华北克拉通金矿综合地球物理探测研究进展 ——以辽东地区为例

底青云^{1,2,4,5*}, 薛国强^{3,4,5}, 雷达^{1,2,4,5}, 曾庆栋^{3,4,5}, 付长民^{1,2,4,5}, 安志国^{1,2,4,5}

1. 中国科学院深地资源装备技术工程实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

2. 中国科学院页岩气和地质工程重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

3. 中国科学院矿产资源研究重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

4. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;

5. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: qydi@mail.igcas.ac.cn

收稿日期: 2020-10-17; 收修改稿日期: 2021-06-15; 接受日期: 2021-07-16; 网络版发表日期: 2021-08-11

国家重点研发计划“深地资源勘查开采”重点专项项目(编号: 2016YFC0600101)、北京市科技计划“地球深部探测技术攻关”专项项目(编号: Z181100005718001)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 42030106)资助

摘要 华北克拉通虽是古老大陆地块, 但在岩石圈的大规模减薄与破坏过程中, 产生了金成矿作用, 形成了中国最重要的金矿类型——华北克拉通破坏型金矿。地球物理方法是发现和探测金矿的主要技术手段。文章从华北克拉通破坏型金矿的地质特征出发, 基于岩石物理性质, 将克拉通破坏型金矿的地质模型转换成地球物理模型。将当前克拉通破坏型金矿地球物理探测归类为矿集区尺度快速高效探测和矿区尺度大深度探测两个层面: (1) 利用航空电磁法、磁法和重力方法开展矿集区尺度的浅层(1500m)异常区探测; (2) 通过地面可控源电磁法和地面大地电磁法开展矿区尺度大深度(5000m)探测和矿体定位。以具有巨大成矿潜力的辽东矿集区为例, 分析综合地球物理的应用效果: 在青城子矿集区的尖山子断裂周边圈定了两个找矿远景区, 分别是白云-小佟家堡子深部找矿远景区和青城子深部找矿远景区。在五龙矿集区鸡心沟断裂周边圈定了三个找矿远景区, 分别是五龙深部找矿远景区、苇沙沟深部找矿远景区和长安镇深部找矿远景区。矿集区尺度的快速探测技术和矿区尺度的大深度探测技术形成了克拉通破坏型金矿多尺度立体探测技术方案, 为克拉通破坏型金矿等金属矿产勘查提供技术保障。

关键词 华北克拉通破坏型金矿, 辽东地区, 综合地球物理, 矿集区尺度, 矿区尺度

1 前言

克拉通最基本的特征是形成时代古老且长期保持稳定。克拉通是具有低密度和低水含量的巨厚岩石圈,

能够保持稳定。克拉通岩石圈不仅有很强的刚性, 而且能够漂浮在软流圈之上, 使其在很大程度上能抵御后期各种地质作用的改造与破坏。因此, 全球大多数克拉通在形成之后基本不发生大规模的构造变形、岩浆

中文引用格式: 底青云, 薛国强, 雷达, 曾庆栋, 付长民, 安志国. 2021. 华北克拉通金矿综合地球物理探测研究进展——以辽东地区为例. 中国科学: 地球科学, 51(9): 1524–1535, doi: [10.1360/SSTe-2020-0286](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0286)

英文引用格式: Di Q, Xue G, Lei D, Zeng Q, Fu C, An Z. 2021. Summary of technology for a comprehensive geophysical exploration of gold mine in North China Craton. Science China Earth Sciences, 64(9): 1524–1536, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9818-2>

作用和地震活动,也缺少大规模的内生成矿作用。

华北克拉通有大于38亿年的古老岩石记录,从18.5亿年前的最终形成至2亿年前,一直保持其稳定性。然而,自2亿年前以来,特别是晚中生代,华北克拉通频繁发生大规模岩浆活动并经历多期强烈地壳变形,原有的克拉通结构和稳定性遭到不同程度的改造和破坏。华北克拉通晚中生代构造演化表明,克拉通既可以保持长期稳定,也可以被破坏和改造。华北克拉通破坏过程不仅导致一系列重大地质事件的发生,而且使华北成为中国战略矿产资源(黄金、铁、钼等)和能源资源(油气、煤炭)的重要产地(Zhai等, 2002; Sun等, 2013; Zeng等, 2021)。围绕华北克拉通破坏开展综合研究(杜祖权等, 2008; 朱日祥等, 2015; Xue等, 2020),不仅是探索大陆构造新理论的一个切入点,也是寻找战略矿产资源和能源资源接续基地的国家需求所在(Sun, 2015)。

华北克拉通是中国最重要的金矿分布区,如何有效地探测和定位克拉通破坏型金矿的赋存空间一直是地球物理研究的热点。经过近年的发展,针对克拉通破坏型金矿已经开展多方法、多参数地球物理探测工作,已经获得一批成矿远景区和深部异常区,并取得了一系列的研究成果。系统分析这些探测成果对于更好地开展克拉通破坏型金矿的探测具有重要的指导意义,为克拉通破坏型金矿等金属矿产勘查提供技术保障。本文首先分析华北克拉通破坏型金矿的地质特征,结合岩矿石的电性、密度和磁性等物理特征,建立克拉通破坏型金矿地球物理模型。从矿集区尺度和矿区尺度对当前探测方法进行总结分析,并以辽东矿集区为例,给出综合地球物理的应用效果,并对克拉通破坏型金矿的立体探测技术做出展望。

