雪峰隆起带金矿床有机地球化学特征及其成矿指示意义：以沃溪和万古金矿为例

陈海龙[1]，权永彬[2a,2b*]，陈平波[1,2b]，欧阳志强[1]，张威[1]，彭欢[3]，卜建财[1]，陈勇[1]

1. 湖南省遥感地质调查监测所，长沙 410015；
2. 中国地质大学（武汉）a. 资源学院；b. 构造与油气资源教育部重点实验室，武汉 430074；
3. 武汉新世纪科技有限公司，武汉 430074

第一作者，E-mail：444352037@qq.com

* 通信作者，E-mail：quanyongbin@cug.edu.cn

2024-08-26 收稿；2025-04-25 修回；2025-04-28 接受

基金项目：湖南省自然资源厅科技计划项目（2023-0145DZ）

中图分类号：P618.12　　文章编号：2096-8523(2025)04-0233-23　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240481

摘　要：前期有机烃深部找矿实践表明，沃溪、万古金矿床深边部呈现的深源叠加异常，与其外围矿化体所展现的同生叠加异常，在深部找矿意义上存在显著差异。为进一步探索两者在 Au 与有机质的成矿成晕机理方面的不同，聚焦于雪峰隆起带大中型金矿床（沃溪和万古）和外围矿化体（浅表金矿化良好但深部矿化较差），综合运用岩石热解分析（Rock-Eval）、氯仿沥青“A”抽提及族组分分离定量、饱和烃气相色谱−质谱分析、流体包裹体及 C-H-O-S 稳定同位素示踪等方法和手段，针对成矿地质特征、有机地球化学特征、流体包裹体和同位素地球化学特征等方面展开对比研究，进而探讨两者 Au−有机质的成矿成晕机理。研究结果表明：①大中型金矿床与外围矿化体成矿地质特征不同。前者经历区域变质热液充填交代作用和后期深源流体叠加成矿过程；后者只经历区域变质热液的充填交代成矿过程。②两者都存有吸附型有机质，且有机质来源与原始沉积环境具有相似性。然而，大中型金矿床 w(TOC) 明显高于外围矿化体 50% 以上，同时有机质的氧指数、烃指数分别低于矿化体 10 倍和 3 ~ 8 倍等，这说明大中型金矿床有机质的丰度和成熟度更高。③C-H-O-S 稳定同位素示踪表明，大中型金矿床成矿物质来自地幔，成矿流体来自幔源流体多层次演化混合而成的“深源流体”；外围矿化体成矿物质仅来自含矿地层，其成矿流体来自地壳浅表流体混合而成的“浅源流体”，这体现出两者成矿流体动力学机制和混合机制上的差异，进而导致成矿地质意义不同。④两者成矿流体中有机质来源不同。大中型金矿床除吸附型有机质外，还存在“深源流体”带来的“增量”有机质叠加；外围矿化体仅存在吸附型有机质。这可能是大中型金矿床 w(TOC) 明显高于外围矿化体的主要原因。⑤两者 Au 与有机质的成矿成晕机理不同。大中型金矿床中，幔源流体携带的 Au 以 $Au(CH_3)^{2+}$、$[Au(CH_2NH_2COO)]^{2+}$ 等有机络合物或螯合物结合方式为主，且有液态和气态 2 种迁移模式；外围矿化体中，浅源流体 Au 与有机质以物理吸附结合方式为主，失去了 Au 形成有机络合或螯合的地球化学意义。这一差异表现为大中型金矿床不同载体（矿体及上覆岩层或土壤）中有机烃类异常强度较强，Au 与有机烃相关性良好；外围矿化体中不同载体中，有机烃类异常强度相对较弱，Au 与有机烃相关性较差。这一结论与前期有机烃深部找矿实践提出的“深源流体成矿−成矿物质来自深源−Au 与有机烃相关性良好−深源叠加异常−深部找矿潜力较大”以及“浅源流体成矿−成矿物质仅来自地层−Au 与有机烃相关性较差−同生叠加异常−深部找矿潜力较差”的认识高度契合。研究结果可为勘查地球化学深部找矿潜力评价提供新的研究思路和方向。

著录信息：陈海龙，权永彬，陈平波，等. 雪峰隆起带金矿床有机地球化学特征及其成矿指示意义：以沃溪和万古金矿为例 [J]. 地质科技通报，2025，44(4)：233-255.
CHEN Hailong, QUAN Yongbin, CHEN Pingbo, et al. Organic geochemical characteristics and their metallogenic indication of gold deposits in Xuefeng uplift zone: A case study of Woxi and Wangu gold deposits[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(4): 233-255.

© Editorial Office of Bulletin of Geological Science and Technology. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.　https://dzkjtb.cug.edu.cn

关键词：有机质；成矿机理；矿化体；金矿床；雪峰隆起带；沃溪金矿；万古金矿

在地球科学领域，有机质与金属成矿之间的关联一直是备受瞩目的研究焦点[1-3]。有机质对金属元素具有络合、吸附、迁移富集等作用，它不仅参与了层控矿床的成矿过程，而且还参与了许多岩浆热液矿床的成矿过程[4-10]。张文淮等[11]、殷鸿福等[12]深入且全面地探讨了生物–有机质–流体系统生物成矿作用全过程，以及盆–山构造体系演化过程中金矿床形成与有机质之间的内在联系。然而这些具有代表性的研究成果，大多停留在生物有机质–金矿成矿作用的认知层面。针对金矿床成矿流体中有机质的来源及演化问题，由于未检测到生物成因标志性的有机物，学界相继提出了“远程流体带来有机质”[6]、“异源有机质”[13]、“晶胞有机质”[14]等不同的观点。这一系列观点暗示了金矿床在形成过程中，可能有不同来源有机质参与其中。然而，对于上述“异源有机质”等与金的成矿机理，尚未开展深入研究。对于“异源有机质”等概念的理解，与前期有机烃深部找矿实践所提出的 2 种模式存在一定的耦合关系。这 2 种模式分别为：“浅源流体–成矿物质仅来自地层–生物成因有机质–Au 与有机烃相关性较差–同生叠加异常–深部找矿潜力较小”和“深源流体–成矿物质来自地幔–无机成因有机质–Au 与有机烃相关性良好–深源叠加异常–深部找矿潜力较大”。其中所提到的“无机成因”有机质，极有可能就是上述所指的“异源有机质”或“远程流体带来有机质”等。基于这一认识，研究团队[15-17]开展了深部找矿评价工作，并通过 16 个钻孔和 5 个坑道工程验证，取得了良好的验证效果。但遗憾的是，关于“无机成因有机烃–深源叠加异常”和“生物成因有机烃–同生叠加异常”的形成机理仍未明确。鉴于此，为了深入探究“无机成因有机质–深源叠加异常”和“生物成因有机质–同生叠加异常”金与有机质的成矿成晕机理，笔者在原来研究基础上，选择雪峰隆起带沃溪和万古大型–超大型金矿床及其外围矿化体为研究对象，借助于岩石热解分析（Rock-Eval）、色谱–质谱联机（GC-MS）等测试分析手段等，系统查明两者岩（矿）石有机质的来源、组成、成熟度等地球化学特征。同时，结合两者成矿地质特征、流体包裹体地球化学特征、C-H-O-S 稳定同位素示踪等方法，精确厘定其成矿物质、成矿流体及有机质的来源，精细刻画两者金–有机质的成矿过程。在此基础上，深入探讨成矿流体中有机质与 Au 矿成矿成晕机理，并明确其有机烃地球化学在深部找矿中的指示意义。

1　研究区地质背景及矿床特征

1.1　成矿地质背景

雪峰隆起带作为江南地块与华南地块的碰撞带，是湖南金矿资源的重要成矿区带，其金矿床（点）占全省总量的 80% 以上。然而，这些金矿床（点）分布极不均匀，呈现成群成带产出特征[18]。雪峰隆起带内金矿床的形成历程极为复杂，历经了武陵、雪峰–加里东、印支–燕山等多期构造活动的叠加或改造。隆起带基本构造架构受控于中生代地幔亚热柱上隆后期的差异热断陷作用，由此形成了由西北面的洞庭湖凹陷盆地–沅麻断陷盆地和东南面的娄邵凹陷盆地、长沙–平江断陷盆地以及雪峰隆起带构成的“两盆夹一隆”构造格局（图 1）。值得注意的是，中生代地幔亚热柱上隆不仅塑造了隆起带的构造格局，还对带内的地球物理场、地球化学组分分布、岩浆岩演化、变质作用的发生以及各种矿产资源的形成和分布起到了关键的控制作用[19-20]。在雪峰隆起带众多的金矿床中，沃溪和万古金矿是该带最具有代表性的大型–超大型金矿床。沃溪金矿位于该带的湘西段，万古金矿则位于北东段，两者均产于白垩纪断陷盆地的边界处，且都赋存于新元古界青白口系盖层中。其中，青白口系冷家溪群岩心组合为一套板岩、粉砂质板岩夹变质泥质石英粉砂岩，见粒序、水平层理、小型斜纹层理，属浅海–深海相陆源碎屑复石理沉积。青白口系板溪群的沉积环境则有所不同，主要为滨海–近滨–滨外陆棚沉积环境。早期该群接受了一套以砂、泥质为主，夹钙质、碳酸盐岩的类复理石沉积。由于经历了多期强烈的构造活动，雪峰隆起带内的断裂构造（脆性剪切带、层间顺层滑动断裂）极为发育。这些断裂构造成群成组出现，总体呈 NE、NEE、NW、近 EW 向分带展布特点，并严格控制了本区含金石英脉和含金蚀变破碎板岩的产出。此外，隆起带内岩浆岩广泛发育，主要为加里东–燕山期中–酸性侵入岩。研究表明，该区域内金的成矿作用与岩浆活动存在紧密的时–空耦合关系[21]。

1.2　金矿床和外围矿化体地质特征

沃溪、万古金矿床及其外围矿化体的赋矿层位各有不同。其中，沃溪金矿赋矿层位为板溪群马底驿组含钙板岩，万古金矿赋矿层位为冷家溪群砂质

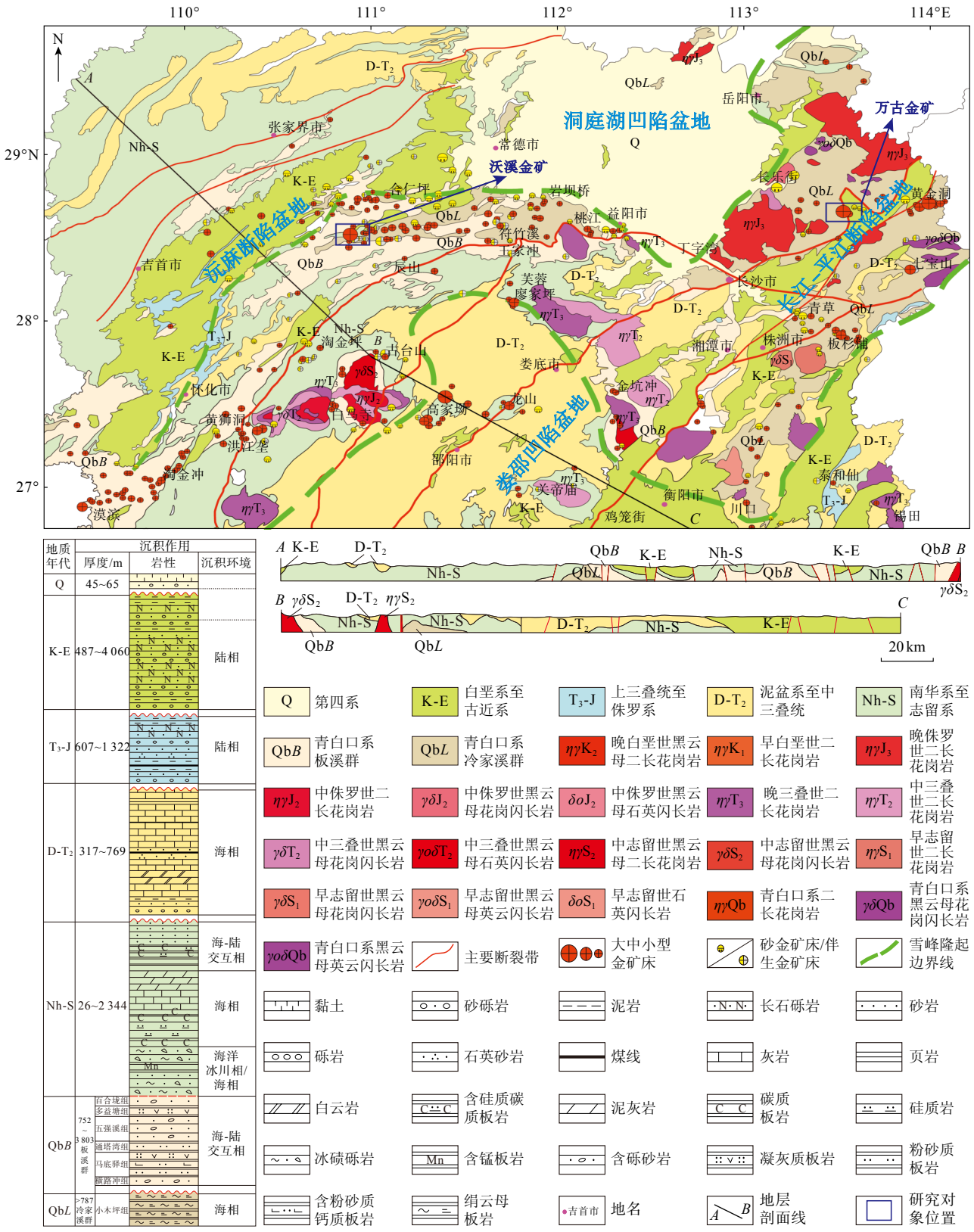


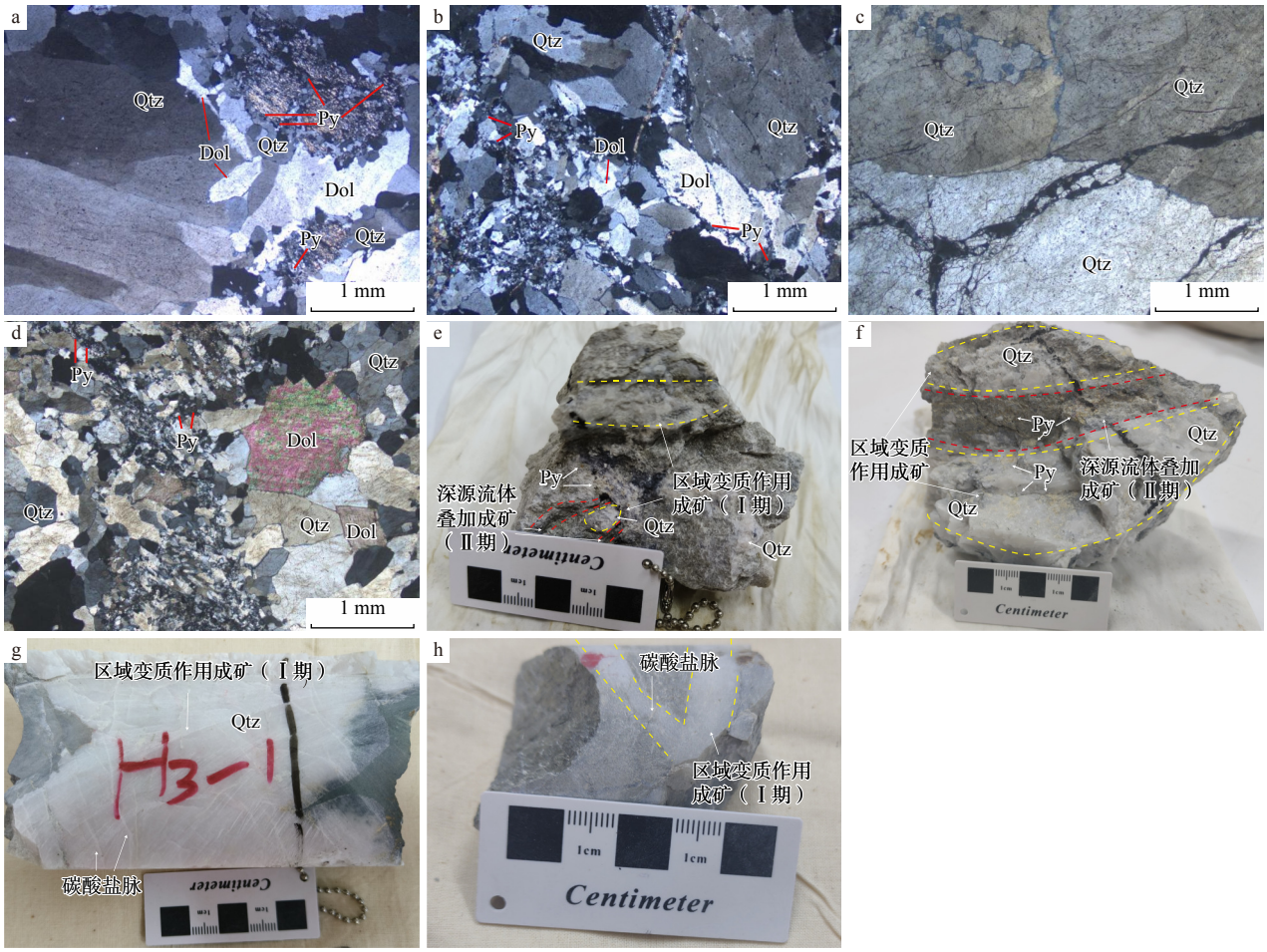
图 1　湖南雪峰隆起带地质图（据文献 [18] 修改）

Fig. 1　Geological map of the Xuefeng uplift zone in Hunan

板岩。沃溪、万古金矿床及其外围矿化体均产于层间破碎带中，呈平行排列，局部见穿层现象。矿石类型方面，以石英脉型为主，破碎蚀变板岩型和构造角砾岩型为辅。矿石结构丰富多样，包含粒状结构、交代结构、填充结构、镶嵌结构和显微鳞片变晶结构等；构造形式主要为块状构造、条带状构造、角砾状

