

分类号_____

密级_____

U D C _____

编号_____

中国科学院地球化学研究所
博士后 研究工作 报告

右江盆地烂泥沟卡林型金矿成矿机制研究

赵 成 海

工作完成日期 2014 年 8 月—2018 年 9 月

报告提交日期 2018 年 10 月

中国科学院地球化学研究所

2018 年 10 月

右江盆地烂泥沟卡林型金矿成矿机制研究

STUDY ON THE ORE-FORMING MECHANISM OF LANNIGOU
CARLIN-TYPE GOLD DEPOSIT, YOUJIANG BASIN

博 士 后 姓 名 赵 成 海

流动站（一级学科）名称 中国科学院地球化学研究所 环境科学与工程

专 业（二级学科）名称 环境科学

研究工作起始时间 2014 年 8 月 19 日

研究工作期满时间 2018 年 9 月 28 日

中国科学院地球化学研究所

2018 年 10 月

声 明

本人声明所呈交的博士后出站报告是我个人和合作导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得中国科学院地球化学研究所或其他教育机构和科研单位的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确说明并表示了谢意。

签名： 赵成海 日期： 2018 年 9 月 29 日

关于博士后出站报告使用授权说明

本人完全了解中国科学院地球化学研究所有关保留、使用博士后出站报告的规定，即中国科学院地球化学研究所有权保留送交博士后出站报告的复印件，允许博士后研究报告被查阅和借阅；中国科学院地球化学研究所可以公布博士后研究报告的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存研究报告。

公开 保密 (年) (保密的论文在解密后应遵守此规定)

博士后签名： 赵成海

合作导师签名： 胡明志

日期： 2018 年 9 月 29 日

内 容 摘 要

本文以烂泥沟金矿为例对右江盆地卡林型金矿的成因机制开展研究,采用微区原位分析技术获得硫化物的微量元素、硫同位素特征,结合右江盆地的构造演化、成岩模式、盆地流体运移机制等其他背景,尝试探讨卡林型金矿的成因机制,为该类型金矿的研究与勘探提供新的视角。

烂泥沟金矿是右江盆地卡林型金矿系统中,有着悠久的历史和研究和开发历史,但因为该类型矿床普遍存在的矿物颗粒细小、微细浸染状矿物缺乏穿插关系等特征限制了研究手段,对于其成因机制存在着多种观点。为了揭示该类型矿床的成因机制,本文在前期微区原位测试分析工作的基础上,通过成岩作用-成矿作用过程的恢复,尝试成矿流体演化、成矿过程。

本文获得的主要结论是:

1. 恢复右江盆地流体储层成岩模式,是确定成矿时代、物质来源的基础;

2. 成岩作用中容矿岩石的孔隙度演化伴随着储层矿物、流体、同位素的变化;

3. 成矿作用可能继承了储层成岩作用中的溶解、胶结、矿物抑制,对于年代学、水岩反应物质平衡-同位素演化具有直接影响。

关键词: 卡林型金矿, 储层, 盆地演化, 增生环带, 成岩模式

Abstract

This research takes Lannigou gold deposit as example to study ore-forming dynamism of Carlin-Type gold deposits in Youjiang Basin, base on trace elements and sulfur isotope with in-situ analysis methods, take the regional structure evolution, diagenesis model and dynamic of basinal fluid transportation into consideration, to discuss how Carlin-Type gold deposits formed, and sight a new light on research and exploration for this type deposits.

The Lannigou gold deposit had a long history of study and exploration in Youjiang basin Carlin-type gold system, but the limited size of mineral which lack intersection relationship limited analysis methods, causing several ore-forming models coexist. In order to better known the ore-forming dynamic, this study base on previous in-situ analysis, recover diagenesis and mineralization process, to further discuss the ore fluid evolution and precipitated.

The major conclusions as bellow:

1. Reconstruction the diagenesis process of Youjiang Basin is the base to determine time and source of mineralization;
2. Porosity evolution during diagenesis accompany with mineral, fluid, isotope evolution;
3. Mineralization might inherit dissolution, cementation and inhabitation of mineral grown from reservoir diagenesis process, which give a direct impact on geochronology, mass balance during water-rock interaction and isotope evolution.

Key Words: Carlin-type gold deposit, reservoir, basin evolution, overgrown zoning, diagenesis model

目 录

目 录.....	I
第一章 绪 论	1
1.1 卡林型金矿的定义与特征.....	1
1.2 卡林型金矿的研究进展	4
1.3 烂泥沟金矿研究现状.....	19
1.4 选题依据及研究意义.....	28
1.5 研究方法 & 论文工作量	30
第二章 区域成矿地质背景.....	33
2.1 区域地层.....	34
2.2 区域岩浆岩	41
2.3 区域构造.....	47
2.4 本章小结.....	50
第三章 矿床基本地质特征.....	51
3.1 矿区地质概况.....	52
3.2 矿体地质特征.....	59
3.3 围岩特征.....	63
3.4 矿石特征.....	65
3.5 矿化蚀变特征.....	68
3.6 本章小结.....	73
第四章 成岩作用与卡林型金矿成矿	75
4.1 成岩-成矿过程中孔隙演化研究的必要性.....	75
4.2 成岩作用对成矿的影响	76
4.3 超压流体的成因与意义	82
4.4 储层破坏后的影响.....	85
4.5 盆地演化、构造作用对成矿的影响	88
4.6 本章小结.....	91
第五章 结论与存在的问题.....	92
5.1 结论	92
5.2 存在问题.....	93
致 谢.....	95
参考文献.....	97
作者简介.....	105

第一章 绪论

1.1 卡林型金矿的定义与特征

卡林型金矿又常被称为“沉积岩容矿的微细浸染状金矿”，这一类型金矿从被发现至今，对其进行开采和研究有近半个世纪的历史，还是一个年轻的金矿床类型。

在美国，早在 19 世纪人们就已经开始了对卡林型金矿中高品位矿体的开采(Jewell and Parry, 1988)，但当时并未将其作为一个新的矿床类型提出。随着这类金矿勘探工作的不断深入，二十世纪 60 年代美国内华达州卡林(Carlin)地区陆续发现储量巨大的该类型矿床(Hausen and Kerr, 1968)，地质工作者才将这一类赋存在沉积岩中的微细浸染状金矿，视为一个新的矿床类型，并以其发现地 Carlin 命名。

在中国，1964~1966 年就已经发现了类似卡林型金矿的金矿体。地质工作者，发现位于湖南衡东的石峡金矿床具备卡林型金矿的地质特征(刘东升等, 1994)。上世纪 70 年代中后期，随着卡林型金矿理论传入国内，在新的成矿、勘探理论支持下，贵州西南地区的丫他、板其、戈塘等卡林型金矿床相继被发现。在陕西省也发现了二台子、双王等卡林型-类卡林型金矿床。但因为在部分地质特征上与典型卡林型金矿存在差异，对这些类卡林型金矿的类型划分存在争议。直到上世纪 80 年代，这些矿床才被普遍认为是与美国卡林型金矿类似的

一个种类。鉴于与美国卡林型金矿的差异，有学者将中国具有卡林型金矿特征的矿床，定义为“类卡林型金矿”(Carlin-like gold deposit) (Li, 1999), Kerrich et al., 2000) (张复新等, 2004)。伴随着滇黔桂、陕甘川交界地区的两个“金三角”金矿床不断发现、储量的大幅增加，和调查研究的不断深入，中国的卡林型金矿吸引了世界范围内地质同行的高度关注。

美国地学界对卡林型金矿有着悠久的历史，对卡林型金矿有较为深入和全面丰富的研究报道, Arehart(1996)和 Cline 等(2005)学者将卡林型金矿床(沉积岩容矿的微细浸染状金矿)特征归纳为: 金以不可见金的形式分散赋存于含砷黄铁矿中，其他如 Sb, Hg, Tl, Ba 等金属的富集趋势与 As 相关; 容矿岩石大多为粉砂质碳酸盐岩，但矿化在硅质或硅化岩石中甚至侵入岩中也有出现; 蚀变包括去碳酸盐化、硅化(碧玉岩)和粘土矿化; 金的沉淀主要受到硫化作用控制，形成了含有微细粒含金硫化物的交代矿体，在浸染状黄铁矿和白铁矿中，含有金的固溶体或者纳米矿物颗粒。尽管沸腾在 Post 矿床中存在，但在大多数矿床中并未表现为导致金沉淀的主要机制，缺少沸腾作用也被认为是卡林型金矿的一个特征 (Hofstra and Cline, 2000)。矿体形态受到构造(断层)和地层(成分和渗透率)的控制，矿床沿断裂带走向分布，同时受到构造和地层的控制。

对于中国的卡林型金矿，刘东升等 (1994) 将其定义为: 以中低温的矿物共生组合和围岩蚀变为特征; 产于碎屑岩及碳酸盐岩为主的

沉积岩中；金的粒度以次显微-显微级为主；在成因上属浅成中低温热液（渗流热卤水）金矿床。

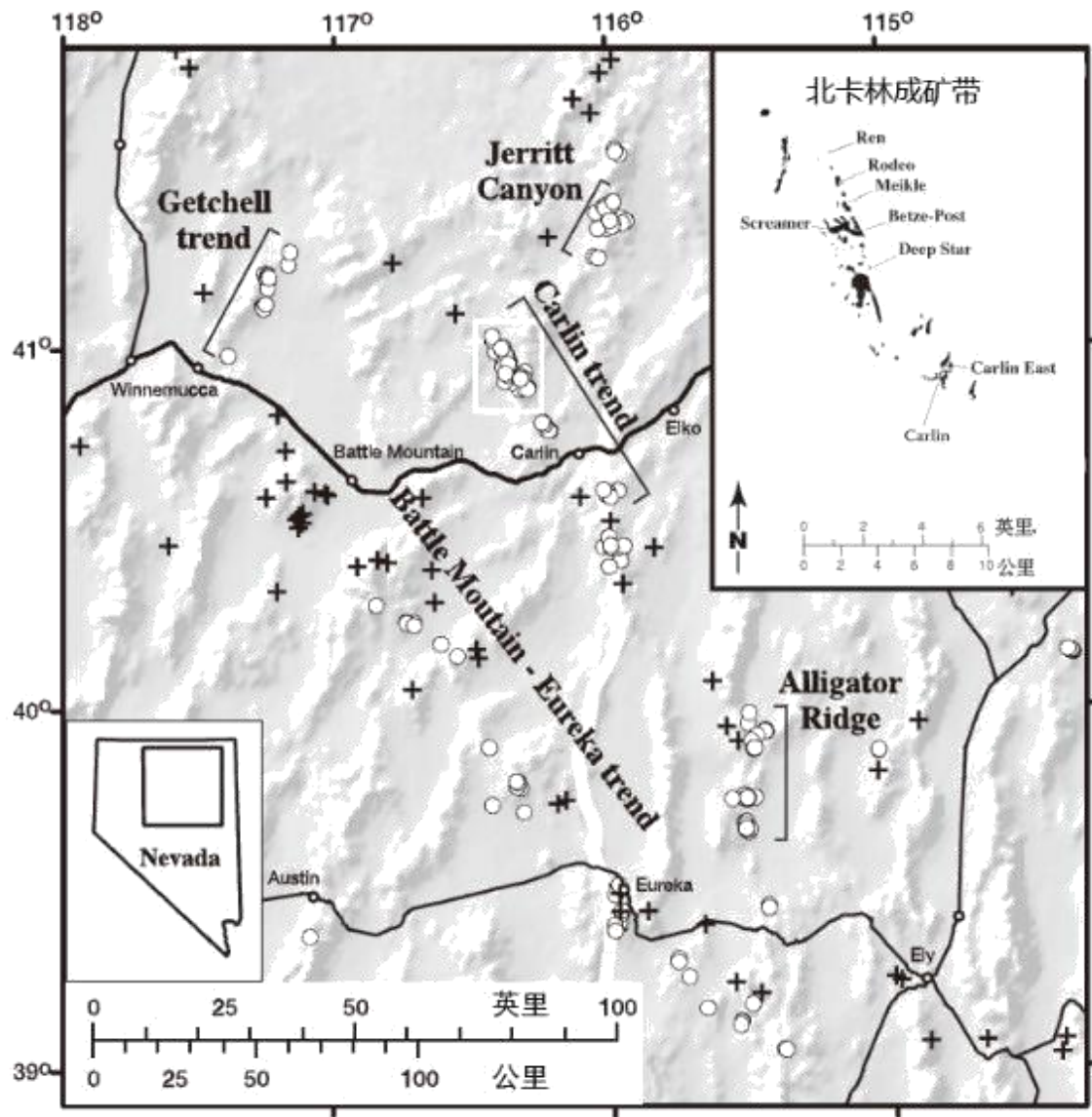


图 1-1 美国内华达州卡林型金矿成矿带示意图(据 Cline, 2005)

对比中美两国卡林型金矿，共同特征可以总结如下：容矿围岩为不纯碳酸盐岩或其他细碎屑沉积岩；有机质在矿石及围岩中广泛分布；金以不可见的亚微米级颗粒（或固溶体），赋存于含砷黄铁矿增生环带中，偶见明金但不是金的主要赋存状态；矿石中金属硫化物主要是浸染状分布的含砷黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂，与雄黄、雌黄形成一

套中低温（150℃-250℃）矿物组合；矿石具有 Au-As-Sb-Hg-Tl±Ba 为主的成矿元素组合，为中低温热液成因矿床(刘东升等, 1994), 涂光炽, 1986), Hu et al., 2002)。以上特征在卡林型金矿床中普遍存在，并因此区别于其他金矿类型。卡林型金矿最显著区别于其他类型金矿床的典型特征，是金赋存于具有增生环带结构的含砷黄铁矿中，黄铁矿在沉积岩中以微细浸染状分布。

1.2 卡林型金矿的研究进展

卡林型金矿的研究中，较为深入的首先是美国内华达的大盆地中一系列规模大、储量大、发现早的卡林型金矿，随着中国右江盆地卡林型金矿的报道增多，使卡林型金矿研究更为丰富，并使地质工作者意识到可能在不同的流体来源背景下，形成具有相似性的卡林型金矿。本节分别对美国卡林型金矿和中国右江盆地卡林型金矿的研究现状进行总结。

1.2.1 美国卡林型金矿

随着美国西部对卡林型金矿的勘探突破并明确了该矿床类型以来，从 20 世纪 60 年代至今的半个多世纪的勘查、开发和研究，已经积累了丰富的资料和数据。流体包裹体、同位素、微量元素、年代学等不同角度的研究方法，逐渐揭示了卡林型金矿的地质与地球化学特征，对于该类型矿床的成因认识逐渐发展为几个类别，对于成矿作用

的认识过程中，共识与争论普遍存在并延续至今 (Muntean, et al., 2004; Cline, et al., 2005)。

对卡林型金矿床的研究，受到其独特的微细浸染状矿化，普遍存在的继承矿物，和金以不可见状态的特点制约，目前有效研究手段局限在以微区原位为主的技术方法中，比如流体包裹体、电子探针、二次离子质谱、激光剥蚀等离子质谱分析等微米-纳米级测试手段。而依靠分离、消解单颗粒矿物完成的同位素、年代学研究，常会因矿物是否为单一阶段产物而受到怀疑。尽管部分数据的地质意义尚需甄别，但研究者的不懈努力和大量新技术的采用，为剖析卡林型金矿提供了诸多证据 (Arehart, 1996; Muntean, et al., 2004; Cline, et al., 2005)。

1.2.1.1 矿化蚀变特征

卡林型金矿床的矿石品位较低，而且矿体与围岩界限不易分辨，含金矿物颗粒细小，矿石中硫化物含量低而且呈浸染状分布，普遍发育中低温热液蚀变矿物，伴随 Au-As-Sb-Hg-Tl 等元素的地球化学异常。卡林型金矿的围岩以泥质细碎屑岩、碳酸盐岩为主，少量矿体与硅泥质岩、碳酸盐化角砾岩有关。金通常产于高渗透率、高孔隙度的碳酸盐岩或碎屑岩中，沿断层分布，矿化范围内并不易发现明显的蚀变分带 (Arehart, 1996)。

卡林型金矿是一种大规模的交代矿体，碳酸盐围岩中可见明显的去碳酸盐化和硅化蚀变，其次有白云石化、粘土矿化、重晶石化。

金主要以不可见金形式分布于浸染状的毒砂和黄铁矿中，尤其是含砷黄铁矿。该类矿床的出现往往具有丛聚性，或者沿断裂带走向分布，受到构造和地层的双重控制 (Muntean et al., 2004)。

围岩蚀变主要为硅化、去碳酸盐化，其次是粘土化、绢云母化，还见有绿泥石化、重晶石化等蚀变，常以富有机碳为特征。金矿化与黄铁矿化、硅化关系密切。常见的金属矿物有主要为黄铁矿和毒砂，其次为辉锑矿、雄黄、雌黄、辰砂等。常见的非金属矿物主要为石英、方解石、白云石，其次为绢云母、重晶石、石膏，和水云母、伊利石、高岭石等粘土矿物。多数矿床中晚期可见到石英脉、重晶石脉、方解石脉。黄铁矿既有同沉积期形成的，也有热液成矿期形成。原生矿石的上部一般有氧化带的存在，往往伴随着粘土矿化 (Cline, et al., 2005)。

1.2.1.2 金的富集和赋存状态

不可见金是矿石中最主要的金存在形式。主要的载金矿物为黄铁矿、毒砂，少量为粘土矿物和石英等。被含金硫化物包裹的不可见金，难以被光学显微镜和扫描电镜识别。对这类含金硫化物微量元素和同位素的定量研究，主要方法是利用电子探针 (EPMA) (Cline and Hofstra, 2000; Reich et al., 2005) 和二次离子质谱仪 (SIMS) (Simon et al., 1999; Arehart et al., 1993b; Arehart et al., 1993a)，近几年随着激光剥蚀等离子质谱 (LA-ICPMS) 技术的推广，为卡林型金矿相关的硫化物微区分析提供了精确的证据 (Large et

al., 2009), 实现了低检测限量分析 Au 元素与 As, Sb, Hg, Ti, Cu 和 Te 等微量元素, 并探讨在含砷黄铁矿环带结构中富集规律。

利用电子探针对卡林型金矿中含金黄铁矿颗粒研究发现 (Kuehn and Rose, 1995), 微米级的 Au 存在于黄铁矿的含砷边缘, 另外还可能以固溶体的形式赋存在矿物晶格中, 或者以亚微米级自然金包裹体形式赋存于晶体缺陷中。

纳米技术手段的应用, 使金的赋存状态研究逐渐深入。Simon (1999) 通过 X 射线微束分析技术研究, 认为含砷黄铁矿中的金存在 Au^{+1} 和 Au^0 两种形式。 Au^{+1} 属于晶格金, Au^0 为纳米级自然金颗粒, 以包裹体形式赋存于黄铁矿中。Bakken (1990) 根据高分辨率透射电子显微镜 (HRTEM), 认为亚微细粒自然金 (5-20 μm) 是金的存在形式之一。Reich (2005) 的研究认为, 当含砷黄铁矿中的 Au/As 摩尔比大于 0.02 时, 过饱和的 Au 以纳米级自然金存在, Au 在含砷黄铁矿的溶解度极限与 As 含量具有正相关的关系。反之, 金则以固溶体或离子金形式存在, 多数卡林型金矿中的含砷黄铁矿属于后者。

以扫描电镜和电子探针为主的 X 射线技术, 因受到高检测限的约束, 难以分辨硫化物中金和相关元素的分带特征, 部分未达到检测限的元素的富集规律, 容易受到干扰。Barker (2009) 利用 Nano SIMS 对含金黄铁矿进行了亚微米级的分析, 发现含金环带中伴随着明显的微量元素和硫同位素变化。富金黄铁矿环带相对于贫金的黄铁矿, 具有较高的 As、Sb、Cu \pm Te 含量和较低的 $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 比值。金沉淀受到了富金流体加入成矿热液的影响, 岩浆流体的周期性侵入可能是富金流

体加入的原因，因为斑岩和高硫浅成低温流体系统往往有很高的 Au、As 和 Cu 元素含量 (Barker, et al., 2009)。

1.2.1.3 流体包裹体及 C-O-D 同位素

流体包裹体的研究揭示，矿床形成于地表数公里范围内，成矿流体具有中低温度 ($\sim 180^{\circ}\text{C} \sim 240^{\circ}\text{C}$)，较低盐度 ($2 \sim 3\text{wt}\%_{\text{NaCl equiv}}$)，含 CO_2 ($< 4\text{mol}\%$)，和少量 CH_4 ($< 0.4\text{mol}\%$)，充足的 H_2S ($10^{-1} \sim 10^{-2}$) 来运移 Au。成矿流体使围岩发生去碳酸盐化、粘土矿化和局部的硅化，并沉淀含有微细粒的含 Au 黄铁矿。Fe 主要来自于围岩地层，含铁白云石可能是其主要来源，与成矿流体中还原 S 反应形成黄铁矿等硫化物 (Cline et al., 2003)。

Cline et al. (2005) 认为，卡林型金矿的成矿流体具有明显的大气水特征，对蚀变矿物和流体包裹体的稳定同位素分析表明，成矿过程中流体和围岩之间发生了氧同位素交换，大多数的 δD 值在 -150% 左右，氧同位素值范围为 $-10 \sim +5\%$ 。根据流体包裹体及相关稳定同位素特征，研究者认为卡林型金矿的成矿机制包括成矿流体的混合、冷却及氧化 (Arehart, 1996, Cline et al., 2005)。该机制解释了矿石中的部分现象，如：石英沉淀，方解石的溶解，以及绢云母-高岭石的共生，个别矿床的石英矿石含有自然金，和硫化物矿石以黄铁矿含金为主的特征 (Arehart, 1996), Ulrich et al., 2011)。但成矿流体的混合、冷却、氧化，并不能解释卡林型金矿最典型的微细浸染状矿化、不可见金的特征，常见的因流体混合、冷却、氧化而成矿的例

子（如造山型金矿）甚至与卡林型金矿的特征矛盾，说明该对卡林型金矿成矿的机制研究有待进一步工作验证。

也有同位素研究显示，美国内华达州卡林型金矿成矿流体和组分具有多来源特征，除大气水外还有明显深部特征的成矿流体。矿物流体包裹体的氧氢同位素比值研究揭示，Getchell 金矿床具有深部岩浆流体或变质流体的来源特征，但大多数卡林型金矿显示为大气水特征 (Hofstra, et al., 2003)。

1.2.1.4 年代学及构造演化史

美国卡林型金矿的年代学研究取得突破的时间并不长，在 Hofstra 等研究者 (1999) 总结年代学研究结果时，主要成矿相关年龄约束还是来自火成岩的全岩和黑云母的 K-Ar 定年 (32-40Ma)，最接近目前结论的是通过冰长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年获得的 $42.0 \pm 0.3 \text{ Ma}$ ，和通过磷灰石裂变径迹获得的 $42.7 \pm 5.3 \text{ Ma}$ 。其他方法中，通过明矾石定年的结果偏小近 10Ma，而绢云母的定年则偏大 40-100Ma。Arehart (2003) 再次总结年代学研究时，罕见含金矿物 Galkhaite 的 Rb-Sr 定年 ($39.0 \pm 2.1 \text{ Ma}$) (Tretbar, et al., 2000)，以及磷灰石的裂变径迹、(U-Th)/He 定年 (33 Ma)，将卡林型金矿的成矿年龄限定在 33 到 42Ma 之间，并与区域构造演化史建立了联系。

通过回顾美国卡林金矿的年代学研究，可以发现：(1) 铷矿物 Galkhaite 的 Rb-Sr 定年，仍然是唯一的直接定年方法，但因其罕见，即便是在有几千吨黄金储量的 Nevada，目前也仅有两例 (Arehart et

al., 2003; Tretbar et al., 2000), 同样并不常见的应用实例还有用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法分析冰长石(Hall et al., 2000); (2) K-Ar 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 是产量最高的年代学方法, 通过利用与矿体有穿切关系, 或者有矿化蚀变的成矿前后的火成岩进行分析, 其优势是采样简便、处理简单、方法成熟; (3). 在后期的研究中, 以磷灰石裂变径迹和 (U-Th)/He 为代表的低温热年代学方法开始受到重视(Chakurian et al., 2003), 并因可以指示区域内热流体运移趋势, 而对勘探产生积极影响(Hickey et al., 2014)。美国卡林型金矿年代学研究的趋势说明, 广泛应用在构造、盆地演化研究中的低温热年代学方法, 逐渐证明同样适用于与盆地演化相关的卡林型金矿的年代学研究。在成矿温度较低、沉积岩容矿的 Au Hg Sb Pb-Zn 矿床的年代学研究中, 对热事件敏感的低温热年代学方法, 相较以往用于中-高温热液矿床的定年方法更具优势。

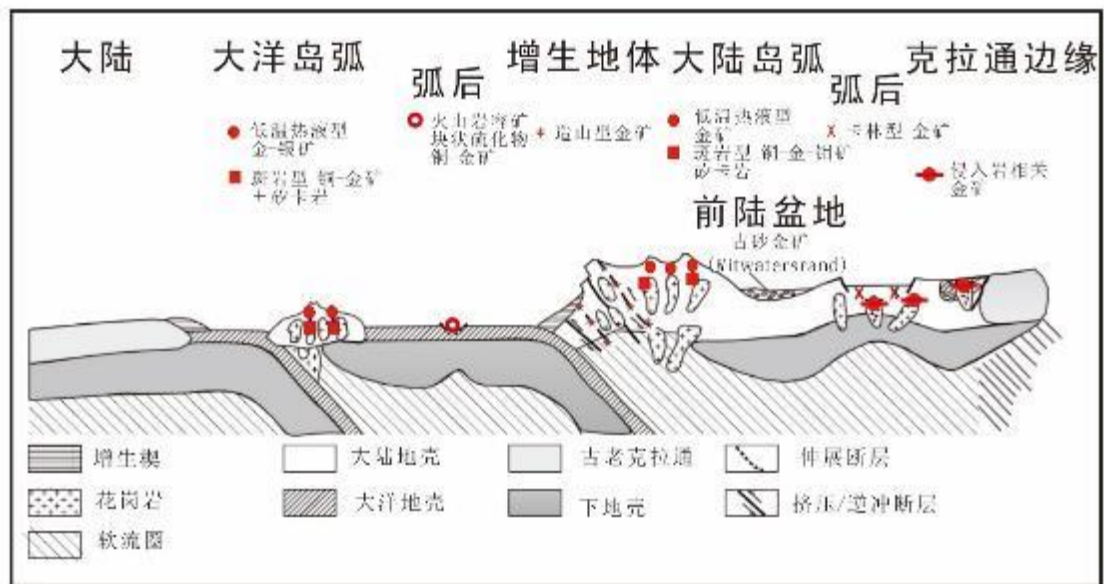


图 1-2 主要含金矿床形成的地构造环境 (Groves et al., 1998)

随着低温热年代学的应用,和含金罕见矿物 Galkhaite 定年的成功,美国卡林型金矿的成矿年代被限定在 33 到 42Ma (Arehart et al., 2003),进而将成矿与内华达州大盆地的演化历史建立了联系。从大地构造背景来看,卡林型金矿带主要产于被动大陆边缘以及岛弧地体上,受区域逆冲推覆构造控制,但成矿构造通常以伸展构造为主。因而,俯冲-碰撞造山带、弧后断陷盆地是卡林型金矿有利的形成环境(图 1-2)(Groves, et al., 1998)。

盆地演化过程中容矿岩石经历的硫酸盐热化学反应(TSR)、盆地卤水的上侵、循环改造,形成了高孔隙度的碳酸盐岩和碎屑岩,成为未来金沉淀时的重要流体环境。伴随大陆裂谷的发育,被动大陆边缘沉积序列形成,随后的造山作用促进了深部高角度断层成为流体通道、浅表低倾的构造圈闭和高孔隙度围岩的形成。基底和中生代正断层在裂谷后期的挤压事件中发生倒转,形成由背斜和穹窿组成的构造薄弱部位,这些构造是利于含金流体沉淀的部位。现今这些构造叠加部位已剥蚀为构造窗(Dickinson, 2006)。

