

锡矿山锑矿床成矿流体的热场与运移的数值模拟*

杨瑞琰** 马东升 鲍征宇 潘家永 曹双林 夏菲

(中国地质大学(武汉)数学与物理学院, 武汉 430074; 南京大学内生金属矿床成矿机制研究
国家重点实验室, 南京 210093; 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074)

摘要 根据湘中盆地的水文地质单元和锡矿山锑矿床的成矿模式, 利用流体运移的热-重力驱动模型, 在湘中盆地以锡矿山为中心, 选取了 4 条具代表性的剖面进行了数值模拟, 这 4 个剖面分别是: 锡矿山-大界垸剖面(AO)、锡矿山-大乘山剖面(BO)、锡矿山-龙山剖面(CO)、锡矿山-大丰山剖面(DO)。模拟研究表明:在整个盆地具有相同的大气降水和相同的入渗率条件下, 锡矿山锑矿床的成矿流体大部分来自于 BO 和 CO 两个剖面方向, 即锡矿山锑矿床的成矿流体主要来自于大乘山和龙山地区。研究同时表明:来自于大乘山和龙山地区的成矿热液向锡矿山地区运移平均速度为 0.2~0.4 m/a。

关键词 成矿流体 数值模拟 热场 运移 锡矿山 锑矿床

湘中盆地在大地构造上位于东安-雪峰期古岛弧的南缘, 湘桂海西-印支弧间盆地的北部。其基底由前泥盆系巨厚浅变质碎屑岩组成, 主要分布于盆地边缘, 及内部次级隆(凸)起上; 盖层主要由古生界碳酸盐岩、碎屑岩系组成^[1-4]。湘中地区广泛分布着锑、砷、汞、金和铅锌等中低温热液矿床。据统计仅湘中锑矿床(点)就有 172 处之多。其中锡矿山锑矿床面积约 10 km², 锑储量达 2.49×10⁶ t, 占湖南全省锑储量的 98%, 是世界上最大的锑矿床^[4]。锡矿山锑矿床在 1892 年就进行地表开采, 至今有 100 多年的开采历史。

1949 年后, 许多单位及研究者对锡矿山锑矿床进行过多方面专题研究。特别是近几年来, 人们对该矿床进行大量富有成效的研究。锡矿山锑矿床成矿年龄一般认为是燕山晚期成矿^[5-6], 最近的研究认为锡矿山锑矿床成矿分早晚两期^[6], 早期成矿作用时间为(155±1.1) Ma, 晚期成矿作用时间为(124.1±3.7) Ma。据大气降水与岩浆水在不同温度条件下与赋矿围岩所发生的反应交换演化曲线, 以及放射成因同位素(Pb, Sr)和轻稳定同位素(C, O)等研究表明^[3,7-10], 成矿流体与区域流体主要是经深部循环演化的大气降水。从碳、氢、氧、硫、铅、锶等同位素地球化学方面探讨研究揭示^[4,7,11-15]: 湘中盆地中锑矿床碳、硫等

收稿日期: 2005-05-27; 接受日期: 2006-01-12

* 国家“九七三”项目(批准号: G1999043210)和国家自然科学基金(批准号: 40073007, 40272080)共同资助

** E-mail: yangry1964@163.com

矿化剂主要来源于基底地层。对该区盆地及周边基底地层与矿床中的微量元素分布特征及其水/岩反应效应进行综合分析和系统研究揭示^[3,16]。在近似成矿条件的水/岩反应实验中,成矿元素的淋出率达20%~90%;这些微量元素地球化学特征表明:成矿物质主要来源于元古界板溪群基底碎屑岩,并且相关的成矿元素具有较强的活动能力。锡矿山锑矿床成矿温度也是学者们研究的重点之一,目前的研究结论大多集中在120~270 °C之间^[1,8,13,17]。另外,物探资料和数学模拟研究认为,湘中盆地的边缘山区和锡矿山下部均可能有热源存在^[18,19],并且该热源提供稳定的热流值约0.204 W/m²。

这些研究成果是研究锡矿山锑矿床成因以及对寻找新的矿床都是必要的,但从水文地质角度对该成矿流体运移进行系统的研究则不多。来源于盆地边缘山区的大气降水,在加入到深部循环的地下水后淋滤矿源层形成成矿流体,那么该成矿流体能否运移到矿床就位处卸载成矿?来源于各处的成矿流体在锡矿山锑矿床成矿部位的流速是多少?本文的研究是在现有研究成果基础上定量来回答上述问题,同时恢复湘中盆地锡矿山锑矿床成矿时期的热场。

