

右江裂谷区三叠系岩石物性特征 及其与金矿化的关系^{*}

张景荣 陆建军 张晓豪 盛雪芬

(南京大学地球科学系, 南京)

提 要: 本文阐述了右江裂谷区微细粒浸染型金矿床控矿层位三叠系百蓬组泥质粉砂岩及砂质泥岩的粒度, 比表面、孔隙度及孔隙类型和渗透率等物性特征, 讨论了与其成矿流体的循环、水岩反应及其有效浸取围岩矿物质的关系。在此基础上提出了成矿流体和成矿物质主要来自于地层; 由于热液向低势能方向迁移, 造成断裂发育的盆地边缘区和水下隆起周围的环状断裂带为金矿床沉淀的场所。并通过形成金矿所需热液量的估算得出, 该区金矿床的形成, 是由于热流体(发生在矿区及其外围)的深循环作用或者是流体多次循环叠加作用。

主题词: 岩石物性 金矿化 成矿流体 热液循环 金属浸取量

右江裂谷区是我国微细粒浸染型金矿床的主要产区, 其矿床主要产在一套沉积岩系里。岩层无明显变质作用, 至今尚未发现大型金矿床与岩浆岩活动之间的直接联系(刘东升, 1989; 张景荣, 1992; 谭运金, 1994)^[1~3]。不言而喻, 金矿床的形成主要是含金建造中的成矿物质在成矿热液和岩石之间重新分配的结果。那么, 岩石的物理性质, 诸如粒度、孔隙度和渗透率等无疑是影响成矿热液对矿源层中成矿物质进行有效地淋滤并迁移的重要因素。然而以往却忽略了这方面的研究工作, 至今积累资料甚少。由于多孔介质的流体力学性质极其复杂, 即使先进的计算机技术也难以做到对其进行准确的定量模拟。因此, 这里仅从定性的角度, 对矿源层岩石的物理性质与金成矿作用的关系, 作初步的探讨, 并用简化了的定量模式对成矿热液的数量及其携带的金属量进行了估算。

1 含金建造地层岩石粒度及比表面

中三叠统百蓬组是本区微细粒浸染型金矿床控矿围岩及重要的矿源层之一, 它是一套盆地相的浊流沉积, 其岩性主要由泥质粉砂岩和砂泥岩组成。鲍马序列的 A 层碎屑岩平均粒径 3.37 (0.097) mm, 比一般浊积岩的平均粒径细得多, 属微粒级; B、C 层平均粒径分别为 4.13 (<0.0625) mm 和 4.17 (0.0620) mm, 属粉砂级。利用粒度分布的标准偏差对岩石的分选等级进行划分, 百蓬组浊积岩属分选中等的岩石^[10]。一般岩石孔隙度与分选好坏成正变关系, 说明该组岩石可能具有相对较大的孔隙度。

^{*} 国家自然科学基金(编号 9488101)和高等学校博士学科点专项科研基金(编号 960284154)资助
张景荣, 1938 年 10 月生, 1963 年毕业于南京大学地质系地球化学专业, 现任南京大学地球科学系教授, 长期从事矿床地球化学研究。邮政编码: 210093
1996-11-22 收稿, 1997-05-30 修改回。由陶景连编辑

比表面是单位体积岩石内颗粒的总表面积，它是表征碎屑岩分散度的一个参数。本次研究共对四个岩石样品进行了比表面分析，两个为矿源层样品，两个高龙金矿原生矿石样品。结果表明，未矿化岩石的比表面积很大，高达 $12\sim 13\text{ m}^2/\text{g}$ ，说明岩石颗粒具有高的分散度。相反，矿化岩石样品的比表面积就小得多，只有 $2\sim 5.7\text{ m}^2/\text{g}$ ，相应孔隙度降低至 1% 左右，渗透率 $1\sim 2\text{ md}$ ；这与成矿期后热液的各种组分对岩石孔隙充填、胶结有关。

从化学动力学角度看岩石比表面直接影响水岩反应时岩石与流体接触时产生的分子表面现象。因此，岩石颗粒越细、比表面越大，颗粒表面吸附水的数量就越多，水岩反应离子交换的量就大，那么，成矿物质转移到溶液中的数量也就越多。