构造，其次为网脉状构造、蜂窝状构造及晶洞构造等。围岩蚀变金矿床与外围矿化体基本一致，主要有褪色化–硅化–金属硫化物化–绢云母化–碳酸盐化等，只是在褪色化蚀变带规模和金属硫化物多少上存在差异。岩(矿)石光学特征表明，沃溪和万古金矿经历了不同成矿作用过程。沃溪、万古等大中型金矿床，是区域变质或汽液蚀变与后期深源成矿流体叠加，从而形成了含金石英热液脉(图 2a, b)。而外围矿化体(石英脉)则只经历区域变质，或汽液蚀变，或应力变质，致使岩石碎裂并被变质热液石英岩脉充填胶结(图 2c, d)，这一过程使得外围矿化体的金属硫化物含量明显少于沃溪、万古金矿床(图 2e ~ h)。在 Au 矿成矿阶段划分上，沃溪、万古金矿床及其外围矿化体都经历石英–金–黄铁矿阶段和石英–Au–碳酸盐阶段。在矿脉中，普遍见有石英脉、碳酸盐脉和石英碳酸盐脉。

前人[21-22]研究表明，沃溪和万古金矿床的成矿时代主要集中发生在加里东期和印支–燕山期。在加里东运动期间，地幔上隆促使雪峰地区逐步隆升，地热梯度明显增加，进而导致了本区一系列脆、韧性剪切带的形成。与此同时，这一过程使得地层中的成矿元素得以活化、迁移，并最终沉淀成矿。关于加里东期成矿的定年证据较为充分，例如湘西沃溪金矿床石英 Ar-Ar 同位素年龄为(420±20)Ma 和(414±19)Ma[22]，万古金矿石英 Rb-Sr 等时线年龄为(425±33)Ma[23]。而到了印支–燕山运动时期，地幔亚热柱的强烈活动(期间白垩纪断陷盆地形成)，不仅从深部带来了成矿物质，还对加里东期形成的矿床进行了叠加或改造。印支–燕山期成矿定年证据同样丰富，如沃溪金矿成矿年龄含金石英 Rb-Sr 等时线年龄(114±17)Ma[24]，万古金矿床石英 Rb-Sr 年龄为 70 Ma[25]。尽管被广泛应用的石英和石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线法定年颇受质疑[26]，但众多学者[24-25, 27]经研究发现，研究区金矿床的石英或石英流体包裹



a, b. 大中型金矿床石英脉正交偏光；c, d. 外围矿化体石英脉正交偏光；e, f. 大中型金矿床石英脉标本；g, h. 外围矿化体石英脉标本；Py. 黄铁矿；Qtz. 石英；Dol. 白云石；下同

图 2　大中型金矿床和外围矿化体储层微观及手标本特征

Fig. 2　Microscopic and hand specimen characteristics of large-to-medium gold deposits and peripheral mineralized bodies

体 Rb-Sr 等时线年龄与其他成岩成矿年龄和地质背景吻合较好。基于此，目前研究认为加里东期和印支–燕山期是研究区金矿床主要成矿期。

2 金矿床及外围矿化体有机地球化学特征

截至目前，研究区有机地球化学特征的相关报道极为稀缺，前人[25, 28]仅对流体包裹体进行了有机烃测试，发现沃溪、万古金矿床的成矿流体中富含有大量的 CO_2 和 CH_4、C_2H_6、C_3H_8 等低碳数有机烃类气体。然而，对于金矿床成矿流体中有机质来源、有机质组成和演化，以及有机质与金属成矿的内在机理等关键问题尚未进行深入研究。在前期有机烃深部找矿实践中，研究人员[15-17]针对沃溪、万古金矿床所在区域、矿区，以及金矿床和外围矿化体等不同地质体，开展了有机烃(涵盖甲烷、乙烷、丙烷，正丁烷、异丁烷、正戊烷、异戊烷、乙烯、丙烯等)分布特征的调查工作。调查结果表明：①矿区含矿地层中低碳数有机烃背景值，相较于区域含矿地层背景值，明显高出 2 ~ 5 倍。②沃溪和万古金矿床矿石中低碳数有机烃含量，比外围矿化体高出 10 ~ 32 倍。③金矿体与外围矿化体中 Au 与低碳数有机烃相关分析表明，金矿体中 Au 与低碳数有机烃呈现出较好的相关性，相关系数处于 0.54 ~ 0.72 之间；而外围矿化体中 Au 与低碳数有机烃则呈现出不相关的关系，相关系数仅在 0 ~ 0.07 之间。这一系列数据清晰地表明，在金矿床与外围矿化体的金矿成矿作用过程中，有机烃的响应机制存在明显差异，同时 Au 与有机烃类组分之间的关联关系也截然不同。本研究聚焦沃溪金矿鱼儿山–红岩溪矿段、万古金矿白荆–江东矿段及其外围矿化体，开展有机质地球化学调查。在实地调查过程中，对采集的所有岩(矿)石样品和标本进行岩矿鉴定，均未观察到明显的有机质(沥青)痕迹(图 2)。然而，在对金矿床和外围矿化体的流体包裹体片进行镜下观察时发现，金矿床的矿石中，孔洞内发育有方解石胶结物，并且可见少量呈正方形原生固体沥青包裹体(图 3c)，而外围矿化体中则未发现固体沥青包裹体的存在。

3 样品采集与测试方法

3.1 样品采集

样品采集工作选择在沃溪、万古 2 个石英脉型金矿床，以及其外围浅表金矿化良好，但深部钻孔控制金矿化较差(<1 g/t)的矿化体区域进行取样。在沃溪矿区，重点针对鱼儿山–红岩溪矿段−200, −550, −525, −550, −575 m 5 个中段的 V6 号含金石英脉和外围矿化体开展采样，采集 12 个样点的矿石–蚀变岩–围岩样品共计 36 件。而在万古矿区，主要针对江东–白荆矿段−410, −440, −450, −460 m 4 个中段的 V14、V2 号含金石英脉和外围矿化体进行采样，共采集 6 个样点的矿石–蚀变岩–围岩样品 36 件。对于采集到的 72 件样品，首先开展岩石矿物学特征研究。在此基础上，从金矿床和外围矿化体中挑选具有代表性的样品各 6 件，用于后续多项分析。其中，挑选出的 12 件样品用于有机质的族组分检测项、可溶有机质分析、岩石热解–氧化全分析，以及流体包裹体分析，包括对其进行测温、测盐和激光拉曼光谱成分分析等。另外，选取 9 件样品进行 C-H-O-S 稳定同位素测定。所测试矿物为石英、黄铁矿(毒砂、黄铜矿)、方解石和白云石，单矿物纯度达 99% 以上，以确保分析结果的准确性和可靠性。

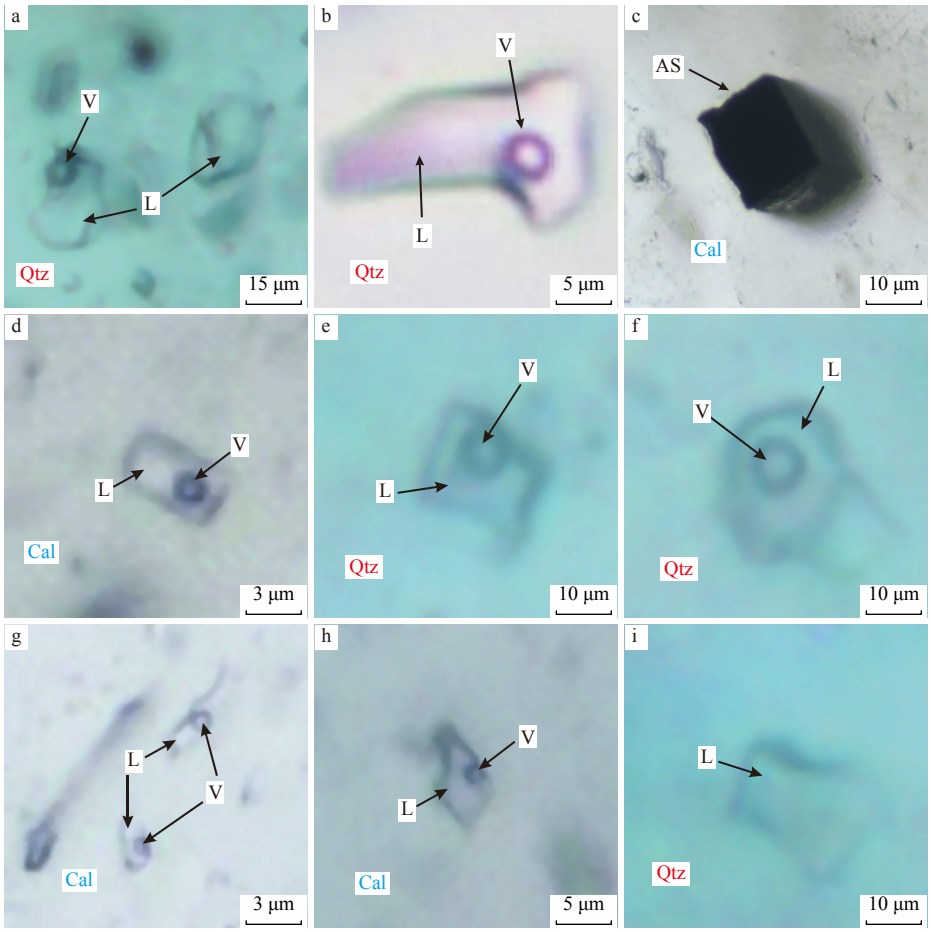
3.2 测试方法

本研究所有样品测试均由中国地质大学(武汉)构造与油气资源教育部重点实验室完成。其具体测试过程和分析方法如下：

(1)岩石热解–氧化全分析　岩石热解分析利用万奇 Rock-Eeval6 热解仪，载气为高纯氮气，在 300℃ 下恒温 3 min，检测游离烃 S_1，然后以 25℃/min 升温至 650℃，检测热解烃 S_2 以及热解峰温 T_{max}。与此同时，利用红外检测器检测升温过程中的二氧化碳 S_3。

(2)氯仿沥青“A”抽提及族组分分析　氯仿沥青“A”抽提利用 TC 索氏抽提器，抽提 72 h，水浴锅 75℃ 恒温，抽提液浓缩采用减压蒸馏–浓缩–晾干称重，以实现氯仿沥青“A”的抽提。此后，用石油醚沉淀沥青质，通过硅胶氧化铝层析柱，采用不同极性的溶剂，依次将其中的饱和烃、芳香烃和胶质组分分别淋洗出，挥发溶剂，称量恒重即为各族组分的含量。

(3)饱和烃气相色谱–质谱分析　饱和烃气相色谱–质谱分析利用安捷伦 HP7890B-5977B 气质联用仪，在色谱分离阶段，将已被正己烷溶解稀释后的饱和烃组分，经自动进样器注入进样系统。样品在进样系统被汽化，汽化后的组分被载气带入色谱柱进行分离，样品中各组分在固定相和流动相之间反复进行分配，不同的化合物在两相中的分配系数有差异，最终各组分按一定顺序流出色谱柱，依次进入到质谱仪(MSD)分析得到总离子流图、质量色谱图等



a, b. 大中型金矿床石英−Au−硫化物阶段流体包裹体; c, d. 大中型金矿床石英−Au−碳酸盐阶段流体包裹体; e, f. 外围矿化体石英−Au−硫化物阶段流体包裹体; g, h. 外围矿化体石英−Au−碳酸盐阶段流体包裹体; i. 赋矿围岩石英石矿物中流体包裹体; V. 气相; L. 液相; AS. 固体沥青包裹体; Cal. 方解石; 下同

图 3　大中型金矿床和外围矿化体矿石中有机质包裹体特征

Fig. 3　Features of organic matter inclusions in large-to-medium gold deposits and peripheral mineralized bodies

原始数据, 经数据处理软件进行定性定量。

(4)激光拉曼光谱分析　采用 HORIBA 公司的 Horiba LabRAM HR Evolution 显微激光拉曼光谱仪, 激光束在样品表面的功率一般为 2 ~ 10 mW, 数据单次采集时间为 30 ~ 100 s, 叠加 2 ~ 4 次, 光谱采集是利用具有 2.97 cm^{-1} 光谱分辨率的 300 光栅对流体包裹体进行 0 ~ 4000 cm^{-1} 范围内多窗口数据采集, 定性分析主矿物和流体包裹体成分。

(5)氢同位素分析　执行《水的氢同位素分析锌还原和高温裂解法》(SY/T5237-2019), 称取 10 ~ 20 mg、40 ~ 60 目(0.25 ~ 0.375 mm)的石英单矿物(视包裹体水含量), 和锡杯一同放置在 90℃ 的烘箱中干燥 12 h, 以去除矿物表面的吸附水。烘烤后以锡杯包裹的样品经自动进样器丢入填装了玻璃碳粒的高温(1420℃)裂解炉中(Flash EA, Thermofisher), 矿物包裹体水裂解释放后与玻璃碳瞬间反应生成 H_2 和 CO, 被高纯氦气(纯度为 5 N)携载经过色谱柱进入质谱仪(253 plus, Thermofisher)测定 H_2 的同位素比值 δD。国际标准物质(黑云母(USGS57), δD_{VSMOW}=−91‰; 白云母(USGS58), δD_{VSMOW}=−28‰; 聚乙烯(IAEA-CH-7), δD_{VSMOW}=−100.3‰)的测试精度优于 1‰。

(6)碳酸盐碳氧同位素分析　执行《有机物和碳酸盐碳、氧同位素分析方法》(SY/T5238-2019), 样品测试采用 GasBench Ⅱ连续流法, 质谱仪为 MAT253。称量约 100 μg 碳酸盐样品加入到 12 mL 反应瓶中, 每次最多测量样品数为 88 个, 其中 18 个为标准样品(分别为 GBW04416, GBW04417, GBW04405 和 GBW 04406)。使用高纯氦气(99.999%, 流速 100 mL/min)进行 600 s 的排空处理。排空后加入 5 滴 100% 无水磷酸后置于 72℃ 加热盘中反应并平衡(方解石反应及平衡时间大于 4 h, 白云岩反应及平衡时间大于 24 h, 菱铁矿反应及平衡时间大于 72 h)。样品与磷酸反应且平衡后的 CO_2 气体经过 70℃ 的熔硅毛细管柱(规格为 Poraplot Q, 25 m×0.32 mm)而与其他杂

