

黔渝毗邻区杨家湾-老木湾南华纪含锰地堑特征与找矿预测

沈红钱^{1,2,3}, 张 遂^{1,2,3}, 谢小峰^{1,2,3}, 袁良军^{1,2,3}, 杨炳南^{1,2,3}, 朱 璞¹,
谢兴友^{1,2,3}, 郑 超¹, 张平壹^{1,3}, 张仁彪¹, 姚希财^{1,2,3}

(1. 贵州省地质矿产勘查开发局 103 地质大队, 贵州 铜仁 554300; 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. 贵州省锰矿资源预测评价科技创新人才团队, 贵州 铜仁 554300)

[摘 要]黔渝毗邻区杨家湾-老木湾南华纪含锰地堑系南华裂谷盆地(I 级)中的武陵次级裂谷盆地(II 级)、松桃—古丈次级地堑盆地(III 级)中的众多 IV 级含锰地堑之一。运用锰矿裂谷气液流体喷溢沉积成矿理论与找矿预测模型, 对该含锰地堑中的含锰岩系、锰矿体厚度等变化规律进行综合研究, 圈定了杨家湾-老木湾 IV 级含锰地堑的空间分布范围。含锰地堑长轴沿北东 70°左右方向展布, 长大于 10 km, 宽 3~4 km。由于后期地质作用, 该含锰地堑大部分已被剥蚀掉, 仅含锰地堑的中部、南部和南西部残存小部分。预测在贵州境内含锰地堑南部的石宝坪一带、含锰地堑南西部的沙湾河一带及重庆市秀山县境内含锰地堑中部的老木湾一带, 具有较好的找矿潜力, 可望找到 2-3 个中小型锰矿床。

[关键词]黔东; 南华纪; 含锰地堑; 找矿预测

[中图分类号] P618.32 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)-01-0001-07

1 引言

1960 年, 贵州省地矿局 103 地质大队孙仁贵等在研究区发现黑水溪锰矿, 1990 年余洪云等提交黑水溪矿段锰矿资源量 203.10 万吨, 2004 年黄隆辉等提交三角坡矿段锰矿资源量 110.89 万吨, 2011 年杨胜堂等提交杨家湾锰矿床资源储量 2028.04 万吨, 找矿过程曲折艰辛。

黔湘渝毗邻区南华纪“大塘坡式”锰矿床, 是一种新的矿床类型, 即气液喷溢沉积型锰矿床(周琦等, 2012; 2013; 2017; 2018), 形成于新元古代 Rodinia 超大陆裂解背景下的南华裂谷盆地(王剑等, 2000, 2001; 杜远生等, 2015), 南华裂谷盆地(I 级)西段分别由武陵、雪峰次级裂谷盆地和其间的天柱-怀化隆起(地垒)三个 II 级构造单元构成(周琦等, 2016a; 2017)。武陵次

级裂谷盆地控制形成了黔渝湘毗邻区锰矿成矿带, 内部由 3 个 III 级地堑、2 个 III 级地垒和至少 16 个 IV 级地堑组成(周琦等, 2016b)。其中, 松桃-古丈 III 级地堑是武陵次级裂谷盆地的裂隙中心, 锰矿成矿作用强烈, 形成的锰矿资源量巨大(杨胜堂等, 2013; 张遂等, 2018), 已成为世界级锰矿资源富集区之一。IV 级地堑则控制形成锰矿床, 其分布规律与裂谷盆地的展布规律具有一致性, 为北东东向, 与地表燕山期北东东向构造相差 40°左右(谢小峰等, 2015; 袁良军等, 2018)。杨家湾-老木湾 IV 级含锰地堑控制形成了杨家湾大型锰矿床、黑水溪、三角坡等中小型锰矿床, 其北为石梁-钟灵地垒, 南为木黄-牛峰包地垒(谢兴友等, 2018)。

[收稿日期] 2020-03-20 **[修回日期]** 2021-01-07

[基金项目] 黔科合平台人才[2018]5618、黔科合支撑[2019]2868、黔科合平台人才[2020]6019、黔地矿科合[2020]1 号、中地调研合同[2020]第 284 号、黔地矿科合[2020]03 号、黔地矿科合[2019]2 号、黔地矿科合[2019]06 号联合资助。

[作者简介] 沈红钱(1988—), 男, 工程师, 硕士研究生, 主要从事矿产勘查工作。Email: 1024583324@qq.com。

[通讯作者] 张遂(1968—), 男, 研究员, 主要从事矿产勘查及找矿预测工作。Email: zhangsui85697503@163.com。

2 地质特征

2.1 地层

区内出露地层主要有清白口系板溪群红子溪

组(Qbh)、清水江组(Qbq)、南华系两界河组(Nh₂l)、铁丝坳组(Nh₂t)、大塘坡组(Nh₂d)、南沱组(Nh₃n)、震旦系陡山沱组(Z₂d)、老堡组(Z₂l)、寒武系牛蹄塘组(Є₁₋₂n)、九门冲组(Є₂jm)、变马冲组(Є₂b)、杷榔组(Є₂p)、清虚洞组(Є₂q)(图1)。主要地层特征如下:

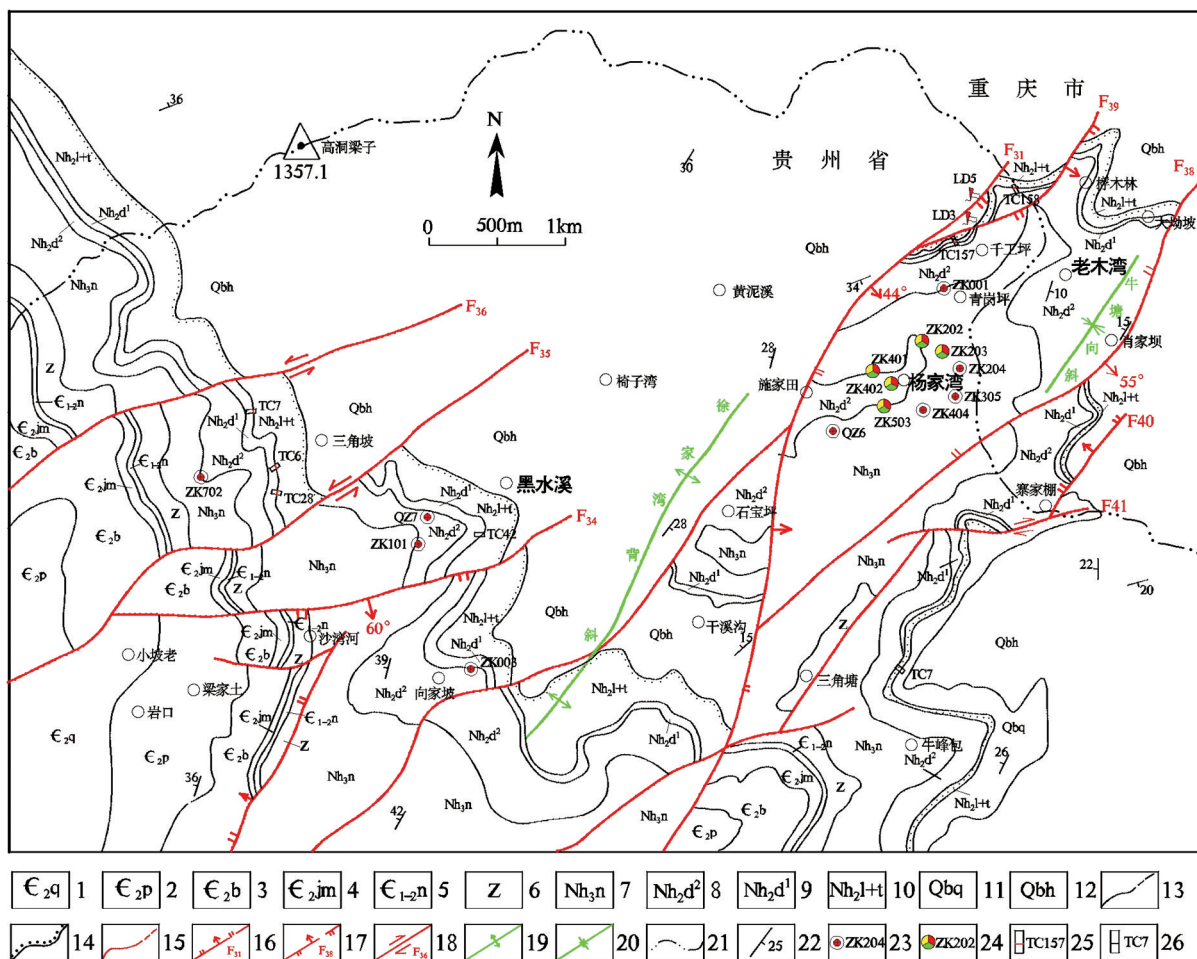


图1 黔渝毗邻区杨家湾-老木湾地区地质简图

Fig. 1 Geological diagram of Yangjiawan-Laomuwang area in the adjacent area of Guizhou and Chongqing

1—清虚洞组;2—杷榔组;3—变马冲组;4—九门冲组;5—牛蹄塘组;6—震旦系(陡山沱组、老堡组);7—南沱组;8—大塘坡组第二段;9—大塘坡组第一段;10—两界河组+铁丝坳组;11—板溪群清水江组;12—板溪群红子溪组;13—实测及推测地层界线;14—角度不整合地层界线;15—性质不明断层;16—实测及推测正断层;17—实测及推测逆断层;18—平移断层;19—背斜;20—向斜;21—省界;22—地层产状;23—见矿钻孔;24—见气泡状富菱锰矿钻孔;25—见矿探槽;26—未见矿探槽

两界河组+铁丝坳组(Nh₂l+t):为灰黄、灰色厚层岩屑杂砂岩、含砾长石石英砂岩、含砾粉砂岩、含砾粘土岩。砾石成份复杂,呈椭圆状、次棱角状,砾径一般为0.2~0.3 cm,厚度3.00~9.70 m。

大塘坡组:根据岩性组合特征分为两段。

第一段(Nh₂d¹):俗称含锰岩系,主要由黑色炭质页岩、含炭质粉砂质页岩、菱锰矿、凝灰质砂页岩、粘土岩等组成。厚度20.27~79.64 m。

第二段(Nh₂d²):下部为深灰-灰黑色含炭质

页岩、粉砂质页岩,局部夹1-2层浅灰、灰色薄层(4~8 cm)粉至细粒含长石石英砂岩;上部为深灰、黄灰色层纹状粉砂质页岩夹粘土岩。厚度34.61~219.50 m。

南沱组(Nh₃n):下部为深灰色厚层-块状含砾粘土岩、含砾砂岩夹长石石英砂岩,局部夹白云岩透镜体等;上部为深灰色含砾砂岩,砾石成分主要为砂岩、石英、板岩等,多呈次棱角状及浑圆状,大小不等,分选性差,砾径一般在0.2~2 cm。厚

度 134.05 ~ 339.27 m。

2.2 构造

研究区大地构造单元位于上扬子陆块、鄂渝湘黔前陆褶断带,全国 26 个重要成矿区带中的上扬子东缘成矿带(陈毓川,2006;肖克炎等,2016)。区域构造上位于梵净山穹窿构造北东端外缘,钟灵复式背斜中平穴背斜西翼。经历了武

陵、雪峰、燕山、喜山等多期构造运动,断裂构造发育,褶皱简单,主要构造线走向呈北北东向和北东向展布。区域性断裂主要有三阳断裂、杨立掌断裂、冷水断裂、木耳断裂、红石断裂等,褶皱构造主要有梵净山穹状背斜、猴子坳向斜及凉风坳背斜等。区内经历了多期构造运动叠加,构造作用强烈,形成了北北东-北东向的整体构造格架(图 1)。矿区主要构造特征如下(见表 1)。

表 1 黔渝毗邻区杨家湾-老木湾地区构造特征简表

Table 1 Summary of structural characteristics of Yangjiawan-Laomuwan area in the adjacent area of Guizhou-Chongqing	
构造名称及编号	构造特征简述
徐家湾背斜	轴向北东 30°,长大于 2 km。北西翼倾角 11°~25°,南东翼倾角 10°~28°,为基本对称背斜构造。
牛塘向斜	轴向北东 30°,北西翼倾角 12°~29°,南东翼倾角 13°~17°。
大湾断层(F ₃₆)	走向北东 75°左右,长度约 3.5 km,倾向南东,倾角 84°,北西盘地层相对向南东方向水平错移,属平移断层。
三角坡断层(F ₃₅)	延伸大于 2 km。走向北东 62°,倾向南东,倾角 55°~65°,向深部变缓,北西盘相对向南西方向错移。南东盘地层下降,垂直断距 300 m,属平移断层。
向家坡断层(F ₃₄)	延伸大于 2.5 km,走向北东 81°,倾向南东,倾角 60°,北西盘地层向西错移,南东盘地层相对下降,断距 100 ~ 180 m,为正断层。
施家田断层(F ₃₁)	延伸约 2.5 km,走向北东 25°,倾向南东,倾角 41°~55°,断距 20 ~ 200 m,为正断层。
三角塘断层(F ₃₈)	南西端交汇于 F ₃₁ ,长大于 3 km。走向北东 50°,倾向南东,倾角 55°,为逆断层。

3 含锰地堑特征

3.1 含锰岩系厚度变化规律

北西往南东方向(地堑短轴方向),含锰岩系厚度具有由薄变厚、再由厚变薄的变化规律。在北西侧 TC158、TC157 分别为 30.20 m 和 39.45 m;往南东方向 ZK001 孔增厚至 59.18 m;再往南东方向至 ZK202 孔增厚至 72.99 m;继续往南东方向至 ZK402 孔达最大厚度 82.09 m;继续往南东方向至 ZK503 孔开始减薄为 61.64 m;往南东侧至 TC7 减薄至 3.20 m(图 2)。含锰岩系大厚度的分布区位于 ZK202、ZK402 即杨家湾一带,为杨家湾-老木湾地堑的沉积中心位置,从北西往南东方向含锰岩系厚度变化情况反映地堑的沉积特征(沈红钱等,2018)。

3.2 锰矿体厚度变化规律

(1)北西往南东方向(地堑短轴方向),菱锰矿体厚度变化规律与含锰岩系厚度变化规律一致,同样具有由薄变厚、再由厚变薄、从有到无的变化规律(图 3)。在北西侧 TC158 矿厚 1.16 m;逐渐往南东方向至 TC157 矿厚 3.98 m;往南东至 ZK001 孔矿

体增厚至 4.53 m;再往南东方向至 ZK202 孔矿厚 9.93 m,开始出现气泡状富菱锰矿体;继续往南东方向 ZK402 孔矿厚达到最大值 15.41 m,且同样见气泡状富菱锰矿体;继续往南东方向的 ZK503 孔矿体开始减薄至 8.17 m,同样见气泡状富菱锰矿体;往南东侧的 TC7 不含锰矿体。大厚度锰矿体和气泡状富菱锰矿体集中分布在 ZK202、ZK402、ZK503 孔附近一带,为含锰地堑的喷溢中心。

(2)南西往北东方向(地堑长轴方向),菱锰矿体厚度同样具有由薄变厚、再逐渐变薄的变化规律(图 3)。在南西侧的 ZK101 孔矿厚 2.64 m;往北东方向的 QZ6 孔矿体急剧增厚至 6.67 m;再往北东方向的 ZK402 孔矿厚达到 15.41 m,开始出现气泡状富菱锰矿体;继续往北东方向的 ZK203 孔矿厚为 14.49 m,且同样见气泡状富菱锰矿体;往北东方向 TC157 矿体急剧减薄至 3.98 m。大厚度锰矿体和气泡状富菱锰矿集中分布在 ZK402、ZK203 孔附近一带,为含锰地堑的喷溢中心。

3.3 地堑气液喷溢矿石相特征

根据周琦等建立的南华纪锰矿裂谷气液喷溢沉积型锰矿床成矿模式(周琦等,2016a;2017),盆地在平面上以气液喷溢口(一般为狭长带状)为中心向外,依次可划分为中心相、过渡相和边缘相三

个矿石相(刘雨 等,2015a;2015b)。喷溢口即深部含锰气液沿同生断裂上升到地堑中心喷溢沉积成矿作用最强烈的区域,具有独特的气液喷溢沉积构造,以喷溢口为中心,向四周菱锰矿体厚度逐渐变薄、尖灭,矿石品位逐渐变低。其喷溢口是该类型锰矿床的中心,亦是矿体厚度最大、含锰岩系所含矿体自然层数最多的区域。根据杨家湾-老木湾地区含锰岩系、锰矿体变化规律,类比松桃普觉(张遂等,2015)、高地-道坨(姚希财 等,2017;袁良军 等,2016)等一系列南华纪Ⅳ级地堑特征,初步确定杨家湾-老木湾含锰地堑长轴方向呈北东 70°左右方向展

布,地堑长大于 10 km,宽约 3.0~4.0 km,其地堑气液喷溢沉积成矿作用形成的矿石相特征如下(图 4)。

(1) 中心相:大致以 ZK401、ZK402、ZK203 孔附近一线为中心,呈狭长带状分布。其主要特征是底部菱锰矿体均出现被沥青充填的气泡状富菱锰矿石和流体喷溢成矿过程中产生的系列软沉积变形纹理构造等,分布有多层菱锰矿体,矿体厚度 6.50~15.41 m,矿石类型以气泡状、块状菱锰矿为主,平均品位大于 25%,含锰岩系厚度 49.98~89.98 m。该相带宽 0.5~0.8 km,长约 3.2 km,主要分布在施家田、杨家湾、老木湾等区域。

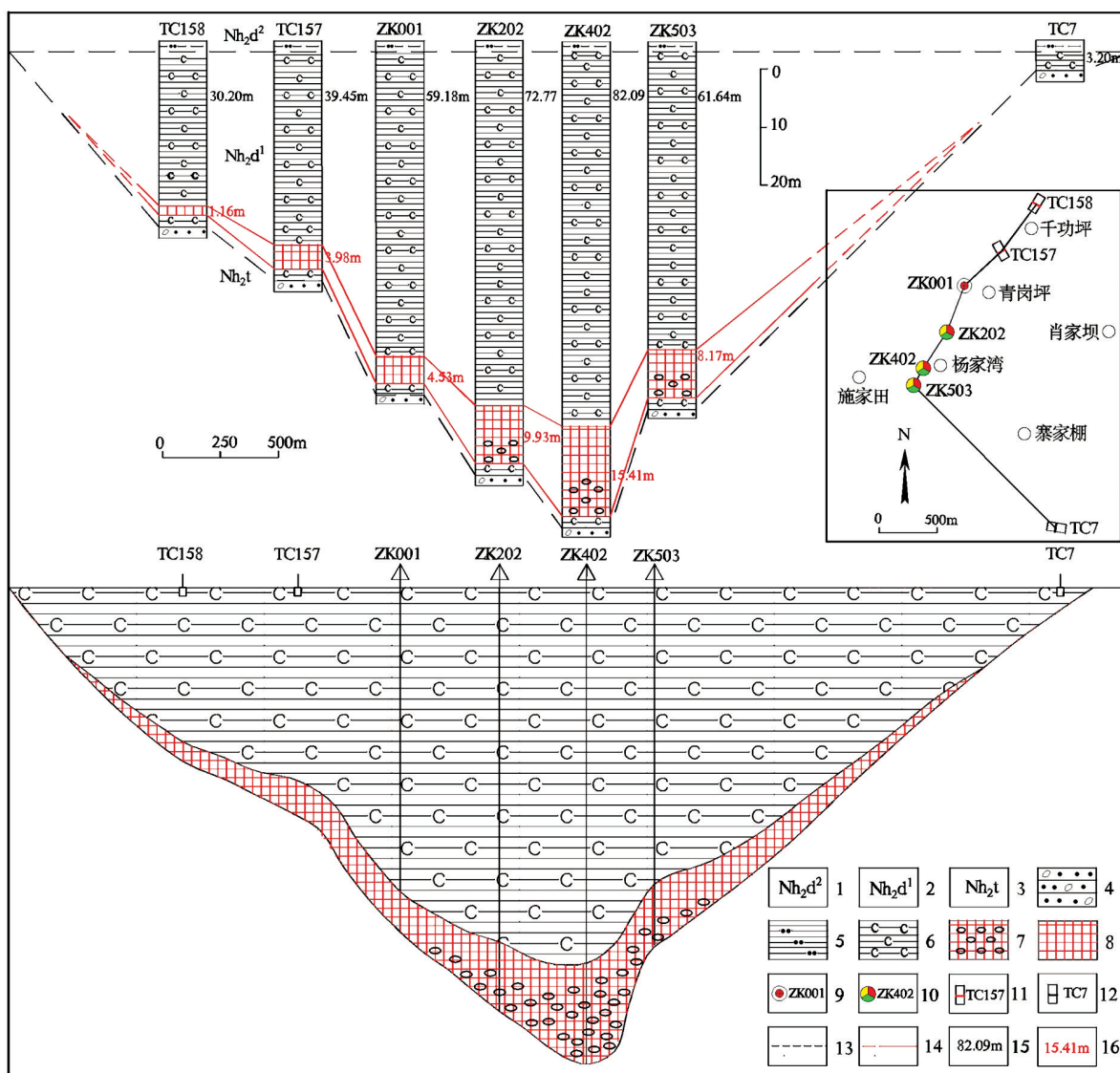


图 2 南华纪大塘坡早期杨家湾-老木湾地堑原型与锰矿体空间展布图

Fig. 2 The prototype of the Yangjiawan-Laomuwan graben and the spatial distribution of the manganese ore

body in the early Datangpo of Nanhua Period

1—大塘坡组第二段;2—大塘坡组第一段;3—铁丝垭组;4—含砾砂岩;5—粉砂质页岩;6—炭质页岩;7—气泡状富菱锰矿体;8—块状菱锰矿体;9—见矿钻孔;10—见气泡状富菱锰矿钻孔;11—见矿探槽;12—未见矿探槽;13—地层对比线;14—矿体对比线;15—含锰岩系厚度(米);16—矿体厚度(米)

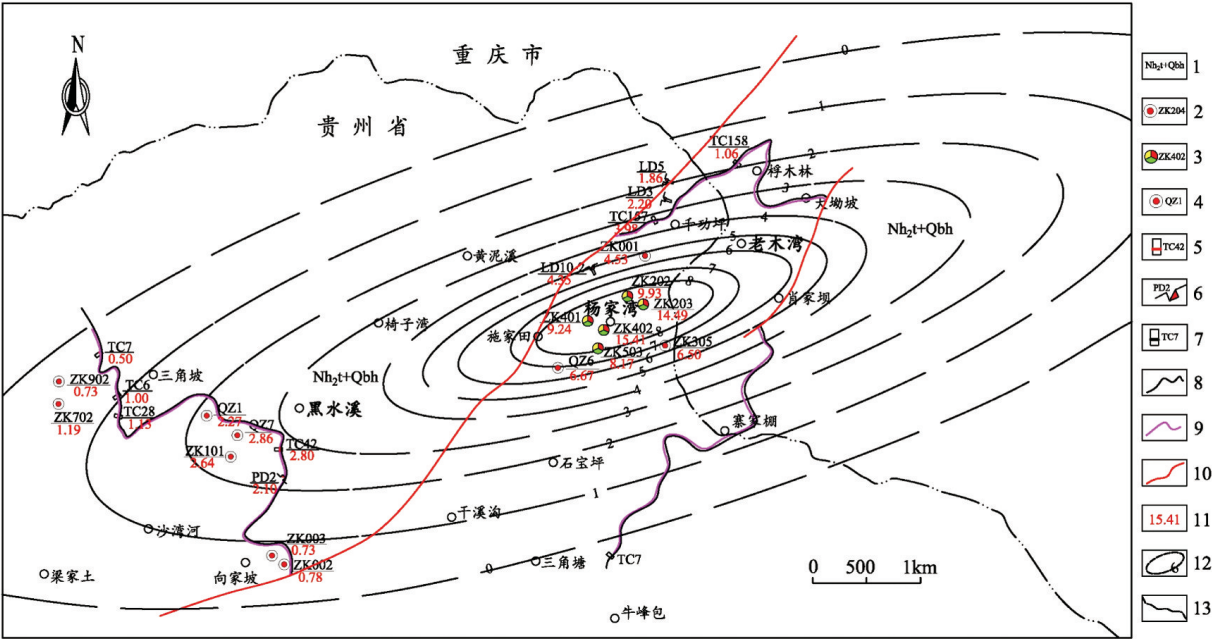


图 3 黔渝毗邻区杨家湾-老木湾含锰地堑矿体厚度等值线图

Fig. 3 Contour map of the orebody thickness of the Yangjiawan-Laomuwan manganese graben in the adjacent area of Guizhou and Chongqing

1—铁丝坳组-红子溪组;2—见矿钻孔;3—见气泡状富菱锰矿钻孔;4—见矿浅钻;5—见矿探槽;6—见矿平洞;7—未见矿探槽;8—含锰岩系露头线;9—矿体露头线;10—断层;11—矿体厚度 (米);12—矿体厚度等值线;13—省界

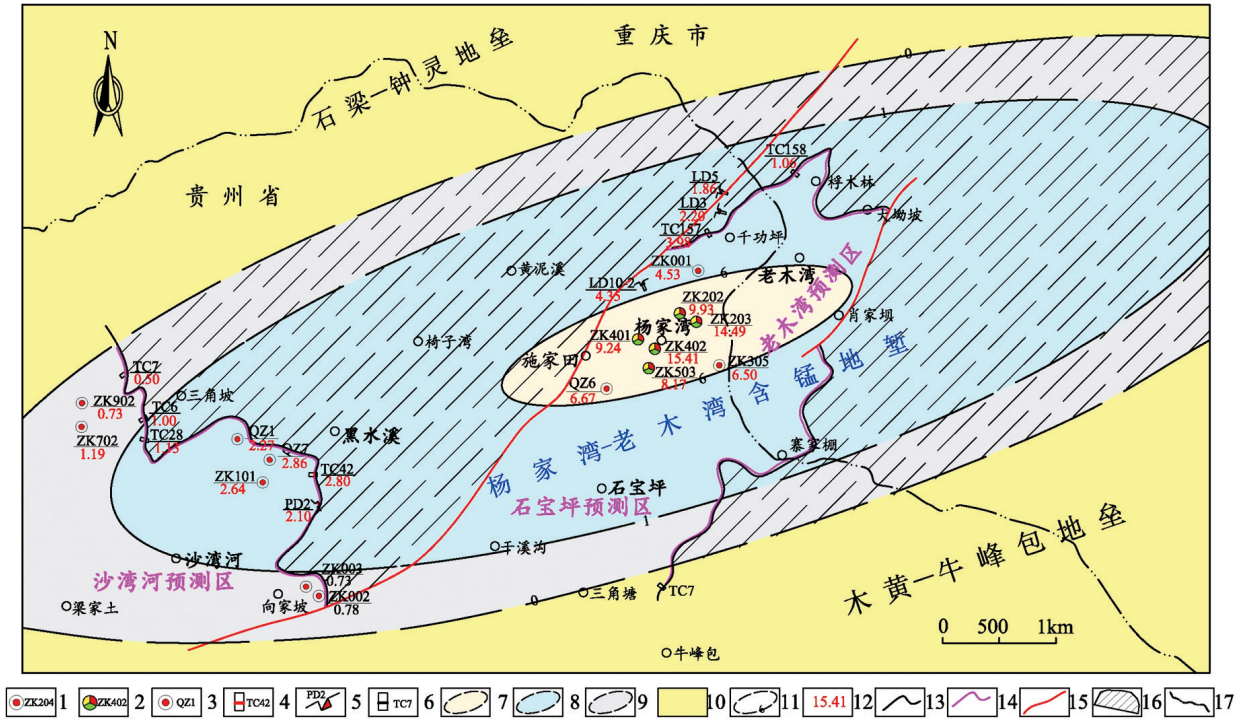


图 4 黔渝毗邻区杨家湾-老木湾地区南华纪大塘坡早期含锰地堑与找矿预测图

Fig. 4 Early manganese-bearing graben and prospecting forecast in the Yangjiawan-Laomuwan area of the adjacent area of Guizhou and Chongqing in the Datangpo of Nanhua Period

1—见矿钻孔;2—见气泡状富菱锰矿钻孔;3—见矿浅钻;4—见矿探槽;5—见矿平洞;6—未见矿探槽;7—盆地中心相;8—盆地过渡相;9—盆地边缘相;10—地垒区;11—矿体厚度等值线;12—矿体厚度 (米);13—含锰岩系露头线;14—矿体露头线;15—断层;16—盆地被剥蚀区;17—省界

(2) 过渡相: 该相以围绕中心相呈环带状分布, 矿石特征主要为块状菱锰矿石、条带状菱锰矿石。矿体厚度 1.00~4.53 m, 较中心相稍薄, 矿石品位 15.49%~19.44%, 较中心相略低, 含锰岩系厚度为 19.25~39.45 m, 该相带单侧宽 1.0~1.3 km, 单侧长约 3.6 km。主要分布在黑水溪、椅子湾、千功坪、大坳坡、石宝坪等区域。

(3) 边缘相: 该相带以围绕过渡相呈环带状分布, 矿石为条带状菱锰矿与炭质页岩互层为主要特征, 矿体厚度小于 1 m, 锰矿体品位 10.84%~15.18%, 矿体品位相比过渡相有所降低; 含锰岩系厚度 3.20~16.55 m。越靠近地堑盆地边缘, 菱锰矿体厚度越来越薄, 直至到地堑边缘尖灭, 宽度约 0.5 km, 主要分布在相家坡、三角坡等区域。

4 找矿预测

通过对杨家湾-老木湾地区含锰岩系、锰矿体厚度变化规律及矿体结构特征的综合研究, 该区在南华纪大塘坡早期存在一个 IV 地堑, 地堑沿 NE70°左右展布, 长度大于 10 km、宽 3~4 km (图 4)。目前在该地堑中心部位发现了杨家湾大型锰矿床, 地堑南西方向发现黑水溪中型锰矿床、三角坡小型锰矿床, 该含锰地堑中心相、过渡相和边缘相等矿石相分带特征明显, 具备形成超大型锰矿床的条件。由于后期地质作用, 该地堑大部分已被剥蚀掉, 仅地堑中部、南部和南西部残存小部分, 具有一定的找矿潜力, 下一步可在贵州境内地堑南部的石宝坪一带、地堑南西部的沙湾河一带及重庆市秀山县境内地堑中部的老木湾一带开展地质找矿工作, 可望找到 2~3 个中小型锰矿床。

5 结论

(1) 通过对杨家湾-老木湾地区含锰岩系、锰矿体厚度变化规律及矿体结构特征的综合研究, 圈定了杨家湾-老木湾 IV 级地堑的空间分布范围, 地堑沿 NE70°左右长轴方向展布, 长度大于 10 km、宽 3~4 km。

(2) 通过对地堑流体喷溢矿石相特征分析, 杨家湾大型锰矿床主体位于杨家湾-老木湾 IV 级地堑的中心相区, 矿体厚度大, 品位高; 黑水溪锰矿

床位于该地堑的过渡相区; 三角坡小型锰矿床位于该地堑的边缘相区。

(3) 杨家湾-老木湾含锰地堑具备形成超大型锰矿床的条件, 由于后期地质作用, 该地堑大部分已被剥蚀掉, 仅地堑中部、南部和南西部残存小部分, 还具有一定的找矿潜力, 可望找到 2~3 个中小型锰矿床。

[参考文献]

- 陈毓川, 朱裕生, 肖克炎, 等. 2006. 中国成矿区(带)的划分[J]. 矿床地质, 25(S1): 1-6.
- 杜远生, 周琦, 余文超, 等. 2015. Rodinia 超大陆裂解、Sturtian 冰期事件和扬子地块东南缘大规模锰成矿作用[J]. 地质科技情报, 34(06): 1-7.
- 黄隆辉, 徐承铭, 等. 2004. 贵州省松桃县三角坡锰矿普查地质报告[R]. 贵州省地质矿产局 103 地质大队.
- 刘雨, 周琦, 袁良军, 等. 2015a. 黔东大塘坡锰矿区古天然气渗漏喷溢口群发现及地质意义[J]. 贵州地质, 32(04): 250-255.
- 刘雨, 周琦, 袁良军, 等. 2015b. 黔东松桃大塘坡地区南华系大塘坡组锰矿相带及分布规律[J]. 地质科技情报, 34(06): 40-46.
- 沈红钱, 张遂, 袁良军, 等. 2018. 贵州松桃石塘锰矿床主要地质特征与找矿预测[J]. 贵州地质, 35(04): 334-340+348.
- 王剑. 2000. 华南新元古代裂谷盆地演化——兼论与 Rodinia 解体的关系[M]. 北京: 地质出版社.
- 王剑, 刘宝珺, 潘桂棠. 2001. 华南新元古代裂谷盆地演化: Rodinia 超大陆解体的前奏[J]. 矿物岩石, 21(3): 135-145.
- 肖克炎, 邢树文, 丁建华, 等. 2016. 全国重要固体矿产重点成矿区带划分与资源潜力特征[J]. 地质学报, 90(07): 1269-1280.
- 谢小峰, 杨坤光, 袁良军. 2015. 黔东地区“大塘坡式”锰矿研究现状及进展综述[J]. 贵州地质, 32(03): 171-176.
- 谢兴友, 袁良军, 侯兵德, 等. 2018. 贵州松桃杨家湾大型锰矿床地质特征与勘查实践[J]. 贵州地质, 35(04): 319-326.
- 余洪云, 陆洪忠. 1991. 贵州省松桃县黑水溪锰矿段及其外围普查地质报告[R]. 贵州省地质矿产局 103 地质大队.
- 杨胜堂. 2013. 贵州松桃杨家湾锰矿地质特征及找矿方向[J]. 中国锰业, 31(02): 45-48.
- 杨胜堂, 李佳新. 2011. 贵州省松桃县杨家湾锰矿补充详查地质报告[R]. 贵州省地质矿产局勘查开发局一〇三地质大队.
- 姚希财, 田景江, 张平壹, 等. 2017. 贵州松桃高地超大型锰矿床矿体空间分布规律与找矿预测[J]. 贵州地质, 34(01): 9-17.
- 袁良军, 周琦, 张遂, 等. 2016. 黔东李家湾-道坨南华纪早期成锰盆地原型结构特征及锰矿潜力预测[J]. 矿床地质(增刊 1), 37-38.
- 袁良军, 周琦, 姚希财, 等. 2018. 贵州松桃高地特大型富锰矿床主要地质特征[J]. 贵州地质, 35(04): 314-318.
- 张遂, 周琦, 张平壹, 等. 2015. 黔东松桃西溪堡南华系大塘坡组超大型锰矿床地质特征与找矿预测[J]. 地质科技情报, 34(06): 8-16.
- 张遂, 周琦, 张平壹, 等. 2018. 贵州松桃普觉超大型锰矿床主要特

- 征与找矿实践[J]. 贵州地质, 35(04): 304-313.
- 周琦, 杜远生. 2012. 古天然气渗漏与锰矿成矿[M]. 北京: 地质出版社.
- 周琦, 杜远生, 覃英. 2013. 古天然气渗漏沉积型锰矿床成矿系统与成矿模式——以黔湘渝毗邻区南华纪“大塘坡式”锰矿为例[J]. 矿床地质, 32(03): 457-466.
- 周琦, 杜远生, 袁良军, 等. 2016a. 黔湘渝毗邻区南华纪武陵裂谷盆地结构及其对锰矿的控制作用[J]. 地球科学, 41(02): 177-188.
- 周琦, 杜远生, 袁良军, 等. 2016b. 贵州铜仁松桃锰矿国家整装勘查区地质找矿主要进展及潜力预测[J]. 贵州地质, 33(04): 237-244.
- 周琦, 杜远生, 袁良军, 等. 2017. 古天然气渗漏沉积型锰矿床找矿模型——以黔湘渝毗邻区南华纪“大塘坡式”锰矿为例[J]. 地质学报, 91(10): 2285-2298.
- 周琦, 杜远生, 袁良军, 等. 2018. 黔东及毗邻区南华纪“大塘坡式”锰矿研究历史、主要进展及展望[J]. 贵州地质, 35(04): 270-281.

Characteristics and Prospecting Prediction of Nanhuan Manganese-bearing Graben in Yangjiawan-Laomuwan Adjacent Area of Guizhou and Chongqing

SHEN Hong-qian^{1,2,3}, ZHANG Sui^{1,2,3}, XIE Xiao-feng^{1,2,3}, YUAN Liang-jun^{1,2,3},
YANG Bing-nan^{1,2,3}, ZHU Pu¹, XIE Xing-you^{1,2,3}, ZHENG Chao¹,
ZHANG Ping-yi^{1,3}, ZHANG Ren-biao¹, YAO Xi-cai^{1,2,3}

(1. 103 Geological Party, Guichou Bureau of Geology & Mineral Exploration and Development, Tongren 554300, Guizhou, China; 2. Engineering Technology Innovation Center of Mineral Resources Explorations in Bedrock Zones, Ministry of Natural Resources, Guiyang 550081, Guizhou, China; 3. Guizhou Province Manganese Ore Resources Forecasting and Evaluation Technology Innovation Talent Team, Tongren 554300, Guizhou, China)

[**Abstract**] Yangjiawan-Laomuwan Manganese-formation Basin is one of the IV-level basins of the Songtao-Guzhang Basin (III level), Wuling Basin (II level) in Cryogenian Nanhua Rift Basin (I level). We comprehensively studied the variations of the manganese-containing rock series and the thickness of the manganese ore-body in the Yangjiawan-Laomuwan Basin, and defined its spatial distribution. The long axis of the IV-level basin is distributed along the northeast direction of about 70° with the length of > 10 km and the width of 3 ~ 4 km. Most of the basin has been denuded, with a little residue in the central, southern and south-western parts because of the late geological processes. We predict that there is good prospecting potential in Shibaoping area located in the south of the IV-level basin, Shahewan area located in the southwest of the basin, Guizhou Province and Laomuwan area located in the central part of the basin, Chongqing City, and 2-3 small-medium manganese deposits can be found.

[**Key Words**] Eastern Guizhou; Nanhua Period; Manganese-bearing graben; Prospecting prediction

黔西南簸箕田 1 金矿段断控型矿体控矿作用

杜王庆¹, 祁连素², 林珊珊¹

(1. 贵州紫金矿业股份有限公司, 贵州 贞丰 562200; 2. 贵州省地矿局地球物理地球化学勘查院, 贵州 贵阳 550018)

[摘 要] 簸箕田 1 金矿属水银洞超大型金矿床重要组成部分。经近两年坑内钻探实施, 新发现了赋存于龙潭组三段深部隐伏断裂 F₇₈₀ 控制的断控型矿体, 目前经生产勘探探明黄金资源/储量 4.95 t, 该类矿体厚度大, 品位富, 为目前矿区的主要矿体。本文以大量钻探及坑道资料为主要依据, 对矿段控矿构造特征及其控矿作用进行了分析, 尤其对新发现的断控型矿体的控矿构造特征及其控矿规律进行了系统研究, 并提出了未来找矿方向和勘查建议。

[关键词] 金矿; 控矿构造; 找矿方向; 簸箕田 1 金矿; 贵州

[中图分类号] P618.51; P613 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)-01-0008-07

簸箕田 1 金矿位于贵州省黔西南州贞丰县北西直距 20 km 处的皂矾山地段, 是经近两年新发现深部隐伏断裂控制的以断控型为主, 层控型为辅的复合型金矿段, 为水银洞超大型矿床重要组成部分(图 1)(谭宗平 等, 2017), 早期受地质勘查程度的限制, 缺少坑内钻探资料的支撑, 对矿体

连接对比与实际生产勘探阶段有差异, 部分加密勘探工程较预期出现偏差。经近两年坑内钻探实施, 新发现了赋存于龙潭组三段深部隐伏断裂 F₇₈₀ 等控制的断控型矿体, 此类矿体厚度大, 品位富, 为矿区的主要矿体, 经生产勘探探明黄金资源/储量 4.95 t, 平均厚度 5.16 m, 平均品位 5.63 g/t,

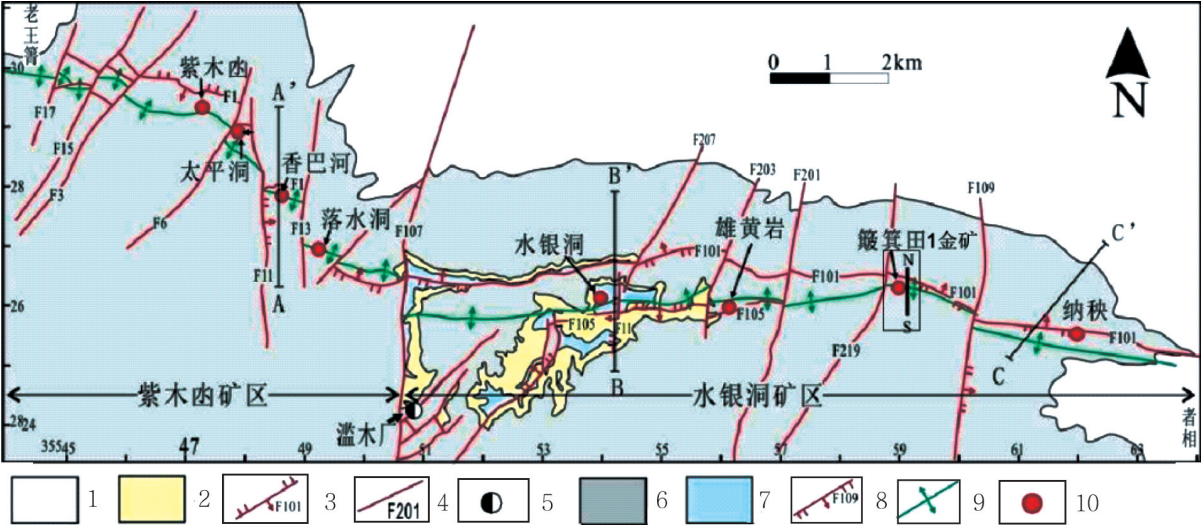


图 1 灰家堡金矿田地质图(谭宗平 等, 2017)

Fig. 1 Geological map of the Huijiabao gold orefield

1—永宁镇组; 2—长兴组; 3—逆断层及其编号; 4—性质不明断层及其编号; 5—汞—铊矿; 6—夜郎组; 7—龙潭组; 8—正断层及其编号; 9—背斜轴; 10—金矿

[收稿日期] 2020-04-26 [修回日期] 2020-12-17

[基金项目] 贵州省地矿局地质科研项目《贵州普安泥堡地区峨眉山火山活动与金成矿关系研究》黔地矿科合(2019)10 号。

[作者简介] 杜王庆(1990—), 男, 工程师, 主要从事矿产地质勘查工作。E-mail: 1037228170@qq.com。

[通讯作者] 祁连素(1971—), 女, 正高级工程师, 长期从事矿产地质勘查及研究工作。E-mail: 984814834@qq.com。

单件样最高品位 29.20 g/t。随着水银洞金矿床的开采,金品位不断下降,可采可利用资源日趋减少,加强对簸箕田 1 金矿段深部断控型矿体的勘查和找矿方向的分析研究具有重大找矿意义。

笔者于 2014 年一至今参与并组织实施了该矿段的勘探工作,勘探线距为 20~80 m,孔距为 20~80 m,大部分地区已达到勘探程度,本文在对大量钻探及坑道编录资料的收集及综合分析基础上,重点对簸箕田 1 金矿段的控矿构造及控矿规律进行了研究,尤其对厚大富金矿体的控矿构造及找矿方向有新发现、新认识,并提出了未来找矿方向和勘查建议。

1 地质背景及矿床特征

簸箕田 1 金段位于扬子准地台西南缘与华南褶皱带的结合部位,属于兴仁—安龙金矿成矿带之灰家堡金矿田,水银洞超大型金矿东段(刘建中等,2009;邱小平 等,2013;谭亲平 等,2017)。

1.1 矿区地层

矿区大面积分布下三叠统夜郎组(T_{1y})和永宁镇组(T_{1yn})地层,仅零星出露上二叠统龙潭组(P_3l)、长兴组(P_3c)、大隆组(P_3d)于背斜核部,地层总体呈北西西向,岩层倾角一般在 $5^{\circ}\sim 30^{\circ}$,断层附近部分岩层出现直立、倒转现象。矿体赋存于上二叠统龙潭组、长兴组、大隆组及下三叠统夜郎组一段地层,矿区具有多控矿因素及复合叠加控矿的特点(胡斌 等,2004;夏勇,2005;刘建中 等,2017 年)。

1.2 矿区构造

簸箕田 1 金矿区构造较发育,主要发育北西西向、南北向和北东向三组褶皱断裂构造。

褶皱:主要为北西西轴向的灰家堡背斜,是金

矿体主要控矿构造,次为受 F_{101} 逆冲断层上盘牵引褶曲的北西西向老丽坡背斜,以及受 F_{103} 逆冲断层上盘牵引褶曲的北东向刘家纱厂背斜。

断裂:主要有北西西向、南北向、北东向三组断裂。其中,北西西向断裂主要有 F_{101} 、 F_{780} 断裂, F_{101} 为一地表出露倾向北的逆断层,位于灰家堡背斜北翼,贯穿全区,倾角 $50^{\circ}\sim 65^{\circ}$; F_{780} 为倾向南西的隐伏逆断层,倾角 $25^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 。南北向断裂主要有 F_{109} 、 F_{219} 断裂,为一组张扭性正逆断裂,倾角 $45^{\circ}\sim 75^{\circ}$,兼有走滑性质(陈发恩 等,2012)。北东向断裂主要有 F_{103} 断裂,为一倾向北西的逆断层,倾角 $55^{\circ}\sim 65^{\circ}$ 。区内先受南北向应力挤压形成了北西西向构造,然后受东西向应力挤压形成了南北向构造,后期东西向应力对早期形成的北西西向构造复合叠加改造,形成了北东向构造(陈发恩 等,2019)。

1.3 矿体特征

矿体主要赋存于灰家堡背斜轴部附近龙潭组生物碎屑灰岩及碎屑岩、长兴组生物碎屑灰岩、大隆组钙质粘土岩及夜郎组一段泥灰岩中,呈层状、似层状、透镜状、囊状产出,走向上具波状起伏向东倾伏、空间上多个矿体上下重叠的特点(郭振春,2002;冯学仕 等,2002;任涛 等,2013)。

根据矿体的空间产出形态,将与围岩层理整合一致的层状、似层状矿体命名为层控型矿体,含矿热液沿断裂破碎带及节理裂隙贯入而成透镜状、囊状的矿体命名为断控型矿体(详见表 1)。前人因勘查程度有限,对簸箕田 1 金矿段断裂型金矿体研究较浅,矿体形态多按层控型进行连接,部分矿体经加密勘探后未按预期见矿,矿体形态发生变化。本次勘探工作加强了对矿区断裂构造及成矿规律的研究,探获断裂型厚大富金矿体,逐渐认识到断裂型金矿体在整个矿段的重要性。

表 1 矿段金矿体类型及特征简表
Table 1 Gold orebody type and characteristics in the ore block

矿体类型	产出部位	矿体特征
层控型	主要产于背斜核部及两翼龙潭组(P_3l)中,矿体与岩层层理整合一致,具顺层矿化特点,容矿岩石主要为层状不纯生物碎屑灰岩	以Ⅲc+1、Ⅲd、Ⅳc 矿体为代表,呈层状、似层状顺层产出,走向长约 1 000~1 600 m,宽约 100~500 m。
断控型	主要产于背斜核部附近的深部隐伏逆断层 F_{780} , 次为 F_{267} 等的破碎带及节理裂隙中,深部沿断层倾向延伸,总体走向北西西向,矿体受断裂构造控制,容矿岩石包括碎屑岩及生物碎屑灰岩。	以 F_{780} 矿体为代表,矿体成囊状、透镜状产出,产状与断层产状基本一致,长约 970 m,宽约 40~280 m。局部地段出现无矿天窗,矿体具有膨大收缩、分支复合现象。

1.4 矿石特征

矿区矿石结构构造主要有莓状结构、球状结构、胶状结构、自形晶结构、交代结构、假象结构、碎裂结构、星散浸染状构造、脉(网脉)状构造、晶洞状构造、生物遗迹构造、角砾状构造、条纹状构造等。矿石自然类型有碳酸盐岩型、钙质砂岩型、角砾岩型等;矿石工业类型属于难选冶微细粒浸染型硫化物型矿石(刘建中,2003)。

2 控矿构造特征

2.1 背斜构造

灰家堡背斜:为灰家堡金矿田的主干控矿构造,矿区内延伸10 km,宽约6 km,分别在紫木冲、水银洞、皂矾山一带表现为不同的构造样式,总体在水银洞和雄黄岩矿段表现为宽缓短轴背斜,在皂矾山簸箕田一带表现为紧闭褶皱,北翼较陡,南翼较缓,发育不平衡。

F_{219} 断层以西,即水银洞和雄黄岩矿段,背斜轴向为近东西向,核部地层趋于水平,轴面近于直立。两翼地层倾角较缓,倾角 $5^{\circ} \sim 20^{\circ}$,两翼基本对称,为宽缓褶皱。

F_{219} 断层以东至 F_{109} 断层,即簸箕田1金矿段,背斜轴向受后期 F_{219} 断层影响,轴线向北拱起,轴向由近东西向过渡为南西西向,背斜核部受近东西向隐伏断裂等构造影响,轴面向南倾,倾角 $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$,两翼地层不对称,北翼地层产状陡,倾角 $20^{\circ} \sim 70^{\circ}$,局部近直立,南翼产状较缓,倾角 $10^{\circ} \sim 35^{\circ}$,表现为紧闭特征。

F_{109} 断层以东,即纳秧矿段,背斜轴向为北西西向,浅部至地表褶皱形态与深部不一致,浅部至地表褶皱两翼基本对称,地层趋于水平,轴面近直立,表现为宽缓特征。而深部两翼地层不对称,轴面总体向北倾,倾角 $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$,两翼地层不对称,南翼地层产状陡,倾角 $10^{\circ} \sim 70^{\circ}$,局部近直立,北翼产状较缓,倾角 $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$,表现为紧闭特征。

灰家堡背斜核部向两翼500~1500 m范围内控制了金矿体的产出,构成了灰家堡背斜Au、Hg成矿带(陈发恩等,2019)。

2.2 断裂构造

经过对隐伏构造控制和研究,揭示出背斜核

部附近发育的近东西向隐伏逆断裂是该区重要的导矿和控矿构造,认识到区内主要控矿断裂有 F_{780} 、 F_{267} 等,其控矿构造特征为:

F_{780} :为发育于灰家堡背斜北翼近轴部的深部隐伏逆断层,主要由坑道和钻探工程控制。该断层切穿龙潭组第三段地层,上下延伸至长兴组及龙潭组第二段地层顶部,倾向南西,倾角 $25^{\circ} \sim 45^{\circ}$,断层断距10~25 m,破碎带宽1~20 m,破碎带内可见角砾岩、碎裂岩、断层泥等各种性质构造岩(图4b、4c、4f)。坑道及钻孔显示,能干性强的灰岩等岩石以大小不等的角砾岩或碎裂岩出现,角砾多成棱角、次棱角状,钙质、泥质胶结,胶结较疏松;而能干性弱的粘土岩、粉砂质粘土岩等岩石以角砾岩或断层泥出现,并且揉皱变形较强,断层带附近岩层出现直立、倒转或呈“S”形弯曲(图2、图3、图4a),主要蚀变有硅化、雌雄黄化、辉锑矿化、黄铁矿化、方解石化(图4d、4e、4f),断层附近岩层及断层带内均有矿化,为重要容矿构造。

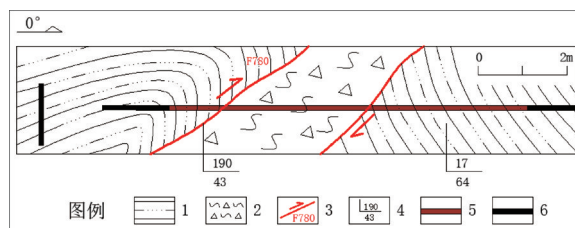


图2 780 m水平 F_{780} 断裂坑道素描图(257NMC)

Fig. 2 Underground openings workings sketch of the F_{780} fracture at 780 m level from 257NMC

1—粘土质粉砂岩;2—角砾岩;3—断层;4—产状;5—见矿位置;6—未见矿位置

F_{267} :为发育于灰家堡背斜南翼近轴部的深部隐伏逆断层,主要由坑道和钻探工程控制。该断层规模较小,位于龙潭组第三段地层中,倾向北东,倾角 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$,断层断距1~5 m,破碎带宽1~5 m,破碎带内可见碎裂岩、断层泥等构造岩,上盘岩层变形较弱,下盘岩层受挤压变形产状较陡,主要蚀变有硅化、黄铁矿化、方解石化,断层附近岩层及断层带内均有矿化,为容矿构造。

F_{780} 与 F_{267} 断层在空间上位于背斜南北两翼近轴部,倾向相反,走向与背斜轴向基本一致,剖面上呈近X型分布,可能为大型共轭节理发育而成。破碎带越宽,矿体越厚,远离断层破碎带则无矿,再结合勘探线剖面图3反映的构造与矿体分布格局,可推断深部含矿热液以断裂为运移通道,热液向上运移过程中,一部分贯入断层破碎带及

节理裂隙中富集成矿(表2),一部分则沿孔隙度大的碳酸盐岩侧向运移,而此时碳酸盐岩的顶底板粘土岩充当良好的屏蔽障(刘建中等,2005),阻止热液扩散而表现为顺层富集成矿。

3 断控型矿体特征

区内已探明断控型矿体产于灰家堡背斜轴部附近100 m范围,受断裂F₇₈₀、F₂₆₇等控制,赋矿岩石主要为粘土质粉砂岩、粉砂质粘土岩和生物碎

屑灰岩,金矿体呈囊状、透镜状产出,产状与断裂产状大致相同,走向上具波状起伏向东倾伏、空间上具共轭分布特点(图3),代表矿体特征:

F₇₈₀:为断控型最主要矿体,赋存于F₇₈₀断层破碎带及下盘,赋矿岩石为P₃l³粘土质粉砂岩、粉砂质粘土岩和灰岩,分布于223-271线,呈透镜状、囊状,位于背斜北翼,矿体倾向南,倾角25°~45°东西走向长970 m,南北倾向宽47~281 m,分布标高756.85~849.69 m,探明金资源储量3 079.31 kg,平均品位5.46 g/t,厚度2.14~17.31 m。

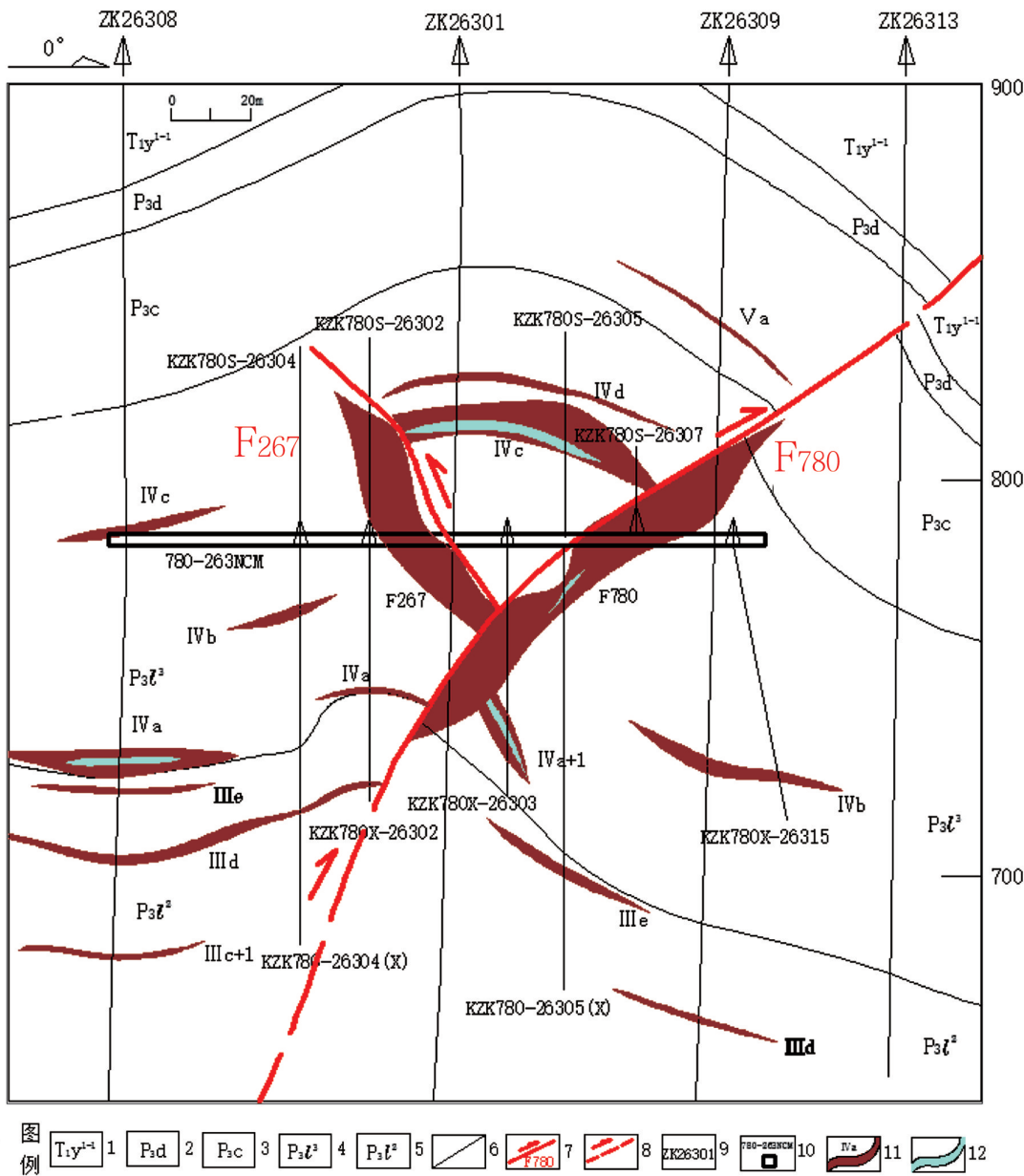


图3 簸箕田1金矿263勘探线剖面图

Fig. 3 Profile of prospecting line No.263 of Bojitian1 gold mine

1—夜郎组一段一亚段;2—大隆组;3—长兴组;4—龙潭组三段;5—龙潭组二段;6—地层界线;7—逆断层及编号;8—推测断层;9—钻孔编号;10—巷道编号;11—矿体;12—夹石

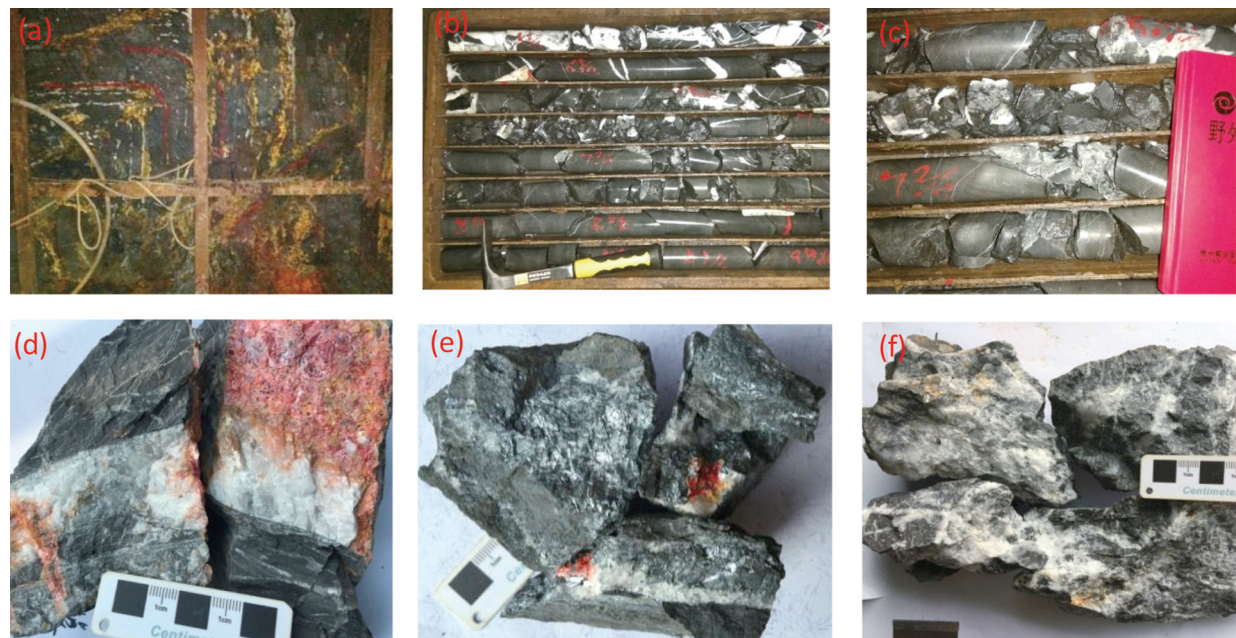


图 4 簸箕田 1 金矿段 F₇₈₀ 断裂带各类构造特征

Fig. 4 Each structural characteristic of F₇₈₀ fault zone in Bojitian1 gold mine

表 2 KZK780S-26307 见矿情况一览表

Table 2 Ore-bearing situation of KZK780S-26307

取样位置 (m)	样长 (m)	采取率 (%)	品位 (10 ⁻⁶)	层位	岩性
0.00 ~ 0.96	0.96	93	9.76	P ₃ l ³	灰岩, 节理发育
0.96 ~ 2.00	1.04	96	6.98	P ₃ l ³	角砾岩, 成分为灰岩
2.00 ~ 2.90	0.90	100	7.61	P ₃ l ³	角砾岩, 成分为灰岩
2.90 ~ 3.70	0.80	100	7.49	P ₃ l ³	角砾岩, 成分为灰岩
3.70 ~ 4.55	0.85	100	9.84	P ₃ l ³	角砾岩, 成分为灰岩
4.55 ~ 5.52	0.97	93	6.20	P ₃ l ³	角砾岩, 成分为粉砂质粘土岩
5.52 ~ 6.58	1.06	97	19.4	P ₃ l ³	角砾岩, 成分为粉砂质粘土岩
6.58 ~ 7.50	0.92	100	1.12	P ₃ l ³	角砾岩, 成分为灰岩
7.50 ~ 8.46	0.96	100	1.07	P ₃ l ³	角砾岩, 成分为灰岩

注: 样品由贵州矿冶测试技术有限公司测试。

F₂₆₇: 为断控型主要矿体, 赋存于 F₂₆₇ 断层破碎带及上下盘岩层, 赋矿岩石为 P₃l³ 粘土质粉砂岩、粉砂质粘土岩和灰岩, 分布于 257-269 线, 呈透镜状、囊状, 位于背斜南翼, 矿体倾向北, 倾角 50°~80° 东西走向长 240 m, 南北倾向宽 20~45 m, 分布标高 775.11~825.21 m, 探明金资源储量 1 340.17 kg, 平均品位 5.97 g/t, 厚度 2.64~25.05 m。

4 断裂成矿作用分析

(1) 灰家堡金矿田主要沉积间断发生在中二叠统/上二叠统界面 (P₃/P₂, 260 Ma) 与三叠系/侏罗系界面 (J/T, 199.6 Ma), 地层记录中没有中生代以来的构造隆升与沉积间断记录, 因此灰家堡

矿田主成矿事件发生在 J/T 界面以后 (邱小平等, 2013), 同位素测年结果显示矿田成矿时代集中在中生代 (陈懋弘等, 2007)。右江盆地在中生代先后表现为挤压造山和拉张伸展运动, 其中在印支晚期处于挤压造山状态, 形成了变形强烈的褶皱、断裂带。印支结束后开始燕山旋回, 早期形成的构造被晚期构造干扰和改造, 并且有明显叠加关系 (陈懋弘, 2011)。燕山晚期本区拉张伸展, 深切断裂构造复活, 促使深部热液活动、迁移、富集成矿。

因此, 与复杂的构造演化活动对应, F₇₈₀ 断裂也先后经历挤压-拉张-挤压多期活动, 最终表现为逆断层。坑道揭露断层时, 上下盘地层表现出明显的牵引弯曲, 断裂面上部分可见磨光面, 断层

角砾岩大小悬殊且不定向排列,此类现象可作为断层经历挤压和拉张多期活动的有力证据。

(2)坑道编录时发现,该断裂表现为挤压状态时不含矿,破碎带发育处含矿,且多为厚大富金矿体赋存部位,坑内钻探揭露破碎带越宽,矿体越厚,遇水越大,单孔(60 mm 口径)水量达 30 m³/h。由此,笔者认为 F₇₈₀ 断裂在拉张期,或是在挤压向拉张过渡期为成矿期,早期的挤压期仅是提供成矿前的构造格架。

(3)勘探中揭露了与 F₇₈₀ 断裂同性质,不同级别的隐伏逆断层,主要分布于背斜北翼,构成特有的“背斜加一刀”成矿现象。此类构造特征在水银洞金矿床中常见,未作过系统性的研究。目前在龙潭组第三段地层中已探获的厚大富金矿体均赋存在此类叠加构造带中。

(4)类似于 F₇₈₀ 不同级别的逆断裂倾角一般为 25°~45°,属低角度断层范畴,控制的金矿体品位高。前人(陈柏林 等,1999)对低角度断层成矿控矿作用有所研究和总结,认为深层次低角度断层温度高、压力大,促使金等成矿元素内能升高,物理化学性质变得不稳定,成矿元素活化而脱离原矿物和原赋存位置,与 Si、K、Na、H₂O 及挥发组分形成含矿热液,含矿热液从深部上升后沿着低角度断层运移,与断裂破碎带内的构造岩发生交代蚀变。低角度断层由于自身倾角小,上下盘岩石结构构造有所差异,引起与深度有关的成矿物理化学界面夹角小,甚至在某一范围发生重叠,成矿元素结晶析出于低角度断层部位,富集成矿。

5 控矿构造规律

(1)灰家堡背斜对矿段金矿体分布的限定性。以灰家堡背斜轴部为中心,南北两翼各 500 m 范围内控制了簸箕田 1 金矿段矿体的产出,矿区背斜轴线向北拱起,轴面南倾,两翼地层不对称,表现为紧闭特征,深部构造复杂,P₃l 中见层控型矿体上下重叠分布,断控型矿体共轭分布,且 T₁y¹ 中赋存厚大富金透镜状金矿体。

(2)隐伏逆断裂与灰家堡背斜轴向的一致性。灰家堡背斜两翼发育近东西向隐伏逆断裂,与背斜轴向一致,F₇₈₀、F₂₆₇ 隐伏逆断层就是其中代表,断层上盘岩层受挤压变形较强,局部岩层近直立,下盘变形较弱,为重要容矿构造,金矿体受断层破

碎带控制,矿体总体沿背斜轴向发育分布。

(3)褶皱-断裂构造组合控制矿段厚大富金矿体的产出。隐伏逆断裂与背斜构成特有的“背斜加一刀”金矿成矿现象,且南北两翼逆断裂具有共轭分布特征,此类构造组合使金元素活化而脱离原矿物和原位置,含矿热液在上升过程中于低角度断层部位富集成矿。

6 找矿方向与勘查建议

(1)区域找矿层面,灰家堡背斜轴部是金矿床首要找矿部位,背斜两翼则是主要找矿空间。通过对 F₇₈₀ 等隐伏断裂的变形状态分析,发现此类断裂多分布于以背斜轴为中心,南北两翼各 150 m 的范围内,因此背斜两翼 150 m 范围是今后找矿勘查关注的重要方向,同时也是区域找矿突破的关键。

(2)矿床勘查层面,低角度逆断层与背斜形成的“背斜加一刀”组合是勘查的主攻区域,相应的断控型矿体是主要探矿对象。目前所发现的 F₇₈₀ 断裂控制的矿体只是冰山一角,根据对区内控矿构造研究,该断裂有可能向上延伸至长兴组、大隆组、夜郎组地层中,向下延伸到茅口组,使岩石发生破碎,增大岩石裂隙孔隙度,成矿热液沿断层破碎带上涌与围岩发生水岩反应,金元素进入成矿热液体系,沿着断层运移从而形成厚大金矿体,在此控矿理论上更有拓展空间。

(3)工程部署层面,除考虑层控型矿体外,还应充分考虑断控型矿体赋存规律。对于厚大富金矿体的工程部署,应结合矿体赋存位置及附近构造特征合理布置工程,创新勘查思路。

根据本文的研究成果,可推断灰家堡金矿田其它矿段也可能存在深部隐伏断裂控矿因素,加强对深部隐伏构造的探索与研究,有可能在灰家堡金矿田其它矿段找到类似于簸箕田 1 的断控型金矿体,对于拓展区域找矿方向,扩大找矿前景具有重要意义。

致谢:诚挚的感谢刘远辉研究员、陶平研究员对本文提出了宝贵的修改意见!

