

华南沉积岩系 Hg、Sb 丰度

刘义茂¹, 杨东生¹, 杨小强², 庞保成³

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2. 中山大学 地球科学系, 广东 广州 510275; 3. 桂林理工大学 地球科学学院, 广西 桂林 541004)

摘 要:从区域构造地球化学演化的角度来看, 华南 Hg、Sb 矿床的形成主要可划分为三个阶段: (1) 沉积层(主要是元古宙基底沉积层) 堆积过程中 Hg、Sb 的储集; (2) 元古宙基底(沉积层) 的下沉-熔融-花岗岩形成与 Hg、Sb 释放; (3) 在有利构造的引控下, 含 Hg、Sb 流体形成、演化与成矿, 简称为储存-释放-富集宏观三阶段。本文重点阐述的是第一阶段, 华南沉积层特别是元古宙基底沉积层的 Hg、Sb 丰度。文中将华南沉积层 Hg、Sb 丰度分为四种类型: I 原生本底丰度; II 同生异常丰度; III 后生丰度; IV 混合丰度。本文计算、统计出华南沉积岩系本底丰度 Hg 为 0.368 $\mu\text{g/g}$, Sb 为 1.28 $\mu\text{g/g}$ 。华南元古宙基底沉积岩系本底丰度 Hg 为 0.363 $\mu\text{g/g}$, Sb 为 1.45 $\mu\text{g/g}$ 都明显高于地壳及花岗岩 Hg、Sb 丰度值。

关键词:Hg、Sb 丰度; Hg、Sb 成矿; 沉积岩; 元古宙基底; 华南

中图分类号: P595 文献标志码: A 文章编号: 1001-4552(2011)03-0410-011

0 引 言

在华南地区有两类矿化最具特色, 一类是较近花岗岩类的高、中温 W、Sn (REE、Nb、Ta、Be、Mo、Bi、Pb) 矿化; 另一类是较远离花岗岩类的低、中温的 Hg、Sb (Au、U、Pb、Zn、W、Ag、As) 矿化。这两类矿化都形成了具有重要经济价值的超大型矿床。前者如柿竹园, 后者如锡矿山。

在过去, 主要在二十世纪 80 年代以前, 由于国家需求和自然条件等多种原因, 对中、高温矿床的研究比较深入。华南腹地的南岭及周边地区是花岗岩及钨、锡、稀有多金属矿床密集分布的典型区域。我国诸多部门和广大地质工作者在花岗岩和成矿作用研究方面, 取得了丰硕的成果, 出版论著较多, 对找矿起到了积极指导作用。在成矿理论认识上获得了中高温钨、锡、稀有金属元素的成矿与花岗岩有着密切成因联系的共识和提出了各种成因机制(如: 中国科学院地球化学研究所, 1979; 南京大学地质

系, 1981; 莫柱孙等, 1980; 地矿部南岭项目花岗岩专题组, 1989)。同一时期, 对华南中、低温矿床的研究相对比较薄弱, 但在国外卡林型 Au 矿和密西西比河谷型 Pb、Zn 矿成矿模式的影响下, 以及在我国掀起的层控矿床研究热潮的推动下, 从 80 年代起对华南中、低温 Hg、Sb、As、Au、Ag、U、Pb、Zn、W、Sn 及分散元素矿床的研究与找矿工作如雨后春笋般蓬勃开展。华南 Hg、Sb 矿床主要分布于湘中、黔东-湘西及黔南三个成矿区域。主要矿床如湘中地区的锡矿山超大型 Sb 矿床, 五峰山(Hg、Sb)、沃溪(W、Sb、Au)、龙山(Au、Sb)、渣滓溪(W、Sb)、高挂山(W、Sn、Sb)、蒋家财(Cu、Pb、Zn、Sb)、灯窝(Zn、Sb)、集福寺(Hg、Cu、Sb)、板溪(Sb)等矿床; 黔东湘西地区如万山、冷风洞及酒店塘等 Hg 矿床及董家河、渔塘、茶田、桐木董、江家垭等 Hg、Pb、Zn 矿床; 黔西南-桂西北的右江盆地及其边缘的低温 Hg、Sb、As、Au 成矿区, 如贵州晴隆大厂(Sb)、丹寨

收稿日期: 2010-06-24; 改回日期: 2010-11-26

项目资助: 国家自然科学基金(批准号: 40772056)和中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室部分资助。

第一作者简介: 刘义茂(1934-), 男, 研究员, 长期从事华南花岗岩及稀有、钨、锡、铁、铜成矿作用与地球化学研究。

(Hg、Au)、马雄(Sb)、独山(Sb)等矿床。多年来,对上述矿床及成矿区域进行了不同程度的研究工作,并取得很大进展。但对成矿物质及流体来源、成矿控制因素及矿床成因等仍存在不同观点和新的争论。如对湘中地区含锑成矿流体来源就存在几种不同认识:

(1) 矿床属中低温岩浆热液矿床,深部或远源岩浆是成矿金属和成矿流体的主要供给源(徐克勤等,1965;杨舜全,1986;林肇风等,1987;史明魁等,1994)。

(2) 矿床属典型层控或沉积-改造矿床,成矿物质主要来自赋矿的矿源层或沉积建造(谌锡霖等,1983;肖启民和李典奎,1984;涂光炽等,1984;张宝贵和梁伟义,1984;张宝贵,1989;曾允孚等,1987;梁华英,1991;Fan et al.,2004;陈多福等,2003)。

(3) 矿床是区域古流体大规模运移的结果,其成矿物质很可能来源于前泥盆纪,尤其是元古宙基底碎屑岩(裴荣富等,1998;马东升等,2002,2003;金景福等,1999;胡瑞忠等,2003;彭建堂等,2002;许继峰等,2003;Yang et al.,2006;陶琰等,2001)。

对过去华南 Hg、Sb 矿床的基本特征、进展及存在的认识分歧,乌家达等(1989)及何立贤和曾若兰(1989)曾作过总结性论述。在近期有关 Hg、Sb 矿床成因和成矿物质来源的争论中,下列几点是比较被忽视或值得商榷的问题:(1)大多数学者认为“矿床与花岗岩没有明显的空间联系”,所以成矿与岩浆活动无关或关系不大;(2)成矿区域构造地球化学背景及演化和 Hg、Sb 成矿的关系,讨论较少较浅;(3)Hg、Sb 丰度研究亟需进一步深入,赋矿地层的高丰度是同生的还是后生贯入的?或叠加混合的?(4)流体形成与演化及 S、H、O、C、Sr、Nd 等同位素特征与金属元素来源的关系?(5)识别层状、似层状矿体是同生矿体或叠生贯入矿体的方法、标志;(6)成矿与赋矿层的时差如何合理解释?(7)如何识别硅质岩与硅化岩?(8)华南多期的构造运动,尤其是燕山运动如何影响、控制成矿?

