

文章编号: 1671-1505(2024)05-1152-15 DOI:10.7605/gdxb.2024.05.087

铝土矿及伴生关键金属矿床的岩石 (矿石) 组成、 成矿序列及成矿机理*

杜远生^{1,2} 余文超^{1,2} 翁申富^{2,3} 雷志远^{2,4} 李沛刚^{2,3} 覃英^{2,5} 邓克勇⁵
卢树藩⁵ 罗香建⁵ 符宏斌⁵ 张嘉玮^{2,5} 吴波⁵ 邓旭升^{2,5} 陈群⁶
郭尚宇⁷ 张启连⁸ 覃丰⁹ 邹应中¹⁰ 庞大卫^{1,2} 周锦涛^{1,2} 成龙^{1,2}

1 中国地质大学 (武汉) 地球科学学院, 湖北武汉 430074

2 自然资源部基岩区矿产资源勘查工程技术创新中心, 贵州贵阳 550081

3 贵州省地质矿产勘查开发局 106 地质大队, 贵州遵义 563003

4 贵州省地质矿产勘查开发局, 贵州贵阳 550004

5 贵州省地质调查院, 贵州贵阳 550018

6 贵州省地质矿产勘查开发局 115 地质队, 贵州贵阳 551400

7 广西壮族自治区矿产资源储量评审中心, 广西南宁 530028

8 广西壮族自治区地质调查院, 广西南宁 530023

9 广西壮族自治区 274 地质队, 广西北海 536005

10 广西壮族自治区第六地质队, 广西贵港 537100

摘要 大陆风化是地球表层系统中的关键过程, 涉及多种能量形式 (太阳能、风能、化学能和重力势能) 和物理化学过程, 是地球化学元素在地球不同层面 (如岩石圈、水圈、生物圈和大气圈) 之间迁移和重新分配的基础。在此过程中, 异常的元素富集可形成工业级的风化淋滤矿床。风化淋滤矿床可进一步区分出风化矿床和沉积—淋滤型矿床 2 种类型。传统的矿床学和沉积学研究方法在理解风化淋滤矿床形成过程中存在局限性, 特别是在解析成矿阶段和动态成矿过程方面仍不甚明晰, 导致该类型矿床在基础研究和勘查方面长期存在亟待解决的一批问题。本研究在厘清大陆风化作用、风化壳 (古风化壳)、土壤 (古土壤) 等概念的基础之上, 对现代风化淋滤剖面 (如广西贵港三水铝石矿床) 和古老风化淋滤型矿床 (如中国华南地区早石炭世—晚二叠世铝土矿床及沉积淋滤型稀土矿床) 开展了系统的沉积学分析与对比工作。研究发现, 风化淋滤矿床的结构组分主要包括碎屑、团粒与包粒、块状黏土等结构类型, 分别对应碎屑状、包粒状、致密状矿石的形成。成岩过程主要依赖于氧化物矿物及黏土质的胶结与填隙作用。基于上述认识, 提出了风化淋滤矿床的淋滤序列和剖面结构划分方案。该方案以风化剖面中渗流带与潜流带作为基本的划分依据, 进一步区分出风化矿床序列与沉积—淋滤型矿床序列, 两者主要以是否出现沉积单位作为主要识别标志。以古气候为主线分析了风化淋滤矿床的成因机理, 并结合近年来质量平衡计算相关成果, 总结了淋滤过程中元素迁移规律, 将风化淋滤型矿床的成矿过程概括为成矿母质形成、成矿物质风化和后期改造 3 个阶段。

关键词 大陆风化 铝土矿 关键金属 成矿序列 成矿机制

* 国家重点研发计划项目 (编号: 2022YFF0800200), 国家自然科学基金项目 (编号: U1812402), 贵州省科技厅重大科技工程项目 (编号: 黔科合找矿战略 [2022] ZD004) 联合资助。[Co-funded by the National Key Research and Development Program of China (No. 2022YFF0800200), the National Natural Science Foundation of China (No. U1812402) and the Key Science and Technology Projects of Department of Science and Technology of Guizhou Province (No. Guizhou Scientific Contract [2022] ZD004)]

收稿日期: 2023-10-25 改回日期: 2023-12-26

第一作者简介 杜远生，男，1958 年生，中国地质大学（武汉）教授，博士生导师，主要从事沉积地质学研究。E-mail: duyuanheng126@126.com。

中图分类号：P611.2⁺1 文献标志码：A

Lithologic (ore) types, formation sequence and metallogenic mechanism of bauxite and associated critical metal deposits

DU Yuansheng^{1,2} YU Wenchao^{1,2} WENG Shenfu^{2,3} LEI Zhiyuan^{2,4} LI Peigang^{2,3} QIN Ying^{2,5}
DENG Keyong⁵ LU Shufan⁵ LUO Xiangjian⁵ FU Hongbin⁵ ZHANG Jiawei^{2,5} WU Bo⁵
DENG Xusheng^{2,5} CHEN Qun⁶ GUO Shangyu⁷ ZHANG Qilian⁸ QIN Feng⁹ ZOU Yingzhong¹⁰
PANG Dawei^{1,2} ZHOU Jintao^{1,2} CHENG Long^{1,2}

1 School of Earth Science, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China

2 Innovation Center of Ore Resources Exploration Technology in the Region of Bedrock, Ministry of Natural Resources of People's Republic of China, Guiyang 550081, China

3 Geological Brigade 106, Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Guizhou Province, Guizhou Zunyi 563003, China

4 Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Guizhou Province, Guiyang 550004, China

5 Guizhou Geological Survey, Guiyang 550018, China

6 Geological Brigade 115, Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Guizhou Province, Guiyang 551400, China

7 Mineral Resources Reserve Evaluation Center of Guangxi Zhuang Autonomous Region, Nanning 530028, China

8 Geological Survey of Guangxi Zhuang Autonomous Region, Nanning 530023, China

9 Geological Brigade 274, Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Guangxi Zhuang Autonomous Region, Guangxi Beihai 536005, China

10 Geological Brigade 6, Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Guangxi Zhuang Autonomous Region, Guangxi Guigang 537100, China

Abstract Continental weathering represents a pivotal mechanism in the Earth's surface system, encompassing a diverse range of energy forms, including solar, wind, chemical, and gravitational potential energy, alongside a series of intricate physical and chemical processes. This multifaceted process facilitates migration and redistribution of geochemical elements across different Earth subsystems (e. g., lithosphere, hydrosphere, biosphere, and atmosphere). During this transformation, anomalous elemental enrichment can lead to the formation of industrial-scale weathering-leaching deposits, which can be categorized into two types: weathering deposits and sedimentary-leaching deposits. However, traditional approaches in mineral deposit studies and sedimentology face limitations in understanding the stages and dynamics of mineralization, leading to unresolved issues in both fundamental research and exploration. To address these exigent issues, this study delineates the fundamentals of continental weathering, as well as the concepts of weathering crust (including paleoweathering crust) and soil (extending to paleosol), providing a comprehensive analysis of modern and ancient weathering-leaching profiles. We conduct a meticulous sedimentological analysis and comparison of profiles examining modern weathering and leaching profile found in the gibbsite deposit in Guigang, Guangxi, in contrast with ancient deposits from the Early Carboniferous-Late Permian bauxite deposits and sedimentary leaching Rare Earth Element (REE) deposits in Southwest China. Our findings underscore that weathering-leaching deposits primarily consist of structural

components such as clastic, aggregate and coating grains, massive clay. These correlate to the genesis of clastic, pelletizing, and massive ores within weathering-leaching deposits. Diagenetic processes are largely driven by the cementation and infilling activities of oxide minerals and clays. Drawing upon these conclusions, the study proposes a classification framework for weathering-leaching deposits, where the vadose and phreatic zones within the weathering profile serve as foundational criteria for division. This framework further discriminates between the weathering ore sequence and sedimentary-leaching ore sequence, primarily based on the presence or absence of sedimentary units. By integrating paleoclimatic analysis and recent advances in mass balance calculations of element migration during the leaching process, this study elucidates the mechanisms of weathering-leaching deposit formation, summarizing the process into three phases: (1) the formation of ore-forming parent material, (2) subsequent weathering of these metallogenic substances, and (3) later stages transformations. This in-depth exploration promotes a nuanced understanding of the intricate processes underlining continental weathering, paving the way for future research avenues in this pivotal facet of Earth's surface system.

Key words continental weathering, bauxite, critical metal, metallogenic sequence, metallogenic mechanism

About the first author DU Yuansheng, is a professor and Ph.D. supervisor of China University of Geosciences (Wuhan). He is mainly engaged in research on sedimentological geology. E-mail: duyuan sheng126@126.com.

