



HUNAN KUANGWU YANSHI DIQIU HUA XUE

2002^年

湖南 地球 化学 论 丛

luncong

戴塔根 主编
中南大学出版社

目 录

地球化学

发挥勘查地球化学优势 服务国土资源大调查	戴塔根(1)
俯冲带流体作用下铀-钍-铅体系特征及意义	戴塔根 黄德志 邹海洋 胡 斌(4)
地球电化学研究现状及进展	赖健清 林才顺 彭 涛(10)
地学数据融合理论及国内外研究现状	吴湘滨 宁洪峰 谢文兵(14)
环境工程地质学——社会发展的必然	王乾程 李培铮 杨传德 张栋材(18)
长坡—更庄区地表原生晕异常量化研究及成矿预测	邓家凤 林喜养(21)
湖南省江永县铜山岭矿田物化探地质找矿模式	宋之方(26)

矿物岩石

安徽铜陵凤凰山矿区新屋里岩体岩石化学特征及成因分析

.....	彭省临 毛政利 赖健清 王 力(30)
我国绢云母的应用研究现状及发展问题探讨	张术根 彭志勤 王万军 刘纯波(34)
广西德保铝土矿的矿物学特征研究	龙永珍 戴塔根 胡 斌(39)
喀拉通克铜镍矿的围岩蚀变特征	邹海洋 戴塔根 胡祥昭(43)
隐爆角砾岩及其找矿意义	杨果岳 赖健清 刘亮明(47)
云南东川金沙江变质核杂岩构造及其地质意义	孔 华 邓达文 段嘉瑞 宋 辉(49)
试论有机质(碳)与卷状砂岩型铀矿间的关系	叶庆森 谈成龙(53)
岩石风化的碳汇效应研究	鲍光淑 姚 锐 谢文兵(58)
湘西金矿床构造与成矿的关系	郭定良 吴堃虹 彭 勃(62)

新技术 新方法

ICP-MS 技术在稀土分析方面的应用	龙永珍 戴塔根 胡 斌(66)
浅谈 GIS 在矿产资源预测评价中的应用	邹 林 彭省临 赖健清 彭 涛(70)
通过编程实现钻孔测斜计算的方法及几个技术问题探讨	戴塔根 谢文兵(75)
断裂构造环境评价的人工神经网络方法	奚小双 黄泽安(79)
GIS 在城市管网中的应用	丁美青 陈松岭(83)
趋势面分析及其在云南个旧锡矿找矿预测中的应用	王 力 彭省临(87)
地质编录资料数据库在矿山中的应用	吴湘滨 王志斌 谢国富(91)
基于 C/S 模式大厂矿中央资源数据库系统的设计与实现	戴塔根 冯文博 邹艳红 毛先成(94)
用 VB 实现数据库系统目录的自动生成与维护	毛先成 谢国富 王志强 王志斌(99)
数字地球的技术基础及其最新应用	徐振华 吴承健 鲍光淑(103)

我国遥感技术应用现状·····	姬俊虎	龚巧茹	刘 登	(107)	
GIS 在城市环境评估中的应用前景分析·····			邓吉秋	(112)	
数字地球技术及其应用前景·····	杨迎冬	陈松岭	龚巧茹	(116)	
MapInfo 应用中的几个关键技术问题·····	谢建华	李培铮	王乾程	(120)	
最佳指数因子法(OIF)在多光谱遥感假彩色合成中的应用·····			邓小青	成 功(123)	
黄金洞区域遥感影像解译及成矿预测·····	彭光雄	高光明	董 辉	彭炳根	杨恩林(126)
GIS 在地质异常找矿预测中的应用·····	赖健清	彭 涛	林才顺	邹 林(129)	
提高 VB 应用程序运行速度和效率的几种技巧·····	王志强	刘亮明	谢国富	赖健清(134)	
运用活化构造理论研究中国造山带的思考·····	匡文龙	刘石华	刘继顺	朱自强(137)	

矿床构造及成矿预测

北祁连东部裂谷带断裂特征及控矿作用·····	奚小双	张代斌(142)
浏阳七宝山铁锰黑土型金矿的地质特征及成因·····		胡祥昭(146)
龙山成矿构造简析·····	张术根 吴运军 陈泽吕	刘鹏程(150)
黄沙坪铅锌矿地质构造特征及其对成矿的控制·····		申 珊(154)
河北孔各庄金矿层状矿体的地质特征及控矿因素·····	朱余德	王万军(159)
东坡矿田铅锌矿床的成因探讨·····	刘 登 黄满湘	宋宏邦(162)
凡口矿成矿构造及其控矿型式·····	刘慎波	张术根(166)
安徽铜陵地区大地构造演化特征·····	邵拥军	彭省临(172)
滇西澜沧江成矿带中段东带铜矿床成矿控制因素探讨·····	胡 斌 戴塔根	谢力华(175)
甘肃西成区带区域地质成矿背景·····	奚小双 韩要权	张代斌(179)
广东嵩溪银锑矿床地质特征及矿床成因·····	吴承健	徐振华(184)
河台金矿高村矿床 11 号矿体上部地质探矿和生产探矿对比分析 ·····		邹友良(188)
凡口铅锌矿成矿物质来源研究·····	杨汉壮	张术根(193)
青海锡铁山矿区地质特征及控矿因素分析·····	张代斌	奚小双(199)
黄金洞金矿控矿构造特征及其对矿床成因类型的制约 ·····	黄德志 胡 斌 戴塔根 吴湘滨	高光明(203)
广西德保铝土矿可溶性试验结果分析·····	胡 斌 戴塔根 魏和平	龙永珍 陈科平(209)
甘肃省礼县赵沟金矿床地质特征及成因分析·····		韩要权 奚小双(212)
南岭带花岗岩型富铀矿成矿作用及找矿方向·····	金 明 朱蓉斌	王 敢(217)
黄金洞金矿控制构造分析·····	董 辉 彭炳根	高光明 彭光雄(222)
甘肃省西和县庄窠—水贯子地区铅锌找矿前景分析·····		韩要权 奚小双(227)
广西大厂矿田热液对流循环体系成矿机理分析·····	杨 斌	李水如(231)
浅谈我国铅锌矿化集中区的金矿勘察·····	陈建湘	龙国风(234)
斑岩型铜矿床次生(氧化)富集作用研究·····	刘石华 匡文龙	刘继顺 朱自强(237)
湖南省瑶岗仙钨矿矿床特征及成因探讨·····		曾东泉 吴春兰(244)
黑龙江省锡矿成矿地质条件分析·····	马 健	舒广龙(250)

