

贵州第一枚标准层型剖面及点位(GSSP)金钉子

——寒武系苗岭统及乌溜阶研究与意义

赵元龙¹,袁金良²,郭庆军³,尹磊明²,杨兴莲¹,
王春江⁴,杨瑞东¹,王 约¹,杨宇宁¹,陈圣光¹,罗 雪¹

(1. 贵州大学,贵州 贵阳 550025;2. 中国科学院南京地质古生物研究所,江苏 南京 210008;
3. 中国科学院地理科学与资源研究所,北京 100001;4. 中国石油大学,北京 102249)

[摘 要]2018 年 6 月 21 日,国际地科联全票通过批准寒武系第三统为苗岭统,第 5 阶为乌溜阶的全球标准层型及点位(GSSP)的建议,落户在中国贵州八郎,这是我国获得的第 11 个金钉子,使我国成为拥有金钉子最多的国家。由贵州大学赵元龙为首的由贵州大学及中科院南京古生物研究所等单位组成的国际研究团队,历时 35 年,通过三叶虫、疑源类地层、层序地层、无机及有机地球化学等多学科综合研究,经过了激烈的多国竞争而获得,成为全球同期地层对比中心。

[关键词]“金钉子”;寒武系,苗岭统及乌溜阶;全球同期地层对比;贵州

[中图分类号]P52;P53;P534.41 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)03-0229-09

1 地理位置

寒武系苗岭统及乌溜阶金钉子位于贵州剑河八郎乌溜-曾家崖凯里组剖面,该剖面位于剑河革东西北方向(图 1),直线距离仅 3 km 左右,之南为八郎村,东南方向为屯州村,地理坐标为东经 108° 24' 830"E,北纬 26° 48' 43"N;屯州及八郎均有公路通革东,革东有高速公路,西通贵阳,东通长沙。乌溜-曾家崖剖面由屯州步行约 30 分钟,由八郎步行 40 分钟到达。

2 地质背景

剑河革东地区寒武系早中期地层位于扬子地台区和江南区之间的寒武系过渡区(周志毅等,1979,1980;尹恭正,1987)。研究区位于革

东向斜的西北翼(图 3),由成冰系至埃迪卡拉系及寒武系组成,构成了长达 5 km 的少有的多系连续地层剖面,其中寒武系出露有留茶坡组、牛蹄塘组、九门冲组、变马冲组、杷榔组、“清虚洞组”、凯里组、甲劳组及娄山关组,含生物群的地层从老到新为含杷榔生物群的杷榔组,含剑河生物群的“清虚洞组”,产金钉子及凯里生物群的凯里组(图 3)。

杷榔组:分布在交榜及辣子寨一带,主要由灰绿色粉砂质泥岩组成,下部夹钙质粉砂岩及少量泥灰岩,产大量三叶虫,中上部产杷榔生物群,厚 400 m 左右。

“清虚洞组”:主要分布与交榜与八郎村之间的松山一带,由灰绿色中层灰岩、泥岩及白云岩组成。中及中下部为灰岩,中上部为灰岩与泥岩互层,顶部为白云岩,产三叶虫、中上部产剑河生物群,厚约 220 m。

[收稿日期]2021-05-19 [修回日期]2021-07-12

[基金项目]国家自然科学基金项目(编号:49060010、40372023 和 40672018);国家科技部 973 项目(2002CC2600 和 2006CB806401);全国地层委员会基金及贵州省科技基金 GSCFG(2010)001 联合资助。

[作者简介]赵元龙(1937—),男,二级教授,主要从事古生物研究工作。E-mail:zhaoyuanlong@126.com。

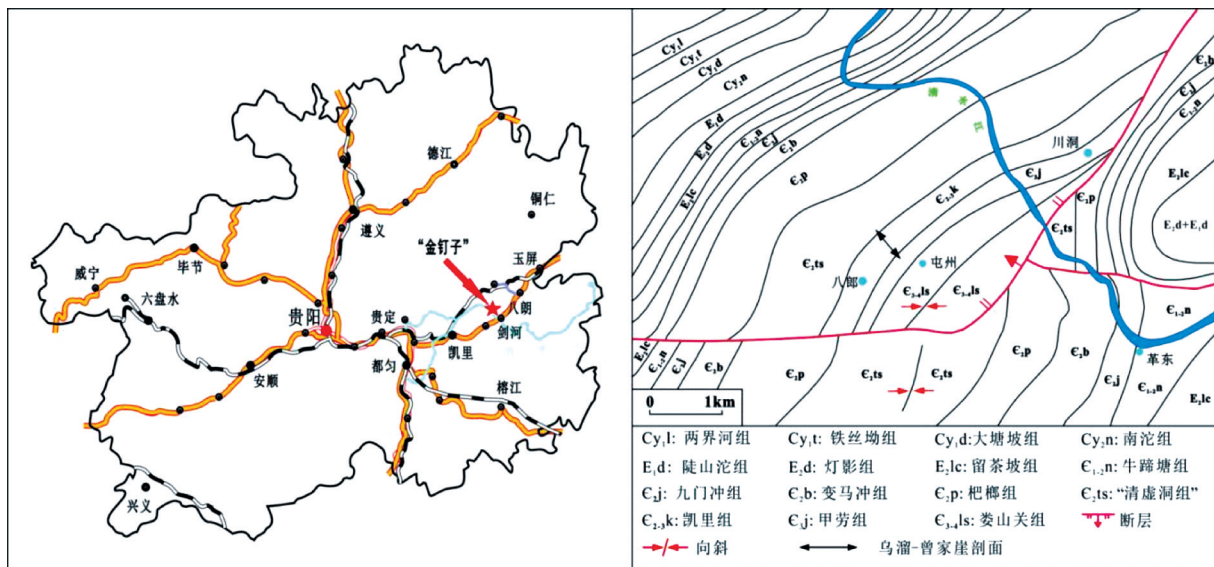


图1 贵州剑河八郎乌溜-曾家崖剖面地理位置及研究区地质图(据 Zhao et al., 2012 修改)

Fig. 1 Map showing the geographic location of Wuliu-Zengjiaya section and a succession geological map of the study area(modified from Zhao et al., 2012)

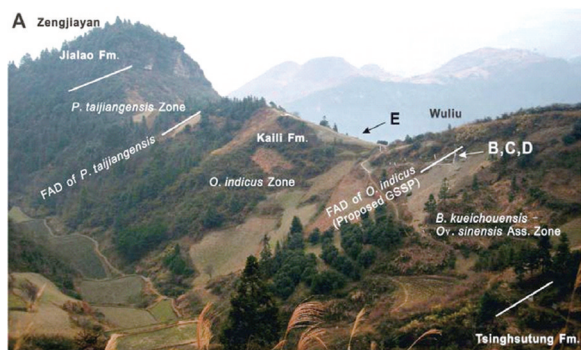


图2 乌溜-曾家崖金钉子剖面及凯里组三个三叶虫生物带

Fig. 2 View of the Wuliu-Zengjiaya section showing three trilobites zones of the Kaili Formation

凯里组:主要分布于八郎村、苗板坡及川洞等地。为跨2统及3统的岩石地层,乌溜-曾家崖凯里组厚214.2 m,分为30层,3段:

(1)灰—深灰色灰岩,泥岩,25.9 m。主要产宽背虫 *Bathynotus*、莱德利基虫 *Redlichia*、原掘头虫 *Protoryctocephalus*、瘤冠掘头虫 *Ovatoryctocara* 等,包括1-6层。

(2)灰—青灰色中厚层粉砂质泥岩,包括7-26层,产三叶虫,中上部产凯里生物群,苗岭统及乌溜阶底界即金钉子位于52.8 m处,厚148.1 m。

(3)灰色泥晶灰岩,生物碎屑灰岩,下部泥灰岩,夹风暴岩包括27-30层,厚40.2 m。

经过30多年研究,不断采集三叶虫,进行鉴定,不断变更三叶虫组合带。直至2015年,更正了 *Ovatoryctocara granulata* 为 *Ovato. sinensis*,最终

在凯里组由下而上建立了3个三叶虫带:1 贵州宽背虫-中国徽冠掘头虫组合带(*Bathynotus kueichouensis*-*Ovatoryctocara sinensis* Ass. Z)从0 m~52.8 m处;2. 印度掘头虫带(*Oryctocephalus indicus* Z.)从52.8 m~143.8 m;3. 台江胸针球接子带(*Peronossis taijiangensis* Z.)从143.8 m~214.2 m处。(图3)(Zhao et al., 2017, 2019)。

甲劳组:分布于屯州村及八郎村东,主要由灰色中厚层及厚层白云质灰岩,粉砂质白云岩组成,化石门类虽少,但也产三叶虫、腕足类、少量水母状化石、刺胞动物、藻类及遗迹化石。

乌溜-曾家崖凯里组剖面位于八郎村之北的乌溜-曾家崖山脊,中下部52.8 m处为苗岭统及乌溜阶金钉子标准层型剖面及点位处,中上部产凯里生物群。该剖面之北0.6 km的苗板坡剖面凯里组中上部凯里生物群是凯里生物群化石最丰富的产地(图4)。

3 寒武系苗岭统乌溜阶金钉子与科学意义

3.1 研究概况

(1) 乌溜-曾家崖剖面凯里组剖面岩石学研究

乌溜-曾家崖剖面凯里组厚214.2 m(赵元龙等,1990,1992,1993),由灰绿色粉砂质泥岩组成,

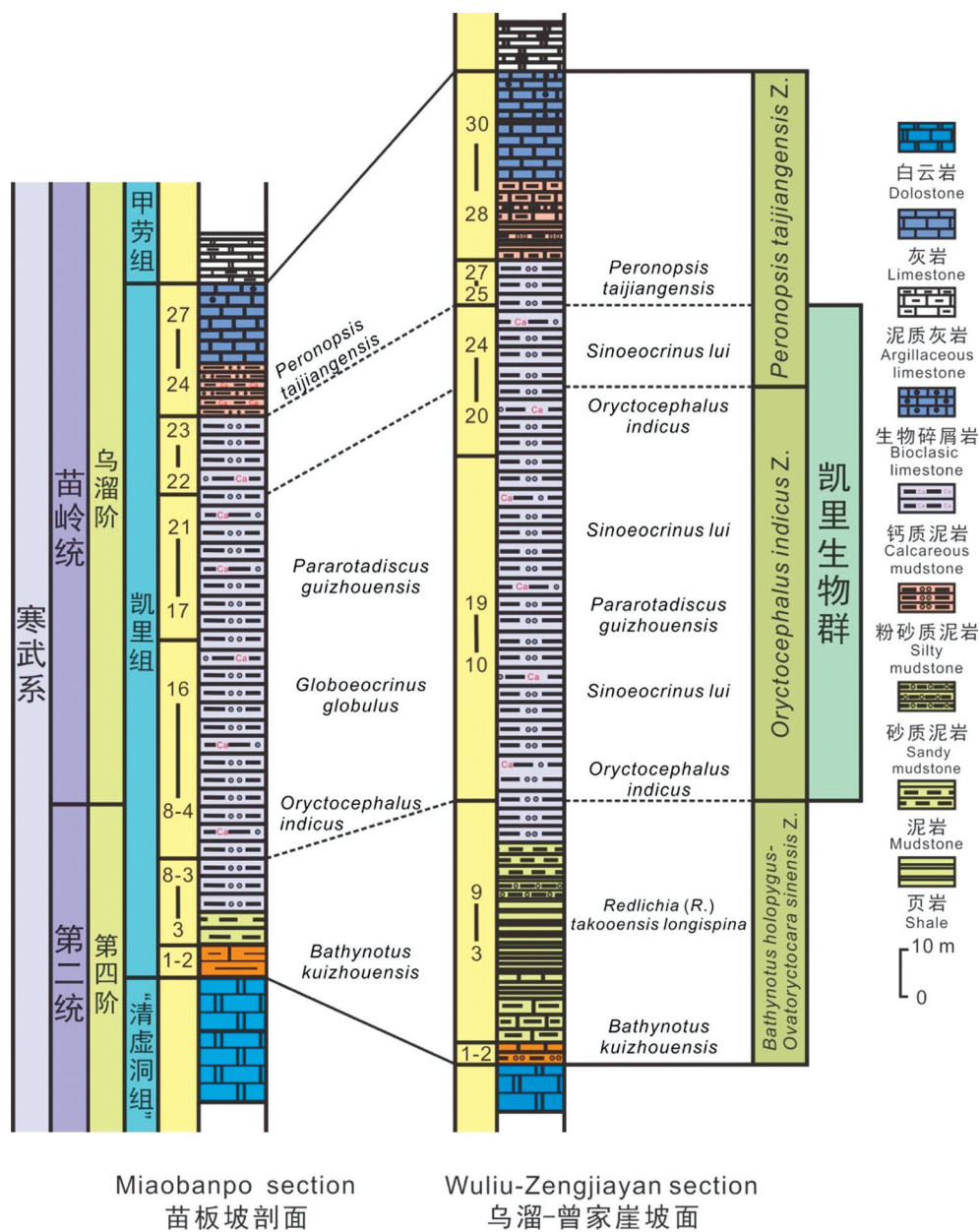


图3 剑河八郎乌溜-曾家崖剖面及苗板坡凯里组柱状对比图

Fig. 3 Stratigraphic column of Wuliu-Zengjiaya section and Miaobanpo section of Kaili Formation near Balang village, Jianhe County



图 4 乌溜-曾家崖剖面寒武系苗岭统及乌溜阶界线

Fig. 4 Boundary of Cambrian Miaoling series and Wuliuan stage in Wuliu-Zengjiaya section

下部及上部以灰岩,生物碎屑灰岩为主,岩层出露好,没有变形及变质,产状稳定,层段清晰,完全符合地层委员会颁发的“国际地层委员会关于建立全球年代地层标准剖面的准则”(Zhao et al., 2001, 2019),并进行了岩石地层学的研究。

(2) 生物地层研究

化石丰富,含有大量三叶虫、疑源类,分带性明显,中上部为著名的凯里生物群,含有 120 多个动物化石属,分属 10 大化石门类。

经过 30 多年研究,不断完善三叶虫组合带:

1. 贵州宽背虫-中国徽冠掘头虫组合带 (*Bathynotas kueichouensis* - *Ovatoryctocara sinensis* Ass. Z);

2. 印度掘头虫带 (*Oryctocephalus indicus* Z); 3. 台江胸针球接子带 (*Peronossis taijiangensis* Z) (Zhao et al., 2017, 2019)。

疑源类可分为 2 个组合带, 下部为 *Letomarginata simplex* - *Fimbriaglomerelia membranacea* Ass. Z, 上部为 *Cristallinium cambriense* - *Heliosphaeridium nodosum* - *Globosphaeridium Cerin* Ass. Z (Yin et al., 2008; 尹磊明 等, 2010; Zhao et al., 2019, Fig. 9), 两个组合带界线位于 52.3 ~ 52.7 m, 稍低于 *O. indicus* 首现的 52.8 m。

因此, 凯里组的年代地层跨寒武系第 2 统与第 3 统, 是跨年代的岩石地层单位。

(3) 地球化学有机地球化学研究

碳硫同位素研究及有机地球化学研究结果, 其漂移点与 *O. indicus* 首现点处于近一致水平 (Guo et al., 2005, 2014; Wang et al., 2014; Zhao et al., 2019)

(4) 层序地层研究

凯里组海平面最大变化位 (mfs) 与 *O. indicus* 首先点近于一致。(王约等, 2005; Zhao et al., 2019, 图 3)

(5) 全球同期地层对比研究

以 *O. indicus* 为标准, 与北印度、西伯利亚、北美、北格陵兰同期地层进行了直接对比 (Zhao et al., 2019, Fig. 2), 以 *Bathynotus* 作参考, *Bathynotus kueichouensis* - *Ovatoryctocara sinensis* ASS. Z 与澳大利亚含 *Bathynotus* 层位的 *Pentagnostus krusei* 带进行对比; 通过西伯利亚 *Oryctocephalus indicus* Z 中的 *Paradoxides* 与地中海中的 *Eccaparadoxides szuyi* Z 和 *Acadoparavidides murensis* Z 进行对比 (Zhao et al., 2019, Fig. 2)。

乌溜-曾家崖凯里组剖面与其潜在竞争对手美国的 Split 山东坡剖面及西伯利亚 Molodo 河剖面相比, 不仅岩层出露好, 化石非常丰富, 剖面研究程度深, 交通发达, 气候温和, 一年四季均可工作, 政府重视剖面保护, 是一个寒武系第 3 统及第 5 阶国际标准剖面及点位最好的剖面, 也因此获得国际寒武系分会、国际地层委员会及国际地科联的青睐, 最后获地科联全票通过, 批准赵元龙团队的建议, 将寒武系第 3 统命名为苗岭统, 第 5 阶为乌溜阶并落户于中国贵州剑河八郎。

3.2 科学意义

金钉子 (Golden Spike) 是地质学专业术语“全

球标准层型剖面 and 点位 (GSSP)”的俗称, 也是阶的底界的国际标准。1965 年成立的国际地层委员会及各个分会一直致力于金钉子的研究, 并将完善地球 46 亿年形成以后的年代地层及国际地质年代表 (彭善池 等, 2005; 2014; 2016)。

像其他金钉子一样, 寒武系苗岭统及乌溜阶金钉子包括的标准剖面是指含有层型点位及剖面的一段界线地层。

苗岭统及乌溜阶的建立是全球寒武系第 3 统及第 5 阶全球标准剖面及点位的具体落实, 苗岭统及乌溜阶是我们课题组给国际寒武系分会、国际地层委员会、国际地科联报告中提出的专有年代名词。苗岭统中的苗岭来源于贵州中部东西向的苗岭山脉, 而乌溜阶的乌溜是指八郎村北西北—东南向乌溜-曾家崖山脊的西北部一段地名。乌溜-曾家崖凯里组沿山脊由西北向东南方向延伸, 是我们 30 多年来研究的基准剖面。现在不仅成为寒武系第 3 统苗岭统及第 5 阶乌溜阶命名地, 也是全球同期地层对比的标准, 各国学者已经运用苗岭统及乌溜阶作为各自国家寒武系划分的标准, 具有重要科学意义。

35 年来, 贵州寒武系苗岭统及乌溜阶的研究运用了多学科手段, 包括运用岩石学、生物地层学、地层层序学、碳硫同位素地球化学及有机地球化学、国际地层对比等手段进行了研究, 发表论文 50 多篇, 这种多学科高精度的综合研究保证了苗岭统及乌溜阶金钉子的获得, 其学术成果得到国际的认可。由于金钉子是高科技水平的成果, 各个国家的古生物及地层学家纷纷投入, 苗岭统与乌溜阶获得, 经过 3 个国家古生物学家的激烈竞争, 最终取得了成功。

全球的金钉子, 计划 110 多个, 2018 年已定 69 个, 建立一个金钉子十分不易。

金钉子的建立不仅为古生物学、地质学圈内心的事, 也同为大众的事, 促进旅游事业及经济发展。中国曾以 2011 年浙江江山阶金钉子成果成为全球拥有金钉子最多的国家, 其后为意大利追平。2018 年苗岭统及乌溜阶金钉子的获得又使我国成为拥有全球金钉子数最多的国家。

从科学角度来讲, 苗岭统及乌溜阶还有一个特殊意义, 它的剖面中上部还产全球第三大组成的布尔吉斯型生物群凯里生物群。

此外, 这是贵州的第一个金钉子。中国具有金

钉子的4个省份:浙江(4个)、湖北(2个)、湖南(2个)、广西(2个)均为中科院南京地质古生物研究所、中国地质大学、中国地质科学院及武汉地调局为主进行研究,而贵州省苗岭统及乌溜阶金钉子研究主要由贵州大学赵元龙于1983年发起、组织领导研究实现的,是贵州科技后发赶超一例。该成果获得了2018年中国古生物学会十大进展。

4 研究历程

贵州寒武系苗岭统及乌溜阶金钉子研究,长达35载,可分为两个阶段,第一阶段为寒武系3分阶段时期中一下寒武统阶段及寒武系4分后的第3统及第5阶研究阶段。

4.1 中一下寒武统界线研究阶段(1983—2004年)

4.1.1 项目的起源——灵感

1982年,贵州工学院赵元龙、黄友庄、龚显英3位年均45岁的中年讲师于11月初带着贵州工学院副院长叶大元批准的“凯里—丹寨一带寒武统三叶虫研究”项目3000元至台江革东(现剑河革东)进行野外工作,在八郎后山乌溜—曾家崖凯里组剖面上寻找化石。11月8日,赵元龙、黄友庄、龚显英在凯里组中上段发现了凯里生物群。踏勘剖面采集三叶虫时,发现凯里组中—下部三叶虫组合有明显的差异,当时产生了灵感,认为差异处很可能就是中、下寒武统界线,而20世纪60—80年代全球都在进行中、下寒武统界线研究。于是,1983年,就在凯里生物群发现的第二年,赵元龙就进行了中、下寒武统界线研究,就是这个灵感就促成了寒武系苗岭统及乌溜阶金钉子最终落户八郎。

4.1.2 测制剖面,进行宽背虫 *Bathynotus* 研究及三叶虫地层初步研究(1983—1992)

初步的思维就是要多测凯里组剖面,了解凯里组中、下寒武统界线的普遍性。除乌溜—曾家崖凯里组剖面及周志毅、张正华等已于1970年测制的丹寨南皋凯里组剖面外,还在寒武系凯里组相区南北两侧再各测一条剖面,南部为平寨剖面,北部为川硐剖面。1984年,在贵大周丕康的组织下,贵州工学院地勘83级同学舒真良、汤典银、曾毅等参与测制了平寨—官家寨凯里组剖面,在地勘81级温安贵、张杰、王伟等同学参与下测制川

硐凯里组剖面,赵元龙等还于1984年、1989年两次测制乌溜—曾家崖凯里组剖面,1989年测制的剖面分为30层以GTB打头,均采集了大量三叶虫及其他门类化石,至1993年完成2项成果。

一是完成了贵州凯里组及华南地区寒武系同期地层的划分及对比。

根据多个剖面三叶虫分布,凯里组由下而上分为了3个三叶虫带:a. 宽背虫—南皋盾壳虫组合带 *Bathynotus*—*Nangaopsis* ASS. Z; b. 掘头虫—兴仁盾壳虫组合带 *Oryctocephalus*—*Xingrenaspsis* ASS. Z; c. 甲劳库延虫带 *Kootenic jialaoensis* Z. 中、下寒武统界线划在 *Bathynotus*—*Nangaopsis* ASS. Z 与 *Oryctocephalus*—*Xingrenaspsis* ASS. Z 之间,也就是凯里组中、下寒武统界线位置,该成果发表在1993年地层杂志第3期上(赵元龙等,1993),这个界线实际上就是现在金钉子处(图4)。赵元龙等感觉到凯里组中的掘头虫很重要,首次用英文写了篇文章刊于贵州工学院报上,还指出要运用 *Oryctocephalus* 与北美等地进行比较(Zhao et al., 1996)。

二是以凯里组下部大量 *Bathynotus* 为基础,总结了全球几十年宽背虫的研究,得出宽背虫分布于稳定区与活动区之间的过渡区,地质历程短,是全球下寒武统上部标志性化石,意义大,文章刊于1990年古生物学报第1期(赵元龙等,1990)。俄、瑞典、澳大利亚、美国等国许多学者纷纷索要单行本,影响很大。

4.1.3 课题组成员袁金良、赵元龙等提出印度掘头虫 (*Oryctocephalus indicus*) 作为中寒武统首现三叶虫。

根据赵元龙于1989年测制的乌溜—曾家崖凯里组剖面,提出将中、下寒武统界线划至9层顶部即GTB9-2与GTB9-3,简而言之划至第9层与第10层之间。

在此基础上1997年,袁金良、赵元龙等首次提出印度掘头虫 *Oryctocephalus indicus* (Reed, 1910)作为中寒武统首现三叶虫,该文发表在古生物学报1997年第4期(袁金良等,1997)。这一重要发现为不仅整个课题组运用,而且国际合作伙伴,美国的Fredied Sundberg及Lina McCollum著文表示支持(Sundberg et al., 1999),赵元龙等文章不断运用(Zhao et al., 2001a, 2001b),并为国际寒武系地层委员会认可(Shelgold and Geyer, 2001; Shelgold and Geyer, 2002)。



图5 寒武系苗岭统及乌溜阶首现三叶虫印度掘头虫 *Oryctocephalus indicus* (Reed, 1910)

Fig. 5 The *Oryctocephalus indicus* (Reed, 1910) is FAD of Cambrian Miaoling series and Wuliuan stage in Wuliu-Zengjiaya section

4.1.4 中、下寒武统界线研究走上国际平台

课题组负责人赵元龙通过“三叶虫通讯”结识了亦在研究中、下寒武统界线的美国东华盛顿大学的 Linda McCollum 教授与乔治华盛顿大学的 Fredied Sundberg 博士,双方决定合作研究全球中、下寒武统界线。2008年8月,Linda与Sundberg一行3人包括Sundberg的夫人Deb.来访,并至乌溜-曾家崖凯里组界线处进行短期野外工作,决定共同撰写论文,第一篇由Sundberg执笔,1999年Sundberg为首的英文论文“华南与美国西部同中、下寒武统界线对比”发表在古生物学报上,并一致认为 *Oryctocephalus indicus* 是中寒武统首现三叶虫。1998年Linda访问贵州后就赴瑞典,参加国际寒武系会议,会上介绍了乌溜-曾家崖凯里组剖面,八郎中、下寒武统界线研究走向国际舞台。2019年9月,赵元龙率袁金良应邀访美,并参加国际寒武系内部划分会议,参观了Linda与Sundberg共同深入研究的内华内州 Split 山东坡寒武系剖面,该剖面的 *O. indicus* 层位厚仅5m,以槽子出现,下部未见 *Bathynotus*,上部有大断层,整个剖面不完整。

2001年8月28日—9月5日,国际寒武系在中国召开第7届寒武系内部再划分会议,由彭善池负责,包括30多位国际代表参观了乌溜-曾家崖凯里组剖面,赵元龙亦在台江国际学术报告会上首次介绍了乌溜-曾家崖凯里组界线研究概况。副省长龙

超云在贵州工业大学接见了国际寒武系分会主席谢尔戈尔德(Shergold)、秘书长 Gerd Geyer 及选举委员彭善池等,这次会议使乌溜-曾家崖凯里组界线出现于全球广大寒武系研究者视野中,产生积极影响。以至于在2003年部分寒武系分会选举委员选举,乌溜-曾家崖剖面获第一,美国 Split 山剖面第二,俄罗斯 Molodo 河剖面第三,以后寒武系国际层型剖面竞争就在这3个剖面之间进行。

4.1.5 中、下寒武统界线的研究深入进行

仅2001年就发表了有关论文7篇(赵元龙,2001),其中英文4篇,发表于 *Palaeowold*,古生物学报专刊(英文)。正式成果有:1) *O. indicus* 首现于乌溜-曾家崖凯里组剖面,距凯里组底52.8m;2)正式提出乌溜-曾家崖剖面是最好的中、下寒武统界线国际层型剖面;3)尹磊明等提出疑源类研究及半定量地化研究也证实,52.8m处是最好的中、下寒武统界线处。

研究工作及成果要特别要提出的有二点:1)2000年1月,赵元龙、郇通树、彭进、杨兴莲等于乌溜-曾家崖凯里组剖面50~54m。4m的层段进行详测,以20cm单位一层从50m向上采集化石,结果于15层即52.8m处见到了一块 *O. indicus* 头盖化石标本,这是件重要工作;2)主要由袁金良、赵元龙负责书写的“贵州黔东南中、下寒武统凯里组三叶虫”出版(袁金良等,2002),其中球接子目、莱德利基虫目及竿棒头虫目由赵元龙书写,其他由袁金良书写并统编出版,此书出版也是中一下寒武统界线研究的重要成果,但由于一些三叶虫鉴定宽松起了负作用,特别是 *Ovatoryctocara granulata* 的误定,影响了中寒武统或第3统首现三叶虫(FAD)的确定,拖慢了 *O. indicus* 作为中寒武统首现三叶虫近10年。

4.1.6 中寒武统首现三叶虫 *Oryctocephalus indicus* 地位首先受到挑战

就在 *O. indicus* 受到国际寒武系分会肯定并建议成立工作组的时候,它的地位受到了挑战。英国三叶虫家 Terence P. Fletcher 于2001年(P. Fletcher, 2001)提出。 *Arthricocephalus chauve-aui* 及 *Ovatoryctocara granulata* 均可作为中寒武统的首现三叶虫,由于 *Arthricocephalus chauveauui* 比 *O. indicus* 低了3个三叶虫带,很快受到否定,而 *Ovatoryctocara granulata* 比 *O. indicus* 仅低了1个三叶虫带,具有竞争性,从此开始了中寒武统 FAD 分子 *O. indicus* 和 *Ovatoryctocara*

granulata 之间 10 多年的竞争。

4.2 寒武系第三统及第 5 阶国际标准层型剖面及点位(GSSP)研究(2005—2016)

2004 年,在韩国召开的第九届寒武系内部再划分会议上,彭善池提出的寒武系 4 统 10 阶的划分方案得到国际寒武系分会的认可(Loren et al., 2005)。我们的中、下寒武统界线研究课题亦变为寒武系第三统及第 5 阶标准剖面及点位(GSSP)的研究课题。这个期间有 2 方面的研究内容,其一是寒武系第 3 统首现分子 *Oryctocephalus indicus*,经过争论,最终“获胜”。其二是乌溜-曾家崖剖面与美国 *Split* 山东剖面作 GSSP 剖面的争夺,最终成为 GSSP 剖面。

同时,我们的研究长期不仅得到世界一流的三叶虫专家彭善池及寒武系分会主席 Loren、秘书长 Per 等的支持、引导,而且还得到新生界的支持,2014 年西班牙马德里大学 Jorge Esteve 博士强

烈要求加入我们研究团队,他为 *O. indicus* 成为寒武系第 3 统及第 5 阶成为首现三叶虫而作最后冲刺及斗争。2—3 年内,Esteve 研究了 600 多件凯里组 *O. indicus*,利用数理统计、埋藏的方法指出西伯利亚的 *O. reticulatus* 以及美国的 *O. americanus* 均为 *O. indicus* 的同义词(Esteve et al., 2017),使 *O. indicus* 的声势又上一层楼,他对 *O. indicus* 的支持,对乌溜-曾家崖剖面的好感,不仅影响了西班牙的寒武系选举委员 Alvaro J. J. Gozalo Y. R.,而且还影响了国际寒武系分会秘书长 Per Ahlberg。

在 2014 年瑞典、2015 年奥地利和 2016 年澳大利亚国际埃迪卡拉纪及寒武系会议上,连续组织、安排了赵元龙、彭进、袁金良、尹磊明、杨兴莲等人参会,介绍乌溜-曾家崖剖面的疑源类、三叶虫地层、综合研究,使乌溜-曾家崖剖面是寒武系 3 统及 5 阶标准剖面及点位的声势影响整个会场及寒武系分会,期间发表了系列论文(Guo et al., 2014; Peng et al., 2014; Esteve et al., 2017; Yin et al., 2016; Zhao et al., 2015, 2017)。

June 21, 2018

Prof. Philipp Gibbard
Secretary-General, International Commission on Stratigraphy (IUGS)

Dear Prof. Gibbard,

I am pleased to inform you that the IUGS Executive Committee has voted unanimously to ratify the GSSP proposal for the base of the Miaolingian Series and Wuliuan Stage (Cambrian) as approved by the International Commission on Stratigraphy and forwarded to the IUGS EC on 8 June 2018.

Congratulations to the International Commission on Stratigraphy. Also please send congratulations from the IUGS EC to Professors Loren Babcock and Per Ahlberg, Chair and Secretary General, respectively, of the International Subcommission on Cambrian Stratigraphy, and to Prof. Zhao Yuanlong, lead author on the ratified GSSP proposal.

Sincerely,



Stanley C. Finney
Secretary General of IUGS

www.iugs.org

President
Prof. Dr. Qiurong CHENG
Department of Earth and Space Science and Engineering
Department of Geography, York University
24-25, HS-27, 116 PSEB, 4700 Keele Street
Toronto, Ontario
CANADA M3J 1P3
Tel: +1-416 7365245
Fax: +1-416 7365617
E: qurong@yorku.ca

Secretary General
Stanley C. FINNEY
Professor, Department of Geological Sciences
California State University - Long Beach
Long Beach, CA 90840
USA
E: Stan.Finney@csulb.edu

Treasurer
Prof. Hiroshi KITAZATO
Natsushima-cho 2-15
Yokosuka 237-0061
JAPAN
Tel: +81-46-967-0767
Email: kitazato@jamatec.jp

Past President
Prof. Dr. Roland OBERHÄNSLI
Institute of Earth & Environmental Sciences
Karl-Ludwig-Str. 24-25, HS-27
14476 Potsdam OT Golm, GERMANY
Tel: +49-331-977-5870
Fax: +49-331-977-5700
E: R.Oberhaensli@geo.uni-potsdam.de

Vice Presidents
Dr. Kristine ASCH (GERMANY)
Prof. Willem CAVAZZA (ITALY)

Councillors
Prof. Benjamin MAPANI (ZAMBIA)
Mr. Edmund NICKLESS (UK)
Dr. Anne BARROCH (MOROCCO)
Prof. Stephen JOHNSTON (CANADA)

Secretariat
IUGS Secretariat
c/o Chinese Academy of Geological Sciences
No. 26, Baiwanzhuang Road
Xicheng District, Beijing 100037
CHINA
T: +86-10-8833-3281
F: +86-10-8833-3290
E: secretariat@iugs.org
iugs.beijing@gmail.com

International Union of Geological Sciences

图 6 寒武系苗岭统及乌溜阶金钉子批准书

Fig. 6 Instrument of ratification for the Cambrian Miaoling series and Wuliuan stage

2016年7月13日,赵元龙给69人的寒武系三叶虫专家写了一个公开信,主要内容:① *O. indicus* 被寒武系分会于2001年认可15年,2015年成为寒武系3统及5阶唯一FAD分子;② 但是Sundberg为首的7人小组在2016年文章大大倒退。认为乌溜-曾家崖剖面只有10多个三叶虫种,而实际上有30多种;③ Linda早在2010年3月9日就说过*O. indicus*是3统及5阶最好的首现三叶虫,乌溜-曾家崖剖面是3统及5阶最好的GSSP;④ 应尽快决定乌溜-曾家崖剖面是寒武系3统5阶GSSP表达了对乌溜-曾家崖剖面的自信及对Sundberg竞争的决心。

5 金钉子落户贵州

(1)2018年6月21日,由彭进起草并不断完善“赵元龙团队的提议(英文)”,经过国际寒武系分会及国际地层委员会先后通过后,最终经联合国国际地质科学联合会(国际地科联)全票通过表决,批准寒武系第三统为苗岭统,第5阶为乌溜阶的全球标准层型及点位(GSSP)的建议,落户在中国贵州剑河八郎。国际地科联秘书长、美国加州州立大学教授Stanley C. Finney教授签发了国际地科联的批准书(英文),这是我国获得的第11个金钉子(图7)。贵州大学赵元龙研究团队国际寒武系第3统第5阶共同底界的金钉子长达30多年的研究选择已尘埃落定(彭善池和赵元龙,2018;朱茂炎等,2019)。

(2)2019年5月20日,代表寒武系苗岭统及乌溜阶研究成果的论文“Global standard stratotype-Section and Point(GSSP)for the conterminous base & Miaolingian series and Wuliuan stage (Cambrian) at Balang,Jianne,Guizhou,China.”发表于国际地层委员会刊物Episodes 42卷第2期上。至此,完成了寒武系苗岭统及乌溜阶研究的全部工作和过程。

致谢:向所有支持苗岭统及乌溜阶金钉子研究的基金、单位及个人表示衷心感谢。研究生罗雪及陈圣光参与了本文的整理,特此感谢。

[参考文献]

- 彭善池,L. E. Babcock. 2005. 全球寒武系年代地层再划分的新建议[J]. 地层学杂志,(1):92-93+96.
彭善池,侯鸿飞,汪啸风. 2016. 中国的全球层型[M]. 上海科技

- 出版社,1-359.
彭善池,赵元龙. 2018. 全球寒武系第三统和第五阶“金钉子”正式落户我国[J]. 地层学杂志,42(3):325-327.
彭善池. 2014. 全球标准层型剖面 and 点位(“金钉子”)和中国的“金钉子”研究[J]. 地学前缘,21(2):8-26.
王约,喻炎艺,彭进,等. 2006. 贵州台江八郎凯里组层序地层及海平面变化初探[J]. 地层学杂志,(1):34-41+97-98.
尹恭正. 1987. 寒武系[M]. 贵州省地矿局. 贵州省区域地质志. 北京:地质出版社,49-96.
尹磊明,赵元龙,杨瑞东,等. 2010. 中国贵州东部乌溜-曾家崖剖面早-中寒武世凯里组疑源类[J]. 古生物学报,49(2):164-173.
袁金良,赵元龙,李越,等. 2002. 黔东南早,中寒武世凯里组三叶虫动物群[M]. 上海科技出版社,1-422.
袁金良,赵元龙,王宗哲,等. 1997. 贵州台江八郎中-下寒武统界限及三叶虫动物群[J]. 古生物学报,36(4):494-524.
赵元龙,黄友庄,龚显英,等. 1990. 贵州凯里地区早中寒武世凯里组的 *Bathynotus* [J]. 古生物学报,(1):43-53+143-146.
赵元龙,黄友庄,毛家仁,等. 1992. 统一我国华南地区中-下寒武统界限的几点建议[J]. 贵州地质,9(3):241-244.
赵元龙,袁金良,毛家仁,等. 1993. 华南过渡区凯里组及同期地层的初步研究[J]. 地层学杂志,17(3):171-178.
赵元龙,袁金良,朱立军,等. 2001. 我国中-下寒武统界线研究的进展及前景[J]. 地层学杂志,25(增刊):382-390.
周志毅,袁金良,尹恭正,等. 1980. 贵州寒武纪地层的分类与对比[J]. 地层学杂志,4(4):273-281.
周志毅,袁金良,张正华,等. 1979. 贵州及其邻近地区寒武纪生物地理分区[J]. 地层学杂志,3(4):258-271.
朱茂炎,杨爱华,袁金良,等. 2019. 中国寒武纪综合地层和时间框架[J]. 中国科学:地球科学,49(1):26-65.
Babcock L E, Peng S C, Geyer G, et al. 2005. Changing perspectives on Cambrian chronostratigraphy and progress toward subdivision of the Cambrian System[J]. Geoscience Journal, 9:101-106.
Esteve J, Zhao Y L, and Peng J. 2017. Morphological assessment of the Cambrian trilobites *Oryctocephalus indicus* (Reed 1910) from China and *Oryctocephalus* ‘reticulatus’ (Lermontova 1940) from Siberia[J]. Lethaia, 50:175-193.
Fletcher T P. 2001. *Arthrocephalus chauveauai*-A Key Species for the Correlation & a global cambrian stage boundary[J]. Palaeoworld, 13:257-260.
Guo Q J, Strauss H, Zhao Y L, et al. 2014. Reconstructing marine redox conditions for the transition between Cambrian Series 2 and Cambrian Series 3, Kaili area, Yangtze Platform: Evidence from biogenic sulfur and degree of pyritization[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 398(2):144-153.
Guo Qing jun, Strauss, H, Liu Congqiang, Zhao Yuanlong, et al. 2005. Carbon and Oxygen isotopic Composition of Lower to Middle Cambrian sediment at Taijiang, Guizhou Province, China [J]. Geol. Mag., 142(5):1-11.
Peng Jin, Yuan Jinliang, Zhao Yanlong, et al. 2014. The trilobite *Bathynotus* from the Cambrian Series 2 of China and its implications for global correlation[J]. GFF, 136(1):203-207.
Reed F A. 1910. The Cambrian fossils of Spiti. Memoirs of Geological Survey of India. Palaeontologia India, 15:1-70.
Shergold J H, and Geyer G, 2001. The International Subcommission on Cambrian Stratigraphy: progress report [J]. Acta Palaeontologica

- Sinica, 40: 1–3.
- Shergold J H, and Geyer G. 2002. Newsletter (To members of International Subcommission of Cambrian Stratigraphy) International Subcommission on Cambrian Stratigraphy, 1–12.
- Sundberg F A, Yuan jinliang, McCollum L B, et al. 1999. Correlation of Lower–Middle Cambrian boundary of South China and Western United States of America. *Acta Palaeontologica Sinica*, 38: 102–107.
- Wang Chunjiang, Zhao Yuanlong, Peng Jin, et al. 2014. Biomarker evidence for biotic and environmental change across the Cambrian Series 2–Series 3 boundary at the Wuliu–Zengjiayan section, Guizhou, China [J]. *Science China: Earth Science*, 57(11): 2781–2790.
- Yin Leiming, Wang Chunjiang, Zhao Yuanlong, et al. 2016. Early–Middle Cambrian Palynomorph Microfossils and Related Geochemical Events in South China [J]. *Journal of Earth Science*, 27(2): 180–186.
- Yin Leiming, Yang Ruidong, Peng Jin, et al. 2008. New data regarding acritarch biostratigraphy from the Early–Middle Cambrian Kaili Formation in Chuandong, Guizhou Province, China [J]. 2008, 19(1): 107–114.
- Zhao yuanlong, Peng jin, Yuan jinliang, et al. 2012. Discussion of candidate stratotypes for GSSP defining the conterminous base of participants provisional Series 3 and Stage 5 [J]. *Journal of Guizhou University*, 29(Sup. 1): 35–48.
- Zhao Yuanlong, Yang Ruidong, Yuan Jinliang, et al. 2001a. Cambrian stratigraphy at Balang, Guizhou Province, China: Candidate section for a global unnamed series and stratotype section for the Taijiangian Stage [J]. *Palaeoworld*, 13: 189–208.
- Zhao Yuanlong, Yuan Jinliang, and McCollum L B. 2001b. A potential GSSP for the Lower and Middle Cambrian boundary near Balang Village, Taijiang County, Guizhou Province, China [J]. *Acta Paleontologica Sinica*, 40: 130–142.
- Zhao Yuan–long, Yuan Jin–liang, Babcock L E, et al. 2019. Global Standard Stratotype – Section and Point (GSSP) for the conterminous base of the Miaolingian Series and Wuliuan Stage (Cambrian) at Balang, Jianhe, Guizhou, China [J]. *Episodes*, 42(2): 165–184.
- Zhao Yuanlong, Yuan Jinliang, Esteve J, et al. 2017. The oryctocephalid trilobite zonation across the Cambrian Series 2–Series 3 boundary at Balang, South China: a reappraisal [J]. *Lethaia*, 50: 400–406.
- Zhao Yuanlong, Yuan Jinliang, Peng Jin, et al. 2015. Restudy of Ovatocyrtocara Tchernysheva, 1962 from the Kaili Formation, Jianhe County, Guizhou, South China [J]. *Annales de Paléontologie*, 101(3): 193–198.
- Zhao Yuanlong, Yuan Jinliang, Zhu Lijun, et al. 1996. The Lower and Middle Cambrian Boundary in China, 《贵州工业大学学报》, 25(4): 15–20.

Frist Standard Stratotype–Section and Point(GSSP)

——Research and Significance of Cambrian Miaolingian Series and Wuliuan Stage in Guizhou

ZHAO Yuan–long¹, YUAN Jin–liang², GUO Qing–jun³, YIN Lei–ming², YANG Xing–lian¹,
WANG Chun–jiang⁴, YANG Rui–dong¹, WANG Yue¹, YANG Yu–ning¹, CHEN Sheng–guang¹, LUO Xue¹

(1. *Guizhou University, Guiyang 550025, Guizhou, China*; 2. *Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, Jiangsu, China*; 3. *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 10001, China*;
4. *China University of Petroleum, Beijing 102249, China*)

[**Abstract**] On June 21, 2018, the International Union of Geo–Science (IUGS) unanimously ratified the proposal that Cambrian Miaolingian Series–Wuliuan Stage Boundary located in Balang, Guizhou was Global Stratotype Section and Point (GSSP), confirming Miaolingian Series as the Cambrian Series 3 and Wuliuan stage as the Cambrian stage 5. It was the 11th GSSP of China, making China the country with the most GSSP.

The research project was carried out by an international research team led by Yuanlong Zhao, composed of researchers from Guizhou University and Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences and so on. After 35 years' laborious work involved in stratigraphic correlation among Trilobites, Acritarchs and multidisciplinary work including Organic chemistry Inorganic chemistry, the whole research project has been successfully completed by the research team. After intensive competition among countries, the Cambrian Miaolingian Series–Wuliuan Stage Boundary proposed by the research team finally gained the unanimous votes to be the Worldwide Stratigraphic correlation center during the same period. helping China earn the fame in geochronological field.

[**Key Words**] Global standard stratotyp and piont; Cambrian Miaolingian Series–Wuliuan Stage Boundary settled in Guizhou; Worldwide stratigraphic correlation duiring the same period; Guizhou

贵州深部构造单元界线及基底构造变形特征探讨

王 亮^{1,2}, 张嘉玮^{1,2}, 向坤鹏¹, 杨 武³, 胡从亮¹, 陈国勇⁴

(1. 贵州省地质调查院, 贵州 贵阳 550081; 2. 贵州省地质物探开发应用工程技术研究中心, 贵州 贵阳 550081;
3. 贵州省地矿局地球物理地球化学勘查院, 贵州 贵阳 550018; 4. 贵州省地质矿产勘查开发局, 贵州 贵阳 550004)

[摘 要] 贵州位于上扬子陆块, 1992 年王砚耕率先提出“一块两带”地质构造单元, 即扬子陆块、江南造山带、右江造山带, 已为地学界公认。随地质理论实践和研究程度深入, 1996 年又将“一块两带”细分为“一盆三带”, 包括: 四川前陆盆地(属扬子陆块)、鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带(属扬子陆块)、江南造山带、右江造山带。贵州学者曾对深部断裂进行过研究, 并试图划分地质构造单元及确定深部分界线位置, 推测结果多数表现为地表断裂变形特征, 可能存在一定局限性。因此, 科学应用地质、物探相结合方法, 研究造山活动后隐伏的地质问题具有重要意义。依据重力、航磁、地质等区域资料, 推断了深部的隐伏断裂和“一盆三带”分界线, 研究了基底构造变形特征, 以服务深部的地质找矿预测、成矿规律研究。

[关键词] 构造单元; 一盆三带; 基底变形; 隆起区; 拗陷区; 地球物理

[中图分类号] P54; P542.5 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)03-0238-11

1 引言

贵州区域上位于上扬子陆块, 处在中国东部滨太平洋板块与西部特提斯-喜马拉雅板块两大全球性巨型构造域之间, 因板块相互作用以及受显生宙以来各期造山运动的影响及改造, 造成现今独特而复杂的构造面貌, 在经历了多次重大地质构造事件后, 形成了扬子陆块、江南造山带、右江造山带等不同地质块体(王砚耕, 1992)。贵州特殊的地质构造部位和地壳结构的不均一性, 在地质上以东部变质岩、中部沉积岩、西部玄武岩为主要岩性分布, 地形上表现为由东向西乘势而上的三大阶梯, 地貌上是典型的喀斯特石漠化广布区, 而地壳构造变形及构造样式内容丰富, 奠定了极具研究价值的贵州地质构造背景和神秘的地质

科普基地, 吸引了大批学者入黔研究, 取得了一系列丰硕成果。

本文基于前人和以往研究成果, 运用重力、航磁、地质等区域调查资料, 归纳总结对贵州地质构造单元深部界线分布认识和基底构造变形特征概略研究等体会。

2 贵州“一盆三带”地质构造单元地表界线

关于贵州大地构造单元的划分, 长期以来是有争议的。1992 年王砚耕按照李春昱关于中国大地构造和亚洲大地构造的研究成果与划分方案, 在 1987 年版《贵州省区域地质志》基础上, 结合当时的 1:5 万区域地质调查和地质科研成果等资料, 依据显生宙以来的板块构造运动机制, 将贵

[收稿日期] 2019-11-18 [修回日期] 2021-03-31

[基金项目] 贵州省地质矿产勘查开发局重大科研专项(黔西北地区铅锌找矿攻关)资助, 编号: 黔地矿纪要(2015)14 号。贵州省科技计划项目; 贵州省地质调查院院士工作站(编号: 黔科合平台人才[2018]5626)、贵州省地质物探开发应用工程技术研究中心项目(编号: 黔科合[2016]平台人才 5401)。

[作者简介] 王亮(1962—), 男, 研究员, 主要从事物探勘查和研究工作。Email: wangliang62@163.com。

州大地构造单元划分为“一块两带”,即扬子陆块、江南造山带和右江造山带(图1),并认为是华南板块内部的构造单元划分问题(王砚耕,1992)。1996年又根据地学理论发展及实践深入和研究程度提高前提之下,认为“一块两带”地质构造单元演变发展为“一盆三带”地质构造单元是适宜的,可细分为四川前陆盆地(属扬子陆块)、鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带(属扬子陆块)、江南造山带、右江造山带(王砚耕,2011)。

贵州为大陆板块内部(板内)造山带,其地质

结构主体属大陆地壳范畴。鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带可进一步划分若干变形区,浅层构造的变形样式及其组合,决定了地层岩石的纵向分布(王砚耕,2011)。

贵州分布有“一盆三带”地质构造单元(图1)。其中,Fa、Fb、Fc的构造组合,分别控制了江南造山带(Ⅱ区)、右江造山带(Ⅲ区)、鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带(Ⅰ区)、四川前陆盆地(Ⅳ区)的分布,后两区属扬子板块内部的次级构造单元。

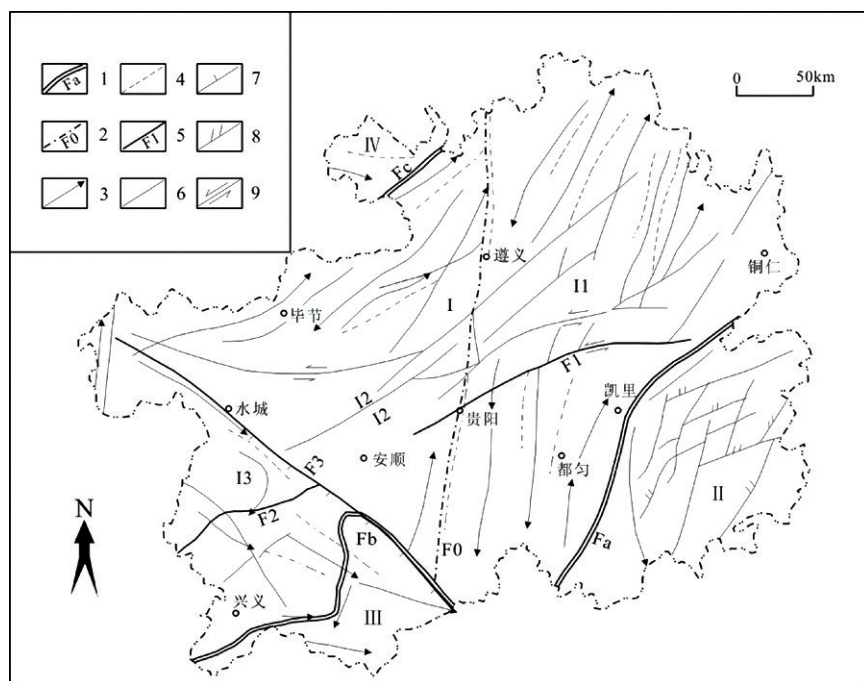


图1 贵州省地质构造略图(据王砚耕,1992)

Fig. 1 The geological structure map of Guizhou Province (According to WANG Yan-geng, 1992)

I—鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带:(I1—武陵山 NNE 向褶皱冲断带;I2—毕节及安顺 NE 向变形带;I3—乌蒙山 NW 向走滑变形带);Ⅱ—江南造山型褶皱带;Ⅲ—右江造山型褶皱带;Ⅳ—四川前陆盆地边缘平缓开阔褶皱区;Fa—施洞口断裂;Fb—南盘江断裂;Fc—习水断裂;F0—望谟—贵阳—遵义断裂;F1—安顺—贵阳—镇远断裂;F2—普安—安顺断裂;F3—水城—紫云—罗甸断裂;1—构造带界线;2—构造变形区界线;3—背斜轴;4—向斜轴;5—主干断层;6—次级断层;7—逆冲断层;8—脆-韧性剪切带;9—走滑断层

“一盆三带”地质构造单元的划分,反映了贵州地质地表的区域变化和物质分布的不同,不同的地质组成单元在地层岩性和构造变形等方面存在极大差异,充分体现了各期造山活动下对不同岩性分布和不同方向地质应力的综合影响,反映了贵州大陆区地壳的构造活动性强烈,主要表现在结晶基底普遍存在多期明显的构造变形及变质作用。四堡运动及其后在境内发生的武陵、雪峰—加里东、华力西、印支—燕山及喜马拉雅等运动,使贵州大陆不同地区的岩石都产生了不同程度的构造变形,贵州大部位处的扬子板块区伴随构造变形和基底构造活化,各类岩浆活动也有不同程度

发育(孙文珂等,2001)。

扬子陆块,包括鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带(Ⅰ区)和四川前陆盆地(Ⅳ区)两部分,前者具有侏罗山式构造组合特征,后者具有日尔曼式构造组合特征(王砚耕,1992)。隐伏前震旦纪基底,占据贵州大部分,以海相沉积岩分布为主要,中西部大片分布二叠纪峨眉山玄武岩,次有东北部梵净山区的枕状玄武岩,东部地表各类岩体出露极为稀少。

江南造山带(Ⅱ区),位于贵州东南部,是浅变质岩系宽广分布区,区内零星分布有花岗岩、基性岩—超基性岩、基性火山岩、偏碱性超基性脉岩等。发育加里东期褶皱,具有阿尔卑斯式构造组合特征。

右江造山带(Ⅲ区),位于贵州西南部,为三叠系陆源碎屑复理石分布区,区内零星分布有偏碱性玄武岩及其潜火山岩相辉绿岩、偏碱性超基性脉岩等。发育印支期褶皱,具有阿尔卑斯式构造组合特征。

3 贵州“一盆三带”地质构造单元深部界线

关于贵州大地构造单元的划分,即“一盆三带”深部分界线具体位置确定和对其他深部断裂的推测,从 1981—2019 年间,先后有贵州学者齐涿、范祥发、王亮、戴传固、吴开彬、屈念念等人作过研究,现在看来所推测结果,在位置、性质、规模、展布、走向等方面存在不足,可能会对贵州大

地构造单元划分看法产生误解,并产生局限性认识。因此,2019 年王亮等通过研究贵州重力、航磁、地质等区域资料,根据深部断裂性质、规模和级别等,初步厘定了贵州“一盆三带”不同地质单元块体深部接触带部位及构造行迹(图 2),印证了王砚耕提出的贵州地表“一盆三带”地质构造单元格架构想,呈现出贵州深部存在以“H”型为主干框架结构组成的地壳构造变形图像(王亮等,2019)。

“一盆三带”构造分界线深浅部对应情况。由图 1 所见的贵州地表与图 2 推测的贵州深部“一盆三带”地质构造单元分布形态,具有相似组成图像;图 2 的“一盆三带”构造组合印记十分醒目,岩石圈断裂 $1F_1$ 、 $1F_2$ 、 $1F_3$ 组成了“H”型地壳构造变形主干骨架;地质构造单元分界线,图 1 的地

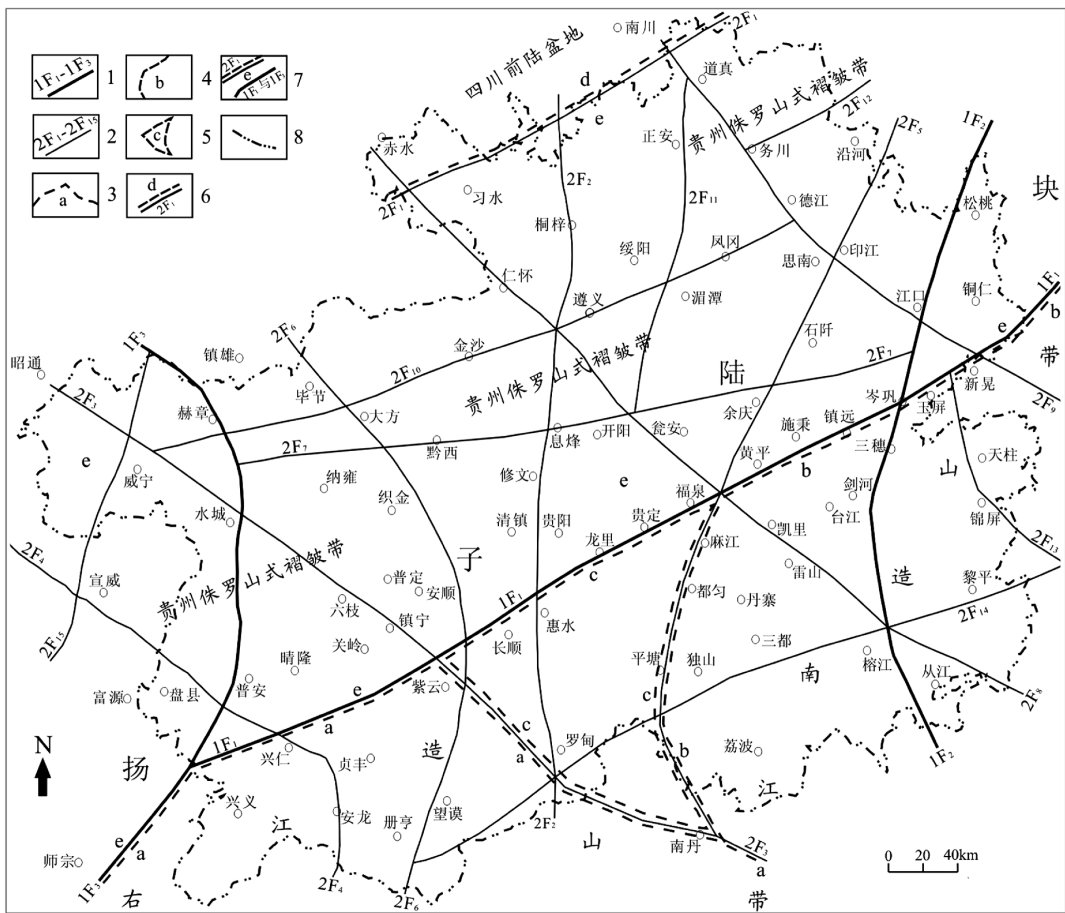


图 2 贵州省重磁推测的深部(Ⅰ级~Ⅱ级)断裂及“一盆三带”构造单元线分布图
(据王亮等,2019 修编)

Fig. 2 Deep(Grade I to II) faults inferred by gravity and magnetic fieldsand the distribution line of the
“one basin and three belts” tectonic unit in Guizhou province
(revised by WANG Liang et al., 2019)

1—推测深部Ⅰ级断裂;2—推测深部Ⅱ级断裂;3—右江造山带北缘区;4—江南造山带西缘区;5—两造山带结合区;6—四川前陆盆地南缘区(属扬子陆块);7—鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带南西区(属扬子陆块);8—省界

表分布位置(Fa、Fb、Fc)与图2的深部隐伏位置存在对应关系,其中:深部的扬子陆块分界线(贵州段)由1F₁全段同1F₃南段的焊接段组成,其中的四川前陆盆地南部分界线由2F₁组成(对应地表Fc),鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带分界线由1F₁+1F₃南段及2F₁两组分割控制;江南造山带西部分界线由1F₁东段同2F₅南段对口组成(对应地表Fa);右江造山带北部分界线由1F₃南段、1F₁西段同2F₃南段对接组成(对应地表Fb)。

“一盆三带”构造分界线深浅部位移情况。图2的贵州深部地质构造单元,由扬子陆块(e区、d区)、江南造山带(b区)、右江造山带(a区)三大地质块体组成,在两大造山带之间存在一个结合带(c区),而相对应的地质分界线存在地表、深部上的位置偏移。深部的扬子陆块区,由鄂渝黔前陆盆地褶皱冲断带(e区)和四川前陆盆地边缘区(d区)两部分组成,两大地质体接触带分界

线为2F₁,相对图1的地表分界线习水断裂Fc北移了约30 km;深部的江南造山带(b区)分界线,相对图1的地表分界线施洞口断裂Fa中南段(凯里以南)向西偏移约60 km;深部的右江造山带(a区)分界线,相对图1的地表分界线南盘江断裂Fb全段整体偏离原位置,其中该段北西向段(东段)向东移动不大约20 km,北东向段(西段)向北移动较大约110 km;另外,图2的深部断裂2F₂,相对图1的地表遵义-贵阳断裂F0全段应向西略移约30 km;图2的深部断裂2F₃南段,相对图1的地表水城-紫云断裂F₃南段(紫云以南)应向东移约10 km。

本文推测的贵州“一盆三带”深部地质构造单元界线及其他深部断裂分布,在其通过的地理位置上、反映的地质及地球物理意义上是否合适,可据后述的图3、图4及图5体现的推测断裂与重磁异常及莫霍面、居里面的关联情况进行对照。

