

生物地层相对杉树林铅锌矿床的控矿意义

陈士杰 蔡继锋 王志经 齐向华

贵州杉树林铅锌矿床产于中石炭统台盆相碳酸盐岩中。矿床赋存于一定的层位,与岩性和沉积相的关系密切。矿体顺层延伸,并受生物(屑)严格控制,是较典型的层控铅锌矿床。因此,查明赋矿层位生物地层的特征和形成环境,对探索铅锌矿的富集条件、分布规律,进而指导找矿都有一定的实际意义。

矿区地层

矿区内石炭系分布广泛,层位齐全,发育良好,是黔西菱铁矿、铅锌矿的主要含矿层系之一。石炭纪时,矿区地处台盆边缘,水体深而宁静,能量较弱,沉积界面位于波浪基面以下,形成一套深色薄层状含硅质条带或团块的碳酸盐建造,素有石炭系“黑区”之称(图1)。该建造中生物较少,大生物尤为罕见。但在某些特定的部位,由风暴浪或激流带来的生物(屑)却很多,并与生物滩的塌积岩一起,集中呈层分布,形成含生物灰岩砾块(简称“砾块”,下同)的泥晶生物屑灰岩,构成了矿区的主要含矿层。生物以筴、海百合、有孔虫骨屑为主,完整个体较少。经鉴定的筴类有 *Profusulinella* sp., *Fusulinella* sp., *Pseudostaffella* sp.。

矿区的中石炭统,因断层破坏,出露最大厚度为260米;依其岩石类型、结构构造和矿化程度,分为三个岩性段,由下而上为:

1. 泥晶灰岩段(C₁hn) 深灰色薄层夹中厚层泥晶灰岩,具纹层状硅质条带或结核,含梳状方解石脉。顶部生物屑局部较密集,并夹少量砾块,常赋存有富厚的矿体,是赋矿层位之一;中下部生物屑显著减少,砾块也逐渐消失,硅质条带和梳状方解石脉增多,铅锌矿化极为微弱。厚度大于160米。

2. 泥晶生物屑灰岩段(C₁hn) 灰黑色、深灰色泥晶生物屑灰岩,多呈块状产出,层理不

明显,以含大量生物屑和砾块为最显著特征,与具硅质条带和梳状方解石脉之C₁hn段很易区别。生物屑以筴、海百合、有孔虫类残骸为主,间有腕足、腹足和珊瑚类碎片,粒径1~5毫米,大小均匀,皆具搬运、磨蚀和分选特征。生物结构除少量海百合明显外,大多因方解石化而模糊不清,含量一般在30~50%,疏密不一,杂乱散布,无方向性和递变性,具星散状黄铁矿和泥炭质。有机碳最高含量达0.54%,并出现硬质沥青,是主要含矿层位。一般厚20米,最厚50米。

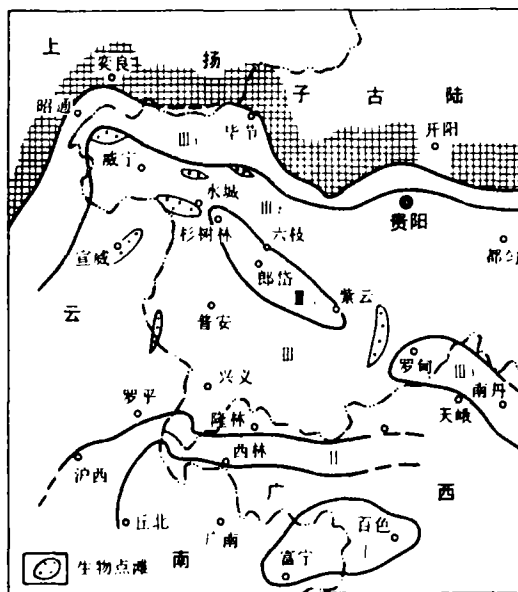


图1 黔西早石炭世晚期—中石炭世沉积相古地理略图

I—盆地沉积区; II—台地边缘沉积区;
III—碳酸盐台地沉积区; IV—局限台地相; V—开阔台地相; VI—台内海盆相

3. 致密泥晶灰岩段(C₁hn) 深灰色、灰黑色薄层泥晶灰岩,质地坚硬,生物贫乏(顶部偶见生物屑和薄壳小腕足类),与C₁hn整合接触,常是矿体的直接顶板,铅锌矿化极其微弱,但其底部偶见砾块却矿化强烈。具黑色燧石条带和泥