1 概述

大陆风化是地球表层系统中最普遍的外动力地质过程,指地球表层的岩石和矿物长时间与大气、水及其环境因素反应,继而被分解和改变的过程(Bland and Rolls, 2016)。该过程以水或/和大气为介质,以太阳能、风能、化学能和重力势能为基本驱动力,通过各类型有机或无机物理化学过程实现矿质元素在地球表层岩石圈、水圈、生物圈和大气圈中的迁移转化和重新分配,是地球表层系统循环中重要的组成部分,也是地球关键带的物质基础(Field *et al.*, 2015)。大陆风化作用由风化淋滤作用与剥蚀搬运作用主导,当风化淋滤作用过程中出现显著的元素富集、达到工业利用标准,即形成风化淋滤矿床。

风化淋滤矿床包括地表形成的风化矿床(Freyssinet *et al.*, 2005; 翟裕生等, 2011)和地层中的沉积—淋滤矿床(如铝土矿及其伴生的关键金属矿床)(杜远生和余文超, 2020; 余文超等, 2020)。近年来研究发现,传统的沉积铝土矿、沉积稀土矿也普遍存在准同生的陆表淋滤成矿作用,促使铝及关键金属(Li、Ga、Sc及稀土元素)等成矿物质的进一步富集。本研究将这种传统的沉积矿床暴露于大气中经准同生淋滤形成的矿床称为沉

积—风化淋滤矿床。风化矿床和沉积—淋滤矿床的主要区别包括:(1)发育的位置:风化型矿床发育于风化壳中,沉积—淋滤矿床发育于风化壳之上;(2)矿床成因:风化型矿床为残坡积物,沉积—淋滤矿床含矿岩系以沉积成因为基础,在准同生风化淋滤过程中形成;(3)矿体内部构造:风化型矿床为块状构造,内部不分区。沉积—淋滤型矿床为层状构造,内部分层。

传统的矿床学和沉积学研究方法在理解风化淋滤矿床形成过程中存在局限性,特别是在解析成矿阶段和动态成矿过程方面仍不甚明晰,对成矿地质作用研究及找矿勘查工作造成了极大困扰。因此,有必要对大陆风化淋滤矿床及其成矿环境、成矿作用进行进一步探究。作者将从大陆风化作用及其形成的风化壳、土壤出发,以铝土矿及其伴生的关键金属矿床为重点,探讨风化淋滤矿床的岩石或矿石类型、淋滤序列和成矿机理。

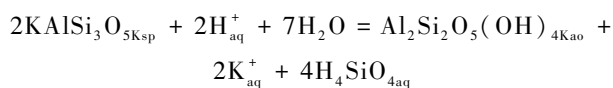
2 大陆风化作用和风化壳、土壤

2.1 大陆风化作用

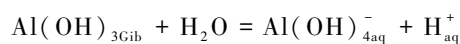
大陆风化作用主要发生在地表土壤表层到基岩之间的区域,但其风化产物可以通过河流、地下

水、大气、生物活动等过程深刻影响岩石圈、大气圈、水圈和生物圈的物质与能量循环，构成了地球关键带的基础部分（Field *et al.*, 2015；张甘霖等，2021）。从风化方式上来看，大陆风化作用可分为物理风化作用与化学风化作用。前者主要通过热、水、冰或其他因素使岩石和土壤发生破碎，但未涉及化学成分的改变；后者则是水、大气和生物产生的化学物质与岩石和土壤发生化学反应，导致风化物质化学成分的变化。尽管大气中的氧气和二氧化碳以及生物有机体的活动均深入参与了风化作用，一般认为水是物理和化学风化的主要控制因素，由此发生溶解、水化、水解、碳酸化及氧化等过程，依据这些普遍接受的风化过程的化学本质，可划分出 4 种基本化学反应类型：

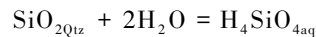
(1) 阳离子释放



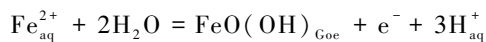
(2) 阴离子释放



(3) 不带电水溶液释放



(4) 氧化或还原反应



（式中 Ksp = 钾长石，Kao = 高岭石，Gib = 三水铝石，Qtz = 石英，Goe = 针铁矿，aq 代表溶液或胶体相）

以上过程最终导致风化物质中的原始矿物组分转变为表生条件下更接近平衡的新矿物组分，形成溶液与矿物之间化学元素的相对稳定。然而，真正的与表生环境条件达到长期平衡的风化矿物组分需要较长风化时间和较高风化强度（Brady and Weil, 2017）。例如在热带风化条件下，充沛的降水引发活跃的地表流水及地下水活动，在风化反应产生的溶质积累到平衡水平前就将活动性组分迁出，最终只有最稳定的矿物残留在风化剖面上部（Stallard, 1988）。此外，由生物作用主导的化学风化称为生物风化，植物、动物和微生物活动均能以物理或化学的形式对风化物质产生破坏（Finlay *et al.*, 2020）。这种生物地球化学过程的本质是植物将太阳能转化为化学能，通过植物—微生物土壤网络调节碳、水和养分的流动，以植物根系和菌根菌丝等路径向有机和无机基质供应和运输光合作用产生的

碳，从而控制生物风化的位置和程度（Jones *et al.*, 2009；Brantley *et al.*, 2011）。

对大陆风化的研究将有助于我们深入理解地球及类地行星系统的地貌塑造、物质循环、气候变化、风化矿产等地质过程的深层机制，而风化产物作为大陆风化作用相关研究的直接载体，其形成与保存过程长期以来都是研究者们所关注的内容。现代大陆风化作用研究表明，风化产物的类型与保存情况与风化作用发生地的母岩类型、气候、构造活动、地貌、植被等因素存在复杂联系（Bazilevskaya *et al.*, 2013；Ivory *et al.*, 2014；Larsen *et al.*, 2023）。其中风化产物保存最显著的控制因素在于其产生速率与搬运速率之间的关系（Stallard, 1988；Yu and Hunt, 2018）。考虑一个发生风化作用的斜坡地貌，在不同剖度、斜坡稳定性、风化速率和剥蚀速率等条件的控制下，可能产生 2 种情况：（1）风化制约，风化产物剥蚀与搬运速率高于风化产物产生速率，由此产生较薄的风化层；（2）搬运制约，风化产物产生速率高于风化产物剥蚀与搬运速率，由此产生更厚的风化层。风化制约场景的侵蚀速率由母岩对风化作用的敏感性控制，由于母岩总是靠近地表，通常会快速去除部分风化的物质，风化产物化学成熟度低。搬运制约场景的风化速率最终受到土壤形成的限制，土壤足够厚或渗透性低将限制水自由进入未风化物质，其风化产物一般呈现低侵蚀率与阳离子贫乏等特性。由此可见，搬运制约的风化场景更有利于（古）风化壳的形成，从而保存大陆风化作用的实体记录。

2.2 风化壳和古风化壳

大陆风化作用形成的产物为风化壳，其通常指近地表基岩经风化作用改造残留于原地的残积物（Wayne Nesbitt and Markovics, 1997；Skarpelis, 2006），风化壳与底部的基岩为过渡关系，从基岩向上由未风化层逐渐变为微风化层、弱风化层、强风化层、全风化层（杨达源，2001）。

风化作用不仅发生于地表基岩之上，同样也可以发育于暴露于大气环境的陆表平原沉积层之上（Bárdossy and Aleva, 1990；McFarlane, 1991）。平原是指坡度小于 3% 的区域性平地，是地球表面极其发育的地貌环境。平原包括海平面下降形成近海平原、湖平面下降形成的近湖平原、湖泊被淤塞沼泽化形成的湖泊平原、河流决口形成的洪泛平原

等不同类型。平原位于地表，常常暴露于大气中，受大气和气候、地表水和地下水、生物等作用影响，风化淋滤作用明显，元素迁移活跃。

平原可分为湿地和旱地 2 个亚环境。按照国际《湿地公约》定义，湿地是指“天然或人工的、长久或暂时的沼泽地、泥炭地或水域，静止或流动的淡水、半咸水、咸水体，包括低潮时水深不超过 6 m 的水域、与湿地毗邻的河岸和海岸地区”。旱地是指暴露于大气中、潜水面位于沉积物表层之下的平地。旱地通常由湿地转化而来，通常由气候变化导致的水位下降、湿地暴露，或由沉积作用（如三角洲、滨岸沉积的进积）导致湿地向旱地转化。湿地沉积为河流、湖泊、沼泽、滨海的沉积记录，而旱地是原来湿地沉积记录暴露陆表经风化淋滤改造的物质记录。湿地一早地转换形成的风化壳的剖面未保存基岩，所以微风化层、弱风化层不易识别。

现在地表的风化壳直接暴露于地表，多数是由第四纪以来的风化作用形成的，部分是新近纪、古近纪以来风化形成的（Graham *et al.*, 1994）。地史时期形成的风化壳通常被后期的非风化成因的地层或沉积物覆盖，称为古风化壳，古风化壳多为古近纪或古近纪之前地表暴露风化形成的。

2.3 土壤和古土壤

土壤是一个地理学、农学的概念。与地质概念的风化壳相似，土壤是由地表风化成壤作用形成的具有肥力的疏松层（Brady and Weil, 2017）。所谓肥力，是指具备不断协调供给植物生长所需要的养分、水分、空气和热能的能力。地表疏松的土壤发生层是由地表碎屑物质与大气、水、生物之间发生物质和能量交换，本身经历复杂的物理、化学、生物风化过程的产物。现代土壤发生层大致相当于风化壳的全风化层，具有肥力的疏松土壤主要发育于风化壳的顶部，土壤之下为淋溶层（渗流带）和淀积层（潜流带）（图 1）。地质工作者把土壤的概念引入地质学研究，将地史时期夹于地层之中的疏松的黏土质物质称为古土壤（Tabor and Myers, 2015）。值得注意的是，除了基岩风化壳顶部发育土壤（古土壤）之外，现代和地史时期的土壤、古土壤更多地发育于陆表平原区，如近海平原、湖泊平原、冲积平原等。