2 华北克拉通破坏型金矿地质特征

华北克拉通金矿主要分布在克拉通东部和中部陆块边缘,在时间和空间上具有差异性。在时间上呈阶段、多期性质,在空间上呈不均匀及局部集中特性(张连昌等, 2018)。在空间上,金矿主要集中分布于胶东、冀东、辽东及吉林南部、赤峰-朝阳、熊耳山、小秦岭等地区。成矿时代以早白垩世为主,但在北缘存在三叠纪及侏罗纪(Zeng等, 2021)。金矿分布的差异性主要受区域构造演化、中生代岩浆活动等因素控制。如华

北克拉通北缘二叠纪至三叠纪构造演化主要受中亚造山带构造演化的影响,在华北克拉通北缘发生了挤压到伸展作用的转变,发育有二叠纪到三叠纪的岩浆活动,甚至包括碱性岩,从而产生了成系列的二叠纪到三叠纪的金矿床。华北克拉通在白垩纪的地质演化与古太平洋的板块活动密切相关,其岩石圈受到大规模的减薄和破坏,并伴随大规模金成矿作用(图1)。

华北克拉通大型和超大型金矿床的成矿时代主要集中在早白垩世(朱日祥等, 2015),构成两条北东向延伸的成矿带,反映了金成矿与克拉通破坏峰期一致。两条金成矿带具有类似的赋矿围岩,主要包括太古代-古元古代变质岩系、显生宙花岗岩类和中新元古代火山岩。但不同矿集区有差别,如胶东矿集区赋矿围岩主要为晚中生代花岗岩和太古代胶东群片麻岩,辽东矿集区赋矿围岩主要为古元古代辽河群片岩、大理岩和晚中生代花岗岩,小秦岭矿集区赋矿围岩主要为太古代片麻岩和晚中生代花岗岩等。胶东、吉南和辽东矿集区为东成矿带典型代表,小秦岭-熊耳山、冀北-冀东和太行山中段为西成矿带的典型代表(胡海珠和李毅, 2006; 高光明等, 1993),区内金矿矿化类型主要为石英脉型和蚀变岩型。

华北克拉通早白垩世大规模金成矿作用具有以下共性特点(Yang和Zhou, 2001; Li等, 2003, 2006; Yang等, 2003; Sun等, 2013; 朱日祥等, 2015): (1) 金矿以华北克拉通变质岩及其有关的侵入岩为围岩; (2) 金矿体分布受区域断裂的次级断裂控制,包括NE、NW及NS向断裂; (3) 发育明显的围岩蚀变,蚀变类型以钾化、硅化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化为主; (4) 金的来源为岩浆热液或者萃取自前寒武纪变质岩的地壳流体; (5) 岩浆热源的流体系统控制了金的迁移与富集; (6) 瞬时成矿是该区域金成矿作用的特点:主成矿期为 $120\pm 5\text{Ma}$,与华北克拉通破坏峰期一致; (7) 金矿形成于古太平洋板块后撤-回转诱发的伸展构造环境。朱日祥等(2015)称之为克拉通破坏型金矿(图2)。

克拉通破坏型金矿大体上有石英脉型、蚀变岩型、层间滑动角砾岩型3个类型。石英脉型金矿发育在花岗岩及变质岩内,受控于区域断裂的次级断裂,其破碎范围小、裂隙发育、多为高角度倾斜,或近乎直立,局部反倾,其倾角多大于 50° 。矿体的形态包括透镜状、囊状、脉状、串珠状、扁豆状、不规则状等,其产状和控矿断裂具有较好的一致性,空间上呈现复合

图 1 华北克拉通破坏型金矿成矿模型
据朱日祥等(2015, 2020)

图 2 克拉通破坏型金矿类型(以辽东地区为例)

分支、尖灭再现现象, 其中发育在主干断裂的含金石英英脉长逾1000m, 宽10~20m. 单个矿体规模一般不大, 长10~250m, 厚0.5~3m, 延伸数十米至300m(宋明春等, 2014). 矿石类型为含金石英-硫化物脉, 金品位较富, 且具有明显的边界. 蚀变围岩呈现分带, 以石英英脉为中心, 两侧对称出现黄铁绢英岩带、钾化花岗岩带和未蚀变花岗岩. 金属矿物主要包括黄铁矿, 也含有黄铜矿、方铅矿、磁黄铁矿和闪锌矿等, 以及少量金银

矿和银金矿.

蚀变岩型金矿床主要赋存于花岗岩及变质岩内宽大破碎蚀变带中, 受控于区域规模的缓倾斜的韧、脆性断裂带(Duan等, 2014, 2017). 含矿断裂带破碎弱, 微裂隙发育, 整体呈舒缓波状展布, 具上陡下缓“铲式”特点, 倾角20°~50°. 金矿体主要赋存在断裂构造的交汇部位或断裂带的转弯部位, 尤其是断裂主裂面下盘, 总体产状与主裂面一致. 矿体规模大, 矿化连续稳

定, 倾向延伸大于走向延长, 矿体长度可达 1000~1200m, 延伸可达 800~1600m(宋明春等, 2014). 沿赋矿断裂一致呈现出构造、蚀变以及矿化分带, 主断裂面由近及远的构造分带为断层泥带、碎裂岩带、花岗质碎裂岩带、碎裂花岗岩带和花岗岩带; 对应的识别分带为黄铁绢英岩化花岗岩带、黄铁绢英岩带、钾化-绢英岩化花岗岩带, 矿化类型为脉状、浸染状-网脉状、稠密浸染状、网脉状-脉状变化. 其中金属矿物主要为黄铁矿, 其次为黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿和闪锌矿, 并有少量金银矿和银金矿. 蚀变矿物主要为绢云母、石英、方解石和绿泥石.