工程地质及其他

土层锚杆在武汉地区深基坑工程中的应用·····	童艳光	彭振斌	安伟刚	(254)
-------------------------	-----	-----	-----	-------

水对土质边坡稳定性影响机理的探讨

.....	王乾程 李培铮 谢建华 王智勇 杨传德 张栋材	(261)
非饱和土的强度理论及吸力研究.....	胡江春 刘继顺 王红芳 周德泉	(264)
粘土衬层对填埋场重金属离子的阻滞机理.....	田庆余 张可能 靖向党	(267)
木质素树脂泥浆处理剂的研究.....	刘铁雄 彭振斌 胡二中	(273)
一种较为实用的人工挖孔桩竖向承载力设计计算公式.....	黄深海	(277)
人工挖孔桩施工质量控制.....	郭淑均	(281)
粤北地区灰岩岩溶地基的基本类型与处理方法.....	叶照桂	(284)
爆破成孔石灰桩在公路软基处理中的应用.....	杨宜章	(288)
浅析花岗岩残积土的崩解性及其对实际工程的影响.....	湛 伟	(291)
浅谈我国地质勘察的研究与发展.....	陈建湘 龙国凤	(294)
LJ-1 型灌浆、压水测控系统水灰比参数的动态检测	徐力生 颜湘文 徐 蒙	(298)
建筑工程质量监督机构的现行监督工作程序剖析.....	李 永	(303)
在高层建筑中的坐标的竖向传递.....	龙 凌 张震华	(305)
UEA 无缝施工新技术——UEA 在钢筋混凝土超长结构地下室防水工程中的应用	李旭东	(308)
房地产绿色营销时代的到来.....	刘 丽 金霜雁 方春子	(312)
论传统用人思想和现代企业管理.....	戴国斌 许仕洁 方春子	(316)

发挥勘查地球化学优势 服务国土资源大调查

戴塔根

(中南大学地质研究所, 湖南长沙, 410083)

【摘要】 由于地球化学方法在寻找矿产资源中具有其他方法不可比拟的优越性, 因此, 在国土资源调查中仍然将发挥重要作用。这主要表现在常规化探方法的主导地位没有动摇, 而非常规化探方法的作用独特、显著, 且发展很快。此外, 对化探数据进行二次开发也是很有意义的。

【关键词】 勘查地球化学; 国土资源; 作用

建国 50 年以来, 我国资源勘查取得了辉煌的成果, 一方面为社会主义建设事业提供了可靠的资源保证, 除了少数几种矿(燃料、铜、金、优质锰、铀、铂、钾盐等)不能满足我国需要外, 绝大部分矿产资源都有较大的保有量, 为我国可持续发展提供了较好的资源基础; 另一方面, 在几十年的资源勘查中, 积累了大量资料和数据, 这些资料和数据也是一种十分宝贵的财富。

据预测, 在 21 世纪, 社会发展面临的 4 大问题是: 资源、环境、灾害与人口。哪个国家能解决好这 4 个问题, 这个国家就有可能成为未来世界的主宰。为了保证我国社会主义建设事业的可持续发展, 国土资源部制订了“新一轮国土资源大调查”计划。作为一个学科专科领域——勘查地球化学怎样为该计划服务? 怎样找到“切入点”, 在新一轮国土资源大调查中发挥勘查地球化学的作用? 这是我们面临迫切需要解决的问题。这里, 我谈一点个人看法, 以期起抛砖引玉的作用。

1 勘查地球化学在国土资源调查中的作用

1.1 常规化探方法的主导地位没有动摇

在我国几十年的矿产资源勘查中, 化探起到了不可替代的作用。据不完全统计, 除了 20 世纪 50 年代主要靠地质普查方法寻找地表可见矿以外, 自 60 年代以来, 绝大部分新的矿床或矿产基地的发现都与化探有关, 并且随着时代的发展, 化探的作用越来越大。具体表现在以下两个方面:

(1) 在确定找矿目标区带时, 首选的定量依据主要是化探扫面资料, 特别是分散流的结果。这一点在历史上是如此, 这次在“新一轮国土资源大调查”计划的“矿产勘查跨世纪工程”中第一层次的工作是勘查评价成矿区带(包括东天山的 Cu, 三江中段的 Cu、Au, 雅砻江的 Cu, 祁连西段的 Au, 湘黔地区的 Mn、Sn), 其主依据也是化探扫面结果。在湖南, 特别是其中的“郴州—邵阳成矿带锰、金、锡、锑、铅、锌矿带”的主要依据之一是“区域化探综合异常强度大、浓集中心明显, 特别是锑异常显示出具有寻找特大型矿床的远景”。我们原有色地质系统曾经完成过大量的 1:5 万成矿区带化探扫面, 地矿系统完成的 1:20 万的分散流等, 这些原始数据, 今后仍然将发挥作用。

(2) 在评价矿区找矿潜力和矿床(体)定位时,土壤地球化学测量与岩石地球化学测量仍然是较为可靠的定量方法。众所周知,在矿床(体)定位时,常用方法是类比法(地质)和物化探方法。物探数据往往具有间接性,而化探数据更具有直接性。因此,只要评价体系或准则建立得合理,其评价结果应该更为可靠。这方面的例子不胜枚举。

1.2 非常规化探方法的作用独特、显著

随着找矿难度逐渐加大(主要是地表矿殆尽,隐伏矿已成为找矿的主要目标),相应地要求人们在找矿方法上有所创新。勘查地球化学新方法、新技术也在不断涌现,并且效果明显。目前应用较多,其中成效较显著的非常规化探方法主要有:

(1) 地电化学测量(包括水电化学测量)

该方法起源于 20 世纪 70 年代,由澳大利亚新南威尔斯大学的戈夫特教授创立。勘查原理是将部分埋藏在地下水中的硫化物矿体,作为一个电极,硫化物与地下水反应,形成了正、负两极,从而使阳、阴离子发生有规律的迁移,在矿体两侧上方的介质中形成阳离子的高含量区,而矿体正上方形成低含量区,这样在含量曲线图上形成“兔耳状”的异常。以这一思想为出发点,衍生了多种不同测试方法。例如,充电(短时间)提取法,掩埋电极(长时间)法等(这些方法可部分地看作偏提取法)。目前,又衍生了水电化学测量,该方法选用的试验条件是在水中插入正负电极(距离 20~30cm),通电电压为 45V,电流为 20~40mA,用海绵作为吸附剂,富集 30 分钟。可以富集水中的 Au、Ag、Cu、Pb 等元素,从而强化异常。对于水井分布密度大的地区,可用来圈定靶区。

