zn）分带。铜含量仅为 500×10^{-6}～$5\,000\times10^{-6}$。重晶石是常见的伴生硫酸盐矿物。大部分矿床中黄铁矿丰富，但据分析，黄铁矿与贱金属硫化物丰度之间的相互关系比较复杂。磁黄铁

矿只出现于交代或变质的矿床中，如澳大利亚的坎宁顿矿床、芒特艾萨矿床和墨西哥的弗朗西斯科依马德罗矿床。这类矿床的围岩蚀变各有不同。在层状矿体的底部，常可见网状、浸染状或脉型矿体，以及伴生的底盘岩石蚀变。硅化是部分矿床惟一的围岩蚀变，如德国的麦根矿床和美国阿拉斯加的“红狗”矿床。有些矿床中可见铁白云石和菱铁矿晕，如澳大利亚的麦克阿瑟河和“世纪”矿床。容矿岩石系列中的碳酸盐富 Fe 和 Mn。矿床氧化后可形成富铁铁帽，从而导致围岩铁化。一般矿床都有显著的铁帽标志。闪锌矿、方铅矿和铁硫化物矿物（黄铁矿、白铁矿和磁黄铁矿）为最常见的硫化物矿物。在层状矿化岩石中，硫化物矿物一般为细粒，通常形成几毫米至几厘米厚的近单矿物纹层。但是，部分矿床不具纹层状结构，如德国的麦根和美国的“红狗”矿床。在以变质岩为容矿岩石的矿床类型中可见粗粒重结晶和退火结构，并具有复杂的角砾岩。

在矿床地球化学方面，海底喷气沉积型硫化物矿床容矿系列具 Zn，Fe，Mn 和 Tl 异常。在部分矿床实例中，容矿沉积中碳酸盐的 Fe，Mn 含量朝矿体方向增加。矿石中的 Ag，As，Sb，Bi，Cd，Hg，In 和 Tl 的含量高，但变化不大。Au 含量很低，Se 低。脉石中 Mn-Ca-Fe-P-F 含量高。少量的硫化物相中 As，Bi，Sb 和 Ag 含量高。贱金属硫化物和黄铁矿中 S/Se 值高，硫同位素特征明显，但不同矿床之间变化很大。大部分矿石 Pb 同位素为非放射成因，其模式年龄与容矿岩系年龄一致。非硫化物相中出现锌尖晶石、长石和磁铁矿等矿物。

2 成矿模式

根据韩发（1999）的资料，目前关于 Sedex 型矿床的成矿模式主要有 2 种：盆地压实卤水模式和海底热液对流核模式（图 1）。按前一模式，形成 Sedex 型矿床的流体和金属都是在盆地沉积物压实过程中，由于地热增温等原因从厚层沉积岩堆中释放出来的。在由膨胀粘土矿物向非可膨胀粘土矿物及云母类矿物的转变过程中，伴随有大量金属析出。这种转变温度在 95～130 ℃之间。假设地温梯度为 35 ℃/km，这就要求基岩以上的盖层有 3 km 厚。但实际上，许多 Sedex 型矿床这种盖层的厚度均小于 3 km。另外，现有资料证明，某些重要的 Sedex 型矿床的矿化温度在 140～280 ℃之间，显著高于盆地压实卤水成矿模式可能达到的温度，这为该成矿模式提出了一个难以解决的问题。

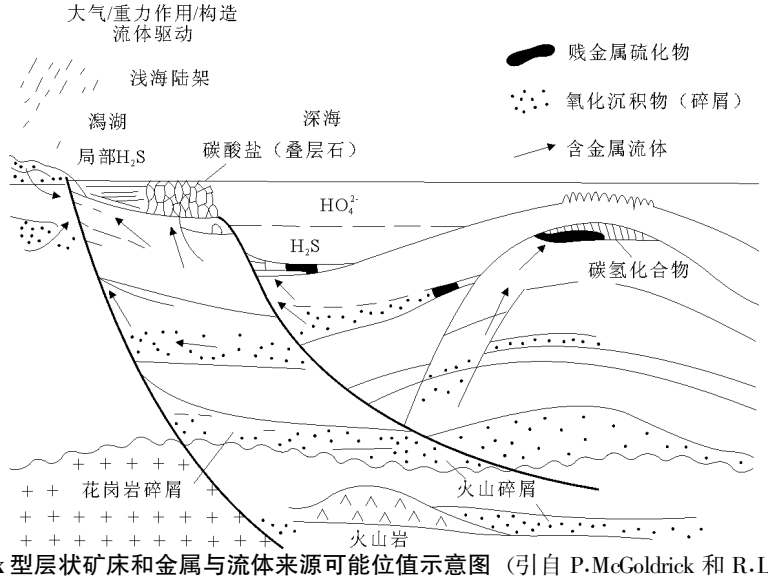


图 1 Sedex 型层状矿床和金属与流体来源可能位值示意图（引自 P.McGoldrick 和 R.Large，1998）

与盆地压实卤水模式不同，许多研究者认为，Sedex 型矿床形成于海底热液对流系统中。Russell（1983）指出，所有 Sedex 型矿床都以矿床所在处海底非常特殊的塌陷作用为特征，这是由于地壳上部强烈张应力作用的结果。因此，他认为，在张性应变条件下地壳形成了大量微裂隙，这大大提高了岩石的可渗透性，允许在相对低温状态下流体发生对流循环作用。Russell 将对流核系统流体演化分为 3 个阶段：早期低温阶段，流体同地壳矿物之间未达到平衡，亦未完全被还原，只有 Fe，Ca，Mn，Zn 和部分 Si 被溶解；中期阶段，当对流核下渗，温度增高到 200 ℃时，流体同黄铁矿达到了平衡并更

富有活力。此时因氧化条件太低铜不能明显溶解。含盐海水因与长石和粘土矿物的反应而被改造，由于 Mg^{2+} 的加入形成了斜绿泥石，K^{+} 和 H^{+} 被释放出来。H^{+} 占据了矿物中 Zn，Pb 的位置，贱金属则以氯化物配合物被溶液带走；晚期阶段，在理想系统中，在最佳条件下，直到对流核到达底部为止，流体的温度将继续升高（＞290 ℃），体积将继续增大，这时 Pb，Zn，H_2S，甚至 Cu 的溶解度都提高了。在这种情况下形成的矿体规模大，并且沿着地层层序向上铜含量增高。

海底热液对流核模式成功地解释了成矿前的矿化作用（如芒特艾萨矿床）、向着地层层序上部矿体规模增大和品位增高（如布罗肯希尔、芒特艾萨矿床），以及某些矿床形成于盆地发展旋回早期等问题。但是，海底热液对流核模式也存在着一些需要解决的问题，例如，在某些矿床中（如芒特艾萨）并没有发现海底塌陷的证据；下渗的流体进入地壳上部很困难，并受很多因素制约；与流体注入有关的微裂隙向下发育不只是依靠各向异性应力场，还要求有强烈发育的岩石节理存在；矿床下伏岩石是否有足够的刚性以利于形成节理，等等。对这些问题都需要具体研究。

3 勘查标志

Sedex 矿床往往产于受裂谷控制的克拉通内或其边缘拗陷沉积盆地内。这种沉积盆地按其规模大小可分为一、二、三级，而三级盆地即为矿床产出地。因而在勘查中识别出各级盆地就至关重要。所以，对 Sedex 矿床来说，有以下勘查标志。

1）一级盆地（数百千米的规模），克拉通边缘的海湾或克拉通内盆地，盆地边界受断裂控制。盆地内充填巨厚的碎屑沉积岩、浅海碳酸盐岩、三角洲砂岩和浊积岩系。可根据卫片上的环形构造和线性构造识别。

2）二级盆地（数十千米规模），在一级盆地内由大体同时的局部垂直构造运动造成的较小盆地。由隆起隔开，边界也往往受断裂控制。这种盆地的存在可由沉积相和沉积厚度的突然变化反映出来。通过详细地质填图可识别。

3）三级盆地（数百米至几千米规模），二级盆地边缘含有层状硫化物矿化的洼地地形。属静水环境（发育黑色页岩）和低能环境（细粒原地容矿沉积物），有机碳含量高，有成岩黄铁矿和黄铁矿化岩石。

4）同沉积期断裂活动（生长断层）的控制，该类型断裂控制三级盆地下沉，与矿化关系密切，矿床一侧以生长断层为界。生长断层的识别标志：沉积相和厚度在局部迅速变化，存在滑塌角砾岩和层内角砾岩，局部有强烈褶皱断裂带。

5）热液沉淀的层状沉积物——燧石和重晶石。

6）容矿沉积岩中具锰、铁、锌、铅、铊晕。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

非火山环境海底沉积-喷流（SEDEX）矿床

池三川
（中国地质大学，北京 100083）

海底沉积-喷流成矿作用，泛指成矿水热流体（不同成因）喷溢出海底，液态状通过不同方式将所携带的成矿组分在喷口上下或侧近沉淀下来富集成矿的过程。由此作用形成的矿床，即称为海底沉积-喷流（Sedimentary-exhalation）矿床。

此类矿床虽数量不如火山成因块状硫化物矿床多，但其规模大、品位高、矿化延展稳定、伴生有用组分多。主要包括各种贱金属硫化物和部分铁、锰氧化物、重晶石及金、银、锡等矿床。据估计，目前世界上约有 61% 的铅、54% 的锌（Tikkanen，1986），20% 的铜、40% 的镉、50% 的银及大量重晶石，均来自该类矿床（Hulchinson，1988）。

该类矿床一般包括 2 套成矿系统，即喷口以下的成矿流体补给系统（热流通道）和其上的海底热流化学沉积系统。基本特征：1）多数矿床产在元古宙和古生代的冒地槽或大陆裂谷、陆缘裂谷中，是活动的沉积作用环境中在水下热流排放通道周围堆积而成；2）多赋存于巨厚陆源细碎屑岩—碳酸盐岩建造的正常沉积地层中，常覆盖在裂谷同期的厚层石英—长石碎屑沉积岩层序之上。尤以含半深水环境的黑色页岩、浊积岩为特征；3）矿体呈层状整合产出（一般厚几十米、延伸几千米）。层状

矿体上部喷口相有块状、角砾状矿石，这些块状硫化物矿体与顶板岩层常呈突变接触关系，而与下伏网脉状矿化带多为过渡关系；4）矿石成分简单，以黄铁矿、磁黄铁矿为主，其次为方铅矿（含银）、闪锌矿、黄铜矿、毒砂和银矿物。常见同生热液弱蚀变有硅化、碳酸盐化、萤石化等；5）矿床分带性明显，水平（自喷口向外）分带：Cu-Pb-Zn-(Ba)-Fe，Mn，垂直（从下而上）分带：Cu-Zn-Pb-S。层状矿体外围或上部常有重晶石岩、燧石岩（硅岩）及伴生的钠长石化、电气石化。常有层状或带状的 Mn 晕和 Hg，Sb，As 晕；6）矿石中硫同位素组成变化较大，铅同位素组成较均一，模式年龄接近地层年龄。成矿温度为 150～200 ℃（喷口温度小于 300 ℃）；7）成矿热流体主要来自盆地中被埋藏的沉积物在压实成岩过程中释放出（脱水）多种形式的水及其他组分。从该类矿床和同时期的岩浆体之间在空间上的微弱关系表明，在多数情况下热流体是靠大陆构造活动区高异常的热流地体传导而加热，并沿同生断层喷流出海底而成矿。其盐度为 15%～20%，中—弱酸性。

世界上著名的沙利文、布罗肯山、纳凡、“银矿山”、麦根、腊梅尔斯伯格、蒂纳等矿床均属此类型。我国也有厂坝、大西沟、霍各乞、东升庙等矿床，近年来在我国南方首次找到云南蒙自白牛厂超大型沉积-喷流型银-多金属矿床。

摘自《地学前缘》1994 年第 3～4 期

海相火山-沉积建造区铜、多金属成矿系列及铁-铜型矿床的勘查前景

邹介人，于浦生，贾群子

（中国地质调查局 西安地质矿产研究所，陕西 西安 710054）

1 海相火山沉积岩区铜（金）多金属矿床的类型及其实例

1.1 海相火山沉积建造区的环境特征

中国西部地区海相火山沉积岩系的分布十分广泛，它记录了岩石圈在一定时空位置阶段演化的历史（图 1）。北祁连加里东褶皱带，天山、昆仑、阿尔泰华力西褶皱带，唐古拉印支—燕山褶皱带等在其优地槽或裂谷—岛弧环境的早期均伴有强烈的海底火山活动，大量深部火山岩浆在地球浅表部广泛堆积。这样的火山沉积环境发育有火山沉积岩系与相应的成矿系列，笔者赋予“海相火山沉积建造区”的概念，其主要特征如下。

1）大地构造位置，古陆边缘构造活动带或陆间裂谷—岛弧带，控制了火山沉积建造的时空分布和相关喷气-沉积成矿作用的延续。

2）建造类型：从现今所见的古造山带或褶皱带追溯其建造时期在特定的地质、构造、地球化学环境中，形成一系列成岩、成矿物质的堆积，即可形成多样的建造类型。根据板块体制，北祁连加里东褶皱带的演化历史可划分为以下几种建造类型：①裂谷阶段细碧岩—石英角斑岩系火山沉积建造：一般以寒武系为主体，双峰态为特征，伴、共生白

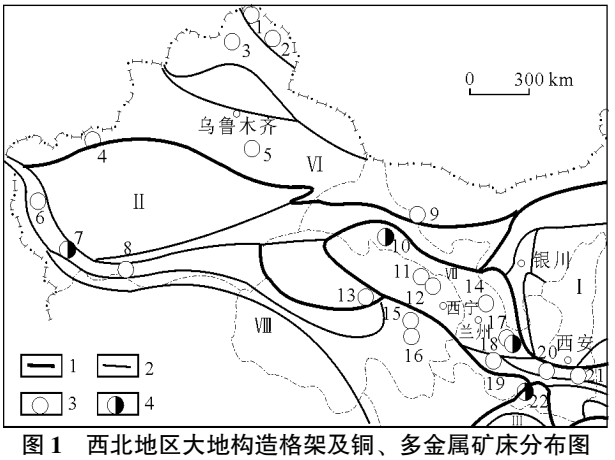


图 1 西北地区大地构造格架及铜、多金属矿床分布图

Ⅰ—华北地台；Ⅱ—西北地台；Ⅲ—扬子地台；Ⅵ—天山兴蒙褶皱系；Ⅶ—秦祁褶皱系；Ⅷ—昆仑三江褶皱系；1—基本构造单元界线；2—二级构造单元界线；3—含铜黄铁矿型矿床；4—含铜铁矿型矿床及编号：1—阿舍勒，2—卡拉卡达依，3—塔斯特，4—阿克苏，5—可可乃克，6—阿克塔什，7—布穷，8—上其汗，9—白山堂，10—镜铁山，11—郭米寺—下柳沟，12—红沟，13—锡铁山，14—白银厂，15—铜峪沟，16—德尔尼，17—蛟龙掌，18—陈家庙，19—厂坝—李家沟，20—铜峪，21—银硐子，22—铜厂（大地构造单元划分据郑剑东、杨巍然、郭铁鹰等，1989）

银厂式（黑矿型）铜-多金属矿床为特色；②洋脊、弧后扩张脊蛇绿岩建造：早、中奥陶世基性火山岩一般伴有基性—超基性岩带，以伴、共生银硐沟—猪咀哑吧式铜-锌型块状硫化物矿床为特色；③晚

期岛弧裂谷细碧角斑岩系火山沉积建造：一般以晚奥陶世细碧角斑岩系为主体，具有类双峰态特征，以伴、共生红沟—扎麻什克式铜型、蛟龙掌式铅-锌型等块状硫化物矿床为特色；④裂谷-岛弧阶段细碧岩-碳酸盐-火山喷气沉积建造：一般以中—晚寒武世含碳质、硅、泥、钙质沉积岩和火山喷气岩为特征，以共、伴生镜铁山式铁-铜矿、重晶石矿为特色；⑤海相火山沉积建造区后生含金建造：包括前寒武纪基底微地体变质岩系，寒武纪、奥陶纪火山沉积岩系和志留纪陆源碎屑岩系，经过加里东期及以后的多阶段叠加改造为特征，以各类构造蚀变岩型金矿为特色。

3）海相火山沉积建造区的成矿小环境：①火山活动中心：火山机构、火山洼地与海底次级盆地等为成矿作用提供了物质来源、热动力及富集堆积的就位空间；②远火山活动中心海底盆地在生长性断裂——深部岩浆房、次火山岩体等条件配合下，可聚集远火山物质及深部物源形成喷气沉积成因矿床；③形成铜（多金属）矿床必须具备一定的物理化学条件。不论是含铜黄铁矿型矿床，还是含铜铁矿型矿床只有在海底水岩界面附近一定的温度、压力、pH 值和 Eh 值、盐度、氧逸度、硫逸度等相应条件下才能形成硫化物的工业堆积。

1.2　铜（金）-多金属矿床类型

海相火山岩、火山沉积岩区铜、多金属矿床可分为两大类：即含铜黄铁矿型（块状硫化物）矿床和含铜铁矿型（铁-铜型）矿床。根据不同时代含矿岩石建造与矿石金属组合，可进一步划分出若干典型矿床形式（表 1）。这些矿床基本属于喷气-沉积成矿的产物，与火山活动有着不同层次的联系。

表 1　中国西部地区海相火山沉积岩区铜、多金属矿床类型

大　　类	典型矿床型式	含矿岩石建造	矿石金属类型
含铜黄铁矿型块状硫化物矿床	1)白银厂—小铁山式	寒武纪细碧石英斑岩系	Cu,Zn-Pb-Cu
	2)阴凹槽、九个泉、银硐沟式	早、中奥陶世蛇绿岩系	Cu-Zn,Zn-Cu
	3)红沟—扎麻什克式	晚奥陶世细碧角斑岩系	Cu
	4)锡铁山、蛟龙掌式	晚奥陶世火山沉积岩系	Pb-Zn
	5)阿舍勒式	泥盆纪细碧石英角斑岩系	Cu(Zn)
	6)阿克塔什式	石炭纪细碧角斑岩系	Cu(Zn)
	7)德尔尼式	二叠纪蛇绿岩系	Cu-(Zn),Co
	8)呷村式	三叠纪细碧石英角斑岩系	Pb-Zn-Ag,Ba
含铜铁矿型铁-铜型矿床	1)铜厂—筏子坝式	元古宙火山沉积岩系	Cu,Fe
	2)陈家庙式	元古宙变质岩系	Fe,Cu
	3)镜铁山—柳沟峡式	寒武纪火山沉积岩系	Fe,Cu,Ba
	4)雅满苏式	石炭纪火山沉积岩系	Fe,Cu
	5)小东索式	元古宙火山沉积岩系	Fe,Pb-Zn(Cu),Ba

块状硫化物矿床在世界上有黑矿型、塞浦路斯型与别子型划分法（索金斯，1976）。哈钦森(1973）划分为 Zn-Cu 型、Pb-Zn-Cu 型和 Cu 型。他首先按矿床容矿岩石的性质将块状硫化物矿床分为两大类：一类主要产在火山岩中，称为喷气-火山成因矿床；另一类主要产在沉积岩中，称为喷气-沉积矿床。宋叔和先生（1980）首先把铁-铜型矿床（大红山）归入火山成因矿床的分类。邬介人等(1994）把镜铁山铁-铜型矿床归入块状硫化物矿床成矿系列的特殊类型；后把铁-铜型矿床作为一个独立的类型与含铜黄铁矿型矿床合并组成同一成矿系列即海相火山沉积岩区铁-铜-硫成矿系列(1999)。但在不同亚系列的矿床中，矿体、矿石类型均有共（伴）生、交叉过渡现象。从本质上说，含铜黄铁矿型矿床和含铜铁矿型矿床均为铁元素的大量堆积，只是黄铁矿不作铁矿利用，而为硫矿资源。从成矿四维体考察，黄铁矿代表硫铁相端员点，铁矿代表氧铁相端员点，两者正好构成一个还原氧化环境的地质地球化学相链；可形成铁矿、铁-铜矿、铜矿、含铜黄铁矿（含多金属）、黄铁矿等系列矿床（体）有序的分布。

1.3　矿床实例

以北祁连海相火山岩地区矿床为例，在优地槽的阶段演化或裂谷-岛弧演化过程中形成铁矿、铁-铜矿、铜（多金属）矿、黄铁矿的工业堆积（图 2，表 2）。从成矿的地质背景与成矿时代考察，1）产于基地凸起，变质岩地体的铁-铜矿床（陈家庙）。2）产于寒武纪中酸性火山穹隆火山沉积岩系的铜、多金属矿床（白银厂、小铁山、郭米寺、下柳沟—弯阳河—下沟、香子沟等）。3）产于早、中奥陶世扩张脊蛇绿岩套的铜-锌型矿床（阴凹槽、猪咀哑吧、银硐沟、九个泉、石居里等）。4）产于晚奥陶世细碧角斑岩系铜、锌-铅矿床。其中铜矿、铁-铜矿体赋存于细碧岩质火山岩中(红沟)，另一

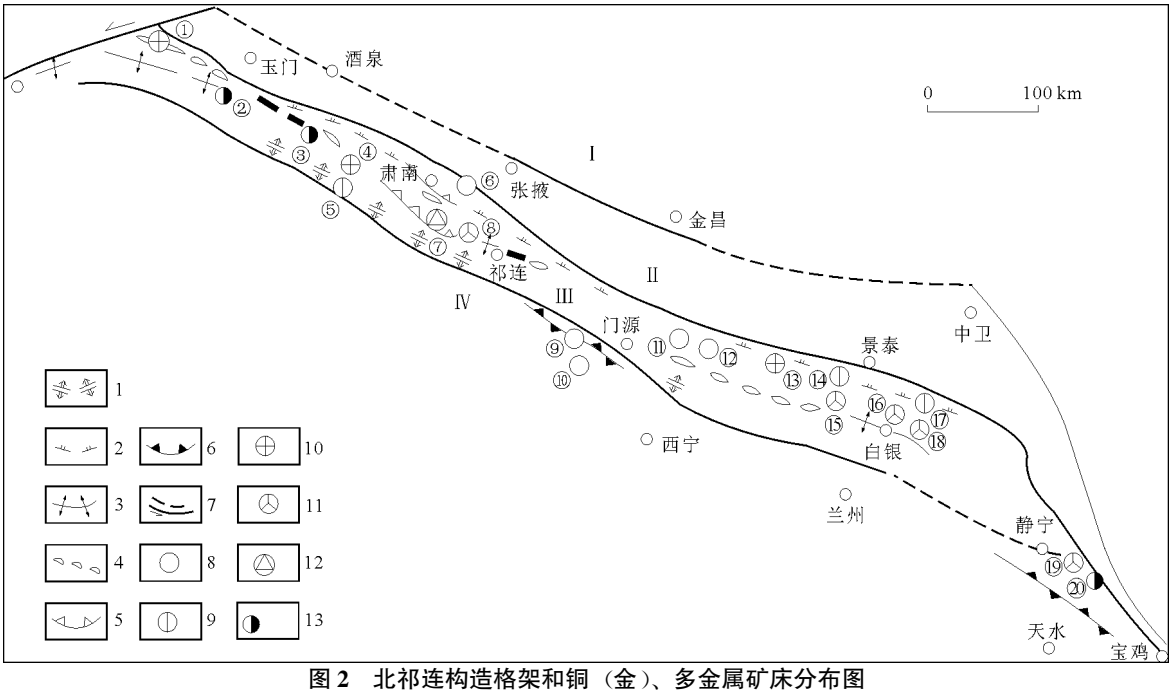


图 2 北祁连构造格架和铜（金）、多金属矿床分布图

Ⅰ—塔里木—中朝板块；Ⅱ—走廊弧后边缘海区；Ⅲ—北祁连沟-弧-盆体系；Ⅳ—中祁连陆块；1—洋盆扩张脊；2—弧后盆地扩张脊；3—裂谷带；4—岛弧带；5—俯冲带；6—被动陆缘裂谷带；7—深断裂、走滑断裂及构造分区界线；8—铜型矿床；9—铜－锌型矿床；10—金矿床；11—多金属型矿床；12—含铜黄铁矿矿床；13—铁-铜型矿床；矿床：①—寒山，②—柳沟峡，③—镜铁山，④—红土沟—川刺沟，⑤—阴凹槽，⑥—石居里，⑦—香子沟，⑧—郭米寺—下柳沟，⑨—红沟，⑩—松树南沟，⑪—直河—银灿，⑫—浪力克，⑬—青分岭，⑭—猪咀哑吧，⑮—石青硐，⑯—白银厂，⑰—银硐沟，⑱—小铁山，⑲—蛟龙掌，⑳—陈家庙

表 2 北祁连铁-铜-硫成矿系列矿床

矿床(田)名称	地质环境标志	矿床类型与特征	备注
白银厂矿田(折腰山—火焰山,小铁山)	北祁连加里东期裂谷岛弧;双峰态火山岩地球化学相;海地热流体系统	容矿主岩为寒武纪石英角斑质凝灰岩,为 Cu-Zn 型(折、火),Zn-Pb-Cu 型(小铁山)矿床;归属含铜黄铁矿型亚系列	大型
银硐沟、猪咀哑吧矿床	北祁连加里东弧后扩张脊;蛇绿岩套地球化学相;海底热流体系统	容矿主岩为早、中奥陶世细碧岩质火山岩夹含铁硅质、泥质火山沉积岩;为 Zn-Cu 型矿床;归属含铜黄铁矿型亚系列	中小型
郭米寺—下柳沟矿田	北祁连加里东期裂谷岛弧;双峰态火山岩地球化学相;海底热流体系统	容矿主岩为寒武纪石英角斑岩质凝灰岩;为 Zn-Pb-Cu 型矿床;归属含铜黄铁矿型亚系列	中小型
阴凹槽矿床	北祁连加里东期大洋扩张脊;蛇绿岩套地球化学相;海底热流体系统	容矿主岩为早奥陶世中基性火山岩组蚀变的中酸性火山沉积岩;为 Cu-Zn 型矿床;归属含铜黄铁矿型亚系列	中小型
红沟—松树南沟矿田	北祁连加里东中晚期裂谷岛弧;双峰态火山岩地球化学相;海底热流体系统	容矿主岩为晚奥陶世细碧角斑岩系基性火山岩中;为 Cu,Cu-Zn 型;局部出现铁-铜型矿体和铁矿体、主体归属含铜黄铁矿型亚系列	中型
蛟龙掌矿床	北祁连加里东早期裂谷岛弧;双峰态火山沉积地球化学相;海底热流体系统	容矿主岩为上奥陶统古浪组上部以中酸性为主的火山沉积碎屑岩段;为 Zn-Pb 型,局部出现黄铁矿体,铁矿石;主体归属含铜黄铁矿型亚系列	中型
镜铁山桦树沟矿床	北祁连加里东早期裂谷岛弧;双峰态火山沉积地球化学相;海底热流体系统	容矿主岩为寒武纪镜铁山群含铁硅质细碎屑岩建造含火山沉积岩组成;为铁矿、铁-铜型铜矿,重晶石矿等;归属含铜铁矿型亚系列	大中型
柳沟峡铁-铜矿区	北祁连加里东裂谷岛弧;双峰态火山沉积地球化学相;海底热流体系统	容矿主岩为寒武系朱龙关群含铁硅质细碎屑建造,含火山沉积岩组成;为铁矿、铁-铜矿、铜矿、重晶石矿等;归属含铜铁矿型亚系列	中小型
陈家庙矿床	北祁连加里东裂谷岛弧带中变质岩地体;双峰态火山地球化学相;海底热流体系统	容矿主岩为元古宙变质火山沉积建造;矿体多数赋存于石英片岩中或与斜长角闪片岩接触部位;为铁矿、铁-铜矿、铜矿、黄铁矿等;主体归属含铜铁矿亚系列	中小型

种铅-锌矿、黄铁矿赋存在细碎屑岩夹碳酸盐岩的火山沉积层位中（蛟龙掌）。5）产于寒武纪镜铁山群、朱龙关群火山沉积岩系即含铁硅质-碳酸盐-细碎屑岩建造的铁、铜、重晶石矿床（镜铁山桦树沟）。肃北县柳沟峡铁-铜矿区，铜矿化类型、铁-铜矿分布特征、找矿标志与镜铁山桦树沟铁-铜矿

床可类比。

2 建立铁-铜-硫成矿系列的地质意义

2.1 铁-铜-硫成矿系列的概念

由于铜（多金属）等元素地球化学性质即它们的过渡性与亲硫性同在，这就决定了它们可生成铁、铜、硫元素组合，黄铜矿（$CuFeS_2$）就是一例。由于铁元素的亲氧性与亲硫性同在，这就决定了可生成氧铁相与硫铁相的系列矿产，即各种铁矿（赤铁矿、磁铁矿、菱铁矿）和黄铁矿以及共（伴）生的铜（多金属）矿（含铜铁矿与含铜黄铁矿）。人类的找矿史已充分地证明了这一点。在矿床的成因归属与分类上虽众说纷纭，但从西北海相火山沉积岩区成矿事实及其研究成果而言，笔者把含铜铁矿型和含铜黄铁矿型 2 亚系列并列于同一成矿系列即海相火山沉积建造区铁-铜-硫成矿系列（图 3）。铁-铜-硫成矿系列的含义，笔者作如下定义：1）严格说来，前面应冠以“海相火山沉积（建造）区”，这样较完整的反映铁-铜-硫成矿系列的地质背景及其主要性质，可与其他成矿系列区别开来。2）铁-铜-硫成矿系列具有双重含义：①铁、铜（含亲硫金属元素）、硫等元素系列组合；②铁矿、硫铁矿、铜（多金属）矿等矿产系列组合。铁-铜-硫元素系列是形成铁、铜、硫系列矿产的地球化学基础。由铁矿→含铜铁矿→含铜黄铁矿→黄铁矿，表明在同一建造的大环境下、随着在垂向和水平方向的地球化学相的递变由还原相（硫铁相）至氧化相（氧铁相）或由氧化相（氧铁相）至还原相（硫铁相）的双向演化过程，伴随大量铁元素的聚集形成铁矿、黄铁矿的工业堆积的同时，铜、多金属、贵金属、重晶石等相继成矿；可构成特定的四维体，即铁-铜-硫成矿系列。在北祁连火山沉积建造区，铁-铜-硫成矿系列可划分 2 个亚系列：产于近

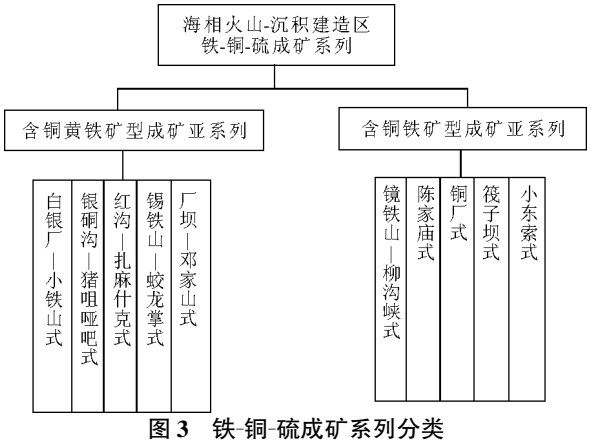


图 3 铁-铜-硫成矿系列分类

火山活动中心区的含铜黄铁矿型（块状硫化物矿床）成矿亚系列和远火山活动中心区的含铜铁矿型（铁铜矿床）成矿亚系列。但就某一矿床而言，2 个成矿亚系列尚存在过渡关系。如红沟铜矿床有铁矿、镜铁山铁-铜矿床中有含黄铁矿型的铜矿（体）。

铁-铜-硫成矿系列的建立，渊源于海相火山沉积区铁、铜（多金属）等矿产的自然分布规律。经过近三十年来，火山地质学、地球化学、岩石学、矿床学、成矿学等多学科的综合考察，证明在海相火山沉积建造区铁、铜、多金属矿产的有序分布，及相关联系确属客观存在。铁-铜-硫成矿系列不仅具有自然基础和客观实在性，而且为海相火山沉积建造区喷气沉积成因矿床的系统分类、成矿机理、成矿预测均具一定的理论意义与应用价值。在西北地区及亚欧大陆桥沿线，可望出现如镜铁山式铁、铜双星矿山；可望在步入 21 世纪，嘉峪关既是“铁城”又是“铜城”的设想有可能成为现实。

3 铁-铜型矿床的资源地位及勘查前景

3.1 铁-铜型矿床的资源地位

含铜黄铁矿型铜、多金属成矿亚系列，即通常所称块状硫化物矿床的国内外研究程度已达较高的水准，有较成熟的理论，已获较大的勘查效果。铁-铜型矿床虽在长期的勘查实践中早有发现（云南大红山、海南石录、甘肃陈家庙），但铜矿只作为顺便勘查的对象与成果；而今我们不仅把铁-铜型矿床（镜铁山）与火山活动有关的喷气沉积成因矿床，而且把它与含铜黄铁矿型矿床（白银厂、小铁山）列于同一个铁-铜-硫成矿系列。铁-铜型铜矿床（点）分布广泛，一般属富铜矿类型，镜铁山、铜厂等有望达大型规模。随着跨入 21 世纪，铁-铜型矿床有可能成为铜资源重要来源之一，成为一个重要的独立的地质-工业矿床类型。铁-铜型矿床的资源地位应被肯定。

3.2 铁-铜型矿床的成矿规律与找矿标志

3.2.1 成矿规律

1）在大陆边缘构造活动带，裂谷—岛弧演化阶段，火山岩浆活动与其喷气沉积建造构成了铁-铜型铜、多金属矿产的成矿大环境。

2）在含矿岩系中铁-铜型矿床一般亦具双层结构模式。上层主要为赤铁矿-菱铁矿层和含铁硅质岩、碧玉岩、重晶石岩；下层主要为细脉浸染状铜矿，含少量块状黄铁矿黄铜矿矿体（扁豆体）以及

含碳质细碎屑岩（含凝灰质岩）。而前者可能属远火山喷气沉积叠加改造成因。

3）铁-铜型矿床区域分布规律反映了它们群体时空分布的客观存在：①铁-铜型矿床与黄铁矿型矿床均具有一定的含矿层位控制，矿体（床）呈群带分布；②海底同生断裂控制了垒堑式海槽延伸和火山沉积盆地展布，以及成矿热流体的来源和就位机制；③海底火山活动与喷气成矿作用的参与，决定了矿床的分布与火山活动中心、火山机构及喷气口的规律分布具有相关性；④火山沉积岩、喷气岩和铁硅质建造是铁-铜型矿床的物源基础，热流体系统的存在是铜矿成矿的必要条件；⑤铜矿化多阶段喷气沉积加叠加改造成矿；⑥矿床矿体的变形、空间分布与剥蚀程度。如镜铁山铁-铜矿床、矿体与地层同褶皱，含矿层（位）呈向背斜分布，剥蚀程度中等，其分布规律直接有助于矿床的预测与勘查工程的实施。

3.2.2 *铁-铜型矿床的找矿标志* 火山沉积岩区喷气成因类铁-铜型矿床的标志，其最重要的标志乃是铁矿和铜矿的共（伴）生特征，聚合其他找矿标志组成该类型矿床的标志系列。铁-铜型矿床产于隐生宙或显生宙变质岩或火山岩碎屑沉积建造之中。北祁连陈家庙、小东索、桦树沟等矿床与南秦岭铜厂铁-铜型矿床都属此例。北祁连中西段镜铁山桦树沟铁-铜型矿床含矿岩系变质程度较低，铁、铜矿层具分带性，两者紧密相随，构成同一个含矿层位。铁矿层在上，铜矿层在下，含铁硅质岩、红碧玉、重晶石岩是最重要的含矿层位标志。硅化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化、重晶石化与黄铁矿化是重要矿化蚀变标志。铁-铜型矿床（矿区）除伴随铁矿形成铁矿氧化带的一些次生蚀变标志（如褐铁矿化）外，由于伴生少量的硫化物而局部出现黄钾铁矾、石膏化。铁-铜矿体与铜矿体可形成次铁锰帽和黄钾铁矾、孔雀石、蓝铜矿、石膏等组成的彩色带。在柳沟峡Ⅱ—Ⅳ矿段 23 线的铜矿体和白尖矿区均可见到；同时，孔雀石、褐铁矿化与黄铁矿、黄铜矿组合出现则是铁-铜矿中最直接可靠的找矿标志。含矿层位中 Cu，Pb，Zn，Au，Ag，Hg，Sb，As，Bi，Ge，Ba，S 等元素组合出现是铁-铜型矿床的重要间接找矿标志。

3.3 铁-铜型矿床的勘查前景

火山沉积岩建造区铁-铜型矿床的分布较为广泛。一般属富铜型（铜品位＞1%），规模可达中大型。在优地槽区诸如铁矿分布十分广泛，在铁矿区，出现铜矿工业堆积也不少见，镜铁山式铁-铜矿床有可能成为今后重要的工业地质类型之一。在西昆仑，以含菱铁矿为特征的、一个巨大的铁-铜成矿带在喀喇昆仑—昆仑山一带分布着，长大于 500 km，宽 10 km 以上，较大的矿田，自西向东已知有卡拉硐铁矿、切列克其铁矿、卡拉玛铜矿和黑黑孜站干铁矿等铁矿区有铜矿化及铜矿区有铁矿（化），表明亦是重要的铁-铜矿床勘查远景区之一。在东天山地区如雅满苏、沙泉子等铁矿区，先后均发现铜矿（化）体；磁海式铁矿伴有块状黄铁矿体，局部发育铜（钴）矿化；预示该地区亦为铁-铜型矿床重要远景区之一。陕、甘碧口群分布地区，铜厂、阳坝、筏子坝等铁-铜型矿床（含铁硅质岩为容矿岩者）（点）成带成群分布，一般为中小型，若有叠加因素（如铜厂），仍可望出现大型规模。北祁连山西段从传统的观点而言是黑色金属矿产的主要分布区，自从 20 世纪 80 年代末镜铁山铁矿区发现铜矿，并继而勘查成功，为中（大）型工业铜矿床。这是重大突破，大大促进了新一轮规划的找矿实践，柳沟峡、白尖等铁矿区铜矿线索的扩大就是例证。由此可见，铁-铜型矿床分布广泛，就铁（矿）找铜（矿）的路子是实实在在的。只要坚持走下去，进一步查明其成矿机理与控矿因素，即在何种条件环境下，分别出现铁矿、含铜铁矿、铜矿的演变规律，这对铁-铜型矿床的发现、勘查、评估具有重要的指导意义。

摘自《地质与勘探》2000 年第 6 期

现代海底热液活动与块状硫化物矿床成因研究进展

戴宝章，赵葵东，蒋少涌
（南京大学地球科学系 成矿作用国家重点实验室，江西 南京 210093）

块状硫化物矿床（MSD）是一类重要的金属矿床，通常产于海相火山岩系和沉积岩系中，主要由 Fe，Cu，Zn 和 Pb 的硫化物组成，伴有 Au，Ag，Co 等多种有益元素。这类矿床的研究很大程度上得益于对现代洋底热液活动与成矿作用的深化，后者已成为开创和发展成矿理论的摇篮。

1 现代海底热液活动的发现及其意义

20 世纪 60 年代红海发现高热卤水与 Atlantis Ⅱ海渊热液多金属软泥，揭开了现代海底热液活动与金属硫化物沉积成矿研究的序幕。在随后的大洋调查中，首先在大洋中脊取得了一系列重要发现：70 年代，在大西洋的 TAG 热液区发现了海底热泉和低温热液矿床，随之在加拉帕戈斯扩张中心发现了海底热泉和高温热液成矿活动与大规模生物群落；1979 年，在 EPR21°N 洋底热液系统直接观察到正在喷发的烟囱状喷口和丘堤，顶部热液温度达到 350 ℃，附近有大量的生物群。近年在印度洋中脊也找到现代海底热液活动及金属硫化物沉积的实例。自此，海底热液活动的研究逐渐扩展到全球大洋构造活动带，如会聚板块边界的沟弧盆构造活动带和板内热点或火山活动区，主要有 Okinawa Trough，马里亚纳海沟，Lau Basin 和 Manus 热液区等。

现代海底金属硫化物成矿作用与陆地上的块状硫化物矿床具有极强的相似性，是古老矿床的现代等同物，因此现代热液活动区是研究块状硫化物成矿理想的天然实验室。现代海底热液活动研究在理论上确立了深部热液对流循环体系，组构了成矿机制的核心；现代海底热液活动与古老块状硫化物矿床均集中分布在大洋张裂性的活动板块边界，矿床类型和特征的多样性与复杂性是不同构造背景或构造演化阶段的反映；充分认识到成矿流体与成矿物质的多源性和复杂性；块状硫化物矿床是洋壳深部热量和物质向外释放及与大洋交换作用的产物，对全球的能量循环和化学循环等具有重要意义。现代海底热液活动区大量细菌活动与密集的生物群体与陆地上和海洋中常见的生物群落有着根本的区别，可能和古老的生命现象或生命起源有着重要联系。

2 成矿构造背景与矿床类型

通过近 30 年以深海钻探（DSDP）和大洋钻探（ODP）为主体的海洋地质调查，已发现 150 余处现代海底热液活动与金属硫化物沉积区。研究表明，海底热液活动在离散板块边界和会聚板块边界均可出现，但都集中在拉张性构造带上，如快速扩张和慢速扩张的大洋中脊、沟弧盆构造活动带、轴向海山、火山及地幔热点区。古老块状硫化物产出的构造背景与之相似。P.M.Herzig 等将其产出的大地构造背景分为 4 类：大洋中脊（EPR21°N 型）、洋内弧后（Lau Basin 型）、陆内弧后（Okinawa Trough 型）及陆内裂谷（红海 Atlantis Ⅰ海渊型）。根据大洋中脊有无沉积物覆盖的情况还可以进一步区分；K.Lizasa 等在弧前环境的火山拗陷中还发现了黑矿型多金属硫化物矿床。

太平洋有 3 个重要成矿区，东部沿美洲大陆西侧的海域延伸一个很长的矿带：西太平洋成矿区和西南太平洋成矿区。大西洋的代表性矿床有大西洋中脊的 TAG 热液活动区和 Snake Pit 热液区。红海 Atlantis Ⅱ深裂谷有几个规模最大的现代金属硫化物沉积区。印度洋中脊也已发现有海底热液活动和金属成矿作用。

现代海底金属硫化物矿床与古老的块状硫化物矿床间有着很好的对应性（表 1）。

表 1 现代与古代海底热液硫化物矿床的对应关系

现代海底金属硫化物矿床	对应的古老的块状硫化物矿床
无沉积覆盖的洋中脊块状硫化物矿床	古代塞浦路斯型矿床
成熟度低的弧后或岛弧扩张环境（如 Okinawa Trough）中的块状硫化物矿床	古代黑矿型矿床
成熟度高的洋壳基底（如北斐济和马里亚纳海沟）中的块状硫化物矿床	古代别子型矿床
现代红海海底卤水沉积成矿	古代大陆裂谷中的硫化物矿床

块状硫化物矿床的类型和化学组成受构造的控制。在无沉积物覆盖的大洋中脊发现的矿床以 Cu 为主，产于玄武岩中；而弧后环境下形成的矿床以 Zn-Pb 为主，赋矿围岩多为双峰火山岩系中的长英质火山岩；但岛弧发育的不同阶段，矿床的金属类型有所差别，年轻的弧后扩张系统（如 Okinawa Trough）为 Zn-Pb-Cu 型，而成熟的弧后系统（如北斐济和马里亚纳海沟）发育大量玄武岩，为 Cu-Zn 型。现代海底热液成矿系统的研究将地球化学、赋矿岩石组合等与构造环境相联系，构成完整的成矿谱系，使矿床类型的划分更趋合理。

3 热液对流循环系统

研究发现，洋壳内的热液流体活动非常普遍。热流值最高、热液活动最强烈的地区明显受大地构造与火山活动的控制，大洋中脊与地幔热点区是海底金属硫化物的沉淀场所。海水对流循环模式能有效地解释大洋中脊与洋壳生长等相伴的高热流异常及洋中脊的金属硫化物矿床，并逐渐成为各种构造背景下块状硫化物矿床成矿模式的基本内容。洋底的扩张中心由于张性裂隙和断裂发育，海水在高渗透性的岩石中下渗到较深的位置，受高热流或深部岩浆活动热驱动，在洋壳岩石中进行对流循环，从各种围岩中淋滤提取大量的成矿物质，形成高温并富含多种金属组分的成矿热液。它们在洋底喷发并与冷的海水相遇混合，析出金属硫化物，形成了“黑烟囱”。关于块状硫化物矿床成因还存在地层含水层等其他热液模式，DSDP 和 ODP 钻探证实了洋壳中的确有深部的含水地层或流体库存在。

简单的海水对流循环模式在解释矿床形成时还有许多问题，如沸腾将导致热液系统难以长期保持 350 ℃左右的稳定高温条件。理论推算表明，已知岩浆侵入体驱动的热液系统所能导致的成矿规模要比实际情况小很多。实际上同一个热液活动区乃至同一热液喷口的热液流体的盐度都有很大的变化，热液体系深部的流体可能有蒸汽相和卤水相等不同的状态，活动方式也各有差异。J.L.Biscoff 等发展了简单海水对流循环模式，提出了双扩散对流循环模式：热液循环体系由 2 个垂向分离的对流循环胞组成，下部的高密度卤水层加热并驱动上部海水为主的热液流体对流循环；卤水层的形成与下渗到深部的流体的相分离有关，还可能有岩浆流体的参与。氧同位素数据证明了纵向分布的上述 2 个单独的热液系统的存在；Hou 等对我国呷村黑矿型块状硫化物矿床的研究也为这一模式提供了证据。

只有对现代洋壳的构造、流体在其中的分布和活动规律进行深入的研究，才能对热液循环体系及其活动过程有更加深刻的认识。大洋钻探计划已积累了一些海水在洋壳中下渗深度与流体分布的资料，通过地球化学和同位素方法建立了示踪流体运动过程的模型。流体在洋壳中对流循环必然造成洋壳岩石地球化学性质的变化和围岩蚀变，除典型的筒状蚀变外，块状硫化物矿床普遍发育半整合型或层控型的热液蚀变，对它们的研究是近年来块状硫化物矿床中的一个热点问题。

4 流体来源与混合作用

流体来源是与热液循环系统密切相连的一个问题。由于块状硫化物矿床形成于海底环境，因此不论是简单的对流循环模式还是双扩散对流模式，海水都是流体最为重要的组分，但海水是否是惟一的流体来源却是争论的焦点。H.Ohmoto 等在研究日本黑矿时发现矿石的流体包裹体的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值和盐度与正常海水非常相近，因而认为成矿流体来自海水；海水在深部循环通过火山岩时获得了金属元素和硫等成分。后来的研究发现，成矿流体的 $\delta^{18}O$ 普遍是高正值，特别是前寒武纪的块状硫化物矿床成矿流体的 $\delta^{18}O$ 高达 5‰～9‰（如加拿大 Kidd Creek 矿床）。现代海底热液流体中也有类似情况，如 Okinawa Trough 成矿流体 $\delta^{18}O$ 为 8‰～9‰。对于这种高 $\delta^{18}O$ 值，有人认为是岩浆水的参与，但 H.Ohmoto 等认为用海水与火山岩间的反应也能解释。对现代海底热液流体的对比研究表明，太平洋、大西洋与印度洋各处热液喷口的流体组成与性质均非常一致，再次证明了海水在流体组成中占据主导地位。考虑到块状硫化物矿床与大地构造及深部岩浆活动的密切联系，岩浆来源的流体也可能对块状硫化物矿床成矿有所贡献。近年来，岩浆流体活动证据的找寻工作已取得某些进展。现代海底喷发热液中稀有气体组分的分析表明，热液流体的氦同位素组成（$^3He/^4He$）具有幔源特征，如印度洋中脊 R/R_a 值达 7.8～8.0，Okinawa Trough 黑烟囱流体 R/R_a 值为 6.5。氦同位素组成在深部浸染状—脉状的硫化物中高达 12.3～29.3，并表现出从深部向上逐渐降低的规律。Li 等指出，黑矿矿石的稀有气体 75% 来自岩浆，并据此推断岩浆来源的流体参与了黑矿的成矿作用。Yang 等对与现代海底热液成矿紧密相关的容矿火山岩（玄武岩、枕

状熔岩等）中的熔融包裹体的系列研究获取了岩浆挥发分形成独立流体相，并在其中富集多种金属元素的证据。V.S.Kamenetsky 等指出这些流体很可能参与到金属硫化物成矿过程之中。对黑烟囱流体的实地观测表明，火山活动对喷发流体的成分有明显影响，热液在深部很可能发生过蒸汽相和卤水相的分离，低盐度的蒸汽相将迅速喷发，而卤水相则会在热液体系保持较长时间。

黑烟囱流体是一种高温（200～350 ℃）、酸性、富含多种金属元素（如 Cu，Zn，Pb，Mn，Ba，K，Fe 等）的还原流体，其盐度和溶解的气体组分通常与海水有明显的差别。对古代块状硫化物矿床成矿流体的研究表明其性质与现代海底黑烟囱流体非常相似，它与海水一同构成了硫化物堆积成矿过程中最主要的 2 种流体端员。流体混合作用对金属硫化物的沉积和堆积成矿有着重要作用。热液流体在洋底喷出时，与周围的海水发生混合，造成热液流体温度骤降而析出大量金属硫化物。由于从喷口喷溢的热液流体温度、盐度和化学组成的差异，它们在喷出后会产生多种形态，黑烟囱、白烟囱最为常见。对现代海底热液矿床矿体内部和深部的研究显示，现代海底硫化物堆积过程实际上就是烟囱生长、倒塌堆积和热液流体在其开放空间充填和交代的过程。总之，流体混合是硫化物堆积理论的基础，海底界面之上悬浮热柱中硫化物的沉积和海底界面及下方的烟囱 丘堤生长共同促成了块状硫化物矿床的形成，而成矿热液温度的演化、不同矿物相的交代置换等过程对块状硫化物矿床的矿体构成与化学分带起着关键作用。

5 成矿物质来源

这是块状硫化物矿床研究中的一个长期争议的问题。H.Ohmoto 等认为还原海水硫酸盐和岩浆硫是硫的 2 种主要来源；岩浆硫可以直接来源于岩浆喷气或从火山岩中淋滤出来。对比不同海底热液区硫化物和硫酸盐的硫同位素组成（图 1）可以看出，各热液活动区硫酸盐矿物的硫同位素组成主要为 19‰～24‰，海水在其中起主导作用；而硫化物的硫同位素组成多集中于 1‰～9‰，不同热液区乃至同一热液矿床中有较大的差异，且硫化物与硫酸盐间的同位素分馏程度也不同，可见各矿床中硫源各异，获取方式也根据具体地质条件而异，如沉积物较多，有机质丰富的地层应多考虑生物还原作用，而有膏盐层的地区应考虑其物质溶解对硫源的贡献。现代海底热液沉积物中硫化物的硫源可大致分 3 种类型：1）以火成岩来源硫为主，并有海水来源硫部分的加入（以 EPR21°N，大西洋中脊 Snake Pit，Axial Seamount 和北胡安德富卡洋脊为代表）；2）以沉积物来源硫为主，并有海水来源硫和

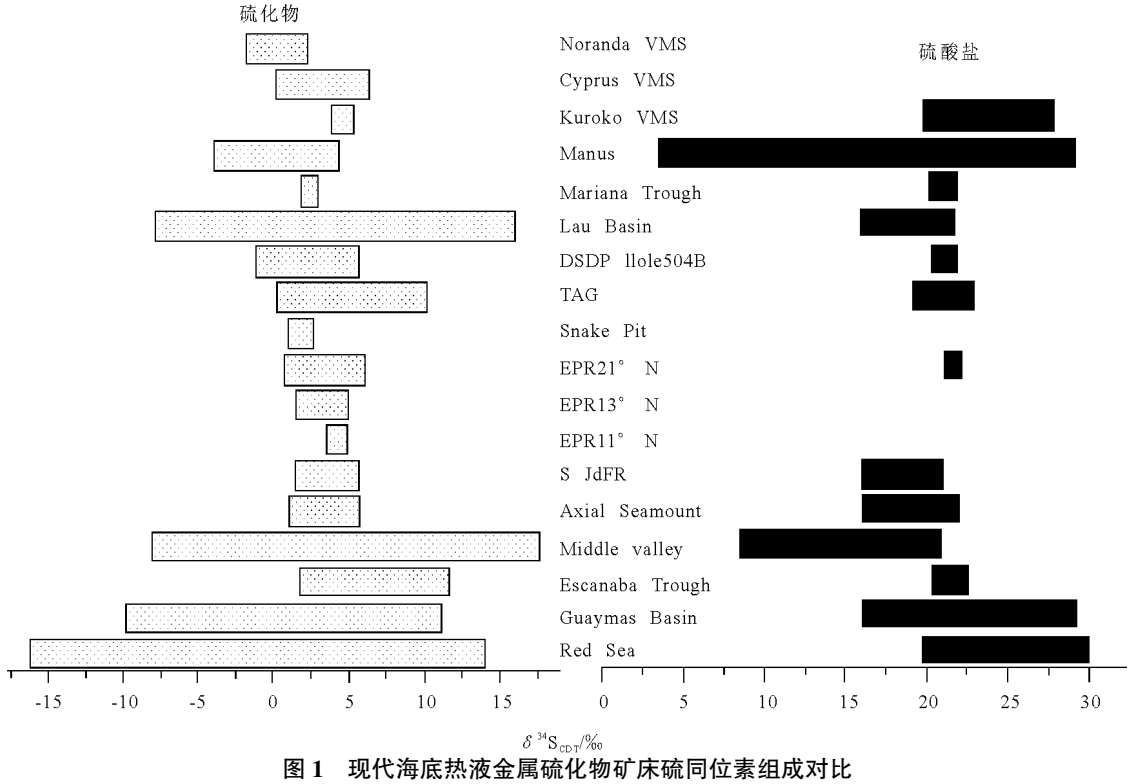


图 1 现代海底热液金属硫化物矿床硫同位素组成对比

有机还原硫的加入（以 Guaymas Basin 为代表）；3）以火山岩来源硫和沉积物来源硫的混合硫为主，并有海水来源硫的部分加入（以 Okinawa Trough 和 Jade 热液活动区为代表）。

对于成矿金属的来源主要有 2 种看法：含矿围岩及其下伏基底物质的淋滤，以及深部岩浆房挥发分的直接释放。一般认为，在有沉积物覆盖的洋中脊，热液沉积物的形成除了与深部岩浆活动有关外，沉积物也为海底热液成矿提供了部分甚至是主要的物质来源；而在无沉积物覆盖的洋中脊，洋脊玄武岩是成矿金属的主要供应者；在弧后盆地环境，有关热液沉积物来源的问题可能更为复杂。对比不同热液活动区硫化物的铅同位素组成（图 2）可以看出，铅同位素组成与成矿构造背景、围岩组

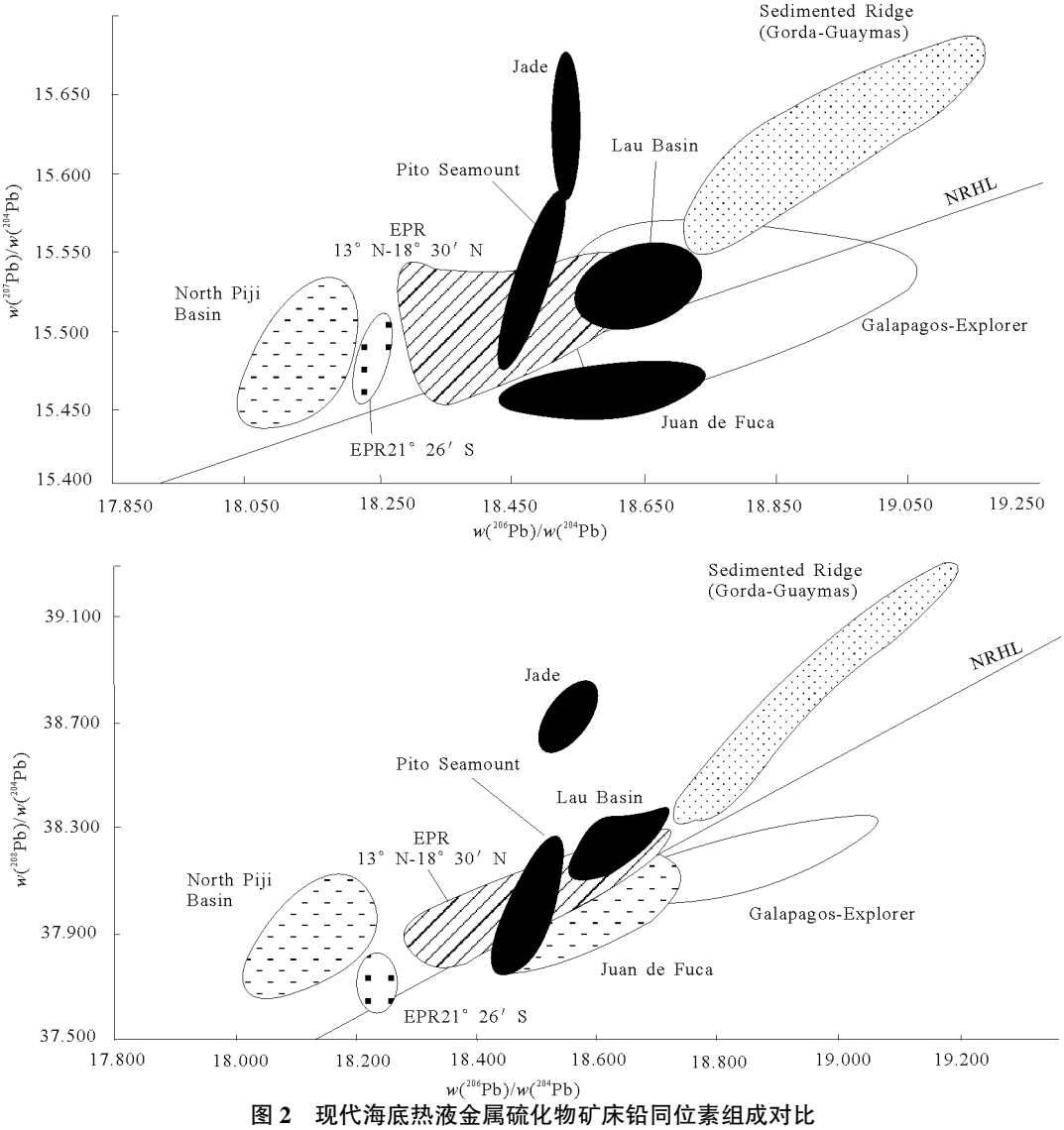


图 2　现代海底热液金属硫化物矿床铅同位素组成对比

成和沉积物发育程度等有很好的相关性，具有高放射成因铅的金属成矿作用主要发生在以长英质火山岩为围岩或有沉积物覆盖的区域。基于对各种金属的热液活动性及不同热液相携运金属能力的研究，许多人认为较易溶元素（如 Pb，Zn，Ag 等）主要来自淋滤，而较难溶元素（如 Cu，Sn，Bi，Mo 等）主要直接来自岩浆。但是，岩浆体系直接向块状硫化物热液成矿体系提供成矿物质的观点一直缺乏有力的直接证据，只能通过块状硫化物矿床与岩浆热液矿床的相似性推测。近年来已有许多研究者利用熔融包裹体进行了一系列精细的研究工作，初步确定了岩浆去气和流体-熔体不混溶过程中各种金属的活动性及分配情况。研究表明，岩浆演化过程中能够形成富含各种成矿金属的独立流体相，因而岩浆体系对成矿在物质方面的直接贡献越来越被研究者所重视。

6 热液活动与海底生物圈

现代海洋地质调查取得的另一个重大突破是海底生物圈的发现。通过洋底观测和大洋钻探，在洋底沉积物、洋壳玄武岩中陆续发现了大量细菌活动的证据。而直接在海底喷发的高温黑烟囱流体及其周围的化能自养细菌与生物群落的发现无疑具更深远的意义。1977 年，首次在加拉帕戈斯隆起 2 500 m 水深处发现了热液喷口附近密集的生物群体，随后又在 TAG 和 EPR 等现代海底热液活动区发现了与热液喷口对应的“热液生物”群体。

