《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

金属矿产资源重磁探测技术：进展与展望

严加永[1,2*]，郭良辉[2]，刘双[3]，马国庆[4]，罗凡[5]，刘洪波[6]

1. 中国地质科学院深地探测与矿产勘查全国重点实验室，北京 100094
2. 中国地质大学(北京)地球物理与信息技术学院，北京 100083
3. 中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院，武汉 430074
4. 吉林大学地球探测科学与技术学院，深部探测与成像全国重点实验室，长春 130026
5. 江西应用技术职业学院，自然资源部离子型稀土资源与环境重点实验室，钨与稀土资源勘查及环境评价赣州市重点实验室，赣州 341000
6. 山东省物化探勘查院，济南 250013
* 通讯作者，E-mail：yanjy@163.com

2025-05-20收稿，2026-03-01修回，2026-03-17接受，2026-11-10网络版发表
国家自然科学基金项目(U2344220、92062108)、国家科技重大专项项目(2024ZD1002200)和中国地质调查项目(DD20240079)资助

摘要 金属矿产资源的高效探测对于确保国家资源安全和经济可持续发展具有极为关键的战略价值。随着浅部矿床的逐渐枯竭，深部及隐伏矿体已成为全球矿产资源勘查领域的重要目标。重磁探测技术凭借其对岩石密度与磁性差异敏感度高、数据覆盖范围广、成本效益高以及对环境适应性强等优势，成为揭示深部成矿背景和预测找矿靶区的关键技术之一。本文从数据采集、处理和反演三个维度，对重磁探测技术进行了全面总结，并以华南金属矿重磁多尺度探测为例，介绍了金属矿重磁探测技术及其进展。在数据采集环节，航空、地面、井中和海底多平台的协同观测体系，以及高精度传感器的研发，实现了空-地-井-海多尺度的数据全覆盖，增强了对深部弱信号的采集能力；在数据处理方面，重磁数据处理技术通过小波多尺度分解、卡尔曼滤波和深度学习噪声抑制等方法提高了复杂干扰场的抑制、分离能力和弱信号的提取效率；在数据反演方面，重磁反演技术正逐步向三维化、智能化以及多物理场协同方向发展，约束反演、交叉梯度联合反演以及人工智能驱动的物性建模显著降低了反问题的多解性。在此基础上，以华南陆块主要成矿系统为例，运用界面反演、边缘检测等重磁多尺度探测技术，揭示了成矿源区和导矿通道，并通过重磁反演的三维建模、岩性识别和机器学习预测了赋矿场所，圈定了找矿靶区。展望未来，金属矿重磁探测技术需聚焦深部弱信号识别效率不足、多源数据融合机制不完善等关键问题，进一步研发井下传感器、超高分辨率梯度仪以及智能化全流程处理系统，推动重磁探测技术向更高精度、更低成本以及多学科融合的方向发展，以满足金属矿成矿系统全过程探测和找矿勘查的需求。

关键词 重磁探测，金属矿，数据处理，智能反演，成矿系统

1 引言

金属矿产资源作为现代工业体系的物质基础，其高效勘探与开发对保障国家资源安全和支撑经济可持续发展具有重要战略意义。随着浅表易识别矿床逐渐枯竭，勘查目标正转向埋深更大、地质条件更复杂的隐伏矿体。这一转变对勘探技术的分辨率、探测深度和解释精度提出了更严苛的要求。

在此背景下，重力和磁力探测(简称重磁探测)作为地球物理领域起源最早的方法，因其对岩石密度与磁性差异敏感、成本效益高及环境适应性强等优势，自20世纪初就开始应用于金属矿勘查，其发展始终与勘探需求紧密交织。20世纪上半叶，地面重力与磁法主要通过异常形态分析圈定浅层高密度、强磁性矿体(如矽卡岩型磁

中文引用格式：严加永, 郭良辉, 刘双, 马国庆, 罗凡, 刘洪波. 2026. 金属矿产资源重磁探测技术：进展与展望. 中国科学: 地球科学, doi: 10.1360/SSTe-2025-0146
英文引用格式：Yan J, Guo L, Liu S, Ma G, Luo F, Liu H. 2026. Gravity and magnetic exploration technology for metallic mineral resources: Progress and prospects. Science China Earth Sciences, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1905-1

© 2026《中国科学》杂志社

铁矿、基性-超基性岩型铜镍矿)的浅地表范围(Telford等，1990)。20世纪50–80年代，航空磁测技术的普及推动了沉积变质型铁矿、火山岩型铁矿的大规模发现，同时井中磁测技术逐渐应用于矿体延深评价(Parker和Daniell，1979)。进入21世纪，低空移动平台、高精度重力梯度测量与三维反演技术的成熟，使得重磁方法在隐伏矽卡岩型矿床和斑岩型矿床等复杂成矿系统深部探测中取得显著成效(Li等，2020)。

近年来，重磁探测在数据多维度采集、高精度处理与智能反演等技术领域取得显著突破。数据采集技术方面，多平台协同观测体系(航空、地面、井中及海洋)逐步完善，如地面重力仪灵敏度已突破μGal(10^{-8} m/s^2)级，航空重力动态噪声抑制技术的研发显著提升了数据分辨率，井中磁测与海底重力仪的发展为深部矿体三维精细刻画提供立体化数据支撑。数据处理技术的进步主要聚焦于复杂干扰场分离与弱信号增强，如基于小波多尺度分解与深度学习噪声压制等方法的应用，有效提升了深部微弱异常信息的提取能力。反演解释技术逐步向三维化、智能化和多物理场协同方向发展，约束反演、交叉梯度联合反演及人工智能驱动的物性建模显著降低了反问题多解性，为复杂成矿系统的定量解译提供了新范式。

尽管如此，金属矿重磁探测仍面临深部矿体弱信号识别效率不足、多尺度数据融合机制不完善、强干扰背景下反演结果不确定性大等科学问题，制约着深部找矿的效果和突破(柳建新等，2016)。为更充分地发挥重磁探测技术在矿产勘查工作中的效能，本文以金属矿勘查为主线，对重磁探测技术的最新进展进行系统综述。首先，剖析航空-地面-井中-海洋多平台采集技术的关键突破与适应性；然后探讨重磁异常预处理、场分离与增强方法的技术创新；进而评述三维反演、联合反演与人工智能算法的理论发展；最后以华南陆块成矿系统重磁探测为实例，阐明重磁多尺度探测技术在揭示金属矿产资源成矿源区、导矿通道和赋矿场所中的应用效果，以期为新一轮找矿突破战略行动提供理论支撑与技术参考。

2 重磁数据采集技术

2.1 金属矿重力测量技术进展

重力测量以其揭示地下密度结构和构造特征的优势，在金属矿勘查中长期发挥着重要作用。近年来随着航空重力测量技术的发展和应用，金属矿重力测量已呈现以地面为主、海洋、航空、井中为辅以及空-地-井协同的多平台化发展趋势。多平台重力异常数据融合有助于获取更高精度的重力场变化信息，为金属矿勘查提供丰富的重力学依据。本节将重点介绍金属矿勘查领域的地面、航空、海洋、井中重力仪器(表1–表4)及测量技术的最新进展，卫星重力及台站式连续重力测量仪器因在金属矿勘查中应用极少，本文不做进一步介绍。

2.1.1 地面重力测量技术

地面重力测量是金属矿勘查的重要手段之一，其仪器按测量原理可分为相对重力仪和绝对重力仪(表1)。目前，具有精度高、轻便灵活和测量效率高等优点的金属或石英弹簧型相对重力仪被广泛应用于金属矿勘查。

我国自20世纪60年代起自主研发相对重力仪，西安石油仪器厂和北京地质仪器厂研制出首批金属与石英弹簧重力仪。目前，中船重工707研究所的ZL22-1型金属弹簧重力仪及北京奥地探测仪器公司的ZSM-6型石英弹簧重力仪精度均优于20 μGal(任政勇等，2023)，接近国际先进水平(5 μGal)(吕庆田等，2019a)。随着重力仪性能提升及金属矿勘查向“攻深找盲”阶段推进，我国地面重力测量行业标准与规范亦持续完善，进一步优化了测量流程并提高了数据质量。

在绝对重力仪方面，除了传统自由落体重力仪之外，基于量子技术，具有精度高、可移动等特点的冷原子绝对重力仪已成为金属矿勘查的新利器。21世纪以来，我国武汉物数所、中国计量院、浙江工业大学和中国科学技术大学相继推出WAG-H5-1、NIM-AGRb-1、ZAG-F和USTC-AG02等型号(吴岳洋等，2022)，性能达到国际先进水平(1 μGal)。尽管冷原子绝对重力仪观测效率低于弹簧相对重力仪，但其可为金属矿勘查区重力基点和普通点提供高精度绝对重力值。几十年来，我国地面重力测量已不同程度覆盖全国陆域，为金属矿勘查奠定坚实的数据基础。

2.1.2 航空重力测量技术

航空重力测量技术涵盖标量总场、梯度与矢量测量三种类型(熊盛青，2020)，其精度虽低于地面测量，但具备高效率、适应复杂地形与大面积勘查等优势，近年来在金属矿勘查中运用逐渐增多。自20世纪90年代起，随着传感器、数字滤波和导航技术的进步，该技术迅速发展并实现商业化。航空重力仪主要可分为双轴陀螺平台式(如美国Micro-g LaCoste公司的TAGS型、BELL公司的BGM型、德国Bodenseewerk公司的KSS型和俄罗斯中央科学研究所的Chekan-AM型等)、三轴惯性平台式(如加拿大Sander物探公司的AIRGrav型和俄罗斯莫斯科重力测量技术公司的GT型等)和捷联平台式(加拿大Calgary大

表1　主流地面重力仪与测量精度

仪器类型	仪器名称	研发机构	测量精度
相对重力仪	LCR型(金属弹簧)	美国LaCoste & Romberg公司	5 μGal
	Burris型(金属弹簧)	美国零长弹簧(ZLS)公司	5 μGal
	CG型(石英弹簧)	加拿大Scintrex公司	5 μGal
	ZSM-6型(石英弹簧)	北京奥地探测仪器公司	20 μGal
	ZL22-1型(金属弹簧)	中船重工707研究所	20 μGal
绝对重力仪	GAIN型(冷原子)	德国洪堡大学	优于1 μGal
	AQG-A01型(冷原子)	法国Muquans	优于10 μGal
	ZAG-F型(冷原子)	浙江工业大学	优于1 μGal
	USTC-AG02型(冷原子)	中国科学技术大学	优于1 μGal

表2　主流航空重力仪与测量精度

仪器类型	仪器名称	研发机构	测量精度
双轴式航空重力仪	TAGS型	美国Micro-g LaCoste公司	动态精度1 mGal之内
	CHAGS型	西安测绘研究所	
三轴式航空重力仪	AIRGrav型	加拿大Sander物探公司	
	GIPS-1AM型	北京自动化控制设备研究所	
捷联式航空重力仪	SISG型	加拿大Calgary大学	
	SGA-WZ型	国防科技大学与航遥中心	
航空重力梯度	Falcon^{TM}型	澳大利亚BHP Billiton公司	1–10 E
	Air-FTG^{TM}型	美国Bell公司	

表3　主流海洋重力仪与测量精度

仪器类型	仪器名称	研发机构	测量精度
摆杆式	LCR型	美国Micro-g LaCoste公司	优于1 mGal
	KSS型	德国Bodenseewerk公司	
轴对称式	BGM型	美国Bell公司	优于1 mGal
	GT-M型	俄罗斯和加拿大共同研制	优于1 mGal
	DZY型	中国地震局地震研究所	接近或优于1 mGal
	CHZ型	中国科学院测量与地球物理研究所	接近或优于1 mGal

表4　典型井中重力仪与测量精度

仪器类型	仪器名称	研发机构	测量精度
金属弹簧	Bluecap^{TM}型	美国Micro-g LaCoste公司	优于40 μGal
	Gravilog^{TM}型	加拿大Scintrex公司	
石英弹簧	MEMS型	华中科技大学	50 μGal

学的SISG型等)三类(表2)(胡平华等，2017；任政勇等，2023)，其动态精度均在1 mGal之内。

受限于西方技术禁运，我国航空重力仪研发起步较晚，但21世纪以来进展显著。国内代表性仪器包括西安测绘研究所的CHAGS双轴式航空重力仪(夏哲仁等，2004)、北京自动化控制设备研究所的GIPS-1AM三轴式(采用石英挠性加速度计)航空重力仪，以及国防科技大学与中国自然资源航空物探遥感中心(以下简称“航遥中心”)联合研制的SGA-WZ捷联式航空重力仪(任政勇等，2023)等，其动态精度可达1 mGal，比肩国际先进水平，并在金属成矿带和矿集区探测中得到试验验证和应用(孙中苗等，2015)。近年来，我国无人机航空重力测量系统已逐步进入找矿应用阶段。

航空重力梯度测量技术凭借更高分辨率，已在发达

国家金属矿勘查得到推广应用。航空重力梯度仪包括旋转式石英挠性加速度计、旋转式MEMS(微机械)加速度计、可移动式冷原子和低温超导梯度计四种类型，主要搭载于固定翼飞机，并逐步拓展至飞艇与直升机以降低噪声、提高分辨率。我国在“十一五”至“十三五”期间积极推动航空重力梯度仪的研发，华中科技大学、浙江工业大学、吉林大学和中船重工集团707所等机构相继研制出原理样机或工程样机。其中，旋转式航空重力梯度工程样机在东北某矿区的试验精度接近30 E(1 E=10^{-16} m^3/s^2)，接近国际先进水平(1–10 E)。

2.1.3 海洋重力测量技术

海洋重力测量主要采用海面船载走航和海底定点两种作业模式。海洋重力仪主要有摆杆式(如美国LCR型和德国KSS型)和轴对称式(如美国BGM型、德国KSS型和俄罗斯、加拿大共同研制的GT-M型)两类(表3)，仪器精度均优于1 mGal，其中轴对称式海洋重力测量仪是当前的主流设备。

自20世纪60年代引进国外仪器以来，我国海洋重力技术不断发展成熟，逐步构建了自主的高精度技术与装备体系。我国自主研发的海洋重力仪主要包括中国科学院测量与地球物理研究所、中国地震局地球物理研究所、中国地震局地震研究所等机构研制的HSZ、ZYZY、DZY、CHZ等型号，精度接近或优于1 mGal，达到国际先进水平。近年来，国产冷原子绝对重力仪船载试验成功，精度接近1 mGal，展现出良好应用前景。目前，我国海洋重力测量已覆盖全国海域及部分远洋区域，为深海矿产勘查提供了重要的基础数据。山东物化探勘查院在胶东滨海地区完成2万多平方千米的海底重力测量，为三山岛金矿控矿断裂海域延伸提供了依据(吴治国等，2024)。

2.1.4 井中重力测量技术

井中重力测量是通过在钻孔内使用井中重力仪观测获取地下地层密度信息，发现盲矿体或者控矿地质体的技术。井中重力仪研制始于20世纪60年代，当前主流的井中重力仪已具备良好的耐温性、耐用性、抗震性、自动化特点，测量精度优于40 μGal(表4)。我国井中重力仪研制和测量应用相对起步较晚。近年来，华中科技大学基于MEMS重力传感器研制出小孔径井中重力仪原理样机(BMA-1)，其测量精度达50 μGal(冯杰等，2019)，接近国际水平(优于40 μGal)，并在850 m深度的矿产勘探钻孔中得到测试(Yu等，2023)，为后续研发和找矿应用奠定基础。

2.2 金属矿磁力测量技术进展

磁法勘探作为历史最悠久的地球物理方法之一，长期在金属矿勘查领域发挥重要作用。该方法涵盖地面、航空、海洋、井中及卫星等多种测量平台。近年来，随着我国对磁力仪关键技术和软硬件平台的自主研发攻关不断深入，各平台磁力测量技术均获得了显著进展。多平台协同探测能够获得高精度的磁场变化信息，并支撑不同尺度磁场数据库的构建，为金属矿勘查提供丰富的地磁学依据。

2.2.1 地面磁力测量技术

地面磁力测量目前广泛采用的质子磁力仪和光泵磁力仪(表5)具有精度高、体积小、轻便、成本低及效率高等特点。国际上，标准质子磁力仪以加拿大GEM公司的GSM-19T型为代表，其灵敏度可达0.01 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$(任政勇等，2023)；光泵磁力仪(如美国Geometrics公司的G-858(铯光泵)、Polatomic公司的P-2000(氦光泵)和加拿大GEM System公司的GSMP-40(钾光泵)等)，灵敏度在0.1–10 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$(1 pT=10^{-3} nT)之间(张振宇，2012)。

我国地面磁力仪的研发历史悠久且产品丰富，灵敏度达到国际先进水平。吉林大学的JPM型和北京桔灯地球物理勘探股份有限公司(以下简称北京桔灯公司)的EREV-C型等仪器，灵敏度均优于0.1 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$(吕庆田等，2019a；由德龙，2024)；光泵磁力仪(如航遥中心的HC-95(氦光泵)、北京桔灯公司的EREV-CS(铯光泵)和山东航天电子技术研究所的HT513-He-L(氦光泵)等)，灵敏度可达1–100 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$。随着仪器性能的持续提升和金属矿勘查向“攻深找盲”方向推进，我国相关行业标准也相应升级，进一步推动了地面磁测技术的优化与发展。

2.2.2 航空磁力测量技术

航空磁力测量技术是航空物探领域发展最早、应用最广的方法之一，可分为标量测量(总场、全轴梯度)和矢量(三分量、全张量梯度)测量。该技术具有高效、多参数、高精度及适用于大面积复杂地表勘查区等优势(熊盛青，2020)，被广泛应用于金属矿勘查。

航空磁力仪类型主要包括磁通门式、光泵式和超导式等(表6)。航空磁通门磁力仪的代表型号有英国Bartington公司的MAG-03型和德国的MagdroneR3型，灵敏度约60 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$。航空光泵磁力仪包括加拿大Scintrex公司的CS-3铯光泵和GEM公司的GSMP-35A/25A钾光泵、美国Geometrics公司的G823A和G824A铯光泵、俄罗斯GeofizikaCentral公司的GSMP-35钾光泵等磁力仪，其灵敏度普

表5　主流地面磁力仪与灵敏度

仪器类型	仪器名称	研发机构	灵敏度
质子式	GSM-19T型	加拿大GEM公司	0.01 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$
	JPM型	吉林大学	优于0.1 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$
光泵式	G-858型(铯光泵)	美国Geometrics公司	0.1–10 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$
	GSMP-40型(钾光泵)	加拿大GEM System公司	0.1–10 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$
	HC-95型(氦光泵)	航遥中心	1–100 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$
	HT513-He-L型(氦光泵)	山东航天电子技术研究所	1 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$

表6　主流航空磁力仪与灵敏度

仪器类型	仪器名称	研发机构	灵敏度
磁通门式磁力仪	MAG-03型	英国Bartington公司	60 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$
	AGS-863型	航遥中心	3 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$
光泵式磁力仪	CS-3型	加拿大Scintrex公司	优于1 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$
	HC-2000型, AGS-863型	航遥中心	
全轴梯度仪磁力仪	Bluebird型	加拿大GEM公司	水平梯度：约5 pT /m$\sqrt{\text{Hz}}$； 垂直梯度：约20 pT /m$\sqrt{\text{Hz}}$
超导磁全张量梯度仪	Jessy Star型	德国耶拿物理学高技术研究所与Supracon 公司	优于10 pT /m$\sqrt{\text{Hz}}$
	低温超导型	中国科学院上海微系统所	优于100 pT /m$\sqrt{\text{Hz}}$
量子磁力仪	SERF 型(K原子)	美国普林斯顿大学	0.16 fT / $\sqrt{\text{Hz}}$
	SERF型(Rb原子)	浙江大学	0.5 fT / $\sqrt{\text{Hz}}$

遍优于1 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$(刘双等，2023)。

航磁全轴梯度仪的研制始于20世纪90年代，典型产品包括加拿大Geotech公司的3-axis AMG型和GEM公司的Bluebird型等，其水平和垂直梯度灵敏度分别约为5和20 pT /m$\sqrt{\text{Hz}}$。近些年，航空超导磁全张量梯度仪成为研发热点，如德国耶拿物理学高技术研究所与Supracon公司的低温超导航空磁全张量梯度仪Jessy Star，梯度灵敏度优于10 pT /m$\sqrt{\text{Hz}}$(林君等，2022)；澳大利亚联邦科学与工业研究组织的GETMAG型和MAGSAFE型高温超导全张量磁梯度仪等，灵敏度优于0.01 nT /m$\sqrt{\text{Hz}}$(张昌达，2006)。

近年来，我国航空磁力仪研制发展迅速，仪器性能达到国际先进水平。磁通门磁力仪如航遥中心的AGS-863型等，灵敏度达到3 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$；光泵磁力仪有航遥中心的HC-2000型和AGS-863型等，灵敏度优于1 pT / $\sqrt{\text{Hz}}$，后者的全轴梯度仪水平和垂直梯度灵敏度分别达2和10 pT /m$\sqrt{\text{Hz}}$。在超导磁力仪方面，中国科学院上海微系统所研制的低温超导磁全张量梯度仪，以及航遥中心联合吉林大学等单位研制的高温超导磁全张量梯度仪等，灵敏度均优于100 pT /m$\sqrt{\text{Hz}}$。此外，国内外新发展的量子SERF磁力仪灵敏度可达fT / $\sqrt{\text{Hz}}$(等于10^{-6} nT)级(汪孟珂等，2024)，有望为航空磁测带来全新的超高精度测量手段。