(2) 微量成分测量

众所周知,矿体埋藏越深,反映到地表的信息越弱。如何在地表提取微量成分,获得深部成矿信息是目前化探工作中的难点,也是热点。微量组分,包括气体和气溶胶。气体地球化学测量在过去试验较多,主要采样对象是 CO_2 和 Hg、S 及有机气体类(如烷和烃类等)。因为这些气体的含量较高,检测难度小,但由于这些气体来源多,很难从中提取真正的“示矿信息”。现在人们又开始探索新的检测气体,主要有氡气、碘气和气溶胶。这些气体的来源较单一,可靠性好。例如,比利时在全国范围内进行了氡气测量,得出了全国氡气异常分布图,为地质找矿和灾害预报提供了依据。俄罗斯和瑞典的化探工作者应用碘气找矿,发现了地下 500~1000m 深处的地质体的异常。气溶胶的检测在我国近几年已有试验,由于隐伏矿体释放出来的不是单一的气体,而是一种含有微粒矿物物质的气溶胶,因此,采用选择性好的“采样器”是应用该方法的关键。关于人们现在所说的“深穿透”方法,实质也是微量成分测量法。

(3) 生物地球化学测量

生物地球化学测量起源较早,在发达国家应用较广,在我国一直处于试验阶段。随着科学技术的不断发展和特殊地理(地质)条件下找矿的需要,有两个方面的生物找矿技术即将得到进一步发展。

① 荒漠地区植物地球化学测量

荒漠地区,由于地表堆积物的不固定性和气流的大范围流动性,常规地球化学测量很难获取能够反映地下矿体的信息。在荒漠地区由于地表缺水,生长在那里的植物,其根系十分发育,往往能深入到地表以下几公尺甚至十余公尺的地段,从而在植物体中富集有地下高含量元素。通过全面研究植物群落与区域成矿带以及成矿的关系,建立植物地球化学找矿指标和模式,可望在实际找矿中取得实际效果。

② 遥感生物地球化学测量

该方法的依据是不同类型岩石风化形成的土壤上的植被特征差异,利用遥感数据,采用“信息多层次分离技术”提取与构造、岩性单元、矿化蚀变等有关的信息,建立“遥感生物地球化学找矿模型”,从而进行找矿实践。该方法目前正处于试验之中,一些发达国家已少量应用于实际。是一种很有前途的找矿方法。在国土资源调查中,可望开发试验。

(4) 原位地球化学测量

地球化学测量的最大不足是工作程序多,从野外采样到室内样品加工、分析、数据处理、结果解译,要经过很多环节才能得到结果,工作周期长。因此,开展野外现场直接获取地球化学数据——原位地球化学测量的研究就很有意义,特别是在异常评价工作中更是如此。该方法包括两个方面,其一是各种各样的“野外快速分析箱”,很多生产单位已开展过这方面的试验与实践;另一种方法是仪器测量,利用轻便的 X-射线荧光仪在现场直接测量岩矿样品。目前研制的仪器还有一些问题未能解决,比如,“基底效应”问题,仪器的精确度和轻便化问题等。但是本人认为,在进行化探异常评价时,这类仪器值得推广应用。

非常规化探方法还有很多类型,这里不再赘述,但可以肯定地说,在找矿难度日益增大的今天,非常规化探方法是取得好的找矿效果的可选方法,特别是在国土资源调查中“覆盖区地球化学填图”,“大探测深度地球化学勘查”等子项目中,更是如此。

2 二次开发化探数据在国土资源调查中的作用

在几十年的资源勘查过程中,特别是化探扫面过程中,各地勘查部门积累了大量的原始资料(包括数据与样品等),在今天开展的新一轮国土资源大调查中,对这些资料进行二次开发,特别是利用高新技术(如 GIS 技术等)二次开发这些资料,必定会获得很有价值的信息。

在“新一轮国土资源大调查”计划中,无论是成矿区带成矿潜力评价,还是国土数字化和生态环境地质填图等方面,区域化探数据都是重要的资料。关键是在二次开发化探资料的过程中,一定要有高起点、新思路、高水平的观点,不能再用过时的老办法。目前,值得推崇的方法是运用地理信息系统(GIS)来管理、集成、处理数据,提取多元信息。当然这是一个大的系统工程。本人认为谁最先占领这个“制高点”,谁就会在以后的国土资源调查中取得主动权。目前“数字地球”的观念已经走进人们的思维认识中,几年前,在北京举行的“国际数字地球”会议上,国务院副总理李岚清同志就指出,中国的数字地球工作要“跳跃式前进”,也就是说不要跟在西方国家的后面,要尽可能的超越国际水平。这样为充分利用地质资料建立数字模型提供了一个广阔的空间。

我们湖南勘查地球化学队伍怎样利用已有优势投入到新一轮国土资源大调查中去,进一步确立自己的优势地位,除了上面所述及的外,还有许多方法研究也是值得考虑的。当然在方法研究上,一定要结合科研单位的优势,同时也要打破原有部门的行业界线,如果“继续各自为战”,那将毫无优势可言。

俯冲带流体作用下铀-钍-铅体系特征及意义

戴塔根 黄德志 邹海洋 胡 斌

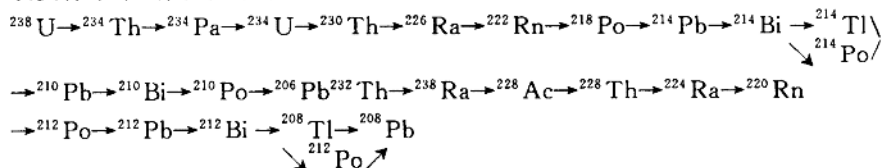
(中南大学地质研究所, 湖南长沙, 410083)

【摘 要】 铀-钍-铅放射性同位素体系具有多个中间衰变母体的特征, 对地质体测年和物质示踪显示有独特的优势。根据俯冲带组分的铀-钍-铅放射性同位素体系的一些参数, 就可以判别其原始成分。另外, 对俯冲带中铀、钍、铅的地球化学特征进行研究, 可以得出俯冲带中发生的地球化学过程。因此, 铀-钍-铅体系是研究俯冲带流体作用不可缺少的手段。