土壤（古土壤）作为大陆风化的产物，与风化壳（古风化壳）存在概念和内涵存在重叠。广义的土壤剖面大致与具岩石基底的风化壳一致，包括顶部的枯叶—泥炭层（O）、腐殖质层（A1）、淋溶层（A2）、淀积层（B）、母质层（C）、基岩层（R）等（图 1）。狭义的土壤（古土壤）仅相当于风化壳的全风化带。

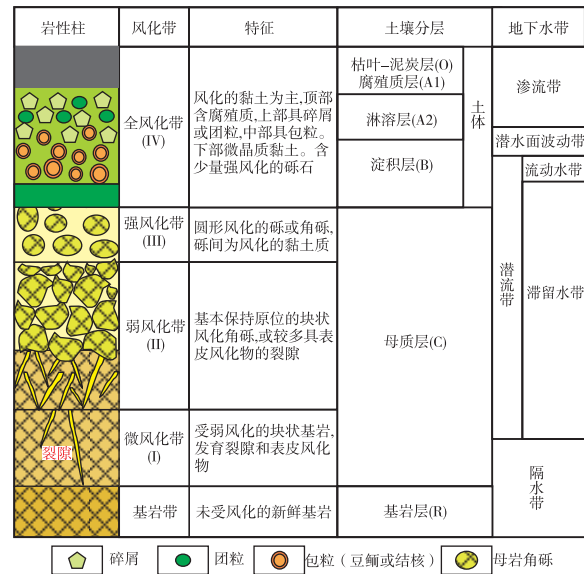


图 1 风化壳、土壤（古土壤）、风化淋滤矿床的垂直分带
Fig. 1 Vertical zoning of weathering crust, soil (paleosol), and weathering-leaching ore deposit

3 风化淋滤型矿床的物质组成和分类

作为一种特殊成因的矿床，风化淋滤矿床的物质组成及描述术语存在不一致、不规范的描述。常用的描述以沉积结构为基础，以碎屑结构为基础划分为砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩及其过渡岩类。很显然，风化淋滤矿床不同于介质（水、空气）搬运形成的沉积岩，其内部物质组成主要由风化淋滤形成，没有普通沉积物长距离搬运产生的分选和磨圆效应。风化淋滤矿床的碎屑形态复杂，大小混杂，很难以碎屑粒度界定。同时风化淋滤矿床内还包括自生的颗粒，如自生碎屑、结核、团粒、包粒（豆、鲕）等。因此风化淋滤矿床（如铝土矿）的描述通常采用自然类型描述，如多孔状（土状一半土状、渣状）铝土矿、碎屑状铝土矿、包粒（豆鲕）状铝土矿、致密状铝土矿等。因此有必要根据风化淋滤矿床的内部物质组成、结构、构造及成因建立一个新的术语体系。

3.1 风化淋滤矿床的物质组成及矿物成分分类

风化淋滤矿床的物质组成包括残余物质、新生物质两大类。其中新生物质包括各种不同的成因类型(表 1)。风化淋滤矿床一般是在湿热气候条件下强化化学风化过程中形成的。一个成熟风化壳的全风化层或土壤剖面的土层，残余物质极少保存，常见残余的碎屑形态，其原生矿物均被水解形成黏土或三水铝石等矿物。部分新生的物质（如自生的盐类矿物）极少(<10%)，土壤腐殖质也很少保存，一般可以不参与岩石或矿石的命名。因此强化化学风化的终极产物主要为次生氧化物，如铁锰氧化物、三水铝石（经成岩转化为一水铝石）、次生铝硅酸盐类（黏土矿物）。

风化淋滤矿床的岩石（矿石）分类最常用的是矿物成分分类。Bárdossy（1982）以风化淋滤矿床最常见的铁（锰）矿物、铝矿物、黏土矿物为单元，建立了相应的三角分类图，可作为风化淋滤型矿床的分类标准(图 2)。

3.2 风化淋滤矿床的结构组分和结构组分及宏观特征分类

3.2.1 风化淋滤矿床的结构组分

风化淋滤矿床的结构组分是指形成矿石结构的颗粒、填隙物组分，类似于正常沉积岩的碳酸盐岩的结构组分。风化淋滤矿床的结构组分主要包括以下类型。

碎屑：风化淋滤矿床的碎屑主要包括少量的残余碎屑以及原岩风化过程中形成的自生碎屑。残余碎屑仅仅保留原生的基岩碎屑形态，其矿物组成主要是原岩被水解形成的黏土矿物或三水铝石(图 3-A, 3-B)。自生碎屑可由泥质沉积物破碎（如泥裂）而成，也可由土壤团粒聚合体破碎形成(图 3-C)。这类碎屑既不同于介质（空气或水）搬运、

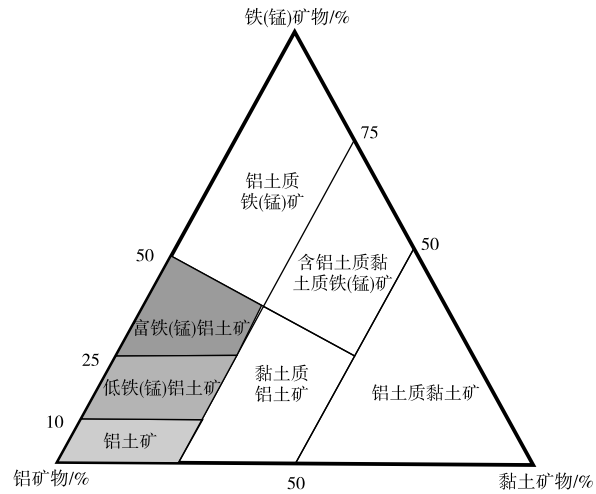


图 2 风化淋滤型铁矿、铝土矿、黏土矿的分类方案 (据 Bárdossy, 1982)

Fig. 2 Triangular classification of weathering-leaching iron ore, bauxite ore and clay ore deposits (after Bárdossy, 1982)

沉积形成的陆源碎屑，也不同于水动力破碎形成的碳酸盐岩的内碎屑。

团粒：团粒是由土壤中有胶体和其他离子或黏土矿物胶结而成的团聚体。现代土壤中的团粒粒径一般 0.25~10 mm，近圆形，主要形成于土壤剖面上部地下水渗流带。地质时期的古土壤中团粒受后期成岩压实影响，识别比较困难。

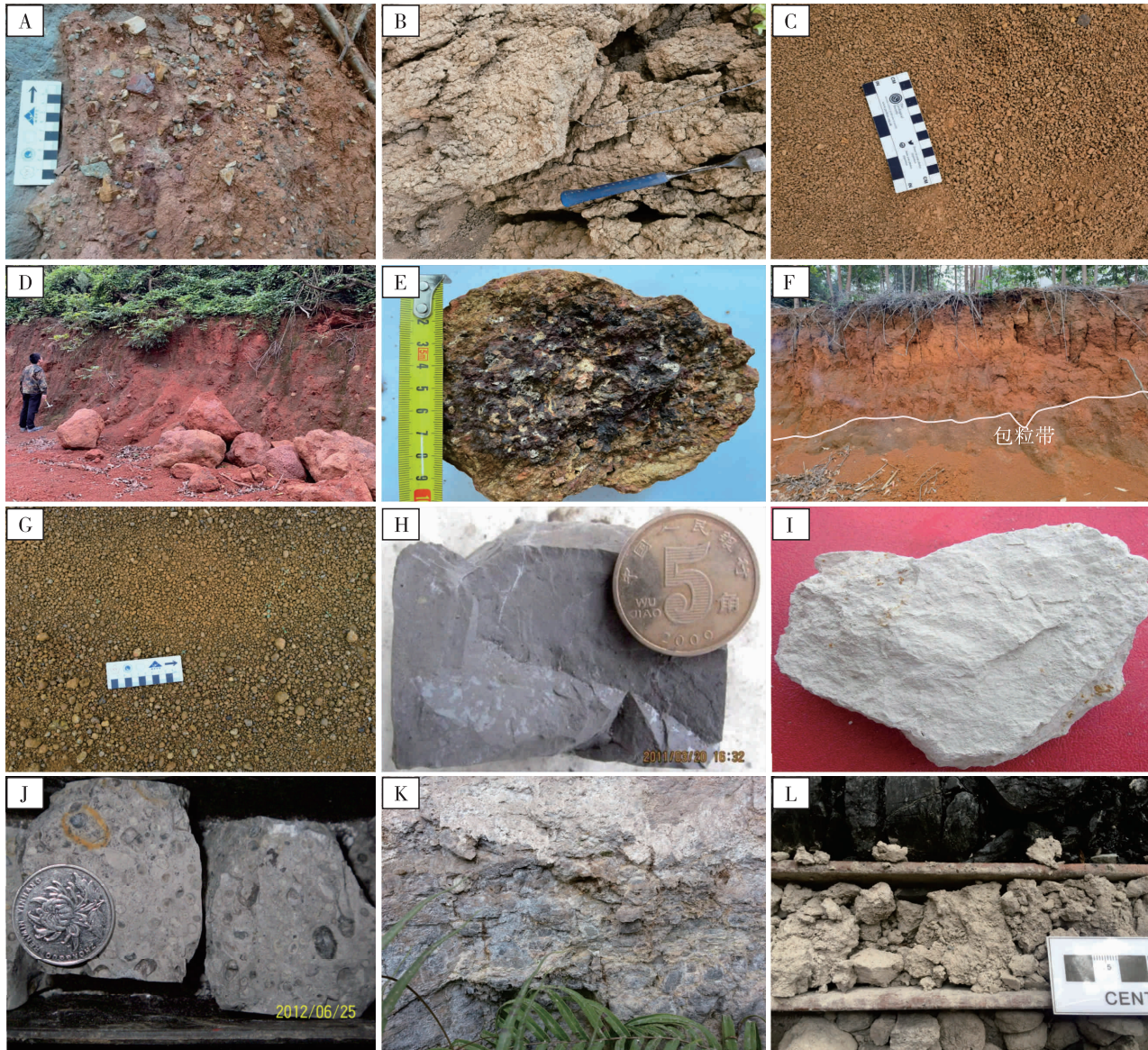
结核：在现代铝土矿形成的风化剖面中可以出现数厘米到数米大小的近椭圆状结核，一般在土壤剖面中部的潜流带上部出现。在结核破碎面中可见大量黏土矿物、铁锰氧化物或铝矿物充填物或胶结物(图 3-D, 3-E)。