Wehri et al (1989) 研究 V、Fe 等元素氧化还原过程中水合氧化物表面催化作用时指出^[11]：水合氧化物的 OH^- 离子中的 O^{2-} 电子给予体具有与溶液中的 H^+ 及金属离子进行交换的能力，以 $\text{M}_1-\text{O}-\text{M}_2$ （其中 M_1 为水合氧化物中的金属离子， M_2 为溶液中的 H^+ 或金属离子）形式催化 VO^{2+} 及 Fe^{2+} 的氧化，并且反应速度与水合氧化物表面 $\text{M}-\text{O}$ 的密度有关。我们知道， Au^+ 在溶液中具有软酸性质，能与软碱如 CN^- 和 HS^- 形成稳定的络合物。因此，那些处于高度分散状态（比表面积大）的岩石使得热液中的 HS^- 等离子更有效与岩石中的金络合，把岩石中的金转移到热液中进行迁移。

2 含金建造岩石孔隙度及渗透率

未遭受热液蚀变岩石中孔隙发育情况与成岩作用的强度密切相关。不同成岩阶段，岩石的孔隙形态特征及孔隙度均发生明显的变化；而孔隙特征及孔隙度的变化导致的岩石渗透率改变将直接影响成矿热液的迁移。

2.1 成岩作用孔隙度的变化及孔隙类型

桂西北地区中三叠统中，有机质镜质体反射率 (R_0) 平均值 1.83% ，表明百蓬组含矿地层的成岩作用强度基本上已达到中成岩阶段的晚成熟期。一般说，整个中成岩期孔隙度的变化可分三个阶段^[12]：① 中成岩期的未成熟期，沉积物主要经受机械压实作用，孔隙度剧烈降低，据朱国华 (1985) 资料^[4]，原始沉积物孔隙度，经压实作用仅保留 $20\%\sim 30\%$ 左右；② 中成岩期成熟早期，次生矿物生成充填孔隙使岩石孔隙率再次降低。与此同时有机质发生脱羧作用产生有机酸水；③ 中成岩阶段成熟晚期，酸溶作用产生次生溶孔和孔隙，使岩石中孔隙度增加。这就不难看出，岩石孔隙度的大小与酸溶作用的强度、次生溶孔（晶内溶孔、晶间溶孔和岩屑溶孔等）的发育程度有密切的关系。已有数据表明，百蓬组泥质砂岩类有机质丰度含量 0.2% 左右，有机物分解产生的有机酸性水足以满足成熟期岩石产生大量次生孔隙的需要。故而形成百蓬组砂岩中，孔隙度高达 20% 。据岩石铸片研究，百蓬组砂岩的孔隙类型主要为溶蚀成因的贴粒孔隙^[5]。这种孔隙主要出现在砂粒和自生矿物的相邻部位，常呈透镜状、串珠状或叶片状分布于砂粒周围。是有机酸水沿砂粒与胶结物之间的微裂隙运移，溶蚀紧靠砂粒的胶结物后形成的。

孔隙和喉道的相互配置关系是比较复杂的，每一支喉道可以连通两个孔隙，而每个孔隙至少与三个以上的喉道相连。孔隙反映了岩石对热液的储集能力，而喉道的形态、大小则控制孔隙的储集和溶液的渗透能力，这就是岩石中孔隙度和渗透率的相互制约关系。因此，高

渗透率的岩层必定有较高的孔隙度，而较高的孔隙度未必岩石就有较高的渗透率。岩石的渗透率主要取决于连接孔隙的喉道发育状况，即与孔隙的连通性密切相关。说明孔隙类型（即孔隙的连通性）是岩石渗透性能好坏的重要条件。笔者通过低温氮吸附法对粉砂岩孔隙类型进行了测定，发现多属开放性圆筒形或成四周开放的平板孔，开放孔的孔径都在 3 nm 以上（图 1）。从 Lm_3 和 Lm_7 两个样品孔隙孔径分布曲线图上可以看出（图 2），粉砂岩孔隙分布范围主要集中在 3~100 nm，而小于 3 nm 和大于 100 nm 的孔则很少，基本属于极细微孔分布范围。图 2 上是微分曲线，只要估计曲线下面所包围的面积就可以推算其孔径范围内的孔占全部孔的体积百分比。