【关键词】 铀-钍-铅体系; 俯冲带; 流体; 地球化学

1 引言

与其他常见的放射性成因同位素相比, 铅同位素体系具有两个明显的特点, 一是放射性成因铅分别由不同元素独自衰变而成, 即 $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ 和 $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$, 另一个是上述三个衰变体系中, 存在多个中间衰变母体, ^{238}U 和 ^{232}Th 的衰变过程为:



这两个特点, 给我们在解释铅同位素地球化学结果时带来了困难。然而, 也正是这些特点, 使得它在地球化学年龄和示踪时显示出独到的优势。在现代火山岩研究中, U 体系不平衡是鉴别(现代)活动俯冲背景下岩浆形成过程的一种有力工具(Capali 等, 1976; Newnam 等, 1984; Condomines 等, 1988; Gill 和 Williams, 1990; Peate 等, 2001)。越来越多的资料表明俯冲板块释放物质对地幔源区渗滤是造成岛弧岩浆特征的关键。Hoogewerff 等(1977)研究表明, 岛弧火山岩的 U 体系不平衡程度在垂直俯冲海沟的剖面上出现有规律的变化, 离海沟近的前弧火山岩, ^{238}U 相对 ^{232}Th 和 ^{226}Ra 强烈过剩, 随着远离海沟, U 过剩越来越弱, 在后弧趋于平衡。这种现象是随着俯冲带深度的变化, 流体作用以及流体携带物质对地幔楔交代程度不同的结果。地球上铅同位素最有趣的地球化学特征就是铅 Paradox 现象, 即根据壳幔质量平衡计算所得的地球平均铅同位素组成不能落在地球年龄 4.57Ga 的零等时线上, 造成这种现象的原因之一就是铅同位素具有强烈的块体效应(朱炳泉, 1998)。不仅地球不同圈层在铅同位素组成上明显不同, 不同地幔源区, 不同地壳块体间铅同位素和 U 体系参数亦存在很大差别, 铅同位素的强烈块体效应记录了壳幔分异和相互作用过程中 U、Th、Pb 地球化学的差异而产生的结果。

由此可见, 铀、钍、铅体系对壳-幔相互作用过程中的物质交换反应十分敏感, 这一特点已逐渐成功地用于对俯冲带、俯冲过程流体作用示踪, 尤其结合其他同位素联合示踪, 效果更为显著。

2 俯冲构造背景下不同组分的铀-钍-铅体系特征

讨论俯冲构造背景下岩石的铀、钍、铅地球化学变化,需要重视两个方面的铀、钍、铅地球化学特征,一是与俯冲作用有关的不同组分的铀、钍、铅含量及铅组成,另一是在俯冲带流体(包括水流体和溶体)作用下,铀、钍、铅在岩石/流体相互作用过程中的地球化学行为。

参与俯冲构造背景下俯冲作用和物质交换及再分配的组分十分复杂,可能的组分有大洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩、岛弧玄武岩、古老陆壳、大洋化学沉积物以及陆源沉积物。不同的俯冲类型参与俯冲作用的组分不同,即使对于同一类型的俯冲带,俯冲带内岩石和沉积物类型亦可具有很大差异。表1列出俯冲带构造背景下诸组分有关U、Th、Pb地球化学参数的特征。

表1 俯冲带构造背景诸组分(储库)U-Th-Pb体系地球化学参数特征

组分(储库)		$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ 及 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ 及 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb}$ 及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	资料来源
现代深海沉积物	太平洋	高 U/Pb 比, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 约 16.72~19.17	高 U/Pb 比, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 约 15.57~15.75	高 Th/Pb 比, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 约 38.43~39.19	1
	大西洋	高 U/Pb 比, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 约 18.61~19.01	高 U/Pb 比, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 约 15.68~15.74	高 Th/Pb 比, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 约 38.93~39.19	2
地壳	上地壳	高 U/Pb 比, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 约 17.60~19.79	高 U/Pb, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.48~15.72	高 Th/Pb 比, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.00~39.14	3
	下地壳	非常低 U/Pb 及 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (约 14.0)	非常低 U/Pb 及 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (约 14.7)	Th 强烈亏损, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 非常低	4
地幔	亏损地幔	低 U/Pb, 低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.2~17.7)	低 U/Pb, 低 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (约 15.4)	Th/U = 2.4 ± 0.4 , 低 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.2~37.4)	4
	高 μ 地幔	高 U/Pb, 高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (>20.8)	高 U/Pb, 高 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	高 Th/Pb	4
	富集地幔 I	低 U/Pb; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.6~17.7	低 U/Pb; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.46~15.49	低 Th/Pb, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 38.0~38.2	4
	富集地幔 II	中等 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	中等 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	中等 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	4
	原始地幔	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.2~18.5	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.35~15.40	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.47~37.63	4.5

1. McDermott 等(1991); 2. Hoernle 等(1991); 3. Vitrac 等(1981); 4. Rollison(1992); 5. 陈道公、支霞臣等(1992)。

自 20 世纪 80 年代以来,地幔的不均一性已得到人们普遍关注和接受。在 Zindler 和 Hart(1986)识别出的五种地幔端元组分中,铅同位素组成以及 U/Pb、Th/Pb 值显示出明显差异,亏损地幔以低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 以及低 U/Pb、Th/Pb 为特征;高 μ 地幔以很高的 μ 值($^{208}\text{U}/^{204}\text{Pb}$),高 U/Pb 和 Th/Pb 为特征,说明地幔源区的 U 和 Th 相对 Pb 而言是富集的;富集地幔具偏低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、U/Pb、Th/Pb 值(EMI)

和中等的铅同位素比值、U/Pb、Th/Pb 值。Hart(1984)识别出南半球一个颇具规模的富集地幔实例,称为 DUPAL 异常,提出以北半球参照线(NHRL)— $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0.1084(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})+13.491$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=1.209(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})+15.267$ 来识别富集地幔。由此可见,参与俯冲作用的大洋玄武岩可能的地幔源区难以唯一地确定,而且我们知道,随着 μ 值和 κ 值的不同,铅同位素的增长趋势不同,因此利用 U-Th-Pb 体系示踪俯冲过程流体作用时,确定大洋玄武岩源区的地幔类型十分重要。

对于可能参与俯冲作用的地壳,包括地壳表层沉积物,铅同位素组成变异更大,地壳具有最大和最小的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 μ 、 κ 值,下地壳具有极其低的 U/Pb、Th/Pb 值,以及 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 上地壳具有最高的上述诸比值。

现代沉积物与地幔相比, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 两者可以对比,但对于给定的 $^{204}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 具有高 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的特征,同样具有高的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 。