炭质薄层：近矿部位裂隙充填型网状方解石脉非常发育，厚24~50米（图2）。

生物地层相控矿的基本特征

矿区已发现的矿体有18个，虽然其形态变化很大，但都严格地产于C₃hn与C₃hn顶部这两个特定的层位中；而且矿体总是就位于生物屑和砾块最密集的部位，并与顶、底板呈整合接触。含矿层变薄处，矿体亦狭缩；生物屑和砾块减少处，矿化猝然变弱，矿体消失。矿床的层控性，矿体对岩性的选择性和对生物的趋向性都极为明显。

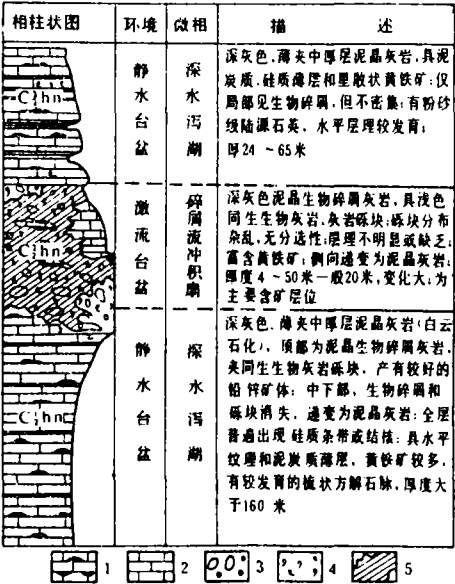


图2 杉树林铅锌矿区中石炭世岩相综合柱状图
1—硅质条带灰岩；2—泥晶灰岩；3—生物灰岩砾块；4—生物碎屑；5—铅锌矿体

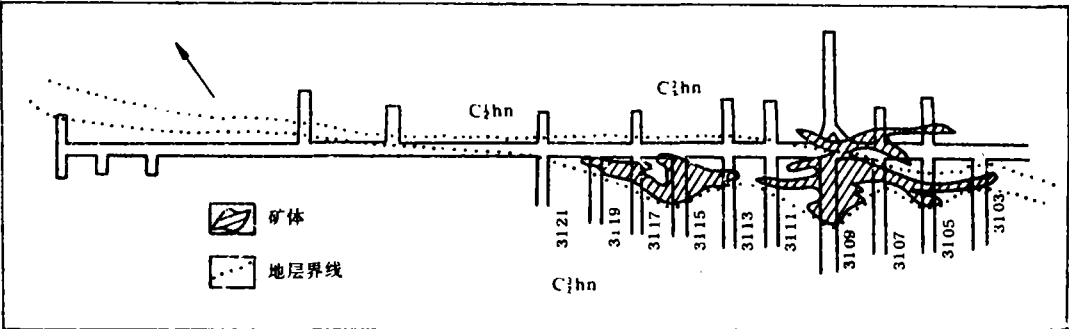


图4 1660中段平面地质图
1—矿体；2—地层界线

C₃hn岩性段局部富含生物屑和砾块处，全是矿体（3109穿脉），C₃hn成为矿体的直接顶板。在C₃hn顶部生物屑和砾块密集处，两个含矿层中矿体合并为厚大的矿囊。

影响矿体大小、形态和就位的主要因素，在于成矿对岩石类型的选择性。一般说来，含矿层越厚，生物屑越多，砾块越集中，矿体也越富厚。生物屑和砾块的疏密控制着矿体的规模，含矿层的厚薄控制着矿床的有无。这一事实，直接指出了生物地层相对成矿的控制作用。正是由于生物屑和砾块的疏密不一，递变频繁，使矿体呈现出膨胀狭缩、分枝复合，尖灭再现等复杂形态（图3、4）。

