铅-锌矿床成因类型

铅-锌矿床分类是一个复杂和争论的问题。近半个世纪以来，国内外矿床学家对铅-锌矿床的分类原则和类型划分提出了许多方案，反映了不同时期对铅-锌成矿作用的认识和研究新进展。

最早比较系统的铅-锌矿床成因分类方案是林格伦（W. Lindgren，1933）提出的，其后尼格里（Niggli）、贝特曼（A. M. Bateman，1950）、德赫姆（K. C. Dunham）、马加基扬（Магакьян，1955）、施奈德曼（Щнейдерман，1958）等相继提出了分类方案。他们从岩浆分异观点出发，把铅-锌矿作为岩浆热液成矿作用的产物，以成矿温度和深度作为分类原则。1959 年，郭文魁等将中国铅-锌矿床分为内生和外生两大类，共 9 个建造，其中以铅-锌岩浆热液成矿作用为主。由于铅-锌成矿作用的复杂性给矿床普查勘探应用带来了困难，克列特尔（B. M. Клейтер，1960）首先提出铅-锌矿床工业类型分类方案。其后，阿米拉斯拉诺夫（A. A. Амирасланов，1957）、斯米尔诺夫（В. И. Смирнов，1974）等原苏联矿床学家提出了类似的分类方案，他们是以围岩性质、矿体形态和矿石矿物成分为基础进行分类。1958 和 1963 年，孟宪民等对中国铅-锌矿床的分类方案就是以围岩条件为划分准则的。根据容矿围岩和矿体产状的不同，把铅-锌矿床划分为以下 5 类：1）变质岩中整合产出的似层状矿床；2）碳酸盐类岩层中的矿床；3）石灰岩与硅酸盐类岩石的接触带内不规则矿床；4）喷出杂岩中的矿床；5）各种岩石中的铅-锌矿脉。这些分类反映了 20 世纪 60 年代以前大多数矿床学家对铅-锌成矿作用的认识，对该时期铅-锌矿床研究、普查勘探起着重要的积极作用。

随着西方矿床学家提出同生论、层控和时控观点以及热泉、热卤水和环流地下热水成矿学说的兴起，新的成矿理论得到迅速的发展，拓宽了人们的思维境界。早在 20 世纪 50 年代末和 60 年代初，孟宪民（1963）已经注意到我国许多铁、铜、铅、锌、锑、汞和锡矿床具有一定的区域性赋矿层位，提出了同生论观点和沿层找矿的思想。1973 年，布罗布斯特和普拉特（D. A. Brohst and W. P. Pratt）在铅-锌矿床成因类型中首次分出层控型矿床。1979 年，涂光炽对中国铅-锌矿床提出了一个系统、完整的分类方案，即划分为五大类：1）与侵入岩浆活动有关的矿床；2）与海、陆相火山活动有关的矿床；3）与沉积作用、沉积改造作用及后成作用有关的矿床；4）与区域变质、混合岩化作用有关的矿床；5）砂铅矿床。1989 年，《中国矿床》中铅-锌矿床分类强调了赋矿围岩的分类原则。这些分类反映了对铅-锌成矿作用认识上的飞跃，对铅-锌矿普查勘探起到很大的促进作用。因此，铅-锌矿床成因类型就是在这些分类基础上分为五大类（图 1，图 2）。

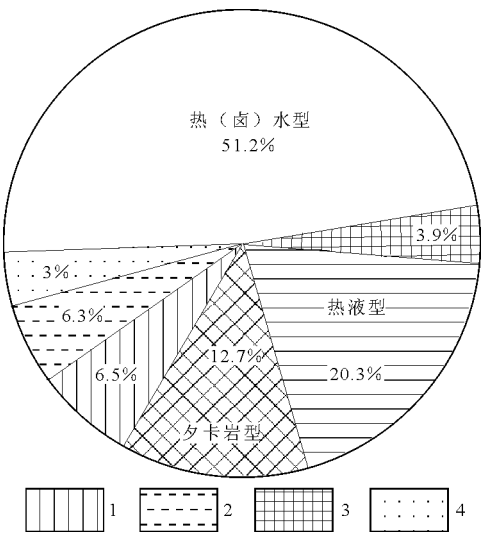


图 1　不同成因类型铅矿床保有储量所占比例

1—斑岩型；2—海相火山岩型；3—沉积变质型；4—其他类型（陆相火山岩型和氧化淋滤型）

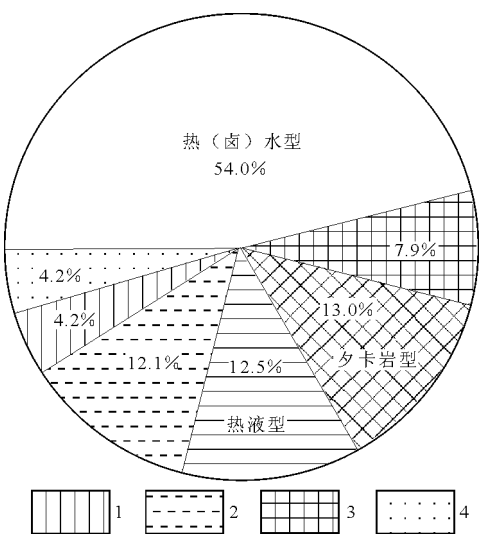


图 2　不同成因类型锌矿床保有储量所占比例

1—斑岩型；2—海相火山岩型；3—沉积变质型；4—其他类型（陆相火山岩型和氧化淋滤型）

1 与岩浆侵入活动有关的铅-锌矿床

1）夕卡岩型铅-锌矿床，如湖南水口山、内蒙古白音诺；

2）斑岩型铅-锌矿床，如江西冷水坑；

3）热液型脉状铅-锌矿床，如湖南桃林、河北蔡家营。

2 与火山活动有关的铅-锌矿床

1）陆相火山岩型铅-锌矿床，如浙江五部、江西银山；

2）海相火山岩和火山-沉积岩型铅-锌矿床，如甘肃小铁山、青海锡铁山、四川呷村。

3 与热（卤）水活动有关的铅-锌矿床

1）碳酸盐岩型铅-锌矿床，如广东凡口、四川大梁子、江苏栖霞山；

2）细碎屑岩型铅-锌矿床，如甘肃厂坝；

3）砂岩和砾岩型铅-锌矿床，如云南金顶。

4 与沉积变质作用有关的矿床（沉积变质型）

如内蒙古炭窑口、霍各乞、东升庙和甲生盘。

5 与表生氧化作用有关的铅-锌矿床

1）残积型铅-锌矿床，如四川纳交系；

2）铅-锌砂矿，如贵州榨子厂。

摘自《中国主要金属矿床成矿规律》

铅-锌矿床分类

由于铅-锌成矿作用的多样性和复杂性，铅-锌矿床的分类原则与类型划分一直是争论的问题。另外，由于强调的方面不同，分类也各异。

1）在第 18 届国际地质大会（1948 年）上曾专门讨论了铅-锌矿床。随后在 1950 年出版的《铅-锌矿地质、共生组合与储量》大型著作中，主编 K. C. Dunham 根据 Niggli 与 Lindgren 的矿床分类原则，把铅-锌矿床分成 5 类。

①高温矿床（hypothermal）

②热液交代—中温矿床（pyrometasomatlc-mesothermal）

③中温矿床（mesothermal）

④亚中温矿床（leptothermal）

⑤远温矿床（telethermal）

2）1957 年出版的前苏联 A. A. Амирасланов 的《铅-锌矿床的主要类型》一书中，作者认为“大多数铅-锌矿床形成于深成作用的热液阶段”。但他觉得热液矿床按成矿温度的分类与实际地质情况不相符合，因而提出了按围岩性质将铅-锌矿床分成产于岩浆岩中的，产于夕卡岩中的，产于火山沉积岩中的（即黄铁矿型铅-锌矿床），产于砂岩、碳酸盐岩、砂泥质岩石中的和产于古老深变质岩中的五大类。

3）1959 年郭文魁等认为“中国铅-锌矿床在成因上可分为内生与外生两大类。内生矿床大致可按照其生成时的温度下降顺序分为 8 个建造。”其中建造 1～3 为高中温矿床，建造 4～7 为中温矿床，建造 8 为低温矿床。外生矿床只有 1 种建造，即菱锌矿-白铅矿-铅矾建造。

4）1973 年出版的《美国矿物资源》一书（D. A. Brobst and W. P. Pratt，1973）中，作者对铅-锌矿床分别作了下述类型划分。

铅矿床——

①层控矿床（同生成因），

②层控矿床（后生成因），

③火山沉积矿床及其变质产物，

④交代矿床，

⑤脉状矿床，

⑥接触交代矿床。

锌矿床——

①接触交代矿床，

②不规则交代矿床及伴生充填脉，

③脉状矿床，

④变质岩中的层控矿床，

⑤碳酸盐岩中的层控矿床，

⑥层状矿床，

⑦次生富集或红土矿床。

5）1979 年涂光炽对我国铅-锌矿床作了下述成因分类。

①与侵入岩浆活动有关的矿床，

②与海相、陆相火山活动有关的矿床，

③与沉积作用、沉积改造作用及后成作用有关的铅-锌矿床，

④与区域变质、混合岩化作用有关的铅-锌矿床，

⑤砂铅矿床。

6）1983 年王育民将我国铅-锌矿床类型分为“四系十二型十九式”。四系即热液系、层控系、火山系、断裂系。

可以说，这 6 种铅-锌矿床类型划分方案具一

定代表性。其中有的强调成矿温度，有的以含矿围岩为划分准则，有的则着重成矿机制。在 20 世纪 40～60 年代，温度被视为划分矿床类型的惟一依据。这反映了同时期成矿理论的主流趋势。这时期，矿体形态有时也成为划分矿床类型的依据，因而，脉状铅-锌矿床也构成一种独立的类型。20 世纪 70 年代后，海相火山作用、层控理论和多成因观点被引进了铅-锌矿床分类，加上过去已被确认的岩浆成矿与变质成矿作用，便构成了目前划分矿床类型的主要准则。另一方面，从简便易行和有利于找矿出发，在铅-锌矿床分类中，以含矿围岩命名类型的作法始终是存在的。

需要指出的是：20 世纪 70 年代前矿床类型的划分主要依靠宏观的野外考察和对矿物共生组合的了解。近期的方案则除了上述基本的依据外，还考虑到洋底成矿作用的直接观察，硫、铅同位素组成，成矿实验，微量元素含量和气液包裹体等新的依据。

在简略回顾过去的铅-锌矿床类型划分方案后，涂光炽等（1989）认为，任何矿种的分类都宜遵循下述准则。

1）从本国的实际情况出发，也适当参考国外的现状和发展；

2）尽可能将成因类型与工业类型结合起来；

3）尽可能概括最新研究成果；

4）应是多种因素的全面分析，不是只考虑一两种因素；

5）实用、简便、易行，搞得复杂容易挂一漏万；

6）有利于找矿与成矿理论研究。

从成矿机制考虑，将矿床依其成因作出分类，本来是比较理想的。但由于人们在铅-锌矿床成因的看法上，近 20 年来有着急剧的改变，而且目前还在改变，争论与分歧很大。可以说，在诸矿种中，由于成因引起的讨论最热烈，分歧也最大的是铅-锌矿床。特别是，随着宏观观察（包括洋底、热泉等）的日益深入和实验测试方法的日趋精密，对铅-锌矿床的物质来源、迁移和富集、定位机制的认识与观点还在不断更新。因此，在目前划分铅-锌矿床类型时不宜过分强调成因，但应当考虑成因因素。

因此，涂光炽等（1989）对我国铅-锌矿床进行综合因素的分类，即尽可能全面地考虑它们产出的地质背景、成矿环境、含矿岩系、物质组成、成矿的物理化学条件等。在以综合因素为基础的矿床分类中需要考虑各种类型的命名问题。为了避免综合因素可能带来的冗长命名，采用了以含矿岩系和（或）主导成矿作用命名的方式。这是因为含矿岩系集中地反映了地质背景、成矿环境和形成方式诸要素，是过去以矿床围岩命名的发展，也便于找矿。以主导成矿作用命名则较多地考虑了成因因素。有的类型命名既考虑了含矿岩系，也考虑了主导成矿作用。

根据上述原则，涂光炽等（1989）提出的我国铅-锌矿床类型划分的初步意见和各类型的基本特征（表 1），只着重论述原生铅-锌矿床。

表 1 我国铅-锌矿床类型及特征简表

类型简称	地质背景	含 矿 围 岩	物质组成（除 Pb，Zn 外）	围岩蚀变	铅同位素	硫同位素（$\delta^{34}S$ 值）	国内矿床实例
花岗岩型	活化地台	花岗岩类及碎屑质围岩	可含 W，Sn 和 Cu	强 烈	多正常铅	多为正值	锯板坑、新华、东坡
夕卡岩型	活化地台	花岗岩类及外接触带碳酸盐岩	可含 Cu，W，Sn	强 烈	多正常铅	多为正值	水口山、桓仁、黄沙坪、大硐、夏山、拉幺
斑岩型	活化地台 大断裂带	各种斑岩及 外接触带岩石		强 烈	多正常铅	多为正值	姚安、北衙、香炉、冷水
海 相 火山岩型	优地槽岛弧	凝灰岩、熔岩、潜火山岩	多黄铁矿，常含较高 Au，Ag	强 烈	多正常铅	多为正值	小铁山、锡铁山、麻邓岬
陆 相 火山岩型	火山断陷盆地	凝灰岩、潜火山岩、熔岩	部分含 Cu，Ag 较高	较强烈		多为正值	五部、大岭口、银山
碳酸盐岩型[1)]	地台、陆棚、浅海	白云岩、石灰岩、不纯碳酸盐岩	部分含黄铁矿及 Cu，一般低 Ag	微弱，少数强烈	正常铅（柴河）、异常铅、混合铅	多为正值，也有负值	凡口、会泽、杉树林、栖霞山、柴河、渔塘、东梅、泗顶
泥岩-细碎屑岩型	冒地槽、浅海	泥岩、粉砂岩、含碳酸盐质岩石	黄铁矿含量高，部分 Cu 高，常富 Ag	微 弱	多正常铅	弥散，变质后渐均一化	高板河、东升庙、西榆皮、乌岙、厂坝、银硐子
砂砾岩型	滨海、三角洲、河流相	砂岩、长石砂岩、砾岩、浅色层	较多富铅、单铅矿床、部分 Ag 高	微 弱	正常铅（金顶）、异常铅	弥散，陆相者多负值	金顶、保安

1）将由碳酸盐类矿物组成的沉积岩统称为碳酸盐岩（carbonate rock）。

摘自《中国矿床》（上册）

铅-锌矿床时空分布的若干特征

我国铅-锌矿床的时空分布基本与世界范围的规律性相适应，但也有它们本身的特点。

1 铅-锌矿床随时间的演化

我国铅-锌矿床在不同地质时代均有发育，但矿床类型有明显的差异。

我国具有与太古宙海底火山活动有关的铜-锌矿床，即辽宁红透山矿床。辽宁太古宇多已深度变质，多次混合岩化，对原岩看法有争议。但矿区出露的角闪片岩、斜长角闪片麻岩等很可能是绿岩的一部分，因而成矿作用很可能与太古宙海底基性火山岩有关，且受到太古宙的变质与混合岩化作用影响。由于我国太古宇分布较局限，这类矿床发现不多。

元古宙是我国北方铅-锌矿床的重要成矿期，特别是中元古代。这一时代最重要的矿床类型是泥岩-细碎屑岩型，以高板河和内蒙古狼山诸矿床为代表。这些矿床的铅同位素模式年龄值均落在 1 300～1 600 Ma 间（张英臣、肖美宣，1983）。

在中元古代碳酸盐岩型铅-锌矿床也有一定发育，也常具单阶段演化的正常铅特征。它们主要发育在辽东、吉南的辽河群或相当层位（荒沟山，坨沟）。滇东昆阳群中也有同一时代同一类型的铅-锌矿化。

自震旦纪直到中三叠世，在我国南方的广大范围内沉积了碳酸盐地层。碳酸盐沉积持续了 500 Ma，几乎在这其中的每一个地质时代都有分布。我国有大量铅-锌矿床赋存在这一巨大旋回的碳酸盐建造中（如凡口、会泽、花垣、董家河、栖霞山等）。其中，泥盆纪和石炭纪地层中的碳酸盐岩型矿床分布更广泛一些，南到粤北，西到新疆哈什一带均有它们的分布。同一巨旋回的碳酸盐建造在北方和东北则不发育，因而碳酸盐岩型铅-锌矿床分布较局限（如吉林辑安）。

在我国西部的地槽褶皱带中，古生代及三叠纪的海相火山岩铅-锌矿床也有一定发育（小铁山、锡铁山、麻邛呷等）。

从侏罗纪开始，我国的铅-锌成矿作用在类型上有了很大变化。碳酸盐岩型、海相火山岩型和泥岩-细碎屑岩型矿床随着海水退出大陆而基本消失。代之而起的是与中新生代地台活化有密切联系的花岗岩型、夕卡岩型、斑岩型、陆相火山岩型与陆相砂砾岩型铅-锌矿床。这些类型的铅-锌矿床在侏罗纪前的中国大陆上很少出现，只有砂砾岩型矿床（如广西保安）和可能受到华力西期花岗岩浆热液叠加作用的青城子矿床等少数例外。

2 铅-锌矿床空间分布的地质背景

在空间上，以秦岭为分界的中国南北大陆在铅-锌矿床类型与成矿时代上有很大差别。华南及秦岭主要是显生宙的碳酸盐岩型和泥岩-细碎屑岩型及与中新生代花岗岩类和火山岩有关的铅-锌矿床的发育。东北、内蒙古、华北则是元古宙的成矿作用，特别是中元古代的层控矿床显得更重要些。也有少数华力西期矿床。

与火山活动有关的铅-锌矿床在空间分布上与上述不同。主要是东西的差别。三叠纪前的海相火山岩型矿床主要产于西部地槽褶皱带，而侏罗—白垩纪的陆相火山岩型矿床则与浙皖火山断陷盆地有关。从目前资料看，红色陆相砂岩型铅-锌矿床也主要发育于我国西部。

下面将讨论我国不同类型铅-锌矿床产出的地质背景。

与花岗岩类有关的铅-锌矿床在我国的时空分布上有着明显的特点：它们主要发育在南方，成矿时代以中新生代为主；在我国北方，它们居于很次要的地位，以晚古生代和中生代为主。

在我国南方，与花岗岩类有关的铅-锌矿床没有显示明显的成矿专属性，如果将花岗岩类分成壳型、壳-幔型及富碱型 3 种成因类型，则每一种成因类型都有与之有关的铅-锌矿床。

与壳型花岗岩类有关的铅-锌矿床的实例是锯板坑矿床。它实质上是一个含大量铅-锌的黑钨矿-石英脉矿床，与燕山早期黑云母花岗岩有关。与水口山夕卡岩铅-锌矿床有关的燕山晚期花岗闪长岩可能是壳-幔型花岗岩类。云南姚安斑岩矿床则与富碱型的喜马拉雅期正长斑岩有关。因此，从华南的实际情况看，中酸性岩、酸性岩和碱性岩都可以形成与之有成因联系的铅-锌矿床。在这一点上，与铅-锌矿床有关的岩浆岩的酸度范围要大于与钨-

锡矿床有关的花岗岩类。在围岩蚀变类型方面，与铅-锌矿床有关的主要是绿泥石化、硅化、绢云母化等偏中低温的蚀变。夕卡岩型铅-锌矿床的铅-锌成矿阶段晚于夕卡岩形成阶段，且常处于距夕卡岩数十米到二三百米的距离内。蘑菇状小岩体的顶盖部位有利于成矿。

无论国内外，海相火山岩型块状硫化物矿床均局限于优地槽带，发育于优地槽的早期阶段。我国海相火山岩型铅-锌矿床也不例外。如白银厂地区小铁山铅-锌矿床，产于中寒武世海相火山岩系中，即发育于北祁连山加里东优地槽发育的早期阶段。

近年来，关于板块构造与块状硫化物矿床内在联系的讨论较多。一些学者认为块状硫化物矿床可发育于生长板块边缘和岛弧地带，另一部分学者则认为矿化主要与蛇绿岩套有关。后者多形成于大洋中脊，但可以作为古洋壳的残留体，出现于优地槽褶皱带（李春昱等，1981）。

从我国海相火山岩型铅-锌矿床产出的地质背景看，它们有的与蛇绿岩套有关，有的则无关。祁连山东段、川西地区的一些海相火山岩型铅-锌矿床及日本黑矿，均与酸性火山熔岩、火山沉积岩，特别是英安-流纹质凝灰岩有关，有的则与细碧角斑岩系有关。它们与岛弧构造中的火山岩建造有密切联系。在我国已知海相火山岩型铅-锌矿床中，似乎只有辽宁红透山铜-锌矿床可能与古老的太古宙的深变质蛇绿岩套有关。

我国海相火山岩型铅-锌矿床主要发育于西部地区的古生代—三叠纪地槽褶皱带中。

碳酸盐岩型铅-锌矿床在我国占重要地位，估计占铅-锌总储量的一半以上。这主要是因为碳酸盐岩在我国分布面积广、地质时代长。多数碳酸盐岩型铅-锌矿床出现于地台，少数分布于冒地槽区。局限的沉积盆地较之开放的沉积盆地更有利于碳酸盐岩铅-锌矿床的形成，这从硫同位素的组成也可以看出来。

在一定地区一定地层内的碳酸盐岩型铅-锌矿床在岩性的选择上常表现出一定的“专属性”。如康滇古陆东缘产于晚前寒武纪灯影组的铅-锌矿床（金沙、茂祖、洛洪等）主要赋存于白云岩内，石灰岩内无矿。但湘西黔东产于寒武系的渔塘等铅-锌矿床则主要赋存于石灰岩内，同时代的白云岩则主要产出汞矿床，而无铅-锌矿床。目前的研究程度尚难以解释这种碳酸盐岩的成矿“专属性”。

在碳酸盐岩型矿床中，似乎以铅-锌矿床与生物礁的关系最密切。而在不同地层中的碳酸盐岩型铅-锌矿床中，泥盆系中的与生物礁关系最密切（如凡口、大厂、北山、巨口铺等）。这种密切的空间联系是否意味着成因上的一定联系，目前难有定论。看来，与生物礁相伴生的大量有机质有可能以某种方式参予了铅-锌成矿作用，礁与矿床都受同一断裂或沉积因素的控制可能决定了它们之间的密切空间关系。

某些碳酸盐岩型铅-锌矿床与不整合面存在空间联系。有的矿床位于不整合面之上，如泗顶矿床紧靠不整合面，其下为寒武纪碎屑岩系。若干处于不整合面下的碳酸盐岩型铅-锌矿床则被认为属岩溶成因。

我国碳酸盐岩型铅-锌矿床分布广泛，多集中于湘、桂、滇、黔、川、粤、辽吉、塔里木西北及西南边缘。南方的含矿地层多为上震旦系、泥盆系、石炭系，但三叠系及古生界其他地层中亦有出现。东北的含矿地层多为中元古界及寒武—奥陶系。

我国泥岩-细碎屑岩型铅-锌矿床多产于褶皱带中的冒地槽类复理式沉积环境中，如内蒙古狼山元古宙冒地槽中的炭窑口、东升庙、甲生盘等矿床与秦岭华力西—印支冒地槽中的银硐子、厂坝等矿床。少数此类型矿床也赋存于陆棚浅海砂泥质和碳酸盐质沉积物中（如高板河）。D. E. Larga（1982）认为裂谷是赋存此类型铅-锌矿床的主要大地构造单元。目前在我国这方面的研究还较少。

巨厚沉积物堆积与强烈还原环境是本类型矿床形成的前提。含矿地层沉积物厚度一般在 1 000 m 以上，可达数千米。沉积物以泥质、粉砂质、细砂质为主，也可含多达 20%～30% 的碳酸盐岩。可以出现火山岩夹层，一般为凝灰岩，但其厚度很难达到整个含矿地层厚度的 1/10。含矿地层含较多黄铁矿和有机质，显示还原条件。

在含矿岩系厚度上，本类型矿床与碳酸盐岩型矿床差异明显。后者含矿系厚度多为数十米到数百米，很少有达到 1 000 m 的。

泥岩-细碎屑岩型及海相火山岩型铅-锌矿床虽同具块状硫化物矿石，硫化铁矿物含量都很高，但二者产出的地质背景有明显不同。前者是冒地槽或陆棚浅海环境，大量泥砂质堆积；后者则是优地槽环境，伴随钙碱系列或拉斑玄武质的海底火山活动。在矿石物质组成、围岩蚀变、硫同位素组成等方面，二者也有较大差异，这里列一简表，以示 2 种块状硫化物矿床的不同（表 1）。

我国的泥岩-细碎屑岩型铅-锌矿床在产出的地

表 1 2 种不同的块状硫化物矿床及其时空分布性质

特 征	产于海相火山岩系中的块状硫化物矿床	产于泥岩-细碎屑岩系中的块状硫化物矿床
赋存的坳陷性质	优地槽	冒地槽,长期发育的坳陷带、陆棚浅海
与海相火山岩系关系	较明显,矿床可产于火山口附近,也可在 2 次喷溢之间的间歇期	无明显关系
含矿岩系	海相火山岩系,夹一些火山沉积岩、沉积岩,总厚数千米	泥岩-细碎屑岩,夹碳酸盐岩;火山岩一般不到总厚度的 1/10,总厚数千米
与板块构造关系	洋中脊、岛弧带	裂谷(?)
成矿时代	从太古宙到现代	更多地集中于中元古代和泥盆纪
成矿元素	与基性、中基性火山岩有关,多为 Cu,Cu-Zn;与酸性火山岩有关,多为 Pb-Zn,Au,Ag,S 重要	Pb,Zn,Ag,S 为主,此为 Cu,Au
围岩蚀变	强烈,以绢云母化、绿泥石化为主,也有钠长石化、硅化等	较微弱,以绢云母化为主,伴随绿泥石化、硅化、碳酸盐化
铅同位素组成	多为单阶段演化的正常铅	多为单阶段演化的正常铅
硫同位素组成($\delta^{34}S$)	多为小的正值,塔式分布	正值多见,较弥散,但随变质程度增高而逐渐均一化
实 例	祁连山东段、锡铁山、红透山	狼山诸矿床、高板河、西成诸矿床

质时代方面与世界同类型矿床十分一致，即主要为中元古代与泥盆纪。内蒙古狼山地区的东升庙、甲生盘等矿床与河北高板河矿床均具单阶段铅同位素演化特征，模式年龄落入 1 300～1 600 Ma 范围(张英臣、肖美宣，1983)。这与澳大利亚几个大型泥岩-细碎屑岩型矿床，如麦克阿瑟河、埃莎山，加拿大的苏利文等（Large，1982）是一致的。秦岭地区的银硐子、厂坝等矿床形成年龄为泥盆纪，这与西德有名的兰姆斯伯格、梅根等矿床也是一样的。在中元古代和泥盆纪以外产出的大型泥岩-细碎屑岩型铅-锌矿床很少，这在中外也是一致的。什么因素导致了这种时控性是值得研究的。

我国的砂砾岩型铅-锌矿床有 2 种不同亚型和随之而来的 2 种不同的产出地质背景。一种是产于陆相红层中的铅-锌矿床，多局限于中新生代断陷盆地的河流相、三角洲相地层中，很像砂岩铜矿。它们产出的地质背景是不很稳定的内陆盆地，沉陷速度较快，红层厚度也较大。含矿岩系除砾岩、砂岩、长石砂岩外，也有泥灰岩、泥岩等陆相沉积物，也常出现石膏、天青石夹层。矿床赋存部位与砂岩下的不整合不一定有明显的联系。这种矿床多分布于中国西部，如云南金顶和新疆乌拉根。另一种是产于滨海相或海陆交互相砂砾岩中的铅-锌矿床。它们主要局限于海侵系列底部，在不整合面上或相距很近处。这种砂砾岩含碎屑长石较少，主要是石英砂岩或石英质胶结的砾岩。因此赋矿砂岩比前一种红层砂岩成熟度高。不整合面下多是变质碎屑岩或花岗岩基底，后者长期遭受化学风化，如广西保安所见。这种砂砾岩型铅-锌矿床的形成要求有比上述红层砂岩中的铅-锌矿床较稳定的地质背景，以使基底的长期化学风化成为可能。

上述 2 种亚型的砂砾岩型铅-锌矿床在我国发现不多。在国外，一些大型砂岩型铅-锌矿床，如瑞典 Laisvall，也多半是近 20 年内找到的。因此，这种矿床的研究程度较低，与陆相火山岩型铅-锌矿床类似。这 2 种类型铅-锌矿床的时空展布规律与形成机制等许多问题有待探讨。

3 铅-锌矿床的矿带和矿田

铅-锌矿床常成群成带出现，组成矿带和矿田。区域性断裂和由之引起的断陷盆地或坳陷是制约铅-锌矿带或矿田的重要因素。

长达 2 000 km 以上的哀牢山—金沙江大断裂大致继承了欧亚板块与印度板块缝合线的位置。这一深大断裂控制了一系列富碱侵入岩的产出，其中若干碱性斑岩，如姚安、洱源岩体等，在岩体本身及内外接触带赋存有斑岩型铅-锌矿床。可能也属斑岩型矿床的江西冷水坑铅-锌矿床受控于北武夷隆起和信江断陷盆地之间的区域性断裂。浙皖一带的陆相火山岩型铅-锌矿床受火山断陷盆地的制约，产于其边缘，而火山断陷盆地则是区域性断裂长期活动的产物。祁连山中、东段的海相火山岩矿带也明显受 NWW 向区域性断裂的控制。

碳酸盐岩型铅-锌矿带受区域性断裂的制约也是清楚的。产于康滇古隆起东缘晚前寒武纪灯影组中，呈 SN 走向的铅-锌矿带（包括金沙、茂祖、洛洪等矿床）受古陆边缘大断裂的控制。凡口铅-锌矿床受粤北韶关上古生代坳陷边缘断裂的控制。

几乎所有的泥岩-细碎屑岩型铅-锌矿床均呈线性展布，受区域性断裂控制，如狼山矿带、西成矿带、高板河矿带、陕南银硐子矿带等。

古隆起与坳陷的边缘常出现区域性断裂，而后者常控制铅-锌矿带。这方面最好的实例莫过于江

南古隆起了。在它的西北侧，铜仁大断裂控制了渔塘铅-锌矿带；在它的东南侧，大乘山断裂制约着湘中产于中泥盆统的禾清、白云铺等铅-锌矿床；而在它的西南侧，河池—南丹断裂控制着三排洞、箭猪坡等铅-锌矿床。

在矿田和矿床一级，控制铅-锌矿化的因素主要是构造，即由区域性断裂衍生的断裂、破碎带、背斜、穹隆等。“背斜加一刀”的控矿构造在一些铅-锌矿床表现得很清楚。

据李洪昌等资料，湖南 85% 的铅-锌矿床赋存于背斜构造中。湖南是有色金属之乡，铅-锌矿床的产出情况是有代表性的。广西泗顶铅-锌矿床位于平缓背斜轴部，断层与矿化关系也很密切。西成矿带一些铅-锌矿床产在紧密褶皱背斜轴部。贵州杉树林矿床赋存于咸水背斜向 SE 之倾没部分。红透山矿床处于倒转背斜核部。金顶等矿床围绕短轴背斜产出。

在成矿的构造控制中，特别应当强调同生构造（即与成矿大致同时）的重要性。有的同生断裂在沉积成岩（包括火山沉积）阶段即已存在，是成矿物质由深部带到沉积盆地的通道。一些块状硫化物矿床的下部存在以筒状蚀变带为代表的同生断裂。凡口、渔塘等铅-锌矿床也存在同生断裂。有些同生断裂在后期改造中还可以重新复活，再次起输送矿液和使矿液沉淀的作用。

一些处在构造运动十分频繁而剧烈地带的铅-锌矿床还可以受逆掩断层的控制，如金顶矿床。

4 铅-锌矿床时空分布的若干特点

前已述及，我国铅-锌矿床的时空分布规律基本与世界范围的规律性相适应，但也有它们本身的特点。下面将讨论这些特点。

1）铅-锌矿床与汞-锑矿床在空间上密切共生，或各自组成规模很大的矿带，相互平行；或共同组成一个矿带。

这种情况在全球范围内是少见的，但在我国南方、秦岭、新疆西部都可以观察到。如在湘西黔东，NNE 走向，长约 300 km 的铜仁大断裂控制了在其东发育的渔塘铅-锌矿带和在西发育的万山汞矿带。铅-锌矿床和汞矿床都赋存于寒武系中。若干汞矿床中，在汞矿体外还含较多的闪锌矿，有时锌具工业意义。在南丹—河池矿带，汞、锑、砷（雄黄、雌黄）、铅-锌矿床同产于泥盆系中，并共同组成一个矿带。在此带中，锑或组成单一的辉锑矿矿床（茶山坳），或与铅-锌密切共生，组成闪锌矿-脆硫锑铅矿矿床（方铅矿、辉锑矿少量，如三排洞、箭猪坡），而汞、砷则形成自己的独立矿床（水落雄黄、雌黄矿床，益兰汞矿床）。本带泥盆系岩石中砷、锑含量高，为地壳克拉克值之十余到数十倍，而汞、铅、锌本底也较高。地层中的元素组合与矿床组合是一致的。在湘中南、粤北，铅-锌矿带与锑矿带也大致平行。

在陕、甘、青的秦岭西段，赋存于中泥盆统的铅-锌矿带与赋存于三叠系的锑矿带（矿床有时含工业意义的汞、钨）相互平行，而在东段，铅-锌矿床和汞-锑矿床虽都产于泥盆系，但也形成互相平行的矿带。

在新疆西部，主要赋存于泥盆系、石炭系的天山南和塔里木北缘的铅-锌矿床组成明显的矿带，在其东北，有可能存在汞矿带或汞-锑矿带。需要更多的工作才能证实这一点。

应当说，铅-锌矿带与汞-锑矿带的密切空间联系，是我国金属矿床空间分布的一个重要特点。著名于世，分布面积达百万平方千米，主要产于古生代碳酸盐建造中的密西西比河谷型铅-锌矿带（面型展布），和西欧产于泥盆世泥岩-细碎屑岩系中的铅-锌矿床（梅根、兰姆斯伯格等），均未见与之共生之汞-锑矿带或矿床，甚至矿化也很少看到。

铅-锌矿床（带）与菱铁矿矿床（带）、黄铁矿矿床（带）、重晶石矿床（带）、萤石矿床（带）的空间关系，在我国若干地区，如秦岭、湘、黔、粤北、云南均可看到。铅-锌与重晶石、萤石等也可以在同一矿床密切共生。在世界一些地区，如美国密西西比河流域，爱尔兰、前苏联中亚等，它们的相互空间关系早已引起人们的注目。在这方面，我国的规律与其他地区类似。

2）中国具有世界上最古老的铅-锌矿床——山西西榆皮矿床。

在铜、锌、铅的成矿作用中，铜矿床和铜-锌矿床形成最早，在太古宙绿岩带中已有它们的出现，如我国辽宁红透山铜-锌矿床和加拿大 Abitibi 带中的一些铜和铜-锌矿床。但铅-锌矿床、铜-铅-锌矿床或铅矿床，即铅具有工业价值的单一或综合矿床，则只是在 1 800～2 000 Ma 之后，即古、中元古代分界线之后才开始出现。如世界上储量最大的铅-锌矿床，澳大利亚的 Broken Hill，是 1 700 Ma 前形成的，Mt. Isa 和 Mc Ar Thur River 是 1 300～1 700 Ma 形成的。我国绝大多数铅-锌矿床也是中元古代之后才形成的。如狼山诸矿床（甲生

盘、霍各乞等），辽东吉南产于辽河群中的铅-锌矿床（荒沟山、坨沟等），滇东昆阳群中的一些铅-锌矿化等，它们都具有单阶段演化的正常铅的特点，模式年龄落入1 300～1 700 Ma范围。可以认为，在世界范围内，铅形成有工业意义的单一或综合矿床是1 800～2 000 Ma以后的事。

但是，西榆皮矿床形成较早，它产于太古宇界河口群中，铅同位素组成具单阶段演化正常铅特点，模式年龄为2 200 Ma左右，是古元古代成矿的。

我国北方之所以发育早于世界其他地区的铅矿床或铅-锌矿床，可能与这一地区在漫长的太古宙和古元古代曾经发生多次变质和混合岩化作用有关。经过这些作用，早期呈分散状态的铅可以富集成矿。事实上，西榆皮就是一个沉积-变质-混合岩化矿床。

3）中、新生代地壳运动给中国铅-锌的成矿带来重大影响。前已述及，我国不同地质时代都有铅-锌矿床（或二者之一）的分布。并且还讨论了我国铅-锌矿床随时间（即地质时代）的演化。

中、新生代时，我国东部地区地壳运动频繁而剧烈，表现为多期次、大面积的花岗岩类的侵入及火山活动和各种形式的构造变形（断裂、褶皱、破碎带的发育等）。这些不能不给我国东部，特别是东南部的铅-锌成矿作用带来强烈的影响。

首先，我国东部花岗岩型、夕卡岩型、斑岩型和陆相火山岩型铅-锌矿床绝大部分是中新生代产物。有的花岗岩型矿床产于加里东期花岗岩体内，但铅-锌成矿却在中新生代完成（如广西张公岭矿床）。这种情况和我国南方花岗岩型铀矿床十分类似。后者可赋存于前寒武纪、早古生代和中生代早期的花岗岩内外接触带中，但铀的成矿却大部分落在晚中生代和早第三纪，即成矿和成岩有较大时差。新华和张公岭2个花岗岩型铅-锌矿床的成矿机制也颇类似于花岗岩型铀矿床，即由地下热水活化淋滤早已固结于岩体内呈分散状态的铅-锌及其他成矿物质，之后在断裂处富集而成矿。

我国东部与岩浆或火山活动没有明显联系的铅-锌矿床其中也有一些是中新生代形成的。一个明显实例是柴河矿床。矿床主体赋存于震旦系高于庄组白云岩中，但部分矿脉穿过了上覆的侏罗系，显然是侏罗纪后成矿的。有意思的是这个矿床方铅矿具老铅性质，模式年龄在2 000 Ma左右。这也说明了并不是在每一个矿床，铅同位素给出的年龄就一定是矿床的成矿时代。又如，湘东北桃林铅-锌矿床，它的主体赋存于晚前寒武纪冷家溪群浅变质泥岩-细碎屑岩系中，但部分矿脉穿入中生代花岗岩体中，显然也是花岗岩形成之后才成矿的。再如，湘西渔塘铅-锌矿床产于下寒武统碳酸盐地层中，但受中新生代NNE和NWW向构造的控制。很可能在早寒武世时只奠定了一定的成矿物质基础，但较分散，只是在中新生代经过活化运移才在构造软弱部位成矿。

摘自《中国矿床》（上册）

世界铅-锌矿床主要成矿类型

铅、锌矿床产在地质历史的各个时代中，尤以元古宙和古生代最为集中，它们约占世界铅、锌储量的75%以上。初步统计世界上铅-锌储量超过500万t的58个超巨型矿床中，元古宙有16个，占总数的28%，古生代26个，占49%，两者合计占世界上超大型铅-锌矿床数近77%。加拿大、澳大利亚和南非的许多大型矿床多在前寒武纪形成，前苏联、美国和欧洲的一些矿床多形成于古生代，而中、新生代的超大型铅-锌矿床相对较少。

从铅-锌矿床的成矿类型看，各国划分原则不一，为便于找矿勘探，采取按含矿岩系结合矿床成因进行分类。这样，世界上主要铅-锌矿床可划分为1）沉积岩容矿的海底喷气沉积矿床（Sedex）；2）火山岩容矿的海底喷气沉积矿床（VMS）；3）碳酸盐岩容矿的后生沉积矿床（密西西比河谷型，MVT）；4）砂页岩容矿的沉积或沉积-变质型矿床；5）与岩浆岩有关的斑岩、夕卡岩、热液交代型矿床和陆相火山岩型矿床；6）非硫化物锌矿床等。

在这几类铅-锌矿床中，尤以Sedex型最为重要。从初步统计的世界超大型铅-锌矿床中可以看出，Sedex型矿床占超大型铅-锌矿床数的36%，占超大型矿床铅-锌储量的42%。其次是MVT型矿床，分别占超大型铅-锌矿床数和储量数的24%和23%。这2个类型合计占世界超大型铅-锌矿床数的60.3%和储量的65.6%，它们是铅-锌矿床最重要的矿床类型。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

中国铅-锌矿床主要成矿（区）带

南岭铅-锌成矿区
“三江”铅-锌成矿带
华北地台北缘成矿带
秦岭成矿带
东南沿海铅-锌成矿带
长江中下游成矿带
川滇成矿带
滇东南铅-锌成矿带
大兴安岭成矿带
赣东北成矿带
阿尔泰成矿带
小兴安岭—张广才岭成矿带

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

世界铅-锌矿床主要成矿（区）带

加拿大塞尔温盆地
北美贝尔特—普塞尔盆地
加拿大地盾区
加拿大阿巴拉契亚地区
美国阿拉斯加州“红狗”铅-锌-银矿集区
美国密西西比河谷地区
秘鲁中北部多金属矿带
澳大利亚芒特艾萨内围层和巴顿海槽区
澳大利亚布罗肯希尔矿化集中区
澳大利亚里德山火山岩带
西班牙—葡萄牙伊比利亚黄铁矿带
欧洲爱尔兰、波兰、德国和瑞典铅-锌矿化集中区
俄罗斯乌拉尔地区铅-锌矿化集中区
南非开普省铅-锌矿化集中区
印度拉贾斯坦矿带
哈萨克斯坦阿尔泰成矿带
哈萨克斯坦准噶尔阿拉套地区
哈萨克斯坦卡拉套地区
朝鲜摩天岭成矿区
日本北鹿地区
中国北方的狼山和中秦岭地区
中国南方的“三江”和南岭地区

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

亚洲铅-锌矿床（铅＋锌金属储量＞100 万 t）

国家（地区）	矿床或矿区		储量 (Pb＋Zn)/万 t	品位 w(Pb＋Zn)/%	矿床类型	成矿时代	发现年代或现状
蒙古	察布(Tsav)		＞150.0	11.0	热液脉型	中生代	勘查
	卡道尔戈依(Khartolgoi)		325.0	5.05	夕卡岩型	古生代	勘查
	乌兰(Ulaan)		217.6	3.2	热液型	古生代(泥盆纪)	
朝鲜	检德(Komdok)		7 000.0(?)	7～10	沉积变质型	元古宙	开采
日本	北鹿地区(Hokuroku Region)	整个地区	663.0	6.5	VMS	新生代(中新世)	大部分关闭
		花冈(Hanaoka)	222.0	3.7	VMS	新生代(中新世)	关闭
		小坂(Kosaka)	200.0	6.43	VMS	新生代(中新世)	关闭
		饵钓(Epuri Kuroko)	300.0	9.8	VMS	新生代(中新世)	
印度尼西亚	达伊里(Dairi)		＞254	18.0～27.0	Sedex		勘查
	勿里洞岛(Belitung)		346.5	9.9	沉积型		
越南	纳敦(Na Tum)		180.0	15.0			
泰国	夜速(Mae Sod)/帕达因(Pa Daeny)		130.05	28.9	层控/风化残余型	中生代－新生代	开采
缅甸	包德温(Bawdwin)		820.0	9.5	热液型	中生代	开采
印度	兰普拉阿古恰(Rampura-Agucha)		＞920.0	15.05	VMS	太古宙	1979 年发现,开采
	扎瓦(Zawar)		402.0	6.23	VMS	前寒武纪	开采
	拉杰布尔-达里巴(Rajpura-Dariba)		261.0	5.77～10.62	VMS	前寒武纪	开发
巴基斯坦	杜达(Duddar)		169.0	11.8	Sedex	侏罗纪	1988 年发现,勘探
哈萨克斯坦	捷克利(Tekeli)		550.0	11.0	Sedex	新元古代	开采
	济良诺夫(Zyrnovskoe)		＞500	11.0	VMS	古生代(中泥盆世)	开采
	沙尔克(Shalkya)		1 239.0	4.13	沉积型	晚古生代	开采

续表

国家（地区）	矿床或矿区	储量（Pb+Zn）/万t	品位 w（Pb+Zn）/%	矿床类型	成矿时代	发现年代或现状
哈萨克斯坦	谢马登（Shaimarden）	110.9	25.8	夕卡岩型(?)	古生代(石炭纪)	开　发
	扎伊列姆（Zhairem）	140.0	7.0	沉积型	晚古生代	开　采
	列宁诺戈尔斯克（Leninnogersk）	383.0	11.0	VMS	古生代（中泥盆世）	开　采
	杰兹卡兹甘（Zhezkazgan）	100.0		沉积型	古生代（中石炭世—晚石炭世）	
	贝斯特乌布（Bestobe）	280.0	7.0	沉积型	古生代（晚泥盆世—早石炭世）	
	阿施萨（Achisai）	154.0	1.5～2.0	沉积型	古生代（中泥盆世—晚泥盆世）	关　闭
	苏姆萨尔（Cymcap）	250.0	5.0	沉积型	古生代（中泥盆世—晚泥盆世）	
	阿拉基尔（Alaigir）	107.20	10.6	热液层状	晚古生代	可行性研究
	迪新斯克（Tishinskoe）	289.6	7.24	热液层状	晚古生代	开　采
	努尔卡扎甘（Nurkazagan）	150.0				
乌兹别克斯坦	乌奇库拉奇（Uchkulach）	676.6	3.4	MVT	晚古生代	开　发
	汉季扎（Khandiza）	128.5	11.9	VMS	晚古生代	开　发
也　门	贾巴利（Jabali）	123.14	13.1	MVT		
伊　朗	迈赫迪耶巴德（Medhdiabad）	2 070.0	9.46～9.76	MVT	第三纪(?)	20世纪90年代发现，可行性研究
	安古兰（Angouran）	650.00	30～40	MVT	第三纪(?)	开　采
	艾兰库（Irankuh）	290.0	6～12	MVT		
格鲁吉亚	菲利兹柴（Филизчаи）	125.0		VMS	中生代	
土耳其	恰耶利—马登科伊（Cayeli-Madenkoy）	302.0	4.34	火山岩型	中生代	
俄罗斯	乌恰林斯克（Учалинск）	400.0	2.8～3.7	火山岩型	古生代	
	布雷阿瓦（Ъпыава）	385.0		火山岩型	古生代	
	戈列夫斯克（Garevskoye）	120.0	12.0	热液型	元古宙	勘　探
中　国	云南金顶矿田	1 610.60	8.44	砂岩型	新生代	20世纪60年代发现、开采
	云南会泽矿田	133.39	12.28	MVT	古生代	
	云南白牛厂	104.85	1.49	MVT	古生代	未　采
	云南老厂	110.40	7.32	VMS	古生代	未　采
	云南个旧矿田	361.00	3.35～10.50	夕卡岩型	中生代	开　采
	云南都龙矿田	277.21	3.90～5.50	热液型	中生代	开　采
	河北蔡家营	144.56	6.99	热液型	中生代	未　采
	内蒙古东升庙	454.35	3.89	Sedex	元古宙	1957年发现，开采
	内蒙古甲生盘	144.93	5.10	Sedex	元古宙	未　采
	内蒙古霍各乞	175.48	2.90～3.03	Sedex	元古宙	开　采
	内蒙古炭窑口	114.98	2.87～4.31	Sedex	元古宙	开　采
	内蒙古白音诺	268.43	7.28	夕卡岩型	中生代	开　采
	辽宁青城子	107.82	4.54	MVT	中生代	开　采
	江苏栖霞山	116.78	8.06	MVT	中生代	开　采
	浙江五部	148.48	3.69	陆相火山岩型	中生代	开　采
	江西冷水坑	371.65	2.17	斑岩型	中生代	开　采
	湖南水口山矿田	198.54	5.07～8.40	夕卡岩型	中生代	开　采
	湖南桃林	104.93	2.35	热液型	中生代	
	湖南黄沙坪	170.32	12.27	夕卡岩型	中生代	
	湖南李梅	153.57	3.53	MVT	中生代	
	湖南枞树板	115.24	6.93	热液型	中生代	
	广东凡口	829.18	14.01	MVT	中生代	20世纪50年代发现，开采
	广西北山	110.54	5.20	MVT	中生代	开　采
	广西大厂	614.90	2.77～15.53	热液型	中生代	开　采
	四川呷村	358.80	13.47	VMS	中生代	未　采
	四川天宝山	108.38	11.13	MVT	古生代	开　采
	四川大梁子	213.57	13.01	MVT	古生代	开　采
	陕西铅硐山	112.13	9.36	Sedex	古生代	开　采
	甘肃厂坝—李家沟矿田	792.13	8.46	Sedex	古生代	20世纪60年代发现，开采
	甘肃白银厂	121.21		VMS	古生代	20世纪50年代发现，开采
	甘肃小铁山	105.54	8.90		古生代	开　采
	青海锡铁山	331.24	9.02	VMS	古生代	开　采
	新疆可可塔勒	283.44	2.46～6.95	VMS	古生代	未　采
	福建梅仙	100.00	5.17	VMS	元古宙	20世纪80年代发现

摘自《世界矿情·亚洲卷》

我国各省(市、自治区)铅-锌储量

省(区)名	矿种	累计探明储量		保有储量		省(区)名	矿种	累计探明储量		保有储量	
		储量/万 t	%	储量/万 t	%			储量/万 t	%	储量/万 t	%
北京	Pb	3.58	0.07	3.06	0.08	湖北	Pb	30.34	0.65	29.92	0.85
	Zn	16.00	0.14	15.52	0.16		Zn	71.23	0.63	69.64	0.75
河北	Pb	39.60	0.85	36.64	1.04	湖南	Pb	444.98	9.64	261.81	7.48
	Zn	387.48	3.47	379.05	4.11		Zn	901.48	8.07	659.73	7.15
山西	Pb	5.40	0.11	4.40	0.12	广东	Pb	521.11	11.29	394.03	11.27
	Zn	4.49	0.04	4.35	0.04		Zn	879.19	7.87	616.49	6.68
内蒙古	Pb	358.13	7.76	339.08	9.69	广西	Pb	252.67	5.47	151.04	4.32
	Zn	1 310.82	11.74	1 269.35	13.76		Zn	971.24	8.70	643.02	6.97
辽宁	Pb	150.02	3.25	31.82	0.91	海南	Pb	2.25	0.04	0.88	0.02
	Zn	277.59	2.48	97.63	1.05		Zn	3.99	0.03	1.89	0.02
吉林	Pb	34.94	0.75	11.52	0.33	重庆	Pb	0.19	0.004	0.19	0.005
	Zn	109.68	0.98	54.32	0.59		Zn	1.96	0.01	1.96	0.02
黑龙江	Pb	75.59	1.63	50.42	1.44	四川	Pb	212.33	4.60	198.85	5.68
	Zn	211.45	1.89	174.27	1.89		Zn	567.18	5.08	494.66	5.36
江苏	Pb	107.52	2.33	89.04	2.54	贵州	Pb	39.44	0.85	23.23	0.66
	Zn	209.89	1.88	175.58	1.90		Zn	118.20	1.05	82.28	0.89
浙江	Pb	135.03	2.92	121.78	3.48	云南	Pb	779.64	16.90	572.80	16.38
	Zn	363.98	3.26	236.61	2.56		Zn	2 247.10	20.13	2 032.05	22.03
安徽	Pb	47.94	1.04	39.13	1.12	西藏	Pb	19.44	0.42	19.23	0.55
	Zn	69.57	0.62	60.01	0.65		Zn	1.46	0.01	1.46	0.01
福建	Pb	129.94	2.81	123.59	3.53	广西	Pb	188.59	4.08	170.85	4.88
	Zn	231.69	2.07	220.52	2.39		Zn	329.92	2.95	275.26	2.98
江西	Pb	306.67	6.64	258.12	7.38	甘肃	Pb	308.94	6.69	256.96	7.35
	Zn	415.90	3.72	360.56	3.90		Zn	967.22	8.66	780.07	8.45
山东	Pb	23.85	0.51	15.77	0.45	青海	Pb	214.43	4.64	162.66	4.65
	Zn	43.57	0.39	35.87	0.39		Zn	227.95	2.47	280.83	2.51
河南	Pb	108.83	2.36	57.67	1.65	新疆	Pb	71.96	1.56	71.57	2.04
	Zn	135.14	1.21	117.84	1.27		Zn	134.39	1.20	134.30	1.45

注:云南、浙江资料截止于 1998 年,其余截止于 1999 年。

摘自《中国主要金属矿床成矿规律》

世界铅-锌储量和储量基础

铅、锌/万 t

国家(地区)	铅储量				铅储量基础			
	1990 年	1995 年	2000 年	2002 年	1990 年	1995 年	2000 年	2002 年
中 国	—	700	900	1 100	—	1 100	3 000	3 600
澳大利亚	1 400	1 900	1 500	1 500	2 600	3 400	2 800	2 800
美 国	1 100	800	670	810	2 200	2 000	2 000	2 000
加拿大	700	400	180	200	1 300	1 300	1 100	900
哈萨克斯坦	—	—	200	500	—	—	200	700
秘 鲁	200	200	200	350	300	300	300	400
南 非	200	200	200	200	500	300	300	300
墨西哥	300	100	100	150	400	200	200	200
摩洛哥	—	50	50	50	—	100	100	100
瑞 典	—	50	50	50	—	100	100	100
其 他	3 100	2 400	2 300	1 900	4 700	3 200	3 300	3 000
世界总计	7 000	6 800	6 400	6 800	12 000	12 000	13 000	14 000

国家(地区)	锌储量				锌储量基础			
	1990 年	1995 年	2000 年	2002 年	1990 年	1995 年	2000 年	2002 年
中 国	—	500	3 300	3 300	—	900	8 000	9 200
美 国	2 000	1 600	2 500	3 000	5 000	5 000	8 000	9 000
澳大利亚	1 900	1 700	3 400	3 300	4 900	6 500	8 500	8 000
加拿大	2 100	2 100	1 100	1 100	5 600	5 600	3 100	3 100
墨西哥	600	600	600	800	800	800	800	2 500
秘 鲁	700	700	700	1 600	1 200	1 200	1 200	2 000
前苏联	1 000	1 000	—	—	1 500	1 500	—	—
其 他	5 600	5 800	7 200	6 900	9 600	11 500	13 000	11 000
世界总计	14 400	14 400	19 000	20 000	29 500	33 000	43 000	45 000

资料来源：U.S. Geological Survey，Mineral Commodity Summaries，1991，1996，2001，2003；“—”：未能获得数据。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

世界铅、锌金属储量（包括已开采量）超过 500 万 t 的超大型铅-锌矿床的矿床类型、矿床数和储量的初步统计

矿床类型	矿床		储量(包括已开采量)	
	数量/个	所占比例/%	Pb+Zn/万 t	所占比例/%
Sedex	21	36.2	29 284	42.3
MVT	14	24.1	16 150	23.3
沉积-沉积变质型	5	8.6	10 937	15.8
与岩浆岩有关的类型	11	19.0	7 729	11.2
VMS	6	10.4	4 625	6.7
其 他	1	1.7	513	0.7
合 计	58	100.0	69 238	100.0

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

世界超大型铅-锌矿床（铅＋锌原始金属储量＞500 万 t）

序号	国家(地区)	矿床或矿区	储量 (Pb+Zn)/万 t	品位 (Pb+Zn)/%	矿床类型	成矿时代	发现年代
1	加拿大	基德克里克(Kidd Creek)	952	6.42	VMS	太古宙	1964
2	加拿大	不伦瑞克 12 号(Brunswick)	＞1 070	13.0	VMS	古生代	1952
3	加拿大	派因波因特(Pine Point)	820	10.0	MVT	古生代	1962
4	加拿大	法罗(Faro)	599	9.5	Sedex	古生代	20 世纪 50 年代后
5	加拿大	霍华兹山口(Howards Pass)	850	7.7	Sedex	古生代	1972
6	加拿大	沙利文(Sullivan)	＞2 083	11.9	Sedex	元古宙	1892
7	美 国	“红狗”矿田(Red Dog)	3 162	20.4	Sedex	古生代	1975
8	美 国	维伯纳姆矿带(Viburnum Trend)	3 000	7.0	MVT	古生代	1955
9	美 国	老铅矿带(Old Lead Belt)	910	3.0	MVT	古生代	1725
10	美 国	三州矿区(Tri State)	1 315	2.9	MVT	古生代	1848
11	美 国	马斯科特(Mascot)	600	3.6	MVT	古生代	1892
12	美 国	宾厄姆(Bingham)	660	6.9	夕卡岩型	新生代	1863
13	美 国	克尔达兰(Coeurd Alene)	＞1 000	11.8	沉积变质型	元古宙	1885
14	格陵兰	皮里地	1 800(资源量)	7.0	Sedex		1993
15	墨西哥	塞拉莫加达(Sierra Mojada)	628	8.22	夕卡岩型	中生代	20 世纪 90 年代报道
16	秘 鲁	圣格雷戈里奥(San Gregorio)	693	9.52	交代型	中生代	20 世纪 90 年代报道
17	秘 鲁	安塔米纳(Antamina)	575	1.03	夕卡岩型		1996 年扩大
18	秘 鲁	塞罗德帕斯科(Cerro de Pasco)	825	12.7	热液-交代型	中生代	1630
19	玻利维亚	圣克里斯托巴尔(San Cristobal)	549	2.12	热液型	新生代	1996
20	巴 西	瓦赞蒂(Vazante)	513	18	非硫化物型	元古宙	
21	澳大利亚	布罗肯希尔(Broken Hill)	＞5 500	25	Sedex	元古宙	1883
22	澳大利亚	芒特艾萨(Mount Isa)	1 169	13.2	Sedex	元古宙	1923
23	澳大利亚	希尔顿(Hilton)	643	17.3	Sedex	元古宙	1947
24	澳大利亚	杜家尔德河(Dugald River)	542	15.7	Sedex	元古宙	20 世纪 80 年代
25	澳大利亚	坎宁顿(Cannington)	718	13.4	Sedex	元古宙	1990

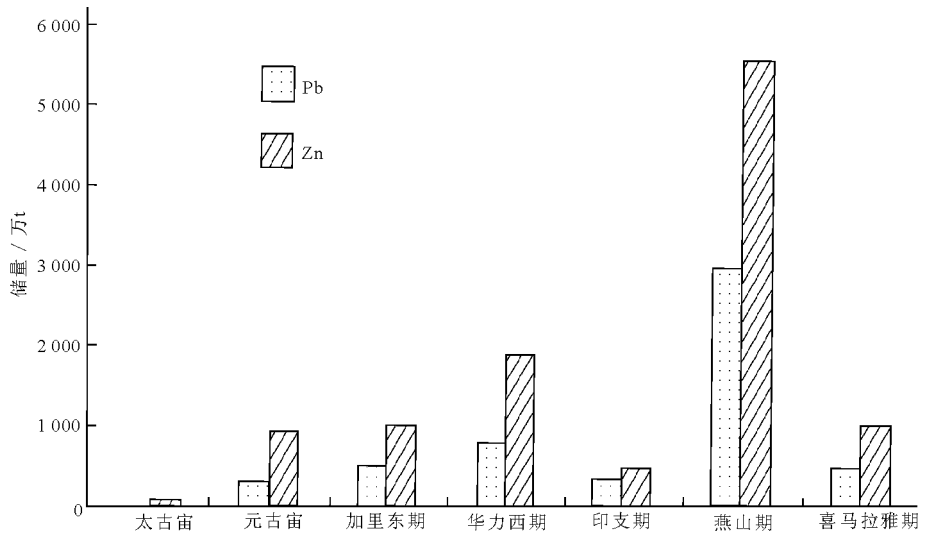
续表

序号	国家(地区)	矿床或矿区	储量 (Pb+Zn)/万t	品位 (Pb+Zn)/%	矿床类型	成矿时代	发现年代
26	澳大利亚	“世纪”(Century)	1 610	11.5	Sedex	元古宙	1990
27	澳大利亚	乔治菲什尔(George Fisher)	1 781	16.5	Sedex	元古宙	
28	澳大利亚	麦克阿瑟河(McArthur River)	2 580	13.6	Sedex	元古宙	1955
29	澳大利亚	阿德米勒尔湾(Admirals Bay)	1 044	8.7	MVT	古生代	1981
30	爱尔兰	纳凡(Navan)	994	11.99	Sedex	古生代	1971
31	波兰	上西里西亚(Upper Silesia)	3 200	12.0	MVT	古—中生代	
32	德国	弗赖贝格(Freiberg)	1 400	5～6.5	热液脉型	中生代	
33	德国	腊梅尔斯伯格(Rammelsberg)	840	28	Sedex	古生代	1859
34	德国	麦根(Meggen)	678	11.3	Sedex	古生代	1852
35	德国	莫巴什—梅舍尼什(Maubach-Meaherunch)	500		砂岩型	中生代	
36	西班牙	雷奥辛(Reocin)	＞900	11～20	MVT	古生代	
37	葡萄牙	阿尔朱斯特莱尔(Aljistrel)	520	5.2	VMS	古生代	20世纪60年代
38	南斯拉夫	特雷普查(Trepca)	500	10.0	夕卡岩型	新生代	
39	意大利	蒙特维基奥(Montevecchio)	500	7～10	热液脉型	古生代	1848
40	南非	甘斯堡(Gamsberg)	1 268	7.65	Sedex	元古宙	1973
41	南非	阿格尼斯(Ageneys)	978	2.8～6.6	Sedex	元古宙	1971
42	纳米比亚	斯科比翁(Skorpion)	＞600	7～10	MVT	元古宙	
43	摩洛哥	泰维西特(Touissit)	665	9.5	MVT	中生代	
44	哈萨克斯坦	捷克利(Tekeli)	550	11.0	Sedex	元古宙	20世纪30年代
45	哈萨克斯坦	济良诺夫(Zhuliannov)	＞500	11.0	VMS		
46	哈萨克斯坦	沙尔基亚(Shalkya)	1 239	4.13	沉积型	古生代	
47	乌兹别克斯坦	乌奇库拉奇(Uchkulach)	677	3.4	MVT		
48	伊朗	迈赫迪耶巴德(Medhdiabad)	1 220	12.7	MVT		20世纪90年代
49	伊朗	安古拉(Angouran)	650	30～40	MVT	古生代	
50	印度	兰普拉—阿古恰(Rampura-Agucha)	920	15.05	VMS	太古宙	1979
51	缅甸	包德温(Bawdwin)	820	9.5	热液型	古生代	11世纪
52	朝鲜	检德(Komdok)	7 000	7～10	沉积变质型	元古宙	15世纪
53	日本	北鹿地区(Hokuroku Region)	663	6.5	VMS	新生代	
54	中国	云南金顶	1 610	8.44	砂岩型	中生代	20世纪60年代
55	中国	甘肃厂坝矿田	792	8.46	Sedex	古生代	20世纪60年代
56	中国	广东凡口	829	14.01	MVT	古生代	20世纪50年代
57	中国	内蒙古东升庙	626	3.25	Sedex	古生代	1957
58	中国	广西大厂矿田	579	2.77～15.53	热液型	古生代	

注：MVT（Mississippi Valley Type）为密西西比河谷型；Sedex（Sedimentary Exhalative）为沉积岩容矿的海底喷气沉积型；VMS（Volcanogenic Massive Sulfide）为火山岩容矿的海底喷气沉积型，在铜矿中称黄铁矿型或块状硫化物型。

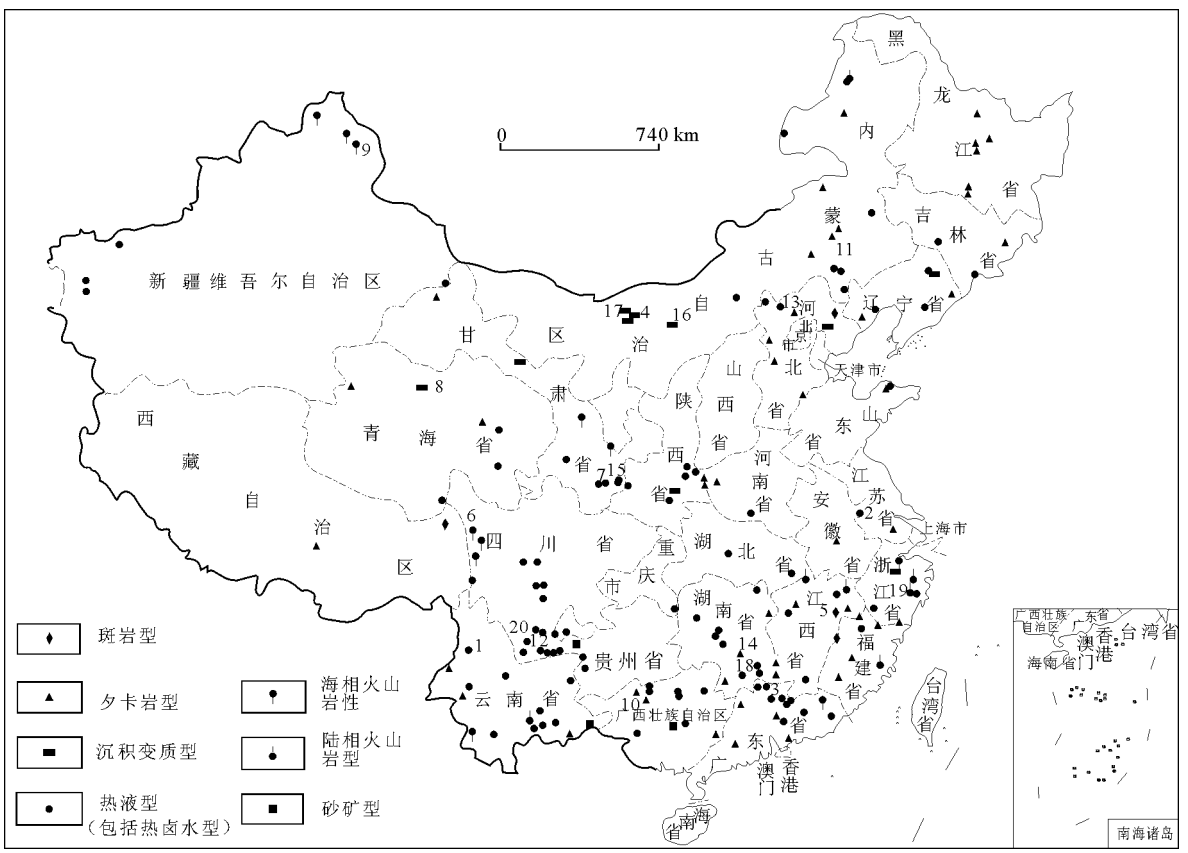
摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

我国不同铅-锌矿成矿期铅-锌储量的变化



摘自《中国主要金属矿床成矿规律》

我国重要铅-锌矿床分布略图



1—云南金顶；2—江苏栖霞山；3—广东凡口；4—内蒙古东升庙；5—江西冷水坑；6—四川呷村；7—甘肃厂坝；8—青海锡铁山；9—新疆可可塔勒；10—广西长坡；11—内蒙古白音诺；12—四川大梁子；13—河北蔡家营；14—湖南水口山；15—甘肃李家沟；16—内蒙古甲生盘；17—内蒙古霍各乞；18—湖南黄沙坪；19—浙江五部；20—四川天宝山

摘自《中国主要金属矿床成矿规律》

云南金顶砂岩型铅-锌矿床

金顶铅-锌矿床位于云南省西部兰坪县城东南(110°方向）32 km 处。

1 矿床发现简史

矿区开采历史悠久，但规模甚小。据传，明清两代就有在此采矿炼银，遗留有老硐，在跑马坪一带还能见到一些炉渣。

矿床于 1959 年发现，1960 年云南地质局区测队依据区测取得的线索在金顶地区开展普查，发现了砂岩型厚大铅-锌矿床，并于 1962 年编写了地质简报，估算了铅-锌地质储量具中型以上远景规模。

1965 年，云南省第十一地质队在金顶地区开展普查，1965 年 7 月至 1966 年为初级普查阶段，1967 年进入详细普查，开展了北厂、架崖山、西坡、南厂、白草坪、蜂子山矿段的评价。1968 年 5 月提交了《兰坪金顶铅-锌矿区详查报告及勘探设计书》，计算了铅-锌金属储量 914.46 万 t，已达到大型铅-锌矿床的规模。

1972 年，金顶矿区转入初勘，1976 年，该队编写了西坡矿段勘探报告，共探明铅-锌金属储量 99 741 t,于 1977 年开始筹建兰坪县办铅厂，年设计能力为 3 万 t，于 1978 年投产，相继建成选厂、冶炼厂。

1979 年，云南第十一地质队与第七地质队合并成八〇一队；1981 年又组建成第三地质大队。1982 年 1 月至 1984 年 10 月由第三地质大队编制金顶铅-锌矿最终（详勘）报告，并于同年 12 月经全国储委批准。除西坡、跑马坪矿段外，累计探明铅-锌金属储量 1 433 万 t，铅＋锌平均品位 9.63%；共生矿储量：天青石 61.40 万 t，硫铁矿（硫）40.03 万 t，石膏 407.06 万 t，重晶石 3.83 万 t；伴生组分储量：镉 17.62 万 t，铊 8 166.99 t,银 1 722.13 t，硫铁矿（硫）513.84 万 t，锶 147.11 万 t，钡 2.25 万 t。

1981 年，在跑马坪发现隐伏矿体，于 1983 年对该矿段进行评价，1990 年提交《金顶铅-锌矿跑马坪矿段详查地质报告》。该矿段铅＋锌金属储量亦达 100.63 万 t，还共生伴生硫-铁矿石、大青石矿石、石膏矿石以及镉、铊、银等多种有益元素。

金顶铅-锌矿床 1959 年发现，1984 年提交详勘报告，直到 1990 年提交跑马坪矿段详查报告。金顶铅-锌矿田前后累计探明铅＋锌总储量1 600万 t 以上，其中铅 263.53 万 t，总平均品位 1.60%，锌总储量 1 347.07 万 t，总平均品位 8.39%，是我国规模最大的铅-锌矿床。

2 区域地质背景

矿区大地构造位置属三江褶皱系南段，澜沧江大断裂与金沙江—哀牢山大断裂之间，兰坪—思茅坳陷北部、中生代内陆断陷盆地边缘，其东西向两侧分布着前寒武纪和古生代地层，并有多期次的岩浆侵入和喷发。盆地基底为前寒武纪变质岩系。在盆地中堆积了近 2 万 m 厚的中生代海陆交替相和陆相沉积。在古新世以来，兰坪至云龙一带形成了一条狭长的近 SN 向的地堑带，沉积了厚达 1 000 多米的第三纪含膏盐地层。区域构造线为 SN 和 NNW 向，褶皱强烈，逆冲断裂发育，中生代地层“飞来峰”常见。

3 矿区地质

金顶矿床由北厂、架崖山、跑马坪、蜂子山、西坡、南厂、白草坪等 7 个矿段组成，面积约 14 km^2（图 1）。

3.1 地 层

在金顶矿区内发育了一套中、新生代地层，它们分为外来系统和原地系统，前者以倒转层序覆盖在后者之上。

外来系统地层由上三叠统和中侏罗统组成。上三叠统由老而新分为歪古村组、三合洞组和麦初箐组，由砂砾岩、泥灰岩、泥质白云岩，偶夹凝灰岩组成，厚度大于 570 m；各组之间呈断层接触，有的组局部仅保存楔形残片。中侏罗统由紫红色泥岩、粉砂岩夹细砂岩组成，属花开佐组，其与麦初箐组和景星组呈断层接触，厚度大于 500 m。

原地系统地层由白垩系、第三系和第四系组成。

白垩系分为下统景星组、上统南新组和虎头寺组。景星组由紫红色泥质粉砂岩、细砂岩和黄绿色石英砂岩互层组成，厚约 300 m，与上覆南新组整

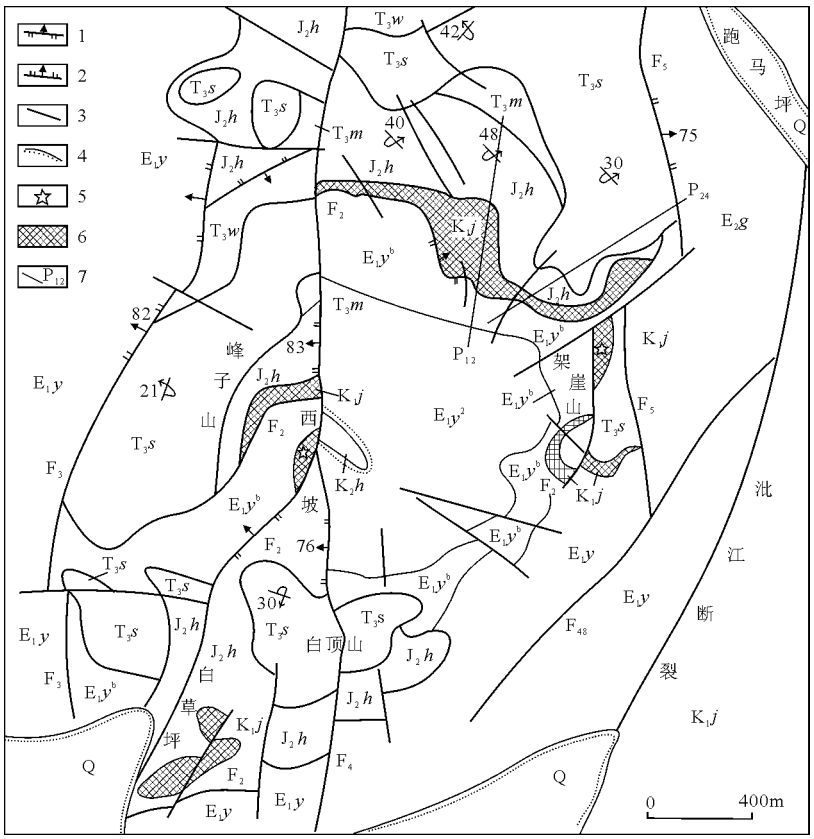


图 1 云南金顶铅-锌矿区地质图（转引自薛春纪等，2002）

Q—第四系；E_2g—始新统果郎组岩屑石英砂岩；E_1y^b，E_1y^a—古新统云龙组上段角砾岩和砂岩，云龙组下段粉砂泥岩；K_2h—中白垩统虎头寺组石英砂岩及粉砂岩；K_1j—下白垩统景星组粗砂岩和岩屑石英砂岩；J_2h—中侏罗统花开佐组粉砂岩和泥岩；T_3m—上三叠统麦初箐组含膏盐粉砂-细砂岩；T_3w—上三叠统挖鲁扒组泥岩和粉砂岩；T_3s—上三叠统三合洞组灰岩夹白云岩；1—逆冲推覆断裂；2—正断层；3—性质不明断裂；4—不整合面；5—重点调研取样位置；6—铅-锌矿体；7—勘探线及编号

合接触；南新组由紫红色砂砾岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩韵律层组成，厚度大于 245 m，与上覆虎头寺组整合接触；虎头寺组为浅灰紫色夹浅灰色含长石石英砂岩，厚度大于 100 m，与上覆云龙组呈角度不整合。

古新统是金顶矿床的赋矿岩系，可分为 E_1y^a，E_1y^b，E_1y^c 三个岩性阶段。E_1y^a 为一套紫红夹紫灰色泥质粉砂岩，含石膏，为下含矿层的底板；沉积物粒度由东而西变细，即由近湖相渐变为干旱盐湖相；此段底部有 1.5～10 m 厚的灰岩角砾岩，顶部具水平层理，与上覆 E_1y^b 层呈过渡关系，厚约 300 m。E_1y^b 为下含矿层，在矿区东部为灰岩岩块、灰岩质角砾岩，向西渐变为角砾岩、砂岩和泥质砂岩互层，即由东而西角砾变小，层理变清晰，属滑塌构造活动型冲积扇相沉积，与 E_1y^c 层为断层接触，厚 400 m。E_1y^c 为上含矿层，由石英砂岩、含角砾石英砂岩组成，底部含沥青灰岩角砾、泥灰岩角砾和较多的白云岩角砾，上部偶含灰岩透镜体；该层中部斜层理发育，顶部具水平层理，为河口沙坝相沉积，厚 20～60 m。云龙组各段在矿区外围过渡为湖相沉积。

果郎组下段为紫红色泥质粉砂岩夹细砂岩，上段为厚层至块状长石石英砂岩，厚度大于 360 m。

上第三系三营组为细—中粒砂岩夹砾岩、泥岩及褐煤，厚度大于 350 m。

第四系由砾石、砂、砂质粘土和粘土等组成，厚达数十米。

3.2 矿区构造

区域性 SN 向构造自古生代活动起，燕山期活动加剧，产生了近 SN 向的断陷盆地，形成了中生代的含盐沉积；喜马拉雅期构造活动极为强烈，由 EW 向的水平推覆作用造成矿区一系列水平推覆断层。在盆地边缘，因推覆体前缘的崩塌、滑落，在老第三纪含盐地层中见有较多的、大小不等的上覆地层的岩块、砾屑。此时由于 SN 向构造的继续活动，加之 EW 向构造的影响，形成了长轴略呈 NNE 向穹隆构造。其长约 4 km，宽约 3 km，向 NE 方向倾没。穹隆顶部地层产状平缓，翼部较陡，东西两侧均以 SN 向断裂为界。由于后期 SN，

NNW 向断裂影响，而使矿区构造复杂化。

3.3 岩浆岩

矿区内未见岩浆活动。从区域上看，在澜沧江断裂带以西有燕山期花岗岩和石英斑岩、流纹斑岩体分布，在弥沙河断裂带以东有印支—燕山期英安斑岩和喜马拉雅期正长岩体出露，沿弥沙河断裂带分布有一些喜马拉雅期花岗斑岩、正长斑岩等岩体。在盆地内虽未见岩浆岩分布，但深部可能存在岩浆岩的侵入体，特别是喜马拉雅期岩浆活动的可能性，构成成矿的热源之一（叶庆同等，1992）。

4 矿床地质特征

4.1 矿体特征

金顶矿床自东向西可分为架崖山、北厂、蜂子山 3 个主要矿段（图 2）。北厂矿段占有 2/3 的储量，架崖山矿段次之。根据产出层位和岩性，分为上下 2 个含矿层，共 380 多个矿体（叶庆同，1992）。矿体围绕穹隆核心呈不规则的环状分布，北西翼保存较好、东南翼残缺不全。铅-锌矿体赋存在下白垩统景星组（K_1j）与老第三系云龙组（E_1y）两套地层之间的构造接触面上下的 K_1j^1 和 E_1y^b 二套岩带内。前者称上含矿带、后者称下含矿带。上含矿带位于钙质胶结的分选好的灰色细粒石英砂岩中，矿化比较稳定，几乎全层矿化。矿体呈层状、似层状产出，其中Ⅰ，Ⅱ号矿体长 1 000 m 以上，延深数百米，Ⅰ号矿体厚 10～54 m，最厚达 73.5 m，Ⅱ号矿体厚 45～50 m，最厚达 90 m。走向近 EW，倾向 N，倾角 30°，地表产状较缓，深部变陡。矿体与地层产状一致。金属矿物多呈浸染斑点状产出，富含黄铁矿，铅∶锌=1∶3。下含矿带属云龙组，赋矿岩石为一套含膏盐陆相沉积，