胶莱盆地及其边缘区域产生有层间滑动角砾岩型金矿床, 在中生代莱阳组火山-沉积岩与元古宙荆山群变质杂岩之间的低角度层间滑动断层中赋存(沈远超等, 1998a, 1998b; 曾庆栋等, 2000). 金矿体呈透镜状, 产状缓, 规模大, 具有明显的膨大缩小现象, 具有一定的分带性. 金矿以角砾岩、碎裂岩等张性构造岩为主要含矿围岩, 包括前寒武纪变质岩和中生代火山岩, 经历滑动、剪切和碎裂等, 并受到绢云母化、硅化、黄铁矿化和碳酸盐化等蚀变作用. 在构造岩胶结物内发生矿化, 具有黄铁矿化和硅化等蚀变特征. 金属矿物以黄铁矿为主, 其次为磁黄铁矿、黄铜矿, 少量闪锌矿和方铅矿, 微量银金矿、金银矿.

3 华北克拉通破坏型金矿岩石物理性质和地球物理模型

基于找矿模型地质单元形态、尺度和深度等要素, 在电阻率、极化率、磁化率和密度等物性约束下, 建立克拉通破坏型金矿的地球物理模型. 辽东地区五龙金矿床位于辽东南地区, 是该区域最大的石英脉型矿床. 矿体受北北东、北西向及南北向断裂控制, 矿化以充填形式为主, 矿体与围岩界线明显(Yu等, 2018). 因此, 将五龙金矿定义为克拉通破坏陡倾斜石英脉型金矿.

区域内的古元古界辽河群片岩、变粒岩和大理岩为无磁性或者弱磁性, 大理岩和磁铁石英岩为强磁性, 当地层中含磁铁矿颗粒时, 为相对高磁性. 区域内的中生代花岗岩为无磁性, 花岗闪长岩为弱磁性. 当石英脉岩不含矿时, 为弱磁性至无磁性; 当其含磁黄铁矿时, 为相对强磁性(表1). 元古界辽河群里尔峪岩组密度均

值 $2.56 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, 高家峪岩组密度均值 $2.62 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, 属于低密度层; 大石桥岩组密度均值 $2.80 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, 属于高密度层; 盖县组密度均值 $2.63 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, 属于低密度层(表2). 细粒闪长岩、片麻状二云母花岗岩和花岗斑岩等矿体围岩为高阻、低极化, 不含石英英脉为高阻、低极化, 含石英英脉岩为低阻、高极化(表3).

根据岩矿石物性参数(表3), 建立克拉通破坏型五龙陡倾斜石英脉型金矿的地球物理电性模型, 围岩的电阻率在 $3000 \sim 5000 \Omega \text{ m}$, 含矿体为 5、15 和 50m 宽度的石英脉.

4 辽东矿集区地球物理探测方法

胶东矿集区的探测相对比较成熟, 而具有巨大成矿潜力的辽东矿集区成为当前探测和研究的热点(朱日祥等, 2015). 本文对辽东金矿集区进行研究分析, 主要围绕矿集区和矿床尺度两个方面开展: 对于矿集区尺度的浅层矿产探测, 主要采用航空电磁、地面重力、地面磁法, 目的是划分矿集区蚀变范围, 确定岩性分界面和 1.5km 以浅构造, 圈定找矿远景区; 对于矿区尺度已知矿产的深部定位和追踪, 主要采用地面大地电磁法、可控源音频大地电磁法、瞬变电磁法、浅层地震、激发极化法等, 目的是确定深部矿化异常, 确定深部找矿靶区.

4.1 矿集区尺度探测方法

在矿集区尺度的探测主要以航空地球物理方法为主, 航空地球物理勘探是运用飞机(或其他飞行器)装载物探仪器在飞行中进行地球物理勘探, 简称航空物探. 此类方法可以在地表条件复杂的地区(如海、湖、河、沙漠等区域)工作, 且具有很高的工作效率, 便于开展矿集区尺度大面积工作. 目前已经得到应用的航空物探方法有航空电磁法、航空磁测、航空放射性测量及航空重力测量等. 随着航空仪器的发展, 其精度和效率可进一步提升, 具备与地面物探类似的探测精度, 并且可以实现更高效的探测.

重力和磁法是金属矿探测中发展和应用最早的地球物理方法, 在国内外金属矿勘探中已获得了广泛的应用(柳建新等, 2016). 对于克拉通破坏型金矿, 矿体与围岩往往具有正密度差异, 表现为重力正异常. 通过

表 1 岩(矿)石磁性参数统计表

代号	岩性	磁化率(10^{-5} SI)		剩余磁化强度(10^{-3} A/m)	
		变化区间	常见值	变化区间	常见值
Pt ₁	千枚岩	弱磁		弱磁	
	变质砂岩		0		0
	片岩	0.0~12.9	5.0	0.0~5.8	1.9
	大理岩	0.0~26.2	0.2	0.0~10.7	0.4
	蛇纹石大理岩	10.0~380.0	287.2	0.0~139	125.0
	斜长变粒岩	0.0~88.4	36.3	0~78.9	11.1
	浅粒岩	0.0~120.0	26	0~108	27.0
	磁铁矿	770.9~25710	2704.6	944.3~12180	1808.5