20世纪80年代以来,地壳中大规模流体运移与成岩成矿的关系开始受到重视。如Oliver^[20]提出由陆壳碰撞产生大规模构造卤水运动,并在俯冲盘一侧成矿的新设想,以此解释石油、煤和中低热液矿床成因及石英岩化、白云岩化等成岩作用。在大规模流体运移多种成矿模式的定量化研究过程中, Garven等^[21~23]和Person等^[24]比较系统地研究了成矿流体的运移过程,并建立了重力、压力和浮力驱动流体运移过程的数学模型。并把流体的迁移规模从矿床内部,发展到区域性流体成岩成矿的整个过程。Forster等^[25~27]研究了重力驱动型流体在地层出现断裂模式下的流动,并建立了断裂-裂隙地层的地质流体在重力驱动地下发生流动运移的模型。在结合具体的矿床事例方面,主要是对密西西比河谷型(MVT)铅锌矿床^[21,22,28,29]和加拿大Athabasca盆地和澳大利亚McArthur盆地的铀矿^[30,31]成矿作用,进行大量的数值模拟研究工作,并建立了盆地流体运移模型与矿床

的成矿模式,取得了大量模拟成果。

在国内,对盆地流体及其成矿作用的研究和模拟也做了许多工作,主要有广西金牙金矿含金流体的动力学迁移的模拟^[32],以及对锡矿山锑矿床成矿流体的热场的部分模拟研究^[19],和微量元素在矿源岩(层)中迁移遵循严格的级序路径^[33]等研究工作。不过这些研究往往是只单独考虑流体(地下水)的流动过程,或热的对流传导过程,较少地将热和流体联合起来结合具体的事例研究。

1 区域水文地质

锡矿山锑矿床受F75断层的控制,主要呈层状、似层状,及脉状矿体产于泥盆系灰岩中。但物探资料表明,锡矿山矿区深部可能存在隐伏岩体^[18]。矿床的矿物组合简单,矿石矿物以辉锑矿为主,是单一的锑矿床。脉石矿物主要为石英、方解石;围岩蚀变以硅化、碳酸盐化为主。

湘中地区断裂构造发育,主要为北东向、北北东向以及北西向断裂。深大断裂对湘中锑矿床的形成可能起着重要的作用,许多矿床沿着深大断裂带分布,如著名的锡矿山锑矿床就分布在冷水江-城步断裂带与锡矿山-涟源断裂带的交汇处。

冷家溪群是湘中出露最老的地层,最大厚度超过2500 m,未见底,属活动型沉积,构成了本区褶皱基底,与新元古界板溪群呈不整合接触。在不整合接触带下部,变质热液沿着由深大断裂控制的韧性剪切带上升,并可与建造水混合;而大气降水在重力的驱动下下渗到此不整合接触带时,因渗透率减小和流体受热密度降低,流体进入高渗透性的脆性断裂带转化为上升流^[34]。因此,可将冷家溪群作为重力驱动模式流体运移的下边界。

以浅变质砂岩、砂岩及砾岩为主的板溪群与震旦系,孔隙及层间裂隙极为发育,且孔隙连通性好,本文将划分为透水层。寒武系岩性主要为碳质页岩、泥质碎屑岩和纹层状泥灰岩;奥陶系岩性主要为细砂岩、硅质页岩及泥岩,与下伏寒武系呈整合接触;志留系出露在盆地边缘,仅发育下统,为中厚层状细粒砂岩、粉砂岩和板状页岩,底部有少量黑色碳质板

状页岩,整合于奥陶系之上.岩石中孔隙较小,透水性差,为弱透水层.泥盆系是湘中盆地中出露最广泛的地层之一,亦为锡矿山锑矿床的主要赋矿层位,主要岩性为灰岩、石英砂岩、粉砂岩夹页岩,其中上统锡矿山组长龙界页岩段在锡矿山锑矿形成过程中起着隔水作用,使得成矿流体的向上运移受阻,在该岩性段下部地质构造有利部位汇聚成矿;石炭系亦广泛分布于盆地内部,主要为碳酸盐岩和含煤碎屑岩.该区泥盆系与石炭系灰岩裂隙与溶洞较多,导水性好,该套地层也取为透水层.

二叠系是湘中盆地最重要的含煤地层,主要岩性为页岩、粉砂岩和灰岩.岩石中孔隙较小,透水性差,为弱透水层.三叠系发育不全,仅零星出露.主要由页岩、粉砂岩及厚层灰岩组成.其透水性能较差,也为弱透水层.

另外,湘中地区花岗岩发育,主要为三叠纪-侏罗纪侵入的印支-燕山早期复式岩体,分布于盆地周边.与华南其他地区类似,该区燕山期岩体虽然多为小岩体,但分布广泛,且大多数侵位于早期岩体中,代表了时代最晚、规模最大的一次构造热事件.此外,该区再没有大的构造-岩浆-热事件的发生,不存在多期构造-热事件的叠加现象.因此,湘中盆地的区域性热液活动应主要只与燕山期有关.这些为区域古流体场的恢复研究提供了优越的背景条件.

2 数学模型

锡矿山锑矿床成矿流体的运移模式为:在湘中盆地,以大气降水为主要来源的流体,在重力的驱动下沿地层的裂隙、孔隙向下渗流.在下渗过程中,不断地接受地层下部热流作用,使流体加热,从而流体的密度减小,形成热浮力,这种热浮力驱使流体向上运动.如果环境不发生变化,地层中的流体将不会作长距离的运移.由于成矿时期构造-热事件的影响,深大断裂的发育,打通了下部地层通向上部地层的通道,破坏了流体系统的平衡,从而驱动流体向断裂系统运移,流体在到达 F75 后沿断裂带向地表渗流,在压力、温度降低等成矿综合环境合适的部位,成矿物质与围岩发生反应而完成成矿卸载过程.