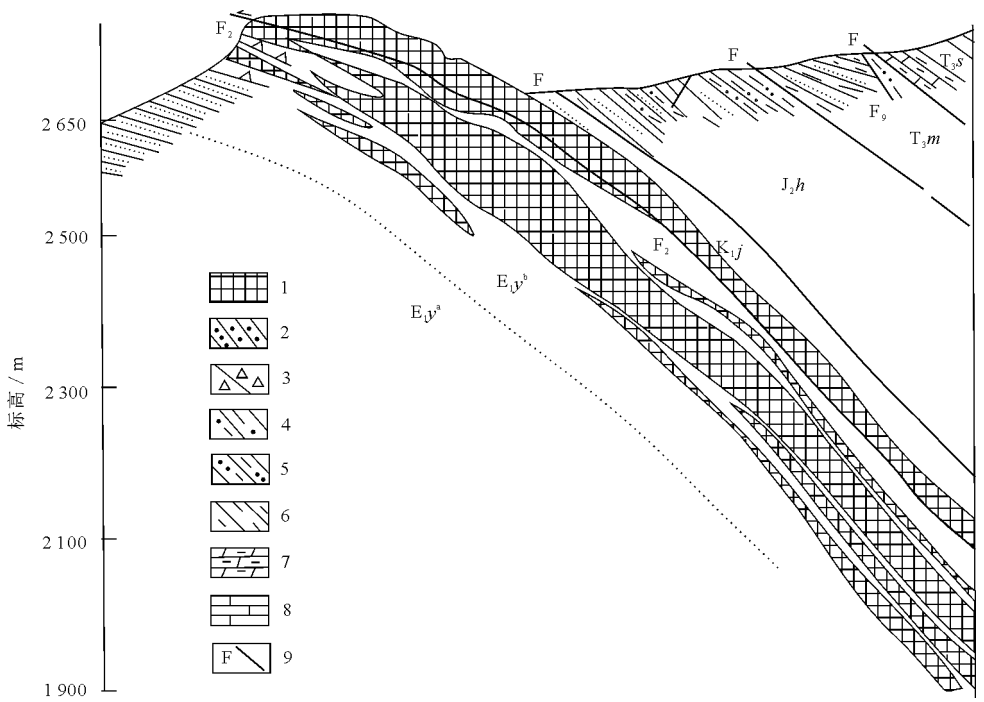


图 2 云南金顶矿床北厂矿段 12 勘探线剖面图（转引自薛春纪等，2002）

E_1y^a—古新统云龙组下段；E_1y^b—古新统云龙组上段；K_1j—下白垩统景星组；J_2h—中侏罗统花开佐组；T_3m—上三叠统麦初箐组；T_3s—上三叠统三合洞组；1—铅-锌矿体；2—砂岩；3—砾岩；4—含粉砂泥岩；5—粉砂泥岩；6—泥岩；7—泥灰岩；8—灰岩；9—冲推覆断层

其岩相变化剧烈，从岩块到角砾到砂砾到灰岩细屑（细砂岩）。

矿体常成群出现。矿带多呈似层状、透镜状、筒柱状及不规则状产出，产状与地层基本一致，最大的Ⅳ号矿体 SN 长约 700 m，宽约 300 m，厚数十米，铅∶锌=1∶4。金属矿物沿节理、裂隙充填交代。这类砾屑灰岩型矿体除含铅-锌外，常含黄铁矿、白铁矿、天青石、石膏。它们有时可构成单独的工业矿体。

4.2 矿石类型

金顶铅-锌矿床矿石类型根据含矿性分为砂岩型及砾屑灰岩型，且以前者为主。矿区氧化带发育，一般垂深 50～250 m，受自然地理和地质构造等因素控制。在穹隆顶部，裂隙发育，氧化带较

深；在穹隆翼部，氧化带深度变小。灰岩、角砾岩矿体一般氧化较深，而砂岩矿体氧化较浅。根据氧化程度又可分为氧化矿、混合矿及硫化矿。氧化矿品位高于硫化矿，并占总储量的40%。

4.3 矿石成分与矿石组构

矿床垂直分带明显，上部富铅、下部富锌，且略具水平分带。从东部架崖山矿段—中部北厂矿段—西部蜂子山矿段，铅、锌比依次为1∶7.8，1∶4.9，1∶0.3，显示在东部锌高、西部铅高的特点(白嘉芬等，1985)。

砂岩型矿石的金属矿物主要有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿和白铁矿等，非金属矿物主要为石英、方解石和重晶石等。灰岩、角砾岩矿石的金属矿物成分与砂岩型矿石相同，只是非金属矿物以方解石为主，石英很少。此外，尚见有微量黄铜矿、磁黄铁矿、赤铁矿、硫铜矿、天青石、石膏、硬石膏、白云石、沥青等，偶见褐锰矿、辉银矿、自然银等。氧化矿石的矿物成分复杂，以菱锌矿、水锌矿、褐铁矿、异极矿、白铅矿、铅矾、硬锰矿为主。

该矿床矿石中除铅、锌外，尚有镉、铊、银、硫、锶、钡等有益伴生元素，其中银、镉和铊等具有较大的工业价值。镉主要以类质同象形式进入闪锌矿晶格中，一般闪锌矿颜色越深，含镉量越高。铅-锌矿石平均含镉0.1%，最高达3.26%。铊主要富集于黄铁矿、白铁矿中，其含量为0.005 5%～0.087%；闪锌矿中铊含量为0.000 6%～0.016%；方铅矿中含铊最低(白嘉芬等，1985)。不同类型的矿石均含银(2.59×10^{-6}～100.4×10^{-6})，银除以辉银矿、自然银、银黝铜矿等微细矿物包裹于各种矿物中外，还明显地富集于硫化物精矿中，其中以方铅矿精矿的品位最高，为黄铁矿、闪锌矿精矿的2～5倍(施加辛等，1983)。此外，在铅-锌矿体内普遍伴有锶、钡，灰岩型矿石锶、钡含量高于砂岩型矿石，主要呈天青石和重晶石出现。氧化带内有少量菱锶矿。在铅-锌矿体之下已发现独立的天青石矿体。

砂岩型矿石结构较简单，以各种结晶粒状为主，其次为交代溶蚀、鲕状结构；矿石构造以浸染状、斑点状和条带状为主，脉状和致密块状少见。而灰岩、角砾岩型矿石结构较为复杂，主要为草莓状、结晶粒状、交代溶蚀状、环带状、乳滴状、似文象状等结构，常见的矿石构造有网脉状、角砾状、条带状等。氧化矿石的结构有胶状、交代溶蚀状、环带状、自形—半自形粒状等，常见的构造有多孔状、钟乳状、葡萄状、肾状、皮壳状、蜂窝状、晶簇状、粉末状等。

4.4 围岩蚀变与成矿作用期次

金顶矿床的围岩蚀变不发育，蚀变类型有黄铁矿化、白铁矿化、方解石化、白云石化、赤铁矿化、硅化、重晶石化、天青石化和褪色化等，其中只有褪色化和方解石化呈面型发育在矿体旁侧，其余蚀变均呈脉状、细脉状沿裂隙发育。从矿床总体来看，上含矿层蚀变相对较弱，以重晶石化为主，而下含矿层蚀变相对较强，以天青石化为主；在灰岩、角砾岩矿体附近的蚀变要比砂岩型矿体附近的蚀变强烈。

根据矿石组构和穿插关系，成矿作用可分为沉积成岩期、热卤水成矿期和表生氧化期。主要金属矿化形成于热卤水成矿期，其次是沉积成岩期。

5 成矿机理

5.1 流体包裹体地球化学

流体包裹体特征　金顶原生矿石中，流体包裹体一般在0.5～8 μm。通常在砂岩型矿石中，包裹体直径较小，且多液相包裹体（气液比小于5%）；在灰岩角砾岩型矿石和矿脉中，包裹体的直径较大，以气液包裹体为主（气液比5%～50%），矿石内偶见气体包裹体和含石盐或石膏子晶的多相包裹体(叶庆同，1992)。

包裹体温度的测定　早期硫化物爆裂温度变化范围为221～364 ℃，平均311 ℃；晚期硫化物爆裂温度在100～285 ℃之间，平均为219 ℃。闪锌矿和非金属矿物（石英、天青石、方解石等）成矿早期的均一温度变化范围较大，在97～309 ℃之间，平均183 ℃；晚期均一温度为92～240 ℃（温春齐等，1995），上述资料表明金顶矿床主要是在中低温条件下形成的。

盐度与密度　据对液相包裹体和气液两相包裹体冷冻法测定，金顶铅-锌矿床热卤水流体盐度，早阶段5.8%～18.0%，晚阶段为5.1%～11.4%，表生氧化期流体盐度为1.6%～5.5%（叶庆同，1992)。上述表明热卤水成矿期中流体的盐度较高，早阶段比晚阶段高，表生氧化物中流体的盐度更低。

成矿流体密度在成矿早阶段为0.858～0.906 g/cm^3，晚阶段为0.895～0.920 g/cm^3，而表生氧化期为0.909～0.947 g/cm^3。从早期到晚期，随着温度降低，流体密度有增大趋势（叶庆同，

1992)。

成矿压力估算 据温春齐等(1995)通过热卤水成矿期流体的温度、盐度、密度资料,利用 *T-P-V* 相图,求得早期成矿流体压力为 32.5～43.5 MPa,晚期为 22.6～26.3 MPa,成矿深度相当于 1.46～0.91 km。上述资料与叶庆同(1992)估算相近。金顶矿床形成于浅成深度环境。

成矿流体成分 据金顶矿床包裹体液相成分测定,阳离子多以 Na^+,Ca^{2+} 为主,阴离子以 SO_4^{2-},Cl^- 为主,个别样品 F^- 较高,因此,总体上成矿流体化学类型属 SO_4-Cl-Na-Ca 型卤水。据气相成分资料,包裹体中除 H_2O 外,主要是 CO_2,其次有少量 CH_4,N_2,C_2H_6,CO 等,但是 X_{CO_2}/X_{H_2O} 值除 2 件样品大于 2 外,其余 12 件样品均小于 0.16,平均仅为 0.063,说明成矿溶液并非为富 CO_2 的流体。

流体包裹体氢氧同位素组成 据温春齐等(1995)对金顶矿床闪锌矿、天青石 4 件样品测定,$\delta^{18}O_{H_2O}$ 从 −7.94‰到 6.07‰,δD_{H_2O} 变化范围为 −40.5‰～−14.0‰。金顶矿床成矿流体氢氧同位素的这种变化范围与 Piraino 从沉积盆地流体所获得的 δD 和 $\delta^{18}O$ 相似($\delta D=20‰～-150‰$,$\delta^{18}O=10‰～-20‰$),表明该矿床的成矿流体具有与古大气降水有关的热流体的特点(温春齐,1995)。

5.2 稳定同位素地球化学

硫同位素特征 矿区内硫同位素资料,其中硫化物 79 件,硫酸盐 38 件,硫化物 $\delta^{34}S$ 值变化为 −30.43‰～−1.71‰,仅 2 件样品为正值(1 个方铅矿为 3.50‰,1 个黄铁矿为 15.37‰)。硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值为 −18.79‰～16.31‰,其中表生硫酸盐矿 $\delta^{34}S$ 值为 −18.79‰～−10.3‰,沉积成因的硫酸盐 $\delta^{34}S$ 值为 14.67‰～15.9‰,热卤水成因的 $\delta^{34}S$ 值为 11.20‰～16.31‰。全区硫化物和硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 变化明显分散,$\delta^{34}S$ 直方图呈墙垛式,局部具塔式效应。上述硫同位素资料表明:1)硫来源是多源的,有深源或幔源硫,有来源于地层及有机硫;2)矿区硫化物硫同位素以轻硫为特征,而硫酸盐硫同位素则以重硫为特征;3)热卤水成矿阶段硫化物之间 $\delta^{34}S$ 值存在着 $\delta^{34}S_{Py}>\delta^{34}S_{Sfl}>\delta^{34}S_{Gn}$ 的趋势,表明该阶段硫化物之间存在着平衡现象(叶庆同,1992;赵兴元,1989)。

铅同位素组成特征 据叶庆同(1992)矿石铅同位素样品 76 件,全岩铅 8 件,矿石铅同位素组成 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 18.03～18.566,$^{207}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 15.267～15.767,$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.889～39.046;地层岩石铅同位素组成:$^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 18.488～18.888,$^{207}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 15.636～15.988,$^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 38.632～39.317,只有 1 件样品偏离较大。在铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 坐标图上,除 1 件岩石铅样品外,全部落入正常铅范围,但是岩石铅同位素组成较矿石铅同位素组成偏高,即岩石铅含放射成因铅较高,具多阶段演化特点。在铅同位素源区图上,大部分矿石铅同位素组成投影点位于洋中脊玄武岩铅区,说明该类型铅可能来源于上地幔,少部分处于岛弧铅分布区,反映它们可能来源于壳-幔混合铅。岩石铅同位素组成投影点部分落于海洋化学沉积铅区域中,反映了它们来自地壳。张乾(1993)对该区铅同位素组成的研究得出相似的结论,并进一步提出地壳铅成矿时代近似地取 60 Ma,地幔源铅成矿时代近似地取 33 Ma。

碳氧同位素组成特征 灰岩和灰岩角砾的 $\delta^{13}C_{PDB}=-19.59‰～-21.80‰$,$\delta^{18}C_{SMOW}=22.72‰～23.12‰$,属于海底化学沉积成因。灰岩角砾岩胶结物中方解石和一些表生粗晶方解石的 $\delta^{13}C_{PDB}=-11.8‰～-24.50‰$,$\delta^{18}C_{SMOW}=21.57‰～22.92‰$,与灰岩的碳、氧同位素组成相似,说明碳、氧物质来源主要来自三叠纪灰岩。云龙组上段砂岩胶结物中方解石和含矿方解石脉的 $\delta^{13}C_{PDB}=-4.9‰～-8.1‰$,$\delta^{18}C_{SMOW}=19.41‰～21.79‰$,其中碳同位素组成与灰岩有很大区别,说明热卤水带来了深源碳,而氧同位素组成仍然是淋滤了灰岩的结果。

5.3 成矿时代

金顶铅-锌矿床的赋矿地层为古新统云龙组中、上段,后者的时代上限为 53 Ma,成矿时代应略晚。矿石中硫、铅、碳同位素资料均表明,来源于地幔,而地幔铅成矿时代近似的取 33 Ma(张乾,1993)。因此成矿时代应属喜马拉雅期。

6 矿床类型与成因

侏罗纪以来,兰坪盆地发展成为陆内拉伸盆地,是受丽江断裂控制的一个三级盆地,接受了下第三系陆相含盐沉积,特别是一套细粒钙质石英砂岩和砾屑灰岩,并有大量的铅、锌、镉、锶等成矿物质。在新生代沉积盆地中,沉积物不断加厚,使盆地内聚集了越来越多的压实水,并溶解了含盐地层中的大量盐类物质。在云龙期末,E_1y^b 和 E_1y^c

层以及丽江断裂均被推覆体覆盖，有了隔水屏障，含矿热卤水以具有一个上升点的方式从矿区东北部进入 E_1y^b 和 E_1y^c 层，向西南方向移动，并向西侧扩散，在南厂以南汇聚排泄。含矿热卤水中的铅、锌等成矿元素主要是金属氧化物形式被搬运迁移。硫化氢的存在是矿体形成的一个重要条件，沥青和有机质的热变质形成部分硫化氢，膏盐层中的硫酸盐矿物（硬石膏和天青石）在细菌还原作用下形成了大量硫化氢，导致了大规模的成矿作用。由于构造多次活动，矿液发生脉动，导致了多阶段的成矿作用。因此，金顶矿床其成矿作用经历了同生沉积阶段，热卤水成矿段以及表生氧化阶段，其中热卤水成矿阶段起了主导作用。

据上所述，可将金顶矿床划归于砂砾岩容矿的铅-锌矿床。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

甘肃厂坝 Sedex 型铅-锌矿床

厂坝铅-锌矿床位于甘肃省成县黄渚乡，矿区范围包括厂坝、李家沟及其衔接部和向阳山王家沟等矿段，探明储量已逾 1 000 万 t，是西成铅-锌矿田最重要的一个大型矿床。

1 矿床发现简史

西成铅-锌矿田地处西秦岭多金属成矿带的西段。早在明清时期，该区铅-锌矿床即作为银开采，有“日产万担砂，夜炼千两银”之说，现存老硐遍布矿田。

较系统的地质调查始于 20 世纪 40 年代，解放前叶连俊、关士聪、徐铁良、乔作栻、黄勋显等做过区域地质调查和考察。

1958 年，中科院天水队，甘肃地质局西秦岭地质队对该矿作为铁矿（实为铁帽）进行调查，并发现铅-锌矿。

1960 年，天水专署地质局第三地质队在该区开展 1∶5 万综合普查找矿；通过金属量测量发现多个铅-锌矿点。

1964 年，西北冶金地勘公司二队在毕家山多金属矿段进行地表工作的同时，开展外围调查，发现该区是一个断续延长约 7 km 的矿化带。

1966 年，西北冶金地探公司一〇六队（后称甘肃有色地勘局一〇六队）在接替二队毕家山工作的同时组织地质、物化探组进入厂坝工作，并将工作重点由毕家山转移到厂坝。1969 年提交了《甘肃省成县红卫矿区铅-锌矿床地质勘探报告》，探获铅-锌储量 380 万 t。在厂坝矿床勘探的同时还对李家沟、黄厂等矿段进行深部控制，初步肯定了李家沟矿的找矿前景。

1969—1977 年，由于找矿重点移向富铜、富铁，铅-锌找矿工作中断 9 年之久。

1977 年，一〇六队以层控理论（沉积变质）为指导，对西成矿田深部找矿评价做出具体安排，1978 年李家沟、邓家山、向阳山矿段的深部找矿评价全面取得突破，1978—1985 年，一〇六队完成了李家沟铅-锌矿区的评价勘探，李家沟铅-锌矿区共探获铅-锌储量 313 万 t。

1986 年，一〇六队对厂坝—李家沟二矿区衔接部进行评价和详查，到 1991 年底又探获铅-锌储量 166 万 t。

自 1964 年至 1991 年的 28 年中，终于探明了厂坝这个储量逾千万 t 的大型矿床（中国矿床发现史·甘肃卷）。其中厂坝矿段 380 万 t（铅 60.30 万 t，Pb 品位 1.42%；锌 306.44 万 t，Zn 品位 7.04%），李家沟矿段铅-锌总量 333 万 t，李家沟深部尚有远景储量 200～300 万 t。

2 矿床地质构造背景

矿床分布于华北古陆与扬子古陆之间的秦岭海槽北侧克拉通边缘拉张带，在震旦纪—早古生代时有零星地槽沉积，在晚古生代时成为陆棚边缘斜坡带，沉积了巨厚的中、上泥盆统复理石建造为主砂泥质岩系。由于其受两侧礼县—山阳大断裂和太白—丹凤大断裂的控制，海底地形变化较大，岩相分异复杂，该区大部分铅-锌矿床与海底盆地的形成有密切关系。早期华力西运动使该区褶皱回返。

该区大地构造位置属秦岭褶皱系礼县—柞水华力西褶皱带。

3 矿区地质

3.1 地 层

本区出露地层主要是泥盆系，外围有三叠系、侏罗系、第三系。泥盆系分上、中、下 3 统。下统

分布于吴家山背斜轴部，由黑云母方解石片岩、黑云母石英片岩、碳质片岩、大理岩、变质砂岩、石英片岩等组成。区域变质程度较深。中统西汉水组主要由千枚岩夹灰岩、砂岩组成。岩性组合复杂、岩性变化大，沉积韵律发育，共分 7 个岩性段，而以第六岩性段为主要含矿层位。含矿层位主要由千枚岩、礁灰岩、生物碎屑灰岩、泥质粉砂质灰岩组成，局部有变质黑云母石英片岩、石英岩、大理岩。上统洞山组主要由砂岩、微晶灰岩、砂质千枚岩组成。出露于向斜轴部（图 1）。

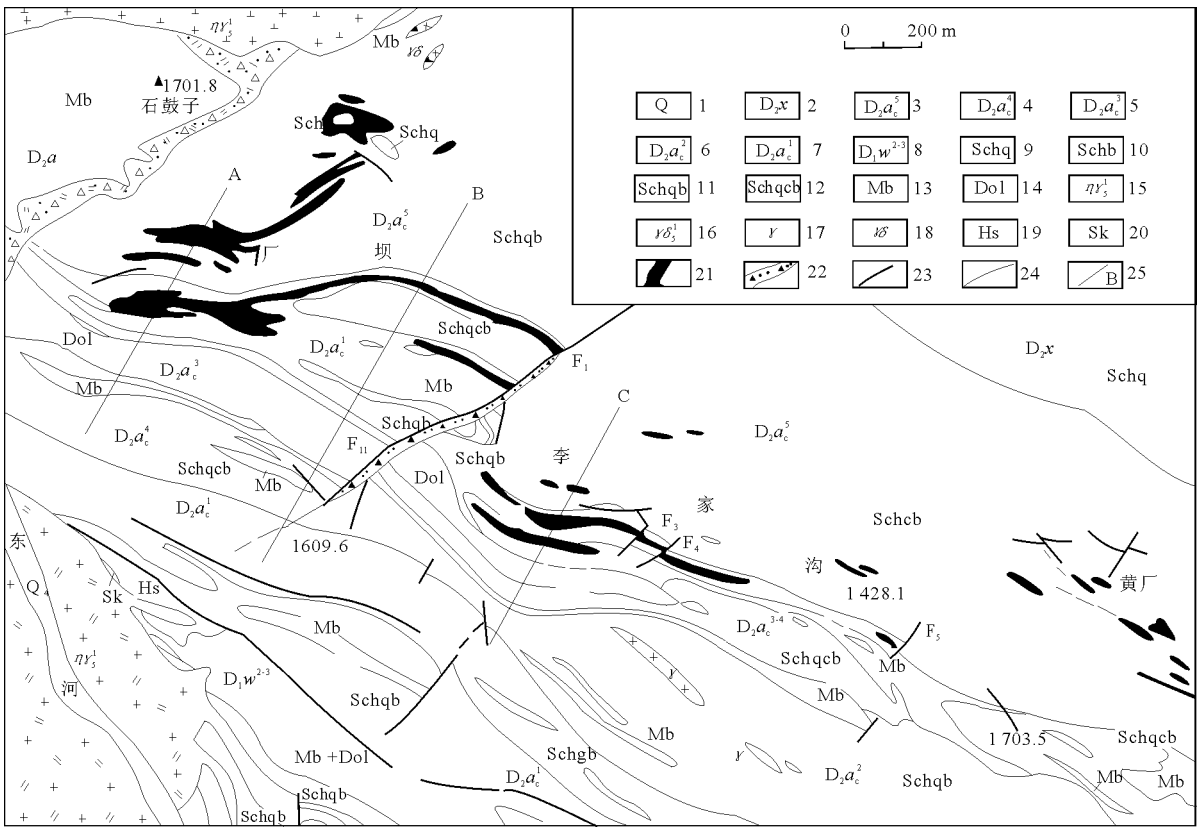


图 1 甘肃厂坝—李家沟铅-锌矿床地质图（据王集磊等，1996）

1—第四系坡积冲积物；2—中泥盆统西汉水组；3—厂坝矿区第五层；4—厂坝矿区第四层；5—厂坝矿区第三层；6—厂坝矿区第二层；7—厂坝矿区第一层；8—下泥盆统吴家山组林口段；9—石英片岩；10—黑云母片岩；11—黑云母石英片岩；12—黑云方解石英片岩；13—大理 岩；14—白云岩；15—二长花岗岩；16—花岗闪长岩；17—花岗岩脉；18—花岗闪长岩脉；19—角岩；20—夕卡岩；21—矿体；22—断层；23—性质不明断层；24—相变界线；25—勘探线及编号

3.2 岩浆岩

矿区西部南北两侧分别是印支期厂坝二长花岗岩体和黄渚关花岗闪长岩体。区内岩脉较发育，主要有花岗闪长岩脉、云斜煌斑岩脉。岩浆岩和铅-锌矿的形成无直接联系。

3.3 构 造

矿床位于吴家山复背斜北翼，含矿地层为单斜层，走向 NWW，向 S 倾斜，向 N 倒转，倾角 78～85°。

断裂主要有 2 组：一组为 NW 走向断裂，多为层间断裂，规模常大于 1 000 m，控制矿床的分布；另一组为 NE 向，形成晚于走向断裂，明显破坏矿体，矿床分为西部厂坝矿段和东部李家沟矿段，为该组断裂所致。

4 矿床地质特征

4.1 矿体的分布、形态及规模

矿床分布于吴家山背斜北翼。区域变质程度较深，矿床规模大。厂坝—李家沟铅-锌矿床含矿层延长大于 2 200 m。厂坝矿段有矿体 51 个，主矿体有 3 个；李家沟矿段有矿体 83 个，主矿体 3 个。矿体形态简单，均产于黑云母片岩和大理岩中。矿体呈层状、似层状、透镜状，与围岩整合产出，走向 280～300°，倾向 SW，倾角 40°至直立（图 2），厂坝—李家沟铅-锌矿床主要矿体规模见表 1。

4.2 矿石矿物成分

产于大理岩中的矿石金属矿物主要有闪锌矿、黄铁矿，其次为方铅矿，少量磁黄铁矿、毒砂、白

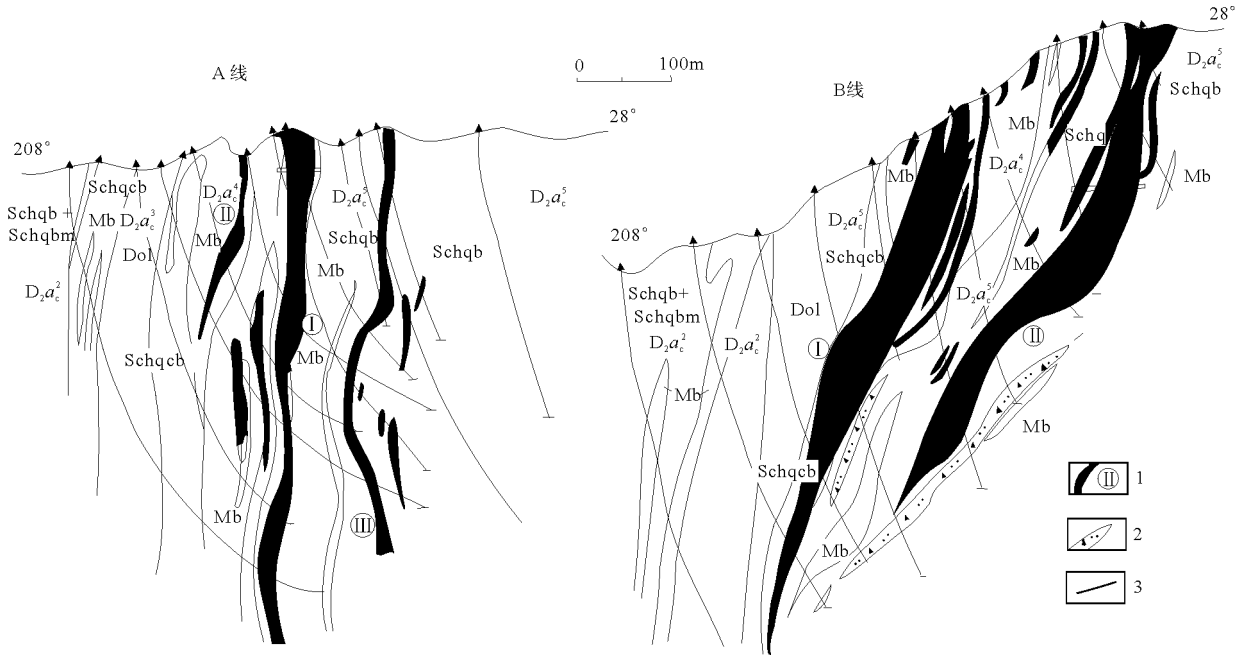


图 2 甘肃厂坝—李家沟铅-锌矿床 A，B 线地质剖面图（据王集磊等，1996）

$D_2a_c^5$，$D_2a_c^4$，$D_2a_c^3$，$D_2a_c^2$—厂坝矿区第五层，第四层，第三层，第二层；Schqb—黑云石英片岩；Schqbm—二云石英片岩；Schqcb—黑云方解石英片岩；Dol—白云岩；Mb—大理岩；1—铅-锌矿体及编号；2—破碎带；3—断层

表 1 甘肃厂坝—李家沟铅-锌矿床主矿体规模

矿体号	矿体围岩	规模					形态
		长度/m	延深/m		厚度/m		
			范围	平均	范围	平均	
厂Ⅰ	大理岩	960	最大延深 615	437	0.7～71	23.77	层状—似层状
厂Ⅱ	黑云母石英片岩	380	最大延深 680	501	1～49	19.22	似层状—透镜状
厂Ⅶ	黑云母石英片岩	500	最大延深 410	339	0.45～39	8.47	似层状—透镜状
李Ⅰ	大理岩	控制长 1 200	230～730		1～38.43	11.95	层状—似层状
李Ⅱ	大理岩	控制长 780	240～500		1～20.74	6.21	似层状
李$Ⅲ_2$	黑云母石英片岩	控制长 850	150～530		1～15.41	5.67	似层状

资料来源：据王集磊等，1996。

铁矿、斜方硫锑铅矿、汞银矿、黝铜矿等。非金属矿物主要为方解石，次为石英，少量斜长石、微斜长石、黑云母等。产于片岩中的金属矿物主要有闪锌矿、黄铁矿、方铅矿，次为磁黄铁矿，少量黄铜矿、斜方硫锑铅矿、毒砂、钛铁矿、磁铁矿等。非金属矿物主要为石英、白云母，次为斜长石、微斜长石、黑云母，少量透闪石、阳起石、重晶石等。

矿石主要有用元素为铅、锌。厂坝矿段平均含 Pb 11.32%，Zn 7.04%；李家沟矿段平均含 Pb 1.31%，Zn 7.34%。伴生 Ag 含量为 4.24×10^{-6}～29.53×10^{-6}，Cd 为 0.0 073%～0.3 819%，可综合利用。

4.3 矿石的结构、构造及围岩蚀变

矿石结构有莓球状、针状，半自形和他形粒状、球粒状，交代文象、交代残余、骸晶、碎裂、固熔体分解等结构。矿石构造主要为条纹—条带状、块状构造，其次为浸染状、胶结角砾状、脉状、网脉状，多孔疏松状等构造。

围岩蚀变总体上不强烈。大理岩中矿体局部有方解石化，黑云母石英片岩中矿体周围具狭窄的褪色带、绢云母化和硅化等。

5 矿床成矿物理化学条件与成矿机理

5.1 稳定同位素地球化学

5.1.1 *硫同位素特征* 以富集重硫为特征，$\delta^{34}S$ 平均值为 16‰～21‰，变化范围为 −1.34‰～29.3‰。主要硫化物 $\delta^{34}S$ 大小次序为黄铁矿＞闪锌矿＞方铅矿。它们的平均值间的离差较小。重晶石 $\delta^{34}S$ 组成与硫化物之间的离差仅为 5‰，表明硫来源于海水硫酸盐，且硫同位素在极为封闭的系统中是平衡的（王集磊等，1996）。

5.1.2 铅同位素特征 本类矿床铅同位素组成特征：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.625～18.450，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.328～15.874，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.314～38.723。基本上为较均匀单阶段演化的正常铅。其 μ值在 9～10 之间，平均 9.57，比标准高 μ值（9.81）偏低。ψ值模式年龄：厂坝—李家沟铅-锌矿床为 343～599 Ma，平均 448 Ma，一般略老于含矿地层年龄；向阳山铅-锌矿床 1 个样品模式年龄为 401 Ma，与含矿地层年龄接近（王集磊等，1996）。

5.1.3 氧、碳同位素特征 矿体和围岩中方解石的氧、碳同位素组成几乎一致，这是本类矿床的一大特点。$\delta^{18}O$ 平均值分别为 18.67‰，19.20‰，$\delta^{13}C$ 平均值分别为 1.09‰，0.87‰，差值均小于 1‰（王集磊等，1996）。

5.2 流体包裹体地球化学

矿床矿物包裹体主要以气液相、液相为主，一般小于 2 μm，大者 3～10 μm，个别达 18 μm。气液比一般为 10%～30%，个别大于 50%，形成气相包裹体。局部含有 CO_2 和子矿物的包裹体。成矿温度有 3 组，平均值分别为 343～348 ℃，227～268 ℃，171～176 ℃，以中高温为主。包裹体水的阳离于成分含量特征是 $Na^+ > K^+$，$Ca^{2+} > Mg^{2+}$，阴离子的是 $SO_4^{2-} > Cl^- > F^-$ 或 $Cl^- > SO_4^{2-} > F^-$，气相成分 $H_2O > CO_2$。含矿流体为 Na^+-Ca^{2+}-SO_4^{2-}（H_2O）型。盐度有高盐度（17.55%～28.3%）和低盐度（4.5%～7.2%）两种。石英中包裹体的 δD 为 −78‰，闪锌矿中包裹体水的 δD 为 −57.4‰～−88‰，$\delta^{18}O$ 为 −2.87‰～3.5‰（王集磊等，1996）。

6 矿床成因

厂坝—李家沟铅-锌矿床是产于滨海泥质—细碎屑岩和含少量碳酸盐岩沉积为主的断陷盆地中。盆地处于半封闭或封闭的还原环境。海水的盐度和锌、铅等金属矿化度很高。成矿作用以热水沉积-成岩为主，矿体多为层状、似层状整合产出。矿床属海相沉积岩容矿的块状硫化物矿床（Sedex 型）。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

广东凡口 MVT 型铅-锌矿床

凡口矿床是一个特大型铅-锌矿床，也是我国当前生产规模最大的铅-锌矿山。凡口铅-锌矿区位于广东仁化县西北 12 km 处。矿区矿化范围达 8 km^2 以上，包括水草坪、铁石岭、富屋、凡口岭 4 个矿段，其中以水草坪矿段规模最大。矿床内矿体众多，绝大部分为盲矿体。

1 矿床发现简史

早在 10 世纪（宋朝）时就有人在此炼银，清末有人在此炼过青矾，凡口即因此得名。地质工作始于 1955 年 3 月，当地政府粤北行署派人到矿区作了 3 个月普查找硫铁矿，编有《仁化凡口硫铁矿普查报告》，计算硫铁储量 23.5 万 t。

1956 年 3 月，化工部三四三地质队根据地方政府报矿信息，抓住了找矿线索，矿区内有多处铁帽分布，偶尔可见老窿遗迹，并见到赋存于灰岩中的硫铁矿矿体，并有方铅矿、闪锌矿共生，目估硫品位在 30% 以上，铅＋锌品位 3% 左右，估计黄铁矿远景储量可达 500～1 000 万 t，铅-锌金属量可达 3 万 t 以上。据此，认为值得进行地质普查评价。

1956—1966 年，先后由化工部三四三地质队、冶金部物探总队、广东省地质局七〇六地质队等先后在此进行大规模的普查、勘探工作，探获凡口矿区为一特大型铅-锌矿床，储量达数百万吨，先后提交的地质勘探报告：《广东仁化凡口铅-锌矿最终储量计算总结报告书》（1962）；《凡口铅-锌矿区水草坪矿床勘探中间性报告书》（1963）；《凡口铅-锌矿区水草坪矿床储量报告书》（1965）；《广东仁化凡口铅-锌矿区水草坪矿床狮岭深部钻孔和银屑坪物化探异常验证的补充资料》（1965）等。这些地质勘探成果，为矿山建设提供了可靠依据。

1976 年起广东冶金九三二队为保矿山保建设，在七〇六队工作基础上在铁石岭和石塘一带开展找矿评价工作，尤其是沿狮岭矿段深部和南部进行追索，发现一些新矿体，储量又有较大幅度增长，1985 年、1987 年分别提交狮岭南区段储量地质报告和初勘地质报告，增加铅-锌储量 100 多万 t，硫铁矿储量 700 多万 t。1988 年还提交了伴生汞储量 3 000 多 t。

广东凡口铅-锌矿经过前后 30 年的找矿和勘

探，累计探明铅储量 279 万 t，锌 549 万 t，Pb 品位 4.89%，Zn 品位 9.12%，为仅次于云南金顶铅-锌矿床，成为我国第二大铅-锌矿床。

2 矿床地质构造背景

凡口铅-锌矿床大地构造位置属华南褶皱系湘桂粤坳陷与赣南隆起的毗连部位，曲江—仁化构造盆地北缘。

广东北部在古生代时为冒地槽，晚古生代在此基础上发展为陆表海，并且发生了从西南向东北方向的海侵及成矿作用。由于早古生代基底呈近 EW 走向的隆坳相间构造。因此晚古生代陆表海沉积相变化较大。印支运动后该区褶皱隆起，并遭受燕山期构造-岩浆活动的影响。

3 矿区地质

3.1 地 层

矿区出露地层自北至南由老至新依次为寒武系、泥盆系、石炭系，盆地中部有二叠系及中生界出露（图 1）。凡口地区泥盆系不整合于寒武系八村群变砂页岩之上，包括泥盆系中、下统桂头群、中统东岗岭组，上统天子岭组和帽子峰组，并以微不整合面与上覆石炭纪地层相接触。桂头群、东岗岭下亚组及帽子峰组皆以碎屑岩为主，基本不含矿。而东岗岭上亚组及天子岭组为主要含矿地层。按古生物组合及岩性的不同还可将天子岭组细分为下中上 3 个亚组。东岗岭上亚组和天子岭中亚组以泥质碳酸盐岩为主，天子岭下亚组以及天子岭上亚组则以碳酸盐岩为主。

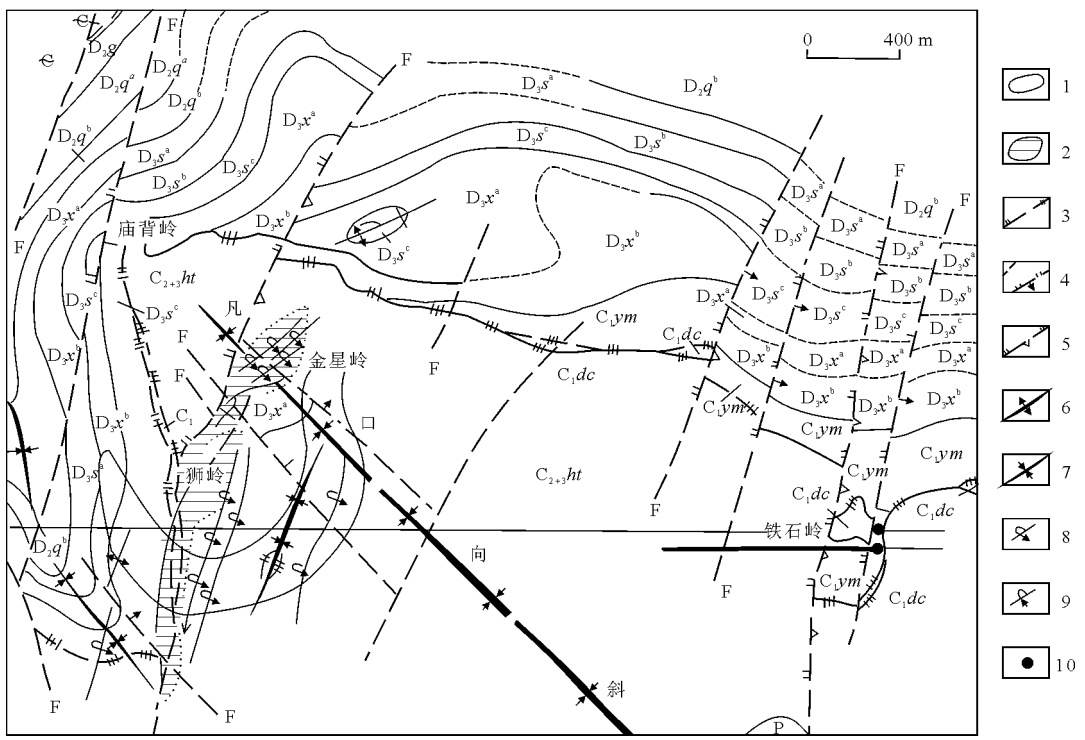


图 1 广东凡口铅-锌矿区地质—构造图（转引自孙延绵，1999）

P—二叠系石灰岩；$C_{2+3}ht$—中上石炭统壶天群白云岩、白云质灰岩；C_1dc—下石炭统大塘阶测水段砂岩、碳质页岩；C_1ym—下石炭统岩关阶孟公坳组灰岩夹白云岩、底部砂页岩夹泥灰岩；C_1—下石炭统（未分层）；D_3x^b，D_3x^a—上泥盆统锡矿山组砂页岩夹鲕绿泥石砂岩，管状砂岩、白云质粉砂岩等；D_3s^c，D_3s^b，D_3s^a—上泥盆统余田桥组厚层状云斑灰岩夹碎屑灰岩、条纹状瘤状灰岩，鲕粒亮晶灰岩藻层孔叠层石灰岩（藻层孔虫礁灰岩）、生物屑亮晶鲕粒球粒灰岩等，核形石灰岩、生物碎屑条带瘤状灰岩夹粉砂岩、页岩和碎屑砾屑灰岩；D_2q^b，D_2q^a—中泥盆统棋梓桥组白云质灰岩、生物碎屑灰岩、藻叠层石灰岩、藻层纹石（即水平状藻叠层石）灰岩、夹粉砂岩页岩，灰岩、白云岩、砂岩、粉砂岩、页岩；D_2g—中下泥盆统桂头组砂页岩；∈—寒武系八村群浅变质碎屑岩；1—中晚泥盆世生物礁（藻层孔虫）分布范围；2—隐伏矿体分布范围投影；3—挤压滑动构造；4—实测和推测断裂；5—具有继承活动的中晚泥盆世生长断裂（同沉积断裂）；6—背斜轴向；7—向斜轴向；8—斜歪背斜轴向；9—斜歪向斜轴向；10—伴随生长断裂沉积的白云角砾岩碎屑流沉积物发现点

3.2 构 造

凡口矿床位于构造盆地边缘，靠近加里东褶皱基底。基底的构造活动直接影响到不整合面上的盖层。凡口矿区构造复杂，褶皱和断裂均较发育。区

内主要有一个向 NW 扬起的复式向斜及其中发育的 NW 向及近 EW 向的次级褶皱和一系列 NNE，NNW，近 EW 及 NE 向断裂。目前所探明的矿体主要分布在狮岭背斜的东翼及金星岭背斜内。

断裂以一组 NNE 向为主。该组断裂走向 10°，倾向 E，倾角 70°左右，如 F_3，F_4 等。而 NE 组断裂则主要分布于 F_3 与 F_4 断裂之间及其旁侧，走向 40°，倾向 NW 或 SE，倾角陡。因该组断裂只切割了石炭纪壶天组以下地层，故认为是发生在中石炭以前的“古断层”。凡口矿区狮岭—金星岭地段 NNE 向 F_3，F_4 断层及其与古断层的联合、复合部位是矿区最主要的控矿部位。

3.3 岩浆岩

矿区内岩浆活动微弱，除一些辉绿岩脉以外未见其他岩浆岩出露，而且均已蚀变和矿化，显示为成矿前产物。矿区北面 10 km 以外有花岗岩基出露，与矿区中间为下古生界地层所隔。

4 矿床地质特征

4.1 矿体的分布及产状

凡口矿区主要矿体集中在水草坪，在一条长约 2 000 m，宽 200 m，呈 NNE 向展布的狭长地带内。该条矿带北段称金星岭矿段，南段称狮岭矿段，中间为 F_4 断层切断（图 2）。金星岭矿段北部矿体、形态复杂，有扫帚状、串珠状等，矿体厚度大，大部分矿体走向 NNE，倾向 NW，倾角 60～70°。主要矿体在走向、倾向上的长度几乎相等，均 300～350 m。许多矿体在 0 勘探线下部会聚在一起，而沿倾向、走向分开，各自形成单独的矿体。南部产在帽子峰组砂岩中的矿体多呈层状、似层状，产状与地层产状一致，走向多为近 EW，向 S 倾斜，倾角 10～30°，但多为松散状、粉状铅-锌矿石。狮岭矿段矿体呈似层状、透镜状、厚度大，走向延伸较长，倾向延伸较短；多数矿体走向 NNW，倾向 SE，倾角小于 40°，主矿体产状为走向 NNE，倾向 SE，倾角 30～40°，矿体形态稳定，其所占的空间位置与次级褶曲一致。

庙背岭、园墩岭矿段在矿区北部，上述 2 矿段也被 F_1 断层所切隔，庙背岭矿段位于断层上盘，园墩岭位于下盘。矿体围岩是帽子峰组砂页岩。矿床地质特征与金星岭南部矿体相似。铅-锌矿体与菱铁矿体、黄铁矿体及汞的矿化彼此密切共生。

4.2 矿石成分、类型及组构

凡口矿区主要金属矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、菱铁矿，其次有辉锑矿、辰砂、黄铜矿和淡红银矿。非金属矿物为方解石、白云石，其次为石英、重晶石和萤石等。

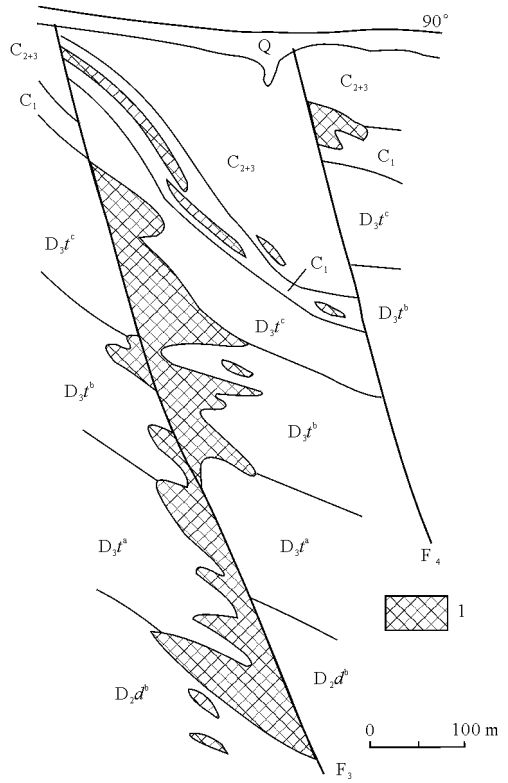


图 2 广东凡口铅-锌矿床 201 勘探线地质剖面图（转引自涂光炽，1989）

Q—第四纪砂砾层、粘土层；C_{2+3}—中上石炭统白云岩、白云质灰岩；C_1—下石炭统砂页岩夹泥灰岩、灰岩；D_3t^c—上泥盆统厚层花斑状灰岩、泥灰岩、白云岩；D_3t^b—上泥盆统鲕状灰岩、泥灰岩夹花斑状灰岩、生物灰岩；D_3t^a—上泥盆统鲕状灰岩、瘤状灰岩；D_2d^b—中泥盆统灰岩、白云质灰岩、白云岩；1—铅-锌矿体

凡口矿床从矿物组合可划分：1）黄铁矿-石英型；2）闪锌矿-石英-方解石型；3）方铅矿-白云石型。

凡口矿床矿石结构有各种结晶粒状、交代、草莓状、团粒状、环带状等。矿石构造有条带状、条纹状、层纹状、瘤状、斑点浸染状，其次还有块状、角砾状、脉状、网脉状等构造。

4.3 围岩蚀变与矿化分带

近矿围岩蚀变弱而且简单，其蚀变种类主要有白云石化、方解石化、黄铁矿化、菱铁矿化和重晶石化，其次有硅化、绿泥石化、绢云母化及褪色化等。蚀变并不围绕矿体呈晕圈式分布，常远离矿体单独聚集。

在垂向上表现为由下而上黄铁矿→黄铁矿铅-锌矿的垂直分带，沿走向上表现为黄铁矿铅-锌矿→菱铁矿的水平分带。

5 矿床成矿条件

5.1 稳定同位素特征

5.1.1 *硫同位素组成* 凡口矿区围岩和矿石中硫化物的硫同位素组成明显不同。矿石中硫化物矿 $\delta^{34}S$ 为15‰～25‰之间，有较大的正值。黄铁矿、闪锌矿和方铅矿众值依次降低，分别为20‰，19‰和17‰，与本区同时代的重晶石的 $\delta^{34}S$ 值(23‰～24‰)相近，表明矿石的硫可能主要来源于海水硫酸盐，并达到了分馏平衡。围岩中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值以分散和无明显众值为特征，其 $\delta^{34}S$ 值在－15‰～28‰之间。上述差异反映了成岩与成矿环境的不同(陈学明等，1998；赖应箋，1988)。

5.1.2 *铅同位素组成* 主要矿体硫化物铅同位素组成较集中，为单阶段正常铅，其中 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为18.446～18.208，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为15.820～15.552，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为38.972～38.114。矿石 μ 值为9.90～9.39，ω 值为40.19～37.00。在铅同位素组成坐标图上，表明铅源可能主要来自上地壳，部分来自下地壳，铅-锌来自地层的可能性很大(陈学明等，1998；赖应箋，1988)，据铅同位素50件测试结果，其模式年龄上交点为300 Ma，它代表了成岩年龄，说明矿化发生在沉积物尚处于疏松—半疏松状态的成岩阶段(赖应箋，1988)。

5.1.3 *碳氧同位素组成* 据孙晓明等(2002)资料，主成矿期方解石 $\delta^{13}C$ 为－2.9‰～8.0‰(PDB)，$\delta^{18}O$ 为14.7‰～19.0‰(SMOW)，均较碳酸盐岩围岩 $\delta^{13}C$ 的－25‰(PDB)，$\delta^{18}O$ 的20.5‰(SMOW)为低，并与成矿期前后的方解石 $\delta^{13}C$ 的－3.1‰～3.6‰(PDB)和 $\delta^{18}O$ 的11.0‰～17.9‰(SMOW)明显不同。上述资料表明凡口矿床在成矿过程中除盆地热卤水外，可能有深层流体的加入。

凡口矿区4个矿物包裹体水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为－12.3‰～0.4‰，δD_{H_2O} 为－143‰～－53‰，其中2个样品落在雨水线上侧，其余落在索尔顿湖地热卤水和密西西比铅-锌矿床包裹体范围之间，相当于油田卤水(建造水)。这反映凡口成矿溶液可能含有较多的雨水和地层建造水成分(陈学明，1986)。

5.2 流体包裹体地球化学

凡口矿区矿物中包裹体少而小，分布不均匀。闪锌矿包裹体一般为3～5 μm，方解石中包裹体一般为3～10 μm。这些包裹体为气液包裹体，气相比例很少，一般为1%～5%，仅个别可达10%(陈学明，1986)。主矿期方解石均一温度为120～180 ℃(峰值150 ℃)，盐度0.8%～7.2%，方解石包裹体液相成分显示，流体具有盆地热卤水的特点，总体上由 $Na^+ + Ca^{2+} + SO_4^{2-} \rightarrow K^+ + Mg^{2+} + Na^+ + Ca^{2+} + Cl^- \rightarrow K^+ + Ca^{2+} + Cl^-$ 的演化。

5.3 微量元素特征

凡口铅-锌矿床主岩，特别是灰岩中的Cd，Zn，Cu，Pb，Hg等成矿元素的丰度值很大，说明凡口主岩与矿石可能是同生的，拟或是重要的矿源层(宋学信，1983)。凡口铅-锌矿矿体中黄铁矿一般为他形或半自形。Co，Ni含量低(5×10^{-6}～70×10^{-6})，Co/Ni值为0.5～1.04，S/Se值达17×10^5～51×10^5，具沉积成因黄铁矿特征(陈学明等，1998)。

矿体中的闪锌矿多为浅棕色，颗粒边缘有程度不同的磨蚀，部分闪锌矿的结晶核心为生物碎片。化学成分以低Fe(2%～3.9%)、Mn(0.025%)，高Cd($1\,440\times10^{-6}$)、Ga(113×10^{-6})、Ge(132×10^{-6})、Hg(755×10^{-6})，贫In(4.1×10^{-6})为特征，反映成矿温度较低(陈学明等，1998)。凡口闪锌矿中Zn/Cd为311，宋学信(1983)认为无可争议的属于碳酸盐岩为主岩的层控或层状铅-锌矿床。

凡口矿床中方铅矿Sb/Bi为12.1，Sb/Ag为0.74，具有同生成因特点(宋学信，1983)。

6 矿床类型与矿床成矿模式

凡口铅-锌矿床成矿作用可以分为沉积成岩成矿期和热卤水成矿期。在沉积成岩成矿期的碳酸盐岩和碎屑岩(以前者为主)中形成富含硫化物矿化层或矿源层。热卤水成矿期发生在成岩期之后，构造活动使岩层发生变形，产生层间破碎带和断裂。下渗的地下水萃取了地层中的成矿物质，形成含矿卤水。在地壳深处，含矿卤水受地热增温或其他热源影响，发生环流。含矿热卤水运移到含有 H_2S 和孔隙的岩层中，或者矿化层内，或者在断裂破碎带中产生金属硫化物沉淀，形成矿体。

鉴于矿床上述种种特征，特别是矿床的容矿围岩对成矿所起作用，矿床类型应属碳酸盐岩容矿的后生沉积矿床。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

辽宁青城子沉积变质型铅-锌矿床

青城子铅-锌矿位于辽宁省凤城市青城子镇，距通远堡车站 40 km，有公路与铁路相通。青城子铅-锌矿是辽宁省规模最大的铅-锌矿床，是我国著名的铅-锌矿床之一。

青城子铅-锌矿是一个已开发 400 年历史的老矿山。明朝嘉庆年间就开始采银矿，20 世纪初开采银矿和铅矿。系统的地质勘查始于 20 世纪 30 年代，当时的伪满洲地质调查所在矿区发现本山、店南、东洋沟等矿段，估算了本山矿段 4 条矿脉，铅-锌矿石量 30.6 万 t。1938—1945 年，伪满洲矿山株式会社在矿区开采，累计采出矿石 50 万 t，其中回收银 175 t。新中国成立后，1949 年矿山恢复生产，到 1990 年共生产铅精矿 39 万 t，锌精矿 14 万 t，总产值 10 亿元。累计探明铅金属储量 73.24 万 t，锌 34.83 万 t，铅/锌值为 1∶0.47，银为矿床主要有益伴生组分。

1 区域地质背景

矿床处于中朝准地台辽东台背斜，营口—宽甸古隆起中的草河河口复向斜之南翼。在营口—宽甸古隆起中，分布着百余个铅-锌矿床、矿点和矿化点，构成 EW 向展布的铅-锌矿化集中区，其中青城子铅-锌矿床规模最大。

矿区主要地层为新太古界鞍山群，古元古界辽河群、震旦系及第四系等（图 1）。铅-锌矿绝大部分赋存在辽河群中，该套地层自下而上分为浪子山组、大石桥组和盖县组。岩性为斜长角闪岩、角闪片岩、浅粒岩、石墨大理岩、白云石大理岩、云母条带大理岩、透闪石大理岩、云母片岩、石榴子石云母片岩等，是一套以陆源海相沉积为主夹有中基性—酸性火山岩、火山碎屑岩的地槽型沉积建造。下部以粘土质、半粘土质碎屑沉积为主，中部为碳酸盐岩；上部主要为粘土质的碎屑沉积，从下到上构成一个完整的沉积旋回。铅-锌矿床受一定层位和岩性控制，区内矿床集中产在辽河群下部大石桥组和浪子山组中，区域上，80% 的铅-锌矿床（点）赋存在大石桥组内。角闪片岩、黑云母片岩、石榴子石云母片岩、变粒岩、白云石大理岩和云母条带大理岩为矿体的直接围岩，其中夹有云母片岩、变粒岩的不纯大理岩是主要的含矿岩石。

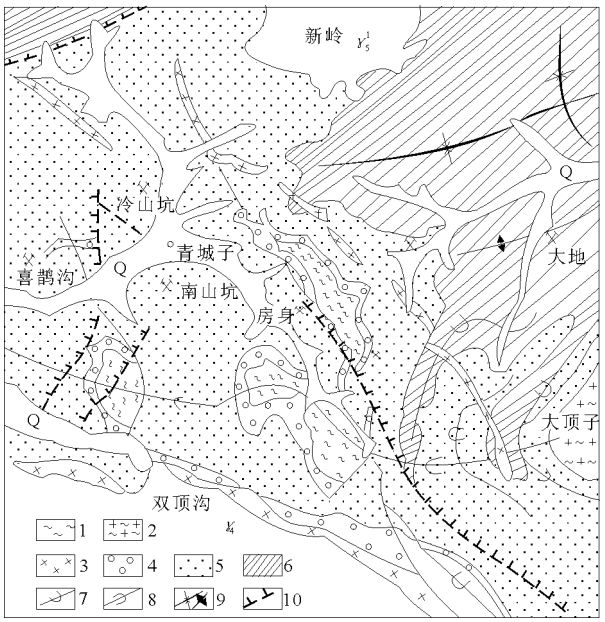


图 1 辽宁青城子矿田地质示意图（据辽宁省冶金地质局 103 地质队，转引自涂光炽等，1989）

Q—第四系；γ_4—华力西期花岗岩；γ_5^3—华力西—印支期花岗岩；1—鞍山群；2—吕梁期花岗岩；3—中酸性岩脉；4—浪子山组；5—大石桥组；6—盖县组；7—走向褶曲；8—平卧侧向褶曲；9—侧向褶曲；10—后期断裂

矿区构造比较复杂，具有多期和叠加的特点。元古宙早期的构造运动和同期变质作用，使本期形成了近 EW 向的褶皱，主要表现为一系列轴向近 EW 的背斜和向斜，构成本区的基本构造格架。吕梁运动晚期，本区又叠加了 EW 向的褶皱和翻卷褶曲，有些塑性断层也可能是此期产生的；印支—燕山期形成 EW，NW 向断裂系统，是控制铅-锌矿床的储矿构造。

区内岩浆活动比较发育，按其岩石特征和同位素年龄，本期的岩浆活动可以分为 4 期：吕梁期斜长花岗岩，主要出露在矿区东南部大顶子一带，称为大顶子斜长花岗岩，钾-氩年龄为 16.21～17.40 亿年，呈岩基形态出现。华力西期岩浆岩，主要为辉石闪长岩，呈岩墙产出，沿 NE 和 EW 向 2 组构造断裂贯入。印支期花岗岩，主要有双顶沟黑云母斑状花岗岩和新岭花岗岩。双顶沟黑云母斑状花岗岩锆石铀-铅年龄为 2 亿年，新岭花岗岩钾-氩年龄为 2.17～2.26 亿年，此岩体和青城子铅-锌矿床的形成在空间上有成因联系，为铅-锌矿的形成提供了热动力条件。燕山期花岗岩，主要分布在矿区西

北部姚家沟一带，出露面积小，此岩体对青城子铅-锌矿床的形成除提供了热动力条件外，还叠加了部分成矿物质。

2 矿床地质特征

矿区内共有铅-锌矿体 200 多个，共划分为 7 个矿化带，矿化带总长 0.8～3.6 km。矿床均处于古隆起区边缘 5～10 km 范围内的古元古代变质岩区的一侧，并严格地受浪子山组和大石桥组地层所控制。矿体主要赋存在大石桥组，部分赋存在浪子山组地层中，同时，矿带无一例外地出现在推复构造所波及的范围内。

矿区内辽河群浪子山组和大石桥组是主要含矿岩系。浪子山组含矿岩系由夕线石云母片岩，含石墨钙质硅酸盐岩和角闪片岩组成，岩石之间层理构造清楚，韵律明显，并普遍含有较多的浸染状细粒黄铁矿，平行于层理和片理。在岩石中还发育变余水平层理构造、波形层理构造等。该含矿岩系中 Zn 平均丰度 36×10^{-6}，Pb 平均 7×10^{-6}。在榛子沟矿床中有沿层理走向形成 Zn 400×10^{-6}～$1\,800\times10^{-6}$，Pb 100×10^{-6}～400×10^{-6}，延长超过 2 km的原生晕异常，超过正常沉积岩中 Zn，Pb 含量的数十倍，此含矿岩系赋存有最大、最稳定的层状铅-锌矿体。大石桥组含矿岩系，划分为 3 个岩性段。一段由薄层方解石大理岩、层纹状钙质变粒岩、浅粒岩互层所组成，二段由石榴子石云母片岩和夕线石云母片岩组成，三段由白云质大理岩、条带云母大理岩夹薄层黑云母片岩、夕线云母片岩、变粒岩、浅粒岩组成。岩层中水平层理明显，并见有泥晶砂状等同生变余结构。该建造岩石中 Zn 平均丰度 31.71×10^{-6}，Pb 17.7×10^{-6}，但各段不同岩性中铅-锌丰度有明显差异。除二段片岩系外，三段和一段都赋存有铅-锌矿体。

按形态和产状，矿体分为层状和脉状 2 种（图 2）。层状矿体呈层状、似层状和透镜状，分布在矿区东部和北部的浪子山组和大石桥组一、三岩性段的过渡部位，其中榛于沟矿体就呈层状产出，矿化带长 1 500 m，走向近 EW，倾向 NE；脉状铅-锌矿体普遍发育，规模不大，一般长几十至百余米，主要赋存在大石桥组的第三组岩性段中，矿体形态复杂，呈团块状、囊状和不规则状，变化极大。脉状矿体有时叠加在层状矿体之上，使矿床构造更加复杂化。

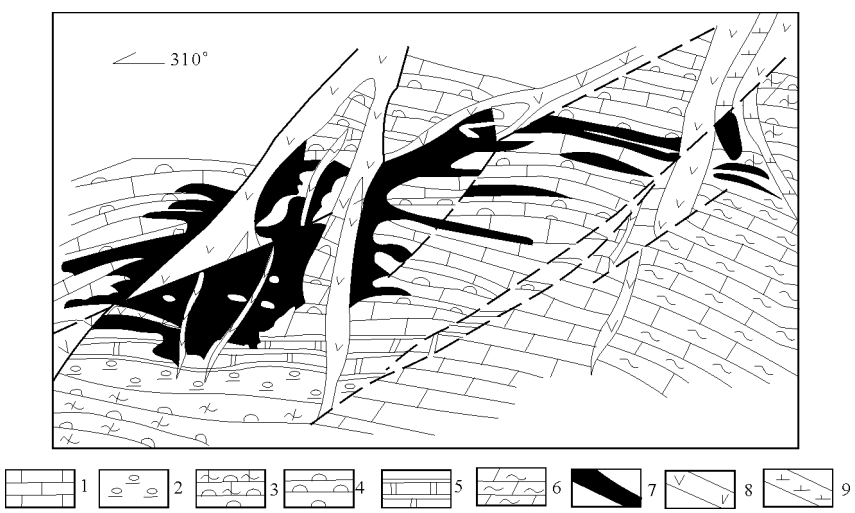


图 2 辽宁青城子矿区矿体剖面图（据辽宁省冶金地质局 103 地质队）

1—白云石大理岩；2—夕线石云母片岩；3—云母条带角岩、条带大理岩；4—角岩；5—条带大理岩；6—云母质大理岩；7—铅-锌矿体；8—煌斑岩；9—酸性岩脉

矿床的矿石类型有铅、锌-黄铁矿型、铅-黄铁矿型、黄铜矿-闪锌矿-黄铁矿型、方铅矿-毒砂-辉银矿型。主要金属矿物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿、白铁矿，其次是黄铜矿、辉铜矿、黝铜矿、辉钼矿、辉银矿等。非金属矿物有石英、方解石、白云石和云母等。矿床中伴生元素有 Cu，Ag，As，Cd，Bi，Ge，Ti 等。

矿石的构造有致密块状、网脉状、浸染状、条带状，少数为角砾状、晶洞状、胶状等。层状矿体中保留有胶状、同心环带状。矿石结构有自形、半自形晶粒状、乳浊状、骸晶状、次文象状、交代残余、核晶等。

矿化阶段，可划分为4个矿化期，即铜硫矿化期、硫砷-硫铁矿化期、铅-锌-银-多金属矿化期和硫酸盐矿化期。矿化分带由西向东为铅-锌矿石→锌矿石，银矿石由东到西逐步增加。围岩蚀变主要有硅化、白云石化、绢云母化和黄铁矿化，总的来说蚀变并不发育。

3 矿床成矿环境

3.1 成矿的物理化学条件

由包裹体成分分析得知，成矿溶液为具有弱还原性的 Na^{+}-Ca^{2+}-Cl^{-} 型流体，盐度为 4.00%～20.2%，平均值 10.4%，说明矿体形成时和形成之后，曾经历过多次不同盐度溶液的影响和改造。

对主要矿物均一法测定温度为97～434 ℃，其中有100～140 ℃，180～240 ℃，300～320 ℃三个高频度区；方解石包裹体测定为88～345 ℃，与石英类似，有100～120 ℃，180～260 ℃和300～320 ℃三个高频度区，显示了成矿的多阶段性。金属硫化物的爆裂温度为103～370 ℃。对矿床中主要金属硫化物进行了硫同位素测温，温度范围为268～542 ℃，其中以268～366 ℃为主，这一温度与上述2项测定数据比较接近。综合测温表明，青城子矿田成矿温度变化大，反映成矿的多阶段性，而180～320 ℃为最主要的温度区间，是主要成矿阶段温度。

成矿的压力达25～61 MPa，矿液的pH值为4～6，表明呈酸性。

3.2 同位素特征

硫同位素组成，186件样品测定各种硫化物的硫同位素表明，矿石硫 $\delta^{34}S$ 主要集中在−0.263‰～10.56‰之间，平均值为4.8‰，与矿体围岩及辽河群各组、段的地层硫同位素 $\delta^{34}S$（−0.9‰～20.5‰）差别不大，属重硫集中型。据硫同位素矿物对的计算，硫化物的总硫 $\delta^{34}S_{\Sigma}$ 为5.3‰～6.3‰），硫同位素组成的变化幅度窄，硫源较均一，与火山源硫接近。

铅同位素组成，据方如恒等研究（芮宗瑶等，1994），矿体附近地层组成单一，$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17.35～18.37，$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.17～16.21，$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 36.7～38.94，$^{206}Pb/^{207}Pb$ = 1.13～1.18，无异常铅及古老正常铅存在，矿石铅与地层铅及附近岩体铅处于同一 μ 值区间，在8～9增长线之间，显示了同一演化特点。再次证明矿石铅与地层铅之间的近源关系。

3.3 微量元素特征

从矿石中黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等微量元素Cd，Zn等的高低，S/Se，Ga/In和Co/Ni值的变化等，表明成矿的主要金属元素具有火山喷气-沉积成因及热液改造的特点。

综上所述，本矿床不仅有与古元古代辽河群海相火山碎屑-碳酸盐建造有关的时控和层控性，而且在成矿作用的演化上具有同生沉积改造和热液叠加改造的继承发展性。

3.4 成矿演化过程

青城子铅-锌矿床的成因类型应属沉积变质-热液叠加改造型矿床。

古元古代，由于营口—宽甸太古宙古陆北缘下沉，形成虎皮峪—青城子—宽甸坳陷。在古陆北缘的浅海盆，先是接受了张性海沟有关的基性火山碎屑、陆源碎屑和来自火山-喷气的铅、锌、硫；后是接受周期性陆源碳酸盐岩、碎屑岩、中酸性火山碎屑和与火山喷气有关的铁、硫等。在成岩过程中，富含有机物在卤水的作用下被还原富集，形成含层纹状、浸染状铅-锌硫化物贫矿体的含矿岩系（浪子山组）和含黄铁矿矿体的含矿岩系（大石桥组）。

元古宙中晚期，使太古宙基底岩石面状活化的吕梁期变质-混合岩化作用，让基底岩石放出大量的B，Cl，F等矿化剂，由上升渗入含矿岩石中的变质热液，助长了铅-锌的淋滤及含矿变质热液的形成。先是含矿变质热液叠加于同生贫矿体上，被还原沉淀形成层状铅-锌-黄铁矿层状矿体，然后，由于地面活化不均匀而沿SN向基底断裂拱入的混合岩浆，拖带着塑性化了的含矿岩层，向西挤入上升到压力低的褶曲前缘部位，部分充填于塑性断裂之中形成矿体；部分叠加同生黄铁矿体，形成层状铅-黄铁矿矿体；还有沿化学性质活泼、孔隙度较大的白云质大理岩进行渗透交代作用，形成层纹状、浸染状铅矿体，这一变质改造和成矿作用，形成了矿田的大部分工业矿体。

在印支期，伴随岩浆侵入，在周围岩石中，形成由地热梯度引起的地下循环热水对流，它们经过含矿岩系时，淋滤成矿物质（铅）成为成矿热液，含铅的成矿热液沿断裂和岩脉两侧裂隙上升时，交代有利的岩石，形成了侧羽状铅-黄铁矿矿体等脉状矿体。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

内蒙古白音诺夕卡岩型铅-锌矿床

白音诺铅-锌矿床位于内蒙古赤峰市巴林左旗东镇北西 87 km，白音乌拉苏木境内。

1 矿区发现简史

1970 年夏，辽宁省地质局第二区测队（现为内蒙古第二区测队）三分队根据当地牧民报矿在白音诺地区发现铁-锰矿化迹象，经复查发现铅-锌矿化。

1970—1971 年，第二区测队对北矿带 4 至 8 号铅-锌矿体和南矿带 1 号铅-锌矿体等进行检查评价，并于 1971 年底提交了地质简报，认为该铅-锌矿床可达中型规模。

1972—1973 年，辽宁省昭乌达盟第二地质大队（后改为内蒙古第三地质大队）对白音诺铅-锌矿区进行地质普查工作，于 1973 年底提交了地质普查报告，探明铅-锌金属储量 18.9 万 t，伴生镉 448.24 t，伴生银几十吨，并认为该矿床为一中型铅-锌矿床。

1979—1989 年，内蒙古第三地质大队对该矿进行普查—详查地质工作，继而在南矿带相继扩大了 3，9 号矿体规模。1988 年，内蒙古地矿局实验测试中心对白音诺矿区还开展了物质成分研究，基本搞清了矿区矿石中银、镉的赋矿状态。1989 年 12 月内蒙古第三地质大队提交了《内蒙古巴林左旗白音诺铅-锌矿详查地质报告》。铅-锌储量达大型规模。

截至 1992 年底，累计探明储量：锌 177.98 万 t，铅 66.08 万 t，银 1 026 t，镉 8 780 t。共生硅灰石储量 181.2 万 t（硅灰石亦达大型）。矿石中有用元素除上述外还有锡、钨、硫等。矿区平均品位：铅 2.02%，锌 5.44%，银 31.36×10^{-6}，镉 0.027%。铅∶锌＝1∶2.7。1980 年起已地方开采。

2 矿区地质构造背景

矿区的大地构造位置处于内蒙古—大兴安岭褶皱系内蒙古优地槽褶皱带，矿床位于大兴安岭成矿带黄岗—甘珠尔庙—乌兰浩特矿带中段浩尔吐中生代断陷盆地中的次级断隆内。由于受区域构造控制，矿区内地层的走向和侵入岩均呈 NE 向展布。区内地层主要为上古生界下二叠统黄岗梁组和中生界上侏罗统满克头鄂博组。前者是一套浅海相沉积建造，岩性为凝灰质板岩、结晶灰岩、大理岩，后者为酸性凝灰熔岩和熔结凝灰岩夹安山岩。岩浆岩主要有燕山早期石英闪长岩、闪长玢岩和长石斑岩等。闪长玢岩与成矿关系最为密切，且是成矿母岩。矿区为一复背斜构造，被 NE 向及 NNE 向压扭性断裂、EW 向压性断裂和 SN 向张性断裂所破坏和切割，形成了“地堑式”断陷盆地，并控制了区内闪长岩类的侵入和凝灰熔岩的喷溢。

3 矿床地质特征

3.1 矿区地质

白音诺铅-锌矿床呈 NE 向狭长带状，长 3 km，宽 1.5 km（图 1）。出露地层主要有下二叠统黄岗梁组、上二叠统林西组以及上侏罗统满克头鄂博组。黄岗梁组见于矿区中部山脊南北两侧低缓地带，由凝灰质粉砂质板岩、大理岩、结晶灰岩组成。林西组分布于矿区北部，为泥质板岩夹粉砂质凝灰质板岩。满克头鄂博组主要见于西部、西南部，是一套以流纹质晶屑凝灰熔岩为主的火山碎屑岩。

矿区为一复杂的背斜构造，呈 NE 向展布，向 SW 倾伏，两翼具不同程度褶曲，且被断裂所破坏，总体形态呈 NW 翼缓、SE 翼陡的不完整的似笔架状背斜。铅-锌工业矿体主要赋存于背斜两翼的层间张扭性断裂破碎带及次级背斜顶部虚脱带中（图 2）。

矿区断裂甚为发育，有 EW，NE，NW 和近 SN 向 4 组。EW 向断裂形成最早，但规模较小，呈舒缓波状展布（如 10 号矿体）；NE 向断裂最为发育，是矿区主要的控岩、控矿构造；NW 向及近 SN 向断裂为形成较晚的断裂，沿断裂有石英斑岩、安山玢岩贯入。多组断裂交会部位是火山喷发-侵入机构，也是热源供给区。

矿区岩浆岩为晚侏罗世岩浆侵入-喷发-侵入的一套火山-侵入杂岩。与成矿关系较密切的是超浅成—浅成小侵入体，地表及浅部为一套石英闪长岩、花岗闪长斑岩、石英正长斑岩、花岗斑岩等组

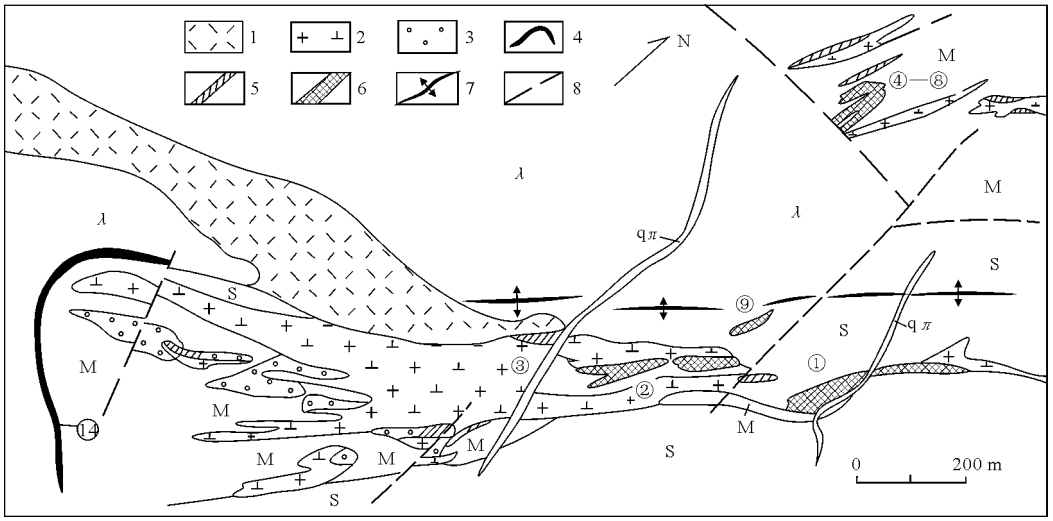


图 1　内蒙古白音诺矿区地质略图（据内蒙古地矿局第三地质队资料改编，转引自张德全，1991）

S—板岩；M—大理岩、结晶灰岩；λ—流纹质凝灰熔岩；qπ—石英斑岩；1—石英正长斑岩；2—花岗闪长斑岩；3—夕卡岩；4—锡-锌矿体；5—铜-锌矿体；6—铅-锌（银）矿体；7—背斜轴；8—断层

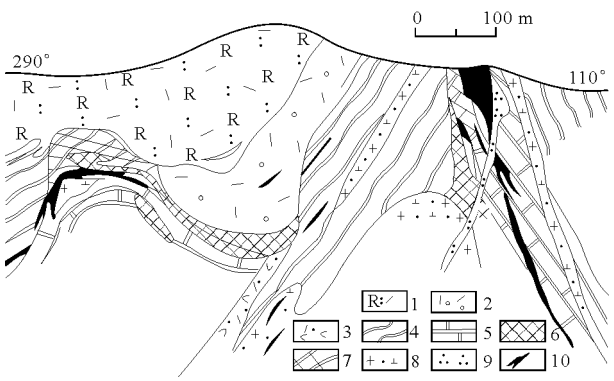


图 2　内蒙古白音诺矿床 79 线剖面简图（据内蒙古地矿局第三地质队资料改编，转引自张德全，1991）

1—流纹质凝灰岩；2—流纹质凝灰角砾岩；3—流纹质凝灰熔岩；4—板岩；5—大理岩、结晶灰岩；6—夕卡岩；7—角岩；8— 花岗闪长斑岩；9—石英正长斑岩；10—铅-锌矿体

成的岩枝、岩墙及岩脉群，常沿黄岗梁组层间破碎带侵入。该套中酸性小侵入体与铅-锌成矿具有密切的成因联系。据张德全 1994 年资料，花岗闪长斑岩全岩铷-锶等时线年龄为 171 Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值为 0.706 5；矿区火山岩-流纹质凝灰熔岩，铷-锶等时线年龄为 160 Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值为 0.707；石英正长斑岩锆石的铀-铅年龄为 140 Ma。

3.2　矿　体

3.2.1　*矿化带*　白音诺铅-锌矿床已探明的矿体共 170 余个，主要工业矿体多呈 NE 向展布。单个矿体呈透镜状、鞍状和脉状。空间上多个矿体常组成和层面相近的似层状矿化带，产于层间断裂破碎带中，以矿床中部 NE 向褶皱轴为界，矿床分割为 2 个矿化带。

北矿化带长 1 300 m，宽 600 m，主要由 17，18，19 等 110 个矿体组成（赵一鸣等，1994），总体向 SW 侧伏，倾伏角 25°左右。平均品位 Pb 2.87%，Zn 6.10%，Ag 37.22×10^{-6}，Cd 0.03%，Pb∶Zn 为 1∶2.12。

南矿化带长 2 600 m，宽 200～400 m，主要由 1，2，3，9，14 号等 60 余个矿体组成。矿体规模较大。平均品位 Pb 1.46%，Zn 5.00%，Ag 27.49×10^{-6}，Cd 0.025%，Pb∶Zn 为 1∶3.43。

3.2.2　*围岩蚀变*　矿区蚀变作用为夕卡岩化，此外矿体与夕卡岩带中还有强度不等的硅化、绿泥石化、绿帘石化与方解石化。矿区内主要工业矿体分别赋存于石英闪长岩、流纹质晶屑凝灰熔岩、正长斑岩与黄岗梁组大理岩或结晶灰岩接触带的夕卡岩内，个别矿体产于晚侏罗世火山岩中的磐盘岩化带内。由于燕山期中酸性小侵入体常顺地层层间贯入，因此，夕卡岩亦常呈较稳定的似层状体，沿层间破碎带呈 NE 向带状展布。夕卡岩在走向上比较稳定，厚数厘米至数十米。

夕卡岩可分 2 个交代建造，即钙夕卡岩和锰（钙）质夕卡岩。前者与 Cu，Zn（W，Sn，As）矿化有关，后者则与 Pb，Zn 矿化有密切联系。钙夕卡岩大多分布于矿区西部。矿物组成主要为石榴子石和透辉石-钙铁辉石系列的辉石，有少量硅灰石、符山石和斜长石等。锰（钙）质夕卡岩集中分布于矿区的中东部和北部，与铅-锌矿化紧密相伴，其主要矿物为锰钙铁辉石，次为钙铁榴石，局部有少量钙蔷薇辉石和铁质锰钙辉石等。

3.2.3　*金属矿物*　矿区内主要金属矿物有闪锌矿、

方铅矿、磁黄铁矿、黄铜矿，其次有黄铁矿、毒砂、磁铁矿，另有少量的黝铜矿、斑铜矿、辉银矿、深红银矿、硫铁锡铁矿、自然铋、硫铋银铅矿、含银硫铋铅矿、重硫铋铜铅矿、锌砷黝铜矿、自然银、含银黄铁矿、银金矿、银铋金矿、卡辉铅铋矿、斜方辉铅铋矿、红砷镍铅矿等。

闪锌矿按其颜色有黑色、深棕色、棕色及浅色4种，前2者为第二成矿期的产物，以含铁高及普遍见乳滴状黄铜矿为特征，后2种为第一期成矿作用的产物，以含铜少、贫铁富镉为其特征。Ga/In值均小于1，In/Bi≥35，反映闪锌矿成矿与岩浆热液有关；Zn/Cd＞200，属中温成矿范围。Zn/Cd值的总体趋势是沿倾斜向深部不断增大，反映其成矿温度有不断增高趋势（张德全，1994）。

矿区内除裂隙充填型方铅矿外，方铅矿可分早晚2个世代，早期方铅矿呈微粒、细粒或被闪锌矿交代呈孤岛状或呈微粒状嵌布于闪锌矿内，晚期方铅矿为细粒、中粗粒结构，在显微镜下沿解理形成黑三角孔，沿闪锌矿解理或闪锌矿周边交代闪锌矿、磁黄铁矿。方铅矿从早期至晚期颗粒变粗，自形程度变高，Sb含量有增高趋势。

银在矿体中分布不均，其含量一般几至几十克/吨，个别达1 000×10^{-6}。银有2种赋存状态，一为独立矿物，如辉银矿、含银黄铁矿、银金矿、银铋金矿、硫锑铅银矿、硫锑铜银矿等呈不规则分散状态分布；二是呈分散状赋存于方铅矿中。后者是矿区内银赋存的主要形式。