Othman 给出了海洋不同类型沉积物及地壳、地幔的 μ 、 κ 值。原始地幔 μ 值为 6~10, 常用的估计值为 8 ± 1 , 上地壳为 11 左右;海洋沉积物除富有机碳沉积物外,都低于地幔值。下地壳为 6 左右(Zartman 和 Haines, 1988)。原始地幔的 κ 值为 4 ± 0.2 , 亏损地幔为 2.6 ± 0.2 , 地壳及海洋沉积物的 κ 值均高于地幔值。从上述可以看出一个重要的特征是,地壳及沉积物与地幔相比,具低 U 高 Th 的特征,海洋沉积物的这种特征反映了 U、Th、Pb 在海水作用下地球化学行为的差异。海水中 Th 和 Pb 迅速被粘土或其他物质汲取,而 U 被扩张中心的热液活动带走(Staudigel 和 Hart, 1983),被高生物地带的有机碳汲取,而高生物地带有机沉积物常位于大陆架上,常不参加俯冲作用,因此,俯冲沉积物与陆壳相比,表现出低 μ 、高 κ 的特征,古俯冲带沉积物将演化到现在的低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的特征,由于 ^{235}U 半衰期短, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值主要取决于地球演化早期的历史,因此古俯冲带沉积物具相对高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 而高 κ 值决定了其现在的高 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值。

3 海水蚀变对俯冲大洋玄武岩 U-Th-Pb 体系的影响

俯冲带中成熟的洋壳,可能经历了充分的海水/岩石蚀变反应,海水/岩石相互作用可导致实际俯冲大洋玄武岩与该岩石新鲜时相比,U、Th、Pb 体系发生变化。大洋中脊的热液活动将会从洋壳中带走 Pb 和加入 U(Chen 等, 1986, Michard 和 Albarede, 1985),因此成熟的洋壳与新鲜 MORB 和地幔比,具有更高的 μ 值($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$),热液过程可能导致 Th 的亏损(Chen and Wasserburg, 1985),正如 Hofmann 和 White 指出的,蚀变洋壳可能带有低 Th/U 比值的烙印,这可作为俯冲洋壳后来参与火山热点的再循环作用的示踪剂。对低温蚀变岩石中 U 等富集的寄主物,已有多种认识。Aumento(1971)根据 U 含量与氧化程度正相关性,认为氧化蚀变玄武岩中铁的氢氧化物或粘土是 U 的寄主物;Hart 和 Staudigel(1986)研究发现绿磷石和蒙脱石相中 U 的含量很低,Porter 等(2000)同样获取大洋玄武岩蒙脱石相矿物中低 U 含量的特征,这些支持了 Aumento 的观点;Staudigel 等(1996)认为 U 或许多产于方解石。尽管如此,大洋玄武岩在热液蚀变过程中 U/Pb 比增大和 Th/U 比降低已是不争的事实。然而蚀变过程中 U/Pb 及 Th/U 比的变化目前尚不了解,但 Bach 等(2001)在此方面作了有关的探讨,他们对大洋钻探计划 735B 孔的岩石进行了研究,发现在海底面以下 0~200m 内,蚀变岩石与新鲜岩石相比,U 富集近 10 倍,Pb 富集 1.5 倍左右,Th 无明显富集,200m 以下,U、Th、Pb 无明显变化。

在某个俯冲带中,如果能大致确定俯冲洋壳的厚度,以及新鲜岩石(地幔)的 μ 值和 κ 值,利用 Bach 等的结果,有可能对俯冲洋壳总体 μ 值及 κ 值作出大致估计。

4 俯冲带流作用下 U、Th、Pb 地球化学行为

流体作用下 U、Th、Pb 发生分馏是不言而喻的,下地壳麻粒岩相岩石极低的 U/Pb、Th/Pb 比值正是变质作用过程中岩石/变质流体相互作用下,U、Th、Pb 分馏的全球性结果。俯冲带流体作用下,U、Th、Pb 分馏的最直接证据有两个方面,一是来自岛弧火山岩的地球化学研究成果,另一是地幔不均一性及各种地幔端元组分的确定。

岛弧火山岩与正常 MORB 相比,不仅具有富离子亲石元素(LILE)和亏损高场强元素(HFSE),在 U、Th、Pb 地球化学特征上亦显示出明显的差别。现代岛弧火山岩 U-Th-Ra 体系的不平衡,是俯冲带流体作用下 U、Th 分馏的最好特征,而且反映了水流体/岩石、熔体/岩石相互作用过程中 U、Th 地球化学行为的差异。例如洋中脊玄武岩 $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 一般 <1 ,指示部分熔融过程中 Th 相对于 U 富集,而与俯冲作用有关的岛弧火山岩在 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 图解上落入平衡线附近或位于 $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}>1$ 一侧。这可能反映了来自俯冲板块的 U 的优势富集(Gill and Williams, 1990; McDermott and Hawkesworth, 1991),U 比 Th 更易于进入水流体相(Eggler, 1987; Keppler and Wyllie, 1991)。而对于与俯冲作用有关的无 U 过剩特征的岛弧火山岩,Hoogewerff 等(1997)研究结论是俯冲带内活动的流体为另一种流体类型——熔体,这也佐证了流体类型对 U、Th 地球化学行为的制约和影响。整个地球以及地幔熔融产生的 MORB 和 OIB 中,大多数具相似的固体-熔体分配系数的元素都具相近的浓度,而 Pb 则例外,Pb 为中等不相容元素(与 Ce 相近),但 Pb 趋于进入大陆,其富集程度与高度不相容元素 Pb、U 相近(Hofman, 1988),研究表明(Miller 等, 1994),这种现象与汇聚板块边缘新生陆壳——岛弧火山岩源区受来自俯冲带水流体的作用有关。