我国航空磁测自21世纪以来逐步发展至高分辨率磁测阶段。高分辨率阶段具有仪器灵敏度、测量精度、导航定位精度更高、测量比例尺更大、参数(量)更全面等特征，其对勘查和解决地质问题能力大幅度提高(熊盛青，2020)。当前，航空磁测搭载平台分为有人驾驶飞机(固定翼飞机和直升机)和无人机(固定翼、复合翼、多旋翼无人机和无人直升机等)，不同平台适用于不同尺度、不同勘查区类型的高精度航空磁测。几十年来，我国航磁测量已不同程度覆盖全国陆地和部分领海区域，为金属矿勘查和成矿背景研究奠定了坚实的数据基础。

2.2.3　海洋磁力测量技术

海洋磁力测量主要以船载走航方式进行，是海洋地质调查和矿产勘查的关键手段。海洋磁力仪同样有质子式、光泵式和磁通门式三种主要类型(表7)。国际主流质子式产品如美国Geometrics公司的G-801和G-877型、JWFishers公司的Proton4型、GEM System公司的GSM-19M型，加拿大Marine Magnetics公司的SeaSPY型、Explorer型，以及法国Geomag SARL公司的SMM Ⅲ型等

表7　主流海洋磁力仪与灵敏度

仪器类型	仪器名称	研发机构	灵敏度
质子式	SeaSPY型、 Explorer型	加拿大Marine Magnetics公司	0.01–0.1 nT / $\sqrt{Hz}$
	JHC-188T型质子磁力仪	核工业京核鑫隆公司	0.5 nT / $\sqrt{Hz}$
光泵式	G-880、G-881、G-882型	美国Geometrics公司	0.01 nT / $\sqrt{Hz}$
	GB-6型	中船重工715所	
磁通门式	FGM3D型	德国	<150 pT / $\sqrt{Hz}$
	CSCC-1型磁通门磁力仪	中船重工715所	优于0.01 nT / $\sqrt{Hz}$

(裴彦良等，2005)，灵敏度可达0.01–0.1 nT / $\sqrt{Hz}$。光泵磁力仪主要有美国Geometrics公司的G-880、G-881、G-882型等，灵敏度可达0.01 nT / $\sqrt{Hz}$。磁通门式海洋磁力仪主要包括英国Bartington公司的MAG型、德国的FGM3D型、美国的TFM65型和Bell-3030型等。

近年来，我国海洋磁力仪自主研发进展迅速，代表性产品如北京桔灯公司的志鸟ZN-2000型、核工业京核鑫隆公司的JHC-188T型；光泵磁力仪包括中船重工715所的GB-6型(武豹，2022)、南京方之舆公司的MG-02型、武汉海达数云公司的HDSY-GM300型质子磁力仪；磁通门磁力仪包括中国船舶集团710所的MS3A型、中国科学院地球物理研究所的CTM-302型、中船重工715所的CSCC-1型磁通门磁力仪。这些仪器性能均接近/达到国际先进水平。我国海洋磁测主要采用质子式和光泵式海洋磁力仪，当前已覆盖我国海域及部分远洋海域，为海洋矿产资源勘查提供数据基础。且近年来发展的海底深拖、波浪滑翔器、自主水下机器人等磁力测量新技术，极大地丰富了磁场信号立体化的获取，为海洋地质调查和矿产勘查提供新技术手段，如Yan等(2018)通过船载式海洋高精度磁测，确定了三山岛断裂南部海域延伸，拓宽了胶东滨海金矿探测空间。

2.2.4　井中磁力测量技术

井中磁测技术通过测量地磁场的三个正交分量来定位井旁磁性矿体或控矿地质体，自20世纪60年代在我国投入使用以来，已在金属矿勘查中扮演重要角色(林君等，2017)。目前，国外代表性设备包括德国Braunschweig大学的GBM型和英国Bartington公司的商用MAG610型等井中磁通门磁力仪，其灵敏度优于1 nT / $\sqrt{Hz}$。国内方面，中色地科矿产勘查公司生产的JSC-G-10型井中磁通门仪灵敏度可达25 nT / $\sqrt{Hz}$；中国地质调查局物化探研究所与中地装(重庆)地质仪器公司合作开发的GJCX-3井中磁通门仪下井深度可达3000 m，水平和垂直分量灵敏度分别为100和80 nT / $\sqrt{Hz}$；且该所与北京奥地探测仪器公司联合研制的CZJ-2井中质子磁力仪下井深度达2000 m，灵敏度达5 nT / $\sqrt{Hz}$(冯杰等，2019)，精度逐渐向国际先进水平靠近(表8)。

2.3　金属矿重磁探测技术面临的挑战

随着金属矿勘查目标逐步向深部隐伏矿体转移，勘探深度已从传统的300–500 m拓展至1000–2000 m乃至更深层位。尽管近年来重力仪、磁力仪性能不断提升，多平台观测精度也取得显著突破，重磁测量效率与精度得到大幅提升，然而，面对深部微弱信号探测的极端要求，传统仪器和测量技术仍面临严峻挑战，亟需从仪器原理至技术方法实现革命性或颠覆性创新。

2.3.1　重力探测面临的挑战

(1) 探测灵敏度逼近物理极限。深部隐伏矿体勘查对重力仪器的灵敏度提出了近乎苛刻的要求。深部矿体产生的重力异常极其微弱，普遍处于1–10 μGal量级，而目前最先进的地面相对重力仪精度仅能达到5 μGal水平。这一矛盾在探测埋深超过1000 m的矿体时尤为显著。根据位场理论，重力异常强度与源体埋藏深度呈平方反比关系，当探测深度从500 m增至1500 m时，信号强度衰减至原来的1/9。此类微弱信号不仅逼近仪器自身的检测极限，更极易被环境噪声和仪器本底噪声所掩盖，导致有效信号难以识别。

(2) 特殊环境适应性面临严峻考验。现代金属矿勘查逐步向海洋、沙漠、高原和丛林等复杂环境区域拓展，对重力仪的环境适应性提出了更高要求。海洋重力测量需同时克服波浪扰动、潮汐效应、船只运动加速度等多重干扰；高原地区剧烈的大气压变化直接影响传感器稳定性；极端温度环境导致仪器零漂特性恶化；丛林地区的高湿度和复杂地形给仪器保护和点位测量带来巨大困难。现有仪器在上述特殊环境中性能普遍下降，严重制约了数据质量的可靠性。

(3) 绝对重力测量效率制约勘探进度。作为建立高精度重力基准的关键手段，绝对重力测量效率低下已成为

表8 主流井中磁力仪与灵敏度

仪器类型	仪器名称	研发机构	灵敏度
磁通门式	GBM型	德国Braunschweig大学	优于1 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$
	JSC-G-10型	中色地科矿产勘查公司	25 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$
质子式	CZJ-2型	中国地质科学院物化探所+北京奥地探测仪器公司	5 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$

制约勘探进度的瓶颈。现有绝对重力仪普遍存在体积庞大、环境条件要求苛刻等问题，单个测点通常需数小时连续观测，难以满足大面积勘探的时效性需求。尽管冷原子干涉等量子重力仪技术在实验室环境下已取得重要突破，但由于其在测量精度、设备重量、环境适应性等方面尚未满足工业化应用标准，目前仍难以实现规模化金属矿勘查。

(4) 航空重力梯度仪工程化进程滞后。重力梯度测量较常规矢量测量具备更高的分辨率和更强的抗噪性，是深部隐伏金属矿探测的重要技术发展方向。然而，国产航空重力梯度仪目前仍处于研发和工程样机阶段，与国际先进水平存在显著差距。主要体现在梯度测量精度不足、动态环境下稳定性差、系统集成度低等关键问题上，距离形成满足生产需求的成熟产品仍有较大差距，制约了我国深部金属矿产资源勘探能力的提升。

2.3.2 磁力探测面临的挑战

(1) 深部弱磁异常检测能力逼近物理极限。深部隐伏金属矿体产生的磁异常信号极为微弱，普遍低于1 nT，而地磁场背景强度高达50000 nT。在此强背景场中准确识别目标信号，要求磁力仪具备接近物理极限的分辨率与灵敏度。尽管高精度光泵磁力仪和Overhauser磁力仪在静态条件下灵敏度可达0.01–0.1 nT / $\sqrt{\text{Hz}}$，但在实际勘探环境中，受仪器本底噪声、环境干扰及温漂等因素影响，对1 nT以下弱异常的有效提取能力仍严重不足，导致深部目标信号极易湮没于复杂噪声背景中。

(2) 强磁背景与高梯度环境适应性面临瓶颈。深部金属矿勘查常需面对强磁性地质体发育区域，如火山岩覆盖区、基性-超基性岩带、古老变质岩系或大型含铁建造分布区。此类区域背景场强高、磁场梯度变化剧烈，局部梯度可达数千nT/m，远超常规磁力仪的有效动态范围。现有仪器在高梯度和强背景场环境下普遍面临信号饱和、非线性响应及数据失真等问题，制约了深部构造识别与矿体边界圈定的准确性。

(3) 全张量磁梯度测量技术工程化进程滞后。全张量磁梯度测量技术能够同步获取磁场在空间多个方向上的梯度变化信息，具有高分辨率、强噪声抑制能力及对深部弱异常敏感等显著优势，是国际深部资源勘探的前沿方向。但国产超导全张量磁梯度仪目前仍处于工程样机阶段，尚未形成可投入商业勘探的成熟产品。且与国际先进水平相比，国产系统在梯度测量精度、动态环境稳定性、多探头一致性校准及系统集成度等方面存在显著差距，限制了该技术在我国深部找矿工作中的规模化应用。

(4) 量子磁力仪在移动平台应用中精度衰减严重。尽管量子磁力仪(如金刚石NV色心磁力仪、SERF磁力仪等)在静态实验环境下灵敏度已达到pT / $\sqrt{\text{Hz}}$量级甚至fT / $\sqrt{\text{Hz}}$量级，展现出卓越的弱磁检测潜力，但其在航空或无人机等移动平台应用中，其实际性能远未达到预期。受平台振动、姿态变化、电磁干扰及动态噪声等多重因素影响，实际观测精度普遍衰减至nT量级，无法充分发挥其高灵敏度优势，制约了其在深部金属矿勘查中的应用效果。

综上所述，未来深部金属矿重磁探测技术将朝着超高精度、多场耦合与智能融合的方向发展，迫切需要突破量子传感、低温超导等新一代探测原理的工程化瓶颈，实现从“μGal / $\sqrt{\text{Hz}}$”到“nGal / $\sqrt{\text{Hz}}$”、“nT / $\sqrt{\text{Hz}}$级”到“fT / $\sqrt{\text{Hz}}$级”的测量灵敏度量级跨越，并构建空-地-井协同多维度智能勘探系统，最终形成对深部金属矿产资源“看得清、辨得明、定得准”的技术能力，推动深部找矿实现从“理论推断”到“透明感知”的范式变革。

3 重磁数据处理技术

重磁观测数据是地下物质响应、仪器误差、环境噪声等诸多信号的综合反映，数据处理是从原始观测数据中提取目标重磁信号的技术，其处理精度是反演及找矿解释结果可靠性的保障，是重磁探测不可或缺的重要组成部分。

在金属矿勘探中，重磁数据处理的关键技术(包括滤波、调平、地形改正、延拓、位场分离、曲化平、求导等)面临诸多亟需突破的难点：在复杂山区地形中，如何有效剔除高频运动噪声与地质背景干扰，实现弱缓异常的增强提取；如何发展适应强起伏地形的快速高精度地

形改正方法，克服现有算法在大高差区域的计算效率与精度瓶颈；针对深部与叠加矿体的识别，需进一步提升向下延拓与位场分离方法的抗噪性与稳定性，避免虚假异常；曲化平与求导处理中，需克服等效源模型在浅部场源与复杂磁化方向下的适用性限制，提高边界定位与异常分辨能力。此外，多技术流程的协同优化与集成化处理亦是关键，需推动基于物理约束的智能算法发展，实现从数据预处理到异常提取的全流程高效处理，以满足金属矿勘探的需求。

针对复杂多变的干扰信号，研发高精度数据处理技术可为后续反演解释提供高质量的基础数据。重磁处理技术依据处理所获得数据的用途可划分为：预处理、改正以及后处理三个部分。金属矿产资源多分布于山区，构造发育且成矿物质来源于深部岩浆活动，因此预处理、改正以及后处理分别需要面对更加复杂的环境干扰、地形影响、多场源叠加效应，重磁数据核心处理技术流程如图1所示，其中为解决这类问题的关键技术用橙黄色表示。

3.1 重磁数据预处理技术

重磁数据预处理是去除原始重磁观测数据中仪器、环境等因素干扰，保留地下控矿地质体重磁响应的处理过程。对于磁力观测数据需要针对地磁场的日变化影响进行日变校正，重力观测数据预处理技术主要包括：固体潮和零点漂移校正，其中固体潮校正中起潮力的解算精度达μGal级，可满足重力勘探需要(赵晓燕和陈春生，1997；雷伟伟，2017)。此外，对于航空、海洋等动态测量还需针对载体及载体运动产生的影响进行偏心、加速度、载体质量变化及科里奥利加速度校正。为提升重磁数据预处理的精度，需要开展高性能数据滤波、数据补偿及调平等方法研究。

3.1.1 滤波去噪

动态重磁测量原始数据中存在大量因载体运动和环境干扰引发的噪声，其幅值可达有效信号的数倍，而航空重力噪声甚至高达有效信号的数千倍。郭志宏等(2007)针对GT-1A型航空重力系统实测的数据进行滤波处理，发现目标信号与高频干扰所具有的频率存在差异，通过选择合适的滤波参数，采用多种滤波去噪方法将目标信号提取，且不同方法滤波去噪获得的目标信号吻合程度较好，说明了通过滤波去噪手段可以在高幅值的噪声信号中提取到真实且微弱的目标信号。目前被用于动态重磁测量去噪的数字滤波方法主要有无限脉冲响应滤波器(Infinite Impulse Response，IIR)、有限脉冲响应滤波器(Finite Impulse Response，FIR)、小波和卡尔曼(Kalman)滤波等。IIR和FIR滤波是重磁数据处理中最常见的方法，前者计算效率较高，会引入非线性相位变化，代表方法有巴特沃斯滤波器；后者稳定性高，不会引发相位变化，但计算效率较低，代表方法有窗函数法。

小波滤波因其独特的时频分析能力，在处理动态重磁测量中由复杂载体运动引发的非平稳噪声方面展现出显著优势(柳林涛和许厚泽，2004)。通过选取具有高消失矩的小波基函数(如db8、db10)(孙中苗和翟振和，2009；王静波等，2020)，或具有对称特性的小波(如coif5、dmey)，可以有效地从强噪声背景中逼近并提取光滑的有效信号。前人研究(胡昌华等，2004；Misiti等，1996) 已系统验证了此类小波滤波方法的有效性，其去噪效果可与专业系统(如GT-1A)的处理结果相媲美。

卡尔曼滤波是一种基于递归算法的最优估计方法，它通过融合系统动态模型的预测值与实际观测数据，在存在噪声的情况下，能够持续更新对系统状态的最优估计，尤其适用于从高噪声背景中提取微弱、时变的目标信号。针对航空重力测量数据，其可整合载体位置、速度、姿态等信息，在进行滤波去噪的同时开展加速度校正(郑崴和张贵宾，2016；颜颖，2019；徐慧，2020；王勇，2022；Jensen，2022)。Yuan等(2024)基于卡尔曼滤波实现重力与重力梯度数据的实时联合滤波。卡尔曼滤波亦可应用于航磁补偿过程中，有效消除载体磁干扰，提升数据质量(Li等，2019；袁子凡，2022；于龙兴等，2025)。此外，卡尔曼滤波方法与深度学习结合能有效降低卡尔曼滤波参数选择的难度，提高适用性和精度(Chen等，2023；Li S等，2023)，是未来的发展趋势。

深度学习方法通过神经网络自动学习含噪数据与无噪声数据之间的映射关系，无需手动设计滤波规则，为动态重磁测量滤波去噪提供新思路(陈贝，2020)。马国庆等(2022)提出融合卷积与自注意力机制的混合神经网络，能够在统一框架中同步完成数据网格化与噪声滤除，对随机噪声和条带干扰均表现出良好的鲁棒性。

在动态重磁测量去噪的各类方法研究中，传统IIR与FIR滤波器虽实现简单，但分别受限于相位失真与计算效率问题；小波变换凭借时频局部化能力可有效处理非平稳信号，却存在较多的人工参数选择；卡尔曼滤波通过融合物理模型实现动态去噪与补偿一体化，但对模型精度极为敏感；深度学习方法以端到端学习摆脱了对人工规则的依赖，具备强自适应能力，但其“黑箱”特性和对数据质量的依赖制约了可解释性与泛化能力。总体而言，未来去噪技术的发展方向将聚焦于深度学习技术与滤波方法的深度融合，通过将物理约束嵌入神经网络结构，

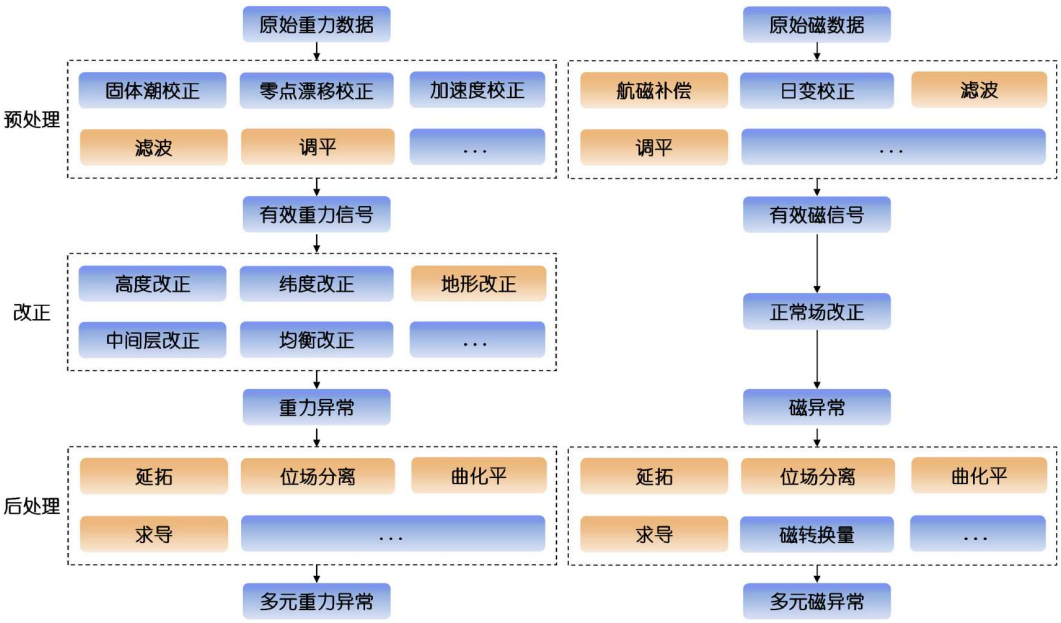


图 1 重磁数据处理技术流程图

构建兼具高精度、强泛化性与明确物理意义的智能去噪新范式。

3.1.2 航磁补偿

航磁补偿是指消除飞行器本身磁性物质的恒定磁场干扰、铁磁性物质的感应磁场干扰以及金属物质切割地磁场产生的涡流磁场干扰，其分为硬、软补偿两种方式。硬补偿通过对测量载体安装硬件来进行屏蔽和补偿磁干扰，但其成本高、精度低，当前航磁补偿多依赖于数值计算的软补偿方法。Tolles和Lawson提出了连接干扰场(恒定场、感应场、涡流场)与飞行姿态关系的数学模型，称为T-L补偿模型(Li Y等，2022)。此后诸多学者对其进行改进，目前改进方向一是引入更精细的地磁场梯度(韩磊，2014；Dou等，2016)，二是采用更高精度的补偿模型参数求解方法(侯瑞东，2022)。

在更精细的地磁场空间变化方面，研究显示忽略地磁场梯度会显著降低补偿效果(谭斌等，2011)。据此，学者们发展了基于卡尔曼滤波的地磁场预测方法(韩磊，2014)，及将地磁场的三维空间变化以函数形式嵌入T-L补偿模型的策略(Dou等，2016)，更精确地刻画了磁场空间变异对补偿的影响。

在参数求解算法层面，研究呈现出从传统优化方法到智能学习模型的演进趋势。传统优化方向通过引入模糊自适应卡尔曼滤波(Zhang等，2014)、Huber范数拟合(侯瑞东，2022)及变遗忘因子递归最小二乘法(刘志龙，2022)等先进算法，有效提升了补偿稳健性与小角度姿态变化下的适应性。同期，神经网络已成为另一重要发展方向，从结合遗传算法的BP神经网络(胡浪，2019)，到引入平滑因子的广义回归神经网络(Yu等，2021)，再到采用梯度校正损失函数的时间卷积网络(Wang和Zuo，2025)，数据驱动的智能方法在增强泛化能力、抑制过拟合和提升补偿精度方面展现出持续进步的潜力。

航磁补偿技术已从硬件补偿发展为以T-L模型为核心的软补偿方法。地磁场的空间变化方面通过引入精细地磁场梯度提升物理场刻画精度，算法层面则从最小二乘法演进至自适应卡尔曼滤波、鲁棒估计等现代优化方法，并进一步发展到具有强大非线性拟合能力的神经网络等数据驱动方法。这些智能方法能有效处理传统模型难以描述的复杂干扰，代表了该领域的重要发展方向。