质气体分离，进入到 MAT253 质谱仪进行测定。一般 18 个标样的测试结果的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 测试精度均高于 0.1‰。

（7）石英氧同位素分析　执行《地下水质检验方法 CO_2-H_2O（二氧化碳–水）平衡法测定氧同位素》（DZ/T0064.77-1993），将样品研磨至 200 目（0.074 mm），秤取 6 mg 纯净的石英样品或相当氧含量的硅酸盐矿物，放置在 105℃ 的烘箱中烘烤 12 h。对硅酸盐样品的氧同位素分析则采用传统的 BrF_5 分析方法[29]，用 BrF5 与含氧矿物在真空和高温条件下（580℃）反应提取矿物氧，用 0.5 nm 分子筛样品管收集 O_2 气体，标准样品的外分析精度优于±0.2‰，相对标准为 V-SMOW。测试仪器为 253plus 气体同位素比质谱仪。

（8）硫同位素分析　执行《硫化物中硫同位素组成的测定》（DZ/T0184.14-1997），仪器设备为美国热电公司的 253plus、Flash EA 元素分析仪和 Conflo IV 多用途接口，将含有不超过 100 μg 硫的样品包在一个 9 mm×5 mm 的锡杯里，自动进样器每次投入 1 个样品到燃烧反应器中，通入氧气，使样品在 960℃ 下充分燃烧，燃烧产生的所有气体在氦载气流下带入并通过分层充填 WO_3 和 Cu 丝的氧化还原反应管，使所有气体充分氧化，同时使生成的少量 SO_3 通过 Cu 丝时还原为 SO_2。气体通过一根色谱柱（Sulphur Separation Column for IRMS/HT；PN 26007080）将 SO_2 和其他杂质气体分开后进入质谱仪测试。采用 IAEA-S_3，GBW04414 和 GBW04415 3 种标准物质，标样的分析精度优于 0.2‰。根据样品的峰面积计算硫含量。

4　测试结果与探讨

4.1　吸附型有机地球化学特征

4.1.1　有机质丰度

岩（矿）石中有机碳质量分数 w（TOC）变化，不仅是衡量岩（矿）石还原能力的重要指标，同时还记录了有机质的演化过程和演化程度。本研究检测的样品涵盖了大中型金矿床和外围矿化体中矿石、蚀变岩和围岩。其中，金矿床矿石样的金品位一般处于 3.5 ~ 14.5 g/t 之间，而矿化体金品位则通常在 0.5 ~ 1.0 g/t 之间。在这些样品的石英裂隙中，均能观察到灰黑色板岩碎屑、碳酸盐岩及黄铁矿等物质。蚀变岩呈现出灰白色的褪色板岩特征，并含有少量的黄铁矿；围岩则主要为绢云母化的轻度变质砂岩或含钙板岩。通过对样品有机质丰度的分析（表 1）发现：①金矿床和外围矿化体中岩（矿）石热解烃普遍较低（0.01 ~ 0.02 mg/g）、可溶烃量平均值（0.029 mg/g）稍低于围岩平均值（0.033 mg/g）。然而，金矿石 w（TOC）分别为 1.62%，1.71%，明显高于矿化体矿石 w（TOC），即 0.85%，0.47%。这一数据清晰地表明，在金成矿过程中，金矿床在“外来”有机质碳源输入增量方面高于矿化体。烃指数（I_{HC}）是反映生油的成熟度指标，随生油的成熟度增高而增大。金矿石中烃指数（0.008 ~ 0.035）明显低于外围矿化体（0.055 ~ 0.072）及各自的近矿围岩，从侧面证明金矿石具有更多外来有机质的输入。②氯仿沥青“A”丰度（表 2）普遍较低（0.001% ~ 0.005%），在“A”族组分中金矿石和蚀变岩总烃（饱和烃和芳烃）丰度 63.3%，明显高于外围矿化体总烃丰度（49.1%）和相对应的近矿围岩总烃丰度（35.4%）；而非烃和沥青质丰度以金矿石近矿围岩最高（62%），矿化体（44.9%）高于金矿石（31.7%），同样说明金矿床与外围矿化体在族组分组成及熟化程度方面存在差异。③两者热解烃（S_2）含量普遍较低，只有在万古金矿蚀变岩热解烃（S_2）含量相对较高，T_{max} 对应的谱峰为 322℃，说明有机质成熟度比较高。

4.1.2　有机质来源及原始沉积环境

在判别有机质来源的研究领域，存在多种行之有效的方法。易发成等[30] 认为正构烷烃主峰碳的分布与原始母质性质有关，藻类为主的有机质表现为低碳数（C_{15} ~ C_{21}）主峰，而高等植物为主的有机质为高碳数（C_{25} ~ C_{29}）主峰。本研究针对 12 件样品的测试结果显示，饱和烃碳数分布范围集中在 C_{16} ~ C_{25} 之间。这一数据特征充分表明，烃源母质来源中低等水生物藻类占据优势地位（表 3）。此外，在油气地球化学评价工作中，常借助$\sum nC_{21-}/\sum nC_{22+}$、$(nC_{21}+nC_{22})/(nC_{28}+nC_{29})$等指标判断有机质的来源。当$\sum nC_{21-}/\sum nC_{22+}$比值大于 1 时，说明轻烃含量高，指示有机质来源于海相生物；若该比值小于 1，则表明重烃含量高，对应的有机质来源于陆源生物。对于$(nC_{21}+nC_{22})/(nC_{28}+nC_{29})$这一比值，当其处于 0.6 ~ 1.2 之间，代表为陆相有机质输入型；若该比值在 1.5 ~ 5.0 之间，则属于海相有机质输入型；若该比值接近 1，说明有机质为海相和陆相生物的混合来源[12]。本次测试结果（表 3，图 4 ~ 7）表明，金矿石和外围矿化体的$\sum nC_{21-}/\sum nC_{22+}$值均小于 1，由此可以推断其有机质源自陆相有机质输入型。而在$(nC_{21}+nC_{22})/(nC_{28}+nC_{29})$比值方面，除 1 件砂质板岩出现特高值 10 外，其余样品比值均在 1.08 ~ 2.66 之间，且矿化蚀变岩的平均值

表 1　不同地质体 Rock-Eval 分析结果及统计表

Table 1　Rock-Eval results and statistical tables of organic matter in different geologic bodies

样号编号	样品类型	T_{max}	S_1/(mg·g^{-1})	S_2/(mg·g^{-1})	S_3/(mg·g^{-1})	S_4co_2/(mg·g^{-1})	w(RC)/%	w(TOC)/%	S_2/S_3	I_{HC}	OI/%
WG-1	金矿石	/	0.014	0.00	0.05	54.29	1.70	1.71	0.00	0.008	3
WX-1	金矿石	/	0.044	0.01	0.13	49.74	1.60	1.62	0.09	0.035	8
WG-2	蚀变岩	/	0.019	0.02	0.23	45.46	1.52	1.54	0.04	0.042	15
WX-2	蚀变岩	/	0.045	0.01	0.16	18.59	0.67	0.68	0.03	0.062	24
WG-3	砂质板岩	/	0.047	0.01	0.23	48.41	1.54	1.57	0.09	0.034	15
WX-3	含钙板岩	/	0.036	0.02	0.14	46.51	1.44	1.46	0.11	0.040	10
WU-4	矿化体	/	0.040	0.01	0.36	12.74	0.44	0.47	0.08	0.072	77
WX-4	矿化体	/	0.024	0.00	0.19	27.44	0.83	0.85	0.06	0.055	22
WG-5	蚀变岩	322	0.027	0.03	0.35	24.15	0.83	0.87	0.14	0.066	40
WX-5	蚀变岩	/	0.032	0.01	0.07	33.41	1.09	1.11	0.00	0.041	6
WG-6	砂质板岩	/	0.038	0.01	0.09	25.31	0.79	0.80	0.14	0.036	11
WX-6	含钙板岩	/	0.024	0.00	0.10	12.62	0.41	0.42	0	0.057	24

注: 样品编号WG(万古金矿), WX(沃溪金矿); S_1为游离烃量; S_2为热解烃量; S_3为有机一氧化碳与二氧化碳量; S_4为热解过程结束后, 在纯氧/大气环境中分析残余碳含量; RC为残余碳; TOC为总有机碳, w(TOC)=(S_1+S_2)×0.083+w(RC); S_2/S_3为类型指示; I_{HC}(烃指数)=S_1/w(TOC); OI(氧指数)=100×S_3/w(TOC); 下同

表 2　不同地质体有机质族组分分析结果计算表

Table 2　Calculation results of organic matter groups in different geological bodies　　w_B/%

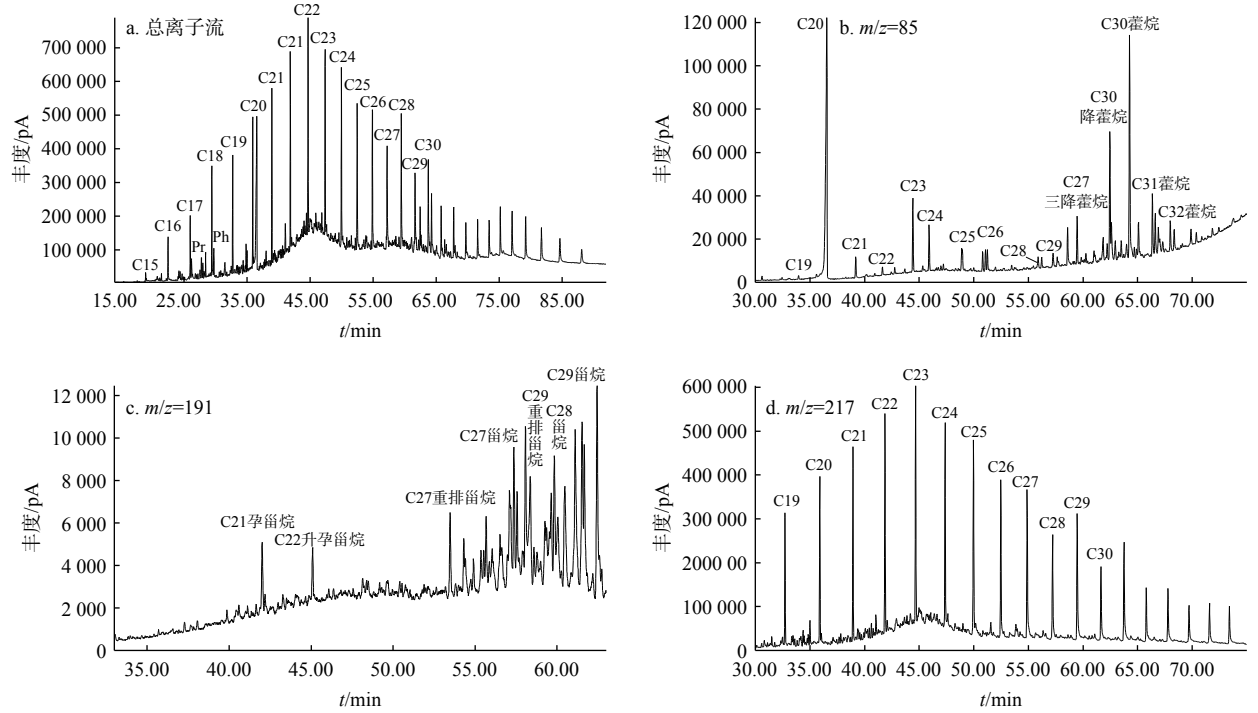
样品编号	样品类型	氯仿沥青“A”/%	族组分/%				总烃均值/%	非+沥均值/%
			饱和烃	芳烃	非烃	沥青质		
WG-1	金矿石	0.001	41.6	25.0	8.3	16.7	63.3	31.7
WX-1	金矿石	0.005	41.0	17.9	17.9	20.5		
WG-2	蚀变岩	0.004	50.0	25.0	12.5	6.3		
WX-2	蚀变岩	0.003	42.1	10.5	23.7	21.1		
WG-3	砂质板岩	0.004	34.7	8.7	23.9	30.4	35.4	62.0
WX-3	含钙板岩	0.004	21.2	6.1	48.5	21.2		
WG-4	矿化体	0.002	20.0	5.7	57.1	8.6	49.1	44.9
WX-4	矿化体	0.005	38.9	27.8	22.2	5.6		
WG-5	蚀变岩	0.003	35.0	15.0	15.0	30.0		
WX-5	蚀变岩	0.004	41.7	12.5	12.5	29.2		
WG-6	砂质板岩	0.002	33.3	19.4	16.6	22.2	53.3	40.6
WX-6	含钙板岩	0.002	23.1	30.8	19.2	23.1		

表 3　不同地质体可溶有机质色−质谱检测结果

Table 3　Results of color-mass spectrometry of soluble organic matter in different geologica bodies

样品编号	样品类型	主峰碳数	$\sum nC_{21}-/\sum nC_{22}+$	$(nC_{21}+nC_{22})/(nC_{28}+nC_{29})$	Pr/nC_{17}	Ph/nC_{18}	Pr/Ph
WX-6	砂质板岩	nC16	0.67	1.12	0.67	0.29	1.03
WX-3	砂质板岩	nC16	1.11	1.08	1.36	0.81	1.26
WG-3	砂质板岩	nC18	0.80	1.23	0.86	0.41	0.87
WG-6	砂质板岩	nC22	0.74	10.00	0.53	0.64	0.46
WX-5	蚀变岩	nC25	0.34	2.11	1.23	0.75	0.75
WX-7	蚀变岩	nC22	0.48	1.64	1.01	0.73	0.41
WG-2	蚀变岩	nC18	1.27	1.63	0.50	0.39	0.64
WG-7	蚀变岩	nC18	0.88	2.66	0.83	0.78	0.41
WX-4	矿化体	nC21	0.43	1.53	0.69	0.78	0.41
WG-4	矿化体	nC18	0.92	2.63	0.20	0.27	0.53
WX-1	金矿石	nC16	0.92	1.37	0.89	1.16	0.81
WG-1	金矿石	nC23	0.29	1.28	0.50	0.48	0.60

注: Pr. 姥鲛烷; Ph. 植烷



Pr. 姥鲛烷; Ph. 植烷; C15 ~ C32. 主峰碳数; 下同

图 4　万古金矿床饱和烃总离子流 (TIC)(a)、不同质荷比 (b ~ d) 质量色谱图

Fig. 4　Total ion current (TIC) (a), *m*/*z*85 (b), *m*/*z*191 (c), *m*/*z*217 (d) mass chromatograms of saturated hydrocarbons in the Wangu gold deposit