地幔不均一性及地幔端元确定的重要参数之一就是 U-Th-Pb 体系有关地球化学参数(表 1),尽管地幔不均一产生的原因有多种解释,包括地幔部分熔融及岩浆析出,地幔交代作用和地壳物质的俯冲加入,以及各种地幔端元产生机制亦存在多种模式。但通过俯冲带这个纽带而发生壳-幔物质交换的重要作用和地位已普遍获得认同。富集地幔有多种成因解释,一般认为富集作用与俯冲作用有关,EMI 可能代表了陆源沉积物、大陆壳、蚀变的大洋地壳或洋岛玄武岩的再循环作用;EMI 代表下地壳再循环或由地幔交代作用所引起;高 μ 地幔可能与蚀变洋壳加入有关。大量岛弧火山岩地球化学研究表明,岛弧火山岩源区地幔中地壳物质的加入,主要以流体(包括水流体或熔体)的形式发生的,地幔不均一性及某些端元的形成机理与俯冲带流体对地幔交代密切联系,某些地幔端元 U、Th、Pb 组成差异可能反映了交代地幔的俯冲带流体的性质、成分、数量等对蚀变地幔地球化学成分的影响和制约作用。由此可见,U、Th、Pb 在俯冲带流体作用下地球化学行为具有显著的差异,这种差异不仅在俯冲带尺度内留下地球化学“指纹”,而且对全球范围内物质的循环亦具有重要影响。众所周知,对于两相或多相平衡体系,决定微量元素在各相中的分配比例主要取决于元素在各相间的总分配数,各种岩浆过程中,包括部分熔融、分离结晶、AFC 过程等,已建立了很好的微量元素分配定量模型,在确定不同相间微量元素多种变量中,元素在岩石/熔体中总分配数是最为重要变量,可以说微量元素在各种相中的分配规律是岩浆过程微量元素分配定量模型建立的理论基础。不同岩浆体系中众多的矿物/熔体间各种微量元素的分配系数已得到了很好的确定。然而对于俯冲带

内的流体,其不仅包括深部可能发生的部分熔融作用而产生的熔体,更普遍的情况可能以水流体形式活动,与岩浆过程相比,微量元素在矿物(岩石)/水流体间分配系数的研究则显得比较缺乏,早期的研究主要针对稀土元素(Cullers 等,1973;Mysen,1979;Zielinski and Frey,1974),近年来人们才对高场强元素、碱性和碱土元素的矿物/水流体分配系数开始研究(Brenan 等,1995;Stalder 等,1995;Keppler,1996;Ayers 等,1998)。Becker 等(1999)根据榴辉岩中矿物元素含量(Thoni and Jagoutz,1992)先算出矿物/单斜辉石间元素分配系数,再根据 Brenan 等(1995)单斜辉石/水流体间分配系数实验结果,换算出水流体与榴辉岩相矿物绿帘石、黝帘石及多硅白云母间的部分元素分配系数,获得 $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{w}} = 0.015 \sim 0.082$; $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{r}} > 0.019 \sim 0.11$; $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{ph}} = 2.5 \sim 14$; $D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{w}} = 0.18 \sim 0.46$; $D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{r}} = 0.17 \sim 0.43$; $D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{ph}} = 1.2 \sim 2.9$ 。表 2 列出部分水流体/矿物间 U、Th、Pb 的部分实验分配系数结果。

表 2 水流体/矿物间部分分配系数实验数据

元素	水流体/单斜辉石		水流体/其他矿物分配系数 Brenan(1995)			熔体/单斜辉石分配系数 *
	Keppler(1996)	Brenan(1995)	水流体/石榴石	水流体/橄榄石	水流体/角闪石	
U	<0.3(1a)	1.6~100(1b)	1.14(1b)	5.91(2b)	0.38(2b)	100
	36(2a)	2.6~12.3(2b)	1.39(2b)			
Th	7.7(1a)	0.13~1(1)	12.0(1b)	2.79(2b)	1.08(2b)	333
	4(2a)	0.1~1.2(2b)	7.7(2b)			
Pb	1.2(1a)	19.6~37(1b)	12.6~16.7(1b)	2.61(2b)	12.3(2b)	14
	58(2a)	47.6~50(2b)	5.9~6.9(2b)			

注:数据后括号内 1a、2a、1b、2b 表示实验条件,1a— H_2O , 0.3MPa, 1040℃; 2a—5mol(Na,K)Cl, 0.3MPa, 1040℃; 1b— H_2O , 900℃, 2MPa; 2b—0.5molNaCl, 900℃, 2MPa; * 资料来自 Hart and Dunn(1993)及 Green(1994)。

对比表 2 中 Keppler 与 Brenan 水流体/单斜辉石间 U、Th、Pb 分配系数的实验结果,可以看出两者相差较大,而且 Brenan 实验表明,水流体中 NaCl 的加入对分配系数几乎没有影响,而 Keppler 的实验结果表明,水流体中加入 NaCl 不仅改变了 U、Th、Pb 在水流体/单斜辉石间的分配系数,而且改变了这三种元素分配系数大小的相对顺序,水流体中无(Na,K)Cl 时, $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{ph}} > D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{ph}} > D_{\text{Pb}}^{\text{f}/\text{ph}}$, 水流体加入 5molNaCl 后, $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{ph}} > D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{ph}} > D_{\text{Pb}}^{\text{f}/\text{ph}}$, 造成不同实验结果差异的原因可能是两者实验过程中压力差别太大,Stalder 等(1998)在 5GPa 压力下实验结果表明,5molHCl 对分配系数没有明显的影响。Keppler 的实验压力远小于榴辉岩相岩石形成的压力范围,Brenan 等的实验结果可能更能反应俯冲带深部流体作用下 U、Th、Pb 的地球化学行为。由表 2 可以看出, $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{ph}} \approx 10D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{ph}} \approx 100D_{\text{Pb}}^{\text{f}/\text{ph}}$, $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{r}} = 10D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{r}}$, $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{w}} = 10D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{w}}$, 即在单斜辉石、绿帘石、黝帘石与水流体共存情况下,Pb 最易进入流体相,其次是 U, Th 相对不易进入流体相;对于石榴石、多硅白云母和角闪石与水流体间,有 $D_{\text{U}}^{\text{f}/\text{mineral}} \geq D_{\text{Th}}^{\text{f}/\text{mineral}} > D_{\text{Pb}}^{\text{f}/\text{mineral}}$, U、Th、Pb 在水流体中活动性顺序基本与上述相同,但三种元素分配系数差别明显减弱;水流体和橄榄石间,三种元素的分配系数在一个数量级上。一般认为岩石/流体作用下,Pb 最易活动,U 次之,Th 相对稳定。实验结果与 U、Th、Pb 在水流体中活动性的一般观点一致。在玄武质岩石部分熔融作用下,Pb 的不相容性明显小于 U 和 Th,优先进入熔体相的顺序是 $\text{Th} \geq \text{U} > \text{Pb}$ 。