[参考文献]

陈柏林,刘建民,张达. 1999. 低角度断层成矿控矿作用[J]. 地质学报,73(4):377.

- 陈懋弘,毛景文,屈文俊,等. 2007. 贵州贞丰烂泥沟卡林型金矿床含砷黄铁矿 Re-Os 同位素测年及地质意义[J]. 地质论评, 53(3):371-382.
- 陈懋弘. 2011. 滇黔桂卡林型金矿的构造型式和构造背景[J]. 矿物学报, (S1):192-193.
- 陈发恩,刘建中,杨成富,等. 2019. 贵州省贞丰县水银洞超大型金矿床地质特征及构造控矿分析[J]. 贵州地质, 36(1):18-27.
- 冯学仕,郭振春. 2002. 黔西南金矿产出模式及找矿潜力[J]. 贵州地质, 19(2):109-111.
- 郭振春. 2002. 黔西南灰家堡背斜金矿田“两层楼”模式及其找矿意义[J]. 黄金地质, 8(4):18-23.
- 胡斌,胡瑞忠,郭群. 2004. 黔西南水银洞金矿床与泥堡金矿床控矿因素对比分析[J]. 贵州地质, 21(4):211-214.
- 刘建中. 2003. 贵州水银洞金矿床矿石特征及金的赋存状态[J]. 贵州地质, 20(1):30-34.
- 刘建中,陈景河,邓一明,等. 2009. 贵州水银洞超大型金矿勘查实践及灰家堡矿集区勘查新进展[J]. 地质调查与研究, 32(2):138-143.
- 刘建中,杨成富,王泽鹏,等. 2017. 贵州省贞丰县水银洞金矿床地质研究[J]. 中国地质调查, 4(2):32-41.
- 邱小平,孟凡强,于波,等. 2013. 黔西南灰家堡金矿田成矿构造特征研究[J]. 矿床地质, 32(4):783-793.
- 任涛,张兴春,韩润生,等. 2013. 贵州水银洞金矿的几点新认识[J]. 地质与勘探, 49(2):217-223.
- 谭亲平,夏勇,王学求,等. 2017. 黔西南灰家堡金矿体成矿构造模式及构造地球化学研究[J]. 大地构造与成矿学, 41(2):291-304.
- 夏勇. 2005. 贵州贞丰县水银洞金矿床成矿特征和金的超常富集机制研究[D]. 贵阳. 中国科学院地球化学研究所.

The Ore-controlling of Fault Controlled Ore Body in Bojitian Gold Ore Block1, Southwest Guizhou

DU Wang-qing¹, QI Lian-su², LIN Shan-shan¹

(1. Guizhou Zijin Mining Co., Limited, Zhenfeng 562200, Guizhou, China; 2. Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources, Guiyang 550018, Guizhou, China)

[Abstract] Bojitian 1 gold ore block is an important part of the Shuiyindong ultra-large gold deposit. After drilling in the pit in the past two years, a new fault controlled orebody controlled by F_{780} of the deep buried fault in the third member of Longtan formation has been discovered, 4.95 t gold resources/reserves have been proved by production exploration at present, the orebody is thick and high grade, it is the main orebody of the mining area at present. In this paper, based on a large number of drilling and tunnel data, it analyzes the ore-controlling structural characteristics and their ore-controlling functions of ore block, especially the ore-controlling structural characteristics and ore-controlling rules of the newly discovered fault controlled orebodies, and puts forward the ore-seeking direction and exploration suggestions in the future.

[Key Words] Gold deposit; Ore-controlling structure; Ore prospecting direction; Bojitian1 gold Ore block; Guizhou

贵州金佳矿区煤储层孔隙结构及等温吸附特征

唐代学¹, 刘文^{*1}, 娄毅², 邵林杰², 阳富芹²

(1. 贵州省地矿局 117 地质大队, 贵州 贵阳 550018; 2. 贵州盘江煤层气开发利用有限责任公司, 贵州 贵阳 550081)

[摘 要] 采用扫描电镜、压汞试验、等温吸附实验分析贵州金佳矿区 8 个主要煤层孔隙发育特征。煤储层发育较多的原生孔、气孔及张性裂隙, 次生孔隙主要为粒间孔, 矿物溶蚀孔、矿物铸模孔相对较少; 压汞试验表明, 3#煤层开放孔较多, 压汞曲线为 II 型, 孔隙连通性较好; 1#、7#煤层以微小孔为主, 压汞曲线为 I 型, 孔隙连通性中等; 其余煤层压汞曲线为 III 型, 孔隙连通性差; 煤储层孔隙度、孔容、比表面积与变质程度呈正相关; 甲烷等温吸附实验显示 3#、24#煤甲烷吸附速率快, 吸附能力最强; 矿区煤储层孔隙结构对甲烷吸附性的影响有限; 对比分析矿区 3#煤层有利于煤层气的开发。

[关键词] 金佳矿区; 压汞测试; 孔隙结构; 等温吸附; 变质程度

[中图分类号] P618.11; P613.3 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)-01-0015-07

1 引言

范俊佳等的研究表明, 煤储层的孔隙极为发育, 从不足 1 nm 到最大可达数 mm(胡广青等, 2011); 由于煤体结构、构造作用、孔隙结构、变质程度等的不同, 煤层气在煤储层中的赋存状态差异较大, 同时也对煤层气的吸附、解吸、扩散和渗流有重要的影响(范俊佳等, 2013; 党广兴等, 2017; 李慧等, 2019)。贵州正式实施瓦斯治理行动, 研究煤储层的孔隙结构及瓦斯吸附特征, 对预防瓦斯灾害及煤层气勘探开发具有比较重要的意义(沈仲辉等, 2017)。金佳矿区位于贵州盘州市中部, 矿区具有构造复杂、可采煤层层数多、瓦斯压力及含气量高、煤层气资源量大等特点; 本文通过金佳矿区的煤层气参数井, 运用扫描电镜、压汞测试、甲烷等温吸附实验等对金佳矿区主要煤储层孔隙及吸附性特征分析研究, 为矿区煤层气开发提供理论数据及参考价值。

2 矿区概况及样品采集

金佳矿区位于黔西盘关向斜东翼中段, 含煤地层为上二叠统龙潭组, 平均含煤地层厚约 220~260 m, 一般含煤 30-45 层, 可采煤层达 10-17 层, 可采煤层平均总厚约 21.86 m, 其中煤系地层中上部煤层发育稳定, 煤层厚度、煤体结构及可采性好于下部煤层。本文试验样品全部采自矿区不同煤层气参数井 1#、3#、6#、7#、10#、18#、22#及 24#共 8 层煤的新鲜煤芯样送实验室加工测试, 采样煤层均为该区主采煤层。

压汞试验采用美国麦克公司 AuotoPore IV 9500 全自动压汞仪, 进汞压力最大 228 MPa, 能检测到孔径 5 nm 以上的孔隙。运用德国蔡司公司 ZEISS SUPRA 55 SAPPHIRE 扫描电子显微镜观测煤中的孔隙和裂隙发育特征。等温吸附试验采用高压容量法, 按照《煤的高压等温吸附试验方法》(GB/T19560-2008) 进行甲烷吸附试验, 试验温度为恒定 30℃。基础测试按照《煤的工业分析方法》

[收稿日期] 2020-10-31 [修回日期] 2021-01-20

[基金项目] 贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目资助, 项目编号: 黔地矿科合[2020]24 号。

[作者简介] 唐代学(1986—), 男, 贵州遵义人, 硕士, 工程师, 主要从事煤与煤层气勘探开发工作。

[通讯作者] 刘文(1980—), 男, 贵州普安人, 高级工程师, 从事矿产地质勘查研究工作。

(GB/T212G-2008)及《显微煤岩类型分类》(GB/T15589-2013)测定,煤样基本测试结果见表1。

煤的孔径划分采用常见的霍多特(Ходот В В,1996)十进制分类方法,煤的孔隙类型划分为微孔(孔径<10 nm),小孔(孔径10~100 nm),中孔(孔径100~1 000 nm),大孔(>1 000 nm)。

表 1 主要煤层煤样基础测试

Table 1 Basic test results of main coal samples

煤样编号	RO,MAX/%	显微组分含量/%			煤体结构	采样深度/m
		镜质组	有机组分	无机组分		
1#	1.75	51.7	67.8	32.2	原生结构	477.73
3#	1.82	68.8	88.6	11.4	原生结构	492.25
6#	1.80	47.4	62.0	38.0	碎裂结构	519.47
7#	1.89	44.1	57.3	42.7	碎粒结构	530.12
10#	1.62	54.0	72.2	27.8	糜棱结构	726.42
18#	1.80	48.1	66.7	33.3	糜棱结构	770.43
22#	2.02	48.8	64.8	35.2	糜棱结构	638.95
24#	2.01	46.9	61.4	38.6	糜棱结构	652.05

注:1#、3#、6#、7#、22#、24#煤样与10、18煤样采自不同参数井。

3 扫描电镜

通过扫描电镜观察金佳矿区主要可采煤层孔缝发育类型,矿区煤孔隙受构造、压实变形,气体活动、矿物溶蚀、充填、矿物分布等影响发育较多类型的孔缝,孔缝形态多样,孔径大小不一,对煤层气的赋存、吸附、渗流等重要的影响。

矿区原生孔主要发育在有机组分中,一般在镜质体或丝质体成群或带状密集分布,原生孔孔径分布较大,从几纳米到几十至几百微米均有发育;图1(a)镜质体中可见定向、似定向或串珠状成煤植物自身发育的细胞结构孔,孔径最大可达174 μm;原生孔可见清晰轮廓,孔隙边缘较圆滑,孔隙之间基本不连通,无矿物质充填;随压实作用的增加及煤演化的推进,部分原生孔隙被高岭石、绿泥石、伊利石、石膏、黄铁矿、硅质、石英微晶体等矿物质充填,图1(a)中部分胞腔孔被致密高岭石集合体充填,矿物质的充填对煤层气的富集起反作用;如图1(b),丝质体因压实遭受剧烈变形,发育大量孔缝,增大了煤层吸附性及赋存空间;气孔主要赋存于有机质中,生气量大,可孤立或成群、带状密集分布;如图1(c)所示,在镜质体中成群发育大量气孔,气孔之间也很少连通,孔径大小从不足10 nm到1 μm均有分布;气孔是煤化作用阶段由生气和聚气作用形成的,气孔分布与气体活动强度有关(刘金霖等,2018)。

煤中碳酸盐岩类、长石、和方解石等可溶性矿物质在气、水长期作用下被溶蚀而形成溶蚀孔(张慧,2001);图1(d)石英微晶在酸性条件下发生溶

蚀并与片状高岭石集合体充填孔隙,石英微晶棱角及颗粒边缘清晰;矿物溶蚀较为少见且多单独出现。矿物铸模孔多是由黄铁矿颗粒因硬度差异在有机质上形成印坑(张慧,2001),图1(e)中,粒状及草莓状黄铁矿呈团窝状顺层分布于镜质体内部,在镜质体上可见清晰的印坑,孔径大小受黄铁矿颗粒大小的影响,孔隙边缘黄铁矿颗粒印迹清晰,铸模孔之间及与其他孔缝连通性差。

金佳矿区煤储层赋存比较多的矿物质,矿物质多定向或顺层分布,粒间孔就存在于各种矿物质之间,成矿物质的形态多样,造就了不同形态、大小的粒间孔。如图1(e)、(f)分布于镜质体上的黄铁矿颗粒、具生长纹的方解石微晶间就赋存较多的粒间孔,扩大了煤层气的赋存和吸附空间;此外诸如硅质、石英微晶、粒状及草莓状黄铁矿、方解石微晶、层状黏土矿物集合体、高岭石、伊利石、绿泥石等矿物质赋存于有机质表面,表面孔隙增加煤孔隙的比表面积及孔容,增强了煤层气的吸附性。

裂隙既是煤层气重要的赋存空间,又是运移、渗流通道。矿区煤系地层层间构造较为发育,煤储层发育裂缝多见于有机组分中,为张性裂隙,裂隙多呈直线状、弯曲状、平行状、多组裂隙交叉状或网状,裂缝宽度大小不等,单条裂缝连通性一般较差,而多组裂缝交叉连通性好;图1(g)为多组交叉裂缝把结构致密镜质组切割成格子状或棋盘状,连通性好;此类裂缝多数未见充填,少数如图1(h)中裂缝被方解石薄膜充填,缝宽为10 μm;图1(i)中裂缝宽度约为500~1 700 nm,裂隙与孔隙连通,改善了煤储层的物性,增强煤层气渗流能力。

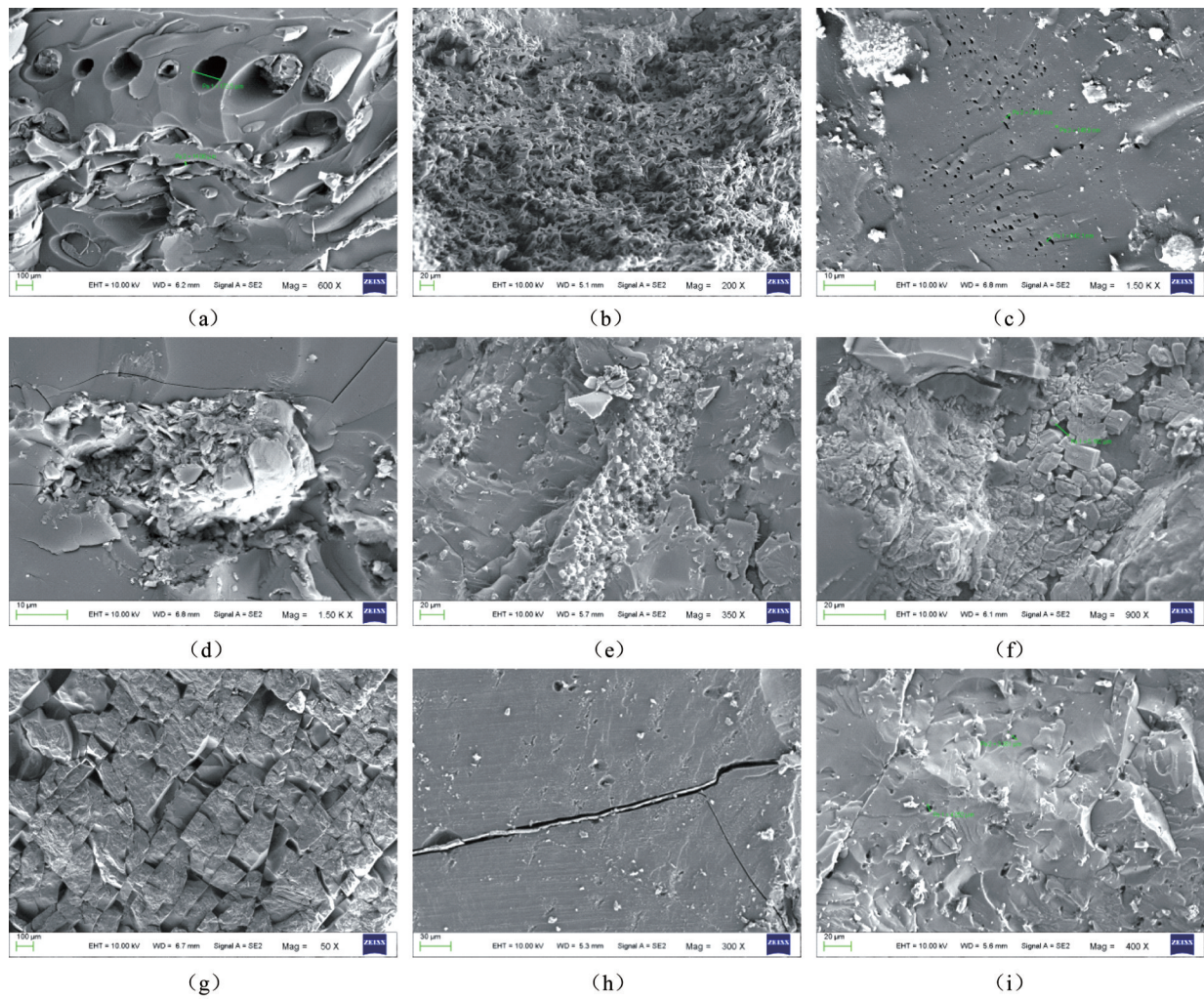


图 1 煤样扫描电镜煤样孔隙照片

Fig. 1 Pore photos of coal sample under scanning electron microscope

(a) 有机组分孔隙多见,高岭石集合体致密充填部分孔隙;×600; (b) 丝质体因压实遭受剧烈变形发育大量孔隙;×200; (c) 镜质体发育孔径不一的气孔及草莓状黄铁矿;×1500; (d) 片状高岭石集合体与发育溶蚀孔的石英微晶共同充填孔隙;×1500; (e) 粒状及草莓状黄铁矿呈团窝状顺层分布于镜质体内部,发育大量铸模孔;×350; (f) 具生长纹的大量方解石微晶集中分布;发育粒间孔及裂缝;×900; (g) 煤岩结构致密;多组相交的裂缝将镜质体分割成格子状;孔隙发育;×50; (h) 方解石薄膜半充填于镜质体中裂缝;×300; (i) 镜质体发育孔隙及裂缝,部分孔隙与裂缝连通;×400。

表 2 主要煤层煤样压汞测试数据										
Table 2 Mercury intrusion experimental date of main coal samples										
煤样编号	总孔容/ (cm ³ ·g ⁻¹)	平均孔喉 半径/μm	总比表面积 /(m ² ·g ⁻¹)	孔隙度 /%	孔容组成(%)				退汞效率 /%	曲线 类型
					大孔	中孔	小孔	微孔		
1#	0.014 8	0.307 0	3.500 0	2.400	5.760	9.060	29.220	55.970	74.62	I
3#	0.021 5	0.176 0	2.920 0	3.740	3.900	20.806	47.160	28.129	44.17	II
6#	0.014 8	0.027 0	3.930 0	2.340	0.000	3.990	33.387	62.622	92.55	III
7#	0.026 2	0.203 0	4.730 0	3.570	5.328	2.497	28.929	63.247	76.45	I
10#	0.014 4	0.238 1	2.280 0	1.958	3.709	31.804	24.575	39.912	59.61	III
18#	0.018 9	0.202 2	3.950 0	2.760	19.579	18.985	24.073	37.363	51.54	III
22#	0.028 4	0.101 0	6.480 0	5.240	1.849	6.876	31.194	60.081	88.05	III
24#	0.022 8	0.300 0	6.330 0	3.180	4.960	6.658	30.206	58.177	85.26	III

4 压汞试验及分析

压汞试验采用逐步加压的方式,向煤岩中逐步注入液态汞,根据汞的注入量和退出量可以分析煤岩中孔隙连通性、孔隙大小、孔径分布、孔隙度等特征;压汞测试结果见表2。

4.1 压汞曲线

不同煤样的进汞与退汞曲线有不同的压汞滞后环,根部孔隙滞后环宽度、进汞、退汞体积差不同,分析不同煤样孔隙的基本形态及连通性。根据矿区主要煤层压汞测试结果,不同煤样压汞曲线有三种。

I型曲线代表为1#、7#煤样(图2a、c),进汞曲线在相对压力10~100 MPa之间快速上升,最大吸附量中等,具有一定进汞、退汞体积差,

在相对压力小于10 MPa时进汞、退汞体积差较小,相对压力10~100 MPa时进汞、退汞体积差较大,孔隙滞后环中等,退汞曲线主要呈先下凹后上凸状,说明煤样孔径多为微小孔,大孔及中孔数量较少,退汞效率中等,连通性中等。

II型曲线代表3#煤样(图2b),进汞曲线在相对压力1~10 MPa时快速上升,最大吸附量大,其进汞、退汞体积差大,孔隙滞后环宽,退汞曲线呈上凸状,煤样孔径含有较多的开放孔,微小孔数量相对较少,退汞效率低,连通性好,有利于煤层气的运移、扩散。

III型曲线代表为6#、10#、18#、22#、24#煤样(图2d),进汞曲线在相对压力在10~100 MPa之间快速上升,最大吸附量变化,进汞、退汞体积差小,孔隙滞后环窄小,退汞曲线与进汞曲线近平行,呈下凹状,煤样孔径含有较多的微小孔,退汞效率高,连通性较差,有利于煤层气的吸附聚集。

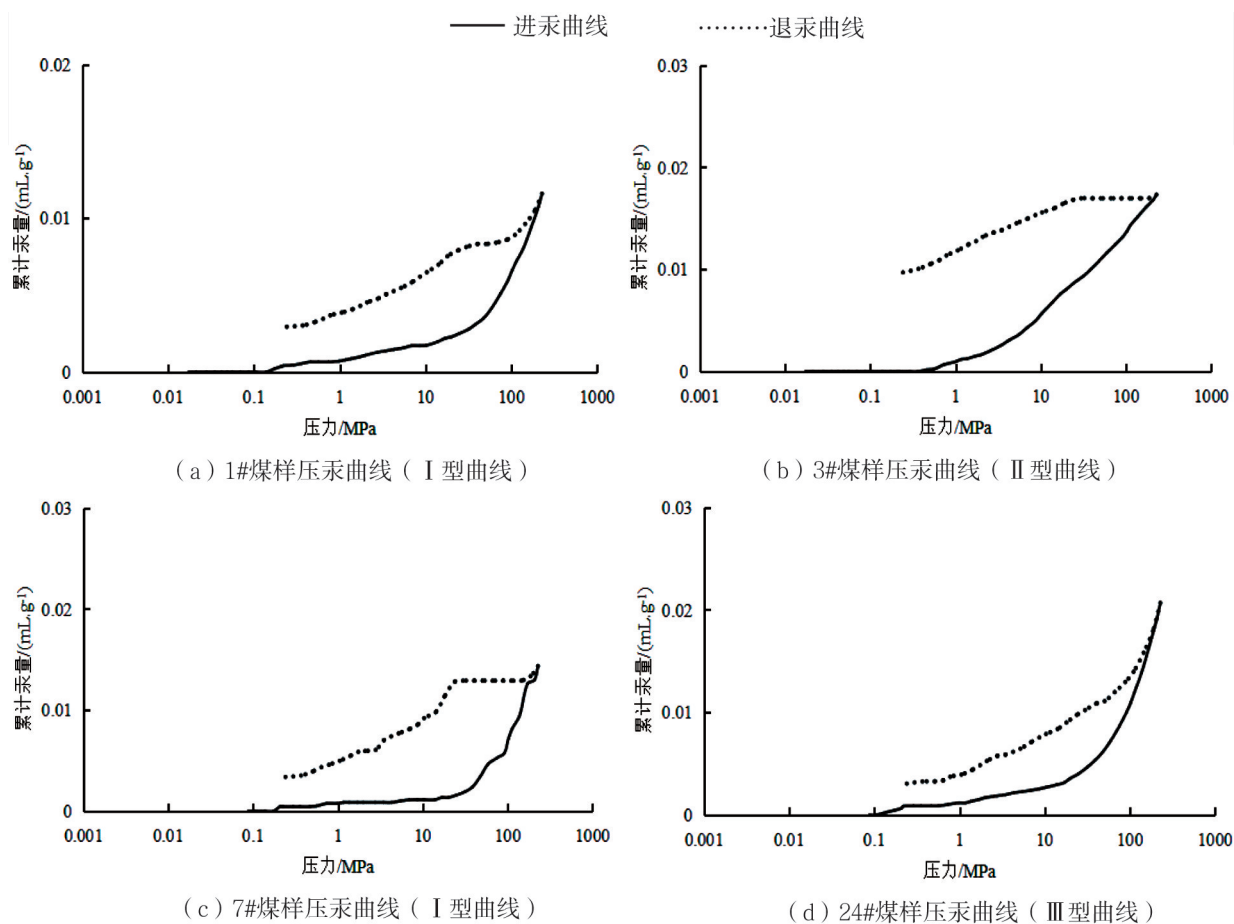


图2 代表性煤样压汞曲线类型

Fig. 2 Types of mercury penetration curves of typical coal samples

4.2 孔容、比表面积

矿区煤样总孔容介于 $0.014\ 4\sim 0.028\ 4\ \text{cm}^3/\text{g}$, 平均 $0.020\ 2\ \text{cm}^3/\text{g}$, 压汞孔隙度介于 $1.958\%\sim 5.24\%$, 平均 3.15% , 压汞总孔容及孔隙度较低。

孔隙结构以微、小孔为主, 其中微孔优势相对较大。小孔和微孔所占比列介于 $61.436\%\sim 96.009\%$, 平均 81.78% , 说明孔隙主要集中于微孔和小孔中, 较多的微孔和小孔有利于煤层气的吸附聚集。中孔占比约为 $2.597\%\sim 31.804\%$, 平均 19.00% ; 3#、10#、18#煤样中孔孔容占比大, 能增加渗流孔喉之间的连通能力, 增强煤孔隙的渗透性。测试煤样中大孔的孔容占比较小。

压汞法测各得煤样总比表面积在 $2.28\sim 6.48\ \text{m}^2/\text{g}$ 之间, 平均 $4.265\ \text{m}^2/\text{g}$ 。其中 6#、7#、22#、24#煤样总比表面积较大; 煤样比表面积越大, 煤样中微孔数量越多, 吸附气体的能力越强。

5 变质程度对孔隙性的影响

煤岩的变质程度对煤岩的孔隙特征影响较大(唐书恒等, 2008), 一般认为变质程度越高, 受压实作用影响, 煤岩孔隙度减小, 煤岩孔容及比表面积也随之发生变化。根据金佳矿区煤岩的相关实验参数结果(表1), 矿区主要煤层最大镜质体反射率(R_o) $1.62\%\sim 2.02\%$, 平均 1.84% , 分布较窄, 中煤级煤; 图3可知, 随煤演化作用增加, 煤的孔隙度等是逐渐增加的, 这与一般煤岩孔隙度与变质程度关系的认识(唐书恒等, 2008; 蔡佳丽等, 2011; 赵兴龙等, 2010; 高为等, 2016; 刘金霖等, 2018)是相反的。

根据金佳矿区煤的压汞孔隙结构分析, 对煤的孔容和比表面积影响较大的是中孔和微孔, 微孔的含量决定了孔容和比表面积的大小, 而中孔的含量大能较大程度增加总孔容。图4可知, 孔隙度越大, 开放孔含量越高, 总孔容越高, 两者呈比较明显的正相关; 微孔占比越多, 总比表面积越大, 吸附性能越强; 孔隙度和平均孔径的大小能一定程度反映出微小孔的数量占比, 孔隙度和平均孔径越大, 比表面积越小; 而金佳矿区煤样孔隙平均孔径与孔容、总比表面积的关系不明显; 如图4, 随孔隙度的增加, 总比表面积也随之增加, 这与一般认为孔隙度与总比表面积呈负相关的认识(唐书恒等,

2008; 蔡佳丽等, 2011; 赵兴龙等, 2010; 高为等, 2016; 刘金霖等, 2018)也是相反的。

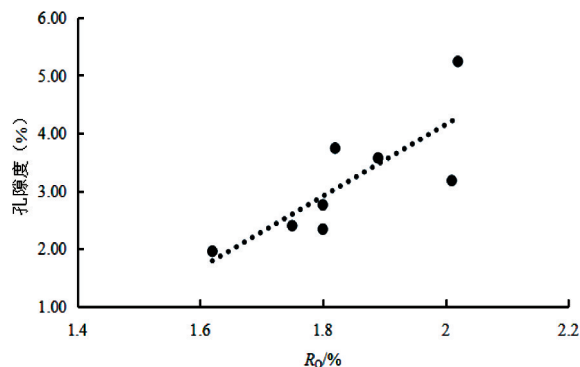


图3 变质程度与孔隙度关系

Fig. 3 Relation Between metamorphic degree and porosity

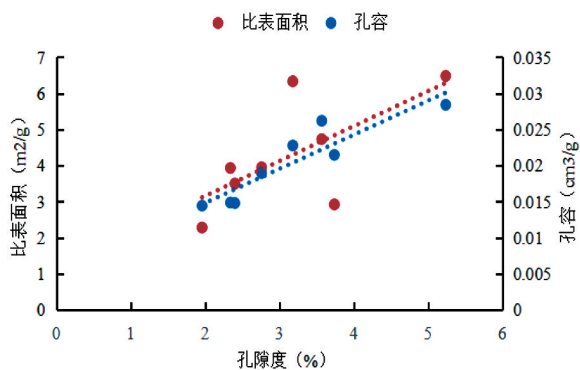


图4 孔隙度与总孔容、总比表面积关系

Fig. 4 Relation Between porosity, total pore volume and total specific surface area

产生这一现象的原因可能是 10#、18#煤埋深较大, 受压实作用, 其孔隙度、孔容和比表面积相对减小; 而 7#、22#、24#煤样因埋深相对较浅, 多为糜棱结构煤, 受构造作用影响, 煤样中存在较多的孔隙及裂隙, 增大了煤样的平均孔喉半径及孔隙度, 煤样总孔容增加, 裂隙也增大了煤样的比表面积; 同时由于煤样无机组分含量大于 35% , 含量高, 无机组分之间及无机组分自身为孔容和比表面的贡献较大, 使得煤样的孔容和比表面积增大。

6 等温吸附特征

煤的等温吸附试验是评价煤层气吸附能力的重要方法, Langmuir 理论可以定量表征甲烷吸附特征, 按照兰氏方程对等温吸附试验结果拟合得到兰氏压力 V_L 、兰氏体积 P_L 、吸附常数 a 、 b 及相关系数 R ; a 代表煤层的最大吸附能力, 其数值等于 V_L , a 越大, 煤储层吸附能越强; b 代表煤层到

达甲烷最大吸附量的速度, b 越小, 煤储层吸附甲烷越快(沈仲辉, 2017)。

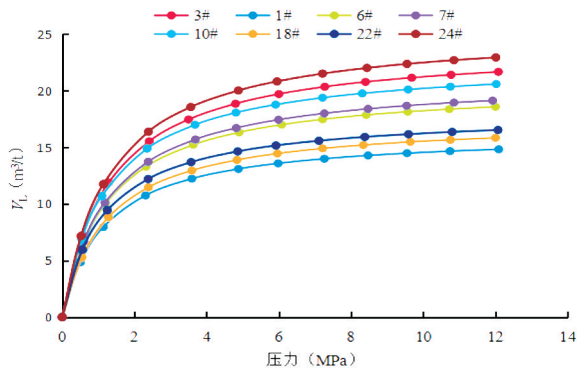


图 5 甲烷等温吸附试验曲线图

Fig. 5 Curve diagram of methane Isothermal adsorption test

矿区不同煤样的甲烷等温吸附结果如图 5、表 3 所示, 不同煤样的等温吸附曲线具有相同的特征, 特别是在压力小于 1 MPa 时, 各煤层的吸附曲线基本重合; 甲烷吸附量随压力的升高而增大, 实验中未见最大吸附量的出现; 在压力小于 4 MPa 时, 甲烷吸附量快速升高, 压力大于 4 MPa 时, 甲烷吸附增长速度逐渐变慢, 吸附曲线逐渐趋于平缓, 很难在吸附更多的甲烷。

表 3 甲烷等温吸附试验拟合结果

Table 3 Fitting results of methane Isothermal adsorption test

煤样编号	$V_L /$ (m^3/t)	$P_L /$ MPa	吸附常数 /b	相关系数 /R
1#	16.29	1.19	0.84	0.980 1
3#	24.04	1.32	0.76	0.982 6
6#	20.53	1.27	0.79	0.982 2
7#	21.03	1.30	0.77	0.982 3
10#	22.73	1.15	0.81	0.981 5
18#	17.51	1.33	0.79	0.981 0
22#	18.08	1.24	0.80	0.981 8
24#	25.51	1.26	0.75	0.984 2

各煤层的 V_L 差异较大, 为 $17.51 \sim 25.51 \text{ m}^3/\text{t}$; P_L 变化范围较窄, 为 $1.15 \sim 1.33 \text{ MPa}$; 说明不同煤样之间的吸附能力变化较大, 而各煤层要达到 V_L 的一半所需的时间(韩勇等, 2017)基本一致, 甲烷吸附速率较快; 矿区 3#、24# 煤样 V_L 最大, 吸附常数 b 值最小, 说明 3#、24# 煤甲烷吸附速率最快, 吸附能力最强。拟合相关系数 $R > 0.98$, 拟合度高, 拟合数据较可靠, 说明运用兰氏方程可以合理描述煤样甲烷吸附过程。

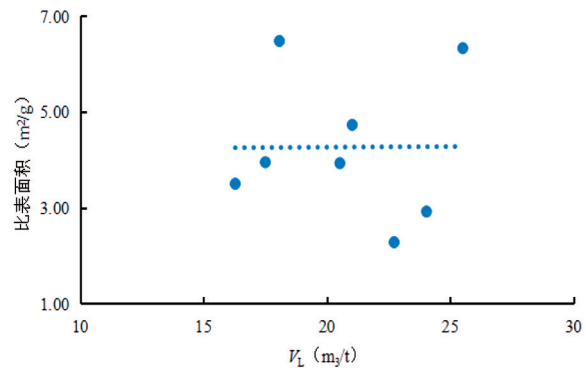


图 6 总比表面积与 V_L 关系

Fig. 6 The relation between total specific surface area and V_L

煤中甲烷的吸附量取决于吸附空间和吸附能力; 吸附空间影响因素为孔容和比表面积, 较多研究(胡广青, 2011; 党广兴等, 2017; 沈仲辉, 2017; 韩勇等, 2017)认为孔容和比表面积越大, 吸附空间越大, 吸附量就越大; 吸附能力主要由孔隙结构、空隙连通性决定, 退汞效率越低, 孔隙连通性越好。金佳矿区煤中 V_L 随总比表面积变化关系见图 6, 可见金佳矿区甲烷最大吸附量并不是随总比表面积的增加而增加, 两者的关系并不明显; 其他诸如 V_L 与总孔容、 P_L 与总比表面积及总孔容、 V_L 与孔隙连通性(退汞效率)的关系与之类似, 说明金佳矿区煤储层孔隙结构对甲烷吸附性的影响有限; 矿区煤储层甲烷吸附特征应是受埋深、变质程度、构造作用、孔隙结构、显微组分、煤体结构等多种因素共同作用的结果。

7 结论

(1) 金佳矿区煤层中发育较多的原生孔、气孔及张性裂隙, 次生孔隙主要为粒间孔, 矿物溶蚀孔、矿物铸模孔相对较少; 裂隙及孔隙之间存在的大量无机组分为煤层气吸附提供了空间, 张性裂隙与孔隙连通时, 能极大改善煤层气渗流能力。

(2) 通过压汞试验, 矿区 3# 煤层开放孔较多, 压汞曲线为 II 型, 孔隙连通性较好; 1#、7# 煤层以微小孔为主, 压汞曲线为 I 型, 孔隙连通性中等; 其余煤层压汞曲线为 III 型, 孔隙连通性差; 煤样总孔容为 $0.014 4 \sim 0.028 4 \text{ cm}^3/\text{g}$, 微小孔对总孔容贡献较大。总比表面积在 $2.28 \sim 6.48 \text{ m}^2/\text{g}$ 之间, 平均 $4.265 \text{ m}^2/\text{g}$ 。矿区煤储层孔隙度、孔容、比表面积与变质程度呈正相关。

(3) 矿区 3#、24# 煤甲烷吸附速率最快, 吸附能力最强; 矿区煤储层孔隙结构对甲烷吸附性的

影响有限。综合考虑煤质、显微组分、煤体结构、孔隙及吸附性特征等,矿区煤层气开发应以3#煤层为主要目的层。

[参考文献]

- 蔡佳丽,汤达祯,许浩,等. 2011. 黔西上二叠统煤的孔隙特征及其控制因素[J]. 煤田地质与勘探,39(5):6-10,14.
- 党广兴,吴财芳,赵凯,等. 2017. 贵州珠藏向斜无烟煤孔隙结构特征及其对吸附性的影响[J]. 煤田地质与勘探,45(6):72-78.
- 范俊佳,琚宜文,柳少波,等. 2013. 不同煤储层条件下煤岩微孔结构及其对煤层气开发的启示[J]. 煤炭学报,38(3):441-447.
- 高为,金军,易同生,等. 2016. 黔西月亮田矿区 YV-1 井煤储层孔隙特征研究[J]. 煤炭工程,48(9):109-112.
- 胡广青,姜波,吴胡. 2011. 中梁山矿区煤的孔隙特征及其对吸附性的影响[J]. 中国煤炭地质,23(5):8-12.
- 韩勇,张瑾,李璐,等. 2017. 平顶山矿区煤孔隙特征及瓦斯吸附控制机理研究[J]. 中国煤炭,43(5):34-37,51.
- 李惠,王福国,李振,等. 2019. 六盘水煤田杨梅树向斜主要煤层孔隙结构特征研究[J]. 煤炭科学技术,47(7):234-243. doi:10.13199/j.cnki.cst.2019.07.031
- 刘金霖,李怀滨,张雪冰,等. 2018. 鸡西盆地煤储层孔隙特征及主控因素[J]. 石油实验地质,40(5):691-698.
- 沈仲辉,李希建,徐明智. 2017. 贵州矿区煤孔隙结构及其等温吸附特性研究[J]. 煤矿安全,48(1):9-12.
- 唐书恒,蔡超,朱宝存,等. 2008. 煤变质程度对煤储层物性的控制作用[J]. 天然气工业,28(12):30-33.
- 张慧. 2001. 煤孔隙的成因类型及其研究[J]. 煤炭学报,26(1):40-44.
- 赵兴龙,汤达祯,许浩,等. 2010. 煤变质对煤储层孔隙系统发育的影响[J]. 煤炭学报,35(9):1507-1511.
- ХодоГ В В. 1996. 煤与瓦斯突出[M]. 宋世钊,王佑安,译. 北京:中国工业出版社,:27-30.

Pore Structure and Isothermal Adsorption Characteristics of Coal Reservoir in Jinjia Mining Area, Guizhou Province

TANG Dai-xue¹, LIU Wen^{*1}, LOU Yi², SHAO Lin-jie², YANG Fu-qin²

(1.117 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Guiyang 550018, Guizhou, China; 2. Guizhou Panjiang CBM Development and Utilization Co., Ltd., Guiyang 550081, Guizhou, China)

[Abstract] The pore development characteristics of 8 main coal seams in Jinjia mining area of Guizhou Province were analyzed by means of SEM, mercury injection test and isothermal adsorption test. There are more primary pores, pores and tensile fractures in coal reservoir, secondary pores are mainly intergranular pores, and mineral dissolution pores and mineral mold pores are relatively less; mercury injection test shows that there are more open pores in No.3 coal seam, mercury injection curve is type II, and pore connectivity is good; No.1 and No.7 coal seams are mainly micro pores, mercury injection curve is type I, and pore connectivity is medium; mercury injection curve of other coal seams is III The results show that the methane adsorption rate of No.3 and No. 24 coal is the fastest, and the adsorption capacity is the strongest; the influence of pore structure of coal reservoir on methane adsorption is limited; comparative analysis of coal seam No.3 is conducive to the development of coalbed methane.

[Key Words] Jinjia mining area; Mercury intrusion test; Pore structure; Isothermal adsorption; Metamorphic grade

黔西南泥堡金矿床容矿火山岩系中“粉砂岩” 夹层的岩石类型归属研究

祁连素

(贵州省地矿局地球物理地球化学勘查院, 贵州 贵阳 550018)

[摘 要] 原先认为泥堡金矿床容矿火山岩系中间的“粉砂岩夹层”, 研究发现其具有与火山碎屑岩的成分与结构构造特征, 包括熔蚀石英晶屑和长石板状晶假象, 局部还出现大量生物化石碎片, 应归属为蚀变凝灰岩。火山岩系的原“粉砂岩夹层”并不存在, 只是短暂的火山喷发间隙, 整个容矿火山岩系形成从偏基性火山碎屑岩到中基性火山角砾岩的晚二叠世火山喷发旋回。火山岩旋回的早期到晚期, 金矿成矿作用强度逐渐增强, 印证金成矿作用与火山岩的密切成因联系。

[关键词] 蚀变凝灰岩; 火山喷发间隙; 晚二叠世火山作用; 泥堡金矿床; 贵州

[中图分类号] P618.51; P588.1; P588.21+2.1 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)-01-0022-07

1 引言

以前认为泥堡金矿床容矿火山岩系中间有一套“粉砂岩夹层”, 该层上覆是火山角砾岩, 下伏是凝灰岩, 火山岩系中间出现了“粉砂岩夹层”是极不协调现象。本文针对这套特殊的“粉砂岩夹层”开展专题研究, 在中心剖面系统采集岩石样品, 从微观组构特征及元素地球化学角度恢复强蚀变“粉砂岩夹层”原岩类别, 系统总结地质前辈们对泥堡金矿床地质特征相关研究等(王砚耕等, 1995; 2003; 韩至钧等, 1999; 陶平, 2005; 刘平, 2006;), 建立完整火山旋回形成的火山岩系岩相组合作对比研究, 探讨该地区金矿成矿作用与峨眉山玄武岩火山旋回末期喷发残余岩浆活动的相关性, 试图揭示火山岩及其伴生热液与成矿作用的关系, 进而拓展对这种类型矿床的找矿思路。

笔者在最近《贵州普安泥堡地区峨眉火山活动与金成矿关系研究》中发现, 泥堡金矿床火山岩

系中出现的“粉砂岩夹层”具有典型的火山碎屑岩的成分与结构构造及局部出现大量生物化石碎片特征, 原先认为是火山岩系中的这套“沉积岩”夹层不存在, 只是火山喷发旋回中的短暂喷发间隙, 总体为同一个火山旋回产物, 恢复原岩应为蚀变凝灰岩。

2 矿区地质概述

2.1 矿区地质

泥堡金矿床位于潘家庄断裂成矿带西段之中部, 潘家庄断裂成矿带是滇黔桂“金三角”金矿集中区重要组成部分。区内构造变形较为强烈, 构造形迹展布以北东东向为主体, 北西向次之, 构造样式以褶皱、断层为主。主要褶皱构造为北东东轴向的二龙抢宝背斜, 断裂构造为北东向与北西向两组为代表(图 1)。前期勘探成果表明, 北东向断裂主要发育有 F1、F2、F3、F4 等, 该组断裂大

[收稿日期] 2020-09-11 [修回日期] 2021-01-14

[基金项目] 贵州省地矿局地质科技项目《贵州普安泥堡地区峨眉火山活动与金成矿关系研究》资助。合同编号: 黔地矿科合[2019]10 号。

[作者简介] 祁连素(1971—), 女, 正高级工程师, 长期从事矿产地质勘查及综合研究工作。E-mail: 984814834@QQ.com。

至平行展布,基本与地层、金矿化带走向及背斜轴向一致(贵州地矿局 105 地质大队,2013; 2019; 祁连素,2014)。泥堡金矿床广泛分布的赋金地质体主要为 F1 断裂破碎带、峨眉山玄武岩组二段($P_3\beta^2$)、一段($P_3\beta^1$),容矿岩石主要为火山角砾

岩、凝灰岩、蚀变凝灰岩。

由图 1 所示,据泥堡金矿床前期勘查成果,在矿区西段 8540-9660 勘探线间赋存了全区厚度最大与品位最富的金矿体,在该地段也是火山碎屑岩分布范围最广,厚度最大的位置。

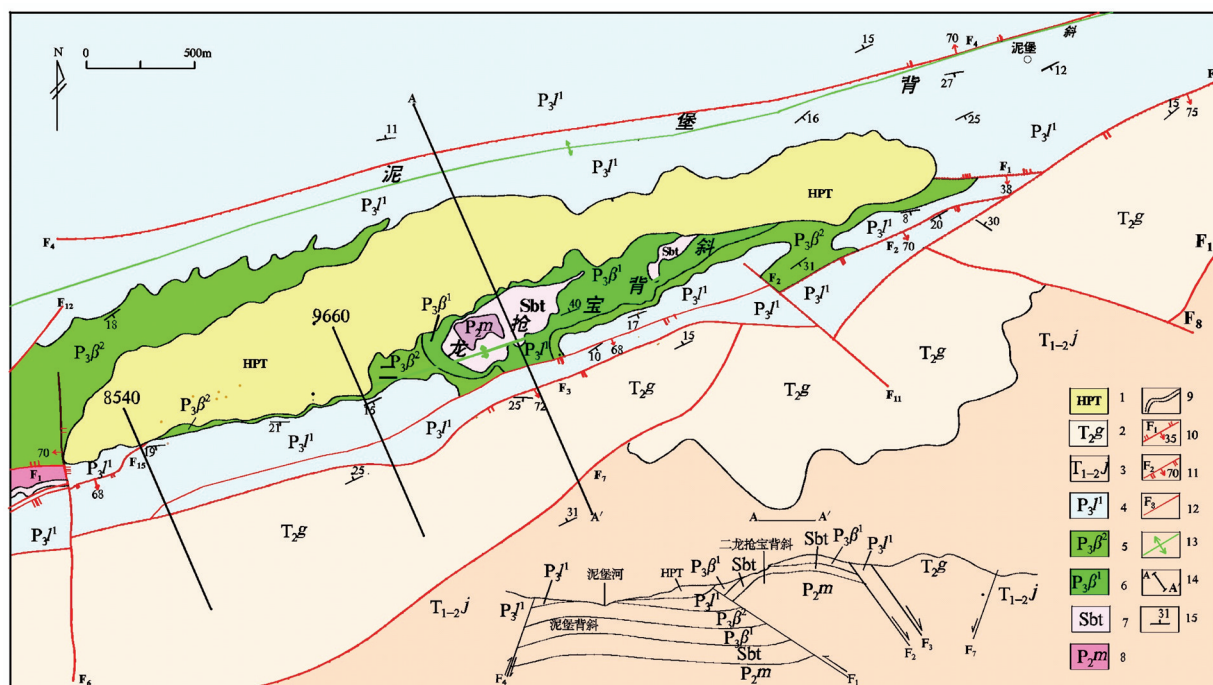


图 1 泥堡金矿床地质略图(祁连素,2019 年修编)

Fig. 1 Geological sketch of Nibao gold deposit (After QI Lian-su 2019)

1—滑坡体;2—关岭组;3—嘉陵江组;4—龙潭组第一段;5—峨眉山玄武岩组第二段;6—峨眉山玄武岩组第一段;7—构造蚀变体;8—茅口组;9—地层界线;10—左行断层及编号;11—正断层及编号;12—推测断层及编号;13—背斜构造;14—剖面;15—地层产状

2.2 矿体特征

泥堡原生金矿体主要有:切层分布的“断裂型”与基本顺层产出“层控型”。

断裂型矿体:产于 F1 断层破碎带中,其分布与产状严格受断层破碎带控制,矿体呈似板状、透镜状产出,产状与断层产状其本一致,长约 4 300 m,宽约 200 ~ 540 m。该类型矿体分布在 7980-13380 线之间,容矿岩石为火山角砾岩,角砾岩为主,以火山角砾岩中金品位最富。

层控型矿体:分别产于峨眉山玄武岩组二段($P_3\beta^2$)、一段($P_3\beta^1$)及构造蚀变体中,矿体呈似层状、透镜状大致顺层产出。层控形矿体为区内次主要矿体,其容矿岩石主要为火山角砾岩、凝灰岩、蚀变凝灰岩及硅化灰岩等。该类型矿体分布在 7980-13700 线之间,目前控制规模最大的层控型矿体走向长 1 200 m,倾向延伸 100 ~ 480 m。以峨眉山玄武岩组二段($P_3\beta^2$)中的火山角砾岩

中金品位最富,厚度最大;峨眉山玄武岩组一段($P_3\beta^1$)中的凝灰岩、蚀变凝灰岩次之。

无论是“断裂型”还是“层控型”都以火山角砾岩中金品位最高(金最高品位 32.5×10^{-6} ,金平均品位为 4.02×10^{-6}),凝灰岩次之(最高品位 15.09×10^{-6} ,平均品位为 2.49×10^{-6})(贵州地矿局 105 地质大队,2013; 2019)。蚀变凝灰岩矿石含金性较差,且不连续,矿体规模较小(平均品位为 1.5×10^{-6})。含金矿石由高到低依次为:火山角砾岩、凝灰岩、蚀变凝灰岩、灰岩、粉砂岩、粘土岩,其中粘土岩、粉砂岩、灰岩、粉砂岩往往含矿较差(祁连素,2016,2019;郑禄林等,2014)。

3 蚀变凝灰岩特征

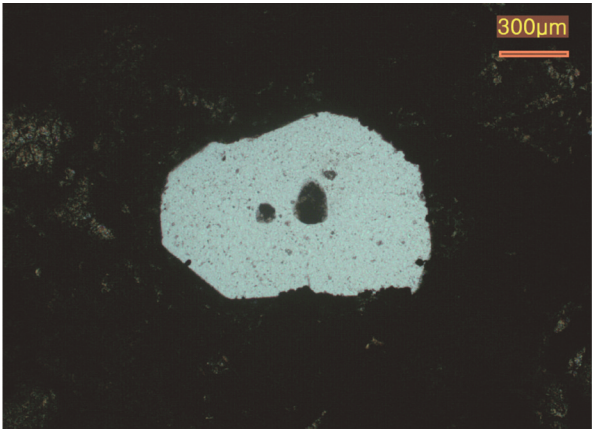
3.1 蚀变凝灰岩分布特点

如图(2)所示,蚀变凝灰岩层分布于峨眉山玄

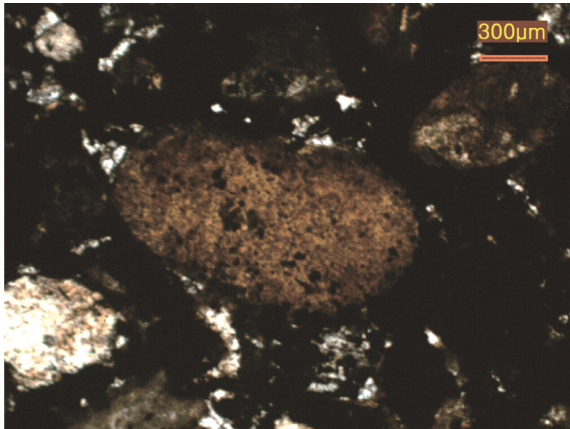
其它岩矿石(灰岩、粘土岩、粉砂岩)矿中 Co 含量为 $(1 \sim 3.9) \times 10^{-6}$,平均 2.02;Ni 含量为 $(4 \sim 11) \times 10^{-6}$,平均 9.25;V 含量为 $(11 \sim 324) \times 10^{-6}$,平均 147;Ti 含量为 $(0.5 \sim 1.7) \times 10^{-6}$,平均 1.15;Cu 含量为 $(9 \sim 22) \times 10^{-6}$,平均 14;Zn 含量为 $(7 \sim 33) \times 10^{-6}$,平均 23.25;W 含量为 $(1 \sim 15) \times 10^{-6}$,平均 7.4。

上述数据表明,含矿岩石样品中 Co、Ni、V、Ti、Cr、Cu、Zn、W 元素含量远远高于其它岩石(灰岩、粘土岩、粉砂岩)类型的样品。

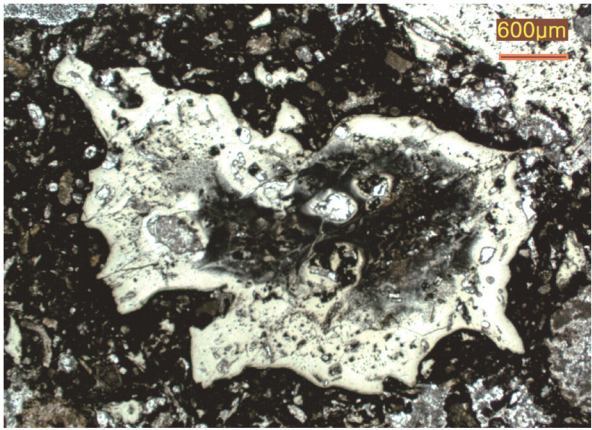
由表 2 可知,蚀变凝灰岩矿石中 As、Sb、Ag、Tl、W、Cu、V、Ni、Co 等元素明显富集,而且 Au 与 As、Ag、Mo、W、Co 元素呈较好的正相关,为含矿岩系中的主要伴生元素。



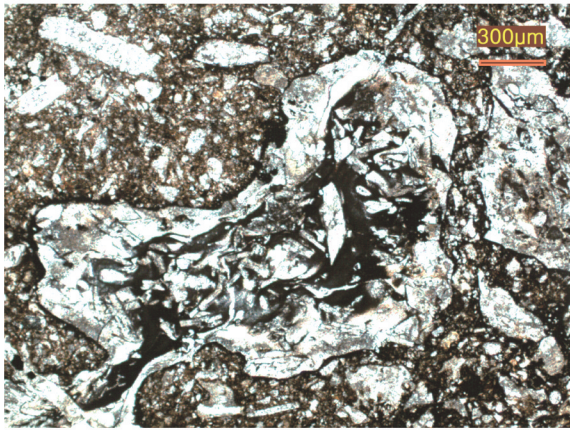
(a) 石英晶屑 (具熔蚀现象) (+)



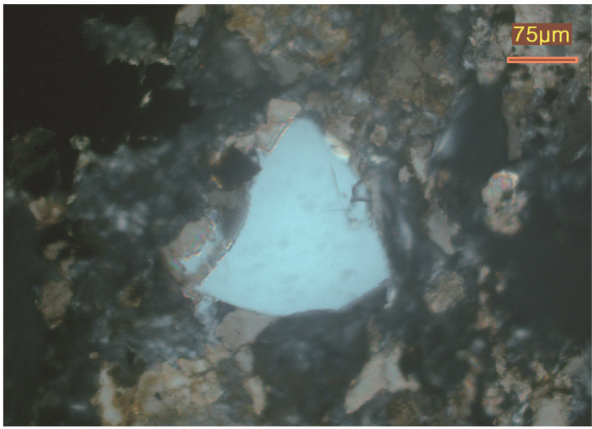
(b) 黄铁矿填隙 (-)



(c) 凝灰角砾结构 (-)



(d) 角砾凝灰结构 (-)



(e) 石英晶屑 (具淬火纹) (+)



(f) 棘皮屑腕足屑 (+)

图 3 泥堡金矿蚀变凝灰岩样品显微镜照片

Fig. 3 The microscope photos of altered tuff sample in Nibao gold deposit

表 1 泥堡金矿蚀变凝灰岩矿石化学成分表 单位:×10⁻²

Table 1 The chemical composition of altered tuff in Nibao gold deposit

送样编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	SO ₃	LOI 1000
ZK910003-1	34.13	15.83	18.42	3.25	0.15	3.04	2.45	0.20	0.40	2.85	4.26	17.40
ZK946008-1	47.21	14.88	15.72	3.86	0.08	0.54	0.25	0.01	0.37	3.20	30.6	12.69
ZK954007-1	29.13	19.37	20.36	4.41	0.04	0.47	0.28	<0.01	0.39	3.65	>34	18.68
ZK9500-1-1	23.56	8.97	10.38	1.74	0.07	23.6	1.99	0.87	0.50	0.97	0.44	26.35
ZK958012-1	40.01	15.40	14.72	3.45	0.22	3.54	2.91	0.14	0.26	2.76	5.52	14.57
ZK962004-1	39.98	16.62	11.84	4.10	0.11	5.21	1.88	0.25	0.19	2.64	16.80	13.72
ZK 609-2	46.89	9.12	6.08	2.05	0.11	10.05	4.96	0.32	0.10	1.05	4.74	14.04
ZK 609-3	23.31	10.01	23.72	2.47	0.07	9.76	3.25	0.33	0.89	0.87	>34	17.32
ZK966023-1	34.32	12.44	13.72	2.97	0.13	8.10	4.42	0.19	0.42	2.51	22.4	14.37
ZK966023-3	41.02	16.76	14.52	3.02	0.35	2.82	2.87	0.10	0.31	2.94	3.38	13.87
ZK902001+1-1	39.66	12.92	13.56	1.07	2.08	7.76	5.28	0.18	0.41	2.58	1.84	12.46
ZK902001+1-3	34.01	12.54	13.42	3.06	0.05	7.97	2.34	0.22	0.35	2.23	6.98	17.66
ZK110A-1	36.87	14.10	14.47	1.82	0.50	6.94	3.36	0.43	0.94	2.13	2.15	16.39
ZK609-4	26.53	7.24	12.77	1.74	0.08	19.85	3.40	0.46	0.49	0.68	17.50	11.25
ZK962004-5	34.52	8.75	13.88	2.22	0.09	13.55	3.29	0.53	0.63	0.81	17.30	9.13
ZK902001+1-4	31.41	15.77	18.04	4.18	0.07	7.84	2.18	0.36	0.33	1.70	0.14	17.66
ZK902001+1-2	37.50	11.48	12.50	1.10	1.60	11.70	6.13	0.21	0.39	2.37	1.36	13.21