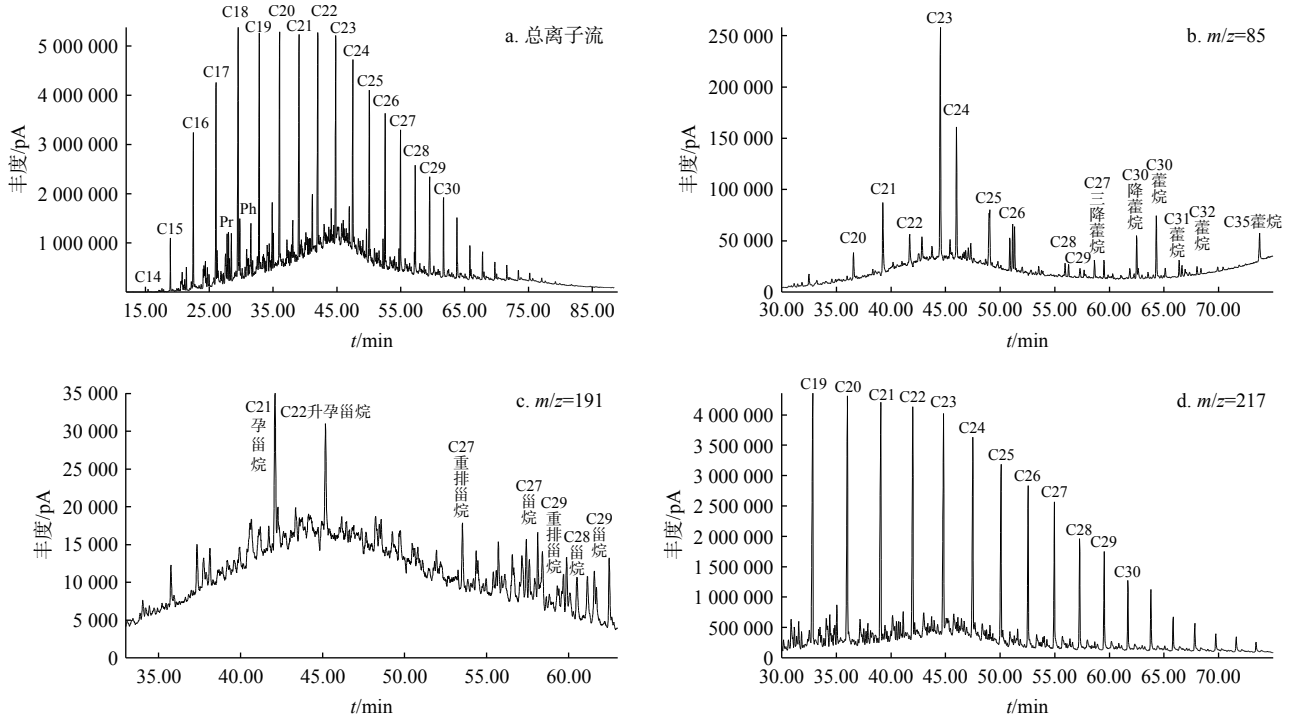


图 5　万古外围矿化体饱和烃总离子流 (TIC)(a)、不同质荷比 (b ~ d) 质量色谱图

Fig. 5　Total ion current (TIC) (a), *m*/*z*85 (b), *m*/*z*191 (c), *m*/*z*217 (d) mass chromatograms of saturated hydrocarbons in the peripheral mineralized bodies of the Wangu gold deposit

高于 1.5, 显示出海相有机质输入型的特征。因此, 沃溪和万古金矿床及外围矿化体有机质为海相和陆相生物的混合来源可能性较大。

烃源岩的有机地球化学特征可以较好地反映其原始沉积环境。一般来说, 在强还原条件下, 植醇会通过还原作用转化为植烷(Ph); 而在还原条件相对

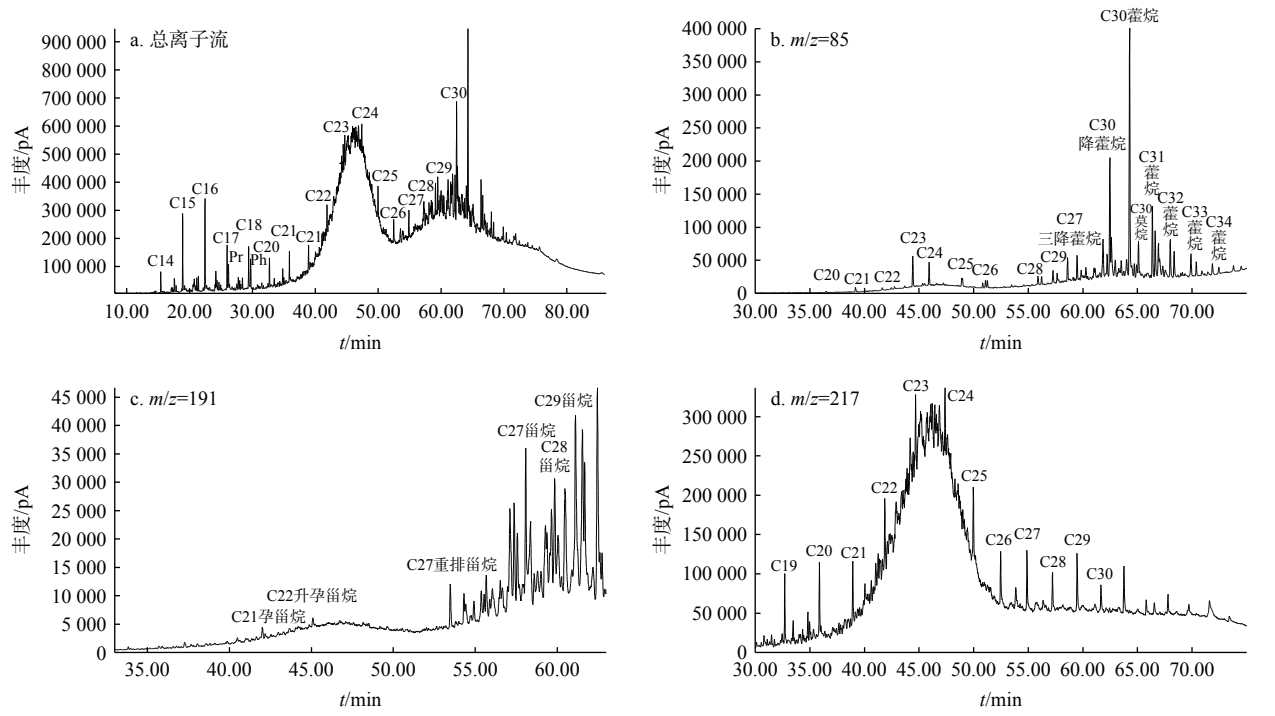


图 6　沃溪金矿床饱和烃总离子流 (TIC)(a)、不同质荷比 (b ~ d) 质量色谱图

Fig. 6　Total ion current (TIC) (a), *m*/*z*85 (b), *m*/*z*191 (c), *m*/*z*217 (d) mass chromatograms of saturated hydrocarbons in the Woxi gold deposit

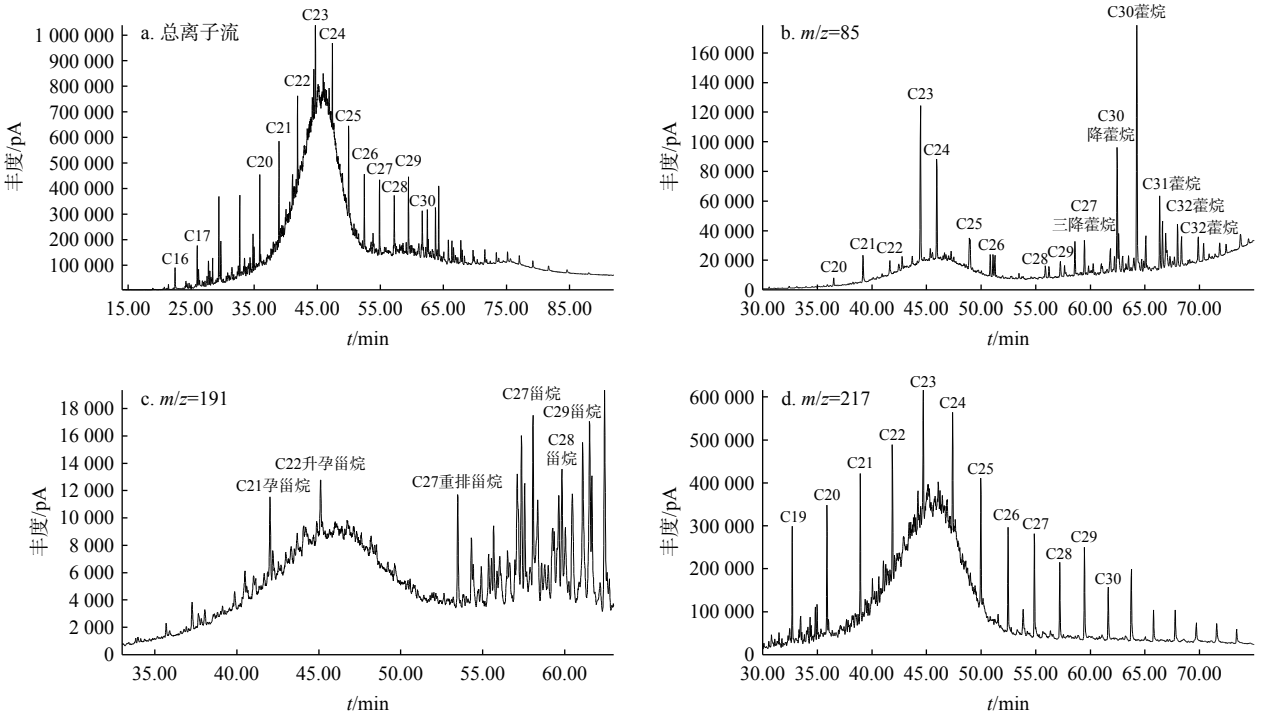


图 7　沃溪外围矿化体饱和烃总离子流 (TIC)(a)、不同质荷比 (b ~ d) 质量色谱图

Fig. 7　Total ion current (TIC) (a), *m*/*z*85 (b), *m*/*z*191 (c), *m*/*z*217 (d) mass chromatograms of saturated hydrocarbons in the peripheral mineralized bodies of Woxi gold deposit

较弱时, 植醇则会经由植烷酸或自身的氧化脱官能团作用, 形成姥鲛烷(Pr)。一般而言, 当 Pr/Ph 比值小于 1 时, 表明沉积环境为海相还原环境[12]。本研究中的 12 件样品分析结果显示, 只有沃溪金矿外围含钙板岩样品 Pr/Ph 值大于 1, 其余样品 11 件样品 Pr/Ph 比值均小于 1, 表明研究区有机质沉积环境以

还原环境占主导地位。进一步分析发现，12 件样品 Pr/nC_{17} 和 Ph/nC_{18} 绝大部分小于 1(表 3)。这一结果同样显示出烃源母质来源于还原性较强的海相环境，且与菌藻类生物的特征相契合，这些菌藻类生物是主要的成烃生物[31]。综上所述，笔者认为研究区烃源母质主要来自海相生物，其中又以海相低等水生物菌藻类占相对主导地位。

4.1.3　有机质热熟化程度

利用油气地球化学手段判别有机质成熟度的方法通常包括镜质体反射率(R_o)、岩石的热解分析、生物标志化合物等。其中，镜质体反射率(R_o)指标被认为是十分有效的，但许多地质体常常缺失镜质体。故本研究主要利用生物标志化合物和岩石热解方法对有机质成熟度进行评价。

前人[32]研究发现，生物成因的藿烷前驱物具有 22R 的构型。然而随着成熟度的增加，22R 构型将缓慢转化成 22S 和 22R 差向异构体呈平衡态的混合物，其比值为 60∶40。与之类似，C_{29} 规则甾烷中，C_{20} 上的 R 构型只存在于活体生物的甾类前驱物种，在埋藏热演化过程中，它会逐渐转化为甾烷 R 和 S 构型的混合物，因此甾烷 20S/(20S+20R)比值常用于成熟度的判识[12]。本研究检测结果表明，沃溪、万古金矿床及外围矿化体中矿石−蚀变岩−围岩，不同碳数藿烷的 22S/(22S+22R)比值一般在 0.6 左右变化。这表明随着成熟度增加，22R 构型缓慢转化成 22S 和 22R 差向异构体的平衡态的混合物，其比值与理论上的 60∶40 具有一致性，有力地证明了有机质具有较高的成熟度。此外，甾烷 20S/(20S+20R)比值均在 0.45 左右变化，该指标的变化范围相对集中(表 4，图 4 ~ 7)。上述 2 项生物标志化合物参数结果充分说明沃溪和万古金矿及外围矿化体有机质成熟度处于较高水平。

Ts 为三降新藿烷，是指示有机物来源的指标，受有机质成熟度影响较小。Tm 为三降藿烷，其相对含量会受到有机质成熟度变化的影响。基于此，Tm/Ts 比值常被用于判别有机质的成熟度。一般而言，Tm/Ts 比值越小表明有机质的成熟度越高。沃溪、万古金矿及外围矿化体矿石−围岩的 Tm/Ts 比值一般在 0.99 ~ 1.21 之间(表 4)。与广西金牙金矿床矿石的 Tm/Ts 比值 1.57、盆地岩石的 Tm/Ts 比值 2.21[12] 相比，沃溪、万古金矿及外围矿化体的 Tm/Ts 比值明显处于较低水平，说明研究区有机质的成熟度较高。这一结论与表 1 中岩石的热解分析类型指数(S_2/S_3)均小于 1 的结果相契合，指示研究区有机质属于低氢高氧腐殖型(Ⅲ)。

岩石热解参数 T_{max} 是表征有机质成熟度的常用指标，但由于热解烃 S_2 值过低，导致 T_{max} 失效。氧指数对成熟度非常敏感，随着成熟度的增加迅速降低。金矿石氧指数(3 ~ 8)明显低于外围矿化体(22 ~ 77)，显示出金矿石中有机质易于外围矿化体被氧化，说明有机质成熟度高于外围矿化体。

综上所述，总有机碳(TOC)和总烃丰度表现为大中型金矿床明显高于外围矿化体 50% 以上，而有机质的氧指数低于矿化体 10 倍，烃指数低于矿化体 3 ~ 8 倍。烃源岩母质均源自海相生物，其中又以海相低等水生物菌藻类占相对主导优势。大中型金矿床与外围矿化体的有机质演化程度均处于较高的成熟度，但氧指数和烃指数显示金矿石成熟度高于矿化体。这一现象从侧面有力地暗示了在金矿床的形成过程中，成矿流体所带来的有机质增量的碳源存在高于外围矿化体的可能。

4.2　成矿流体包裹体特征

4.2.1　光学特征

大中型金矿床金矿石原生有机包裹体(图 3)表

表 4　不同地质体可溶有机成熟度指标计算结果

Table 4　Calculation results of soluble organic maturity indexes in different geological bodies

指标参数		万古金矿				沃溪金矿			
		金矿石	砂质板岩	矿化体	砂质板岩	金矿石	含钙板岩	矿化体	含钙板岩
藿烷化合物	*Tm*/*Ts*	1.21	1.11	1.00	0.87	1.11	1.20	1.07	0.99
	C_{31}=22S/(22S+22R)	0.57	0.59	0.59	0.59	0.58	0.61	0.57	0.58
	C_{32}=22S/(22S+22R)	0.61	0.59	0.57	0.59	0.60	0.57	0.59	0.60
	C_{33}=22S/(22S+22R)	0.64	0.55	0.52	0.64	0.64	−	0.17	0.61
	C_{34}=22S/(22S+22R)	0.61	0.61	0.56	0.60	0.61	−	0.62	0.60
	C_{35}=22S/(22S+22R)	0.64	−	0.93	0.65	0.60	−	0.96	0.75
甾类化合物	C_{27}=20S/(20S+20R)	0.53	0.52	0.55	0.51	0.49	0.56	0.52	0.52
	C_{28}=20S/(20S+20R)	0.43	0.42	0.46	0.41	0.42	0.39	0.40	0.42
	C_{29}=20S/(20S+20R)	0.49	0.45	0.44	0.44	0.46	0.45	0.45	0.46

注：Tm为三降藿烷；Ts为三降新藿烷

现出显著的光学分带特征，矿体内部以黑色–浅褐色包裹体为主，而外围矿化体及赋矿地层则普遍发育无色包裹体，这些包裹体主要呈现富液相与气液两相水溶液包裹体 2 种类型。其中，气液两相包裹体的气液体积比介于 3% ~ 8% 之间。包裹体粒径具有明显的空间分异特征，主矿体包裹体粒径多集中在 5 ~ 9 μm，较外围矿化体（普遍为 3 ~ 5 μm）显著粗大，整体粒径分布范围为 3 ~ 10 μm。

包裹体形态学研究表明，其晶形主要受控于成矿流体结晶动力学条件。在金矿体内，多发育具流动构造的规则晶形，典型的形态有葫芦状、长椭圆状、圆菱状及等轴状（类正方形），局部可见蝌蚪状过渡形态；而外围矿化体则以不规则状包裹体占优势。包裹体表面普遍呈现光滑的熔蚀结构，暗示其经历了相对稳定的流体环境。

包裹体测温实验结果显示，包裹体相态存在热敏性。加热后，气液两相包裹体都能完全均一至液相，但部分样品出现不可逆相态改变现象。该异常行为可能归因于两方面的地质过程：其一，在测温实验过程中包裹体发生组分逸失或相分离，导致化学组成改变；其二，后期构造–热液活动引发的次生改造作用。这种包裹体相态的非均一性，为揭示成矿流体的多期次演化提供了重要示踪依据。