包粒：包粒主要是由胶体凝聚作用形成的圆形、近圆形颗粒(图 3-F, 3-G)。其特征是具有近同心状的不规则纹层。传统上称这种颗粒为豆觔（直径小于 2 mm 称为觔粒，直径大于 2 mm 称为豆粒）。但这种颗粒与水动力作用形成的觔粒具有明显区别。包粒一般纹层不规则、不连续、厚度不均

表 1 风化淋滤矿床的物质组成

Table 1 Composition of weathering-leaching ore deposit

| 残余物质 | 原岩未彻底风化的残余碎屑 | 砾岩、砂岩、粉砂岩、黏土岩、碳酸盐岩等碎屑 |
|------|--------------|--|
| 新生物质 | | 次生盐类 |
| | | 自生方解石、石膏、芒硝、石盐等 |
| | 风化过程中形成的次生矿物 | 次生氧化物类 |
| | | 氧化铁(褐铁矿、赤铁矿、针铁矿)、氧化铝(三水铝石、一水铝石)、氧化锰、蛋白石等 |
| | 次生铝硅酸盐类 | 高岭石、伊利石、蒙脱石、绿泥石、埃洛石 |
| | 有机质和土壤腐殖质 | 碳水化合物、木质素、含氮磷硫有机化合物、脂类化合物、灰分 |



A—残余碎屑；B、C—自生碎屑；D、E—结核；F、G—包粒；H—致密状铝土矿；I—多孔状铝土矿；J—包粒铝土矿；K—碎屑状铝土矿；L—渣状铝土矿。采样地点：A、D-G：桂中贵港；B、C：黔西威宁；H-L：黔北务正道

图 3 风化淋滤型矿石的结构组分和矿石类型

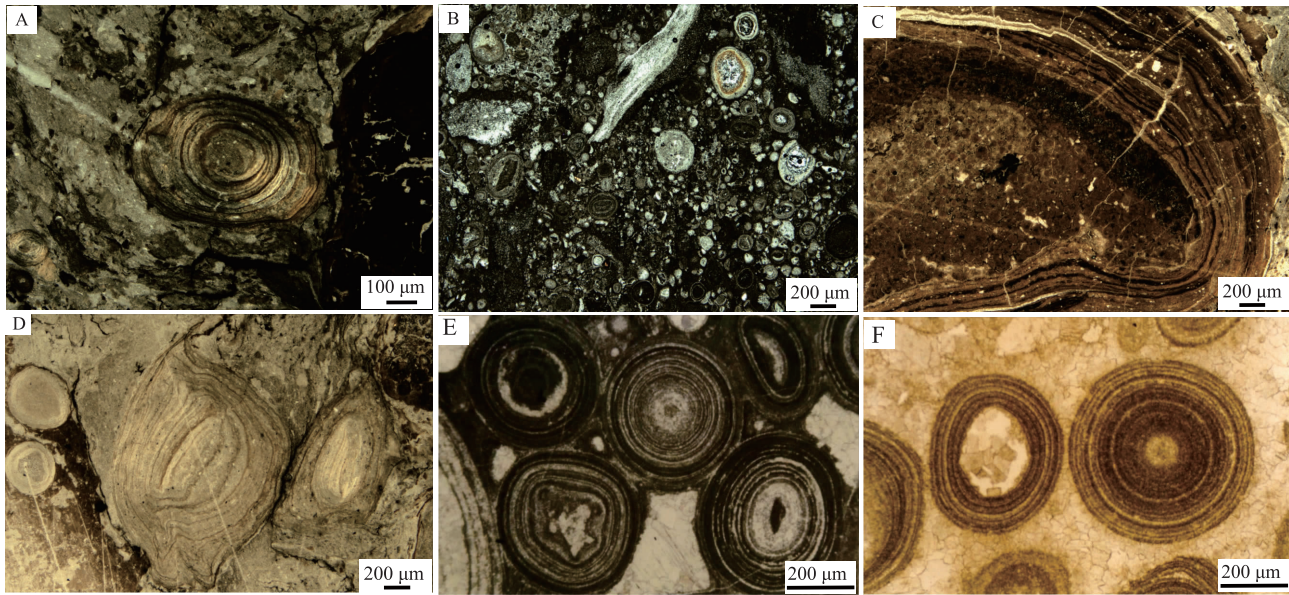
Fig. 3 Structural components and ore types of weathering-leaching ores

一，颗粒之间可为黏土矿物充填或为铝氧化物或铁锰氧化物胶结(图 4-A 至 4-D)。现代土壤剖面的包粒主要形成于潜流带上部流动水带和潜水面波动带，由胶体周期性凝聚形成，与水动力无关。鲕粒具有规则的同心状纹层，鲕粒之间常为胶结物胶结(图 4-E, 4-F)，指示强水动力形成条件。因此建议用包粒而非用豆粒、鲕粒描述。

黏土：黏土矿物是非石英的原生矿物（橄榄石类、辉石类、角闪石类、长石类、云母类、碳酸盐类等）水解作用的产物，是风化淋滤矿床普遍出

现的矿物。在现代土壤剖面中的不同地下水带均有黏土矿物出现，类似于碎屑岩中的基质。值得指出的是，湿地环境（如洪泛平原、三角洲平原上的小型湖泊、池塘、沼泽）的黏土是悬浮搬运的沉积物，常见层状特征和均质层理、水平层理。旱地环境的黏土多为原来湿地沉积的残余物，渗流带的黏土层受风化淋滤影响，原生层理消失。潜流带下部的滞留水带，黏土层形成致密状铝土矿或铝土质黏土岩。

除了上述结构组分外，风化淋滤矿床的宏观特



A—发育较完整的含铝矿物包粒，核心较大，同心层薄，核心为含铝矿物，正交偏光；B—胶体包粒群，镜下可见大量球状—椭球状的包粒，单偏光；C—赤铁矿包粒，外形较不规则，同心层为赤铁矿，单偏光；D—不定形状铝矿物包粒，存在胶体凝聚特征，单偏光；E、F—碳酸盐岩中的鲕粒

图 4 风化淋滤矿床的包粒和碳酸盐岩鲕粒对比（铝土矿包粒样品采自黔北务正道地区大竹园组钻孔）

Fig. 4 Comparison of bauxite and carbonate oolitics in weathering-leaching ore deposits (bauxite samples were collected from drillcores in the Dazhuyuan Formation of Wu-Zheng-Dao area, northern Guizhou Province)

征，如致密状（图 3-H）、多孔状（土状—半土状、渣状）（图 3-I，3-L）、碎屑状（图 3-K）也常用于矿石命名。

3.2.2 风化淋滤矿床的结构组分及宏观特征分类

依据矿石的结构组分，参考其宏观结构构造特征，可以将风化淋滤矿床的矿石划分为不同类型。

致密状矿石：以微晶质黏土、水铝石等矿物为主。因矿物颗粒微小，矿石结构紧密，内无纹层。致密状矿石是风化带下部潜流带的典型矿石类型，风化淋滤矿床（如铝土矿、稀土矿）中的关键金属（如锂、稀土等）常常淀积其中。

包粒状矿石：以具有含量不等的包粒为特征。包粒一般 1~10 mm，圆形或椭圆形，内具不规则、不连续的纹层。包粒含量 10%~80%，根据包粒含量，可命名为含包粒（10%~25%）、包粒质（25%~50%）、包粒（>50%）铝土矿。与致密状矿石相似，包粒状矿石也是锂、中重稀土等的富集层位。

碎屑状矿石：以残余碎屑或自生碎屑为主，其矿物成分主要为黏土矿物或水铝石。残余碎屑的矿石可见碎屑组构，但这种碎屑大小混杂，多为复杂棱角状，无磨圆、无分选。现代风化淋滤矿床的自

生碎屑矿石可见团粒凝聚体破碎形成的自生碎屑，但地史时期的风化淋滤矿床由于受后期成岩压实影响，自生碎屑颗粒不宜识别。自生碎屑矿石表面粗糙，与致密状矿石存在明显差别，尤其野外露头上受现代淋滤作用改造，粗糙的岩石表面与致密状矿石区别更为明显。碎屑状铝土矿是铝及镓、铈等稳定元素及部分轻稀土的残留富集层位。

多孔状（土状—半土状、渣状）矿石：主要成分为黏土矿物或水铝石，是先成的碎屑状、包粒状矿石进一步淋滤改造形成的高品位矿石类型。当淋滤改造不彻底，常形成渣状矿石。渣状矿石还残留有碎屑、包粒等颗粒。当改造彻底时，碎屑、包粒等均变为土状—半土状。多孔状矿石结构疏松易碎、孔隙度高，是风化壳上部渗流带易溶元素渗流失后残余的产物，也是铝及镓、铈等稳定元素的残留富集层位。