对于多孔介质中地质流体的流动,通常用达西

速率 $q=(q_x, q_z)$ 来描述^[35].达西定律是对各向异性的渗透率和浮力影响的自然刻画,表述为

$$q_x = -\frac{\rho_0 g k_x}{\mu} \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (1)$$

$$q_z = -\frac{\rho_0 g k_z}{\mu} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\Delta \rho}{\rho_0} \right). \quad (2)$$

对于多孔介质中的流体,如果忽略矿物的水解反应,并将流体看成是不可压缩的流体,在孔隙度变化较小,以及在不同温度条件下固相的密度保持不变的情况下,则可简化为如下通常的流体连续性方程^[36]:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

流体的密度 ρ_f 是温度的函数,在线性范围内一般有^[26-28]:

$$\rho_f = \rho_0 [1 - 1.7 \times 10^{-4} \times (1 + 0.015 \times T) \times T]. \quad (4)$$

流体的密度差,即状态方程,有

$$\Delta \rho = \rho_f - \rho_0 = -\rho_0 [1.7 \times 10^{-4} \times (1 + 0.015 \times T) \times T]. \quad (5)$$

根据热量守恒原理,流入体积元的热量应等于体积元内热能的增加,于是通过化简可得包含对流、扩散项的多孔介质中流体的热对流扩散方程^[36]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{\sigma} \left(q_x \frac{\partial T}{\partial x} + q_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \lambda^* \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right). \quad (6)$$

公式(1)~(6)中, g 是重力加速度(方向向下, m/s^2), h 为测压水头(m), q 是流速(m/s), ρ 是密度(kg/m^3), μ 是动力黏度($\text{kg/m}\cdot\text{s}^{-1}$), k 是渗透率(m^2), T 是温度($^\circ\text{C}$), t 表示时间(s), λ^* 是热扩散系数(m^2/s), σ 是热容比.下标 x 和 z 代表 x 和 z 方向的分量,0代表参考值, f 代表流体的值.

3 参数的选取与边界条件的确定

为了求解上述方程组,还应该给出方程的各参数的取值,和给定边界条件.

在湘中盆地(图 1)以锡矿山(海拔 818 m, 记为 O)为中心,四周选定 4 个点:西北部盆地边缘距锡矿山 46 km 处的大界垸(1478 m, 记为 A)、锡矿山南部 37 km 处的大乘山主峰(1255 m, 记为 B)、锡矿山东南方 42 km 处的龙山岳坪峰(1514 m, 记为 C)、锡矿山北北

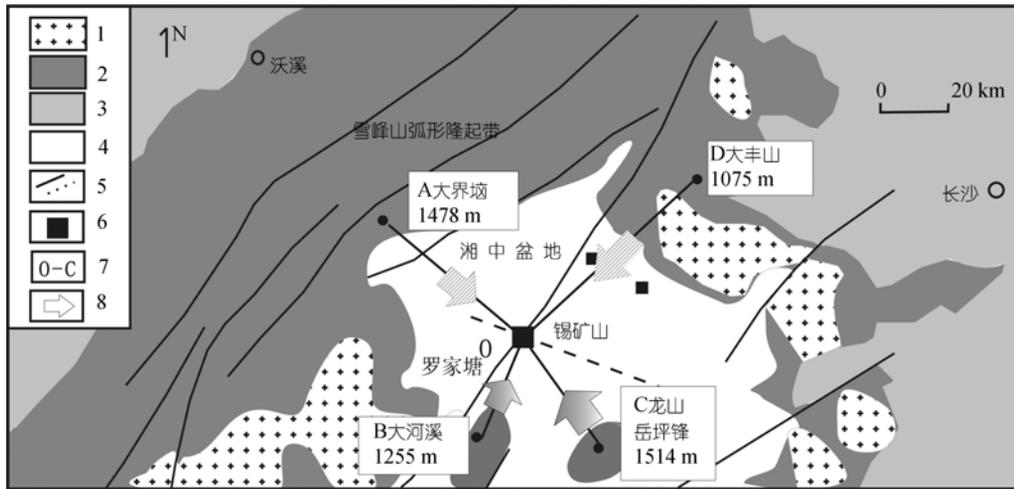


图 1 湘中盆地区域地质简图

1. 花岗岩; 2. 前泥盆系地层; 3. 侏罗-白垩系地层; 4. 泥盆-三叠系盖层; 5. 断裂带; 6. 锑矿床; 7. 剖面位置; 8. 地质流体的流动方向

东 64 km 大丰山主峰(1075 m, 记为 D)。

为模拟锡矿山成矿时期湘中盆地的热场和流场, 研究选择了四个剖面: 大界垸-锡矿山剖面(AO)、大丰山主峰-锡矿山剖面(BO)、龙山岳坪峰大河溪-锡矿山剖面(CO)、大丰山主峰-锡矿山剖面(DO)。