3.2.4 *矿 石* 按主要金属组分及其矿物组成，其矿石类型：铅-锌矿石、锌矿石、铅矿石、铜-锌矿石、含锡闪锌矿-磁黄铁矿矿石和含铜磁铁矿矿石。其中，铅-锌、锌和铅矿石是工业矿体的主要矿石类型，主要见于矿区东北部的矿体中，在垂向上锌矿石主要分布于矿体下部、铅和铅-锌矿石主要分布于矿体上部。因而Zn/Pb值向深部有逐渐增高的趋势。铜-锌、含锡闪锌矿-磁黄铁矿及含铜磁铁矿矿石则见于矿区西南部和西部。

矿石有结晶、交代和固熔体分解结构。矿石构造主要为浸染状和细脉浸染状，其次有脉状、斑杂状、角砾状和块状构造。

3.3 成矿期与成矿阶段

矿床成矿过程大体上分为2期。早期为与花岗闪长斑岩有关，分布于花岗闪长斑岩和大理岩接触带夕卡岩中的铅-锌矿；晚期成矿主要是与石英正长斑岩有关，分布于石英正长斑岩和大理岩接触带的夕卡岩中。上述每期成矿作用又大致有4个不同的成矿阶段。

1）夕卡岩阶段，该阶段夕卡岩矿物主要由钙铝-钙铁榴石和透辉石-次透辉石-钙铁辉石-锰钙辉石构成不同的矿物组合。随酸度增高和氧逸度降低，溶液内MgO-FeO-MnO化学位梯度依次增高。在夕卡岩阶段晚期伴随锰钙辉石有深色闪锌矿析出，这是矿床中铅-锌的初始成矿阶段。

2）磁铁矿阶段，总体来说不十分发育，磁铁矿呈星散状和细脉状分布于夕卡岩中，然后被方铅矿、闪锌矿交代充填。

3）石英-硫化物阶段。是铅-锌的主要成矿阶段，据矿物生成先后顺序可分成3个亚阶段。①方铅矿-闪锌矿亚阶段，由早世代的方铅矿、闪锌矿及少量黄铜矿组成浸染状集合体。常见于14，3号和铜-锌矿体。另外尚有黄铜矿和磁黄铁矿组合，主要见于铜-锌矿体和14号矿体。②闪锌矿-方铅矿-黄铜矿亚阶段，以第二期闪锌矿为主，第二期方铅矿和黄铜矿次之，它们常叠加于早期方铅矿-闪锌矿之上。主要见于1，2，3，4～8号矿体。③方铅矿-闪锌矿亚阶段，常以方铅矿-闪锌矿细脉穿插于早期矿物集合体中。

4）碳酸盐-硫化物-硫盐阶段，铅-锌矿化微弱，是银的主要成矿阶段。非金属矿物主要是方解石和石英，金属矿物含量低，但种属多，除常见的方铅矿、闪锌矿、黄铁矿外还有含铋硫盐和含锑硫盐2个系列的硫盐矿物。含铋硫盐矿物多出现在矿区西南部，含铋硫盐矿物则主要见于矿区东北部。

4 矿床成矿环境

4.1 成矿流体的温度、盐度与压力

对矿区不同成矿期各矿化阶段形成的矿物，如石英、方解石、闪锌矿、辉石和石榴子石进行流体包裹体研究，据张德全资料（1994），夕卡岩矿化阶段温度区间较宽，为340～600 ℃，圈闭压力为22×10^5～77×10^5 Pa（平均480×10^5 Pa）。其中，早期夕卡岩（指石榴子石、次透辉石，钙铁辉石）为480～600 ℃，盐度为42.5%～45%。晚期夕卡岩（指锰钙铁辉石）为340～460 ℃，盐度为15%～42.5%。石英-硫化物阶段形成温度为200～400 ℃，盐度为2.5%～15%，圈闭压力150×10^5～480×10^5 Pa。成岩成矿温度和压力是一个逐渐降低过程，流体盐度也因天水的逐渐加入而稀释，流体的盐度逐渐降低。在矿区富矿段（4～8号，3号矿体附近）见沸腾包裹体，其均一温度在300～

360 ℃左右，盐度变化大，为 5% ～40% ，圈闭压力为 40×10^5 ～300×10^5 Pa。

4.2 硫氢氧碳铅同位素特征

硫同位素，32 件闪锌矿和磁黄铁矿 $\delta^{34}S$ 为 －6.6‰～2.6‰，平均为 －3.3‰，21 件方铅矿的 $\delta^{34}S$ 为 －5.4‰～0.4‰，平均为 －3.4‰。其变化范围较窄，表明硫源单一并具深源特征（王关玉，1994）。

氧和氢同位素，除西部 14 号矿体的石榴子石和磁铁矿 2 件样品的 $\delta^{18}O$ 值分别为 3.7‰和 0.3‰外，其余各矿化阶段形成的矿物均为负值。如辉石的 $\delta^{18}O$ 值为 －12.5‰～ －2.5‰，石榴子石为 －9.7‰～ －1.9‰，磁铁矿为 －15.1‰，石英为 －6.1‰～ －2.8‰，矿区内与成矿有关的石英二长闪长岩和石英正长斑岩的 $\delta^{18}O$ 值也分别低至 －1.6‰和 －4.3‰。矿床中 2 件闪锌矿包裹体水的 δD 值分别为 －118‰和 －120‰。据矿物-水氧同位素分馏方程计算水 $\delta^{18}O$ 值，夕卡岩是 －4‰～ －7.5‰，磁铁矿为 －8.4‰，石英-硫化物为 －10.6‰～ －13.5‰，硫化物-硫盐为 －14.5‰～17.4‰。这些数据说明区内 $\delta^{18}O$ 和 δD 值异常低外，蚀变-成矿流体同样具异常低的 $\delta^{18}O_{H_2O}$。区内 $\delta^{18}O$ 和 δD 值异常低，另据 Taylor（1979）提供的水/岩（W/R）计算公式，早期夕卡岩为 0.5，晚期夕卡岩为 0.6，磁铁矿阶段为 0.7，石英硫化物阶段为 0.8～0.9，硫化物-疏盐阶段为 0.9～1.0。上述资料表明成矿过程中大气降水不断向流体中渗入，成矿作用的晚期流体中的水主要来自大气降水。

铅同位素，白音诺矿床 17 个样品铅同位素组成 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.228～18.683，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.480～15.850，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.925～38.871。其多数样品 μ 值为 9.24～9.50，模式年龄为 129～190 Ma，个别样品 μ 值为 9.8～9.9，模式年龄为 230～280 Ma，在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 铅构造模式图上大多数样品处于造山带的曲线附近。因此，铅的来源主要是地幔铅，它们的模式年龄也近似反映其成矿时代，但显然少数样品其模式年龄大于成矿年龄，表明有古老铅的混合，其时代可能是古生代。

5 矿床成矿模式

白音诺铅-锌矿为与中生代中酸性超浅成—浅成侵入体有关的锰钙夕卡岩型铅-锌矿床。从晚侏罗世开始，该地区地幔上隆，地壳减薄，出现大规模的火山断陷带和基底隆起侵入岩带。在火山断陷区，形成与燕山早期中酸性火山侵入杂岩有关的铅-锌-多金属矿床，如白音诺和浩布高矿床；而在基底隆起区，则形成与酸性侵入体有关的锡（钨）-多金属矿床，火山断陷区的夕卡岩型铅-锌矿床，除受燕山期岩浆作用控制外，下二叠统的岩性也起一定控制作用，即碳酸盐岩是成矿的地球化学障，顶底板的泥质或砂质沉积岩是很好的屏蔽层。矿化过程大体有 3 个阶段（即夕卡岩阶段、石英-硫化物阶段、硫化物-硫盐阶段）。从成矿早期到晚期，热液体系的温度、盐度、压力逐渐降低，矿液由偏碱性向酸性、再向偏碱性方向演化，介质由氧化向还原环境转变，氧逸度逐渐降低，硫逸度逐渐增高，金属矿物按氧化物—硫化物—硫盐的次序依次析出。这就造成了矿床横向和纵向上的蚀变和矿化分带。矿石中的金属组分来自燕山期岩浆作用，少量是从区域三叠纪地槽沉积物中活化而来的。硫亦来自深源。矿床中特征的蚀变、矿化分带表明燕山期火山侵入岩浆活动为成矿提供了热源。夕卡岩及矿石异常低的 $\delta^{34}S$ 值，显示这类矿床的成矿介质水主要是中生代岩浆加热大气降水（张德全，1995）。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

朝鲜检德沉积变质型铅-锌矿床

朝鲜检德（Komdok）铅-锌矿床是世界上最大的铅-锌矿床之一。据报道其铅-锌金属储量达7 000万 t 左右，铅、锌合计品位一般为 7%～10%，最高可达 35%，锌多于铅，铅/锌为 1∶5～1∶10。银的品位较高，一般达 20×10^{-6}～30×10^{-6}，高的可达 50×10^{-6}以上。

矿床位于朝鲜著名的有色金属和非金属矿产基地之一的摩天岭成矿区内，在朝鲜咸镜南道广泉郡内的新德（金沟），距朝鲜有色金属生产基地——端川北 50 km，有矿区铁路相通。

该矿有 500 多年的开采历史，最初在露银洞地段开采银矿，1936 年转入铅-锌矿的采掘。矿区面积达 170 km^2，包括检德山、中途场、露银洞、本山、复沟、舞鹤洞、大化洞、桦树沟、黄铁沟、直洞、间店等矿段。是世界上罕见的巨型层控铅-锌矿床。年处理矿石量 1 700 万 t，年产精矿 70 万 t 左右，冶炼铅-锌达 30 万 t，为一现代化大型矿山综合企业。

1 区域地质特征

朝鲜北部地区与我国东北南部一样，同属中朝准地台的一部分。有人认为，该区在太古宙后期，太古宙克拉通发生张性裂开，在北纬 41°线南北地区产生了近 EW 向的辽（河）—老（岭）—摩（天岭）大裂谷，形成一条宽 50～100 km，长 650 km 左右的狭长形海槽，长时期接受了海相沉积，并逐渐堆积成一套完整的地槽相沉积物。这些岩层称为摩天岭系，在中国辽宁省南部称为辽河群，吉林省南部称为老岭群。由于地壳的不均匀性构造运动，使辽—老—摩裂谷在纵、横向上都表现了非对称性的特征，形成了一系列性质、规模都不相同的裂谷沉积盆地，裂谷带中发育有同沉积断裂以及深部的热点形成高地温梯度，导致了海底喷气热卤水含矿溶液的广泛活动，在适当环境下形成了一系列层状和层控的铅、锌、铜-多金属矿床。从裂谷带东端的摩天岭成矿区开始，向西经我国吉林省荒沟山矿床至辽宁省青城子矿床为代表的铅-锌矿化，构成了中朝元古宙铅-锌矿带。检德铅-锌矿所在的摩天岭地区位于裂谷带东部经长白、惠山而向南转折的部位。

1.1 地 层

矿区内出露地层为古元古界摩天岭系，由下而上可划分为城津统、北大川统和南大川统。这些地层可与我国吉林南部和辽宁东部地层相对比。

城津统以片麻岩、角闪岩类为主，位于该系的下部。往上为北大川统，以钙镁质碳酸盐类为主，再往上是南大川统，以粘土质岩类为主。这是一套比较典型的地槽相沉积物和完整的沉积旋回。这些地层各具特点，而且不同层位都赋存有特定的矿产（表 1，图 1）。此外，矿区还分布有新元古界详原系和中生代地层。

1.2 构 造

检德铅-锌矿大地构造位置属于中朝准地台的东缘，在狼林台背斜与咸北褶皱带之间的惠山—利原台向斜中。

该区从元古宙开始台向斜接受了优地槽型沉积——城津统下部层的堆积，伴随有强烈的花岗岩侵

表 1 朝鲜北部摩天岭系层为与矿产关系

统	层	主要岩性	主要矿种及类型	代表性矿床(点)
南大川统	上部	石英岩、云母片岩夹灰岩	沉积变质型贫铁矿	上农河边
	中部	夕线石、十字石片岩夹钠长石、钠长片岩和石英岩	沉积变质改造型铜、金矿，磷矿，石墨矿等	上农、满德、洞岩
	下部	夕线石片岩夹少量灰岩夹层	黄铁矿、金、石棉	
北大川统	上部	上段杂色含碳条带夹硅质岩薄层的白云岩	页岩型铅、锌矿	检德矿区各矿床
		中段含藻类化石的透闪石化白云岩	少量铅、锌矿化	
		下段条带状白云岩及灰岩与片岩互层含藻类化石	沉积变质型菱镁矿、石棉	龙阳、大兴
	中部	大理岩与片岩互层、透闪石白云岩	沉积变质型层控铜矿、菱镁矿	甲山
	下部	块状白云岩	少量铅、锌矿	
城津统	上部	角闪岩夹片岩、大理岩互层	沉积变质型磷矿、石墨矿、云母	双龙、细川、业亿
	下部	片麻岩类夹片岩、大理岩、石英岩等混合岩化强	沉积变质型磁铁矿、石墨	德盛

资料来源：李上森等，国外元古宙铅-锌-铜-多金属矿研究进展，1989。

系	统	段	层		地层柱	厚度/m	主 要 岩 性	矿 产
第四系							橄榄玄武岩	
摩天岭系	南大川统	三段				100～600	石英岩、片岩互层，夹少量大理石	
		二段				200～800	黑云片岩、硅线云母片岩、十字黑云片岩，下部夹薄层石英岩	
		一段	四层			50～100	大理岩、片岩互层	
			三层			60～200	粗粒黑云片岩夹大理岩	
			二层			10～40	片岩、大理岩互层，绿帘石化	
			一层			10～65	硅线云母片岩、黑云片岩	
	北大川统	三段	三层	9		0～10	白色结晶大理岩	
				8		5～30	透辉石-透闪石-金云母化大理岩	
				7		20～80	灰白相间条带状白云岩（单层1～3 m），靠上部夹薄层石英岩(主要含矿层)	铅、锌（主要）
				6		0.2～10	透辉石-透闪石-金云母化大理岩	铅、锌
				5		0～100	灰白、肉红色、白云质大理岩	
				4		10～100	透辉石-透闪石化白云岩	铅、锌、铜
				3		20～100	灰白色层状白云岩、白云质大理岩	
				2		100～200	大理岩、白云岩、片岩互层、含叠层石	
				1		100～200	白云岩，薄层硅质片岩互层，以前者为主，含叠层石	菱镁矿(主要)
			二层			200～350	灰白色，透闪金云母化，白云质大理岩夹硅质条带	菱镁矿(主要)
			一层			600～1 300	白云岩、大理岩及云母片岩互层，含叠层石	
		二段				800	上部片岩夹大理岩 下部大理岩夹片岩	
		一段				>800	块状大理岩、白云岩，夹薄层片岩	菱镁矿化

图 1　朝鲜检德矿田地层柱状图（据地矿部检德铅-锌矿地质考察组，1986）

入活动和混合岩化作用。到了中元古代坳陷区相对稳定，接受冒地槽型沉积，相继沉积了城津统上部层、北大川统和南大川统，从而结束了前震旦纪地槽型沉积。之后，受强烈构造运动影响，形成复杂的叠瓦式倒转褶皱、断裂和摩天岭系的区域变质作用。

区内北大川统和南大川统构成了轴向近 SN 的紧闭线性倒转复式褶皱，并被 NE，SN 及 NW 向断裂所切割。NW 向和北大川、长坡里断裂（图 2）是区内较大的断裂。岩相组合分析表明，这些断裂控制着该区三四级构造沉积盆地的发育，摩天岭成矿区被北大川和长坡里断裂带分成 3 个大的矿带：东矿带在北大川断裂以东，以非金属矿产的菱镁矿、石棉、磷灰石、石墨为主；中部矿带位于 2 断裂之间，以铅、锌、铜、黄铁矿及菱镁矿为主，检德铅-锌矿即位于此带；西部带位于长坡里断裂以西，以黄铁矿、铜、铅、锌为主。

由北大川统和南大川统结晶片岩组成的轴向为 SN 的紧闭线性复式向斜，直接控制着铅、锌矿体的空间分布。

1.3　火成岩

区内岩浆活动较频繁，有元古宙和中生代的岩浆侵入以及新生代的岩浆喷发与溢出。早期的岩浆活动主要有古元古代侵入的利原岩群和中生代侏罗纪侵入岩。前者以龙源—上农一带的白色花岗岩和黑云母花岗岩为代表，侏罗纪中期侵入的端川杂岩，区内以万塔山岩体为代表。岩体中心相以粗粒闪长岩类为主，向边缘逐渐过渡为花岗闪长岩、细粒花岗岩等。晚期喷发作用主要表现为新生代玄武岩、粗面岩的喷溢，有时厚达 250～300 m。

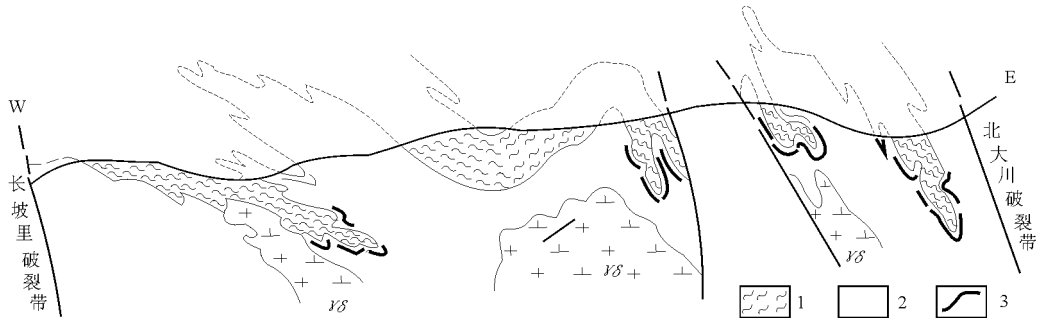


图 2 位于两大破裂带之间的朝鲜检德铅-锌矿床

γδ—侏罗纪花岗闪长岩；1—南大川统；2—北大川统；3—矿体

2 矿床地质特征

检德铅-锌矿是一个矿田，分布总面积达 170 km^2。大体上由 3 个矿带组成，由东而西为本山—间店东部矿带、露银洞—中途场—检德山中部矿带、舞鹤洞西部矿带。矿带一般长 4.5～13 km，厚度由 20～100 m 不等。由于晚期的 NE 向中途场、白砬子沟 2 条断裂的切割，把该矿田分成 9 个矿床，每个矿床均由几个至几十个矿体群组成。除本山、中途场、露银洞等矿床部分矿体出露地表外，大部分矿床为盲矿。

矿体多呈层状、似层状和透镜状等，与地层层位有密切关系。该区北大川统根据岩性特征，可进一步划分为上、中、下 3 部分。其中上部自上而下可划分为 9 个层（图 1）。铅-锌矿层主要赋存在北大川统上部第 7 层条带状碳质白云岩中，该层是区内主要含矿层，北川统上部其他层位和中部、下部的层位，虽也有铅-锌矿化，但分布零星，矿化较弱。因此，北大川统上部第 7 层位是地质勘查中的重要找矿标志。

北大川统上部第 7 层由白云岩或结晶白云岩组成。是一套含碳、高镁和含（或夹）硅质的碳酸盐岩。经烘烤试验，加温至 200～300 ℃时，岩石中碳质全部被挥发，证明为有机炭物质。这种有机炭对铅-锌的集聚和富集起了重要作用。这种岩石呈灰色、白色、灰白色，通称杂色白云岩。其矿物成分主要由自形—半自形白云石和方解石组成，碳质呈细小点状。通过统计分析表明：含矿围岩中铜、锰含量比不含矿的围岩高 2～3 倍；含矿白云岩中 MgO/CaO＝0.86～0.92 的条带状白云岩与铅、锌关系密切，MgO/CaO＝0.87～0.89 的条带状白云岩中含矿机会更多，而 Al_2O_3 一般小于 1；SiO_2 为 3%～10% 的条带状白云岩含矿性较好，SiO_2 为 6%～8% 的条带状白云岩与 Pb，Zn 关系更密切。而且地表的 Zn/Pb 值可指导寻找工业矿体，工业矿体一般产在 Zn/Pb 为 5～10 的地段，而 Zn/Pb 小于 1 或大于 20 的地段则无矿或无工业矿体。

第 7 层之上为第 8 层金云母化白云岩，由于第 9 层发育不好，且岩层较薄，因此，金云母化白云岩实际上成为南大川统底部与含矿层之间的过渡层，所以南大川统底部的细粒云母片岩是南大川统与北大川统地层划分的最重要标志和找矿标志。在这种细粒云母片岩之下 20～140 m 内的北大川统上部白云岩层，即是检德式铅-锌矿体的所在位置。

铅-锌矿与硅质岩有密切关系，在含矿的白云岩中，常夹有或含有硅质岩。这种硅质岩一般为烟灰色—灰白色，呈不规则致密块状或透镜状，位于矿体上部层位，与围岩共同成层产出。它与铅-锌矿关系密切，铅-锌富矿部位的硅质岩为白—灰白色，颗粒较粗，而贫或无矿部位的硅质岩，颜色较深，呈致密块状产出。在铅-锌矿富矿部位必有硅质岩，而有硅质岩的地方不一定都有富矿，但至少有铅-锌贫矿或矿化存在。统计分析表明，有硅质岩的铅-锌矿体品位比无硅质岩处的矿体高达 10 倍以上，因此，可把硅质岩视为直接找矿标志。

铅-锌矿体受褶皱控制，矿体的分布形态、产状和地层褶皱形态、产状基本一致，具同步褶皱的特点（图 2）。其矿体大小和形态与区域第一期褶皱（中、古元古代褶皱被称为第一期褶皱，中生代褶皱被称为第二期褶皱）位置和矿化强度有关。由北大川统和南大川统结晶片岩组成的轴向 SN 的紧闭线性复式向斜，直接控制着铅、锌矿体的空间分布。在褶皱的收敛部位或次一级褶皱的翼部矿体变厚和延长，在收敛部位常有马鞍形矿体。向斜封闭部位的矿体尤为富集（图 3），不仅矿层和品位稳定，而且延深大，如本山矿床铅、锌矿体延深 1 500 m，仍未尖灭。

矿石矿物比较简单，主要为闪锌矿、方铅矿，

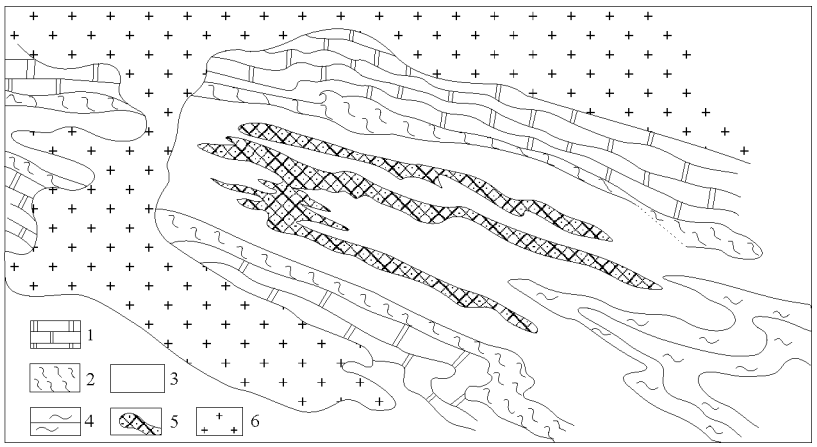


图 3 朝鲜检德铅-锌矿床中途场矿段—150 m坑道平面示意图（据地矿部检德铅-锌矿地质考察组，1986）
1—透辉石透闪石白云岩；2—透辉石金云母化白云岩；3—条带状白云岩；4—云母片岩；5—Pb-Zn 矿体；6—万塔山侵入岩
说明褶皱收敛部位矿体富集和变厚

还有少量的黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、白铁矿、黄铜矿，极少量黝铜矿、辉锑矿、硫锑铅矿、辉银矿、脆硫锑银矿、辉钼矿、车轮矿、淡红银矿、深红银矿、自然铋、自然银等。次生氧化物主要为菱锌矿、白铅矿等，伴生有益组分有银、镉、汞、镓、铟等。非金属矿物主要为白云石、方解石、石英及少量石墨、透闪石、滑石等。矿石构造主要为条带状、致密状构造。铅-锌矿富矿石的出矿品位为 10%～15%，贫矿为 2%。

区内矿床具分带性。北大川统及南大川统内的金属矿床都有区域分带现象。由北向南的分带为：文乐坪和旧铜店地区为铜、铁、镁带；满彩洞地区为铜带；三布至中途场地区为铜、铅、锌带；中途场至检德地区为铅、锌带。梨坡以南地区为无矿带。整个含矿层的厚度由北向南逐渐变薄，说明当时海盆的沉积中心可能在北部。

3 控矿因素和矿床成因探讨

3.1 控矿因素

控制这个巨大铅-锌矿床的主要因素有如下 2 点。

1）裂谷海槽同沉积物源构成丰富的矿源层。朝鲜北部属中朝准地台一部分，该区在太古宙后期发生张性裂开，形成宽 50～100 km，长 650 km 的狭长形辽—老—摩裂谷海槽，堆积成一套完整的地槽相沉积物（摩天岭系），铅-锌矿化就出现在该地层中，而且严格受地层层位控制，矿化赋存在摩天岭系中上部的北大川统上部杂色白云岩及南大川统下部与北大川统接触过渡带的层位中。矿化带和矿体呈层状产出，断续延长 2～20 km。含矿层富含碳质、镁质，反映当时金属物质在浅海潮坪以下——潮间带的强还原环境下与岩层同生沉积而成。铅同位素模式年龄为 17.8～19.9 亿年，与地层变质年龄相当，说明铅、锌硫化物是与原地成岩物质一起沉积形成现今以锌为主的层状铅-锌矿层。铅同位素是古老正常铅，说明铅-锌成矿物质与地层一致，金属硫化物的硫同位素组成 $\delta^{34}S$ 平均值为 16.21‰，说明矿石硫源不是岩浆，而与围岩同源，主要来自海水硫酸盐，并以重硫为主。

2）区域变形变质是控制富矿的主要因素。在区域变质作用过程中，褶皱对矿源层物质组分的改造、迁移、富集关系十分密切，矿体位于北大川统，在核部的紧闭倒转向斜的两翼，富矿体多产于向斜封闭部位和正常翼部劈理发育处，这是因为当元古宙地层未完全成岩固结之前，区域性的 EW 向挤压和 SN 向引张力导致古元古代地层的褶皱及塑性变形，同时其中产生了流劈理构造，复杂的褶皱使矿体形态复杂化，但总体上以板状、似层状、透镜状、鞍状为主，而且矿体分布形态、产状与地层褶皱形态、产状基本一致，具同步特征。最富的矿体出现在区内第一期褶皱的向斜收敛部位，由于层间滑动和塑性流动，含矿层在褶皱核部变厚，褶皱收敛处矿体加厚加富。因此由北大川统和南大川统结晶片岩组成的轴向为 SN 的紧闭线性复式向斜，直接控制着铅-锌矿体的空间分布。

3.2 矿床成因

对于检德式铅、锌矿的成因类型，朝鲜国内长期受岩浆期后热液矿床成因的束缚，找矿无大突破。20 世纪 60 年代末，开始通过一个矿段的综合研究，发现矿化与地层关系密切，矿化受一定层位

和岩性控制并且矿体与地层同步褶皱，改变了岩浆期后中—高温热液矿床成因观点，接受了层控的沉积变质型矿床的成因理论。从此，沿一定层位和构造有利部位找矿，发现了许多新矿体，扩大了矿区远景。我国地质学家几次赴朝考察检德铅-锌矿，考察人员的认识不尽相同。基本上有2种看法，一是地矿部1985年考察认为属沉积变质后期热液叠加矿床；二是有色金属工业总公司1985年考察认为属海底喷气（流）沉积变质型矿床。两者共同点都认为矿床经沉积变质形成，不同之处在于金属物质及含矿岩层的来源和形成。

1）沉积变质后期热液叠加矿床，持这种观点者，鉴于以下事实。矿床受地层控制，赋存在一定层位，矿体顺层产出；含矿围岩MgO含量高，达18.23%～20.37%，岩石含铅、锌量较高，Pb 80×10^{-6}，Zn 40×10^{-6}～1 110×10^{-6}，均高于世界碳酸盐岩或岩石圈的平均含量，具备成矿物质来源于北大川统富镁碳酸盐岩的成矿前提；在区域变质作用过程中褶皱对矿源层物质组分迁移富集关系密切；硫同位素值偏离陨石轴较远，排除了矿石硫来自上地幔或地壳深部的可能性，推测矿石硫来自围岩，是海水中的硫酸盐或卤水参与下形成了矿化；铅同位素值变化范围较小，说明铅同位素组成较稳定，其模式年龄与北大川统的沉积年龄基本一致。铅同位素属正常铅，成矿物质无疑主要来源地层。但也有一些铅同位素模式年龄低于摩天岭系的变质年龄，因而推测部分矿体与中生代端川花岗岩有关的矿化叠加；据检德铅-锌硫化物矿物的包裹体测温资料，成矿温度的下限为100 ℃，上限为380 ℃，但硫化物的形成过程并不连续，反映成矿作用的多期性。矿石中有些矿物无疑是热液成因的，而且按其形成温度可分为高、中、低温矿物。据以上特征及测试资料，其成因应属于沉积变质后期热液叠加矿床。

2）海底喷气（流）沉积变质型矿床，持这种观点者除上述基本地质矿床特征外，还强调2点：一是有关铅、锌物质来源问题，根据检德地质队的介绍，矿床富矿品位铅、锌合计最高可达80%（考察团拣块分析为60.62%～64.50%），造成这样高含量的金属品位和如此稳定的含矿层，用陆源碎屑是无法解释的；而北大川统中又未见火山物质，如用海底火山喷发成矿也是难以令人信服的，只有来源于海底喷气（流）才能得以圆满解释；二是从含矿围岩的铁锰指数值得到证实。铁锰指数用（Fe+Mn）/TiO_2表示。经地质学家研究认为铁锰指数大于25时，大体上都属于喷气（流）成因。检德铅-锌矿区不含铅-锌的白云岩，铁锰指数都小于20；含铅-锌的白云岩，铁锰指数一般都在40左右；大的工业矿体集中地段的白云岩中铁锰指数都大于60。因此认为，检德铅-锌矿床属于海底喷气（流）沉积变质型矿床。

其实，这2种成因观点均有些不能解释的地质现象。如果将两者相结合，即检德矿床的成因为海底喷气（流）沉积变质后期热液叠加矿床，也许更接近客观实际。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

澳大利亚布罗肯希尔Sedex型铅-锌矿床

布罗肯希尔（Broken Hill）铅-锌矿位于澳大利亚新南威尔士州西部。矿床发现于1883年，已开采了100多年，现仍有巨大储量，其规模之大、品位之富在世界上是少有的。矿床的原始铅-锌储量至少在5 500万t以上，铅、锌金属平均含量可达25%以上，银品位在200×10^{-6}左右。

矿床是根据铁帽发现的，铁帽呈一个狭长的小丘，绵延1 km以上。这些小丘得名为“破碎的小山”（Broken Hill），这就是布罗肯希尔矿床名字的由来。

1 区域地质背景

在区域上，该矿床产在巨大的轮廓不规则的前寒武纪岩石的断块中，前寒武纪岩石出露面积达3 000 km^2。这种岩石形成了所谓的威利玛断块，在断块范围内，威利玛变质岩（威利玛超群）出露地表。威利玛超群由古元古代的复杂岩系组成，形成NNE向狭长的挤压褶皱。威利玛超群包括夕线石片岩和片麻岩、红柱石片岩和片麻岩，以及少量的变质石英岩、角闪岩、石英长石片麻岩和含铁石英岩层。在断块的岩石中，变质程度由断块西北端的绿片岩相到断块东南部的麻粒岩相。

变质岩被花岗岩和超基性岩的不大的侵入体及伟晶岩和粗玄岩岩墙所切穿。在断块内，有许多规模不大的铅、锌、铜、银、铀、锡和钨的矿点。威利玛断块片麻岩的绝对年龄为16.5～17亿年，而晚期花岗岩的绝对年龄为15.6亿年。

威利玛断块大地构造位置属于中澳造山区，分布在中澳造山区与“塔斯曼地槽”东澳造山区接合处，威利玛断块在东面与“塔斯曼地槽”的构造相接。威利玛断块的古元古代岩石被新元古代、弱变质的托罗万吉群的泥质砂岩、灰岩、页岩和砾岩所覆盖，托罗万吉群是中澳地台盖层的一部分。威利玛断块的岩石被许多大的挤压带和断裂所破坏，而断块本身其四周都是长期发育的断裂。

在矿田范围内，主要的变质岩系有一定的层序，澳大利亚地质工作者称之为“矿山剖面”，岩系沿走向延伸 23 km，平均宽度 2 km，研究深度达 2 km。

在“矿山剖面”中见有花岗岩片麻岩、角闪岩、夕线石片麻岩、石英岩和含铁石英岩、含石榴子石砂岩和石英岩以及其他变质岩。这些岩石彼此复杂交错。

“矿山剖面”的底部有一层角闪岩层，厚约 100 m，角闪岩具带状构造，由角闪石、辉石和基性斜长石组成。在角闪岩层之上为下部花岗片麻岩层，由中粒石英-正长石-斜长石-黑云母（偶尔含石榴子石）岩石组成，厚 130～500 m。下部花岗片麻岩之上为夕线石片麻岩，总厚度达 2 000 m。典型的夕线石片麻岩系由夕线石-石榴子石-黑云母岩石（片麻岩）和石英岩互层组成。夕线石片麻岩系中可分出角闪岩层、片麻岩层、含铁石英岩层以及独特的含矿层，矿体就产在含矿层中。

夕线石片麻岩系中的角闪岩层可明显地分出下部和上部角闪岩层。分别位于夕线石片麻岩系的上部和下部，两者的区别是上部角闪岩层石榴子石含量高。

在夕线石片麻岩系中含石榴子石的石英-长石-黑云母片麻岩层很发育，这层岩石在当地被称为“波托西（Potosi）片麻岩”，其特点是具有独特的眼球状结构和石香肠构造以及有许多复杂挤压的伟晶岩细脉。在夕线石片麻岩系中可分出 4 个独立的波托西片麻岩层，其中最大的一层厚度可达 300 m，但其沿走向并不稳定，时而尖灭，时而与另一层位不同的片麻岩层相连。

“含矿层”在剖面中占有十分特殊的位置，它含有所有的已知矿体，由西南向东北延伸 18 km，穿过整个矿田。含矿层厚度 50～200 m，是一套特殊的岩层，由多金属矿体、硅质夕线石片麻岩夹层以及只有它才有的岩层和岩体——石榴子石石英岩层（体）和石榴子石砂岩层（体）、含锌尖晶石的蓝色石英层（集合体）以及成层状体的伟晶岩等组成。含矿层产在夕线石片麻岩中，在矿田的各个地段都与波托西片麻岩接触，有时过渡为波托西片麻岩。在矿田的西南部，含矿层上盘和下盘都与含铁石英岩层伴生。

在夕线石片麻岩层之上是上部花岗片麻岩，厚 600 m。

澳大利亚新南威尔士地质调查所在变质和变形的威利玛超群中认出了连续的地层。他们把威利玛超群看成是由夹长英质及基性火山岩的陆源和火山碎屑岩及少量化学沉积物组成的海相地层，并把威利玛超群自下而上分为克利夫代尔混合岩、桑代尔混合片麻岩、萨卡林加群、布罗肯希尔群、桑当群和帕拉同群（图 1）。其中布罗肯希尔群和萨卡林加群相当于上述的矿山剖面。

桑代尔混合片麻岩中有少量石英-磁铁矿铁（铜）硫化物喷气岩。萨卡林加群奎斯组中最重要的事件是与玄武质火山活动和玄武岩-流纹英安岩双峰火山活动的增强同时发生的海底喷气成矿作用。奎斯组中有平纳克尔斯矿床，被认为是布罗肯希尔型的矿床。萨卡林加和布罗肯希尔群都有含铁层，前者一般是石英磁铁矿岩，后者为条带状含铁层，具有石英-氟磷灰石-磁铁矿-锰铝榴石±硫化物岩。萨卡林加群与布罗肯希尔群不同，后者中没有钠质长英质片麻岩，而有大量泥质沉积岩、大量玄武质岩石、常见的钙-硅酸盐结核和各种各样的喷气岩。布罗肯希尔群帕内尔组的特点是发育双峰式玄武质—流纹英安质变火山岩，并有许多小型的布罗肯希尔型矿床。在弗里尔斯组的变质沉积岩中，仅可见到少量石英-锌尖晶石喷气岩和石英-电气石喷气岩。霍雷斯片麻岩的顶部，与各种喷气岩如石英-锌尖晶石岩、条带状含铁层、电气石-锌尖晶石-石英-锰铝榴石-钛铁矿岩伴生。因此，新南威尔士地质调查所研究人员认为，威利玛超群经历了 3 种主要沉积环境：1）浅水陆架环境，含有浊流和牵引流沉积的混合的未成熟的陆源及酸性火山碎屑岩（克利夫代尔混合岩和桑代尔复片麻岩）；2）陆架到深水陆架环境，含有浊流、牵引流和广泛的酸性和镁铁质火山作用沉积的混合陆源和酸性火山碎屑岩（萨卡林加群和布罗肯希尔群）；3）大陆坡到静而深水低能环境，沉积了泥质岩、分选良好的砂岩及不纯白云岩（桑当群及帕拉冈群）。

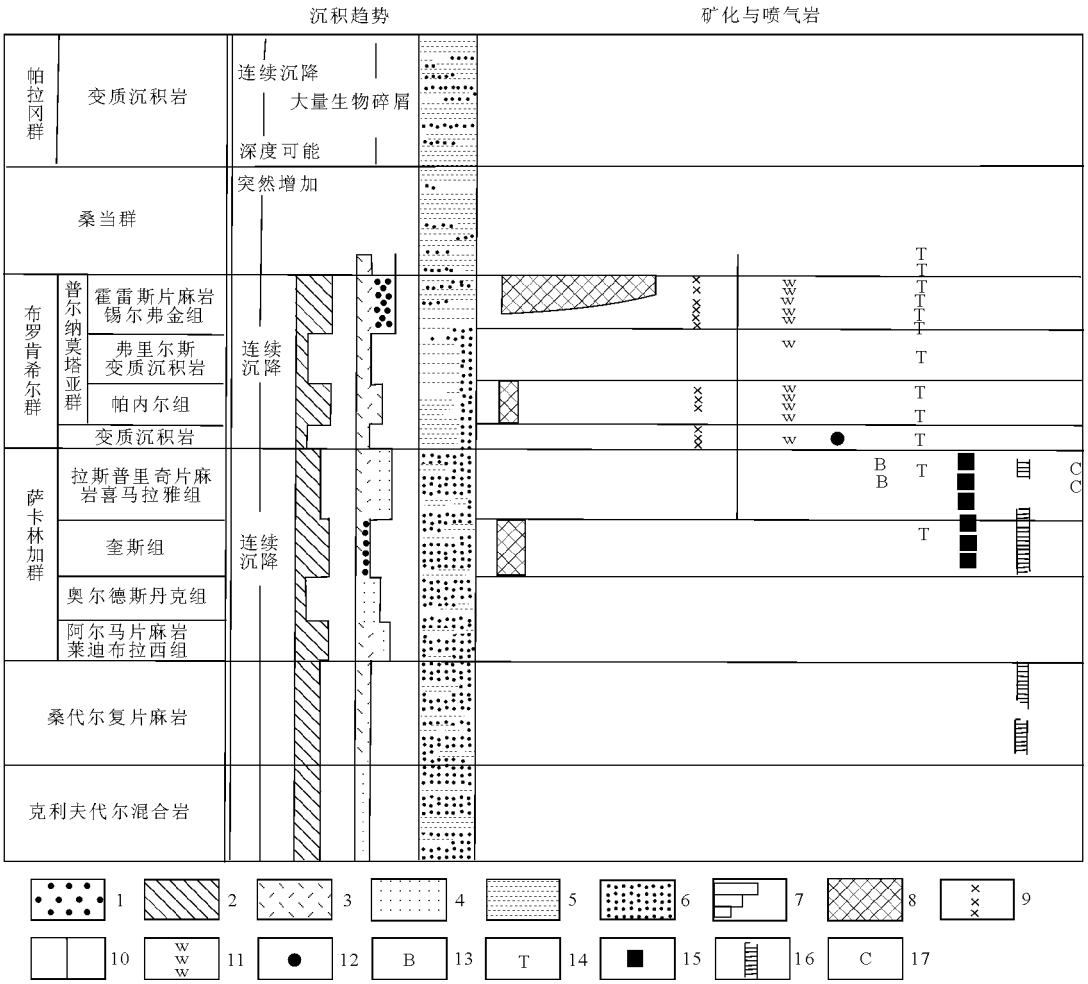


图 1　澳大利亚布罗肯希尔地区威利玛杂岩的地层（据 I. R. Plimer，1986）

1—流纹英安质火山岩；2—玄武质火山岩；3—流纹质到流纹英安质火山岩；4—砂岩、粉砂岩；5—粘土岩；6—蚀变为原始钠质酸性火山岩；7—岩石总体积中火山岩所占比例（从大到小）；8—布罗肯希尔型 Pb-Zn-Ag 矿床；9—条带状含铁层；10—石英-锌尖晶石岩；11—层状和层控白钨矿；12—含钙-硅酸盐的Pb-Zn-W；13—富钡的钙-硅酸盐；14—电气石岩；15—石英-磁铁矿±Fe，Cu硫化物；16—石英-氧化铁/硫化物±Cu；17—钠质片麻岩中的 Co 黄铁矿

2　矿床地质特征

布罗肯希尔矿田是由一套古元古代层状强变质岩石组成的，这套岩石与含有所有整合矿体的所谓“含矿层”一起被挤压成一个大型的向斜，而这个大型向斜又被次一级褶曲和断裂带所复杂化。

矿床呈一狭长的条带，沿 NNE 向延伸，平均宽 2 km，长 18 km。矿床中的主矿体产在矿田的中部，与石榴子石石英岩和砂岩共生。在矿床内有 6 个大矿体（A 矿体、B 矿体、1 号透镜体、2 号透镜体、3 号透镜体西南端、3 号透镜体东北端），这 6 个矿体彼此相距很近，呈近层状，由多金属矿石组成。这些矿体形成一个“主要矿层”，连续延伸长达 7.3 km，沿垂直方向，主要矿层延深 850 m，沿水平方向宽 250 m。主要矿层向 NW 陡倾。从纵剖面看，它呈弧状，从横剖面看，主要矿层像一个巨大的拖褶皱（图 2），最大的矿体是 2 号和 3 号透镜体，两者都非常稳定，沿走向延伸达 6 km。A 和 B 矿体在层位上高于 2，3 号透镜体，其矿石成分以闪锌矿为主。1 号透镜体延伸长度在 4 km 以上。

布罗肯希尔矿床的矿化垂直和水平分带现象明显。垂直分带表现在以锌为主的矿石（A 矿体、B 矿体和 1 号透镜体）在剖面上产在以铅为主的矿石（2 号和 3 号透镜体）之上，而水平分带则表现为锌矿分布在主要含矿层的西南部，而铅矿则分布在其东北部。

布罗肯希尔矿床的矿石成分复杂而又特殊，尤其是一“整套的”非金属矿物，形成了对多金属矿床来说并“不典型”的矿物组合。

主要工业矿物有方铅矿和闪锌矿（以铁闪锌矿为主）。矿石中常含磁黄铁矿、黄铜矿、毒砂和斜

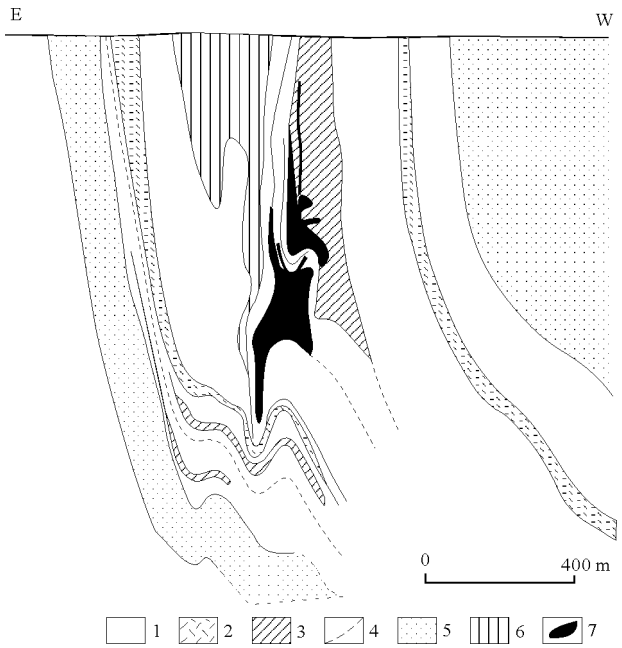


图 2 澳大利亚布罗肯希尔矿床南部综合剖面图（据 I. B. Lambert，1976）

1—夕线石石榴子石片岩；2—角闪岩；3—锌矿层；4—条带状含铁建造；5—花岗片麻岩；6—石榴子石片麻岩；7—矿体

方砷铁矿，其次是黝铜矿、斜方锑银矿和自然银，很少有黄铁矿。此外，在矿石中还有硫锑铁矿（FeSbS）、方黄铜矿、黑钨矿、白钨矿、辉钴矿、黄锡矿、辉铜矿、红锑镍矿（NiSb）、红镍矿、斑铜矿、金和自然锑等矿物。主要非金属矿物有石英、方解石、石榴子石、蔷薇辉石、钙铁辉石、萤石、硅灰石、长石；其次是黑柱石、磷灰石、钙蔷薇辉石、锌尖晶石、变白云母等。

布罗肯希尔 Pb-Zn-Ag 矿石中 Cu，Cd，As，Sb，Bi，F，P 等元素含量较高。

有些矿体中还有大的似伟晶岩的石英-长石岩体和夹层，如在 A 矿体中，它们分布在矿体的底部，与矿石一起形成整合的矿层。

各矿体金属含量变化大，据北布罗肯希尔采矿公司开采的矿石资料，主要金属的平均含量：2 号透镜体为 Pb 10.3%，Zn 7.3%，Ag 75×10^{-6}；3 号透镜体为 Pb 15.0%，Zn 9.42%，Ag 212×10^{-6}。以锌为主的矿体其金属含量如下：1 号透镜体为 Zn 20%，Pb 8%，Ag 31×10^{-6}；A 矿体为 Zn 14.5%，Pb 6%，Ag 46×10^{-6}；B 矿体为 Zn 16%，Pb 5%，Ag 31×10^{-6}。

矿床的原生矿石产在巨厚的铁帽之下，氧化深度达 100 m，即大致相当于地下水面，但有的地方达 200 m。在地表上，铁帽呈钟乳状和葡萄状的铁、锰氧化物质，有大量的淋滤孔穴。铁帽中银含量为 $60\times10^{-6}\sim900\times10^{-6}$，铅含量为 10%～25%，锌完全淋失。这正是澳大利亚中部干旱地带 Pb-Zn 矿床氧化带发育的特点。

铁帽以下为次生富集带，厚几厘米到数米。次生富集带中含有非常富的银（几千克/吨）、铅（达 40%）和铜（12%）的矿石。

布罗肯希尔矿床与围岩一起受到了强烈的变质作用。这不仅表现在矿体形态的变化上，矿体褶皱成具有复杂的小褶曲形态，而且也表现在矿石物质本身的强烈的再结晶作用上。

矿体似乎受到了 2 次变质作用，第一次使得矿体完全再结晶，成分发生了变化，这时同生层状矿石及其围岩，在古元古代火山-沉积岩石发生区域进化变质时也发生了变化。显然，这种变质作用具有“封闭”性质，它既没有带进和带出各种组分，也没有把矿质迁移很远，只是原始物质完全再结晶，如黄铁矿变为磁黄铁矿，层状矿床中的锰矿层部分变为蔷薇辉石，矿体的矿物成分是在“原地”发生了变化。第二次变质作用发生在较晚期的褶皱期间，显然使矿体的形态发生了变化，部分矿质迁移到次生褶皱的脊部，以及成为脱离主要矿层的石英质矿脉。石英质矿脉经常见于褶皱体的脊部，厚度达 1 m，但很少远离“主要矿层”。在掌子面上可见到这种交错的细脉和脉，可追索到距离矿体接触带几米的地方。这些细脉所含的矿石在矿床矿石总储量中所占的比例不到 1%，这是在变质作用期间再沉积的矿石，这些矿石中的方铅矿一般是粗晶质的。

I. 约翰逊和 G. 克林纳（1976）在分析“矿山剖面”容矿岩石的化学成分的基础上，恢复了相应的未变质岩，他们认为“矿山剖面”与一般的沉积-火山岩系相当（表 1），在世界许多地方的这种沉积-火山岩系中都产有层状多金属矿床。恢复布罗肯希尔矿体形成的古环境是一项复杂而细致的工作，这项工作主要是解释岩石和矿石原始（变质作用之前）的成分。今后甚至可能在变质岩中发现古火山构造，比如，有些研究人员认为，波托西片麻

表 1 布罗肯希尔矿区矿山剖面变质岩的原岩

矿山剖面岩石	原 岩
花岗片麻岩	酸性火山岩(流纹岩)
角闪岩	基性火山岩(玄武岩)
波托西片麻岩	酸性火山岩(流纹英安岩)
夕线石片麻岩	泥质页岩
石英岩质片麻岩	砂岩、石英岩

岩剖面厚度急剧增加可能表明，有局部的火山作用出现和有火山中心存在。

3 控矿因素和矿床成因

布罗肯希尔矿床的成因探讨已持续了一个世纪，从 1883 年矿床的发现起直到 20 世纪 50 年代，占上风的是成矿的热液交代说。这多半是由于其矿物成分的特点造成的。因为根据矿物成分可以把矿床看成是夕卡岩型或者高温热液型。长期以来人们认为，该矿床与矿床中发育的伟晶岩体有成因关系，是由于高温含矿热液交代对成矿有利的岩层而形成的。

但是，随着矿床矿山工作的进展，获得了新的实际地质资料，于是有人提出该矿床可能是同生的看法。这个观点是 H. 金和 B. 汤普森于 1953 年第一次提出来的，目前得到了大多数澳大利亚地质工作者的广泛支持。据研究认为，该矿床是在古元古代时期形成的、经过强烈变质的火山-沉积的层状矿床。I. 约翰逊和 G. 克林纳于 1976 年对这一见解提出了下列证据：矿体与围岩整合接触，而接触带又与“矿山剖面”的岩石层理一致。矿体严格产在一定的岩石组合中，在岩石组合的范围内矿体是剖面不可分割的一部分。含矿层岩石与波托西片麻岩和磁铁矿石英岩有空间联系。矿体周围没有围岩蚀变现象，而矿石和围岩片麻岩之间的接触界线明显，这也是同生说的重要证据。

总之，近 50 年来，同生说占主导地位，主要依据是矿体呈层状、透镜状，与围岩整合，呈同步褶皱，围岩蚀变不发育，区域上矿床赋存在一定地层层位，存在条带状矿石等。同生说能令人满意地解释该矿床的地质构造的特点、矿体的形态、矿体的矿物成分以及其他特点。但有关矿床成因还有许多问题没有被认识，特别是关于金属来源问题和矿石中的金属含量为何那样高的问题。已提出海底喷气沉积说和海底火山喷气沉积说等成矿理论来解释此矿的形成。

Staton 和 Rafter（1966）以及 Both 和 Smith (1975）对布罗肯希尔矿床硫化物的硫同位素进行了研究，矿物的 $\delta^{34}S$ 值范围：方铅矿 −2.1‰～1.6‰，闪锌矿为 0.3‰～2.4‰，磁黄铁矿为 1.2‰～2.2‰。B. L. 布尔森等人（1983）对铅同位素的研究证明，布罗肯希尔（奎斯组中）的平纳克尔斯矿床的铅都是来自深部，$\delta^{34}S$ 值都密集在 0 附近，表明硫源是单一的，可能是初生硫，它们与直接或间接源自岩浆的硫是一致的。布罗肯希尔矿石的 S/Se 值为 9 066～11 463。而萨卡林加群含钴黄铁矿的 S/Se 值为 2 200。这个范围的 S/Se 值表明矿质是岩浆来源的。

1985 年 I. R. Plimer 提出布罗肯希尔矿床是地幔交代的产物，指出矿液来自受到交代的地幔而不是火山流体、地层水或下降对流的海水。而且断定，布罗肯希尔矿床是在硅铝层上的裂谷内的盆地或地堑中形成的。成矿作用与玄武岩侵入及同时发生的玄武岩-流纹英安岩火山作用大致同时，即是与流纹英安质火山作用同时。3 次喷气成矿作用形成 3 个主要的海底喷气 Pb-Zn 矿化层（即奎斯组、帕内尔组和霍雷斯片麻岩顶部）。这 3 次喷气成矿作用事件与最高的地温梯度重合是断裂向极深处生长、大量玄武岩岩浆和热的地幔流体的侵入以及玄武质和流纹英安质岩浆、地幔流体沿这些深断裂上升进入地堑中的结果。如果流体和岩浆都通过这种机理从地幔中释放出来，那么布罗肯希尔下面的地幔就必然受到了交代。因此，强烈矿化的布罗肯希尔地块便是一个反映其下伏受到交代的古元古代地幔的一个成矿区。

抛开各种成矿说来看看该矿床的最基本控矿因素，首先是古—中元古代的裂谷或地堑对矿床的控制作用明显。深变质围岩的原岩恢复工作使人们确信，在含矿岩系中存在不同成分的火山熔岩、火山碎屑岩。从双峰火山岩的存在，拉斑玄武岩铁含量极高以及沉积相特征等，认为威利玛超群的沉积环境是一种拉张环境。所产生的岩石类型（如未成熟的陆源碎屑和火山碎屑、低钾拉斑玄武岩、铁质玄武岩、钙碱性英安岩和流纹岩、钠质过碱性火山岩及薄层浊积岩）都与正常发育的硅铝层上裂谷中的地层相似。同时，矿石形成和变质年龄都落在古—中元古代（16.3～17.0 亿年），而中元古代早期（14～18 亿年）正是世界上一些规模巨大的铅-锌矿床形成时期。因而该矿床首要的控制因素就是古—中元古代的拉张性裂谷沉积盆地。

第二是地层层位和岩性的控制作用。布罗肯希尔矿床矿化严格出现在 3 个层位中，即威利玛超群的萨卡林加群奎斯组和布罗肯希尔群的帕内尔组及霍雷斯片麻岩组。尤其是布罗肯希尔群顶部的霍雷斯片麻组中赋存着大而富的主矿脉（图 1）。霍雷斯片麻岩组岩性主要由石英-长石-黑云母-石榴子石片麻岩组成，其中夹角闪岩、变质沉积岩、石英-锌尖晶石岩、电气石-石英岩等（图 3）。可见矿体还与各种喷气岩伴生，如条带状含铁层、石英-锌

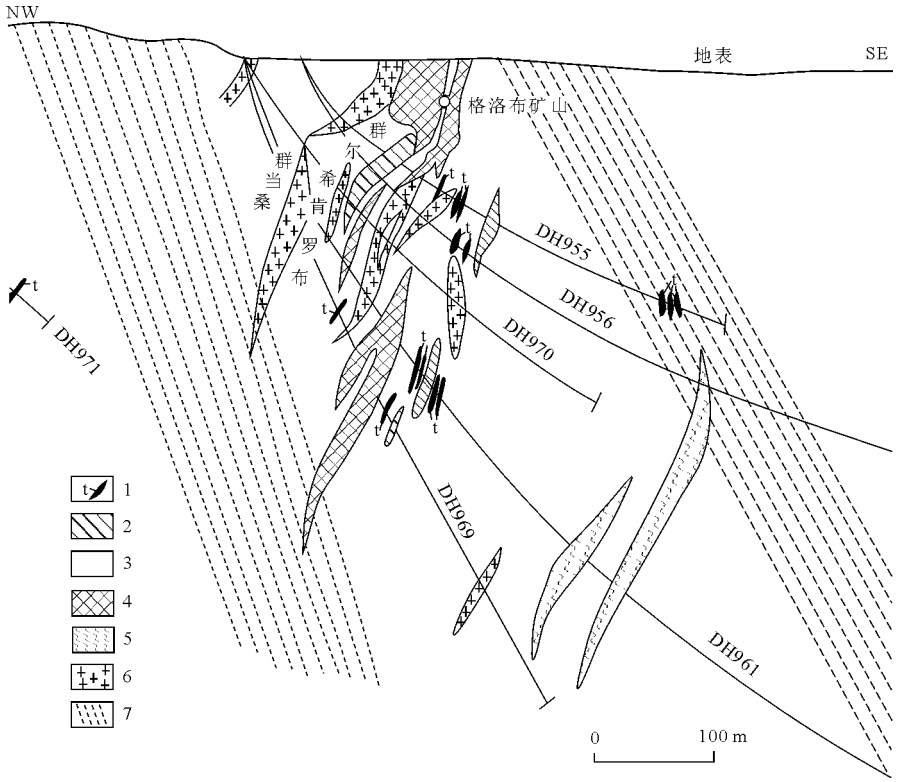


图 3 澳大利亚布罗肯希尔地区格洛布矿山地质剖面图（转引自裴荣富等，1998）

1—电气石；2—富硫化物矿脉层；3—泥质、砂屑变质沉积岩；4—波托西片麻岩；5—角闪岩和基性片麻岩；6—伟晶岩；7—剪切带

尖晶石岩、电气石岩等，而且非常富含钙、氟、磷和锰。恢复其原岩相当于沉积-火山岩系，其中包括酸性火山岩（流纹-英安岩）、基性火山岩（玄武岩）以及泥质页岩和砂岩等，这与上覆无矿地层（桑当群和帕拉冈群）缺玄武岩、长英质火山岩及喷气岩形成鲜明的对照。从形成的 3 个矿化层，反推有 3 次海底热液喷气成矿作用，认为该矿床是一个遭受变质的海底喷气沉积型（Sedex）矿床，其地层与岩性的控矿作用是尤为明显的。

这种产在古老年代（古元古代、甚至可能是太古宙）、遭受到非常强烈变质作用的火山沉积层状矿床具有很大的工业价值，启示我们在前寒武纪深变质杂岩中要更加注意寻找这类多金属矿床。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

波兰西里西亚—克拉科夫 MVT 型铅-锌矿区

波兰西里西亚—克拉科夫（Silesia-Cracov）铅-锌矿区是欧洲最重要的铅-锌产区之一。区内有铅、锌储量 3 200 万 t，铅、锌合计品位 12%，这些矿床产在三叠纪和泥盆纪碳酸盐岩沉积岩中。是典型的密西西比河谷型铅-锌矿床，对该区矿石、容矿岩石、容矿地层的研究已有 100 多年历史。

矿床分布在波兰南部上西里西亚煤盆地的北部和东北部边缘。已发现有 5 个矿床：东部的奥尔库兹（Olkusz），南部的克尔扎诺乌（Chrzanow）。西部的贝托姆（Bytom）已关闭。东北部有查韦尔沙（Zawiercie）和北部的卡莱蒂（Kalety）。

矿区位于华力西期上西里西亚煤盆地和加里东期克拉科夫—卢宾断裂带之间（图 1）。区内发育古生代和中生代地层，有下古生界复理石地层（寒武系、奥陶系、志留系），上古生界碳酸盐岩地层（泥盆系、石炭系、二叠系）和中生代碳酸盐岩地层（三叠系、侏罗系）。区内还出现有华力西期的斑状侵入岩和加里东期花岗侵入岩等。

该区铅、锌硫化物矿化在泥盆纪、石炭纪、三叠纪、侏罗纪碳酸盐岩中均有产出（图 2），但具经济价值的矿石只在泥盆纪和三叠纪中。目前只在三叠纪岩石中开采矿石，泥盆纪中的矿床也具经济价值，但还未开采，侏罗系等其他层位的矿化目前不具经济价值。

该区大多数硫化物矿石产在穆什尔卡尔克（Muschelkalk）岩系的结晶白云岩中，被称为“含

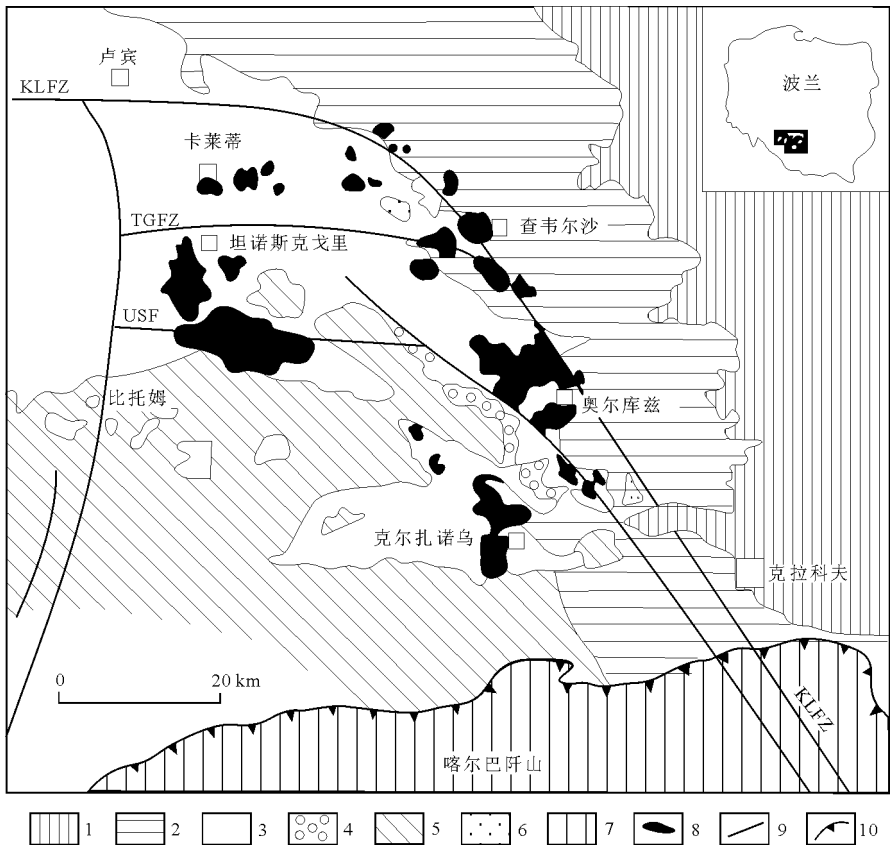


图 1 波兰上西里西亚地区简明地质图（据 Maria SASS-Gustkiewicz，2001）

主要表示与古生代断裂带和断层有关的波兰上西里西亚层控 Zn-Pb 矿床的分布

1—白垩纪；2—侏罗纪；3—三叠纪；4—二叠纪；5—石炭纪；6—泥盆纪；7—白垩纪—第三纪的喀尔巴阡（Carpathian）推覆体地层；8—Zn-Pb矿床；9—裂隙带和主要断层；10—喀尔巴阡推覆体界线；KLFZ—克拉科夫—卢宾（Krakow-Lubliniec）断裂带；TGFZ—坦诺斯克戈里（Tarnowskie Gory）断裂带；USF—上西里西亚（Upper Silesian）断层

矿白云岩”（Ore-bearing Dolomite），是硫化物矿石的容矿岩石，含矿白云岩出现在三叠纪和泥盆纪碳酸盐岩地层中，它与周围地层（灰岩、早期成岩白云岩）显示交切、交代关系。含矿白云岩被解释为与未蚀变地层交代的产物，是由灰岩的白云岩化和早期成岩白云岩的重结晶化的结果，它交代灰岩和早期成岩各个地层单元中的白云岩：从罗提安（Roethian）白云岩、戈戈林（Gogolin）、戈拉兹（Gorazdze）、特雷布拉吐拉（Terebratula）和克尔昌威斯（Karchowice）灰岩，到迪普劳波拉（Diplopora）白云岩。在显微镜下研究证实，含矿白云岩和硫化物矿石在形成期间是不可分割的，是在同一种形成作用中的产物。

根据地质证据，含矿白云岩的形成发生在穆什尔卡尔克岩系沉积之后，但在侏罗纪沉积旋回之前。矿石和含矿白云岩显然是后生成因的。

矿体在含矿白云岩中占据各种孔隙，呈板状、透镜状、似巢状。有水平状的矿体，也有垂直状的矿体，垂直状的矿体含有大量矿化角砾。

中生代和古生代岩石中矿石的矿物和地球化学成分是相似的。矿石矿物成分简单，最常见的矿石矿物为闪锌矿、方铅矿、白铁矿和黄铁矿，有少量的纤锌矿、硫锌矿，局部还有铅-砷硫盐矿物。非金属矿物有白云石、重晶石、方解石和铁白云石等。矿体中局部富集有黑色有机质，研究证实，这是弹性沥青（一种钙质腐殖酸盐），是一种有机矿物物质。弹性沥青是与硫化物矿物同时沉积的。

矿床成矿时代有不同意见，一般认为该区硫化物矿石是在三叠纪碳酸盐岩中形成的。但 Symons 等人（1995）根据古地磁资料认为，这些矿石为第三纪的。后来，Nawrocki 和 Szule（2000）也根据古地磁研究认为，由热液引起的再磁化时代为晚三叠世。而地质证据也清楚地显示该区矿石是在侏罗纪之前侵位的。

据闪锌矿中原生液态包裹体测量的均一温度从 80～158 ℃，从中三叠统到上泥盆统容矿地层随深度增加，温度明显增高。

硫化物矿化主要受岩溶控制。其形成次序：1）

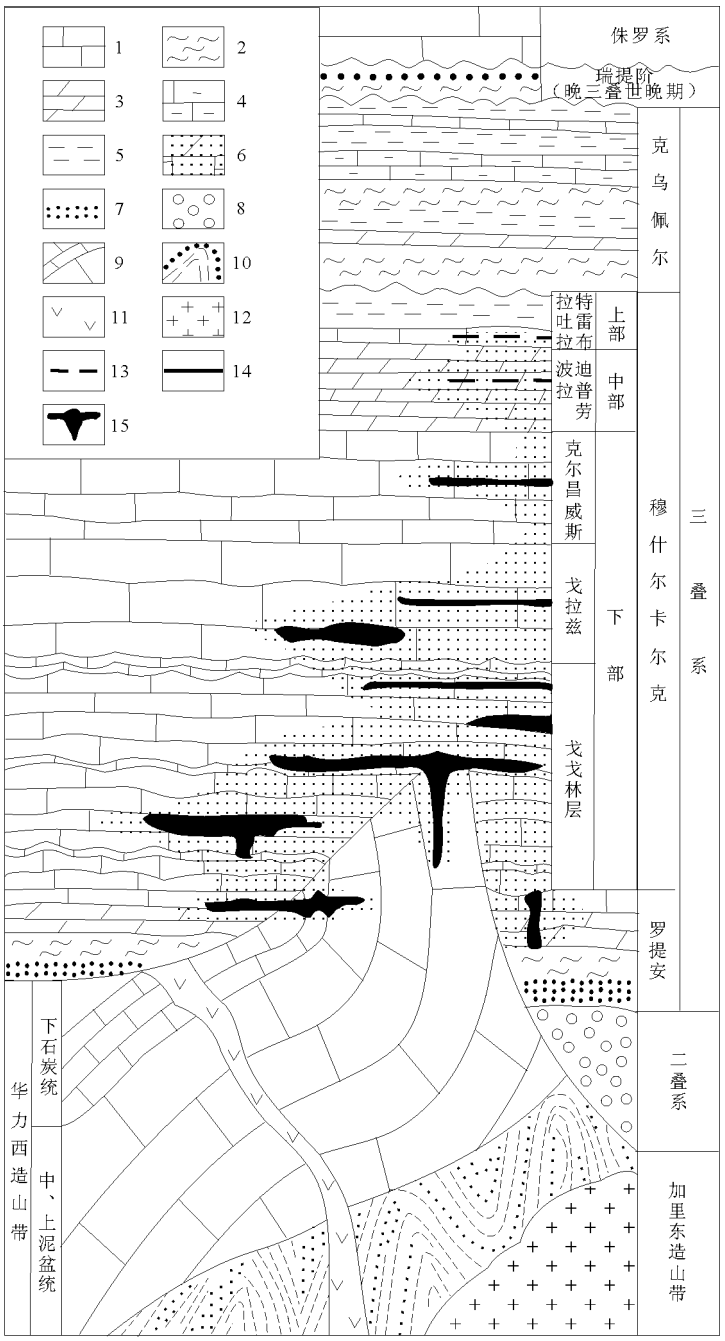


图 2　波兰上西里西亚 Zn-Pb 硫化物矿床的岩石地层位置综合图（据 Maria SASS-Gustkiewicz，2001）

1—灰岩；2—粘土岩；3—白云岩；4—大理岩；5—泥岩；6—含矿白云岩；7—砂岩；8—砾岩；9—上古生界碳酸盐岩（中—上泥盆统，下石炭统）；10—下古生界复理石（寒武系、奥陶系、志留系）；11—华力西期斑状侵入体；12—加里东期花岗侵入体；13—边界品位以下的矿体；14—板状矿体；15—透镜状、似巢状和似柱状矿体

由于灰岩白云岩化、白云质岩石和成岩的白云岩的重结晶形成含矿白云岩，随后发生铁白云岩化；2）含矿白云岩被硫化物交代形成交代的原始岩溶矿床；3）矿石矿物在原始的和成熟的岩溶构造中充填空的孔隙，可见区内矿石有交代和充填 2 种类型。

该区碳酸盐岩容矿岩石的溶解作用与硫化物矿石的交代作用是同时发生的。交代矿石通常表现为微小的、狭窄的溶解晶洞，沿原生和次生不连续面发育，在这些地方，溶解的速度较快，因此，溶解作用可以领先于沉积作用。从显微镜下观察，这些矿床矿石交代作用的每一步都是与碳酸盐容矿岩石的溶解作用相伴随的。因此，交代矿床作为矿床演化的一个原始岩溶阶段这种解释是合理的。

交代的闪锌矿矿石占上西里西亚地区矿床的重要部分。这些矿石呈不规则状、似巢状堆积体，或

形成板状体，平行于层理。矿石的结构特征具有浸染状、不规则斑点状、条带状和多孔状。

充填的矿石是由化学沉积物充填在空的孔隙内形成的。形成脉状、细脉状和矿化角砾岩。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

美国维伯纳姆 MVT 型铅-锌矿带

美国维伯纳姆（Viburnum Trend）铅-锌矿带，位于密苏里州东南部“老铅矿带”以西，因而也称为“新铅矿带”。该矿带是美国 20 世纪 50～60 年代矿产勘查中最重要的发现之一。矿体完全掩埋在地下 330～400 m 处，矿带总长约 72 km，宽上百米到 3 km。矿石总储量达 10 亿 t，含铅至少可达 3 000 万 t，矿石品位：铅 3%～8%，锌 0.5%～1%，铜 0.1%。

1 矿带的发现

早在 1700 年法国旅行者就报道了密苏里州东南部有铅矿显示。1720 年法国人开始在拉谋特矿山开采地表矿。1725 年发现“老矿山”等铅矿床，1763 年发现富的、近地表的伯顿矿山，1798 年在波多西周围发现重要矿山。以后连续发现浅部铅-锌矿，不断扩大采矿规模。1864 年美国的圣乔铅公司成立，他们购买了一些矿山，到 1933 年该公司已成了该区主要的经营者。但 1940 年以后，老铅矿带已知储量已大为减少，有的已采掘殆尽。人们甚至认为再在老矿区附近加强勘查能否发现新矿床也是值得怀疑的。因而在 1943 年，圣乔公司为开发新的铅矿资源决定从事一项广泛的区域调查，包括地质、地球物理和钻探勘查，25 名地质学家参与调查，靶区集中在老矿区以西的华盛顿县，他们认为那里存在着与老铅矿带相类似的地质条件，但比老铅矿带的深度要大。

起初，根据地表矿化、老矿坑和地球化学晕找浅部的波多西矿层，但先后都失败了。于是圣乔公司准备把人员和钻机转移到另外地区去，但这时该公司的退休地质学家 R. 瓦格纳坚持要留下人继续钻进到博内特尔层（Bonneterre），结果发现了矿化，找到了一个大矿床，这就是 1948 年找到的印第安克里克矿床。该矿床离老矿区只有 32 km，但它的发现说明了矿床有可能在老铅矿带以西的较深部位中出现。对这个矿床的详细研究（包括对沉积构造进行详细的地下填图），使人们认识到：这里含矿的主要层位是博内特尔白云岩，而博内特尔白云岩沉积在晚寒武世浅海中，矿床位于或呈沙洲或呈生物礁的藻类生长地区，离岸 40 km 左右，平行于海岛的海岸线。这种海岛就是位于古浅海中的前寒武纪圆丘或山脊。印第安克里克矿床就位于一个海岛（前寒武纪圆丘）的斜坡上。因此看来古地形是更重要的控矿因素，所以晚寒武世地形的地质再造成了有力的勘查工具。由于前寒武纪圆丘顶部通常有较厚的含铁层，因而有可能用磁法或重力法来初步圈定这种圆丘。根据这种认识布置了许多物探工作，同时进行钻探，但由于圆丘并不能指示矿体的确切位置，因而大量钻孔落空。从 1948 年到 1955 年，只发现个别孤立矿体和一个中型矿床。直到 1955 年，圣乔公司在一个圆丘的东南部沿着推测的古老山脊的顶部进行钻进才发现了一个富矿体，即 27 号矿山，它是维伯纳姆矿带的卫星矿。接着在同样地区继续钻进导致了维伯纳姆主矿带上第一个矿床（即 28 号矿山）的发现。从那以后连续不断的许多钻孔均见矿，并查明了矿带的总走向。但是即使是进行了最好的地质和地球物理研究，钻孔的见矿率仍不高。于是人们根据大量的钻孔资料，对博内特尔地层进行详细的岩相研究，提出了一个等四面体的岩相分类方案，即以粘土质泥、碳酸盐质砂、碳酸盐质泥和有机沉积物作为四面体的 4 个端点进行岩相分类，重建博内特尔组的古生态。认识到博内特尔层由 3 个岩相组成：大陆架（或潟湖）沉积相（主要是白色粗晶白云岩），礁灰岩相（棕褐色或棕黄色白云岩化多孔岩石）和大洋盆地沉积相（未蚀变的灰色灰岩）。而博内特尔层内的礁构造或礁岩相就是矿石所在地，因而可用钻探直接追寻礁灰岩相，从而找到矿石。

1958 年，圣乔公司又找到了弗莱彻矿床。直到 1965 年，前后耗时 22 年，投资 7 500 万美元，经过反复的地质-物探研究，终于查明了这一 SN 向的巨大的新铅矿带，并且还顺便在圆丘上找到了 10 亿 t 铁矿石。

2 区域地质背景

密苏里州东南部铅矿区位于北美克拉通中央稳

定区南缘附近。维伯纳姆矿带位于圣法兰科斯山（St Francois）山脉西边，在“老铅矿带”以西 80 km，从维伯纳姆镇向南延伸到埃米嫩斯镇，形成一 SN 向的狭长地带。

南北狭长矿带中央为前寒武纪岩石，呈一山地，周围为古生代沉积物，大部分矿化出现在前寒武纪岩石周围的晚寒武世沉积物中。晚寒武世地层由各种类型的碳酸盐类岩石组成，基本上代表了连续的沉积作用。在区内它由 6 个岩组组成（图 1）。由下往上依次：拉谋特砂岩组、博内特尔白云岩组、代维斯页岩组、达尔比—多朗白云岩组、波多西白云岩组和埃米嫩斯白云岩组。拉谋特砂岩组之下为前寒武纪的火成岩基底岩石，有花岗岩、流纹斑岩和长英质岩石。这些基底岩石犹如站立在晚寒武世浅海中的海岛，这种海岛现在看来就是隐伏的前寒武纪圆丘或山脊。

拉谋特砂岩组主要由分选良好、细到中粒、滚圆的石英砂质岩组成。有一过渡层过渡到上面的博内特尔白云岩组。该过渡层由白云质砂岩渐变为砂质白云岩。

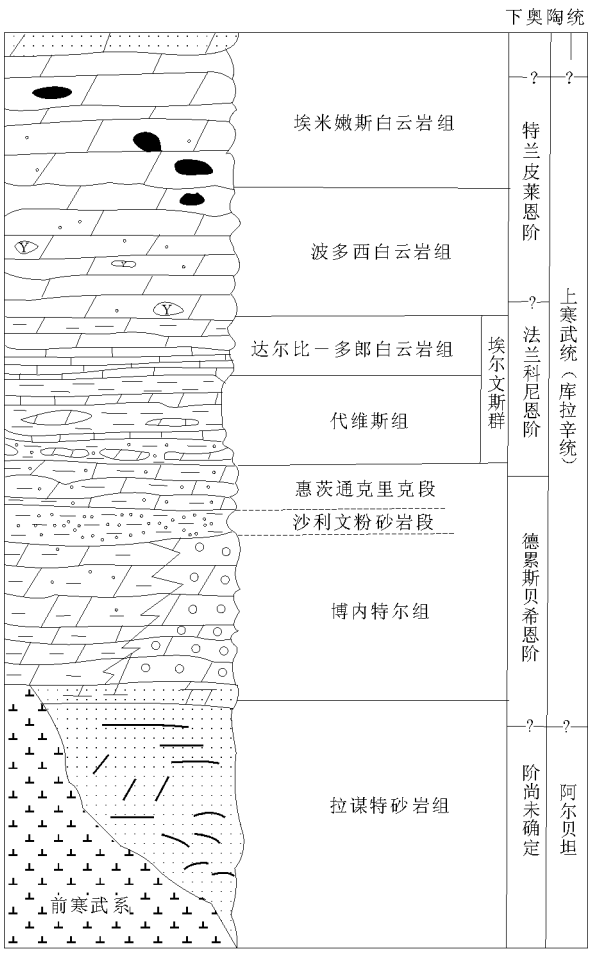


图 1　美国密苏里州东南部上寒武统综合地层柱状图［转引自地矿部情报所，国外重要矿床（区）勘查史例，第二册，1985］

博内特尔白云岩组是该区的主要容矿岩层，由白云岩、页岩、砂质白云岩，有时夹一些灰岩组成。大多数地质学家把它分为下、中、上 3 个组。下博内特尔组就是博内特尔—拉谋特过渡层；中博内特尔组是由 2 种岩相——泥晶岩相及页岩相和与之同时期的鲕状相相互穿插组成。泥晶岩相和页岩相相当于有些学者所说的“滨外相”，而鲕状相相当于有些学者所描述的“堤礁”或“藻滩”。上博内特尔组由称为沙利文粉砂岩段的各种页岩和纹层状石英粉砂岩组成。上面覆盖一层称为惠茨通克里克岩段，通常呈粗粒的灰屑岩出现，含有数量不等的石英砂、石英粉砂和（或）页岩。

恢复博内特尔组的古地理可以看出，它有属于大陆架的沉积物，也有属于堡礁沉积物以及属于大洋盆地沉积物。大陆架沉积物为粗粒的白色结晶白云岩，大洋盆地沉积物为未蚀变的灰色灰岩，两者之间为棕褐色的白云岩化礁灰岩。矿石与礁灰岩关系密切，礁灰岩一般平行于前寒武纪海岛的海岸线分布，因此，现在礁灰岩的位置往往就在前寒武纪圆丘的斜坡上。

代维斯页岩组，由于其中页岩成分很多，因而与其上下层均很不相同。通常由绿色页岩、粉砂质白云岩、灰岩、砂岩以及细粒海绿石互层组成。

达尔比—多朗白云岩组，由薄层泥质白云岩和厚层状泥质白云岩组成。

波多西白云岩组和埃米嫩斯白云岩组，均由厚层白云岩组成。

3　矿区地质和矿化特征

该区矿床属于典型的密西西比河谷型，最大和最多的具有经济价值的铅-锌矿床均出现在上寒武统博内特尔组。主要采矿区（按发现的先后次序）：拉谋特—弗雷德里克敦、老铅矿带、安那波利斯、印第安克里克和维伯纳姆矿带。从弗雷德里克敦矿山向逆时针方向，在博内特尔组中矿化层位有逐渐往上的趋势。