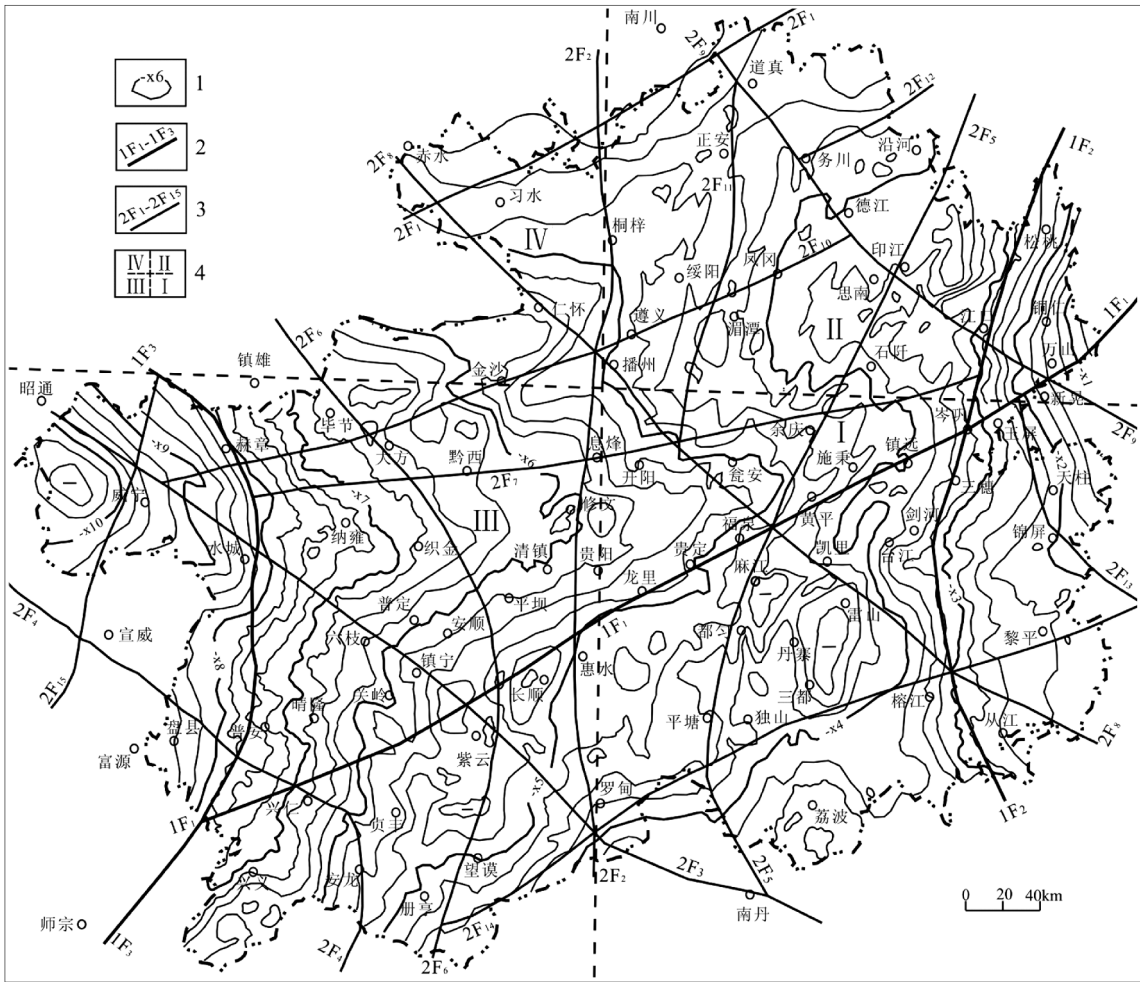


图3 贵州省重力异常与重磁推测的深部(Ⅰ级~Ⅱ级)断裂关联图

Fig. 3 Association diagram of gravity anomalies and deep (Level I to II) faults inferred by gravity and magnetic fields in Guizhou province
1—布格重力异常负值线;2—推测深部Ⅰ级断裂;3—推测深部Ⅱ级断裂;4—重力异常分区

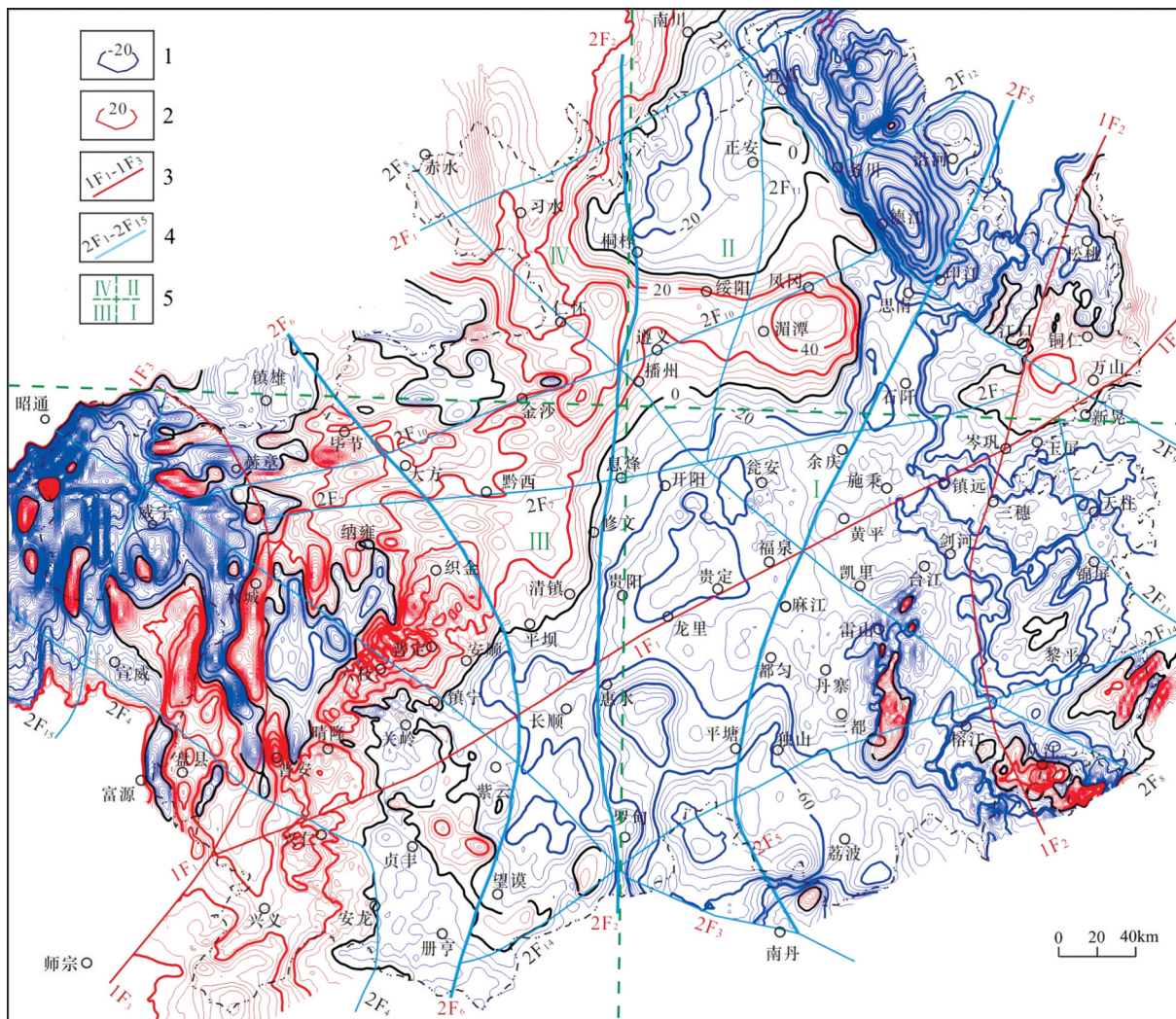


图4 贵州省航磁异常与重磁推测的深部(Ⅰ级~Ⅱ级)断裂关联图

Fig. 4 Correlation diagram of aeromagnetic anomalies and gravity (Level I to II) faults in Guizhou province

1—航磁异常负值线;2—航磁异常正值线;3—推测深部Ⅰ级断裂;4—推测深部Ⅱ级断裂;5—航磁异常分区

事实证明,王砚耕提出的贵州地质构造单元“一盆三带”观点,已被众多学者所接受,符合地质构造发展演化的规律,贵州深部地球物理资料。

4 重磁反映的贵州基底构造横向变形特征

自新元古代以来贵州发生了多次重要的构造伸展运动和构造挤压变形,使晚古生代之后的沉积活动,掩盖了先期地质构造形迹及破坏程度,以致境内地表构造变形印记在部分地区难以辨识。

本文提及的基底构造,是指沉积盖层至磁性基底的表层地质构造,即褶皱基底构造。贵州莫霍面深度为34~46 km,居里面深度为22~28.5 km(后述),磁性基底位于莫霍面和居里面(磁性体下界面)的上部空间,是接近地表的一个地球物理

磁场特征变化界面。

4.1 重力、航磁异常的分布规律

综观布格重力异常、航磁异常的区域平面拓展变化,呈现规律性的区域分布和巨幅扭曲,且方向性突出,异常分区特征明显、异常分带界线清晰,出现东西分区、南北分带景致(图3、图4)。

在图3、图4区域重力、区域航磁异常中,呈“十”字分布的异常特征线,从单一方向上来看,南川-贵阳-罗甸的南北向分界线,使东西部异常分区特征尤为明显,东部异常较为整齐、异常面状规律出现,西部异常较为复杂、异常乱状杂向分布;昭通-新晃的东西向分界线,使南北部异常分带特征大为清晰,北部异常较为整齐、异常规律面状出现、异常以北东向和北西向展布,南部异常较为复杂、异常乱状杂乱分布、异常多方向出现;从

两大方向上来看,可以分为四个不同的异常特征区(I区、II区、III区、IV区)及组合异常特征区(I区+II区、III区+IV区、I区+III区、II区+IV区),反映了它们应是代表着不同岩性组合不同方向地应力作用不同构造变形的地质体分布空间和特定地区形成的不同性质的地质产物。

4.2 推测的深部I级、II级断裂构造变形特征

贵州在经历了各期地质造山活动后,横向上受到了来自东西两侧的强烈挤压地应力的影响,在东西部地区区域重磁场上,最为直观的表现是大型弧向构造带的线性受力变化特征明显。

据重磁资料研究,图2推断了岩石圈断裂3条(I级,编号 $1F_1-1F_3$),推测了莫霍面断裂15条(II级,编号 $2F_1-2F_{15}$)。这是自晚新生代以来印度板块向欧亚板块俯冲和青藏高原隆升的远程扩大效应所致,形成的一系列构造软弱带,俯冲板片下插引发深部下地壳、岩石圈地幔、软流圈物质的上涌,在高温高压环境下,在岩石圈底部与板片边缘物质发生混合交代与分异作用和后期岩石圈多次强烈改造过程中壳-幔长期相互作用的结果(王砚耕,2011;孙文珂等,2001)。贵州重磁异常显示的深部基底构造变形,突出了东西部地区的弧形构造变化特征,是东西向两侧地应力挤压推动的作用结果,以 $1F_1$ 、 $1F_3$ 与 $2F_5$ 、 $2F_6$ 的发育最具特征表现,其向东、向西突出的巨型弧形构造,构成了非常协调的构造分布格局。

所推测深部断裂构造与重磁异常极大关联。下面对与本文主题贴切及有重要影响的深部“一盆三带”主控断裂($1F_1-1F_3$)、几条主要断裂($2F_1-2F_3$ 、 $2F_5$ 、 $2F_6$)特征进行简介。

$1F_1$ 断裂:斜贯贵州东西,经兴仁-贵定-岑巩的北东向岩石圈断裂,为上扬子陆块与江南造山带、右江造山带及过渡带的分界线。

$1F_2$ 断裂:纵贯贵州东部,属武陵山重力梯级带的中心活动带,经松桃-岑巩-榕江的近北向岩石圈断裂,西突的弧向线性特征明显。

$1F_3$ 断裂:纵贯贵州西部,属乌蒙山重力梯级带的中心活动带,经普安-水城-赫章的近北向岩石圈断裂,东突的弧向线性特征明显。

$2F_1$ 断裂:斜贯贵州北部,经习水-道真的北东向莫霍面断裂,对应地表齐岳山断裂带,是四川盆

地褶皱区(西侧的隔挡式褶皱)与贵州侏罗山式褶皱带(东侧的隔槽式褶皱)的分界线,盆缘区山前推覆带和山前转换带等构造变形特征明显(王宗秀等,2019;郭卫星等,2016;陈世悦等,2011)。

$2F_2$ 断裂:纵贯贵州中部,经罗甸-贵阳-桐梓的南北向莫霍面断裂,是一条由南北向狭长展布的紧闭向斜和背斜构造所显示的基底断裂带,是黔中地区南北向褶皱束的重要组成部分(张岳桥等,2011)。

$2F_3$ 断裂:斜贯贵州西部,经威宁-水城-紫云-罗甸的北西向莫霍面断裂,是由一束北西-南东向延伸的断裂和断层相关褶皱组成,向北西经镇宁过水城终止在齐岳山断裂带,向南东一直延伸到十万大山盆地,接南丹-河池-昆仑关断裂(张岳桥等,2011;黔桂滇编图组,1995;张能等,2016;陈世悦等,2011)。

$2F_5$ 断裂:纵贯贵州东部,经印江-福泉-平塘的北东向兼北西向莫霍面断裂,是东部武陵山重力梯级带($1F_2$)大型断裂系的西部边界断裂(边界活动带),西突的弧向线性特征明显。

$2F_6$ 断裂:纵贯贵州西部,经望谟-安顺-毕节的北西向兼北东向莫霍面断裂,是西部乌蒙山重力梯级带($1F_3$)大型断裂系的东部边界断裂(边界活动带),东突的弧向线性特征明显。

5 重磁表现的贵州基底构造纵向变形特征

重力、航磁异常是深部地质体和浅部地层密度、磁性不均匀性的综合反映,局部异常是浅层构造、地质体和矿体的反映,而区域场主要因素是反映深部地质构造。莫霍面、居里面与重力、航磁异常反映的深部构造轮廓分布格局相一致,推测的深部断裂及深、浅部局部构造,可能与之具有一定的相关性(图5)。

区内不仅有基底的横向变形特征以线性形态方式表现,而且也有基底的纵向变形特征以圈闭形态方式出现,后一类形变在全省各地重磁场区域分布上,表现出相当范围的圈闭区(两种异常具圈闭形状)或变异区(一种异常具圈闭形状、另一种异常具变异区域)的组合异常共同引起。

5.1 莫霍面、居里面的深部起伏形态

莫霍面是地壳与上地幔之间的界面(代号Mh),

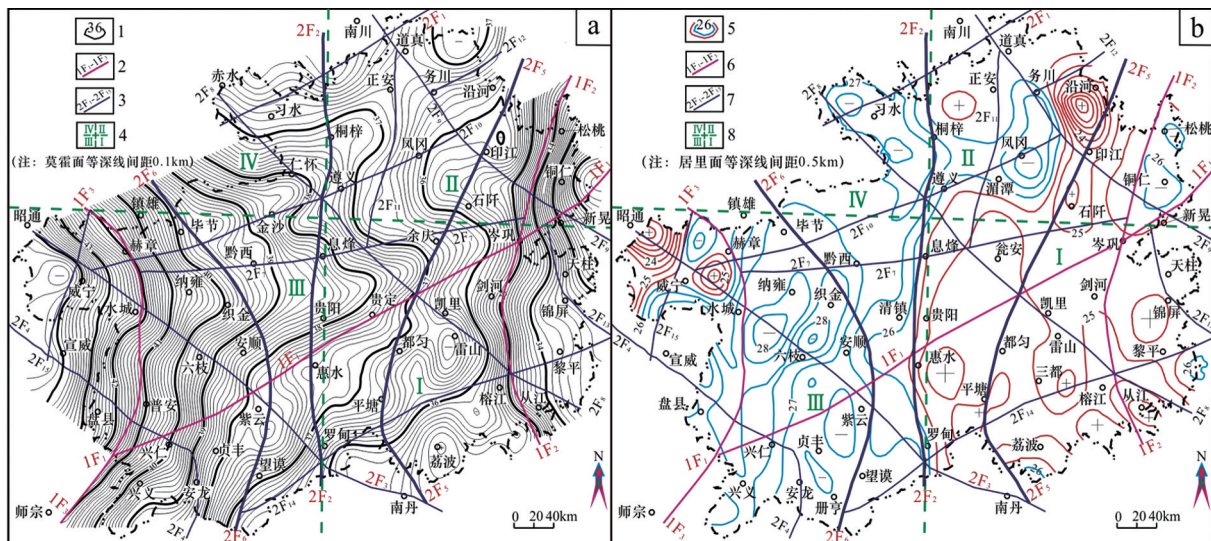


图5 贵州省莫霍面(a)、居里面(b)等深线及与重磁推测的深部(I级~II级)断裂关联图

(图5a据王亮等,2019;图5b据屈念念等,2019,修编)

Fig. 5 Moho(a), Junerai(b) isobaths in Guizhou Province, and deep (Level I to II) faults associated with gravity and magnetic inference

(Figure 5a according to WANG Liang et al., 2019; Figure 5b according to QU Nian-nian et al., 2019, revised)

1—莫霍面等深线;2—推测深部I级断裂;3—推测深部II级断裂;4—莫霍面分区;5—居里面等深线;6—同2;7—同3;8—居里面分区

其埋藏深度与区域重力场关系密切, 据吴蓉元研究华南地区人工爆破地震资料并建立的模型法或其它地球物理方法计算完成(吴蓉元等, 1989)。

居里面是地壳内磁性体失去铁磁性而变为顺磁性的界面, 即磁性体的下界面, 可据有关航磁资料应用对数功率谱直接计算得之(屈念念等, 2019)。

莫霍面深度及其形态。图5a中, 贵州莫霍面深度在34~46 km范围高低起伏, 大致以南川-贵阳-罗甸分界, 东侧贵阳-天柱形成一个大区域地幔隆起斜坡带及过渡区(幔台区或幔坪区), 西侧宣威-惠水出现巨大地幔坳陷斜坡带及过渡区(幔台区或幔坪区), 两个带均为近南北向分布, 其间又有一些小型隆坳区穿插, 有贵定-锦屏及普安-紫云以南、遵义-新晃及水城-织金以北的多个小型隆坳区零星分布。莫霍面坳陷最低处位于威宁以西地区深约48 km, 局部隆起最高点在东南部的荔波一带深约35.1 km。其中地幔斜坡带上的局部幔坳区位于威宁、紫云、雷山-榕江、印江、道真-省界, 北东向舌状坳陷带两条为毕节-正安、纳雍-岑巩; 北东向舌状隆起带一条为石阡-黔西, 北西向隆起带一条为荔波-都匀。一般幔隆区、幔隆及幔坳过渡带、幔坡带上的幔坳区, 有利于幔源物质活动及成矿。

居里面深度及其形态。图5b中, 贵州居里面

深度在22~28.5 km范围波状起伏, 大致以南川-贵阳-罗甸分界, 东侧贵阳-天柱形成一个大范围隆起带及过渡带(梯度带或结合区), 西侧宣威-惠水出现巨大坳陷带及过渡带(梯度带或结合区), 两个带均为北东向分布, 其间又有一些小型隆坳区布露, 有平塘-黎平及盘县-紫云以南、遵义-新晃及六枝-安顺以北的多个小型隆坳区相间分布。居里面巨大坳陷带中心在织金-六枝一带深约28.5 km, 局部隆起最高处有两个, 为东北部的印江-沿河隆起、西北部的威宁-昭通隆起, 居里面中心深约21.5 km, 威宁-昭通隆起可能与这一带广泛分布的二叠纪玄武岩喷发中心相对应, 印江-沿河隆起其下伏可能伴随有基性岩浆等侵入活动。居里面上隆区, 是对成矿有利的热源充足供应环境。

地壳内的磁性体由于受地热流的影响, 致使居里面的深度和莫霍面的深度有较大的差别, 居里面的起伏形态和莫霍面虽有相似之处, 但也存在不少差异(黔桂滇编图组, 1995), 两者对浅表区域性分布的隆坳构造, 在区域矿产分布上有协调控制作用。

莫霍面、居里面的深部起伏形态及分区特征(图5), 无不与深部断裂的出现有成因关系, 受断裂控制较明显, 如 $2F_2$ 分离了东西部莫霍面、居里面地球物理场的分区(东面隆起、西面坳陷的分布)。

5.2 隆起带、坳陷区深部分布规律探索

据重力、航磁异常的有序组合分布,与莫霍面、居里面深部形态规律性起伏,重磁场呈东西分区、南北分带的空间分布特征,这种组合配置有利于不同矿产的对应分布。

对区内浅表隆坳构造的圈定,采用莫霍面、居里面与布格(剩余)重力异常、航磁异常联合完成。

5.2.1 划分地表(浅表)隆坳构造的依据

地表隆起构造,大致位于贵阳以北遵义以南中心部位为纳雍-息烽-余庆一带的“黔中隆起”,其构造部位之下深部是一处大型的北东向展布的低密度地质体,重力场以低值(负值)表现,地质异常模型拟合计算,剩余密度值为 $2.60 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$,剩余密度差为 $-0.07 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$,推测为隐伏的花岗岩侵入体,位于深7.5 km处,其至少已是切穿沉积盖层和基底的地质体,航磁场则表现为大型的北东向分布的圈闭磁力低(负)。“黔中隆起”的形成,可能与该花岗岩体的侵入活动有关(范祥发等,1998)。此例说明,该构造分布区深部反映的是重磁场低值(负值)响应特征,对应到地表(浅表)应为重磁场高值指示,可成为浅部局部隆起构造提取的地质依据。

地表坳陷构造,大致位于贵阳以南罗甸以北中心部位为紫云-惠水-都匀一带的“黔南坳陷”,其构造部位之下深部是一处较大型的近东西向展布的高密度地质体,重力场以高值(正值)表现,莫霍面、居里面、布格重力异常这三种正异常显示最为清晰(贵州航磁场磁性值表现较低,是因岩石被剥蚀、风化影响较重,失去了真实的物性)。此例说明,该构造分布区深部反映的是重磁场高值(正值)响应特征,对应到地表(浅表)应为重磁场低值指示,可成为浅部局部坳陷构造提取的地质依据。

5.2.2 浅表隆坳与深部隆坳构造的对应关系

按照深部构造控制浅表构造理念(戴传固等,2013),深部微小地质应力嬗动,往往会造成基底之上浅表(地表)岩层很大变形位移,以致有的深部断裂在浅表的微弱显示难以分辨,也使位于深部的地质体固有物理性质和构造受力影响,反映在浅表(地表)的各种物性变化及构造变形特征难以分辨。莫霍面是地壳和地幔的分界面,莫

霍面、居里面均位于基底之下,可视为深部的地球物理界面。

根据深部构造对其上部基底构造通常有比较明显控制作用,因而在构造格局上二者之间往往存在着对应性,华南地区和贵州也不例外(孙文珂等,2001)。为合理化间接圈定浅部的地质构造,借助重力、航磁异常的某些物性特征变化,表现在浅表的局部重力低、局部磁力低异常所反映的地壳坳陷,其下深部应为地幔隆起,浅表的局部重力高、局部磁力高异常所反映的地壳隆起,其下深部应为地幔坳陷(王亮,2003)。反过来,深部坳陷对应浅部隆起,深部隆起对应浅部坳陷。

5.2.3 推测的浅部隆坳构造分布特征

根据对地表(浅表)隆坳构造的划分依据,与浅表及深部构造相对应原则,结合重磁两种资料,圈定了图6a的浅部变形构造,图6b是为检查图6a而作,由居里面单独形成的。推测的局部性构造表现在位置、性质上,两图隆坳构造呈现正负相间分布格局且能够基本对应,是符合地球物理场分布规律的。图6a局部地区有的隆坳构造虽仅有小范围单一性质异常显示或多个出现,则没有出现正负相间分布情景,可能是浅部异常连续性分布规律遭遇破坏的结果,但对异常提取及分布没有实质性影响。

所推测的局部构造,呈圈闭形态表现,以北东向相间分布的中小型隆起区和坳陷区出现,也与深部断裂的出现有成因关系,且沿断裂走向分布,事实上它们往往与成矿关系是密切的(图6)。

图6a中,划分了沿北东向多条相间分布的位于浅部基底之上的多处隆起带和坳陷带,在 $2F_2$ 断裂以东的规模大、密集分布,而以西的规模较大、稀疏分布。

图6b中,划分了深部基底之下(含基底)大型的贵州东部隆起区(I区+II区)、贵州西部坳陷区(III区+IV区),两区由 $2F_2$ 断裂分割开来,其间又划分了多个小型的局部地带的隆起区及坳陷区,也具有北东向分布特征。

5.2.4 深部构造成矿机理及对浅表构造成矿的影响

根据重磁异常及莫霍面、居里面等深线的特征分布,贵州深部构造活动区位于东西部,构造稳定区在中部由 $2F_5$ 、 $2F_6$ 之间控制的鞍状异常区一带。通过华南地区研究成果,通常认为莫霍面隆起

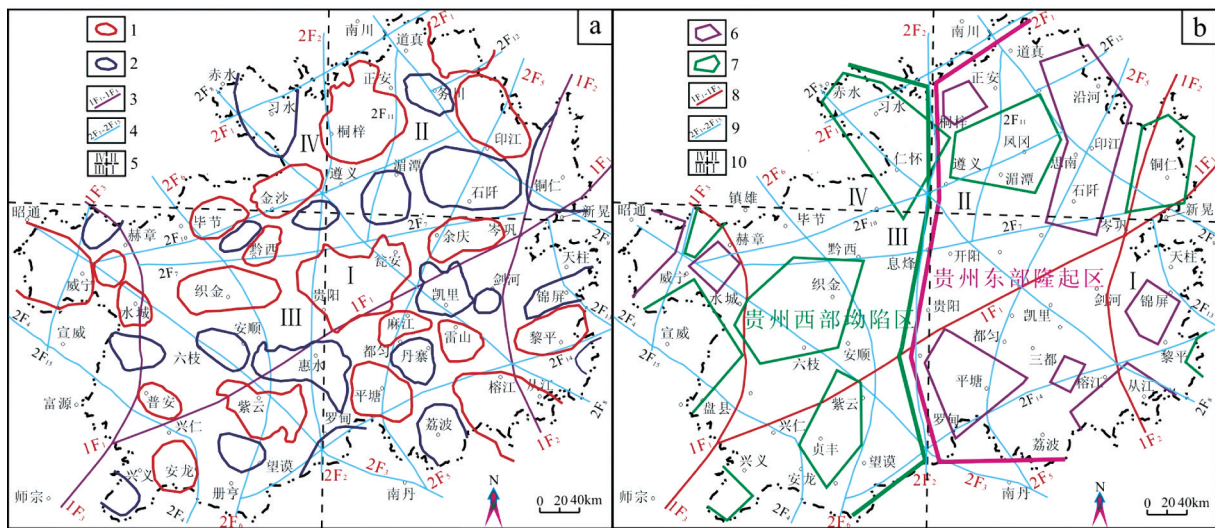


图6 贵州省重磁推测的基底(a)、居里面(b)变形构造及与推测的深部(Ⅰ级~Ⅱ级)断裂分布图

Fig. 6 Deformation structure of the basement(a) and cenai(b) of the gravity and magnetic inference and the distribution map of the deep (grade I to II) fault with the inference in Guizhou province

1—推测地壳浅部小型隆起区;2—推测地壳浅部小型凹陷区;3—推测深部Ⅰ级断裂;4—推测深部Ⅱ级断裂;5—重磁异常、莫霍面及居里面分区;6—推测地壳深部小型隆起区;7—推测地壳深部小型凹陷区;8—同3;9—同4;10—同5

反映深部有地幔热流上涌的可能,幔源物质的添加对成矿有利;隆拗过渡带常是构造变异的薄弱地带,有利于幔源物质向上活动;幔坡带上的幔坳属高渗透部位,有利于成矿流体的高度富集。居里面隆起对应高热流区,反映地壳块体温度相对增高,因温度差异形成热应力,有利于深部流体的运移和成矿元素的活化;居里面坳陷对应低热流区,反映地壳块体温度相对要低得多;居里面隆拗过渡带之间的温度差异所形成的热应力,对深部成矿流体的运移非常有利(孙文珂等,2001)。从深部构造总体分布轮廓来看,贵州东部隆起区,岩石圈厚度较薄,莫霍面深度较浅且变化平缓,地壳与上地幔密度偏低,发育壳内低阻层和低速层,居里面埋藏浅,热流值高,如以发育的贵阳-乌当、息烽-开阳及石阡-思南-印江等地温泉群和剑河、天柱、都匀等地温泉就是很好的例证,可以说明当地热源资源的丰厚,也对与热液作用有关联的矿产形成非常有利。贵州西部坳陷区,岩石圈厚度增厚,莫霍面深度加深且变化较陡,地壳与上地幔密度增高,壳内低阻层不发育,居里面加深,热流值较低,区内温泉数量相对东部的却要少得多,出现有水城-六枝温泉带和毕节、习水、兴义等地温泉,同样说明区内热源资源的富有,同时中低温热液型矿床如黔西北铅锌矿、黔西南金矿星罗棋布,超大型、大型矿床不断问世,无不体现出与深部幔源、岩石圈(莫霍面、居里面)的热源贡献和提供

的成矿物质有关。

莫霍面、居里面中穿插的不同形态局部构造,以及不同深度出现的深部断裂,两者有利于地幔热流的相对富集和物质循环,地下热流活动并携带成矿元素,沿各条通道上涌至地壳表层有利部位,即在浅表隆起区、坳陷区两种局部构造上参与成矿作用,并发现有不少的金、铅锌、锑、锰、磷、铝土矿等矿床(点)都产于推测的浅表构造上或距构造边缘不远处,以及产于不同构造带的隆拗过渡带之间,如有磷矿就产在推测的贵阳-瓮安、织金、麻江等局部构造隆起上。可见,区内具有充分的成矿物源和热源条件与不同级别断裂的有效控制,因为贵州成矿地质背景条件优越,重磁资料表明在地下深部有隐伏古老变质基底岩块和花岗岩基极为发育,这些浅表局部构造的圈定,有可能为相关矿产调查,提供了找矿方向和找矿部位。

6 讨论与结论

本文利用重力、航磁、地质等区域资料,综合解译研究了贵州深部断裂构造,根据所提取系列结果,较深入的分析探讨区内可能存在的不同地质构造单元或不同地质构造区块的物质组成和基底构造(线性、圈闭)变形特征,进而为区域成矿规律和地质科学相关研究提供帮助。总体来看,取得了新的认识。

中国及毗邻海区布格重力异常图上,留下了发生于中、新生代的滨太平洋构造域和特提斯-喜马拉雅构造域活动的“痕迹”,尤其是后一地区至今仍在活动之中,重力梯级带活动是造成基底构造变形表现的主要形式之一(孙文珂等,2001)。全国性分布的武陵山、乌蒙山重力梯级带,纵贯中国南北陆区和贵州东西部地区,为贵州“一盆三带”形成奠定了基础。

在横向上,贵州基底受到了不同方向地质应力的线性挤压影响。中国大陆东西部两大重力梯级带,成为南北向超级延伸的巨无霸,承载了巨大能量和海量信息挺近贵州,在不同期不同向地质应力作用下,贵州基底构造发生变形及演化改造,产生了超大型的中心活动区(带)和边界活动区(带)弧形构造。因贵州是这两大重力梯级带跨越的高地,在两大活动地质体的挟持下,受到了来自东西两侧近邻和远程的强烈挤压地应力的破坏及影响,从受力大小影响程度来看,相对两带沿线之间的省市这里受到东西双向侧击地应力挤压形变最严重的地区,即与位于同一经向构造带上的陕西、重庆、广西($104^{\circ}\sim 112^{\circ}$)相比较,四地所处地质环境条件和地球物理场背景非常相似,则这里受到的地应力挤压破坏力度(重力场梯度变化率)却是最大的,陕西次之、重庆及广西排后,足以说明地应力破坏对贵州基底挤压形变影响最大。贵州东西部地区形成的两组相向分布超大的弧形构造,彼此相互作用相互牵制,地应力弧向推动地质效应显著,中心活动区(带)和边界活动区(带)重磁异常弧向变化反映的弧向带特征明显,分别对应着 $1F_2$ 及以东相应范围、 $1F_3$ 及以西相应范围与 $2F_5$ 至 $1F_2$ 之间地带、 $2F_6$ 至 $1F_3$ 之间地带的超高弧度变形区(带),即是接受了外力推挤作用最直接的地球物理方面依据,其控制范围是基底构造变形最为典型特征区域,既有从震旦系到侏罗系发生强烈的褶皱变形与构成典型的侏罗山式褶皱,也有造山运动的动力学背景及演化机制的客观因素(孙文珂等,2001),是开展贵州地壳形变历史和矿产成矿规律研究的极佳场所。

在纵向上,贵州基底形成了不同地区有利成矿的局部隆坳部位。在两大重力梯级带覆盖地区与过渡区域,是地质构造应力活动最强势的区域,形成了不同规模的隆起区、坳陷区,应是不同

矿产富集的有利地带。在各期造山活动后,两大重力梯级带经历了不同方向的受力形变,被挤压、推移、上隆、沉陷、调整、稳定、成形,形成了不同构造样式的深部区域构造和浅表局部构造等有利成矿构造部位及相应组合分布区。大致以 $2F_2$ 为界,在区域构造表现上,是东面的莫霍面幔隆区、居里面隆起区、岩石圈厚度较薄区,西面的莫霍面幔坳区、居里面坳陷区、岩石圈厚度增厚区,中间的莫霍面幔台区或幔坪区、居里面梯度带或结合区、岩石圈厚度平稳变化区,以及隆、坳过渡带,以上部位有利于深部热流物质上涌富集成矿;在东面为热流值高值区,地热温泉发育及热源隐藏较浅,如锰、磷、锑、金、汞、铝土矿等成矿异常应大区块分布,群体规模大,西面为热流值低值区,地热温泉不太发育及热源埋藏较深,如金、锑、磷、锰、铅锌、铝土矿等成矿异常应较大区块分布,群体规模较大。在浅表局部构造表现上,成生了北东向相间分布的中小型隆起区和坳陷区,相应矿产有序分布其中及不远处,与隆、坳过渡带附近富集。

[参考文献]

- 陈世悦,李聪,张鹏飞,王岳军. 2011. 江南-雪峰地区加里东期和印支期不整合分布规律[J]. 中国地质, 38(5): 1212-1219.
- 戴传国,秦守荣,陈建书,卢定彪. 2013. 试论贵州深部隐伏断裂特征[J]. 地质科技情报, 32(6): 1-6.
- 范祥发,王亮,朱大友. 1998. 黔中-黔东南地区深部地质构造和“黔中隆起”重力异常初步解释[J]. 贵州地质, 15(3): 229-233.
- 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, 753-847.
- 郭卫星,熊亮,魏力民. 2016. 川东南构造变形特征及其对页岩气保存的影响[J]. 煤田地质与勘探, 44(6): 21-26.
- 黔桂滇重点片综合解释组(简称:黔桂滇编图组). 1995. 华南地区1:100万物探化探遥感成果编图-黔桂滇重点片综合解释成果报告[R].
- 屈念念,李家斌,张西君,刘俊. 2019. 基于重磁资料研究贵州省深部构造特征[J/OL]. 地球物理学进展, 收稿日期:2018-07-19,网络首发时间:2019-03-08 11:33:10. 网络首发地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.2982.P.20190307.1345.032.html>.
- 孙文珂,黄崇珂,丁鹏飞,吴海成,李炳华,王宝禄,李文昌,金宜声,涂成林,杨亚斌. 2001. 应用物探资料研究重点成矿区带的区域构造和成矿构造文集[M]. 北京:地质出版社:1-137.
- 王砚耕. 1992. 贵州区域构造矿田构造学术讨论论文集-贵州构造基本格架及其特征[M]. 贵阳:贵州科技出版社:1-11.
- 王砚耕. 贵州土壤之地质基础讲座[EB/OL]. (2011-10-20) [2019-10-10]. <http://www.baidu.com>.

- 王亮,胡从亮,张嘉玮,陈国勇. 2019. 贵州深部四级断裂构造特征及与重要矿产的关系[J]. 地质力学学报, 25(1):36-51.
- 王亮. 2003. 贵州东南部深部构造与区域矿产的关系[J]. 贵州地质, 20(2):75-79.
- 王宗秀,李春麟,李会军,张林炎,梁明亮,谭元隆,李磊磊,李涛,高莉,郭永岩,刘艳姣,鄢犀利. 2019. 川东-武陵地区构造格局及其演化[J]. 地质力学学报, 25(5):827-839.
- 吴蓉元,吕建军. 1989. 华北板块与华南板块布格重力异常与地壳厚度的相关性研究[J]. 物探与化探, 13(1):52-56.
- 张岳桥,董树文,李建华,施伟. 2011. 中生代多向挤压构造作用与四川盆地的形成和改造[J]. 中国地质, 38(2):233-250.
- 张能,黄启明,谭建政,李江. 2016. 桂西右江盆地伸展构造特征[J]. 中国地质, 43(3):953-968.

Discussion on the Characteristics of the Boundary of Deep Tectonic Units and the Deformation of Basement Structure in Guizhou

WANG Liang^{1,2}, ZHANG Jia-wei^{1,2}, XIANG Kun-peng¹, YANG Wu³,
HU Cong-liang¹, CHEN Guo-yong⁴

(1. Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China; 2. Guizhou Engineering Research Center for Geologic-Geophysical exploration development and application, Guiyang 550081, Guizhou, China; 3. Institute of Geophysics and Geochemistry, Guiyang 550018, Guizhou, China; 4. Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Deuelopment, Guiyang 550004, Guizhou, China)

[**Abstract**] Guizhou is located in the Upper Yangtze continental block. In 1992, Wang Yangeng first proposed the “one block and two belts” geological tectonic unit, namely the Yangtze continental block, the Jiangnan orogenic belt, and the Youjiang orogenic belt, which have been recognized by the geoscience community. With the improvement of the theory and practice of geography, in 2011, the “one block and two zones” was subdivided into “one basin and three zones”, including: the Sichuan foreland basin (belonging to the Yangtze block), and the fold thrust belt in the foreland basin of Hubei, Chongqing and Guizhou. It belongs to the Yangtze block, the Jiangnan orogenic belt, and the Youjiang orogenic belt. Many scholars in Guizhou have studied the deep faults and tried to determine the location of the tectonic units and the boundaries of the deep parts. The results are mostly deformation features of surface faults, which may have certain limitations. Therefore, it is of great significance to apply scientific methods of geology and geophysical exploration to effectively solve deep geological problems and study the hidden distribution of different geological bodies after orogenic activities. According to the existing regional data of gravity, aeromagnetic, geology, etc., the deep faults are jointly inferred, and the structural deformation characteristics of the basement are studied to serve the deep geological prospecting prediction and mineral distribution research.

[**Key Words**] Tectonic unit; One basin and three zones; Base deformation; Uplift area; Depression area; Geophysics

北羌塘盆地托纳木地区雪山组的孢粉型化石 及其指示的古植被和古气候特征

白培荣,熊兴国,马德胜,陈启飞,蒋开源,张厚松,曾禹人,吴 滔,李月森

(贵州省地质调查院,贵州 贵阳 550081)

[摘 要]通过对北羌塘盆地托纳木地区雪山组产出丰富的 *Clasopollis* 和 *Dicheiaropollis* 花粉研究,该组孢粉可建立为 CD 组合,时代属早白垩世早期。分析认为托纳木地区早白垩世早期的古植被群落以 *Clasopollis* 和 *Dicheiaropollis* 有亲缘关系(或母体植物)耐干热的掌鳞杉科植物为优势类群,林间或林下还生长着少量杪椋科、里白孢属等植物。本孢粉植物群反映的气候特征是干旱的热带-亚热带气候。本研究丰富了北羌塘盆地早白垩世孢粉地质学及其古植被和古气候的认识。

[关键词]雪山组;孢粉;古植被和古气候;北羌塘盆地

[中图分类号]Q914.2;914.9 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)03-0249-07

“雪山组”由地质部石油局综合研究队青藏分队 1966 年命名,命名剖面位于羌塘盆地东部青海温泉(蒋忠惕,1983),参考剖面在西藏江爱雪山东北纳兹岗雪山南坡(87°40′;34°00′)(蒋忠惕,1983),为一套湖相细碎屑岩组合。雪山组与下伏羌姆勒曲组(J_3)为连续过渡关系。参考剖面上产早白垩世淡水双壳类 *Protocardia* sp., *P. ex. gr. interta*, *Lamprotula* sp., *Paranippononaia* cf. *paucisulcata*, *Trigonioides* (*Wakinoa*)? sp., *Nippononaia* aff. *wakinoensis*, *Gervillella* sp. 及腹足类 *Ataphanus* sp.。

关于雪山组的认识,其地层划分与时代存在多种观点:方德庆等(2002)认为羌塘盆地雪山组是在白龙冰河组之上的层位,并通过砂岩 EPR 年龄认为雪山组早白垩世中晚期;也有认为白龙冰河组与雪山组为同期异相的沉积,地层时代为晚侏罗世-早白垩世(谭富文等,2004);朱同兴等(2005)认为雪山组整合于白龙冰河组之上,其顶

部可能含有早白垩世早期的沉积;还有其他学者认为雪山组(J_3 - K_1)沉积主体应为早白垩世,尤其是早白垩世早期,其下部具穿时性而与白龙冰河组(J_3)同期异相沉积(王立全等,2013;曾禹人等,2014)。

本次通过对北羌塘盆地托纳木地区雪山组剖面研究,岩性组合由下至上为湖坪相-海陆过渡三角洲-陆相河流的沉积环境(白培荣等,2014),采集到丰富的 *Clasopollis* 和早白垩世早期典型分子 *Dicheiaropollis* 花粉及组合,而在北羌塘盆地中西部的雪山组层位中前人对孢粉型化石组合研究报道甚少。从化石的属种类型和生物年代学角度为研究雪山组提供了可靠的孢粉地质学内容,旨在抛砖引玉。同时,这一丰富的孢粉型化石组合,对探讨托纳木地区乃至北羌塘盆地早白垩世早期古植被群落和古气候特征具有重要的意义。

[收稿日期]2020-9-29 [修回日期]2021-03-15

[基金项目]中国地质调查局项目(青藏高原重点盆地油气资源战略调查与选区,编号:科油[2009]03号)。

[作者简介]白培荣(1979—),男,高级工程师,主要从事区域地质调查工作。Email:81249456@qq.com。

[通讯作者]熊兴国(1970—),男,研究员,主要从事基础地质调查工作。Email:2409813951@qq.com。

1 区域地质背景

羌塘盆地位于“世界第三极”青藏高原内部,其是中国西部众多大型盆地之一。在大地构造上,它位于欧亚大陆与冈瓦纳古陆毗连的特提斯构造域内,居于特提斯构造域东段(西藏自治区地质矿产局,1997;尹福光,2003;吴珍汉 等,2011),属于羌塘-昌都板块的一部分,以侏罗纪海相沉积为特色。盆地北界为拉竹龙-金沙江缝合带,南界为班公湖-怒江缝合带,东西两端以中生代海相地

层的尖灭为界(鲁宾 等,2000;赵正璋 等,2000;许岩 等,2005)。盆地自北向南可分为三个次一级构造单元,分别为羌北坳陷、中央隆起带、羌南坳陷。托纳木地区位于羌塘盆地中部的羌北坳陷内。地层区划上以中央隆起带为界划分为北羌塘、南羌塘两个地层分区。研究区属北羌塘地层分区,地层由老至新出露为上侏罗统-下白垩统索瓦组二段(马德胜 等,2011;白培荣 等,2019)、下白垩统雪山组一段、下白垩统雪山组二段、新近系中新统康托组及第四系,总体以白垩系下统雪山组出露为主(图 1)。

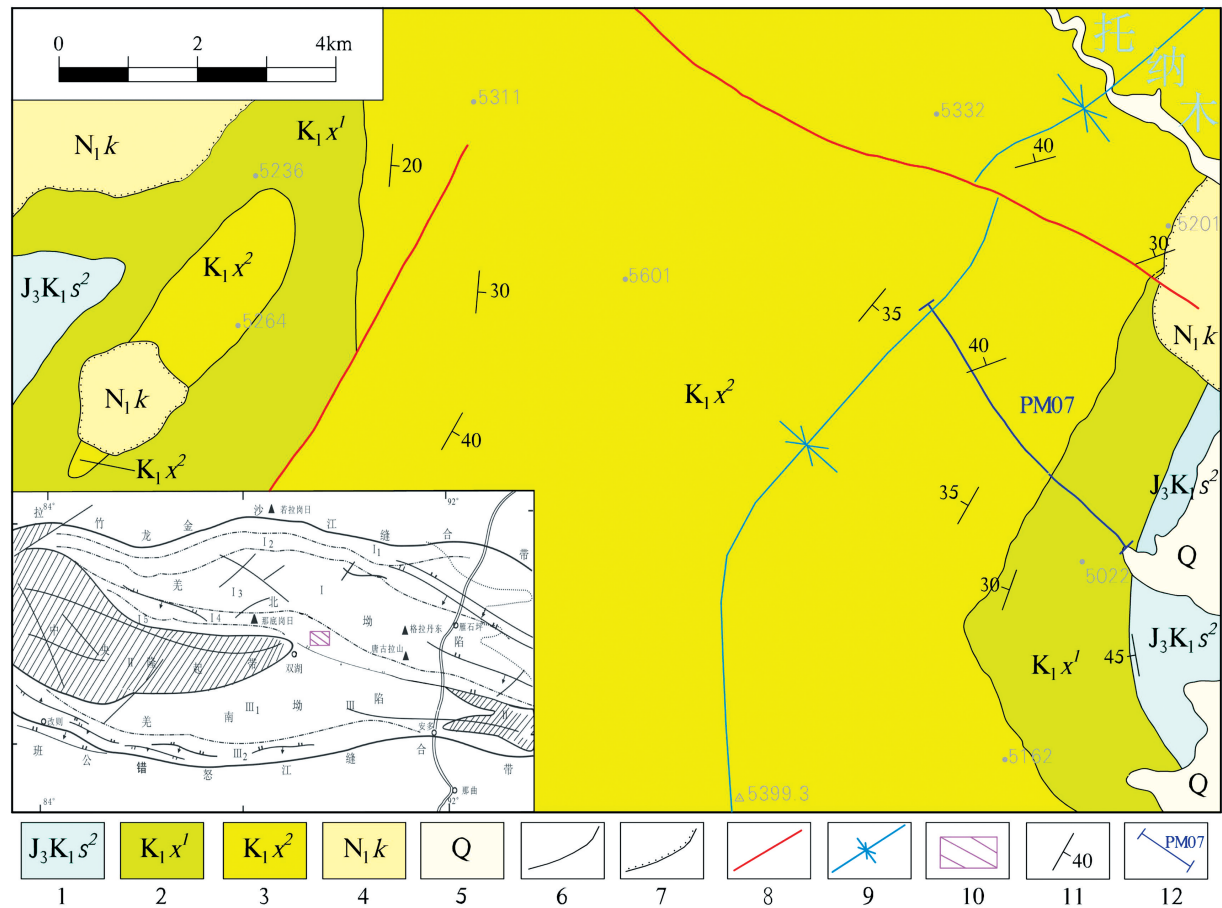


图 1 北羌塘盆地托纳木地区地质略图(附大地构造位置)

Fig. 1 Geological sketch of Tuonamu area in Northern Qiangtang basin(Showing attached geotectonic position)
1—侏罗系上统至白垩系下统索瓦组二段;2—白垩系下统雪山组一段;3—白垩系下统雪山组二段;4—新近系中新统康托组;5—第四系;
6—地质界线;7—角度不整合界线;8—断层;9—向斜;10—工作区范围;11—产状;12—剖面位置

2 孢粉产出层位

剖面位于测区东侧(座标 N:33°34.281'E;89°24.905'),剖面编号为 PM07,剖面长度 3.6 km,地层厚度>1 837.54 m,剖面露头相对较好(基岩出露达 80%)。因第四系掩盖,剖面未见底,顶为向斜核

部。据岩性组合特征分为一段和二段。
雪山组一段:紫红、灰绿色(地貌上岩层颜色总体呈灰绿色与紫红色相间分布)一套潮坪-海陆过渡三角洲相粗-细碎屑岩沉积。底部为灰、灰绿色碎屑岩夹深灰色碳酸盐岩,具有潮坪沉积环境特征,向上渐变过渡为三角洲亚相前三角洲沉积。孢粉赋存于粉砂质粘土岩及细粒岩屑砂岩岩

层中(图2,图3)。

雪山组二段:紫红、浅灰、灰、灰绿色等杂色一套自下而上呈正粒序不等厚的韵律互层的河流相粗-细碎屑岩沉积,本段底以出现砾岩与下伏雪山组一段分界。孢粉产于粉砂质粘土岩和细粒岩屑砂岩(图2,图3)。

3 孢粉化石组合及时代对比

3.1 孢粉组合特征

北羌塘盆地托纳木地区雪山组为一套潮坪—

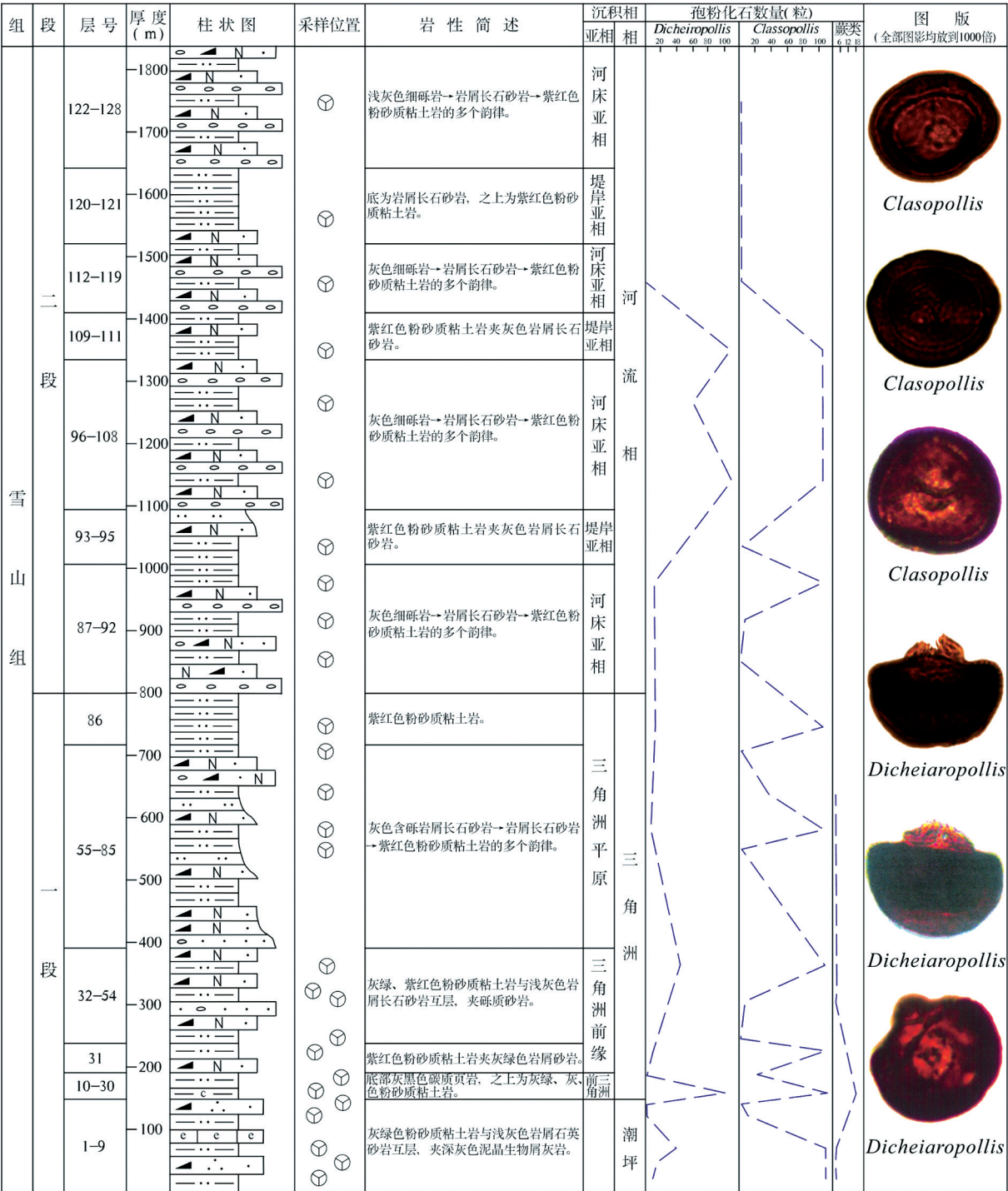


图2 北羌塘盆地托纳木地区雪山组剖面柱状图及采样位置(附孢粉化石数量变化曲线及图版)

Fig.2 Column chart and sampling location of Xueshan formation in Tuonam area of Northern Qiangtang basin

(Showing curve change of sporopollen fossils quantity and chart)

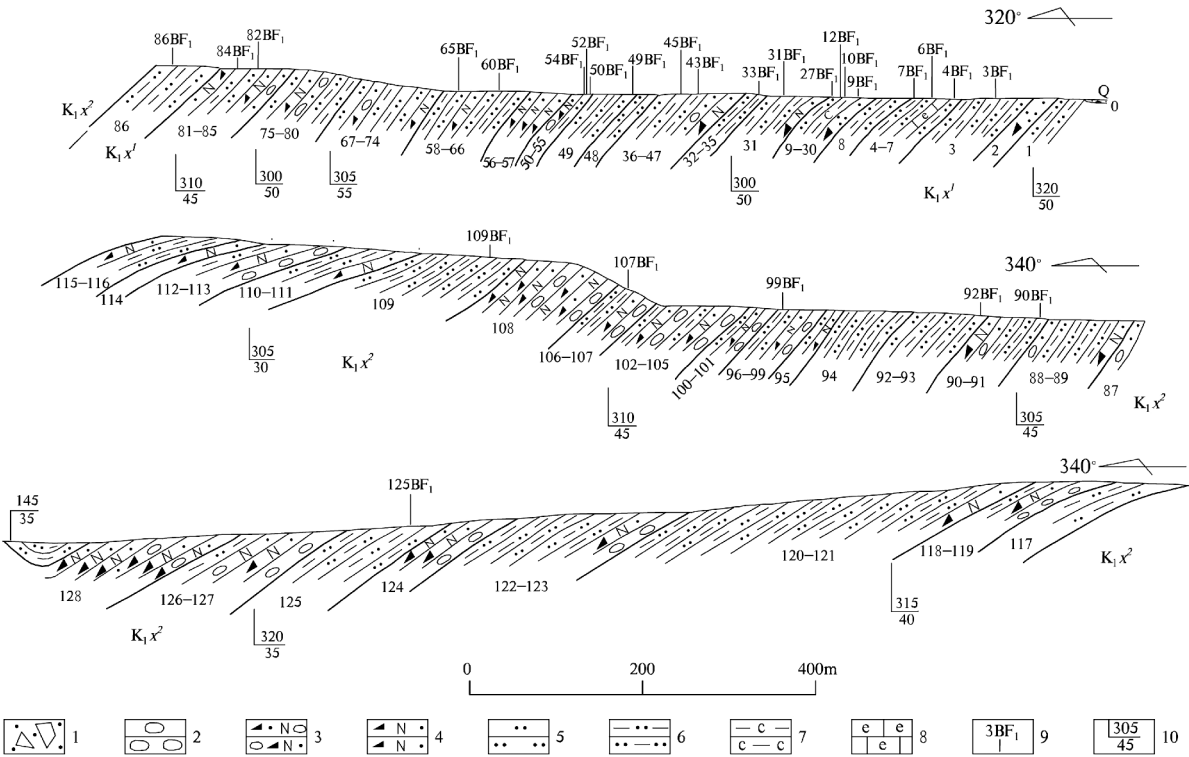


图 3 北羌塘盆地托纳木地区雪山组实测地层剖面 (PM07) 及采样位置图

Fig. 3 The measured stratigraphic section (PM07) and sampling location of Xueshan formation in Tuonam area of Northern Qiangtang basin
1—第四系堆积物;2—砾岩;3—含砾岩屑长石砂岩;4—岩屑长石砂岩;5—粉砂岩;6—粉砂质粘土岩;7—炭质粘土岩;8—生物屑灰岩;
9—采样位置及编号;10—地层产状; K_1x^1 —下白垩统雪山组一段; K_1x^2 —下白垩统雪山组二段;Q—第四系

三角洲—河流相沉积,总体以紫红色岩系为主。于粉砂质粘土岩、细粒岩屑砂岩层中采集样品 40 件。经中国科学院南京地质古生物研究所黎文本老师鉴定,27 件样品中或多或少赋存了孢粉化石(图 2)。其中,裸子植物占 98.32%,为本区古植物区系的优势类群;而蕨类植物仅为 1.68%(表 1)。

表 1 托纳木地区雪山组孢粉化石数量(粒)统计表

Table 1 Statistics of sporopollen fossils quantity (grain) of Xueshan formation in Tuonamu area

化石名称 编 号	<i>Cyathidites</i>	<i>Gleicheniidites</i>	<i>Maculatisporit</i>	<i>Klukisporites</i>	<i>Dicheiropollis</i>	<i>Classopollis</i>	<i>Pseudopicea</i>	化石数量 总计
PM07-3BF ₁	3				15	>100		>118
PM07-4BF ₁			1		16	>100	1	>118
PM07-6BF ₁	3				40	>100		>143
PM07-7BF ₁					1	14		15
PM07-9BF ₁					1	2		3
PM07-10BF ₁		18	2		100	>100		>220
PM07-12BF ₁					1	24		25
PM07-27BF ₁						1		1
PM07-31BF ₁					5	>100		>105
PM07-33BF ₁						1		1
PM07-43BF ₁	2					11		13
PM07-45BF ₁				1				1
PM07-49BF ₁					45	>100		>145
PM07-50BF ₁					1	1		2

续表

化石名称 编 号	<i>Cyathidites</i>	<i>Gleichenioidites</i>	<i>Maculatisporit</i>	<i>Klukisporites</i>	<i>Dicheiropollis</i>	<i>Classopollis</i>	<i>Pseudopicea</i>	化石数量 总计
PM07-52BF ₁	1					1		1
PM07-54BF ₁						1		1
PM07-60BF ₁						1		1
PM07-65BF ₁					5	>100		>105
PM07-82BF ₁					11	39		40
PM07-84BF ₁						1		1
PM07-86BF ₁						>100		>111
PM07-90BF ₁					10	8		8
PM07-92BF ₁						>100		>110
PM07-99BF ₁					>100	>100		>200
PM07-107BF ₁					60	>100		>160
PM07-109BF ₁					>100	>100		>201
PM07-125BF ₁						1		1
孢粉数量(粒)	9	18	3	1		>1 306	1	>1 849
含量(%)	0.49	0.97	0.16	0.05		>70.63	0.05	100

备注:孢粉化石由中国科学院南京地质古生物研究所鉴定(化石鉴定:黎文本;样品分析:黄凤宝)

裸子植物中以 *Classopollis*(克拉梭粉)(图 2,图版)花粉最繁盛(>70.63%);其次为 *Dicheiropollis*(双手粉)(图 2,图版)花粉(>27.64%),其对确定地层时代具有重要的意义。此外还见有少量的假云杉粉 *Pseudopicea*(0.05%)。

蕨类植物为 *Cyathidites*(桫欏孢,0.49%)、*Gleichenioidites*(里白孢,0.97%)、*Maculatisporit*(斑纹孢,0.16%)及 *Klukisporites*(克鲁克孢,0.05%)。

因此,本文根据重要属种及其含量显著变化的特征,托纳木地区孢粉化石组合暂时借用宋之琛等(1981)提出的组合名称,可命名为 *Classopollis-Dicheiropollis* 组合(简称 CD 组合)。

3.2 孢粉组合时代

据鉴定者意见,CD 组合中以 *Classopollis* 和 *Dicheiropollis* 最常见,其中 *Classopollis* 高含量的组合一般出现在晚侏罗世至早白垩世;而 *Dicheiropollis* 属(目前只有 1 种;*D. estruscus*)是特提斯海周边地区早白垩世早期(尼欧克姆期)沉积中常见且特征的分子。因此,当前化石说明本研究采集样品岩层的时代无疑应属早白垩世早期。更具体分析如下。

Classopollis(克拉梭粉)与裸子植物掌鳞杉科(*Chiolepidaceae*)有亲缘关系,是中生代,特别是侏罗纪至白垩纪的常见化石(Vakkremercv, 1970;

贺永忠 等,2011;白培荣 等,2020)。最早见于三叠纪,最晚在古近纪(Vakkremercv, 1970),繁盛期是在早侏罗世至早白垩世。在我国南方孢粉植物区系里,*Classopollis* 在晚侏罗世至早白垩世为最繁盛的时期。样品中花粉属种比较单一,主要是克拉梭粉,但是其含量较高(占组合>70.63%),已达到晚侏罗世至早白垩世的繁盛程度。

Dicheiropollis 属于裸子植物花粉,可能与掌鳞杉科有关。其由 Trevisan(1971)定名,目前仅 1 个种,即模式种 *D. estruscus* Trevisan(伊特拉斯双手粉)。*Dicheiropollis* 植物花粉粒形态奇特,极易辨认,一般成双手状态保存,酷似双手作揖相拱,该花粉在地质历史时期出现的时限很短。国内外孢粉学者一般视它为早白垩世早期(Berriasian-Barremian)的典型化石,具有标志性的时代界限划分。国外发现于意大利南托斯卡纳(Tuscany)早白垩世(Trevisan, 1971)沉积中,之后相继在巴西、加蓬、安哥拉、刚果、阿尔及利亚等地早白垩世沉积中均有发现(Jardine, 1974),这些地层中的 *Classopollis* 含量都很高,一般居孢粉组合的首位,同时伴随出现少量的 *Dicheiropollis* 等早白垩世特征分子。*Dicheiropollis* 在中国先后发现于新疆塔里木盆地早白垩世舒善河组(黎文本 等,1990)、云南富民盆地早白垩世安宁组(张望平,1995)和青藏高原北羌塘唐古拉山早白垩世索瓦组和雪山

组(Li Jianguo, 2004)地层中。近年来,北羌塘半岛湖早白垩世白龙冰河组(李月森等, 2015)及西藏班公湖-怒江缝合带西段亭贡拉地区亭贡组均有报道(白培荣等, 2019)。同样,这些地层中的孢粉组合也具有这种特性,即高含量的 *Classopollis* 与一定含量早白垩世的典型分子 *Dicheiropollis* 共生。托纳木地区早白垩世雪山组也是如此(表 1),这一共性特征在区域上具有重要的地层时代意义。

综上所述,托纳木地区发现的孢粉型化石组合中以含大量的 *Classopollis* 花粉(含量在 70.63% 以上)为主要特征,且见有一定数量的 *Dicheiropollis* (含量>27.64%)。因此,当前 CD 组合说明本区采样剖面的地层时代应属早白垩世早期。

4 孢粉型化石指示的古植被和古气候

孢粉是植物的繁殖器官,极易保存为化石,因而可以根据孢粉组合推测该时期的古植被和古气候特征(钟筱春等, 2003)。托纳木地区发现的孢粉成分比较单一,以 *Classopollis*-*Dicheiropollis* 组合为主要特征。

4.1 古植被

本区孢粉组合中以 *Classopollis* 属植物占主导地位,其母体植物属于掌鳞杉科,长有鳞片状小叶,为矮小的乔木或灌木,生长于高地斜坡。而 *Dicheiropollis* 属可能与掌鳞杉科有关,为矮小的乔木或灌木。孢粉组合中还见有少量的蕨类植物。因此,托纳木地区早白垩世早期的古植被群落以 *Classopollis* 和 *Dicheiropollis* 有亲缘关系(或母体植物)的掌鳞杉科植物为优势类群,林间或林下还生长着少量桫欏科、里白孢属等植物。

4.2 古气候

目前多数孢粉工作者都把 *Classopollis* 归到掌鳞杉科(*Chiolepidaceae*),作为干旱气候条件的指示物(张子福等, 1989),其生长环境为适应炎热而干旱的气候(Vakhrameev, 1991; 邓胜徽, 2007; 白培荣等, 2020)。瓦赫拉梅耶夫(1970)指出,在样品中这 *Classopollis* 花粉的含量大于 10%~15% 者说明是亚热带气候。瓦氏(1978)根据北半球古

植物学资料和花粉 *Classopollis* 含量的多寡在白垩纪划分出两个植物区:北边的西伯利亚-加拿大植物区气候温暖潮湿;南边的印度-欧洲植物区气候干旱。并指出,在温暖潮湿的气候带, *Classopollis* 完全不存在或其含量不超过 3%;在干旱气候带, *Classopollis* 占绝对优势,含量为 50%~70% 或更高。从我国早白垩世孢粉组合特征来看,北方地区孢粉组合中, *Classopollis* 含量较低,尤其是东北地区,克拉梭粉在组合中的平均含量不超过 5%;南方地区组合中 *Classopollis* 的含量高,一般大于 50%。托纳木地区孢粉组合中, *Classopollis* 的含量为 70% 以上,与我国南方同时代的组合相当。依瓦赫拉梅耶夫和结合瓦氏划分方案托纳木地区应属印度-欧洲植物区的亚热带干旱气候。

而 *Dicheiropollis* 反映的生态条件很多方面与 *Classopollis* 相一致。前述的孢粉组合中, *Dicheiropollis* 都是和 *Classopollis* 共生,后者含量很高,超过 70%,反映前者也适应这一热和干旱的气候。

综上所述,北羌塘盆地托纳木地区早白垩世早期的植物群落面貌以生长于喜炎热而耐干旱的掌鳞杉科为优势类群,林下或林间还生长少数桫欏科和里白孢属等植物。本孢粉植物群反映的气候特征属于干旱炎热的热带-亚热带型气候,这与本区受北面半干旱热带-亚热带型气候影响有关(沙金庚等, 2005)。

5 结论

本次通过剖面 and 面上地质填图的研究,托纳木地区雪山组整合覆于上侏罗统-下白垩统索瓦组二段(相当于“白龙冰河组”)之上。雪山组岩系中采集到丰富的 *Classopollis* 和早白垩世早期典型分子 *Dicheiropollis* 花粉及组合,据此厘定本区雪山组的沉积时代应为早白垩世早期。从生物年代学和化石的属种类型角度为早白垩世雪山组增添了可靠的资料,丰富了生物的多样性。本研究认为北羌塘盆地托纳木地区早白垩世时期的植物群落面貌以生长喜炎热而耐干旱的掌鳞杉科为优势类群,林下或林间还生长少量桫欏科和里白孢属等植物古生态景观。本孢粉植物群反映的气候特征属于干旱炎热的热带-亚热带型气候。雪山组总体为潮坪-海陆过渡三角洲-陆相河流的灰色、紫红色碎屑岩沉积,这一套紫红色岩层的广

布,标志北羌塘盆地海相沉积结束,海水退出北羌塘盆地,并向陆相沉积转换,其物源来自西南部的中央隆起带(金玮等,2006)。同时,紫红色岩系的显著特征则反映古气候环境为热带-亚热带型。这一由海相向陆相沉积的古地理转换,对探讨北羌塘盆地的地质演化史具有重要的意义。表明燕山构造运动促使陆地不断扩大,更有利于植物的生长繁茂和森林生态环境的形成提供了条件。

总之,羌塘盆地经历了漫长而错综复杂的地块(体)、断裂和火山等构造运动和古地理变迁。这些运动和变迁,导致了羌塘地区地块的气候、生态环境和生物群落的变化。

致谢:中国科学院南京地质古生物研究所黎文本老师对孢粉化石鉴定;野外工作和成文中得到贵州省地质调查院熊兴国研究员指导并提出了宝贵的意见,贵州省地质调查院王敏研究员对岩石的鉴定。对给予支持和帮助及审稿专家和编辑部老师对论文的审阅,在此一并表示感谢!