裂陷盆地的伸展阶段,是成矿作用发生的关键时期。盆地地壳的伸展促使断层被活化,控制了卡林型金矿沿断层走向带状分布。岩株边缘、背斜和穹窿组成的构造叠加部位,是出现压力异常的部位,使成矿流体在这些区域积聚。由于伸展造成了上地壳断裂渗透性的增加,深部上侵的成矿流体与浅表下渗深循环的大气水发生对流、交换。在

地表数公里范围内，流体沿构造和高孔渗率地层迁移，与围岩地层反应形成硫化物并造成金的沉淀 (Hofstra and Wallace, 2006)。

1.2.1.5 卡林型金矿床的成因模式

尽管美国卡林型金矿床具有共性，但倾向不同的证据，造成了成因认识的差异 (Cline and Hofstra, 2000)。以微细粒状态呈现的矿石和脉石矿物，决定了卡林型金矿的研究手段以微区、原位技术为主的现状。成矿前后的岩浆过程，因为缺乏与成矿作用有直接关系的证据，在某种程度上干扰了很多同位素证据的可靠性，加之不同流体类型（岩浆热液、变质流体等）叠加也增加了成因解释的难度 (Cline et al., 2005)。

最近关于卡林型金矿成因模式的观点中，由深部岩浆热液流体演化，形成成矿流体的观点再次占据优势。Muntean (2011) 认为深部地壳的熔融，导致进变质和脱气作用，在地壳深部形成原始成矿流体。这种流体融合于地壳深部的岩石中，被热力驱动上升，并分异出含有 Au 的热液流体。与此同时，中地壳深度的变质流体可能加入。这些流体沿着基底渗透性的断裂继续上升，并在途中混入含有围岩组分的流体，在进入浅层容矿岩石的过程中演化为成矿流体。

当然，因为前文所述的倾向各异的证据，目前对卡林型金矿的矿床成因各种观点仍然无法达成共识，可以归纳为以下三种：(1) 大气水循环对流，淋滤并迁移地层中的金属成矿物质 (Ilchik and Barton, 1997; Emsbo et al., 2003)；(2) 浅成岩体供热，并可能提供了流

体和金属(Sillitoe and Bonham, 1990; Ressel et al., 2000), Muntean et al., 2004); (3) 深部的变质流体和岩浆流体作用(Hofstra and Christensen, 2002; Muntean et al., 2011)。

从以上三种模式不难看出, 现有成因模式是基于流体包裹体、脉石矿物稳定同位素为主的技术手段, 重建流体演化过程获得的认识。复杂多样的同位素证据, 支撑了成矿流体和成矿物质具有多来源特征的观点, 这是关于卡林型金矿成因研究的特点, 也是该领域研究的难点。目前研究中对卡林型金矿流体演化的认识, 仍然无法解释为何卡林型金矿以微细浸染状矿化, 为何金以不可见形式赋存于黄铁矿环带, 而这两点恰恰是卡林型金矿区别于其他类型金矿的典型特征。因此针对解释卡林型金矿的本质特征的研究, 仍然是亟待进行的工作。

1.2.2 中国卡林型金矿研究进展

中国的右江盆地(图 1-3)和陕甘川地区(图 1-4), 目前是美国卡林地区以外最为集中的卡林型金矿产区, 因两者在被构造带围限的近三角形地质体中聚集了大量卡林型金矿, 而被称为中国金矿产区的两个“金三角”。在受到美国卡林型

金矿研究的启发后, 自上世纪 70 年代末开始, 两个矿集区就不断发现卡林型金矿, 使中国成为除美国以外, 对卡林型金矿研究、勘探最为活跃的国家, 并积累了丰富的成果。

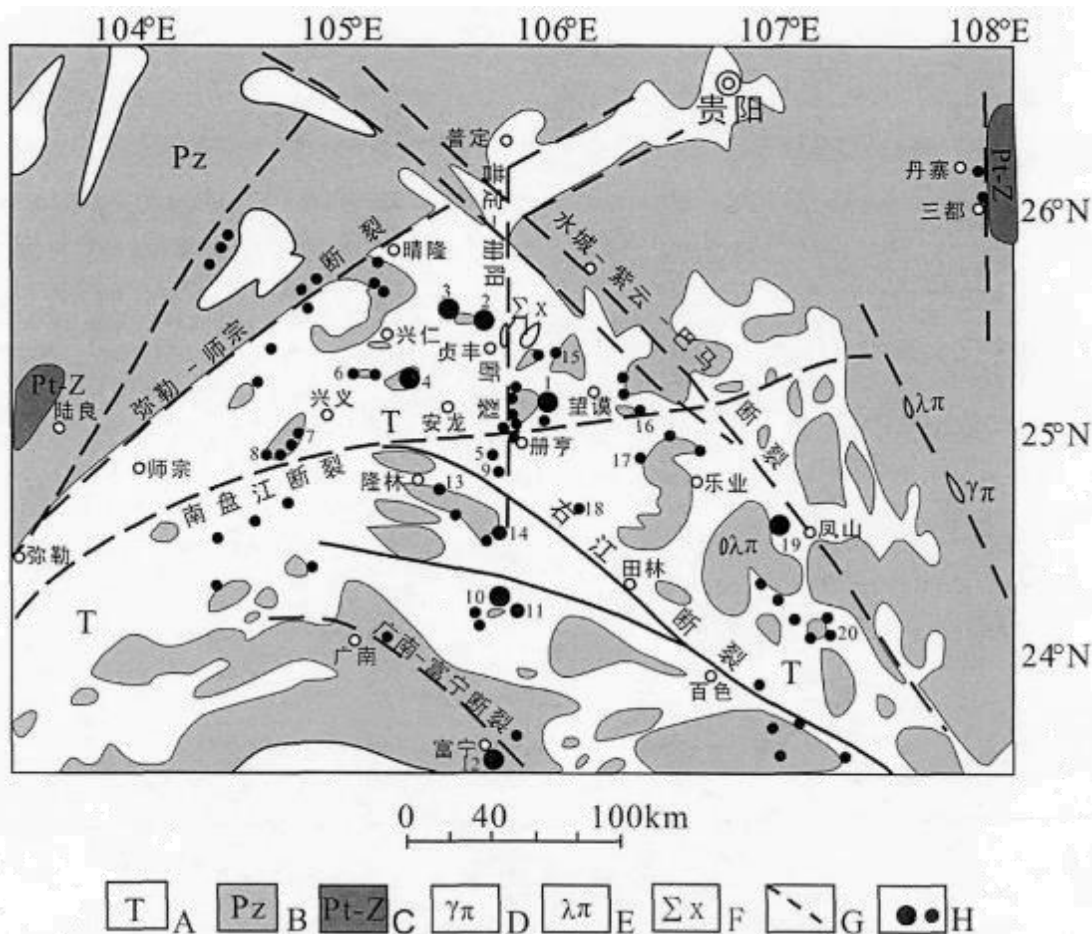


图 1-3 滇黔桂地区卡林型金矿地质略图 (据苏文超, 2002)

A:三叠系;B:古生界;C:元古宙-震旦系;D:燕山晚期花岗岩斑岩;E:燕山晚期石英斑岩;
 F:燕山晚期偏碱性超基性岩;G:断裂;H:金矿床(点)1.烂泥沟;2.水银洞;3.紫木凶;4.戈塘;5.丫他;6.泥堡;7.雄武;
 8.鲁布格;9.板其;10.高龙;11.八渡;12.草挡;13.马雄;14.隆或;15.纳哥;16.乐康;17.浪全;18.百色;19.金牙;20.林布

1.2.2.1 构造、地层与矿化特征

滇黔桂(右江盆地)矿集区位于扬子地块南西边缘,南盘江造山褶皱带的北部,右江盆地内。右江盆地矿集区的卡林型金矿主要在背斜、穹隆构造,及深大断裂分布,这些断裂在浅部表现为挤压性质,走向与控矿褶皱及穹隆枢纽一致(Peters et al., 2007)。右江盆地在早古生代由寒武纪的大片海域转变为“滇黔桂”古陆(梅冥相等, 2005),发育海相沉积岩系。此后,该地区经历了从晚古生代-早中生

代广泛分布的局限台地环境，向早三叠世潮坪环境演化的过程；右江盆地北西部位台地相浅水岩石组合，由石炭系、二叠系碳酸盐岩以及三叠系泥岩、灰岩和白云岩组成；与此同时在南东部的深海盆地，沉积了富含有机质的硅质碎屑岩。三叠纪以后全区转变为陆相沉积，随后被快速抬升剥蚀(梅冥相 and 李仲远, 2004)。

陕甘川矿集区处于秦岭造山带，勉略盆地内，属于长期发展演化的复合型大陆造山带，卡林型金矿集中于商丹断裂和龙门山-大巴山断裂的夹持地带。该区卡林型金矿的控矿构造受中生代以来碰撞造山作用的影响，以压扭性的括断层、剪切带、紧闭褶皱等为主要控矿构造(朱赖民 等, 2009)。陕甘川矿集区在 Rodinian 超大陆裂解后中秦岭地体演变为岛弧环境，其北侧出现二郎坪弧后盆地，大量发育新元古代-早古生代火山沉积岩系。在晚古生代，陕甘川矿集区演变为被勉略洋与商丹洋夹持的，相对独立的“秦岭微板块”，广泛接受了泥盆系至中三叠统(D-T₂)海相台地碳硅泥岩系沉积，局部出现上三叠统沉积(张国伟 等, 1996)。

受两大矿集区盆地、造山带演化差异的影响，卡林型金矿的赋矿地层并不局限于特定相同年代的地层，从震旦系到白垩系都有卡林型金矿发育，但赋矿地层的岩性均为碎屑岩-碳酸盐岩。陕甘川矿集区赋矿地层以泥盆系为主，岩性主要是台地相碎屑岩-碳酸盐岩建造(张复新等, 2001)；右江盆地矿集区赋矿地层以三叠系为主，岩性主要为碎屑岩和不纯的碳酸盐岩(王彦耕等, 1994)。

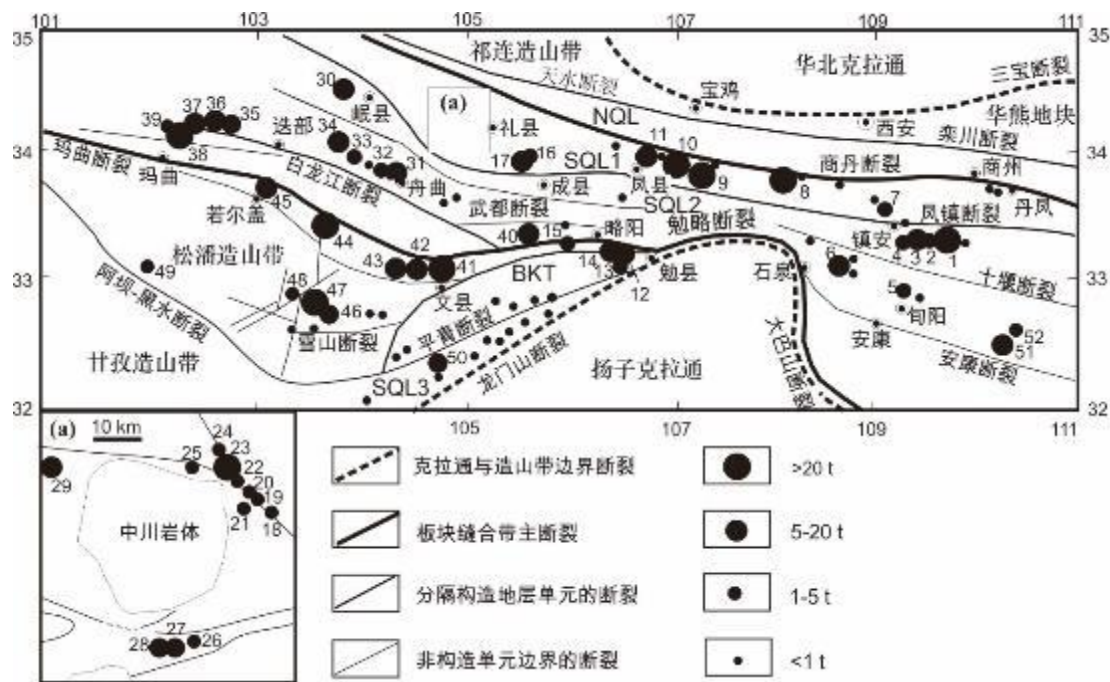


图 1-4 陕甘川地区卡林-类卡林型金矿床空间分布略图 (据陈衍景, 2004 修改)

- 1, 金龙山; 2, 腰俭; 3, 丘岭; 4, 古楼山; 5 淋湘; 6; 黄龙; 7, 二台子; 8, 马鞍桥; 9, 双王; 10, 八卦庙; 11, 庞家河; 12, 煎茶岭; 13, 李家沟; 14, 东沟坝; 15, 铎厂沟; 16, 小沟里; 17, 安家岔; 18, 崖湾里; 19, 岗沟里; 20, 楼底下; 21, 柯寨; 22, 罗坝; 23, 李坝; 24, 三人沟; 25, 郑沟里; 26, 庙山; 27, 马泉; 28, 金山; 29, 明珠山; 30, 鹿儿坝; 31, 坪定; 32, 九源; 33, 腊子口; 34, 察步; 35, 邛莫; 36, 拉尔玛; 37, 忠曲; 38, 大水; 39, 贡北; 40, 尚家沟; 41, 阳山; 42, 石鸡坝; 43, 联合村; 44, 马脑壳; 45, 巴西; 46, 桥桥上; 47, 东北寨; 48, 哲波山; 49, 金木达; 50, 金洞沟; 51, 银洞沟; 52; 许家坡。

图中缩写: NQL, 北秦岭造山带; SQL1, 南秦岭造山带的西成-榨水盆地;

SQL2, 南秦岭造山带的秦岭微板块台地; SQL3, 南秦岭造山带的前陆褶皱冲断带; BKT, 碧口地体

右江盆地与陕甘川矿集区卡林型金矿矿石平均品位在 2~5g/t 之间。矿体形态多样, 有似层状、透镜状、与脉状; 产状有平缓、陡倾、波状弯曲等复杂变化。矿石类型包括矿体上部氧化矿石、下部原生矿石两类; 主要矿物组合为: 黄铁矿、雄黄、雌黄、辉锑矿、辰砂, 另外还有黄铜矿、石英、伊利石、高岭石、绢云母、重晶石、方解石、白云石等, 个别矿床可见少量自然金; 黄铁矿为主要载金矿物, 毒砂及粘土矿物中也有一定金含量。围岩蚀变类型有硅化-似碧岩化、去碳

酸盐化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化或、辉锑矿化、辰砂化和黏土化(张复新 和 王立社, 2013, 刘平等, 2006; 韩至钧等, 1999)。

1.2.2.2 稳定同位素特征

1 氢、氧同位素特征

右江盆地卡林型金矿中石英、方解石的氢同位素变化范围为-105.37‰~-30.84‰, 峰值主要集中于-100‰~-80‰之间, 均值接近右江盆地中生代大气降水的 δD 值(-70‰左右), 反映以大气水为主的成矿流体混入部分岩浆流体、变质水(朱赖民等, 1997)。陕甘川地区卡林型金矿的 δD 较为分散, 平均值为-70.19‰, 变化范围为-117.90‰~-10.90‰, 反映成矿流体为大气、岩浆、部分变质水的混合流体(刘平等, 2006)。

两个矿集区的石英、方解石氧同位素特征与沉积岩的组成(10‰~25‰)相近, 部分与火成岩的组成(5‰~10‰)一致。两个矿集区的成矿流体均有混合流体特征, 其中右江盆地相对集中, 显示成矿流体为混入了变质水和岩浆水的大气水为主, 甚至有地幔流体的特征(如戈塘金矿)。而陕甘川地区主体为大气降水、变质水以及岩浆水的混合流体。陕甘川地区氧同位素值较右江盆地更加离散, 部分 $\delta^{18}O$ 值落在火成岩的范围内, 表明可能有岩浆流体混入(刘学飞等, 2008)。

2 碳同位素特征

两个矿集区的卡林型金矿脉石矿物(方解石、白云石等)中,碳同位素值分布在 $-8‰\sim+2‰$ 之间,与矿体赋存的与海相碳酸盐地层的碳同位素特征相似。右江盆地的卡林型金矿的脉石矿物碳同位素,与海相碳酸盐的特征相似,其中,烂泥沟矿床、紫木凶矿床偏低,可能与容矿岩石以外的其他碳酸盐岩与成矿流体发生水岩反应有关(朱赖民等, 1998b)。陕甘川地区卡林型金矿的碳同位素值略低于海相碳酸盐的碳同位素值,其中马鞍桥金矿碳同位素值与火成岩碳同位素值相近,可能有深部流体参与成矿,或是成矿流体与该区早古生代火山沉积岩发生水岩反应所致。

3 硫同位素特征

两个矿集区的卡林型金矿矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 硫同位素分布范围在 $0‰\sim 20‰$ 之间,个别矿床出现了负值,如金牙、戈塘金矿;尽管戈塘和紫木凶矿床的赋矿地层相同,但 $\delta^{34}\text{S}$ 却差别很大,这可能与成矿过程中是否有硫酸盐在成矿作用间歇期生成有关。右江盆地的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围较大,且均值较低,更接近沉积岩中海洋硫酸盐的硫同位素特征值。总体上,硫来自地层,受区域沉积岩性特征的影响(韩至钧等, 1999; 刘东升等, 1994)。

1.2.2.3 成矿流体物理化学条件

右江盆地与陕甘川矿集区中,与成矿相关的流体包裹体均一温度主要集中在 150~300℃ 之间;流体盐度较低,集中于 0~15% 之间;成矿压力主体低于 50Mpa,右江盆地矿集区具有超压流体特征(60~200Mpa)(Zhang, 1997; Su, et al., 2009);成矿流体属于中低温、低盐度流体。陕甘川地区局部矿床的成矿温度略较高,如夏家店的成矿温度在 330℃ 以上,可能与造山作用导致的流体叠加有关。陕甘川、右江盆地卡林型金矿成矿时期的地球化学、物理化学特征,显示右江盆地和在陕甘川地区卡林型金矿,都是在高硫低氧的还原环境下成矿的,成矿溶液偏酸性(Li et al., 2008; Su, et al., 2009; Gu, et al., 2012)。

1.3 烂泥沟金矿研究现状

在上世纪 80 年代,贵州省地勘单位通过多次化探、区域地质调查中发现、验证了在烂泥沟卡林型金矿床周边存在的金、砷地球化学异常。1984 年贵州物化探队根据地球化学水系沉积物测量,识别出烂泥沟金矿南西方向存在金地球化学异常。1986 年贵州区调队进行金异常和砷矿点检查验证时,发现大于 1.5×10^{-6} 矿化体,烂泥沟金矿的勘探工作从此展开。贵州省地矿局 117 地质大队通过在 1987~1997 年的找矿勘探,提交金金属资源/储量 75.1t,达到大型矿床储量规模。但由于当时缺乏处理难选冶矿石的技术条件,无法对矿石开发利用,地质勘查工作因此中断(罗孝桓, 1994)。

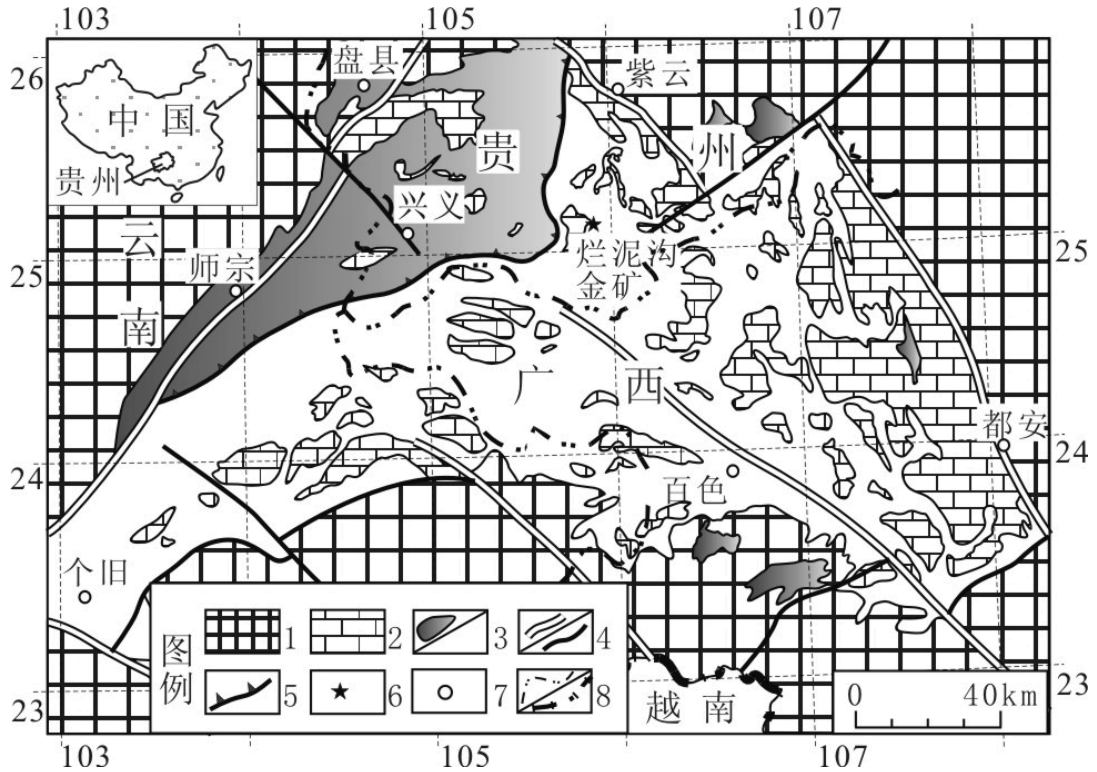


图 1-5 贵州烂泥沟金矿区域构造位置图 (据韩至钧等, 1996 修改)

1. 前三叠系; 2. 晚古生代孤立碳酸盐岩台地; 3. 三叠系台地相碳酸盐岩夹砂泥岩/三叠系盆地相浊积岩;
4. 区域大断层/断层; 5. 逆冲推覆构造; 6. 烂泥沟金矿; 7. 县市; 8. 省界/国界

2001-2010 年, 澳华黄金有限公司 (Sino Gold Mining Ltd.) 组建了以开发烂泥沟金矿为核心业务的锦丰矿业公司 (Jinfeng Mining Ltd.), 凭借引进南非金田矿业公司开发的生物氧化 (BIOX) 技术, 建设了曾位列世界第三大的 BIOX 生物选厂, 解决了难选冶矿石的选矿问题, 使烂泥沟金矿于 2007 年投入生产。截止 2005 年底, 该公司的深部勘探烂泥沟金矿使资源/储量增至 126.25t (Sino Gold Ltd, 2006), 达到超大型规模, 成为右江盆地卡林型金矿矿集区当时最大的金矿床。2010 年埃尔拉多黄金集团 (Eldorado Gold Corporation) 将其收购, 2016 年 9 月中国黄金集团将烂泥沟金矿收

购。据其对可利用资源量（露天开采边界品位 0.7g/t，井下开采边界品位 2g/t）的核算，截止 2010 年底，烂泥沟金矿的资源量尚有 113.8t，其中 12.48t 计划于未来 6 年通过露天完成开采（边界品位 0.8g/t），44.38t 金计划于未来 13 年通过井下完成开采（边界品位 2.5g/t）（Eldorado Gold Corp., 2011）。

作为右江盆地卡林型金矿矿集区备受瞩目的金矿，烂泥沟金矿很早就受到研究者的青睐，先后对其成矿流体、物质来源，有机地球化学特征，硫化物矿物学、地质年代学等问题开展了研究。

1.3.1 成矿流体及成矿物质来源

Zhang(1997)认为，烂泥沟金矿的成矿流体具有： CO_2 含量高($\text{CO}_2 > 0.05\text{mol}\%$)，盐度较低($\text{NaCl } 3.9\text{--}6.4\text{wt}\%$)，温度较高($200^\circ\text{C}\text{--}250^\circ\text{C}$)和超压特征(60Mpa)，与典型的低温热液矿床不同。稳定同位素研究表明流体中 S 来自围岩，C 来自围岩的碳酸盐。

刘显凡(刘显凡等, 1996; 刘显凡等, 1997; 刘显凡等, 1998)通过流体包裹体地球化学特征，成矿物理化学条件的研究，以及流体包裹体成分的稳定同位素、稀有气体同位素特征，认为矿质来源于深源地幔。苏文超等(1998)特别研究了石英流体包裹体中的微量元素特征，认为与基性火成岩有关，即幔源成因。Sr 同位素示踪表明成矿物质不可能主要由围岩提供(苏文超等, 2000)。

至于右江盆地其它卡林型金矿成矿流体特征和成矿物质来源，则同样存在盆地来源和深部幔源两种观点。

一些学者认为,成矿物质来自于右江盆地的流体,盆地流体为成矿提供了金以及硫和铁等物质(刘东升 等, 1994; 李泽琴 等, 1995; 韩至钧 等, 1999; 刘建明 等, 2001; 肖荣阁 等, 2001; 贾大成 和 胡瑞忠, 2001; 朱赖民 等, 1997; 孙国胜 等, 2003)。

但也有学者认为,成矿物质来自于深部变质基底(苏文超 等, 2000), 李忠 and 刘铁兵, 1995)。此外, 还有学者提出与基性-超基性岩浆岩有关的幔源流体参与成矿的可能性。如王国田(1989)认为成矿物质与峨眉山玄武岩喷发有关, 来源于晚二叠世等。另外一些学者认为与燕山期的大规模伸展有关(朱赖民 等, 1998a; 苏文超 和 胡瑞忠, 2001; 陈懋弘 等, 2007a)。

综上所述,对于成矿物质来源和成矿流体特征的研究,因为研究者所采用的不同技术手段,以及针对右江盆地不同的矿床中的样品开展,从不同角度呈现了卡林型金矿与区域地球化学、地质、构造-岩浆活动的关联性。但是在卡林型金矿的成矿过程前后,成矿物质多来源、成矿流体经历长期演化的特征可能普遍存在,导致了和美国内华达卡林型金矿床近似的,具有多物质来源的成因模式,难以达成完全的认识。

1.3.2 有机地球化学研究

张志坚和张文淮(1998)对烂泥沟金矿中有机质的研究表明,本区近矿围岩和新苑组地层中的有机质主要源于还原海相环境的菌藻生物,混入了较多的陆源高等植物,有机质高度成熟,并发现有机包

裹体大多以气相为主，成分包括有饱和烃、不饱和烃和芳香烃，还有CO₂、H₂S、SO₂等无机气体分子，并指出矿石中的有机包裹体证明，石油并非矿区地层产生，而是在矿区容矿岩石中发生过储集。

1.3.3 烂泥沟及滇黔桂卡林型金矿年代学研究

表 1-1 滇黔桂地区卡林型金矿定年结果

矿床	省份	赋矿地层	定年矿物	定年方法	年龄 (Ma)	参考文献
百地	广西	三叠系	石英	裂变径迹	85.5±6.8	(张峰和杨科佑, 1993)
百地	广西	三叠系	石英	裂变径迹	90.8±6.4	(张峰和杨科佑, 1993)
高龙	广西	三叠系	黄铁矿	Pb-Pb	138 ~ 275	(李甫安等, 1990)
金牙	广西	三叠系	黄铁矿+毒砂	Rb-Sr	206 ±12	(李泽琴等, 1995)
金牙	广西	三叠系	黄铁矿+雄黄+毒砂	Pb-Pb	82 ~ 130	(李泽琴等, 1995)
金牙	广西	石炭系	成矿期辉绿岩	K-Ar	<140	(胡瑞忠等, 1995)
烂泥沟	贵州	三叠系	石英+方解石	Rb-Sr	105.6	(苏文超等, 1999)
烂泥沟	贵州	三叠系	石英+方解石	Rb-Sr	259 ±27	(胡瑞忠等, 1995)
烂泥沟	贵州	三叠系	石英	裂变径迹	82.3±7.5	(张峰和杨科佑, 1993)
烂泥沟	贵州	三叠系	石英	裂变径迹	83.4±8.3	(张峰和杨科佑, 1993)
烂泥沟	贵州	三叠系	热液成因绢云母	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	194.6±2	(陈懋弘等, 2009)
烂泥沟	贵州	三叠系	含砷黄铁矿	Re-Os	193 ±13	(陈懋弘等, 2007)
水银洞	贵州	三叠系	方解石	Sm-Nd	134±3 ~ 136±3	(Su et al., 2009)
丹寨	贵州	寒武系	石英	ESR	66.7	(李红阳等, 2002)
丹寨	贵州	寒武系	石英	ESR	65.4	(李红阳等, 2002)
丹寨	贵州	寒武系	矿石	Rb-Sr	400±29	(贾蓉芬等, 1993)
丹寨	贵州	寒武系	矿石	Rb-Sr	114±6	(贾蓉芬等, 1993)
戈塘	贵州	三叠系	萤石	Sm-Nd	35.83±0.37	(黄建国等, 2012)