近年来开展的同位素、流体包裹体及实验研究,把原来着重矿床地质的研究提高到了新的水平,但它又促使加强对宏观综合研究的期求。我们多年积累的有关华南沉积岩及花岗岩含矿性与成矿的资料与认识表明,华南 Hg、Sb 矿床形成是和华南地壳形成演化密不可分的。作者认为,从区域构造地球化

学演化的角度来看,华南 Hg、Sb 矿床的形成主要可划分为三个阶段:(1)沉积层(主要是元古宙基底沉积层)堆积过程中 Hg、Sb 的储集;(2)元古宙基底沉积层的下沉-加热-熔融-花岗岩形成演化过程中 Hg、Sb 的释放;(3)在有利构造的引控下,含 Hg、Sb 流体形成、演化与成矿。简称为储存-释放-富集宏观三阶段。我们将分别以三篇论文来阐述这一认识。第一篇论文,即本文,将报导和论述华南沉积岩系,尤其是元古宙基底沉积岩 Hg、Sb 丰度;第二篇讨论华南沉积岩与花岗岩丰度对比及其成矿意义,将通过丰度差值的定量计算,论证基底沉积岩熔融和花岗岩形成过程释放出了巨量的 Hg、Sb,为成矿奠定了物质来源的基础;第三篇将讨论华南 Hg、Sb 矿床形成的构造控矿条件,提出具有华南特色的成矿模式。

已有一些学者对华南沉积岩 Hg、Sb 丰度进行过研究。如於崇文等(1987)对南岭,叶绪孙和严云秀(1996)对桂北,卢新卫(1999)、马东升等(2002)对湘中、湘西北等地区沉积岩中 Hg、Sb 丰度或含量的研究。虽然主要是局部区域并着重 Sb 元素,但很有价值。研究元素丰度与区域地球化学背景有重要意义:(1)有助于查明矿床成因与成矿物质来源及矿源层问题;(2)为查明各种地层 Hg、Sb 的含矿性、丰度值,判别同生含矿性与后生叠加或贫化值及地球化学分布特征,以及为发现异常和深部找矿提供标尺性的作用;(3)研究地壳岩石中元素分布、分配、活化迁移,将为最终定量地建立地壳形成演化过程的化学平衡系统与局部化成矿机制打下基础。

Hg、Sb 两元素具有相近的地球化学性质,均表现出很强的活动性和存在形式的多样性,并在特定地区多次构造热事件晚期的中低温、压条件下富集成矿。但是两者也有较显著的差异。与 Sb 相比,Hg 的活动性较强,更易形成络合物搬运,在更低温压条件下迁移和富集或贫化。所以它们的迁移定位往往存在时间和空间上的差别,在区域上共存的前提下,单汞矿床大多位于较上部的地壳层次,而单锑矿床则常产出在更深的地壳层次中。尽管如此,锑矿床中的 Hg 或汞矿床中的 Sb,仍比正常丰度值高出许多倍。这反映了 Hg、Sb 之间曾经有过不同程度共同的生、运、聚的历程,所以把 Hg、Sb 一起研究,能更多更准确地获取有关元素所处的温、压条件及与构造、地层和岩浆岩关系的信息。

1 工作区的选择及地质背景

本文研究的对象主要是元古宙基底,其次是寒武系。进行华南元古宙基底与花岗岩丰度比较是建立在华南花岗岩主体是元古宙基底熔融成因的认识基础上的(刘义茂和江青松,1983;刘义茂等,1981,1986;刘义茂,1993;Gilder et al.,1996;Chen and Jahn,1998)。

本次采样的地区(图1)主要是远离Hg、Sb矿化地区,包括:(1)贵州台江地区:在番召、清水江等命名地标准剖面采集番召组、清水江组等中-上元古界样品,该区以舒缓褶皱的浅变质细碎屑岩占绝对优势;(2)广西北部罗城-融安地区:包括三防、元宝山及平英等晚元古花岗岩及其周围区域的中-晚元古界、寒武系等古生代地层分布区;(3)广西东北区:苗儿山、越城岭-海洋山-姑婆山、大宁等古生代大岩基外围区域寒武系分布区;(4)广西东部:寒武系及泥盆系出露区;(5)粤北:佛冈东西向岩基外围寒武系分布区;(6)赣南大余地区:是燕山期花岗岩和寒武系分布区,虽有强烈W、Mo、Sn、Be、REE矿化,但没有Hg、Sb矿化;(7)湘中地区:湘中盆地及其周边地区是Sb矿床密集分布的区域,除锡矿山超大型矿床外,尚有大型矿床3处,中小矿床10多处,矿点及矿化点100多处,矿床或矿化可产出在由板溪群、震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系至三叠系的各时代地层中。对此区地层,前人已做过

较多的工作,我们没有补采新的样品,但文中我们列出了杨东生(本文作者之一)等将于另文发表的一些基底地层Sb资料。

根据Hg、Sb特别是Hg易挥发的地球化学性质和已知Hg、Sb矿床主要是燕山期成矿的基本特征,基底地层样品的采集地,应尽可能排除燕山期花岗岩岩浆作用的影响;同时作为采样地的基底岩石应当远离Hg、Sb矿床。否则,将会因岩浆或构造衍生热液的叠加而使地层的Hg、Sb含量增高或变贫,导致数据的多解性。但同时又不能太远成矿的区域,以便使样品尽可能地代表成矿区的基底岩石。据此我们选择了元古宙出露较全,燕山期岩浆活动、及成矿作用较弱,但离Hg、Sb主成矿区又不太远的黔东南及桂北区作为研究重点。

同时,我们对一些有代表性的盖层如寒武系及泥盆系等地层也进行了采样。样品主要采自5个系统剖面及零星分散的有代表性的地层采样点。由于我们研究Hg、Sb的主要目的是为了获得元古宙和花岗岩的丰度及进行对比,同时为了节约经费,所以主要部分是用组合样分析的。

华南前寒武系主要分布在西北部的扬子地块,东南褶皱区仅零星出露,在震旦系及以老地层中,未出露有太古宙地层,所以现在的趋势性认识是把元古宙作为东南褶皱区的基底。

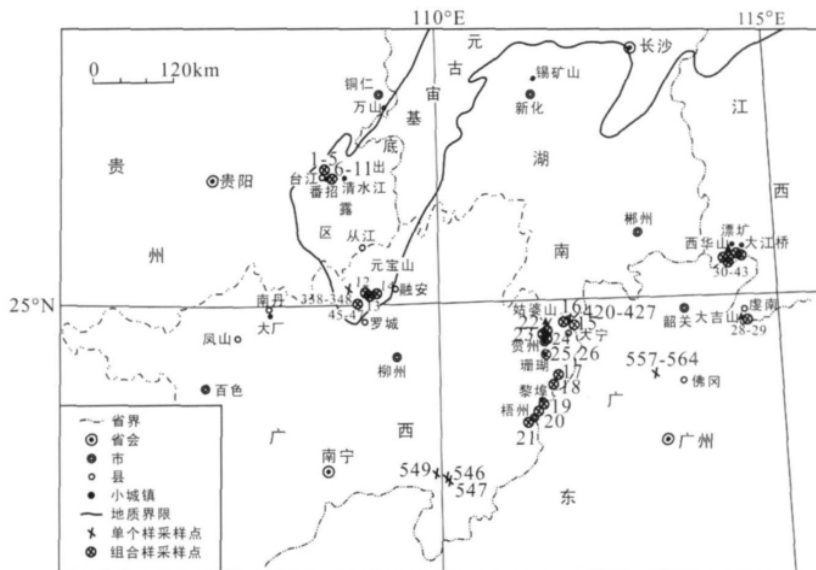


图1 采样位置图(表1中组合样品号,如组-12,在图1中都简化为12,余类推)

Fig. 1 Map showing the sampling locations

2 采样与分析

2.1 样品采集

本文所报导的 Hg、Sb 地球化学资料,是作者多年来开展华南花岗岩与稀有、钨锡、多金属成矿地球化学背景成果的一部分。采集的沉积岩 Hg、Sb 样品共 529 个。将这些样品破碎、研磨成分析样后,除 17 个样直接进行分析外,其余 512 个样品按剖面要求进行组合,组合成 49 个组合样,共计 66 个样品进行分析。其中有 16 个组合样是从 14 条系统剖面上采集的 309 个样的研磨副样组合而成。路线及剖面一般是选择垂直或大角度斜交地层走向的,有公路或小路穿过的有新鲜露头的地段。采集的标本一般 3~5kg,防止污染是加工样品过程的首要前提。加工前,将标本进行洗刷晾干。加工过程首先对老虎口及对滚机清洗热风吹干,同一类标本,顺序加工。最后用棒磨筒打样至分析粒度,每打磨完一个样品,都将棒磨筒用水清刷干净,再用药棉蘸分析纯酒精洗擦,最后吹风机吹干。上述过程保证避免污染。组合样是同一时代的同一岩性段样品组合而成,参与组合样品的岩性是板岩、砂岩、千枚岩及凝灰质岩等。元古宙灰岩、基性火山岩及火成岩、石英脉、矿化脉及风化岩石样品不参与组合。