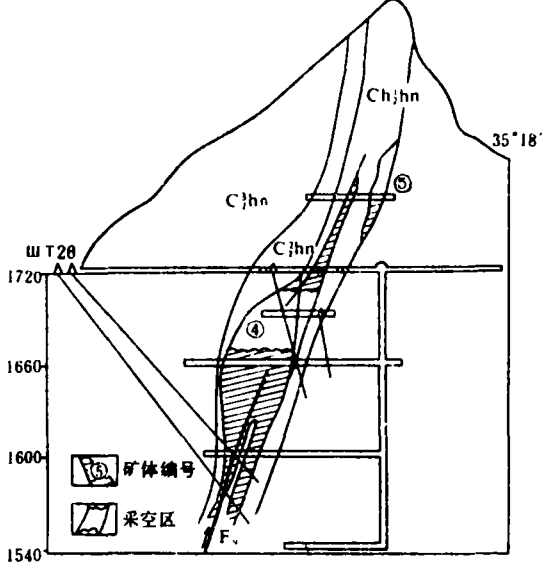


图3 杉树林12+60勘探线剖面图
1—矿体及其编号；2—采空区

作为地层单位, C_{1hn} 和 C_{2hn} 这两个岩性段尚较稳定, 但作为含矿层却变化很大, 即其中并不普遍含有矿体。如1660中段的沿脉平坑, C_{1hn} 岩性段走向长约600米, 其中矿体长仅250米; 有矿部位的含矿层平均厚22米, 最厚达50米; 而无矿部位的含矿层平均厚度仅5.6米, 在300多米的沿脉平坑中变化不大, 未再发现矿体 (见图4)。造成含矿层厚度不一, 其中生物屑和砾块疏密各异的因素很多, 诸如海底古地貌, 古水动力条件、物质供应影响和古气候等, 其形成原因、机理和规律尚待进一步研究。

砾块泥晶生物屑灰岩的沉积相

1. 砾块的成分和分布 砾块主要由灰白色亮晶生物 (屑) 灰岩角砾构成, 杂乱地嵌布于 C_{1hn} 和 C_{2hn} 顶部泥晶生物屑灰岩中, 偶见在 C_{1hn} 底部。所含生物门类与基质相同 (筴类亦属中石炭统的标型分子), 但更加密集, 个体也较完整, 间或有保存完好的大个体珊瑚和大腕足类; 生物含量在20~80%之间, 一般在50%左右。

砾块多呈浑圆或微棱角状, 混杂堆积, 无分选性和方向性, 最大长轴4.6米, 小者1~2厘米, 一般10~20厘米。剖面上中大型砾块常偏集于含矿层底部, 以 C_{1hn} 岩性段最为密集, 但变化很大, 侧向常递变为含砾块的泥晶生物屑灰岩或泥晶灰岩。

2. 砾块泥晶生物屑灰岩的形成条件 它是在特殊条件下形成的一种同生角砾岩, 层位稳定, 并有一定的连续性; 按其岩性组合, 至少应代表两种截然不同的沉积环境:

(1) 呈胶结物状态的泥晶生物屑灰岩, 色深暗, 具泥炭质和呈散状黄铁矿, 是深水, 波浪基面以下低能环境的标志, 属台盆相沉积物。

(2) 以生物 (屑) 和砂砾屑为主的浅色砾块, 多呈颗粒结构, 具一定分选性, 为亮晶方解石胶结, 是浅水、波浪基面以上高能条件下的生物滩堆积。

这两类形成条件互不相同的沉积物, 出现在一个岩层里的地质背景是: 中石炭世时, 沿水城—惠水连线, 在珊瑚平台 (水下隆起) 基座上建

造生物滩的同时, 由哑都—紫云古断裂发展起来的郎岱断陷盆地——台内海盆, 正处于补偿性堆积时期, 杉树林西缘的水城生物滩, 尚未固结或未完全固结, 当其被风暴浪或激流击碎后, 撕裂的碎块或砾屑掺杂着大量的生物 (屑), 被海底激流裹挟, 以碎屑流的运载方式冲进台盆, 并在杉树林海底坪地上形成爆发式的射流堆积, 产生砾块、生物 (屑)、灰泥混杂的类冲积扇角砾岩。