拉谋特—弗雷德里克敦矿山，矿体通常赋存在拉谋特砂岩组尖灭处隐伏的前寒武纪圆丘侧翼。在博内特尔组底部砂质过渡层尤其有利于矿石沉积。

老铅矿带包括邦纳特雷矿田、弗莱特河矿田和利德伍德矿田等。矿体产在堤礁环境，与多种原生和次生沉积特征有关，断裂和破裂作用似乎也影响

矿石沉积。博内特尔组的下部和中部是矿石沉积的有利层位，但有些地方矿化向下延伸到拉谋特砂岩组和向上延伸到博内特尔组的顶部。

印第安克里克地区包括 2 个矿山（印第安克里克和古斯克里克）。印第安克里克矿山的矿体赋存在博内特尔组礁灰岩内和其附近，礁灰岩发育在 NE 走向的前寒武纪基底山脉西侧。在古斯克里克矿山矿化大部分赋存于拉谋特砂岩中，但也有在博内特尔层下部。

维伯纳姆矿带内有奥扎克、弗莱彻、布拉什克里克、布克、马格蒙特等矿山以及包括第 27，28，29 号矿山的维伯纳姆矿田。矿带内矿床的情况大同小异。矿化的主要层位是博内特尔白云岩组的上部礁岩相，礁岩相又可分为礁后相（白云岩）、礁体相（白云岩化岩石）、礁前相（灰岩）。大部分矿体赋存于礁体相中，矿体与礁体厚度呈正相关。另外，矿带内溶解坍塌构造发育，使岩层角砾化，大部分矿石产在灰屑岩层角砾化的白云岩中。这种溶解坍塌构造是含有高品位铅-锌矿石的容矿构造，可沿矿带走向追索几千米，如矿带中的马格蒙特矿床，其储量大部分集中在这种构造带的角砾化矿石中（图 2）。

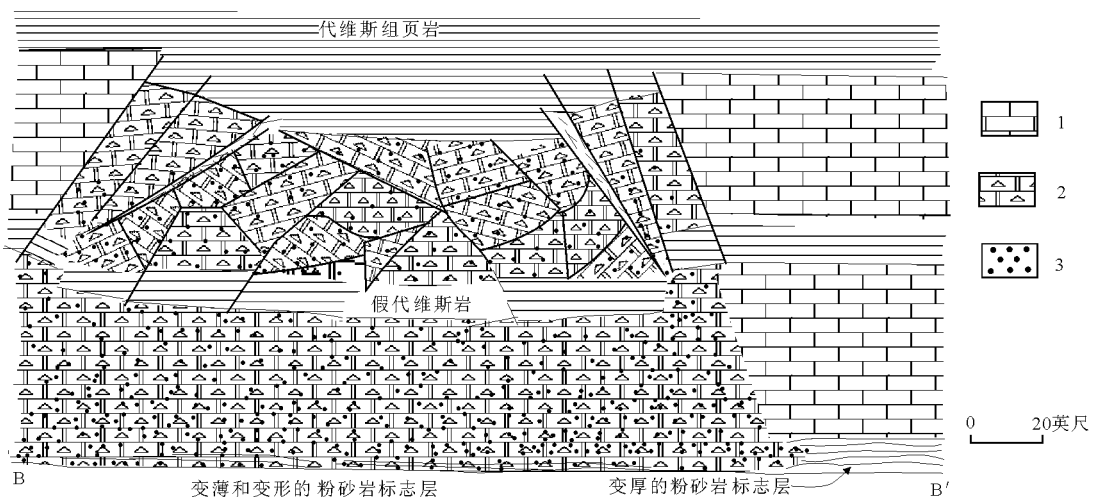


图 2　美国密苏里州东南部维伯纳姆矿带的马格蒙特矿山横剖面图（转引自地矿部矿床所，层控贱金属矿床及其成矿作用，1985）

1—白云岩；2—角砾岩化白云岩；3—矿化

矿带主要金属矿物有方铅矿、闪锌矿、黄铜矿和白铁矿等，它们或充填在角砾间，或产在藻礁中呈叠层石构造出现。晶簇状石英组成角砾碎块间隙的胶结物，并充填了孔洞和晶洞。

除博内特尔白云岩组矿化外，波多西组上部和埃米嫩斯组下部白云岩中也有些矿化。早期地表采矿大部分来自这些层位，它们被风化、溶解而成残留的含矿粘土。其中方铅矿和重晶石几乎常常一起呈粗粒结晶集合体出现。

通过对这些矿床的详细研究可以看出，控制密苏里州东南部矿床的最主要控矿因素是博内特尔组内的礁灰岩相，这些礁灰岩平行前寒武纪海岛的海岸线分布，离岸 40 km 左右，其位置在前寒武纪圆丘的斜坡上。因此，古地理和沉积作用的研究是该区勘查的前提。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

加拿大塞尔温盆地中的 Sedex 型铅-锌矿床

塞尔温（Selwyn）盆地主要位于加拿大育空地区，部分延伸和扩展到西北地区及不列颠哥伦比亚省。它是加拿大克拉通边缘的一个坳陷盆地，呈 NW 向稍拉长状，SN 长至少有 1 200 km。自 1951 年在盆地东缘首次发现托姆（Tom）铅-锌矿床后，进行了大力勘查。迄今，在该盆地内已发现 20 多个矿床，集中在安维尔（Anvil）、霍华兹山口（Howards Pass）、麦克米伦山口（Macmillan Pass）和加塔加（Gataga）4 个矿区。据初步估计，其矿石储量可达 9 亿 t，已成为世界上最大的铅-锌矿区之一。

1 塞尔温盆地的地质环境

塞尔温盆地属北美早古生代稳定地块的边缘盆地，呈 NW 向延伸，平行于科迪勒拉构造走向。盆地东邻马更些台地，西接佩利—卡西尔台地，南至皮斯河背斜。这些大地构造单元之间的边界多为相变带，有些地方则可能以断裂为界。马更些台地和卡西尔台地均为碳酸盐相，盆地内主要为页岩相。盆地的西缘有 NW 向巨大的中生代右旋走向滑动断层——廷蒂纳断层穿过。

盆地内最老的岩石为新元古代的“砂砾岩”，由页岩、砂岩、砂砾岩和灰岩组成。迄今认为，这种岩石组合不是重要的容矿岩石，故很少进行勘查。“砂砾层”之上为罗德河群岩石（图 1），为寒武纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪的岩石，由含碳酸盐的、泥质沉积岩以及少量粗碎屑组分组成，它是盆地中主要的容矿岩石，可大致分为边缘页岩相和中央燧石岩相。罗德河群的平静沉积环境到中泥盆世时变成了以断块、裂谷作用和盆地抬升为特征的另一种环境，这使罗德河群岩石，特别是中央燧石

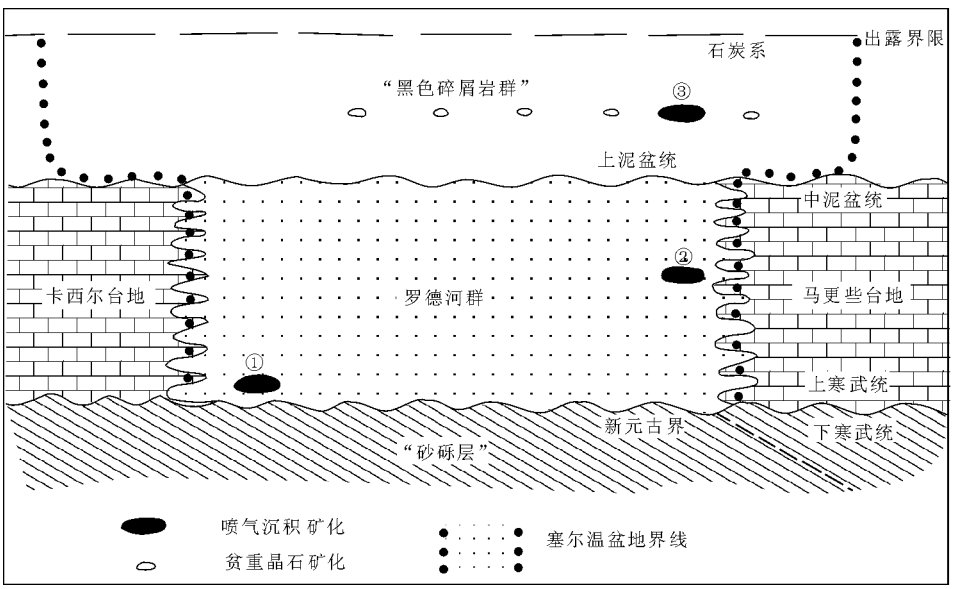


图 1 加拿大塞尔温盆地简略地层剖面图［转引自地矿部情报所，国外重要矿床（区）勘查史例，第二册，1985］
①—安维尔矿区；②—霍华兹山口矿区；③—加塔加和麦克米伦山口矿区

岩带受到了剥蚀，沉积了包括浊流碎屑和滑坡角砾岩与页岩和硅石岩互层的混杂组合，即为罗德河群之上的“黑色碎屑岩群”，属于晚泥盆世和石炭纪的岩石。该群最明显的特征是出现有富含重晶石岩层，也是重要的容矿岩层。

2 盆地中的找矿工作

1951 年，哈得逊湾采矿和冶炼有限公司勘探人员在塞尔温盆地东缘卡诺尔大路边首次发现出露着的托姆矿床。该矿床拥有矿石储量 860 万 t（含铅、锌金属 138 万 t），铅、锌合计品位 16%，含银 93×10^{-6}。1953 年，找矿人在塞尔温盆地西缘安维尔岭发现温戈尔达矿床，它也是一个有露头（铁帽）的矿床，拥有矿石储量 850 万 t（含铅、锌金属 95 万 t），锌品位 7.96%，含银 54.7×10^{-6}。1965 年，迪纳斯蒂联合公司和塞浦路斯矿山公司在温戈尔达矿床西北约 18 km 处联合发现了一个大型铅-锌矿，这就是已在开采的法罗（Faro）矿床。矿体隐伏地下，是进行地球物理和地球化学探矿结合地质调查发现的，矿床含有铅、锌金属 599 万 t，铅、锌合计品位 9.5%。这几个铅、锌矿床，是在认识到塞尔温盆地的存在和该地的重要性之前发现的。

20 世纪 60 年代晚期，通过系统的区域地质填图、地层及沉积相研究工作，认识到马更些稳定台地碳酸盐沉积与塞尔温盆地的同时代页岩的岩相分界线是塞尔温盆地的东北边缘。这一岩相边界在 20 世纪 70 年代初成了重要的勘查地带。人们首先集中在边界旁的碳酸盐类岩石中找矿，但没有重大发现。后来又集中到页岩上找矿。1972 年，普拉塞尔矿产开发公司勘查地球化学异常时，在页岩中发现了特大型的霍华兹山口矿床，矿床含有铅、锌金属储量 850 万 t，铅、锌合计品位 7.7%。该矿

床的发现，重新引起了对塞尔温盆地的注意。1973 年又在盆地西缘安维尔岭区发现了格卢姆（Grum）矿床，矿石储量 2 608 万 t（含铅、锌金属 274 万 t），铅、锌合计品位 10.5%，含银 62.05×10^{-6}。

由于认识到霍华兹山口和安维尔岭区的矿床位于塞尔温盆地的两侧，因而得出了关于该盆地对成矿起控制作用的概念。在对碳酸盐类岩石经过较完全的勘查后，找矿的重点进一步转向盆地（页岩）方向。1976 年，塞浦路斯安维尔矿山公司在盆地的西南边缘对成矿有利层位进行钻探验证时，在 300 多米深处发现了大型 DY 矿床，是一个整合席状的高品位矿床，矿石储量 1 470 万 t（含铅、锌金属 187 万 t），铅、锌合计品位 12.7%，含银 84×10^{-6}。1978 年，在盆地的东南延伸部分也发现巨大的西尔奎（Cirgue）矿床，是通过物化探工作发现的，矿床产在晚泥盆世地层中，矿石储量达 3 000万 t（含铅、锌金属 306 万 t），铅、锌合计品位 10.2%，含银 45×10^{-6}，至此，盆地的东缘、西缘、东南延伸部分均有重要矿床的发现，盆地的控矿作用明显，引起多家勘查公司的兴趣，发现了大量矿床。

3 盆地中主要矿床的地质特征

已知在塞尔温盆地内大约发现了 20 多个矿床，这些矿床都被认为是属于产在沉积岩中海底喷气矿床，容矿岩石为细粒的以碎屑物为主的岩石，包括页岩、粉砂岩、泥岩和碳酸盐岩等。这些矿床大部分分布在 4 个矿区：安维尔、霍华兹山口、麦克米伦山口和加塔加矿区（表 1）。

表 1 塞尔温盆地的喷气沉积矿床

矿 区	容矿地层	时 代	矿石储量/亿 t	w(B)/%		w(Ag)/10^{-6}
				Zn	Pb	
安维尔	相当罗德河群	早寒武世	2.6	6.0	3.0	38
霍华兹山口	罗德河群	早志留世	1.2	7.5	1.5	6
麦克米伦山口	“黑色碎屑岩群”	晚泥盆世	0.5	7.0	5.0	70
加塔加	“黑色碎屑岩群”	晚泥盆世	1.7	7.8	2.2	48
未勘探基地(2 个)			3.0			

资料来源：地矿部情报所，国外重要矿床（区）勘查史例，第二册，1985 年。

安维尔矿区位于塞尔温盆地西缘（图 2），包括 8 个矿床，它们沿着 25 km 长的弧形带分布，它们是法罗、菲尔思、格卢姆、温戈尔达、DY、斯维姆、BS 和西亚矿床。硫化矿床产于早寒武纪的石墨千枚岩中。

矿床有明显的垂直分带，从上到下为重晶石块状硫化物，黄铁矿块状硫化物，黄铁矿石英岩，条带状石墨石英岩。大多数矿床周围有白云母蚀变带，而且在矿床底板最发育。

矿区中最大的法罗矿床产在区域变质程度较深的黑云母千枚岩中，矿床由块状、条纹状和浸染状硫化物组成。有 3 个主要矿体——法罗Ⅰ号、Ⅱ号和Ⅲ号。法罗Ⅰ号矿体长 1 400 多米，最大宽度 420 多米，厚 79 m；Ⅱ号矿体长 480 多米，宽 330

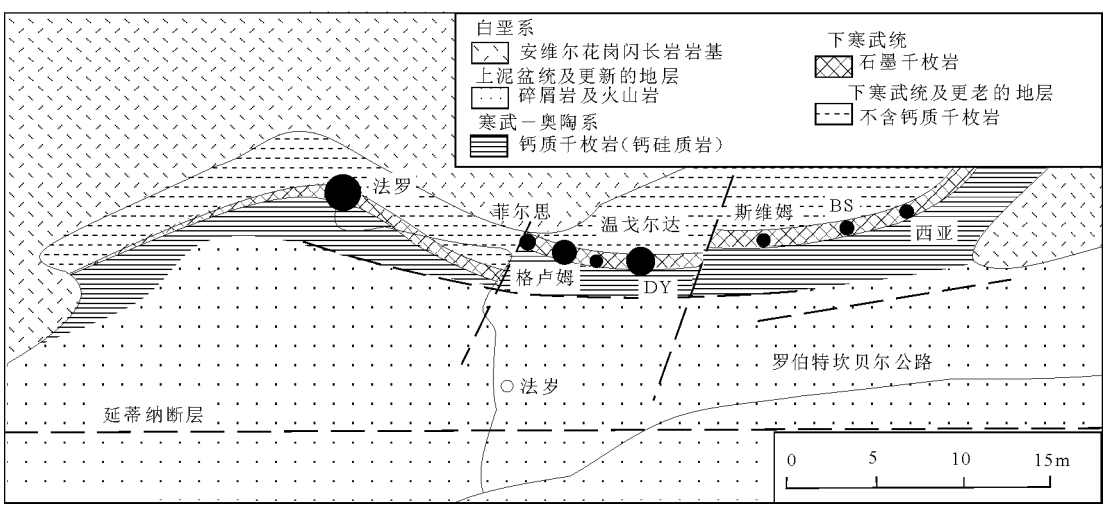


图 2 加拿大塞尔温盆地安维尔矿区地质图 [转引自地矿部情报所，国外重要矿床（区）勘查史例，第二册，1985]

m，厚 12 m；Ⅲ号矿体是Ⅰ号矿体向东南深断裂中的延伸。Ⅰ号和Ⅲ号矿体合计矿石储量 5 800 万 t，Ⅱ号矿体储量 500 万 t，平均含铅 3.4%，锌 5.7%，银 37.3×10^{-6}。储量还会进一步扩大。

从矿物组分上看，黄铁矿以粗粒为主，部分蚀变为白铁矿，裂隙间的细粒基质由闪锌矿、磁黄铁矿、方铅矿、黄铜矿和白铁矿组成。法罗矿床硫化物的平均含量为 61%，在硫化物中黄铁矿占 35%，闪锌矿占 10%，方铅矿占 5%，磁黄铁矿占 10%，黄铜矿占 1%，非金属矿物占 39%。

霍华兹山口矿区，位于塞尔温盆地东缘（图 3），共有大小 5 个矿床——XY（霍华兹山口），安尼夫，OP，Hug 和 Pab，这些矿床分布在一条直线上，推测那里可能有一条控矿断裂。霍华兹山口矿床是该矿区中的最大矿床，赋存于罗德河群的灰岩、碳质泥岩、燧石质泥岩和燧石岩中，硫化物主要为细粒闪锌矿、方铅矿和少量黄铁矿。

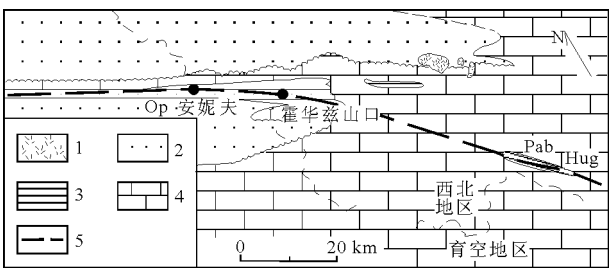


图 3　加拿大塞尔温盆地霍华兹山口矿区地质图（转引自地矿部矿床所，层控贱金属矿床及其成矿作用，1985）

1—白垩系石英二长岩；2—上泥盆统及更新的地层中的碎屑沉积岩；3—奥陶系—中泥盆统罗德河群页岩；4—奥陶系及更老地层中的碳酸盐岩及碎屑沉积岩；5—斜坡相基底（1980）

麦克米伦山口矿区也位于塞尔温盆地东缘，包括托姆和贾森 2 个矿床，产在同沉积地堑构造内。矿床赋存于晚泥盆世的“黑色碎屑岩群”中。矿化出现在下部粗碎屑岩向上覆的碳酸盐质和硅质岩过渡部位。矿体由细层纹状燧石、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、重晶石和黑色页岩组成，与层状重晶石伴生。麦克米伦山口矿区内矿床较小，但品位较高。

加塔加矿区，位于塞尔温盆地的东南部，已知有 6 个矿床——德里夫派尔克里克、芒特阿尔科克、西尔奎、皮埃、弗卢克、埃尔夫。产于晚泥盆世—早石炭世“黑色碎屑岩群”中的粗碎屑沉积岩石和硅质黄铁矿页岩中。矿化由细粒浸染状方铅矿、闪锌矿和少量黄铁矿以及薄—中厚层状重晶石和少量页岩夹层组成。该区矿石储量约 1.7 亿 t，铅、锌合计品位 10%。其中较大的有西尔奎矿床（图 4）。

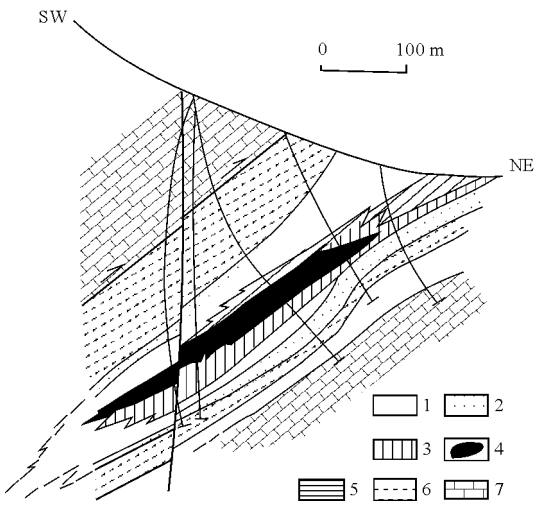


图 4　加拿大塞尔温盆地加塔加矿区西尔奎矿床地质剖面图［转引自地矿部情报所，国外重要矿床（区）勘查史例，第二册，1985］

1—纳钙柱高岭土；2—硅质页岩；3—重晶石；4—黄铁矿；5—纹层状黄铁矿；6—阿凯组（页岩）；7—罗德河群

4　矿床的控矿因素

塞尔温盆地有的矿化已出露地表或覆盖层很薄，因此大部分矿床只用普通手段，即河流沉积物或土壤中进行地球化学取样就可发现。当然要进一步发现矿床最重要的是系统的区域地质填图工作，很好地确定塞尔温盆地的大小和各种页岩层的位置，因矿床是受盆地控制的。在得出盆地控矿的概念后就进一步在盆地内找矿，在盆地边缘找到不少大而富的矿床。在具体找矿尤其在区域填图过程中，发现矿化具有层状特征，因而在层控理论指导下，顺层找矿和找层位是盆地内找矿的重要思路。塞尔温盆地从老到新许多岩层中都发现有铅-锌矿化，至少有 3 个层位，包括下寒武统、中奥陶统或下志留统、上泥盆统或下石炭统等，矿化均产在页岩相。所以该矿床最重要的控矿因素是盆地、地层、层位和岩相。当然控制盆地最重要的是构造因素，尤其是同生断层形成的地堑构造盆地等。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

内蒙古浩布高铅-锌矿床

浩布高铅-锌矿床位于赤峰市巴林左旗乌兰达坝苏木政府所在地北西 20 km 的浩布高村，南距旗府所在地林东镇约 72 km。

1 矿区发现简史

1977 年，辽宁省照乌达盟第二地质队在对航磁异常进行 1 级查证时发现该矿，随即对矿区进行了初步普查评价。1979 年提交了《巴林左旗浩布高铅-锌矿地质普查报告》。

1985—1986 年，内蒙古第三地质队在该区开展地质工作。在矿区长 5.7 km 矿化带中，划分出 5 个矿段。

1987—1991 年，内蒙古一一五地质队接替第三地质队对浩布高矿区继续进行详查地质工作，并于 1992 年 10 月提交了《内蒙古巴林左旗浩布高铅-锌矿详查地质报告》。

截至 1992 年底，累计探明铅-锌储量为 65 万 t，其中铅为 1.74 万 t，锌为 63.26 万 t。伴生铜 1.14 万 t，银 2.21 t。

2 矿区地质概况

该区位于内蒙古—大兴安岭褶皱系内蒙古优地槽褶皱带，黄岗—甘珠尔庙—乌兰浩特锡-多金属成矿带。

该区华力西期为一 NE 向展布的残余海槽并接受了优地槽沉积。早二叠世晚期受华力西构造运动影响，形成了 NE 向隆起与坳陷相间的构造格局。在隆起区常伴有酸性岩浆侵入活动，而在坳陷区常伴有火山喷发与中酸性岩浆侵入活动，并形成了与其有关的锡（铜）-铅-锌矿化。浩布高铅-锌矿床分布在火山断陷区中的局部隆起（坳中隆）部位，铅-锌-多金属地球化学异常区，并沿下二叠统黄岗梁组大理岩分布。

矿区位于内蒙古东部黄岗—甘珠尔庙—乌兰浩特锡、铅-锌、铜成矿带的中段，中生代火山断陷浩尔吐盆地边缘中的局部基底隆起区（坳中隆）。矿区呈 NE 向狭长带状，长 5 km，宽约 2.5 km。

2.1 矿区地层

矿区中部出露下二叠统大石寨组（P_1d）海相火山碎屑岩和少量大理岩地层，是浩布高矿床的主要赋矿围岩。由下而上分 4 个岩性段：底部为安山岩及安山质凝灰岩，厚约 1 500 m；其上为砂质板岩和凝灰质粉砂岩夹泥质板岩（厚 60～200 m），第三岩性段为大理岩（厚 20～200 m），顶部为泥质板岩夹砂质板岩和凝灰质砂岩（厚 200～300 m）。

矿区南部出露上侏罗统满克头鄂博组（J_3m）流纹质凝灰熔岩为主的陆相火山岩建造。

2.2 矿区构造

矿床产于黄岗梁—甘珠尔庙复背斜东北段。矿区内下二叠统构成一轴面倾向 NW 的倒转背斜，其核部是厚大的安山岩和安山质火山碎屑岩。倒转背斜的 NW 翼倾角较缓，且缺失大理岩和泥质板岩，SE 翼倾角较陡（70～80°）。

成矿前及成矿期断裂以 NE 向为主，显示出先压扭后张扭层间断裂的特点。它们一般沿大理岩顶底板近于顺地层分布，走向 50～60°，倾角一般 70～80°。断层具层间滑脱性质，并形成走向 NE，长约 5 km 的滑脱带。矿区内夕卡岩及工业矿体均沿此断裂分布。

成矿后断裂以 NWW（275～285°）及 NW（290～310°）的扭性断裂为主，走向延长较小，多切断 NE 向断裂及矿体，并往往有脉岩充填。

2.3 岩浆岩

矿区内浩布高岩体是一个复式岩体，其中心为石英二长岩（小罕山岩体）及少量石英正长岩，黑云母钾长花岗岩主要产于矿区四周，矿区东部有乌兰坝岩体、矿区西北为乌楚鲁特岩体。黑云母钾长花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄为 131.2 Ma，Sr 初始值为 0.707 7（赵一鸣等，1994；盛继福等，1999）。矿区还常见有各类脉岩，如石英二长斑岩、花岗斑岩、正长斑岩等。其中石英二长斑岩脉常沿 NE 向断裂带侵入，与夕卡岩体及矿体平行相伴；正长斑岩主要沿 NWW，NW 向构造侵入，常切割夕卡岩和矿体。

3 矿床地质特征

浩布高矿床是一个以锌为主，铅、铜、锡、铁次之，并伴有银、铜等有益元素的大型多金属矿床。矿体一般产于夕卡岩中，夕卡岩呈似层状沿大理岩顶部的层间断裂分布，成 NE 向展布，矿带延长达 5.7 km。

3.1 矿体特征

据矿化蚀变特征、断裂构造等因素，矿体由NE向SW依次为Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ，Ⅴ五个矿段(图1)。

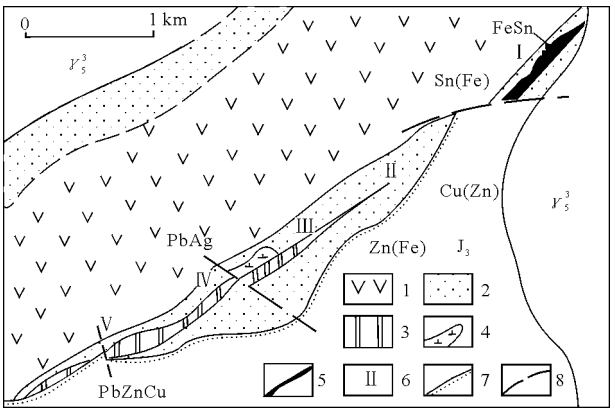


图1 内蒙古浩布高矿床地质略图（据张德全，1993）

J_3—侏罗纪陆相火山岩；γ_5^3—燕山期花岗岩；1—早二叠世海相安山质火山岩；2—早二叠世砂、板岩；3—早二叠世大理岩；4—石英二长斑岩脉；5—夕卡岩及矿体；6—矿段编号；7—角度不整合；8—断层

Ⅰ矿段含矿夕卡岩长1 000余米，宽30～70 m，主要为含磁铁矿、锡石的石榴子石夕卡岩（含Sn 0.1%左右），有较多的伟晶状阳起石脉和绿帘石脉穿插。磁铁矿呈浸染状在夕卡岩中，而锡石、闪锌矿等硫化物呈不规则脉状、囊状、鸡窝状在夕卡岩中。局部地区有富矿体，但连续性差，一般延伸20～30 m即尖灭，最大脉宽可达3～4 m，但一般都在50 cm以下。

Ⅱ矿段在地表NE向长约100余米，围岩为凝灰质粉砂质板岩。矿体隐伏于地表下面，呈脉状。矿石为细脉浸染状磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、黄铁矿等。该矿段内未见大理岩残留体，夕卡岩厚度小，有时还与角岩伴生，显示其为凝灰岩交代的产物。该矿段是浩布高矿床含铜矿体的主要部位。

Ⅲ矿段NE向延长1 200 m，宽100 m，矿区的铅-锌工业矿体主要赋存于Ⅲ矿段。矿段内大理岩厚大，矿液沿大理岩顶底板及层间交代，形成3个单独的似层状矿体。Ⅲ矿段以锌为主，主要金属矿物为闪锌矿、磁铁矿，矿体顶部方铅矿增多，而底部有黄铜矿的富集，甚至可圈出独立的铅矿体和铜矿体。非金属矿物主要为石榴子石、透辉石、绿帘石、碳酸盐、萤石等。

Ⅳ矿段地表为浮土掩盖，在该矿段大理岩厚度可达200 m，但矿化蚀变较弱。大理岩为纯白色、糖粒状。该矿段夕卡岩为辉石夕卡岩。主要产在大理岩的底板，单个夕卡岩体长仅100 m，厚度小，其赋存有2个小的铅矿体，但矿化好，方铅矿呈致密块状，且富银，Ag可达500×10^{-6}以上。主要非金属矿物有方解石、萤石、绿帘石。

Ⅴ矿段位于夕卡岩带的西南段，断续长1 200 m，但矿化零散。夕卡岩呈透镜状沿大理岩底板断续分布。尚未发现工业矿体。

3.2 矿石的物质组分和结构、构造

浩布高矿区矿物成分较为复杂，见有近50种矿物。主要金属矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、磁铁矿、磁黄铁矿、锡石、黄铁矿，少量的还有毒砂、自然铋、辉铋铅矿、斜方砷铁矿、方黄铜矿、黝铜矿、砷黝铜矿、辉银矿、红锌矿、菱锌矿等。主要非金属矿物为钙铝榴石、钙铁榴石、钙铁辉石、锰钙铁辉石、透辉石、透闪石、黑柱石、方解石，少量的还有绿帘石、阳起石、绿泥石、萤石、石英、符山石等。矿区地表还见有少量的次生矿物如铜蓝、孔雀石、斑铜矿、铅矾等。

浩布高矿区矿石结构、构造主要表现为充填和交代2个方面，与充填作用有关的是脉状和细脉状构造，方铅矿、闪锌矿呈脉状充填于夕卡岩中，而黄铜矿、磁黄铁矿呈脉状充填于凝灰质砂岩中。与交代有关的构造有浸染状、网脉浸染状，条带状和致密块状构造等。常见的是浸染状和条带状构造。

区内矿石有晶粒及各种交代结构，如交代残余，镶边，假象等，以及固溶体分解结构（常表现为黄铜矿在闪锌矿中呈乳滴状分布）。

3.3 矿石类型

浩布高矿区据矿石矿物组合可分为下列5类矿石。

1）锡矿石、含锡磁铁矿矿石，主要是产于Ⅰ矿段；

2）黄铜矿-磁黄铁矿矿石，主要产于Ⅱ矿段；

3）方铅矿-闪锌矿矿石、方铅矿-闪锌矿-黄铜矿矿石，这2类矿石主要产于Ⅲ矿段，是矿区最主要的矿石类型；

4）方铅矿矿石，主要产在Ⅳ矿段；

5）磁铁矿-闪锌矿矿石，各矿段都有产出，是矿区最常见的矿石类型。

3.4 成矿期和成矿阶段

浩布高铅-锌-多金属矿床的成矿作用与区内复式岩体——黑云母钾长花岗岩和石英二长岩有关。二次成岩作用导致了2期矿化活动，铅-锌成矿期与二长花岗岩有关，而锡成矿期与钾长花岗岩有关。

铅-锌成矿期具有下列成矿阶段。

1）夕卡岩阶段：除发育钙铁榴石、锰钙铁辉石、符山石、绿帘石、石英等夕卡岩矿物外，主要有磁铁矿化。

2）石英-硫化物阶段：主要发育石英、铁闪锌矿、普通闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、磁黄铁矿等硫化物。

3）硫化物-硫盐矿物阶段：主要发育石英、方解石、方铅矿、黄铁矿、辉铋铅矿、黝锑银矿、辉银矿等。

锡成矿期也具有 3 个成矿阶段。

1）夕卡岩阶段：主要发育钙铝榴石、钙铁辉石和磁铁矿。

2）锡石-石英阶段：除锡石、石英外，共生矿物有钾长石、萤石、毒砂和斜方砷铁矿。

3）硫化物阶段：主要共生矿物有闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黄铁矿，还有石英、绢云母、方解石、绿泥石等。

3.5 矿化蚀变分带

据矿化蚀变矿物的共生组合，浩布高矿区自 NE 向 SW 方向具有明显的夕卡岩交代分带，以及相应的金属矿化分带，而且这个分带基本上与矿区 5 个矿段相对应，其特征如下。

Ⅰ矿段$\frac{\text{石榴子石夕卡岩}}{\text{磁铁矿+锡石}}$→Ⅱ矿段$\frac{\text{辉石石榴子石夕卡岩}}{\text{磁黄铁矿+黄铁矿}}$→Ⅲ矿段深部$\frac{\text{石榴子石辉石夕卡岩}}{\text{磁黄铁矿+黄铜矿+闪锌矿}}$→Ⅲ矿段上部$\frac{\text{辉石夕卡岩}}{\text{方铅矿+闪锌矿+黄铜矿}}$→Ⅳ矿段$\frac{\text{辉石夕卡岩}}{\text{闪锌矿+方铅矿+硫盐}}$→Ⅴ矿段$\frac{\text{石榴子石辉石夕卡岩}}{\text{毒砂+闪锌矿}}$。

从上述分带看出从Ⅰ矿段到Ⅳ矿段石榴子石含量在减少，辉石含量增加，金属矿物由从高温向低温组合转变，而进入Ⅴ矿段石榴子石含量有所回升，较高温金属组合又重新出现。造就如此的分带可能系乌兰坝岩体与小罕山岩体的叠加控制作用的结果。

4 矿床成矿机制

4.1 流体包裹体地球化学

对浩布高铅-锌矿床流体包裹体地球化学资料研究表明成矿流体的性质随着矿化蚀变作用的演化在变化。在夕卡岩化期间其温度为 300～640 ℃，流体盐度 35%～52%，并具碱性（pH 值为 7.5～9.8），成矿压力较高，为 552×10^5～650×10^5 Pa；成矿作用演变到石英-硫化物阶段，温度降到 220～400 ℃，压力降到 190×10^5～234×10^5 Pa，成矿流体的盐度也降至 3%～40%，并具中偏酸性质（pH 为 5.05～5.81）；而到了硫化物-硫盐阶段，成矿温度下降到 160～220 ℃，压力更低为 60×10^5～190×10^5 Pa，流体盐度仅 2%～5%，成矿溶液具酸性（盛继福等，1999）。

4.2 同位素地球化学

浩布高矿床硫化物的硫同位素变化 $\delta^{34}S$ 在 −4.7‰～3.5‰之间，平均为 1.26‰，表明来自深源。随着成矿流体的演化从早到晚阶段，硫发生同位素的分馏作用，硫化物逐渐富集 ^{32}S，而 $\delta^{34}S$ 负值增大，如早世代的闪锌矿由 −0.7‰降至晚世代的 −1.4‰，方铅矿由 −1.0‰降到 −3.5‰，最低达到 −4.7‰（盛继福等，1999）。

矿区氧同位素资料反映与锡成矿有关的乌兰坝钾长花岗岩岩体 $\delta^{18}O$ 分别为 2.0‰和 5.6‰，而与铅-锌成矿作用有关的小罕山石英二长岩 $\delta^{18}O$ 分别为 −8.0‰和 −8.3‰，实验数据还表明与锡石有关的夕卡岩和磁铁矿也相对富 $\delta^{18}O$，其值为 0.5‰～5.8‰，而在铅-锌成矿期形成的辉石、石榴子石、磁铁矿、石英的 $\delta^{18}O$ 则全为负值（张德全，1993）。上述氧同位素数值的差异，不仅反映成矿作用与母岩的关系，而且表明成矿流体的大气降水参与状况。与锡有关的北东矿段（Ⅰ矿段）成矿流体主要来源于花岗岩浆期后的岩浆水，而（Ⅳ，Ⅴ矿段）西南矿段的夕卡岩及矿体的流体水主要来源于受到岩浆加热的中生代大气降水，而且随成矿作用的演化，参与的大气降水越多。

据铅同位素资料所做铅同位素模式图，其点多落在造山带和上地幔之间，其 μ 值和 ω 值也属上地幔或下地壳正常铅，铅同位素资料同样反映物质的深源性质（盛继福，1999）。

另据浩布高一个闪锌矿的矿物稀土模式图，其图形更接近于钾长花岗岩，而不是二长花岗岩，该资料说明钾长花岗岩也可能提供部分铅-锌成矿物质（盛继福等，1999）。

4.3 矿床类型与成因

浩布高矿床是产于内蒙古—大兴安岭褶皱系，内蒙古优地槽褶皱带、黄岗—甘珠尔庙—乌兰浩特断裂旁侧，中生代火山断陷次级隆起（坳中隆）中的夕卡岩型银-铅-锌-多金属矿床。矿床的成矿作用与燕山期中酸性侵入杂岩（石英二长岩、黑云母钾长花岗岩）有关，赋矿岩石为下二叠统黄岗梁组砂板岩和大理岩。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

青海锡铁山铅-锌矿床

锡铁山铅-锌矿床位于柴达木盆地北缘中段，西北距大柴旦镇 72 km，南距格尔木市 140 km，东与青海省会西宁相距 700 km。隶属青海海西蒙、藏自治州大柴旦镇，交通方便。矿区外围山脉呈 NW 展布，山势陡峻，一般海拔 3 144～3 800 m。水系不发育，气候寒冷干燥。

该矿床规模大、品位富，且伴有金、银等多种有用元素，经济价值巨大。早在清咸丰年间就有小规模土法开采。1956—1958 年西北地质局六三九队（锡铁山地质队）对锡铁山铅-锌矿进行勘探。1978 年国家计委批准建立日处理矿石 3 000 t 选冶厂，1982 年正式列为国家重点项目。1982—1983 年青海第五地质队对该矿床以 Au，Ag 为主导的伴生有益组分进行补充评价，证实 Au，Ag，S，Sn，Cd，In 可综合利用，Au，Ag 储量均达大型矿床。截至 2000 年，锡铁山铅-锌矿床探明储量为铅 149.52 万 t，锌 181.73 万 t，伴生金 15.03 t，银 1 478 t，锡 3 735 t，铟 1 000 t，镉 10 766 t，硫 5 456 万 t。是全国大型有色金属矿产地之一。

1 区域地质背景

矿床位于青海省绿梁山—锡铁山—阿木尼克残山山系，大地构造位置属于南祁连山加里东褶皱带南侧，与柴达木盆地北缘邻接，赋存在赛什腾—绿梁山—锡铁山绿片岩系中，成矿时代为中晚奥陶世。

本区出露地层主要有元古宇达肯大坂群片岩、片麻岩系，中上奥陶统滩间山群绿片岩系及上泥盆统和下石炭统砂砾岩系，三叠系地层分布局限。

区内东部阿木尼克山至锡铁山一带岩浆活动微弱，往西由绿梁山向北西至赛什腾山岩浆活动逐渐增强，侵入时代主要为加里东期、华力西期，印支期较少。加里东早期主要为超基性岩，中期以基性—超基性及中性岩为主，晚期则为黑云母花岗岩。华力西期花岗岩、花岗闪长岩十分发育，并有西强东弱的特点。

区内构造受古裂谷控制，绿岩带生成于早期拉张环境，受后期挤压变形作用，绿片岩系发育了一套倾向 NE 的高角度逆断层，自北向南有绿片岩系与达肯大坂之间的区域性逆断层、上泥盆统与绿片岩系之间的断层、绿片岩系内的断裂和变质对原生矿体起到了一定的改造作用。

2 矿床地质特征

区内绿片岩系（锡铁山绿片岩）是本区矿床主要赋矿地层，分布于锡铁山沟西南侧，沿老山边缘以 310～330°走向展布，长逾 20 km，厚约 1 200 m，为一套海相变质火山沉积岩系，可分 3 个岩性段：下部以中酸性—中基性火山熔岩、凝灰岩为主，夹钙质、硅质和砂泥质沉积层的火山岩性段；中部为火山-沉积岩岩性段，由火山碎屑岩、碳酸盐岩、硅质岩与含铁碧玉岩及陆源砂泥质千枚岩等组成；上部为中基性火山熔岩、凝灰岩和中基性侵入岩为主组成的火山-侵入杂岩带（图1）。矿床位

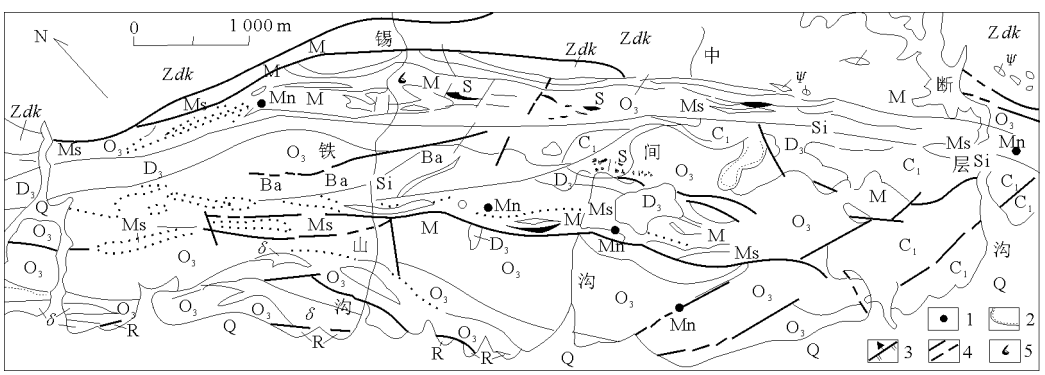


图 1 青海锡铁山矿区地质略图（据青海冶金地质八队资料，转引自陈毓川、朱裕生等，1993）

Q—第四系；R—第三系；C_1—下石炭统；D_3—上泥盆统；O_3—上奥陶统基性熔岩，中性火山岩，火山碎屑沉积岩，酸性火山岩，变基性火山岩（斜长角闪片岩）；Z*dk*—长城系（达肯大板群）；M—大理岩、灰岩；Ms—大理岩、灰岩夹泥钙质千枚岩；Si—含铁硅质岩（红碧岩）、硅质岩；S—硫化物矿体；Ba—重晶石脉；δ—中基性侵入岩；ψ—超基性岩体；1—锰矿化点；2—地层不整合界线；3—逆断层；4—性质不明及推测断层；5—牙形刺化石点

于中部火山-沉积岩岩段下部的碳酸盐岩层位中，为一套大理岩、钙质片岩、凝灰岩与凝灰质泥砂质千枚岩、板岩夹硅质岩、碳质片岩等组合成的岩层，其分布宽达 200 m，延长约 16 km。含矿层有一定层位，呈带状分布，但并不受单一岩性控制。

矿区主要构造为一组倾向 35～75°的单斜，走向 SE—NW。由于断裂挤压，深部含矿地层陡立，局部倒转。褶皱仅限于层间拖曳褶曲，主要有锡铁山倒转倾伏背斜、骆驼峰向斜、小柴旦南沟倾伏背斜。

锡铁山矿床包括锡铁山、断层沟 2 个矿段的 3 个矿带，呈 NW—SE 向展布，总长达 5 km，宽 60～220 m。矿体呈似层状、透镜状，产状与围岩、区域构造线一致，随地层同步褶曲，在背斜轴部形成一些鞍状矿体，在构造破裂发育地段形成一些脉状、束状、不规则状矿体，探明矿体 183 个，自南向北组成 3 个矿带。

一号矿带，分布于锡铁山背斜北翼大理岩与片岩接触部位，呈 NW—SE 向展布。全长约 1 800 m，宽 45 m，最宽处 72 m。探明矿体数 10 个。矿体多呈透镜状，与地层产状一致，最大的矿体（1 号矿体）长 849 m，厚 2～46 m。矿石为致密块状。

二号矿带，分布于锡铁山背斜南翼，与一号矿带近平行排列。矿带长约 3 000 m，宽 22 m，最宽处约 80 m，倾向 SW。倾角 60～70°。已探明矿体数十个，其中最大的长约 1 365 m，厚 4 m，最厚处达 59 m。矿体主要产于大理岩与绿片岩接触地段，呈透镜状、平行脉状，产状与围岩一致。矿石为致密块状。

三号矿带，分布于二号矿带西南面，绿片岩与紫红色砂岩之间，跨越 2 个矿段，呈 SE—NW 向展布。在锡铁山矿段，长达 1 250 m，宽约 70 m，最宽处 140 m。倾角 60～70°，倾向随围岩褶曲而变。在锡铁山矿段倾向 SW，在断层沟矿段倾向 NE。矿体主要赋存在绿片岩、钙质片岩中，呈不连续脉状或小扁豆体。以浸染状矿石为主，块状次之，并有方解石脉、石英脉共生。

矿床按工业类型可分为硫化和氧化矿石两大类。原生硫化矿石有硅质条带状、块状、花斑状、细脉浸染状矿石等。

矿石的矿物组分比较简单，主要金属矿物有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、胶黄铁矿，其次为毒砂、磁铁矿、黄铜矿、银黝铜矿。非金属矿物有石英、方解石等，其次有绿泥石、绢云母、石膏、明矾石等。

矿石结构有半自形—自形粒状、交代、固溶体分离、胶状、变晶等。矿石构造主要有块状、花斑状、环带状、条带状、脉状、细脉状和角砾状。显示了沉积、变质、热液等复杂的成矿作用。

矿石硫化物平均品位：Pb 3.7%，Zn 5.39%，Pb∶Zn 为 1∶1.2，伴生 Au 0.39×10^{-6}～1.12×10^{-6}，Ag 19.6×10^{-6}～46.6×10^{-6}，Sn 0.087%，Cd 0.033%，In 0.003 1%，Li 14.43%～18.4%。

根据矿石矿物组成及组构特征可将锡铁山铅-锌矿床的成矿过程分为同生、后生和表生 3 个阶段。主要金属矿物有 3～4 个世代，表明成矿过程具有多阶段性。原生矿石元素分带：Pb，Zn 品位由 NW 至 SE 有降低趋势；矿石品位与矿石厚度呈反相关关系；垂向上，上部 Pb 高，下部 Zn 高；矿床的 NW 段为铅-锌矿的富矿集中区。

矿床氧化带，其形成时间可能为第三纪末或第四纪初，并一直延续至今（青海第五地质队，1988）。矿区已发现表生矿物 100 多种，金属矿物有白铅矿、菱锌矿、水锌矿、针铁矿、赤铁矿、软锰矿、硬锰矿、自然金、自然银等，非金属矿物有石英、蛋白石、石膏、水高岭石、伊利石、孔雀石、自然硫以及富钠的钒类矿物，根据形成时间及矿物组合不同，可将锡铁山铅-锌矿氧化带分为碳酸盐型（L 型）；氧化物型（Y 型）和浸染型（J 型），L 型与富黄铁矿的块状铅-锌矿体有关，Y 型与贫黄铁矿的块状铅-锌矿有关，J 型氧化带之下为稀浸染型多金属矿化体。

近矿围岩蚀变主要有在低级区域变质基础上，含凝灰质千枚岩类围岩的绿泥石化、绢云母化、硅化；以菱铁矿化为主的铁、锰碳酸盐化；围岩及矿体中晚期石膏化；矿床上部层位的重晶石化乃至重晶石矿点；矿带下盘岩石中出现的石榴子石化、电气石化，有时伴有绿泥石化。

3 矿床成矿物理化学条件与矿床成因

根据青海地质五队报告，该矿床测定硫同位素样品 78 件，选择 39 个测试成果予以讨论，结果表明矿石中硫化物 $\delta^{34}S$ 总变化范围为 1.0‰～5.5‰；所测硫同位素比值较为集中，均为低正值，离散度小，略富硫，接近陨石硫组成，似源于上地幔。

矿石铅同位素组成，根据 11 个样品测定，铅同位素比值 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.65～18.467，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.106～15.813，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为

36.927～39.30，在直角坐标系中均偏离铅正常演化曲线，表明矿石铅具有多阶段演化特点，除来自地幔外，还有壳源或基底铅的混入。

矿床氧和碳同位素共 26 件，发现近矿大理岩 $\delta^{13}C$ 为 －0.94‰～1.14‰，$\delta^{18}O$ 为 －13.77‰～1.67‰，系海相成因。

用均一法、爆裂法及硫同位素测得成矿温度为 110～140 ℃，盐度（NaCl）为 3.2%～5.1%，后期活化叠加矿化阶段有 2 个温度及盐度分别为 180～330 ℃，7.5%～11.0%；320～360 ℃，32.0%～34.7%。与成矿后的火山、变质作用和原生矿体的叠加矿化事实相符。流体包裹体测定压力值为 320×10^5～360×10^5 Pa，大致相当于 1 000 m 深的海水。

综上所述，锡铁山铅-锌矿床为海相火山岩型矿床（火山喷气沉积、热液叠加改造块状硫化物多金属矿床）。加热后的海水，通过环流作用把铅-锌等金属从火山岩系中淋滤出来，搬运富集成矿，大量铁的硫化物存在是这类矿床的特点。在我国，这类矿床常常受到不同程度的区域变质作用。

据陈毓川、朱裕生等研究（1993），其形成机制可归纳为产于裂谷型优地槽环境；火山期后喷气热液与海水渗滤，提供了成矿物质；多次活动的海底次级盆地为成矿物质沉淀提供有利部位。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

新疆可可塔勒铅-锌矿床

可可塔勒铅-锌矿床位于新疆阿勒泰市东南 95 km，该矿床为 1986 年有色地勘系统检查化探异常、评价铁帽时发现。“七五”期间新疆地勘单位和国家 305 项目密切合作，已初步查明为大型铅-锌矿床。“八五”期间找矿科研工作深化了该带基础地质和成矿规律的认识，使其上升为特大型铅-锌矿床，并查明了包括铁木尔特铜-铅-锌矿床、阿巴宫铅-锌矿床及可因布拉克铜-锌矿床在内的麦兹—克朗地区是一个巨大的多金属富集区，其铅-锌储量大于 1 000 万 t，有望建成我国西部重要的有色金属矿山开发基地。

1 区域地质背景

该矿床大地构造位置处于西伯利亚板块和哈萨克斯坦板块接壤处，我国阿尔泰山西南缘泥盆系陆缘裂谷带中。总体呈 NW—SE 走向，东起富蕴县卡拉先格尔断裂，西至布尔津县冲乎尔乡北西，全长 250 km，宽 10～30 km，包括麦兹、克朗、冲乎尔 3 个泥盆纪火山-沉积盆地。目前发现的矿床以产于麦兹盆地的可可塔勒铅-锌矿床规模最大，矿带南西侧是阿舍勒铜-锌成矿带，共同构成了阿尔泰山南缘多金属矿带。

区内前寒武系和古生界分布广泛，中生界大部分缺失，只有少量侏罗系出露，新生界发育齐全。区内泥盆系分布广泛，是多金属和铁矿的主要赋矿地层。早—中泥盆世是新疆北部的一次重要拉张时期，阿舍勒—冲乎尔—阿勒泰—麦兹的火山-沉积盆地具有新生大陆边缘拉张裂谷性质。在早泥盆世，裂谷作用首先发生在冲乎尔—阿巴宫地区，堆积了康布尔铁堡组火山岩建造夹陆源碎屑岩，岩性由东向西有明显差异。这对铁、铅-锌、铜的形成与分布有重要影响。中泥盆世拉张作用继续进行，但裂谷中心向西迁移，堆积了阿勒泰组浅海相碎屑岩建造夹火山岩、阿舍勒组火山建造和齐也组火山建造夹陆源碎屑岩。中泥盆世末新疆北部转化为挤压造山阶段，准噶尔洋开始消减。研究区发育 NW 向紧闭线性褶皱，总体呈 NW—SE 向的玛尔卡库里大断裂贯穿全区，形成于泥盆纪前（陈毓川等，1996），常伴有 SN，EW，NW，SE 向次级断裂。岩浆活动强烈，侵入岩分布很广，约占全区岩石出露面积的 40%，岩性以华力西期花岗岩为主，花岗闪长岩和闪长岩次之，沿玛尔卡库里大断裂 EW 两侧分布。

研究区矿产资源十分丰富，已知矿种达 40 种，铁、铅-锌矿主要分布于阿勒泰—麦兹泥盆纪火山沉积盆地中，铜、金、银矿则主要分布于阿舍勒—阿勒泰泥盆纪火山沉积盆地中。

根据有色北京地研所王京彬等（1995）研究，麦兹—克朗盆地受 NW 向基底断裂控制，北部以可依洛甫断裂为界，南界则为沙热布拉克断裂。盆地内火山活动强烈，火山机构发育，部分火山清晰可辨（如主矿层 B11 下层），总体是 NW—SE 链状排列。盆地内地层主要由下泥盆统康布尔铁堡组和中泥盆统阿勒泰组组成。阿勒泰组为陆源碎屑岩-碳酸盐岩建造夹少量火山岩。康布尔铁堡组分上下

2 个亚组，二者间为断层接触，是铁和多金属的含矿层位。该含矿层位以富含热水沉积硅质岩、富铁锰碳酸盐类为特点，且蚀变强，易与不含矿地层区别。

麦兹盆地铅-锌矿化可分南北 2 个矿带，北矿带与可依洛甫断裂有关，该带火山活动频繁，火山机构发育，矿化作用强烈，可可塔勒铅-锌矿床和唐巴拉铅-锌矿点即产于此带，南带受沙热布拉克断裂控制，矿化较弱。克朗盆地成矿作用同样也具有 SN 分带特征，北带受阿巴宫断裂控制，分布有阿巴宫铅-锌矿、铁木尔特—恰夏铜-铅-锌矿床、乌拉寺沟铜矿点及布鲁谷逊铅-锌矿化点，南带受将军克兹孜断裂控制，带内仅有蒙块铜矿点、M－5 铜矿化点及红敦铅-锌矿点等。这种 SN 分带和火山活动、成矿作用的差异，很可能是受盆地基底断块构造控制。

2 矿床地质特征

可可塔勒铅-锌矿床产于麦兹盆地早泥盆世裂谷带北部陆缘断陷火山沉积盆地内，受基底断裂控制，盆地具有断块镶嵌特征，并控制了火山沉积建造的分布。矿区范围约 4.2 km^2 （图 1）。

矿区出露地层主要为康布尔铁堡组下亚组（D_1k_1），岩性是一套细碧岩石英角斑岩-碎屑岩-碳酸盐岩建造。厚约 3 000 m，该层还产有蒙库大型

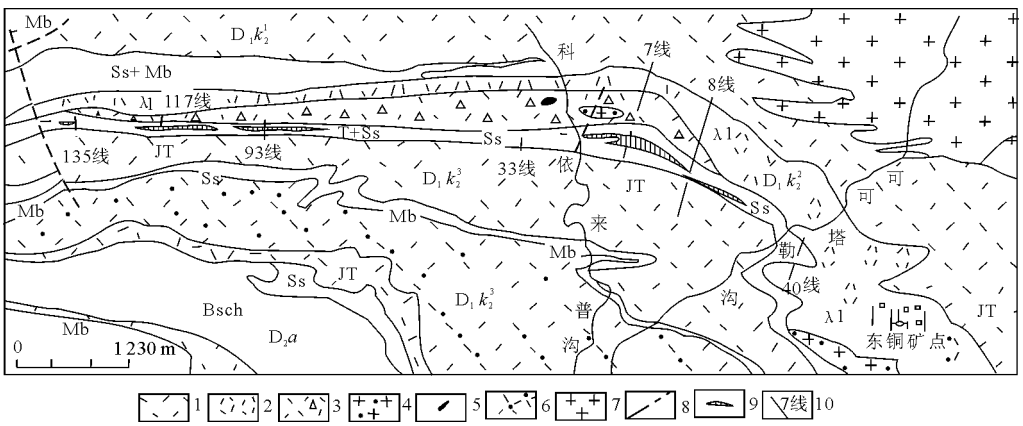


图 1 新疆可可塔勒铅-锌矿区地质图（据王京彬等，1998）

D_2a—中泥盆统阿勒泰组；$D_1k_2^3$—下泥盆统康布铁堡组上亚组第三岩性段；$D_1k_2^2$—下泥盆统康布铁堡组上亚组第二岩性段；$D_1k_2^1$—下泥盆统 康布铁堡组上亚组第一岩性段；Ss—钙质砂岩、粉砂岩；Mb—大理岩；Bsch—黑云石英片岩；1—变晶屑凝灰岩；2—变酸性熔岩；3—角砾集块熔岩、晶屑凝灰岩；4 —石英钠长斑岩；5—基性岩脉；6—凝灰岩；7—华力西期花岗岩；8 —断层；9—矿体；10—勘探线及编号

铁矿床，上亚组（D_1k_2）为一套酸性变酸性火山碎屑岩、熔岩-碎屑岩-碳酸盐岩建造，厚约 4 600 m。可进一步分为 3 个岩性段（代表 3 个火山沉积旋回），铅-锌矿体主要产于第二岩性段（$D_1k_2^2$），其次为第三岩性段（$D_1k_2^3$）。

第二岩性段（$D_1k_2^2$）又可划分出 3 个火山韵律层，其岩性如下。$D_1k_2^{2a}$ 为一套变晶屑凝灰岩、变钾质流纹岩、石英黑云变粒岩（变泥砂质岩）。$D_1k_2^{2b}$ 系主要赋矿层位，岩性为一套白色变酸性熔岩-变角砾晶屑凝灰岩-红色纹层状硅质岩和条带状沉凝灰岩，矿体均产于凝灰粉砂岩、粉砂岩中。$D_1k_2^{2c}$ 为矿层上盘，由一套变晶屑凝灰岩、含石榴黑云变粒岩、钙质粉砂岩和铁锰质大理岩组成。

铅-锌矿体呈似层状，与围岩产状一致，一般走向 130～170°，总体倾向 NE，倾角 47～85°，共发现矿体 16 条，长 50～1 350 m，沿倾向延深 200～750 m（最大延深 800 m），厚 5～80 m。矿体厚度与围岩（火山岩、沉积岩）厚度成正比。东部近火山口以富锌（Zn/Pb≥3）、品位较高为特点，向西远离火山口，矿体向西侧伏，浅表矿体薄而贫，且相对富铅（Zn/Pb≤3），深部矿体明显变厚。

可可塔勒铅-锌矿床以铅-锌为主，伴生硫、银、镉。大部分矿石铅的品位为 0.38%～4.95%，平均 1.51%；锌的品位 0.4%～10.74%，平均 3.16%，属贫矿，富矿［w（Zn＋Pb）≥8］仅占全部矿石的 30%，Zn∶Pb 值在 1∶1～1∶1.5 之间。伴生银品位一般小于等于 40×10^{-6}，最高可达 222×10^{-6}。金属矿物组合比较简单，主要为黄铁矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿。其次有黄铜矿、硫锑矿、黝铜矿、斑铜矿、白铁矿等，非金属矿物有石英、微斜长石、斜长石、白云母、金云母、方解石、透辉石、铁铝榴石、黑云母、角闪石、绿帘

石等，偶见重晶石、萤石。矿石以粒状、交代熔蚀结构为主，矿石构造主要有浸染状、斑杂状和块状，少数为条带状和纹层状构造。其中以浸染状分布最广，深部块状构造似有增多的趋势。

矿化分带明显，以 ZK—7—7 孔为例，下部以磁黄铁矿、闪锌矿为主，局部含铜，中部黄铁矿、方铅矿增加，上部则闪锌矿、磁黄铁矿进一步减少，以黄铁矿、方铅矿占优势。

根据特征矿物和赋矿层位可划分为 3 种类型。块状硫化物型，主要产于 $D_1k_2^2$ 层中部。以含大量黄铁矿为特征，矿物组合为黄铁矿-方铅矿-闪锌矿，矿床中块状矿石占一定比例，以可可塔勒矿床和铁木尔特矿床为代表，为本区最重要的工业矿床类型。磁铁硫化物型，产于 $D_1k_2^2$ 层下部。矿物组合为磁铁矿-黄铁矿-方铅矿-闪锌矿，含矿层和矿化体中富含磁铁矿、黄铁矿和锰矿物有时出现独立的铁（锰）矿体，以阿巴宫铅-锌矿床、大桥矿床和阿什拉萨依矿点为代表。萤石方铅矿型，产于 $D_1k_2^3$ 层中。金属矿物主要是方铅矿，矿床中 Pb＞Zn，以贫黄铁矿、闪锌矿而富萤石、重晶石为特征，矿化呈细脉状、浸染状及小透镜状，代表性矿床以阿克哈仁矿床和 H—48，B—76 矿化点为代表，找矿前景不大。

矿床蚀变作用明显，矿层下盘多呈现硅化、钾化，近矿围岩蚀变发育，主要为碳酸盐化、绢云母化、硅化及黄铁矿化。

3 矿床成矿环境

根据韩东南（1990）包裹体测温结果，围岩矿物流体包裹体均一温度为 122～210 ℃，代表沉积成岩温度；矿体矿物成矿温度为 300～330 ℃，代表火山热液温度；变质改造期和热液叠加期各类蚀变矿物形成温度为 290～560 ℃，代表蚀变作用形成温度。据矿体流体包裹体成分测定，成矿流体为 Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-Mg^{2+}-Cl^{-}-SO_4^{2-} 型，$Na^{+}>K^{+}$，比值为 1.20～4.81，$Cl^{-}>SO_4^{2-}$，比值为 3.00～10.33，说明成矿流体主要来自火山喷气沉积，虽有海水混入，但其成分与海水不尽相同。变质改造期和热液叠加期的流体成分比较复杂，组分浓度变化比较大，在此不一一探讨。综上所述，矿床虽然经历了变质改造和热液叠加，但是喷气沉积成矿的特点仍然保存很好，容矿围岩为海相火山岩，因此矿床成因类型为海相火山岩型块状硫化物矿床。此类矿床成矿过程和成矿机理与同一成矿带的阿舍勒铜-锌矿床可以类比。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

四川大梁子铅-锌矿床

大梁子铅-锌矿床位于四川省会东县大桥区小街乡，会理城北约 50 km 川滇公路西侧。

1 找矿开发简史

该矿开采历史悠久，早在明代宣德四年（1429 年）就有人采矿炼银，盛时采矿者达千余人（1445 年），至孝宗弘治二年停采（1489 年），其后未见民采记载。

1955 年 7 月，西南地质局根据报矿资料组建五二九地质队开展大梁子铅-锌矿点检查和普查工作。1958 年 8 月获远景铅金属储量 1.2 万 t，锌金属储量 10.5 万 t，并提交了《会东铅-锌矿区普查报告》。当时认为铅储量太少不具备进一步工作价值，因而撤离。1958 年 7 月，四川公安厅建立会东锌矿，在此采高品位氧化矿石（Zn＞20%），进行土法冶炼，资源浪费极大。1958 年初，省地质局西昌地质综合普查大队在深入研究五二九队的资料后，认为会东大梁子铅-锌矿床有进一步工作必要，确定进一步普查，到 1959 年底，查明矿区有 5 个矿体。并提交了远景锌金属储量 64.3 万 t，铅 2.4 万 t，首次肯定该矿区远景是以锌为主的大型铅-锌矿床。1964—1966 年矿山开采的高品位氧化矿石日益枯竭，矿山拟改采硫化矿石。省地矿局要求四〇三队组织四分队对矿区进行初步勘探。任务是查清 2 094 m 中段以上的矿体规模，圈定边界，并探求一定数量的开采储量。该队 1966 年编写了《大梁子铅-锌矿床地质勘探报告》，并提交了锌金属储量 188.9 万 t，铅 9 万 t，锌平均品位为 13.66%，并伴有镉、锗、铌、镓、铟、硫多种有益组分。大梁子铅-锌矿床成为四川省最大的铅-锌矿床。

1979—1982 年，四川省冶金地质勘探公司六〇三队进行补充勘探。1983 年 9 月编写了《会东

县大梁子铅-锌矿床 1 944～2 004 m 中段补探地质报告》，新增锌工业储量 36.3 万 t，升级锌储量 96.7 万 t，铅 7.8 万 t，探求了银、镉、镓、锗、硫伴生有益组分储量，并首次发现银矿体。为了满足会东铅-锌矿第二期扩建工程对高级（开采）储量的需求，1986 年 10 月至 1990 年底由冶金部西南地质调查局昆明地质研究所会同会东铅-锌矿，对该矿的 1 944～2 004 m 中段进行生产勘探，探明升级储量铅加锌 95.18 万 t，圈定出银的富集段和独立矿体，满足了扩建需要，并编写了《会东县大梁子铅-锌矿床 1 944～2 004 m 中段生产勘探储量报告》。

该矿自 1955 年开展矿点检查和普查工作以来，到 1990 年累计探明铅 12.85 万 t，Pb 品位 0.87%，锌 200.72 万 t，Zn 品位 12.14%。

2 矿区地质

大梁子矿床位于扬子地台西南缘康滇地轴东缘凹陷中，甘洛—小江深大断裂西侧，会东大桥向斜东翼。区域地层由前震旦系昆阳群褶皱基底和上震旦统、下寒武统、二叠系及中生界红层等沉积盖层构成。褶皱基底主要出露于矿床以东地区，褶皱基底构造由近 EW 向紧闭复式褶皱及与之平行的纵向压性断裂组成；盖层构造方向复杂，主要由 SN，NW，NE 及 EW 向等断裂及不大发育的褶皱构成（杨应选，1994）

区内出露地层主要为震旦系及寒武系。震旦系观音崖组为中厚层状白云质灰岩、粉砂质泥岩夹泥灰岩。震旦系灯影组总厚 928 m，主要岩性为白云岩、硅质白云岩。其中下部富藻，发育葡萄状、层纹状构造；中部细碎屑成分较多，含钙质页岩、粉砂岩、硅质岩等；上部富含磷质条带和燧石条带。矿体主要赋存于灯影组中上部。寒武系采竹寺组与下伏灯影组呈平行不整合接触。采竹寺组为浅海相碎屑岩建造，由黑—深灰色砂质页岩组成，下部含海绿石、钙质及黄铁矿结核。该组下部为次要赋矿层位，厚 143 m。

矿区处于大桥向斜的东翼，为一倾向 NWW—NW 的缓倾斜的单斜，次级褶皱不发育，但断裂、节理、裂隙发育（图 1）。近 EW 向断裂带十分发育，以 F_1，F_{15} 断层规模最大，将矿区分割为3个

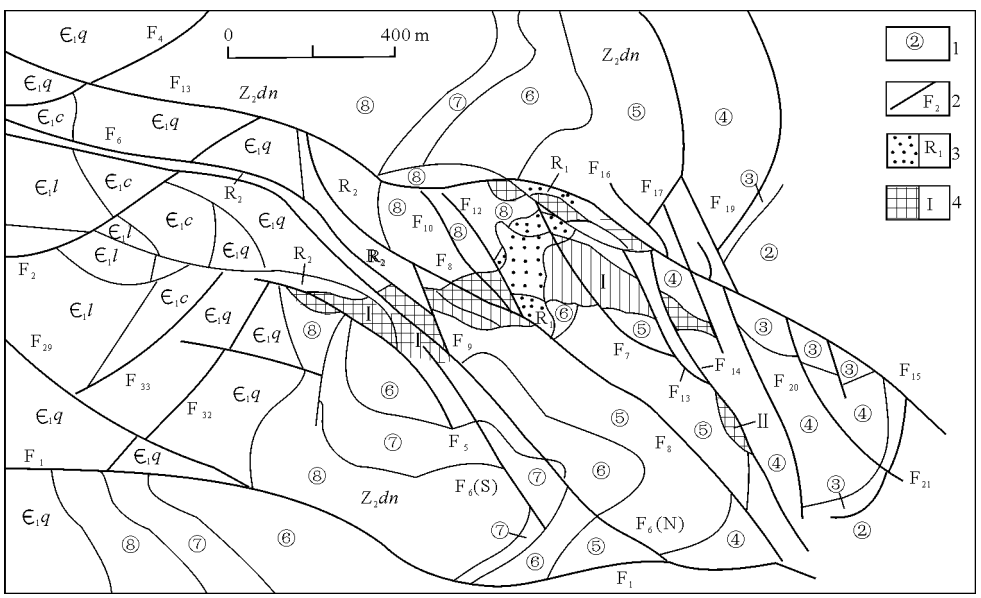


图 1 四川大梁子铅-锌矿床地质简图（据西南冶金 603 队资料简化，转引自林方成，1994）

$\in_1 l$，$\in_1 c$，$\in_1 q$—下寒武统龙王庙组，沧浪铺组，筇寺组；$Z_2 dn$—下震旦统灯影组；1—灯影组岩性段编号；2—断层及编号；3—“黑色破碎带”及编号；4—铅-锌矿体及编号

构造区。F_{15} 以北为倾向 NWW，倾角 25～30°的单斜构造区；F_1 以南为倾向 NW—NWW，倾角 28～42°的单斜构造区，均伴有次级断层、角砾化带；中间为断块构造区，明显向 E 斜落，两侧的单斜构造区抬高，组成地堑式构造，其中分布着大小断层 40 余条、较大的控矿角砾岩带 3 个、黑色挤压破碎带（破碎带因碳化呈黑色故名）4 个。

矿体与 F_{15} 南盘的次级断层、角砾岩化带、黑色破碎带有明显的依附关系。在 F_{15} 和 F_6 断裂拐弯的内侧，各有一个规模颇大的“黑色破碎带”（分

别用 R_1，R_2 表示），是主矿体的重要容矿构造。R_1 黑色破碎带位于矿区中北部，呈弯折带沿 NE 向展布，倾向 NW，近直立。地表长 100～170 m，宽 30～120 m。R_2 黑色破碎带位于矿区西部，走向 NW，倾向 NE，宽 0.6～87 m，控制长 400 m，延深大于 300 m，平面上呈菱形及扭曲线状，剖面上可见上窄下宽，深部与 R_1 黑色破碎带相连。矿体的产出与“黑色破碎带”有密切关系。矿区范围内未见岩浆岩的侵入，但在矿区西侧二叠纪峨眉山玄武岩分布较广。

3 矿床地质特征

矿床由Ⅰ，Ⅱ号 2 个矿体组成。Ⅰ号矿体为主矿体，储量占全矿区 90% 以上，产于 F_{15} 和 F_5 两断层间的破碎带内，因断层切错成 9 个矿段。矿体形态犹如一左列叠置的厚大透镜体。矿体走向 290～310°，总体倾向 N，局部向 S，陡倾斜，一般称之为筒状。矿体 EW 长 630 m，厚 0.8～205 m，延深大于 410 m。Ⅱ号矿体规模小，产于矿区东南，受 NW 组 F_{13}，F_{14} 断层控制，为一 NW 向的脉状透镜体，倾向 SW，倾角陡。走向长 100 m，厚 4.43～10.12 m，平均厚 7.5 m。

大梁子铅-锌矿床矿石组分较简单。原生金属矿物主要为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿，其次是黄铜矿、白铁矿，少见黝铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿等；非金属矿物主要为石英、白云石、方解石，少量胶磷矿、重晶石、绢云母、石墨、沥青等。次生矿物主要有菱锌矿、异极矿、白铅矿、褐铁矿等。矿石成分以锌为主，锌最高可达 42.56%，平均为 13.66%，铅 0.01%～4.22%，平均仅为 0.66%。从空间分布看，方铅矿多出现在矿体的边部或尖灭处。铅与锌的比值在硫化矿石中为 1∶25，氧化矿石中为 1∶7.5。此外，矿石中尚有多种有用元素，如 Ag，Cd，Ga，In，S。硫化矿石平均含 Ag 55.73×10^{-6}，氧化矿石中为 29.37×10^{-6}，Cd 一般为 0.18%～0.55%，硫一般在 15% 左右。银、镉与锌矿关系密切相关，与铅不具线性消长关系（丁安吉，1983）。矿石工业类型以锌矿石为主，次有铅矿石、铅-锌矿石、银-锌矿石等。

矿区常见矿石有自形晶、不等粒、乳浊、球粒和似文象结构。块状矿石矿物的粒度多为细至中粒，角砾状和少数脉状矿石多为粗粒。原生矿石构造以致密块状、角砾状、脉状、细脉浸染状为主，其次为网脉状、星点状、斑点状、同心环带状等；表生矿石构造有多孔状、角砾状、蜂窝状、土状、钟乳状及皮壳状。矿区围岩蚀变不发育，仅有较弱的硅化、碳酸盐化、黄铁矿化，局部还可见石墨化、沥青化。

4 成矿条件

矿石中黄铁矿的硫同位素组成，除个别的是负值（$\delta^{34}S$ 为 −6.5‰）外，多数在 4‰～16.37‰，而闪锌矿、方铅矿的 $\delta^{34}S$ 变化均较小，介于 6‰～15‰之间，具有富集重硫的特征，且具有明显的塔式效应（林方成，1994；朱赖民等，1995）。反映出海水硫酸盐富集 $\delta^{34}S$ 的特征。表明硫来源于赋矿围岩或同生沉积成岩成矿阶段矿层。

大梁子铅-锌矿床铅同位素组成变化较大，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 18.034～18.969，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.271～18.881，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.274～39.583，。大梁子矿区的白云岩 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.246～18.275，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.769～15.777，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.738～38.809（朱赖民等，1995）。大梁子矿石铅组成与地层铅同位素组成相近，矿石中成矿金属可能来源于地层，其变化较大，应视为与后期改造有关。朱赖民（1995）据铅同位素环境图解得出大梁子大部分样品铅同位素落入上地壳铅源区，部分样品落入壳-幔混合铅区域；说明金属成矿物质主要来源于上部地壳地层。部分幔源铅可能与晚二叠世大规模玄武岩浆在矿区外围喷发有关。

矿石中闪锌矿包裹体水同位素组成 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 3.31‰，δD 为 −40‰，石英包裹体水 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 4.67‰，δD 为 −75‰（林方成，1994），包裹体水 δD 以较大的负值为特征。在氢氧同位素组成图解上，有关数据点落入变质水及岩浆水的范围之外，且偏离现代雨水线。据此推断，该矿床的成矿介质可能为循环的大气降水与地层水的混合流体。

闪锌矿、方解石、重晶石等矿物流体包裹体的测试结果表明，包裹体形态主要呈椭圆形、菱形、多边形以及不规则状等。包裹体类型有液相包裹体、气相包裹体和含液相 CO_2 的包裹体，主要是气/液值小于 15% 的液相包裹体。包裹体一般小于 8 μm。闪锌矿的均一温度为 200～230 ℃，其他脉石矿物重晶石为 140～180 ℃，方解石为 160～180 ℃（杨应选，1994）。

流体包裹体成分分析表明，液相中阳离子 Na^+，K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+} 较高，Na^+/K^+ 为 1.30，

$Na^{+}/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$为1.136，包裹体成分中还含有一定量的Pb（28.5×10^{-6}），Zn（20.65×10^{-6}），Ca（0.35×10^{-6}）。阴离子则以Cl^{-}，F^{-}，SO_4^{2-}较高，F^{-}/Cl^{-}为0.281，$(F^{-}+Cl^{-})/SO_4^{2-}$为2.734。包裹体气相成分中以H_2O为主，其次为CO_2（52.7×10^{-6}），CO（6.16×10^{-6}），CH_4（2.85×10^{-6}）（杨应选等，1994）。

5 矿床成因

大梁子铅-锌矿床是康滇地轴东缘铅-锌矿带中规模最大矿床，有许多学者对其成因进行研究，提出了许多不同认识：

1）沉积-成岩期的初步聚集与后生热卤水再富集的2期成矿作用（朱赖民，1995；铙经谋，1980；丁安吉，1983）；

2）受基底断裂控制、由深循环的雨水及地层水溶滤基底岩系中成矿金属与盖层中海相硫酸盐的成矿流体形成的后生矿床（林方成，1994）；

3）古岩溶洞穴堆积成因（王则江，1983，1985）；

4）循环大气降水溶滤深源（基底）金属与盖层流体形成的多源混合后生热液矿床（杨应选，1994）。

综上所述，本矿床类型应为产于上震旦统灯影组碳酸盐岩容矿的后生沉积矿床（MVT型）。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

四川天宝山铅-锌矿床

天宝山铅-锌矿床位于四川省凉山州会理县白果乡境内，矿区南至县城直距29 km。

1 矿床发现勘查简史

天宝山铅-锌矿的开采历史悠久，明末清初发展甚盛。最早以采银为主，20世纪20至50年代主要开采菱锌矿冶炼氧化矿石。

1957年12月，四川省地质局根据天宝山铅-锌矿需要开采但资源不清这一情况，组成天宝山地质队对正开采的天宝Ⅰ号矿体及新山矿体作初步勘探，均为氧化矿石。1958年，在初勘Ⅰ号矿体的同时发现Ⅰ号矿体西侧隐伏着巨大的原生矿体——Ⅱ号矿体。1959年，力马河、天宝山2队合并为会理队对天宝山Ⅱ号矿体与新山矿体继续进行勘探。1960年，会理队分为一〇三队和一〇四队。天宝山Ⅰ区划归一〇四队，1960年12月由该队编写了《会理天宝山多金属矿床中间储量报告》。全矿区探明储量锌92万t，铅10.4万t。1978年，冶金部规划在四川西昌地区建设有色金属工业基地，要求天宝山矿扩建。四川省冶金勘探公司六〇二队承担了补充勘探任务。于1979—1982年6月对天宝山矿区Ⅱ号矿体做详细勘探。经六〇二队3年的地质工作，除将一〇四队过去提交的铅、锌远景储量大部分升为工业储量，新增铅-锌储量32.5万t，还探明了银、铜、镉、镓、铟等多种有益组分储量。1982年该队提交了《会理天宝山铅-锌矿Ⅱ号矿体详勘地质报告》。

该区自1957年正式开展地质工作以来累计探明铅14.24万t，Pb平均品位为1.05%，锌94.14万t，Zn平均品位为10.08%。

2 矿区地质特征

天宝山矿床大地构造位置属于扬子地台西南缘康滇地轴东缘凹陷，摩挲营复背斜南西一隅。区域地层由前震旦系昆阳群褶皱基底和上震旦统、下寒武统、二叠系及中生界红层等沉积盖层构成。褶皱基底主要出露于会东大梁子矿床东部，褶皱基底构造由近EW向的紧闭复式褶皱和与之平行的纵向压性断裂组成；盖层构造方向复杂，主要由SN，NW，NE及EW向等断裂及不太发育的褶皱构成。

矿区出露地层自老至新有上震旦统灯影组、中寒武统西王庙组、上三叠统白果湾组和第四纪残坡积层等（图1）。1）灯影组中段白云岩、硅质白云岩分布广泛，为含矿围岩，走向近EW，倾向S或N，倾角一般20～35°，厚达1 000 m以上，产藻类化石。2）中寒武统西王庙组，厚0～300 m，下部为灰绿—浅紫色薄层长石石英砂岩，上部褐黄色薄层绢云母粉砂岩。与下伏灯影组地层呈不整合，假整合接触。3）上三叠统白果湾组，在矿区东部出露，为陆相的河湖相碎屑岩，与震旦、寒武系地层多呈断层接触。