2.2 样品分析

样品 Sb 含量的分析在广东省测试中心完成,分析方法为中子活化法,灵敏度达 $0.1\mu\text{g/g}$ 。Hg 的分析由贵州省地质局实验室完成,用中国上海新光厂研制的 F732 型冷原子吸收测汞仪测定。冷原子吸收法测定 Hg 的基本原理及流程为: Hg 原子在 2537Å 谱线处有灵敏吸收,在常温下 Hg 易成单原子蒸气;利用这一特性,以王水分解矿样,调整酸度,用氯化亚锡把二价 Hg 还原成 Hg 金属,用抽气泵把 Hg 原子蒸气送入吸收池,在 2537Å 处进行冷原子吸收测定。本法具有简便、快速及灵敏度高等优点,汞最低检出限为 $0.001\mu\text{g/g}$,报出精度在 $0.01\sim 100\mu\text{g/g}$ (郑松 2010,个人通讯;向茂木,1989)。我们使用上述方法共对 180 个单样+组合样进行了分析,其中包括本文所报道的 66 个沉积岩分析样(其余花岗岩类等的资料将另文报道)。在这 180 个分析样中,仅有 1 个基性岩样含 $\text{Hg} < 0.01\mu\text{g/g}$,而且不属华南区样品(采自南极)。锑分析仅有 1 个样 $< 0.1\mu\text{g/g}$,我们将其以 $0.05\mu\text{g/g}$ 参与统计。具体的分析结果列于表 1,统计结果列于表 2~4。

2.3 采样位置与分析结果

(1) 泥盆系 所分析的 8 个样品中有碳酸盐岩和砂岩-粉砂岩两种岩性。组-22、组-23 及组-24 采自贺县姑婆山岩体南端东侧的上泥盆统灰岩-大理岩中,含 Hg 分别为 $0.360\mu\text{g/g}$ 、 $0.360\mu\text{g/g}$ 及 $0.330\mu\text{g/g}$ 。549 号单样采于石南 SE 约 5km 公路旁的中泥盆统灰岩,含 Hg $0.410\mu\text{g/g}$ 。珊瑚锡矿是中低温矿床且局部有 Sb 的富集。组-25 号样与组-26 号样为珊瑚锡矿区粉砂质围岩,分别采自 400~250m 标高的地表和 110m 标高的坑道,含 Hg 分别为 $0.640\mu\text{g/g}$ 和 $0.430\mu\text{g/g}$,含 Sb 分别为 $4.22\mu\text{g/g}$ 和 $0.05\mu\text{g/g}$,数据不参与本底丰度计算。广西玉林中泥盆统砂岩两个分析样(546 和 547) Hg 含量均为 $0.150\mu\text{g/g}$ 。总的来看,本区碎屑岩 Hg 含量差别稍大,而碳酸盐岩中变化却很小,且与碎屑岩平均值相近。

(2) 奥陶系粉砂岩 组-66 号样采自广西越城岭地区。呈 NNE 向条状分布的加里东期花岗岩基南端东侧的奥陶系粉砂岩中。Hg 含量达 $80.84\mu\text{g/g}$,是除板溪群乌叶组的组-10 样之外最高的。

(3) 寒武系 寒武系在华南分布很广,它兼有基底与盖层的两重特征,是本次研究的次重点。样品主要分布在赣南、广西及粤北。共采样 225 个,组成 23 个组合分析样。在小区域内 Hg、Sb 含量的分布比较均匀,但在不同地区之间,却显示出明显的差异性。广西寒武系的 5 个组合分析样含 Hg 仅在 $0.300\sim 0.580\mu\text{g/g}$ 内变化,平均 $0.412\mu\text{g/g}$ 。粤北佛冈地区一个组合分析样(组-27)含 Hg $0.290\mu\text{g/g}$ 。赣南的大余和全南地区 16 个组合分析样含 Hg 由 $0.09\sim 0.44\mu\text{g/g}$,平均 $0.217\mu\text{g/g}$ 。大余地区是岩浆热液作用较强的地方,寒武系是燕山期花岗岩及钨矿床的围岩。该区有两条 NE 向花岗岩条状隆起带,相应分别控制了相同走向的中部和东部两条钨矿带。中带由 SW-NE 向展布的西华山-荡坪-木梓园-大龙山-漂塘-棕树坑等钨矿床组成,各矿床的间距约 3km。在此带上,采集了尽量远离岩体的寒武系砂岩、板岩共 92 个样,组成 11 个组合分析样(组 30~组 33 及组 37~组 43),其 Hg 含量基本在 $0.12\sim 0.25\mu\text{g/g}$,平均为 $0.200\mu\text{g/g}$ 。另外,在中带漂塘矿区与东带大江桥之间的寒武系中采集了 50 个样品(大于 600m 深处有隐伏花岗岩),组成 3 个组合分析样(组 34、组 35、组 36),其 Hg、Sb 平均含量(分别为 $0.167\mu\text{g/g}$ 及 $0.73\mu\text{g/g}$) 都明

表 1 华南碎屑沉积岩系采样及 Hg、Sb 含量

Table 1 Average Hg and Sb contents of the composite samples of clastic sedimentary rocks in South China

