

文章编号:0258-7106(2002)03-0223-09

盆地流体动力学演化及其成矿效应

——以广东富湾-长坑银金矿床为例*

吕万军^{1,2} 李思田² 刘少明³ 段振豪² 张文淮² 焦养泉² 庄新国²

(1 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2 中国地质大学资源学院, 湖北 武汉 430074; 3 揭阳职业技术学院, 广东 揭阳 522000)

摘要 文章以广东富湾-长坑层控银金矿床为实例,基于各阶段盆地中温度场、压力场和流动场的动力学演化过程与成矿效应的研究,发现盆地流体转变为成矿流体具有漫长的演化与更迭历程;构造演化和盆地的沉积充填特征,不仅直接影响着流体在盆地中的流动样式,而且直接影响着成矿物质空间存在形式的变化以及“流体-岩石”体系中各要素间的再分配。流体的大规模活动及大型矿床的形成与大幅度的构造运动、沉积作用、岩浆活动、火山活动等宏观地球动力作用有关,盆地边缘沟通深部的垂向断裂与浅部不整合面-侧向断裂交汇地段是成矿物质堆积的最佳场所。

关键词 盆地 流体 成矿作用 动力学 金矿 银矿

中图分类号: P618.51; P618.52

文献标识码: A

盆地流体在成矿过程中所起的作用日趋得到重视,人们发现一系列大型层控矿床,如沉积喷流型(SEDEX型)矿床、密西西比式(MVT)铅锌矿床、大陆砂页岩型矿床以及沉积岩容矿的微细浸染型金矿床等,其成矿都与盆地流体活动有关。广东富湾-长坑银、金矿床是20世纪90年代初期发现的受控于层间滑脱构造的超大型层控矿床。广东省地质矿产局、中国科学院、中国地质大学等单位对该矿床的地质特征、地球化学特征等进行了大量的研究,积累了丰富的资料,取得了丰硕的成果。发现该矿床的成矿热流体不是源于岩浆热液,而是源于大气降水(杜均恩等,1996;梁华英等,1998)或建造水(孙晓明等,1999)。笔者曾经根据流体包裹体拉曼光谱、有机标记化合物、同位素等一系列证据明确提出富湾-长坑银金矿床成矿流体是含有不同类型、演化程度不同的有机物的盆地流体(张文淮等,2000),矿床的形成与三水等白垩—早第三纪盆地的形成有密切的关联(吕万军,2001)。

矿床形成的过程就是成矿元素在各种营力作用下在空间上或地质体之间重新分配的过程,流体作

为传输地球内部物质与能量的最为积极的因素,在这一过程中起着重要的作用。20世纪80年代以来,通过动力学、热力学模拟来进行成矿流体动力学的研究一直方兴未艾:如Garven等(1984,1989)对地下水流动在层控矿床形成中的作用的研究,Cox等(1991)对变形和变质作用过程中金等矿质迁移与沉淀的研究,於崇文等(1993)以流体运输-反应为核心的热液成矿作用动力学的研究,任启江等(1994)对斑岩型矿床成矿过程中热量及物质传输的模拟研究等。20世纪90年代以来,对金属矿床特别是大中型层控金矿床的研究超出了多年来集中于矿床、矿田研究的狭窄领域,更加注重矿床形成的宏观地球动力学背景的研究,强调动力学背景对流体演化与成矿的控制(李思田等,1999)。把成矿流体对成矿元素的活化、迁移、富集过程纳入地球动力学范畴中进行研究,才能真正把握流体成矿的驱动机制与演化历程。本文从盆地动力学演化与流体成矿的角度出发,依据富湾-长坑银金矿床地质演化和流体实际组成与性质,通过盆地演化各阶段流体动力学、热力学的研究与分析,揭示了构造运动-盆地演化-流体成

* 本文得到国土资源部重点科技攻关项目(9501103)和国家杰出青年基金(49825531)项目的资助

第一作者简介 吕万军,男,1972年生,博士,主要从事矿床地球化学、油气与天然气水合物成藏动力学等方面的研究。

收稿日期 2001-05-04; 改回日期 2002-04-27。李岩编辑。

矿物质演化系统中盆地流体的动力学行为与热力学行为,探讨了流体对成矿元素的活化、搬运及卸载的时空规律。

1 盆地流体动力学演化背景

盆地流体的运动和演化受控于盆地演化和造山过程中所产生的动力系统。富湾-长坑银金矿床所在区域内早古生代地层发育,并于加里东运动造山期间形成褶皱带,在加里东褶皱带基底之上,经过多次成盆和构造变革,形成了由3个盆地单型——晚古生代碳酸盐岩残留盆地、晚三叠世受限制海湾盆地及白垩-早第三纪裂陷盆地构成的叠合盆地(吕万军,2001)。加里东运动之后该区经历了长期的隆起剥蚀,自中泥盆世到晚二叠世长期持续下沉,接受了一套由河流向滨-浅海碳酸盐岩相,再到含煤岩系的演化序列。印支运动使晚古生代碳酸盐岩盆地遭受了强烈改造,整体隆升和长期剥蚀形成了一级古构造界面(T_3/C_1)。至晚三叠世,该区再次下沉,接受了一套陆相含煤碎屑岩系,它构成了富湾银金矿床的直接顶板岩系——重要的成矿“盖层”。 T_3/C_1 古构造运动面形成期间,早石炭世的碳酸盐岩遭受了强烈剥蚀和溶蚀,加之多期次构造作用的叠加影响,不整合面成为破碎、多孔的脆弱带,上、下岩性迥异的区域不整合面不仅成为后期构造运动的作用面——层间滑脱断裂(剥离断层),更重要的是它构成了成矿溶液的运移输导通道,并为矿体储集提供了必要的场所。燕山运动使该区总体处于SE-NW方向的挤压背景中,形成了一系列具有NE向展布特点的褶皱带,奠定了本区NE向山脉的雏形,沿着NE向褶皱隆起带形成了一系列与之平行的压扭性脆性断裂带及相配套的NW向张性断裂。在三水盆地内部NE向断裂完全控制了白垩系的发育,而NW向断裂则控制了早第三系沉积。早第三纪NW向西江正断层的活动使三水盆地的主体强烈下沉,从而与富湾矿区形成了地势上的明显反差,喜马拉雅运动期后该区总体处于隆起剥蚀状态,仅在局部接受了少量沉积物(图1A)。