根据资料^[1,37], 湘中地区平均剥蚀速率为 2.0×10^{-5} m/a, 隆起区域的剥蚀速率应大于此值, 本次研究取为 2.5×10^{-5} m/a, 盆地内部拗陷区域小于此值, 取为 1.2×10^{-5} m/a, 锡矿山矿区剥蚀速率, 在这两者之间, 取为 1.4×10^{-5} m/a。模拟时, 取成矿年龄为 155 Ma, 锑矿床成矿时期的古地形可由现代地形加上剥蚀厚度来恢复。于是在盆地边缘一带的古地表可由现地表上推 3.87 km, 在锡矿山一带上推 2.17 km, 盆地内部上推 1.86 km, 从而得到成矿时期的古地形。对于湘中地区根据各地层单元的岩性特征、水文地质特性以及岩性组合、地层的区域性展布情况等, 可建立其水文地质单元。同时根据各地层的产状向上、向下延伸可恢复古地层。

模拟时, 以古地表为研究区域的上边界(Γ_2), 盆地基底冷家溪群地层为研究区域的下边界(Γ_4), 以盆地边缘的研究点(或A, 或B, 或C, 或D)的垂直线作为研究区域的左边界(Γ_1), 以锡矿山所在点(O)的垂直线作为区域的右边界(Γ_3)。该区域年平均大气降水量取 $Q = 1200$ mm/a^[19], 雨水以入渗率 $\varepsilon = 10\%$ 渗入地

层。

据研究区域地层的岩性特征, 弱透水层的导水性能最弱, 透水层的导水性能其次, 而断裂带内其导水性能最强。于是根据地层的岩性特征与渗透率的关系^[22-24], 可取研究区域弱透水层的内在渗透率为 10^{-16} m², 底部板溪群与震旦系, 及泥盆系与石炭系地层, 可取其内在渗透率为 10^{-15} m², 对锡矿山下部的深大断裂, 其内在渗透率可取为 4×10^{-15} m²。依据文献资料^[26-28,36], 热扩散系数 λ^* 为 3.6×10^{-7} m²/s, 热容比 σ 取 0.75。

假设在锡矿山锑矿床成矿地质时期没有发生热事件, 这样流体的温度场系统在短时期内就会达到稳定状态, 因此可以认为成矿系统流体的温度场不再是时间的函数。

4 模拟结果

AO, BO, CO 和 DO 四条剖面的温度场和流场的模拟结果分别见图 2~5。流体运移总的趋势是: 在盆地周围山区的大气降水, 在重力作用下入渗到板溪群-震旦系地层, 在重力和热浮力的共同作用下驱动成矿流体向盆地凹陷部位移动。这些流体到达盆地凹陷部位后, 一部分流体在热浮力作用下直接向上运移, 另一部分流体则在重力作用下继续运移到断裂带的下方, 然后沿着断裂带向上运移。由于岩浆作