采样地点及岩性	样号	样数 ¹⁾	Hg 含量($\mu\text{g/g}$)	Sb 含量($\mu\text{g/g}$)
广西玉林中泥盆统砂岩	546	1	0.150	
广西玉林中泥盆统砂岩	547	1	0.150	
广西石南中泥盆统灰岩	549	1	0.410	
广西姑婆山上泥盆统灰岩、大理岩	组-22	3	0.360	
广西姑婆山上泥盆统灰岩、大理岩	组-23	3	0.360	
广西姑婆山上泥盆统灰岩、大理岩	组-24	5	0.330	
广西珊瑚锡矿地表中泥盆统粉砂岩	组-25	15	0.640	4.22
广西珊瑚锡矿坑道中泥盆统粉砂岩	组-26	20	0.430	<0.1
广西越城岭岩体东南外围下奥陶统粉砂岩	组-66	8	0.840	
广西大宁岩体之北之北寒武系砂岩及板岩	组-16	8	0.430	
广西大宁岩体南部外围培地寒武系泥砂质板岩	组-17	13	0.430	
广西都江河口寒武系泥砂质板岩	组-18	11	0.350	
广西梧州寒武系泥砂质板岩	组-19	8	0.300	
广西梧州寒武系泥砂质板岩	组-20	8	0.400	
广西梧州寒武系泥砂质板岩	组-21	2	0.580	
广东佛冈县寒武系泥砂质板岩	组-27	9	0.290	
江西全南大吉山钨矿外围寒武系浅变质泥质砂岩	组-28	11	0.440	
江西全南大吉山钨矿外围寒武系浅变质泥质砂岩	组-29	13	0.330	
江西漂塘矿田中宝山钨矿床地表寒武系浅变质泥质砂岩	组-30	3	0.230	5.73
江西漂塘矿田中宝山钨矿床 670 中段寒武系浅变质泥质砂岩	组-31	8	0.220	
江西漂塘矿田中宝山钨矿床 556 中段寒武系浅变质泥质砂岩	组-32	6	0.180	
江西漂塘矿田中宝山钨矿床 496 中段寒武系浅变质泥质砂岩	组-33	8	0.230	
江西大余大江-漂塘剖面寒武系浅变质泥质砂岩	组-34	11	0.120	0.76
江西大余大江-漂塘剖面寒武系浅变质泥质砂岩	组-35	18	0.140	0.77
江西大余大江-漂塘剖面寒武系浅变质泥质砂岩	组-36	21	0.240	0.65
江西漂塘 388 中段寒武系浅变质泥质砂岩	组-37	5	0.090	1.58
江西漂塘矿田石雷钨矿床 4304 钻孔寒武系浅变质泥质砂岩	组-38	7	0.250	
江西漂塘矿田石雷钨矿床 4304 钻孔寒武系浅变质泥质砂岩	组-39	7	0.230	
江西漂塘矿田石雷钨矿床 4304 钻孔寒武系浅变质泥质砂岩	组-40	8	0.330	
江西大余西华山地表远离矿体寒武系浅变质泥质砂岩	组-41	19	0.140	0.84
江西大余西华山 zk7161 占孔远离矿体寒武系浅变质泥质砂岩	组-42	10	0.140	
江西大余-荡平公路寒武系浅变质泥质砂岩	组-43	11	0.160	
广西大宁岩体之北震旦系砂岩、板岩	82-420	1	0.310	
广西大宁岩体之北震旦系砂岩、板岩	82-421	1	0.370	
广西大宁岩体之北震旦系砂岩、板岩	82-422	1	0.300	
广西大宁岩体之北震旦系砂岩、板岩	82-423	1	0.360	
广西大宁岩体之北震旦系砂岩、板岩	82-424	1	0.420	
广西大宁岩体之北震旦系砂岩、板岩	82-425	1	0.350	
广西大宁岩体之北震旦系砂岩、板岩	82-426	1	0.310	
广西大宁岩体之北震旦系砂岩、板岩	82-427	1	0.720	
贵州台江上元古界下震旦统南沱组砂砾岩之基质	组-11	1	0.340	
广西罗城上元古界下震旦统长安组及南沱组砂岩	组-14	8	0.500	
广西苗儿山加里东岩体西部外围上元古界板溪群浅变质砂岩	组-70	13	0.360	
广西英阳关上元古界板溪群英扬关组千枚岩	组-15	3	0.470	
贵州台江上元古界板溪群清水江组三段泥砂质板岩	组-9	27	0.280	0.98
贵州台江上元古界板溪群清水江组二段砂质板岩	组-8	14	0.300	0.68
贵州台江上元古界板溪群清水江组一段泥砂质板岩	组 6、组 7	38	0.317	0.73
贵州台江上元古界板溪群番招组二段板岩夹砂岩	组 1-组 4	72	0.335	
贵州台江上元古界板溪群番招组一段砂岩夹板岩	组-5	9	0.550	
贵州台江上元古界板溪群乌叶组黑色含炭质板岩	组-10	4	1.000	3.72
广西罗城上元古界板溪群板岩及砂岩	组-13	7	0.500	1.37
赣北中元古界双桥山群千枚岩及板岩	组-44	8	0.040	2.82
广西融水三防岩体东南外围下(中?)元古界四堡群浅变质砂岩	组-12	6	0.320	1.26

广西融水三防岩体东南外围下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	338	1	0.250
广西融水三防岩体东南外围下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	339	1	0.210
广西融水三防岩体东南外围下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	342	1	0.450
广西融水三防岩体东南外围下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	344	1	0.360
广西融水三防岩体东南外围下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	347	1	0.210
广西融水三防岩体东南外围下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	348	1	0.420
广西罗城平英岩体东北下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	组-45	6	0.620
广西罗城平英岩体东北下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	组-46	12	0.420
广西罗城平英岩体东北下(中?) 元古界四堡群浅变质砂岩	组-47	5	0.580

1) 指参与组合的样品数。

表2 华南碎屑沉积岩系 Hg 含量 ($\mu\text{g/g}$)

Table 2 Hg contents of the clastic sedimentary rocks in South China ($\mu\text{g/g}$)

地层	分析样数	样数 ⁽⁶⁾	Hg 含量 ($\mu\text{g/g}$)	地层厚度(m)
泥盆系平均值	8	49	0.409	2127(湘中地区) ¹⁾
奥陶系	1	8	0.840	3468(湘南地区) ²⁾
寒武系算术平均和样品加权两种方法平均值	23	225	0.261	3409(赣南地区) ³⁾
上元古界震旦系平均值	10	17	0.420	3487(湘中地区) ¹⁾
上元古界板溪群平均值	13	187	0.412	11696(贵州台江) ⁴⁾
赣北中元古界双桥山群第三岩组板岩、千枚岩	1	8	0.040	3875(赣北地区) ³⁾
下(中?) 元古界四堡群平均值	10	35	0.413	11101(广西罗城) ⁵⁾
华南碎屑沉积岩系算术平均值	66	529	0.353	35288(华南)
华南碎屑沉积岩系按样数加权平均值	66	529	0.349	35288(华南)
华南碎屑沉积岩系按地层厚度加权平均值	66	529	0.401	35288(华南)
华南碎屑沉积岩系三种计算方法平均值	66	529	0.368	35288(华南)
元古宇碎屑沉积岩系算术平均值	34	247	0.324	30234(华南)
元古宇碎屑沉积岩系按样数加权平均值	34	247	0.401	30234(华南)
元古宇碎屑沉积岩系按地层厚度加权平均值	34	247	0.366	30234(华南)
元古宇碎屑沉积岩系三种计算方法平均值	34	247	0.363	30234(华南)

1) 林肇风等,1987; 2) 王昌烈等,1987; 3) 江西省地质矿产局,1984; 4) 贵州省地质矿产局,1982; 5) 广西地质局,1968; 6) 包括参与组合的样品个数和单样数。

表3 华南沉积岩系 Sb 平均含量 ($\mu\text{g/g}$)

Table 3 Average contents of Sb of the sedimentary rocks in South China ($\mu\text{g/g}$)

地层	一	二	三	四	合计及平均
三叠系		0.63		0.48	0.56
二叠系		1.70	0.90	0.48	1.03
石炭系		1.60	0.70	0.55	0.95
泥盆系	1.98	1.04	0.60	1.21	1.21
志留系		0.12	2.00		1.06
奥陶系		0.49	1.90	1.21	1.20
寒武系	1.36	1.09	2.90	1.71	1.77
震旦系		0.65	2.50	0.53	1.23
板溪群、丹州群	1.30	0.52	1.40		0.90
双桥山群	2.82				2.82
四堡群	1.26	0.45	2.10		1.27
各时代地层平均	1.74	0.83	1.67	0.88(原文0.85)	1.28* /1.27
元古宇基底平均	1.79	0.54	2.00	1.47	1.45* /1.56

注: 一、华南非 Hg、Sb 成矿区域, 本文(双桥山样品由赵振华提供); 二、桂北地区, 据叶绪孙和严云秀(1996); 三、湘中地区, 据马东升等(2002)和卢新卫(1999)资料综合; 四、南岭地区, 据於崇文等(1987); * 本文采用的数值。

表 4 湘中盆地各地层样品的 Sb 含量和同生异常

Table 4 Sb contents and the syngenetic anomalies of sedimentary rocks from Central-Hunan basin

