

秦岭凤太矿田层控铅锌（铜） 矿床的氧化硅产出特征及其硅质来源

隗合明

（西安地质学院）

内容提要：秦岭凤太矿田的所有铅锌（铜）矿床中都含有大量的氧化硅，前人资料中往往以沉积或蚀变单一形成方式论其成因，非此即彼。本文提出氧化硅有三种产出类型，以同生沉积型为主，其次为成岩后生阶段交代灰岩者，第三类为造山期形成的脉体。三类氧化硅的产出特征有许多不同，但硅质来源一致，即均来自深部地层和岩石中循环的含矿热液。对矿床中氧化硅的研究不仅有助于深入探讨矿床的成因，而且对于该类矿床的勘查有较重要的意义。

主题词：凤太矿田 氧化硅 海底喷流作用 硅质岩 同生断裂

一、问题的提出

人们在长期的矿床地质研究中发现，氧化硅（石英、燧石类）与许多矿床都有密切的关系。由前寒武纪的硅铁建造到现代海底的金属硫化物沉积，由金、银、铁、铜、钨、锡等金属矿床到磷、硼、石棉、重晶石等非金属矿床，其中有氧化硅产出的为数众多，时空分布广泛，具有普遍的意义。这些矿床中的氧化硅，少部分为正常海相沉积的，而多数被认为与火山活动或岩浆热液有直接或间接的关系。

许多层控铅锌多金属矿床也有大量氧化硅产出。产在火山岩中的矿床有的形成“硅矿带”或“硅质矿筒”（如黑矿），其氧化硅显然为火山-喷气成因。但产于沉积岩中的矿床，其中的氧化硅产出既具有沉积特征，又具有热液特征，其成因如何？争论颇大。秦岭泥盆系铅锌等多金属成矿带的南带，包括凤太矿田在内的所有铅锌矿床中都有氧化硅产出，但对于这一典型特征过去长期未予以深入研究。鉴于上述情况，笔者在凤太矿田研究典型矿床时，对氧化硅的产出类型、特征及其硅质来源等问题进行了较为深入的探讨，取得的资料有助于矿床成因的研究。

二、氧化硅的产出类型及一般特征

凤太矿田铅锌（铜）矿床中的氧化硅有三种产出类型：1）与铁白云石、菱铁矿等形成硅质岩，是氧化硅产出最主要的形式；2）交代灰岩中方解石或沿灰岩裂隙充填交代形成硅化灰岩；3）穿插硅质岩（矿石）或围岩的裂隙形成网状石英脉体。现将其主要特征分述如下：

(一) 硅质岩的产出特征

在剖面上, 硅质岩呈层状、似层状或透镜状赋存于碳酸盐岩向细碎屑岩过渡的部位, 而

统	组	段	剖面	岩性
上泥盆统	星红铺组	下段		铁白云质绢云千枚岩、绿泥绢云千枚岩、钙质千枚岩
		(D _{3s1})		下部灰岩、上部硅质岩, 产有小型层状矿体
				铁白云质绢云千枚岩、钙质千枚岩
中泥盆统	古道岭组	上段		硅质岩, 产有大、中型层状矿体
		(D _{2e1})		层状硅化灰岩, 产有中、小型似层状矿体
				含碳薄层微晶灰岩、有星散状矿化
		中段		喷流通道中的网脉状硅化灰岩, 产有中、小型网脉状矿体
		(D _{2e2})		
		下段		厚层生物屑灰岩
		(D _{2e3})		

图1 凤太矿田铅锌矿床氧化硅产出层位综合示意图

Fig.1. Sketch composite profile showing horizon of silica in the Fengtai ore field.

主要在中泥盆统古道岭组灰岩与上泥盆统星红铺组千枚岩的接触带发育(图1), 层位稳定, 与地层整合并同步褶曲。在横向上, 其分布往往受生物层礁(滩)的控制, 主要产于生物礁(滩)间或旁侧, 而这些地区往往基底地形起伏大, 同生断裂较发育, 表明其形成可能与基底断裂带上的热活动有关。

硅质岩为深灰—灰黑色, 细粒结构, 质地硬, 宏观上难以识别。主要矿物成分除石英外, 尚含一定量的铁白云石和菱铁矿(主要在矿田

西部发育), 其次为黄铁矿、闪锌矿和方铅矿等硫化物, 并含少量的有机质、绢云母和绿泥石等。根据其主要成分的含量变化可分为硅质岩(SiO_2 含量在80%以上)、铁白云石硅质岩、黄铁矿化硅质岩、铁白云石菱铁矿化硅质岩和硅质铁白云岩等不同类型, 统称为硅质岩。硅质岩中的石英主要呈等轴状它形微晶结构, 粒径0.01—0.03mm, 表面常含粉尘状碳泥质。这种石英晶粒相互紧密镶嵌接触, 界线清晰但不规则并具溶蚀边缘, 而与其它矿物之间没有交代关系, 表明它们为同期的产物。另一种石英形似骨针状、板条状, 往往沿两组方向发育(图版1), 但用高倍显微镜观之实际上是更细的石英晶粒组成的集合体, 可能是成岩期沿某一方向重结晶形成的。此外, 还见到一种硅质球粒, 球粒中的石英重结晶明显, 被微晶石英胶结(图版2), 显示沉积成岩的特征。铁白云石亦有两种类型。一是自形粒状, 大小一般0.05—0.5mm, 常呈浸染状分布于石英粒间。这种铁白云石不是海相原生沉积的, 可能是沉积物孔隙中的富铁镁溶液在成岩期交代方解石并经过重结晶形成的。另一种为它形粒状, 常沿一定的层镶嵌分布, 有时可见其变余鲕粒(图版3), 为同生沉积经重结晶形成。