2 盆地流体演化动力学模型

模型是对实际事物的抽象与简化,一个有用的理论模型不能过于简单以致于不能正确地反映实际

事物的主要特征,也不能过于复杂从而难以控制。富湾-长坑银金矿床成矿时代基本上为晚燕山期到早喜马拉雅期(杜均恩,1996;梁华英,1998),由于矿区原沉积盆地已因多次变形而难以恢复其原始面貌,成矿流体系统更已不复存在,因此,本文依据实际地质资料粗略恢复了晚燕山运动以来西江断裂两侧(三水、富湾)的沉积史和构造史,由孔隙度-深度曲线反演恢复了各沉积单元的古厚度与古埋藏深度;依据多孔介质中流体运动的基本方程,采用Bethke压实与热流模型(Bethke,1985),基于Basin2软件(Bethke,2000)模拟了各阶段盆地中温度场、压力场、流体场在二维剖面上的演化,力图反映总体趋势以揭示规律。盆地古温度场、压力场、流体场的模拟主要基于以下方程:介质连续性方程、流体流动方程和热流方程。

2.1 介质连续性方程

沉积岩层类似于弹簧,在被压缩时各点会以不同速率运动,在沉积盆地演化的过程中,随着沉降与压实作用的进行,不同深度地层的沉降速率也是不一样的,可以用下式表达这种变化:

$$\frac{\partial}{\partial z} v_{zm} = \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial}{\partial t} (\Delta z) \quad (1)$$

式中 v_{zm} 为地层介质运动速率, z 为地层深度, t 为时间。假设介质为不可压缩的岩石类型,介质运动的速率是孔隙度随时间变化速率的函数,上式可变化为:

$$\frac{\partial}{\partial z} v_{zm} = \frac{1}{(1-\phi)} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (2)$$

式中 ϕ 为有效孔隙度。

2.2 流体流动方程

在孔隙度和温度不断变化的介质中,组分一定的单相孔隙流体的运动可以用流体势描述。这种可轻微压缩的流体首先满足下面的状态方程:

$$\frac{1}{\rho} \partial p = \beta \rho \alpha \partial T \quad (3)$$

式中 ρ 为流体密度, α 为孔隙流体热膨胀的等压系数, β 为孔隙流体压缩的等温系数, p 、 T 分别为压力和温度。而流体势、流体密度和流体体积分别可由以下公式计算:

$$\partial p \approx \partial \psi + \rho g \partial z \quad (4)$$

$$\partial \rho = \frac{1}{V} \partial m - \frac{\rho}{V} \partial V \quad (5)$$

$$\partial V = \phi V_b + V_b \partial \phi = \frac{V_b}{(1-\phi)} \partial \phi \quad (6)$$

另外,根据达西定律,在任意的曲线方向 S 上有

$$\partial m = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\rho k_x A_x}{\mu} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \Delta x + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho k_z A_z}{\mu} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \Delta z \right] \partial t \quad (7)$$

(4)~(7)式中 p 为孔隙流体压力, g 为重力加速度, x, z 分别代表横向和垂向上的长度, A_x, A_z 分别为 x 和 z 方向的横截面积, k_x 和 k_z 为 x 和 z 向的渗透率, φ 为孔隙度, ψ 为势能, μ 为流体粘度, m 为流体质量, ρ 为流体密度, V 为流体体积, V_b 为介质骨架的总体积, 对于饱和流, $V = V_b \cdot \varphi$ 。

将(4)、(5)、(6)、(7)代入(3)式可得:

$$\rho V_b \beta \left[\frac{\partial \psi}{\partial t} + \rho g v_{zm} \right] = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\rho k_x A_x}{\mu} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \Delta x + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho k_z A_z}{\mu} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \Delta z \right] - \frac{V_b}{(1-\varphi)} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} + \psi V_b \alpha \frac{\partial T}{\partial t} \quad (8)$$

在已知岩石物理学参数(岩石密度 ρ 、孔隙度 φ 、渗透率 k 、热导率 K 、热容量 C_r)和流体力学参数(密度 ρ 、粘度 μ)时空变化的情况下,通过介质连续性方程、热传导方程求出地层介质运动速率 v_{zm} 及温度等参数后,由式(8)便可求得流体势以及流量 q_x, q_z 等流动参数,而流体在横向与垂向上的平均速率 v_x, v_z 分别等于 $q_x/\varphi, q_z/\varphi$ 。