表 2 地层岩石密度参数统计表

地层			密度值(g cm ⁻³)		
界	系(群)	组	岩性	变化区间	常见值
古元古界	辽河群	盖县组	片岩	2.56~2.92	2.72
		大石桥组	大理岩	2.54~2.88	2.76
			蛇纹石大理岩	2.57~3.04	2.79
		高家峪组	变质凝灰岩	2.56~2.66	2.62
			斜长变粒岩	2.36~2.83	2.57
		里尔峪组	浅粒岩	2.36~2.86	2.71
			电气石浅粒岩	2.44~2.84	2.78
			大理岩	2.36~2.82	2.67
			二长变粒岩	2.56~2.66	2.61
			斜长角闪岩	2.78~2.89	2.84
		浪子山组	浅粒岩	2.56~2.83	2.63
			变粒岩	2.66~2.84	2.79

表 3 五龙矿区岩(矿)石电性参数统计表

岩性	电阻率($\Omega \text{ m}$)	极化率(%)	样品数(块)
细粒闪长岩	3100~11090	0.35~1.4	6
花岗斑岩	4500~13000	0.3~1.5	6
片麻状二云母花岗岩	4471~14955	0.2~0.7	6
脉石英	$10^3\sim10^5$	0.1~0.32	7
含矿脉石英	165~2505	2.54~5.32	8

对重力异常进行分析和解释,可以圈定成矿带、推测矿体位置和刻画控矿构造等(管志宁, 2005; 曾华霖, 2005)。重力技术在各个尺度上的应用实例很多,从金矿远景区的识别到与金矿有关的热液蚀变的识别。随

着航空重力梯度系统(如BHP Billiton Falcon, Bell Geospace Air FTG)的发展,区域测量分辨率接近0.8mGal/2.5km。在站间距小于1km(允许通行)的情况下,地面勘测仍然是最具成本效益的,可以解决0.01mGal/<1m的问题(Hinze等, 2013)。磁法勘探基于岩石和矿物的磁性差异所产生的磁异常来研究其分布规律。磁法勘探利用高精度磁力仪观测磁异常多参量信息,对磁异常进行改正以消除各因素干扰后,可获得磁异常场与磁性体间的关系,推断磁性体的埋深、形状、产状、分布范围。更好地采样或使用多个传感器测量梯度,有助于在航磁飞行线之间进行信号插值。

电磁法勘探是以地壳中各类岩矿石之间电磁性质差异为基础,通过记录电磁场在时间和空间的分布规

律, 推测地下介质的电性特征, 能够为定位有用矿床提供依据(底青云等, 2019, 2020). 电磁法主要有大地电磁法(MT)、音频大地电磁法、瞬变电磁法(TEM)、可控源音频大地电磁法(CSAMT)、伪随机电磁法、广域电磁法(WFEM)、甚低频电磁法、探地雷达法等. 航空电磁法和地面的大地电磁法及可控源音频大地电磁法在金矿资源勘查领域得到广泛应用, 并且已经在辽东地区金矿集区进行了勘探工作, 在后面的实例部分将做详细介绍.

4.2 矿区尺度探测方法

在矿区尺度, 需要利用具有更高探测精度的地面地球物理方法, 探测主要采用地面和井中观测模式. 相比于使用天然源的MT方法, CSAMT采用人工激发的电磁场, 从而场源不具备随机性, 且信号强度远大于MT方法. 因此, CSAMT方法能够在浅部探测中获得更高的工作效率和探测精度, 提升对目标体的横向和纵向分辨率, 目前已广泛应用于深部金属矿探测和相关地质结构的探测(Routh和Oldenburg, 1999).

CSAMT法三维正反演方法的发展是提高数据解释精度和方法应用效果的必由之路. 底青云等(2004)采用有限元方法和CSAMT-RR1灵敏度矩阵法, 发展了2.5维反演方法, 能够获得与真实电性结构吻合度很好的反演结果. 同时, 为了进一步提高探测精度, 近年来张量测量也成为了CSAMT方法的研究热点之一. 何继善和薛国强(2018)提出将CSAMT方法的“近区”、“过渡区”和“远区”作为一个整体, 通过改善中近区的畸变问题, 使得在源的全区域范围内均可以进行探测. 该方法可作为克拉通破坏型金矿探测的备选手段.

在地面电磁研究的基础上, 目前有学者开始研究井下电磁法探测技术, 可以更加接近探测目标, 具有更高的探测精度. 另外, 在一些满足应用条件的矿区, 可以尝试使用反射地震法. 利用人工源激发的地震波场在地下介质的界面间的传播和反射, 记录地震波随时间的变化关系, 可以获得地下介质的弹性和密度的差异, 从而推测地下岩层的形态和性质. 近年来, 随着地震仪器装备和数据解释技术的发展, 地震勘探逐渐开始应用于金属矿探测中(梁光河等, 2001; 肖骑彬等, 2005).