右江盆地卡林型金矿中富含炭质和沥青是一个明显的特征。庄汉平等(2000)利用有机地球化学手段，研究了烂泥沟矿床矿石、石英流体包裹体所含的石油成因的轻烃组分，以及矿石中的焦沥青，指出古油藏与成矿有关。但张志坚等(1998)认为流体盐度很低，与高盐度的油田卤水不同，并提出了成矿流体在低温条件下迁移，高温沉淀”的成矿模式。李九玲等(2004)也认为 Au 可能以金属有机化合物形式

存在，但以气相金属有机化合物方式向上运移。而肖建新等（1997）认为有机质的硫化作用，是使含矿热液中金沉淀的重要因素。

Gu 等(2012)根据有机地球化学研究，证明在矿体中的有机质是和古油藏同一来源，都是在成矿前迁移到矿体位置的，与赋矿围岩原有的有机质相区别。Gu 进一步提出油气与成矿流体一起迁移，分别成藏、成矿。

陈懋弘(2009a)报道了通过烂泥沟金矿中，热液成因绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年获得的(194.6±2)Ma的年龄，将该年龄代表成矿晚阶段的热液蚀变，认为成矿与造山挤压后的伸展活动相关。在美国卡林型金矿出现的粘土矿物“Ostwald ripening” (Folger et al., 1995)现象说明，这些由1-2 μm颗粒组成的绢云母集合体不同于热液成因绢云母，可能继承了早期随流体迁移的绢云母，或因为颗粒较大未能被成矿事件热重启，Cline et al. 认为其结果的地质意义尚不明确 (Cline et al., 2013)。

陈懋弘(2007b)对烂泥沟金矿含砷黄铁矿的Re-Os定年，获得了193±13 Ma的成矿年龄。根据本文研究，烂泥沟金矿的黄铁矿中，形成于成矿前的核部占黄铁矿体积的80%左右，成矿阶段的增生环带仅是包裹于其外的一层薄壳。因此这种混合测试对象的年龄，更可能代表了成矿前热液活动。巧合的是该年龄与前述绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 的年龄基本一致，他们都证明烂泥沟金矿在193Ma之前，可能存在一次重要的成矿前热液活动。苏文超(1999)对烂泥沟金矿开展了流体包裹体

Rb-Sr 同位素定年，结果为 105.6Ma，认为该结果与燕山运动导致右江盆地形成大规模热液流体活动的背景相符。

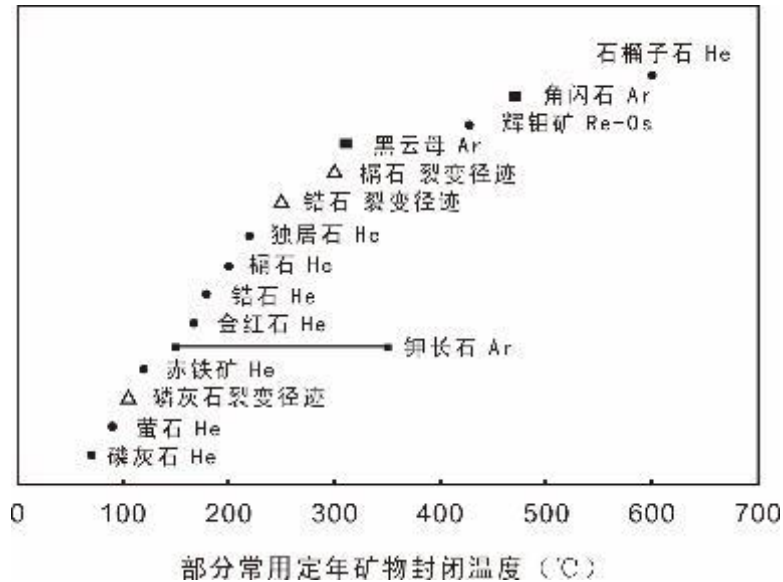


图 1-6 热年代学方法及其矿物的封闭温度 (据 McInnes, 2005 修改)

在右江盆地的卡林型金矿成矿年代学研究中，石英裂变径迹定年、矿石、矿物、流体包裹体的 Rb-Sr 同位素定年、硫化物的铅同位素、黄铁矿 Re-Os 同位素定年、绢云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素定年、方解石的 Sm-Nd 同位素定年等方法都曾应用于卡林型金矿的成矿年代学研究 (表 1-1)。

虽然大多数定年方法可能缺乏证明其可靠性的证据，不过这些定年结果还是集中指向了区域内导致强烈岩浆活动、快速剥蚀抬升、岩石圈伸展减薄的燕山运动。右江盆地南缘的个旧和大厂，两个世界级 W-Sn-Cu-Pb-Zn 多金属矿床的形成与燕山运动密切相关 (Cheng et al., 2013)，是区域内最强烈的成矿阶段的代表性矿床 (马东升, 2004)。尽管如此，卡林型金矿的特征之一就是成矿缺乏岩浆活动直接参与的证据，但是成矿所需的热量和驱动盆地流体进行大范围的运移，

可能在岩浆作用过程中同时发生，并且是导致卡林型金矿成矿的前提条件。在中高温热液矿床中普遍使用的一些年代学方法，在卡林型金矿成矿时代研究中受到诸多限制。低温热年代学在该方面展示出了良好的潜力 (McInnes et al., 2005), Arehart et al., 2003), 但对于矿物粒度、封闭温度等基础要求(图 1-6), 是其可以获得正确使用、并获得有地质意义的年代的保证。

根据右江盆地的演化历史可以发现，裂隙盆地演化阶段形成的深大断裂系统，为盆地流体的垂直运移提供了通道。在右江盆地经历深埋，形成巨厚碎屑沉积岩、碳酸盐岩的阶段，尚未充分脱水的地层使盆地深部具有更大的流体通量。同时在深埋过程中的脱水作用和卤水层、油气储层破坏过程，使含有金属元素的流体沿早期断裂上移。右江盆地演化伴随的沉降-折返-伸展过程中，这样的过程多次发生，并形成金属富集地层，被认为是与成矿相关的矿源层。而在右江盆地的拉张阶段，伸展减薄的地壳和地幔上涌伴随的岩浆活动，驱动了富集金属的盆地流体运移，在孔隙度高的地层中形成了金属富集甚至成矿。

类似现象在对美国卡林型金矿的研究中已有验证，通过 LA-ICPMS 分析地层中黄铁矿发现，矿体以下具有 V, Ag, Mo, Ni, As, Zn, Au 富集的层位多达 12 个 (Large et al., 2010)。曾有研究者认为右江盆地卡林型金矿，是热水喷流作用导致 (Liu et al., 2002)，但更可能是成矿前的盆地卤水蚀变作用，被成矿作用叠加后的表现。

尽管有前人研究认为，是沉积作用导致“矿源层”的形成(周余国等, 2009)，但是在“饥饿盆地”快速沉积过程中，靠沉积作用导致区域尺度的金属富集，可能难以获得合理的解释。相对而言，盆地流体因构造-岩浆驱动而迁移金属，并形成金属富集层，则更符合盆地演化史中的必然过程。

因此，在右江盆地卡林型金矿年代学研究中，尽管有些结果是通过不适用的方法或矿物获得的，未能真正达成测定成矿年龄的目的，但如果从测定成矿前热液流体事件的目的，这些结果却意外地获得了合理的地质意义。比如 200Ma 左右的成矿前热液流体活动，其对成矿的意义可能不亚于卡林型金矿的成矿流体，没有这一期热液活动对容矿岩石进行改造，也许就没有如今的右江盆地卡林型金矿矿集区。

综上所述，前人研究中出现的古老而且多期次的年龄，可能是成矿前矿物+成矿热液增生矿物的混合年龄。鉴于这些年代学测试对象，大部分成分为成矿前矿物，因此可能是成矿前容矿岩石在盆地演化过程中的热液蚀变事件的时间。

1.3.4 硫化物矿物学研究

陈懋弘(2009b)对右江盆地中包括烂泥沟在内的部分卡林型金矿，进行了硫化物矿物学分析，通过 EMPA 对黄铁矿分析发现，核部和环带均含有 Au，但环带是主要载金部位，认为烂泥沟金矿中核部贫 As 的黄铁矿，既有成矿早阶段的热液成因，又有受热液蚀变交代的沉积成因。他认为增生环带的形成，是受脉动式热液活动导致的，从化学

成分不断变化的含矿流体中沉淀形成。陈懋弘将载金毒砂可以细分为 3 个世代，具均质结构特征，均为成矿主阶段产物。

陈懋弘将烂泥沟金矿中载金矿物的生成顺序排列为：（1）核部黄铁矿；（2）富砷的细粒黄铁矿，和富砷黄铁矿环带；（3）毒砂。并认为以上特点在右江盆地的卡林型金矿中普遍存在。

值得注意的是他在实验中发现，毒砂中的 Au 分布是不均匀的，核部与中、外部的 S、Sb 等元素变化，说明毒砂可能也存在环带结构。但是受限于 EMPA 的高检测限，无论是毒砂还是黄铁矿都存在大量低于 Au 检测限的测点，因此对于硫化物内 Au 及其他微量元素的分布，仍然无法建立明确的规律性。

1.4 选题依据及研究意义

1.4.1 选题依据

笔者在博士阶段工作的基础上，基于对硫化物的微量元素、硫同位素等地球化学特征和结构信息，认为目前研究中广泛的定量分析尚需充分考虑对容矿岩石的定性研究。

在卡林型金矿的研究中，以脉石流体包裹体为主的定量研究，为成矿流体来源、温度、压力等条件作出了约束；而以硫化物为主的定量分析，为成矿阶段流体演化做出了制约。这些定量分析的在岩浆热液矿床、斑岩铜矿等中高温成矿作用中有着坚实的理论基础，并在矿床学研究中被广泛应用。这些定量分析均基于假设脉石与金沉淀同期，或者硫化物成分仅受到成矿流体影响。

但结合右江盆地演化和矿床尺度有机地球化学研究，如果不能将成岩作用导致的矿物、流体演化过程考虑在内，则以上定量分析获得的数据的地质意义，可能在解释中存在较大的偏差。对于微细浸染状矿化的低温热液矿床而言，流体的主要通道可能不仅是断裂系统，岩石的孔隙在流体运移、沉淀中的作用可能同样甚至更加重要。流体储层背景下的成矿流体运移和沉淀，不仅要考虑成矿流体与储层流体、岩石的水岩反应，因为相对围岩而言，储层在与相对短暂的成矿作用前，还经历了漫长的成岩作用。成岩作用对储层的改造，早在成矿前就已经发生、演化，使储层内的矿物、流体具有了与储层圈闭围岩不同的元素、同位素、矿物特征。

对卡林型金矿的矿化作用的研究，往往基于对矿石和围岩的对比，但根据笔者的观点，矿石与围岩对应的储层与储层圈闭构造，它们所经历的差异化的演化远早于成矿作用的发生。但是，成岩作用往往不是矿床学研究的对象，特别是本文的研究对象涉及的，是与古油藏相关的流体储层。对于储层成岩作用开展分析，不仅需要扎实的沉积学、油气地质学的知识基础，而且，成矿热液作用可能将储层中的特征信息覆盖，将成岩作用与成矿作用剥离存在相当大的难度。

因此，为了合理解释定量分析的地质意义，建立成岩-成矿作用的完整演化过程是一个重要的前提。本文选择以烂泥沟金矿为例，在开展对前人矿床学研究的梳理的同时，以简略总结该区域油气、沉积学等前人研究为切入点，对比碳酸盐岩、碎屑岩储层研究案例，尝试

克服跨学科、跨专业的挑战，以烂泥沟金矿和右江盆地为例，讨论成岩作用对成矿作用的制约。

1.4.2 主要研究内容

为了构建烂泥沟金矿以及右江盆地卡林型金矿成岩-成矿作用的完整演化过程，结合前期微区测试技术手段。为了使本文在前期工作基础上有所提高，本文前三章在笔者博士学位论文（赵成海，2014）的基础上，对绪论、研究现状、区域地质背景、矿床特征等部分描述性内容进行了增补和修订。

本次研究的主要内容有：

（1）成岩作用恢复

通过区域内相关油气、沉积研究，对流体储层的成岩过程进行了恢复，并与成矿作用结合讨论成矿前储层的流体、矿物、同位素特征；

（2）卡林型金矿成岩-成矿机制

通过对比成岩作用与成矿作用过程中对矿物、流体、同位素的影响，讨论前人研究中定量分析的地质意义。根据储层在成岩-成矿过程中的演化，对卡林型金矿的勘探、研究提出矿区-矿体尺度的优化勘探标志。

1.5 研究方法及论文工作量

1.5.1 研究方法

（1）野外地质踏勘采样

对矿区及其周边的矿石、岩石，挑选具有典型代表特征的样品；

(2) 岩矿石显微镜鉴定

对矿石中的矿物组合共生关系进行分析；

(3) 扫描电镜 (SEM)、电子探针 (EMPA) 分析

利用 X 射线微束分析的小束斑高分辨率优势，以定量/半定量点分析和能谱/波谱多元素绘图方式，的对硫化物结构、成分特征进行分析，以便开展对硫化物增生环带形成过程，即成矿过程的机理进行分析；

(4) 激光剥蚀等离子质谱 (LA-ICPMS)

利用塔斯马尼亚大学 CODES 的激光-质谱系统，对黄铁矿成分进行了低检测限，高精确度的点、线剥蚀，以及微量元素绘图，以期对成矿过程中，流体中沉淀的元素组合特征进行识别，进而探讨流体来源、演化；

(5) 高分辨率二次等离子质谱 SHRIMP

利用澳大利亚国立大学 SHRIMP SI 型 SIMS，对微细浸染状的含金硫化物及其不同内部结构，进行微区硫同位素分析，束斑 $10\ \mu\text{m}$ ，以期对流体中硫同位素所指示的演化特征进行识别；

1.5.2 完成的工作量

作者在博士后工作期间，在相关科研基金的资助和导师的指导下，结合作者攻读博士期间的研究基础，根据本论文相关的任务进行野外调研、采样和实验测试分析，完成的主要工作量见表 1-2。

表 1-2 本论文主要完成工作量

类型	单位	数量	完成单位	完成人
踏勘矿床	个	12	中国科学院地球化学研究所	作者、陈晓翠、唐亮
典型照片	张	630	中国科学院地球化学研究所	作者
矿石采样	块	190	中国科学院地球化学研究所	作者
围岩地层样品	件	40	中国科学院地球化学研究所	作者、陈晓翠、唐亮
光薄片鉴定	件	210	中国科学院地球化学研究所	作者
氧化剂刻蚀光片	个	30	中国科学院地球化学研究所	作者
电子探针 BSE 图像	张	220	中科院地化所、澳大利亚国立大学	作者、Aliavia
扫描电镜 EDS 面扫描	张	60	中国科学院地球化学研究所	作者
电子探针 EDS 面扫描	张	20	长安大学	作者、张颖
电子探针 WDS 点分析	个	120	长安大学	作者、张颖
电子探针 WDS 面扫描	件	60	长安大学	作者、张颖
LA-ICPMS 点分析	点	400	澳大利亚塔斯马尼亚大学 CODES	作者、Paul、Sasha
LA-ICPMS 绘图	张	10	澳大利亚塔斯马尼亚大学 CODES	作者、Paul、Sasha
SHRIMP 硫同位素	个	120	澳大利亚国立大学	作者、Aliavia

第二章 区域成矿地质背景

右江盆地卡林型金矿矿集区，与陕甘川卡林型金矿成矿带，使中国成为仅次于美国，世界第二大卡林型金矿勘探、生产、研究的国家。右江盆地卡林型金矿矿集区，地处贵州、云南和广西三省区的接壤地带，包括右江—南盘江—北盘江—红水河一带（图 2-1）。

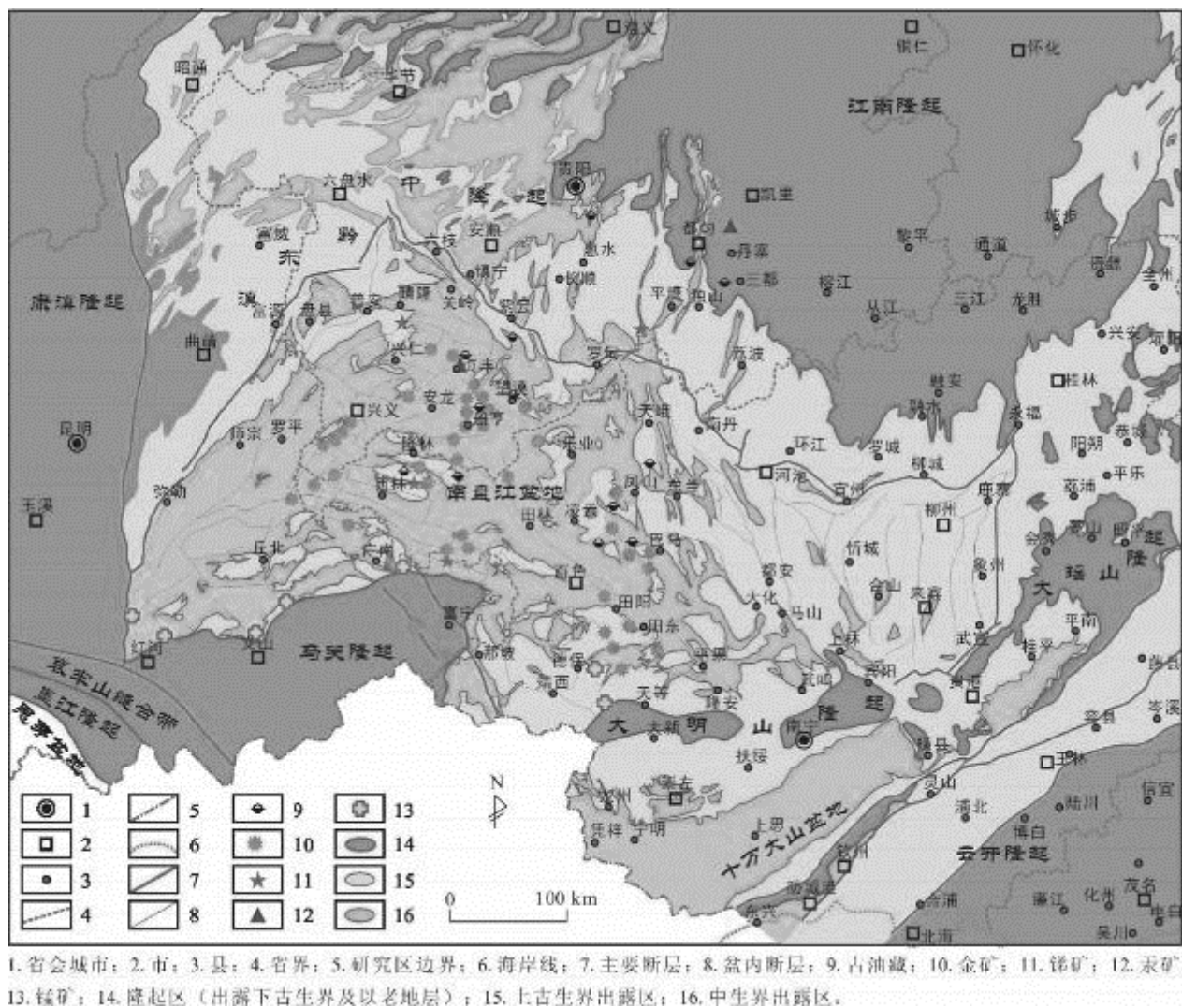


图 2-1 南盘江盆地区域构造—地层格架及矿点分布图（辛云路等，2018）

右江盆地卡林型金矿集区，西南方向以红河断裂带为界，紧邻思茅—印支地块；西、西北方向以弥勒—师宗—盘县断裂带为界，紧邻哀牢山变质带；东和东北方向以紫云—罗甸—南丹—都安断裂带为界，与扬子陆块、江南造山地带为邻；东南方向以凭祥—东门断裂带为边界，与钦州海槽分开；南边以那坡—富宁断裂、丘北断裂为界，与越北地块相邻。整个区域长约 400km，NE—SW 方向宽约 250km，面积约 9 万多平方公里，呈向北突出的三角形，因此又被形象的称为滇黔桂“金三角”。

2.1 区域地层

2.1.1 右江盆地出露地层

右江盆地海相地层发育，其分布面积约占总面积的 90%以上，自加里东运动之后全区下降，从泥盆系到三叠系形成了巨厚沉积。泥盆系、石炭系、二叠系及三叠系地层在区内均有出露，且发育良好、分布广泛，尤以三叠系分布最广；寒武系只在右江盆地南缘，于较大背斜、隆起的轴部附近有零星出露；侏罗系缺失，白垩系至第三系于广南、罗平一线西南侧零星散布，主要为山间断陷盆地红色砂、泥岩和砾岩；第四系为类型多样的陆相沉积，但与右江盆地的卡林型金矿成矿已无直接关系(吴德超等，2003)。现将区域内出露地层由老至新简述如下：

2.1.1.1 寒武系

主要分布在开远—邱北以南、屏边以东，以及广西隆林、那坡等

地。下统为粉砂质泥岩、泥质粉砂岩和透镜状灰岩；中统以钙质白云岩、鲕状灰岩、泥质条带状灰岩为主夹页岩、粉砂岩等；上统的顶、底部以白云岩、白云质灰岩和条带状灰岩为主，中部则多为页岩、粉砂岩和细砂岩等(杨科佑等，1992)。

2.1.1.2 奥陶系

仅见于云南文山、广南、富宁一线以南，下部为生物碎屑灰岩、细砂岩、石英砂岩；上部为泥质粉砂岩、生物泥灰岩、石英砂岩、细晶灰岩等(云南地矿局，1990)。

2.1.1.3 志留系

右江盆地未见分布，在贵州主要分布于黔北、黔东北以及黔南等地，为一套碎屑岩和碳酸盐岩沉积。

2.1.1.4 泥盆系

在右江盆地出露广泛，是重要的金矿赋矿层位之一。由于右江盆地在早泥盆系开始拉张下陷，在由垭都-紫云-罗甸断裂带、弥勒-师宗-普安断裂带、丘北-广南断裂带所围限的区域，广泛发育台盆相深水沉积物，构成右江盆地的主体。台盆相岩性主要为硅质岩、灰岩、黑色泥岩等，以南丹地区较为典型。北部台地或台地边缘相区主要发育碎屑岩和碳酸盐沉积，以独山地区较为典型。台盆相区中，发育若干孤立碳酸盐岩台地，以大套灰岩夹少量白云岩为特征，局部发育生物礁及颗粒滩。

2.1.1.5 石炭系

发育完整，延续泥盆系的沉积特征。在台地相区发育碳酸盐岩、

碎屑岩、泥页岩，局部夹煤层；台盆相区以泥质灰岩、燧石灰岩、页岩为主。在那坡、靖西等地之下石炭统见有玄武岩、角砾熔岩、凝灰岩等，厚 10~15m。

2.1.1.5 二叠系

广泛分布于右江盆地，是金矿重要的赋矿层位之一。可分为台地相、台地边缘相、台盆相三个相带。西、北部台地相区岩性单一，下二叠统为一套碳酸盐岩，厚 500~800m；上二叠统为滨海沼泽相的龙潭组和广海碳酸盐岩相的吴家坪组、长兴组，厚 400~600m。台地边缘相区，下二叠统（猴子关组）以浅灰、灰色质纯灰岩为主，上部夹礁灰岩；上二叠统（吴家坪组）主要发育礁灰岩。东、南部为台盆相带，下二叠统（四大寨组）为一套硅质岩、粘土岩、砾屑灰岩和燧石条带灰岩；上二叠统（领好组）主要为深水黑色岩系，夹泥灰岩、泥质粉砂岩、硅质岩，厚约 480m。台盆相区内发育若干孤立碳酸盐岩台地，主要发育一套生物礁灰岩，岩性与台地边缘相礁灰岩可比。

下二叠统中的“大厂层”，分布于关岭、晴隆、盘县以南，如晴隆大厂、兴义七舍、安龙戈塘等地，产有 Au、Sb、萤石等矿化。“大厂层”产于茅口灰岩之上，在晴隆大厂见峨眉山玄武岩覆盖其上，而在安龙戈塘等地则未见峨眉山玄武岩，茅口灰岩溶蚀面之上被龙潭组覆盖。“大厂层”可分为三层，下部为硅质岩或硅化灰岩；中部为硅化角砾岩；上部则为硅化高岭石化页岩，其成因认为是与玄武岩有关的热液沉积岩(陈丰等，1992)。

2.1.1.6 三叠系

广泛分布于右江盆地，是本区金矿最主要的赋矿层位。按其沉积特征分为台地相区、台缘斜坡相区和盆地相区(杨科佑等，1992)。

台地相区：分布于云南罗平至贵州兴义、贞丰一线的西北侧。下三叠统以杂色页岩为主，夹有灰岩、白云质灰岩，厚 300~500m；中三叠统主要为薄层至厚层状白云岩、白云质灰岩夹角砾状白云岩，厚 800~1100m，底部常见厚 1~3m 左右的玻屑凝灰岩(“绿豆岩”)。上三叠统以粉砂质-钙质粘土岩、泥灰岩及石英砂岩为主，并向上逐渐变化为海陆交互相的含煤碎屑岩(火把冲组、二桥组)，最大出露厚度 1500~1700m(韩至钧等，1999)。

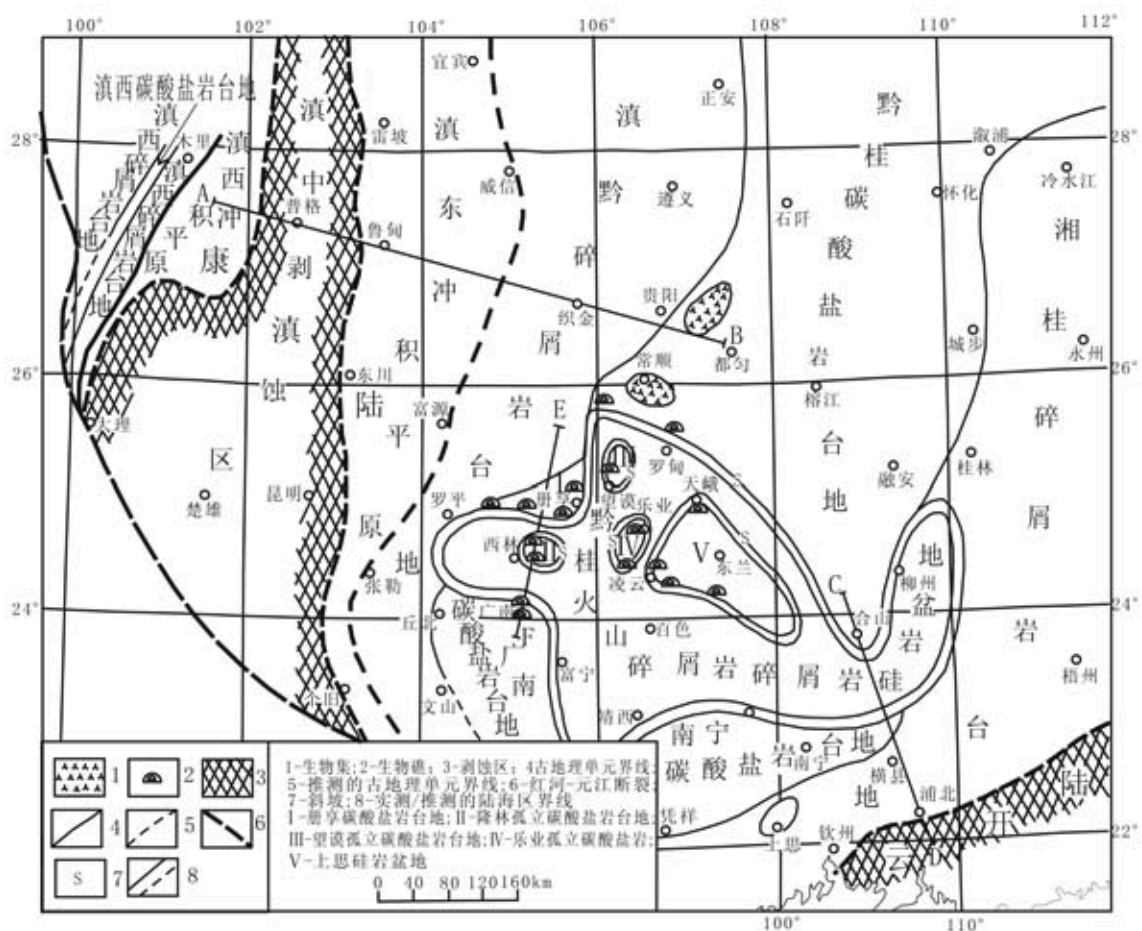


图 2-2 滇黔桂地区晚二叠世龙潭期岩相古地理图 (据冯增昭等，1994)