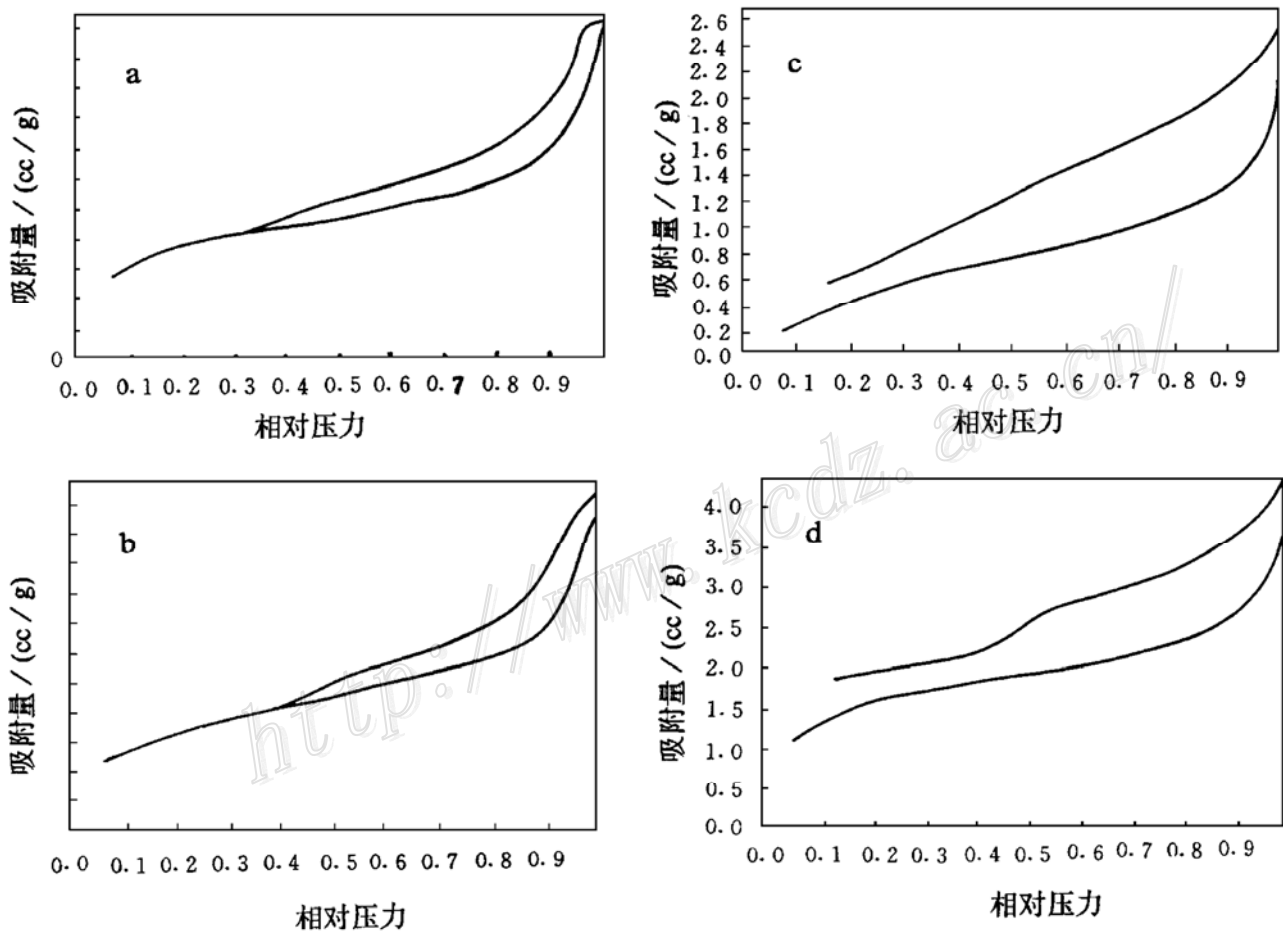


图 1 不同类型岩石中孔隙低温氮吸附、脱附等温线

a—泥质粉砂岩 (Lm_3)；b—钙质粉砂岩；c—泥质粉砂岩 (J148)；d—钙质粉砂岩；a、b—矿源层样品；
c、d—高龙金矿矿石样品

Fig. 1. Absorption and desorption isotherms of pore nitrogen at low temperature in different types of rocks.

a—Pelitic siltstone (Lm_3)；b—Calcareous siltstone；c—Pelitic siltstone (J148)；d—Calcareous siltstone；a, b—Sample of source bed；c, d—Ore sample from the Gaolong gold deposit.