[参考文献]

- 白培荣,马德胜,熊兴国,等. 2014. 北羌塘盆地托纳木地区早白垩世雪山组沉积相分析及油气意义[J]. 贵州地质, 31(4): 307-313.
- 白培荣,熊兴国,蒋开源,等. 2019. 北羌塘盆地中部笙根地区索瓦组上段的孢粉型化石组合及时代[J]. 微体古生物学报, 36(2): 190-198.
- 白培荣,马德胜,熊兴国. 2019. *Dicheiropollis* 和 *Ephedripites* 花粉在西藏班公湖-怒江缝合带西段贡错组孢粉组合中的出现及其意义[J]. 地层学杂志, 30(4): 1701-1705.
- 白培荣,熊兴国,贺永忠,等. 2020. 北羌塘盆地胜利河中-晚侏罗世孢粉组合指示的古植被和古气候特征及其油气意义[J]. 贵州地质, 37(2): 165-174.
- 白培荣,熊兴国. 2020. 班公湖-怒江缝合带中西段改则地区木嘎岗日岩群的化石组合及时代[J]. 中国地质调查, 7(4): 60-66.
- 邓胜徽. 2007. 中生代主要植物化石的古气候指示意义[J]. 古地理学报, 9(6): 559-574.
- 方德庆,云金表,李椿. 2002. 北羌塘盆地中部雪山组时代讨论[J]. 地层学杂志, 26(1): 68-72.
- 贺永忠,白培荣. 2011. 藏北双湖胜利河晚侏罗世索瓦组油页岩及石膏的沉积环境及意义[J]. 贵州地质, 28(1): 58-64.
- 蒋忠惕. 1983. 羌塘地区侏罗纪地层的若干问题[J]. 青藏高原地震文集, (06): 87-112.
- 金玮,王成善,李亚林. 2006. 西藏双湖托纳木地区上侏罗统雪山组物源分析[J]. 大地构造与成矿学, 30(2): 519-526.
- 黎文本,陈金华. 1990. 白垩系[C]//周志毅,陈丕基. 塔里木生物地层和地质演化. 北京: 科学出版社, 288-307.
- 李月森,马德胜,白培荣,等. 2015. 北羌塘半岛湖地区早白垩世白龙冰河组厘定及意义[J]. 贵州地质, 32(2): 105-110.
- 鲁宾,李永铁,刘忠. 2000. 青藏高原的盆地形成与分类[J]. 石油学报, 21(2): 21-26.
- 马德胜,张厚松,蒋开源,等. 2011. 西藏双湖地区晚侏罗世至早白垩世索瓦组沉积特征与古地理演化[J]. 贵州地质, 28(1): 53-57.
- 沙金庚,王启飞,卢辉楠. 2005. 羌塘盆地微体古生物[M]. 北京: 科学出版社.
- 谭富文,王剑,李永铁,等. 2004. 羌塘盆地侏罗纪末-早白垩世沉积特征与地层问题[J]. 中国地质, 31(4): 400-405.
- 王立全,潘桂棠,丁俊,姚冬生. 2013. 青藏高原及邻区地质图及说明书. 北京: 地质出版社.
- 吴珍汉,叶培盛,胡道功. 等. 2011. 青藏高原羌塘盆地南部古近纪逆冲推覆构造系统[J]. 地质通报, 30(7): 1009-1016.
- 西藏自治区地质矿产局. 1997. 西藏自治区岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 许岩,郭薇,刘立,等. 2005. 藏北羌塘盆地与西亚特提斯盆地构造比较及其油气远景[J]. 地质通报, 24(6): 564-569.
- 尹福光. 2003. 羌塘盆地中央隆起性质与成因[J]. 大地构造与成矿学, 27(2): 143-146.
- 朱同兴,冯心涛,林仕良,等. 2005. 中华人民共和国 1:25 万黑虎岭幅、多格错仁、江爱达日那幅、土错幅区域地质调查报告[R]. 成都地质矿产研究所.
- 张望平. 1995. *Dicheiropollis* 在云南富民盆地安宁组孢粉组合中的出现及其意义[J]. 微体古生物学报, 12(1): 39-49.
- 曾禹人,马德胜,吴滔,等. 2014. 西藏羌塘盆地光明湖地区早白垩世化石的发现及意义[J]. 贵州地质, 31(4): 302-306.
- 张子福,苗淑娟. 1989. 鄂尔多斯盆地西南部华亭-陇县地区志丹群的孢粉[J]. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 69-88.
- 赵正璋,李永铁,叶和飞,等. 2000. 青藏高原大地构造特征及盆地演化[M]. 北京: 科学技术出版社.
- 钟筱春,赵传本,杨时中,等. 2003. 中国北方侏罗系(II)古环境与油气[M]. 北京: 石油工业出版社, 33-172.
- Jardine S, Biens P, Doerenkamp A. 1974. *Dicheiropollis etruscus*, un pollen caractéristique du Cretace inférieur Afro-Sudaméricain. Conséquences pour l'évaluation des unités climatiques et implications dans la dérive des continents[J]. Sciences Géologiques Bulletin, 27(1/2): 87-100.
- Li Jianguo, Batten D J. 2004. Early Cretaceous palynofloras from the Tanggula Mountains of the northern Qinghai-Xizang(Tibet) Plateau, China[J]. Cretaceous Research, 25: 531-542.
- Trevisan L. 1971. *Dicheiropollis*, a pollen type from Lower Cretaceous sediments of southern Tuscany (Italy) [J]. Pollen et Spores, 13(4): 561-596.
- Vakhrameev V A. 1991. Jurassic and Cretaceous Floras and Climates of the Earth[M]. Cambridge Cambridge University Press, 1-318.
- Vakhrameev V A. 1970. Range and paleoenology of Mesozoic conifers [J]. The Cheirolepidiaceae. Paleanl. Zh., 70(1): 19-34.

贵州望谟纳夜领薈组上部遗迹化石特征及地质意义

向坤鹏,陈明华,邓小杰,龙建喜,史振华,冉维宇

(贵州省地质调查院,贵州 贵阳 550081)

[摘 要] 贵州望谟纳夜中-晚二叠世领薈组上部发育丰富的遗迹化石,主要识别出 *Chondrites*, *Planolites*, *Keckia* 及 *Helminthopsis* 等。含遗迹化石层段下部以 *Chondrites* 为优势化石种属,具有较高的丰度,向上逐渐被 *Planolites* 和 *Helminthopsis* 替代,整体形成以觅食迹为主的遗迹化石组合。根据领薈组上部岩石组合、沉积构造以及露头尺度遗迹化石的空间分布规律,结合区域地质资料综合分析认为:纳夜地区在中-晚二叠世整体为相对闭塞的浅海还原环境,遗迹化石是高水位体系沉积作用下的产物,其分布与海平面升降关系密切。化石组合的纵向变化规律指示向上水体整体变浅。这对于进一步认识贵州南部地区中-晚二叠世沉积演化提供了依据。

[关键词] 遗迹化石;沉积构造;沉积环境;领薈组;纳夜地区

[中图分类号] P534.46;P539 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)03-0256-07

领薈组是望谟地区二叠系最上部的一个岩石地层单元,代表二叠纪中-晚期斜坡-盆地相沉积。根据《中国区域地质志—贵州志》,领薈组整合于四大寨组灰岩之上,岩石组合以砂岩、粘土岩为主,夹硅质岩、灰岩及砾屑灰岩等为主,时代为阳新世晚期至乐平世(贵州省地质调查院,2017)。前人曾报道该组发育丰富的遗迹化石(何远碧等,1985),但未详细描述化石的空间分布规律,一定程度上制约了对领薈组沉积环境的进一步认识。作者等在纳夜开展古生物调研过程中,于领薈组上部发现大量保存完好的遗迹化石,极大地丰富了该组遗迹化石资料。通过系统研究,鉴定出多种遗迹化石类型。根据遗迹化石的分布规律,结合含遗迹化石层段岩石组成、沉积构造以及同期岩相古地理地质资料,综合分析了领薈组的沉积环境,这为进一步认识贵州南部地区二叠纪中-晚期沉积演化提供依据。

1 区域地质背景

望谟地区位于特提斯构造域东北缘,其沉积作用大致同步于右江盆地的形成和演化。自泥盆纪以来,受北西、北东两组断裂系的控制,整体形成槽台相间的构造古地理分布格局(杜远生等,2009,2013),并一直持续到二叠纪末。其中中-晚二叠世是岩相分异较为明显的时期,自 NW 向 SE 依次发育潮坪-泻湖相-局限台地-开阔台地相-台地斜坡相以及台盆相。研究区纳夜一带在空间上处于台盆相区,北侧被弧形的台地斜坡围限,南侧被断续分布的孤立碳酸盐岩台地隔档(图 1a)。

根据贵州 1:5 万桑朗、罗悃、八茂、圭里 4 幅区域地质矿产调查报告显示,纳夜一带领薈组出露齐全,下与四大寨组整合接触,上被乐康组覆盖(图 1b)。根据岩石组合可以分为 3 个岩性段,其中第一岩性段岩性为薄层-中厚层凝灰质粉砂岩、细砂质及粉砂质粘土岩互层,夹薄层硅质岩、沉凝灰岩

[收稿日期] 2021-02-11 [修回日期] 2021-04-31

[基金项目] 贵州省科技厅科技支撑项目(黔科合支撑[2019]2851 号);贵州省地质调查院院士工作站项目(黔科合平台人才[2018]5626)资助。

[作者简介] 向坤鹏(1988—),男,高级工程师,主要从事区域地质调查工作。Email:xiangkp1988@163.com。

及少量铁锰质泥岩。第二岩性段主要由灰黄、深灰色厚层及块状凝灰质粉砂岩、泥质粉砂岩组成,夹少量中厚层凝灰质砂岩,局部夹薄层燧石条带灰岩;第三岩性段为薄-中厚层粉砂质粘土岩、凝灰质

粉砂岩互层,夹硅质岩,局部夹沉凝灰岩及凝灰岩。顶部为厚3~20 m块状砂砾屑灰岩,俗称“打郎角砾岩”(图1c)。本次研究的遗迹化石材料位于该组上部,大致相当于第三岩性段中上部(图1d)。

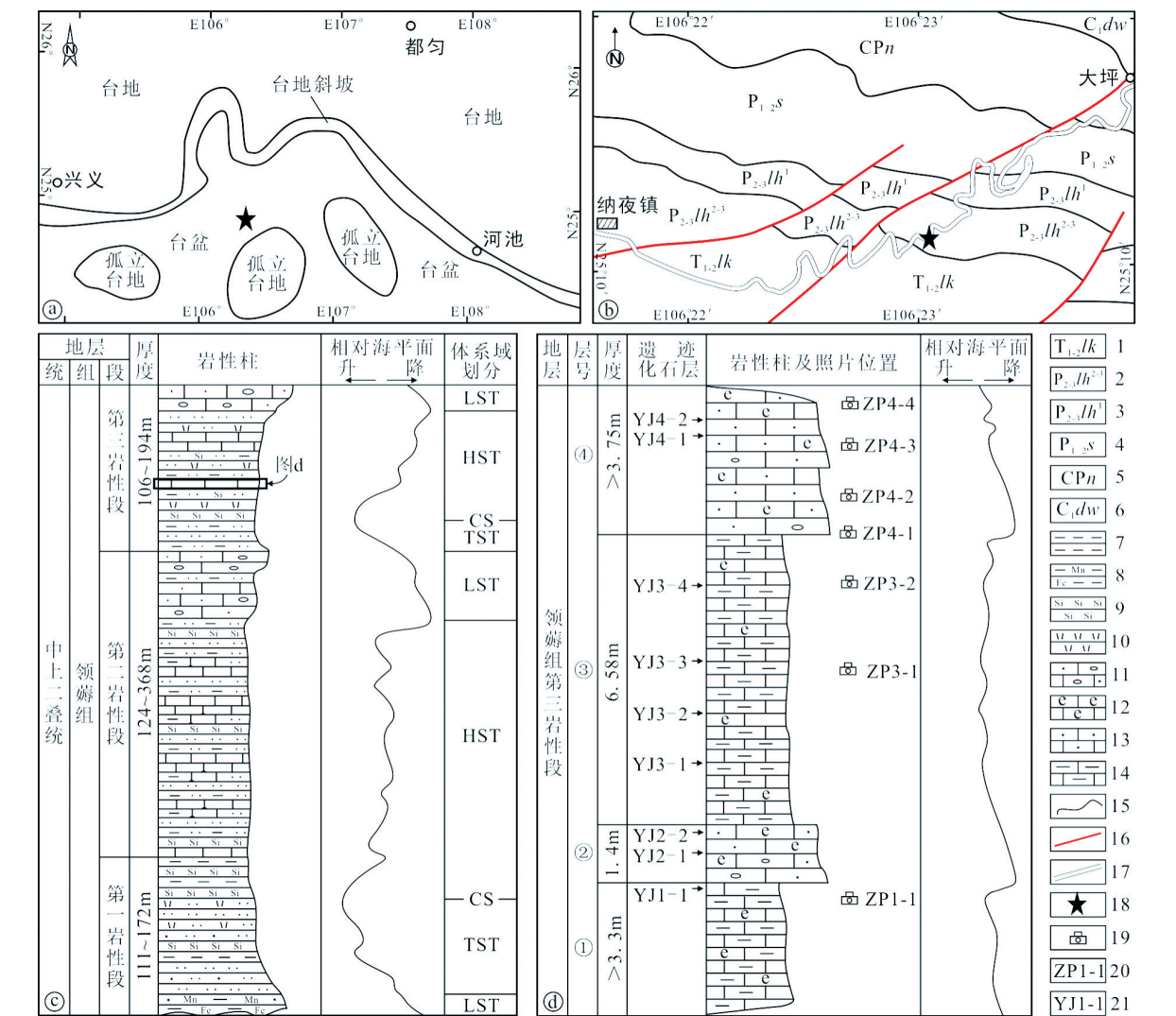


图1 贵州南部地区二叠纪中-晚期岩相古地理图(a,据刘宝珺 等,1994,有改动),纳夜一带区域地质图(b,据贵州省地质调查院,2014,有改动),领薈组综合柱状图(c,据贵州省地质调查院,2014,有改动)以及领薈组遗迹化石层段柱状图(d)

Fig. 1 Paleogeographic map of Middle-Late Permian in south Guizhou(a,modified by LIU Baojun et al. ,1994) ,Regional geological map of Naye region(b,modified by GGS,2014) ,the synthetic histogram of the Linghao formation (c,modified by GGS,2014)and histogram of the trace fossils beds of Linghao formation(d)

1—乐康组;2—领薈组二—三段;3—领薈组一段;4—四大寨组;5—南丹组;6—打屋坝组;7—泥岩;8—含铁锰质泥岩;9—硅质岩;10—凝灰岩;11—含砾砂屑灰岩;12—生屑灰岩;13—砂屑灰岩;14—泥质条带灰岩;15—地层界线;16—断层;17—322省道;18—遗迹化石剖面;19—照片位置;20—照片编号;21—遗迹化石层编号

2 含遗迹化石剖面

纳夜一带中-晚二叠世领薈组发育丰富的遗迹化石,前人已有过报道(何远碧 等,1985),但未详细描述化石的空间分布规律。得益于纳夜-桑朗322省道的扩宽,大量保存完整的遗迹化石得

以发掘和揭露。根据露头岩性差异,将含遗迹化石层段划分为4层(图2),路线剖面列述如下:

中-晚二叠世领薈组($P_{2-3}lh^{2-3}$) (上未见顶)

4. 浅灰色-灰色中层状砂屑灰岩-含砾砂屑灰岩,正粒序层理、冲刷面构造发育,该层上部灰岩层面上含2层遗迹化石层,编号自下而上依次为YJ4-1和YJ4-2。

>3.75 m

3. 中-薄层状含生物屑微-泥晶灰岩,局部轻微硅化。主要发育水平层理。层中共见有 4 层遗迹化石层,均位于灰岩层面上,编号自下而上分别为 YJ3-1、YJ3-2、YJ3-3 和 YJ3-4。 6.85 m

2. 浅灰色中层状砂屑灰岩,夹深灰色薄层状泥晶灰岩,该层中上部含 2 层遗迹化石层。编号自下而上分别为

YJ2-1 和 YJ2-2。其中 YJ2-1 层遗迹化石位于层面上, YJ2-2 层遗迹化石位于层中。 1.4 m

1. 深灰色中-薄层状含生物屑微-泥晶灰岩,轻微硅化。该层顶面的极薄层泥皮上发育 1 层遗迹化石层,编号 YJ1-1。遗迹化石类型丰富,具有较高的丰度。 >3.3 m

中-晚二叠世领藕组($P_{2-3}lh^{2-3}$) (下未见底)



图 2 纳夜地区中-晚二叠世领藕组上部遗迹化石层露头分布

Fig. 2 Distribution of the trace fossils beds in the upper of the Linghao formation in Middle-Late Permian of Naye region

1—分层线;2—层号;3—遗迹化石层编号

3 遗迹化石层组成及特征

路线剖面中共识别出 9 层遗迹化石层,主要识别出 *Chondrites* sp.、*Planolites* sp.、*Helminthopsis* sp.、*Keckia* sp. 等多种类型,各层特征列述如下:

YJ1-1:主要由大量 *Chondrites* sp. 组成树枝状分枝潜穴系统(图 3a),分枝角度 $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$,粗细均匀,平行层面分布并以半浮雕方式保存于层面之上,化石丰度较高(图 3b)。根据分枝的粗细可以大致分为 2 种亚型(图 3c)。类型 I:主茎较为清楚,分枝宽 1 mm 左右,整体排列呈树枝状。类型 II:主茎不清楚,分枝宽 0.5 mm 左右,整体排列呈簇状。除 *Chondrites* sp. 外,局部共生 *Planolites* sp. 和 *Keckia* sp. (图 3d)。其中 *Planolites* sp. 表面光滑无饰,不分枝,宽 2 mm,与层面平行;而 *Keckia* sp. 呈蛇曲形,宽 2 mm,左端宽度逐渐减小至尖灭,中部见有明显的横环纹饰,整体向左侧倾斜排列,局部纹饰因保存不善脱落(图 3e),可能为蠕形环节生物遗迹。

YJ2-1:主要由 *Planolites* sp. 和 *Helminthopsis* sp. 组成,局部见少量 *Chondrites* sp. (图 3f)。其中 *Planolites* sp. 表面光滑无饰,宽 2~8 mm,多与层面平行(图 3g);*Helminthopsis* sp. 平行层面任意弯曲分布,宽 0.8~1 cm(图 3h)。该遗迹化石层中 *Chondrites* 主要见类型 I。

YJ2-2:遗迹化石赋存于泥晶灰岩夹层中,组成化石层的种属较为单一,露头只发现有 *Chondrites* 亚型 II,丰度较高,局部密集分布(图 3i,j)。

YJ3-1:由 *Planolites* sp. 和 *Helminthopsis* sp. 组成。*Helminthopsis* sp. 平行层面任意弯曲,宽 0.5~0.8 cm(图 4a、图 4a,b)。*Planolites* sp. 表面光滑无饰,不分枝,平行层面分布,相互之间可见穿插(图 4c)。推测为蠕虫类穿过沉积物后形成。

YJ3-2:遗迹化石赋存于泥晶灰岩夹层中,露头只发现有 *Chondrites* sp. (图 4d),主茎不甚清晰,分布较为稀疏。

YJ3-3:该层只见少量 *Planolites* sp. 稀疏分布,宽 0.5 mm 左右,表面光滑,无分枝(图 4e)。

YJ3-4:由 *Chondrites* sp. 和 *Planolites* sp. 组成,整体丰度较低。露头显示 *Planolites* sp. 被掩盖,可能反映了遗迹形成的阶层(图 4f)。*Chondrites* sp. 呈簇状,分枝角度 $35^{\circ} \sim 40^{\circ}$,宽度 2 mm 左右,主茎不清楚(图 4g);*Planolites* sp. 平行层面分布,宽 8 mm 左右。

YJ4-1:露头只见有少量 *Planolites* sp. 平行层面分布,宽 0.5 mm 左右(图 4h)。

YJ4-2:主要由 *Planolites* sp. 和 *Helminthopsis* sp. 组成,平行层面分布,丰度较低。*Planolites* sp. 表面光滑无饰,不分枝,局部可见相互穿插排列(图 4i)。*Helminthopsis* sp. 宽 2 mm,局部伴生 *Chondrites* sp. (图 4j)。

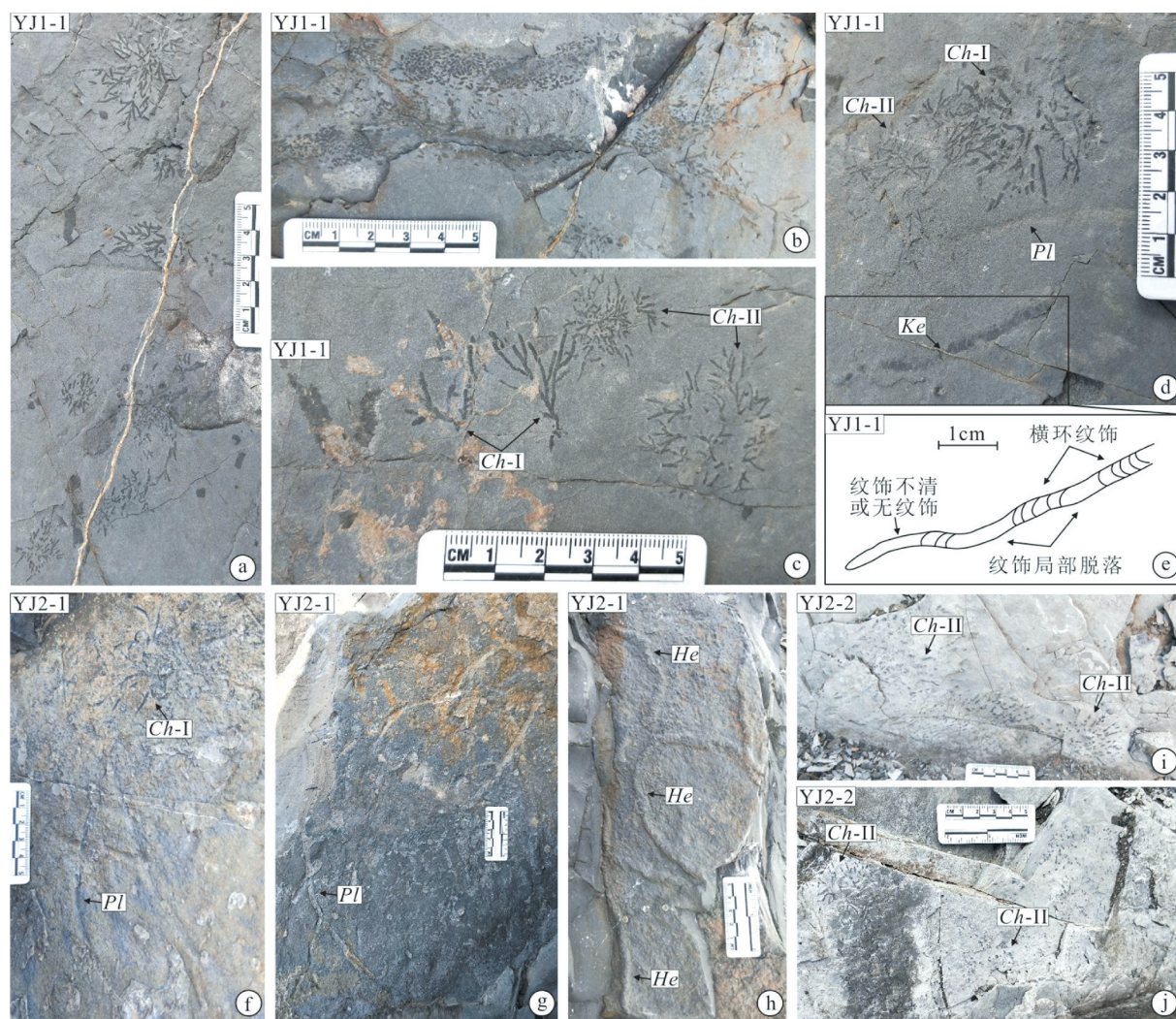


图3 第1-2层遗迹化石露头照片(YJ1-1~YJ2-2)

Fig. 3 The outcrop photograph of the trace fossils in bed 1 to bed 2(YJ1-1~YJ2-2)

Ch I—Chondrites I 亚型; Ch II—Chondrites II 亚型; He—Helminthopsis sp.; Pl—Planolites sp.; Ke—Keckia sp.; YJ1-1(a-e): a—Chondrites sp. 顺层分布; b—Chondrites sp. 局部密集; c—Chondrites 亚型及特征; d—Chondrites 与 Planolites sp. 和 Keckia sp. 共生; e—Keckia sp. 示意图; YJ2-1(f-j): f—Helminthopsis sp. 特征; g—Chondrites sp. 与 Planolites sp. 共生; h—Planolites sp. 特征; i-j—Chondrites sp. 微切层特征

4 遗迹化石环境指示

领薨组上部主要含 *Chondrites* sp.、*Planolites* sp.、*Helminthopsis* sp.、*Keckia* sp. 等遗迹化石。区域上以 *Chondrites* 分布最为广泛,全球各大洲均有发现(Bromley and Ekdale, 1984; 龚一鸣, 2004; 杨式溥等, 2004),层位涵盖寒武纪至今的所有地层。该属化石在地层中的出现往往代表了缺氧环境(Bromley and Ekdale, 1984, 1986; Ekdale and Mason, 1988; 胡斌等, 1997)、贫氧或缺氧环境(杨式溥等, 2004)。龚一鸣研究认为 *Chondrites* 在古生代和中生代地层中是有差别的,古生代地层中可发育于贫氧-缺氧环境,其中贫氧环境下 *Chon-*

drites 直径较大,低-中等丰度;缺氧环境中 *Chondrites* 直径较小,具有较高丰度(龚一鸣, 2004)。*Planolites* 被认为是食沉积物软体或蠕虫状动物的觅食构造(Häntzschel, 1975; Pemberton et al., 1982; Fillion et al., 1990; 杨式溥等, 2004); *Helminthopsis* 被认为是食沉积物的动物沿沉积物表面食表层有机质造成; *Keckia* 被认为是食沉积物的动物形成的充填潜穴(林文球, 1985)。它们共同组成了以觅食迹为主的遗迹化石组合。

纳夜一带领薨组上部地层中发现的遗迹化石多为广相型化石,多数遗迹化石在高、低纬度剖面中都有发现(张立军等, 2015),在晚二叠世地层中常共生出现(何远碧等, 1987; 杨式溥, 1988; Bottjer et al., 1988; Wignall et al., 1998)。纵向上,遗迹化

石组合表现出较为明显的变化特征:底部主要以 *Chondrites* sp. 为优势化石种属,具有较高的丰度,指示为底部水充氧或贫氧、孔隙水缺氧、富含有机

物的沉积环境;向上则逐渐被 *Planolites* sp. 和 *Helminthopsis* sp. 为代表的遗迹化石替代,可能代表了与陆架环境相当的贫氧沉积环境。

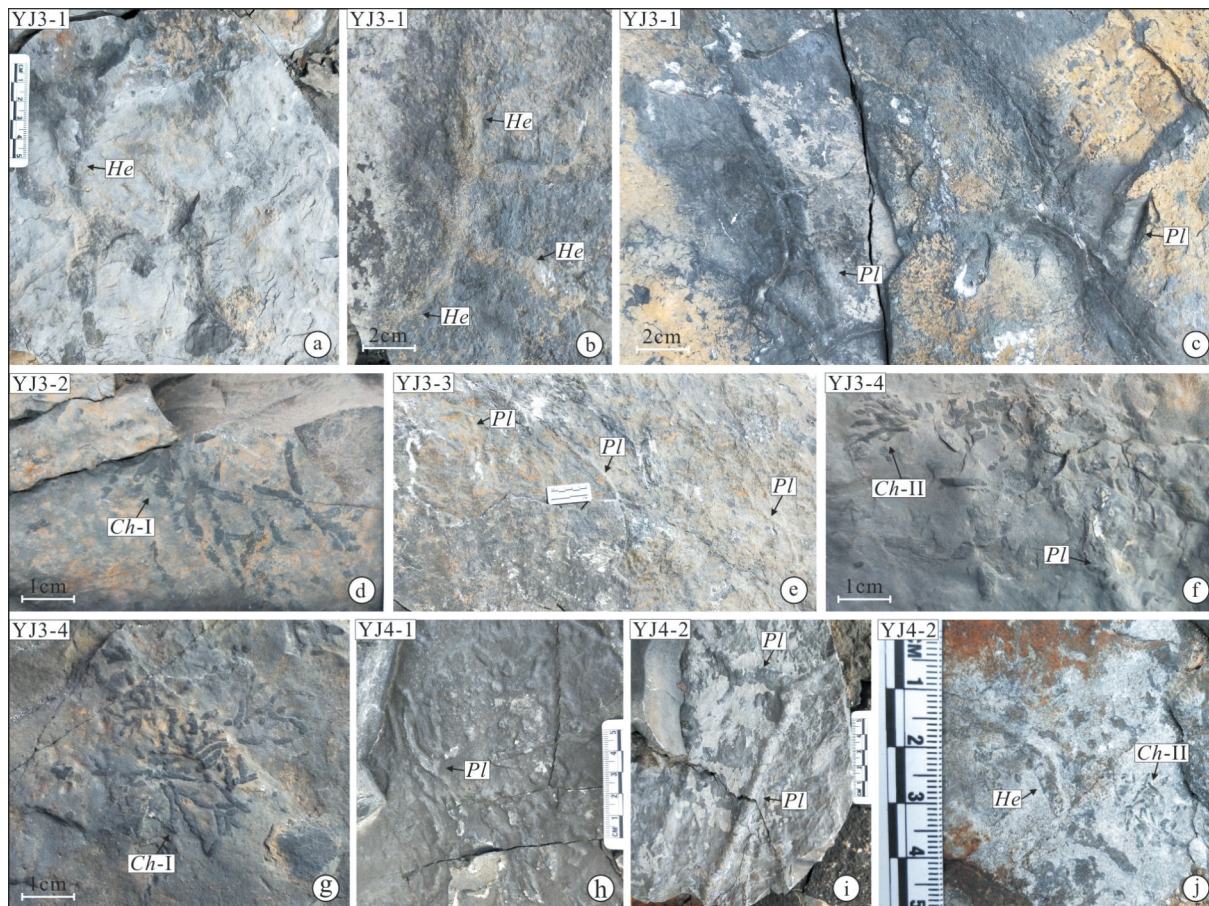


图4 第3-4层遗迹化石照片(YJ3-1~YJ4-2)

Fig. 4 The outcrop photograph of the trace fossils in bed 3 to bed 4 (YJ3-1~YJ4-2)

Ch I—*Chondrites* I 亚型; Ch II—*Chondrites* II 亚型; He—*Helminthopsis* sp.; Pl—*Planolites* sp.; YJ3-1(a-c): a—*Helminthopsis* sp. 特征; b—*Helminthopsis* sp. 局部穿插; c—*Planolites* 特征; YJ3-2(d): d—*Chondrites* sp. 特征; YJ3-3(e): e—*Planolites* sp. 特征; YJ3-4(f-g): f—*Chondrites* sp. 与 *Planolites* sp. 共生; g—*Chondrites* sp. 特征; YJ4-1(h): h—*Helminthopsis* sp. 局部特征; YJ4-2(i-j): i—*Planolites* sp. 局部穿插; j—*Helminthopsis* sp. 与 *Chondrites* sp. 共生

5 岩石组成与沉积构造

岩石组成和沉积构造特征的差异反映出不同的沉积水动力环境。纳夜一带中-晚二叠世领薨组遗迹化石产出层段岩性主要为薄层-中层状生物屑灰岩、含砾砂屑生物屑灰岩以及少量含生物屑砂屑灰岩,整体岩性特征较为稳定。灰岩层面上,多发育厚度1~2 mm极薄层泥皮,风化后极易剥落,是物源供给匮乏期饥饿沉积的产物,同时也是遗迹化石的主要赋存层位。

露头尺度上,岩石原生沉积构造发育。其中第1层与第3层岩性为含生物屑微-泥晶灰岩,轻

微硅化。岩石以中-薄层状构造为主(图5a),层理发育(图5b),主要见水平层理、纹层理。其中纹层多呈微波状起伏,由不连续暗色层与浅色层交替出现组成(图5c,d),局部见有顺层分布的黄铁矿集合体(图5e),指示还原沉积环境。岩石薄片显示(图5f),主要由微-泥晶方解石基底、有机质和超微生物屑共同组成,其中方解石基底(20%~40%)结晶粒度<0.03 mm,为偏集分布的微-泥晶级半自形-它形粒状晶体;有机质(1%~3%)呈不均匀污染状呈层分布;粉-细砂级生物屑(10%~27%),偏集呈层分布,主要为介壳屑和少量针刺类生物屑,保存不完整。整体显示了斜坡相沉积特征。

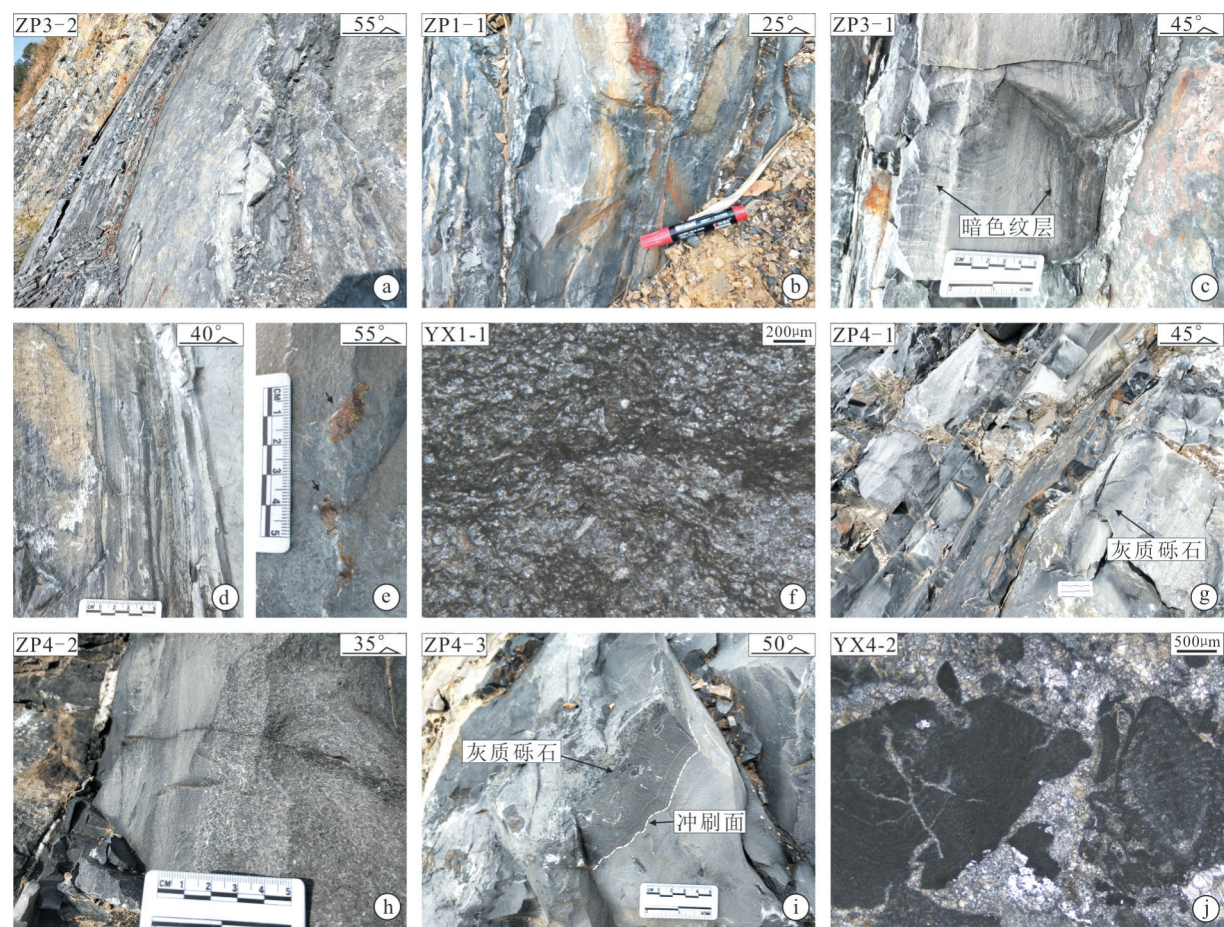


图 5 领薈组遗迹化石层段典型岩性及沉积构造

Fig. 5 Typical lithology and sedimentary structures of the trace fossils beds of Linghao formation

a—泥晶灰岩层理;b—灰岩轻微硅化露头;c,d—灰岩纹层发育;e—黄铁矿集合体;f—泥晶灰岩特征;g—含砾砂屑灰岩层理;h—粒序层理;i—冲刷面及灰岩砾石;j—生物屑特征

第 2 层和第 4 层岩性主要由砂屑灰岩和含砾砂屑灰岩组成,夹有薄层状泥晶灰岩(图 5g)。整体以中层状为主,平行层理、粒序层理较为发育,冲刷面构造常见(图 5h,i)。冲刷面之上常见有扁平状灰质细砾石,长轴方向与层理一致,大小以 0.5 cm×2 cm 为主,次棱角-次圆状为主。薄片分析显示,岩石主要由内碎屑、生物屑和填隙物组成。其中内碎屑(60%~65%)以砂砾屑级为主,不均匀分布,呈次棱角状、棱角状、次圆状,磨圆度较好而分选性一般。内部见核形石结构、生物屑结构(图 5j)、泥晶结构、不等晶结构等,反应了破碎前弱固结沉积物的特征。生物屑以砂级为主,主要见腕足屑、棘皮屑、蜓屑等,保存不完整。填隙物(30%~40%)主要成分为方解石(35%)和少量硅质(3%)。

6 古环境分析

纳夜地区在空间上处于台盆相区,北侧被弧

形的台地斜坡围限,南侧即为由孤立台地构成的近 EW 向链状地形高位区。古地形分布必然会对沉积作用产生限制,主要表现在:1) 沉积环境方面:夹持在两个地形高位区之间的台盆相区水体相对滞留,形成相对闭塞和还原的浅海深水沉积环境;2) 物源供给与沉积方面:来自西北方向的陆源碎屑会在由台缘斜坡与孤立台地间的台盆区域发生快速的卸载和充填,导致水体快速变浅。

区域上,受中-晚二叠世峨眉地幔柱活动的影响,海平面出现间歇性升降。在海平面降低的高水位期,孤立台地上的风化作用增强,形成北强南弱的双向物源供给,即:台盆相区物源的供给除了来自西北方向以外,孤立台地的强风化也提供了部分物源,因此在岩石组合与沉积构造中出现指示高能沉积环境的标志。而在海平面升高的海侵阶段,孤立台地逐渐被水体淹没,风化作用较弱。该期台盆相区的物源主要由台地斜坡一侧供给,

孤立台地一定程度上起到阻隔碎屑流通的障壁作用,形成相对缺氧、还原、滞留、安静的浅海沉积环境。相对而言,海平面的升高伴随着风化作用的减弱,由此导致台盆内的物源供给更为匮乏,沉积作用缓慢甚至形成饥饿沉积。结合遗迹化石层主要分布于灰岩层面或其上的极薄层泥皮中的地质事实,认为遗迹化石整体属于高水位期沉积作用的产物。而遗迹化石层中化石组合的纵向变化规律,暗示向上水体整体变浅,这与二叠纪晚期右江盆地及邻区整体隆升并接受风化剥蚀的沉积演化趋势吻合。

7 结论

(1) 纳夜地区中-晚二叠世领薨组上部发育丰富的遗迹化石,主要识别出 *Chondrites*, *Planolites*, *Keckia* 及 *Helminthopsis* 等,含遗迹化石层段下部以 *Chondrites* 为优势化石种属,具有较高的丰度,向上逐渐被 *Planolites* 和 *Helminthopsis* 替代,整体构成以觅食迹为主的遗迹化石组合,形成于相对闭塞的浅海还原环境。

(2) 根据领薨组含遗迹化石层段的岩石组合、原生沉积构造以及露头尺度遗迹化石的空间分布规律等资料综合分析认为:遗迹化石的分布与海平面升降关系密切。化石属于高水位体系沉积作用下的产物,化石组合的纵向变化规律指示向上水体整体变浅。

致谢: 本文在化石材料系统鉴定中,得到河南理工大学牛永斌老师的指导;在论文修改过程中,得到贵州省地质矿产勘查开发局王立亭研究员的悉心指导,在此一并表示感谢!

[参考文献]

- 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-中三叠世右江盆地的格局和转换[J]. 地质论评,59(1):1-11.
- 龚一鸣. 2004. 遗迹化石 *Chondrites* 的指相意义和阶层分布[J].

- 古生物学报,43(1):94-102.
- 贵州省地质调查院(GGS). 2014. 贵州1:5万桑朗、罗悃、八茂、圭里4幅区域地质矿产调查报告[R].
- 贵州省地质调查院(GGS). 2017. 中国区域地质志:贵州志[M]. 北京:地质出版社.
- 胡斌,王冠忠,齐永安. 1997. 遗迹学理论与应用[M]. 江苏徐州:中国矿业大学出版社,126-127.
- 何远碧,高卫东,张延山. 1985. 黔南桑朗地区上二叠统和泥盆系中的遗迹化石及其沉积环境[J]. 沉积学报,3(2):75-86.
- 刘宝珺,许效松. 1994. 中国南方岩相古地理图集震旦纪-三叠纪[M]. 北京:科学出版社.
- 林文球. 1985. 遗迹化石和遗迹相[M]. 地质矿产部成都地矿所印刷厂.
- 张立军,赵翌,龚一鸣. 2015. 遗迹化石对显生宙5大生物-环境事件的响应[J]. 地球科学-中国地质大学学报,40(2):382-396.
- 杨式溥. 1988. 青海果洛、玉树地区二叠纪和三叠纪复理石相遗迹化石[J]. 沉积学报,6(1):1-11.
- 杨式溥,张建平,杨美芳. 2004. 中国遗迹化石[M]. 北京:科学出版社.
- Bromley R G, Ekdale A A. 1984. Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments[J]. Science, 224(4651):872-874.
- Bromley R G, Ekdale A A. 1986. Composite ichnofabrics and tiering of burrows[J]. Geological Magazine, 123(1):59-65.
- Bottjer D J, Droser M L, Wang C Y. 1988. Fine-Scale Resolution of Mass Extinction Events: Trace Fossil Evidence from the Permian-Triassic Boundary in South China[C]. Geological Society of America Abstracts with Programs, 20(7):106.
- Ekdale A A, Mason T R. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments[J]. Geology, 16(8):720-723.
- Fillion D, Pickerill R K. 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? To Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada[M]. Palaeont Canad, 7:1-83.
- Häntzschel W. 1975. Trace fossils and problematica[M]. In: Teichert C, ed. Tristise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellaneous, Suppl. 1. Lawrence: Geological Society of America and University of Kansas Press, 1-269.
- Pemberton S G, Frey R W. 1982. Trace fossils nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma[J]. J Paleontol, 56:843-881.
- Wignall P B, Morante R, Newton R. 1998. The Permo-Triassic Transition in Spitsbergen: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ Chemo-stratigraphy, Fe and S Geochemistry, Facies, Fauna and Trace Fossils[J]. Geological Magazine, 135(1):47-62.

(下转 319 页)

黔北习水地区丹霞地貌成景地层粒度分析与沉积环境讨论

譙 常¹,王 波¹,朱华利^{1,2},岳 龙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]随着地质科普与旅游地学的需要,红层型丹霞地貌正吸引更多人们的关注。黔北习水地区发育有以赤壁丹崖为特色的丹霞地貌景观,成景地层为白垩系嘉定组砖红、鲜红色碎屑岩。本文通过分析该套成景地层粒度特征,并结合其沉积构造,认为黔北习水地区丹霞地貌成景地层白垩系嘉定组为陆相辫状河流沉积环境,为今后旅游开发与保护提供重要的线索,具有重要的研究意义。

[关键词]嘉定组;河流沉积环境;粒度特征;沉积构造;丹霞地貌

[中图分类号]P931 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)03-0263-06

20 世 30 年代地质学家就开始对丹霞地貌进行研究,丹霞地貌具有顶平(近圆形山顶)、陡坡(陡崖峭壁)、麓缓(倾斜坡积物,常被植被覆盖)的鉴别特征(黄进,1982;刘鑫等,2018)。地貌形态为方山、石墙、石峰、石柱等,具有很高的旅游观赏价值。目前,丹霞地貌被大多数学者认可的定义是“发育以陡崖坡为特征的红层地貌”(彭华等,2013)。在过去的研究中,我国在丹霞地貌研究方面已取得了很多成果(黄进,2010;郭福生,2012;朱诚等,2015;齐德利等,2016)。然而,前人的研究主要集中在对丹霞地貌外观形态及普查方面,很少对成景地层本身沉积环境的研究。在旅游地学科普和丹霞地貌研究国际化的新形势下,需要我们加强丹霞地貌基础地质研究。

在黔北习水地区发育有以赤壁丹崖为特色的丹霞地貌景观,成景地层为白垩系嘉定组砖红、鲜红色碎屑岩。近年来,人们对该地区的研究主要集中在地层基本特征、地质演化、生物多样性等,对丹霞地貌成景地层的沉积学研究较少。因此,本文通过分析该套成景地层粒度特征,并结合其

沉积构造的仔细观察,认为黔北习水地区丹霞地貌成景地层白垩系嘉定组为陆相辫状河流沉积环境,为今后旅游开发与保护提供重要的线索,具有重要的研究意义。

1 区域地质概况

研究区处于上扬子地块中的赤水克拉通盆地与黔北隆起的过渡部位(中国区域地质志·贵州志,2017)。自震旦纪以来,黔北地区经历加里东运动、海西运动、印支运动等构造活动,构造变形较弱,主要表现为垂向上地壳升降活动。燕山运动、喜马拉雅运动是习水地区主要褶皱形成和定性的两期构造活动(譙常等,2019;韩雪等,2019)。区内出露的地层有三叠系嘉陵江组(T_{1-2j})、关岭组(T_{2g});侏罗系二桥组(J_1e)、自流井组(J_{1-2z})、沙溪庙组(J_{2s})、遂宁组(J_{3s})、蓬莱镇组(J_{3p});白垩系嘉定组(K_{jd});岩性以碎屑岩为主,碳酸盐岩次之(图 1)。其中白垩系嘉定组保存不全,顶部被剥蚀,岩性主要为砖红色、鲜红色

[收稿日期]2021-02-03 **[修回日期]**2021-06-09

[基金项目] 本文是《贵州乌蒙山区 1:5 万天鹅池、习水县、桑木场、官店 4 幅区域地质调查》(工作编码:121201010000150002-09,DD20160019-05)成果。

[作者简介] 譙常(1985—),男,工程师,学士,从事区域地质调查工作。Email:568629657@qq.com。

[通讯作者] 王波(1984—),男,高级工程师,从事区域地质调查工作。Email:396299975@qq.com。

厚块状砂岩、含砾砂岩、钙质砂岩夹少量砂质粘土岩组成,总体上沉积物向上渐变细,具正粒序特征。其中砾岩夹层多呈透镜状产出,多分布在该组底部。沉积构造发育,砂岩中常发育有斜层理、平行层理、大型槽状交错层理、大型板状交错层理(图 2),多为辫状河流沉积环境特征。

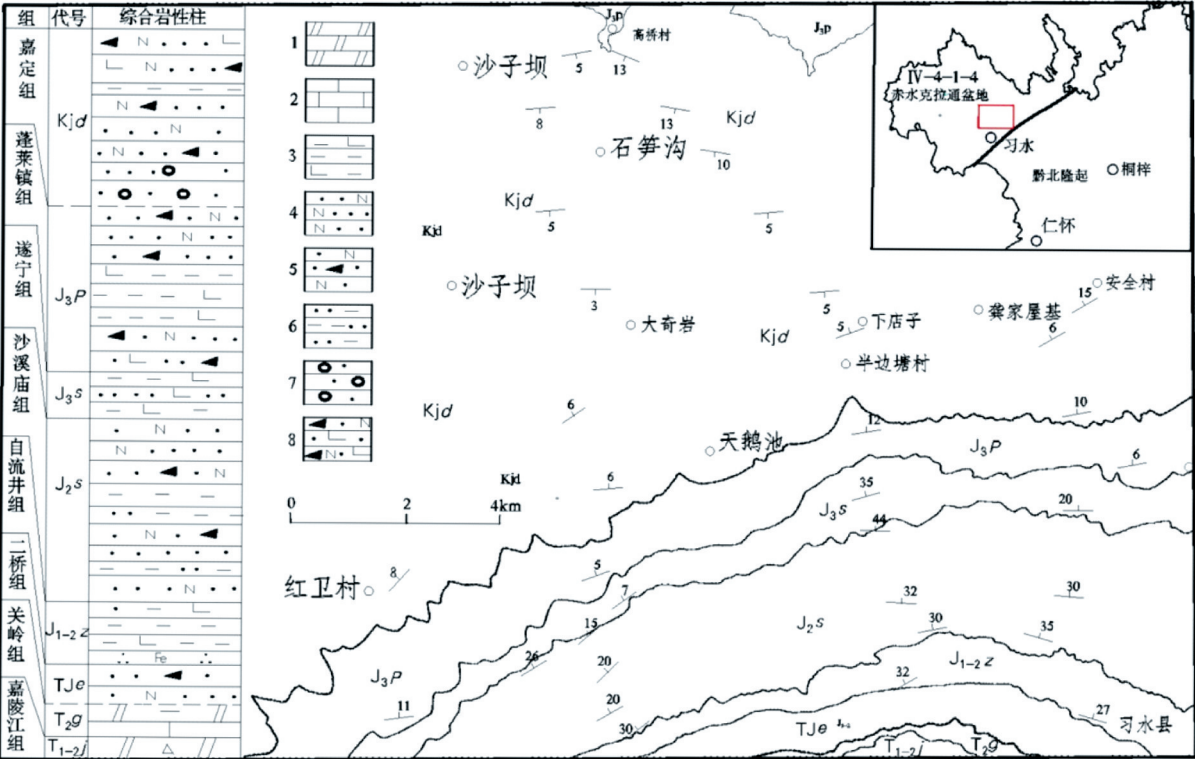


图 1 研究区地质略图

Fig. 1 Geological sketch of the study area

1—白云岩;2—泥晶灰岩;3—含钙质粘土岩;4—含长石砂岩;5—含岩屑长石砂岩;6—粉砂质粘土岩;7—含砾砂岩;8—含钙质岩屑长石砂岩

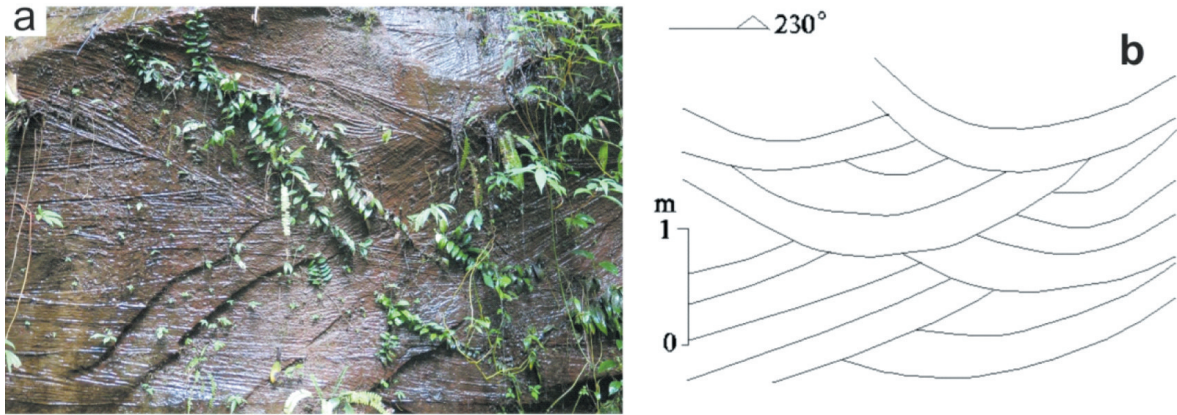


图 2 a—槽状交错层理野外照片

b—槽状交错层理素描图

Fig. 2 Field photographs and sketches of trough cross bedding

2 岩石学特征

研究区白垩系嘉定组为一套陆源碎屑岩,岩性主要为砖红色、鲜红色厚块状长石岩屑砂岩,以细砂结构为主,中粒、粗粒次之,具块状构造。经

对 5 件岩矿样品镜下鉴定,可知样品基本上由陆源碎屑和填隙物(方解石、粘土矿物)等组分构成。其中陆源碎屑岩占总量 80%~90%不等,分布较为均匀,以细砂级主见,粗砂级、中砂级次见,呈次圆状、圆状,磨圆度和分选性差-较好,结构成熟度偏低。填隙物(方解石、粘土矿物)占总量

5%~18%不等,均匀分布,结晶粒度 $< 0.25 \sim 0.004$ mm,方解石为粒状晶体,粘土矿物显微鳞片状晶体,对陆源碎屑岩起胶结作用。

3 粒度特征

本次研究采用激光粒度仪,用图解参数法进行分析,按常规方法预处理样品,利用 Mastersizer22000 型激光分析仪进行测试(粒度测试范围小于 2 mm),测试结果利用粒度分析软件数据进行计算机处理,绘制出每件样品的概率累计曲线图、频率曲线图。

3.1 概率累积曲线特征

概率累积曲线可以较好地地区分颗粒的搬运性质和水流强弱及有无回流特征(张学书 等,2004;冯学仕 等,2004;唐佐其 等,2015)。陆源碎屑存在

滚动、跳跃和悬浮 3 种搬运方式,在粒度概率曲线上产生各自的响应,组成 3 个次总体。概率累积曲线是最常用的沉积相分析图件,碎屑沉积物搬运介质的水动力条件、沉积时的流体性质和自然地理条件不同,都会造成沉积物被搬运和沉积方式上存在差别(乔岳强 等,2018)。线段的斜率反映次总体的分选性,斜率越大,分选性越好;斜率越小,分选性越差(马会珍 等,2011)。本次研究区概率累积曲线主要由跳跃和悬浮两个总体组成(图 3),跳跃次总体占 80%~90%,悬浮次总体占 20%~10%。样品 1B、3B、4B、5B 跳跃次总体往往由两段直线组成,夹角较小,斜率在 $60^\circ \sim 70^\circ$ 之间,分选中等,与悬浮次总体的截点在 $2.5 \phi \sim 4 \phi$ 之间,悬浮次总体斜率在 $5^\circ \sim 10^\circ$ 之间。样品 2B 跳跃次总体两条直线段,斜率相差较大,分别为 30° 、 65° ,分选性差—较好,与悬浮次总体的截点在 $3.8 \phi \sim 4.5 \phi$ 之间,悬浮次总体斜率在 $5^\circ \sim 15^\circ$ 之间。

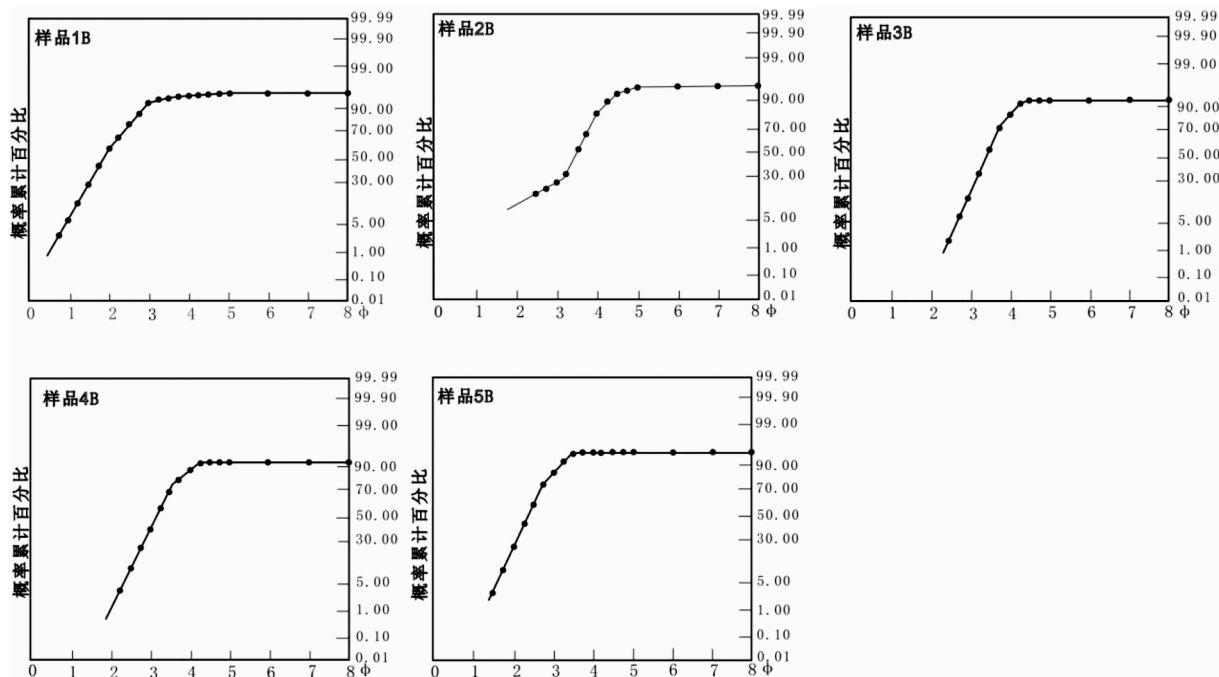


图3 概率累积曲线图

Fig. 3 Cumulative probability curve

3.2 频率曲线特征

将直方图上各方块的顶边中点连接起来,绘制成一条圆滑的曲线就是频率曲线。沉积物粒度的频率曲线直观的表示了组成样品的各粒级含量的变化和全样的总体粒度特征,指示了搬运颗粒的介质动力所作用的粒级范围和介质动力的特征(Donghuai Sun 等,2004)。因此,我们在进行沉积

作用研究时沉积物粒度频率曲线成为一种重要的研究手段(孙千里 等,2001;陈敬安 等,2003)。曲线的峰态是反映沉积作用形式变化的重要参数或代表不同的搬运机制或动能。本次研究区样品的平均粒径偏粗(图 4),频率曲线粒级范围较宽,在 $1 \phi \sim 5 \phi$ 之间,主要集中在 $2 \phi \sim 4 \phi$ 之间,峰值范围为 30%~20%,各种粒级含量变化不大,峰态有差异。其中样品 3B 频率曲线呈单峰亚对称

形态,表明沉积物成分单一,为相对稳定的水动力条件下形成。样品 1B、2B、4B、5B 呈多峰态不对称频率曲线,偏峰向粗粒一侧靠近,呈正偏态性质。分选性差-中等,多属河流相沉积。