硅质岩中常发育有层纹状构造。主要为有机质泥质层纹(图版4)、石英和铁白云石与菱铁矿组成的层纹、石英与黄铁矿等金属硫化物组成的层纹(图版5)等, 均显示了沉积特征和沉积过程中物质组分发生变化的特征。此外, 在含矿层中硅质岩常以矿层的夹层呈多层出现, 或以同生和准同生变形的角砾被微晶硅质和闪锌矿等胶结, 胶结角砾的闪锌矿和黄铁矿有一些呈莓球状或变莓球状结构。这些特征进一步说明硅质岩是沉积成因的。

对硅质岩的电镜扫描未发现硅藻类生物的遗迹, 否定了生物化学沉积的可能。因此根据上述硅质岩的产出和构造特征及其石英的结构、形态等特征认为, 硅质岩中的石英是沉积的, 而且可能是热水沉积形成的。

硅质岩与铅锌多金属矿化的关系极为密切。首先, 矿床中的硅质岩与矿体一起构成特殊的含矿岩相带, 多数情况下硅质岩本身即构成矿体, 仅有少数情况其中铅锌(铜)含量较低成为矿体的夹层。产在硅质岩中的矿体是本区最主要的矿体, 硅质岩是最主要的容矿岩石。

其次,硅质岩中的石英同与其伴生的金属矿物具有相似的组构特征,如中、粗晶团块状矿石中,石英亦呈中粗晶结构;纹层条带状矿石中,石英与金属矿物均为微细粒,彼此呈均匀的平行条纹条带分布;斑点状矿石中,石英与闪锌矿一起发生较显著的重结晶,同时受挤压变形并形成压力影结构。以上表明石英与金属矿物经历了完全相同的地质作用。最后,在空间上矿体与硅质岩的变化完全一致,其厚度随硅质岩变厚而增大,当硅质岩消失时矿体亦即尖灭。因此,硅质岩与铅锌矿化是同时形成的,它可以作为本区最直接、最明显的找矿标志之一。

(二) 硅化灰岩的产出特征

硅化灰岩有两种不同的类型。第一类产在硅质岩含矿层下盘,其空间分布呈似层状、透镜状,一般厚0—几米,主要在矿层厚大部位发育。其中的石英有如下特征:1)呈不规则粒状或不规则团块、细脉交代方解石(图版6);2)含量低,为5—15%,并且表面干净不含碳质;3)不呈层纹状分布,但可与少量星散状、细脉状铅锌硫化物共生。需要强调指出的是,硅化均发生在矿层底板,而顶板围岩中未见有任何硅化现象,反映为一种富硅的含矿热液对底层早先沉积的灰泥(同时代连续沉积)的蚀变作用。第二类硅化灰岩仅见于矿田最北部的洞沟、八方山等矿床,原岩为古道岭组上部的厚层生物屑灰岩或含生物屑灰岩。石英除呈不规则粒状、团块状交代方解石外,更多见其呈网脉状充填交代灰岩的裂隙,并有较多的金属硫化物伴生,形成含矿石英网脉或网脉状矿石。很明显,这类硅化灰岩是富含含矿热液流经灰岩(有裂隙发育)过程中形成的。

硅化灰岩与矿化亦有较密切的关系。位于硅质岩矿层下盘的硅化灰岩,其中多有铅锌(铜)矿化,呈星点浸染状、细脉浸染状分布,铅洞山、手搬崖等矿床中并有小型透镜状、扁豆体状矿体产出,其品位低于硅质岩矿体。一般是硅质岩矿体规模大则下伏硅化灰岩中矿化较发育,其形成是由于含矿热液喷到海底后在沉积盆地向下渗透过程中伴随早先灰泥沉积物的蚀变而同时发生矿化。第二类硅化灰岩本身即为矿石或矿化岩石,是含矿热液沿灰岩裂隙充填交代过程中与岩石蚀变同时发生的矿化,有时矿化很富集,如岩湾矿床。因此,硅化灰岩是本区寻找层控铅锌矿床的又一明显标志。

(三) 石英脉的产出特征

硅质岩中的网状石英脉在所有矿床中都很发育。其特征是:1)脉体细,延伸短,无根,一般长10—50cm,最长不超过3m,宽一般0.5—2cm;2)分布杂乱,纵横交错无规律(图版7);3)基本不含铅锌硫化物,仅含少量粗粒黄铁矿;4)多数矿床这类石英脉仅在硅质岩中发育,灰岩中只发育方解石脉。上述特征表明,石英脉并非后期由外来热液形成,而是从硅质岩中活化出的硅质在裂隙中再沉淀的产物。活化作用和裂隙的形成与印支期的动力变形有关,因为伴随着动力变形可以产生动力热液^[1],动力热液中的矿质与硅质发生分异而形成不含矿的石英脉和铅锌硫化物的团块或脉,有时甚至形成典型的动力热液分异条带(图版8)。

由上可知,石英脉的形成是矿床形成后,受到构造改造的结果,在其形成过程中无成矿物质带人,因而与矿化无直接的成因联系。但在空间上石英脉常与矿体伴生,是硅质岩存在的表象,因此也可以作为一间接找矿标志。