4 风化淋滤矿床的淋滤序列

受地下水水文系统（渗流带、潜流带上部流动水带和下部滞留水带及潜水面波动带）的影响，风化淋滤矿床常见受地下水水文系统变化控制、以

风化淋滤机理为主导的不同类型的岩石(矿石)结构单元的规律组合,组合成规律的风化淋滤序列。

4.1 岩石(矿石)结构单元

风化淋滤矿床形成于强风化作用条件下,具有相似的剖面结构。风化淋滤矿床普遍自下而上存在以下岩石(矿石)结构单元。

A层(基岩层):岩性为未风化的母岩,如玄武岩类喷出岩、花岗岩类侵入岩、碳酸盐岩、碎屑岩等。

B层(半风化层):岩性为微风化、弱风化、强风化的残积物,自下而上为破裂的母岩、角砾化的母岩和风化的残余角砾岩。

C层(富铁(锰)层):岩性主要为铝土质铁矿或铁锰矿,颜色呈紫红色、棕红色,块状构造,无层面或层理显示。C层是风化壳残坡积成因形成的。

D层(纹层状黏土层):岩性为黏土岩,主要成分为黏土矿物。宏观上多呈暗灰色,具层状特征,内可具水平纹层。D层为含矿岩系的沉积层,多为湖泊或沼泽沉积,未受风化作用明显改造。

E层是风化淋滤矿床中重要的诊断层,可进一步划分为5个亚层。其中,E1层为潜流带下部滞留水带的淀积成因,E2层为潜流带上部流动水带胶体凝结成因,E3层为渗流带原岩或风化残余物碎屑化、团粒化成因,E4层为强风化作用的残积成因,多孔状(土状一半土状)铝土矿为细粒沉积物终极风化的产物,E5层为陆表植被腐殖质化的产物。

E1层(致密状铝土矿、铝质黏土层):岩性为铝土矿或铝土质黏土岩,主要成分为黏土矿物和水铝石。颜色多为暗灰色。均质泥状结构,岩性致密,具层状特征,但内无纹层。内可含锂矿、稀土矿。

E2层(包粒状铝土层):岩性为包粒铝土矿、包粒质铝土岩、含包粒铝土质黏土岩等。颜色多为浅灰色—灰色。具层状特征,内无纹层发育。

E3层(碎屑状铝土层):岩性为碎屑状铝土岩、碎屑质或含碎屑铝土岩。颜色呈浅灰色—灰白色。具层状特征,内无纹层发育。

E4层(多孔状(土状一半土状)、渣状铝土层):岩性为铝土矿或黏土质铝土矿,主要成分为水铝石或黏土矿物。颜色呈灰白色或浅灰色。内部

纹层不发育。质地疏松易碎,呈土状特性,或内部孔隙、裂隙发育,呈渣状特征。

E5层(富腐殖质层):岩性为富有机质泥岩,主要成分为黏土矿物和有机质,质地疏松。此层在地史时期风化淋滤矿床中不发育或不易保存。

F层(顶板层):位于含矿岩系顶部,岩性为富有机质的黏土质页岩。页岩含植物叶片化石和动物化石(如腕足类、双壳类、腹足类等)。

4.2 风化淋滤矿床的淋滤序列

风化淋滤矿床具有同样的渗流带、潜流带水文系统,具有渗流带活动元素流失、稳定元素残留富集,潜流带元素流入、在适宜的物理化学条件下沉淀的风化淋滤—沉淀作用过程。因此,风化淋滤矿床具有类似的风化淋滤序列(表2;图5)。

风化淋滤序列大致分为3种类型。一是现代风化矿床序列,现代风化壳的风化矿床主要有A-B-C-E各单元组合而成;二是古风化矿床序列,常由A-B-C或A-B-E各单元组成,缺失沉积单元D。三是沉积—淋滤型矿床序列,这种序列常见D单元(沉积单元),常由A-B-C-D-E单元组成,当陡峻的古地貌造成古风化壳残坡积的富铁质层缺失时,C层不发育。

5 风化淋滤矿床的成因机理

风化淋滤矿床的形成核心过程是风化淋滤作用,其与气候(温度、降水)、侵蚀速率、母岩、风化暴露时间、植被、地形地貌等诸多因素相关,其中最重要的影响来源于气候。从中国正在形成的三水铝石型铝土矿产地来看(廖士范和梁同荣,1991),福建漳浦、广西贵港及海南文昌等地均位于北纬19°至北纬24°范围内,位于北回归线(23°26′)附近,年平均气温在21~25℃之间,年平均降水量在1600~2000mm之间,以热带季风气候为主。而从全球范围来看,当前世界几个主要的第四纪铝土矿形成区带,如南美圭亚那地区、西非几内亚地区、印度南部地区、东南亚地区、澳大利亚北部与西南部地区等(Freyssinet *et al.*, 2005),地理位置均处于南北纬回归线内部,气候受到热带辐合带的控制,表现出年均气温高与降雨量高的特征。通过全球气候模型(GCMs)分析,Price等(1997)认为满足铝土矿形成的气候条件主要有2

表 2 风化淋滤型铝土矿的典型序列

Table 2 Typical sequence of weathering-leaching bauxite ore deposit

| 类 | 亚类 | 序列特征 | 实例 |
|---------|-------|-------------|-----------------------|
| 现代风化矿床 | 红土型 | A-B-C-E | 福建漳浦、海南文昌现代红土型铝土矿 |
| | 喀斯特型 | E2-E3-E4-E5 | 广西贵港现代铝土矿(图 6) |
| 古风化矿床 | 古红土型 | A-B-C | 贵州威宁二叠系宣威组富铁层(图 7下部) |
| | 古喀斯特型 | A-C-E2-E3-F | 广西德保上二叠统合山组铝土矿(图 8) |
| 沉积-淋滤矿床 | 铝土矿 | A-B-C-D-E-F | 贵州清镇下石炭统九架炉组(图 9) |
| | 稀土矿 | D-E1-E2-E3 | 贵州威宁上二叠统宣威组稀土矿(图 7上部) |

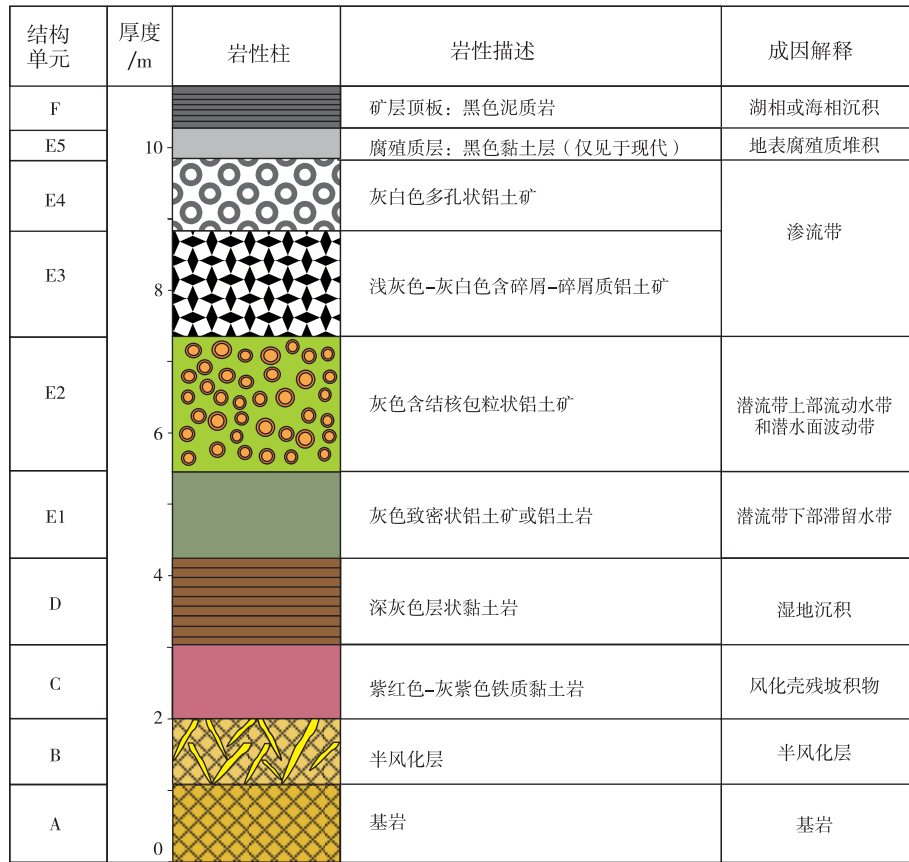


图 5 风化淋滤矿床的淋滤序列

Fig. 5 Weathering-leaching sequence of weathering-leaching ores

种类型：(1) 年均气温大于 22℃，年均降水量大于 1200 mm，其中 6 个月或更少的月份中降雨量小于 60 mm；(2) 每年至少有 6 个月降水量大于蒸发量，每年至少有 8 个月平均温度大于 23℃。可见前一种类型主要反映干湿分明的热带季风性气候和热带草原气候等，后一种类型主要强调高温背景下的有效降水量（即降水量大于蒸发量）时长，如赤道多雨气候和热带雨林气候等。对于第四纪以来铝土矿形成的气候背景认识，有助于帮助我们探索