2.3 热流方程

热流方程主要用来解决盆地中的热分布问题。盆地中的热分布是热传导、地下水(流体)的对流、内部热源等综合作用的结果,因而盆地中任一体积单元的总焓变 $\partial H_t/\partial t$ 由热传导作用产生的焓变 $\left. \frac{\partial H_t}{\partial t} \right|_c$ 、对流产生的焓变 $\left. \frac{\partial H_t}{\partial t} \right|_a$ 和内部热源放热量 Q_H 三部分组成,如下式:

$$\frac{\partial H_t}{\partial t} = \left. \frac{\partial H_t}{\partial t} \right|_c + \left. \frac{\partial H_t}{\partial t} \right|_a + Q_H \quad (9)$$

其中左式可分离为流体和颗粒的焓变 H_w, H_r :

$$\begin{aligned} \frac{\partial H_t}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t} (H_w + H_r) \\ &= \rho \left[\varphi V_b \frac{\partial h_w}{\partial t} + h_w \frac{\partial V}{\partial t} \right] + \rho(1-\varphi) V_b \frac{\partial h_r}{\partial t} \\ &= V_b \left[\rho \alpha C_w + \rho(1-\varphi) C_r \right] \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\rho h_w V_b}{(1-\varphi)} \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad (10) \end{aligned}$$

上式中 C_w 和 C_r 分别为流体和岩石颗粒的热容, h_w 和 h_r 分别为流体和岩石的热焓。因流体热焓的变化是由传导和对流引起的,所以式(9)可改写为:

$$\begin{aligned} V_b \left[\rho \alpha C_w + \rho(1-\varphi) C_r \right] \frac{\partial T}{\partial t} &= \\ \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\rho k_x A_x}{\mu} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right] \Delta x + \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\rho k_z A_z}{\mu} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right] \Delta z &+ \\ - \rho q_x C_w \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x - \rho q_z C_w \frac{\partial T}{\partial z} \Delta z - \rho h_w \left[\frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta z \right] &+ \end{aligned}$$

$$Q_H - \frac{\rho h_w V_b}{(1-\varphi)} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad (11)$$

式中, K_x 和 K_z 分别为横向与垂向上的热导率, q_x 和 q_z 为流体在横向与垂向上的通量。

3 盆地流体动力学演化基本控制参数

盆地温度场、压力场、流体场受地层岩性、厚度、古水深、古地表温度、古热流等地质因素以及流体性质的影响与控制,涉及地质、岩石物理学以及流体力学等多方面的参数。

3.1 地质参数

富湾矿区白垩纪处于燕山运动产生的 NE 向相对隆起的褶皱带(平缓向斜)中,早第三纪期间又处于西江断裂之西的相对上升一侧,因而白垩纪-早第三纪期间接受了相对较少的沉积。而西江断裂之东侧三水-佛山一带基本上一直处于拉张-沉降的中心,此期间其沉积厚度达 7000 多米(严俊君,1997)。因此参考矿区地质特征及西江以东三水盆地石油勘探的地震、钻井等资料(陈发景,1989),估算了主要单型盆地各演化阶段的沉积单元的厚度与埋藏深度及沉积物孔隙度的变化,粗略恢复了晚燕山运动以来本区西江两侧沉积盆地的沉积史和构造史,并进行了一定的简化和假定(表 1)。考虑到晚古生代和晚三叠世成盆期间富湾与三水处于相似的构造-沉积环境,接受沉积的厚度也不会有太大的差异,因此石炭系至上三叠统地层厚度与岩性的取值相同。对盆地中各时代地层岩性分布(砂岩、泥岩、灰岩的比例),依据实际地质调查资料进行推测取值,可大致反映实际地层岩性。在盆地中心地段各层中泥岩的比例(体积比)有所增加(增加 10%~20%),砂岩成分相应地减少,盆地边缘则相反。当地层单元由两种以上岩石类型构成时,采取几何平均法来确定地层的渗透率、热导率等参数值。模拟时边界均为开放边界,地表温度假定为 14℃,古水深假定为 100 m。据陈发景等(1989)研究,三水盆地曾具有较高的古地温梯度(6℃/100 m),考虑到岩浆与火山作用的影响,白垩纪和第三纪的热流取值为 166.744 mW/m²,其余时代取 66.697 mW/m²。

3.2 岩石物理学参数

模拟中涉及的岩石物理学参数包括密度(ρ)、孔隙度(φ)、渗透率(k)、热导率(K)、热容(C_p)等。孔隙度随深度 z 的变化采用指数表达式: $\varphi = \varphi_0 e^{-bz}$

表1 模拟时设定(推测)的地质参数

Table 1 Geological parameters specified in the model

时 代	沉积地层(设定岩性单元)	岩石组分 φ (B)(体积分数)/%			厚度/m		t/ Ma B.P.	
		砂岩	泥岩	灰岩	三水	富湾	始	末
新生代								
	(抬升剥蚀)		-----		- 1 000	- 1 200	23	15
	上始新统华涌组 (E ₂ h)	60	40	0	1 500	400	36	23
	中始新世西布组 (E ₂ sh)	50	50	0	500	- 800	53	36
	下始新-古新统 (E ₁)	50	40	40	1 000	500	65	63
	(沉积间断)				0	- 40	80	65
中生代								
	白垩系 (K)	40	50	10	2 000	500	135	133
	(抬升剥蚀)		-----		- 400	- 1 800	180	135
	上三叠统-侏罗系 (T ₃ -J)	40	60	0	2 000		—	—
	上三叠统风岗段 (T ₃ sh)	5	95	0	400		—	—
	不整合(假定层)	30	10	20	50		—	—
	(抬升剥蚀)		-----		- 900		—	—
古生代								
	二叠系 (P)	40	40	20	950	500	—	—
	梓门桥组上段 (C ₁ z ²)	20	10	70		800	—	—
	(层间滑脱带)	30	10	20		40	—	—
	测水组-梓门桥组下段(C ₁ c-C ₁ z ¹)	20	40	40		400	—	—
	石磴子组 (C ₁ sh)	0	5	95		400	—	—
	前石炭 (PreC)	0	0	100		300	—	—