砾块的实际意义在于, 向盆地边缘输入了更多、更集中的生物和有机质, 为建造优质的矿源层创造了条件。

砾块泥晶生物屑灰岩

与铅锌矿的关系

这种灰岩与铅锌矿的关系极为密切, 是赋矿最主要的围岩。砾块和生物屑密集处总是矿体富厚; 砾块和生物屑减少时, 矿体变薄; 在矿体的夹层中, 砾块和生物屑也消失。矿体边部不但有砾块状矿石, 也有“交代”不完全的砾块残体; 砾块状的矿石全为块状富矿, 浸染状矿石仅在砾块矿的边缘零星散布。

这种星散的铅锌矿斑点, 前身很可能是生物残骸, 虽然在致密块状的硫化矿体中, 砾块形态已面目全非, 但密集的方解石斑点和可辨的少量海百合碎片, 似可说明砾块和大量生物屑的存在。因此, 富厚矿体本身应是砾块和生物屑最集中的部位, 也应是含矿层厚度较大的部位。未矿化的砾块铅锌含量甚微, 甚至低于胶结它的泥晶生物屑灰岩; 说明砾块或生物 (屑) 并不是 Pb^{2+} , Zn^{2+} 的主要携带者。它们的作用在于提供了大量的有机质, 从而为成矿环境和还原海水中的硫酸盐起重要作用; 侧向递变为泥晶灰岩后, 矿体或矿化便逐渐消失。

砾块泥晶生物屑灰岩的分布

这种特殊类型的砾块泥晶生物屑灰岩, 本区只见于中、上石炭统的个别层段中; 以 C_{1hn} 岩性段发育最好, 成层稳定, 顶底板清楚, 沿水杉背斜南东倾伏端的两翼均有分布。它是探寻铅锌矿最有利的层位。虽然砾块的大小、数量和成分

变化很大,但总是与矿床的变化特征有联系。在剖面上,自下而上,块度变小并与生物屑一起消失;在横向上,矿块的发育程度亦有较明显的水平分带。例如,26坑(1720标高)C₂hn含矿层中砾块和生物屑小而少,矿化差,仅见两个孤立的小矿体;由此水平向东约200米,砾块绝迹,生物屑也几乎消失,砾块泥晶生物屑灰岩悉为硅质条带泥晶灰岩所代替,再未出现矿体。由26坑水平向西,亦是如此;在长达2公里的露头中,C₂hn含矿层中的硅质结核总是多于砾块,生物屑也不密集,亦无成矿显示。由26坑向下10米,向上60米,即1710与1780标高之间,据28、29、31号等老窿资料,亦无矿体,出现的是含铅锌的

黄铁矿。在1720标高附近,砾块和生物屑皆不发育,是个不利的成矿带。

但是,自1710~1600标高之间,C₂hn含矿层砾块和生物屑密集,含矿层厚度骤然增大,是主要矿体产出的部位。由1780~1900标高之间,虽然矿体已采空,亦应是砾块和生物屑密集区,深邃垒垒的老窿遗址,足以证明富厚矿体的存在。

由上述可见,以26坑为中心,存在一个垂深约70米的砾块、生物屑稀疏带,而其上、下各有一垂深相等的砾块、生物屑集中分布区。所以,含矿层在纵向上呈现出密—疏—密的三分结构(图5)。