台缘斜坡相区：分布于台地相区边缘，底部为灰岩夹页岩，向上过渡到白云岩、角砾白云岩和砾屑灰岩，厚 800m 以上。

盆地相区：分布于南盘江沿岸及以南的广大地区。下三叠统以罗楼组为主，为一套广海陆棚沉积的泥晶灰岩、泥灰岩及页岩，水平层理发育，局部隆起处有孤立的碳酸盐岩台丘，厚 100~300m。中三叠统为巨厚的砂、泥岩及少量的泥晶灰岩、砾屑灰岩，属广海盆地复理石建造。在黔西南分别称为新苑组 (340m) 和边阳组 (1900~2700m)。各层段常见粒级递变层和鲍马序列，岩性横向变化剧烈(夏勇, 2005)。

2.1.1.7 侏罗、白垩、古近系、新近系

侏罗系缺失。白垩—新近系为一套山间断陷盆地形成的红色砂、泥岩及砾岩层，仅零星分布在百色、广南、罗平一线的西南侧。

2.1.1.8 第四系

区内零星分布，但类型繁多。有冲积、洪积、坡积、湖沼沉积及洞穴堆积等各种成因的砾石、砂及粘土堆积物。

2.1.2 含金层序

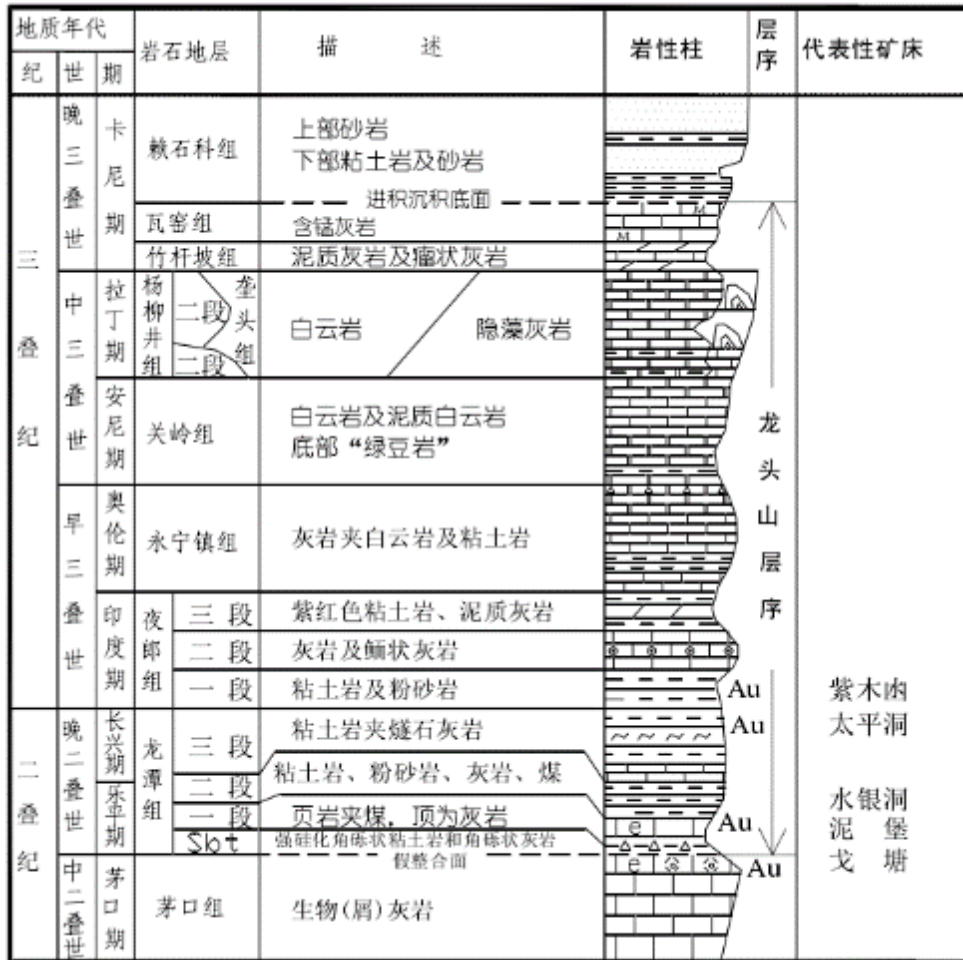


图 2-3 龙头山赋金层系特征柱状图 (据王砚耕, 1990 修改)

右江盆地的地层序列可以分为如下三套：(1) 典型的深水盆地序列，包括深水碳酸盐岩、硅质岩、泥岩和凝灰岩，覆盖于其上的巨厚陆源碎屑浊积岩序列，广泛分布与右江盆地范围，是右江盆地最主要的富金层序；(2) 浅水碳酸盐岩沉积，夹少量陆源碎屑岩沉积，隶属于扬子陆块的被动大陆边缘，发育于黔西南地区，是重要的赋金层序 (3) 孤立碳酸盐岩台地序列，其后也被浊流沉积所淹没，覆盖于其上的陆源碎屑岩沉积厚度略小于深水盆地序列 (韩至钧等, 1999)。

虽然右江盆地卡林型金矿在多个层位中均有产出，但是最主要的

赋金地层在台地相区中是上二叠统和下三叠统下部，而在盆地相区是中三叠统，代表性的赋金层序分别为龙头山层序和赖子山层序(肖荣阁等, 1998; 韩至钧等, 1999)。

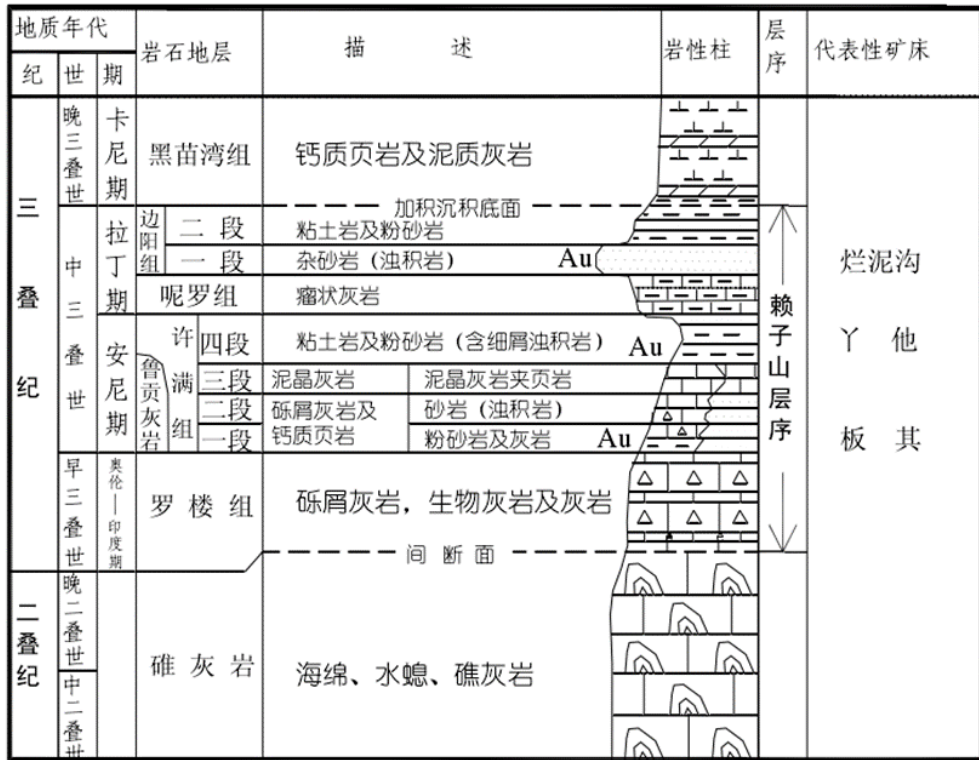


图 2-4 赖子山赋金层系特征柱状图 (据王砚耕, 1990 修改)

2.1.2.1 龙头山层序

位于扬子陆块范围内, 属于台地相区的赋金层序(图 2-3), 分布在兴仁、安龙、兴义、晴隆和普安等县境内。该层序是指不整合于中二叠统茅口组之上、上三叠统赖石科组下超面之下的一套连续的以海相碳酸盐岩为主的层序。其岩性自下而上依次为: ①含煤陆源碎屑岩夹灰岩—②质细屑岩夹不纯灰岩—③灰岩—④颗粒灰岩—⑤灰岩+白

云岩—⑥白云岩—⑦灰岩—⑧含锰灰岩+泥晶灰岩。右江盆地北部具工业价值的卡林型金矿都赋存在该层序下部①—⑦，即上二叠统至下三叠统下部的含煤陆源碎屑岩夹灰岩、钙质细碎屑岩夹不纯灰岩中；以及层序底界二叠系茅口组和龙潭组平行整合面（构造蚀变体，Sbt）的硅化角砾岩、硅质岩中。典型矿床如紫木凶大型金矿床、水银洞特大型金矿床、泥堡大型金矿床和戈塘大型金矿床等。

2.1.2.2 赖子山层序

位于右江造山带，属于台盆相区的赋金层序（图 2-4），分布在分布在册亨、贞丰和望漠等县境内。该层序是指二叠系礁灰岩间断面或假整合面之上、上二叠统黑苗湾组之下的一套以陆源碎屑岩为主的层序。其岩性自下而上依次为：①灰岩及砾屑灰岩—②粘土岩+粉砂岩—③不纯灰岩—④细砂岩（池积岩）、粘土岩—⑤瘤状灰岩—⑥砂岩（池积岩）夹粘土岩—⑦粘土岩。it 西南地区南东部具工业价值的卡林型金矿主要赋存于④和⑥（中三叠统中、下部）的细碎屑沉积岩中，典型矿床如烂泥沟特大型金矿床和丫他大型金矿床。

这些主要赋金层序在纵向层序上是不同物性层的叠置，在横向剖面则是有序排列；另一方面，它们也是含金热液发生成矿作用的主要空间、这些特征表明右江盆地卡林型金矿的形成，有利的构造-岩性部位成矿（夏勇，2005）。

2.2 区域岩浆岩

右江盆地岩浆活动十分发育，盆地内部、周缘都有岩浆岩分布，

并且持续时间从泥盆纪一直到晚三叠世，直至盆地关闭后的燕山期，研究区出露了从基性—超基性岩到中酸性岩；包括了侵入岩、溢流熔岩、火山碎屑岩等多种活动方式。总体上随着岩浆活动的持续，强度逐渐增强，范围逐步扩大，岩性从基性岩向中酸性—酸性岩转变。

元古宙以来，研究区经历了多次岩浆活动，主要包括海西期、印支期和燕山期，主要表现为基性—超基性岩浆的浅成侵入和大面积的陆相喷发。

但岩浆活动与矿床之间尚未发现存在成因关联，仅在同位素研究中发现可能有岩浆流体参与了成矿，具有理论上的可能性。

2.2.1 基性侵入岩

主要沿弥勒—师宗、水城—紫云—巴马、右江以及文山—富宁区域性深(大)断裂带附近分布。包括望谟—罗甸、普安—盘县、西林—隆林、阳圩—八渡、巴马—龙川—义圩、富宁等六大辉绿岩、辉长岩体群。成岩时代从海西期一直到燕山期。

2.2.1.1 望谟—罗甸岩体群

侵入到上石炭统和下二叠统中，岩床状产出，一般长约 1~10km，厚 15~70m，出露岩体 11 处。岩体顶部常见气孔和杏仁体，外接触带宽 0.5~2m，多大理岩化、硅化。矿物成分主要为斜长石(30~50%)，含少量磁铁矿、钛铁矿、橄榄石以及磷灰石、锆石、榍石等(贵州省地质矿产局, 1987)。其矿物、岩石化学及结构均与峨眉山玄武岩极其相似，归属为二叠纪玄武岩的次火山岩(杨科佑等, 1992)。有研究者

对罗甸辉绿岩中的锆石进行 LA-ICP-MS U-Pb 定年获得 $255.0 \pm 0.62\text{Ma}$ 的年龄, 认为该岩体群代表了峨眉山玄武质岩浆活动的东部边缘 (韩伟等, 2009)。

2.2.1.2 普安-盘县岩体群

出露于峨眉山玄武岩分布范围, 已知辉绿岩体 80 余处, 侵位于上泥盆统至下二叠统。最大出露长约 40 余公里, 最厚达 143m。岩体外接触带常见退色、重结晶以及大理岩化、矽卡岩化等。有研究者对盘县峨眉山玄武岩顶部凝灰岩开展了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 获得 $251.0 \pm 1.0\text{Ma}$ 的年龄, 并认为该年龄是峨眉山地幔大火成岩省火山喷发的结束时间, 与区域和全球生物大灭绝事件有关 (朱江等, 2011)。盘县境内的多处 Cu 矿与该处玄武岩中的凝灰岩层位相关 (刘远辉等, 2003)。

2.2.1.3 西林—隆林岩体群

辉绿岩体呈岩株、岩墙状侵位于泥盆、石炭和二叠系地层之中。主要矿物有普通辉石 (40%)、斜长石 (50%), 少量的黄铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿、钛铁矿等。围岩多有角岩化、大理岩化、硅化等热接触变质。隆林坡岩锑矿区层状辉绿岩的 Rb—Sr 同位素年龄为 263Ma, 归属为海西期 (广西地矿局, 1990)。

2.2.1.4 阳圩-八渡岩体群

辉绿岩呈似层状侵位于泥盆、二叠系地层之中, 主要矿物有普通辉石、斜长石等, 阳圩剖面上部、玉凤和民安剖面下部玄武岩分别给出了 253.6 ± 0.4 , 255.4 ± 0.4 , $256.2 \pm 0.8\text{Ma}$ 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄,

而阳圩剖面上部玄武岩中锆石给出了 253.76.1Ma 的 SHRIMP U-Pb 年龄。八渡辉绿岩体与泥盆系郁江组(Dy)地层接触带蚀变岩中,有卡林型金矿床和锑矿化产出(董文斗等,2013;李培荣等,2013)。

2.2.1.5 巴马-龙川-义圩岩体群

岩体呈层状、岩墙状侵位于石炭系地层之中,岩相分带明显。主体为辉绿岩,中部见橄榄辉绿岩和辉长辉绿岩。主要矿物有普通辉石和斜长石,含少量钛铁矿、钾长石、黑云母等。围岩常见硅化、大理岩化等。有研究者对玉凤、巴马的辉绿岩中的锆石进行 LA-ICP-MS 的 U-Pb 定年,获得分别为 $255.3 \pm 3.9\text{Ma}$ 和 $257.6 \pm 2.9\text{Ma}$ 的年龄,并认为两个岩体可能源自亏损地幔,混染了少量地壳物质,且均显示出大陆板内玄武岩特征,应为峨眉山玄武质岩浆活动的产物(张晓静和肖加飞,2014)。巴马的辉绿岩中产有金矿,有研究者认为其与区内一些和辉绿岩有关的世加、龙川、八渡、菜家湾、者隘等卡林型金矿床,定义为辉绿岩型金矿(黄文龙等,2013)。

2.2.1.6 富宁岩体群

呈岩脉、岩床、岩墙状等侵位于上泥盆统、二叠和三叠系地层之中,分布于富宁、那坡一带,形成于海西-印支期。一般分为碱性基性岩类和基性岩类,前者岩体具有明显的岩相分带,自边缘至中心可分为钛辉辉绿岩相、橄榄钛辉辉长辉绿岩相、钛辉辉长辉绿岩相及碱闪钛辉辉长岩相(吴利仁等,1963);后者自边缘至中心可分为辉绿岩相、橄榄辉长苏长岩相、辉长苏长岩相及闪长岩相。在橄榄辉长苏长岩带和辉长苏长岩带中产有岩浆熔离型 Cu-Ni 矿床(点),并伴生有 Au

矿化。滇东南地区如老寨湾、堂上、底圩等金矿均与辉绿岩体在空间分布具有相关性。

2.2.2 偏碱性超基性侵入岩

出露于黔西南贞丰、镇宁、望谟三县交界处。主要呈岩脉和岩墙状，沿 EW 向和 SN 向分布，侵位于早二叠世和中三叠世地层之中，已知岩体 44 个，并构成若干岩带。单个岩体规模不大，长数十米至 1000 m，厚数十厘米至 8m。仅陇要岩体特殊，呈岩筒状（80×50 m），并产有各种沉积岩类、变质岩类等捕虏体。其中变质岩类捕虏体包括有片麻岩、麻粒岩相变质岩等，推测是结晶基底的岩石，有研究者对捕虏体中的锆石进行 LA-ICP-MS U-Pb 定年，认为捕虏体岩石的沉积物源区地壳包括 -430Ma，-520Ma，-770Ma，-860Ma，-960Ma，-1100Ma，-2500Ma 七组地壳/再循环地壳组分（刘玉平等，2009），同时也表明了破碎的多期基底岩石被超基性岩捕虏上侵。

2.2.3 煌斑岩类

出露于镇宁、贬脚等地，在广西桂北融水、都安地区也有发现。岩体侵位于上三叠统边阳组地层之中。具煌斑结构，斑晶由单斜辉石（透辉石、顽透辉石）和金云母组成，基质为半自形和球粒状钾长石、细粒片状金云母（黑云母）以及细粒透辉石，含有少量的钠长石、磷灰石、榍石、金红石等。原称为辉石黑云母正长岩和黑云母正长岩（贵州地矿局，1980）。岩石应属于典型的煌斑岩类，形成于印支期（214

Ma) (苏文超, 2002)。

2.2.4 花岗岩类

主要分布在水城-紫云-巴马断裂带以东和弥勒-一师宗断裂带以南地区。前者主要包括宾阳昆仑关花岗岩 (106~132Ma)、大明山花岗岩群 (84~85Ma)、笼箱盖花岗岩 (90~105Ma) 以及芒场、巴马隐伏花岗岩; 后者主要有个旧花岗岩 (60~147Ma)、文山薄竹山花岗岩 (66~115Ma) 和都龙花岗岩 (186Ma) (云南省地质志)。

2.2.5 基性火山岩

2.2.5.1 泥盆纪玄武岩

田林八渡地区下泥盆统莫丁组下部, 见有杏仁状玄武岩, 夹硅质岩条带和灰岩团块, 厚 80~100m, 出露面积约 10km²。

2.2.5.2 二叠纪玄武岩

主要分布在本区的西北部, 以峨眉山玄武岩为主体。在隆林-田林地区, 玄武岩产于下二叠统和上二叠统的下部, 呈层状、透镜状, 含有玄武质凝灰岩、玄武质火山角砾岩等, 厚 79~131m。但在富宁-丘北和隆林-田林等地见有可能与峨眉山玄武岩同期喷发的玄武岩。巴马-民安附近岩体年龄为 $259.5 \pm 5.2\text{Ma}$ (Fan et al., 2008), 阳圩剖面的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $253.6 \pm 0.4\text{Ma}$ (Fan et al., 2004), SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $259.1 \pm 4.0\text{Ma}$ (Fan et al., 2008)。在富宁-丘北地区, 玄武岩夹于上二叠统下部, 含有火山角砾岩、凝灰岩等,

最大厚度 1130m。

2.3 区域构造

2.3.1 大地构造位置

从板块构造的尺度上来讲,右江盆地位于特提斯构造域和濒太平洋构造域的交接部位以东,盆地的发展演化受两个构造域制约。特别是晚古生代以来该区的地质演化与特提斯洋的演化密切相关。

右江盆地的大地构造位置,被认为是华南褶皱系的一部份(广西地矿局,1985;贵州地矿局,1987)。早古生代的加里东运动,扬子板块与华夏板块拼贴在一起,形成统一的华南板块。晚古生代,由于受特提斯构造域的影响,右江地区在华南板块上开始裂解,属于华南板块西南缘的边缘盆地。

2.3.2 区域断裂

研究区卡林型金矿的分布,主要受 NE 向的弥勒-师宗、NW 向的水城-紫云-巴马以及文山-广南-富宁弧形区域性断裂带所限。同时,盆地内发育 NEE 向的南盘江断裂、NW 向右江断裂以及 SN 向普定-册阳断裂,对金矿床的分布也有明显控制。

2.3.2.1 弥勒-师宗断裂带

北端起始于富源,经师宗以北、弥勒以西,向南与红河深大断裂相交,走向 NE,SW 端收敛,NE 端撒开,延伸长约 310km。由一系列倾向 NW、倾角 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 的逆断层与夹于其间的多世代地层,及岩浆

岩构造块体，共同构成一个构造混杂带（董云鹏等，2002）。沿该带广泛分布有以基性火山岩为主的火山岩构造岩块（董云鹏等，1999）。该断裂带明显控制了两侧的重、磁异常，及其南侧的右江盆地的演化。该断裂带可能是分隔具有不同地壳结构块体的边界（朱炳泉等，1995）。

2.3.2.2 水城-紫云-巴马断裂带

沿北盘江东侧呈 NW-SE 方向延伸，控制了断裂两侧重力异常差异和沉积相变。该断裂带存在多期活动：泥盆、石炭纪存在 NW 向隆起和拗陷，表明其至少是形成于海西期的古断裂；印支期仍有活动，表现为附近煌斑岩（原称黑云母正长岩）的侵位（214Ma）；燕山运动在其 NW 端（水城-紫云之间）则形成断续分布的褶皱和断裂，而其 SE 端（紫云-巴马之间）断裂收敛。

2.3.2.3 文山-广南-富宁断裂带

呈向北凸出的围绕越北古陆的巨大弧形断裂带，可能形成于加里东期，并延续至印支-燕山期，喜山期可能受到红河深大断裂走滑的影响，具有多期活动的特点。该断裂在海西期有玄武岩侵入和喷发，在印支期则控制了两侧的沉积建造（杨科佑等，1992）。

2.3.2.4 南盘江断裂带

始于开远，沿南盘江往 NEE 方向延伸约 400km。该断裂带由许多次级断裂组成，并控制了两侧的重力异常差异和三叠纪沉积相变，具有隐伏断裂性质（杨科佑等，1992）。

2.3.2.5 右江断裂带

西端起始于隆林，经田阳、百色到南宁以南，走向 NWW，宽 5~10km，长约 360km。断裂带两侧片理化、糜棱岩化、透镜体等发育。控制了三叠纪沉积相带，和古近纪及新近纪断陷盆地的形成，是一条多次活动的区域性断裂（索书田，1998）。

2.3.2.6 普定-册阳断裂带

北端起始于普定，沿 SN 走向，经关岭、贞丰到册亨、册阳的隐伏深断裂，可能还向南延伸到富宁，故又被称为关岭-富宁断裂（杨科佑等，1992；王砚耕等，1995；韩至钧等，1999）。该断裂东西两侧的区域重、磁异常差异明显，西部重力异常为 NNE 向快速变化重力梯度，东部则为 NE 向缓慢变化的重力梯度，反映莫霍面自 SE 向 NW 方向倾斜。该断裂从晚二叠世到晚三叠世，控制了沉积相带的展布；在燕山晚期控制了偏碱性超基性岩（102~85Ma）的侵位。该断裂带控制了右江盆地中多个卡林型金矿床的分布，对研究区内金成矿具有重要意义。

2.4 本章小结

1. 右江盆地演化过程形成了良好的多期“生、储、盖”岩性组合的海相碳酸盐盆地，成为对成矿具有重要意义的高孔渗率流体储层。盆地的古地理格局控制了盆地内的岩性组合，以及容矿岩石的分布。

2. 右江盆地经历过“饥饿盆地”的快速沉积阶段，巨厚的碎屑沉积物，和未经充分脱水的欠压实地层，使右江盆地在沉降过程中积累了大量的盆地流体。深埋过程中这些流体储层的破坏，驱使流体沿早期断裂构造上移，形成金属富集的蚀变地层，或者热水喷流的硅质岩。

3. 右江盆地卡林型金矿床，具有相同的矿化蚀变特征和成矿物理化学条件，他们可能在成矿物质来源和流体演化过程具有相似性。

第三章 矿床基本地质特征

烂泥沟卡林型金矿，位于右江盆地西北部，毗邻扬子陆块西南边缘，行政隶属于贵州省黔西南州贞丰县沙坪乡(图 3-1)。矿床出现在由 NNE 向的赖子山背斜、NW 向板昌逆断层和册亨 EW 向构造带围限而成的构造变形区北部顶点。该区西部顶点还有板其和丫他两个中型金矿床，南东顶点有百地小型金矿床。沿赖子山背斜四周，布着十几个矿床、矿化点，较大的矿床均位于背斜的鼻状构造（或顶点处）。例如烂泥沟金矿位于其北东端鼻状构造处，其余南西端鼻状构造处有板年矿点，北西端有坡稿矿点。

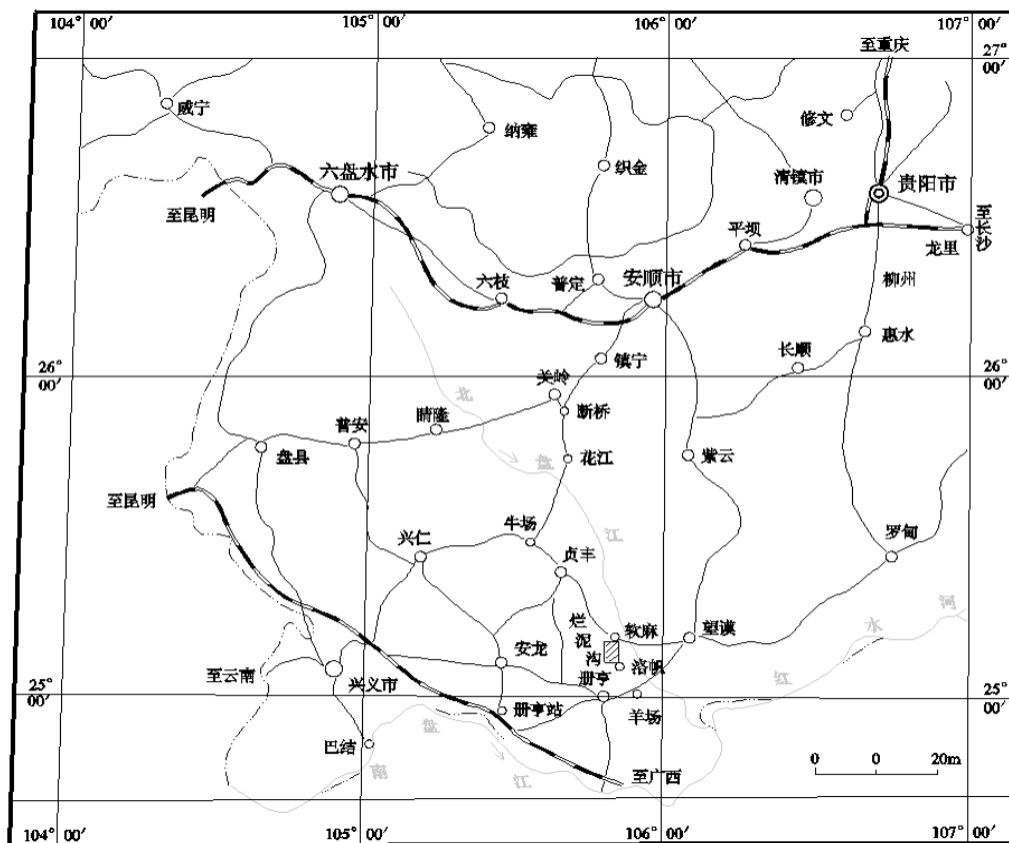


图 3-1 贵州烂泥沟金矿交通位置图

3.1 矿区地质概况

3.1.1 矿区地层及其岩性

矿床处于赖子山碳酸盐岩台地的边缘,位于陆源碎屑岩盆地一侧。主要沉积相可分为:(1)台地相碳酸盐岩层序,主要包括石炭系、二叠系地层;(2)盆地相陆源碎屑岩层序,主要为三叠系地层。矿区西部出露二叠系浅水台地相碳酸盐岩,主要有石炭系马平组、二叠系下统栖霞组、茅口组,上统吴家坪组,次为跨越中晚二叠世的台地边缘礁滩相沉积礁灰岩。矿区东侧广泛出露中三叠世安尼期、拉丁期浅水陆棚相和深水盆地相之类的复理石建造,主要包括三叠系中统新苑组、许满组、尼罗组、边阳组。其中边阳组具有典型陆源碎屑浊积岩特征,为研究区内主要赋金层位,厚达 800 余米。