基底近EW向，盖层具继承性，成EW向的

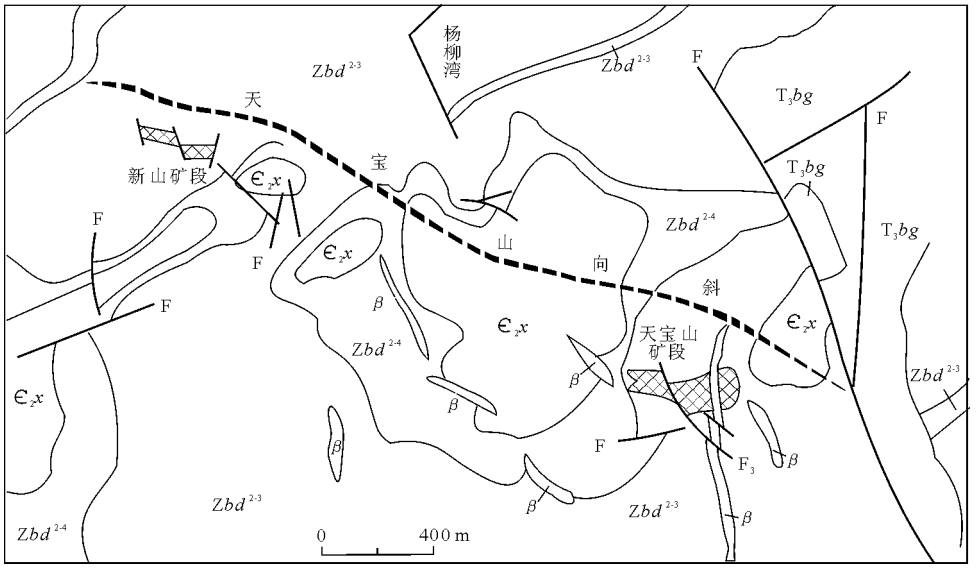


图 1　四川会理天宝山铅-锌矿地质略图（据卢盛明，1980）

T_3bg—上三叠统白果湾组砂页岩；$\in_2x$—中寒武统西王庙组粉砂岩、长石石英砂岩；Zbd^{2-4}，Zbd^{2-3}，Zbd^{2-2}，Zbd^{2-1}—震旦系灯影组中段第四层白云岩，第三层白云岩、砂岩、泥岩，第二层碧玉岩、砂岩，第一层白云岩；β—辉绿岩

开阔复式褶皱，如天宝山向斜，长 3 km，轴向近 EW，N 翼稍陡，S 翼缓，向 W 扬起，向 E 倾没。向斜两翼有近 SN 向及 NE 向的次级小褶皱。矿区断裂发育，按生成顺序及走向可分 3 组：1）NW 向断裂为高角度压扭性；2）EW 向断裂为压性或张性；3）NE 向断裂为压扭性。

矿区见有华力西及印支—燕山期的基性、超基性脉岩。按物质成分、结构、构造可分橄榄辉长岩、辉长辉绿岩、辉绿玢岩、辉绿岩等，以后者居多，有的穿层、有的顺层产出，规模大的宽 20～40 m，长 600 余米，小的厚数十厘米至数米，长数米至数十米。

3　矿床地质特征

矿区分天宝山及新山 2 矿段，二者相距约 1.3 km。天宝山矿段有Ⅰ和Ⅱ号矿体，Ⅱ号为主矿体。二者由一辉绿岩墙相隔，故Ⅰ号应为Ⅱ号矿体向 EW 自然延伸的一部分。天宝山Ⅱ号矿体为一中间膨大近于直立的楔形体。EW 长 280 m，厚度巨大，在垂深 150 m 的 6 中段仍厚 70 m，最厚 136 m，最薄 25.3 m。由断层切割，在平面上形成 NW 和 SE 两个相对错开的矿块，延深不明，在垂深 250 m 的 8 中段仍见富矿体。矿体产状变化大，4 中段（2 223 m 标高）以上多向 N 倾，4 至 5 中段（2 183 m 标高）陡倾直立，5 至 6 中段（2 155 m 标高）向 S 倾。

新山矿体为一规模中等的脉状矿体，EW 长 455 m，平均厚 11.14 m，最厚 32.63 m，最薄 0.39 m，最大延深 330 m，被断层分割成 EW 两段。倾角 80～85°。矿体南侧多为含矿的灰—灰黑色硅质白云岩，北侧多为泥岩、砂质板岩等。矿体与围岩走向近乎一致，垂向上明显切穿围岩。矿体内脉石也多为白色硅质白云岩，且产状与矿体近于一致。在矿体 SN 两侧均见有角砾岩，以 S 侧较多，在走向上角砾岩很不连续。角砾成分较复杂，以硅质白云岩、白云岩为主，亦有红色的铁质白云岩，黑色硅质岩角砾，亦见矿石破碎后的复角砾岩。角砾大小不等，形状不一，大者长达数十厘米，一般 3～10 cm。角砾岩的厚度极不稳定，一般数米，最厚达 20 m 以上。宋叔和（1980）认为角砾岩不是构造角砾岩，而是一种礁砾岩，即由礁崩及海流搬运到礁前堆集而成，是受礁体控制的。

矿石物质成分以锌为主，铅次之，锌铅比约 8∶1。原生矿石金属矿物主要为闪锌矿、方铅矿及少量黄铜矿、黄铁矿、黝铜矿、磁铁矿、辉钼矿及碳质物（沥青）等。氧化矿石以菱锌矿、白铅矿为主，次有水锌矿、铅矾、异极矿等。非金属矿物主要有白云石、方解石、石英等。矿石中伴生有益组分有铜、银、镉、镍、锗、铟等，有害组分为砷、锑、磷等。矿石主要有他形—半自形粒状、镶嵌、固熔体分离、充填交代、嵌晶结构，焰火状、放射状结构等。矿石构造主要为浸染状、细脉状、粗脉状、网脉状、角砾状、块状、胶状、皮壳状等。

4 矿床成矿条件

天宝山矿床方铅矿和闪锌矿 29 件样品 $\delta^{34}S$ 变化于－2.2‰～8.1‰，主要集中于 1‰～5‰，平均值为 3.3‰。其中方铅矿 $\delta^{34}S$ 为－2.2‰～4‰，闪锌矿 $\delta^{34}S$ 为 1‰～8.1‰。除此之外还有 2 个黄铁矿 $\delta^{34}S$ 具较高的正值。从总体上看，矿石硫同位素具有以富^{34}S 的重硫型占优势的特点，可能来源于深部地幔。据杨应选（1994）资料，天宝山矿区铅同位素比值变化范围大，$^{206}Pb/^{204}Pb$，$^{207}Pb/^{204}Pb$，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值的变化范围分别为 18.110～26.950，15.514～23.019，38.032～57.313，它们的变化率分别高达 48.81%，48.38% 和 50.70%。天宝山矿床矿石铅 ω 值变化范围为 34.566～147.703，μ 值变化范围为 8.636～21.816。天宝山矿床含有下地壳、上地壳、造山带成因铅，表明铅的多源性来源。

天宝山矿区闪锌矿流体包裹体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为－1.68‰，δD_{H_2O} 为－47.6‰（SMOW），$\delta^{13}C_{CO_2}$ 为 6.10‰（PDB）。在氢、氧同位素组成图上，上述数据分布于原生岩浆水、变质水的范围之外与现代雨水线之间，与密西西比河谷型铅-锌矿床投点范围相近（杨应选，1994）。

天宝山矿床闪锌矿、白云石、石英等包裹体形态主要为椭圆形、不规则状，包裹体多为气液比很小的液相包裹体，包裹体多小于 8 μm。矿床中闪锌矿的均一温度略高于白云石和石英。闪锌矿的均一温度为 250～260 ℃，白云石为 200～210 ℃，石英为 150～160 ℃。流体包裹体化学成分分析结果表明液相中阳离于以 Na^+，K^+，Ca^{2+} 为主，液相中阴离子以 SO_4^{2-}，Cl^-，F^- 为主。包裹体气相组分以 H_2O 为主，其次有少量的 CO_2。

天宝山矿床与大梁子矿床同产在康滇地轴东缘铅-锌矿带，其矿床特征相似。它们的成因相同，应属密西西比河谷型相类似的产于灯影组碳酸盐岩容矿的后生沉积矿床（MVT 型）。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

浙江五部铅-锌矿床

五部铅-锌矿床位于浙江省括苍山南麓，黄岩市西南 32 km 处，面积 18.96 km^2。公路直达矿区，交通尚属方便。

五部铅-锌矿床为 1958 年由群众报矿发现，1959—1966 年浙江省第五地质队、浙江第七地质队开展了普查—详查工作，初步控制了矿区远景，推断为中型规模铅-锌矿床。1978 年组织成立了五部铅-锌矿区会战指挥部，加速了科研—勘探工作，1983 年提交五部一号矿体详查报告，获工业储量铅 36 万 t，锌 47 万 t。1980—1982 年继而开展北矿段北延龙潭背矿段及南矿段勘探工作，截至 1992 年累计探明铅 61 万 t，锌 89 万 t，伴生镉 4 904 t，银 645 t。矿区工程地质和水文地质条件简单，利于开采。

1 区域地质背景

该区大地构造位置属闽浙沿海中生代陆相火山岩带，矿床产于“宁溪盆地”中的次级火山断陷盆地边缘，受断裂控制。区内出露地层简单，主要为一套中生代陆相酸—中酸性火山岩建造夹有少量湖相碎屑岩，自下而上分别为上侏罗统：岩性单一，以流纹质熔结凝灰岩为主，夹薄层凝灰质砂、泥岩；下白垩统：为一套断陷盆地岩相建造，岩性较复杂，是主要含矿层，可分 3 个岩性段，下段分布广泛，厚度变化大，主要由泥岩、火山碎屑岩和中—基性熔岩组成，中段零星分布于宁溪盆地中，下部为一套玻屑熔结凝灰岩、玻屑凝灰岩和火山沉积岩，上部是霏细岩、凝灰角砾岩，与下段呈角度不整合接触，上段分布于盆地西部及半山岩体周围，岩性为一组浅灰—肉红色流纹质粗晶屑凝灰岩。

全区褶皱不强烈，断裂发育，以 NE 向和 NW—NNW 向 2 组断裂为主，前者为区域性逆冲断层，规模巨大，长达几十千米，宽大于 10 km，其中有基性岩脉贯入。后者主要发育在断陷盆地内部（五部断裂），一般为正冲断层，规模不大，其中可见铅-锌矿化、黄铁矿化，是区内主要的控岩、控矿构造（图 1）。

区内岩浆活动强烈，出露的火成岩主要是燕山期超浅成次火山岩相酸性小岩体，经常赋存于一定的火山机构中，与成矿关系密切的有贯穿矿区 NNW 向主断裂带的石英霏细斑岩体和矿区北部古双岩的石英霏细斑岩。

2 矿床地质特征

五部铅-锌矿床主要产于火山断陷盆地东缘

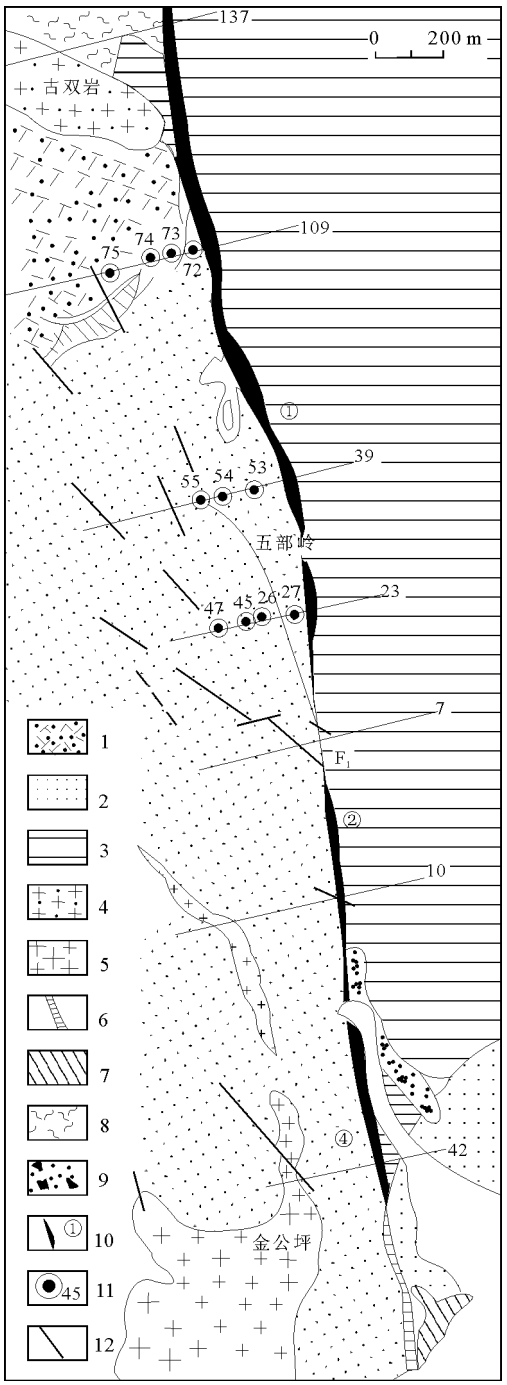


图 1 浙江五部铅-锌矿北矿段地质略图（据陈毓川、朱裕生等，1993）

1—下白垩统 b 岩性段；2—下白垩统 a 岩性段；3—上侏罗统；4～6—酸性次火山岩；4—石英霏细斑岩；5—霏细斑岩；6—控矿断裂带中石英霏细斑岩；7—基性熔岩；8—酸性熔岩；9—隐爆角砾岩；10—铅-锌矿体及编号；11—原生晕取样钻孔及编号；12—断裂

NNW 向断裂带内，矿体沿断裂带展布，长达 10 km 以上，包含 6 个矿体，呈线性或串珠状排列，赋存于石英霏细斑岩外接触带之蚀变流纹岩、凝灰岩中，产状受断裂控制。铅-锌矿床赋存于 NNW 向的五部断裂中，断裂全长 30 km 以上，倾向 W，倾角 60～70°，矿化带宽数米至数十米。五部矿床包含北矿段、南矿段及龙潭背矿段，长约 5 km，在控矿断裂带内有 7 个矿体（北矿段 3 个，南矿段 4 个）。北矿段 1 号矿体规模最大，矿体呈脉、透镜状，与控矿断裂产状一致，走向长 2 140 m，延深一般 400 m 左右，控制最大延深达 880 m。矿体最大厚度 32.23 m，最小 0.9 m，平均 9.88 m。主矿体上下盘尚可见一些平行及分支矿体。

这类矿床矿石组分类似海相火山岩型，但含黄铁矿和铜都比较少，一些矿床银含量较高。主要金属矿物为方铅矿、闪锌矿，其次有黄铁矿、赤铁矿、黄铜矿，非金属矿物主要有石英、绢云母、方解石，另有少量水云母、蔷薇辉石、重晶石、萤石等。矿床铅锌比为 1∶1 至 1∶2，往深部铅品位降低。矿石以粒状、交代结构为主，其次为压碎、乳滴状结构；构造则主要为浸染状、细脉状，其次为角砾状、团块状及块状。由于长期的构造作用和频繁的火山活动，矿区内断裂、破碎十分强烈，为热液运移和交代提供了良好条件，反映为多期次的蚀变作用，如硅化、绢云母化、碳酸盐化等都十分普遍，蚀变分带现象不明显。

3 矿床成矿环境

根据矿区包裹体测温结果，铅-锌矿成矿温度在 170～207 ℃之间，个别样品可达 370 ℃，属中温热液成矿。矿石硫化物中硫同位素 $\delta^{34}S$ 变化范围为－4.40‰～4.53‰，平均为 1.36‰，接近陨石硫，似来源于下地壳或上地幔。铅同位素测定结果表明铅来源于岩浆和围岩（陈毓川、朱裕生等，1993）。

综上所述，五部铅-锌矿成因类型属于陆相火山岩型中温热液充填交代矿床。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

陕西铅硐山铅-锌矿床

铅硐山铅-锌矿床位于秦岭山脉西段南麓的陕西凤县境内，行政区划属三岔乡管辖，矿区在凤县县城南 25 km 左右。

铅硐山矿区内发现古采硐 25 处，硐深一般数米至数十米，古人已开采利用。1959 年，陕西地质局秦岭区测队在该区进行 1∶20 万区域地质测

量，在检查重砂、化探异常时发现该矿，并据群众报矿，说山顶有块红秃秃长年不长草的地方，当即由当地群众引路、攀登悬崖陡壁，就在那块“红秃秃的地方”发现了氧化的铅-锌矿露头。该队随即进行 1∶2 000 地质测量并清理老硐等对该矿进行评价，当年 10 月提交矿区普查报告，初步肯定该矿的远景。1960 年，陕西省地质局凤县勘探队对该矿床进行勘探，1963 年 10 月提交《陕西凤县铅硐山矿区地质总结报告》，探明铅-锌工业储量 20.5 万 t（其中铅 5.7 万 t），远景储量 24 万 t。从而查明铅硐山铅-锌矿床达中型规模，为后来的工作奠定了基础。1978 年 8 月，西北冶金地质勘探公司七一七队对铅硐山铅-锌矿再次进行勘查，并在认识上有所突破。由该队一分队对矿区Ⅱ号及Ⅰ号矿体的鞍部进行详查工作，证明Ⅱ—1 号矿体延深很大，并与Ⅰ号相连，同时还扩大了Ⅰ号矿体鞍部的储量。1985 年 6 月提交了《陕西省凤县铅硐山铅-锌矿床地质勘探总结报告》。矿床探明锌金属储量 886 636 t，Zn 品位为 7.68%，铅金属储量 196 186 t，品位为 1.73%，锌达大型规模。铅为中型，伴生有益组分银、镉、汞可综合回收。

1 矿床地质特征

铅硐山铅-锌矿床处于秦岭褶皱系南秦岭印支褶皱带内。在成矿区划属秦岭泥盆系铁-多金属成矿带中部的凤太（凤县、太白）矿田的西南部。凤太矿田内绝大部分由中泥盆统星红铺组（D_2x）粉砂质千枚岩和古道岭组（D_2g）灰岩组成的岩层所覆盖；而矿田北部出露白垩系，其南部有三叠系、二叠系、石炭系分布。矿区地层由中泥盆统古道岭组和星红铺组组成。主矿层产出层位稳定，星红铺组下段岩性为含毒砂黄铁矿的灰黑色微晶质菱铁硅质铁白云岩。该层与下盘中泥盆统古道岭组为不整合接触。古道岭组上段是以珊瑚为主的含碳生物灰岩，中上部亦含矿（图 1）。

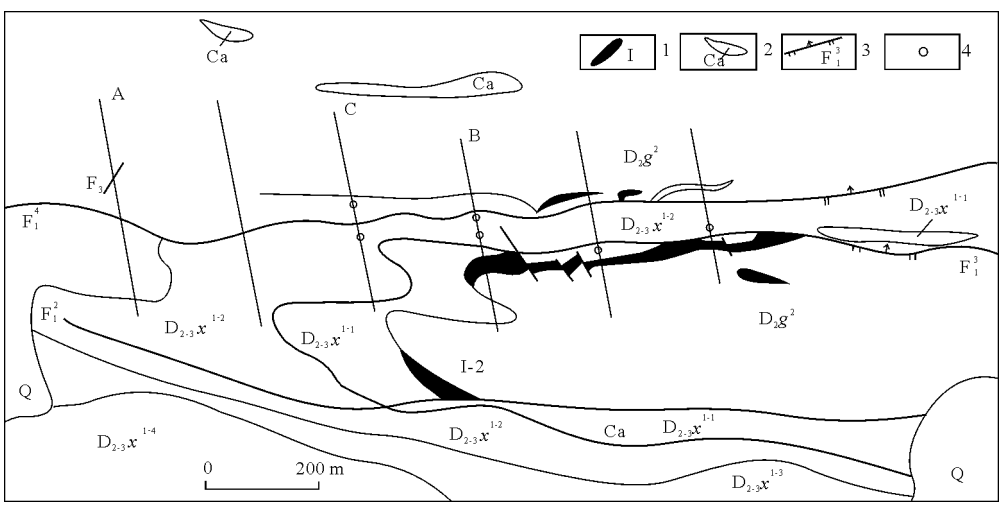


图 1 陕西铅硐山铅-锌矿床地质图（据王集磊等，1996）

Q—第四纪残积坡积物；$D_{2-3}x^{1-4}$，$D_{2-3}x^{1-3}$，$D_{2-3}x^{1-2}$，$D_{2-3}x^{1-1}$—中上泥盆统星红铺组下岩段第四层铁白云质绢云千枚岩夹薄层结晶灰岩，第三层含绿泥石绢云千枚岩夹铁白云质千枚岩，第二层上部绢云千枚岩具薄层灰岩下部铁白云质千枚岩，第一层碳质千枚岩夹薄层灰岩夹铁白云质千枚岩扁豆体；D_2g^2—中泥盆统古道岭组下岩段含碳生物微晶灰岩夹钙质绢云千枚岩；1—铅-锌矿体及编号；2—（铁）方解石脉；3—实测断层及编号；4—钻孔位置

矿区内没有岩浆岩出现。主要构造有西河断裂和铅硐山复式背斜。西河断裂呈 NNE 向展布于凤（县）太（白）地区中部，主要表现为一个褶皱—挤压变形及岩相变化带，对沉积—矿化作用有明显的控制作用，铅-锌矿化仅在西河断裂西侧发育，而金矿化在西河断裂 EW 两侧附近均发育。西河断裂是一条泥盆纪时期的生长断裂，是该时期热水喷溢活动的通道（王集磊等，1996）。铅硐山复式背斜呈近 EW 向展布，轴部伸长约 7.5 km，向 W 倾伏，东部抬起，北翼较缓（倾角 55～79°），南翼陡（倾角 72～88°），深部向 N 倒转。铅硐山铅-锌矿床主要产于铅硐山复式背斜的中部，在该背斜的核部。

含矿岩石主要为硅质铁白云石岩和铁白云石硅质岩。硅质岩一般呈层状、透镜状与上覆星红铺组和下覆古道岭组整合接触，界线清楚，与产于其中的铅-锌矿体呈渐变关系，界线不清晰。矿区内共有 10 个矿体，呈似层状、鞍状产出，其中Ⅰ号和

Ⅱ—1 号矿体规模最大，构成该矿床的主体，2 个矿体储量占整个矿床储量的 95%。Ⅰ号矿体产于铅硐山背斜北翼及鞍部，呈似层状，平面呈镰刀状与围岩整合产出，走向近 EW 向，倾向 N，倾角 55～79°，长 1 067 m（东部出露地表 546 m），厚度变化在 0.12～24.12 m 之间，平均 8.74 m，延深 454 m。Ⅱ—1 号矿体产于铅硐山背斜南翼，呈透镜状与围岩整合产出，走向 57～70°，倾向 SW，倾角 72～80°，长 447 m（东部出露地表 65 m），厚 0.21～33.76 m，平均 12.16 m，延深 475 m。次要矿体Ⅱ—2 号矿体为盲矿体，产于Ⅱ—1 号矿体下盘含碳灰岩中，呈似层状，长 381 m，厚 1.11～5.29 m，平均 2.98 m，最大延深 290 m。

矿石以原生—混合铅-锌矿石为主，锌矿石很少。矿石主要有用元素为铅、锌，平均含量 Pb 为 1.73%，Zn 为 7.68%，Pb∶Zn 值为 1∶4.4。伴生有益元素为 Ag（23.52×10^{-6}），Cd（0.032%），Hg（0.009 4%），可综合利用。主矿层矿石组分主要金属矿物有方铅矿、闪锌矿、白铅矿和菱锌矿，其次为黄铁矿、毒砂、黄铜矿、黝铜矿、菱铁矿、菱锰矿、赤铁矿、褐铁矿等。主要非金属矿物有铁白云石、微晶石英，其次为铁方解石、伊利石、蒙脱石、石膏、石墨、绢云母、白云母、绿泥石、有机碳等。

从总体上看 Pb，Zn 矿化分布均匀。在走向上由东向西倾伏方向矿化有逐渐减弱趋势，Pb 每百米减少 0.06%，Zn 每百米减少 1.02%。沿倾向向下 Pb 每百米减少 0.02%，Zn 每百米减少 0.11%。从垂直矿层方向看，一般上下较富，中部较贫，并显示了一定的类复理石沉积韵律和改造富集特征。主要伴生元素贫富变化与主要成矿元素相同。其中 Ag 除存在部分独立矿物自然银、深红银矿、辉银矿、螺状硫银矿、含银黝铜矿、含银硫锑铜矿外，主要富集在方铅矿中。Cd，Hg，Ga 主要富集在闪锌矿中。氧化矿石主要分布在矿体出露部分的顶部及矿体上盘。

同生沉积（成岩）期矿石构造以层纹状、条带状和缝合线为主，以闪锌矿、黄铁矿顺层排列为特征，以黄铁矿、闪锌矿、方铅矿具草莓状结构为标志。此类矿石质贫、粒度细、量少，仅局部可见。改造期的矿石以脉状、浸染状、角砾状、块状构造为主，结构复杂，以各种交代、他形粒状结构为主，还有生物假象、包含、共边、褶皱等结构。此类矿石质佳、粒粗、量多、遍布所有矿体。表生作用期的矿物结构主要有他形粒状、交代残余、蚕蚀及网状。相应的构造有皮壳状、蜂窝状、葡萄状、多孔状、土状及残留状。主要形成疏松状、土状、块状氧化矿石。铅硐山铅-锌矿的围岩蚀变较弱，有轻微硅化、铁白云石化，且蚀变范围窄。

2 矿床成矿条件

据戴汉民资料（1987），铅硐山矿床铅-锌矿石 $\delta^{34}S$ 变化范围为 4.3‰～10.5‰，平均为 7.41‰，据王集磊等人资料（1996），其 $\delta^{34}S$ 为 −1‰～14.8‰，平均 8.45‰，二者相近。上述资料表明矿石中重硫较为富集，但比秦岭西部厂坝铅-锌矿床（$\delta^{34}S$ 平均为 20.56‰）、李家沟矿床（$\delta^{34}S$ 为 21.29‰）要低得多。含矿围岩中的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 变化在 −1.5‰～5‰，平均为 0.8‰（戴汉民，1987；王集磊，1996），与矿石硫化物硫同位素组成相比明显地富集 ^{32}S，亦明显地表明具有沉积特征。铅硐山矿床比厂坝、李家沟矿床有更多的地层硫的混入。

铅硐山铅-锌矿床层状矿石铅同位素组成较稳定，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化在 18.034～18.190，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 变化在 15.583～15.775，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化范围在 38.074～38.721 之间，μ 值平均为 9.65，Φ 值为 0.612 16，模式年龄为 476 Ma。各比值变化区间狭小，反映铅同位素组成单一，基本上属正常铅的范畴（王集磊等，1996），其模式年龄老于赋矿地层年龄（中泥盆世 386～377 Ma），该模式年龄可能代表物质来源年龄。另据王集磊所做铅同位素组成地质环境图，铅硐山矿石铅同位素数据落入克拉通化地壳铅的范围，表明矿石铅来源于深部克拉通化基底地壳。源区古老地层中初始富集的铅，通过地下热水淋滤沿断裂运移到海底成矿。上述资料与铅同位素模式年龄偏老是一致的。铅硐山矿床矿化条带状硅质铁白云岩 $\delta^{13}C$ 为 1.17‰，碳质生物灰岩为 1.04‰（王集磊等，1996），铅硐山矿床含矿围岩及矿石的碳酸盐的产 $\delta^{13}C$ 值处于泥盆纪正常海相沉积的碳酸盐岩范围内，可能说明成矿过程中碳质来源于泥盆纪海相沉积碳酸盐岩。

铅硐山矿床矿化硅质铁白云岩 $\delta^{18}O$ 为 20.48‰，碳质生物灰岩为 17.96‰（SMOW），从而看出矿化白云岩与泥盆纪正常沉积的生物灰岩的 $\delta^{18}O$ 组成基本一致。据包裹体测温铅硐山矿床白云岩形成温度为 210 ℃，$\delta^{18}O$ 为 20.48‰，其水-岩比（W/R）为 0.2，水-岩同位素交换少，表明岩石中仍较多地保持正常沉积岩的 $\delta^{18}O$ 值。

铅硐山铅-锌矿床闪锌矿中包裹体 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 $-0.8‰\sim2.9‰$（SMOW），其 δD 为 $-39‰\sim-57‰$，同样表明成矿水溶液中天水的混入不多。

铅硐山矿床矿石中石英、闪锌矿有少量包裹体，但总的说包裹体出现丰度低，个体细小，多为单相液相包裹体。石英中包裹体为负晶形、扁圆形居多，其长径多在 3～15 μm，气液比为 5%～20%。石英中包裹体的均一温度为 108～320 ℃，其峰值为 260 ℃，闪锌矿中包裹体均一温度变化范围为 165～190 ℃，其峰值为 174 ℃。石英中包裹体盐度为 4.7%～6.9%，其平均值为 6.0%。闪锌矿中包裹体的盐度为 3.4%～5.6%，平均 4.6%。成矿流体的密度为 0.830～0.940 g/cm³，流体的压力 880～1 200 Pa（王集磊，1996）。

据王集磊闪锌矿气液包裹体成分资料，K^+/Na^+ 为 0.199，Ca^{2+}/Na^+ 为 3.184，Mg^{2+}/Na^+ 为 1.065，F^-/Cl^- 为 0.131，SO_4^{2-}/Cl^- 为 3.245，成矿流体组分类型为 Ca^{2+}，Mg^{2+}，Na^+，SO_4^{2-}，Cl^- 型。

该矿床类型应属海相沉积岩容矿的 Sedex 型。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

云南会泽铅-锌矿田

云南会泽铅-锌矿田位于会泽县城东北 48 km。矿区南北长 4.5 km，宽 2 km，面积 13.5 km²。包括矿山厂、麒麟厂、大水井 3 个大型铅-锌矿床和银厂坡小型银-铅-锌矿床。该矿田以矿石品位特高（Pb+Zn 多在 30%～35% 之间）和伴生多种有用元素（Ag，Ge，Cd，In，Ga）而引起世人关注。

据矿史记载，会泽地区铅-锌矿早在两千多年前的西汉时代就被开采利用，当时是从铅-锌矿中提取银。到了明代，除继续提炼银外，开始提炼锌金属制造锌-铜合金的钱币。到清朝，会泽地区年产铅达 89 900 斤，锌达 1 127 500 斤，采冶人数上千。根据炉渣推算，新中国成立前，总计已采矿石中的铅金属在 10 万 t 以上，锌金属在 50 万 t 以上。矿山虽然生产历史悠久，但生产方式落后，资源浪费严重。解放后会泽铅-锌矿发展日新月异，1958 年烟化炉建成投产。1965 年又建成一座年产 1 万 t 铅-锌-锗金属的冶炼厂，成为我国又一个有色金属（特别是锗）的生产基地。

该区地质工作始于 1925 年，美国人宾福士在东川地区作过初步调查，对矿山厂铅-锌矿作过描述。谢家荣（1941）、许杰（1943）等对该区地质和矿床做了较全面的论述。新中国成立后，矿区的地质勘探工作得以全面展开。1951 年，西南地质局 223 队在矿区开展 1∶2 000 地质填图工作，1953 年 6 月，会泽铅-锌矿成立地质勘探总队，同年 11 月改编为有色西南分局地质勘探公司 320 队。1954 年，会泽铅-锌矿列为国家重点项目之一，320 队在矿山开展了大规模地质勘探工作，截至 1956 年，提交铅储量 41.35 万 t，锌 159.67 万 t。此后又对矿床的伴生有益组分及矿区外围进行工作，至 1966 年矿山厂和麒麟厂共探明储量：铅 29.57 万 t，锌 84.39 万 t，锗 198 t，钒 3 205 t，硫铁矿 28.28 万 t。1984—1989 年运用现代成矿理论，对矿山厂 1 号矿脉进行深部详查，进一步探明铅-锌矿储量约 20 万 t，并发现了富厚的硫化矿体，为矿山生产提供了后续资源。

1 区域地质背景

矿区大地构造位置处于扬子地台西缘康滇地轴与滇黔川坳陷带接壤地带的中南部（图 1）。区内断裂发育，矿区位于小江深断裂带和昭通—曲靖隐伏深断裂带之间的 NE 向构造带、SN 向构造带和 NW 向紫云—垭都构造带的复合部位（黄智龙等，2003）。

区内自晚震旦世至古生代沉积了巨厚的碳酸盐岩和碎屑岩。基底为前震旦系地层，盖层主要由中上泥盆统、石炭系、二叠纪碎屑岩、碳酸盐岩组成。碳酸盐岩中普遍有铅-锌矿化，会泽铅-锌矿即赋存于下石炭统摆佐组白云岩中。区内岩浆活动主要为华力西期峨眉山玄武岩，呈似层状、透镜状、扁豆状、囊状沿地层层面分布。

2 矿床地质特征

赋矿地层为一套灰白、肉红、米黄色粗晶白云岩和致密块状灰色灰岩及硅质灰岩，其中下部发现蒸发岩（韩润生等，2001），主要由重晶石和石膏等矿物组成，重晶石可达 25%。

矿区断裂以 NE 向为主，代表性的有矿山厂、

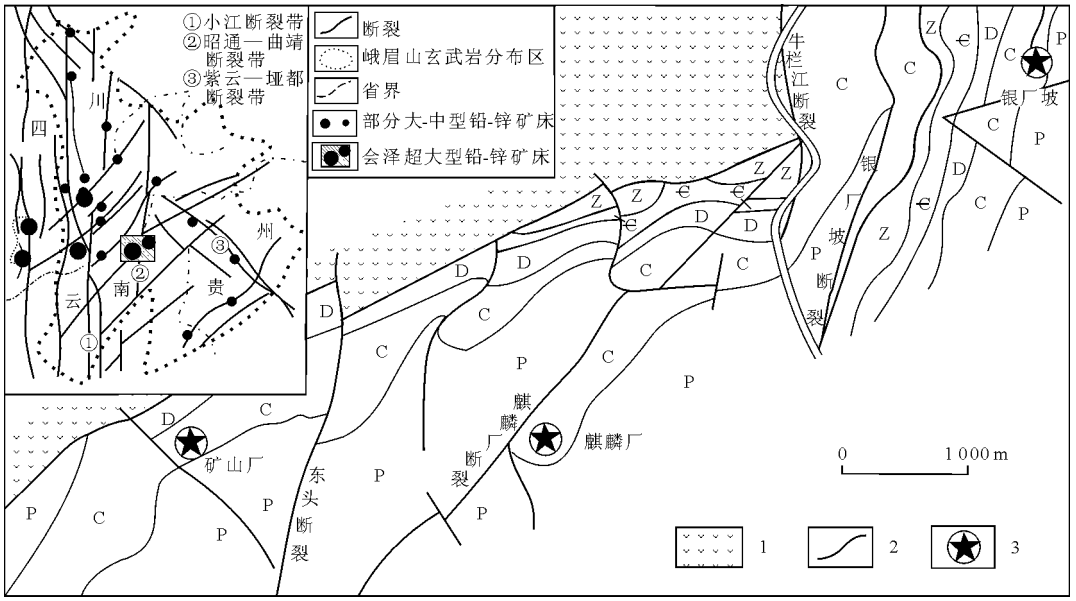


图 1 云南会泽铅-锌矿床地质图（据黄智龙等，2003）

P—二叠系：包括栖霞组—茅口组（P_1q+m）灰岩、白云质灰岩夹白云岩，梁山组（P_1l）碳质页岩和石英砂岩；C—石炭系：包括马平组（C_3m）角砾状灰岩，威宁组（C_2w）鲕状灰岩，摆佐组（C_1b）粗晶白云岩夹灰岩及白云质灰岩，大塘组（C_1d）隐晶灰岩及鲕状灰岩；D—泥盆系：包括宰格组（D_3z）灰岩、硅质白云岩和白云岩，海口组（D_2h）粉砂岩和泥质页岩；∈—寒武系：包括筇竹寺组（$∈_1q$）泥质页岩夹砂质泥岩；Z—震旦系灯影组（Z_2d）硅质白云岩；1—二叠纪峨眉山玄武岩；2—断裂；3—铅-锌矿床

东头、麒麟厂、银厂坡和牛栏江断裂。这些断裂具有多期活动特点，主要为 NE 向褶皱和压扭性断裂组成，并伴之有与之垂直的 NW 向张（扭）性断裂。为区域性大规模成矿流体运移提供了条件。

岩浆岩出露于矿区北部和西南部外围地区，主要为二叠纪峨眉山玄武岩。

铅-锌矿床明显受 NE 向构造带控制。矿体多呈脉状、透镜状、囊状、网脉状及似层状等。矿体延伸大于走向长度。常见矿体骤然尖灭膨缩现象，矿体与围岩界限截然。铅-锌矿体有由浅向深变富的趋势。

矿石品位（Pb+Zn）≥30%～35%（韩润生等，2001），矿物成分主要有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿和方解石。多为粒状结构，致密块状构造。矿石中伴生元素有 Ag，Ge，In，Cd，Ti，Ga 等，变富地段可圈出独立的银、锗矿床。

矿床上部为氧化矿，下部为原生矿。氧化矿成分相当复杂，原生矿主要由方铅矿、闪锌矿、黄铁矿和方解石组成。

矿床围岩蚀变除白云岩化较为广泛外，硅化、黄铁矿化、碳酸盐化等热液蚀变不很发育，分布狭窄。

3 成矿地质环境

据孙志伟等（1998）测定，硫同位素 $\delta^{34}S$ 值为 4.30‰～15.75‰，与蒸发岩中的 $\delta^{34}S$ 值（13.97‰）比较接近，因此判断矿石中硫主要是从赋矿地层中的蒸发岩萃取出来。

矿石的铅同位素组成较均一，据 28 个矿石样分析结果 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.251～18.496，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.663～15.855，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.487～39.000；2 个玄武岩样分析结果 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.175～18.371，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.629～15.662，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.380～38.666；而 4 个白云岩样品的铅同位素值 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.482～18.673，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.791～15.963，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 39.124～39.685，显而易见，成矿流体中的铅与玄武岩的关系更为密切。

据李朝阳等人（2000）对麒麟厂矿床方铅矿的锶同位素组成测定为 $^{87}Sr/^{86}Sr=0.710\ 92\sim0.714\ 51$；闪锌矿的锶同位素组成测定为 $^{87}Sr/^{86}Sr=0.714\ 90\sim0.708\ 08$，均低于围岩的锶同位素组成，证明成矿元素不可能来自围岩。

方解石的碳、氧同位素组成代表了成矿流体的碳、氧同位素组成，$\delta^{18}O_{PDB}$ 为 −1.94‰～−3.31‰，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 17.088‰～18.562‰，与白云岩的碳、氧同位素组成（$\delta^{18}O_{PDB}$ 为 −0.80‰～−0.77‰，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 17.088‰～18.562‰）不同，与深（幔）源碳同位素组成（−4‰）相似，推测成矿流体主要来自岩浆水及富含成矿物质的基

底循环水，成矿热液具有多源性特点。

根据矿物包裹体均一温度测定，成矿温度为150～370 ℃，爆裂温度为106～424 ℃，成矿环境属于中温。成矿溶液具有中等盐度5%～13.5%，中等压力（459×10^5～661×10^5 Pa）及中—偏碱性（pH值6.7～7.1）的特点。

黄智龙等人（2001）认为，大量成矿物质源于峨眉山玄武岩，摆佐组粗晶白云岩是有利的赋矿岩性，上石炭统马平组页岩及下二叠统梁山组含煤砂页岩起到了遮挡流体上升的作用。

会泽铅-锌矿成因类型属于沉积改造型。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

湖南黄沙坪铅-锌矿床

黄沙坪铅-锌矿床地处南岭中段的郴州地区，位于桂阳县城西南9 km处，为一大型铅-锌矿床，是湖南省有色金属矿产主要的生产基地之一，与柿竹园钨-锡-钼-锡矿、宝山铅-锌-银矿、香花岭钨-锡-铅-锌矿等大型有色金属矿田，被誉称为“世界有色金属博物馆”。

黄沙坪原为一个古老采冶矿区，据“桂阳县志”记载，“神龙元年”（公元705年），官方即在此开办银、铜矿。清同治年间“桂阳直隶州”描述桂阳有“八宝之地”（金、银、铜、铅-锌、铁、锡、水晶、石炭）美称，矿区有老硐百余个，采矿主要在浅部，以提取铅、银为主。

1954年，地质部中南地质局选定黄沙坪为铅-锌普查区，王家兴、李庭栋等在此工作后，初步认为矿体与接触带附近的断层有关，有一定的找矿前景。1954年2月正式组建408队和408物探队，1955年所布7个钻孔均见到工业富矿，1956年拉开了黄沙坪矿区勘探序幕，经过6年艰苦努力，为国家找到了一个大型富铅-锌矿。铅金属储量37.92万t，锌金属储量63.22万t，硫89.34万t，铜金属储量2.3万t，伴生镉1 353.96 t，钼263 t，镓150.44 t，铟127.02 t，锗82.85 t，锡12 979.23 t，铋152.4 t，银578.96 t，铀44.16 t。1959年正式兴建矿山，1967年投产。1976年后，经矿山地质工作者努力，新增铅-锌金属储量75万t，铜金属储量22万t，目前在深部还有找到新矿体的可能。

1 区域地质背景

矿区位于南岭EW构造带北缘与耒临SN构造带复合部位，湘桂粤华力西—印支凹陷区，物探资料显示（秦葆瑚，1984），本区是郴州—桂阳高磁区内EW向构造与酃县—兰山NE向基底断裂交会处，控岩控矿构造是新华夏系褶皱和断裂。区内地层主要有上泥盆统佘田桥组，锡矿山组和下石炭统石磴子段、测水段，容矿层主要为石磴子段生物灰岩。

区内岩浆活动强烈，主要为燕山中期（162～165 Ma）浅成—超浅成杂岩体群，包括英安质流纹斑岩、碱性流纹斑岩和花岗斑岩。前者呈SN向分布，花岗斑岩和花斑岩多为隐伏岩体。主岩体侵入近SN向的宝岭—观音打座复式褶皱带中，成百个中酸性岩体组成3个岩带，呈EW向展布，属同源同期不同阶段的产物，为高硅富碱的钙碱性系列岩石。

2 矿床地质特征

矿区内地层为下石炭统大塘阶石磴子段、测水段和梓门桥段。石磴子段由含生物碎屑的泥晶灰岩和亮晶碎屑灰岩组成，厚约120 m，是矿体的主要围岩，常遭受不同程度的蚀变。测水段由砂质页岩、绢云母页岩、石英粉砂岩组成，厚约37 m，多为矿体顶板。梓门桥段由灰黑、灰白色白云岩组成，厚150 m，一般未受矿化影响。

控矿构造以印支运动形成的轴向近SN的复式背斜为主（图1），如宝岭倒转背斜（图中编号为①），该背斜核部为花岗斑岩，岩体周围有磁铁矿和钨、钼、铋、铅、锌等矿体；观音打座倒转背斜（图中编号为②），核部即为铅-锌矿床的产出部位，其铅-锌储量占矿区总储量的53%。印支期在EW向挤压应力作用下，产生了以F_1，F_2为代表的SN向逆断层，分别位于矿区的西部和东部，倾向皆向E，倾角30～65°，同时伴之出现的EW向正断层则位于矿区的SN两端，产状近于直立，被英安斑岩岩墙充填。燕山期形成了一系列NNE，NWW和NEE向断裂，矿体均分布于SN向的F_1，F_2和EW向F_0，F_4等4个断裂带所圈闭的范围内，这些断裂起到了重要的控矿作用。

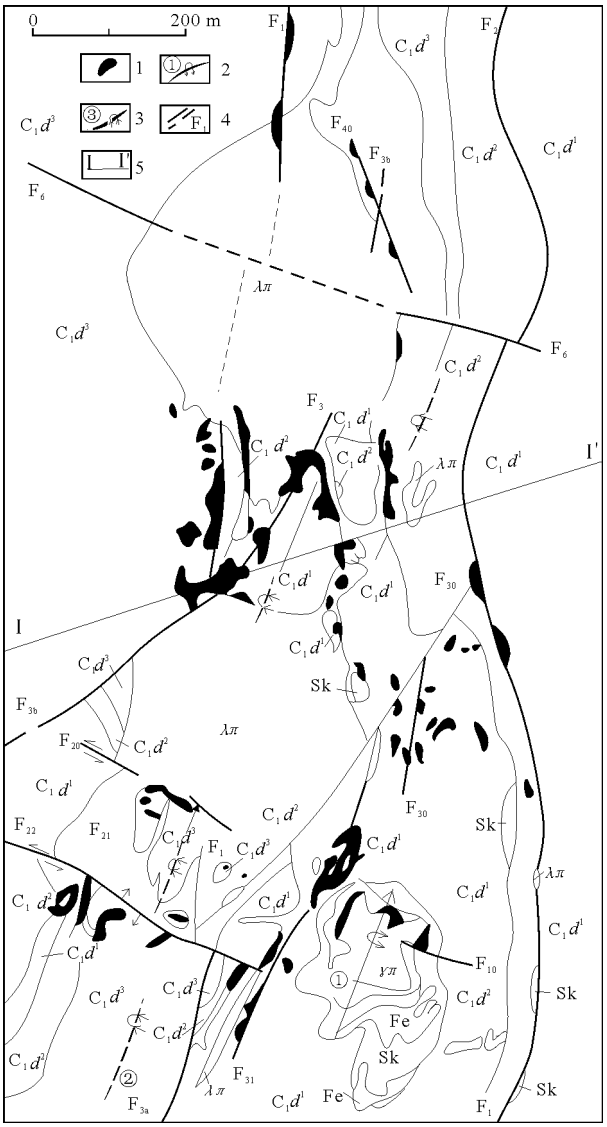


图 1 湖南黄沙坪矿区地质略图（据童潜明，1989）

C_1d^3—下石炭统梓门桥段；C_1d^2—下石炭统测水段；C_1d^1—下石炭统石磴子段；$\lambda\pi$—石英斑岩；$\gamma\pi$—花岗斑岩；Sk—夕卡岩；Fe—磁铁矿体；1—铅-锌矿体；2—倒转背斜及编号；3—倒转向斜及编号；4—断层及编号；5—剖面线

矿区内岩浆岩有多次活动特点，有花岗斑岩、石英斑岩、花斑岩、英安斑岩，其中以石英斑岩出露最多。花岗斑岩分布于矿区东南，由多个隐伏岩体组成，与铅-锌矿化关系最为密切；石英斑岩分布于矿区中部，以单个岩体出现，常呈漏斗状，多与铁矿化有关；花斑岩出露于矿区中部偏西，隐伏于 F_1 断层下盘，已知长 300 余米，宽 50 余米，岩体与钼-钨矿化有关。英安斑岩分布于矿区南北两端，与成矿关系不大。各类岩石化学成分与国内外类似花岗岩相比，具有富钾、硅，贫铅、铁、镁、钠的特点。据有色北京地研所（1996）长石 K-Ar 法测年结果，石英斑岩为 125.2～146.1 Ma，花岗斑岩为 118.4 Ma，属燕山期产物。

矿体主要出现于 3 个部位：1）南部围绕深部花岗斑岩形成环带状夕卡岩型钨、锡、钼、铋、磁铁矿体和受断裂控制的以闪锌矿、磁黄铁矿、毒砂为主的铅-锌矿体；2）东部以走向 NNE，倾向 SE 的断裂控制的充填-交代铅-锌矿体；3）西部与花岗岩有成因联系的夕卡岩型铜矿体和断裂控制的铅-锌矿体。

全区共有铅-锌矿体近 400 个，具工业价值的矿体 144 个，较大的矿体只有 7 个，1，2 号矿体占全区总储量的 56.5%，矿体形态多为透镜状、似层状、扁豆状、囊状，呈 NE 向延伸，向 SE 倾斜。一般矿体走向延长数十米至数百米，沿倾斜方向延深 100 余米。矿石平均品位铅：3.98%，锌：6.63%。

已发现百余种矿物，主要金属矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿，其次可见锰菱铁矿、黄铜矿、辉钼矿、毒砂等。首次发现叶碲铋矿、硫锑铅矿、硫锡铅矿、辉锑锡铅矿、辉锑铅银矿、硫砷铜银矿等。不同阶段形成的矿体具有不同的矿物组合。矿石构造有条纹—浸染状、块状、角砾状等。

围岩蚀变主要围绕花岗斑岩体发育，接触带处主要为夕卡岩化，可分 2 期，早期为富钙组合，晚期为钙铁辉石-磁铁矿组合，自接触带向围岩依次为磁铁矿—钙铁辉石夕卡岩、透辉石—符山石—石榴子石夕卡岩、透辉石—次透辉石夕卡岩。围岩蚀变主要为硅化—碳酸盐化—萤石化。根据本区花岗岩岩石化学特征分析，应属壳源型。

3 成矿环境

21 个矿石样品分析结果，矿床铅主要来自岩浆（特别是花岗斑岩），其次可能有泥盆纪围岩铅的加入。

矿床中各类型矿体的硫同位素组成有明显的差异，与花岗斑岩、石英斑岩有关的Ⅲ，Ⅳ类型矿体的 $\delta^{34}S$ 值为 4.77‰～6.45‰，硫来源于岩浆，而与花岗斑岩有关的Ⅰ，Ⅱ类型矿体的硫同位素组成富含重硫，且变化较大，推测此类矿体的硫是多源的。

矿体 62 个碳、氧同位素表明，$\delta^{3}C$ 和 $\delta^{8}O$ 的平均值自矿体到围岩逐渐变小，并在矿体周围形成低值区，反映了矿床的成矿作用与岩浆活动有关。

根据宜昌所对石英和方解石的氢、氧同位素测定，石英的 $\delta^{8}O$ 为 12.0‰，方解石的 $\delta^{8}O$ 为

10.26‰～13.46‰，其成矿温度为260～350 ℃，具有岩浆热液的特征。

据刘月星（1982）对花岗斑岩、闪锌矿、方铅矿及萤石的包裹体成分研究，液相包裹体中 $F^->Cl^-$，$K^+>Na^+$，$Mg^{2+}/Ca^{2+}<0.4$；气相包裹体以 CO_2 为主，其次为 N_2，H_2，CO，反映了成矿热液与母岩的同源性。

据湖南冶金地质研究所李裕祖（1982）研究，包裹体有原生和次生2种，原生包裹体以气液相为主，气体多为10%～25%，其成分有 CO_2，CO，Cl_2，F_2，H_2，CH_4 等。爆裂法测定均一温度为230～340 ℃，成矿温度以花岗斑岩最高，向外逐渐降低。矿床显示以花岗斑岩为中心的垂直分带和水平分带。成矿热液属于中偏高温的还原热流体，在 Na^+/K^+-$K^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ 图上，落入与花岗岩有关的矿床范围中。矿床类型为岩浆热液矿床。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

湖南水口山铅-锌矿田

水口山铅-锌矿田位于湖南省常宁县城东北约24 km处的松柏镇辖区内，距衡阳市45 km。大地构造位置处于江南古陆东南端，衡阳断陷盆地南缘。矿田包括老鸦巢、鸭公塘、康家湾、龙王山、百步蹬、白泥冲、仙人岩等矿区，面积200 km^2。是我国著名的铅-锌矿田之一。

相传，在北宋神宗年间首先发现了龙王山铁帽，采氧化矿炼银、硫。到明万历年间，从老鸦巢至龙王山一带出现了万人采炼矿石的场面。光绪二十二年，矿山收归官办，设立水口山矿务局。民国初逐步形成机械化开采，1896—1937年间，共生产铅砂21万t，锌砂51万t，产量高居全国之首。

新中国成立之初，矿山面临产量危机，为使矿山尽快恢复生产，1950年湖南地调所、1952年中南地质局四〇六队先后在此开展了填图工作和布设钻孔，但找矿效果不理想。1955年5月，长沙地勘公司组建二一七队，进入矿区工作，1959年提交了老鸦巢第一期储量报告，探获铅-锌金属量16万t，解决了矿山燃眉之急。1969年该队提交了鸭公塘铅-锌矿储量报告，探获铅-锌金属量近30万t。20世纪70年代，林果荣任二一七队技术负责，经过地质、物化探、科研综合分析，预测康家湾可能存在盲矿体，1976年打钻在孔深391 m处见到38 m厚的铅-锌-硫-铁矿体，揭开了康家湾隐伏矿床勘查的帷幕。1982年提交的“湖南省水口山矿田康家湾铅-锌-金矿区评价地质报告”探获铅-锌金属量141万t。平均品位：铅3.92%，锌4.48%，金46 t，硫铁矿石量260万t。在地表以下400 m深处，找到如此储量大、品位高的大型铅-锌-金-银多金属矿床，实为罕见。二一七队也由此获得国家功勋地质队的光荣称号。截至2000年，湖南水口山矿田累计探明铅-锌工业及远景储量大于197.3万t，硫铁矿矿石888.2万t，金52.1 t，银1 666 t及一定数量的铟、镓、硒、碲、铊等稀有元素矿产，成为名副其实的“中国铅都”。

1 区域地质背景

区内古生代地层出露较少，以海相碳酸盐沉积为主，夹少量浅海相或陆相含煤碎屑建造。二叠系地层分布零星，上二叠统斗岭组为碳质砂页岩，下二叠统当冲组由硅质岩组成。下二叠统栖霞组不纯灰岩和当冲（茅口）组泥质灰岩、硅质页岩的铅、锌、银等元素丰度值高，是主要容矿地层。中上石炭统中也有隐伏矿体出现。白垩系和侏罗系地层分布广泛，均为陆相碎屑建造。厚度大于1 000 m，覆盖于古生代地层之上。

燕山期构造、岩浆活动频繁且强烈，是主要成矿时期。燕山运动使二叠系产生一系列近SN向褶曲、断裂，并伴有超浅成中酸性岩浆活动。与成矿关系密切的主要构造有康家湾隐伏倒转背斜和 F_{22} 断层。前者是矿田东部四丘田倒转向斜的次级褶皱，被白垩系和侏罗系覆盖（图1）。

区内出露岩浆岩主要有水口山花岗闪长岩体（143～150 Ma）和老盟山英安玢岩（12.6 Ma），前者分EW两个岩体，分别侵入于老鸦巢倒转背斜和鸭公堂倒转背斜，呈盆状超覆产出，后者则呈盆状超覆于白垩系中。岩体与围岩之间发育完整的接触变质带，宽数十米，长超过1 000 m。铅-锌矿床多赋存于接触变质带中。

2 矿床地质特征

水口山铅-锌矿床主要赋存于花岗闪长岩与围

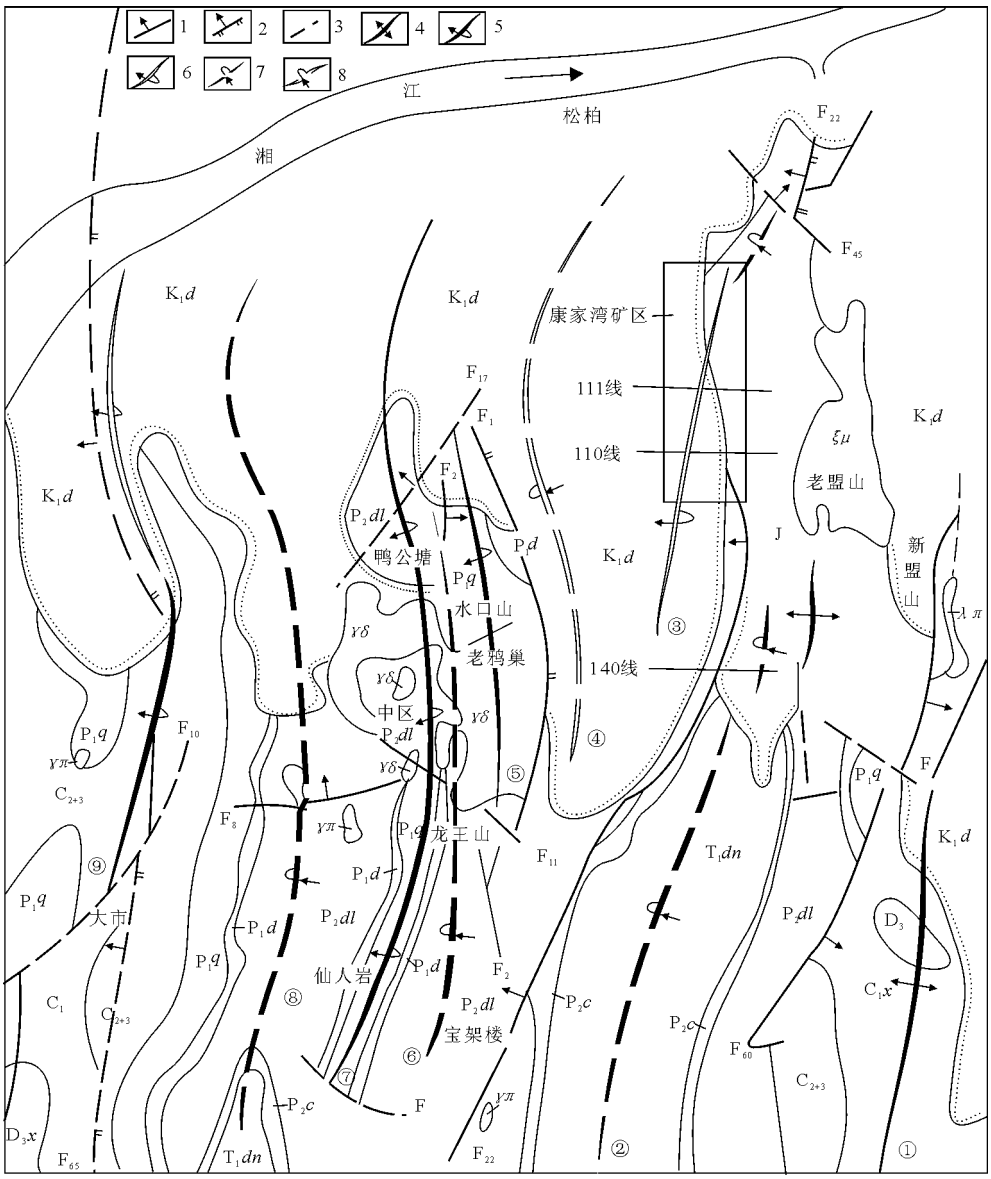


图 1　湖南水口山矿田地质图（据陈毓川，朱裕生等，1993）

K_1d—下白垩统；J—侏罗系；T_1dy—下三叠统大冶群；P_2c—上二叠统长兴组；P_2dl—上二叠统斗岭组；P_1d—下二叠统当冲组；P_1q—下二叠统栖霞组；C_{2+3}—中上石炭统壶天群；C_1—下石炭统；D_3x—上泥盆统锡矿山组；$\gamma\pi$—花岗斑岩；$\gamma\delta$—花岗闪长岩；$\zeta\mu$—英安玢岩；$\lambda\pi$—石英斑岩；1—正断层；2—逆断层；3—推测及隐伏断层；4—背斜轴；5—倒转背斜轴；6—隐伏倒转背斜轴；7—倒转向斜轴；8—隐伏倒转向斜轴；①—新盟山背斜；②—四丘田倒转向斜；③—康家湾隐伏倒转背斜；④—庙门前隐伏倒转向斜；⑤—老鸦巢倒转背斜；⑥—老鸦巢娄底罗倒转向斜；⑦—鸭公塘仙人岩倒转背斜；⑧—马颈口倒转向斜；⑨—大市倒转背斜

岩的接触变质带中，岩体内部有钾长石化、绿泥石化及黄铁矿化。外接触带为早期夕卡岩化或角岩化带，宽约 20 m，深达 800 m 以上，夕卡岩体呈似层状、透镜状，围绕岩体分布，产状与接触带一致。夕卡岩岩性为石榴子石夕卡岩、透辉-石榴子石夕卡岩和透辉石夕卡岩。石榴子石成分以钙铁榴石为主，少量钙铝榴石。除透辉石外还有一些绿帘石、符山石等矿物。岩体与页岩、泥灰岩的接触部位则发育角岩化带，范围较大，遍及全矿区。晚期夕卡岩化主要是绿泥石化及钨、钼、铋矿化，叠加在早期夕卡岩化带上，金属硫化物沉淀则与硅化、碳酸盐化有关，多分布于夕卡岩带外侧大理岩带内和夕卡岩与大理岩之间的过渡带。整个矿化带长 1 000 m，延深大于 500 m，由西向东分布包括矿体 17 个。依据成矿时代早晚和产出条件不同，分别形成花岗闪长岩正接触带的夕卡岩型铜-铅-锌矿、花岗闪长岩外接触带的碳酸盐岩中的充填交代型铅-锌-硫矿、破碎带中充填交代型铅-锌-金-银-硫矿、爆发角砾岩型铅-锌-金-银矿等系列矿床。

矿体形态复杂，呈带状、筒柱状、扁豆状、囊

状、脉状及不规则状。西部走向 70°，倾向 SE，倾角 40～80°；中部走向近于 SN，倾向 SSW，倾角 60°左右；东部矿体走向 50～60°，倾向 SW，倾角上陡下缓。各矿体长度一般 13～302 m，厚 5～38 m，延深大于 500 m，矿床平均品位 Pb 0.34%～6.24%；Zn 0.51%～5.74%。

矿床蚀变水平和垂直分带均十分明显，铅-锌矿往往分布在大理岩带内，少量分布于远离变质带的灰岩层间破裂带中。矿体延伸很长。

矿石主要金属矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿，其次为磁黄铁矿、黄铜矿、毒砂、赤铁矿、磁铁矿等，还有少量白钨矿、辉钼矿、辉锡矿、黝锡矿、自然金等。矿床的铅∶锌为 1∶2～1∶1.5。非金属矿物有石英、玉髓、方解石、蛇纹石、符山石、透闪石、石榴子石等。矿石主要有自形—半自形压碎结构。矿石构造主要为致密块状、浸染状、条带状和角砾状。矿床围岩蚀变主要有夕卡岩化、角岩化、绿泥石化、绢云母化、硅化、大理岩化等。围岩蚀变的水平分带由岩体中心向外依次为绢云母、绿泥石化带—绢云母、绿泥石矿化带—夕卡岩化（夕卡岩矿化带）—角岩化（角岩化矿化带）—矿体—硅化矿化带—大理岩化带。整个蚀变带宽 30～100 m，但大理岩化带可宽达 300～500 m。

康家湾铅-锌矿床与水口山矿床处于同一大地构造环境，但矿体形态、产状差异甚大。该区出露地层主要是下白垩统东井组红色砂、砾、泥岩和下侏罗统高家田组砂砾岩。矿区构造由一系列近 SN 向的倒转褶皱和断裂组成，主断裂 F_{22} 为区域性一级断裂带，贯通矿区 SN，切断地层间的不整合面，为成矿物质运移提供了良好条件。康家湾矿床主要赋存在远离岩体接触带的侏罗系底砾岩与石炭—二叠系不整合面附近破碎带中。矿体呈似层状，隐伏于红色盆地之下。矿化带呈 NNE 走向，长约 3 000 m，宽 150～700 m。矿体产状平缓，与倒转背斜岩层产状基本一致，东翼 E 倾，倾角上陡（45～50°）下缓（20～30°）；西翼 W 倾，倾角 15～20°，靠背斜轴部的矿体倾角 0～5°。矿体呈似层状、透镜状，部分受交叉裂隙控制而呈小囊状。

全区大小矿体共 56 个，其中主要矿体有 7 个。矿体沿走向延长 300～1 500 m，厚 3～10 m，平均品位：Pb 0.37%～5.92%，Zn 1.24%～13.93%。矿体产于隐伏倒转背斜两翼硅化破碎带中。各矿体的矿物组分相似。主要金属矿物为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿，其次为磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿，局部有少量自然金、自然银及含银矿物。非金属矿物有石英、玉髓、方解石、绢云母等，偶见透辉石、透闪石、石榴子石、长石、萤石、重晶石。

矿石主要有自形—半自形粒状、压碎、乳浊状、揉皱、交代残余、骸晶及球粒结构等。矿石构造主要为浸染状、条带状、块状、角砾状以及脉状、胶状构造等。近矿围岩蚀变有硅化、碳酸盐化、绢云母化，铅-锌矿有时呈细脉状、浸染状分布于蚀变岩中。

3 矿床成矿环境

矿物中的液体包裹体含盐度很低。据黄铁矿中原生包裹体测定温度为 300～400 ℃；闪锌矿包裹体温度为 215～327 ℃；方铅矿中包裹体为 180～280 ℃，反映不同矿物成矿温度各不相同，成矿温度呈现由 S 向 N 逐渐降低的趋势。

铅同位素测定结果：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.182～18.496，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.18～15.67，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.892～38.675，组成较稳定。2 组年龄值平均为 85～180 Ma，相当于燕山期。硫同位素 $\delta^{34}S$ 平均值 0.28‰，偏离零点标准线最大为 3‰ 和 −6.2‰，与陨石硫接近，具有岩浆硫的特点。综上所述，湖南水口山矿田铅-锌矿属于夕卡岩型中温热液矿床，热液主要来自深部混熔岩浆，在上升过程中，围岩中的金属元素受热力影响活化转移，参与富集成矿。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

澳大利亚“世纪”铅-锌矿床

1 地质背景

“世纪”特大型 Pb-Zn-Ag 矿床是 1990 年由 CRA 勘探有限公司发现的，位于芒特艾萨铅-锌-银-铜矿山北北西约 250 km 处。已探明地质储量 1.18 亿 t，平均品位 Zn 10.2%，Pb 1.15% 和 Ag 36×10^{-6}，含锌 1 203.6 万 t，铅 177 万 t，银 4 248 t。

“世纪”矿床位于芒特艾萨内围层内，与芒特艾萨、希尔顿等矿床一样，赋存于麦克纳马拉（Mc-Namara）群细粒碎屑沉积岩（含少量火山岩）之中。麦克纳马拉群下部为富含蒸发盐沉积的碳酸盐岩。大多数已知的铅-锌矿化产于麦克纳马拉群下部，而只有“世纪”矿床赋存于富含硅质碎屑的麦克纳马拉群上部。

“世纪”矿床产于郎希尔组的上部，郎希尔组是麦克纳马拉群中最年轻的单元，由 1 800～2 200 m 厚的页岩、粉砂岩、凝灰岩、凝灰质沉积岩、砂岩和少量的白云岩组成。矿床靠近一条 NW 向区域大断层，即特尔米特山（Termite Range）断层（图 1）。

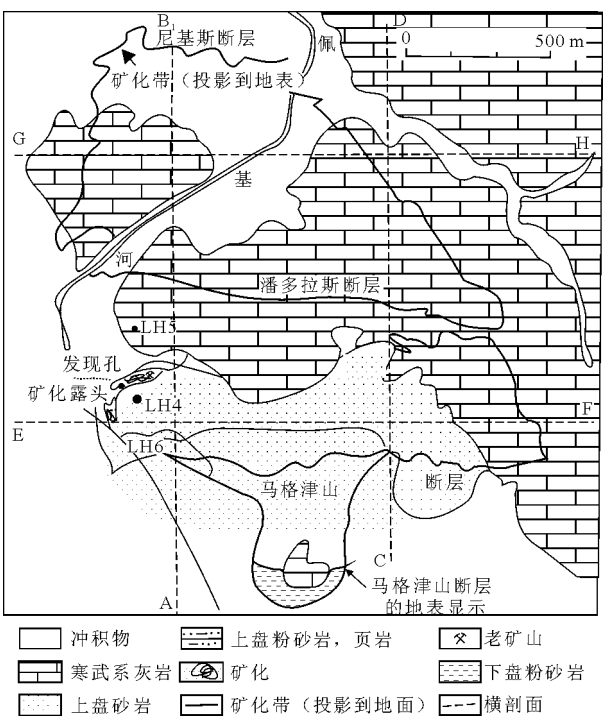


图 1 “世纪”矿床地表地质图（引自 G. Thomas，1992）

乔治娜盆地的寒武纪灰岩和白云岩构成了芒特艾萨内围层的西缘，在“世纪”矿区内，这些碳酸盐岩不整合地截断了矿化。

“世纪”矿床基本上被年轻的元古宙沉积岩和上寒武统灰岩覆盖，只有极少的矿化露头，且矿化露头在地表显示微弱，没有典型的铁帽，大概是矿石中硫化铁含量偏低所致。矿体埋深一般为 100～300 m，呈平伏状产于断块之中。断层将矿体切割成南（较小）和北（较大）2 块。一条区域大断层（特尔米特山断层）与矿床的东北界相邻。矿区内发育了数条较小的断层，即马格津山（Magzine Hill），潘多拉斯（Pandoras）和尼基斯（Nikkis）断层，这些断层构成了主矿体的边界（图 2）。

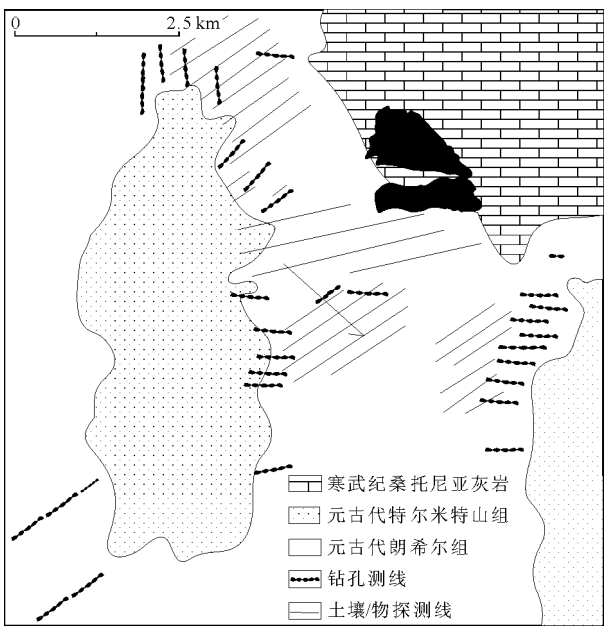


图 2 “世纪”矿床附近早期布设的物化探线和钻孔线（引自 G. Thomas，1992）

图中的黑色区域为“世纪”矿床

2 勘查与发现

本地区的贱金属勘查活动始于 19 世纪 80 年代。一位名叫 F. H. 汉恩的找矿人 1887 年在现“银王”脉型矿床的地方找到了铅-锌-银矿脉；此后，又在该区发现了 43 条矿脉。1899 年该区已发展为伯克敦（Burketon）矿田。1897 年开始开采铅和银，采矿活动持续到 20 世纪 60 年代，共产铅 6 174 t，银 5.4 t。

“银王”矿脉原始租地的一个边角木桩距“世纪”矿床的露头仅 1 600 m，而另一露头距早期找矿人的宿营地也只有 20 m。这 2 处露头的矿化特征很不明显，大概是缺乏硫化铁，故在地质图上被填上了倾角符号。

20 世纪 50 年代末以来，该地区开始颁发勘查许可证（ATP），获 ATP 的公司可圈定租地进行勘查。到 1987 年 CRA 勘探公司获得 ATP 之前，该地区被其他公司先后 9 次获得 ATP 并从事勘查活动。遗憾的是，虽然他们的租地均已将“世纪”矿床圈在其内，但都未发现这个“巨人”。他们的工作重点放在元古宙岩石中的贱金属或前寒武纪基底岩层中的磷酸盐矿化上。

1987 年之前，许多公司在此地进行过不同程度的勘查活动，布设了多条物化探剖面甚至钻探剖面，但都是无功而返。图 2 为 1987 年以前在该区所开展的物化探（土壤）和钻探剖面分布示意图。从图中可见，许多剖面靠近了“世纪”矿床，但实际上没有一条剖面穿过矿床。

1985—1986 年，CRA 公司就芒特艾萨内围层的贱金属勘查采取了务实的策略。一方面，他们对该区贱金属矿化的区域性控矿因素作了系统研究；另一方面，他们广泛收集了整个地区已知矿床和矿点，以往的选区及相关的技术资料，对这些资料进行了综合评估。通过这 2 方面的分析与研究认为，朗希尔组的岩石与芒特艾萨等铅-锌矿床的岩石是相似的，属同一类型和同一时代（元古宙，距今约 16 亿年），且朗希尔的贱金属矿点成群出现，表明该区是值得进一步评估的目标。另外，从控矿构造因素来看，与区域大断层（特尔米特山断层）相邻的穹隆构造是成矿有利的地区。

基于上述认识，CRA 公司于 1987 年在该区取得了探区租地的勘查许可证（ATP）。由于探区租地年份距 1887 年“银王”矿脉发现刚好 1 个世纪，故该探区以“世纪”命名。

随后，CRA 公司布设了 2 条 20 km 长的区域性重力和磁测剖面，剖面穿过了 NW 向特尔米特山断裂和寒武纪灰岩构成的圆形构造，沿剖面还作了土壤采样。

测量结果显示，重磁剖面没有发现明显的异常特征，而 NE 向剖面的土壤采样在剖面西南端探测到 400×10^{-6}～$1\ 000\times10^{-6}$ 的锌异常，长达 1 600 m，异常位于元古宙和寒武纪岩石之上，同时还发现了高达（$n\times100$）$\times10^{-6}$ 的铅异常。

为追踪上述异常，随后又布置了几条土壤采样剖面和间距为 100 m 的网格化土壤采样工作。图 3 为 100 m 网格化土壤采样及先前土壤剖面测量得到的锌异常模式，图 4 示出了为追踪土壤采样剖面而测制的 SIROTEM 电磁剖面。

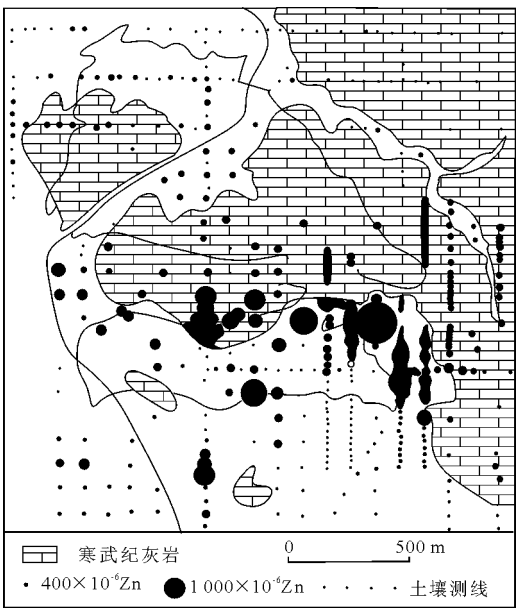


图 3 原始土壤采样剖面及 100 m 间距网格化土壤采样得到的锌异常模式（引自 G. Thomas，1992）

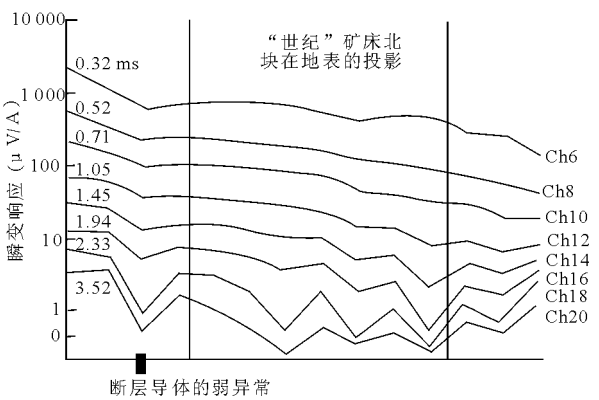


图 4 20850 测线的 SIROTEM 测量曲线（引自 G. Thomas，1992）

从图 3 可见，土壤异常与矿体的轮廓大体上相对应，但石灰岩层也产生了大量的异常。不过，先期所做的土壤剖面反映出了主矿体露头部分产生的异常响应。露头的岩石碎屑亦显示出（$n\times1\ 000$）$\times10^{-6}$ 的锌异常和 30×10^{-6} 的银异常。

为评价土壤异常，优选钻孔靶位，在主要的异常区上方作了 SIROTEM 电磁测量，以确定灰岩覆盖层下是否存在良导体。测量并未反映出有大的良导体的异常特征，只是在测网西南部一条测线的端部发现了一个弱异常（图 4）。后来的调查表明，

该异常与矿化无关，是由小断层内的弱矿化引起的。主矿体为非良导体，不能被 SIROTEM 探测出。

在开展电磁测量的同时，也曾计划做激发极化测量。但由于承包商的延误，使这一计划被迫取消。事后的结果表明，这一失误导致该矿床发现时间被延迟，因为在矿床发现之后的 1991 年，在矿床上方进行了激电测量方法试验，试验结果表明矿体能产生较明显的极化率和电阻率异常（图 5）。矿化反映出 10～25 ms 的良好响应以及 100～325 Ω·m 的视电阻率异常。

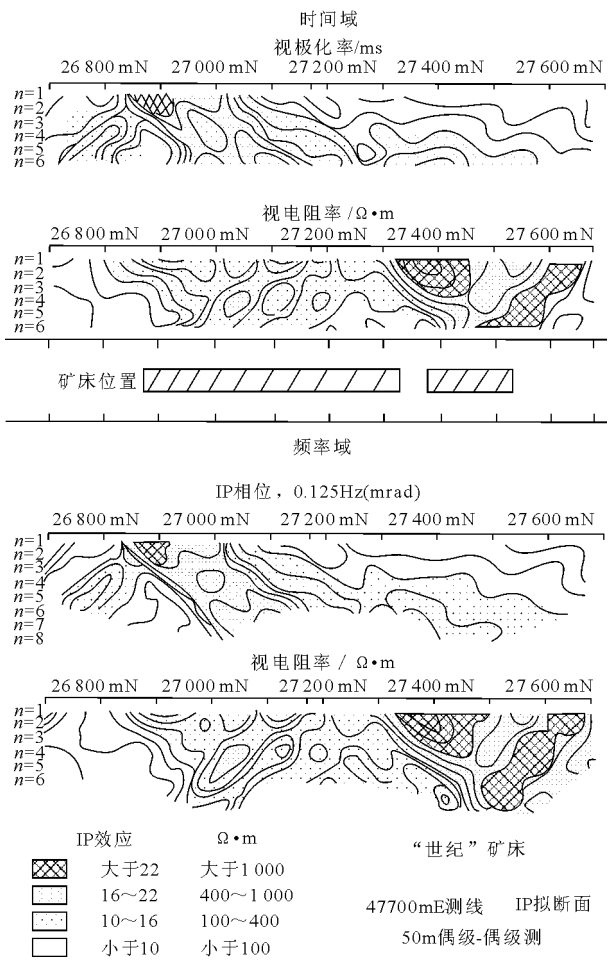


图 5 “世纪”矿床测线 47700 mE 的 IP 拟剖面，50 m 偶极-偶极排列（引自 G. Thomas，1992）

由于土壤异常未能得到电磁法的验证，当时勘查人员处于进退两难的境地。但他们对如此显著的化探异常并未失去信心，只是一时不知如何或在何处布钻验证。1989 年，他们将注意力暂时转移到该矿田的另一个靶区，即“世纪”探区以南 8 km 处的一个矿脉（沃森矿脉）之上。在该矿脉周围作了土壤采样，结果得到了与“世纪”探区土壤异常极其相似的异常，只是规模要小得多。1989 年底打了一个浅孔验证异常，发现了富锌矿化，在数米矿段上锌含量高达 10% 以上。这一发现激发了勘查人员用钻孔验证“世纪”探区大片土壤异常的信心，但由于当时正值雨季，不得不将“世纪”异常的验证工作推迟到 1990 年。

1990 年 4 月，开始对世纪探区的土壤异常进行钻孔验证。最初打了 3 钻孔。第一个钻孔 LH4 见到了 27 m 厚的矿层，含 Zn 6.3%。第二个钻孔 LH5 位于 LH4 以北 200 m 处，正好处于南北 2 矿体之间的“夹缝”地带，只是打到了矿化。第三个钻孔 LH6 位于 LH4 以南 100 m，结果也见到了富矿层。经测试分析，确认该矿层具有重要意义。于是在 6 月再打 9 孔，其中 8 孔见矿，由此肯定了矿化的性质和远景。此后又打了 78 个 200 m 间距的扩边孔，并做了有关的物探测量（地面激电、钻孔激电/电阻率、电阻率测井、自电测井、自然伽马和中子测井以及地震反射测量等），据此圈定了矿床的分布范围，填绘出了容矿岩石的边界及控矿构造等。

3 小 结

澳大利亚政府地质机构对芒特艾萨内围层的基础地质研究工作很重视，投入了大量人力、物力。早在 20 世纪 50 年代，原澳大利亚矿产资源局（BMR，现为澳大利亚地球科学局）和昆士兰州地质调查局（GSQ）就对芒萨艾特内围层进行了系统的 1∶25 万比例尺的地质填图；1969—1980 年进行了第二阶段的 1∶10 万比例尺的地质填图；1983—1989 年进行第三阶段填图，主要在十几个重点地区进行，大部分是 1∶25 万比例尺，小部分为 1∶5 万比例尺。同时，从 1983 年起，BMR 调整了研究计划，于 1990 年完成，包括详细构造和沉积学研究，以帮助解释元古宙的构造史和成矿作用。从 20 世纪 70 年代开始，BMR 对该区侵入岩的同位素年龄（锆石 U-Pb 和 Rb-Sr）和地球化学（主要元素和痕量元素）进行了研究。另外，从 1953 年开始直到 90 年代，为研究该区构造、已知矿化特征和发现隐伏矿床，在该区开展了广泛的物探工作。