嗜热硫还原性细菌与生物群落的存在可能对金属硫化物矿床的形成有一定的作用，生命活动可能会促进海水硫酸盐还原与热液流体中金属元素的积聚。研究证实低温条件下的细菌作用能使硫化物很大程度的富集。尽管高温热液条件下细菌作用可能会有差异，微生物成矿作用仍然可能发生，如 Okinawa Trough 中重晶石相对比海水富集重硫，表明海水硫酸盐发生过部分还原，很可能与硫杆菌属细菌的作用有关；C.Verati 等（1999）报道了黑烟囱中细菌活动的证据，黑烟囱表面附着 1 层不足 20 μm 厚、表面和内部都密集分布着微生物印痕的薄层；有的研究者报道澳大利亚皮尔巴拉克拉通太古宙块状硫化物矿床中发现黄铁矿化的丝状结构，认为这很可能是古老的线性微生物的遗迹。

“黑烟囱”中的生命群落与陆地-浅海光合作用为基础的生命体系有根本区别，它们形成以嗜热硫还原细菌为基础生产力的食物链，构成一个自养自给的共生系统，目前认为海底热液是其营养物质的初始来源。DNA 研究表明，这些在热液活动的极端条件（通常为高温、高压及一定酸性条件）下生存的微生物很可能是已知最古老生命的孑遗，有助于了解地球生命的演化与起源。“生命起源于黑烟囱”是一个很有吸引力也极具挑战性的假说。

7 结 论

1）块状硫化物矿床主要产于大洋中张裂性的构造活动边界，矿床类型和特征受到构造背景和演化程度的控制。

2）流体在洋壳内的对流循环是块状硫化物成矿过程的核心，流体体系可能具有复杂的双层结构。

3）成矿流体和成矿物质具多源性，岩浆来源的物质可能对部分块状硫化物矿床的成矿有重要作用。

4）块状硫化物矿床与大洋底最为强烈的热液活动紧密相关，它们可能是大洋地壳深部乃至地幔的热量和化学物质外释的产物，因此对块状硫化物矿床深部流体系统、物质与流体来源等问题的深入研究具有重要意义。大洋底的现代热液活动与金属硫化物矿床是探索上述问题最为理想的窗口。

5）在大洋底热液活动区发现的大量生命活动与生物群体为我们提供了了解古老生命起源和演化发展的一条可能的途径。

摘自《矿物岩石地球化学通报》2004 年第 3 期

澳大利亚斯卡德尔斯锌-铜矿床

1 地质背景

斯卡德尔斯（Scuddles）矿床位于佩思以北 510 km 处，产于西澳大利亚默奇森构造区戈尔登格罗夫（Golden Grove）地区的太古宙火山岩中，是一个典型的火山成因块状硫化物（VMS）矿床。该矿床以南 4 km 处的另一 VMS 矿床铁帽山（Gossan Hill）矿床，是 1971 年通过地表填图发现的。斯卡德尔斯矿床则为隐伏矿，是经过近十年坚持不懈的勘查，以成矿理论为指导，通过采用合理的物化探方法发现的。该矿床 1990 年已开始投产，已探明储量为矿石 1 200 万 t，平均品位：Zn 8%，Cu 1.8%，Pb 0.6%，Au 0.9×10^{-6} 和 Ag 65×10^{-6}。即含锌 96 万 t，铜 21.6 万 t，铅 7.2 万 t，金 10.8 t，银 780 t。

戈尔登格罗夫地区位于太古宙耶尔冈地块默奇森构造区的南部。默奇森构造区包含了几个线性性或弧形的绿岩带，绿岩带被花岗岩岩基隔开。每个绿岩带含厚层的火山岩层，主要为镁铁质或长英质岩石。沃里达山（Warriedar）绿岩带是位于默奇森构造区南部一个较大的绿岩带，主要是由弱变质的拉斑玄武质和长英质火山岩、泥质和长英质沉积岩及条带状含铁建造组成的(图1)。戈尔登格罗夫地区的 VMS 矿床均产于沃里达山绿岩带的铁帽山组岩层内。

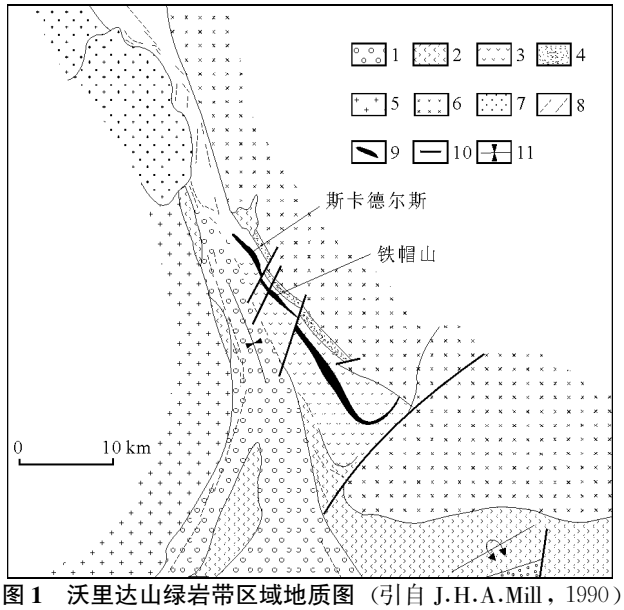


图 1 沃里达山绿岩带区域地质图（引自 J.H.A.Mill，1990）
1—沉积岩和再造火山岩；2—镁铁质火山岩夹少量超镁铁质岩和沉积岩；3—长英质和镁铁质火山岩夹少量沉积岩（被粒玄岩广泛侵入）；4—下盘长石砂岩沉积岩；5—晚期花岗岩；6—叶片状花岗岩；7—未分异花岗岩；8—条带状含铁建造；9—矿化层；10—主矿层；11—向斜轴

矿化为层控的，表现出典型的 VMS 金属分带性。主要的硫化物为闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿，含少量的磁黄铁矿、方铅矿。斯卡德尔斯矿床可分为 2 个透镜体，南部的主透镜体和北部的中央透镜体，二者相距 150 m，其间为非矿化。矿化体向 W 陡倾斜，顶端埋深 120 m，走向长度 900 m，向 N 倾伏。

2 勘查与发现

1971 年以前，戈尔登格罗夫地区曾多次被圈为找矿租地，但基本上未开展工作。1971 年，阿兹台克公司的一位独立地质学家 J. 皮特在斯卡德尔斯以南 13 km 处发现了粗粒火山碎屑岩露头和铁帽转石，他由此意识到该地区有存在像加拿大太古宙地盾 VMS 矿床的可能性，故将该区作为寻找 VMS 矿床的首选区之一。他在铁帽山发现了一些硫化物和磁铁矿铁帽，于是申请了找矿租地并寻求其他的合作伙伴。当初的租地并未将斯卡德尔斯包括在内。

几经努力，阿马克斯公司加入了风险勘探并承担航磁测量、地质填图和采样，在铁帽山打了 5 个金刚石钻孔，取得令人鼓舞的发现，于是便又将租地扩大到包含斯卡德尔斯在内的更大范围的区域。澳大利亚电解锌（EZ）公司也加入了勘探的行列。EZ 公司主要致力于铁帽山地区的钻探工作，共完成了 74 个金刚石钻孔，由此圈定了铁帽山矿床的范围，估算了资源储量：矿石为 1 500 万 t，平均品位为 Cu 3.4%，Ag 13×10^{-6}，即含铜 51 万 t，银 195 t。

此后，在铁帽山地区开展了一些工作。EZ 公司做了 1∶5 000 的地质填图，并在铁帽山以南 7 km 处的铁帽山谷打了 6 个金刚石钻孔；另外还做了适量的回转式风钻（RAB）勘探。遗憾的是，RAB 钻进时未有地质人员在场监督，结果大多数孔均终孔于深度浅色带内约 5 m，故没有取得重大发现。

到了 1978 年，澳大利亚埃索（ESSO）公司对该地区的资料重新细致研究后，作为主管，再次承担了一项风险联合勘查计划，计划为期 2 年。埃索公司决定从 2 方面来实施计划，一是认真评价已知

的铁帽山的资料，尤其是与锌资源有关的资料。二是沿着铁帽山矿床分布的地带及其邻区开展大规模勘查活动，以期发现新的矿床。计划的重点放在后者。这一计划的启动，奏响了斯卡德尔斯矿床发现的序曲，由此最终导致该矿床的发现。

鉴于埃索公司承担的风险计划仅为期 2 年，故公司在计划实施之初便采取了各种方法齐头并进、相互补充与验证的勘探策略，同时开展地质填图、物探化探等工作。主要勘查活动包括评价以往的资料、详细的地质填图、航磁与地面磁测、激发极化测量、瞬变电磁测量（Pulse EM）、RAB 钻探、冲击钻探和金刚石钻探。

对物探、化探、蚀变与圈出的异常带进行分类排队，首先辅以 RAB 孔（打到基岩的深度）进行初步的评价。若多种方法圈出的异常一致或重合，则一般采用金刚石钻孔进行验证。

1979 年末，首先在戈尔登格罗夫地区完成了线距 100 m 的航磁测量，飞行高度 50 m，采样间距 25 m，使用 Geometrics 803 型磁力仪。此前的 1972 年，EZ 公司曾利用质子磁力仪按 300 m 线距，40 m 的采样间距在该区做过航磁测量。那次测量在铁帽山圈出了幅值高达 4 000 nT 的明显异常，但在斯卡德尔斯上方却没有异常反映。1978 年的测量由于测量精度的提高，在斯卡德尔斯矿床上方圈出了 1 个峰值为 120 nT 的异常，异常走向长度达 260 m。在除去周围的条带状含铁建造（BIF）背景效应后达 200 nT。作为航磁异常评价的后续手段，1979 年又开展了地面磁测，同样，在斯卡德尔斯矿床上圈出了异常，经 BIF 效应校正后，异常幅值达 300 nT。图 2 示出了斯卡德尔斯和铁帽山矿床上的航磁异常以及斯卡德尔斯的地面磁测剖面。斯卡德尔斯航磁异常偏弱，位于一个陡磁梯度带的东侧，该梯度带是由 BIF 引起的。铁帽山的航磁异常高达 4 000 nT，由块状磁铁矿引起。

在 120 个待查证的异常中，斯卡德尔斯异常排列第 3，以后随着地表工作圈出了有利的含矿岩层以及化探取样得到显著的化探异常，其排序也上升了。

1979 年 4 月开展了梯度排列的激发极化法测量，2 条测线（22 240 N 和 22 560 N）穿过了矿床，但由于噪声太大，矿床上方未显示电性异常和极化异常。

在开展物探工作的同时做了地球化学采样，样品包括出露区的岩屑或风化覆盖区的 RAB 岩屑。用原子吸收光谱法分析 Cu，Pb，Zn，Ag，Ni 和 Co

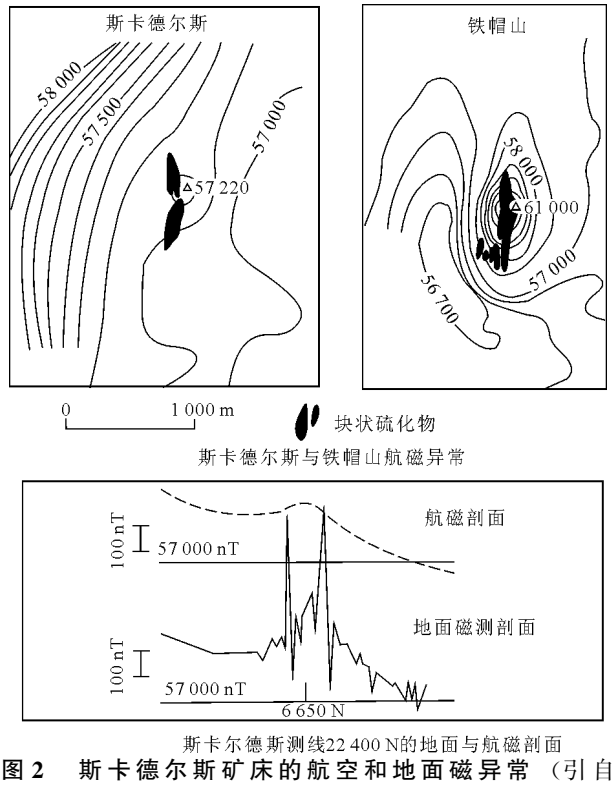


图 2　斯卡德尔斯矿床的航空和地面磁异常（引自 J.H.A.Mill，1990）

元素。1975—1976 年期间，EZ 公司曾在穿过斯卡德尔斯矿床的 2 条测线上（22 240 N 和 22 560 N）打了 RAB 孔进行取样，但由于终孔太浅，未记录到化探异常。埃索公司认识到这一失误，在重新布置 RAB 取样时，RAB 打到足以识别基岩的深度，并由专门的地质人员进行指导和检查，取样深度一般为 40～70 m，每孔至少取 1 个样品，通常取 2 个或多个样品。

图 3 为 RAB 孔底样品 Cu，Pb 和 Zn 的等值线异常，图中还示出了矿化投影。从图中可见，异常与矿化不完全重合，向 SW 方向偏移。据分析，可能是由于自东向西的地下水流动造成的。但总的来看，化探异常还是十分明显的，且基本上与磁异常吻合。

此外，在该地区还开展了 1∶2 000 的详细地质填图。在 22 230 N 测线 6 665 E 点附近见到一小的燧石露头，但当时并未引起重视。事实上，以后的工作证实了它是矿化的标志，对附近铁帽燧石的采样分析得到 $3\ 350\times10^{-6}$ 铜异常和高值铅异常。

为验证一致的磁异常和 RAB 化探异常，1979 年 8 月打了第一个金刚石钻孔 SC－1，孔深约 250 m，见到了低品位矿化；随后的 2 钻孔 SC－2 和 SC－3 分别位于 SC－1 的南北两侧，也只打到低品位矿化。鉴于这种情况，为准确确定钻孔孔位，在打

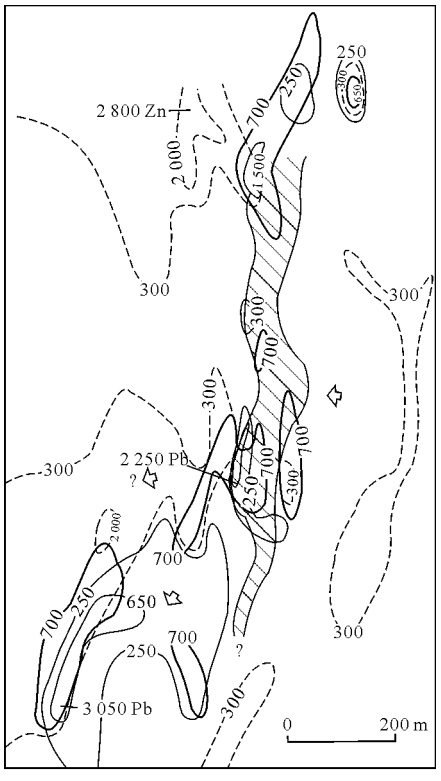


图 3 风化基岩的化探异常（引自 J.H.A.Mill，1990）

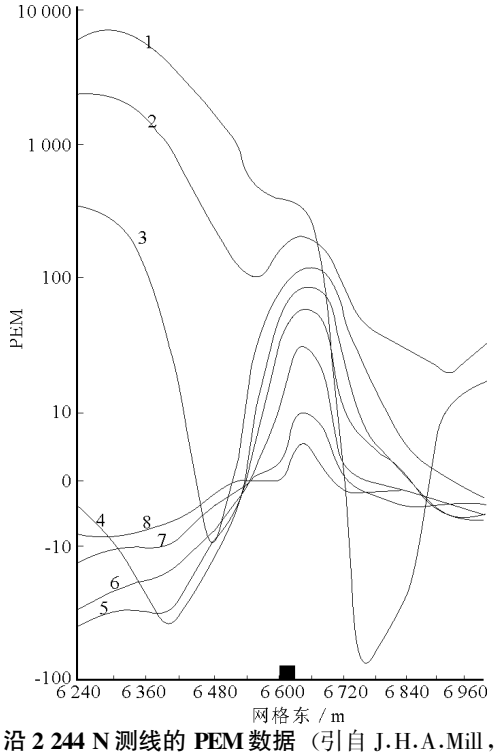


图 4 沿 2 244 N 测线的 PEM 数据（引自 J.H.A.Mill，1990）
图中标出了矿化的地面投影

第 4 个孔之前用 Crone PEM 开展了瞬变电磁测量，采用 80 m 的回线，结果在 240 m 长度上圈出了 1 个异常（图 4），异常基本上位于矿化上方。

继电磁测量之后，1979 年 11 月继续开展金刚石钻探，根据电磁异常布钻的第 4 个孔 SC—4 首次打到了具经济价值的高品位矿化，矿段厚 7.9 m，Zn 品位 25.5%，Ag 221×10^{-6}。随后的钻探及各种方法圈定了矿床的范围。

3 小 结

斯卡德尔斯矿床的发现首先应归功于对已有地质资料的分析和成矿理论的研究。斯卡德尔斯矿床是个隐伏矿，由于深入研究了该矿以南 4 km 处通过地表地质填图发现的铁帽山矿床，在此基础上，以成矿理论为指导，经过近十年坚持不懈的勘查，最后采用了合理的物化探和钻探方法，导致了该矿床的发现。应该说，物探方法对远景区的筛选起到关键性的作用，但如果没有土壤地球化学异常信息，恐怕会使矿床发现推后好多年。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

澳大利亚埃洛伊斯铜-金矿床

1 地质背景

1988 年，BHP 公司发现的埃洛伊斯（Eloise）铜-金矿床位于克朗克里东南约 60 km 处，产于芒特艾萨内围层东部褶皱带古、中元古代索尔哲斯开普（Soldiers Cape）群变质沉积岩之中，容矿岩石全隐伏在 50～70 m 厚的中生代泥岩、粘土岩和未固结的泥质砂砾层之下。含矿岩系是由陡倾斜北倾互层的变质砂屑岩和云母石英片岩组成，其间侵入有角闪岩，并遭受不同时期的断裂作用（图 1）。矿床南端有一条 NW 向大断层，将含矿岩系错断。这里的岩层自西向东为含磁铁矿云母石英片岩，中粗粒磁铁矿-碳酸盐岩、变质玄武岩以及互层的变质砂屑岩和磁铁矿-碳酸盐岩。

矿化是由共生的粗粒黄铁矿和黄铜矿组成，往往与石英及碳酸盐网状脉紧密伴生。矿体为一北倾的板状体，长约 600 m，最大厚度约 30 m，延深至少达 500 m，位于蚀变砂屑岩和云母石英片岩的接触带。未矿化围岩与矿化之间的接触带是渐变的，与矿化有关的蚀变可能延伸到围岩之内数十米。矿

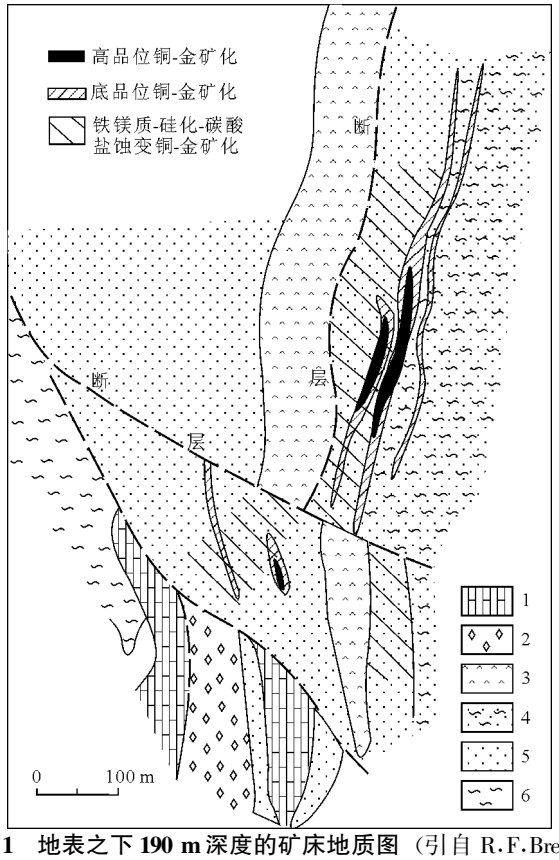


图 1　地表之下 190 m 深度的矿床地质图（引自 R.F.Bresc-ianini 等，1992）

1—磁铁矿-碳酸盐岩；2—变质玄武岩；3—角闪岩；4—云母石英片岩；5—变质砂屑岩；6—含磁铁矿云母石英片岩

床品位为 5.5%，矿石储量为 310 万 t。

2　勘查与发现

1984 年以来，BHP 公司一直在芒特艾萨内围层东部褶皱带寻找贱金属和贵金属。最初，找矿活动集中在元古宙岩石出露区。后来将注意力转移到被中生代伊罗曼加盆地厚层沉积物覆盖的地区。在覆盖区，由于传统的地质找矿和地表化探方法效果不尽理想，故 BHP 始终采用以物探为主的勘查方法，尤其是高精度航磁和地面磁测以及地面瞬变电磁（TEM）法。

BHP 公司将航磁作为首选手段，1985 年前完成了测区的航磁测量，圈出了一些中、高强度的磁异常，可能是索尔哲斯开普群的磁铁矿变质沉积岩的反映，埃洛伊斯本身也表现为幅值 1 100 nT 的局部高值异常。

继航磁之后开展了地面磁测，线距 100 m，点距 5 m。地面磁测揭示出的特征比航磁要复杂。最显著的一个特征是南部的牛眼状强异常。后经钻孔验证，该异常是由宽度为 2～5 m 的许多垂直磁铁矿-碳酸盐-镁铁质蚀变岩带引起的，较强的蚀变地段含高达 30% 的磁铁矿，磁化率值超过 1 SI 单位。

另一个特征是 NNE 向的磁力高，它与埃洛伊斯矿化有密切的关系。据后来的钻探结果，该异常起因于一个富含磁黄铁矿的蚀变晕，向北延伸数百米。高品位的 Cu-Ag 含矿透镜体位于磁力高的东侧。

此外，根据异常图还可辨认出与 NNW 向米德尔断层有关的 NW 向异常，位于埃洛伊斯磁力高与牛眼状异常之间。为验证磁异常，开展了 TEM 测量。首先使用了移动回线，线距 400 m，按标准延时 24 道（52.6 ms）读数记录。

移动回线 TEM 测量在 82 450 N 测线首先发现了埃洛伊斯异常。从该剖面异常曲线可见，早期延时数据显示出异常响应自西向东逐渐增强，表明导电覆盖层逐渐变厚的趋向。在晚延时曲线上 97 800 E 点附近出现 1 个单峰异常，该异常与埃洛伊斯矿化带的位置大体对应。

为证实该异常，又做了固定回线 TEM 测量。布设了 600 m×300 m 的回线，接收间距 100 m。在 82 550 N 测线的固定回线测线剖面上，正如所预料的那样，早延时数据反映了良导覆盖层的响应，而 16～20 道（65.8～28.0 ms）之间出现了由矿化引起的异常。随着晚延时覆盖层效应的减弱，这一异常变得更为明显。基于对异常的解释，在 82 550 N 测线上布设了该区的第 5 个钻孔——发现孔 END17，结果打到了 20 m 厚的高品位铜-金矿化。

作为地面 TEM 的补充，在已打的钻孔中做了井中 TEM 测量，目的有二：一是判断钻孔周围或底部是否有盲矿体；二是根据钻孔测量结果推断已打到的矿体所处的位置，即由井中 TEM 异常来确定矿体的范围或延深。

钻孔 END3 的井中 TEM 异常曲线表明，当靠近孔底时，中等和晚延时曲线出现一正异常，但异常并未封闭。根据异常形态特征，推测该异常可能是 1 个近直立导体的反映，位于孔底之下约 50 m 处。为证实这一推测，将这个不完整的异常与打到高品位矿带的钻孔 END17 的 TEM 异常作了对比研究。END17 的井中 TEM 异常曲线表明，该钻孔从 175 至 287 m 为几乎连续的矿化段。异常曲线清楚地显示，当靠近矿化带时，中晚延时曲线呈正异常上升，而在矿带上方呈下降的负异常。对比这 2 个钻孔 TEM 曲线，表明钻孔 END3 底部可能有盲矿。据此，布置了 END40 号孔，结果在 624 m 深处见到了 13 m 宽的块状矿，见矿处距 END3 号孔孔底的垂向

距离约为225 m（图2）。随后的钻孔TEM测量证实了该矿带就是引起END3号钻孔不完整TEM异常的原因。

图2是82 250 N测线的简化地质图，示出了END3和END40号钻孔的位置，END40是为验证END3号孔的TEM异常而打的。另外，在见矿钻孔36，33，24和29中均做了井中TEM测量。对实测TEM曲线与理论模拟TEM曲线做了对比分析，由此可确定每个钻孔见矿的部位，即该钻孔打在矿体的什么部位，由此便推断出矿体的倾向、延深，为准确圈定矿体提供了可靠的信息。

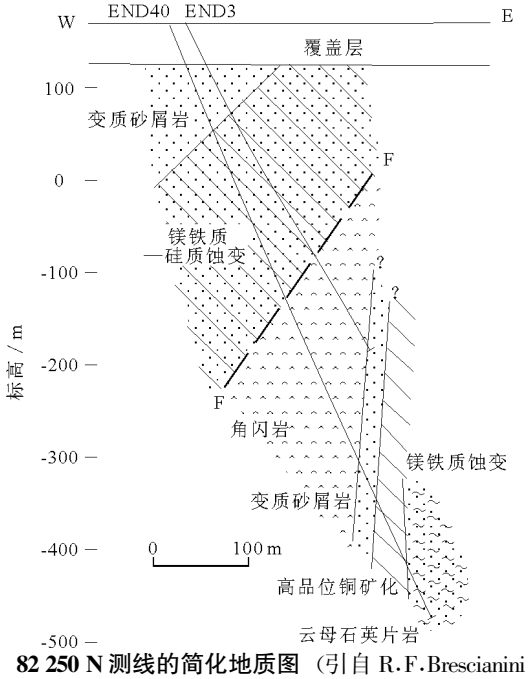


图2 82 250 N测线的简化地质图（引自R.F.Brescianini等，1992）

图中示出了END3和END40号钻孔的位置，END40是为了验证END3号钻孔的TEM异常

3 小 结

在厚层沉积物覆盖的地区，传统的地质找矿和地表化探方法难以奏效，在这种情况下，物探方法具有重要的意义。

埃洛伊斯矿床的容矿岩石隐伏在50～70 m厚的中生代泥岩、粘土岩和未固结的泥质砂砾层之下，针对这种情况，BHP公司采用高精度的航磁测量圈出了一些中、高强度的磁异常，随后借助地面磁测和地面瞬变电磁法确定矿化的大致位置，有目的地布设钻孔。在已打的钻孔中进行井中瞬变电磁测量，通过将实测的瞬变电磁曲线与理论模拟的瞬变电磁曲线进行对比分析，以确定钻孔见矿的部位，推断出矿体的倾向和延伸，准确地圈定出了矿床。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

澳大利亚奎河多金属硫化物矿床

1 地质背景

澳大利亚奎河（Que River）多金属硫化物矿床位于澳大利亚塔斯马尼亚岛西部，地处南纬41°36′；东经145°42′附近（图1）。1970年阿伯福伊尔勘探公司开始在这一地区进行勘查，1974年发现了奎河矿床。奎河矿床经详细的钻探、地下勘探之后，于1981年正式开采。目前，该矿山年产30万t矿石。

开采之前，奎河矿床矿石总储量410万t。平均品位：Cu 0.4%，Pb 6.6%，Zn 11.6%，Ag 121×10^{-6}，Au 2.7×10^{-6}。计含铜1.64万t，铅27.06万t，锌47.56万t，银496.1 t，金11.07 t。

奎河矿床由几个块状至浸染状硫化物透镜体组成。透镜体及其周围的含矿岩石位于一个500 m宽的蚀变晕内。热液蚀变作用使岩石发生了强烈的蚀变，从而使得岩石类型及原生结构模糊不清。蚀变晕内原生岩石类型的识别只得借助于微量元素（Ti，Zr，Y和Nb）分析。

最下部的地层单元为暗绿色的、局部多孔的玄武岩，它出露于矿区的东部和南部。玄武岩之上为钙碱性安山岩质熔岩和火山碎屑岩。安山岩经区域蚀变作用，形成一个复杂的矿物组合，其中包括钠长石、石英、绿泥石、方解石、绢云母、葡萄石、绿纤石、绿帘石、榍石和单斜辉石。火山碎屑岩亦发生了蚀变，其矿物成分与安山岩质熔岩的矿物成分类似。

多源火山碎屑岩（表生碎屑岩）与安山岩质火山碎屑岩互层。这些表生碎屑岩为磨圆的至次磨圆的碎屑，其大小从火山灰到直径为15 cm的碎屑颗粒，分选性差。其岩性亦是多变的，主要包括蚀变安山岩和英安岩质熔岩、燧石及块状硫化物。表生碎屑岩往往与含矿透镜体密切相关。

硫化物矿体位于安山岩顶部附近。在局部，粗

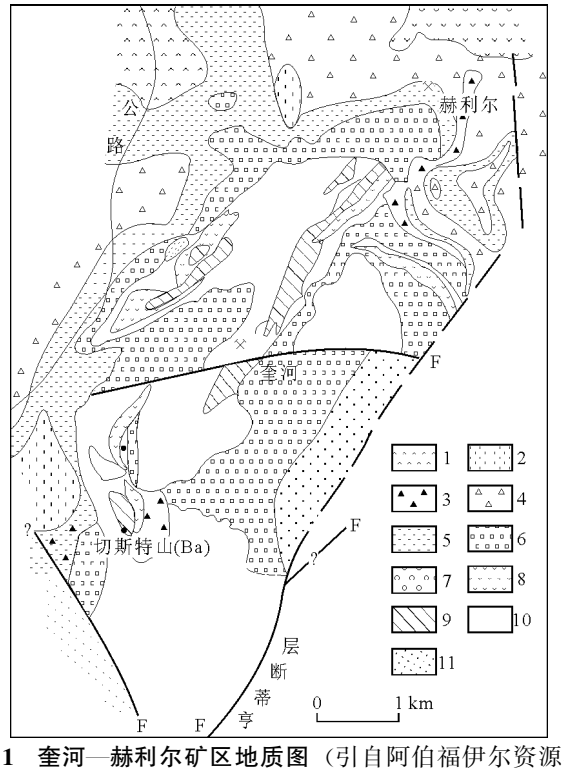


图 1 奎河—赫利尔矿区地质图（引自阿伯福伊尔资源有限公司，1990）

1—第三纪玄武岩；2—粒玄岩；3—侵入流纹岩；4—上流纹岩岩层；5—奎河页岩；6—玄武岩、玄武岩质安山岩、熔岩、角砾岩；7—火山碎屑岩；8—英安质熔岩和角砾岩；9—强蚀变岩；10—安山质熔岩；11—云母砂岩、少量酸性火山岩

粒多源火山碎屑岩覆盖在矿体之上。多源火山碎屑岩为次磨圆状至棱角状的安山岩、英闪岩、块状硫化物和杏仁状玄武岩碎屑，基质为铬云母-铁白云石-黄铁矿。

最年轻的岩石为蚀变英安岩质熔岩和碎屑岩，它们位于多源碎屑岩单元之上。

在含矿透镜体周围，大多数原生岩石受到了强烈的蚀变，透镜体之下的岩石被蚀变为绢云母、石英、碳酸盐、绿泥石，而透镜体之上的多源火山碎屑岩被蚀变为绿色的铬云母和碳酸盐，蚀变带向下一直延伸到含矿透镜体以下约 800 m 的深处。

奎河矿床包括了 5 个陡倾斜的含矿透镜体（PQ，S，PN，N 和 QR32），这些透镜体大致沿 NNE 向 1 个 800 m 长的地带分布。S 透镜体位于最东侧，主要由细脉状硫化物、少量的浸染状硫化物和极少量的块状硫化物组成，平均厚度 5 m。PQ 透镜体位于 S 透镜体以西 100 m 处，它是最大的块状和浸染状硫化物矿体，长 600 m，向下延伸 200 m，平均厚度 9 m，位于地表以下约 75 m。PN，N 和 QR32 透镜体的平均厚度分别为 5，4 和 3 m。

2 勘查与发现

奎河地区的勘查活动始于 20 世纪初。1922 年，一位名叫 T. 麦克唐纳的勘探人员在 Gold 山丘打了 1 个 6 m 深的竖井，该竖井位于见矿之后打的奎河矿区竖井以北约 500 m 处。并且，他在周围的小溪中发现了砂金和部分分解硫化物岩石的漂砾，但未能找到含矿透镜体。在 20 世纪 50 和 60 年代，该地区一直被认为是有远景的，一些勘探公司投入了一定量的勘查工作，但都未果。

1970 年，阿伯福伊尔（Aberfoyle）资源有限公司依据加拿大对与酸性火山岩有关的块状硫化物矿床的认识，意识到这类矿床一般具有成群产出的特点。并且，里德火山岩是许多已知矿床（罗斯伯里锌-铅-铜矿床，莱尔山铜-金矿床等）的容矿岩石，故他们认定该区是有远景的。因此，他们设法取得了在罗斯伯里东北约 25 km 处的罗斯伯里含矿岩系（寒武纪里德火山岩）分布区的勘查许可证，初步踏勘面积 60 km^2，虽然里德火山岩产出有许多已知矿床，且这些矿床已开采了大半个世纪，但是，由于该地区植被茂密，地形崎岖，对火山岩的研究程度还很低。

阿伯福伊尔公司 1970 年在勘查区范围内开展了区域地质填图和区域水系沉积物测量。1970—1971 年，采集了 276 个水系沉积物样品，采样密度为 3～5 个/km^2，在通过 −20 目筛选后，将细粒砾石和粉砂磨碎，并在热的高氯酸中浸提，然后用原子吸收光谱（AAS）分析 Cu，Pb 和 Zn。奎河与赫利尔矿床周围地区的测量结果示于图 2。

从区域上来看，在奎河矿床附近出现 Cu，Pb 和 Zn 异常，含量分别为 45×10^{-6}，300×10^{-6} 和 340×10^{-6}，而同类岩石样品中 Cu，Pb 和 Zn 的背景值分别为 20×10^{-6}，80×10^{-6} 和 100×10^{-6}。该异常长约 1 km。

由于本地区植被茂密、地形恶劣，在很大程度上影响了区域地质和水系地球化学采样的进度。鉴于这种情况，阿伯福伊尔公司实施了一项关键性的计划，于 1972 年在 400 km^2 的范围内进行了航磁/电磁综合测量。总磁场测量是用巴林杰质子磁力仪进行的。电磁测量采用了加拿大进口的 McPhar H400EM 系统，该系统为双频（340 和 1 070 Hz），测量虚分量，水平发射、垂直接收，收发距 130 m，整套系统安装在直升机（Jet Ranger 206B 型）上，飞行间距 320 m。

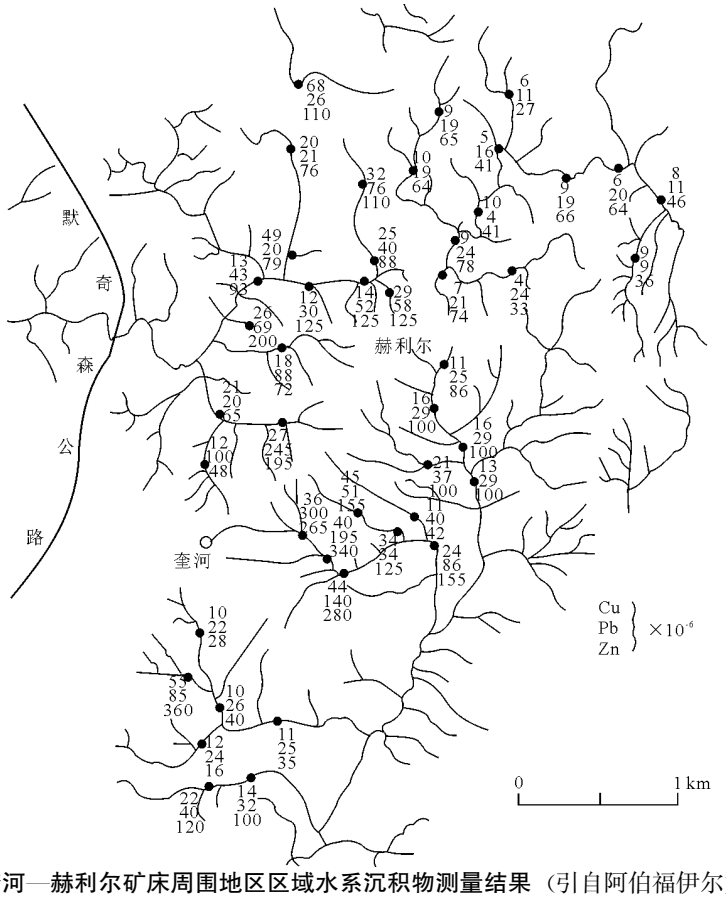


图 2 1970—1971 年奎河—赫利尔矿床周围地区区域水系沉积物测量结果（引自阿伯福伊尔资源有限公司，1990）

航空电磁测量发现了一些异常响应，其中奎河异常（图 3）最为引人注目。该异常与区域水系沉积物地化异常几乎重合，根据异常的幅值、形状和低高频响应之比这 3 个参数，将该异常解释为一个浅的、导电率“中等”的板状体。

随后，研究人员根据地质资料和老的找矿资料，将该异常作为重点研究对象。1973 年开展了地面异常查证工作，完成了地面电磁测量和土壤地球化学测量。为了准确查证航电异常，在航电异常周围布设了 1 个测网，每条横向测线长 400 m，每隔 50 m 一条，基线长 600 m。地面电磁测量沿测网进行，采用 McPhar 电磁仪。该仪器可采用水平和垂直线圈 2 种测量方式，频率为 600 和 2 400 Hz。水平线圈测量的收发距为 92 m。

水平线圈电磁测量结果（图 4）表明，从

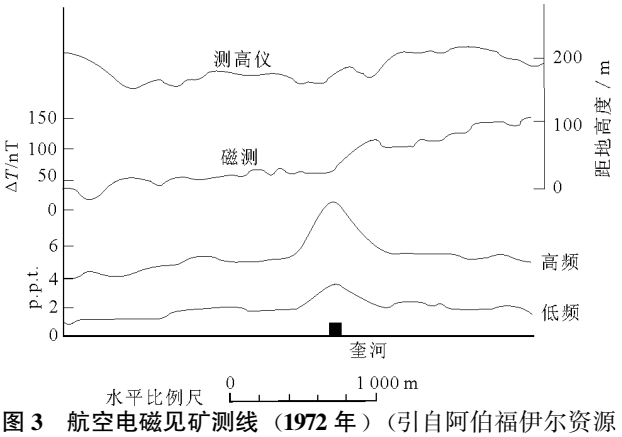


图 3 航空电磁见矿测线（1972 年）（引自阿伯福伊尔资源有限公司，1990）

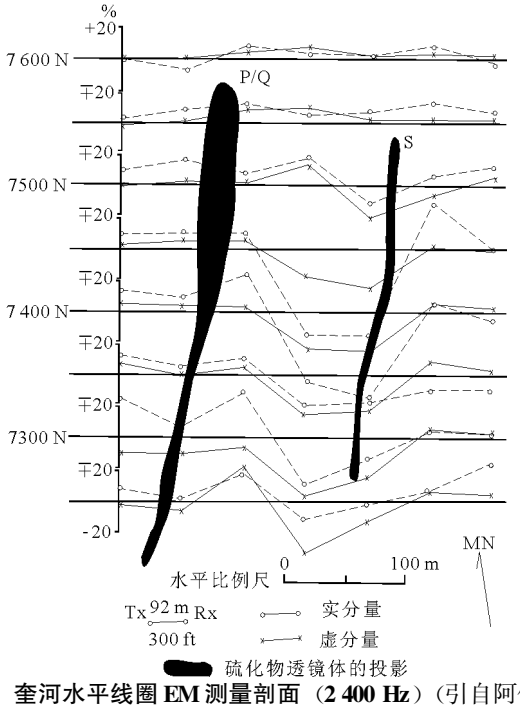


图 4 奎河水平线圈 EM 测量剖面（2 400 Hz）（引自阿伯福伊尔资源有限公司，1990）

7 500 N线到 7 250 N 线确有一导体存在，在 5 250 E 到 5 300 E 附近的 7 450 N 和 7 400 N 线上响应最强，沿走向在 7 250 N 至 7 350 N 线上测得的响应显示为一个不良导体。这些电磁异常显然是由东面的（S 透镜体）矿化引起的。所有的测线均穿过了西面（P/Q 透镜体）的矿化，但是没有明显的响应，这一结果是出乎人们意料的。

土壤地球化学测量采用手动螺旋钻从 A 层和 C 层土壤取样，网度为 50 m×50 m。经过干燥和过筛后得到－80 目的粒级组分。用与水系沉积物相同的方法浸提和分析样品。做出的 Pb，Zn 异常等值线图表明，化探异常与电磁导体之间无直接的相关性。不过，土壤异常明显起伏说明，C 层的数据反映了硫化物的赋存状态。看来，50 m×50 m 的间距对确定狭窄的矿源似乎显得太大。此后，又加密了采样间距，选用 50 m×10 m 的采样网。图 5 示出了 C 层土壤的 Pb 等值线。从图中可明显地看到几条线性地球化学特征，其中东侧的异常与电磁导体基本吻合。

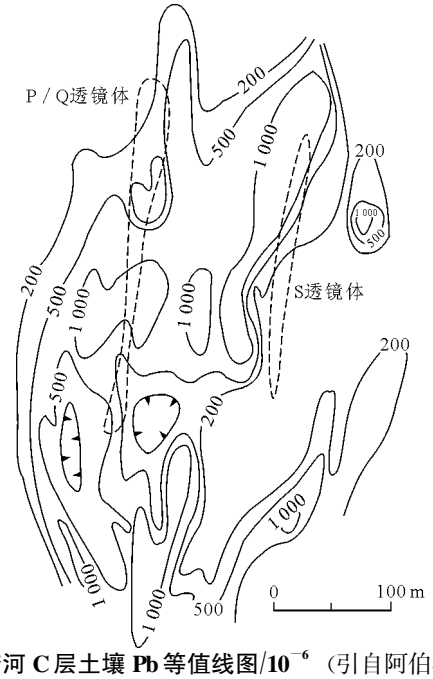


图 5　奎河 C 层土壤 Pb 等值线图/10^{-6}（引自阿伯福伊尔资源有限公司，1990）

这样一来，地面电磁测量（图 6）及土壤地球化学测量验证了航电和区域水系沉积物异常。与此同时，地质填图工作也发现了强烈蚀变的火山碎屑岩。综合各方面的认识，于 1974 年 7 月实施了金刚石钻探项目，共 7 个孔，第一个孔 QR1 便打到了 11.4 m 厚的硫化物（S 透镜体），含 Cu 2.1%，Pb 5.1%，Zn 7.4% 和 Ag 105×10^{-6}。第二个孔 QR2 是为了评价西侧的土壤地球化学异常，结果打到了富含 Zn 的 PQ 透镜体。此后，又实施了圈定矿体的钻探计划，共 108 个孔，总进尺 25 000 m，由此确定出了奎河矿床的总储量。

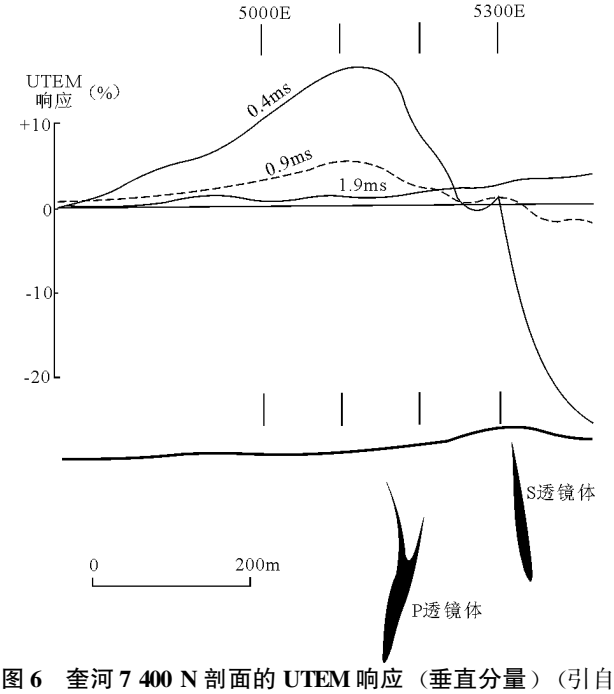


图 6　奎河 7 400 N 剖面的 UTEM 响应（垂直分量）（引自阿伯福伊尔资源有限公司，1990）

3　小　结

在奎河矿床的勘查经验中，有以下几点认识对找矿工作具有参考和借鉴意义。

1）根据区域地质和火山成因块状硫化物矿床的知识正确选择有远景的靶区。找矿勘查工作的成败与否首先取决于勘查区的选择。阿伯福伊尔公司最初在里德火山岩地区取得勘查许可证划定勘查区时，做了细致而又深入的研究。他们根据加拿大与酸性火山岩有关硫化物矿床的知识，认识到这类矿床具有成群产出的特征，并且在塔斯马尼亚里德火山岩中已经发现若干个硫化物矿床。而在奎河—赫利尔地区，只是由于地形条件差，有植被覆盖，影响了勘查工作。但从区域地质及这类矿床产出的特征来看，该地区是具有远景的。因此，阿伯福伊尔公司将这一地区选作为勘查区不失为明智之举。

2）在地质普查中充分发挥区域物化探资料的作用。阿伯福伊尔公司在最初的地质普查工作中首先进行了区域物化探测量，将区域水系沉积物异常与航空电磁异常综合起来分析研究，使勘查工作由整个面集中到特定的目标，从而大大缩小了勘查靶

区，提高了针对性。奎河矿床发现最直接的有效标志莫过于区域物化探异常标志。

3）注重地质、物化探的密切结合。从奎河勘查史来看，勘查人员始终注重地质与物化探的紧密结合。通过地质填图，查明了重晶石是一种与多金属矿床有关的矿物，而且铬云母、绿泥石、碳酸盐蚀变是关键性的蚀变类型。因此，勘查人员在勘查过程中，对这些地质特征给予了特别的注意，将其与物化探异常的成因联系起来做综合对比和分析。此外，勘查人员尤其重视物化探异常的结合，为随后的钻探见矿奠定了基础。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

澳大利亚赫利尔多金属硫化物矿床

1 地质背景

赫利尔（Hellyer）火山成因的块状多金属硫化物矿床位于澳大利亚塔斯马尼亚岛西部，距 1974 年发现的奎河矿床仅 3 km。该矿床发现于 1983 年。1984 和 1985 年的钻探确定了矿床的范围。1986 年打了 1 300 m 的水平坑道，证实了矿石的品位和分布。在进行了一些试验研究后，于 1988 年投产。

赫利尔矿床的矿石总储量为 1 690 万 t，平均品位：Zn 13.8%，Pb 7.2%，Cu 0.4%，Ag 167×10^{-6}，Au 2.5×10^{-6}。按平均品位计算，合计含锌 233.22 万 t，铅 121.68 万 t，银 2 822.3 t，金 42.25 t，铜 6.76 万 t。

赫利尔矿床和早先发现的奎河矿床一样，含在寒武纪海底钙碱性火山岩层中，该火山岩层在中泥盆世遭受到了变形和低级变质作用。矿床位于一个宽阔背斜的脊部。网脉带产在安山质火山岩中。在矿层之上是火山碎屑角砾岩和火山灰、玄武质枕状熔岩和黑色页岩。一条 SN 向的斜滑断层把矿体一分为二。

赫利尔矿体长 800 m，宽 200 m。由于褶皱和随后断层作用的影响，矿体形态复杂。矿体南部埋深 90 m，往北延伸，埋藏深度加大，最大埋深超过 500 m。矿体 85% 由细粒部分纹层状的硫化物组成。硫化物主要是黄铁矿、闪锌矿和方铅矿。硫化物上面是块状重晶石。块状矿石中，Zn，Pb，Ag，Au 和 As 相对于 Fe 和 Cu 来说，向上和向外富集。

2 勘查与发现

该区的勘查活动始于 20 世纪初。1922 年，一位找矿人员在河流中发现了砂金和部分分解硫化物岩石的漂砾，但未见到矿体。在 50 和 60 年代，许多公司对该区进行了勘探，但未取得成功。

1970 年，阿伯福伊尔资源有限公司开始了一项区域填图和河流沉积物取样计划，并着手直升机载电磁测量。调查揭示出 1 个良导体，该良导体位于一个 1 km 长的河流沉积物异常区。C 层土壤地球化学测量查明的异常与地面地磁测量查明的异常重合，对重合的异常进行追索导致发现了奎河 S 和 PQ 透镜体。

因为航空和地面地磁测量穿透的深度有限，为了提高穿透深度，在奎河又进行了激发极化法测量。激发极化法（IP）在 S 和 PQ 透镜体上方都记录到了极化率异常。随后 10 年，该区广泛地进行了频域和时间域激发极化调查，但是这些调查只是证实了所获得的异常，而未能找到新的含矿目标。

激发极化法没有取得效果，再加上 10 年期间电磁技术的发展，这促使阿伯福伊尔公司选择了探测深度较大的时间域电磁系统——UTEM 系统，在奎河矿床上进行了新的试验，结果成功地找出了 S 透镜体和早先地磁调查未发现的有经济价值的 PQ 透镜体。

UTEM 法在奎河矿床上试验的成功使勘查人员受到了很大的启发，于是 1983 年在探矿许可范围内的大部分地区完成了区域 UTEM 测量，结果在测区最北端的 1 条测线上发现了 1 个强导体（图 1）。为了进一步追踪异常，测量继续向北延伸，最终圈出了 1 个长 400 m，埋深大，中等电导性的导体。

在早先 100 m×25 m 网格的土壤地球化学测量期间，在赫利尔上盘玄武岩中查明有铅强（图 1）、锌和铜弱的异常，但没有做进一步检查。由于赫利尔矿体位于玄武岩下面，这些异常也没有直接记录赫利尔矿体。

就在 UTEM 测量正在进行的时候，一条新的森林公路揭示出，在上盘玄武岩中存在有重晶石脉和铬云母蚀变，但是重晶石脉和铬云母蚀变中都没有贱金属异常。

UTEM 异常以及附近重晶石脉和铬云母蚀变的出现，加之土壤中存在铅异常，这一切促使勘查人

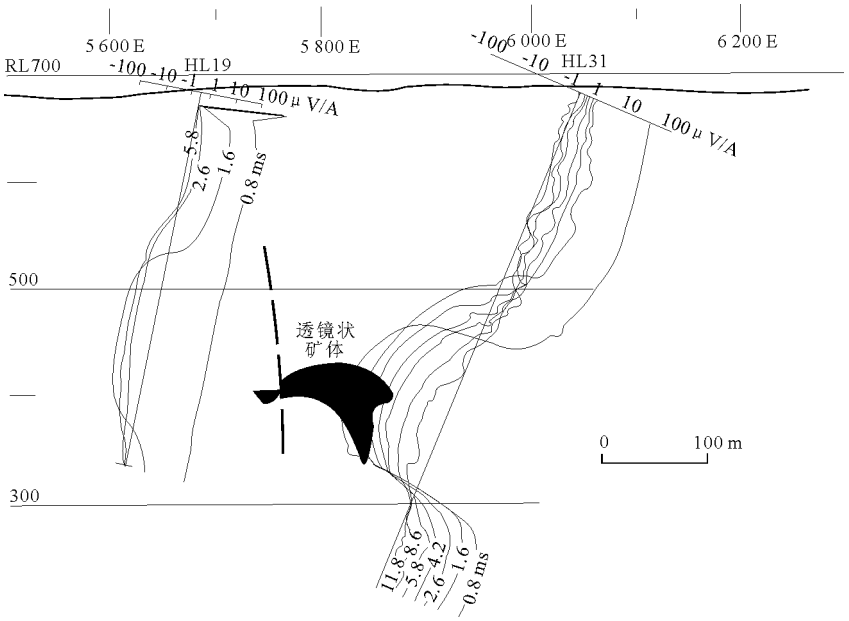


图 1　赫利尔 10 900 N 剖面上 SIROTEM 测量结果（引自阿伯福伊尔资源有限公司，1990）

员设计了 3 个岩心钻孔。1983 年年中，第一个钻孔就在地表以下 125 m 深处打到了 24.4 m 厚的矿体，矿石平均含 Zn 12.6%，Pb 4.4%，Cu 0.3%，Ag 157×10^{-6}，Au 1.9×10^{-6}。到 1984 年年末，共打了 74 个岩心钻孔，总进尺 21 700 m，圈出了赫利尔矿体。1986 年年中，1.3 km 长的水平坑道抵达了地表以下 300 m 的矿体，其目的是检查品位的连续性，并采取供大规模选矿试验用的矿石。1989 年年初着手地下开采，用传统的浮选法处理矿石，日处理能力 3 500 t，随后又增加到 3 800 t。

3　小　结

赫利尔矿床的发现是 13 年来多种勘查手段综合运用的结果。应该说，这个矿床的发现主要得益于附近奎河矿床的地质和地球物理资料及勘查经验。在赫利尔矿床发现过程中，尽管土壤地球化学测量和新的矿化基岩的发现起了一定的作用，但是最有效的勘查技术还是 UTEM 电磁法。赫利尔矿床在打了第 1 个发现孔之后 6 年就投产了，这和其规模大、品位高不无关系。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

墨西哥圣尼古拉斯铜-锌-银-金矿床

1　地质背景

圣尼古拉斯（San Nicolas）火山成因块状硫化物（VMS）矿床位于墨西哥中央高原构造地貌区，在萨卡特卡斯州的萨卡特卡斯城南东东 60 km 处。

圣尼古拉斯及其附近的伊尔萨尔瓦多火山成因块状硫化矿床产在双峰式镁铁质到长英质火山岩夹少量沉积岩的岩系内，时代为晚侏罗世—早白垩世，为海底成因，证据是有大量玻屑角砾岩产出且附近有枕状熔岩存在。据称，容矿岩石是坎帕和科尼（1983）所说的盖雷罗（Guerrero）增生地体的一部分。块状硫化物的堆积似乎受同沉积的断层和流纹岩穹丘杂岩的陡翼控制。

圣尼古拉斯矿床包括 2 部分：一部分是上部的狭长透镜体，由细粒块状黄铁矿组成，长>900 m，宽 200～400 m，厚可达 280 m（图 1），为厚达 35 m 的高品位、富闪锌矿的多金属矿体所覆盖；另一部分是下部矿带，由富铜的块状到半块状硫化物及与其有关的黄铁矿和黄铜矿细脉组成，这 2 个矿带局部相连，但也可被厚达 200 m 的贫矿岩石在垂向上隔开。细脉带及与其有关的绿泥石蚀变带被认为是“主要硫化物矿带”的补给通道，但在“下部硫化物矿带”的早期形成的块状硫化物上留下了印痕。

“主要硫化物矿带”的潜在可采矿石储量为 7 500万 t，平均品位：Cu 40%；Zn 2.11%；Au 0.53×10^{-6}；Ag 30×10^{-6}，7 500 万 t 矿石含 Cu 105 万 t，Zn 158.25 万 t，Au 39.75 t，Ag 2 250 t。此外，在“下部硫化物矿带”中还有矿石资源量

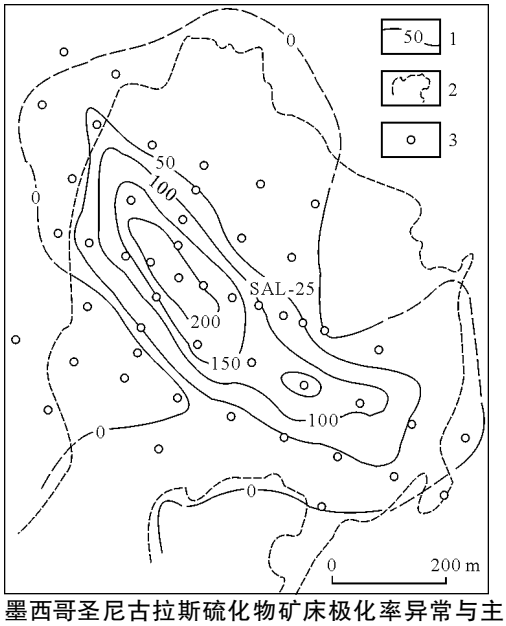


图 1 墨西哥圣尼古拉斯硫化物矿床极化率异常与主要硫化物“盲”矿带对应的平面图（引自 B.Johnson 等，1999）

图中还示出垂直岩心钻孔，包括发现钻孔（SAL－25）的位置
1—主要硫化物矿带等厚度线（m）；2—极化率异常（>7.5 mV/V）；3—金刚石钻孔

2 180 万 t，铜的平均品位为 1.29%。“主要硫化物矿带”之上为厚 160～240 m 的覆盖层，分别为中生代成矿后镁铁质火山岩和沉积岩及第三纪火山碎屑角砾岩。

2 勘查与发现

在圣尼古拉斯区自 20 世纪初就有人开采过少量的铜、锰、磷块岩和高岭土，但没有详细的产量记录。圣尼古拉斯矿床以东 2 km 处的伊尔萨尔瓦多矿床在 20 世纪 30 年代曾生产过少量氧化铜。从 1982 年起有 3 个公司在全区勘查贵金属，均未成功。1982 年，墨西哥工业矿物公司对圣尼古拉斯矿床以北的银矿点进行过物探并打了很多浅钻。1993 年，路易斯矿业公司（Luismin）进行了物探、化探，并打了少量金刚石钻孔，1995 年墨西哥桑塔（Santa）铁矿公司进行了更多的物探和化探工作，同时还进行了金刚石钻探和反循环钻探工作。

1994 年，D.A.A. 矿业公司开发了地下老窿周围的矿权地，用推土机挖掘了一个新的氧化铜矿带，总共挖出了 140 t 品位为 Cu 14% 的富矿，运到圣路易斯波多西冶炼厂。还有一些贫矿，就地在浸析槽中处理，提取胶结物铜。

后来又进行了详细地质填图、化探和气动钻进，对伊尔萨尔瓦多矿床及其附近的拉比尔亨（La Virgen）氧化铜矿点进行了评价。1996 年后期，在伊尔萨尔瓦多开始打金刚石钻孔（试钻），其中 SAL－5 号钻孔打到了 2.1 m 厚的块状硫化物层，平均品位：Zn 16.57%，Cu 2.07%，Pb 1.56%，Au 3.68×10^{-6}，Ag 213×10^{-6}。这层矿被认定是 VMS 型。在 1996 年底到 1997 年初，继续进行钻探，圈出了 1 个块状硫化物层及横向上与其相当的燧石沉积岩层。共打了 26 个钻孔，求出 100 万 t 资源量，其中最佳矿段的金属品位是 Zn 5.99%，Cu 1.04%，Pb 1.06%，Au 1.98×10^{-6}，Ag 196×10^{-6}。在 SAL－12 号钻孔中的见矿厚度为 13.3 m。

1996 年后期和 1997 年前期，泰克（Teck）矿业公司在项目区进行了普查找矿和 1∶2 万地质填图，同时进行了岩屑地球化学取样。1997 年前期，完成了项目区的航空磁法、电磁、电阻率和放射性测量。根据地质填图和航空物探结果，优先考虑了几个地区，其中包括圣尼古拉斯矿床附近的埃尔苏阿贝西托（El Suavecito）铜矿点，因为在这个地区确定了几个铜地球化学异常。但是，航空电磁测量和后来又进行的 2 次测量并未测出圣尼古拉斯矿床，因为第三纪火山碎屑角砾岩层具有电阻性。从埃尔苏阿费西托老窿中采取的样品，经化验得出 Cu 1.11%，而从附近转石中采取的另一个样品经化验得出 Pb 1.24%，Zn 0.86%。特别重要的是，埃尔苏阿费西托铜矿点和附近火山岩之间的地质关系与伊尔萨尔瓦多的情况相似。

与此同时，对伊尔萨尔瓦多 VMS 产地进行了各种地面物探，其中以时域梯度排列激发极化法效果最好，成本较低。1997 年中期进行了约 22 km 的梯度排列激发极化测量，在伊尔萨尔瓦多区测出 1 个很大的（500 m×500 m）极化率高（>7.5 mV/V），并与低电阻率重合（图 1）。