深时风化淋滤过程中古气候条件细节及其对其他相关因素的影响。

古气候已被证明是中国重要的晚古生代铝土矿成矿关键控制因素之一（Liu *et al.*, 2020; Yu *et al.*, 2019）。在晚古生代，华南板块与华北板块的大地构造位置位于低纬度近赤道地区，虽然晚古生代冰期的活动导致全球平均气温的降低，但是中国华南地区早石炭世至晚二叠世的铝土矿沉积的出现仍然指示了热带地区强烈的化学风化作用（余

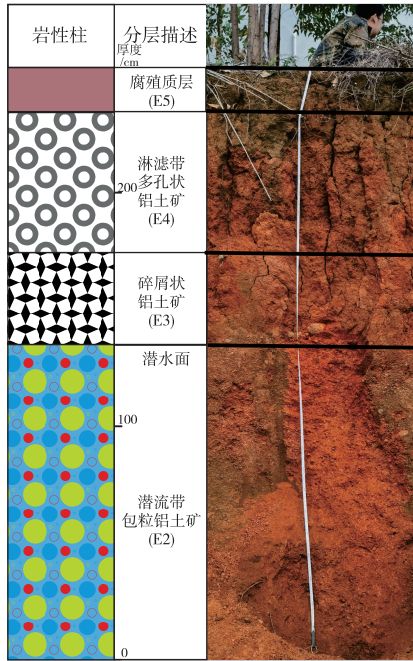


图 6 广西贵港蒙公地区现代喀斯特型铝土矿剖面
Fig. 6 Quaternary karst-type bauxite section in Menggong area, Guigang, Guangxi

文超等, 2023)。伴随着冰川活动所导致的全球海平面下降, 低纬度地区暴露的陆地面积增加与热带植被面积的扩张 (Cleal and Thomas, 2005)。与此同时, 南半球冈瓦纳大陆上增强的冰川活动导致古热带辐合带被冰盖上空形成的高压气团固定在相对狭窄的位置, 可能导致了晚古生代低纬度板块降水的增强 (Yu *et al.*, 2019)。

近年来, 质量平衡计算方法在风化淋滤矿床研究中大量使用, 为复原淋滤过程中元素迁移规律提供了很好的指示 (Yu *et al.*, 2014; Liu *et al.*, 2017; Weng *et al.*, 2019; Zhou *et al.*, 2022; Pang *et al.*, 2023)。从目前取得的规律来看, 稳定的元素 (如 Al、Sc、Ga、Cd、Cr) 大多数以副矿物和新生稳定矿物的形式保留下来, 从而造成这些元素在渗流带形成富集。而易迁移元素及可迁移元素 (如 K、Na、Mg、Ca、Fe、Li 和稀土元素等) 从渗流带迁移流失, 部分元素在潜流带沉积 (如 Fe) 或进入黏土矿物晶格层间形成离子吸附型矿床 (如 Li 和稀土元素) (杜远生等, 2014, 2015, 2020; 杜远生和余文超, 2020; Lei *et al.*, 2023), 这与成矿时期的强烈淋滤条件是相符的 (图 10)。对于铝土矿层形成最为重要的 3 种主要元素 Al、Si、Fe 则分

别显示出不同的变化规律。Si 在淋滤成矿过程中无一例外呈现丢失的行为特征, 尤其是在渗流带随着黏土矿物水解变成三水铝石, Si 的流失更明显。红土物质与铝土矿最为关键的区别在于脱 Si 程度, 更程度的 Si 移出是决定铝土矿矿床形成的关键因素。在铝土矿成矿过程中, Al 也表现出随风化淋滤作用而流失的现象, 但流失程度相对于其他元素较小, 因此表现出相对富集状态。Fe 的行为模式则较为复杂, 在不同矿床, 甚至是同一矿床的横向变化中均表现出不同的特征, 这可能与富铁层为代表的残坡积物保存与否, 及母岩成分、水文系统、沉积环境及成岩作用等成矿条件有关。

综合矿床特征演化和成矿序列分析, 可将风化淋滤型矿床的成矿过程概括为 3 个阶段:

1) 成矿母质形成阶段。包括早期的风化与红土化作用, 其实质是原岩中的矿物被水解, 碱性、碱土元素以离子形式大量流失, 残余元素在风化剖面中沉淀为氧化物和氢氧化物, 形成初始风化淋滤矿层。

2) 成矿物质淋滤阶段。成矿物质原地 (准原地) 或经过搬运作用在负地形中形成湿地沉积, 当湿地水退形成旱地时, 发生进一步准同生淋滤作用。淋滤作用主要在潜水面以上的渗流带发生, 其本质是旱地剖面上残留元素的水合作用与双向选择性活化作用 (淋滤与部分再沉淀作用) 的过程。不同的风化淋滤条件可能导致其风化路径不同, 以铝土矿化为例, 铝土矿化可分为以母岩的铝硅酸盐矿物直接形成铝矿物的直接铝土矿化作用和中间经过黏土矿物这一中间阶段的间接铝土矿化作用 (Bárdossy and Aleva, 1990)。直接矿化方式要求十分有利的淋滤条件及雨量充沛的季风性气候以快速脱除被溶解的 Si 及其他杂质, 当被溶解的氧化硅疏散得不够快时就会发生间接矿化方式, 形成高岭石后发生不一致溶解形成三水铝石残余物。间接铝土矿化作用所产生的黏土矿物对于关键金属 (Li、Ga、Sc 及稀土元素) 存在吸附效应 (唐波等, 2021; 邓旭升等, 2023)。

3) 后期改造阶段。该阶段包括晚期成岩作用、后生风化淋滤作用及可能发生的变质作用与再硅化作用。其中, 后生风化淋滤作用对优质矿床的形成有重要意义, 如广西二叠系的沉积型铝土矿现代暴露地表, 经风化淋滤形成堆积型铝土矿。而再

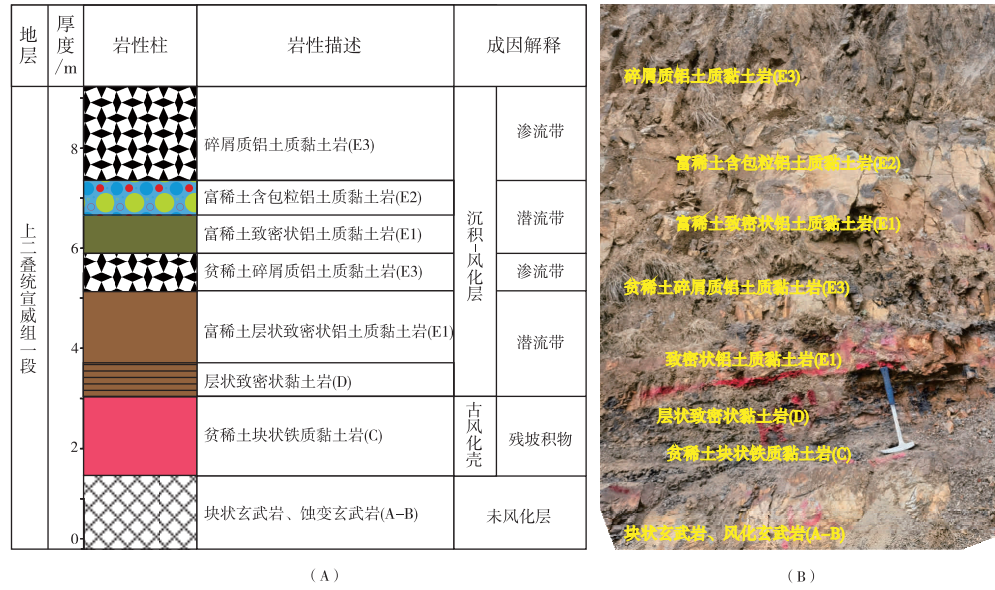


图 7 贵州威宁二叠系宣威组一段红土型稀土矿剖面

Fig. 7 Section of red clay-type rare earth deposits in the 1st Member of Permian Xuanwei Formation in Weining, Guizhou Province

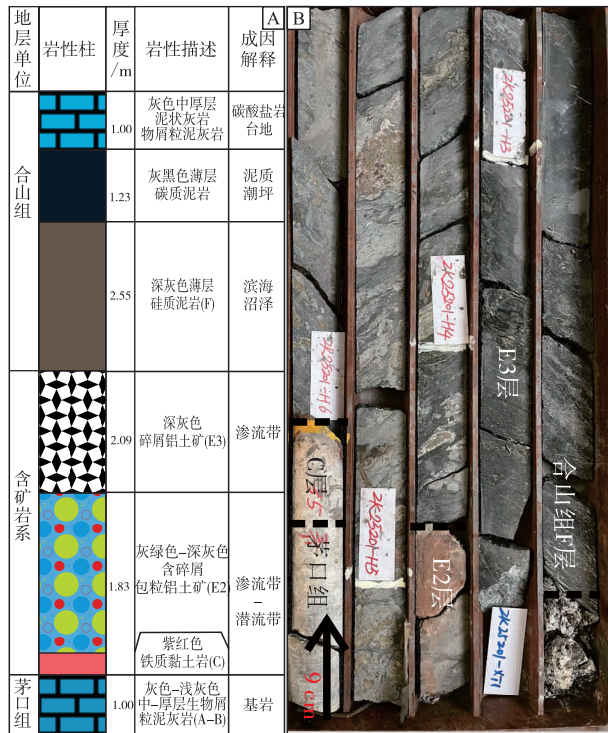


图 8 广西德保地区上二叠统古喀斯特型铝土矿

硅化作用则可能导致铝土矿石的品质下降 (Yu et al., 2014)。

6 结论

1) 从大陆风化作用、(古)土壤、(古)风化壳等基本概念出发, 将大陆风化淋滤矿床划分为风化矿床和沉积-淋滤型矿床 2 种类型。矿床的差异性应在相关研究及找矿实践中加以区分。