3.1.3 调平

航磁数据调平处理是消除测线间系统偏差的关键环节，调平方法主要有切割线调平、微调平及伪切割线调平三种。White和Beamish(2015)提出了一种无需正交约束线的调平方法，利用测线数据的低频成分构建平滑区域场，进而通过平差处理消除系统偏差。孙勇和周帅(2019)在传统切割线调平方法的基础上增加了原始数据的去趋势处理，融合过密测线以及引入方向滤波器等三个步骤，有效提升了调平精度。近年来，基于Naudy滤波和插值切割的微调平技术进一步拓展了条带状噪声的抑制能力(钟炀，2021)，而低通滤波等方法在交叉点不符值拟合方面展现出优势，但仍存在边缘效应等问题(彭莉

红等，2023)。总体而言，当前调平方法正从依赖正交切割线的传统框架，向融合频率分析、自适应滤波与智能插值的方向发展，为复杂测量环境下的数据一致性校正提供了持续优化的技术路径。

3.2 重磁数据改正技术

重磁数据改正是从重磁场信号综合响应中去除由均匀物性结构在观测点处产生的影响，从而保留金属矿体或者控矿地质体因密度或磁性差异而引起的观测点处重力或磁异常的处理过程。重力数据改正包括：正常场、地形、布格(包含中间层改正和高度改正)、均衡等改正。磁数据改正主要为正常场改正和日变改正。上述改正的方法均较为成熟，但地形改正因计算量大且对精度要求高，其实质是一个正演过程，以往的地形改正流程是将观测点周围地形按半径划分为多个同心圆环，再将每个圆环等分为若干扇形区域，分别计算各扇形区域的地形质量对观测点重力的影响从而去除影响。随着地形测量精度的提高及航空测量技术的逐渐成熟，这种地形改正精度已无法满足实际需求，高精度高效率的重力正演是地形改正的研究重点。

诸多学者通过建立重力及其高阶导数的空间域解析式来提高重力正演精度。Nagy(1966)首次给出常密度立方体重力的解析表达式，随后逐渐推导出常密度任意多面体的引力位及其一阶、二阶导数正演公式(Okabe，1979；Kwok，1991；Werner，1994；Holstein和Ketteridge，1996；Petrović，1996；Werner和Scheeres，1996；Tsoulis和Petrović，2001)。由于地下密度并非常量，诸多学者还推导出物性呈一定函数变化的重力场正演公式(D'Urso，2014；Ren等，2017；Zhang和Jiang，2017；D'Urso和Trotta，2017)，其对于更高效开展精细地形改正具有重要意义。针对大面积重力测量，地形改正需要考虑地球的曲率变化，Tang和Sun(2021)将地形改正融入考虑曲率的布格改正近似公式中，提出了基于球谐函数的高精度改正公式。Tenzer等(2019)系统分析了考虑曲率时不同高度参考面的地形改正方案，认为采用大地水准面作为高度参考面的地形改正更加合理。此外，还有诸多学者为考虑地球曲率变化，推导出球坐标系下重力场正演公式(Anderson，1976；Heck和Seitz，2007；Asgharzadeh等，2008；Zhang等，2018)，对于开展大区域航空重力勘查的地形改正至关重要。

重力波数域正演公式与快速傅里叶变换(FFT)算法结合，具有更高的计算效率(Pedersen，1978)。Parker(1973)提出著名的Parker正演方法，是目前最常用的重力正演方法之一。Pedersen(1978)给出了任意二度体、二度半体以及三度体的重力场波数域表达式。吴宣志(1981，1983)推导了常物性及物性随深度呈线性和指数变化的重力场波数域解析表达式。鉴于波数域正演方法的精度受限于傅里叶变换精度，众多学者针对其精度问题开展了研究(Hansen和Wang，1988；Chai和Hinze，1988；Wu，2016；Zhou等，2020)。另有诸多学者采用有限元法、有限体积法、有限差分法等数值求解方法实现复杂物性变化(Cai和Wang，2005；Jahandari和Farquharson，2013；Jahandari等，2021；Tong等，2024)以及全球尺度(Fašková等，2010；Minarechová等，2015)的重力场正演。相比于波数域正演方法，数值求解方法能够直接正演任意观测点的重力场，而波数域正演仅能直接正演同一平面观测点的重力场，需多次正演不同观测平面并结合三维空间插值，才能实现任意观测点的重力场正演(陈轻蕊等，2017)。因此，数值求解方法实现复杂物性变化的重力场正演对于地形改正研究同样具有重要价值。

地形改正技术经过多年发展，已形成多种成熟方法。空间域解析法具有精度高、理论严谨的优点，尤其适用于局部精细地形改正，但其计算效率相对较低，对复杂大区域地形适应性有限。波数域方法结合快速傅里叶变换，在大面积计算中展现出显著的速度优势，成为航空重力数据处理的常用手段，然而其精度受限于傅里叶变换的假频和截断误差，且通常要求观测点位于同一平面，限制了其在起伏观测面上的直接应用。数值方法能够灵活处理复杂物性分布和全球曲率效应，适用于强变异地形和考虑地球曲率的大区域改正，但计算资源消耗大、实现复杂。总体而言，当前重磁数据改正技术正朝着高精度、高效率、多尺度融合的方向发展，如何在保证精度的前提下提升计算效率，并适应不同观测环境和地质条件，仍是未来研究的重点。

3.3 重磁数据后处理技术

重磁数据后处理是在重磁异常中突显或提取金属矿体或控矿地质体重磁异常响应的处理过程，主要包括：曲化平、求导、磁异常转换、延拓、位场分离等。

重磁数据曲化平处理是将非平面观测数据转换为同一平面的关键步骤，以满足诸多波数域处理与反演方法的基本要求。其中，频率域方法通过引入单点FFT与非均匀曲面处理策略，显著提升了传统波数域方法的适应性(王万银等，2009)，但在强地形或浅场源条件下仍存在精度局限(纪晓琳等，2014)。安玉林等(2013)基于以往研究成果(Hansen和Miyazaki，1984)，定义了一种"曲化平用最佳等效源模型"，用于实现高效率、大面积重磁数据的等效源曲化平方法。此外，通过引入起伏修正因子

(杨婧和郭良辉，2022)与逐步逼近(刘金兰等，2007)策略，有效抑制了高频干扰并提升了起伏观测面的延拓精度，逐步成为处理复杂地形的重要技术手段。总体而言，曲化平方法正从单一算法优化向多策略融合方向发展，旨在兼顾计算效率、地形适应性与延拓精度，为复杂观测条件下的重磁数据处理提供可靠基础。

求导是诸多重磁数据处理与解释方法(如：位场边界识别、欧拉反褶积、极值点深度成像(DEXP)等场源空间位置成像与反演方法)的基础。方东红等(2008)结合小波分析与Monte-Carlo噪声估计构建了高精度求导算子，在实现高精度求导的同时有效抑制了噪声干扰，但方法流程相对复杂。基于Hartley变换的求导方法(马国庆等，2014)在保持频域方法计算效率的基础上，相较傅里叶变换求导法具有更强的抗噪性。勇晓宇(2021)根据位场数据功率谱与场源深度的对应关系提出一种多层等效源方法，无需加权处理即可稳定实现重磁数据求导、延拓、融合处理。上述各类求导方法中，基于变换域的求导方法计算效率高但抗噪性各异，而等效源法稳定性好但计算量相对较大。

由于地磁场及物质磁化方向是矢量，随空间和时间不断变化，导致磁异常分布与地质体的空间分布并非简单线性关系。为便于磁数据分析解释，诸多弱敏感于磁化方向的磁异常转换量被提出，如：化极磁异常(Baranov和Naudy，1964)、磁异常模量(Tyapkin，1973)、解析信号(Nabighian，1972，1984)和归一化磁源强度(Wilson，1985)等。磁异常转换量能有效削弱磁化方向的影响，使异常与场源位置对应更直观，但其效果往往依赖于地磁场信息的准确性。

延拓方法常被用于研究不同深度目标的叠加异常，分为向上延拓和向下延拓，向上延拓主要突出区域和宏观异常，算法稳定，而向下延拓主要突出局部异常和细节，因存在不适定性和放大噪声问题，稳定性较差。王兴涛等(2004)对比分析直接代表法、正则化法、点质量法和基于球内Dirichlet问题的调和解法在重力数据向下延拓中的区别，表明直接代表法(石磐和王兴涛，1997)和正则化法的精度较高，而Dirichlet调和解法的精度较低。蒋涛等(2013)对比分析矩谐分析法、直接法和基于广义岭估计的逆泊松积分法在含噪重力数据的下延精度，表明矩谐分析精度和稳定性更高。马国庆等(2016)提出一种基于水平导数和向上延拓联合迭代的向下延拓算法，有效地增强结果的准确性和稳定性。Li等(2021)基于双层等效源法提出了一种稳定、高精度的磁数据向下延拓方法。柯宝贵等(2025)通过对比分析积分迭代法、Tikhonov正则化迭代法、Barzilai-Borwein法、迭代最小二乘法、半迭代方法和改进的共轭梯度法向残差法对于重力数据的下延效果表明，无噪声情况下Barzilai-Borwein法的收敛速度较快且精度较高，而改进的共轭梯度法向残差法抗噪性较强、相对稳定。延拓方法(特别是向下延拓)能突出不同深度场源的异常特征，但向下延拓存在不适定性，易放大噪声，各类正则化与迭代算法(如广义岭估计、联合迭代、等效源法等)的核心是在精度、稳定性和抗噪性之间寻求平衡。

重磁场分离是从叠加异常中提取矿体或空空地质体响应的关键技术。目前主要方法在适用性方面各有特点，传统切割与趋势分析法(如选择插值切割、自适应趋势分析)具有计算简单的优势，但分离效果受主观因素影响显著(英高海，2016)；王明等(2015)依据格林等效层原理设计多层等效源模型对功率谱进行分段拟合，实现对重力数据的场分离，但对等效源参数设置敏感，计算成本较高；多尺度分析方法(如最小曲率场、双树复小波变换)在刻画不同尺度异常方面具有天然优势，适应性较强，但其分离效果受分解层数、小波基函数等参数影响较大，实际应用中存在调参复杂性(纪晓琳等，2015；Gong等，2021)。未来需重点解决传统方法主观性强与现代方法参数复杂之间的矛盾，以实现在保证计算效率的同时，提高分离结果的地质可靠性。

3.4 重磁数据处理面临的挑战

总体而言，当前重磁数据处理技术已形成以卡尔曼滤波、小波分析、等效源等为代表的高精度、高效率方法体系，并在深度学习等智能方法的推动下逐步向自动化、智能化方向发展。然而，复杂噪声背景下弱信号的稳定提取、多源数据融合的一致性保障，以及智能方法在实际勘探中的泛化能力等问题，仍面临一系列亟待解决的核心挑战。

金属矿产资源多赋存于构造复杂的强起伏山区，在此类区域，高频噪声、地质背景干扰与矿体弱缓异常相互叠加，现有滤波去噪方法难以精准分离噪声与有效信号。曲化平技术在浅部场源与强地形起伏条件下的精度局限尚未被攻克，等效源模型的参数优化与地形适配性设计仍需深入研究，难以满足波数域后续处理与反演对平面化数据的要求。

深部矿体的重磁异常呈现出信号微弱、叠加性强、易受浅部场源干扰的特征，这对向下延拓、位场分离等核心算法的性能提出了更高标准。向下延拓是突出深部局部异常的关键途径，现有正则化、迭代、等效源等算法虽在一定程度上增强了稳定性，但难以在延拓精度、抗噪性、收敛速度三者之间达成最优平衡。深部与浅部

场源的异常叠加加大了位场分离的难度，传统方法受主观因素影响显著，现代多尺度分析、等效源模型等方法虽提高了分离的客观性，但存在参数调整复杂、计算成本高的问题。因此，需在降低参数依赖性、提高计算效率的同时，确保分离结果与地质实际相契合。

单一重磁数据已难以满足深部矿体勘探的需求，重磁数据之间的融合以及重磁与其他勘探数据的协同成为发展趋向。重磁重力与磁数据的物理机制不同，异常响应特征存在差别，且航空、地面、海洋等不同测量方式的数据集存在系统误差。因此，构建统一的物理约束模型，实现重磁数据的精确融合，同时兼顾重磁与地震、电法等其他勘探数据的互补性，提高异常解译的全面性，是数据处理的重要方向。

4 重磁反演技术

重磁异常反演核心目标在于通过观测和改正的异常数据，反演地下介质物性的空间分布，从而构建相应的地球物理模型。金属矿床通常具有高密度、高磁化率等显著物性特征，因而在重磁异常中表现出强烈响应，使得反演结果对矿体具有较高的敏感性，这有助于识别地下结构并为地质解释和矿产资源评价提供关键的定量依据。近年来，重磁反演技术在理论创新与多学科融合推动下实现了显著发展，诸多先进方法已广泛应用于金属矿产资源探测实践中。本节重点介绍物性约束反演、重磁联合反演方法、智能反演算法以及磁化强度矢量反演技术等关键反演方法的发展现状，及其在金属矿产资源勘查中的应用。

4.1 物性约束反演

反演问题的核心挑战在于位场固有的多解性，其数学本质是欠定线性方程组的求解。因此，对反演过程施加约束是获得可靠解的必要条件。正则化手段可在反演过程中加入地质体的物性和结构约束信息，通过引入地质-地球物理先验信息，可有效降低重磁异常反演的多解性。若已知异常体的物性值范围，则可以通过强制约束法(姚长利等，2003)、对数变换法和罚函数法(Li和Oldenburg，2003)来约束反演结果物性值的上下界。此外，Li和Sun(2016)提出了一种基于模糊C均值聚类的反演方法，反演结果的物性值会朝着给定的先验物性值聚集。

将异常体的空间分布特征信息纳入反演过程，反演结果能更好地反映真实的构造形态。Li和Oldenburg(2000)利用已知的地质倾角信息，通过旋转矩阵的形式对反演模型的水平和垂直导数进行加权，使得反演的目标函数中包含了多个区域地质构造的走向和倾角信息。Geng等(2018)在重磁反演目标函数中添加协方差矩阵约束的模型加权项，利用高斯型变异函数将地质体的地质倾角和空间分布信息融入协方差矩阵中，得到了符合地质认识的反演模型。Zhang等(2025)证明了在一些特殊的初始模型设置下，厚度系数与单位重力异常响应存在近似的线性关系，提出了一种基于先验地质信息初始模型和厚度系数的重力约束反演方法。这种反演方法计算效率高，得到的反演结果边界更加清晰，能够帮助识别矿脉的分布和体积。Liu等(2024)提出了一种基于初始和参考模型的重力约束反演方法。该方法通过地质、测井和多地球物理场等先验信息，构建离散的先验密度模型。第一种反演模式是将先验密度模型作为初始模型，然后采用预优共轭梯度法进行求解。第二种反演模式是在预优共轭梯度法求解的过程中添加先验模型作为参考。

以南岭地区九嶷山多金属矿区实测重力异常为例，首先依据大地电磁反演结果(图2a)建立花岗岩分布的地质模型(图2b)；其次依据岩石样本数据将花岗岩的剩余密度设置为−0.06 g/cm^3，通过插值形成反演的约束模型(图2c)；随后将该插值模型分别作为初始模型和参考模型进行反演，反演结果分别如图2d和图2e所示。两组反演结果均显示，区内低密度、高电阻率花岗岩主要有3种，深度约为20–25 km。依据重力约束反演结果，推断该区域存在比花岗岩密度更高的闪长岩(图2f)，这一结论与Liu等(2024)利用基于非线性蚁群优化算法的重力反演结果一致。

从区域到局部异常的分级迭代策略可提升深部结构的分辨率。Zhu等(2022)提出了一种从叠加异常中提取目标磁异常的低秩分解方法，该方法原理为：将物理场观测数据投影至空间时，其往往位于一个低维流形上。通过分析该数据子空间的性质，可有效揭示原始物理场的特征。对于重磁数据，其低秩性显著受场源深度影响。深部场源产生的异常通常表现为低秩特征，而浅部场源异常则具有高秩特征。基于此物理规律，可利用秩的差异实现不同深度场源异常的分离。该方法应用于冶山复杂磁异常叠加区实测数据反演单个火成岩的磁化矢量信息中，厘定了玄武岩、辉绿岩、花岗闪长岩等5种隐伏火成岩分布。

4.2 联合反演方法

为降低反演的多解性，具有物性关系约束和结构相关性约束特点的联合反演方法被广泛运用于地球物理反演领域。当已知先验物性关系(这种关系可以来自于理论关系、经验公式和岩性样品统计等)时，Bosch等(2006)基于Monte Carlo方法联合反演重磁异常数据，其将密度

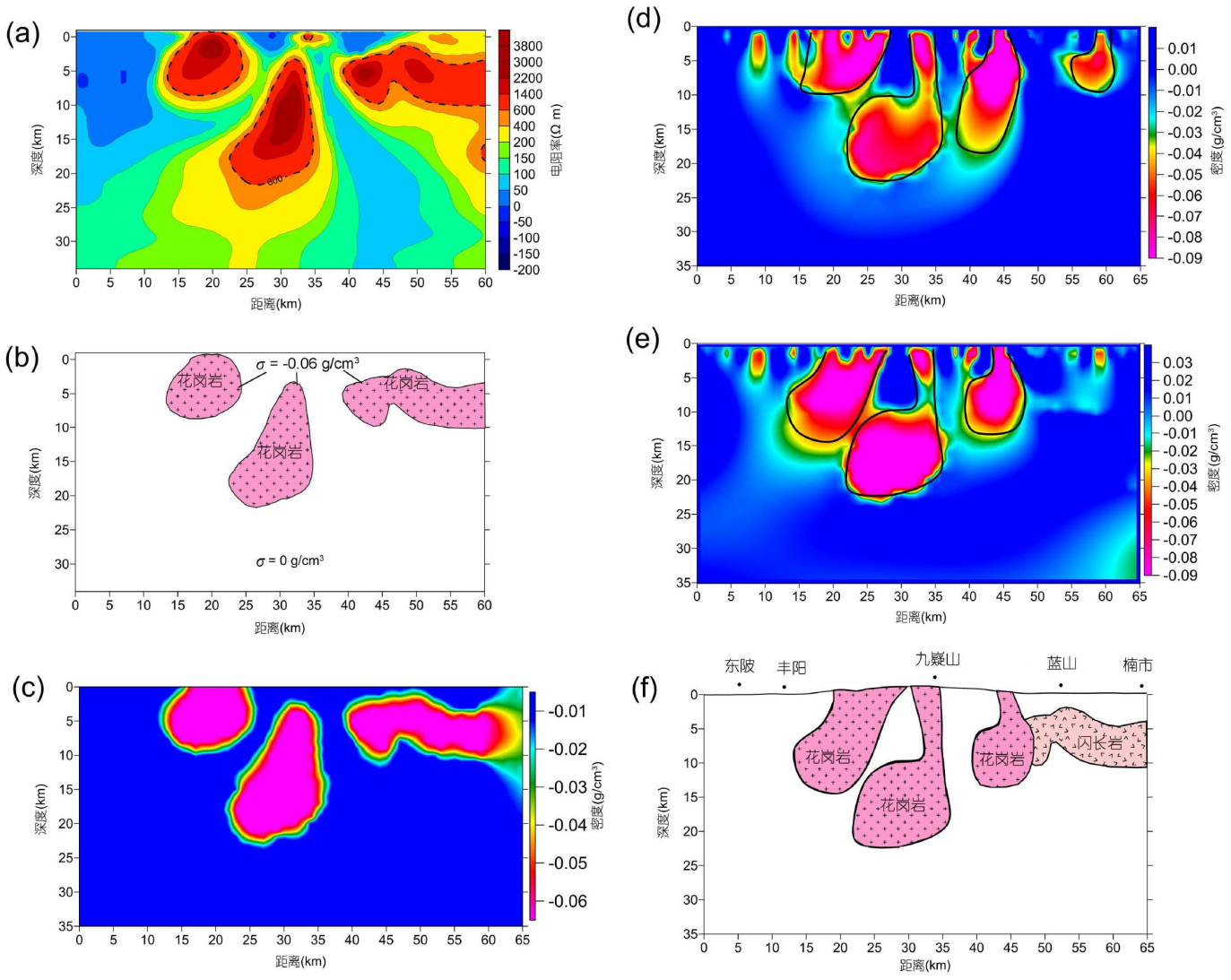


图 2 南岭成矿带九嶷山地区重力约束反演结果(修改自Liu等，2024)。(a) 大地电磁剖面；(b) 依据大地电磁剖面推断的花岗岩分布；(c) 依据大地电磁剖面构建的约束模型；(d) 初始模型约束反演结果；(e) 参考模型约束反演结果；(f) 从约束反演结果推断的花岗岩分布

和磁化率的统计先验信息以及模型界面位置的统计约束信息相结合，得到了符合先验信息的物性分布模型。Kamm等(2015)采用岩石物理样本确定的非刚性参数关系来耦合密度和磁化率模型，并通过自适应加权方案平衡两个数据集对反演结果的影响。连晟等(2023)利用岩石物性先验信息作为引导，以地震解释地层结构信息建立结构模型，采用高斯混合模型约束地层的地球物理参数，将重力、磁法和大地电磁进行正则化联合反演，实现了多物性耦合。