5 辽东浅层综合地球物理探测认识

5.1 青城子矿集区

辽东金矿成矿带和胶东金矿成矿带同属于克拉通破坏成矿系统, 位于华北克拉通的东部和东北部, 具有相似成矿地质条件. 并具有矿种多、成矿作用复杂等新特点, 显示出巨大的找矿潜力. 自20世纪50年代以来, 辽东地区陆续探明了一批金、银、铅锌矿床, 在青城子矿区及外围、五龙矿区及外围、猫岭矿区及外围、大东沟矿区及外围形成了多个矿集区, 白云金矿、林家三道沟金矿、小佟家堡子金矿等金资源量不断增加, 累计探明黄金资源储量约300t, 成为中国重要的矿产基地(Sun等, 2019). 但这些发现多赋存于100~650m空间范围内, 而胶东金矿成矿带累计探明金矿储量达到5000t, 其钻探深度达到4006m, 辽东成矿带的勘查程度及资源发现都与后者仍存在较大的差距.

辽东金矿主要集中于青城子、五龙和猫岭三个矿集区(图3), 主要为岩浆热液型矿床, 包括早侏罗世蚀变岩型金矿床(如猫岭), 早白垩世石英脉型(如五龙)和蚀变岩型金矿床(如青城子)等. 辽东地区以往找矿探测深度小于1500m, 不能有效识别深部矿体信息, 即以往典型矿集区1500~3000m深度找矿仍未突破, 制约了该地区深部金矿勘查开发. 开展深部地球物理新技术研究和应用, 对于辽东深部金找矿突破具有重要的意义.

青城子矿集区沿尖山子断裂带记录了多个岩浆期后热液金矿化事件. 基于克拉通破坏型金矿床辽东式岩浆期后热液找矿地质模型, 推测在深部断层变缓的部分压力变化大, 导致成矿物质发生沉淀, 是较好的成矿空间, 可能存在找矿潜力, 有必要开展进一步勘探找矿工作.

在辽东青城子矿集区利用Geotech开展了1:1万的扫面性航空磁法和航空瞬变电磁法, 利用地面电磁探测系统(SEP)(底青云等, 2013, 2015; 底青云, 2015; Di等, 2018)进行了1:5万地面大地电磁测深. 图4a为青城子矿集区航磁 ΔT 化极上延500m的剩余异常等值线平面图, 图4b为青城子矿集区航空瞬变电磁法反演的100m深度电阻率平面图, 图4c为大地电磁三维反演400m深处的电阻率平面图. 剩余异常分布特征清晰显示北东向和北西向断裂的展布, 航空瞬变电磁法反演

图3 辽东金矿地质简图(Yu等, 2021)

和大地电磁测深三维反演结果分别给出了两个深度的电性结构分布。基于对航空磁法的剩余异常和航空瞬变电磁法反演电阻率的分析,共推断解释主要断裂12条,其中北东向6条,北西向6条(图4d)。F101(二道沟)、F102(喜鹊沟)、F105、F201(青城子断裂)、F204(尖山子断裂)等5条断层推断为深大断裂(表4),其中F102断裂与F200交汇处形成多处铅锌矿床,与F201的交汇处形成多出钼矿点,与尖山子断裂F204交汇处形成多出金矿点。

图5a为大地电磁三维反演电阻率立体图,该图显示在测区浅部至400m深处有大面积的低阻,均为元古代盖县组片岩,其下覆地层为大石桥的白云岩,其中在丁字塔村-后堡一带的相对低阻区为盖县组地层,南甸、杨树村以南至朱家堡子和永胜村的浅部几百米不等深处为大石桥组地层;石家岭-李家坎-林家村以北至白云的低阻区为大石桥组地层,其深部为大石桥组

二段和三段地层,地层向北倾斜,而北部的高阻区域均为大石桥组一段地层。在测区的本山-二道沟-林家三道沟-林家村-小佟家堡子-杨树村-榛子沟-南甸-南山的高阻区为近地表200m的隐伏花岗岩,北砬子以南的高阻为花岗岩岩体。

图5b圈定出侵入岩体规模和测区北部大石桥组地层结构,研究成果有效支撑了深地资源探测技术的发展,为华北克拉通金矿等多金属矿产勘查提供技术保障。推测在青城子矿区、二道沟、林家三道沟至林家村一带的成矿与隐伏侵入岩体和断裂有密切有关,矿体元素来源于深部侵入岩体,铅锌矿、银矿和金矿的成矿规律为热液从地下深部随着侵入岩体沿着断裂裂隙由近至远逐渐成矿;北部白云金矿区域浅部为盖县组地层,深部为大石桥组地层,却无侵入隐伏岩体显示,其成矿主要受尖山子断裂控制。小佟家堡子金矿带产于高阻与低阻过渡部位,且向深部具有较大的延

图4 青城子矿集区多方法结果及断裂分布图

(a) 航磁剩余磁异常; (b) 航空瞬变电磁法-100m电阻率平面; (c) 大地电磁三维反演-400m电阻率平面; (d) 综合解释断裂图. 1, 铅锌矿; 2, 金矿; 3, 银矿; 4, 钼矿; 5, 居民点; 6, 推断解释断裂构造

深. 同样, 在尖山子断裂上盘, 也存在一个中、低阻过渡带, 可能也是有利的金矿成矿部位. 在剖面线南端存在的低阻异常为NW向青城子断裂及其次级断裂引起, 利用以上的地球物理方法推断的青城子矿集区尖山子断裂周边的浅部异常与已知地质信息吻合. 图5b圈定出侵入岩体规模和测区北部大石桥组地层结构, 研究成果有效支撑了深地资源探测技术的发展, 为华北克拉通金矿等多金属矿产勘查提供技术保障.