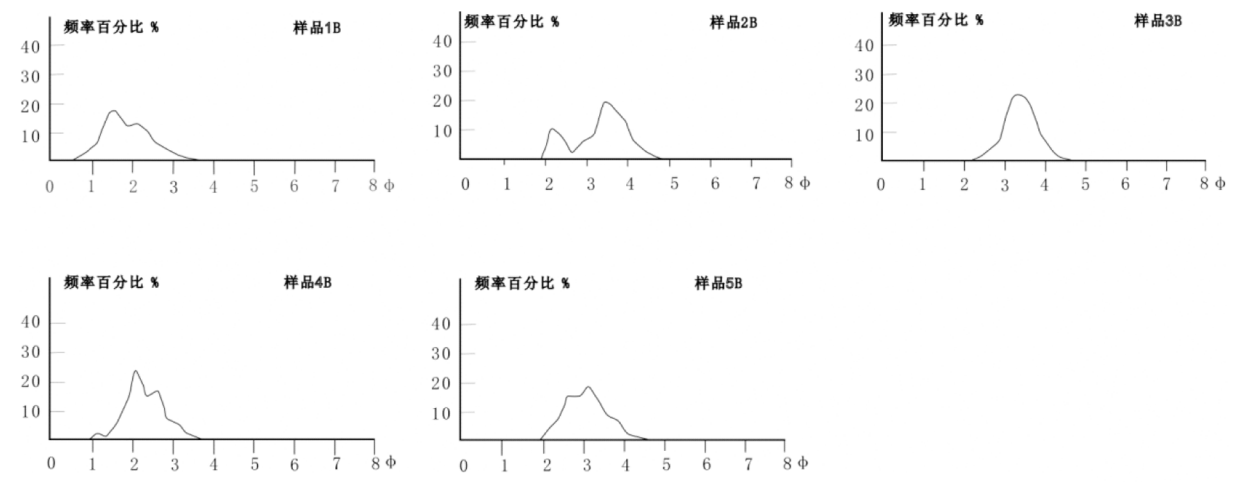


图 4 频率曲线图

Fig. 4 Frequency curve

3.3 粒度参数特征及判别分析

粒度参数对分析沉积相具有一定的意义,而本文采用的粒度参数是根据福克和沃德的计算公式求得(表 1)。由表中数据可知碎屑岩粒径平均值 M_z 介于 $1.9\phi\sim3.44\phi$ 之间,平均值为 2.83ϕ ;标准偏差 σ 介于 $1.13\sim1.45$ 之间,平均值为

1.29,表明分选中等-差;偏度 SK 介于 $0.13\sim0.47$ 之间,平均值为 0.39,呈不对称,正偏态;峰度 KG 介于 $2.89\sim4.09$ 之间,平均值为 3.51,尖度为很尖锐-非常尖锐。统计结果表明,丹霞地貌嘉定组砂岩具中砂级-细砂级结构,其中以细砂级结构为主,分选差-中等。

表 1 粒度参数表

Table 1 Parameter of size particle

样品编号	岩石名称	M_z	σ	SK	KG	Y
1B	含砾质不等粒长石岩屑砂岩	1.90	1.45	0.47	3.36	-20.18
2B	粉砂质细粒长石岩屑砂岩	3.31	1.33	0.13	2.89	-15.19
3B	含钙质粉砂质细粒长石岩屑砂岩	3.44	1.13	0.44	4.09	-12.36
4B	细粒长石岩屑砂岩	2.35	1.24	0.47	3.88	-15.10
5B	细粒长石岩屑砂岩	3.14	1.29	0.43	3.34	-15.79

判别分析是多元统计分析,选适当的统计值判别沉积作用或沉积环境。本次研究采用根据萨胡(Sahu, 1964)提出的判别方程式: $Y=0.2852 M_z\sim8.7604\sigma^2\sim4.8932 SK+0.0482 K_c$,将表福克和沃德图解法得到的粒度参数值(表 1)代入上式。5 件样品的计算结果,判别系数 Y 全部小于 -7.419 0 ($Y>-7.4190$ 为三角洲浅海沉积环境; $Y<-7.4190$ 为河流沉积环境),表明嘉定组为河流沉积环境。

4 基本层序

研究区白垩系嘉定组陆源碎屑岩中见 a 类型

基本层序与 b 类型基本层序(图 5),其中以 b 类型基本层序为主。a 类型基本层序下往上由 A、B、C 组成沉积旋回,A 为含砾砂岩河床滞留沉积微相;B 为厚块状中粗粒砂岩与厚块状细粒砂岩心滩微相,由下往上渐变细,发育有大型槽状交错层理、板状交错层理;C 为薄至中厚层状粘土岩、粉砂质粘土岩及粘土质粉砂岩组成泛滥平原亚相,发育有水平层理和平行层理,其中 A 与 C 为冲刷接触。b 类型基本层序下往上由 A、B 组成沉积旋回。A 为含砾砂岩河床滞留沉积微相;B 为巨厚块状中粗粒砂岩与巨厚块状细粒砂岩心滩微相,发育有大量大型槽状交错层理、板状交错层理,其中 A 与 B 为冲刷接触。

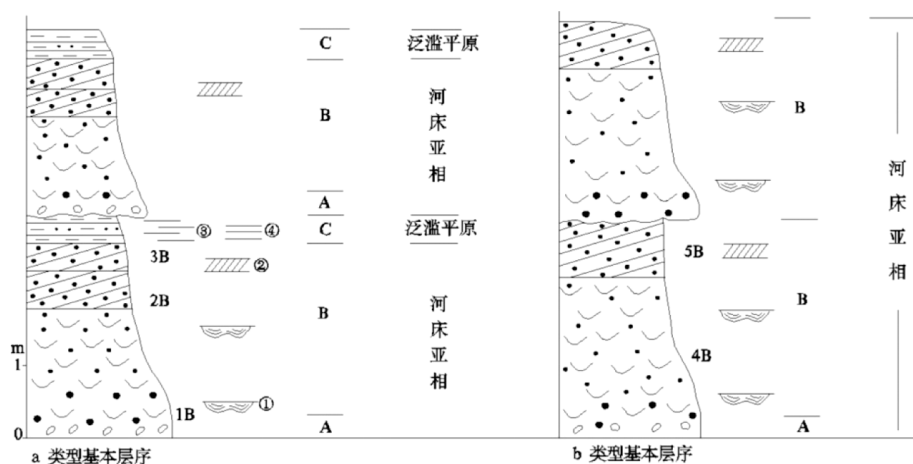


图5 嘉定组基本层序特征图

Fig. 5 Basic sequence characteristics of Jiading formation

① 槽状交错层理;② 板状交错层理;③ 平行层理;④ 水平层理;A—河床滞留沉积微相;B—心滩微相;C—泛滥平原亚相

5 沉积环境讨论

岩矿样镜下鉴定与手标本结合显示,嘉定组总体沉积物以细砂级陆源碎屑主见,粗砂级陆源碎屑岩与中砂级陆源碎屑岩次之。呈次圆状、圆状,磨圆度和分选性差-较好,结构成熟度偏低。总体反映沉积区靠近剥蚀区,即搬运距离不远。概率累积曲线以三段式为主,两段式次之,较符合辫状河流概率累积曲线特征。

研究区嘉定组砂岩平均粒径偏粗,频率曲线粒级范围较宽,各种粒级含量变化不大,峰态有差异。其中样品 3B 频率曲线呈单峰亚对称形态,表明沉积物成分单一,为相对稳定的水动力条件下形成。样品 1B、2B、4B、5B 呈多峰态不对称频率曲线,偏峰向粗粒一侧靠近,呈正偏态性质,分选性差-中等,多属河流沉积特征。

样品粒度参数平均粒径值 M_z 介于 $1.9\phi \sim 3.44\phi$ 之间,平均值为 2.83ϕ ;标准偏差 σ 介于 $1.13 \sim 1.45$ 之间,平均值为 1.29 ,表明分选中等-差;偏度 SK 介于 $0.13 \sim 0.47$ 之间,平均值为 0.39 ,呈不对称,正偏态;峰度 KG 介于 $2.89 \sim 4.09$ 之间,平均值为 3.51 ,尖度为很尖锐-非常尖锐,判别系数 Y 均小于 -7.4190 ,指示本套碎屑岩多为河流沉积环境。

一些学者认为辫状河流主要发育河床和泛滥平原亚相,其中以心滩微相发育为主(朱筱敏, 2008)。嘉定组陆源碎屑岩基本层序特征可进一步划分为河床和泛滥平原亚相,心滩微相较为发育,泛滥平原亚相不发育,具辫状河流沉积特征。

6 结论

本次通过分析黔北习水地区丹霞地貌成景地层嘉定组碎屑岩粒度特征,并结合其沉积构造,取得了以下两个方面的认识。

(1) 样品概率累计曲线主要由跳跃和悬浮两个总体组成,多呈似三段式。频率曲线呈多峰态不对称,偏峰向粗粒一侧靠近,呈正偏态性质。分选性差-中等,粒径平均值 M_z 介于 $1.9\phi \sim 3.44\phi$ 之间;标准偏差 σ 介于 $1.13 \sim 1.45$ 之间,表明分选中等-差;偏度 SK 介于 $0.13 \sim 0.47$ 之间呈不对称,正偏态;峰度 KG 介于 $2.89 \sim 4.09$ 之间,尖度为很尖锐-非常尖锐。多属辫状河流沉积。

(2) 萨胡提出的判别系数 Y 均小于 -7.4190 ,碎屑岩中沉积构造发育,有斜层理、平行层理、大型槽状交错层理、大型板状交错层理。该套碎屑岩可划分为河床和泛滥平原亚相,其中心滩微相较为发育,泛滥平原亚相不发育,多属辫状河流沉积环境。

致谢: 本文在写作过程中,得到了贵州省地质调查院白培荣高级工程师与 1:5 万习水项目全体工作人员的帮助,在此表示衷心感谢!

[参考文献]

- 陈敬安,万国江,张峰,等. 2003. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境纪录-以沉积物粒度为例[J]. 中国科学, 33(6): 563-568.
冯学仕,王尚彦. 2004. 贵州省区域矿床成矿系列与成矿规律[M]. 北京:地质出版社, 19-29.

- 郭福生,李晓勇,姜勇彪,等. 2012. 龙虎山丹霞地貌与旅游开发 [M]. 北京地质出版社,1-105.
- 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,939-953.
- 黄进. 1982. 丹霞地貌坡面发育的一种方式[J]. 热带地貌,3(2):107-134.
- 黄进. 2010. 丹霞地貌[M]. 科学出版社:1-10.
- 韩雪,王波,朱华利,等. 2019. 黔北习水县桑木场铅锌矿岩相学、矿相学特征及与 MVT 型铅锌矿床的对比[J]. 贵州地质,36(2):149-154.
- 刘鑫,陈留勤,李馨敏,等. 2018. 江西象山地质公园丹霞地貌成景地层沉积环境分析[J]. 现代地质,32(2):260-269.
- 马会珍,王雪花,焦惠亮,等. 2011. 黔东北印江合水剖面“回星哨组”上段砂岩的粒度特征及沉积环境讨论[J]. 贵州地质,28(4):300-303.
- 彭华,潘志新,闫罗彬,等. 2013. 国内外红层与丹霞地貌研究述评[J]. 地理学报,68(9):1170-1181.
- 齐德利,颜明,闫丹,等. 2016. 中国丹霞地貌的面积概算-奥北坪石红层盆地的实证研究 [J]. 山地学报,34(2):134-141.
- 谯常,王波,朱华利,等. 2019. 黔北桑木场地区铅锌矿流体包裹体特征及其成因探讨[J]. 贵州地质,36(3):232-238.
- 乔岳强,曾佐勋,杨钢,等. 2018. 北京周口店地区杨家屯组粒度特征及沉积环境分析[J]. 科学技术与工程,18(12):10-14.
- 孙千里,周杰,肖举乐,等. 2001. 岱海沉积物粒度特征及其古气候意义[J]. 海洋地质与第四纪地质,21(1):93-95.
- 唐佐其,王波,朱华利,等. 2019. 黔北习水县桑木场铅锌矿岩相学、矿相学特征及与 MVT 型铅锌矿床的对比[J]. 贵州地质,36(2):149-154.
- 朱诚,马春梅,张广胜,等. 2015. 中国典型丹霞地貌成因研究 [M]. 北京科学出版社,1-348.
- 张学书,秦德先,范柱国,等. 2004. 金平地区二叠纪玄武岩与铜镍矿成因关系探讨[J]. 地质与勘探,40(5):49-55.
- 朱筱敏,2008. 沉积岩石学[M]. 石油工业出版社:260-272.
- Donghuai Sun, Jan B loemendal, David K Rea. 2004. etal Bimodal grainsize distribution of Chinese loess and its palaeoclimatic implications[J]. Catena,55:325-340.
- Sahu, B. K. 1964. Depositional mechanisms from the size analysis of clasticsediments[J]. J. Sed. Petro,34:73-83.

Analysis on Grain Size of Scenery Layer and Sedimentary Environment of Danxia Landform in Xishui area, Northern Guizhou

QIAO Chang¹, WANG Bo¹, ZHU Hua-li^{1,2}, YUE Long¹, HAN Xue¹

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

[Abstract] With the needs of geological science popularization and tourism geology, red beds type Danxia landform are attracting more and more attention. The Danxia landform characterized by red cliff is developed in Xishui area of Northern Guizhou. The formation of the landscape is brick red and bright red clastic rocks of Jiading formation of Middle Cretaceous. Based on the analysis of the grain size characteristics of the landscape formation and other sedimentary structures, it's thought that the Cretaceous Jiading formation of the landscape formation of Danxia Landform in Xishui area of Northern Guizhou is a continental petal river sedimentary environment, which provides important clues for future tourism development and protection and has important research significance.

[Key Words] Jiading formation; Fluvial sedimentary environment; Grain size characteristics; Sedimentary structure; Danxia landform

贵州铝土矿含矿岩系特征、形成时代、古地理环境及成因探讨

——纪念黔中发现铝土矿 80 周年

刘 平, 韩忠华, 聂 坤

(贵州省地质矿产开发局 106 地质大队, 贵州 遵义 563000)

[摘 要] 罗绳武、蒋溶、乐森璋等老一辈地质学家, 于 1941 年在黔中发现铝土矿至今已 80 周年。80 年来, 贵州共发现铝土矿矿床 78 个, 其中超大型矿床 3 个, 大型 8 个, 中型 21 个, 小型 46 个, 累计探明铝土矿资源量 109 714 万吨。贵州铝土矿形成时代, 已从黔中清镇-修文、息烽-遵义的早石炭世杜内期晚期至维宪期中期, 扩展到黔北—渝南晚石炭世逍遥期(卡西莫夫期—格舍尔期), 黔东凯里—黄平中二叠世罗甸期(空谷期早期)等。这些不同时代铝土矿含矿岩系, 分别形成于黔中古陆、黔北—渝南古陆和湘黔桂古陆之上, 均靠近并面向大海。各时代铝土矿含矿岩系沉积区, 皆位于赤道附近, 炎热湿润的热带气候条件, 既有利于母岩的红土化, 也有利于母岩中碳酸盐岩的岩溶化。正地形上的红土风化壳物质, 可被流水搬运到附近各种形态的岩溶负地形中沉积下来, 形成为岩溶型铝土矿含矿岩系。红土化、岩溶化、搬运、沉积, 大致是在同一种环境、同一时间段内连续进行的。

[关键词] 铝土矿含矿岩系; 形成时代; 岩性特征; 古地理; 成因; 贵州

[中图分类号] P618.45 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)03-269-14

1 引言

罗绳武、蒋溶、乐森璋等老一辈地质学家, 于 1941 年在黔中地区的贵筑县(现属贵阳市)云雾山和修文县九架炉(现小山坝矿区)等地发现铝土矿至今已整整 80 周年(中国矿床发现史·贵州卷编委会, 1996)。

80 年来, 特别是 1949 年新中国建立以来, 与全国各省、自治区、直辖市一样, 为了国家经济建设和社会发展的需要, 贵州地质工作取得了巨大进步。截至 2017 年底, 贵州省已发现铝土矿矿床 78 个, 其中超大型矿床 3 个, 大型矿床 8 个, 中型矿床 21 个, 小型矿床 46 个。累计探明 333 以上铝土矿资源量 109 714.40 万吨(中国矿产地质志·贵州卷编委会, 2019, 评审稿)。

80 年来, 除了发现大批国家经济建设急需的铝土矿资源外, 还积累了丰富的铝土矿矿产资料和地质勘探经验。近年来, 贵州各地质队、国内研究机构、高等学校等, 均投入雄厚力量, 深入开展铝土矿科学研究, 取得丰硕成果。特别是在国土资源部(现自然资源部)领导下, 研编中国矿产地质志的统一策划, 贵州各有关部门团结协作, 共同努力, 完成了《中国矿产地质志·贵州卷·铝土矿》这样一部宏篇巨著, 实在可喜可贺。

本文在前人取得丰富铝土矿地质资料的基础上, 着重探讨铝土矿含矿岩系的形成时代、岩性特征、古地理概况及其形成原因。

2 铝土矿含矿岩系的分布

贵州铝土矿含矿岩系中, 除主要矿产铝土矿

[收稿日期] 2020-09-14 **[修回日期]** 2021-01-20

[作者简介] 刘平(1935—), 男, 高级工程师, 长期从事地质和矿产资源勘查工作。Email: 945256571@qq.com

外,还共生有铁矿、黄铁矿、煤矿、耐火黏土矿以及伴生镓等多种矿产资源,这些矿产与大量铝土岩、黏土岩等共生一处,表明它们是一套大致在相同环境中形成的含矿岩系,因而本文统称为铝土矿含矿岩系,而不是仅称其为铝土矿。

贵州铝土矿含矿岩系分布于4个片区、5个沉积区(图1),概述如下。

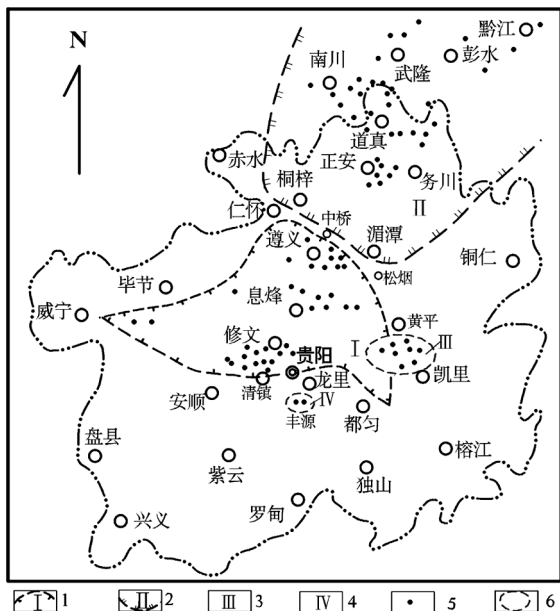


图1 贵州不同时代铝土矿分布图^①

Fig.1 Distribution of bauxite in different era in Guizhou

1—九架炉组铝土矿沉积区;2—大竹园组铝土矿沉积区;3—梁山组铝土矿沉积区;4—丰源层铝土矿沉积区;5—铝土矿床(点);6—梁山组、丰源层铝土矿沉积区分成范围(各时代铝土矿分布范围均为推测边界)

注:据参考文献2-13综合编制

(1)第一片区分布在贵州中部的贵阳、清镇、修文、息烽、开阳、瓮安及遵义一带,呈NNE向展布,长约175 km,岩石地层名为九架炉组(C_{1j})。此片区内,因含矿岩系下伏地层不同,又分为两个沉积区:

①贵阳、清镇、修文一带,九架炉组的直接下伏地层,主要为下寒武统清虚洞组

(ϵ_{1q})、中寒武统高台组(ϵ_{2g})、石冷水组(ϵ_{2s})和寒武系中上部娄山关组(ϵ_{2-3ls})的碳酸盐岩,另有下奥陶统桐梓组(O_{1t})白云岩夹伊利石页岩、红花园组(O_{1h})石灰岩和中奥陶统湄潭统(O_{2m})页岩,隐伏于九架炉组下伏断层夹缝带间。九架炉组的上覆地层,少部分为下石炭统上司组(C_{1s}),大部分为摆佐组(C_{1b})碳酸盐岩。此沉积区内共有铝土矿矿床、点34个,其中超大型矿床1

个,大型矿床1个,中型矿床13个,小型矿床18个,矿点1个(中国矿产地质志·贵州卷编委会,2019)(评审稿)。

②息烽—开阳—瓮安—遵义一带铝土矿含矿岩系的九架炉组,直接下伏地层为寒武系中上部娄山关组(ϵ_{2-3ls})白云岩,下奥陶统桐梓组(O_{1t})白云岩夹伊利石页岩、红花园组(O_{1h})石灰岩和中奥陶统湄潭统(O_{2m})页岩。上覆地层为中二叠统梁山组(P_2l)炭质页岩和(或)栖霞组(P_2q)灰岩。此沉积区内共有铝土矿矿床、点29个,其中大型矿床2个,中型矿床3个,小型矿床19个,矿点5个(中国矿产地质志·贵州卷编委会,2019)(评审稿)。

(2)第二片区主要分布在黔北的务川、正安、道真和重庆市南部的南川、武隆至黔江一带,亦大致呈NNE向展布,长约275 km。铝土矿含矿岩系岩石地层名为大竹园组(C_{2d}),其直接下伏地层为上石炭统黄龙组(C_{2h})灰岩和(或)下志留统韩家店组(S_{1hj})泥、页岩。含矿岩系上覆地层为中二叠统梁山组炭质页岩和(或)栖霞组灰岩。此沉积区的贵州境内共有铝土矿矿床12个,其中超大型矿床2个,大型矿床5个,中型矿床2个,小型矿床3个(中国矿产地质志·贵州卷编委会,2019)(评审稿)。

(3)第三片区主要分布在黔东南的凯里、黄平、福泉之间,呈东西向延展,EW长约55 km,SN向宽约10~20 km。铝土矿含矿岩系岩石地层名为梁山组(P_2l),其直接下伏地层为上泥盆统高坡场组(D_{3gp})灰岩。含矿岩系上覆地层为中二叠统栖霞组(P_2q)灰岩。此沉积区内共有铝土矿矿床、点10个,其中中型矿床3个,小型矿床4个,矿点3个(中国矿产地质志·贵州卷编委会,2019)(评审稿)。

(4)第四片区主要在黔中龙里县西南的草原乡和贵阳市南部花溪区高坡场乡、黔陶乡一带,铝土矿含矿岩系零星分布其中,仅有2个小型矿床。含矿岩系岩石地层名为丰源铝矿层,以Fyb表示。其直接下伏地层为上泥盆统者王组(D_{3z}),直接上覆地层为下石炭统祥摆组(C_{1x})(中国矿产地质志·贵州卷编委会,2019)(评审稿)。

上述4个片区铝土矿含矿岩系的下伏地层,皆为碳酸盐岩,它们均属岩溶型铝土矿含矿岩系。

3 铝土矿含矿岩系沉积时代

贵州铝土矿含矿岩系中,均未发现有能够准确确定地层时代的动、植物化石,但含有大量孢子、花粉化石,对确定含矿岩系的形成时代亦大有帮助。以下分别论述贵州4个片区铝土矿含矿岩系的沉积时代。

3.1 九架炉组沉积时代

清镇、修文、息烽、遵义一带的九架炉组,与下伏地层(寒武系、奥陶系)和上覆地层(下石炭统上司组、摆佐组、中二叠统梁山组、栖霞组)之间,均有明显的侵蚀间断面,时见底砾岩,九架炉组与下伏、上覆地层皆为显著的假整合接触。九架炉组形成时代已被限定在早古生代之后,早石炭世维宪期上司时之前。根据一些植物和孢粉化石的对比,九架炉组与黔南惠水祥摆地区的海相祥摆组(C_1x)、旧司组(C_1s)层位相当,且上司组(C_1s)又是九架炉组的直接上覆地层,故九架炉组形成时代确定为早石炭世杜内期(原岩关期)晚期至维宪期(原大塘期)早、中期的祥摆时-旧司时(高道德等,1992),此结论已基本达成共识,未见明显争议,不再赘述。

3.2 大竹园组沉积时代

黔北—渝南地区的大竹园组,下伏地层为上石炭统黄龙组灰岩和(或)下志留统韩家店组泥、页岩。直接上覆地层为中二叠统梁山组炭质页岩,但此层页岩不稳定,时有缺失,梁山组之上的栖霞组灰岩遂成为大竹园组的直接盖层。大竹园组与下伏、上覆地层之间均有明显侵蚀间断面,时见底砾岩。大竹园组与梁山组、栖霞组之间,又缺失下二叠统地层,为显著假整合接触,因此大竹园组的形成时代,被限定在晚石炭世达拉期之后,中二叠世罗甸期(原栖霞期)早期梁山时之前。笔者认为,大竹园组沉积时代应属晚石炭世,理由如下。

(1) 贵州地质矿产局106地质大队1986—1994年开展黔北铝土矿远景调查期间,在黔北道真巴鱼、羊角塘、新民、正安新模、旦坪、习水蚂蟥场、绥阳红光坝、凤冈绥阳场等地,于大竹园组铝土矿、黏土岩中采集多件孢粉样品,经鉴定,累计发现孢子、花粉共97属、种,其中少数属、种在下

石炭统九架炉组和中二叠统梁山组也有分布,但属大竹园组独有的达62属、种之多,特别是大竹园组花粉仅发现5属、种,与梁山组发现的27属、种花粉相差甚远(详见表1)。根据大量孢粉组合特征,中国著名孢粉权威专家高联达根据大量孢粉组合特征确认,上述各地大竹园组的孢粉形成时代皆为石炭纪(刘平等,2012)。这是当前大竹园组唯一可信的古生物化石依据,是值得关注的。

(2) 截至目前为止,众多地层、古生物专著明确指出,在黔中以北,包括黔北、渝南、川东等大片地区,不存在早二叠世海相地层(贵州省地质矿产局,1987;贵州省区域地质调查大队,1992;刘宝珩、许效松,1994;贵州省地质矿产局,1997;贵州省地质调查院,2017)。贵州省地质矿产局(1987)、贵州省地质调查院(2017),均认为贵州仅在黔南、黔西南少数地区有早二叠世海相地层分布。

(3) 笔者根据大量实际资料确认,在黔北大竹园组沉积之后,曾遭受显著剥蚀(刘平等,2016),剥蚀时代当属早二叠世。黄兴等(2013)、杜远生等(2015)学者,也均在其著作中明确指出,黔北、渝南等地,在早二叠世紫松期、隆林期发生过强烈剥蚀。

(4) 黔北正安红光坝矿区ZK402中,在大竹园组上段上部豆鲕状铝土矿层中,夹有两层紧密衔接的生物屑石灰岩。上层为淡紫红色含生物屑细晶灰岩,厚0.52 m,在细晶方解石基底中含有约10%的生物屑,生物屑种类有腕足屑、介形虫屑及少量棘皮屑。下层为灰黄色生物屑泥晶含硅质灰岩,厚0.66 m,在泥晶方解石基底中有约25%的生物屑,种类有腕足屑、介形虫屑及少量棘皮屑、双壳屑。两层灰岩中的生物屑粒度均小于0.2 mm,已强烈破碎,甚不完整,皆为异地生物屑(刘平等,2015)。

上述灰岩中虽未见可以确定地层时代的标准化石,但含生物屑的石灰岩确实是晚石炭纪的海相地层。因大竹园组沉积区距海较近,当发生海泛时,可将海中钙质沉积物搬运到大竹园组内沉积下来。假如大竹园组的沉积时代为早二叠世紫松期、隆林期,因黔北—渝南大片地区不存在早二叠世海相地层,再强烈的海泛也是无海相沉积物可以搬运的。

(5) 地球历史上铝土矿的形成强度,因受气温、降雨量、植被等多重因素的影响,各个时代是

明显不同的。法国地质学家 J. C 萨玛玛(1991)认为,世界铝土矿的主要成矿时代是泥盆纪—石炭纪和第三纪;匈牙利地质学家 G. 巴尔多西与 G. J. J. 阿列瓦认为,全球的铝土矿的主要成矿时代为石炭纪和第三纪。他们都认为石炭纪是地球铝土矿最重要的成矿时代,其它时代虽也可形成铝土矿,但数量较少,规模较小。

基于以上 5 点原因,笔者确认黔北—渝南大竹园组的形成时代应为晚石炭世逍遥期(即国际的卡西莫夫期—格舍尔期)。

黄兴等(2013)、杜远生等(2015)学者均在其文中强调,黔北—渝南地区在早二叠世紫松期—隆林期发生过强烈剥蚀,但却都认为大竹园组的形成时代为早二叠世紫松期至隆林期。杜远生等(2015)在其专著第三章中指出,“……在未发现确切肯定的化石之前,大竹园组的地质时代暂时归为早二叠世紫松期—隆林期(萨克马尔期—亚丁斯克期)”。在第八章结语中,作者将大竹园组的沉积时代总结为“大竹园组样品中见有早二叠世分子的孢粉化石,结合下伏黄龙组灰岩及上覆梁山组泥岩地层年龄,推测大竹园组地层沉积时代为早二叠世紫松期—隆林期”。

笔者认为,岩溶型铝土矿的直接母岩是含三水铝石铝土矿块砾的红土风化壳。据笔者实地考察,红土风化壳是比较疏松的残积物,容易被流水冲刷和风化剥蚀,在强烈剥蚀区是难以形成的,即便形成也难以保存。没有含三水铝石的红土风化壳,何来沉积的岩溶型铝土矿?

3.3 梁山组铝土矿含矿岩系沉积时代

高联达、沈志达、秦典燮等,在贵州凯里市庐山苦李井、冠英黄猫寨、龙场麻雀坡、鱼洞后庄和狗场,测有 5 条梁山组地层剖面,采集 7 件孢粉样品,发现丰富的孢子花粉,计 43 属 58 种,其中新种 5 个。高联达等称,这是我国华南和西南地区梁山组孢子花粉最丰富、最完整的剖面(高联达等,1989)。高联达等在研究该批样品后,总结以下几个特征:

①该孢粉组合中以出现 *Sinulatisporites simensis* Gao (中华曲环三缝孢) 和 *Gulisporites cochlearius* Imgrund (匙喉唇三缝孢) 为特征,前者是我国北方山西组特有分子,后者在华北开始出现于晚石炭世太原组,但主要发育于山西组。

②单气囊花粉的含量丰富,除少数样品外,占总量的 30%~40%,最高达 50%。常见的种是 *Florinites minutus* Bharadwaj 和 *F. ovalis* Bharadwaj 等。

③单裂缝孢子占有重要位置,一般含量在 10%~20%,有的样品多达 40%。

④双气囊花粉占孢子花粉总量的 10%~15%,有的多达 20%。

⑤出现一些在石炭纪出现,并继续在二叠纪出现的属种。

⑥出现海相微体化石疑源类,表明梁山组是滨海—浅海相沉积产物(据秦典燮等 1989 年文中剖面,疑源类化石见于梁山组含矿岩系下段)。

从孢粉鉴定结果可见,凯里地区梁山组含矿岩系中单气囊、双气囊花粉的大量出现,无环三缝孢的显著增多,以及带环三缝孢的减少等组合特征,可与华北、西北的山西组对比,时代为中二叠世罗甸期早期(高联达等原文为:“凯里地区梁山组的孢子花粉组合基本可与华北地区早二叠世早期山西组孢子花粉组合比较……”)目前,华北山西组与南方栖霞组、梁山组,根据地层年龄,其年代地层已由早二叠世更改为中二叠世罗甸阶,故梁山组现今应属中二叠世罗甸期早期产物(《贵州省矿产地质志》年代地层与岩石地层对照表,2017)。

据笔者统计,在黔中、黔北和黔东共 14 条中二叠统梁山组剖面中,计有 105 个孢粉属、种,其中梁山组独有的,在九架炉组、大竹园组内未曾见过的属、种有 69 个。另有 14 个属种与大竹园组所见相同,还有 22 个属种,在九架炉组、大竹园组及梁山组内均有分布。

表 1 以全区 14 条梁山组剖面的 105 个孢粉属、种(其中花粉 27 个属、种—表 1 序号 1-27,孢子 79 个属、种)为主轴,以凯里地区 5 个剖面的 43 属、58 种为重点项,还列出了凯里鱼洞后庄、凯里冠英黄猫寨两个剖面的孢粉属、种,同时增加了大竹园组的孢粉属、种以兹比较。

表 1 显示,凯里地区梁山组有花粉 19 属、种,孢子 39 属、种。大竹园组有花粉 5 个属、种,孢子 30 个属、种,可以看出梁山组与大竹园组的孢粉组合是明显不相同的。《中国矿产地质志·贵州卷》编委会(2019)在其专著《中国产地志·贵州卷·铝土矿》(评审稿)中,将凯里—福泉一带

中二叠统梁山组(属中二叠世罗甸期早期)的形成时代改为早二叠世萨克马尔期至亚丁斯克期(相当于中国早二叠世紫松期至隆林期),并与黔北—渝南上石炭统大竹园组(晚石炭世逍遥期,相当于国际的卡西莫夫期至格舍尔期)相对比。但作者在将凯里地区中二叠世梁山组改为早二叠世梁山组,并与黔北—渝南晚石炭世大竹园组相对比的整个过程中,未提供任何可供参考的和令人信服的实际资料,笔者认为缺乏依据,值得商榷。

3.4 丰源铝矿层沉积时代

位于龙里西南部草原乡与贵阳市南部花溪区附近的高坡场乡、黔陶乡的铝土矿含矿岩系“丰源铝矿层”(Fyb),其下伏地层为上泥盆统者王组(D_3z)和高坡场组(D_3gp)白云岩;上覆地层为下石炭统祥摆组(C_1x)石英砂岩、黏土岩和炭质黏土岩等,经与惠水祥摆伐木场剖面(贵州区域地质志,1987)比较,大致相当于祥摆组下部或底部,总体而言,形成的起始时间大致与九架炉组相同,但只是从早石炭世杜内期晚期至维宪期早期,时间较为短暂而已。

综合前述,九架炉组形成于早石炭世杜内期晚期至维宪期早—中期;大竹园组形成于晚石炭世逍遥期;梁山组形成于中二叠世罗甸期早期;丰源铝矿层形成于早石炭世杜内期晚期至维宪期早期。

4 铝土矿含矿岩系岩性及矿产特征

前述九架炉组、大竹园组、梁山组和丰源层4片铝土矿含矿岩系,不论沉积时代与分布地域如何,按岩石组合,皆可分为上、下两个岩性段。同一沉积区两段岩性截然不同,而不同沉积区的同一岩性段的岩性则大同小异,分述如下。

4.1 含矿岩系下段岩性及矿产特征

(1)含矿岩系下段岩性,多为紫红色铁质黏土岩或灰绿色绿泥石黏土岩、墨绿色绿泥石岩,普遍夹有赤铁矿、绿泥石赤铁矿或菱铁矿透镜体、条带或团块等,此段称为铁质岩段或铁质黏土岩段。岩石以泥质结构为主,未见粗粒碎屑岩。沉积构造具水平纹理,片状矿物定向性强,见有斜波状纹

理和低缓角度的斜层理等。各层之间为连续沉积,层间未见冲刷构造。下段岩性厚0~19.7 m,一般厚3~5 m。岩性、厚度比较稳定,变化不大。清镇—修文、息烽—遵义两沉积区内,九架炉组下段时夹白云岩、灰岩透镜体或条带等。

(2)息烽—遵义沉积区的川主庙、宋家大林等地九架炉组下段,凯里虎庄狗场梁山组下段,炭质黏土岩中见有疑源类化石与孢粉化石共生。孢粉专家高联达认为,疑源类是一种分类性质不明的单细胞藻类生物,属海相微体生物(高联达孢粉鉴定报告,1985)。M·D·布拉谢尔(1986)指出:“大部分疑源类见于海相地层,特别是页岩和泥岩,也出现于砂岩和灰岩,非海相的例子首次记录于现代(全新世)地层”,“疑源类的地理分布说明它的部分或全部浮游生活方式”。

(3)清镇—修文沉积区九架炉组下段,赤铁矿层较多,品位、厚度常达工业要求,称为清镇式铁矿。矿体由大小不等的透镜体、团块、结核等赤铁矿密集堆积在一起,呈层状、似层状、透镜状产出。铁矿体一般厚1~3 m,最厚6 m。含矿系数为0.7~1.0。铁矿石分为赤铁矿和绿泥石赤铁矿两种,以赤铁矿为主。赤铁矿的TFe含量为45%~68%,绿泥石赤铁矿的TFe含量为30%~45%。依化学成分,多属高铝低铁矿石。据27个铝土矿矿床、点(猫场矿区除外)统计,其中9个矿床共生的赤铁矿石储量为100~564万吨;7个矿床的铁矿石储量为15~80万吨;其余为铁矿点,未计算储量。清镇猫场矿区内的赤铁矿最多,探明铁矿储量达2422万吨(中国矿床发现史·贵州卷编委会,1996)。

(4)凯里地区的苦李井、鱼洞、哲港等地梁山组下段,产有丰富菱铁矿,已达工业要求,称为苦李井式铁矿。铁矿由大小不等、密集程度不同的菱铁矿透镜体、团块、结核等组成。铁矿体呈似层状、层状产出。菱铁矿体一般厚1~3 m,最厚15.89 m(苦李井)。含矿系数一般为0.3~0.6。TFe含量为33%~38%。地表已氧化成褐铁矿。全区累计探明菱铁矿储量1.17亿吨,探明褐铁矿480万吨(中国矿床发现史·贵州卷编委会,1996)。

(5)息烽—遵义九架炉组沉积区和黔北—渝南大竹园组沉积区,含矿岩系下段虽也有赤铁矿、绿泥石铁矿和菱铁矿产出,但数量较少且分布零星,品位、厚度大多达不到工业要求。下段时见黑色炭质黏土岩及黄铁矿层。

表 1 贵州凯里地区中二叠世早期梁山组孢粉统计表

Table 1 Pollen statistics of Liangshang formation in early Middle Permian of Kaili area in Guizhou

顺序号	孢粉属种名称	中二叠统梁山组			
		鱼洞后庄	黄猫寨	凯里地区	大竹园组
1	<i>Florinites ovalis</i> Bharadwaj 园形周囊粉	—	—	—	
2	<i>F. pumicosus</i>	—	—	—	
3	<i>F. mediapudens</i>				
4	<i>F. cf. punlicosus</i>				
5	<i>F. minutus</i>	—	—	—	—
6	<i>F. sp.</i>				
7	<i>Pityosporites antiquus</i>			—	
8	<i>P. antarcticus</i>			—	
9	<i>P. sp.</i>				
10	<i>Pschopfipollenites</i> sp.				
11	<i>S. ellipsoides.</i>			—	
12	<i>Limitisporites</i> sp.				
13	<i>Vestigisporites</i> sp.	—		—	
14	<i>Sulcatisporites ovatus</i>			—	—
15	<i>Vesicatispora</i> sp.				—
16	<i>Lueckisporites virrkiae</i> Potnie and klaus 韦克三肋粉	—		—	
17	<i>Cordiatina</i> sp.	—		—	
18	<i>Wilsonites delicatus</i>	—		—	
19	<i>Corisaccites alatus.</i>	—	—	—	
20	<i>Alisporites mathallensis</i>	—		—	
21	<i>A. splenden</i>	—		—	
22	<i>Striatopodocarpites Cancellatue</i>			—	
23	<i>Taeniaesporites</i> sp.		—	—	
24	<i>Striatites minor</i>	—		—	
25	<i>Protohaploxylinus</i> sp.	—	—	—	
26	<i>Cycadopites</i> sp.				—
27	<i>Vitreisporites signatus</i> Leschik 记号开通粉	—	—	—	—
28	<i>Angulisporites triverrucosus</i> Gao(新种) 三瘤菱环三缝孢			—	
29	<i>A. sp.</i>				
30	<i>Columisporites ovalis</i>				
31	<i>Scolecodonts</i> sp.				
32	<i>Tumulispora rarituberculatu</i>				
33	<i>Pulvinisporites scolecophora</i>				
34	<i>Foveosporites inseupteris</i>				
35	<i>Torispora Verrucosa</i>	—	—	—	
36	<i>T. securis</i>	—	—	—	
37	<i>Foveolatisporites</i> sp.				
38	<i>F. guizhouensis</i> Gao(新种) 贵州穴面三缝孢	—	—	—	
39	<i>Sinulatisporites sinensis</i> Gao 中华曲环三缝孢	—	—	—	
40	<i>S. shanxiensis</i>	—	—	—	
41	<i>Punctatosporites minutus</i>				
42	<i>P. sp.</i>				
43	<i>Reticulatisporites mirabilis</i>	—		—	
44	<i>Lundbiladispora gigantean</i>	—	—	—	
45	<i>Patellisporites meishanensis</i>	—		—	
46	<i>Tantillus perstantus</i> Gao(新种) 固定胀环三缝孢	—		—	

续表		中二叠统梁山组			
顺序号	孢粉属种名称	鱼洞后庄	黄猫寨	凯里地区	大竹园组
47	<i>Schizaeosporites microrugosa</i> .			—	
48	<i>Macrotrispora cathayensis</i>			—	
49	<i>M. media</i>	—	—	—	
50	<i>Triparites trilinguis</i> .	—		—	
51	<i>Waltzspora planingulata</i>	—		—	—
52	<i>W. sp.</i>				—
53	<i>Apicutatisporites aculeatue</i> .	—		—	—
54	<i>Convolutispora venusta</i> .			—	—
55	<i>C. gingina</i> Gao(新种)齿龈蠕瘤三缝孢	—		—	
56	<i>Verrucosisporites microtubereulatus</i> .	—	—	—	
57	<i>V. cf. conulus</i>				
58	<i>V. verrucosue</i>				—
59	<i>Calamospora tritrochalosa</i> Gao(新种)三球芦木孢	—		—	
60	<i>C. pallida</i> .	—		—	
61	<i>C. minuta</i>				
62	<i>C. harlungiana</i>				
63	<i>C. microrugosa</i> .	—		—	—
64	<i>C. sp.</i>				—
65	<i>C. spp.</i>				
66	<i>Thymospora pseudothissen</i> .	—		—	
67	<i>T. thiessenii</i> (Kosanke).				—
68	<i>Endosporites globiformis</i> .	—		—	
69	<i>E. sp.</i>				—
70	<i>Microreticulatisporites nobilis</i> .				
71	<i>M. sp.</i>				
72	<i>Triquiteites sp.</i>				—
73	<i>Leavigatosporites Perminutus</i> Apleron 小光面单缝孢	—		—	
74	<i>L. vuigaris</i>	—	—	—	
75	<i>Triguitrites tribullatus</i>	—	—	—	—
76	<i>Guthoerlisporites magnificus</i>	—		—	
77	<i>Sulcatisporites ovatus</i>	—		—	
78	<i>Extrapunctatosporites fabaeformis</i>			—	
79	<i>Foveolatisporites guizhouensis</i> Gao 贵州穴面三缝孢	—	—	—	
80	<i>F. cf. rhantusue</i>				
81	<i>F. sp.</i>				—
82	<i>Punctatisporites brevivenosus</i>	—		—	
83	<i>P. punctatus</i>				—
84	<i>P. sp.</i>				—
85	<i>Acanthotriletes sp.</i>				—
86	<i>Punctatisporites rotundus</i> .				—
87	<i>P. punctatus</i>				—
88	<i>Granulatisporites granulatus</i>				—
89	<i>Anapiculatisporites sp.</i>				—
90	<i>Gulisporites cochlearius</i> Imgrund 匙喉唇三缝孢	—	—	—	
91	<i>G. sp.</i>				
92	<i>Raistrickia irregularis</i>	—		—	—
93	<i>R. rubida</i>			—	

续表		中二叠统梁山组			
		鱼洞后庄	黄猫寨	凯里地区	大竹园组
顺序号	孢粉属种名称				
94	<i>R. sp.</i>				-
95	<i>Leiotriletes adnatoides</i>	-		-	-
96	<i>L. sp.</i>				-
97	<i>Densosporites annulatus.</i>	-	-	-	-
98	<i>D. sp.</i>				-
99	<i>Lycospora pusilla</i>	-	-	-	-
100	<i>L. rotunda</i>	-		-	-
101	<i>Crassispora kosankei</i>	-		-	-
102	<i>C. micaceus</i> (Imgrund).				-
103	<i>Cyclogranisporites orbicularis.</i>				
104	<i>C. sp.</i>				-
105	<i>Murospora anrita</i>			-	
参考文献及资料来源		①		②	③

注:表中“凯里地区”包括凯里鱼洞后庄、凯里龙场、凯里黄猫寨、凯里炉山苦李井和凯里狗场 5 个剖面的全部孢粉;中二叠统梁山组所有孢粉属种均由中国地质科学院地质研究所高联达鉴定。

参考文献及资料来源:①秦典燮 等,1989;②高联达 等,1989;③刘平 等,2012。

4.2 含矿岩系上段岩性及矿产特征

(1)各时代铝土矿含矿岩系上段岩石,以浅灰、灰、深灰色的不同类型铝土矿为主,同时有较多铝土岩、黏土岩(高岭石黏土岩、伊利石黏土岩、绿泥石黏土岩等)与之共生,称为铝质岩段。岩石以碎屑结构为主,粉砂级、砂级、砾级结构普遍存在,复碎屑甚多。碎屑杂乱分布,多无分选性或分选性差。既有古风化壳的陆源碎屑,亦有盆内碎屑。沉积构造主要是没有纹理的块状构造。有时可见到强水动力特征的交错层理,亦可见到弱水动力的水平纹理和斜波状层理,但常被泥石流沉积物破坏而不完整。层间冲刷构造甚为常见。黏土岩、铝土岩和铝土矿中,植物化石碎片及炭屑较多,时见植物脐根座。遵义后槽矿区,有的铝土矿含有有机质甚多,以致成为黑色如煤的高炭铝土矿。上段内常有黄铁矿、煤矿、硬质耐火黏土矿等与铝土矿共生。

(2)含矿岩系上段的厚度、岩性,各地差异较大,究其原因,系沉积环境不同所致。各时代铝土矿含矿岩系上段的沉积环境,主要可分为岩溶洼地和岩溶湖泊两种类型。

岩溶洼地类以息烽-遵义沉积区九架炉组上段具有代表性,尤以遵义矿带的后槽、苟江及仙人岩 3 个矿区最为典型,属陆相溶洼、溶坑内的沉

积。岩溶洼地类的特征是:溶洼、溶坑的面积较小(一般小于 0.5 km²),只能控制少量孤立的铝土矿体。控制矿区的溶盆面积为 15~45 km²,多数残留面积小于 20 km²,控制的铝土矿体的规模也较有限,故此类环境下形成的铝土矿,除少数具大型矿床规模外,多为中、小型规模的矿床。遵义后槽矿区由后槽溶盆控制的四轮碑、山头上和槽房湾 3 个矿段共 37 个矿体,合计探明铝土矿资源量仅 2 548.19 万吨(中国矿产地质志·贵州卷编委会,2019)(评审稿),探明共生黄铁矿储量 307 万吨(中国矿床发现史·贵州卷编委会,1996)。

岩溶湖泊类主要属间歇性、洪控、高能、浅水陆源湖泊,以清镇猫场、务川大竹园、正安旦坪 3 个矿区最具代表性。此类岩溶湖泊形成的铝土矿体面积较大,储量多,多属大型、超大型矿床。如猫场矿区面积约 100 mk²,有 7 个矿体,探明铝土矿 333 以上资源量 22 456.59 万吨。猫场矿区同时还探明共生黄铁矿 1 278 万吨,共生硬质耐火黏土矿 1 457 万吨。又如务川大竹园矿区只有 1 个矿体,铝土矿资源量达 8 431.22 万吨(中国矿产地质志·贵州卷编委会,2019)(评审稿);旦坪矿区有 3 个矿体,铝土矿资源量达 5 658.15 万吨(韩忠华 等,2014)。

(3)岩溶洼地类铝土矿含矿岩系上段,厚度、岩性变化大,短距离内厚度可从数米变为 100 余

米,岩性也往往难以对比。不仅相邻很近的溶洼、溶坑的岩性变化大,甚至同一溶洼、溶坑内的岩性,也有显著差别。岩溶湖泊类含矿岩系上段,一般厚3~6 m,最厚12 m。厚度变化不大,岩性也比较单一,均较连续稳定。

(4) 息烽-遵义沉积区九架炉组上段,时见炭质黏土岩与煤层。后槽矿区 ZK965 含矿岩系上段厚 118.14 m(该地无下段),有 11 层碎屑状铝土矿与 11 层炭质黏土岩、黏土岩、铝土岩互层,构成 11 个沉积旋回;苟江矿区 ZK1304 含矿岩系上段(该地无下段),有 7 层碎屑状铝土矿与 7 层煤互层,构成 7 个沉积旋回。这些沉积旋回,显然是由于泥石流沉积的碎屑状铝土矿与沼泽、泥炭沼泽沉积的炭质黏土岩、煤等周期性变化而形成的。这种状况在岩溶湖泊沉积区是见不到的。在岩溶湖泊内可见到另一种旋回,如务川大竹园矿区大竹园组上段,铝土矿层自下而上由砾屑-砂屑-粉砂屑-泥屑组成的沉积旋回,铝土矿碎屑由粗到细,反映了湖水由浅而深的变化特征(刘平等,2016)。

(5) 不论何种沉积环境,均偶见含矿岩系上段

夹有碳酸盐岩透镜体。如清镇林歹矿区九架炉组上段铝土矿中夹有 0.30×8 m~1×3 m 的白云岩透镜体;正安红光坝矿区 ZK402 大竹园组上段铝土矿中夹有厚 1.18m 的生物碎屑灰岩透镜体,表明均受到了海水的影响(刘平等,2015)。

5 古地理概况

区内各时代铝土矿含矿岩系,都是在地壳运动后,经长期沉积间断而形成于古陆之上,且面向大海并略微向海倾斜的。①九架炉组铝土矿含矿岩系形成于黔中古陆南侧,面向滇黔桂海(图 2-图 2、图 3、图 4 之中,既表示有上段的铝土矿,又表示有下段的铁矿,以求全面反映含矿岩系特征);②大竹园组铝土矿含矿岩系形成于黔北-渝南古陆之上,面向北侧的渝鄂海湾(图 3);③梁山组铝土矿含矿岩系形成于湘黔桂古陆西侧,面向黔桂海盆(图 4)。④龙里县西南的草原乡与贵阳南部花溪区高坡场乡、黔陶乡的“丰源铝矿层”,其下伏地层与清镇-修文沉积区九架炉组

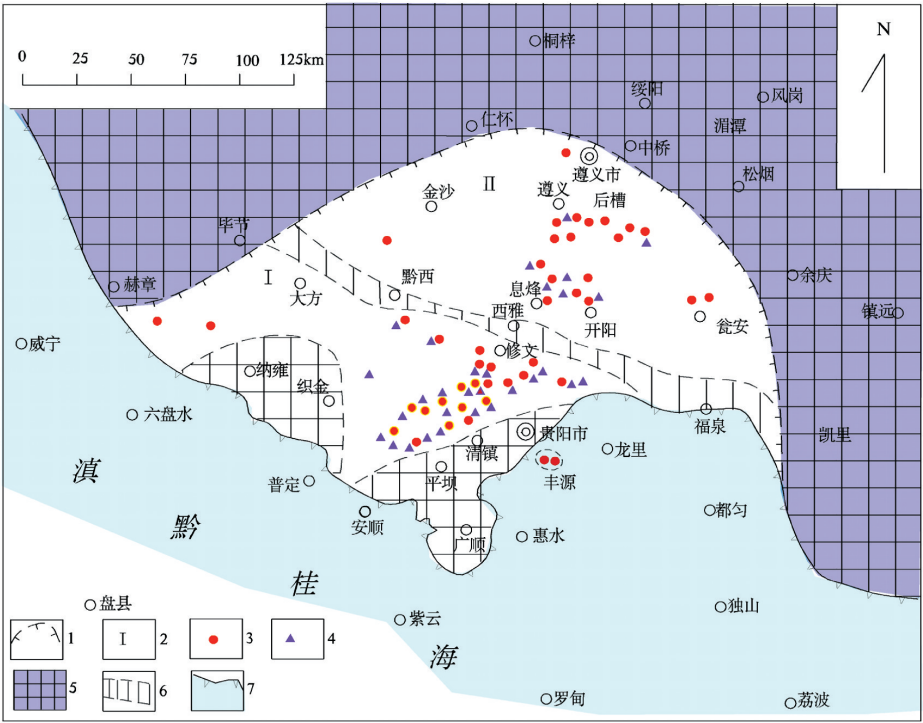


图 2 贵州中部早石炭世维宪期早-中期(九架炉组沉积期)古地理略图^①

Fig. 2 Paleogeographic sketch in early-middle Weixian period(Jiujialu formation sedimentary period) of early Carboniferous in central Guizhou
1—九架炉组分布范围(推测边界);2—沉积区编号: I 修文沉积区, II 息烽—遵义沉积区;3—铝土矿床(点);4—赤铁矿、鲕绿泥石铁矿床(点);5—古陆:侵蚀、溶蚀、剥蚀区;6—隆起带;7—海洋范围

注:①海陆分界线据贵州区域地质调查大队(1992)、高道德等(1992);②铝土矿、铁矿床(点)据陈有能等(1986)、杨祖庆等(1987)、高企戒等(1990)、蒋少军等(1990)。

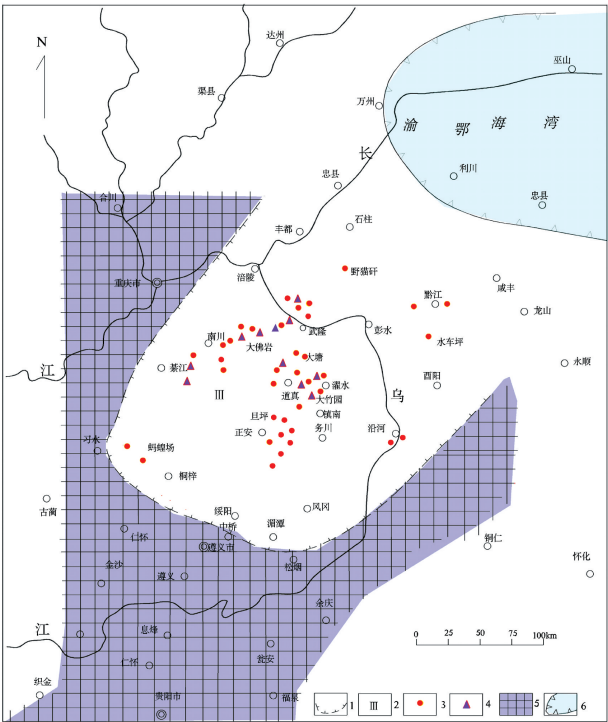


图 3 黔北-渝南晚石炭世道遥期(大竹园组沉积期)古地理略图^①

Fig. 3 Paleogeographic sketch in free period(Dazhuyuan formation sedimentary period) in late Carboniferous in northern Guizhou and southern Chongqing

1—大竹园组分布范围(推测边界);2—沉积区编号:Ⅲ黔北—渝南沉积区;3—铝土矿床(点);4—赤铁矿、鲕绿泥石铁矿床(点);5—古陆;侵蚀、溶蚀、剥蚀区;6—海洋范围

注:①海陆分界线据刘宝珩 等(1994);②铝土矿、铁矿床(点)据郝江文 等(1990)、余常华 等(1994)、梁周礼 等(1975)、蔡景业 等(1977)。

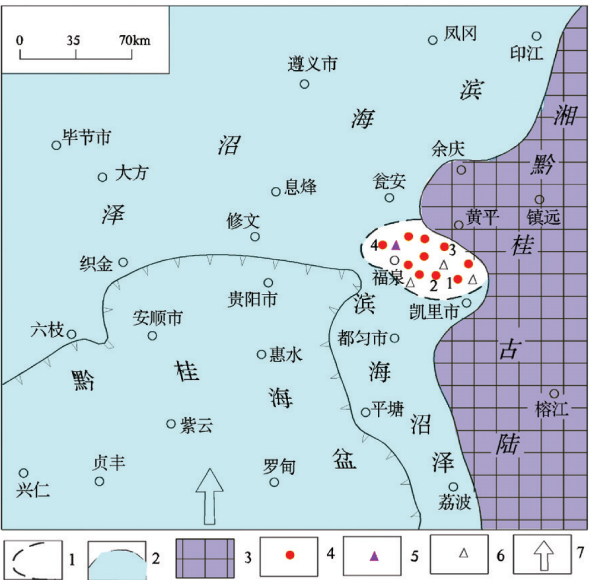


图 4 黔东中二叠世罗甸期早期(梁山组沉积期)古地理略图^①

Fig. 4 Paleogeographic sketch in early Luodian period(Liangshan formation sedimentary period) of middle Permian in east Guizhou

1—铝土矿沉积区;2—海洋范围;3—古陆;4—铝土矿床(点)(1、凯里鱼洞,2、凯里苦李井,3、黄平王家寨,4、福泉曾子坡);5—赤铁矿;6—菱铁矿;7—海侵方向

注:①古地理界线据陈文益等(1984)简化;②铝土矿、铁矿床(点)据中国矿产地质志·贵州卷编委会(2019)。

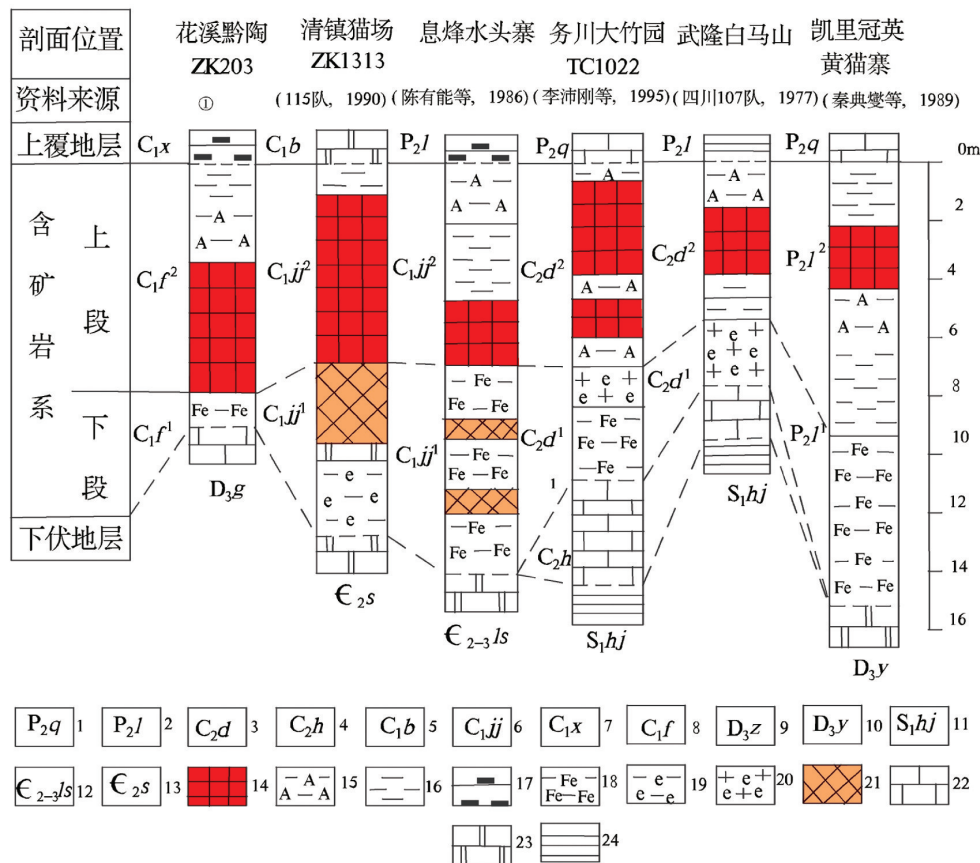


图5 贵州不同时代铝土矿含矿岩系柱状对比图

Fig. 5 Column chart of bauxite ore-bearing rock series in different era in Guizhou

1—中二叠统栖霞组;2—梁山组;3—上石炭统大竹园组;4—黄龙组;5—下石炭统摆佐组;6—九架炉组;7—祥摆组;8—丰源层;9—上泥盆统者王组;10—尧梭组;11—下志留统韩家店组;12—中—上寒武统娄山关组;13—中寒武统石冷水组;14—铝土矿;15—铝土岩;16—粘土岩;17—炭质粘土岩;18—铁质黏土岩;19—绿泥石粘土岩;20—绿泥石岩;21—赤铁矿;22—石灰岩;23—白云岩;24—页岩;

注:①据《中国矿产地质志·贵州卷·铝土矿》(2019)。花溪黔陶丰源层铝土矿含矿岩系暂以C1f表示,其余地层在新地层代号未确定前,仍以原地层代号表示。

下伏 $E_{1-q}-E_{2-3}ls-O_{1-2}$ 地层完全不同,而与九架炉组沉积区以南的平坝、广顺隆起区的上泥盆统白云岩一致,因而“丰源铝矿层”可能是早石炭世杜内期晚期至维宪期早期,滇黔桂海中某个孤立海岛上,小规模、时间短暂的铝土矿含矿岩系的沉积产物(图2)。

由于各时代铝土矿含矿岩系沉积区均距海较近,且面向大海,因而含矿岩系下段皆为近海的浅水低能海源湖泊中的沉积产物。含矿岩系上段沉积时期虽以大陆环境为主,但因距海较近,时常会受到海泛和强风暴潮的影响,以致时见具有过渡相或海相的沉积特征。总之,各时代含矿岩系下段属海相或海陆过渡相环境,含矿岩系上段以陆相环境为主,故各时代铝土矿含矿岩系都是在海退阶段形成的。

6 铝土矿含矿岩系成因探讨

前述各时代铝土矿含矿岩系的岩性,虽有一定差异,但总体上均有上、下段之分,且彼此岩性甚为相似。从各时代铝土矿含矿岩系柱状对比图(图5)来看,它们如出一辙,完全像是来自同一产地,说明它们具有大致相同的形成原因,概述如下。

- (1)各时代铝土矿含矿岩系是经过构造运动,如都匀运动、广西运动、紫云运动等,地壳隆起上升,经长期沉积间断后,于古陆之上形成的。
- (2)各时代铝土矿含矿岩系下伏基底,皆以碳酸盐岩为主,在构造运动、地壳隆起上升的同时,也发生显著的造貌作用,到泥盆纪末,全区已准溶原化(高德等,1992)。为岩溶型铝土矿含矿岩系的形成,奠定了基础。

表 2 贵州各时代铝土矿含矿岩系的形成与主要地质事件的关系

Table 2 Relation between bauxite ore-bearing rock series formation and geological event in different era in Guizhou

地 质 年 龄 (Ma)	年 代 地 层		岩 石 地 层	构造运动 及层序界面 性质	古纬度 ^②	岩溶期及 岩溶类型 ^⑤	红土化与铝土矿含矿岩系沉积时期及上覆、下伏地层			
							龙里-花溪 ^⑩	修文-息烽-遵义	黔北-渝南	凯里-黄平 ^⑪
272.3	二 叠 系	阳新统	栖霞组 (P ₂ q)	海 侵 期	北纬19.4°	岩溶期为罗甸早期 热带岩溶类型		P ₂ q	P ₂ q	P ₂ q
279.3			梁山组 (P ₂ l)					P ₂ l	P ₂ l	梁山组沉积 红土化阶段
298.9	石 炭 系	船山统	隆林阶	暴露						长 期 沉 积 间 断
			紫松阶							
307.1		上统	道遵阶	黔桂运动	北纬8.2°	岩溶期为道遵期 热带岩溶类型			大竹园组沉积 红土化阶段	
323.2			黄龙岗组 (C ₂ h)						C ₂ h 灰岩	
330.9			摆佐组 (C ₁ b)							
346.7	泥 盆 系	下统	上司组 (C ₁ s)	海 侵 期	北纬8.7°	岩溶期为杜内晚 期—维宪早—中期 热带岩溶类型		C ₁ b		长 期 沉 积 间 断
			维宪阶 ^④					C ₁ s		
			旧司组 (C ₁ j)							
			梓摆组 (C ₁ x)							
358.9	志 留 系	杜内阶 ^⑤		紫云运动	北纬15.1°					长 期 沉 积 间 断
419.2										
443.4	奥 陶 系	上统		广西运动	北纬24.1°			D ₃ 石灰岩		长 期 沉 积 间 断
485.4	寒 武 系	第二统	韩家店组 (S ₁ h)	都匀运动						长 期 沉 积 间 断
			石牛栏组 (S ₁ sh)							
			松坎组 (S ₁ s)							
			龙马溪组 (S ₁ l)							
		第一统	O ₃ ^⑧	暴露						
			湄潭组 (O ₂ m)							
			红花园组 (O ₁ h)							
			桐梓组 (O ₁ t)							
541.0	寒 武 系	第二统	娄山关组 (Є ₃₋₄ ls)							长 期 沉 积 间 断
			石冷水组 (Є ₂ s)							
			高台组 (Є ₂ g)							
			清虚洞组 (Є ₁ q)							
	寒 武 系	南皋阶	金顶山组 (Є ₁ j)							长 期 沉 积 间 断
			明心寺组 (Є ₁ m)							
	寒 武 系	梅树村阶	牛蹄塘组 (Є ₁ n)							长 期 沉 积 间 断

注:①年代地层、岩石地层据《中国区域地质志·贵州志》2017,地质年龄据国际地层表(2012);②包括罗苏阶、滑石板阶及达拉阶;③维宪阶相当于原大塘阶;④杜内阶相当于原岩关阶;⑤包括温洛克统、罗德洛统和普里道利统;⑥包括十字铺组、宝塔组、五峰组和观音桥组;⑦纽芬兰统;⑧上泥盆统-石炭系古纬度据吴祥和等(1989),九架炉组与大竹园组北纬8.2°古纬度据刘巽峰等(1990),二叠系梁山组古纬度据陈文益等(1981);⑨岩溶期指地质历史中强烈岩溶化的时期;岩溶类型此处按气候带分类;⑩龙里-花溪铝土矿含矿岩系据《中国矿产地质志·贵州卷·铝土矿》,贵州卷编委会(2019)(评审稿);⑪梁山组岩石地层据高联达、秦典燮等(1989);⑫各时代岩石地层新代号未确定前,均以老地层代号表示。

(3) 岩溶地貌个体形态以正地形和负地形的形式出现。根据《中国岩溶研究》和《黔南岩溶研究》(1986)的研究成果,结合各铝土矿勘探矿区地质资料及开采场地实地观察,主要岩溶负地形有溶洼(岩溶洼地)、溶坑(岩溶洼地深度大于30 m者)、溶盆(岩溶盆地)、溶湖(岩溶湖泊)等。溶洼、溶坑可控制孤立的铝土矿体,溶盆可控制一个矿区(含多个矿段、多个矿体),准溶原可控制一个矿带。溶湖面积较大,可控制的铝土矿资源量要比溶洼、溶坑丰富得多。

从当代岩溶地貌可知,岩溶正地形个体形态有峰丛、峰林和溶丘等。峰丛是基座相连的碳酸盐岩峰体,峰林是基座不相连的碳酸盐岩峰体,但

二者高差较大,相对高差为100~400 m,且坡度较陡,不利于母岩红土化。溶丘是由碳酸盐岩形成的、呈波状起伏的低缓丘陵,相对高差约50 m左右。溶丘与非碳酸盐岩形成的丘陵,常与较浅的洼地、谷地相伴,是母岩红土化的理想场所。

(4) 据吴祥和等(1989;1999)与刘巽峰等(1990)资料,各时代铝土矿含矿岩系的沉积区,皆位于北纬7.8°~19.4°。范围;王俊达等(1998)测试结果为南纬8.1°~14.4°范围。不论北纬、南纬,二者资料均显示靠近赤道地区。湿润炎热的热带气候区,既有利于碳酸盐岩的岩溶化,也有利于母岩的红土化。

在母岩红土化形成含三水铝石铝土矿块砾的

红土风化壳同时,母岩中的碳酸盐岩也经历了强烈的岩溶化,形成了各种形态的岩溶地貌。丘陵、溶丘上的红土风化壳物质,被流水搬运到附近的岩溶负地形内沉积下来,成为岩溶型铝土矿含矿岩系。表2汇集了贵州各时代铝土矿含矿岩系的形成与主要地质事件的联系,有助于了解铝土矿含矿岩系的形成原因。从表2可见,黔中一带九架炉组的岩溶化时期,与红土化时期及沉积时期,均为早石炭世杜内期晚期至维宪期早-中期;黔北-渝南大竹园组的岩溶化时期,与红土化时期及沉积时期均为晚石炭世逍遥期;黔东凯里一带中二叠世梁山组的岩溶化时期与红土化时期及沉积时期均为罗甸期早期。以上表明,本区岩溶型铝土矿含矿岩系是在特定的地质构造环境中,在有利的基底岩石、气候、水文等条件下,大致在同一时期,经红土化、岩溶化后沉积而成的,具有一个连续而完整的演化过程(关于黔中-渝南岩溶型铝土矿含矿岩系特征及成因另有专文详述,在此不赘)。

7 结论

(1)分布于贵州各地的铝土矿含矿岩系,其沉积时代分别为:九架炉组形成于早石炭世杜内期晚期至维宪期早-中期;大竹园组形成于晚石炭世逍遥期;梁山组形成于中二叠世罗甸期早期;“丰源铝矿层”形成于早石炭世杜内期晚期至维宪期早期。各时代铝土矿含矿岩系的下伏基底皆为碳酸盐岩,均属岩溶型铝土矿含矿岩系。

(2)不同时代铝土矿含矿岩系,按岩性皆可分为上、下两个岩性段,下段的铁质岩段或铁质黏土岩段,皆形成于近海的永久性低能浅水海源湖泊中。上段的铝质岩段,主要形成于陆地上各种形态的溶蚀洼地内,或是形成于受洪水控制的间歇性高能浅水陆源湖泊中。各时代铝土矿含矿岩系都形成于海退阶段。

(3)各时代铝土矿含矿岩系的沉积区,皆位于近海的古陆之上,背靠古陆面向大海,因而容易受到海泛和强风暴潮的影响,以致含矿岩系上段时见海相、过渡相的沉积特征。

(4)各地、各时代铝土矿含矿岩系,都是在有利于红土化和岩溶化的热带气候区形成的。母岩的红土化(主要在正地形上)和岩溶化(主要在负

地形中)是大致同时进行的,红土化形成的含三水铝石铝土矿块砾的红土风化壳物质,被流水短距离搬运到附近各种岩溶负地形中沉积下来,形成岩溶型铝土矿含矿岩系。岩溶型铝土矿含矿岩系的形成,是在同一种环境、同一时间段内连续发生、发展的演化过程,其中没有明显的间断时间。

致谢:责任编辑和审稿专家对该论文提出了宝贵意见和建议,在此一并致以诚挚的谢意!