相反，矿石（高龙金矿）的孔隙类型则基本上是墨水瓶型的一端封闭型孔。显然是由于成矿热液对围岩的蚀变和充填作用，致使孔隙连通性大大降低。

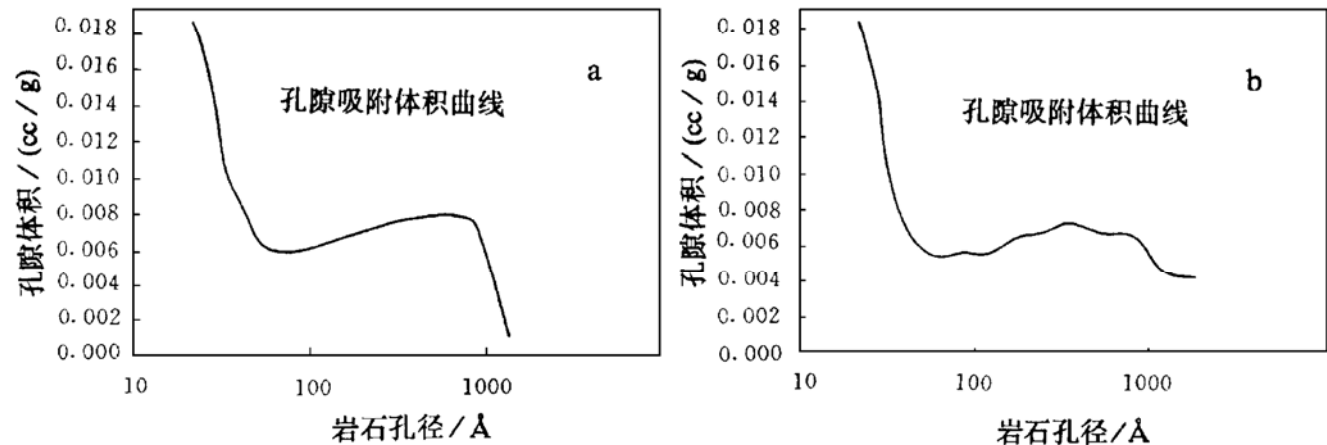


图 2 矿源层岩石样品孔隙的孔径分布

a—泥质粉砂岩 (Lm₃)； b—钙质粉砂岩

Fig. 2. Size distribution of pores in the source bed.

a—Pelitic siltstone (Lm₃)； b—Calcareous siltstone.

由上所述得知，桂西北微细粒浸染型金矿床的控矿围岩泥质粉砂岩和钙质粉砂岩的孔隙是微细的、连通性好的开放型孔隙。

2.2 孔隙度和渗透率

事实上溶液渗流的有效性，仅与有效孔隙度有关。有效孔隙度是指不考虑那些一端或两端封闭的，或那些为毛细管束缚液体所占据的毛细管孔隙及岩石颗粒表面上液体薄膜体积之后的岩石孔隙度。一般实测的孔隙度也就是有效孔隙度。岩石的有效孔隙度随地层的压力梯度和液体的物化性质改变而改变。因此，有效孔隙度是评判岩石对溶液的储集和渗透能力的指标。一个好的矿源层除具备储集溶液的能力外，还必须在压力作用下，允许溶液在岩石中进行渗流。通过对岩石的孔隙度、渗透率及喉道形态特征综合研究，就可对岩石的热液淋滤、迁移能力作出比较全面的认识。

渗透率的单位是“达西”，由于达西的单位数值较大，常用的单位为毫达西（md）。

表 1 是中三叠统百蓬组各层段岩石的孔隙度和渗透率。这里列出的数据是地表岩样测得的数据。表 1 所列数据一目了然地看出，百蓬组除 T₂bf⁴ 外，其余三段都有比较高的孔隙度和渗透率。尽管这三个层段中各类岩石中的孔隙度和渗透率变化范围较大，可以认为这些层段中出现最高孔隙度和渗透率的岩石大致代表成矿前岩石最佳溶液储、渗滤条件。在成矿作用热液活动中，热液必定优先向这些渗透性好、孔隙大的部位流动，从而对其中的成矿物质进行极为有效的淋滤，并使成矿物质进入热液体系进行迁移。此外，热液富含各种气相组分及各种对岩石具有溶解交代能力的离子组分，在强大的压力和热力驱动下，一些原先孔隙度低、孔隙连通性不好的泥质岩层，其内部的孔隙或微裂隙可以因此增大并相互连通，有利于热液对岩石的进一步淋滤。特别是一些富含有机质的泥质岩中，按照 Hedberg (1980) 的 CH₄——微型孔隙排烃模型，干酪根热解产生的 CH₄ 是产生微裂隙和推动烃类运移的主要动力。体系的 CH₄ 和 CO₂ 等气相组分可以造成局部的高压气源，使微裂隙形成开启—闭合—开启的重要持续过程，使矿源层的成矿元素不断排放到热液中^[6]。高龙、金牙金矿床，矿石矿物流体包裹