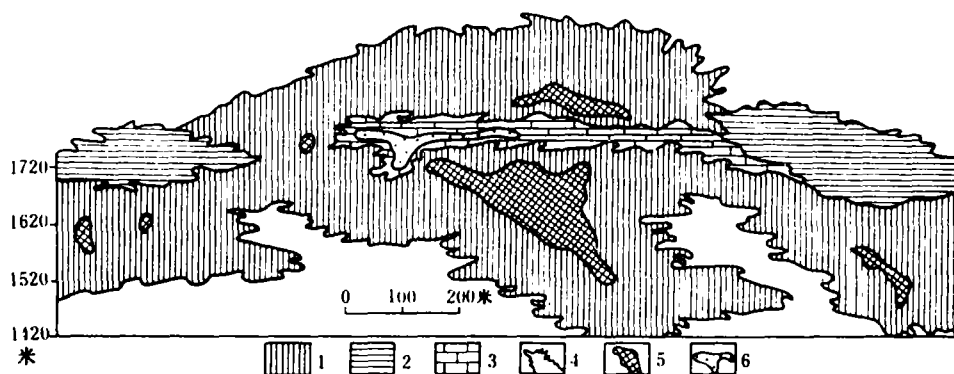


图5 杉树林铅锌矿区中石炭世(C₂hn—C₂hn顶部)沉积相与矿化的关系图

1—砾块、生物屑、碳酸盐泥; 2—硅质碳酸盐泥; 3—含硫酸盐泥; 4—碳酸盐泥; 5—铅锌矿体; 6—含铅锌黄铁矿体

砾块和生物屑的水平分带,与矿床、矿体的空间分布一致。砾块和生物屑在不同标高所呈现的这种递变性,为矿体的狭缩膨胀和就位、尖灭,提供了合理的解释。虽然构造作用是矿床后期改造和富集的重要因素,但矿质初始集结的沉积环境、海底地貌、矿质来源和水动力条件等,在建造矿源层过程中所起的作用,尤为主要。

砾块泥晶生物屑灰岩分带的原因

砾块、生物屑的水平分带,是它们在同生期规律性分布的反映。C₂hn含矿层已知走向长约5公里,倾斜延深0.5公里,长轴是北西向,与郎岱台盆的延长方向一致。若以1720标高的弱矿化带为中心,则其南北两侧砾块、生物屑密集区

的幅宽大致相等,各为230米。杉树林矿区已知的C₂hn砾块泥晶生物屑灰岩幅宽约达530米;再向深部可能是台盆相的泥晶灰岩正常沉积,而非铅锌矿的有利成矿相带。

据砾块、生物屑的分布特征,杉树林与水槽子之间,很可能是一个较陡峻的海底峡谷;杉树林位于该峡谷外缘喇叭口形的坪地上。由波浪、底流裹胁的水域生物滩上之砾块和生物屑,顺谷流速度大,不能在水槽子、观音山一带沉积下来,只能在流速骤缓广阔的坪地上卸载。故在杉树林形成碎屑流性质的冲积扇堆积。在爆发性大量砾块和生物屑泻入前后,“先驱”和“孑遗”的少量砾块和生物屑便分别进入C₂hn和C₂hn岩性段之顶底部位。随着水体能量的减弱,从堆积中

(下转第24页)

化角砾岩与不含矿安山岩中的黄铁矿。利用黄铁矿Co、Ti点群分析有可能区分矿体、贫矿和无矿区。

黄铁矿中硫同位素组成的特点

16个黄铁矿样品 δS^{34} 测定结果(表7)表明,其平均值为2.57~8.32‰,均为正值,离散范围小。说明矿质来源单纯。

表 7

矿 区	矿化蚀变带	样品数	δS^{34} ‰		
			测定范围	离差	平均值
向山硫铁矿	石英、绢云母、黄铁矿化带	3	1.5~3.6	5.1	2.57
马山硫铁矿	石英、绢云母、黄铁矿化带	3	3.5~5.6	9.1	4.66
	绿泥石、钠长石、赤铁矿化带	3	5.6~6.3	11.9	5.83
	钠长石化带	2	5.6~6.6	12.2	6.10
尖山铁矿	阳起石、磁铁矿化带	5	5.8~12.3	18.1	8.32