当上述先验信息未知时，可通过结构耦合方式进行联合反演。Haber和Oldenburg(1997)首次将结构约束应用到联合反演中，使用拉普拉斯算子约束不同物性模型，得到了与结构相似的反演结果。Zhdanov等(2012)首次引入Gramian约束算子，用于多种地球物理数据的联合反演，有效降低了反演的多解性。在此基础上，Shu等(2024)提出了基于Gramian约束的重磁数据联合成像技术，以成像过程代替反演计算，极大提升了计算速度。Lin和Zhdanov(2018)提出了一种基于多进制反演和Gramian约束的重磁数据联合反演方法，确保反演结果同时受物性和结构约束。Gallardo和Meju(2003)首次提出基于交叉梯度约束的直流电测深数据和地震折射数据联合约束反演。得益于交叉梯度约束物理意义明确、不依赖特定物性关系的优势，它逐渐发展成为联合反演中一种应用广泛的结构耦合方法。随后，结合Lp范数约束，Vatankhah等(2020)将这种基于交叉梯度约束的方式运用于重磁数据的联合反演中。Liao等(2022)提出了交替乘子法框架下，基于交叉梯度约束的重力、电磁和地震数据的联合反演算法，将更多地球物理数据纳入联合反演框架。

Li Z等(2023)则提出了一种基于函数拟合的重磁数据高效交叉梯度联合反演方法，极大减少计算内存占用，提高了计算效率。总体而言，结构耦合约束方法从早期简单的平滑约束形式，发展为灵活性更强和计算效率更高的联合框架。通过引入不同的耦合算子，增强了多物性模型间的相关性约束，有效减少了反演结果的多解性。

除了不同地球物理场数据之间的联合反演外，同一种地球物理场在不同维度的观测数据或是梯度数据也可用于联合反演。由于此种联合反演模式待求解的物性参数相同，因此可以无需进行结构耦合约束。Capriotti和Li(2022)提出了一种基于重力和重力梯度数据的联合反演方法，通过合并相对加权参数，确保二者在其单独的噪声水平内拟合。Shi等(2025)指出，由于地面测网较小，对于深部大尺度异常体的控制程度不够，且地面磁测更靠近浅部异常体，磁异常幅值较大，故浅部异常体对反演结果起主导作用。当深部和浅部异常体都经过远距离的衰减到达航空磁测的平面时，由于浅部异常体的尺度远小于深部异常体，此时浅部异常体所产生的磁异常相较于深部大尺度异常体而言几乎为零，因此航空磁测数据的反演结果由深部异常体主导。总之，地面数据拥有良好的水平分辨率，对浅部细节识别能力强；航空数据能反映更深、尺度更大的场源信息；井中三分量数据则具有良好的垂向分辨率，能发现隐伏目标。目前，该类联合反演方法多数仍基于传统的反演框架，即通过构建包含多种观测数据误差项和正则化约束项的目标函数，利用优化算法对其进行求解。各类数据所对应的灵敏度矩阵被统一整合，以确保该方法不仅在数据融合层面具备一致性，还在模型结构层面引入了更多先验信息，从而增强了反演约束力，提高了模型的稳定性与可靠性。

以新疆蒙库铁矿磁异常反演为例，井地空联合反演方法的反演结果如图3所示。其中，line1至line4为布设于矿体上方的四条主要测线。与地面磁数据单独反演结果相比，井地空联合反演模型更清晰地揭示了四个主要矿体的空间产状，磁化率分布更为集中，模型中矿体的几何形态更趋均匀，边界界定更加明确，整体结构识别结果更为准确可靠。对于西侧的矿体，在加入钻孔数据后，矿体的形态发生了改变，原本聚拢为一体的矿体(图3b)被分解开来，局部形成上下交错的块体(图3c)，反演结果在垂向上的分辨率得到了提升。因此，联合井地空重磁观测数据，实现基于多元重磁数据的联合反演，可提升反演的分辨率和降低多解性。

4.3 智能反演算法

随着计算机计算性能的提升，尤其是GPU加速计算及云计算等技术的迅速发展，使得以深度神经网络为代表的深度学习技术成为工业界以及科学计算领域最有效的技术之一。但深度学习方法需要大量训练数据集，而这类数据往往难以获取。Puzyrev等(2022)提出一种基于深度生成对抗网络的二维地下模型生成器，通过在真实密度和地层模型上分别训练多个网络，实现了高精度、高细节且多样化的实时模型生成，其能以极低成本创建大规模合成训练数据集，推动了实时反演与解释深度学习优化算法的发展。

近年来，基于卷积神经网络的重磁数据反演方法取得了显著进展，为重磁反演提供了新的研究思路和技术路径。Huang等(2021)将单一密度值反演问题转化为不平衡的图像分割问题，利用带监督的深度全卷积网络重建出聚焦、边界清晰的异常源。该方法以墨西哥中部圣尼古拉斯矿床为例(图4a)，与传统方法相比(图4b和4c)，其结果(图4d和4e)具有更加明显的物性边界。深度学习方法在重磁反演方面的局限性在于用于训练的合成数据与实际数据之间的差异。为此，Li Y S等(2022)提出了一种自监督深度学习重力数据反演算法，通过闭环学习直接学习实际数据有效提高了三维反演的准确度。Lv等(2023)利用深度学习方法实现了重力异常快速正演，并基于UNet3+网络创新地提出了多任务重力反演方法，提升密度模型的反演精度。Qiao等(2024)提出了一种基于循环生成对抗网络的重力数据反演方法，减少了对训练数据的依赖。Jia等(2023)所构建的反演网络在编码器中采用下采样方法扩大感受野，实现对磁异常数据的特征提取，其在解码器中引入注意力融合模块，整合多源特征图，最后在解码器中加入三维优化器，将二维特征图转换为三维磁化率分布。Shi等(2024)提出了一种基于多元磁测数据的深度学习三维磁化率反演策略，通过将平面测量数据延拓至不同高度，将二维数据扩展至三维。该方法将更多的观测信息纳入神经网络的训练数据中，提高了反演精度，实现了从三维数据到三维模型的映射。

尽管当前基于深度学习的重磁反演方法已展现出巨大的应用潜力，但仍需进一步明确其与传统方法的适用边界与性能对比。相较于传统的物性反演方法，基于深度学习的反演方法具备较强的非线性表达能力和特征提取能力，能够在训练完成后实现端到端的快速预测，适用于数据量大、形态复杂的异常体识别任务，尤其在金属矿资源快速预测与筛查中具有明显优势。但智能反演算法目前仍存在以下亟待改进的问题：(1) 模型泛化能力差，在特定地质背景和网格剖分下训练的模型，很难直接应用于其他地区；(2) 训练数据依赖性强，合成数据与真实数据间的差距会引入偏差，而获取大量真实标签数

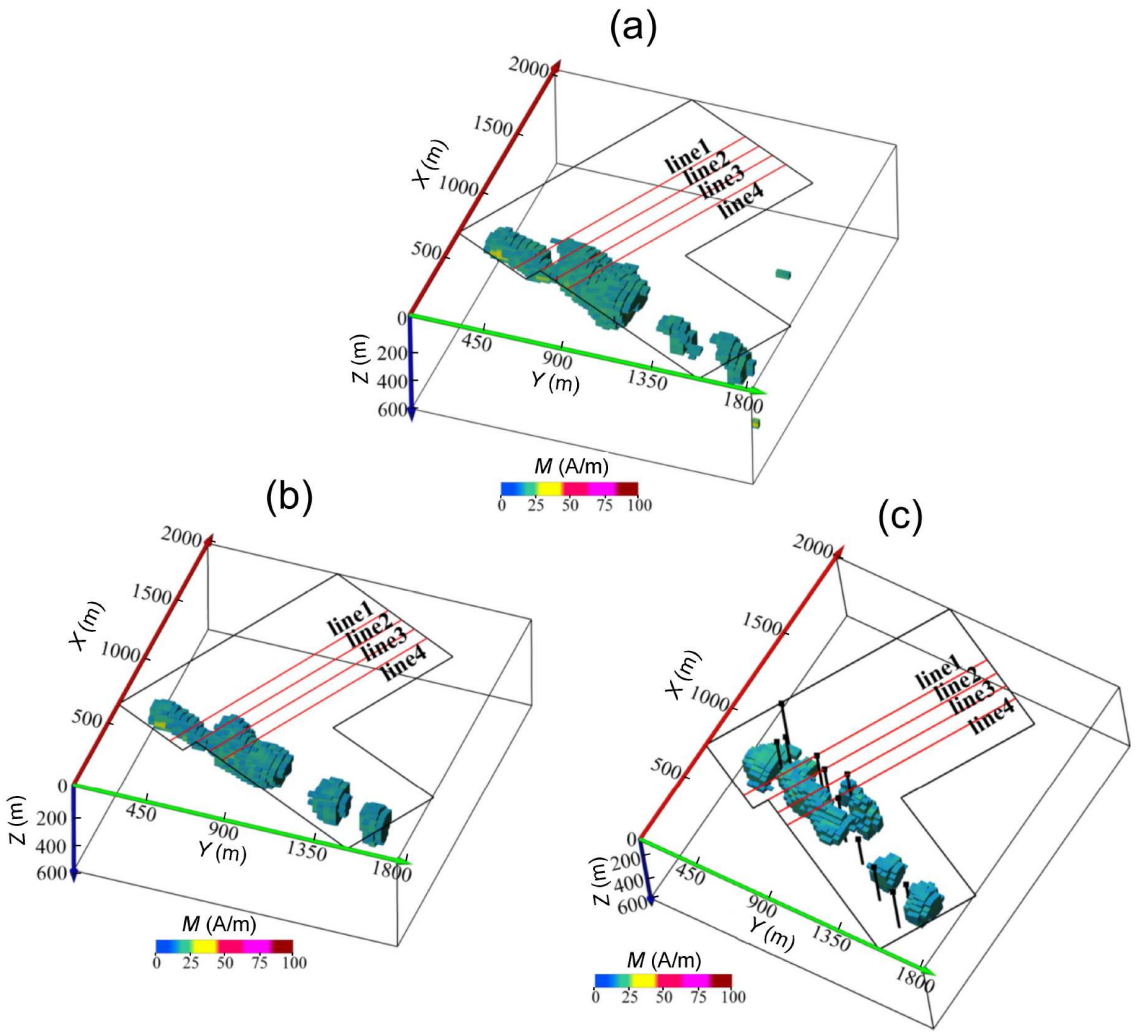


图3 新疆蒙库铁矿磁异常反演结果(修改自Shi等，2025)。(a) 地面磁异常单独反演；(b) 地-空磁异常联合反演；(c) 井-地-空磁异常联合反演。line1–line4为布设于矿体上方的四条主要测线

据(即已知地下真值)几乎不可能；(3) 结果缺乏物理可解释性，“黑箱”特性也限制了结果的地质可解释性和可信度评估。因此，当前深度学习方法更适用于快速获取大批量反演初始模型或在大尺度勘探中执行高效率的初步筛查，而非取代基于先验地质信息、可解释的传统反演方法。

4.4 磁化强度矢量反演技术

剩磁广泛赋存于各类岩、矿石中，高强度的剩磁会显著影响地质体磁化强度的大小和方向。此外，金属矿普遍较高的磁化率(例如，K>0.1 SI)也会导致较强的自退磁作用，引起场源磁化强度的显著降低和方向偏移。因此，在金属矿反演中若简单假设模型磁化方向平行于地磁场，可能会导致反演产生系统性偏差。磁化强度矢量反演是一类有效处理含剩磁异常数据的手段，其通过将未知的总磁化方向信息与磁化强度振幅作为待求解参数，建立地球物理反演方程，这一过程使得在较好地保留磁性大小和方向信息等信息的前提下实现目标磁性结构精确建模。

目前恢复磁化强度矢量方法能够通过直接和间接方式进行(Lelièvre和Oldenburg，2009；Liu等，2017)。直接反演是将总磁化强度振幅、倾角和偏角作为未知参数进行求解，通常也能够在球坐标系中表示为径向、极向和方位向，这一方法优势在于三个分量之间的耦合性较弱，求解过程中相对独立，同时针对每个磁化强度属性引入先验信息会相对更加容易。Fournier等(2020)通过球形公式独立地对磁化强度和方向施加稀疏性假设，使得反演恢复更简单和更相干的磁化方向。Ma等(2024)通过分块托普利茨矩阵，提出了一种球坐标系下观测面起伏较大的磁异常快速磁化矢量反演方法。间接反演是指

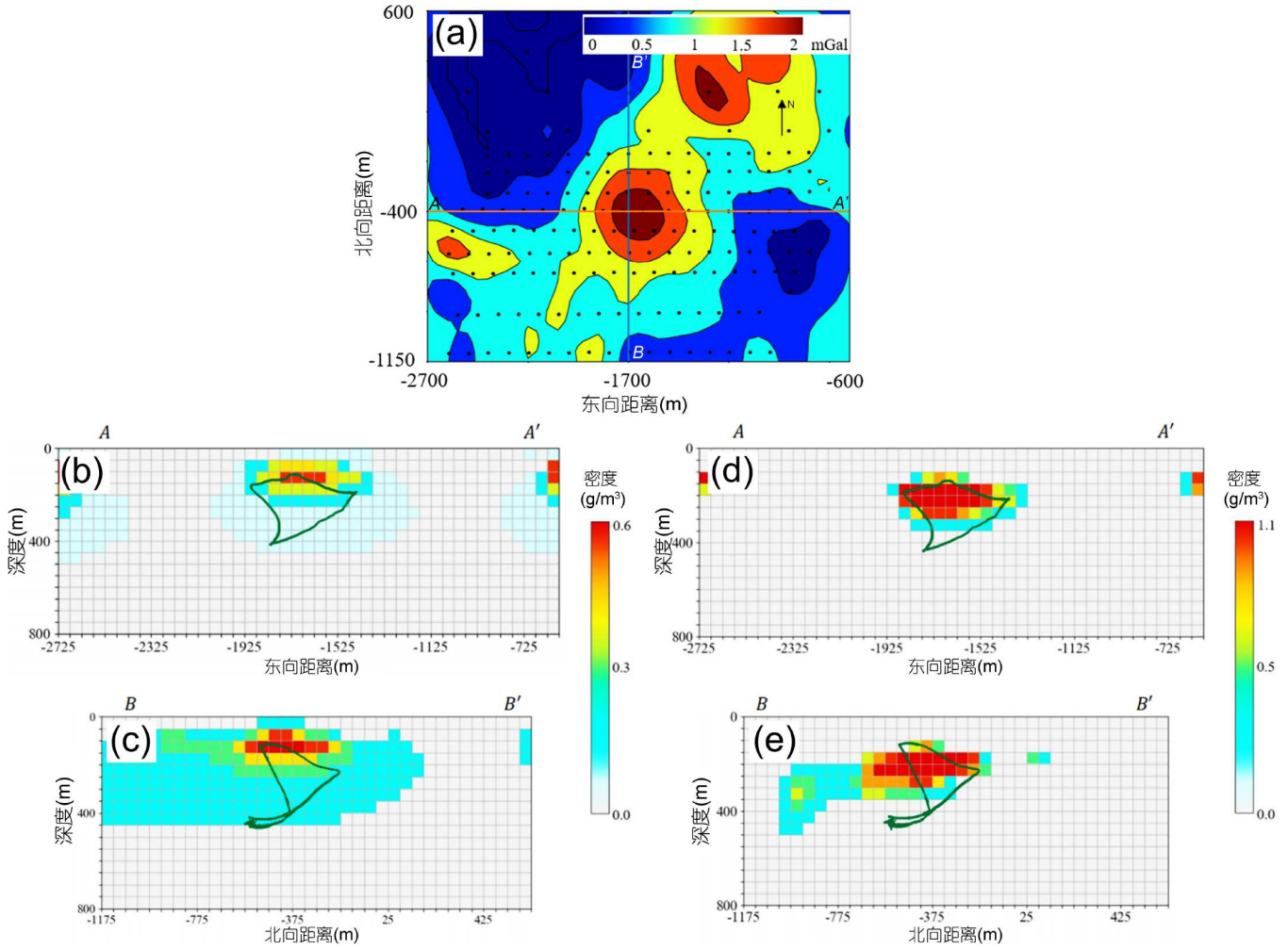


图 4 墨西哥圣尼古拉斯铜锌矿反演结果(修改自Huang等，2021)。(a) 圣尼古拉斯矿床剩余重力异常；(b) AA′测线预优共轭梯度反演结果；(c) BB′测线预优共轭梯度反演结果；(d) AA′测线深度学习反演结果；(e) BB′测线深度学习反演结果。其中绿色实线表示铜锌矿体实际边界

在笛卡尔坐标系下将磁化强度矢量在三个方向的分量作为未知参数进行求解，这一方法优势在于每个磁化强度矢量分量与观测磁异常之间存在线性关系，在迭代求解过程中无需重复计算核矩阵，并对初始模型的依赖程度较低。Li和Sun(2016)在磁化强度矢量分量计算中引入聚类中心，有效改善反演模型磁化方向的聚焦性。Ghalehnoee和Ansari(2022)在笛卡尔坐标系下通过迭代重加权方式在计算磁化强度矢量分量时引入稀疏矩阵，以确保获得聚焦的反演模型。Li X 等(2022)考虑了磁化强度矢量反演造成的效率问题，引入随机奇异值分解算法替代传统奇异值分解算法并应用于反演目标函数的优化过程，在更低维的空间等效完成磁化强度矢量反演工作，同时对每个磁化强度矢量分量施加基于磁化强度振幅的稀疏性约束，实现更高精度的磁性建模。总体而言，虽然矢量反演技术表现出比传统标量反演更强的灵活性，并且由于考虑了磁化方向的偏转，理论上具有更高的准确度。然而，待求解参数的增加导致矢量反演具有更强的多解性，更大的灵敏度矩阵严重降低反演的计算效率。故近些年矢量反演技术的改进方案聚焦于降低方法的多解性、改善矢量模型的聚焦程度以及反演计算效率的提高。

Liu等(2017)以湖北大冶铁矿的磁异常数据为例，构建了完整的磁化强度矢量反演框架，在强剩磁与退磁共同作用的复杂磁化条件下，成功实现了矿体真实磁化率模型与剩余磁化强度模型的有效分离。该研究首先采用MAX-MIN方法对主要矿体的磁化方向进行评估(图5a)，并将其作为反演中的方向约束条件。随后，根据已知的柯尼希斯贝格比(Q值)估算剩余磁化强度的大小与方向(图5b)，分别构建出铁矿体的真实磁化率模型(图5c)与剩余磁化强度模型(图5d)。其中，真实磁化率模型为矿

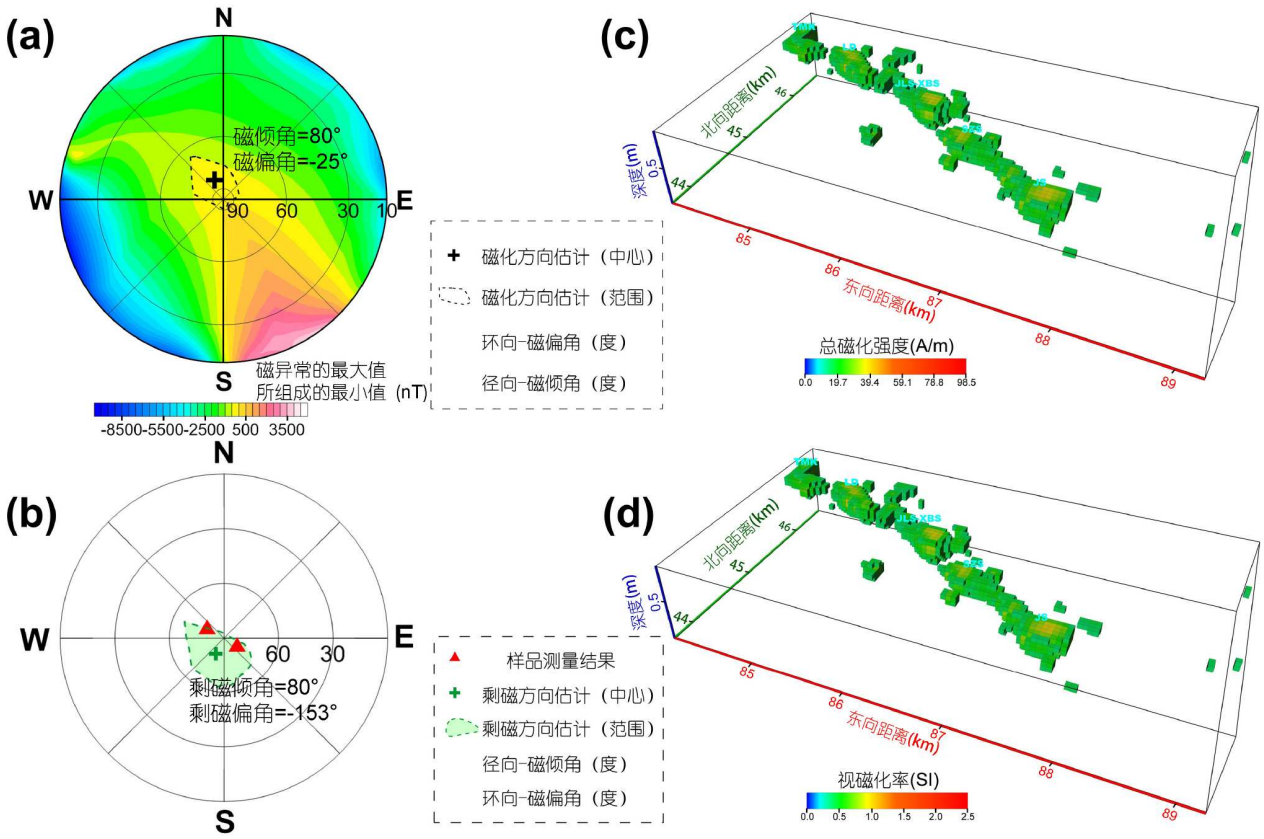


图5　湖北大冶铁矿磁化强度矢量反演(修改自Liu等，2017)。(a) 部分矿体磁化方向估计；(b) 依据先验Q值估算的剩余磁化强度方向；(c) 真磁化率反演模型；(d) 剩余磁化强度反演模型