这些基础性的调查研究理清了芒特艾萨内围层的地质格架，地层、构造、侵入岩特征以及矿床的分布状况，为在该区找矿打下了扎实的基础。该区自 1923 年发现芒特艾萨矿床以来，于 20 世纪 40

年代发现希尔顿（Hilton）矿床，50年代发现麦克阿瑟河矿床，70年代发现莱迪洛雷塔（Lady Loretta）矿床，80年代发现杜格尔德河（Dugald River）矿床，90年代发现“世纪”、坎宁顿（Cannington）矿床等。通过对比研究查明了矿床的成矿环境，表明了朗希尔矿田具有发现类似层状锌、铅矿床的潜力，为“世纪”矿床的发现奠定了基础。

100多年来，在“世纪”矿床周围的勘查活动从未停止过，几经上下和反复，9次被勘查公司租用和放弃，但是最终还是发现了大矿。这说明这种“勘查程度高”的地区，尤其是大型的矿化集中区仍有发现矿床的潜力。“世纪”和坎宁顿巨型矿床的发现就是最好的例证。

在“世纪”矿床勘查中，土壤地球化学异常最初揭示了发现钻孔的位置。虽然地表磁测和电磁测量未能为地球化学异常提供可验证的钻孔位置，但自矿床发现后，地球物理技术在帮助确定矿化界线、岩性界线和进行构造填图中起了很大作用。使用的地球物理方法包括重力、地面和航空磁测、地面和航空点磁法、激发极化法、地球物理测井和反射地震法等。尤其是激发极化法和电阻率法，它们帮助测定和填绘，覆盖层之下至少150 m深处的矿化延伸情况。当钻探进入到该区北部较深矿带时，基本上是由该区一个良好的激发极化异常来指向的。同时，地球物理测井技术对地下各种岩层和矿化岩石进行圈定也起到了积极作用，特别是根据岩石的密度值、天然伽马射线强度、中子流强度和电阻率大小来区分各类岩石。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

美国“红狗”矿区阿加拉克铅-锌矿床

1 地质背景

“红狗”（Red Dog）锌-铅-银矿区位于美国阿拉斯加州西北部的德朗山，地处布克斯岭西段。该区位于科策布村以北145 km处。

“红狗”矿区目前有矿石储量1.43亿t，平均含锌16.1%，铅4.3%，银83×10^{-6}，即含有锌2 302.3万t，铅614.9万t，银11 869 t。这些储量包含在4个构造上分开的矿床之中——“山顶”（Hilltop）矿床、主矿床、阿加拉克（Aqqaluk）矿床和新发现的帕拉阿克（Paalaaq）矿床。

德朗山为一中生代晚期褶皱与逆冲断层带，与中侏罗世到早白垩世的布鲁克斯造山运动有关。布鲁克斯岭原先是通过裂谷作用从加拿大群岛分离出来的被动大陆边缘，在加拿大盆地张开期间发生了逆时针旋转。一个较老的外围洋盆和上述被动大陆边缘向南俯冲到阿拉斯加本土板块之下。

在布鲁克斯岭西段识别出8个叠置在一起且发生了褶皱的独立的外来体。这些外来体由泥盆纪直至白垩纪的沉积岩、火山岩或深成岩中的多个向N倾的逆冲席状体构成。外来体所代表的是在盆地闭合期间被刮削下来的沉积岩组合和向N仰冲的大洋岩石。布鲁克斯外来体是下部倒数第二个外来体，可以划分为2套层序——“红狗”层序和基克里克层序。

构造位置较低的“红狗”层序中赋存着“红狗”矿床。图1显示布鲁克斯岭外来体内部以及布鲁克斯岭与沃尔弗林克里外来体间的逆断层关系。

出露的上泥盆统至下密西西北统亨特福克（Hunt Fork）页岩、诺阿塔克（Noatak）砂岩和凯阿克页岩，构成了布鲁克斯岭外来体地层剖面的底部（深部底板）。

“红狗”矿区的库纳组划分为2个非正式单元——基瓦利纳（Kivalina）单元和上覆的伊卡卢克罗克（Ikalukrok）单元。基瓦利纳单元对矿化而言为地层底板，由暗灰色钙质页岩和浅灰色钙质砂屑岩组成。伊卡卢克罗克单元为碳质硅质页岩，是“红狗”矿床和区内所有类似矿化的主要容 矿岩石。

在“红狗”矿区，密西西比系至宾夕法尼亚系黑色页岩中赋存着4个层控锌-铅-银沉积同期交代矿床。有关研究人员曾将其矿化划分为5种类型，即硅质岩型、硫化物岩型、含硫化物重晶石型、贫硫化物重晶石型和硫化物脉型。

另有一种看法主要源自有关阿加拉克矿床和帕拉阿克矿床的新信息。这种看法揭示出，“红狗”矿区的所有4个矿床共具一套简单的包括3个部分的地层，自上而下为块状重晶石岩、硅质岩和发育有硫化物脉的硅化伊卡卢克罗克页岩。硅质岩代表强烈硅化的重晶石岩或页岩。由于闪锌矿、方铅矿、黄铁矿和白铁矿的交代和喷气沉淀作用发育不均，各单元的矿化情况是有变化的。

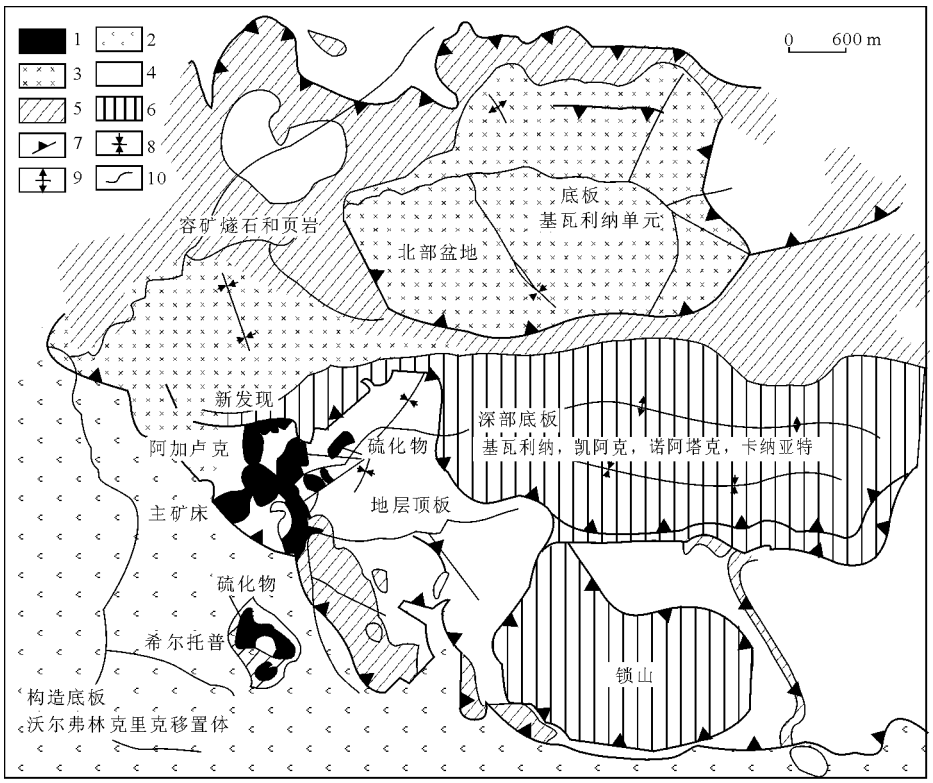


图 1　布鲁克斯岭的逆冲断层关系（引自 Mining Engineering，1999）

1—硫化物矿床；2—沃尔弗克里克移置体；3—基瓦利纳单元（底板）；4—地层顶板；5—容矿燧石和页岩；6—深部底板；7—逆冲断层；8—背斜；9—向斜；10—地形线

伴生蚀变的分布、孤立的同沉积构造的存在以及被解释为虫管或虫孔的圆柱形构造的存在，表明矿床是与库纳组容矿岩石的沉积同时形成的。

“红狗”矿床和矿化经历了一个颇为复杂的过程。最初是在沉积物-海水界面处或其附近的未矿化黑色页岩中淀积了块状重晶石，这种淀积作用与生长断层或其他深位构造相伴。此后，含硫化物和二氧化硅的流体沿着一些受构造控制的通道向上运动，但被圈闭在较早期形成的重晶石下面，这大大减少了金属在上覆水柱中的耗失。周围页岩和重晶石顶盖被硫化物和二氧化硅交代，这种作用是在下面发生的。

交代作用是“红狗”矿床贱金属淀积的主要过程，有关证据包括能够得到充分确证的交代结构以及很大一部分矿石的块状构造。纹层状硫化物和碎屑结构的矿石在“红狗”矿床很少见，但确实存在此类实例。这表明，发生于沉积物-海水界面处的沉积同期硫化物淀积作用可能参与了矿床的形成。各种硫化物矿物和石英之间的复杂共生关系说明，存在着几次不同的矿化和硅化脉冲式活动。

早期形成的极细粒石英和闪锌矿被较晚期闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿和二氧化硅的脉、细脉和网脉所切割。这些矿石往往是呈角砾状，其中，早期阶段矿化被晚期脉体所分隔。闪锌矿和石英构成自形棱柱状晶体的假象。同位素证据在一定程度上揭示了“红狗”矿床的交代作用以及硫化物与重晶石的关系。有关研究人员指出，“红狗”矿床块状重晶石的 $\delta^{34}S$ 值为 16‰～19‰，与白垩纪中期正常水值相近。“红狗”矿床的闪锌矿和方铅矿在同位素组成上明显有别于赋存在库纳组内的区内其他块状硫化物矿床。不具伴生重晶石的区内其他矿化显示的 $\delta^{34}S$ 值平均数为 8.6‰，此值与海水硫酸盐总体还原为硫化物相符。

“红狗”矿床的闪锌矿和方铅矿，包括交代了重晶石的闪锌矿和方铅矿，其平均 $\delta^{34}S$ 值非常接近 0。有些研究人员认为，硫化物交代重晶石的主要途径是溶解和再沉淀，而不是重晶石硫酸盐直接还原为硫化物。他们进一步推断，“红狗”矿床闪锌矿和方铅矿中的还原硫是由发生在矿床下面碎屑岩中的水-岩相互作用形成的，并且被矿液搬运到硫化物淀积场所。能够证实“红狗”矿床矿化流体通过下伏碎屑岩运移的是，“红狗”方铅矿与采自诺阿塔克砂岩矿点的方铅矿具有近乎相同的铅同位素比值。

2 勘查与发现

科明科公司开展的勘查工作始于 1995 年，通过勘查发现了阿加拉克矿床。这项发现是基于详细地质填图、物探和少量的早期钻探资料；对局部构造地质特征的进一步理解则起到了相辅相成的作用。此项勘查计划使储量翻了一番，并且增强了这样一种看法，即矿体分离但相互联系的若干个硫化物矿床可能存在于主矿床的近旁。

1996 年和 1997 年在帕拉阿克矿床进行的勘查钻探提供了关于构造控矿的新资料，揭示了与中生代布鲁克斯造山运动有关的逆冲断层系统是如何控制各矿床现今分布的。

有关研究人员曾利用金属的英尺-重量百分比图和金属比值图复原了主矿床上部和下部板状矿体在逆冲前的轮廓。

与主矿床的情况不同，阿加拉克和帕拉阿克矿床锌的英尺-重量百分比图表明，这些矿床是作为单独的硫化物聚集淀积的。阿加拉克矿床的等值线图呈现简单的靶环形式，这表明其未被构造作用解体。另外，除了轻微褶皱外，该矿床还以几乎未受扰动的状态偏移了其原来的位置。这种解释与阿加拉克矿床的横剖面一致（图 2）。横剖面图表明，前述的由 3 部分组成的矿体地层得到了完全或近乎完全的保存。

迄今为止的钻探只揭示了矿体的一小部分，该

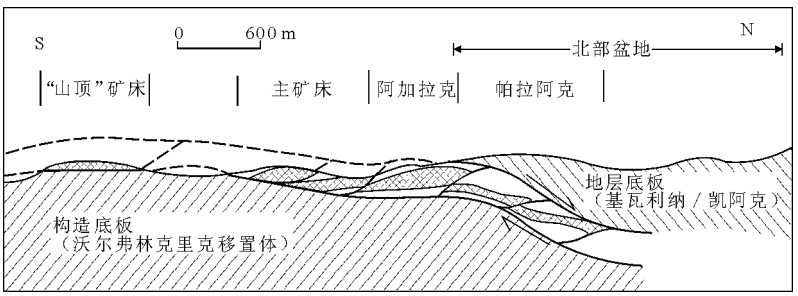


图 2 “红狗”矿区横剖面示意图

硫化物矿体的规模看来要大得多。尽管 636 号与 640 号钻孔间存在构造不连续面，但锌的含量空间分布较为连贯，这表明帕拉阿克矿化代表着单一的硫化物淀积期。

主矿床、阿加拉克矿床和帕拉阿克矿床以及“山顶”矿床，看来代表着相互分开的矿化中心。但是，其现今位置相互邻近不可能是一种巧合。4 个矿床中的每一个矿床的形成看来都与沿某一贯通构造轴线发育的更大的热液排放有关。

1996 年和 1997 年的勘查钻探查明了所有 4 个矿床共有的同一构造背景。钻探结果揭示出一个褶皱了的复式结构，它是由向 N 倾斜到北部盆地地层底板岩下面的近平行的顶板和底板逆冲断层所限定的。通过勘查钻探，澄清了各硫化物矿体与局部构造的关系。“红狗”矿区所有已知矿床被解释为处在复式结构的一个或数个构造夹层之中。这种解释认为，较早期勘查人员所使用的下板、中板和上板的术语，实际上代表着处在被连锁逆冲断层分割的容矿复式结构内的构造夹层。若干个相当准确的硫化物埋深估算值，证明了这一构造模型的预测价值。

3 小 结

关于主矿床以北的含矿潜力，地质填图和钻探所提供的证据存在矛盾，因此，该方向上的进一步勘查一直未受到重视，直至后来才有所改观。

阿加拉克矿床并非盲矿床，但是，1995 年其在主矿床以北被发现，改变了对北部盆地地区的负面认识。通过 1996 年和 1997 年的钻探工作证实了先前的预测，即构造上处于逆掩的北部盆地底板岩石下面的地层有可能含矿。到 1999 年，有 15 个钻孔在穿过数百英尺地层底板岩石之后，打到了这段块状硫化物。这些结果开辟了一大片新的远景区。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

爱尔兰里申铅-锌矿床

1 地质背景

爱尔兰里申（Lisheen）铅-锌矿床位于都柏林西南约 130 km 处的拉斯多尼地区，是 1990 年由雪弗龙矿业公司发现的。矿床产于下石炭统石灰岩中，矿层大体平缓，深 60～240 m，厚 0.5～30 m。矿石储量 2 200 万 t，平均品位 Zn 11.5%，Pb 1.9% 和 Ag 26×10^{-6}。该区地形平坦，矿床为全隐伏，属 Sedex 型矿床，矿体处在断层的上盘，其底部为不透水的碳酸盐岩（图 1）。

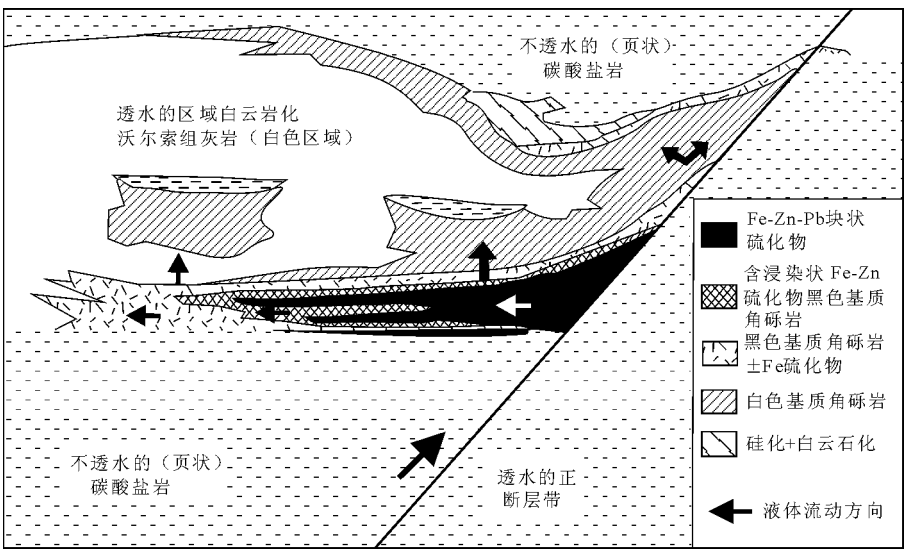


图 1 爱尔兰里申矿床剖面图（引自 M. W. Hitzman，2002）

2 勘查与发现

里申矿床的发现可归功于深入的地质研究以及物化探勘查技术的有效应用。雪弗龙公司从 1984 年便开始研究爱尔兰的铅-锌矿床以及有关的资料，建立了爱尔兰型铅-锌矿床的地质勘查模式。该模式认为，矿床沿着早石炭世陆架与盆地交界处的大构造分布，强调目标含矿层（沃尔索组灰岩）上覆的碳酸盐岩的岩相分布受构造控制，铅-锌-硫化物层控矿体产于沃尔索组灰岩的底部并终止于高角度矿化构造。选拉斯多尼地区作为勘查靶区，是因为区域地质研究表明，该区位于早石炭世陆架和盆地的过渡带。并且，1984 年和 1986 年相继在距里申矿床不远的地方发现了德里卡恩和加尔莫伊矿床，这更增强了雪弗龙公司在该区进一步勘查的信心。

在拉斯多尼构造带部分地区，可能含矿的沃尔索组灰岩的埋深大多超过 100 m，甚至达 200 m，但根据分析，沿断层可能会出现化探异常，尽管异常规模不会太大。为此，在该地区首先进行土壤地球化学测量，结果在里申矿床以北 1.5 km 处发现一个弱的锌异常（150×10^{-6}）。由于距此仅 8 km 的加尔莫伊矿床是应用激发极化等物探方法发现的，故随后又在区内进行了激电测量，圈出了若干个激电异常。第一个钻孔布在激电异常与土壤 Zn 异常重合处，在 18 m 深处打到一层 4.5 m 厚的“黑色微晶角砾岩”，其下为巴利斯廷灰岩。黑色微晶角砾岩是一种暗色细粒的白云岩，据认为它与矿化系统有密切的关系。在对这种岩石进行研究后发现，它与距此地以西约 35 km 处锡尔弗迈恩斯矿床中的黑色微晶角砾岩极为相似。据此推断，这种岩石是硫化物矿化的蚀变边缘带。

受第一个钻孔结果的鼓舞，雪弗龙公司随后又在该孔周围向东、南、北和南东方向以 500 m 的孔距打了若干个扩边孔，结果在第一个钻孔南东 1.1 km 处的第 7 个钻孔中沃尔索组灰岩的底部（188～202 m 深处）见到了 14.24 m 厚的矿层，品位：Zn 14.9%，Pb 3.91%，从而发现了里申矿床。

继这一发现之后，又开展了几种物探方法的测量工作，其目的是圈定矿床范围、确定矿化的物探异常特征，为在该地区进一步勘查提供有效的手

段。各种测量结果表明，瞬变电磁测量（TEM）是识别深部导电矿层最有效的方法。根据 TEM 异常，在发现孔以南打的扩边孔圈出了一个厚的矿化楔形体。此后又进一步对 TEM 异常打钻，发现了德里维勒和北矿带。至 1994 年已完成了 400 多个钻孔，圈出了矿床的范围。整个矿床由 3 个矿带组成，即主矿带（发现孔打到的矿带）、德里维勒矿带和北矿带。

3 小 结

里申矿床是继纳凡矿床之后在该区的又一重大发现，由于德里恩和加尔莫伊一系列矿床的发现，使爱尔兰拉斯多尼地区成为海底喷气沉积型铅-锌矿床的重要矿带之一。里申矿床的发现应归功于地质航空与物化探相结合的结果。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

澳大利亚杜格尔德河铅-锌矿床

1 地质背景

杜格尔德河（Dugald River）铅-锌矿床产在澳大利亚昆士兰州西北部的元古宇之中，是该区已知五大铅-锌矿床之一，矿床位于芒特艾萨东北 87 km 处，地理坐标为南纬 20°13′，东经 140°09′。

昆士兰州西北部的前寒武纪岩区可以划分为中元古代东部和西部褶皱带，中间被古元古代基底构造脊分隔开。杜格尔德河矿床处于东部褶皱带的北西翼，产在分布范围有限的科雷拉组黑色页岩-碳酸盐岩之中。

在杜格尔德河一带，最古老的岩石见于罗斯比山断层以东，包括角闪岩相的科雷拉组变质沉积岩和年龄为（1 754±25）Ma 的纳拉库花岗岩。断层以西的变质等级突变为绿片岩相，这里的科雷拉组和上覆艾伯特山群地层总体上呈 SN 走向，向 W 陡倾，越向西越年轻。容矿的杜格尔德板岩即为此处科雷拉组的一个次级地层单元。

杜格尔德板岩（也称杜格尔德河板岩段）以黑色碳质板岩为主，局部含绿泥石和绢云母。其厚度相对较薄，走向长约 8 km。该段地层包括几个岩性不同的非正式单元，自下而上：斑点状板岩，铅-锌矿体（富含硫化物细粒黑色板岩），高碳质板岩夹结晶灰岩，云母片岩夹碳质板岩。整段岩层的总厚度可达 560 m 以上，由北向南呈增厚之势，最南端截然终止，可能受断层切割。

杜格尔德板岩的下伏地层亦属科雷拉组，主要为钙硅酸盐岩石。板岩段上覆的“上盘钙质硅酸盐岩”厚 240～250 m，为科雷拉组的最上部。不整合覆盖在科雷拉组上面的是艾伯特山群，包括纳普代尔石英岩以及西部钙硅酸盐岩、板岩和变质粉砂岩。

研究表明，科雷拉组和艾伯特山群于 16.2 亿—15 亿年前期间发生了构造形变，并经受了高绿片岩相至角闪岩相变质作用。至于构造形变和变质作用与矿化的关系，尚存在不同意见。一般认为，杜格尔德河矿床为一典型的芒特艾萨型层控铅-锌矿床，富含贱金属的卤水在成岩作用期间的介入对矿床的形成起了关键作用。但也有人认为，杜格尔德河地区经历了 6 期构造形变，Zn-Pb-Ag 矿化发生在 D_2（主要形变事件）之后，可能与 D_4 同期，这种看法意味着构造活动对矿化的形成和定位起了重要的作用。

杜格尔德河铅-锌矿床主矿体走向长 2 200 m，沿倾斜向下延伸至少 1 000 m。其厚度为 5～21 m，自北向南以及由浅至深均呈增厚之势。其倾斜在矿体北端近直立，在矿体中段和南段的深部为 W 倾，倾角 40°。在主矿体上盘的碳质板岩内，还有一些不连续的矿化透镜体产出。

主要硫化物矿物（以含量降低为序）为磁黄铁矿、闪锌矿、黄铁矿和方铅矿，还有少量毒砂、黝铜矿、深红银矿和微量黄铜矿。脉石为石墨质板岩、石英和碳酸盐，含少量白云母、钾长石、绢云母和金云母。

未受扰动的矿化中的硫化物颗粒为 0.02～1 mm，但大多数见矿部位显示出硫化物再活化和重结晶为较粗颗粒的证据。“矿石”在肉眼下和显微镜下均呈条带状，单矿物条带或混合硫化物条带与石墨质板岩条带交替出现。

矿化顶部的界面不是截然的，取决于穿插在其中的硫化物脉的数量。矿化底部与下伏斑点状板岩呈截然接触。相对于围岩，矿石的锰、钡、镉、汞含量偏高，而铜、砷含量很低（图 1）。

杜格尔德河矿体的南端在数百米距离内呈渐变式尖灭，硫化物条带与数量越来越多的黑色板岩薄层呈指状交错。在矿体以南，走向长 3.5 km 的杜

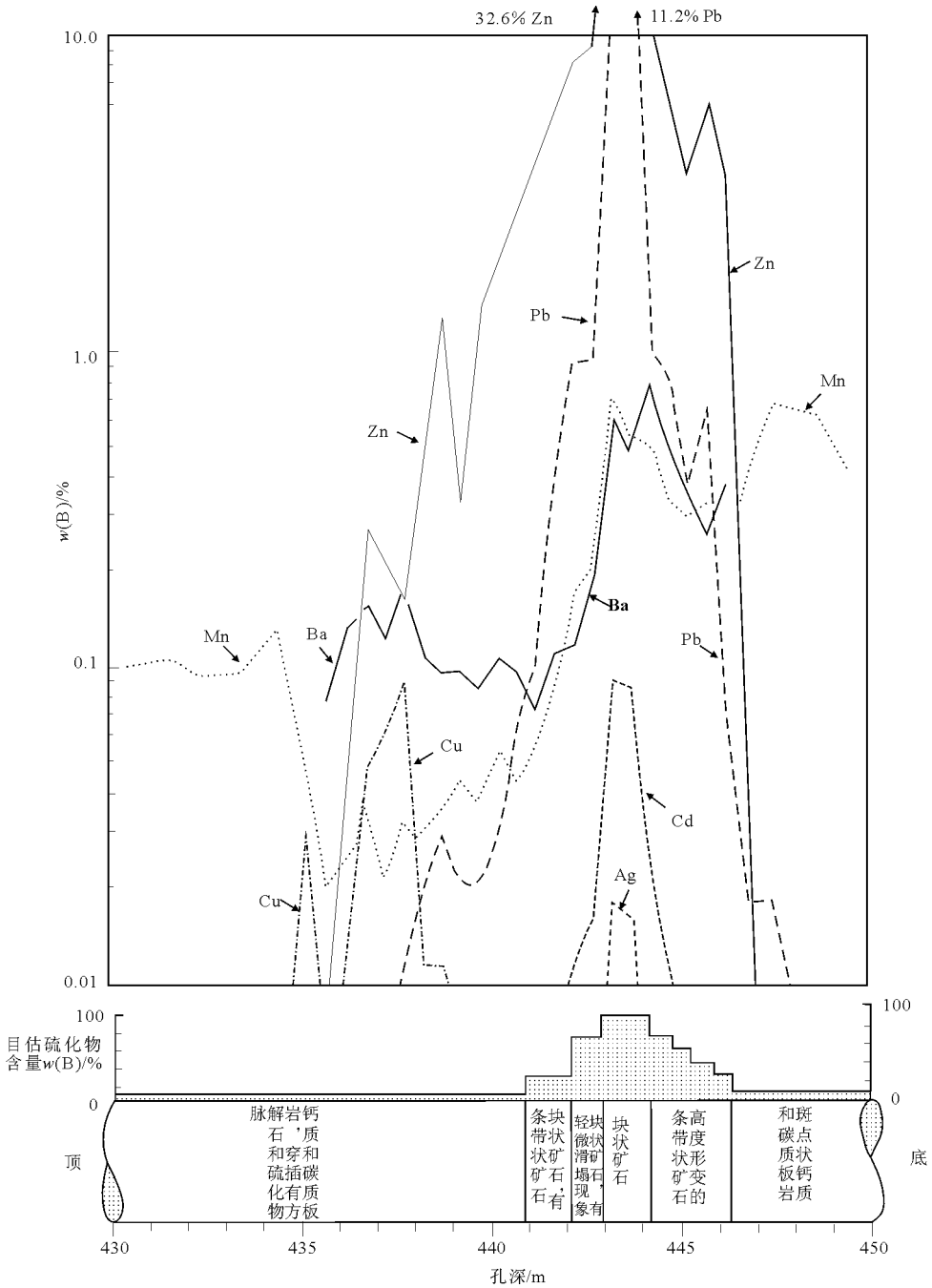


图 1　杜格尔德河矿床 DR35 钻孔中部孔段痕量元素地球化学剖面图（引自 G. Johnson 和 Muir，1982）

格尔德板岩中的矿石组分含量异常，但未见像北边那样的矿体。杜格尔德河矿体的北端变薄，然后与其围岩板岩一道突然终止于下盘石灰岩的一个基底隆起处。

杜格尔德河矿体的风化深度达 20 m，具发育完好的铁帽，铁帽沿走向长达 2 000 m，宽达 25 m。其组成主要为铁氧化物，保存有一些蜂窝状构造。次生铅、锌矿物为铅铁钒、白铅矿和菱锌矿，重晶石亦可见及。铁帽较之原生带富集了铅；锌的淋失严重。

铁帽的地质表现十分明显，而植被异常又使之进一步增强。常规的土壤和水系沉积物地球化学测量很容易探测到矿体，地面电磁法、激发极化法和磁测能准确测定硫化物矿体的位置。航磁和航空电磁法虽然不能直接发现矿体，但能在矿体和邻近地带产生宽阔的异常。

2　勘查与发现

杜格尔德河矿床的早期勘查活动可以追溯到 19 世纪后半叶。政府地质学家 R. L. 杰克于 1881 年考察该矿产地时，他看到了在矿体露头上挖掘的

2 口浅井和一些探槽。据推测，这些坑探工程是1867 年在克隆克里附近发现“大澳大利亚”铜矿床之后的探矿活动遗留下来的。这种活动是为了寻找铜和通常与之伴生的黄金。出露于地表的杜格尔德河矿体特征十分明显，这无疑会吸引许多早期的找矿者，但由于该矿体不含其所找寻的矿产，因而几乎未对其开展什么后续工作。

20 世纪最初的 25 年，对克隆克里和芒特艾萨地区再度进行了详细勘查，许多铜矿山投产，但杜格尔德河矿床显然仍未得到重视。1936 年，也就是芒特艾萨开始生产铅-锌之后 5 年，北澳大利亚航空地质和地球物理调查局以及昆士兰地质调查局才开始对杜格尔德河矿床进行评价。这项由政府进行的评价工作延续了 3 年，最初只是把 R. L. 杰克 55 年前提到的浅井之一加深到 11 m，后来进行了地球物理测量并打了 3 个钻孔，总进尺 231 m。工作重点是矿体的铅和银的含量，经工作后认为，垂向每米的含矿潜力为 15 000 t 矿石。

1947 年，锌和铅的开发前景将锌业有限公司（CAR 有限公司的前身）吸引到杜格尔德河矿产地。自那时以来，CAR 集团公司一直在断续地对该区进行勘查工作。1947—1978 年期间先后进行了 4 轮钻探，总进尺 18 000 m。

1947—1948 年进行的第一轮钻探打了 4～11 号钻孔，总进尺 790 m。经钻探后认为，杜格尔德河矿床可供年产量最多达 30 万 t 矿石的矿山开采 10 年，原矿品位确定为锌 12.7%，铅 2.2%，银 67×10^{-6}。铅和银相对较低的品位令 CRA 公司失望，因为这 2 种金属是其寻找对象，而锌在当时未被视为一笔财富。

不过，上述情况迅速发生了改变。1951—1952 年的钻探计划把锌矿体作为勘查目标。在此期间打了 12～25 号钻孔，总进尺 2 086 m。通过钻探得出的估算品位为锌 11.0%，铅 1.5%，银 33×10^{-6}，虽然所认定的含矿潜力略有增大，但仍然认为对杜格尔德河矿床进行开采是不经济的。

当芒特艾萨铅-锌矿附近铜矿体的意义得到确认时，人们自然会设想杜格尔德河矿区也可能存在同样的情况。事实上，该区的矿体附近确实存在许多小型铜矿点，特别是在矿体南端。据此推断，矿体中的矿化沿走向（特别是向南）和倾斜可能会从铅-锌变为铜硫化物。为了检验这种可能性，打了 26 和 27 号钻孔，1970—1971 年期间又打了 28—34 号钻孔，总进尺 4 630 m。但是，沿走向往南只打到低品位的铜矿化，沿倾斜向下却打到了典型的铅-锌矿。铜的潜力仍然不大，但却首次获得了铅-锌资源量可能相当大的证据。当时估算的杜格尔德河矿床的潜力为 5 500 万 t 矿石，含锌 8%，铅 1%，银 18×10^{-6}，即含有 440 万 t 锌，55 万 t 铅和 990 t 银。

上述所有工作的一个重要指导思想来自对铁帽的详细填图和解释，即认为矿化集中在向北缓倾伏的 3 个矿柱之中。这种解释是在关于 1936—1939 年期间政府地质工作的报告中首次提出的，其对钻探工作的控制一直持续到 1971 年，所打的钻孔都集中在所解释的矿柱边界以内。与此相应，1947—1948 年以及 1951—1952 年对矿石潜力的估计只包含矿柱内的矿石，以合理的品位圈出适中的储量。1970—1971 年估算的 5 500 万 t 矿石包括了矿柱以外的矿石，所采用的总体品位有所下降。

1974 年时确定，为了能支撑一个可行的采矿企业，对杜格尔德河矿床的最低限度要求是拥有锌＋铅品位 12% 的 5 000 万 t 矿石，即以每年 200 万 t 的生产能力生产 20 年。为了达到这一要求，就必须把数字较小的早期资源估算值与 1970—1971 年估算出的较大储量结合起来。显然，在“矿柱”不存在的情况下只有在矿体走向范围的 2 000 m 内全是矿石才能达到这一点。1975 年重新检查了所有数据并得出结论：尽管由硫化物风化形成的矿物在铁帽的某些部分比在其他部分发育得更好，但来自当时已钻进的 34 个钻孔的证据不足以说明矿柱模式能有效地用于评价原生矿。后来钻进的 3 个钻孔（35～37 号）在假定的矿柱之间见到了矿，3 个钻孔都打到了相当厚的典型铅-锌矿。

基于新的认识，1977—1978 年的钻探计划未再考虑“矿柱”一说。除了位于矿体南北边缘的钻孔外，所有钻孔均见矿良好，打到相当厚的矿石。结果，杜格尔德河矿床的原矿资源潜力被估算为 6 000万 t，锌品位 10%，铅品位 1%，银品位 30×10^{-6}，即含锌 600 万 t，铅 60 万 t 和银 1 800 t。这一结果近似于 1974 年设定的最低限度要求。

3 小 结

从杜格尔德河矿床的勘查史得出的一个重要结论是，找到一个矿体的位置可能并不是一项成功的勘查计划中最困难的部分。发现杜格尔德河矿床的铁帽并不需要先进和昂贵的技术，矿体的地面显示完全可以代表其真正的走向延伸范围和宽度。反之，认识到在杜格尔德河矿区找到的究竟是什么，

要比寻找本身更困难且代价更高昂。

在进行勘查时，人们往往会找到其所要寻找的矿种；如果没有明确的寻找对象，那就可能什么也找不到。导致杜格尔德河矿床这个被确认为一个中等品位的大型矿床的发现是在 1974 年实现的，那就是人们认识到该矿床的规模必须达到足以支撑一个采矿企业正常运转一定年限才有开采价值。于是，“矿柱”理论成了经济成功的障碍，而不再是一种有吸引力的地质要素。

耐人寻味的是，CRA 公司的勘查人员未认识到杜格尔德河矿床全部潜力的时期，恰好是他们发现韦帕（Weipa）铝土矿、哈默斯利（Hamersley）铁矿和布干维尔（Bougainville）铜-金矿的时期。这些发现是澳大利亚矿产勘查史中的成功范例，这使发生在杜格尔德河矿区的任何事情都显得不太重要。同样耐人寻味的是，在 20 世纪 70 年代认识到杜格尔德河矿床潜力的那些人，同时却对其他矿产地的潜力做出了不正确的评价。看来，成功的勘查只意味着在大多数情况下正确，而不是在所有情况下都不出现失误。

在从 1947 年到 20 世纪 70 年代，对杜格尔德河矿床断续开展工作期间，CRA 公司并不是始终拥有整个矿床的所有权。事实上，有些时期的所有权是空缺的，有些时期大部分为其他公司所有。尽管地表矿体很有吸引力，但其他公司所做的工作都相对不足。这看来是由于大家错误地相信，像 CRA 公司这样成功的勘查者已经考虑了所有的可能性，而杜格尔德河矿床的实际情况却不是这样。

杜格尔德河矿床的勘查所提供的另一个有益的教训是，在 20 世纪 70 年代中期被视为有吸引力的勘查目标，由于在成功的勘查计划完成时经济条件发生了变化，而变得没有吸引力了。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

加拿大霍华兹山口铅-锌矿床

1 地质背景

霍华兹山口（Howards Pass）位于加拿大育空地区与西北地区的边界，地处怀特霍斯东北约 360 km 处。山口附近产有多个层状铅-锌矿床，最重要的 2 个矿床是 XY 矿床和安尼夫矿床。矿床所在地区属多山地带，发育有冰川谷和角峰，永久冻土层间或分布。

从地质上看，霍华兹山口的铅-锌矿床处在塞尔温沉积盆地的中轴线附近。该盆地由古生代岩石组成，一般认为其是一个发育在大陆边缘 的受断层控制的克拉通边缘盆地或拗拉谷，东部和北部与马更些地台为邻，西接卡西亚地台（图 1）。区内最古老的岩石是新元古代碎屑岩，其上不整合覆盖着寒武系拉比特凯特尔组页岩和碳酸盐岩。拉比特凯特尔组的最上部单元称为波状条带石灰岩，构成了上覆奥陶—志留系黑色页岩的底部标志层。这套黑色页岩中赋存着矿化，其地方性名称为霍华兹山口组，大致相当于区域性的罗德河组。

霍华兹山口组的底部为过渡带，由微细纹层状碳酸盐岩和页岩组成，向上过渡为薄层含黄铁矿灰色页岩，再向上过渡为单一的灰黑色钙质泥岩。这套岩石以上覆盖着同样为单一岩性的黑色燧石质泥岩，再往上则为赋存着矿化的“含矿段”（Active Zone，为矿区称谓）。含矿段混合的黑色燧石质和钙质层，常见软沉积物形变特征，属早志留世产物。

矿化一般呈细粒和薄条带状结构构造，与沉积构造一致。品位最高的矿化伴有再活化方铅矿和闪锌矿的交错细脉，这些细脉填充在成岩节理之中。矿化层段的黄铁矿含量约 5%，较之罗德河组的其他一些单元为低，与某些其他产在页岩中的贱金属矿床相比也偏低。

在矿化上方，单一的黑色页岩构成了剖面的最上部单元，即板层状泥岩（矿区称谓）。该单元代表着沉积型式的明显变化，因其独特的风化特征而很容易在野外识别，可用于确定霍华兹山口组的顶部。板层状泥岩和上覆页岩、燧石和砾岩属泥盆纪—密西西比纪厄恩群。

区内从寒武纪到晚志留世时期主要为 NW—SE 向构造体制，尽管晚期构造事件掩盖了早期的构造，但有相当多的间接证据表明，古生代时期发生过生长断层的周期性活动。这种活动控制着塞尔温盆地的发育和沉积特征，也影响着层控矿床的形成。白垩纪时期，霍华兹山口的矿床与含矿地层一起发生褶皱和断裂，这些成矿后构造对矿化的最终分布有重要影响。

霍华兹山口的铅-锌矿化产在下志留统霍华兹

山口组的含矿段内，矿体呈复杂的香肠状，其中含有纹层状到块状硫化物。硫化物矿物组成简单，迄今已识别出的只有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿和黄铜矿。矿床中的硫化物可以分为 6 种结构类型，其中Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ型为纹层硫化物，Ⅳ，Ⅴ型为纹层状到块状硫化物，Ⅵ型为晚期成岩再活化硫化物。

对霍华兹山口 XY 铅-锌矿床的地球化学研究表明，该矿床具有元素分带现象。在主要含矿单元即含矿段内，w（Pb）/w（Pb＋Zn）值沿地层自下而上以及沿横向朝矿床边缘均呈降低之势。这种分带伴有容矿岩石成分的变化，从含矿段底部的燧石质石灰岩，变至顶部的碳质燧石。除了 Zn 和 Pb 以外，在含矿段内富集的其他亲铜元素还有 Cd 和 Hg，两者均以类质同象形式产生在闪锌矿内。在含矿段以外，成矿元素和矿化伴生元素（Ni，Cu，Mo，Co，As，Sb 和 Fe）都具有垂直分带现象。这些研究成果对理解矿床成因和开展地球化学勘查都是有意义的。

塞尔温盆地不同时代的页岩中产有多个层状（或层控）矿床，包括 Zn-Pb 矿床，Zn-Pb-Ba 矿床和重晶石矿床（图 1）。与其他类似矿床相比，霍华兹山口的矿床既具共性也具有不同之处。共同之处包括与层理产状一致，与火山岩不具明显伴生关系，单阶段铅同位素系统，伴有富含有机物的沉积岩，不同之处在于霍华兹山口的矿化是淀积在一个非补偿盆地内，不具任何明显的补给带，矿化分带较弱，有大量沉积物，锌硫化物明显多于铅硫化物，银、铜、钡含量相对较低。

上述不同之处表明，霍华兹山口的矿床在形成模式上有其自己的特征。据认为，矿床中的锌和铅硫化物是在沉积同期淀积在塞尔温盆地的一些次级盆地（很可能为大的古水下洼地）内的。硫同位素数据表明，海水中的硫酸盐衍生出生物成因硫化物。金属的确切来源尚无定论，有人认为其与低温热卤水直接排入次级盆地有关，是在卤水演化过程中浓集的，并因此将矿床列入海底喷气沉积型矿床的一个亚类型。

软沉积物形变和滑塌作用的大量证据以及硫化物沿节理再活化的现象，指示了沉积期后事件的重要影响，这些影响导致了矿化的最终分布。

关于霍华兹山口各矿床的品位和储量，现有文献中尚无确切数据。普莱瑟开发有限公司曾于 1982 年 6 月宣布，安尼夫矿床和 XY 矿床的推定矿石储量为 1.25 亿 t，锌和铅的品位分别为 5% 和 2%，另外还有相似品位的 4 亿 t 推测矿石储量。

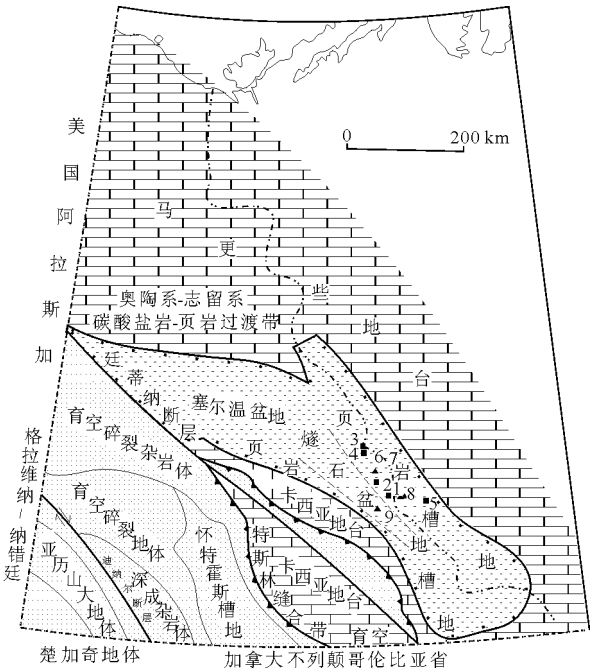


图 1　育空地区的区域构造单元示意图

1—霍华兹山口（XY）Zn-Pb 矿床；2—霍华兹山口（安尼夫）Zn-Pb 矿床；3—麦克米伦山口托姆和贾森 Zn-Pb-Ba 矿床；4—穆斯重晶石矿床；5—GHMS重晶石矿床；6—奥罗重晶石矿床；7—奥罗 180 剖面；8—XY0279 剖面；9—SL7980 剖面

如此规模的铅-锌资源当可归入世界最大者之列。

2　勘查与发现

发现霍华兹山口矿床是在 1961 年。当时，普莱瑟（Placer）开发有限公司的勘查人员 D. C. 罗瑟拉姆（后任该公司在加拿大西部地区的勘查项目经理），采用冷提取重金属总量技术在霍华兹山口附近的坎通和南纳汉尼河之间地带进行了溪水及水系沉积物踏勘测量。通过测量发现，许多从类似的黑色页岩层排水形成的溪流显示出异常的重金属值。1966 年，公司的另一名勘查人员 B. 安斯沃思在坎通和弗拉特湖地区对这些数据进行了有限的野外检查工作，并采集了水系沉积物样和水样供实验室分析。这些样品给出的高锌值属普莱瑟公司在区域地球化学测量中曾遇到的最高值，在溪水中超过了 500×10^{-9}，在 180 μm（80 目）水系沉积物中高达 $60\ 000\times10^{-6}$。

对采自这些排水区的岩石样品的首批锌分析出现了问题，通过多元素分析认定，钒是可能的干扰源。

在对地球化学异常进行地面检查的过程中确定了一个黑色页岩地段，该地段含锌达 1.5%，含

V_2O_5 达 0.4%。因此，1967—1971 年的勘查重点转向对该地段含钒潜力的评价。1968 年对钒进行了初次勘查，并开展了有限的区域地球化学测量。虽然从总体上看存在着许多异常的水系，但未获得像弗拉特湖一带那样的高分析值。

显而易见，高能耗的炼钒厂设在偏僻的坎通地区是不合适的。而此前在水系沉积物中以及在较之其他富含金属组分的页岩厚得多的岩石中获得的高锌值，促使勘查人员重返黑色页岩盆地进行贱金属勘查工作。

1970 年冬，决定实施一项系统的区域地球化学计划，对塞尔温盆地南部的整个奥陶纪和志留纪黑色页岩区开展工作。在这项工作的规划阶段重新检查以往数据时注意到，对 1968 年的水系沉积物样品未做常规元素组合分析。随后补做的分析表明，下伏有矿化（后来成为霍华兹山口矿床）的水系给出了较之样品总体中其余样品明显为异常的铅值，达 50×10^{-6}～220×10^{-6}（一般仅为 5×10^{-6}～30×10^{-6}。塞尔温盆地计划的最终设计中包括了对这一异常区的更详细取样工作，以更好地确定潜在的异常源。

总体计划的设计只集中于规模/含量值足够高的靶区，以便使这一边远地区潜在的采矿企业能承受高昂的成本。因此，一个可采矿床的最低限度地面几何范围或每平方英尺品位显示可能会很大。当时的合理预期是，这一量级的可采矿床在水系中可以探测到地球化学显示的范围，其面积应达到 15.5 km^2。在霍华兹山口地区识别出的异常总体也表明，这一采样密度最小值理应是具有成本效益的。

区域地球化学勘查计划于 1971 年夏季进行，用公司自备的休斯 500 型直升机作为主要运输工具。测区面积约 90 643 km^2，工作时间共 65 天，采集了 1 600 个水系沉积物样品，耗资 12.5 万加元（1971 年加元）。虽然这表明全区平均取样密度为每 57 km^2 一个样品，但实际的水系平均取样密度仅略低于区域勘查计划所设计的最大值（每 15.5 km^2 取 1 个样品）。这是由于测区的部分地段没有适合于取样的水系，使测区总范围内出现一些空白区。

1971 年计划所获数据揭示出霍华兹山口地区存在一个真正巨大的地球化学异常区，为 1972 年开展耗资至少 4 万加元的野外检查计划提供了充分的依据。1972 年为发现之年，到这一年年底，与勘查活动直接相关的总费用约 50 万加元（1972 年加元）。

1972 年计划的目的是确定水系样品异常源的位置，所开展的工作包括对异常水系的详细取样、找矿以及在观察到任何颜色或结构异常的地点进行密集的基岩和转石取样。水系样品送往普莱瑟公司的温哥华实验室分析，尽管直到最初的发现之后才收到分析结果，但这些结果对指导进一步找矿和土地获取起到了至关重要的作用。由于氧化的细粒铅-锌矿化的地面显示有时很不明显，还由于部分野外工作人员不够熟练，因此专门为这一项目购买了一台便携式 X 射线荧光（XRF）分析仪，使“矿石级”物质野外分析得以进行。对岩石样品用一小型便携式颚式破碎机进行破碎，然后不经进一步处理即用 XRF 仪器来分析。这项技术使得品位高于 0.5% 的铅、锌的近似分析在大约 20 秒内即可完成。在分析了数百个样品之后，有 2 个转石样品分别给出了 10% 和 20% 的铅-锌综合值。通过对样品源区的研究，发现了一种淡黄色至橘黄色岩屑，岩屑具粗大的不规则蜂巢状结构。在破碎了相当数量的岩石之后，终于鉴别出一些极为细小的方铅矿。与罗德河组中含黄铁矿更多的页岩所形成的鲜艳铁帽相比，霍华兹山口的矿化不具明显的颜色异常。矿化的细粒性质以及缺少铁帽显示，大概是如此大面积的露头之下的矿化在一个系统勘查了 10 多年的地区内迟迟才被发现的主要原因。

之所以选择“霍华兹山口”这一名称，是为了表彰普莱瑟公司在该区的第一位水系样品采集者，也是为了反映勘查地球化学发现该矿床的重要性。从发现之日 1972 年 6 月 6 日到同年 10 月，立桩圈定了 500 多个矿权地来覆盖一系列层控铅-锌矿点，这些矿点沿 40 km 走向长度连绵分布。

3 小 结

尽管运气在成功勘查的过程中总会起一定的作用，但在霍华兹山口铅-锌矿床这一发现的案例中，普莱瑟公司的最大运气是该区内缺少竞争。在离该区最近的地区工作的其他公司一直在忙于寻找产在碳酸盐岩内的铅-锌矿。另外，普莱公司的有关勘查人员有在澳大利亚昆士兰州勘查莱迪洛雷塔矿床的经验，对产在页岩中的铅-锌矿床已有所知。这种经验使其能预料到，规模相当大的此类矿床在用传统方法进行勘查时缺乏明显的地表显示，但却具有大规模的地球化学异常。

普莱瑟公司取得成功的关键因素既有“硬件”

方面的，也有“软件”方面的。硬件因素包括提供足够的能胜任工作的长期勘查人员，拥有可靠的地球化学实验室、配备有专用直升机和熟悉勘查过程的飞行员，以及足够但受到监控的预算。软件因素包括能在内部推荐新概念和/或易于接受新概念(当时工业界尚未认识到古生代页岩具有真正的贱金属矿床潜力)，还包括 XFR 分析仪之类的新技术的采用。

出于传统做法，加拿大的野外工作人员中往往包括相当数量未经培训的临时工作人员，加之在野外工作中难于对每个人的工作一一监管，难免会造成问题隐患。对此，普莱瑟公司采用了加强教育与适当激励措施相结合的做法，对保证勘查工作的质量起到了一定的作用。

尽管霍华兹山口矿床直至 1990 年尚未成为生产矿山，但其代表着重要的未来铅-锌资源。普莱瑟公司对矿床的所有权，使之能在 20 世纪 70 年代中期经济低迷时期与美国钢铁公司组成双方满意的合资企业，筹措到部分勘查资金。

矿床的发现过程是逐渐发展的过程，普莱瑟公司坚持不懈地工作了 6 年才首次获得关于存在大规模矿化的可靠证据。勘查人员的连续性导致形成一个磨合良好的队伍来从事工作，这是取得成功的重要因素。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

加拿大派因波因特铅-锌矿床

加拿大派因波因特（Pine Point）铅-锌矿床位于加拿大西北地区大奴湖南岸附近。矿区长 65 km，宽 24 km。区内铅、锌金属储量达 820 万 t，铅、锌合计品位 8.7%，属古生代的密西西比河谷型铅、锌矿床。

派因波因特地区位于加拿大西部盆地的西北部，邻近加拿大地盾，在前寒纪加拿大地盾与科迪勒拉地槽之间。区内 350～600 m 厚的沉积盖层不整合地覆盖在太古宙和古生代的基底之上。含矿的吉维特阶地层由下而上可划分为 4 个部分（图 1）：凯格河组；派因波因特群，是主要的含矿地层，它整合于凯格河组之上，岩性为灰岩，该群下部为含海百合的微晶质白云质砂岩，上部为普雷斯克尔白云岩层，该群可分为派因波因特组、苏尔弗波因特组、布法洛河组和温代波因特组；瓦特山组；斯莱夫波因特组。

本区构造较简单，沉积盖层中存在一些断距不大（2～5 mm）的断层和褶曲幅度较小（5～20 m）的褶皱。褶皱平缓，属同沉积构造。

在矿区的东部，存在一条大的前寒武纪基底断裂带——麦克多诺德断裂带。这条断裂带从加拿大地盾开始向 SW 方向延伸。据航磁资料分析，这条

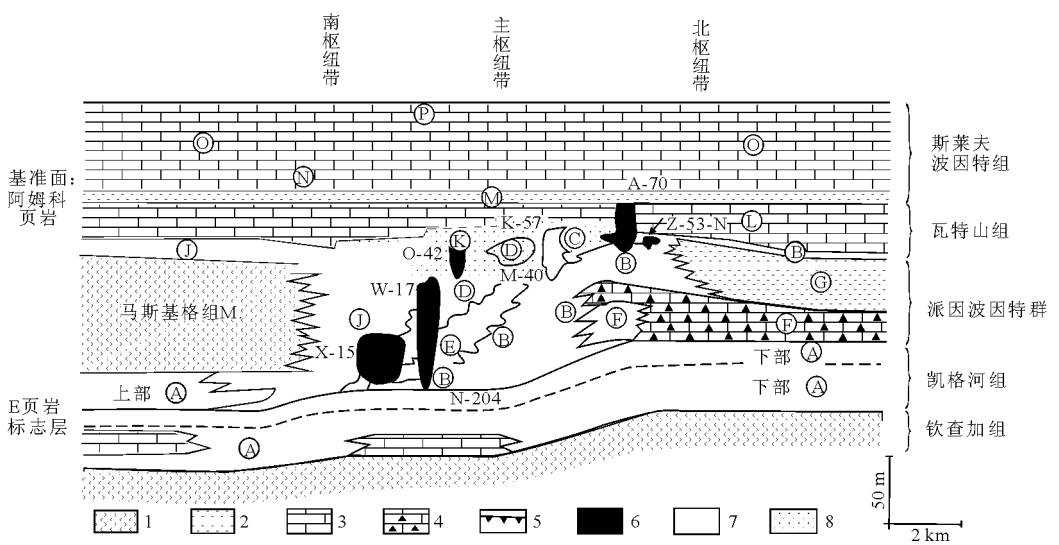


图 1　加拿大派因特铅-锌矿区南北向横剖面图（引自自地矿部矿床所，层控贱金属矿床及其成矿作用，1985）

A-70，K-57，N-204，W-17，O-42，X-15 等为矿体

1—硬石膏、石膏；2—页岩；3—灰岩；4—沥青质灰岩；5—不整合；6—矿体；7—细粒致密白云岩至砂质白云岩；8—粗晶白云岩（普雷斯克尔白云岩）

断裂带在派因波特地区于古生代覆盖层之下继续向SW 延伸。断裂带走向 45°。

派因波因特矿床大部分矿体赋存于普雷斯克尔白云岩层内，呈 65°方向延伸。矿床可分为 3 个带：北带、中带（主矿带）和不甚明显的南带。3 个带的走向大体平行，矿带方向与普雷斯克尔白云岩层的方向基本一致。层内岩溶作用普遍发育，矿体受岩溶控制。按其形态特征可划分出 4 种不同形态的岩溶，即板状、棱柱状、不规则棱柱状及孔隙状。矿体多发育在岩溶溶洞里，因此铅-锌矿体也有相应的 4 种形状，其中以板状和棱柱状矿体最为重要。

板状矿体主要发育在北带和中带，矿体沿普雷斯克尔白云岩层（碳酸盐堡礁）的走向延伸大约 50 km，宽 2～3.3 km 不等。产在顺层发育的板状岩溶系统中，它常常产在苏尔弗波因特组与派因波因特组的接触处附近，具有较明显的层位。

棱柱状矿体产在大的棱柱状的岩溶溶洞内。这种溶洞往往是在板状岩溶的基础上发育起来的，常出现在那些节理和其他裂隙比较发育、从而增加岩层孔隙和渗透率的那些构造薄弱地带。穿层发育是棱柱状矿体的一个重要特点，其最大厚度约达 80 m，一般 30～40 m，较大矿体的直径可达 120～180 m。棱柱状矿体具有很大的经济价值，据对 25 个棱柱状矿体的统计，其平均可采吨位为 140 万 t，锌、铅合计品位为 12%。

铅-锌矿化以交代白云岩和充填白云岩的空洞形式出现。交代白云岩的闪锌矿和方铅矿呈浸染状和粗粒晶体出现，通常顺层呈席状分布：充填白云岩空洞的硫化物多沉积在溶洞角砾碎屑间。

容矿岩石为非均质的岩溶塌陷角砾岩，可识别出 3 种主要矿化类型：交代塌陷角砾岩中的内充填物，充填角砾岩岩块间的连通空间，浸染和交代角砾碎屑。主要金属矿物有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿，非金属矿物有白云石和方解石。在容矿岩石中还有少量的磁黄铁矿、天青石、重晶石、硬石膏、萤石、自然硫和沥青等。

派因波因特矿床是一著名的密西西比河谷型铅-锌矿床。它的勘查工作经历了 3 个发展阶段，1889—1937 年为露头-背斜找矿阶段，当时认为矿体产于大的复向斜内，而且被小的背斜轴部所控制，认为单个矿体在地表以下可能是连续的，附近可能有新的矿体存在。这样的找矿思想无疑大大偏离了派因波因特矿床的客观实际，因而找矿无大的效果。1940—1955 年以断裂控矿来指导勘查，因为通过航磁图发现，发育在加拿大地盾的麦克多诺德断裂带在该区可能于古生代沉积盖层之下继续向SW 方向延伸，由于当时所揭露的一些矿点分布与这条推测的断裂延伸大体相符，所以得出铅-锌矿化可能与前寒武纪基底断裂有关的概念。这一阶段用断裂控矿概念布置了一些钻孔，也找到了一些隐伏矿。但随着派因波因特矿床勘探程度的不断提高，一些学者对麦克多诺德断裂带能否控矿的问题提出越来越多的质疑，主要是根据航磁资料所指明的基底断裂走向为 45°，而矿带的分布方向为 65°，二者并不吻合，仅有部分相交；容矿的派因波因特群之下的凯格河组地层，从全矿区来看，其厚度较稳定，没有基底断裂活动而造成垂直运动的迹象，也意味着基底断裂在元古代以后没有什么活动。第三阶段勘查工作为物探找矿阶段。1963 年在派因波因特地区开始用激发极化法进行找矿，获得良好的效果。因为考虑到大多数密西西比河谷型矿床均含有相当高的方铅矿、白铁矿、黄铁矿等良导矿物，其足可成为激发极化法的良好探测目标。另外，在派因波因特地区，矿体周围的灰岩和白云岩具有极低的和均匀的充电率，能测出充电率的微弱变化。即使到了矿山开采阶段的后期，指导该矿床扩大勘探的主要手段依然是激发极化法等物探方法。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

哈萨克斯坦济良诺夫铅-锌矿床

哈萨克斯坦东北部阿尔泰构造-成矿带上集中了许多黄铁矿型铜-铅-锌矿床，有以铜为主的和以铅-锌为主的矿床。济良诺夫矿床就是阿尔泰成矿带上一个大型的铅-锌矿床，经纬度：北纬 49°46′，东经 84°14′，铅、锌储量合计在 500 万 t 以上。平均品位锌 7%，铅 4%。

阿尔泰构造带呈 NW 向线状延伸，全长 800 多 km，在哈萨克斯坦境内长约 550 km，宽 120～200 km。向东南延伸至我国新疆境内，已发现大型的阿舍勒、可可塔勒锌-铜和铅-锌-铜矿床。

阿尔泰构造-成矿带可进一步分为霍尔宗—萨雷姆萨克塔单元、矿区阿尔泰单元和额尔齐斯单

元。济良诺夫等多金属矿床大多产在矿区阿尔泰单元。赋矿火山岩系为钾-钠系列，以酸性（流纹质、英安质）火山岩为主，占火山产物的 80%，镁铁质岩石及其凝灰岩居次要地位。岩系中除火山产物外，还夹沉凝灰岩、凝灰质砂岩、粉砂岩的夹层或岩段。酸性火山岩中，除熔岩和凝灰岩外，爆发相岩石和次火山岩相岩石分布也十分广泛。

局部含矿构造是层火山，矿床和矿田多产在层火山的斜坡和火山口状洼地，还有火山间洼地。

区内多金属矿化包括 3 种主要组合类型：1）黄铁矿-重晶石-多金属组合；2）铜-锌组合；3）铅-锌组合。济良诺夫矿床属于第三种以铅、锌为主的矿床，为产于碳酸盐-火山岩层中层控铅-锌硫化物矿层，其次为热液裂隙脉和浸染体，铜含量少。

济良诺夫矿田包括济良诺夫大型矿床和 30 多个中、小型矿床和矿点，分布在复杂的火山穹隆构造范围内，均产于中泥盆世的酸性火山喷发岩与晚泥盆世火山-沉积岩接触带附近。

在济良诺夫矿床地段内出露有中泥盆统的别列佐夫组、马斯良组和上泥盆统的济良诺夫组。

别列佐夫组大部分为石英斑岩质岩屑晶屑凝灰岩，夹中性和基性喷发岩及由凝灰岩经热液变质形成的绿泥石片岩和石英-绿泥石片岩薄层；上部为酸性凝灰岩蚀变的绢云母石英岩、石英-绿泥石片岩、石英-绢云母片岩和酸性火山灰凝灰岩蚀变的微晶石英岩，夹少量酸性岩屑凝灰岩，组成济良诺夫地垒背斜的核部和索尔特向斜的东南转折部位。

济良诺夫矿床是济良诺夫背斜褶皱核部的一个宽阔的含多金属矿的热液蚀变带，与成矿有关的变质作用表现为硅化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化，都集中在背斜核部。

济良诺夫矿床的主矿体在空间上呈倒转的盆状（图 1），其中部具隆起的背部，并含有透镜-脉状交代岩带。单个矿体含浸染状多金属矿石地段，其顶部为致密矿石地段，呈 EW 向分布，长 3 km，宽数十米，矿体沿着翼部倾伏方向延伸达 1 200 m。

该矿床已知有6个形态各异的工业矿带：1）

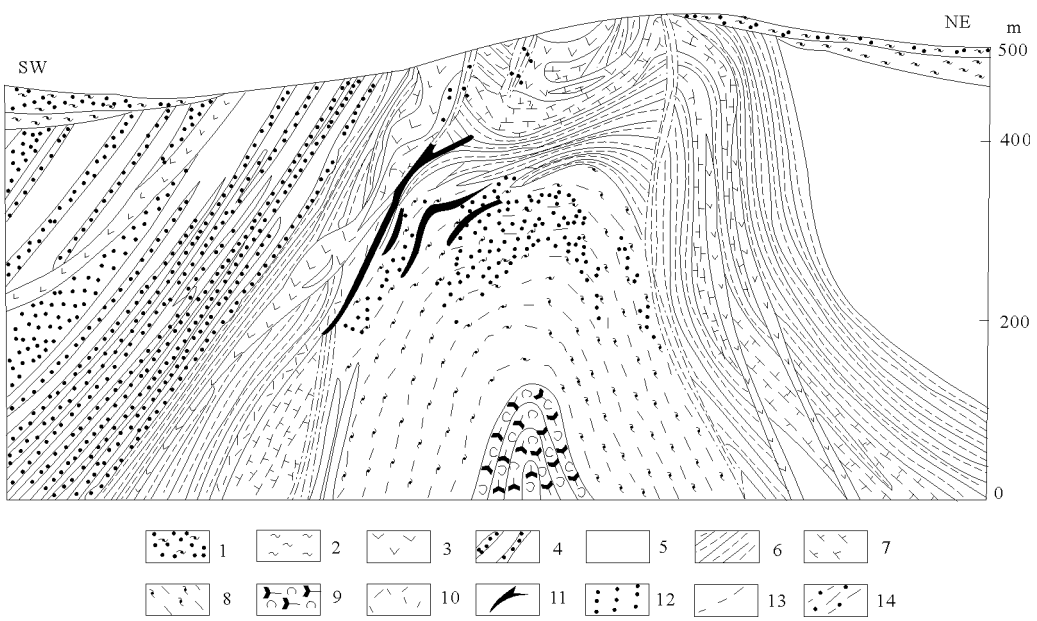


图 1　哈萨克斯坦济良诺夫矿床Ⅰ号地质剖面图（据陈哲夫等，1999）

1—第四系；2—第三系；3—玢岩；4—砂岩；5—粉砂岩和页岩；6—钙质和硅质粉砂岩、钙质粉砂质泥岩；7—斑岩和残斑变岩；8—石英岩、微晶石英岩和页岩；9—石英玢岩质凝灰岩和绿泥石片岩；10—石英绿泥石片岩；11—致密矿石；12—浸染状矿石；13—断层；14—挤压带、片理化带和破碎带

由致密硫化物矿石组成的脉状矿体，延伸长度大（数百米），厚度变化大，与围岩呈急变接触；2）柱状矿体，产于 NW 和 EW 向断层交切部位，或产于与页岩的接触带上；3）平缓鞍状矿体，产于构造穹状部位遮挡性岩石盖层之下；4）大透镜状矿体，与容矿岩层整合产出；5）缓倾的层状矿体，与层理一致；6）细脉浸染矿石的不规则形态矿体。

层状矿体具有层状分带性，下部分布以黄铁矿为主的矿石，上部是多金属和铅矿石。热液蚀变集中在矿体下盘。矿石主要为块状构造，少数为条带状构造。广泛发育沉积和交代结构，硫化物是通过交代方式和火山-沉积方式形成的。

主要金属矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黄铁矿；次要矿物有锑黝铜矿、黝铜矿等。

据温度和压力资料判断，蚀变作用发生在温度为300～400 ℃和中等压力条件下（沸石-绿片岩相）。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

瑞典拉伊斯瓦尔和瓦斯博铅-锌矿床

瑞典拉伊斯瓦尔（Laisvall）铅-锌矿床位于瑞典北部拉普兰地区加里东山脉附近，经纬度：北纬66°13′，东经17°25′。矿床于1938年发现，1942年开采。估计矿石储量有8 000万t，Pb＋Zn品位为4%，即有铅、锌金属320万t，含银9×10^{-6}，含镉3×10^{-6}，是欧洲重要的铅-锌矿床之一。瓦斯博（Vassbo）矿床发现于20世纪40年代，1960年开始开采，约有铅矿石500万t，矿石品位5.5%，即有铅储量27.5万t。

从新元古代至早寒武世沿波罗的地盾有数处砂岩铅-锌矿产地，比较重要的有瑞典拉伊斯瓦尔、多罗蒂、瓦斯博和挪威的奥森等（图1）。它们均出现在沿瑞典和挪威边界线（长2 000 km）产出的加里东造山带中。

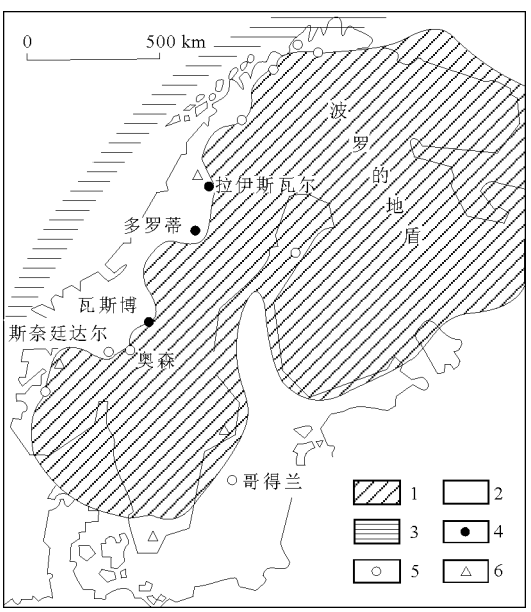


图1 波罗的地盾砂岩铅-锌矿床分布位置及与古地理的关系（转引自地矿部矿床所，层控贱金属矿床及其成矿作用，1985）

1—陆地区；2—浅海区；3—大陆边缘；4—主要方铅矿矿床；5—次要的浸染状方铅矿矿床；6—次要的方铅矿脉产地

矿床赋存在前寒武纪晚期至寒武纪的原地沉积岩系中。原地沉积岩系分布在前寒武纪基底古风化面上。其上部是一层厚度不大（1～9 m）的复屑砾岩，也称冰碛层。砾岩之上为7～9 m的长石砂岩，再往上为页岩岩系，其中含不规则分布的砾石。长石砂岩中偶尔见有矿化。在含砾页岩之上是较厚（40～45 m）的石英砂岩岩系。砂岩沉积在原始大西洋边缘浅海潮汐带的稳定台地上。石英砂岩可分为3部分：1）含矿的下部砂岩，厚约25 m，分选良好，由中粒石英砂岩和夹有许多很薄的页岩条带组成；2）矿化程度差的中部砂岩，厚约7 m，岩性与下部砂岩相似，但比下部砂岩含更多的泥质，常见有沟槽构造；3）含矿的上部砂岩，厚约11 m，由分选良好的粗粒石英砂岩与细粒石英砂岩互层组成，交错层理发育，含石英岩砾岩。其最上部出现磷块岩碎屑。由该区向南和向东，下部砂岩和中部砂岩沿侧向逐渐变为页岩和粉砂岩。上部砂岩之上为页岩和粉砂岩，厚45 m左右。

覆盖在前寒武纪风化面上的这一套地层，被称为拉伊斯瓦尔群，并可分为3个组，由下而上为阿克尔组，主要由砾岩和长石砂岩等组成；萨瓦瓦里组，是主要的含矿层，由页岩、砂岩等组成，含矿砂岩的年代可能为560～640 Ma；格拉玛朱库组，由粉砂岩、灰岩组成。在拉伊斯瓦尔群之上为明矾页岩，为矿区最上部地层，它是一种有机物含量高的黑色页岩。由该矿区向北和向南，这种页岩向上逐渐变成很厚的硬砂岩岩系，它是该区已知的最年轻的原地沉积岩。

拉伊斯瓦尔矿床产在拉伊斯瓦尔群萨瓦瓦里组内向NW偏西缓倾斜的石英砂岩中，矿体呈2个很薄的薄层产在下部砂岩和上部砂岩中。在下部砂岩中为一个走向40°的薄层长条状矿床，矿体长5 000 m，宽200～600 m，厚2～24 m。上部砂岩中的矿体更薄，主要延长方向也为40°，另有一次要矿体，其延长方向与主矿体的走向成直角相交。上部砂岩中矿体大小为2 000 m×300 m至1 000 m×(2～8) m。2个薄矿层的Pb＋Zn品位为4%，Pb∶Zn值为8∶1。矿体呈层状，受地层控制。铅和锌含量相当稳定的砂岩层可以追索几百米远。主要矿石矿物为方铅矿和闪锌矿，伴生矿物有黄铁矿、白铁矿、方硫镍铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿等。

在均匀的砂岩中，方铅矿呈变嵌晶斑点出现，这些斑点的直径变化从小于1 cm到几厘米。而在具有沉积构造的砂岩层中，方铅矿沿这些构造条带分布，如在下部砂岩中含有许多页岩薄层，方铅矿富集在这些页岩薄层与砂岩的接触处，显示出条带状外观。上部砂岩中交错层普遍存在，方铅矿处处沿交错层构造的层理面产出。紧邻交错层之下，矿石沿正常的水平层理发育。闪锌矿也沿层理面产出，但显然不像方铅矿那样普遍。拉伊斯瓦尔矿床的矿化与容矿砂岩中出现的各种沉积构造具有紧密的伴生关系。

矿区的沉积岩受若干陡倾断裂和小规模冲断层错断。矿山中有2个主要断裂带，即纳多克断错带和考茨基断错带。在拉伊斯瓦尔地区，冲断层、断裂和矿化作用之间的关系表明，矿化先于加里东冲断作用，同时也表明，矿化也先于较早期的断裂作用。

砂岩主要是由石英胶结的。矿石矿物产在砂粒之间的空隙中，填隙的方铅矿、重晶石、方解石、闪锌矿、萤石、含TiO_2矿物以及黄铁矿约占岩石总体积的6%。

矿石矿物的相互关系表明，矿化作用是由成分大致相似的含矿溶液的多次脉动而形成。初期，含矿溶液主要富锌，后来到主要矿化期则富铅。

流体包裹体资料表明，拉伊斯瓦尔地区矿石沉积温度约为150 ℃。矿液是盐度为23%～26%的浓卤水，pH值约为5，压力小于200×10^5 Pa。对矿区的硫同位素测定结果表明，上部砂岩方铅矿的$\delta^{34}S$值平均为23.4‰，闪锌矿为26.8‰；下部砂岩方铅矿平均为22.14‰。

除拉伊斯瓦尔矿床以外，该区加里东造山带中较重要的砂岩铅-锌矿床还有瓦斯博等矿床。瓦斯博地区基底由前寒武系的石英斑岩［（1 669±38）Ma］、砂岩和辉绿岩墙（1 100～1 350 Ma）组成。铅矿化主要赋存在基底之上的下寒武统瓦斯博层砂岩中，该层底部为一层厚10 cm砾岩，之上为一厚1～6 m粘土页岩，再往上为钙质砂岩，由细粒石英砂岩和方解石胶结的石英砂岩组成，厚4～15 m，钙质砂岩上部见有方铅矿浸染，上覆在钙质砂岩之上的为石英砂岩，厚4～15 m，基本上是纯的石英砂岩，具有一系列交错层，是主要的容矿岩层。石英砂岩之上有一薄的（2～10 cm）磷块岩层。

该区矿化分布广泛，但只富集在2个矿体中，即瓦斯博矿体和格塔斯桥矿体。瓦斯博矿体呈Z字形，长3 000 m，宽50～400 m，厚3～15 m。含有铅矿石约500万t，矿石品位5.5%，即有铅储量27.5万t；格塔斯桥矿体是一个长而薄的矿体，长2 750 m，厚2.5～5.0 m，宽50～250 m，含有铅矿石250万t，矿石铅品位3.5%，即含有铅储量8.75万t。

瓦斯博地区铅、锌矿化主要集中在石英砂岩中，也出现在下伏的钙质砂岩层的上部和石英砂岩之上的磷块岩中。实际上矿化在整个沉积岩系的砂质层中都可见到。金属矿物主要有方铅矿、闪锌矿，也产出有黄铁矿和黄铜矿等。金属矿物充填在砂粒间的空隙中，呈斑点状产出，也沿沉积构造分布。矿床中Pb∶Zn值为9∶1，闪锌矿矿化零星产出。

瓦斯博地区铅、锌矿化的分布受古地理控制。在区域上，矿化可以利用下伏的基底辉绿岩墙来追索。因为这些基底岩墙剥蚀较深，所以在基底的古地表上形成了浅洼地或浅谷，那里集中了较厚的沉积物。在这些岩墙之上岩层较厚，尤其是含矿石英岩更厚。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

德国腊梅尔斯伯格铅-锌矿床

德国腊梅尔斯伯格（Rammelsberg）铅-锌矿床位于德国中部的哈尔茨（Harz）山脉，产在中泥盆世的沉积岩中，为大型的铅-锌矿床，拥有铅-锌储量840万t，铅-锌合计品位28%，是典型的产在沉积岩中的喷气沉积矿床。据记载，矿床早在公元968年就开始开采，于1988年6月闭坑。有1 000多年的采矿史。现在该矿山，包括历史上重要的地下采矿设备和地表的选矿厂都被保存下来，成为博物馆和联合国教科文组织的“世界文化遗产遗址”。

哈尔茨山脉是一个华力西期地块，是由古生代沉积岩、火山岩和侵入岩组成的上升断块，面积90 km×30 km。该地块在传统上划分为3个地质单元：上哈尔茨、中哈尔茨和下哈尔茨。腊梅尔斯伯格矿床产在哈尔茨地块西北角的上哈尔茨地质单元。在哈尔茨地区，泥盆纪到石炭纪的地层是连续

沉积的，但横向上厚度和岩相变化很大。

腊梅尔斯伯格矿床位于哈尔茨山脉西部，产在中泥盆世海槽相岩石中。容矿岩石为魏森巴赫页岩，由中泥盆世早期黑色页岩岩系组成，夹有粉砂岩和砂岩。页岩中含有完全黄铁矿化的各类岩石。矿床包括几个矿体，其中经济意义最大的：老矿体、新矿体和富含重晶石的灰色矿体。另有品位较低的筒状蚀变带（Kinest）中的矿体。所有的矿体原来都是整合地夹在魏森巴赫页岩中（图 1），现在位于倒转的等斜向斜中。

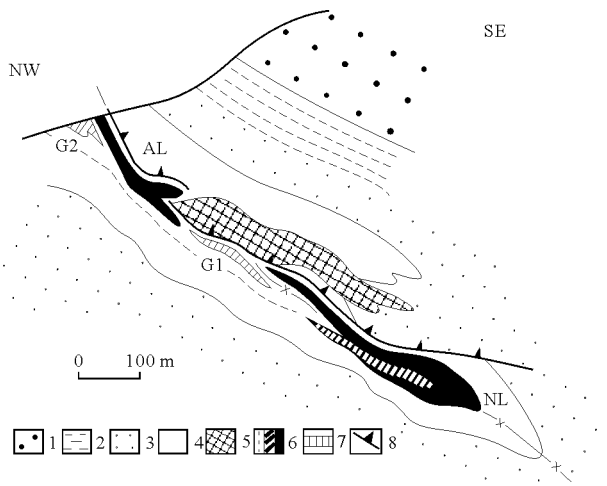


图 1 德国腊梅尔斯伯格矿床剖面图（据 F. W. Dunning 等，1986）

1—克兰伯格砂岩和下部 Speciosus 层；2—上部 Speciosus 层和 Calceola 页岩；3—魏森巴赫条带状砂质页岩；4—魏森巴赫页岩；5—筒状蚀变带（Kniest）；6—矿层（水平状矿石，条带状矿石，块状矿石）；7—灰色矿石（重晶石）；8—逆冲断层；AL 为老矿体；NL 为新矿体；G1为灰色矿体(重晶石)；G2为底板矿体(重晶石)

老矿体长约 600 m，向下延伸 300 m，厚约 12 m。新矿体垂向延伸达 500 m，实际厚度约 8 m，由于褶皱，总厚度增加到约 40 m。新矿体是最大的矿体，含矿石约 1 930 万 t，品位：Pb 6%，Zn 14%，Cu 1%。该层状矿体向 SE 倾斜，倾角 50～60°。灰色矿体（主要是重晶石）被硫化物矿体所叠覆，横向上与页岩相互穿插。筒状蚀变带中的矿化呈菱形状，长约 1 000 m，宽 300 m，厚 35 m。其矿化位于老矿体的层状底板中及新矿体主要硫化物堆积往东南延伸的部分，是底板沉积物中的硅化部分。由硅化的、较坚硬地层的脆性破裂作用造成的“筒状蚀变带”大部分也含矿（Pb 1.5%，Zn 3%，Cu 1.3%），“筒状蚀变带”中的矿化由细脉状层控透镜体及黄铜矿、黄铁矿、方铅矿和闪锌矿的浸染矿石组成，矿化由于品位低，没有被广泛开采。

腊梅尔斯伯格矿床的主要矿石矿物有闪锌矿、黄铁矿和重晶石，其次是方铅矿和黄铜矿。原生矿物颗粒很细（10～30 μm）。除了这些主要矿石矿物外，还有另外 25 种矿物，如磁黄铁矿、毒砂、磁铁矿和黝铜矿等。重晶石不仅构成独立矿体（灰色矿体），而且在硫化物矿体中呈脉石矿物产出，矿石的平均品位：Pb 11%，Zn 19%，Cu 2%，$BaSO_4$ 16%，Ag 75×10^{-6}，Au 0.4×10^{-6}～1×10^{-6}。

硫化物矿体有 4 种不同的矿石类型：1）富矿石或致密块状矿石，由黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿以及不等量的重晶石和方解石组成；2）贫矿石或条带状矿石，由厚度为 mm 级的黑色页岩条带和细粒黄铁矿、闪锌矿、方铅矿或条带呈互层组成，矿石中能见到粒级层理、交错层理、结核状构造、侵蚀槽沟、印模、沉积角砾和滑塌构造等沉积构造；3）“筒状蚀变带”矿石，是一种坚硬的、部分角砾化的矿化硅质岩石，其中硫化物充填在裂隙中或呈矿脉产出；4）灰色矿石，由块状重晶石以及闪锌矿、方铅矿和黄铁矿组成。