体中的气相组分中，还原性气体 CO_2 、 CH_4 等含量很高， CO_2 最高变化在 $(3.358\sim4.42)\times 10^{-6}$ ， CH_4 为 $(0.124\sim1.885)\times 10^{-6}$ 。说明富含有机质的含矿地层中，会产生大量的高压气体，对岩石孔隙或微裂隙有扩张作用，导致岩石的渗透率增大，为地下热流体在岩石中大范围的渗流提供了条件。

表 1 桂西北中三叠统百蓬组各分层岩石孔隙度及渗透率

Table 1. Porosity and permeability of rocks in various layers of Middle Triassic Baipeng Formation, northwestern Guangxi

分层代号	孔隙度/%	平均值/%	渗透率/md	平均值/md
T_2bf^1 (1)	19.3		4.36	
T_2bf^2 (3)	1.81~16.5	7.65	1.78~20.3	7.98
T_2bf^3 (4)	1.34~9.92	4.17	1.14~59.2	16.2
T_2bf^4 (2)	0.77~6.22	3.27	1.35~8.04	4
高龙金矿 (5)	0.76~1.45	1.01	1.10~1.72	1.61
金牙金矿 (5)	0.56~2.67	1.51	1.05~2.43	1.60

注：括号内为样品数

在百蓬组的各类岩石中，孔隙度和渗透率有较大的变化（表 2）。比较起来泥灰岩明显低于砂质泥岩和粉砂岩。粉砂岩的孔隙度最高可达 16.5%，渗透率最大为 20.3 md，表明粉砂岩中孔隙较为发育，而且连通性较好；砂质泥岩类的孔隙度最大为 19.3%，渗透率最大为 59.2 md。砂质泥岩中发育的孔隙主要为基质中的微孔隙，这么高的孔隙度和渗透率，无疑有利热液的淋滤及迁移。桂西北地区微细粒浸染型金矿化一般发生在含泥、钙质较高的粉砂质岩中，可能也与其中的较高孔隙度和渗透率有关。而泥灰岩孔隙度和渗透率分别相当于砂质岩的 1/4~1/10，相应桂北微细粒浸染型金矿床，很少产在泥灰岩的地层中。

表 2 百蓬组各类岩石的孔隙度及渗透率

Table 2. Porosity and permeability of various rocks of Baipeng Formation

岩类	孔隙度/%	平均值/%	渗透率/md	平均值/md
粉砂岩(5)	0.77~16.5	5.22	1.35~20.3	5.72
砂质泥岩(4)	4.63~19.3	10.02	1.78~59.2	18.3
泥灰岩(3)	1.34~3.5	2.64	1.14~2.62	1.75
美国 Frio 砂岩 (深 3000 m)	30		1000	
中国河套渐 新统砂岩 4158~4441 m	20.5~26.4		81.9~1964	

注：括号内为样品数

比较起来，高龙、金牙两个矿床矿化岩石中的孔隙度和渗透率就大为降低，仅相当于岩石的 1/3~1/10。说明成矿期后热液中各种组分大量析出，充填了原先渗透性良好的孔隙。

3 成矿热液的来源及其迁移就位

3.1 热液的来源

Fyfe (1976) 指出，大规模的成矿作用都包含巨大体积的流体，Elder (1977) 在讨论热

液矿床成因模式时也强调，足够的水量是必不可少的。那么，高龙、金牙金矿巨大体积的流体究竟来自何处呢？

沉积物中存在的水溶液主要有两种来源，即沉积物形成时被封闭的孔隙水，粘土矿物中的吸附水，成岩化学反应产生的交换水及来自盆地外的深循环的地下水。众所周知，沉积物形成时，特别是泥岩类，有很高的含水量（约30%~35%），在埋藏成岩过程中由于上覆沉积物的压力不断增大，孔隙水不断排出。成岩作用岩石固结孔隙度进一步降低，流体得以更多的排出^[13]。据刘宝君（1992）估算1m³泥质沉积物在固结时可排出350 l水；砂质沉积物压实时排出70 l水。沉积物固结成岩时排出的这么巨大体积的流体为成矿作用准备了充足的水量。这些同生水在排出后，由于与围岩的交换作用，其化学成分与物理性质也会发生显著的变化，表现为盐度增加，溶液由弱酸性变为弱碱性，最终形成建造水。地球化学的研究资料证实了成矿热液的这种性质^[14]。在地热梯度或深部热源的驱动下，形成热液的循环对流。当然，也不排除部分天然水的参与。