早三叠世印度期、奥伦期台地边缘斜坡相沉积形成罗楼组地层,并分布于北西部石柱—尼罗一带,与吴家坪组分布范围一致。砾屑灰岩分布于冗半—洛帆一线。矿区出露地层(表 3-1,图 3-2,图 3-3),包括详细特征如下:

1) 石炭系

出露于央坪—烂泥沟一线地区,为一套台地—台地边缘浅水碳酸盐岩。

上统马平组(C_{3mp}):分布于赖子山背斜核部央友一带,以浅灰色、灰色厚层至块状灰岩为主,偶夹数层砾状灰岩和泥页岩,厚度变化较大,约 20—520m。

表 3-1 矿区地层划分简表

三叠系	中统	边阳组 (T _{2b})			
		尼罗组 (T _{2n1})			
		许满组 第四段 二亚段 (T _{2xm⁴⁻²})			
		新苑组 (T _{2xy})	第二段 (T _{2xy²})	许满组 (T _{2xm})	第四段一亚段 (T _{2xm⁴⁻¹})
			第一段 (T _{2xy¹})		第三段 (T _{2xm³})
				第二段 (T _{2xm²})	
下统	罗楼组 (T _{1l1})		砾屑灰岩 (T _{1lx})		
二叠系	上统	吴家坪组 (P _{3wj})	第二段 (P _{3wj²})	礁灰岩 (P _{jh})	
			第一段 (P _{3wj¹})		
		大厂层 (P _{3dc})			
	中统	茅口组 (P _{2m})			
		栖霞组 (P _{2q})			

(据贵州省贞丰县烂泥沟金矿区补充勘探报告, 2004)

2) 二叠系

(1) 栖霞组 (P_{1q}): 仅在南西角有小面积出露。以灰色、浅灰色中至厚层泥晶灰岩、生物灰岩为主, 偶夹燧石灰岩、泥质灰岩。厚约 100m。

(2) 茅口组 (P_{2m}): 主要分布于矿区南西部。以浅灰色中厚层至厚层状亮晶灰岩、生物灰岩为主, 厚度大于 200m。与下伏栖霞组整合接触。

(3) “大厂层” (P_{3dc}): 主要以灰色、黄褐色、紫红色、杂色含粉砂质硅质粘土岩, 鲕状、豆荚状铁铝质粘土岩为主, 夹凝灰质粘土岩。具有金矿化、局部富集褐铁矿, 有尖灭再现现象。厚约 0-18m。与下伏茅口组灰岩呈假整合接触。

(4) 吴家坪组 (P_{3wj}), 根据其岩性特征可分为两段:

吴家坪组第一段 (P_{3wj1}): 下部为灰色、灰黑色中厚层状、厚层状泥晶灰岩、燧石灰岩夹少许钙质粘土岩, 含黄铁矿结核。上部为灰、深灰色中厚层状生物屑灰岩, 夹少许钙质粘土岩, 顶部为薄至中厚层状

泥质粉砂岩。厚约 240m，与下伏大厂层或茅口组呈假整合接触。

吴家坪组第二段 (P_{3wj2})：为灰色厚层状灰岩夹燧石灰岩，白云质化强烈。厚约 200m。

(5) 礁灰岩 (P_{jh})：为台缘斜坡相沉积。分布于磺厂沟矿段以西，以浅灰色、灰色块状水螅海绵礁灰岩为主。沉积相在北部赵家屋基一带，变为茅口组或吴家坪组。厚约 200m。

3) 三叠系

(1) 砾屑灰岩 (T_{1lx}) 分布于冗半矿段以南，与二叠系礁灰岩分布一致。以灰岩角砾岩、角砾状灰岩、泥晶灰岩、生物灰岩为主。厚约 10m。以假整合与下伏礁灰岩接触。

(2) 罗楼组 (T_{1ll})：

分布于冗半矿段以北的哪盘、安堡等地，主要岩性为灰、深灰色瓦片状一薄层泥晶灰岩，下部夹粘土岩及泥灰岩。上部夹多层肉红色条带状凝灰岩。产大量菊石。厚约 70m。以平行不整合与下伏吴家坪组接触。

(3) 许满组第三段 (T_{2xm3})：为深灰色薄层状泥晶灰岩、生物屑灰岩夹薄层状钙质粘土岩和钙质页岩。厚约 150m。由此段开始泥岩增多，灰岩减少。

(4) 许满组第四段：根据岩性特征分为四层。其中第一、二层主要分布在磺厂沟矿段以南，矿区内及矿区以北地区缺失，使第四段第三层 (T_{2xm4-3}) 直接与许满组第三段 (T_{2xm3}) 接触。第四段第一层 (T_{2xm4-1})：主要为灰黄色薄至中厚层泥岩、粘土岩，包括少许含钙质粘土岩及薄

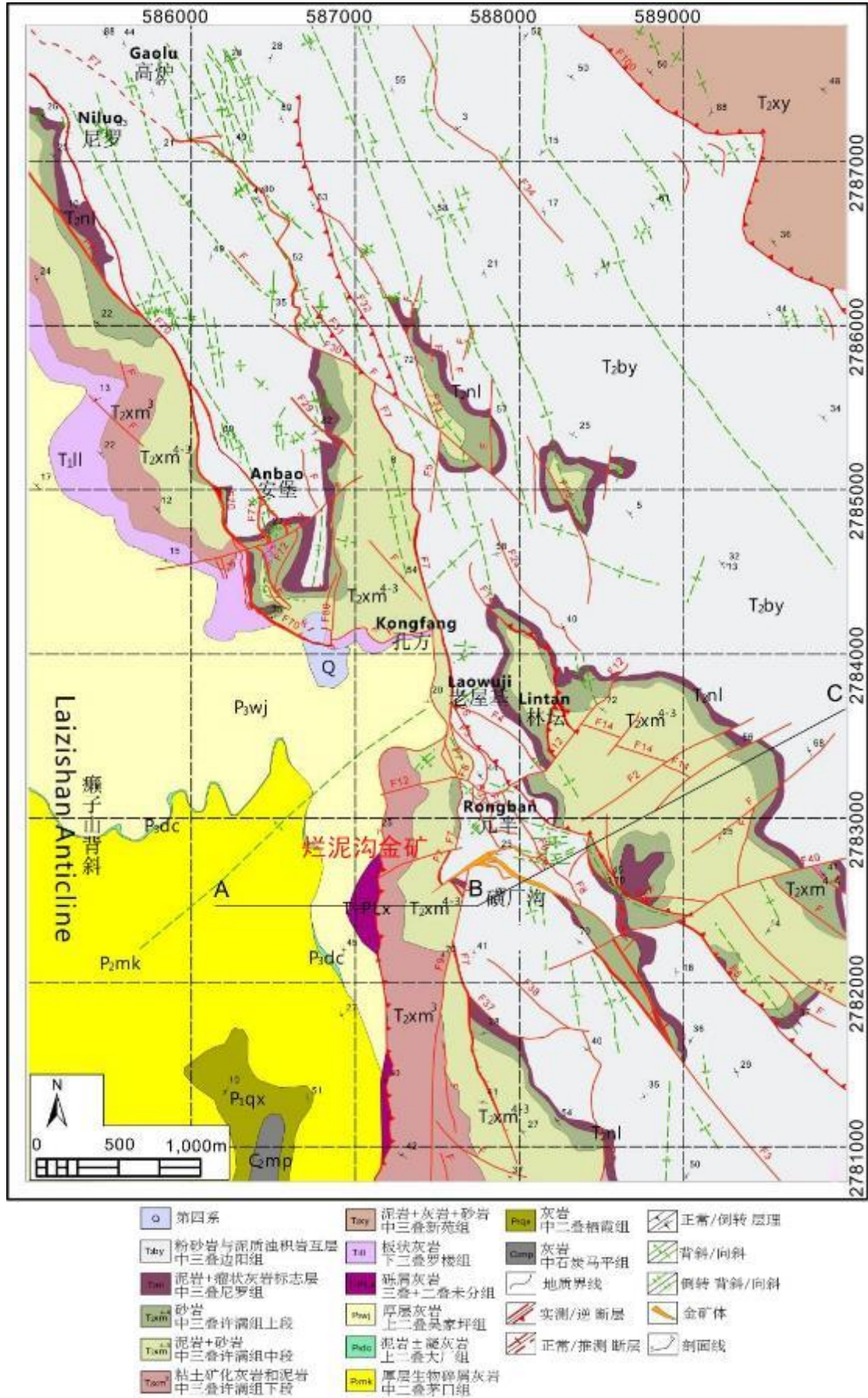


图 3-2 贵州烂泥沟金矿矿区地质图 (据 Eldorado Gold Corp., 2011 修改)

至中厚层粉砂质粘土岩组合，夹薄至中厚层粘土质细砂岩及粉砂岩。以不含灰岩与下伏地层相区别。

第四段第二层(T2xm4-2)：上部为灰、深灰色厚层状细砂岩至中粒砂岩，含钙质细砂岩，风化呈黄褐色；中、下部为灰色中厚至厚层状细砂岩与薄至中厚层泥岩、粘土岩、粉砂质粘土岩不等厚互层，砂岩中含较多的白云母碎屑。

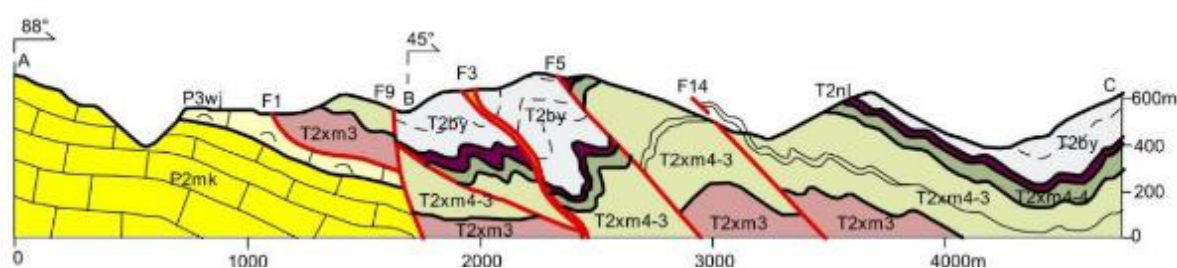


图 3-4 烂泥沟金矿矿区剖面地质图 (据 Eldorado Gold Corp., 2011)

第四段第三层(T2xm4-3)：下部为灰绿、浅灰、灰黄色薄层状粘土岩、少许厚层状泥岩及钙质粘土岩，钙质增多，层理发育为其特点。上部为深灰色厚层及块状泥岩、粉砂岩，不具有明显层理。上部及下部细砂岩、粉砂岩夹层增多，并且呈不连续透镜状分布，具陆缘斜坡相的特征。岩石中同生黄铁矿发育，以团包状、条带状为主。本层上部的深灰色厚层及块状泥岩是矿区特殊的一套岩性，以不显层理为特色。此外，局部发育的滑塌构造反映台地边缘斜坡的特点。

第四段第四层(T2xm4-4)：为浅灰、灰白色厚层至块状细砂岩为主，顶底夹泥质粉砂岩和少量极薄层粘土岩。砂岩中常有星点状、结核状粗立方体黄铁矿。厚约 10-110m。该套地层是矿区重要的填图标志层，也是重要的赋金层位。

(5) 尼罗组(T2n1)岩性以灰色、深灰色薄层状钙质粘土岩为主，

夹薄层状泥质粉砂岩，与下伏许满组厚层块状砂岩整合接触，分界清楚。中下部夹 0-7m 厚的瘤状灰岩，厚约 10-50m，该套地层岩性特殊，是本区重要的填图、钻孔编录标志层。

(6) 边阳组(T2by)以灰色薄至中厚层状、厚层状(少许块状)细砂岩、粉砂岩、杂砂岩夹灰色薄至中厚层状粘土岩为主。以层理清楚为特点，广泛分布于矿区。边阳组是一套浊流沉积的地层，故地层中鲍马序列发育。

3.1.2 矿区主要构造地质体

矿区主要存在三个主要构造地质体。一是矿区西部的赖子山背斜，二是矿区东部的板昌逆冲地层，三是位于前二者之间的冲断—褶皱块体(图 3-2))。

3.1.2.1 赖子山背斜

赖子山背斜总体走向 NNE 向，长约 28km，宽约 15km。北东宽，南西窄。

核部出露地层为石炭系黄龙组、马平组灰岩，以及二叠系栖霞组、茅口组灰岩。翼部在北部、西部为上二叠统吴家坪组、下三叠统罗楼组，并逐渐过渡为盆地相砂泥岩。

而在南东部，翼部缺失上述地层，代之发育台地前缘斜坡相礁灰岩和角砾状灰岩。此特征反映台地南东部同生断层发育，地层缺失。岩层产状平缓，倾角一般为 10—20°，为一宽缓状背斜。总体变形不强，在变形过程中表现为刚性体。

绕赖子山背斜四周，除烂泥沟超大型金矿外，还断续分布着近十多个矿床（点），具明显的背斜控矿的特点。王砚耕等（1995），索书田等（1993）曾认为赖子山背斜南东部存在一个倾向北西的大型逆冲断层，故把赖子山背斜划为黔西南大型多层次席状逆冲—推覆构造前锋的一部分，同时认为该逆冲推覆构造与板昌逆冲断层一起组成锋带弧顶区的构造三角带。但也有研究者认为，赖子山背斜南东部不存在一个倾向北西的大型逆冲断层。相反，台地周缘的主要断层均倾向盆地，因此赖子山背斜不是外来地体，而是一个原地的孤立碳酸盐台地，与整个右江盆地内其它的孤立碳酸盐台地类似（Chen, et al., 2011）。

3.1.2.2 板昌断层

板昌断层位于矿区北东部，长约 30km，走向 330° ，倾向北东，倾角 $50\sim 60^{\circ}$ ，由主断层和其上盘次级小断层组成，构成叠瓦状逆冲断层系。断裂带狭窄，宽一般 1-5m。带内发育以砂岩为主的构造透镜体。磨圆度好，部分呈上行雁列式定向排列。透镜体蚀变强烈，常具硅化，碳酸盐化。砂岩透镜体被泥质成分包绕，发育片理化。断层特征指示强烈的挤压变形，总体表现为逆冲性质。

3.1.3 岩浆岩

区内岩浆活动微弱，仅在矿区 NNE 方向 25—30km 远的贞丰白层有偏碱性超基性岩小岩体出露，岩体侵位时代是燕山期（贵州省地质矿产局，1987;）。有研究者对白层岩体其进行锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年获得 88.1 ± 1.1 Ma，对阴河、鲁容两处岩体的金云母 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

定年分别获得 $85.25 \pm 0.57\text{Ma}$ 和 $87.51 \pm 0.45 \text{ Ma}$ 的年龄，认为该处岩体源自部分熔融的亏损软流圈地幔，受到不同程度的上地壳混染而成(Liu, et al., 2010)。也有研究者对白层岩体中的锆石进行 SHRIMP U-Pb 定年，获得 $84 \pm 1\text{Ma}$ 的年龄，但根据锆石中 Hf 同位素特征认为其源自富集地幔；同时还发现岩体中有年龄为 $409 \sim 450\text{Ma}$ 的锆石（陈懋弘等，2009），本文认为其与刘玉平等（2009）在该区超基性岩捕虏体中发现的 420Ma 年龄段的锆石相关，源自晚志留-早泥盆世沉积岩。

尽管尚无岩浆岩与烂泥沟金矿成矿相关的证据，但仅有的燕山期岩浆岩证明，燕山期的构造-岩浆活动是研究区内不可低估的流体热驱动来源。

3.2 矿体地质特征

烂泥沟金矿床范围东西宽约 1200m，南北长约 1500m(图 3-4)。矿体主要赋存于断层破碎带中，断层控制明显。以 F2 为界，矿床分为两个矿段，北西为冗半矿段，南东为磺厂沟矿段。矿体主要赋存于磺厂沟矿段的 NW 向断层 F3（占储量的 81%），及其与 NE 向断层 F2 的交叉部位。容矿岩石为许满组至边阳组的含钙质细砂岩和泥岩。

3.2.1 矿体特征

3.2.1.1 磺厂沟矿段

磺厂沟矿段的特点是矿体规模大，品位高，矿体垂向连续性好。其中 NW 走向 F3 断层控制的 31、32 号矿化域（原 1 号矿体），控制了

烂泥沟矿床大部分金资源量；NE 走向 F2 断层控制的 21 号矿化域（原 2 号矿体）；330 号矿体受 F3 下盘的北东向 F6 断裂带控制。

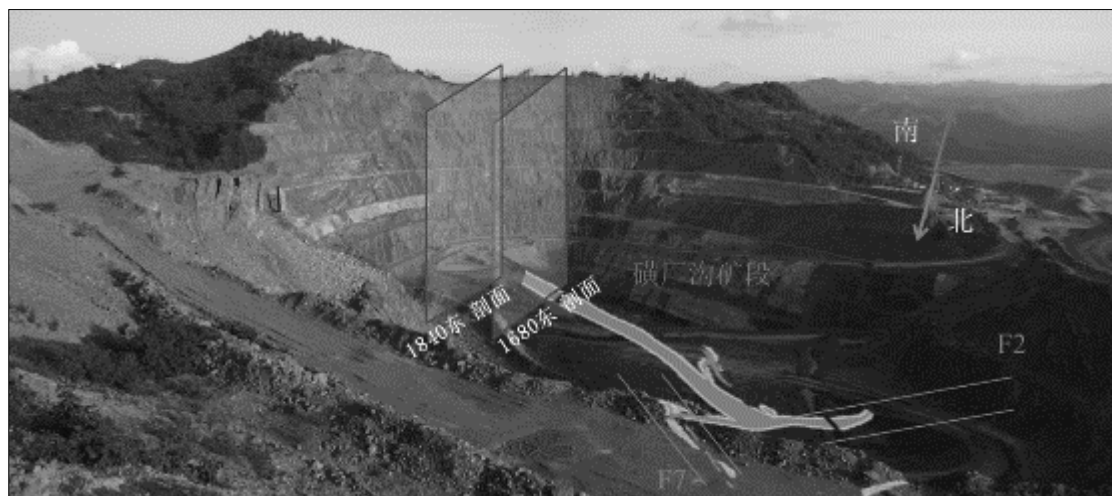


图 3-4 烂泥沟金矿露天采场及矿体形态示意图

31、32 号矿化域：

位于 F3 断层带中（图 3-5），地表出露长仅 500 余米，但垂向延伸 1000m 以上。矿体倾向北东，沿与 F2 的交线向 SE 侧伏，侧伏角 55° 。矿体呈似层状产出，其产状与 F3 断裂带一致，其总体走向 295° ，倾向 NNE，倾角 $55\sim 85^\circ$ 乃至直立甚至倒转。因其受 F3 断裂形态制约，特别是在 600m 标高以上矿体形态为反“S”形，矿体向南陡倾，以下则呈 75° 左右稳定地向 NNE 延伸，到 200m 标高矿体变陡，倾角在 85 度以上。矿体陡缓变化，膨大狭缩较为突出，矿体的平面形态亦呈波浪状。矿体样品金品位在 $0.0\text{—}43.75\times 10^{-6}$ 之间，矿体平均品位 6.53×10^{-6} 。深部矿体受 F3 和 F7 联合控制所致。在二者的构造复合部位形成一个富矿体（贵州省贞丰县烂泥沟金矿区补充勘探报告，2004）。



图 3-5 烂泥沟金矿 1680E 线剖面图

21 号矿化域

受北东向 F_2 断裂破碎蚀变带控制。矿化域产状、形态与断裂带产状、形态一致，倾向南东，总体倾向 150° ，倾角 $40^\circ - 80^\circ$ ，局部亦存在直立反倾现象。矿化域走向长 460m，沿倾向方向控制斜深一般 40—150m，目前控制最大斜深 324m。矿化域呈似板状，单工程厚（真厚度）0.67—17.67m，矿化域平均厚 3.94m；样品品位 $0 - 19.54 \times 10^{-6}$ ，样品平均品位 4.81×10^{-6} ；矿化域平均品位 5.42×10^{-6} （贵州省贞丰县烂泥沟金矿区补充勘探报告，2004）。

3.2.1.2 冗半矿段

在冗半矿段内，分布着大小不等的十余个矿体，各自依附着规模不等、产状各异、性质不同的断层破碎带产出。其特点是矿体多，但

规模小，品位低，矿体连续性差。矿体走向主要受到与 F3 平行错位的 F7 断层控制，向矿区 NW 方向展布，并受到矿区内次级断裂的影响。

3.2.2 矿体富集及变化规律

尽管磺厂沟矿段和冗半矿段的矿体在规模上、品位上和连续性上有一定的差别，但矿体的富集和变化规律都有其共性的一面。

1) 矿体的膨大变宽发现于构造交汇部位。

2) 岩性组合对金品位的控制

岩性组合对金矿化有着明显的控制作用。在 F3 断层中，薄至中厚层状细砂岩、粉砂岩夹粘土岩更利于形成高品位矿体。如 F3 下断面一侧以砂岩为主夹粘

土岩，金矿化强烈，其品位多在 15×10^{-6} 以上；而靠近 F3 上断面一侧以粘土岩为主夹砂岩，品位多在 5×10^{-6} 以下并出现夹石（罗孝桓，1994）。而深部勘探表明，尽管 T2xm4-3 泥岩含矿性差，但若其中夹有砂岩层，则同样可形成工业矿体（罗孝桓，1994）。

岩性组合对金矿化的这种控制作用，是岩石孔渗率控制成矿流体发生成矿作用的表现，具有低孔渗率的粘土岩作为流体阻滞层，和高孔渗率的粉砂岩、白云岩，形成了一个利于流体进入，发生沉淀的反应区。

3) 蚀变与金的关系

通过对黄铁矿的电子探针、扫描电镜分析发现，除具有富砷环带黄铁矿外，局部存在不含（或低于检测限）金的黄铁矿。黄铁矿和毒

砂是本矿床最重要的载金矿物，但单一黄铁矿富集部位含金性较差，单纯黄铁矿的产出，可能与成矿过程中或成矿前，硫化氢气体溢出后遇到高 Fe 贫 Au 流体有关。

3.3 围岩特征

本矿床围岩及赋矿岩石主要为含钙质的细碎屑岩类之砂岩、粘土岩及其过渡岩石类型（如泥灰岩）。各岩类简要特征如下：

3.3.1 含钙质砂岩类

包括含钙质细砂岩、粉砂岩及含粘土质粉砂岩。基质支撑，具细砂粒状结构、粉砂粒状结构。它们均由碎屑和胶结物两部份组成。

细砂岩之碎屑粒径以 0.10—0.25mm 为主。并有粉砂级颗粒与中粒砂屑相混。组成砂岩之碎屑成份以石英为主，含量大约为 40%—60%。此外还有少量白云母（2%）、炭质物质（可能为焦沥青或煤屑）（2%）；微量岩屑、长石、方解石、锐钛矿、电气石，金红石，锆石等副矿物。

砂屑和炭质碎片均呈棱角一次棱角状，表明它们在从源区搬运的过程中几乎没有磨圆，并与浊流快速沉积的特征相吻合。砂屑间的基质含有大量的原始化学成因的碳酸盐（亮晶方解石和白云石）（24%），以及细粒石英（15%）、水云母和蒙脱石等粘土矿物（10%）。

3.3.2 含钙质粘土岩类

包括含钙质粘土岩、含钙质含粉砂质粘土岩。组成粘土岩之矿物

以泥晶白云石、方解石、水云母和蒙脱石等粘土矿物为主。钙质粘土岩具显微鳞片状结构。常形成含碳酸盐的粉砂层和贫碳酸盐的粘土层，含较丰富的煤屑。

3.3.3 泥晶灰岩、白云岩类

这类岩石常与钙质泥岩呈过渡关系。以碳酸盐岩化学沉积（主要为白云石）为主，少量泥土矿物和植物碎片。岩石均匀致密。

碳酸盐岩在成岩过程中就可能发生多次改造，特别是右江盆地演化历史中发生的多次海退事件（梅冥相等，2004），形成了含有石膏或石盐的白云岩，在沉积成岩阶段，会因埋深增加而发生硫酸盐热化学反应，导致岩石的孔隙度和渗透率增加。同时盆地快速沉降，导致随地层深埋的孔隙水沿早期构造上侵，将盆地中的金属搬运至化学活性较强、渗透率较高的地层，形成贱金属硫化物，导致部分地层富集金属，成为潜在的成矿物质储库。

值得注意的是在同样赋存于沉积岩的 MVT 铅锌矿床中，当卤水中含有 Mg 离子时会沉淀白色的亮晶白云岩，但如果同时也有硫化物沉淀则无法发生这一过程，因为硫化物沉淀时形成的酸会抑制白云石的沉淀。并有研究表明，在有甲烷催化的石膏发生硫酸盐还原过程中，白云石在 HS⁻¹ 浓度达到闪锌矿沉淀条件之前就已经发生了沉淀，当闪锌矿发生沉淀时白云石会被轻微溶解，而当流体中锌元素亏损时，白云石的沉淀又会发生（Anderson and Garven, 1987）。这一过程说明白云岩膏盐层在甲烷化催化下可能发生碱金属富集，可能对铁白

云岩的形成有利，并形成成为成矿流体提供 Fe 的有利岩层。

3.4 矿石特征

3.4.1 矿石类型

矿区按矿石氧化程度可划分为氧化矿和原生矿两大类。氧化矿主要分布在地表 2—30m 范围内，呈土黄色、浅黄色、灰白色，褐铁矿化普遍，矿石较疏松，无或少见黄铁矿等金属硫化物。原生矿为主要矿石类型，矿石物质组分较复杂，黄铁矿、毒砂等金属硫化物较多，矿石呈深灰色、灰色、黑色，矿石较坚硬。该类型矿石中金以包裹金为主，选冶试验研究认为其工艺类型为含砷贫硫化物难选冶金矿石。

3.4.2 矿石物质成份

1) 矿物组成

矿石中矿物可分为两大类：金属矿物和非金属矿物，非金属矿物是矿石组成的绝对主量，占总量的 95%以上，主要矿物有石英、粘土矿物、方解石、白云石、白云母等。金属矿物主要是金属硫化物，一般小于 5%。以黄铁矿为主，其次有毒砂等。

2) 主要金属矿物嵌布特征

矿石中金属矿物嵌布粒度都比较小，其中黄铁矿粒度稍粗，但大于 0.071mm 者仅占 6.83%；毒砂之主要粒度均在 0.053mm 以下；辉锑矿则绝大多数集中在 0.053—0.1 mm 之间；次要矿物中之辰砂粒度多在 0.071mm 以上；方铅矿、闪锌矿、铜矿之粒度均比较细小（罗孝桓

等, 1994)。

(含砷)黄铁矿: 是矿石中含量最多的金属硫化物, 占金属矿物相对含量的 82.46% (罗孝桓等, 1994), 其结晶程度不高, 多为半自形晶, 以星点状、稀疏状或稠密状浸染于砂岩、粘土岩中。黄铁矿与金的关系十分密切, 为最重要的载金矿物。多具有含有杂质包裹体的核部和富集成矿元素的环带结构。

