

浅议扬子地块周缘金矿床成矿的一些特点*

毛景文

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

提 要: 本文介绍了扬子地块周缘金矿成矿的基本特点, 归纳其共同之处为: 矿化受深大断裂控制; 成矿时代均发生于燕山早—中期; 地幔流体和地幔物质不同程度地参与成矿作用。

关键词: 金矿床 地幔流体成矿 扬子地块周缘

扬子地块周缘是我国铜铁矿床的重要成矿省, 在过去 10 多年找金热潮中, 又探明一大批金矿床。

1 南缘成矿带

发育于江南古陆上的南缘成矿带内, 金矿床星罗棋布。主要赋矿岩石为前寒武纪板溪群和冷家溪群浅变质岩系及基性火山岩, 个别矿床以震旦系碎屑岩为容矿岩石。矿体的具体控矿构造多为近东西向的岩层间破碎带或 NE 向韧性剪切带, 但从整个矿带看, 这些矿床均分布于北东向深大断裂的两侧。尽管大多数矿区内很少见到侵入岩体, 却不乏煌斑岩脉、花岗质岩脉, 往往在矿区外围 2~8 km 处出现花岗质岩体。矿化一般表现为细网脉状含硫化物石英脉和石英大脉两种, 矿化元素组合为 Au-As、Au-Sb-As、Au-Sb-W 和 Au-Te。矿化元素组合在区域上具有分带性: 在浙东北区, 主要为碲化物金矿 (Au-Te); 赣东北区, 以金山韧性剪切带型矿床为代表, 成矿元素组合为 Au-As; 湘东赣西区, 以万古和黄金洞为代表, 成矿元素组合为 Au-Sb-As; 湘西区以沃溪、漠滨、西安和益阳南郊为代表, 成矿元素组合为 Au-Sb-W。

刘英俊等论证江南古陆中的中元古岩层为一套含 Au 建造^[2], 认为其为金矿形成的物质基础, 毛景文和李红艳在湘东地区进一步工作证实了这一点^[3], 并于冷家溪群中发现富 Au 的黄铁矿球 (Au 含量 $104 \times 10^{-9} \sim 144 \times 10^{-9}$), 马东升等发现沃溪-西冲地区外围和一些矿床周围出现负 Au 异常带, 推测为 Au 被淋滤和运移出的结果^[4]。

通过对前人在江南古陆上主要矿床的稳定同位素资料的二次开发, 表明大部分矿床的流体氢氧同位素在 Sheppard et al 拟定的岩浆水 δD 对 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 范围内^[15], 部分矿床的投影点向大气降水方向漂移, 硫同位素显示为幔源硫与地层硫的混合作用。毛景文等对万古金矿床的氮同位素研究^[6], 发现有大量幔源³He 参与了金的成矿过程。

* 本文为国家自然科学基金资助项目 (编号 49672116 和 49602027) 的部分成果

毛景文, 男, 1956 年生, 研究员, 长期从事矿床地质和矿床地球化学研究工作。邮政编码: 100037

此外, 幔源指示性元素 Te^① 在浙江东北区横山等金矿明显富集, 构成了碲化物金矿床, 说明成矿物质受地幔的制约。张文淮等研究指出金山金矿含有纯 CO₂ 流体^[7], 高盐度流体和有机流体, 推测可能从深部带来抑或反映下部有隐伏岩体。同时, 还用黄铁矿中 Co/Ni 比值探讨金山成矿流体与德兴斑岩铜(金)矿的类同性。王平安等对江西大背坞金矿的流体包裹体和稳定同位素的研究结果证明成矿流体以岩浆源为主^[8]。

江南古陆上金矿床长期被推测为前寒武纪同生成矿, 但最近几年越来越多的放射性同位素测年资料表明成矿发生于 $175 \times 10^6 \sim 118 \times 10^6$ a 之间(史明魁, 1993; 王平安等, 1998), 为燕山期产物。

2 长江中下游成矿带

位于扬子地块北缘的长江中下游成矿带以产夕卡岩型金矿为特色。这些金矿床沿长江中下游基本上呈 EW 向分布, 但几乎每个大型矿床都出现在 NE 向深大断裂附近。成矿围岩为白云质灰岩、灰岩和富钙质碎屑岩。由于形成夕卡岩只对岩性有选择, 与时代无关, 因而赋矿围岩时代因地而异, 例如寒武纪(安徽前常)、石炭-二叠纪(安徽马鞍山和新桥)及三叠纪(湖北铜绿山、鸡冠嘴和鸡笼山)。在该带还发现有湖北蛇屋山红土型金矿床, 据虞人育的研究结果^[9], 其原生金矿为发育在泥盆系碳酸盐中微细粒富硫化物矿化, 成因可能为来自岩浆的含 S、Au 流体交代围岩沉淀成矿。

成矿带内的含矿岩体的岩性一般为花岗闪长岩和石英二长岩。据赵一鸣等(1997)的研究结果^[1], 这些岩石的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值为 0.7046~0.708, 采用内插法估算结果, 幔源物质含量可达 14.3%~79.1%。