原样号	地点	地层	岩性	Sb 含量($\mu\text{g/g}$)
NY-1		板溪群	泥质板岩	43.00
NY-2		板溪群	泥质板岩	23.00
NY-3		板溪群	泥质板岩	1.80
NY-4		板溪群	石英砂岩	22.00
NY-6	1	板溪群	泥质板岩	3.00
NY-7		板溪群	泥质板岩	5.40
NY-9		板溪群	泥质板岩	2.30
NY-10		板溪群	凝灰质板岩	5.40
NY-11		板溪群	凝灰质板岩	38.00
NY-12		板溪群	凝灰质板岩	370.00
H-1		震旦系	硅质板岩	3.90
H-2		震旦系	泥质板岩	1.80
H-3		震旦系	硅质板岩	3.50
H-11		震旦系	泥质板岩	2.20
H-16	2	震旦系	硅质板岩	2.10
H-18		震旦系	硅质岩	2.30
H-19		震旦系	硅质岩	1.70
H-20		震旦系	泥质板岩	8.80
H-22		震旦系	硅质岩	21.00
元古宇平均				29.54
H-23		寒武系	硅质板岩	22.00
H-24		寒武系	硅质板岩	23.00
H-25		寒武系	硅质板岩	5.50
NY-16	3	奥陶系	泥质板岩	2.30
NY-17		奥陶系	泥质板岩	1.10
NY-18		奥陶系	泥质板岩	3.00
NY-19		志留系	粉砂岩	2.50
各时代 平均				23.76

1. 冷水江炉观-杨家山剖面(禾青); 2. 资江氮肥厂-栗滩(禾青西南方向 16km); 3. 冷水江南 1~2km。

显偏低。由此可见,华南地区寒武系含 Hg 有由西向东降低之趋势。华南地区燕山期岩浆活动自西向东加强,即热变质作用加强,影响 Hg 的保存。

(4) 震旦系 在广西大宁花岗闪长岩岩体之北的震旦纪地层中,由岩体与围岩接触带以北 200m 处作为采样起点,向北直至大宁河与桂岭河交叉口南 200m 处的 2.1km 范围内共采集了 8 个样品(82-420 至 82-427 号样),这 8 个样品 Hg 含量很稳定,除采自最近接触带的 427 号样含 Hg 为 $0.720 \mu\text{g/g}$ 外,其余样品含 Hg 仅在 $0.310 \sim 0.420 \mu\text{g/g}$ 内变化,平均为 $0.402 \mu\text{g/g}$ (见表 1),与广西罗城(组-14, $0.500 \mu\text{g/g}$) 及贵州台江(组-11, $0.340 \mu\text{g/g}$) 的震旦系样品含 Hg 量相近。华南震旦系组合样加上单样共 10 件分析样品,其 Hg 平均值为 $0.420 \mu\text{g/g}$ 。

(5) 板溪群 这是本次研究的主要对象。贵州台江地区的板溪群沉积成岩后受岩浆和热动力影响很弱,在番召、清水江标准剖面命名地,我们主要通过三个系统剖面,从下向上采集了乌叶组、番召组及清水江组地层样共 160 个,组合成 10 个组合分析样。此外,在扬子地块江南隆起区南端的桂北罗城、苗儿山、英阳关等地采集了 23 个样,组成 3 个组合分析样。

上述地区板溪群含 Hg 基本上在 $0.280 \sim 0.550 \mu\text{g/g}$ 之间。仅台江乌叶组黑色含炭质板岩(组-10)含 Hg 稍高,达 $1.00 \mu\text{g/g}$ 。华南板溪群 Hg 平均值为 $0.412 \mu\text{g/g}$,含 Sb $0.68 \sim 3.72 \mu\text{g/g}$,平均 $1.15 \mu\text{g/g}$ 。

(6) 双桥山群 样品由赵振华提供,为采自赣北双桥山群第三岩组中的 8 个钻孔样。本组样品组合成组-44 号分析样,结果显示 Sb 为 $2.82 \mu\text{g/g}$,而 Hg 则很低,仅为 $0.04 \mu\text{g/g}$ 。相对于扬子地块黔桂地区元古宙地层,赣北双桥山群 Sb 含量变化不大,但 Hg 含量却几乎低了一个数量级。这 8 个钻孔样中 3 个为千枚岩,2 个为凝灰质千枚岩,一个是含炭千枚岩,一个为硅质岩。根据其岩性结合区域地质背景,初步认为地层含 Hg 超低可能和后来该区受到稍强的千枚岩相热动力变质作用而致其 Hg 逸散有关。但对 Sb 而言,可能由于它比 Hg 稳定而导致其含量无明显变化。

(7) 四堡群 本群样品采自桂北地区。在三防岩体以南,从广西罗城四堡镇-黄金村近南北向的下(中?)元古四堡群-震旦系南沱组的剖面中,共采取 42 个样品,其中四堡群样品有 14 个,从中选取了 6 个新鲜的碎屑岩样品(除去基性岩闪长岩及受风化样品),组合成为组-12 号分析样品,其 Hg 含量为 $0.320 \mu\text{g/g}$ 。同时,在组-12 以西约 20km 处的融水县汪洞乡上双河村附近的四堡群中(图 1),由三防岩基南南西接触带向南 4m 起始的 500m 范围内,采集了 11 个样品(338~348 号),选取其中 6 个样品(338、339、342、344、347、348)进行了 Hg 含量分析(表 1),结果仅在 $0.210 \sim 0.450 \mu\text{g/g}$ 之间变化,其平均含量为 $0.317 \mu\text{g/g}$,与组-12 号分析样品的 Hg 含量完全一致。另外,在桂北罗城平英岩体东北所采四堡群样品中,组-45、组-46 及组-47 样含 Hg 分别为 $0.620 \mu\text{g/g}$ 、 $0.420 \mu\text{g/g}$ 、 $0.580 \mu\text{g/g}$ 。这再次说明,元古宙地层 Hg 含量很稳定,但有一定的区域性差别。

3 有关华南沉积岩系 Hg、Sb 丰度的讨论

Hg、Sb 丰度按空间尺度大小分为三类: (1) 全球及地壳单元的丰度; (2) 大区域丰度, 如华南地区丰度; (3) 小区域丰度, 如湘中、湘南丰度。按丰度的成因、来源与计算方法, 沉积岩丰度可以分为四类: (1) 本底丰度: 原生本底丰度就是指在沉积系统中与主岩具有相同的物质来源、沉积方式、沉积过程和成岩过程所获得的元素丰度, 是在计算丰度时将不符合系统正态分布的异常、离群的数据去除掉以后计算的平均值。地壳、地壳单元的丰度值都属于这类。如何描述、表征和确定原生本底丰度值, 已有一些学者对此进行了探讨(如刘义茂, 1979; 刘义茂等, 1981; 於崇文等, 1987)。(2) 同生异常丰度: 指属于同生成因的离群的高含量数据也计算在内的丰度值。如同生火山热液或热水沉积作用所形成的局部异常值, 它们是和主岩来源不同、但沉积和成岩方式相同且与本底丰度值大体同时形成的。同生异常产生矿源体、矿源岩或矿源层, 如果达到开采价值, 便形成同生矿床。(3) 后(叠)生异常丰度: 在原生本底值形成以后, 沉积层受到了地质作用的影响、改造从而形成后生异常, 多次后生异常的叠加便形成叠生异常, 当异常达到开采价值时, 便形成后生矿床或叠生矿床。与就地赋矿的矿源层无关的矿床, 一般都是后生矿床。(4) 混合丰度: 当确定既有同生异常也有后生异常的叠加时, 我们就称它为混合异常。真正的沉积改造矿床, 层控矿床, 其异常都属于混合异常。在湘中、湘南等具有多期次、多成因、多来源的成矿区域中, 区别出各种丰度, 尤其区分出同生与后生异常丰度, 非常必要。在成矿过程中, 地层含矿元素含量的高低与其所释放含矿元素的量并不总是同步的, 由于不同成矿元素性质、赋存状态和热动力环境各异, 两者不但不同步甚至可以相反。其次, 由于选择引用数据的严格标准的缺乏, 及研究者先入为主的观点, 往往把成矿区后生高品位异常列入丰度统计范围, 或者相反, 把高品位同生异常都删除在统计丰度之外。这两种倾向都会导致对矿床成因和找矿方向的误判。如果要阐明湘中地块化学组成、演化与成矿, 那么, 就必须区分和厘定出本底丰度、同生异常丰度、后生异常丰度和混合丰度, 尽管这是一项难度很大的工作。