体定位与资源储量估算提供了关键的定量依据，而剩磁模型则揭示了地质构造活动对矿体空间展布的影响。基于真实磁化率模型所估算的铁矿资源量较传统方法中基于总磁化强度或视磁化率所获得的结果更接近实际情况，且反演结果与已有地质调查与钻探资料高度吻合，验证了该方法在强剩磁与退磁干扰下的有效性。

4.5　重磁反演面临的挑战

重磁反演技术在多源信息融合、智能反演算法以及精细化反演方法方面取得了快速发展，对金属矿产资源探测起到重要作用。物性约束反演通过引入先验信息，有效降低了反演的多解性并提升了地质解释的可信度，成功建立九嶷山、冶山等多金属矿区的岩体分布模型，较精准地刻画了火成、变质岩体的空间展布特征。金属矿体通常具有高重、高磁的物性特征，联合反演方法依托重、磁反演模型在物性、结构等方面的耦合约束，有效提升模型分辨率与一致性。智能反演算法借助深度学习框架，突破传统方法对初始模型和计算资源的依赖，逐步展现出在快速建模与大数据处理方面的独特优势，有利于金属矿资源的快速普查。考虑到金属矿体广泛存在的剩磁、退磁效应，磁化强度矢量反演技术将地下磁化强度标量模型改进为矢量模型，实现了对复杂磁性体磁化方向与强度的协调反演。

尽管如此，当前重磁反演在金属矿探测中仍面临诸多挑战。受限于观测数据的有限性，即便引入多种约束条件，反演问题依然呈现出高度病态性与严重的多解性。如何有效抑制解的非唯一性，构建既符合地质认识又具备实际指导意义的密度和磁化率模型，仍是亟待突破的关键问题。其次，多源、多尺度数据联合反演在数据权重设置、模型分辨率差异等问题上主要依靠经验或模型实验确定，缺少理论指导。智能算法在地球物理反演中的泛化能力、物理可解释性与训练数据获取等问题也尚未完全解决。磁化强度矢量反演考虑了剩磁和退磁等因素对磁化方向的影响，在模型构建过程中具有更高的灵活性。然而，相较于标量反演模型，矢量反演需同时求解磁化强度在三个方向的分量，这无疑进一步加剧了反演问题的多解性与不适定性。

5　金属矿成矿系统重磁多尺度探测

金属矿产资源的形成，尤其是大型、超大型金属矿

床的形成是巨量物质和能量聚集的结果，其受地球不同尺度动力系统控制(吕庆田等，2015)。要深入理解金属元素富集形成矿床的过程，需从地质结构、动力、物理等方面理解成矿全过程，也即成矿系统(图6)(Wyborn等，1994；翟裕生，1999)。成矿系统在演化过程中，各种物理、化学作用对地壳和岩石圈地幔进行强烈改造，在一定空间范围内会留下各种物理和化学“痕迹”，导致原岩的密度、磁性等地球物理性质发生改变。重磁资料蕴含着地下由浅至深的多尺度丰富信息，因此，利用重磁探测方法可查明岩石圈由浅至深不同尺度的物性变化，并通过解析成矿系统“源区”、“通道”和“场所”的空间结构特征，进而理解金属矿成矿作用全过程，预测成矿有利位置(吕庆田等，2019b)。

近年来，伴随重磁数据采集精度的持续提高，精细预处理、改正、后处理以及反演等技术的不断改进与优化，不仅为金属矿探测提供了精度更高的原始数据，更为有效识别深部微弱异常信号、实现地质结构“透明化”以及预测成矿有利区，进而发现隐伏和深部金属矿产资源提供了技术支持。重磁资料蕴含着地下由浅至深的多尺度丰富信息，利用不同比例尺的重磁测量数据，可对金属矿的成矿带、矿集区及矿田进行多尺度探测。通过处理反演获得的深部结构可从“纵向分层”、“横向分块”和“关键地质体三维形态”三个方面识别金属矿成矿系统在岩石圈残留的“成矿源区”、“导矿通道”及“赋矿场所”等“痕迹”信息，为系统分析金属矿多尺度成矿控制要素提供支撑。在成矿带尺度，区域重磁探测数据可利用界面反演方法揭示金属矿形成的壳幔密度、温度等垂向分层界面的起伏特征，结合重磁多尺度边缘检测等方法划分出的深大断裂，厘清金属矿形成的“源区”与“通道”。在矿集区到矿田尺度，通过重磁约束三维地质建模、岩性识别等方法识别出金属矿成矿岩体范围等“赋矿场所”，再结合机器学习成矿预测方法，可有效预测成矿靶区。

华南陆块是我国金属矿产资源“大粮仓”，以大面积、多期次岩浆成矿作用和巨量钨锡、铜金等多金属矿床为特色(吕庆田等，2020)。仅在华南东部就分布有长江中下游、钦杭、南岭、武夷山及湘西-鄂西5大金属成矿带，且已发现世界级矿床多处，展示出巨大的找矿前景(Yan等，2021)。然而，究竟是什么原因控制了不同类型成矿带的分布?什么地方可能发现新的矿床、矿集区?重磁资料中蕴含着地下多尺度丰富信息，近年来重磁资料采集、处理及反演技术的不断优化，可为系统研究金属矿岩石圈深部成矿“始端”至浅部地壳矿床就位“末端”的矿床形成和保存要素提供系统探测方案。因此，本文以华南陆块金属成矿带、矿集区的重磁探测为例，探讨重磁方法在金属矿成矿系统多尺度探测中的作用。

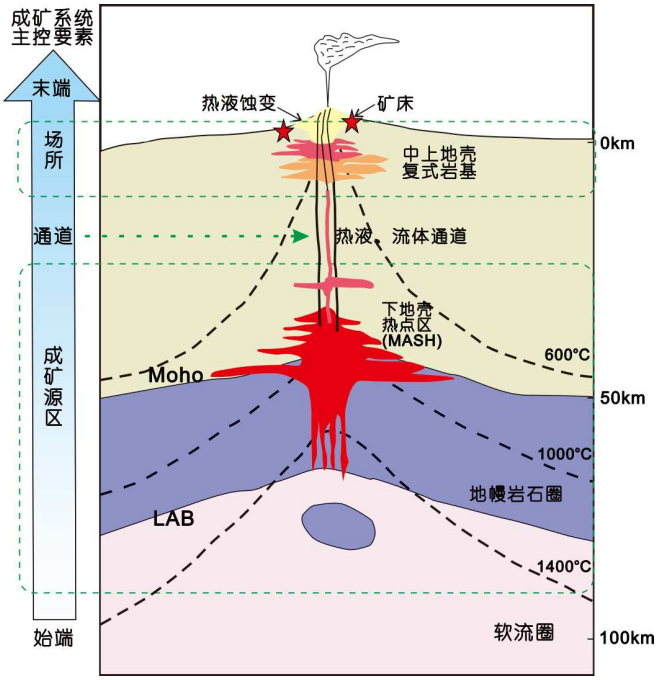


图6 内生金属矿成矿系统组成示意图(修改自Richards，2011；吕庆田等，2019b)

5.1 成矿带尺度：源区和通道探测

5.1.1 垂向结构

岩石圈壳幔结构作为地球内部物质循环与能量交换的核心载体，其三维架构与动力学过程直接控制着巨量金属矿资源的形成与分布。岩石圈壳幔关键界面(如莫霍面、居里面等)的起伏形态变化蕴含着地球动力学过程信息，是连接地表浅部金属矿巨量聚集与深部地球动力学过程的关键桥梁。

莫霍面作为划分岩石圈地壳与地幔的垂向分界面，其上下之间存在着显著的密度和速度性质差异。地球物理方法中的地震和重力方法是探测莫霍面起伏形态变化的主要方法，但两种方法之间的侧重点不一。地震方法获取的莫霍面深度较为可靠，但成本高，常以剖面方式布设，空间分辨率较低；而重力方法具有空间分辨率较高，但深度分辨率不足的特点。在莫霍面深度探测中，将地震成果作为重力密度界面反演的约束条件既可充分发挥地震、重力方法优势，又能同时兼顾空间和垂向分辨率，为从地球内部圈层耦合作用视角解析岩石圈壳幔关键界面起伏与地壳浅部矿产资源分布内在联系提供有效参考。应用重力资料在范围较大区域高效进行密度界

面反演常用的方法有Parker-Oldenburg(P-O)迭代法(Parker，1973)。但常规P-O迭代法采用统一的密度差和参考深度，在开展大区域莫霍面反演过程中，受不同块体之间密度差和莫霍面深度剧烈变化影响，制约了莫霍面反演精度。鉴于此，本文采用改进的变密度变参考深度P-O迭代法(罗凡，2022)计算获得华南地区的莫霍面深度分布(图7)，并以莫霍面起伏特征作为岩石圈垂向结构代表，分析其对区内金属矿成矿带分布的控制作用。

华南陆块莫霍面总体呈现由东向西、由北向南逐渐加深趋势，局部区域的莫霍面起伏变化剧烈，存在多个间断的幔隆与幔陷区域(图7)。莫霍面起伏特征可能指示了华南陆块岩石圈及地壳演化过程受到东部古太平洋板块俯冲作用和西部青藏高原东向物质迁移作用的共同影响(杨文采等，2015)。太平洋板块西向俯冲作用造成华南陆块东部区域地壳抬升，同时，太平洋板块俯冲角度变化造成挤压与伸展背景转换则造成莫霍面局部隆起和坳陷(毛建仁等，2014)。四川盆地东部岩石圈刚性强度较大且地壳未发生明显变化，使得该区域的莫霍面深度起伏较小(约为5 km)，与全球平均地壳厚度相近。将华南东部金属成矿带边界投影至莫霍面上(图7)，可以发现以铜铁为主的长江中下游和钦杭东段成矿带处于莫霍面隆起区域，而以钨锡矿为主的南岭成矿带处于莫霍面凹陷区域，武夷、钦杭西段及鄂西-湘西成矿带则位于莫霍面隆凹过渡区域。从成矿系统成矿物质来源角度分析，幔源物质对莫霍面隆起区域铜、铁多金属矿床的成矿过程起主导作用，壳、幔源物质的相互作用与莫霍面隆起-凹陷过渡区域钨、锡、铅锌等多金属矿床的成矿息息相关。

5.1.2 横向边界

深大断裂作为地球动力系统中的关键构造单元，既是不同地质块体或单元的构造边界，又是连接壳幔物质循环与金属成矿作用的天然通道。与深大断裂相伴的浅部次级断裂、破碎带往往是内生矿床的导矿通道，为金属矿的富集提供容矿空间。断裂构造带的多尺度、多期次活动过程，控制着巨量金属矿资源的形成与分布，构成了大陆地壳演化与成矿作用的内在耦合机制。

不同地质体之间或断裂构造带等由于岩性、岩石破

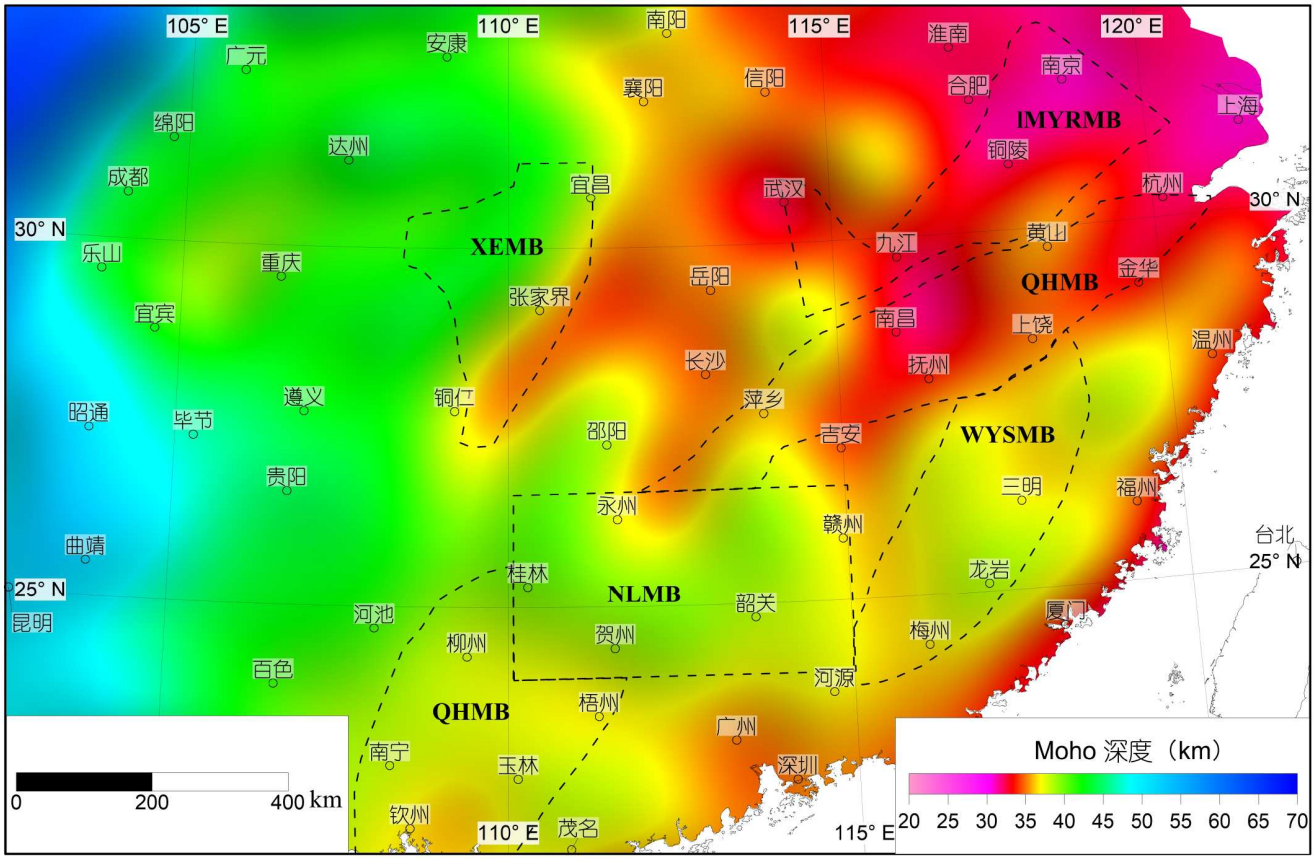


图7 变密度法反演的华南陆块莫霍面深度与成矿带分布图。QHMB：钦杭成矿带；WYSMB：武夷山成矿带；NLMB：南岭成矿带；IMYRMB：长江中下游成矿带；XEMB：湘鄂西成矿带。台湾省无数据

碎程度存在明显差异，导致其密度、磁化率等物理属性发生不同程度的变化，在重磁场上呈现出梯度变化等异常特征。基于此，可从重磁异常图中提取出场源的横向边界，进而获得地质体边界、深大断裂等信息(张壹等，2015)。由于重磁场资料是地下不同规模和埋深地质体综合响应，在利用重磁异常识别横向边界之前，需对重磁场数据进行异常分离(侯遵泽和杨文采，1997；严加永等，2011)，提取不同尺度的场源信息，并对场源边界信息进行增强处理，然后利用某种边缘检测方法确定出地质体边界、断裂构造带的具体形态和位置(Guo等，2015)。重磁多尺度边缘检测方法可同时提取重磁数据中的浅部高分辨率特征与深部弱信号，且其相较于斜导数水平梯度法、Theta法、斜导数法而言，虚假边界较少，能更准确提取模型边界，适用于大尺度区域地质体边界和断裂构造带信息的识别与提取(严加永等，2015)。

重力多尺度边缘检测作为密度体边界的响应，在很大程度上体现了断裂位置的分布状况；航磁多尺度边缘检测则更多地反映磁性体边界，当断裂中存在岩浆或热液活动时能够被检测到，反之则难以识别。本文利用重磁多尺度边缘检测方法对华南陆块的卫星布格重力异常和航磁化极磁异常进行边缘增强和识别。在解析华南陆块横向边界构造信息时，以重力多尺度边缘检测结果为核心(图8)，辅以航磁多尺度边缘检测结果，并与深部电性结构及75种元素水系沉积物地球化学数据聚类分析等资料相结合(严加永等，2022)，厘定了江南造山带的深部边界断裂位置及断裂构造格架(图9)。图9中F1和F3组成的带状区域为钦杭结合带，既是扬子与华夏地块多软块汇聚带，也是江南造山带的深部南边界；江南造山带的深部北边界为F2断裂，新推测的巴中-宜昌断裂F12，其局部与天阳坪-监利断裂重合；其他检测断裂构造与已知断裂基本吻合。

将成矿物质主要来自地幔的金、铜矿床位置投影至江南造山带边界及周边断裂构造(图9)图上，发现具有较大规模的造山带/矽卡岩型金矿、砂岩/斑岩/矽卡岩型铜矿大多位于深大断裂及其边部次级断裂周边区域。矿床学证据显示，江南造山带内的金矿床容矿地层以新元古代浅变质岩为主，其在空间分布上与岩浆岩无明显对应关系(毛景文和李红艳，1997)。江南造山带内造山型金