矿源层中金属元素进入热液的方式有两种可能，一是热卤水溶解易溶硫化物。因为金在矿源层中主要以易释放金的形式赋存于硫化物相中，那么，这些硫化物的溶解将导致大量的金进入热液体系，以金的硫氢络合物（Shenberger, 1989）和有机络合物的形式迁移^[7,15]。二是粘土矿物吸附的金属元素随粘土矿物的层间水的排出而被直接带入热液中。

3.2 热液的迁移就位

成矿热液在相对封闭的岩层中发生循环对流的原因是多种多样的，如构造变动、地热梯度的变化、水相态的变化以及有机质排烃作用（特别CH₄、CO₂气体）产生的压力等^[8]。其中以构造变动和地热梯度改变对成矿流体的循环对流影响最大。显然，成矿过程中热液发生的这种流动，不仅给成矿元素的重新分配及迁移创造了良好的动力条件，也给外来水的加入提供了可能性。

在沉积盆地中，成矿流体出于降低势能的需要，一般由中心向边缘流动，由上往下流，由低透水层向高透水层流动；当断裂带出现时，往往优先向断裂方向流动。压力控制的等焓效应——沸腾是金属沉淀的重要机制之一^[16]。故而许多层控矿床常常分布在这样的陆缘盆地中。这些陆缘盆地常常发育控制盆地沉积分异的同沉积断裂带，特别是那些具有多期活动特点的大断裂。这些同沉积断裂成了地表水下渗及含矿热液迁移的良好通道，也是成矿物质沉淀的天然场所。因此，国内、外许多层控矿床的空间分布常和这些长期活动的大断裂存在密切关系。

在金牙金矿区，金牙—更新—中亭隐伏断裂实际上也是一条在碳酸盐岩台地边缘发育的同沉积断裂，它不仅控制了断裂两侧的岩相分布，而且也是金成矿作用含矿热液循环对流及金属沉淀的有利场所。江南地背斜的北西侧湘黔—江南同生大断裂及其派生的裂隙系统也控制了皖南、湘、黔一带古生代地层中的微细粒浸染型金矿床的分布。在高龙矿区，发育于水下隆起周边的环状断裂，不仅是大气降水下渗补给的通道，也是含矿热液喷发、金属沉淀的场所。

4 形成金矿床的热液水量及搬运金属量的估算

对于热液矿床，金属成矿作用涉及到的一个重要方面就是热液水量及携带的金属量。从

普遍意义上说,一个矿床的金属储量大致相当于矿区内全部热液携带的金属量。我们知道,热液对矿源层中成矿物质的淋滤、迁移都是通过岩石的孔隙及裂隙系统进行的。假若我们已知含矿层岩石的孔隙、裂隙相对于整个岩石系统的孔隙度,也就是热液的充满度,就可以根据含矿带岩石总体积估算成矿热液的水量。利用一定温度下热液金属溶解度数据就可计算出携带的金属量。

从本区金矿床的特征来看,热水循环有两种形式:一种是相对开放的系统,如高龙金矿床,成矿期热液具有热泉型喷发特征(朱恺军,1992;张晓豪,1993)^①,并且这种热液喷发具多旋回的特点;另一种是成矿热液始终处在一个相对封闭的体系内循环对流,如金牙金矿床。一般成矿热液中金属元素的含量是很低的,但在漫长的地质年代的不断积累中也可形成巨大的矿量。Seward(1982)指出,在热液流体中,金含量高低对于形成金银矿不是决定因素,关键是时间和沉积速度。新西兰陶坡(Toupo)Broad Land 2号钻孔热水含金仅 0.04×10^{-9} ^[17],计算得出大约需要 800 km^3 体积的热水,就能沉淀出一百万盎司的金(31.1 t);而该地热系统水的自然流量是 $1.4 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{a}$, 800 km^3 的水需5~7万年。该地热系统至少存在了30~50万年,如果有合适的场所,即使金以相当慢的速度沉淀,也可以形成一个百万盎司的金矿床。