5 结语

利用现代岛弧火山岩 U-Th-Pb 地球化学研究进而对俯冲带流体作用进行示踪已取得很大进展,通过造山带内高压变质岩 U-Th-Pb 体系地球化学特征研究示踪俯冲带流体作用还显得十分薄弱,这主要因为受到两个方面的限制,一是高压变质带内记录俯冲带作用的样品相对较缺乏,而且对较古老的造山带高压变质岩 U-Th-Pb 体系后期扰动因素较难排除;另一方面,高压条件下 U,Th,Pb 矿物/水流体分配系数实验十分有限。随着俯冲带流体作用研究的深入,相信 U-Th-Pb 体系在示踪古俯冲带流体中的应用将会发挥重要作用。

参考文献(略)

地球电化学研究现状及进展

赖健清 林才顺 彭 涛

(中南大学地学与环境工程学院, 湖南长沙, 410083)

【摘 要】 在界定地电化学研究对象和内容的基础上,总结了地电化学的六种研究方法和形成机理,同时,对国内外地电化学研究的现状及进展进行综述分析和展望。

【关键词】 地电化学;地电化学找矿

地球电化学(简称地电化学)是研究地球内部自然和人工激发电化学现象的一门分支学科,地球电化学现象是指地球内部岩矿石在自然与人工激发场作用下所发生的电化学反应过程,地球电化学方法主要是研究离子态元素的迁移,分布规律及矿物的激发电化学特征^[1]。由于在自然场和人工电场作用下,隐伏矿体中元素组分自深部向地表进行电化学反应迁移,用某种特制的装置直接提取成矿元素或采集这种隐伏矿体上方的土壤、岩石等介质,对某种元素组成或电化学反应参数进行测定,利用这种电化学反应成晕、迁移原理和测定电化学反应异常的方法就称为电化学反应测量找矿法。

1 地电化学的研究对象、内容及机理

1.1 地电化学的研究对象和内容

地电化学是在地质—地球化学理论和地球物理理论的基础上逐步应用到寻找隐伏矿床实践中而发展起来的,地电化学的研究对象是土壤和岩石中各种赋存形式的金属元素。其核心是研究地球内部化学元素在自然场和人工电场作用下所形成的地电化学反应异常。其研究内容大致有两个方面:(1)在地球内部流动的自然或人工电流作用下,自然电场的产生和存在以及新物质的生成作用;(2)研究电流流经地球内部,造成物质元素地电化学反应溶解、迁移、富集等作用。这些内容是地电化学反应成矿机制的理论基础,与成矿交代、热液作用等学说有关,并构成一套独立的地电化学反应找矿新方法。另外,地电化学反应过程与一般意义上的化学反应过程是有区别的。一般意义的化学反应过程是没有电子传递现象,而地电化学反应过程则在反应过程中伴有空间分带传递电子的现象。在其中一个反应带内一类原子接受电子,而在另一个反应带内另一类原子释放电子,这种不同反应带之间的电荷传递和接收形成电流对,并促使化学反应的进行和化学元素存在形式的相互转化,直到双方达到新的化学平衡为止。

1.2 地球电化学反应异常及形成机理

1.2.1 自然场作用下的地球电化学反应异常及形成机理

在天然电场中赋存的硫化金属矿,由不同电极电位矿物组成的金属硫化物集合体即可构成天然原电池。具有不同电极电位的硫化物相接触时,多余的电子将由一种矿物移向另一种

矿物,这就使得离子导电介质中两种矿物界面上的物质交换与电荷平衡遭到破坏。这样,为了达到新的平衡状态,在电极电位较负的矿物界面上,不是离子介质中的某种组分抛出电子,就是原有的固态组分被破坏而释放出电子,即产生氧化电极反应。正电荷从矿物流向介质,造成电极电位较正的矿物界面随着化学平衡遭到破坏,或者使正离子放电并以固态形式沉淀在矿物上,或者使矿物粒子破坏而负电荷通过边界转移并在离子介质中形成负离子,即构成还原电极反应。这种阳极氧化反应过程和阴极还原反应过程,虽然在空间上是分开的,但由介质的共同作用,彼此联系在一起,氧化了的产物聚集在阳极反应带,还原的物质则聚集在阴极反应带。在近地表的矿物电极电位形成过程中,氧元素参与了氧化还原过程,氧元素是作为氧化剂参加的,也是阴极还原作用的媒介,在正电位较高的矿物上氧化还原为 OH^- 的作用较强,因而当正电位高的矿物与正电位低的矿物相区配时就成为阴极,与之相关的第二种矿物成为阳极。当有充足的氧环境下,电化学反应会使原电池阴极电位升高,那么阴极和阳极之间电势差增大,从而引起流经矿体内部的电流增大,致使原生矿物产生地电化学异常^[3]。

1.2.2 人工电场作用下的地电化学异常及形成机理

矿体元素在地壳岩层中可能有以下几种分布迁移状态:离子态、络合物凝结状态、原子状态、分子状态、金属状态。矿体纯离子状态分布不广,大多数是与当量的其他元素形成络合凝结状态即络合离子。在人工电场作用下,矿物和岩石中这些络合离子发生电离和电解而产生解离作用,使这些元素富集到观测点,从而形成人工地电化学异常。人们对人工地电化学异常的形成机理有不同的观点和认识。一种观点认为:这种人工地电提取的是与矿体直接有关的金属离子。在人工电场作用下,金属离子沿着电场方向发生运移,电场的作用加速了离子的运动。离子运动具有跳跃的性质可使深部离子不断地填补近地表已被提取的离子,形成离子动态平衡。其主依据是,金属矿体周围能够形成天然的地电化学异常(典型的“兔耳”异常),在提取过程中,随着时间的推移,某些金属离子仍可保持稳定的浓度。另一种观点认为,这种人工地电化学提取方法只能提取近地表电极周围的活动金属离子。Hoover D. B. (1993)甚至认为该方法不可能采集到电极周围 1m 以外的离子。他认为元素的近似测量值可以通过计算电极附近土壤水份的离子化学当量获得,从地球物理上来看,电荷转移应服从法拉第定律,通过计算离子运移到电极的时间,即可求得在电极内采集的元素所涉及的范围。对于均质的介质和单一离子类型来说,按照样品的体积由离子迁移率,样品介质的电阻率与电荷的乘积来计算,样品的体积也应小于 1m^3 。目前还有一种观点认为,该方法提取的离子不仅与地表的次生晕有关,而且也与深部矿体的离子晕有关。他们认为该方法实质是在人工电场作用下,使存在于固体矿物孔隙裂隙水及孔隙气中的各种元素的平衡状态遭到破坏,导致一些矿物的溶解和另一些矿物的生成,以及物质和电荷的运动,即阳离子向地表阴极运移,阴离子向地表阳极运移,当阳极和阴极相距足够远时,每一单元体积内运移出的离子由相邻体积中的离子迁入而得到补充。其最初吸收的是溶解在水中和疏松沉积层中分散状态的矿物离子,而后逐渐吸收在人工电场作用下来自深部矿体的离子。