4.3 稀土元素地球化学特征

稀土元素球粒陨石标准化模式,蚀变凝灰岩稀土元素球粒陨石标准化配分形式(图4)。本次研究成果表明:蚀变凝灰岩稀土总量为 $50.3\times 10^{-6}\sim 552.4\times 10^{-6}$,均值 249.7×10^{-6} 。轻重稀土含量比值为 $4.29\sim 12.09$,均值 6.06 。 $\delta La/\delta Yb$ 比值为 $9.07\sim 24.81$,均值 14.55 ;轻稀土分馏明显, $\delta La/\delta Sm$ 值为 $3.95\sim 9.65$,均值 5.51 。Eu基本为负异常($\delta Eu=0.40\sim 1.02$),平均值为 0.79 ,Ce基本无异常。稀土配分曲线表现为平缓右倾型,与火山角砾岩、凝灰岩稀土配分模式特征基本一致。代表标准的深源镁铁质(中基性)岩浆岩稀土配分模式特征(亨德森,1984)。

在火山岩旋回的早期,稀土元素总量与含金品

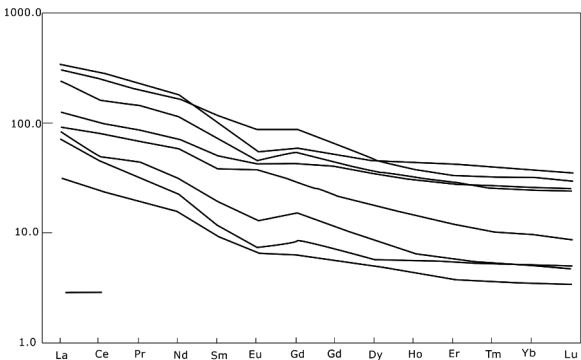


图 4 泥堡金矿床蚀变凝灰岩稀土元素配分图

Fig. 4 The partition graphs of rare earth elements in altered tuff of Nibao gold deposit

位相关性不太明显,但旋回晚期,稀土元素总量最高的样品也是含金最高的样品,金矿成矿作用强度逐渐增强,火山岩容矿岩石均表现高稀土含量特征,为目前黔西南地区稀土含量最高的岩石类型,远远大于地壳的 165.35×10^{-6} (黎彤,1976)。说明峨眉山玄武岩火山旋回的最后残余岩浆活动,对金与稀土元素起到明显的富集或成矿作用(祁连素,2019)。泥堡金矿床是滇黔桂金成矿区中与火山作用成矿关系密切的大型金矿床。

5 火山活动与金矿成矿作用关系的探讨

区内火山活动发生在晚二叠世吴家坪阶,据(朱江 等,2011)的研究成果,峨眉山大火山岩省火山喷发结束的时间年龄为 251.0 ± 1.0 Ma,与华南地区的P~T分界线年龄基本相同,同时还与西伯利亚大火成岩省火山喷发时间基本相同。贵州境内的峨眉山玄武岩分布地区,从泥盆纪即表现有不同程度的张裂沉陷,形成于大陆板块内部裂隙构造环境(贵州省区域地质志,2014),接着由于东吴运动的开始并伴随着地幔热柱活动的发生,此间地壳普遍上隆、拉张并产生地裂(即峨眉地裂)(宋谢炎 等,1998);黔西南处于右江盆地北端,仅在二叠纪有喷发活动,表明火山活动与板内裂谷作用有关。峨眉山玄武岩的喷发显然与规模较大、活动历史较长的断裂带有关。

表 2 泥堡金矿蚀变凝灰岩及其它岩矿石中金及微量元素含量

Table 2 Contents of gold and other trace element in the altered tuff and other rock (ore) in Nibao gold deposit																						
样号	Au	Ag	As	Ba	Co	Cs	Cu	Hf	Mo	Ni	Pb	Rb	Sn	Ta	Th	Ti	V	W	Zn	Zr	Cr	备注
ZK910003-1	0.010	0.13	33.2	115.0	36.2	15.35	147.5	12.0	2.13	39.6	10.0	104.0	3.9	4.01	11.30	1.675	277	2	183	475	90	
ZK942004-1	1.080	0.16	933	11.2	10.1	1.53	33.6	2.4	4.19	24.4	3.4	18.2	1.3	0.71	2.81	0.222	77	6	60	92	40	
ZK946008-1	0.070	0.25	621.0	183.5	31.5	5.35	125.5	11.5	1.60	39.6	10.8	93.7	3.6	3.54	10.70	1.830	355	15	126	445	90	
ZK954007-1	0.901	0.09	533.0	289	49.7	6.77	133.5	14.0	0.92	58.5	6.5	89.4	5.2	4.23	13.55	2.23	493	54	68	544	170	
ZK954008-1	3.30	0.09	160.0	81.5	12.7	2.30	51.4	3.2	15.75	31.0	4.9	23.5	1.1	0.95	3.95	0.306	144	5	10	135	110	
ZK9500-1-1	0.013	0.02	26.8	96.3	27.2	6.87	4.9	4.7	0.28	28.7	2.2	54.7	1.5	1.14	3.58	0.549	141	2	68	181	60	
ZK958012-1	0.009	0.08	88.9	192.5	61.0	10.40	134.0	9.8	1.08	63.8	9.1	100.5	3.3	3.18	9.21	1.550	319	15	166	392	90	
ZK962004-1	0.009	<0.01	142.0	183.5	44.8	10.95	101.5	12.4	1.66	61.8	11.3	86.1	4.2	4.13	12.85	1.620	242	11	170	496	90	
ZK962004-2	5.29	0.09	523.0	56.2	23.9	3.06	40.5	3.1	0.22	31.1	1.4	37.2	1.2	0.68	2.16	0.372	112	8	102	124	40	(P ₃ β ¹)
ZK 609-1	1.175	0.05	233.0	23.1	4.9	1.40	23.3	1.6	5.52	10.5	1.6	19.8	0.7	0.43	1.66	0.192	60	5	85	62	50	蚀变凝
ZK 609-2	0.232	0.15	495.0	95.5	7.3	4.92	19.4	11.6	0.90	9.0	4.5	59.1	5.4	4.05	11.55	0.629	95	22	224	475	40	灰岩
ZK 609-3	>10.0	2.07	>100.00	51.2	20.3	4.70	56.3	5.3	0.55	37.2	18.0	57.0	2.8	1.73	5.86	0.521	141	12	28	212	80	
ZK966023-1	0.295	0.23	393.0	171.0	34.8	7.36	104.0	6.0	1.51	53.7	5.9	71.4	1.9	2.14	5.72	1.515	294	32	109	239	70	
ZK966023-2	0.037	0.02	236.0	10.0	3.4	1.24	9.5	1.1	11.00	7.0	1.0	8.6	0.4	0.30	1.16	0.123	61	3	27	42	60	
ZK966023-3	0.009	0.06	213	174.5	52.0	14.65	119.5	9.7	0.61	62.4	4.2	100.5	2.9	2.80	7.64	1.730	392	19	137	376	150	
ZK 121-1	4.91	0.14	276.0	39.4	9.8	0.39	33.1	0.7	3.30	21.2	1.9	4.5	0.4	0.19	0.96	0.088	43	2	340	26	50	
ZK 121-2	1.350	0.03	205.0	29.8	5.4	0.56	9.4	0.9	0.32	7.5	<0.5	7.7	0.4	0.23	0.90	0.144	69	2	27	43	40	
ZK902001+1-1	0.015	0.07	13.8	315	38.8	9.78	104.0	6.1	1.09	58.3	4.7	16.0	2.1	2.14	5.39	1.515	328	1	127	260	90	
ZK902001+1-3	0.020	0.11	63.0	137.5	42.5	6.97	95.9	10.9	2.91	64.2	9.3	73.5	3.1	3.28	9.09	1.340	227	2	130	490	90	
NP359B2	-	0.038	446		1.84		20.3		2.41	6.07	8.01		1.08					0.68	49.5		43.7	#
NP333A1	-	0.064	118		2.67		10.6		5.65	6.41	15.0		1.21					1.28	19.3		34.7	(粉砂岩)
P ₂ m	0.005	<1	8.7	297	1.0	0.2	13	0.3	2	<5	<5	2.9	1	0.1	0.49		11	1	7	9	10	*(灰岩)

注：数据由澳实分析检测(广州)有限公司测试;Ti元素检测单位为%,其它元素检测单位为×10⁻⁶。表中带*的数据收自(陈世委等,2013);#的数据收自(105队,2019)。

区内主要的赋金地质体与金地球化学异常均沿规模较大的北东向潘家庄断裂带分布,根据黔西南地区玄武岩的分布特征,该断裂带势必为岩浆乃至岩浆后期火山气液活动提供了有利条件(贵州省区域地质志,2014),潘家庄断裂带探制了金矿体与金地球化学异常的产出,认为岩浆在上升过程中以及在岩浆房内,有较长时间的分异及与陆壳同化混染条件,同时岩浆分异作用是在稳定陆块内部进行的,造成的结果是碱质和挥发组分在岩浆房顶部大量聚集,并携带丰富的矿质(贵州省区域地质志,2014)。因此,北东向潘家庄断裂带与晚二叠世吴家坪阶火山热液活动是泥堡金矿床的重要成矿背景。

据泥堡金矿区前期勘查成果,泥堡金矿床容矿岩石类型为凝灰岩、蚀变凝灰岩、火山角砾岩,含金性由高到低依次为:火山角砾岩(金品位高达32.5g/t、YNBDDH117-1)、凝灰岩、蚀变凝灰岩。在泥堡西段8540-9660勘探线间赋存了全区厚度最大与品位最富的金矿体,随着远离该地段位置,其厚度逐渐变薄和尖灭,矿石品位逐渐变低。在该地段也是火山碎屑岩厚度最大的位置,火山碎屑岩系总厚度为20~260m。由《黔西南泥堡金矿床火山成矿作用研究及找矿预测》科研成果可以看出,泥堡金矿矿体的厚度和品位变化与火山岩厚度大致显示出较好的对应关系,从矿区西部至东部,火山碎屑岩系厚度逐渐从厚变薄,火山岩分布范围厚度大,其含矿品位高,矿体厚度大。按照岩浆上涌和同化混染规律,从早期至晚期,火山岩逐渐由基性向中基性演化(彭燕东等,2003),整个容矿火山岩系形成从偏基性火山碎屑岩到中基性火山角砾岩的晚二叠世火山喷发旋回。火山岩旋回的早期到晚期,金矿成矿作用强度逐渐增强,印证金成矿作用与火山岩的密切成因联系。

6 结论

原定泥堡金矿床火山岩系的“粉砂岩夹层”并不存在,只是短暂的火山喷发间隙,整个容矿火山岩系形成从偏基性火山碎屑岩到中基性火山角砾岩的晚二叠世火山喷发旋回。矿体的厚度和品位变化与火山岩厚度大致显示出较好的对应关系,火山岩分布范围厚度大,其含矿品位高,矿体厚度大。泥堡金矿床是滇黔桂金成矿区中与火山作用成矿关系密切的大型金矿床。

致谢:项目在实施与论文撰写过程中得到中国地质科学院地质研究所邱小平研究员技术指导与帮助,再此深表感谢!

论文在立项、撰写与审稿过程中,得到贵州省地矿局周琦研究员、王砚耕教授级高工、贵州省地质调查院王敏研究员技术指导,并得到地化所吴承泉博士的帮助,再此深表感谢!

项目在野外调查与采样过程中得到贵州亚太矿业有限公司宋照荣、潘伟;广西有色金属集团资源勘查有限公司刘锦石、黄胜海同志们的大力支持与帮助,再此深表感谢!

[参考文献]

- 陈世委,孙军,付斌,等.2013.黔西南泥堡金矿含矿岩系元素地球化学特征[J].矿物岩石地球化学通报,32(5):591-598.
- 亨德森.1984.稀土元素地球化学[M].地质出版社,20-21.
- 韩至钧,王砚耕,冯济舟,等.1999.黔西南金矿地质与勘查[M].贵阳:贵州科学技术出版社.
- 刘平,李沛刚,马荣,等.2006.一个与火山碎屑岩和热液喷发有关的金矿床—贵州泥堡金矿[J].矿床地质,25(1):101-110.
- 黎彤.1976.元素化学的地球丰度[J].地球化学,5(3):167-174.
- 彭燕东,张立东,张长捷,等.2003.辽西义县旋回火山岩的稀土元素特征[J].西北地质,2(4):37-38.
- 贵州省地质调查院.2014.中国区域地质志贵州志[M].北京:地质出版社.
- 贵州省地质调查院.2010.贵州省金矿资源潜力评价报告[R].
- 贵州省地质矿产勘查开发局105地质大队.2013.贵州省普安县泥堡金矿勘探(阶段性)地质报告[R].5.
- 贵州省地矿局105地质大队.2019.贵州贞丰—普安金矿整装勘查区矿产调查与找矿预测子项目成果报告(泥堡幅)[R].
- 祁连素,邱小平,李俊海,等.2016.黔西南泥堡金矿床“砾屑砂岩”的火山岩属性及其与金成矿的密切关系[J].贵州地质,34(4):245-250.
- 祁连素,邱小平.2019.黔西南泥堡金矿床含矿火山岩稀土元素地球化学特征[J].西北地质,34(3):245-250.
- 陶平,杜芳应,杜昌乾,等.2005.黔西南凝灰岩中金矿控矿因素概述[J].地质与勘探,41(2):12-16.
- 宋谢炎,王玉兰,曹志敏,等.1998.峨眉山玄武岩、峨眉地裂运动与幔热柱[J].地质地球化学,(1):47-52.
- 王砚耕,王立亭,张明发,等.1995.南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式[J].贵州地质,12(2):91-183.
- 王砚耕,王尚彦.2003.峨眉山大火成岩省与玄武岩铜矿——以贵州二叠纪玄武岩分布区为例[J].贵州地质,(1):5-10.
- 朱江,张招崇,侯通,等.2011.贵州盘县峨眉山玄武岩系顶部凝灰岩LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄:对峨眉山大火成岩省与生物大规模灭绝关系的约束[J].岩石学报,27(9):2743-2751.
- 郑禄林,王兰香,王甘露.2014.黔西南台地相区金矿构造蚀变体稀土元素特征[J].金属矿山,460(10):122-125.

(下转第64页)

汉中天坑群发现的东方剑齿象化石及其地质时代

李兴文^{1,2}, 胡 义¹, 唐 力¹, 郭岐明¹

(1. 陕西省地质调查院, 陕西 西安 710068; 2. 国际地貌学家协会延安、西安科学考察与研究基地, 陕西 西安 710054)

[摘 要] 本文对汉中天坑群天星岩竖井中发现的剑齿象化石进行了初步研究, 通过形态特征对比认为其可归为东方剑齿象 (*Stegodon orientalis*), 化石是由地表流水将剑齿象遗骸分解后的骨骼带入竖井中而形成的。综合对东方剑齿象的生存时代、化石赋存层位的岩性特征和时代以及天星岩竖井的形成时代等方面的分析结果, 认为天星岩竖井中东方剑齿象化石的地质时代为晚更新世, 可能为晚更新世晚期。天星岩竖井中东方剑齿象化石的发现对于研究汉中天坑群地区岩溶地貌的形成时代、第四纪时期古气候环境具有重要意义。

[关键词] 汉中天坑群; 天星岩竖井; 东方剑齿象; 地质时代; 晚更新世

[中图分类号] P534.63; Q911.2 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)-01-0029-06

汉中天坑群位于我国北纬 32°~33°湿润热带—亚热带岩溶地貌区的最北界, 是世界上迄今为止发育数量最多、规模最大的天坑群, 被中国国家地理杂志誉为“二十一世纪世界地理大发现”, 具有极其重要的科学价值和景观价值(苟润祥等, 2018; 洪增林等, 2018)。从 2016 年开始, 陕西省地质调查院广泛开展国内、国际合作, 对汉中天坑群的天星岩地下洞穴系统进行了调查。中外科考团队通过地下潜水、橡皮艇漂流、洞穴单绳等方法共进行了 6 次详细探测, 实际探测洞穴系统总长度达到 9 300 m, 成为汉中天坑群目前已探明的长度最长、面积最大的洞穴系统。2018 年 11 月, 在对汉中天坑群进行的第五届中国-捷克联合科考活动中, 中外科考人员在天星岩竖井中发现了剑齿象等化石材料。2019 年 3 月, 在同一地点又发现了一批化石。这是继 20 世纪 60 年代和 80 年代之后(薛祥煦, 1960; 李有恒, 1962; 汤英俊等, 1987), 在汉中市再次发现剑齿象类化石, 也是首次在汉中天坑群的竖井中发现该类动物化石。

本文对 2019 年在汉中天坑群天星岩竖井发

现的剑齿象化石进行了描述, 根据形态特征和测量数据确定了其分类位置, 并分析了化石来源。通过综合分析东方剑齿象的生存时代、化石赋存的地层时代以及天星岩竖井的形成时代, 对剑齿象化石的地质时代进行了初步推断。通过对天星岩竖井中剑齿象化石的研究, 能够为探讨汉中天坑群地区岩溶地貌形成的地质时代、古气候环境背景提供古生物学方面的资料。

1 天星岩竖井的剑齿象化石

1.1 地质概况

汉中市位于陕西省西南部, 地理坐标介于东经 105°30'30"~108°24'37", 北纬 32°15'15"~33°56'37", 总面积 27 246 km²。汉中天坑群集中分布在汉中市南部的镇巴县、西乡县、南郑区、宁强县, 其在地质构造上处于华南板块—扬子陆块北缘, 地层区划上属于华南地层大区—扬子地层区, 位于我国重要的地质、地理和气候分界线(带)——秦岭

[收稿日期] 2020-06-24 **[修回日期]** 2020-11-15

[基金项目] 中国地质调查局全国重要古生物化石调查与保护监测示范项目(DD20190601); 陕西省重点研发计划项目(2017ZDXM-SF-27-1)。

[作者简介] 李兴文(1987—), 男, 河南焦作人, 工程师, 理学博士, 主要从事地质遗迹调查评价及古生物学与地层学研究工作。E-mail: didalixingwen@163.com。

的南侧(图 1)。汉中市境内广泛出露的、巨厚的二叠纪、三叠纪海相碳酸盐岩沉积地层,为汉中天坑群的天坑、竖井、漏斗、溶洞等岩溶地貌发育提供了物质基础。汉中天坑群的岩溶地貌主要分布于汉中市下辖的宁强县禅家岩镇、南郑区小南海镇、西乡县骆家坝镇、镇巴县三元镇等四个区域。二叠系是汉中天坑群最为重要的岩溶地貌成景地层,目前汉中地区所发现的天坑、大多数溶洞和其它岩溶地质遗迹均发育在该层位,由早到晚有下二叠统梁山组(P_1l)、中二叠统阳新组(P_2y)和上二叠统吴家坪组(P_3w)、大隆组(P_3dl)。本区二叠系是华南板块-扬子陆块北缘晚古生代以来最早的沉积地层。

天星岩竖井在行政区划上位于汉中市南郑区小南海镇干河沟村,为本区规模较大、形态较为完整的竖井,在自然地貌单元上处于汉江南岸大巴山西段的米仓山地区,中心点坐标为:107°00'11.78"E,32°49'01.68"N,井口海拔为 932 m(图 1,图 2)。天星岩竖井发育在上二叠统吴家坪组(P_3w)

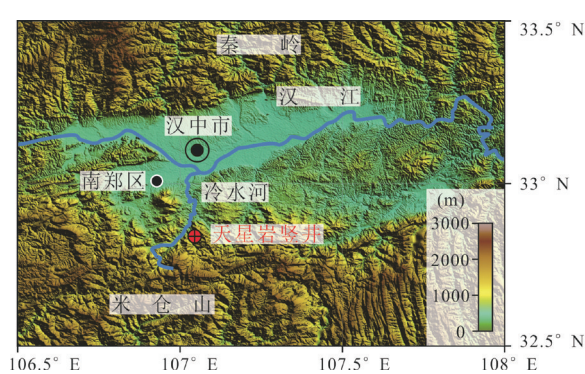


图 1 汉中南郑小南海天星岩竖井的地理位置
Fig.1 Geographical location of Tianxingyan cenote in Nanzheng, Hanzhong

灰黑色中层状灰岩中,在剖面上呈直桶状,四周岩壁陡峭呈绝壁状,完好无缺。井口形态呈近正圆状,深 82 m,开口面积 1 891 m²,开口规模 50 m×46 m,坑底面积近似等于开口面积(图 2)。竖井除西侧为一小块平地,其余部分植被茂盛不易向下观察。天星岩竖井南西约 30 m 处,发育于小型落水洞,干河沟地表河流由此转入地下伏流。

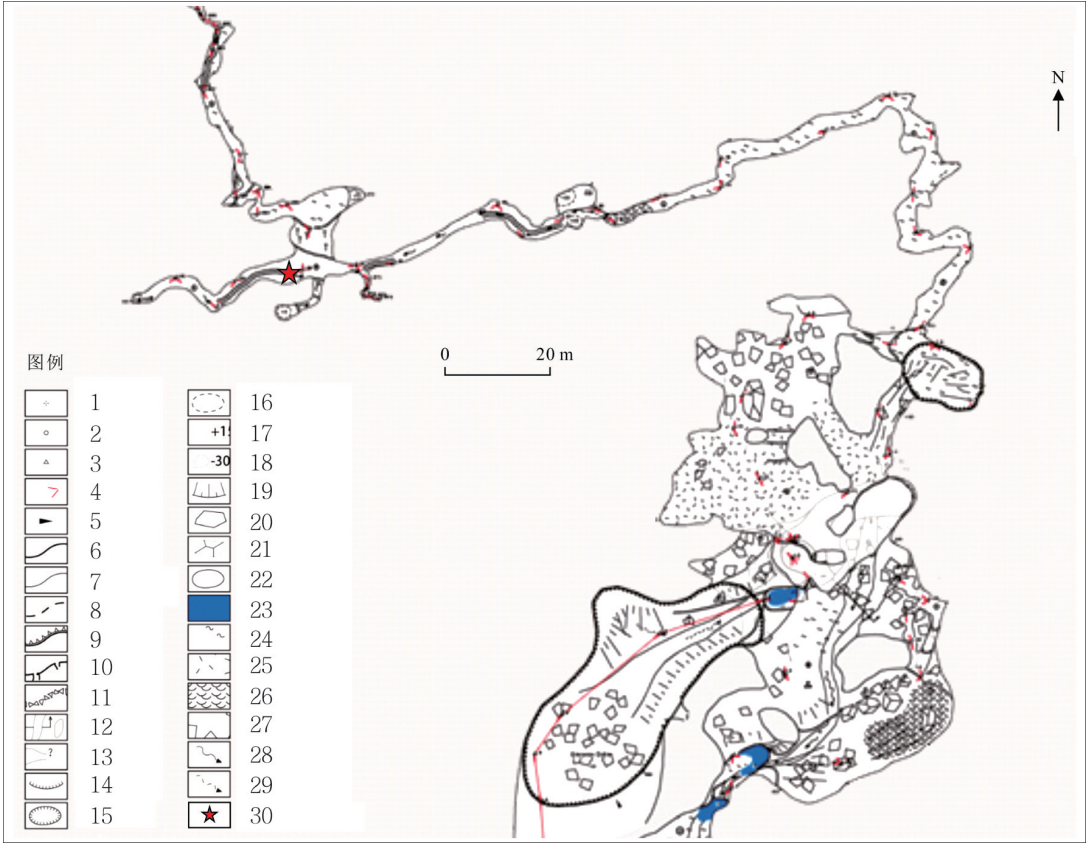


图 2 天星岩竖井地下洞穴系统的平面图以及化石发现位置

Fig.2 The horizontal section of the underground cave system of Tianxingyan cenote and location of fossils

1—临时测点;2—自然测点;3—固定测点;4—测线;5—洞口;6—洞壁;7—未测量洞壁;8—推测洞壁;9—洞口陡壁;10—块石;11—碎石;
12—断面;13—可能延伸;14—陡坎;15—竖井;16—天井;17—天井高度;18—竖井深度;19—斜坡;20—块石边;21—块石棱;22—边界;
23—水体;24—粘土;25—碎屑;26—流石;27—块石;28—流水;29—间歇性流水;30—化石发现位置

天星岩竖井的地下河系统起源于九重台瀑布上游,从上游段至中游段的地表径流长度约 1.6 km,在迷水洞入水口转为地下潜流,继续向北西方向流经约 1.8 km 后由白水洞(海拔 607 m)流出,汇入地表的冷水河。冷水河是汉江南岸的一条重要支流,自南向北流经南郑区的小南海镇、牟家坝镇、胡家营镇,最后在大河坎镇新岳坝附近汇入汉江。

1.2 化石记述

天星岩竖井中发现的化石材料,数量和种类不多,较为破碎,但具有重要的意义。经过对这批化石材料的初步整理和观察,总体情况如下:

(1)化石材料中以剑齿象类的牙齿数量居多,保存状况也较好。根据化石的保存状况、形态及

齿冠面磨蚀程度等特征推断 2018 年和 2019 年发现的材料应属于同一个体。其余化石材料均为动物肢骨的断块,保存不完整,难于鉴定;

(2)在一部分化石上,粘结有黄色钙质板粗砂和细砾,代表了该地点化石保存层位的岩性特征。标本均以已石化,比重较大,灰黑色,可能因为长期受到地下河水流冲刷,与其中铁锰质成分的附着有关,其特征与第四纪(更新世)以后的现代的、尚未石化的动物骨骼截然不同。

以下是对 2019 年在天星岩竖井中采集到的剑齿象化石的记述:

剑齿象科 *Stegodontidae* Young-Hopwood, 1935

剑齿象属 *Stegodon* Falconer & Cautley, 1847

东方剑齿象 *Stegodon orientalis* Owen, 1870

(图 3)

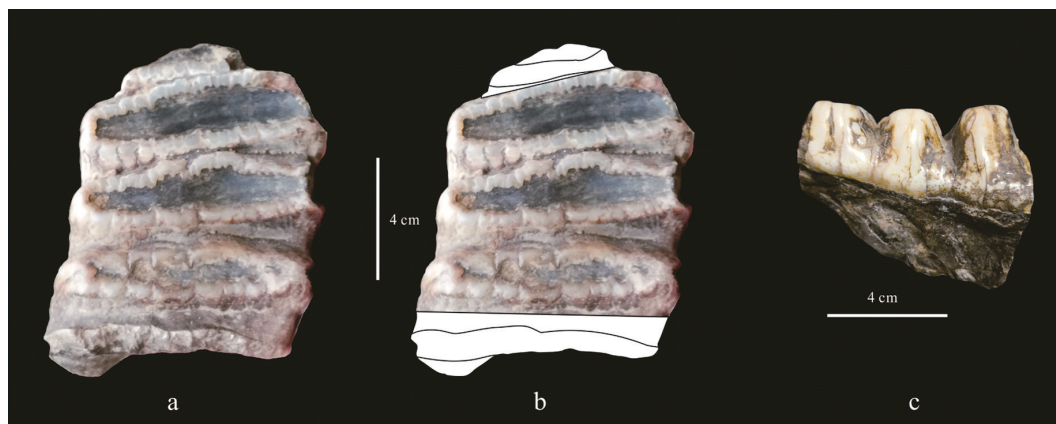


图 3 2019 年汉中南郑天星岩竖井中发现的剑齿象化石

Fig. 3 *Stegodon* tooth from Tianxingyan cenote in Nanzheng, Hanzhong in 2019

图 a、图 b 分别为取样前、后的左下第二臼齿(m²),冠面;图 c 为取样后的左下第二臼齿(m²),颊侧

材料 一枚残缺不全的左下第二臼齿(m²),仅保留有 5 个齿脊(为了绝对年代测试,取样后剩 3 个齿脊,前端可能有 1-2 个齿脊未能保存)。

描述 臼齿上可辨认出的齿脊数有 5 个,第 1 齿脊的前半段和后半段大部、第 2、第 3 齿脊的舌侧边缘缺损,第 4 齿脊保存基本完整,第 5 齿脊仅保留有前半段的根部。冠面轮廓呈弯曲的矩形,舌侧凸出,颊侧内凹。齿脊冠面的磨蚀程度较深,冠面舌侧的齿脊相比颊侧的磨蚀程度深。齿脊的颊-舌径较为稳定。齿冠保存长度约 80 mm,最大宽约为 85 mm,高度约为 40 mm,齿脊频率约为 3.7。齿脊釉质层较薄,厚度为约 3 mm(齿脊磨蚀面上测得),表面几乎无白垩质覆盖,有较强的褶皱。第 1 齿脊仅保留有后半段的中部,与第 2 齿脊之间几乎无白垩质充填;第 2、3 齿脊的磨蚀程

度接近,齿质全部暴露,大釉质环已形成,釉质环前后边基本平行,两个齿脊之间有白垩质充填;第 4 齿脊的齿质呈串珠状暴露,但齿脊中段的齿质暴露较多,整个齿冠尚未形成打通的釉质环,齿脊前后都有白垩质充填;第 5 齿脊仅保留有前半段的根部,没有釉质层保存。从颊侧看,齿冠低,冠面微凹,齿脊之间的齿谷呈“V”字形,谷底白垩质发育,越靠后,齿脊谷的白垩质充填量越多。颊侧齿带较为发育。

比较与讨论 依据臼齿齿冠低、齿脊频率低、齿脊釉质层薄等特征,天星岩竖井发现的化石材料应归入剑齿象属。中国发现的剑齿象化石材料可并归为三个形态种:师氏剑齿象(*Stegodon zdanskyi* Hopwood, 1935),类象剑齿象(*Stegodon elephantoides* Clift, 1828)和东方剑齿象(*Stegodon ori-*

entalis Owen, 1870), 三者在个体大小、齿脊数目、齿脊乳突数目、齿脊频率、齿脊宽度、釉质层厚度及其褶皱、中沟、白垩质等方面都有显著区别(表 1)(宗冠福, 1995)。由于保存原因, 天星岩竖井中发现的剑齿象臼齿破损较为严重, 但仍保留了

可供鉴定的重要特征。本次发现的剑齿象臼齿可辨别出如下特征: 齿脊频率为 3.7、齿脊釉质层厚度为 3 mm、齿脊釉质层褶皱强烈、齿脊谷白垩质充填量丰富等, 上述特征和测量数据完全符合东方剑齿象的鉴定特征, 因此可归入该种。

表 1 中国常见三种剑齿象的臼齿形态区别(引自宗冠福, 1995)

Table 1 Comparative morphological characteristics of three species of *Stegodon* in China

	师氏剑齿象	类象剑齿象	东方剑齿象
个体大小	大	中等	中-小
齿脊数目	M2:5, M3:7-8	M2:6, M3:9-10	M2:8, M3:10-13
齿脊乳突数目	≤9	10	≥10
齿脊频率	2-3	3-3.5	3.5-4
齿脊宽度	宽>高	宽≈高	宽<高
釉质层厚度	6~5 mm	4~3 mm	3 mm
釉质层褶皱	弱	强	很强
中沟	存在前面脊上	存在第一脊上	存在第一脊上
白垩质	少	多	很多

1.3 化石来源

哺乳动物化石出现在洞穴中, 主要是有 4 条途径: (1) 动物在寻食, 奔跑中不慎跌落洞中; (2) 动物在地表死后遗骸分解, 流水将各种动物遗体带入洞中; (3) 动物(主要为食肉类的鬣狗和啮齿类的豪猪的聚骨作用) 将动物骨骼携带入洞; (4) 古人类将动物作为猎获物带入洞中。对于天星岩竖井中化石的来源, 可以试做如下分析:

首先, 从天星岩竖井的自然状况来说, 化石发现于天星岩竖井底部侧壁上发育的洞穴深处的地下河两岸。从天星岩竖井外部进入到化石发现地点, 需要由井口位置顺岩壁借助 SRT (Single Rope Technique, 单绳技术) 下降 80 余米至底部, 进入底部岩壁上发育的既窄且深、蜿蜒曲折的洞穴中, 最终才能抵达至发现化石的地点。为了搜寻更多的化石和查明化石的来源, 我们在洞内沿地下河往上游行进, 但是由于洞穴坍塌而无法前行, 由此可知化石是发现在远离地表的一个封闭空间中。如此之深的洞穴绝不适合古人类和各种动物生活, 因此可以排除化石通过第(3)、(4)条途径进入天星岩竖井的可能。

其次, 天星岩竖井发现的化石包括了零散的牙齿和碎骨。其中的牙齿仅限于剑齿象, 通过对牙齿大小、形态特征、保存状况和齿冠面的磨蚀程度分析, 推断其应属于同一个体。其余的化石全为动物的肢骨, 而且其大小和保存的身体部位均

不匹配, 几乎每块化石都代表了不同的动物个体。如果是动物不慎落入洞中的话, 其身体各个部位的化石都会有保存, 特别是对于剑齿象这类个体很大的动物, 但是目前发现的剑齿象化石除了牙齿之外并没其他部位骨骼的保存。此外, 化石标本断口处的棱角不突出, 磨圆度较高, 而且所有化石标本的长度、大小基本一致, 表面有冲磨的痕迹, 这说明了这批化石经过了流水长距离搬运和长时间冲刷, 流水在将动物遗体带入洞中的过程中进行了分选, 往往会把动物骨骼冲散, 使得动物体的各部位只有少量能保存下来, 属于异地埋藏。因此也可以排除化石通过第(1)条途径进入洞穴中的可能。

因此, 通过排除法我们可知第(1)、(3)、(4)条途径均无法解释该动物群化石保存的一些特征, 只有第(2)条途径能够很好地解释天星岩竖井中化石的来源。

2 天星岩竖井东方剑齿象化石的地质时代

对于天星岩竖井中东方剑齿象化石地质时代的推断, 可以尝试从东方剑齿象的生存时代、化石赋存地层的时代以及天星岩竖井的形成时代等方面来加以分析。

2.1 东方剑齿象的生存时代

东方剑齿象是我国华南地区大熊猫-剑齿象动

物群的主要成员(黄万波,1979)。已有的研究表明,东方剑齿象最早出现于早更新世,但那时发现数量少;中-晚更新世是它们的极盛时期,在此期间广泛分布于我国南方;更新世晚期及全新世,由于气候环境的急剧变化,东方剑齿象退缩到长江以南及南亚岛屿,为了适应环境,其个体变得更小(宗冠福,1995),直到全新世早中期在我国南方的洞穴堆积物中还有发现(马安成,1992)。如前所述,东方剑齿象只是存在于中-晚更新世的广布种,而非“标准化石”,在地层划分和时代确定上不具有指示意义。因此,对于天星岩竖井中发现的东方剑齿象化石,只能初步确定其时代不早于中更新世。

2.2 化石赋存地层的时代

天星岩竖井内的洞穴堆积物有两种类型:一类是已固结的石灰华和角砾石灰岩;另一类是由泥沙和细砾组成的松散堆积物,在其上胶结有厚度不足1 cm的钙板。前者分布于洞壁附近和砂砾层的底部;后者则分布于地下河周围和围岩裂隙中。天星岩竖井中发现的化石主要产自洞内地下河两侧阶地上未胶结的灰黄色泥沙层之上的钙板中,少部分在地下河中发现的化石,推测也是因流水冲刷致使保存有化石的钙板层坍塌后落入水中的。黄万波(2000)对中国第四纪洞穴与裂隙堆积地层的时序和岩性特征进行了归纳总结,其中对于上更新统的岩性特征描述为:堆积物灰黄,土质松软,“钙板”多出现在堆积物的顶部。天星岩竖井中的化石发现在灰黄色松散砂砾堆积物之上胶结的钙板层,其岩性特征与上述黄万波(2000)对中国洞穴上更新统的总结描述完全相符,故其时代为晚更新世。化石既然是发现于上更新统顶部,其时代也应为晚更新世晚期。

2.3 天星岩竖井的形成时代

对南郑小南海地区大佛洞和罗汉洞的地下河冲积层中的石英砾石进行宇宙成因核素 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 埋藏年龄测定,获得其埋藏年龄分别为 $1.07\pm0.71\text{ Ma}$ 和 $1.51\pm0.88\text{ Ma}$,表明南郑小南海一带岩溶区在早更新世已发育岩溶洞穴(陈清敏等,2018a,b)。根据对这两个洞穴的岩层走向和沉积物特征的研究,位于冷水河上游大佛洞内的沉积物来源来自于冷水河下游地区,这说明直到早更新世晚期冷水河尚未形成。同时,结合大佛洞和罗汉洞 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 埋藏年龄的测试结果,表明冷水河是中

更新世以后形成的。天星岩竖井内的地下河作为冷水河地下支流,其形成时代必然要晚于冷水河的形成时代,这也说明了天星岩竖井的形成时代要在中更新世之后。

天星岩竖井是由地面的外源水在可溶性岩层的包气带中,从地表沿岩层的裂隙向地下深处经逐步冲蚀、溶蚀而成。地表水的物理冲蚀作用(凿井效应)与地下水的溶蚀与输出功能相辅相成,共同促进了天星岩竖井的形成和发展。野外试验研究表明,外源水对灰岩的溶蚀速率为 $1\ 000\text{ mm/ka}$ (刘再华,2000)。天星岩竖井发育在二叠系吴家坪组(P_3w)灰黑色中层状灰岩中,深度为82 m。按“将今论古”的方法,计算可知天星岩竖井早在82 ka前就开始形成,考虑到本地区湿热多雨的气候环境、重力崩塌作用和构造运动的影响,天星岩竖井实际开始形成的时代要晚于82 ka。

朱学稳和陈伟海(2006)通过研究认为中国南方天坑发育的地质年代均是自晚更新世以来,其最早不超过12.6万年。竖井作为与天坑形态近似的岩溶负地形,其开口规模远小于天坑,可视为天坑最终形成之前的一种过渡类型,故其形成时代要晚于天坑形成的地质年代。据此,我们认为天星岩竖井的形成时代为晚更新世。

综合以上三个方面的分析,我们可以初步认为汉中天星岩竖井中东方剑齿象化石的地质时代为晚更新世,极可能为晚更新世晚期。当然,此结果尚有待于对洞穴堆积物、化石本身及其表面碳酸盐岩包裹物进行绝对年龄的测定来加以验证。

3 讨论

(1)天星岩竖井发现的象类牙齿化石依据其齿冠低、齿脊频率低、齿脊釉质层薄等特征,与东方剑齿象的鉴定特征是符合的,可归入该种。结合洞穴的自然条件和化石的保存状况,推断是地表流水将动物死后散落的遗骸带入竖井中并保存下来的。通过综合分析,初步认为在天星岩竖井中发现的东方剑齿象可能生活在晚更新世晚期,此结论有待绝对测年结果的验证。

(2)东方剑齿象属于典型的热带—亚热带森林型动物,其齿冠较低,以嫩叶和嫩枝为食,适合生活在树林茂密、水体较多的自然环境下(同号文,2007),这反映了当时汉中地区是以森林为主,

气候温热、潮湿多雨的亚热带气候环境。亚洲象 (*Elephas maximus*) 在中更新世晚期开始繁盛, 与东方剑齿象在我国南方地区长期共存 (同号文等, 2018; Ma et al, 2019)。现在中国的亚洲象在自然环境下仅分布在北回归线 (23°26' N) 以南的云南省西双版纳地区, 地处热带北部边缘, 属热带季雨林气候。据此, 可以推断汉中地区东方剑齿象在晚更新世的出现, 可能指示了当时的气候比现在更加湿热。

(3) 现有的研究资料表明, 在喀斯特岩溶地貌发育的我国南方地区, 在洞穴堆积物中发现了数量众多的旧石器时代遗址, 其时代跨度从早更新世延伸到晚更新世, 出土有丰富的古人类、巨猿、各种动物化石和古人类文化遗物等 (黄万波, 1979, 1986, 2000)。汉中市气候温暖湿润, 降水丰富, 生态系统复杂, 二叠纪石灰岩地层广泛出露, 洞穴、裂隙等喀斯特岩溶地貌十分发育, 这些优越的自然条件有利于古人类和各种动物的生存 (王社江和鹿化煜, 2014)。洞穴不仅为古人类和各种动物提供了遮风避雨、抵御侵扰的场所, 也具备了保存古人类遗址和动物化石的绝佳条件。对汉中天坑群岩溶洞穴的调查尚处在起步阶段, 其在古生物学研究方面的巨大潜力有待进一步发掘。

致谢: 野外工作过程中, 得到汉中市天汉救援队 (杪智勇、李辉、余欣、唐利军) 及陕西曙光救援队 (单勇、刘强、李瑞子) 的大力支持和帮助, 作者在此一并表示衷心的感谢。

[参考文献]

- 陈清敏, 王喆, 张丽, 等. 2018a. 汉中罗汉洞宇宙成因核素 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 埋藏年龄 [J]. 第四纪研究, 38(3): 688–694.
- 陈清敏, 张丽, 王喆, 等. 2018b. 汉中大佛洞宇宙成因核素

- $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 埋藏年龄 [J]. 地球环境学报, 9(1): 38–44.
- 苟润祥, 罗乾周, 张俊良, 等. 2018. 汉中天坑群的发现及价值 [J]. 地质通报, 37(1): 165.
- 洪增林, 薛旭平, 李新林. 2018. 陕西汉中天坑群研究的系统方法思考 [J]. 地球科学与环境学报, 40(6): 787–793.
- 黄万波. 1979. 华南洞穴动物群的性质和时代 [J]. 古脊椎动物与古人类, 17(4): 327–343.
- 黄万波. 1986. 三峡地区喀斯特洞穴及动物群 [J]. 地理研究, 5(4): 78–85.
- 黄万波. 2000. 中国的洞穴与裂隙堆积 [J]. 第四纪研究, 20(2): 155–164.
- 李有恒. 1962. 汉水上游哺乳类化石的新线索 [J]. 古脊椎动物与古人类, 6(3): 280–290.
- 刘再华. 2000. 外源水对灰岩和白云岩的侵蚀速率野外试验研究——以桂林尧山为例 [J]. 中国岩溶, 19(1): 1–4.
- 马安成, 汤虎良. 1992. 浙江金华全新世大熊猫—剑齿象动物群的发现及其意义 [J]. 古脊椎动物学报, 30(4): 295–312.
- 汤英俊, 宗冠福, 雷遇鲁, 等. 1987. 陕西汉中上新世哺乳类化石发现及其地层意义 [J]. 古脊椎动物学报, 25(3): 222–235.
- 同号文. 2007. 第四纪以来中国北方出现过的喜暖动物及其古环境意义 [J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37(7): 922–933.
- 同号文, 邓里, 陈曦, 等. 2018. 江西萍乡上栗杨家湾洞晚更新世长鼻类化石: 兼论东方剑齿象—亚洲象组合 [J]. 古脊椎动物学报, 56(4): 306–326.
- 王社江, 鹿化煜. 2014. 秦岭南麓汉水上游旧石器考古研究现状与契机 [J]. 人类学学报, 33(3): 315–328.
- 薛祥熙. 1960. 陕西省几个第四纪哺乳动物化石新产地 [J]. 古脊椎动物与古人类, 2(2): 179–182.
- 朱学稳, 陈伟海. 2006. 中国的喀斯特天坑 [J]. 中国岩溶, 25(增刊): 7–24.
- 宗冠福. 1995. 中国的剑齿象化石新材料及剑齿象系统分类的回顾 [J]. 古脊椎动物学报, 33(3): 216–230.
- MA Jiao, WANG Yuan, JIN Changzhu, et al. 2019. Ecological Flexibility and Differential Survival of Pleistocene *Stegodon orientalis* and *Elephas maximus* in Mainland Southeast Asia Revealed by Stable Isotope (C, O) Analysis [J]. Quaternary Science Reviews, 212: 33–44.

Stegodon orientalis Fossil Discovered in Hanzhong Tiankeng Group and Its Geological Age

LI Xing-wen^{1, 2}, HU Yi¹, TANG Li¹, GUO Qi-ming¹

(1. Shaanxi Institute of Geological Survey, Xi'an 710068, China; 2. Yan'an & Xi'an Scientific Investigation and Research Base of IAG, Xi'an 710054, China)

[Abstract] The *Stegodon* fossil found in Tianxingyan cenote of Hanzhong Tiankeng group is described in this paper. Based on morphological comparison and measured data, it can be attributed to *Stegodon orientalis*.

(下转第 70 页)

西藏改则县鱼鳞山地区新近系鱼鳞山组火山岩特征

岳 龙,王 敏,曾昌兴,陈 仁,贺永忠,易成兴

(贵州省地质调查院,贵州 贵阳 550081)

[摘 要]笔者在参与西藏 1:25 万加措幅区域地质调查项目的基础上,对西藏鱼鳞山地区鱼鳞山组火山岩进行进一步岩石学、岩石地球化学分析数据挖掘及再研究。研究表明该组由火山碎屑岩及火山熔岩组成至少具有三个韵律;主量元素表明其为高碱富钾的基—中性岩类,属钾玄岩系列—高钾质系列;稀土元素中轻重稀土的 $\Sigma \text{LREE} / \Sigma \text{HREE}$ 比值和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值分别为 16.44~19.39 和 73.04~84.18,火山岩轻重稀土的分馏程度较大;微量元素中高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 相对于相邻大离子亲石元素明显亏损,且 Sr 同样表现出亏损态势。结合稀土及微量元素特征,鱼鳞山组火山岩为板内裂谷幔源玄武质岩浆演化而来,仅伴有少量的地壳混染,为喜山造山运动中板内应力松弛阶段之产物,近东西向昆楚克错断裂在喜山期复活为岩浆活动提供了通道。

[关键词] 鱼鳞山组;火山岩;岩石学;地球化学;西藏

[中图分类号] P588.1;P534.6 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)-01-0035-08

1 概况及地质背景

自印度大陆与欧亚大陆碰撞以来,在班公湖—怒江缝合带以北的羌塘地块先后发育了碱性玄武岩系列、高钾钙碱性系列、钾玄岩系列及过碱性钾质—超钾质系列火山活动(迟效国,2005)。在古近纪—新近纪,沿龙木措—双湖和拜惹布错—金沙江缝合带及大断裂普遍发育断陷盆地的河、湖相沉积,并有强烈的钾质—超钾质火山岩和少量高钾钙碱性火山岩喷发作用(谭建政,2013)。羌塘地块新生代火山岩是在青藏高原地区碰撞造山后高原快速隆升的过程中喷发形成的,同位素定年资料显示,火山的喷发作用主要在 45—14Ma(邓万民,1998;莫宣学等,2009;丁林等,2000;李光明,2000;谭富文等,2000;黄勇,2003)。

贵州省地质调查院在此进行 1:25 万加措幅区域地质调查时,在西藏鱼鳞山地区发现面积分布较广的火山岩,通过对该火山岩的研究,厘定为

新近系中新统鱼鳞山组。鱼鳞山组火山岩总体沿近东西向的昆楚克楚错深大断裂展布(图 1),角度不整合于古近系康托组、二叠系下统展金组及石炭系擦蒙组之上(贵州省地质调查院,2005)。本文在前人研究基础上,对该火山岩进行进一步岩石学、岩石地球化学分析数据挖掘及再研究,总结其特征,为青藏高原羌塘地块新生代火山岩的研究提供基础资料。

2 岩石学特征

剖面上火山岩可分为两类:火山碎屑岩类及火山熔岩类。据此将本剖面大致分为 3 个旋回,每个旋回以火山碎屑岩为底,之上为火山熔岩,单个旋回厚 26~185 m,呈似层状、块状产出(图 2)。由下而上依次为:(1)底为火山角砾岩、含火山角砾凝灰岩及凝灰岩组成 3~7 个不完整喷发层,单一喷发层厚 0.4~2.6 m,局部含火山角砾凝灰岩具正粒序,其上依次为粗面岩、石榴石响

[收稿日期] 2020-04-21 [修回日期] 2020-12-17

[作者简介] 岳龙(1970—),男,高级工程师,主要从事区域地质调查、区域矿产调查工作。邮箱:3324862842@qq.com。

岩、粗面安山岩;(2)底为火山角砾岩,其上依次为粗面岩、粗面安山岩;(3)底部熔结含火山角砾晶屑凝灰岩,岩石呈层状、似层状产出,其上依次为

粗面岩、白榴石响岩。在响岩和粗面岩中发育具定向排列的斑晶和气孔构造及指示方向性的流纹构造,岩石呈块状产出。

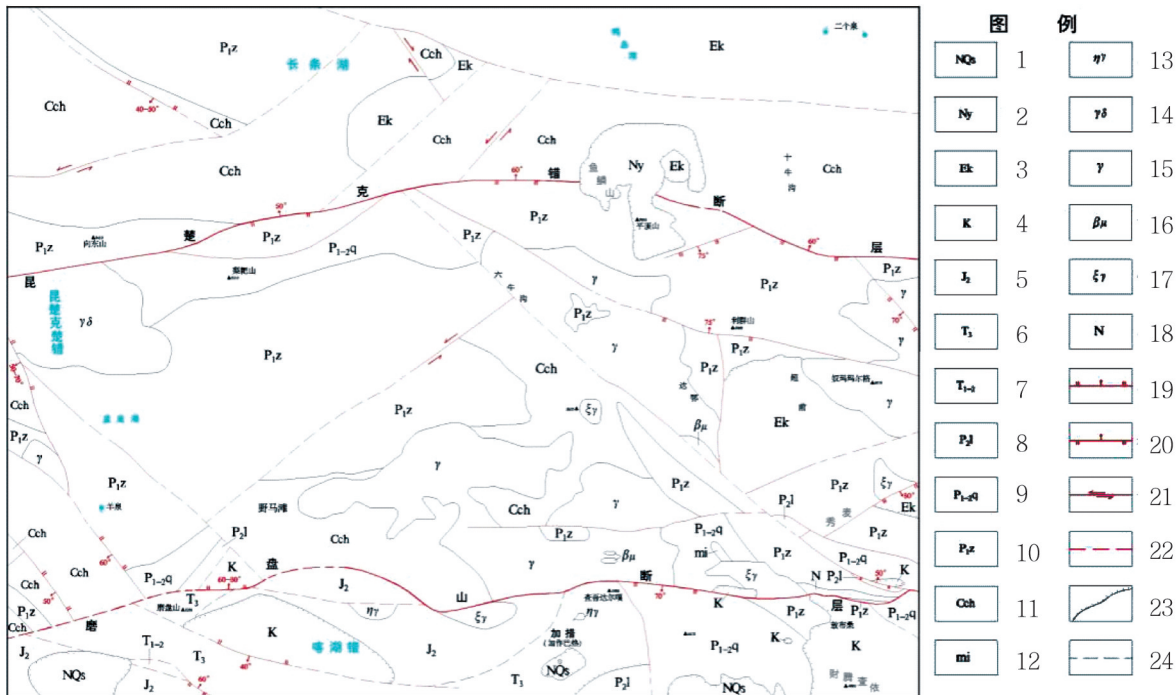


图 1 改则县鱼鳞山地区地质简图(据 1:25 万加措幅地质图,2005,略有修改)

Fig. 1 Geological sketch of Yulinshan area in Gaize county

1—喷纳湖组;2—鱼鳞山组;3—康托组;4—白垩系;5—中侏罗统;6—上三叠统;7—下中三叠统;8—龙格组;9—曲地组;10—展金组;11—擦蒙组;12—混合岩;13—二长花岗岩;14—花岗闪长岩;15—花岗岩;16—辉绿岩;17—钾长花岗岩;18—基性侵入岩;19—正断层;20—逆断层;21—平移断层;22—推测断层;23—角度不整合界线;24—平行不整合界线

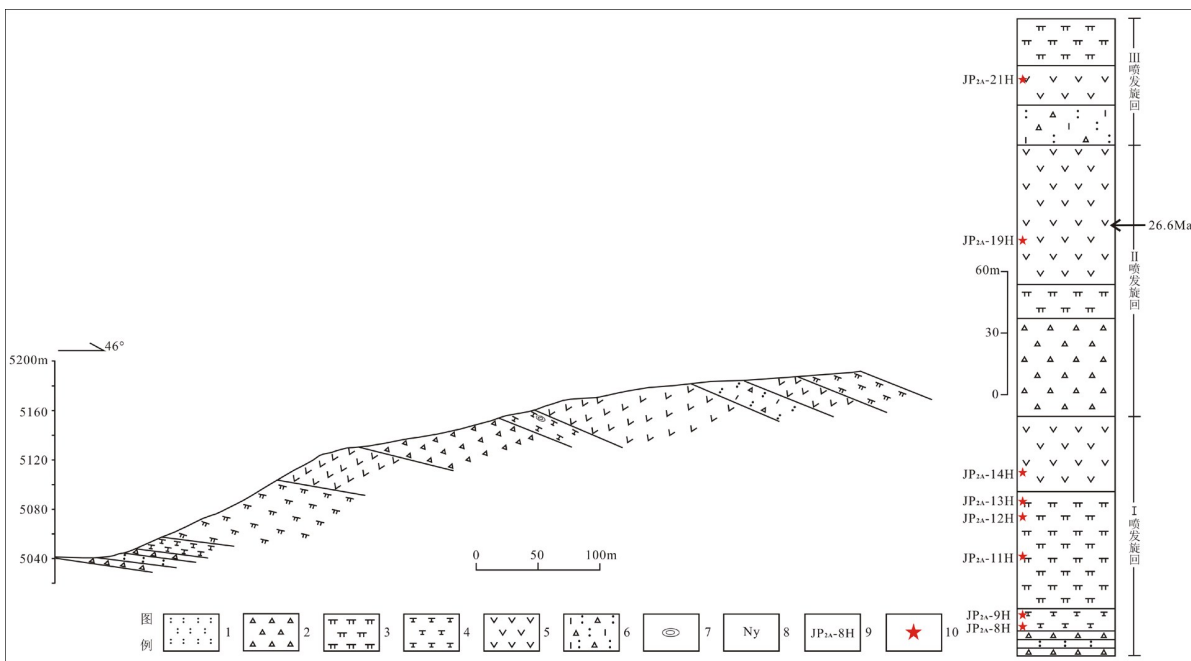


图 2 西藏自治区改则县鱼鳞山新近系鱼鳞山组实测剖面、旋回示意图

Fig. 2 Tested section and cycle diagram of Neogene Yulinshan formation in Yulinshan, Tibet

1—(含火山角砾)凝灰岩;2—火山角砾岩;3—响岩;4—粗面岩;5—安山岩;6—含火山角砾晶屑凝灰岩;7—第四系洪、冲积物;8—气孔;9—地层代号

粗面岩为灰绿、灰黄、深灰、灰色块状构造,斑状结构。主要由碱性长石、少量暗色矿物及斜长石组成。其斑晶主要为碱性长石及碱性辉石(部分可鉴定为霓辉石),基质具有粗面结构,由微晶斜长石、普通辉石及碱性辉石组成;粗面安山岩为灰绿色、灰黄色块状构造,斑状结构,斑晶以斜长石为主,其次为辉石及角闪石,基质由斜长石、透长石和少量辉石组成;白榴石响岩为深灰色、灰黑色块状构造,具斑状结构,斑晶由碱性长石、角闪石、白榴石、霓辉石组成,基质具隐至微晶结构,由微晶白榴石、长石、细小辉石和磁铁矿组成。

火山角砾的成分主要是粗面岩和响岩,少量变质石英砂岩、变质砂岩、板岩,含量 50%~75%,粒径 0.2~45 cm,多呈次棱角状,少数棱角状、渣状、蜂孔状,无序排列,局部喷发层中火山角砾具正粒序。

3 地球化学特征

3.1 主量元素特征

本文分析的样品类型为粗面岩、响岩及安山岩。岩石主量元素分析结果见表 1,突出表现高碱富钾的特点。样品中 SiO_2 含量为 49.76%~58.08%。如根据岩浆岩酸度进行岩石分类,属于基性—中性岩类。岩石全碱含量($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)为 6.64%~11.85%,使用 TAS 图解投图后可见(图 3),岩石落于玄武质粗面安山岩、粗面安山岩、粗面

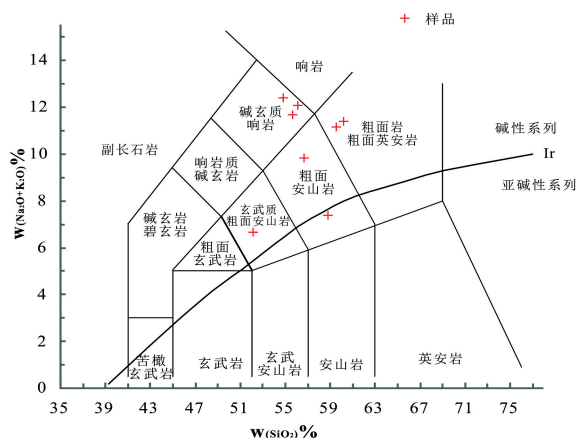


图 3 TAS 图解

(底图引自 Maitre, 2004)

Fig. 3 TAS diagram

岩、碱玄质响岩区域。结合镜下鉴定,对 TAS 图解命名岩石名称进行调整为粗面岩、粗面安山岩、玄武质粗面安山岩及白榴石响岩。岩石里特曼指数为 3.89~14.86,属于碱性岩类及过碱性岩类。对样品进行 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 投图后可见(图 4),据 Middlemost E A K. (1985),样品均落于钾玄岩系列。在 $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ 分类图解上(图 5)样品落入钾玄岩系列及高钾质系列。岩石样品中 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值为 1.11~3.43。

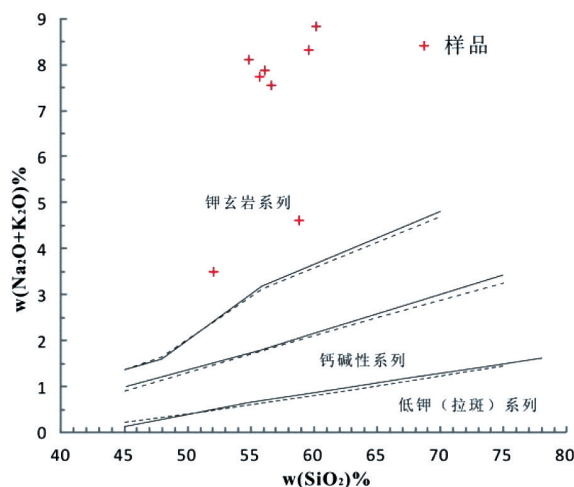


图 4 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解

(实线据 Peccerillo R, Taylor S R. 1976;

虚线据 Middlemost E A K. 1985)

Fig. 4 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diagram

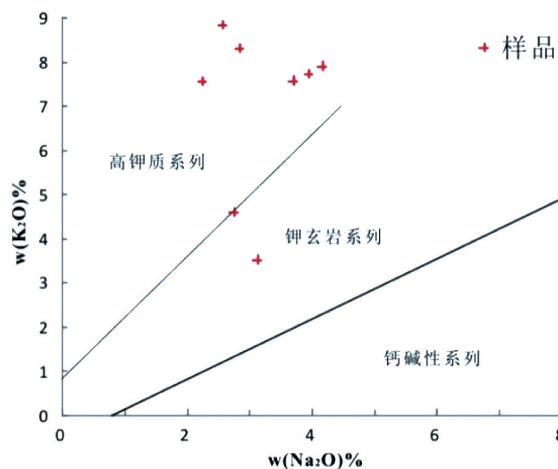


图 5 $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ 关系图

(底图引自 Middlemost E A K., 1972)

Fig. 5 $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ diagram

鱼鳞山组玄武质粗面安山岩、粗面安山岩、粗面岩、碱玄质响岩 CIPW 标准矿物计算及数值特征见表 2、3。

从表 2 中 CIPW 标准矿物计算 SiO_2 饱和度类型可分为极度不饱和、不饱和、过饱和二种类型。

表 1 鱼鳞山组基—中性火山岩主量元素分析结果 ($W_B/10^{-2}$)

Table 1 Analytical results of major elements in basic-intermediate volcanic rocks of Yulishan formation ($W_B/10^{-2}$)														
JP _{2A} -8H	粗面岩	57.04	0.70	18.42	5.52	0.20	0.21	0.39	2.51	2.72	7.95	0.06	3.84	99.56
JP _{2A} -9H	粗面岩	58.08	0.75	18.02	5.06	0.44	0.14	0.42	2.54	2.48	8.52	0.08	2.98	99.51
JP _{2A} -11H	碱玄质响岩	52.45	0.90	19.05	3.56	1.49	0.13	0.82	5.14	4.11	7.74	0.18	3.91	99.45
JP _{2A} -12H	碱玄质响岩	53.61	0.76	17.32	4.58	1.42	0.19	0.54	5.48	3.99	7.52	0.08	4.35	99.84
JP _{2A} -13H	碱玄质响岩	53.10	0.75	16.67	4.92	1.81	0.25	0.72	5.78	3.76	7.36	0.18	4.05	99.35
JP _{2A} -14H	粗面安山岩	55.28	0.80	17.78	6.06	1.46	0.11	0.65	4.69	2.60	4.32	0.20	5.26	99.21
JP _{2A} -19H	玄武质粗面安山岩	49.76	1.26	14.89	5.49	2.60	0.15	3.76	10.27	3.00	3.34	0.96	3.84	99.32
JP _{2A} -21H	粗面安山岩	53.21	0.97	17.81	5.51	1.64	0.16	0.74	4.43	2.11	7.09	0.20	5.61	99.48

测试单位:国土资源部贵阳矿产资源监督检测中心

表 2 鱼鳞山组基—中性火山岩 CIPW 标准矿物计算

Table 2 Calculation of CIPW standard minerals for basic-intermediate volcanic rocks of Yulishan formation																		
样号	样品名称	Ap	Ilm	Mt	Or	Ab	An	Di			Hy		由 (Ab) 转来		Ol		C	Q
								Wo	En	Fs	En ¹	Fs ¹	Ne	Ab	Fo	Fa		
JP _{2A} -8H	粗面岩	0.23	1.23	3.19	47.27	23.07	11.68	/	/	/	0.99	2.88	/	/	/	/	0.92	3.60
JP _{2A} -9H	粗面岩	0.25	1.49	3.28	55.52	/	3.90	3.26	1.02	2.41	/	/	11.77	13.40	/	/	/	/
JP _{2A} -14H	粗面安山岩	0.37	1.52	3.30	25.56	21.99	22.48	/	/	/	1.61	5.93	/	/	/	/	0.61	10.20
JP _{2A} -19H	粗面安山岩	2.14	2.19	3.97	19.51	/	17.52	11.50	6.83	4.07	/	/	0.85	23.61	1.75	1.22	/	/
JP _{2A} -21H	粗面安山岩	0.37	2.10	3.98	41.75	17.82	18.35	1.16	0.51	0.77	1.32	2.32	/	/	/	/	/	3.12

测试单位:国土资源部贵阳矿产资源监督检测中心。注:JP_{2A}-11H JP_{2A}-12H JP_{2A}-13H JP_{2B}-15H 未能进行有效计算。

SiO₂ 极度不饱和类型矿物组合见霞石、橄榄石、透辉石,不饱和类型矿物组合见霞石、透辉石,而过饱和类型矿物组合见透辉石、紫苏辉石、石英。Al₂O₃ 饱和度类型仅见偏铝质、过铝质二种类型,前者未见刚玉,而后者出现刚玉。

表 3 看出,A/CNK 数值特征与 CIPW 标准矿物计算结论一致。基性火山岩 AR = 1.67 和 δ = 5.95,属碱性岩岩石系列;斜长石牌号(计算)为 41.18,种属为中长石。中性火山岩 AR = 1.87 -

5.82 和 δ = 3.35 - 22.68,属钙碱性岩-碱性岩-过碱性岩岩石系列;斜长石牌号(计算)为 4.76 - 49.29,种属为钠-更-中长石。岩石的次生蚀变作用使斜长石牌号有所降低。