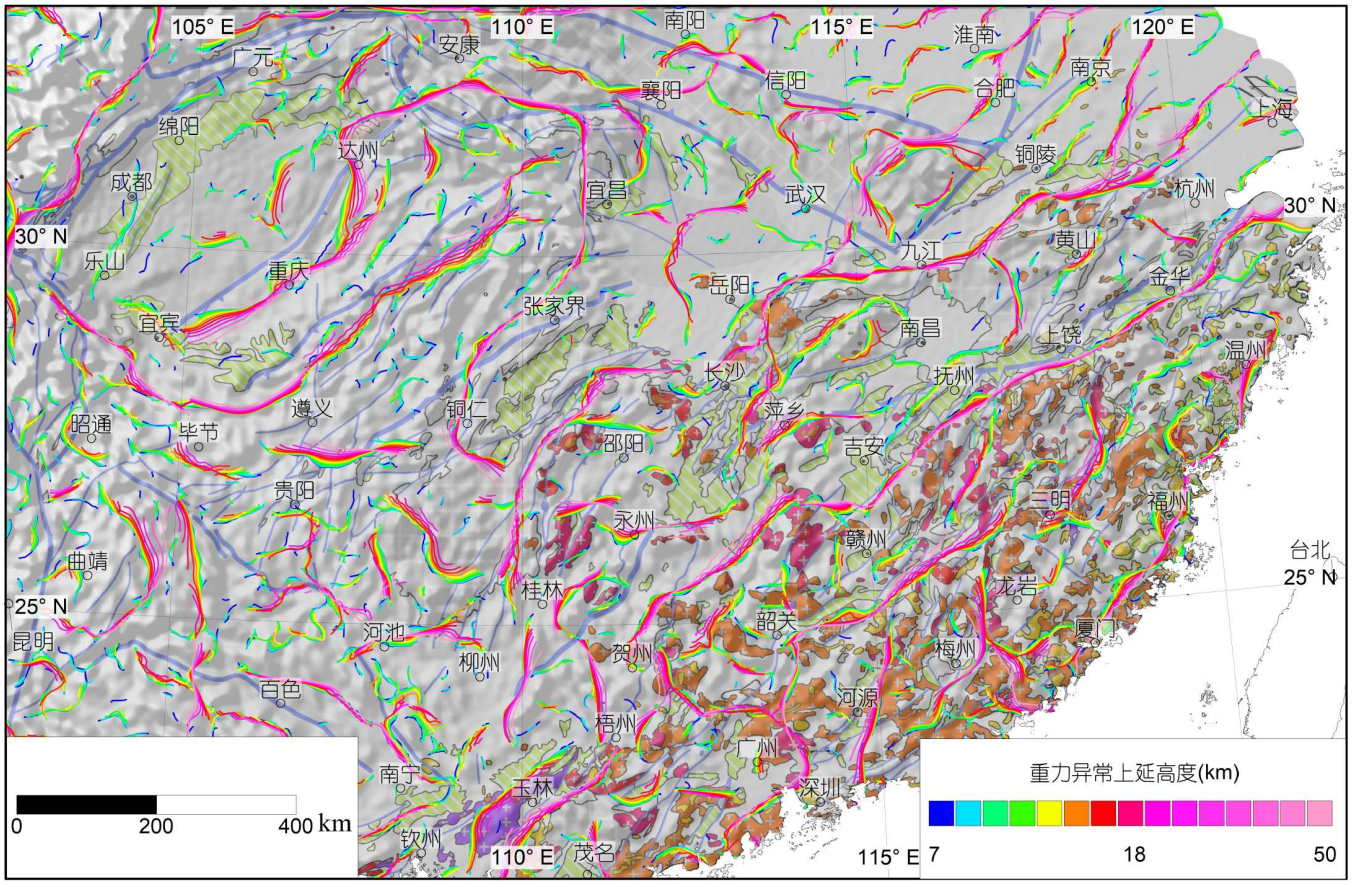


图 8 华南陆块重力多尺度边缘检测结果(修改自严加永等，2022)。台湾省无数据

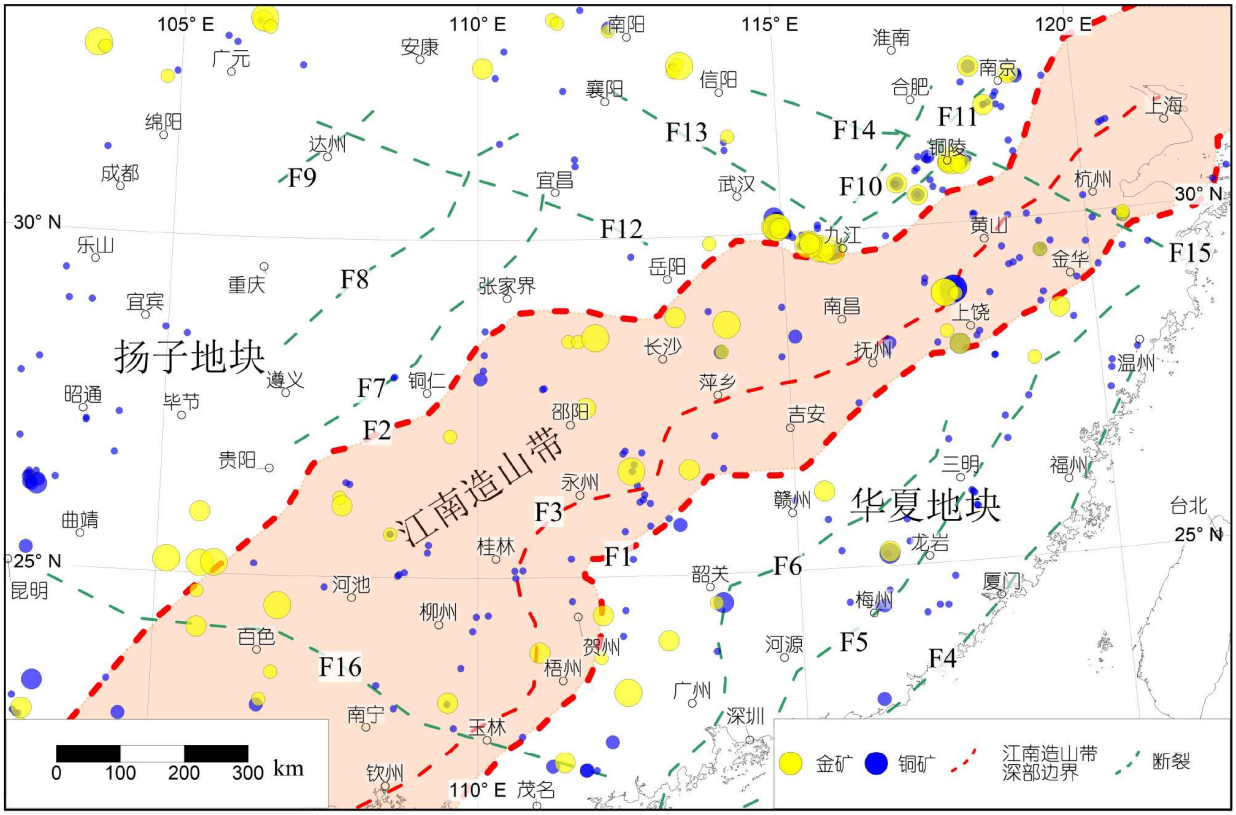


图 9 基于重磁多尺度边缘检测推断江南造山带边界及周边断裂构造图(修改自严加永等，2022)。F1和F3：钦杭结合带；F2：江南造山带的深部北边界；F4：长乐-南澳断裂；F5：政和-大浦断裂；F6：河源-邵武断裂；F7：建始-彭水断裂；F8：齐岳山断裂；F9：华蓥山断裂的一部分；F10：郯庐断裂；F11：长江深断裂；F13：襄樊-广济断裂；F14：晓天-磨子潭断裂；F15：铜陵-台州断裂；F16：紫云-罗甸断裂；F12：新推测的巴中-宜昌断裂，其局部与天阳坪-监利断裂重合

矿岩石标本的同位素定年结果介于881–70 Ma(杨光治和顾尚义，2013)，说明该区域金矿的形成时限从晋宁期(1800–680 Ma)中期一直延续至燕山期(199.6–133.9 Ma)晚期，与华夏、扬子地块碰撞拼接形成深大断裂的时间(860–800 Ma)同期(王孝磊等，2017)，且区内的VMS型和斑岩型铜矿成矿均受控于深大断裂(倪培和王国光，2017)。严加永等(2022)新发现的铜陵-台州深大断裂(F15)对铜陵、庐枞等矿集区的形成具有明显的控制作用，亦印证了上述观点。

综合分析江南造山带内铜、金矿床的位置分布、形成时代与深大断裂之间的耦合关系，发现铜、金矿形成主要受控于深大断裂。江南造山带晚中元古代-新元古代初期地壳为铜金成矿奠定成矿物质基础，扬子和华夏地块拼接过程形成的深大断裂，为江南造山带铜、金等幔源成分为主的成矿物质提供深部运移通道；后续多期次的拉张和挤压作用，使得断裂构造带再次活化，成矿物质重新发生迁移富集，在次级断裂等有利位置形成不同时代与类型的铜、金矿床，形成铜、金矿床在江南造山带区域密集产出现象。与江南造山带的铜、金成矿过程相似，秦岭-大别造山带及其边缘也形成了明显的铜、金成矿带。综上，深大断裂在华南东部铜、金成矿系统中扮演“导矿通道”角色，是沟通深部成矿物质迁移与浅部铜、金矿床就位的关键环节。

5.1.3 华南陆块主要成矿带成矿系统控制因素

通过对华南陆块重磁探测数据的多尺度处理和反演，在获得岩石圈垂向结构、横向边界的基础上，辅以岩石圈热结构等其他地球物理和地质资料，进行成矿系统“痕迹”要素识别，系统总结出华南陆块金属矿主要成矿带形成的“成矿源区”和“导矿通道”(图10)。

长江中下游成矿带的成矿金属物质“源区”具有从地幔至地壳的多级演化特征，熔融、同化、存储、均化过程(MASH)或同化混染与分离结晶过程(AFC)形成富含铁、铜的成矿岩浆，沿郯庐断裂带、长江深断裂等深大断裂通道运移至上地壳，形成铁铜多金属矿床(吕庆田等，2020)。钦杭成矿带东段与武夷山成矿带北西段区域的成矿控制因素与长江中下游成矿带类似。钦杭成矿带西段金、银等稀有金属矿产“源区”主要来自地壳，深部

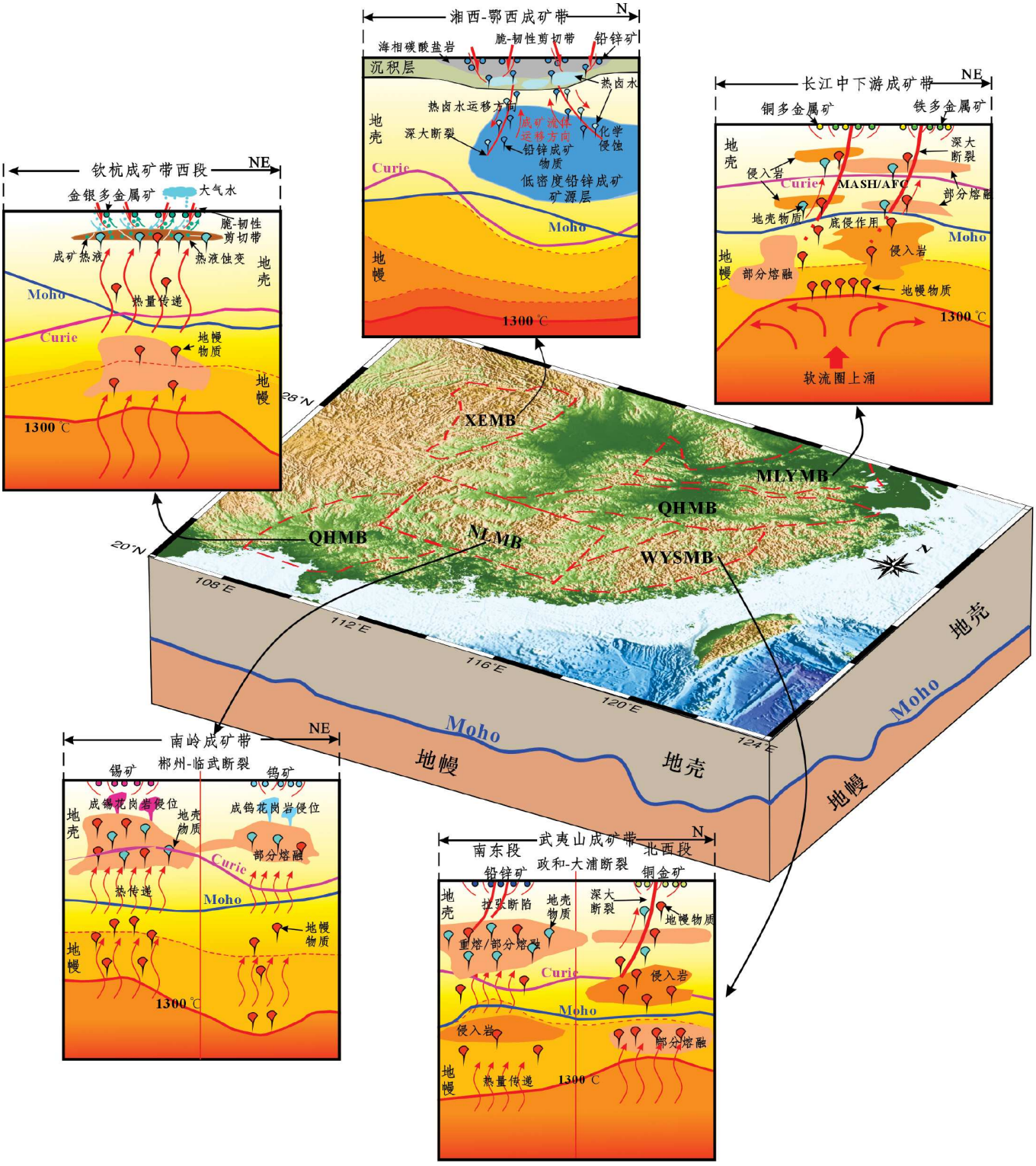


图 10 华南主要成矿系统控制因素示意图(修改自Yan等，2021)。Curie：居里面；Moho：莫霍面；MASH：熔融、同化、存储和均化过程；AFC：同化混染与分离结晶过程

岩浆热量与下渗的大气降水混合沿壳内裂隙淋滤变质岩层和花岗岩，产生成矿热液使得裂隙围岩发生大规模的热液蚀变，造成壳内岩石中的金、银成矿元素发生活化、迁移和重新分配，沿着裂隙上升形成稀有金属矿床(黄玺等，2021；师爽等，2021)。湘西-鄂西成矿带及武夷山成矿带南东段区域的成矿“源区”以壳源为主，富含铅、

锌成矿物质的中下地壳成矿流体经过慈利-张家界-保靖断裂、齐岳山断裂、建始-郁山-彭水断裂等基底断裂所组成的运移通道向上运移，在地壳浅部的脆-韧性剪切带周边富集形成巨量的铅、锌矿床(段其发，2014；Li等，2014；Zhou等，2017)。南岭成矿带中钨矿的“源区”以壳源物质成分为主，幔源物质为辅；而锡矿的“源区”含有更多的壳源及壳幔源混合物质(Shu等，2011；Zhao等，2017)，郴州-临武断裂作为导矿通道将含矿岩浆运移至地壳浅部形成钨锡矿床，并控制形成南岭成矿带西锡东钨格局。

5.2 矿集区尺度：赋矿场所探测

5.2.1 重磁约束的三维地质建模

赋矿空间，诸如岩体接触带、断裂构造带等，作为金属矿产资源富集与成矿的关键空间载体，明确其特征具有重要找矿意义。查明金属矿产资源的赋矿空间，不仅能够精准把握金属矿矿体的空间分布规律、地质控制因素以及富集特征，还能够显著提升金属矿产资源的勘探效率与发现概率。地质建模方法借助数学建模方式，将地质体的空间形态、物性特征等转化为量化的三维模型，是达成赋矿空间“透明化”探测的重要途径之一。然而，传统地质建模方法通常依赖钻孔、勘探线剖面以及地表地质资料。当钻孔和地质剖面资料稀缺时，仅依据地表地质资料构建的地质模型垂向分辨率不足，这不仅制约了模型的精度和可信度，也难为后续找矿靶区的圈定提供有效信息。

随着地球物理勘探技术的持续发展，尤其是重磁测量精度的不断提升以及三维反演技术的快速进步，以重磁三维约束反演算法和三维建模技术为核心构建的重磁交互反演约束下的三维地质建模技术，能够有效实现地下地质结构的精细、真实刻画，直观呈现岩体形态、产状等空间展布情况，为金属矿产资源赋矿空间的探测提供了技术支持。

重磁约束下的三维地质建模技术首先利用地质和地球物理资料建立稀疏骨干剖面和插值方法构建三维地质初始模型，控制该区整体构造格架；然后将初始地质模型转换为物性模型进行重磁三维约束反演，并通过逐步添加任意位置辅助面(可为平面或者任意倾角和走向的剖面)的方式修改模型，直至反演结果符合各项约束条件(祁光，2013)。本文以世界最大钨矿朱溪钨矿为例，开展重磁约束下的三维地质建模实践。采集了覆盖朱溪钨矿及其外围地区的1:5万重磁数据，在分析物性与岩性关系基础上，利用地表地质和钻孔资料作为约束，对17条骨干剖面进行人机交互重磁反演，重力反演均方误差0.64399×10^{-5} m/s^2，磁法反演的均方误差为2.74 nT。在此基础上，构建出朱溪矿区及邻区的三维地质模型。

根据典型钨矿床成矿理论和朱溪钨矿实际情况，发现岩体与碳酸盐岩地层之间的接触带是寻找矽卡岩矿床重要部位，且叠瓦状构造与岩体接触带上是朱溪找矿的有利勘查部位。根据朱溪及邻区三维地质模型“透明化”识别的矿区及周边地下5 km深度岩体、地层空间形态(图11)，确定出石炭系-三叠系的叠瓦状构造区域集中于涌山-塔前和大游山-塔前一带(Yan等，2021)。并根据岩体和地层关系，圈定出5个找矿靶区，为后续的找矿突破提供了三维信息。

5.2.2 基于重磁反演的岩性识别

岩性地质填图借助系统地识别不同地质体的岩石类型、矿物组成以及空间分布特征，为揭示金属矿产资源的岩性专属性规律以及开展找矿预测提供基础数据支持。然而，地表地质填图受限于探测深度，仅能反映浅表岩性分布情况，难以识别深部岩性，在覆盖区更是无法呈现下伏岩性的变化，从而制约了资源勘查的成效。在金属矿浅表矿床资源渐趋枯竭，深部及隐伏金属矿体已成为找矿增储重要目标的背景下，如何拓展地质填图深度并精准识别地下岩性的三维分布特征，成为实现金属矿资源勘查突破的关键所在。鉴于重磁数据具有覆盖面积广、采样密度高，且施工成本相较于地震、大地电磁方法更低等特性，同时重磁三维反演算法较为成熟等优势，目前已形成一种能够有效刻画和识别地下目标体的方法—基于重磁三维反演的岩性识别与填图方法技术。该方法以物性和先验信息为基础，以重磁三维约束反演方法为核心，构建了“先验信息收集→形成参考模型→约束反演→物性与岩性关系→岩性识别”的技术流程(严加永等，2015)。

本文以长江中下游成矿带宁芜(南京-芜湖)矿集区为例，开展基于重磁反演的三维岩性识别和填图技术实践。首先通过分析岩矿石密度、磁化率变化与不同岩石类型之间关系，厘定不同岩性所对应的密度与磁化率组合(图12)。然后，以人机交互反演建立的三维模型作为先验模型，利用宁芜矿集区1:5万重磁异常数据反演获得三维密度和磁化率结构。最后，根据物性-岩性关系(图12)从密度和磁化率物性模型中识别出矽卡岩及基性岩、中基性火成岩、中酸性火成岩、沉积岩、第四系及红层5类岩性。上述岩性在宁芜矿集区的分布特征如图13所示，其中密度最高地质体代表的岩性为矽卡岩、硬石膏岩、基性岩体或其他密度较高岩性，其在繁昌附近与地表大面

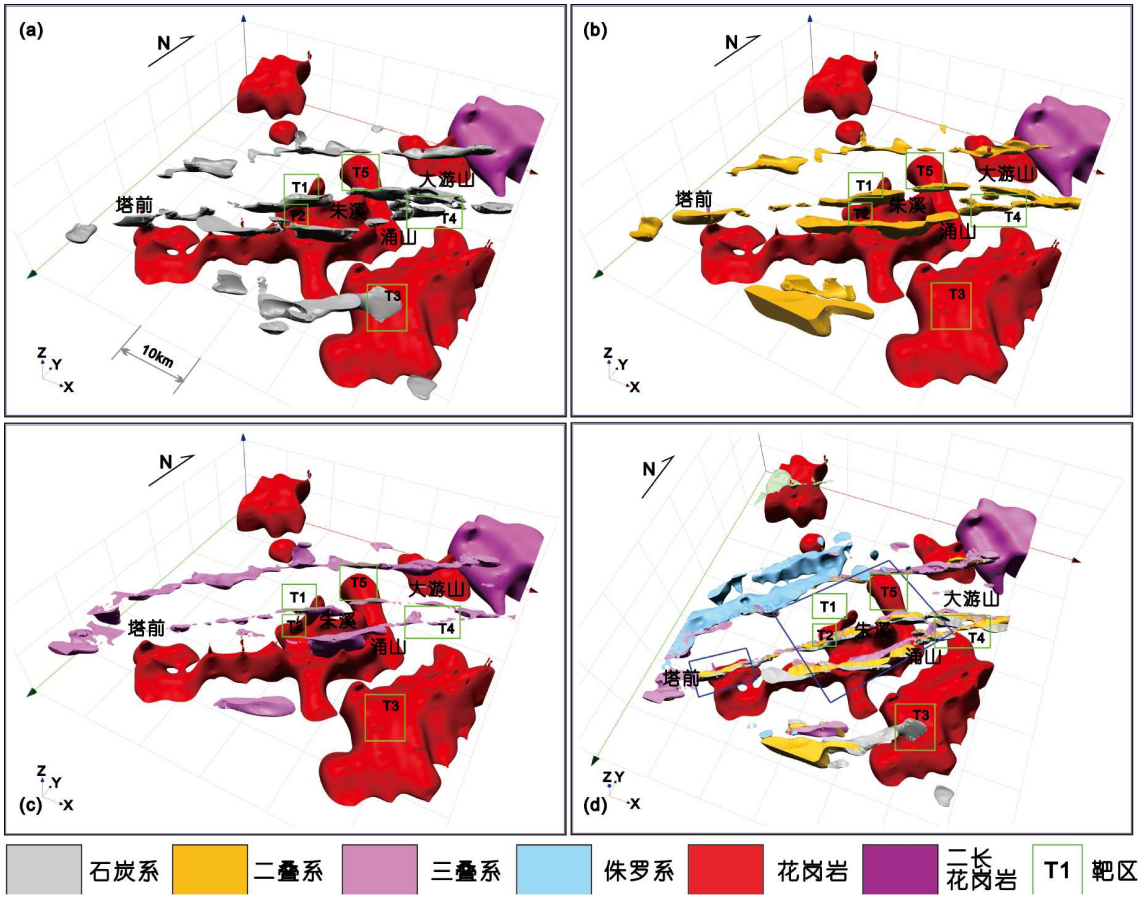


图 11　朱溪外围地层与岩体接触关系三维模型及靶区圈定(修改自Yan等，2021)。(a) 岩体与石炭系；(b) 岩体与二叠系；(c) 岩体与三叠系；(d) 岩体与侏罗系、二叠系

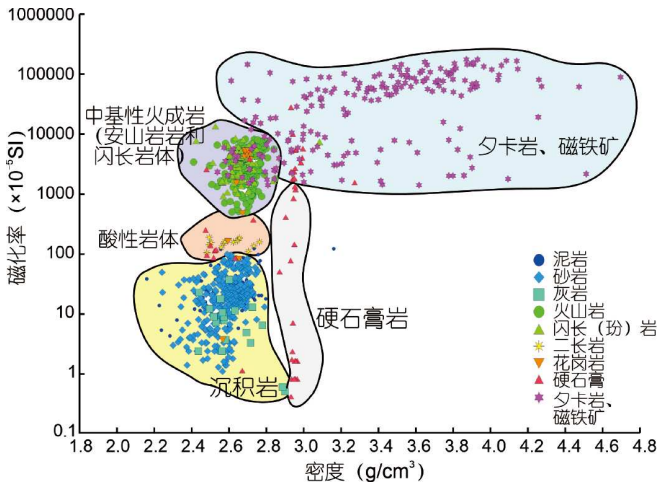


图 12　宁芜矿集区主要岩矿石密度、磁化率与岩性关系图

积分布的峨山矽卡岩相对应。中基性火成岩岩性组合包括安山岩、凝灰岩等火山岩、闪长岩和闪长玢岩等中基性侵入岩，与中酸性火成岩岩性组合一同分布于宁芜-繁昌一带。在宁芜火山岩盆地深部，大片中酸性火成岩与中基性岩体组成复式岩体，构成深部大岩基。三叠系至奥陶系沉积岩仅在宁芜南段深部出现，反映该段基底埋藏较浅，是寻找“大冶式”铁铜矿的有利地段，现已在该区发现杨庄等大型铁矿，说明宁芜火山岩盆地南段具有的较大找矿潜力。第四系覆盖和红盆沉积岩性主要分布于芜湖县一带的南陵盆地及无为盆地区域，而在繁昌地区未识别出来，可能因该区物性差异较小尚未识别出该类岩性组合，或该区不是第四系覆盖和红盆沉积岩性，而是与其他物性类似的岩性。上述在宁芜矿集区开展的三维岩性识别和填图实践表明，基于重磁三维反演结果的岩性识别与填图在技术上是可行的，但识别的精度还需进一步提高。