综上所述,矿床中的氧化硅以三种形式产出,它们的特征及其分布既有一定差异,而彼

此之间又有十分密切的成生联系。这种关系在宏观上主要表现为: 1) 在剖面上, 硅质岩呈层状位于最上部, 而硅化灰岩均位于硅质岩层之下, 石英脉则主要发育在硅质岩中, 少数产在顶板千枚岩中。总之, 它们均分布于50—100m厚度范围的含矿层内。2) 在空间上, 硅质岩及第一类硅化灰岩在全区、尤其在矿田南部发育, 这里在中泥盆世时是较封闭的沉积盆地; 而第二类网脉状硅化灰岩主要发育在矿田北部的矿床中, 这里距区域性同生断裂——凤县—板岩镇断裂较近且矿床中有次级同生断裂发育。3) 三类氧化硅的形成方式不同, 硅质岩中的石英是热液沉积形成, 硅化灰岩中的石英是热液中的二氧化硅交代方解石形成, 而石英脉则是在硅质岩的物质基础上经构造作用活化出的硅质充填裂隙所形成。因此, 三者的来源可能具一致性。对此在后面将详细论述。

三、硅质岩的化学组成

硅质岩的化学成分(表1)以 SiO_2 、 TFe 、 CaO 、 MgO 为主。同灰岩相比, SiO_2 高出17倍以上, MnO 高出3—25倍, 而且 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值高、 CaO/MgO 比值低。同千枚岩相比, SiO_2 含量虽然近似, 但其 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值要高出14倍, MnO 含量高出1倍。

硅质岩中的微量元素含量与灰岩和千枚岩也有较大差别, Hg 、 Sb 、 As 、 Co 、 Ni 、 Au 的

表1 凤太矿田铅锌矿床岩石化学成分及其比值

Table 1. Chemical components of rocks and their ratios for lead-zinc deposits in the Fengtai ore field

层位	岩石名称	样品数	分析结果 (%)								
			CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO
D _{3x} ¹	铁白云质千枚岩	10	8.41	2.13	50.38	16.34	2.78	3.29	3.25	0.74	0.10
D _{2g} ⁴	矿化硅质岩	6	4.20	0.98	73.46	1.54	4.67	4.23	0.42	0.07	0.26
	硅化微晶灰岩	4	50.63	0.82	4.74	1.41	0.12	0.42	0.50	0.35	0.01
D _{2g} ³	生物屑灰岩	3	51.43	0.81	3.88	1.13	0.22	0.29	0.42	0.32	0.06
	细晶灰岩	7	52.53	0.83	2.63	0.63	0.01	0.27	0.24	0.33	0.01
	硅化灰岩	5	25.81	0.82	33.66	1.82					0.14

层位	岩石名称	样品数	分析结果 (ppm)						比值			
			Hg	Sb	As	Co	Ni	Au(ppb)	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Co/Ni
D _{3x} ¹	铁白云质千枚岩	10	0.49	1.49	37.4	10	20	3.4	3.5	4.4	3.1	0.5
D _{2g} ⁴	矿化硅质岩	6	149.1	47.4	199.6	48	50	51.5	4.3	6.0	47.7	0.9
	硅化微晶灰岩	4	0.61	2.99	18.1	10	20	14.3	62.4	1.5	3.5	0.5
D _{2g} ³	生物屑灰岩	3	0.41	2.0	3.2	10	18	0.3	80.2	1.3	5.1	0.6
	细晶灰岩	7	0.45	1.04	3.4			0.3	69.9	0.8	3.5	
	硅化灰岩	5	0.49		2.2				36.28		27.5	

含量显著增高, Co/Ni 比值高于其它岩石 (近于 1)。其与上下岩石在微量元素特征方面的明显差异, 尤其是 Hg 作为典型的深成元素, 在硅质岩中的含量是灰岩的 330 倍, 是千枚岩的 304 倍, 更清楚地说明其与上下围岩的物质来源不同。

表 2 列出了凤太矿田的硅质岩与其它各类硅质岩的化学成分对比资料, 可以看出其与正常生物化学沉积型硅质岩不同, 与火山沉积型硅质岩也有差别, 而与海底热泉型燧石岩相当, 反映可能为深部来源。

表 2 凤太矿田硅质岩与不同成因类型硅质岩化学成分比值对比

Table 2. Comparison in chemical composition ratios between siliceous rocks in the Fengtai ore field and siliceous rocks of different genetic types

硅质岩成因类型	K ₂ O/Na ₂ O	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /(K ₂ O + Na ₂ O)	SiO ₂ /MgO	Co/Ni	Sr/Ba
正常生物化学沉积 ^①		107	235	346		
火山沉积 ^①		13.7	36	69.5		
海底热泉沉积 ^①		31.9	183	97.2		
凤太矿田	6.0	47.7	149.9	75	0.9	0.21