3.2 稀土元素特征

鱼鳞山组玄武质粗面安山岩、粗面安山岩、粗面岩、碱玄质响岩稀土元素分析结果及数值特征见表 4、5。

表 3 鱼鳞山组火山岩主量元素岩石学计算

Table 3 Petrological calculation of major elements for volcanic rocks of Yulishan formation											
样号	样品名称	SiO ₂ 饱和 度类型	Al ₂ O ₃ 饱和度		FL 长英 指数	SI 固结 指数	MF 镁铁 指数	AR 碱度	DI 分异 指数	δ 里特曼 指数	斜长 石牌号 (计算)
			类型	A/CNK							
JP _{2A} -8H	粗面岩	过饱和	过铝质	1.03	80.96	2.40	93.01	3.08	73.94	8.11	20.56
JP _{2A} -9H	粗面岩	不饱和	偏铝质	0.85	81.24	2.52	92.55	3.30	68.92	8.02	20.59
JP _{2A} -11H	碱玄质响岩	/	偏铝质	0.78	69.75	4.63	86.03	2.92	/	14.86	/
JP _{2A} -12H	碱玄质响岩	/	偏铝质	0.70	67.75	2.99	91.74	3.04	/	12.49	/
JP _{2A} -13H	碱玄质响岩	/	偏铝质	0.68	65.80	3.88	90.34	2.96	/	12.24	/
JP _{2A} -14H	粗面安山岩	过饱和	过铝质	1.02	59.60	4.42	91.66	1.89	57.75	3.90	49.09
JP _{2A} -19H	玄武质粗面安山岩	极度不饱和	偏铝质	0.55	38.17	20.99	67.52	1.67	43.97	5.95	41.18
JP _{2A} -21H	粗面安山岩	过饱和	偏铝质	0.93	67.50	4.41	90.25	2.41	62.69	8.29	49.25

测试单位:国土资源部贵阳矿产资源监督检测中心。

表 4 鱼鳞山组火山岩稀土元素分析结果($W_B/10^{-6}$)

Table 4 Analysis results of rare earth elements for volcanic rocks of Yulishan formation($W_B/10^{-6}$)																
样号	样品名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
JP _{2A} -8H	粗面岩	499.0	807.2	83.13	246.0	31.94	6.69	16.31	2.25	10.68	1.87	4.71	0.70	4.18	0.65	45.00
JP _{2A} -9H	粗面岩	567.7	885.2	91.14	282.7	36.13	7.83	21.78	2.69	12.86	2.23	5.24	0.75	4.64	0.68	51.93
JP _{2A} -11H	碱玄质响岩	420.2	693.6	72.56	225.1	29.17	6.99	17.11	2.28	10.54	1.84	4.32	0.61	3.49	0.52	40.07
JP _{2A} -12H	碱玄质响岩	587.9	949.0	92.37	286.5	36.72	8.18	20.93	2.79	13.17	2.36	5.87	0.84	5.01	0.72	53.81
JP _{2A} -13H	碱玄质响岩	709.2	1 163.	115.5	365.5	47.51	10.2	28.24	3.49	16.14	2.91	6.95	0.99	5.68	0.80	70.31
JP _{2A} -14H	粗面安山岩	674.90	1 103.0	109.4	346.00	44.70	9.93	25.27	3.41	16.31	2.88	6.91	1.02	6.23	0.92	69.00
JP _{2A} -19H	玄武质粗面安山岩	430.80	783.30	83.27	310.20	40.28	9.66	25.27	3.08	14.18	2.24	4.98	0.67	3.74	0.55	46.11
JP _{2A} -21H	粗面安山岩	618.40	985.70	100.3	337.20	42.11	9.98	26.55	3.35	15.93	2.71	6.45	0.87	5.32	0.76	63.00

测试单位:国土资源部贵阳矿产资源监督检测中心。

表 5 鱼鳞山组火山岩稀土元素数值特征

Table 5 Numerical characteristics of rare earth elements for volcanic rocks of Yulishan formation											
样号	样品名称	ΣREE	ΣLREE	ΣHREE	ΣLREE/ΣHREE	δCe	δEu	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	
JP _{2A} -8H	粗面岩	1 760.31	1 673.96	86.35	19.39	0.87	0.80	80.48	9.83	3.15	
JP _{2A} -9H	粗面岩	1 973.50	1 870.70	102.80	18.20	0.85	0.79	82.49	9.88	3.79	
JP _{2A} -11H	碱玄质响岩	1 528.40	1 447.62	80.78	17.92	0.88	0.88	81.17	9.06	3.96	
JP _{2A} -12H	碱玄质响岩	2 066.17	1 960.67	105.50	18.58	0.89	0.83	79.11	10.07	3.37	
JP _{2A} -13H	碱玄质响岩	2 476.11	2 410.91	135.51	17.79	0.89	0.79	84.18	9.39	4.01	
JP _{2A} -14H	粗面安山岩	2 419.88	2 287.93	131.95	17.34	0.89	0.83	73.04	9.50	3.27	
JP _{2A} -19H	玄武质粗面安山岩	1 758.33	1 657.51	100.82	16.44	0.94	0.86	77.66	6.73	5.45	
JP _{2A} -21H	粗面安山岩	2 218.63	2 093.69	124.94	16.76	0.87	0.85	78.37	9.24	4.03	

样品稀土元素总量(ΣREE)变化范围在(1 528.40~2 476.11) μg/g 之间。反应轻重稀土分馏程度的ΣLREE/ΣHREE 比值和(La/Yb)_N 比值分别为 16.44~19.39 和 73.04~84.18。数据表明样品稀土元素总量(ΣREE)变化范围较大,且所有样品的轻重稀土的分馏程度较大。

在经球粒陨石标准化后的稀土元素配分形式中(图 6),所有样品具有相似的轻稀土富集的右倾型稀土配分型式。稀土元素数值显示其比原始地幔源区岩浆和球粒陨石高,但又低于地壳源区岩浆。计算出火山岩样品中 δEu 值变化为 0.79~0.88,δCe 值变化为 0.85~0.94,显示为轻微 Eu

及 Ce 的弱负异常。La_N/Yb_N 为 73.04~84.18, La_N/Sm_N=6.51~10.07,Gd_N/Yb_N=3.15~5.45。

3.3 微量元素特征

鱼鳞山组玄武质粗面安山岩、粗面安山岩、粗面岩、碱玄质响岩微量元素分析结果及数值特征见表 6。

鱼鳞山组火山岩具有极其类似的微量元素特征,表现为 Rb 元素相对贫化,Sr 元素相对富集,表现出 Sr 迁移性较 Rb 相对明显。在经过球粒陨石标准化后的蛛网图中可见高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 相对于相邻大离子亲石元素明显亏损(图 7),且 Sr 同样表现出亏损态势。

4 讨论

4.1 源区性质

LREE 相对于 HREE 的富集可以由橄榄石、斜方辉石、单斜辉石的存在引起,因相对于 LREE, HREE 的亏损,最可能表明源区存在石榴子石。而微量元素 Ti 的亏损,可能表明源区存在着金红

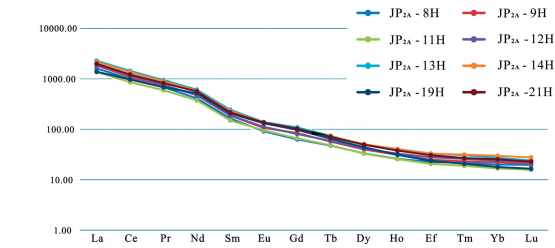


图 6 鱼鳞山组基—中性火山岩稀土元素球粒陨石标准化分布图

Fig. 6 Standardized distribution of REE chondrite of basic-intermediate volcanic rocks of Yulishan formation

表 6 鱼鳞山组基—中性火山岩微量元素分析结果 ($W_B/10^{-6}$)

Table 6 Analysis results of trace elements in the basic-intermediate volcanic rocks of Yulishan formation ($W_B/10^{-6}$)

样号	样品名称	Pb	Cr	Ni	Co	Cd	Li	Rb	Cs	Mo	Sb	Bi	Sr	Ba	V	Sc
JP _{2A} -8H	粗面岩	/	3.6	2.08	9.0	0.04	8.60	196	3.28	1.0	0.08	1.35	2919	1601	94	1.02
JP _{2A} -9H	粗面岩	/	6.6	2.92	9.8	0.04	9.90	199	2.01	0.7	0.09	0.08	3277	2558	108	1.17
JP _{2A} -11H	碱玄质响岩	/	4.8	2.82	11.5	0.04	11.7	169	3.15	3.2	0.28	1.35	4837	5548	121	1.09
JP _{2A} -12H	碱玄质响岩	/	2.4	3.10	9.9	0/05	12.4	267	4.06	3.6	0.11	0.34	4400	2646	136	0.74
JP _{2A} -13H	碱玄质响岩	/	1.2	3.56	10.6	0.06	8.46	137	4.99	2.8	0.27	0.00	4298	2950	135	1.09
JP _{2A} -14H	粗面安山岩	/	1.1	3.56	10.6	0.06	4.34	72.8	19.6	2.4	0.15	0.00	4332	2762	142	1.29
JP _{2A} -19H	玄武质粗面安山岩	/	12.0	15.6	24.0	0.07	12.6	148	6.37	2.4	0.06	1.02	4778	6154	220	7.43
JP _{2A} -21H	粗面安山岩	/	2.3	4.17	11.9	0.06	11.7	68.9	9.60	2.1	0.16	0.34	3843	4451	175	1.25
样号	样品名称	Ga	In	Ge	Tl	Be	B	Se	Te	Nb	Ta	Zr	Hf	U	Th	Y
JP _{2A} -8H	粗面岩	/	0.07	1.85	1.35	3.6	7.69	0.05	0.047	74.3	2.82	997	25.6	7.53	101.	45.00
JP _{2A} -9H	粗面岩	/	0.04	1.66	0.74	7.1	9.16	0.05	0.049	61.4	2.37	882	23.0	8.35	81.8	51.93
JP _{2A} -11H	碱玄质响岩	/	0.05	1.74	0.65	5.4	1.11	0.07	0.048	58.6	2.84	641	14.9	5.27	52.9	40.07
JP _{2A} -12H	碱玄质响岩	/	0.05	1.30	0.88	6.4	3.35	0.06	0.035	65.7	2.52	922	22.0	10.7	86.3	53.81
JP _{2A} -13H	碱玄质响岩	/	0.07	1.00	0.77	7.0	2.12	0.06	0.053	71.6	2.55	1035	24.8	10.0	113.	70.31
JP _{2A} -14H	粗面安山岩	/	0.02	3.01	0.69	4.0	5.17	0.06	0.047	73.0	2.72	1061	25.8	7.09	116	69.00
JP _{2A} -19H	玄武质粗面安山岩	/	0.06	2.40	0.45	6.0	1.17	0.10	0.056	57.2	2.98	576	13.4	5.20	61.9	46.11
JP _{2A} -21H	粗面安山岩	/	0.03	1.16	0.62	6.6	14.9	0.06	0.042	108.	4.65	944	24.6	12.2	128.	63.00

测试单位:国土资源部贵阳矿产资源监督检测中心

石。强不相容元素的比值 ($LILE/HFSE$ 、 $LREE/HFSE$ 等)不但在一定规模的地幔部分熔融过程中不易变化,而且在岩浆有限程度的低压分离结晶作用过程中也无较大变化 (Volpe et al., 1988), 因此能有效追踪源区的化学性质。样品的 Zr/Y ($1.52-2.65$) <18 , 暗示岩石岩浆来源于富集地幔 (李昌年, 1992)。且样品中稀土元素数值显示其比原始地幔源区岩浆和球粒陨石高, 但又低于地

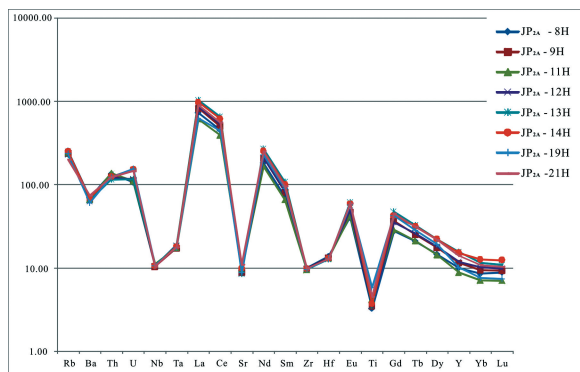


图 7 鱼鳞山组基—中性火山岩微量元素原始地幔标准化配分曲线图

Fig. 7 Standardized partition curve of trace elements primitive mantle of basic-intermediate volcanic rocks of Yulishan formation
标准化值引自 Sun 和 McDonough (1989)

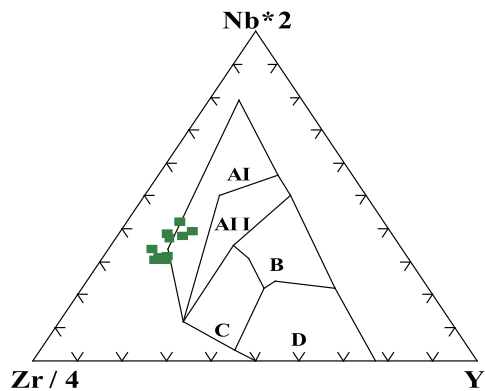


图 8 鱼鳞山组基—中性火山岩 $Nb * 2 - Zr/4 - Y$ 图解
(底图据 Pearce and Cann, 1973)

Fig. 8 $Nb * 2 - Zr/4 - Y$ diagram of basic-intermediate volcanic rocks in Yulishan formation

AI+AII—板内裂谷玄武岩, AII+C—板内拉斑玄武岩 B—富集型 MORB, D—正常型 MORB, C+D—岛弧型玄武岩

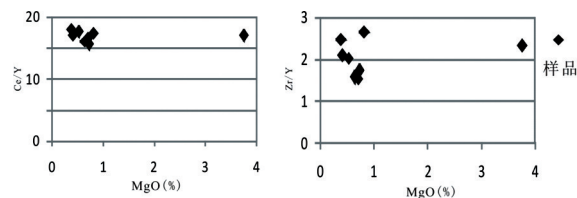


图 9 鱼鳞山组火山岩 Ce/Y 和 Zr/Y 与 MgO 的协变图解
Fig. 9 Ce/Y 和 Zr/Y 与 MgO covariant diagram of volcanic rocks in Yulishan formation

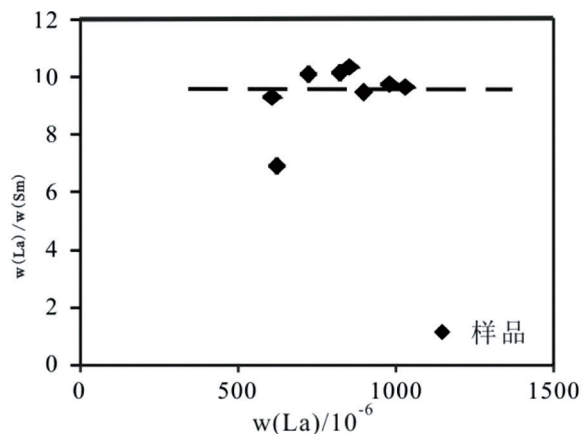


图 10 鱼鳞山组火山岩 $La-La/Sm$ 图
(底图引自 Allegre, 1978)

Fig. 10 $La-La/Sm$ diagram of volcanic rocks in Yulishan formation
反映了其物源应为富集型地幔另外。Nb、Zr、Y 数值特征讨论 $Nb \times 2 - Zr/4 - Y$ 图解 (图 10) 显示鱼鳞山组火山岩岩浆性质为板内裂谷玄武岩浆。

4.2 地壳混染作用

鱼鳞山地区火山岩产于大陆区, 与大洋地区相比, 大陆内部喷发的火山岩岩浆在向地表运移的过程中, 可能受到地壳物质不同程度的混染。样品稀土元素数值显示其比原始地幔源区岩浆和球粒陨石高却又低于地壳源区岩浆的特征显示岩浆可能来源于富集型地幔, 并伴有少量壳源物质混染。岩浆结晶分异时 Ce/Y 和 Zr/Y 比值变化均不明显。此外, Ce/Y 对地壳混染和岩浆源区部分熔融程度敏感, 而 Zr/Y 比值对于地壳混染不灵敏, 但可以用来反映岩浆源区部分熔融程度差异 (赵振华, 1997)。研究区 MgO 含量与 Ce/Y 和 Zr/Y 的变化关系如图 11。 Ce/Y 和 Zr/Y 随 MgO 变化不大。综合上述特征, 推测鱼鳞山组火山岩在岩浆上升过程中不存在强烈的地壳混染作用。

4.3 分离结晶作用

当用高度不相容元素 La 与亲岩浆元素 Sm 的浓度比值 $w(La)/w(Sm)$ 对高度不相容元素岩浆元素浓度 $w(La)$ 作图时 (图 12), 可见火山岩的轨迹是一条近乎水平的线而非拥有斜率, 说明火山岩形成为岩浆的分离结晶作用 (Allegre 等, 1978)。

另外, 鱼鳞山组火山岩样品中的 REE 配分曲线图 (图 6) 显示, 样品的稀土元素具有轻稀土富

集的右倾型配分型式,轻重稀土的分馏程度较大,且HREE也具有分馏特征。岩浆的分离结晶作用是造成岩浆演化过程中稀土元素分馏的重要方式,其中Eu的负异常小,推测为在岩浆结晶分异过程中,残余相仅有少量或无钾长石、斜长石和单斜辉石等,或角闪石含量大于或等于斜长石,也说明岩浆在演化过程中斜长石经历了一定程度结晶分异作用。

5 结论

(1) 鱼鳞山组火山岩由火山碎屑岩与火山熔岩至少构成三个韵律。火山碎屑岩岩性为火山角砾岩、含火山角砾凝灰岩及凝灰岩,火山熔岩岩性为粗面岩、粗面安山岩、玄武质粗面安山岩及白榴石响岩。

(2) 火山岩地球化学特征显示,岩石均属于钾玄岩系列。根据其微量及稀土元素特征推测鱼鳞山组火山岩来自富集地幔的结晶分离作用,火山岩岩浆性质为板内裂谷玄武质岩浆,源区可能存在石榴子石、金红石等矿物,且在火山岩上升过程中不存在强烈的地壳混染作用。

(3) 因鱼鳞山组火山岩角度不整合于古近系康托组之上,且岩石地球化学特征指示大地构造背景为大陆板内陆相幔源型火山岩,构造变形较弱。为喜山造山运动中板内应力松弛阶段之产物,近东西向昆楚克错断裂在喜山期复活为岩浆活动提供了通道。

[参考文献]

- 迟效国,李才,金巍. 2005. 藏北羌塘地区新生代火山作用与岩石圈构造演化[J]. 中国科学:地球科学,35(5):399-410.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩[M]. 地质出版社.

- 丁林,周勇,张进江,等. 2000. 藏北鱼鳞山新生代火山岩及风化壳复合堆积物的组成和时代[J]. 科学通报,45(14):1475-1481.
- 黄勇,牟世勇,卢定彪,等. 2004. 藏北鱼鳞山地区鱼鳞山组火山岩的特征及时代探讨[J]. 贵州地质,21(3):148-151.
- 李光明. 2000. 藏北羌塘地区新生代火山岩岩石特征及其成因探讨[J]. 地质地球化学,28(2):38-44.
- 莫宣学,赵志丹,喻学惠,等. 2009. 青藏高原新生代碰撞—后碰撞火成岩[M]. 地质出版社.
- 谭富文,潘桂棠,徐强. 2000. 羌塘腹地新生代火山岩的地球化学特征与青藏高原隆升[J]. 岩石矿物学杂志,19(2):121-130.
- 谭建政. 2013. 藏北布若错地区新生代火山岩及其成因探讨[J]. 桂林理工大学学报,33(3).
- 赵振华. 1997. 微量元素地球化学原理. 地球化学理论丛书. 北京:科学出版社.
- 贵州省地质调查院. 2005. 1:25万加措幅(I44C003004)区域地质调查成果报告. [R] 贵阳.
- Allegre C J, Shimizu N, Treuil M. 1978. Cultivation, extraction and processing of ramie fibre: a review. *Journal of Physiology*, 300(1): 505-513.
- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1-2):33-45.
- Maitre R W L. 2004. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 1(70):93-120.
- Middlemost E A K. 1972. A simple classification of volcanic rocks[J]. *Bulletin Volcanologique*, 36(2):382-397.
- Middlemost E A K. 1985. *Magma and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology*. Longman.
- Pearce J A, Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2):0-300.
- Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1):63-81.
- Volpe A M, Macdougall J D, Hawkins J W. 1988. Lau Basin basalts (LBB): trace element and Sr[⁸⁷Sr/⁸⁶Sr]Nd isotopic evidence for heterogeneity in backarc basin mantle[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 90(2):174-186.

Characteristics of Volcanic Rocks of Neogene Yulinshan Formation in Yulishan Area, Gaize of Tibet

YUE Long, WANG Min, ZENG Chang-xing, CHEN Ren, HE Yong-Zhong, YI Cheng-xing

(Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[Abstract] On the basis of the Tibet 1:250,000 Jiacao regional geological survey project and the results re-
(下转第 64 页)

右江盆地西北缘中三叠世深水沉积岩相特征及盆地充填样式

彭成龙¹, 周 鸿², 王文明¹, 龚桂源¹, 张德明¹, 跃连红¹, 李月森¹

(1. 贵州省地质调查院, 贵州 贵阳 550081; 2. 贵州省地矿局 117 地质大队, 贵州 贵阳 550018)

[摘 要] 右江盆地北西缘中三叠世发育一套巨厚的深水沉积陆源碎屑岩。基于岩相剖面测制、面上地质调查和岩矿鉴定资料, 结合前人研究成果, 对贵州册亨一带中三叠世许满组-边阳组共识别出 6 种岩相, 叠置构成 3 种主要岩相组合: 岩相组合 I 以砂质碎屑流沉积为主, 指示扇根—内扇沉积; 相组合 II 代表扇中沉积作用的产物; 相组合 III 为外扇沉积作用的产物。盆内发育陆源碎屑水道充填的砂质透镜体及浊积扇体, 而靠近台地边缘一侧仅有碳酸盐岩滑塌扇裙, 是同生断裂控制的结果。在此基础上, 根据区域构造背景, 结合物源及古流向等资料, 建立了册亨一带盆地充填样式, 这对于进一步认识右江盆地中三叠世沉积及演化提供基础资料。

[关键词] 右江盆地西北缘; 中三叠世; 岩相特征; 充填样式

[中图分类号] P534. 51; P539. 2 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)-01-0043-08

自上世纪 50 年代浊流学说提出之后, 众多学者对浊流沉积又相继作了大量的研究, 从而识别出碎屑流、颗粒流、液化流、浊流沉积等多种重力流沉积, 使深水重力流沉积学说得到了发展。近年来, 随着油气勘探的不断深入, 通过国内学者的大量研究(付彦辉等, 2009; 吴时国等, 2009; 袁圣强等, 2010; 李冬等, 2011; 孙辉等, 2011; 李磊等, 2012; 刘新颖等, 2012), 使深水沉积学得到了长足的发展。

贵州西南部册亨一带位于右江盆地西北缘, 中三叠统发育较为完整, 前人对区内地层、古生物及沉积学方面已积累了大量研究成果(贺自爱, 1986; 贵州省地质矿产局, 1987, 1997; 刘宝珺等, 1987; 张继淹, 1988; 吴应林等, 1990; 吴江等, 1992, 1993; 田景春等, 2000; 梅冥相等, 2002, 2003; 陈丛林等, 2006; 杨超等, 2008; 张成凤等, 2011; 杜远生等, 2014)。近年来, 笔者在册亨片区 1:5 万区调工作中, 通过岩相剖面测制、面上地质调查和岩矿鉴

定资料, 认为除前人已经识别出的浊流沉积之外, 尚有大量深水水道沉积及水道末端朵体沉积, 这与肖彬等对广西田林一带中三叠统沉积的认识一致(肖彬等, 2014)。本次在中三叠统许满组-边阳组中共识别出 6 种岩相及 3 种岩相组合类型, 在此基础上建立了该期盆地充填样式, 对研究该区中三叠世沉积演化有重要地质意义。

1 地质概况

右江盆地是在加里东造山带夷平的基础上发育起来的, 其西、北东、南西、南东分别为江南古陆、康滇古陆、哀牢越北古陆、云开古陆(马永生等, 2009)(图 1a), 共同作用控制了盆地的沉积、构造作用及演化。在中三叠世时期, 盆地构造性质为前陆盆地(秦建华, 1991; 秦建华等, 1996; 杜远生等, 2009, 2013), 在盆地西北缘形成绵延上千公里的台地边缘。

[收稿日期] 2020-08-19 **[修回日期]** 2020-12-17

[基金项目] 本文受贵州 1:5 万册亨县、雅长、八渡、百乐幅地质矿产综合调查(编号: 12120115026401)、贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目《右江盆地北缘 T/P 界面附近滑脱构造变形及其对金矿的控制作用—以贵州册亨地区为例》(编号: QDKKH[2020]27)、贵州省科技支撑计划平台人才项目(编号: QKHPTRC[2018]5626)共同资助。

[作者简介] 彭成龙(1970—)男, 高级工程师, 主要从事区调工作。E-mail: 2874718665@qq.com。

研究区册亨一带位于右江盆地北西缘台、盆过渡区,台地边缘呈弧形展布,沉积作用分异明显(图1b,c),相变带各地层间为相变接触关系,盆地碎屑岩与台缘碳酸盐岩接触带附近为一狭窄滑塌角砾岩带(贵州省地质矿产局,1980),后期1:5万区域地质调查对该角砾岩带进行了追索和详细填图,并以非正式地层单位命名为坡坪岩楔(贵州省地质矿产局,1990,1991)。台地相区为一套台地及礁滩相的碳酸盐岩组合,由局限-半局限台地相的关岭组、杨柳井组、花溪组及台缘礁滩相的坡段组、垄头组组成,地层区划属扬子地层分区之贞丰-贵阳小区及右江地层分区之望谟-荔波小区(贵州省地质调查院,2017)。而斜坡-盆地相区主要发育一套陆源碎屑岩组合,地层区划属扬子地层分区之贞丰-贵阳小区及右江地层分区之望谟-荔波小区(贵州省地质调查院,2017),岩石地层单元以许满组和边阳组为主,主体为一套陆源

碎屑岩建造(图2),分布广泛,构成了中三叠统的主体,是解析盆地沉积作用及演化、盆地充填作用等的重要窗口。

2 许满组-边阳组沉积特征

研究区中三叠统深水沉积主要是许满组-边阳组,环境为盆地及斜坡,其沉积类型主要是重力流沉积。根据重力流沉积组份的不同,分为钙屑重力流和陆源碎屑重力流。

2.1 钙屑重力流沉积

分布于台缘斜坡及盆地中,以坡坪岩楔及许满组第四段b亚段中之砾屑灰岩为特征。其中坡坪岩楔以深灰色薄-中厚层砾屑灰岩与泥晶灰岩相互叠为特征,穿插于边盆相地许满组、边阳组中。

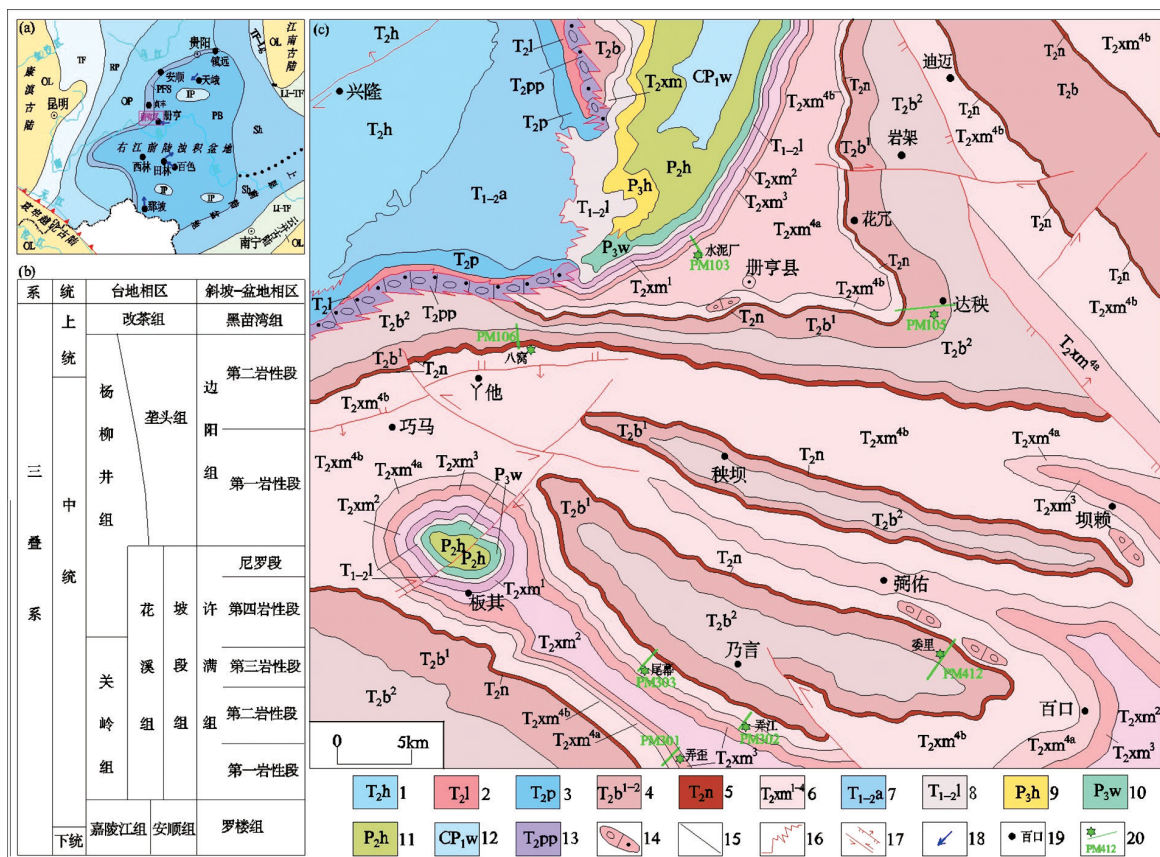


图1 研究区地质略图

(a,据贵州1:50万地质图),台地边缘地层系统(b,据贵州省地质调查院,2017)及册亨一带区域地质简图(c,据马永生,2009)

Fig. 1 Geological sketch of the study area

a—右江盆地中三叠世岩相古地理图(据马永生,2009);b—地层系统(据贵州省地质调查院,2017);

c—册亨一带区域地质简图(据贵州省地质调查院,2017)

1—花溪组;2—垄头组;3—坡段组;4—边阳组;5—呢罗段;6—许满组;7—安顺组;8—罗楼组;9—合山组;10—吴家坪组;11—猴子关组;12—威宁组;13—坡坪岩楔;14—砾屑灰岩;15—地质界线;16—相变线;17—断层;18—古流向;19—地名;20—剖面位置及编号

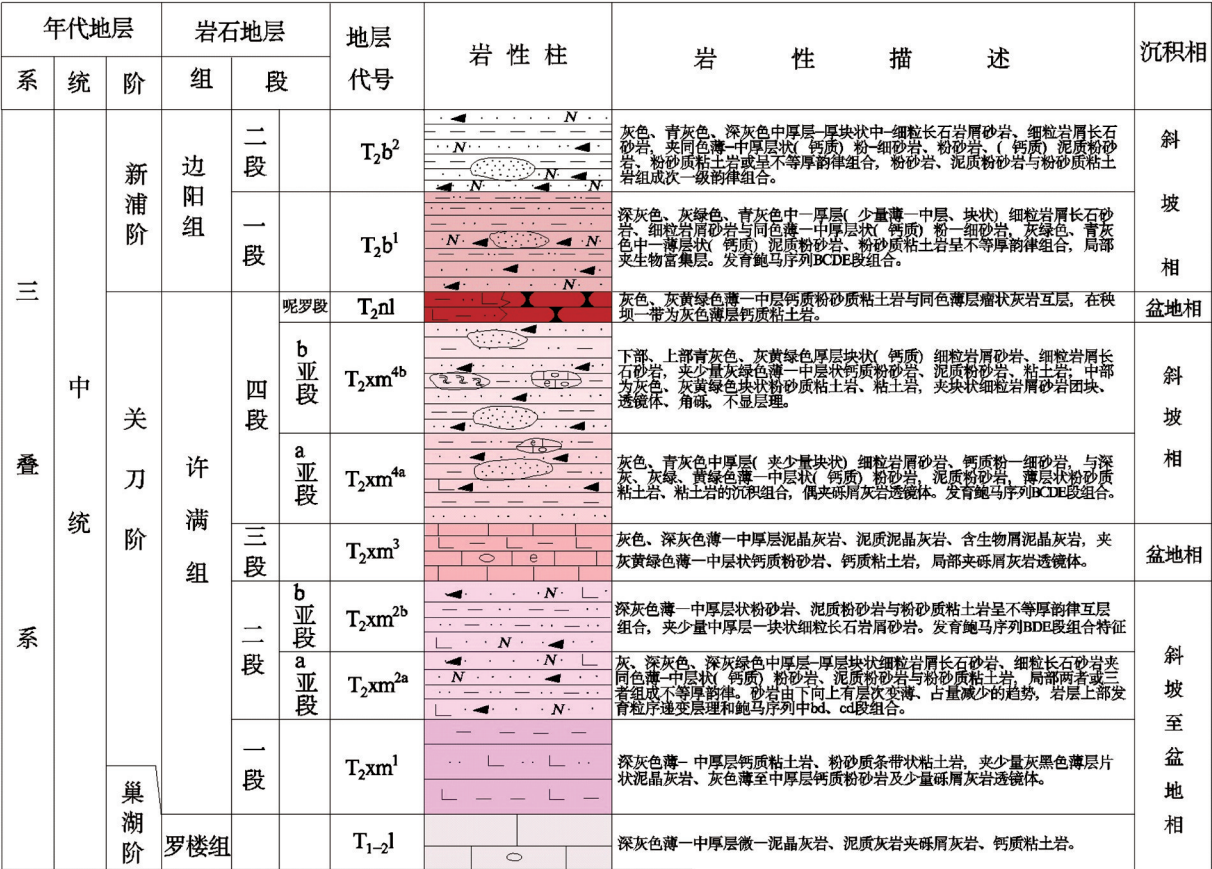


图 2 册亨一带三叠系综合柱状图

Fig. 2 Stratigraphic histogram of Middle Triassic in Ceheng region

许满组第四段 b 亚段以发育砾屑灰岩透镜体为特征(图 3),透镜体大者厚 0.7~1.2 m,长 120~200 m,小者厚 0.3~0.5 m,长 0.8~12 m。砾屑灰岩的砾石成分主要为亮晶生物屑砂屑灰岩,岩层底部常具截切构造,指示钙屑重力流沉积。



图 3 册亨一带许满组砾屑灰岩透镜体特征

Fig. 3 The characteristics of the pebbled clastic limestone lens in Xuman formation of Ceheng region

2.2 陆源碎屑重力流沉积

是区内最发育的沉积类型,发育于许满组、边阳组中。

2.2.1 浊流沉积

浊流沉积是区内最主要的沉积作用,发育于中三叠世各地层的斜坡相序内,以发育鲍马序列为主要特征。

岩性特征:以石英杂砂岩、岩屑杂砂岩、岩屑粉砂岩、介壳页岩、介壳泥灰岩、泥晶灰岩及泥灰岩等。

沉积构造:常见的层内构造有单向斜层理、沙纹层理、平行层理、水平层理、粒序层理、包卷层理、火焰构造、泄水构造、滑塌变形构造等;底面构造有重荷模、槽模、沟模、底冲刷截切面等。

生物化石:砂岩内时有植物碎屑,泥岩及页岩中有丰富的游泳型双壳类和少量菊石富集成生物层。

剖面结构:总体为巨厚的砂岩与薄-中层泥岩、页岩呈韵律互层,分布较稳定。发育不完整的鲍马序列,仅有B、C、D、E段(图4)。

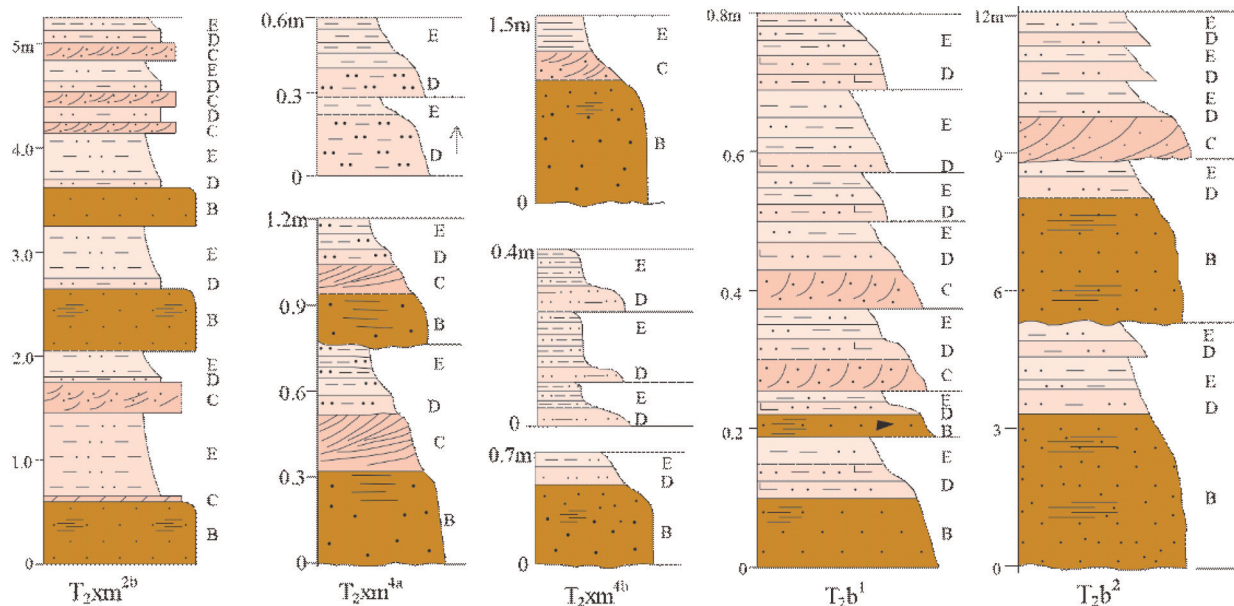


图4 册亨一带许满组—边阳组浊积岩鲍马序列特征

Fig. 4 The characteristics of the Baoma sequence in the turbidite in Xuman formation and Bianyang formation in Ceheng region

B—细砂岩;C—细-粉砂岩;D—粉砂岩、泥质粉砂岩;E—粉砂质泥岩、泥岩

B段:下平行层段。中-厚层细粒石英杂砂岩、石英细-粉砂岩、岩屑杂砂岩组成。具平行层理,与c段呈过渡关系。

C段:主要由薄层粉砂岩组成。具沙纹层理、包卷层理。

D段:上水平纹层段。主要由薄层泥质粉砂岩或粉砂质泥岩组成,具水平层理。

E段:泥岩段。主要为中厚层泥岩,不显层理。

2.2.2 碎屑流沉积

发育于许满组、边阳组中,主要表现为水道沉积。岩性主要为厚层块状(钙质)细粒岩屑砂岩、岩屑长石砂岩,单层厚1~2.5m,无明显的粒序递变及其它沉积构造,常含泥砾,其长轴平行层面。横向延伸不稳定,部分块状砂顶部可见砂纹层理。

2.2.3 滑塌—滑移沉积

主要见于许满组第四段b亚段中,由粘土岩、砂岩等之透镜体、不规则岩块、角砾等构成。露头尺度上,滑积岩呈厚层块状,成层性差,大的厚约十几米,而小的厚只有几十厘米,呈透镜状产出,沿走向逐渐尖灭,其底部大多为一起伏不平之突变界面,且切割下伏地层。

3 岩相特征及组合

3.1 岩相特征

册亨一带中三叠统深水沉积中,浊流沉积、碎屑流沉积与滑塌-滑移沉积常伴生出现,露头尺度表现为不同的岩相。可划分为6种岩相,特征如下:

岩相1:主要由块状砂岩组成,砂岩单层厚1~3.5 m,无明显粒序递变及其它原生沉积构造,常含泥砾,其长轴平行层面(图5a)。横向上延伸不稳定,部分单层顶部可见砂纹层理,代表水道沉积。

岩相2:由中-厚层砂岩夹粉砂质泥岩、泥岩组成,以细砂岩为主,次为粉砂。单层厚20~80 cm,延伸比较稳定(图5b)。与下伏泥岩呈突变接触,具正粒序,发育平行层理、交错层理、包卷层理、滑移变形层理、水平层理等,局部具槽模构造。通过系统的槽模古流向测量,统计结果显示主要为250°~290°,表明物源整体由东向西搬运。

岩相3:由薄-中厚层粉-细砂岩、泥质粉砂岩夹粉砂质泥岩组成,其中粉-细砂岩单层厚5~20 cm(图5c),延伸稳定,具正粒序,砂岩中发育交错层理、滑移变形层理、水平层理,粉砂质泥岩单层<5 cm,具均匀层理,水平纹层。

岩相4:由薄-中层粉砂岩、泥质粉砂岩与粉砂质泥岩、泥岩互层组成。粉砂岩单层厚5~15 cm,侧向延伸相对稳定,具正粒序,发育交错层理、滑移变形层理、水平层理等。与岩相II相比,碎屑粒度更细,层次薄,分布广,代表远端水道沉积(图5d)。

岩相5:由薄层粉砂质泥岩、泥岩夹灰色薄层粉砂岩组成。泥岩单层厚2~5 cm,发育水平层理(图5e),粉砂岩厚度一般小于10 cm,发育水平层理,局部见交错层理,底面相对平整。与岩相4相比,砂岩层次更薄,泥岩增多,代表远端朵体沉积。

岩相6:主要由滑移滑塌角砾、块状泥岩夹块状砂岩团块或透镜体组成,内部结构混乱,揉皱变形强烈,发育滑移变形层理(图5f),指示滑移滑塌沉积。

3.2 岩相组合

根据各岩相的垂向叠置关系,归纳为三种常见岩相组合,共同构成深水盆地水下扇沉积体系。

岩相组合I:主要由岩相1、岩相2与岩相4组成(图6a)。该岩相组合总体表现为砂岩厚度较大、泥质岩相对较薄的特征,指示扇根—内扇沉积作用的产物。

岩相组合II:主要由岩相2、岩相3组成,以岩相3为主(图6b)。岩相组合特征表现为碎屑粒度向上变细的相序,代表扇中朵体堆积的产物。

岩相组合III:主要由岩相2、岩相4与岩相5组成(图6c)。该岩相组合总体表现为碎屑粒度向上变细的沉积序列,碎屑粒度相对岩相组合II明显变细,是外扇沉积作用的产物。

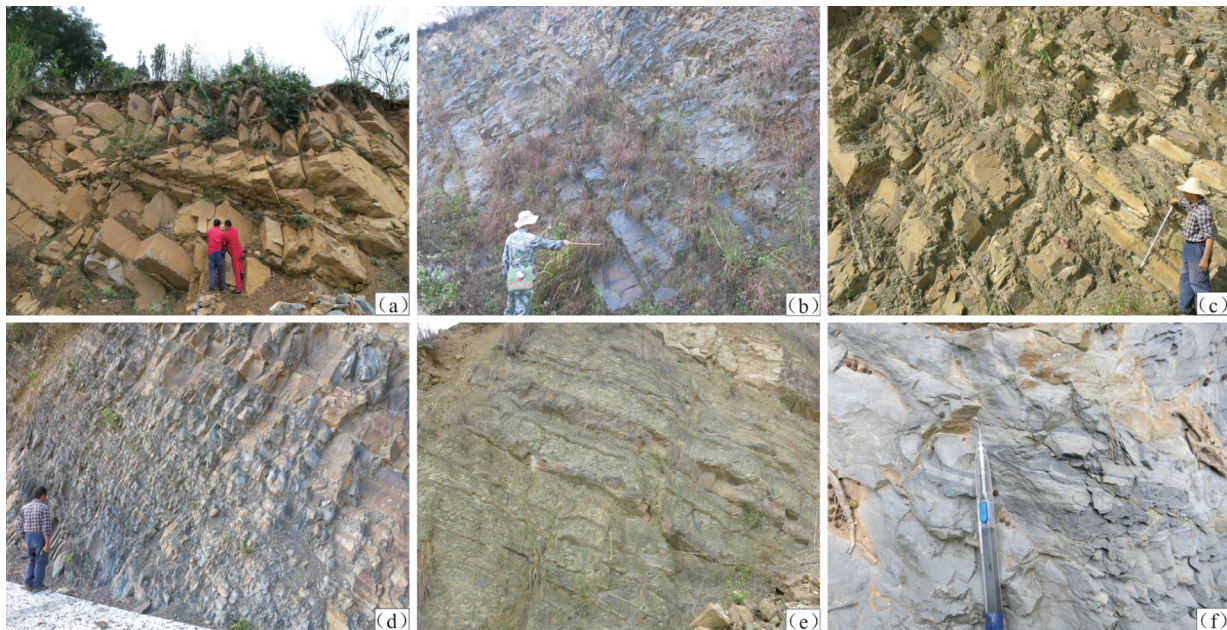


图5 册亨一带许满组—边阳组岩相特征

Fig. 5 The characteristics of the lithofacies in Xuman formation and Bianyang formation of Ceheng region

a—块状砂岩;b—细砂岩;c—粉-细砂岩与泥岩互层;d—粉砂岩;e—薄层泥岩;f—泥岩变形特征

4 盆地充填样式探讨

研究区中三叠世巨厚层陆缘碎屑浊流沉积代表反映了华南板块西南缘古特提斯洋关闭—初始碰撞后的周缘前陆盆地环境,其西、北东、南西、南东分别为江南古陆、康滇古陆、越北古陆、云开古陆。前人在广西田林潯城—八渡一带百逢组浊积岩的古流向为 NWW 方向;云南那坡盆地中三叠世浊流古流向为 NWW—NEE 向;区本次测得古流相多为 $250^{\circ}\sim 290^{\circ}$;前人在丹池盆地的天峨龙滩一向阳镇一带,百逢组—兰木组槽铸型指示的浊流方向由北东向南西方向($210^{\circ}\sim 250^{\circ}$)。古流向资料显示中三叠世右江盆地存在多个物源,既有来自北东部的江南古陆,也有来自于南东部的云开古陆,还有来自于南部的哀牢越北古陆,册亨一带物源可能主要来自江南古陆。

中三叠时期,在贵州镇远、贵阳、安顺、贞丰一带沉积形成“S”形台地边缘相的礁滩带,此相带向南延伸至云南、广西,总体呈北东向,北西侧为半局限台地,南东侧为右江盆地。盆地与台缘接合部为同沉积断层控制的陡斜坡,台地边缘的碳酸盐岩崩塌在斜坡脚形成滑塌角砾岩。从古地理分析,研究区由于受“S”形礁滩相带阻隔,其西部康滇古陆提供的物源未能输送到盆地,仅分布于古陆边缘;从古流向分析,盆地北东的江南古陆提供的物源沿水道以重力流形式输入盆地而形成重力流沉积体系。因此研究区西侧为碳酸盐岩扇裙,南侧为浊积扇体。根据上述岩相及岩相组合特征,建立了研究区中三叠世盆地充填样式(图7)。

5 结论

(1)根据剖面结构和镜下资料,于贵州册亨一带中三叠统许满组—边阳组识别出6种岩相,构成3种主要岩相组合类型,整体代表盆地边缘浊积扇沉积作用的产物。岩相组合 I 以砂质碎屑沉积为主,代表内扇沉积作用的产物;岩相组合 II 指示扇中沉积;岩相组合 III 代表外扇沉积作用的产物。

(2)右江盆地西北缘中三叠世发育陆源碎屑水道充填的砂质透镜体及浊积扇体,而靠近台地

边缘一侧发育碳酸盐岩滑塌扇裙,指示受台缘同沉积断层的控制。根据区域构造背景,结合物源及古流向资料等综合分析,建立了盆地西北缘册亨一带中三叠世盆地充填样式,对于进一步认识该区沉积演化提供基础资料。

[参考文献]

- 陈丛林,史晓颖. 2006. 右江盆地晚古生代深水相地层沉积构造演化[J]. 中国地质,33(2):436-443.
- 杜远生,黄宏伟,黄志强,等. 2009. 右江盆地晚古生代—三叠纪盆地转换及其构造意义[J]. 地质科技情报,28(6):10-15.
- 杜远生,黄虎,杨江海,等. 2013. 晚古生代—三叠世右江盆地盆的格局和转换[J]. 地质论评,59(1):1-11.
- 杜远生,杨江海,黄虎,等. 2014. 右江造山带海西—印支期沉积地质学研究[M]. 武汉:中国地质大学出版社.
- 付彦辉,吕福亮,袁圣强,等. 2009. 琼东南盆地陆坡区深水浊积水道的地震相特征[J]. 热带海洋学报,28(4):87-92.
- 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志[M]. 北京:地质出版社.
- 贵州省地质矿产局. 1997. 贵州省岩石地层[M]. 武汉:中国地质大学出版社.
- 贵州省地质矿产局. 1980. 1:20 万兴仁、安龙幅区域地质调查报告[R].
- 贵州省地质矿产局. 1990. 1:5 万白层、坡坪、乐园、望漠、兴隆、洛帆、大观幅区域地质调查报告[R].
- 贵州省地质矿产局. 1991. 1:5 万丫他幅地质图说明书[R].
- 贵州省地质调查院. 2017. 中国区域地质志·贵州志[M]. 北京:地质出版社.
- 贺自爱. 1986. 黔、桂中三叠世浊流沉积的形成环境[J]. 石油与天然气地质,7(3):207-217.
- 李冬,王英民,王永凤,等. 2011. 琼东南盆地中央峡谷深水天然堤—溢岸沉积[J]. 沉积学报,29(4):689-694.
- 李磊,王英民,徐强,等. 2012. 被动陆缘深水重力流沉积单元及沉积体系—以尼日尔三角洲和珠江口盆地白云凹陷深水区为例[J]. 地质论评,58(5):846-853.
- 刘宝珺,张锦泉,叶红专. 1987. 黔西南中三叠世陆棚—斜坡沉积特征[J]. 沉积学报,5(2):1-16.
- 刘新颖,于水,陶唯祥,等. 2012. 刚果扇盆地上中新世深水水道充填结构及演化特征[J]. 地球科学—中国地质大学学报,37(1):105-112.
- 马永生,陈洪德,王国力,等. 2009. 中国南方层序地层与古地理[M]. 北京:科学出版社.
- 梅冥相,高金汉,孟庆芬,等. 2002. 南盘江盆地早—中三叠世层序地层格架及相对海平面变化研究[J]. 现代地质,16(2):137-146.
- 梅冥相,马永生,邓军,等. 2003. 南盘江盆地及邻区早中三叠世层序地层格架及其古地理演化[J]. 高校地质学报,9(3):427-439.
- 秦建华. 1991. 南盘江印支期前陆盆地泥质浊积岩沉积特征及环境意义[J]. 岩相古地理,5:11-18.

- 秦建华,吴应林,颜仰基,等. 1996. 南盘江盆地海西-印支期沉积构造演化[J]. 地质学报,1996,70(2):99-107.
- 孙辉,范国章,吕福亮,等. 2011. 孟加拉湾缅甸若开盆地上新统斜坡水道复合体沉积特征[J]. 沉积学报,29(4):695-703.
- 田景春,陈洪德,彭军,等. 2000. 右江盆地深水沉积层序地层学研究[J]. 沉积学报,18(2):210-214.
- 吴江,李思田. 1992. 广西中三叠统浊流流向及坡向[J]. 广西地质,5(4):15-25.
- 吴江,李思田,王岫. 1993. 桂西北区中三叠统含金浊积岩系沉积学[J]. 现代地质,7(2):127-139.
- 吴时国,秦蕴珊. 2009. 南海北部陆坡深水沉积体系研究[J]. 沉积学报,27(5):922-930.
- 吴应林,牟传龙. 1990. 南盘江盆地中三叠世浊流沉积模式初探[J]. 石油与天然气地质,11(1):96-101.
- 肖彬,何幼斌,王振奇,等. 2014. 广西田林地区中三叠统深水沉积研究[J]. 中国地质,41(2):450-462.
- 杨超,陈清华,吕洪波,等. 2008. 南盘江盆地中三叠统复理石的物源和沉积构造背景分析[J]. 中国石油大学学报(自然科学版),32(6):22-27.
- 袁圣强,吴时国,姚根顺. 2010. 琼东南陆坡深水水道主控因素及勘探应用[J]. 海洋地质与第四纪地质,30(2):61-66.
- 张成凤,吕洪波,夏邦栋,等. 2011. 南盘江盆地中三叠统复理石韵律的马尔科夫链特征及其地质意义[J]. 地质论评,57(5):632-640.
- 张继淹. 1988. 右江三叠系复理石与印制再生地槽[J]. 中国区域地质,1:29-36.

Deep-water Sedimentary Rocks Facies Characteristics and Filling Patterns of the Middle Triassic in the Northwest Margin of Youjiang Basin

PENG Cheng-long¹, ZHOU Hong², WANG Wen-ming¹, GONG Gui-yuan¹,
ZHANG De-ming¹, YUE Lian-hong¹, LI Yue-sen¹

(1. Guizhou Geological Survey, Guiyang, Guizhou 550081, China; 2. 117 Geological Part, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Guiyang, Guizhou 550018, China)

[Abstract] A suit of extremely thick deep-water sedimentary clastic rocks developed in the Middle Triassic in the northwest margin of Youjiang Basin. Based on the geological survey, petrographic section and rock chips identification, as well as previous research results, 6 types of lithofacies and 3 lithofacies assemblages were identified in Xuman formation and Bianyang formation of Ceheng region in Guizhou Province: Lithofacies assemblage I mainly consist of sandy debris flow deposits, indicated the roots to the inner of the submarine fans, and the lithofacies assemblage II and III represent the middle and the outer fans, respectively. Sandy lens and turbiditic fan filled with clastic channel are widely developed in the basin, and due to the influence of syngenetic faults, the carbonate slide fan is found near the edge of the platform only. According to the tectonic background, provenance and paleoflow data in regional, this study established the filling patterns, which provide basic data for further understanding of the sedimentary evolution of Youjiang Basin.