2 地电化学的研究方法

地球化学与整个地球科学领域一样在迅速发展,研究方法已从传统的静态定性(半定量)描述,个例分析研究,进入到了动态定量,系统综合研究阶段,即模式化阶段。地电化学研究方法在继承元素地球化学、勘查地球化学、地球物理、电化学等相关学科的传统研究方法的基础

上,更多地借鉴电学、化学、磁学等相关学科的研究方法,并引入最新高灵敏度的分析系统和理论,结合现代高新技术,全面、深入地研究地球深部隐伏矿床和盲矿床这一多角度、多层次、多介质、多系统、多作用的动态体系。目前,地电化学的研究方法初步可归纳为以下几种:

(1)电导率普查法:基于矿体中阴、阳离子按照自身规律分布和迁移的特点。使近地表疏松沉积层和岩石中固有的物理化学作用发生变化,各种金属阴阳离子浓度增大(或减小),电导率也随之增高(或降低),因而形成电导率异常。通过分析电导率异常现象,发现各种成晕作用的离子总浓度,从而能在原厚层覆盖区查明隐伏矿床和盲矿床。

(2)地电提取普查法:此法以电激发和记录物质电化学反应为原理的方法,它是根据矿体周围近地表的松散层中存在着离子晕,当外加电场作用时离子就会发生迁移而在电极附近富集,同时进行一系列电化学反应。该法是通过测量离子含量来反映地下矿体存在的信息,从而达到找矿的目的。

(3)元素存在形式普查法:是以记录天然地质作用中产生的物质变化为原理的方法,已查明的存在形式有:有源形式和无源形式;后生和表生阶段所特有的特殊形式;天然阴-阳极电化学现象所固有的形式等。每种存在形式都可用来解决某一找矿问题,并作为一种元素存在形式普查法,其中深部隐伏或盲矿床的腐植酸——富里酸盐元素存在形式普查法最为完善。该法能够直接获取 100m 深度以上的矿体信息。

(4)扩散抽提法:这个方法是选择抽提活动态和半稳定态的指示元素(Cu、Pb、Zn、Ag 及其他)。样品在野外用元素采集器进行抽提。元素采集器是用半渗透性材料做成的一个圆筒,长 50cm,直径 2cm,圆筒内装满硝酸溶液,接着将其埋入采样点地下 5~25cm 深处,保留 20 小时,然后取出样品溶液用 AAS 和 ICP 法分析其中的化学元素,从中找出有用矿体信息。

(5)热磁地球化学普查法:该方法是将土壤样经磁化热处理后通过磁分离来实现从铁和锰的氢氧化物中选择性地提取金属元素的目的,磁分离后的样品可以固态形式直接进行光谱分析,或加入酸溶液中,用 AAS 和 ICP 法分析大范围的成矿元素,以便从中发现有用的矿体信息的一种地电化学研究方法。

(6)电吸附普查法:它是指对采集的样品在室内特别装置中通电,并用吸附体吸附试样中电迁移元素,通过这些元素所形成的异常来发现隐伏矿床的一种方法。它是依据野外地电提取方法的理论发展而来的,并运用了物理、化学手段来研究地球化学异常,是一种较新的地电化学方法。

3 地球电化学的研究现状及进展

随着找矿难度的不断加大,新技术新方法寻找隐伏矿床所引起的作用越来越大,地电化学找矿方法就是一种效果比较突出的新方法。前苏联最早应用了野外地电提取元素找矿方法,并在找铜镍矿、锡矿和一些多金属矿方面发挥了作用。

早在 19 世纪 30 年代,地电化学法就已经应用于勘查地球化学来检测不同赋存形式元素^[6]。但当时由于受对活动态金属晕缺乏充分认识和分析技术落后的限制,地电化学发展缓慢。G. J. S. Govett 等早就曾撰文指出研究硫化物矿床周围岩石和土壤中元素分散的电化学机理的重要意义。自 1954 年以来,人们开始对硫化矿床周围岩石中一系列金属的分散,进行了实验模拟,随后制定出 H^+ 离子浓度和电导率普查法。前苏联勘探技术研究所也提出了一系列地电化学普查法如元素存在形式普查法、偏提取金属普查法等,特别是随着分析方法和理

论的日臻完善,分析仪器的性能日益先进,以及重叠晕理论的形成和实际应用方面文献的增多,地电化学的发展进入一个较快的时期。现在人们利用地电化学方法可以检测到从深部矿体迁移了数百米乃至数千米而到达地表的微量金属元素。在我国,地电化学研究工作虽然较晚但发展迅速。近年来,国内普遍加强了地电化学方法技术、应用效果、找矿预测等方面的研究,发表了许多研究成果,取得了一定的找矿效益,为解决隐伏矿床和盲矿床条件下找矿难题提供了新途径。

4 地电化学研究展望

在 21 世纪,随着地质科学系统的重大变革,地电化学将在不断满足人类社会 development 需求的进程中,获得更大的发展。在矿产资源勘查方面,由于地表和浅层矿体越来越少。寻找隐伏矿床来满足社会需求,实现我国“可持续发展”成为当务之急。尽管我国目前在地电化学研究方面还较薄弱,规模还较小,远不能满足地球科学发展和社会进步的需要,但在新世纪只要方法得当,目标明确,结合我国具体的地质环境特征,选准科学问题,单科深入,多科交叉,微观细化,宏观扩大,我国的地电化学的理论研究和应用技术必将会跃上一个新的台阶!

参考文献

- [1] 周奇明. 电法地球化学方法快速寻找隐伏矿的效果. 矿产与地质, 2001(4)
- [2] 初绍华译. 地电化学普查法. 地质与勘探, 1999(4)
- [3] 屈大祥. 地电化学电量谱勘探法简介. 国外地质勘探技术, 1991(4)
- [4] 罗先熔. 再论地球电化学测量法寻找隐伏矿床. 桂林冶金地质学院学报, 1994(3)
- [5] 贺 东. 地电化化学勘查方法的现状与前景. 有色金属矿产与勘查, 1997(3)
- [6] S. G. Alekseev, A. S. Dukhanin 等. 地电化学法勘查深部矿体的实际应用. 国外地质勘探技术, 1997(3)