在长江中下游成矿带中, 成矿元素组合主要为 Au-Cu, 也有 Au-Cu-Fe(例如, 安徽前常)和 Au-Cu-Pb-Zn(湖北鸡笼山)。正如赵一鸣等所述^[1], 矿化在空间上具有比较明显的分带性。

由于金矿与花岗岩体的密切时空和成因关系, 其成矿时代相应为燕山期。岩体侵位的同位素测年为 $138 \times 10^6 \sim 113 \times 10^6$ a(转引自赵一鸣等, 1997)。

3 西缘成矿带

西缘成矿带位于康滇地轴上, 沿康定-西昌地壳厚度突变带呈团状分布。从北向南有康定区、石棉区、西昌区和攀枝花区。在各区中都有几个到十几个金矿产出, 并于西昌区和攀枝花区出现牦牛坪和大陆槽与碱性花岗岩-碱性岩有关的 REE 矿床。在石棉区发现大水沟碲(金)矿床。陈毓川等(1996)研究指出^[10], 这四个呈团块状分布的矿化集中区反映了其产出的地幔柱枝成矿环境。

该带内的金矿床大都沿 NS 走向的脆性剪切带和构造拆离带出现, 个别受控于层间破碎带(例如, 田湾)。成矿围岩性质变化比较大, 因地而异。在康定区, 赋矿围岩主要为元

① 毛景文, 李红艳. 1997, 碲——一种地幔流体成矿的指示性元素. 地幔流体成矿学术讨论会论文摘要, p33

古代片岩、千枚岩和花岗岩（例如，黄金坪、白金台子、黑金台子和三碛等），只有偏岩子出现于震旦系白云岩中。也可能正是由于受围岩岩性的制约，才形成了偏岩子氟镁石型金矿新类型。在石棉区，成矿围岩大多为泥盆系板岩和大理岩，仅大水沟碛（金）矿床的围岩为二叠纪峨嵋山玄武岩，田湾金矿赋存于泥盆系与前寒武基底之间的破碎接触带中。在西昌区和攀枝花区，主要赋矿围岩为二叠纪峨嵋山玄武岩。

由于矿化属剪切带型，成矿类型亦为含金石英脉和破碎含金蚀变岩。该带中金矿的另一个特点是伴生有 Te，亦可称之为碲化物金矿床。当以玄武岩为围岩时，金矿（例如，绵纱洼、茶铺子和大水沟）围岩蚀变十分发育，花岗岩作为围岩次之。矿脉或矿化带两侧蚀变分带通常比较清楚，蚀变类型以石英绢云母化、白云母化、硅化和碳酸盐化为主，硫同位素大多显示为深源硫，碳氧同位素反映为地幔来源，氢氧同位素表明成矿流体以岩浆源为主体，成矿晚阶段混合部分大气降水。

K-Ar 法和 Rb-Sr 等时线测年表明，西缘成矿带中金矿床形成于 $80 \times 10^6 \sim 130 \times 10^6$ a 之间，也是燕山期。

4 滇黔桂金三角

位于扬子地块西南缘的右江海西晚期-印支中期裂谷的西北端，由弥勒—富源、个旧—宾阳和宾阳—南丹 3 条高角度深断裂围成一个金矿密集发育的三角地区。区内赋矿地层从寒武系到中三叠统，成矿时代分布于 $140 \times 10^6 \sim 75 \times 10^6$ a 之间（杨佑科等，1994）^[11]。尽管区内未见侵入岩体出露，但发育有比较多的辉绿（长）岩墙，其中不少矿床中的部分矿体产于辉绿岩墙和辉长岩墙的接触带内。杨佑科等（1994）用 K-Ar 法测得这些岩墙的成岩时代为 $176 \times 10^6 \sim 140 \times 10^6$ a。区内绝大多数金矿分布于一系列次一级穹窿中。据地球物理和卫星影像资料分析推断，这些次一级穹窿由隐伏岩体上涌的力量造成。

滇黔桂金三角是我国 70 年代末至 80 年代发现的卡林型或微细粒浸染型金矿集中区。自然金以微细粒形式被包裹于微细硫化物中或石英颗粒裂隙及石英之间，伴生矿物有石英、萤石、碳酸盐、粘土、黄铁矿、辉锑矿、毒砂和雄黄等。与成矿有关的围岩蚀变以硅化最强，碳酸盐化次之。金矿以富 As 和 S 为特征，属难选冶矿。

滇黔桂金三角内卡林型金矿明显为后生之产物，但对于成矿物质来源尚有争议。长时间以来，一般认为此类矿床为同生预富集，后生受热再活化聚集成矿。最近，刘显凡等（1996）和朱赖民等（1997）通过硫、铅、氢、氧、铷、锶和氩同位素以及 REE 地球化学研究表明^[12,13]，成矿物质初始来源于上地幔分异，但在成矿过程中污染了部分地壳物质。