1997 年后期，开始打金刚石钻孔检验冲积物覆盖区的极化率异常，其中包括第一个垂直钻孔，即 SAL－25 号钻孔（图 1），它在垂直深度 205.8 m 深处打到了“主要硫化物矿带”，其中含块状硫化物的见矿孔段 175.4 m，品位为 Cu 0.53%，Zn 1.50%，Au 0.61×10^{-6}，Ag 19.4×10^{-6}。构造上和地层上更深的“下部硫化物矿带”首次见于 SAL－24 号钻孔，深度为 403.7 m，见矿孔段 54.8 m，品位为 Cu 1.66%，Zn 0.36%，Au 0.09×10^{-6}，Ag 9.1×10^{-6}。到 1998 年中期，打了 58 个垂直钻孔，采取岩心 25 627 m（图 1），钻孔间距 100 m，确定了圣尼古拉斯矿床，并从中采取了冶金样品。到 2000 年底，在圣尼古拉斯矿床及其周围共打了 125

个岩心钻孔，总进尺 5 万 m，钻孔间距为 75 m。在总共 125 个岩心钻孔中包括 10 个地质工艺钻孔。

1999 年矿床发现后，重力测量在块状硫化物矿床上发现了 1 个重力高，但在项目区检验其他重力高的钻探时，揭露的只是辉长岩。对矿体还进行过活动金属离子法测量，但并未显示出任何有矿体存在的迹象。

目前正在进行建设 1.5 万 t/d 的露采/浮选厂的可行性研究，不久将会投产。路易斯明工业公司打算将其参与的矿山建设权卖给泰克矿产公司。

3 小 结

圣尼古拉斯 VMS 矿床是在远景看好的地区进行系统勘查的成果。地质填图、航空物探和区域性地球化学取样都对将圣尼古拉斯区列为优先勘查对象做出了贡献，但激发极化物探对确定钻探目标立了头功。经验丰富的泰克矿产公司地质队早期就识别出伊尔萨尔瓦多矿产地属 VMS 型（当时在墨西哥中央高原区还不知道有这种类型的矿床），而且意识到附近还应当有另外的块状硫化物矿体，这也是重要的因素。

在块状硫化物矿体发现前，先后有 4 家公司对圣尼古拉斯区进行了勘查，前后历时 16 年，但发现者，即泰克矿产公司-西方铜矿公司用了不到 2 年。如果 2003—2004 年可能投产的话，则意味着从发现到投产的时间为 6～7 年。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

加拿大埃斯凯河金-银矿床

1 地质背景

埃斯凯河（Eskay Creek）矿床是一极富的火山成因金-银块状硫化物矿床，位于加拿大不列颠哥伦比亚省北部斯图尔特城西北 80 km 处的伊斯库特采矿场。

埃斯凯河矿床产在侏罗纪火山沉积岩系中（图 1）。网状矿脉产在流纹岩丘及与其伴生有关的碎屑岩层中，而大部分块状硫化物系层状矿体，倾向 NW，倾角 45°，厚可达 12 m，产在其上覆的碳质泥岩层中。碳质泥岩层之上是夹泥岩的成矿后枕状玄武岩流。流体包裹体研究表明，块状硫化物沉积时，以浅水环境为主。

该矿床的 21 号矿带（图 1）呈块状、碎屑状硫化物-硫盐层产在泥岩层位上，其上为不整合的硫化物矿，与下覆流纹岩中的绢云母和绿泥石蚀变和石英脉有关。21 号矿带的 21 A 矿化部分含极丰富的辉锑矿和雄黄，而品位较高的 21 B 矿化部分则以闪锌矿、黝铜矿、块硫锑铅矿、车轮矿和方铅矿为主。

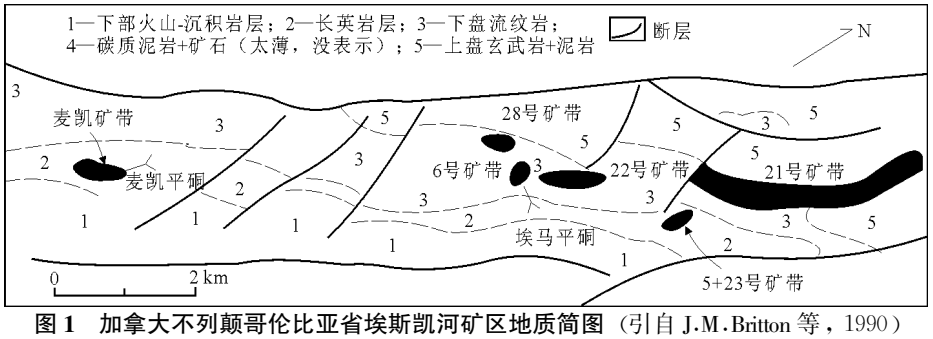


图 1 加拿大不列颠哥伦比亚省埃斯凯河矿区地质简图（引自 J.M.Britton 等，1990）

图中示出了出露的矿化带相对于下盘和上盘岩层的位置。埃斯凯河块状硫化物矿床隐伏于出露的 21 号矿带西北之下

埃斯凯河矿床 21 号矿带的地质储量为 500 万 t（以边际品位 Au 1.4×10^{-6} 计算），平均品位为 Au 15.6×10^{-6}，Ag 441×10^{-6}，即含有 Au 78 t，Ag 2 205 t。其中包括 21 号矿带 21 B 部分的 109 万 t，其平均品位为 Au 65.5×10^{-6}，Ag $2\,930\times10^{-6}$，Zn 5.6%，Cu 0.77%，即含有 Au 71.395 t，Ag 3 193.7 t，Zn 6.1 万 t，Cu 8 393 t。

2 勘查与发现

在埃斯凯河地区有明显的铁帽露头，沿走向延伸约 7 km，主要是下盘流纹岩中的不整合硫化物

矿化发育而成的。这个铁帽区是 1932 年由 3 个找矿人发现和圈定的，他们乘木筏进入这个遥远的地区找金。他们的“合作社”进行了普查、槽探，打了一些浅岩心钻，以后普雷米尔金矿公司购买了这块矿地。1935—1938 年，普雷米尔公司通过地质填图、槽探和逐渐往北打浅岩心钻，确定了 30 个矿化带，其中包括 21 号矿带。普雷米尔公司发现 21 号矿带北部有呈漂砾出现的富含金和银的雄黄和雌黄产出，但只对该矿带南部进行了钻探验证。1939 年，挖掘了 1 个以找矿人名字命名的 84 m 长的麦凯平硐（图 1）。二战期间，勘查活动有所减少。

二战后，即从 1946 到 1976 年，勘查的重点是 5，6，21，22 和 28 号矿带（图 1）。主要工作包括把麦凯平硐延长到 100 m，在埃马平硐挖掘 180 m 的平巷和石门（图 1），打总进尺为数千米的岩心钻，对许多探槽、巷道和浅井进行取样等。这些工作都是根据与国家和私人资助的公司——加拿大勘探公司、美国标准矿业公司、西方矿业公司、卡内克斯（Canex）航空勘探公司（当时为普莱瑟公司的加拿大子公司）、华盛顿山铜矿公司、卡尔科(Kalco）山谷矿业公司和得克萨斯湾（Texasgulf）公司签订的选择权协议进行的。20 世纪 70 年代，得克萨斯湾公司将工作重点由以前的贵金属转向贱金属，并采用了该公司很熟悉的火山成因块状硫化物矿床模式。该公司进行了土壤和岩石化探以及甚低频（VLF）电磁法和地面磁法物探，通过在 5 号矿带打的岩心钻发现了重要的贱金属矿化（图 1），但是该公司决定不再继续勘探。

在联系签定选择权协定期间，斯蒂津(Stikine）银矿联合公司——一家以辛迪加名义在 1964 年注册的公司，继续进行地面工作，包括从 21 号矿带采集了 1.5 t 大样（大样中除锌和铅外，金品位为 9.3×10^{-6}，银品位为 $7\,435\times10^{-6}$）。1979 年，梅-拉尔夫工业公司在这个取样点上开采了 8.75 t 的手选矿石，其金品位为 $1\,263\times10^{-6}$，银品位为 $25\,490\times10^{-6}$，外加锌和铅。

20 世纪 80 年代早期，美国博拉克斯（Borax）公司的一家子公司进行了土壤化探工作，接着在埃马和麦凯平硐附近打了浅岩心钻。1985 年，克里斯达勒资源公司在 21 号矿带的浅井附近打了 4 个岩心钻孔，以检验普雷米尔公司早期槽探和钻探处的矿化程度。4 个钻孔都穿过了下盘流纹岩，其中 1 个钻孔在流纹岩顶部打到了＞15 m 厚的矿层，含 Au 5×10^{-6}～10×10^{-6}，这在事实上似乎已经发现了 21 A 矿带，但这个事实至少有 3 年未得到承认。这家新成立的公司，像后来在埃斯凯河矿床继承它工作的公司一样，是由流动资金资助的，当时有足够的流动资金，因为对公众的投资是减税的。到这时为止，从二战以来在埃斯凯河矿区一共打了 84 个钻孔，总进尺＞4 000 m。

随着斯蒂津银矿联合公司改组和公司董事长病故，该公司改名为斯蒂津资源公司，1988 年与卡尔派恩（Calpine）资源公司签订了利润对半分成的联营合同。勘查费和最终的经营权由普雷米尔资源公司提供。此后开始进行地质填图和土壤地球化学取样，并立即打了 6 个岩心钻孔，其中 5 个是为了进一步检验老 21 号矿带浅井及其延伸的含矿程度。3 个钻孔在下盘流纹岩中打到了网状矿脉，而 2 个 50 m 深的扩边钻孔在流纹岩顶部打到了块状硫化物（比预期的要浅一些）。这 2 个钻孔，有 1 个回收了 29.4 m 的富含辉锑矿和雄黄的岩心，含 Au 25.7×10^{-6}，Ag 38.7×10^{-6}，不但证明了 21 A 矿带的存在，而且所提供的信息在很多方面与发现孔一样。在这一年（1988 年）年底前又打了 10 个钻孔确定块状硫化物矿体即 21 A 矿带的产状。当时，根据矿物组成，该矿体被解释为低温热液（浅成热液）成因。

1989 年初，该合营公司开始打扩边钻，共打了 54 个钻孔，总进尺 13 000 m。这个钻探计划完成后，确定了 21 A 矿体，并证明了“盲矿”继续向北延伸到玄武岩盖层之下。这是在北科达勒拉山脉首次进行的钻探“战役”，钻探设备都是用能在深雪地通行的车辆运输的。

冬季进行了航磁测量，1989 年中期又进行了土壤化探和激发极化测量。航磁测量在上盘玄武岩上揭示了一个 100 伽马的弱异常，现在知道它是由于磁黄铁矿而造成的。但是，对磁黄铁矿与 21 号矿带之间有什么关系并不清楚。激发极化测量清楚地确定了流纹岩下盘中有不整合的硫化物矿，上盘中有含硫化物的矿带，但未能穿过上盘火山岩而探出隐伏矿体。但是，再往西约 1 km 探测上盘岩系时，发现了极化率响应，它与 Cu，Zn 以及弱 Pb（而不是 Au 和 Ag）的土壤地球化学异常吻合。

于是决定不再进行逐渐向上盘岩系推进的岩心钻探，而是直接对相互吻合的极化率异常和地球化学异常进行钻探。有 1 个钻孔，即 109 号钻孔，打到了 61 m 厚的矿层，平均含 Au 99×10^{-6}，含 Ag 29×10^{-6}，其中包括 19 m 矿层，平均含 Au 266×10^{-6}，含 Ag 46×10^{-6}，岩心中含丰富的“明金”。109 号钻孔附近的上盘岩系很薄，因此是极化率和

地球化学渗漏异常。在 109 号钻孔中打到的与泥岩互层的纹层状块状硫化物，使人们接受了 21 B 矿带属于沉积喷气矿床模式的观点。到 1989 年底，共打了 125 个钻孔（总进尺 29 550 m），确定了高品位的 21 B 矿带，并进一步肯定了 21 A 矿带。1990 年上半年，又在 21 B 矿带打了许多间距为 25 m 的钻孔，使卡尔派恩公司的岩心钻孔总数达到 650 个，总进尺 150 000 m。

现阶段，卡尔派恩公司已与普雷米尔公司合并，1990 年中期，科罗纳公司取得了斯蒂津公司的控股权。科罗纳公司进行了改建并改名为科罗纳国际公司，持有普雷米尔公司近一半的股权。科罗纳公司继续进行地面岩心钻探，并对复杂而难冶炼的矿石进行冶金研究，向矿体打了 1 个斜井，建设了 1 个地下矿山，打了 40 个地下岩心钻孔（总进尺 2 500 m），继续进行可行性研究。在地下揭露出来的 21 B 矿带，最终，经顾问组的检验和详细科学研究，证明了该矿带属火山成因块状硫化物矿床模式。

1992 年晚期，科罗纳国际公司与霍姆斯塔克矿业公司合并，扩大了的霍姆斯塔克公司购买了斯蒂津资源公司的普莱瑟多姆公司的股份，把矿地连成一片。1995 年初，霍姆斯塔克公司控股的普雷米尔资源公司开始加工处理直接从 21 B 矿带运来的矿石（品位为 Au 70×10^{-6}，Ag $3\ 000\times10^{-6}$），日生产量为 350 t（不包括在原地处理的矿石）。

3 小 结

埃斯凯河金-银-贱金属矿床历经 57 年的复杂勘查和发现史，完成的各种项目涉及 12 家不同公司。高品位的贵金属矿是 20 世纪 30 年代在 21 号矿带发现的，事隔多年后在取样和钻探过程中又重见天日。但是，直至 1989 年中期发现诸如 21 B 矿带这样的隐伏于上盘岩系之下的大范围富金-银的贱金属块状硫化物矿前，并没有正确认识它的真正价值。以土壤化探和激发极化物探为先导的地质解释，最终导致 21 B 矿带的发现。从那时起到矿床投产用了不到 6 年时间。

由于在勘查中广泛应用矿床模式，也是由于埃斯凯河矿床的某些非同寻常的特点，针对它至少提出了 4 种极不相同的模式。20 世纪 70 年代，火山成因块状硫化物矿床模式首次得到应用，过了 15 年，这个模式又一次得到重视。与此同时，浅成热液、喷气沉积和剪切带模式也同样得到了充分考虑。目前采纳的是它的浅成火山成因硫化物矿床模式，即它的浅成热液特点。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

澳大利亚埃卢拉锌-铅-银矿床

1 地质背景

埃卢拉（Elura）锌-铅-银矿床位于澳大利亚新南威尔士州中间偏北的科巴镇北北西方向 43 km 处，是科巴矿田最北边的矿床。矿田产在一个呈舒缓波状起伏的地区，其地貌是第三纪或第三纪以前的准平原面受到轻微侵蚀而形成的。因此，基岩一般受到强烈淋滤，土壤发育不良。该区地处半干旱气候带，年降雨量约 350 mm。

科巴矿田中赋存着澳大利亚显生宙地层中最大量的贱金属聚集，估算的矿床金属量为铜 100 万 t，铅 160 万 t，锌 260 万 t，银 4 000 t，金 70 t，这些金属包含在大约 8 500 万 t 矿石之中。与澳大利亚其他显生宙大型贱金属矿床不同，科巴矿田的矿床既不是产在火山岩内，而且与火成活动也没有明显的关系。该矿床与世界上其他地区的主要矿化之间也少有相似之处。

科巴矿田的矿化赋存在以浊积岩为主的科巴超群之中（图 1），这套地层于早泥盆世时期沉积在一系列海槽和盆地内以及大陆架附近，沿着再活化的基底断层展布。在北部，主要拗陷称为科巴盆地。包括埃卢拉矿床在内的盆地西部 NE 向褶皱发育，主要形变可能发生在中泥盆世时期，也有人认为发生在晚泥盆世至早石炭世时期。整个区域经受了低绿片岩相变质作用。

埃卢拉矿床的容矿岩层厚达 700 m 以上，由以中度形变的单一泥岩/粉砂岩为主的浊积岩组成，与科巴的 CSA 粉砂岩相当。矿体产在一个背斜或穹状构造的核部，矿体周围发育有 5～70 m 宽的蚀变晕，其中含有少量不规则状和浸染状的硫化物矿化和肉眼可见的菱铁矿变斑晶。不对称分带的隐性外部围岩蚀变晕伸展至距矿体 350 m 处，其中的绿泥石和钠长石受到破坏，方解石逐渐转变为铁白云石和菱铁矿，绿泥石化仅局部见于矿体东侧。

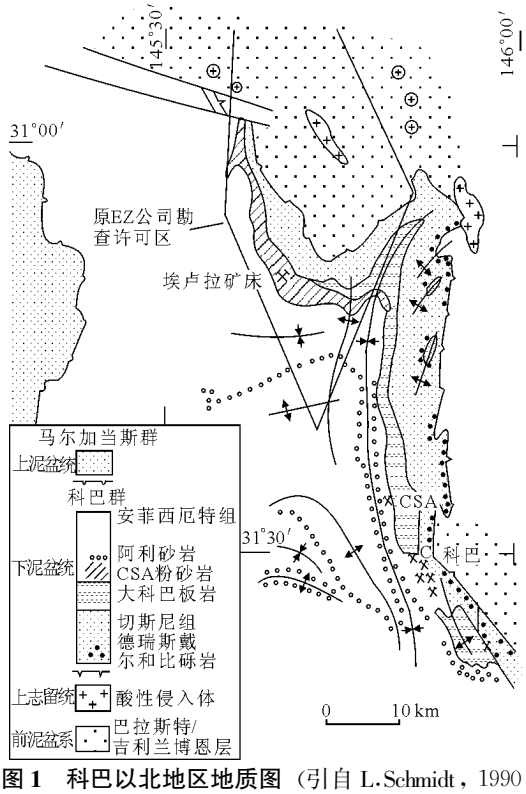


图 1 科巴以北地区地质图（引自 L.Schmidt，1990）

所反映的是 1976 年主要勘查阶段结束时的认识；1987 年时的认识与之基本上相同，但有部分变更

矿体为一 SN 向伸长的垂向管状体，断面大致呈椭圆形，横向最大长宽为 210 m×115 m，经钻探圈定的矿化深度至少达 700 m。矿体顶部 100 m 深度以上已完全氧化，形成铁帽。在南部铁帽下面，形成了 2～4 m 厚的表生硫化物和氧化物矿化，其中富集了 Pb，Cu，Ag 和 Au。原生硫化物（以含量降低为序）为黄铁矿、闪锌矿、磁黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿等。主要脉石矿物为菱铁矿和石英，伴有少量绿泥石、白云母、长石和重晶石。

矿体分为 3 种主要矿化类型，即硅质矿石、块状矿石和磁黄铁矿矿石。整个矿体均显示“硫化物层理”，由富含黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、石英和菱铁矿的毫米尺度矿物条带构成。这些条带呈 SN 向近直立产出。矿体内还发育一种近水平的“扩容层理”，由充填在富黄铁矿条带内的石英-菱铁矿构成，明显晚于硫化物层理。

矿床成因目前尚无定论，现有资料有利于热液交代成因，但也有人主张同生成因。

2 勘查与发现

科巴地区的采矿活动可以追溯到 19 世纪后半叶，此后一直在断续进行，随金属价格的波动而起落。采矿生产发生在 3 个不同的时期，即 1871—1921 年，1936—1952 年和 1965 年至今。1871—1903 年间从氧化矿和表生富集矿石中生产铜和少量金，1903—1921 年间主要从原生矿石中生产铜。1936—1952 年间，金是最有价值的产品，同时也生产一些铜，主要出自原生矿石。CSA 矿山的生产自 1965 年以来一直在进行，主要从原生矿石中生产铜，也生产一些铅、锌。埃卢拉矿山的锌-铅-银生产始于 1983 年 3 月。

科巴矿田的大多数矿床都是在 1870—1900 年间用传统探矿方法发现的，往往由经验丰富的地质学家进行观察并辅以粗略但有效的地球化学方法。自那一时期以后，只发现了 2 个新矿床，即达普维尔和埃卢拉矿床，2 个矿床的发现都是应用地质学并继之以地球物理和地球化学测量的结果。

科巴矿田的系统勘查始于 20 世纪 40 年代，由新南威尔士州地调局、澳大利亚矿产资源局和一些私人团体进行，目的是为战争找铜。有关地质学家认为矿化受构造控制。具有重要意义的是，当时已认识到磁异常与一些矿床的关系。达普维尔矿床的发现就是这项工作的成果。

20 世纪 50 年代中到晚期，布罗肯希尔南部有限公司开始对科巴矿田产生兴趣，矿田从此进入现代勘查时代。该公司的勘查人员进行了区域地质填图和航磁测量（航高 90 m，线距 400 m，10 nT 等值线），对圈出的众多磁异常用自然电位法和频域激发极化法（偶极距 90 m）做了验证。现在都知道，当时使用的物探仪器在科巴地区大部分地段的复杂电性条件下基本上是无效的。尽管如此，一种基本研究程序仍得以确立，并且在 CSA 矿山重开之后的勘查热潮期间由其他一些公司予以进一步完善。物探仪器的改进和以原子吸收光谱为基础的低成本灵敏地球化学测量方法的引入，使调查工作越来越有效。

1970 年，电解锌（EZ）公司对科巴型矿床发生兴趣，呈交了在科巴以北地区进行勘查的许可申请（图 1）。此后启动了一项勘查计划，这项计划导致了埃卢拉矿床的发现。该公司决定在这一地区进行勘查是基于这样一种认识，即以往的勘查活动并未排除科巴群（后一并归入科巴超群）沿走向延伸到已填图范围北面的可能性。以往的勘查人员认为，科巴群是从科巴一带先向北然后向 NNE 向延伸，但在推测的延伸方向上只见到了基底岩石。而 EZ 公司则认为，真正的延伸方向可能是 N 或 NNW。

勘查计划于 1971 年 12 月正式开始，此后确定的工作程序是基于当时的观察结果：矿化只局限于科巴群内的大科巴板岩和 CSA 粉砂岩，而且含有磁性矿物，可以用航磁方法探测到。1972 年 5 月以前的路线填图表明，科巴群确实向北延入勘查许可区，因而决定将计划继续进行下去。1972 年 5 月由大地测量公司进行了详细航磁测量，线距 300 m，航高 90 m，灵敏度 0.5 nT。由于当时认为处在路线填图区西部边缘的安菲西厄特组地层不属于有利的容矿岩石，因此基本上未对其进行磁测。1972 年 5～10 月对勘查许可区进行了 1∶25 000 比例尺填图，以确定各填图单元的范围。出于种种原因，1972 年的勘查工作出现了一些失误。

通过航磁测量圈出了 25 个异常，包括埃卢拉异常。埃卢拉异常的特征非常类似于科巴型，但开始时并未得到重视，仅仅被排在第 15 位，因为其处在测区边部且对其真实形态存在疑问。1972 年 11 月底开始对磁异常进行地面检查，在埃卢拉之前检查的 11 个异常均因地面赤铁矿引起的短波长响应而受到严重影响。但是，1973 年 1 月对埃卢拉异常进行检查时立即就认识到，它不同于所检查过的其他异常；它只有 500 m 宽，但异常值达 150 nT，而且实际上不存在短波长噪声。

1973 年 3 月开始布置测网进行地面磁测，4 月开始进行基岩地球化学测量。1973 年 5 月获得的地球化学结果表明，以 100 m 线距，25 m 点距采集的风化基岩样品中存在高达 $3\ 000\times10^{-6}$ 的异常 Pb 值。粉碎岩石样品用螺旋钻采集，样品过筛至 80 目后用原子吸收光谱法分析 Cu，Pb，Zn。最初的取样深度因存在基岩鉴定问题而定为 9 m，经一段时间工作后最终减至 1.8 m。异常最强地段的最终线距加密为 50 m，点距加密至 10～5 m。螺旋钻取样工作经扩展后断续进行到 1973 年 9 月，在此阶段已圈出 1 个强度有变化的异常，其走向长度约 1 200 m（图 2）。为了获得地质和土工学数据，进行了有限的坑探和基岩取样。

1973 年 8 月完成了垂向电测深（VES）和梯度排列激发极化（IP）测量，测量中采用 1 000 m 电流偶极和 50 m 电位偶极，读数间距 25 m。所圈出的 IP 异常与最大磁异常区重合（图 2），据 VES 数据解释出的风化深度为 90 m。

在完成了上述物化探工作之后，本打算于 1973 年 10 月打 2 个金刚石钻孔，但由于处理该区勘查权事宜而延迟到 1974 年。当时认为异常出现在不整合覆盖在科巴群上面的安菲西厄特组地层

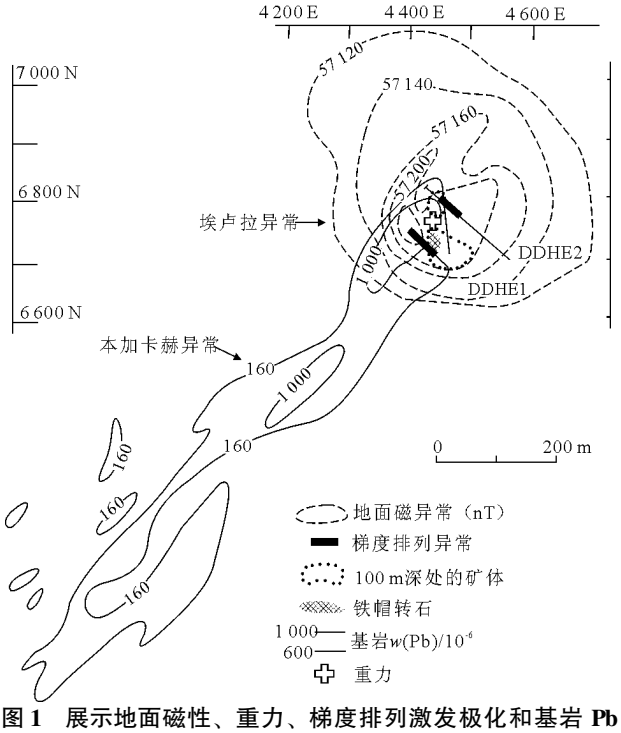


图 1　展示地面磁性、重力、梯度排列激发极化和基岩 Pb 异常重合情况的综合平面图（引自 L.Schmidt，1990）

本加卡赫异常据认为是一个次生地球化学异常，叠加在一个更大的沿古坡面发育的异常之上，不具任何地球物理异常

内，因此谋求扩大勘查许可区以便把这套层序的下部包括进来。1973 年 12 月至 1974 年 1 月间，进行了重力、磁法和电磁法测量，圈出的一个清晰的重力异常与磁异常重合。

金刚石钻孔 E1 于 1974 年 2 月 3 日开钻，目的是验证地面 Pb-As 地球化学异常下面的磁性、重力和激发极化异常。E1 钻孔于 2 月 12 日在孔深 102 m 处打到了铁帽，2 月 16 日在 133.5 m 处打到硫化物矿化，此后 20 m 穿过了表生富集带，然后是部分淋滤的硫化物矿化，于 152.4 m 处终孔。E2 钻孔的目的与 E1 相同，虽然打到约 85 m 的硫化物矿化，但在见矿孔段上方的地面未见异常地球化学响应。设计 E3 钻孔的目的是穿过 E1 下面的硫化物矿体，钻进结果表明，矿体并不是像地面勘查资料所指示的 NE—SW 向简单板状体。E4 钻孔的布设垂直于头 3 个钻孔见矿孔段所界定的平面，此后的一系列钻孔均大致平行于 E4 钻孔的方向排布（即呈 EW 向）。

在终止于 1976 年的主要勘探阶段内用 3 台钻机共打了 24 个钻孔。总进尺 11 723 m，所查明的矿石资源量约 2 700 万 t，含锌 8.4%，铅 5.6%，银 139×10^{-6}。此后施工的钻孔是为了开辟矿山场地而更准确地定界，20 世纪 80 年代中期施工的钻孔则是为了探测深部的矿化。1976 年 10 月至 1977

年 11 月开凿了 1 口 165 m 深的勘探竖井，并在井底掘进了一个穿过矿体的石门，以获得冶金试验样品。矿山开发于 1980 年开始进行，1983 年 3 月投产。

3 小 结

从 1971 年 12 月 EZ 公司开始实施其在科巴以北地区的勘查计划，到 1974 年 2 月 12 日埃卢拉 E1 钻孔见矿，其间历时仅 2 年零 2 个月。考虑到勘查计划实施前当地的基础地质研究程度并不太高，取得这样的发现可谓高效。

地质填图在确定勘查区内是否存在有利容矿岩石方面是一种不可或缺的手段。但回过头来看，这项工作存在若干不足之处。其客观原因是区内存在的岩石类型有限、风化严重且露头不良，但主要原因是对区域地质框架的误判。直到 1974 年年中，也就是发现埃卢拉矿化几个月之后，安菲西厄特组地层与科巴群的关系才得以查明。按照新的认识，安菲西厄特组应属科巴群，而且与含有科巴矿化的大科巴板岩和 CSA 粉砂岩部分相当。1972 年时因误认为安菲西厄特组地层分布区“无含矿远景”而决定将其排除在一系列工作之外，今天来看是一个代价高昂的失误，这一失误险些影响到对埃卢拉异常的正确评估。

各种物探方法在确定勘查目标时效果不一。与磁异常和 IP 异常重合的 1.25 mGal 的重力异常指示地下存在 1 个 600 万～3 000 万 t 的高密度体（取决于所采用的模型），这在钻探之前是一项令人鼓舞的成果。激发极化法在勘查期间的作用有限，其原因是当时可供使用的仪器无法克服测区复杂的地电条件。但是，这种条件也为许多物探测量方法和仪器设备提供了很好的试验场所。化探是圈出磁异常后采用的初步地面检查技术，化探异常提供了有关矿化的不少信息。但总的来看，化探技术在埃卢拉地区未得到像物探方法那样广泛的应用。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

澳大利亚阿布拉铅-银-铜-金矿床

1 地质背景

1981 年发现的阿布拉（Abra）铅-银-铜-金矿床位于佩思北北东 870 km，地处西澳中元古代班格马尔（Bangemall）盆地中部的吉拉瓦拉（Jillawarra）次级盆地的东缘。该矿床为一多金属盲矿，是西澳大利亚环境下一个重要的新矿化类型。矿床是依据对吉拉瓦拉矿化带东缘一致的磁异常和重力异常的圈定及精细的模拟解释而得以发现的。矿床储量估计共有 2 亿 t 矿石，平均品位 Pb 1.8%，Ag 6×10^{-6}，Cu 0.18% 和 Ba 6%，2 亿 t 矿石含铅 360 万 t，银 1 200 t，铜 36 万 t 和钡 1 200 万 t。其中 1.5 亿 t 矿石含有 Au，Au 的品位为 0.13×10^{-6}，合计含金 19.5 t。该矿床按澳大利亚标准，只能列为“次经济矿床”。

阿布拉矿床位于吉拉瓦拉矿化带的东缘。该矿化带是 1 条受构造控制的、由碎屑岩和碳酸盐岩构成的狭长地带。矿化带是在班格马尔盆地早期张性作用期间发育形成的一个地堑。库巴拉和伍德兰穹隆分别构成了矿化带东西两端的基底凸起。底部沉积单元为卡普韦尔组，由碳酸盐岩、泥质岩和石英质碎屑岩组成，出露于矿化带 EW 向背斜的核部。在矿化带东侧，卡普韦尔组岩层倾伏于西克里克组的粗碎屑岩之下。

吉拉瓦拉矿化带有数个贱金属矿化点，主要与卡普韦尔组的碳酸盐单元有关。矿化受构造控制，与盆地演化的裂谷作用有关。阿布拉矿化位于卡普韦尔组的顶部，西克里克组之下 200～500 m。含矿岩层被 230～450 m 厚以碎屑岩为主的岩层所覆盖。

阿布拉矿化带位于 1 个强烈蚀变的系统之内，该蚀变系统是由上部的层控带和下部的漏斗形地带组成（图 1）。层控带包括 3 部分：1）最上面的红色地带，由厚度不均的带状红色赤铁矿-重晶石-硅石-碳酸盐-磁铁矿-方铅矿-黄铁矿组成；2）下伏的黑色地带，由带状磁铁矿-灰色赤铁矿-碳酸盐-硅石-重晶石-绿泥石-方铅矿-黄铁矿组成；3）下部的脉状地带，普遍出现了绿泥石化，但仍可识别的粉砂岩被由硅石-重晶石-碳酸盐-方铅矿-黄铁矿-赤铁矿-黄铜矿组成的脉状带切割、交代和角砾化。

2 勘查与发现

1974 年，澳大利亚阿莫科矿产公司沿 50 km 长的吉拉瓦拉矿化带发现了若干个贱金属矿化点。据

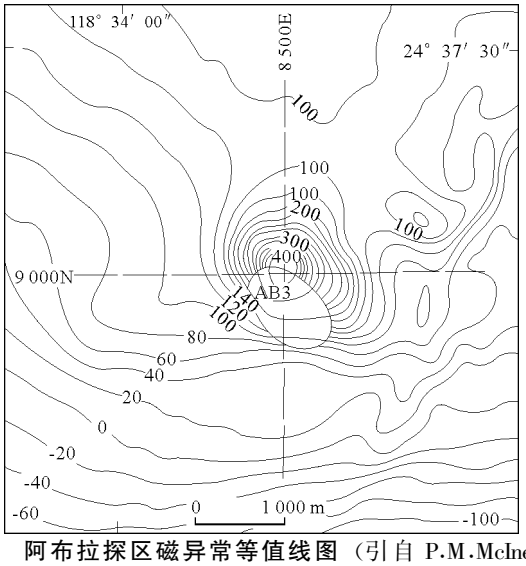


图1　阿布拉探区磁异常等值线图（引自 P.M.McInerney 等，1994）

图中示出了椭球体模型的地表投影及发现孔（AB3）的位置

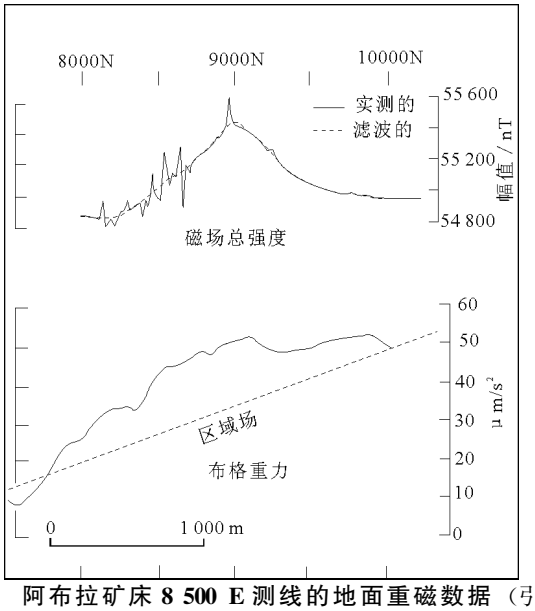


图2　阿布拉矿床 8 500 E 测线的地面重磁数据（引自 P.M.McInerney 等，1994）

此认为，该矿化带具有进一步发现贱金属矿的远景，于是开展了航磁测量，以辅助地质填图和识别可能的贱金属矿化目标。

航磁测量采用了 400 m 的线距。结果在弱磁性地质环境中圈出了 1 个明显的、幅值高达 400 nT 的牛眼状磁异常，据此选定了阿布拉探区。

随后，开展了地表地质填图和浅层地球化学采样工作，但均未能对磁异常源的性质做出解释。另外还补做了地面磁测，线距 160 m，点距 20 m。由于地表红土引起较大的噪声，地面磁测数据的质量较差。尽管如此，仍然证实了航磁异常的存在。基于对磁测数据的初步解释，1977 年打了 1 个 200 m 深的冲击钻孔，试图解释异常的起因，但钻孔未能见到磁性源，结果，该探区被放弃，公司转向矿带内其他的目标。

1980 年盖奥佩科公司与阿莫科公司设立了一个联合项目，由盖奥佩科公司接手该探区的勘查工作。1981 年，盖奥佩科公司又开展了更详细的地面磁测，加大了探头的离地高度，具更好的空间分辨率。尽管磁测数据仍存在噪声，但适合于作滤波和定量解释。与此同时，还做了重力测量，希望磁性源也有重力显示。重力测量的线距 100 m，点距 50 m。重力测量结果反映出 1 个显著的区域性梯度（图 2）。利用区域重力数据（点距 11 km），将该区域场除去便得到一个明显的剩余重力高（图 2）。该重力高幅值不足 10 $\mu m/s^2$，位于磁异常南端的中心，估计正好位于推断的磁性源的上方。

接下来，盖奥佩科公司对重、磁数据进行了定量解释。他们先做了二维模型，发现异常源的深度偏大，后来选择了三维椭球体进行模拟。磁性源被模拟为长、宽、高分别为 1 000，600 和 300 m 的倾斜椭球体，顶端深度270 m，位于磁力高的南端。

图 3 示出了模拟的椭球体的平面投影以及重、磁异常等值线图。图 4 为模型的 SN 向投影以及由该模型计算的重、磁异常与实测异常的对比。另外，根据地质上的分析和判断，磁性源模型与当地的地质特征是一致的。据此认为，该模型与层控矿化有关，代表了一定规模的、具有经济价值的地质目标。

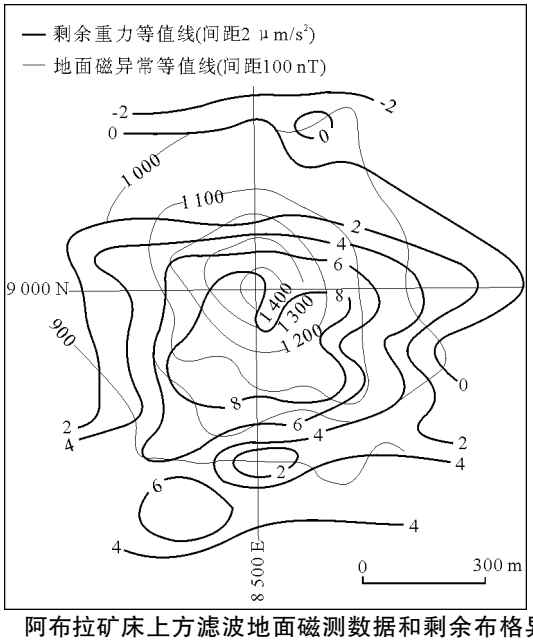


图3　阿布拉矿床上方滤波地面磁测数据和剩余布格异常等值线图（引自 P.M.McInerney 等，1994）

图中示出了椭球体模型的位置

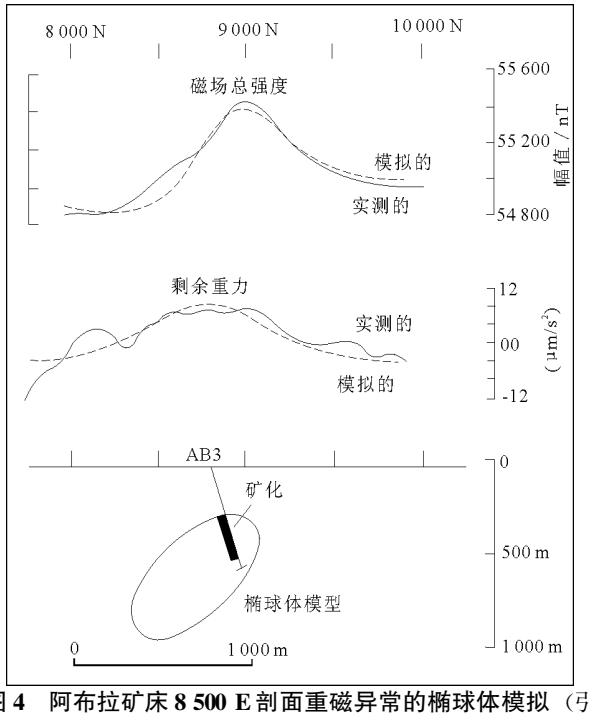


图 4　阿布拉矿床 8 500 E 剖面重磁异常的椭球体模拟（引自 P.M.McInerney 等，1994）

图中示出了发现孔的矿化范围

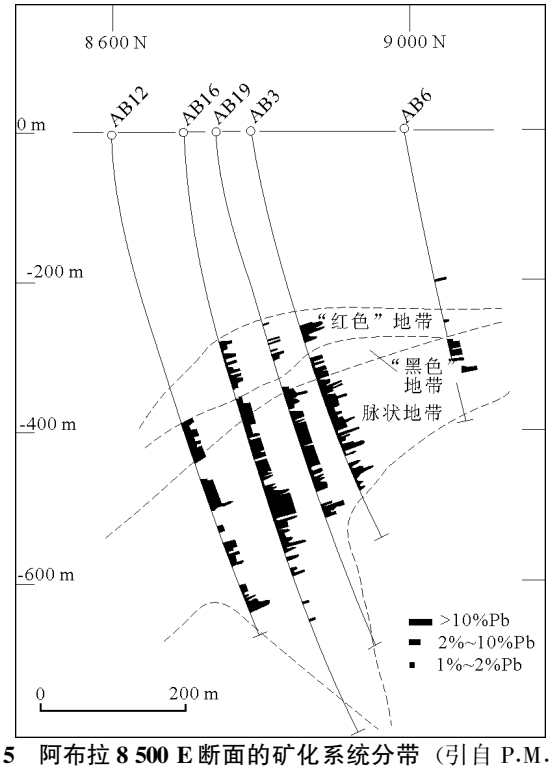


图 5　阿布拉 8 500 E 断面的矿化系统分带（引自 P.M.McInerney 等，1994）

1981 年 10 月，为验证模拟的目标，设计了 1 个测试钻孔 DDH AB3（图 5）。在 260 m 深处往下，打到了 255 m 厚的铁-钡-铅-银-铜-金矿化。矿化段由上部的层控带和下部的脉状带组成，含大量的磁铁矿、赤铁矿和重晶石。

1982 年至 1983 年，又打了 7 个金刚石钻孔，打到了模型的上部和下部，证明了有 1 个矿化体存在，其分布范围大致与模拟的椭球体一致。根据物探模型以及钻孔的控制，估算了该矿体的地质储量。1989 年和 1991 年又打了 5 个钻孔，虽然见到了一些高品位的铅矿化段，但总的资源量无明显扩大。图 5 示出了平均化的铅含量，反映了 8 500 E 断面矿化体的地质解释结果。

3　小　结

阿布拉矿床位于受构造控制、由碎屑岩和碳酸盐岩构成的吉拉瓦拉矿化带的东缘，矿床中有用组分含量虽不高，但储量却相当大，是一个“次经济矿床”。该矿床是依据一致的磁异常和重力异常的圈定，以及精细的模拟解释得以发现的。由于对重磁数据进行了细致的定量解释以及准确的三维椭球体模拟，从而使设计的测试钻孔一下子就打到了 255 m 厚的多金属矿化。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

南非阿格尼斯金矿床

南非阿格尼斯金矿（Agnes）位于巴伯顿西南穆迪斯山区（Moodies Hills），距巴伯顿约 12 km。

阿格尼斯金矿产于巴伯顿绿岩带斯维士兰（Swazitand）超群中。巴伯顿绿岩带是南非的主要产金区，拥有大小金矿山 350 多座，年产黄金 3 110 kg，其中产量的 85% 来自 9 个金矿山（图 1，表 1）。阿格尼斯是 9 个主要金矿山之一。斯维士兰超群自下而上可分昂沃瓦克特（Onverwacht）群、菲格特里（Fig Tree）群和穆迪斯（Moodies）群。

昂沃瓦克特群：厚度大于 15 km，由超基性和基性岩构成，含有一些火成碎屑岩和燧石岩夹层。该群又可划分为 6 组，下部 3 个组其特点是广泛分布科马提岩和拉斑玄武岩，夹少量铁建造；上部 3 个组是钙碱性火山岩。主要是镁铁质火山岩到长英质火山岩，夹有燧石和铁建造，科马提岩很少。

菲格特里群：厚度约 2 km，由杂砂岩、页岩、燧石岩和条带状含铁层组成。

穆迪斯群：厚度3.5～5km，含有砾岩、石英

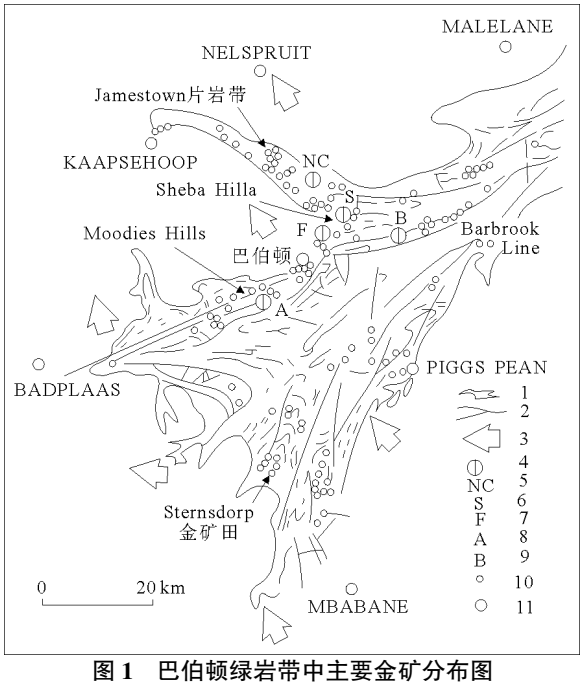


图 1 巴伯顿绿岩带中主要金矿分布图

1—构造方向；2—构造间断；3—构造搬运方向；4—主要金矿山；5—新康索特金矿；6—希巴金矿；7—弗尔维尤金矿；8—阿格尼斯金矿；9—巴布鲁克金矿；10—其他金矿产地；11—城市

岩、页岩、碧玉铁质岩和少量火山岩。

前两者认为是海相深水条件下的沉积，而后者是陆相浅水环境中形成的。多米尼昂矿层群以不整合形式上覆在斯威士兰超群之上。多米尼昂矿层群自下而上：基底沉积岩（石英岩、砾岩）；酸性火山岩（流纹岩、少量安山岩、凝灰岩和火山灰）。

阿格尼斯金矿的矿体主要赋存在昂沃瓦特群和菲格特里群接触处的菲格特里群一侧。主要特点：围岩为黑色页岩、铁建造和燧石岩，产状较陡，矿层产出受页岩中的剪切带控制，矿化以含金石英脉为主。其次为含金浸染状和条纹黄铁矿矿化类型。矿化呈细脉和网脉状产出；矿脉呈 EW 走向，倾角 80～85°。西部窄，东部宽；金矿与黄铁矿关系密切，铁建造厚的地方矿化较好，主要矿石矿物：金、黄铁矿、±闪锌矿、黄铜矿。

阿格尼斯金矿已开采 100 多年，采矿深度已达地表下 750 m，月产矿石 1.4 万吨，金品位 3×10^{-6}～5×10^{-6}。

表 1 巴伯顿绿岩带中主要金矿

矿　床	已开采总金产量/kg	围　岩	矿化类型	矿石矿物
希巴(Sheba)	64 899	页岩,硬砂岩,燧石,铁建造	石英脉,角砾岩,浸染状硫化物	黄铁矿,金,金红石,±石英,黄铁矿,黄铜矿,方铅矿
新康索特(Newcosort)	55 017	页岩和角闪岩间的硅化带	石英脉和浸染状硫化物	金,磁黄铁矿,黄铜矿,金红石
弗尔维尤(Fairview)	49 950	硬砂岩,页岩和石英岩	剪切带中网状脉、石英脉	黄铁矿,金红石,±金,黄铜矿,闪锌矿,方铅矿,辉锑矿
阿格尼斯(Agnes)	18 788	页岩建造	石英脉,含金浸染状和条纹黄铁矿	金,黄铁矿,±闪锌矿,方铅矿
阿尔派恩(Alpine)	5 942	石英岩,页岩	石英脉	金,黄铜矿,黄铁矿,方铅矿
沃维塞斯特(Wovcester)	5 757	镁铁质和超镁铁质片岩	石英脉	金,黄铁矿,方铅矿,磁铁矿
福图纳(Fortuna)	5 296	白云质碳酸盐岩,碳酸岩-滑石-绿泥石片岩,铁建造	石英脉	黄铁矿,磁黄铁矿,斑铜矿,黄铜矿,铜,方铅矿,闪锌矿
皮翁内尔(Pionner)	4 552	碳酸盐岩石	石英脉	金
皮格斯皮克(Piggs Peak)	3 709	燧石,片岩绿泥片岩,变火山岩	燧石中的金,石英脉,氧化矿石	黄铁矿,磁黄铁矿,黄铜矿,辉钴矿

摘自《国外金矿床 100 例》

加拿大诺兰达矿田

诺兰达矿田分布在魁北克省季明斯矿床的东—南东 180 km。从 1927 年至今仍然是有色金属矿石的重要来源。诺兰达矿田有 8 个主要矿床：霍嫩、奥尔杰勒马克、阿穆列特、瓦伊特、克韦蒙特、韦斯特—姆斯克多纳利德、沃兹和马伊科—久福矿床。

总的看来，诺兰达矿田在平面上呈不规则椭圆形，直径 40～50 km。由布列克—里韦勒群火山岩构成（启瓦丁系的上部）。自上而下特征如下。

1）玄武质、安山质和英安质熔岩及其相应的火山碎屑岩。包括块状和杏仁状熔岩和角砾岩，侵入的闪长岩和少量流纹岩流。总厚 3 500～7 000 m。

2）混有镁铁质的流纹质熔岩和角砾岩，剖面向上逐渐尖灭。熔岩角砾为直径 2.5～50 cm 角状

及次棱角状流纹岩，以及与流纹岩有关的物质。厚 1 500～3 000 m。

3）海底火山岩的底部为巨厚层拉斑玄武质熔岩，上部为覆盖更广的具流纹构造的流纹岩。厚 1 200～1 700 m。

K. 斯片斯将布列克—里韦勒群形成过程中的酸性火山作用分为 5 期，并且指出黄铁矿矿化与第三期火山作用有关，部分与第四期火山作用有关。火山作用的产物几乎全是熔岩相，一些特征表明，它们是在深水条件下喷出的。

Y. 罗斯科根据布列克—里韦勒火山岩主要造岩元素含量列表如下（表 1）。

表 1 布列克—里韦勒火山岩平均化学成分 *w*（B）/%

岩 石	样品数	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
超基性岩	9	41.7	4.1	4.1	5.5	29.1	4.5
玄武岩	323	49.5	15.2	2.5	8.1	6.1	8.5
安山岩	246	54.3	16.2	2.1	6.3	4.3	6.1
英安岩	64	68.1	14.5	0.8	3.7	1.4	2.4
流纹岩	5	74.2	13.1	0.8	2.4	0.8	0.9
岩 石	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	CO_2	H_2O
超基性岩	1.0	0.05	0.31	0.02	0.16	0.10	7.90
玄武岩	2.8	0.4	1.23	0.14	0.20	0.98	3.46
安山岩	3.9	0.8	1.14	0.17	0.17	0.91	3.00
英安岩	4.2	1.1	0.55	0.11	0.12	0.73	1.64
流纹岩	3.9	1.6	0.30	0.08	0.07	0.24	1.42

根据铅同位素确定布列克—里韦勒建造的时代是 2 900 Ma。

布列克—里韦勒群岩石被卡季拉克群杂砂岩、页岩和砾岩超覆。卡季拉克群的时代与季米斯卡明格群相当。具粒序结构、局部具斜层理的泥砂质杂砂岩直接位于布列克—里韦勒群火山岩之上。可见，这些杂砂岩是在火山活动结束之前就开始形成。卡季拉克群沉积厚度为 700～2 000 m。向矿田 SW 向延伸，但面积不大的地段有元古宙岩石，即科巴尔特建造。

矿田中心部位有 2 个巨大的花岗岩和花岗闪长岩体，以及较小的闪长岩、正长斑岩和辉长岩岩株侵入到火山岩中。有的地方还出现不规则的变辉绿岩岩墙群，有可能是次火山岩体。区域褶皱的特点是，存在 1 个两翼缓倾 EW 向的背斜和 2 个相邻的向斜。平行主构造轴的小型褶皱和大量断裂使大型褶皱复杂化。岩石在低级绿片岩相变质条件下发生变质。

诺兰达矿田黄铁矿型矿床的矿体呈透镜状、圆顶状或椭圆状，其长轴伸展方向与围岩层理一致。矿体由数量上逐渐减少的黄铁矿和磁黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿和磁铁矿组成。下伏岩层流纹岩蚀变强烈，并含有构成矿体的网脉和浸染状矿物。除闪锌矿外，其他矿物很少见于细脉浸染状矿石中。有时黄铜矿-磁黄铁矿大多集中在硫化物主矿体的下部块状矿体中。某些情况下，黄铜矿-磁黄铁矿矿体又与上覆的黄铁矿-闪锌矿矿体分开。

霍嫩矿床分布在诺兰达矿田的南部，从安大略—魁北克省边界向东 22 km。此矿床是矿田最大的也是最早闻名的一个矿床。开采期（约 40 年）内，已开采了 5 000 多万 t 矿石，其中，铜 100 万 t，金 23.2 t，大量的银和硫。霍嫩矿床的矿石储量为 380 万 t，平均含铜 2.5% 和金 5.5×10^{-6}，除这些主要组分外，还有银和硒。

流纹岩及其角砾岩、集块岩及凝灰岩是矿体的围岩，被正长斑岩和变辉绿岩岩墙不规则侵入。围岩走向稳定，向 N 陡倾，倾角 80～90°，位于南北 2 断层的构造体中。矿体底板为遭受强烈硅化和绢云母化的块状流纹岩，岩石的原始构造在很大程度上被改造。流纹岩的角砾在近矿围岩中分布最广，这些角砾是浅色酸性火山岩的碎块，经常具有绢云母化和绿泥石化。角砾大小为 10～20 cm，有时达 1 m。部分砾石磨圆度较好，且具弱分选性，它们可能是沿水下火山斜坡滚动的产物。在角砾状粗屑流纹岩中有由凝灰角砾状流纹岩构成的一些岩段或夹层，凝灰角砾为直径 2.5～5 cm 的被溶解残块，它们产在纹层状凝灰质基质中。此外，剖面中还有薄层状迅速尖灭的细粒层凝灰岩夹层，由石英和绢云母颗粒与少量钠长石和正长石组成，或者由绿泥石、绢云母和石英与大量绿帘石组成，部分凝灰岩具斜层理。

霍嫩矿床有 24 个矿体，主矿体为 2 个块状硫化物的筒状体，2 个矿体上下分布，沿岩层倾向延伸。矿石分块状和条带状构造 2 种。条带状矿石由黄铁矿和闪锌矿互层构成。块状矿石则由黄铜矿、磁黄铁矿和磁铁矿组成。近矿蚀变有绿泥石化、硅化和弱绢云母化。

除主矿体外，位于上部层位的北矿体的下部称为 No.5 矿带（图 1），其经济意义不大，但具一定的成因意义。No.5 矿带由空间上紧密分布的平行延伸的透镜状与层状硫化物块体组成，还有很小的矿化透镜体与蚀变围岩混在一起。矿体上面的凝灰岩和角砾状流纹岩内出现大量大小不同的硫化物矿石的棱角状碎块。大矿体的存在与基诺尔造山运动有关，如在片理化岩中相应出现硫化物的碎裂和重

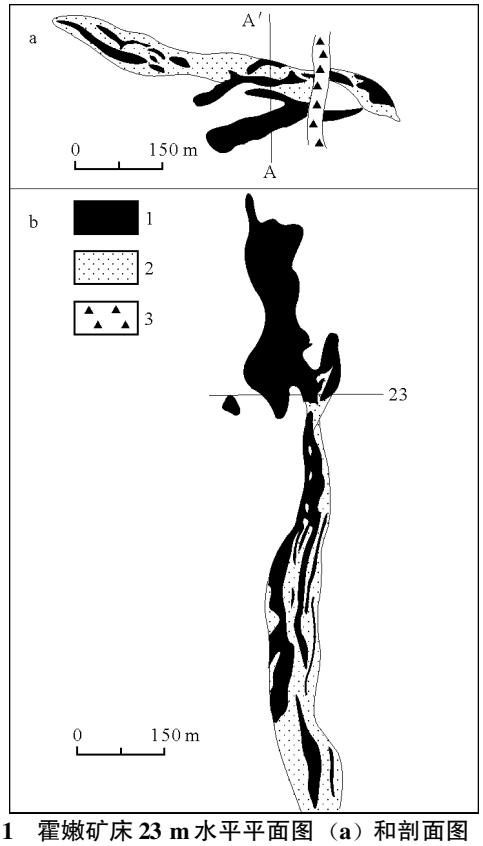


图 1　霍嫩矿床 23 m 水平平面图（a）和剖面图（b）

1—块状硫化物矿体；2—No.5 矿带；3—辉绿岩岩墙

结晶现象。

仔细研究矿石的物质组分表明，No.5 矿带的硫化物与下层块状矿体区别很大。主矿带实质上是黄铜矿矿体，含少量闪锌矿。但是 No.5 矿带都富含闪锌矿，而黄铜矿只是在其中以少量杂质状态出现。此外，这种类型矿石还可按照闪锌矿中铁含量的多少，特别是按硫化物中的杂质元素含量多少进行区分。

矿体上面岩层中的硫化物碎屑，主要是由 No.5 矿带的矿石构成，但又含有一部分下伏矿体的碎块。Y. 辛克列勒描述过这些特点，得出的结论是，霍嫩矿床的主矿体和 No.5 矿带的形成与彼此不同的矿液来源无关，而是后来在形成矿体上面岩层时受到破碎并爆发喷出。这位研究者认为蚀变围岩相混而形成 No.5 矿带硫化矿体的特殊形状与沿火山机构斜坡“硫化物软泥”的滚动有关。同时，也与其形成过程有关。

克韦蒙特矿床位于霍嫩矿床之北 0.5 km 处。1949 到 1970 年开采期间，从中获得 1 500 万 t 矿石，其中含铜 18.38 万 t，锌 28.4 万 t，金约 50 t 和银 220 t。

矿区大面积发育有启瓦丁系流纹质熔岩和角砾岩。与霍嫩矿床相似，在流纹质角砾岩中发育了层状凝灰岩和凝灰角砾岩透镜体，以及厚度不大的安山质枕状熔岩。熔岩相流纹岩整合超覆在角砾岩层之上，本身为呈致密块状含石英（硅质）岩石。该矿床还有闪长岩、正长岩、长石斑岩、流纹岩和辉绿岩的岩脉和岩墙。火山岩产在大背斜褶皱的北翼，总体上走向稳定，向北陡倾。矿床内，近 EW 向的穹隆构造使褶皱复杂化。断裂基本上是作为构造缝合线的陡倾斜走向断层，其中充填断层泥。

块状矿体产在火山穹隆机构边缘，沿流纹质角砾岩与超覆在其上的块状流纹岩界线分布（图 2），矿体由黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿和磁铁矿组成。其特征是，硫化物具有带状分布，且与斑状流纹岩接触带平行。矿石中许多地方可见到火山角砾岩被交代的残留体。矿体具明显的分带性：黄铁矿和闪锌矿富集在矿体上部，下部逐渐变为黄铜矿-磁黄铁矿。

矿体底板广泛发育绿泥石化和绢云母化，绿泥石化岩带的宽度有25 m，绢云母化的宽度更大。在蚀变岩石中，黄铁矿含量达 5%，其他硫化物少见，且在岩石中分布不均匀。

杰尔布利季矿床发现于 1965 年，它位于霍嫩矿床和克韦蒙特矿床以东3 km处。1950—1952年

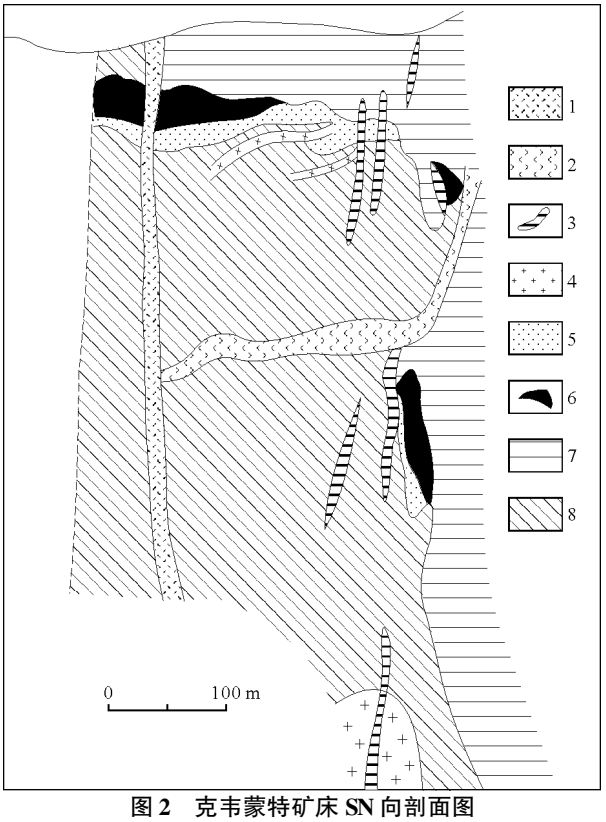


图 2　克韦蒙特矿床 SN 向剖面图

1—辉绿岩；2—闪长岩；3—流纹岩岩脉；4—酸性斑岩岩脉；5—分散的硫化物浸染体；6—致密的硫化物矿体；7—斑状流纹岩；8—流纹质角砾岩

在该矿床以北 0.5 km 处勘探发现了不大的块状硫化物矿体（埃尔多纳矿山），新矿体是根据沿该地层分布的锌异常发现的。杰尔布利季矿床规模不大（矿石储量小于 100 万 t），但具有工业意义，因为矿石富含锌（25%）和银（335×10^{-6}）。