根据地质勘查(曾庆栋等, 2019)结果可知, 测区内

多金属矿一般位于断裂通过地段, 特别是北西、北东向断裂构造交汇复合地段; 区内多金属矿与中生代侵入岩有密切关系, 深部分布有中生代侵入岩地段, 特别是受侵入岩影响的变质岩区是多金属成矿的有利地段; 多金属矿床一般不直接产于岩体分布区, 多位于古元古代变质岩区. 根据综合地球物理探测结果可知, 区内多金属矿床多位于弱正、弱负磁场梯度带上; 由于矿化蚀变的原因, 矿床地段中浅部视磁化率一般较高, 深部则一般为低视磁化率特征, 其周围分布有高

图5 青城子矿集区大地电磁三维反演电阻率图及岩体模型图

(a) 大地电磁三维反演电阻率立体图; (b) 测区岩性结构立体图(红色代表多期花岗岩, 蓝色代表浅部盖县组地层, 黄色代表深部大石桥组地层)

视磁化率异常体, 区内多金属矿床多位于高、低阻梯度带附近, 铅锌矿多位于偏高阻一侧, 金矿则多位于低阻一侧。在尖山子断裂周边圈定了两个找矿远景区, 分别是白云-小佟家堡子深部找矿远景区和青城子深部找矿远景区(图6)。

5.2 五龙矿集区

图7为测区航空电磁法-300m深处视电阻率分布图。通过观测感应电压值, 计算出视电阻率值, 并进行电阻率横向约束反演, 可获得不同深度电阻率。根据视

电阻率分布情况(图7), 推测存在四条主要构造, 大面积的中生代花岗岩呈不连续残留块体状。燕山期的三股流花岗闪长岩体出露于测区南端, 三股流花岗闪长岩体周边低阻与矿化密切相关。在格子状的构造交汇位置, 赋存矿化体可能性较大, 鸡心沟大断裂诱发一系列北北东向主矿和北西向矿脉。寻找鸡心沟大断裂及与其垂直的断裂交汇位置, 以及鸡心沟大断裂周边北北东向或者北西向矿脉是找矿方向。

在测区区域地质、已知矿地球物理特征及区内五龙金矿找矿标志的基础上, 将具有找矿潜力的航磁、

表 4 青城子矿集区磁性异常与推断断裂构造一览表

编号	特征	性质	推断依据	备注
F101	矿集区中南部, 走向NE, 区内控制长度14km	大断裂	磁场面貌分界线, 北侧为磁场较强, 南侧磁场较弱; 相对高阻带边缘	与F201交汇处分布钼矿床
F102	矿集区中南部, 走向NE, 控制长度约28km	深大断裂	磁场面貌分界线, 南侧为弱正磁场, 北侧为弱负磁场; 相对低阻带	与F201交汇处分布铅锌矿床
F103	矿集区南东部, 走向NE, 控制长度约15km	一般断裂	磁场面貌分界线, 北侧为弱正磁场, 南侧为弱负磁场; 相对高阻带边缘	
F104	矿集区南部, 走向NE, 控制长度约18km	一般断裂	垂向一阶导数高值异常不连续分布; 处于相对低阻带; 相对低阻带	
F105	矿集区东南部, 走向NE, 控制长度约12km	深大断裂	航磁 ΔT 上延500m为明显的磁场分界线; 相对低阻带	
F100	矿集区西北部, 走向NE, 区内控制长度约12km	深大断裂	航磁 ΔT 上延500m为明显的磁场分界线; 高阻或低阻梯度带	
F201	矿集区西南部, 走向NW, 控制长度约22km, 倾向SW	深大断裂	负磁异常条带; 高阻或低阻边缘	与F102交汇处分布铅锌矿床
F204	矿集区中部, 走向NW, 控制长度24km	深大断裂	南段磁异常梯度带, 北段垂向一阶导数高值异常不连续分布; 相对低阻或低阻梯度	与F102、F103交汇处分布银、金矿床
F205	矿集区中东部, 走向NW, 控制长度20km	一般断裂	正磁异常带; 相对低阻带	
F300	矿集区北部, 走向近NWW-EW向, 控制长度24km	一般断裂	正磁异常不连续分布; 高阻带边缘	
F301	区内东北部, 走向NW, 控制长度11km	一般断裂	北侧为中强正磁场, 南侧为弱负磁场; 相对低阻带	
F302	区内东北部, 走向NW, 控制长度3km	一般断裂	磁场面貌分界线; 相对低阻带	与大磨岭断裂吻合

图 6 青城子矿集区找矿远景靶区

航空电磁法为主要技术手段, 以磁场、电磁场反映的异常信息、地质构造成矿有利地段作为测区内金矿找矿靶区, 找矿靶区预测原则如下: (1) 考虑构造、侵入岩和地层等有利的成矿地质条件, 多金属矿一般位于断裂通过地段, 特别是NNE向和NW向断裂构造; 区内多金属矿与中生代侵入岩有密切关系, 深部分布有中