本文的主要内容是分析、统计华南地区沉积岩, 主要是元古宙基底沉积岩的本底丰度, 此项工作将为下篇文章讨论华南沉积岩和花岗岩 Hg、Sb 丰度

对比以及定量计算华南花岗岩形成过程中 Hg、Sb 的释放量提供便利, 进而可为阐明 Hg、Sb 成矿的物质来源提供依据。

3.1 华南沉积岩系 Hg 丰度

根据 17 个单样和 49 个组合样的分析结果统计, 华南沉积岩系的 Hg 含量平均值为 $0.368\mu\text{g/g}$, 元古宙碎屑沉积岩系 Hg 丰度为 $0.363\mu\text{g/g}$ (34 个组合样), 寒武系碎屑沉积岩系 Hg 丰度为 $0.261\mu\text{g/g}$ (23 个组合样) (见表 1、表 2)。Hg 在元古宙基底震旦系、板溪群及四堡群 Hg 含量高且很稳定, 平均值仅在 $0.412\sim 0.429\mu\text{g/g}$ 之间变化, 明显高于盖层寒武系。但双桥山群第三岩组 Hg 却很低(组 -44, $0.04\mu\text{g/g}$)。盖层中寒武系 Hg 含量较低(平均 $0.261\mu\text{g/g}$, 表 2)。奥陶系含 Hg 高达 $0.840\mu\text{g/g}$, 但仅有一个奥陶系组合样品(组 -66)。在空间上, 同一小区内, Hg 的分布比较均匀, 但在不同小区之间却有较大差别, 而且这种差别与沉积层 Hg 原始丰度及成岩后的热动力保存条件有明显关系。采样区从西向东, 地层中 Hg 含量如下: 贵州台江地区板溪群 $0.465\mu\text{g/g}$, 桂北四堡群及板溪群 $0.395\mu\text{g/g}$, 桂东寒武系 $0.416\mu\text{g/g}$, 粤北寒武系 $0.290\mu\text{g/g}$, 赣南及全南寒武系 $0.217\mu\text{g/g}$, 赣北双桥山群第三岩组 $0.040\mu\text{g/g}$ 。总趋势是从远离到接近燕山期成矿(钨)花岗岩区、从弱热动力变质至近中度热动力变质, Hg 含量逐渐降低。在岩性上, Hg 分布有一定选择性, 如本区含 Hg 最高($1.000\mu\text{g/g}$)的贵州台江上元古板溪群乌叶组是黑色含炭质板岩。据初步统计, 华南碎屑岩从粗粒富石英砂岩到细砂岩到泥质板岩及千枚岩, 伴随 SiO_2 降低, Al_2O_3 、 K_2O 及 Rb、Sr 升高, Hg 含量有增高趋势, 但变化幅度一般仅在 $0.1\sim 0.5\mu\text{g/g}$ 范围内。火山凝灰岩含 Hg 与一般板岩相比差别不大。泥盆系灰岩 12 个样品平均值为 $0.352\mu\text{g/g}$, 接近于华南沉积岩丰度值。

3.2 华南沉积岩系 Sb 丰度

3.2.1 本底丰度

根据本文 14 件组合样和一个单样的分析统计结果(表 1、表 2), 得出华南沉积岩系 Sb 丰度值为 $1.74\mu\text{g/g}$, 元古宙碎屑沉积岩系丰度值为 $1.79\mu\text{g/g}$, 华南寒武系碎屑沉积岩 Sb 丰度值为 $1.36\mu\text{g/g}$, 泥盆系为 $1.98\mu\text{g/g}$ (表 3)。在表 3 中归纳了 4 组作者(包括本文作者在内)的资料, 据此计算出华南沉积岩系 Sb 丰度为 $1.28\mu\text{g/g}$, 元古宙基底碎屑沉积岩 Sb 丰度为 $1.45\mu\text{g/g}$ 。总的来看, 华南元古宙基底与显生宙沉积岩系 Sb 丰度相近, 并且两者的 Sb(Hg) 都显示出

高丰度特征(见下文内容)表明它们的物质成分有继承关系,且都具有丰富的 Hg、Sb 储集。

3.2.2 湘中沉积岩的同生异常丰度

在湘中 Sb 成矿区,已有不少有关 Sb 高异常的报道。据湘中罗城地区 320 个沉积岩 Sb 化学分析结果统计,不同岩石的 Sb 含量分别为:灰岩 $5.65\mu\text{g/g}$ (236, 统计样品数,下同);泥灰岩 $4.54\mu\text{g/g}$ (7);白云质灰岩 $5.26\mu\text{g/g}$ (45);砂岩 $3.18\mu\text{g/g}$ (17);黏土质岩(泥、页岩及凝灰岩) $6.20\mu\text{g/g}$ (15),其算术平均值为 $4.97\mu\text{g/g}$,按样品数量加权平均值为 $5.45\mu\text{g/g}$ (林肇风等,1987)。此外,Fan et al. (2004) 最近的研究表明,锡矿山锑矿的主岩层位,余田桥黑色岩系含 Sb 为 $24.31 \sim 83\mu\text{g/g}$ 。游先军等(2009)指出,湘西北地区广泛分布的下寒武统黑色岩系普遍含有较高的 V、Mo、Co、Ni、U 及亲铜元素,其中也有 Sb 的不同程度富集,样品含 Sb 最高可达 $369\mu\text{g/g}$ 。杨东生最近在湘中冷水江以南的禾青及其邻近地区采集了 26 个沉积岩样品,主要是远离矿化的泥质岩、硅质板岩及凝灰岩等。样品送加拿大 ACTLAB 用 INNA(仪器中子活化)方法分析,含 Sb 从 $1.1 \sim 370\mu\text{g/g}$,平均 $23.76\mu\text{g/g}$ (表 4)。其中属上元古的震旦系及板溪群样品共 19 个,含 Sb 从 $1.8 \sim 370\mu\text{g/g}$,最高达 $370\mu\text{g/g}$ 的是凝灰质板岩。上元古界 Sb 平均含量为 $29.54\mu\text{g/g}$ 。上述数据我们暂将其列为同生异常。总之,同生高异常是存在的,但是必须与后生叠加高异常相区别。进一步还要确定后生叠加异常是来源于下部/深部流体抑或是就近负异常流体。这是成矿理论研究和找矿基础研究的关键问题。

3.3 华南沉积岩系 Hg、Sb 丰度与中国其它地区及全球资料的对比

华南沉积岩系 Hg 丰度($0.368\mu\text{g/g}$)与陕西公馆汞矿床外围地层 Hg 的含量具有可比性。后者外围地层 Hg 含量分别为:志留系川家沟组 $0.24\mu\text{g/g}$,泥盆系庙沟组 $0.28\mu\text{g/g}$,公馆组三段地层分别为 $0.39\mu\text{g/g}$ 、 $0.28\mu\text{g/g}$ 和 $0.23\mu\text{g/g}$,石家沟组 $0.21\mu\text{g/g}$,大枫沟组 $0.27\mu\text{g/g}$,杨岭沟组 $0.29\mu\text{g/g}$,冷水河组 $0.28\mu\text{g/g}$,南羊山组 $0.33\mu\text{g/g}$,石炭系 $0.49\mu\text{g/g}$ 。上述 11 组地层 Hg 的平均含量都稳定在 $0.21 \sim 0.49\mu\text{g/g}$ 之间,算术平均值为 $0.299\mu\text{g/g}$ (何立贤和曾若兰,1989)。