杰尔布利季矿床的地质构造在总体上与霍嫩和克韦蒙特矿床相似。不同的是，它具有发育良好的流纹质角砾岩穹隆，穹隆长 1.5 km，宽约 400 m。碎屑直径向火山穹隆中心部位明显加大，有的可达 0.6 m。可是，穹隆边缘的棱角状和次棱角状碎屑直径通常不超过 2～10 cm。大约在角砾岩火山穹隆上部 1/3 处有硅质岩层。硅质岩为黄—绿—白色，致密状，纹层状层理发育，厚 1～10 m。岩层被酸性次火山岩体及以 NE 走向为主的晚期辉绿岩岩溶穿插。矿区构造上为 SN 向陡立背斜东翼的残存部分。许多地方走向断层斜切褶皱构造，其中一条断层使矿体北部发生位移。

无论老矿床还是新矿床，其块状硫化矿体均赋存在穹隆构造翼部，并产在硅质岩中。呈平行的压扁的透镜状，走向 SN，倾向 E，倾角 60～85°（图 3）。矿体顶底板在最边缘，逐渐过渡到围岩，与薄层硅质页岩渐变，以致尖灭。黄铁矿和闪锌矿是主

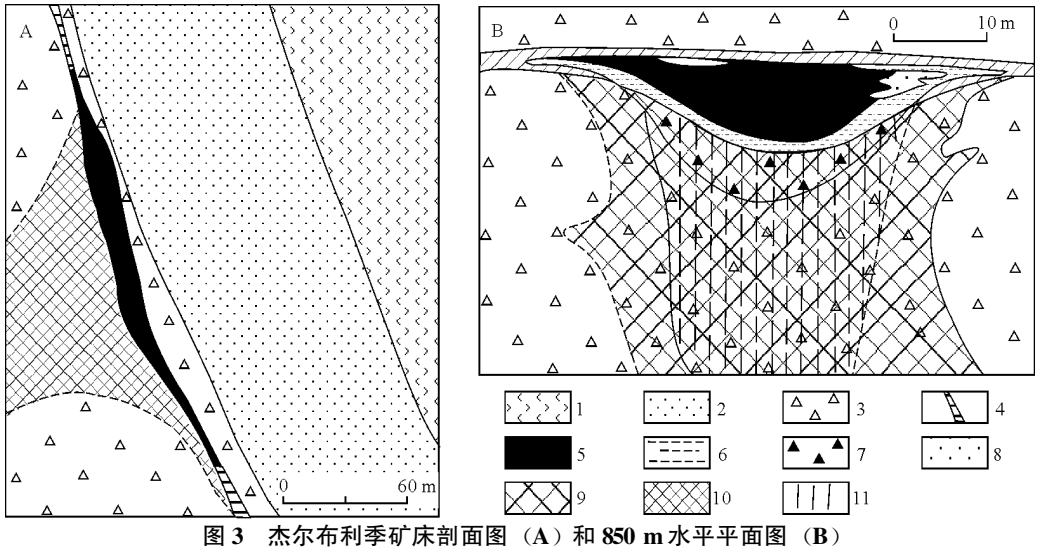


图 3 杰尔布利季矿床剖面图（A）和 850 m 水平平面图（B）

1—长石斑岩；2—英安质凝灰岩；3—流纹质角砾岩；4—无矿硅质岩；5—块状铜-金-银-锌矿石；6—锌矿化硅质岩；7—角砾状铜矿石；8—块状黄铁矿矿石；9—弱绿泥石化带；10—强绿泥石化带；11—矿化裂隙

要的金属矿物，在块状矿石中约占 65%。常常呈与围岩片理平行的薄夹层交替出现。并伴生有黄铜矿（5%），少量方铅矿、含银黝铜矿和自然银。黄铜矿在块状矿石中呈混染物出现。同样还形成单独的斜交条带状矿石和近矿的绿泥石化交代岩的细脉。在与方解石共生的脉中还有银。与诺兰达矿田的矿床比较，特殊的是锌和银含量很高，完全缺少磁黄铁矿与磁铁矿。博尔季指出，矿体具垂直分带性。矿体的底板富集黄铜矿（黄铁矿），顶板富集黄铁矿-闪锌矿。有益组分最高含量出现在矿体中心部分的顶底板。向边缘黄铁矿与闪锌矿之比值明显增加，在矿体尖灭部位为与硅质页岩韵律状交替由单一的黄铁矿组成的薄矿层。

杰尔布利季矿床的矿体有意义的特点是近矿蚀变带极完好，蚀变带为绿泥石化流纹质角砾岩筒状体，沿矿体底板面垂直向上发育（图 4）。蚀变带具有硫化物矿化的不规则细脉和裂隙带。硫化物最集中出现在近矿体的细脉带上部，以黄铁矿黄铜矿矿化为主，而且，铜含量超过块状矿石。绿泥石化带的下部只出现浸染状黄铁矿。它分布在离矿体底板 300 余米范围内。

沃兹小型矿床在诺兰达矿田的最北部，它分布在中心背斜相对的一翼，上述矿床群之北—北西 18 km 处。由于低阶段的变形和弱变质改造作用形成的沃兹矿床可以作为解释那些研究条件不利但类似的矿床成因模式。矿床于 1957 年经钻探发现，1961—1964 年开采了 38.5 万 t 矿石，平均含铜 2.9%，锌 0.9%，金 0.5×10^{-6} 和银 195×10^{-6}。

矿床位于瓦伊特流纹岩发育区，阿穆列特安山岩覆盖在它的上面，组成了太古宙海底火山岩剖面的上部。瓦伊特流纹岩在矿区范围内构成穹隆构造，厚从 150 m 增到 300 m，穹隆构造由块状和流纹状熔岩构成，其中夹熔岩角砾岩和粗屑凝灰岩的一些岩层。阿穆列特枕状安山岩整合分布在瓦伊特

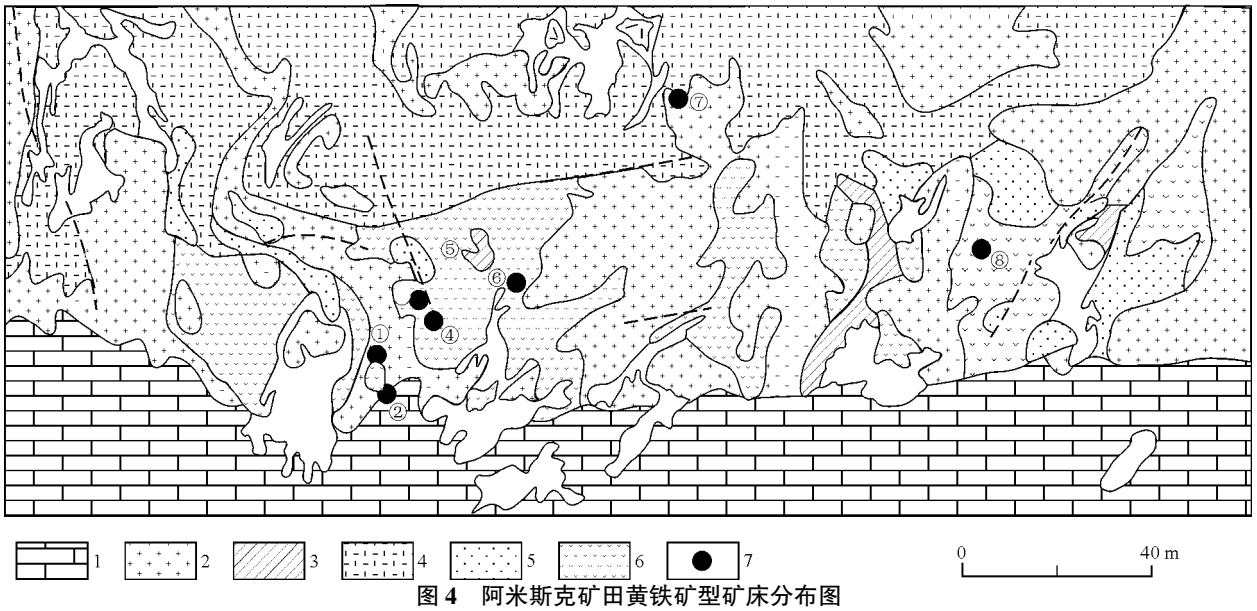


图 4 阿米斯克矿田黄铁矿型矿床分布图

1—古生代沉积；2—花岗岩及其变质产物；3—超基性岩；4—基希组杂岩；5—米希群；6—阿米斯克群；7—矿床；①—别尔奇—莱克，②—科龙涅申，③—费林—费隆，④—希斯特—莱克，⑤—顿忠，⑥—北斯塔尔，⑦—舍里东，⑧—柴斯尔—莱克

流纹岩上，其间没有明显的超覆或不整合。沿两者接触带出现薄层状硅质凝灰岩层。组成穹隆的岩石中，其上部有形状复杂的闪长岩侵入体贯入，而深部则被厚近 50 m 的辉绿岩岩体侵入。断裂的断距不大，以近 EW 向为主。

有 2 种矿化类型，一种是块状、透镜状矿体，它产在火山穹隆构造斜坡上，沿流纹岩与安山岩的接触带发育；另一种是产于穹隆深部的细脉状与浸染状矿石构成的筒状矿体。在这 2 种主要矿化类型之间的接触带为闪长岩岩体，它将靠近穹隆顶部的块状矿石透镜体分开。

块状矿石分 3 种结构类型：最富的透镜状矿体；第二种是角砾状矿石，由棱角状碎屑组成，碎屑直径为 0.5 m，常与角砾状流纹岩和绿泥石化岩石碎屑杂乱的混杂在一起，是块状矿石在下部岩层中的延续。最后一种是层状矿石，无论块状矿石，或者是硅质凝灰岩岩层之上地层顶部的角砾状矿石，都被层状矿石覆盖，而硅质凝灰岩分开了瓦伊特流纹岩与阿穆列特安山岩。

细脉状和浸染状矿石呈 2 个筒状矿体，向深部延伸达 200 m 左右，随之出现强烈的绿泥石化和绢云母化蚀变岩石带。据钻孔揭示，蚀变带深约 1 km。

块状矿石中已知矿物有黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、磁铁矿和斑铜矿。后 2 种矿物主要见于爆破闪长岩岩体附近。非金属矿物有石英、绿泥石、碳酸盐、绢云母。浸染状和网脉状矿石主要由黄铁矿和黄铜矿组成，闪锌矿罕见。单个磁黄铁矿斑晶仅见于蚀变带最深部，还作为块状矿石的斑铜矿和磁铁矿只见于与闪长岩的接触带附近。

金属矿物分布的垂直分带对于黄铁矿型矿床是很普遍的。黄铁矿-黄铜矿脉状矿石沿剖面向上变为黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿的块状矿石，且主要是黄铁矿-闪锌矿的层状矿石。除此之外，矿床内还发现有侧向分带：铜和锌在火山穹隆构造斜坡上部富集，下部则贫化。金的含量在所有矿床中变化不大。浸染状矿石中银含量比块状矿石明显的低。

已经发现的围岩蚀变在矿体底板表现为向深处呈柱状分布的绿泥石化。绿泥石化强度向脉状和浸染状硫化物聚集的方向增加，而这些硫化物形成直径 10～25 m 的筒状矿体沿绿泥石化带的东部接触处发育绢云母，绢云母在绿泥石化岩石内呈斑点状分布。石英和碳酸盐趋于蚀变带最下部岩层，顶板蚀变发生在靠近块状硫化物矿体的安山岩中，为狭窄的淋蚀带。斯宾斯详细地研究了沃兹矿床后得出结论：块状矿石形成在水下流纹质火山穹隆构造的斜坡上，这些地方热液从深处向顶板减压，现已严重剥蚀，并有闪长岩侵入体，可视为矿液上升的通道。角砾状矿石是由于块状矿石与流纹岩和蚀变带岩石一起爆破并经重力崩落而成，而层状矿石形成在成矿作用最终阶段。

摘自《国外黄铁矿型矿床》

美国西沙斯塔州的铜-锌（金、银）矿床

沙斯塔州位于旧金山市以北 300 km，在萨克拉门托河上游，该河将沙斯塔州分成东西 2 部分。西沙斯塔矿区呈 NE 向延伸，长约 13 km，宽度超过 3.5 km（图 1）。它包括 19 个具工业价值的黄铁矿型矿床和大量的矿化，所有矿床在 19 世纪末已发现。随后为了炼银而开采艾龙—马温京矿床的铁帽，铁帽之下发现块状硫化物的富铜矿点。整个矿区已采出约 1 400 万 t 铜-贵金属矿石，其铜品位为 2.8%～6.0%，锌 1.3%～8.0%，金 0.03×10^{-6}～3.5×10^{-6}，银 1.1×10^{-6}～180×10^{-6}。此外，在艾龙—马温京矿山，到 1951 年开采了 360 万 t 作为硫原料的黄铁矿矿石，而在门莫特矿床还从锌矿石中提炼出一些贵重的镉。西沙斯塔地处克拉马特山区，地形切割十分厉害，对产状平缓的矿体仍用特殊的水平坑道开采。

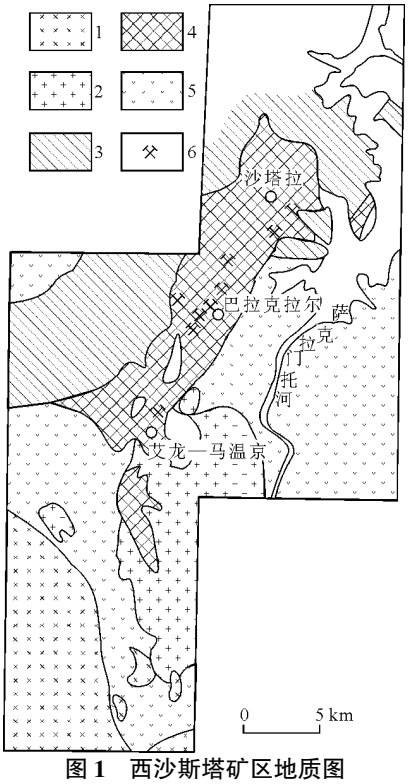


图 1 西沙斯塔矿区地质图

1—黑云母石英闪长岩；2—钠长花岗岩；3—古生代沉积岩；4—巴拉克拉尔流纹岩；5—柯马尼绿岩；6—黄铁矿型矿床

1 地质特征

主要是泥盆纪和石炭纪地层卷入了区域地质构造之中，晚侏罗世至早白至世花岗岩侵入其中。西沙斯塔古老地层是柯马尼绿岩建造。该建造分布范围广，以一套中基性火山灰岩石、枕状熔岩、火山角砾岩和凝灰岩为主，含少量泥质片岩和硅质凝灰岩夹层。建造厚度大于 1 200 m。推测其时代为中泥盆世。

巴拉克拉尔流纹岩整合覆盖于柯马尼绿岩之上，但有些地方呈楔形覆盖，其分布范围狭窄，仅出露于西沙斯塔地区。其厚度向该地层发育的中心部位有规律增加，向边部逐渐减少。据此推测，其为一个中泥盆世火山穹隆机构。巴拉克拉尔流纹岩的最大特点是沿剖面向上，岩层中石英和斜长石斑晶出现的数量和大小都渐增。面上这种规律性非常稳定，因此可以将巴拉克拉尔流纹岩划分为上中下 3 个岩组。

巴拉克拉尔建造下岩组（无斑流纹岩）分布最广。岩石含少量粒径为 1 mm 的石英和钠长石斑晶。斑晶分布在具交织结构、粗面结构、球粒结构或微花岗结构的由石英和钠长石组成，并含绿泥石、绿帘石和绢云母等杂质的基质中。除常见的具流纹构造的熔岩流之外，还有众多的火山碎屑岩和熔岩角砾岩的岩层和透镜体也居于下岩组。“无斑流纹岩”厚度一般可达 650 m。

中岩组（中等无斑流纹岩）也占据很大面积，属这一地层单位的有呈互层状熔岩和凝灰岩，含 10%～20% 粒径为 1～4 mm 的钠长石和石英斑晶，分布在比下岩组基质稍粗些的微花岗结构的基岩之中，最厚可达 500 m。

上岩组（粗斑流纹岩）仅产于火山穹隆中心部位，形成下面平板形、上面凸起的透镜状岩层。岩石含 20%～30% 的斑晶，其粒径大于 4 mm。其中，除石英和钠长石外，还有数量不多的绿帘石化角闪石。岩石基质已全结晶，呈微花岗结构。与下伏 2 岩组不同的是，上岩组是一个宽约 9 km 的流纹岩块体，仅仅在它的基部和边缘出现很薄的层状凝灰岩。粗斑流纹岩最厚为 300～400 m。火山穹隆中心部位大量出现平缓产出的 3 个岩组的流纹岩被粗斑流纹岩垂直爆破体穿插。岩石结晶良好，呈自形角闪石（占 2%）。因而，认为是巴拉克拉尔流纹岩

的火山口相。

巴拉克尔流纹岩同柯马尼绿岩一样，被广布的中泥盆世肯涅特建造覆盖。该建造为黑灰色硅泥质板岩，有灰岩及流纹凝灰岩夹层，夹层在巴拉克拉尔流纹岩之上的建造下部尤为发育。肯涅特建造一般厚 120 m。它又被早石炭世布尔兹格东建造的页岩、砂岩和砾岩覆盖。在布尔兹格东建造的上面只有稀少的上白垩世和更新世沉积物的侵蚀残山。

西沙斯塔地区的古生代地层中，还有与涅瓦德造山作用有关的钠长花岗岩岩株和黑云母石英闪长岩的岩基侵入。

古生代地层构成一个宽阔的 NE 向的穹隆状背斜，背斜轴倾向 N。其东西边围以开阔的向斜，而南面为沙斯塔—别尔利岩基所截。背斜两翼平均倾角不超过 20°。但是，由于褶皱使某些岩层的产状复杂化，可以从水平变化到直立。由于岩石的硬度不同，其褶皱和片理的发育极不均匀。主要断裂体系为 NW 和 E—NE 向。在一组断裂中，北翼一般相对南翼下降。

西沙斯塔的所有矿床都分布在由巴拉克拉尔流纹岩构成的火山穹隆之内，赋存于同一层位即中岩组上部。

容矿岩石是粗粒和细粒火山碎屑岩的不连续的瘤状或透镜状的岩系，火山碎屑岩含有粒径为 2～3 mm 的石英和钠长石斑晶。覆盖含矿层的多半是产于粗斑状流纹岩底部的细粒凝灰岩和含凝灰质沉积岩。矿带上界总是很稳定的沿着位于上岩组底界的沉积岩分布，下界不明显。矿床产于中岩组中的不同层位，岩层厚度一般为 200 m。

与整个巴拉克拉尔流纹岩一样，围岩最显著的特点是它们都具钠显著高的特征，在斑晶和微晶中的长石通常都是纳长石，钙长石含量只有 3% ～8% 。西沙斯塔容矿地层主要造岩氧化物的百分含量在以下范围内变化（据 3 次分析资料）：SiO_2 73.6% ～ 80.1% ，TiO_2 0.16% ～ 0.27% ，Al_2O_3 10.8% ～ 13.1% ，Fe_2O_3 0.67% ～ 1.16% ，FeO 0.83% ～ 2.69% ，CaO 0.22% ～ 0.86% ，MgO 0.58% ～1.32% ，Na_2O 3.93% ～5.60% ，K_2O 0～1.65% 。对此，A. 金克尔等学者认为（1956），类似化学成分不是钠长石化的结果，因为钠长石斑晶中没有发现呈核状或分解产物的富钙性斜长石残留体。而且，在巴拉克拉尔流纹岩中，见有含非钠长石化的奥长石较基性的凝灰岩夹层。

2 矿床特征

西沙斯塔的所有矿床中，矿化都表现为含闪锌矿和黄铜矿的巨大块状黄铁矿矿体。大多数矿体呈透镜状，产状较缓，在水平方向具有最大的宽度。它们被局限于向斜或盆地构造之中，某些矿体也产于小背斜顶部或褶皱的翼部。在艾龙—马温京矿山，最大的矿体长 1 500 m，宽 30 m。矿体某些部位由于成矿期后断裂而发生了几 cm 至 100 m 的位移。矿体与围岩接触带十分清晰，多数情况下，沿接触带可以见到不宽的浅色泥质膜。在块状矿体之间的地段，含矿岩层强烈的黄铁矿化，因而，黄铁矿化带几乎断续遍布整个矿区。

西沙斯塔矿石为块状，肉眼观之均匀，部分具斑状或条带状构造。主要由含黄铜矿和闪锌矿杂质的黄铁矿构成，次要矿物有方铅矿和黝铜矿。此外，个别矿床还有磁铁矿、赤铁矿、钛铁矿、磁黄铁矿、硫铜矿、砷黝铜矿和白钨矿。非金属矿物占块状矿石 2% ～53% ，有石英、绢云母、绿泥石、方解石和重晶石。矿石中出现斑点状构造是由于闪锌矿和黄铜矿的大量聚积，而条带状构造是由各种不同粒度的黄铁矿互层或者由厚度数 mm 到 1 cm 的黄铜矿和闪锌矿层交替出现形成的。

黄铁矿为最主要的金属矿物，例外的是门莫特矿床仅仅由锌矿石构成，闪锌矿全部代替了黄铁矿。多数矿石由 0.2～0.4 mm 大小的自形或半自形黄铁矿小立方体组成，并被黄铜矿、闪锌矿、石英或其他非金属矿物细小网脉分割。黄铜矿呈细小网脉围绕黄铁矿颗粒周围或充填于它们的裂隙中。此外，黄铜矿还呈点滴状沉淀在闪锌矿颗粒内，或与石英一起形成宽 10 cm 的交叉细脉。块状矿石中，闪锌矿为细粒状，大多数为红黑色铁闪锌矿。在透镜状、脉状和不规则状矿体中与黄铜矿共生。门莫特矿床的一些矿体中，闪锌矿具有明亮的颜色，且形成较大的颗粒。通常，不能从矿石中采出作为独立矿物的金和银，仅以混入物形式存在。在块状矿石中，铜和锌的品位不仅在不同的矿床，而且在同一矿床内同样变化剧烈。例如，人们注意到，某些矿床中有色金属在矿体中心部位富集，而在开采时并不采出的矿体顶底常常是黄铁矿。另一 些矿床

的规律是，在一些矿体底部见到的脉状带一般是黄铁矿-黄铜矿组合，并且不含锌、金和银。

几乎所有矿床都可以见到氧化带，在大多数情况下，铁帽的厚度不超过 20 m。但在艾龙—马温京矿山，铁帽厚约 170 m，而且长期作为开采的对象。浸染状矿体表面向外的部分，岩石一般都覆盖着铁的氧化物。

围岩蚀变表现为硅化、绿泥石化和绢云母化。同时，仅仅在矿体底部细脉浸染状矿石带同时发生强烈硅化，或在阿依诺—马乌吉矿床中的一个矿体周围见到绿泥石化。

围岩蚀变都与矿化作用直接有关，弱硅化和绢云母化分布较广，但只能在巴拉克拉尔流纹岩的中下岩组见到，从不出现在矿体之上，这说明它们与矿液只有间接关系。西沙斯塔所有的矿床都没有发现导液通道。A. 肯凯尔等人认为，某些 E—NE 向断层可能是矿液上升的通道，已证实沿这些断层有黄铁矿化和热液蚀变的岩石存在，并且有一些矿体沿这些断层产出。但是，这些作者也承认还有成矿期后矿液也沿那些断层流动。而且，热液蚀变岩石和矿石的浸染状矿化只分布在离矿体不远的范围内。

艾龙—马温京矿床位于西沙斯塔的最南部，近巴拉克尔流纹岩穹隆的东南边界，在柯马尼绿岩的接触带附近。该矿床从 1879 年开采，已采出约 600 万 t 含铜 0.4% ～7.5% 的硫化物矿石和 260 万 t 含银达 300×10^{-6}，金达 3×10^{-6} 的氧化带的矿石。艾龙—马温京的矿石中没采出锌。

除了柯马尼建造和包括全部 3 岩组的巴拉克拉尔流纹岩之外，在矿床中还有姆乌尔—马温京钠长花岗岩岩株出露。矿床含矿带厚不小于 200 m，矿体产出于块状中粒斑状流纹岩中，这点与西沙斯塔其他矿床有别。其他矿床的容矿围岩总是流纹状—条带状熔岩和角砾状流纹岩。矿床出现 2 种类型的矿化：含黄铜矿和闪锌矿矿石的块状黄铁矿矿化，形成一些独立矿体；还有产于 2 个块状矿体底部片岩中的细脉浸染状黄铁矿-黄铜矿矿化。块状矿体具层状和透镜状、直线状或向斜状弯曲（图 2 A）。发现了 1 个垂直产出的矿体，从它的构造接触特性证实它是沿断层下延的透镜状厚大矿体的一部分。完全可以推测，在构造断裂中的其他矿体，也将合并成较大的层状矿体。切割矿体的成矿后断层具有强烈黄铁矿矿化的擦痕泥，其分布在宽 1～1.5 m 的带中。在块状矿体中也常常见到断层磨光面。细脉—浸染状矿体呈雁行排列的透镜体，透镜体的分布平行于块状矿体底板，并与围岩片理平行。矿床中，还有 3 个大型块状磁铁矿的透镜状矿体。在矿床的块状硫化物矿体中，在矿体上部和底部见有高品位闪锌矿和黄铜矿矿石。在铁帽底部有硫化物的次生富集带，铜品位可达 10% 。

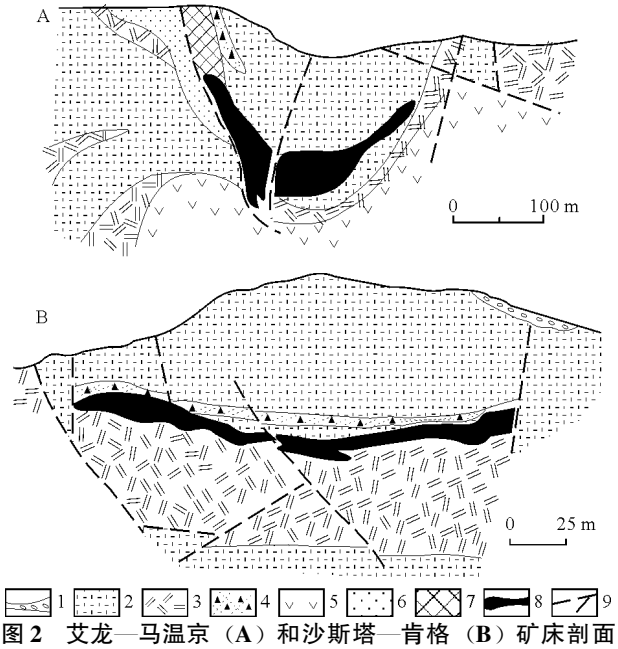


图 2 艾龙—马温京（A）和沙斯塔—肯格（B）矿床剖面图

1—坡积层；2—中斑状流纹岩；3—非斑状流纹岩；4—火山角砾岩和凝灰岩；5—柯马尼绿岩；6—块状硫化物氧化带；7—分散状硫化物氧化带；8—块状硫化物；9—断裂

斯托乌埃尔矿床产于流纹岩穹隆近顶部，艾龙—马温京北 5.5 km。从 1916 年到 1919 年开采出了 3.95 万 t 矿石，含铜 3% ，金 0.9×10^{-6} 和银 30×10^{-6}。矿化带位于作为巨斑状流纹岩底板的凝灰岩和粗砾火山碎屑岩之下 15～60 m，并在含有与柯马尼建造火山岩相当的具绿岩夹层的无斑流纹岩上。矿山范围内有 2 条 NE 向大断层，沿断层的位移达 30 m。矿床由 3 个块状矿体和其间的浸染状矿带组成。其中 1 个矿体在地表露头附近形成了铁帽，其成分为块状和被次生石英间隔的蜂窝状褐铁矿。应注意在矿区内寻找新矿体的远景区。

基斯托温矿床产于斯托乌埃尔北东 11 km，赋存在含矿构造近顶部。开采期从 1923 年到 1925 年。从中采出 12.2 万 t 矿石，含铜 6% ，锌 8% ，

金 1.7×10^{-6} 和银 75×10^{-6}。矿带被缓倾接触的巨斑状流纹岩所覆盖，其厚约 100 m，由无斑和斑状流纹岩及其角砾岩和凝灰岩组成。主矿体产于与上岩组接触带之下 20～30 m 处。所有的矿体都呈层状，产状极缓。根据有色金属的含量，可将其分为工业和非工业矿体 2 类，最大的层状矿体铜品位低，因而还未开采。

巴拉克拉尔矿床位于基斯托温北东 1 km 处，是同一含矿带沿倾向向下延伸的。至 1928 年，共开采出 120 万 t 矿石，含铜 2.8%，锌 1.8%，金 8×10^{-6} 和银 28×10^{-6}。产于矿带顶板的上岩组的下部为细碎屑层状凝灰岩和凝灰质沉积岩。具有厚达 15 m 的火山凝灰质透镜体和由含砾径为 50～60 cm 的碎屑岩的火山角砾岩。矿床由 2 个大矿体和 11 个小矿体构成。主矿体被断层切割，形成一长 600 m，宽 160 m，厚 25 m 的孤立浅盆。小矿体分布在主矿体之下各层位上，其中一些呈豆荚状。在块状矿体之间的充填物中的矿带，富集浸染状硫化物。主矿体之下有平缓产状的脉状粗粒黄铁矿-黄铜矿矿石。矿石中有用组分平均品位大致稳定。作为例外的是，某些小矿体铜的品位可达 10%～12%，金的品位也大增，主矿体的下部还有铜的富集。

埃尔利—别尔特矿床位于巴拉克拉尔以西 2 km，流纹岩穹隆的西翼。它的铁帽在 1908 年已开采，而块状硫化物矿石却在 20 年后才被开发，共采出了 4 万 t 矿石，含铜约 3%，金 0.8×10^{-6}，银 43×10^{-6}。矿床的特殊之处是缺失巴拉克拉尔流纹岩的上岩组，那是由于上岩组在穹隆的这一部分尖灭了的缘故，肯涅特片岩直接产于浅灰色中斑状流纹岩矿带之上。在矿床中，有一个著名的具拉长向斜状的矿体，长 155 m，最宽约 30 m，最厚约 10 m，矿体北部沿断层下降 10 m。块状矿体被为数不多的黄铜矿、闪锌矿和石英的细脉穿切。所有矿体有色金属含量都相近，应注意矿床以南地区寻找新矿体的远景。

沙斯塔—肯格矿床位于矿区最中心，巴拉克拉尔矿山北东 1.5 km 处。它开采于 1902 年到 1909 年，以后又从 1918 年开采到 1919 年，在此期间已采出 8.4 万 t 矿石。含铜 2.5%，锌 7.6%，金 1×10^{-6}，银 30×10^{-6}。1949 年，矿山又重新开始生产。在矿床范围内，只有巴拉克拉尔流纹岩出露。在具有密集的流纹—条带状构造的非斑状流纹岩的下部，可见到基性凝灰岩夹层和具安山和玄武结构残余的绿岩。所有岩石都遭受到了挤压，形成两翼具中等倾角的开阔褶皱，并被一系列断层所分割，其中一部分断裂由于在断裂面上出现了被硫化物浸染和具很小的矿化透镜体的热液蚀变岩石，从而被认为是成矿期前断裂。沿着这些断裂，成矿期后的活动幅度也有 100 m 或更大。矿带之下为无斑流纹岩，并被上部岩层的火山碎屑岩所覆盖。矿带由一个浅盆状矿体组成（图 2 B），它的一部分已被剥蚀。矿体产状平行于流纹岩中上岩组的接触面，并沿 NE 向延伸。矿体长约 200 m，宽约 170 m，厚 14 m。矿体与周围的中斑流纹岩接触有 2 种形式：在顶板是突变接触，擦痕泥带仅宽 1 cm 到 0.3 m；矿体边缘的块状矿石经过黄铁矿散粒带逐渐过渡到围岩。在块状矿石中有围岩的残块，这些残块被硫化物不同程度地交代。沿矿体的上接触带，围岩残块平行于矿体方向排布。均匀的块状矿石由 85%～90% 的黄铁矿、闪锌矿和黄铜矿以及作为“杂质”的方铅矿与黝铜矿组成。非金属矿物为石英和绢云母，坚硬的抗剥蚀铁帽的重量为块状矿石的一半。在其下部的硫化矿石中可以见到数量不多的辉铜矿。容矿地层不具有热液蚀变的特征，在矿体的下部局部出现了绿泥石化。在该矿床以东矿带延伸方向上，预测会发现新的矿体。

门莫特矿床是西沙斯塔最大的矿床之一，它位于沙斯塔—肯格矿山北东 5 km 处，在流纹穹隆的斜坡上。矿床发现于 19 世纪 80 年代，从 1900 到 1925 年，曾经断断续续地开采。在这段时间采出了 330 万 t 铜矿石，矿石含铜 4%，锌 4.2%，金 1×10^{-6} 和银 60×10^{-6}。此外，还采出了 8.4 万 t 优质锌矿石，含锌达 21.1%，铜 2.4%，金 2×10^{-6} 和银 162×10^{-6}，从锌矿石中还提炼出了几百 kg 镉。矿区内巴拉克拉尔流纹岩 3 个岩组出露齐全，底部为流纹质凝灰岩夹层的泥质页岩建造。矿带赋存在上岩组底部，沿着宽阔的 SN 向的背斜轴顶部产出。矿带长不小于 1 400 m，斜深 300 m，宽约 30 m。在矿床范围内构造复杂，有众多的断裂，沿断裂在竖直方向的位移达 40～50 m，而在横向的位移可达 70 m。卡利福尔宁断裂是其中之一，它由一组平行和交叉的断裂构成，沿断裂带内的岩石遭受褪色作用，并有宽 1～3 m 的绢云母化带。尽管沿此断裂也曾发生过矿化后的位移，但这条断裂仍

被认为是成矿前断裂。富锌矿体是沿另一条构造断层富集，属于另一种成矿期前的层位。所有断裂都呈陡倾斜，走向 NE。矿体的直接围岩是不连续的凝灰岩夹层和火山角砾岩透镜体。作为粗斑状流纹岩底板的层状凝灰岩直接产于矿体之上。矿床共有 13 个铜矿体和 6 个锌矿体，矿体呈板状。虽然也见到其他产状的矿体，但其中大多数矿体向 W 缓倾。矿体中沿断层出现滑动和错断现象。矿体被狭窄的泥质薄膜带与围岩分开。矿体最大规模达 300 m×170 m×30 m。铜矿体的主要矿物是黄铁矿（占硫化物的 70%），其余是呈条带状构造的含量相近的黄铜矿和闪锌矿。在铜矿体的底部，有纯黄铁矿矿石带出现。锌矿体呈透镜状，主要成分是闪锌矿，含黄铜矿和黄铁矿的透镜体和条带，还有大量的石英和被熔蚀的无矿岩石残余。推测矿石中的镉是以硫镉矿的形式和闪锌矿共生。非金属矿物有石英、绿泥石、绢云母、水云母，还有重晶石。随着重晶石含量的增加，非金属矿物中的石英含量反而降低。2 个矿体附近都见到了 3 m 厚的铁帽。在其下面的富集带中，出现辉铜矿和铜蓝，金的含量比在块状硫化物中增加 1 倍。围岩蚀变表现为矿体周围或在矿带中沿断层带岩石的褪色作用。强烈蚀变的岩石由石英和绢云母组成。此外，还见到了赤铁矿化，它将已褪色的流纹岩染成褪色。

戈林斯卡矿床位于门莫特矿山北东 2 km 处，在 1906—1907 年和 1935—1937 年进行过开采。采出了 0.6 万 t 矿石，含铜 3.6%，锌 8.9%，金 3.8×10^{-6}，银 129×10^{-6}。铁帽是露采的，它含金 10×10^{-6}，银 224×10^{-6}，铜 1.2%。在矿区内，巴拉克拉尔流纹岩石中岩组上部已被剥蚀，矿产于中岩组下部。它与西沙斯塔所有别的矿床不同之处是矿带与围岩产状斜交。矿带受走向 NE，倾向 SE，倾角 55～60°的挤压带控制，而矿体的上覆岩层却向 SW 缓倾斜。矿体为一些不大的陡倾块状硫化物透镜体。矿体的顶板轮廓清晰，而底板面出现矿瘤和角砾带，矿石是硬硫化物与明暗泥质带状的软硫化物和石英混合体。条带平行于矿体的边界线，纯硫化物的条带宽 2 m。由于烟灰状辉铜矿使得矿石中铜局部富集，从矿床沿褶皱带向 NE 向大片地区为找矿远景区。

沙特纳矿床位于戈林斯卡北西 2 km，位于西沙斯塔最北部。矿床发现于 1902 年，从 1913—1918 年及 1923—1945 年进行过开采。其采出含铜 7.44%，金 2.2×10^{-6} 和银 208×10^{-6} 的矿石 3.53 万 t。矿区的无斑、中斑和粗斑状流纹岩均褶皱成巨大的开阔褶皱。矿床产在上岩组底部凝灰岩与中岩组火山角砾岩之间，其中向斜褶皱之一翼。矿床由若干个分散的块状矿石矿体组成，矿体被不厚的泥质薄膜带与围岩分开。矿山西北地区是勘探远景区。

在已被勘探查明的各矿床的中间地区，还发现了大量不具工业意义的块状硫化物矿体，而浸染状硫化物的矿化在巴拉克拉尔流纹岩中岩组上部实际上随处可见。矿化的这种严格的地层上的赋存性和与下伏和上覆岩层的产状条件、岩相特征和物理性质无关的矿化现象，都证明了西沙斯塔的矿化与地槽酸性火山活动的一定阶段有关。非常稳定的矿石矿物组合可能是单一矿液来源和一次成矿期的标志。西沙斯塔矿带一个具有代表性的显著特征是小矿体的有色金属很富，而黄铁矿成分占优势时形成大矿体。矿体分带性的普遍特征是几乎所有矿床在矿体的底板都发现有黄铜矿聚集。

摘自《国外黄铁矿型矿床》

新疆阿舍勒矿床

1　地质概况

矿床位于阿尔泰地槽带南缘，额尔齐斯断裂带北侧，玛尔卡库里断裂附近。北西与哈萨克斯坦矿区阿尔泰黄铁矿-多金属成矿带相接。矿区构造复杂，它位于阔勒德能复向斜的 SW 翼，在此基础之上又叠加了一系列近 SN 向的褶皱，向斜枢纽均为向 S 扬起，背斜则向 N 倾伏。矿区构造线呈近 SN 向（图 1）。在矿区外，向 S 或向 N，均与区域 NW 向构造线趋于一致。总体变化与玛尔卡库里大断裂的走向变化一致，并受其严格控制。矿区出露地层为泥盆纪火山沉积岩系。新疆地矿局第一区调队（1992）根据取得的化石资料将其划分为上泥盆统齐也组和中下泥盆统阿舍勒组，地层普遍遭受绿片岩相的变质作用。中—下泥盆统托克萨雷组分布于玛尔卡库里大断裂西南侧，为海相碎屑岩夹硅质岩、碳酸盐岩沉积建造，与阿舍勒组为同期异相。阿舍勒组（D_{1-2} *as*）分布于矿区的南部、中部及西部，与上覆齐也组不整合接触。按其岩性分为上下 2 段：下岩性段分布于矿区南部和西部，主要为石英角斑质凝灰岩（局部含火山泥球）、角砾凝灰岩、沉凝灰岩、凝灰质粉砂岩、硅质岩，夹大理岩，相当于艾姆斯阶；上岩性段分布于矿区中部，相当于艾菲尔阶。下部主要有石英角斑质凝灰岩、角砾凝灰岩、火山角砾岩、石英角斑岩、千枚岩，夹结晶灰岩、含铁硅质岩、放射虫硅质岩透镜体等，为含矿层。岩石蚀变强烈，并普遍发育片理。上述结晶灰岩中产有珊瑚、腕足、海百合茎及牙形刺古生物化石；上部由玄武岩（包括块状、杏仁状）、凝灰岩、硅质岩等组成。在块状硫化物矿层上盘出现基性火山岩，是许多块状硫化矿床常见的特征，对下部块状硫化物矿层起保护作用（宋叔和等，1994）。齐也组（D_3 *q*）主要分布在矿区的东部和西部，在外围并见下石炭统红山咀组（C_1 *h*）呈角度不整合覆于其上。主要由一套角砾及集块状的粗火山碎屑岩和火山熔岩组成，岩性复杂，主要有火山角砾岩、集块岩、凝灰岩、凝灰质粉砂岩、枕状玄武岩、石英角斑岩等。凝灰质粉砂岩中产放射虫化石。在该组的中部凝灰质岩屑砂岩中，发育有连续出现的粒序层理、平行层理、单向流水交错层理及波纹层理、滑塌构造等较典型的鲍马层序。阿舍勒矿区这套火山沉积岩系，从其中的枕状玄武岩、生物碎屑灰岩和放射虫硅质岩夹层等特征岩石，标志着为海相环境。在早中泥盆世时期，阿舍勒一带由于断裂活动强烈，伴随大量火山喷发，使早期浅海迅速变为次深海环境。岩相由阿舍勒早期灰岩、粉砂岩夹火山岩建造变成晚期放射虫的硅质岩相。同时，由于火山喷发物的快速堆积，造成了局部的高

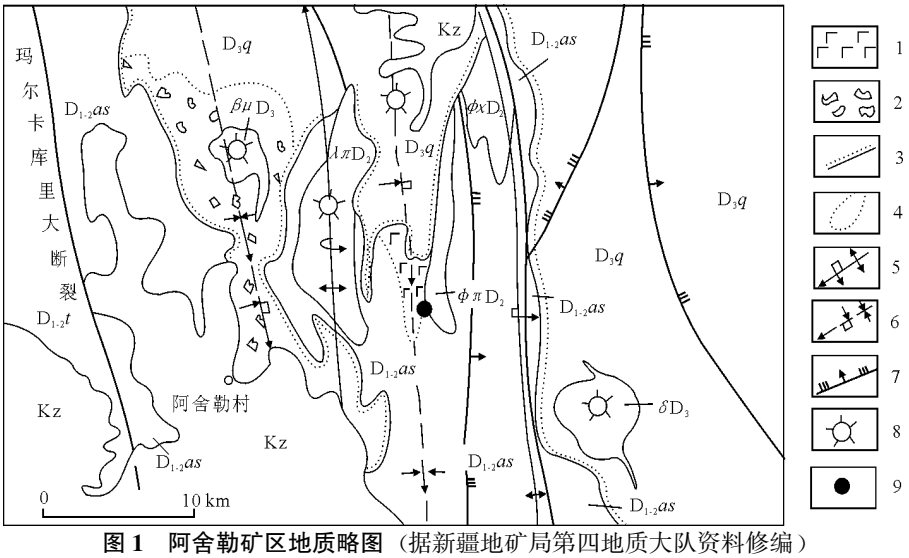


图 1　阿舍勒矿区地质略图（据新疆地矿局第四地质大队资料修编）

Kz—新生界；D_3 *q*—上泥盆统齐也组；D_{1-2} *as*—中下泥盆统阿舍勒组；D_{1-2} *t*—中下泥盆统托克萨雷组；δD_3—闪长岩；$\beta_\mu D_3$—辉绿岩；$\lambda\pi D_2$—石英钠长斑岩；1—玄武岩；2—集块岩；3—不整合界线；4—岩相界线；5—背斜；6—向斜；7—压性断裂；8—古火山口；9—阿舍勒矿床

地形，从而形成了位于浅海碳酸盐台地和台地浅滩。根据矿石中流体包裹体研究（周良仁等，1995），包裹体以气液相包裹体为主，没有发现多相包裹体和气体包裹体共存的现象，推测成矿流体没有发生沸腾。包裹体盐度为 13.54%，形成温度为 275 ℃，按 Haas（1976）温度-压力曲线推算，其压力在小于 75×10^5 Pa 的情况下才能发生沸腾。据此推测，阿舍勒矿床成矿压力应在 75×10^5 Pa 以上，与此相应的海盆地水深应在 750 m 以上（按 1×10^5 Pa/10 m）。齐也组在沉积时为以浊流为主的半深海—深海环境，其海水深度大于阿舍勒组。

2 含矿火山岩系及构造环境

阿舍勒矿区的含矿岩系为一套火山岩，其中夹有海相灰岩、硅质岩等。酸性火山岩在数量上比基性火山岩多（约 3∶1）。岩石类型包括流纹岩、玄武岩、英安岩及同质凝灰岩、角砾凝灰岩、火山角砾岩，呈岩脉、岩株形式产出的辉绿岩和石英钠长斑岩等。这些岩石构成古火山机构。对该岩系的研究目前存在着 2 种不同意见：一种认为属正常火山岩系列；另一种认为属细碧角斑岩、石英角斑岩系列。依据当前世界上研究及趋势，大都认为细碧角斑岩系系由在不同构造环境的火山岩经蚀变或变质作用之产物（宋志高，贾群子，1987）。玄武岩呈中厚层、薄层及透镜状产出，为灰绿、黄绿及暗灰绿色，呈斑状、细碧结构及变余辉绿结构等，杏仁状、块状构造。岩石主要由钠长石、绿泥石、绿帘石、碳酸盐及黄铁矿、钛铁矿、磁铁矿组成的绿片岩相矿物组合，并有少量的辉石残留，相当于细碧岩的矿物组合。化学成分 SiO_2 53.64%～46.05%，Na_2O 2.37%～4.27%，K_2O 0.03%～1.01%，TiO_2 0.60%～0.85%，Al_2O_3 14.08%～16.07%，个别样品 Al_2O_3 可达 19.79%。酸性火山熔岩为流纹岩和英安岩，呈灰、灰绿色，具斑状结构，斑晶为钠长石和石英，基质为霏细、显微变晶结构。矿物组合主要由钠长石、石英及少量绿泥石、绢云母、碳酸盐和一些不透明矿物组成。该岩系在岩石化学成分上，具有高钠，低钾，高 H_2O^+ 的特征，表明岩石受到了蚀变和变质作用。火山岩 TiO_2 含量低：基性火山岩中 TiO_2 低于 1%，酸性火山岩中 TiO_2 低于 0.3%，系岛弧火山岩的特征（T.H. 格特，1982）。在 $w(SiO_2)$-$w(FeO_{全})/w(MgO)$，$w(FeO_{全})$-$w(FeO_{全})/w(MgO)$ 及 $w(TiO_2)$-$w(FeO_{全})/w(MgO)$图（图2）上可以看出：1）SiO_2

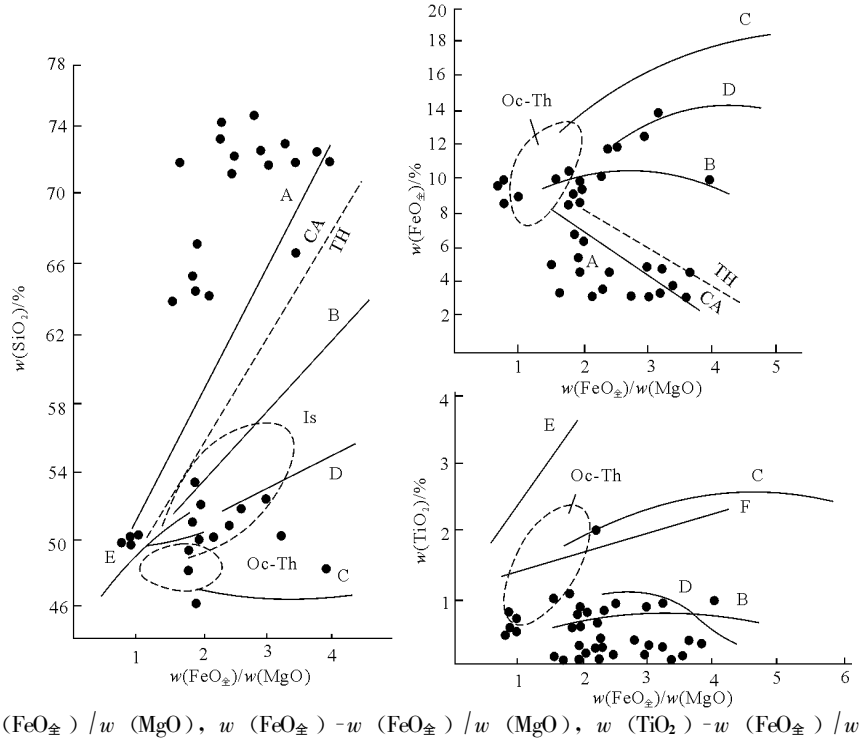


图 2 $w(SiO_2)$-$w(FeO_{全})/w(MgO)$，$w(FeO_{全})$-$w(FeO_{全})/w(MgO)$，$w(TiO_2)$-$w(FeO_{全})/w(MgO)$ 图（据刘瑛等，1990；汪玉珍等，1990）

A—日本浅间火山岩；B—汤加托菲亚岛；C—斯卡尔格德杂岩；D—三宅岛；E—夏威夷基劳约；Oc—Th—大洋；Is—岛弧；F—岛弧普通火山岩上限；TH—拉斑系列；CA—钙碱系列

在54%～62%之间明显地出现间断，与宏观研究一致，为一双峰式火山岩组合。双峰式火山岩一般认为系裂谷晚期或岛弧初期的特征岩套（都城秋穗，1973），亦是拉张大地构造环境的特征火山岩组合（Condie，1982）。2）本区玄武岩一部分落在岛弧玄武岩区内，一部分落在大洋玄武岩区内或近旁，表明既有大洋拉斑玄武岩，亦有岛弧拉斑玄武岩在火山构造背景上与陆壳上弧后盆地相近（Wilson，1989）。另外弧后盆地也以双峰式火山活动为特点（Sinton 等，1987；Hochstaedter 等，1990；Smith 等，1990）。因此，综合上述特征，阿舍勒矿区的这套火山岩形成环境相当于弧后盆地。

3　矿床特征

矿区内共圈出 7 个矿化带。但多年普查勘探的目标是Ⅰ号矿化带的Ⅰ号矿床，其他矿化带也投入了一定量的勘探工作。Ⅰ号矿床位于矿区中部同斜向斜中。该向斜东翼倒转，向 N 倾伏，侧伏角 45～55°，致使硫化物矿层南部裸露地表，形成岛弧状铁帽，为一隐伏—半隐伏矿床。Ⅰ号矿床的主矿层与围岩整合接触，并与围岩同步褶皱。矿层在向斜核部厚度最大，倒转翼次之，向正常翼矿层逐渐尖灭（图 3）。Ⅰ号矿床产状复原后，可以看出，由上部层状矿体和下部细脉浸染状矿体 2 部分组成。

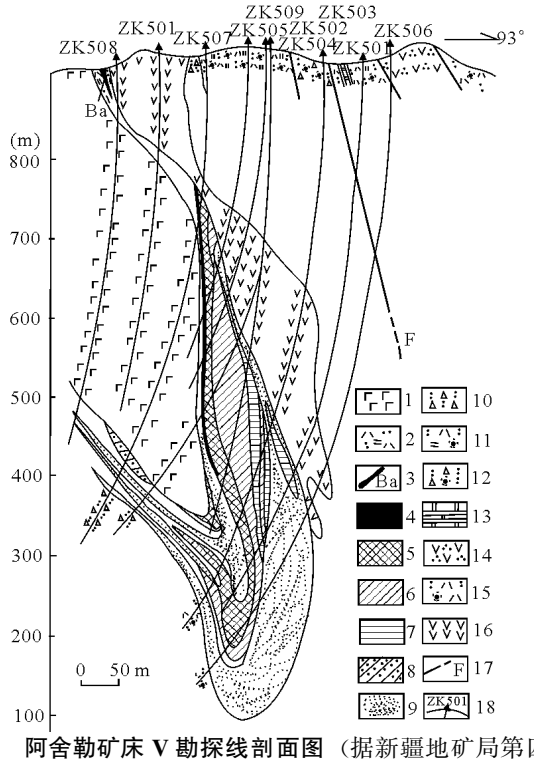


图 3　阿舍勒矿床 V 勘探线剖面图（据新疆地矿局第四地质大队资料修编）

1—玄武岩；2—绢云母化凝灰岩；3—重晶石多金属矿石；4—多金属矿石；5—块状铜锌黄铁矿矿石；6—块状黄铜黄铁矿矿石；7—块状黄铁矿矿石；8—浸染状黄铜黄铁矿矿石；9—浸染状黄铁矿矿石；10—角砾凝灰岩；11—绢云母化硅化凝灰岩；12—硅化角砾凝灰岩；13—大理岩；14—次生石英岩；15—硅化凝灰岩；16—英安斑岩；17—断层及推测断层；18—钻孔及编号

与世界上许多同类矿床相同，矿床的矿物组成比较简单。金属矿物主要由黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、黝铜矿-砷黝铜矿、方铅矿组成。伴生矿物为辉铜矿、斑铜矿、毒砂、辉银矿，还有微量的金银矿、自然金等。非金属矿物为石英、绢云母、绿泥石、重晶石和碳酸盐类矿物等。主要成矿元素有 Cu，S，Zn，Pb，Ba，Ag 等，其中 Cu∶Pb∶Zn（储量比）为 20∶1∶8.8。伴生元素为 Au，Sb，Bi，Ga，Ge，In，Gd 等。矿床具有明显的分带现象，与日本黑矿、矿区阿尔泰和澳大利亚等块状硫化矿床类似。结合位于同一层位上矿带的矿石特征，自下而上可把层状矿体划分为黄铁矿矿石带、黄铜-黄铁矿矿石带、多金属矿石带、重晶石多金属矿石带、重晶石带，其特征见表 1。矿物分带沿矿体厚度方向自下而上：黄铁矿、黄铜矿→闪锌矿及方铅矿→重晶石。矿石构造亦有变化：下部以块状为主；上部则以条纹、条带状为主。与上述分带相对应，元素亦出现明显分带，依次是 S→Cu，S→Cu，Zn，S→Cu，Zn，Pb，S→Ba，Zn，Pb→Ba。银含量自下而上呈逐渐增高的趋势。Zn/Cu 值向上向外逐渐升高，这是火山成因块状硫化物矿床特征之一（Lydon，1988）。在 Cu-Pb-Zn 三角图上（图 4）表现为黄铜-黄铁矿带位于三角图的顶部，相当于掘越

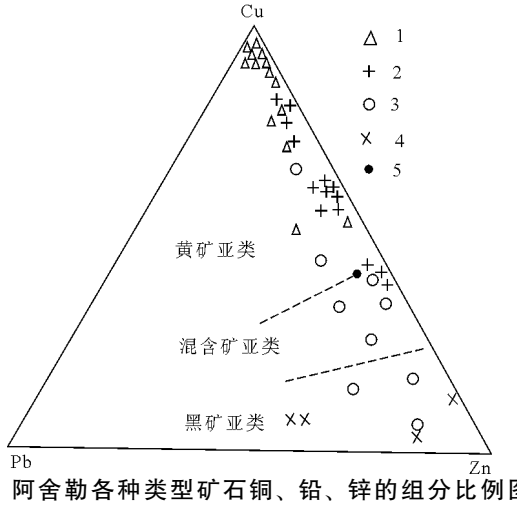


图 4　阿舍勒各种类型矿石铜、铅、锌的组分比例图解（据掘越睿等，1978）

1—黄铜黄铁矿矿石；2—铜-锌黄铁矿矿石；3—多金属矿石；4—重晶石多金属矿石；5—矿石平均品位

表 1 阿舍勒块状硫化物矿床垂直分带特征

带	主要矿物	次要矿物	成矿元素/%							Zn/Cu	矿石构造	非金属矿物
			Cu	Pb	Zn	S	Ba	Au[1)]	Ag[1)]			
重晶石	重晶石	方铅矿	0.021	0.44	0.08	13.01	52.97	0.53	48.38		条带状、块状	石英、绢云母
重晶石多金属矿石	重晶石、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黄铁矿	黝铜矿-砷黝铜矿、毒砂、辉银矿、金银矿物	1.03	4.27	8.91	4.74	35.90	0.74	504.13	8.6	条带状、层纹状、块状	石英、绢云母
多金属矿石	闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿	重晶石、黝铜矿-砷黝铜矿、毒砂、银金矿、自然金	4.01	1.94	15.22	39.41	2.19	1.38	135.40	3.8	条带状、层纹状、块状	石英、绢云母
铜-锌-黄铁矿矿石	黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿	黝铜矿-砷黝铜矿、方铅矿、古巴矿、辉铜银矿	4.40	0.14	1.52	45.39	1.41	0.64	36.10	0.3	致密块状、条带状、角砾状	石英、绢云母、绿泥石
黄铜-黄铁矿矿石	黄铁矿、黄铜矿	黝铜矿-砷黝铜矿、闪锌矿、斑铜矿	2.68	0.04	0.24	46.17	0.029	0.26	17.35	0.1	致密块状角砾状	石英、绢云母、碳酸盐、绿泥石
黄铁矿矿石	黄铁矿	黄铜矿	0.09	0.0	40.06	45.24	—	0.14	3.46	0.7	块状	石英、绿泥石、绢云母
细脉浸染状黄铁矿矿石	黄铁矿	黄铜矿、闪锌矿	品位变化大	—	品位变化大	—	—	—	—	—	浸染状、(网)脉状、角砾状	绿泥石、石英、碳酸盐、绢云母

1) w(Au, Ag)/10^{-6}；化学成分据新疆地矿局第四地质大队及贾群子(1996)

睿与鹿原直健(1978)对日本同类矿床划分的黄矿亚类；重晶石多金属矿带位于图的右下部，相当于黑矿亚类；铜-锌黄铁矿位于黄矿亚类和混合矿亚类区域内；多金属矿石则位于黑矿亚类和混合矿亚类的区域内。

矿体的侧向分带没有垂向分带明显，具不对称性。其中心为黄铜-黄铁矿带，侧向上逐渐变为铜-锌-黄铁矿带、多金属矿带、重晶石多金属矿带。位于层状矿体之下的细脉浸染状矿体，多被视为热液来源的通道，相当于 Large (1977) 划分的近侧型矿床 (Proximarlores)。金属矿物主要为黄铁矿，其次为黄铜矿及闪锌矿。主要呈细脉浸染状分布于蚀变的凝灰岩或角砾凝灰岩中，当细脉浸染状硫化物分布于蚀变角砾凝灰岩中即形成“角砾状”矿石。后者硫化物 2 种产出形式：一是伴随石英脉产出；二是伴随绿泥石脉产出。黄铁矿均呈中、细粒立方体自形晶。与细脉浸染状硫化物有关的火山岩，均发生了强烈的蚀变作用。蚀变较弱的岩石保留有原岩的结构如凝灰结构、火山角砾结构。蚀变强的岩石，原岩的矿物和结构消失殆尽，形成绿泥石岩、次生石英岩等。下盘的蚀变不具有其他块状硫化物矿床的蚀变分带现象，而是一个不规则的蚀变岩筒。蚀变岩筒主要由绿泥石及少量石英、碳酸盐(主要是白云石)、金红石组成，并显示切层现象，周围被由石英、绢云母、绿泥石、碳酸盐等矿物组成的半整合带 (Semi conformable zone) 所围绕。该带出露长度大于层状矿体的长度，其深度在 100 m 以上。蚀变带的产状与地层产状一致，导致这种蚀变产生的主要原因是与下盘火山碎屑岩的高渗透性 (Permeability) 有关 (Large，1992)。绿泥石经镜下鉴定、X 光衍射和电子探针分析，可区分为淡斜绿泥石和蠕绿泥石。前者 Fe/(Fe+Mg) 为 0.17～0.18；后者在 0.33～0.38 之间。利用 Cathelineou 和 Nieva (1985) 的公式 T(℃)=106 Al+18 计算出绿泥石的形成温度为 265～290 ℃，平均 278 ℃，这与其他方法得出的温度相当。蚀变岩石化学成分最突出的特征是 Na_2O 的含量低，很少超过 1%，而且 $Na_2O<K_2O$。未(或弱)蚀变的火山岩 Na_2O 为 3.20%～6.57%，$Na_2O>K_2O$，表明在蚀变过程中，Na_2O 从热液活动中心向外运移，是带出组分，这与镜下未见到钠长石的结果相符。与此相反，MgO 发生了富集，通常大于 3%。K_2O 也发生了富集作用。稀土元素蚀变岩石与未蚀变火山岩相比，前者具较大的负铕异常，δEu 为 0.24～0.44，而后者在 0.56～0.99 之间。可能是长石在蚀变过程中铕发生了活化，释放出铕的缘故。