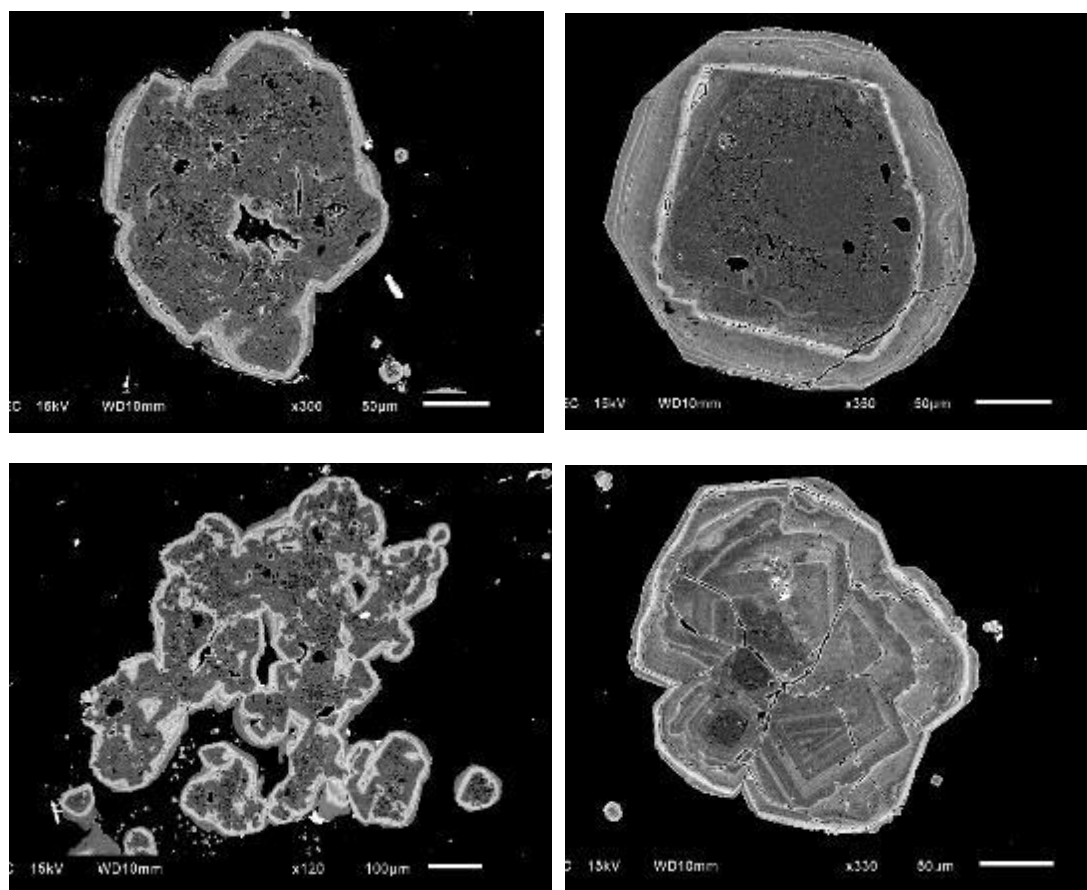


图 3-6 烂泥沟金矿中的环带增生黄铁矿

毒砂: 占金属矿物相对含量的 9.03%。其结晶程度较高, 为自形、半自形粒状、针状、放射状集合体。毒砂中含有次显微金, 亦为重要

的载金矿物（罗孝桓等，1994）。部分毒砂碎裂，并与黄铁矿接触，可能被黄铁矿交代，但在矿区周边勘探中也有不含金的毒砂矿化岩石。

辉锑矿：在矿石中分布不均匀，较为少见，占金属矿物相对含量的 2.35%，结晶较好，多呈针状、柱状，少数为不规则粒状，多嵌布于方解石脉或其他脉石裂隙中（韩至钧等，1999）。

辰砂：含量较少，占 0.54%，结晶程度一般较高，粒度亦较粗大，单矿物分析含金 0.59×10^{-6} 。

此外，金属矿物还有雄（雌）黄、方铅矿、闪锌矿及黄铜矿等，其含量都相当低，在 0.16—0.02%之间，并且颗粒相对黄铁矿更为细小。经单矿物分析，辉锑矿、雄（雌）黄基本不含金（韩至钧等，1999）。

3.4.3 矿石结构构造

1) 常见结构

自形、半自形粒状结构：部分金属矿物黄铁矿、辰砂、雄（雌）黄、辉锑矿呈自形、半自形粒状分布。

它形粒状结构：部分黄铁矿呈它形粒状星散分布。

自形、半自形针状结构：部份毒砂呈自形、半自形针状或针状集合体分布于砂岩、粘土岩中，部分断裂为碎裂毒砂。

环带结构：先形成的黄铁矿为核，外部有后形成的含砷黄铁矿环边，是含矿黄铁矿的主要特征。

2) 构造

浸染状构造：在含金属矿物较少的矿石中，黄铁矿、毒砂、辰砂、

方铅矿、闪锌矿、黄铜矿呈星点状、浸染状分布，其中以黄铁矿较为常见。

脉状、网脉、条带状构造：石英、黄铁矿、毒砂等金属矿物沿节理裂隙形成网状、脉状、条带状构造，常见石英细脉边缘及其中含有黄铁矿。

角砾状构造：黄铁矿等金属硫化物及其集合体在构造应力作用下形成角砾、角砾状构造，黄铁矿晶体中常见裂隙。

3.5 矿化蚀变特征

3.5.1 围岩蚀变类型及特征

通过野外观察和室内显微镜鉴定，本矿床主要矿化、蚀变类型有：硅化、黄铁矿化、毒砂化、辉锑矿化、辰砂化、碳酸盐化、粘土化等，其中最普遍见到的是硅化和黄铁矿化。鉴于矿石微细浸染状的特征，甄别各种矿化蚀变的次序非常困难，也非常重要。

3.5.1.1 黄铁矿化

黄铁矿化最要有两期，分别与成矿阶段第一期、第二期对应。第一期黄铁矿化弱，形成立方体、液滴状的核部；第二期极为广泛的黄铁矿化，主要为具它形粒状和五角十二面体晶形的黄铁矿，与第二成矿阶段的硅化石英紧密共生，并包裹在第一阶段黄铁矿的外层。

黄铁矿的最大特点是环带十分发育，是本矿床最主要的载金矿物，富集了包括金在内的多种微量元素。

3.4.1.2 硅化

硅化是矿床最广泛的热液蚀变现象，在成矿的各个阶段均有发育。成矿前阶段的硅化作用较弱，主要形成浑浊、透明度低的他形细粒石英及玉髓，其中常见炭质、泥质、副矿物等；成矿阶段最为强烈，形成不规则的他形微—细粒状石英，沿容矿岩石的孔隙对成矿前形成的矿物进行交代，伴随有大量的半自形、他形粒状、浑圆状含砷黄铁矿，和被黄铁矿未完全交代的针状毒砂，及其骸晶；成矿晚阶段的硅化作用形成的石英呈细脉状充填于黄铁矿周围的孔隙中，以及围岩中曾经作为流体渗流通道的裂隙中，同时该期硅化作用伴随有方解石、辉锑矿和辰砂；成矿后的硅化作用常伴随雄黄出现，呈细脉状、晶簇状产出。

石英是否与黄铁矿同期沉淀仍有待进一步讨论，因为石英的沉淀标志着成矿的孔隙和流体通道被封闭，对成矿流体的注入和补充具有直接约束。

3.4.1.3 毒砂矿化

在成矿前就存在热液活动、以及成岩作用中的金属沉淀作用，导致容矿岩石中有毒砂广泛存在。成矿阶段的热液可能将容矿岩石中的大部分毒砂溶解、交代。未被成矿流体完全溶蚀的毒砂，因为始终具有比黄铁矿具有更强的表面还原能力，会在成矿期形成含金增生。毒砂在矿石中的含量一般小于 1%，呈细小的菱角状、针柱状、毛发状晶形，以浸染状分布为主，是矿石中重要的载金矿物之一，但总量有限。矿体周围甚至矿区周边的有利岩性中，均有毒砂发现。因矿体中

局部有白铁矿和赤铁矿，镜下特征也呈针状，锡白色，极易混淆。

	成矿前		成矿期		成矿后
	沉积成岩	热液	早阶段	晚阶段	
金红石	— 碎屑 —				
磷灰石	— 碎屑 —				
锆石	— 碎屑 —				
独居石	— 碎屑 —				
白云母	— 碎屑 —				
白云石	— a. 沉积 —	— b. 含 Fe —	— c. 进入Py环带 —		
绢云母	— a. 碎屑 —	— b. 热液 —	— c. 细粒增生 —		
方解石	— a. 沉积 —	— b. 细脉 —		— c. 网状 —	— d. 粗晶脉状 —
石英	— a. 碎屑 —	— b. 热液 —	— a. 网状 —	— d. 脉状 —	— e. 晶簇 —
黄铁矿		— a. 无/低Au —	b. 含Au增生?		
闪锌矿					
黄铜矿		— e. 无/低Au —	b. 环带增生、交代黄铁矿		
伊利石		— a. 热液 —	b. 进入Py环带/充填孔隙		
非黄				— 浸染状 —	
绿黄				— 脉状 —	
辉钨矿					
辰砂					
重晶石					
神麝矿					
黄铜矿					
自然铜					
自然汞					

表 3-2 烂泥沟金矿矿物共生顺序

3.4.1.4 碳酸盐化

为晚期热液作用产物，碳酸盐化主要表现为方解石充填、胶结。方解石化有两期：第一期为他形粒状，与第三期硅化石英，以及辉钨矿和辰砂紧密共生；第二期为他形细粒状组成的细脉，穿插于早期石英方解石脉中。偶见几微米-几十微米的含铜硫化物被包裹在方解石脉中。

3.4.1.5 辉钨矿化

仅在个别矿石中可见，呈他形粒状，粒度小于 1mm，浸染状、脉状分布于矿石中。可分为两期：第一期粒度细小，呈细脉状、浸染状与粘土矿物共生，或浸染状分散于矿石中。第二期辉钨矿与成矿晚阶

段的硅化石英、方解石紧密共生，生成时稍晚。另外在方解石中可以见到锑的富集，可能是方解石中流体包裹体或晶格中含有锑。

3.4.1.6 辰砂矿化

矿石中发现较少，与成矿晚阶段硅化石英及方解石、辉锑矿共生。呈团块状、粒状、细小板状、长柱状。大多被浸染状、晶洞状或细脉状石英包裹。

3.4.1.7 雄(雌)黄矿化

通常呈致密状产出于成矿晚阶段石英—方解石细脉和网脉中，局部呈厚 0.01-0.5cm 的脉产出。更为常见的是呈脉状充填于矿石裂隙中，常与成矿后期的石英方解石共生，并包裹重晶石，极个别情况可见自然砷。烂泥沟金矿中，局部雌雄黄矿化可以富集达到 As 矿体标准。

3.4.1.8 粘土化

分布广泛，主要有两期：第一期为岩石中普遍交代的伊利石化，表现为岩石基质的粘土矿物蚀变为伊利石，与成矿阶段的硅化关系紧密，但不排除在成矿前的热液活动、成岩作用中就已经形成粘土矿化。第二期为绢云母集合体，充填于石英方解石脉的晶隙、晶洞中，但该期次集合体大多粒径较大。

3.5.2 蚀变和矿化的分带

地表露头和钻探岩芯的观测，以及系统的岩石薄片研究表明，矿体及其围岩蚀变矿物的分布有如下规律：

1) 矿石中大量出现胶结黄铁矿的石英, 和以脉状充填岩石裂隙的石英;

2) 铁白云石和白云石主要分布在围岩中, 矿体中多被硅化取代。矿体中碳酸盐的缺失是由于酸性成矿流体对碳酸盐的溶解而致;

3) 大量毒砂出现在矿体的边缘, 甚至矿区周边, 证明存在成矿前、成岩阶段的热液流体活动。

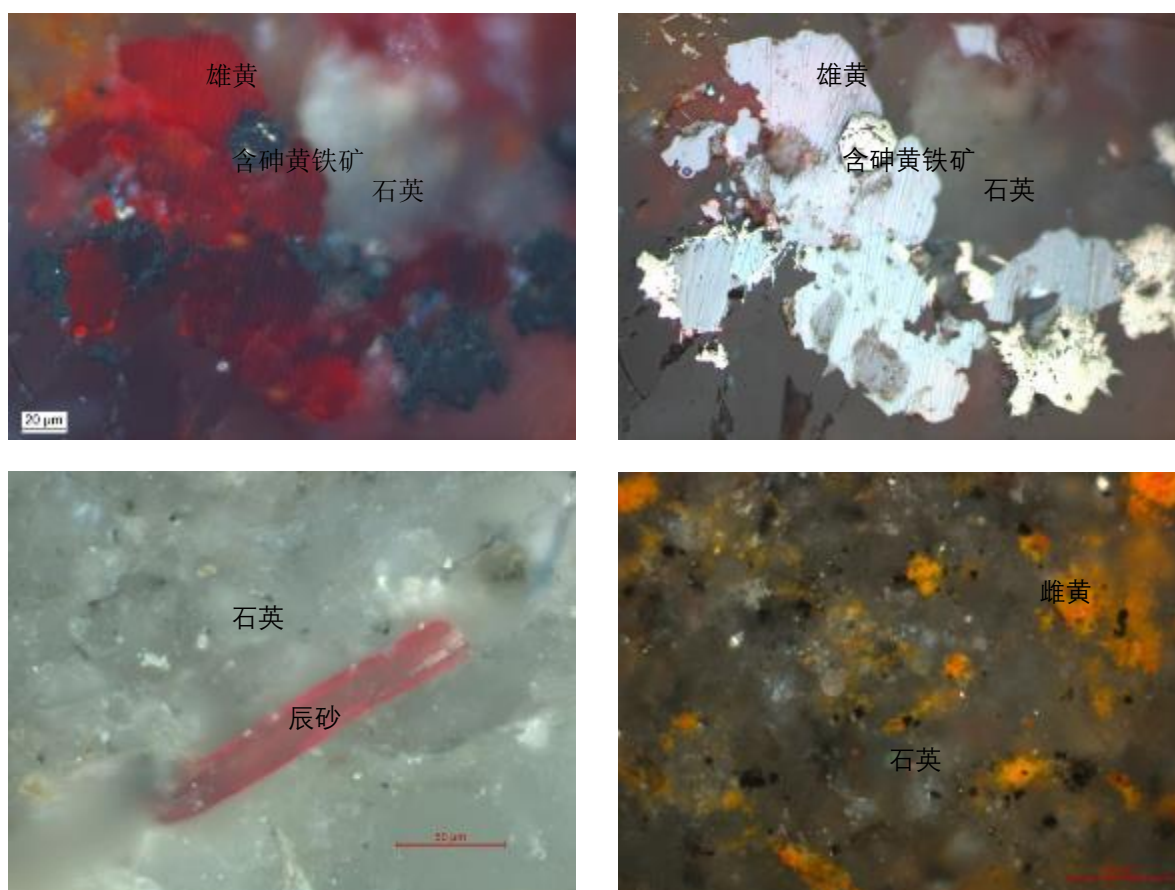


图 3-7 烂泥沟金矿矿石中的中低温矿物

成矿流体沿早期断裂、容矿岩石孔隙运移, 对流体通道和容矿岩

石进行交代和蚀变，但对于国内外的卡林型金矿而言，缺乏有指示意义的蚀变分带是一个普遍共识，目前仅有粘土矿化、绢云母化，以及可能的毒砂矿化，与矿体紧密相关，但又大多局限于容矿岩石、紧邻矿体，无法作为有效的区域勘探标志。

3.6 本章小结

1. 烂泥沟卡林型金矿床，处于孤立碳酸盐台地与陆源碎屑岩盆地的交接部位，容矿岩石主要为钙质陆源碎屑岩。矿体受断裂构造控制，主要赋存于磺厂沟矿段的北西向断层 F3（占储量的 81%）及其与北东向断层 F2 的交叉部位。

2. 矿石以原生含砷贫硫化物难选冶金矿石为主。具有环带结构的含砷黄铁矿是主要载金矿物，次要载金矿物为毒砂和粘土矿物。矿石构造以微细浸染状为主，少量呈脉状、角砾状。金主要以不可见金的形式，赋存于黄铁矿的富砷环带中。

3. 容矿岩石处于深埋阶段时，可能曾被热液流体蚀变，形成不含金的毒砂、白云石化，改造容矿岩石使其孔渗率增加，该过程可能与硫酸盐热化学反应和盆地热卤水有关。

4. 热液蚀变可分为四个阶段：

①去碳酸盐化+白云岩化+毒砂化+弱硅化阶段→

②硅化+黄铁矿化（核部）+闪锌矿+绢云母化阶段→

③石英+黄铁矿含砷环带增生+（毒砂增生？）+伊利石化阶段

→

④晶簇石英+方解石+雌雄黄阶段。

成矿主要与第二阶段的黄铁矿含砷环带增生有关。

第四章 成岩作用与卡林型金矿成矿

4.1 成岩-成矿过程中孔隙演化研究的必要性

从油气地质学研究角度来讲，成岩作用是成岩矿物沉积后到变质作用之前所发生的各种物理、化学及生物变化，通常分为两个阶段：将沉积物由弱固结到固结成岩的阶段称为早期成岩阶段；岩石固结后，在深埋环境下直到变质作用/风化作用前的阶段称为晚期成岩阶段。主要成岩作用包括：1. 降低孔渗率的成岩作用：主要有机械压实作用和胶结作用，其次为压溶作用和重结晶作用；2. 增加孔渗率的成岩作用：主要为溶解和淋滤作用。沉积岩演化过程中矿物的增生、溶解、胶结作用、胶结抑制贯穿在成岩阶段，意味着在成岩过程中不仅有压实脱水，而且沉积岩中的石英、方解石、石膏、石盐等矿物可能减少或者增加。

对于矿床学研究而言，容矿岩石在成矿作用发生前的演化不仅包含了石油地质学范畴的成岩作用，还包括了热液系统在发生矿物沉淀之前，热液对容矿岩石的改造。但是对于常见的硫化物矿床而言，尽管岩石孔隙是流体运移的通道，因为研究对象的矿物结构通常呈现块状，而矿体结构呈脉状并与围岩界线清晰，但相对断层等开放空间容矿的块状硫化物或脉状矿体的矿床，岩石孔隙的研究则显得并不重要，因而对于容矿岩石的孔隙演化并没有受到重视。但对于卡林型金矿以及其他微细浸染状矿化的矿床而言，岩石孔隙是储层岩石中矿物的运

移、沉淀空间,对于岩石从成岩-成矿前这一阶段的岩石孔隙度演化,有利于理解并限定成矿流体演化的 P-T-t 过程,是解译这类矿床成矿机制的前提条件。

但因为前述学科研究兴趣的差异,尽管有石油地质学领域的学者研究了热液改造对岩石孔隙度保持和增加的正面作用,但止步于被破坏的圈闭构造,加之这类储层已经受到热液改造,很多演化证据因非油气作用的矿物溶蚀、胶结抑制而缺失,对于低产甚至严重焦沥青化的储层而言,已无兴趣开展孔隙度演化研究。而对矿床学领域的学者而言,更关注的是油气等有机质对于成矿元素的迁移、沉淀机制,对于容矿地层曾经作为油气储层的这一中间过程,因为研究对象大量涉及油气地质学的背景知识而束手无力。

因此,跨越油气地质学和矿床学的研究兴趣界限,通过结合两个学科的研究手段、证据,对容矿岩石的成岩-成矿过程的完整分析,会为解释卡林型金矿成因提供一个全新的视角,并对深入了解微细浸染型矿床、具有环带增生结构特征的硫化物矿床的成因,以及盆地尺度流体迁移、元素富集、矿产分布等普适性问题具有促进作用。

4.2 成岩作用对成矿的影响

以往矿床学研究中,针对成岩作用的关注较少,成岩作用在矿物共生序列图中只是一个单一阶段,对于成岩作用是否影响了成矿过程基本没有相关讨论。但是对于成矿作用发生在容矿岩石孔隙中的卡林

型金矿，其孔隙对成矿作用可能存在较多制约，包括但不限于以下几点：

1. 孔隙中的储层流体的成分、温度、压力；
2. 孔隙度对硫化物含量的限制；
3. 毛细管压力对流体运移能力、反应速率的限制；
4. 成矿前在孔隙中、孔隙周围矿物对成矿物质的供应；
5. 核部黄铁矿的形成。

因此，对于成岩作用下孔隙演化的重建，是开展卡林型金矿成矿机制研究的一个必要前提。但是，因为右江盆地在油气勘探中屡无收获，也就鲜有研究者开展这一本属于石油地质学领域的工作。而对于矿床学研究者而言，这是一项非常挑战性的工作，除了知识结构上的差异之外，还有在矿化区域内，孔隙因为受到热液作用的改造，很多现象仅是演化的中间过程，但在成矿后的岩石中已经被热液作用改造甚至溶蚀，所以也无从下手。

本文通过为数不多的关于右江盆地的孔隙演化、埋藏史等成岩模式研究，整理了右江盆地成岩作用与热演化史，作为尝试，以讨论成矿前容矿岩石的状态（见图 4-1）。

通过恢复成岩模式可知，有如下几点可能被沉积地质学者所熟知，但矿床地质学者颇为陌生的几点：

1. 随着埋深的增加，粘土矿物脱水，沉积岩碎屑中的长石会被转化为绿泥石和伊利石，并且覆盖在孔隙矿物颗粒表面，抑制甚至阻

止胶结作用，也就是石英和方解石的增生和沉淀，可能导致流体包裹体极少；

2. 随着埋深的增加，孔隙水逐渐由碱性转为酸性，两个阶段都可能产生溶蚀作用，可能将含铁矿物溶蚀；

3. 当埋深到达 5 公里以上时，深埋变质成岩作用发生，形成低级-极低级区域变质岩，而埋深在 6 公里是已经在变质作用范围内，深埋变质作用也可能因为较高的地温梯度而在更浅的地层中发生；

4. 欠压实沉积岩快速深埋，使储层发生超压，这是一个常见的现象，超压和油气充注都会抑制矿物增生；

5. 在深埋阶段 Fe 矿物如 Fe 白云石、方解石会随着胶结作用发生沉淀；

6. 油气随埋深裂解，到达过成熟阶段后会发生排烃，烃类的运移汇聚会在浅部储层汇集。干气阶段之后，CO₂ H₂S 和 N₂ 等气体的产率会明显提高，并排替储层中的烃类，裂解-热解过程中 C H N 等元素的释放会与流体和矿物发生反应和物质交换；

7. 气-油-水界面的存在，使储层内的流体与储层岩石之间的水岩反应存在差异，储层矿物在垂向上的同位素存在明显不同。

根据以上特征，右江盆地在最大埋深时，储层及其下覆岩石已经进入深埋变质作用，因此会产生具有变质特征的流体。同时，作为成矿所需的 Fe 的来源的 Fe 矿物可能不仅是 Fe 白云石，而早已存在于孔隙中的 Fe 矿物都可以为成矿贡献物质，比如含 Fe 绿泥石等。而对

于硫的来源，除了经常讨论涉及的岩浆水、大气水，还包括硫酸盐热化学反应产生的 H_2S ，有机烃类分解产生的 S 。

而在油藏的年代学研究中， $Re-Os$ 同位素定年是常用来确定成藏年代的方法，因为在有机质中 Re 和 Os 会强烈富集，并且在多期油气充注、排烃的情况下也能保持体系稳定。而成岩作用自生粘土矿物的 $Ar-Ar$ 定年也是确定充注时间的方法，因为在石油充注后，粘土矿物会因为被石油包裹而停止生长，但其难点和争议就是粘土矿物在油水界面上下存在生长的差异，也有报道描述了粘土矿物并未因油气充注而停止生长。粘附的有机质极难清洗，并且有机质碎片的谱峰与 Ar 的重合，因此被有机质污染的矿物无法获得可靠年龄。

结合右江盆地的演化背景，根据成岩模式可以对现有成矿作用的认识提出以下几个问题：

1. 变质流体来自深埋变质还是造山作用？

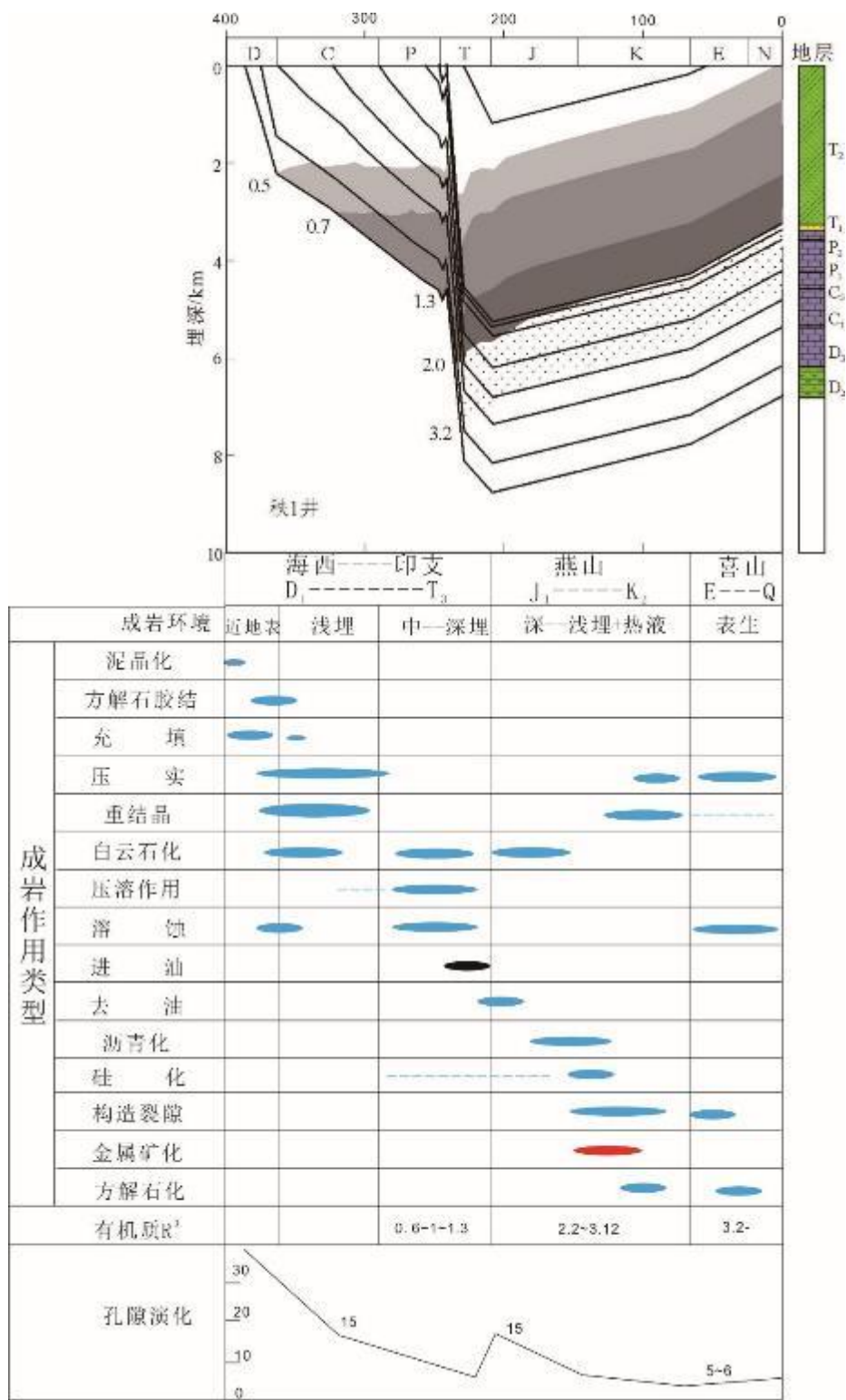


图 4-1 右江盆地成岩作用与热演化史

(据(赵孟军 等, 2007; 万梨 和 赵泽恒, 2013)修改)

作为主要容矿岩石的二叠-三叠系地层最大埋深已经达到深埋变质作用发生的位置，而且右江盆地曾经经历了高达 $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 的高地温梯度，因此容矿岩石中的流体应该具有变质流体的特征。右江盆地南缘广西境内发现了区域动力作用下的变质岩，说明研究区内的造山作用强烈，但储层流体的变质流体特征是完全来自造山作用，还是与深埋变质共同作用，还需要更深入的研究工作。

2. Re-Os 年龄来自有机质的特征还是成矿热液

因为有机质对 Re 和 Os 元素强烈的富集能力，在有机质中的 Re 和 Os 元素的含量是其他矿物的几个数量级之上，富含有机质的页岩、焦沥青是应用铼钨定年优选对象。但是热液作用下有机质的热解过程可能使其富集的这两种元素进入硫化物，因此 Re-Os 年龄可能是硫化物继承了有机质中富集的同位素体系，而其年龄的地质意义可能是成藏演化事件的年龄，而非成矿年龄；

3. Ar-Ar 年龄来自热液矿物还是成岩自生粘土矿物？

经历了深埋抬升转换的成岩演化过程中，自生粘土矿物如绿泥石、伊利石等曾经大量存在，并为容矿岩石孔隙的保存提供了有利条件，但成矿热液事件中生成的热液粘土矿物如绢云母、伊利石等，是否能完全重置自生粘土矿物？而且在储层破坏后被储层外流体淹没的流体还会生成新的粘土矿物，如果从成藏年代学的角度来看，这些粘土矿物的 Ar-Ar 年龄可能与成藏演化事件的关联更为紧密。

4. 超压流体包裹体形成于成岩过程还是成矿过程？

成岩作用中,盆地经历快速沉降容易形成超压,而这一现象可以随着储层石英增生而被保留。储层的超压状态随着抬升剥蚀,始终得到保持,盆地抬升过程中,伴随孔隙度减小,部分孔吼被封闭而不会受到后续流体扰动,使超压包裹体得以保存。而在成矿发生时,超压已接近所处地层静岩压力,但远低于深埋阶段的压力,但可能导致在容矿岩石中发现远高于成矿压力的包裹体。成矿超压继承于成岩超压,对成矿流体的溶解度有重要影响,但是区分成岩包裹体和成矿包裹体仍是一个难点。

5. 成矿流体有多少硫来源?