5 川西北金矿化区

川西北金矿化区位于扬子地块西北缘与松潘甘孜褶皱系的过渡地段，北邻秦岭褶皱系。与西秦岭金矿集中区构成甘陕川金三角。川西北地区是被周边的扬子地块、昆秦褶皱系和三江褶皱系三大构造单元共同挤压下形成的拗陷区。该拗陷区 3 条一级磁场线性异常带，即金沙江—红河异常带、龙门山—康滇异常带和布尔汉布—阿尼玛卿山异常带所包围。这 3 条磁

场线性异常带正好与3条大地缝合线吻合。地球物理资料(杨佑科等, 1994)证明在7 km埋深部位有巨大基岩隐伏, 在地表仅有燕山期小岩体和一些基性岩脉, 这些迹象反映在燕山期有岩浆活动, 至少构成了成矿的热源。

区内赋矿岩石主要三叠纪含碳白云质粉砂岩、基性火山岩和含碳浊积岩, 只有拉尔玛金矿的赋矿岩石为寒武-奥陶系含碳硅质岩和含碳板岩。作为卡林型金矿, 自然金以超显微金和显微金($0.2 \sim 100 \mu\text{m}$)形式包裹在黄铁矿微裂隙中, 少量被伊利石所吸附^[14], 自然金与黄铁矿、毒砂、雄黄、辉锑矿和辰砂共生, 构成了Au-As-Sb-Hg矿化组合, 亦属难选冶矿。

川西北区金矿的形成经历一个较长的历史时期, 张占鳌(1993)将其概括为同生初始富集、活化和预富集、燕山期热液成矿三个成矿阶段^[5]。由于大量有机质出现于赋矿岩石及矿石中, 因而认为生物对于Au的初始富集具有积极作用。尽管印支期构造活动可能使Au进一步富集, 只有到燕山期强烈构造-岩浆活动才可能导致金矿最终形成。是否有岩浆热液乃至地幔流体参与成矿作用, 仍是一个可探索性问题。

从以上特征可以看出, 5个金矿区带分布于扬子地块的不同部位, 但有许多共同之处:

(1) 位于大陆边缘, 矿床分布明显受不同方向深大断裂的控制。地球物理资料显示地壳厚度剧变带和地幔隆起与金矿分布吻合的比较好。

(2) 尽管地层、岩层时代不同, 岩性变化比较大, 但成矿时代基本上一致, 均为燕山期产物, 放射性同位素测年为 $175 \times 10^6 \sim 80 \times 10^6 \text{ a}$ 。

(3) 金矿化大体分为脆韧性剪切带型和卡林型两大类型。两者都具有明显的后生成矿作用之特点, 稳定同位素和氮同位素反映出这些矿床在形成期间, 地幔物质(包括地幔流体)不同程度地参与了成矿过程。这也是扬子地块金矿化的最明显特征。

参 考 文 献

- 1 赵一鸣, 林文蔚, 毕承思等. 中国含金夕卡岩矿床的分布和主要地质特征. 矿床地质, 1997, 16 (3): 193~203.
- 2 刘英俊, 孙承银, 马东升. 江南金矿及其成矿地球化学背景. 南京: 南京大学出版社, 1991, 1~26.
- 3 毛景文, 李红艳, 徐珏等. 湖南万古地区金矿地质与成因. 北京: 原子能出版社, 1997, 22~34.
- 4 马东升. 江南金矿成矿带层控金矿的地球化学特征及成因研究. 中国科学(B辑), 1991, (4): 424~433.
- 5 张占鳌. 拉尔玛金矿成矿机理. 矿物岩石, 1993, 13 (1): 60~67.
- 6 毛景文, 李延河, 李红艳等. 湖南万古金矿幔源流体成矿的氮同位素证据. 地质论评, 1997, 43: 646~649.
- 7 张文淮, 谭铁龙. 江西金山金矿有机流体与金矿关系. 矿床地质, 1998, 17 (1): 15~24.
- 8 王平安, 董法宪, 刘建民等. 江西大背坞金矿床地质、地球化学特征. 矿床地质, 1998, 17 (1): 57~69.
- 9 虞人育. 湖北蛇屋山金矿区风化型金矿床地质及成因浅析. 矿床地质, 1994, 13 (1): 28~37.
- 10 陈毓川, 毛景文, 骆耀南等. 四川大水沟碛(金)矿床地质和地球化学. 北京: 原子能出版社, 1996, 146p.
- 11 杨佑科, 董振生. 滇黔桂及川西北卡林型金矿. 见: 高振敏等主编. 中国金矿研究新进展. 北京: 地震出版社, 1994, 284~350.
- 12 刘显凡, 倪师军, 苏文超. 滇黔桂微细浸染型金矿同位素地球化学特征与深源流体成矿. 矿物岩石, 1996, 1: (4): 106~111.
- 13 朱赖民, 金景福, 何明友等. 论深源流体参与黔西南金矿床成矿的可能性. 地质论评, 1997, 43 (6): 586~592.
- 14 李小壮. 川西北地区“东北寨式”微细浸染状金矿床的地质地球化学特征、成矿条件及找矿模式. 四川地质学报 12 (专辑): 13~21.
- 15 Sheppard S W F, Taylor H P. Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montana. Econ Geol., 1974, 69 (6): 926~946.