4.2.2　激光拉曼光谱特征

本研究针对大中型金矿床含金石英脉、外围矿化体石英脉和赋矿围岩石英，分别选择了 15 个具有代表性的流体包裹体，开展拉曼光谱对比分析（图 8），其激光拉曼光谱特征如下：

（1）在 15 个包裹体中，有机质组分仅检测出 CH_4。在大中型金矿床的个别金矿石样品中，还检测到了 C_2H_6，而其他成分均未检出。这可能因为包裹体个体太小、组分含量太低受检出限制约。该结果表明，在成矿流体的气相组分中，CH_4 占主导地位。

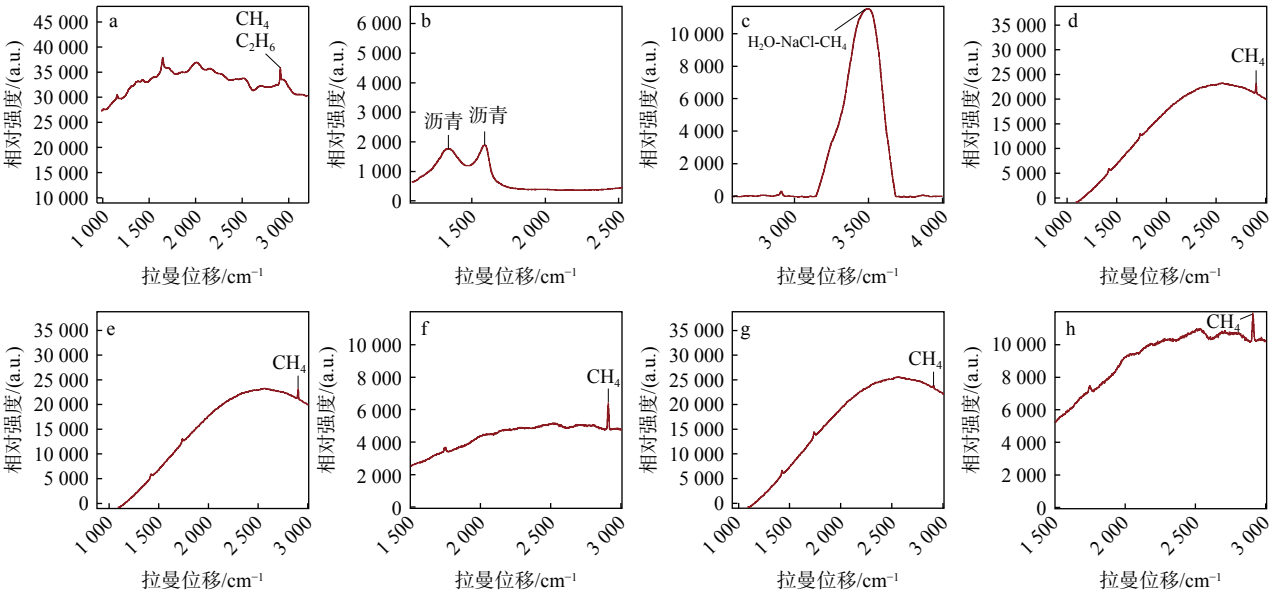
（2）在 15 个有机包裹体中，仅在大中型金矿床的 1 个原生石英包裹体中检测到了 H_2O 和 NaCl。这一现象表明，大部分包裹体以纯气态的形式存在，而个别有机质可能以液态形式存在，其成矿流体主要为 H_2O-NaCl-CH_4 型。

（3）在大中型金矿床的金矿石孔洞内发育有方解石胶结物。经检测，在 1 329，1 589 cm^{-1} 波段见有呈正方形的原生固态沥青包裹体。这一发现说明，成矿流体在演化过程中，有机物含量较为丰富，且热演化程度比较成熟。

4.2.3　成矿流体性质及包裹体成分

本研究针对大中型金矿及外围矿化体中成矿流体包裹体开展测试，测试结果主要呈现以下特点：

（1）盐度特征　大中型金矿及外围矿化体的成矿流体盐度普遍较低，一般小于 10%。以沃溪金矿为例，其成矿流体盐度介于 7.6% ~ 10% 之间，平均值为 8.65%。外围矿化体流体的盐度则介于 4.0% ~ 8.7% 之间，平均值为 6.7%。万古金矿床的成矿流体盐度介于 4.6% ~ 7.6% 之间，平均值为 6.37%。外围矿化体盐度介于 3.5% ~ 6.6% 之间，平均值为 5.15%。由此可见，大中型金矿床成矿流体盐度略高于外围



a, b, c. 大中型金矿床石英流体包裹体；d, e, f. 外围矿化体石英流体包裹体；g, h. 赋矿围岩石英流体包裹体

图 8　大中型金矿床和外围矿化体及赋矿围岩中石英流体包裹体拉曼光谱图

Fig. 8　LAM spectra of fluid inclusions in quartz at large-to-medium gold deposits, peripheral mineralized bodies, and host rocks

矿化体，但总体都属于低盐度。

（2）温度特征　大中型金矿床成矿流体均一温度在 202 ~ 227℃ 之间，明显高于金矿化体成矿估算温度（135.1 ~ 188.9℃，表 5）。

（3）成分特征　拉曼光谱分析结果显示，大中型金矿床及其外围矿化体原生气液包裹体中液态以 H_2O+NaCl 为主，气体成分以 CH_4 为主，个别样品中有 C_2H_6。由于流体包裹体个体太小，受检出限限制，并没有检测到 CO_2 等其他气体，这从侧面反映出 CH_4 的含量高于 CO_2，表明在主成矿期流体包裹体气相成分中 CH_4 占主导地位。结合前人[25, 28]的研究成果，沃溪、万古金矿床成矿流体含有大量的 CO_2、CH_4 等，可以推断其成矿流体主体属于 H_2O-NaCl-CH_4-CO_2 体系，这与大尹格庄金矿床成矿流体具有相似的组成[34]。

综合来看，大中型金矿床及外围矿化体的成矿温度存在较大差异，而二者成矿流体盐度以及气相成分组成却具有相似的特征。

4.2.4　同位素特征

（1）硫同位素特征及来源

针对大中型金矿床与外围矿化体主成矿期金属硫化物，开展了 S 稳定同位素分析。结果表明（表 6），沃溪金矿床石英脉中，黄铁矿的 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值在−0.59‰ ~ +2.36‰之间，与幔源硫（−5‰ ~ +5‰）[35-36] 比较接近。外围矿化体石英脉中黄铁矿 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值变化较大，分别为−11.66‰，+18.89‰，前者与沃溪矿区马底驿地层黄铁矿中 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值（−13.1‰ ~ −5.5‰）相近，后者则与冷家溪群黄铁矿中 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值（+12.6‰ ~ +23.5‰）比较接近。万古金矿床黄铁矿 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值介于−7.44‰ ~ −2.45‰之间，与幔源 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值（−5‰ ~ +5‰）比较接近。然而，在外围矿化体只检测到黄铜矿，其 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值约为−2.45‰ ~ −2.68‰，2 个样品测试结果比较接近，未见其他硫化物和硫酸盐矿物，说明硫源比较单一，成矿环境和成矿物理化学条件较为稳定。但对研究区内黄铜矿的硫同位素分馏未开展过研究，缺少可供对比分析的数据。从成矿地质背景来看，矿化体明显受韧性剪切带控制，围岩蚀变较弱，以绢云母化、硅化为主，反映成矿流体为弱酸性环境，这说明不同成矿阶段的硫同位素分馏不大[37]。OHMOTO 等[38] 指出，在温度大于 50℃ 时，通过有机质热分解，有可能使 $\delta^{34}S$ 值接近海水硫酸盐（+20‰）的源岩还原形成的硫化物同样具有 0‰±5‰的塔式硫同位素分布特征。基于此，外围矿化体黄铜矿中 $\delta^{34}S$ 来自含矿地层可能性较大。

（2）氢−氧同位素特征及成矿流体来源

本次流体包裹体测温及 H-O 同位素组成测试结果列于表 5。大中型金矿床石英石流体包裹体中 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值和 δD 值分别为+5.3‰ ~ +8.99‰和−68.1‰ ~ −55.8‰，与岩浆热液（$\delta^{18}O_{H_2O}$ 为+6‰ ~ +8‰，δD 为−80‰ ~ −40‰）H-O 同位素组成相似[39]，指示大中型金矿床的成矿流体来源与岩浆热液特征高度吻合。反观外围矿化体石英脉流体包裹体，其 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 和 δD 值分别为−4.26‰ ~ +2.55‰和−74.6‰ ~ −56.4‰，与郑永飞等[39] 所获得的大气降水 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 平均值−4‰接近，而 δD 值靠近岩浆水（−50‰ ~ −80‰）和变质水（−40‰ ~ −100‰）。将表 5 数据投影至 H-O 同位素图解上（图 9），可知大中型金矿床石英脉的 H-O 同位素投影点均落入岩浆热液和变质水的范围内，表明热液流体可能与岩浆热液和变质水混合密切相关。然而万古金矿外围矿化体石英脉的 H-O 同位素投影点落入大气降水线与变质水之间，更靠近大气降水线，表明其成矿流体主要源于大气降水。沃溪金矿外围矿化体石英脉 H-O 同位素投影点落入大气降水

表 5　雪峰隆区金矿床和外围矿化体主成矿期石英流体包裹体测温及 H-O 同位素组成

Table 5　Thermometry and H-O isotopic composition of fluid inclusions in gold deposit and peripheral mineralized bodies during the main mineralisation period in the Xuefeng uplift district

矿区	样品性质	样品数	均一温度/℃	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$/‰	$\delta D_{V\text{-}SMOW}$(均值)/‰	$\delta^{18}O_{H_2O}$(均值)/‰
万古金矿	金矿体石英	1	227.0	17.95	−63.2	7.99
	矿化体石英	1	135.1	17.69	−66.2	−4.26
	金矿体石英	1	227.0	18.41	−57.1	8.99
	金矿体石英	1	227.0	17.63	−68.1	7.67
沃溪金矿	矿化体石英	1	159.6	18.61	−56.4	1.94
	金矿体石英	1	202.0	18.02	−57.9	6.34
	金矿体石英	1	202.0	16.98	−55.8	5.30
	金矿体石英	1	202.0	17.36	−66.1	5.68
	矿化体石英	1	188.9	15.43	−74.6	2.55

注：表中 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值是根据张理刚[33]石英−水同位素平衡方程：$\delta^{18}O_{石英}-\delta^{18}O_{H_2O}\approx 3.38\times10^6/T^2-3.4$ 计算值，其中 T 为温度

表 6　金矿床和矿化体矿石中 S 同位素测定结果

Table 6　S isotope results in gold deposits and mineralized ores

矿床名称	样品性质	测定矿物	样品数	$\delta^{34}S_{CDT}$/‰		资料来源
				均值	变化范围	
万古冷家溪群	含矿地层	黄铁矿	4	−11.1	−10.4 ~ −13.1	毛景文等[25] 彭南海[28]
沃溪马底驿组	含矿地层	黄铁矿	3	−7.7	−10.6 ~ −5.5	
沃溪冷家溪群	含矿地层	黄铁矿	4	+18.5	+12.6 ~ +23.5	
万古金矿	矿化体	黄铜矿		−2.45		本研究实测
		黄铜矿		−2.68		
	金矿体	毒砂		−5.73		
		黄铁矿		−2.45		
		黄铁矿		−7.44		
沃溪金矿	矿化体	黄铁矿		−11.66		
		黄铁矿		+18.89		
	金矿体	黄铁矿		−0.59		
		黄铁矿		−2.61		
		黄铁矿		+2.36		

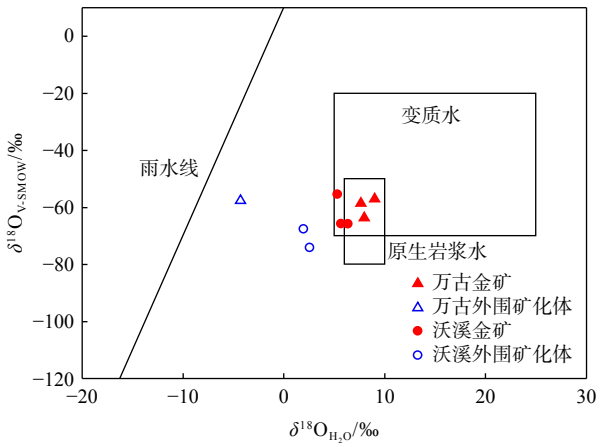


图 9　雪峰隆起带金矿体和矿化体石英脉 H-O 同位素图解

Fig. 9　H-O isotope diagram of gold and mineralized quartz veins in the Xuefeng uplift zone

线与变质水之间，但更靠近变质水和岩浆水的范围内，这意味着成矿流体以变质流体与大气降水混合为主，但不排除有少量岩浆水混合的可能。

（3）碳−氧同位素特征及成矿流体中 CO_2 的来源

如前文所述，雪峰隆起带金矿床及外围矿化体普遍出现碳酸盐岩脉和石英碳酸盐脉，这些碳酸盐岩的形成离不开 CO_2 的参与。此外，沃溪、万古金矿床主成矿期流体包裹体均含有大量 CO_2 和 CH_4、C_2H_2、C_2H_6 等有机烃类物质[25, 28]。CO_2 的来源非常广泛，既有生物成因，也有地幔排气等无机成因。不同来源的生物成因有机碳，其同位素组成存在着明显差异。例如，陆地植物 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值在−24‰ ~ −34‰之间，海洋生物 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值在−6‰ ~ −19‰之间，海藻 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值在−12‰ ~ −23‰之间，石油（原油）$\delta^{13}C_{PDB}$ 值在−18‰ ~ −34‰范围，干酪根 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值在−17‰ ~ −33‰之间。沉积岩中，由于受陆相和海相的差异，以及成岩作用和变质作用程度影响，$\delta^{13}C_{PDB}$ 值变化较大。生物成因气来自地球表生环境，其 $\delta^{13}C$ 组成为−110‰ ~ −60‰之间；而原生地幔排气等无机成因，其 $\delta^{13}C$ 组成为−30‰ ~ −10‰之间[39]。这与戴金星等[40]对我国 70 个大气田的 1 696 个气样组分和烷烃气进行统计后获得的碳同位素组成（无机成因气 $\delta^{13}C$ 值为−36.2‰ ~ −8.9‰）相契合。原始地幔碳的稳定同位素组成受温度、压力、氧逸度、地壳物质再循环等因素引起碳同位素效应，造成 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值会有一些偏差，其 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值主峰分别在−2‰ ~ −9‰和−15‰ ~ −25‰之间[36]。对于造山带型金矿床，多数学者[39]认为其与变质流体有关，CO_2 为变质作用的产物[39]。但也有部分学者通过对 C-H-O-S 等同位素的研究，认为该类金矿床与岩浆热液、地幔脱气有关[35]。此外，地壳中虽已发现非生物成因的 CH_4，但其 $\delta^{13}C$ 值与生物成因 CH_4 的一样低[39]，这使得 CH_4 的 $\delta^{13}C$ 存在多解性。成矿流体中 $\delta^{18}C_{CO_2}$ 值能直接指示碳的来源，并且与成矿作用存在成因上联系[35]。CO_2 和 CH_4 是热液中主要成份，在温度低于 350℃ 的热液且存在 O_2 条件下，会发生 $CH_4+O_2=H_2CO_3+H_2O$，$H_2CO_3=H^+ + HCO_3^-$ 等反应[39]，CH_4 最终转化为 HCO_3^-。这表明成矿流体中碳同位素的分馏机理，主要以 $CH_4+CO_2+HCO_3^-$ 体系中碳同位素交换为主。本研究流体包裹体检测中只发现 CH_4 而未发现 CO_2，除了前文提及的原因外，还有可能是 CO_2 转变为 HCO_3^- 和 CO_3^{2-}，进而生成了碳酸盐岩矿物，造成 CO_2