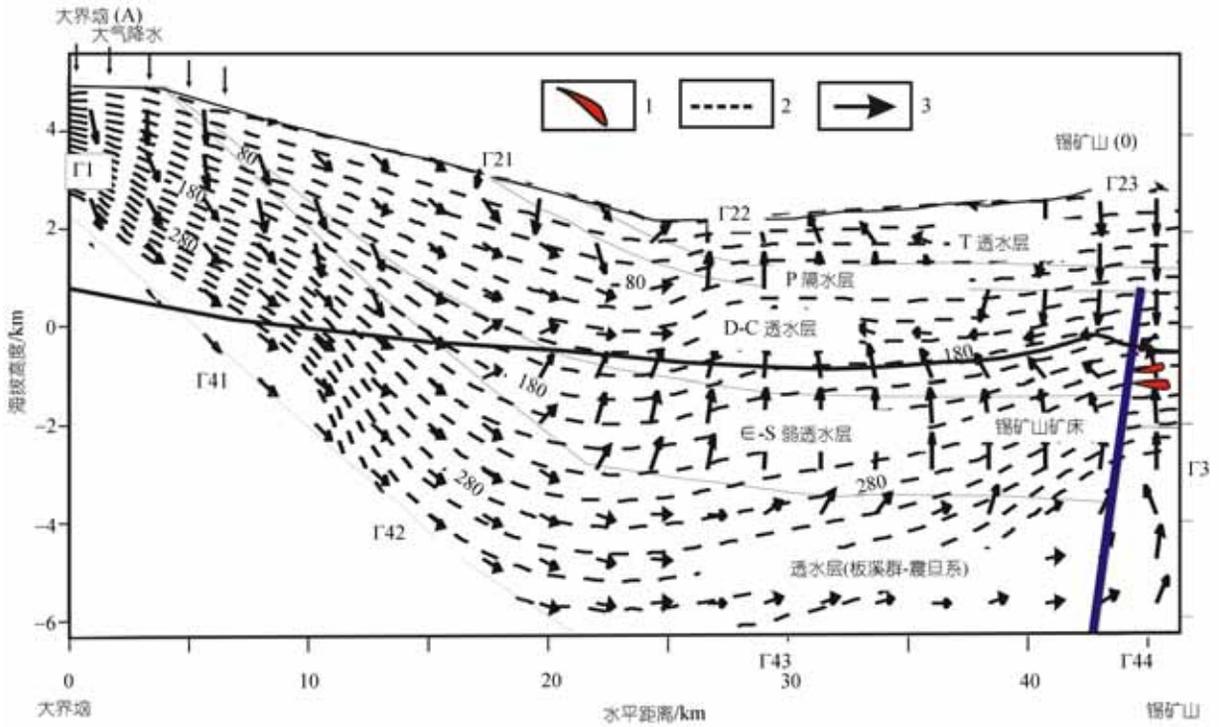


图 2 AO 剖面的温度场和流场

1. 矿体; 2. 流体等温线; 3. 流体的流线

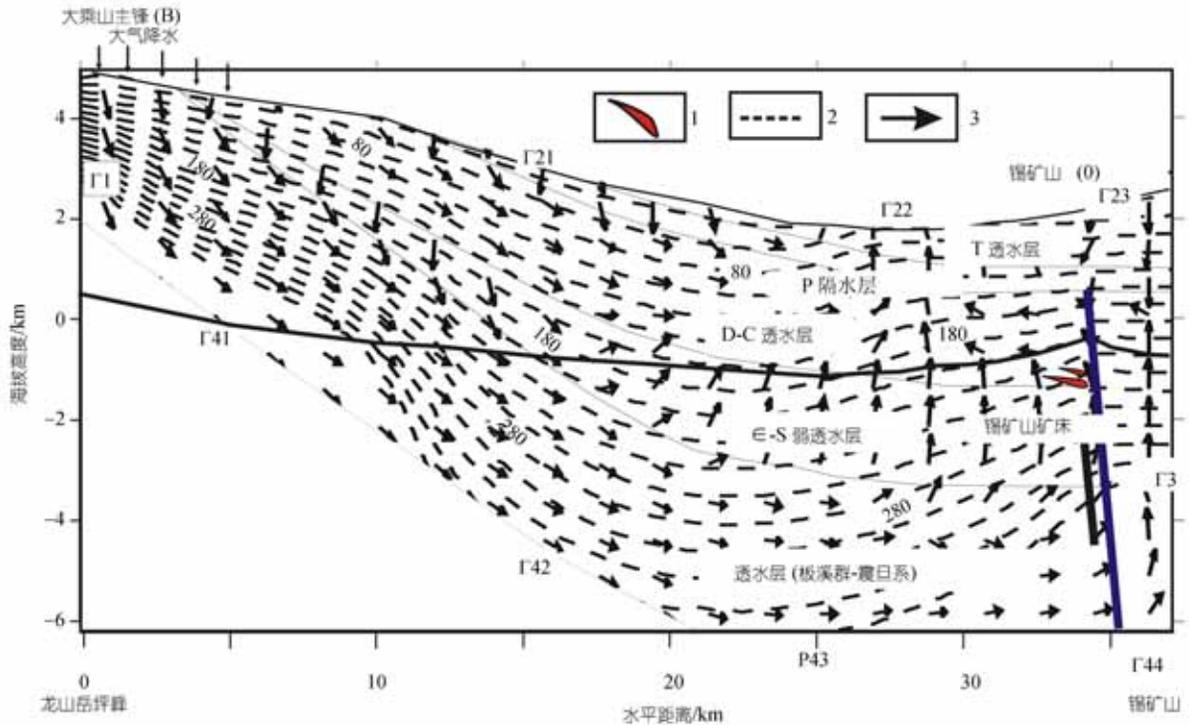


图 3 BO 剖面的温度场和流场

1~3 同图 2

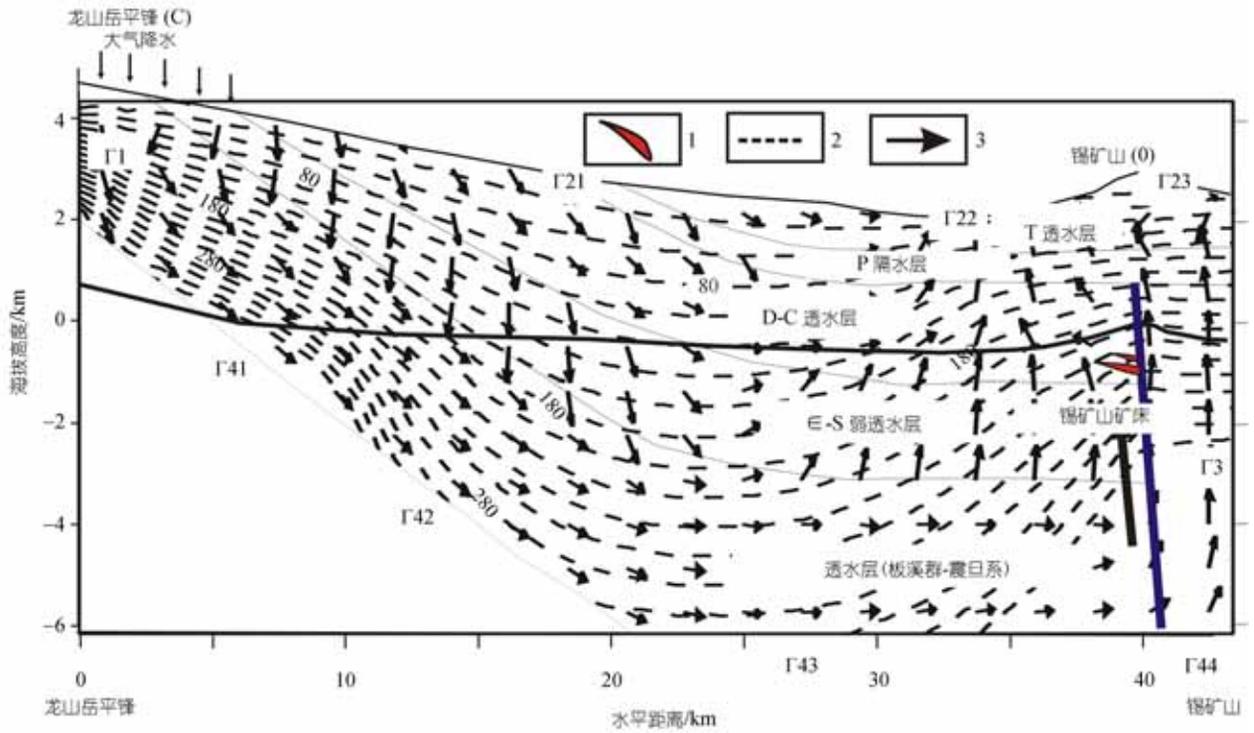