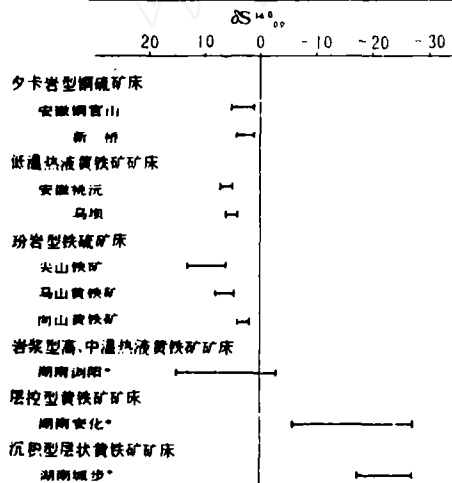


图 5 黄铁矿矿床的黄铁矿硫同位素 δS^{34} 值^[4]

在马山矿床,从高温钠长石化阶段至低温石英、绢云母、黄铁矿化阶段黄铁矿中的 δS^{34} 值是逐渐减小的;尖山、马山铁硫矿床,从中心向边部, δS^{34} 值也是降低的。说明从矿体中心向外,硫同位素分馏效应增加。这对划分矿化阶段和矿化分带是有意义的。

本文在工作过程中得到藏祥芝、张胜标等同志的热情帮助,在此谨致谢意。

参考文献

- [1] 宁芜研究项目编写小组, 1978, 宁芜岩铁矿、地质出版社
- [2] 徐国凤, 地质论评, 1980, 第26卷, 第6期
- [3] 张荣华, 地质论评, 1981, 第29卷, 第2期
- [4] 谢文安, 地质与勘探, 1982, 第6期

(上接第19页)

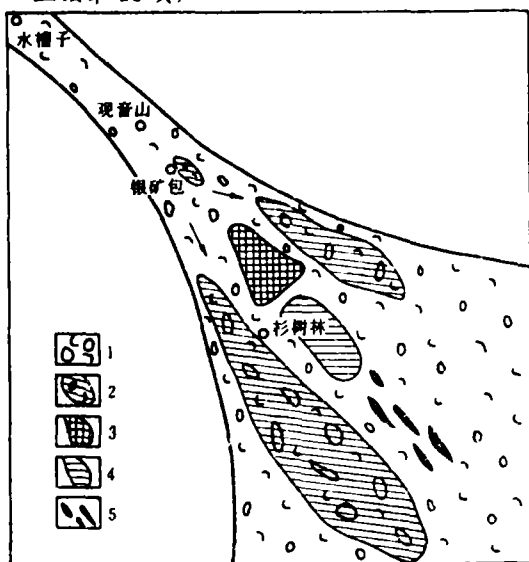


图 6 杉树林碎屑流堆积与铅锌矿分带示意图

- 1—砾块和生物屑; 2—铅锌矿体分布区; 3—水下高地; 4—黄铁矿分布区; 5—硅质条带或结核

心向外,砾块和生物屑逐渐减少;在峡谷末端喇叭口中央,很可能有一小型楔状的海底高地,宛如河道心滩;其窄峭的前端,分劈激流,造成分支“河道”;其平直的后缘,阻挡紊流,形成较深而宁静的水体,导致在26坑附近砾块和生物屑大量减少和黄铁矿层的出现(图6)。

后期构造作用所形成的水杉背斜,其轴部基本与海底峡谷位置一致,但未平分砾块和生物屑堆积中心,故背斜两翼堆积略有差异。

研究砾块泥晶生物屑灰岩的成因、分布和时空变化,目的在于探讨生物地层相与铅锌矿之富集规律,发掘台盆边缘相带潜在的有利成矿区,借以为铅锌矿的普查勘探、成矿预测等研究,提供依据。