2) 风化淋滤矿床的结构组分主要包括碎屑(残余碎屑和自碎屑)、包粒及结核、块状黏土等结构类型, 可对应碎屑状、包粒状、致密状矿石, 而其成岩过程主要依赖于氧化物矿物及黏土质的胶结与填隙作用。新的风化淋滤矿床淋滤序列和剖面结构划分方案以风化剖面中渗流带与潜流带为基本的划分依据, 进一步划分出 A 层(基岩层)、B 层(半风化层)、C 层(富铁(锰)层)、D 层(纹层状黏土层)、E 层(淋滤层)、F (顶板层)。依据淋滤序列组合特征, 可划分出风化矿床、古风化矿床和沉积-淋滤型矿床序列。

3) 风化淋滤矿床的形成依赖于多种成矿因素的耦合效应, 包括气候(温度、降水)、侵蚀速率、母岩、风化暴露时间、植被、地形地貌等。其中古气候因素可视为风化淋滤矿床形成最重要的因素。通过总结近年来质量平衡计算相关成果, 淋滤过程中元素迁移规律主要包括易迁移元素及可迁移元素(如 K、Na、Mg、Ca、P 等)的丢失、高场



(A) 剖面结构

(B) 黔中清镇钻孔ZK5702分层照片

图 9 贵州清镇猫场地区下石炭统古喀斯特型铝土矿

Fig. 9 Lower Carboniferous paleokarst-type bauxite deposit in Maochang area, Qingzheng, Guizhou Province

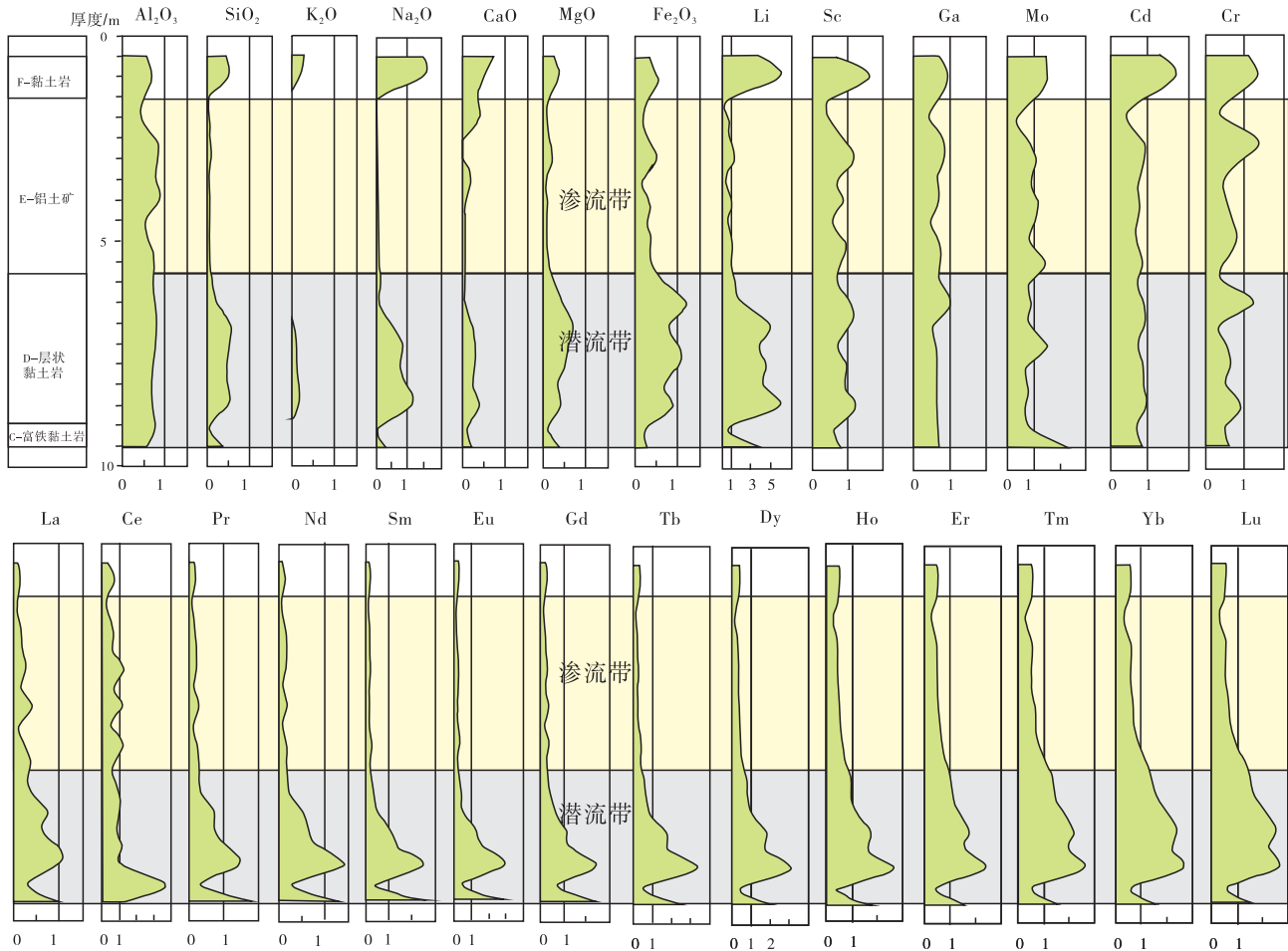


图 10 黔北务正道地区铝土矿 ZK3402 钻孔部分元素质量平衡图 (原始数据见汪小妹等, 2013)

Fig. 10 Mass balance map of some elements of ZK3402 drillcore in Wu-Zheng-Dao area, northern Guizhou Province

(Data from Wang *et al.*, 2013)

强元素(如 Ti、Nb、Ta、Zr 和 Hf)和重稀土元素的残留及 Al-Si-Fe 的差异性活动。依据矿床特征演化和成矿序列分析,可将风化淋滤型矿床的成矿过程概括为成矿母质形成、成矿物质风化淋滤和后期改造 3 个阶段。

致谢 本文是中国地质大学(武汉)与相关地勘单位组成的铝土矿产学研研究团队历经 10 余年研究的部分成果集成。10 多年来,贵州省、广西壮族自治区相关地勘单位给予了大力帮助,在此一并表示感谢!

参考文献 (References)