[注释]

- 蔡景业,杜永碧,王绍修,等. 1977. 1:20万南川幅(H-48-X X)区域地质调查报告[R]. 四川省地质局 107 地质大队.
- 陈友能,李家澍,汪生杰,等. 1986. 贵州省遵义一息烽铝土矿沉积区含铝岩系划分对比及物质组成初步研究[R]. 贵州省地质矿产局 106 地质大队.
- 高企戎,朱成林,郑文祥,等. 1990. 贵州省遵义县团溪铝土矿仙人岩矿区仙人岩矿段勘探地质报告[R]. 贵州省地质矿产局 106 地质大队.
- 韩忠华,陈强,和秀林,等. 2014. 贵州省正安县旦坪铝土矿地质普查报告. [R]. 贵州省地质矿产勘查开发局 106 地质大队.
- 郝江文,余常华,张沛广,等. 1991. 贵州省正安一道真铝土矿远景调查报告[R]. 贵州省地质矿产局 106 地质大队.
- 蒋少军,等. 1990. 1:5万猫场幅(G-48-57-A)、清镇幅(G-48-57-B)区域地质调查报告[R]. 贵州省地质矿产局 115 地质大队.
- 梁周礼,王齐政,罗德友,等. 1975. 1:20万黔江幅(H-49-X IX)区域地质调查报告[R]. 四川省地质局 107 地质大队.
- 杨祖庆,郭文良,朱成林,等. 1987. 贵州省遵义县团溪铝土矿后槽矿区山头上矿段勘探地质报告[R]. 贵州省地质矿产局 106 地质大队.
- 余常华,李克庆,韦胜永,等. 1994. 贵州省务川—凤冈铝土矿远景调查报告[R]. 贵州省地质矿产局 106 地质大队.
- 张星恒,王齐政,梁周礼,等. 1972. 1:20万酉阳幅(H-49-X X V)区域地质调查报告[R]. 四川省地质局 107 地质大队.
- 张盛师,付昭鸾,郭孟明,等. 1997. 1:20万綦江幅(H-48-X X IX)区域地质调查报告[R]. 四川省地质局航空区域地质调查大队.
- 中国矿产地质志·贵州卷编委会. 2019. 中国矿产地质志·贵州卷·铝土矿[M]. (评审稿).

[参考文献]

- 陈文益,王立亭,叶念曾,等. 1984. 贵州早二叠世岩相古地理研究[J]. 贵州地质,1(1):9-69.
- 杜远生,周琦,金中国,等. 2015. 黔北务正道地区二叠系铝土矿沉积地质学[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 14-19, 158-160.
- 高联达,沈志达,秦典燮. 1989. 贵州凯里地区早二叠世早期孢子花粉的发现及其意义[J]. 贵州地质,6(2):97-109.

- 高道德,盛章琪,石善华,等. 1992. 贵州中部铝土矿地质研究[M]. 贵阳:贵州科技出版社,3-55.
- 高道德,张世从,毕坤,等. 1986. 黔南岩溶研究[M]. 贵阳:贵州人民出版社,21-43.
- 贵州省地质矿产局区域地质调查大队. 1992. 贵州省岩相古地理图集[M]. 贵阳:贵州科技出版社.
- 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,227-276,200-210.
- 贵州省地质矿产局. 1997. 贵州省岩石地层[M]. 北京:中国地质大学出版社.
- 贵州省地质调查院. 2017. 中国区域地质志·贵州卷[M]. 北京:地质出版社,347-427.
- G. 巴尔多西, G. J. J. 阿列瓦. 红土型铝土矿[M]. 沈阳:辽宁科技出版社,155-169.
- 黄兴,张雄华,杜远生,等. 2013. 黔北务正道地区及邻区石炭纪—二叠纪之交海平面变化对铝土矿的控制[J]. 地质科技情报, 80-86.
- J. C. 萨玛玛. 1991. 矿田与大陆风化[M]. 北京:中国地质大学出版社,218-220.
- 刘平,廖友常. 2012. 黔中—渝南铝土矿含矿岩系时代探讨[J]. 中国地质,39(3):661-682.
- 刘平,廖友常,张雅静. 2015. 黔中—渝南石炭纪铝土矿含矿岩系中的海相沉积特征[J]. 中国地质,42(2):641-654.
- 刘平,廖友常,张雅静. 2016. 黔北大竹园地区铝土矿含矿岩系沉积环境及形成机制[J]. 中国地质,43(6):2173-2191.
- 刘宝珺,许效松主编. 1994. 中国南方岩相古地理图集[M]. 北京:科技出版社.
- 刘巽峰,王庆生,陈友能,等. 1990. 黔北铝土矿成矿地质特征及成矿规律[M]. 贵阳:贵州人民出版社,101-102.
- M·D·布拉谢尔著. 1986. 微体化石[M]. 北京:地质出版社,27-31,147-159.
- 秦典燮,胡肇荣,王锦中,等. 1989. 黔东南苦李井、鱼洞一带早二叠世孢粉组合[J]. 贵州地质,6(1):30-34.
- 吴祥和,蔡继峰,邓一永,等. 1989. 贵州南部石炭纪古地磁初步研究[J]. 岩相古地理,(4):27-35.
- 吴祥和. 1999. 中、上扬子石炭系某些宏观地质信息分析[J]. 贵州地质,16(4):294-300.
- 王俊达,李华梅. 1998. 贵州石炭纪古纬度与铝土矿[J]. 地球化学,27(6):575-579.
- 中国矿床发现史·贵州卷编委会. 1996. 中国矿床发现史·贵州卷[M]. 北京:地质出版社,92-93,57-58.
- 中国科学院地质研究所岩溶研究组. 1979. 中国岩溶研究[M]. 北京:地质出版社,138-147.

Study on the Rock Series Characteristics, Formation age, Paleogeographic Environment and Genesis of Bauxite in Guizhou

——Commemorating the 80th anniversary of the discovery of bauxite in Central Guizhou

LIU Ping, HAN Zhong-hua, NIE Kun

(106 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Zunyi 563000, Guizhou, China)

[Abstract] In 1941, the older generation of geologists LUO Shengwu, JIANG Rong, LE Senxun etc., the 80th anniversary of the bauxite has been found in guizhou. In the past 80 years, a total of 78 bauxite deposits have been discovered in Guizhou, including 3 super-large deposits, 8 large deposits, 21 medium deposits and 46 small deposits, with a total proved bauxite resource of 109.714 million tons. The formation age of bauxite in Guizhou has expanded from the late Dune period of early Carboniferous in Qingzhen, Xiwen, Xifeng and Zunyi in central Guizhou to the middle Weixian Period, to the late Free period of Late Carboniferous in northern Guizhou—Southern Chongqing, and to the early Luodian period of Middle Permian in Kaili in eastern Guizhou. These bauxite ore-bearing rocks of different ages were formed on the central Guizhou ancient land, the northern Guizhou—southern Chongqing ancient land and the Hunan—Guizhou and Gui—Guangxi ancient land, which were all close to and facing the sea. Bauxite ore-bearing rock series sedimentary zone in each era located near the equator, hot and humid tropical climate conditions, both is advantageous to the parent rock laterization, also is advantageous to the parent rock of carbonate karst and laterization karst mineralization is roughly at the same time, is the terrain on the laterite weathering crust material, can be near to the various forms of karst water deposited in the negative terrain, the formation of karst type bauxite in ore-bearing rock series.

[Key Words] Bauxite ore-bearing rock series; Formative age; Lithological characteristics; Paleogeography; Genesis; Guizhou

贵州安龙戈塘地区含金隐爆角砾岩筒地质特征及意义

刘 文¹,张钟华¹,陆建宝¹,季国松²,陈正山¹,冯运富¹,田永红¹,方开雄³

(1. 贵州省地矿局 117 地质大队,贵州 贵阳 550018;2. 贵州省地矿局 102 地质大队,
贵州 遵义 563000;3. 贵州省地勘装备服务中心,贵州 贵阳 551400)

[摘 要]新近在安龙戈塘地区发现的万人洞含金隐爆角砾岩筒位于戈塘穹隆中部,北东向断裂带附近。据隐爆角砾岩筒露头特征,围岩为中二叠统栖霞组、茅口组灰岩,含金隐爆角砾岩筒由内向外可分隐爆角砾岩带、震碎带和影响带,由内向外,金矿品位逐渐降低,蚀变逐渐变弱。据流体包裹体及硫同位素研究分析,成矿压力 34.024~97.432 MPa,推测成矿深度 1.13~3.24 km;成矿温度在 150℃~170℃之间;成矿流体阴阳离子成分 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 Ba^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Sr^{+} 、 Zn^{2+} 、 Cu^{2+} 等,平均盐度为 7.8 wt% NaCl,平均密度 0.96 g/cm³,具有中高密度超高压流体浅层成矿的特点;硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 在 1.27‰~1.45‰之间,具有深源岩浆 S 的特点;综合研究认为万人洞含金“隐爆角砾岩筒”可能与重力推断的深部中酸性岩体有成因关系,值得进一步研究。

[关键词]金矿;隐爆角砾岩;中酸性岩体;戈塘地区

[中图分类号]P618.51 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)03-283-09

戈塘金矿区以往成矿规律研究主要是针对二叠系龙潭组与茅口组之间界面、构造蚀变体(杨科伍,1992;朱恺,1993;何丰胜等,1997;董磊等,2011;黄建国等,2012;刘帅等,2013;吴松洋等,2014;金永杰等,2015;范军,2015)。近年来,多人对万人洞角砾岩型金矿(化)体(曾昭光等,2014;童远刚等,2016;贵州地矿 117 队,2017;毛彬吉等,2018)进行了研究,总体叙述多归结于金矿体受断层破碎带控制,且微观研究数据较少,也无法解释露头中明显的分带性等现象,很有必要对其露头特征、形成的物理化学条件等进行再认识。通过本次研究认为,虽然万人洞含金隐爆角砾岩筒与传统的隐爆角砾岩筒型金矿体明显不同,但确有隐爆成矿作用之实,希望能为该区今后找矿及研究起到抛砖引玉的作用。

1 成矿条件

戈塘金矿矿集区位于黔西南州安龙县,地处南盘江-右江印支造山带的北缘,属于普安-贞丰北东及北西变形区的戈塘穹状背斜。区域上出露泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系及侏罗系、白垩系。构造形迹主要为褶皱、断层、角度不整合等,构造方向以北东向为主,次有北西向、东西向。构造样式以穹窿-构造盆地,短轴背向斜组合为特征,平面上以强应变带与弱应变区相间排列呈菱形展布为特征。

1.1 地层

研究区出露地层主要有二叠系、三叠系(图 1)。二叠系分布于研究区中部,海马谷断裂南东

[收稿日期]2021-02-10 **[修回日期]**2021-06-25

[基金项目]安龙县戈塘-海子地区金矿成矿规律与找矿远景研究(黔地矿科合[2017]26号);贵州省安龙鲁沟-白石坡地区矿产地质调查(12120114084001)。

[作者简介]刘文(1980—),男,高级工程师,主要从事矿产勘查及相关管理工作。

[通讯作者]张钟华(1985—),男,高级工程师,主要从事矿产勘查及农业地质工作。

盘,分别是二叠系中统栖霞组(P_2q)、茅口组(P_2m)及二叠系上统龙潭组(P_3l),其中栖霞组仅在万人洞金矿,岩性为灰色、深灰色中厚层灰岩、泥质灰岩;茅口组分布在白石坡-万人洞一带,岩性为厚

层-块状白云质斑块状灰岩、中-厚层藻砂屑灰岩、生物屑泥晶灰岩与中-厚层微晶燧石团块灰岩组成;龙潭组分布在大坝-戈塘、科花及断夹块中,岩性为砂岩、粘土岩、灰岩夹煤(层)线。三叠系下统飞仙关组(T_1f)、嘉陵江组(T_{1-2j})主要分布于海马谷断裂北西盘,鲁沟断层南东盘与百鸡山断层北东盘,飞仙关组岩性为砂岩、粘土岩夹灰岩;嘉陵江组岩性为灰岩、白云岩夹少量粘土岩与砂岩。

1.2 构造

研究区主体构造为戈塘穹状背斜构造,戈塘穹状背斜呈椭圆状展布,主要沿戈塘-科花-上河坝-海马谷-海子一带分布,穹隆中心位于大坝至戈塘一带,被后期海马谷断层破坏。穹状背斜核部出露最老地层为二叠系中统茅口组,往外依次为二叠系上统龙潭组,三叠系下统飞仙关组、嘉陵江组。戈塘穹状背斜上有北东、北西向和近南北向三组断裂,其中以北东向断裂构造为主,主要有海马谷断裂、万人洞断层、上河坝断层、鲁沟断层,北西向断层主要有田湾断层等。海马谷断裂特征如下。

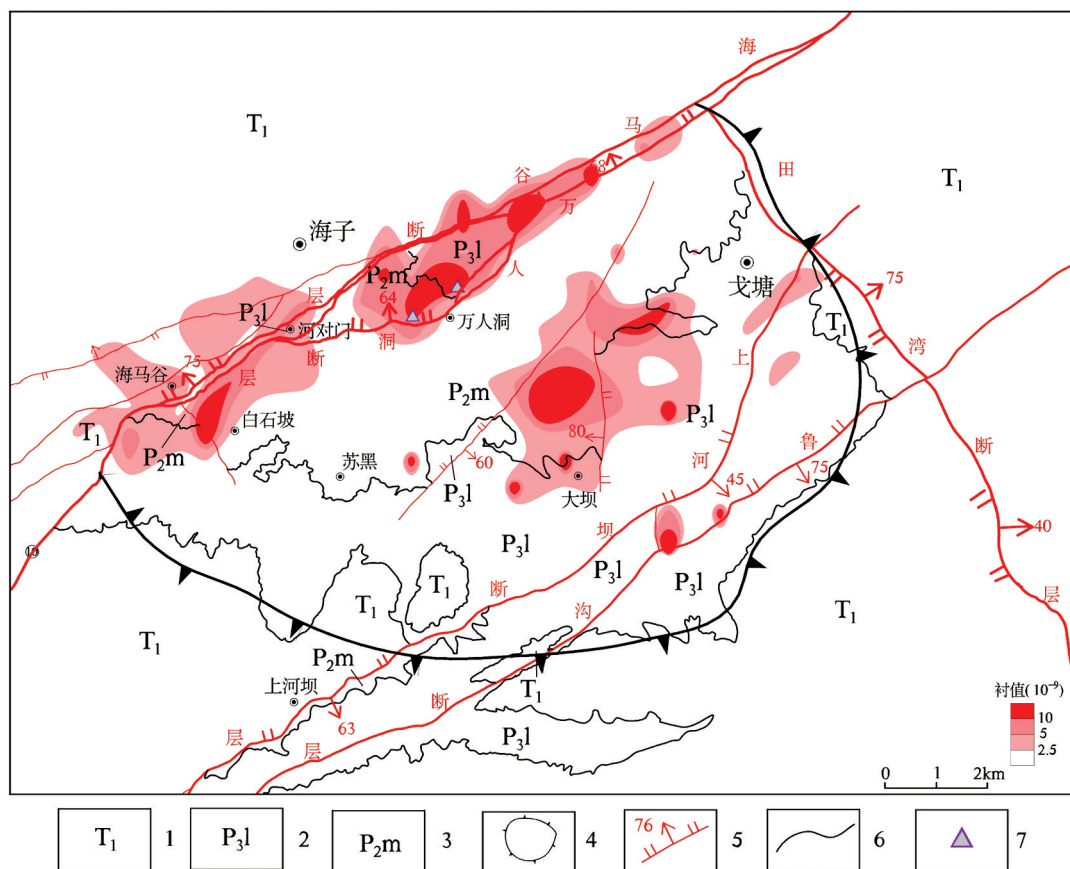


图 1 研究区地质、金异常及隐爆角砾岩型金矿床(点)分布简图

(据贵州省安龙鲁沟-白石坡地区矿产地质调查报告修编)

Fig. 1 Geological and gold anomaly, distribution of detonated breccia type gold deposit(occurrence) in the study area

1—三叠系下统;2—二叠系龙潭组;3—二叠系茅口组;4—构造穹隆;5—断层;6—地层界线;7—隐爆角砾岩

海马谷断裂:走向北东向,走向长约 20 km,在走向上海马谷-甘沟一带具有明显的分支复合,形成了较大断夹块(断夹块呈透镜状产出,长约 5 km,宽约 1.5 km,并在该断夹块分布有金矿体)。断裂破碎带宽 10~500 m,在破碎带中见构造透镜体、构造角砾岩及断层泥等,带中普遍具硅化、黄铁矿

化、辉锑矿化、褐铁矿化、粘土化等蚀变特征。据两盘地层分析,该断裂在不同区段其地层断距差异极大,甚至性质亦表现不同,如中段海马谷-万人洞一带断层倾向北西,倾角 60°~70°之间,北西盘为下降盘,表现为正断层特征,断层带中可见构造透镜体,反映出挤压特征;北东段、西南段断层倾向南

东,倾角在 60°~85°之间,断层带中构造透镜体较发育,表现为逆断层。断裂南东盘最老地层为栖霞组,北西盘最老地层为飞仙关组,地层断距 100~1 000余米。综合分析,海马谷断裂带总体具有膨大缩窄特征明显,是经过多期活动叠加改造的结果,为戈塘金矿田成矿构造系统的重要组成部分。

1.3 地球物理特征

据王亮(2009)等对区域重力和航磁资料的计算、反演及解译的综合成果来看,黔西南金矿集区深部存在相当规模的燕山期隐伏花岗岩体,数量多达 40 余个,其中在戈塘地区深部存在特大型隐

伏花岗岩基。据 1:10 万重力研究成果(117 队,2016),利用剩余重力异常推断深部存在隐伏酸性岩体,岩体整体呈向北北西向开口的“V”字型(图 2- b),可以看作两个北北西向的岩枝和岩株在南部相连,亦可看做整个岩体沿北北东向分离为不同形态的岩枝和岩株。根据三维反演结果,岩体顶界面深度在 3.8~5.0 km 之间,顶界面形态有一定的起伏变化,岩体平均厚度约为 2.0 km,底界面深度在 6.2 km 左右,变化较平缓(图 2)。隐伏岩体与戈塘穹窿套合较好,分析认为隐伏岩体可能对戈塘穹窿的形成和区内金矿成矿作用提供热源和流体来源。

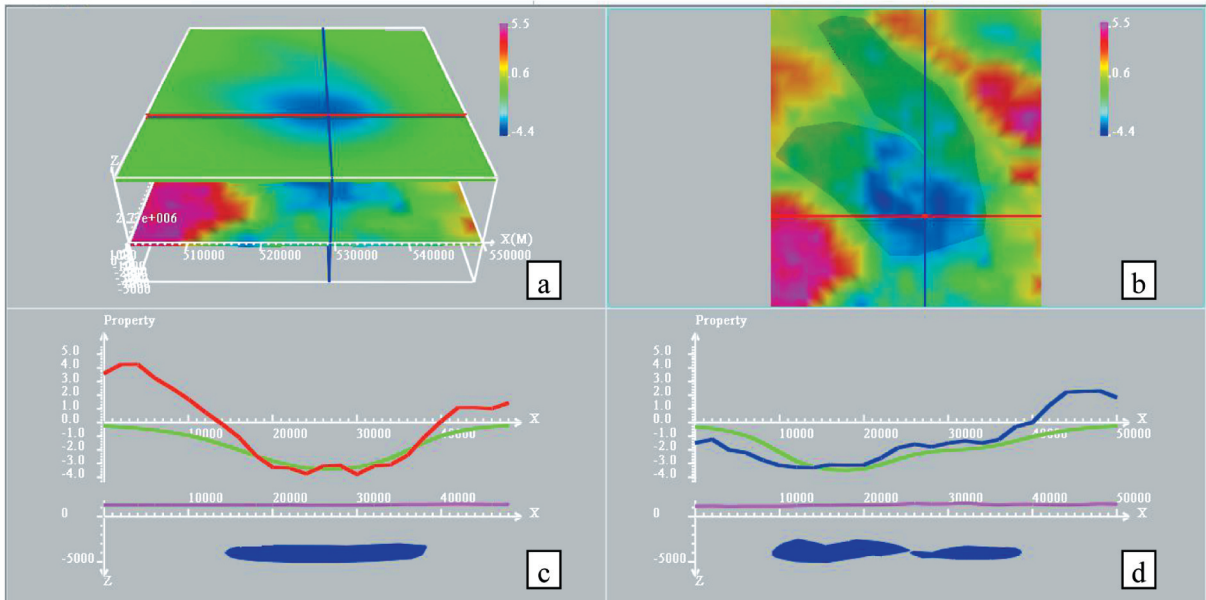


图 2 岩体三维反演-二维视图

Fig. 2 3D inversion-2D view of rock mass

a—拟合与实测平面图(上:拟合图;下:实测图);b—实测平面与岩体透视图(红线与蓝线为截取剖面);c—红线剖面拟合二维显示(红线:拟合;绿线:实测;玫红:地形;蓝色:岩体);d—红线剖面拟合二维显示(蓝线:拟合;绿线:实测;玫红:地形;蓝色:岩体)

1.4 地球化学特征

据贵州省安龙鲁沟-白石坡地区矿产地质调查报告(贵州省地矿局 117 队,2016),区内二叠系茅口组分布区土壤中金背景值为 13.86×10^{-9} ,二叠系龙潭组分布区土壤中金背景值为 2.12×10^{-9} ,三叠系分布区土壤中金背景值为 1.83×10^{-9} ;对其在二叠系茅口组、龙潭组和三叠系中土壤金分析值进行衬值处理(金分析值除以背景值),得其区内金衬值背景值为 2.5×10^{-9} ,按其金衬值背景值的 1、2、4 倍圈定衬值异常(图 1),由图可知,金衬值异常主要集中分布在戈塘穹状构造内,异常也主要沿北东向的海马谷断

裂、万人洞断裂呈椭圆状分布,另则沿二叠系中统茅口组与上统龙潭组之间的构造蚀变体似圆状和椭圆状分布。

2 隐爆角砾岩筒特征

2.1 基本特征

已发现的含金“隐爆角砾岩筒”位于万人洞寨子北西约 200 m,岩筒产于北东向的万人洞断裂带及附近,平面形态呈纺锤型,其长轴方向与断裂走向一致(图 3a),金矿体主要受隐爆角砾岩筒内带控制(图 3b)。

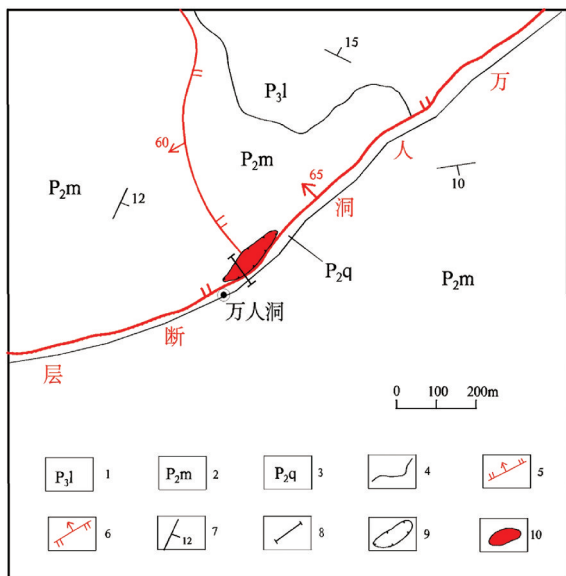


图 3a 万人洞金矿隐爆角砾岩型金矿体平面图

Fig. 3a Plane of detonated breccia type gold deposit in Wanrendong gold mine

1—龙潭组;2—茅口组;3—栖霞组;4—地层界线;5—正断层;6—逆断层;7—地层产状;8—剖面位置;9—隐爆角砾岩筒;10—金矿体

隐爆角砾岩中金矿体以茅口组(P_{2m})及栖霞组(P_{2q})灰岩为容矿岩石,从矿石到近矿围岩特征来看,具有明显分带特征,由内向外可划分为热液隐爆角砾带、震碎带、影响带(图 3b)。

①角砾岩带呈陡立的筒状,由深褐色强硅化角砾岩、硅化角砾灰岩及胶结物质组成,角砾呈棱角状、次棱角状,粒径 0.5~30 cm 不等,具可拼接,角砾成分主要为灰岩,胶结物为同质碎基、硅质、碳酸岩脉及沥青,可见浸染状分布五角十二面体黄铁矿(图 4);

②震碎带为碎裂状灰岩,被方解石脉胶结,方解石脉总体呈放射状展布;

③影响带为较为破碎的茅口组(P_{2m})及栖霞组(P_{2q})灰岩,垂向节理较发育,部分被方解石脉充填。

金矿体主要分布于隐爆角砾岩带(内带),金矿体走向北东,倾向北西,倾角 $70^{\circ}\sim 85^{\circ}$ 度;矿体形态岩墙状、大透镜,走向长大于 200 m,金品位在 $1.24\times 10^{-6}\sim 8.59\times 10^{-6}$ 之间,平均品位 2.08×10^{-6} ,矿体厚度 2.29~19.7 m,平均厚 11.10 m。在金矿体外围为被大量方解石脉胶结的震碎带,震碎带多具金矿化,含金在 $0.20\times 10^{-6}\sim 0.80\times 10^{-6}$ 之间,一般厚度 1.0~1.5 m。之外为影响带,以碎裂状灰岩,纵向节理裂隙发育,少量方解石脉充填为其特征,一般厚度 4.0~8.0 m,基本不

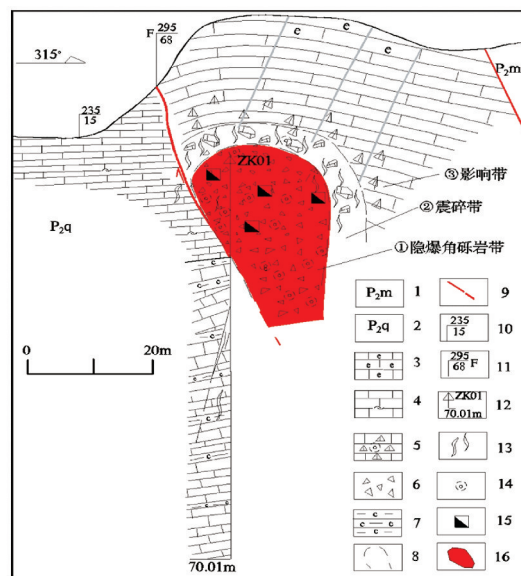


图 3b 万人洞金矿隐爆角砾岩型金矿体剖面图

Fig. 3b Profile of detonated breccia type gold deposit in Wanrendong gold mine

1—茅口组;2—栖霞组;3—生物灰岩;4—遂灰岩;5—碎裂灰岩;6—隐爆角砾岩;7—炭质粘土岩;8—分带线;9—断层;10—地层产状;11—断层产状;12—钻孔及编号;13—方解石脉;14—硅化;15—黄铁矿化;16—金矿体

含金或含金甚微。

2.2 隐爆角砾岩流体包裹体特征

本次研究采集震碎带中具金矿化 18 件方解石脉(胶结物)样品进行流体包裹体研究。将样品磨制成双面抛光的薄片,在镜下进行岩相学观察,流体包裹体的显微测温 and 氢氧同位素分析均在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。

2.2.1 包裹体显微岩相学特征

在光学显微镜下,通过对万人洞金矿 18 块方解石脉进行包裹体测试,分析统计:流体包裹体不甚发育,以原生为主,少量假次生和次生包裹体(本次研究均选择原生包裹体),多随机分布。包裹体类型单一,多为富液相包裹体。包裹体形态较为规则,呈椭圆状,一般为 $2\sim 11\mu\text{m}$,个别达 $15\sim 25\mu\text{m}$;气液比在 2%~10%之间;个别达 15%(图 5)。

2.2.2 包裹体物理性质

万人洞金矿体方解石包裹体的显微测试结果见表 1,包裹体的均一温度在 $120^{\circ}\text{C}\sim 270^{\circ}\text{C}$ 之间,平均值为 166.25°C ,说明成矿流体属于中低温体系。本次实验通过冷冻法获得包裹体冰点温度波动范围在 $-9.4^{\circ}\text{C}\sim -1.4^{\circ}\text{C}$ 之间,平均冰点温度为

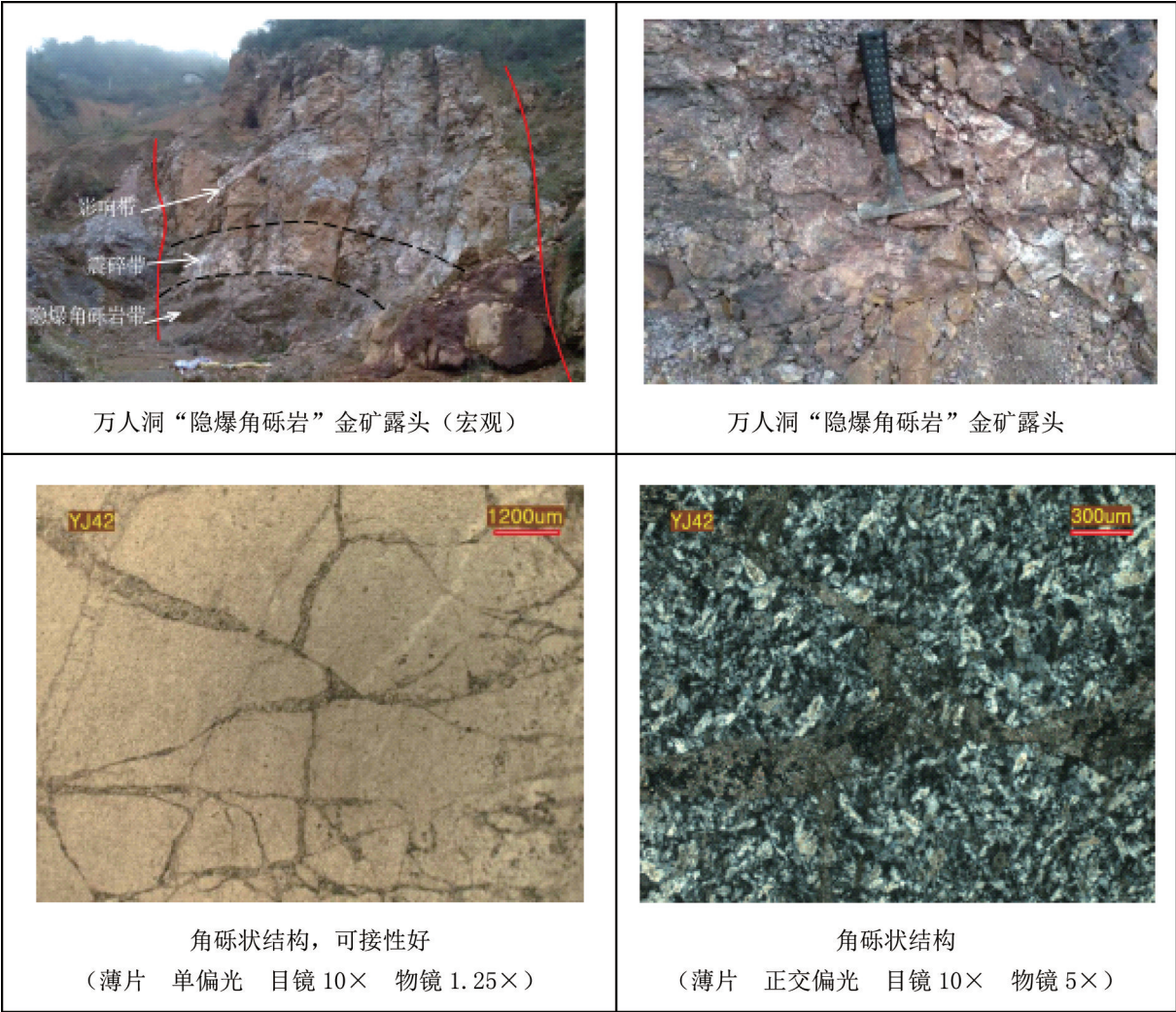


图 4 微弱褐铁矿化弱方解石化强硅化断层角砾岩(据童远刚修编)
Fig. 4 Fault breccia of weak ferritization, weak calcilization and strong silication

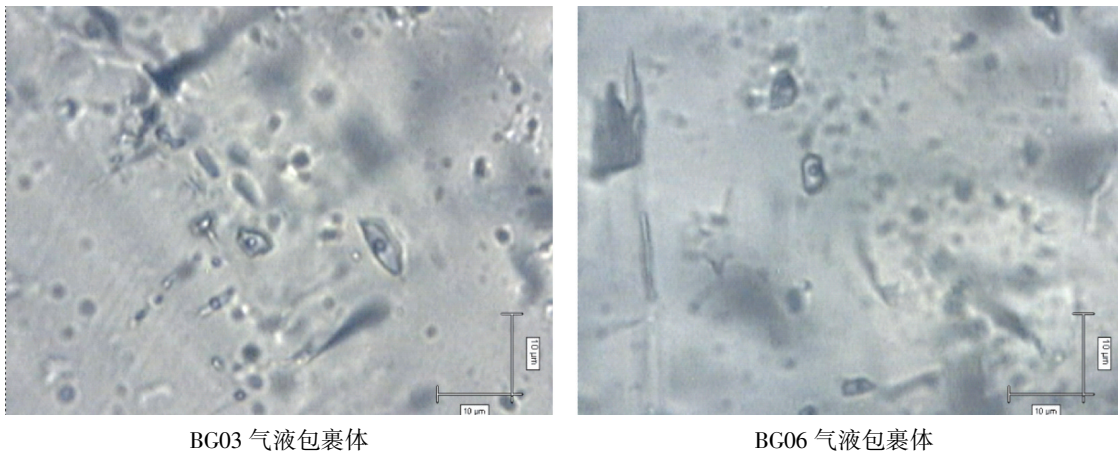


图 5 万人洞金矿震碎带中流体包裹体显微特征

Fig. 5 Microscopic characters of fluid inclusion in scatter zone in Wanrendong gold mine

-4.9℃。经对包裹体盐度进行统计,发现对应的盐度介于 2.4 ~ 13 wt% NaCl,平均 7.8 wt% NaCl。从均一温度与盐度协变图 6 可以看出,大部分数据的均一温度主要集中在 150℃~170℃之间,盐度集中在 6 ~ 8 wt% NaCl 之间。

2.2.3 包裹体密度、压力与成矿深度

对于不同盐度的 NaCl-H₂O 溶液包裹体,依据溶液包裹体密度公式(刘斌,2003): $\rho = A + Bt + Ct^2$ 。

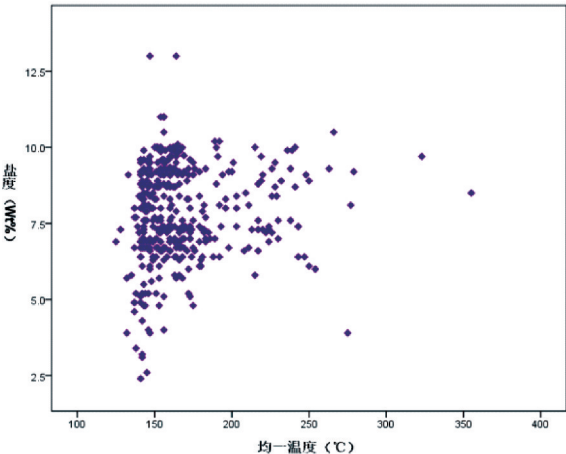


图 6 万人洞金矿床方解石包裹体均一温度与盐度协变图

Fig. 6 Covariance of homogenization temperature and salty in calcite inclusion of Wanrendong gold mine

获得包裹体密度范围为 0.71 ~ 1.01 g/cm³, 平均密度 0.96 g/cm³, 说明成矿流体密度为中高密度。

利用流体压力经验公式(邵洁涟, 1999): $P = P_{ox}t/t_o$, 式中: $P_o = 219 + 2\ 620 \times W$, t 为均一温度(°C), $t_o = 374 + 920 \times W$ (W 为流体盐度, 单位 wt% NaCl)。 P 为流体压为(单位为 10^5 Pa)。通过计算, 该矿床成矿流体压力为: $340.24 \sim 974.32 \times 10^5$ Pa, 平均压力 456.02×10^5 Pa。成矿深度计算公式为: $H = P / (300 \times 10^5)$ 式中: H 为成矿深度(km), P 为流体压(单位为 10^5 Pa), 通过计算, 成矿深度为 1.13 ~ 3.24 km, 平均 1.52 km, 属于浅源成矿。

表 1 流体包裹体特征参数表

Table 1 Characteristic parameters of fluid inclusion

样品编号	均一温度(°C)		盐度(wt% NaCl)		冰点温度(°C)	
	范围(数量)	均值	范围(数量)	均值	范围(数量)	均值
BG01	141 ~ 355 (30)	164	2.6 ~ 13 (27)	7.74	-9.4 ~ -1.5 (27)	-5
BG02	133 ~ 163 (22)	147	4.3 ~ 8.8 (19)	6.8	-5.7 ~ -2.6 (19)	-4.3
BG03	125 ~ 194 (23)	145	3.9 ~ 13 (20)	8.19	-8.9 ~ -2.3 (20)	-5.2
BG04	138 ~ 166 (28)	150	2.4 ~ 10 (25)	8.08	-6.6 ~ -1.3 (25)	-5.2
BG05	126 ~ 224 (40)	149	6.4 ~ 9.7 (32)	8.4	-6.4 ~ -4 (32)	-5.4
BG06	137 ~ 241 (38)	159	4.8 ~ 10 (35)	8.3	-6.7 ~ -2.9 (35)	-5.3
BG07	141 ~ 241 (26)	175	5.1 ~ 10 (22)	8.6	-6.6 ~ -3.1 (22)	-5.5
BG08	132 ~ 266 (25)	169	5.7 ~ 10.5 (25)	9.6	-7 ~ -3.5 (25)	-6.3
BG09	143 ~ 191 (36)	160	7 ~ 11 (35)	9.5	-7.4 ~ -4.4 (35)	-6.2
BG10	141 ~ 323 (26)	198	4 ~ 9.7 (23)	8.1	-6.4 ~ -2.4 (23)	-5.2
BG11	143 ~ 247 (23)	195	4 ~ 8.4 (23)	7	-5.4 ~ -2.4 (23)	-4.4
BG12	137 ~ 277 (34)	170	4.6 ~ 9.3 (30)	7.3	-6.1 ~ -2.8 (30)	-4.6
BG13	137 ~ 185 (19)	158	6.7 ~ 7.6 (19)	7.1	-4.8 ~ -4.2 (19)	-4.5
BG14	141 ~ 243 (24)	176	6.3 ~ 7.6 (24)	6.9	-4.8 ~ -3.9 (24)	-4.3
BG15	141 ~ 252 (22)	182	5.2 ~ 7.7 (22)	6.4	-4.9 ~ -3.2 (22)	-4
BG16	155 ~ 243 (17)	174	5.7 ~ 7.6 (17)	7	-4.8 ~ -3.5 (17)	-4.4
BG17	147 ~ 189 (23)	164	5.1 ~ 8.1 (23)	6.9	-5.2 ~ -3.1 (23)	-4.3
BG18	147 ~ 243 (23)	173	6.1 ~ 7.9 (16)	6.9	-5 ~ -3.8 (16)	-4.3

测试单位:中国科学院地球化学研究所

2.2.4 包裹体成分

对包裹体的成分进行了分析, 分析结果详见表 2。结果表明, 万人洞金矿体内流体包裹体中, 阳离子以 Sr⁺、Cu²⁺、Ba²⁺、Ca²⁺ 为主, Sr⁺ > Cu²⁺ > Ba²⁺

为主; 含少量 Na⁺、K⁺、Zn⁺, 阴离子以 SO₄²⁻、Cl⁻、NO₃⁻ 为主, SO₄²⁻ > Cl⁻ > NO₃⁻。本次检测的包裹体中含有 NO₃⁻, 可能指示流体与深源物质有关(胡煌昭等, 2011)。

表2 万人洞金矿方解石中流体包裹体离子成分表

Table 2 Ions composition of fluid inclusion in calcite of Wanrendong gold mine

样品编号	阴离子(%)					阳离子(%)						
	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ba ²⁺	Ca ²⁺	Cu ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Sr ⁺	Zn ²⁺
BG01	0.00	1.29	0.34	3.11	0.35	0.13	0.78	0.01	0.01	0.01	1.66	0.12
BG02	0.00	1.55	0.40	2.96	0.45	0.11	0.66	0.01	0.01	0.01	1.48	0.08
BG03	0.00	1.99	0.47	2.54	0.57	0.10	0.45	0.00	0.00	0.01	1.92	0.12
BG04	0.00	1.92	0.52	2.44	0.63	0.12	0.48	0.01	0.01	0.01	1.75	0.10
BG05	0.00	1.80	0.43	2.87	0.80	0.13	0.56	0.00	0.01	0.01	1.74	0.05
BG06	0.00	1.78	0.47	2.78	0.74	0.12	0.51	0.00	0.01	0.01	1.66	0.06
BG07	0.00	0.79	0.21	4.20	0.38	0.13	0.58	0.00	0.01	0.01	2.23	0.07
BG08	0.00	0.83	0.29	3.45	0.42	0.14	0.55	0.00	0.02	0.01	2.04	0.08
BG09	0.00	2.47	0.42	2.87	0.46	0.16	0.70	0.01	0.01	0.01	2.23	0.14
BG10	0.00	1.96	0.36	2.92	0.51	0.15	0.68	0.01	0.01	0.01	2.12	0.11
均值	0.00	1.64	0.39	3.01	0.53	0.13	0.60	0.01	0.01	0.01	1.88	0.09

2.3 硫同位素地球化学特征

据本次研究,通过三件样品硫同位素初步测定,S-04 样品 $\delta^{34}\text{S}$ 1.27 ‰,S-05 样品 $\delta^{34}\text{S}$ 1.27 ‰,S-06 样品 $\delta^{34}\text{S}$ 1.45‰,具有深源岩浆 S(±2‰)的特点,成矿物质可能来自深源的幔源硫(魏菊英,1988;范军,2015)。

综合以上分析认为,成矿流体应来至深部,成矿地质体可能为深部隐伏的中酸性岩体,矿床的成矿压力范围为 34.024 ~ 97.432 MPa 平均压力为 45.602 MPa,推测其成矿深度为 1.13 ~ 3.24 km,成矿温度集中在 150℃ ~ 170℃ 之间,平均为 166.25℃,成矿流体阴阳离子的主要成分有 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 Ba^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Sr^+ 、 Zn^{2+} 、 Cu^{2+} 等,包裹体中含有 NO_3^- 的存在,指示流体可能来自深源,盐度在 2.4 ~ 13 wt% NaCl 之间,平均盐度为 7.8 wt% NaCl,平均密度 0.96 g/cm³,具有中高密度超高压流体浅层成矿的特点。

3 形成机制探讨

据前人研究成果,隐爆角砾岩的形成是岩浆顶部的流体或气体猛烈释放和爆炸的结果。当岩浆由深部运移至近地表时,由于环境温度、围岩压力的改变,岩浆发生减压排气作用,大量气体及挥发分析出并聚集就容易发生隐蔽爆破作用(章曾凤,1991)。岩浆中富含的气体 and 挥发分是导致岩浆隐蔽爆破能量的源泉,有利的构造条件则是隐蔽爆破作用得以发生的前提,同时也为隐蔽爆破结束隐爆角砾岩固结后,深部含矿热液上升并侵

入周围的裂隙系统进行矿化提供通道(蒋禹恒等,2019)。

隐爆角砾岩(筒)主要是指当深部岩浆侵入至地壳浅部时,是由于上覆岩体(层)的屏蔽作用,岩浆热液流体随岩浆侵位而不断运移并聚集在岩浆顶部,在某些作用力的诱发下,由于减压、降温从而导致隐蔽爆破作用,然后冷却形成的岩石(章增凤,1991;王照波,2001),往往是由于岩浆的多次隐爆作用形成在空间上呈筒状产出的岩体(孙锐,2019)。含矿角砾岩筒的形成大多数显示与岩浆活动有关(Johnston et al.,1961;Sillitoe et al.,1975;1985;Hollister,1978;陈衍景等,1992;邵世才,1995),尤其与中-酸性岩浆岩有着密切的成因联系。

戈塘地区万人洞隐爆角砾岩型金矿体位于戈塘穹隆中部,北东向万人洞断裂附近。从硫同位素、流体包裹体研究均指示成矿流体来至深源,而重力推断该区深部存在隐伏的中酸性岩体。从构造运动特征分析,印支燕山期近南北向挤压形成的戈塘穹隆,在碰撞造山阶段,深部隐伏的中酸性岩体为隐爆成矿提供了热源及物源,含 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 Ba^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Sr^+ 、 Zn^{2+} 、 Cu^{2+} 离子液相为主的气液混合成矿液体,沿深大断裂快速向上运移,进入浅部构造沿穹隆中心部位的断裂、节理向上运移过程中,当运移至两(多)组断裂交汇、断裂分枝复合、断裂与岩性突变界面交汇等部位时,因压力突然变小发生隐爆,局部形成隐爆角砾岩型金矿体。而上覆的致密块体或低孔隙度低渗透性的岩石圈闭层在隐爆成矿过程中起到充分重要的作用。

4 地质意义

前人研究表明,戈塘金矿属于中低温热液矿床。典型的浅成低温热液型金矿常发育于隐爆角砾岩带,多在浅表硅质层(硅帽)及其下泥化岩中出现,隐爆角砾岩研究对于矿床成因的划分具有明显的标识性(高荣臻等,2014),戈塘地区隐爆角砾岩的发现从侧面支持了浅成低温热液型金矿成因的观点。根据隐爆角砾岩筒形成演化模式“自下而上-顺次推进-序次叠加”的多次隐爆作用塑造了角砾岩筒的形态(王照波,2001),先隐爆形成角砾岩会受到后期爆破的叠加,早期隐爆角砾岩在上,晚期隐爆角砾岩在下。结合万人洞角砾岩筒的空间分布,初步认为在万人洞含金隐爆角砾岩深部可能存在与金矿化关系密切的硅化隐爆角砾岩,但是否严格受北东向断裂控制还需要下步研究解决。

综合戈塘地区 Au 元素异常分布特征,金矿矿体产出及空间分布,通常意义的“戈塘式”金矿主要受中上二叠统平行不整合界面控制,占区内已查明金矿资源量的 93%,表现为成矿流体在侧向运移过程中,受戈塘穹窿构造和不整合界面共同作用定向移动,并与围岩发生热液变质和大量物质交换,形成似层状金矿体群(贵州省地矿局 117 队,2017),北东向断裂构造则是为成矿流体提供通道,起到导矿作用。而万人洞含金隐爆角砾岩位于北东向有万人洞断裂带及附近,其长轴方向与断裂走向一致,初步分析认为含金隐爆角砾岩筒是具有中高密度超高压成矿流体沿断裂构造向上运移过程中,当运移至两组构造交汇部或断裂节理密集带,在上覆圈闭层的共同作用下,因物化条件的突变而产生“隐爆”成矿作用。其成矿时间、成矿物质来源等是否与界面控型“戈塘式”金矿体具有同时性、同源性等均有待进一步探索。

5 结论

(1)安龙戈塘地区万人洞含金隐爆角砾岩筒由内向外可分三个带:隐爆角砾岩带、震碎带和影响带,由内向外,金矿品位逐渐降低,蚀变逐渐变弱。隐爆角砾带为褐色强硅化灰岩角砾,同质碎基胶结,在金品位在 $1.24 \times 10^{-6} \sim 8.59 \times 10^{-6}$ 之间,

平均品位 2.08×10^{-6} 以上;震碎带主要为碎裂灰岩被大量发散状方解石脉胶结,多具金矿化,含金在 $0.20 \times 10^{-6} \sim 0.80 \times 10^{-6}$ 之间;影响带为碎裂灰岩,见原岩层理,含金甚微。

(2)流体包裹体研究矿床的成矿压力范围为 34.024 ~ 97.432 MPa,推测其成矿深度为 1.13 ~ 3.24 km,成矿温度集中在 $150^{\circ}\text{C} \sim 170^{\circ}\text{C}$ 之间,成矿流体阴阳离子的主要成分有 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 Ba^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Sr^+ 、 Zn^{2+} 、 Cu^{2+} 等,平均盐度为 7.8 wt% NaCl,平均密度 0.96 g/cm^3 ,具有中高密度超高压流体浅层成矿的特点;硫同位素 $\delta^{34}\text{S}(\text{CDT},\text{‰})$ 在 0.25‰ ~ 1.45‰ 之间,具有深源岩浆 S 的特点;重力推断该区深部 3.8 ~ 5.0 km 存在隐伏的中酸性岩体。综合研究认为该区成矿可能与中酸性岩有关。

(3)已发现的万人洞含金隐爆角砾岩位于北东向有万人洞断裂带及附近,其长轴方向与断裂走向一致,而研究区的 Au 元素地球化学异常也主要沿北东向的海马谷断裂、万人洞断裂呈椭圆状分布。隐爆角砾岩筒是否严格受北东向断裂控制,以及是否与受界面控制“戈塘式”金矿体在成因上存在内在联系等均有待进一步研究解决。

致谢:感谢曾昭光研究员为本文的指导,同时感谢审稿人及编辑部老师指导。

[参考文献]

- 陈衍景,崔毫,富士谷,等.1992.论祁雨沟式金矿[J].矿产与地质,(02):25-32.
- 董磊,黄建国,李文杰.2011.贵州戈塘金矿床地质特征及成因研究[J].西南科技大学学报,26(3):41-44.
- 范军.2015.黔西南戈塘大型金矿床地质地球化学及成因研究[D].昆明.昆明理工大学.
- 贵州省地矿局 117 地质队.1994.贵州省安龙县戈塘金矿区二龙口矿段上免浪块段勘探地质报告[R].
- 高荣臻,等.2014.黑龙江争光金矿床隐爆角砾岩特征及其地质意义[J].地质与勘探,50(5):880-881.
- 贵州省地矿局 117 地质队.2017.贵州省安龙鲁沟-白石坡地区矿产地质调查报告[R].
- 贵州省地矿局 117 地质队.2018.贵州省安龙县豹子洞红土型金矿详查报告[R].
- 何丰胜,毛健全,杜定全.1997.戈塘矿区层滑构造研究[J].贵州工业大学学报,26(2):10-16.
- 黄建国,李虎杰,李文杰,等.2012.贵州戈塘金矿含矿岩系元素地球化学特征[J].中国地质,39(5):1318-1326.
- 黄建国,李虎杰,李文杰,等.2012.贵州戈塘金矿萤石微量元素特征及钨-钼测年[J].地球科学进展,27(10):1087-1093.

- 金永杰,周宗桂,曾国平,等. 2015. 黔西南戈塘金矿田找矿潜力分析[J]. 矿物学报, (增刊): 1011-1012.
- 蒋禹恒,刘战庆,崔丰智,等. 2019. 隐爆角砾岩成岩成矿机制研究综述[J]. 矿产与地质, 33(06): 1009-1015+1025.
- 刘帅,张培兴,熊灿娟,等. 2013. 贵州戈塘金矿 SBT 地球化学研究[J]. 贵州大学学报, 30(5): 43-48.
- 毛彬吉,冉瑞德,况顺达,等. 2018. 黔西南戈塘金矿成因再认识[J]. 地质找矿论丛, 168-175.
- 邵世才. 1995. 爆角砾岩型金矿床的成因及其定位机制:——以河南祁雨沟金矿为例[J]. 矿物学报, (02): 230-235.
- 邵洁涟. 1999. 金矿找矿矿物学[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1-200.
- 孙锐. 2019. 安徽宣城茶亭铜矿区隐爆角砾岩特征及其与成矿关系[D]. 安徽: 合肥工业大学.
- 童远刚,陆建宝,刘浩,等. 2016. 贵州安龙万人洞角砾岩型金矿产出特征及意义[J]. 中国金属通报, (5): 34-36.
- 王照波. 2001. 隐爆岩及其形成模式探讨[J]. 地质找矿论丛, 16(3): 201-205.
- 王亮,张应文,刘盛光. 2009. 贵州重磁异常分区特征与区域成矿区(带)分布特色[J]. 物探与化探, 33(5): 490-491.
- 吴松洋,丁俊,陈明,等. 2014. 贵州戈塘金矿滑脱构造及其与成矿的关系[J]. 金属矿山, (7): 106-109.
- 杨科伍. 1992. 戈塘式金矿床之成因及找矿远景初探[J]. 贵州地质, 33(4): 299-306.
- 朱恺. 1993. 戈塘金矿中含炭硅质角砾岩成因浅析[J]. 地质与勘探, 11(1): 34-38.
- 章增凤. 1991. 隐爆角砾岩的特征及其形成机制[J]. 地质科技情报, (04): 1-5.
- 曾昭光,杨恩林,季国松,等. 2014. 贵州海马谷地区金矿特征及成矿模式[J]. 贵州地质, 12(4): 261-266.
- Hollister V F. 1978. Geology of the porphyry copper deposits of the western hemisphere; New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, 219p.
- Johnston W P, Lowell J D. 1961. Geology and origin of mineralized breccia pipes in Copper Basin, Arizona[J]. Economic Geology, 56(5): 916-940.
- Sillitoe R H, Halls C, Grant J N. 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia [J]. Economic Geology, 70(5): 913-927.
- Sillitoe R H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs [J]. Economic Geology, 80(6): 1467-1514.

Geological Characteristics and Significance of Gold Bearing Detonated Breccia Pipe in Getang Area of Anlong County, Guizhou

LIU Wen¹, ZHANG Zhong-hua¹, LU Jian-bao¹, JI Guo-song², CHEN Zheng-shan¹,
FENG Yun-fu¹, TIAN Yong-hong¹, FANG Kai-xiong³

(1. 117 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Guiyang 550018, Guizhou, China; 2. 102 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Zunyi 563000, Guizhou, China; 3. Guizhou Geology Exploration Equipment Service Center, Guiyang 551400, Guizhou, China)

[**Abstract**] Recently, the Wanrendong gold bearing detonated breccia pipe founded in Getang area of Anlong located in millde Getang dome, near the NE fault zone. According to the outcrop characteristics of detonated breccia pipe, the wall rock is limestone in Qixia formation and Maokou formation in middle Permian, the gold bearing detonated breccia pipe is divided into detonated breccia zone, shatter zone and effecting zone from inside to outside, the gold grade decrease gradually, the alteration become weak. By analysis the fluid inclusion and sulfur isotope study, the ore forming pressure is 34. 024 to 97. 432 MPa, the inferred ore forming depth is 1. 13 to 3. 2 4km, the ore forming temperature is 150℃ to 170℃, the cation and anion of ore forming fluid are SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , Ba^{2+} , Ca^{2+} , Sr^+ , Zn^{2+} and Cu^{2+} , the average salty is 7. 8wt%, the average density is 0. 96 g/cm³, has the characteristics of high-middle density, ultra-high pressure fluid and shallow ore forming, the sulfur isotope $\delta^{34}\text{S}$ is 1. 27‰ to 1. 45‰, has the feature of deep source magma S. by comprehensible research, it's thought that Wanrendong gold bearing detonated breccia pipe may has genetic relation with gravity inferred deep intermediate acid rock and worth to do further study.