含量相对较低。基于此，本研究针对大中型金矿床及外围矿化体碳酸盐岩矿物进行了 C-O 同位素测定，对碳酸盐矿物氧同位素采用 Friedman and O'Neil 换算公式：$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}=1.030\,86\times\delta^{18}O_{PDB}+30.86$ 进行转换[41]（表 7），并将上述 C、O 同位素异同投影到雪峰隆起带石英脉型金矿床成矿期碳酸盐脉 $\delta^{13}C_{PDB}$-$\delta^{18}O_{SMOW}$ 图上[21]（图 10）。由此可知，采用碳酸盐矿物 C-O 同位素示踪存在多解性，其中 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值在−8.08‰ ~ −4.85‰之间，与刘丛强等[36]提出的地幔流体地球化学“探针岩石”−碳酸岩 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值（−7‰ ~ −2‰）比较接近，但碳酸岩在不同地区 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值变化较大。据此，将碳酸盐岩矿物碳同位素换算为成矿流体中碳同位素进行示踪更具有代表性，根据 SCHEELE 等[42]成矿流体中的方解石−CO_2 体系中碳同位素分馏平衡方程：$10^3\ln_{方解石\text{-}CO_2}\approx 3.46\times10^6/T^2-9.58\times10^3/T+2.72$（$T$ 为温度）和公式：$10^3\ln_{方解石\text{-}CO_2}\approx\delta^{13}C_{方解石}-\delta^{13}C_{CO_2}$ 估算成矿热液中总碳稳定同位素 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值列于下表（表 7），并将表 7 数据投影于 C 同位素组成图上（图 11）。结果表明，金矿床成矿流体中稳定碳同位素 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值在−68.7‰ ~ −48.9‰之间，外围矿化体成矿流体中稳定碳同位素 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值在−127.9‰ ~ −84.9‰之间。前者落在更靠近深源气的石油伴生气区域；后者落在来自地壳表生环境生物成因干气和细菌成因气区域（图 11），显示出两者成矿流体有机质 C 来源截然不同。结合前述以及 H-O-S 同位素示踪均来自地幔，加之研究区周边未发现有油气田产出，笔者认为，大中型金矿床成矿流体中 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 来自地幔无机成因气的可能性较大，而外围矿化体成矿流体 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 来自地壳表生环境生物成因干气和细菌成因气。

4.3 成矿流体中有机质的来源

本研究表明，大中型金矿床和外围矿化体都存在吸附型有机质，其烃源母质来自海相生物，而成矿流体 C-H-O-S 稳定同位素示踪显示出成矿物质来源不同。其中，大中型金矿床的成矿物质来自地幔，成矿流体来自幔源流体演化；而外围矿化体的成矿物质来自含矿地层，其成矿流体主要是大气降水和变质水的混合。在外围矿化体方面，其 CO_2 来自地壳表生环境生物成因干气和细菌成因气，属于生物成因有机质得到了普遍认可[39-40]。但针对大中型金矿床成矿流体有机质的来源，笔者在前期有机烃深部找矿实践中，将其定义为“无机成因”有机质。这一观点主要基于以下 4 个方面的认识：

（1）*地幔物质成分研究*　前人[44-45]针对地幔岩或地幔流体包裹体开展的大量检测结果表明，地幔物质除由硅、镁和氧等元素构成的硅酸盐矿物和大量的 C、H、O、N、S、F、Cl、P 和碱金属外，同时还含有大量的烃类组分（如烷类、非饱和烃类的烯烃和炔烃类）和脂肪族、芳香族化合物等。地幔流体主要由 CO_2、H_2O 构成，同时含有大量烃类组分、脂肪族和芳香族化合物等。

（2）*有机质构成研究*　NAN 等[46]运用高分辨率电子显微镜并结合原位振动光谱技术，对深海蛇纹岩化橄榄岩进行研究后发现，其中固态有机质由脂肪族和芳香族化合物组成，但尚未发现与生物有机质有关的信息。

（3）*化学键理论分析*　从理论层面来看，地幔物质富含 C、H、O 等原子，由于 H 原子半径小（0.046 nm），具有较高的电势能（13.595 电子伏特）与 C 电离势（11.256 电子伏特）比较接近，因此 C 和 H 容易形成 C-H 共价键化合物[47]。

（4）*地幔流体反应特性*　地幔流体属于超临界流体[35-36]，超临界 CO_2 可以通过加 H_2 反应形成醇类、羧酸类化合物（如甲醇、乙醇、甲酸、乙酸等）[48]。这可能就是“异源有机质”中不同于生物成因有机质的“无机成因”有机质。此外，地幔流体向上运移经多层次的演化过程中，即使存在生物成因有机质加入，但在高温、高压的条件下必将全部转化成无机碳（或

表 7　沃溪、万古金矿床和外围矿化体成矿流体中 C 的同位素估算结果

Table 7　C isotope in ore-forming fluids calculated from Woxi, Wangu gold deposits and peripheral mineralized bodies

矿区	样品性质	矿物	$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$/‰	$\delta^{18}O_{V\text{-}PDB}$/‰	均一温度/℃	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$/‰	$\delta^{13}C_{CO_2}$/‰
万古金矿	金矿体石英	方解石	−8.08	−13.93	175.3	16.5	−68.7
	矿化体石英	方解石	−6.52	−14.14	135.1	16.3	−127.9
	金矿体石英	白云石	−5.93	−12.06	183.3	18.4	−59.4
沃溪金矿	矿化体石英	白云石	−5.67	−13.57	159.1	16.9	−84.9
	金矿体石英	白云石	−5.58	−13.13	189.6	17.3	−54.0
	金矿体石英	白云石	−5.32	−12.91	196.5	17.6	−48.9
	矿化体石英	白云石	−4.85	−13.46	157	17.0	−86.9

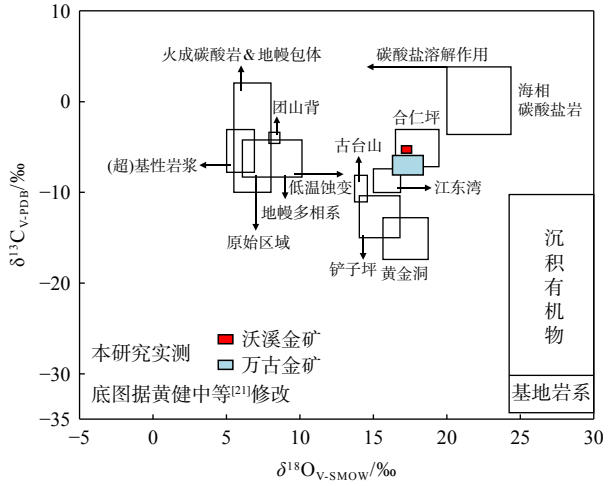


图 10　雪峰隆起带石英脉型金矿床成矿晚期碳酸盐脉 $\delta^{13}C_{PDB}$-$\delta^{18}O_{SMOW}$ 图

Fig. 10　$\delta^{13}C_{PDB}$-$\delta^{18}O_{SMOW}$ diagram of carbonate vein in late mineralization of quartz vein gold deposit in the Xuefeng uplift zone

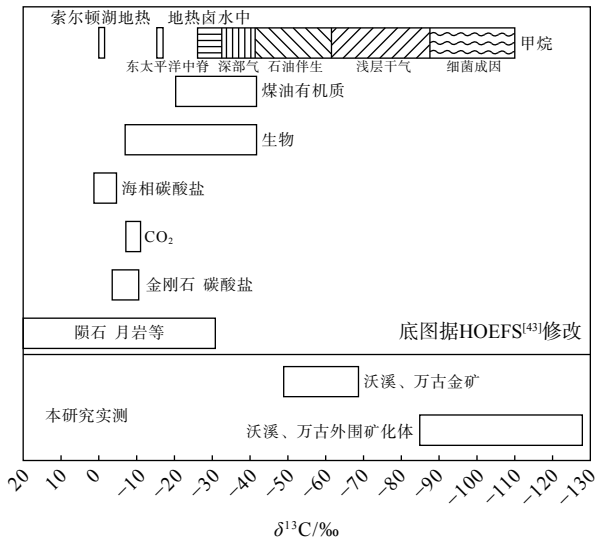


图 11　雪峰隆起带石英脉型金矿床碳同位素组成

Fig. 11　Carbon isotope composition of quartz vein gold deposit in the Xuefeng uplift zone

碳的化合物)并参与新的有机质或基团的形成。

综上所述，笔者将大中型金矿床深源流体带来的有机质暂称之为“无机成因”有机质，而将外围矿化体浅源流体带来的为有机质定义为“生物成因”有机质。由于两者成矿流体起源、成矿物质来源、流体混合机制等方面均存在显著差异，因此其成矿作用也必然有所不同。

4.4　有机质与 Au 矿成矿机理

流体是成矿的精髓，它的来源、运移和物质的卸载反映了整个成矿过程[49]。愈发充足的证据表明，许多巨型矿床的形成，是地壳大规模流体流动引发的结果[50]。同时，热液活动为富多金属元素岩层有机质的富集带来了丰富的营养物质和还原的沉积环境[51]。通常而言，成矿流体一般是由多种不同起源流体混合而成的特殊流体，其来源涵盖变质流体、幔源流体、大气降水、地层结构水等。由于不同来源流体的混合程度各异，所携带的成矿物质也不尽相同，这使得它们的成矿地质意义截然不同。大量针对有机质–Au 成矿作用关系的研究已充分表明，Au 与有机质存在密切关系[6-10]。本研究表明，大中型金矿床与外围矿化体在吸附型有机地球化学特征、成矿流体性质、流体包裹体成份组成等多个方面，除了大中型金矿床成矿温度高于矿化体外，在流体盐度、阴阳离子和气相成分组成等方面均展现出相似特征。基于这些相似性去深入探究 Au 的成矿作用与有机质的内在联系，实则存在诸多的不确定因素。所以笔者认为，深入剖析成矿流体中有机质的来源及其演化过程，是研究 Au–有机质成矿的关键所在。

4.4.1　浅源流体–生物成因有机质演化与 Au 矿成矿机理

浅源流体所处区域的地质环境相对稳定，仅受到地壳浅部地质构造运动的扰动，且未与深大断裂形成连通。这类流体主要由沉积岩经变质作用释放出来的变质水、地下卤水、岩层结构水以及大气降水等混合而成，其流体成分继承了原岩的特性。浅源流体中的有机质一般来自成岩过程中生物(包括动植物、微生物等)的热降解或裂解。该类有机质在演化过程中，一般可划分为未成熟阶段(干酪根形成阶段)、成熟–热解作用阶段(成油和成气阶段)、过成熟–变质作用阶段这 3 个阶段，与之对应的是有机质从腐殖酸逐步演变为干酪根、石油、天然气的过程。在这一系列的演化过程中，有机质与金属元素的结合方式也相应发生变化。

在未成熟阶段，有机质一般埋深达 1 000 m，处于低温、低压环境，有机质成熟度较低(R_o 小于 0.7)。在微生物生物化学作用下，有机质分解成单体，进而发生缩聚和不溶作用形成干酪根，同时细菌发酵过程产生大量的甲烷和非烃类 CO_2、N_2 等。在此阶段，生物本身对金属元素具有一定的聚集作用，其聚集能力因物而异。例如：乌尔夫[52] 统计了藻类和细菌可使 Pb、Zn、Au、Cu 等金属元素的富集系数分别为 267 000，15 000，1 200，3 700 倍；张景荣等[53] 通过模拟实验证明，藻类具有很强的富集金的能力，富集系数平均在 4 485 以上，最高为 85 220。在结合方式

方面，殷鸿福等[12]、谢树成等[54]经实验证明，藻类和菌藻类生物对 Au 的聚集存有物理吸附（细胞外）和化学吸附（细胞内）2 种形式。菌藻类生物对 Au 的聚集以细胞外聚集为主。光学显微镜下 Au 在藻类细胞表面的结晶过程中，开始时，Au 在细胞表层聚集形成一层膜，用振动方法都不能使这种晶体与细胞分离；随着时间延长，晶体逐渐长大，较大的晶体很容易从细胞上脱落，形成肉眼可见 Au 粒，这可能就是金矿床见有明金颗粒的主要原因之一。这种以物理吸附在细胞表面的 Au，如不能转移到细胞内，就会随环境条件变化而解析。

随着温度（150℃→200℃→300℃）不断升高，有机质进入高成熟度–过成熟阶段（变质作用）。此时，有机质达到高成熟度（镜质反射率 R：1.3%～2.0%，温度：150～200℃），有机质主要形成液态油或湿气和非烃类物质。此时不排除地层中的 Au 与有机质以化学络合物或螯合物的结合方式进入流体中。当温度继续升高达到 200～300℃ 时进入过成熟阶段（变质作用），有机质大部分断裂的侧链和基团消失，有机质直接生产天然气被释放。这一现象与刘英俊等[47]的研究发现相契合，即沉积岩中 C 主要来自海水作用，但沉积岩经变质作用后其 C 的含量并没有变化，合理的解释是沉积岩在变质时，有机物早已被氧化或蒸发掉相吻合。邵靖邦等[55]通过对沃溪金锑钨矿床与围岩进行了有机质地球化学对比研究发现，围岩中有机烃类未经复杂热液改造，热稳定性相对较差，大部分容易被分解并就近释放；而金矿石或蚀变岩中有机质经复杂热液改造，其有机质非常稳定。这充分说明沉积岩生物来源有机质虽然经变质作用，但没有经高温、高压和复杂流体改造有机质易被分解释放。

基于此，笔者认为，在浅源流体成矿过程中，成矿流体仅携带地层中的成矿物质，有机质来自成岩过程中的生物裂解和热解，形成低碳数有机烃类（甲烷、乙烷等）并就近释放，从而形成有机烃背景场。此外，不排除有少量的有机质以化学结合方式进入流体中，形成有机流体并与岩层发生水–岩反应，萃取地层中成矿物质，参与成矿形成局部高背景异常。整体上由于大量的生物成因有机质经热解或裂解被释放，该类有机质与 Au 成矿元素以物理结合方式为主，仅具有物理层面的意义，金元素失去了与有机物络合或螯合的地球化学意义，从而导致 Au 与有机烃相关性较差。这种由生物成因有机烃形成的异常，可称之为“同生叠加晕”。

4.4.2 深源流体–无机成因有机质演化与 Au 矿成矿机理

深源成矿流体以地幔流体的演化过程为主导。在板块俯冲、板内地幔热柱活动以及深大断裂的搅动作用下，其流体从地壳深部向上运移，这一过程贯穿整个地壳岩层，并与地壳不同空间的变质流体混合演化。其表现出成矿物质来源广泛多样、物理化学参数复杂多变的特性，形成了复杂成矿流体。深源流体不仅带来大量地幔成矿物质（包括有机质），还在运移过程中吸取了地壳地层中的大量有用组分，这为成矿创造了十分有利的条件。深部流体成矿系统研究表明[35]，地幔物质不均一性与大型矿聚区的形成在物质上具有耦合关系。CO_2 作为地幔岩浆排气的产物，与 Au 具有同源性；并且，石英脉型金矿床成矿流体呈现出 H_2O-CO_2-CH_4-C_2H_6-N_2 的组合模型，这说明幔源流体成矿系统中，有大量的有机质参与到 Au 的成矿过程。至于 Au 与有机质的成矿机理，张文淮等[56]在油田水与 Au 的迁移实验中指出，成矿流体中至少含有-CH_2、-CH_3 和 C-CH_3 等有机官能团。Au 的迁移形式不仅包含无机络合物，更多的是以有机络合物形式，如 $Au(CH_3)_2^+$ 等。在 150℃ 的低温条件下，Au 能够与有机质形成可溶的 Au–有机络合物并实现迁移，且该络合物具有良好的热稳定性性。殷鸿福等[12]针对有机成矿流体参与 Au 的成矿作用机制的实验结果表明：①Au 在有机流体溶解度远远大于在纯水中的溶解度，这表明 Au 与有机质具有极强的亲和力，Au 主要以 $[Au(CH_2NH_2COO)]_2^+$ 或者与带正电荷的 RNH^{3+}、R_4N^+等有机络合物化学结合的形式迁移；②自然界产出的石油具有很大的溶解 Au 的潜力，在合适的条件下，能够大量地溶解 Au，从而形成含 Au 的有机流体；③Au 除了可与有机质形成液相络合物外，还可以与有机质形成气相络合物实现共同搬运迁移，而且溶解的量甚至高于原油中饱和烃、芳香烃、非烃溶解度的总和。据此，笔者认为深源流体中存在大量的 RNH^{3+}，R_4N^+（R 为羟基或 H），-CH_2，-CH_3 和 C-CH_3 等有机官能团，Au 与这些有机官能团结合形成以 $[Au(CH_2NH_2COO)]^{2+}$，$Au(CH_3)^{2+}$等有机络合物或螯合物，并存在液态和气态两种主要迁移模式。RADTKE 等[57]在研究卡林型金矿时，认为 Au 可能通过图 12 所示方式迁移（其中，X 为配位基；R 和 R'均为羟基或 H；n 为 0 或 1）。