3.1 矿石类型及其金属矿物组合

矿床中的矿石类型按矿物组合主要可划分为 4 种：1) 黄铁矿石，矿物以黄铁矿为主，次为黄铜矿；2) 黄铜-黄铁矿石，主要由黄铁矿、黄铜矿组成，闪锌矿、锌砷黝铜矿次之；3) 闪锌-黄铜-黄铁矿石，主要矿物为黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿，次为方铅矿、锌砷黝铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿；4) 多金属硫化物矿石，矿物以方铅矿、闪锌矿为主，少量的黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿等。按矿石构造特征：块状、稠密浸染状、条带状、条带—浸染状和

浸染状矿石等类型。根据前人和国内外同类矿床研究成果，矿石类型由早到晚形成的顺序依次：黄铁矿石—黄铜-黄铁矿石—闪锌-黄铜-黄铁矿石和多金属硫化物矿石。

3.2 矿石微量元素

表 2 为矿石的 13 种元素组分化学分析结果。与其他矿石相比，块状多金属矿石中的 Cu，Pb，Zn，Au，Ag，As，Hg，Ba 元素含量较大，其中 Pb，Au，Hg，Ba 的含量高出其他矿石 1～2 个数量级，表现为 Cu/（Pb＋Zn）值较小（0.38），而（Pb＋Zn）/（Mo＋Co＋Sn）值最大（690）；条带状和块状闪锌黄铜黄铁矿石的 Cu，Pb，Zn，Au，Ag 元素含量一般低于块状多金属矿石，而高于其他矿石，其中 Cu/（Pb＋Zn）值为 2.55～2.98，块状矿石的（Pb＋Zn）/（Mo＋Co＋Sn）值为 98；各种构造的黄铜-黄铁矿石中的 Cu，Co，Sn 所占比例增高，表现为 Cu/（Pb＋Zn）值最大，一般为 3～14，平均为 10.4，（Pb＋Zn）/（Mo＋Co＋Sn）值较小，一般为 0.97～16，平均为 10.2；块状黄铁矿石的 Co，Mo，Sn 含量明显高于其他矿石，表现出（Pb＋Zn）/（Mo＋Co＋Sn）值较小（11.0）的特点。

因此，矿石主要元素组分及其 Cu，Pb，Zn，Co，Mo，Sn，Hg，Ba 等含量相对比例变化特征，在一定程度上反映了不同类型矿石的特征。

表 2 矿床矿石元素组分含量 w（Cu，Pb，Zn）/%；w（B）/10^{-6}

矿石类型	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	Co	Mo	Sn	Bi	As	Sb	Hg	Ba
块状多金属矿石(2)	4.02	1.37	9.30	1.59	71.5	65	40	51	365	6 000	30.0	15.5	21 900
条带状闪锌-黄铜-黄铁矿石(1)	3.82	0.18	1.10	0.55	86.5	41	39	—	500	770	100	—	—
块状闪锌-黄铜-黄铁矿石(5)	3.96	0.13	1.42	0.36	34.1	65	63	31	222	2 856	82.0	5.40	214
块状黄铜-黄铁矿石(6)	3.39	0.06	0.17	0.31	21.0	75	53	40	576	2 414	80.0	1.05	154
条带浸染状黄铜-黄铁矿石(3)	0.87	0.06	0.23	0.15	9.0	51	34	95	218	548	45.4	1.65	140
细脉浸染伏黄铜-黄铁矿石(1)	0.54	0.01	0.0.	0.03	4.0	70	44	300	11	29	0.8	0.61	100
块状黄铁矿石(2)	0.02	0.13	0.23	0.07	4.0	100	110	114	100	—	—	—	—

4 地球化学特征

4.1 同位素组成特征

硫同位素分析结果表明，矿石中硫化物的硫同位素呈塔式分布，分布范围（－3.3‰～8.17‰）较窄，多数集中在 4‰左右，其中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 集中在 0.7‰～8.17‰范围内，峰值在 3‰～6‰之间；黄铜矿 $\delta^{34}S$ 值在－3.34‰～4.5‰，平均 3.00‰；而硫酸盐（重晶石）的 $\delta^{34}S$ 值在 16.4‰～23.54‰范围内，平均 21.2‰，结合实际地质情况，表明硫化物中的硫可能来源于深部地壳或壳幔混合型，而硫酸盐中的硫显然来自海水，亦即海水参与了成矿作用。

矿石矿物中铅的同位素分析结果表明，矿石中 $w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)$ 值为 17.69～15.61，$w(^{207}Pb)/w(^{204}Pb)$ 为 15.15～15.69，$w(^{208}Pb)/w(^{204}Pb)$ 则为 37.56～38.65，且这些数据的均方差很小，变化系数也仅为千分之几，表明硫化物矿石中其铅同位素组成的单一性，在卡农图解上，投影点的范围属正常铅；在 Doe 和 Zartman 铅构造模式图上，投影点集中在造山带附近，预示铅的下地壳或贫铀的上地幔来源。

矿石中石英的氢氧同位素组成分析结果表明，$\delta^{18}O$ 集中在 10.0‰～13.0‰，δD 集中在－83‰～－138‰，平均－104.0‰，与石英平衡的水溶液中 $\delta^{18}O$ 值的变化范围为－10.9‰～5.21‰，平均为－3.81‰，在 $\delta^{18}O$—δD 图解上投影点的范围表明成矿流体主要来源于大气降水演变的海水，并混合少量的岩浆水。

4.2 矿物包裹体特征

石英中包裹体数量少且分散，以气、液相为主，气液比＜15%，盐度集中在 12.2%～17.7%范围内，均值为 15.0%。重晶石中包裹体发育，且以液相为主，气液比＜10%。

石英的均一温度大致可分为 3 个区间：90～160，160～200，280～340 ℃；重晶石的均一温度在 70～130 ℃之间；黄铜矿、黄铁矿的爆裂温度大致分为 3 个区间，分别为 120～190，280～385，610～700 ℃和 170～300，410～480，480～830 ℃；而方铅矿的爆裂温度只显示出 1 个区间，即 220～380 ℃。这些温度区间的差别表明热液成矿以中低温为主，并具多期多阶段性。

石英、重晶石的包裹体成分分析表明，液相成分中阳离子以 Na^+，K^+ 为主，少量 Ca^{2+}，Mg^{2+}，Na^+/K^+ 值变化大（0.9～21.5），且 $Ca^{2+}>Mg^{2+}$；

阴离子以 SO_4^{2-} 为主，少量 Cl^- 和 F^-。气相成分主要有 H_2O，CO，CO_2，CH_4，H_2，N_2，SO_2，H_2S 等，反映了有机组分 CH_4 可能参与了成矿作用，且含矿溶液属 Na-K-Cl 型热卤水，并暗示了成矿的还原环境。由 Fe-Zn-S 三元体系求得的硫逸度 f_{S_2} 为 $10^{-12.54}$ Pa，由 Fe-S 体系估算的氧逸度 f_{O_2} 为 $10^{-35.42}$ Pa，这些结果也为成矿的还原环境提供了佐证。

四川呷村银-多金属矿床

四川呷村银-多金属矿床，经勘查证实规模已达超大型，因具有组分多，品位高等特征而为世人所瞩目。呷村矿床产出地质背景、控矿条件、矿床地质特征、成矿机理等方面与日本黑矿类似，并归属“黑矿型”，海相火山喷气-沉积成因的块状硫化物矿床。更重要的是通过类比可以见到呷村矿床在含矿火山岩的岩石类型、近矿围岩蚀变、矿床物质组分、金银矿的赋存和富集规律以及矿床的变质变形作用等方面有许多目前国内外尚无报导的独特特征，它们在矿床成矿理论研究和找矿学等方面均具有极为重要的意义。

1 构造背景

呷村矿床位属特提斯—喜马拉雅构造域东缘，松潘—甘孜印支褶皱系中玉树—义敦优地槽褶皱带中段。按板块构造观点，这个“优地槽”被称为“义敦古岛弧”，呷村矿床产出于古岛弧系主弧带的昌台火山沉积盆地中。

义敦古火山岛弧在时间上起始于晚三叠世卡尼克早期，结束于诺利克中晚期，并形成图 1 所示的由海沟弧前—主弧—弧间带组成的完整岛弧构造系。古岛弧带的火山活动有 3 个期次（旋回）。早期根隆旋回（卡尼克早期），具玄武岩-流纹岩双峰式组合特征，反映了早期阶段大陆边缘的裂谷作用；中期呷村旋回（卡尼克晚期），具玄武岩-安山岩-流纹岩组合，以安山岩为主，属钙碱系列。火山活动受控于德格—乡城基底断裂带，从而形成了岛弧中的安山岩带，即主弧带。呷村矿床的成矿作用发生于这一旋回的末期；晚期勉戈旋回（诺利克期），以酸性流纹质火山岩—次火山岩为主，间有玄武岩-流纹岩双峰式组合，显示岛弧形成晚期的又一次（弧后或弧间）拉张环境。

在义敦古岛弧中，德格—乡城主弧带是有色、贵金属成矿带，该带在长 450 km，宽 30～40 km 范围内已发现矿床、矿点百余处，它们多集中分布于

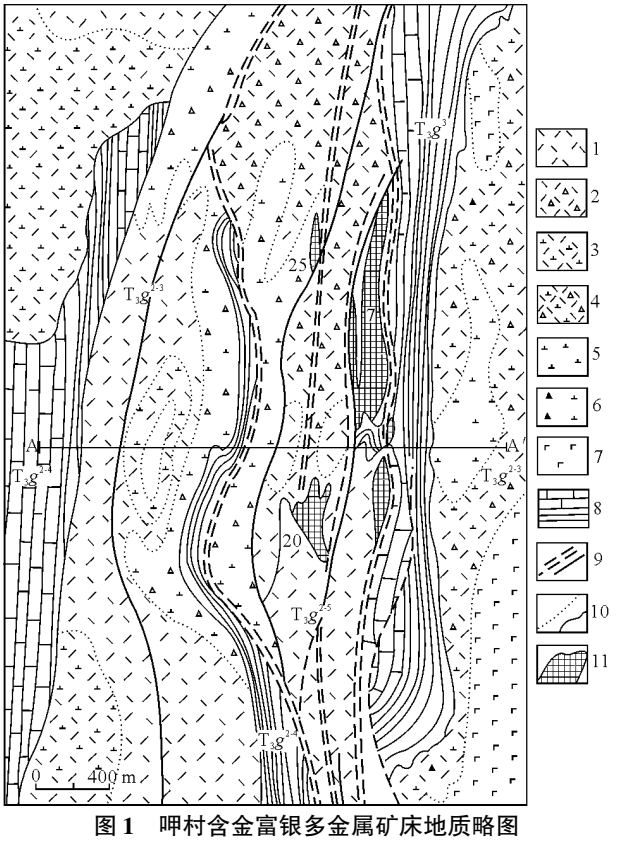


图 1 呷村含金富银多金属矿床地质略图

T_3g^3，T_3g^{2-5}，T_3g^{2-4}，T_3g^{2-3}—上三叠统呷村组第三段钙质千枚岩和碳酸盐岩，第二段第五层流纹岩、流纹质角砾熔岩，第二段第四层板岩和灰岩，第二段第三层安山岩、英安岩、流纹英安岩；1—流纹岩；2—流纹质角砾熔岩；3—流纹英安岩；4—流纹英安质角砾溶岩；5—英安岩；6—英安质角砾熔岩；7—安山岩；8—板岩、千枚岩和灰岩；9—断层和剪切带；10—地层界线和岩相界线；11—矿体及其编号

赠科、昌台、乡城、雪鸡坪等 4 个火山沉积盆地中，在成矿环境上均类似于日本岛弧中的“绿色凝灰岩带”（安山岩带）和北鹿盆地，显示德格—乡城主弧带具有优越的成矿条件和找矿前景。

2 矿床特征

呷村矿床形成后历经了印支期岛弧造山及燕山—喜马拉雅期陆内造山运动的改造和叠加，因而褶

皱形态十分复杂，断裂破坏十分剧烈（图 1）。含矿流纹质杂岩体出露长度约 10 500 m，宽 500～1 500 m，矿带仅见于杂岩体南端上部与沉积岩的接触带附近，在长 2 000 m，宽 50～200 m 范围内，经探矿工程圈定工业矿体 60 个，控制垂直延深已超过 600 m。

上述 60 个矿体按其产出部位和矿石自然类型可分出上下 2 个矿带及 2 个成矿系，即下部英安流纹质火山岩中火山热液交代成因的脉状—网脉状铅-锌矿体；上部化学沉积岩中具海底喷气-沉积成因的重晶石型块状铜、铅、锌、银（金）矿体。两者间见有由流纹质所组成的“枕状砾岩”带及“硅质壳”带，标志有一“冷凝界面”的存在。界面下脉状—网脉状矿体与热液蚀变相伴出现，并构成蚀变-矿化岩筒。岩筒由内向外有钡冰长石化→硅化→绢云母化→绿泥石化的面型蚀变分带；界面上重晶石型块状硫化物矿体则呈层产出并与重晶石岩、硅质岩（含磁铁石英岩）、菱铁矿层、白云岩等“喷气岩”相伴出现，且无热液蚀变的迹象。上述蚀变特征归纳为“半模式”，2 类矿体组合总结为“筒—盆”特征，它们形影相随、互为印证，说明矿床具内生—外生沉积成因。

呷村矿床的矿石特点是金属矿物粒度大多在 0.1 mm 左右。主要金属矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿，次为黝铜矿、银黝铜矿和黄铜矿，少量毒砂、硫锑铅矿、车轮矿、斑铜矿、磁黄铁矿，偶见自然金、汞银金矿、硫铜银矿、辉银矿、蓝铜矿、斜辉锑矿、曼纳德石等；非金属矿物以石英和重晶石为主，次为钡冰长石、绢云母、绿泥石、高岭石、方解石和白云石、菱铁矿等；金、银主要产于块状硫化物矿石中，除独立金银矿物外，载金、银矿物为黝铜矿、黄铁矿、黄铜矿、毒砂，沿矿物裂隙充填，呈细脉产出，形成温度小于 145 ℃，属典型的低温热液成因（杨时惠，1989）。

3 地球化学特征

呷村矿床的成矿元素为 Ag，Cu，Pb，Zn，Ba（重晶石矿），伴生元素为 Au，Cd。通过 R 型聚类分析，其指示元素为 Hg，As，Sb，Mo，Zr，Ti。

3.1 矿区地球化学

呷村矿床的脉状、网脉状矿体主要产于酸性火山岩中，而矿床外围的酸性火山岩成矿元素丰度值普遍较低，甚至低于地壳平均丰度（表 1），尤其 Cu，Zn 甚为明显。在矿田范围内，成矿元素在酸性火山岩中丰度值猛增，尤其明显的是 Pb，Zn，Ag 分别增至 160.5×10^{-6}，192.99×10^{-6}，1.27×10^{-6}，高出地壳平均丰度 2～16 倍，说明该区成矿物质主要来源于地壳深部岩浆房。矿床外围及矿田范围内中性火山岩、基性火山岩、沉积变质岩等成矿元素的地壳丰度变化不大，但都大于地壳平均丰度，说明本区是成矿元素的高背景区。

表 1 成矿、伴生、指示元素丰度值 w（B）/10^{-6}

类别	岩石	样品数	Cu	Pb	Zn	Ag	Au	Ba	Cd	Mo	Hg	As	Sb	Zr	Ti
地区丰度	酸性火山岩	18	5.72	31.02	86.63	0.143 4	0.018 3	922.75	＜1	0.750 0	0.030 0	0.950 0	1.357 5	/	1 924.68
	中性火山岩	27	27.11	33.57	90.95	0.146 3	0.003 4	384.74	＜1	0.709 1	0.089 6	2.230 4	1.251 4	/	5 993.00
	基性火山岩	9	71.08	30.03	108.09	0.114 2	0.039	423.51	＜1	0.588 9	0.091 1	2.733 3	1.906 7	/	7 672.55
	沉积变质岩	13	14.23	45.11	192.99	0.201 9	0.002 2	577.15	/	/	0.076 5	/	/	155.73	4 355.92
矿田丰度	酸性火山岩	68	16.84	160.50	97.98	1.27	0.008 8	855.00	5.17	3.13	2.04	9 .51	3.70	60.69	977.00
	中性火山岩	39	29.56	12.68	91.19	0.065	0.002 1	500.00	1.38	3.48	0.083	3.86	1.14	62.98	1 829.00
	基性火山岩	29	45.35	55.19	66.06	0.71	0.002 4	351.00	0.97	1.96	0.070	0.54	0.12	66.00	8 064.00
	沉积变质岩	42	26.25	37.44	169.84	0.161	0.005 3	325.00	0.88	3.50	0.057	5.46	0.96	67.92	3 323.00
全矿区平均丰度		338	28.32	104.16	50.01	0.523	0.005 0	921	0.91	3.99	0.173	25.55	6.33	119.7	2 073
地壳丰度			63	12	94	0.08	0.004 0	390	0.20	1.3	0.089	2.2	0.60	1.30	6 400

产于矿床顶部块状硫化物矿的含矿岩石沉积变质岩，除 Cu，Au 外，Pb，Zn，Ag 都高于地壳丰度，分别为地壳丰度值的 3.76，1.15，2.53 倍，但在矿田范围 Pb，Zn，Ag 都有降低趋势，Cu，Au 升高。在矿床中，Pb，Zn，Ag 猛增，Cu，Au 继续增高。由此认为呷村矿床上部块状矿的物源除来自地壳深部岩浆房外，更重要的是晚期火山的喷流活动和变形变质作用，使沉积岩中的成矿元素再活化、迁移、富集而成块状硫化物（富矿）。

3.2 矿床地球化学

在呷村矿床内共作了 5 条地球化学剖面，采集 521 件原生光谱样，着重对占矿区总储量 70% 的 7 号矿体进行研究，建立地球化学找矿模式，再用 20，25 号矿体的地球化学特征用以佐证模式的可

信度。

尽管呷村矿床 Cu，Pb，Zn，Ag，Au，Ba 都够工业品位可以形成矿体，但他们的成矿作用和指示元素并不相同，Ba 与 Zr，Ti 相关性很高，Cu，Pb，Zn，Ag 与 Cd，Sb，Hg，As，Mo 相关性高，Au 似乎与所有元素相关性均较差，有它的独立成矿作用。

矿床范围内从北到南，由 32，24，12，3，31 线各成矿元素、指示元素的统计结果看也有较大变化。32 线成矿元素富集度差；24 线 Au，Ag 富集，指示元素主要为 Hg；12 线 Cu，Pb，Zn，Ag，Au 富集，指示元素为 Hg，As，Sb；3 线 Cu，Pb，Zn，Ag，Ba 富集，指示元素为 As，Sb，Cd，Mo，Zr，Ti；往南 31 线 Au 富集，Hg 含量高。由此看来该矿床微量元素具有明显分带特点。

3.3 成矿物理化学条件

1）矿物包裹体特征，根据石英、闪锌矿和重晶石的包裹体研究（马承安等，1989），呷村多金属矿床中矿物包裹体以气液包裹体为主，气液比一般为 10% ～25% 。包裹体的形态比较规则，常呈负晶形状。包裹体大小因矿物不同而存在差异，闪锌矿和石英的包裹体 5～10 μm，重晶石包裹体 1～5 μm。包裹体盐度多数介于 5% ～15% ，密度比较小，主要为 0.85～0.999/cm^3，表明成矿介质为中等盐度、低密度体系。包裹体成分属 Na^+-K^+/Cl^--F^- 型，多数 $Cl^-/F^- > 1$，反映 Cu，Pb，Zn，Ag，Au 等成矿元素在成矿溶液中主要呈氯配合物形式迁移。

2）成矿温度和压力，根据不同类型矿石中重晶石、石英和闪锌矿的均一温度测试结果，该矿床均一温度为 78～380 ℃，其中 100～250，270～350 ℃两个区间出现的频率较高。这 2 个高频率的温度可能代表了本矿床 2 种矿化作用，即火山喷气沉积成矿和火山热液成矿的成矿温度。

在取得流体包裹体均一温度和密度的基础上，进一步采用刘斌 NaCl-H_2O 体系的包裹体等容式 $P = a + bT + cT^2$ 求成矿压力。式中 P 为压力，T 为均一温度，a，b，c 为不同密度下的参数。求得的成矿压力多数集中于 5×10^6 ～2.2×10^7 Pa 之间，仅极少数超过 2.2×10^7 Pa，也就是说成矿深度一般不超过 0.8 km，表明该矿床形成于较低压的开放—半开放的环境。

3）成矿溶液的 pH 值，f_{S_2} 和 f_{O_2}，徐明基（1989）根据矿物组合平衡关系，求得成矿溶液的 pH 值为 4.9～7.0，f_{O_2} 为 $10^{-36.42}$ ～$10^{-39.79}$ Pa，表明成矿流体为弱酸—弱碱性低氧逸度的溶液。f_{S_2} 在下部矿带为 10^{-6} ～10^{-8} Pa，变化范围小，可能与环境相对封闭有关，但在上部矿带 f_{S_2} 为 10^{-11} ～10^{-20} Pa，变化范围较大，反映成矿环境相对比较开阔，受外界因素影响较大。

4）铅-锌地球化学性质实验，依据呷村矿床地质成矿条件及矿物包裹体资料进行水热体系铅-锌地球化学性质实验。实验条件如下，温度：200～400 ℃；压力：100×10^5 ～$1\,000\times10^5$ Pa；介质盐度条件：H_2O，1.3 和 4.5 mol NaCl.，实验使用冷封式钛钢高压釜。压力以填充度法计量。

3.4 同位素特征

不同类型矿石中 6 个方铅矿的铅同位素组成，$w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)$ 为 18.36～18.49，$w(^{207}Pb)/w(^{204}Pb)$ 为 15.56～15.70，$w(^{208}Pb)/w(^{204}Pb)$ 为 38.46～38.89，变化范围较小，反映铅的来源比较单一。

在卡农（1960）坐标图上，铅同位素组成都落在小三角范围内，并且在 0 点附近，属正常铅。

选用 R.S.F. 法求得模式年龄 200 Ma 左右，与围岩火山岩时代（晚三叠世）基本一致，由此说明铅等成矿物质与火山岩可能同源。

该矿床中下部矿带硫化物（黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿和黝铜矿）的 $\delta^{34}S$ = －4.6‰～－5.4‰，多数介于 －1.5‰ ～ 0.4‰，平均 －1.1‰，变化范围窄，呈明显的塔式分布，与陨石硫类似，反映硫化物的硫主要来自深部，即硫源可能与含矿岩系中火山岩的岩浆来源相同。上部矿带硫酸盐的硫同位素组成与中下部矿带硫化物的不同，上部重晶石矿带重晶石 $\delta^{34}S$ = 30.8‰～20.2‰，为正值，并且变化范围较宽。与 200 Ma 左右的晚三叠世海水 $\delta^{34}S$ 值（22.5‰，张理刚，1985）相比，重晶石 $\delta^{34}S$ 值略小些。该矿床 $\delta^{18}O_{H_2O}$ = －23.4‰～－5.8‰，平均 －12.85‰，δD = －151.3‰～－68‰，平均 －103.06‰。在 δD-$\delta^{18}O_{H_2O}$ 图上，投影点均落在大气降水线附近。呷村多金属矿床与大气降水热液矿床对比，不仅成矿地质特征相似，二者都具有“形成浅、成群成带出现”（张理刚，1985）的特点，而且氢、氧同位素组成也类似，符合张理刚（1985）提出的大气降水热液矿床 $\delta^{18}O_{H_2O}$ <3‰，δD <－90‰的规律。

呷村矿床重晶石的 $w(^{87}Sr)/w(^{86}Sr)$ 为

0.708 71～0.710 48,明显高于含矿岩系中火山岩的 $w(^{87}Sr)/w(^{86}Sr)$ 值 (0.706 85～0.708 843)，表明在成矿过程中，主要在成矿作用晚期形成重晶石矿时，成矿溶液中有大量海水混入。

4 找矿模式

寻找呷村矿床必须在中小比例尺区调基础上确定古岛弧火山沉积岩区，以岛弧火山岩为对象；综合运用地质、物探、化探成果，分析、判定含矿的火山杂岩体及其矿化富集地段，通过工程揭露、验证和圈定矿体，是比较经济有效的找矿程序和步骤。

1）确定含矿的火山杂岩体，含矿火山杂岩体深部岩浆分异或分熔性好，除安山质火山岩外，上部有较多的流纹质火山岩，属中酸性钙碱性系列，部分因蚀变作用呈酸性，严重贫 Na_2O，K_2O 和 CaO；岩石中主要成矿元素 Cu，Pb，Zn，Ag，Ba 含量高。1∶20 万分散流存在铅族和重晶石等重矿物异常和水系沉积物 Cu，Pb，Ag，Au 化探异常，高于地区背景值 15～100 倍。具备上述特征之一，可以初步确定为含呷村式矿床的火山杂岩体。

2）寻找矿化富集地段，多金属银矿化位于火山喷发旋回或亚旋回的顶部接触界面附近，具有一定层位和明显的矿化垂直分带，由上而下依次为重晶石矿、块状多金属矿、网脉状铅-锌矿，有时在重晶石层之上有喷气沉积的硅质岩；围岩蚀变以次生石英岩化为主，生成次生石英岩-绢云母次生石英化流纹质火山岩，主要在块状多金属银矿层之下；中大比例尺土壤化探 Cu，Pb，Zn，Ag，Au，Ba 综合异常强度大，高于背景值 5～20 倍；有大比例尺自电异常和激电异常，其中自电异常强度达 —380 mV，激电异常视激化率达 30%～40%。具备这些特征可以初步确定为矿化富集地段。

3）对矿化富集地段进行地质研究和工程揭露工作，寻找和圈定矿体。

青海驼路沟钴（金）矿床

驼路沟钴（金）矿床是容于震旦—寒武纪火山沉积岩中的喷气沉积型钴（金）矿床，目前的勘查工作主要限于地表，已控制的钴资源量规模已达中型矿床。矿床位于东昆仑南造山带中段，该造山带是在元古宙结晶基底上形成的，主要经历了加里东和晚华力西—印支期的复合造山作用（徐文艺等，2001；张德全等，2001），其早古生代裂解包括震旦—寒武纪和奥陶纪 2 个旋回，驼路沟钴（金）矿床的海底喷气沉积成矿作用形成于震旦—寒武纪裂陷海盆中。

1 含矿岩系

1.1 层 序

驼路沟矿区未见侵入体，含矿岩系是一套浅变质（绿片岩相）火山沉积岩系，由 4 个岩段、15 个岩性层组成。自下而上：变碳硅泥岩（黑色页岩）段（$Z—\in^a$），于矿区中部九七沟一带的复背斜核部呈 EW 向展布（图 1），出露宽 200～700 m，由灰黑色含碳菱铁绢云石英片岩或千枚岩、斑点状绢云石英千枚岩夹灰岩和硅质岩透镜体组成。灰黑色含碳菱铁绢云石英片岩或千枚岩与斑点状绢云石英千枚岩除岩石构造上略有差别之外，其矿物组合大致相同，为石英＋绢云母＋碳酸盐矿物（菱铁矿、铁白云石、方解石）＋钠长石＋碳质或石墨＋电气石。斑点常由具筛状结构的菱铁矿或碳质组成。变凝灰岩-砂岩段（$Z—\in^b$），呈 EW 向展布于九七沟复背斜的两翼（图 1），由绢云石英千枚状板岩、黄铁矿化含砾千枚状粉砂质板岩、灰绿色绿泥绢云石英千枚岩夹钙质板岩、含碳菱铁绢云石英千枚岩组成。灰绿色绿泥绢云石英千枚岩也是本岩段中的主要岩石，具典型的鳞片粒状变晶结构、千枚状构造，矿物组合：石英＋绢云母＋绿泥石＋钠长石＋碳酸盐＋电气石±碳质。个别薄片中见钠长石或石英呈变余晶屑，原岩应为凝灰岩。变火山沉积岩段（$Z—\in^c$），主要出露于矿区中部，呈 EW 向展布于九七沟复背斜的翼部，因褶皱而重复出露，导致宽大于 1 km（图 1），是驼路沟矿床钴（金）的含矿层，由绿泥绢云千枚岩（原岩为中酸性凝灰岩）、绢云石英片岩（原岩为粉砂岩、强烈变形）组成，夹变质的碳硅泥岩（含碳菱铁绢云石英千枚岩）和喷气沉积岩（石英钠长岩）。变砂岩段（$Z—\in^d$），出露于矿区南部，出露宽大于 1 km（图 1）。主要由绢云石英片岩或千枚岩、绿泥碳酸盐千枚岩构成，其底部见一薄层变角斑岩或石英角斑岩。镜下偶见千枚岩或片岩呈变余砂—粉砂质结

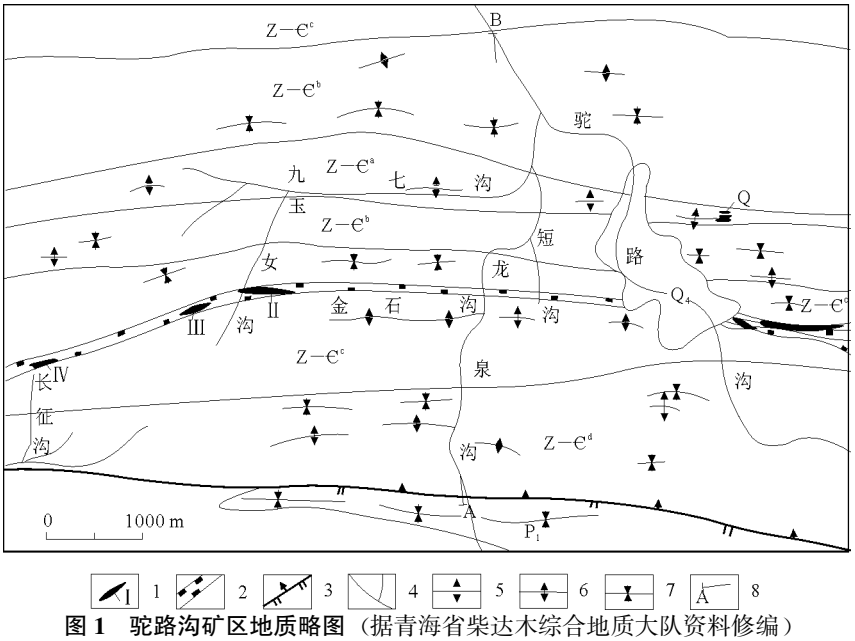


图 1 驼路沟矿区地质略图（据青海省柴达木综合地质大队资料修编）

Q_4—第四系松散堆积物；P_1—大理岩；Z—$\in^d$—变砂岩段；Z—$\in^c$—变火山沉积岩段；Z—$\in^b$—变凝灰岩-砂岩段；Z—$\in^a$—变碳硅泥岩段；q—石英脉；1—钴（金）矿体及编号；2—钴（金）矿化层；3—逆断层；4—水系；5—复式背斜；6—背斜轴线；7—向斜轴线；8—实测剖面起始位置

构，显示其原岩为砂岩、粉砂岩或凝灰质砂岩。变角斑岩具鳞片粒状变晶结构，其变余斑状结构和变余流动构造在镜下尚清晰。该岩段之上为一套厚的碳酸盐岩（大理岩），两者之间呈断层接触。前人（1∶20 万区调及矿区普查资料）将含矿岩系及其上的大理岩全部划入下二叠统，主要是依据大理岩层中的化石，而在第 1 至第 4 岩段中并未发现化石。根据已获得的 Z—$\in^c$ 岩段中喷气沉积岩（石英钠长岩）的锆石 U-Pb 年龄（570 Ma，谐和曲线年龄）及初步的区域地层对比，认为第 1 至第 4 岩段可能属震旦—寒武系，其上的大理岩仍属下二叠统，它们之间应以断裂为界。

1.2 喷气沉积岩（热液沉积岩）

矿区主要岩石有 3 种类型：一是绢云石英片岩或千枚岩；二是绿泥绢云石英片岩或千枚岩；三是石英钠长岩。它们均产于第 3 岩段（Z—$\in^c$）中，常呈互层，尤其矿化层中互层构造最明显，一般常由绢云石英千枚岩或片岩（厚 1 cm 左右）—石英钠长岩或片岩（厚 1～5 mm）—绿泥绢云石英千枚岩或片岩（厚 1 cm 左右）构成多个重复的韵律出现在矿化层中，这 3 种岩石均含矿。驼路沟钴（金）矿床的主岩是一套含热液沉积岩和少量凝灰岩的泥质粉砂岩。

石英钠长岩是驼路沟矿区最常见的一种变质喷气沉积岩，常与矿体相伴（矿体的直接围岩之一），是本矿床的找矿标志之一。石英钠长岩呈层状、似层状、透镜状产于第 3 岩段（Z—$\in^c$）中，规模大者仅有 1 层，厚数米至十几米、长数十米至数百米，较稳定地产于距钴（金）矿体 80 m 之外的地层中；规模小者有多层，长数米、厚数厘米，最常见者仅厚数毫米，与绢云石英千枚岩和绿泥绢云石英千枚岩构成纹层，并形成多个重复的韵律，出现在钴（金）矿体两侧 0～30 m 范围内。有的微层只有在显微镜下才能分辨。无论规模大小，它们都与围岩整合产出，且大多数与千枚岩或片岩一起被揉皱。较厚的石英钠长岩作为夹于较软的千枚岩中之坚硬岩石，在受到后期构造作用影响时，显示出两者不协调现象，甚至在岩性界面上形成断层，其在走向上则因构造作用而变成断续分布的石香肠或透镜体。因构造变形导致石英钠长岩与围岩之间的这种不协调，容易将石英钠长岩误认为“脉岩”（李厚民等，2001）。岩石外观呈淡肉红—黄褐色，块状或条纹条带状构造，主要由石英、钠长石、碳酸盐矿物（铁白云石、菱铁矿、方解石）组成，少量绢云母、绿泥石定向排列或呈条带状分布。副矿物有电气石、磷灰石、锆石等，以电气石最普遍并出现含量不等的黄铁矿（多已氧化成褐铁矿）。岩石中普遍出现钠长石和石英碎屑，多属粉砂级（粒径小于 0.1 mm），个别细砂级（>0.1 mm）。

2 变质及构造变形

驼路沟矿区含矿岩系中的所有岩石均经受了绿

片岩相变质作用，这是加里东和晚华力西—印支造山作用的结果（张德全等，2001；徐文艺等，2001）。其常见的变质矿物组合：石英＋绢云母±绿泥石±碳酸盐矿物（原岩为砂泥质沉积岩）、石英＋绿泥石＋绢云母＋钠长石（原岩为中酸性火山岩）和钠长石＋石英＋碳酸盐矿物＋绢云母（原岩为喷气沉积岩）。岩石多呈粒状变晶结构（石英及钠长石）及鳞片变晶结构（多由绢云母和绿泥石构成）。它们是 3 类不同原岩在绿片岩相条件下的变质产物。驼路沟矿床的构造主要为褶皱和断裂。矿区由 4 个岩段构成轴向近 EW 的紧闭复式背斜（图 1）。第 1 岩段的黑色岩系（变碳硅泥岩）是复式背斜的轴部岩石，其他岩段对称出现于翼部，尚发育一系列的次级褶皱。矿区内主要发育 2 类断裂：其一是与地层走向或褶皱轴向近于平行的（近 EW 向）逆冲断裂，它们一般走向延长大、陡倾斜，其二是短小的切层断裂，一般具有右行滑移特点。

3 矿 体

3.1 矿化层

由蚀变和矿化的绢云石英片岩（或千枚岩）、绿泥绢云石英片岩（或千枚岩）、石英钠长岩以及钴（金）矿石构成的矿化层宽 1～50 m，呈近 EW 向顺层展布于第 3 岩段中。其地表西起长征沟，向东一直延伸至驼路沟以东，已控制的长度大于 7 km。根据地表矿化质量的评价结果，目前已发现的 15 个矿体主要集中在短沟、玉女沟、长征沟 3 个矿段（图 1）。近矿围岩蚀变主要是硅化、钠长石化、黄铁矿化、碳酸盐化和绢云母化，远矿围岩蚀变为青磐岩化。金的富集与硅化有关，在石英细脉中发现有自然金。黄铁矿化表现为黄铁矿稀疏浸染状分布在围岩中，其强度与 Co 的含量呈正消长关系，强黄铁矿化的岩石即矿石。因此，矿体与围岩间为渐变关系，两者的界线需靠化学分析才能圈定。由于成矿后的区域变质作用，在一般情况下，严格区别热液蚀变矿物组合和区域变质矿物组合比较困难。

3.2 矿体及矿石

目前，矿区内已控制一个东自短沟、西至长征沟长约 7 km，宽 15～50 m（最宽 200 m）近 EW 向展布的钴（金）含矿层，在其中共圈定短沟、玉女沟、长征沟 3 个矿段，计 23 个矿体。Co 平均品位为 0.06%，最高达 0.46%，伴生 Au 平均品位为 0.45×10^{-6}～1.05×10^{-6}，最高达 5.19×10^{-6}。单个矿体呈似层状、透镜状，在空间上呈斜列式展布，一般长 100～1 000 m，平均厚 0.86～4.45 m。矿体倾向 NNE（亦有 SSW），倾角陡立（70～86°）。空间上，透镜状钴（金）矿体在矿化层中呈斜列式展布。在短沟一带的矿体产于面理褶皱的轴部，以 28～35°的角度向东深部侧伏，该侧伏方向及侧伏角与矿体旁侧层间滑动面上擦沟的倾伏方向和倾伏角基本一致。

1）根据构造可将矿石分为浸染状、条带状和块状 3 种类型。石英、钠长石、碳酸盐、绢云母和绿泥石是常见的非金属矿物，含量变化则取决于主岩的类型和金属矿物的变化。矿石的主要金属矿物为黄铁矿，此外，还有少量毒砂、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿、斑铜矿，痕量钴镍黄铁矿、含钴黄铁矿、硫钴矿、硫铜钴矿、自然金、自然铜、自然锡（表 1）、方硫镍钴矿（李厚民等，2001）等。矿石中独立的钴矿物（包括钴镍黄铁矿、硫钴矿、硫铜钴矿、方硫镍钴矿等）含量甚微，反光镜下观测及电子探针测定显示，矿石中的钴主要赋存于黄铁矿中。对各类矿石中黄铁矿的电子探针能谱扫描发现，Co 含量 0.06%～2.73%，且他形细粒状黄铁矿（喷气沉积期形成的）含 Co 明显高于重结晶的自形粗晶黄铁矿（变质期），显示独立的钴矿物可能析出于变质重结晶过程。最常见的矿石构造为条带状—层纹状、浸染状和块状。矿石发育典型的同生沉积构造，如条带状—层纹状（条带状矿石），偶见同生角砾状构造。矿石主要呈碎裂、包含、穿切交代、他形粒状结构。黄铁矿至少有 2 个世代。早世代的黄铁矿呈他形、粒径较细、常发育碎裂现象，微裂隙中不但被石英和方解石充填而且偶见自然金充填。有时镜下还可观察到黄铁矿被定向拉长或呈纺锤形变晶。晚世代的黄铁矿在矿石中含量较少，多呈半自形—自形粒状，粒径较粗，碎裂结构不发育。电子探针分析早世代黄铁矿含 Co，Ni 较高［4 件样品的平均值为 w（Co）2.44%，w（Ni）0.49%］，Au 低［4 件样品的平均 w（Au）0.01%］。钴镍黄铁矿（反光镜下显黄白带绿的色调）则呈薄边镶于含钴黄铁矿的外缘或呈不规则状分布于含钴黄铁矿的粒间；晚世代黄铁矿含 Co，Ni 低，Au 高［3 件样品平均 w（Co）0.1%，w（Ni）0.1%，w（Au）0.14%］。上述现象表明，早世代黄铁矿是区域变形-变质作用之前（喷气沉积成矿期）的产物，钴镍黄铁矿是含钴黄铁矿出溶的产物，少部分黄铁矿（指晚世代者）与变形-变质过程有关；钴主要形成于喷气沉积成矿作用，而自

然金应属于后生成因（可能与造山过程中的构造作用有关）。矿石 w（Co）0.02%～0.2%，w（Ag）0.1×10^{-6}～3.7×10^{-6}，尚伴生 Ni，Pb，其他组分含量很低（表 2）。

表 1 驼路沟矿床金属矿物电子探针分析结果 w（B）/%

样 号	矿 物	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Sn	Te	Au	Pb	合计
TL－30－1	黄铁矿	53.26	46.01	0.06	0.1	0	0	0	0	0	0.02	0.13	0	99.58
TL－30－2	黄铁矿	52.84	45.17	1.09	0.2	0	0.01	0.01	0.01	0	0.02	0.03	0	99.38
TL－38－1	自然铁	0	96.71	0.1	0.21	0.47	0.06	1.16	0	0.11	0	0	0	98.82
TL－38－2	含锡自然铜	0	0.59	0.03	0.23	83.82	1.34	0.69	2.84	9.88	0	0.07	0	99.49
TL－38－4	自然锡	0	0.33	0.07	0.11	0	0.78	0	0.01	98.28	0	0	0	99.58
TL－38－5	含锡自然铜	0	0.69	0.07	0.17	83.54	0.98	0.4	2.7	10.58	0	0.02	0	99.15
TL－84－1	钴镍黄铁矿	52.08	30.76	6.32	10.01	0	0	0	0.1	0.07	0	0	0	99.34
TL－84－2	含钴黄铁矿	52.61	43.61	2.73	0.39	0	0.01	0	0	0	0.04	0	0	99.39
TL－84－4	自然金	0	0.11	0	0.13	0.08	0	0	5.95	0	0	93.14	0	99.41
TL－84－5	含钴黄铁矿	53.07	42.32	2.62	0.49	0	0	0.77	0	0.04	0	0.01	0	99.32
TL－96－1	含锌自然铜	1.88	1.26	0.13	0.1	63.87	31.13	0.09	0	0	0	0	0	98.46
TL－96－2	含锌自然铜	0	0.92	0.2	0.12	67.13	1.24	0	0	0	0	0	0	99.58

仪器型号：JEOLJXA8800R 电子探针仪。测试者：中国地质科学院矿产资源研究所余静。

表 2 驼路沟矿区各岩段化探元素平均含量 w（B）/10^{-6}

岩段	样数	Au	As	Sb	Bi	Hg	Ni	W	Cr	Ti	Sn	V	B	Ag	Cu	Pb	Zn	Mn	Mo	Co
Z-∈[a]	3	0.029 4	34.4	1.13	0.3	0.043	11.73	18.63	66.17	2 038.53	1.33	54.5	63.57	0.21	32.4	91.7	33.5	431.9	0.32	4.6
Z-∈[b]	11	0.019 6	20.8	0.99	0.4	0.046	15.3	21.03	78.78	2 171.15	1.63	53.3	29.4	4.56	38.9	148.6	77.3	417.9	0.28	6.2
Z-∈[c]	36	0.339 1	211.2	4.56	0.5	0.066	57.62	39.82	78.32	1 901.59	2.54	68.3	39.12	7.13	217.5	1 941.7	313.8	607.5	12.61	164.3
Z-∈[d]	12	0.014 6	8.6	1.23	0.4	0.047	21.43	30.88	85.06	1 892.69	1.86	79.7	96.23	1.33	36.8	584.1	119.7	771	0.5	8.7
矿石	11	1.027	658.7	2.69	0.68	0.084	143.2	48.8	62.3	2 017.1	3.8	65.3	57.2	0.83	604.3	1 335.4	51.3	240.1	36.97	489.8

测试单位：河北地质测试中心；测试方法：Au 用石墨炉无火焰原子吸收光谱法；Ag 为火焰原子吸收光谱法；W，Sn，Mo 为极谱催化波法；As，Sb，Bi，Hg 用原子荧光光谱法；Cu，Pb，Zn，Co，Ni，Cr，V，Ti，Mn，Sr，Ba，Rb 为 X 荧光光谱法；B 用发射光谱法。

4 地球化学

在沿龙泉沟穿切含矿岩系的地质地球化学剖面上大致等间距地采集岩石样品 73 件（无露头地段间距放大）。含矿岩系各岩段 19 种元素的平均（算术平均）值列于表 2。总体而言，驼路沟矿床含矿岩系有较高的成矿元素和成矿指示元素含量。与地壳克拉克值相比，4 个岩段全部都富集（即高于克拉克值）的元素有 Au，As，Sb，Bi，Hg，Ni，W，Cr，V，B，Ag，Pb，Mo 和 Co。第 3 岩段（含矿岩段）的大多数组分在 4 个岩段中都是最高的（表 2），尤其是 Au，As，Sb，Ni，Co，Ag，Pb，Cu，Zn，Mn，Mo。如果将高出全矿区平均值 5 倍的元素称为异常富集元素的话，则含矿层（第 3 岩段）的异常富集元素为 Au，As，Pb，Cu，Zn，Mo，Co。数据表明，成矿元素和成矿指示元素在含矿岩系的各岩段中是不均匀的，其中以含矿层的元素含量最高。很显然，这与该岩段频繁出现的喷气沉积成矿活动有关。据此可以确定，Au，As，Pb，Cu，Zn，Mo，Co 可以作为圈定含矿层的化探异常元素组合。如果以相关系数大于 0.5 为标准来简单地确定两者相关并划分元素组合的话，根据表 2 的数据，则有 Co-As-Ni-Mo-Au（按相关系数由大向小排序，以下同），Pb-Zn-Sb-Ag 和 Sn-Hg-Cu-Mo-W 三个元素组合。尽管在所有的被分析的样品中，这 19 种元素的含量都在微量级，并且它们在岩石中的赋存状态也不十分清楚，但是从相关分析中，起码可以认定 Co-As-Ni-Mo-Au 和 Pb-Zn-Sb-Ag，Sn-Hg-Cu-Mo-W 是本矿床含矿岩系中分别具有化学亲合力的 3 组元素。与表 2 的数据对比可知，矿石中的异常富集元素为 Co，Au，As，Ni，Mo，Pb，Cu，不但包括了上述 3 组元素中第一组元素的全部，而且也包含第二组元素的 Pb 和第三组元素的 Cu。由此可以断定，含矿岩系中的 Co-As-Ni-Mo-Au 元素组合是与以 Co 为主的喷气成矿活动有关的元素组合，矿石中的 Co 和 Au 主要来源于喷气沉积成矿作用，而另 2 个元素组合则也许暗示了另 2 类成因的矿化作用。在含矿岩系的地球化学剖面上（图略），大多数成矿元素和成矿指示元素（主要是 Co，Au，Ag，Cu，Pb，Zn，Mo，As，Sb，Sn，W，Hg）构成以含矿层（第 3 岩段）为中心，向上（第 4 岩段）和向下（第 2 和第 1 岩段）快速衰减到背景场的曲线。其

余元素（主要指 B，Mn，Bi，V，Ti，Cr）则有不同的变异趋势，如：Cr 的 2 处高点分别出现第 3 和第 2 岩段中 2 处含磁铁矿大于 2% 的火山沉积岩中；V 和 Ti 仅在第 4 岩段的石英角斑岩含量较高；Bi 仅在第 3 和第 4 岩段的局部有不明原因的跳动；Mn 仅在钴矿化层的含褐铁矿的岩石中有较高的含量；B 则在第 4 岩段局部电气石含量较高处才有强烈的跳跃。在主矿体及其附近，Co，Ni，Au，Ag，Cu，Pb，Zn，Mo，As，Sb，Sn，W，Hg 有较强烈的跳动（但它们之间的重合不太好），Pb 的异常晕最宽，由 w（Pb）$\geqslant 5\,000\times10^{-6}$ 的 5 件样品构成，Co，Au，Ag，Sb 的晕较窄，通常由 3 件样品构成，Mo 的晕最窄，只有 1 个样点，而 Hg 则呈双峰式套合在上述晕上。镜下观测发现，大多数样品中均含较多的喷气岩纹层或浸染状黄铁矿，这些纹层宽＜1 mm，夹于变质的火山沉积岩中。仔细辨认后发现，重合较好的矿体晕由 Co，Ni，Au，Pb，Mo，As 等元素组成，这些元素大部分是矿石中相对围岩含量较高的组分（表 2）。由此可以相信，Co，Ni，Au，Pb，Mo，As 是指示矿体的化探元素组合。本矿床的矿体是通过查证 Au-Co-As 组合异常发现的，因此，增加 Ni，Pb，Mo 的测试分析必不可少，因为 Co-Ni-Au-Pb-Mo-As 组合异常比 Au-Co-As 组合异常更能区分矿致异常和非矿异常。

对不同类型矿石中挑选出的细粒黄铁矿利用 ICP—MS 法进行精细 Re-Os 定年，结果在 w（^{187}Re）/w（^{188}Os）-w（^{187}Os）/w（^{188}Os）和 w（^{187}Re）-w（^{187}Os）两种图解上分别得到（432±23）Ma 和（442±17）Ma 较好等时线年龄，表明驼路沟矿床的黄铁矿形成于晚奥陶—早志留世。

在驼路沟矿床，石英钠长石岩是最重要的含钴细粒黄铁矿赋矿主岩，两者同时形成，亦即石英钠长石岩也形成于晚奥陶—早志留世。已有研究表明，石英钠长石岩为典型的富钠热水沉积岩，从而表明在东昆仑昆南构造带曾于晚奥陶—早志留世发生过强烈裂解，并产生了喷气沉积型钴-铜-多金属矿化作用。

驼路沟矿床为喷流沉积成因，含矿地层时代应与细粒黄铁矿形成年龄近于一致，矿区含矿岩系与区域纳赤台群地层的对比研究表明，两者相似。因此，黄铁矿 Re-Os 定年结果不仅重新厘定了矿区含矿岩系时代，而且还表明区域纳赤台群的地层时代仍主要为早古生代，其间可能有时代较新的混杂体。

区域上近 EW 向稳定分布的 Co，Cu 异常带及多处矿床、矿点的发现指示其具有极大的钴-铜找矿前景。

5 矿床成因与成矿规律

5.1 矿床成因

国内外含钴矿床最主要形成时代为新太古代/元古宙，其次为华力西期、印支期、燕山期。形成环境主要为裂谷或裂陷槽等拉张环境；矿床的形成与海底热水活动及断裂活动有关（裴荣富，1995）。关于驼路沟钴矿床的成因前人有多种观点，李厚民等（2001）认为该矿床为层控-改造型矿床。张德全等则认为是一种远离喷气口的喷气沉积型矿床。矿床地质特征表明，驼路沟钴矿床是一种独特的、全新的矿床类型。该矿床产于拉张的洋壳环境，形成于早古生代晚期（S_1）。通过对含矿岩系（变火山-沉积碎屑岩）中的赋矿岩石硅质钠长质岩分析研究表明，本矿床的形成主要与海底热水喷流沉积成矿作用有关。此外，依据矿床产出地质特征及矿石组构特征，可显示该矿床明显经历了海底喷流沉积成矿和后期构造变形的改造作用。早期在拉张洋壳环境下发生热水喷流作用，在海底喷流沉积成矿，形成富含钴的矿床。矿床形成之后，在印支—燕山期，本区发生了区域变质和构造变动等地质作用。区域变质作用较弱，岩石仅经受了绿片岩相变质作用，没有大量变质热液形成，因而对本矿区矿床的改造和矿质聚集作用不太明显。但是，构造变动强烈，使矿区内的含矿地质体发生了广泛的构造置换、褶皱变形和断裂动力作用，从而控制着矿区内矿体的展布情况。综上所述，驼路沟钴矿床为热水喷流沉积-构造改造型矿床。

5.2 成矿规律

该矿床明显受早志留统火山-沉积碎屑岩控制，矿体主要分布于碎屑岩组的第三岩段中。矿体发生变质变形之后，更晚期近 SN 向脆性断裂作用造成矿区内不同地段差异抬升剥蚀，显示出几个不同标高的矿段，一般东盘升起西盘下落，由于挤压应力方向不完全水平或垂直，致使该矿区矿体侧伏规律明显，总体往 SE 侧伏，侧伏角为 20～40°。

青海锡铁山 SEDEX 型铅-锌（伴生金）矿床

1 矿床简介

锡铁山铅-锌矿床是中国西部地区著名的大型铅-锌矿床之一，该矿床发现于 20 世纪 50 年代，1982 年开始大规模开发，1987 年锡铁山矿务局建成并逐步形成较大的采选生产能力，目前已成为中国的骨干铅-锌矿生产矿山之一。矿床位于海西州大柴旦东 72 km，产于柴北缘加里东造山带中段早古生代大型沉积盆地的次级盆地内。矿区呈约 325°向的狭长条带状，长 5 500 m，宽 800 m（图 1）。矿区北侧紧邻欧龙布鲁克地块（微陆块）的古元古界变质岩系，矿区中部及南部为早古生代滩间山群变质火山沉积岩系。矿区中部局部有上泥盆统红色砾岩（磨拉石层，前陆盆地沉积组合）和下石炭统穿山沟组砂岩不整合覆盖于滩间山群之上。矿区范围内未见花岗质岩浆侵入体出露。

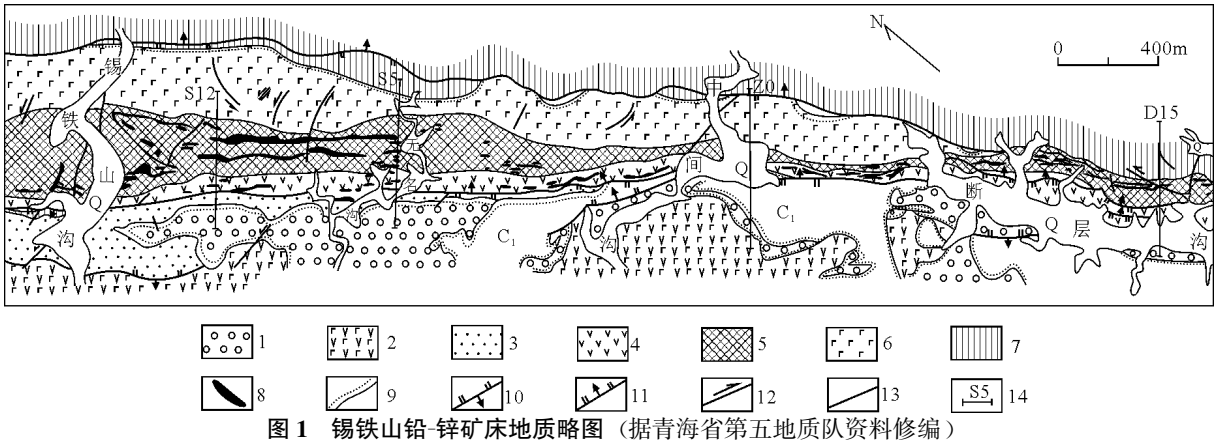


图 1 锡铁山铅-锌矿床地质略图（据青海省第五地质队资料修编）

Q—第四系；C_1—下石炭统砂岩；1—上泥盆统红色砂砾岩；2—滩间山群上部中、基性火山沉积岩；3—滩间山群中部紫红色砂岩；4—滩间山群中部中、基性火山沉积岩系（上部含矿岩系）；5—滩间山群下部沉积岩（下部含矿岩系）；6—滩间山群下部基性和酸性火山碎屑岩互层；7—下元古界达肯达板群变质岩系；8—铅-锌矿体；9—不整合界线；10—逆断层；11—正断层；12—平推断层；13—性质不明断层；14—勘探线及编号

2 含矿岩系及主岩

2.1 含矿岩系

早古生代滩间山群火山沉积岩系是锡铁山铅-锌矿床的含矿岩系，该岩系已变质为绿片岩相的岩石。该含矿岩系在锡铁山矿区自下而上可分为 4 个岩组。

1）下部火山沉积岩组，分上下 2 个岩段。下岩段为厚 21～272 m 的双峰火山岩（下部为流纹质和英安质火山岩，上部为基性火山岩，现已变质成斜长角闪岩）；上岩段为变沉积岩，是该矿区的主含矿层。下岩段变质英安岩中锆石的 U-Pb 年龄为（486±13）Ma（赵风清等，2003），表明锡铁山矿区滩间山群形成于早奥陶世，而非前人所界定的晚奥陶世（青海省地质矿产局，1991）。

2）下部中—基性火山岩组，由变质的中—基性火山岩（斜长绢云绿泥片岩等）及沉积岩夹层组成。其中的基性火山岩具有钙碱性玄武岩、岛弧拉斑玄武岩和洋岛玄武岩等多重地球化学特性。在矿区的中间沟及断层沟一带，该层序底部断续分布有一薄层超镁铁岩（菱镁蛇纹岩）。该岩组的火山岩中偶见含 Cu（黄铜矿）的铅-锌矿化，是矿区的一个次要含矿层。

3）中部紫红色砂（砾）岩组，由紫红色变砂岩夹含砾杂砂岩构成，夹少量砾岩。据岩石组合分析为浊积岩，保留鲍马序列的 TABC 段（赵风清等，2003）。砾岩中的砾石以火山岩、大理岩、碳质板岩为主，砾石的大小不等，分选和磨圆较差，属浅水斜坡相产物，是地壳抬升和早期火山喷发旋回结束的标志。

4）上部中—基性火山沉积岩组，由一套厚大的中—基性火山岩夹沉积岩组成。基性火山岩中见枕状熔岩，岩石大多具洋脊火山岩的岩石化学特性。

2.2 化学沉积岩

矿区滩间山群下部火山沉积岩组中常见硅质岩、含 Zn 的铁锰碳酸盐岩薄层或纹层。滩间山群下部中—基性火山岩组中常见铁碧玉岩和硅质岩薄层或透镜体顺层展布。上部中—基性火山沉积岩组中常见含铁硅质岩、碧玉岩及重晶石岩薄层或透镜体顺层展布。

总之，锡铁山铅锌矿床的含矿岩系是一套已经变质到绿片岩相的早奥陶世火山沉积岩。铅-锌主含矿层位于下部旋回的沉积岩中。含矿岩系中含丰富的化学沉积岩，由下部旋回的硅质岩层、铁锰碳酸盐岩层及铅锌黄铁矿矿层，上部旋回的重晶石层、硅质岩层，依次构成了一个含矿的化学沉积岩序列，从而显示了海底喷流沉积产物的层序特征。

2.3 含矿层及热液沉积岩

锡铁山矿床有 2 个含矿层，其中下部火山沉积岩组的上岩段为主含矿层，下部中—基性火山岩组为次含矿层。

1）主含矿层，是一套变质的灰黑色碳硅泥质沉积岩与碳酸盐岩的互层沉积，呈约 325°方向层状分布，其下伏岩层是酸性火山碎屑岩（已变质为灰绿色绿泥斜长石英片岩）。主含矿层一般均可分出 10 多个不同岩性互层组成的岩层，主要的岩石种类：①含碳的片岩类，由含量变化较大的石英、绿泥石、绢云母、斜长石构成，岩石 w（$C_{总碳}$）1% 左右，其中 w（$C_{有机}$）在 0.2%～0.9%（国家地质实验测试中心分析），普遍见浸染状黄铁矿星点；②大理岩，w（Mg）低（平均 0.41%），向矿区两侧大理岩的 MgO 含量增高，在断层沟一带见有菱镁大理岩出露。总体上，由下而上，由矿床中部向两侧，大理岩中镁、铁、锰的含量有增高的趋势，而铁锰质大理岩或锰矿层则主要产于该岩段之大理岩中，并主要见于矿区 NW 部位；③含锌菱铁矿石膏岩，薄层状（厚度一般小于 1 m），由含锌菱铁矿和石膏微晶组成极细的纹层，整合于层状矿体和大理岩层间，亦见呈脉状分布于片岩中，岩石 w（ZnO）4.39%～11.76%，且 Zn 大多以类质同象形式取代菱铁矿中的 Fe，形成菱锌矿；④矿石，常见金属矿物为方铅矿、闪锌矿、胶黄铁矿和黄铁矿，构成似层状矿体。