据张宝贵(1989)及张宝贵和梁伟义(1984)的总结,我国不同地区 13 个矿床的矿化围岩含 Hg 从 $6\mu\text{g/g}$ 到 $613\mu\text{g/g}$ 。Hg 分布特点是含量高且变化大。相比之下,华南沉积岩系及公馆汞矿外围区域

地层 Hg 平均含量要低得多而且稳定。

华南沉积岩系的 Sb 丰度值($1.28\mu\text{g/g}$)稍低于全球页岩($1.4\mu\text{g/g}$),明显高于全球砂岩($0.0n\mu\text{g/g}$)(Turekian and Wedepohl,1961)和上地壳($0.4\mu\text{g/g}$)(Rudnick and Gao,2004),也明显高于中国东部页岩($0.58\mu\text{g/g}$)及砂岩($0.43\mu\text{g/g}$)(Yan and Chi,2005)。

全球 Hg 元素地壳与区域丰度的研究比较薄弱,已发表的 Hg 丰度资料差别也很大:全球页岩 $0.4\mu\text{g/g}$ (Turekian and Wedepohl,1961),上地壳 $0.05\mu\text{g/g}$ 及下地壳 $0.014\mu\text{g/g}$ (Rudnick and Gao,2004)、中国沉积层 $0.11\mu\text{g/g}$ 及中国上地壳 $0.089\mu\text{g/g}$ (黎彤,1994),中国东部页岩 $0.027\mu\text{g/g}$ 、华北地台上地壳 $0.0078\mu\text{g/g}$ 及下地壳 $0.0093\mu\text{g/g}$ (Yan and Chi,2005)。由上述资料可知,地壳及固体地球物质汞含量在 $0.n \sim 0.00n\mu\text{g/g}$ 范围。根据我们及其他作者的研究结果,可以总结出 Hg 丰度的若干变化规律及趋势:(1)地壳高于地幔;(2)上地壳高于下地壳;(3)沉积岩高于火成岩;(4)页岩高于砂岩;(5)沉积岩高于变质岩。上述规律和趋势与 Hg(Sb)的地球化学性质相一致。华南碎屑沉积岩以富泥质浅变质岩为主,而且是 Hg(Sb)矿床产出的区域。如果以上地壳 $0.05\mu\text{g/g}$ 及下地壳 $0.014\mu\text{g/g}$ (Rudnick and Gao,2004)为含 Hg 相对参考标准的话,那么,华南地区沉积岩系的 Hg 丰度值应该明显高于上地壳的丰度值,所以其丰度值($0.368\mu\text{g/g}$)是比较合理的。

4 结 论

从区域构造地球化学演化的角度来看,我们认为华南 Hg、Sb 矿床的形成主要可划分为三个阶段:(1)沉积层(主要是元古宙基底沉积层)堆积过程中 Hg、Sb 的储集,(2)元古宙基底(沉积层)的下沉-熔融-花岗岩形成-Hg、Sb 释放,(3)含 Hg、Sb 流体形成、演化、迁移,在有利构造的引控下局部富集成矿;简称为储存-释放-富集三阶段。本文重点阐述的是第一阶段,即华南沉积层,尤其是元古宙基底沉积层 Hg、Sb 丰度。

元素丰度可划分为四种类型:本底丰度、同生异常丰度、后(叠)生异常丰度及混合丰度。要确定同生异常丰度,必须区分出后生异常和混合异常。本文通过对华南古生界和上、中元古界地层样品的取样分析和对前人资料的综合对比,将不符合系统正态分布的异常、离群的数据去除掉以后计算 Hg、Sb

平均值 统计出了华南沉积岩系的本底丰度。

研究得到以下主要结论:

(1) 根据本文作者 17 个单样和 49 个组合样的分析结果, 得出华南沉积岩系 Hg 本底丰度为 $0.368 \mu\text{g/g}$, 元古宙基底碎屑沉积岩 Hg 的本底丰度为 $0.363 \mu\text{g/g}$ 。

(2) 根据本文 1 个单样和 15 个组合样的分析结果, 计算出华南沉积岩系 Sb 丰度为 $1.74 \mu\text{g/g}$, 元古宙基底碎屑沉积岩 Sb 丰度为 $1.79 \mu\text{g/g}$ 。

(3) 根据包括本文在内的 4 组作者的资料, 综合计算出华南沉积岩系 Sb 丰度为 $1.28 \mu\text{g/g}$, 元古宙基底碎屑沉积岩 Sb 丰度为 $1.45 \mu\text{g/g}$ 。

(4) 与全球上地壳资料对比, 华南沉积系与元古宙基底 Hg 丰度比全球上地壳 Hg 丰度 ($0.05 \mu\text{g/g}$) 高出 7.3 倍。Sb 丰度比全球上地壳 Sb 丰度 ($0.4 \mu\text{g/g}$) 高出 3.2 倍。

(5) 华南元古宙基底和显生宙沉积岩系均呈现出 Hg、Sb 的高丰度特征, 表明它们的物质成分有继承关系, 都具有丰富的 Hg、Sb 储集。

致谢: 作者衷心感谢马东升教授和李朝阳研究员对文章初稿、马东升教授针对修改稿所提出的建设性修改意见。衷心感谢李华梅研究员对本文的有益讨论及帮助。在黔桂地区的野外工作中, 贵州省地矿局和广西地矿局给予了宝贵支持, 尤其感谢贵州地矿局高级工程师秦守荣和广西地矿局张明星工程师携带 1:20 万地质图帮助定点和绘制剖面图。赵劲松、邓秋凤、彭建、江克坚、江青松参加了野外工作。霍玉华、谭运金参与指导了赣南野外工作, 孙爱萍等参加了室内工作。解庆林和胡雄伟参与指导了湘中野外工作并提供了部分样品。本研究除获得国家自然科学基金项目(40772056)资助外, 也曾得到其它多项国家和科学院项目的资助。

参考文献 (References):

陈多福 范德廉 张焘 卢家烂 陈先沛 叶杰 陈光谦. 2003. 第八章: 古环境与超大型矿床的形成 // 赵振华, 涂光炽等. 中国超大型矿床(2). 北京: 科学出版社: 441-486.

谌锡霖 蒋云杭 李世永 廖洪震. 1983. 湖南锡矿山锡矿成因探讨. 地质论评 29(5): 486-492.

地矿部南岭项目花岗岩专题组. 1989. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用. 北京: 地质出版社: 1-445.

广西地质局. 1968. 广西罗城幅 1:20 万地质图说明书.

贵州省地质矿产局. 1982. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-40.

何立贤 曾若兰. 1989. 中国汞矿床 // 《中国矿床》编辑委

员会. 中国矿床上册. 北京: 地质出版社: 413-481.

胡瑞忠 王国芝 苏文超 彭建堂 毕献武. 2003. 第五章: 大面积低温成矿域及其超大型矿床的形成 // 赵振华 涂光炽等. 中国超大型矿床(2). 北京: 科学出版社: 267-302.

江西省地质矿产局. 1984. 江西省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-40.

金景福 陶琰 赖乃昌. 1999. 湘中锡矿山式锡矿成矿规律及找矿方向. 成都: 四川省科学技术出版: 1-176.

梁华英. 1991. 龙山金锡矿床成矿流体地球化学和矿床成因研究. 地球化学 20(4): 324-350.