[**Key Words**] Gold deposit; Detonated breccia; Intermediate acid rock; Getang area

贵州天柱云洞铅锌矿地质特征及成矿作用分析

罗邦良,杨宗文,刘 灵,石庆鹏,杨贵龙

(贵州省地质矿产勘查开发局 101 地质大队,贵州 凯里 556000)

[摘 要] 云洞铅锌矿床位于南华裂谷盆地之雪峰次级裂谷盆地,赋矿地层为震旦系陡山沱组,容矿围岩主要为碳酸盐岩,少量为碎屑沉积岩,矿体呈层状、似层状产出,矿物以闪锌矿、黄铁矿及少量方铅矿,矿石结构主要有晶粒、交代残余结构,矿石构造主要为星点状、条纹状、角砾状、细粒浸染状、脉状,围岩蚀变为碳酸盐化、硅化、重晶石化。硫同位素为 $\delta^{34}\text{S}$ 在 $+13.5\text{‰}\sim+22.9\text{‰}$ 之间,碳同位素为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}=-4.7\text{‰}\sim-8.42\text{‰}$ 之间;氧同位素为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}=-13.31\text{‰}\sim-14.64\text{‰}$,成矿温度 $142^{\circ}\text{C}\sim 255^{\circ}\text{C}$,属中低温成矿流体,铅锌矿床受地层、岩相及构造热液双重因素控制,矿床成因属中低温沉积改造型矿床。成矿作用经历了沉积成岩和后期热液改造阶段。

[关键词] 铅锌矿;地质特征;成矿作用,成矿模式,天柱云洞

[中图分类号] P618.42;P618.43 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)03-292-07

近年,通过天柱地区重晶石勘查与研究,在大河边-云洞地区发现铅锌矿,铅锌矿赋存于震旦系陡山沱组碳酸盐岩中,矿体呈层状、似层状产出,延伸规模较大。前人报道了天柱大河边(云洞)地区铅锌矿的发现(刘灵等,2017;石庆鹏等,2018;黄林等,2020),认为铅锌矿形成与热水喷流作用有关(温汉捷等,2017)。为进一步研究铅锌矿成矿作用和矿床成因问题,本文依托《黔东震旦系铅锌矿成矿规律及靶区预测》局管科研项目,从区域地质背景、赋矿地层、控矿构造、矿体规模、矿石特征及矿化阶段等方面,通过与湘西董家河铅锌矿床对比,总结该区铅锌矿成矿作用和建立矿床模式,对开展区域成矿规律及成矿预测具有重要意义。

1 区域地质概况

云洞铅锌矿床位于扬子陆块东南缘。构造演化经历了雪峰-加里东、海西-印支-燕山和喜马

拉雅构造阶段。在新元古代至早古生代大致经历了大陆裂解、裂陷、沉积盆地的演化过程,形成的沉积盆地属陆内断陷盆地,其发展与江南隆起作用相伴相生,先后经历了盆地裂陷、充填沉积和盆地关闭阶段,其中裂陷、充填沉积阶段为重晶石、铅锌成矿的重要时期。本区以雪峰-加里东期构造发育为主,发育有北东向、北东东向的褶皱和断裂构造,其中北东东向的镇远-芷江断裂可能属于湘西黔东古裂陷槽的同生断裂,该断裂可能形成于雪峰期(陈建书等,2011),加里东期主要表现为北东向褶皱、断裂构造,控制天柱-新晃-玉屏震旦系-寒武系沉积成矿盆地,为重晶石、铅锌成矿提供有利储矿场所。在海西-燕山期沉积了石炭系-二叠系地层,与下伏青白口系呈角度不整合接触,喜马拉雅时期为整体抬升,且后期遭受改造。

本区属于南华裂谷盆地之雪峰次级裂谷盆地(图 1A)(周琦等,2016,2017;杜远生等,2018)。盆地的下部为陆源碎屑-火山碎屑沉积,有时盆地

[收稿日期] 2021-02-13 [修回日期] 2021-06-19

[基金项目] 黔东震旦系铅锌矿成矿规律与靶区预测研究(贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目,合同号:黔地矿科合[2017]6号)。

[作者简介] 罗邦良(1988—),男,工程师,从事地质矿产勘查。Email:252898317@qq.com。

[通讯作者] 杨宗文(1963—),男,研究员,主要从事地质矿产勘查。Email:1020502991@qq.com。

底部还发育磨拉石沉积;中部为炭硅泥质沉积;上部为碳酸盐岩与陆源碎屑岩沉积。青白口纪为一套厚度巨大的海相陆源碎屑岩与火山碎屑岩建造;南华纪为冰川-海洋杂砾岩及含锰炭泥岩建造;埃迪卡拉(震旦)纪为陆棚硅泥岩夹白云岩建造;寒武纪早期为斜坡-盆地炭泥岩夹灰岩建造,晚期为台地碳酸盐岩建造。不同时期的沉积建造,代表盆地充填序列特征。

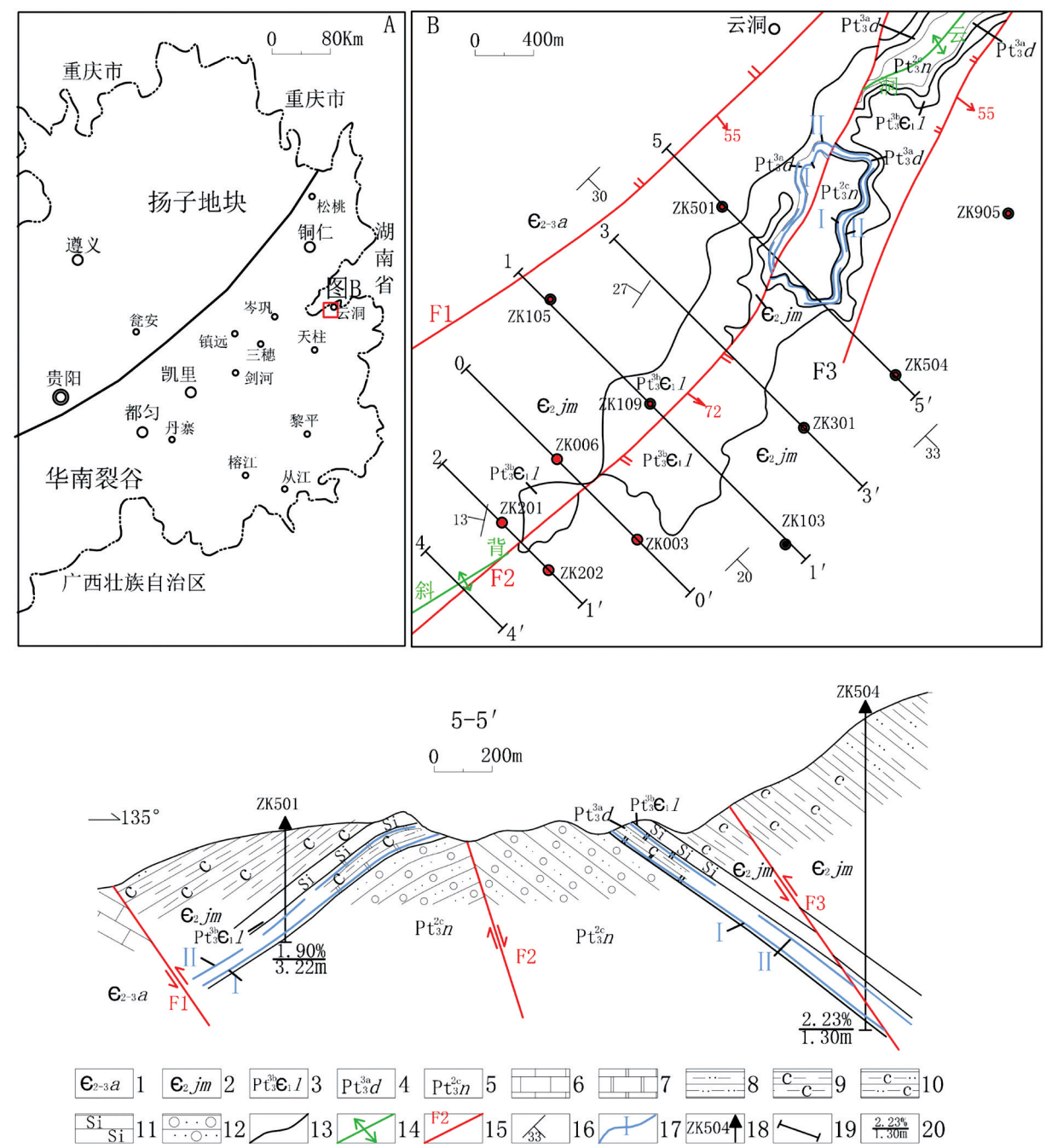


图1 贵州天柱云洞铅锌矿床地质简图

Fig. 1 Geological sketch of Yundong lead-zinc deposit in Tianzhu, Guizhou

1—寒武系敖溪组;2—寒武系九门冲组;3—震旦系至寒武系老堡组;4—震旦系陡山沱组;5—南华系南沱组;6—灰岩;7—白云岩;8—粉砂岩;9—炭质页岩;10—炭质粉砂岩;11—硅质岩;12—含砾砂岩;13—地层界线;14—背斜轴;15—断层及编号;16—地层产状;17—矿层及编号;18—钻孔及编号;19—勘查线;20—品位/厚度

2 矿床地质特征

2.1 赋矿地层

铅锌矿赋存于震旦系陡山沱组顶部、中部和底部。矿体顶板主要为炭质页岩,局部地段为泥质白云岩,矿层与顶板为整合接触。底板多为铅锌矿化白云岩,局部地段与南沱组直接接触,岩性为含砾砂岩,矿层与底板亦为整合接触。主要岩性由下至上为灰色中厚层细晶白云岩、硅质白云岩,泥质白云岩夹黄铁矿、炭质页岩以及粉砂岩,白云岩常发育马牙状及钩状构造,粉砂岩常发育水平细砂纹层理构造。

本区铅锌矿化主要有两层。第一层位于陡山沱组下部,容矿岩石主要为硅质白云岩和细晶白云岩,以闪锌矿为主,方铅矿为次,闪锌矿以细脉浸染状分布于白云岩裂隙中,方铅矿以团粒状嵌布,闪锌矿多数产于燧石条带间隙中,部分产于白云石脉边缘。第二层位于陡山沱组中部及上部,容矿岩石主要为白云岩,以闪锌矿为主,有两种形式,其中一种闪锌矿以星点状产于白云岩中;另一种以细脉浸染状产于白云岩裂隙中,常与白云石共生。

2.2 控矿构造

区内发育北东走向-宽缓背斜褶皱构造,背斜轴部出露地层为南华系和震旦系,两翼近于对称,出露地层为寒武系。断裂构造呈北东走向,其中F1、F3分布于背斜两翼,为逆断层性质,且与背斜变形同期;F2为分布于背斜核部,为正断层,形成晚于背斜褶皱,对铅锌矿具控矿作用。

2.3 矿体形态、产状及规模

矿体形态呈层状、似层状、透镜状产于震旦系陡山沱组顶部、中部和底部白云岩裂隙中,主要以闪锌矿为主,偶见方铅矿。其中。产于陡山沱组底部(I号矿体)和中部(II号矿体)的矿(化)层厚度、品位相对较稳定。顶部矿(化)层厚度、品位极不稳定,呈透镜状分布。

I号矿体:产于陡山沱组近底部,分布在云洞背斜两翼(1号至4号勘探线之间),矿体呈层状、似层状产出。矿体总体走向北东,南东翼倾向南东,北西翼倾向北西,倾角 $15^{\circ}\sim 40^{\circ}$,平均 30° 。

走向长约1 000 m,倾向延深宽约600~1 200 m,矿体埋藏标高+680~+390 m,矿体厚0.65~5.60 m,平均厚2.18 m。含Pb0.01%~0.63%,平均0.24%,Zn1.07%~5.52%,平均2.37%,组分较均匀,Pb+Zn品位为2.61%。

II号矿体:产于陡山沱组中部,分布在云洞背斜两翼(2号至5号勘探线之间),矿体呈层状、透镜状产出。矿体走向北东,沿背斜两翼倾斜,倾角 $15^{\circ}\sim 40^{\circ}$,平均 30° 。矿体走向长约500 m,倾向延深宽约200~400 m。矿体厚0.17~2.80 m,平均厚1.42 m。含Pb0.15%~3.65%,平均0.64%,Zn1.10%~10.15%,平均2.46%,组分不均匀,Pb+Zn品位为3.10%。

2.4 矿石特征

矿石矿物:主要由闪锌矿、黄铁矿、白铁矿、少量方铅矿及黄铜矿组成,脉石矿物主要由石英(燧石)、白云石、方解石、重晶石及沥青。闪锌矿矿物有两种形式,一种呈米黄色细晶与黄铁矿、方解石和石英共生构成稠密浸染状构造,另一种棕黄色闪锌矿-黄铁矿与白云岩构成条纹状构造;黄铁矿主要呈自形立方体状结构,其中主矿化阶段的黄铁矿主要为细粒状及块状,部分黄铁矿在闪锌矿表面形成镶边结构;白铁矿呈针状、柱状与细晶黄铁矿、闪锌矿共生;石英为白色和烟灰色两种,主要与主矿化阶段的硫化物共生,部分石英生长纹层中常充填有硫化物(闪锌矿)及重晶石;方解石和白云石呈团块状和细晶状两种,团块状方解石和白云石生长在硫化物(闪锌矿、黄铁矿)及石英的裂隙中呈细粒状方解石和白云石与细晶闪锌矿和黄铁矿交代生长,部分肉眼看上去为烟灰色-浅灰色。石膏和重晶石为白色,主要呈块状与硫化物共生,部分呈纹层状分布在石英生长纹理之间。黄铁矿与闪锌矿共生。沥青为黑色粒状分布在石英晶隙中,部分沥青还包含黄铁矿、闪锌矿等硫化物。暗示成矿作用可能有沥青参与硫酸盐还原成 S^{2-} 过程。

矿石结构构造:矿石构造主要有碎裂状和网脉状两种,前者为米黄色闪锌矿呈浸点状构造(图2a),后者为棕黄色闪锌矿网脉状构造(图2b);矿石结构有粗晶结构和细晶结构两种,前者为粗晶结构(图2c),闪锌矿与方解石共生;后者为细晶结构(图2d)与白云石共生。

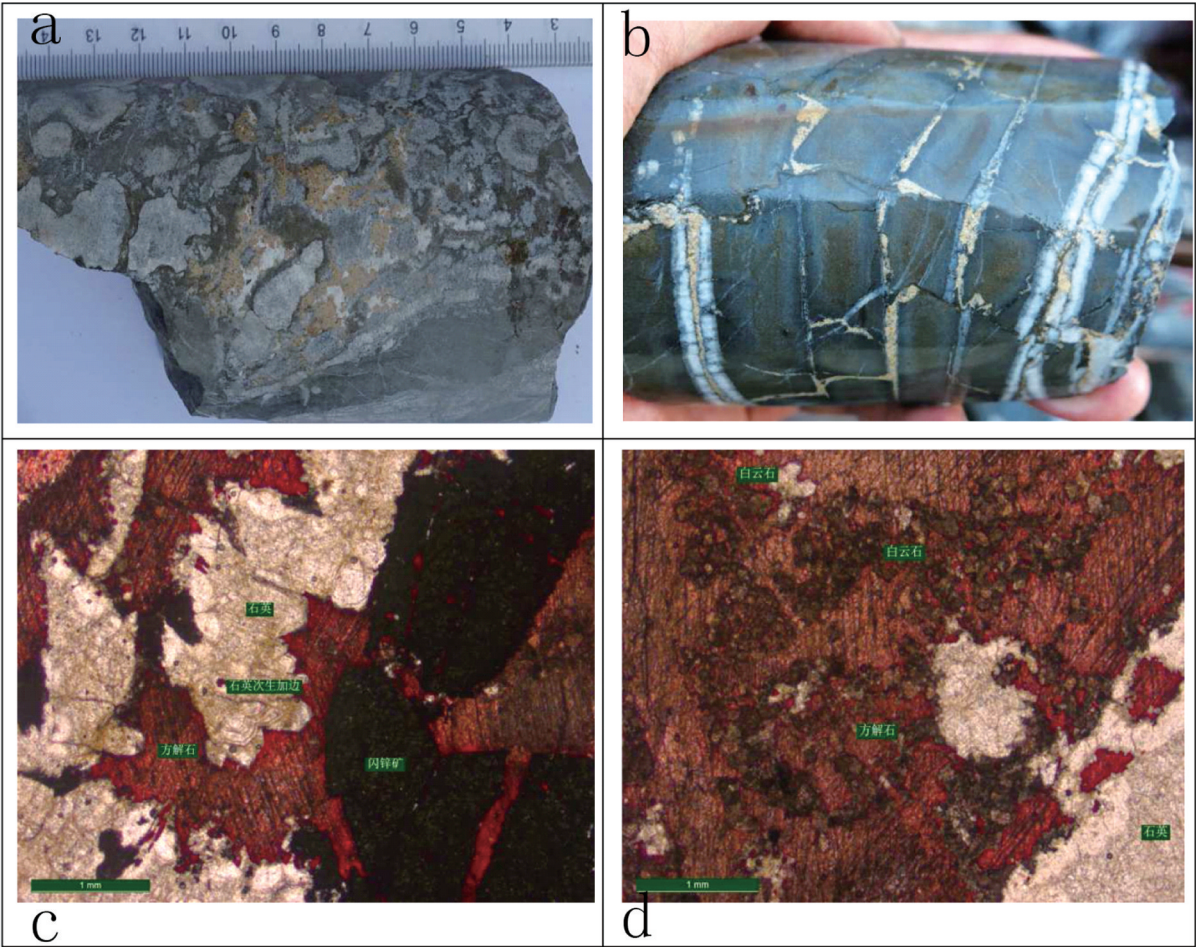


图2 天柱云洞铅锌矿床矿石结构构造特征

Fig. 2 Characteristics of ore texture and structure in Yundong lead-zinc deposit

a—角砾状构造(棕黄色闪锌呈浸点状赋于角砾岩中);b—网脉状构造(米黄色闪锌呈脉状赋于石英脉或围岩裂隙中);c—粗晶结构(闪锌矿与方解石、石英共生);d—细晶结构(闪锌矿呈细粒状与白云石、方解石共生)

矿石类型:矿石自然类型以浸点状矿石、脉状矿石为主,少量见角砾状矿石;工业类型为硫化矿石。

围岩蚀变:主要以硅化和黄铁矿化为主,少量方解石化(白云石化)、重晶石化。硅化是本区最主要蚀变现象,黄铁矿化有两种,一种是成岩期黄铁矿化,与地层岩石同时形成;另一种是成矿热液期的黄铁矿化,与闪锌矿、方铅矿关系密切。

2.5 矿化阶段

矿物生成序列可分为成岩阶段、早成矿阶段、主成矿阶段及晚成矿阶段。成岩阶段的矿物组合主要为草莓状黄铁矿散布在含炭页岩、泥岩与粉砂岩互层的砂岩层及白云岩中,白云岩中见少量重结晶的方解石。早成矿阶段以团块状、粗晶黄铁矿居多,夹杂少量棕黄色闪锌矿,并伴有大量石英沉淀(强硅化现象),这一阶段主要是对陡山沱

组地层的部分金属元素进行萃取活化。主成矿阶段主要矿物组合为细晶黄铁矿、白铁矿、细晶(米黄色)闪锌矿及少量方铅矿;与细晶硫化物共生的主要为方解石和石英,方解石、石英围绕闪锌矿等硫化物生长或充填在硫化物果粒之间;晚成矿阶段为方铅矿、黄铜矿和粗晶立方体状黄铁矿充填在早阶段已有矿物之中,伴有大量重晶石、方解石、白云石和沥青沉淀,多分布在已形成的硫化物裂隙中,或者呈团块状分布在矿脉中。

3 与董家河矿床对比

通过云洞铅锌矿赋矿地层、容矿岩石、矿体特征、矿石特征、蚀变特征、矿体顶底板及夹石、地球化学特征与湖南董家河铅锌矿床特征(曾勇等,2007;汤朝阳等,2009;左勇等,2015;陈寅萨等,2017;司妍博等,2018)对比研究。

表 1 天柱云洞铅锌矿特征与湖南董家河铅锌床特征对比表

Table 1 Feature comparison of Yundong lead-zinc deposit in Tianzhu and Dongjiahe lead-zinc deposit in Hunan		
矿床	天柱云洞铅锌矿床	湖南董家河铅锌矿床
赋矿地层	震旦系陡山沱组	震旦系陡山沱组
容矿岩石	泥晶-粉晶白云岩及少量粉砂岩	泥晶-粉晶白云岩及少量硅质岩
矿体特征	呈层状、似层状为出,分上、下两层矿,下矿层稳定,上矿层不稳定。	呈层状、似层状为出,分上、下两层矿,上矿层稳定,下矿层不稳定。
矿石特征	闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、白云石、石英、重晶石	矿石矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿;脉石矿物白云石、石英、泥炭。
结构、构造	矿石结构有细-粗晶、交代、残余结构等;矿石构造有星点状、浸染状、条纹状、角砾状、脉状构造等。	矿石结构有微晶镶嵌、细-粗晶、残余、交代、胶状结构等;矿石构造有团粒状、浸染状、放射状、条带状、皮壳状、角砾状、脉状和环带构造等。
矿石类型	黄铁矿-闪锌矿、闪锌矿-方铅矿、闪锌矿。	黄铁矿-闪锌矿、黄铁矿-闪锌矿-方铅矿、闪锌矿、闪锌矿-方铅矿。
围岩蚀变	碳酸盐化、硅化及重晶石化等。	碳酸盐化、硅化及重晶石化等。
顶、底板围岩及夹石	顶板为白云岩,底板为冰碛含砾砂质泥岩或白云岩,夹石为白云岩及粉砂岩。	顶板为硅质岩,底板为冰碛含砾砂质泥岩,夹石为白云岩及硅质岩。
地球化学特征	成矿温度 142℃~255℃;硫同位素为 $\delta^{34}\text{S}$ 在 +13.5‰~+22.9‰之间;碳同位素为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -4.7\text{‰} \sim -8.42\text{‰}$ 之间;氧同位素为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -13.31\text{‰} \sim -14.64\text{‰}$;铅同位素: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.679 \sim 17.718$ (均值=17.694), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.537 \sim 15.577$ (均值=15.568), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.587 \sim 37.716$ (均值=37.687)	成矿温度 130℃~170℃;硫同位素为 $\delta^{34}\text{S}$ 在 -17.9‰~+17.9‰之间;碳同位素为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -9.667\text{‰} \sim -4.297\text{‰}$ 之间;氧同位素为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -7.27\text{‰} \sim 0.82\text{‰}$;铅同位素: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.197 \sim 18.167$, (均值=17.865) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.07 \sim 15.906$ (均值=15.745) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.162 \sim 38.737$ (均值=37.759)

以上两矿床在赋矿地层、容矿岩石、矿体特征、结构构造、矿石类型和围岩蚀变及部分地球化学特征比较相似(表 2)。但也存在一定差异,云洞铅锌矿床主矿体位于陡山沱组底部,厚 3~4 m,矿层顶板为白云岩,底板为冰碛砾岩,有时为白云岩,与围岩呈渐变过渡,硫同位素为 $\delta^{34}\text{S}$ 在 +13.5‰~+22.9‰之间,变化不大,碳同位素为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -4.7\text{‰} \sim -8.42\text{‰}$ 之间;氧同位素为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -13.31\text{‰} \sim -14.64\text{‰}$ 。董家河铅锌矿床有主矿体位于陡山沱组上部,厚 5~6 m,矿层顶板为暗色泥质和白云质页岩,发育黄铁矿,底板为冰碛砾岩,矿层与顶板、底板围岩均呈突变接触关系,硫同位素为 $\delta^{34}\text{S}$ 在 -17.9‰~+17.9‰之间,变化范围较大,碳同位素为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -9.667\text{‰} \sim -4.297\text{‰}$ 之间;氧同位素为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -7.27\text{‰} \sim 0.82\text{‰}$ 。

综上所述,从两矿床的矿石结构构造、矿物组合、围岩蚀变及流体包裹体特征来看,表明矿床的成矿流体属中低温成矿流体,成矿作用受地层、岩相及构造热液双重因素控制,矿床成因为低温沉积改造型矿床(段其发,2014)。

4 成矿作用分析

4.1 成矿控制

(1) 地层控矿

铅锌矿床严格受地层层位控制,具层控型矿床特点,赋矿层位为震旦系陡山沱组底部的白云岩中,顶板为灰色泥质白云岩,与白云岩的界线不明显。泥质白云岩的厚度变化大,向上出现暗色泥质页岩,底板为冰为在云洞矿区,扰动层的扰动程度不强,主要是形成顺层的裂隙-充填构造,“角砾化”的程度不高。裂隙间的充填物和其他地区盖帽白云岩中扰动层的充填物一致,早期为乳白色白云石,晚期为烟灰色的燧石、石英,在构造裂隙中,早期乳白色白云石不发育。

(2) 沉积相控矿

埃迪卡拉纪-寒武世时期,该区处于盆地边缘斜坡。在盆地边缘斜坡带上老堡组沉积了厚度较大的硅质岩夹炭页岩组合,发育滑塌滑移构造,局部形成滑塌角砾岩,代表斜坡相特征。而在盆地

边缘斜坡下部陡山沱组主要堆积了碳酸盐岩夹少量陆源碎屑岩组合,碳酸盐岩以泥质白云岩为主,碎屑岩以粉砂岩为主,发育水平层理和细粒黄铁矿纹理,代表浅海陆棚相特征(图 3a)。

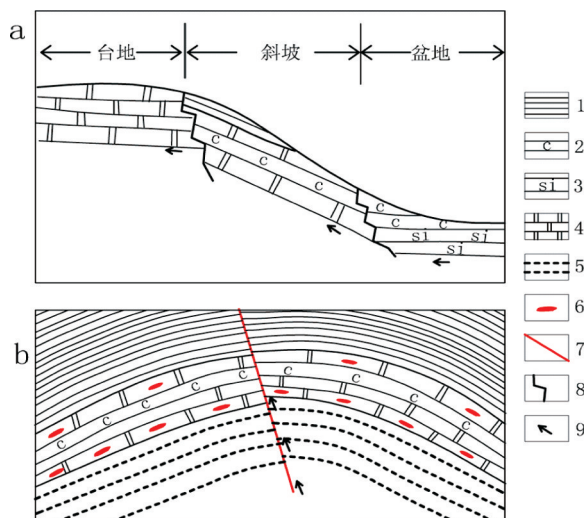


图3 天柱大河边-云洞铅锌矿床成矿模式图

Fig. 3 Mineralization model of Dahebian-Yundong lead-zinc deposit in Tianzhu

1—页岩;2—炭质页岩;3—硅质岩;4—白云岩;5—砂岩;6—铅锌矿体;7—控矿断层;8—相变线;9—流体运移方向

(3) 构造控矿

铅锌矿床主要产于北东走向背斜内部,在背斜轴部发育一个大型正断层,两翼发育平行褶皱枢纽的逆断层,后者可能与褶皱构造变形同期,而正断层晚于褶皱形成,切穿褶皱。该区褶皱及断层主要为浅表层构造样式,与江南加里东期构造特征一致,背斜构造是内生热液矿床的主要控矿构造。本区铅锌矿主要围绕云洞背斜核部分布,在背斜核部或近核部两侧矿化较强,品位较富;远离背斜构造,矿化相对较弱,若在背斜核部有断层叠加对矿化更有利,如F2断层破碎带中见到铅锌矿化,表明铅锌矿化与构造关系密切。

4.2 矿床成因分析

本区铅锌矿主要赋存于震旦系陡山沱组盖帽白云岩中,容矿围岩为白云岩。在空间上,铅锌矿化与重晶石矿床相距约30~50 m,重晶石矿层中含有闪锌矿、黄铜矿等硫化物,Zn含量可高达0.8%,表明重晶石成矿过种中同时伴有Zn、Cu金属元素的富集。根据(周正兵,2018)对天柱大河边铅锌矿床中白云岩,陡山沱组白云岩Pb、Zn同位素测试数据,铅锌矿石中硫化物的铅同位素组成分别为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.679 \sim 17.718$ (均值 =

17.694), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.537 \sim 15.577$ (均值 = 15.568), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.587 \sim 37.716$ (均值 = 37.687),与褶皱基底及陡山沱组的铅同位素对比,铅锌矿床中铅同位素与他们具有相似性,表明成矿物质主要来源于陡山沱组含矿地层,部分来自基底变质岩。闪锌矿的Zn同位素组成分别为早期闪锌矿的 $\delta^{66/64}\text{Zn}_{\text{NLYOU JMC}} = 0.43 \pm 0.07$ (n=5)和晚期闪锌矿 $\delta^{66/64}\text{Zn}_{\text{NLYOU JMC}} = 0.09 \pm 0.09$ (n=13),与董家河、低炉铅锌矿床类似,与海水混合过程中的Zn同位素特征相似,表明成矿物质来源有海水参与。

闪锌矿的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 在13.5‰~22.9‰之间,均值为15.53‰,明显低于早寒武世海水的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} = 29.00\text{‰} \sim 37.2\text{‰}$),均值 $32.6\text{‰} \pm 1.8\text{‰}$ (周正兵,2018),比大河边重晶石矿床中的重晶石的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}_{\text{Brt}} = 37.5\text{‰} \sim 45\text{‰}$)更低。通过(周正兵,2018)对云洞铅锌矿床中碳氧同位素的研究,闪锌矿石中碳同位素组成在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -4.7\text{‰} \sim -8.42\text{‰}$ 之间,氧同位素组成在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -13.31\text{‰} \sim -14.64\text{‰}$ 之间,所以铅锌矿床的碳氧同位素比陡山沱组地层的碳氧同位素低,出现负漂移(周正兵,2018)。表明该区铅锌矿形成具有热液叠加作用。

矿石微量元素除Pb、Zn、Ag、Cd含量较高,其它元素如Cu、Co、Cr、Zr、Sr、Ni、V、Tb、Ta的含量均较低;矿石稀土元素总量偏低, ΣREE 在9.77~50.5 ppm之间(均值19.70 ppm);REE+Y配分模式表现出轻稀土亏损,重稀土相对富集的特征;围岩的稀土元素总量 ΣREE 在10.2~158.6 ppm之间(均值77.38 ppm);REE+Y配分模式表现出轻稀土亏损,重稀土相对富集的特征;稀土元素Ce、Eu是反映氧化/还原条件最为敏感的元素,铅锌矿床中的容矿岩石(白云岩、粉砂岩) $\delta^{13}\text{C}$ 为弱负异常或无异常, δEu 也显示负异常,可能海水蒸发作用发生负偏移的原因,表明陡山沱组沉积时水体偏氧化环境。

5 成矿模式

云洞铅锌矿床受地层、岩相及构造热液作用的双重控制,矿床成因属中低温热液改造矿床。成矿物质来源主要来源于下伏含矿地层,部分来自基底变质岩。成矿经历了沉积成岩和后期热液改造阶段,在沉积成岩阶段,本区可能存在富含Pb、Zn的沉积地层,成岩后的低温盆地内热卤水

作用以及构造热液活动使下伏岩石、赋矿围岩及局部基低变质岩石中 Pb、Zn 元素发生了活化迁移而在有利的层位(陡山沱组)及容矿岩石(白云岩)最终富集成矿(图 3b)。

6 结 论

天柱云洞铅锌矿床赋存于震旦系陡山沱组,严格受地层层位控制,具有浅海陆棚相控矿特征,其受构造控矿明显。成矿物质主要来源于震旦系陡山沱组,部分来自于基底变质岩,铅锌矿成矿作用成矿经历了沉积成岩和后期热液改造阶段,矿床成因属中低温沉积改造矿床。

[参考文献]

- 陈建书,蒲元强,石磊,等. 2011. 贵州大河边一带重晶石矿成矿地质背景及找矿潜力[J]. 贵州地质, (02): 86-91.
- 陈寅萨,唐代文,王纪振. 2017. 沅陵县董家河黄铁-铅锌多金属矿床成矿地质特征、控矿因素及找矿标志[J]. 国土资源导刊, 14(01): 70-75.
- 杜远生,周琦,余文超,等. 2018. 贵州南华纪-震旦纪沉积大地构造及其对沉积矿产的控制作用[J]. 贵州地质, 35(004): 282-290.
- 段其发. 2014. 湘西-鄂西地区震旦系-寒武系层控铅锌矿成矿规律研究[D]. 中国地质大学, 36-74.
- 黄林,刘灵,文星桥等. 2020. 贵州天柱云洞铅锌矿床地质地球化学特征[J]. 矿物学报, 40(4): 458-465.
- 刘灵,石庆鹏,文星桥,等. 2017. 贵州天柱云洞地区铅锌矿的发现及其意义[J]. 贵州地质, 34(1): 27-31.
- 石庆鹏,刘灵,杨贵龙. 2018. 贵州天柱云洞铅锌矿床地质特征及控矿因素[J]. 云南化工, 45(1): 191-193.
- 司妍博,唐代文. 2018. 沅陵县董家河铅锌矿地质特征及成矿规律浅析[J]. 南方金属, 000(001): 30-32.
- 汤朝阳,段其发,邹先武,等. 2009. 鄂西-湘西地区震旦系灯影期岩相古地理与层控铅锌矿关系初探[J]. 地质论评, 55(5): 712-721.
- 温汉捷,周正兵,刘灵,等. 2017. 贵州天柱大河边铅锌矿床的发现及其意义. 地质通报, 36(7): 1289-1293.
- 周琦,杜远生,袁良军等. 2016. 湘黔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. 地球科学, 42(2): 177-188.
- 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. 贵州地质, 35(4): 274-275.
- 周正兵. 江南造山带西段铅锌矿床成矿机制[D]. 中国科学院地球化学研究所博士学位论文, 2018: 101-106.
- 曾勇,李成君. 2007. 湘西董家河铅锌矿地质特征及成矿物质来源探讨[J]. 华南地质与矿产, (03): 24-30.
- 左勇,丁振举,李泽军,等. 2015. 湖南省湘西董家河铅锌矿床成矿流体研究[J]. 矿物学报, v. 35(S1): 655-656.

Geological Characteristics and Mineralization Analysis of Yundong Lead-zinc Deposit in Tianzhu, Guizhou

LUO Bang-liang, YANG Zong-wen, LIU Ling, SHI Qing-peng, YANG Gui-long

(101 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Kaoli 556000, Guizhou, China)

[Abstract] Yundong lead-zinc deposit located in Xuefeng secondary rift basin of Nanhua rift basin, the ore hosting strata is Doushantuo formation of Sinian system, the host rock mainly is carbonate rock, little is clastic sedimentary rock, the orebody appears in bedded and near bedded, the mineral include sphalerite, pyrite and some galena, the ore texture mainly are grain and metasomatic relict texture, the ore structure mainly are stellate, streak, brecciform, grained Disseminated and vein, the wall rock alteration are carbonation, silication and baratization. The sulfur isotope $\delta^{34}\text{S}$ is +13.5‰ to +22.9‰, Cisotope $\delta^{13}\text{CPDB}$ is -4.7‰ to -8.42‰, Oisotope $\delta^{13}\text{OPDB}$ is -13.31‰ to -14.64‰, the ore forming temperature is 142℃ to 255℃ and belong to medium and low temperature ore forming fluid, the lead-zinc deposit are controlled by stratum, lithology and structural hydrothermal, the genesis of deposit is medium and low temperature reworked deposit. The mineralization experienced diagenesis stage and hydrothermal alteration stage in the late period.

[Key Words] Lead - zinc deposit; Geological characteristics; Mineralization; Mineralization model; Yundong Tianzhu

黔北煤田吴家寨地区晚二叠世煤层地球化学 特征及聚煤环境分析

杨 旭,刘志臣,秦先进,肖 林,陈 磊,李隆富,汪 洋

(贵州省地矿局 102 地质大队,贵州 遵义 563003)

[摘 要]为了探讨煤层地球化学特征和成煤环境的关系,根据黔北煤田吴家寨地区上二叠统龙潭组煤样地球化学特征分析数据,评价了该地区晚二叠世煤的总体煤质特征,重点探讨了煤灰成分指数、微量元素和稀土元素与成煤环境的联系。结果表明,研究区灰成分指数($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{MgO}/(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)$)、 $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ 平均 0.28,属较强还原型;灰成分中 $\text{CaO}+\text{MgO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{SO}_3$ 、 $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ 三个组分的百分含量中, $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量最高,说明粘土矿物为代表的陆源矿物类型多与淡水介质注入有关。煤中灰分产率、煤灰成分指数以及灰成分三端元分析均揭示研究区的聚煤环境为:从陆源区水浅、水动力较强、还原性较强的环境向远离陆源区水深、水动力较弱而还原性较强的环境变化。研究区微量元素 Sr/Ba 均值为 0.15,表明为淡水环境。研究区稀土元素地球化学参数 Eu 负异常,Ce 均未出现明显负异常。故研究区主要为陆相聚煤环境,成煤环境受海水影响很小。综合分析认为,吴家寨地区晚二叠世聚煤环境主要与古气候、沉积环境等因素有关。

[关键词]煤层;二叠纪龙潭组;地球化学;聚煤环境;吴家寨地区

[中图分类号]P618.11 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)03-299-10

1 引言

贵州是中国南方煤炭资源最丰富的省区,素有“江南煤海”美誉。煤炭资源相对集中于贵州西部的盘县、水城、六枝和织金、纳雍、大方等县,其次是在黔北煤田的桐梓、仁怀、习水等地。吴家寨地区地处仁怀与习水之间,该地区聚煤盆地位于扬子准地台西南缘,成煤期属于华南晚二叠世陆表海坳陷盆地的一部分(庄新国等,2001;程伟等,2013),二叠统龙潭组聚煤规律是当前地学界研究的热点之一,是中国研究含煤地层的有利地

区之一(张文斌等,2020)。不同成煤过程的古气候、古生物、古地理和构造运动等条件,所形成煤层煤质特征参数也会相应的不同,因此,煤质特征参数中包含成煤环境信息(程伟等,2013;张文斌等,2020)。目前,国内外诸多学者研究了各个产地、各时代煤层的成煤环境与煤中硫分特征、挥发分特征、灰分特征、煤岩特征参数等的联系(HUNTJW et al.,1985;程伟等,2013;邵龙义等,2015;张文斌等,2020),煤的成煤环境与煤中主量元素、稀土元素特征参数的耦合关系(STEVENJS et al.,2003;李进孝 2020;郭江峰等,2016;任德贻等,2006;李宝庆,2015;张文斌等,2020)。

[收稿日期]2021-02-21 [修回日期]2021-06-06

[基金项目]贵州省优秀青年科技人才,黔科合平台人平[2019]5654 项目、贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目资助。

[作者简介]杨旭(1965—),男,地质高级工程师、注册安全工程师,长期从事矿产勘查及找矿研究工作。Email:757745084@qq.com。

[通讯作者]刘志臣(1982—),男,正高级工程师,博士研究生,长期从事矿产勘查与研究工作。Email:123342436@qq.com。

多数学者对贵州西部、西北部成煤环境及聚煤特征进行了研究,而对黔北地区晚二叠世含煤岩系地层的研究多局限于地质调查,对煤质地球化学特征及聚煤规律研究程度较为薄弱,特别是本区煤中地球化学元素特征与聚煤环境研究从未开展过。笔者在前人研究成果的基础上,收集利用地质勘查相关资料,重点研究区内含煤岩系煤质地球化学特征及聚煤作用的相关因素。本文以贵州遵义吴家寨背斜龙潭组 C5、C8、C12 煤层为研究对象,对其主量元素、稀土元素、微量元素、灰分、挥发分、全硫、碳、发热量、磷分、

砷、氟、氯等测试数据进行分析研究。旨在查明研究区可采煤层地球化学特征及聚煤环境,深入探讨该地区二叠系成煤环境、煤层化学特征与聚煤环境的耦合关系。

2 区域地质背景

研究区大地构造位置位于扬子准地台黔北台隆遵义断拱,毕节北东向构造变形区北东部,即二郎向斜北东段南东翼、吴家寨背斜北东段倾没端、茅台向斜北东段昂起端与官店向斜南西段昂起端之交汇部位(刘志臣 等,2018)。区域地层除缺失石炭系、泥盆系外,从震旦系至侏罗系均有出露,如图 1 所示。区内出露二叠统岩石地层单位由下至上依次为:栖霞组(P_2q)、茅口组(P_2m),龙潭组(P_3l)、长兴组(P_3c)。龙潭组与下伏地层茅口组呈平行不整合接触,与上覆长兴组地层呈整合接触。栖霞组、茅口组和长兴组岩性组合以碳酸盐岩为主;龙潭组岩性组合以碎屑岩夹煤层为主。

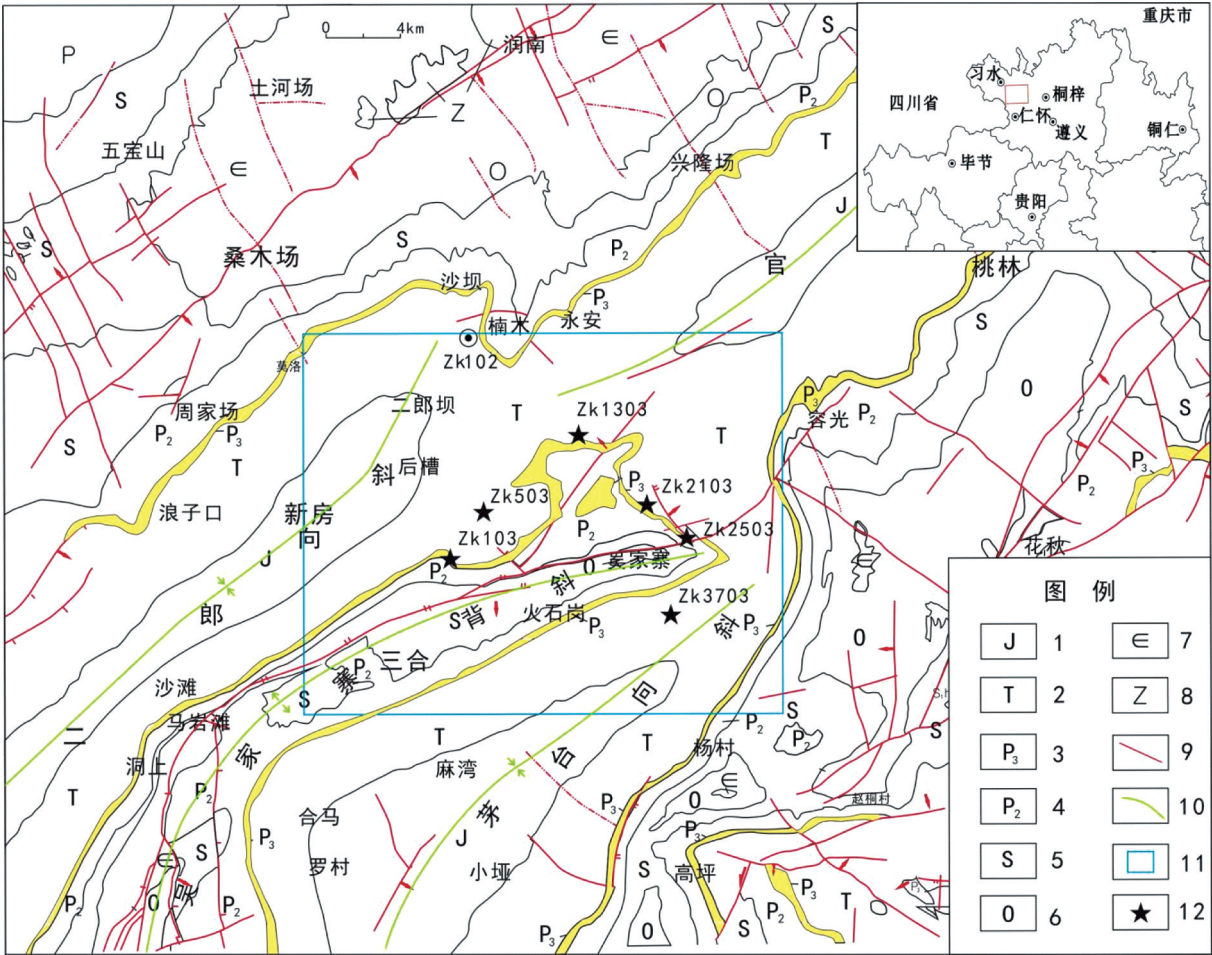


图 1 研究区地质略图 (据刘志臣 2018, 修改)

Fig. 1 Geological sketch in the study area

1—侏罗系;2—三叠系;3—二叠系上统龙潭与长兴组;4—二叠系中统茅口组与栖霞组;5—志留系;6—奥陶系;7—寒武系;8—震旦系;9—断层;10—背向斜轴;11—研究区;12—取样位置

3 龙潭组沉积特征

含煤地层二叠系上统龙潭组(P_3l),由一套海陆交互相沉积岩组成。由细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩、粘土岩、硫铁矿粘土岩、煤、灰岩及菱铁质岩等组成。组厚度 55.88 ~ 85.82 m,平均厚 74.39 m。根据研究区出露地层及钻孔资料揭示岩石组合垂向变化特征,将龙潭组划分为 3 个三级层序,从下至上分别为 SQ1、SQ2、SQ3(汪洋等,2017)。其中 C12 煤层发育于 SQ1,C8、C5 发育于 SQ2,SQ3 仅发育少量薄煤层(线),如图 2 所示。依据 3 个三级层序及岩石组合情况,研究区龙潭组岩性特征分为上、中、下三个含煤段,现由下至上分述如下:

下段(P_3l^1):C11 煤层上部厚层粉砂岩顶界至龙潭组底界,岩性主要为粉砂岩、泥岩、粘土岩、硫铁矿粘土岩、炭质泥岩及煤层(线)。粉砂岩见平行层理、小型交错层理;炭质泥岩、泥岩中产丰富的植物碎片化石,含黄铁矿结核及团块,水平层

理发育。含 2 层可采煤(C11、C12),其中,C12 为全区稳定可采煤层;C11 为大部可采煤层。

中段(P_3l^2):C5 煤层上部厚层细砂岩顶界至 C11 上部厚层粉砂岩顶界,岩性主要为细砂岩、泥质粉砂岩、菱铁质岩、粘土岩、粉砂质泥岩,少量灰岩、泥质灰岩,炭质泥岩及煤层(线)。灰岩中偶见腕足类化石,细砂岩见平行层理、交错层理、波状层理;泥岩、炭质泥岩含丰富的植物化石,黄铁矿呈散状、团块状分布,水平层理发育。含 2 层可采煤层(C5、C8),其中 C8 为稳定可采煤层,C5 大部可采煤层。

上段(P_3l^3):龙潭组顶界至 C5 煤层上部厚层细砂岩顶界,主要为海陆交互相沉积的灰岩、泥质灰岩、泥岩、钙质泥岩、粘土岩、炭质泥岩及薄煤层(线)。灰岩中产腕足类化石及碎片,泥岩、炭质泥岩、粘土岩中含丰富的植物碎片化石,泥岩水平层理发育,含黄铁矿团块结核。龙潭组主要为障壁海岸相、三角洲相、沼泽相交替出现为特征的海陆交互相沉积(李隆富等,2015;汪洋等,2017;叶春等,2017;杨旭等,2019)。

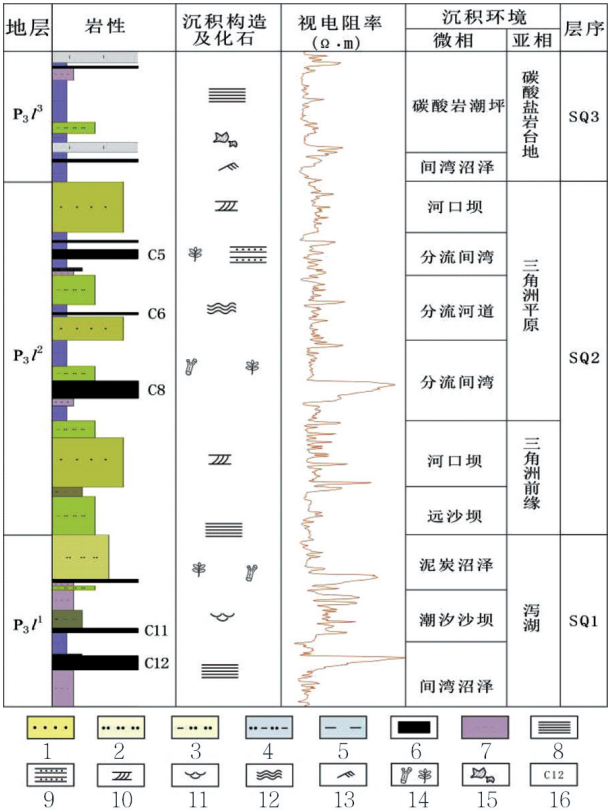


图2 垂向沉积环境图(据汪洋 2017,修改)

Fig. 2 Vertical sedimentary environment

1—细砂岩;2—粉砂岩;3—泥质粉砂岩;4—粉砂泥质岩;5—泥岩;6—煤层;7—粘土岩;8—水平纹理;9—互层层理;10—交错层理;11—小型槽状交错层理;12—波状层理;13—小型水流波痕;14—植物叶茎化石;15—生物碎屑;16—煤层及编号

4 样品采集与分析方法

研究区在钻探施工中,分别在 ZK 103(C5-1)、ZK 505(C8-1)、ZK1303(C5-2)、ZK2103(C12-1)、ZK2503(C8-2)、ZK3703(C12-1)等 6 个钻孔中,针对全区稳定可采(或大部可采)的 C5、C8、C12 采取 6 件煤样,进行稀土元素测试。样品在中国科学院地球化学研究所,按 GB474-2008 破碎研磨至 200 目以上,采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)对煤样品进行 REE 分析测定。煤中微量元素基于吴家寨背斜整装勘查报告(贵州省地矿局 102 地质大队,2015)中的 32 件煤质样品的分析数据,主量元素及煤化学特征采用整装勘查报告中的数据,样品分析在贵州省地矿局中心实验室完成。微量元素采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS);主量元素采用 PW1404 型 X 射线荧光光谱仪分析。

5 煤层地球化学特征

5.1 主量元素

研究区龙潭组煤层 SiO₂ 含量为 37%~48.26%,均值为 42.98%;Al₂O₃ 含量为 27.28%~30.83%,均值为 28.53%;K₂O 含量为 0.72%~0.89%,均值为 0.80%;MgO 含量为 0.47%~0.71%,均值为 0.63%;Fe₂O₃ 含量为 9.53%~20.41%,均值为 13.96%;Na₂O 含量为 0.45%~0.69%,均值为 0.61%;MnO₂ 含量为 0.07%~0.09%,均值为 0.08%;SO₃ 含量为 1.40%~3.17%,均值为 2.25%;TiO₂ 含量为 1.81%~2.95%,均值为 2.56%。该地区上二叠统龙潭组煤中主量元素平均含量由大到小依次为:SiO₂>

Al₂O₃>Fe₂O₃>CaO>TiO₂>SO₃>K₂O>MgO>Na₂O>P₂O₅>MnO₂,SiO₂/Al₂O₃ 值为 1.36~1.59,平均为 1.51。SiO₂/Al₂O₃ 略高于中国煤均值(1.42)(DAIS, F, etal, 2012),高于高岭石的理论值(1.18)(田和明,2014),表明煤中 Al 主要以粘土矿物为载体,存在富 Si 的矿物。与中国煤主量元素含量相比(任德贻等,2006),吴家寨地区煤中 SiO₂、TiO₂、MnO₂ 含量较高,其中 SiO₂ 是中国煤的 5.1 倍,TiO₂ 是中国煤的 7.8 倍,MnO₂ 是中国煤的 5.3 倍,除 MgO 小于 1 外,其余氧化物含量均是中国煤的 2.5~4.8 倍,见表 1。

5.2 稀土元素

研究区煤样稀土元素总量(ΣREE)为 60.93×10⁻⁶~244.12×10⁻⁶,平均为 158.73×10⁻⁶,为中国煤平均值(119.05×10⁻⁶)(DAISF,etal,2010)的 1.33 倍,世界煤平均值(60.21×10⁻⁶)(DAISFetal,2010)的 2.64 倍;除 Eu、Lu 小于 1 外,其余元素是中国煤的 1.04~1.53 倍,是世界煤的 1.2~3.3 倍。ΣLREE/ΣHREE 值为 4.64~12.93,平均为 8.56,见表 2。该区煤样球粒陨石标准化稀土元素配分曲线,整体上呈左高右低(或近于水平)的宽缓的“V”字型,分布模式基本一致,从 La 到 Lu 稀土元素的标准化值逐渐降低,轻稀土配分曲线“右倾”、重稀土曲线较为“平坦”,轻稀土元素下降比重稀土快,重稀土元素曲线相对平缓,如图 3 所示。(La/Yb)_N 为 9.68~33.86,均值为 16.92,表明轻重稀土元素分馏程度高的特征;(La/Sm)_N 为 1.78~12.65,均值为 7.54,表明轻稀土元素较富集;(Gd/Yb)_N 为 1.21~7.08,均值为 2.72,表明重稀土元素相对富集;δEu 为 0.10~0.47,均值为 0.38,具有明显的 Eu 负异常;δCe 为 0.77~1.02,均值为 0.97,具有 Ce 弱负异常。Eu 负异常,且稀土元素富集,表明吴家寨地区煤中的稀土元素主要来源于陆源碎屑(郭江峰,2016)。

表 1 吴家寨地区龙潭组煤样主量元素分析一览表(%)

Table 1 Major element test of coal sample in Longtan formation of Wujiazhai area

样品	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	灰成分 指数	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
C5	43.68	27.5	2.93	11.34	5.45	0.71	0.89	0.69	0.09	0.23	3.17	0.25	1.59
C8	48.26	30.83	2.95	9.53	2.93	0.56	0.72	0.68	0.07	0.24	1.40	0.17	1.57
C12	37.00	27.28	1.81	20.41	5.59	0.47	0.79	0.45	0.09	0.21	2.18	0.41	1.36
平均值	42.98	28.53	2.56	13.96	4.66	0.63	0.80	0.61	0.08	0.23	2.25	0.28	1.51
中国煤	8.47	5.98	0.33	4.85	1.23	0.22	0.19	0.16	0.015	0.092	-	-	1.42
平均值/中国煤	5.1	4.8	7.8	2.9	3.8	0.3	4.2	3.8	5.3	2.5			

注:样品测试由贵州省地矿局中心实验室完成;灰成分指数=(Fe₂O₃+CaO+MgO)/(SiO₂+Al₂O₃)。

表2 吴家寨地区龙潭组煤样煤中稀土元素($\omega\text{B}/10^{-6}$)

Table 2 REE of coal sample in Longtan formation of Wujiazhai area($\omega\text{B}/10^{-6}$)

煤样	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	ΣLREE	ΣHREE	LREE/HREE	δEu	δCe	ΣLa/Yb	ΣLa/Sm	ΣGd/Yb
C5-1	47.8	82.6	7.34	21.9	3.78	0.58	3.65	0.7	4.69	0.99	3.11	0.49	3.02	0.45	56.3	181.11	164	17.1	9.59	0.47	0.95	15.83	12.65	1.21
C5-2	25.5	57.6	7.32	34.2	14.3	0.47	14.65	1.77	7.29	1.07	2.57	0.35	2.07	0.3	26.5	169.46	139.39	30.07	4.64	0.10	1	12.32	1.78	7.08
C8-1	56.4	107	11.55	38.5	7.16	0.95	5.98	1	6.15	1.21	3.64	0.55	3.52	0.51	33.2	244.12	221.56	22.56	9.28	0.43	0.96	16.02	7.88	1.70
C8-2	12	25.4	2.82	9.6	2.14	0.32	2.21	0.4	2.54	0.45	1.4	0.24	1.24	0.17	28.1	60.93	52.28	8.65	6.04	0.45	1.02	9.68	5.61	1.78
C12-1	28.5	55.9	6.29	21.4	4.17	0.58	3.45	0.59	3.57	0.7	2.18	0.33	2.03	0.31	43.6	130	116.84	13.16	8.88	0.45	0.96	14.04	6.83	1.70
C12-2	47.4	68.2	7.97	26.2	4.51	0.52	4.02	0.6	3.26	0.59	1.68	0.22	1.4	0.2	27.3	166.77	154.8	11.97	12.93	0.37	0.77	33.86	10.51	2.87
C5	36.65	70.1	7.33	28.05	9.04	0.53	9.15	1.24	5.99	1.03	2.84	0.42	2.55	0.38	41.4	175.29	151.95	23.59	7.12	0.29	0.98	14.08	14.43	4.15
C8	34.2	66.2	7.19	24.05	4.65	0.64	4.10	0.7	4.35	0.83	2.52	0.40	2.38	0.34	30.65	152.53	136.92	15.61	7.66	0.44	0.99	12.85	6.75	1.74
C12	37.95	62.5	7.13	23.8	4.34	0.55	3.74	0.6	3.42	0.65	1.93	0.28	1.72	0.26	30.45	148.39	135.82	12.57	10.91	0.41	0.87	23.95	8.67	2.29
平均值	36.27	66.12	7.2	25.3	6.01	0.57	5.66	0.84	4.58	0.84	2.43	0.36	2.21	0.32	35.8	158.73	141.48	17.25	8.56	0.38	0.94	16.96	7.54	2.72
中国煤	25.1	49.11	5.47	21.5	4.3	0.87	3.7	0.67	3.13	0.65	1.86	0.27	2.12	0.3	-	119.05	106.35	12.7	8.37	0.65	0.97	7.98	3.67	1.41
世界煤	11	23	3.4	12	2.2	0.43	2.7	0.31	2.1	0.57	1	0.3	1	0.2	-	60.21	52.03	8.18	6.36	0.54	0.9	7.41	3.15	2.18
本区/中国煤	1.44	1.35	1.31	1.18	1.40	0.66	1.53	1.25	1.46	1.29	1.31	1.33	1.04	0.63	-	1.33	1.33	1.34	1.02	1.37	0.22	1.11	0.8	1.3
本区/世界煤	3.3	2.87	2.11	2.11	2.73	1.32	2.1	2.71	2.18	1.47	2.43	1.2	2.21	1.6	-	2.64	2.72	2.11	1.35	1.62	0.25	1.20	1	0.8

注:样品分析由中国科学院地球化学研究所完成。

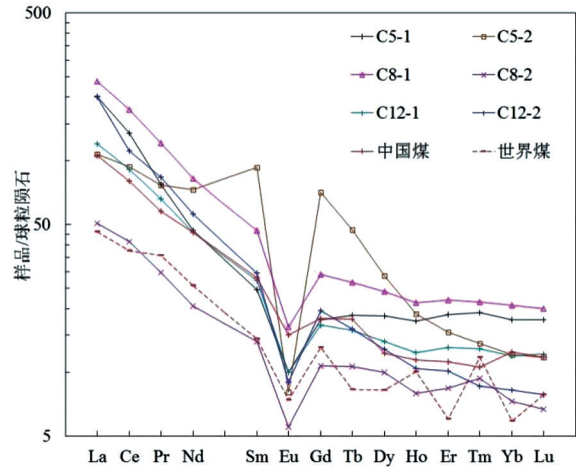


图3 稀土元素球粒陨石标准化分布模式图
(据杨旭等 2019,修改)

Fig. 3 Standard distribution model of REE chondrite

5.3 微量元素

由图4可知,从C12-C8-C5由下至上,Co、Ge、Ni、Sr、Zn含量先增大后减少,出现右突“>”趋势;Cr、Cu、Ga、Mo含量则先减少后增大,出现左突“<”趋势;V含量直线式增加。说明,研究区煤中部分微量元素的垂向变化趋势与垂向上沉积环境变化特征有关(张文斌等,2020)。总体上,微量元素含量与中国煤(DAISF etal,2005)相比:Zr(9.03倍)、Cu(8.03倍)、Hf(6.21倍)、Nb(5.65倍)含量高,Cs、V、Ga、Th、U、Mn、Mo、Rb、Ba、Cs、Ta含量较高(比值为2~4),较为富集,As、Hg、Pb、Ni、Co、Cr、Sn、Be含量相对接近(比值为1~2),Zn、Ge、W、Li、B、Tl、Sr低于中国

煤(比值<1);与世界煤相比:Hf(19.77倍)、Nb(14.46倍)、Cu(9.23倍)、Zr(6.82倍)、Ta(6.61倍)、W(4.9倍)、Cs(4.67倍)含量高,Sc、V、Ga、Pb、Th、U、Co、Mo、Rb、Ba含量较高(比值为2~4),Zn、Ge、Ni、li、Be含量相对接近(比值为1~2),As、W、Se、Tl、Sr含量低于世界煤(比值<1)。研究区中,Zr、Cu是中国煤的近10倍,Hf、Nb是世界煤的15~20倍,见表3。这些元素的富集,可能与西部峨眉山玄武岩提供的物质来源有一定的关系。

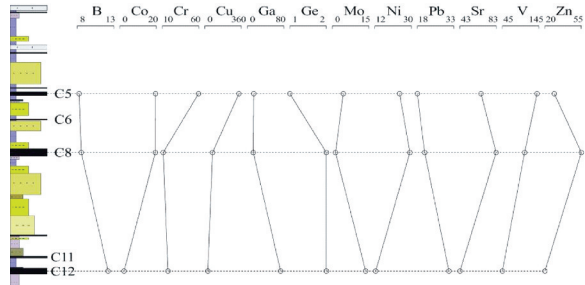


图4 研究区煤层微量元素纵向变化折线规律图
Fig. 4 Vertical change line rule of coal seam trace element in the study area

6 煤质特征(见表4)

水分(Mad):含量为2.03%~2.83%,均值为2.54%,属于特低全水分煤。从C12~C8,煤层水分与挥发分略为正相关,与灰分、硫分呈负相关;从C8~C5,煤层水分与挥发分、灰分、硫分呈正相关,如图5所示。

表 3 吴家寨地区龙潭组煤层微量元素分析结果及参数特征一览表(单位:10⁻⁴)

Table 3 Analytical results and parameter characteristics of trace element in the coal seam in Longtan formation of Wujiazhai area