主含矿层沿走向及倾向的岩性及厚度变化很大。矿床中部厚度大（>200 m），向两侧逐渐减薄至数十米。主含矿层的厚度往往与铅-锌矿体的厚度及矿体规模同步消长。现已查明，矿区中部锡铁山沟至断层沟一带，主含矿层之厚度最大，三级沉积海盆的中心（很可能是同生沉积断裂的位置）位于锡铁山沟至骆驼峰（S5 勘探线）一带（图 1），因而，这一地段的似层状铅-锌矿体不但厚度大，且沿走向及倾向变化相对较小。

主含矿层中的矿体以似层状、透镜状为主，自下而上矿层及其底顶板的岩石：①大理岩或含碳绢云石英片岩；②含碳石英钠长片岩；③含锌菱铁矿石膏岩；④铅-锌黄铁矿矿层；⑤含锌菱铁矿石膏岩；⑥含碳绢云石英片岩或大理岩。从中可以看出，②，③，④，⑤明显具有热液沉积岩的特点。

2）次含矿层由下部中—基性火山岩组的中—基性火山碎屑岩及沉积岩组成，经浅变质后，它们主要为不含或少含碳质的各类片岩（绢云母＋石英＋斜长石＋绿泥石）及少量大理岩薄层。在其底部的含碳绢云石英片岩中有小的层状、似层状铅锌黄铁矿矿体和含铜石英脉或细脉浸染状铅-锌矿体。该含矿层厚度不大（33～94 m），沿矿区中部呈 NW 向稳定展布（图 1）。次含矿层中的铅-锌矿体之顶底尚未发现明显的热液沉积岩，且矿体规模小，品位低，沿走向及倾向变化大。该含矿层的重要特点：①含矿层内变质中—基性火山岩多；②黄铜矿及金含量较高，据 20 件矿石组合样统计，w（Au）0～2.3×10^{-6}，平均 0.34×10^{-6}，而含黄铜矿石英脉一般产于该含矿层的中、下部。

3 矿区构造及变形、变质作用

锡铁山矿区的滩间山群内发育一系列走向 NW（顺层），向 NE 陡倾斜的脆性冲断层，此外还有一组短小的穿切地层的走滑断裂（左旋），这 2 组断裂通常破坏了矿体的连续性。与顺层断裂有关的斜向挤压作用，往往还导致多个矿体在倾斜方向上的斜列式带状展布或尖灭侧现（图 2）。

矿区的滩间山群内部韧性和韧-脆性变形构造发育，包括片理、中小型紧闭褶皱、窗棂构造和 2 组共轭的折劈理或膝折带、破劈理或挠曲。矿区北侧滩间山群与元古宙基底达肯达坂杂岩以大型韧性剪切带相接触，剪切带倾向 NE，倾角 65～75°。剪切带内的不对称构造或组构都指示了 NE 盘的达肯达坂杂岩向 SW 斜向仰冲，而 SW 盘的滩间山群则向 NE 斜向俯冲（郭进京，2000）。靠近该剪切带部位的滩间山群中，片理（糜棱岩面理）发育程度极高，且变质程度也较深。在滩间山群内部，褶皱转折端部位的片理同样十分发育。远离韧性剪切带或褶皱转折端，片理发育较差。除在褶皱转折端部位

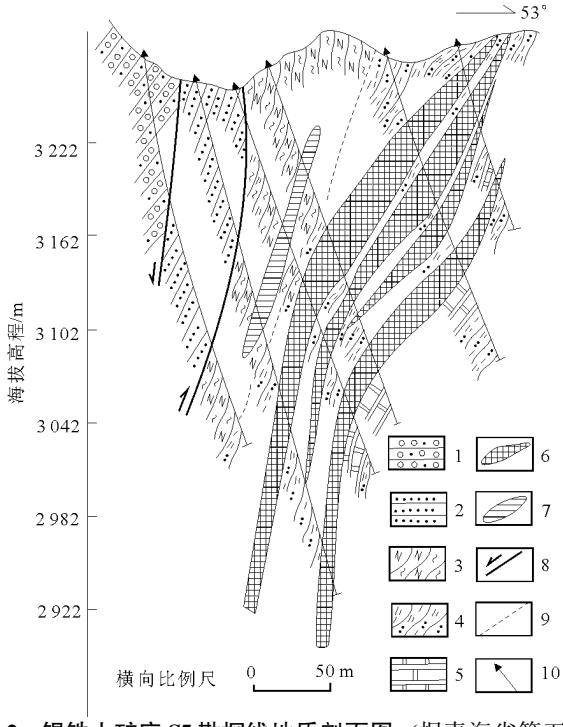


图 2 锡铁山矿床 S5 勘探线地质剖面图（据青海省第五地质队资料修编）

1—上泥盆统复成分砾岩；2—滩间山群细砂岩；3—滩间山群斜长绿泥片岩（次含矿层）；4—滩间山群含碳绢云石英片岩（主含矿层）；5—滩间山群大理岩（主含矿层）；6—铅-锌主矿体；7—细脉浸染状矿体；8—断层；9—推测地质界线；10—钻孔

可见到片理与层理斜交或直交外，其余部位则是片理和层理平行的复合面理。

滩间山群中发育的褶皱主要为中小型，可以分为 2 类：一类为韧性剪切带附近的不对称小型紧闭褶皱，另一类为剖面上的中型褶皱。后者发育于褶皱转折端部位的大理岩夹片岩中。大理岩中小型褶皱多呈对称形态，轴面片理即流劈理发育，显示出强烈的塑性变形特点。

滩间山群中构造线理主要为小褶皱枢纽或褶皱窗棂，在主含矿层的灰黑色含碳绢云石英片岩中的褶皱转折端附近发育有典型的褶皱窗棂构造。上述滩间山群中的韧性变形在其上覆泥盆系砾岩的变火山岩砾石中可见到，说明其为加里东期碰撞造山作用的产物。如果把滩间山群的上述韧性构造变形作为加里东碰撞造山作用的地质记录，那么上覆泥盆纪磨拉石建造的出现，则标志着柴北缘加里东期碰撞造山作用的终结。滩间山群在加里东期碰撞造山过程中发生了强烈的 NE 向斜向挤压缩短（郭进京，2000；汪劲草，2000；赵风清等，2003），这也就注定了早奥陶世喷流沉积成矿作用形成的原始铅-锌-黄铁矿层，必将强烈遭受后期构造改造。

除发育上述韧性变形的构造形迹外，还发育有 2 组共轭透入性破裂，其产状稳定，一组为 135°∠65°，另一组为 315°∠70°，与层理或片理都呈大角度相交甚至直交。它们随岩性变化表现形式各异，在片岩中常表现为折劈，而在成分较均匀的厚层变中基性火山岩中则表现为密集的膝折带，在条带状或薄层状的岩层中则表现为挠曲。这些破裂常被白色方解石脉充填。

4 矿床地质特征

锡铁山矿床西起锡铁山沟西北的 S27 线，东至断层沟，矿化范围构成一长约 5 500 m，宽 50～350 m 的带。矿化带呈 NW 向展布，高角度倾向 SW，与区域构造线方向一致。已探明铅-锌工业矿体 150 多个，主要集中于无名沟（S2 线）至锡铁山沟（S20 线）间长 1 700 m 的地段，成群出现在主含矿层中。矿体群自 NW 方向的地表（3 200～3 350 m 标高）向 SE 方向的深部侧伏延伸至 2 500 m 标高，尚未尖灭。

4.1 矿 体

根据矿体在含矿层中的产出部位、产状、形态及其与围岩的关系，可将其分为似层状—透镜状、细脉浸染状矿体，细脉—网脉状矿化体和角砾状矿体 4 类。

似层状—透镜状矿体（图 2）占矿区已探明铅-锌储量的 90% 以上。其与围岩界线较截然，产状与围岩大体一致。主要位于厚层大理岩顶部或底部与含碳绢云（绿泥）石英片岩的界面上，单个矿体长 150～250 m，厚 3～5 m，最大延伸 400 m（尚未尖灭）。亦见其产于厚层大理岩内或厚层大理岩内片岩夹层与大理岩的界面上，这类矿体较短（50～100 m）、厚度大（10 m 左右）、延伸小，但个数多、品位高、矿量大。还有少量矿体赋存在片岩中，其主要见于主含矿层下部和次含矿层底部含碳质的片岩中，规模小（长 5～35 m，厚 0.3～2.3 m），系由条带状矿石构成的贫锌矿体，矿体呈扁豆状，与地层产状或岩石片理平行。

似层—透镜状矿体代表了锡铁山矿床的主体，它的空间分布特征，在一定程度上反映了其主要的喷流沉积成矿作用。1）矿体完全沿狭长的含矿层展布，沿倾向作单斜叠瓦状重复出现。沿走向或倾向追索，同一主矿体可能在不同地段有不同的近矿围岩，即随地层岩石的相变，同一矿体可沿层分别产于大理岩、不纯大理岩、含碳片岩或绢云绿泥石英片岩中。这种矿（化）体的连续性与近矿围岩的

多样性，反映了喷流沉积成矿的时控性，具有明显的同生成矿特点。2）主矿体呈层状、似层状或透镜状，与围岩之间基本整合产出，但局部亦见凹凸不平或斜切围岩层理或片理，沿走向或倾向均存在分支、复合、胀缩或尖灭再现，反映喷流沉积成矿作用发生于海底、属准同生沉积（晚于下盘岩石）。主矿体之长度往往是其延深的 1～4 倍，向 SE 侧伏，故其走向基本代表了滩间山期三级海盆的长轴方向。3）大部分矿体剥蚀深度不大，呈盲矿体，在走向上，其沿含矿层断续延长 5 500 m，但单矿体延伸一般小于 400 m。而由碎屑沉积岩、化学沉积岩和热液沉积岩及矿石组成的含矿层厚度不大，但走向上却稳定延长，倾向上不但相变剧烈，而且其中的化学沉积岩及热液沉积岩厚度变化极大。上述现象与区域上滩间山期海为一狭长的海槽的背景是完全吻合的，这一背景决定了其准同生沉积的矿化体的狭长条带状形态，此外，碰撞造山期强烈的 NE 向斜向挤压缩短，也是一个重要的因素。

需要特别指出的是细脉—网脉状矿化体，系由方铅矿、闪锌矿、黄铁矿及磁黄铁矿集合体构成的细脉和网脉，偶见于矿区东侧断层沟一带，沿达肯达坂群与滩间山群边界断裂两侧的基底变质岩或滩间山群绿片岩层内的小断层或裂隙分布，有不少细脉切层或穿切片理。这类矿体很少，规模较小（较大者见于 D15 线北段，图 1）、变化很大，勘查工作程度很低，是后生热液矿化的典型代表。

4.2 矿 石

主要的金属矿物有黄铁矿、胶黄铁矿、闪锌矿和方铅矿，有少量磁黄铁矿（单斜）、白铁矿、毒砂、黄铜矿、磁铁矿和微量黄锡矿、硫镉矿、黝铜矿、锡石及金银矿物等；非金属矿物主要为石英及碳酸盐矿物（方解石、菱铁矿等），次为绿泥石、绢云母、石膏，偶见电气石、重晶石等，非金属矿物与围岩矿物组成基本一致。

矿石组构较复杂，在一定程度上，矿石的组构类型包含着矿石的成因信息。1）似层状、透镜状矿体中，条带状构造极发育，以黄铁矿、胶黄铁矿集合体为主构成的条带和以方铅矿、闪锌矿为主构成的条带交互出现，条带的产状与围岩之层理及片理产状大致相同，从而显示了同生沉积的特点。2）主要发育于似层状和透镜状矿体中的矿石，常见胶状结构，为主要由呈他形—自形尘状微晶（$d<0.005$ mm）的黄铁矿、白铁矿、菱铁矿、磁铁矿组成的胶状集合体。成分及颜色不尽相同的胶黄铁矿构成的胶环，常被由板条状白铁矿微晶构成的火焰状、舌状或脉状集合体交代，隐晶质或他形粒状的菱铁矿微晶集合体环绕于黄铁矿胶环外侧，而菱铁矿微晶分解而成的磁铁矿微晶，呈微细粒（$d<0.02$ mm）状环绕黄铁矿微晶分布。构成胶环的各类微晶矿物大体的含量：黄铁矿 40%～70%，白铁矿 5%～45%，菱铁矿及磁铁矿 5%～20%。这种胶状结构在一定程度上代表了初始的沉积组构。3）变晶结构、花斑状构造基本上代表了矿石受后期热液改造的组构。部分粗晶或巨晶状的方铅矿、闪锌矿，部分较粗的黄铁矿是这一结构构造的特征。镜下常可看到胶黄铁矿→细晶黄铁矿或白铁矿→粗晶（变晶）黄铁矿的交代现象，或黄铁矿变晶被磁黄铁矿交代。花斑状构造常发育于似层状矿体的边部，由粗晶方铅矿、闪锌矿和非金属矿物构成的花斑状集合体，组成舌状等不规则形态，“刺入”围岩之中。具这类构造的矿石，其中的非金属矿物（方解石或石英）内同时捕获有气液包裹体、气相包裹体和含 NaCl 子晶的多相包裹体，亦证明其并非是海底喷流沉积的产物。4）次含矿层中、下部或矿区东侧主干断裂旁侧的细脉浸染状或细脉—网脉状矿体中，部分矿石常具细脉状构造，这些脉有时不但切层，也穿切片理，亦显示其为后期热液成因。5）部分矿石中见角砾或碎屑，可能说明了成矿的多世代性，而某些金属矿物（如黄铁矿）常发育的碎裂结构，则显示其具动力变质成因。

4.3 主要金属矿物的标型特征

黄铁矿、闪锌矿、方铅矿是锡铁山矿床中最主要的金属矿物。根据它们的产状、形态及物理性质，可将其分为 3 种类型，这 3 种类型的金属矿物之主元素和微量元素存在系统差异，这种差异即称为成分标型。而不同类型金属矿物的成分标型，则在一定程度上反映了它们的成因信息。Ⅰ型，产于似层状、透镜状矿体内，常具胶状结构和条带状构造的矿石中的金属矿物，粒度较细，常与胶状黄铁矿环带共生，但略晚于胶状黄铁矿。其中，黄铁矿呈他形—半自形晶，粒径在 0.02～0.05 mm 者居多；闪锌矿粒径 0.003～1 mm，棕黑色四面体，内部有黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿包体，偶见黄锡矿微晶；方铅矿呈他形晶，粒径 0.02～0.05 mm。Ⅱ型，见于似层状或透镜状矿体中，且常见于这类矿体的边刺及边瘤中具变晶结构、花斑状或块状构造的矿石中，粒度较粗大。其中，黄铁矿呈他形—半自形晶，粒度均匀（$d=0.5$～2 mm），常构成团块状集合体，环绕于胶黄铁矿之外，或沿胶黄铁矿的缝隙交代，或与方铅矿、闪锌矿一起构成花斑状矿

石；闪锌矿呈棕黑色的四面体单晶或聚晶，较粗大（d=1～2 mm）；方铅矿呈他形—自形的立方体粗晶（d=2～40 mm），其中偶见银金矿包体。Ⅲ型，常见于脉状矿体中的细脉状或细脉浸染状矿石内。其中，黄铁矿呈自形晶，粒度较均匀（d=1～2 mm）；闪锌矿呈棕红色的自形—半自形晶粒，常呈菱形十二面体，粒径 0.5～2 mm，环带发育；方铅矿亦呈立方体自形晶，粒径约 2 mm。

硫化物单矿物分析统计结果显示，黄铁矿、闪锌矿、方铅矿具下列成分标型。

1）从Ⅰ，Ⅱ到Ⅲ型，黄铁矿的 w（Co）/w（Ni），w（Pb）/w（Zn），w（Cu）/w（Pb+Zn+Cu）及 w（Au）/w（Ag）值增大，而 w（S）/w（Se）值减小，其中，Ⅰ型黄铁矿 w（Co）/w（Ni）＜1，Ⅱ，Ⅲ型 w（Co）/w（Ni）＞1。这显示Ⅰ型黄铁矿具有喷流沉积或准同生成因的特点，Ⅱ，Ⅲ型则具有明显的后期热液改造或热液矿床黄铁矿的成分标型。Ⅱ，Ⅲ型黄铁矿相对富 Pb，Cu 和 Au 的特点，尤其是Ⅲ型黄铁矿的这一特点，与柴北缘地区华力西期构造-岩浆成矿作用的主成矿元素基本吻合。

2）Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ型闪锌矿的 x（ZnS）（摩尔分数）逐渐增高，而 x（FeS）逐渐降低，且它们的 Au 和 Cu 含量逐渐增大，不但说明它们的形成环境有较大差异，亦反映Ⅲ型闪锌矿的标型元素与柴北缘地区华力西期构造-岩浆成矿作用的主成矿元素基本吻合。

3）Ⅱ，Ⅲ型方铅矿的 Pb 含量较Ⅰ型方铅矿为高，表明热液改造过程使方铅矿渐渐变纯，而从Ⅰ型到Ⅱ，Ⅲ型方铅矿，它们的 Cu 含量逐渐降低、Au 含量急剧增高，这种标型特点，与黄铁矿、闪锌矿的标型特点大体一致。少量分析结果给出的方铅矿的 w（Se），w（Te）（Ⅰ型分别为 1.7×10^{-6} 和 0.14×10^{-6}，Ⅱ型分别为 1.3×10^{-6} 和 0.0×10^{-6}）证明Ⅰ型较Ⅱ型的 Se，Te 含量高，从而预示Ⅰ型和Ⅱ型方铅矿成因上有差异。

4.4 主元素及伴生元素分布特点

锡铁山矿床矿石主元素为 Pb，Zn，S，伴生元素 Ag，Au，Sn，Cd，In，Cu，As 等。就其储量而言，它为大型铅-锌-硫（银、金）矿床。

矿床氧化带平均 w（Pb）4.73%，w（Zn）1.66%，原生带平均 w（Pb）3.34%，w（Zn）6.75%。按原生带平均品位计，全矿床 w（Pb）/w（Zn）＝0.49；按总储量计，全矿床 w（Pb）/w（Zn）＝0.84。

铅-锌在空间分布上具如下特点。1）似层状、透镜状比细脉浸染状矿体品位高，大理岩中的透镜状矿体最富；主含矿层下部似层状、透镜状矿体品位高，次含矿层中的矿体品位低；具后期热液改造特点的矿体或矿石品位高，改造愈强烈、金属矿物重结晶愈好、粒度粗大者，铅-锌品位愈高，尤其铅品位高。2）沿走向，矿床的北西段以铅-锌矿石为主，黄铁矿相对较少，Pb，Zn 品位高，矿床南东段矿石中黄铁矿增多，Pb，Zn 品位降低，矿区南东部深部矿体中大量出现磁黄铁矿。从而显示由 NW 往 SE，Pb，Zn 含量有变低的趋势。3）图 3 表明，自矿床 NW 往 SE，主矿体中的 w（Zn）/w（Pb）有明显的逐步增高趋势，矿床 NW 端为无铅-锌矿的锰矿体，往 SE 至锡铁山沟一带，矿体的 w（Zn）/w（Pb）＜1，至无名沟一带 w（Zn）/w（Pb）达最高（＞2），在无名沟南西 400 m 处的 Z36 线一带的深部（3 000 m 标高之下），铅-锌矿体逐渐被硫铁矿体（含铜）取代，从而显示出很明显的水平分带。在垂向上，总体存在由 SE 深部向 NW 浅部 w（Zn）/w（Pb）值降低趋势，而矿体的垂向延深，则表现在锡铁山沟SE侧600 m处和无名

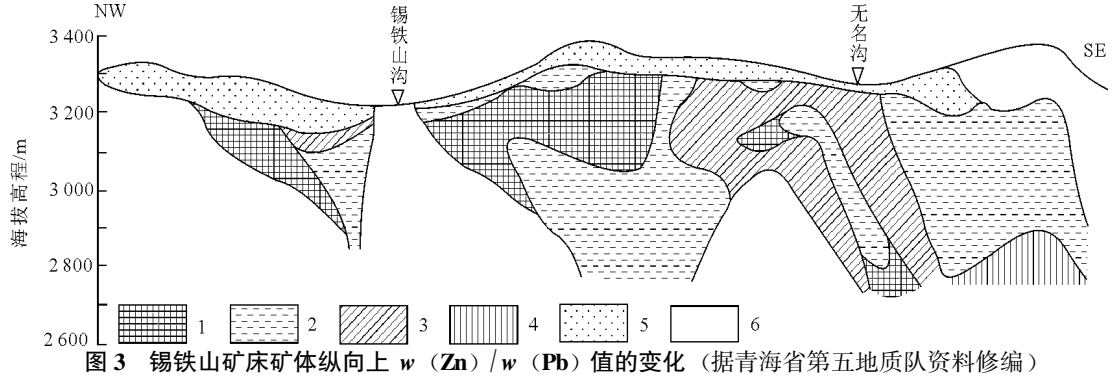


图 3 锡铁山矿床矿体纵向上 w（Zn）/w（Pb）值的变化（据青海省第五地质队资料修编）

1～3—原生铅-锌矿体，其中 1—w（Zn）/w（Pb）＜1，2—w（Zn）/w（Pb）＝1～2，3—w（Zn）/w（Pb）＞2；4—铅-锌硫铁矿（黄铁矿＋磁黄铁矿）矿体；5—铅-锌矿体［w（Zn）/w（Pb）＜1］氧化带；6—无矿区

沟 SE 侧 400 m 处及锡铁山沟 NW 侧 100 m 处存在矿化中心。如果不考虑后期热液叠加而使铅更富集的因素，仅以喷流沉积作为主成矿作用，并假定主含矿层的陡倾斜产状是成矿后构造过程的话，则可推断主喷流口可能在矿床 SE 部的深部。4）氧化带中矿石的金（平均 0.78×10^{-6}）、银含量（平均 0.56×10^{-6}）一般高于原生矿石，反映次生氧化作用导致了 Au，Ag 的次生富集；原生矿石中，Au，Ag 的含量往往与硫化物含量呈同消长关系，Ag 在方铅矿中含量最高，Au 则与热液改造型的硫化物相关，如Ⅲ型方铅矿平均 w（Au）5.355×10^{-6}。在矿区 SE 部深部的硫铁矿体内，有 6.9 m 的 w（$Au_{平均}$）达 6.21×10^{-6}（单孔见矿），该段岩石强硅化、碳酸盐化，发育变形组构，并见有磁黄铁矿细脉穿切片理，表明金成矿可能与后期热液成矿活动有关。

5 矿床成因类型

根据含矿岩系、主岩以及矿体、矿石及主要矿石矿物特征，并结合同位素示踪及流体包裹体研究结果，张德全等（2005）认为锡铁山矿床的主体是属于被改造过的 SEDEX 型铅-锌矿床。

弧后盆地是 SEDEX 型铅-锌矿床的最佳成矿环境之一。而根据对柴北缘地区滩间山群的大地构造属性研究，锡铁山矿区滩间山群火山沉积岩系恰形成于早奥陶世弧后盆地环境，主含矿层是一套变质的灰黑色碳硅泥质沉积岩与碳酸盐岩的互层沉积，再往上是固结的粗粒沉积物（浊积岩），尽管其层序相反，但与经典的 SEDEX 型铅-锌矿床主岩的岩石组合（Goodfellow 等，1991）是一致的。含矿岩系中含丰富的化学沉积岩，由上部旋回的重晶石层、硅质岩层，往下部旋回的硅质岩层、铁锰碳酸盐岩层及铅-锌黄铁矿矿层，依次构成了一个含矿的化学沉积岩序列，从而显示了海底喷流沉积产物的层序特征。铅-锌主矿体完全沿狭长的含矿层展布，矿体呈似层状、透镜状产于大理岩和碳质片岩界面附近与 SEDEX 型铅-锌矿床的特征基本吻合。矿石常具胶状结构和条带状构造，其特征金属矿物为胶黄铁矿和Ⅰ型黄铁矿、闪锌矿、方铅矿，非金属矿物为绿泥石、绢云母、石英、碳酸盐矿物（方解石、菱铁矿、菱锰矿）、石膏及重晶石、电气石。与其相关的热液蚀变主要见于矿层上盘的岩石中，有绢云母化、硅化和碳酸盐化，其中绢云母化发育于近矿围岩中，硅化及碳酸盐化蚀变主要见于矿体内。喷流沉积成矿期金属矿物的多世代性，特别是它们按胶黄铁矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿构成的先后顺序，显示该成矿期尚存在多个成矿阶段。然而由于后期热液改造作用，使得原始喷流沉积成矿期的成矿阶段划分变得十分困难。

锡铁山矿床中 SEDEX 型铅-锌矿体在成矿后发生过构造和热液改造是毋庸置疑的，而且构造改造对该矿床的勘查，特别是隐伏矿体的找矿具有十分重要的意义。首先，加里东期碰撞造山过程中滩间山群 NE—SW 向挤压缩短，使滩间山群向 NE 侧的达肯达坂杂岩之下斜向俯冲，与矿床中的矿体群向 SE 深部的侧伏在运动学上是一致的。其次，矿体在空间上的斜列式展布和褶皱重复，以及矿体在强应变带被挤压变薄、拉断或被断裂错失，构造扩容带膨大处，等等（汪劲草等，2000），也是成矿后构造改造的结果。而且与构造变形同时的变质热液改造也很明显，其表现在似层状和透镜状矿体边部的不规则状“边刺”、“边瘤”，形成的矿石具变晶、碎裂结构，花斑状或块状构造，其产状一般平行于面理，表明变质热液成矿作用仅仅是原喷流沉积成矿产物的原地改造加富作用。特征的金属矿物为Ⅱ型黄铁矿、闪锌矿和方铅矿。矿石变质组构发育、金属矿物粒度加粗的矿石中 Pb 组分含量增高。

此外，产于矿区主干断裂两侧不同时代地层内穿层的脉状矿体中的矿石具脉状结构，且发育有宽度不大（一般在 1 m 左右）的绢云母化、硅化和方解石化脉旁蚀变，石英和方解石中有气液、气相和含 NaCl 子晶的多相包裹体（均一温度最高达 400 ℃）共存，完全不同于似层状、透镜状矿体中的流体包裹体类型（气液包裹体为主的气液、气相和有机质包裹体共存）。特征的金属矿物为Ⅲ型黄铁矿、闪锌矿、方铅矿以及黄铜矿（常构成黄铜矿石英脉）。在主含矿层中的似层状矿体中，于块状方铅矿矿石内，亦在其中的方解石中见到共存的气液、气相和含 NaCl 子晶的多相包裹体，从而表明该期的热液矿化亦曾对形成于喷流沉积-变质热液改造作用下的似层状矿体进行过改造。这种改造的结果，使金属矿物晶粒加粗，Pb 含量，尤其是 Au 含量增高，从而反映矿床中局部 Au 的富集可能主要得益于本期热液矿化作用。高温的含 NaCl 子晶多相包裹体的存在，应该是岩浆期后热液矿化的典型特征，也预示着锡铁山矿区可能隐伏有晚华力西期花岗岩体，因为该区域范围内有晚华力西期花岗岩类的大规模侵入活动，而矿区北侧就有晚华力西期花岗岩基出露。

总之，锡铁山矿床的主体是属于喷流沉积

(SEDEX) 型矿床。它的含矿岩系形成于早奥陶世[(486±13) Ma]弧后盆地环境中，并在加里东期碰撞造山过程中发生了强烈的 NE 向斜向挤压缩短，导致喷流沉积成矿作用形成的原始铅-锌-黄铁矿层，后期遭受了强烈的构造改造，从而在一定程度上使矿体的空间分布受到后期构造的控制。此外，该矿床也程度不大地受到过后期热液改造（可能与晚华力西期花岗岩浆期后热液有关）。

因此，锡铁山铅-锌矿床是被后期构造和热液改造过的 SEDEX 型铅-锌矿床，其中构造改造还非常强烈，为区别于经典的 SEDEX 型矿床，特别是为反映其地区特色，张德全等（2005）建议将其称为“锡铁山式铅-锌矿床”。所以，这就需要在找矿，特别是隐伏矿体的预测和勘查中，既要注意研究同生成矿作用中的控矿要素，更要重视后期构造对含矿层和矿体的破坏和改造。

浙江建德多金属矿床

浙江建德块状硫化物矿床，位于江南古陆与华夏古陆之间的钱塘江—信江华力西—印支断裂拗陷带中的北东段。矿床直接受绍兴—江山深大断裂带的控制，该区基底断裂发育。在华力西—印支构造层中，现已发现的众多块状硫化物矿床（点）均是沿 NE 向基底断裂呈线性分布。

建德块状硫化物矿床已发现矿体 60 余个，其中Ⅰ，Ⅱ号矿体规模较大，而其他均为规模甚小的薄透镜体，严格受地层控制且均与围岩呈整合产出。Ⅰ号矿体呈层状产于赋矿层——中石炭统黄龙组的下部，Ⅱ号矿体则呈扁豆状产于赋矿层的上部。2 主要矿体的形态虽因褶皱而复杂化，但矿体产状及矿石层理、条带构造却始终随围岩产状变化而变化（图 1）。

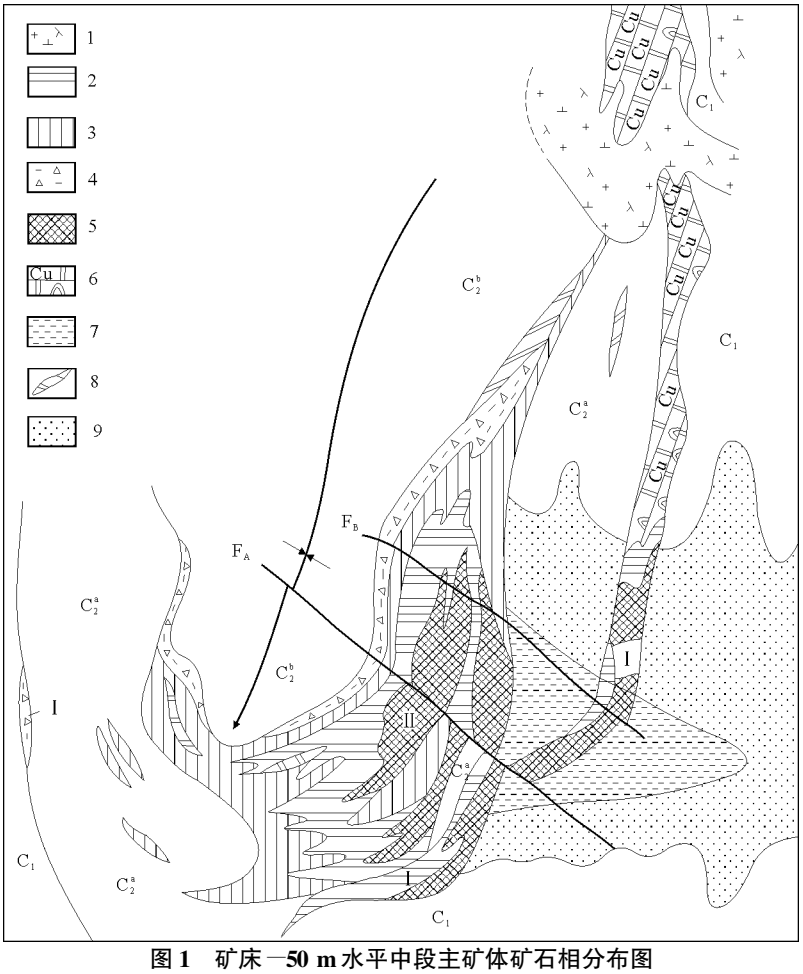


图 1　矿床—50 m 水平中段主矿体矿石相分布图

C_2^b—中石炭统大理岩化黄龙质岩；C_2^a—中石炭统底部白云岩；C_1—叶家塘组砂页岩；1—燕山期花岗闪长玢岩（$\gamma\delta\mu$）；2—条带块状多金属矿石相；3—角砾—条带状铅-锌矿石相；4—角砾—条带状单锌矿石相；5—块状含铜黄铁矿石相；6—含铜白云岩矿石相；7—细脉矿化带；8—铁质碧玉岩；9—矿化蚀变筒

组成矿石的矿物成分较简单，主要金属矿物为胶黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿；次有斑铜矿、辉铜矿、磁铁矿；少量自然金、银金矿、碲银矿、（砷、银、铋、碲）黝铜矿、辉钼矿以及其他硫酸盐矿物（如硫铋铜铅矿、硫铜铋矿等）。非金属矿物以石英、白云石为主，其次是绢云母、高岭石、方解石和微量的石膏。

在上述矿物中，胶黄铁矿、黄铁矿占硫化物总量的一半以上，大量胶黄铁矿的产出是矿石物质组成的一大特点。

以 Cu 为主，Pb，Zn 为次，且 Cu＞Zn＞Pb，同时伴有多种综合利用的元素，如 Au，Ag，Te 和 Bi 等是矿石物质组成的另一大特点。

矿石构造有块状、条带状、同生角砾状、细脉—网脉状、软变形状、浸染块、砂糖状等。其中Ⅰ号矿体主要呈块状、条带状、软变形状产出，沉积构造特征甚为明显。Ⅱ号矿体以块状、浸染状、条带状构造为主。矿石由大量的胶黄铁矿组成，由于风化蚀变而形成极具特色的砂糖状矿石。

主要金属矿物在矿体中的分布极不均匀，它们常集合成一定组构的矿石分布在矿体的特定位置上，使矿体（即使是同一矿体）又可划分出若干矿石相（带）：1）块状含铜黄铁矿石相（铁-铜相）；2）条带—块状多金属矿石相；3）角砾—条带状铅-锌矿石相（富铅-锌相）；4）含铜白云岩矿石相。主矿体的矿石相在矿床－50 m 中段的分布规律如图 1 所示。

围岩蚀变在矿体下盘尤为发育，而上盘围岩一般不具蚀变现象，或蚀变作用相当微弱。蚀变类型有硅化、绢云母化、高岭土化，岩石具褪色现象。由于矿体下盘蚀变带裂隙发育，经地下水淋滤而锈蚀斑驳，伴之以醒目的褐铁矿、孔雀石、蓝铜矿氧化物以及褪色蚀变现象，易与围岩区分开。根据开采工程的揭露和近 200 个样品的原生晕数据的分析，蚀变带大致呈筒状，已知块状矿体垂直延深达 400 多米。

蚀变带中上部强硅化处，伴有细脉—网脉状浸染状矿化。大多垂直围岩层理产出，主要由黄铁矿及少量的黄铜矿组成。细脉密集成带，其垂直主矿体延深可达几十米，但仅靠主矿物 1～3 m 宽的细脉带可供开采利用。

块状矿体下盘筒状蚀变矿化带的存在，说明成矿热液是垂直主矿体或原始古海底向上运移的，并以蚀变筒作为矿液上升的通道，为海底补充成矿物质，因而形成了矿体下部的脉状—网脉状矿体和上部的层状矿体。

浙江西裘铜（伴生金）矿床

浙江西裘铜矿是 20 世纪 70 年代初探明的中型块状硫化物矿床，是目前浙江省最大的铜矿。西裘铜矿位于会稽元古宙地体和陈蔡元古宙地体拼贴带的江山—绍兴深大断裂带中（图 1）。

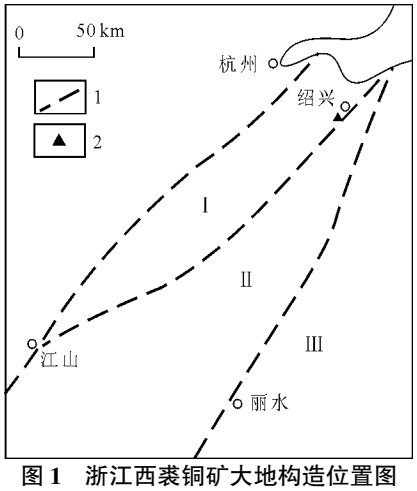


图 1　浙江西裘铜矿大地构造位置图

Ⅰ—会稽地体；Ⅱ—陈蔡地体；Ⅲ—浙东南地体；1—断裂；2—矿区位置

西裘矿区新元古代火山热泉活动十分强烈，火山岩主要为一套新元古界浅变质的中基—中酸性火山沉积岩系，分布于矿区及其外围近 80 km^2 范围内，出露厚度 1 300～3 000 m。火山岩成层性较好，同位素年龄为 802.3～976.4 Ma。

西裘铜矿主矿体主要呈似层状及透镜状产出，其中除 1 号矿体及单硫矿脉露出地表外，其余均为隐状矿体。矿区共有 19 条铜-锌或单硫矿体。主矿体长 1 000 余 m，走向 50°，倾向 NW，倾角 50～70°，最厚处为 47.95 m，平均 8.81 m，自中心向边部变薄，由若干个叠瓦状展布的透镜状、块状矿体与其紧邻的浸染状矿体组成，浸染状矿体主要分布在块状矿体的边缘和与后期花岗斑岩相接触处。

矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和重晶石，非金属矿物为石英、绢云母和方解石。矿床主要组分平均品位 Cu 1%，S 14.66%，Zn 1.69%，Au 0.49×10^{-6}，Ag 10.96×10^{-6}，$BaSO_4$ 6.58%，Pb 含量甚微。此外 Ga 和 Se 等可综合利用。

矿石主要构造有层纹状、揉皱状、条带状、浸染状和同生角砾状，常见细粒半自形结构。西裘矿区火山熔岩、火山凝灰岩和热水沉积硅质岩的 Cu，Zn，Ag，Au，Pb，Ba 等的平均含量均高于维氏地壳克拉克值，其浓度克拉克值为 1.14～9.30（表 1）。矿床矿石的主元素和微量元素含量见表 2。矿床矿石矿物 $\delta^{34}S$ 值变化范围为 −6.5‰～2.8‰（表 3）。矿石中黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿的铅同位素组成见表 4。矿石中石英的 $\delta^{31}Si$ 值变化范围为 −0.2‰～−0.6‰（表 5）。从西裘矿区矿石中石英的氧同位素组成（表 5）可见，$\delta^{18}O$ 值变化范围为 8.14‰～22.32‰。

表 1 西裘矿区火山熔岩、火山凝灰岩和热水沉积硅质岩成矿元素含量 $w(B)/10^{-6}$

名 称	样品数	Cu	Zn	Ag	Au	Pb	Ba
火山熔岩	9	96.3	128	0.14	0.04	43.4	848
浓度克拉克值(岩石/维氏值)		2.05	1.54	2.00	9.30	2.71	1.30
火山凝灰岩	8	105	131	0.11	0.03	39.8	916
浓度克拉克值(岩石/维氏值)		2.23	1.58	1.57	6.98	2.49	1.41
热水沉积硅质岩	8	156	212	0.08	0.02	41.7	1 004
浓度克拉克值(岩石/维氏值)		3.32	2.55	1.14	4.64	2.61	1.54

分析人：周正平；分析方法：原子吸收光谱；精度：0.1×10^{-7}；误差：0.1×10^{-6}

表 2 西裘矿区矿石元素含量

原样号	矿石类型	$w(B)/\%$						$w(B)/10^{-6}$					
		Al	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb	As	Sb	Bi	Ga	Co	Ni
960112	层纹状	0.46	0.18	26.34	0.96	1.51	0.08	343	86.3	74.5	212	38.2	92.1
960153	层纹状	1.12	0.07	15.47	1.13	1.38	0.11	416	75.4	81.7	108	41.3	58.9
960101	条带状	0.21	0.45	11.56	2.17	1.56	0.09	289	112	78.9	326	26.4	108
920148	条带状	2.85	0.11	17.66	0.54	1.27	0.10	514	24.1	18.9	75.4	18.3	127
920104	浸染状	2.33	0.28	23.14	0.91	1.12	0.05	179	32.6	47.3	112	19.1	74.6
920131	角砾状	0.87	0.62	18.26	1.29	2.24	0.12	235	101	69.9	223	26.5	115
960311	块状	1.28	0.15	16.43	0.94	1.11	0.07	142	11.8	19.4	38.5	9.6	82.3
920206	层状	2.14	0.10	19.58	0.78	1.36	0.04	424	41.5	79.4	92.3	29.4	79.8

分析人：王正珍、杜立中；分析方法：等离子光谱（ICP）；精度：0.1×10^{-6}；误差：0.5×10^{-6}

表 3 西裘矿区矿石硫同位素组成

原样号	矿 物	$\delta^{34}S/‰$	原样号	矿 物	$\delta^{34}S/‰$
960112	黄铁矿	−3.2	920411	黄铁矿	−5.0
960133	黄铁矿	−4.1	920311	黄铁矿	0.6
960321	黄铁矿	0.8	920104	黄铁矿	1.2
960212	黄铁矿	1.0	960112	黄铜矿	−3.4
960218	黄铁矿	0.7	960133	黄铜矿	−3.8
960108	黄铁矿	1.0	960321	黄铜矿	0.7
960153	黄铁矿	−6.5	960218	黄铜矿	0.9
960211	黄铁矿	−3.6	960153	黄铜矿	−4.5
960224	黄铁矿	2.4	960211	黄铜矿	−4.0
960311	黄铁矿	2.8	920206	黄铜矿	−1.5
960227	黄铁矿	1.2	920148	黄铜矿	1.9
960126	黄铁矿	0.8	920136	黄铜矿	−3.0
960101	黄铁矿	1.0	920411	黄铜矿	−3.6
960301	黄铁矿	−4.0	920311	黄铜矿	1.0
960114	黄铁矿	−3.5	920104	黄铜矿	0.7
920206	黄铁矿	−0.4	960218	黄铜矿	0.5
920306	黄铁矿	1.5	960118	黄铜矿	0.4
920148	黄铁矿	2.1	920131	黄铜矿	0.8
920136	黄铁矿	−3.4	920314	黄铜矿	1.2
920315	黄铁矿	−2.6	960212	黄铜矿	0.7
920403	黄铁矿	−3.2	960218	黄铜矿	0.6

分析人：黄耀生、张红卫；分析方法：质谱测定；精度：0.1×10^{-3}；误差：0.2‰

表 4 西裘矿区矿石铅同位素组成

原样号	矿 物	$w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)$	$w(^{207}Pb)/w(^{204}Pb)$	$w(^{208}Pb)/w(^{204}Pb)$
960211	黄铁矿	16.485	15.086	35.511
920403	黄铁矿	16.661	15.322	35.307
960218	黄铜矿	16.823	14.998	35.684
920306	黄铁矿	17.220	15.418	36.792
920131	闪锌矿	16.582	15.113	36.257
920104	黄铁矿	17.068	15.239	36.436

分析人：季海章；分析方法：质谱测定；精度：0.1‰；误差 0.3‰

表 5 西裘矿区矿石石英硅和氧同位素组成

原样号	矿石类型	$\delta^{30}Si/‰$	$\delta^{18}O/‰$
960218	条带状	0.5	19.43
960153	层纹状	−0.2	8.14
960311	块 状	0.4	13.68
960126	层 状	0.6	22.32
960301	层纹状	−0.1	11.76
920136	角砾状	0.2	16.54
920206	层 状	0.1	15.78
920315	条带状	−0.1	13.29

分析人：季海章；分析方法：质谱测定；精度：硅同位素 0.1‰，氧同位素 0.1×10^{-4}；误差：0.2‰

云南大平掌铜-多金属矿床

大平掌矿区位于西南“三江”地区的澜沧江火山岩带中南段的南部，构造位置属于澜沧江火山岩带的云县—景洪弧构造火山岩区。由于后期陆内会聚的挤压作用，本区呈两端宽，中间窄，夹持于东部昌都—思茅拗陷带和西部澜沧江结合带之间。

矿区总体为一不完整的复背斜构造，EW 两侧被 NW 向压性断裂夹持，其西侧为酒房断裂，东侧为李子箐断裂，其中酒房断裂为区域性断裂。矿区主要出露一套以细碧岩-石英角斑岩为主的岩石组合，主要岩石类型有石英角斑岩、细碧岩、角斑岩、花岗闪长斑岩等，常见硅质岩、凝灰岩夹层(图 1)。Sm-Nd 全岩等时线年龄为 (513±40) Ma，Rb-Sr 全岩等时线年龄为 (511±8) Ma。

矿体赋存于石英角斑岩中上部，顶板为薄层状凝灰岩或硅质岩，与矿体界线清晰，呈突变关系。底板为石英角斑岩，与矿体呈渐变关系。其上部为似层状、块状、角砾状矿体，与地层整合产出；下部为与火山岩不整合的浸染状、细脉状矿体，呈筒状产出。小规模断裂在矿区广泛发育，对矿体的破坏作用较明显。矿石为粒状结构，具块状、角砾状、浸染状、细脉状等构造。块状矿石中常见条纹、条带，角砾状矿石的组分与块状矿石一致，胶结物为碳酸盐、石英细网脉。金属矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿，伴生矿物为斑铜矿、辉铜矿。非金属矿物主要为隐晶质石英、长石、碳酸盐类矿物及少量重晶石等。

大平掌矿区火山岩围岩与矿化火山岩、矿石的铅同位素组成见表 1，成矿元素含量见表 2。

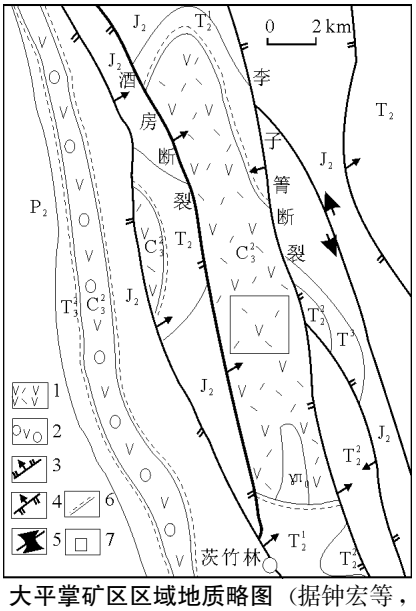


图 1 大平掌矿区区域地质略图 (据钟宏等，1999)

J_2—砂岩、页岩夹泥灰岩；T_3—碎屑岩夹灰岩；T_3^2—砂岩、泥岩夹煤层；T_3^1—砂岩、页岩及灰岩；T_2—碳酸盐岩夹砂岩、页岩；T_2^2—灰岩、泥灰岩及泥岩；T_2^1—灰岩、白云质灰岩；P_2—灰岩、砂泥岩；P_1—砂岩、泥岩和页岩；C_3^2—龙洞河组火山岩上段 (?)；$\gamma\pi_0$—花岗闪长斑岩；1—细碧角斑岩建造；2—中性火山碎屑岩；3—实测及推测正断层；4—实测及推测逆断层；5—走滑断层；6—不整合界线；7—大平掌矿区

表 1 大平掌矿床矿石矿物和火山岩铅同位素组成

样 号	名 称	$w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)$	$w(^{207}Pb)/w(^{204}Pb)$	$w(^{208}Pb)/w(^{204}Pb)$	$w(^{207}Pb)/w(^{206}Pb)$	$w(^{208}Pb)/w(^{206}Pb)$
$DP_4-3(1)$	方铅矿	18.320±0.002 9	15.533±0.001 9	37.975±0.006 5	0.847 82	2.072 8
$DP_4-3(2)$	方铅矿	18.310±0.001 8	15.516±0.002 5	37.903±0.005 3	0.847 37	2.070 2
$DP_4-3(3)$	黄铜矿	18.345±0.006 1	15.492±0.005 9	37.811±0.011 0	0.845 03	2.063 2
DP_4-3	黄铜矿	18.355±0.006 1	15.515±0.000 4	37.911±0.015 2	0.845 17	2.064 6
DP_4-2	黄铁矿	18.468±0.007 0	15.503±0.007 9	37.864±0.017 4	0.838 86	2.048 7
DP_5-6	黄铜矿	18.318±0.020 1	15.584±0.018 7	38.055±0.034 2	0.849 55	2.078 5
DP_6-1	黄铁矿	18.327±0.002 4	15.522±0.003 4	37.924±0.007 2	0.846 84	2.069 5
DP_2-1	黄铜矿	18.350±0.002 2	15.489±0.002 9	37.828±0.003 8	0.844 16	2.061 8
DP_5-7	细碧岩	19.140±0.003 4(17.871)	15.635±0.004 4(15.587)	38.526±0.011 2(38.394)	0.816 98(0.874 62)	2.013 6(2.148 4)
DP_5-7'	角斑岩	18.754±0.001 3(18.465)	15.594±0.001 1(15.582)	38.671±0.003 1(38.412)	0.831 65(0.843 92)	2.061 9(2.080 3)
DP_6-3	角斑岩	18.890±0.003 6(17.653)	15.611±0.002 8(15.564)	38.853±0.008 2(38.016)	0.826 44(0.881 70)	2.056 6(2.153 6)
DP_6-6	细碧岩	18.611±0.004 5(18.431)	15.620±0.003 3(15.613)	38.755±0.010 5(38.586)	0.839 74(0.847 13)	2.082 8(2.093 6)

注：括号内为扣除成矿后产生放射性成因铅的初始铅比值

表 2 大平掌矿床火山岩、矿化火山岩及矿石成矿元素含量

名 称	样 号	$w(B)/10^{-6}$ Cu	Zn	Pb	Ag	$w(Au)/10^{-9}$	Cu/(Cu+Zn)	Zn/(Zn+Pb)
细碧岩	DP_6-6	18.3	81.8	12.1	—	9.10		
	DP_6-5	19.6	89.7	11.2	—	5.30		
	DP_6-5'	25.3	186	17.1	—	6.50		
	DP_5-7	11.8	135	4.03		12.4		
	DP_4-4	43.8	108	9.10	—	10.3		
角斑岩	DF_4-9	14.6	142	6.45		6.50		
	DP_5-7'	25.6	265	8.80	—	7.80		
	DP_6-3	26.3	83.7	5.86	—	6.70		
石英角斑岩	DP_6-7	21.7	117	9.23	—	6.90		
	DP_5-3	177	261	10.0	—	7.60		
	DP_2-4	10.0	51.9	5.04	—	9.60		
	DP_2-3	158	425	93.9	—	12.2		
矿化石英角斑岩	DP_5-1	55.6	135	107	7.66	27.8		
	DP_5-2	200	261	21.8	6.76	22.2		
	DP_5-5	5 711	828	252	22.1	115		
	DP_6-1	189	621	22.2	0.64	125		
浸染状矿石	DP_2-1	3.55%	0.21%	0.060%	63.2	832	0.944	0.778
	DP_4-2	349	1 062	1 108	25.2	109	0.247	0.489
	DP_6-4	2.77%	0.054%	0.063%	8.57	268	0.247	0.489
	HQ_3	2.59%	0.14%	0.15%	68.7	2 200	0.949	0.483
	HQ_4	1.85%	0.23%	0.16%	12.5	600	0.889	0.469
块状矿石	DP_2-2	1.46%	28.3%	2.95%	76.8	315	0.049	0.906
	DP_4-3	3.22%	5.26%	0.87%	114	5 490	0.384	0.858
	DP_5-6	7.50%	13.2%	0.28%	112	1 787	0.362	0.979
	HQ_1	7.06%	6.44%	1.43%	126.9	4 380	0.523	0.818
	HQ_2	12.33%	3.24%	0.25%	159.8	5 730	0.792	0.928
新疆阿舍勒细碧岩(王登红,1996)		128.00	11.26	35.20	—	—		
新疆阿舍勒角斑岩(王登红,1996)		194.4	365.5	136.60	—	—		
新疆阿舍勒石英角斑岩(王登红,1996)		263.60	136.2	60.7	—	—		

HQ_1—HQ_4 据云南省第五地质大队资料 (1997 年),% 示其重量的百分含量。

河南上庄坪铜-铅-锌 (伴生金) 矿床

上庄坪矿区位于东秦岭造山带，区域性深大断裂瓦穴子—乔端断裂之南侧。赋矿地层为下古生界二郎坪群火神庙组上部。地层总体产状 210～220° ∠45～65°。

区内构造主要为瓦穴子—乔端深大断裂，呈 NWW—SEE 向从矿区北部通过 (图 1)。受其影响，

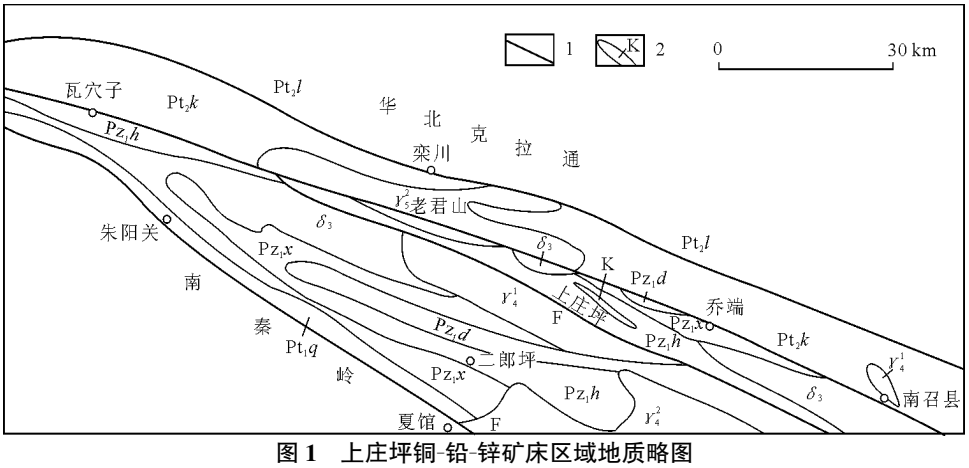


图 1 上庄坪铜-铅-锌矿床区域地质略图

Pz_1x—二郎坪群小寨组；Pz_1d—二郎坪群大庙组；Pz_1h—二郎坪群火神庙组；Pt_2k—中元古界变坪群；Pt_2l—中元古界栾川群；Pt_1q—古元古界秦岭群；γ_5^3—燕山晚期花岗岩；γ_5^2—华力西晚期花岗岩；γ_4^1—华力西早期花岗岩；δ_3^2—加里东中期闪长岩；δ_3—加里东期闪长岩；1—边界性深大断裂；2—铅-锌矿带

区内发育一系列次级顺层剥离断层，与主断裂斜交呈“入”型产出，早期韧性，晚期有脆性叠加，总体走向 310°，倾向 NE，倾角 65～75°，是区内的主要控矿构造和容矿构造，控制着区内金、银、铜、铅、锌、多金属矿床。

区内岩浆岩发育，加里东期石英闪长岩、闪长岩分布于矿区南部、燕山晚期老君山似斑状花岗岩体分布于矿区西部，与区内金属矿床成矿作用密切，可能对区内 Cu，Pb，Zn 矿床的形成具有一定的叠加改造作用。矿带赋存于火神庙组海相火山岩上部变细碧角斑岩建造中。矿带上部为变石英角斑岩夹薄层变细碧岩、变细碧玢岩，少量火山角砾岩和硅质岩薄层；下部为黄铁矿化变石英角斑岩（黄铁矿化层），宽约 100 m，黄铁矿呈浸染状分布，风化为黄褐色。矿带长度大于 10 km，内部分布有阴沟、陈家坡、南沟、大青沟块状硫化物矿体（表 1），矿带走向 140°，倾向 NE，倾角 62～75°，与顶板围岩界线截然，呈切割关系。

表 1　上庄坪铜-铅-锌矿主要矿体特征

矿体	走向延伸长/m	延深/m	厚度/m	产状	形态	围岩
阴沟	320	＞130	3～7	40～50°∠62～75°	似层状、透镜体状	顶盘为变石英角斑岩、细碧岩等，底盘为黄铁矿化层
陈家坡	180	＞80	2～5	40～50°∠62～75°	似层状、透镜体状	
南沟	30	＞30	1～2	40°∠65°	透镜体	
大青沟	160	＞90	3～7	40～50°∠62～75°	似层状、透镜体状	

金属矿物组合以黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿为主；非金属矿物主要为重晶石、石英、钠长石、方解石。有益元素组合以 Cu，Pb，Zn 为主，伴有 Au，Ag。

根据构造特征可分为团块状硫化物矿石和网脉状—浸染状硫化物矿石两大类。团块状硫化物矿石分布于矿体上盘，厚度基本稳定，一般 1.0～1.2 m，与网脉状—浸染状硫化物界线清晰。矿体边部及中下盘为网脉状—浸染状硫化物矿石，厚 2.0～6.0 m，与下盘围岩呈渐变过渡。在矿体顶部可见条纹状构造，金属硫化物呈细纹状排列，上细下粗。

矿体上下盘围岩具明显的不均匀蚀变，上盘主要为重晶石化、硅化、碳酸盐化、钾化、绿泥石化，蚀变宽度 2～3 m；下盘蚀变为重晶石化、黄铁矿化、硅化、钾化、绿泥石化，蚀变宽度达百米。

火神庙组基性岩石细碧岩平均化学成分 $w(SiO_2)=48.48\%$，$w(Na_2O)=3.19\%$，$w(K_2O)=0.69\%$，$w(Na_2O)>w(K_2O)$；酸性岩石变石英角斑岩平均化学成分 $w(SiO_2)=74.05\%$，$w(Na_2O)=4.89\%$，$w(K_2O)=1.29\%$，$Na_2O>K_2O$。阴沟块状硫化物中矿石硫化物硫同位素 $\delta^{34}S=-4‰～6.8‰$，平均 3.2‰，重晶石 $\delta^{34}S=18.4‰$，矿石铅同位素组成与围岩黄铁矿化层一致，模式年龄为 508～574 Ma。黄铁矿化层位于矿带下盘，延伸稳定，连续性好，厚达 100 m。其中黄铁矿 $w(Co)/w(Ni)$ 值为 1.02～1.14，$\delta^{34}S=3.5‰～5.67‰$，反映出成矿物质与火山岩同源的特点。

江西永平铜-钨（伴生金）矿床

江西永平铜-钨块状硫化物矿床位于江西省东北部的铅山县，是一个以铜、硫、钨为主，伴生银、金、铁的大型多金属矿床。

永平矿区位于东南地洼区，湘赣地洼系的东北端。区内出露最老的地层为震旦—寒武系的片岩、片麻岩和混合岩等构成基底。上为一套中下石炭统硅质岩、碳酸盐岩、碎屑岩夹海底火山沉积岩等组成的浅海—滨海相沉积，其为赋矿地层。其上则为上石炭统船山组和二叠系、三叠系连续沉积，并部分为侏罗—白垩系火山岩所覆盖（图 1）。

永平矿区火山活动主要以石炭纪海相火山喷发和伴随强烈的（火山）热泉沉积作用为特征。在中石炭统叶家湾组地层中可见数层厚度几十厘米至十余米的火山岩系。石炭纪火山岩主要呈层状、似层状、扁豆状、椭球状等顺层产出，与火山凝灰岩、火山碎屑岩、热水沉积硅质岩、补丁岩和块状硫化物矿层紧密共生。火山岩种类主要有流纹岩、流纹英安岩、石英角斑岩、霏细斑岩、英安斑岩等。

矿区侵入岩主要为燕山期的黑云母花岗斑岩、花岗斑岩、石英斑岩，它们主要以岩株、岩脉形态

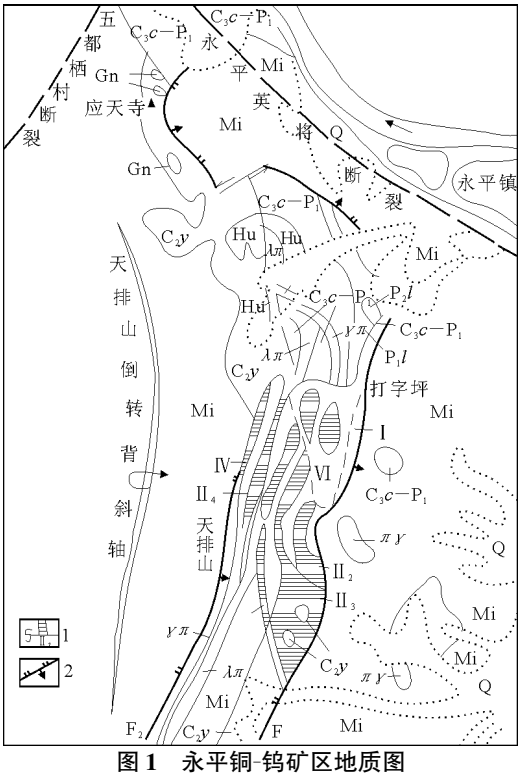


图 1 永平铜-钨矿区地质图

Q—第四系；P_2l—上二叠统龙潭组；P_1l—下二叠统李家组；C_3c—P_1—上石炭统船山组—下二叠统；C_2y—中石炭统叶家湾组；Mi—混合岩；$\pi\gamma$—黑云母花岗斑岩；$\gamma\pi$—花岗斑岩；$\lambda\pi$—石英斑岩；Hu—铅黑土；Gn—方铅矿；1—矿体；2—断裂

产出。

永平矿区构造主要有近 SN 向的褶皱和 NE，NNE，NW，近 SN 向的断裂。块状硫化物矿床赋存在永平英浮断裂构造的上盘，天排山倒转背斜的东翼，夹于 F_1 与 F_2 断裂之间（图 1）。