- 邓旭升,余文超,杜远生,杜威,熊兴国,曾禹人,龙建喜,张晗彬,符宏斌,何彝,卢树藩,罗香建. 2023. 贵州狮溪铝土岩型锂资源的发现及意义. *地质论评*, 69(1): 133-147. [Deng X S, Yu W C, Du Y S, Du W, Xiong X G, Zeng Y R, Long J X, Zhang H B, Fu H B, He B, Lu S F, Luo X J. 2023. Discovery and significance of Shixi bauxite-type lithium deposit in Guizhou Province. *Geological Review*, 69(1): 133-147]
- 杜远生,余文超. 2020. 沉积型铝土矿的陆表淋滤成矿作用: 兼论铝土矿床的成因分类. *古地学报*, 22(5): 812-826. [Du Y S, Yu W C. 2020. Subaerial leaching process of sedimentary bauxite and the discussion on classifications of bauxite deposits. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 22(5): 812-826]
- 杜远生,周琦,金中国,凌文黎,汪小妹,余文超,崔滔,雷志远,翁申富,吴波,覃永军,曹建州,彭先红,张震,邓虎. 2014. 黔北务正道地区早二叠世铝土矿成矿模式. *古地学报*, 16(1): 1-8. [Du Y S, Zhou Q, Jin Z G, Ling W L, Wang X M, Yu W C, Cui T, Lei Z Y, Weng S F, Wu B, Qin Y J, Cao J Z, Peng X H, Zhang Z, Deng H. 2014. Mineralization model for the Early Permian bauxite deposits in Wuchuan-Zheng'an-Daozhen area, northern Guizhou Province. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 16(1): 1-8]
- 杜远生,周琦,金中国. 2015. 贵州务正道地区二叠系铝土矿沉积地质学. 湖北武汉: 中国地质大学出版社, 27-85. [Du Y S, Zhou Q, Jin Z G. 2015. Sedimentary Geology of the Permian Bauxite Deposit in Wuchuan-Zheng'an-Daozhen Area, Northern Guizhou Province. Hubei Wuhan: China University of Geoscience Press, 27-85]
- 杜远生,余文超,张亚冠. 2020. 矿产沉积学: 一个新的交叉学科方向. *古地学报*, 22(4): 601-619. [Du Y S, Yu W C, Zhang Y G. 2020. Ore sedimentology: a developing interdisciplinary research direction of sedimentology. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 22(4): 601-619]
- 廖士范,梁同荣. 1991. 中国铝土矿地质学. 贵州贵阳: 贵州科技出版社. [Liao S F, Liang T R. 1991. Bauxite Geology of China. Guizhou Guiyang: Guizhou Science and Technology Press]
- 唐波,付勇,龙克树,龙珍,王天顺,刘阳,杨颖. 2021. 中国铝土矿含铝岩系伴生稀土资源分布特征及富集机制. *地质学报*, 95(8): 2284-2305. [Tang B, Fu Y, Long K S, Long Z, Wang T S, Liu Y, Yang Y. 2021. Distribution characteristics and enrichment mechanism of associated rare earth elements resource in aluminum-bearing rock series in bauxite deposits of China. *Acta Geologica Sinica*, 95(8): 2284-2305]
- 汪小妹,焦养泉,杜远生,周琦,崔滔,计波,雷志远,翁申富,金中国,熊星. 2013. 黔北务正道地区铝土矿稀土元素地球化学特征. *地质科技情报*, 32(1): 27-33. [Wang X M, Jiao Y Q, Du Y S, Zhou Q, Cui T, Ji B, Lei Z Y, Weng S F, Jin Z G, Xiong X. 2013. Rare earth element geochemistry of bauxite in Wuchuan-Zheng'an-Daozhen area, northern Guizhou Province. *Geological Science and Technology Information*, 32(1): 27-33]
- 杨达源. 2001. 自然地理学. 南京: 南京大学出版社. [Yang Y D. 2001. Natural Geography. Nanjing: Nanjing University Press]
- 余文超,杜远生,熊国林,周锦涛,庞大卫,邓旭升,翁申富,李沛刚. 2020. 中国铝土矿沉积中的碎屑锆石记录: 对铝土矿物源模式与矿床分类的启示. *古地学报*, 22(5): 947-964. [Yu W C, Du Y S, Xiong G L, Zhou J T, Pang D W, Deng X S, Weng S F, Li P G. 2020. Detrital zircon records in bauxite deposits of China: implication for the provenance model and ore deposits classification of bauxite. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 22(5): 947-964]
- 余文超,杜远生,周锦涛,成龙,邓旭升,戴贤铎,庞大卫,翁申富,雷志远,李沛刚,陈群. 2023. 中国铝土矿成矿作用的物质来源与深时环境因素: 进展与讨论. *地质学报*, 97(9): 3056-3074. [Yu W C, Du Y S, Zhou J T, Chen L, Deng X S, Dai X D, Pang D W, Weng S F, Lei Z Y, Li P G, Chen Q. 2023. Provenance and deep-time environmental factors for bauxitization in China: progress and discussion. *Acta Geologica Sinica*, 97(9): 3056-3074]
- 翟裕生,姚书振,蔡克勤. 2011. 矿床学. 北京: 地质出版社. [Zhai Y S, Yao S Z, Cai K Q. 2011. Ore Deposits. Beijing: Geological Publishing House]
- 张甘霖,宋效东,吴克宁. 2021. 地球关键带分类方法与中国案例研究. *中国科学: 地球科学*, 51(10): 1681-1692. [Zhang G L, Song X D, Wu K N. 2021. Classification method of key zones of the earth and case study of China. *Scientia Sinica (Terrae)*, 51(10): 1681-1692]
- Bárdossy G. 1982. Karst Bauxites. Amsterdam, 4-6.
- Bárdossy G, Aleva G J J. 1990. Lateritic Bauxites. Elsevier, Amsterdam.
- Bazilevskaya E, Lebedeva M, Pavich M, Rother G, Parkinson D Y, Cole D, Brantley S L. 2013. Where fast weathering creates thin regolith and slow weathering creates thick regolith. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38: 847-858.
- Bland W J, Rolls D. 2016. Weathering: an Introduction to the Scientific Principles. Routledge.
- Brady N C, Weil R R. 2017. The Nature and Properties of Soils, 15th Edition. Pearson Press, Upper Saddle River NJ.
- Brantley S L, Megonigal J P, Scatena F N, Balogh-Brunstad Z, Barnes R T, Bruns M A, Van Cappellen P, Dontsova K, Hartnett H E, Hartsorn A S, Heimsath A, Herndon E, Jin L, Keller C K, Leake J R, McDowell W H, Meinzer F C, Mozdzer T J, Petsch S, Pett-Ridge J,

- Pregitzer K S, Raymond P A, Riebe C S, Shumaker K, Sutton-Grier A, Walter R, Yoo K. 2011. Twelve testable hypotheses on the geobiology of weathering. *Geobiology*, 9: 140–165.
- Cleal C J, Thomas B A. 2005. Palaeozoic tropical rainforests and their effect on global climates; is the past the key to the present? *Geobiology*, 3: 13–31.
- Field J P, Breshears D D, Law D J, Villegas J C, López-Hoffman L, Brooks P D, Chorover J, Barron-Gafford G A, Gallery R E, Litvak M E, Lybrand R A, McIntosh J C, Meixner T, Niu G Y, Papuga S A, Pelletier J D, Rasmussen C R, Troch P A. 2015. Critical zone services: expanding context, constraints, and currency beyond ecosystem services. *Vadose Zone Journal*, 14: vzj2014. 10. 0142.
- Finlay R D, Mahmood S, Rosenstock N, Bolou-Bi E B, Köhler S J, Fahad Z, Rosling A, Wallander H, Belyazid S, Bishop K, Lian B. 2020. Reviews and syntheses: biological weathering and its consequences at different spatial levels—from nanoscale to global scale. *Biogeosciences*, 17: 1507–1533.
- Freyssinet P, Butt C R M, Morris R C, Piantone P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists
- Graham R C, Tice K R, Guertal W R. 1994. The Pedologic Nature of Weathered Rock, *Whole Regolith Pedology*: 21–40.
- Ivory S J, McGlue M M, Ellis G S, Lézine A M, Cohen A S, Vincens A. 2014. Vegetation controls on weathering intensity during the last deglacial transition in southeast Africa. *PLoS One*, 9: e112855.
- Jones D L, Nguyen C, Finlay R D. 2009. Carbon flow in the rhizosphere: carbon trading at the soil-root interface. *Plant and Soil*, 321: 5–33.
- Larsen Isaac J, Andre E, Almond Peter C, Thaler Evan A, Michael R J, Günther P. 2023. The influence of erosion and vegetation on soil production and chemical weathering rates in the Southern Alps, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 608.
- Lei Z Y, Ling W L, Wu H, Zhang Y H, Zhang Y N. 2023. Geochemistry and mineralization of the Permian bauxites with contrast bedrocks in northern Guizhou, South China. *Journal of Earth Science*, 34: 487–503.
- Liu X F, Wang Q F, Zhang Q Z, Yang S J, Zhang Y, Liang Y Y, Qing C S. 2017. Transformation from Permian to Quaternary bauxite in southwestern South China Block driven by superimposed orogeny: a case study from Sanhe ore deposit. *Ore Geology Reviews*, 90: 998–1017.
- Liu X F, Wang Q F, Zhao L H, Peng Y B, Ma Y, Zhou Z H. 2020. Metallogeny of the large-scale Carboniferous karstic bauxite in the Sanmenxia area, southern part of the North China Craton, China. *Chemical Geology*, 556: 119851.
- McFarlane M J. 1991. Some sedimentary aspects of lateritic weathering profile development in the major bioclimatic zones of tropical Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 12: 267–282.
- Pang D W, Yu W C, Chen Q, Du Y S, Dai X Y, Xiong G L, Deng K Y, Wu B, Deng X S, Zhou J T. 2023. Continental weathering led to the accumulation of Early Carboniferous bauxite deposits in the SW South China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 256: 105801.
- Price G D, Valdes P J, Sellwood B W. 1997. Prediction of modern bauxite occurrence: implications for climate reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131: 1–13.
- Skarpelis N. 2006. Lateritization processes of ultramafic rocks in Cretaceous times: the fossil weathering crusts of mainland Greece. *Journal of Geochemical Exploration*, 88: 325–328.
- Stallard R F. 1988. Weathering and erosion in the humid tropics. In: Lerman A, Meybeck M (eds). *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*. Dordrecht: Springer, 225–246.
- Tabor N J, Myers T S. 2015. Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43: 333–361.
- Wayne Nesbitt H, Markovics G. 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 1653–1670.
- Weng S F, Yu W C, Algeo T J, Du Y S, Li P G, Lei Z Y, Zhao S. 2019. Giant bauxite deposits of South China: multistage formation linked to Late Paleozoic Ice Age (LPIA) eustatic fluctuations. *Ore Geology Reviews*, 104: 1–13.
- Yu F, Hunt A G. 2018. Predicting soil formation on the basis of transport-limited chemical weathering. *Geomorphology*, 301: 21–27.
- Yu W C, Wang R H, Zhang Q L, Du Y S, Chen Y, Liang Y P. 2014. Mineralogical and geochemical evolution of the Fusui bauxite deposit in Guangxi, South China: from the original Permian orebody to a Quaternary Salento-type deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, 146: 75–88.
- Yu W C, Algeo T J, Yan J X, Yang J H, Du Y S, Huang X, Weng S F. 2019. Climatic and hydrologic controls on upper Paleozoic bauxite deposits in South China. *Earth-Science Reviews*, 189: 159–176.
- Zhou J T, Yu W C, Du Y S, Liu X, Wang Y H, Xiong G L, Zhao Z Y, Pang D W, Shen D X, Weng S F, Liu Z C, Chen D. 2022. Provenance change and continental weathering of Late Permian bauxitic claystone in Guizhou Province, Southwest China. *Journal of Geochemical Exploration*, 236: 106962.

(责任编辑 李新坡; 英文审校 徐 杰)