注:断层、不整合、层间滑脱带中假定除砂岩、泥岩、灰岩外,还含有40%的角砾成分(岩性参数见表2)。

+ φ , 式中 φ_0 、 φ 分别为原始孔隙度与压实后不可再压缩的孔隙度, b 为压实系数;假定岩石在横向与垂向上的热导率相同,热导率 $K = 1.848 \varphi + 2.247$ (K 的单位为: $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)。岩石渗透率 k 的对数假定与孔隙度 φ 成线性关系,即 $\log k = A' \varphi + B'$, 式中 A' 、 B' 均为经验常数,岩层各向异性用横向、垂向渗透率比值 k_x/k_z 体现。用 Mailer-Kelley 公式的扩展形式(Bethke et al., 2000) 计算岩石的热容:

$$C_p = A + BT + CT^2 + \frac{D}{\sqrt{T}} + \frac{E}{\sqrt{T^2}} \quad (12)$$

式中: T 为热力学温度, A 、 B 、 C 、 D 、 E 为经验

系数。所用参数见下表(表2):

3.3 流体力学参数

模拟中假定流体的密度为 1.1 g/cm^3 , 流体的粘度与温度 T 的关系采用 Archer-Wall(Phillips et al., 1981) 经验公式:

$$\mu_w = 1.932 \times 101 - 5 \exp(1072/T_k)$$

采用 Phillips(1981) $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 2.7\%$ 的水溶液的热焓与温度 T 的关系数据(Bethke, 2000) 进行拟合, 得到流体的热焓表达式为:

$$h_w = 0.974944 + 0.919113 (T - 273.15) + 0.000304336 (T - 273.15)^2$$

表2 模拟中各种岩石的密度及孔隙度、渗透率、岩石热容公式中的参数取值表

Table 2 Parameters specified in the model for properties of 4 types of rocks

岩石	ρ^l ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	孔隙度公式中各项参数			渗透率公式中各项参数			岩石热容公式中各项参数				
		φ_0	b	φ	A'	B'	$\frac{k_x}{k_z}$	A	$B/10^{-6}$	$C/10^{-9}$	D	$E/10^{-3}$
ss	2653	0.4	0.5	0.05	15	- 5	2.5	0.219	123.3	2.65	- 0.72	- 3.29
sh	2737	0.55	0.85	0.05	8	- 9	10.0	0.421	7.229	5.19	- 3.98	- 0.40
cn	2746	0.4	0.55	0.05	6	- 4	2.5	0.344	8.454	15.7	- 1.97	- 3.06
fu	2653	0.3	0.5	0.1	15	- 4.9	2.0	0.219	123.3	2.65	- 0.72	- 3.29

注: ss—砂岩; sh—泥岩; cn—灰岩; fu—断层、不整合面角砾岩(假定)。

4 盆地流体时空演化及成矿效应分析

晚燕山-早喜马拉雅期间,富湾—三水一带经历了早白垩世成盆、晚白垩世抬升剥蚀和早第三纪成盆 3 次重要的地质事件。基于上述模型和参数,对晚燕山运动以来盆地演化的各个阶段(180 ~ 23 Ma B.P.)的温压场和流体场进行了模拟。图 1B、1C、1D 分别是白垩纪(135 ~ 80 Ma B.P.)快速沉降期间、晚白垩世(80 ~ 65 Ma B.P.)抬升剥蚀后期、早第三纪(65 ~ 53 Ma B.P.)快速沉降期间盆地中温度场、压力场和流体场的模拟结果,温度和压力场以及流体的流动样式随着构造运动、盆地动力学演化而呈现规律性的演化。

4.1 温度场、压力场演化及成矿流体的形成与演化

盆地内部的温度随深度的增加而升高,流体压力随深度的增加而加大(图 1)。但在不同演化阶段,温度梯度有所不同,在早白垩世与早第三纪这两个成盆期,盆地内具有较高的温度梯度,通常可达 70 ~ 80 °C/km(图 1B、1D),而在晚白垩世抬升剥蚀期间,盆地内的温度梯度则较低,通常为 30 ~ 50 °C/km(图 1C)。因而在经历沉降—抬升—沉降旋回的同时,盆地中各沉积层也经受了增温加压—降温降压—增温加压的周期性变化。盆地内温度和压力场的变化必然造成金、银等成矿物质在流体-岩石之间的分配趋势在时间、空间上的相应变化。由于上覆沉积物的堆积和成岩作用的进行,盆地的压实埋深使沉积层的温度和压力升高,原始沉积时所包含的层间水、孔隙水、晶格水等古流体不断从地层中释放出来,沉积物中所含的分散有机质也因温度增高而发生演化和受热裂解,形成盆地的含烃热流体。流体-岩石体系中,金、银等微量元素在液相、固相之间的分配及存在状态,取决于流体中主要阴、阳离子的组成及含量,同时也受体系温压条件、氧化还原条件、流体酸碱度以及岩石组成与性质的制约。盆地的深部具有较高的温度,有利于有机质的大量热解,促使流体对岩石中矿物的溶解以及对金属元素的活化。溶解度随温度降低、压力减小而下降的成矿物质则表现为深部被流体溶解、活化,浅部在流体中饱和并从流体中沉淀的趋势,如 SiO_2 、Au、Ag 等。但是,这种趋向并非线性变化的。富湾-长坑矿床成矿流体中的总硫浓度略高于总氯浓度(杜均恩等,1996),使得弱酸性、弱还原条件下金、银在 250 °C 以上较高温度时的