黎彤. 1994. 中国陆壳及其沉积层和上陆壳的化学元素丰度. 地球化学 23(20): 140-145.

林肇凤 邓国光 付必勤 周雪昌 易延桃 邹今湛. 1987. 湘中地区锡矿地质. 湖南地质, (增刊 3 号): 1-11.

刘义茂. 1979. 花岗岩类钨、铍地球化学 // 中国科学院地球化学研究所. 华南花岗岩类的地球化学. 北京: 科学出版社: 303-332.

刘义茂. 1993. 层圈滑切构造与华南板内花岗岩的成因 // 第五届全国矿床会议论文集. 北京: 地质出版社: 47-49.

刘义茂 江青松. 1983. 中国钨矿地质概论 // 中国科学院地球化学研究所年报: 18-20.

刘义茂 杨启顺 诸颖杰 江青松. 1981. 华南花岗岩类钨丰度及演化问题 // 国际钨矿地质讨论论文集. 北京: 地质出版社: 115-126.

刘义茂 张建中 孙爱萍 邓秋风. 1986. 南岭及邻区基底构造层的性质及其对成岩成矿的控制作用 // 地球化学文集. 北京: 科学出版社: 31-36.

卢新卫. 1999. 湘中金、锡矿床区域控矿特征研究. 铀矿地质 15(6): 344-349.

马东升, 潘家永, 解庆林. 2002. 湘中锡(金)矿床成矿物质来源 II——I. 微量元素及其实验地球化学证据. 矿床地质, 21(4): 366-376.

马东升, 潘家永, 解庆林, 何江. 2003. 湘中锡(金)矿床成矿物质来源 II——II. 同位素地球化学证据. 矿床地质, 22(1): 78-87.

莫柱孙 叶伯丹等. 1980. 南岭花岗岩地质学. 北京: 地质出版社.

南京大学地质系. 1981. 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系. 北京: 科学出版社.

裴荣富 吴良士 焦群尧等. 1998. 中国特大型矿床成矿偏在性与异常成矿聚敛场. 北京: 地质出版社: 202-223.

彭建堂 胡瑞忠 邹利群, 刘建雄. 2002. 湘中锡矿山锡矿床成矿物质来源的同位素示踪. 矿物学报 22(2): 155-159.

史明魁 勒西祥 傅必勤等. 1994. 湘中锡矿. 长沙: 湖南科学出版社: 1-150.

陶琰 高振敏 金景福 曾令交. 2001. 湘中锡矿山式锡矿成矿物质来源探讨. 地质地球化学 29(1): 14-20.

涂光炽等. 1984. 中国层控矿床地球化学(第一卷). 北京: 科学出版社: 1-150.

王昌烈 罗仕徽 胥友志 孙一虹 谢慈国 张重铭 徐文光 任

- 湘眉. 1987. 柿竹园钨多金属矿床地质. 北京: 地质出版社: 8-10.
- 乌家达, 肖启明, 赵守耿. 1989. 中国锑矿床 // 《中国矿床》编辑委员会. 中国矿床(上册). 北京: 地质出版社: 338-412.
- 向茂木. 1989. 贵州省基岩汞元素地球化学特征 // 严均平等. 贵州汞矿地质. 北京: 地质出版社: 324-343.
- 肖启明, 李典奎. 1984. 湖南锑矿成因探讨. 矿床地质, 3(3): 13-24.
- 许继峰, 刘义茂, 彭建堂. 2003. 第一章: 元素超常富集与超大型矿床 // 赵振华、涂光炽等. 中国超大型矿床(II). 北京: 科学出版社: 31-42.
- 徐克勤等. 1965. 矿床成因论. 北京: 地质出版社: 1-434.
- 杨舜全. 1986. 湖南省锑矿成因及找矿方向的探讨. 湖南地质, 5(4): 12-25.
- 叶绪孙, 严云秀. 1996. 广西大厂超大型锡矿床成矿条件. 北京: 冶金工业出版社: 45-46.
- 游先军, 戴塔根, 恩胡庄, 五明艳, 邹艳红. 2009. 湘西下寒武统黑色岩系地球化学. 大地构造与成矿学, 33(2): 304-312.
- 於崇文, 骆庭川, 鲍征宇, 胡云中, 梁约翰, 魏秀结. 1987. 南岭地区区域地球化学. 北京: 地质出版社: 1-436.
- 曾允孚, 沈德麟, 张锦泉, 池三川, 葛朝华, 刘文均, 徐新煌等. 1987. 南岭泥盆系层控矿床. 北京: 地质出版社: 126-145.
- 张宝贵. 1989. 中国主要层控汞锑砷(雌黄、雄黄)矿床分类成矿模式与找矿. 地球化学, 18(2): 131-137.
- 张宝贵, 梁伟义. 1984. 第四章: 层控锑、汞矿床的地球化学 // 涂光炽等. 中国层控矿床地球化学(第一卷). 北京: 科学出版社: 189-218.
- 中国科学院地球化学研究所. 1979. 华南花岗岩类的地球化学. 北京: 科学出版社: 1-418.
- Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284(1-2): 101-133.
- Fan D L, Zhang T and Ye J. 2004. The Xikuangshan Sb deposit hosted by the upper Devonian black shale series. *Ore Geol Rev*, 24(1-2): 121-133.
- Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X, Liu Z, Wang G, Yuan K, Liu W, Kuang G and Wu H. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *J Geophys Res*, 101(B7): 16137-16154.
- Rudnick R L and Gao S. 2004. Composition of the continental crust // Holland H D, Turekian K K and Rudnick R L. Treatise on geochemistry, Volume 3 - The crust. Elsevier Pergamon, 3: 17-96.
- Turekian K K and Wedepohl K H. 1961. Distribution of the elements in some major unites of the earth crust. *Bull Geol Soc Amer*, 72(2): 175-192.
- Yang D S, Shimizu M, Shimazaki H, Li X H and Xie Q L. 2006. Sulfur isotope geochemistry of the Supergiant Xikuangshan Sb Deposit, Central Hunan, China: Constraints on sources of ore constituents. *Resour Geol*, 56(4): 385-396.
- Yan M C and Chi Q H. 2005. The chemical compositions of the continental crust and rocks in the eastern part of China. Beijing, China: Science Press: 44-134.

Mercury and Antimony Abundances of Sedimentary Rocks in South China

LIU Yimao¹, YANG Dongsheng¹, YANG Xiaoqiang² and PANG Baocheng³

(1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. Department of Earth Science, Sun Yat-Sen University, Guangzhou 510275, Guangdong, China; 3. College of Earth Science, Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China)

Abstract: The evolution of Hg-Sb provinces in South China can be divided into three stages: (1) pre-enrichment of ore metals in sedimentary sequences, especially in Proterozoic basement; (2) tectonically driven subsidence of the Proterozoic basement (sedimentary sequences), followed by granite formation through partial melting of the basement; (3) involvement of structure-controlled fluids and subsequent ore mineral precipitation. This paper analyzes Hg and Sb abundances of sedimentary rocks (the Proterozoic basement in particular) from South China. Four types of Hg-Sb abundances have been identified for the South China sedimentary rocks. They are primordial background abundance (I), cogenetic abnormal abundance (II), epigenetic abundance (III), and abundance being multiple in origin (IV). Average Hg and Sb background abundances are estimated to be 0.368 μg/g and 1.28 μg/g for the South China sedimentary strata and 0.363 μg/g and 1.45 μg/g for the Proterozoic basement, respectively. These Hg-Sb abundance values are significantly higher than the average of the crust and granitic rocks.

Keywords: Hg-Sb abundances; Hg-Sb mineralization; sedimentary rocks; Proterozoic basement; South China