5.2.3　重磁为主的机器学习找矿预测

随着浅地表金属矿床发现难度的不断增大，以及资源勘查深度的增加，传统的二维成矿预测缺乏深度信息，难以较好反映深部矿藏信息。而地球物理数据的三维约

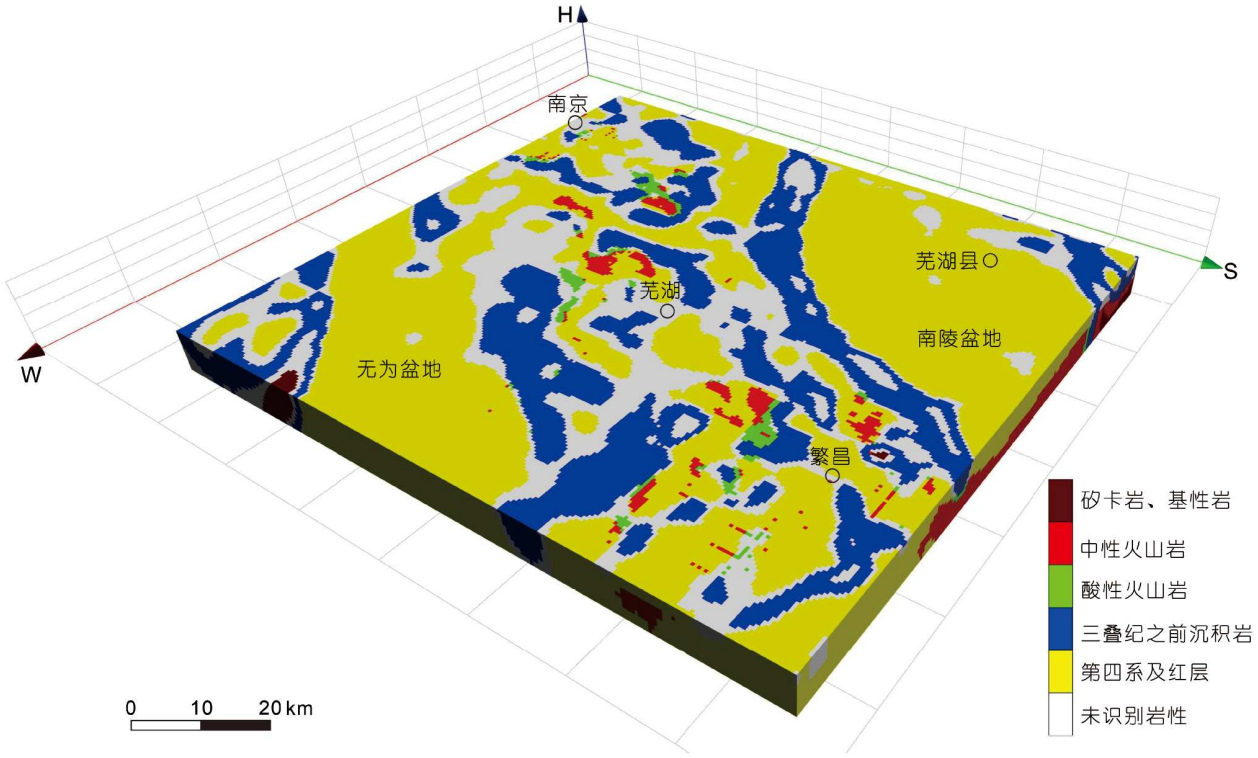


图 13 宁芜矿集区岩性识别结果立体图

束反演和三维地质建模成果很好的弥补了上述缺陷，为深部金属矿资源的三维成矿预测奠定多源数据基础。由于地质过程的复杂性和成矿作用的多期次性，成矿预测要素的空间分布呈结构性、非平稳性和奇异性等特点，基于经典统计方法建立的成矿信息提取和综合模型往往存在偏差。机器学习具有巨量并行性、结构可变性、高度非线性、自学习性和自组织性等优点，可高效挖掘三维控矿因素与成矿事实之间的非线性关系，为三维成矿预测提供技术支撑。且重磁电震各类地球物理数据的三维反演结果越齐全完备，利用机器学习的三维成矿预测效果越好。但在重磁电震四类方法中，重磁数据的获取较其他两种方法而言难度最低，最易于实现。为推动成矿预测方法由二维向三维跨越，Fu等(2021)提出了以重磁为主的多元信息机器学习成矿预测方法(图14)。该方法以已知成矿样本区域的成矿模式和岩矿石物性信息，训练构建深部找矿预测模型，根据三维约束反演和地质模型获取三维立体属性(如密度、磁化率、岩石类型等)。然后将区域成矿模式和地下岩矿石三维立体属性输入深部找矿预测模型，获取有利成矿区的成矿类别、深度、规模等信息，若符合现阶段矿产开采要求，则认为该区域具有找矿前景。

本文以5.2.1节中重磁约束反演建立的三维地质模型为核心，结合其他地质、地球物理数据，采用机器学习三维成矿预测流程(图14)，对赣东北朱溪地区进行机器学习三维找矿预测实验。根据高潜力阈值0.9，在朱溪地区预测了T1–T6共6个找矿靶区(图15)。其中，T1靶区与已发现的朱溪矿体位置大体重合，靶区形态与当地推覆构造形态相接近，深度与该区已探明的钨矿赋存深度较为一致。T2靶区位于朱溪钨矿西南部，形态上与T1较为类似，深度略大于T1，与魏锦等(2019)圈定的横路地区找矿潜力区相对应。T3靶区位于塔前推滑覆与景德镇推滑覆叠合部位，形态上表现为垂直主体构造的厚大块状，与王先广等(2015)提出的两大推滑覆构造叠加复合弧形大转弯或转折部位是成矿最佳地段的特征相符。T4靶区位于临港断陷盆地内，形态呈水平片状，埋深中等，是侵入岩与碳酸盐岩接触的成矿有利区(王昊，2020)。T5靶区位于涌山镇东南部，大体走向与北东-南西向韧性变形带构造类似，呈倾斜半圆弧状，厚度较薄，深度与T1相当。T6靶区位于珍珠山岩体附近，为细小块状，深度较浅，该区与诸多二维找矿预测结果相一致(王方舟，2019；郭信等，2020；Yan等，2020)。总体来看，在朱溪地区圈定的6个找矿靶区中，5个靶区与已知资料/前人预测结果相符，说明以重磁为主的多元信息机器学习三维成矿预测方法的有效性。

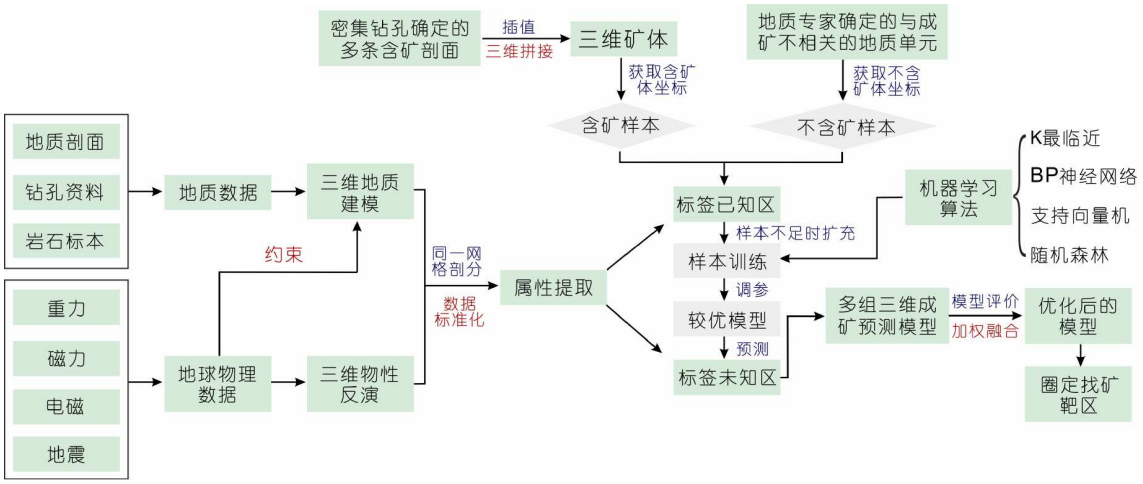


图 14　基于机器学习的赋矿场所预测流程图(修改自Fu等，2021)

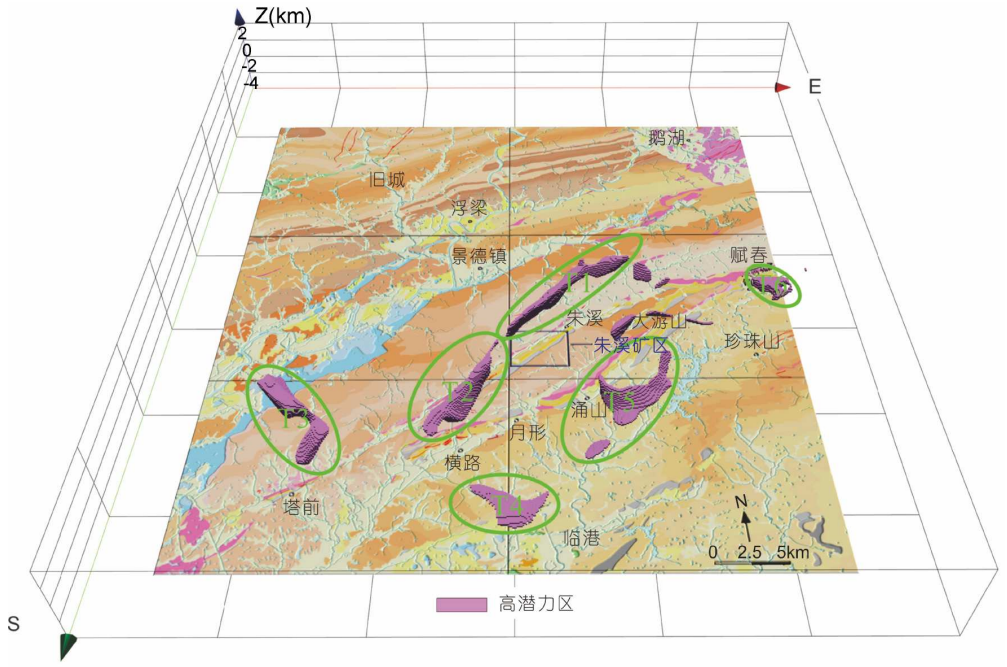


图 15　基于机器学习的赣东北朱溪地区三维找矿预测结果。地质图置于−6km深度

6　总结与展望

本文系统综述了重磁探测技术在金属矿产资源勘查中的最新进展与发展趋势，得出以下主要结论与展望：

(1) 重磁多平台协同观测体系日趋成熟。通过地面、航空、井中及海底μGal级重力仪、抗干扰航空磁测技术等创新，实现了金属矿集区“空-地-井-海”多尺度数据覆盖。未来需在现有冷原子绝对重力仪(1 μGal精度)和航空重力梯度仪(1–10 E分辨率)等基础上，研究基于光晶格干涉、自旋压缩等原理的下一代重力传感器，突破标准量子极限(SQL)，目标将地面重力测量精度提升至0.1 μGal级或更高级别；开发耐高温(>200 ℃)、高压(>100 MPa)的井下矢量磁传感器，采用金刚石氮-空位(NV)中心等固态量子系统，解决深井金属矿资源勘探中的信号衰减问题；通过微机电系统工艺(MEMS)与光机电一体化设计，研发重量<5 kg的无人机载重力梯度仪，实现单机多参数智能化同步观测(重力+磁场+惯性导航)，形成更高效、更低成本的数据采集能力。

(2) 重磁数据处理技术迈向智能化与自动化。该技术面临的核心挑战主要源于干扰信号的多源性，包括地表

人文干扰、地质噪声以及仪器本底噪声等。随着高精度测量技术和大数据采集技术的广泛应用，卡尔曼滤波、波数域计算、小波分析、等效源等高精度、稳定且高效的处理方法逐渐成为主流。同时，随着深度学习技术的兴起，各种智能化方法开始在数据处理领域占据重要地位，尽管如此，该领域仍有巨大的研究潜力等待开发。鉴于当前重磁数据处理的复杂性和深度学习技术的快速发展，构建智能化全流程的高精度处理技术体系，预期将成为未来研究的重要方向。

(3) 重磁数据反演技术正从传统基于物理驱动的反演方法转向智能化、多学科融合的方向进步。随着深度学习技术和高性能计算能力的不断革新，反演过程的自动化程度和计算效率得到了显著的提升。尽管如此，基于机器学习的智能化反演模式虽然对复杂数据具有更强的适应性，但其结果的可解释性却存在不足。因此，未来的研究亟需开发一种能够有效描述复杂物理特性，同时兼顾模型的可解释性、计算效率与反演精度的耦合物理机理与机器学习的方法，如构建物性约束机器学习框架，在反演模型中嵌入物性参数先验分布(如密度/磁化率统计特征)；建立多尺度特征迁移学习框架，设计基于小波包分解的层级注意力机制，解决小样本矿区数据与区域地质模型的尺度失配问题；开发贝叶斯神经网络与马尔可夫链蒙特卡罗(MCMC)耦合算法，将反演不确定性可视性量化等，以改善智能算法的“黑箱”和泛化问题，解决地球物理数据定量反演中的关键难题。

(4) 重磁多尺度探测推动成矿系统“透明化”。重磁技术能够通过刻画垂向结构(如莫霍面、居里面、硅钙面等)以及横向边界(如控矿断裂构造)和关键控矿地质体(如成矿岩体)的三维形态，揭示成矿系统的“源区-通道-场所”耦合机制。随着重磁约束三维建模、岩性识别和机器学习预测技术的不断进步和完善，成矿系统的“透明化”研究得到了进一步推动，为找矿预测开辟了新的空间。未来的研究方向应包括整合地球化学等多学科数据，构建涵盖“深部过程-浅部响应”的全链条成矿系统探测技术体系，实现成矿系统控制要素“透明化”，为找矿实践提供更加可靠的指导。

参考文献

安玉林, 柴玉璞, 张明华, 等. 2013. 曲化平用最佳等效源模型及其单位位场表达式推导的新方法. 地球物理学报, 56: 2473–2483

陈贝. 2020. 基于深度卷积神经网络的位场数据去噪研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京). 1–71

陈轻蕊, 陈龙伟, 戴世坤, 等. 2017. 任意密度分布复杂地质体重力异常快速三维正演方法. 物探化探计算技术, 39: 176–182

段其发. 2014. 湘西-鄂西地区震旦系-寒武系层控铅锌矿成矿规律研究. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学(武汉). 1–183

方东红, 曾昭发, 陈家林. 2008. 基于小波分析的重磁数据求导方法及应用. 吉林大学学报(地球科学版), 38: 1049–1054

冯杰, 欧洋, 赵勇, 等. 2019. 三维井地磁测联合约束反演. 地球物理学报, 62: 3686–3698

郭信, 兰学毅, 严加永, 等. 2020. 大比例尺重力调查与成矿预测: 以江西朱溪钨矿外围为例. 地质与勘探, 56: 985–1004

郭志宏, 罗锋, 安战锋. 2007. 航空重力数据窗函数法FIR低通数字滤波试验. 物探与化探, 31: 568–571, 576

韩磊. 2014. 航空磁异常探测关键技术研究. 硕士学位论文. 哈尔滨: 哈尔滨工业大学. 1–73

侯瑞东. 2022. 超导张量航磁梯度测量系统的磁补偿方法研究. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院大学(中国科学院空天信息创新研究院). 1–105

侯遵泽, 杨文采. 1997. 中国重力异常的小波变换与多尺度分析. 地球物理学报, 40: 85–95

胡昌华, 李国华, 刘涛, 等. 2004. 基于MATLAB6.X的系统分析与设计-小波分析(第二版). 西安: 西安电子科技大学

胡浪. 2019. 航空地磁探测中地磁矢量测量误差补偿算法研究. 硕士学位论文. 武汉: 华中科技大学. 1–79

胡平华, 赵明, 黄鹤, 等. 2017. 航空/海洋重力测量仪器发展综述. 导航定位与授时, 4: 10–19

黄玺, 郑义, 虞鹏鹏, 等. 2021. 云开地区庞西垌-金山银金矿田元素迁移特征及成矿地质过程. 地球化学, 50: 365–380

纪晓琳, 王万银, 熊盛青, 等. 2014. 频率域偶层位曲面位场处理和转换方法试验研究. 地球物理学进展, 29: 2669–2678

纪晓琳, 王万银, 邱之云. 2015. 最小曲率位场分离方法研究. 地球物理学报, 58: 1042–1058

蒋涛, 党亚民, 章传银, 等. 2013. 基于矩谐分析的航空重力向下延拓. 测绘学报, 42: 475–480

柯宝贵, 赵予菲, 徐凡凡, 等. 2025. 航空重力异常数据稳定高精度向下延拓方法研究. 地球与行星物理论评, 56: 264–277

雷伟伟. 2017. 时空参考系变换与精密引潮位频谱法展开研究. 博士学位论文. 焦作: 河南理工大学. 1–191

连晟, 程正璞, 罗旋, 等. 2023. 基于岩石物性引导的地球物理联合反演研究. 物探与化探, 47: 1580–1587

林君, 刁庶, 张洋, 等. 2017. 地球物理矢量场磁测技术的研究进展. 科学通报, 62: 2606–2618

林君, 嵇艳鞠, 赵静, 等. 2022. 量子地球物理深部探测技术及装备发展战略研究. 中国工程科学, 24: 156–166

刘金兰, 王万银, 于长春. 2007. 逐步逼近曲化平方法研究. 地球物理学报, 50: 1551–1557

刘双, 胡祥云, 郭宁, 等. 2023. 无人机航磁测量技术综述. 武汉大学学报(信息科学版), 48: 823–840

刘志龙. 2022. 基于T-L模型航磁补偿算法的分析与改善. 硕士学位论文. 长春: 吉林大学. 1–67

柳建新, 孙欢乐, 陈波, 等. 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

柳林涛, 许厚泽. 2004. 航空重力测量数据的小波滤波处理. 地球物理学报, 47: 490–494

罗凡. 2022. 卫星重磁数据处理方法及在华南构造研究中的应用. 博士学位论文. 南昌: 东华理工大学. 1–139

吕庆田, 董树文, 汤井田, 等. 2015. 多尺度综合地球物理探测: 揭示成矿系统、助力深部找矿-长江中下游深部探测(SinoProbe-03)进展. 地球物理学报, 58: 4319–4343