永平铜-钨块状硫化物矿床主要产在石炭系叶家湾组地层中。由东向西，自上而下划分为Ⅵ，Ⅰ，Ⅶ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ，Ⅴ七个矿带，每个矿带由一到几个矿体组成（图 1）。多数矿体以层状、似层状产出为主，产状与所在地层产状基本一致。Ⅱ矿带是矿区主要矿带，由近于平行排列，以层状、似层状产出的 $Ⅱ_2$，$Ⅱ_3$，$Ⅱ_4$ 等矿体组成，铜储量占矿区总储量的 90%。其中 $Ⅱ_4$ 矿体规模最大，其走向延长、倾向延伸均超过 2 500 m，矿体最大厚度 100.93 m，平均厚度 17.97 m，占铜总储量的 56% 和钨储量的 75%。全区矿石平均品位为 Cu 0.74%，W 0.058%，S 13.85%，矿石品位最低值是最高值的 68.5%，品位变化相对稳定。

矿区矿石结构主要有草莓状、胶状，矿石构造主要为层状、层纹状、砂糖状、块状、条带状等，具典型华南型块状硫化物矿床的结构、构造特征。

矿床主要的金属矿物为黄铁矿、黄铜矿、白钨矿、闪锌矿、辉钼矿、方铅矿等，反映热水沉积成因的胶黄铁矿十分发育。

永平矿床矿石矿物 $\delta^{34}S$ 变化范围为 −10.2‰～2.7‰，与火山热泉沉积块状硫化物矿床 $\delta^{34}S$ 变化范围 −8.2‰～4.5‰基本相似，而与典型的火山沉积块状硫化物矿床 $\delta^{34}S$ 值 −0.5‰～6.1‰和火山热液矿床 $\delta^{34}S$ 值 2.9‰～5.4‰具较大差异。

永平矿区矿石中黄铁矿、方铅矿、闪锌矿的铅同位素的 $w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)$ 值为 17.351～18.309，$w(^{207}Pb)/w(^{206}Pb)$ 值为 15.416～15.661，$w(^{208}Pb)/w(^{204}Pb)$ 值为 37.703～38.331。

永平矿区矿石中石英的 $\delta^{31}Si$ 值变化范围为 −0.1‰～0.8‰。矿区矿石微量元素含量见表 1。铜-钨块状硫化物矿床矿区包裹体成分见表 2。

表 1 永平矿区矿石微量元素含量

原样号	$w(B)/10^{-6}$								$w(Zn)/w(Pb+Zn)$
	As	Sb	Bi	Ga	Co	Ni	Pb	Zn	
960144	251	109	87.4	176	35.7	39.6	250	4 400	0.95
920407	325	87.2	76.3	145	26.4	40.5	296	3 830	0.93
960313	124	128	58.7	114	41.3	47.7	312	2 580	0.89
930315	263	75.6	64.1	128	36.4	36.5	332	2 790	0.89
930105	297	92.3	82.5	106	21.8	42.5	275	3 940	0.93
960129	356	121	91.8	189	28.1	46.5	266	2 970	0.92
960311	276	98.4	112	213	38.5	39.5	310	3 870	0.92
平 均	279	103	85.7	159	32.1	40.6	283	3 730	0.93
浓度克拉克值	155	515	504	10.6	1.3	0.54	22.6	53.3	

表 2 永平矿区矿物包裹体成分

原样号	矿物	$w(B)/‰$										
		K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	F^-	CO_3^{2-}	CH_4	N_2	CO	CO_2
960144	黄铁矿	7.9	6.4	5.3	4.8	12.9	2.5	10.8	38.4	9.6	21.0	33.2
960323	黄铁矿	10.2	8.5	6.7	5.9	11.5	3.2	13.5	20.4	7.6	15.7	16.1
930315	黄铜矿	8.4	7.7	5.8	5.8	12.4	3.0	12.3	29.0	8.0	14.8	22.6
920407	闪锌矿	6.5	5.3	3.2	10.1	15.8	2.9	11.5	41.3	10.1	20.0	40.5
960127	黄铁矿	5.9	7.8	2.9	7.5	10.2	3.3	12.4	35.8	10.0	25.4	44.3

冶金部中南冶地所测试

辽宁红透山铜-锌（伴生金）矿床

辽宁省红透山铜-锌块状硫化物矿床产在华北地台东北部的浑北花岗岩绿岩地体内。地体中花岗质岩石和绿岩的比例约为 3∶2。古太古代的层状绿岩一般称为清源群，岩性主要为斜长角闪岩、片麻岩和变粒岩，并被进一步划分为下部的金凤岭组和上部的红透山组。清源群的原岩为从基性到酸性不同成分的火山岩，化学成分具有拉斑玄武岩到钙碱性系列的特征，因而被认为是岛弧环境下的产物。这些岩石的成岩年龄大于 3.0 Ga，并在 2.8～2.9 Ga 期间经受了高角闪岩相区域变质。

浑北绿岩带中分布有 100 多个海底喷流块状硫化物矿床和矿点，其中红透山、红旗山、西北山、东南山、树基沟、稗子沟和张胡子沟为铜-锌矿床，大荒沟为黄铁矿矿床。所有矿床和矿点均产于一个厚约百米的岩性段内，该岩性段位于红透山组上部，由薄层黑云母变粒岩、片麻岩和斜长角闪岩互层而成，并被磁铁矿层覆盖。在成分上，这一互层带以含石榴子石、直闪石和夕线石为特征，其原岩推测为玄武岩安山岩流纹岩组合以及含有沙泥质的凝灰质岩石。

红透山矿床是浑北地体中 7 个与火山成因有关的太古宙块状硫化物铜-锌矿中最大者，产在红透山组顶部的“薄层互层带”中。岩石经历过温压条件分别为 600～650 ℃和 0.8～1.6 GPa 的高角闪岩相区域变质。岩石片理与岩性界线基本一致，均向 SE 倾斜，倾角 70～80°，构成一倾竖褶皱（图 1）。

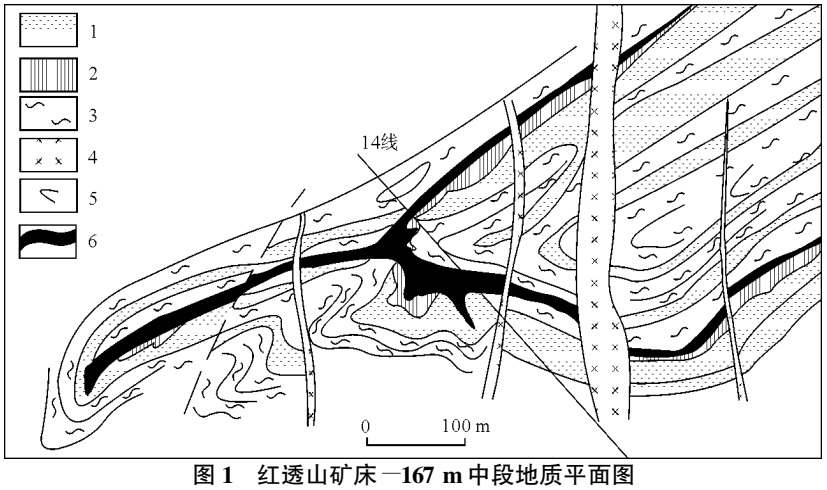


图 1 红透山矿床—167 m 中段地质平面图

1—斜长角闪片麻岩；2—夕线黑云母斜长片麻岩；3—黑云母斜长片麻岩；4—辉绿岩；5—面理走向；6—矿体

矿石类型主要为致密块状（硫化物的体积分数 >50%），局部为条带状。红透山块状矿石中硫化物含量为 60%～80%。矿石矿物成分主要为黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿和黄铜矿，比例约为 5∶5∶1∶1，其次为方铅矿、方黄铜矿、银金矿、辉铜矿和磁铁矿，未发现毒砂。非金属矿物主要为石英，其次为斜长石、石榴石、角闪石、阳起石、黑云母和白云母等。

红透山矿床的探明储量为铜 36 万 t，锌 47 万 t、金 5 t。伴生的银、镉、铟、钴和硒均可综合利用。矿石平均品位（质量分数）为铜 1.70%～1.80%，锌 2.30%～2.50%，硫 20%～22%，金 0.5×10^{-6}，银 36×10^{-6}，镉 56×10^{-6} 及硒 25×10^{-6}。未发现矿化沿地层层位的分带现象，但从深部往浅部，w（Cu）/w（Zn）值呈增长趋势。矿石铜品位在浅部较高，达 2.51%～3.50%，而锌品位

在深部较高，达 2.51%～3.50%。矿床中硫化物的 $\delta^{34}S_{CDT}$ 分布范围为 −1.2‰～+5.6‰。

矿床中普遍可见宽几 mm 至几 cm 的含硫化物脉体。多数脉中的硫化物主要为黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿，而非金属主要为石英及少量碳酸盐。脉的这种矿物组成与块状硫化物矿石的整体矿物组成基本一致。然而，在采矿面上也偶然见到过含大量方铅矿的矿脉。这些矿脉无定向地切穿了块状硫化物矿石，在有些地段还切穿了后构造的辉绿岩墙。含硫化物矿脉彼此穿插的现象也很常见。

块状硫化物矿石中的金和银主要呈银金矿产出。刘连登等（1994）所做的 5 粒银金矿的电子探针分析获得的金质量分数变化范围为 52.34%～70.28%，平均质量分数 61.47%。大多数银金矿在硫化物（如黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿）和非金属矿物中呈包裹体出现，粒径在 0.001～0.02 mm 之间。

红透山块状硫化物矿石 6 个样品铜、金、银的平均质量分数分别为 2.08%，0.35×10^{-6} 和 51.33×10^{-6}，而矿石糜棱岩 5 个样品的平均质量分数则高达 11.00%，1.74×10^{-6} 和 235.2×10^{-6}。与未受剪切的块状矿石相比，矿石糜棱岩中的铜、金和银分别富集了 5.3，5.0 和 4.6 倍，而铅和锌并未发生显著富集，w（Ag）/w（Au）值亦无显著变化。糜棱岩带的平均金属品位（质量分数）为铜 15.20%，金 1.54×10^{-6}，银 231.40×10^{-6}，远远高于块状硫化物矿石中的铜 3.69%，金 0.46×10^{-6} 和银 59.96×10^{-6}。

红透山矿区块状硫化物矿石铅同位素组成变化范围甚小，w（$^{206}Pb/^{204}Pb$）= 13.58～13.65，w（$^{207}Pb/^{204}Pb$）= 14.52～14.63，w（$^{208}Pb/^{204}Pb$）= 33.42～33.74。

安徽新桥铜-金矿床

新桥黄铁矿型铜-金块状硫化物矿床，位于铜陵—顺安 EW 构造带的南侧，舒家店与大成山背斜倾没端之交会处。主矿体呈层状赋存于石炭系黄龙组下部白云岩段之中，与上下地层整合沉积接触，沿走向长 2.6 km，倾向延伸 1.8 km；在层状块状矿体底部泥盆系五通组地层之中，广泛发育厚约 100 m 的脉状—网脉状和浸染状矿化，局部构成矿体（图 1）。赋矿地层自下而上为富镁质泥岩、白云质灰岩-含铜胶黄铁矿、含铜胶黄铁矿（菱铁矿）-黄铁矿矿层、含薄层硅质岩-菱铁矿-硬石膏-重晶石的白云质灰岩。

新桥矿床具有典型的双层结构，表现为上部为喷出相似层状块状硫化物矿体，下部为通道相浸染状、细脉状和网脉状硫化物矿化或矿体（图 1）。矿床自下而上为硅质矿石、含碎屑角砾的含铜黄铁矿矿石、胶状细粒—中粗粒含铜黄铁矿矿石、黄铁矿-菱铁矿-（石膏-重晶石）矿石，呈现出明显的矿石垂直分带性。金属矿物以胶黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、菱铁矿和磁黄铁矿为主，非金属矿物以白云石、方解石和石英为主，少量硬石膏、石膏和重晶石等。矿石发育微细层纹状—条纹条带状、角砾状和致密块状构造，胶状、球状—似球状结构、变胶状晕圈—同心环带状和变余胶状结构等沉积碎屑结构广泛发育。

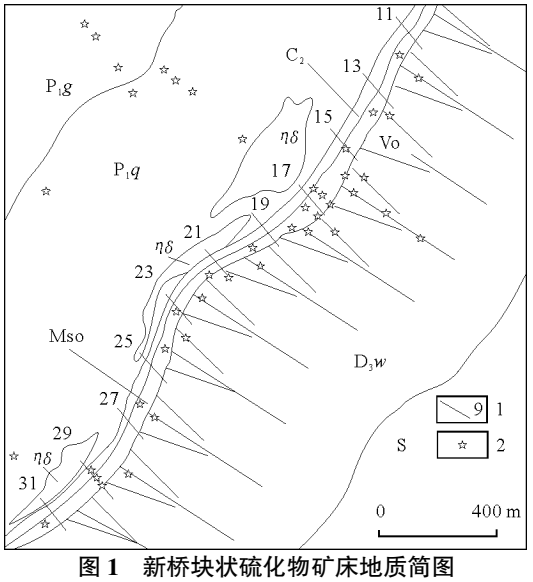


图 1 新桥块状硫化物矿床地质简图

P_1g—二叠系孤峰组；P_1q—二叠系栖霞组；C_2—石炭系黄龙组；D_3w—泥盆系五通组；S—志留系；Mso—上部块状层状矿体；Vo—下部网脉状矿化或矿体；$\eta\delta$—燕山期二长闪长岩；1—勘探线及编号；2—采样位置

Rb-Sr 等时线测定新桥层状硫铜金矿体矿石等时线年龄为（313±32.7）Ma，利用新桥层状硫-铜-金矿矿石黄铁矿铅同位素计算矿石的 Pb-Pb 等时线年龄为（290±10）Ma。

新桥块状硫化物矿床矿石和含矿岩石的化学分析结果表明，从未蚀变矿化的五通组粉砂岩到通道相蚀变矿化砂岩至强硅化砂岩，SiO_2 含量逐渐增高，Al_2O_3 和 TiO_2 等含量逐渐降低。由未蚀变矿化

粉砂岩到通道相强硅化砂岩至喷出相块状硫化物矿层，Al_2O_3，TiO_2 和 K_2O 等含量平均值逐渐降低，而 Fe_2O_3 和 FeO 等含量平均值明显增高。主矿体顶部的含薄层黄铁矿、菱铁矿的硅质岩和碳酸盐岩，其 SiO_2，CaO 和 MgO 含量分别达到最大。

新桥矿床上部层状块状含铜黄铁矿矿层稀土含量平均值为 10.73×10^{-6}，主矿体顶部含薄层黄铁矿、菱铁矿的灰岩和硅质岩稀土含量平均值分别为 6.55×10^{-6} 和 63.2×10^{-6}，下部通道相泥盆系五通组蚀变矿化砂岩的稀土含量平均值为 126.1×10^{-6}，是上部喷出相块状硫化物平均值的十几倍。

新桥矿床岩石中黄铁矿铅同位素分析和统计结果见表 1。主要含矿岩石石英的氧、硅同位素分析结果见表 2。硫同位素分析结果见表 3。

表 1　新桥块状硫化物矿床主要岩石和矿石铅同位素组成

样　号	岩　性	产出部位	$w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)$	$w(^{207}Pb)/w(^{204}Pb)$	$w(^{208}Pb)/w(^{204}Pb)$
XQP11－3－1	含黄铁矿条带泥岩	主矿体顶板	18.157	15.543	38.215
XQP11－9－1	含胶黄铁矿泥岩	主矿体顶板	18.314	15.593	38.462
XQP11－2－1	含粗晶黄铁矿胶黄铁矿矿石	黄铁矿矿层	18.266	15.526	38.229
XQP11'－8－1	粗晶黄铁矿透镜体	黄铁矿矿层	18.269	15.518	38.218
XQP11－6－5	含泥质角砾黄铁矿矿石	黄铁矿矿层	18.295	15.534	38.270
XQP11－4－1	石英粗晶黄铁矿胶黄铁矿矿石	黄铁矿矿层	18.299	15.574	38.407
XQP11－7－2	胶黄铁矿矿石	黄铁矿矿层	18.331	15.544	38.316
XQP11－6－1	胶黄铁矿矿石	黄铁矿矿层	18.338	15.569	38.395
XQP11－1－1	硅化黄铁矿化砂岩	矿层底板(通道相)	18.146	15.525	38.152
XQ1022－8	五通组砂岩中黄铁矿脉	矿层底板(通道相)	18.213	15.527	38.245
平均值	主矿体顶板		18.235	15.568	38.338
平均值	黄铁矿矿层(喷出相)		18.299	15.544	38.306
平均值	矿层底板(通道相)		18.179	15.526	38.198

样品由中国地质科学院地球物理地球化学研究所（VG－354）测试，采用 Dowex－1 阴离子树脂交换法测定，使用标样为 NBS－982

表 2　新桥块状硫化物矿床石英氧硅同位素组成

δ/‰

样 号	样　品　名　称	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{30}Si_{NBS-28}$
Ⅲ－6	硅质岩(顶板)	12.0	0.2
Ⅲ－7	硅质岩(顶板)	12.3	0.1
Ⅲ－10	(褐铁矿化薄层)硅质岩(顶板)	12.8	－0.2
Ⅲ－5	硅质岩(顶板)	12.9	－0.2
Ⅲ－9	(含孔雀石薄层)硅质岩(顶板)	13.9	－0.1
Ⅲ－3	含黄铁矿石英脉(底板)	13.3	0.3
Ⅰ－5	石英脉(底板)	18.6	0.4

样品由中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室完成，石英包体水氧同位素计算公式为 $1000\ \ln X_{Q-H_2O}=\delta^{18}O_Q-\delta^{18}O_{H_2O}=3.38\times10^{-6}\times T^{-2}-3.4$

表 3　新桥矿床主要硫化物的硫同位素组成

样 号	样　品　名　称	矿　物	$\delta^{34}S$/‰
Xq623－5	含重晶石钙质泥岩(顶板)	重晶石	16.2
Xq1－5	含浸染状石膏灰黑色灰岩(顶板)	硬石膏	11.2
Ⅲ－9	(含孔雀石)薄层硅质岩(顶板)	黄铁矿	4.4
Ⅲ－5	硅质岩(顶板)	胶状黄铁矿	1.5
Xq2－20	含粗晶黄铁矿的胶黄铁矿矿石	胶状黄铁矿	2.1
Ⅰ－15	(氧化)黄铁矿矿石	细晶黄铁矿	2.8
Xq2－20	含粗晶黄铁矿的胶黄铁矿矿石	粗晶黄铁矿	4.0
Ⅰ－16	粗粒黄铁矿矿石	粗晶黄铁矿	4.4
Ⅰ－17	粗粒黄铁矿矿石	粗晶黄铁矿	4.7
Xq3－18	砂岩中结核状黄铁矿(底板)	细晶黄铁矿	3.9

样品由中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室完成，采用稳定同位素气体质谱法测定(MAT－252)，使用标样为 LTB

陕西东沟坝金-银-铅-锌-多金属矿床

矿区位于华北板块早古生代俯冲带南缘，南邻扬子板块。区内出露中新元古界碧口群的一套海相火山喷发-沉积细碧角斑岩。此套岩系由基性、酸性岩浆喷发堆积而成，其上为正常海相沉积。可分为 4 个亚群，矿区内只出露二、三、四亚群，矿体产于第四亚群中。该亚群具有基性岩、陆源碎屑岩到中基性熔岩、凝灰岩，再到泥质岩、硅质岩、镁质碳酸盐岩的沉积旋回构造，由多个这样的沉积旋回组成。华北板块在早晚古生代向扬子板块俯冲，使俯冲带发生区域上的绿片岩相的浅变质，同时生成以 EW 向为主，NW 和 NE 向 3 组褶皱构造，并伴有超基性岩和基性岩的侵入。

赋矿岩石为火山喷发-沉积形成的中酸性凝灰质角斑岩、石英角斑凝灰岩，火山-化学沉积形成的白云岩、硅质岩。控矿构造以褶皱的滑脱面为主，次为伴生的断裂。

矿体呈似层状、透镜状，沿走向和倾向均有波状起伏和膨胀狭缩变化。矿体横向上变化复杂，呈

分支复合、尖灭倾斜、平行斜列。在矿体间夹有石英角斑凝灰岩、白云岩、硅质岩。

主要矿物共生组合包括黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、银金矿、自然金、自然银、辉银矿、黝铜矿、重晶石等（表 1）。金、银呈自然状态分布在其他矿物的内部裂隙间，也有呈类质同象赋存于其他矿物晶体中。矿石矿物颗粒细，一般粒径为 0.01～0.*n* mm，矿物之间穿插交代频繁。晶形多

表 1 东沟坝黄铁矿型金银多金属矿床矿物成分

形成作用	类别	主要矿物	次要矿物	稀少矿物
火山沉积-受变质作用形成	金属矿物	黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿、银金矿、银砷黝铜矿、银黝铜矿、砷黝铜矿、硫锑砷铜银矿、重晶石、金银矿	淡红银矿、深红银矿、自然银、毒砂、硫砷锑银矿	碲银矿、碲硫银矿、磁黄铁矿、脆银矿
	非金属矿物	石英、绢云母、钠长石、更长石、阳起石、密绿泥石、叶绿泥石、方解石、蠕绿泥石、绿帘石、绿纤石	白云母、黑云母、斜绿泥石、黑电气石、铬镍云母、磁铁矿、白云石、透闪石、多硅白云母、钠质白云母、富钠白云母、叶绿泥石	锆石、白钛矿、金红石、硬绿泥石、榍石、镁电气石、磷灰石、钛铁矿
风化作用（包括次生富集作用）形成	金属矿物	褐铁矿	针铁矿	辉铜矿、蓝辉铜矿、铜蓝、铜矾、胆矾、菱锌矿、白铅矿、铜绿矾、孔雀石
	非金属矿物			黄钾铁矾、高岭石、水绿矾、钠明矾石、叶绿矾

为半自形、他形。矿石结构主要有变晶粒状、压碎、填隙、泡沫、溶蚀交代、残余等结构。矿石呈浸染状、块状、条带状、脉状、角砾状产出。

矿石类型有石英角斑凝灰岩型、硅质岩型、重晶石型和碳酸岩型矿石 4 种。此矿床成矿期次可划分为火山喷发-沉积成矿期和区域变质成矿期。

矿物包裹体均一温度为 202～239 ℃，爆裂温度为 220～350 ℃。用共生矿物对的 $\delta^{34}S$ 进行其平衡温度计算和利用闪锌矿地质温度计求得其成矿温度为 200～350 ℃。

闪锌矿中 Fe 分子分数为 5.6%，对应的温度为 326 ℃，对应的压力为 421 MPa。毒砂的形成压力温度计为 446 MPa。

$\delta^{34}S$ 的变化范围为 0.77‰～8.56‰，富重硫，属火山成因。

矿体中方铅矿所测的铅同位素模式年龄值为 1 040～858 Ma，而围岩是中新元古界地层，说明矿质与围岩为同一来源。

包裹体分析数据表明，成矿流体为 K-Na-Mg/HCO_3^--Cl-F 型，富含 K，Na，Ca，Ma 等离子成矿溶液，为中性到碱性。HCO_3^-，Cl^-，F^- 等阴离子较富，表明金离子呈碳酸配合物和卤合配合物活化、迁移。与成矿同期的闪锌矿、毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿间的共生矿物对计算出硫逸度为 $10^{-10.2}$～$10^{-9.19}$。

本区最常见的碳酸盐矿物是方解石并与石英硫化物共生。利用其包裹体数据计算出 $\lg f_{CO_2}=-3.189$，$\lg f_{O_2}=-35$～-47，pH 值为 5.91～9.39，多数大于 7，Eh 值为负值，表明成矿为还原环境。

火山成因块状硫化物矿床的形成：黑矿的前景

本文的主要目的是从时空（矿区到全球，＜10 000年到地质时期）方面，对导致火山成因块状硫化物矿床的各种物理（大小，几何形状）、化学（矿物学，金属率及分带）特征发生改变的地球化学、水文学、火成及构造过程进行识别。

所有的火山成因块状硫化物矿床（VMS）似乎均形成于拉伸构造背景中，比如洋中脊扩散中心、弧后扩散中心及内陆裂谷内（包括衰退裂谷）。所有 VMS 矿床在海底洼地中形成，海水与热的上地壳岩发生互相作用而变为成矿流体。海底洼地，特别是由于海底破火山口或大面积构造活动（如断裂）形成的海底洼地，由于其水文学、物理学及化学等因素成为大型 VMS 矿床形成的最佳场所。

导致 VMS 矿床的形成包括以下 6 个基本过程。

1）热源（如 1 000 km 的深成岩体）向海洋地壳或海底大陆壳的侵入导致海水在深成岩体周围的

循环对流。典型的一个循环圈的半径为 5 km 左右。排放到海床上的流体温度随周围温度的增加而升高，最高温度可达 350 ℃，在 100～10 000 年内与周围温度降为一致。大多数硫化物和硫酸盐矿化都发生于热液活动的加速阶段。

2）下渗海水与低温（T<150 ℃）围岩间的水-岩作用使海水中的 SO_4^{2-} 以石膏和硬石膏的形式沉积于围岩内。

3）在加速阶段，“改良了”的海水和深处的高温岩石的水-岩作用导致“海水”变为富金属元素和 H_2S 的成矿流体。金属元素和 S^{2-} 被从围岩中滤出，而最初形成的石膏和硬石膏被含 Fe^{2+} 的矿物及有机物质氧化，提供了另外的 H_2S。提供金属元素和还原硫的典型高温岩石约 10^{11} t（体积约 40 km^3）。除了 SO_2 在某些系统内产生酸性蚀变外，岩浆流体或岩浆气体在大多数块状硫化物系统中的作用很微弱。

4）成矿流体与冷却岩石之间的水-岩作用使岩石发生蚀变，并且在网状脉岩石中一些矿石矿物发生沉淀。

5）在未固结沉积物内或海底，海水与成矿流体混合，这导致含黑矿矿石矿物特征的“原始矿石”（闪锌矿＋方铅矿＋黄铁矿＋重晶石＋石膏）沉淀。

6）晚期高温热液流体与“原始矿石”之间的反应使“原始矿石”转变成了“成熟矿石”，且富集黄铜矿和黄铁矿。

海底热液矿床的矿物学和基本特征的多样性、几何形状及大小主要受下面 4 个参数的影响。

1）海水的物理、化学特性（成分、温度、密度）主要取决于地理环境（如赤道蒸发盆地）；2）系统的物理、化学特性（岩性、断裂）；3）系统的热构造，主要取决于周围地热增温率及侵入体的大小和温度；4）海床的物理特性（深度、盆地地形）。

例如，与发育于长英质系统内的海底热液矿床相比，发育于玄武岩质系统内的海底热液矿床的 Pb，Ba 含量普遍较低。低温系统在硫化物中很少，但在铁氧化物和硫酸盐中较丰富。大的高温热液系统更易于产生黄铜矿和黄铁矿富矿石。Noranda 型太古宙的 VMS 和年轻 VMS 矿床间的金属含量对比反映了系统的地热增热率的不同。发育于赤道附近的海底热液矿床由于具有产生大型层状盆地的可能性而趋于形成大型连续的层控型矿床。从 35 亿年前到现在，贯穿整个地质史，海底热液成矿作用的过程基本没有改变。

任胜译自 *Ore Geology Reviews*，1996，10（3－6），王美娟校

火山成因块状硫化物矿床中铂族元素的离散性

用锍锑试金法、碲共沉淀法，等离子电感偶合发射光谱法对世界著名的 4 个火山成因块状硫化物矿床（日本北海道的 Kuroko 锌-铅-铜矿床、四国岛的 Besshi 铜-锌矿床，加拿大安大略省 Manitouwadge 的铜-锌-金-银矿床及芬兰的 Outokumpu 铜-锌-钴矿床）中的矿石和围岩样品进行铂族元素和金的分析。Besshi，Manitouwadge 和 Outokumpu 矿床与镁铁质—超镁铁质岩共生的富黄铜矿样品具有高的钯（1.8×10^{-6}）、铑（0.8×10^{-6}）、金（14×10^{-6}）含量，而赋存于长英质火山岩中的 Kuroko 矿床的与镁铁质—超镁铁质岩共生的富黄铜矿样品则缺乏铂族元素。此外，富黄铜矿的样品和堇青石-斜方闪石类片麻岩中金、铱、钯、铂具有高的离散性（Au/Ir 值可达 108 000，Pd/Ir 值可达 29 500，Pd/Pt 值达 2 100），与报道的现代海底热液硫化物中的 Au/Ir 和 Pd/Ir 值相似，但明显高于岩浆镍铜硫化物矿床中的值。火山成因块状硫化物矿床中金、铱、钯、铂的离散性用海底热液流体对金属溶解度不同来解释是不通的，这种情况可能由于热液蚀变或热液变质时铂族元素和金的再活化转移造成。

朝银银译自 *Economic Geology*，2001，96（3），王美娟校

火山成因块状硫化物矿床中金富集的化学模型

对选择的火山成因块状硫化物矿床（澳大利亚塔斯马尼亚州的 Rosebery 和 Hellyer，昆士兰的 Mt. Chalmers 和魁北克的 Millenbach）中金分布的研究和总结发现，在这些矿床中金具有 2 种截然不同的

产出形式：1）发现于富锌块状硫化物透镜体上部的金-锌-铅-银的组合（如 Rosebery 和 Hellyer），2）发现于富铜矿床下部及薄岩层中的金-铜组合（如 Mt.Chalmers 和 Millenbach）。在每一个矿床中一种产出形式为主，而另一种产出形式几乎不出现。

根据 Large（1977），Eldridge 等（1983）及 Pisutha-Arnond 和 Ohmoto（1983）等的工作，对火山成因流体进行了热动力模拟，发现在富锌块状硫化物透镜体顶部的金以 $Au(HS)_2^-$ 形式被搬运，而在富铜块状硫化物矿床底部和薄岩层中的金以 $AuCl_2^-$ 形式被搬运。成矿流体的 pH 值和 f_{O_2} 控制了金沉淀及金品位。富锌块状硫化物金的高品位，表明成矿流体属中性氧化低温流体（150～275 ℃），其中存在重晶石-碳酸盐-（长石）脉石。而富铜薄层及块状硫化物底部的高品位金，表明成矿流体属高温氧化流体（275～350 ℃），其中存在斑铜矿或重晶石及赤铁矿。高岭土脉石的出现表明有酸性流体的存在。

在 f_{O_2}-T 空间内，在低温（＜300 ℃）黄铁矿稳定带内，金以 $Au(HS)_2^-$ 形式搬运。另一方面，金在以 $AuCl_2^-$ 的形式搬运时并不受铁矿物平衡的影响，但在高温（＞300 ℃）和高 f_{O_2}（$>10^{-30}$）的赤铁矿、磁铁矿及黄铁矿带中却最受影响。

在 $Au(HS)_2^-$ 搬运的环境下，在热液流体从黄铁矿稳定带向赤铁矿稳定带过渡的区域，发现“富矿带”型金矿床出现。由于 H_2S 的氧化作用或硫化物-金一起沉积机制，海水的混合引起热液流体的氧化作用及块状硫化物透镜体顶部硫化矿物的快速沉淀造成了金的沉淀。其他的金矿床也可被分为金-锌或者金-铜组合。金-铜-（钼）组合发育于中—高盐度的高温系统内，其中 $AuCl_2^-$ 为主要杂岩（例如斑岩型铜-金矿床及富金夕卡岩），而金-（锌-铅-银）组合发育于低盐度和高 a_{H_2S} 系统内，其中 $Au(HS)_2^-$ 为主要杂岩（例如浅成热液型金-银矿床和太古宙绿岩中的含金石英脉型）。

任胜译自 *Ore Geology Reviews*，1989，4（3），王美娟校

美国阿拉斯加东南部威尔士亲王岛及附近的古元古代和早古生代火山成因块状硫化物矿床地球化学和硫同位素组成

火山成因块状硫化物（VMS）矿床赋存于威尔士亲王岛南部及附近的 2 个岩性构造序列内。其中较老的序列由古元古代到早寒武世威尔士组的绿片岩-角闪岩岩相的火山岩及沉积岩组成，其中有 Khayyam 矿床及附近无意中发现的铜-锌-银矿床，Ruby Tuesday 多金属（锌-铅-铜-银）矿床，以及许多小型的铜-锌-银矿床（如 Big Harbor，Copper City，Corbin，Keete Inlet）。较新的 Moira 组，为奥陶纪—志留纪的低绿片岩相火山沉积岩序列，其中包括位于 Barrier 岛及 Nicole 海湾的小型锌-铜-银矿床，及 Niblack 地区内的几个铜-锌-金-银矿床，还包括 Nicole，Dama，Trio，Moira 等远景区。对采自 20 个 VMS 矿床不同产状的 92 个富含硫化物岩石样品进行了地球化学分析。Niblack 地区的矿床普遍具有高的金含量（0.5×10^{-6}～11×10^{-6}）和碲含量（10×10^{-6}～66×10^{-6}）；Khayyam 和偶然发现的矿床大多含 Co 高（达 398×10^{-6}）而具有相对低的 Hg/Zn 值。用激光 ICP—MS 法，对 16 个矿床中 270 件黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿及方铅矿进行了微量元素分析。Barrier 岛的黄铁矿中含 Mn（981×10^{-6}～$3\ 552\times10^{-6}$），As（$3\ 579\times10^{-6}$～$14\ 412\times10^{-6}$），Sb（128×10^{-6}～283×10^{-6}），及 Tl（176×10^{-6}～275×10^{-6}）高；Khayyam 和偶然发现矿床中的黄铁矿含 Co（413×10^{-6}～$2\ 057\times10^{-6}$）高；Niblack 矿床中的闪锌矿含 Fe（＜0.7％）和 Mn（$<60\times10^{-6}$）低；Khayyam 和偶然发现矿床中的闪锌矿具有相对较高的 Fe（2.9％～7.5％），低 Hg 和 Mn（均＜17×10^{-6}）。86 件硫化物的硫同位素 $\delta^{34}S$ 值变化从 6.2‰～17.4‰，记录了海水硫酸盐和 S^{2-} 的分布。

Niblack 地区矿床中硫化物样品相对富 Au 和 Te，闪锌矿中含铁低，反映矿床在 f_{S_2} 上升的条件下形成低温 VMS 矿床；Barrier 岛黄铁矿富 As，Sb 及 Tl 也记录了类似的低温成矿作用。Khayyam 和偶然发现矿床中闪锌矿贫 Hg 表明该区存在高级变质作用。

任胜译自 2002 *Denver Annual Meeting*（October 27—30，2002），王美娟校

西班牙伊比利亚黄铁矿带火山成因块状硫化物矿床中金的对偶行为

对伊比利亚黄铁矿带（IPB，西班牙境内）火山成因硫化物矿床进行详细的矿物学及地球化学研究，并确定了2个基于地球化学、矿物学及分布空间的金组合：1）Tharsis-Sotiel-Migollas 型，金与 Co-Bi 在块状硫化物集合体底部的网状脉和相互作用带中富集；2）Rio Tinto-Aznalcóllar-La Zarza 型，金富集于含多金属特征（Zn＋Ag-As-Tl-Hg）的岩相的末端或块状硫化物的下面。

类型Ⅰ位于含丰富沉积岩相的矿带南部，矿物共生关系表明金组合在块状硫化物形成的初始阶段时温度较高（＞300 ℃）；银金矿中的金［w（Au）＞75%］被氯化物杂岩搬移。类型Ⅱ位于火山岩为主的矿带北部。矿物共生关系表明金组合在块状硫化物成矿晚期阶段较低温度（＜280 ℃）时形成。金以二硫化物杂岩［$Au(HS)_2^m$］形式搬移，存在于富 Ag 和 Hg 的银金矿（分别达 61.0% 和 30.5%）或含金毒砂中（平均含金 280×10^{-6}），2种形式可以共存。很明显硫的活动性和氧逸度是控制这2种矿物中金的分布及银金矿中 Ag 含量的重要因素。金在 IPB 带内的对偶行为反映不同地质环境导致不同的金矿化流体，即含金流体或者以沉积性为主，作为机械障出现；或者以火山作用为主，且与海水循环。块状硫化物矿床形成的过程可能很复杂，对于流体来源及演化来说，问题就是金的补给方式是一种还是两种。如有2个金组合可能只有一种金补给方式，即早期相（Co-Bi）中金的再活化和再分布为晚期相（Zn＋Ag-As-Tl-Hg）提供了补给，这在 Tharsis-Sotiel-Migollas 型矿体中没有或很少发生。这2种金的组合反映了2种单独的演化过程，该演化过程可通过金在热液流体中出现时间的早晚来区分。

任胜译自 *Mineralium Deposita*，1997，33（1－2），王美娟校

瑞典 Boliden 金-铜-砷块状硫化物矿床中毒砂的激光探针硫同位素分析

富毒砂矿石经变质再活化可能使金富集，矿石硫同位素关系可为了解这一过程提供重要线索。为详细了解这一过程，已成功对激光燃烧系统进行校准并应用它对毒砂进行硫同位素分析。采集了 Boliden（瑞典）和 Freiberg（德国）矿床在组分和同位素相似的样品得到激光分流因素的试验性校准值（0.4‰），并测定了样品中的硫同位素比值。

在瑞典北部 Skelleft 地区 Boliden 金-铜-砷矿床内对古元古代变质 VHMS 矿石中不同类型的毒砂测试表明，毒砂硫同位素组成在中级变质再活化及再结晶过程中基本上没有改变。块状毒砂矿石被晚期含石英-硫化物组合的岩脉切割。晚期矿石类型与围岩矿石相比明显富金，因此更具有重要经济意义。2种矿石类型显示出十分相似的硫同位素组成，$\delta^{34}S_{CDT}$ 2‰～3‰，这与 Skellefte 地区的大多数块状硫化物矿床相似。因此，横切的富金脉继承了块状矿石中受变质影响而释放的硫同位素组成，这一过程中同时也继承了 Au。后者对该世界级矿区内相似的高品位金矿石的研究及预测很有意义。

任胜译自 *Ore Geology Reviews*，2004，25（3－4），王美娟校

保加利亚 Sredna Gora 带 Elshitsa 块状硫化物矿床的金矿物学研究

Elshitsa 火山成因块状硫化物矿床位于保加利亚 Srena Gora 成矿带的中部。含金块状硫化物矿化

是晚白垩世岛弧火山-深成作用和热液过程的产物。在块状硫化物透镜体和细脉带中含金的不透明矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿及方铅矿，还含少量的砷黝铜矿、碲黝铜矿、含 Se 的硫铜铅铋矿、自然银和斑铜矿。大部分硫化物矿物都含 Se。在黄铁矿成矿阶段和铜-黄铁矿矿化阶段沉淀的 6 种矿物组合均含金，金品位低于 1×10^{-6}。硫化物中的自然金和银金矿以包裹体或是粒间颗粒形式存在。早期块状黄铁矿中的金呈亚微米级（<0.1 μm），胶质来源。在 160～250 ℃时，黄铁矿熔化并发生再结晶，在此过程中金和银迁移至硫化物的裂缝或和矿物颗粒中。在晚期的金-硫化物组合中，自然金和银金矿颗粒大小转化为显微级（0.1～100 μm）和肉眼可见（>100 μm）。41 件银金矿颗粒的成色在 780～992，平均 895。自然银伴生于斑铜矿中。铜、碲、锑、铋是金矿物和银金矿最常见的示踪元素。铜-锌-铅是最重要的含金、银的组合。

朝银 银译自 *Mineralium Deposita*，1997，32(3)，王美娟校

澳大利亚西塔斯马尼亚 Rosebery-Hercules 地区寒武纪 VHMS 矿床中闪锌矿的岩石学和地球化学对金矿化和泥盆纪变质-交代的意义

闪锌矿是西塔斯马尼亚赋存于火山岩中富锌块状硫化物矿床中的主要矿物。矿床受区域变质作用(高绿片岩相）影响，并受与泥盆纪 Tabberabberan 造山运动有关的伴生构造变形的影响。Rosebery 矿床的南端经历了与泥盆纪造山期后花岗岩侵入相关的变质交代作用。

Rosebery 地区 VHMS 矿床中的闪锌矿在颜色、颗粒大小及结构上变化很大。对闪锌矿组成变化的研究主要有 3 个目的：1）研究泥盆纪推覆作用的效果，2）对泥盆纪 Fe-S-O 交代作用的压力（深度）进行估计，3）研究 a_{FeS}（a_{S_2}）在金沉淀和后期再活化过程中的作用。

Rosebery 矿床中闪锌矿的 FeS 含量为 2.0%～20.0%，呈双峰分布。Hercules 矿床中闪锌矿的 FeS 的含量 2.0%～10.0%，而南 Hercules 矿床的 FeS 含量为 4.0%～12.0%。VHMS 矿床的闪锌矿中还含较少铜、锰和镉。

Rosebery 矿床闪锌矿 FeS 的双峰模式表明，最初的 VHMS 矿化经历了至少 2 个沉积期后的再平衡作用。闪锌矿中的 FeS 含量与六方磁黄铁矿和黄铁矿中平衡表明，泥盆纪交代作用的压力条件为 $(3.0\pm0.5)\times10^5$ Pa，相当于深（8.0±0.1）km。

Rosebery，Hercules 及南 Hercules 矿床中闪锌矿的 FeS 含量与金含量之间的关系，可反映海底初始沉积条件的变化（pH，温度和 a_{S_2}），也可反映晚泥盆世的变质和交代重结晶特征。

任胜译自 *Mineralogy and Petrology*，1996，57(1—2)，王美娟校

近代海底多金属块状硫化物回顾

在不同火山背景和构造环境的现代海底 1 500～3 700 m 之间发现有多金属块状硫化物。矿床分布于快—中—慢速扩张海洋中央海岭中，位于轴向和离轴火山和海底山之上，靠近大陆边缘的沉积裂缝及与俯冲有关的弧后环境内。至少在 25 个不同地点发现了高温热液活动和多金属硫化物的大型堆积。个别矿床含 100～500 万 t 的块状硫化物（如 Southern Explorer，太平洋东部隆起 13° N，TAG 热液矿田），只有 2 个矿床（红海 Middle Valley 和阿特兰提斯Ⅱ Deep）含高达 5 千万 t 到 1 亿 t 的硫化物。这（1～100 百万 t）与陆地上发现的许多火山成因块状硫化物矿床的大小相似。然而，大多数主要的已知近代海底硫化物赋存量总计都不到几千吨，且大部分为分散的热液喷口、泉华，个别为烟囱状结构。

25 个矿床采集的样品仅为几百 t 的物质。但这些样品的矿物学研究表明无论高温(300～350 ℃）还是低温（<300 ℃）组合都由不同比例的磁黄铁矿、黄铁矿/白铁矿、闪锌矿/纤维锌矿、黄铜矿、斑铜矿、古巴矿、重晶石、硬石膏及无定形硅

石组成。此外，弧后环境中的块状硫化物矿床含丰富的方铅矿，Pb，As，Sb 的硫酸盐（包括碲硫砷铅矿、砷黝铜矿及黝铜矿）、雄黄、雌黄及自然金。对样品 1 300 项化学分析表明，海底矿床具有铜和锌的富集，与陆地块状硫化物的铜和锌含量相当。由于流体-沉积间的相互作用，赋存于沉积岩中的矿床比位于沉积物很少的洋中脊的矿床的面积稍大，含较低浓度及不同比例的贱金属元素。取自西太平洋和西南太平洋弧后扩散中心的硫化物初始样品表明，与沉积物很少的洋中脊中的矿床相比这些矿床均含较高的 Zn，Pb，As，Sb 和 Ba 浓度。洋中脊矿床中样品的金和银浓度都较高（Au 6.7×10^{-6}，Ag $1\,000\times10^{-6}$），而未完全发展的弧后断裂（以长英质火山岩为主）中的硫化物含金高达 50×10^{-6}，含 Ag 1.1%。海底硫化物中的贵金属含量与陆地矿床相当。

虽然块状硫化物矿床在水深 1 500 m 处被发现，但热液流体的沸腾作用却可以防止典型的多金属块状硫化物在更浅处形成（浅于几百米），因为浅处的静水压力太低而不能阻止相分离。在这种情况下，可以预见矿床具明显的浅成热液特征，并含有大量贵金属。

任胜译自 *Ore Geology Reviews*，1995，10（2），王美娟校

A general review of volcanogenic massive sulphide deposits in China

Volcanogenic，massive sulphide deposits in China have，for the past forty years，been an important source of Cu，Zn，Pb and sulphur，and of a number of associated elements such as Au，Ag and Co．The areal distribution of the deposits is determined by the different geological settings in which they occur and which range in time from Archean to Triassic．Host-rock lithologies comprise felsic，mafic and ultramafic metavolcanic rocks，with or without subsidiary，intercalated metasedimentary rocks；four groups of ore associations，based on chemical composition，have been distinguished：Cu，Cu-Zn，Cu-Fe and Pb-Zn-Cu．

Only one deposit of economic significance（Hongtoushan）has been recognised so far in an Archean greenstone belt．This ore is hosted by metafelsic volcanic rocks of a calc-alkaline suite．

The Proterozoic was an important period for the formation of two groups of volcanogenic massive sulphide deposits in China．Early Proterozoic Cu-Fe deposits，such as Dahongshan and Lalachang，are predominantly distributed in graben-like depressions within cratons．Late Proterozoic Cu-Zn deposits，e.g.，Xiqiu and Liujiaping，occur mainly along the edges of the craton．The ores of all Proterozoic deposits are hosted by quartz keratophyre．

The most important metallogenic epoch for this type of ores in China was the Lower Palaeozoic and is represented by a number of deposits situated in the northern Qilian Caledonian orogenic belt．Within this belt，the various groups of deposits can be related to specific plate-tectonic settings．Cu-Zn or Pb-Zn-Cu ores occur in quartz-keratophyric tuffite，with or without intercalated sediments，of island-arc environments（Houyanshan，Zheyaoshan，Xiaotieshan）；Cu ores are hosted by spilite，generated probably in back-arc basin settings（Honggou）；while Cu-Zn ores presumably occur in metabasalts of oceanic ridge or off axis settings（Yindonggou）．

Volcanogenic，massive sulphides are relatively unimportant in the Late Palaeozoic，both with regard to size and numbers，but a rather unusual and important Cu-Zn deposit，hosted by ultramafic rocks（Deerni）is ascribed to this epoch．

An important Pb-Zn-Cu deposit（Gacun）that is comparable with the Kuroko deposits was formed in the Early Mesozoic Yidun orogenic belt，which is considered to represent a mature arc environment．The ores are hosted by rhyolites within calc-alkaline volcanites of dominantly andesitic and rhyolitic composition．

The very important sedex-type stratabound and stratiform base-metal deposits in China seem to have occurred mainly at times when the volcanogenic massive sulphide deposits became relatively unimportant．For instance，the Early Proterozoic，Early Palaeozoic and Early Mesozoic，are the main periods for the formation of volcex-type massive sulphides，while the Middle Proterozoic and Middle-Late Palaeozoic are most important for sedex-type，stratiform base-metal sulphides．

摘自 *Ore Geology Reviews*，1992，7（1）

Classification of VMS deposits : Lessons from the South Uralides

VMS deposits of the South Urals developed within the evolving Urals palaeo-ocean between Silurian and Late Devonian times. Arc-continent collision between Baltica and the Magnitogorsk Zone (arc) in the south-western Urals effectively terminated submarine volcanism in the Magnitogorsk Zone with which the bulk of the VMS deposits are associated. The majority of the Urals VMS deposits formed within volcanic-dominated sequences in deep sea-water settings.

Preservation of macro and micro vent fauna in the sulphide bodies is both testament to the seafloor setting for much of the sulphides but also the exceptional degree of preservation and lack of metamorphic overprint of the deposits and host rocks. The deposits in the Urals have previously been classified in terms of tectonic setting, host rock associations and metal ratios in line with recent tectono-stratigraphic classifications. In addition to these broad classes, it is clear that in a number of the Urals settings, an evolution of the host volcanic stratigraphy is accompanied by an associated change in the metal ratios of the VMS deposits, a situation previously discussed, for example, in the Noranda district of Canada.

Two key structural settings are implicated in the South Urals. The first is seen in a preserved marginal allochthon west of the Main Urals Fault where early arc tholeiites host Cu-Zn mineralization in deposits including Yaman Kasy, which is host to the oldest macro vent fauna assembly known to science. The second tectonic setting for the South Urals VMS is the Magnitogorsk arc where study has highlighted the presence of a preserved early forearc assemblage, arc tholeiite to calc-alkaline sequences and rifted arc bimodal tholeiite sequences. The boninitc rocks of the forearc host Cu- (Zn) and Cu-Co VMS deposits, the latter hosted in fragments within the Main Urals Fault Zone (MUFZ) which marks the line of arc-continent collision in Late Devonian times. The arc tholeiites host Cu-Zn deposits with an evolution to more calc-alkaline felsic volcanic sequences matched with a change to Zn-Pb-Cu polymetallic deposits, often gold-rich. Large rifts in the arc sequence are filled by thick bimodal tholeiite sequences, themselves often showing an evolution to a more calc-alkaline nature. These thick bimodal sequences are host to the largest of the Cu-Zn VMS deposits.

The exceptional degree of preservation in the Urals has permitted the identification of early seafloor clastic and hydrolytic modification (here termed halmyrolysis sensu lato) to the sulphide assemblages prior to diagenesis and this results in large-scale modification to the primary VMS body, resulting in distinctive morphological and mineralogical sub-types of sulphide body superimposed upon the tectonic association classification. It is proposed that a better classification of seafloor VMS systems is thus achievable using a three stage classification based on (a) tectonic (hence bulk volcanic chemistry) association, (b) local volcanic chemical evolution within a single edifice and (c) seafloor reworking and halmyrolysis.

摘自 *Ore Geology Reviews*, 2005, 27 (1-4)

Form and distribution of gold mobilized into surface waters and sediments from a gossan tailings pile, Murray Brook massive sulphide deposit, New Brunswick, Canada

Stream waters and sediments draining a gossan tailings pile at the Murray Brook massive sulphide deposit were collected to investigate Au mobility. Weathering of the massive sulphides at Murray Brook during the Late Tertiary period resulted in the concentration of Au in the gossan cap overlying the supergene Cu and unoxidized massive sulphide zones of the deposit. The gossan was mined between 1989 and 1992, and Au and Ag were extracted using a cyanide vat leach process. Although stream sediments prior to mining had Au$<5\times10^{-9}$ (the detection limit), sediments collected in 1997 had Au contents ranging up to 256×10^{-6} with values up to

6×10^{-6} more than 3 km downstream from the deposit. Dissolved Au contents were similarly anomalous, up to 19 μg/L and in excess of 3 μg/L 3 km downstream. The elevated Au contents in the waters and sediments are interpreted to reflect complexation of Au [as Au $(CN)_2^-$] by cyanide hosted within the gossan tailings pile. Precipitation recharges through the tailings pile with groundwater flow exiting to Gossan Creek. Degradation of cyanide along the flow path and within Gossan Creek allows colloidal Au to form via reduction of Au (I) by Fe^{2+}, consistent with SEM observations of Au as <1 μm subrounded particles. In the surface waters, the majority of the Au must be in a form <0.45 μm in size to account for the similarity in Au contents between the <0.45 μm and unfiltered samples.

The very elevated stream sediment Au values close to the headwaters of Gossan Creek near the tailings indicate that upon exiting to the surface environment, Au $(CN)_2^-$ complexes are rapidly destroyed and Au removed from solution. However, the high Au<0.004 μm/Autotal in the headwaters and the extended Au dispersion in Gossan Creek waters and sediments suggest that Au $(CN)_2^-$ complexes persist for the full length of Gossan Creek. The decrease in aqueous Au which is less than 0.004 μm indicates that Au is converted from a complexed form to a colloidal form with increasing distance downstream, consistent with dissolved NO_3^- contents which decrease from 5 210 μg/L near the headwaters to 1 350 μg/L at the lower end of the stream.

摘自 *Applied Geochemistry*, 2000, 15 (5)

On the relationship between auriferous talc deposits hosted in volcanic rocks and massive sulphide deposits in Egypt

The volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) deposits in the Eastern Desert of Egypt (e.g., Um Saki deposit) are associated with Precambrian coarse acid pyroclastic rocks.

The upper contacts of the massive sulphide body are sharp and well-defined; while the keel zone to the mineralization is always associated with pervasive alteration, characterized by the presence of septechlorite and talc, associated with variable amounts of carbonate and tremolite. On the other hand, the economic talc deposits in Egypt are hosted intensively altered volcanic rocks. Besides talc, chlorite, carbonates and tremolite that occur in variable amounts in these deposits, anomalously high concentrations of gold are also present.

The present study showed that alterations in the talc deposits of Darhib, El Atshan, Abu Gurdi, Egat, Um Selimat and Nikhira are similar to those occurring in the keel zone underlying the VHMS of Um Samuki and that the chemical modifications due to alteration processes (additions of Mg, Fe, Mn and Ca coupled with depletions in silica, alkalies, alumina and titanium) are comparable, even the host rocks are different, thus reflecting a genetic relationship. It is suggested that, the examined localities of talc deposits are hosted in the intensively altered volcanics in the keel zones of volcanogenic massive sulphide deposits. Recently, detailed geophysical prospecting program, including electric (resistivity, self-potential and induced polarization), electromagnetic and magnetic methods, was carried out at Darhib, Abu Gurdi and Um Selimat talc deposits. The quantitative interpretation of these geophysical measurements revealed the presence of subsurface bodies of sulphides. The present distribution of talc and allied minerals in Darhib, El Atshan, Abu Gurdi, Egat, Um Selimat and Nikhira could be explained by a tectonic process in which the coarse acid pyroclastic rocks with massive sulphides have tilted in such way that the footwall rock alterations (talc and allied minerals) are exposed on the present-day surface at these localities. Structural studies are currently under way in an attempt to explain the deformation regime that led to the present situation of talc deposits.

Two distinct spatial and mineralogical associations of gold mineralization could be identified in the volcanogenic massive sulphide deposits and their footwall alterations (the keel zone) in the Eastern Desert of Egypt. These are (1) gold-silver-zinc association, and (2) gold-copper association. In the former, gold grades are very low and silver is anomalous. This association occurs typically in the upper levels of the VHMS deposit where low-temperature sulphides are abundant. Gold was deposited because of

the mixing between the ascending hot solutions and the sulphate-rich seawater. The upper levels of Um Samuki sulphide body represent this association.

Gold-copper association, on the other hand, typically occurs in the footwall altered rocks (the keel zone) and the lowest parts of the massive sulphide body. Gold grades reach up to 5.54×10^{-6}, but the average is 1×10^{-6}. Silver is very low, usually in the range of 4×10^{-6} $\sim10\times10^{-6}$. Lead usually, but not always, accompanies gold in this association. Deposition of gold probably took place due to decreasing of temperature and/or increasing pH of the ascending hot brines. The keel zones at Darhib, Abu Gurdi, El Atshan, Um Selimat, Nikhira and Egat talc mines better represent this association.

摘自 *Ore Geology Reviews*, 2003, 23 (3—4)

Gold Enrichment and the Bi-Au Association in Pyrrhotite-Rich Massive Sulfid Deposits, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge

High gold contents (to 10.1×10^{-6}, avg. 1.4×10^{-6}, $n=34$) occur in pyrrhotite-rich massive sulfide samples from the sediment-covered floor of the Escanaba trough, the slow-spreading, southernmost segment of Gorda Ridge. These concentrations reflect the presence of primary gold, formed during high-temperature hydrothermal activity in mounds and chimneys, and secondary gold deposited during sea-floor weathering of massive sulfide. Primary gold occurs as fine-grained (<2 μm) gold, electrum, maldonite (Au_2Bi), and a rare unnamed mineral ($AuBi_5S_4$) and is texturally and temporally associated with sulfarsenides (arsenopyrite, glaucodot, alloclastite, and cobaltite), arsenides (löllingite and safflorite), Bi minerals (native bismuth, Bi tellurides, Bi-Te sulfides, and bismuthinite), and galena. Larger (>2 μm) secondary gold grains have a porous, flaky morphology and occur in samples in which pyrrhotite is oxidized and replaced by Fe oxyhydroxides, Fe sulfate, and sulfur.

Mounds and chimneys dominated by pyrrhotite and containing lesser amounts of isocubanite, chalcopyrite, and Fe-rich sphalerite were formed by high-temperature (estimated range 325 $\sim$ 275 ℃), reduced, low-sulfur vent fluids. The mineral and fluid compositions during this main stage of hydrothermal venting reflect subsurface interaction between circulating hydrothermal fluids and turbiditic sediment containing as much as 1.1 percent organic carbon.

As the deposition of pyrrhotite, Cu-Fe sulfides, and sphalerite waned, a volumetrically minor suite of sulfarsenide, arsenide, Bi, and Au minerals was deposited from highly reduced, late main-stage fluids diffusing through mounds and chimneys. The low solubility of Au as a bisulfide complex and the absence of fluid mixing during this stage of hydrothermal activity apparently inhibited the precipitation of gold directly from solution. Instead, gold precipitation is thought to be linked to elevated concentrations of Bi in the late main-stage fluids. The textural relationships of Au and Bi minerals in pyrrhotite-rich samples, low melting point of native bismuth (271.4 ℃), and recent experimental results on Au and Bi in hydrothermal fluids contribute to the hypothesis that gold was effectively scavenged from the Escanaba trough vent fluids by coexisting droplets of liquid bismuth. Additional phase relationships of alloys in the Au-Bi system indicate that deposition of native bismuth and maldonite occurred at temperatures as low as 241 ℃. Bismuth droplets trapped in void space between main-stage mineral grains scavenged gold from ambient hydrothermal fluid to a greater extent than bismuth enclosed by late-forming pyrrhotite. The limited solid solution of Au in Bi can explain the apparent exsolution texture in which gold blebs are hosted by native bismuth. The electrum, native bismuth (with gold inclusions), and galena represent the last traces of gold mineralization from late main-stage fluids.

During sea-floor weathering and the oxidation of pyrrhotite in the mounds and chimneys, secondary gold formed as aggregates of colloidal particles along pH gradients between acidic pore waters and ambient seawater. Gold was mobilized from earlier formed primary gold minerals and transported as aqueous chloride complexes. The reduction of Au (III) by residual Fe^{2+} in partly altered pyrrhotite and adsorption of colloids by Fe oxyhydroxides may have influenced the location of secondary gold grains within the alteration front. Solubility differences between

gold and silver chloride complexes at low temperature account for the low Ag content of secondary gold grains.

The high concentrations of Bi, and thus the association of Au and Bi minerals in pyrrhotite-rich massive sulfide, can be ascribed to the extensive interaction of hydrothermal fluids with sediment in the Escanaba trough. In contrast, the absence of the Au-Bi association in massive sulfides at other ridges, including other sediment-covered sites at Middle Valley and the Guaymas basin, reflects the predominantly basaltic source rocks.

摘自 *Economic Geology*, 2005, 100 (6)

Geology, Genesis, and Exploration Implications of the Footwall and Hanging-Wall Alteration Associated with the Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Tasmania, Australia

Hellyer is a large (16.2 million metric tons), high-grade (13.9% Zn, 7.1% Pb, 0.4% Cu, 168×10^{-6} Ag, 2.5×10^{-6} Au), sea-floor, mound-style, polymetallic volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) deposit located in the Mount Read Volcanics of western Tasmania. The deposit is hosted by the Que-Hellyer Volcanics, a sequence of late Middle Cambrian mafic to felsic coherent volcanics and polymict volcaniclastics.

Hydrothermal alteration occurs in the regional footwall, immediate footwall, and hanging wall. Alteration in the regional footwall is confined to patchy quartz, albite, and chlorite, with minor sericite, epidote, and hematite. Underlying Hellyer is a zoned alteration pipe with a central siliceous core (quartz-sericite), which passes into zones of chlorite, chlorite-carbonate, sericite-chlorite, and finally sericite-quartz (stringer envelope zone) on the margin. Overlying the central part of the deposit, within the hanging-wall basalt, is a distinctive and zoned alteration plume. Five alteration zones have been identified: fuchsite, chlorite, carbonate, quartz-albite, and sericite. Fuchsite-dominated alteration occupies the central portion of the hanging-wall alteration plume. Chlorite and carbonate alteration surrounds the fuchsite zone with carbonate zones forming near to the ore deposit and chlorite zones extending above and lateral to the carbonate. Outward is quartz-ablite alteration, which extends laterally into distal sericite alteration.