图 4 CO 剖面的温度场和流场

1~3 同图 2

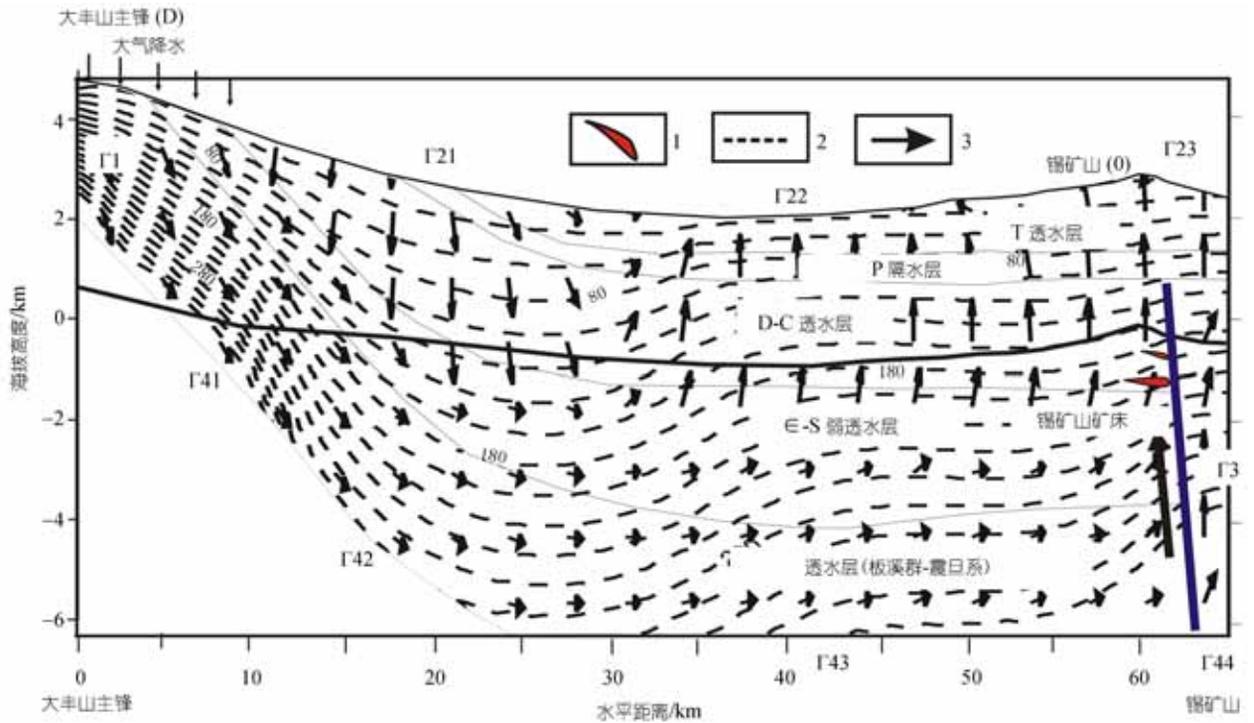


图 5 DO 剖面的温度场和流场

1~3 同图 2

用, 以及可能的隐伏岩体存在, 使得板溪群-震旦系地层在各部位的热流值不同, 导致同一剖面不同部位的温度梯度不一. 在不同的剖面, 由于地表曲线不同、地层厚度不一, 因此等温曲线也不尽相同.