成岩作用经历了生物硫酸盐还原作用(BSR)硫酸盐热化学反应(TSR),深埋热液作用,烃类裂解,以及成矿热液作用,在成矿前多阶段硫酸盐分解、 H_2S 随储层物质传递(mass transfer)排出,使硫同位素的演化非常复杂。在石油地质学中,对于储层硫同位素演化的解释往往非常困难,而且四川盆地较多的富 H_2S 酸气气藏的发现,说明储层中的硫储库可以达到非常高的浓度和总量。因此,充分考虑成岩过程对硫同位素的影响,对于更精确的约束成矿流体的硫来源,是一项必要的工作。

4.3 超压流体的成因与意义

对于地球表面最大的构造单元,盆地的演化伴随着很多矿床的生成。盆地演化过程中沉积岩的成岩作用,伴随着脱水、深埋、有机质熟化成油气藏等过程,由此衍生出的流体,成为地球上最活跃的成分

之一。天然气田中的 CO_2 CH_4 H_2S N_2 都是重要的工业物质，他们来自于盆地深部的有机物、碳酸盐、硫酸盐裂解。

深埋盆地在快速沉降过程中，多个含有有机质的沉积地层伴随着沉降过程而依次经过生油窗，形成含有石油或天然气的生烃层，而多个含石膏等硫酸盐的白云岩、砂岩层位，可以通过 TSR 反应形成孔隙发育的利于油气储存的储层。这些层位中，有一部分会随着埋深的温度压力条件变化而快速增加，静水压力大于静岩压力而破碎，形成假不整合面，而先前分离的石油会裂解生烃，生成的甲烷和残留的石油，随着构造向浅部移动，知道汇集到新的圈闭层，或者逸散到地表，在原来的层位留下沥青，而原来的地层水/油田水，会带着从地层中溶解的盐类成分沿构造向压力更小的浅部储层移动。这样多次循环之后，盆地卤水的盐分不断升高，含有更多的金属元素。

盆地储层破坏时并不只是破坏了某个卤水层，而是通过构造联通了整个盆地流体循环系统，受到温度差、压力差、浓度差的驱动将卤水中的盐类向压力更小的地表运送。这一过程也就是右江盆地卡林型金矿成矿流体，从深部向上运移，搬运成矿物质的过程。

而在成矿过程中，成矿流体注入油藏，导致石油裂解，使油藏圈闭出现超压。当压力突破岩石破裂系数时，圈闭构造被阶段性的破坏，每次破坏导致的流体降压-沸腾，使 Au 等成矿物质从流体中沉淀，这就是卡林型金矿的成矿作用发生的过程。这一过程同期沉淀的石英中的流体包裹体，可以保留超压流体的证据。

需要指出的是，对美国卡林型金矿的研究中，认为缺乏流体超压和沸腾的证据 (Cline et al., 2005)。但是根据本文对成岩-成矿过程细节的重建可以发现，通过流体包裹体研究，获取成矿阶段发生的流体沸腾或超压的证据，无论对研究者的经验、工作量，还是样品的代表性都是较为苛刻的。

在成矿中，流体弱沸腾形成的脉石矿物颗粒细小、生长缓慢，增大了脉石矿物捕获成矿流体的难度，体现在卡林型金矿中的包裹体普遍更小。而且圈闭构造破坏周期中，不断交换的地层水或深循环大气水，使矿体局部形成升温-降温循环，这个过程形成的流体包裹体可能以低温、低盐度、多相为特征，但不一定能代表典型的成矿流体的物理化学条件。

因此，作为支撑现有多种成因模式的流体包裹体证据，可能因为卡林型金矿独特的成矿过程所限，只能代表某个特定的，流体包裹体形成多，而且大的矿体部位，或成矿阶段。特别是像成矿前后均有岩浆活动干扰的美国内华达州，或有造山作用叠加的陕甘川卡林型金矿带，流体包裹体可能被叠加流体活动干扰 (Li et al., 2013)。而对右江盆地卡林型金矿床而言，尽管其成矿强度、矿床数量、金储量都小于前两者，但也可能正因为没有叠加流体活动，矿床中保留了丰富的超压、沸腾证据 (张兴春 等, 2005; 李保华 等, 2011; Zhang, 1997; Su et al., 2009; Gu et al. 2012; 李保华等, 2010)。

4.4 储层破坏后的影响

储层破坏使圈闭构造失压导致气水界面上升,使石英、方解石这类胶结物可以弥散至压力平衡后的气水界面,并固结岩石。值得关注的是,气水界面上部未被胶结、胶结较差的矿石孔隙仍然处于开放状态,利于大气水等后续流体的侵入,并使这部分矿体易被氧化。氧化矿体的比例增高可以显著提高矿床储量的可利用率。而在成矿前就位于气水界面下的水层中,超压和高水饱和度使其可以溶解大量金属元素,可以形成高品位、连续的矿体,右江盆地中这一过程典型代表是水银洞金矿蚀变构造岩 SBT 中的金矿体。

但储层破坏过程伴随的水淹会为粘土矿物样品采集带来困扰。

有研究者利用云母 Ar 年代学方法测定了烂泥沟金矿的成矿时代,但样品特征与适合的样品存在差异 (Hofstra et al., 2003),而且其地质意义与合理性受到了质疑 (Cline et al., 2013),因此如何获取合适的样品是 Ar 年代学工作的一个挑战。有研究表明 (Bottig et al., 2017),气藏储层在油气充注后储层内的胶结作用、矿物增生都受到抑制而减缓甚至终止,在气田投入生产后的气藏储层中气液界面 (GWC = gas-water contact) 因为储层压力变化而上升了 30m,并在液面淹没区出现了粘土矿物的增生。

对于开采后的石油储层,注水驱油和注 CO₂ 驱油都是常用的提高石油采取率的手段。随着注水驱油油藏储层中的流体的盐度、温度、压力都会发生变化,比较常见的是附着在储层矿物表面的粘土矿物会脱落和溶解。热液侵入的储层系统随着圈闭破坏而失压,相对因开采

而缓慢减压的气藏而言，大气、地层水的注入对流体的稀释以及流体沸腾去气导致的 pH 值升高等过程可能会更加强烈、短暂，可能影响粘土矿物生成速率、粒径。

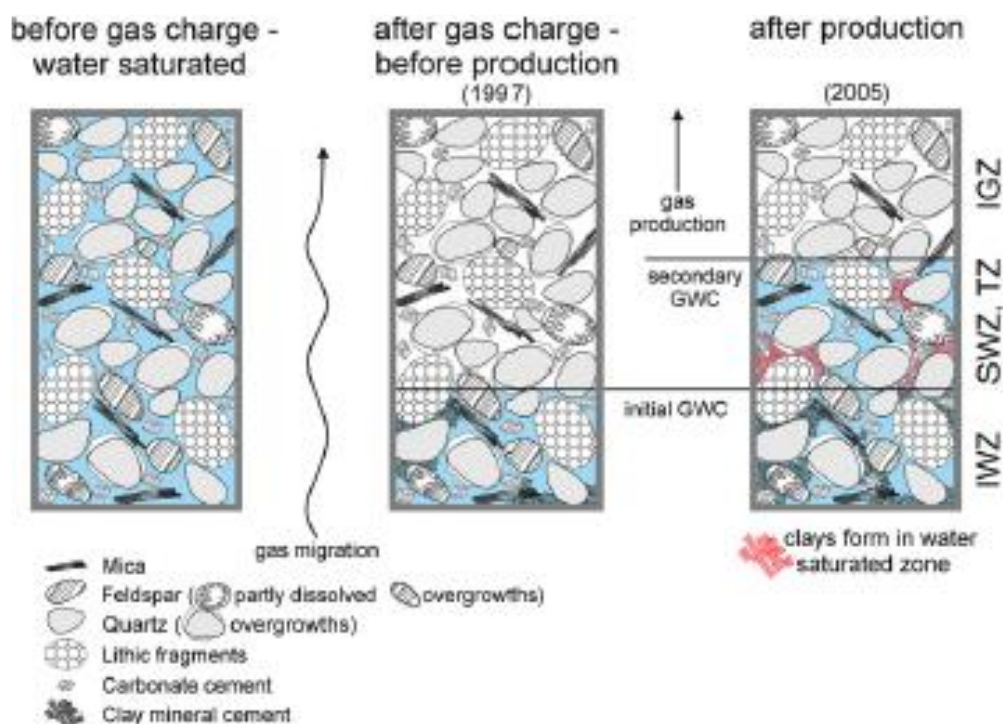


图 4-2 气藏储层在成岩、油气充注、开采后的气液界面、矿物演化

(Bottig et al., 2017)

因此，如果我们提出的储层破坏模型是正确的，那么成矿作用后储层会被周围地层水侵入并局部淹没，但储层的流体也会被稀释，并且储层刚刚经历了 CO₂ 和 H₂S 从液相中分离，尽管储层的流体的 pH 值可能降低，但仍然处于酸性环境中(李保华 等， 2011)。此时流体的浓度、温、压条件是否能沉淀粘土矿物？在酸性环境中沉淀的粘土矿物的稳定性和结晶速率，水淹区矿物胶结物的沉淀速率，都为能否形成可供测年使用的矿物集合体带来了疑问。因此根据 HRD 模型，在金沉淀过程中可能无法形成稳定的、足够 Ar 年代学测试使用的粘土

矿物集合体。但是，当金沉淀结束，成矿流体的去挥发分过程结束，其温压、浓度等条件变化减缓或者稳定时，流体中又有了形成粘土矿物的可能性。

如前文所述，容矿岩石成岩阶段经历了长期的粘土矿物生长、增生，因此粘土矿物可能是长期、多次地质作用的产物，而不是产于某次单一地质事件。鉴于油气充注后矿物增生会受到抑制，水淹过程中粘土矿物可能被剥离、溶解，HRD 过程可能无法形成足够粒径的粘土矿物颗粒。前人的 Ar 年代学研究的样品来自于热液石英脉(陈懋弘 等, 2009a)，根据 HRD 模型，脉状石英的形成是成矿结束后流体通道被封闭的结果，但样品中绢云母的粒径较大，可能是流体通道中或沉积岩岩屑中长期增生的绢云母，其成因可能与成矿作用无关。年龄的地质意义可能是油气充注的起始时间，或者某次储层泄露引发水淹事件的年龄。

储层破坏减压后，在形成稳定水淹区中，新生粘土矿物可能是合适的研究对象，其年龄可以作为成矿作用的下限。采样时应充分考虑水淹范围和持续时间，以及粘土矿物生成相对成矿作用的时滞，鉴别样品是否符合 Ar 热年代学对样品粒径、受热时间的要求，并通过胶结物特征鉴别成岩作用与水淹阶段粘土矿物。

尽管存在获得合适的粘土矿物作为 Ar 年代学研究测试对象的可能性，并且对容矿岩石中多种粘土矿物形成、溶解的研究对认识成矿作用具有积极意义，但因其可能不是金成矿的同时代产物，并且在储层演化阶段受成岩、热液等多个因素干扰而具有较高的不确定性，因

此并不建议以粘土矿物的 Ar 年代学(颗粒加热或微区激光加热方法)研究卡林型金矿的成矿时代。

4.5 盆地演化、构造作用对成矿的影响

右江盆地卡林型金矿系统,处于南盘江盆地演化的背景下,特别是在南盘江凹陷汇聚了数十个卡林型金矿床、金矿点右江盆地,通常所指的是位于滇黔桂三省交界右江流域所在的拉张-弧后前陆盆地。在寒武纪该区域为大片海域;在奥陶纪和志留纪时期受加里东运动影响,形成增大的滇黔桂古陆;到晚古生代受印支运动影响成为滇黔桂盆地,三叠纪时期受燕山运动影响成为南盘江盆地(梅冥相 和 李仲远, 2004; 梅冥相 等., 2001; 梅冥相 等., 2002)。总体上右江盆地的演化过程中,经历了从洋盆-前陆盆地,到古陆,到伸展深水洋盆,再经历抬升剥蚀形成局限盆地,最后暴露剥蚀,演化成为今天右江流域所在的盆地。

滇黔桂地区中、古生代海相沉积盆地,位于华南地区的湘桂走滑拉分盆地带,在区域上多分布于大陆活动边缘,形成于燕山期以来的陆内造山与陆缘非造山阶段,经历过晚燕山-早喜山期(K2-E)太平洋西缘俯冲与华南东缘伸展以及中-晚喜山期(E-N)印欧大陆构造挤压、与华南西缘汇聚挤压改造,呈现出伸展与挤压多种成盆构造背景并存的局面(徐政语 等, 2012)。但是因为三叠系以后该区域就已经被抬升,并经受快速剥蚀,并没有留下足够的沉积学证据。根据喜山运动早晚两次活动发生时在百色盆地的陆相盆地沉积岩来看,两次活

动渐弱,均变形微弱或无,只是在局部形成单斜或平缓的向斜(任立奎, 2002)。

右江盆地在三叠系的沉积过程中,发生了相对海平面的频繁变低,比如在罗楼组中段发生了3次渐强的海平面下降,在许满组的中下段发生了3次中等规模的海平面下降,海平面更低,在边阳组末段发生了1次大规模的海平面下降,导致右江盆地形成大范围暴露不整合面。这些频繁而强烈的海平面下降,多期次的海退导致沉积地层中出现厚层、多层溶塌角砾岩、膏溶白云岩、碳酸盐角砾岩。根据层序地层学的研究(时国等, 2010),中三叠世初期的多期次海退造成了台地边缘的局部暴露,台地内的沉积环境更加局限,形成了溶塌角砾岩和膏溶白云岩。而在随后沉积的三叠系上统的地层中,在滨岸陆源碎屑滩的环境中沉积形成了厚层的页岩,如果从油气勘探的角度来看,加上早期沉积形成的生烃层,该区生储盖层的条件都已完备。

滇黔桂盆地历了前加里东期大陆裂解、被动大陆边缘沉降阶段,加里东期原特提斯与被动大陆边缘沉积阶段,海西期古特提斯发展、多岛洋与弧后扩张,弧后盆地阶段,印支期中特提斯演化与前陆盆地形成阶段,燕山期新特提斯形成与周缘前陆盆地的转化阶段,和喜山期板内形变推覆、走滑改造与定形阶段等6个构造发展演化阶段(李长青, 1999)。

印支运动对右江盆地的影响,体现在印支运动第一幕主要以构造沉降为主,右江盆地为欠补偿性被动大陆边缘阶段,到了印支运动

第二幕抬升作用影响，盆地沉积中心向西北迁移，在三叠上统早期，右江盆地西部先于东部被抬升消亡。

右江盆地卡林型金矿床的中三叠统成矿层位都表明，燕山期地壳抬升-拉张，和热流体的向上侵溢是促使热液成矿的根源，也是海相原生油气藏破坏的关键因素。当然，热液成矿是油气藏破坏的重要表现，但可能还不是全部因素。综合各方面因素分析，作者认为，南盘江坳陷油气藏遭受破坏的关键因素，是中晚燕山期强烈的推挤隆起，和喜马拉雅期走滑作用，以及烃源岩热演化程度过高，造成的结果是盖层剥蚀与目的层局部裸露。与此相关的断裂活动与地表水下渗也导致油藏的破坏。但从卡林型金矿成矿的角度来看，以上过程恰恰是有利于成矿的各种因素，在时间、空间上的耦合。

右江盆地在燕山期因为伸展作用，和同期的岩浆活动，导致了地温梯度的升高。被加热的盆地流体加快了循环速度，向浅层搬运成矿物质，同时较深的油藏受热作用裂解，并被不断增加的气藏体积和压力挤出圈闭，向浅层圈闭迁移，也就是烂泥沟金矿和其他右江盆地卡林型金矿所在的三叠系碳酸盐地层。同时因为右江盆地南部抬升，被加热的盆地流体在横向上发生由南至北的迁移。

尽管石油先于高温成矿热液迁移，但是被加热的成矿卤水在加里东期已经成型的深大断裂系统内，继续向浅层上侵，直到注入油藏圈闭，导致了圈闭的破坏，造成右江盆地内的大规模卡林型金矿成矿。

4.6 本章小结

右江盆地卡林型金矿的形成，成岩作用对成矿作用有着广泛的影响：

1. 恢复右江盆地流体储层成岩模式，是确定成矿时代、物质来源的基础；

2. 成岩作用中容矿岩石的孔隙度演化伴随着储层矿物、流体、同位素的变化；

3. 成矿作用可能继承了储层成岩作用中的溶解、胶结、矿物抑制，对于年代学、水岩反应物质平衡-同位素演化具有直接影响。

第五章 结论与存在的问题

5.1 结论

本论文通过对烂泥沟金矿中硫化物的矿物学研究，依靠对硫化物的结构特征、地球化学特征的分析，结合前人工作中对成岩作用、区域构造演化、有机地球化学、成矿流体性质等信息，尝试解释烂泥沟卡林型金矿中硫化物的成因，及成矿作用发生的过程。研究中取得的主要认识包括以下方面：

(1) 核部黄铁形成于成矿前的，含金热液流体活动。该热液流体事件导致了容矿岩石孔隙度、渗透率增加，是金成矿的重要前提。核部黄铁形成时可能有岩浆热液混入流体；

(2) 流体可能在岩石孔隙中发生了强度较弱的沸腾作用，迅速沉淀的金属元素被快速生长的黄铁矿包裹，导致了环带部位富集不可见金。三叠系围岩中的硫酸盐可能是环带黄铁矿的硫来源之一。部分金属元素如 Hg、Sb、Pb、Zn、Ca、Ba 等，可能受流体沸腾强度影响残留于金沉淀后的流体，在合适的运移、富集、沉淀条件下可能促进了其他矿床的成矿。

(3) 黄铁矿环带中金属元素含量的逐层变化，是对成矿流体物理化学条件变化的响应。成矿热液注入储层圈闭构造，导致圈闭构造被脉冲式破坏可能是成矿的控制因素。

(4) 卡林型金矿形成于前陆盆地演化背景下的多种有利因素。结合右江盆地的演化背景, 燕山期构造-岩浆活动可能是右江盆地卡林型金矿的形成原因之一。

(5) 容矿岩石在成岩阶段发生的 Fe-白云石/方解石沉淀和溶解, 矿物的压溶和压裂作用, 以及孔隙度-渗透率改造等成岩作用, 可能是成矿作用发生的一个重要背景, 并在成矿过程中得以强化。

5.2 存在问题

本文对以烂泥沟为例, 通过硫化物的矿物学研究, 系统分析了盆地演化过程中的构造、热液、气藏圈闭破坏等关键因素的耦合, 是卡林型金矿形成的主要因素。尽管研究中已经竭尽所能考虑成矿系统中的各种制约条件, 但因为作者能力有限, 对以下几个方面需要逐步完善:

- (1) 通过盆地研究完善盆地成岩成矿系统演化
- (2) 明确卡林型金矿与其他赋存于前陆盆地的矿床之间是否存在联系
- (3) 增生环带中不可见金和其他金属元素的赋存状态。
- (4) 环带多元素富集的机制

致 谢

从 2005 年接触卡林型金矿以来，我先后在硕士阶段、工作阶段、博士阶段、博士后阶段围绕着卡林型金矿工作、学习了十余年，无论从一个学生还是一个地质工程师的角度，卡林型金矿都是谜一样的难题。我要特别感谢我的导师胡瑞忠研究员，导师前瞻性的选题开阔了我的视野，导师鼓励我大胆挑战困难，是我前行的动力。

在工作、学习中，矿床地球化学国家重点实验室的各位老师不仅毫无保留的传授给我知识，还包容了我天马行空的各种不成熟的观点。特别感谢毕献武研究员对我的耐心帮助，和毕老师的交谈每次都让我获益良多；感谢张兴春老师每次都耐心热情的和我讨论；感谢苏文超研究员用饱满的研究热情鼓舞我对研究工作的深入；感谢夏勇研究员风趣幽默的交流和对我的鼓励；感谢刘耘研究员对我的支持和鼓励；感谢黄智龙研究员，和您的交流既轻松愉快又颇有收获；感谢万泉、宋谢炎研究员执着的精神鼓舞我探索矿物的纳米世界……感谢矿床室每一个前辈、每一个成员尽心尽责，营造了一个美好的学术氛围。在中国科学院地球化学研究所的这些时光，我得到了师长、同学、师兄师弟师姐师妹的帮助、关心和照顾，让我在求索知识的路上感到不会孤单、也不会无助。在这里我有幸结识了世界上最优秀、最勤奋的科学家，还有最团结、最热心的朋友，能够曾经跟这些科学家和朋友们在一起学习、工作是我的骄傲，也是我回忆中最美好的时刻。

要感谢的人太多太多，恕不能一一具名，但我会怀着感恩的心想起这里的每一个人。

感谢贵州省科学技术基金对本文研究工作的支持。

最后，感谢我的妻子、我的母亲和我所有家人，有了你们的支持，我才能坚持自己，风雨兼程。

成海

2018 年 9 月

参考文献

1. AGANGI A, HOFMANN A, WOHLGEMUTH-UEBERWASSER C C 2013. Pyrite zoning as a record of mineralization in the Ventersdorp Contact Reef, Witwatersrand Basin, South Africa. *Economic Geology [J]*, 108: 1243-1272.
2. AREHART G B 1996. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: A review. *Ore Geology Reviews [J]*, 11: 383-403.
3. AREHART G B, CHAKURIAN A M, TRETBAR D R, et al. 2003. Evaluation of radioisotope dating of Carlin-type deposits in the Great Basin, western North America, and implications for deposit genesis. *Economic Geology [J]*, 98: 235-248.
4. AREHART G B, CHRYSOULIS S L, KESLER S E 1993a. Gold and Arsenic in Iron Sulfides from Sediment-Hosted Disseminated Gold Deposits - Implications for Depositional Processes. *Economic Geology [J]*, 88: 171-185.
5. AREHART G B, ELDRIDGE C S, CHRYSOULIS S L, et al. 1993b. Ion microprobe determination of sulfur isotope variations in iron sulfides from the Post/ Betze sediment-hosted disseminated gold deposit, Nevada, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta [J]*, 57: 1505-1519.
6. BAKKEN B M 1990. Gold mineralization, wall-rock alteration, and the geochemical evolution of the hydrothermal system in the main orebody, Carlin mine, Nevada [M]. Stanford University; United States -- California: 1-256.
7. BARKER S L L, HICKEY K A, CLINE J S, et al. 2009. Uncloaking Invisible Gold: Use of Nanosims to Evaluate Gold, Trace Elements, and Sulfur Isotopes in Pyrite from Carlin-Type Gold Deposits. *Economic Geology [J]*, 104: 897-904.
8. BARRIE C D 2010. Pyrite—'fool's gold' or misunderstood mineral? *Geology Today [J]*, 26: 28-33.
9. BEITZ E, BLUM J, MATHIEU R, et al. 2013. Experimental investigation of the nebular formation of chondrule rims and the formation of chondrite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta [J]*, 116: 41-51.
10. BENNING L G, SEWARD T M 1996. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150-400 degrees C and 500-1500bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta [J]*, 60: 1849-1871.
11. BOTTIG M, GIER S, JILG W 2017. Artificially induced clay mineral authigenesis in an underground gas storage field, North Alpine Foreland Basin, Austria. *AAPG Bulletin [J]*, 101: 789-806.
12. CHAKURIAN A M, AREHART G B, DONELICK R A, et al. 2003. Timing constraints of gold mineralization along the Carlin trend utilizing apatite fission-track, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and apatite (U-Th)/He methods. *Economic Geology [J]*, 98: 1159-1171.
13. CHANG Z S, LARGE R R, MASLENNIKOV V 2010. S-isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. *Smart Science for Exploration and Mining [J]*, 1 and 2: 350-352.
14. CHENG Y, MAO J, CHANG Z, et al. 2013. The origin of the world class tin-polymetallic deposits in the Gejiu district, SW China: Constraints from metal zoning characteristics and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology. *Ore Geology Reviews [J]*, 53: 50-62.
15. CLINE J S 2001. Timing of gold and arsenic sulfide mineral deposition at the Getchell Carlin-type gold deposit, north-central Nevada. *Economic Geology [J]*, 96: 75-89.
16. CLINE J S, HOFSTRA A A 2000. Ore-fluid evolution at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, USA. *European Journal of Mineralogy [J]*, 12: 195-212.