溶解度超出 150 °C 以下的溶解度几个数量级(吕万军,2001)。因此,如果存在金、银丰度很高的岩层,也需要在埋深很大(或存在岩浆活动加热)、温度足够高的情况下才能成为被流体活化萃取的有效“矿源层”。因而受盆地演化过程中内部温度场、压力场的控制,流体在盆地深部完成了从盆地地层水到含烃热流体、含矿热流体的演变;而流体在浅部发生降温减压作用以及遇到有效地球化学障时,则卸载出其中的含矿物质,由含矿热流体转化为低矿化度残余流体,转化的深度取决于通道内的温度梯度和压力梯度以及通道附近围岩的性质,转化的速度取决于流体运移和反应的速度。盆地的快速沉降及岩浆(火山)活动的烘烤,无疑对成矿流体的形成起到了诱发和促进作用。

4.2 流体大规模活动的驱动因素与流动样式

盆地演化的不同阶段,流体具有不同的流动样式。在盆地快速压实阶段(图 1B、图 1D),被压实的泥岩、砂岩的孔隙度迅速减小,流体从被压实岩层中排出,盆地内部垂向上存在较大的温度梯度和压力梯度,深部的流体势高于浅部的流体势,沉降中心的流体势远大于边缘隆起区的流体势,因而流体由盆地深部沿断裂带上升,遇到上覆泥岩等低渗透层的阻隔,转而通过不整合面进行侧向运移,流动速度可达 0.4 km/Ma(图 1B、图 1D)。断裂、裂隙等受宏观构造运动制约而脉动式地活动,为成矿流体的快速运移提供了条件,产生的减压扩容带也是成矿流体就位的有利场所。当输导好时,成矿流体则快速流动到浅部低温、低压的低势区域,流体中的成矿物质将大量地结晶出来,沉淀于通道之中,或与通道旁侧围岩发生反应产生分散晕、元素异常和蚀变带;一旦输导不畅,则流体的势能越积越大,当超过阻挡岩层的强度时,便会发生流体脉动性的突破,乃至脉动式的成矿,如富湾-长坑银金矿床,其复成因角砾岩中就含有液压致裂作用就地取材的角砾成分(关康,1997)。相对抬升阶段,盆地内部压力和温度逐渐降低,垂向上的温度梯度和压力梯度也逐渐减小。到抬升阶段后期边缘隆起区以较小的流速(流速通常小于 0.01 km/Ma)和流量向盆地补给下渗大气降水(图 1C)。在沉降-抬升转换或抬升-沉降转换的某一阶段,完全可能出现深部热流体与浅层低温补给水这两种性质不同的流体在通道内某一地段混合的情形,从而导致成矿作用的发生。因而,盆地流体成矿作用的多期次性、周期性对应于宏观上构造运动、盆