吕庆田, 张晓培, 汤井田, 等. 2019a. 金属矿地球物理勘探技术与设备: 回顾与进展. 地球物理学报, 62: 3629–3664

吕庆田, 孟贵祥, 严加永, 等. 2019b. 成矿系统的多尺度探测: 概念与进展-以长江中下游成矿带为例. 中国地质, 46: 673–689

吕庆田, 孟贵祥, 严加永, 等. 2020. 长江中下游成矿带铁-铜成矿系统结构的地球物理探测: 综合分析. 地学前缘, 27: 232–253

马国庆, 黄大年, 杜晓娟, 等. 2014. Hartley变换在位场(重、磁)异常导数

计算中的应用. 吉林大学学报(地球科学版), 44: 328–335
马国庆, 明彦伯, 贺杨, 等. 2016. 重磁数据稳定向下延拓的水平导数迭代法. 地球科学, 41: 1231–1237
马国庆, 王泽坤, 李丽丽. 2022. 基于自注意力机制深度学习的重磁数据网格化和滤波方法. 石油地球物理勘探, 57: 34–42, 5
毛建仁, 厉子龙, 叶海敏. 2014. 华南中生代构造-岩浆活动研究: 现状与前景. 中国科学: 地球科学, 44: 2593–2617
毛景文, 李红艳. 1997. 江南古陆某些金矿床成因讨论. 地球化学, 26: 71–81
倪培, 王国光. 2017. 大陆再造与钦杭带北东段多期铜金成矿作用. 岩石学报, 33: 3373–3394
裴彦良, 梁瑞才, 刘晨光, 等. 2005. 海洋磁力仪的原理与技术指标对比分析. 海洋科学, 29: 4–8
彭莉红, 孙栋华, 程莎莎, 等. 2023. 航空重力数据调平方法研究及应用. 地球物理学进展, 38: 2326–2335
祁光. 2013. 地质条件约束下重磁三维反演建模方法研究. 博士学位论文. 长春: 吉林大学. 1–145
任政勇, 柳建新, 岳国璇, 等. 2023. 重力与磁法在有色金属矿产勘探中的研究进展. 中国有色金属学报, 33: 240–260
师爽, 焦骞骞, 龚朝阳, 等. 2021. 粤西河台金矿田糜棱岩XRD特征及其地质意义. 地质论评, 67: 1751–1762
石磐, 王兴涛. 1997. 利用航空重力测量和DEM确定地面重力场. 测绘学报, 26: 25–29
孙勇, 周帅. 2019. 一种新型的航空重力梯度测量数据调平方法. 导航与控制, 18: 74–81
孙中苗, 翟振和. 2009. 航空重力测量数据的小波阈值滤波. 武汉大学学报(信息科学版), 34: 1222–1225
孙中苗, 翟振和, 吴富梅, 等. 2015. 捷联式航空重力测量算法比较. 地球物理学报, 58: 1547−1554
谭斌, 林春生, 张宁, 等. 2011. 地磁场梯度对飞机磁场求解精度的影响分析. 武汉大学学报(信息科学版), 36: 1482–1485
汪孟珂, 白萱瑶, 龙云, 等. 2024. 量子磁力仪技术研究与应用. 中国测试, 50: 1–12
王方舟. 2019. 赣东北朱溪钨铜矿床控矿要素及找矿方向. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京). 1–67
王昊. 2020. 基于重磁三维反演与建模的矿集区“透明化”研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地质科学院. 1–103
王静波, 熊盛青, 罗锋, 等. 2020. 航空重力测量数据的小波滤波处理. 物探与化探, 44: 300–312
王明, 王林飞, 何辉. 2015. 匹配滤波技术分离重力场源. 物探与化探, 39: 126–132
王万银, 刘金兰, 邱之云, 等. 2009. 频率域偶层位曲面位场处理和转换方法研究. 地球物理学报, 52: 2652–2665
王先广, 刘战庆, 刘善宝, 等. 2015. 江西朱溪铜钨矿细粒花岗岩LA-ICP-MS锆石U-Pb定年和岩石地球化学研究. 岩矿测试, 34: 592–599
王孝磊, 周金城, 陈昕, 等. 2017. 江南造山带的形成与演化. 矿物岩石地球化学通报, 36: 714–735, 696
王兴涛, 夏哲仁, 石磐, 等. 2004. 航空重力测量数据向下延拓方法比较. 地球物理学报, 47: 1017–1022
王勇. 2022. 航空重力测量数据处理及滤波技术研究. 硕士学位论文. 北京: 国防科技大学. 1–89
魏锦, 许杰辉, 王先广, 等. 2019. 朱溪矿集区横路矿区成矿条件与找矿潜力分析. 中国地质, 46: 906–918
吴宣志. 1981. 三度体(均质模型)位场波谱的正演计算. 地球物理学报, 24: 336–348
吴宣志. 1983. 三度体(物性随深度变化模型)位场波谱的正演计算. 地球物理学报, 26: 177–187
吴岳洋, 覃方君, 朱九鹏, 等. 2022. 冷原子绝对重力仪测量技术发展展望. 舰船电子工程, 42: 1–7
吴治国, 臧凯, 刘洪波, 等. 2024. 高精度海底重力测量在探测隐伏断裂中的应用. 华北地震科学, 42: 18–24
武豹. 2022. 海洋磁力仪中SQUID低频噪声机理与抑制方法研究. 硕士学位论文. 宁波: 宁波大学. 1–80
夏哲仁, 石磐, 孙中苗, 等. 2004. 航空重力测量系统CHAGS. 测绘学报, 33: 216–220
熊盛青. 2020. 航空地球物理勘查科技创新与应用. 地质力学学报, 26: 791–818
徐慧. 2020. 三轴平台航空重力仪数据后处理软件设计与实现. 硕士学位论文. 南京: 东南大学. 1–74
严加永, 吕庆田, 孟贵祥, 等. 2011. 基于重磁多尺度边缘检测的长江中下游成矿带构造格架研究. 地质学报, 85: 900–914
严加永, 吕庆田, 陈明春, 等. 2015. 基于重磁场多尺度边缘检测的地质构造信息识别与提取-以铜陵矿集区为例. 地球物理学报, 58: 4450–4464
严加永, 吕庆田, 张永谦, 等. 2022. 江南造山带深部边界及成矿制约: 来自综合地球物理的认识. 岩石学报, 38: 544–558
颜颖. 2019. 三轴平台航空重力仪测量数据处理研究. 硕士学位论文. 南京: 东南大学. 1–73
杨光治, 顾尚义. 2013. 江南造山带金矿成矿年龄的讨论. 贵州科学, 31: 73–79
杨婧, 郭良辉. 2022. 重力异常曲化平的改进插值-迭代法. 物探与化探, 46: 123–129
杨文采, 孙艳云, 于常青. 2015. 青藏高原地壳密度变形带及构造分区. 地球物理学报, 58: 14
姚长利, 郝天珧, 管志宁, 等. 2003. 重磁遗传算法三维反演中高速计算及有效存储方法技术. 地球物理学报, 46: 252–258
英高海. 2016. 重磁异常分离的选择切割法与自适应趋势分析法研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京). 1–89
勇晓宇. 2021. 多源等效层的高精度重磁数据处理方法研究. 硕士学位论文. 长春: 吉林大学. 1–93
由德龙. 2024. 质子磁梯度仪的研制. 硕士学位论文. 长春: 吉林大学. 1–60
于龙兴, 魏媛媛, 付世沫, 等. 2025. 六旋翼无人机航磁补偿方法研究. 电光与控制, 32: 38–44
袁子凡. 2022. 航空磁补偿模型修正与新算法研究. 硕士学位论文. 成都: 电子科技大学. 1–75
翟裕生. 1999. 论成矿系统. 地学前缘, 6: 14–27
张昌达. 2006. 航空磁力梯度张量测量–航空磁测技术的最新进展. 工程地球物理学报, 3: 354–361
张壹, 张双喜, 梁青, 等. 2015. 重磁边界识别方法在西准噶尔地区三维地质填图中的应用. 地球科学(中国地质大学学报), 40: 431–440
张振宇. 2012. 氦光泵磁测技术研究. 博士学位论文. 长春: 吉林大学. 1–133
赵晓燕, 陈春生. 1997. 重力观测技术. 北京: 地震出版社
郑崴, 张贵宾. 2016. 自适应卡尔曼滤波在航空重力异常解算的应用研究. 地球物理学报, 59: 1275–1283
钟炀. 2021. 全张量磁梯度数据调平方法研究. 硕士学位论文. 长春: 吉林大学. 1–65
Anderson E G. 1976. The Effect of Topography on Solutions of Stokes' Problem. Kensington: University of New South Wales
Asgharzadeh M F, von Frese R R B, Kim H R. 2008. Spherical prism magnetic effects by Gauss-Legendre quadrature integration. Geophys J Int, 173: 315–333
Baranov V, Naudy H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. Geophysics, 29: 67–79
Bosch M, Meza R, Jiménez R, et al. 2006. Joint gravity and magnetic inversion in 3D using Monte Carlo methods. Geophysics, 71: G153–G156
Cai Y, Wang C Y. 2005. Fast finite-element calculation of gravity anomaly in complex geological regions. Geophys J Int, 162: 696–708
Capriotti J, Li Y G. 2022. Joint inversion of gravity and gravity gradient data: A systematic evaluation. Geophysics, 87: G29–G44
Chai Y, Hinze W J. 1988. Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. Geophysics, 53: 837–

845
Chen Y, Sanz-Alonso D, Willett R. 2023. Reduced-order autodifferentiable ensemble Kalman filters. Inverse Problems, 39: 124001
D'Urso M G. 2014. Gravity effects of polyhedral bodies with linearly varying density. Celest Mech Dyn Astr, 120: 349–372
D'Urso M G, Trotta S. 2017. Gravity anomaly of polyhedral bodies having a polynomial density contrast. Surv Geophys, 38: 781–832
Dou Z, Han Q, Niu X, et al. 2016. An aeromagnetic compensation coefficient-estimating method robust to geomagnetic gradient. IEEE Geosci Remote Sens Lett, 13: 611–615
Fašková Z, Čunderlík R, Mikula K. 2010. Finite element method for solving geodetic boundary value problems. J Geod, 84: 135–144
Fournier D, Heagy L J, Oldenburg D W. 2020. Sparse magnetic vector inversion in spherical coordinates. Geophysics, 85: J33–J49
Fu G M, Lü Q T, Yan J Y, et al. 2021. 3D mineral prospectivity modeling based on machine learning: A case study of the Zhuxi tungsten deposit in northeastern Jiangxi Province, South China. Ore Geol Rev, 131: 104010
Gallardo L A, Meju M A. 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. Geophys Res Lett, 30: 183–196
Geng M X, Hu X Y, Zhang H L, et al. 2018. 3D inversion of potential field data using a marginalizing probabilistic method. Geophysics, 83: G93–G106
Ghalehnoee M H, Ansari A. 2022. Compact magnetization vector inversion. Geophys J Int, 228: 1–16
Gong M, Zeng Z, Zhang J, et al. 2021. Multi-scale separation of aeromagnetic abnormality based on dual-tree complex wavelet. Global Geol, 24: 49–57
Guo L H, Gao R, Meng X H, et al. 2015. A hybrid positive-and-negative curvature approach for detection of the edges of magnetic anomalies, and its application in the South China Sea. Pure Appl Geophys, 172: 2701–2710
Haber E, Oldenburg D. 1997. Joint inversion: A structural approach. Inverse Problems, 13: 63–77
Hansen R O, Wang X. 1988. Simplified frequency-domain expressions for potential fields at arbitrary three-dimensional bodies. Geophysics, 53: 365–374
Hansen R O, Miyazaki Y. 1984. Continuation of potential fields between arbitrary surfaces. Geophysics, 49: 787–795
Heck B, Seitz K. 2007. A comparison of the tesseroid, prism and point-mass approaches for mass reductions in gravity field modelling. J Geod, 81: 121–136
Holstein H, Ketteridge B. 1996. Gravimetric analysis of uniform polyhedra. Geophysics, 61: 357–364
Huang R, Liu S, Qi R, et al. 2021. Deep learning 3D sparse inversion of gravity data. J Geophys Res-Solid Earth, 126: e2021JB022476
Huang X, Hu X N, Cui C Y, et al. 2022. Design and construction of a superconducting gravimeter prototype. IEEE Trans Instrum Meas, 71: 1–10
Jahandari H, Farquharson C G. 2013. Forward modeling of gravity data using finite-volume and finite-element methods on unstructured grids. Geophysics, 78: G69–G80
Jahandari H, Bihlo A, Donzelli F. 2021. Forward modelling of gravity data on unstructured grids using an adaptive mimetic finite-difference method. J Appl Geophys, 190: 104340
Jensen T E. 2022. Spatial resolution of airborne gravity estimates in Kalman filtering. J Geodetic Sci, 12: 185–194
Jia Z, Li Y S, Wang Y H, et al. 2023. Deep learning for 3-D magnetic inversion. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 61: 1–10
Kamm J, Lundin I A, Bastani M, et al. 2015. Joint inversion of gravity, magnetic, and petrophysical data—A case study from a gabbro intrusion in Boden, Sweden. Geophysics, 80: B131–B152
Kwok Y K. 1991. Gravity gradient tensor due to a polyhedron with polygonal facets. Geophys Prospect, 39: 435–443
Lelièvre P G, Oldenburg D W. 2009. A 3D total magnetization inversion applicable when significant, complicated remanence is present. Geophysics, 74: L21–L30
Li D, Guo Z, Du J, et al. 2021. Stable downward continuation of the total-field magnetic anomaly derived by using equivalent sources. J Appl Geophys, 193: 104429
Li K, Wu C, Tang C, et al. 2014. Carbon and oxygen isotopes of Pb-Zn ore deposits in western Hunan and eastern Guizhou provinces and their implications for the ore-forming process. Geol China, 41: 1608–1619
Li S, Mikhaylov M, Mikhaylov N, et al. 2023. Deep learning based Kalman filter for GNSS/INS integration: Neural network architecture and feature selection. In: 2023 International Conference on Localization and GNSS (ICL-GNSS). Castellón, Spain: IEEE AES Society. 1–7
Li T, Zhang J, Wang S, et al. 2019. A novel compensation method for magnetic distortion field with noise uncertainty. IEEE Sens J, 19: 9704–9711
Li W S, Ni P, Wang G G, et al. 2020. A possible linkage between highly fractionated granitoids and associated W-mineralization in the Mesozoic Yaogangxian granitic intrusion, Nanling region, South China. J Asian Earth Sci, 193: 104314
Li X D, Liu S, Liu Y, et al. 2022. High-precision magnetization vector inversion: Application to magnetic data in the presence of significant remanent magnetization. J Geophys Eng, 19: 1308–1319
Li Y G, Oldenburg D W. 2000. Incorporating geological dip information into geophysical inversions. Geophysics, 65: 148–157
Li Y G, Oldenburg D W. 2003. Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method. Geophys J Int, 152: 251–265
Li Y G, Sun J J. 2016. 3D magnetization inversion using fuzzy *c*-means clustering with application to geology differentiation. Geophysics, 81: J61–J78
Li Y S, Jia Z, Lu W K. 2022. Self-supervised deep learning for 3D gravity inversion. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 60: 1–11
Li Y, Han Q, Peng X, et al. 2022. A magnetic interference compensation method for airborne electronic equipment without current sensors. Remote Sens, 14: 4151
Li Z R, Ma G Q, Meng Q F, et al. 2023. Gravity and magnetic fast inversion method with cross-gradient based on function fitting. Geophys J Int, 232: 1209–1218
Liao C, Hu X Y, Zhang S H, et al. 2022. Joint inversion of gravity, magnetotelluric and seismic data using the alternating direction method of multipliers. Geophys J Int, 229: 203–218
Lin W, Zhdanov M S. 2018. Joint multinary inversion of gravity and magnetic data using Gramian constraints. Geophys J Int, 215: 1540–1557
Liu S, Hu X, Zhang H, et al. 2017. 3D magnetization vector inversion of magnetic data: Improving and comparing methods. Pure Appl Geophys, 174: 4421–4444
Liu S, Hu X Y, Fedi M, et al. 2024. Petrophysical and geophysical constrained inversion of gravity data based on starting and referenced models. J Geophys Eng, 22: 36–47
Lv M Z, Zhang Y J, Liu S. 2023. Fast forward approximation and multi-task inversion of gravity anomaly based on UNet3+. Geophys J Int, 234: 972–984
Ma G, Meng L, Li L. 2024. Fast magnetization vector inversion method with undulating observation surface in spherical coordinate for revealing lunar weak magnetic anomaly feature. Remote Sens, 16: 432
Minarechová Z, Macák M, Čunderlík R, et al. 2015. High-resolution global gravity field modelling by the finite volume method. Stud Geophys Geod, 59: 1–20

Misiti M, Misiti Y, Oppenheim G, et al. 1996. Wavelet Toolbox for Use with Matlab (User's Guide Version 1). Natick: The MathWorks, Inc
Nabighian M N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, 37: 507–517
Nabighian M N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. Geophysics, 49: 780–786
Nagy D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. Geophysics, 31: 362–371
Okabe M. 1979. Analytical expressions for gravity anomalies due to homogeneous polyhedral bodies and translations into magnetic anomalies. Geophysics, 44: 730–741
Parker R L. 1973. The rapid calculation of potential anomalies. Geophys J Int, 31: 447–455
Parker R L, Daniell G J. 1979. Interpretation of borehole magnetometer data. J Geophys Res, 84: 5467–5479
Pedersen L B. 1978. Wavenumber domain expressions for potential fields from arbitrary 2-, 21/2-, and 3-dimensional bodies. Geophysics, 43: 626–630
Petrović S. 1996. Determination of the potential of homogeneous polyhedral bodies using line integrals. J Geodesy, 71: 44–52
Puzyrev V, Salles T, Surma G, et al. 2022. Geophysical model generation with generative adversarial networks. Geosci Lett, 9: 32
Qiao S B, Li H P, Qi R, et al. 2024. 3D gravity inversion using cycle-consistent generative adversarial network. Appl Geophys, 21: 1–13
Ren Z, Chen C J, Pan K J, et al. 2017. Gravity anomalies of arbitrary 3D polyhedral bodies with horizontal and vertical mass contrasts. Surv Geophys, 38: 479–502
Richards J P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. Ore Geol Rev, 40: 1–26
Shi K, Liu S, Jian X G, et al. 2025. 3D Joint inversion of borehole, surface, and airborne magnetic anomaly. Pure Appl Geophys, 182: 1489–1511
Shi X, Jia Z, Geng H, et al. 2024. Deep learning inversion for multivariate magnetic data. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 62: 1–10
Shu X J, Wang X L, Sun T, et al. 2011. Trace elements, U-Pb ages and Hf isotopes of zircons from Mesozoic granites in the western Nanling Range, South China: Implications for petrogenesis and W-Sn mineralization. Lithos, 127: 468–482
Shu Y M, Liu S, Wang T C, et al. 2024. Gravity and magnetic joint imaging based on Gramian constraints. Geophysics, 89: G75–G92
Tang H, Sun W. 2021. A discussion of the Bouguer Correction. Pure Appl Geophys, 178: 3543–3557
Telford W M, Geldart L P, Sheriff R E. 1990. Applied Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press
Tenzer R, Foroughi I, Hirt C, et al. 2019. How to calculate bouguer gravity data in planetary studies. Surv Geophys, 40: 107–132
Tong X Z, Sun Y, Huang J W, et al. 2024. High-accuracy gravity field and gravity gradient forward modelling based on 3D vertex-centered finite-element algorithm. J Cent South Univ, 31: 1659–1670
Tsoulis D, Petrović S. 2001. On the singularities of the gravity field of a homogeneous polyhedral body. Geophysics, 66: 535–539
Tyapkin K F. 1973. Interpretation of Magnetic Anomalies caused by Dikes and Contacts. Moscow: Nedra (in Russian)
Vatankhah S, Liu S, Renaut R A, et al. 2020. An efficient alternating algorithm for the Lp-norm cross-gradient joint inversion of gravity and magnetic data using the 2-D fast fourier transform. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 60: 1–16
Wang H, Zuo B. 2025. An aeromagnetic compensation algorithm based on a temporal convolutional network. Appl Sci, 15: 3105
Werner R A. 1994. The gravitational potential of a homogeneous polyhedron or don't cut corners. Celestial Mech Dyn Astr, 59: 253–278
Werner R A, Scheeres D J. 1996. Exterior gravitation of a polyhedron derived and compared with harmonic and mascon gravitation representations of asteroid 4769 Castalia. Celestial Mech Dyn Astr, 65: 313–344
White J C, Beamish D. 2015. Levelling aeromagnetic survey data without the need for tie-lines. Geophys Prospect, 63: 451–460
Wilson H S. 1985. Analysis of the magnetic gradient tensor. Defence Research Establishment Pacific, Technical Memorandum, 8: 5–13
Wu L. 2016. Efficient modelling of gravity effects due to topographic masses using the Gauss-FFT method. Geophys J Int, 205: 160–178
Wyborn L A I, Heinrich C A, Jaques A L. 1994. Australian Proterozoic mineral systems: Essential ingredients and mappable criteria. In: Australian Institute of Mining and Metallurgy Annual Conference. Darwin: AusIMM. 94: 109–115
Yan J Y, Wang Z H, Wang J H, et al. 2018. Using marine magnetic survey data to identify a gold ore-controlling fault: A case study in Sanshandao fault, eastern China. J Geophys Eng, 15: 729–738
Yan J Y, Lü Q T, Qi G, et al. 2020. A 3D geological model constrained by gravity and magnetic inversion and its exploration implications for the world-class Zhuxi Tungsten deposit, South China. Acta Geol Sin-Engl Ed, 94: 1940–1959
Yan J Y, Lü Q T, Luo F, et al. 2021. A gravity and magnetic study of lithospheric architecture and structures of South China with implications for the distribution of plutons and mineral systems of the main metallogenic belts. J Asian Earth Sci, 221: 104938
Yu G, Hu F J, Tu L C, et al. 2023. MEMS-based 3-C borehole gravimeter development. Geophys Prospect, 71: 734–748
Yu P, Zhao X, Jiao J, et al. 2021. An improved neural network method for aeromagnetic compensation. Meas Sci Technol, 32: 045106
Yuan Y, Qin G, Li D, et al. 2024. Real-time joint filtering of gravity and gravity gradient data based on improved Kalman Filter. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 62: 1–12
Zhang B F, Liu S, Cai H Z, et al. 2025. 3D compact geometry inversion for gravity data. J Geophys Eng, 22: 479–493
Zhang J, Jiang L. 2017. Analytical expressions for the gravitational vector field of a 3-D rectangular prism with density varying as an arbitrary-order polynomial function. Geophys J Int, 210: 1176–1190
Zhang Y, Zhao Y X, Chang S. 2014. An aeromagnetic compensation algorithm for aircraft based on fuzzy adaptive Kalman Filter. J Appl Math, 2014: 1–9
Zhang Y, Mooney W D, Chen C. 2018. Forward calculation of gravitational fields with variable resolution 3D density models using spherical triangular tessellation: Theory and applications. Geophys J Int, 215: 363–374
Zhao W W, Zhou M F, Li Y H M, et al. 2017. Genetic types, mineralization styles, and geodynamic settings of Mesozoic tungsten deposits in South China. J Asian Earth Sci, 137: 109–140
Zhdanov M S, Gribenko A, Wilson G. 2012. Generalized joint inversion of multimodal geophysical data using Gramian constraints. Geophys Res Lett, 39: L09301
Zhou Y, Wu L Y, Wu B, et al. 2020. Fourier-domain modeling of gravity effects caused by a vertical polyhedral prism, with application to a water reservoir storage process. Geophysics, 85: G115–G127
Zhou Z, Wen H, Qin C, et al. 2017. Geochemical and isotopic evidence for a magmatic-hydrothermal origin of the polymetallic vein-type Zn-Pb deposits in the northwest margin of Jiangnan Orogen, South China. Ore Geol Rev, 86: 673–691
Zhu D, Hu X Y, Liu S, et al. 2022. Can targeted source information be extracted from superimposed magnetic anomalies? J Geophys Res-Solid Earth, 127: e2022JB024279

（责任编委：徐涛）