高龙金矿床已探明储量加预测储量为27.5 t,如果按热液含金 0.04×10^{-9} 计算,约需 700 km^3 体积的水量,这么大体积的水量已远远超过高龙金矿区全部含矿带岩石的体积(0.05 km^3)。显然,水的循环是远远超过成矿区的范围而进行大面积的深循环。虽然我们难以对高龙金矿床成矿期含矿热液的流量及喷发的持续时间作出确切的估计,不过有一点是可以肯定的,多旋回的热液喷发造成的多期次金矿化叠加对形成高品位的金矿床是相当有利的,而且热液中金含量也可能比现代热泉的水溶液高得多,因为含矿热液每次喷发之前体系都处于较封闭的状态,热液在岩石内部循环对流,不断萃取矿源层中的成矿物质,会使热液中的金含量逐渐提高。因此,高龙金矿床成矿期热液的水量可能比估计的要少得多,这一点可以从金牙金矿床的热液水量计算中清楚地看出来。

对于金牙金矿床,由于不具备高龙金矿床那样形成热液喷发的外部条件,其成矿热液始终在一个相对封闭的体系内循环对流,把矿源层中的成矿物质不断富集到热液中,因此热液金含量可能比较高。金牙金矿床主成矿期热液温度近 270°C , $\text{pH}=5.5\sim 6.4$ 。据刘英俊等(1991)资料^[9],在相对富硫近中性的热液中金的含量约为 0.06×10^{-6} 。用这个金的浓度计算形成金牙金矿床18.556 t的储量,需要携带金的热水量为 $3.1 \times 10^8 \text{ t}$ (表3)。金牙金矿床含矿带岩石体积为 0.6 km^3 (长度3 km、厚度0.533 km、斜深0.358 km),岩石的孔隙度均值在7%左右,加上裂隙度,全部岩石孔隙总体积估计为20%左右。如果这些空隙全部为含矿热液所饱和,则可赋存 $1.2 \times 10^8 \text{ t}$,实际参与金成矿作用的水量远小于这个数值,因为微裂隙毛细管作用固定的水和颗粒表面吸附固着的薄膜水都无法参与成矿作用的循环。那么,就不难得出形成金牙金矿床的热水溶液作用是在矿区以外更大范围内的深循环作用或者热液在岩层内多次循环的叠加成矿作用的结果。

① 朱恺军,1992, 博士论文; 张晓豪,1993, 硕士论文

表 3 金牙金矿含矿热液水量估算

Table 3. Calculations of ore-forming fluid quantities in the Jinya gold deposit

热液温度	pH 值	金溶解度	金储量	岩石孔隙度（孔隙+裂隙）	含矿带岩石体积
270℃	5.5~6.4	6×10^{-8}	18.556 t	20%	0.6 km ³
携带 18.556 t 金所需水量 3.1×10^8 t				为岩石孔隙所饱和水量 1.2×10^8 t	

5 结 论

(1) 右江裂谷区三叠系泥质粉砂岩及砂质泥岩，颗粒具有较高的分散度，大的比表面，较大的孔隙度及连通性较好的孔隙类型以及较大的渗透率。这些特征对成矿热液的大面积渗流，水岩反应和促使金（及其它成矿元素）的活化转移有重要的意义。

(2) 该区金矿床成矿热液和成矿物质均来自地层。成矿热液来自岩石的脱水作用排出的孔隙水和释放的吸附水以及地层封存的建造水。并在压力、热力梯度和相态变化的作用下，发生热流体大面积的深循环。成矿物质则通过深循环水的水岩反应，浸取了岩石中的金属元素，并主要以硫氢〔SH〕配合物和有机配合物的形式迁移，最后在裂隙减压带沉淀聚集成矿。因此，在断裂发育的盆地边缘地带和水下隆起的周围的环状断裂是成矿的有利场所。

(3) 通过金牙金矿和高龙金矿典型金矿床形成所需热液量的估算得出：金矿区岩石体积中赋存的水量远小于搬运矿床金属量所需要的热液量。说明成矿作用，成矿热液可能在矿区以外更大的区域深循环作用或者成矿热液在一个相对封闭的区域多次循环的叠加作用。