图 7 航空电磁法-300m视电阻率分布图

生代侵入岩地段, 特别是受侵入岩影响的变质岩区是多金属成矿的有利地段; 多金属矿床一般不直接产于岩体分布区, 多位于古元古代变质岩区. (2) 考虑磁

图8 五龙矿集区找矿远景靶区

1, 压扭性断裂及产状; 2, 金矿; 3, 居民点; 4, 测区范围; 5, 航电异常; 6, 靶区及编号

法、电法等地球物理特征。五龙金矿床位于弱负磁场区; 矿床地段中浅部视磁化率一般一侧高, 另一侧较低; 深部则为一范围较大的团块状视磁化率高值区, 推测为磁性岩体。五龙金矿床位于低阻带附近。根据综合地球物理探测结果, 在鸡心沟断裂周边圈定了三个找矿远景区, 分别是五龙深部找矿远景区、苇沙沟深部找矿远景区和长安镇深部找矿远景区(图8)。

6 结论

采用多尺度综合地球物理方法在青城子矿集区共推断解释主要断裂12条, 其中北东向6条, 北西向6条。矿集区内金、银、铅、锌、钼等多金属矿床主要分布于北西、北东断裂交汇复合部位, F101(二道沟)、F102(喜鹊沟)、F105、F201(青城子断裂)、F204(尖山子断裂)等5条断层推断为深大断裂, 控制了区内地层岩性、金属矿及地球物理场分布等。其中F102断裂与F200交汇处形成多处铅锌矿床, 与F201的交汇处形成多处钼矿点, 与尖山子断裂F204交汇处形成多处金矿点。在尖山子断裂周边圈定了两个找矿远景区, 分别是白云-小佟家堡子深部找矿远景区和青

城子深部找矿远景区。深部矿床集中于以下五个有利部位: 断裂带转变处或断裂带由陡变缓处; 主干断裂与其旁侧羽状断裂交汇处; 两组断裂相交复合处; 缓倾斜层间韧性断裂处; 大石桥组和盖县组过渡带与断裂构造交汇处。五龙矿集区断裂构造以NNE向为主, 在五龙矿集区鸡心沟断裂周边找矿靶区圈定了三个找矿远景区, 分别是五龙深部找矿远景区、苇沙沟深部找矿远景区和长安镇深部找矿远景区。区内具有有利的岩性、构造特征, 找矿靶区主要位于鸡心沟及红石断裂一侧, 深部有中生代岩体侵入, 为区内多金属矿找矿的有利地段。

致谢 感谢云南大学王永彬副教授、中国地调局发展中心庞振山研究员、中国科学院地质与地球物理研究所李海副研究员、梁朋飞博士、周楠楠副研究员对文章的核对。

参考文献

- 底青云. 2015. 甘肃金昌金川镍矿SEP系统与国外仪器比对试验. 地球物理学报, 58: 3845–3854
- 底青云, 许诚, 付长民, 王中兴, 张文秀, 安志国, 王若. 2015. 地面电磁探测(SEP)系统对比试验——内蒙曹四夭钼矿. 地球物理学报, 58: 2654–2663
- 底青云, 方广有, 张一鸣. 2013. 地面电磁探测系统(SEP)研究. 地球物理学报, 56: 3629–3639
- 底青云, 朱日祥, 薛国强, 殷长春, 李貅. 2019. 我国深地资源电磁探测新技术研究进展. 地球物理学报, 62: 2128–2138
- 底青云, Unsworth M, 王妙月. 2004. 复杂介质有限元法2.5维可控源音频大地电磁法数值模拟. 地球物理学报, 47: 723–730
- 杜祖权, 刘福兴, 吴喜刚. 2008. 辽宁凤城林家三道沟金矿床地质特征及矿床成因分析. 黄金, 29: 18–20
- 底青云, 薛国强, 殷长春, 李貅. 2020. 中国人工源电磁探测新方法. 中国科学: 地球科学, 50: 1219–1227
- 高光明, 彭恩生, 郭宇杰. 1993. 河南熊耳山北坡西段的变质核杂岩和拆离断层. 中南大学学报(自然科学版), 24: 579–584
- 管志宁. 2005. 地磁场与磁力勘探. 北京: 地质出版社
- 何继善, 薛国强. 2018. 短偏移距电磁探测技术概述. 地球物理学报, 61: 1–8
- 胡海珠, 李毅. 2006. 豫西熊耳山地区燕山期岩浆作用对金银成矿的制约因素. 矿产与地质, 20: 427–429
- 梁光河, 蔡新平, 张宝林, 徐兴旺. 2001. 浅层地震勘探方法在金矿深部预测中的应用. 地质与勘探, 37: 29–33
- 柳建新, 孙欢乐, 陈波, 郭荣文. 2016. 重磁方法在国内外金属矿中的研究进展. 地球物理学进展, 31: 713–722