从 AO-DO 的 4 个剖面的地质流体的温度场(见图 2~5)看, 在盆地边缘山区的热流值最高, 其次是锡矿山地区的, 在盆地边缘到锡矿山之间的区域热流值保持在正常的水平. 尽管每个剖面上的温度场曲线有差别, 但变化不大. 最下部导水层区域的温度基本保持在 200~300, 成矿部位的温度基本上保存在 160~200.

利用(4)我们还可以计算成矿时期流体的密度. 最下部导水层区域的流体密度为 720~865 kg/m³, 成矿部位流体的密度为 865~908 kg/m³. 模拟计算出的流体密度, 与通过湘中区域古流体包裹体测温数据计算得出的流体密度为 800~940 kg/m³的结论^[17]基本一致.

流体在各剖面的不同地层的最大流速和平均流速见图 2~5 和表 1, 在区域底部前寒武系基底透水层, AO~DO 的 4 个剖面的平均流速分别达到 0.2, 0.2, 0.46 和 0.4 m/a. 在上部的泥盆系和石炭系透水层的平均流速分别达到 0.4, 0.6, 0.2 和 0.08 m/a. 总体趋势是这两个区域在靠近盆地边缘的山区区域, 在不断地接受来自上地层(地表)的流体, 是入渗区域, 其流速在向下运移的过程中渐渐地增高; 达到最高后, 区域不断地向上地层(地表)排出流体, 是排泄区域, 其流速在运移过程中又渐渐地减少. 在断裂带内的平均流速在 4 个剖面上分别达到 0.05, 0.55, 0.8 和 0.06 m/a. 由此可见: 断裂带中的流体主要来自 CO 和 BO 剖面, 其最大和平均流速分别为 1.5, 0.98 和 0.8, 0.55 m/a; 而来自 AO, DO 剖面的流体较少(其流速较慢), 其最大和平均流速分别为 0.25, 0.25 和 0.05, 0.06 m/a. 来自 AO~DO 各剖面的成矿流体在成矿部位的流速分别为 0.05, 0.2, 0.5 和 0.05 m/a. 于是可以得出锡矿山锡矿床的成矿流体主要来源于 CO, BO 剖面, 即来自于大乘山和龙山地区(图 1).

5 结果与讨论

尽管本文的结果是在假设一定的边界条件和相

表 1 各剖面流体在各区域的流速

流体区域	最大流速/m·a ⁻¹				平均流速/m·a ⁻¹			
	AO	BO	CO	DO	AO	BO	CO	DO
泥盆系和石炭系透水层	0.72	0.79	0.38	0.12	0.4	0.6	0.2	0.08
前寒武系基底透水层	0.24	0.28	0.59	0.56	0.2	0.2	0.46	0.4
断裂带	0.25	0.98	1.5	0.25	0.05	0.55	0.8	0.06
锡矿山锡矿床成矿部位					0.05	0.2	0.5	0.05

关参数下取得的, 但通过与实验和地质-地球化学研究得到结果相互验证, 说明模拟时的条件和结果均有实际价值, 这对揭示锡矿山锡矿床成矿过程和成因模式有一定的理论和实践意义. 从理论上讲, 盆地的边缘山区都应该有成矿流体流入到锡矿山地区, 但从目前的模拟结果来看, 锡矿山下方的深大断裂中的流体大部分来源于 BO, CO 两个剖面方向, 而 AO 和 DO 剖面方向流入的流体则较少(较慢). 因此, 模拟计算表明, 锡矿山锡矿床的成矿流体主要来源于 BO 和 CO 两剖面, 即来自于大乘山和龙山地区.

来源于大乘山和龙山地区的成矿流体随着深部循环水系统以 0.2~0.4 m/a 的平均速度向锡矿山地区运移. 在锡矿山地区由于深大断裂带的存在, 使得成矿流体向上流动, 在泥盆系上统锡矿山组长龙界页岩的隔水作用下, 使得成矿流体的向上运移受阻, 加上温度和压力等成矿条件发生改变, 使得成矿流体在泥盆系地层中得以卸载成矿, 从而完成成矿过程.

参 考 文 献

- 1 史明魁, 傅必勤, 靳西祥, 等. 湘中锡矿. 长沙: 湖南科学技术出版社, 1993. 1—150
- 2 林肇凤, 邹国光, 傅必勤, 等. 湘中地区锡矿地质. 湖南地质, 1987, 6(s3): 1—217
- 3 马东升, 潘家永, 卢新卫. 湘西北-湘中地区金-锡矿床中-低温流体成矿作用的地球化学成因指示. 南京大学学报, 2002, 5(3): 435—445
- 4 刘焕品, 张永龄, 胡文清. 湖南省锡矿山锡矿床的成因探讨. 湖南地质, 1985, 4(1): 28—39
- 5 涂光炽, 等. 中国层控矿床地球化学. 第一卷. 北京: 科学出版社, 1984. 189—218
- 6 彭建堂, 胡瑞忠, 林源贤, 等. 锡矿山锡矿床热液方解石的 Sm-Nd 同位素定年. 科学通报, 2002, 47(10): 789—792
- 7 彭建堂, 胡瑞忠, 邹利群, 等. 湘中锡矿山锡矿床成矿物质来源的同位素示踪. 矿物学报, 2002, 22(2): 155—159
- 8 彭建堂, 胡瑞忠. 湘中锡矿山超大型锡矿床的碳、氧同位素体