参 考 文 献

1 刘东升，耿文辉．我国卡林型金矿矿物特征及成矿条件探讨．地球化学，1985，(3)：277~282

2 张景荣，陆建军，朱恺军等．扬子板块东南缘微细粒浸染型金矿带成矿特征分析．南京大学学报(地球科学版)，1992，4 (3)：76~85

3 谭运金．滇黔桂接壤区卡林型金矿床地质．见：刘东升主编．中国卡林型(微细浸染型)金矿．南京：南京大学出版社，1994，142~159

4 朱国华．陕甘宁盆地上三叠系延长统低渗透砂体和次生孔隙砂体的形成．沉积学报，1984，2 (1)：1~14

5 吕正谋．山东东营凹陷下第三系砂岩次生孔隙研究．沉积学报，1985，3 (2)：47~56

6 涂光炽等．中国层控矿床地球化学，第三卷．北京：北京科学出版社，1988

7 张景荣，朱法华．桂东—粤西寒武系黑色岩系层控金矿床金的搬运形式及沉淀条件，矿床地质，1992，11 (3)：241~251

8 张梅．广西凤山县金牙金矿床有机地球化学特征及其与金矿化的关系．中国科学院矿床地球化学开放实验室 1989~1990 年年报，1990，157~165

9 刘英俊，马东升．金的地球化学．北京：科学出版社，1991，244~249

10 Robert L F. A review of grain size parameters. Sedimentology, 1996, 6 (2)：73~93

11 Wehri B et al. Redox processes catalysed by hydrous oxide surfaces, Chem. Geol. 1989, 78 (3—4)：167~179

12 Schmidt V, Mcdonald D A. Secondary reservoir porosity in the course of sandstone diagenesis. A Continuing education course presented at The 1979 AAPG Annual Meeting in Houston. 1979.

13 Perrier R. Thickness Changes in Sedimentary layers during compaction history methods for quanticative evaluation, AAPG. Bull, 1974, 58: 507~520

14 Zhang Jingrong, Lu Jiangjun, Zhu Kaijun. Ore-fluid systems of fine disseminated gold deposits along the southeastern margin of the Yangtze Plate. 1995, 14 (3)：193~202

- 15 Shenberger D M, Barnes H L. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150°C to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, 53: 269~278
- 16 Spycher N F, Reed M M H. Evolution of a broadlands-type epithermal fluid along alternative *P-T* paths: Implication, for the transport and deposition of base, precious, and volatile metals. *Econ. Geol.*, 1989, 84: 328~359
- 17 Henley R W. et al. An introduction to the geochemistry of active and fossil geothermal systems, epithermal environments in New Zealand. *N. Z. Mineral Explor. Assoc.*, 1~10

PHYSICAL CHARACTERISTICS OF TRIASSIC SEDIMENTARY ROCKS AND THEIR RELATIONS TO GOLD MINERALIZATION IN YOUJIANG RIFT ZONE

Zhang Jingrong, Lu Jianjun, Zhang Xiaohao and Sheng Xuefeng

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Key words: physical characteristics of rocks, gold mineralization, ore-forming fluids, circulation of fluids, amount of metallic extract

Abstract

This paper studies grain size, specific surface, porosity, pore type and permeability of pelitic siltstones and sandy mudstones of Triassic Baipeng Group which control the distribution of fine-grained disseminated type gold deposits in Youjiang rift zone, and also discusses their relations to the circulation of ore-forming fluids, the interactions between the fluids and sedimentary rocks in the Baipeng Group, and the gold mineralization. The pelitic siltstones and sandy mudstones have bigger specific surface, porosity and permeability and better continuous interstice, which play a key role in the extensive circulation of the ore-forming fluids, the interactions between the fluids and the sedimentary rocks, and the migration of gold. The ore-forming fluids and gold came from the Triassic sedimentary rocks. The ore-forming fluids derived from the pore water and the absorbed water liberated during the dehydration process of the sedimentary rocks and the formation water sealed in the strata circulate extensively owing to the action of pressure and thermal gradient. The gold in the strata is extracted through interactions between the fluids and the strata, migrates in the form of HS^- -Au complex or gold organic complex, and precipitates in the decompression zone. Therefore, the margin of a basin with well-developed faults and the peripheral ring faults of the underwater uplift are favorable places for gold deposition. Calculation of fluid amounts for the formation of gold deposits in Jinya and Gaolong gold ore districts indicates that water quantities in the sedimentary rocks within the limits of gold districts are much lower than those required for transportation of gold in the deposits, suggesting that the ore-forming fluids have probably undergone extensive circulation beyond the gold ore districts.