样品编号	C5(样品数 9)	C8(样品数 13)	C12(样品数 10)	平均值	中国煤	世界煤	本区/中国煤	本区/世界煤
As	6.3	4.84	6.01	5.72	3.79	7.6	1.51	0.75
Hg	0.249	0.351	0.221	0.27	0.15	—	1.80	—
Sc	21	10	5	12	4.72	3.9	2.54	3.08
V	65.5	91.31	83.22	80.01	34.97	25	2.29	3.20
Cu	337	76	30	147.67	18.4	16	8.03	9.23
Zn	29	55	20	34.67	42.11	23	0.82	1.51
Ga	20.6	13.82	15.11	16.51	6.64	5.8	2.49	2.85
Re	0.005	0.003	0.022	0.01	—	—	—	—
Pb	18	21	31	23.33	15.41	7.8	1.51	2.99
Th	14.55	10.22	12.07	12.28	5.84	3.3	2.10	3.72
U	7.9	6.02	3.38	5.77	2.41	2.4	2.39	2.40
Ge	3.1	1.85	1.92	2.29	2.78	2	0.82	1.15
Ni	24.21	29.31	12.37	21.96	13.72	13	1.60	1.69
Co	19.61	19.52	2.33	13.82	7.08	5.1	1.95	2.71
Cr	59.72	11.17	17.76	29.55	15.35	16	1.93	1.85
Mn	168.12	189.62	182.7	180.15	77	—	2.34	—
W	0.77	0.88	1.34	1	1.04	1.1	0.96	0.91
Sn	0.76	0.55	10.29	3.87	2.11	0.79	1.83	4.90
Mo	4.5	1.27	13.7	6.49	3.19	2.2	2.03	2.95
Li	30.62	4.9	1.07	12.2	31.8	12	0.38	1.02
B	8.25	8.54	12.22	9.67	63	—	0.15	—
Be	2.03	4.15	3.12	3.1	2.13	1.61	1.46	1.93
Se	0.091	0.092	0.127	0.1	2.47	1	0.04	0.10
Tl	0.02	0.14	0.79	0.32	0.47	0.6	0.68	0.53
Rb	1.8	6.91	79.5	29.4	9.24	14	3.18	2.10
Sr	66.19	82.77	43.09	64.02	140.2	110	0.46	0.58
Ba	336.72	502.78	468.75	436.08	159	150	2.74	2.91
Cs	3.59	3.52	6.91	4.67	1.13	1	4.13	4.67
Nb	2.77	7.42	150.3	53.5	9.47	3.7	5.65	14.46
Ta	0.15	0.43	4.97	1.85	0.66	0.28	2.80	6.61
Zr	271.82	277.16	187.14	245.37	89.3	36	9.03	6.82
Hf	3.1	5.29	62.76	23.72	3.82	1.2	6.21	19.77
Sr/Ba	0.20	0.16	0.09	0.15	0.88	0.73	0.17	0.20
Th/U	1.84	1.70	3.57	2.13	2.42	1.38	0.88	1.55

注:样品测试由贵州省地矿局中心实验室完成。

表 4 吴家寨地区龙潭组煤质分析结果及参数特征一览表

Table 4 Analytical results and parameter characteristics of coal quality in Longtan formation of Wujiazhai area

煤层	发热量			Mad	Ad	Vd	Cd	Hd	St,d	Cld	Pd	Asd	F
编号	Qb,d	Qgr,d	Qnet,d	(水分)	(灰分)	(挥发分)	(碳)	(氢)	(硫分)	(氯)	(磷)	(钾)	(氟)
计量单位	(MJ/kg)			(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	10 ⁻⁴	10 ⁻⁴
C5	25.27	25.19	24.63	2.77	25.73	12.96	64.84	1.85	3.15	0.03	168.48	6.10	218.44
C8	26.65	26.57	26.23	2.83	22.35	12.31	68.42	1.89	2.03	0.03	178.38	4.84	135.00
C12	26.72	26.62	26.06	2.03	23.92	12.24	66.88	1.77	4.34	0.03	147.70	6.30	181.50
平均值	26.21	26.13	25.64	2.54	24	12.5	66.71	1.84	3.17	0.03	164.85	5.75	178.3

注:样品测试由贵州省地矿局中心实验室完成。

灰分 (Ad): 含量为 22.35%~25.73%, 均值为 24.00%, 为中灰煤。研究区煤层灰分含量较高, 表明在泥炭聚积过程中, 陆源碎屑物质供应较为丰富, 尤其是粘土矿物得以富集 (李进孝等, 2020), 导致煤中的 REE 含量较高; 与煤中水分呈负相关, 与挥发分、硫分呈正相关, 如图 5 所示。

挥发分 (Vdaf): 含量为 12.24%~12.96%, 均值为 12.5%, 为低挥发分煤。从 C12~C8, 煤层挥发分与水分呈正相关, 与灰分、硫分呈负相关; 从 C8~C5, 煤层挥发分与水分呈负相关, 与灰分、硫分呈正相关, 如图 5 所示。

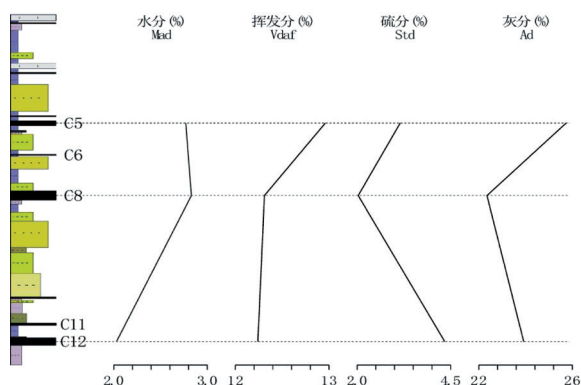


图5 研究区上二叠统龙潭组煤层水分、灰分、挥发分和硫分垂向变化图

Fig. 5 Vertical change chart of water, ash, volatile and sulfur content in Longtan formation coal seam of upper Permian in the study area

硫分 (St,d): 含量为 2.03%~4.34%, 均值为 3.17%, 属于特高硫煤。硫含量高的原因为煤中次生硫含量较高 (汪洋等 2017), 整体为较强还原环境, 泥炭中 H₂S 含量高, 黄铁矿含量高。与煤中水分呈负相关、与挥发分、灰分呈正相关, 如图 5 所示。

碳 (Cd)、氢 (Hd): 固定碳含量为 64.84%~68.42%, 均值为 66.71%, 为中高固定碳煤; 氢含量为 1.77%~1.89%, 均值为 1.84%。

高位发热量 (Q_{gr,d}): 25.19~26.62 MJ/kg, 均值 26.13 MJ/kg, 为中高发热量煤。

磷、砷、氟、氯: 磷 (P) 含量为 0.001%~0.044%, 均值为 0.016%, 属于低磷分煤; 砷 (As) 含量为 1.75×10^{-4} ~ 17.20×10^{-4} , 均值为 5.89×10^{-4} , 属于二级含砷煤; 氟 (F) 含量为 63×10^{-6} ~ 484×10^{-6} , 均值为 165.58×10^{-6} , 属于中氟煤煤; 氯 (Cl) 含量为 0.01%~0.06%, 均值为 0.03% (远低于世界煤中氯的平均值 0.1%), 属于特低氯煤。

综上, 吴家寨地区煤炭资源具有特低全水分、中灰分、低挥发分、特高硫分、中高固定碳、中高发

热量、低磷分、特低氯煤等特征。

7 聚煤环境分析

影响海陆交互相聚煤盆地层序的主控因素为沉积物供应、古气候条件、古植物条件、沼泽类型、沼泽水体深度、地球化学条件及海平面变化的变化速率, 其直接影响煤的分布范围和平面展布及厚度 (徐彬彬等, 2003; 姜科庆等, 2010; 邵龙义等, 2013)。笔者认为影响聚煤作用的主导因素可归集于两个方面: 即物理环境和化学环境。

7.1 物理环境

7.1.1 构造条件

构造运动是影响聚煤盆地的主导因素。中二叠世末的东吴运动使华南板块大部分地区抬升成陆, 经历了较长时期的剥蚀, 至晚二叠世, 发生再次基底沉降, 海水侵入形成了扬子板块聚煤盆地 (王小川 1996), 研究区位于扬子板块西南缘。该地区地壳均衡沉降, 沉降速度与植物堆积速度大体相当, 为聚煤盆地的补偿性沉积提供条件。地壳的沉降区域、强度、时代和速率, 最终确定聚煤盆地形成的范围、岩系厚度、沉积补偿及沉积相的组成和分布 (姜世阳, 2016)。聚煤物堆积和保存的前提是地壳的慢速下降, 聚煤条件好的特别是大型盆地一搬发育在构造稳定区。

7.1.2 古地理环境

古地理环境是控制煤系地层形成的直接因素。吴家寨地区龙潭组含煤地层主要由障壁海岸相 (潮坪相、润湖相)、三角洲相 (前三三角洲、三角洲前缘、三角洲平原)、沼泽相 (泥炭沼泽) 形成 (汪洋等, 2017), 良好的沉积环境为植物生长和泥炭的形成提供了聚集地。泥炭沼泽常发育在剥蚀区到沉积区的过渡地带, 既受剥蚀区的各种影响, 又受沉积区的影响。煤炭形成的古地理环境是一个灵敏的动态环境, 在各种因素的共同作用下, 发生聚集作用 (姜世阳, 2016)。

7.1.3 古气候条件

古气候是煤形成的前提和决定因素。温暖潮湿的气候, 不但为植物生长和繁殖提供有利的生长环境, 而且决定了植物生长的种类、分布范围及适应能力, 为聚煤物的堆积提供充分的物质条件。研究表明, 晚二叠世贵州全区地处温暖湿润的热

带雨林气候,种子蕨、真蕨及石松等高等造煤植物十分繁盛,为聚煤作用提供了丰富的物质基础(田和明等,2014)。温暖潮湿地带为聚煤提供了场所,而湿度起到主要作用。

7.1.4 物源条件

植物是煤形成的物质基础。植物出现后,陆生植物不断进化,由滨海生向陆地生转移,由低等植物进化成高等植物。为适应环境变化,在漫长的进化过程中形成了多种植物群落,并出现了植物地理分区(姜世阳,2016),植物一代又一代持续、繁茂地生长繁殖,死亡后形成植物遗体长期持续堆积,使煤形成的物质基础更为充足。

总之,在特定条件下,古构造、古地理、古气候和古植物等因素都可能成为聚煤作用的决定因素。通常情况下,古气候、古植物条件提供了聚煤作用的物质基础,而古地理和古构造则是聚煤盆地形成、演化的主要控制因素(姜世阳,2016)。

7.2 化学环境与聚煤关系

7.2.1 煤中灰分

煤中灰分主要是成煤期混入和后期变质作用带入的外来物质,其含量变化与沉积期的古地理环境有一定关联,总体规律是由海向陆具递增的特点,是作为环境指相辅助因素之一(程伟等,2013)。较多学者采用灰成分指数 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO})/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ 等作为聚煤环境判别参数(代世峰等,2006;任德贻等,2006),

郝吉生等和傅从等则尝试采用“灰成分端元分析法”建立灰成分与聚煤环境之间的联系(郝吉生等,2000)。其中,腐殖煤中的灰成分指数 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO})/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ (以下称“灰成分指数”指此参数)为0.03~0.22,属较弱还原型;变化于0.23~1.23,则属较强还原型(赵师庆等,1994)。据表1煤层灰成分指数可知,研究区煤层灰成分指数平均0.28,整体属较强还原型。C5煤层灰成分指数0.25,属较强还原型,C8煤层灰成分指数0.17,属较弱还原型,C12煤层灰成分指数0.41,属较强还原型。研究区煤层灰成分指数与煤中全硫分的垂向变化相类似,二者在数值上具有正相关关系,如图6a所示。为了进一步确定煤灰成分作为聚煤环境判别的可行性,以煤灰成分中 $\text{CaO} + \text{MgO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SO}_3$ 、 $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ 三个组分的百分含量作为3个端元作三角端元图解,如图6b所示。由图6b可知, $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ 含量最高,为56.67%~68.23%;其次是 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SO}_3$ 含量次高,为17.28%~34.16%; $\text{CaO} + \text{MgO}$ 含量最低,为5.52%~9.47%。结果表明,3个灰成分端元百分含量实际反映了聚煤环境的不同介质条件(程伟等,2013)研究区煤样全部靠 $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ 端元,如图6b所示。反映以粘土矿物为代表的陆源矿物类型多与淡水介质注入有关(郝吉生等,2000)。据此分析,研究区的聚煤环境为从陆源区水浅、水动力较强而还原性较强的环境向远离陆源区水深、水动力较弱而还原性较强的环境变化(张文斌等,2020)。

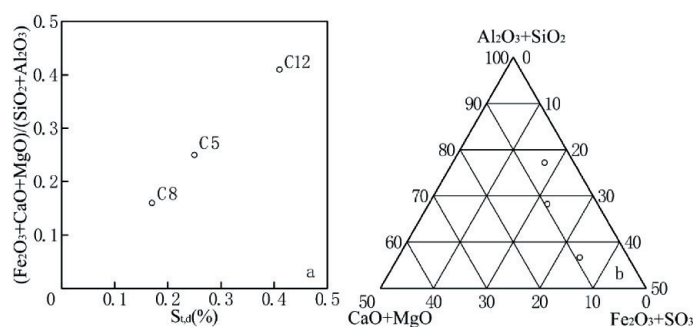


图6 a. 吴家寨地区上二叠统龙潭组煤中硫分与煤灰成分指数之间关系图;b. 煤灰成分三角端元图解

Fig. 6 a Relation between sulfur index and ash index in Longtan formation coal of upper Permian in Wujiazhai area, b Triangle end members of coal ash

7.2.2 煤中微量元素

煤中微量元素的分布特征、富集程度与其形成环境也密切相关,而相关元素的比值是沉积环境的判别标志(崔光来等,2004)。如咸水环境中 Sr/Ba 值大于0.8;陆相沉积物中 Th/U 值大于7,而海相沉积物中小于7;研究区煤样中 Sr/Ba 值为

0.09~0.20,均值为0.15,小于0.8,表明为淡水环境。海水沉积环境中形成的煤往往硫含量较高,内陆淡水环境形成的煤一般硫含量低(陶振鹏等,2017)。区内煤样中硫含量较高的原因,是煤中硫从来源分为原生硫和次生硫,原生硫主要是有机硫,次生硫则主要是指在成煤过程中以硫化物硫为

主要形式进入的硫,其主要受煤层沉积时的水环境控制。研究区煤中的硫主要为次生硫,(汪洋等,2017)。在成煤过程中,煤层底部为粘土岩、泥岩,则煤含硫量高,若为砂岩,砂岩渗透性好,硫易于流动,煤含硫量就低。该区煤层硫含量高的原因,煤层底部为粘土岩、泥岩是一个重要因素。

7.2.3 煤中稀土元素

稀土元素地球化学参数可以从某一侧面反映物源特性和沉积环境的差异。从表2可知:C5煤层 $\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Yb}$ 两极值为12.32~15.83,平均值为14.08;C8煤层 $\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Yb}$ 两极值为9.68~16.02,平均值为12.85。C12煤层 $\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Yb}$ 两极值为14.04~33.86,平均值为23.95。一般而言, $\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Yb}$ 值反映了海水影响强度的差异,单从平均值来看,C12号煤层的 $\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Yb}$ 值高于C5、C8煤层,其受海水影响强度略大一些。Eu异常是由源岩继承下来的,陆源岩具有Eu负异常,故受陆源控制的煤样有Eu负异常(杨旭等,2019)。从图3稀土元素球粒陨石标准化分布模式图看出:研究区各煤层均表现为明显的Eu负异常,反映成煤过程中主要受到陆相的控制。在海水环境中, Ce^{3+} 易转变成 Ce^{4+} ,Ce负异常是海相环境的一个指标;但在边缘海、浅海区、被陆地封闭的海中,Ce浓度基本正常,亏损不严重;在外海、开阔海域,Ce亏损严重(杨旭等,2019)。研究区Ce均未出现明显负异常,说明该区成煤环境受海水影响很小。

8 结论

(1)灰成分指数 $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{MgO})/(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ 等作为聚煤环境判别参数,指数0.23~1.23,则属较强还原型。研究区灰成分指数平均0.28,属较强还原型;灰成分中 $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{SO}_3$ 、 $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ 三个组分的百分含量中, $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量最高,说明粘土矿物为代表的陆源矿物类型多与淡水介质注入有关。研究区的聚煤环境为从陆源区水浅、水动力较强、还原性较强的环境向远离陆源区水深、水动力较弱而还原性较强的环境变化。

(2)微量元素的分布特征、富集程度与其形成环境也密切相关。咸水环境中Sr/Ba值大于0.8,研究区均值为0.15,小于0.8,表明为淡水环境。煤层底部为粘土岩、泥岩是造成该区域煤层硫含

量高的一个重要原因。研究区煤层硫含量主要来源于次生硫。

(3)稀土元素地球化学参数Eu负异常,故研究区煤样受陆源控制。在海水环境中,Ce负异常是海相环境的一个指标。研究区Ce均未出现明显负异常,说明该区成煤环境受海水影响很小。

(4)在特定条件下,古构造、古地理、古气候和古植物等环境因素都可能成为聚煤作用的决定因素。

[参考文献]

- 程伟,杨瑞东,崔玉朝,等.2013.贵州毕节地区晚二叠世煤质特征及其成煤环境意义[J].地质学报,87(11):1763-1777.
- 崔光来,全书进,吴朝东.2004.焉耆盆地休罗系煤中微量元素地球化学特征及意义[J].北京大学学报(自然科学版),40(4):594-600.
- 代世峰,任德贻,唐跃刚.2005.煤中常屈元素的赋存特征与研究意义[J].煤田地质与勘探,33(2):1-5.
- 郭江峰,姚多喜,陈健,等.2016.重庆龙潭组煤中稀土元素地球化学及地质成因分析[J].地学前缘,23(3):51-58.
- 贵州省地矿局102地质大队.2015.贵州省仁怀市吴家寨背斜煤炭整装勘查报告[R].
- 郝吉生,葛宝勋,谢洪波.2000.灰成分端元分析法”及其在聚煤环境分析中的应用[J].沉积学报,18(3):460-464.
- 姜科庆,田继军,汪立今,等.2010.准噶尔盆地南缘西山窑组沉积特征及聚煤规律分析[J].现代地质,24(6):1204-1212.
- 姜世阳.2016.成煤环境与聚煤规律分析[J].地理研究,(18):054.
- 李宝庆.2015.黔西上二叠统龙潭组煤的矿物学及地球化学特征研究[D].武汉中国地质大学.
- 李进孝,张珂,王珍珍,等.2020.五家沟矿区5号煤中伴生元素地球化学特征[J].西北地质,53(2):163-171.
- 李隆富,刘志臣,汪洋,等.2015.二叠系上统龙潭组含煤岩系特征及对比探讨[J].矿业工程研究,30(4):27-33.
- 刘志臣,汪洋,李隆富,等.2018.贵州仁怀吴家寨地区晚二叠世龙潭组层序地层与聚煤作用分析[J].中国煤炭,(3):39-45.
- 任德贻,赵峰华,代世峰,等.2006.煤的微屈元素地球化学[M].北京科学出版社.
- 邵龙义,高彩霞,张超,等.2013.西南地区晚二叠世层序-古地理及聚煤特征[J].沉积学报,31(5):856-866.
- 陶振鹏,杨瑞东,程伟,等.2017.贵州普安-晴隆矿区晚二叠世煤及煤灰中伴生元素的富集特征[J].煤田地质与勘探,45(4):44-51.
- 田和明,代世峰,李大华,等.2014.重庆南川晚二叠世凝灰岩的元素地球化学特征[J].地质论评,60(1):169-177.
- 王小川.1996.黔西南南滇东晚二叠世含煤地层沉积环境与聚煤规律[M].重庆大学出版社,362.
- 汪洋,刘志臣,李隆富,等.2017.黔北煤田二叠系煤层含硫特征与沉积环境研究[J].煤炭科学技术,(2):185-190.
- 徐彬彬,何明德.2003.贵州煤田地质[M].江苏中国矿业大学出

- 版社.
- 叶春,刘志臣,李隆富. 2017. 贵州省仁怀市吴家寨地区晚二叠纪煤系地层稀土地球化学特征浅析[J]. 贵阳学院学报(自然科学版),12(3):102-105.
- 杨旭,刘志臣,李隆富,等. 2019. 贵州遵义吴家寨背斜晚二叠世煤层稀土元素地球化学特征[J]. 煤炭技术,(10):52-54.
- 张文斌,何碧. 2020. 黔北新仁地区上二叠统龙潭组煤质地球化学特征及聚煤规律[J]. 西北地质,53(4):51-65.
- 赵师庆,王飞宇,董名山. 1994. 论“沉煤环境-成煤类型-煤质特征”概略成因模型[J]. 沉积学报,12(1):32-39.
- 赵维龙,邱小龙,王军. 2020. 贵州保田煤炭勘查区沉积环境及聚煤规律研究[J]. 煤炭技术,39(7):49-53.
- 庄新国,龚家强,王占岐,等. 2001. 贵州六枝、水城煤田晚二叠世煤的微量元素特征[J]. 地质科技情报,20(3):53-58.
- HUNTJW,SMITHJW. 1985. S/S ratios of low-sulfur Permian Australian coals in relation to depositional environment[J]. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.),58:137-144.
- STEVENJS,BRIANWS. 2003. Rare earth element sources and modification in the Lower Kittanning coal bed, Pennsylvania; implications for the origin of coal mineral matter and rare earth element exposure in underground mines[J]. International Journal of Coal Geology,54:223-251.

Geochemical Characteristics and Coal Accumulating Environment Analysis of Late Permian Coal Seams in Wujiazhai Area, North Guizhou Coalfield

YANG Xu, LIU Zhi-chen, QIN Xian-jin, XIAO Lin, CHEN Lei, LI Long-fu, WANG Yang

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

[**Abstract**] In order to discuss the relation between geochemical characteristics of coal seams and coal forming environment, based on the analytical data of geochemical characteristics of coal samples from Longtan formation of upper Permian in Wujiazhai area of North Guizhou coalfield, the overall coal quality characteristics of late Permian coal in this area were evaluated, and the relation between coal ash composition index, trace elements and rare earth elements and coal forming environment was mainly discussed. The results show that the ash composition index $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO})/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ and $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ in the study area are 0.28 on average, which belong to strong reduction type; The content of $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ is the highest in $\text{CaO} + \text{MgO}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SO}_3$ and $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$, which indicates that the terrigenous minerals represented by clay minerals are mostly related to fresh water injection. The three terminal element analysis of ash yield, ash composition index and ash composition reveals that the Coal Accumulating Environment in the study area changes from the environment with shallow water, strong hydrodynamic force and strong reducibility in the terrigenous source area to the environment with deep water, weak hydrodynamic force and strong reducibility far away from the terrigenous source area. The average value of trace element Sr / BA in the study area is 0.15, indicating that it is a freshwater environment. The geochemical parameters of rare earth elements in the study area are EU negative anomaly and CE negative anomaly. Therefore, the study area is mainly continental coal accumulation environment, and the coal forming environment is little affected by sea water. Comprehensive analysis shows that the Late Permian coal accumulation environment in wujiazhai area is mainly related to paleoclimate, sedimentary environment and other factors.

[**Key Words**] Coal seam; Longtan formation of Permian; Geochemistry; Coal accumulation environment; Wujiazhai area

贵州修文某铝土矿开采方式探讨

韦鹏洲¹, 虞思德²

(1. 中化地质矿山总局贵州勘查院, 贵州 贵阳 550005; 2. 贵州创新矿冶工程开发有限公司, 贵州 贵阳 550005)

[摘 要] 依据矿体(层)赋存实际, 从采取露天开采方式; 经济合理剥采比; 地下开采方式; 地表沉降分析、开采冒落带影响高度、导水裂缝带高度影响范围等几个方面对矿山拟采取的开采方式进行了分析论述, 认为该矿山适宜于采用露天开采方式进行生产。

[关键词] 铝土矿; 露天开采; 剥采比; 沉降; 冒落带; 裂缝带

[中图分类号] P618.45 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)03-309-06

1 引言

矿山开采过程中, 应依据矿体(层)赋存实际, 开采技术条件, 确定其经济合理的开采方式, 以达到资源的最大化利用, 以达到“政策上可行、资源上可靠、技术上可行、环境上可控、经济上合理”的资源利用宗旨。

依据贵州省自然资源管理部门的要求, 需对矿山开采方式进行相关论证分析, 以合理利用矿产资源选择适宜的开采方式是很有意义的。

2 矿体赋存状况

贵州修文县某铝土矿核实备案的主矿体

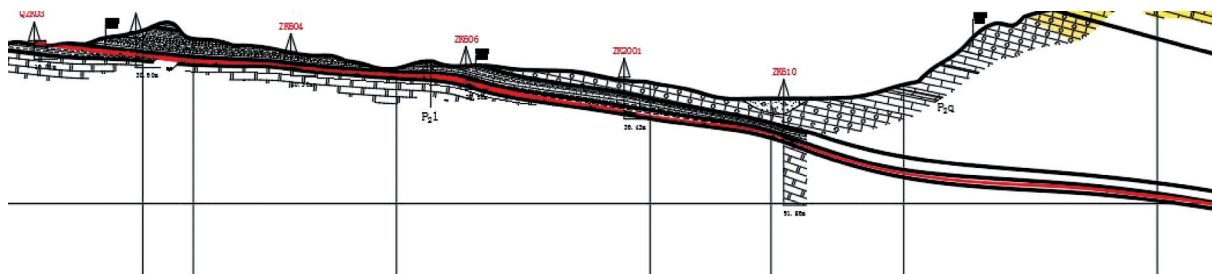


图 1 矿体赋存地质剖面图

Fig. 1 Geological section of orebody occurrence

(层)从浅部露头+1 337.22 m 延伸到地表以下约+1 217.49 m, 矿体厚度 2~3 m, 矿体总体倾向南东, 倾角平缓, 倾角 8°~13°, 呈透镜状产出, 产状与围岩一致, 整体较为连续(见图 1)。

根据地质勘查报告, 矿体赋存于含铝岩系九架炉组(C_{4j})的中上部, 呈透镜状~似层状产出, 产状基本表现为, 倾向基本 SE, 倾角 8°~13°。矿体厚度 1.99~3.00 m, 整体厚度较为稳定。该矿区域范围内共圈定 3 个矿体, 编号为 I、II、III 号矿体, 根据矿山提供的勘探报告所附勘探剖面图; I 号矿体在+1 300 m 标高以上覆盖层厚度较薄(平均 25 m)、在+1 300 m 标高以下覆盖层厚度较厚(平均 55 m), II 号矿体覆盖层厚度较厚(平均 80 m)、III 号矿体基本在+1 300 m 标高以上。

[收稿日期] 2021-01-21 [修回日期] 2021-04-28

[作者简介] 韦鹏洲(1990—), 男, 贵州贵阳, 中化地质矿山总局贵州勘查院采矿助理工程师。

[通讯作者] 虞思德(1967—), 男, 贵州贵阳, 贵州创新矿冶工程开发有限公司采矿工程师, 注册二级质监工程师。

3 开采方式论证

针对贵州修文县某铝土矿的开采方式主要分为 3 类,分别为:地下开采、露天开采和露天+地下联合开采。

开采方式取决于许多因素,其中:矿体埋藏深度、规模、产状、矿岩体特性、地形、地貌以及施工技术水平和机械设备等因素极为重要。

根据《国务院关于印发打赢蓝天保卫战三年行动计划的通知》、《贵州省人民政府关于印发贵州省打赢蓝天保卫战三年行动计划的通知》和“省自然资源厅省生态环境厅关于印发《贵州省露天矿山综合整治两年攻坚行动实施方案》的通知”(黔自然资函【2019】981 号)精神,尽量减少破坏或不破坏地表资源环境情况下,在开发资源时尽量采用井工开采,如井工开采同样会破坏地表资源环境,造成安全隐患情况下,优先采用露天开采。依据相关开采设计规范,要确定矿体(层)合理可行的开采方式可从露天开采方式和地下开采方式两个方面进行技术论证。经比对修文县洒坪乡土地利用规划图(2006—2020 年),拟论证露采范围不占用基本农田和Ⅰ类公益林地,不属于禁采禁建区。

3.1 露天开采方式论证

3.1.1 经济合理剥采比的确定

采用盈利法计算本矿山经济剥采比

$$\begin{aligned} N_{jh} &= [n_l(B_l - a_l) - n_d(B_d - a_d)] / b \\ &= [0.95(350 - 20) - 0.8(350 - 140)] / 14 \\ &= 10.39(t/t) \end{aligned}$$

式中: N_{jh} —经济合理剥采比,t/t

n_l —露天开采回采率, n_l 取 0.95

n_d —地下开采回采率, n_d 取 0.8

B_l —露天矿石价格,元/t, $B_l = 350$

B_d —地下矿石价格,元/t, $B_d = 350$

a_l —露天生产成本,元/t, $a_l = 20$

a_d —地下开采生产成本,元/t, $a_d = 140$

b —露天剥离成本,元/t, $b = 14$ (含剥离

物处理)

3.1.2 矿块平均剥采比

平均剥采比是露天开采境界内总的岩石量与总的矿石量的比值。

各矿块平均剥采比 N 按下式计算:

$$\begin{aligned} N &= \text{剥离围岩岩石量} \div \text{矿石量} \\ &= (\gamma_1 \times H_1 \times S_1) \div (\gamma_2 \times H_2 \times S_2) \end{aligned}$$

其中: γ_1 —泥岩体重 2.4 t/m³

H_1 —覆盖层厚度 m

S_1 —覆盖层面积 m²

γ_2 —矿体体重,2.98 t/m³

H_2 —矿体厚度 m

S_2 —矿体面积 m²

根据矿山具体实际,经计算本矿经济合理剥采比为:10.39(t/t)即 3.5 m³/t。Ⅰ号矿体平均剥采比为:2.2(m³/t)、Ⅱ号矿体平均剥采比为:3.1(m³/t)、Ⅲ号矿体平均剥采比为:1.7(m³/t);Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体平均剥采比均小于经济合理剥采比:<3.5(m³/t),适宜露天开采。Ⅰ号矿体+1 300 m 标高以上采用露采,+1 300 m 标高以下采用地下开采,Ⅲ号矿体平均剥采比小于经济合理剥采比,Ⅲ号矿体采用露天开采;Ⅱ号矿体+1 250 m 标高以上采用露采,+1 250 m 标高以下采用地下开采,以满足安全生产条件要求。

3.2 地下开采方式论证

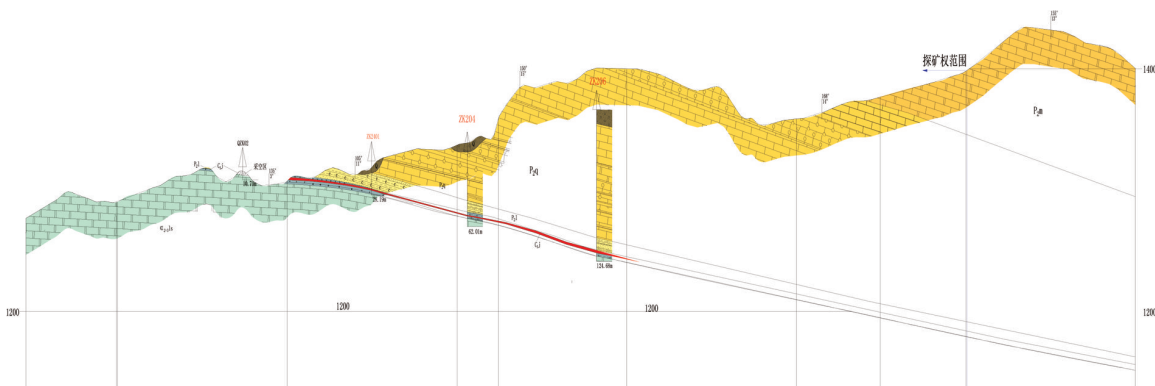


图 2 2'~2'号勘探线剖面

Fig. 2 Profile of No. 2-2' prospecting line

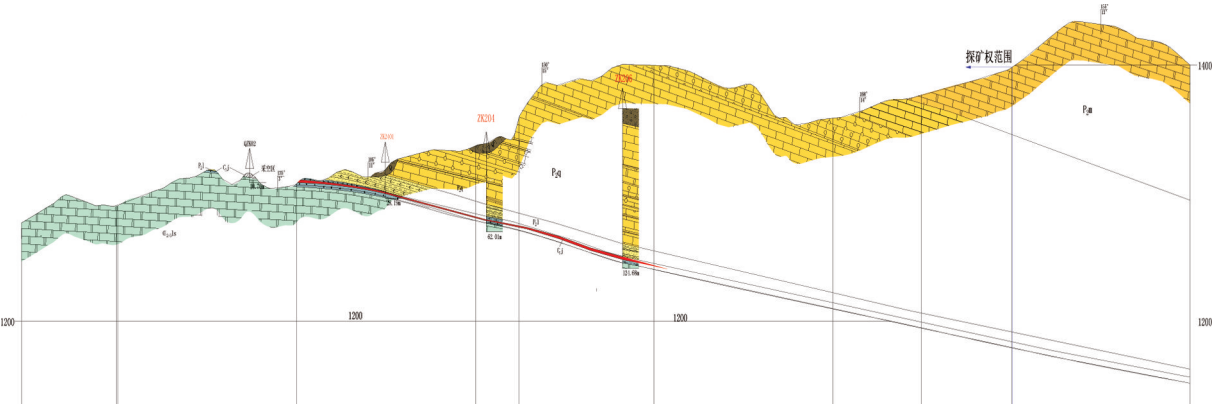


图 3 6'~6'号勘探线剖面
Fig. 3 Profile of No. 6-6' prospecting line

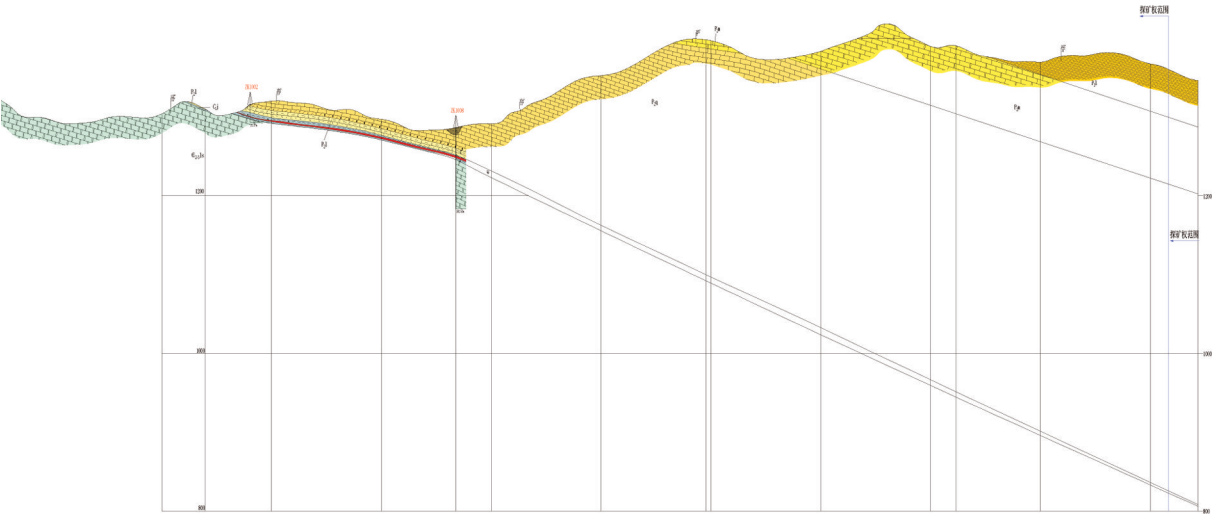


图 4 10'~10'号勘探线剖面
Fig. 4 Profile of No. 10-10' prospecting line

3. 2. 1 开采垮落带影响高度

I 号矿山为中硬岩层(最大采厚 3. 17 m)

$$Hk = \frac{100 \sum M}{4.7 \sum M + 19} \pm 2.2$$
$$= (100 \times 3.17) / [(4.7 \times 3.17) + 19] \pm 2.2$$
$$= 11.55 \text{ m}$$

II 号矿山为为中硬岩层(最大采厚 3. 43 m) :

$$Hk = \frac{100 \sum M}{4.7 \sum M + 19} \pm 2.2$$

$$= (100 \times 3.43) / [(4.7 \times 3.43) + 19] \pm 2.2$$
$$= 11.97 \text{ m}$$

III 号矿山为为中硬岩层(最大采厚 6. 20 m) :

$$Hk = \frac{100 \sum M}{4.7 \sum M + 19} \pm 2.2$$
$$= (100 \times 6.20) / [(4.7 \times 6.20) + 19] \pm 2.2$$
$$= 15.08 \text{ m}$$

表 1 开采垮落带影响高度计算结果表

Table 1 Calculated results of caving zone effect the height

矿体编号	矿体埋深(m)	平均倾角(°)	矿体最大开采厚度(m)	垮落带最大高度(m)
I 号	0-58	8°~13°	3.17	11.55
II 号	0-80	8°~13°	3.43	11.97
III 号	0-32	8°~13°	6.2	15.08

论证表明：Ⅰ号矿体层(最大采厚 3.17 m)：地下开采将影响自矿层以上 11.55 m 地表塌陷垮落；Ⅰ号矿体层矿段区域处地表 11.55 m 以浅，不能采用井工开采，宜采用露天开采方式。

Ⅱ号矿体层(最大采厚 3.43 m)：地下开采将影响自矿层以上 11.974 m 地表塌陷垮落；Ⅱ号矿体层矿段区域处地表 11.97 m 以浅，不能采用井工开采，宜采用露天开采方式。

Ⅲ号矿体层(最大采厚 6.20 m)：地下开采将影响自矿层以上 15.08 m 地表塌陷垮落；Ⅲ号矿

体层矿段区域处地表 15.08 m 以浅，不能采用井工开采，宜采用露天开采方式。

3.2.2 导水裂缝带高度影响范围

Ⅰ号矿山为中硬岩层(最大采厚 3.17 m)

$$Hh_i = 20 \times \sqrt{\Sigma M} \sqrt{3.17 + 10} = 45.6 \text{ m};$$

Ⅱ号矿山为中硬岩层(最大采厚 3.43 m)

$$Hh_i = 20 \times \sqrt{\Sigma M} \sqrt{3.43 + 10} = 47.04;$$

Ⅲ号矿山为中硬岩层(最大采厚 6.20 m)

$$Hh_i = 20 \times \sqrt{\Sigma M} \sqrt{6.20 + 10} = 59.80 \text{ m};$$

表 2 导水裂缝带高度影响范围计算结果表

Table 2 Calculated results of water fracture zone height effecting area

矿体名称及编号	矿体埋深(m)	平均倾角(°)	矿体最大开采厚度(m)	导水裂隙带最大高度(m)
Ⅰ号	0-58	8°~13°	3.17	45.6
Ⅱ号	0-80	8°~13°	3.43	47.04
Ⅲ号	0-32	8°~13°	6.2	59.80

论证表明：Ⅰ号矿体层(最大采厚 3.17 m)：地下开采将影响自矿层以上 45.6 m 地表塌陷导通；Ⅰ号矿体层矿段区域处地表 45.6 m 以浅，不能采用井工开采，宜采用露天开采方式；本矿山Ⅰ号矿体层埋藏深度最深仅为 58 m，宜+1 300 m 以上采用露天开采。

Ⅱ号矿体层(最大采厚 3.43 m)：地下开采将影响自矿层以上 47.04 m 地表塌陷导通；Ⅱ号矿体层矿段区域处地表 47.04 m 以浅，不能采用井工开采，宜采用露天开采方式；本矿山Ⅱ号矿体层埋藏深度最深为 80 m，矿层标高+1 250 m 宜采用露天开采。

Ⅲ号矿体层(最大采厚 6.20 m)：地下开采将影响自矿层以上 59.80 m 地表塌陷导通；Ⅲ号矿体层矿段区域处地表 59.80 m 以浅，不能采用井工开采，宜采用露天开采方式；本矿山Ⅲ号矿体层埋藏深度最深为 31 m，宜全部采用露天开采。

3.2.3 地表沉降分析

1) 地表最大下沉值 $W_{\max}$ (mm)

$$W_{\max} = Mq \cos \alpha = 590 \text{ mm}$$

式中： m —矿层厚度(m)，矿区内Ⅰ号矿体、Ⅱ号矿体、Ⅲ号矿体矿体厚度在 1.99 ~ 3.0 m 之间，矿层平均厚度 1.66 m；计算取矿层最大值 3.00 m。

q —下沉系数，根据《采空区公路设计与施工技术细则》附表 D.0.1-4，中硬顶板、冒落条带开采 $q = 0.15 \sim 0.30$ ，取 0.20；

α —矿层倾角(°)，取矿层平均倾角 10°。

2) 地表倾斜最大值 $i_{\max}$ (mm/m)

$$i_{\max} = \frac{W_{\max}}{\gamma} \tag{2-1}$$

3) 地表曲率最大值 $k_{\max}$ (mm/m²)

$$\pm K_{\max} = \pm 1.52 \frac{W_{\max}}{\gamma^2} \tag{2-2}$$

4) 地表水平变形最大值 $\varepsilon_{\max}$ (mm/m)

$$\pm \varepsilon_{\max} = 1.52b \frac{W_{\max}}{\gamma} \tag{2-3}$$

式中： r —采空区边界地表主要影响范围半径

(m)， $r = \frac{H}{\tan \beta}$ 。

H —采空区底板深度(m)；

β —主要开采影响角(°)，由《采空区公路设计与施工技术细则》表 D.0.1-1 取 $\beta = 65^\circ$ ；

b —水平位移系数，由《采空区公路设计与施工技术细则》表 D.0.1-1 取 $b = 0.25$ 。

根据开拓工程通过铝土矿勘查区的地质勘探剖面 2'~2'、6'~6'、10'~10'，开采铝土矿层底板深度(采深) H 相应为 26 ~ 127 m、17 ~ 92 m、15 ~ 128 m，相应采空区边界地表主要影响范围半径 r 分别为 26.6 m、25.6 m、33.6 m。由式(2-1)、(2-2)和(2-3)计算出采空区地表倾斜最大值、地表曲率最大值及地表水平变形最大值(表 3)。

表 3 勘查区采空区地表位移、变形最大值

Table 3 Maximum value of surface displacement and deformation in exploration area and working out area

序号	地质勘探剖面	开采矿层	采空区边界地表	采空区地表位移变形			
		底板深度 H(m)	主要影响范围 半径 r(m)	W _{max} (mm)	i _{max} (mm/m)	k _{max} (mm/m ²)	ε _{max} (mm/m)
1	2'~2'	26~127	26.6	590	22.2	1.3	8.4
	6'~6'	17~92	25.6		23.04	1.4	8.8
3	10'~10'	15~128	33.6		17.6	0.8	6.7
平 均			28.6		20.9	1.2	8.0

根据矿山具体实际,通过开拓工程通过铝土矿勘查区的地质勘探剖面 2'~2'、6'~6'、10'~10' 计算铝土矿层开采后地表最大下沉值: $W_{\max} = Mq\cos\alpha = 590\text{ mm}$

相应的地表最大移动、变形和倾斜值计算结果与《建筑物、水体、铁路及主要井巷煤柱留设与压煤开采规范》(2017 年 5 月)中规定的地表变形对地面建筑物破坏等级进行对比,如下表 4。

表 4 铝土矿层采空后地表不同部位砖混建筑物破坏等级表

Table 4 Bricky construction damage classification in different position after working out of bauxite

编号	铝土矿埋深	I _{max} (mm/m)		K _{max} (mm/m)		ε _{max} (mm/m)		备注
		数值	破坏等级	数值	破坏等级	数值	破坏等级	
1	26~127	22.2	Ⅳ	1.3	I	8.4	Ⅳ	矿体区域
2	17~92	23.04	Ⅳ	1.4	I	8.8	Ⅳ	矿体区域
3	15~128	17.6	Ⅳ	0.8	I	6.7	Ⅳ	矿体区域

经以上计算可以看出当矿层采空后,地表最大下沉值>400 mm;地表倾斜最大值>10 mm;地表曲率最大值>0.6 mm/m²;地表水平变形最大值>6.0 mm/m;

过标准要求,地表变形会很强烈,地面塌陷、地裂缝的数量及规模将增多加大,其对地面建筑物破坏等级最大为Ⅳ级。

矿区范围内地表不同部位地面倾斜变形值、水平变形均较大,其相应的水平变形和倾斜均超

开采引起的沉降和塌陷将对农业生产及造成较大危害,故矿山宜采用露天方式进行开采,以满足安全生产条件要求。

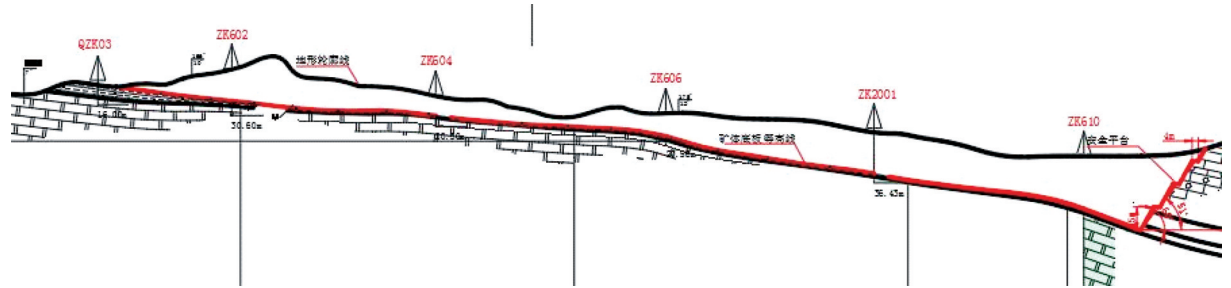


图 5 最终开采境界剖面图

Fig. 5 Profile of final mining boundary

4 结论和建议

(1) 论证内容总体符合贵州省自然资源厅相关露天论证编制大纲和有关标准规范要求,体现了“政策上可行、资源上可靠、技术上可行、环境上可控、经济上合理”的资源利用宗旨,经论证确定 I 号矿体+1 300 m 标高以上采用露采、+1 300 m

标高以下采用地下开采,Ⅱ号矿体+1 250 m 标高以上采用露采,+1 250 m 标高以下采用地下开采,Ⅲ号矿体采用露天开采的开采方式是合理可行的。

(2) 露天开采方式在实际生产中应充分考虑地表破坏后相应的环境综合治理和矿山闭坑后土地复垦的相关费用。

(3) 如果矿体区域上方是基本农田或国家 I

类公益林地,在没有调整相应的规划前,是不能进行开采生产的。

[参考文献]

贵州盛丰土地资源开发有限公司. 贵州省修文县五老山(北翼)铝土矿露天开采方式论证报告[R]. 2020, 10.
国家安全监管总局国家煤矿安监局国家能源局国家铁路局《建筑物、水体、铁路及主要井巷煤柱留设与压煤开采规范》(2017年5月)[M].

中华人民共和国交通运输部发布《采空区公路设计与施工技术细则》(JTG/TD 31-03-2011)[M].

胡炳南张兴华申宝宏主编《建筑物、水体、铁路及主要井巷煤柱留设与压煤开采指南》煤炭工业出版社[M]. 2017, 9.

西南能矿建设工程有限公司2019年7月编制的《贵州省清镇市新街-五老山铝土矿详查报告》.

贵州省国土资源规划研究院2020年12月评审通过的《贵州省修文县五老山(北翼)铝土矿露天开采方式论证报告咨询意见书》.

Discussion of the Mining Method of a Bauxite in Xiuwen County, Guizhou

WEI Peng-zhou¹, YU Si-de²

(1. Guizhou Exploration Institute, China Chemical Geology and Mine Bureau, Guiyang 550005, Guizhou, China;

2. Guizhou Innovation Mining and Metallurgy Engineering Development Co., Ltd Guiyang 550005, Guizhou, China)

[Abstract] Based on the actual occurrence of ore body (layer), in this paper, it analyzes and discusses the mining method to be adopted in the mine from the following aspects: open pit mining method – economic and reasonable stripping ratio; underground mining method – surface subsidence analysis, influence height of the mining caving zone, impact range of the water flowing fracture zone height, and concludes that the mine is suitable for open pit mining.

[Key Words] Bauxite; Open pit mining; Stripping ratio; Subsidence; Caving zone; Fracture zone

(上接第 255 页)

The Palynological Sporopollen Fossils and Its Indicated Palaeovegetation and Palaeoclimate Characteristics of Xueshan Formation in Tuonamu Area, North Qiangtang Basin

BAI Pei-Rong, XIONG Xing-Guo, MA De-Sheng, CHEN Qi-fei, JIANG Kai-yuan, ZHANG Hou-song, ZENG Yu-ren, WU Tao, LI Yue-sen

(Guizhou Geological Survey, Guiyang 550018, Guizhou, China)

[Abstract] By study the abundant pollen of *Clasopollis* and *Dicheiaropollis* in Xueshan formation in Tuonamu area, North Qiangtang Basin, the sporopollen of this formation can be established as CD assemblage, dating from the Early Early Cretaceous. The analysis suggests that the Early Cretaceous palaeo-vegetation communities in Tuonamu area were dominated by the pyridae plants of *Clasopollis* and *Dicheiaropollis*, which were related to each other (or their parent plants) and tolerant to dry heat. A small number of other plants, such as *Alsophila* and *Lepidopsis*, grew in the forest or under the forest. The climate characteristic reflected by this palynological flora is the arid tropical – subtropical climate. By this study, it enriched the understanding of Early Cretaceous palynology, palaeo-vegetation and palaeo-climate in the Qiangtang basin.

[Key Words] Xueshan Formation; Sporo-pollen; Palaeovegetation and Palaeoclimate; North Qiangtang basin

基岩山区矿坑涌水量预测中“富水系数法”可行性讨论

陈艺迪¹, 陈 萍²

(1. 贵州省地矿局 111 地质大队, 贵州 贵阳 550081; 2. 贵州省地质环境监测院, 贵州 贵阳 550081)

[摘 要]一些矿产资源勘探和核实报告常常采用所谓“富水系数法”来估算未来矿山开采的矿井涌水量,但该方法是否合理,一直是业内争议的问题。文章以有多年开采历史的煤矿山开采资料为基础,通过对矿井涌水量与煤炭开采量、开采面积、开采深度等的统计分析,探讨了矿井涌水量与上述因素之间的相关关系。研究表明,随着矿山开采的延续,矿井涌水量与煤炭资源的开采量之间并不呈简单的“线性关系”,从而得出采用所谓“富水系数法”来估算基岩山区矿山未来开采的矿井涌水量是不合理的结论。

[关键词]基岩山区;涌水量预测;富水系数法;讨论

[中图分类号]P641.2;P641.4⁺1 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)03-315-05

1 引言

所谓“富水系数”,一般定义为开采单位体量矿石的矿井涌水量(m^3/t),用已开采矿井累积涌水量与同期矿石累积开采量之比来表征,所以又称“吨矿涌水量”。一些生产报告常根据矿山前期开采资料计算的“吨矿涌水量”乘以矿山矿产资源可采储量来预测估算未来矿井涌水量,除此外,还出现了采用矿山的单位开采面积、矿坑疏干排水单位降深、狭长坑道的单位长度等为单位的“富水系数”计算公式,甚至近年的行业标准《矿坑涌水量预测计算规程》也将该方法列入矿井涌水量预测计算方法之一。

满足该预测估算方法的立地条件必须是矿区内“富水系数”或称“吨矿涌水量”为一“常数”,亦即矿井涌水量与矿产资源的开采量之间呈“线性正相关”,但是,基岩山区矿床水文地质条件是复杂的,充水层的含水性 and 透水性在三度空间上也是非均质的,难以满足该立地条件,采用“富水系数”估算矿井涌水量是否可行?业内人士持有不

同的观点。本文以开采历史悠久的盘县某大型煤矿为研究对象,在对矿区开采相关资料的收集、现场调研的基础上,通过对矿井涌水量与煤炭开采量、开采深度、开采面积的统计分析,揭示了矿井涌水量与上述因素之间的相关关系。研究表明,在基岩山区采用“富水系数法”预测计算矿井涌水量是不合理、不可行的。研究成果对矿区水文地质勘探、矿井排水设计和生产都有重要的指导意义。

2 研究区基本概况

研究区位于贵州省盘州市南西 12 千米的火铺镇。在地质构造上位于盘关向斜南部扬起端西翼(图 1),呈单斜构造,断裂构造较发育。出露地层从老至新依次为泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系及第四系,含煤地层为二叠系乐平统龙潭组,厚 221~468 m,含可采煤层十余层。上覆厚 395 m 的三叠系下统飞仙关组、下伏厚度大于 400 m 的峨眉山玄武岩,含煤层及顶、底板岩层所含地下水类型均为基岩裂隙水。可采煤层均埋藏于当地侵

[收稿日期]2021-01-26 [修回日期]2021-06-10

[作者简介]陈艺迪(1993—),男,遵义市人,水文地质工程地质助理工程师,从事水文地质、工程地质工作。

[通讯作者]陈萍(1966—),女,重庆市人,水文地质工程地质研究员,主要从事水文地质工作。

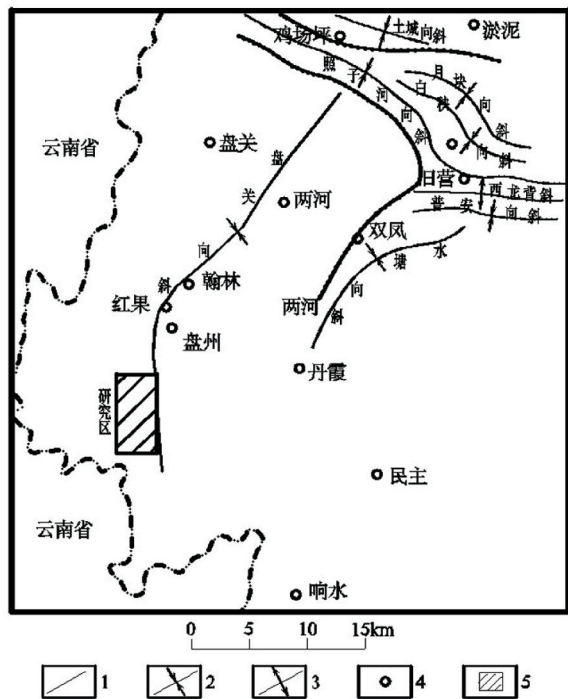


图1 研究区位置及区域地质构造图

Fig. 1 Location of the study area and regional geological structure

1—断层;2—向斜;3—背斜;4—地名;5—研究区

蚀基准面以下,地形不利于自然排水。矿床水文地质勘探类型为以顶、底板直接进水、水文地质条件中等的裂隙充水矿床。

矿山从七十年代建矿开发,为一具有悠久开采历史、年开采规模达到120万吨的国营大型矿山。据统计,矿山投产以来,煤炭资源的开采量已经超过亿吨,地下形成了数平方千米的采空区,矿山开采的动态资料丰富、齐全,在贵州省内开采矿山中具有良好的代表性。

3 研究方法及数据采集

3.1 研究方法

研究工作以所选择矿山为研究对象、矿山勘探及多年实际的开采及排水资料为基础,以矿床水文地质学、系统理论学、统计学等为指导,对矿山实际的煤炭开采及矿井排水资料开展综合研究。通过对矿山同期矿井排水量和煤炭资源开采量的统计,分析矿井涌水量与矿产资源开采量之间的相关特征以及采用“富水系数法”(或“吨煤涌水量”法)预测估算矿井涌水量存在的问题;通过对矿井涌水量与采空区面积、矿井排水疏干降

深关系的分析,揭示采用“富水系数法”预测计算矿井涌水量不合理的原因,并提出对采用“比拟法”预测估算矿井涌水量应注意的问题。

3.2 数据采集

研究矿山为一国营大型矿山,矿山开采过程中生产管理规范,有关生产记录较齐全、资料的可信度较高。研究工作收集了矿山1978—2007年共30年不同年份的大气降水量、采空区面积、开采疏干降深、矿井排水量序列资料,以及各年度煤炭开采量和累积开采量资料,其中1978—1991年的资料最为齐全,以此作为研究工作的依据。

4 数据统计与分析

4.1 数据的统计

火铺矿1978—1991年矿井涌水相关资料见表1。

4.2 分析与结果

4.2.1 煤炭开采量与矿井涌水量关系分析

4.2.1.1 “吨煤涌水量”与煤炭开采量关系

以1978年为起始年份,分别统计从起始年至不同年份煤炭累积开采总量(T_i)和矿井排水总量(Q_i),并采用采用式(1)计算出不同年份的所谓“吨煤涌水量(W_i)”:

$$W_i = \sum_{i=1}^n Q_i / \sum_{i=1}^n T_i \quad (1)$$

将截至不同年份的“累积煤炭开采量(T_i)”与同期“吨煤涌水量(W_i)”在平面直角坐标系中绘成散点图(图2),图中看出,二者之间并不呈“线性相关”,并反映出随着煤炭“累积开采量”的加大,“吨煤涌水增量”呈现逐渐减小的趋势

以研究矿山1978—1991年“吨煤涌水量”与煤炭“累积开采量”序列资料为依据,对该矿山“吨煤涌水量”与煤炭“累积开采量”之间进行相关分析。分析结果,二者之间呈良好的“非线性”对数相关。

$$N=14 \quad R=R=0.9207$$

$$W=-0.5016+1.19631 \lg T \quad (2)$$

4.2.1.2 “吨煤涌水增量”与“累计开采量”的关系

为进一步揭示矿井涌水量与煤炭开采量之

间的关系,以年为单位,根据相邻年份矿井“吨煤涌水量”数据,计算逐年份“吨煤涌水增量(ΔW_i)”,并将“吨煤涌水增量(ΔW_i)”与同期“累积煤炭开采量(T_i)”做成相关曲线图(图3)。结果反映出,随着矿山煤炭资源累计开采量的增大而减小。

表 1 火铺矿历年矿井涌水量与相关因素统计表

Table 1 Water discharge in recent years and relative factor statistics of Huopu mine

年份	累计采空区面积 (m^2)	开采深度(m)	涌水量(万 m^3)		吨煤涌水量 ($\text{m}^3/\text{吨}$)	煤炭开采量 (万吨)	
			年量	累积量		年量	累积量
1978	600192	114	147.95	147.95	2.03	72.8	72.8
1979	696072	122	182.19	330.14	2.04	89.3	162.1
1980	821197	132	209.84	539.98	2.13	92.0	254.1
1981	1001293	139	251.60	791.58	2.35	82.6	336.7
1982	1110922	145	281.31	1 072.89	2.50	92.4	429.1
1983	1195780	152	303.94	1 376.83	2.63	94.2	523.3
1984	1260618	157	252.38	1 629.21	2.70	80.8	604.1
1985	1397844	163	316.82	1 946.03	2.81	88.3	692.4
1986	1531383	168	445.44	2 391.47	3.08	83.3	775.7
1987	1643534	168	298.31	2 689.78	3.09	94.1	869.8
1988	1699411	170	313.07	3 002.85	3.15	83.0	952.8
1989	1798792	170	361.38	3 319.23	3.24	70.6	1 023.4
1990	1963217	174	425.19	3 744.42	3.31	95.0	1 118.4
1991	2065778	177	480.89	4 225.31	3.44	111.5	1 229.9

资料来源:《贵州省盘江矿区煤炭资源总体地质报告》,贵州煤矿地质工程咨询与地质环境监测中心,2020年8月。

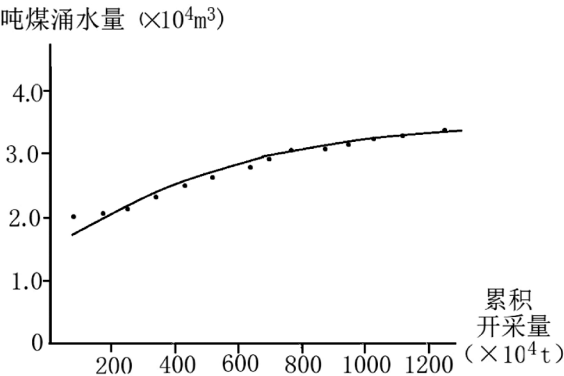


图 2 “吨煤涌水量”与“累积开采量”关系曲线图

Fig. 2 Relation curve of ton coal water discharge and cumulated output

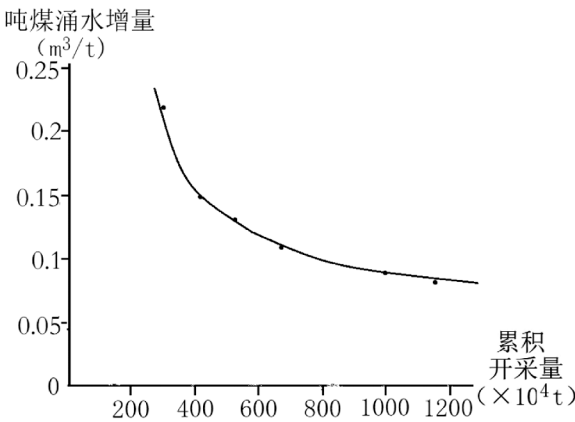


图 3 吨煤涌水量增量与累积开采量关系曲线图

Fig. 3 Relation curve of ton coal water discharge increment and cumulated output

4.2.2 矿井涌水量主要控制因素分析

矿井涌水量除了受矿山所处矿床水文地质类型和水文地质条件有关外,还与矿山的开采规模和开采空间形态有关。将不同年份矿井的“累积涌水量(W_i)”与同期“累积采空区面积”、“累积涌水量(F_i)”与同期“排水疏干降深(W_i)”分别绘成散点图曲线(图4、图5),图中反映如下特征:一是随着矿山“累计采空区面积”和“开采排水疏干降深”的增大,矿井“涌水量”均随之增大,但均呈

“非线性正相关”;二是随着矿山开采延续、开采规模的扩大,矿井涌水量与开采面积关系曲线逐渐趋于平缓,而矿井涌水量与开采降深(S)曲线仍持续呈明显的上升。其特征揭示:对于一个矿床水文地质条件确定的矿山,未来矿山开采涌水量大小主要受控于矿山的开采面积和开采深度(排水疏干降深),并且矿山开采的深度(S)对矿井涌水量的影响远大于开采面积(F_i)。

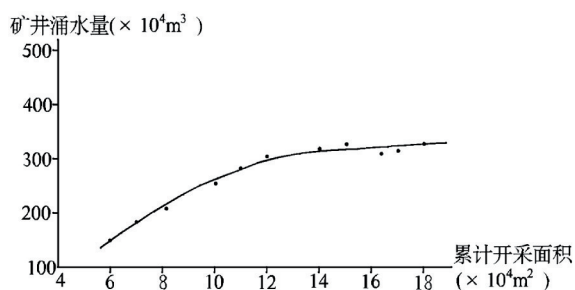


图4 矿井涌水量与累计开采面积关系曲线图

Fig. 4 Relation curve of mine water discharge and cumulated mining area

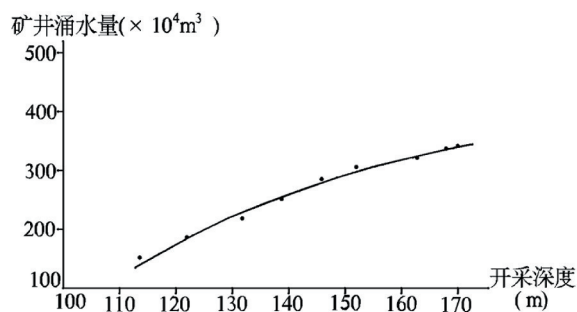


图5 矿井涌水量与开采深度关系曲线图

Fig. 5 Relation curve of mine water discharge and mining depth

5 讨论与结论

5.1 讨论

(1) 满足所谓“富水系数”为“常量”的前提条件必须是矿床充水层的含水性、透水性均质,但是,受矿床水文地质条件的影响,基岩山区矿床充水层的含水性、透水性在三度空间上都是非均质的,特别是在垂向上随着开采深度增加,岩层的含水性、透水性呈减弱趋势,难以满足矿床充水层的含水性、透水性均质的条件。

(2) 按照渗流理论,汇入采空区的流量与过水断面面积和水力坡度成正比,而矿山开采地下水向采空区的运动中,控制矿井进水断面和水力坡度的因素就是矿井的开采面积和开采深度,其中,开采深度对矿井涌水量的影响大于开采面积。

(3) 生产实践表明,即使矿床水文地质条件相同的同一基岩山区矿山,矿井涌水量和矿石开采量之间都不可能呈“线性相关”关系,即所谓“富水系数”或称“吨矿涌水量”并不是一个确定的“常数”。尽管矿井涌水量随着矿山开采量的加大而增大,但涌水量增加量随之减小,矿石开采量与矿井涌水量之间呈“非线性正相关”。

(4) 鉴于上述理论与实践,在生产实践中,应充分利用矿山前期生产资料,确立矿石开采量与矿井排水量的相关关系,建立“吨矿涌水量”与“矿石累积开采量”相关方程,然后结合未来的开采储量,合理确定计算参数。

5.2 结论

通过研究得出如下主要结论:

(1) 采用所谓“富水系数”法预测估算矿井涌水量是不合理、不可行的。

(2) 即使在的水文地质条件相同的同一矿山,由于基岩矿山矿井涌水量是矿井开采面积、含水层疏干水位降深的函数,因此,简单采用所谓“面积比拟法”、“降深比拟法”、“狭长坑道的单位长度比拟法”等单因子比拟法来预测矿井涌水量也不合理的。在利用实际开采资料采用比拟法预测矿山矿井涌水量时,必须同时考虑开采面积(F)、含水层疏干水位降深(S)两个因素。

[参考文献]

- 陈酩知,刘树才,等. 2009. 矿井涌水量的预测方法的发展. 工程地球物理学报[J]. 06.
- 崔杰. 2009. 矿井涌水量计算方法评述. 水利采煤与管道运输[J]. 04.
- 杜毓超,韩行瑞. 2009. 基于 AHP 的岩溶隧道涌水专家评判系统及其应用[J]. 中国岩溶, 3.
- 杜敏铭,邓英尔,许模. 2009. 矿井涌水量预测方法综述[J]. 地质学报, 29(1): 70-73.
- 贵州煤矿地质工程咨询与地质环境监测中心. 贵州省盘江矿区煤炭资源总体地质报告[R]. 2020, 08.
- 高仲斌,华志钧. 1992. 渭北煤田奥陶系碳酸盐岩岩溶发育及岩溶水赋存规律[J]. 陕西煤炭技术, (2), 21-24.
- 郭娣,许模. 2009. 西南地区紧密背斜岩溶地下水赋存与运移特征[J]. 地质学报, 29(1): 66-69.
- 华解明. 2009. “大井法”预测矿井涌水量问题探讨[J]. 中国煤炭地质, 6.
- 韩行瑞,徐健,白山云,等. 隧道岩溶涌水预报与处治[M]. 桂林, 广西师范大学出版社.
- 连会清,夏向学,斌慧,尹尚先. 2009. 矿井涌水量预测方法及实用性评价[J]. 华东科技学院学报, 2: 22-27.
- 李才华,滕伟福,等. 2009. 某矿井水文地质特征分析及涌水量预测[J]. 安全与环境工程, 06.
- 孙福勋,张元杰,丁涛. 2016. 解析法和比拟法在矿井涌水量分析和预测中的应用[J]. 科技创新与应用, (8): 34-35.