- 系. 地质论评, 2001, 47(1): 34—41
- 9 印建平, 戴塔根. 湖南锡矿山超大型锑矿床成矿物质来源、形成机理及其找矿意义. 有色金属矿产与勘查, 1999, 8(6): 476—481
- 10 陶琰, 高振敏, 金景福, 等. 湘中锡矿山式锑矿成矿物质来源探讨. 地质地球化学, 2001, 29(1): 14—20
- 11 彭建堂, 胡瑞忠, 邓海琳, 等. 湘中锡矿山锑矿床的 Sr 同位素地球化学. 地球化学, 2001, 30(3): 248—256
- 12 邹同熙. 湖南锡矿山锑矿床的地球化学特征与成矿机理. 桂林冶金地质学院学报, 1988, 8(2): 187—194
- 13 文国璋, 吴强, 刘汉元, 等. 锡矿山超大型锑矿床控矿规律及形成机理初步研究. 地质与勘探, 1993, 29(7): 20—27
- 14 梁华英. 龙山金锑矿床成矿流体地球化学和矿床成因研究. 地球化学, 1991, 20(4): 342—350
- 15 曾允孚, 张锦泉, 刘文均, 等. 中国南方泥盆纪岩相古地理与成矿作用. 北京: 地质出版社, 1994. 1—120
- 16 马东升, 潘家永, 解庆林, 等. 湘中锑(金)矿床成矿物质来源: 1. 微量元素地球化学证据. 矿床地质, 2002, 21(4): 366—376
- 17 卢新卫, 马东升, 王五一. 湘中区域古流体的地球化学特征. 地质找矿论丛, 2000, 15(4): 320—327
- 18 饶家荣, 骆检兰, 易志军. 锡矿山锑矿田幔-壳构造成矿模型及找矿预测. 物探与化探, 1999, (4): 241—249
- 19 杨瑞琰, 马东升, 潘家永. 锡矿山锑矿床成矿流体的热场研究. 地球化学, 2003, 32(6): 509—519
- 20 Oliver J. The spots and stains of plate tectonic. Earth Sci Res, 1992, 32: 77—106[DOI]
- 21 Garven G, Freeze R A. Theoretic analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits. 1. Mathematical and numerical model. Am J Sci, 1984, 284: 1085—1124
- 22 Garven G, Freeze R A. Theoretic analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits. 2. Quantitative results. Am J Sci, 1984, 284: 1125—1174
- 23 Garven G, De S, Person M A, et al. Genesis of stratabound ore deposits in the Midcontinent Basins of North America. 1. The role of regional groundwater flow. Am J Sci, 1993, 293: 497—568
- 24 Person M, Raffensperger J F, Ge S, et al. Basin-scale hydrogeologic modeling. Res Geophys, 1996, 34: 61—87
- 25 Forster C, Smith L. Groundwater flow systems in mountainous terrain: 1. Numerical modeling technique. Water Resour Res, 1988, 24: 999—1010
- 26 Forster C, Smith L. Groundwater flow systems in mountainous terrain: 2. Controlling factors. Water Resour Res, 1988, 24: 1011—1023
- 27 Forster C, Smith L. The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: A model study. J Geophys Res, 1989, B94: 9439—9451
- 28 Cathles L M, Smith A T. Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their implications for episodic basin dewatering and deposit genesis. Econ Geol, 1983, 78: 983—1002
- 29 Sverjensky D A. Oil field brines as ore forming solutions. Econ Geol, 1984, 79: 23—37
- 30 Raffensperger J P, Garven G. The formation of unconformity-type uranium ore deposits. 1. Coupled groundwater flow and heat transport modeling. Am J Sci, 1995, 295: 581—636
- 31 Raffensperger J P, Garven G. The formation of unconformity-type uranium ore deposits. 2. Coupled hydrochemical modeling. Am J Sci, 1995, 295: 639—696.
- 32 祁士华, 殷鸿福, 柳建华. 广西金牙金矿含金流体的动力学迁移. 地球科学, 1999(24): 309—311
- 33 周永章, Guha J, Edward H C, 等. 元素迁移的分维结构、级序路径及共轭地球化学存在的理论依据. 地球化学, 1995, 24(1): 69—75
- 34 马东升. 江南元古界层控金矿的地球化学和矿床成因. 南京大学学报, 1991, 27(4): 753—764
- 35 Bear J. Dynamics of fluids in porous media. Dover(edition 1988). New York: Dover Publications Inc, 1972. 1—764
- 36 於崇文, 岑况, 鲍征宇, 等. 热液成矿作用动力学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993. 1—189
- 37 裴荣富, 吴良士, 熊群尧, 等. 中国特大型矿床成矿偏在性与异常成矿构造聚敛场. 北京: 地质出版社, 1998. 202—223