矿体之下的早中泥盆世地层中，有 20 多层凝灰岩，这些凝灰岩颗粒非常细，厚度有时达 3 m，成为矿区的标志层。矿床的围岩蚀变包括硅化和碳酸盐化、绿泥石化。其中，绿泥石的 Fe/Mg 值是热液活动中心的标志。

腊梅尔斯伯格矿床的 $\delta^{34}S$ 值为 −23.4‰～20‰，黄铜矿、闪锌矿和方铅矿的 $\delta^{34}S$ 值为 5‰～20‰，利用矿物对同位素分馏值，求得成矿最低温度为 180 ℃，大多数重晶石 $\delta^{34}S$ 值为 20‰～30‰，只是筒状蚀变带矿化中的重晶石和灰色矿体中的某些重晶石的 $\delta^{34}S$ 值明显偏低。

铅同位素研究表明，腊梅尔斯伯格矿床中的方铅矿与哈尔茨地块的脉状矿床和德国中部东部含铜页岩中的方铅矿在同位素上明显不同。腊梅尔斯伯格矿床中方铅矿的铅模式年龄为（340±9）Ma，地层的年龄约为 400 Ma。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

火山岩型块状硫化物锌-铅-铜矿床：卤水型与黑烟囱型硫化物矿床的区分标志

根据8个锌-铅-铜块状硫化物矿床（其中7个在西班牙，1个在塔斯马尼亚）下伏网状脉中的流体包裹体的盐度和温度可知，这几个矿床均形成于海底并在卤水中沉积。与日本北鹿地区形成于低盐度流体中的锌-铅-铜块状硫化物矿床的地质特征进行对比后得出卤水型矿床的特征：1）具有成为大型矿床的潜力，高品位，高储量；2）高Zn/Cu值与Fe/Cu值；3）无烟囱形成的证据；4）相对较富的草莓状黄铁矿和初始矿层；5）还原的矿物组合（黄铁矿-黄铜矿/磁黄铁矿），在块状硫化物中有少量或极少量重晶石；6）伴生有层状或脉状的碳酸盐；7）相对不重要的矿聚集带；8）闪锌矿和硫同位素组分没有垂向变化；9）局部存在细菌还原证据。在塔斯马尼亚Rosebery矿床比照这些标志（无流体包裹体数据）可以得出，矿床南部是在充填卤水的盆地中以分散的扁豆状矿体沉淀的。其他有成矿潜力的地区包括加拿大的Brunswick 12号脉和Heath Steele，新南威尔士的Woodlawn和Captains Flat，塔斯马尼亚州的Hercules and Que River及西班牙和葡萄牙的Tharsis and Aljustrel地区的矿体。中国呷村和昆士兰州Chalmers山的最新流体包裹体的数据表明并非所有从高盐度流体中的矿石都具有还原矿物组合。

王欣译自 *Ore Geology Reviews*，2004，25（3—4），王美娟校

澳大利亚芒特艾萨Dugald河铅-锌-银矿床的构造地质

Dugald河地区赋存于沉积岩中的铅-锌-银矿床位于昆士兰西北部芒特艾萨山的东北87 km。矿床规模为中型，主要成矿元素为贱金属，受低级变质的黑色板岩层序控制。矿体呈板状，由细粒—中粒硫化物组成，主要矿物包括闪锌矿、磁黄铁矿、黄铁矿、方铅矿、石英和白云母。根据矿化结构、纹层、夹层及角砾等可把矿石分为3种不同类型。矿床储量3 800万t，矿石平均品位为Zn 13%，Pb 2.1%和Ag 42×10^{-6}。构造调查显示，Dugald河地区的变质沉积物受6期变形影响。前4个（D_1，D_2，D_3和D_4）变形期的特点是存在广泛的褶皱和轴向平行节理，均产生于韧性阶段，对这个区域的构造演化以及硫化物矿床的定位有重要意义。D_5变形期发育强烈的膝折褶皱和亚平行的轴向面，显示了向脆性阶段的转变。D_6为脆性期，产生了EW向敞开褶皱和NE和NW向的走滑断层，切割已经存在的构造单元，并切割矿体。变形发展和矿化之间的关系可从宏观上观察到，同样从微观角度也可看出。矿化与褶皱和断裂间的关系及矿区广泛存在的矿体切割D_2期后组构表明，D_2变形期以后（主变形期）和D_4变形期（可能产生变形）是Dugald河锌-铅-银矿床的成矿时期。

王欣译自 *Ore Geology Reviews*，1996，11（6），王美娟校

澳大利亚赋存于页岩中的Dugald河层控型锌-铅矿的硫酸盐热化学还原的稳定同位素证据

澳大利亚中元古代赋存于页岩中的Dugald河层控型锌-铅矿的硫同位素随走向和倾向的变化而变化。由于构造作用矿床南部的金属品位大量增高，但是已有的地质特征表明矿化作用发生在早期成岩化作用期（可能是从富有机物的浅水背景到蒸发背景，Muir，1983）。矿床北部虽然矿化构造有增厚现象，但矿石中的Cu，Cu/（Cu+Pb+Zn）和Pb/（Pb+Zn）却减少，这种情况表明初始地球化学分散晕发生了变形。

矿石南部的黄铁矿和闪锌矿$\delta^{34}S$平均值为1‰，北为8‰，与矿石中铜品位变化一致，并且矿体从南到北由厚变薄。与之不同的是，矿体上下

盘的含铁硫化物不存在同位素分带性，其 $\delta^{34}S$ 值大部分集中于 3‰～4‰（$n=33$），最低值为 −14.5‰，上覆白云岩中的 $\delta^{34}S_{黄铁矿}=5.5‰～17.5‰$，这种情况是由于在不同程度封闭的系统中生物硫的还原作用造成的。根据碳同位素的不同可知存在 2 种不同的碳酸盐。第一种是 Lady Clayre 白云岩下盘的含石墨石灰石其 $\delta^{13}C=-11‰～5‰$，反映了碳酸盐和有机碳同位素发生了变质平衡。第二种硫化物透镜体及其周围的沉积围岩（$\delta^{13}C=-25‰～-15‰$），由有机碳氧化而成。

$\delta^{34}S$ 出现分带性的主要原因是有机物硫化物的热化学还原（TSR），这是因为：1）质量平衡计算；2）矿石与矿石附近碳酸盐中的 $\delta^{13}C$ 值；3）矿石形成需要的高温（150～250 ℃），高温抑制了硫酸盐生物硫的还原但促进了硫化物的热化学还原；4）$\delta^{34}S$ 值趋近海水硫。由此提出矿化模型，其中流体含 H_2S 和金属成矿元素，其 $\delta^{34}S\approx-3‰～0$。在 Dugald 盆地南部流体上升到蒸发相浅海碳酸盐台地并通过碳酸盐沉积向北渗透。在迁移过程中，通过硫酸盐的热化学还原，热流体与有机物发生反应，其中的硫酸盐变为富 ^{34}S 的硫化物（$\delta^{34}S\approx8‰～10‰$）。反应中的催化剂是深源 H_2S、生物成因 H_2S 以及有机物热裂解形成的 H_2S。反应中的硫酸盐来源：1）层序中部分蒸发岩；2）地表水溶解硫酸盐进入到成岩带中。

朝银银译自 *Chemical Geology*，1996，129（3—4），王美娟校

澳大利亚南部“世纪”锌-铅-银矿床在寒武纪和元古宙时盆地演化过程中贱金属元素的析出

在一些以陆壳为底板的显生宙贱金属省内（如密西西比流域，爱尔兰内陆），关于是基底岩系还是盆地流体和岩石对金属元素（以及同位素）的聚集一直存在争论。对中元古代“世纪”锌-铅-银矿床研究表明，在寒武系石灰岩压实过程中，流体渗入矿床，析出铅和锌，并在石灰石中再沉积成矿。这个过程还伴随有碳酸盐角砾岩岩墙穿透入基底、表面形成缓倾剪切带和褶皱以及含硫化物的脉体和柱状构造的形成。元古宙成矿时期活动的 Termite Range 断层在寒武纪及以后的再活化促进这一过程的发展。

朝银银译自 *Journal of Geochemical Exploration* 2003，78—79，王美娟校

澳大利亚科巴地区 CSA 铜-铅-锌矿床成因的流体包裹体证据

新南威尔士中部的 CSA 矿业公司目前正在开采位于科巴超群中的裂开的受变质部位的“科巴型”铜-铅-锌±Au±Ag 矿床。矿床由一系列围绕脉状、浸染状、半块状—块状的 Cu-Pb-Zn 矿石产出的透镜体组成。透镜系统中的透镜体切断地层，与区域劈理和定向剪切带共面，倾覆方向与延长线理平行。成矿系统具有极大的垂直延续性（大于 1 000 m），走向延长约 400 m，宽近 100 m，矿石呈现出垂向和横向变化，并伴有不同的蚀变晕。现在已有的矿床成矿模型有传统的热液成矿论、构造控制再活化成矿、同构造期成矿。

对现代矿床矿石附近的石英±硫化物矿脉、矿石中共存的石英-硫化物及不含矿石英脉的晶洞进行了流体包裹体测定。由于 D_2—D_3 矿石和矿脉侵位中缺乏早期的初始包裹体，因此没有进行流体包裹体的测定，也没有进行流体相的爆裂法测温。D_3 晚期至 D_3 后早期后的爆裂流通过 CH_4 单相包裹体记录下来。深部循环大气降水的流出改变了 CH_4 系统，这种改变表现为次生的 H_2O+CH_4 和 H_2O+（微量 CH_4）及原生的 H_2O+（微量 CH_4），矿体就位时的收缩构造（D_2—D_3）被松弛构造（D_{4P}）所取代，促进了地表水渗入产生地下回流。

在 D_2 的前进变质作用阶段，次生包裹体的圈闭时温度为 300～330 ℃，压力为 1.5×10^5～2×10^5 Pa（静岩压力）。从 D_3 中期到晚期，爆裂伴随着峰期变质作用（$T=350$～380 ℃），而 D_3 晚期到 D_3 后早期，单相 CH_4 次生包裹体在温度约 350

℃，压力 1.5×10^5～2×10^5 Pa 时被捕获，随后，随着温度的缓慢降低（330～350 ℃），在压力没有发生变化的情况下，大量夹带着大气水的 CH_4 以 H_2O+CH_4 形式被捕获。最后，随着大气降水的增多，H_2O+（微量 CH_4）组合显示温度从 300～350 ℃降为 275～300 ℃，此时压力（1×10^5 Pa）在流体静水压力与静岩压力（1.5×10^5 Pa）之间。

流体包裹体数据表明了矿床演化过程中的流体类型、流动模式及温度－压力条件。这也间接地证明了矿石形成过程中源于盆地的 CH_4 所起的作用，但对成矿流体最基本来源却没有说明。他们充分肯定了大气降水在成矿后的作用，这表现为在 385～395 Ma 时期对大气降水的捕获。

王欣译自 *Ore Geology Reviews*，2004，24（3—4），王美娟校

澳大利亚北部地区 Woodcutters 铅-锌-银矿床的成因模型

澳大利亚 Darwin 附近的 Woodcutters 铅-锌-银贱金属矿床位于早元古代倒转内陆盆地序列中，1 800 Ma 时期的倒转事件（D_1）产生了平卧褶皱（f_1），轴向平面劈理（S_1）和伸展线理（L_e）以及低级绿片岩相变质作用。新元古代至寒武纪的 NW 向左行断裂水平错断褶皱。在主要板岩中的 5 个含白云岩碳酸盐块体确定了背斜 f_3 和 f_5，位于断层 F_3 和 F_5 东部。F_5 断层中有 S_1 前的煌斑岩脉，另有一条为 S_1 后的倾斜岩脉。

矿床的硫化物有 2 种存在形式：一是 Pb-Zn-Fe 块状硫化物呈带状分布，在 f_3 与 f_5 背斜的交接部位呈鞍状、倒转的 Y 型及扁豆状，具有分层的（裂隙—密封）富黄铁矿的脉状矿化，部分充填于 F_3 和 F_5 断层中。带状（层状）矿石主要受层状地层控制，在富碳酸盐层位中代替了层面。赋存于断层中的矿化构成了 3 号和 5 号脉，与带状硫化物在纵向上相连。

硫化物和岩脉之间、断层和 D_1 构造之间的不同比例尺的关系如褶皱 f_1，S_1/L_e 和香肠构造等表明了矿石在 D_1 之前就已经就位了。一个强有力的证据是矿石发生褶皱，叠加有劈理并在原地发生重融作用。矿石在 D_1 期后就位证明是不正确的，但同变形成因（也就是说，在褶皱和劈理发育的同时产生矿化就位）的可能性依然存在。在 D_1 活化迁移之后，矿石在左行断层作用和相关断层作用下再活化，随后煌斑岩侵入，又发生与侵入相关的再活化。

成因模型包括盆地的脱水作用和盆地倒转时产生深断层。矿石由富碳酸盐的块体相互置换时生成，在叠加劈理过程中进一步发生褶皱和再活化。Woodcutters 矿床是浅变质碳酸盐矿床，由交代矿石和伴生的脉状矿化组成。

王欣译自 *Ore Geology Reviews*，1993，8（1—2），王美娟校

摩洛哥华力西期 Draa Sfar 锌-铅-铜块状硫化物矿床的地质特征和围岩蚀变

Draa Sfar 锌-铅-铜矿床为赋存于硅质碎屑-长英质火山成因火山成因块状硫化物（VMS）矿床，位于摩洛哥台地西部 Jebilet 地块的马拉喀什以北 15 km。Draa Sfar 矿床位于 Sarhlef 火山沉积序列内，在 Jebilet 地块底部以硅质碎屑岩沉积为主的序列中还赋存有其他的块状硫化物矿床（如 Hajar，Kettara）。Draa Sfar 矿床的底板岩相主要是灰色至黑色的泥质岩、碳硅质粘土岩和局部具流纹状熔岩流穹隆的粉砂岩夹层，并与原地沉积和经过搬运的矿床有关，少数与隐晶质玄武岩和辉长岩墙有关。薄层到厚层的，黑色碳硅质岩，少量粉砂岩夹层，大的辉长岩岩床控制了矿床顶壁。

主要岩层呈 NNE－SSW 向，与可见的 S1 叶理平行，具有低品位的绿泥石－白云母－石英－钠长石－奥长石变质组合。Draa Sfar 矿床由 2 个层控的硫化物矿体组成，其中 Tazakourt 位于西部，Sidi M'Barek 位于北部。这 2 个矿体均赋存于次火山沉积块体上部的硅质粘土岩中。Tazakourt 和 Sidi M Barek 矿体变形程度高，具有层状磁黄铁矿矿体（磁黄铁矿占 95%），伴有少量闪锌矿、方铅

矿、黄铜矿和黄铁矿。Draa Sfar 矿床形成于一个闭合的、缺少沉积物的、断层控制的、缺氧的火山沉积裂陷盆地中。该矿床形成于缺氧的海底之下。

Draa Sfar 矿体周围的泥质沉积岩具有明显的分带蚀变组合和地球化学组合。在南部靠近火山岩的地区，Tazakourt 矿体底部的硅质粘土岩中的中等至暗绿色的绿泥石逐渐升高。绿泥石蚀变表现为长石交代使白云母含量减少，并伴随着岩石中铁镁的增加及钾钠的流失。火山作用远处及北部的 Sidi M'Barek 矿体底板的硅质粘土岩的蚀变特征为绢云母相对增多，绿泥石相对减少。Draa Sfar 矿床以矿床顶板硅质粘土岩中存在方解石-石英-白云母组合，绿泥石明显下降为特征。随着靠近火山岩，底板硅质粘土岩蚀变从以绢云母为主变为以绿泥石为主，这表明热液系统的高温部分与以底板序列中的流纹质熔岩流（穹隆）为特征的火山作用是同步的。

王欣译自 *Ore Geology Reviews Article in Press*，2007，*Corrected Proof*，王美娟校

突尼斯 Bou Grine 锌-铅矿区 Bahloul 建造粘土矿物的氢氧同位素组成：盐穹盖层中的水-岩作用的证据

突尼斯的 Bahloul 建造硅质碎屑岩是锌/铅矿的主要围岩。对高岭石、石英、方解石中 $^{18}O/^{16}O$ 和 D/H 值进行了详细研究，对该建造内与底辟作用相关 Bou Grine 锌-铅矿石的形成条件及形成机制进行了阐述。矿化过程影响了围岩矿物中的 D/H 值和 $^{18}O/^{16}O$ 值。由于存在不同的水-岩比，Bahloul 建造的渗透性控制了高岭石的 $^{18}O/^{16}O$ 同位素置换绝对值及贱金属的矿化强度。相比较而言，高岭石 D/H 值的多样性显示其矿物沉积区域渗透性没有关系。已有的流体包裹体显微测温数据和有机地球化学成熟参数均表明矿石形成和围岩蚀变的最高温度为 80～120 ℃。矿体中粘土矿物样品的 $^{18}O/^{16}O$ 值范围较大，表明矿体被富 ^{18}O 的含盐热卤水蚀变。这在底辟作用侧翼的发展过程中可以发现，并使深部沉积层序中的金属元素再活化，提供了现在 Bou Grine 矿床的金属来源。矿化流体中 $\delta^{18}O$ 值为 8‰～18‰，δD 值为 −30‰～−55‰。盆地卤水具有高的 $\delta^{18}O$ 值表明，流体同位素组成受三叠纪以后的富 ^{18}O 的碳酸盐矿物控制。氢同位素数据表明卤水具有天水来源。蒸发的大气降水进入地下水系统，在底辟接触带与热卤水混合可以解释 δD 值的多变性。

朝银银译自 *Chemical Geology*，1999，156（1—4），王美娟校

巴西圣弗朗西斯科克拉通赋存于新元古代 Bambu 群及其相关沉积岩序列中的铅-锌矿床综述及矿化模式

巴西圣弗朗西斯科克拉通地区赋存于元古宙沉积岩中的铅-锌硫化物和非硫化物矿床与成岩作用同期形成，为后生矿床，可能在伸展过程中成矿，大部分矿床位于浅水白云岩内。矿床硫化物铅同位素分布均匀，在铅演化模式图中落于上地壳。位于圣弗朗西斯科克拉通高放射性地壳中的部分矿床具有高放射性铅（$^{206}Pb/^{204}Pb \geqslant 21$）。铅同位素和硫同位素数据表明矿床金属和硫化物的来源分别为沉积基岩和海水硫酸盐。闪锌矿的液体包裹体具有较高温度（100～250 ℃），中等盐度，表明在成矿过程中有盆地成矿流体成矿的加入。由放射性基岩产生的非正常的古地温梯度可能使成矿流体升温。

王欣译自 *Ore Geology Reviews*，2005，26（3—4），王美娟校

土耳其北部 Inler Yaylası 铅-锌矿床成因的铅、硫同位素证据

土耳其黑海东部地区包括 400 多个块状的（Kuroko 型）和脉型铜-铅-锌矿床。Inler Yaylası 铅-锌矿是典型的脉型矿床，已有 15 年的工业开采史。沿 EW 向断裂带可见到 3 条矿脉，均赋存于

普遍蚀变的早白垩世火山沉积岩中，矿化带附近有第三纪花岗质侵入岩。矿脉金属矿物有闪锌矿、方铅矿和少量的黄铁矿、黄铜矿、砷黝铜矿、铜蓝，非金属矿物为石英和方解石。测定的方铅矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值为 $-3.9‰$ ～ $-1.9‰$，闪锌矿为 $-2.0‰$～$0.4‰$，计算的矿物相平衡中 H_2S 的 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值为 $-2.14‰$～$-0.73‰$，这比岩浆岩中的 $\delta^{34}S$ 值稍低，说明岩浆为矿物硫的间接来源，这可能是因为在早白垩世火山沉积岩或深部老的硫化物矿床中发生了硫的轻同位素的淋滤。

方铅矿样品中铅同位素比值变化范围较小，其中 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.639～18.676，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.671～15.698，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.761～38.870。铅同位素数据与造山型矿床数据相近，而和与地幔有关矿床的数据完全不同。

综上所述，可以认为矿床中的硫和铅是被含岩浆硫的早白垩世火山沉积岩或含有造山带铅的深部老硫化物矿床的深部循环大气降水淋滤而成。

朝银银译自 *Journal of Asian Earth Sciences*，2006，26（1），王美娟校

尼日利亚 Benue Trough 下游的铅-锌-铜矿化带的矿物学、构造学及共生组合的研究及其成因意义

尼日利亚 Benue Trough 下游的铅-锌-铜矿化产于上白垩统 Asu 河群页岩中，以不整合断裂控制矿脉的形式存在。该区矿脉发展分 3 个阶段。

1）成矿前断裂和阿尔布阶页岩的角砾岩化，伴有黄铁矿、菱铁矿和石英的草莓状和胶状集合体析出。

2）矿床形成阶段，主要矿物为闪锌矿、方铅矿及含铜矿物（如黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、硫铋铜矿和蓝辉铜矿）黝铜矿、车轮矿和硫锑铅矿。

3）在矿脉顶板八面体方铅矿、闪锌矿、方硫铁镍矿和白铁矿最终析出。

石英在以上各个阶段均有沉淀，但以在硫化物形成阶段生成为主。

矿区的大多数矿脉顶部以富集黄铁矿-方铅矿-闪锌矿为主，底部富集黄铜矿。成矿后原生矿脉的的氧化作用及红土分化作用使表生矿床富集褐铁矿、白铅矿、菱锌矿、孔雀石和蓝铜矿，这些矿物有时保存在原生矿物中以假象形式存在。矿床的矿石的矿物组合、矿石成分和脉石矿物以及已有的矿脉形成温度与盆地卤水矿床的一致。由此可知，矿床属表生矿化，与 Benue 盆地的森诺曼构造事件相伴发生。

朝银银译自 *Journal of African Earth Sciences*，1989，9（1），王美娟校

阿拉斯加 Tin Creek 夕卡岩型锌-铅成矿带的流体包裹体和夕卡岩的形成

Tin Creek 夕卡岩型锌-铅矿床位于阿拉斯加 Farewell 地区，主要由北部富黄铜矿和网脉状石英的石榴子石夕卡岩（MW 带）和南部以闪锌矿为主的辉石夕卡岩（TC1 带）组成。夕卡岩中石英和方解石的 2 相（液态＋气态）NaCl-H_2O 流体包裹体的显微测温分析表明，MW 带和 TC1 带中的均一化温度（T_h）和流体盐度出现相应变化：MW 带有较高的 T_h（＞280 ℃），较高的盐度（4.2%～6.7%）；TC1 带中 T_h 较低（＜320 ℃），低盐度（2.5%～5.0%）。这种现象可以认为在同一夕卡岩形成过程中，MW 带靠近热源（可能为隐藏的侵入体），而 TC1 带则远离热源。夕卡岩分带性的形成可能是由于在流体流动过程中由于水-岩反应，产生的热梯度，并不断的发生相互作用和稀释作用而成。

通过用不纯石灰石（含 90% 的方解石，5% 的石英和 5% 的高岭石）滴定法滴入成分由流体包裹体和矿物数据控制的初始流体中，生成了最终矿物组合与 Tin Creek 的矿物组合类似的夕卡岩形成反应的数字模型。计算结果显示，在渗透流体中，少量石灰石加入到渐进平衡的过程，从而形成了具有完整顺序的夕卡岩组合。数字模型也可以解释夕卡岩形成的流体中只含有极低浓度的 CO_2，与 Tin Creek 和其他夕卡岩矿床的流体包裹体的数据一致。这说明在夕卡岩形成过程中 CO_2 的流失的不是促使硫化物沉淀的主要因素。

朝银银译自 *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1992，56（1），王美娟校

玻利维亚南部 San Cristobao 银-锌-铅矿床的火山岩地层学、控矿构造及成矿作用

中新世晚期的 San Cristobal 银-锌-铅矿床表现为低硫特征的同生矿化以及高硫特征的表生矿化。矿床的岩石特征表现为具有不含矿的英安质断裂穹隆、矿化的再生流纹英安岩穹隆、蚀变强烈和矿化的凝灰质湖相沉积岩以及广泛的结晶的岩屑凝灰岩岩屑冰川沉积平原。矿体赋存于 intracauldron 沉积岩和火山岩以及与之有成因关系的角砾岩中。流体包裹体数据表明银、铅、锌以氯化物配合物形式运输，并且在 170～215 ℃，盐度小于 5% 的流体中冷却沉积。

银与流纹英安岩再生幕在空间上（也可能在时间上）相关，以硫化物配合物形式运移，在 H_2S 含量增加或流体 pH 值增高时沉淀。虽然 San Cristobal 为一个大型银矿，但在火山凹陷部位的沉积岩中有层状的纤维锌矿和闪锌矿的出现，这表明与大陆破火山口相关的浅成热液矿床中很少出现同生矿化，显示 San Cristobal 有望成为锌成矿的远景区。

王欣译自 *Journal of South American Earth Sciences*，2004，16（8），王美娟校

摩洛哥东部 Touissit-Bou Beker 地区 MVT 型矿床模型

Touissit-Bou Beker 地区的矿化位于主要基底地垒顶部的下侏罗统浓缩岩系中。对几个矿床的野外调查和实验室研究表明，铅-锌矿化在晚侏罗世时在热卤水上升过程中就位于白云石岩层中。矿石流体和矿化带的地球化学已被作为实验性“地球化学家的工作台”模型。

已经建立了地区区域规模的流体流动二维模型，在地区构造重建后，使用热和流体运移的耦合模型（METIS），得出成矿时期的热液循环图像。地垒构造使沉积流体从三叠纪岩床向基岩循环，最后流体到达地垒顶端。

朝银银译自 *Journal of Geochemical Exploration*，2000，69—70 王美娟校

赋存于层状沉积岩中的锌-铅-银矿床的岩石地球化学晕和地球化学矢量——第二部分：麦克阿瑟河北部地区的 HYC 矿床

在巨型 HYC 层状锌-铅-银矿床西部 15 km 的 Barney Creek 建造中，有一显著的锌、铅和铊化学晕，此晕沿建造有利黄铁矿黑色页岩表面横向延伸。含铁白云石晕与锌-铅-铊晕重叠，并向上延伸 250 m 至邻近地层的上部围岩，向下延伸 50～100 m 至靠近矿床的下部沉积围岩。在含铁白云岩晕有碳酸锰晕的分支，位于矿床的下部围岩中，沿 W 形页岩褶曲横向延伸。在 HYC 矿床中，碳酸锰侧向晕要比锌-铅-铊晕和铁白云岩晕更显著。

上述化学晕的几何形状和范围是在对研究区 2 个钻孔系统采样并进行分析以及之前由 I. B. Lambert 和 K. M. Scott（*J. Geochem. Explor.* 2，307—330，1973）报道的 6 个钻孔资料基础上得出的。之前提出 SEDEX 蚀变指数可作为 Lady Loretta 矿床的一个矢量（R. R. Large 和 P. J. McGoldrick，1998，*J. Geochem. Explor.* 63，37—56），这已被用来定义麦克阿瑟盆地赋存于有利地层单元中的层状锌-铅-银矿化带。蚀变指数（AI Mark 3）在消除页岩/白云石比对指数的影响基础上得到了修正，这样更好的控制了碳酸盐化学及其与层状矿化带的关系。在碳酸盐沉积盆地可以用锌、铅、铊、SEDEX 蚀变指数，AI Mark 3 和（MnO_d）等来定义层状锌-铅-银矿化带的有利地层块体。

朝银银译自 *Journal of Geochemical Exploration*，2000，68（1—2），王美娟校

Geology, petrography, and mineral chemistry of the Vazante non-sulfide and Ambrósia and Fagundes sulfide-rich carbonate-hosted Zn-(Pb) deposits, Minas Gerais, Brazil

The Vazante-Paracatu region represents the most important Zn district known in Brazil and includes the Vazante hypogene non-sulfide Zn deposit composed mainly of willemite (Zn_2SiO_4) and sphalerite-rich carbonate-hosted Zn-(Pb) deposits. Fagundes is a stratabound deposit, characterized by strong silicification, dolomitization and a Fe-rich carbonate alteration halo. The main ore is represented by rhythmically banded, colloform, and zoned pyrite, sphalerite and galena, related to wall rock dissolution and sulfide infilling, which probably occurs late during the burial diagenesis. Later veins and breccia ore types reflect epigenetic mobilization, related to brittle-ductile structures. The Ambrósia mineralization is mainly fault-controlled and related to brecciated dolomite, which is tectonically imbricated with black shales and slates. Typical features include host rock recrystallization, minor silicification, baroque dolomite and ankerite formation. Pyrite, marcasite, sphalerite and minor galena occur in brecciated comb-veins and veinlets, which overprint stylolites and tectonic fractures, suggesting an epigenetic origin for the ore. The Vazante deposit differs from all other deposits of the district due to the presence of willemitic ore, which is composed of willemite, dolomite, siderite, quartz, hematite, Zn-rich chlorite, barite, franklinite and zincite. The willemitic ore occurs tectonically imbricate to small sulfide ore bodies, which comprises sphalerite and galena, metabasites and hydrothermalized dolomites within the Vazante Shear Zone. The relationships between willemite formation and the development of mylonitic structures suggest that willemitic mineralization and deformation are synchronous episodes closely related to the Vazante Shear Zone. Low Zn/Cd ratios in sphalerite from Vazante (64 to 98) and Fagundes colloform (96 to 244) and zoned sphalerite (89 to 305) could reflect the regional role of mineralizing fluids with similar low Zn/Cd ratios and low contents of reduced sulfur ($\sum S_{red}$). High Ge (up to $2\ 200\times10^{-6}$) and the low Fe, Cu, Mn and Ag contents in late-diagenetic Fagundes sphalerite might suggest that this metal-bearing fluid could be derived from the underlying basin fill, which comprise clastic sediments and organic matter-rich pelitic sequences. Systematic relationships among sphalerite composition and paragenetic evolution of the Fagundes and Ambrósia deposits suggest that progressive fluid mixing processes were important for the genesis of the sulfide-rich deposits in the district. These mixing processes possibly involved the hot metal-bearing fluid with low contents of reduced sulfur and moderate-temperature, highly saline fluids, which could represent an important sulfur supply. The predominance of the highly saline brines in later epigenetic mineralization episodes might be related to episodic migration of hydrothermal fluids mainly derived from reduced shale sequences during the Brasiliano compressive events. The small variation in chemical and sulfur isotopic composition of the Vazante sphalerite could imply that the high-temperature metal-bearing fluid with low Zn/Cd ratios could represent a minor reservoir of reduced sulfur, which permitted only subordinate sphalerite precipitation in the Vazante deposit. The lack of reduced shale sequences above the Vazante deposit could represent a limiting factor for H_2S supply. Additionally, overall mixture between this hot sulfur-deficient metal-bearing fluid and meteoric fluids channeled to the Vazante Shear Zone favor the high fo_2/s_2 conditions responsible for the stability of the Vazante willemitic assemblage.

摘自 *Ore Geology Reviews*, 2006, 28 (2): 201-234

Nature and origin of the fluids responsible for forming the Hellyer Zn-Pb-Cu, volcanic-hosted massive sulphide deposit, Tasmania, using fluid inclusions, and stable and radiogenic isotopes

The Hellyer massive sulphide deposit lies within the Mount Read Volcanics province of western Tasmania. Before mining, it consisted largely of pyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite and chalcopyrite, and was overlain by discontinuous barite-sulphide and/or silica-sulphide assemblages. It overlay a downward-tapering cone of hydrothermally altered rocks that shows concentric mineral zonation and contains steeply inclined veins containing sulphide and/or barite. New laser ablation and existing conventional sulphur isotopic compositions of sulphides from the massive sulphide ore range from −5.0‰ to 12.2‰. There is no significant spatial variation in sulphur isotopic composition in the sulphide ore, or evidence of significant change in the textural paragenesis, but there is considerable variation at millimetre scale within and between minerals. Apart from the few negative values, which may be of biogenic origin, the sulphur data can be explained by mixtures of sulphur reduced from seawater sulphate and that derived directly or indirectly from magma. The sulphur of the barite cap and the barite veins in the footwall (mostly 33.5‰～46.0‰) is probably also derived from seawater sulphate, and radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ values in the barite (0.709 89～0.711 44) suggest fluid circulation deep into the basement. $\delta^{34}S$ values of disseminated sulphides in the footwall alteration cone are like those of overlying ore, the aqueous sulphur being totally reduced due to low fluid velocities and protracted rock interaction. However, unusually high $\delta^{34}S_{sulphide}$ values (up to 41.4‰) are found in some of the footwall vein sulphides, probably because in these veins the fluid velocities are enhanced and rock interaction limited, so that pyrite supersaturation may occur before reduction of entrained seawater sulphate is complete. High $\delta^{34}S_{sulphide}$ values (up to 45.6‰) also occur in "unaltered" volcanic rock outside the alteration cone and may be the product of local convection of seawater prior to, during, or (most probably) after massive sulphide mineralization.

Fluid $\delta^{18}O$ values calculated from isotopic analyses of quartz in footwall veins (8.5‰～11.8‰) and T_h data range between −4.4‰ and 3.1‰. Dolomite occurs with chlorite in the core of the footwall alteration cone immediately below the massive sulphide. Its isotopic composition ($\delta^{13}C$= −1.5‰～2.8‰, $\delta^{18}O$=8.2‰～18.3‰) may reflect precipitation from an acid, seawater-derived, fluid having $\delta^{13}C$=1‰ (the ambient seawater value), and $\delta^{18}O$ ranging from 0‰ to 6‰, or, alternatively, its composition is the result of mixing between modified seawater at 150 ℃ ($\delta^{18}O$=6‰) with 1% of fluid at 350 ℃ having $\delta^{13}C$= −6‰ and $\delta^{18}O$=0‰. Dolomites in the footwall veins ($\delta^{13}C$= −1.8‰～1.7‰, $\delta^{18}O$=9.3‰～14.2‰) could be derived from an acid, seawater-derived fluid with negative $\delta^{18}O$ values, or a fluid that has interacted with 600～700 Ma old, ^{13}C-enriched carbonates in the deep footwall during convective circulation. Both the chlorite-associated and the vein carbonates contain highly radiogenic Sr, possibly derived from Devonian metamorphic fluids.

A re-interpretation of the fluid inclusion data of Khin Zaw et al. [*Ore Geol. Rev.* 10 (1996) 251] shows that there are three groups of fluids in the quartz of veins in the altered footwall, viz. (a) saline (6.6% ～14.8 wt.%) with T_h=170～246 ℃, high K/Na, K/Ca and K/Fe values (fluid 1); (b) of similar salinity and temperature but with low K/Na, K/Ca and K/Fe values (fluid 2); and (c) an additional fluid of low salinity (2.9% ～7.0 wt.%) with T_h=289～322 ℃, element ratios unknown (fluid 3). Fluid 1 has cation ratios like those of magmatic fluids in the K-silicate and phyllosilicate zones of the Panguna and Endeavour 26N porphyry copper deposits. Combined with the lack

of alternative source of salts in the pre-ore rock sequences at Hellyer, fluid 1 is thought to be at least partly magmatic. Fluid 2 has cation ratios like those of modern black smoker and Kuroko ore-forming fluids, and was probably derived from both magmatic fluid and seawater; fluid 3 may be evolved seawater like that forming the deposits of the Hokuroku Basin.

It is suggested that a pluton or plutonic complex of mixed crustal and lithospheric mantle parentage, like that of the volcanic rocks hosting the Hellyer orebody, was emplaced at several km depth below the deposit during faulting related to crustal extension. The heated zone over and around the pluton displaying plastic behaviour was sealed off from the overlying brittle zone in which groundwater (modified seawater) underwent convection due to heat transfer across the brittle-plastic boundary. The seal was broken intermittently due to tectonic extension or increased fluid pressure in the pluton, and magmatic fluid joined with convecting groundwater in the rising plume, leading to fluid mixing. Upward flow was focused on the Eastern Fault, the fracture system responsible for forming the basin in which the ore sulphides were sedimented.

摘自 *Ore Geology Reviews*, 2004, 25 (1—2): 89-124

Geological and Isotopic Constraints on the Metallogenic Evolution of the Proterozoic Sediment-Hosted Pb-Zn (Ag) Deposits of Brazil

Integrated studies of seven Proterozoic sediment-hosted, Pb-Zn-Ag sulfide deposits of Brazil, permit the estimation of the age of the hosting sequence and the mineralization, the nature of the sulfur and metal sources, the temperature range of sulfide formation and the environment of deposition. These deposits can be classified into three groups, according to their ages. (a) Archean to Paleoproterozoic: the Boquira deposit, in Bahia state, consists of stratiform massive and disseminated sulfides hosted by parametamorphic sequences of grunnerite-cummingtonite + magnetite that represent a silicate facies of the Boquira Formation (BF). Lead isotope data of galena samples indicate a time span between 2.7 and 2.5 Ga for ore formation, in agreement with the stratigraphic position of the BF. The relatively heavy sulfur isotope compositions for the disseminated and stratiform sulfides (+8.3‰ to +12.8 ‰ CDT) suggest a sedimentary source for the sulfur. (b) Paleo to Mesoproterozoic: stratiform and stratabound sulfides in association with growth faults are present in the Canoas mine (Ribeira, in Paraná state) and in the Caboclo mineralization (Bahia state). They are hosted by calcsilicates and amphibolites in the Canoas deposit, whereas in the Caboclo area the mineralization is associated with hydrothermally altered dolarenites at the base of the 1.2 Ga Caboclo Formation. The interpreted Pb-Pb age of the Canoas mineralization is coeval with the 1.7 Ga host rocks. Sulfur isotopic data for Canoas sulfides (+1.2 ‰ to +16 ‰ CDT) suggest a sea water source for the sulfur. The range between −21.1‰ and +8.8 ‰ CDT for the Caboclo sulfides could suggest the action of bacterial reduction of seawater sulfates, but this interpretation is not conclusive. (c) Neoproterozoic: stratiform and stratabound sulfide deposits formed during the complex diagenetic history of the host carbonate rocks from the Morro Agudo (Bambui Group), Irecê and Nova Redenção (Una Group), yield heavy sulfur isotope values (+18.9‰ to +39.4 ‰ CDT). The uniform heavy isotope composition of the barites from these deposits (+ 25.1‰ to +40.9 ‰) reflect their origin from Neoproterozoic seawater sulfates. The late-stage, and most important, metallic concentrations represent sulfur scavenged from pre-existing sulfides or from direct reduction of evaporitic sulfate minerals. Lead isotope data from the Bambui Group suggest focused fluid circulation from diverse Proterozoic sediment sources, that probably was responsible for metal

transport to the site of sulfide precipitation. (d) Late Proterozoic to Early Paleozoic: lead-zinc sulfides (+ pyrite and chalcopyrite) of Santa Maria deposits, in Rio Grande do Sul, form the matrix of arkosic sandstones and conglomerates, and are closely associated with regional faults forming graben structures. Intermediate volcanic rocks are intercalated with the basal siliciclastic members. Lead isotope age of the mineralization (0.59 Ga) is coeval with the host rocks. Sulfur isotopic values between −3.6‰ and +4.1‰ are compatible with a deep source for the sulfur.

Geological, petrographic and isotopic data of the deposits studied suggest that they were formed during periods of extensional tectonics. Growth faults or reactivated basement structures probably were responsible for localized circulation of metal-bearing fluids within the sedimentary sequences. Sulfides were formed by the reduction of sedimentary sulfates in most cases. Linear structures are important controls for sulfide concentration in these Proterozoic basins.

摘自 *Gondwana Research*, 1999, 2 (1): 47-65

Mount Isa lead-zinc orebodies: Replacement lodes in a zoned syndeformational copper-lead-zinc system?

Examination of the microstructural and textural development of the lead-zinc mineralisation at Mount Isa reveals that it formed cogenetically with the large-scale Cu orebodies by late syndeformational replacement. The constraints on mineralisation provided by the sedimentological framework (Neudert, 1984) and timing criteria place the lead-zinc and its associated pyrrhotite and layer-parallel pyrite as forming late in the last major phase of deformation affecting the mine area. This is the same event as that which formed the copper ore (Perkins, 1984; Swager, 1985a) and indicates copper-lead-zinc to be a zoned late-stage epigenetic system. A succession of stratigraphically-constrained samples traced into the orebody reveals the progressive development of an alteration system that formed from well-laminated carbonaceous siltstones and mudstones. At the periphery, alteration consists of bleaching by destruction of carbonaceous seams and enhanced growth of dolomite. Progressively further inwards, it changes to mica and albite-bearing "buff alteration", commonly into siderite, magnetite and stilpnomelane, through a chloritic zone, to ultimately massive "silica-dolomite" alteration. Paralleling this alteration was the formation of abrupt pyrite-pyrrhotite transitions, and a zonation from sphalerite to galena to chalcopyrite. The characteristic folded and breccia ores were not the result of ductile or fluid-assisted deformation of preexisting sulphide-siltstone interlayers, but instead formed by shear-controlled carbonate alteration that was ultimately replaced by sulphides. Layer-parallel mineralisation commonly terminates abruptly on or near extensional dolomite veins that formed progressively through the last major deformation event in the mine. Layer-parallel mineralisation formed at the same time as one in folded and brecciated zones. Evidence cited in previous studies for large-scale remobilisation and recrystallisation during deformation, which is a logical consequence if mineralisation had been an integral part of the sedimentary succession, can be more consistently interpreted as resulting from a single episode of sulphide deposition. Both bedding-parallel and cross-cutting structures that control the localisation of mineralisation existed prior to the precipitation of sulphides. Dissolution of sulphides only occurs where there is a paragenetic sequence of sulphides, with fine-grained pyrite locally overprinted by all other economic sulphides (Grondijis and Schouten, 1937). Sphalerite is overprinted by galena, and both are overprinted by chalcopyrite, which everywhere is paragenetically the youngest sulphide. Copper-lead-zinc concentrations formed from hydrothermal solutions entering the region of the ramp of the Paroo Fault and then

migrating outwards to form an evolving alteration system during the formation of both the layer-parallel and cross-cutting steep cleavages. This was overprinted by a relatively short-lived mineralisation event to form the zoned copper-lead-zinc system. Implications of this interpretation for other similar deposits around the world are profound. It indicates a necessity to reexamine many other deposits using techniques that relate ore textures to associated structures at all scales. A completely different ore genesis paradigm may result and exploration concepts may need to be substantially modified.

摘自 *Ore Geology Reviews*, 1997, 12 (2): 61-110

Application of short-wave infrared spectroscopy to define alteration zones associated with the Elura zinc-lead-silver deposit, NSW, Australia

Short-wave infrared reflectance spectra obtained from a Portable Infrared Mineral Analyser (PIMA) have been used to define alteration zones adjacent to base metal sulfide ore bodies at the Elura Mine, Cobar, Australia. The spectroscopic work identified white mica (sericite), chlorite and carbonates of hydrothermal origin in the alteration zones associated with the ore bodies. Weathering, alteration and ore zones can be discriminated by variations in the intensity and wavelength of relevant absorption features. Hydrothermal alteration is classified into four principal types, namely sericitic, silicic, chloritic and carbonate alteration. The first three types comprise overprinting hydrothermal assemblages of quartz, sericite, chlorite, ankerite, siderite, calcite and sulfides developed in strongly altered metasiltstone and slate of Early Devonian age, adjacent to the zinc-lead-silver mineralisation. An extensive zone of carbonate alteration, manifested as porphyroblasts of siderite in the host metasediments, is recognised beyond the zones of strong alteration. Spectral analysis is consistent with the mineralogical data obtained from XRD and XRF analyses and defines the limits of the alteration zones to distances of about 80 m around the ore bodies. The study demonstrates the potential for spectral analysis to assist with drill hole logging and the identification of alteration zones as part of mineral exploration and development programs.

摘自 *Journal of Geochemical Exploration*, 2001, 73 (1): 11-26

Carbon and oxygen isotope study of hydrothermal carbonates in the zinc-lead deposits of the San Vicente district, central Peru: a quantitative modeling on mixing processes and CO_2 degassing

Carbon and oxygen isotope studies of the host and gangue carbonates of Mississippi Valley-type zinc-lead deposits in the San Vicente District hosted in the Upper Triassic to Lower Jurassic dolostones of the Pucará basin (central Peru) were used to constrain maiels of the ore formation.

A mixing model between an incoming hot saline slightly acidic radiogenic (Pb, Sr) fluid and the native formation water explains the overall isotopic variation ($\delta^{13}C = -11.5‰ \sim +2.5‰$ relative to PDB and $\delta^{18}O = +18.0‰ \sim +24.3‰$ relative to SMOW) of the carbonate generations. The dolomites formed during the main ore stage show a narrower range ($\delta^{13}C = -0.1‰ \sim +1.7‰$ and $\delta^{18}O = +18.7‰ \sim +23.4‰$) which is explained by exchange between the mineralizing fluids and the host carbonates combined with changes in temperature and pressure. This model of fluid-rock interaction explains the pervasive alteration of the host dolomite Ⅰ and precipitation of sphalerite Ⅰ. The open-space filling hydrothermal white sparry dolomite and the coexisting sphalerite Ⅱ formed by

prolonged fluid-host dolomite interaction and limited CO_2 degassing. Late void-filling dolomite Ⅲ (or calcite) and the associated sphalerite Ⅲ formed as the consequence of CO_2 degassing and concomitant pH increase of a slightly acidic ore fluid. Widespread brecciation is associated to CO_2 outgassing. Consequently, pressure variability plays a major role in the ore precipitation during the late hydrothermal events in San Vicente.

The presence of native sulfur associated with extremely carbon-light calcites replacing evaporitic sulfates (e.g., $\delta^{13}C = -11.5‰$), altered native organic matter and heavier hydrothermal bitumen (from $-27.0‰ \sim -23.0‰$ $\delta^{13}C$) points to thermochemical reduction of sulfate and/or thiosulfate.

The $\delta^{13}C$- and $\delta^{18}O$-values of the altered host dolostone and hydrothermal carbonates, and the carbon isotope composition of the associated organic matter show a strong regional homogeneity. These results coupled with the strong mineralogical and petrographic similarities of the different MVT occurrences perhaps reflects the fact that the mineralizing processes were similar in the whole San Vicente belt, suggesting the existence of a common regional mineralizing hydrothermal system with interconnected plumbing.

摘自 *Chemical Geology*, 1996, 133 (1-4): 289-315

Lithogeochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn-Pb-Ag deposits, 1. Lady Loretta Deposit, Queensland

Stratiform sediment hosted Zn-Pb-Ag deposits, often referred to as SEDEX deposits, represent an economically important class of ore, that have received relatively little attention in terms of defining lithochemical halos and geochemical vectors useful to exploration. This study concentrates on the Lady Loretta deposit which is a typical example of the class of Proterozoic SEDEX deposits in northern Australia. We examined the major and trace element chemistry of carbonate-bearing sediments surrounding the deposit and defined a series of halos which extend for several hundred metres across strike and up to 1.5 km along strike. The stratiform ore lens is surrounded by an inner sideritic halo [Carr, G. R., 1984. Primary geochemical and mineralogical dispersion in the vicinity of the Lady Loretta Zn-Pb-Ag deposit, North Queensland. *J. Geochem. Expl.* 22, 217-238], followed by an outer ankerite/ferroan dolomite halo which merges with low iron dolomitic sediments representative of the regional background compositions. Carbonate within the inner siderite halo varies in composition from siderite to pistomesite ($Fe_{0.6}Mg_{0.4}CO_3$), whereas carbonate in the outer ankerite halo varies from ferroan dolomite to ankerite ($Ca_{0.5}Mg_{0.3}Fe_{0.2}CO_3$). Element dispersion around the stratiform ore lens is variable with Pb, Cu, Ba and Sr showing very little dispersion (<50 m across strike), Zn and Fe showing moderate dispersion (<100 m) and Mn and Tl showing broad dispersion (<200 m). Within the siderite halo Cu, Mg and Na show marked depletion compared to the surrounding sediments. The magnitude of element dispersion and change in carbonate chemistry around the Lady Loretta orebody has enabled the development of three geochemical vectors applicable to exploration. Whole rock analyses are used to calculate the three vector quantities as follows: (1) SEDEX metal index = Zn+100Pb+100Tl; (2) SEDEX alteration index = (FeO+10MnO) 100/(FeO+10MnO+MgO); (3) manganese content of dolomite: MnO_d = (MnO × 30.41)/CaO. All three vectors increase to ore both across strike and along strike. The manganese content of dolomite (MnO_d) exhibits the most systematic pattern increasing from background values of about 0.2 wt% to a maximum of around 0.6 wt% at the boundary between the ankerite and siderite halos. Siderite within the inner halo contains considerably more Mn with MnO values of 0.4% to 4.0 wt%. It is suggested here that the basket of indices defined at Lady Loretta (Zn, Tl, metal index, alteration index, MnO_d and MnO_s) is applicable in the exploration for stratiform Zn-Pb-Ag deposits in dolomite-

rich sedimentary basins generally . The indices defined can firstly assist in the identification of sedimentary units favourable for SEDEX mineralisation, and secondly provide vectors along these units to ore. The alteration index and MnO_d, however, should only be used for exploration dolomitic sequences; they are not recommended for exploration in clastic sequences devoid of carbonates .

摘自 *Journal of Geochemical Exploration*, 1998, 63 (1): 37-56

Reconnaissance exploration geochemistry in the central Brooks Range, northern Alaska: Implications for exploration of sediment-hosted zinc-lead -silver deposits

A reconnaissance geochemical survey was conducted in the southern Killik River quadrangle, central Brooks Range, northern Alaska. The Brooks Range lies within the zone of continuous permafrost which may partially inhibit chemical weathering and oxidation . The minus 30-mesh and nonmagnetic heavy-mineral concentrate fractions of sediment samples were chosen as the sample media for the survey so that mechanical rather than chemical dispersion patterns would be enhanced . A total of 263 sites were sampled within the southern half of the Killik River quadrangle at an average sample density of approximately one sample per 12 km^2. All samples were submitted for multi-element analyses .

In the western and central Brooks Range, several known sediment-hosted Zn-Pb-Ag (-Ba) deposits occur within a belt of Paleozoic rocks of the Endicott Mountains allochthon. Exploration for this type of deposit in the Brook Range is difficult, due to the inherently high background values for Ba, Zn and Pb in shale and the common occurrence of metamorphic quartz-calcite veins, many of which contain traces of sulfide minerals . Stream sediments derived from these sources produce numerous geochemical anomalies which are not necessarily associated with significant mineralization .

R-mode factor analysis provides a means of distinguishing between element associations related to lithology and those related to possible mineralization . Factor analysis applied to the multi-element data from the southern Killik River quadrangle resulted in the discovery of two additional Zn-Pb-Ag mineral occurrences of considerable areal extent which are 80～100 km east of any previously known deposit . These have been informally named the Kady and Vidlee . Several lithogeochemical element associations, or factors, and three factors which represent sulfide mineralization were identified: Ag-Pb-Zn (galena and sphalerite) and Fe-Ni-Co-Cu (pyrite ± chalcopyrite) in the concentrate samples and Cd-Zn-Pb-As-Mn in the sediment samples . The distribution of high scores for each individual mineralization factor outlined several relatively large (200～250 km^2) geochemically favorable areas . When the distribution of high scores for all three factors were superimposed, samples characterized by high scores for one or both of the concentrate mineralization factors and the mineralization factor in sediments define basin areas of approximately 48 and 64 km^2 surrounding Kady and Vidlee, respectively .

摘自 *Journal of Geochemical Exploration*, 1992, 42 (2-3): 273-300

Zinc-lead deposits of Belgium

The exploitation of Belgian zinc-lead deposits dates back to prehistoric times . Its apogee was between 1850 and 1870 and the last mine was closed in 1946. During the period 1837—1945, during which time production levels were recorded, the tonnage of exploited metals reached about 1 500 000 tons Pb+Zn with a Zn/Pb ratio of 8～9 . The mineralogy of the deposits is generally simple: sphalerite, galena, pyrite or marcasite, and locally Ni- and Co-sulfides . Several ore deposit types may

be distinguished, including syndiagenetic-, vein and connected flat-, and paleokarstic types. The syndiagenetic deposits are made up of numerous disseminated-type deposits with low grades and small tonnages. They are linked to reef facies of Frasnian (= Upper Devonian) carbonate rocks. The largest exploited vein-type deposits are hosted in Dinantian (= Lower Carboniferous) carbonate rocks. Lead isotopic studies reveal that the main primary source of the metals is in Middle and Upper Devonian sedimentary rocks. Hydrothermal solutions precipitated their metals at temperatures <180 ℃ (110 ℃ in the Verviers Synclinorium) and pressures of 10^8 Pa ($<2\times10^7$ Pa in the Verviers Synclinorium). Salinities of the fluids were often between 10% and 23% equiv. wt. NaCl. The origin of the vein-type deposits is related to the migration of underground waters, likely gravity-driven, that leach the metals of the surrounding sedimentary rocks (mainly, those of Devonian age, after Pb isotopic data). The La Calamine paleokarstic deposit was the largest Zn ore body in Belgium. It was continuously exploited from the 14th century up to 1884 and produced more than 600 000 tonnes of zinc metal. It was at La Calamine that the chemist Dony, from Liège, invented the first industrial process to transform the calamines into malleable zinc. This was patented by Napoléon I in 1810. Because Belgium occupies an area of the Variscan foreland between Germany and Ireland, a comparison between deposits of these countries is performed. Belgian Zn-Pb syndiagenetic deposit are however of types different from the volcanogenic massive sulfide deposits of Germany, as well as from the strata-bound lenses of Ireland. Prospecting by private companies during the past 50 years has increased the tonnage of reserves adjacent to known deposits. Lithogeochemical prospecting, however, has not led to the discovery of new economic ore deposits. The Chaudfontaine stratiform deposit, situated above a Frasnian biostrome, is the only recent drilling discovery.

摘自 *Ore Geology Reviews*, 1998, 12 (5): 329-354

Structural geology of the Vangorda Pb-Zn-Ag orebody, Yukon, Canada

The Vangorda Pb-Zn-Ag orebody is a 7.1 M tonne, polydeformed, polymetamorphosed stratiform massive sulphide orebody in the Anvil mining district, Yukon, Canada. The orebody consists of fine- to medium-grained semi-massive and massive sulphides with a dominant sulphide mineralogy of pyrite, pyrrhotite, sphalerite, galena and minor chalcopyrite. Five sulphide lithofacies have been identified within the orebody; ribbon-banded, carbonaceous, pyritic quartzite; pyritic quartzite; massive pyritic sulphides; baritic, massive pyritic sulphides; and pyrrhotite-sphalerite massive sulphides. The orebody is elongate in a northwest-southeast orientation and plunges shallowly towards the northwest. The host rocks and the various sulphide lithofacies have been complexly deformed during two penetrative phases of deformation (D_1 and D_2, respectively) and associated metamorphism (M_1 and M_2).

M_2 metamorphism resulted in extensive recrystallisation and subsequent grain growth of sulphide minerals. M_2 metamorphic grade recorded by arsenopyrite and chlorite thermometry and sphalerite + hexagonal pyrrhotite barometry is of mid-greenschist facies with temperatures of 336～363 ℃, respectively, and a pressure of 4 kb.

The earliest structure that can be recognised in the orebody is a penetrative S_1 spaced cleavage that is well-developed in the host phyllites and a differentiated layering in the semi-massive and massive sulphides. However, F_1 folds have not been identified in the orebody, although they do occur within the Anvil District. The S_1 cleavage has been deformed into downward-facing, southwest-verging, recumbent F_2 folds that plunge shallowly northwest-southeast. A penetrative axial planar S_2 crenulation cleavage is developed in the phyllites and ribbon-banded, carbonaceous, pyritic

quartzite, but is found only locally in the massive sulphide lithofacies. In the baritic lithofacies, F_2 folds have thickened hinges suggesting remobilisation of the ore. Along the overturned limbs of the F_2 folds and at lithofacies contacts centimetric to metric-scale zones enriched in pyrrhotite, sphalerite and galena are developed. These areas commonly have a significantly reduced grain size, a well-developed sulphide foliation and numerous shear indicators such as winged and rotated clasts. F_2 folds and the S_2 form surfaces are cut by syn- to post-D_2 NW-SE-dipping extensional faults. Minor strike-slip faults cut D_1 and D_2 structures.

摘自 *Ore Geology Reviews*, 1994, 9 (1): 61-78

Geology, mineralogy and stable isotope geochemistry of the Kabwe carbonate-hosted Pb-Zn deposit, Central Zambia

The carbonate-hosted Kabwe Pb-Zn deposit, Central Zambia, has produced at least 2.6 Mt of Zn and Pb metal as well as minor amounts of V, Cd, Ag and Cu. The deposit consists of four main epigenetic, pipe-like orebodies, structurally controlled along NE—SW faults. Sphalerite, galena, pyrite, minor chalcopyrite, and accessory Ge-sulphides of briartite and renierite constitute the primary ore mineral assemblage. Cores of massive sulphide orebodies are surrounded by oxide zones of silicate ore (willemite) and mineralized jasperoid that consists largely of quartz, willemite, cerussite, smithsonite, goethite and hematite, as well as numerous other secondary minerals, including vanadates, phosphates and carbonates of Zn, Pb, V and Cu.

Galena, sphalerite and pyrite from the Pb-Zn rich massive orebodies have homogeneous, negative sulphur isotope ratios with mean $\delta^{34}S_{CDT}$ permil (‰) values of -17.75 ± 0.28 (1σ), -16.54 ± 0.27 and -15.82 ± 0.25, respectively. The Zn-rich and Pb-poor No. 2 orebody shows slightly heavier ratios of (-11.70 ± 0.5)‰ $\delta^{34}S$ for sphalerite and of (-11.91 ± 0.71)‰ $\delta^{34}S$ for pyrite. The negative sulphur isotope ratios are considered to be typical of sedimentary sulphides produced through bacterial reduction of seawater sulphate and suggest a sedimentary source for the sulphur.

Carbon and oxygen isotope ratios of the host dolomite have mean $\delta^{13}C_{PDB}$ and $\delta^{18}O_{SMOW}$ values of 2.89‰ and 27.68‰, respectively, which are typical of marine carbonates. The oxygen isotope ratios of dolomite correlate negatively to the SiO_2 content introduced during silicification of the host dolomite. The depletion in ^{18}O in dolomite indicates high temperature fluid/rock interaction, involving a silica- and ^{18}O-rich hydrothermal solution.

Two types of secondary fluid inclusions in dolomite, both of which are thought to be related to ore deposition, indicate temperatures of ore deposition in the range of 257 to 385 and 98 to 178 ℃, respectively. The high temperature fluid inclusions contain liquid+vapour+solid phases and have salinities of 15% to 31% eq. wt. NaCl, whereas the low temperature inclusions consist of liquid + vapour with a salinity of 11.5% eq. wt. NaCl.

Fluid transport may have been caused by tectonic movements associated with the early stages of the Pan-African Lufilian orogeny, whereas ore deposition within favourable structures occurred due to changes in pressure, temperature and pH in the ore solution during metasomatic replacement of the host dolomite. The termination of the Kabwe orebodies at the Mine Club fault zone and observed deformation textures of the ore sulphides as well as analysis of joint structures in the host dolomite, indicate that ore emplacement occurred prior to the latest deformation phase of the Neoproterozoic Lufilian orogeny.

摘自 *Ore Geology Reviews*, 2007, 30 (3—4): 217-243

结 论

1）我国是世界上铅-锌资源较为丰富的国家之一，已累计探明的铅、锌金属储量分别为 4 530.2 万 t 和 10 988.8 万 t，排名在世界前列。

2）我国铅-锌矿床划分为：①与岩浆侵入活动有关的；②与火山活动有关的；③与热（卤）水活动有关的；④与沉积变质作用有关的；⑤与表生氧化作用有关的 5 个铅-锌矿床成因类型和 11 个亚类。

3）燕山期是我国最重要的成矿期，次为元古宙、华力西期、加里东期和喜马拉雅期。

4）我国的铅-锌矿床大多集中分布在南岭、三江、华北地台北缘、秦岭、东南沿海、长江中下游、川滇、滇东南、大兴安岭、赣东北、阿尔泰和小兴安岭 12 个重要成矿带中，占全国探明铅-锌矿储量的 79% 左右。极大多数大型铅-锌矿床分布于这些成矿带中。

5）我国铅-锌矿床在三江、南岭、扬子地台周边和华北地台北缘中段等地尚有一定找矿潜力，应注意新类型的研究，争取有所突破。

6）随着对铅-锌氧化矿选冶技术的提高，我国南方（如川、滇、湘、粤等省）许多以往被认为是“呆矿”的部分铅-锌氧化矿有可能进一步开发利用而成为“活矿”。

摘自《中国主要金属矿床成矿规律》

附 录

主要铅、锌矿物

类别	矿物名称	英文名称	化学分子式	金属质量分数
铅矿物	方铅矿	Galena	PbS	(Pb)86.6
	硫锑铅矿	Boulangerite	$Pb_5Sb_4S_{11}$	55.42
	脆硫锑铅矿	Jamesonite	$Pb_4FeSb_6S_{14}$	40.16
	车轮矿	Bournonite	$CuPbSbS_3$	42.54
	白铅矿	Cerussite	$Pb[CO_3]$	PbO:83.58
	铅矾	Anglesite	$Pb[SO_4]$	PbO:73.6
	铬铅矿	Crocoite	$Pb[CrO_4]$	PbO:69.06
	磷氯铅矿	Pyromorphite	$Pb_5[PO_4]_3Cl$	PbO:82.2
	砷铅矿	Mimetite	$Pb_5[AsO_4]_3Cl$	PbO:66.77
	钼铅矿	Wulfenite	$Pb[MoO_4]$	PbO:60.79
	钒铅矿	Vanadinite	$Pb_5[VO_4]_3Cl$	PbO:78.80
锌矿物	闪锌矿	Sphalerite	ZnS	(Zn)67.1
	纤锌矿	Wurtzite	ZnS	67.1
	菱铁矿	Smithsonite	$Zn[CO_3]$	ZnO:64.90
	异极矿	Hemimorphite	$Zn_4[Si_2O_7](OH)_2 \cdot H_2O$	ZnO:67.50
	硅锌矿	Willemite	$Zn_2[SiO_4]$	ZnO:73.0
	水锌矿	Hydrozincite	$Zn_5[CO_3]_2 \cdot (OH)_6$	ZnO:74.12
	红锌矿	Zincite	ZnO	80.34

摘自《铜铅锌银镍钼矿地质勘查规范》

铅-锌矿床工业指标一般要求

项 目	硫化矿石		混合矿石		氧化矿石	
	Pb	Zn	Pb	Zn	Pb	Zn
边界品位(质量分数)/%	0.3～0.5	0.5～1	0.5～0.7	0.8～1.5	0.5～1	1.5～2
最低工业品位(质量分数)/%	0.7～1	1～2	1～1.5	2～3	1.5～2	3～6
矿床平均品位(质量分数)/%	5～8		6～9		10～12	
最小可采厚度/m	1～2		1～2		1～2	
夹石剔除厚度/m	2～4		2～4		2～4	

摘自《铜铅锌银镍钼矿地质勘查规范》

铅-锌矿床主要工业类型

矿床工业类型	成矿地质特征	常见金属矿物	矿体形态	规模及品位(质量分数)	伴生组分	矿床实例
碳酸盐岩型铅-锌矿	产于大理岩、白云岩、石灰岩、不纯灰岩中,大致沿层产出	方铅矿、闪锌矿、黄铁矿,次为黄铜矿、辉锑矿、辰砂、淡红银矿、菱铁矿等	层状、似层状、透镜状、囊状、巢状、脉状、瓜藤状等	大中小型均有,品位较富,一般w(Pb+Zn)>8%	银、金、铜、硫、锑、镓、铟、锗、镉等	广东凡口,云南会泽矿山厂、七零厂,辽宁柴河,江苏栖霞山,贵州杉树林,辽宁青城子
泥岩—细碎屑岩型铅-锌矿	在泥岩、粉砂岩、含碳酸盐质岩石中大致沿层产出	以黄铁矿、方铅矿、闪锌矿为主,次为黄铜矿、黝铜矿、磁黄铁矿、毒砂、斜方硫锑铅矿及一些含银矿物	层状、似层状、透镜状等	大中型为主,品位较富,w(Pb+Zn)>7%	银、金、铜、硫、镓、铟、锗、镉等	内蒙古东升庙,甘肃厂坝、李家沟,陕西铅洞山、银洞梁,河北高板河,浙江乌岙,广西泗顶厂
夕卡岩型铅-锌矿	沿花岗岩类侵入体与碳酸盐岩接触带的内外或离开岩体沿围岩岩层产出	以黄铁矿、方铅矿、闪锌矿为主,次为黄铜矿、磁铁矿、黑钨矿、白钨矿、锡石、磁黄铁矿及其他一些银矿物	透镜状、扁豆状、囊状、似层状等	以中小型为主,品位较富	金、银、铜、硫、锡、钨、镓、铟、铊、镉、锗等	湖南水口山、黄沙坪,辽宁桓仁,广西拉么
海相火山岩相型铅-锌矿	产于凝灰岩、熔岩、潜火山岩及与碎屑岩的互层带中,沿层产出	以方铅矿、闪锌矿为主,次为黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、磁黄铁矿及一些含银矿物	层状、似层状、透镜状、扁豆状	以大中型为主,品位中等偏富	常与金、银、铜共伴生,伴生还有硫、镉、镓、铟、锡等	甘肃白银厂小铁山,青海锡铁山,新疆可可塔勒,四川白玉呷村
砂、砾岩型铅-锌矿	产于红层中之浅色砂岩、砂砾岩、灰质角砾岩中,基本沿层产出	主要有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、白铁矿、微量黄铜矿、磁黄铁矿、赤铁矿、硫镉矿等	层状、似层状、巨大透镜状、扁豆状	大中型为主,直至超大型,品位偏富,w(Pb+Zn)>7%	硫、银、镉、铊、钼、锗、钴、锑、铋等	云南兰坪金顶
各种围岩中的脉状铅-锌(银)矿	产于各种岩石(侵入岩、火山岩、变质岩、沉积岩)的断裂带的充填交代脉状矿床	主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、白铁矿、次为黄铜矿、磁铁矿、赤铁矿、辉银矿、银金矿、自然银、硫锑银矿等	脉状、复脉状、扁豆状、透镜状	大中小型均有,品位较富,w(Pb+Zn)>9%	银、金、铜、硫、锡、镉、锗、铟、锑、铋等	河北蔡家营,内蒙古甲乌拉,湖南桃林,云南白秧坪

摘自《铜铅锌银镍钼矿地质勘查规范》

铅-锌矿床伴生有用组分评价参考表

组分	Cu	WO_3	Sn	Mo	Bi	S	Sb	CaF_2	Au	Ag
质量分数/%	0.06	0.06	0.08	0.02	0.02	4	0.4	5		
质量分数/10^{-6}									0.1	2
组分	As	Cd	In	Ga	Ge	Se	Te	Tl	Hg	U
质量分数/%	0.2	0.01	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.02
质量分数/10^{-6}										

摘自《铜铅锌银镍钼矿地质勘查规范》

铅精矿质量标准

品级	Pb质量分数不小于/%	杂质质量分数不大于/%				
		Cu	Zn	As	MgO	Al_2O_3
一级品	70	1.2	4	0.2	1.0	2.0
二级品	65	1.5	5	0.3	1.5	2.5
三级品	55	2.0	6	0.4	1.5	3.0
四级品	45	2.5	7	0.6	2.0	4.0

注:a)铅精矿中金、银为有价元素,应报出分析数据;b)其他类型铅精矿的杂质要求,由供需双方商定。

摘自《铜铅锌银镍钼矿地质勘查规范》

锌精矿质量标准

品级	Zn质量分数不小于/%	杂质量分数不大于/%				
		Cu	Pb	Fe	As	SiO_2
一级品	55	0.8	1.0	6	0.2	4.0
二级品	50	1.0	1.5	8	0.4	5.0
三级品	45	1.0	2.0	12	0.5	5.5
四级品	40	1.5	2.5	14	0.5	6.0

注：a)锌精矿中银、硫为有价元素，应报分析数据；
b)锌精矿中镉、氟质量分数应分别不大于0.3%，锑质量分数应不大于0.03%，锡质量分数应不大于0.1%，镍和锗质量分数要求，由供需双方商定。
c)四级品铁闪锌矿含铁允许量不大于18%。

摘自《铜铅锌银镍钼矿地质勘查规范》

铅锌元素在各类岩石中的平均含量

元素	火成岩					沉积岩			深海沉积物	
	超基性岩类	玄武岩类	花岗岩类		正长岩	页岩	砂岩	碳酸盐岩	石灰质	粘土质
			富钙	贫钙						
铅	1×10^{-4}	6×10^{-4}	1.5×10^{-3}	1.9×10^{-3}	1.2×10^{-3}	2×10^{-3}	7×10^{-4}	9×10^{-4}	9×10^{-4}	8×10^{-3}
锌	5×10^{-3}	1.05×10^{-2}	6×10^{-3}	3.9×10^{-3}	1.3×10^{-2}	9.5×10^{-3}	1.6×10^{-3}	2×10^{-3}	3.5×10^{-3}	1.65×10^{-3}

据K. Turkian & K. Wedpohl，1961。

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

矿产资源/储量规模划分标准

（国土资源部 国土资发〔2000〕133号）

序号	矿种名称	单位	规模		
			大型	中型	小型
1	煤				
	（煤田）	原煤（亿吨）	≥50	10～50	＜10
	（矿区）	原煤（亿吨）	≥5	2～5	＜2
	（井田）	原煤（亿吨）	≥1	0.5～1	＜0.5
2	油页岩	矿石（亿吨）	≥20	2～20	＜2
3	石油	原油（万吨）	≥10 000	1 000～10 000	＜1 000
4	天然气	气量（亿立方米）	≥300	50～300	＜50
5	铀				
	（地浸砂岩型）	金属（吨）	≥10 000	3 000～10 000	＜3 000
	其他类型	金属（吨）	≥3 000	1 000～3 000	＜1 000
6	地热	电（热）能（兆瓦）	≥50	10～50	＜10
7	铁				
	（贫矿）	矿石（亿吨）	≥1	0.1～1	＜0.1
	（富矿）	矿石（亿吨）	≥0.5	0.05～0.5	＜0.05
8	锰	矿石（万吨）	≥2 000	200～2 000	＜200
9	铬铁矿	矿石（万吨）	≥500	100～500	＜100
10	钒	V_2O_5（万吨）	≥100	10～100	＜10
11	钛				
	（金红石原生矿）	TiO_2（万吨）	≥20	5～20	＜5
	（金红石砂矿）	矿物（万吨）	≥10	2～10	＜2
	（钛铁矿原生矿）	TiO_2（万吨）	≥500	50～500	＜50
	（钛铁矿砂矿）	矿物（万吨）	≥100	20～100	＜20
12	铜	金属（万吨）	≥50	10～50	＜10
13	铅	金属（万吨）	≥50	10～50	＜10
14	锌	金属（万吨）	≥50	10～50	＜10
15	铝土矿	矿石（万吨）	≥2 000	500～2 000	＜500
16	镍	金属（万吨）	≥10	2～10	＜2
17	钴	金属（万吨）	≥2	0.2～2	＜0.2
18	钨	WO_3（万吨）	≥5	1～5	＜1
19	锡	金属（万吨）	≥4	0.5～4	＜0.5
20	铋	金属（万吨）	≥5	1～5	＜1
21	钼	金属（万吨）	≥10	1～10	＜1

续表

序号	矿种名称	单位	规模		
			大型	中型	小型
22	汞	金属(吨)	≥2 000	500～2 000	＜500
23	锑	金属(万吨)	≥10	1～10	＜1
24	镁(冶镁白云岩)(冶镁菱镁矿)	矿石(万吨)	≥5 000	1 000～5 000	＜1 000
25	铂族	金属(吨)	≥10	2～10	＜2
26	金				
	(岩金)	金属(吨)	≥20	5～20	＜5
	(砂金)	金属(吨)	≥8	2～8	＜2
27	银	金属(吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
28	铌				
	(原生矿)	Nb_2O_5(万吨)	≥10	1～10	＜1
	(砂矿)	矿物(吨)	≥2 000	500～2 000	＜500
29	钽				
	(原生矿)	Ta_2O_5(吨)	≥1 000	500～1 000	＜500
	(砂矿)	矿物(吨)	≥500	100～500	＜100
30	铍	BeO(吨)	≥10 000	2 000～10 000	＜2 000
31	锂				
	(矿物锂矿)	Li_2O(万吨)	≥10	1～10	＜1
	(盐湖锂矿)	LiCl(万吨)	≥50	10～50	＜10
32	锆(锆英石)	矿物(万吨)	≥20	5～20	＜5
33	锶(天青石)	$SrSO_4$(万吨)	≥20	5～20	＜5
34	铷(盐湖中的铷另计)	Rb_2O(吨)	≥2 000	500～2 000	＜500
35	铯	Cs_2O(吨)	≥2 000	500～2 000	＜500
36	稀土				
	(砂矿)	独居石(吨)	≥10 000	1 000～10 000	＜1 000
		磷钇矿(吨)	≥5 000	500～5 000	＜500
	(原生矿)	TR_2O_3(万吨)	≥50	5～50	＜5
	(风化壳矿床)	铈族氧化物(万吨)	≥10	1～10	＜1
	(风化壳矿床)	钇族氧化物(万吨)	≥5	0.5～5	＜0.5
37	钪	Sc(吨)	≥10	2～10	＜2
38	锗	Ge(吨)	≥200	50～200	＜50
39	镓	Ga(吨)	≥2 000	400～2 000	＜400
40	铟	In(吨)	≥500	100～500	＜100
41	铊	Tl(吨)	≥500	100～500	＜100
42	铪	Hf(吨)	≥500	100～500	＜100
43	铼	Re(吨)	≥50	5～50	＜5
44	镉	Cd(吨)	≥3 000	500～3 000	＜500
45	硒	Se(吨)	≥500	100～500	＜100
46	碲	Te(吨)	≥500	100～500	＜100
47	金刚石				
	(原生矿)	矿物(万克拉)	≥100	20～100	＜20
	(砂矿)	矿物(万克拉)	≥50	10～50	＜10
48	石墨				
	(晶质)	矿物(万吨)	≥100	20～100	＜20
	(隐晶质)	矿石(万吨)	≥1 000	100～1 000	＜100
49	磷矿	矿石(万吨)	≥5 000	500～5 000	＜500
50	自然硫	S(万吨)	≥500	100～500	＜100
51	硫铁矿	矿石(万吨)	≥3 000	200～3 000	＜200
52	钾盐				
	(固态)	KCl(万吨)	≥1 000	100～1 000	＜100
	(液态)	KCl(万吨)	≥5 000	500～5 000	＜500
53	硼(内生硼矿)	B_2O_3(万吨)	≥50	10～50	＜10
54	水晶				
	(压电水晶)	单晶(吨)	≥2	0.2～2	＜0.2
	(熔炼水晶)	矿物(吨)	≥100	10～100	＜10
	(光学水晶)	矿物(吨)	≥0.5	0.05～0.5	＜0.05
	(工艺水晶)	矿物(吨)	≥0.5	0.05～0.5	＜0.05

续表

序号	矿 种 名 称	单 位	规 模		
			大 型	中 型	小 型
55	刚玉	矿物(万吨)	≥1	0.1～1	＜0.1
56	蓝晶石	矿物(万吨)	≥200	50～200	＜50
57	硅灰石	矿物(万吨)	≥100	20～100	＜20
58	钠硝石	$NaNO_3$(万吨)	≥500	100～500	＜100
59	滑石	矿石(万吨)	≥500	100～500	＜100
60	石棉				
	(超基性岩型)	矿物(万吨)	≥500	50～500	＜50
	(镁质碳酸盐型)	矿物(万吨)	≥50	10～50	＜10
61	蓝石棉	矿物(吨)	≥1 000	100～1 000	＜100
62	云母	工业原料云母(吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
63	钾长石	矿物(万吨)	≥100	10～100	＜10
64	石榴子石	矿物(万吨)	≥500	50～500	＜50
65	叶蜡石	矿石(万吨)	≥200	50～200	＜50
66	蛭石	矿石(万吨)	≥100	20～100	＜20
67	沸石	矿石(万吨)	≥5 000	500～5 000	＜500
68	明矾石	矿物(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
69	芒硝	Na_2SO_4(万吨)	≥1 000	100～1 000	＜100
	(钙芒硝)	Na_2SO_4(万吨)	≥10 000	1 000～10 000	＜1 000
70	石膏	矿石(万吨)	≥3 000	1 000～3 000	＜1 000
71	重晶石	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
72	毒重石	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
73	天然碱	(Na_2CO_3＋$NaHCO_3$)(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
74	冰洲石	矿物(吨)	≥1	0.1～1	＜0.1
75	菱镁矿	矿石(亿吨)	≥0.5	0.1～0.5	＜0.1
76	萤石				
	(普通莹石)	CaF_2(万吨)	≥100	20～100	＜20
	(光学莹石)	矿物(吨)	≥1	0.1～1	＜0.1
77	石灰岩				
	(电石用灰岩)(制碱用灰岩)(化肥用灰岩)(熔剂用灰岩)	矿石(亿吨)	≥0.5	0.1～0.5	＜0.1
	(玻璃用灰岩)(制灰用灰岩)	矿石(亿吨)	≥0.1	0.02～0.1	＜0.02
	(水泥用灰岩,包括白垩)	矿石(亿吨)	≥0.8	0.15～0.8	＜0.15
78	泥灰岩	矿石(亿吨)	≥0.5	0.1～0.5	＜0.1
79	含钾岩石(包括含钾砂页岩)	矿石(亿吨)	≥1	0.2～1	＜0.2
80	白云岩(冶金用)(化肥用)(玻璃用)	矿石(亿吨)	≥0.5	0.1～0.5	＜0.1
81	硅质原料(包括石英岩、砂岩、天然石英砂、脉石英、粉石英)				
	(冶金用)(水泥配料用)(水泥标准砂)	矿石(万吨)	≥2 000	200～2 000	＜200
	(玻璃用)	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
	(铸型用)	矿石(万吨)	≥1 000	100～1 000	＜100
	(砖瓦用)	矿石(万立方米)	≥2 000	500～2 000	＜500
	(建筑用)	矿石(万立方米)	≥5 000	1 000～5 000	＜1 000
	(化肥用)	矿石(万吨)	≥10 000	2 000～10 000	＜2 000
	(陶瓷用)	矿石(万吨)	≥100	20～100	＜20
82	天然油石	矿石(万吨)	≥100	10～100	＜10
83	硅藻土	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
84	页岩				
	(砖瓦用)	矿石(万立方米)	≥2 000	200～2 000	＜200
	(水泥配料用)	矿石(万吨)	≥5 000	500～5 000	＜500
85	高岭土(包括陶瓷土)	矿石(万吨)	≥500	100～500	＜100
86	耐火粘土	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
87	凹凸棒石	矿石(万吨)	≥500	100～500	＜100
88	海泡石粘土(包括伊利石粘土、累脱石粘土)	矿石(万吨)	≥500	100～500	＜100
89	膨润石	矿石(万吨)	≥5 000	500～5 000	＜500
90	铁矾土	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
91	其他粘土				
	(铸型用粘土)	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
	(砖瓦用粘土)	矿石(万吨)	≥2 000	500～2 000	＜500
	(水泥配料用粘土)(水泥配料用红土)(水泥配料用黄土)(水泥配料用泥岩)	矿石(万吨)	≥2 000	500～2 000	＜500
	(保温材料用粘土)	矿石(亿吨)	≥200	50～200	＜50