[Key Words] Northwest margin of Youjiang Basin; Middle Triassic; Petrographic characteristics; Filling patterns

贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩地球化学特征及源区指示

杨毓红^{1,2,3}, 黄 艺^{1,2*}, 刘 桑³, 张锡贵⁴, 杨朝贵⁵,
叶 春¹, 龚兴祥^{1,2}, 文德修¹, 熊 碧¹

(1. 贵州省土地矿产资源储备局; 2. 自然资源部基岩区矿产资源勘查工程技术创新中心; 3. 西北大学地质学系/大陆动力学国家重点实验室; 4. 贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质大队; 5. 贵州有色和核工业地质局地质勘查院)

[摘 要]借助矿物学和主微量元素研究手段, 本论文对贵州省施秉县大坪钾镁煌斑岩开展了系统地球化学探讨。主元素研究显示, 研究区钾镁煌斑岩 SiO_2 含量变化较低(35.0 ~ 55.0 wt. %), 为超基性岩浆岩; Al_2O_3 、 TiO_2 、 CaO 、 P_2O_5 和 Na_2O 指数表明研究区火成岩属典型的钾镁煌斑岩。另外, 研究区钾镁煌斑岩显示出轻稀土元素(937 ~ 1132 ppm)和高场强元素(Nb、Ta、Th 和 U)富集及重稀土元素(60.1 ~ 72.8 ppm)和大离子亲石元素(Rb、K、Sr 和 Ti)明显亏损的地球化学特征。系统研究显示, 研究区钾镁煌斑岩源区为受到深俯冲物交代作用影响的石榴子石二辉橄榄岩地幔, 钾镁煌斑岩为原始岩浆(深度 > 100 km)分离结晶的产物, 岩浆在成岩过程并未受到明显地壳混染作用的影响。

[关键词] 钾镁煌斑岩; 主元素; 微量元素; 地球化学; 源区特征

[中图分类号] P588.12; P59 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)-01-0051-08

自贵州镇远马坪发现中国第一个原生金刚石钾镁煌斑岩体(最初被定义为金伯利岩)以来, 前人对贵州黔东南钾镁煌斑岩开展了大量的研究, 在岩石学特征及年代学特征方面取得了较多成果和认识(卢登蓉等, 1987, 任怀翔 1993, 江万 1995, 方维萱等, 2002, 张锡贵 2015), 但是在岩石地球化学及源区特征方面研究较少, 本文通过对近年来新发现的施秉翁哨大坪钾镁煌斑岩脉的主微量元素地球化学特征研究, 试图对其源区特征进行探讨。

1 地质概况

按中国区域地质志(贵州志)2017 版, 本研究区位于二级分区扬子陆块, 三级分区江南复合造

山带, 四级分区黔南拗陷区和榕江加里东褶皱区, 五级分区为铜仁开阔复式褶皱变形区和榕江开阔复式褶皱变形区交界区域。区内断裂构造主要为东西向镇远-纳雍深大断裂和北东向松桃-三都深大断裂及其派生的次级断层、节理和裂隙, 这两大断裂控制了晚古生代偏碱性超基性岩(煌斑岩)的产出, 控制了晚白垩世山间磨拉石盆地产出、新近系山间盆地的产出。是区内乃至整个贵州省境内金刚石母岩钾镁煌斑岩的主要控制性构造。区内岩浆岩发育程度一般, 可见以钾镁煌斑岩类的岩墙组合, 分布在区域性北东向松桃-三都北西侧, 主要集中在东西向贵阳-镇远断裂带与其交汇处的南西侧和西侧。区域出露地层主要包括青白口系、震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、白垩系、新近系及第四系(图 1)。青白口系、震旦系和

[收稿日期] 2020-08-30 **[修回日期]** 2020-11-24

[基金项目] 贵州省科学技术基金《黔东南钾镁煌斑岩岩墙群地球化学特征及其指示意义》合同编号: 黔科合 J 字 [2014] 2109 号。

[作者简介] 杨毓红(1985—), 女, 贵州省贵阳, 博士, 高级工程师, 从事矿产资源管理相关工作。Email: 254599370@qq.com。

[通讯作者] 黄艺(1975—), 男, 贵州省贵阳, 硕士, 高级工程师, 从事矿产资源管理相关工作。Email: 601521520@qq.com。

志留系以海相碎屑沉积为主,寒武系和奥陶系以海相碳酸盐沉积占优势,白垩系为山间盆地沉积,第四系为内陆山地多成因堆积。在寒武系下统清虚洞组发育钾镁煌斑岩及类似岩浆岩,晚奥陶世-

志留纪,黔中隆起造成本区大范围剥蚀现象。新元古-早古生代,研究区长期处于岩石圈伸展背景之中(贵州省镇远马坪-麻江隆昌金刚石原生矿整装勘查报告 2014)。

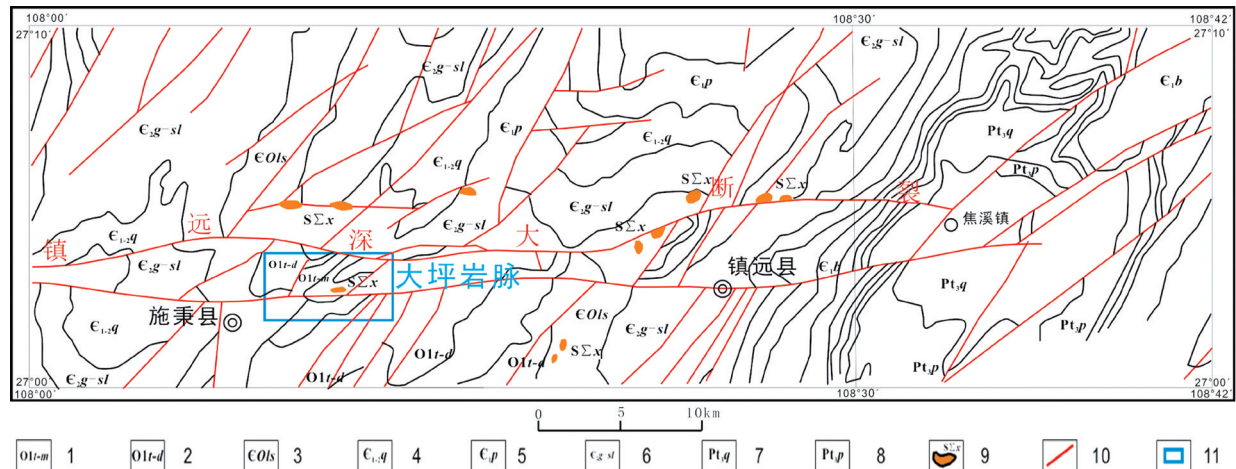


图 1 研究区地质简图

Fig. 1 Geological sketch of the study area

1—奥陶系桐梓-湄潭组;2—奥陶系桐梓-大湾组;3—奥陶-寒武系娄山关组;4—寒武系清虚洞组;5—寒武系杷榔组;6—寒武系高台-石冷水组;7—上元古界清水江组;8—上元古界平略组;9—钾镁煌斑岩及类似岩石;10—断层;11—研究区

2 采样及分析方法

本研究所采样地点为施秉县翁哨大坪地区,共采集钾镁煌斑岩样品 10 件,全部采自岩脉中的不同区域(图 2 左),由于岩墙风化程度严重,所采样品均选择相对新鲜的部分。在岩石粉碎过程,每件样品均保留未与围岩接触部分,并剔除了穿插在样品中的方解石脉等可影响样品特征的杂质,尽可能排除围岩的可能干扰。样品的主微量元素含量测试在澳实分析检测(广州)有限公司实验室完成。主元素采用 ME-XRF26d X 荧光光谱完成,分析精度优于 3.5%;微量元素采用 ME-MS81 熔融电感耦合等离子体质谱完成,精度优于 10%。另外,研究过程还选择有代表性的新鲜样品采用徕卡 DM2500P 型显微镜开展了系统的薄片鉴定。

3 岩体地质特征

施秉大坪岩脉出露厚度约 0.5 m,东西走向,岩脉长度>200 m,倾向偏北,倾角 85 度(图 2 左),侵入寒武系杷榔组深灰色粉砂质页岩中,与围岩接触面清晰,接触带内可见强硅化和碳酸盐化现象。显微镜下照片(图 2 右)显示,主要造岩矿物

为金云母,次要矿物为石榴石、白云石、蛇纹石、绿泥石、石英和褐铁矿,具残余煌斑结构。白云石结晶粒度 0.1~1.0 mm,半自形结构且分布均匀;金云母结晶粒度 0.2~2.0 mm,呈半自形鳞片状分布;绿泥石结晶粒度 0.01~0.1 mm,呈半自形鳞片状且均匀分布;方解石结晶粒度<0.01~1.0 mm,细-微粒半自形变晶结构均匀分布;含 0.02~0.2 mm 钛矿物,自形-半自形且均匀分布,且包含部分白钛石化现象。

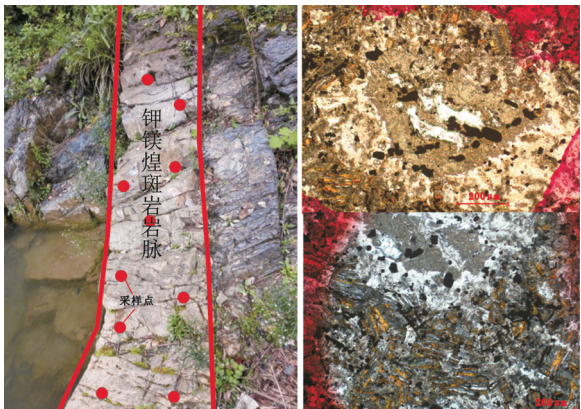


图 2 贵州施秉大坪钾镁煌斑岩脉野外照片及显微照片

Fig. 2 The field photo and micrograph of the Potassium Magnesium Lamproite vein of Daping in Shibing, Guizhou Province

4 地球化学特征

4.1 主元素组成

根据钾镁煌斑岩化学障(叶德隆 1993)成分范围:SiO₂(35~55 wt. %)、Al₂O₃(4.0~10 wt. %)、TiO₂(1.0~5.0 wt. %)、CaO(2.0~10 wt. %)、Na₂O(0.2~1.5 wt. %)、K₂O(5.0~10 wt. %)、P₂O₅(0.5~2 wt. %)和K₂O/Na₂O>3.0。研究区钾镁煌斑岩主元素特征(表 1),SiO₂含量变化较大(24.4~36.5 wt. %),平均含量 28.74 wt. %;Al₂O₃=3.81~4.63 wt. %,平均为 4.22 wt. %;TiO₂=2.43~3.19 wt. %,平均为 2.92 wt. %;CaO=14.0~18.55 wt. %,平均为 16.62 wt. %;K₂O=0.08~0.32 wt. %,平均 0.20 wt. %,Na₂O=0.07~0.28 wt. %,平均 0.14 wt. %;P₂O₅=1.64~2.23 wt. %,平均 1.94 wt. %;MgO=9.98~12.35 wt. %,平均为 10.82 wt. %,Mg#=65.8~72.1。除 K₂O 较化学障低,可能是 K₂O 主要来自钛金云母、石榴石、透长石等含钾矿物,而这些矿物受蚀变和风化使 K₂O 部分被代出(罗会文 1989),大部分指标均位于化学障范围内,根据 Богати́ков 分类方法(叶德隆 1993),鉴于钾镁煌斑岩系岩石的 K₂₀/Na₂₀ 变异范围很宽(1~60),应划分出钾质岩石(1<K₂₀/Na₂₀<5)、高钾质岩石(5<K₂₀/Na₂₀<10)和超钾质岩石(K₂₀/Na₂₀>10);大坪岩脉的 K₂₀/Na₂₀ 范围在 0.46~2.5 间,平均范围为 1.6,在钾质岩石范围内。在 Al₂O₃-TiO₂ 图解(图 3)中,研究区样品均投入橄榄钾镁煌斑岩

区域,其 Mg# 值为 49,低于原始岩浆 65 的 Mg# 值(刘燊 等,2004,杨毓红 等,2013)(表 1),暗示了岩浆存在明显的分异过程。另外,鉴于钛铁矿的存在,TiO₂ 和 TFe₂O₃ 含量明显偏高(2.43~3.19wt. %和 9.91~12.28 wt. %)。较高的 CaO 含量(14~18.1 wt. %)可能是由于后期碳酸盐岩化的缘故,同时也导致样品有较高烧失量(18.1~24.07),而较高的 P₂O₅ 含量(1.64~2.23 wt. %)可能因为磷灰岩的存在。

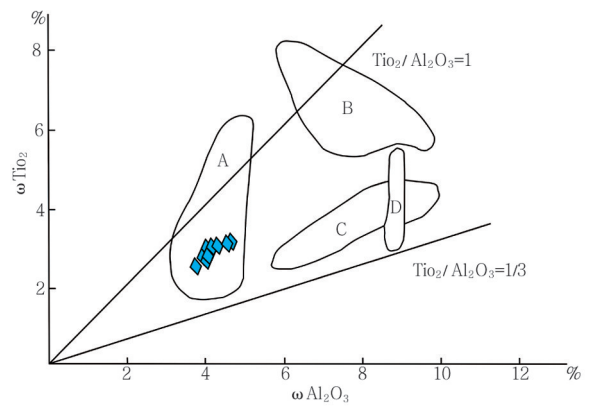


图 3 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩脉 Al₂O₃-TiO₂ 图解
Fig. 3 The diagram of Al₂O₃ vs. TiO₂ for the Potassium Magnesium Lamproite from the Daping, Guizhou Province
A—橄榄钾镁煌斑岩(东澳、美国、印度);B—西澳金伯利岩区白榴钾镁煌斑岩;C—格陵兰钾镁煌斑岩;D—南极钾镁煌斑岩
A. Potassium Magnesium Lamproite olivine (East Australia, USA, India); B. Potassium Magnesium Lamproite, potassium and magnesium leucite, Kimberlite area, Western Australia; C. Potassium Magnesium Lamproite potassium magnesium Greenland; D. Potassium Magnesium Lamproite of Antarctic potassium and magnesium

表 1 施秉大坪钾镁煌斑岩脉主元素分析结果(wt. %)

Table 1 Analytical results of the Potassium Magnesium Lamproite vein major element in Daping, Shibing (wt.%)										
样品号	DP-1	DP-2	DP-3	DP-4	DP-5	DP-6	DP-7	DP-8	DP-9	DP-10
Al ₂ O ₃	4.30	4.33	4.17	4.42	4.06	4.25	4.15	4.63	3.81	4.04
BaO	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04
CaO	17.55	14.90	16.70	16.55	18.55	14.00	18.10	15.20	17.00	17.65
Cr ₂ O ₃	0.10	0.15	0.12	0.10	0.12	0.12	0.10	0.11	0.17	0.13
TFe ₂ O ₃	10.24	10.58	10.62	11.28	11.74	9.91	10.16	10.97	12.24	12.28
K ₂ O	0.32	0.17	0.16	0.19	0.23	0.20	0.32	0.13	0.08	0.16
MgO	10.80	10.35	11.35	12.35	10.35	9.98	11.25	11.25	10.10	10.40
MnO	0.62	0.68	0.59	0.50	1.00	0.52	0.61	0.45	1.04	0.98
Na ₂ O	0.22	0.08	0.12	0.09	0.12	0.08	0.22	0.28	0.07	0.10
P ₂ O ₅	2.09	1.80	2.11	1.94	1.90	2.04	1.82	2.23	1.64	1.78
SiO ₂	27.36	33.32	28.87	27.40	24.40	36.51	25.51	30.29	28.13	25.67
SO ₃	0.57	0.24	0.33	0.73	0.41	0.32	0.63	0.36	0.45	0.34
SrO	0.15	0.17	0.17	0.19	0.16	0.17	0.15	0.17	0.16	0.16
TiO ₂	3.01	2.98	2.95	3.07	2.73	3.17	3.06	3.19	2.43	2.59
LOI 1 000	22.58	20.06	21.81	21.51	24.07	18.10	24.11	20.10	22.75	23.47
Total	99.96	99.88	100.12	100.38	99.89	99.44	100.24	99.40	100.11	99.79

注:测试单位为澳实分析检测(广州)有限公司

4.2 微量元素

微量元素和微量元素原始地幔标准化图(表 2,图 4)显示,施秉大坪钾镁煌斑岩强烈富集高场强元素(Nb、Ta)、Th 和 U,明显亏损大离子亲石元素(Rb、K 和 Sr)和 Ti,且不存在明显的 Eu 亏损。稀土元素组成和球粒陨石标准化图解(表 2,图 5)显示,研究区钾镁煌斑岩的稀土总量变化范围较大(997~1 281 ppm),且具有轻稀土元素强烈富集和重稀土元素强烈亏损的特征((La/Yb)N=89~133、(Ce/Yb)N=63~93),表明岩石的分馏程度相对较高,与镇远马坪 1、2 号含金刚石岩体 REE 分馏程度相似。另外,一般认为,高场强元素 Zr-Nb 元素在低温热液蚀变及风化作用过程相对稳定,而 Zr-Hf、Zr-Nb 等元素对不受外界低温热液

蚀变和风化作用影响(N. V. Chalapathi Raoa2014)。在研究区煌斑岩的 Zr-Hf、Zr-Nb 相关图(图 6)中,研究样品均显示不同程度的正相关性,表明微量元素的浓度与主元素含量并未受到后期蚀变的影响,其大离子亲石元素和高场强元素仍然保持了成岩时的原有特征,其在地幔源区示踪过程仍具有明显的指示性。

5 讨论

5.1 分离结晶作用

通过对部分熔融和分离结晶作用过程稀土元素地球化学行为研究,Treuil 和 Joron(1975)选择不相容元素 La 和中等分配系数元素(La/Sm-La 相

表 2 施秉大坪钾镁煌斑岩脉微量元素及稀土元素分析结果

Table 2 Trace element and REE analytical results of of the Potassium Magnesium Lamproite vein of Daping in Shibing

样品号	DP-1	DP-2	DP-3	DP-4	DP-5	DP-6	DP-7	DP-8	DP-9	DP-10
Rb	15.0	7.7	7.3	8.4	10.1	9.0	14.9	6.0	3.6	6.8
Ba	493	649	435	533	484	646	411	439	374	407
Th	33.5	32.4	35.0	29.7	33.8	38.7	41.9	28.3	28.3	27.5
Sr	1 335	1 525	1 475	1 690	1 395	1 500	1 350	1 485	1 380	1 375
U	5.00	5.56	6.33	3.67	9.11	5.67	5.39	9.89	5.28	6.06
Nb	180.5	181.5	169.0	197.5	172.5	189.5	182.0	192.5	152.5	164.5
Ta	8.2	7.1	7.3	6.9	6.8	9.0	8.2	8.3	6.2	6.9
Zr	832	970	744	1 250	886	688	835	1 100	624	829
Hf	20.4	22.7	19.4	28.0	19.8	18.8	20.4	26.0	17.2	19.7
La	303	291	300	300	252	324	310	328	239	247
Ce	540	516	544	539	463	581	558	596	455	460
Pr	54.1	53.0	55.2	54.5	47.2	58.4	56.6	60.9	46.0	46.2
Nd	198.5	191.5	199.0	196.5	172.0	213	206	220	168.0	168.0
Sm	27.2	26.8	27.6	28.2	24.8	28.5	29.6	30.1	23.8	24.2
Eu	6.75	6.21	6.48	7.11	6.26	6.61	6.68	6.94	5.55	6.19
Gd	16.15	15.65	15.75	16.15	13.90	15.55	15.85	15.90	12.90	14.30
Tb	1.94	1.86	1.82	1.95	1.70	1.92	1.93	1.85	1.60	1.75
Dy	8.64	8.84	8.42	8.96	8.13	9.01	8.79	8.27	7.32	8.38
Y	35.2	38.5	35.6	36.9	34.6	36.3	36.7	32.4	31.7	35.7
Ho	1.40	1.42	1.37	1.42	1.31	1.46	1.44	1.33	1.22	1.38
Er	3.02	3.41	3.09	3.21	2.97	3.23	3.30	2.82	2.95	3.00
Tm	0.37	0.42	0.37	0.39	0.38	0.36	0.42	0.34	0.34	0.35
Yb	2.12	2.33	1.98	2.12	2.03	1.89	2.38	1.77	1.83	1.88
Lu	0.26	0.33	0.25	0.26	0.26	0.25	0.33	0.22	0.22	0.24
Σ REE	1 199	1 157	1 201	1 197	1 031	1 281	1 238	1 307	997	1 019
LREE	1 130	1 085	1 132	1 125	965	1 212	1 167	1 242	937	952
HREE	69	73	69	71	65	70	71	65	60	67
LREE/HREE	16	15	16	16	15	17	16	19	16	14

注:测试单位为澳实分析检测(广州)有限公司

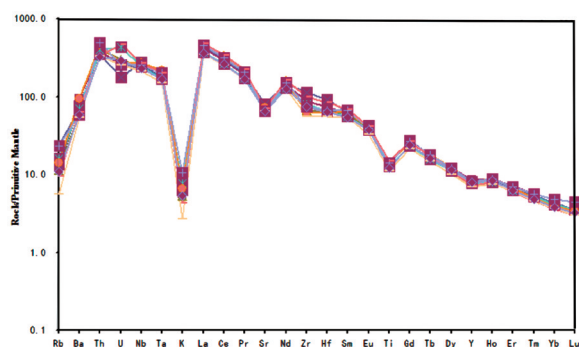


图 4 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩原始地幔
标准化微量元素配分图解
(Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Partition diagram of primitive mantle standard trace element of the Potassium Magnesium Lamproite in Daping of Shibing, Guizhou (Sun and McDonough 1989).

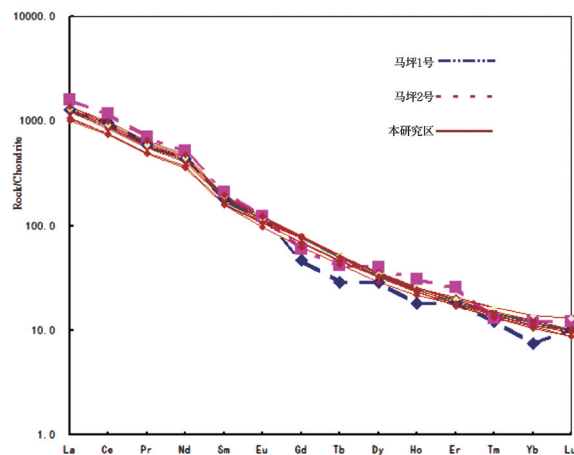


图 5 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩球粒陨石
标准化稀土元素图解
(Sun and McDonough, 1989)

(马坪 1、2 号样品数据来自贵州省镇远马坪-麻江隆昌
金刚石原生矿整装勘查报告)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE diagrams for the Daping, Shibing of Guizhou Province

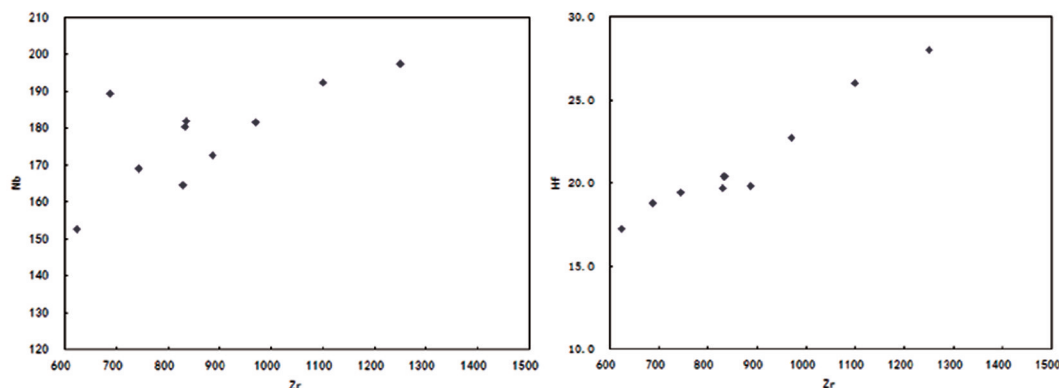


图 6 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩 Zr-Nb 及 Zr-Hf 图解

Fig. 6 The diagram of Zr vs. Nb and Zr vs. Hf for the Potassium Magnesium Lamproite from the Daping, Shibing of Guizhou Province

关图解)进行了岩石形成过程部分熔融和分离结晶作用的有效探讨,从而对后续研究过程基性火成岩成因判别提供了有效的判别标准;在部分熔融过成岩程,La/Sm 比值将随 La 的含量增加而增大;相比之下,同源岩浆分离结晶作用过程 La/Sm 的比值随 La 的丰度增加无明显变化,保持在相对稳定的比值范围(欧阳征健 2006)。研究区钾镁煌斑岩在 La/Sm-La 相关图解上投影均不存在明显的正相关性(图 7),却显示相对稳定的比值特征,表明原始岩浆在形成过程经历了明显的分离结晶作用影响。研究区钾镁煌斑岩在稀土配分图解上均不具有明显的负 Eu 的异常,暗示岩浆演化过程斜长石分离结晶作用较弱,暗示岩浆分异作用发生在较深源区附近(K. J. Fraser 等 1986)。另外,大坪煌斑岩的 Cr 平均含量为 886 ppm,低于原始岩浆 Cr 含量(Cr>1 000 ppm)以及低于原始岩浆的 Mg#值,均显示研究区钾镁煌斑岩经历了分离结晶的过程,所有样品普遍不具有 Eu 的负异常特征,表明岩浆演化过程斜长石的分离结晶作用不明显。

5.2 地壳混染

一般情况下,微量元素及其指标可有效地用于判断成岩过程是否受地壳混染影响。已有研究表明,大陆壳的平均 Sr 含量为 503 ppm,同碰撞花岗岩的平均 Sr 含量为 158 ppm,后者被认为是典型的上地壳溶体产物,平均大陆壳的 Nd=23 ppm,平均同碰撞花岗岩的 Nd=22 ppm(K. J. Fraser 等 1986)。研究区钾镁煌斑岩平均 Sr 含量为 1 451 ppm,平均 Nd 含量为 193 ppm,如此高的 Sr 含量暗示源区不存在明显地壳物质的加入。一般认为玄武岩中亏损 Nb 和 Ta,通常暗示在地幔源中包含富 Nb 和 Ta 的残留矿物或存在地壳混染现象,研究区钾镁

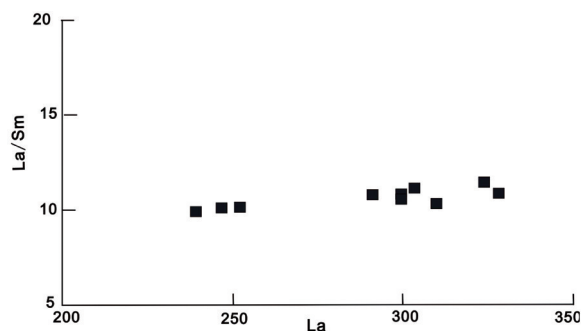


图7 施秉大坪钾镁煌斑岩脉 La/Sm-La 图解

Fig. 7 The La/Sm vs. La diagram of the Potassium
Magnesium Lamproite of Daping in Shibing

岩的 Nb 和 Ta 明显富集程度较高,暗示地幔源无富 Nb 和 Ta 的残留矿物或无地壳混染现象,另外一般用不相容元素对比值 Th/Yb 比值(12.7 ~ 24.3)和 Ta/Yb 比值(2.94 ~ 4.89)较高,如此高的比值反映了岩浆不可能来源于地壳与 MORB/OIB 的混合,用 Nb-Ta-La/Yb 相互关系做进一步检验,如果岩浆在上升侵位过程中存在明显的地壳混染,岩墙(脉)在该图上的标绘点应当呈现出负相关关系(N. V. Chalapathi Raoa2014),但研究区岩墙在 Nb-Ta-La/Yb 相关图(图8)中并没有出现相关关系,说明地壳混染作用在本研究区不明显,通过本区标本及镜下的观察,并未发现有围岩的角砾,也从另一个角度对没有地壳混染进行佐证。Nb-Ta 和 Zr-Hf 是地球化学性质相近的不相容元素对,在岩浆部分熔融及结晶分异过程通常不发生分异,但在遭受来自消减板片流体或熔体改造的地幔中,将发生明显的分异现象(Weyer. S,2003)。研究区钾镁煌斑岩的 Nb/Ta

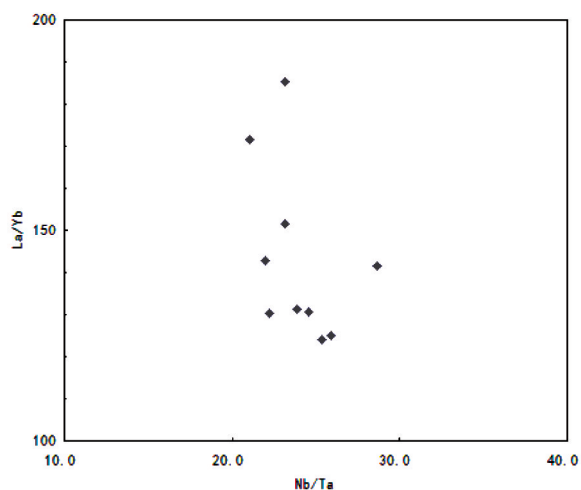


图8 施秉大坪钾镁煌斑岩脉 Nb/Ta-La/Yb 图解

Fig. 8 The Nb/Ta vs. La/Yb diagram of the Potassium Magnesium
Lamproite of the Daping in Shibing

比值范围为 21 ~ 29, Zr/Hf 比值范围为 36 ~ 45, 暗示其源区应遭受了与俯冲作用有关的流体交代作用,较低的 Nb/La 比值(0.56 ~ 0.68)也说明岩浆源区应受到过前俯冲-交代过程(源区混合作用)的改造,而岩浆在上升侵位过程中没有受到明显的地壳混染(刘燊等,2003)。

5.3 源区特征

上文中讨论结果表明,研究区钾镁煌斑岩浆未受到地壳物质的混染,而是受到俯冲交代作用改造的地幔,这样的地幔具有什么样的特征呢?前人研究表明,幔源岩浆有较低的 Lu/Yb 比值(0.14 ~ 0.15),而大陆地壳的 Lu/Yb 比值相对较高(0.16 ~ 0.18),研究区钾镁煌斑岩的 Lu/Yb 比值变化范围为 0.12 ~ 0.14,与幔源岩浆相近,其 Sm/Nd 比值较低(0.13 ~ 0.14),Ta/Yb 比值相对较高(3.0 ~ 4.76),同样反映了大陆下地幔的特征,原始地幔的 Zr/Nb = 18,而富集地幔和过渡型地幔的 Zr/Nb < 18,亏损地幔的 Zr/Nb > 18)(李昌年,1992),研究区钾镁煌斑岩的 Zr/Nb = 3.23 ~ 6.36,均小于 18,表明其源区可能为过渡型或富集型地幔,在 Nb/U-Nb 相关图(图9A)中,研究区样品靠近 OIB 源区,与金伯利和西澳的金伯利岩和钾镁煌斑岩有着相近的源区,岩石中 Th/Yb 比值和 Ta/Yb 比值较高也反映了岩浆来自富集型地幔源区(N. V. Chalapathi Raoa,2014),在 Ta/Yb-Th/Yb 中显示,所有研究样品均落入富集地幔源区(图9B),再结合稀土元素总量高,轻稀土元素强烈富集,配分曲线呈右倾型趋势,与大陆 OIB 型玄武岩和碱性玄武岩的典型特征,指出研究区钾镁煌斑岩应来自流体强烈交代作用的富集地幔(刘燊等,2003)。交代的富集地幔具体包含什么特征?根据稀土元素相容性特征,可大致推断其源区特征,重稀土特别是 Yb 在石榴石中为强相容元素,而轻稀土 La 则为强不相容元素,Yb 和 La 的分馏系数分别为 6.6 和 0.0016。因此,在源区部分熔融形成岩浆过程熔融深度越大,残留相中石榴子石含量就越多,以石榴子石二辉橄榄岩为源岩部分熔融形成的岩浆岩的 La/Yb 值相对较高;相比之下,以尖晶石二辉橄榄岩为源岩的部分熔融则形成 La/Yb 值较低的岩浆。石榴二辉橄榄岩 0.3% ~ 0.4% 的部分熔融就可产生 La/Yb = 140 的金伯利岩,0.7% ~ 0.9% 的部分熔融可产生 La/Yb

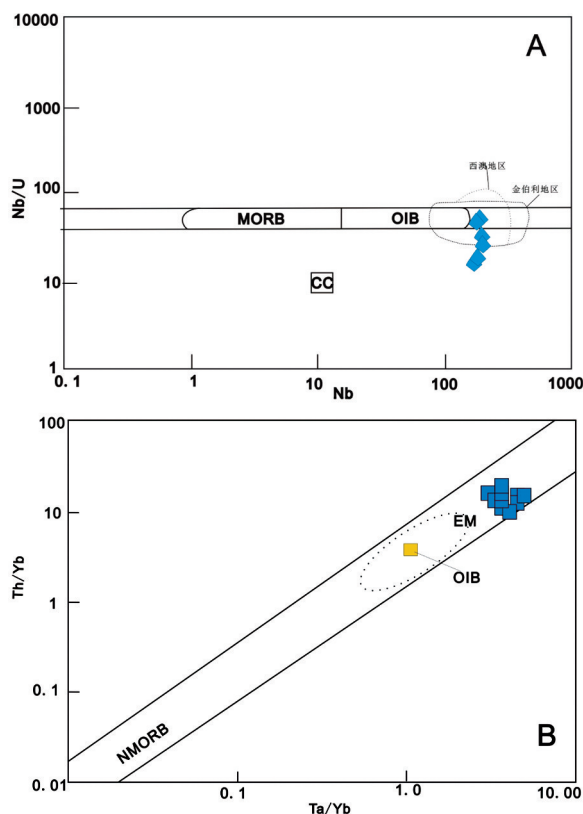


图9 施秉大坪钾镁煌斑岩脉

Nb/U-Nb 图解(A)和 Th/Yb-Ta/Yb 图解(B)

Fig. 9 The Nb/U vs. Nb (A) and Th/Yb vs. Ta/Yb diagram of the Potassium Magnesium Lamproite of Daping, in Shibing

=100 的金伯利岩(卢登蓉等,1987)。研究区钾镁煌斑岩的 La/Yb 平均比值为 143,表明源区为石榴子石二辉橄榄岩部分熔融,并且经历了 0.3%~0.4% 的部分熔融,起源深度应超过石榴子石二辉橄榄岩和尖晶石二辉橄榄岩过渡带的深度,至少大于 100 km(Robinson J A,1998),目前对研究区附近钾镁煌斑岩起源深度已有的研究表明其深度在 99~175 km(邓小芹等,2018)和 145 km(陈慧等,2019),本研究区钾镁煌斑岩的起源深度可能到达金刚石稳定区域的,其地球化学特征与马坪 1、2 号岩体相近,也暗示本研究区钾镁煌斑岩的含矿可能性。

6 结论

(1)施秉大坪钾镁煌斑岩主元素成分在钾镁煌斑岩化学障范围内,属典型的钾镁煌斑岩。在 Al_2O_3 - TiO_2 图解中,研究区样品均投入橄榄钾镁煌斑岩区域。施秉大坪钾镁煌斑岩强烈富集高场强元素(Nb、Ta)、Th 和 U,明显亏损大离子亲石元

素(Rb、K 和 Sr)和 Ti,且不存在明显的 Eu 亏损。

(2)形成施秉大坪钾镁煌斑岩脉的原始岩浆在形成过程经历了明显的分离结晶作用,岩浆源区受到过前俯冲-交代过程(源区混合作用)的改造,而受到地壳混染作用较小。

(3)施秉大坪钾镁煌斑岩脉来源于以石榴石二辉橄榄岩为主的富集地幔源区,起源深度至少大于 100km,可能达到金刚石稳定区域,其地球化学特征与马坪 1、2 号岩体相近,也暗示本研究区钾镁煌斑岩的含矿可能性。

致谢:本研究资料收集和野外采样过程得到贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质队的支持和帮助,在此表示衷心感谢!

[参考文献]

- 陈慧,严冰,杨明贤.2018.黔东南钾镁煌斑岩岩石学特征[J].地质与勘探,54(4):702-710.
- 邓小芹,黄远成,丘志力,等.黔东南苍蒲塘钾镁煌斑岩含铬尖晶石地球化学特征及其对金刚石含矿性的指示[J].大地构造与成矿学,2018:1-13.
- 方维萱,胡瑞忠,等.2002.贵州镇远地区钾镁煌斑岩类的侵位时代[J].科学通报,47(4):307-312.
- 贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质大队.2014.贵州省镇远马坪-麻江隆昌金刚石原生矿整装勘查报告[R].27-33.
- 江万.1995.贵州东部镇远地区钾镁煌斑岩的矿物学和岩石学研究[J].现代地质,9(3):351-359.
- 李昌年.1992.火成岩微量元素岩石学[M].武汉:中国地质大学出版社,74-121.
- 刘燊,胡瑞忠,赵军红,等.2003.鲁西青山组火山岩形成的构造背景及其成因探讨:主元素和微量元素证据[J].地球化学,32(4):306-315.
- 刘燊,胡瑞忠,赵军红,等.2004.鲁西晚中生代基性脉岩的成因和源区性质:岩石学和地球化学[J].地质评论,50(6):577-586.
- 卢登蓉,任怀翔.1987.贵州省施秉地区金伯利岩与偏碱性超镁铁煌斑岩岩石特征[J].贵州地质,74-81.
- 罗会文,杨光树.1989.贵州省镇远地区钾镁煌斑岩岩石特征[J].岩石矿物杂志,8(5):97-109.
- 欧阳征健,周鼎武,林晋炎,等.2006.博格达山白杨河地区中基性岩墙地球化学特征及其地质意义[J].大地构造与成矿学,30(4):495-503.
- 任怀翔.1993.贵州麻江金云火山岩(钾镁煌斑岩)的地质特征[J].贵州地质,20(3):189-191.
- 汤健.2019.施秉-镇远东西向构造带特征及控矿(岩)作用研究[D].成都理工硕士论文,10.
- K. J. Fraser 等.徐步台,译.1986.钾镁煌斑岩和金伯利岩的 Sr、Nd、Pb 同位素及微量元素地球化学[J].地质地球化学,(9):34-41.

- 杨毓红,刘桑,胡瑞忠,等. 2013. 河北下堡基性岩墙地球化学特征及源区性质[J]. 地质通报, 32(4): 607-615.
- 叶德隆, 1993. 钾镁煌斑岩的鉴别标准和分类命名, 地质科技情报 [J]. 12(1): 39-46.
- 张锡贵,石睿,吴寿宁,等. 2015. 贵州施秉翁哨地区钾镁煌斑岩的新发现及其金刚石找矿意义[J]. 贵州地质, 32(1): 37-40.
- 贵州省地质调查院, 2017. 中国区域地质志(贵州志)[M].
- N. V. Chalapathi Raoa, 2014. Petrology and petrogenesis of Mesoproterozoic Potassium Magnesium Lamproites from the Ramadugu field, NW margin of the Cuddapah basin, Eastern Dharwar craton, southern India, Lithos, 196-197(2014) 150-168.
- Robinson J A, Wood B J. 1998. The depth of spinel to garnet transition at peridotite solidus [J]. Earth Planet. Sci. Lett. , 164-277-284.
- Weyer. S. , Munker, C. , Mezger, K. 2003. , Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle; implications for the differentiation history of the crust - mantle system[J]. Earth and Planetary Science Letters. 205, 309-324.

Geochemical Characteristics and Source Area Indication of Potassium Magnesium Lamproite in Daping, Shibing of Guizhou Province

YANG Yu-hong^{1,2,3}, HUANG Yi^{1,2}, LIU Shen³, ZHANG Xi-gui⁴, YANG Ghao-gui⁵,
YE Chun¹, GONG Xing-xiang^{1,2}, WEN De-xiu¹, XIONG Bi¹

(1. Guizhou Land and Mineral Resource Reservoir, Guiyang 550018, Guizhou, China; 2. Engineering Technology Innovation Center of Mineral Resources Explorations in Bedrock Zones, Ministry of Natural Resources, Guiyang 550081, Guizhou, China; 3. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Northern Taibai Street 229, Xi'an. 710069, Shanxi, China; 4. Geological Part, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Kaili 556000, Guizhou, China; 5. Guizhou Nonferrous Metals Institute of Geological Exploration, Guiyang 550005, Guizhou, China)

[Abstract] Based on mineralogy and major and trace element research, the systematic geochemistry of Wengsaodaping Potassium Magnesium Lamproite in Shibing, Southeastern Guizhou Province has been carried out. The main element study shows that the content of SiO₂ in the Potassium Magnesium Lamproite in the study area is relatively low (35.0 ~ 55.0 wt. %), the Potassium Magnesium Lamproite thus belong to ultra-basic magmatic rock. The indexes of Al₂O₃, TiO₂, Cao, P₂O₅ and Na₂O indicate that the igneous rocks in the study area are typical Potassium Magnesium Lamproite. In addition, the Potassium Magnesium Lamproite studied are characterized by enrichment of light rare earth elements (937 ~ 1132 ppm) and high field strength elements (Nb, Ta, Th and U), and obvious depletion of heavy rare earth elements (60.1 ~ 72.8 ppm) and large ion lithophile elements (Rb, K, Sr and Ti). The systematic study shows that the source of Potassium Magnesium Lamproite studied is the transitional mantle (garnet lherzolite mantle) affected by deep subduction metasomatism, and the Potassium Magnesium Lamproite is the product of fractional crystallization of primitive magma (depth > 100 km), but the magmatic process is not affected by obvious crustal contamination.

[Key Words] Potassium Magnesium Lamproite; Major element; Trace element; Geochemistry; Source characteristics

黔北桑木背斜铅锌成矿带 S、Pb 同位素特征及成矿物质来源探讨

朱华利^{1,2}, 王 波¹, 谯 常¹, 张晗彬¹, 韩 雪¹

(1. 贵州省地质调查院, 贵州 贵阳 550000; 2. 中国地质大学(武汉), 湖北 武汉 430074)

[摘 要] 本文以 S、Pb 同位素作为示踪元素研究黔北桑木背斜铅锌成矿带成矿物质来源。桑木背斜铅锌成矿带矿石矿物中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大最小值为 16.1‰, 最大值为 31.5‰, 平均值为 25.6‰, 极值为 15.4‰; 矿石矿物为相对富集重硫型; 据此判断其硫的来源可能为沉积岩。研究区内来自不同矿区、不同矿物的 Pb 同位素变化均很小。 $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 介于 18.25 ~ 18.57 之间, $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 介于 15.63 ~ 15.92 之间, $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ 介于 37.82 ~ 38.93 之间, 三者变化范围均很小, 且不同硫化物样品之间的 Pb 同位素组成也不存在明显的差异, 表明桑木背斜地区的铅锌矿床可能具有较为单一的铅金属来源。通过投图分析, 笔者认为桑木铅锌成矿带的铅金属可能来源于下伏基底地层。

[关键词] 桑木背斜; 铅锌矿; S、Pb 同位素

[中图分类号] P597; P618.42; P518.43 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)-01-0059-06

1 引言

黔北桑木背斜铅锌成矿带位于扬子地块西南缘的北东向构造带。前人对桑木背斜铅锌成矿带做了较多研究, 陈云明、刘金海等对黔北桑木背斜铅锌成矿带地质特征和找矿前景进行了研究, 认为桑木场铅锌成矿带有较好的找矿前景(陈云明等, 2014; 刘金海, 2010); 张燕等基于对洞子沟铅锌矿的稀土和微量元素特征, 认为其成矿模型属于 MVT 型铅锌矿成因(张燕等, 2011; 陈云明等, 2014)。但整体工作程度仍然较低, 还没有做过系统研究; 特别是成矿物质来源的研究; 到目前为止在该区仅发现少量的铅锌矿床(点), 均属于中小型, 未见大型铅锌矿床。所以有必要对该成矿带进行深入研究, 为后续铅锌矿找矿工作提供重要的基础地质依据。

硫元素广泛分布于火成岩、沉积岩、变质岩、海

水以及大气降水中。硫是一个很好的示踪剂, 可以根据矿物的硫同位素组成判断矿物的原始形成条件(刘子燕, 2017)。此外金属硫化物中通常含有一定量的铅, 而 U、Th 含量很低, 硫化物结晶以后通过衰变作用所产生的放射性成因的铅含量非常低, 对硫化物的铅同位素组成影响也可以忽略不计, 因此, 硫化物的普通铅同位素组成也被广泛应用于矿床定年和成矿物质示踪(Cumming G, Richards J. 1975; 张海等, 2016)。故本文选择桑木背斜铅锌成矿带中典型的铅锌矿床(点)进行了系统采样并开展了 S、Pb 同位素研究, 探讨其成矿物质来源。

2 地质背景

黔北桑木背斜北接四川盆地, 南邻黔中隆起北缘, 为一北东向背斜构造, 桑木断裂带呈北东走向切割桑木背斜核部。背斜核部出露最老地层为震旦系灯影组(未见底), 上覆寒武系戈仲伍组、

[收稿日期] 2020-03-15 [修回日期] 2020-10-22

[基金项目] 本文是《贵州乌蒙山区 1:5 万天鹄池、习水县、桑木场、官店 4 幅区域地质调查》(工作编码: 1212010100001500 02-09, DD20160019-05) 成果。

[作者简介] 朱华利(1987—), 男, 工程师, 从事区域地质矿产调查工作。E-mail: 1007811423@qq.com。

[通讯作者] 王波(1984—), 男, 高级工程师, 从事区域地质矿产调查工作。E-mail: 396299975@qq.com。

牛蹄塘组、明心寺组、金顶山组、清虚洞组、陡坡寺组、石冷水组、娄山关组;奥陶系桐梓组、红花园组、湄潭组、十字铺组、宝塔组;及志留系至侏罗系地层;岩性以碳酸盐岩为主,碎屑岩次之,除二叠与三叠之交出现少量的凝灰岩外,未见其它岩浆岩出露。研究区内未见变质岩基底岩石出露,但区域地质信息显示下伏有较老的前震旦系变质岩基底地层,与滇东北地区对比,下伏基底地层可能为与昆阳群或会理群相当的地层。

3 矿床及矿石特征

研究区铅锌矿床(点)主要集中产于震旦系

灯影组白云岩中,其次在寒武系清虚洞组白云岩以及奥陶系宝塔组灰岩中亦有产出。区内构造活动强烈,主要以 NE 向的桑木构造断裂带为主, NW 向断层和节理次之。NE 向桑木构造断裂带严格控制了铅锌矿的展布(图 1),所有铅锌矿床(点)均出于桑木断层北西盘,其中棕岩沟、谢家坝、邓家沟等铅锌矿床(点)均沿桑木断层展布;而晶车井、洞子沟、大岩、槽沟等铅锌矿床(点)均产于次级断层或破碎带中。

区内铅锌矿床的矿体主要呈似层状、透镜状,其次为脉状。严格受层间剥离裂隙、节理或断层破碎带的控制。矿床围岩蚀变有重晶石化、硅化、白云石化、萤石化等。

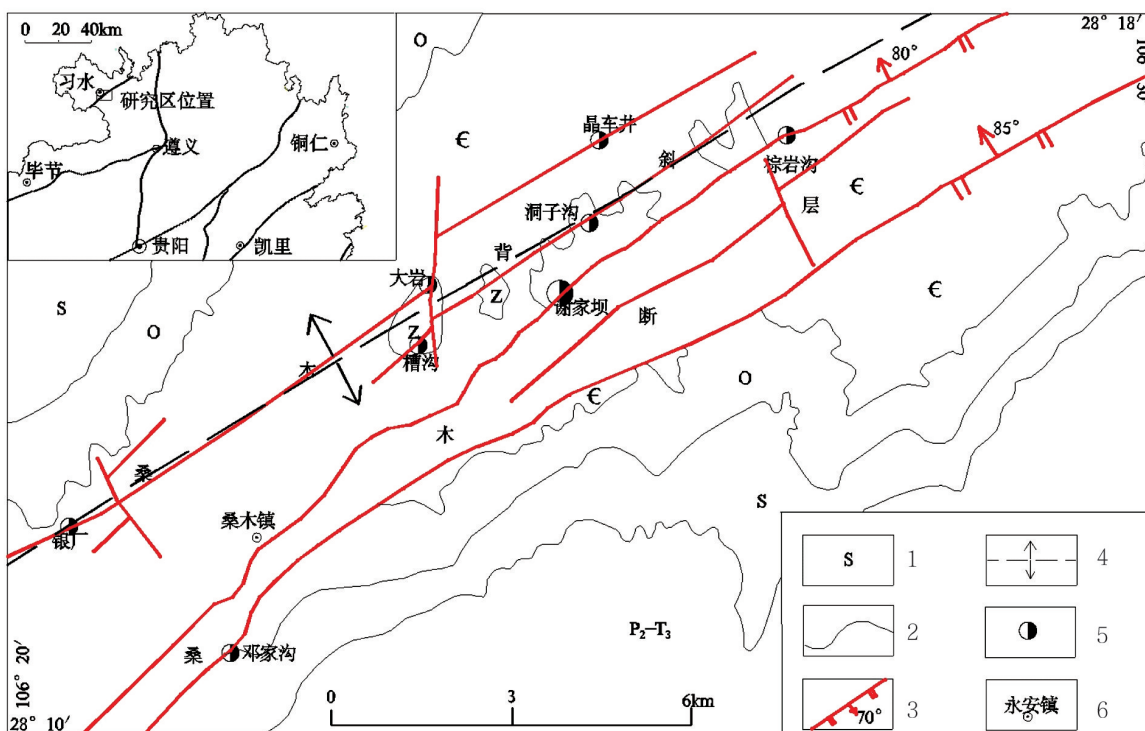


图 1 研究区地质略图(图片来源于 1:5 万桑木场幅矿产地质图,略有改动)

Fig. 1 Geological sketch of the study area

1—地层时代;2—地层界线;3—断层;4—背斜;5—矿床(点);6—地名

矿石矿物主要有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿。脉石矿物主要有重晶石、石英、白云石、方解石、萤石等。闪锌矿为黄棕、红棕色(图 2);方铅矿为铅灰色。矿石具粒状结构(图 3)、溶蚀交代结构;团块状构造、浸染状构造和角砾状构造。矿石类型有铅锌矿石、铅矿石和锌矿石等。

4 硫同位素特征

本次研究在桑木背斜铅锌矿成矿带共采集了

12 件样品挑选单矿物样品进行硫同位素测试分析,其中黄铁矿 7 件、方铅矿 2 件、闪锌矿 3 件。采自洞子沟、谢家坝的样品含矿围岩均为震旦系灯影组白云岩;棕岩沟的样品含矿围岩为清虚洞组白云岩;而采自邓家沟的样品含矿围岩为奥陶系宝塔组灰岩;围岩差异是因为成矿热液向上迁移过程中遇到适合的围岩析出成矿,为断层控矿和围岩双重控矿,故研究区铅锌矿能够在不同时期的碳酸盐岩中产出。样品测试方法为: S-ISTP-01,由澳实分析检测(广州)有限公司测试分析,

测试分析结果列于表 1,根据表 1 数据进行硫化物及硫酸盐中硫同位素投图得到图 4。总体桑木背斜铅锌。



图 2 洞子沟铅锌矿床红棕色闪锌矿脉体
Fig. 2 Red-brown sphalerite vein in Dongzigou lead-zinc deposit



图 3 邓家沟铅锌矿点浅灰色粒状方铅矿
Fig. 3 Light grey granulo galena in Dengjiagou lead-zinc occurrence

表 1 研究区硫化物的硫同位素组成

Table 1 Sulfur isotopic composition of sulfide in the study area

样品号	矿床(点)	矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$
ZYG-H4	棕岩沟	黄铁矿	25.1
ZYG-H6	棕岩沟	闪锌矿	24.9
DZG-H1	洞子沟	闪锌矿	19.2
DZG-H5	洞子沟	闪锌矿	18.7
DZG1-16H1	洞子沟	方铅矿	16.1
XJB-H1	谢家坝	黄铁矿	31.0
XJB-H2	谢家坝	黄铁矿	31.0
XJB-H3	谢家坝	黄铁矿	31.4

续表

样品号	矿床(点)	矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$
XJB-H5	谢家坝	黄铁矿	31.5
XJB-H8	谢家坝	黄铁矿	31.2
XJB-H9	谢家坝	黄铁矿	30.6
K0001-B2	邓家沟	方铅矿	16.9

注:测试方法为:S-ISTP-01 由澳实分析检测(广州)有限公司测试分析

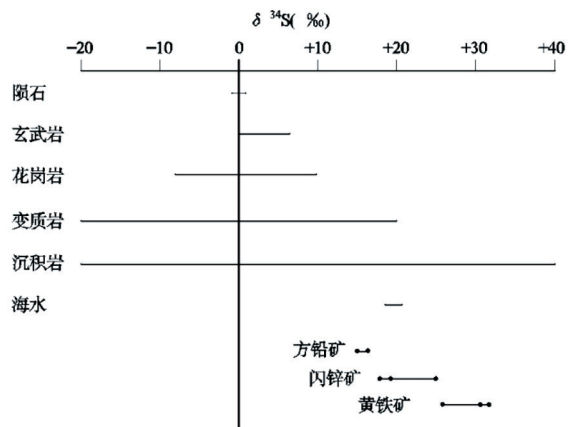


图 4 研究区硫化物中硫同位素投影图
底图据文献(Rollinson H R.1992)

Fig. 4 Middle sulfur isotopic projection of sulfide in the study area

矿区的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大 ($16.1\text{‰}\sim 31.5\text{‰}$),平均值为 25.6‰ ,极差为 15.4‰ ,为相对富集重硫型。总体具有 $\delta^{34}\text{S}$ 黄铁矿 $>\delta^{34}\text{S}$ 闪锌矿 $>\delta^{34}\text{S}$ 方铅矿,这个变化规律与硫同位素分馏及矿物成矿的先后顺序有关。

5 铅同位素特征

桑木背斜铅锌成矿带铅锌矿石矿物主要为方铅矿、闪锌矿和黄铁矿。本次研究共采集了 13 件矿石矿物挑选硫化物样品进行了 Pb 同位素测试,其中黄铁矿 7 件,闪锌矿 4 件,方铅矿 2 件。测试结果列于表 2,从列表中可以看出,研究区内来自不同矿区、不同矿物的 Pb 同位素变化均很小。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 介于 $18.25\sim 18.57$ 之间, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 介于 $15.63\sim 15.92$ 之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 介于 $37.82\sim 38.93$ 之间,三者变化范围均很小,且不同硫化物样品之间的 Pb 同位素组成也不存在明显的差异,表明桑木背斜铅锌成矿带可能具有较为单一的铅金属来源。

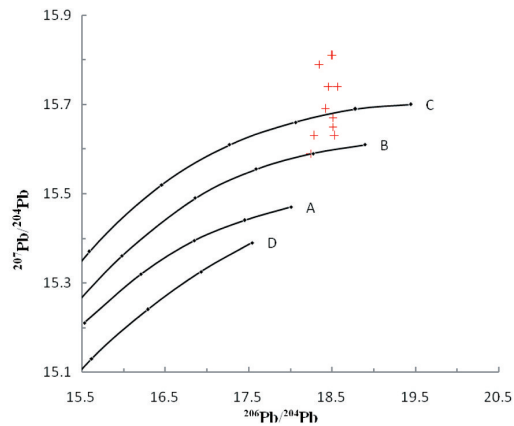
笔者利用路远发开发的 GeoKit 软件将表 2 的数据进行 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - ^{208}Pb

表 2 研究区硫化物的铅同位素组成

Table 2 Lead isotopic composition of sulfide in the study area

样品号	矿床(点)	矿物	矿物类型	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
ZYG-H4	棕岩沟	黄铁矿	硫化物	18.35	15.79	38.41
ZYG-H6	棕岩沟	闪锌矿	硫化物	18.50	15.81	38.77
ZYG-H7	棕岩沟	闪锌矿	硫化物	18.49	15.81	38.76
DZG-H1	洞子沟	闪锌矿	硫化物	18.53	15.63	38.13
DZG-H5	洞子沟	闪锌矿	硫化物	18.51	15.65	38.18
DZG-16H1	洞子沟	方铅矿	硫化物	18.51	15.67	38.21
XJB-H1	谢家坝	黄铁矿	硫化物	18.42	15.69	38.46
XJB-H2	谢家坝	黄铁矿	硫化物	18.57	15.74	38.60
XJB-H3	谢家坝	黄铁矿	硫化物	18.28	15.63	37.82
XJB-H5	谢家坝	黄铁矿	硫化物	18.54	15.92	38.93
XJB-H8	谢家坝	黄铁矿	硫化物	18.49	15.81	38.64
XJB-H9	谢家坝	黄铁矿	硫化物	18.46	15.74	38.50
K0001-B2	邓家沟	方铅矿	硫化物	18.25	15.59	38.20

注:测试方法为:PbIS-RAT61,由澳实分析检测(广州)有限公司测试分析。

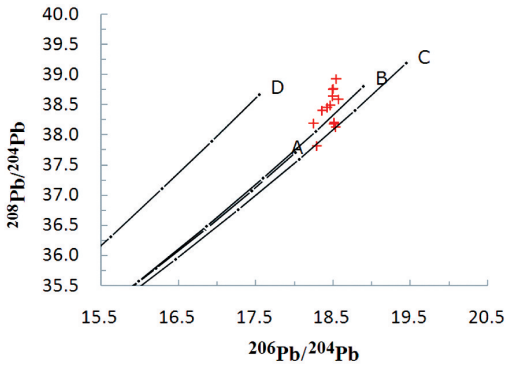


A-地幔(Mantle); B-造山带(Orogen); C-上地壳(Upper Crust); D-下地壳(Lower Crust)

图 5 研究区铅锌矿床(点)

²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 构造模式图
(底图据 Doe B R,Zartman R E,1979)

Fig. 5 Light grey granulo galena in Dengjiagou lead-zinc occurrence



A-地幔(Mantle); B-造山带(Orogen); C-上地壳(Upper Crust); D-下地壳(Lower Crust)

图 6 邓家沟铅锌矿点浅灰色粒状方铅矿

²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 构造模式图

Fig. 6 Light grey granulo galena in Dengjiagou lead-zinc occurrence

²⁰⁴Pb 构造模式投图得到图 5 和图 6;从图 5 和图 6 的投图曲线可以看出,所有点均落于造山带或上地壳曲线之上,说明桑木背斜成矿带的成矿物质铅来源与造山带或上地壳有关。因桑木背斜所处的大地构造位置为扬子地块西南缘,属于板块内部,并不属于造山带,所以其铅来源可能为上地壳的沉积地层。

将表 2 数据进行朱炳泉矿石铅同位素的 Δγ-Δβ 成因分类图解投图得到图 7。从图 7 可以看出,所有点均落于上地壳铅(2)及上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a 岩浆作用)区域,表明研究区铅来源于上地壳且与热液活动有关。

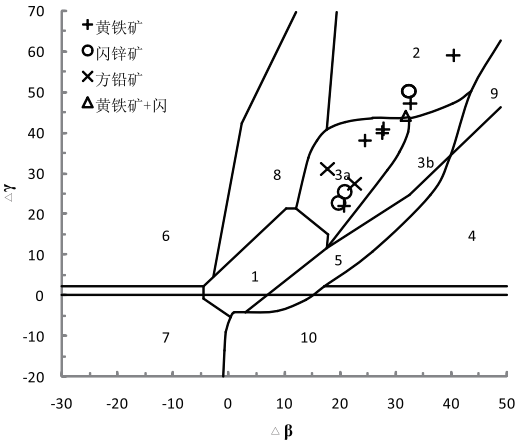


图 7 铅同位素的 Δγ-Δβ 成因分类图解

Fig. 7 Δγ-Δβ genetic classification of lead isotope

1—地幔源铅;2—上地壳铅;3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a.岩浆作用;3b.沉积作用);4—化学沉积型铅;5—海底热水作用用铅;6—中深变质作用铅;7—深变质下地壳铅;8—造山带铅;9—古老页岩上地壳铅;10—退变质铅

6 成矿物质来源探讨

(1) 成矿物质硫的来源探讨

根据张青等研究成果,研究区海相沉积地层震旦系的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值 17‰ 左右,而寒武系的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值 28‰ 左右,与研究区硫化物的硫同位素平均值 25.6‰ 相近。据图 4 可知桑木背斜铅锌成矿带硫化物及硫酸盐中硫同位素投图均落于沉积岩区;据此判断其硫的来源为沉积岩。故笔者认为桑木背斜铅锌成矿带成矿物质硫来源于围岩或下伏基底地层。

(2) 金属铅的来源探讨

桑木背斜铅锌成矿带已知矿床点产出的地层从震旦系灯影组到奥陶系宝塔组碳酸盐岩中均可见及,无论是最老的灯影组还是上覆的寒武系至奥陶系地层,其岩石地层中铅的背景值均很低,不具有提供铅源的条件。而根据前面铅同位素投图分析,其铅来源于上地壳沉积地层,且与热液活动有关,故推测桑木背斜铅锌成矿带的铅来源于该区下伏前寒武纪基底地层。故笔者认为研究区铅来源为受断层影响的热液活动将基底岩石中的铅溶出,并跟随热液运移,在热液向上运移过程中与围岩中溶出的硫结合,最终在碳酸盐岩地层中析出成矿。

7 结论

(1) 桑木背斜铅锌矿带的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大,为相对富集重硫型。其成矿物质硫

来源于围岩或下伏基底地层。

(2) 桑木背斜地区铅锌矿床具有较为单一的铅金属来源。铅来源于该区下伏前寒武纪基底地层。

致谢: 本文在成文过程中得到中国地质大学(武汉)韩庆森博士的悉心指导;得到习水区调项目全体项目成员的支持和帮助,在此一并表示衷心的感谢!

[参考文献]

- 陈云明,刘志臣,李刚成,等. 2014. 贵州习水谢家坝铅锌矿地质特征及成因类型[J]. 矿业工程研究, 29(4): 42-46.
- 刘子燕. 2017. 硫同位素在矿床研究中的应用[J]. 四川有色金属, 1: 21-23.
- 刘金海. 2010. 贵州习水桑木场铅锌成矿带地质特征及找矿潜力[J]. 贵州地质, 27(3): 193-197.
- 张燕,陈翠华,刘树根,等. 2011. 贵州习水洞子沟铅锌矿稀土微量元素地球化学特征及其成因初探[J]. 矿物学报, (增) 232-233.
- 张海,孟忠昌,齐有强,等. 2016. 黔西北云炉河坝铅锌矿集区成矿物质来源—S、Pb 同位素制约[J]. 矿物学报, 36(2): 271-276.
- 朱炳泉. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用—兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社.
- Cumming G, Richards J. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth[J]. Earth and Planetary Science Letters, 28(2): 155-171.
- Doe B R, Zartman R E. 1979. Plumbotectonics: The Plumbotectonics in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits [M]. New York: Wiley-Interscience, 22-70.
- Rollinson H R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation [M]. New York: John Wiley and Sons, Inc; 1992: 1-343.

Discussion of Sulfur-lead Isotope Characteristics and Source of Ore-forming Materials of Lead-zinc Metallogenic Belt in Sangmu Anticline of Northern Guizhou

ZHU Hua-li^{1,2}, WANG Bo¹, QIAO Chang¹, ZHANG Han-bin¹, HAN Xue¹

(1. Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China; 2. China University of Geoscience, Wuhan 430074, China)

[Abstract] In this paper, S and Pb isotopes were used as trace elements to study the metallogenic material sources in the Pb-Zn mineralization belt of Sangmu anticline in the northern Guizhou Province. The $\delta^{34}\text{S}$ values of sulphide or sulfate in the Pb-Zn mining area of Sangmu anticline range from 16.1‰ to 31.5‰, with average

value of 25.6‰, and extreme value of 15.4‰, which are relatively enriched in heavy sulfur isotopes. The sulfur isotope allplot in the field of sedimentary rocks, which are similar to the sulfur isotopes of sulfate in seawater during earth history, indicating that the sulfur may be sourced from sedimentary rocks. Pb isotopic variations of different minerals from different mining areas are very small in the study area. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values are between 18.25 and 18.57, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are between 15.63 and 15.92, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are from 37.82 to 38.93. There is no obvious difference in Pb isotope composition between different sulfide samples, indicating that the Pb-Zn deposit in the Sangmu anticline area may have a single source of the Pb metal. Pb isotope analyses show that the Pb metal in the Pb-Zn mineralization belt of Sangmu area may be from the underlying basement strata.

[**Key Words**] Sangmu anticline; Lead zinc ore; Sulfur-lead isotope

(上接第 42 页)

port worked in, further petrological and lithogeochemical analysis was carried out, data mining and re-research on Yulinshan formation volcanic rocks in Yulinshan area, Tibet. The study shows that this formation consisting of tephra and volcanic lava has at least three rhythms; bulk elements show that it is a base - neutral rock with high alkali and rich potassium, belonging to shoshonite series - high potassium series; the ratios of $\sum \text{LREE} / \sum \text{HREE}$ and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ of light and heavy rare earth in rare earth elements are 16.44 ~ 19.39 and 73.04 ~ 84.18 respectively, and the fractionation degree of light and heavy rare earth in volcanic rocks is relatively large; the high field strength elements Nb, Ta, Zr, Hf and Ti in trace elements are obviously deficient compared with the adjacent large ion lithophile elements, and Sr also shows a deficit situation. Combined with the characteristics of rare earth and trace elements, the volcanic rocks of Yulinshan formation evolved from mantle-derived basaltic magma from intraplate rift valley, accompanied by only a small amount of crustal contamination, which was the product of internal plate stress relaxation stage in Himalayan orogeny. It cracked east to west towards Kunchu Kecuo, providing a channel for magmatism in Himalayan revival.

[**Key Words**] Yulinshan formation; Volcanic rocks; Petrology; Geochemistry; Tibet

(上接第 28 页)

Study on Petrologic Classification of “Siltstone Sandwich” in Ore-bearing Volcanic Rocks of Nibao Gold Deposit, Southwest Guizhou

QI Liansu

(*Ghosh Institute of Geophysical and Geochemical Prospecting, Guiyang 550018, Guizhou, China*)

[**Abstract**] In the study, the formerly deduced “siltstone sandwich” in ore-bearing volcanic rocks of Nibao gold deposit should be a kind of altered tuff, because it possesses the volcanoclastic composition, texture and structure, including melting quartz crystal fragment, feldspar plate crystal pseudomorph, as well as lot of fossils fragments. The former “siltstone sandwich” is not exist, only a short gap of volcanic eruption. The whole volcanic rock series become a late Permian volcanic eruption cycle from partially basic volcanoclastic rock to intermediate basic volcanic breccia. From early stage to late stage of volcanic cycle, the strength of gold mineralization enhanced gradually, it proves the closed relationship between gold mineralization and volcanic rock.