- 宋明春, 李三忠, 伊丕厚, 崔书学, 徐军祥, 吕古贤, 宋英听, 姜洪利, 周明岭, 张丕建, 黄太岭, 刘长春, 刘殿浩. 2014. 中国胶东焦家式金矿类型及其成矿理论. 吉林大学学报(地球科学版), 44: 87–103
- 沈远超, 谢宏远, 李光明, 刘铁兵, 孙秀英, 王岳军. 1998a. 山东蓬莱金矿的基本地质特征及其找矿方向. 地质与勘探, 34: 3–7
- 沈远超, 刘铁兵, 杨金中. 1998b. 层间滑动角砾岩型金矿床的地质特征及成矿远景. 矿物岩石地球化学通报, 19: 271–272
- 肖骑彬, 蔡新平, 徐兴旺, 梁光河, 张宝林, 王杰, 秦克章, 彭晓明, 惠卫东, 三金柱. 2005. 浅层地震与MT联合技术在隐伏金属矿床定位预测中的应用——以新疆哈密图拉尔根铜镍矿区为例. 矿床地质, 24: 676–683
- 曾华霖. 2005. 重力场与重力勘探. 北京: 地质出版社
- 曾庆栋, 沈远超, 刘铁兵, 李光明, 杨金中. 2000. 胶东地区层间滑动角砾岩型金矿成矿远景. 地质与勘探, 36: 36–39
- 曾庆栋, 陈仁义, 杨进辉, 孙国涛, 俞炳, 王永彬, 陈沛文. 2019. 辽东地区金矿床类型、成矿特征及找矿潜力. 岩石学报, 35: 1939–1963
- 张连昌, 白阳, 朱明田, 黄柯. 2018. 华北克拉通金矿床区域成矿差异性分析. 地球科学与环境学报, 40: 363–380
- 朱日祥, 范宏瑞, 李建威, 孟庆任, 李胜荣, 曾庆栋. 2015. 克拉通破坏型金矿床. 中国科学: 地球科学, 45: 1153–1168
- 朱日祥, 朱光, 李建威, 等. 2020. 华北克拉通破坏. 北京: 科学出版社
- Di Q Y, Xue G Q, Lei D, Wang Z X, Zhang Y M, Wang S, Zhang Q M. 2018. Geophysical survey over molybdenum mines using the newly developed M-TEM system. *J Appl Geophys*, 158: 65–70
- Duan X, Zeng Q, Yang J, Liu J, Wang Y, Zhou L. 2014. Geochronology, geochemistry and Hf isotope of Late Triassic magmatic rocks of Qingchengzi district in Liaodong peninsula, Northeast China. *J Asian Earth Sci*, 91: 107–124
- Duan X, Zeng Q, Wang Y, Zhou L, Chen B. 2017. Genesis of the Pb-Zn deposits of the Qingchengzi ore field, eastern Liaoning, China: Constraints from carbonate LA-ICPMS trace element analysis and C-O-S-Pb isotopes. *Ore Geol Rev*, 89: 752–771
- Hinze W J, Von Frese R R B, Saad A H. 2013. Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices and Applications. Cambridge: Cambridge University Press
- Li J W, Vasconcelos P M, Zhang J, Zhou M F, Zhang X J, Yang F H. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on a temporal link between gold mineralization, magmatism, and continental margin transtension in the Jiaodong Gold Province, Eastern China. *J Geol*, 111: 741–751
- Li J W, Vasconcelos P, Zhou M F, Zhao X F, Ma C Q. 2006. Geochronology of the Pengjiakuang and Rushan gold deposits, eastern Jiaodong gold province, northeastern China: Implications for regional mineralization and geodynamic setting. *Econ Geol*, 101: 1023–1038
- Routh P S, Oldenburg D W. 1999. Inversion of controlled source audio-frequency magnetotellurics data for a horizontally layered earth. *Geophysics*, 64: 1689–1697
- Sun W. 2015. Decratonic gold deposits: A new concept and new opportunities. *Natl Sci Rev*, 2: 248–249
- Sun G T, Zeng Q D, Wang Y B, Li B and Chen P W. 2019. Geochronology and geochemistry of Mesozoic dykes in the Qingchengzi ore field, Liaoning Province, China: Magmatic evolution and implications for ore genesis. *Geol J*, 55: 5745–5763
- Sun W D, Li S, Yang X Y, Ling M X, Ding X, Duan L A, Zhan M Z, Zhang H, Fan W M. 2013. Large-scale gold mineralization in eastern China induced by an Early Cretaceous clockwise change in Pacific plate motions. *Int Geol Rev*, 55: 311–321
- Xue G Q, Zhang L B, Hou D Y, Liu H T, Ding Y H, Wang C Y, Luo X N. 2020. Integrated geological and geophysical investigations for the discovery of deeply buried gold-polymetallic deposits in China. *Geol J*, 55: 1771–1780
- Yang J H, Wu F Y, Wilde S A. 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China craton: An association with lithospheric thinning. *Ore Geol Rev*, 23: 125–152
- Yang J H, Zhou X H. 2001. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of pyrite: Implications for the age and genesis of lode gold deposits. *Geology*, 29: 711–714
- Yu B, Zeng Q D, Wang Y B, Guo W K, Sun G T, Zhou T C, Li J. 2018. Genesis of the Wulong gold deposit, northeastern North China Craton: Constraints from fluid inclusions, H-O-S-Pb isotopes, and pyrite trace element concentrations. *Ore Geol Rev*, 102: 313–337
- Yu B, Zeng Q, Frimmel H E, Zhou L, McClenaghan S H, Drakou F, Wang Y, Chen P, Yu C. 2021. A magmatic-hydrothermal origin of the Xinfang gold deposit, Liaodong Peninsula, China, revealed by *in-situ* S-Pb isotopes and trace element analyses of pyrite. *Resour Geol*, 71: 144–160
- Zeng Q D, Wang Y B, Yang J H, Guo Y P, Yu B, Zhou L L, Qiu H C. 2021. Spatial-temporal distribution and tectonic setting of gold deposits in the Northern margin gold belt of the North China Craton. *Int Geol Rev*, 63: 941–972
- Zhai M, Yang J, Fan H, Miao L, Li Y. 2002. A large-scale cluster of gold deposits and metallogenesis in the Eastern North China Craton. *Int Geol Rev*, 44: 458–476

(责任编辑: 郑勇)