续表

序号	矿种名称	单位	规模		
			大型	中型	小型
92	橄榄岩(化肥用)	矿石(亿吨)	≥1	0.1～1	＜0.1
93	蛇纹岩				
	(化肥用)	矿石(亿吨)	≥1	0.1～1	＜0.1
	(熔剂用)	矿石(亿吨)	≥0.5	0.1～0.5	＜0.1
94	玄武岩(铸石用)	矿石(亿吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
95	辉绿岩				
	(铸石用)	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
	(水泥用)	矿石(万吨)	≥2 000	200～2 000	＜200
96	水泥混合材(安山玢岩)(闪长玢岩)	矿石(万吨)	≥2 000	200～2 000	＜200
97	建筑用石材	矿石(万立方米)	≥5 000	1 000～5 000	＜1 000
98	饰面用石材	矿石(万立方米)	≥1 000	200～1 000	＜200
99	珍珠岩(包括黑曜岩、松脂岩)	矿石(万吨)	≥2 000	500～2 000	＜500
100	浮石	矿石(万吨)	≥300	50～300	＜50
101	粗面岩(水泥用)(铸石用)	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
102	凝灰岩				
	(玻璃用)	矿石(万吨)	≥1 000	200～1 000	＜200
	(水泥用)	矿石(万吨)	≥2 000	200～2 000	＜200
103	大理岩				
	(水泥用)	矿石(万吨)	≥2 000	200～2 000	＜200
	(玻璃用)	矿石(万吨)	≥5 000	1 000～5 000	＜1 000
104	板岩(水泥配料用)	矿石(万吨)	≥2 000	200～2 000	＜200
105	泥炭	矿石(万吨)	≥1 000	100～1 000	＜100
106	矿盐(包括地下卤水)	NaCl(亿吨)	≥10	1～10	＜1
107	镁盐	$MgCl_2$/$MgSO_4$(万吨)	≥5 000	1 000～5 000	＜1 000
108	碘	碘(吨)	≥5 000	500～5 000	＜500
109	溴	溴(吨)	≥50 000	5 000～50 000	＜5 000
110	砷	砷(万吨)	≥5	0.5～5	＜0.5
111	地下水	允许开采量(立方米/日)	≥100 000	10 000～100 000	＜10 000
112	矿泉水	允许开采量(立方米/日)	≥5 000	500～5 000	＜500
113	二氧化碳气	气量(亿立方米)	≥300	50～300	＜50

说明：1. 确定矿产资源储量规模依据的单元：

(1)石油：油田

天然气、二氧化碳气：气田；

(2)地热：地热田；

(3)固体矿产(煤除外)：矿床；

(4)地下水、矿泉水：水源地。

2. 确定矿产资源/储量规模依据的矿产资源储量：

(1)石油、天然气、二氧化碳气：地质储量；

(2)地热：电(热)能；

(3)固体矿产：基础储量＋资源量(仅限331，332，333)，相当于《固体矿产地质勘探规范总则》(GB13908—92)中的A＋B＋C＋D＋E级(表内)储量；

(4)地下水、矿泉水：允许开采量。

3. 存在共生矿产的矿区，矿产资源/储量规模以矿产资源/储量规模最大的矿种确定。

4. 中型及小型规模不含其上限数字。

摘自《矿业权评估指南》

中国主要铅-锌矿床一览表

序号	矿床名称	产地	储量/万 t		w(B)/%		矿床类型	成矿时代
			Pb	Zn	Pb	Zn		
1	蔡家营子铅-锌-银矿	河北张北县	0.60	143.96	2.73	4.26	热液型	燕山期
2	营房银-铅-锌矿	河北丰宁县	11.88	15.46	4.08	3.36	热液型	燕山期
3	高板河铅-锌矿	河北兴隆县	1.19	49.64	0.53	2.01	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	元古宙
4	大湾锌-钼矿	河北涞源县	0.65	81.84	2.05	4.57	夕卡岩型	燕山期
5	南赵庄铅-锌矿	河北涞源县	1.41	11.68	1.04	3.12	夕卡岩型	燕山期
6	三河铅-锌矿	内蒙古额尔古纳左旗	20.50	15.73	1.80	0.79	陆相火山岩型	燕山期
7	谢尔塔拉铁-锌矿	内蒙古陈巴尔虎旗		27.67		1.90	夕卡岩型	燕山期
8	甲乌拉银-铅-锌矿	内蒙古新巴尔虎右旗	23.63	37.90	3.16	5.24	热液型	燕山期
9	朝不楞铅-锌矿	内蒙古东乌珠穆沁旗	0.96	34.86	0.41	3.53	夕卡岩型	燕山期
10	孟恩陶勒盖铅-锌矿	内蒙古科尔沁右旗	8.43	22.13	1.02	2.30	热液型	燕山期
11	浩布高铅-锌矿	内蒙古巴林左旗	1.74	62.46	2.18	4.90	夕卡岩型	燕山期
12	白音诺铅-锌矿	内蒙古巴林左旗	72.39	196.04	2.02	5.26	夕卡岩型	燕山期
13	小营子铅-锌矿	内蒙古翁牛特旗	9.20	20.48	2.78	7.01	热液型	燕山期
14	甲生盘铅-锌-硫铁矿	内蒙古乌拉特中旗	18.08	126.85	1.32	3.78	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	元古宙
15	东升庙铅-锌-多金属矿	内蒙古乌拉特后旗	46.11	408.24	0.78	3.11	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	元古宙
16	炭窑口铜-铅-锌矿	内蒙古乌拉特后旗	4.32	110.66	1.09	2.50	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	元古宙
17	霍各乞铜-铅-锌矿	内蒙古乌拉特后旗	97.32	78.16	1.50	1.46	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	元古宙
18	柴河(关门山)铅-锌矿	辽宁开原市	14.78	39.15	3.90	8.18	碳酸盐岩容矿(MVT 型)	燕山期
19	红透山铜-锌矿	辽宁清原县		68.84		3.04	海相火山岩容矿(VMS 型)	太古宙
20	桓仁铜-锌矿	辽宁桓仁县		49.59		0.40	夕卡岩型	加里东期
21	青城子铅-锌矿	辽宁凤城市	72.89	34.93	2.64	1.90	碳酸盐岩容矿(MVT 型)	燕山期
22	八家子铅-锌矿	辽宁建昌县	15.90	22.59	1.06	2.21	夕卡岩型	燕山期
23	放牛沟锌矿	吉林伊通县		35.70		3.3	热液型	华力西期
24	天宝山铅-锌矿	吉林龙井市	12.33	19.39	0.52	1.76	夕卡岩型	燕山期
25	翠宏山铅-锌-钨-钼-铁矿	黑龙江逊克县	19.43	47.86	3.30	2.43	夕卡岩型	华力西期
26	小西林铅-锌矿	黑龙江伊春市	40.00	53.00	4.09	4.3～5.23	夕卡岩型	华力西期
27	二股铁-铅-锌矿	黑龙江铁力市	12.98	22.13	2.55～3.37	3.23	夕卡岩型	华力西期
28	白岭铜-锌矿	黑龙江阿城市		12.72		2.02	夕卡岩型	华力西期
29	栖霞山铅-锌矿	江苏南京市	41.28	75.50	2.85	5.21	碳酸盐岩容矿(MVT 型)	燕山期
30	甘家巷铅-锌矿	江苏南京市	22.11	37.06	3.40	5.69	碳酸盐岩容矿(MVT 型)	燕山期
31	遇里铅-锌矿	江苏吴县	11.80	24.18	1.98	3.31	夕卡岩型	燕山期
32	五部铅-锌矿	浙江黄岩县	60.20	88.28	1.54	2.15	陆相火山岩型	燕山期
33	乌岙铅-锌矿	浙江龙泉市	12.86	16.74	2.06	2.68	海相火山岩容矿(VMS 型)	燕山期
34	七湾铅-锌矿	浙江诸暨市	0.86	11.40	0.59	5.74	海相火山岩容矿(VMS 型)	燕山期
35	黄山岭铅-锌矿	安徽贵池市	10.82	5.80	2.43	2.19	夕卡岩型	燕山期
36	岳山银-铅-锌矿	安徽庐江县	12.24	27.56	0.71	1.58	陆相火山岩型	燕山期
37	屏峰铅-锌矿	福建浦城县	5.76	19.49	0.91	2.94	夕卡岩型	燕山期
38	水吉铅-锌矿	福建建阳县	29.19	24.15	2.10	24.10	海相火山岩容矿(VMS 型)	元古宙
39	梅仙铅-锌矿	福建尤溪县	12.56	87.44	0.96	4.21	海相火山岩容矿(VMS 型)	元古宙
40	银硐铅-锌矿	福建福鼎县	0.50	24.90	0.71～1.27	1.75～2.05	夕卡岩型	燕山期
41	建爱铅-锌矿	福建大田县	12.09	14.91	0.99	1.43	热液型	燕山期
42	银坑铅-锌矿	福建莆田县	12.36	16.69	1.10	1.48	陆相火山岩型	燕山期
43	银山铅-锌矿	江西德兴市	40.85	44.34	1.25	1.97	陆相火山岩型	燕山期
44	冷水坑铅-锌-银矿	江西贵溪县	152.83	218.82	0.87	1.30	斑岩型	燕山期
45	村前铜-铅-锌矿	江西高安县	9.33	24.54	1.70	2.84	夕卡岩型	燕山期
46	七宝山铅-锌矿	江西上高县		26.32		2.48	热液型	燕山期
47	焦里钨-铅-锌矿	江西上犹市	15.94	1.01	1.831	1.09	夕卡岩型	燕山期
48	香夼铅-锌矿	山东栖霞县	9.50	15.34	1.14～1.89	1.45～2.52	斑岩型	燕山期
49	王家庄铜-铅-锌矿	山东福山县		22.38		1.02	热液型	燕山期
50	破山银-铅-锌矿	河南桐柏县	8.46	13.85	1.03	1.72	海相火山岩容矿(VMS 型)	元古宙

续表

序号	矿床名称	产地	储量/万t		w(B)/%		矿床类型	成矿时代
			Pb	Zn	Pb	Zn		
51	曲里铁-锌-铜矿	河南卢氏县		68.47		2.02	夕卡岩型	燕山期
52	东闯金(铅)矿	河南灵宝市	31.17		3.53～4.50		热液型	燕山期
53	银山铅-锌矿	湖北阳新县	14.47	35.49	1.72	4.21	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
54	桃林铅-锌矿	湖南临湘县	39.61	65.32	1.22	1.13	热液型	燕山期
55	七宝山铅-锌矿	湖南浏阳县	3.64	21.64	0.26～0.88	1.11～2.22	夕卡岩型	燕山期
56	董家河铅-锌矿	湖南沅陵县	11.50	51.76	0.81	2.55	碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
57	低炉黄铁-铅-锌矿	湖南沅陵县	3.01	18.59	0.32	1.72	碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
58	李梅锌矿	湖南花垣县	0.31	153.26	0.22	3.31	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
59	禾青铅-锌矿	湖南冷水江市	9.03	35.83	0.48	1.98	碳酸盐岩容矿(MVT型)	印支期
60	白云铺铅-锌矿	湖南新邵县	13.27	40.11	0.75	2.30	碳酸盐岩容矿(MVT型)	印支期
61	清水塘铅-锌矿	湖南祁东县	13.24	24.20	3.19	4.46	热液型	燕山期
62	水口山铅-锌矿田	湖南常宁县	87.46	111.08	2.5～3.92	2.57～4.48	夕卡岩型	燕山期
63	枞树板铅-锌矿	湖南郴州市	69.92	45.32	4.54	2.39	热液型	燕山期
64	黄沙坪铅-锌矿	湖南桂阳县	59.52	110.80	4.5	7.77	夕卡岩型	燕山期
65	后江桥铁-锰-铅-锌矿	湖南道县	17.28	50.80	0.47	1.45	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
66	凡口铅-锌矿	广东仁化县	279.90	549.28	4.89	9.12	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
67	大宝山多金属矿	广东曲江县	23.09	69.79	1.46	3.88	海相火山岩容矿(VMS型)	燕山期
68	大尖山铅-锌矿	广东连平县	20.66	27.81	2.42	3.22	热液型	燕山期
69	玉水铜-锌矿	广东梅县	18.2		4.25		海相火山岩容矿(VMS型)	华力西期
70	上苍铅-锌矿	广东龙门县	3.91	22.12	4.52	8.52	夕卡岩型	燕山期
71	茶排铅-锌矿	广东龙门县	14.51	34.63	3.52	8.41	热液型	印支期
72	北山铅-锌-硫铁矿	广西环江县	7.21	103.33	0.71	4.49	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
73	大厂锡-铅-锌矿	广西南丹县	87.02	318.44	0.37～5.4	2.4～10.13	热液型	燕山期
74	拉么锌-铜矿	广西南丹县		56.51		4.50	夕卡岩型	燕山期
75	泗顶铅-锌矿	广西融安县	7.88	44.19	2.0	11.28	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
76	老厂铅-锌矿	广西阳朔县	5.56	14.30	1.75	4.27	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
77	古立铅-锌矿	广西武宣县	2.28	9.86	0.74	2.97	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
78	佛子冲铅-锌矿	广西岑溪县	24.56	33.16	2.03～2.5	3.08～3.94	夕卡岩型	燕山期
79	长屯铅-锌矿	广西大新县	4.21	22.73	0.89～1.37	4.02～5.70	热液型	燕山期
80	呷村铅-锌矿	四川白玉县	51.70	86.73	5.13	8.34	海相火山岩容矿(VMS型)	印支期
81	嘎衣穷铅-锌矿	四川白玉县	16.07	31.33	1.66	3.85	海相火山岩容矿(VMS型)	印支期
82	寨子坪铅-锌矿	四川康定县	3.93	26.61		3.87	碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
83	农戈山铅-锌矿	四川道孚县	22.07	6.88	2.314	0.72	热液型	燕山期
84	纳交系铅-锌矿	四川巴塘县	1.29	22.75	0.78	13.72	风化淋滤型	喜马拉雅期
85	团宝山铅-锌矿	四川汉源县	5.35	24.24	3.04	4.98	碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
86	天宝山铅-锌矿	四川会理县	14.24	94.14	1.05	10.08	碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
87	小石房铅-锌矿	四川会理县	21.15	29.73	1.63	2.29	碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
88	大梁子铅-锌矿	四川会东县	12.85	200.72	0.87	12.14	碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
89	乌依铅矿	四川布拖县	18.62		4.15		碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
90	榨子厂铅-锌矿	贵州赫章县	6.68	13.36	2.0	4.17	砂矿	喜马拉雅期
91	杉树林铅-锌矿	贵州水城县	3.86	15.60	3.31	12.34	碳酸盐岩容矿(MVT型)	燕山期
92	牛角塘锌矿	贵州都匀市		25.89		5.12	碳酸盐岩容矿(MVT型)	加里东期
93	金顶铅-锌矿田	云南兰坪县	263.53	1 347.07	1.62	6.82	砂砾岩容矿	喜马拉雅期
94	金沙厂铅-锌矿	云南永善县	16.82	18.24	3.41	3.47	碳酸盐岩容矿(MVT型)	华力西期
95	毛坪铅-锌矿	云南彝良县	7.71	16.47	4.95	5.68	碳酸盐岩容矿(MVT型)	华力西期
96	茂租铅-锌矿	云南巧家县	9.15	56.77	1.94	5.68	碳酸盐岩容矿(MVT型)	华力西期
97	七〇一厂铅-锌矿	云南会泽县	12.20	20.80	7.51	11.23	碳酸盐岩容矿(MVT型)	华力西期
98	矿山厂铅-锌矿	云南永善县	15.00	49.60	2.25	12.87	碳酸盐岩容矿(MVT型)	华力西期
99	五星厂铅-锌矿	云南会泽县	25.90	9.89	1.69	3.32	碳酸盐岩容矿(MVT型)	华力西期
100	富乐厂铅-锌矿	云南罗平县	26.10	27.91	0.67	5.00	碳酸盐岩容矿(MVT型)	华力西期

续表

序号	矿床名称	产地	储量/万 t		w(B)/%		矿床类型	成矿时代
			Pb	Zn	Pb	Zn		
101	姚安铅-锌矿	云南姚安县	35.31		3.10		斑岩型	燕山期
102	东山铅-锌矿	云南施甸县	4.14	11.50	1.69	7.79	碳酸盐岩容矿(MVT 型)	燕山期
103	老厂铅-锌矿	云南澜沧县	77.54	32.86	3.87	3.45	海相火山岩容矿(VMS 型)	华力西期
104	暮阳铅-锌矿	云南建水县	10.67	3.85	3.72		碳酸盐岩容矿(MVT 型)	华力西期
105	荒田铅-锌矿	云南建水县	8.88	47.70	1.37	7.17	碳酸盐岩容矿(MVT 型)	华力西期
106	个旧锡-铅-锌-铜矿田	云南个旧市	308	53	2.01～4.99	1.34～5.51	夕卡岩型	燕山期
107	白牛厂银-铅-锌矿	云南蒙自县	36.11	68.74	1.49		碳酸盐岩容矿(MVT 型)	加里东期
108	铅厂铅-锌矿	云南砚山县	10.13	32.82	1.18	3.83	碳酸盐岩容矿(MVT 型)	加里东期
109	都龙锡-锌矿	云南马关县		241.93		5.5	热液型	燕山期
110	勐兴铅-锌矿	云南龙陵县	15.32	22.03	5.95	8.54	碳酸盐岩容矿(MVT 型)	印支期
111	铅硐山铅-锌矿	陕西凤县	20.32	91.81	1.73	7.63	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
112	八方山铅-锌矿	陕西凤县	11.22	39.74	1.55	5.10	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
113	银母寺铅-锌矿	陕西凤县	7.11	21.43	1.71	8.87	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
114	峰崖铅-锌矿	陕西凤县	9.59	28.46	1.01	3.58	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
115	二里河铅-锌矿	陕西凤县	5.02	27.33	1.58	8.16	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
116	银洞梁铅-锌矿	陕西凤县	8.86	32.99	1.98	7.44	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
117	锡铜沟铅-锌矿	陕西镇安县	6.10	24.64	0.89	3.34	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
118	银洞子银-铅-锌矿	陕西柞水县	19.03	0.99	2.29	0.81	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
119	厂坝铅-锌矿	甘肃成县	60.30	306.44	1.42	7.04	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
120	李家沟铅-锌矿	甘肃成县	28.35	164.41	1.28	7.37	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
121	毕家山铅-锌矿	甘肃成县	17.24	45.92	2.18	5.40	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
122	邓家山铅-锌矿	甘肃西和县	7.65	46.49	1.04	6.32	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
123	洛坝铅-锌矿	甘肃徽县	27.23	88.10	1.35	4.66	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	华力西期
124	蛟龙掌铅-锌矿	甘肃庄浪县	2.87	13.79	1.87	2.75	海相沉积岩容矿(Sedex 型)	加里东期
125	下拉地银-铅矿	甘肃临潭县	11.91	0.08	2.15	2.53	热液型	华力西期
126	小铁山铜-铅-锌矿	甘肃白银市	41.36	64.18	3.45	5.45	海相火山岩容矿(VMS 型)	元古宙
127	花牛山铅-锌矿	甘肃安西县	16.69	8.33	3.70	2.41	夕卡岩型	华力西期
128	锡铁山铅-锌矿	青海柴达木市	149.52	181.72	4.16	4.86	海相火山岩容矿(VMS 型)	加里东期
129	什多龙铅-锌矿	青海兴海县	3.69	11.11	1.46	4.38	夕卡岩型	印支期
130	赵卡隆铁-铅-锌矿	青海玉树县	11.11	2.27	2.80	0.65	海相火山岩容矿(VMS 型)	印支期
131	霍什布拉克铅-锌矿	新疆阿图什市	8.15	3.69	3.69	7.16	热液型	华力西期
132	塔木铅-锌矿	新疆英吉沙县	4.12	13.43	2.77	4.54	热液型	华力西期
133	卡兰古铅-锌矿	新疆莎车县	17.68	0.46	2.73	0.12	热液型	华力西期
134	阿舍勒铜-铅-锌矿	新疆哈巴河县	5.62	43.80	2.42	2.93	海相火山岩容矿(VMS 型)	华力西期
135	铁米尔特多金属矿	新疆阿勒泰县	4.00	11.00	0.45	1.30	海相火山岩容矿(VMS 型)	华力西期
136	阿巴宫铅-锌矿	新疆阿勒泰县	15.83	15.26	1.91	3.49	海相火山岩容矿(VMS 型)	华力西期
137	可可塔勒铅-锌矿	新疆富蕴县	101.33	198.67	1.51	3.16	海相火山岩容矿(VMS 型)	华力西期

摘自《世界铅锌资源的分布与潜力》

国外铅-锌矿床一览

火山岩型

英国帕雷斯山（Parys Mt.）铜、铅、锌（银）矿床
挪威勒肯（Lökken）铜、锌矿床
挪威勒罗斯（Roro′s）锌、铜矿床
挪威特韦尔山（Tverrfjellet）铜、锌矿床

挪威斯科罗瓦斯（Skorovas）锌、铜矿床
挪威尤马峰（Joma）锌、铜矿床
挪威布莱克瓦斯利（Bleikvassli）锌、铅（铜）矿床
挪威莫弗杰尔（Mofjell）锌、铅（铜、硫）矿床
挪威叙利切尔马（Sultijelma）锌、铜矿床
瑞典基律钠（Kiruna）锌、铜（银）矿床
瑞典斯泰肯约克（Stekenjokk）锌、铜（银、铅）矿床
瑞典谢累夫特矿区（Skellefte Mine）克里斯蒂娜贝里（Kristineberg）锌、铜（铅、金、银）矿床
瑞典谢累夫特矿区（Skellefte Mine）乌登（Udden）锌（铜、铅、银）矿床
瑞典法伦（法隆）（Falun）锌、铅、铜矿床
瑞典加尔彭贝里（Garpenberg）锌、铅（铜、银）矿床
芬兰维汉蒂（Vihanti）锌（铜、铅）矿床
芬兰皮海萨尔米（Pyhasalmi）锌、铜矿床
芬兰欧托昆普（Outokumpu）锌、铜矿床
芬兰武奥诺斯（Vuonos）锌、铜（金、银、钴、镍）矿床
芬兰奥里耶尔维（Orijarvi）锌、铜（铅）矿床
法国莫伊内斯港（Porte Aux Moines）锌、铅、铜（银）矿床
法国鲁埃兹（Rouez）锌、铜、铅（银）矿床
葡萄牙洛萨尔（Lousal）铅、锌、铜矿床
葡萄牙埃斯塔桑和费泰斯（Estacao and Feitais）锌、铅、铜矿床
葡萄牙加维昂（Gaviao）锌（铜、铅）矿床
葡萄牙内维什—科尔沃（Neves-Corvo）锌、铜（银、铅）矿床
西班牙扎扎尔扎（La Zarza）锌、铅、铜矿床
西班牙里奥廷托矿田（Rio Tinto）圣安东尼奥（San Antonio）锌、铅、铜矿床
西班牙里奥廷托矿田（Rio Tinto）圣迪奥尼西奥（San Dionisio）锌、铅、铜矿床
西班牙索提尔（Sotiel）铅、锌、铜矿床
西班牙阿斯纳科利亚尔（Aznalcollar）锌、铅、铜（银）矿床
捷克斯洛伐克兹拉特霍里（Zlate Hory）锌、铅、铜（银、金）矿床
罗马尼亚莱苏尔—乌尔苏鲁伊（Lesul-Ursului）铅、锌、铜矿床
罗马尼亚索莫瓦（Somova）铅、锌矿床
南斯拉夫苏普尔贾斯蒂纳（Suplja Stena）铅、锌（锡、铜、银、硫、稀土）矿床
南斯拉夫布尔斯科沃（Brskovo）锌、铅（锑、铜、银）矿床
希腊卡桑德拉（Kassandra）铅、锌（金、银）矿床
前苏联列维哈（Девиха）锌、铜矿床
前苏联基洛夫格勒（Кировград）锌、铜矿床
前苏联卡拉巴什（Карабаш）铜、锌矿床
前苏联乌恰林斯克（Учалинск）铜、锌、铅（金、银）矿床
前苏联锡拜（Сибай）锌、铜（金、银）矿床
前苏联布雷阿瓦（Блыава）铜、铅、锌（镍、金、银）矿床
前苏联盖斯克（Гайск）锌、铜（铅、金、钴、锑、硒）矿床
前苏联贝斯克（Быск）锌、铜矿床
前苏联乌鲁普（Урупское）锌、铜矿床
前苏联马德涅乌利—波拉达乌利（Маднеули-Поладаули）锌、铅、铜矿床
前苏联菲利兹柴（Филизчаи）铅、锌、铜（金）矿床
前苏联卡拉盖雷（Карагайлы）铅、锌矿床

前苏联兹梅伊诺哥尔斯克（Змеиногорск）铅、锌（铜、金、银）矿床
前苏联舍莫纳伊哈（Шемонаиха）锌、铅、铜（金、银）矿床
前苏联奥尔洛夫斯克（Орловское）锌、铜（铅、银、金）矿床
前苏联别列佐夫斯克—别洛乌索夫卡（Березовск-Белоусовка）锌、铜、铅（金、银）矿床
前苏联列宁诺哥尔斯克（Лениногорск）锌、铅（银、铜）矿床
前苏联济里亚诺夫斯克（Зиряновск）锌、铅、铜（银、金）矿床
前苏联捷克利（Текели）锌、铅、铜（银）矿床
前苏联克孜尔—塔什特格（Кызыл-Тащтыг）铅、锌、铜矿床
前苏联奥泽尔诺耶（Озерное）锌、铅（银）矿床
前苏联新科夫斯克—库兹涅佐夫斯克（Новоковск-Кузнецовское）锌、铅、铜矿床
土耳其巴因德尔（Bayindir）铅、锌矿床
土耳其巴克尔达厄（Bakirdag）铅、锌（银）矿床
土耳其恰耶利—马登科伊（Cayeli-Madenköy）锌、铜矿床
沙特阿拉伯赛义德（Sayid）锌、铜（金）矿床
沙特阿拉伯努格拉（Nugrah）锌、铅、铜（金）矿床
沙特阿拉伯克内奎亚—AI阿马（Khnaiquyah-AI Amar）锌、铜矿床
伊朗安戈兰（Angouran）锌、铅矿床
伊朗库奇克（Kuchke）锌、铅矿床
印度阿姆纳吉（Amnaji）锌、铅、铜（银）矿床
印度扎瓦（Zawar）锌、铅矿床
印度拉杰布尔—达里巴（Rajpura-Dariba）铅、锌（铜）矿床
印度兰布尔—阿古恰（Rampura-Agucha）铅、锌（镉、银、硫）矿床
印度萨尔吉巴利（Sargpaili）铅（铜、银）矿床
锡金朗波—迪克丘（Rangpo-Dikchu）锌、铅、铜矿床
日本下川（Shimokawa）锌、铜（钴）矿床
日本丰羽（Toyohara）铅、锌矿床
日本北鹿地区（Hokuroku Distr）花冈（Hanaoka）铅、锌、铜（银、金）矿床
日本北鹿地区（Hokuroku Distr）小坂（Kosaka）锌、铅、铜（银、金）矿床
日本北鹿地区（Hokuroku Distr）释迦内（Shakanai）锌、铅、铜（银、金）矿床
日本北鹿地区（Hokuroku Distr）饵钓（Epuri Kurodo）铅、锌、铜（银、金）矿床
日本北鹿地区（Hokuroku Distr）花轮松峰（Hanawa）铅、锌、铜（金、银）矿床
日本田老（Taro）锌、铅（铜）矿床
日本细仓（Hosokura）铅、锌、银矿床
日本日立（Hitachi）锌、铜（金）矿床
日本神冈（Kamioka）铅、锌、铜矿床
菲律宾巴洛（Barlo）锌（铜、银）矿床
埃塞俄比亚德巴尔瓦（Debarwa）锌、铅矿床
纳米比亚罗斯皮纳（Rosh Pinah）锌、铅（铜）矿床
南非布罗肯希尔（Broken Hill）铅、锌（铜、银）矿床
南非阿赫内斯（Aggeneys）铅、锌（铜、银）矿床
南非甘斯贝格（Gamsberg）锌、铅（铜、银）矿床
南非普里斯卡（Prieska）锌、铜矿床
澳大利亚蒙斯库普里（Mons Cupri）锌、铅（铜、银）矿床
澳大利亚特伊托尼克博雷（Teutonic Bore）锌、铜（银）矿床
澳大利亚埃卢拉（Elura）锌、铅（铜）矿床

澳大利亚伍德朗（Woodlawn）锌、铅、铜（银）矿床
澳大利亚奎河（Que R.）锌、铅（铜、金、银）矿床
巴布亚新几内亚阿斯特罗莱布（Astrolabe）铜、锌（金、银）矿床
斐济温杜（Undu）锌、铜矿床
加拿大海莱克（High Lake）锌、铜（铅、银、金）矿床
加拿大哈基特河（Hackett R.）锌、铅（金、银、铜）矿床
加拿大伊佐克湖（Izok Lake）锌、铅、铜（金、银）矿床
加拿大印第安芒特湖（Indian Mt. Lake）锌、铅、银矿床
加拿大库丘（Kutcho）锌、铜（银）矿床
加拿大巴特尔湖和林克斯（Buttl Lake and Lynx）锌、铅、铜（金、银）矿床
加拿大戈尔德溪（Goldstream）锌、铜（银）矿床
加拿大不列颠尼亚（Britannia）锌、铜（银、铅）矿床
加拿大福克斯（Fox）锌、铜（金、银）矿床
加拿大鲁坦（Ruttan）锌、铜（金、银）矿床
加拿大谢里登（Sheridon）锌、铜（金、银）矿床
加拿大斯诺莱克（Snow Lake）锌（银）矿床
加拿大弗林弗隆（Flin Flon）锌、铜（银、金）矿床
加拿大奇瑟尔莱克（Chiset Lake）锌、铅、铜（金、银）矿床
加拿大奥斯本（Osborne）锌、铜（银）矿床
加拿大诺里塔（拉迪奥尔）[Norita（Radiore）]锌、铜（银）矿床
加拿大斯特金湖（Sturgeon Lake）锌、铅、铜（金、银）矿床
加拿大埃林顿—韦米利昂（Errington-Vermilion）锌、铜、铅（金、银）矿床
加拿大马尼图瓦奇（Manitouwadge）锌、铜（铅、银、金）矿床
加拿大杰柯（Geco）锌、铜（银）矿床
加拿大基德克里克（Kidd Creek）锌、铅、铜（银、金）矿床
加拿大迪图尔（Detour）锌、铜（银、金）矿床
加拿大波利尔—茹泰勒（Poirier-Joutel）锌、铜（银）矿床
加拿大德斯梅洛泽斯（Desmeloizes）锌、铜（银、金）矿床
加拿大诺兰达（Noranda）地区米伦巴什（Millenbach）锌、铜（金、银）矿床
加拿大诺兰达（Noranda）地区阿穆莱特（Amulet）锌、铜（金、银）矿床
加拿大马塔加米（Matagami）锌、铜（金、银）矿床
加拿大奥琴（Orchan）锌、铜矿床
加拿大巴肯斯（Buchans）锌、铅、铜（银）矿床
加拿大不伦瑞克（Brunswick）锌、铅（铜、银）矿床
加拿大希思斯蒂尔（Heath Steel）锌、铅、铜（金、银）矿床
美国谢拉巴杰尔帕斯（Shellabarger Pass）铜、锌（铅、银）矿床
美国西沙斯塔（West Shasta）锌、铜（银）矿床
美国艾恩金（Iron King）锌、铅（铜、银、金）矿床
美国佩科斯（Pecos）锌、铅、铜（金、银）矿床
美国莱迪史密斯（Lady Smith）锌、铜矿床
美国克兰登（Crandon）锌、铜、铅（金、银）矿床
美国佩利肯河（Pelican R.）锌（铜）矿床
美国爱德华兹（Edward's）锌矿床
美国巴尔马特（Balmat）锌、铅矿床
美国布莱克霍克—布鲁希尔（Black Hauk-Blue Hill）锌、铜、铅矿床

墨西哥坎波莫拉多（Campo Morado）锌、铜、铅矿床
古巴比那尔德里奥（Pinar del Rio）锌、铅矿床
委内瑞拉拜拉多里斯（Bailadores）锌、铅、铜矿床
巴西帕尔梅罗波利斯（Palmeiropolis）锌、铅、铜矿床
智利米纳马利亚—克里斯蒂娜（Mina Maria-Christina）铅、锌矿床

热液层状

爱尔兰纳文（纳凡）（Navan）铅、锌矿床
爱尔兰锡尔弗迈恩斯（Silvermines）铅、锌（银、钡）矿床
法国莱斯马利内斯（Lesmalines）锌（铅、银）矿床
西班牙雷奥辛（Reocin）铅、锌矿床
意大利戈尔诺（Gorno）锌、铅矿床
意大利萨拉福萨（Salafossa）锌、铅矿床
意大利拉伊布尔（Raibl）锌、铅矿床
意大利马苏（Masua）锌、铅矿床
奥地利弗恩山口（Fernpass）锌、铅矿床
奥地利布莱贝格—克罗伊特（Bleiberg-Kreuth）锌、铅矿床
波兰克拉科夫—西里西亚（Krakow-Silesia）锌、铅矿床
保加利亚塞德莫奇斯莱尼特斯（Sedmochislenitsi）锌、铅（铜）矿床
前苏联阿奇赛（Ачисай）锌、铅矿床
前苏联苏姆萨尔（Сумсар）铅、锌矿床
前苏联萨赖尔（Сарыр）锌、铅（银、金）矿床
摩洛哥泰维西特—布贝克（Touissit-Boubeker）铅、锌（银）矿床
摩洛哥米卜拉丁（Mibladen）铅（锌）矿床
突尼斯突尼斯西北部（NW Tunisia）铅、锌矿床
加拿大波拉里斯（Polaris）锌、铅矿床
加拿大纳尼锡维克（Nanisivik）锌、铅（银）矿床
加拿大派恩波因特（Pine Point）锌、铅矿床
加拿大丹尼尔港（Daniel's Harbour）锌矿床
加拿大盖斯河（Gays R.）锌、铅矿床
美国梅塔林（Mataline）锌、铅矿床
美国上密西西比（Upper Mississippi）铅、锌矿床
美国三州界（Tri-States）铅、锌（锑）矿床
美国维伯纳姆矿带（Viburnum Trend）印第安克里克（Indian Creek）铅、锌（银、铜、锑）矿床
美国维伯纳姆矿带（Viburnum Trend）维伯纳姆本区（Viburnum）铅、锌（铜、银、金）矿床
美国维伯纳姆矿带（Viburnum Trend）马格蒙特（Magmont）铅、锌、铜（银）矿床
美国维伯纳姆矿带（Viburnum Trend）布依克（Buik）铅、锌、铜（银）矿床
美国维伯纳姆矿带（Viburnum Trend）布拉什克里克（Brushy Creek）铅、锌矿床
美国维伯纳姆矿带（Viburnum Trend）弗莱彻（Fletcher）铅、锌矿床
美国维伯纳姆矿带（Viburnum Trend）奥扎克（Ozark）铅、锌矿床
美国老铅矿带（Old Lead Belt）铅、锌（铜）矿床
美国埃尔姆伍德（Elmwood）锌矿床
美国杰斐逊城（Jefferson City）锌矿床
美国恩布里维尔（Embreeville）铅、锌矿床

美国奥斯汀韦尔—艾文霍（Austinville Ivanhoe）锌、铅矿床
美国弗里登斯维尔（Friedensville）锌矿床
巴西博圭拉（Boquira）铅、锌矿床
巴西瓦赞蒂（Vazante）锌、铅矿床

热液脉状

英国惠尔简（Wheal Jane）锡、铜（锌、银）矿床
瑞典谢累夫特矿区（Skellefte Mine）伦斯特罗姆（Renström）锌、铅（铜、银、金）矿床
西班牙鲁维亚莱斯（Rubiales）锌、铅矿床
意大利蒙特韦基奥（Montevecchio）铅、锌矿床
南斯拉夫特雷普查（Trepca）铅、锌（镉）矿床
希腊劳里厄姆（Laurium）锌、铅（银）矿床
前苏联戈列夫斯克（Горевское）铅、锌（银）矿床
印度阿尼贡拉达（Agnigundala）铅（铜）矿床
韩国桑博（Sambo）锌、铅矿床
日本中龙（Nakatatsu）铅、锌、银矿床
缅甸包德温（Bawdwin）铅、锌、锑（银、锡）矿床
阿尔及利亚凯夫乌姆特布尔（Kef Oum Teboul）锌（铜）矿床
苏丹胡夫拉纳哈斯（Hofrat en Nahas）铅、铜（锌、钼、钴）矿床
扎伊尔基普希（Kipushi）锌、铜（锗、镉、银）矿床
纳米比亚楚梅布（Tsumeb）铅、锌、铜矿床
格陵兰布莱克安格尔（Black Angel）锌、铅（银）矿床
美国科达伦（Coeur d'Alene）铅、锌（银）矿床
墨西哥奈卡（Naica）铅、锌、铜（银、金）矿床
墨西哥帕拉尔（Parral）铅、锌、铜（银）矿床
墨西哥圣巴巴拉（Santa Barbara）铅、锌、铜（金）矿床
墨西哥弗雷斯尼约（Fresnillo）铅、锌（金、银）矿床
墨西哥雷亚尔德安赫莱斯（Real de Angeles）铅、锌（银）矿床
墨西哥圣马利亚德拉帕兹（Santa Maria de La Paz）铅、锌（银）矿床
墨西哥圣马利亚（San Maria）锌、铜、铅（银）矿床
墨西哥塔斯科（Taxco）锌、铅（银）矿床
秘鲁汉扎拉（Huanzala）锌、铜、铋矿床
秘鲁赛罗德帕斯科（Cerro de Pasco）锌、铅、铜（银、锑）矿床
秘鲁莫罗科查（Morococha）锌、铅（铜、银）矿床
秘鲁桑坦德（Santander）锌、铅（铜、银）矿床

沉积型

瑞典莱斯瓦尔（Laisvall）铅、锌（银）矿床
瑞典瓦斯博（Vassbo）铅（锌）矿床
德国梅根（Meggen）锌、铅（硫、铜、重晶石）矿床
德国兰梅尔斯贝格（Rammelsberg）锌、铅、铜（银）矿床
德国曼斯费尔德—赞格豪森（Mansfeld-Sangerhausen）铜、锌（铅、银）矿床
法国拉让蒂埃（Largentiere）铅、锌（银）矿床

波兰卢宾（Lubin）铜、铅（金、银）矿床
前苏联杰兹卡兹甘（Джезказган）铅、锌、铜（银）矿床
前苏联扎伊列姆（Жайрем）铅、锌（铜）矿床
前苏联贝斯特乌布（Быстуб）锌、铅（铁）矿床
前苏联霍洛德尼纳（Холоднина）铅、锌（铜）矿床
朝鲜检德（Komdok）铅、锌、铜矿床
埃及乌姆盖格（Um Gheig）锌、铅矿床
安哥拉洛埃托（Loeto）锌、铅矿床
津巴布韦曼古拉（Mangula）锌、铜矿床
澳大利亚伍德卡斯茨（Woodcustts）铅、锌（银）矿床
澳大利亚麦克阿瑟河（McArthur R.）铅、锌（银、铜）矿床
澳大利亚莱迪洛雷塔（Lady Loretta）锌、铅（银）矿床
澳大利亚杜格尔德河（Dugald R.）锌、铅（银）矿床
澳大利亚希尔顿（Hilton）铅、锌（银）矿床
澳大利亚芒特艾萨（Mt. Isa）铅、锌、铜（银）矿床
澳大利亚北布罗肯希尔（North Broken Hill）铅、锌、银矿床
澳大利亚新布罗肯希尔（New Broken Hill）铅、锌、银矿床
澳大利亚罗斯伯里/西海岸（Rosebery/West Coast）锌、铅（铜、铁）矿床
加拿大法鲁安维尔（Faro Anvil）锌、铅（银）矿床
加拿大麦克米伦（Macmillan）铅、锌（银）矿床
加拿大霍华兹山口（Howarda Pass）铅、锌矿床
加拿大沙利文（Sullivan）铅、锌（银）矿床
加拿大乔治湖（George Lake）锌（铅）矿床
美国雷德道格（红狗）（Red Dog）锌、铅（钡、银）矿床
美国达克顿（Ducktown）锌、铅（铜）矿床

夕卡岩型

泰国帕达因（Pa Daeny）锌矿床
澳大利亚阿图特拉（Attutra）铅、锌、铜（银）矿床
美国宾厄姆（Bingham）铅、锌矿床
墨西哥特科洛特（Tecolote）锌、铜（钨、银）矿床
墨西哥圣欧拉利娅（Santa Eulalia）铅、锌、银矿床
秘鲁阿尔帕米纳（Alpamina）锌、铜矿床
阿根廷阿吉拉尔（Aguilar）锌、铅（银）矿床

外生型

爱尔兰台纳（Tynagh）铅、锌（铜、银）矿床
泰国夜税（Mae Sod）锌（铅）矿床
澳大利亚贝尔塔纳—阿鲁纳（Beltana-Aroona）锌、铅矿床
美国富兰克林（Fran Klin）锌（铁、锰）矿床

摘编自《国外主要有色金属矿产》

世界铅资源年评（2003—2004）

2003年世界矿山铅产量比2002年增长8.5%，精炼铅产量增长2.6%，铅消费量较2002年增长1.99%。铅现货平均价较2002年上涨13.9%。2003年世界商业库存量为38.81万t，比2002年减少17.85%，美国继续削减铅的战略储备。

1 储量和资源

2004年世界已查明的铅资源量为15亿多t，铅储量为6 700万t，储量基础14 000万t（表1），与2003年相同。储量基础较多的国家有澳大利亚、中国、美国和加拿大，合计占世界铅储量基础60%以上。其他储量基础较多的国家还有秘鲁、哈萨克斯坦、墨西哥、摩洛哥、瑞典和南非等。按2003年世界铅矿山产量312.37万t计，现有铅储量和储量基础静态保证年限分别为21年和45年。

表1 2004年世界铅储量和储量基础 Pb/万t

国家或地区	储量	储量基础	国家或地区	储量	储量基础
澳大利亚	1 500	2 800	哈萨克斯坦	500	700
中 国	1 100	3 600	墨西哥	150	200
美 国	810	2 000	摩洛哥	50	100
加拿大	200	900	瑞 典	50	100
秘 鲁	350	400	其 他	1 900	3 000
南 非	40	70	世界总计[1)]	6 700	14 000

1)：原数据取整；资料来源：Mineral Commodity Summaries，2005。

世界勘查和开采铅-锌矿的主要类型：喷气沉积型（Sedex型）、密西西比河谷型、砂页岩型、黄铁矿型、夕卡岩型、热液交代型和脉型等，其中以前4类为主，它们占世界总储量的85%以上，尤其是喷气沉积型，不仅储量大，而且品位高，世界各国均很重视。近年来，发现的铅-锌矿床主要在美国（阿拉斯加）、澳大利亚、加拿大、中国、爱尔兰和伊朗等地。

由于现有铅储量和储量基础分别只占铅查明资源量的4.5%和9.3%，说明全球铅的勘查潜力仍很大，近年来的勘查成果已证实了这一点。一些主要的勘查新发现和新进展详见世界锌资源年评。

2 生 产

2003年世界开采铅矿的国家有37个（按有统计数据的国家计），矿山铅产量为312.37万t，比2002年增长8.5%（表2）。世界矿山铅的生产大国有澳大利亚、中国、美国、秘鲁、墨西哥等，它们的年产量均在10万t以上。

2003年矿山铅产量增长较多的国家有中国，比2002年增长了49%；产量稍有增长的国家有澳大利亚、秘鲁、瑞典、爱尔兰、印度和保加利亚等。产量下降幅度较大的主要有摩洛哥和西班牙，产量稍有下降的国家有美国、墨西哥、加拿大、波兰、南非和哈萨克斯坦等。2004年世界矿山铅产量317.80万t，比2003年增长了1.7%。

表2 世界矿山铅产量 Pb/万t

国家或地区	2001年	2002年	2003年	国家或地区	2001年	2002年	2003年
中 国	67.58	64.07	95.46	摩洛哥	6.77	6.20	3.83
澳大利亚	71.40	68.30	68.80	哈萨克斯坦	3.77	4.52	3.82
美 国	46.08	44.88	43.52	印 度	2.56	2.86	3.44
秘 鲁	28.95	29.77	30.78	保加利亚	1.85	2.86	3.03
墨西哥	13.64	13.87	13.54	朝 鲜	2.61	2.61	2.61
加拿大	15.39	9.72	8.13	俄罗斯	1.30	1.90	2.50
瑞 典	8.60	4.30	5.10	西班牙	3.56	6.20	1.80
波 兰	5.26	5.66	5.47	马其顿	2.00	1.50	0.26
爱尔兰	4.45	3.25	5.03	其 他	16.59	10.29	11.22
南 非	5.42	5.04	4.03	世界总计	307.78	287.80	312.37

资料来源：World Metal Statistics，2005年3月。

2003年世界精炼铅产量为688.78万t，比2002年增长了2.6%（表3）。目前世界精炼铅生产大国主要有中国、美国、墨西哥、英国、德国、澳大利亚、日本、加拿大、韩国及意大利等，它们的年产量均在20万t以上，尤其是中国和美国，它们的产量分别占世界精炼铅产量的22.7%和20.0%。

2003年精炼铅产量增幅较大的国家有中国

表 3 世界精炼铅产量 Pb/万 t

国家或地区	2001 年	2002 年	2003 年	国家或地区	2001 年	2002 年	2003 年
中 国	119.60	132.47	156.41	瑞 典	12.16	11.60	10.20
美 国	131.50	130.50	138.02	西班牙	12.16	11.60	10.20
墨西哥	31.99	35.32	37.50	法 国	24.16	19.52	9.77
英 国	36.63	37.46	35.62	印 度	7.44	7.42	7.75
德 国	37.34	38.80	35.46	保加利亚	8.26	6.75	6.90
澳大利亚	27.00	28.66	30.93	波 兰	6.60	6.58	6.59
日 本	30.24	28.04	29.51	摩洛哥	6.52	7.18	6.15
加拿大	23.09	25.16	22.34	南 非	5.31	5.30	5.30
韩 国	21.29	22.92	21.93	中国台湾	4.00	4.00	4.00
意大利	22.65	19.60	21.41	比利时	9.96	9.07	1.80
哈萨克斯坦	15.88	16.08	14.07	其 他	52.34	55.33	65.69
秘 鲁	12.19	12.00	11.23	世界总计	658.31	671.36	688.78

资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

(18.1%)、美国 (5.8%)、澳大利亚 (7.9%)、墨西哥 (6.2%)、日本 (5.2%)、意大利 (9.2%) 和印度 (4.5%) 等。产量明显下降的国家有比利时 (80.2%)、法国 (50.0%)、摩洛哥 (14.3%)、哈萨克斯坦 (12.7%)、瑞典 (12.1%)、西班牙、加拿大 (11.2%) 和德国 (8.6%) 等。2004 年世界精炼铅产量为 722.09 万 t，同比增长 4.8%。

再生铅在铅工业中占有很重要地位，在发达国家再生铅产量一般占各国精炼铅产量和消费量的一半以上。2003 年世界再生铅产量为 305.01 万 t，比 2002 年增长 3.0% (表 4)。再生铅主要生产国有美国、德国、日本、英国、意大利、加拿大和西班牙等，它们的年产量均在 10 万 t 以上。尤其是美国的产量占世界再生精炼铅产量的 26.4%，分别占其本国精炼铅产量和消费量的 58.25% 和 53.81%。2003 年我国再生铅产量为 9.74 万 t，同比下降了 7.4%，分别占我国精炼铅产量和消费量的 6.23% 和 7.57%。

表 4 世界再生精炼铅产量 Pb/万 t

国家或地区	2001 年	2002 年	2003 年	占本国精炼铅产量的比例/%	占本国铅消费量的比例/%
美 国	73.40	75.40	80.39	58.25	53.81
英 国	16.34	16.69	16.96	47.61	55.01
法 国	14.33	11.16	9.62	98.46	50.87
德 国	21.88	23.87	22.12	62.38	57.59
日 本	17.50	17.30	19.03	64.49	61.25
意大利	16.86	15.52	16.57	77.39	64.22
加拿大	10.39	11.47	10.49	46.96	207.31
西班牙	12.16	11.60	10.20	100.00	48.53
墨西哥	9.00	9.00	9.00	24.00	29.34
瑞 典	5.19	5.20	5.20	50.98	448.28
韩 国	4.99	5.00	5.00	22.80	14.54
世界总计	288.58	296.25	305.01		
占世界精炼铅产量的比例/%	43.84	44.13	44.28		
占世界铅消费量的比例/%	44.05	43.18	43.59		

资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

3 用途和消费

2003 年世界精炼铅的消费量为 699.73 万 t，比 2002 年增长了 1.99% (表 5)，是近年来增长较快的一年。其中，西方国家的精炼铅消费量 536.31 万 t，比 2002 年下降 3.27%。世界精炼铅消费大国有美国、中国、德国、韩国、日本、英国、墨西哥、意大利和西班牙等，年消费量均在 20 万 t 以上；美国是世界上最大的精炼铅消费国，其消费量占世界总量的 21.4%。2003 年精炼铅消费量增幅较大的国家主要有中国、韩国、日本、墨西哥、印度、马来西亚、泰国和荷兰等国。消费量下降较多的有美国、德国、意大利、西班牙和法国等国。总体上看，精炼铅消费量除亚洲地区增幅达到 17.4% 外，其他各洲的增减幅度均不大。2004 年世界铅消费量为706.78万t，比2003年略有增长。

铅的最大消费领域为铅酸蓄电池，主要应用于汽车工业，其消费量占主要铅消费国消费量的一半以上，其中美国占89.7%，日本占75.2%，意大利71.9%，德国67.1%。此外，铅还用于弹药、铅管、铅片、合金、电缆包皮以及颜料、化工制品等。由于铅会对环境造成严重污染，因此，铅在许多行业的使用被限制，替代品也逐渐增多，所以其应用前景并不乐观。

表5 世界精炼铅消费量 Pb/万t

国家或地区	2001年	2002年	2003年	国家或地区	2001年	2002年	2003年
美 国	169.40	168.20	149.40	泰 国	6.95	8.83	10.89
中 国	75.99	95.73	128.63	巴 西	11.65	11.46	10.03
德 国	40.10	41.56	38.41	伊 朗	6.80	6.80	7.00
韩 国	31.23	32.05	34.38	南 非	5.98	7.08	6.78
日 本	32.12	29.75	31.07	荷 兰	3.24	3.47	6.54
英 国	29.83	30.57	30.83	波 兰	6.85	6.52	6.30
墨西哥	24.34	26.12	30.67	奥地利	5.97	5.78	5.46
意大利	28.30	29.01	25.80	印度尼西亚	4.87	6.13	5.32
西班牙	23.10	23.80	21.02	加拿大	5.46	5.75	5.06
法 国	25.36	22.90	18.91	比利时	3.64	4.80	5.00
印 度	12.53	14.84	15.93	澳大利亚	4.10	4.00	3.80
马来西亚	8.86	10.48	12.94	其 他	73.91	76.53	77.42
中国台湾	14.54	13.95	12.14	世界总计	655.12	686.11	699.73

资料来源：World Metal Statistics，2005年3月。

4 贸易和市场

2003年世界精炼铅出口总量为179.99万t，比2002年下降2.3%。主要出口国有中国、澳大利亚、加拿大、比利时、哈萨克斯坦、美国和秘鲁等。2003年世界精炼铅总进口量为165.53万t，比2002年下降10.4%。主要进口国或地区有美国、韩国、德国、西班牙、法国、中国台湾和印度等（表6）。

2003年世界商业库存量为38.81万t，比2002年减少17.85%，美国战略储备减少2.3%，为16.79万t（表7）。

2003年国际市场铅价总体呈强劲上升态势（表8，图1）。2003年LME现货平均价最低为437.38美元/t（4月），最高价为692.07美元/t（12月），年底比年初的444.66美元/t上涨了

表6 世界精炼铅贸易进出口量 Pb/万t

出口国或地区	2001年	2002年	2003年	进口国或地区	2001年	2002年	2003年
中 国	44.79	40.03	43.79	美 国	25.37	24.98	18.38
澳大利亚	20.69	26.26	26.74	韩 国	13.14	13.57	15.28
加拿大	14.36	15.55	15.22	德 国	12.73	11.50	12.07
比利时	9.69	8.43	10.48	西班牙	11.46	17.08	11.94
哈萨克斯坦	12.78	12.90	10.16	法 国	6.73	7.20	9.84
美 国	1.37	2.89	9.61	中国台湾	12.12	12.21	9.78
秘 鲁	10.95	10.79	9.10	印 度	5.18	7.43	8.19
瑞 典	5.19	5.86	6.63	马来西亚	7.37	7.21	6.62
德 国	10.83	10.35	6.50	荷 兰	0.84	1.59	6.50
英 国	8.95	10.01	6.20	泰 国	3.75	5.46	6.30
新加坡	8.68	6.65	5.72	意大利	7.65	10.67	6.11
韩 国	3.10	4.44	2.83	巴 西	6.95	6.47	5.03
墨西哥	1.33	0.83	1.15	奥地利	4.04	4.26	3.73
法 国	5.29	4.97	0.74	爱尔兰	2.43	3.54	2.84
南斯拉夫	0.03	0.04	0.07	比利时	3.09	2.75	2.09
其 他	23.39	24.17	25.05	其 他	44.38	48.74	40.83
世界总计	181.42	184.17	179.99	世界总计	167.23	184.66	165.53

资料来源：World Metal Statistics，2005年3月。

表 7 世界精炼铅的库存量 Pb/万 t

库存所在地	2000 年	2001 年	2002 年	2003 年
伦敦金属交易所	13.06	9.77	18.39	10.89
各国库存量	25.70	32.84	28.85	27.92
世界商业总库存量	38.76	42.61	47.24	38.81
美国战略储备	21.96	17.95	17.19	16.79

资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

表 8 铅市场现货价格[1)]

年份	伦敦金属交易所年平均价/美元·t^{-1}	月 份	伦敦金属交易所年平均价/美元·t^{-1}
1992	306.57	2004 年 1 月	758.38
1993	338.02	2 月	888.48
1994	549.01	3 月	886.48
1995	630.51	4 月	753.68
1996	773.96	5 月	808.89
1997	624.10	6 月	870.32
1998	528.42	7 月	939.59
1999	502.24	8 月	921.81
2000	454.22	9 月	935.45
2001	476.00	10 月	932.76
2002	452.58	11 月	967.80
2003	515.66	12 月	974.90

1）1993 年之前价格以英镑结算；资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

55.6%。2003 年 LME 现货年均铅价为 515.66 美元/t，3 个月期货平均价为 517.05 美元/t，同比分别上涨 13.9% 和 12.1%。铅价在 2004 年上半年基本保持小幅振荡上行，下半年出现较大幅度上涨。

5 展 望

今后几年随着世界经济增长速度的减缓，矿产品市场的供求关系将逐渐正常，尽管铅的消费量仍将有一定幅度的增长（主要是中国的铅消费增势强劲），进出口贸易量也会有所增加；但近几年国际市场铅价的上涨极大地刺激了矿山和冶炼厂扩大产能产量，由此今后几年国际市场上的供应缺口将会逐渐减小，铅价有可能逐渐回落。

从长远看，人类对生存环境的质量要求越来越高，铅的应用前景和市场并不乐观。从近期看，全球汽车工业的发展仍将是影响铅价和市场的最重要因素。

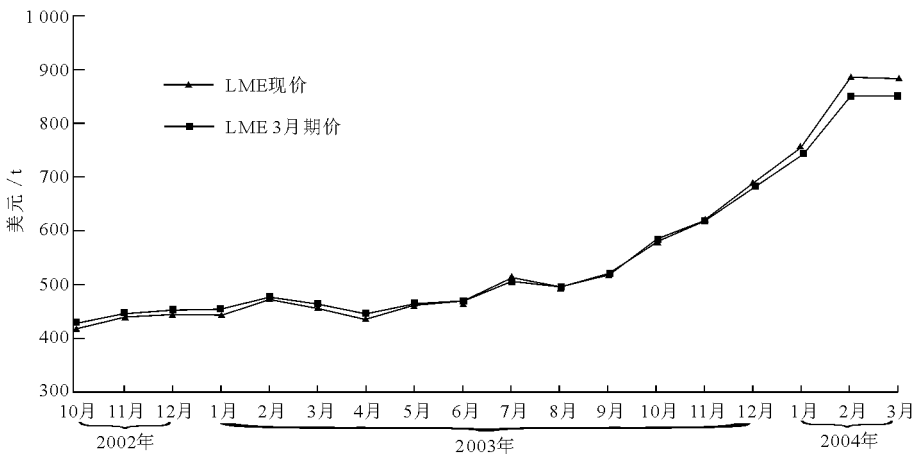


图 1 2003 年 LME 铅平均价走势

摘自《世界矿产资源年评》2003—2004

世界锌资源年评（2003—2004）

世界锌资源较为丰富，2003 年世界锌储量和储量基础的静态保证年限分别为 23 年和 49 年。

我国锌储量居世界第一，锌矿山产量居世界第一。人均储量为 0.02 t，低于世界平均水平。现有锌储量的静态保证年限为 16.3 年。

2003 年世界矿山锌产量、精炼锌产量和锌锭消费量均有所增长，国际锌市场供大于求的局面得到根本性扭转，国际市场达到供求基本平衡。需求旺盛导致国际市场锌价持续上涨。

1 储量和资源

据美国地调局资料，2004 年世界锌储量为 22 000万 t，储量基础 46 000 万 t（表 1），同 1990 年相比，储量和储量基础分别增加了 52.8% 和 55.9%。目前，锌储量较多的国家有澳大利亚、中国、美国、加拿大、哈萨克斯坦、秘鲁和墨西哥等。按 2003 年世界锌矿山产量 946.6 万 t 计，现有锌储量和储量基础静态保证年限分别为23年和

表 1 2004 年世界锌储量和储量基础 Zn/万 t

国家或地区	储量	储量基础	国家或地区	储量	储量基础
澳大利亚	3 300	8 000	秘 鲁	1 600	2 000
中 国	3 300	9 200	墨西哥	800	2 500
美 国	3 000	9 000	其 他	5 900	8 700
加拿大	1 100	3 100			
哈萨克斯坦	3 000	3 500	世界总计[1)]	22 000	46 000

1)：原数据取整；资料来源：Mineral Commodity Summaries，2005。

49 年。

世界锌资源较为丰富，地理分布广泛。澳大利亚、中国、美国和哈萨克斯坦 4 个国家的矿石储量占世界锌储量的 57% 左右，占世界储量基础的 64.6%。但是如果考虑到国土面积，非洲和拉丁美洲的锌矿储量相对较少。

已知的锌矿物大约有 55 种，其中大约 13 种锌矿物有经济价值。闪锌矿（ZnS）是最富含锌的矿物，占锌总产量的 90% 左右，重要的锌矿物还包括纤锌矿、异极矿、菱锌矿、水锌矿、红锌矿、硅锌矿等。

世界勘查和开采铅-锌矿的主要类型有：喷气沉积型（Sedex 型）、密西西比河谷型、砂页岩型、黄铁矿型、夕卡岩型、热液交代型和脉型等，其中以前 4 类为主，它们占世界总储量的 85% 以上，尤其是喷气沉积型，不仅储量大，而且品位高，世界各国均很重视。最近一些学者（如 D. F. Sangster，M. W. Hitzman 等）把过去称为“锌的氧化物”矿床，命名为“非硫化物锌矿床”（Nonsulfide Zinc Deposite），并于 2003 年出版了该类矿床的专辑，指出由于湿法冶金技术的新发展，使这类矿床又成为引人注目的勘查靶区，而且会成为 21 世纪潜在的锌金属来源，据统计，这类矿床的储量大约占世界已知锌储量的 10% 左右。

近年世界铅-锌矿有重大发现的矿产地：

1）墨西哥佩纳斯奎托（Penasquito）银-金-铅-锌矿，已获银储量 8 490 t，金 112 t，铅 80.7 万 t，锌 200 万 t；

2）非洲东部厄立特里亚的比沙（Bisha）铜-锌-金-银矿，已获铜储量 26.5 万 t，金 31 t，锌 76 万 t；

3）我国西藏安多县新发现楚多铅-锌矿，已获锌预测资源量 95 万 t。陕西南郑县新发现楠木树锌矿，获锌预测资源量 62 万 t。

世界现有锌储量和储量基础分别只占锌资源量的 10.5% 和 23.6%，说明全球锌勘查潜力仍较大。

2 生 产

与铅矿山不同，锌矿山的产量要更多地受到锌金属产量和消费量的影响。图1显示了1990—2003 年世界锌矿山产量的变化趋势。1990—2003 年，世界锌矿山产量以每年 2.2% 的平均速度递增。

2003 年世界开采锌矿的国家近 60 个（有统计数据的国家），锌矿山产量为 946.60 万 t，比 1994 年增加 38.4%，1994—2003 年锌矿山产量年平均增长率为 4.27%；其中西方国家的锌矿山产量为 660.86 万 t，比 1994 年增加 27.1%，年平均增长率为 3.01%（表 2）。世界矿山锌生产大国主要有中国、澳大利亚、秘鲁、加拿大和美国等，年产量均在 70 万 t 以上。此外，矿山锌产量较大的国家还有墨西哥、爱尔兰、哈萨克斯坦、印度、瑞典、俄罗斯、波兰、玻利维亚和巴西等。

20 世纪 90 年代以来，中国一直是名列世界前列的锌矿生产国。2003 年中国的锌矿山产量为 202.91 万 t，比 2002 年增长了 24.94%，占当年世

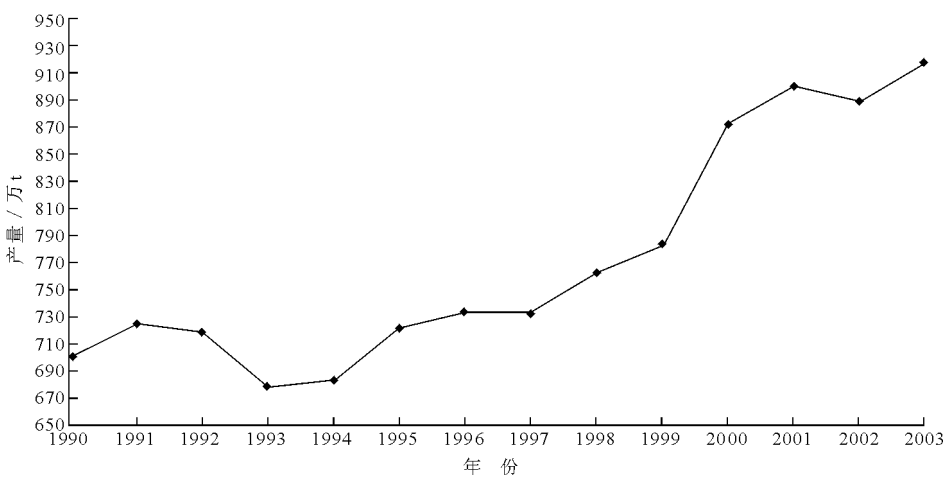


图 1 世界锌矿山产量

表 2 世界矿山锌产量 Zn/万 t

国家或地区	2001 年	2002 年	2003 年
中国	169.32	162.41	202.91
澳大利亚	151.80	146.93	148.00
秘 鲁	105.66	122.18	136.86
加拿大	106.47	91.62	78.81
美 国	79.65	78.72	76.72
墨西哥	41.35	45.07	42.68
爱尔兰	30.24	25.27	41.90
哈萨克斯坦	34.50	39.28	39.32
印 度	21.11	23.43	27.96
瑞 典	15.63	14.86	18.59
俄罗斯	15.70	17.40	16.27
波 兰	15.27	15.22	15.23
玻利维亚	14.20	14.17	14.48
巴 西	11.14	13.63	15.28
伊 朗	8.80	8.00	7.84
摩洛哥	9.09	9.28	7.09
日 本	4.45	4.29	4.78
南 非	6.06	6.38	4.56
朝 鲜	3.70	3.70	3.70
西班牙	16.49	6.99	1.51
世界总计	901.79	890.34	946.60
西方国家总计	655.31	644.31	660.86

资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

界锌矿山产量的 21.44%。中国锌矿产量主要集中在云南、甘肃、内蒙古、湖南、四川、广西、广东、陕西、青海、福建和辽宁等省（区），其产量占全国的 93.34%。

自 20 世纪 80 年代以来，澳大利亚始终是世界重要锌矿生产国，世界排名第二。在过去的 10 年里，澳大利亚的锌矿山产量增加 52.5%。近几年，随着新的“世纪”矿山的开工，产量不断增加。2003 年澳大利亚的锌矿山产量为 148 万 t，比 2002 年增长了 0.73%，占当年世界锌矿山产量的 15.63%。

加拿大是世界主要锌生产国之一，20 世纪 90 年代中期以前一直雄居世界排名之首。锌矿山产量于 1987 年达 148 万 t 的峰值，之后产量逐年下降，90 年代的大部分时间一直保持在 100 万 t 上下的水平上。1997 年被中国超过，退居世界第二。1999 年又被澳大利亚超过，再次退居到世界第三。2003 年加拿大锌矿山产量为 78.81 万 t，比 2002 年下降 13.98%，居世界第四。造成加拿大矿山产量大幅度减少的主要原因是许多矿山因生产成本太高或因资源枯竭而关闭或削减产量。尽管近些年一些新矿山包括布沙尔特—赫伯特（Bouchart-Hebert）、兰洛伊斯（Langlois）、拉龙德（La Ronde）和贝尔—阿拉尔（Bell-Allard）先后投产，但这些新增产量尚不足以抵消已关闭矿山带来的产量损失。

2003 年美国锌矿山产量为 76.72 万 t，比 2002 年下降 2.54%。在 1989 年位于阿拉斯加州的“红狗”矿山投入生产之前，美国的锌矿山产量一直呈逐年下降趋势。目前，美国产量在世界矿山产量中占的比例已增加了 1 倍，其主要原因是一些矿山近几年扩大生产规模和一些新矿山投产。但近几年内包括莱德维尔矿山在内的一些矿山因资源枯竭而关闭，而新矿山投产的数量很少，所以美国产量呈逐年下降趋势。

20 世纪 90 年代初，主要由于经济、政治原因，秘鲁的产量出现波动。自 1992 年以来，秘鲁的产量稳步增加，成为世界排名第三的生产国。2003 年秘鲁锌矿山产量为 136.86 万 t，仅比澳大利亚的产量少 11 万 t，但比秘鲁 1994 年产量增加一倍多。一些新矿山投产和一些老矿山扩大生产规模是秘鲁锌矿山产量猛增的主要原因。今后几年秘鲁还会有一些锌矿山建成投产，因此，锌矿山产量还将进一步增加。

2003 年世界精炼锌产量为 984.95 万 t，比 1994 年增长了 40.5%。其中西方国家产量 657.27 万 t，比 1994 年增长 22%（表 3）。世界精炼锌产量较多的国家主要有中国、加拿大、日本、韩国、

表 3 世界锌锭产量 Zn/万 t

国家或地区	2001 年	2002 年	2003 年
中 国	203.76	215.51	231.85
加拿大	66.12	79.34	76.12
日 本	64.44	63.99	70.58
韩 国	50.61	60.81	64.75
澳大利亚	55.40	56.70	55.30
西班牙	43.68	46.00	47.97
德 国	36.13	37.86	38.81
墨西哥	30.22	33.84	35.73
哈萨克斯坦	27.69	28.63	29.50
美 国	29.85	27.50	27.19
法 国	34.38	33.89	26.84
俄罗斯	24.90	25.70	27.68
比利时	25.64	23.87	24.44
巴 西	19.70	24.77	25.75
印 度	20.68	23.14	25.39
荷 兰	20.41	20.34	22.27
秘 鲁	20.29	17.27	20.21
波 兰	17.47	15.89	15.00
挪 威	12.93	13.73	13.55
意大利	17.86	17.58	12.31
南 非	11.60	11.10	11.60
英 国	9.96	9.96	1.66
世界总计	921.29	964.56	984.95
西方国家总计	621.96	653.48	657.27

资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

澳大利亚、西班牙、德国和墨西哥等，它们的年产量均在30万t以上。

10年来世界各大洲的精炼锌产量均有一定幅度增长，增长幅度较大的地区主要是非洲、亚洲和大洋洲，增幅分别达到66.7%，77.1%和71.5%。近10年精炼锌产量除中国外增长较快的国家还有韩国、澳大利亚、西班牙、墨西哥、哈萨克斯坦、俄罗斯、印度等。

中国为世界最大精炼锌生产国，2003年生产精炼锌231.85万t，占当年世界精炼锌产量的23.54%。20世纪90年代以来，中国国内经济飞速发展，工业生产蒸蒸日上，带动了国内需求的迅速增长，中国精炼锌工业在此期间也取得了较大飞跃。1990—1994年，精炼锌产量就增长了1倍；1994—2003年，精炼锌产量又翻了一番。

据美国锌贸易公司估计，目前世界每年消费的锌中，再生锌占30%；据国际锌协会估计，目前西方世界每年消费的锌总计在650万t以上，其中200万t来自锌废料；美国2004年回收生产再生锌约40万t，占美国精炼锌可供量（矿山产量+再生金属产量+纯进口量+储备量）约25%。我国再生锌产量低，2003年再生锌产量3.24万t，只占全国精炼锌产量的1.4%，与发达国家差距甚大。

表4 世界锌锭消费量 Zn/万t

国家或地区	2001年	2002年	2003年
中 国	151.23	167.61	231.82
美 国	110.67	131.19	112.93
日 本	63.33	60.34	61.94
德 国	54.12	53.10	55.84
韩 国	39.38	46.66	43.75
意大利	35.50	37.52	35.46
印 度	27.83	31.46	34.58
比利时	39.99	35.69	33.34
中国台湾	27.55	30.19	33.02
法 国	33.55	30.33	27.32
澳大利亚	21.24	22.20	24.94
西班牙	19.50	22.68	23.76
巴 西	20.54	22.04	21.50
俄罗斯	16.18	15.19	21.20
英 国	19.71	20.24	19.97
加拿大	17.34	18.69	18.14
墨西哥	15.17	18.82	17.16
泰 国	9.47	12.02	12.57
南非和纳米比亚	11.86	13.59	12.39
土耳其	7.77	9.92	12.13
荷 兰	10.80	11.40	11.40
波 兰	9.34	8.85	9.57
印度尼西亚	8.85	8.55	7.92
秘 鲁	11.31	7.91	7.03
其 他	98.46	96.88	93.46
世界总计	880.69	933.07	983.14
西方国家总计	683.30	720.26	699.23

资料来源：World Metal Statistics，2005年3月。

3 用途和消费

2003年世界精炼锌消费量为983.14万t，比2002年增长了5.4%（表4）。其中：西方国家精炼锌消费量699.23万t，同比下降了2.9%。

世界精炼锌消费大国或地区主要有中国、美国、日本、德国、韩国、意大利、印度、比利时和中国台湾等，年消费量均在30万t以上。

2003年，亚洲、欧洲及大洋洲的精炼锌消费量均有增长，其增幅分别为16.8%，1.0%和5.4%；非洲和美洲消费量有所下降，下降幅度分别为8.3%和10.4%。锌锭消费量增加较多的国家或地区主要有中国、德国、印度、中国台湾和俄罗斯等；消费量下降幅度较大的主要有美国、韩国、比利时、意大利和法国等。

中国是世界最大精炼锌消费国，2003年精炼锌消费量为23.82万t，比2002年增长38.31%。导致精炼锌消费量大幅增长的主要原因是随着中国经济持续增长，中国建筑业、汽车工业和空调制造工业的强劲需求。

美国是世界第二大精炼锌消费国，2003年精炼锌消费量112.93万t，比2002年下降了13.92%。造成消费量下降的主要原因是北美地区镀锌板严重供过于求，迫使钢厂大幅度削减镀锌板产量，从而导致锌的需求下降。

欧洲是世界重要的锌消费区，2003年由于加大了向中东、北美和中国等国家或地区的出口，导致了精炼锌库存量的急剧下降，再加上镀锌板消费领域的需求旺盛，从而使该地区的消费量出现较大幅度增加。

2003年世界锌最终用途同2002年相比没有大的变化，其主要消费领域是镀锌，约占锌消费量的50%，其次是制造黄铜，约占精炼锌消费量的18%，第三大领域是铸造合金，约占锌消费量的13%左右，化学制品用锌占8%，中间产品用锌6%，其他占5%。如果根据市场各种消费渠道来分，建筑业占48%，交通运输占23%，机械设备制造占10%，耐用消费品占10%，基础设施（铁路、公路、水库等）建设占9%。但具体到各国的情况并不相同（表5）。

表 5 2003 年西方主要锌消费国的消费构成 金属量/万 t

消费形式	德国	意大利[1)]	英国	日本	美国
镀 锌	15.81	10.76	11.55	35.82	58.71
压铸合金	5.95	7.29	4.65	5.07	22.22
黄铜、青铜	13.68	38.57	3.00	7.18	16.74
轧制锌材	21.24	1.53	0.33	0.28	—
锌氧化物	6.19	3.37	2.28	2.51	—
其 他	1.44	0.20	1.55	1.88	7.11
总 计	64.30	61.72	23.36	52.73	104.78

1）意大利指锌锭和再生锌；资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

4 贸易和市场

近几年，欧洲和日本的锌矿石产量呈下降趋势，但是这些国家的精炼锌产量则呈增长态势，所以它们越来越依赖进口精矿来满足冶炼的需求。因此，每年有大量的锌精矿通过国际市场流入这些国家（包括韩国），并在该国冶炼和精炼。从世界范围来看，目前每年大约有含锌量 300 万 t 的精矿或相当于全球总产量 2/5 的精矿被投放到国际市场，其中，日本和韩国约接纳 100 万 t，西欧约为 180 万 t。加拿大从事的是双向贸易：从美国阿拉斯加州进口精矿，同时也出口精矿，不过目前加拿大是一个规模较大的净出口国。世界较为重要的锌精矿出口国有澳大利亚、秘鲁、美国、加拿大、墨西哥、西班牙、爱尔兰和玻利维亚等。

2003 年世界精炼锌出口贸易量为 393.04 万 t，比 2002 年增长 5.6%。主要出口国有加拿大、中国、韩国、澳大利亚、荷兰、西班牙、墨西哥、秘鲁、比利时、挪威和法国等（表 6）。2003 年精炼锌出口量增长幅度较大的国家主要有韩国、荷兰、西班牙、秘鲁和比利时等，而出口量下降较多的有中国、澳大利亚、挪威、法国、俄罗斯和波兰等。

表 6 世界锌锭贸易进出口量 Zn/万 t

出口国或地区	2001 年	2002 年	2003 年	进口国或地区	2001 年	2002 年	2003 年
加拿大	49.54	59.83	59.06	美 国	91.66	104.26	86.26
中 国	54.39	47.28	45.10	中国台湾	27.65	30.36	33.17
韩 国	20.98	26.35	31.78	德 国	26.15	23.15	25.39
澳大利亚	16.86	36.78	30.52	比利时	23.33	23.70	24.41
荷 兰	25.30	18.74	27.73	意大利	17.57	20.19	22.62
西班牙	9.37	7.93	24.57	英 国	11.05	10.57	17.44
墨西哥	14.97	15.06	18.11	荷 兰	15.25	12.68	16.08
秘 鲁	8.98	9.05	13.18	土耳其	7.99	10.16	12.14
比利时	8.98	11.44	13.04	法 国	12.68	9.84	11.55
挪 威	11.32	13.30	12.59	韩 国	9.75	11.60	10.77
法 国	12.73	14.33	10.98	印度尼西亚	8.91	8.57	7.92
俄罗斯	10.27	11.18	8.30	新加坡	20.38	14.19	6.82
波 兰	8.61	7.85	6.60	马来西亚	6.76	7.14	5.95
新加坡	7.62	4.28	4.63	日 本	6.39	2.14	4.11
世界总计	345.27	372.23	393.04	世界总计	332.50	339.86	349.67

资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

2003 年世界精炼锌进口贸易量为 349.67 万 t，比 2002 年增长 2.9%。主要进口国或地区有美国、中国台湾、德国、比利时、意大利、英国、荷兰、土耳其、法国和韩国等。2003 年精炼锌进口量增幅较大的国家或地区主要是中国台湾、德国、意大利、英国、荷兰、土耳其和法国等，进口量减少幅度较大的国家或地区主要有美国、韩国、印度尼西亚、新加坡和马来西亚等。美国是世界上最大的锌精矿进口国，也是最大的锌金属进口国。美国国内锌精矿产量的 98% 主要来自阿拉斯加、密苏里、纽约和田纳西州，其中产量的一半来自阿拉斯加州的“红狗”矿山。进口的锌金属主要来自地理上相近的、低税的加拿大和墨西哥等。

2003 年年底世界商业总库存量 108.02 万 t，比 2002 年增长 1.9%（表 7），其中伦敦金属交易所库存量比 2002 年增长 13.6%，为 1997 年以来

表 7 世界锌库存量 Zn/万 t

库存所在地	2000 年	2001 年	2002 年	2003 年
伦敦金属交易所	19.48	43.31	65.10	73.98
上海金属交易所	0.00	0.00	0.00	0.00
各国库存量	44.77	46.97	40.91	39.83
世界商业总库存量	64.24	90.28	106.02	108.02
美国战略储备	13.80	11.38	11.15	19.14

资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

的最高库存量。美国战略储备锌 19.14 万 t，比 2002 年增长 71.7%。

2003 年国际市场锌价总体呈稳定上升趋势(表 8，图 2)。2003 年 LME 现货平均价最低为 754.65 美元/t(4 月)，最高价为 977.76 美元/t (12 月)，年底比年初的 781.41 美元/t 上涨了 25.1%。2003 年 LME 现货年均锌价为 828.39 美元/t，3 个月期货平均价为 843.19 美元/t，同比分别上涨 6.4% 和 5.9%。锌价在 2004 年第一季度继续保持 2003 年年末的上涨势头。

表 8 锌市场价格

年份	伦敦金属交易所年平均价/美元·t^{-1}	月 份	伦敦金属交易所年平均价/美元·t^{-1}
1992	1 239.57	2003 年 1 月	781.41
1993	960.50	2 月	785.15
1994	998.45	3 月	790.95
1995	1 030.80	4 月	754.65
1996	1 025.03	5 月	775.65
1997	1 318.30	6 月	790.69
1998	1 023.26	7 月	827.54
1999	1 077.32	8 月	817.88
2000	1 128.11	9 月	818.18
2001	886.27	10 月	897.96
2002	778.56	11 月	914.53
2003	828.39	12 月	977.76

资料来源：World Metal Statistics，2005 年 3 月。

5 展 望

今后一两年，随着世界主要经济国家经济持续好转，世界锌市场将从严重的供过于求转向供求平衡，进而发展为轻微供不应求的局面。锌价的持续上涨必将刺激世界精炼锌的生产，这必将导致锌矿石需求的大幅增加，从而带来世界锌矿开采的热潮。这也会使前几年锌价处于低位时关闭的大量矿山恢复生产，从而导致世界矿山锌产量出现较大幅度增长。但从目前世界锌市场供需现状来看，世界锌矿和精炼锌产量的提高一时难以满足世界锌的消费需求，因此，今后一两年内国际市场锌价将会保持在目前的较高价位上。

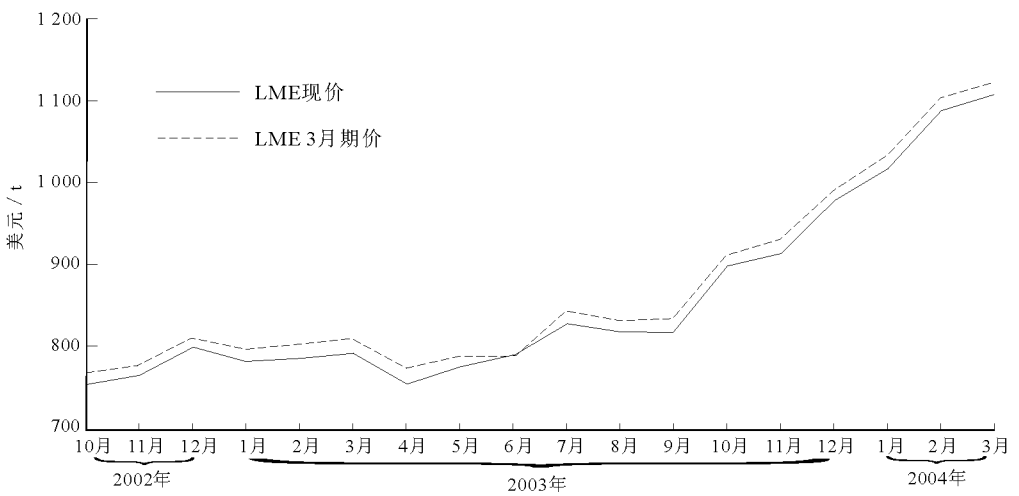


图 2 2003 年伦敦金属交易所锌金属价格

摘自《世界矿产资源年评》2003—2004