富含 $Au(CH_3)^{2+}$有机络合的深源流体，自地壳深部向上运移到浅表脆性剪切带、层间顺层滑动断裂等构造部位。随着物理化学环境的改变，会发生

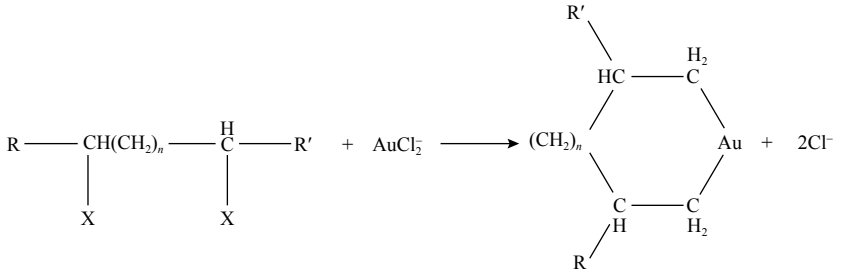


图 12　Au-有机络合物结构图（X. 配位基；R，R'. 羟基或 H；n=0 或 1）

Fig. 12　Structure of Au-organic complexes

诸如 $Au(CH_3)^{2+}+e\rightarrow Au\downarrow+CH_4\uparrow$等反应，进而产生大量低碳数有机烃类气体。这些气体叠加在浅源流体形成的矿化体之上，形成异常强度较高的低碳数有机烃类异常。由于 Au 与幔源无机成因有机质以络合或螯合的形式紧密结合，使得 Au 与有机烃呈现出良好的相关性，此类异常被称之为“深源叠加异常”。由此可见，深源成矿流体有机质与 Au 的成矿作用，显著区别于浅源成矿流体有机质与 Au 的成矿作用，这充分说明大中型金矿床的形成与深源有机质的关系更为密切。

4.5　浅–深源流体成矿作用及有机烃的指示意义对比分析

（1）成矿流体动力学机制

如前文所述，大中型金矿床存在浅源和深源流体 2 期不同成矿作用的叠加，而外围矿化体仅与浅源流体成矿作用有关。其中，深源成矿流体动力学机制受印支–燕山期板块俯冲和板内地幔热柱强烈活动（伴随断陷盆地形成）的制约。在此期间，成矿流体以地幔流体演化（岩浆热液）为主，金矿成矿作用中，成矿物质主要以 $[Au(CH_2NH_2COO)]^{2+}$、$Au(CH_3)^{2+}$ 等液态和气态有机络合物形式进行迁移。与之相对，浅源流体–外围矿化体仅受加里东期造山运动影响。由于该期地幔上隆力度有限，且持续时间较短，仅在地壳浅部至中部岩层产生大量脆性断裂，未能与地幔流体形成有效的连通。此时，成矿流体以大气降水和少量变质流体的混合机制为主，此类流体仅与矿源层发生水–岩反应，从而活化并萃取矿源层中的成矿物质，在构造剪切带、滑脱面等部位富集成矿。在这一过程中，Au 以 $AuCl^{4-}$、$Au(HS)^{2-}$等无机络合物形式迁移为主，有机质仅起到预富集作用。由此可见，两者成矿动力机制存在明显的差异，这种差异决定了成矿物质来源的不同，进而体现出两者截然不同的成矿地质意义。

（2）成矿地质地球化学特征不同

大中型金矿床和外围矿化体在宏观地质特征方面，如赋矿围岩、构造控矿特征、蚀变特征、矿石结构构造等，差别并不十分显著。然而，在地球化学特征方面，两者却表现出较大差异。深源流体–大中型金矿床成矿温度较高，Au 品位较高且变化较稳定，矿化沿倾向连续性良好，一般沿倾向延伸大于沿走向延长。其浅表地球化学场特征表现为高、中、低温无机化学元素 Au-Sb-W-Pb-Zn-Bi-Mo-Ni-Co-As-Hg 等组合齐全，并且具有较好的分带性。有机烃类异常强度强，异常清晰度高，同时在土壤（岩石）载体中 Au 与有机烃具有良好的相关性。反观浅源流体–外围矿化体，其成矿温度相对较低，浅表局部矿化良好，但矿体沿倾向延伸较差。其浅表地球化学特征表现为以 Au-Sb-As-Hg 等中、低温元素组合为主，分带性较差，有机烃类异常强度相对较弱，异常清晰度相对较低，而且在土壤（岩石）载体中，Au 与有机烃的相关性较差[15-17]。

（3）勘查地球化学指示意义

从传统无机地球化学视角来看，浅源与深源流体成矿作用所对应的地球化学元素组合不同，这体现出地球化学成矿作用指示意义的差异。特别是随着找矿环境由浅表转向深部隐伏矿床发现，对于埋藏较深的隐伏金属矿床，传统无机地球化学受成矿作用及其相伴生的微量元素地球化学性质，或地球化学障等因素的影响，使得这些无机化学元素形成地球化学异常较弱，给传统勘查地球化学评价带来极大的困惑。但从有机地球化学视角来看，大中型金矿床（深源流体）和外围矿化体（浅源流体）中有机质与金的成矿作用不同，其有机烃类异常特征也存在显著差异，这充分显示出有机烃类地球化学异常具有良好的指示意义[15-17]，这也是前期土壤有机烃类异常在深部找矿中能够取得良好应用效果的主要原因。

5　结　论

（1）本研究针对大中型金矿床和外围矿化体，开

展了成矿地质特征及吸附型有机地球化学特征的对比研究。结果显示，大中型金矿床经历区域变质热液充填交代作用，以及后期深源流体叠加成矿过程；而外围矿化体仅经历区域变质热液充填交代成矿。两者有机质成熟度和丰度都处于较高水平，且有机质来源和原始沉积环境基本相同。然而，两者在总碳量、氧指数、烃指数方面存在较大差异。这一对比研究结果，更清晰地揭示了有机质与金矿成矿作用之间的差异，为探索吸附型有机质与 Au 的成矿作用提供新的思路。

（2）通过 C-H-O-S 稳定同位素示踪对比研究发现，大中型金矿床成矿物质来自幔源，成矿流体以幔源流体演化为主；外围矿化体成矿物质来自含矿地层，成矿流体以大气降水和变质流体混合为主。这表明两者成矿物质和成矿流体来源不同，其成矿地质意义截然不同。结合前人对地幔源和幔源流体有机质研究成果，本研究提出了“深源−无机成因有机质，浅源−生物成因有机质”的新认识；认为两者 Au−有机质成矿机理不同，浅源流体−生物成因有机质只经历低−中温热降解或裂解及区域变质作用，Au 与生物成因有机质主要以物理吸附方式结合；深源流体−无机成因有机质由于经过高温、高压等复杂热液改造，Au 主要以有机络合物或螯合物等化学结合方式存在。该研究成果为探索有机质−Au 矿成矿机理研究提供了新的思路和方向。

（3）前人关于有机流体与 Au 迁移的实验结果表明，Au 不仅能够以液态有机络合物形式迁移，还能以气态有机络合物形式迁移。这可能就是前述“大中型金矿体−深源流体成矿−深源叠加异常−Au 与有机烃呈显著相关，而外围矿化体−浅源流体成矿−同生叠加异常−Au 与有机烃呈不相关”现象的主要原因。这一认识与前期有机烃深部找矿“深源叠加异常−深部找矿效果良好，同生叠加异常−深部找矿效果较差”的结论高度契合，显示出有机烃类异常具有较好的示源性，这为有机地球化学深部勘查提供了新的方法选择。

论文编写得到了中南大学戴塔根教授的悉心指导，以及辰州矿业地探中心李浩、刘元明、尹大改、邹定尧，天岳矿业吴圣刚、郑伯仁、陈俊辉、黄浩南等高级工程师在野外作业中提供了帮助，在此一并致谢！

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献：

[1] 傅启龙. 金矿与生物作用研究进展 [J], 地学进展, 1991(19): 25-27.
FU Q L. Advances in studies on gold deposits and biological effects[J]. Advances in Geoscience, 1991(19): 25-27. (in Chinese)

[2] 傅家漠. 有机质地球化学进展 [J]. 中国科学院刊, 1994, 7(4): 290-292.
FU J M. Progress in organic matter geochemistry[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences, 1994, 7(4): 290-292. (in Chinese)

[3] 叶连俊. 生物有机质成矿作用 [M]. 北京: 海洋出版社, 1996.
YE L J. Biological organic matter mineralization[M]. Beijing: Ocean Press, 1996. (in Chinese)

[4] 高永宝, 李侃, 张江伟, 等. 扬子板块北缘马元铅锌矿床有机地球化学特征及成矿作用 [J]. 地球科学与环境学报, 2021, 43(2): 276-290.
GAO Y B, LI K, ZHANG J W, et al. Geochemical characteristics of organic matters and metallogenesis of Mayuan Pb-Zn deposit in the northern margin of Yangtze Plate, China[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2021, 43(2): 276-290. (in Chinese with English abstract)

[5] 安鹏鑫, 汤静如, 曾南石, 等. 广西盘龙铅锌矿床赋矿地层有机质特征与成矿作用关系探讨 [J]. 桂林理工大学学报, 2020, 40(1): 36-46.
AN P X, TANG J R, ZENG N S, et al. Discussion on the relationship between organic matter characteristics and mineralization of ore-bearing strata in Panlong lead-zinc deposit, Guangxi[J]. Journal of Guilin University of Technology, 2020, 40(1): 36-46. (in Chinese with English abstract)

[6] 黄同兴, 胡明安, 梁伊. 有机质的地质热示踪意义及其成矿作用: 以桂西北卡林型金矿为例 [J]. 桂林理工大学学报, 2013, 33(2): 191-199.
HUANG T X, HU M A, LIANG Y. Geologicl thermal tracer significance and organic matter metallogeneses: A case study of carlin-type gold deposit in Northwest Guangxi[J]. Journal of Guilin University of Technology, 2013, 33(2): 191-199. (in Chinese with English abstract)

[7] 胡凯. 金矿床中的有机质及其有机成矿作用 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 1998, 17(2): 4-9.
HU K. Organic matter in gold deposits and organic mineralization[J]. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 1998, 17(2): 4-9. (in Chinese with English abstract)

[8] 张志坚, 张文淮. 滇黔桂地区低温矿床有机成矿流体及与矿化的关系 [J]. 矿物学报, 1997, 17(4): 483-490.
ZHANG Z J, ZHANG W H. Relationship between organic metallogenic fluid and mineralization in the border region between Guizhou, Yunnan and Guangxi[J]. Acta Mineralogica Sinica, 1997, 17(4): 483-490. (in Chinese with English abstract)

[9] 张文淮, 谭铁龙. 江西省金山金矿有机流体与金矿关系 [J]. 矿床地质, 1998, 17(1): 15-24.
ZHANG W H, TAN T L. Relationship between organic fluids and gold mineralization in the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province[J]. Mineral Deposits, 1998, 17(1): 15-24. (in Chinese

with English abstract)

[10] 郑明华, 杨燮. 论生物在沉积-层控矿床形成中的控制作用 [J]. 地学进展, 1991(19): 13-24.
ZHENG M H, YANG X. Biological control in the formation of sedimentation-stratified deposits[J]. Advances in Geoscience, 1991(19): 13-24.

[11] 张文淮, 张志坚. 盆-山体系流体的演化与成矿 [J]. 地质科技情报, 1998, 17(增刊 1): 14-17.
ZHANG W H, ZHANG Z J. Fluids evolution of basin orogenic belt system and metallogenesis[J]. Geological Science and Technology Information, 1998, 17(S1): 14-17. (in Chinese with English abstract)

[12] 殷鸿福, 张文淮, 张志坚, 等. 生物成矿系统论 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999.
YIN H F, ZHANG W H, ZHANG Z J, et al. The biometallogenesis system[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1999. (in Chinese)

[13] 张志坚, 张文淮. 有机质包裹体研究现状 [J]. 地质科技情报, 1998, 14(3): 39-43.
ZHANG Z J, ZHANG W H. Current status of research on organic inclusions[J]. Geological Science and Technology Information, 1998, 14(3): 39-43.

[14] 谢树成, 王红梅, 周修高, 等. 金属矿床成矿流体有机质的一种新来源: 烃源岩晶胞有机质 [J]. 地球科学, 2000, 45(1): 11-14.
XIE S C, WANG H M, ZHOU X G, et al. A new source of organic matter in ore-forming fluid of metallic deposits: Enclosed organic matter of hydrocarbon source rocks[J]. Earth Science, 2000, 45(1): 11-14. (in Chinese with English abstract)

[15] 陈海龙, 肖其鹏, 梁巨宏. 湖南沃溪金矿区及其外围烃汞叠加晕找矿方法的应用效果 [J]. 物探与化探, 2021, 45(2): 266-280.
CHEN H L, XIAO Q P, LIANG J H. The application of hydrocarbon and superimposed halo method to the Woxi gold deposit, Hunan Province[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2021, 45(2): 266-280. (in Chinese with English abstract)

[16] 陈海龙, 徐质彬, 杨晓弘, 等. 烃汞叠加晕法在湖南万古金矿区及其外围深部找矿中的应用 [J]. 黄金科学技术, 2022, 30(3): 366-381.
CHEN H L, XU Z B, YANG X H, et al. Application of hydrocarbon-mercury superimposed halo method in deep prospecting of Wangu gold deposit and its periphery in Hunan Province[J]. Gold Science and Technology, 2022, 30(3): 366-381. (in Chinese with English abstract)

[17] 陈海龙, 肖其鹏, 徐质彬, 等. 烃汞叠加晕找矿法在湖南沃溪金矿红岩溪矿段勘查中的应用及工程验证 [J]. 物探与化探, 2022, 46(2): 323-336.
CHEN H L, XIAO Q P, XU Z B, et al. Application of hydrocarbon-mercury superimposed halo method in red beds: A case study of the Woxi gold deposit, Hunan Province[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2022, 46(2): 323-336. (in Chinese with English abstract)

[18] 曾钦旺, 刘云华, 钱滔, 等. 雪峰隆起带金矿成因新析 [J]. 中国地质, 2020, 47(4): 914-931.
ZENG Q W, LIU Y H, QIAN T, et al. The genesis of gold deposits in Xuefeng uplift zone[J]. Geology in China, 2020, 47(4): 914-931. (in Chinese with English abstract)

[19] 牛树银, 侯增谦, 孙爱群. 核幔成矿物质(流体)的反重力迁移: 地幔热柱多级演化成矿作用 [J]. 地学前缘, 2001, 8(3): 95-101.
NIU S Y, HOU Z Q, SUN A Q. The anti-gravity migration of metallogenic fluid from core and mantle[J]. Earth Science Frontiers, 2001, 8(3): 95-101. (in Chinese with English abstract)

[20] 滕吉文. 地球深部物质和能量交换的动力过程与矿产资源的形成 [J]. 大地构造与成矿学, 2003, 27(1): 3-21.
TENG J W. Dynamic process of substance and energy exchanges in depths of the Earth and formation of mineral resources[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2003, 27(1): 3-21. (in Chinese with English abstract)

[21] 黄建中, 孙骥, 周超, 等. 江南造山带(湖南段)金矿成矿规律与资源潜力 [J]. 地球学报, 2020, 41(2): 230-252.
HUANG J Z, SUN J, ZHOU C, et al. Metallogenic regularity and resource potential of gold deposits of Hunan area in the Jiangnan Orogenic Belt, South China[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2020, 41(2): 230-252. (in Chinese with English abstract)

[22] 彭建堂, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 湘西沃溪 Au-Sb-W 矿床中(白钨矿)Sm-Nd 和石英 Ar-Ar 定年 [J]. 科学通报, 2003, 48(18): 1976-1981.
PENG J T, HU R Z, ZHAO J H, et al. Sm-Nd and quartz Ar-Ar dating of scheelite in Woxi Au-Sb-W deposit, western Hunan[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(18): 1976-1981. (in Chinese)

[23] 韩凤彬, 常亮, 蔡明海, 等. 湘东北地区金矿成矿时代研究 [J]. 矿床地质, 2010, 29(3): 563-571.
HAN F B, CHANG L, CAI M H, et al. Ore-forming epoch of gold deposits in northeastern Hunan[J]. Mineral Deposits, 2010, 29(3): 563-571. (in Chinese with English abstract)

[24] 史明魁, 傅必勤, 靳西祥, 等. 湘中锑矿 [M]. 长沙: 湖南科技出版社, 1993, 1-151.
SHI M K, FU B Q, JIN X X, et al. Antimony mines in central Hunan [M]. Changsha: Hunan Science and Technology Press, 1993, 1-151.