[**Key Words**] Altered tuff; volcanic eruption gap; Late Permian volcanism; Nibao gold deposit; Guizhou

贵州西部玄武岩地球化学特征及有关成矿作用分析

冉文瑞¹,容大娟²,叶 春³,黄 艺³

(1. 贵州省国土资源勘测规划研究院,贵州 贵阳 550001;2. 贵州蓝特方略质量安全技术咨询服务有限公司,贵州 贵阳 550001;3. 贵州省土地矿产资源储备局,贵州 贵阳 550001)

[摘 要]贵州玄武岩属稳定地块裂陷阶段—二叠纪非造山期产物,以海相喷溢和陆相喷溢为主,通过取样分析,得出贵州玄武岩的地球化学特征,化学成分以 SiO_2 为主,化学成分因取样区域不同含量也不相同,大部分样品进行拉丝实验成功。稀土元素分析数据表明取样玄武岩属轻稀土富集型,微量元素实验显示相容元素 Cr、Co、Ni 和不相容元素 V、Mn、Ti 的异常以及 Cu 元素特高值出现的原因。通过样品中的成矿元素含量富集分析成矿作用,并为下一步寻找矿产提供一种手段。

[关键词]贵州西部;玄武岩;地球化学特征;成矿作用

[中图分类号] P588.14⁺5;P59;P611.1 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)-01-0065-06

1 引言

贵州玄武岩属稳定地块裂陷阶段—二叠纪非造山期产物。西部喷发结束晚,东部喷发结束早。黔西县、安顺市和晴隆县以东,属早二叠世晚期以海相喷溢为主的玄武岩,威宁县、水城县和纳雍县以北,属晚二叠世早至中期以陆相喷溢为主的玄武岩(刘胜召 2018,陆国章 2012)(图 1)。本文根据贵州省玄武岩分布特征与开发利用方向研究项目成果,通过分析该项目野外调查、取样测试、化学分析及实验等成果数据,归纳我省玄武岩分布规律、喷发旋回、岩石类型变化、区域厚度变化情况、结构构造、物质成分变化以及岩石化学特征等信息,总结全省玄武岩的分布规律和集中分布范围,进行与玄武岩有关的矿产成矿作用分析(资料来源:贵州省玄武岩分布特征与开发利用方向研究报告)。

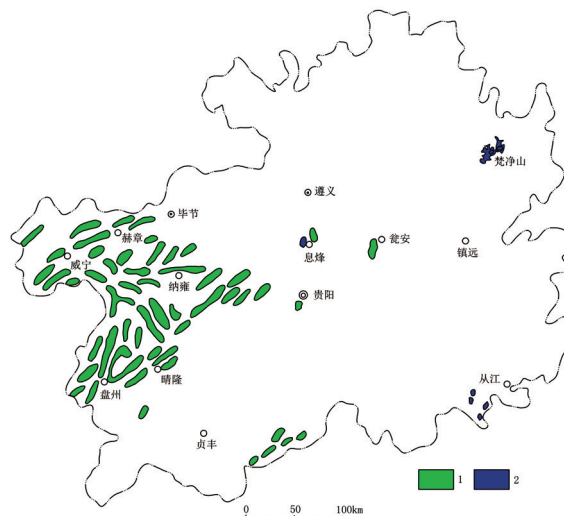


图 1 贵州省玄武岩分布示意图

(资料来源:贵州省玄武岩分布特征与开发利用方向研究报告,2018 年)

Fig. 1 Distribution of basalt in Guizhou

1—玄武岩及辉绿岩组合;2—基性岩—超基性岩组合

[收稿日期] 2020-08-25 **[修回日期]** 2020-12-27

[基金项目] 贵州省纤维用玄武岩评价技术标准及毕节玄武岩勘查靶区优选(编号:黔自然资函[2018]144 号)。

[作者简介] 冉文瑞(1982—),男,高级工程师,工程硕士,主要从事国土空间规划、矿产资源研究和数据库建设。Email: 66636662@qq.com。

[通讯作者] 容大娟(1981—),女,高级工程师,硕士研究生,主要从事生态环境保护研究、标准化建设。Email: 1593851755@qq.com。

2 地球化学特征

2.1 主量元素特征

玄武岩的化学成分以 SiO_2 为主,一般 40%~52%;其他化学成分: Al_2O_3 为 12%~15%; K_2O 为 0.1%~3%; FeO 为 5%~11%; CaO 为 5%~12%; Fe_2O_3 为 4%~15%; Na_2O 为 2%~4%; MgO 为 2%

~6%; TiO_2 为 3%~5%。本文根据《贵州省玄武岩分布特征与开发利用方向研究》项目中采取的 21 件矿山玄武岩纤维样品(图 2),每件样品 5~10 kg,送至江苏省南京市东南大学玄武岩纤维生产及应用技术国家地方联合工程研究中心,该中心采用铂铈单孔拉丝坩埚法进行拉丝实验,除 2 件效果不好外,其余均成功拉出连续纤维,结论是适合用作生产连续玄武岩纤维的原料(表 1)。通过实验结果分析如下:

表 1 纤维实验样理化指标表

Table 1 Physical and chemical index of fibre samples

样品编号	样品名称	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	FeO (%)	K_2O (%)	Na_2O (%)	CaO (%)	MgO (%)	TiO_2 (%)	Mk	Mb
Y-7	浅色玄武岩	52.16	12.69	13.67		0.1	3.21	6.25	2.09	3.65	7.78	2.89
Y-4	黑色玄武岩	51.21	14.18	14.2		0.74	2.04	4.7	4.03	4.21	7.49	2.81
Y-1	黑色玄武岩	49.49	13.53	14.76		0.59	2.59	8.06	4.31	4.04	5.09	2.25
BH-3	黑色玄武岩	48.52	12.58	13.11	10.01	1.04	2.99	8.15	4.33	3.87	4.90	1.71
BH-13	玻基玄武岩	52.20	11.60	13.16	7.98	0.40	2.40	8.51	4.16	3.81	5.04	1.91
BH-14	浅色玄武岩	47.92	12.83	14.11	10.60	0.42	2.48	8.60	4.58	3.87	4.61	1.65
BH-24	玻基玄武岩	48.06	13.25	13.88	5.81	0.71	2.71	8.67	4.50	3.19	4.66	1.85
BH-27	玻基玄武岩	50.26	12.85	13.97	4.56	0.48	4.20	6.45	3.91	3.14	6.09	2.08
BH-57	玄武岩	50.76	11.79	13.20		1.17	2.79	6.33	4.14	3.53	5.97	2.45
LH-36	玄武岩	49.02	12.83	5.38	8.36	1.18	1.92	8.11	4.59		4.87	2.20
LH-37	浅色玄武岩	44.71	11.92	12.15		1.03	2.45	11.96	4.55	3.55	3.43	1.85
LH-38	黑色玄武岩	47.93	13.02	13.44		0.95	2.33	8.95	4.65	3.81	4.48	2.14
GH-4	黑色玄武岩	48.21	13	14.05		1.97	2.08	9.37	4.63	4.28	4.37	2.06
GH-5	灰色玄武岩	48.21	13	14.05		1.97	2.08	9.37	4.63	4.28	4.37	2.06
NH-4	辉绿洲岩	46.02	12.33	3.89	10.02	1.26	3.68	7.55	4.15	3.23	4.99	2.02
AH-3	玄武岩	48.84	13.31	14.36		1.17	2.23	8.09	5.04	3.84	4.73	2.16
AH-7	玄武岩	48.01	13.28	14.45		1.31	2.35	7.26	5.33	3.92	4.87	2.14
AH-10	黑色玄武岩	48.66	13.52	13.99		2.38	2.06	6.28	5.73	4.21	5.18	2.20
AH-18	黑色玄武岩	47.08	12.92	4.31	8.33	0.61	2.96	7.79	4.11	3.84	5.04	2.23
AH-11	灰色玄武岩	45.26	14.74	12.91		1.73	1.97	8.3	1.98	4.46	5.84	2.55
AH-20	灰色玄武岩	58.07	13.63	3.84	5.93	0.81	3.94	1.21	1.78	4.41	23.98	4.60



图 2 大方县高店乡白龙村玄武岩矿山采场剖面
(资料来源:贵州省玄武岩分布特征与开发利用方向研究报告,2018 年)

Fig. 2 Section of basalt mining slope in Bailong village,
Gaodian town of Dafang county

(1)适合纤维用玄武岩原矿的颜色有灰绿色和灰黑色,细密紧致、均匀新鲜,后期风化和蚀变弱,除辉绿岩外结晶程度低,最好为隐晶质。

(2)岩石类型主要为玻基玄武岩、拉斑玄武岩、间隐间粒玄武岩及交织玄武岩,矿物以斜长石、辉石、玄武玻璃为主,其中晶粒晶隐结构的矿物及含量为斜长石 40%~60%,辉石 15%~30%,没有辉石的则为玄武玻璃或绿泥石,玄武玻璃 0%~30%,绿泥石 10%~20%,石英<15%。

(3)总体拉丝成功的属玄武质熔岩类。

(4)拉丝不成功的结果得出,岩石均具较强蚀变,含有蚀变残余结构、块状构造和杏仁状构造,斜长石、辉石、磁铁矿等矿物呈自形半自形,斜长

表 2 贵州大陆溢流玄武岩及潜火山相辉绿岩稀土元素组成 (10⁻⁶)

Table 2 Rare earth composition of continental flood basalt and subvolcanic facies diabase in Guizhou														
序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	40.46	84.5	6.56	38.08	7.55	2.27	5.08		2.1		1.3		2.47	0.42
2	48.6	93.2	11.6	56.8	11.6	3.39	9.50	1.39	8.41	1.49	3.87	0.51	2.86	0.35
3	47.3	90.6	11.5	56.2	11.5	3.12	9.71	1.52	8.67	1.55	3.97	0.51	2.95	0.34
4	43.45	96.8	11.87	46.73	9.52	2.57	8.19	1.13	6.58	1.20	3.06	0.43	2.61	0.41

注:1. 威宁、水城、纳雍、大方、织金、晴隆等地玄武岩 10 件样品平均值,引自毛德明等(1992)贵州西部峨眉山玄武岩及其有关矿产,样品由中科院地化所王正珍测试;2. 息烽 SEE4.3 km 玄武岩,引自 1:25 万遵义幅区调报告,样品由宜昌地矿所中南实验检测中心测试;3. 紧靠滇黔边界的镇雄二龙关玄武岩,引自 1:25 万毕节幅区调报告,样品由宜昌地矿所中南实验检测中心测试;4. 辉绿岩,引自颜尚义(2006)黔西北铅锌矿稀土元素组成特征。

表 3 贵州大陆溢流玄武岩及潜火山相辉绿岩稀土元素标准化比值

Table 3 Rare earth standard ratio of continental flood basalt and subvolcanic facies diabase in Guizhou														
序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	170.72	138.07	69.05	81.54	49.35	39.14	24.72		8.27		7.85		14.53	16.54
2	205.06	152.29	122.11	121.63	75.82	58.45	46.23	37.17	33.23	26.31	23.38	20.00	16.82	13.78
3	199.58	148.04	121.05	120.34	75.16	53.79	47.25	40.64	34.13	27.39	23.99	20.00	17.35	13.39
4	183.33	158.17	124.89	100.07	62.19	44.26	39.83	30.16	25.91	21.17	18.51	17.02	15.36	16.02

注:球粒陨石稀土元素丰度采用 Sun & McDonough(1989)

表 4 贵州阳大陆溢流玄武岩及潜火山相辉绿岩稀土元素数值特征

Table 4 Rare earth data characteristics of continental flood basalt and subvolcanic facies diabase in Guizhou									
序号	∑REE	∑LREE	∑HREE	∑LREE / ∑HREE	δCe	δEu	Cen/YbN	LaN/YbN	
1	190.79	179.42	11.37	15.78	1.15	1.06	9.50	11.75	
2	253.60	255.19	28.41	7.93	0.93	0.96	9.05	12.19	
3	249.44	220.22	29.22	7.54	0.92	0.88	8.53	11.50	
4	234.539	210.932	23.607	8.94	1.03	0.87	10.30	11.94	

石含量为 15%~30%,辉石大部分被碳酸盐化。矿石熔化成熔体时,熔化过程气泡多、粘度太低、析晶温度偏高,拉丝过程中极易断丝。

2.2 稀土元素

稀土成分以轻稀土富集为特征,大陆溢流玄武岩及潜火山相辉绿岩的稀土元素组成和标准化值、以及稀土元素数值特征(刘胜召,2018;孙军,2018)。其中:根据 1:25 万遵义幅和毕节幅,于息烽县和紧靠滇黔边界的镇雄县二龙关分别采集了玄武岩和辉绿岩样品,作了稀土元素测试和微量元素测试(表 2、3、4)。镇雄县二龙关玄武岩、镇雄县二龙关辉绿岩和息烽县玄武岩稀土元素总量分别为 249.44×10⁻⁶,234.539×10⁻⁶,253.6×10⁻⁶,其中重稀土所占比例很小,分别为 11.71%,10.07%,11.20%,轻、重稀土比值分别为 7.54,8.94,7.93,CeN/YbN、LaN/YbN 也都表明大陆溢流玄武岩(包括潜火山相辉绿岩)属轻稀土富集型(刘胜召,2018)。同时在配分型式图上也未呈

现出 Eu 亏损,表明岩石源于地幔,同时表明成岩过程中富集 Eu 的相(斜长石)和耗损 Eu 的相(辉石)是按一定比例共同结晶的,岩浆平衡熔体中发生的结晶分异作用并非由辉石和斜长石的结晶所引起(肖宪国,2005)。

2.3 微量元素特征

过渡族元素的配分型式,显示为相对于原始地幔相容元素 Cr、Co、Ni 为负异常,尤以 Ni 的亏损突出,不相容元素 V、Mn、Ti 为正异常,反映了原始地幔局部熔融程度较低(刘胜召,2018;邓毅等,2013)(表 5)。

3 与玄武岩有关的成矿分析

3.1 铌钽矿、稀土矿

贵州西部玄武岩中均夹有凝灰岩,岩石具凝灰结构、交代残余结构,似角砾构造、块状构造等,

表 5 贵州大陆溢流玄武岩微量元素含量(10⁻⁶)

Table 5 Trace element content of continental flood basalt in Guizhou

序号	Cu	Pb	Zn	Cr	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	V	Sc	Nb	Ta	Zr	Hf	U	Th	Ti	P	K
1	206	33.4	147	17.8	46.0	43.2	22.5	840	597	388	26.3	34.4	3.34	284	7.98	0.92	7.10	24 900	1 960	0.838(10 ⁻²)
2	193	49.1	136	19.9	47.4	44.2	7.35	643	438	400	27.0	31.2	3.84	225	6.90	0.98	11.1	25 000	1 860	2 960

以赫章罗州、可乐出露较多。通过在赫章、大方、七星关区、普定、晴隆等地所取的 30 件样品(表 6)分析,铌含量 3.42~219 ppm,平均 76.73 ppm,其中有 13 件达边界品位;钽含量 0.53~80 ppm,平均 8.33 ppm。根据分析结果可知,铌钽矿成矿元素含量也是在凝灰岩中寻找铌钽矿的一种手段。

稀土氧化物边界品位 0.05%,则上述产地铌钽高的样品稀土矿多达边界品位。依据 30 件玄武岩顶部粘土岩及凝灰岩样品分析中,稀土氧化物含量 181~1 286 ppm,平均 483.8 ppm。

另外选取毕节地区的 10 件玄武岩样品做了实验分析(表 7)。结果显示,样品均含有稀土元素,其中有 6 件样品达边界品位,1 件达工业品位。

表 6 玄武岩顶部及中部铌矿及稀土矿分析结果表

Table 6 Analytical results of top basalt, middle colombite ore and rare earth

序号	样品编号	样品名称	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	K ₂ O%	Na ₂ O%	Nb ₂ O ₅ 10 ⁻⁶	Ta ₂ O ₅ 10 ⁻⁶	Re _x O _y 10 ⁻⁶	Li ₂ O 10 ⁻⁶	Sc10 ⁻⁶	Mo10 ⁻⁶
1	LH-24	风化玄武岩	12.46	3.84	0.59	3.48	40.9	2.59				
2	LH-25	风化玄武岩	13.13	4.09	1.14	2.95	42.8	2.7				
33	LH-29	炭质粘土岩					27.3	2.05				
4	BH-1	褐黄色粘土岩		6.6	3.92	0.12	97	5.73		518	36.4	
5	BH-2	灰绿色粘土岩		6.68	4.41	0.12	99	4.43		452	43.5	
6	BH-6	粘土岩		3.71	2.31	0.17	143	8.24		651	84.4	
7	BH-7	褐铁矿化粘土岩					75	4.88		456		
8	BH-17	粘土岩		4.41	1.35	1.5	130	8.26		672	58.8	
9	BH-18	粘土岩		5.9	2.77	0.28	95	4.29		545	5.33	
10	BH-31	粘土岩		1.09	1.35	0.36	163	8.31		745	23.1	
11	BH-77	褐黑色粘土岩		3.87			68.22			427.73	35.79	
12	BH-81	红色褐铁矿化粘土岩		5.77			150.1			944.41	33.34	
13	BH-84	土灰色粘土岩	3.00			131.7		191.49			30.16	
14	BH-85	褐红色粘土岩		5.98			189.6	238.13			34.79	
15	BH-89	炭质粘土岩		1.47		90.18		664.35			18.56	
16	BH-91	玄武岩中的夹煤	1.75			127.3	743.04		13.8			
17	BH-92	褐铁矿化玄武岩	2.98			59.58		393			32.04	
18	BH-102	炭质粘土岩	2.15			96.94		630.04			25.96	
19	AH-13	凝灰岩					3.42	54		475		
20	AH-19	蚀变玄武岩		4.17			58.1	3.74				
21	AH-21	褐铁矿化玄武岩		5.77			72.7	5.05				
22	AH-22	褐灰粘土岩		5.95			81.9	5.42				
23	AH-23	炭质粘土岩		6.17			105	4.78				
24	AH-24	高岭土	8.14			84.1	5.23					
25	NH-1	风化辉绿岩	13.32	3.02			65.9	3.56		422		
26	NH-2	辉绿岩	12.99	3.03			44.5	2.2		232		
27	NH-3	粘土岩(P ₂ l)					132	7.46				
28	XH-1	炭质粘土岩					77	4.07		417		6.8
29	XH-51	褐红色凝灰岩		4.98			79	4.7				
30	DH-4	风化花岗岩	13.64	0.13	4.95	0.19	15.1	2.75				

资料来源:贵州省玄武岩分布特征与开发利用方向研究报告,2018 年。

表 7 毕节市玄武岩稀土元素(μg/g) 分析结果表

Table 7 REE analytical results of basalt in Bijie city

样号	铈 Ce	镨 Pr	钕 Nd	钐 Sm	铕 Eu	钆 Gd	铽 Tb	镝 Dy	钬 Ho	铒 Er	铥 Tm	镱 Yb	镱 Lu	铪 Y	镧 La	合计	Re ₂ O ₃ 10 ⁻⁶
BH-76	280.8	38.79	68.31	13.24	3.08	5.46	1.11	5.25	3.99	5.78	0.26	7.26	2.11	31.2	37.08	503.72	609.23
BH-77	155.8	25.17	76.98	16.15	3.48	10.07	2.96	10.05	5.69	7.98	0.39	8.5	2.72	56.37	45.42	427.73	514.61
BH-81	384.3	72.33	198.8	29.91	5.55	21.39	2.52	12.07	8.06	9.88	0.88	12.86	3.38	66.88	115.6	944.41	1 134.34
BH-83	65.05	11.42	35.11	3.34	1.28	7.19	/	5.48	2.78	3.97	0.29	6.13	0.61	34.52	22.92	200.09	241.02
BH-84	69	9.46	39.35	8.66	1.49	4.92	0.94	2.92	3.03	4.7	0.13	5.25	1.82	25.58	14.24	191.49	230.17
BH-85	98.14	12.77	51.74	6.45	1.62	3.46	0.25	2.67	5.43	5.29	/	6.83	2.24	24.96	16.28	238.13	286.42
BH-89	227.6	42.9	102.9	16.27	3.25	15.33	1.64	16.93	3.99	9.73	0.83	10.86	1.18	91.14	119.8	664.35	799.62
BH-91	269.3	50.17	105.1	12.98	2.71	12.65	0.47	19.42	4.25	11.06	0.87	11.77	0.79	102.1	139.4	743.04	895.53
BH-92	127.8	21.56	78.56	14.77	3.96	13.76	1.93	10.49	5.58	6.84	0.34	7.6	1.99	54.41	43.41	393	472.02
BH-102	220.3	42	107.2	15.64	4.58	15.64	0.56	15.76	4.2	7.69	0.69	9.33	0.66	74.19	111.6	630.04	757.44

资料来源:贵州省玄武岩分布特征与开发利用方向研究报告,2018 年。

综上,依据成矿元素富集情况对毕节市的 7 件样品做了钾、钠、钛、锂等 4 种氧化物分析,结果显示,大方有 2 件样二氧化锂达到综合利用品位。对从综合利用的角度,产于强蚀变玄武岩的铌钽矿、稀土矿值得进一步开展研究及选冶实验工作(刘胜召. 2018)。

3.2 铂钯矿

选取 8 件铂钯样品分析,铂 1.3×10⁻⁹~19.8×10⁻⁹,平均 8.76×10⁻⁹;钯 2×10⁻⁹~14.5×10⁻⁹,平均 8.18×10⁻⁹。均未达边界品位(0.03 ppm),但 BH-48 的两项之和达边界品位(表 8)。铂、钯平均值显示,毕节市最高,次为安顺市,黔西南州最低。

表 8 玄武岩铂钯分析结果表

Table 8 Platinum/palladium analytical results of basalt

序号	送样编号	样品名称	Pt(10 ⁻⁹)	Pd(10 ⁻⁹)
1	BH-13	玻基玄武岩	8.91	10
2	BH-47	玄武岩	7.89	12.1
3	BH-48	玻基玄武岩	19.8	14.5
4	AH-2	玄武岩	8.39	8
5	AH-7	玄武岩	10.27	9.75
6	AH-16	黑色玄武岩	8.69	4.82
7	XH-8	灰褐色玄武岩	1.3	2
8	XH-28	褐色矿化玄武岩	4.8	4.3
平均值			8.76	8.18

3.3 铜矿

在玄武岩顶部,与凝灰岩接触带附近几米厚

的致密块状玄武岩中,局部具浸染状铜矿,如威宁铜厂河的蔡家冲等地,含铜层厚 4 m,Cu 0.72%~1.79%,平均 1.66%。在威宁牛棚镇凉水井,在玄武岩顶部风化层之下,5~18 m 厚的半风化玄武岩中有细脉状、网脉状、片状及结核状的钴土矿 Co 0.7%。

3.4 金矿

以盘县架底金矿为例。区内含矿地层为峨眉山玄武岩组,岩性以火山角砾岩为主,下部见有玄武质熔岩。金矿主要赋存在上二叠统峨眉山玄武岩组(P₃β)下部的蚀变火山角砾岩中,厚 1~60 m。矿石平均化学成分:SiO₂ 41.72%,Al₂O₃ 12.63%,Fe₂O₃ 11.76%,TS 9.11%,CaO 6.00%,K₂O 3.27%,TiO₂ 3.07%,MgO 2.80%,Cl 1.98%,P₂O₅ 1.05%。

4 结论

(1)本文中选取样品以玄武质熔岩为主,根据样品数据分析,样品中 Fe 含量偏高;Ti 含量偏高;Cu 含量有随岩石碱度的增高而增高的趋势;大部分玄武岩 CaO 偏低、MgO 偏高。

(2)通过实验结果分析,可为下一步贵州玄武岩产品发展方向提供技术支撑,为玄武岩开发利用提出合适的建议。

(3)通过玄武岩样品中的成矿元素富集程度分析,可作为寻找矿产的一种手段。对于价值较

大的矿产可进一步研究其综合利用的经济性及可行性。

[参考文献]

邓毅, 邹晓芳, 龙建喜. 2013. 贵州出露的基性火山岩地球化学基本特征及其岩浆源区地幔类型[J]. 中华民居(下旬刊), No. 68(01): 233-234.
陆国章. 2012. 贵州威宁县黄泥坡峨眉山玄武岩铜矿产出特征及

成矿规律浅析[J]. 化工矿产地质, v. 34(02): 77-84.
刘胜召. 2018. 贵州西北部铌钽矿的赋存特征及潜力分析研究[D]. 贵州大学.
贵州省国土资源勘测规划研究院. 2018. 贵州省玄武岩分布特征与开发利用方向研究报告[R].
孙军. 2018. 黔西南晴隆沙子独立钨矿床成矿过程研究[D]. 贵州大学.
肖宪国. 2005. 贵州威宁铜厂河铜矿地质特征及成矿预测研究[D]. 中南大学.

Geochemical Characteristics and Relative Mineralization Analysis of Basalt in Western Guizhou

RAN Wen-rui¹, RONG Da-juan², YE Chun³, HUANG Yi³

(1. Institute of land resources survey and planning of Guizhou province, Guiyang, 550001, Guizhou, China;
2. Lante Fanglue Quality and Safety Technical Consulting Service Co. LTD of Guizhou Guiyang
550001, Guizhou, China; 3. Bureau of land and mineral resources reserves of
Guizhou Province, Guiyang 550001, Guizhou, China)

[Abstract] The basalt in Guizhou is the product of craton chasmic stage-Permian orogenic period, with Marine eruption and continental eruption is given priority to, through the sample analysis, it is concluded that the geochemical characteristics of basalt in Guizhou, chemical composition is given priority to with SiO₂, chemical composition because of different levels have different sampling area, most of the samples drawing experiment is successful. The analysis data of rare earth elements indicate that the basalt of the sample belongs to the enrichment type of light rare earth, and the experiment of trace elements shows the abnormality of compatible elements Cr, Co, Ni and incompatible elements V, Mn and Ti, as well as the reason for the occurrence of extra high value of Cu. The metallogenic process is analyzed by enrichment of metallogenic elements in the samples, and it provides a means to search for mineral resources in the next step.

[Key Words] Western Guizhou; Basalt; Geochemical characteristics; Mineralization.

(上接第 34 页)

Moreover, the fossil source is preliminary studied and analyzed. Based on the analysis of the survival age of *Stegodon orientalis*, the lithological characteristics of fossil-bearing beds and the formation age of Tianxingyan cenote, the geological age of *Stegodon orientalis* found in Tianxingyan cenote is inferred and it is preliminarily believed that it may have lived in the late Late Pleistocene. The discovery of *Stegodon* fossils in Tianxingyan cenote will provide important paleontological data for the study of the formation age of karst landform and Quaternary paleoclimate, paleoenvironment in Hanzhong Tiankeng group area.

[Key Words] Hanzhong Tiankeng group; Tianxingyan cenote; *Stegodon orientalis*; geological age; Late Pleistocene

蒙脱石、高岭石和伊利石 X 射线衍射定量分析

王 琦^{1,2}, 马 龙², 黄康俊², 雷志远^{1,3}, 谢淑云¹

(1. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 湖北 武汉 430074; 2. 西北大学地质学系, 大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710054; 3. 贵州省地质矿产勘查开发局, 贵州 贵阳 550004)

[摘 要]黏土矿物的组成和含量变化与其形成时的气候、环境密切相关,是重建古环境演化的有效代用指标,因此黏土矿物定性尤其是定量分析显得尤为重要。然而,常用的定量分析方法不能直接应用,且定量分析软件在使用过程中存在误差传导效应。为此,本研究基于 X 射线衍射分析,针对常见的黏土矿物(蒙脱石、高岭石和伊利石),建立了两种简便的定量分析方法:一、建立了黏土矿物含量与特征衍射峰面积的定量关系;二、建立了黏土矿物-石英含量比值与特征峰面积比值的定量关系。同时,为检验定量分析方法的可靠性,分析了已知混标和自然风化壳样品。结果表明,定量分析软件对高岭石、石英定量分析结果与真值差异较大(高岭石可达 23%,石英则大于 9%),而伊利石定量差值小于 5%。相比之下,本文建立的两种方法对蒙脱石定量分析误差较大,但对高岭石、伊利石以及石英的定量分析结果与真值差均小于 5%;根据两种定量方法计算化学风化指标——高岭石/伊利石含量比值(Kao/Ill)更加准确、符合客观事实。因此,在实际应用过程中,定量分析软件和本文建立的两种分析方法可共同使用,以提高黏土矿物定量分析准确性。

[关键词]黏土矿物;定量分析;风化作用

[中图分类号] P575.5; P578.963; P578.965 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)-01-0071-08

1 引言

黏土矿物在自然界广泛分布,是 $<2\ \mu\text{m}$ 、具有无序过渡结构的层状、层链状硅酸盐(高翔, 2017)。常见的黏土矿物有蒙脱石、伊利石、高岭石、蛭石等。作为化学风化的典型产物,黏土矿物的类型、含量和比值可以有效的指示大陆/海洋的风化过程、示踪古环境演变(董红梅, 2009; 方谦等, 2018; 孙庆峰等, 2011; 王颖等, 2018; 赵德博等, 2015; Chamley, 1989)。例如,高岭石属于 T-O 型层状硅酸盐,一般形成于风化后期,指示了强烈的化学风化作用;在南海陆架冰期沉积物中,高岭石/蒙脱石含量升高反映了冰川时期强烈的硅酸

盐风化(Frings, 2019; Zhao et al., 2018);伊利石形成于相对干冷的环境,其结晶程度随温度降水的升高而降低,因此可以用于指示环境的温湿状况(方谦等, 2018);蒙皂石族等属于海底热液自生黏土矿物,含量变化可反映海底热液活动等(吕华华, 2011)。此外,由于不同黏土矿物所携带负电荷的能力不同、导致其吸附阳离子的能力有差别,因此黏土矿物的形成和转变过程被认为是风化过程中控制金属稳定同位素(如, Mg、Sr、Zn、Cu、K、Ca 等)分馏的重要因素(Guo et al., 2019; Strandmann et al., 2020; Teng, 2017)。综上,黏土矿物的定性尤其是定量分析是古环境研究中基础而又极为重要的工作。

目前, X 射线衍射(XRD)是黏土矿物定性、定

[收稿日期] 2020-09-20 **[修回日期]** 2021-01-29

[基金项目] 黄土与第四纪国家重点实验室开放基金(SKLLQG1818)。

[作者简介] 王琦(1993—),女,硕士在读,主要从事大陆风化过程中镁同位素行为研究。

[通讯作者] 马龙(1989—),男,讲师,主要从事第四纪气候变化研究。

量分析常用的手段(高翔,2017)。随着矿物晶体数据库构建逐渐完善,黏土矿物定性分析已变得成熟简单可行,但定量分析还存在较大问题。一般而言,XRD 定量分析是基于矿物的体积或重量与衍射强度成正比,因此通过混合相中衍射强度大小可以求得物相的体积分数或质量分数(赵瑶等,2018)。基于此,建立了外标法、参比强度法、矿物强度因子法等矿物定量分析方法。外标法是将待测样品某物相衍射峰与其纯矿物(外标物质)同一衍射峰强度作比,直接得到其百分含量,此方法适用于两相混合物(吴建鹏等,2006)。参比强度法(K 值法)是将刚玉作为内标,确定矿物某衍射强度与刚玉衍射强度比值 K,再根据待测矿物与刚玉衍射峰强,定量计算矿物含量。但是,黏土矿物需粒度分选,刚玉作为内标难以研磨至与黏土矿物粒径一致,影响测试准确度,且样品无法回收(周翔等,2018)。矿物强度因子法是利用黏土矿物独特的强度因子进行定量计算,选择黏土矿物不易受矿物化学组分影响的(060)衍射峰为定量峰以及 10%氧化锌作为内标,峰强之比与含量之比的比值即为矿物强度因子,未知样品利用特征强度因子与衍射强度之比定量计算矿物含量,该方法准确度较高且适合多相物质,但矿物强度因子法数据库有待进一步完善(周翔等,2018)。此外,布鲁克公司研发的 Total pattern analysis solution(TOPAS)软件,利用其对衍射图谱进行全谱线性拟合及结构分析,达到定量分析的结果。该方法能够校正仪器、光源、温度等外部干扰因素以及矿物择优取向等问题,对于矿物相简单、结晶度较好的样品,可以提高拟合度和定量分析的精确度(邢文忠等,2018)。但是,由于实际

地质样品矿物相复杂,应用 TOPAS 软件定量分析过程中却存在很多问题。例如,笔者在处理大量自然风化壳样品数据过程中,发现无法通过已精修的模板替换数据达到定量分析的目的,误差可达 5%以上,且累计替换次数越多,误差越大。尤其是高岭石精修中存在含量突变(5~70%)的情况,从而影响其它物相的定量分析结果。同时如果样品中含有磁铁矿(Fe_3O_4),导入结构文件或精修过程中会出现磁铁矿含量接近 100%,而其它矿物含量接近 0 的状况。因此,目前已有的黏土矿物定量分析方法并不能直接应用于本实验室实际研究。

为此,基于 XRD 物相定量分析的理论基础,本研究选取三种常见的黏土矿物(高岭石、伊利石和蒙脱石),建立了两种简便的定量分析方法:(i)单矿物的含量与峰面积的定量关系;(ii)含量比与峰面积比的定量关系。此外,根据建立的定量关系,分析了已知的混合样和自然风化壳样品,对比 TOPAS 定量分析结果,验证定量分析方法的可靠性与准确性。

2 材料与方法

2.1 实验材料

实验材料为单矿物和野外自然样品。单矿物包括蒙脱石、高岭石、伊利石三种典型黏土矿物,以及石英和单晶硅粉,五种单矿物典型的衍射峰信息如表 1 所示;野外自然样品为峨眉山玄武岩风化残余物(P-3、P-9),P-3 相比 P-9 更接近于地表。

表 1 蒙脱石、高岭石、伊利石、石英和硅粉的特征衍射峰

Table 1 The characteristic diffraction peaks of the Montmorillonite, Kaolinite, Illite, Quartz and Silicon power

矿物	英文简写	特征晶面	特征峰 $2\theta/^\circ$	晶面间距 $d/\text{\AA}$
蒙脱石	Mont	(001)	5.709	15.4972
高岭石	Kao	(001)	12.429	7.1158
		3.5733	(002)	24.898
伊利石	Ill	(001)	8.899	9.9288
石英	Q	(100)	20.859	4.2550
		3.3435	(101)	26.639
硅粉	Si	(111)	28.531	3.1312

其中,蒙脱石(Mont)产于美国德克萨斯州冈萨雷斯县始新世杰克逊组曼宁层,特征晶面(001)、晶面间距 15.50Å;高岭石(Kao)产于美国

乔治亚州华盛顿,特征晶面(001)、晶面间距 7.12Å;伊利石(III)产于我国河北承德围场,特征晶面(001)、晶面间距 9.93Å(图 1a)。

石英(Q)在沉积物中普遍存在,由于其理化性质稳定、抗风化能力强,且衍射强度大、特征峰明显,适合作为内标物质。石英的特征晶面为(100)和(101),对应晶面间距为 $4.26\text{\AA}$ 和 $3.34\text{\AA}$ 。尽管石英的(100)与(101)晶面的衍射峰面积都可用于定量统计分析,且结果差别不大,但由于自然样品石英(100)晶面的峰面积与黏土矿物在同一数量级,因此本文选择了石英的(100)晶面作为参考。

单晶硅基本不会出现在自然样品中,实验最初打算将其作为内标物质,进行定量分析。但实际操作过程中发现,单晶硅粉衍射峰型尖锐,峰面积容易受其它因素(例如,制片、混合均匀程度等)影响,造成定量分析结果存在较大误差,因此不适合作为内标物质。此外,考虑到高岭石、蒙脱石、石英等矿物均为白色或浅色矿物,混合后不易判断是否混合均匀。而单晶硅粉为黑色,添加后可以有效地判断样品混合均匀程度。

2.2 实验方法

2.2.1 样品制备

单标制备:将蒙脱石(高岭石、伊利石)与石英按9:1,7.5:2.5,6:4,5:5,4:6,3:7,2:8,1:9的

比例,同时加入0.1 g单晶硅粉在玛瑙研钵中混合均匀。由于自然样品除黏土岩外,单一黏土矿物含量普遍不超过50%,因此,在单标制备时,黏土矿物含量大于50%只设置3组(9:1、7.5:2.5及6:4),既可以保证足够数据量,又不会增加工作量。

混标制备:蒙脱石、高岭石、伊利石和石英按2:1:4:2,1:2:3:3,1:3:2:3,2:4:1:2的比例,同时加入0.1 g单晶硅粉在玛瑙研钵中混合均匀。各混标分别命名为T1、T2、T3、T4,XRD衍射图谱如图1b所示。

玄武岩风化残余物矿物相复杂、黏土矿物含量较低,需分离黏土矿物后进行测试。首先,称取3 g干燥粉末样品,先后分别30 mL 15% H_2O_2 和10 mL 0.05 mol/L HCl 溶液,水浴 60°C 加热2 h,去除有机质和碳酸盐。其次,加入20 mL 1g/L(NaPO_3)₆ 溶液(分散剂)搅拌,静置8 h后离心10分钟(3 600 r/min),将上清液转移至干净试管中,加入20 mL 1g/L CaCl_2 溶液(絮凝剂)静置后离心,沉淀固体主要为黏土矿物。最后,取部分样品超声震荡直接涂片,风干得到自然风干片,上机测试。待测试结束,将自然风干片放入底部盛有乙二醇的蒸发皿中,放入烘箱 60°C 加热8~12 h得到乙二醇饱和片(赵德博等,2015)。自然样品乙二醇饱和片XRD衍射图谱如图1c、1d所示。

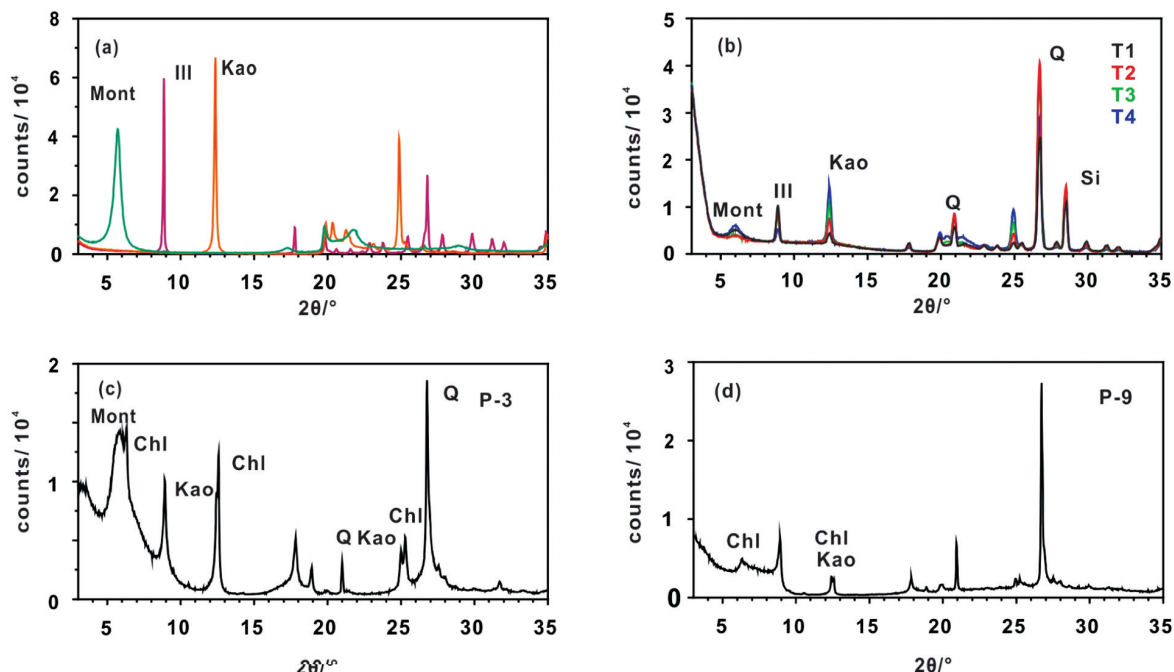


图1 X射线衍射图谱:(a)蒙脱石、高岭石、伊利石;(b)实验室混标;

(c)自然风化壳样品P-3乙二醇饱和片;(d)自然风化壳样品P-9乙二醇饱和片

Fig. 1 X-ray diffraction curves: (a) Montmorillonite, Kaolinite and Illite; (b) Mixed samples;

(c) Glycol saturation piece of nature sample P-3; (d) Glycol saturation piece of nature sample P-9

2.2.2 仪器参数

本实验是在西北大学国家大陆动力学重点实验室完成的,仪器为 Bruker D8 Advance X 射线衍射仪,测试条件如下:Cu K α 靶($\lambda=0.154\text{ nm}$),电压 40 kV,电流 40 mA,扫描范围为 $3^{\circ}\sim 35^{\circ}2\theta$,扫描步长为 $0.02^{\circ}2\theta$,每步 0.6 s,狭缝宽度为 0.6 mm,索拉为 2.5° ,探测器为 Lynxeye_XE-T(2.9472°)。

2.3 分析方法

通过 DIFFRAC. EVA 软件,本研究统计了矿物

特征衍射峰的峰面积(表 2)。根据 Scherrer 公式,X 射线衍射谱带的宽化程度与晶粒尺寸大小以及晶体结构完整度有关,晶粒越小,结晶度越差,衍射线将变得弥散而宽化(吴政权 等,2015)。相比于衍射峰强,峰面积受晶粒尺寸大小和晶体结构完整度的影响较小,能够较为准确地反映矿物的衍射强度。统计结果表明除蒙脱石外,其它矿物三次测试结果差异较小、重现性好;蒙脱石特征峰面积的相对标准偏差(RSD) $<10\%$,高岭土特征峰面积 RSD $<6.5\%$,伊利石和石英特征峰面积 RSD $<5\%$ 。

表 2 单矿物含量和特征峰面积

Table 2 Single mineral content and area of characteristic peak

高岭石	比例 (%)		三次峰面积均值 (cps $\times^{\circ}$)			蒙脱石	比例 (%)		三次峰面积均值 (cps $\times^{\circ}$)			伊利石	比例 (%)		三次峰面积均值 (cps $\times^{\circ}$)		
	矿物	石英	Kao	Q(100)	Si		矿物	石英	Mont	Q(100)	Si		矿物	石英	Ill	Q(100)	Si
K1	0.68	0.23	77.412	12.418	36.477	M1	0.82	0.09	171.413	4.080	24.882	I1	0.68	0.23	35.193	11.096	20.111
K2	0.45	0.46	45.164	23.961	34.551	M2	0.54	0.36	111.833	18.609	22.436	I2	0.45	0.45	19.657	21.315	19.895
K3	0.27	0.64	22.069	33.281	33.732	M3	0.36	0.54	76.098	28.269	23.896	I3	0.27	0.64	10.068	32.904	23.959
K4	0.82	0.09	72.500	5.222	35.203	M4	0.68	0.23	140.277	12.308	27.189	I4	0.82	0.09	49.213	4.694	17.114
K5	0.54	0.37	51.010	19.827	32.642	M5	0.46	0.45	96.083	22.396	23.792	I5	0.55	0.36	29.081	17.486	15.837
K6	0.37	0.54	25.460	26.645	29.142	M6	0.27	0.64	51.429	31.805	28.019	I6	0.36	0.54	17.906	26.749	18.362
K7	0.18	0.73	10.944	37.789	26.382	M7	0.18	0.73	32.502	38.321	25.040	I7	0.18	0.73	7.069	38.417	20.828
K8	0.09	0.82	5.722	40.098	24.143	M8	0.09	0.81	19.350	43.866	20.930	I8	0.09	0.82	2.563	42.770	26.262

3 结果与讨论

3.1 定量曲线的建立

蒙脱石、高岭石、伊利石和石英的特征峰面积随着含量的增加而线性增加,二者呈现显著的正相关($R^2>0.91$, $p<0.0001$),据此建立了特征峰面积与含量的线性回归方程,定义为方法一(图 2)。此外,蒙脱石、高岭石、伊利石与石英的特征峰面积比值随着含量比值的增加而逐渐增加,二者显著正相关($R^2>0.98$, $p<0.0001$),据此建立了二者的线性回归方程,定义为方法二(图 3)。将混合样品(T1-T4)投点到定量曲线上时(图 2,3),发现混合样品基本都位于 95%的置信区间内。

3.2 定量表征

3.2.1 计算方法

由于自然样品存在绿泥石,且与高岭石在 $7.1\text{\AA}$ 处的衍射峰重合,但可参考 $3.57\text{\AA}$ (高岭石)与 $3.53\text{\AA}$ (绿泥石)处衍射峰的峰强之比

(Biscaye,1965),求得高岭石的峰面积,公式如下: $S_{\text{Kao}}=S_{7.1\text{\AA}}/(h_{3.53\text{\AA}}/h_{3.57\text{\AA}}+1)$,其中 S 为峰面积,h 为峰高。

根据蒙脱石、高岭石、伊利石以及石英特征衍射峰面积,利用图 2 中的线性公式、即方法一,计算混标和自然样品中各黏土矿物的含量。此外,根据蒙脱石、高岭石、伊利石对应特征衍射峰面积分别与石英峰面积的比值,利用图 3 中的线性公式,计算各黏土矿物与石英含量的比值,再利用已知石英含量求得各黏土矿物含量(方法二)。绿泥石含量由高岭石含量间接求得。混合样品、自然样品衍射峰参数见表 3。

3.2.2 混标

方法一、方法二以及定量软件 TOPAS 对混标计算结果如表 4 所示。对于蒙脱石,方法一定量计算结果均低于真实值,相差 3.6%到 11.6%之间。较方法一,方法二定量计算结果更低、与真值差异更大,这是由于纯矿物蒙脱石衍射峰晶型较好,而混合样品中蒙脱石衍射峰弥散而宽化,两者之间存在不匹配的情况。TOPAS 软件定量计算结果更接近真实值,但也存在一个明显问题,T1 和

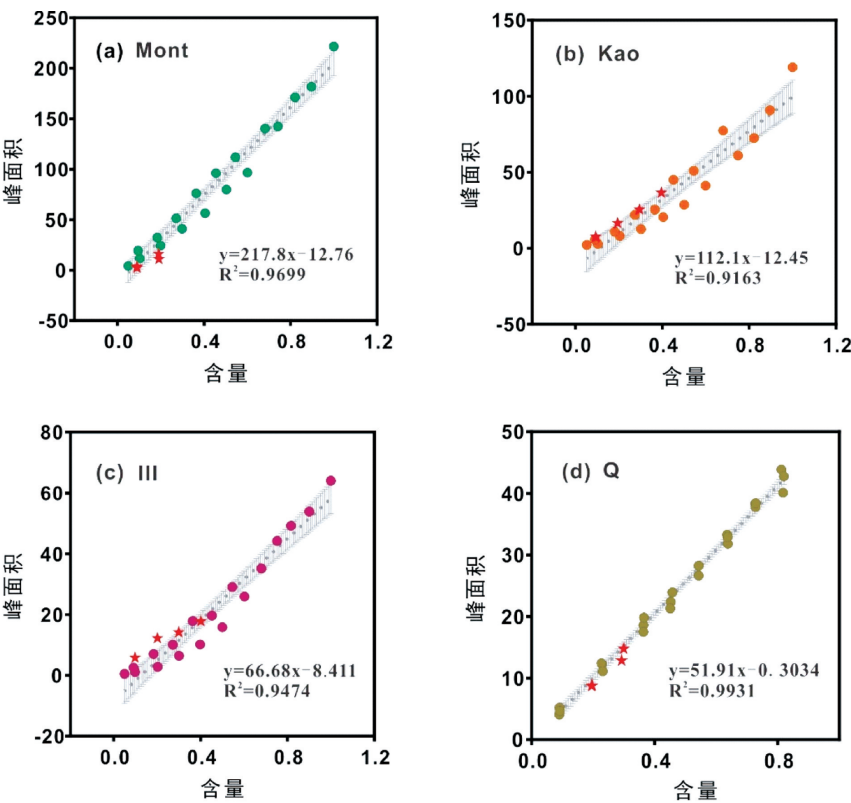


图 2 单矿物含量与特征峰面积的定量关系
(方法一):(a) Mont、(b) Kao、(c) Ill 和 (d) Q;虚线为最佳线性拟合;阴影区为 95%的置信区间;红色星号代表混合样品

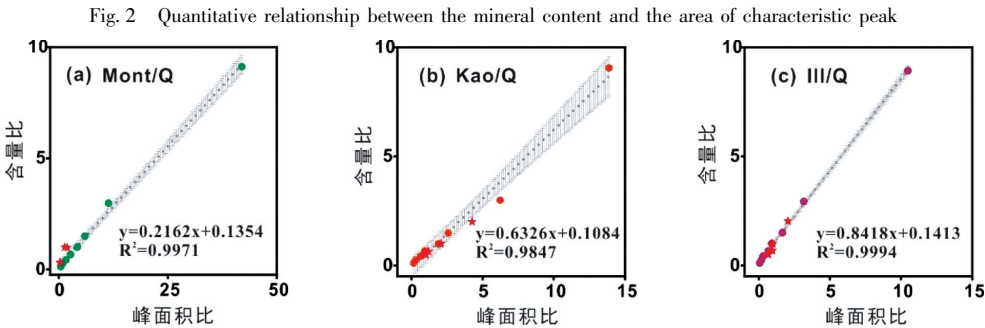


图 3 矿物含量比值与特征峰面积比值的定量关系
(方法二):(a) Mont/Q、(b) Kao/Q 和 (c) Ill/Q;虚线为最佳线性拟合;阴影区为 95%的置信区间;红色星号代表混合样品

Fig. 3 Quantitative relationship between the mineral content ratio and the area ratio of characteristic peak

表 3 混合样、自然样黏土矿物及石英含量与特征衍射峰参数表

Table 3 Mixed and natural samples clay mineral, quartz content and characteristic diffraction peak parameters

样品 类型		比 例 (%)				三次峰面积均值 (cps [°])			
		Kao	Mont	Ill	Q	Kao	Mont	Ill	Q
混合样	T1	0.099	0.201	0.402	0.197	8.733 3	12.131	17.967	8.790 8
	T2	0.199	0.100	0.300	0.302	17.677	3.555 5	14.332	14.854
	T3	0.300	0.100	0.201	0.295	26.576	4.828 3	12.390	12.950
	T4	0.401	0.200	0.099	0.199	37.610	17.286	5.952 6	8.850 6
自然样				峰高 (counts)		7.1Å 混			
				3.53Å	3.57Å	合峰	Mont	Ill	Q
	P-3			3 708.22	1 780	31.247	10.358	19.017	2.893 8
	P-9			2 562.19	2 444.83	6.249	0	13.289	5.773 8

表 4 混合标样中黏土矿物含量的定量计算结果 (%)

Table 4 Quantitative results of clay mineral content in mixed standard samples (%)

方法	样品	蒙脱石	差值	高岭石	差值	伊利石	差值	石英	差值	Kao/Ill
实际混合比例	T1	20.14		9.87		40.18		19.74		0.25
	T2	9.96		19.92		29.98		30.18		0.66
	T3	9.97		30.01		20.14		29.51		1.49
	T4	20.04		40.08		9.87		19.94		4.06
方法一	T1	8.56	(11.58)	10.09	0.22	36.75	(3.43)	17.52	(2.22)	0.27
	T2	5.65	(4.31)	19.13	(0.79)	28.78	(1.20)	29.20	(0.98)	0.66
	T3	6.37	(3.60)	34.57	4.56	27.94	7.80	25.53	(3.98)	1.24
	T4	11.12	(8.92)	50.68	10.60	14.11	4.24	17.63	(2.31)	3.59
方法二	T1	7.60	(12.54)	8.95	(0.92)	32.62	(7.56)	17.52	(2.22)	0.27
	T2	5.46	(4.50)	18.50	(1.42)	27.84	(2.14)	29.20	(0.98)	0.66
	T3	5.52	(4.45)	29.91	(0.10)	24.17	4.03	25.53	(3.98)	1.24
	T4	9.83	(10.21)	44.82	4.74	12.48	2.61	17.63	(2.31)	3.59
TOPAS 定量	T1	14.51	(5.63)	4.63	(5.24)	38.83	(1.35)	29.45	9.71	0.12
	T2	11.11	1.15	5.15	(14.77)	25.91	(4.07)	43.14	12.96	0.20
	T3	14.79	4.82	7.95	(22.06)	22.47	2.33	40.68	11.17	0.35
	T4	25.69	5.65	16.51	(23.57)	14.63	4.76	29.02	9.08	1.13

注:()值为负值,代表计算含量小于真实含量。TOPAS 定量中 Rwp 小于 15。

T3 真实含量差异在 10%,但计算结果却基本一致。

对于高岭石,方法一定量计算结果与真值差较小(<1%;例如 T1、T2),但随着高岭石含量的增加,误差会有所增加(例如 T4)。方法二定量计算结果较为准确,与真值的差<5%、甚至<1.5%。相比于方法一、方法二,TOPAS 软件定量计算高岭石与真值的误差很大,最高可达 24%。

对于伊利石,方法一定量计算结果与真值差在 1%到 8%之间。方法二定量计算结果与真值差在 2%到 8%之间。而 TOPAS 软件定量计算结果较为准确,与真值的差值<5%。

对于石英,方法一、方法二定量计算结果均与真值差<4%,但 TOPAS 软件定量计算石英含量比真值偏高约 9%~13%。

3.2.3 自然样品

方法一、方法二和 TOPAS 软件定量计算自然样品结果如表 5 所示。方法一定量计算各黏土矿物含量均高于方法二,两者差值 6.19%~11.11%(P-3),8.2%~9.31%(P-9)。方法一、方法二定量计算石英含量为 6.16%和 11.71%,而 TOPAS 软件定量计算石英含量则达到了 47%以上。此外,由 P-9 样品的 X 射线衍射图谱可知高岭石和绿泥石在 7.1Å 处可以区分且峰高相差较小,在 3.57Å 与 3.53Å 处衍射峰高分别为 2445、2562(单位 counts),这表明二者的含量差异较小,而由 TOPAS 定量计算得到的绿泥石含量则远高于高岭石。因此,相较于方法一、方法二,TOPAS 定量计算结果存在很大误差。

表 5 自然样品中黏土矿物含量的定量计算结果 (%)

Table 5 Quantitative results of clay mineral content in natural samples (%)

计算方法	样品	蒙脱石	高岭石	伊利石	绿泥石	石英	Kao/Ill
方法一	P-3	10.61	20.15	41.13	40.92	6.16	0.49
	P-9	0.00	13.82	32.54	14.49	11.71	0.42
方法二	P-3	5.60	14.33	34.94	29.81	6.16	0.41
	P-9	0.00	5.18	24.34	5.43	11.71	0.22
TOPAS 定量	P-3	6.08	5.4	14.65	26.56	47.31	0.37
	P-9	0.00	20.48	25.49	5.16	48.88	0.80

黏土矿物可以反映了风化成土阶段的气候与环境信息。伊利石通常形成于风化初期,由长石、云母等原生矿物淋失钾而得到,伊利石的大量富集反映了源区干冷的气候环境以及以物理侵蚀为主的风化作用(Wang, 2013)。而高岭石是伊利石在酸性条件下的进一步风化的结果,纯的高岭石几乎不含强活动性元素(刘文凯, 1993),其大量存在反映了强烈的化学风化与淋滤作用(方谦等, 2018; 盛章琪, 1989; Frings, 2019)。因此,高岭石/伊利石(Kao/III)比值常用来评估风化作用的程度(Teng et al., 2010)。相比于TOPAS计算结果,根据方法一、方法二计算混标中Kao/III比值更加接近于真实值。此外,在自然样品中,根据方法一、方法二计算Kao/III比值, P-3结果大于P-9,表明风化程度前者高于后者,符合土壤形成过程中上层土壤的风化程度大于下层土壤风化强度的客观事实。

3.3 不同方法的优缺点

TOPAS软件定量原理是利用某种峰形函数定量计算多晶衍射谱,调整结构参数和峰形参数达到最佳拟合效果,操作简单无需建立标准曲线。但本文在实验室混合样品定量分析过程中却出现石英含量偏高、高岭石含量误差太大等现象,因此对于黏土矿物定量来说, TOPAS软件定量并非最优方法。

而本文提出的方法一、方法二相对于TOPAS软件定量更为准确,黏土矿物含量独立,无误差传导效应。方法一能直接利用衍射峰面积定量求得各黏土矿物含量,但实验测试条件必须和定量曲线衍射谱测试条件一致。方法二利用石英作为标物,其优点在于不用破坏样品,使得样品可以回收利用;此外,方法二考虑到了不同矿物之比,整体性更加显著。而方法一、二对蒙脱石定量不准,只能达到其真实含量的一半的问题,也可通过数学计算解决(相对比值)。因此,本文提出的方法一、方法二可以作为实验室黏土矿物定量分析方法。

4 结论

本文基于X射线衍射分析,通过建立黏土矿物(蒙脱石、高岭石和伊利石)两种定量分析方

法,一,建立了黏土矿物特征峰面积和含量的定量公式;二,建立了黏土矿物-石英特征峰面积比值和含量比值的定量公式。同时利用实验室已知配比混合样、自然样品验证方法的准确性与可靠性,为实验室黏土矿物定量分析提供了切实可行的途径。实验结果表明,两种方法可以有效定量分析伊利石和高岭石的含量,与真值差均<5%(剔除异常值)。相对于定量分析软件,黏土矿物定量分析的精度较高且没有误差传导效应。风化指标Kao/III值指示风化程度过程中符合客观事实,能满足现阶段风化过程矿物学指标要求。同时此次实验是针对三种常见的黏土矿物在仪器参数最优条件下所得,后续将进一步开展不同仪器参数条件下的实验以及更多自然样品的研究。

致谢:感谢西北大学研究生郭元强、路雅雯等在实验样品制备过程中提供的帮助。

[参考文献]

- 董红梅,宋友桂. 2009. 黏土矿物在古环境重建中的应用[J]. 海洋地质与第四纪地质, 29(06): 119-130.
- 方谦,洪汉烈,赵璐璐,等. 2018. 风化成土过程中自生矿物的气候指示意义[J]. 地球科学, 43(03): 753-769.
- 高翔. 2017. 黏土矿物学[M]. 北京: 化学工业出版社, 74-138.
- 刘文凯. 1993. 遵义铝土矿的古风化壳分带模式[J]. 贵州地质, (04): 52-60.
- 吕华华,石学法,杨刚. 2011. 粘土矿物对海底热液活动的指示作用[J]. 矿物学报, (S1): 695-696.
- 盛章琪. 1989. 中国红土型及古风化壳型铝土矿床中粘土矿物的演化特征[J]. 贵州地质, 000(004): 303-312.
- 孙庆峰,陈发虎,Christophe Colin,等. 2011. 粘土矿物在气候环境变化研究中的应用进展[J]. 矿物学报, 31(01): 146-152.
- 王颖,乔淑卿,葛晨东,等. 2018. 预处理对海洋黏土矿物XRD测试结果的影响[J]. 海洋科学进展, 36(02): 242-252.
- 吴建鹏,曹丽云,张国运,等. 2006. XRD物相定量分析外标法标准曲线库的建立[J]. 分析测试学报, 25(4): 95-97.
- 吴政权,曹建劲,林鹏威,等. 2015. 内蒙古东升庙多金属硫铁矿床深部断层泥XRD分析及其意义[J]. 中国矿业, (4): 77-82.
- 邢文忠,洪秀成,章林,等. 2018. 基于Rietveld法TOPAS定量分析在玻璃原料中的应用研究[J]. 玻璃纤维, (01): 20-23.
- 赵德博,万世明,沈兴艳,等. 海洋沉积物中黏土矿物的两种提取方法的对比[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2015, 35(05): 173-181.
- 赵瑶,方国川,魏珍,等. 2018. X射线衍射原理及掺杂石墨烯的物相分析[J]. 河北北方学院学报(自然科学版), 34(11): 15-19.
- 周翔,刘冬,卜红玲,等. 基于MIF法的几种黏土矿物X射线衍射定量研究[J]. 中国矿业, 2018, 27(11): 121-127.

- Biscaye P E. 1965. Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans [J]. Geological Society of America Bulletin, 76(7):803–832.
- Chamley, Hervé. 1989. Clay Sedimentology[M]. Springer.
- Frings P J. 2019. Palaeoweathering: How Do Weathering Rates Vary with Climate? [J]. Elements, 15(4):259–265.
- Guo B, Zhu X, Dong A, et al. 2019. Mg isotopic systematics and geochemical applications: A critical review [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 176(JUN. 1):368–385.
- Strandmann P A E P V, Kasemann S A, Wimpenny J B. 2020. Lithium and Lithium Isotopes in Earth's Surface Cycles[J]. Elements, 16(4):253–258.
- Teng F. 2017. Magnesium Isotope Geochemistry[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 82(1):219–287.
- Teng F, Li W, Rudnick R L, et al. 2010. Contrasting lithium and magnesium isotope fractionation during continental weathering [J]. Earth & Planetary Science Letters, 300(1–2):63–71.
- Wang Q, Yang S. 2013. Clay mineralogy indicates the Holocene monsoon climate in the Changjiang (Yangtze River) Catchment, China[J]. Applied Clay Science, 74:28–36.
- Zhao S, Liu Z, Christophe C, et al. 2018. Responses of the East Asian Summer Monsoon in the Low-Latitude South China Sea to High-Latitude Millennial-Scale Climatic Changes During the Last Glaciation: Evidence From a High-Resolution Clay Mineralogical Record[J]. Paleoceanography & Paleoclimatology, (33):745–765.

Quantitative Analysis of Kaolinite, Illite and Montmorillonite by X – ray Diffraction

WANG Qi^{1,2}, MA Long², HUANG Kang-jun², LEI Zhi-yuan^{1,3}, XIE Shu-yun¹

(1. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;
2. Department of Geology, State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710054, Shanxi, China; 3. Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Guiyang 550004, Guizhou, China)

[Abstract] The composition and content variety of clay minerals are closely related to the climate and environment at the time of formation, and they are effective proxies to reconstruct the evolution of paleo-environment. Therefore, it is of great important to analyze clay minerals qualitatively, especially quantitatively. However, the commonly used quantitative analysis methods can't be applied directly, and the quantitative analysis software has error conduction effect in practice. In this study, two simple quantitative analysis methods were established for common clay minerals (montmorillonite, kaolinite and illite) based on X-ray diffraction analysis. First, the quantitative relationships between the content of clay minerals and the area of characteristic diffraction peak were established. Secondly, the quantitative relationships between the content ratio of clay minerals to quartz and the ratio of characteristic peak area were established. And the known mixed standard and natural weathering samples were analyzed to verify the reliability of the quantitative analysis method. The results show that the quantitative analysis results of kaolinite and quartz by the quantitative analysis software differ greatly from the true value (kaolinite can reach 23%, quartz is more than 9%), while the quantitative difference of illite is less than 5%. In contrast, the quantitative analysis errors of montmorillonite by the two methods are large, but the quantitative analysis results of kaolinite, illite and quartz are small, and the difference from the true value is less than 5%. While It is more accurate and truer to calculate the kaolinite/illite content ratio (Kao/Ill) according to the two quantitative methods. Therefore, in the practical application, the quantitative analysis software and the two analytical methods established in this paper can be used together to improve the accuracy of quantitative analysis of clay minerals.