① 桂林冶金地质研究所编译《火山活动与成矿作用》, 1974

硅质岩的稀土元素组成与上、下岩石也有一定的差别 (图 2, 表 3): 第一, 其稀土元素总量 (平均 13.64 ppm) 比灰岩 (38.44 ppm) 和千枚岩 (平均 187.51 ppm) 都低; 第二, δEu 值不同, 灰岩为 0.56, 千枚岩为 0.56—0.76, 变化不大, 并显示出 Eu 的轻微亏损。而硅质岩的 δEu 值变化大, 从 0.53—4.71, 并显示出 Eu 的轻微富集; 第三, 硅质岩比灰岩和千枚岩明显贫 Lu。据有关资料, 硅质岩的 ΣREE 低, 主要是由于石英和硫化物中稀土元素含量很低^[13]。此外, 可能还反映了硅质岩的物质来自较深的下地壳, 因为上地壳 ΣREE 高 (183 ppm), 而下地壳的 ΣREE 低 (54 ppm), 并富 Eu ($\delta\text{Eu} = 1.1$)^[2], 这可能也是硅质岩中 Eu 轻微富集的一个原因。另一原因则是硅质岩形成于滞流盆地, E. Roaldst 已证明 Eu 的富集发生在缺氧的环境中^[3]。

硅质岩中石英脉的稀土元素组成, 据邻区资料 (吴健民等, 1998) 与硅质岩相似, ΣREE 为 1.60, δEu 为 1.11, δCe 为 0.37, 进一步说明石英脉与硅质岩的物质来源相同。

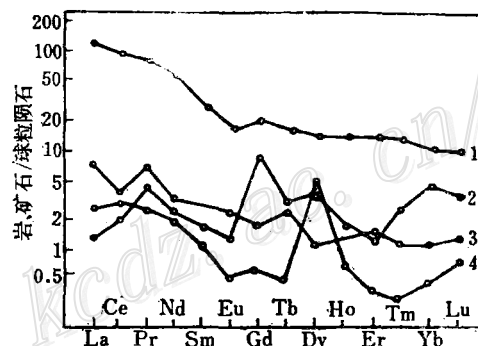


表 2 凤太矿田硅质岩等稀土分布模式

1—千枚岩; 2—矿石; 3—硅质岩; 4—灰岩

Fig. 2. Chondrite-normalized REE patterns of siliceous and other rocks in the Fengtai ore field.

1—Phyllite; 2—Ore; 3—Siliceous rock; 4—Limestone.

表 3 凤太矿田硅质岩及其它岩石稀土元素含量(ppm)

Table 3. REE contents of siliceous rocks and other rocks in the Fengtai ore field

样 品 分析结果 及参数	灰 岩	千 枚 岩			硅 质 岩					
	X-7	Q-056	Q-248	Q-250	Q-016	Q-026	Q-325	T ₁ -4	T ₃ -3	T ₁₀ -2
La	7.41	41.45	36.21	34.46	1.10	2.45	2.59	3.28	2.72	2.54
Ce	14.10	75.90	64.87	51.46	0.66	2.95	6.60	2.14	2.63	2.00
Pr	1.40	9.90	18.37	8.67	0.15	0.84	3.68	0.57	1.00	0.60
Nd	4.71	33.33	30.56	32.58	0.44	1.84	5.38	2.40	2.38	1.42
Sm	0.93	7.75	5.68	6.25	<1.2	0.51	2.86	0.60	0.63	0.42
Eu	0.20	1.20	1.27	1.38	0.28	0.17	0.35	0.10	1.03	0.32
Gd	0.81	4.90	4.38	4.88	0.12	0.43	0.90	0.39	0.71	0.25
Tb	0.30	0.70	0.70	0.75	0.20	0.11	0.10	0.07	0.15	0.10
Dy	1.08	4.37	3.92	4.45	0.17	0.30	0.71	0.30	0.68	0.27
Ho	0.20	0.87	0.80	0.97	0.12	0.09	0.34	0.07	0.21	0.07
Er	0.66	2.47	2.27	2.84	0.25	0.31	1.15	0.22	0.42	0.16
Tm	0.15	0.31	0.28	0.40	0.08	0.03	0.31	0.03	0.05	0.02
Yb	0.64	1.37	1.60	2.08	0.09	0.20	0.33	0.15	0.29	0.10
Lu	0.22	0.19	0.24	0.32	0.01	0.04	0.07	0.02	0.04	0.02
Y	5.72	17.38	16.96	20.86	0.87	1.29	1.07	1.30	3.23	1.19
ΣREE	38.44	202.09	188.09	172.35	5.74	11.56	27.04	11.64	16.27	9.48
ΣCe/ΣY	4.35	5.21	5.04	3.59	2.01	3.13	3.85	3.56	1.74	3.35
Eu/Eu*	0.56	0.56	0.76	0.74	1.16	1.09	0.53	0.59	4.71	2.80
Ce/Ce*	0.92	0.82	0.55	0.65	0.32	0.46	0.38	0.32	0.35	0.35
La/Y	1.30	2.38	2.14	1.65	1.26	1.90	2.42	2.52	0.84	2.13

① 分析单位: 北京铀矿地质研究所

② 分析方法: 等离子光谱

③ X-7—据魏新善资料; Q—铅洞山样品; T—八方山样品

四、氧化硅的同位素特征及包裹体测温

测定了铅洞山和八方山矿床的硅质岩、硅化灰岩、后期石英脉及中酸性岩脉中石英的氧同位素(表4)。从表中看出,硅质岩、硅化灰岩和硅质岩中石英脉样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一致,均在20‰左右,而与中酸性岩脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(12.43‰)有明显差别,一方面表明它们是同源的,同时也说明均非火山成因。同其它各种成因类型的氧化硅进行对比(表5),本区硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 比火山-喷气成因矿床中矿化硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 高出4倍,比正常海相沉积的燧石、石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 要低6—10‰,而与海底喷流、海底热泉沉积的燧石或硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值近似,这进一步表明本区矿床的硅质岩既非火山成因或与火山作用关系不密切,而且与正常海相沉积的也不相同。L. P. Knauth等(1976)认为,沉积的燧石和硅质岩最初是在 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值比水大30‰的洋水中沉淀的,随后在成岩作用、热液蚀变和变质作用过程中与含 ^{18}O 低的大气降水和地下水发生同位素交换,从而降低了这个比值^[6]。本区硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 比正常海相沉积的要低,可能不仅是受到成岩和变质作用影响的结果,而更可能是由于形成硅质岩的含硅