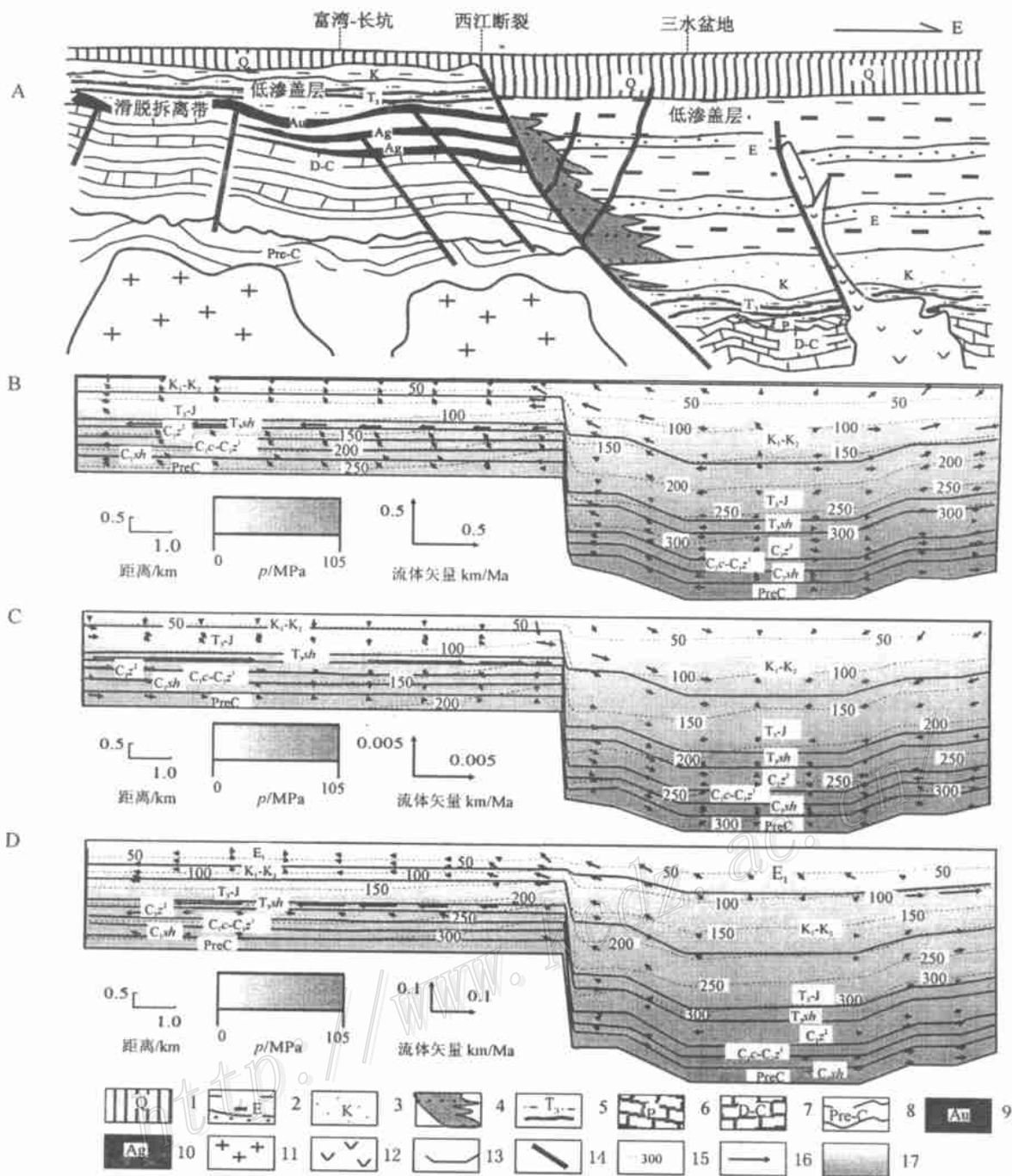


图1 富湾—三水现代地质与矿床位置剖面及盆地格架、温-压场和流体场演化模拟结果

A. 地质-矿床位置剖面; B. 早白垩世成盆期间(135~80 Ma B.P.)盆地格架、温-压场和流体场; C. 晚白垩世抬升剥蚀阶段(80~65 Ma B.P.)盆地格架、温-压场和流体场; D. 早第三纪成盆期间(65~53 Ma B.P.)盆地格架、温-压场和流体场。1—第四系; 2—第三系; 3—白垩系; 4—造山带前缘冲击扇体; 5—上三叠统; 6—二叠系; 7—泥盆系-石炭系; 8—前石炭地层; 9—金矿体; 10—银矿体; 11—燕山晚期隐伏岩体; 12—第三纪火山岩; 13—地质界线; 14—断裂; 15—等温线及温度(℃); 16—流体矢量; 17—压力(深浅与大小成正比)

Fig. 1 Geological section along Fuwan-Changkeng-Sanshui as well as *t-p* fields and fluid regime

A. Geological section along Fuwan-Sanshui; B. *t-p* fields and fluid regime in early Cretaceous; C. *t-p* fields and fluid regime in late Cretaceous; D. *t-p* fields and fluid regime in early Tertiary. 1—Quaternary; 2—Tertiary; 3—Cretaceous; 4—Fluvial fan; 5—Upper Triassic; 6—Permian; 7—Devonian-Carboniferous; 8—Pre-Carboniferous; 9—Gold orebody; 10—Silver orebody; 11—Late Yanshanian buried magma rock; 12—Tertiary volcanic rocks; 13—Geological boundary; 14—Fault; 15—Isotherm and temperature; 16—Fluid vector; 17—Pressure

-山转换、流体大规模运动的多期次性、周期性。

4.3 成矿流体运移的通道与矿质卸载场所

富湾矿区不整合-滑脱带的镜质体反射率显著高于上下围岩的镜质体反射率,表明热流体沿不整合-滑脱带长期作用,蚀变带(主要是硅化带)中有大量有机质污染和残余沥青也显示出富含烃类的热流体经过的特征。模拟中也发现断裂带-不整合面附近存在温度异常和温度梯度异常(图 1B,图 1D)。由于热流体与沿途岩层的热交换,使得热流体快速流经的通道附近岩层产生不同于正常地温分布的热异常,流体自身的温度也不断地降低。断裂带以及断裂附近的不整合面中沿流体流动方向存在较大的温度梯度,而不整合面中远离垂向输导断裂地段的沿流体流动方向温度梯度几乎为零(图 1B,图 1D)。这一现象表明,含矿热流体受压力驱动沿断裂上升,遇上覆泥岩等低渗透层的阻隔,转而由不整合面进行侧向运移,在与断裂交汇的不整合面附近地段中完成了围岩对流体的降温作用,其中的成矿物质因温度降低而转化为更为稳定的形式,部分以矿物的形式从流体中析出而成矿。因此,断层、不整合面既是盆地含烃热流体运移的主要通道,又是控制成矿物质沉淀的场所,特别是沟通深部垂向断裂与浅部不整合面-侧向断裂交汇的地段,是矿体赋存的重要部位。