[Key Words] Clay mineral; Quantitative analysis; Weathering

土壤中重金属有效态分析技术研究进展

贾双琳¹, 李长安²

(1. 贵州省地质矿产中心实验室, 贵州 贵阳 550018; 2. 黔南民族师范学院化学化工学院, 贵州 都匀 558000)

[摘 要] 土壤重金属有效态含量作为评价土壤污染程度的指标越来越被认可, 为了更好地研究土壤中重金属有效态的分析测试方法, 本文综述了近年来土壤中重金属有效态分析技术研究进展。重点阐述了单步提取法、连续提取法, 对单步提取法中中性盐、络合剂、酸溶液三类提取剂、电感耦合等离子体等仪器分析方法进行综述。建立有效、准确的土壤中重金属有效态的测试方法, 以及标准物质等方面的研究, 将为土壤污染风险评估及土壤污染修复工作起到指导作用。

[关键词] 土壤; 重金属; 分析技术; 有效态

[中图分类号] P595; S159-3 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)-01-0079-06

由于人类活动如污水灌溉、堆放垃圾、重金属冶炼工厂排放的废水、废渣, 煤、石油等燃烧排放的烟尘等, 产生的重金属随大气沉降或降雨等被引入土壤中, 造成土壤中重金属污染。用重金属有效态含量来评价土壤污染程度越来越被认可。土壤中重金属形态不同, 活性不同, 其毒性和环境行为也不同(周卫红 等, 2017)。

国际标准化组织规定重金属的生物有效性包含三个部分即环境有效态、生物有效性重金属和毒性生物有效性重金属。在环境行业标准中, 将土壤中能够被植物根系吸收的元素称为有效态, 通常分析测试的量是指环境标准中定义的部分, 且一定的提取剂所提取的量即为有效态量, 这部分通常是经过相关试验验证为有效的部分。有效态在重金属污染研究中被称为可提取态。

土壤中重金属有效态的研究, 有助于人们认识元素的地球化学过程, 评价金属活动态的潜在性和活动态引发的风险, 土壤重金属有效态的数据成为土壤污染风险评价的重要参数。有效态的测试方法研究, 也对当前的土壤污染修复工作起到积极的指导作用。如有实验表明, 目前常用的对土壤施用生石灰的土壤污染修复技术非常有效, 在施用一定量的生石灰后, 土壤中的有效态重

金属铜铅锌镉的含量降低(刘军 等, 2017)。

土壤金属元素形态和生物有效性取决于其地球化学行为、元素成因来源、土壤理化条件以及植物根际效应等(周国华, 2014)。通常土壤 pH 下降, 土壤中会释放更多的金属离子。有机质对土壤中金属离子有固定作用, 可减少植物吸收的有效金属量(Morman S A et al, 2009)。通过研究红壤和潮土、黄褐土和水稻土中 pH、有效态镉铅和总量之间的关系, 表明随 pH 增大, 有效镉和铅含量降低(杜英秋, 2015; 杨梦丽 等, 2019)。

化学提取法是测试金属有效态的常用方法, 采用特定的提取剂和提取流程, 对释放出的特定量进行检测。按照提取步骤, 有单步提取和连续提取法。

1 单步提取法

通常认为单步提取法所提取的重金属形态即是环境有效态, 同一浸提剂对不同重金属浸提效果不同。单步提取法主要提取土壤中相对活动或有潜在活动态的金属元素, 是化学提取法中常用的手段。在化学提取法中, 提取剂的浓度(刘羽翼 等, 2017)、提取时间、振荡方式(吕明超 等,

[收稿日期] 2020-06-04 **[修回日期]** 2020-12-08

[基金项目] 土壤样品中铜等 8 种重金属有效态测定方法研究(黔地矿科合(2018)33 号)。

[作者简介] 贾双琳(1982—), 女, 高级工程师, 硕士研究生, 主要从事岩石矿物分析及质量管理工作。

2014)、振荡频率、温度(王志成,2019)等对结果都有影响。提取剂主要有中性盐、络合剂、酸类等。由于不同提取剂提取机理不同,因此不同提取剂的提取量也有一定差别,通常情况下提取量从小到大的顺序为:中性盐提取剂、络合剂提取剂、酸类提取剂。

1.1 中性盐提取剂

中性盐溶液不会对硅酸盐或氢氧化物造成影响,不会影响土壤 pH 值,可置换出土壤颗粒吸附的金属离子,通常包括 CaCl_2 、 MgCl_2 、铵盐等。 CaCl_2 属弱代换剂,能真实反映土壤自然 pH 条件下元素的有效性,主要置换土壤中的水溶态和交换态,其对重金属的提取量通常较低。强酸铵盐类,如硝酸铵(International Standard,2008)或氯化铵,会降低土壤的 pH,促进粘土矿物的水解,但在提取中铵盐易挥发,使浸提液的浓度和酸碱度受到影响,故测定结果不稳定。

CaCl_2 提取剂的浓度通常为 0.1 mol/L(Weihong Zhou et al,2019)(Feiying Zhang et al,2020)。中性提取剂提取土壤中有效砷,提取率较低(杜晶,2018),是因为钙与砷形成难溶性化合物。 CaCl_2 等对酸性土壤中有效镉的提取呈现土壤中全镉含量高则有效镉的提取率低,全镉含量低则有效镉的提取率高的反效应规律(肖振林等,2008)。 CaCl_2 用于提取钙质土壤中有效镉铜铁锰镍和锌(Mohsen Jalali et al,2017)。0.1 mol/L $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ 可提取土壤中铅镍锌铜镉(Bushra Haroon et al,2020)。

1.2 络合剂提取剂

络合剂与金属离子形成稳定络合物一定程度上模拟了作物根系分泌物对金属的活化、络合作用,因此络合剂提取剂应用较广。常用的络合剂有二乙基三胺五乙酸(DTPA)、EDTA 等,DTPA 属较强的代换剂,与铜等螯合,形成稳定的螯合物,在适当条件下,DTPA 可以将土壤固相表面吸附的金属离子提取出来,而以络合剂-酸-盐配成的复合提取液,可改善提取效果从而获得稳定的实验结果。

DTPA 提取剂在 1978 年被应用,我国早在 1985 年就有使用 DTPA 的报道(靳启增等,1985)。土壤中有效镉研究显示 DTPA 提取效果

较好(赵立红等,2014;杨晓磊等,2016)。对土壤中有效锰铜锌铅等的研究(李旭晖等,2019),表明 DTPA 是适用于酸性和碱性土壤中有效态金属的提取剂。用 DTPA 提取埃及最大的水稻产区之一土壤中镉铜铅锌镍的方法效果较好(Ahmed S. Abuzaid et al,2020)。2016 年我国环保部标准(中华人民共和国环境保护部,2016)规定了避免光谱重叠干扰、校正光谱干扰、基体匹配法(孙媛媛等,2015)降低或消除非光谱干扰的方法。有研究发现 DTPA 提取时,DTPA-TEA- CaCl_2 体系中的 CaCl_2 测试土壤中有效锌时空白较高(谢飞等,2020),将 $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ 替代 CaCl_2 可降低 81.4% 的锌空白。

EDTA(Zhu Li et al,2018)及其它络合剂如乙二胺二邻苯基乙酸(EDDHA)(Ryan Orr et al,2020)也有一定的应用。EDDHA 是一种多功能金属离子控制剂,它的分子结构中含有酰胺官能团,酰胺键与一个氧原子相连,是理想的络合剂。

1.3 酸类提取剂

稀酸模拟的是作物根系的微酸环境,酸类提取剂属较强的代换剂,由于 pH 低,容易将土壤中碳酸盐结合态、有机结合态提取出来,因此土壤中有效态提取率较高,但有时酸类提取获得的有效态量并不能真实反映土壤中有效态的含量。酸类提取剂对各元素提取效率不同,这与各元素在土壤中的相态有关。

使用较多的酸为盐酸,其流程简单、成本低。盐酸浓度多为 0.1 mol/L,用于测定土壤中有效铅(张世文,2019)锰铁铜锌(金茜等,2007)镉(贺静等,2009)镍(Jolanta Korzeniowska et al,2017)砷(张传琦等,2011)等,也有学者发现 1.7% HCl 可以提取土壤中 80% 以上的有效铅汞和砷(Hyoil Jeon et al,2017)。

酒石酸(Sanja S. Potgieter - Vermaak et al,2019)也被用于提取土壤中有效态金属,柠檬酸-酒石酸(李亮亮等,2008)作提取剂,预测玉米籽粒中重金属含量比较合适,该研究通过土壤有效态重金属含量与玉米重金属含量的关系,判断有效态重金属与玉米根、茎、叶中重金属 Cu、Zn、Cd、Pb 的相关性,因此通过测试玉米籽粒中重金属含量,判断玉米产地的土壤中重金属可以被生物体吸收的含量。0.11 mol/L 醋酸、0.11 mol/L 柠檬

酸和 0.65% 盐酸被用于测试土壤有效砷、镉和铅 (Aurélie Pelfrène et al, 2020)。不同浓度苹果酸、甲酸(寇乐勇等, 2019)用于研究安徽某铜矿区及周边土壤中有效铜锰锌铅。

2 前处理及仪器分析方法

提高分析效率,增加分析准确度是学者关注的研究课题,如超声提取技术(彭靖茹等, 2011; 农云军等, 2016; 吴云兵等, 2018; 杨喆等, 2019),可以将分析时间由传统的 2 h 缩短至 20 min 左右,对高压密闭消解等技术也有相关的研究。

超声提取 DTPA 浸提测定土壤中有效态镉的方法(甘志勇等, 2013)不适用矿区镉污染严重的土壤。多管涡旋混合仪(曹静等, 2020)因样品提取充分,可称样 0.5 g。高压密闭消解技术(任冬等, 2020)消解了 DTPA 浸提液中的大量有机酸和有机质,减少有机物堵塞雾化器或者炬管的情况,同时降低了空白。

在仪器方面,连续光源原子吸收光谱仪(肖波等, 2007)有一定的应用。电感耦合等离子体发射光谱仪也有一定的应用(张安丰等, 2019),电感耦合等离子体仪(ICP-MS)测定土壤中有效铜时,需注意减小因工作曲线的拟合引入的不确定度(易建春等, 2018)。由于 DTPA 等提取剂基体复杂,可通过基体匹配法降低或消除基体干扰(刘永林等, 2012)。为减少溶液中共存离子浓度对质谱仪的测量产生严重干扰,可考虑减少称样量。此外,碰撞池(CCT)常用来消除基体干扰(唐碧玉等, 2019)和多原子离子干扰(罗治定等, 2019)。

3 其它测试方法

目前,也有少量的分光光度法、电化学法、便携式 X 射线荧光法(FP-XRF)等用于土壤中有效态的测定。

水相分光光度法测定土壤有效铜的方法(罗梦婷等, 2014)中,使用阿拉伯树胶做增溶剂,柠檬酸-EDTA 做干扰掩蔽剂,消除铁、钴、锰等元素的干扰,利用二乙基二硫代氨基甲酸钠与铜离子形成稳定的黄色络合物进行测定。

电化学传感器(张肖静等, 2018)可以准确、

快速测定土壤中有效汞,该自制的电化学传感器,是一种经过 DNA 修饰后的空心碳球/聚苯胺复合材料,传感器可与 Hg^{2+} 络配,引起电化学信号改变,从而检测汞。

激光诱导击穿光谱(LIBS)(Rongxing Yi 等, 2018)测试土壤中有效态镉和铅,检出限分别为 0.067 和 0.94 $\mu\text{g/mL}$,前处理时间少于 20 min,更加高效。使用 LIBS 技术,因激光脉冲能量会有部分损失,导致实验重现性不佳。

X 射线荧光法应用较为广泛(李大勇等, 2010; 李大勇等, 2015),而 FP-XRF 在土壤样品野外定位、表征和元素定量分析时有更大的优势,该仪器可为金属的流动性和生物利用率的快速分析和风险评估提供有用信息,成为筛选重金属等潜在污染源的新方法。该仪器用于土壤中有效铜铅锌砷的迁移率研究(Elena Peralta 等, 2020)。

4 标准物质

检验化学提取法的可靠性,主要依靠标准物质的监控,但目前用于土壤中有效态元素的标准物质多为 DTPA、HCl 提取结果。

ASA 系列标样常被用做质控样(黎嘉雯, 2018; 李源等, 2019)进行精密度和准确度控制。标准物质 BCR-701 作为监控样(Maria Hasan et al, 2018),测试水稻中的钙镉钴铬铜铁铅镁锰镍锶和锌。

在这些研究中,实验多集中在重金属含量较高的污染区,研究样品的数量类型较少,而盆栽实验短时间内加入到土壤中的物质与土壤间平衡无法建立,导致试验结果与自然情况存在差异,虽然目前国家批准了一批氯化钙(田衍等, 2019)、DTPA 提取标准物质,但仍需进行相关标物研制工作。

5 连续浸提法

连续浸提法,指采用多种试剂,经一定提取程序对同一样品先后进行提取的方法。目前,使用较多的连续浸提法有:Tessier 法(Tessier A et al, 1979)(Mohammad Reza Rezaei Kahkha et al, 2017)(S. A. Salman et al, 2018)、BCR 提取法、以及一些改进的方法(Emilia Fernández-Ondoño et al,

2017)(Samia Khadhar et al,2020)。

提取剂通常是 EDTA、DTPA 与其酸或盐的混合溶液,常用的联合提取方法主要有碳酸氢铵-二乙烯三胺五乙酸(AB-DTPA)法和 Mehlich3(M3)法,ASI 法等。

AB-DTPA 由 P. N. Soltanpour 在 1977 年提出,属于偏碱性多元素浸提剂,是组合试剂,因为 AB-DTPA 复合提取剂发挥了螯合剂和溶液中的 HCO_3^- 的作用(唐爱玲,2019),充分与土壤胶体吸附的阳离子进行交换,更有利于浸提的进行,徐州绿洲土壤中砷镉铬铜铅锌的生物有效性方法表明 AB-DTPA 提取效果较好(Ping Luo et al,2019)。

M3 浸提剂是 1982 年提出来的,广泛适用于酸性和中性土壤多元素的测定,也可以用于碱性和石灰性土壤。通过 225 盆盆栽试验,显示 M3 法测定印度卡纳塔卡普东部干旱区番茄种植土壤中有效锌提取效果最佳(P. N. Siva Prasad et al,2018)。

使用原子吸收光谱仪测定褐土、棕壤、黑土中有效态重金属 Cd 的实验结果显示,M3、ASI 联合浸提法可行(郭继斌 等,2016)。

联合提取法虽然效果较好,但配制试剂繁琐、且存在不环保等因素,其适用程度将会受到限制。

6 展望

化学提取法提取的重金属含量,属于“可提取态”范畴,不能完全等同真实的“植物有效态”,但测试结果有一定的指示和表征作用。如 2017—2018 年,贵州省地质矿产中心实验室开展的贵州省农业用地质量调查项目时,同时测定了土壤有效态量及土壤上生长的农产品的重金属含量,通过对两类数据的分析对比,比较容易的判断出在重金属污染区域哪些植物吸收的重金属量低,从而可以大面积种植,相反,如果同区域的多种植物某些重金属含量高,那么其土壤重金属有效态量也必然较高,因此土壤重金属有效态测试方法研究,对当前的土壤污染风险评估及土壤污染修复工作起到指导作用。有效态检测方法的有效性和准确性仍是重中之重,加强有效态标准物质的研制,结合全国土壤污染数据库,总结有效态与全量、pH 等参数之间的相互关系,研究有效态测试结果与植物吸附之间的关系,将化学提取法和培

养试验法结合起来,加入必要的统计检验,使化学提取法更接近实际或有较好的相关性,进一步发挥化学提取法测试有效态结果的指示作用。

[参考文献]

- 曹静,赵士权,袁金华. 2020. 涡旋提取-石墨炉原子吸收光谱法测定土壤中有效态镉[J]. 理化检验-化学分册,56(2):240-242.
- 杜晶. 2018. 原子荧光光谱法测定表层土壤样品中可提取态砷[J]. 新疆有色金属增刊,41(S1):52,54.
- 杜英秋. 2015. 土壤中镉、镍、铅全量和有效态的 ICP-MS 法测定及两者相关性分析[J]. 中国西部科技,14(12):101-104.
- 甘志勇,农耀京,彭靖茹,等. 2013. 超声提取-石墨炉原子吸收光谱法测定土壤中有效态镉[J]. 理化检验-化学分册,49(11):1315-1317.
- 郭继斌,王莉,韩娇,等. 2016. 联合浸提法测定土壤有效态镉[J]. 江苏农业科学,44(3):369-372.
- 贺静,林玉锁,刘鹏,等. 2009. 不同提取剂提取酸性土壤有效态 Cu 和 Cd 的方法研究[J]. 环境监测管理与技术,21(5):25-29.
- 金茜,钟永科,程学勤. 2007. 火焰原子吸收光谱法测定土壤中有有效态 Cu、Zn、Fe 和 Mn[J]. 光谱实验室,24(4):626-628.
- 靳启增,王伟国,高贵春. 1985. 直接火焰原子吸收法测定石灰性土壤中有有效态铜镉铅锌[J]. 分析试验室,4(3):21-22.
- 寇乐勇,赵宽,操璟璟,等. 2019. 低分子量有机酸提取土壤中部分重金属的拟合模型研究[J]. 环境科学学报,39(7):2260-2268.
- 黎嘉雯. 2018. 二乙烯三胺五乙烷浸提-电感耦合等离子体发射光谱法测定土壤中有有效态铁、锰、钴、镍的方法探究[J]. 广东化工,45(5):227-228.
- 李大勇,李守权. 2010. X 射线荧光光谱法测定高铝粘土中主成分方法研究[J]. 贵州地质,2:157-160,144.
- 李大勇,贾双琳,陈菊. 2015. X 射线荧光光谱法测定锰矿中主成分技术应用研究[J]. 贵州地质,4:293-297.
- 李亮亮,张大庚,李天来,等. 2008. 土壤有效态重金属提取剂选择的研究[J]. 土壤,40(5):819-823.
- 李旭晖,梁志宏. 2019. 板栗产地长哨营乡土壤微量元素有效态含量及其与 pH 的相关性[J]. 北方园艺,21:72-78.
- 李源,字雨姝,刘朝,等. 2019. 电感耦合等离子体质谱法测定土壤中有有效态镉[J]. 化学分析计量,28(5):14-18.
- 刘军,冯秀智,史磊,等. 2017. 生石灰用量对早竹林土壤酸碱度及有效态重金属含量的影响[J]. 浙江林业科技,37(2):55-59.
- 刘永林,邱祖民,周萍,等. 2012. 电感耦合等离子体质谱法测定土壤中有有效态微量元素[J]. 分析科学学报,28(6):862-864.
- 刘羽翼,刘晓月,张燕. 2017. 南方酸性稻田土壤中有有效态 Cd 的提取研究[J]. 广东化工,44(20):82-83.
- 罗梦婷,杨兰芳,万梦雪. 2014. 水相分光光度法测定土壤中有有效铜[J]. 分析试验室,33(2):208-211.
- 罗治定,张宁,王敬功,等. 2019. 二乙基三胺无乙酸浸取-电感耦合等离子体质谱法测定石灰性土壤中有有效态铜锌铁锰[J].

- 冶金分析,39(1):42-47.
- 吕明超,宋静,余海波,等. 2014. 不同振荡方式对土壤有效态重金属提取的影响[J]. 农业环境科学学报,33(2):339-344.
- 农云军,谢继丹,黄名湖,等. 2016. 超声提取-ICP-MS法测定土壤中有有效态铅和镉[J]. 质谱学报,37(1):68-74.
- 彭靖茹,甘志勇,农耀京. 2011. 超声波提取-火焰原子吸收光谱法连续测定土壤中有效铜铁锌锰[J]. 分析科学学报,27(2):261-263.
- 任冬,陈宇豪,张廷忠. 2020. 高压密闭消解技术在土壤有效态样品前处理中的应用[J]. 岩矿测试,39(1):143-149.
- 孙媛媛,孙友宝,盖荣银,等. 2015. 二乙烯三胺五乙酸(DTPA)提取ICP-AES法测定土壤中有效态元素[J]. 环境化学,34(8):1578-1579.
- 唐爱玲. 2019. 土壤中有有效态砷钒铬的两种提取方法比较[J]. 环境监控与预警,11(1):21-25,31.
- 唐碧玉,施意华,邱丽,等. 2019. 电感耦合等离子体质谱法测定土壤中6种重金属可提取态的含量[J]. 理化检验-化学分册,55(7):846-852.
- 田衍,王尧,房丽萍,等. 2019. 土壤中重金属可提取态(氯化钙法)分析质量控制样品的研制[J]. 中国环境监测,35(6):110-117.
- 王志成. 2019. 提取温度对氯化钙法测定土壤可提取态重金属的影响[J]. 冶金管理,7:40-41.
- 吴云兵. 2018. 超声提取ICP-MS法测定土壤中有有效态铅和镉研究分析[J]. 中国社区医师,34(36):182-183.
- 肖波,陈子学,齐璐璐,等. 2007. 连续光源原子吸收光谱仪在测定土壤有效态锌、锰、铁、铜[J]. 现代科学仪器,6:108-110.
- 肖振林,王果,黄瑞卿,等. 2008. 酸性土壤中有有效态镉提取方法研究[J]. 农业环境科学学报,27(2):795-800.
- 谢飞,谷子欣,严妍. 2020. 二乙三胺五乙酸-三乙醇胺-硝酸钙体系浸取土壤中8种重金属有效态[J]. 冶金分析,40(2):12-17.
- 杨梦丽,马友华,黄文星,等. 2019. 土壤Cd和Pb有效态与全量和pH相关性研究[J]. 广东农业科学,46(4):74-80.
- 杨晓磊,朱恩. 2016. 土壤重金属镉有效态检测及形态分析方法研究[J]. 现代农业科技,12:220.
- 杨喆,陈秋生,张强,等. 2019. 超声提取-ICP-MS法测定土壤中有有效态矿质元素[J]. 湖北农业科学,58(9):94-97.
- 易建春,余滔. 2018. 壤8种有效态元素的测定(铜)二乙烯三胺五乙酸浸提-感耦合等离子体原子发射光谱法的不确定度评定[J]. 矿产综合利用,6:98-101.
- 张安丰,杨刚,陈菊,等. 2019. ICP-AES双向测定土壤中铜、锰、钒、锌金属元素的对比研究[J]. 贵州地质,36(4):388-394.
- 张传琦,程丽娅,黄勤,等. 2011. ICP-MS法测定土壤中有有效态砷的研究[J]. 分析试验室,30(7):83-86.
- 张世文. 2019. 生态地球化学评价——土壤元素有效态分析[J]. 新疆有色金属,42(3):35-36.
- 张肖静,陈涛,傅浩强. 2018. 土壤中重金属有效态汞的快速检测[J]. 轻工学报,33(1):49-55.
- 赵立红,刘亚丽,孔光辉. 2014. 土壤有效态铅和镉的检测与烤烟中铅和镉含量的相关性[J]. 光谱实验室,31(2):332-336.
- 中华人民共和国环境保护部. 2016. 土壤8种有效态元素的测定二乙烯三胺五乙酸浸提-电感耦合等离子体发射光谱法[S]. HJ 804-2016. 北京:中国环境出版社.
- 周国华. 2014. 土壤重金属生物有效性研究进展[J]. 物探与化探,38(6):1097-1106.
- 周卫红,张静静,邹萌萌,等. 2017. 土壤重金属有效态含量检测与监测现状、问题及展望[J]. 中国生态农业学报,25(4):605-615.
- Ahmed S. Abuzaid, Mohamed A. Bassouny. 2020. Total and DTPA-extractable forms of potentially toxic metals in soils of rice fields, north Nile Delta of Egypt[J]. Environmental Technology & Innovation, 18:100717.
- Aurélie Pelfrène, Karin Sahmer, Christophe Waterlot, et al. 2020. Evaluation of single-extraction methods to estimate the oral bioaccessibility of metal(loid)s in soils[J]. Science of the Total Environment, 727:1-12.
- Bushra Haroon, Amjad Hassan, Arshad Mehmood Abbasi, et al. 2020. Effects of co-composted cow manure and poultry litter on the extractability and bioavailability of trace metals from the contaminated soil irrigated with wastewater[J]. Journal of Water Reuse and Desalination, 10(1):17-29.
- Elena Peralta, Gustavo Pérez, Gerardo Ojeda, et al. 2020. Heavy metal availability assessment using portable X-ray fluorescence and single extraction procedures on former vineyard polluted soils[J]. Science of the Total Environment, 726:138670.
- Emilia Fernández-Ondón, Gianluigi Bacchetta, Antonio M. Lallena, et al. 2017. Use of BCR sequential extraction procedures for soils and plant metal transfer predictions in contaminated mine tailings in Sardinia[J]. Journal of Geochemical Exploration, 172:133-141.
- Feiying Zhang, Ying Zhou. 2020. Evaluation of the Extraction Efficiency of Heavy Metals(Pb, Cd, Cu) in Soil-Bayberry System[J]. Soil and Sediment Contamination: An International Journal, 29(2):246-255.
- Hyoil Jeon, Seungkyung Park. 2017. Simplified acid extraction methods of heavy metal ions from contaminated soils[J]. International Journal of Geomate, 13(36):70-74.
- International Standard. 2008. Soil quality-Extraction of trace elements from soil using ammonium nitrate solution[S]. ISO 19730-2008.
- Jolanta Korzeniowska, Ewa Stanisławska - Glubiak. 2017. Proposal of new convenient extractant for assessing phytoavailability of heavy metals in contaminated sandy soil[J]. Environ Sci Pollut Res, 24:14857-14866.
- Maria Hasan, Dilshad Kausar, Gulraiz Akhter, et al. 2018. Evaluation of the mobility and pollution index of selected essential/toxic metals in paddy soil by sequential extraction method[J]. Ecotoxicology and Environmental Safety, 147:283-291.
- Mohammad Reza Rezaei Kakhkha, Somaye Bagheri, Roghayeh Noori, et al. 2017. Examining Total Concentration and Sequential Extraction of Heavy Metals in Agricultural Soil and Wheat[J]. Pol. J. Environ. Stud, 26, (5):2021-2028.
- Mohsen Jalali, Ziba Hourseresht. 2017. Metal Extractability in Binary and Multi-metals Spiked Calcareous Soils[J]. Communications in

- Soil Science and Plant Analysis, 48(9):1089–1104.
- Morman S A, Plumlee G S, Smith D B. 2009. Application of in vitro extraction studies to evaluate element bioaccessibility in soils from a transect across the United States and Canada [J]. Applied Geochemistry, 24:1454–1463.
- P. N. Siva Prasad, C. T. Subbarayappa. 2018. Evaluation of Extractants for Determination of Available and Estimation of Critical Limits of Zinc in Tomato Grown Soils of Eastern Dry Zone [J]. Mysore journal of agricultural sciences, 2:416–422.
- Ping Luo, Xin Xiao, Xiaoxuan Han, et al. 2019. Application of different single extraction procedures for assessing the bioavailability of heavy metal(loid)s in soils from overlapped areas of farmland and coal resources [J]. Environmental Science and Pollution Research, 26(15):14932–14942.
- Rongxing Yi, Xinyan Yang, Ran Zhou, et al. 2018. Determination of Trace Available Heavy Metals in Soil Using Laser-Induced Breakdown Spectroscopy Assisted with Phase Transformation Method [J]. Analytical Chemistry, 11:7080–7085.
- Ryan Orr, Rosalie K. Hocking, Anthony Pattison, et al. 2020. Extraction of metals from mildly acidic tropical soils: Interactions between chelating ligand, pH and soil type [J]. Chemosphere, 248:126060.
- S. A. Salman, E. M. Abu El Ella, A. A. Elnazer. 2018. Sequential Extraction of Some Heavy Metals in Southwest Giza Soil, Egypt [J]. Chem., 61(5):785–797.
- Samia Khadhar, Ali Sdiri, Anis Chekirben, et al. 2020. Integration of sequential extraction chemical analysis and statistical tools for the availability risk assessment of heavy metals in sludge amended soils [J]. Environmental Pollution, 263:114543.
- Sanja S. Potgieter – Vermaak, Leonard U. Mgbeahuruike, Lizelle van Dyk, et al. 2019. Washing and Extraction of Metals from Contaminated Soil Constituents; Implications for Contaminated Simulated Soil and Metallurgical Wastes with Different Reagents [J]. Journal of Environmental Protection, 10:651–671.
- Tessier A, Campbell P G C, Bisson M. 1979. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals [J]. Analytical Chemistry, 51(7):844–851.
- Weihong Zhou, Jingjing Zhang, Mengmeng Zou, et al. 2019. Feasibility of Using Rice Leaves Hyperspectral Data to Estimate CaCl_2 -extractable Concentrations of Heavy Metals in Agricultural Soil [J]. Scientific Reports, 9:16084.
- Zhu Li, Longhua Wu, Yongming Luo, et al. 2018. Changes in metal mobility assessed by EDTA kinetic extraction in three polluted soils after repeated phytoremediation using a cadmium/zinc hyperaccumulator [J]. Chemosphere, 194:432–440.

Advances of Researches on Analytical Techniques for Available State Heavy Metals in Soil

JIA Shuang-lin¹, LI Chang-an²

(1. Guizhou Central Laboratory of Geology and Mineral Resources, Guiyang 550018, Guizhou, China; 2. School of Chemistry and Chemical engineering, Qiannan Normal University for Nationalities, Duyun 558000, Guizhou, China)

[Abstract] The content of available heavy metals in soil is recognized as an index to evaluate the degree of soil pollution. In order to study the analysis and testing methods of available heavy metals in soil, this paper reviews the research progress of available heavy metals analysis technology in soil in recent years. The review including various pretreatment methods such as single-step extraction method and continuous extraction method. This paper focuses on three kinds of single-step extraction agents, including neutral salt, complexing agent and acid solution. It also reviews analytical methods such as inductively coupled plasma mass spectrometry and other methods. The establishment of effective and accurate testing methods for the determination of available heavy metals in soil and the research on standard substances will play a guiding role in soil pollution risk assessment and soil pollution remediation.

[Key Words] Soil; Heavy Metals; Analytical Techniques; Available state

基于 ArcMap 实现 1:5 万 DLG 数据库到传统地形图的转换

魏泽权, 钟启稳, 范耀宏

(贵州地矿局 102 地质大队, 贵州 遵义 563003)

[摘 要] DLG 是一种将地理要素分层存储的矢量数据集, 其包含了空间信息和属性信息, 利用其属性信息, 将空间展布的各要素以符号化的形式表达出来, 形成传统地形图以供使用者判读、应用, 将会大大提升传统地形图的生产成本、成图周期, 弥补传统地形图现势性差的弱点。笔者借助 ArcMap 平台, 通过投影转换、样式符号制作及要素符号化、符号标注、制图综合及图面整饰一系列过程, 详细介绍了从 1:5 万 DLG 数据库至传统地形图的转换过程, 并总结出了转换过程中的重点和难点工作, 同时提出了利用 mxd 文件模板采用修改数据源的方法可实现同比例尺其他图幅的快速转换, 提高工作效率。

[关键词] ArcMap; 1:5 万 DLG 数据库; 地形图; 转换

[中图分类号] TP317.4 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)-01-0085-07

传统地形图是采用特定的符号、颜色、注记等详细表示地表上居民地、道路、水系、境界、土质、植被等基本地理要素且用等高线表示地面起伏的一种按统一规范生产的可供使用者直接判读的地形图(图 1)。DLG 数据库是以点、线、面三类几何图形并赋予不同属性来表示各地图要素的矢量数据集, 每一个几何要素既体现了特定的空间关系, 还具备固有的属性信息。其技术特征及地理内容、分幅、投影、精度、坐标系统与同比例尺地形图

一致, 图形输出为矢量格式, 任意缩放均不变形。1:5 万 DLG 数据库主要包含了测量控制点、水系、居民地与设施、交通、管线、境界、地貌、植被与土质、地名及注记九类地形要素及其属性信息(国家测绘地理信息局, 2014), 这九类要素信息如不经图形化处理, 其直观可看到的只有点、线、面三种图形元素, 不利于使用者的直接判读(图 2)。

笔者在参与贵州省耕地质量地球化学调查和贵州省高位隐蔽性地质灾害排查工作的质量检查



图 1 1:5 万地形图

Fig. 1 1:50000 topographic map

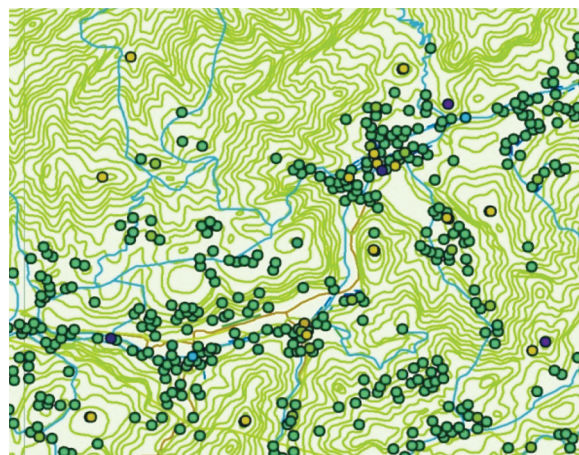


图 2 1:5 万 DLG 数据图

Fig. 2 1:50000 DLG data graph

[收稿日期] 2020-03-29 [修回日期] 2021-3-23

[作者简介] 魏泽权(1971—), 贵州遵义人, 高级工程师、注册测绘师, 长期从事地质勘查及地理信息相关工作。

中,发现各单位现收集的所谓 1:5 万地形图均为 DLG 数据库格式文件,且每个县均涉及数幅至十多幅 1:5 万地形图,如何将 DLG 数据以相应比例尺的地形图形式进行显示,便于使用者直接判读和输出传统纸质地形图呢?

当前常用的地形图制图软件有 AutoCAD、南方 CASS、MapGIS 以及 ArcMap 等,其中 AutoCAD 着重于规则图形制作,而南方 CASS 则着重于大比例尺地形图的测绘成图(周晓芹 等,2017),这两个软件可以对数据库中图元经转换后将其空间信息加以利用,但属性信息却不能较好地得到利用,特别是一些点类型的信息,不能利用属性信息进行分类表现;MapGIS 和 ArcGIS 均属于地理信息系统软件,可以较好地利用要素文件的属性信息和属性库信息。1:5 万 DLG 数据库是以 ArcGIS 的 GEODATABASE 格式存储,如采用 MapGIS 软件来对数据库图元进行符号化,则需通过文件转换过程将数据库中的各要素文件先转换为 shp 格式文件后再再转换为相应的 .wt(点)、.wl(线)、.wp(面)图层文件方能完成,且转换后各图层在符号化过程中还要根据其不同的属性值分别进行符号化,过程相当繁琐(王立新 等,2008)。采用 ArcGIS 软件的 ArcMap 平台,则可相对简便实现将 DLG 数据以传统地形图形式进行显示,同时还可利用模板快速实现批量 DLG 数据到传统地形图。

1 总体思路

我国 2013 版 1:5 万地形要素数据已覆盖全国陆地和部分岛屿范围,涉及 1:5 万图幅 24182 幅,数据采用 CGCS2000 坐标系,以地理坐标表示,坐标单位为度,高程采用 1985 国家高程基准。数据格式以 ArcGIS 的 GEODATABASE 格式存储,重点要素的现势性达到 2013 年,其他要素的现势性为 2005–2011 年(国家基础地理信息数据库 2013 版,2014)。

各要素数据均有规范的属性表,表中相应属性字段已赋值,利用其不同的属性值制作相应的 style 图元式样,进行符号化处理及制图综合后,最终得到传统标准格式地形图。同时利用 ArcMap 形成的 mxd 文件作为模板,进行 DLG 数据快速图形化的目的。具体流程见图 3。

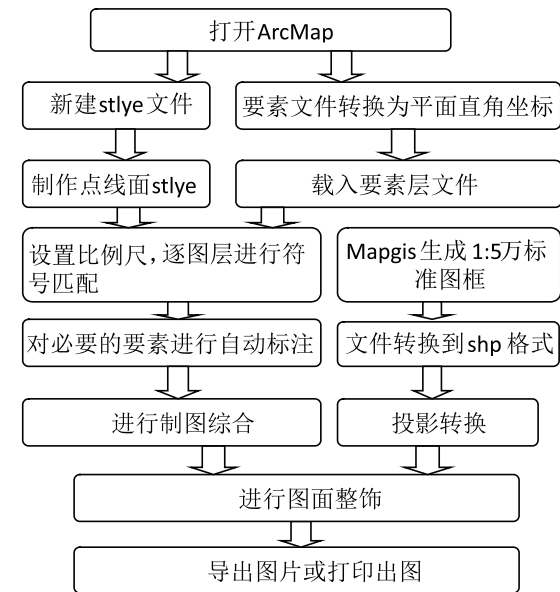


图 3 工艺流程图
Fig. 3 Process Flow Chart

2 数据要素图形化及整饰

2.1 数据库投影

目前我国 1:5 万 DLG 数据库中的数据采用的是 CGCS2000 国家地理坐标坐标系,以度为单位,无投影,不分带。而 1:5 万地形图需要采用高斯-克吕格 6 度带平面直角投影坐标系统。因此,在进行数据图形化之前,必须将数据库中的数据从地理坐标系变换为平面直角坐标系。同一椭圆下的不同坐标格式转换,只需要投影参数即可转换,不存在转换参数问题(魏泽权 等,2018;王小华,2012)。在 ArcGIS 软件的 ArcMap 模块下,其提供的 Arc toolbox (工具箱)里投影和变换工具即可实现(图 4)。

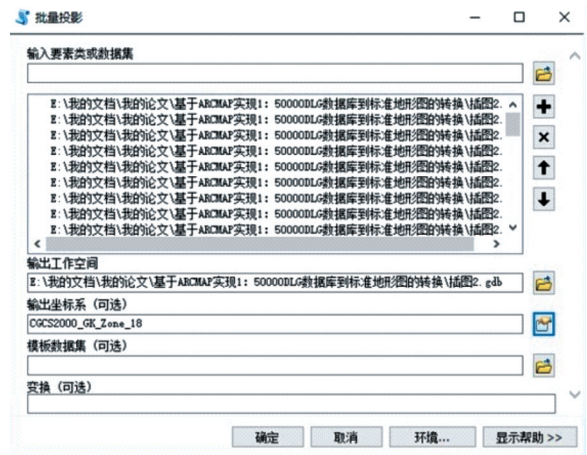


图 4 数据库文件批量投影转换界面

Fig. 4 Interface of batch projection conversion database files

2.2 按要素分类编制分别制作 style 文件

1:5 万 DLG 数据以 ArcGis 的 GEODADATABASE 格式存储,在将该数据制作为 1:5 万标准地形图时,利用 ArcMap 可以直接调用而不经数据格式转

换,避免了不同软件数据格式转换过程中的数据丢失或属性乱码现象。

DLG 地形要素数据共分为九个数据类三十四个数据层,并按标准分幅建立数据库。其要素分类和数据分层见表 1。

表 1 1:5 万 DLG 数据要素分类与数据分层一览表
Table 1 List of 50:000 DLG data element classification and data layering

要素分类	数据分层	几何类型
定位基础(C)	测量控制点	CPTP
	坐标网	CPTL
	水系(面)	HYDA
水系(H)	水系(线)	HYDL
	水系(点)	HYDP
	水系附属设施(面)	HFCA
	水系附属设施(线)	HFCL
	水系附属设施(点)	HFCP
	居民地(面)	RESA
	居民地(线)	RESL
居民地及设施(R)	居民地(点)	RESP
	设施(面)	RFCA
	设施(线)	RFCL
	设施(点)	RFCP
	铁路	LRRL
交通(L)	公路	LRDL
	交通附属设施(线)	LFCL
	交通附属设施(点)	LFCP
管线(P)	管线(线)	PIPL
	管线(点)	PIPP
境界与政区(B)	行政境界(面)	BOUA
	行政境界(线)	BOUL
	行政境界(点)	BOUP
	区域界线(面)	BRGA
	区域界线(线)	BRGL
	区域界线(点)	BRGP
	地貌与土质(面)	TERA
地貌与土质(T)	地貌(线)	TERL
	地貌(点)	TERP
植被(V)	植被(面)	VEGA
	植被(线)	VEGL
	植被(点)	VEGP
地名及注记(A)	居民地地名(点)	AGNP
	自然地名(点)	AANP

注:自基础地理信息分类与代码(GB/T 13923-2006),中国标准出版社。

为了保证上述 34 个图层中数百类图元要素在每个图幅可视化后均能保持标准、一致,需制作一个 style 图元式样文件(刘鑫 等,2017),该式样

文件照 GB/T20257.3-2017 国家基本比例尺地图图式,第三部分:1:25000 1:50000 1:100000 地形图图式标准进行,确定点状要素的符号、大小、颜

色,线状要素的线形、线宽、颜色以及面状要素的颜色、纹理等达到标准化,制作的各图元式样名称与对应的图元要素 GB 值相同。

2.3 图元要素符号化的实现

当 style 图元式样文件制作完成后,即可开始 1:5 万图元要素符号化工作。

在 ARCMAP 平台下,添加经投影变换后的 34 个数据层文件,逐图层利用属性→符号系统→类别→与样式中的符号匹配功能,通过图元要素 GB 值字段与制作的样式文件进行匹配,即可自动完成图元文件的符号化。

2.4 要素标注

在可视化图面中,除了用符号、线形、面域直接表示的信息外,还有部分需要用文字的方式进行说明,比如高程点的高程数值、等高线高程值、地名等。该类注记采用图层属性→标注→选择需要标注字段→定义标注字体样式、颜色、大小→再回到图层属性→选择标注要素即可完成,同时也可采用标注转换为注记功能将标注单独形成一个独立的图元要素文件进行后期编辑(王兴琴 等,2015)。

2.5 制图综合

制图综合的作用主要是在既定比例尺下为了图面的整体协调而进行综合调整,如对等高线进行平滑处理,对复杂的居民区、道路等进行简化,对地图符号相互压占进行避让、调整,各图层进行制图综合后会形成另外的制图综合图层(施建辉,2010),图层中图元的删减、移位等不会造成原数据的改变。对于注记类图元文件,还可利用在属性表中的显示与不显示功能实现合理避让,最终达到图面美化的目的。

2.6 图面整饰

一张完整的地形图,除了主体内容外,还需要图名、比例尺、图框、坐标网及其他附注等内容。而国家标准比例尺图幅图框及坐标网自动生成功能在 ArcMap 平台未设置,因此,需要借助其他软件来完成标准图框制作(魏泽权,2013),如采用 Mapgis 的投影转换模块可以完成标准图框的制作,也可以基于本平台自助开发标准图框生成模块来实现。如果用 Mapgis 生成标准图框方式来

完成图幅整饰,则需将 MapGis 生成的点、线、面赋上相应属性,以利于在转换成 ArcGis 的 shp 格式文件后用其属性生成相应注记和图形。图面整饰完成经检查无误后即可导出为 jpg、tiff、EPS、BMP、pdf 等常用图片格式或用绘图仪直接打印出图。

3 应用实例

笔者基于 ArcGis10.5 软件,选择一个 1:5 万 DLG 数据库制作成国家 2000 坐标系标准 1:5 万地形图。现将主要过程分享如下:

3.1 数据准备

利用工具箱中数据管理工具下的批量投影工具,一次完成数据库中所有图层要素从 CGCS2000 地理坐标系到投影平面直角坐标系(CGCS2000_GK_CM_105E)的转换(图 4)。

3.2 创建 style 文件

在 ArcMap 平台界面下,选择自定义菜单下的样式管理器,创建新样式建立一个新的样式文件后,进入新样式文件开始对要素符号进行逐一制作(图 5)。为了使制作出的地形图达到标准化,

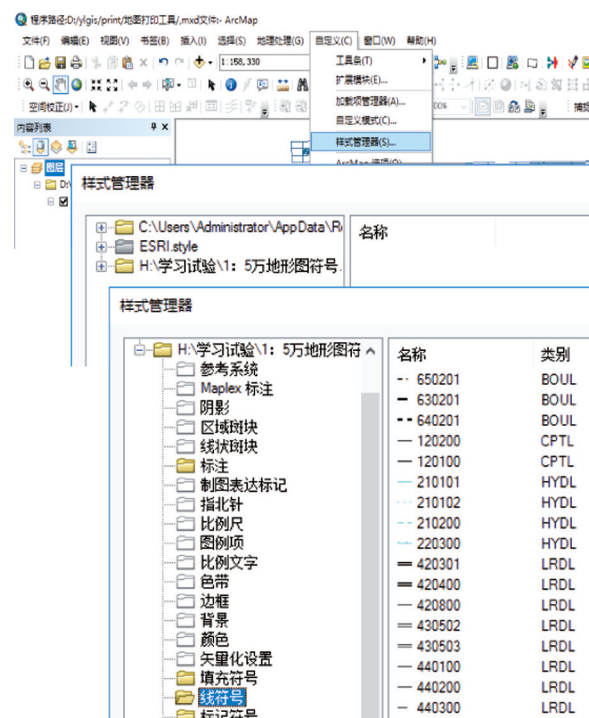


图 5 style 文件创建流程界面

Fig. 5 Interface of the style file creation process

制作的各类要素符号必需满足《GB/T20257.3—2017 国家基本比例尺地图图式第三部分:1:25000 1:50000 1:100000 地形图图式标准》和《GB/T 13923—2016 基础地理信息要素分类与代码》要求。

3.3 图层要素符号化

将数据库中的图层要素文件添加到 ArcMap 平台,设置参考比例尺为 1:50000 后,逐层进行样式匹配。具体操作为:图层→属性→符号系统→要素类别→与样式中的符号匹配,选择自建的 style 文件,选择值字段进行符号匹配即可将该图

层中的不同 GB 值要素与对应 style 文件中相同名称的符号匹配。由于数据库中图层数据属性表中的 GB 字段类型为“长整型”,而匹配字段类型要求为“文本型”,为了不破坏原数据,笔者在各图层属性表中添加一个文本型属性字段,并让新增加属性字段的内容与 GB 字段内容相同,在进行样式匹配时选择该新增字段与 style 样式名称进行自动匹配,即可将点、线、面图层显示为样式文件设定的符号。图 6 为地貌图层与植被图层符号化后的显示结果。符号化完成后,即可根据规范要求对相关符号进行文字标注。

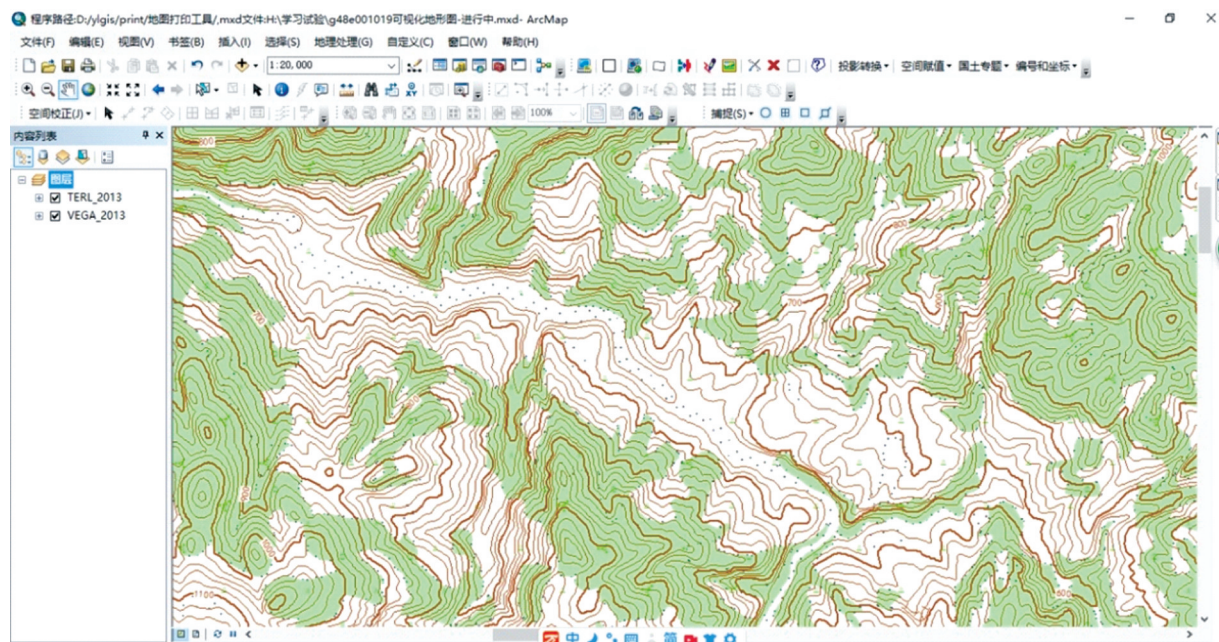


图 6 部分图层数据符号化后显示效果图

Fig. 6 shows the rendering of some layer data after symbolization

3.4 制图综合处理

各图层在符号化后可能会出现线状河流上下游线条等粗细、线条不圆滑、道路不连通、符号相

互压占等诸多影响图面美观的问题(曾秀芬,2019),选择系统提供的工具箱中相应工具模块针对性进行处理即可解决这一类问题,使转换后的地形图更加美观。如图 7、图 8。

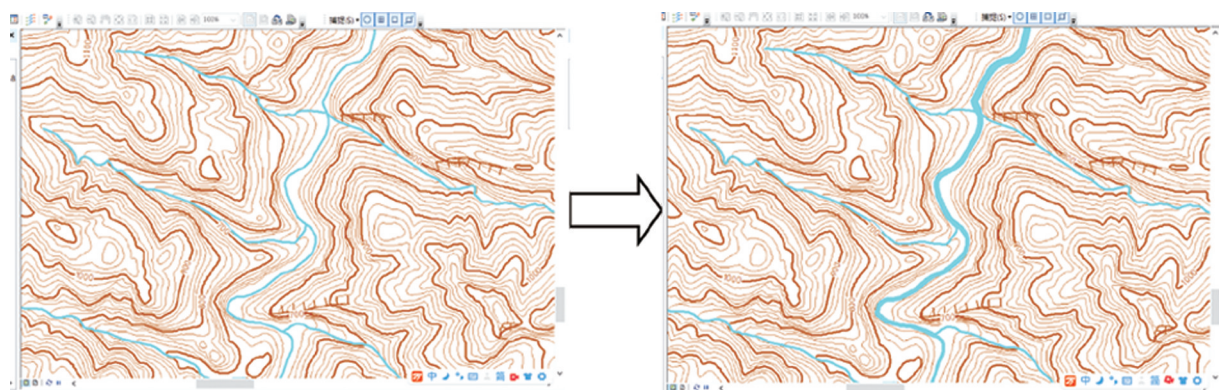


图 7 线状河流处理前后效果对比

Fig. 7 Comparison of the effect of linear river treatment before and after

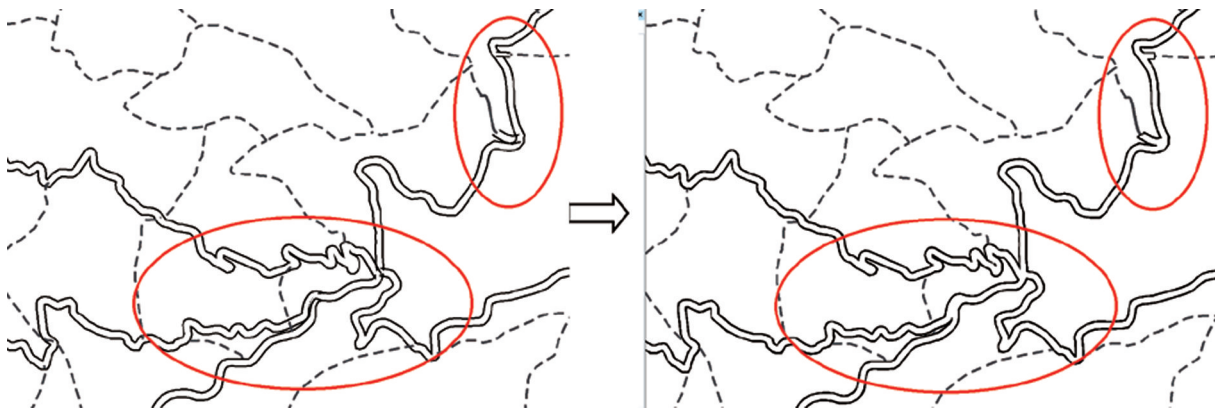


图 8 道路连通处理前后效果对比图

Fig. 8 Comparison of the effects before and after road connection processing

3.5 图框制作及图面整饰

在图框及图面整饰时,ArcGis 软件本身不具备标准图框生成功能,而中地软件 MapGis 却提供有该功能。笔者采用 MapGis 软件中自动生成图

框文件并进行投影转换后,通过文件转换将 MapGis 的 wt、wl、wp 文件分别转换为 ArcGis 的 shp 格式文件,加载到 ArcGis 平台,再将该数据符号化即完成成果图框制作及图面整饰(图 9)。

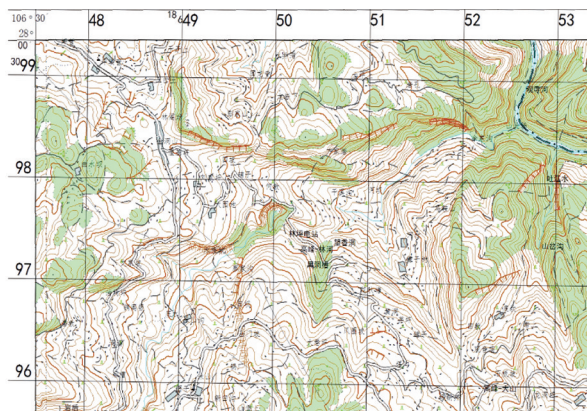
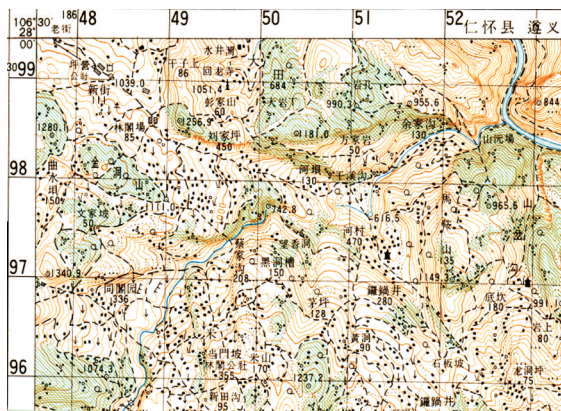


图 9 正规出版印刷图与数据输出图效果对比(左为印刷图,右为数据输出图)

Fig. 9 Comparison of the effect of regular publishing printing and data output
(the left is the printed image,and the right is the data output image)

4 成果精度分析

从数据库要素文件到传统地形图,是以规定的符号将数据库要素显示出来,达到直观判读的目的。利用本方法将 1:5 万 DLG 数据库转换为传统地形图后,数学精度与属性结构均与原数据库保持一致,即使部分要素在制图综合中进行了适当的压占、避让或移位等处理,也仅改变的是直观显示部分,但并不影响其内在数据精度。

5 结语

(1)DLG 数据是当前基础地理信息化的体现,是基础地理要素分层存储的矢量数据集,包括空间信息也包括属性信息,可用于建设规划、资源管理、投资环境分析等各个方面,更有利于各类信息的集成管理。但对于部分用户来说,DLG 数据不如传统地形图直观,因此,在特定需求时,就需要将 DLG 数据以传统地形图的形式表现出来。

(2)基于 ArcMap 平台将 1:5万 DLG 数据库以传统地形图形式显示主要工作量在于 style 文件制作,一旦 style 文件制作完成并成功转换一个图幅后,利用生产首个图幅形成的 mxd 文件作为模板,采用修改图层要素数据路径的方法轻松实现相同比例尺其他图幅的转换,大大缩减 DLG 数据库图形化时间。

(3)采用本方法的难点在制图综合环节,该环节工作得当与否将直接影响转换成果的美观性。

(4)利用 DLG 数据库可实现地形图实时更新,可弥补传统地形图更新周期长及现势性不足缺点,从而可以在短时间内实现从地物地貌变化到地形图更新这一漫长过程,提高 1:5万地形图的现势性。

[参考文献]

国家测绘地理信息局. 国家基础地理信息数据库 2013 版 1:5万地形要素数据数据说明. 2014,内部资料.
国家基本比例尺地图图式,第三部分:1:25000 1:50000 1:100000地形图图式(GB/T20257.3-2017)[S]. 2017. 10,中国标准出版社.

基础地理信息分类与代码(GB/T 13923-2006)[S]. 2006. 10. 中国标准出版社.
刘鑫,张潇,高圣益. 基于 ArcGIS 制图模块的快速制图技术[J]. 人民长江,2017,48(22):93-96.
施建辉. 基于 ArcEngine 的 DLG 数据符号化表达的实现[J]. 测绘标准化,2010,26(3):45-46.
魏泽权,熊敏,龙宣霖. 基于 ARCGIS 平台利用高分辨率卫星影像实现耕地质量地球化学调查样点布设优化[J]. 贵州地质,2018,35(3):262-266.
魏泽权. 基于 ArcGIS 矿产资源规划数据库建设方法及问题探讨[J]. 贵州地质,2013,30(2):111-113.
王小华. ArcGIS 平台矢量数据高精度坐标转换实现方法[J]. 测绘与空间地理信息,2012,35(9):90-91.
王立新,朱伟. 基于 ArcGIS 的 1:5万 DLG 数据库生成地形图的设计与实现[J]. 测绘通报,2008(5):58-61.
王兴琴,张权莉,包立新. 贵州省 1:5万区域地质图空间数据库成果及应用[J]. 贵州地质,2015,32(4):290-292.
周晓芹,王华伟,甘荣成. ArcGIS 数据到 CAD 数据的转换与符号化研究[J]. 测绘,2017,37(1):40-43.
曾秀芬. 基于 ArcGIS 的地图制图表达实践研究[J]. 研究成果,2019,12:17-18.

Conversion of 1:50000 DLG Database to Traditional Topographic Map Based on ArcMap

WEI Ze-quan, ZHONG Qi-wen, FAN Yao-hong

(Geological Brigade 102, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources, Zunyi, Guizhou, 563003)

[Abstract] DLG is a vector data set that hierarchically stores geographic features. It contains spatial information and attribute information. Using its attribute information, the spatially distributed elements are expressed in a symbolized form to form traditional terrain. Figures for users to read and apply. With the help of ArcMap platform, the author introduces the conversion process from 1:50,000 DLG database to traditional topographic map through a series of processes such as projection conversion, style symbol production and feature symbolization, symbol annotation, cartographic synthesis and surface decoration. Summarized the key and difficult work in the conversion process, and proposed the use of the mxd file template to modify the data source method can achieve rapid conversion of other maps of the same scale, improve work efficiency.

[Key Words] ArcMap; 1:50,000 DLG database; Topographic map; Conversion.