表 4 凤太矿田氧化硅的氧同位素组成

Table 4. Oxygen isotopic composition of silica rocks from the Fengtai ore field

矿床	样号	测定矿物	样品类型	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\%)$
铅洞山	Q-548	石英	硅质岩	13.74
	Q-542	石英	硅质岩中的石英脉	20.08
	Q-547	石英	硅质岩中的石英脉	19.36
	Q-553	石英	硅质岩中的石英脉	20.23
	Q-541	石英	中酸性岩脉	12.43
八方山	BF-025	石英	矿化硅质岩	22.05
	BF-055	石英	硅质岩中的石英脉	20.94
	BF-095	石英	矿层底板硅化灰岩	18.95

分析单位: 北京铀矿地质研究所

表 5 凤太矿田的氧化硅与不同成因类型氧化硅的氧同位素对比

Table 5. Oxygen isotopic comparison between silica rocks in the Fengtai ore field and those of different genetic types

矿床	成因类型	样品类型	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\%)$	
			变化范围	平均值
凤太矿田铅锌(铜)矿床 ^[1]	海底喷流-沉积	矿化硅质岩中的石英	13.74—22.05	20.40
		硅质岩中的石英脉	19.36—20.94	20.15
银洞沟铅锌银矿床 ^[4]	火山-喷气	矿化硅质岩中的石英	1.9—5.2	4.1
沃溪钨锡金矿床 ^[4]	海底热泉沉积	矿化硅质岩中的石英	16.5—18.3	17.2
西成矿田毕家山铅锌矿床 ^[5]	海底喷流-沉积	矿化硅质岩及石英脉中的石英	18.4—23.2	20.3
美国得克萨斯州 ^[6]	泥盆纪沉积	燧石、石英岩	28.6—32.9	30.5
阿拉斯加De Long山铅锌银矿床 ^[7]	海底喷流	含矿硅质岩	20.7—23.7	21.8
		矿层下燧石角砾		23.7

热液来自深部, 因而有其它成因的物质混合所造成的。另一方面, 本区硅质岩总的特征是 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高, 推测他们是在中低温条件下形成的, 反映了含矿热液在海底与海水发生了混合, 这与硅质岩中含有正常海相沉积组分的情况相吻合。

硅质岩中石英与矿层底板灰岩方解石的锶同位素组成(表6)亦明显不同。灰岩的锶同位素组成与显生宙时期海洋碳酸盐岩($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 $0.708 \pm 0.001^{[8]}$) 近于一致, 而硅质岩的锶同位素组成与古老基底的硅铝质岩石($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 $0.720 \pm 0.005^{[8]}$) 相近似, 可能反映了形成硅质岩的物质与古老基底的岩石有关。

三类氧化硅的包裹体测温结果(表7)表明, 沉积硅质岩中石英的形成温度较低, 而后期脉石英的形成温度较高, 硅化灰岩中的石英介于上述二者之间。实际上, 沉积硅质岩及硅

表 6 凤太矿田硅质岩与碳酸盐岩的锶同位素组成

Table 6. Strontium isotopic composition of siliceous rocks and carbonate rocks in the Fengtai ore field

样 品 类 型	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	
硅 质 岩	0.7221 ± 0.0003	0.7259 ± 0.0010
	0.7296 ± 0.0018	
矿层底板灰岩	0.7085 ± 0.0002	0.7094 ± 0.0002
	0.7102 ± 0.0001	

分析单位: 北京铀矿地质研究所

化灰岩在后 期 区 域 变 质和构造活动中受到了改造, 因此有的石英反映形成温度亦较高。综合分析上述结果, 70—130℃ 反映当时海 底 喷 流 沉 积 成 矿 及 成 岩 热 液 交 代 方 解 石 的 温 度, 130—340℃ 反映后期改造活化热液的温度, 由此进一步说明硅质岩的热液沉积成因。

表 7 凤太矿田氧化硅包体测温结果

Table 7. Inclusion thermometric results of silica rocks from the Fengtai ore field

样 品 类 型	测 定 矿 物	均 一 温 度 (°C)	爆 裂 温 度 (°C)
沉积硅质岩	石 英	80—221	
	铁白云石	210	
后 期 脉	石 英	130—340	270—300
	方 解 石	320	
硅化灰岩	石 英	70—305	

五、硅质来源探讨

根据上述矿床中氧化硅的产出及其氧同位素组成等特征分析, 硅质岩、硅化灰岩和石英脉的氧化硅具有一致的来源, 那么是从何处而来的呢? 现将前面所述的一些判别标志归纳如下:

- (1) 硅质岩的产出与火山岩、侵入岩均无明显关系, 其成分中基本不含火山物质。
- (2) 硅质岩产于非常窄的层位。
- (3) 硅质岩中生物化石很少, 仅偶见碎屑, 而石英不具有正常海相沉积或生物化学沉积的特征。
- (4) 硅质岩的化学组成与上下岩石明显不同, 尤其是代表典型深成热液元素的Hg的含量显著增高、Co/Ni比值高, 稀土元素Eu的轻微富集和Lu的贫化等都说明与深部热液有关。
- (5) 氧化硅的氧同位素组成特征与正常海相沉积和火山成因的均不相同, 而与海底热泉沉积的硅质岩一致。