4.4 大型矿床形成的宏观动力学因素

从上述盆地流体动力学演化过程来看,沉降幅度越大,岩浆(火山)作用越强,断裂及层间滑脱面张性越好,保证流体集中的上覆低孔渗性盖层封堵得越好,则一方面盆地深部温度越高、压力越大,分散有机质的成熟度越高,流体对成矿物质的浓集程度越大;另一方面,在沟通深部垂向断裂与浅部不整合面-侧向断裂交汇地段,流体通道内沿流动方向的温度梯度、压力梯度越大,流体流速就越大,因而流体在浅部卸载成矿物质的速度也就越快、越集中,形成的矿床越大、越富。因此要成大矿、富矿,必须具备较大尺度(乃至超过盆地尺度)的宏观动力背景,以使上述诸成矿要素达到最佳的耦合。富湾-长坑矿床的成矿作用涉及下列要素:①盆地的沉降。三水盆地直接与富湾-长坑矿区邻近,其基底埋深达 7 000 余米,具断陷性质,不仅有容纳大量流体的空间,也具备形成高压囊的条件;②岩浆活动。晚燕山—喜马拉雅岩浆-火山活动造成了盆地中的高古地温梯度异常,加速了沉积物中分散有机质向烃类的转化,

促进流体成矿物质的活化,同时还可能是驱动流体向上运动的主要动力之一;③各级断裂带的存在。它们是成矿流体向上运移的通道;④保证流体集中的低孔渗封盖层。晚三叠世含煤岩系形成垂向不透水的封盖层,限制了成矿流体的逸散;⑤容矿空间(开启的断裂和层间滑脱或折离面)。富湾-长坑银金矿床产于下石炭统灰岩与上三叠统含煤地层之间的滑脱面以及灰岩内部的滑脱面中。富湾-长坑具备这些条件的合理匹配,因而形成了大型矿床。

5 结 论

盆地含烃流体转变为成矿流体具有漫长的演化与更迭历程,多次成盆和构造变革使得流体在不同阶段活跃于不同的部位,而在整个盆地空间上往复运动,成矿物质也多次在流体与各沉积岩层之间发生交换与重组。富湾矿区的成矿流体可能源于晚古生代至晚白垩世的叠合盆地流体,但流体的大规模活动应当对应于晚燕山期至喜马拉雅早期(白垩纪—早第三纪)的三水盆地沉降与岩浆活动。富湾银金矿的形成可能包含以下机制:盆地流体动力学演化过程中在相对高温条件下从盆地深部“矿源层”中溶解了较高含量的金、银、 SiO_2 等成矿物质,由于白垩纪—早第三纪的盆地快速沉降导致的上覆负载的压实作用的驱动,异常高的流体压力的驱动以及岩浆、火山加热的热驱动,流体经西江等断裂上移至不整合面-滑脱构造附近发生快速的降温、降压以及发生与灰岩的作用,导致金、银等析出而成矿。构造演化控制了盆地的形成与沉积充填样式,进而控制了盆地流体的运动和流体中成矿物质物态形式的演变,成矿作用是宏观地球动力演化与微观物质-能量演化的统一,通过盆地流体的动力学演化而得以实现。

References

- Bethke C M, Lee M K and Park J. 2000. A guide to using the basin2 software package: basin modeling with Basin2 (Release 4) [R]. Illinois: Univ. Illinois. 1 ~ 207.
- Bethke C M. 1985. A numerical model of compaction-driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins[J]. J. Geophys. Res., 90: 6817 ~ 6828.
- Chen F J and Tian S C. 1989. Compaction and the migration of oil and