[25] 毛景文, 李红艳, 徐珏, 等. 湖南万古地区金矿地质与成因 [M]. 北京: 原子能出版社, 1997.
MAO J W, LI H Y, XU Y, et al. Geology and genesis of the Wangu gold deposit in Hunan Province, China[M]. Beijing: Atomic Press, 1997. (in Chinese)

[26] 姚海涛, 郑海飞. 流体包裹体 Rb-Sr 等时线定年的可靠性 [J]. 地球化学, 2001, 30(6): 507-511.
YAO H T, ZHENG H F. Comment on the reliability of Rb Sr isochrone dating by using fluid inclusion in minerals[J]. Geochimica, 2001, 30(6): 507-511. (in Chinese with English abstract)

[27] 柏道远, 李彬, 周超, 等. 江南造山带湖南段金矿成矿事件及其构造背景 [J]. 岩石矿物学杂志, 2021, 40(5): 897-922.
BAI D Y, LI B, ZHOU C, et al. Gold mineralization events of the Jiangnan Orogen in Hunan and their tectonic settings[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2021, 40(5): 897-922. (in Chinese with English abstract)

[28] 彭南海. 湖南沅陵沃溪金-锑-钨矿床地质地球化学特征及成因研究 [D]. 长沙: 中南大学, 2017.

Peng N H. Study on geological and geochemical characteristics and genesis of Woxi Au-Sb-W deposit Yuanling, Hunan Province[D]. Changsha: Central South University, 2017. (in Chinese with English abstract)

[29] CLAYTON R N, MAYEDA T K. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1963, 27: 43-52.

[30] 易发成, 杨剑, 陈兴长, 等. 贵州金鼎山下寒武统黑色岩系的有机地球化学特征 [J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(4): 294-300.
YI F C, YANG J, CHEN X C, et al. Organic geochemical characteristics of Lower Cambrian black shales in Jindingshan, Guizhou Province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2005, 24(4): 294-300. (in Chinese with English abstract)

[31] 杨海军, 蔡振忠, 李勇, 等. 塔里木盆地富满地区吐木休克组烃源岩有机地球化学特征及其油气勘探意义 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(3): 81-93.
YANG H J, CAI Z Z, LI Y, et al. Organic geochemical characters of source rock and significance for exploration of the Tumuxiuke Formation in Fuman area, Tarim Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(3): 81-93. (in Chinese with English abstract)

[32] 王启军, 陈建渝. 油气地球化学 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988.
WANG Q J, CHEN J Y. Oil and gas geochemistry[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1988. (in Chinese)

[33] 张理刚. 湘西雪峰山隆起区钨锑金矿床稳定同位素地质学 [J]. 地质与勘探, 1985, 21(11): 24-28.
ZHANG L G. Stable isotopic geology of W-Sb-Au deposits in Xuefeng Mountain uplift area, western Hunan[J]. Geology and Prospecting, 1985, 21(11): 24-28. (in Chinese)

[34] 严子清, 石文杰, 张鹏涛, 等. 胶东大尹格庄金矿成矿流体时空演化及矿床成因: 来自流体包裹体、成矿元素和 H-O-S-Pb 同位素证据 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(2): 156-174.
YAN Z Q, SHI W J, ZHANG P T, et al. Ore genesis and vertical variations of ore-forming fluids in the Dayingezhuang gold deposit, Jiaodong Peninsula: Constraints from fluid inclusions, ore forming elements, and H-O-S-Pb isotopes[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(2): 156-174. (in Chinese with English abstract)

[35] 毛景文, 张晓峰, 李荣华, 等. 深部流体成矿系统 [M]. 北京: 中国大地出版社, 2005.
MAO J W, ZHANG X F, LI R H, et al. Mantle-derived fluid-related ore-forming system[M]. Beijing: China Land Press, 2005. (in Chinese)

[36] 刘丛强, 黄智龙, 等. 地幔流体及其成矿作用: 以四川冕宁稀土矿床为例 [M]. 北京: 地质出版社, 2004.
LIU C Q, HUANG Z L. Mantle fluid and its mineralization: A case study of Mianning rare earth deposit in Sichuan Province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004. (in Chinese)

[37] 陈柏林, 王克卓, 杨屹, 等. 阿尔金北缘地区铜金矿床硫同位素及其示踪意义初探 [J]. 矿床地质, 2002, 21(增刊 1): 357-360.
CHEN B L, WANG K Z, YANG Y, et al. Study on sulfur isotope and its tracer significance of copper and gold deposits in northern altun area, western China[J]. Mineral Deposits, 2002, 21(S1): 357-360. (in Chinese)

[38] OHMOTO H, RYE R O. Isotope of sulfur and carbon//Barnes H L. Geochemistry of hydrothermal ore deposits [M]. New York: John Wiley, 1979: 509-567.

[39] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000.
ZHENG Y F, CHEN J F. Isotopic geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 2000. (in Chinese)

[40] 戴金星, 倪云燕, 龚德瑜, 等. 中国大气田烷烃气碳同位素组成的若干特征 [J]. 石油勘探与开发, 2024, 51(2): 223-233.
DAI J X, NI Y Y, GONG D Y, et al. Characteristics of carbon isotopic composition of alkane gas in large gas fields in China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2024, 51(2): 223-233. (in Chinese with English abstract)

[41] FRIEDMAN I , O'NEIL J R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[M]. [Washington, D. C]: U. S. Government Printing Office, 1977, 1-49.

[42] SCHEELE N, HOEFS J. Carbon isotope fractionation between calcite, graphite and CO_2: An experimental study[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1992, 112(1): 35-45.

[43] HOEFS J. 稳定同位素地球化学 [M]. 吴石头, 王洋洋, 肖益林, 译. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2021.
HOEFS J. Stable Isotope Geochemistry[M]. Translated by WU S T, WANG Y Y, XIAO Y L. Hefei: China Science and Technology Press, 2021. (in Chinese)

[44] 路凤香. 深部地幔及深部流体 [J]. 地学前缘, 1996, 3(4): 181-186.
LU F X. Deep mantle and its fluids[J]. Earth Science Frontiers, 1996, 3(4): 181-186. (in Chinese with English abstract)

[45] 杜乐天. 地幔流体与软流层(体)[C]//佚名. 地球化学. 北京: 地质出版社, 1996: 1-180.
Du L T. Mantle juice fluid and asthenosphere(body) [C]//Anon. Geochemistry. Beijing: Geological Publishing House, 1996: 1-180.

[46] NAN J B, KING H E, DELEN G, et al. The nanogeochemistry of abiotic carbonaceous matter in serpentinites from the Yap Trench, western Pacific Ocean[J]. Geology, 2021, 49(3): 330-334.

[47] 刘英俊, 曹励民, 李兆麟, 等. 元素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1984.
LIU Y J, CAO L M , LI Z L, et al. Elemental geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 1984. (in Chinese)

[48] JESSOP P G, IKARIYA T, NOYORI R. Homogeneous catalysis in supercritical fluids[J]. Chemical Reviews, 1999, 99(2): 475-494.

[49] 毛景文, 华仁民, 李晓波. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区 [J]. 矿床地质, 1999, 18(4): 291-299.
MAO J W, HUA R M, LI X B. A preliminary study of LARGE$_S$-CALE metallogenesis and large clusters of mineral deposits[J]. Mineral Deposits, 1999, 18(4): 291-299. (in Chinese with English abstract)

[50] 张连昌, 赵伦山. 成矿流体研究的若干进展与动态 [J]. 地质与勘探, 2001, 37(1): 7-10.
ZHANG L C, ZHAO L S. Some advances and trends in ore-forming fluid research[J]. Geology and Prospecting, 2001, 37(1): 7-10.

(in Chinese with English abstract)

[51] 白洋, 谢宏, 王孟斋, 等. 贵州铜仁坝黄牛蹄塘组黑色岩系有机质富集机理 [J]. 地质科技通报, 2023, 42(5): 115-127.
BAI Y, XIE H, WANG M Z, et al. Enrichment mechanism of organic matter in black rock series of the Niutitang Formation in Bahuang, Tongren, Guizhou[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2023, 42(5): 115-127. (in Chinese with English abstract)

[52] 乌尔夫(WOLF K H). 层控矿床和层状矿床–第七卷 [M]. 北京: 地质出版社, 1981.
WOLF K H. Stratified and Stratified Deposits(Volume 9)[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1981. (in Chinese)

[53] 张景荣, 朱法华. 蓝藻富金的模拟实验及地质意义 [J]. 地球化学, 1993(1): 61-66.
ZHANG J R, ZHU F F. Simulation experiment and geological significance of gold enrichment in cyanobacteria[J]. Geochemistry, 1993(1): 61-66. (in Chinese)

[54] 谢树成, 殷鸿福. 生物–有机质–流体成矿系统: 以南京栖霞山铅锌银锰多金属矿床为例 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997.
XIE S C, YIN H F. Organism-organic matter-fluid metallogenetic system: Taking the lead-zine-silver-manganese polymetallic deposit at Mount Qixia in Nanjing as an example[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1997. (in Chinese)

[55] 邵靖邦, 王濮, 陈代璋. 湘西沃溪金锑钨矿床矿化蚀变带有机质特征初探 [J]. 贵金属地质, 1996, 5(3): 195-200.
SHAO J B, WANG P, CHEN D Z. Studies of organism on mineralized-alteration zones of Au-Sb-w deposit, western Woxi, Hunan, China[J]. Journal of Precious Metallic Geology, 1996, 5(3): 195-200. (in Chinese with English abstract)

[56] 张文淮, 张志坚, 伍刚. 成矿流体及成矿机制 [J]. 地学前缘, 1996, 3(4): 245-252.
ZHANG W H, ZHANG Z J, WU G. Ore forming fluid and mineraliza tion mechanism[J]. Earth Science Frontiers, 1996, 3(4): 245-252. (in Chinese with English abstract)

[57] RADTKE A S, SCHEINER B J. Studies of hydrothermal gold deposition: pt. 1. Carlin gold deposit, Nevada, the role of carbonaceous materials in gold deposition[J]. Economic Geology, 1970, 65(2): 87-102.

Summary for “雪峰隆起带金矿床有机地球化学特征及其成矿指示意义: 以沃溪和万古金矿为例”

Organic geochemical characteristics and their metallogenic indication of gold deposits in Xuefeng uplift zone: A case study of Woxi and Wangu gold deposits

CHEN Hailong[1], QUAN Yongbin[2a, 2b*], CHEN Pingbo[1, 2b], OUYANG Zhiqiang[1], ZHANG Wei[1], PENG Huan[3], BU Jiancai[1], CHEN Yong[1]

1. Hunan Provincial Remote Sensing Geological Survey and Monitoring Institute, Changsha 410015, China;
2a. School of Earth Resources; 2b. Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resources, Ministry of Education, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China;
3. Wuhan Xinshengji Technology Co., Ltd., Wuhan 430074, China

First author, E-mail: 444352037@qq.com
* Corresponding author, E-mail: quanyongbin@cug.edu.cn

Abstract: [**Objective**] Previous deep mineral exploration by organic hydrocarbons revealed that the deep-source superimposed anomalies observed in the deep and marginal parts of the Woxi and Wangu gold deposits differ significantly from the syngenetic superimposed anomalies identified in peripheral mineralized bodies. To further investigate the different halo-forming mechanisms between Au mineralization and organic matter formation. [**Methods**] this study focused on large to medium sized gold deposits (Woxi and Wangu) in the Xuefeng uplift belt and their peripheral mineralized bodies (characterized by good gold mineralization in shallow but poor deep mineralization). The analytical methods include rock- pyrolysis analysis (Rock-Eval), chloroform asphalt "A" extraction and fractional component separation quantification, saturated hydrocarbon analyzed by gas chromatography-mass spectrometry (GC-MS), fluid inclusion, and C-H-O-S stable isotope analysis. These comparative investigations were conducted on their ore forming geological characteristics, organic geochemical signatures, fluid inclusion and isotopic geochemical features. This approach aims to elucidate the Au-organic matter mineralization

and halo-forming mechanisms. [**Results**] The results indicate that: (1) Large-to-medium gold deposits and peripheral mineralized bodies have different metallogenic geological characteristics. The former underwent regional metamorphic hydrothermal filling and metasomatism followed by a superimposed mineralization involving deep-source fluids, while the latter only experienced regional metamorphic hydrothermal filling and metasomatism. (2) Both systems contain adsorbed organic and, the source of organic matter is similar with their original depositional environments. However, The total organic carbon (TOC) content in large-to-medium gold deposits exceeds that of peripheral mineralized bodies by over 50%, along with oxygen and hydrocarbon indices being 10 and 3-8 times lower, respectively. This indicates higher abundance and maturity of organic matter in large-to-medium gold deposits. (3) C-H-O-S stable isotope results demonstrate that metallogenic materials in large-to-medium gold deposits originates from the mantle, while the ore-forming fluids is a "deep-source fluids" formed by multi-stage evolution and mixing of mantle-derived fluids. In contrast, the metallogenic materials of peripheral mineralized bodies derived solely from ore-bearing strata, and their ore-forming fluids originated from shallow crustal fluids ("shallow-source fluids"). These differences reflect distinct fluid dynamics and mixing mechanisms, leading to divergent geological significances in mineralization. (4) Two type deposits have different organic matter sources in ore-forming fluids. The large-to-medium gold deposits contain not only the "incremental" organic matter introduced by deep-source fluids but also the adsorbed organic matter, whereas peripheral mineralized bodies contain only adsorbed organic matter. This likely explains the significantly higher TOC in the former. (5) The different halo-forming mechanisms between Au and organic matter mineralization. In large-to-medium gold deposits, Au transported by mantle-derived fluids predominantly exists as organic complexes ore chelates (e.g., $Au(CH_3)^{2+}$, $[Au(CH_2NH_2COO)]^{2+}$) and migrates via both liquid and gaseous phases. In contrast, Au in peripheral mineralized bodies associates with organic matter through physical adsorption, lacking geochemical significance of organic complexation/chelation. This distinction manifests as stronger organic hydrocarbon anomalies and strong correlation between Au and organic hydrocarbon by different carriers (ore bodies, overlying strata, or soils) in large-to-medium gold deposit. In peripheral mineralized bodies, hydrocarbon anomalies are weaker, and Au-hydrocarbon are poorer. These conclusions align with early organic hydrocarbon-based deep prospecting observations: "deep-source fluid mineralization—metallogenic materials derived from deep sources -strong Au-organic hydrocarbon correlations—deep-source superimposed anomalies—high deep prospecting potential" versus "shallow-source fluid mineralization—mineralizing material confined to strata—weak Au-organic hydrocarbon correlations-syngenetic superimposed anomalies-limited deep prospecting potential". [**Conclusion**] This study provides novel insights and directions for evaluating deep prospecting potential in exploration geochemistry.

Key words: organic matter；metallogenic mechanism；mineralized；gold deposit；Xuefeng uplift zone；Woxi gold deposit；Wangu gold deposit

Received：2024-08-26；Revised：2025-04-25；Accepted：2025-04-28

doi：10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240481