(6)本区的区域变质程度低,灰岩仅发生重结晶,泥质岩仅变为千枚岩,变质矿物主要为绢云母和绿泥石,在这种变质程度下没有真正的变质热液产生。但是,沉积硅质岩中石英包裹体测温却反映为低—中温形成温度。

据上分析,氧化硅既非来自古陆的剥蚀产物,也不是由火山作用、火山—喷气作用、岩浆热液或变质热液提供的,而是深部地层循环的同生热液所流经的基底地层和岩石。

前已述及,本区矿床的氧化硅与铅锌矿密切伴生,硅质岩和硅化灰岩是最主要的容矿岩石,二者之间有着密切的成因联系。因此,根据铅锌矿石的成因亦可以验证硅质的来源。

凤太矿田各铅锌(铜)矿床的矿石铅同位素组成都很稳定,整个矿田 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为17.9782—18.5479, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为15.5534—15.9400, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为37.9848—38.6570,变化范围很小,说明铅的来源是均一的,而且在矿液运移过程中没有其它成因的铅混入。采用Doe(1974)参数计算的矿石铅的源区特征值均较高, μ 值为9.14—9.61, W 值为35.99—41.14, K 值为3.72—4.33。总的来看,这些特征值与地幔($\mu=7.8$)和上地壳($\mu=11.3$)^[9]均不相同,而与现代海洋沉积系统($\mu=9.81\pm$)^[14]近似。上述特征表明矿田的矿石铅与现代海底沉积物的来源一致,可能主要来自上地壳,并有深部物质混合。采用Doe法计算的矿石铅的单阶段演化模式年龄,绝大多数在390—450Ma,老于中泥盆统含矿地层(360—370Ma),亦反映出矿石铅主要来自上地壳古老的地层和岩石,而且来自基底的可能性很大。

金属硫化物的微量元素组成特征亦提供了成矿物质来自深部地层的信息。闪锌矿的Cd含量平均为1326—2232ppm,Zn/Cd比值为276.8—482.8,Co/Ni比值为1.3—6.8,Ga/In比值为5.9—11.6,其特征与正常沉积、岩浆热液和海相火山岩型的矿床均不完全相同。黄铁矿的Co/Ni比值多大于1,但有一些又小于0.5,S/Se为38—53万,亦具有沉积型与热液型的双重特征。这些特征表明,含矿溶液很可能是来自深部地层和岩石的混合同生热液。值得注意的是,闪锌矿包裹体中F的含量高,达0.35—0.57mg/g样品。F作为深成热液中一种特有的元素在闪锌矿液态包裹体中具有较高的含量,进一步说明了含矿热液具有深部来源的性质。

矿床金属硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 以正值偏低和均匀为特征(图3)^①,计算的总硫值为+3—+6‰。与国内外其它层控铅锌矿床的硫同位素特征相比,秦岭西成、广东凡口、湖南渔塘等矿床更明显富集重硫,

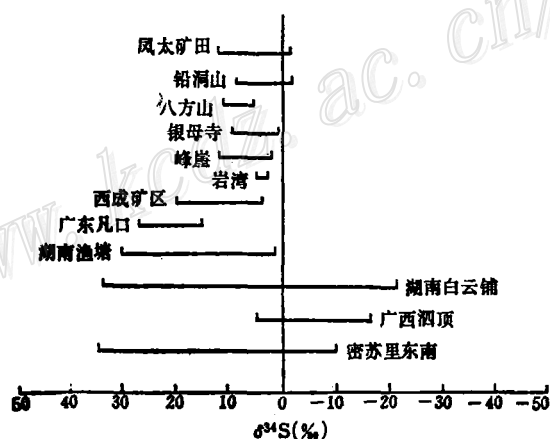


图3 凤太矿田与其它层控铅锌矿床硫同位素组成对比
Fig.3. Comparison in sulfur isotopic composition between the Fengtai ore field and other stratabound lead-zinc deposits.

① 资料来源: 凤太矿田为作者; 西成矿田引自李英, 1983年; 广西泗顶引自曾允孚, 1985年; 其它引自谢文安, 1983年

显然为还原海水硫酸盐的硫。湖南白云铺、广西泗顶及美国密苏里东南等矿床,硫同位素组成变化非常大,则是一种典型的滞流盆地生物成因的硫源。而凤太矿田的硫同位素组成属介于上述两类之间的过渡类型,表明本区硫化物的硫既非简单的还原海水硫酸盐的硫,也不是来自生物或有机质的分解,更不是来自岩浆热液,而很可能是还原海水硫酸盐的硫与深部热液中的硫的混合,因为本区的区域变质作用不可能构成如此强烈的硫同位素均一化。