Mass-change calculations for the footwall and hanging wall indicate that, in general, the footwall alteration zones are depleted in CaO, Na_2O, La, Sr, Ni, Cr, and V but have enrichments of Fe_2O_3, MnO, MgO, K_2O, S, and most metals. Compared to the host basalt, the hanging-wall alteration has gained CaO, K_2O, Na_2O, CO_2, S, in Rb, Ba, Ag, As, Mo, Sb, Cs, and Tl, while Fe_2O_3, MnO, MgO, P_2O_5, La, Sr, Pb, Zn, Th, U, Cd, and Nd are depleted. CaO, Na_2O, Cr, V, and Ni are depleted in the footwall andesite but enriched in the hanging-wall alteration plume. This relationship suggests that these elements were sourced from the breakdown of feldspars, pyroxenes, and andesitic groundmass of the footwall lithologies and transported in the hydrothermal fluid into the overlying basalt and precipitated as albite, calcite, and white micas in the hanging-wall alteration.

The development of alteration associated with the Hellyer VHMS deposit occurred in three stages.

Stage 1 regional footwall alteration was formed by unfocused hydrothermal convection of seawater down into the recently deposited volcanic pile at temperatures between approximately 250 ℃ and 200 ℃ and at low to moderate water/rock ratios. Stage 2 alteration formed by structurally controlled fluid flow from a deep intensifying hydrothermal convection system and created the footwall alteration pipe.

Decreasing water/rock ratios and temperatures, over a range of 350 ℃ to less than 200 ℃, led to the development of the concentric alteration pipe mineral zones. Based on modeling of whole-rock $\delta^{18}O$ values, geochemical modeling, and mineral assemblages, the siliceous core is interpreted to have formed at temperatures near 350 ℃, the chlorite-rich alteration zone at 300～250 ℃, and the outer sericite-rich alteration at temperatures of 250～150 ℃. The final, synmineralization fluid-flow event, stage 3, created the hanging-wall alteration plume. After rapid burial of the deposit by basalt, continuation of upward hydrothermal fluid flow created the zoned hanging-wall alteration. Distribution of hanging-wall alteration as-

semblages suggests a temperature gradient from approximately 250 ℃ for the fuchsite zone to lower temperatures (150 ℃) for the distal quartz-albite and sericite alteration zones.

Alteration mineralogy, mineral chemistry, lithogeochemistry, and stable isotope characteristics of the footwall and hanging-wall alteration have been combined into a comprehensive set of vectors, which can be used in exploration for VHMS deposits in similar geologic settings.

摘自 *Economic Geology*, 2001, 96 (5)

Zonation of Alteration Facies at Western Tharsis: Implications for the Genesis of Cu-Au Deposits, Mount Lyell Field, Western Tasmania

The Western Tharsis deposit, located in the Mount Read volcanic belt of western Tasmania, is one of 22 mainly Cu-Au deposits in the Mount Lyell district. Although the orebody at western Tharsis is characterized mainly by disseminated pyrite-chalcopyrite like most other deposits in the Mount Lyell district, it also contains bornite-rich ores characteristic of a second, less common type of deposit. The deposit is stratiform and occurs within intermediate and felsic volcanic rocks of the ~500 Ma Central Volcanic Complex. Alteration is developed broadly symmetrically around the ore zone, with an ore-bearing core characterized by a quartz-chlorite±sericite assemblage.

The core is enveloped by a quartz-pyrophyllite±topaz±fluorite±zunyite±woodhouseite assemblage with local bornite-bearing ore zones. This zone, in turn, is enveloped by a pyritic quartz-sericite assemblage. The outermost quartz-chlorite-carbonate-sericite ± albite assemblage is only developed in the stratigraphic footwall more than 200 m below the ore position.

The hypogene pyrophyllite-bearing assemblage is more characteristic of high sulfidation than volcanic-hosted massive sulfide (VHMS)-related alteration assemblages. Moreover, the close relationship of this alteration assemblage with the more prevalent quartz-chlorite ± sericite assemblage associated with disseminated pyrite-chalcopyrite mineralization suggests that these two types of mineralization are two stages of one mineralizing event, not the two separate events suggested by previous authors (e.g., Arnold and Carswell, 1990). Geologic relationships and radiogenic isotope data are consistent with an Ordovician (~460 Ma) timing for Mount Lyell Cu-Au mineral deposits; this mineralization may be related to the geologic event that formed the local "Haulage unconformity." These observations indicate a potential new exploration model for mineralization in the Mount Read volcanic belt and in surrounding Ordovician rocks.

摘自 *Economic Geology*, 2001, 96 (5)

《黄金地质专题信息编辑》课题组，已陆续将 1）造山型金矿；2）卡林-类卡林型金矿；3）浅成低温热液型金-银矿床；4）斑岩型铜-金矿床；5）铁氧化物型铜-金矿床；6）富金火山成因块状硫化物（VMS）矿床和沉积喷流矿床（SEDEX）整理编辑成册。至此我们选择了概况 39 例，国外典型矿床 26 例，国内 20 例，详细摘要国外 86 例，国内 45 例，英文摘要 54 例。

对于世界级金矿床的地球动力学综合分析，我们选取 Kerrich 等的文章，供大家参考。

世界级金矿床的地球动力学：综合分析

在整个地球历史中，大陆岩石圈生长于会聚边缘（Moores 和 Twiss，1995）。然而，会聚边缘的俯冲带热结构随时间衰减：俯冲角不断变陡，导致大陆岩石圈具有不同的物质成分、厚度和机械性质（图 1，2）。地幔不断冷却，总体上导致地幔柱或“热点”的密度和温度不断降低，初始地幔柱岩浆的物质成分和岩浆活动由科马提岩-玄武岩序列演化为以玄武岩为主的岩石序列。

地幔柱参与了会聚边界的生长和消亡。厚的大洋台地（海底高原）地壳具有浮力，因此它随大洋板块挤进（楔入）俯冲带地壳中，而不是俯冲沉入到软流圈地幔中（Cloos，1993；Abbott，1996）。例如，Caribbean-Columbian 海底高原和 Ontong Java 海底高原分别在加勒比海和巴布亚新几内亚附近楔入太平洋边缘俯冲带。这种概念上的进步引起了对太古宙绿岩带作为俯冲增生杂岩的新认识。会聚边界构造环境发育海沟浊积岩和双模式的弧岩浆岩；俯冲反转时，与地幔柱有关的海底高原序列与岛弧叠置在一起。随着复杂的俯冲增生杂岩向海洋方向迁移，英云闪长岩岩基侵入到弧-沟-原杂岩中（Hofmann，1997；Polat 等，1999；Polat 和 Kerrich，2000）。俯冲带捕获海底高原的思路解决了 Taylor 和 McLennan（1985）关于地壳增生的安山岩模式与 Mg 和 Ni 亏损的自相矛盾（Rudnick，1995）。

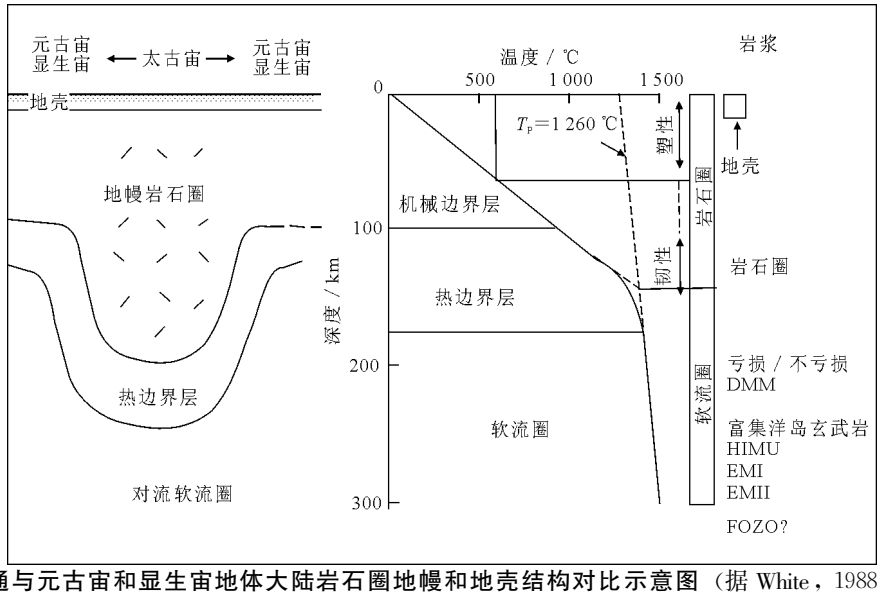


图 1　太古宙克拉通与元古宙和显生宙地体大陆岩石圈地幔和地壳结构对比示意图（据 White，1988；Kerrich 和 Wyman，1996 修改）

DMM—亏损洋中脊玄武岩地幔源；HIMU—高 μ 值的洋岛玄武岩；EM Ⅰ，EM Ⅱ—富集地幔Ⅰ型和Ⅱ型洋岛玄武岩；FOZO—同位素地幔集中带（?），可能是下地幔

地幔柱岩浆活动随时间减弱的另一个结果是大陆过大过高。Isley 和 Abbott（1999）认为铁建造的时间分布与大洋地幔柱岩浆活动的相关系数为 98%。在 3.8～1.6 Ga 之间发生 4 次超级地幔柱事件，2.7 Ga 全球绿岩带事件与第二次超级地幔柱事件相对应。作为大陆泛滥的必然结果，在富含阿尔戈马型条带状铁建造（Algoman BIF）和科马提岩—玄武岩高原序列的太古宙地体中，很难见到厚层陆源硅质碎屑沉积物。

强有力的证据表明大陆岩石圈生长在地球历

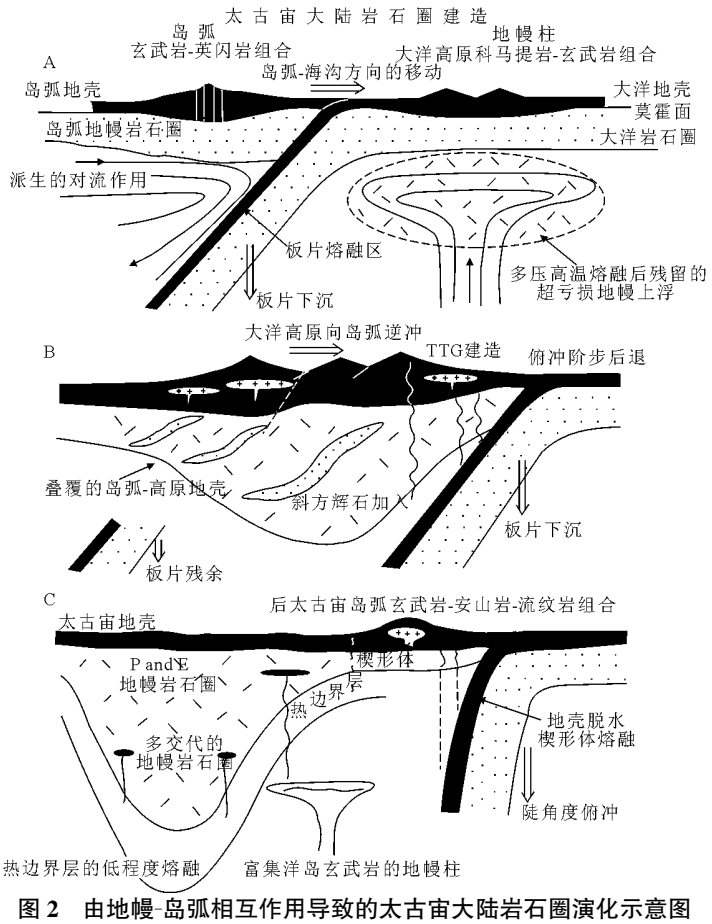


图 2 由地幔-岛弧相互作用导致的太古宙大陆岩石圈演化示意图

A—板块在岛弧下面的拖曳作用导致岛弧向大洋高原迁移和它的地幔残留物-地幔柱的产物［据 Kelemen 等（1998）修改］；B—浮起的大洋高原和地幔残留物挤入俯冲带，岛弧和洋底高原地壳叠覆，岛弧地幔和地幔柱残留物叠覆而形成克拉通地幔岩石圈的脊棱；C—来自热边界层和地幔柱的大量熔体为大陆地幔岩石圈的形成物质，后太古克拉通边缘的俯冲多为陡角度

史的早期，由于大洋和大陆岩石圈的持续生长和循环造成了近乎固定的大陆质量（Fyfe，1978；Armstrong，1981；Sylvester，1998）。递进幕式生长模式主要基于 Nd 同位素资料而获得，并非定论。在会聚边界，由于俯冲侵蚀剥蚀和沉积物消减，大陆岩石圈被破坏消亡（Huene 和 Schoell，1991）。地幔柱玄武岩地球化学特征记录了太古宙和显生宙年龄信息，指示以前曾发生大陆岩石圈俯冲再循环至核幔边界，然后通过地幔柱玄武岩喷发在大约 1 Ga 后又返回到地表（White 和 Duncan，1996；Kerrich 等，1999）。会聚边界的异常热的地幔柱上涌到会聚边缘，加速大洋型和大陆型会聚边缘通过地貌抬升剥蚀的方式而破坏消亡，Dalziel 等（2000）称之为“地幔柱改性造山作用”。

巨大金成矿省的形成并非与整个地幔的化学演化相对应。在地球增生初期的几十个百万年中，伴随着从硅酸盐地球中分离 Au，W，Mo 和 PGE 等亲铁元素，形成了地核（Halliday 和 Lee，1999）。因此，硅酸盐地球中的亲铁元素被认为来自后期吸积增生的陨石质表壳（Taylor，1992）。Sun 等（1989）已证明地幔的 Ti/Pd 值，即亲石元素与亲铁和亲铜元素的比值，是长期恒定的，如此，地幔中的金含量也一直保持恒定。但是，软流圈的局部低程度部分熔融的碱性熔体，可以高度富集 Au 和不相容元素，如 Th，U，Rb 和 REE（图 2 C）。

1 大陆边缘的增生造山带

造山型金矿床具有特殊的时间分布特征。它们集中在 2.7 Ga 的古太古代的绿岩带，新元古代，早古生代的中亚地区和塔斯曼造山带，以及北美科迪勒拉山脉和中国侏罗纪到三叠纪的增生事件中。

中、新太古代地体很少有造山型金矿床分布，表明它们主要为高级英云闪长岩-片麻岩带，代表着含少量强变形变质的绿岩残留体的弧地壳中部。假设大量造山型金矿床形成和保存在绿片岩相地体中，那么，片麻岩地体的上部层次已经遭受了剥蚀，或者形成于会聚造山带边缘金矿被地幔柱上涌到造山带所破坏（Goldfarb 和 Groves，2000；Dalziel 等，2000）。

2.7 Ga 对应于超级地幔柱事件与科迪勒拉型超大陆增生事件的联合作用。斜向地体增生为造山型金矿床形成提供了有利的构造环境。冷而密度大的俯冲大洋板块冷却了俯冲增生杂岩体的底部，直到地体-地体碰撞使俯冲作用终止，花岗岩类岩浆活动停止。接着，等温线沿分异的火山沉积混杂岩升高，引起脱水反应，Au，Ag，As，Sb，Se，Te，Bi，B，Cs，Rb，K 等不相容元素水化转移，沿地体边界构造通道向上迁移到韧-脆性体系的沉淀位置。地幔柱残留体和叠置的岛弧-高原地壳复合，使浅部矿床的保存潜力提高，并产生了厚而难熔的具机械刚性的地幔岩石圈根基（图 1，图 3）。

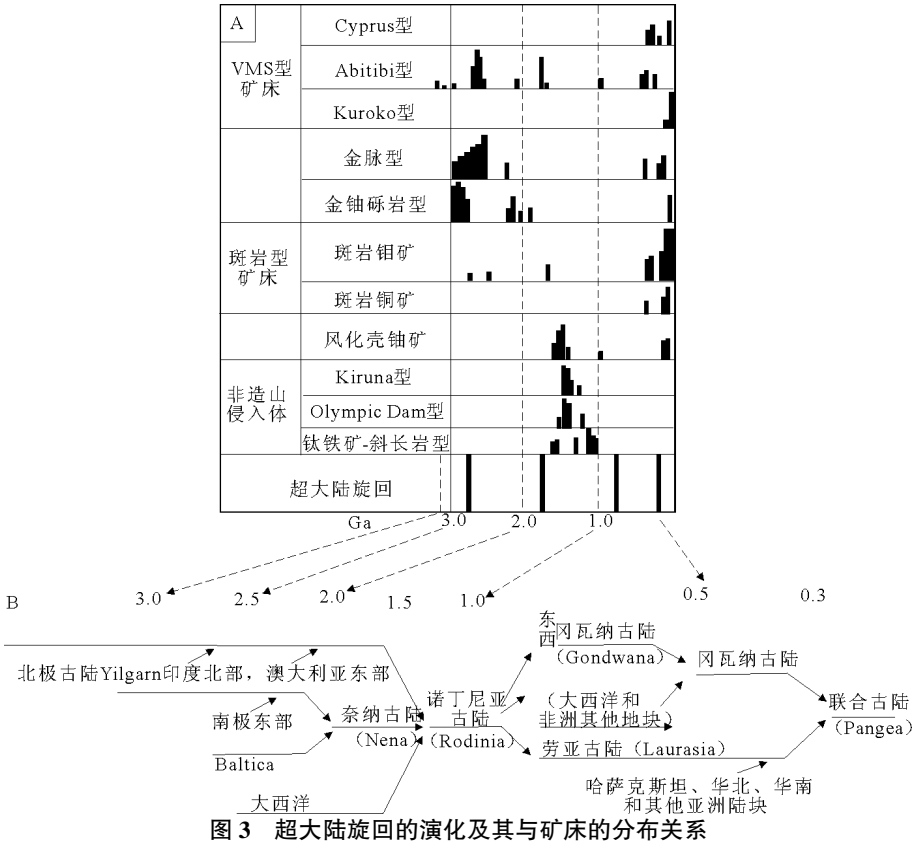


图 3　超大陆旋回的演化及其与矿床的分布关系

A—超大陆旋回中大陆裂解和聚合及其与若干矿床类型的时间分布关系［据 Barley 和 Groves（1992）修改］；B—超大陆旋回主要大陆演化史

Wyman 等（1999b）指出，很少的 2.7 Ga 绿岩带含有大量造山型金矿床，该时代巨富金矿成矿省受到高度的局限。例如，已有 5 000 t 黄金产于 2.4 $\times 10^6$ km^2 的太古宙苏比利尔省，其中 4 000 t 产自 Abitibi 带南部火山带中的 2 个狭窄走廊带。在 Wyman 等人（1999）的模式中，俯冲作用的阶梯式后退导致金矿成矿空间的集中（图 4）。Qiu 和 Groves（1999）提出尾随拆沉的碰撞作用，使热软流圈传输到减薄的岩石圈底部，是伊尔岗造山型金矿省形成的驱动力（见《造山型金矿》第 7 页图 4 B）。

在 2.7 Ga 的超大陆稳化期和随后裂解过程中，很少有造山型金矿床形成。下一次主要增生造山事件在西北巴西和西非发生于 2 Ga 左右，在北美环（泛）哈德逊造山带发生于 1.9 Ga 左右；主要金矿床形成在 Birimian 和环哈德逊地区。然而，这些造山事件主要为陆-陆碰撞型的内会聚造山事件，与科迪勒拉型外会聚造山带相比，不利于造山型金矿床的形成和保存。稳定性和 2 Ga 超大陆裂解导致了古元古代—中元古代成矿间隔，其间很少有金矿床形成或保存下来。

巨型造山型金矿省形成在显生宙会聚边界。它们或者被破坏，或者在地体增生时与成矿带合并成一个大陆被保存下来，如亚洲、塔斯曼造山带和科迪勒拉。赋存巨型造山型金矿省的元古宙和显生宙地体比太古宙具有更高比例的沉积变质岩。作为洋盆中地幔柱岩浆活动减弱的响应，大陆高度增加并为会聚边界提供了不断增加的沉积堆积物。Goldfarb 等（1991）证明了科迪勒拉带中的造山型金矿床与板块矢量变化具有特定的相关性。

弧后盆地的黑烟囱为 VMS 矿床形成过程提供了实时模拟。是否存在造山型金矿床的实时模拟？

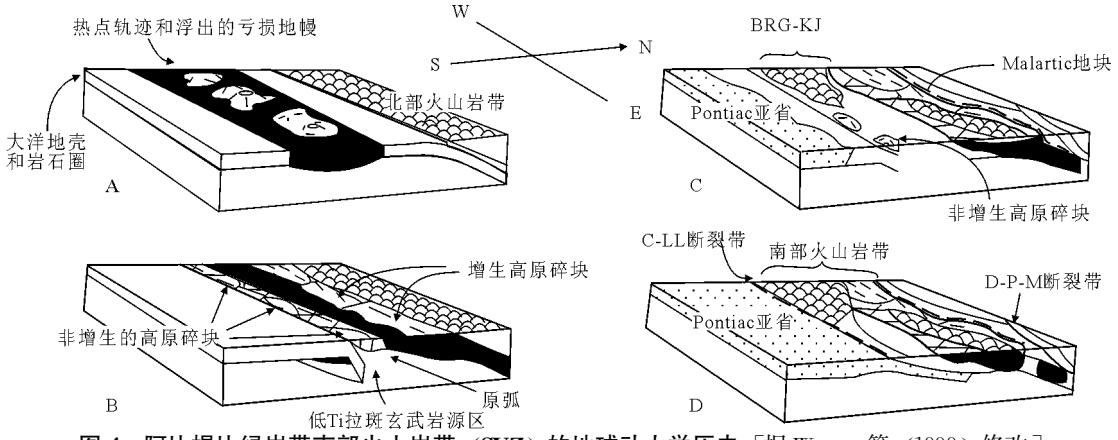


图 4 阿比提比绿岩带南部火山岩带（SVZ）的地球动力学历史［据 Wyman 等（1999）修改］

A—Abitibi 岛弧之下并靠近岛弧的上升地幔柱产生了地形的和高热流的岛弧外侧（枕状形态指示）；B—消减高原地块沿俯冲带挤入和缝合导致俯冲带的后退和原弧形成（简单示意），低钛拉斑玄武岩和高原地块、靠近地幔柱的科马提岩流共生在一起；C—Malartic 地块附近初生弧的裂谷作用导致了沿扩张洋脊喷发 Kinojevis 群（KJ）（枕状构造指示 Val d'Or 穹隆），接下来是 Black River 群（BRG）岛弧建造。部分科马提岩序列被隔离在 BRG 的南部；D—Pontiac 亚省俯冲之后，沿 Destor-Porcupine-Manneville 断裂带（D-P-M）和 Cadillac-Larder Lake 断裂带（C-LL）走滑

环太平洋地区，一系列特征性热泉或温泉沿主要地壳构造排列。与大气水为主的热泉系统相比，构造控制的成矿系统在以下方面存在明显差异：1）在地貌山脊而非低洼处排放，表明为地质高压流体；2）富集 CO_2；3）低盐度；4）As，Sb，B，Li，Rb 等溶质的浓度高；5）贱金属含量低；6）伴生汞和/或硫矿床。在同位素方面，热泉 CO_2 与变质成因流体一致，很少或没有地区性大气水加入。所有上述热泉或温泉都可能是变质形成并沿着主要地壳构造发生平流的热水。在加利福尼亚，CO_2 热泉被解释为 Franciscan 杂岩现代变质的表层表现（Barnes，1979）。

Craw 和 Koons（1989）描述了在新西兰南阿尔卑斯地壳快速抬升过程中，由变质脱水所形成的含 CO_2 稀水流体沿构造上升释放的现象；金在这些流体冷却或与稀的低盐度大气降水流体混合时沉淀下来。Craw 和 Koons（1989）认为它们是对造山型金矿成矿系统的重现。根据造山型金矿床形成于碰撞型板块边缘的内侧，如中国和韩国的矿床（Zhou T 和 Lü G，2000），可能是地幔岩石圈拆沉所导致的矿床，而青藏高原的地震证据表明青藏高原之下正发生着地幔岩石圈的拆沉作用。

2 洋弧、大洋弧后与大陆弧后

大部分弧和全部活动弧后地区都处于拉张环境。当大洋板片在弧下下沉和反转回撤时，弧和弧后成对向海洋方向迁移，海沟吸取与板片下沉作用复合在一起，诱发形成对流系统（图 2 A 和图 5 B；Kearey 和 Vine，1990）。在弧后拉张时，软流圈上涌以补偿岩石圈的减薄。上涌软流圈的等温线抬升和减压熔融，将热以平流形式传到岩石圈，岩石圈被成对的铲状断层和平移断层体系所减薄。因此，出现了高热流、岩浆活动、增强的水力传导率以及热液系统等多种作用复合在一起。

2.1 海底环境

VMS 矿床形成的地球动力学背景为洋弧、洋弧弧后和陆弧弧后。现代热水喷孔处可见块状硫化物的堆积，如洋中脊、海山、扩张脊（如红海，Cortez 海）、岛弧和弧后（Wright 等，1998）。然而，在形态、成矿金属元素组合和岩浆岩建造等方面与富金 VMS 矿床类似的最大的 VMS 矿床都产在大洋或大陆的弧后地区（Rona 和 Scott，1993；Taylor，1995）。

环太平洋的弧后盆地仍在活动，如 Taupo-Havre-Lau 盆地体系，北 Fuiji 盆地，新赫布里底、马里亚纳、Bransfield 和冲绳（Okinawa）海槽，东 Scotia 和日本海，Shikoku 和 Kurile 盆地，等等，这是根据 Taylor（1995）的资料而概括的。弧后盆地位于地震波明显减弱的地幔之上，地震波减弱的原因是软流圈等温线升高和熔体存在。当处于拉张的岛弧向洋迁移时，弧后拉开，一个独立的扩张中心出现。裂开的初始阶段的特征是发育富铁拉斑玄武岩和高硅流纹岩，火山口发育，爆发性火山活动。镁铁质岩浆活动有多种起因：弧后盆地开始时来自弧下地幔楔的玄武岩（BAB）（图 6），扩张中心形成后的类 MORB 和富集的类 OIB 等玄武岩发育。

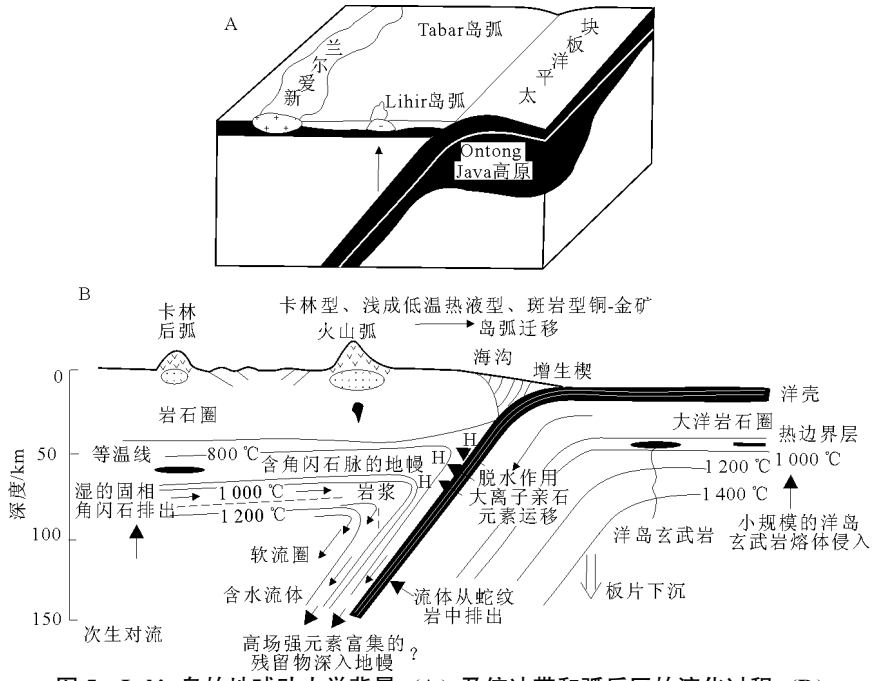


图 5　Lahir 岛的地球动力学背景（A）及俯冲带和弧后区的演化过程（B）

由板片回撤或弧下软流圈对流或板片构造窗作用形成的洋岛玄武岩（OIB）岩浆向弧区侵入，造成了钾和不相容元素富集的岩石圈区域［A 图据 McInnes 等（1999）修改，B 图据 Tarney 等（1991）修改］

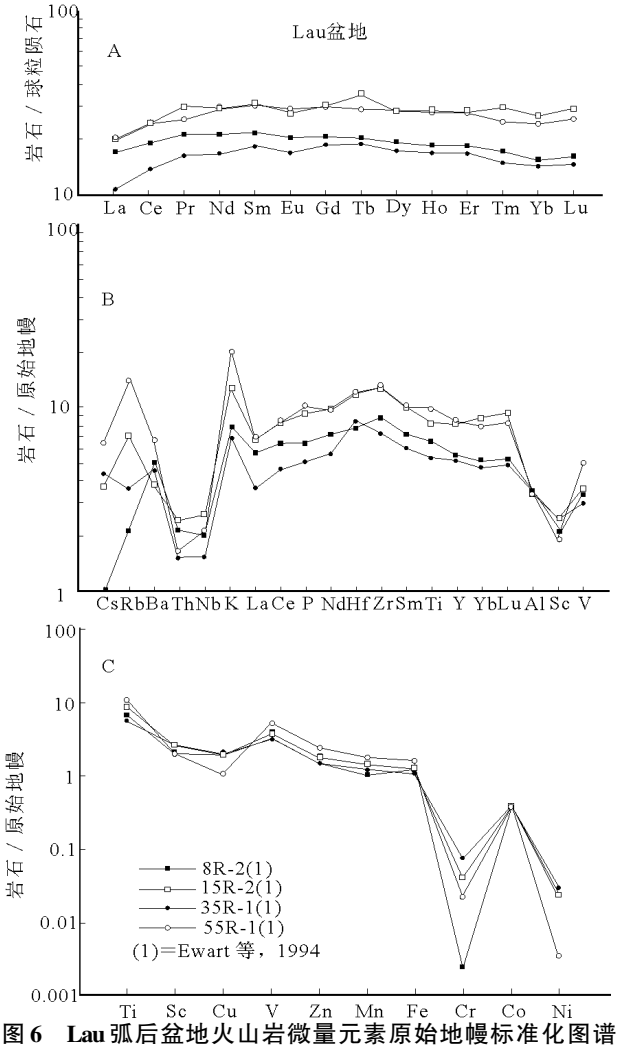


图 6　Lau 弧后盆地火山岩微量元素原始地幔标准化图谱

（数据引自 Ewart 等，1994）

与洋中脊体系对比，洋壳的热构造特征、岩浆成分、热水流体和沉积类型等均有差异。由喷口排泄的酸性海水热流体温度为 200～400 ℃，pH＝2～5，热液中 Zn，Ba，Pb，Cd 和 As 元素富集程度比洋脊热液系统还高。在 Woodlark 盆地（Binns 等，1993），含富金硫化物的 Lau 盆地（Fouquet 等，1993；Herzig 等，1993），东 Manus 盆地（Binns 和 Scott，1993），冲绳弧后海槽（Hallbach 等，1993）等盆地的块状硫化物堆积作用已被较好描述。根据 Taylor（1995）研究，冲绳弧后盆地的硫化物堆积作用与中新世中期日本海弧后张开时黑矿（Kuroko）型 VMS 矿床的形成过程十分相似。

2.2　地表环境

20 世纪 70 年代初期以来，大洋俯冲与浅成低温热液金-银矿床和斑岩型铜-金矿床之间的地球动力学联系被解释出来（Sillitoe，1974）。2 类矿床均产在大洋弧和大陆边缘弧；因此，金属可能最终来自改造的地幔楔（图 5）。

根据岛弧玄武岩的组成，即玄武岩来自不亏损地幔楔、亏损地幔楔、强亏损地幔楔和富集地幔楔（图 7），Pearce 和 Peate（1995）将大洋岛弧划分为 4 类。亏损是指由于早期熔体抽提而带走了地幔楔中的 Au，Ag，Pb，Th，U，As，Sb，Cs，Tl 和 LREE 等不相容元素，导致熔体显示从 Yb 到 Nb 的倾斜（图 7）。如果一些浅成低温热液金-银矿床和斑岩型铜-金矿床与富集地幔楔产生的富钾岩浆有

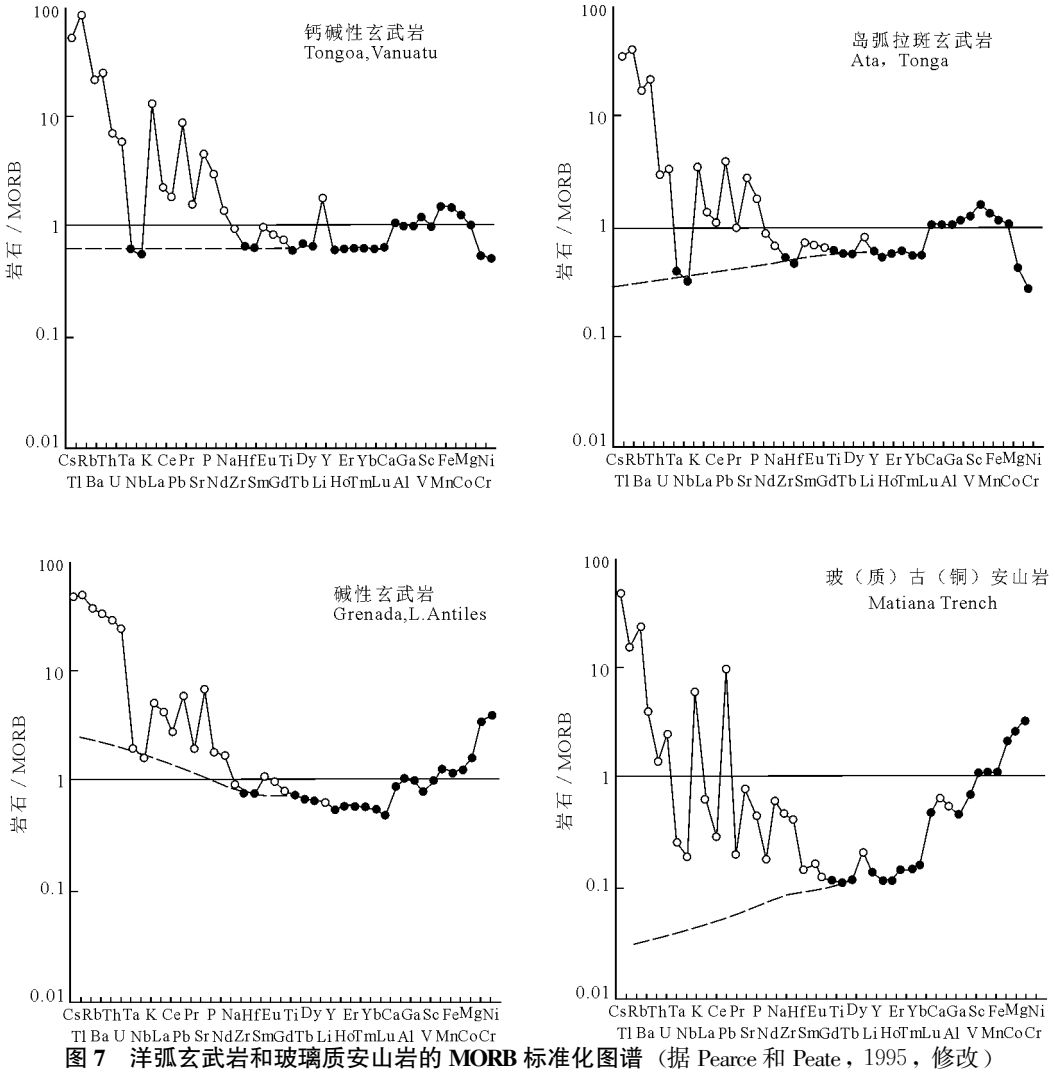


图 7 洋弧玄武岩和玻璃质安山岩的 MORB 标准化图谱（据 Pearce 和 Peate，1995，修改）

A，B，C—分别表示来自不亏损、亏损和富集的地幔楔的洋弧玄武岩，D—玻璃质安山岩，假设 Nb，Zr 和 Hf 不易保存。虚线指示俯冲组分加入前的幔源区富集或亏损程度

关，那么，含适量金属和挥发分岩浆能否形成的关键可能就是地幔楔富集事件。

岛弧地幔楔岩石圈富集的地球动力学背景可能有 2 种：富 OIB 地幔被俯冲锲入或夹持拖入弧下地幔。巴布亚新几内亚 Lahir 岛的 Ladolam 大型金矿床位于 Ontong Java 海底高原锲入的俯冲带之上；McInnes 等（1999）证明了矿床下部地幔岩石圈的脉状橄榄岩捕掳体的 Cu，Au，Pt 和 Pd 含量是周围亏损弧地幔的 2～800 倍；金矿具有与捕掳体相似的锇同位素组成，表明地幔可能是金和贵金属的来源；由锲入海底高原驱出的流体和/或熔体导致了地幔楔的交代富集（图 5 A）；于是地幔楔橄榄岩熔融产生挥发分和富钾玄武岩，并通过同化作用-结晶分异作用演化为岛弧地壳中的更富长英质的组分。Mathur 等（2000）则确定了智利斑岩型铜矿床的规模与锇同位素组成的关系，最大的矿床具有最强的地幔特征；因早期熔融抽提而亏损的岛弧地幔楔则要求俯冲板片提供相当多的挥发分才能再熔融（图 5 B）。因此，产生富挥发分的斑岩型铜-金矿床成矿岩浆需要 2 种事件的复合：1）第一阶段早期地幔楔亏损；2）通过俯冲板片流体和/或熔体作用，第一阶段形成的亏损难熔残留体在后期再富集（挥发分和大离子亲石元素等）；如前所述，这些事件均发生在由板片结构控制岛弧岩石圈结构的环境下（见《铁氧化物型铜-金矿》第 2 页图 1）。

另外一种观点，当 OIB 熔体或者来自岩石圈或热边界层的富 OIB 岩浆进入岛弧时（图 5 B），或者，当板片窗导致 OIB 熔体进入岛弧体系（见《斑岩型金矿》第 3 页图 1 和图 5 B）时，富钾岛弧岩浆即可形成。陆缘弧环境的卡林型和类卡林型矿床可能与浅成低温矿床的成矿过程相似；内华达州的卡林型矿床产于大陆弧后，那里的岩石圈伸展，以及地幔和地壳岩浆，将热传输或带到了地壳中。自然，地幔柱上涌可能起到关键作用。

3 伴随非造山岩浆作用的克拉通内部拉伸

铁氧化物型铜-金矿床是惟一在成矿时间上与会聚边界动力学背景无关的主要金矿床类型。在 1.5 Ga 时发生一次超大陆裂解事件，发育了与这次超大陆会聚和裂解在时间和空间上均相关的非造山岩浆作用。会聚过程形成的碰撞造山带加厚地壳导致了后构造地壳加热和 1.76～1.55 Ga 大量非造山奥长环斑花岗岩的侵入；在超大陆裂解过程和其后，一套来自地幔的非造山斜长岩、花岗岩和流纹岩开始侵入，其侵入年龄小于 1.5 Ga，1.5～1.27 Ga 元古宙非造山岩浆活动的 70% 发生在从加利福尼亚州南部至拉布拉多的 5 000 km 长，1 000 km 宽的地带。密苏里的铁氧化物型铜-金-稀土矿床就是该带的一部分（Hoffman，1989；Windley，1995）。

有 2 种热源可以驱动陆内拉张环境的非造山岩浆活动。远距离的应力场使大陆岩石圈减薄，使软流圈等温面上升；减压熔融使热传输到岩石圈。另一种热源是地幔柱上涌到大陆岩石圈底部，引起陆内拉张，如 1.1 Ga 的中陆裂谷（Midcontinent rift）（Windley，1995）。关于 1.5 Ga 超大陆的裂解机制，是这两者之一还是两者共存，目前还不清楚。

古—中元古代铁氧化物型铜-金矿床位于太古宙厚岩石圈与年轻薄岩石圈的边界处的规律为研究其成因提供了线索。不难想象，地球动力学事件的顺序如下。

1）在太古宙，岛弧捕获了海底高原，发育了厚而难熔的大陆地幔岩石圈的根基（图 1 和图 2）。

2）随着时间的过去，软流圈低程度 OIB 熔体渗入地幔岩石圈，导致地幔岩石圈内部形成局部的交代蚀变和不相容元素富集的区域（图 1 和图 2；Menzies 等，1987）。

3）古元古代至新元古代超大陆会聚之后，地壳熔融产生奥长环斑花岗岩（rapakivi），剩下贫水富卤的下地壳残留体。

4）在超大陆裂解过程中，太古宙克拉通边缘成为扩张中心，原因是这里是地幔岩石圈由厚而难熔向薄而易熔的过渡带（图 2）。

5）由于热边界层和地幔岩石圈交代蚀变域的减压，形成了低程度熔融的富集不相容元素的铁镁质熔体（图 2）。

6）来自软流圈的高程度熔融体聚积在地壳底部，产生了富卤 A 型花岗岩等第二阶段地壳熔融体。

7）岩浆流体和地壳流体均参与了成矿。

东非裂谷可能是铁氧化物型铜-金矿床形成环境的现代模拟。陆内拉张影响到元古宙岩石圈，从其交代蚀变区域产生了碱性岩浆（Menzies，1987）。软流圈熔融产生了广泛的拉斑质到碱质的玄武岩。由于有碱性氧化性热液流体的补给，沿裂谷发育的湖泊正在沉淀富 REE 和不相容元素的燧石（据 Renaut，私人交流）。

摘自《大陆动力学与成矿作用》

主要参考文献

[1] 陈建立．河南上庄坪铜铅锌矿床地质特征及成因探讨 [J]．地质找矿论丛，2005，20（1）：26-30．

[2] 陈元正．新疆哈巴河县阿舍勒黄铁矿型铜-多金属矿成因初探 [J]．新疆地质，1989，7（4）：1-10．

[3] 邓振球．新疆铜镍硫化物矿床地质-地球物理模式及找矿标志 [J]．新疆地质，1990，8（3），193-205．

[4] 段国莲．论德尔尼黄铁矿型铜钴矿床的成矿规律 [J]．化工矿产地质，1996，18（2）：92-100．

[5] 段克勋．川西呷村式银多金属矿找矿模式刍议 [J]．四川地质学报，1993，13（3）：217-222．

[6] 丰成友，张德全，党兴彦，等．青海格尔木地区驼路沟钴（金）矿床石英钠长石岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年——对“纳赤台群”时代的制约 [J]．地质通报，2005，24（6）：501-505．

[7] 丰成友，张德全，屈文俊，等．青海格尔木驼路沟喷流沉积型钴（金）矿床的黄铁矿 Re-Os 定年 [J]．地质学报，2006，80（4）：571-576．

[8] 傅德明，徐明基．四川呷村银多金属矿床地质特征及其与日本黑矿的类比 [J]．四川地质学报，1996，16（1）：67-72．

[9] 顾连兴，McCLAYKR，周继荣，等．块状硫化物矿石中硫化物的压溶和增生及成矿意义 [J]．矿床地质，2001，20（4）：323-330．

[10] 顾连兴，汤晓茜，吴昌志，等．辽宁红透山块状硫化物矿床矿石糜棱岩铜金富集机制 [J]．地学前缘，2004，11（2）：339-351．

[11] 顾连兴，徐克勤．论长江中下游中石炭纪海底块状硫化物矿床 [J]．地质学报，1986，60（2）：176-187．

[12] 顾连兴，尹琳，VOKESFM．挪威块状硫化物矿床中单斜与六方磁黄铁矿的交生及其成因 [J]．高校地质学报，1995，1（1）：80-92．

[13] 顾连兴，郑素娟．块状硫化物矿床研究现状 [J]．地

质科技情报，1989，(2)：67-73.
[14] 侯增谦，等. 古代与现代海底黑矿型块状硫化物矿床矿石地球化学比较研究 [J]. 地球化学，1996，25 (3)：228-241.
[15] 胡欢，王汝成，陆建军，等. 安徽铜陵狮子山矿田夕卡岩型金矿床的矿物组合、化学成分及成因意义 [J]. 矿床地质，2001，20 (1)：86-98.
[16] 贾群子. 新疆阿舍勒块状硫化物矿床成矿特征及形成环境 [J]. 矿床地质，1996，15 (3)：267-277.
[17] 李红阳，李英杰，侯增谦，等. 安徽新桥块状硫化物矿床地球化学特征 [J]. 地质科学，2005，40 (3)：337-345.
[18] 李厚民，沈远超，胡正国，等. 青海东昆仑驼路沟钴(金）矿床地质特征及成因初探 [J]. 地质与勘探，2001，37 (1)：60-64.
[19] 李厚民，沈远超，胡正国. 青海东昆仑驼路沟钴（金）矿床地质特征——一种新型的与富钠火山岩有关的钴(金）矿床 [J]. 矿物岩石地球化学通报，2000，19 (4)：321-322.
[20] 梁有彬，朱文凤，宋国仁，等. 金川铜镍型铂族元素矿床地质地球化学特征 [J]. 矿产与地质，1997，11 (1)：1-13.
[21] 凌其聪，程惠兰，陈邦国. 铜陵狮子山铜矿床地质特征及成岩成矿机理研究 [J]. 矿床地质，1998，17 (2)：158-199.
[22] 刘家军，曹淑英. 浙江建德块状硫化物矿床同生沉积成矿地质标志 [J]. 浙江地质，1998，14 (1)：50-54.
[23] 刘裕庆，刘兆廉，杨成兴. 铜陵地区新桥铜矿的稳定同位素研究 [J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊，1984，(1)：70-101.
[24] 陆建军，华仁民，徐兆文，等. 安徽铜陵冬瓜山铜、金矿床两阶段成矿模式 [J]. 高校地质学报，2003，9 (3)：678-690.
[25] 帕拉提•阿布都卡迪尔，黄建华，吴兆宁. 喀拉通克铜镍矿床伴生贵金属赋存富集规律 [J]. 新疆工学院学报，1996，17 (2)：79-85.
[26] 冉红彦，肖森红. 喀拉通克含矿岩体的微量元素与成岩构造环境 [J]. 地球化学，1994，23 (4)：392-401.
[27] 宋叔和，韩发，葛朝华，等. 火山岩型铜多金属硫化物矿床 VCPSD 知识模型 [M]. 1994. 北京：地质出版社.
[28] 宋恕夏. 金川硫化铜镍矿床-矿区铂富集体的发现及其赋存状态研究 [J]. 地质与勘探，1986，(3).
[29] 宋恕夏. 金川硫化铜镍矿床-矿区矿床地质特征 [J]. 地质与勘探，1983，(11).
[30] 隋延辉. 浑北太古宙块状硫化物矿床金属硫化物的塑性变形研究 [J]. 长春地质学院学报，1990，20 (3)：277-286.
[31] 佟铁钢，胡祥昭，柳建新. 喀拉通克铜镍矿地球物理特征及成矿预测研究 [J]. 西部探矿工程，2004，(9)：105-106.
[32] 王登红. 新疆阿舍勒铜矿区双峰式火山岩与成矿背景的初步研究 [J]. 地质论评，1996，42 (1)：45-53.
[33] 王静纯，施晶. 金川富铜矿体金银赋存特征 [J]. 矿物岩石地球化学通报，1999，10 (4)：358-361.
[34] 王全明，方一平，冯京. 新疆阿舍勒铜锌矿床矿石化学组分分带研究及意义 [J]. 矿床地质，1995，14 (4)：314-321.
[35] 王文斌，李文达，董平，等. 论长江中下游地区含铜黄铁矿型矿床成因 [J]. 火山地质与矿产，1994，15 (2)：25-34.
[36] 王玉往，秦克章. VAMSD 矿床系列最基性端员——青海省德尔尼大型铜钴矿床的地质特征及成因类型 [J]. 矿床地质，1997，16 (1)：1-10.
[37] 邬介人，任秉琛，黄玉春，等. 西北海相火山岩地区块状硫化物矿床 [M]. 湖北 武汉：中国地质大学出版社，1994.
[38] 肖懿. 呷村矿床的微量元素特征及其找矿方向 [J]. 四川地质学报，1993，13 (3)：240-247.
[39] 谢华光，金庆民，蔡元吉. 四川呷村多金属矿床地球化学特征及成因 [J]. 火山地质与矿产，1992，13 (2)：37-47.
[40] 谢华光，金庆民. 四川呷村多金属矿床的垂向分带 [J]. 火山地质与矿产，1993，14 (4)：44-53.
[41] 谢华光，王文斌，李文达. 安徽新桥铜硫矿床成矿时代及成矿物质来源 [J]. 火山地质与矿产，1995，16 (2)：101-107.
[42] 徐跃通，尚树川，张邦花. 浙江西裘铜块状硫化物矿床火山-热泉沉积成矿的地质地球化学证据 [J]. 地球化学，2000，29 (1)：14-20.
[43] 徐跃通. 江西永平铜钨块状硫化物矿床早期成矿地球化学 [J]. 大地构造与成矿学，1998，22 (1)：55-64.
[44] 徐兆文，黄顺生，倪培，等. 铜陵冬瓜山铜矿成矿流体特征和演化 [J]. 地质论评，2005，51 (1)：36-41.
[45] 徐兆文，陆建军，陆现彩，等. 安徽省铜陵冬瓜山铜金矿床地质特征及成因 [J]. 矿物岩石地球化学通报，2000，19 (4)：233-234.
[46] 杨轩柱，等. 金川含铜镍超基性岩体的岩浆包裹体特征及其地质意义 [J]. 地质论评，1991，(1).
[47] 叶庆同，傅旭杰，张晓华. 阿舍勒铜锌块状硫化物矿床地质特征和成因 [J]. 矿床地质，1997，16 (2)：97-106.
[48] 尹福光，唐文清. 陕西略阳东沟坝金银铅锌多金属矿床成因 [J]. 特提斯地质，1999，第 23 号：96-102.
[49] 印光宇，等. 金川硫化铜镍矿床伴生元素赋存状态、富集规律及找矿意义 [J]. 金川科技，1992，(3).
[50] 曾普胜，裴荣富，侯增谦，等. 安徽铜陵地块沉积—喷流块状硫化物矿床 [J]. 矿床地质. 2002，21 (增

刊)：532-535.

[51] 张德全，佘宏全，徐文艺，等. 驼路沟喷气沉积型钴(金)矿床成矿地质背景及矿床成因的地球化学限制[J]. 地球学报，2002，23 (6)：527-534.

[52] 张德全，王彦，丰成友，等. 驼路沟喷气沉积型钴(金)矿床的地质-地球化学 [J]. 矿床地质，2002，21 (3)：213-222.

[53] 赵云长，陈文鳌，侯新建，等. 阿舍勒黄铁矿型铜矿床地质特征 [J]. 新疆地质，1992，10 (1)：62-73.

[54] 钟宏，胡瑞忠，叶造军，等. 云南大平掌细碧-角斑岩建造的同位素年代学及其地质意义 [J]. 中国科学 (D辑)，1999，29 (5)：407-412.

[55] 钟宏，胡瑞忠，叶造军. 云南大平掌铜-多金属矿床成矿金属来源初探 [J]. 地质科学，2001，36 (1)：72-82.

[56] 朱华平，孙丰月，李碧乐，等. 青海驼路沟钴矿床地质特征及找矿方向研究 [J]. 地质找矿论丛，2004，19 (3)：147-152.

[57] 邹海洋，戴塔根，胡祥昭，等. 喀拉通克铜镍硫化物矿床的形成机制 [J]. 矿床地质，2002，21 (增刊).

[58] 邹海洋，戴塔根，胡祥昭. 喀拉通克铜镍硫化矿地质特征及找矿预测 [J]. 地质地球化学，2001，29 (3)：70-75.

[59] Allen R L，Weihed P，Svenson S A. Setting of Zn-Cu-Au-Ag sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc，Skellefte district，Sweden [J]. *Economic Geology*，1997，91：1 022-1 053 .

[60] Audley-Charles M G. Rates of Neogene and Quarternary tectonic movements in the southern Banda Arc based on micropalaentology [J]. *Journal of the Geological Society*，*London*，1986，143：161-175.

[61] Bache J J. World Gold Deposits，A Geological Classification [M]. Academic Publishers Ltd，New York，1987.

[62] Barley M E，Krapez B，Groves D I，et al. The late Archean bonanza：metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes，lithospheric tectonics and global cyclicity [J]. *Precambrian Research*，1998，91：65-90.

[63] Binns R A，Scott S D. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back-arc basin，Papua New Guiena [J]. *Economic Geology*，1993，88：2 226-2 236.

[64] Binns R A，Scott S D，Bogdanov Y A，et al. Hydrothermal oxide and gold-rich sulfate deposits of Franklin seamount，Western Woodlark basin，Papua New Guinea [J]. *Economic Geology*，1993，88：2 122-2 153.

[65] Boulter C A. Comparison of Rio Tinto，Spain，and Guaymas basin，Gulf of California：An explanation of a supergiant massive sulfide deposits in an ancient sill-sediment complex [J]. *Geology*，1993，21：801-804.

[66] Condie K C. Episodic continental growth and supercontinents：a mantle avalanche connection? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*，1998，163，97-108.

[67] Cooke D R，Bull S W，Large R R，et al. The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (SEDEX) deposits [J]. *Economic Geology*，2000，95：1-18.

[68] Foster R P. Gold mineralization in Europe，Characteristics and tectonic setting [J]. *Minerals Industry International*，1997，September，24-31.

[69] Franklin J M. Volcanic-associated massive sulfide deposits [A]. Kirkham R V，Sinclair W D，Thorpe R I，et al. Mineral Deposit Modeling，Geological Association of Canada Special Paper 40 [C]. 1993. 315-334.

[70] Franklin J M，Lydon J W，Sangster D F. Volcanic-associated massive sulfide deposits [J]. *Economic Geology*，1981，75：485-627.

[71] Fyfe W S. The evolution of Earth's crust：modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? [J]. *Chemical Geology*，1978，23：89-114.

[72] Goldfarb R J，Miller L D，Leach D L，et al. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska [J]. *Econimic Geology*，1997，Monograph 9：151-190.

[73] Goodfellow W D，Franklin J M. Geology，mineralogy，and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in Shallow Cores，Middle Valley，northern Juan de Fuca ridge [J]. *Economic Geology*，1993，88：2 037-2 068.

[74] Goodfellow W D，Lydon J W，Turner R J W. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulfide deposits [A]. Kirkham R V，Sinclair W D，Thorpe R I，et al. Mineral Deposit Modeling，Geological Association of Canada Special Paper 40 [C]. 1993. 201-254.

[75] Hannington M D，Scott S D. Sulfidation equilibria as guides to gold mineralization in volcanogenic massive sulfides：Evidence from sulfide mineralogy and the composition of sphalerite [J]. *Economic Geology*，1989，84：1 978-1 995.

[76] Herzig P，Hannington M D，Fouquet Y，et al. Gold-rich polymetallic sulfide from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the southwest Pacific [J]. *Economic Geology*，1993，88：2 182-2 209.

[77] Hodgson C J，Lydon J W. The geological setting of volcanogenic massive sulfide deposits and active hydrothermal systems：Some implications for exploration [J]. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin，1977，70：95-106.

[78] Hofmann A W. Mantle geochemistry：the message from oceanic volcanism [J]. *Nature*，1997，385：219-229.

[79] Isacks B，Oliver J，Sykes L R. Seismology and the new glo-

bal tectonics [A]. Bird J M. Plate Tectonics: Journal of Geophysics Research, 73 [C]. 1968, 5 855-5 899.

[80] Kay S M, Mpodozis C, Coira B. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33° S Latitude) [A]. Skinner B J. Geology and Ore Deposits of the Central Andes: Society of Economic Geologists Special Publication 7 [C]. 1999. 27-59.

[81] Kearey P, Vine F J. Global Tctonics [M]. Blackwell, Oxford, U. K., 1990. 302.

[82] Kerrich R, Wyman D A. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes [J]. *Geology*, 1990, 18: 882-885.

[83] Kirkham R V. Tectonic and structural features of arc deposits, Metallogeny of Volcanic Arcs, British Columbia Geological Survey, Short Course Notes, Open File 8 [M]. 1998.

[84] Large R R, Huston D L, McGoldrick P J, et al. Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and significance for gold transport models [J]. *Economic Geology*, 1989, Monograph 6, 520-536.

[85] Lentz D R. Petrology, geochemistry, and oxygen isotope interpretation of felsic volcanic and related rocks hosting the Brunswick 6 and 12 massive sulfide deposits (Brunswick Belt), Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada [J]. *Economic Geology*, 1999, 94: 57-86.

[86] Ludden J N, Peloquin S A. A geodynamic model for the evolution of the Abitibi belt-implications for the origins of volcanic massive sulfide (VMS) deposits [A]. Wyman D A. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration: GAC Short Course Notes, 12 [C]. 1996, 205-238.

[87] Lydon J W. Volcanogenic massive sulfide deposits [J]. *Geoscience Canada*, 1988, 15: 43-65.

[88] Mitchell A H G, Garson M S. Mineral Deposits and Global Tectonic Settings [M]. Academic Press, 1981. 405.

[89] Neubauer F, Cloetingh S, Dinu C, et al. Tectonics of the Alpine-Carpathian-Pannonian region: Introduction [J]. *Tectonophysics*, 1997, 272: 93-96.

[90] Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas [J]. *Annual Review Earth Planetary Science*, 1995, 76 (Special Publication): 373-403.

[91] Poulsen K H, Card K D, Franklin J M. Archean tectonic and metallogenic evolution of the Superior Province of the Canadian Shield [J]. *Precambrian Research*, 1992, 58: 25-54.

[92] Rak P. The relationship between gold deposit distribution and major tectonic events in Southeast Asia [M]. Unpublished B. Sc. Honours thesis, The University of Western Australia, 1999.

[93] Richardson A N, Blundell D J. Continental collision in the Banda Arc [A]. Hall R, Blundell D J. Tectonic Evolution of Southeast Asia [C]. Geological Society Special Publication 106, 1996, 47-60.

[94] Rubin C M, Miller E L, Toro J. Deformation of the northern circum-Pacific margin: Variations in tectonic style and plate tectonic implications [J]. *Geology*, 1995, 23: 897-900.

[95] Sawkins F J. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics [M]. Springer-Verlag, Berlin, 1984, 325.

[96] Sengor A M C, Batal'in B. Paleotectonics of Asia—Fragments of a synthesis [A]. Yin, A, Harrison T M. The Tectonic Evolution of Asia [C]. Cambridge University Press, Cambridge, 1996. 486-640.

[97] Sherlock R L, Roth T, Spooner E T C, et al. Origin of the Eskay Creek precious metal-rich volcanogenic massive sulfide deposit: Fluid inclusion and stable isotope evidence [J]. *Economic Geology*, 1999, 94: 803-824.

[98] Sillitoe R H. Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits [J]. *Economic Geology*, 1973, 68: 1 321-1 325.

[99] Sillitoe R H, Hannington M D, Thompson J F H. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment [J]. *Economic Geology*, 1996, 91: 204-212.

[100] Syme E C, Bailes A H, Stern R A, et al. Geochemical characteristics of 1.9 Ga tectonostratigraphic assemblages and tectonic setting of massive sulfide deposits in the Paleoproterozoic Flin Flon Belt, Canada [A]. Wyman D A. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration [C]. GAC Short Course Notes, 1996. 279-328.

[101] Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: its Composition and Evolution [M]. Blackwell, Oxford, 1985, 312.

[102] Tooker E W. Geologic characteristics of sediment- and volcanic-hosted disseminated gold deposits—search for an occurrence model [M]. U. S. G. S. Bulletin 1646, 1985, 150.

[103] Tourigny G, Douget D, Bourget A. Geology of the Bousquet 2 mine: An example of a deformed, gold-bearing polymetallic sulfide deposit [J]. *Economic Geology*, 1993, 88: 1 578-1 597.

[104] Von Huene R, Scholl D W. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust [J]. *Reviews of Geophysics*, 1991, 29: 279-316.

[105] White W M, Duncan R A. Geochemistry and geochronology, of the Society island: new evidence for deep mantle recycling, earth processes: Reading the Isotopic Code, Geophysical Monograph 95, 1996.

[106] Windley B F. The Evolving Continents [M]. John Wiley, New York, 1995, 526.

[107] Zhou T, Goldfarb R, Phillips G N. Tectonics and distribution of gold deposits in China—An overview [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36.