- gas[M]. Wuhan: Press of China Univ. of Geosci. 1 ~ 117 (in Chinese).
- Cox S F, Wall V J, Etheridge M A, et al. 1991. Deformational and metamorphic processes in the formation mesothermal vein-hosted gold deposits - examples from the Lachlan fold belt in central Victoria [J]. Ore Geol. Rev., 6: 391 ~ 423.
- Du J E, Ma C H and Wei L. 1996. Geochemistry of Changkeng gold-silver deposit, Guangdong [J]. Geol. of Guangdong. 11(1): 49 ~ 59 (in Chinese with English abstract).
- Garven G and Freeze R A. 1984. Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits, I. Mathematical and numerical model, and II. Quantitative results [J]. American J. Sci., 284: 1085 ~ 1174.
- Garven G. 1989. A hydrogeologic model for the formation of the giant oil sands deposits of the Western Canada sedimentary basin [J]. American J. Sci., 289: 105 ~ 166.
- Guan K, Qiu Y S and Yan Z Y. 1997. Geological characteristics and genesis of Changkeng gold deposit in Guangdong [J]. J. Precious Metallic Geol., 6(1): 27 ~ 37 (in Chinese with English abstract).
- Li S T, Wang H, Lu F X, et al. 1999. Basin dynamics-principle and methods [M]. Wuhan: Press of China Univ. of Geosci. 1 ~ 20 (in Chinese).
- Liang H Y, Xia P, Wang X Z, et al. 1998. Geochemical study on the vein mineralization of the Fuwan silver deposit in the west Guangdong [J]. Geochimica, 27(3): 230 ~ 235 (in Chinese with English abstract).
- Lu W J. 2001. Mineralization of the basin fluid: a case study of Fuwan-Changkeng silver-gold deposit, Guangdong [dissertation] [D]. Wuhan: China Univ. of Geosci. 1 ~ 60 (in Chinese with English abstract).
- Phillips S L, Igbene A, Fair J A, et al. 1981. A technical databook for geothermal energy utilization [R]. Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-12810. 1 ~ 71.
- Ren Q J, Guo G Z, Feng Z J, et al. 1994. Computer simulation of heat and fluid transport in the ore-forming process of the Jinduicheng porphyry molybdenum deposit, Shaanxi Province [J]. Mineral Deposits, 13(1): 88 ~ 95 (in Chinese with English abstract).
- Sun X M, Norman D I, Sun K, et al. 1999. N₂-Ar-He indicators and sources of the ore-forming fluid of Changkeng silver-gold deposit, Guangdong: [J]. Sci. in China (D), 29(3): 240 ~ 246 (in Chinese with English abstract).
- Yan J J and Jin Z J. 1997. The features of the Sanshui relict basin and its conditions of petroleum geology, Guangdong Province [J]. Acta Sedimentologica sinica, 15(1): 141 ~ 160 (in Chinese with English abstract).
- Yu C W, Chen K and Bao Z Y. 1993. Dynamics of hydrothermal ore-forming processes [M]. Wuhan: Press of China Univ. of Geosci. 1 ~ 310 (in Chinese).
- Zhang W H, Lu W J, Jiao Y Q, et al. 2000. Composition and source study of ore-forming fluid in Changkeng gold-silver deposits, Guangdong Province, China [J]. Acta Petrologica Sinica, 16(4): 521 ~ 527 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈发景, 田世澄. 1989. 压实与油气运移 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1 ~ 117.
- 杜均恩, 马超槐, 魏琳. 1996. 广东长坑金、银矿地球化学特征 [J]. 广东地质, 11(1): 49 ~ 59.
- 关康, 裘有守, 颜竹筠. 1997. 长坑金矿床地质特征与成因探讨 [J]. 贵金属地质, 6(1): 27 ~ 37.
- 李思田, 王华, 路凤香, 等. 1999. 盆地动力学——基本思路与若干研究方法 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1 ~ 20.
- 梁华英, 夏萍, 王秀璋, 等. 1998. 广东富湾银矿脉状矿化地球化学特征研究 [J]. 地球化学, 27(3): 230 ~ 235.
- 吕万军. 2001. 盆地富烃流体成矿作用——以广东富湾-长坑银金矿床为例 [学位论文] [D]. 导师: 李思田. 武汉: 中国地质大学. 60页.
- 任启江, 郭国章, 冯祖钧, 等. 1994. 陕西金堆城斑岩钼矿成矿过程中热及流体传输的计算机模拟 [J]. 矿床地质, 13(1): 88 ~ 95.
- 孙晓明, Norman D I, 孙凯, 等. 1999. 粤中坑金银矿成矿流体 N₂-Ar-He 示踪体系及来源 [J]. 中国科学 (D 辑), 29(3): 240 ~ 246.
- 严俊君, 金之钧. 1997. 广东三水残留盆地特征及油气地质条件 [J]. 沉积学报, 15(1): 141 ~ 160.
- 於崇文, 岑况, 鲍征宇. 1993. 热液成矿作用动力学 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1 ~ 310.
- 张文淮, 吕万军, 焦养泉, 等. 2000. 广东长坑金银矿床成矿流体成分及来源 [J]. 岩石学报, 16(4): 521 ~ 527.

Dynamic Evolution of Basin Fluid and Its Metallogenic Effects : A Case Study of Fuwan-Changkeng Silver-gold Deposit , Guangdong Province

Lu Wanjun^{1,2}, Li Sitian², Liu Shaoming³, Duan Zhenhao², Zhang Wenhui², Jiao Yangquan² and
Zhuang Xinguo²

(1 Guangzhou Institute of Geochemistry, CAS, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2 FER, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 3 Jieyang College of Vocational Technology, Jieyang 522000, Guangdong, China)

Abstract

The Fuwan-Changkeng silver-gold deposit, a stratabound super-large deposit discovered in South China in 1990's, occurs in the detachment zone along the unconformable surface between the underlying Carboniferous limestone and the upper Triassic shale and sandstone. Previous study conducted by the authors shows that the ore-forming fluid originated from basin formation fluid. In this paper, the evolution of the temperature-pressure field and the fluid regime were simulated spatiotemporally on the basin scale, and the process of the mobilization, transportation and deposition of the ore-forming matters by the basin fluid was discussed. The results of basin modeling indicate that the formation, the movement and the thermodynamic evolution of the ore-forming fluids are controlled by the tectonic evolution and the sedimentary filling characteristics of the basin. The fluid migrated from formation water to hydrocarbons-bearing fluid and to ore-forming fluid in the deep layers of the basin under high temperature and pressure, and migrated from ore-forming fluid to residual fluid with low content of metals in shallow surroundings. Gold and silver were accumulated and concentrated by basin fluid from the depth at high temperature and pressure, moved upward under the driving force of the high-speed compaction, and migrated to shallow places and precipitated at a suitable location with relatively low temperature and pressure. The fluid regime changed with the evolution of the basin. Large amounts of hot fluid moved from deep basin to the shallow rapidly at the stage when the basin subsided with high burial rate, while large volume of cold surface water flowed from platform to basin at the uplift. Thus the mixture of hot ore-bearing fluid with deep and surface cold water could have occurred in the main pathways such as faults and detachment zones during the shifting from subsidence to uplifting or vice versa, which might lead to the mineralization and the formation of the deposit. The large deposits respond to the joint forces of basin subsidence and magmatic activity.

Key words: basin, fluid, dynamics, mineralization, gold deposit, silver deposit