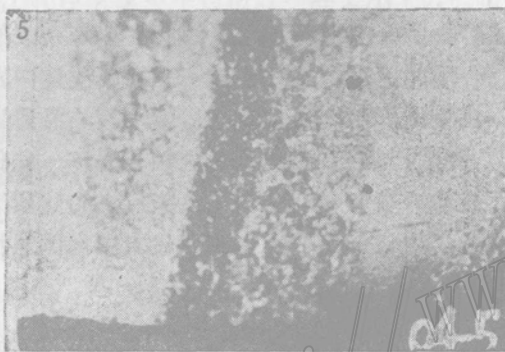
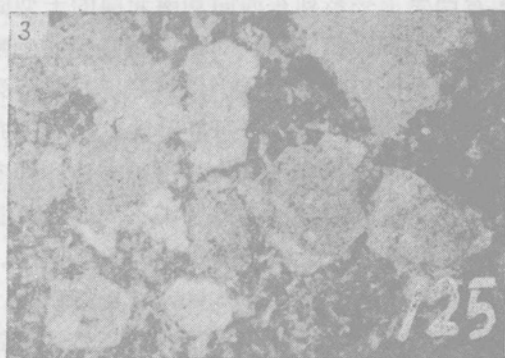
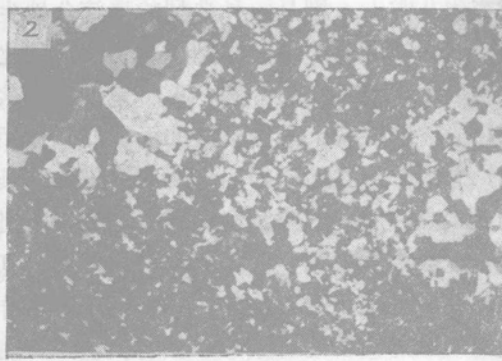
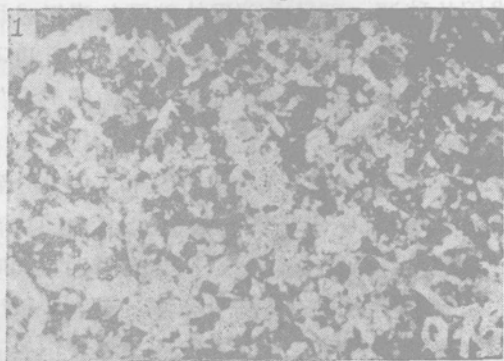
总之,形成矿石的铅锌物质和部分硫具有深部来源的特点,这与硅质的来源完全一致。由此看来,相同的来源和同一地质作用是造成铅锌(铜)矿化与氧化硅紧密共生的内在因素。这种地质作用主要是海底喷流作用,即深部地层中循环的含硅含矿热液沿同生断裂喷至海底并发生沉积成岩成矿作用。发生这种作用的决定性因素即活动构造环境,而秦岭地区泥盆纪时正好具备这种条件。据有关资料,古生代时秦岭为一巨型陆间裂谷系,泥盆纪时正处于由裂开向闭合转变的活动时期^[10],因而伴随着产生了一系列东西向和南北向的大型同生断裂,而秦岭海槽中的几个成矿海盆(西成、凤太、山榨、镇旬等)的形成明显受同生断裂控制。如凤太海盆,北侧为凤县一板岩镇断裂,南侧为江口断裂。其中凤县一板岩镇断裂控制了矿田与其北部地区的地层、岩相和沉积厚度的重要变化^[11],并可能是含矿热液上升的主要通道。此外,矿田内部尚有北东向同生断裂,如沿西河(穿过洞沟—银母寺)和杜家河—国安寺分布的两条基底断裂^[12],控制了凤太海盆的地段差异性,控制了不同的岩相分区^[12]和不同的金属元素富集区。这些次级同生断裂亦可能为含矿热液上升的重要通道。因此,在靠近矿田最北部东西向同生断裂与北东向同生断裂交汇处的洞沟和八方山等矿床,有含硅含矿热液沿通道灰岩充填交代形成的网状硅化灰岩和网脉状矿化,而距通道较远的铅洞山等矿床主要为层状矿化和层状硅化灰岩。

综上所述,本区铅锌矿床中的氧化硅是与成矿物质一起由深部地层的同生热液带来的。含矿的同生热液沿同生断裂喷到海底,与海水混合后并运移到有利环境——海底洼地中发生沉积,形成喷流沉积岩——硅质岩和层状矿体。在喷流沉积作用发生过程中,热液沿通道中灰泥的孔、裂隙充填交代或对海底早先沉积的灰泥进行交代而形成喷流蚀变岩——硅化灰岩。而硅质岩矿层中的大量石英脉则是在印支区域动力变形时期由动力热液形成的硅质活化脉体。上述氧化硅形成的三种作用:喷流沉积—成岩交代—后期活化,即代表了本区层控铅锌矿床的形成与演化历史。

图版说明

1. 硅质岩中微粒石英集合体呈板条状沿两组方向发育。正交偏光, 10×10 。
2. 硅质岩中的石英球粒分布于微晶石英中。正交偏光, 4×10 。
3. 硅质岩中的铁白云石变余颗粒。单偏光, 10×20 。
4. 硅质岩中的碳泥质层纹。正交偏光, 4×10 。
5. 黄铁矿、闪锌矿、方铅矿(浅色)与矿化硅质岩(暗色)组成的层纹。光片, 原大。
6. 硅化灰岩中的石英(浅色、细粒)呈团块状交代方解石。正交偏光, 4×10 。
7. 硅质岩中杂乱分布的石英网脉。
8. 石英与闪锌矿形成的动力热液条带。浅色为石英, 灰色为闪锌矿, 黑色为含碳硅质岩。