17. CLINE J S, HOFSTRA A H, MUNTEAN J L, et al. 2005. Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models. *Economic Geology* [J], 100th Anniversary Volume: 451-484.
18. CLINE J S, MUNTEAN J L, GU X, et al. 2013. A Comparison of Carlin-type Gold Deposits: Guizhou Province, Golden Triangle, Southwest China, and Northern Nevada, USA. *地学前缘* [J], 20: 1-18.
19. COOK N J, CIOBANU C L, MERIA D, et al. 2013. Arsenopyrite-Pyrite Association in an Orogenic Gold Ore: Tracing Mineralization History from Textures and Trace Elements. *Economic Geology* [J], 108: 1273-1283.
20. CRAIG J R, VOKES F M, SOLBERG T N 1998. Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita* [J], 34: 82-101.
21. DANYUSHEVSKY L, ROBINSON P, MCGOLDRICK P, et al. 2003. LA-ICPMS of sulphides: Evaluation of an XRF glass disc standard for analysis of different sulphide matrixes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* [J], 67: A73-A73.
22. DEDITIUS A P, UTSUNOMIYA S, EWING R C, et al. 2009. Nanoscale "liquid" inclusions of As-Fe-S in arsenian pyrite. *American Mineralogist* [J], 94: 391-394.
23. DEDITIUS A P, UTSUNOMIYA S, REICH M, et al. 2011. Trace metal nanoparticles in pyrite. *Ore Geology Reviews* [J], 42: 32-46.
24. DEDITIUS A P, UTSUNOMIYA S, RENOCK D, et al. 2008. A proposed new type of arsenian pyrite: Composition, nanostructure and geological significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* [J], 72: 2919-2933.
25. DICKINSON W R 2006. Geotectonic evolution of the Great Basin. *Geosphere* [J], 2: 353-368.
26. EMSBO P, HOFSTRA A H, LAUHA E A, et al. 2003. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components, and genesis of the Meikle and neighboring Carlin-type deposits, northern Carlin trend, Nevada. *Economic Geology* [J], 98: 1069-1105.
27. FAN W M, WANG Y J, PENG T P, et al. 2004. Ar-Ar and U-Pb geochronology of Late Paleozoic basalts in western Guangxi and its constraints on the eruption age of Emeishan basalt magmatism. *Chinese Science Bulletin* [J], 49: 2318-2327.
28. FAN W M, ZHANG C H, WANG Y J, et al. 2008. Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China: Evidence for plume-litho sphere interaction. *Lithos* [J], 102: 218-236.
29. FOLGER H W, SNEE L W, MEHNERT H H, et al. 1995. Significance of K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from mica in Carlin-type gold deposits: Evidence from the Jerritt Canyon district, Nevada [C] //; City. 41-60.
30. FRIEL J J, LYMAN C E 2006. X-ray mapping in electron-beam instruments. *Microsc Microanal* [J], 12: 2-25.
31. FRIMMEL H E 2008. Earth's continental crustal gold endowment. *Earth and Planetary Science Letters* [J], 267: 45-55.
32. GABOURY D 2013. Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusions. *Geology* [J], 41: 1207-1210.
33. GENKIN A D, BORTNIKOV N S, CABRI L J, et al. 1998. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation. *Economic Geology* [J], 93: 463-487.
34. GHORBANI Y, BECKER M, PETERSEN J, et al. 2011. Use of X-ray computed tomography to investigate crack distribution and mineral dissemination in sphalerite ore particles. *Minerals Engineering* [J], 24:

- 1249-1257.
35. GROVES D I, GOLDFARB R J, GEBRE-MARIAM M, et al. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* [J], 13: 7-27.
 36. GU X X, ZHANG Y M, LI B H, et al. 2012. Hydrocarbon- and ore-bearing basinal fluids: a possible link between gold mineralization and hydrocarbon accumulation in the Youjiang basin, South China. *Mineralium Deposita* [J], 47: 663-682.
 37. HALL C M, KESLER S E, SIMON G, et al. 2000. Overlapping Cretaceous and Eocene alteration, Twin Creeks Carlin-type deposit, Nevada. *Economic Geology* [J], 95: 1739-1752.
 38. HAUSEN D F, KERR P F 1968. Fine gold occurrence at Carlin, Nevada. [M] //J. D. RIDGE, *Ore Deposits of the United States, 1933-1967*. AIME; New York: 908-940.
 39. HICKEY K A, BARKER S L L, DIPPLE G M, et al. 2014. The Brevity of Hydrothermal Fluid Flow Revealed by Thermal Halos around Giant Gold Deposits: Implications for Carlin-Type Gold Systems. *Economic Geology* [J], 109: 1461-1487.
 40. HOFSTRA A H, CHRISTENSEN O D 2002. Comparison of Carlin-type Au deposits in the United States, China, and Indonesia: implications for genetic models and exploration [M], *Geology, Geochemistry, and Geophysics of Sedimentary-Hosted Au Deposits in PR China*, US Geological Survey Open-File Report; Denver: 61-94.
 41. HOFSTRA A H, SNEE L W, RYE R O, et al. 1999. Age constraints on Jerritt Canyon and other Carlin-type gold deposits in the western United States-relationship to mid-tertiary extension and magmatism. *Economic Geology* [J], 94: 769-802.
 42. HOFSTRA A H, WALLACE A R 2006. Metallogeny of the Great Basin: crustal evolution, fluid flow, and ore deposits [M].
 43. HOUGH R M, NOBLE R R P, REICH M 2011. Natural gold nanoparticles. *Ore Geology Reviews* [J], 42: 55-61.
 44. HU R Z, SU W C, BI X W, et al. 2002. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China. *Mineralium Deposita* [J], 37: 378-392.
 45. ILCHIK R P, BARTON M D 1997. An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits. *Economic Geology* [J], 92: 269-288.
 46. JEWELL P W, PARRY W T 1988. Geochemistry of the Mercur gold deposit (Utah, USA). *Chemical Geology* [J], 69: 245-265.
 47. KERRICH R, GOLDFARB R, GROVES D, et al. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China Series D: Earth Sciences* [J], 43: 1-68.
 48. KETCHAM R A, CARLSON W D 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Computers & Geosciences* [J], 27: 381-400.
 49. KUEHN C A, ROSE A W 1995. Carlin gold deposits, Nevada; origin in a deep zone of mixing between normally pressured and overpressured fluids. *Economic Geology* [J], 90: 17-36.
 50. LARGE R R, BULL S W, GILBERT S 2010. Multiple syngenetic metalliferous horizons enriched in V, As, Mo, Se, Ni, Ag, Zn and Au in the Northern Carlin Trend: Implications for the genesis of world class gold-arsenic deposits [C] //; City. 1-16.
 51. LARGE R R, BULL S W, MASLENNIKOV V V 2011. A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin-Type and Orogenic Gold Deposits. *Economic Geology* [J], 106: 331-358.
 52. LARGE R R, DANYUSHEVSKY L, HOLLIT C, et al. 2009. Gold and Trace Element Zonation in Pyrite Using a Laser Imaging Technique: Implications for the Timing of Gold in Orogenic and Carlin-Style Sediment-

- Hosted Deposits. *Economic Geology* [J], 104: 635-668.
53. LARGE R R, HALPIN J A, DANYUSHEVSKY L V, et al. 2014. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution. *Earth and Planetary Science Letters* [J], 389: 209-220.
 54. LARGE R R, MEFFRE S, BURNETT R, et al. 2013. Evidence for an Intrabasinal Source and Multiple Concentration Processes in the Formation of the Carbon Leader Reef, Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Economic Geology* [J], 108: 1215-1241.
 55. LI J, CHEN Y J, LI Q Z, et al. 2008. The C-H-O isotope systematics of the Yangshan gold deposit, Gansu and its implication for the ore-fluid origin. *Acta Petrologica Sinica* [J], 24: 817-826.
 56. LI Z 1999. Comparative geology and geochemistry of sedimentary rock-hosted (Carlin-type) gold deposits in the People's Republic of China and in Nevada, United States of America [M]. University of Nevada, Reno; United States -- Nevada: 255-255 p.
 57. LIU J, JIE Y, YING H, et al. 2002. Sediment-hosted micro-disseminated gold mineralization constrained by basin paleo-topographic highs in the Youjiang basin, South China. *Journal of Asian Earth Sciences* [J], 20: 517-533.
 58. LIU P, ZHANG L 2007. Adsorption of dyes from aqueous solutions or suspensions with clay nano-adsorbents. *Separation and Purification Technology* [J], 58: 32-39.
 59. MCINNES B I A, EVANS N J, FU F Q, et al. 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications* [J], 58: 467-498.
 60. MCKIBBEN M A, ELDRIDGE C S 1989. Sulfur isotopic variations among minerals and aqueous species in the Salton Sea geothermal system; a SHRIMP ion microprobe and conventional study of active ore genesis in a sediment-hosted environment. *American Journal of Science* [J], 289: 661-707.
 61. MOHAN D, PITTMAN C U 2007. Arsenic removal from water/wastewater using adsorbents - A critical review. *Journal of Hazardous Materials* [J], 142: 1-53.
 62. MUNTEAN J L, CLINE J S, JOHNSTON M K, et al. 2004. Controversies on the origin of world-class gold deposits. Part I: Carlin-type gold deposits in Nevada: *Society of Economic Geologists Newsletter* [J], 59: 10-18.
 63. MUNTEAN J L, CLINE J S, SIMON A C, et al. 2011. Magmatic-hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits. *Nature Geoscience* [J], 4: 122-127.
 64. PALENIK C S, UTSUNOMIYA S, REICH M, et al. 2004. "Invisible" gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *American Mineralogist* [J], 89: 1359-1366.
 65. PETERS S G, HUANG J, LI Z, et al. 2007. Sedimentary rock-hosted Au deposits of the Dian-Qian-Gui area, Guizhou, and Yunnan Provinces, and Guangxi District, China. *Ore Geology Reviews* [J], 31: 170-204.
 66. READING A M, DANYUSHEVSKY L, MEFFRE S, et al. 2010. Multi-Element Laser Mapping of Geological Materials- Improving Data Collection, Image Production and Analysis Using Time Series and Innovative Inference Techniques. *Geochimica et Cosmochimica Acta* [J], 74: A853-A853.
 67. REICH M, DEDITIUS A, CHRYSOULIS S, et al. 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMP A trace element study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* [J], 104: 42-62.
 68. REICH M, KESLER S E, UTSUNOMIYA S, et al. 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* [J], 69: 2781-2796.
 69. RESSEL M W, NOBLE D C, HENRY C D, et al. 2000. Dike-nested ores of the Beast deposit and the

- importance of Eocene magmatism in gold mineralization of the Carlin Trend, Nevada. *Economic Geology* [J], 95: 1417-1444.
70. SCOTT K M 2005. Rutile geochemistry as a guide to porphyry Cu–Au mineralization, Northparkes, New South Wales, Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* [J], 5: 247-253.
71. SILLITOE R H, BONHAM H F 1990. Sediment-Hosted Gold Deposits - Distal Products of Magmatic-Hydrothermal Systems. *Geology* [J], 18: 157-161.
72. SIMON G, KESLER S E, CHRYSSOULIS S 1999. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada; implications for deposition of gold in carlin-type deposits. *Economic Geology* [J], 94: 405-421.
73. SLACK J F, TRUMBULL R B 2011. Tourmaline as a Recorder of Ore-Forming Processes. *Elements* [J], 7: 321-326.
74. SMYTHE D M, LOMBARD A, COETZEE L L 2013. Rare Earth Element department studies utilising QEMSCAN technology. *Minerals Engineering* [J], 52: 52-61.
75. SOUZA NETO J A, VOLFINGE M, PASCAL M-L, et al. 2012. The occurrence of Gold-Rich Pyrite in the Itajubatiba Skarn deposit, Borborema province, Northeastern Brazil: a discovery by pixe analyses. *Geociências (São Paulo)* [J], 31: 553-566.
76. SU W, HEINRICH C A, PETTKE T, et al. 2009. Sediment-hosted gold deposits in Guizhou, China: products of wall-rock sulfidation by deep crustal fluids. *Economic Geology* [J], 104: 73-93.
77. SU W, YANG K, HU R, et al. 1999. Fluid inclusion chronological study of the Carlin-type gold deposits in southwestern China: as exemplified by the Lannigou gold deposit, Guizhou Province. *Acta Mineralogica Sinica* [J], 18: 357-360.
78. SU W, ZHANG H, HU R, et al. 2012. Mineralogy and geochemistry of gold-bearing arsenian pyrite from the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China: implications for gold depositional processes. *Mineralium Deposita* [J], 47: 653-662.
79. TRETBAR D R, AREHART G B, CHRISTENSEN J N 2000. Dating gold deposition in a Carlin-type gold deposit using Rb/Sr methods on the mineral galkhaite. *Geology* [J], 28: 947-950.
80. TSUCHIYAMA A, UESUGI K, NAKANO T, et al. 2005. Quantitative evaluation of attenuation contrast of X-ray computed tomography images using monochromatized beams. *American Mineralogist* [J], 90: 132-142.
81. ULRICH T, LONG D G F, KAMBER B S, et al. 2011. In Situ Trace Element and Sulfur Isotope Analysis of Pyrite in a Paleoproterozoic Gold Placer Deposit, Pardo and Clement Townships, Ontario, Canada. *Economic Geology* [J], 106: 667-686.
82. WANG Q, MORSE J W 1996. Pyrite formation under conditions approximating those in anoxic sediments I. Pathway and morphology. *Marine chemistry* [J], 52: 99-121.
83. WEATHERLEY D K, HENLEY R W 2013. Flash vaporization during earthquakes evidenced by gold deposits. *Nature Geoscience* [J], advance online publication.
84. WIDLER A M, SEWARD T M 2002. The adsorption of gold (I) hydrosulphide complexes by iron sulphide surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta* [J], 66: 383-402.
85. WILLIAMS-JONES A E, BOWELL R J, MIGDISOV A A 2009. Gold in solution. *Elements* [J], 5: 281-287.
86. YE Z 2000. Geological and geochemical controls on mineralization and alteration, Screamer Carlin-type gold deposit, Nevada [M]. University of Michigan; United States--Michigan.
87. ZHANG X 1997. The Geology and hydrothermal evolution of sediment-hosted gold deposits in Southwestern Guizhou Province, PRC [M], Imperial college of Science, Technology and Medicine. University of London.

88. 陈景河, 葛广福, 王军荣 2007. 试论贵州水银洞金矿床中胶状黄铁矿的含金性. 矿床地质 [J], 26: 643-650.
89. 陈懋弘, 黄庆文, 胡瑛, et al. 2009a. 贵州烂泥沟金矿层状硅酸盐矿物及其 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年代学研究. 矿物学报 [J], 29: 353-362.
90. 陈懋弘, 毛景文, UTTLEY P J, et al. 2007a. 贵州锦丰_烂泥沟_超大型金矿床构造解析及构造成矿作用. 矿床地质 [J], 26: 380-396.
91. 陈懋弘, 毛景文, 陈振宇, et al. 2009b. 滇黔桂“金三角”卡林型金矿含砷黄铁矿和毒砂的矿物学研究. 矿床地质 [J]: 539-557.
92. 陈懋弘, 毛景文, 屈文俊, et al. 2007b. 贵州贞丰烂泥沟卡林型金矿床含砷黄铁矿 Re-Os 同位素测年及地质意义. 地质论评 [J], 53: 371-382.
93. 董文斗, 苏文超, 沈能平, et al. 2013. 广西八渡卡林型金矿床含金硫化物矿物学与地球化学研究. 矿物学报 [J]: 431-432.
94. 顾连兴, 郑远川, 汤晓茜, et al. 2006. 硫化物矿石若干结构及相关成矿理论研究进展. 自然科学进展 [J], 16: 146-159.
95. 韩伟, 罗金海, 樊俊雷, et al. 2009. 贵州罗甸晚二叠世辉绿岩及其区域构造意义. 地质论评 [J], 55: 795-803.
96. 韩至钧, 王砚耕, 冯济舟, et al. 1999. 黔西南金矿地质与勘探 [M]. 贵州科技出版社; 贵阳.
97. 黄建国, 李虎杰, 李文杰, et al. 2012. 贵州戈塘金矿萤石微量元素特征及钐-钷测年. 地球科学进展 [J].
98. 黄文龙, 刘希军, 时毓, et al. 2013. 百色地区巴马辉绿岩型金矿成矿源区探讨. 矿物学报 [J]: 96-97.
99. 贾大成, 胡瑞忠 2001. 滇黔桂地区卡林型金矿床成因探讨. 矿床地质 [J], 20: 378-384.
100. 贾蓉芬, 陈庆年, 周丕康, et al. 1993. 贵州丹寨卡林型金矿中金的富集阶段与有机质演化关系. 地质找矿论丛 [J], 8: 69-81.
101. 李保华, 顾雪祥, 付绍洪, et al. 2010. 贵州水银洞金矿床成矿流体不混溶的包裹体证据. 地学前缘 [J], 17: 286-294.
102. 李保华, 顾雪祥, 李黎, et al. 2011. CO_2 - H_2O 流体不混溶对 Au 溶解度的影响——以贵州省贞丰县水银洞金矿床为例. 地质通报 [J], 31: 766-772.
103. 李德忍 1995. 金矿床中环带状黄铁矿及其生长演化过程的研究. 15.
104. 李九玲, 元锋, 李铮, et al. 2004. 金在气相中迁移与有机质演化生烃关系的实验研究. 地学前缘 [J], 11: 413-423.
105. 李培荣, 庞保成, 马璟璟 2013. 广西田林县八渡金矿流体包裹体组合的物理化学特征. 矿物学报 [J]: 458-459.
106. 李泽琴, 陈尚迪, 王奖臻, et al. 1995. 桂西金牙微细浸染型金矿床同位素地球化学研究. 矿物岩石 [J], 15: 66-72.
107. 李忠, 刘铁兵 1995. 贵州中三叠统烂泥沟金矿有机质的初步研究. 地质科学 [J], 3: 283-290.
108. 刘东升, 谭运金, 王建业, et al. 1994. 中国卡林型(微细浸染型)金矿 [M]. 南京大学出版社; 南京.
109. 刘建明, 叶杰, 刘家军, et al. 2001. 论我国微细浸染型金矿床与沉积盆地演化的关系——以右江盆地为例. 矿床地质 [J], 20: 367-377.
110. 刘平, 李沛刚, 李克庆, et al. 2006. 黔西南金矿成矿地质作用浅析. 贵州地质 [J], 23: 83-91.
111. 刘显凡, 金景福, 倪师军 1996. 滇黔桂微细浸染型金矿深部物源的稀土元素证据. 成都理工学院学报 [J], 23: 25-30.
112. 刘显凡, 刘家军, 朱赖民, et al. 1997. 滇黔桂微细浸染型金矿铅同位素组成及应用. 矿物岩石

- 地球化学通报 [J], 16: 178-182.
113. 刘显凡, 倪师军, 卢秋霞, et al. 1998. 微细浸染型金矿深源成矿流体的硅同位素地球化学示踪. 高校地质学报 [J], 4: 271-278.
114. 刘学飞, 王庆飞, 杨立强, et al. 2008. 秦岭与滇黔桂地区卡林型金矿地质与地球化学特征. 地质科技情报 [J], 27: 51-60.
115. 刘远辉, 李进, 邓克勇 2003. 贵州盘县地区峨眉山玄武岩铜矿的成矿地质条件. 地质通报 [J], 22: 713-717.
116. 罗孝桓 1994. 贵州贞丰烂泥沟金矿床地质特征、成矿机理及找矿 [M] 刘东升, 中国卡林型微细浸染型金矿床. 南京大学出版社; 南京: 100-115.
117. 梅冥相, 李仲远 2004. 滇黔桂地区晚古生代至三叠纪层序地层序列及沉积盆地演化. 现代地质 [J], 18: 555-563.
118. 梅冥相, 马永生, 邓军, et al. 2005. 加里东运动构造古地理及滇黔桂盆地的形成_兼论滇黔桂盆地深层油气勘探潜力. 地学前缘 [J], 12.
119. 苏文超, 胡瑞忠 2001. 黔西南卡林型金矿床流体包裹体中微量元素研究. 地球化学 [J], 30: 512-516.
120. 苏文超, 胡瑞忠, 彭建堂, et al. 2000. 滇黔桂地区卡林型金矿床成矿物质来源的锶同位素证据. 矿物岩石地球化学通报 [J], 19: 256-259.
121. 苏文超, 杨科佑, 胡瑞忠, et al. 1998. 中国西南部卡林型金矿床流体包裹体年代学研究—以贵州烂泥沟大型卡林型金矿床为例. 矿物学报 [J], 18: 359-362.
122. 孙国胜, 胡瑞忠, 苏文超, et al. 2003. 扬子地块西南缘低温成矿域 Au、Sb、Hg、As 矿床区域分布上的共生分异及控制因素. 地质地球化学 [J], 31.
123. 涂光炽 1986. 层控矿床若干问题讨论. 矿物岩石地球化学通报 [J], 1: 112-116.
124. 万梨, 赵泽恒 2013. 大南盘江地区泥盆-二叠系生物礁(滩)储集特征及控制因素. 复杂油气藏 [J]: 6-11.
125. 王砚耕, 索书田, 张明发 1994. 黔西南构造与卡林型金矿 [M]. 地质出版社.
126. 魏春生 1993. 硫化物表面吸附与卡林型金矿成因. 矿物岩石地球化学通报 [J], 1: 015.
127. 肖荣阁, 张宗恒, 陈卉泉, et al. 2001. 地质流体自然类型与成矿流体类型. 地学前缘 [J], 8: 245-251.
128. 徐大富 2000. 贵州贞丰烂泥沟金矿床地质特征及找矿条件. 贵州地质 [J], 17: 152-159.
129. 张复新, 季军良, 龙灵利, et al. 2001. 南秦岭卡林型—似卡林型金矿床综合地质地球化学特征. 地质论评 [J]: 492-499.
130. 张复新, 王立社 2013. 秦岭造山带卡林型—类卡林型金矿勘查与研究回顾. 黄金科学技术 [J], 21: 21-26.
131. 张国伟, 孟庆仁, 于在平 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学: D 辑 [J], 26: 193-200.
132. 张晓静, 肖加飞 2014. 桂西北玉凤、巴马晚二叠世辉绿岩年代学、地球化学特征及成因研究. 矿物岩石地球化学通报 [J].
133. 张兴春, 苏文超, 夏勇, et al. 2005. 卡林型金矿不可见金与超压流体 (Overpressured fluid) 关系探讨——以贵州贞丰水银洞金矿为例. 贵州地质 [J], 21: 274-275.
134. 张志坚, 张文淮 1998. 矿床地质 贵州省烂泥沟金(汞、锑)矿床有机成矿流体研究. 矿床地质 [J], 17: 343-354.
135. 赵孟军, 张水昌, 赵陵, et al. 2007. 南盘江盆地古油藏沥青, 天然气的地球化学特征及成因. 中国科学 D 辑: 地球科学 [J], 37: 167-177.
136. 周余国, 刘继顺, 王作华, et al. 2009. 从滇黔桂“金三角”区域地层地球化学演化特征探讨卡

- 林型金矿的物质来源. 地学前缘 [J], 16: 199-208.
137. 朱江, 张招崇, 侯通, et al. 2011. 贵州盘县峨眉山玄武岩系顶部凝灰岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄: 对峨眉山大火成岩省与生物大规模灭绝关系的约束. 岩石学报 [J], 27: 2743-2751.
138. 朱赖民, 金景福, 何明友, et al. 1997. 黔西南微细浸染型金矿床成因讨论——矿床时空分布及同位素证据. 火山地质与矿产 [J], 18: 117-116.
139. 朱赖民, 刘显凡, 金景福, et al. 1998a. 滇-黔-桂微细浸染型金矿床时空分布与成矿流体来源研究. 地质科学 [J], 33: 463-475.
140. 朱赖民, 刘显凡, 金景福, et al. 1998b. 滇-黔-桂微细浸染型金矿床时空分布与成矿流体来源研究. 地质科学 [J], 33: 82-93.
141. 朱赖民, 张国伟, 李犇, et al. 2009. 秦岭造山带重大地质事件, 矿床类型和成矿大陆动力学背景. 矿物岩石地球化学通报 [J], 27: 384-390.
142. 庄汉平, 卢家烂, 傅家谟, et al. 2000. 黔西南卡林型金矿床中固体有机物质的有机岩石学研究. 地质科学 [J], 35: 83-90.
143. 赵成海. 2014. 黔西南烂泥沟卡林型金矿硫化物矿物学及成矿机制研究 [D]. 中国科学院大学; 北京.

作者简介

作者简历:

赵成海, 男, 1982年8月出生于辽宁省营口市。

2001年9月—2005年7月, 在中国地质大学(北京)大学获得理学学士学位。

2005年9月—2008年7月, 在中国科学院地球化学研究所获得硕士学位。

2009年9月—2014年7月, 在中国科学院地球化学研究所攻读博士学位。

2014年8月—至今, 在中国科学院地球化学研究所从事博士后研究工作, 期间负责留学生管理和大型科研仪器引进工作。

工作经历:

2008年7月—2010年5月, 在 Sino Gold Ltd. 和 Eldorado Gold 集团担任勘探地质工程师。

发表论文:

1. Chen X-C, **Zhao C-H**, Zhu J-J, Wang X-S, Cui T. He, Ar, and S isotopic constraints on the relationship between A-type granites and tin mineralization: A case study of tin deposits in the Tengchong–Lianghe tin belt, southwest China. *Ore Geology Reviews* 2018;92:416–429.
2. 付山岭, **赵成海**. 原位 U-Th/He 同位素定年技术研究进展及其低温矿床学应用前景. *岩矿测试* 2017;36(1):1–13.
3. 陈晓翠, **赵成海**, 张敏, 杨梧. 滇西腾冲–梁河锡矿带典型锡矿床硫同位素地球化学特征. *矿物学报* 2017;37(6):705–711.
4. Hu R-Z, FU S-L, Huang Y, Zhou M, Fu S-H, **Zhao C-H**, Wang Y, Bi X-W, Xiao J-F. The giant South China Mesozoic low-temperature metallogenic domain: Reviews and a new geodynamic model. *Journal of Asian Earth Sciences* 2017;137:9–34.
5. Han T, Fan H, Zhu X, Wen H, **Zhao C-H**, Xiao F. Submarine hydrothermal contribution for the extreme element accumulation during the early Cambrian, South China. *Ore Geology Reviews* 2017;86:297–308.
6. 朱经经, 钟宏, 谢桂青, **赵成海**, 胥磊落, 陆刚. 右江盆地酸性脉岩继承锆石成因及地质意义. *岩石学报* 2016;32(11):3269–3280.
7. Han T, Zhu X, Li K, Jiang L, **Zhao C-H**, Wang Z. Metal sources for the polymetallic Ni–Mo–PGE mineralization in the black shales of the Lower Cambrian Niutitang Formation, South China. *Ore Geology Reviews* 2015;67:158–169.
8. Chen XC, Hu RZ, Bi XW, Zhong H, Lan JB, **Zhao CH**, Zhu JJ. Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopes, and whole-rock Sr–Nd isotopes of the Bozhushan granite, Yunnan province, SW China: Constraints on petrogenesis and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 2015;99:57–71.
9. Zhang Y, Tang H-S, Chen Y-J, Leng C-B, **Zhao C-H**. Ore geology, fluid inclusion and isotope geochemistry of the Xunyang Hg–Sb orefield, Qinling Orogen, Central China. *Geological Journal* 2014;49(4–5):463–481.

10. Chen X-C, Hu R-Z, Bi X-W, Zhong H, Lan J-B, **Zhao C-H**, Zhu J-J. Petrogenesis of metaluminous A-type granitoids in the Tengchong-Lianghe tin belt of southwestern China: Evidences from zircon U-Pb ages and Hf-O isotopes, and whole-rock Sr-Nd isotopes. *Lithos* 2014.
11. Chen X-C, Hu R-Z, Bi X-W, Li H-M, Lan J-B, **Zhao C-H**, Zhu J-J. Cassiterite LA-MC-ICP-MS U/Pb and muscovite Ar-40/Ar-39 dating of tin deposits in the Tengchong-Lianghe tin district, NW Yunnan, China. *Mineralium Deposita* 2014;49(7):843-860.
12. 张颖, 陈衍景, 祁进平, 冷成彪, **赵成海**. 陕西旬阳公馆—青铜沟汞锑矿床地球化学研究. *矿物学报* 2010;30(01):98-106.
13. **赵成海**. 甘肃阳山超大型金矿成因研究评述. *矿物岩石地球化学通报* 2009;28(3):286-293.

主持及参与的科研项目:

1. 贵州省科学技术基金面上项目, 黔科合基础 [2016]1156, 卡林型金矿床金沉淀富集机制研究——以黔西南烂泥沟金矿为例, 2016/10-2019/10, 在研, 主持;
2. 国家自然科学基金面上项目, 41373051, 滇西北中甸岛弧印支期斑岩铜矿床的保存与剥蚀程度研究: 低温年代学制约, 2014/1-2018/12, 在研, 参加;
3. 国家自然科学基金青年基金, 41303039, 贵州纳雍下寒武统黑色岩系铂族元素富集规律及赋存状态研究, 2014/1-2016/12, 已结题, 参加;
4. 国家自然科学基金青年基金, 4130301, 卡林型金矿汞同位素地球化学研究, 2014/1-2016/12, 已结题, 参加。
5. 国家自然科学基金重点项目, 41230316, 扬子地块西南缘中生代大面积低温成矿年代学和动力学 2012, 已结题, 参与
6. 国家重点基础研究发展计划("973")项目, 批准号:2014CB440906, 华南大规模低温成矿作用, 在研, 参与

学习阶段参与的科研项目:

1. 国家重点基础研究发展计划("973")项目, 批准号: 2006CB4035008, 华北大陆边缘造山过程与成矿
2. 国家重点基础研究发展计划("973")项目, 批准号: 2007CB411400, 华南陆块陆内成矿作用: 背景与过程
3. 国家自然科学基金面上项目, 批准号: 40773021 东秦岭造山带碳酸岩杂岩体地球化学对比研究

永久通信地址: chenghai.zhao@gmail.com