基于空三模型实现非接触式实测地质剖面解决方案研究

王康年, 吴文刚, 王 云, 黄 烨, 杨秋平

(贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质大队, 贵州 凯里 556000)

[摘 要] 本文提出的“基于空三模型实现非接触式实测地质剖面解决方案”, 是通过导出空间三维模型剖面多段线三维坐标, 使用自主开发的辅助软件, 在 AutoCAD 中快捷生成剖面图。通过实践, 该方案能快速完成无需人工到实地进行实测的实测剖面工作, 尤其危岩体勘查中能精确反映高陡崖区微地貌起伏形态和结构面特征, 解决了人工实测无法完成的工作。

[关键词] 空间三维模型; 实现; 非接触式; 实测剖面; 解决方案

[中图分类号] TP311 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)-01-0092-07

1 前言

实测地质剖面图 (suvreved geological cross-section), 简称实测剖面, 是用仪器 (经纬仪、平板仪) 或精密度较高的仪器和工具 (软盘、测斜仪、GPS 定位仪、视距望远镜、气压计、测绳、皮尺等) 通过实地测绘而制成的地质剖面图 (黄宗理等, 2014)。简而言之, 传统的实测剖面图, 是使用量测仪器到实地进行现场测量, 再通过手工、半手工或计算机自动化绘制成图, 工作手段显然落后跟不上时代的步伐。

随着计算机技术的发展, 地质行业专家学者对实测地质剖面的自动化成图都有不同程度研究 (杨光忠等, 2002; 杨利容等, 2011; 姚高峰等, 2012; 孙羽等, 2012; 王兆国等, 2015; 罗华彪, 2015; 屈海浪等, 2018)。2006 年笔者“地质测量计算机数据处理及辅助成图系统” (以下简称“地质测量”) 的“实测剖面”模块, 也解决了通过地质罗盘、经纬仪野外采集数据的自动化处理, 并在 AutoCAD 中自动生成实测导线图、实测剖面图。

至 21 世纪, 无人机航空摄影测量技术迅速普

及, 打破了传统的测量方式, 经纬仪、平板仪退出测量业的历史舞台, 全站仪逐渐被淘汰。随即以低空消费级小型无人机为航测工具渐渐突显其独特优越性, 通过野外快速获取小范围高分辨率影像, 内业用 Pix4D mapper、Context capture、PhotoScan、PhotoMetric 等软件一站式影像处理, 快速生成高精度空间三维模型, 在各行业中迅速推广和普及应用。

相应, 利用空间三维模型进行二次开发利用, 快捷提取三维模型中地质体表面要素点的三维坐标, 实现非接触式 (遥感) 精确测量地质体几何尺寸、体量、结构面产状等逐渐成为当今地质工作新方法新手段研究的热门课题 (韩东亮, 2014; 杨力龙, 2017; 刘海洋等, 2017; 张骞棋, 2018; 王栋, 2018)。然而, 以此技术实现非接触式 (遥感) 高精度实测剖面方面的研究甚少, 很难搜索到这方面的研究成果和成图软件。

2 解决方案和思路

笔者等通过一些危岩体、滑坡勘查项目实践和研究, 前述航测影像内业处理软件和国产 EPS

[收稿日期] 2020-02-28 [修回日期] 2020-08-12

[基金项目] 贵州省地矿局科研项目《凯里香炉山高位危岩带变形破坏特征及防治工程研究》(黔地矿科合[2018]9 号) 资助。

[作者简介] 王康年 (1972—), 男, 侗族, 贵州从江人, 地质高级工程师, 长期从事地质灾害防治工作, 业余致力于地质工作手段方面的小软件开发并免费提供使用, 如实测剖面、图切剖面、矿权工具、滑坡稳定性计算、危岩体稳定性计算等。

三维测图等大都能实现从三维模型中快捷提取剖面上若干测点的三维坐标。对于植被不发育的地质体裸露地区,提取三维模型剖面上若干测点(如地形点、地质要素点)的三维坐标,利用第三方剖面图成图软件或自主开发辅助软件,快捷实现非接触式(遥感)高精度实测剖面,尤其是危岩体勘查,精确反映凹凸不平的陡壁峭崖微地貌形态和结构面特征,建立精准的危岩体稳定性计算模型,能实现人工实测无法完成的工作,不失为一种可行的创新工作方法。

本解决方案工作思路如图 1。

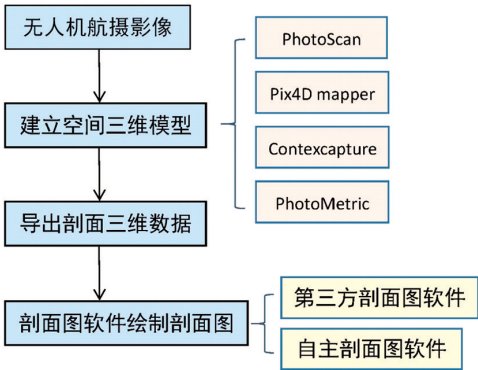


图 1 解决方案思路
Fig. 1 Idea map of solution

3 辅助软件设计

基于上述思路,笔者“地质测量”软件中“图切剖面”模块具有较完整的剖面成图功能,提供多种样式的剖面图(图 2),在此基础上笔者增加设计“空三工具”模块,其中包括“导出图切剖面数据”(图 3)。



图 2 “图切剖面”剖面样式设置
Fig. 2 Styles of ‘slice section’

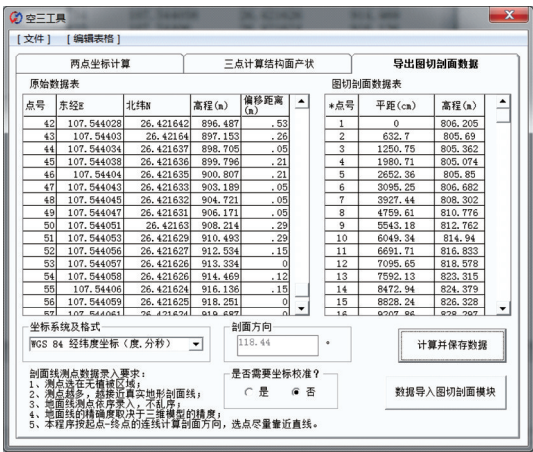


图 3 “导出图切剖面数据”窗体设计

Fig. 3 Form design of ‘export slice section data’

模块基于 Windows 系统开发,采用 Visual Basic 6.0 语言编程,“导出图切剖面数据”主要解决经纬度坐标转换为 3 度带直角坐标、3 度带直角坐标换算为图切剖面需要的坐标数据两种算法问题。软件窗体设计思路如下:

- 1)测点数据显示采用 MSFlexGrid 表格控件。如图 3 界面,左侧表格用于显示三维模型提取剖面线测点的三维坐标及偏移剖面直线距离等,通过打开文本文件输入数据,目前支持 WGS 84、国家 2000 坐标系统的经纬度坐标和 3 度带坐标;右侧表格用于显示换算出的比例尺为 1:1 的绘制图切剖面的平距、高程数据。
- 2)左侧表格下方,原始数据坐标系统及格式通过 ComboBox 控件下拉选择。
- 3)如存在三维模型坐标系统与成果地形图坐标系统不一致的情况,或剖面图、地形图两图剖面起点、终点坐标值存在偏移时,目前提供 X、Y、H 坐标增量平均值三参数法换算处理。

4 应用实例

以某地崩塌和某地滑坡为例,笔者自主编程辅助成图软件,简单介绍本方案实现非接触式实测剖面的成图过程。

4.1 崩塌勘查应用

如图 4 以 PhotoScan 软件处理好的三维模型为例:

- 1)绘制剖面线、测点并导出剖面线测点三维坐标数据,保存为文本文件。操作步骤简述如下:
(1)在 PhotoScan 界面中绘制一条剖面直线,

退出绘制模式转至导航模式。

(2)单击鼠标左键选择直线,在直线上需要加测点的位置单击鼠标右键弹出快捷菜单,Insert Vertex 为线上加点,如此周而复始,直线成为多段线。线上测点越多,越能接近真实地形起伏形态。

(3)选择剖面多段线,单击鼠标右键进入快捷菜单,单击 Measure 弹出多段线各拐点坐标窗口如图 4, Ctrl+A 全选表格数据, Ctrl+C 复制表格坐标数据至系统粘贴板。

(4)数据粘贴至新建的文本文件中。

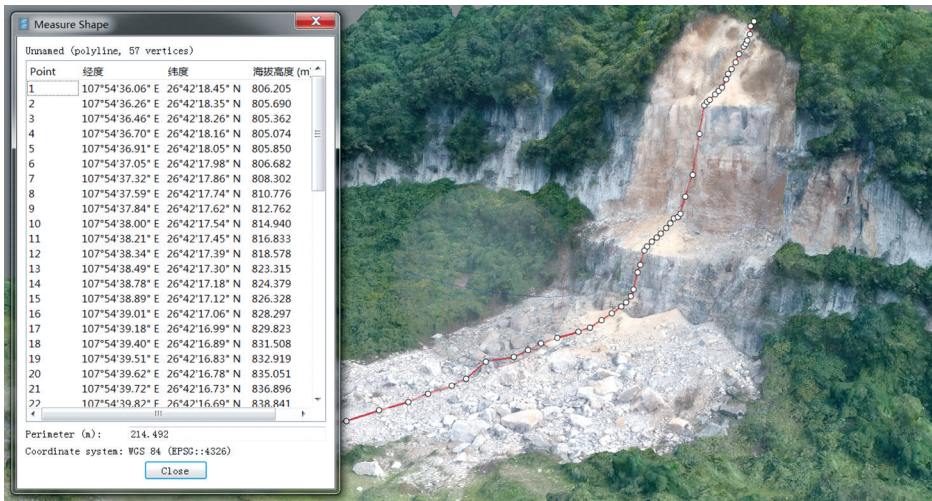


图 4 某崩塌三维模型(侧视)提取剖面线三维数据示意图

Fig. 4 Diagram of section line three dimensional data exportion of some collapse three-dimensional model (side looking)

2)在前图 3 界面打开文本文件后,单击的“计算并保存数据”按钮,计算出的绘制剖面图数据在右侧表格中显示。

3)单击图 3 窗体右下角“数据导入图切剖面模块”,软件切换至“图切剖面”模块如图 5,输入

作图比例尺,设置好剖面图参数后“确定”,在 AutoCAD 中生成的实测剖面图主框架如图 5。

4)利用 AutoCAD 强大编辑功能或笔者“地质测量”软件的图例、图签等模块,完善实测地质剖面图内容。

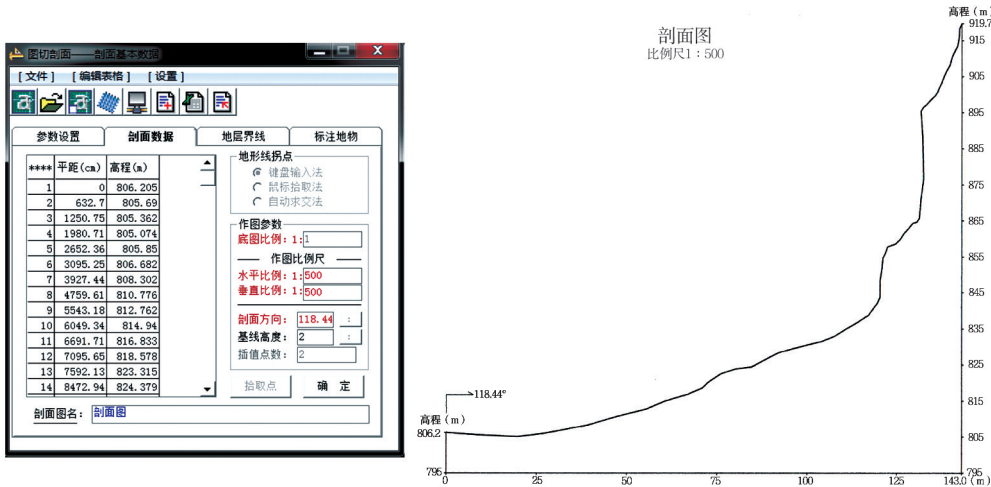


图 5 某崩塌提取三维模型数据生成的实测剖面图主框架

Fig. 5 The main frame of measured section by export three-dimensional data of some collapse

4.2 滑坡勘查应用

如某地滑坡植被不发育(图 6),同样适合此方案,快速生成的实测剖面图如图 7。

当然,本方案实测剖面的精度取决于空间三维模型的精度。空间三维模型精度越高,提取的

剖面线地形点三维坐标精度越高,生成的实测剖面地形起伏形态精度也越高。

4.3 与其它剖面图软件比较

国内免费或低消费级的剖面图软件不多,笔



图 6 某滑坡三维模型(正射视角)

Fig. 6 Three-dimensional model (normal view) of some landslide

者“空三工具”模块目前数据导出支持低消费级福建林枢“筋斗切剖面”数据格式。数据导出为“筋斗切剖面”数据后,在该工具的界面中导入已保存的数据,设置好作图比例等参数即可作图。笔者“图切剖面”模块与林枢“筋斗切剖面”工具相比较,各有特点:

- 1)“筋斗切剖面”支持单一直线、拆线(多方位剖面线段)型剖面成图;“图切剖面”目前仅支持单一直线型剖面成图。
- 2)“筋斗切剖面”偏重于岩土行业剖面样式;“图切剖面”偏重于地质勘查行业,提供的剖面样式相对要多,结合“图例图签”模块使用,能快速绘制一张完整的地质剖面图。

用户根据不同行业习惯选择不同的剖面图工具。

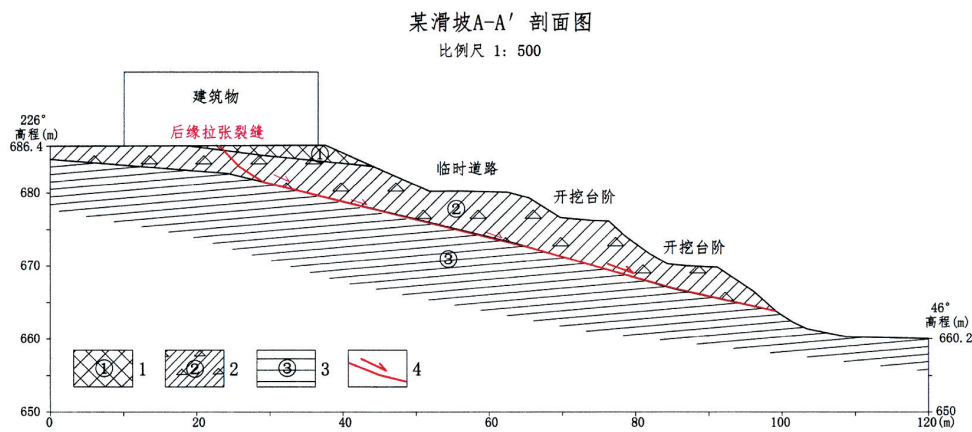


图 7 三维模型数据生成的实测剖面图

Fig. 7 The measured section created of three-dimensional model data

1—人工填土;2—残坡积粉质粘土;3—页岩;4—滑面及滑向

4.4 方案可行性分析

上述某崩塌点通过空间三维模型实现的非接触式(遥感)实测剖面,导出原始数据为经纬度坐标,通过转换为直角坐标后计算结果如表 1。

- 由表 1 不难得出:
- 1) 20 至 22 号测点,坡度开始变陡大于 30° ,人工实测困难;22 至 23 号测点,坡度开始剧陡,倾角 53.78° ,传统方法人工根本无法到达现场实测。若模拟人工实测,22 至 55 号测点只能是一条直线,反映不出陡壁的实际微起伏形态。
 - 2) 55 个测点中,偏移于起止点直线的距离最大值 1.78 m、最小值 0.00 m、平均值 0.83 m。偏移距离取决于手动或软件自动在三维模型中选点

的精度,尤其手动选点偏移距离可能偏大,但能重复调整减小偏移距离,最终达到要求的精度。

- 3) 点的密度:按拆线长度计算为 0.26 点/m,按起止点平距计算为 0.38 点/m,满足 1:100 比例尺的测量精度或更高。还可根据需要在三维模型人为增减测点数量,如 EPS 等软件可等间距设置提取测点数量,增加测点无需成本。

综上所述,此方案通过非接触式(遥感)测量完成的实测剖面,突破了人工实测无法完成的高陡崖地区的实测剖面测量工作,测量精度取决于空间三维模型的精度,完全可以根据需要无限制增加剖面线测点,以真实反映剖面线的微地貌起伏形态,特别是在危岩体调查、勘查中,是一种可行的、值得推广应用的新技术方法手段。

表 1 某崩塌三维模型非接触式实测剖面数据计算结果表

Table 1 Calculated results of non-contact measured section data of some collapse three-dimensional model

点号	X 坐标(m)	Y 坐标(m)	高程(m)	偏移起止点 直线距离(m)	斜距(m)	平距(m)	高差(m)	倾角(°)
1	295 496 0.95	491 045.53	806.205	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	295 495 7.87	491 051.06	805.690	0.08	6.35	6.33	0.51	4.61
3	295 495 5.09	491 056.59	805.362	0.12	6.20	6.19	0.33	3.05
4	295 495 2.01	491 063.22	805.074	0.56	7.32	7.31	0.29	2.27
5	295 494 8.62	491 069.02	805.850	0.35	6.77	6.72	0.78	6.62
6	295 494 6.46	491 072.89	806.682	0.29	4.51	4.43	0.83	10.61
7	295 494 2.77	491 080.35	808.302	0.59	8.48	8.32	1.62	11.02
8	295 493 9.07	491 087.81	810.776	0.90	8.69	8.33	2.47	16.52
9	295 493 5.37	491 094.72	812.762	0.93	8.09	7.84	1.99	14.24
10	295 493 2.9	491 099.14	814.940	0.87	5.51	5.06	2.18	23.31
11	295 493 0.13	491 104.94	816.833	1.19	6.70	6.43	1.89	16.38
12	295 492 8.28	491 108.54	818.578	1.28	4.41	4.05	1.75	23.37
13	295 492 5.51	491 112.68	823.315	0.81	6.88	4.98	4.74	43.59
14	295 492 1.81	491 120.69	824.379	1.38	8.88	8.82	1.06	6.85
15	295 491 9.96	491 123.73	826.328	1.20	4.06	3.56	1.95	28.71
16	295 491 8.11	491 127.05	828.297	1.16	4.28	3.80	1.97	27.40
17	295 491 5.95	491 131.75	829.823	1.49	5.39	5.17	1.53	16.49
18	295 491 2.87	491 137.83	831.508	1.67	7.03	6.82	1.69	13.92
19	295 491 1.02	491 140.87	832.919	1.50	3.83	3.56	1.41	21.61
20	295 490 9.48	491 143.91	835.051	1.59	4.02	3.41	2.13	31.99
21	295 490 7.94	491 146.67	836.896	1.55	3.66	3.16	1.84	30.21
22	295 490 6.71	491 149.43	838.841	1.78	3.59	3.02	1.95	32.85
23	295 490 6.09	491 150.26	840.258	1.63	1.76	1.04	1.42	53.78
24	295 490 5.48	491 151.37	841.913	1.63	2.08	1.27	1.65	52.41
25	295 490 5.17	491 152.2	843.817	1.74	2.10	0.89	1.90	64.90
26	295 490 4.86	491 152.47	850.788	1.60	6.98	0.41	6.97	86.63
27	295 490 4.55	491 152.75	854.683	1.46	3.91	0.42	3.89	83.84
28	295 490 4.24	491 153.30	855.953	1.47	1.42	0.63	1.27	63.62
29	295 490 2.7	491 155.79	858.603	1.28	3.95	2.93	2.65	42.13
30	295 490 2.09	491 156.89	859.846	1.28	1.77	1.26	1.24	44.54
31	295 490 1.47	491 157.72	861.457	1.13	1.92	1.04	1.61	57.14
32	295 490 0.85	491 158.83	862.827	1.12	1.87	1.27	1.37	47.17
33	295 490 0.54	491 159.93	864.206	1.38	1.79	1.14	1.38	50.44
34	295 489 9.93	491 161.04	864.688	1.35	1.36	1.27	0.48	20.70
35	295 489 9.62	491 161.59	865.628	1.35	1.13	0.63	0.94	56.17
36	295 489 9.31	491 161.87	870.528	1.19	4.92	0.42	4.90	85.10
37	295 489 8.7	491 162.42	876.541	0.92	6.07	0.82	6.01	82.23
38	295 489 8.70	491 162.14	887.673	0.78	11.13	0.28	11.13	88.56
39	295 489 8.70	491 161.59	895.437	0.53	7.78	0.55	7.76	85.95
40	295 489 8.39	491 162.14	896.487	0.53	1.22	0.63	1.05	59.04
41	295 489 7.77	491 162.69	897.153	0.26	1.07	0.83	0.67	38.91
42	295 489 6.85	491 163.80	898.705	0.05	2.12	1.44	1.55	47.11
43	295 489 6.54	491 164.90	899.796	0.21	1.58	1.14	1.09	43.72

续表

点号	X 坐标(m)	Y 坐标(m)	高程(m)	偏移起止点 直线距离(m)	斜距(m)	平距(m)	高差(m)	倾角(°)
44	295 489 6.23	491 165.46	900.807	0.21	1.20	0.64	1.01	57.64
45	295 489 5.62	491 166.29	903.189	0.05	2.59	1.03	2.38	66.60
46	295 489 5.31	491 166.84	904.721	0.05	1.65	0.63	1.53	67.62
47	295 489 5.00	491 167.39	906.171	0.05	1.58	0.63	1.45	66.52
48	295 489 4.69	491 168.50	908.214	0.29	2.34	1.15	2.04	60.59
49	295 489 4.38	491 169.05	910.493	0.29	2.37	0.63	2.28	74.55
50	295 489 3.77	491 169.88	912.534	0.15	2.29	1.03	2.04	63.21
51	295 489 3.46	491 170.15	913.334	0.00	0.90	0.41	0.80	62.86
52	295 489 3.46	491 170.43	914.469	0.12	1.17	0.28	1.14	76.20
53	295 489 2.84	491 170.98	916.136	0.15	1.86	0.83	1.67	63.57
54	295 489 3.15	491 170.71	918.251	0.00	2.16	0.41	2.12	79.05
55	295 489 2.84	491 171.26	919.687	0.00	1.57	0.63	1.44	66.37
合计					214.26	145.92	115.74	

5 探讨

基于空间三维模型实现非接触式高精度实测剖面解决方案,是通过提取空间三维模型剖面线上若干测点三维坐标数据,利用剖面图成图软件,在 AutoCAD 快速生成高精度实测剖面图。空间三维模型精度越高,生成的实测剖面图地形形态精度越高,同时解决了高陡崖地区人工实地测量无法完成的工作,适用于植被不发育地区的非接触式(遥感)实测剖面测量与成图,既能提高工作效率,又能提高测量精度,最主要是突破了人工实测无法完成的工作。

当然,此方案肯定还不是最佳的解决方案,存在诸多缺陷和需要完善之处:

- 1) 提取空间三维模型剖面线测点三维坐标数据,目前只能一次性解决地形点数据,对于地质体要素点、工程点等,需要多次提取或人工修测完成。
- 2) 局部地段如遇到建筑物、植被覆盖区需要实地修测和人工调整。
- 3) PhotoScan 等无人机影像内业处理软件提取三维模型剖面测点数据方便程度还有待完善,尚未提供二次开发 API 接口;除 EPS 外,三维模型 Obj 等格式文件浏览器如 Acute3D Viewer、Rocky Viewer 等尚无完整的提取剖面线测点三维数据功能。因此,能否提取三维模型中剖面线测点的三维坐标,受应用软件限制。
- 4) 剖面图的精度,取决于空间三维模型的精

度。而空间三维模型的精度,又受前期无人机本身系统误差、无人机 GPS 定位高程误差、航拍条件选择造成的误差、内业处理软件空三解算误差等影响。

5) 该方案适合于地质情况不太复杂地区,能快速完成实测剖面工作,无需人工到实地进行实测。但对于地质情况比较复杂区域的地质剖面实测,尤其是解决众多地质要素点如何进行智能识别、如何智能化标注在地质剖面中,还有待深入研究和完善。

因此,笔者仅以此阶段研究作抛砖引玉,希望更多专家学者从事到非接触式(遥感)实测剖面方面的研究和软件开发中来,提高地质工作实测剖面的效率和精度,尤其是当今三维激光扫描技术在地表植被处理方面的应用,其三维模型或点云数据快速实现非接触式高精度实测剖面的优越性,将会更上一层楼。

[参考文献]

黄宗理,张良弼,李鄂荣,等. 2014. 地球科学大辞典(应用科学卷)[M]. 中国地质出版社,585.

韩东亮. 2014. 数字近景摄影测量获取岩体结构面结核信息的方法研究[D]. 吉林大学硕士学位论文.

刘海洋,王学良,李丽慧,等. 2017. 无人机航空摄影测量技术在崩塌灾害调查中的应用[J]. 工程地质学报,25(1):82-87.

屈海浪,张永哲,崔艳飞. 2018. RTK 全站器法在实测地质剖面中的应用[J]. 世界有色金属,(3):292-294.

孙羽,李永军. 2012. 浅谈数字化实测地质剖面操作方法与技巧[J]. 新疆地质,30(4):487-492.

王兆国,鲁如魁. 2015. 基于 Fortran 语言和 GMT 软件的实测地质剖面的迅速实现[J]. 计算机应用,35(S2):301-304.

- 王栋,邹杨,张广泽,等. 2018. 无人机技术在超高位危岩勘查中的应用 [J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 45(6): 754-759.
- 杨光忠,胡永虹. 2002. 试论实测地质剖面的电算化处理 [J]. 贵州地质, 19(1): 67-70.
- 杨利容,赖得军,罗娟. 2011. 基于 AutoCAD 实测地质剖面数字成图关键技术 [J]. 物探与化探, 35(2): 17-20.

- 杨力龙. 2017. 基于小型无人机的航空摄影测量技术在高陡边坡几何信息勘察中的应用研究 [D]. 西南交通大学硕士学位论文.
- 姚高峰,郭元世,黄小华. 2012. 地质三维模型快速生成标准地质剖面图方法初探 [J]. 广西水利水电, (5): 17-20.
- 张骞棋. 2018. 轻型无人机在危岩体结构面信息解译中的应用 [J]. 中国锰业, 36(5): 14-19.

Study of Realize Non-contact Measured Geological Section Solution Based on Three-dimensional Space Model

WANG Kang-nian, WU Wen-gang, WANG Yun, HUANG Ye, YANG Qiu-ping

(102 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Zunyi 563003, Guizhou, China)

[Abstract] In this paper, the ‘non-contact high precision measured section solution based on three-dimensional space model’ was carried out, with self-developed assistant software, it can create a section quickly by export polyline three dimensional coordinate of three-dimensional space model section. By practice, this method can finish the field section measurement quickly but not need the human field measurement, especially in the dangerous rocks exploration, this method can reflect the morphologic prominence and structural plane features of high klint accurately, the work which can't be finished by human is solved.

[Key Words] Three-dimensional space model; Realization; Non-contact; High precision; Measured section; Solution

(上接第 108 页)

Methods and Practice of Investigation and Evaluation of Geological Resources in Villages and Towns: Take The 20 Poverty-alleviation Towns of Guizhou Province as an Example

GONG He-qiang¹, XIAN Shao-jun^{2*}, ZENG Dao-guo², SHEN Qi-jun¹, ZHOU Wen-long²

(1. Land and Mineral Resources Reserve Bureau of Guizhou Province, Guiyang 550004, Guizhou, China; 2. Institute of Geology and Mineral Resources Exploration, Non-Ferrous Metals and Nuclear Industry Geological Exploration Bureau of Guizhou, Guiyang, 550005, Guizhou, China)

[Abstract] The implementation background, objectives and main technical requirements of the geological resources survey project in the 20 extremely poor towns in Guizhou Province been introduced at length in this paper. At the same time, it also introduces the specific working procedures of data collection, programming, investigation and evaluation, special research, the report preparation and so on in detailed. Finally, the main achievements of geological resources survey and evaluation in the 20 extremely poor towns in Guizhou Province are introduced.

[Key Words] Geological resources; Investigation and evaluation; Method practice; Town

贵州省年代地层 RGB 配色方案及其应用

张 凯^{1,2}, 黄隆辉³, 鲁裕民²

(1. 中国黄金集团贵州有限公司, 贵州 贵阳 550009; 2. 贵州锦丰矿业有限公司,
贵州 贞丰 562200; 3. 贵州省地质资料馆, 贵州 贵阳 550000)

[摘 要]颜色是构成地质图的基本和较重要的要素,不同颜色代表不同地质年代的地层和岩石。国际国内对地质图中颜色的使用都有具体的规定,某一特定年代地层、岩石地层、岩石的颜色应具有唯一性和统一性。由于涉及色彩学的有关知识,现行规范在应用中有一定局限等原因,实际工作中大量存在使用者根据猜测自行设计颜色的情况,导致相同地区相同地层和岩石在地质图中的颜色使用不尽一致。为解决这一问题,笔者据《国际年代地层表》配色方案和《贵州省地层序列总表》(2017)编制了贵州省年代地层 RGB 配色方案,一是供省内地质工作者制图参考,二来推广《国际年代地层表》。

[关键词]《国际年代地层表》;《贵州省地层序列总表》;配色方案;CMYK,RGB

[中图分类号]P534;P623.6 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)-01-0099-04

1 前言

地质图是地质成果的载体和集中体现,它不仅可以为矿产资源、地质环境及地质灾害的勘查评价提供基础地质资料(李廷栋,2014),也是国民经济建设规划、工作部署和可持续发展的重要参考资料。地质图编图则是应用一定的规则,使用不同种类、颜色的线条、符号、花纹、标注、颜色,把历史和现阶段完成的地质工作展现出来的一种成果性图件,是所有地质工作的最后总结,是地质工作的结晶和表现(李廷栋,2014)。

颜色是构成地质图基本和较为重要的要素,是地质背景的表达。在地质编图中占有十分重要的位置,以不同颜色的色块表示不同地质时代的岩石地层或地质建造,在不同类型的地质图件中占据最多的图幅面积。打开一幅地质图,映入眼帘就是斑驳绚烂、繁而不燥的色彩,特别是各类小比例尺地质图,其颜色更是繁复多样。中国地质图编图的前驱—黄汲清先生在论及地质图着色技艺时说:“使读者不觉其沉重,不觉其纷乱,只觉其

很均匀、很悦目,很能代表地质之背景”(李廷栋,2014)。

目前计算机制图几乎已完全取代人工,地质图的编制、成图的全过程多是由工程技术人员而非专业清绘人员把握。在这一背景下,代表各时代(单位)的颜色究竟应该如何制作呢?

GB958-2015《区域地质图图例》规定了各类地质图对各种类地质信息使用的代号、代码、符号、花纹,并按 DZ/T0179-1997《地质图用色标准及用色原则(1:50000)》着色。后者的基础色相遵循国际地层委员会制订的年代地层色标,色标建立在 MAP-CAD 彩色底图出版系统之上,使用 6 个色。岩石地层色相的设色原则为:群,以所处年代地层色相的不同深浅层次区分,在同一年代中,一般可分为 2-6 个层次;组、段(层)以所处年代地层色相的不同深浅和不同网纹及自身的岩石花纹区分,在同一年代中,一般可分为 20-40 层。如岩石地层三叠纪色标编号,常规为 143-184,微机为 743-784,岩石谱系单位三叠纪酸性、中酸性岩类色标编号,常规为 612-637,微机为 1212-1237。

上述着色方式比较繁复且难于理解,实际应

[收稿日期]2020-05-06 [修回日期]2020-10-15

[作者简介]张凯(1968—),男,高级工程师,长期从事矿产地质勘查工作。

用中可操作性低,除 MapGIS 以外目前广泛使用的办公软件(如 office)及普及率较高的制图软件(如 AutoCAD 等)都很难据其准确配色,以致实际工作中,大量存在使用者根据经验或猜测自行设计颜色的情况。

事实上,国际地层委员会发布的《国际年代地层表》中各个地层单元的颜色有着一套成熟的配色方案(樊隽轩,2016)。使用该方案制作年代(岩石)地层颜色易于理解,便于操作,一方面可保证每个地层单元的颜色配色基本能够与《国际年代地层表》保持一致,另一方面亦符合 DZ/T0179-1997 中基础色相及地质年代由新到老,岩石地层颜色由浅淡到深暗,不可倒置的要求。

就贵州省而言,境内岩浆岩出露很少,沉积岩广泛出露且发育齐全。地质图中地质体以岩石地层单位居多,图中具综合性的地层年代表或综合地层柱状图对整个图件起着摘要作用,因此年代地层单位和岩石地层单位用色尤显突出和重要。鉴于此,笔者据《国际年代地层表》配色方案及《贵州省地层序列表》(贵州省地质调查院,2017)编制了贵州省年代地层 RGB 配色方案,一是《国际年代地层表》的应用和推广,二来可供省内地质工作者参考使用,更好的编制出一幅集科学性与艺术性的精美地质图件。

2 《国际年代地层表》及其配色方案

《国际年代地层表》是国际地层委员会建立、更新和发布,由包括宇、界、系、统、阶各年代地层单位及其名称,配色,全球界线层型剖面 and 点位(GSSP,金钉子),全球标准地层年龄(GSSA,时钟)和数字年龄等组成。其配色方案由世界地质图委员会的 J. M. Pellé 制作,分为 CMYK 和 RGB 两个版本(樊隽轩等,2015)。

CMYK 和 RGB 是两种不同的颜色标准,CMYK 用于印刷,RGB 用于显示器。

CMYK 是一种减色模型,是彩色印刷采用的一种套色模式,也称印刷四分色模式。是利用色料的三原色混色原理,加上黑色油墨,共计四种颜色混合叠加,从而形成所谓的“全彩印刷”。四种颜色分别是青色(Cyan,简称为 C)、品红色(Magenta,简称为 M)、黄色(Yellow,简称为 Y)、和定

位套版色(Key,简称为 K,实际为黑色)。

RGB 代表光三原色模式,通过对红(Red)、绿(Green)、蓝(Blue)三个颜色通道的变化以及它们相互之间的叠加来得到各式各样的颜色的,是一种加色模式。这个标准可以表示 1670 余万种颜色,几乎包括了人类视力所能感知的所有范围,是目前运用最广的颜色系统之一。

显示器屏幕呈现的画面是由成千上万个像素所构成,每个像素的颜色通过发射红绿蓝三种光束来创建。每种光束按亮度分为 0-255 共 256 个等级,0 表示亮度为 0%,255 表示亮度为 100%。如要得到红色,则将红光强度调整为 255,绿光和蓝光的强度均调整为 0,表示为(255,0,0);若要得到青色,则需将红光亮度调整为 0,绿光和蓝光的亮度均调整为 255,表示为(0,255,255);若要得到白色,则需将红绿蓝三种光束的亮度都调整为 255,为红绿蓝三种光束的相加,表示为(255,255,255);若要得到黑色则反之。

由于 RGB 色彩模式广泛应用于显示器,因而地质工作者常用依赖显示屏作为输出设备的如 office、AutoCAD、MapGIS、CorelDRAW、Surfer 等办公、制图和图形处理软件都可自定义 RGB 颜色,也使《国际年代地层表》配色方案具有广泛的应用基础。

以二叠系乐平统吴家坪阶为例,《国际年代地层表》配色方案中这一年代地层单位的 CMYK 配色为(0/30/25/0),对应的 RGB 配色为(252,180,162)。

RGB 为屏幕色,CMYK 为打印色,二者之间存在一定的转换关系。对于地质工作者来说最优的选择应是在制图的时候使用 RGB 模式,在打印时则使用 CMYK 模式。

3 贵州省年代地层 RGB 配色方案

《国际年代地层表 v2018/08》(樊隽轩,2018)和《贵州省地层序列总表》(贵州省地质调查院,2017)年代地层划分对显生宇界、系、统的划分方案是一致的,不同的是阶的划分方案,后者更具地区性。前寒武系后者只划分新元古界,和前者一样采用的是三分的方案,不同的是系的名称。

本文所拟为适用于计算机辅助制图(显示器所用的贵州省年代地层 RGB 配色方案(见表 1)

表 1 贵州省年代地层 RGB 配色方案
(据世界地质图委员会和《贵州地层序列总表(2017)》)

Table 1 RGB color model of of chronostratigraphic chart of Guizhou (according to CGMW and ‘Stratigraphic sequence of Guizhou’ 2017)			
显生宙	新 生 界	第四系	全新统 (254,242,224) (249,249,127) 更新统 (255,242,162) 上新统 (255,255,153) 新近系 (255,230,25) 渐新统 (253,192,122) 古近系 (253,154,82) 始新统 (253,180,108) 古新统 (253,167,95)
		白垩系	上白垩统 (166,216,74) (127,198,78) 下白垩统 (140,205,87) 侏罗系 (179,227,238) (103,197,202) 中侏罗统 (128,207,216) 下侏罗统 (66,174,208)
古 生 代	中 生 界	三叠系	上三叠统 (189,140,195) 中三叠统 (177,104,177) 下三叠统 (152,57,153) 佩枯错阶 (227,185,219) 亚曾梁阶 (201,155,203) 拉丁阶 (新铺阶) (201,131,191) 安尼阶 (关刀阶) (188,117,183) 奥伦尼阶 (黑湖阶) (176,81,165) 印度阶 (殷福阶) (164,70,159)
		二叠系	乐平统 (251,167,148) 阳新统 (251,116,92) 船山统 (239,88,69) 长兴阶 (252,192,178) 吴家坪阶 (252,180,162) 冷坞阶 (251,154,133) 孤峰阶 (251,141,118) 梓潼阶 (251,137,114) 罗甸阶 (251,128,105) 隆林阶 (227,123,104) 紫松阶 (227,99,80)
古 生 代	石 炭 系	上统	格舍尔阶 (逍遥阶) (204,212,199) 卡西莫夫阶 (达拉阶) (191,208,197) 莫斯科阶 (滑石板阶) (179,203,185) 巴什基尔阶 (罗苏阶) (153,194,181)
		下统	谢尔普霍夫阶 (德玛阶) (191,194,107) 雅库特阶 (166,185,108) 杜内阶 (岩美阶) (140,176,108)
古 生 代	泥 盆 系	上泥盆统	邵东阶 (242,237,197) 阳朔阶 (242,237,186) 锦屏山阶 (242,237,174) 余田阶 (242,237,173)
		中泥盆统	吉维特阶 (东岗阶) (241,225,133) 艾菲尔阶 (应龙阶) (241,213,118) 四排阶 (229,220,127) 郁江阶 (229,208,117) 下泥盆统 (229,172,77) 那高岭阶 (229,196,104) 莲花山阶 (229,183,90)
古 生 代	志留系	普通道利统 (230,245,225) 罗德洛统 (191,230,207) 温洛克统 (179,225,194)	拉德洛阶 (217,240,223) 文洛克阶 (204,235,209) 南塔梁阶 (191,230,195) 马瑞阶 (191,230,207) 大中期阶 (179,225,194) 龙马溪阶 (166,220,181) 赫南特阶 (166,219,171)
		奥陶系	凯迪阶 (钱塘阶) (153,214,159) 桑比阶 (艾家山阶) (140,208,148) 达瑞威尔阶 (116,198,156) 大坪阶 (102,192,146) 弗洛阶 (益阳阶) (65,176,135) 特马豆克阶 (新厂阶) (51,169,126) 第十阶 (牛车河阶) (230,245,201)
前 寒 武 系	寒武系	芙蓉统 (179,224,149)	江山阶 (217,240,187) 排碧阶 (204,235,174) 古丈阶 (204,223,170)
		第三统 (166,207,134) 第二统 (153,192,120) 组芬兰统 (140,176,108)	鼓山阶 (王村阶) (191,217,157) 乌湖阶 (台江阶) (179,212,146) 第四阶 (都匀阶) (179,202,142) 第三阶 (南泉阶) (166,197,131) 第二阶 (梅树村阶) (166,186,128) 幸运阶 (晋宁阶) (153,181,117)
前 寒 武 系	震旦系	埃迪卡拉系 (震旦系)	上统 (Pt ³) (254,239,126) 下统 (Pt ²) (254,232,118)
		新元古界 (Pt ¹) (254,179,66)	上统 (Pt ³) (254,225,111) 中统 (Pt ²) (254,218,103) 下统 (Pt ¹) (254,210,95) 下江时期 (Pt ⁰) (254,203,88) 梵净山/四堡时期 (Pt ⁰) (254,196,80)

采用的划分方案为《贵州省地层序列总表》(贵州省地质调查院,2017)年代地层划分方案。因不同之处主要在阶一级的划分,所以当划分方案一致时,采用《国际年代地层表 v2018/08》中文版阶名,不一致时,阶名按《国际年代地层表 v2018/08》中文版阶名+《贵州省地层序列总表》阶名处理,如:寒武系组芬兰统幸运阶处理为:寒武系组

芬兰统幸运阶(晋宁阶)。虽有不妥(王成源,2017),却不失为一种便于各方理解的办法。

4 以 AutoCAD 为例说明其应用

如前所述,office、AutoCAD、MapGIS、Corel-DRAW、Surfer 等地质工作者常用的办公、图形处理软件都可自定义 RGB 颜色。下面以 AutoCAD 2014 为例说明如何制作某一岩石地层单位的颜色。

AutoCAD 颜色是在图层中进行定义的,如填充上三叠统二桥组(T₃h)的颜色步骤如下:打开 AutoCAD,单击图层,打开对话框,新建一个图层,在对话框内点击颜色,打开选择颜色对话框,点击真彩色(见图 1),在对话框内会出现自上而下排列的红、绿、蓝数值设置框。对照贵州省年代地层 RGB 配色方案(表 1),中上三叠统佩枯错阶对应的 RGB 颜色为(227,185,219),在 AutoCAD 选择颜色对话框内将红色数值设置为 227,将绿设数值设置为 185,将蓝色数值设置为 219(见图 1),点击确定,关闭选择颜色和图层对话框,用新建的图层进行图案填充即可。应当注意的是 AutoCAD 图案填充的边界应该是闭合的,使用多线段构建填充边界更利于图案(颜色)的充填。此外,建立图层时可以只建立一个图层,再通过修改特性逐一修改填充的颜色,也可每一种填充色单独建立图层。后法在建立图层时会比较繁琐,但对后期的修改会带来诸多便利。

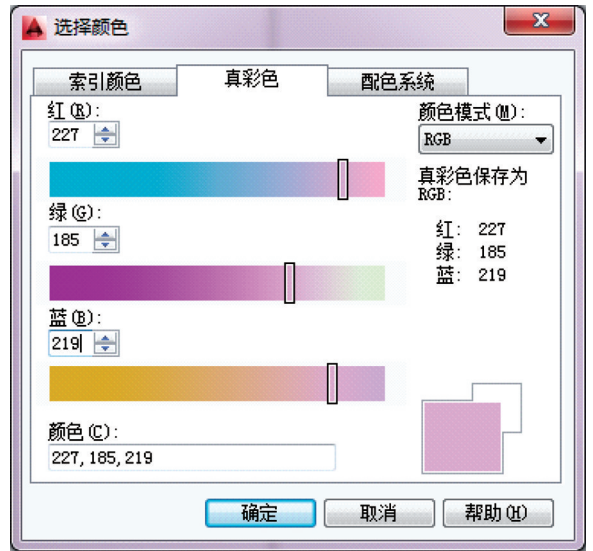


图 1 AutoCAD 2014 中的选择颜色对话框

Fig. 1 Dialog of color selection in AutoCAD 2014

5 结语

笔者据《国际年代地层表》配色方案和《贵州省地层序列总表》(贵州省地质调查院, 2017)编制了贵州省年代地层 RGB 配色方案, 基本按照国际地层委员会制订的年代地层色标并参照其用色原则及 DZ/T0179-1997《地质图用色标准及用色原则(1:50000)》的用色要求, 适合在绝大多数办公和计算机辅助制图软件中使用, 通过查询和简单设置即可保证各类不同地质图件中同一地层单元的颜色达到统一一致, 可为贵州省地质图件编制中年代地层单位和岩石地层单位配色标准提供参考。

[参考文献]

樊隽轩, 彭善池, 侯旭东, 等. 2015. 国际地层委员会官网与《国际

年代地层表》(2015/01 版) [J]. 地层学杂志, 39(2): 125-134.

樊隽轩, 陈冬阳, 侯旭东. 2016. 《国际年代地层表》(2016/04 版)、配色方案及其应用 [J]. 地层学杂志, 40(4): 341-348.

樊隽轩, 李超, 侯旭东. 2018. 《国际年代地层表》(2018/08 版) [J]. 地层学杂志, 42(4): 365-370.

国际地层委员会. 国际年代地层表 v2020/01. [EB/OL]. 2020-01. <https://stratigraphy.org/icschart/ChronostratChart2020-01.pdf>.

国家技术监督局. 2001. 区域地质图图例(1:50000): GB 958-99 [S]. 北京: 地质出版社, 3.

贵州省地质调查院. 2017. 中国区域地质志: 贵州志 [M]. 北京: 地质出版社, 753, 9, 11-12.

李廷栋. 2007. 国际地质图编图现状及发展趋势 [J]. 中国地质, 34(2): 206-211.

李廷栋, 刘勇, 王军, 郑洪伟. 2014. 略论地质图件的十大功能 [J]. 地质论评, 60(3): 473-485.

世界地质图委员会. 国际年代地层表配色方案.

王成源, 彭善池. 2017. 推进《国际年代地层表》在中国的应用 [J]. 地层学杂志, 41(2): 216-220.

The RGB Color Model and Application of Chronostratigraphic Chart of Guizhou Province

ZHANG Kai^{1,2}, HUANG Long-hui³, LU Yu-min

(1. China National Gold Group Guizhou Co., Ltd, Guiyang 550009, Guizhou, China;

2. Sino Guizhou Jinfeng Mining Limited, Zhenfeng 562200, Guizhou, China;

3. Geological archive of Guizhou province, Guiyang 550000, Guizhou, China)

[Abstract] Color is the basic and relatively important element that constitutes a geological map, and different color denotes various strata and rocks. There are specific regulation on the use of geological map no matter in domestic or international, and the colors of certain chronostratigraphic unit, lithological strata and rock should be unique and uniform. In actual works, a large number of workers design the colors based on conjecture because of the reasons like the involvement of chromatology and the limitation of the application of the current code, bring on the consequence that the use of colors on geological map is different at same rock and strata of same area. In order to solve this problem, this paper compiles the RGB color model of Guizhou chronostratigraphic chart according to *International chronostratigraphic chart* and *Stratigraphic sequence of Guizhou*, 2017, on the one level to offer as a reference of computer mapping for geological workers in Guizhou province, on the other level to promote the International chronostratigraphic chart.

[Key Words] International chronostratigraphic chart; Stratigraphic sequence of Guizhou; color model; CMYK, RGB

乡镇地质资源调查评价的方法与实践

——以贵州 20 个脱贫攻坚重点乡镇为例

龚和强¹, 鲜绍军^{2*}, 曾道国², 沈其俊¹, 周文龙²

(1. 贵州省土地矿产资源储备局; 2. 贵州省有色金属和核工业地质勘查局地质矿产勘查院)

[摘 要] 本文详细介绍了贵州省实施的 20 个脱贫攻坚重点乡镇地质资源调查项目的实施背景、目标任务和主要技术要求。同时, 还详细介绍了资料搜集、方案编制、调查评价、专题研究、报告编制等具体工作程序。最后对贵州省 20 个脱贫攻坚重点乡镇地质资源调查评价取得的主要成果进行了介绍。

[关键词] 地质资源; 调查评价; 方法实践; 乡镇

[中图分类号] P61; F403.3 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)-01-0103-06

1 实施背景

贵州是中国脱贫攻坚的主战场和决战区。2017 年, 贵州按贫困程度筛选出了威宁县石门乡、晴隆县三宝彝族乡、从江县加勉乡等 20 个极贫乡镇(图 1), 作为脱贫攻坚的重中之重。

为查清 20 个极贫乡镇地质资源禀赋情况和资源潜力, 助力各极贫乡镇脱贫攻坚决战, 以及脱贫后能稳定不返贫, 2017 年 9 月, 贵州省自然资源厅安排了省级地勘基金项目“贵州省极贫乡镇地质资源调查”。项目由贵州省土地矿产资源储备局组织实施, 贵州省有色金属和核工业地质勘查局地质矿产勘查院承担项目调查工作。全国首次以乡镇辖区为单元的综合地质资源调查评价工作开展, 调查工作所指的地质资源主要为各类固体矿产资源, 地下水(山泉水、矿泉水、地热水)、旅游地质资源、农业地质资源等。

2 目标任务

2.1 主要目标

紧紧围绕脱贫攻坚、稳定脱贫成果以及脱贫后稳定不返贫, 以需求为导向, 资源优质优用为前提, 为各极贫乡镇提供地质资源开发(勘查)利用项目建议, 为相关产业建设提供基础地质资料, 助力脱贫攻坚决战。

2.2 主要任务

(1) 系统收集和整理各乡镇地质资源的相关资料, 编制地质资源调查实施方案, 实施调查评价工作;

(2) 查清 20 个极贫乡镇各类地质资源分布特征、规模、开发利用状态、资源潜力等;

(3) 提出各乡镇地质资源开发(勘查)利用建议;

(4) 编制各乡镇地质资源调查分报告, 20 个极贫乡镇地质资源调查集成报告。

[收稿日期] 2020-10-22 [修回日期] 2021-01-12

[基金项目] 贵州省公益地勘基金项目(黔国土资综合函[2017]257号)资助。

[作者简介] 龚和强(1965—), 男, 研究员, 长期从事矿产地质研究工作。Email: gongheqiang@sina.com。

[通讯作者] 鲜绍军(1985—), 男, 高级工程师, 长期从事矿产勘查工作。Email: 81110645@qq.com。

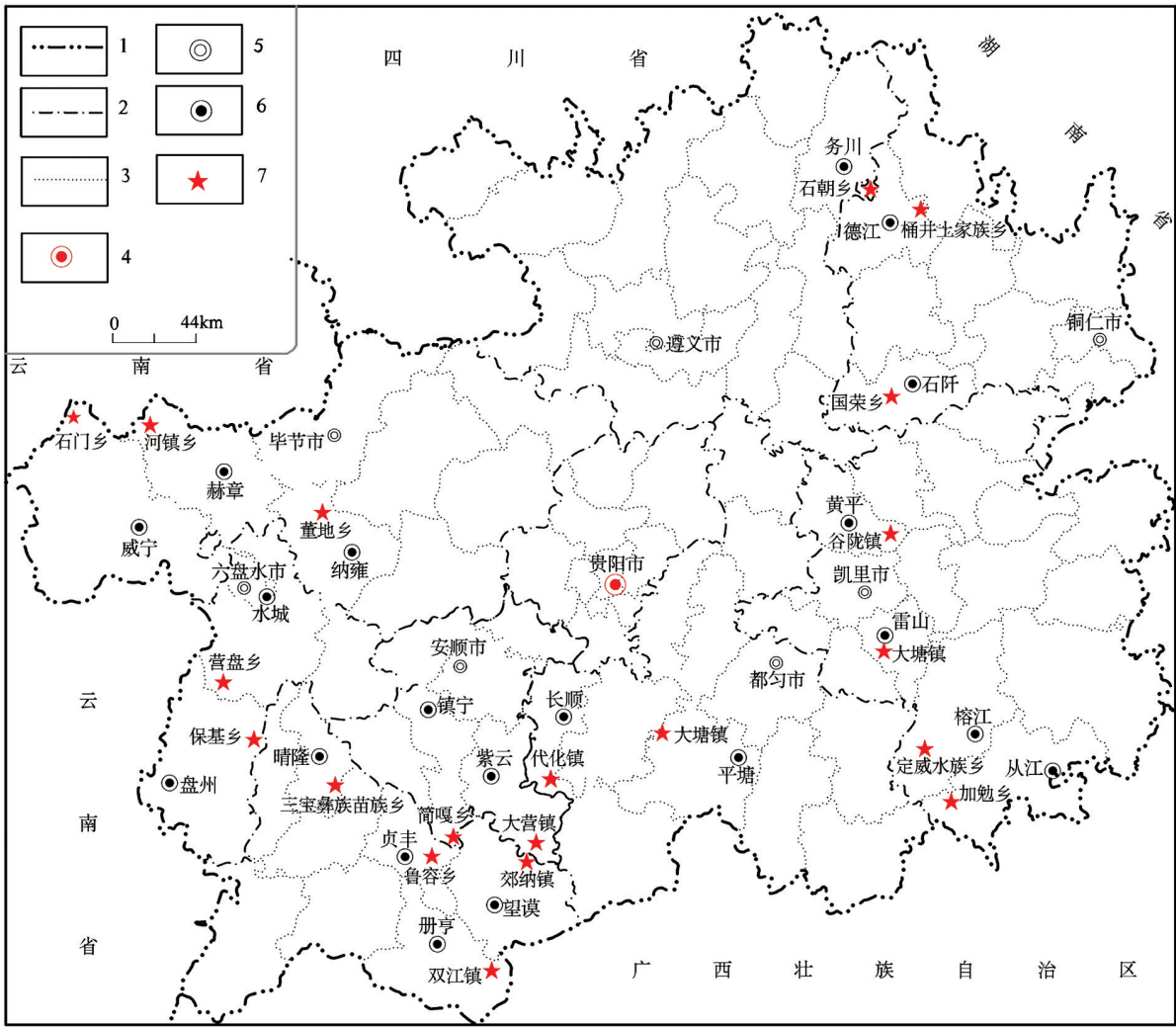


图 1 贵州省 20 个重点乡镇分布位置图

Fig. 1 Distribution of the 20 extremely poor towns in Guizhou Province

1—省级行政区划范围;2—地级行政区划范围;3—县级行政区划范围;4—省级行政中心;5—地级行政中心;6—县级行政中心;7—极贫乡(镇)

3 主要技术要求

3.1 调查评价依据

极贫乡镇地质资源调查评价主要依据:(1)乡(镇)地质资源禀赋条件,包括地层、构造、岩浆岩、地形地貌等;(2)乡(镇)所处地理位置;(3)乡(镇)交通现状及交通规划;(4)乡(镇)及周边发展规划;(5)乡(镇)人文条件;(6)地质资源市场前景。

3.2 技术路线

调查评价工作以资料搜集为基础,通过综合分析,针对乡(镇)范围内的地质背景和地质条件,有针对性地开展地质调查工作,辅以山地工程

进行取样分析测试,重点调查区采用代表性钻探工程控制,开展综合研究。

3.3 调查评价的技术标准

目前国家及行业主管部门尚无乡镇地质资源调查标准或规定,此次调查工作主要采用中国地质调查局《1:5万矿产地质调查工作指南》(试用)、《水文地质调查规范》(DZ/T0282-2015)、《贵州省旅游资源大普查技术要求》等相应规范或要求。

4 工作程序与要求

工作程序主要包括:资料搜集、踏勘以及与当地政府、职能部门的沟通协调。通过对搜集到的资料进行整理分析,编制实施方案,开展野外工

作。野外工作完成后,对调查成果进行整理,编制成果报告,提交报告评审并进行资料汇交。最后将成果报告移交政府及相关职能部门,并提供后续咨询服务,促进成果转化(图2)。

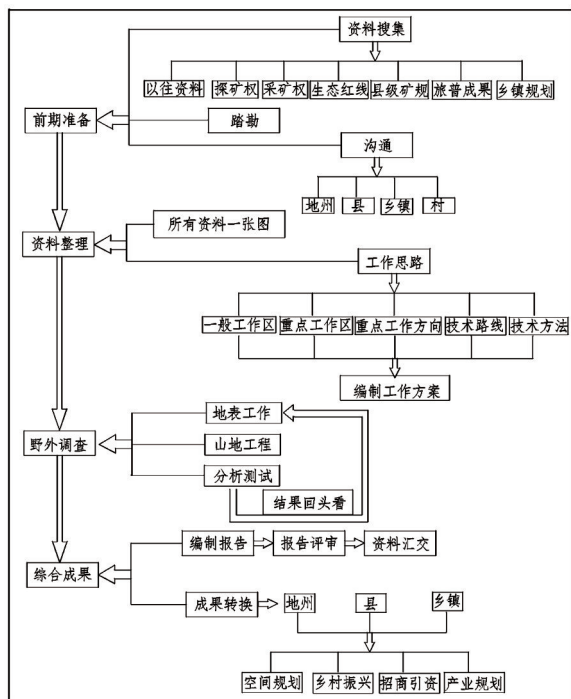


图2 乡镇地质资源调查工作流程图

Fig. 2 Work flow chart of geological resources investigation in towns

4.1 收集资料

资料搜集主要包括:(1)各乡(镇)行政区划,确定工作区范围;(2)交通位置图,交通发展最新规划;(3)生态红线设置情况;(4)旅游地质普查成果;(5)乡(镇)所在县矿产资源规划;(6)1:20万、1:5万地质、矿产、水工环地质调查成果资料;(7)各类相关矿产预查、普查、详查、勘探工作成果资料;(8)探矿权、采矿权分布情况;(9)正在进行的矿产勘查工作资料、成果;(10)正在开采的或已经关停的矿山资料;(11)发放并回收“极贫乡镇地质资源开发利用意向调查表”。

4.2 资料整理与分析

通过资料整理与分析工作:(1)摸清乡(镇)地质资源家底情况;(2)划定一般调查区、重点调查区(已经作过矿产地质勘查工作的区域为一般调查区,未作任何地质工作且具备较好地质资源禀赋条件区域为重点调查区)。

4.3 编制实施方案

完成资料收集、整理分析工作之后,到工作区所在地县自然资源局、林业局、水利局等部门和乡(镇)政府进行上门访问、召开座谈会等方式,了解资源状况、当地需求、发展规划,以需求为导向,以优质优用为前提,编制地质资源调查实施方案。地质资源调查实施方案内容主要有:地质背景与地质条件、工作部署和技术路线、工作内容方法和技术要求、潜力评价、综合研究、实物工作量、工作时间和人员安排、预期成果与保障措施等。

4.4 野外地质调查与施工

野外工作手段主要包括但不限于:地质测量工作(重点工作区开展1:2000至1:5000比例尺地质填图、1:1000至1:2000比例尺地质剖面测量)、轻型山地工程(槽探和剥土)、钻探(代表性工程验证)、取样分析测试(槽探和剥土采样、钻探采样和地表拣块采样、水样等),所有工作按相关规范规程标准执行。

4.5 资料综合整理和研究

对搜集到的资料、野外调查成果、分析测试成果,进行资料综合整理。结合乡(镇)区位、交通、规划等实际情况,提出具备资源开发利用潜力的资源类型,划分近期可利用的短平快型地质资源,适合中长期规划利用的地质资源等(可供进一步勘查)。综合评价各类型地质资源潜力、利用(或勘查)的技术可行性、开发利用(或勘查)周期、经济效益、社会效益、环境效益等。

4.6 专题研究

以乡(镇)中具有较好的开发利用条件的地质资源,进行资源潜力、市场前景、经济效益、环境效益等的专题研究,提出地质资源的开发利用方式,综合评价其开发所能带来的收益。

4.7 综合研究

开展地质资源调查与巩固脱贫攻坚成果及乡村振兴关系的研究,完善和丰富地质资源调查评价内容,研究建立综合评价模型,指导地质资源开发(或勘查)。如根据矿产资源开发利用潜力、市场需求、开发意向区分不同矿产的重要性;根据地

质资源特点,确定适宜近期开发利用的“短、平、快”类型的地质资源、适宜中长期规划利用的地质资源、现阶段市场前景不明朗但具有一定潜力的地质资源等来划分地质资源开发(或勘查)的先后顺序等(鲜绍军 等,2020)。通过综合研究与评价,提出相关开发利用(或勘查)建议,并可供相关规划参考。

4.8 成果报告编制

(1)乡(镇)地质资源调查成果报告编制

以乡(镇)范围为单元进行地质资源调查评价报告是对工作区地质特征等的认识的总结,是部署后续相关勘查和开发利用工作、国土空间规划编制的重要依据。报告应全面、系统、客观地反映项目的工作情况和工作成果,做到原始数据资料准确无误,研究分析简明扼要,结论依据可靠;相关附图、附表和附件完整齐全。

成果报告应包括但不限于:正文、附图(区域地质图、实际材料图、综合成果图、工程素描图、取样剖面图、资源量估算图等)、附表(分析测试结果、资源量估算表等)、附件(任务书、野外验收意

见、相关文件等)。

(2)综合集成成果报告编制

将同批次乡镇地质资源调查成果进行集成,对片区乃至区域地质资源的勘查和开发利用进行统筹规划,达到综合利用、优质优用的目的。报告可按地质资源类型进行归类叙述:如方解石、矿泉水、地热、饰面石材等;地质资源勘查(利用)建议也应进行汇总,如:适宜近期开发利用的、适宜中长期规划利用的、紧缺的地质资源等。

5 取得的主要成果

5.1 调查成果

调查工作在 20 个极贫乡镇辖区范围内共发现可供利用的地质资源 15 类 39 处,其中:方解石 2 处、矿泉水 4 处、山泉水 5 处、地热 2 处、纤维用玄武岩 4 处、重晶石 2 处、石材 3 处、煤炭 4 处、石英砂岩 1 处、铅锌 1 处、建筑用砂石 3 处、砖瓦用泥页岩 1 处、金矿 1 处、生态农业潜力区 2 处、具备较高开发价值的旅游地质资源 4 处(表 1)。

表 1 20 个极贫乡镇可供利用的地质资源情况表

Table 1 Available geological resources of the 20 extremely poor towns

县	乡镇	资源种类	资源概况
盘州市	保基乡	方解石	资源量:458.56 万吨
紫云县	大营镇		资源量:102.66 万吨
盘州市	保基乡	矿泉水	流量:4.0~20 L/s;镉:0.254 mg/L
镇宁县	简嘎乡		JG-Q4 泉点流量:4.0L/s;镉:0.491 mg/L
纳雍县	董地乡	矿泉水	SD1 泉点流量:12 L/s;镉:0.217 mg/L
榕江县	定威乡		SY8 泉点流量:1.5/S;偏硅酸:29.31 mg/L
榕江县	定威乡	山泉水	SY3 泉点流量:18 L/s;SY7 流量:20 L/s
望谟县	郊纳镇		SY3 泉点流量:8 L/s;SY1、SY2 流量:41 L/s
纳雍县	董地乡	纤维用玄武岩	SD2 泉点流量:30 L/s
从江县	加勉乡		流量超过 10 L/s 的泉点 10 余处
黄平县	谷陇镇	地热水	HGSD02 泉点流量:20 L/s;HGSD05、06 流量:30 L/s
纳雍县	董地乡		日出水量 420 m ³ ,水温 55.5℃
石阡县	国荣乡	重晶石	地热资源潜力区 1 处
赫章县	河镇乡		I 矿点:预测资源量 2 610 万吨;II 矿点:预测资源量 3 190 万吨
威宁县	石门乡	石材	预估资源量 870 万吨
纳雍县	董地乡		预估资源量 1 305 万吨
水城县	营盘乡	纤维用玄武岩	预估资源量 435 万吨
黄平县	谷陇镇		远景资源量 1 000 万吨
务川县	石朝乡	重晶石	资源潜力区 1 处
石阡县	国荣乡		灰岩饰面石材资源潜力区面积 4.28 km ²
平塘县	大塘镇	石材	灰岩饰面石材资源量 159 608 万 m ³
雷山县	大塘镇		板岩饰面石材远景资源量 2 714 万 m ³
石阡县	国荣乡	纤维用玄武岩	灰岩饰面石材资源潜力区面积 4.28 km ²

续表			
县	乡镇	资源种类	资源概况
晴隆县	三宝乡	煤	查明资源量 7 800 万吨,远景资源量 5 870 万吨
纳雍县	董地乡		查明资源量 4 500 万吨,远景资源量 5 000 万吨
务川县	石朝乡		查明资源量 912 万吨
平塘县	大塘镇	石英砂岩	资源量;1 262 万吨
威宁县	石门乡	铅、锌	预测金属资源量 45. 53 万吨
册亨县	双江镇	建筑用砂石	CS-JL1 矿点: 预测资源量 75 万 m ³ ;CS-JL2 矿点: 预测资源量 30 万 m ³
贞丰县	鲁容乡		许满组第三段地层、吴家坪组分布区
德江县	桶井乡		预估资源量:2. 6×10 ⁶ m ³
长顺县	代化镇	泥页岩	查明资源量 412. 33 万吨,远景资源量超 1 亿吨
贞丰县	鲁容乡	金	(333)金属量 1 532. 54 kg
水城县	营盘乡	农业地质	粘土-玄武土分布区面积: 5 km ²
务川县	石朝乡		适宜大棚蔬菜农业区域 2625 亩
水城县	营盘乡		5 级旅游资源单体 4 处、四级旅游资源单体 3 处
平塘县	大塘镇	旅游资源	高岩峡谷旅游资源单体
长顺县	代化镇		地质科普-观光旅游路线

5.2 优选项目建议

通过分析资源禀赋特征,结合交通、市场潜力初步分析,在 39 处可利用的地质资源中优选了 28 处地质资源作为最终项目建议。针对方解石、矿泉水、地热、山泉水、石材等 5 类适宜近期利用的地质资源提出了 13 个利用(勘查)项目建议;针对

重晶石、纤维用玄武岩、煤矿、旅游资源、绿色生态农业用地资源、金矿、龟裂纹灰岩石材等 7 类适宜中长期规划利用的地质资源提出了 12 个利用(勘查)项目建议;针对册亨县双江镇、贞丰县鲁容乡、德江县桶井乡砂石矿紧缺现状,提出了设置了 1-2 处砂石类矿业权的建议(表 2)。

表 2 20 个极贫乡镇优选地质资源开发(勘查)项目建议

Table 2 Suggestions about development or exploration projects on optimizing geological resources of the 20 extremely poor towns

县名	乡(镇)	数量(个)	优选项目建议
威宁县	石门乡	1	纤维用玄武岩原料基地建设
赫章县	河镇乡	1	引进纤维用玄武岩拉丝生产线
纳雍县	董地乡	3	温泉崖壁小镇建设、罗嘎村包装山泉水厂建设、纤维用玄武岩原料基地建设
水城县	营盘乡	2	生态观光农业、纤维用玄武岩原料基地建设
盘州市	保基乡	2	方解石勘查开发利用、锇矿泉水开发
晴隆县	三宝乡	1	深部煤矿勘查
望谟县	郊纳镇	1	山泉水开发
册亨县	双江镇	1	设置砂石矿权
贞丰县	鲁容乡	2	建筑用石灰岩开发、金矿勘查开发
从江县	加勉乡	1	山泉水开发
黄平县	谷陇镇	2	HGSD02、HGSD05-06 山泉水开发、重晶石深部找矿勘查
雷山县	大塘镇	2	饰面石材(板岩)勘查开发、高岩峡谷旅游开发
榕江县	定威乡	1	山泉水开发
镇宁县	简嘎乡	1	锇矿泉水开发建设
紫云县	大营镇	1	方解石勘查开发
长顺县	代化镇	1	设置地质科普旅游线路
平塘县	大塘镇	2	石英砂岩开发、灰岩饰面石材开发
石阡县	国荣乡	1	龟裂纹灰岩石材勘查
德江县	桶井乡	1	建筑用砂石开采
务川县	石朝乡	1	蔬菜农业基地建设

6 重要意义

6.1 主要创新与特点

(1)国内首次。贵州省乡镇行政辖区面积一般在数十到数百平方公里,范围在1:5万标准图幅面积的十分之一到一半之间,以乡镇辖区为尺度的综合地质资源调查在全国尚属首次。

(2)创新评价标准。根据调查工作的目的任务,提出了“适宜近期利用的”、“适宜中长期规划利用的”、“紧缺的”三类地质资源划分标准。

(3)以需求为导向,以优质优用为前提。不同于以往地质勘查的预-普-详-勘,本次调查内容广泛,重点突出。乡镇辖区内有那些地质资源,地方政府是否有开发意向,地质资源市场前景如何,地质资源潜力如何……等等,这些条件都是调查评价工作的重要参考依据。

(4)边工作,边探索,边总结。工作开展过程中,地质资源内涵、工作程度等都是争论较多的内容。项目实施、勘查单位多次邀请贵州省自然资源厅、贵州省土地矿产资源储备局、贵州省有色金属和核工业地质勘查局、贵州省地质矿产开发局、贵州省煤田地质局、中化地质矿山总局贵州地勘院、中国建材地勘中心贵州总队等省内专家对技术路线、技术方法、工作深度进行研讨,丰富了地质“三边”工作的内容。

(5)成果转化衔接好。调查工作初步完成时,已有“贵州省方解石矿资源调查评价及开发区块优选项目”把调查工作发现的盘州市保基乡的方解石分布区纳入重点工作区;贵州省安方投资实业有限公司根据调查成果,在赫章县投资200余万元开展了“贵州省赫章县纤维用玄武岩调查”项目,取得了很好的效果;雷山县大塘镇对此次调查工作提供的灰绿色板岩饰面石材已有了初步开发意向;平塘县大塘镇石英砂岩开采公司已经根据调查的成果,将原来直接开采出售石英砂岩原料的方式向精细加工后出售的方式转变,提高了产品附加值,同时调查工作划定了石英砂岩资源远景区,为其对口帮扶的数十户贫困户稳定脱贫奠定了基础。

6.2 重要意义

(1)按照“贫困地区矿产等资源开发,让贫困

人口分享资源开发收益”的原则(国务院2016),20个极贫乡镇地质资源调查评价工作具有重点性、针对性和示范性,同时起到了为引领拉动后续矿产勘查与资源开发利用、为乡镇产业发展奠定基础性的作用。

(2)国土空间规划编制工作的推进对乡镇级的国土空间规划提出具体要求,地质资源调查评价也是开展资源环境承载力和国土空间开发适宜性评价的基础性工作(王彬等,2019)。“贵州省极贫乡镇地质资源调查”项目的诸多成果对夯实乡镇国土空间规划编制的基础具有重要意义(鲜绍军等,2020)。

(3)随着我省脱贫攻坚任务的全面完成,乡村振兴战略的实施(中共贵州省委,贵州省人民政府2018),地质资源调查评价与有效开发利用是基础性的工作。以“贵州省极贫乡镇地质资源调查”项目的工作的实践为基础,探讨今后乡镇行政辖区为单元的地质资源调查评价方法及应用,将有力助推我省以乡镇行政辖区为单元地质资源调查评价工作的开展。

(4)乡镇级尺度的地质资源综合调查目前尚无工作指南,为探索性的新类型项目,调查工作中所涉及的地质资源范畴、调查工作深度等认识有待于进一步深化。贵州20个极贫乡镇地质资源调查工作的顺利完成,为今后我省参考《矿产地质调查技术要求(1:50000)》编制乡镇地质资源调查评价工作指南,进一步提高调查评价工作的科技水平和成果质量,建立贵州省乡(镇)资源调查评价数据库,促进成果的集成和共享等有很好的借鉴作用。

[参考文献]

- 国务院. 2016. 贫困地区水电矿产资源开发资产收益扶贫改革试点方案[EB/OL]. 国务院办公厅.
- 王彬, 皱长慧, 熬嘉辰. 2019. 贵州推进国土空间规划“多规合一”的问题与对策研究[J]. 社会科学前沿, 8(12): 2055-2059.
- 鲜绍军, 姜伟, 付桥林, 等. 2020. 贵州省极贫乡(镇)地质资源调查报告[R]. 贵州省有色金属和核工业地质勘查局地质矿产勘查院.
- 中共贵州省委, 贵州省人民政府. 2018. 关于乡村振兴战略的实施意见[OB/OL]. 中共贵州省委, 贵州省人民政府.

(下转第98页)