图版



参 考 文 献

- [1] 杨开庆 1982 关于构造控岩控矿与成岩成矿问题 地质力学论丛 第6号
- [2] 涂光炽等 1984 地球化学 上海科学技术出版社
- [3] Roaldset E. 1979 挪威南部努梅达尔地区第四纪粘土中的稀土元素 地质地球化学 第5期
- [4] 张理刚 1985 稳定同位素在地质科学中的应用——金属活化热液成矿作用及找矿 陕西科学技术出版社
- [5] 戴闻天 1987 甘南毕家山铅锌矿床地质特征与成因 西安地质学院学报 第9卷 第2期
- [6] Knauth L. P., Epstein S. 1976 结核状和层状燧石中的氢、氧同位素比值 氧同位素地球化学译文集 科学技术文献出版社 (1979)
- [7] Harrover R. D. 等 1982 阿拉斯加 De Long山燧石的稳定氧同位素及雏晶粒径分析——海底喷气矿床的一种勘探方法 同位素·包裹体·矿产专辑(七) 地质出版社(1986)
- [8] G. 福尔 1977 同位素地质学原理 科学出版社
- [9] 陈毓蔚等 1980 我国显生代金属矿床铅同位素组成特征及其成因探讨 地球化学 第3期
- [10] 杨森楠 1985 秦岭古生代陆间裂谷系的演化 地球科学 第10卷 第4期
- [11] 杜定汉等 1986 陕西秦巴地区泥盆系研究 西安交通大学出版社
- [12] 杨锦源、张四喜 1985 秦岭凤太矿田层控铅锌矿床的岩相古地理环境 沉积学报 第3卷 第1期
- [13] Morgan, J. W. and Wandless, G. A., 1980, Rare earth element crystallography, *Geochim Cosmochim.* Vol. 44, p. 974-980.
- [14] Doe B. R., 1970, *Lead Isotopes*, Springer Verlag, p. 91.

MODES OF OCCURRENCE OF SILICA IN STRATABOUND LEAD-ZINC (COPPER) DEPOSITS OF THE FENGTAI ORE FIELD, QINLING AREA AND THE SOURCE OF SILICEOUS SUBSTANCE

Wei Heming

(Xian College of Geology, Xian, Shaanxi)

Abstract

In stratabound lead-zinc (copper) deposits of the Fengtai ore field there exists a large amount of silica which is produced in three forms and hence has three genetic types: the first type is its codeposition with ankerite, siderite and metallic sulfides to form silicolites, the second is its replacement of calcite to form silicified limestone and the third is the formation of pure quartz vein bodies or stockworks.

Stratiform silicolites occur at the contact between limestone of Middle Devonian Gudaoling Formation and phyllite of Upper Devonian Xinghougu Formation, showing stable horizon and typical sedimentary diagenetic fabric. According to petrologic characters, chemical composition, REE distribution pat-

tern, oxygen and strontium isotopic composition and quartz inclusion thermometric results, it is considered that siliceous substance came from ore-bearing syngenetic hydrothermal fluids in deep-seated strata, whereas silicolites were formed through deposition of ore-bearing hydrothermal fluids after it erupted over the sea bottom along syngenetic faults. Silicified limestone lies exclusively below sedimentary silicolites, assuming either network form penetrating bedding or stratified form. Siliceous substance came from the same source as silicolites, and it was formed either by the filling and metasomatic activity of ascending hydrothermal fluids along fissures of limestone or by the replacement of ore-bearing hydrothermal fluids that had already erupted to the sea bottom after the previously-precipitated lime mud. Quartz veins, mainly distributed at random in silicolites and ore bodies, were formed by previously-deposited siliceous substance in silicolites and ores which was mobilized by late tectonism and then filled fissures of rocks and ores.

These three sorts of silica are closely related to lead-zinc (copper) mineralization; silicolites and some silicified limestone are major host rocks of the ore deposit; ore bodies are intimately associated with the three sorts of silica; and siliceous substance came from the same source as metallogenic materials such as lead and zinc. Therefore, silicolites, silicified limestone and quartz veins are all important ore-hunting indicators.

中国岩金矿床新类型研讨会简报

中国地质学会矿床专业委员会贵金属矿床专业组、中国黄金学会地质学术委员会和河北省黄金局联合举办的中国岩金矿床新类型研讨会于1991年6月20日至24日在张家口市召开。中央有关部门和大专院校等系统的68名代表到会。

会议进行了大会学术交流和专题讨论,考察了东坪金矿。会议的成果主要有: 1. 关于岩金矿床新类型概念。多数代表认为,新类型应具有相对动态的涵义,即在发现时间上限于最近若干年内,在矿床地质基本特征和成矿作用中任一方面有别于过去已发现者,具有较大经济意义的类型,均可称为新类型矿床; 2. 对张家口地区及其相邻地段金矿资源的前景,在认识上比较一致。绝大多数代表认为赋存于太古界碱性杂岩体内接触带的脉带并具钾化、硅化、黄铁矿化的东坪新类型岩金矿的发现,具有重大现实意义(碱性杂岩体在区域上分布广泛),并且,区域内其它类型金矿也点多面广。因此,通过进一步工作,本地区很有可能成为我国重要的金矿化集中区之一。3. 交流了我国各地的新类型岩金矿实例。

会议上宣读的论文将公开出版专辑,交由沈阳地质矿产研究所《贵金属矿床地质》编辑部负责。矿床地质专业委员会及贵金属矿床专业组还就这几年的工作进行了总结及提出下阶段工作设想。初步决定在明年适当时间召开“中国银矿研讨会。”

(中国地质学会矿床地质专业委员会秘书处供稿)