- 王明章. 2011. 裘布依地下水井流计算公式有关问题讨论[J]. 贵州地质, 28(2): 125-128.
- 殷允彬. 2012. 金达煤矿矿井涌水量数值模拟研究[J]. 山东科技大学. 研究生硕士论文, 1.
- 咎雅玲, 吴慧琦. 2011. 水文地质比拟法预测矿井涌水量[J]. 华北国土资源, (1): 52-54.
- 中化矿山地质贵州地质勘察院. 2014. 贵州省开阳县金中镇平安磷矿二矿(扩界)资源储量核实及勘探报告[R]. 11.

Feasibility Discussion of Enriched Water Coefficient Method in Mine Water Discharge Estimation of Bedrock Mountain Area

CHEN Yi-di¹, CHEN Ping²

(1. 111 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Guiyang 550081, Guizhou, China; 2. Guizhou Geological Environment Monitoring Institute, Guiyang 550000, Guizhou, China)

[**Abstract**] In some mineral resource exploration and verification report, the so called ‘Enriched Water Coefficient Method’ was used to estimate the mine water discharge in the futural mining, but the reasonability remain controversial in this industry. In this paper, based on the mining data of years’ coal mine, by statistic and analysis the mine water discharge, coal yield, mining area and mining depth, the correlation between mine water discharge and above factors is discussed. The studying result shows with the persistent mining, the relation of mine water discharge and coal yield is not simple ‘positive linear relation’, so we can know it’s unreasonable to estimate the mine water discharge by ‘Enriched Water Coefficient Method’ in the futural mining.

[Key Words] Bedrock mountain area; Water discharge estimation; Enriched water coefficient method; Discussion

(上接第 262 页)

The Characteristics of the Trace Fossils and Its Geological Significance of the Upper Linghao Formation in Naye of Wangmo ,Guizhou Province

XIANG Kun-peng, CHEN Ming-hua, DENG Xiao-jie, LONG Jian-xi, SHI Zhen-hua, RAN Wei-yu

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

[**Abstract**] Abundant trace fossils existed in the upper part of the Middle–Late Permian Linghao formation in Naye of Wangmo, Guizhou province, and *Chondrites*, *Planolites*, *Keckia* and *Helminthopsis* are mainly identified. In the lower part of the trace fossil–bearing strata of Linghao Formation, *Chondrites* were the dominant fossil species with high abundance, and the upper part was gradually replaced by *Planolites* and *Helminthopsis*, forming a fossil assemblage dominated by foraging tracks as a whole. According to the rock association, sedimentary structure and the distribution characteristics of the trace fossils, combined with regional geological data, this study proposed that the Naye region was a relatively closed reductive environment in shallow sea during the Middle–Late Permian, and the distribution of trace fossil was closely related to the rise and fall of sea level, which was the product of the deposition of the high water level system. The vertical variation of fossil assemblage indicated that the upward water became shallow as a whole. This study provides a basis for further understanding of the Middle–Late Permian sedimentary–tectonic evolution in the southern Guizhou.

[Key Words] Trace fossil; Sedimentary structure; Sedimentary environment; Linghao formation; Nave region

一种新的滑坡稳定性计算软件的结构设计

王康年,王 云,黄 烨,吴文刚,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]“滑坡稳定性计算”系笔者自主开发的“地质测量计算机数据处理及辅助成图系统”软件中的一个功能模块,通过笔者等承担的项目不断实践和完善,目前集成适用于岩、土质滑坡稳定性计算的瑞典(Fellenius)法、传递系数法、比肖普(Bishop)法、詹布(Janbu)法、二维块体极限平衡法等多种算法和 C 、 φ 值反演计算,几种算法原始数据可相互导入验算或研究,软件界面简单直观,有计算过程,可作为图片直接插入成果中。本文系统地介绍“滑坡稳定性计算”功能模块的架构、设计思路和应用实例。

[关键词]滑坡;稳定性计算;软件;结构设计

[中图分类号]P694;P642.22;TP311.52 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)03-320-06

滑坡稳定性评价,是在对地质体充分认识的基础上,通过对滑坡作用机理的研究,从而得出的定性和定量评价结果(宣世进等,2009)。滑坡稳定性定量评价,通常称为滑坡稳定性计算,是在定性分析的基础上,通过定量计算后人为判断滑坡是否稳定,同时为滑坡防治工程设计与施工推荐必要的岩土体物理力学参数指标值。

“滑坡稳定性计算”计算主要有极限平衡法和数值分析法,在建设、水利、自然资源几大行业的勘查设计单位中应用最广的、比较成熟的、并被国家标准或行业规范引用的,主要还是极限平衡法,如瑞典(Fellenius)法、传递系数法、詹布(Janbu)法、比肖普(Bishop)法、摩根斯坦-普赖斯(Morgenstern-Price)法等。

随着计算机技术的迅猛发展,国内外呈现的滑坡稳定性计算软件颇多,特别是二十一世纪以来,国内科研院所或勘查设计单位都有所研究并取得成果(许强等,2000;刘华军,2004;李长冬等,2006;刘鹏等,2006;徐洪恩等,2007;陆柏树等,

2007;卢清,2009;雷育宾等,2015),其中代表性的有国外的 Geo-slope、成都理工大学的 Slope-CAD(许强等,2000)、理正公司系列边坡稳定性分析软件、殷跃平的 GEOHZD、李长冬的 Slope Designer(李长冬等,2006)、林枢的边坡计算 SlopeLE 等。但多数软件或模块因价格较昂贵,数据录入界面复杂或功能(算法)较单一,尤其在以生产任务为主的勘查设计单位仍然未得到普及应用,甚至还有单位仍在使用纯手工或 Excel 表格计算。

“滑坡稳定性计算”系笔者自主开发的“地质测量计算机数据处理及辅助成图系统”(简称“地质测量”)软件中的一个功能模块,目前集成了适用于岩、土质滑坡稳定性计算的瑞典(Fellenius)法、传递系数法、比肖普(Bishop)法、詹布(Janbu)法、二维块体极限平衡法和 C 、 φ 值反演计算,几种算法原始数据可相互导入用于验算或研究,通过笔者等承担的滑坡勘查项目和科研项目不断实践和修改完善,软件界面简单直观,有计算过程和结论,可直接插入到勘查或研究成果中佐证,原始数据采集多样

[收稿日期]2020-02-28 [修回日期]2021-03-12

[基金项目]贵州省地矿局科研项目《黔东南浅变质碎屑岩区不稳定斜坡地质灾害及防治工程研究》(黔地矿科合〔2017〕5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,长期从事地质工作,近十年主要从事地质灾害防治工作。

化,节省工作时间,提高计算工作效率。

1 软件架构与设计思路

1.1 架构及总体思路

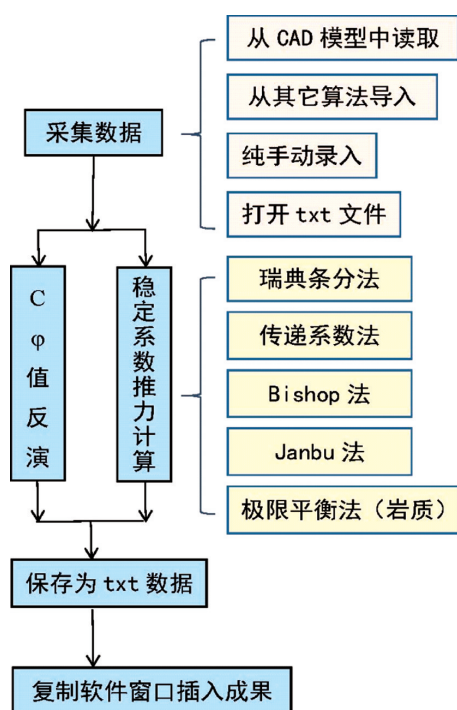


图1 模块架构及总体思路

Fig.1 The module structure and overall thought

“滑坡稳定性计算”模块是基于微软公司 Windows 系统开发,采用 Visual Basic 6.0 编程语言,数据采集多样性并可直接在 AutoCAD 绘制的计算模型中读入条块面积及滑面倾角、长度数据。模块架构及总体思路如图1。

1.2 界面设计与 VB 主要控件使用

软件界面设计,笔者耗费较长时间并广泛征求意见,在项目实践中多次调整。

Visual Basic 为用户提供了丰富的控件,“滑坡稳定性计算”模块只设计一个窗口,通过 SSTab 控件来切换不同计算方法,条块面积、滑面长度、倾角等变量输入和各条块的计算过程、结果显示采用 MSFlexGrid 表格控件,土体重度、C 值、φ 值等单一变量在 TextBox 控件中输入,综合水平地震系数通过 ComboBox 控件的地震烈度直接得出。如图2,采用一个窗口全部展示一种算法的原始数据、计算过程、计算结果,简单直观、易读、易验,有别于前述代表性软件,用 Alt + PrScrn 组合键截屏当前软件窗口直接插入到成果报告中(图2)。

Bishop 法与 Janbu 法设计共用一个界面(图8),通过右下角 ComboBox 控件下拉选择。

同时,采用 Picture 控件显示该算法的力学简图和计算公式,便于用户参考学习。

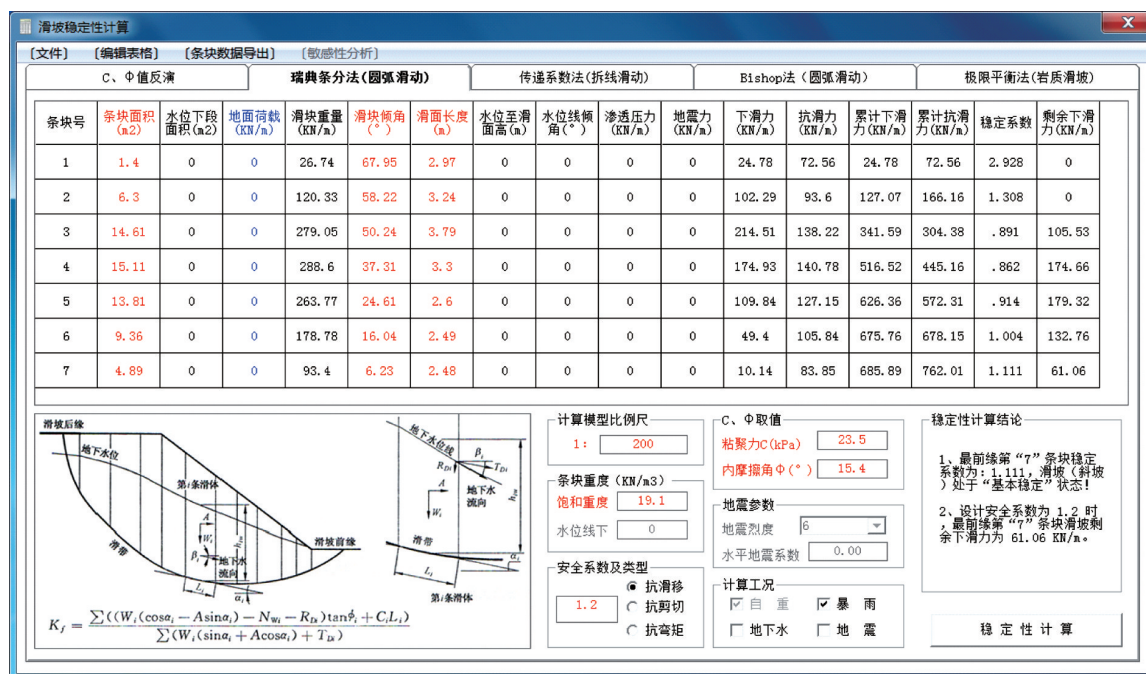


图2 软件窗口设计(瑞典法)

Fig.2 Design of software window(Fellenius)

1.3 菜单设计

几种算法共用主菜单,以减少控件和编程语言量,目前有文件、编辑表格和条块数据导出三个主菜单。

“文件”主菜单包括打开文本文件、打开 CAD 文件、保存数据和退出子菜单(图 3)。



图 3 “文件”菜单

Fig. 3 Document menu

“编辑表格”主菜单包括新建表格、增加一行、删除一行、调整至适合高度和清空计算结果子菜单(图 4)。“调整至适合高度”子菜单为计算模型条块数量较少,表格空白较多时,用于自动调整表格行高美化界面。

“条块数据导出”主菜单(图 5)用于当前算法原始数据导入到其它算法表格中。

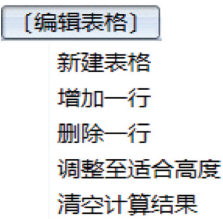


图 4 “编辑表格”

Fig. 4 Edit table



图 5 “数据导出”菜单

Fig. 5 Menu of data export

1.4 采集数据和保存数据

采集数据包括各条块数据、岩土体物理参数、地震参数等原始数据,特别是条块的面积、滑面长度和倾角、地下水位线至滑面高度、地下水位线倾角,划分条块越多输入的工作量就越大。

如图 2,自重+暴雨工况下,表格中的红色字体列(如条块面积、滑面长度、滑面倾角)为必填项,这些数据可通过全手动逐一输入、打开 AutoCAD 模型读取、打开已有 txt 文件、从其它算法中导入共四种输入方式,后三种可节省时间提高效率,其中打开 AutoCAD 模型可一次性读入单个条块的面积、滑面长度、滑面倾角、地下水位线至滑面高度、地下水位线倾角数据。

数据保存为 txt 文本文件。设计的软件窗体可直接作为成果插图或附件,保存的数据格式不再考虑其它格式。

1.5 AutoCAD 计算模型绘制要求

每一种算法的计算剖面模型,是在实测工程地质剖面图的基础上合理划分计算条块,需要综合考虑滑面形态、地形线起伏形态、地下水位线、滑体土层分层等诸多因素,受人为感性认识干扰,目前专家学者尚未得出更合理的解决方案。

如图 6,在 AutoCAD 中绘制计算剖面模型要点如下:

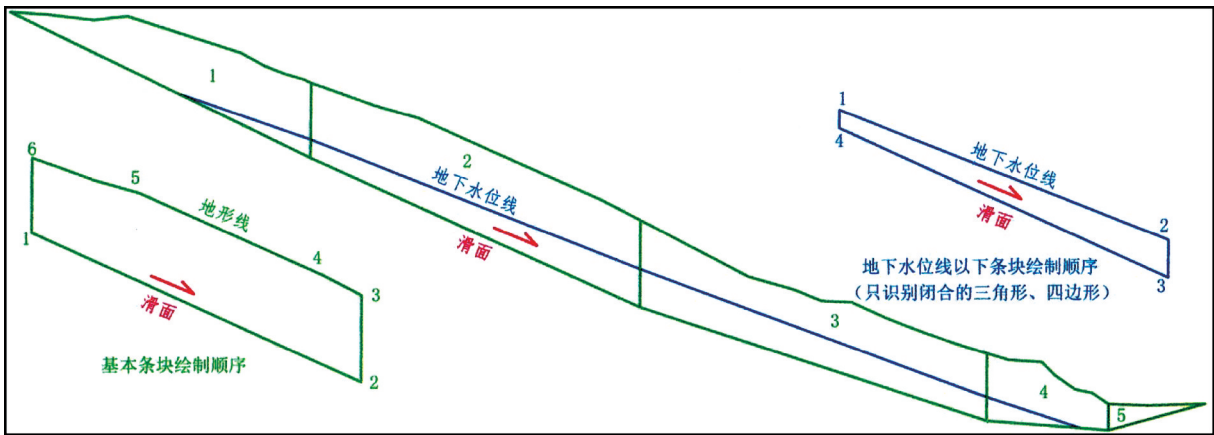


图 6 土质滑坡计算模型条块绘制示意图

Fig. 6 Drawing diagram of slope-mass landslide calculation model slice

1) 基本条块:底至滑面、顶至地形线,由高至低沿滑面开始绘制闭合多段线。

2) 地下水位之下条块:底至滑面、顶至地下水位线,由高至低沿地下水位线绘制闭合的三边或四边形多段线。

满足上述绘制要求,输入模型比例尺后,软件能直接从 AutoCAD 中读入条块面积、滑面长度和倾角、地下水位线至滑面高度、地下水位线倾角,这也是计算中工作量大而繁杂的部分。

2 应用实例

以下以图 6、图 8 两地质土质滑坡的计算剖面模型为例,暂不考虑是否适合哪种算法,用不同算法进行验算比较。

2.1 传递系数法

最新版《建筑边坡工程技术规范》(GB 50330,

2013)和《滑坡防治工程勘查规范》(GB/T 32864, 2016),对于拆线形滑动面的土质、岩质滑坡(边坡),采用传递系数法计算滑坡稳定性系数和推力。

传递系数法又称拆线法,是验算山区土层沿岩面滑动最常用的稳定性验算法(殷跃平等, 2018)。图 6 为自重+地下水工况,系滑面总长为 79.54 m 的小型滑坡,计算结果如图 7 和表 1。

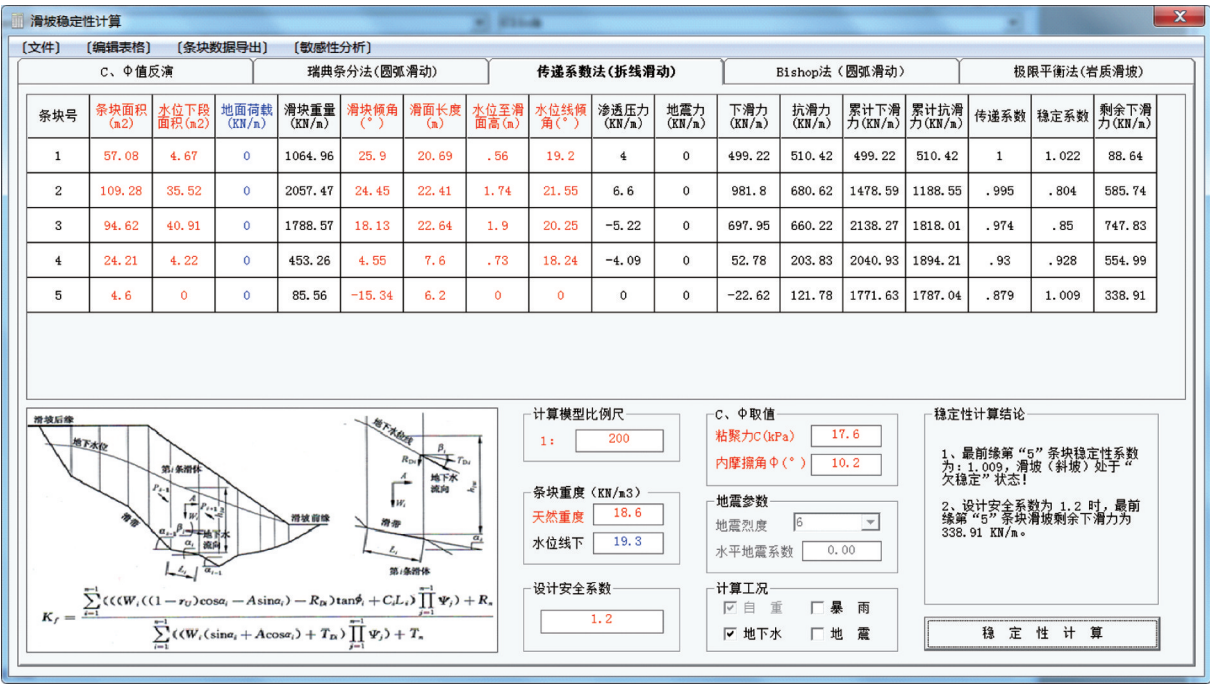


图 7 传递系数法计算结果及界面

Fig. 7 Calculation results and interface of transfer coefficient method

表 1 不同算法结果对比表			
Table 1 Comparison of different calculation method			
计算工况	计算方法	稳定性系数	剩余下滑力 (KN/m)
实例一(图 6 计算模型)			
自重+地下水	瑞典法	1.046	339.68
	传递系数法	1.009	338.91
	Bishop 法	1.225	123.44
	Janbu 法	1.270	319.50
实例二(图 8 计算模型)			
自重+暴雨	瑞典法	1.111	61.06
	传递系数法	1.153	54.20
	Bishop 法	0.995	123.92
	Janbu 法	1.001	54.20

2.2 Bishop 法

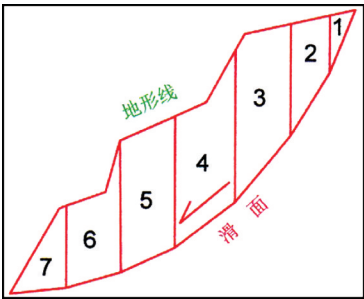


图 8 圆弧形滑面土质滑坡模型

Fig. 8 Slope-mass landslide model of Circular curved sliding surface

GB 50330 和 GB/T 32864 对于圆弧形滑面的土质滑坡(边坡),采用毕肖普(Bishop)法进行滑坡稳定性系数和推力计算。

Bishop 法忽略了条间切向力,比瑞典法更为合理(殷跃平等,2018)。

图 8 实例为自重+暴雨工况,系滑面总长为 21.05 m 的小滑坡,计算结果如图 2、图 9 和表 1,首次假定稳定性系数取 1 开始,一般迭代 3 次即可。

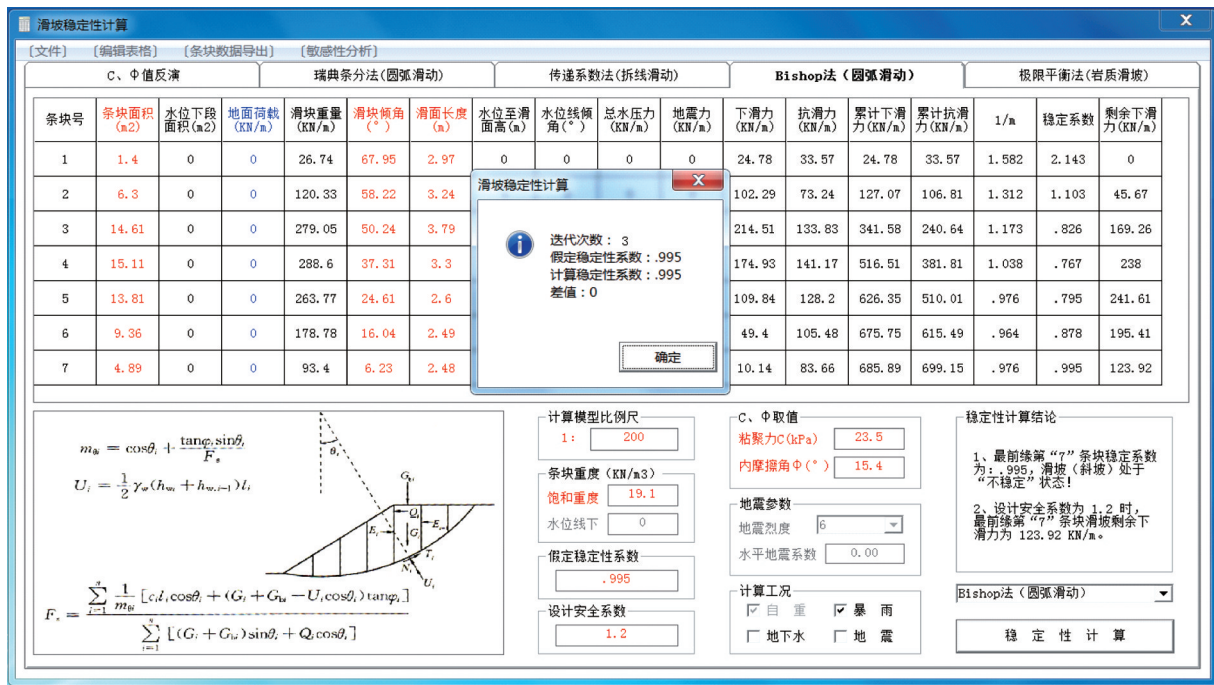


图 9 Bishop 法计算结果及界面

Fig. 9 Calculation results and interface of Bishop method

2.3 几种算法结果比较

同一土质滑坡,分别采用四种算法进行对比验证如表 1,计算出的稳定性系数、剩余下滑力差异较大,系计算条件不同产生,取决于计算剖面模型适合于哪种计算条件。

结合项目实际,通过表 1 结果进行比较:

1)图 6 计算模型,瑞典法得出的稳定性系数 1.046 较大,Bishop、Janbu 法得出的稳定性系数 1.225、1.270 偏大,安全系数同样取 1.2 时 Bishop 法剩余下滑力 123.44 KN/m 过小。因此,传递系数法结果比较符合实际。

2)图 8 计算模型,瑞典法、传递系数法、Janbu 法得出的稳定性系数均偏大,安全系数同样取 1.2 时剩余下滑力又都偏小。因此,采用 Bishop 法比较符合实际。

实际工作中,一定的地质环境条件具有不确定性因素,加之岩土体本身内部的强度系数、密度、孔隙水压力和各种结构面等变化大,目前上述算法几乎无一例外都是采用近似方法-刚体极限平衡法来研究岩土体的稳定性(殷跃平等,2018),现实和假定的差异肯定会影响计算成果的可靠性,因此,我们应注意不同算法的适用条件,

避免计算结果与实际情况不吻合。

3 结语

通过实践,本“滑坡稳定性计算”模块具有一定的优越性。

1)“地质测量”系笔者十多年业余时间自主开发的、地质工作常用到的系列小工具软件集成,自 2005 年在因特网免费发布以来,无需安装,使用方便。而“理正岩土计算”需要安装、插狗,计算剖面模型所有数据需要逐个手动输入。

2)软件界面简洁直观,一种算法一个界面一张表格,有原始数据,有计算过程和结论,直接截图图片插入成果中作为佐证。“理正岩土计算”“边坡计算 SlopeLE”表格较多反映不太直观。

3)智能化程度较高,数据采集多样性,可从 AutoCAD 中自动读取剖面数据,数据保存方便可重复使用。而“理正岩土计算”不能从 AutoCAD 计算剖面模型中自动读取剖面数据。

4)集成多种算法,数据相互导入方便,利于使用不同算法验算或研究。而“理正岩土计算”“边坡计算 SlopeLE”的算法相对较少。

同时,笔者等水平有限,软件仍然存在诸多

缺陷:

- 1) 尚未考虑水下滑坡算法。
- 2) 自动读取 AutoCAD 计算模型数据时,对于需要划分条块越多、分层多的滑坡体实现智能化程度且不足,未考虑自动划分条块算法。
- 3) 土质滑坡自动搜索圆弧滑动面算法待完成。
- 4) Morgenstern-Price 法算法较复杂,目前规范未给出标准的计算公式,待完成。

希望通过不断实践和征求广大专家学者、同行的宝贵意见建议,今后加以改进和更新。

[参考文献]

- 陆柏树,刘云彪,李同林. 2007. AutoCAD_VBA 在滑坡稳定性计算方面的应用[J]. 资源环境与工程,(3):331-334.
- 卢清. 2009. 基于 GIS 的三峡库区滑坡稳定性评价系统的设计与实现[D]. 武汉理工大学硕士学位论文.
- 雷育宾,张志栋. 2015. MapGis_Excel 在滑坡稳定性计算中的应用及实例说明[J]. 西部挖矿工程,(7):5-8.
- 刘华军. 2004. 基于边坡(滑坡)治理设计软件系统及其应用[D]. 成都理工大学硕士学位论文.
- 刘鹏,许强. 2006. 滑坡稳定性计算和治理工程软件设计[J]. 水土保持研究,(2):250-252.
- 李长冬,胡新丽. 2006. 滑坡稳定性评价及治理工程设计软件[J]. 地质科技情报,25(1):95-98.
- 秦凯旭,冯文凯,郎秋玲. 2007. GEO-SLOPE 软件在某滑坡稳定性计算中的应用[J]. 灾害学,22(2):21-24.
- 宣世进,沈万里. 2009. 滑坡稳定性评价方法研究[J]. 科技资讯,(1):101.
- 许强,黄润秋,巨能攀,等. 2000. 滑坡治理方案的计算机辅助设计系统(Slope-CAD)的开发与研究[J]. 中国地质灾害与防治学报,11(4):33-38.
- 徐洪恩,舒洪平. 2007. 用 VB6 开发滑坡稳定性计算软件[J]. 地质灾害与环境保护,(2):100-103.
- 殷跃平,胡时友,石胜伟,等. 2018. 滑坡防治技术指南[M]. 地质出版社.
- 中华人民共和国住房和城乡建设部. 2013. 建筑边坡工程技术规范[S]GB 50330-2013. 北京:中国建筑工业出版社.
- 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局,中国国家标准化管理委员会. 2016. 滑坡防治工程勘察规范[S]GB/T 32864-2016. 北京:中国标准出版社.

Structure Design of a New Slope Stability Calculation Software

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

(101 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Kaoli 556000, Guizhou, China)

[Abstract] ‘Slope stability calculation’ is a functional module of the software ‘Geological Measurement Computer Data Processing and Auxiliary Mapping System’, by persistent practice and perfection, now it can be integrated used Fellenius, transfer coefficient method, Bishop, Janbu and Two-dimensional block limit equilibrium method, C , φ value back calculation in slope-mass landslide, the regional data can be import to calculate and study each other, the software interface is simple and intuitive, the calculation progress can be inserted into the result as photo. In this paper, the structure, design thought and application of ‘Slope stability calculation’ functional module are introduced systematically.

[Key Words] Landslide; Stability calculation; Software; Structure design

贵州山区地质灾害危险源识别方法

——以盘州市盘关镇重点区为例

冷洋洋^{1,3}, 魏伦武², 赖琪毅³

(1. 贵州省地质环境监测院, 贵州 贵阳 550081; 2. 中国地质调查局成都地调中心,
四川 成都 610081; 3. 成都理工大学, 四川 成都 610059)

[摘 要] 本文依托贵州省重点地区地质灾害详细调查及风险评价示范项目, 以盘州市盘关镇重点区为例, 提出了一套从斜坡单元划分、单元地质灾害易发指数计算、易发指数阈值计算, 到单元地质灾害危险源评判, 编制研究区地质灾害危险源分布图等地质灾害风险识别新方法。在研究区地质灾害危险源分布图的基础上, 可预测不同暴雨频率地质灾害危险源危险区范围, 编制不同暴雨频率危险源危险区范围分布图, 根据降雨强度与暴雨频率的关系, 可以使重点区地质灾害风险气象预报更加科学合理。

[关键词] 贵州山区; 斜坡单元; 地质灾害; 危险源; 识别方法

[中图分类号] P694 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)03-326-08

1 引言

2019 年, 贵州省开展了 20 处重点区域 1:1 万地质灾害详查及风险评价项目, 如此大比例尺的地质灾害调查及风险评价项目规模性开展, 特别是探索性地将风险评价运用于生产, 为地方政府提供风险管控决策做出了有力的技术保障, 在全国尚属首次。目前, 在地质灾害风险评价工作中, 国内外学者多采用基于 GIS 划分斜坡单元开展地质灾害易发性评价, 半定量化的确定地质灾害敏感性指标, 对各敏感性指标进行叠加处理, 并进行粗略的易发性、危险性分区, 并缺少有效的验证。其斜坡单元的划分方法因仅考虑地形地貌控制因素, 未结合斜坡结构、地层岩性及岩土体组合特征, 要与贵州山区典型灾害的孕灾条件相互协调, 具有一定的局限性。基于此, 本文以斜坡单元为研究对象, 通过多

因素进行划分, 针对斜坡进行逐坡的评价调查, 开展易发性定量计算, 利用阈值的确定进行危险源识别, 从而完成贵州山区地质灾害风险识别。

2 研究区地质环境特征

2.1 地形地貌

研究区位于六盘水市盘关镇, 属云南高原向黔中山原过渡的斜坡地带, 地势整体南高北低, 中南部隆起。山岭、沟谷延伸方向与地质构造线基本一致, 主要呈 NE 向展布。区内地形起伏较大, 河流发育, 切割强烈, 沟谷纵横, 平地及坝子较少, 海拔高程在 1 450 ~ 2 685.9 m, 如图 1 所示。

2.2 地层岩性

研究区内二叠系、三叠系与第四系的地层均

[收稿日期] 2020-03-12 [修回日期] 2021-04-26

[基金项目] 贵州省地质灾害综合防治体系建设(2018 年度)课题-乌蒙山区地质灾害与地质环境承载力协调系统研究, 黔财建[2018]426 号。

[作者简介] 冷洋洋(1987—), 男, 高级工程师, 博士研究生, 长期从事水工环地质调查及地质灾害防治工作。

有出露。其中以二叠系上统龙潭组(P_3l)、三叠系下统飞仙关组(T_1f)及永宁镇组(T_{1y})发育最全,

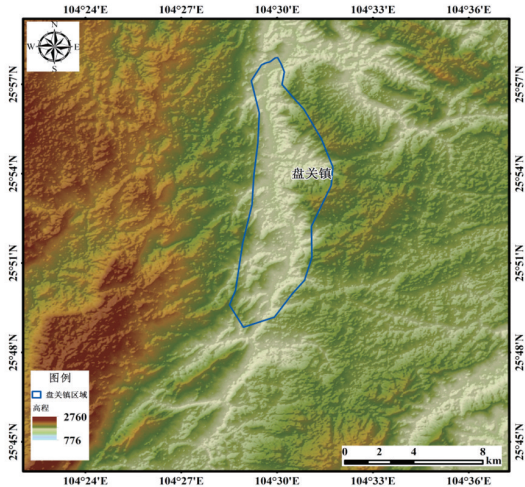


图1 研究区地形地貌图

Fig. 1 Topographic map of the study area

出露面积最广,局部河流阶地和斜坡、洼地有第四系冲积、残坡积、崩积等松散堆积物分布。其中,龙潭组泥岩及飞仙关组二段泥岩多发生滑坡,三叠系中下统永宁镇组灰岩地层和三叠系下统飞仙关组砂泥岩地层较孕育崩塌地质灾害。

2.3 斜坡结构及类型特征

研究区内的斜坡结构类型按物质组成划分两大类:松散土质斜坡和岩质斜坡;其中岩质斜坡按岩体结构划分为层状岩体斜坡、块状岩体斜坡。坡体结构组合对坡体的稳定性影响明显,斜坡结构类型与灾害点关系密切,研究表明,区内顺向斜坡稳定性最差,横向斜坡次之,逆向斜坡稳定性相对较好。对于不同灾种来看,滑坡在顺向斜坡中发育密度最高,而崩塌主要发育于逆向坡中,主要类型见图2。

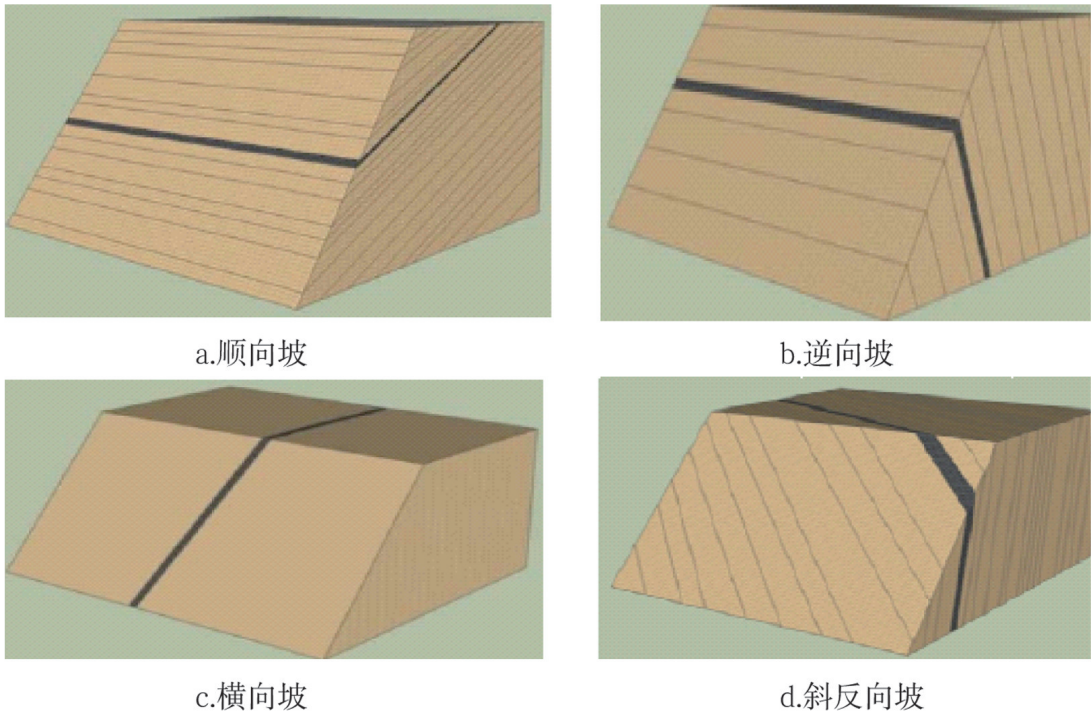


图2 研究区内主要斜坡类型

Fig. 2 Major slope types of the study area

2.4 地质构造

研究区位于扬子准地台黔北台隆六盘水断陷普安旋扭构造变形区,其中普安山字型构造奠定了测区构造的基本轮廓。普安山字型构造出露于研究区北东部。该山字型构造主要由普安县罐子窑-马鞍山-张家屯-鸡场坪一线的弧形紧密褶皱构造带组成。山脉走向与构造线一致,属于前弧

及西翼反射弧的主要褶皱有:罐子窑-张家屯倒转向斜、李家寨-核桃寨倒转背斜、鱼塘-旧营倒转向斜。主要断裂有:李家寨-马鞍山压性断裂、白块-核桃寨压性断裂、鸡场坪断裂等。褶皱轴向及断裂走向在旧营-核桃寨一线为NW-SE向,旧营以东转为东西向,并向南凸出呈弧形。正对着前弧内侧的一系列南北走向的褶皱及压性断裂为山字型脊柱,主要有猴子地向斜、格所背斜等。

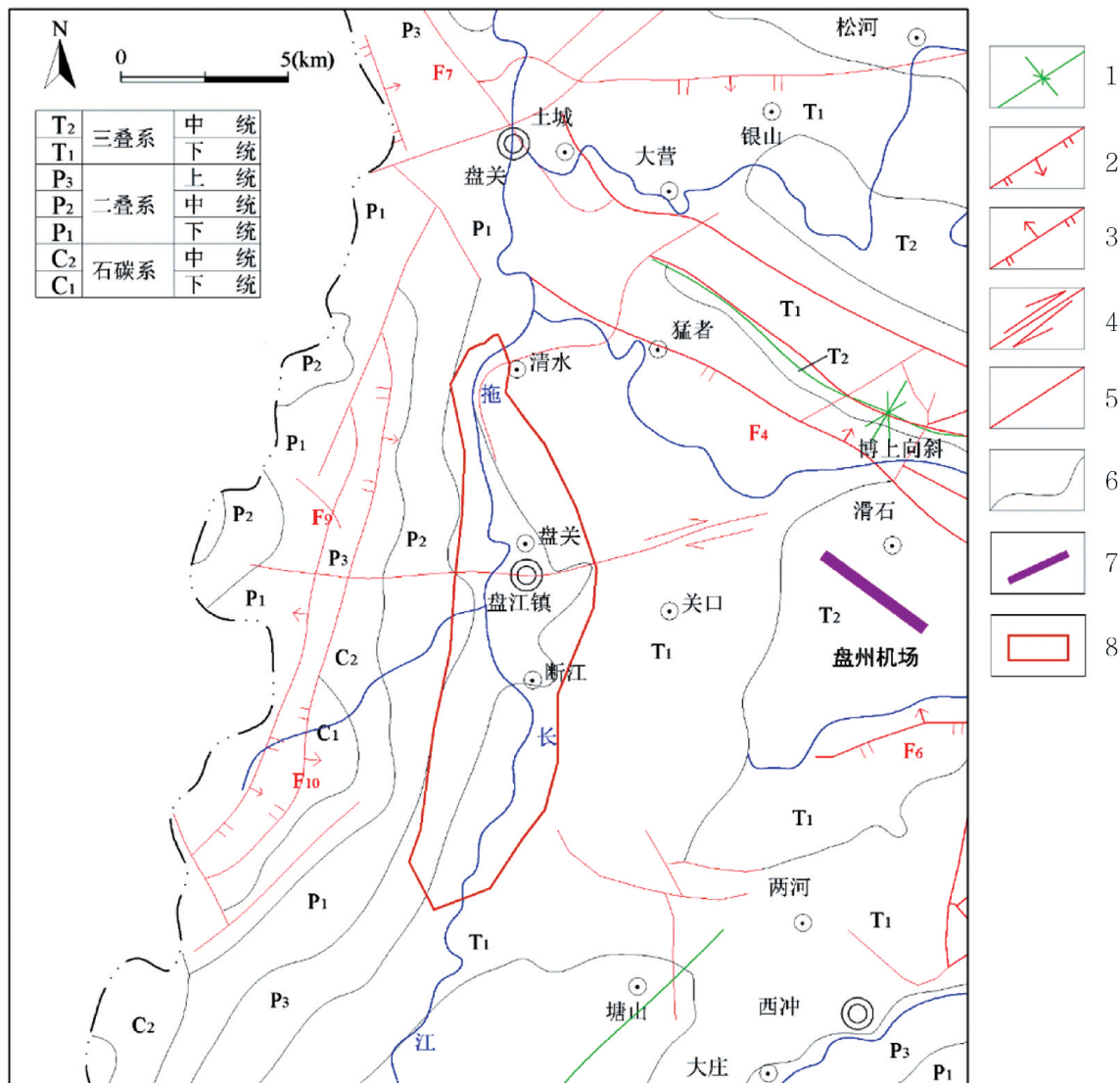


图3 研究区地质构造图

Fig. 3 Geological structure of the study area

1—向斜;2—正断层;3—逆断层;4—平移断裂;5—性质不明断裂;6—地质界线;7—机场场址;8—研究区构造名称
(一)普安山字型构造;F4 丫口寨—下拉达断层;F6 猴场屯断层;F9 打么沟断层;F10 水银场断层;(二)北东向构造带;(03)博上向斜

3 研究方法

3.1 技术路线

在野外工作过程中,经过分析区内典型地质灾害的特征及发育规律,划定斜坡单元。确立地质灾害易发性评价因子,运用层次分析法、信息叠加法等手段,计算出区内各斜坡单元内的易发值判定易发程度,实现区域地质灾害易发性评价,通过对斜坡单元易发性分析和评价找出其潜在地质灾害,即“危险源”。通过 GIS 进行解译及赋值计算,进一步确定各单元内人口密度值和财产密度

值。地质灾害隐患及斜坡危险源在一定概率下失稳可能形成的危险区范围为风险评价单元,对研究区所有单元开展危险性评价,即完成危险源风险识别,其技术路线见图4。

3.2 斜坡单元划分

(1)定义

斜坡单元是对具有威胁对象的斜坡地质体单元进行圈定(易进松,2018),传统上划分斜坡单元是以地形地貌法为主,且通过区域 DEM 的自动提取方法使用较多,用山谷线(山脊线)去划分集水流域,将沟谷两边划分成斜坡,提取山谷线和山脊线作为斜坡单元边界(黄启乐,2017),这种方法适用

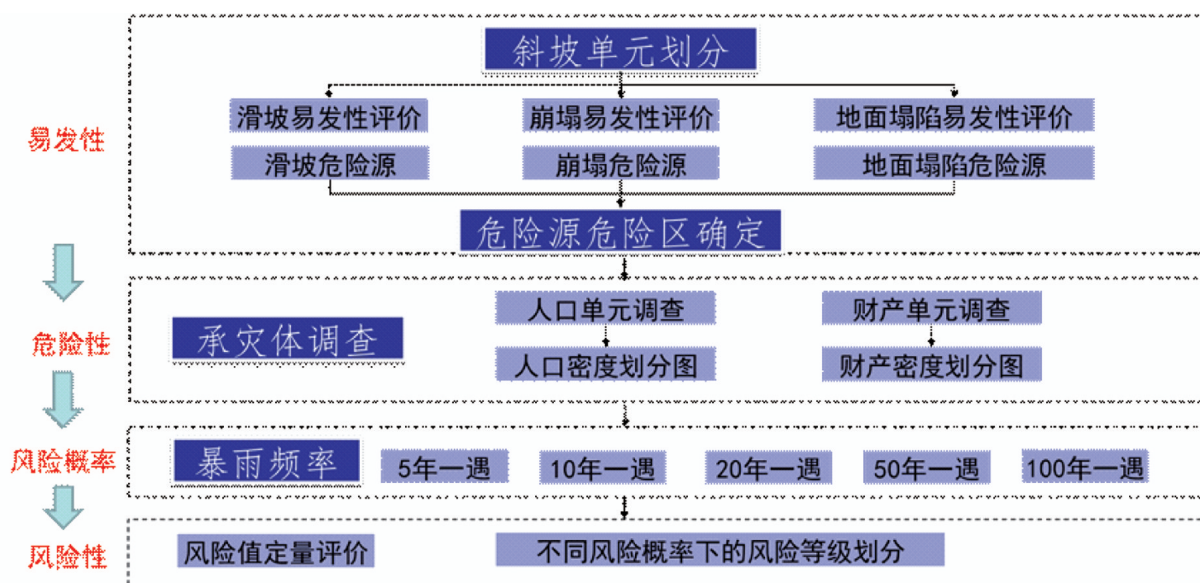


图4 地质灾害风险识别技术路线

Fig. 4 The technology thought for Risk identification of geological hazards

于山区泥石流或地质结构单一地区。对于有着复杂地质结构背景,矿产资源发达的贵州山区来说,仅通过地形地貌确定斜坡单元是不精确的。必须考虑小单元的划分。

(2) 斜坡单元精准划分

斜坡单元划分须遵循“山到顶,坡到脚”的完整斜坡圈定,两侧边界以临空面切断为界。根据坡体地质结构岩性组合、结构面、结构面与临空面的组合关系的差异性,按“区内相似,区际相异”的原则进行斜坡单元划分。按物质组成可划分为基岩斜坡与土质斜坡,其中基岩斜坡可划分为层状结构斜坡与完整岩体斜坡(如侵入岩)。层状结构斜坡根据斜坡坡向与岩层倾向的关系由可划分为顺向坡、逆向坡、斜向坡、横向坡和水平斜坡5类,同1个斜坡结构类型中,可根据其岩性(岩体)组合特征的差异性,进一步精确细分斜坡单元。

3.3 危险源判别

危险源在应急管理行业提法较多,根据ISO45001中危险源的定义,危险源是可能引起伤害和疾病的来源因素。安全风险分级管控包括识别危险源、评估风险等级、控制风险,隐患排查包括识别隐患、处理隐患(李娅,2019)。关于危险源含义的研究,(田水承,2006)认为,危险源是危险的物质、能量及灾变信息的爆发现点,是产生与强化负效应的核心,并提出3类危险源的理论。结合上述含义,笔者认为地质灾害危险源是在一定时

期内可能发生滑坡、崩塌、泥石流、地裂缝、地面沉降等灾害的地质体。

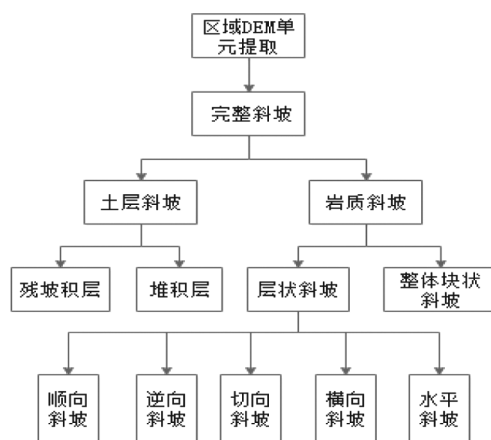


图5 斜坡单元类型划分

Fig. 5 The partition for types of slope units

危险源的辨识指识别危险源的存在并确定其特性的过程。危险源辨识的方法很多,各种方法从切入点和分析过程上,都有其各自的适用范围或局限性(李红旭,2011)。对于贵州山区城镇地质灾害危险源,由于地质结构复杂,致灾因素繁多,致灾机理复杂,是多种因素耦合的结果。因此,不能简单运用现有的危险源评价方法,必须通过对斜坡单元易发性分析和评价找出各评价单元内的潜在地质灾害。

3.4 易发指数计算

地质灾害易发性属自然属性,与威胁对象、灾情和险情等无关,用地质结构体可能发生地质灾

害的程度来度量,反映不同灾种的易发程度,可能发生的概率越高,则易发性越大。根据崩塌、滑坡(不稳定斜坡)等灾种的内因和外因,建立地质灾害易发程度的指标量化判别模式。运用层次分析法、信息叠加法等手段并借助 GIS 平台生成各因子相应的等级划分图进行评估单元取值,采用下列公式(丁俊,2006)计算单元的滑坡和崩塌易发性指数。

$$E_{fBH} = \sum_{i=1}^9 a_j \cdot \frac{x_{ij}}{40}$$
 (公式 1)

式中: E_{fBH} —滑坡和崩塌易发性评估指数;
 a_i —环境变量权重;
 A_j —环境变量得分。

3.5 阈值及危险源区划分

选取研究区滑坡、崩塌典型斜坡单元,进行单元滑坡易发性指数计算,根据全区地质灾害易发性评价结果,结合现场调查所取得的认知,在典型地质灾害单体易发性评价的基础上进行综合分析,确定易发指数阈值。若斜坡单元滑坡易发指数 $\geq$,即为滑坡危险源,斜坡单元崩塌易发

指数,则为崩塌危险源。基于地质灾害易发性评价结果及阈值,结合研究区内已有地质灾害隐患点所处的地质环境条件,将地质灾害危险源共划分为滑坡危险源、崩塌危险源和地面塌陷危险源。

4 数据采集与分析

4.1 斜坡单元数据采集

按照上述方法,将研究区共划分为 80 个斜坡评价单元,如图 6,每个单元大小见表 1。

4.2 易发性计算与分析

在地质灾害形成的因素中选取地势地貌、岩体性质、岩体结构、地质构造、降水作用、人为工程活动等作为环境地质变量,对各因素的影响大小赋予不同的权重和分值。并按照影响因子的普遍认识,将评分标准量化如表 2。

按公式 1,将上述因子进行计算,并经过自然断点法得出下述分段结果(表 3)。

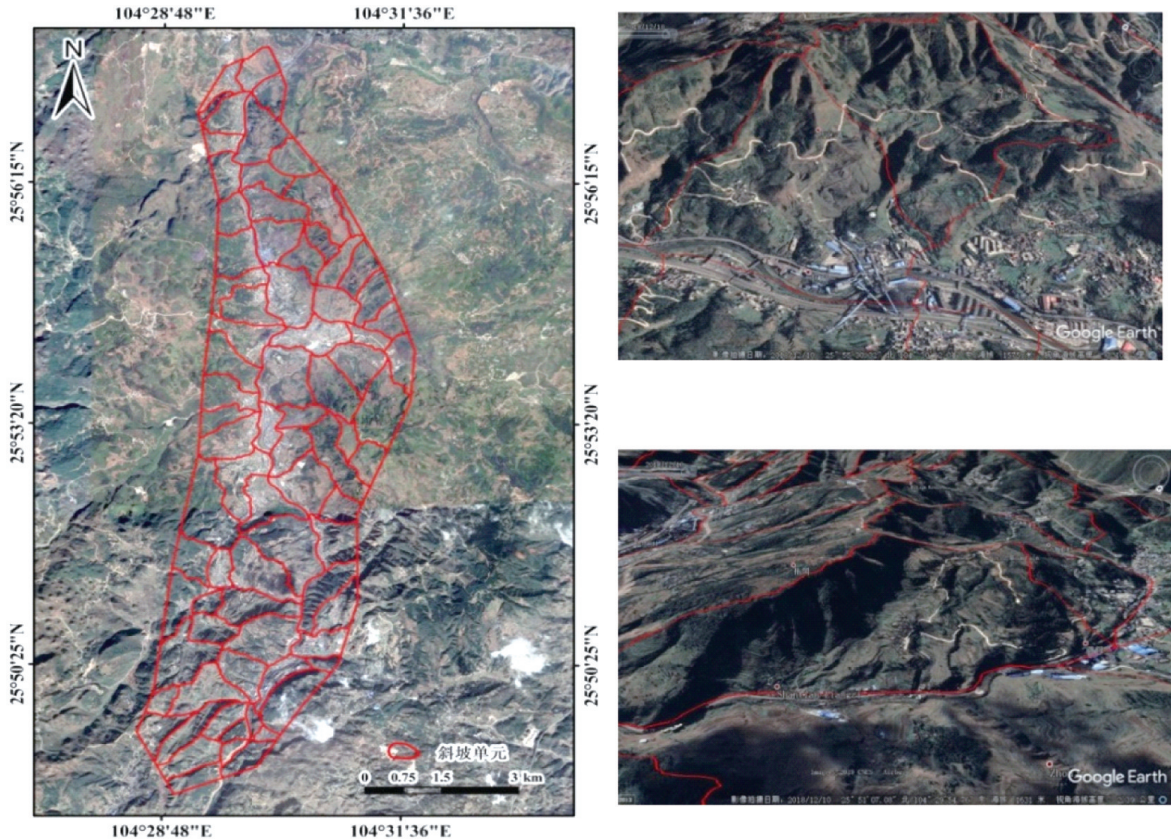


图 6 斜坡单元划分图

Fig. 6 Partition of slope units

表 1 研究区斜坡单元划分面积统计

Table 1 Areas statistic of slope units in the study area

斜坡单元 编号	面积(km ²)	斜坡单元 编号	面积(km ²)	斜坡单元 编号	面积(km ²)	斜坡单元 编号	面积(km ²)
1	0.50	21	1.15	41	0.29	61	1.14
2	0.48	22	0.70	42	0.29	62	0.50
3	0.48	23	0.76	43	0.12	63	1.22
4	0.43	24	0.70	44	0.44	64	0.71
5	0.27	25	0.75	45	0.64	65	0.54
6	0.24	26	0.64	46	1.45	66	1.53
7	0.96	27	0.62	47	0.96	67	1.53
8	0.50	28	0.95	48	0.81	68	1.53
9	0.92	29	0.81	49	0.77	69	0.27
10	0.78	30	0.64	50	0.75	70	0.89
11	0.49	31	0.52	51	0.98	71	0.57
12	0.71	32	0.80	52	0.98	72	0.65
13	0.78	33	0.96	53	1.09	73	0.39
14	0.78	34	1.28	54	1.54	74	0.64
15	0.77	35	0.97	55	0.77	75	0.40
16	0.74	36	0.39	56	0.79	76	0.17
17	0.80	37	0.83	57	0.96	77	0.20
18	0.80	38	0.44	58	0.88	78	0.16
19	0.46	39	0.38	59	0.24	79	0.55
20	0.75	40	0.44	60	0.75	80	0.55

表 2 崩塌易发性量化评分标准

Table 2 The grading standard for collapse susceptibility

序号	影响因子	权重	等级划分及得分			
			高易发(40)	中易发(30)	低易发(10)	不易发(1)
1	坡度(°)	0.15	>55	55~45	45~30	<30
2	坡向(°)	0.05	67.5~247.5	247.5~337.5	0~67.5	337.5~360
3	地层岩性及 岩土体结构	0.15	块状厚层状、坚硬 岩石岩、体破碎或 软、硬相间。	软硬相间的层状结 构岩体及碎裂状 岩体。	片状变质岩。	块状岩浆岩岩性单 一或厚层状岩体软 弱岩体。
4	地质构造	0.1	陡峭斜坡走向与区 域性断裂平行 几组 断裂的交汇部位褶 皱核部 褶皱走向与 坡面平行。	断裂密集分布褶皱 走向与坡面方向 斜交。	节理裂隙不发育褶 皱走向垂直于破面 方向。	断裂褶皱构造不 发育。
5	新构造活动 与地震	0.05	强烈抬升区活动断 裂发育地震活动强 烈地震烈度>9度。	抬升区活动断裂较 发育地震活动较强 烈地震烈度7度~ 9度。	相对稳定区地震烈 度<7度。	稳定区地震活动 微弱。
6	高程(m)	0.05	>500	400~500	300~400	<300
7	人类工程活动	0.05	人工爆破震动剧烈 矿业开采普遍其它 人为活动强烈。	人工爆破震动较剧 烈矿业开采普遍其 它人为活动较 强烈。	人工爆破震动微弱 矿业开采不普遍其 它人为活动轻微。	无人工爆破震动, 矿业开采很少其它 人为活动轻微。
8	降雨三日 最大降水量 (mm)	0.2	>200	200~>85	85~≥40	<40
9	崩塌发生率 与崩塌规模	0.2	常有中型以上的崩 塌发生或存在重型 以上的危岩体,常有 小规模崩塌或落石 发生。	常有小型崩塌发生 或存在小型的危石 存在时有落石 发生。	无崩塌发生无危岩 体存在 常有小规模 崩塌或落石发生。	无崩塌现象

表 3 地质灾害易发性程度划分标准

Table 3 The partition standard for geological hazards susceptibility

灾种	易发性划分			
	高易发(4)	中易发(3)	低易发(2)	不易发(1)
滑坡	$E_{fH} \geq 0.34$	$0.30 \leq E_{fH} < 0.34$	$0.30 \leq E_{fH} < 0.25$	$0 \leq E_{fH} < 0.25$
崩塌	$E_{fB} \geq 0.34$	$0.30 \leq E_{fH} < 0.34$	$0.30 \leq E_{fH} < 0.25$	$0 \leq E_{fH} < 0.25$

4.3 阈值的确定

研究区滑坡和崩塌灾害所在斜坡单元易发指数均大于 0.25,根据易发性评价结果,结合现场调查所取得的认知,在典型地质灾害单体易发性评价的基础上进行综合分析,本次风险评价工作易发指数阈值 $E_{fhh(阈)} = 0.34$ 。

斜坡单元滑坡易发指数 $E_{fhh(滑)} = 0.34 \geq 0.34$,视为滑坡危险源,斜坡单元崩塌易发指数 $E_{fhh(崩)} = 0.34$,视为崩塌危险源。

5 结果与讨论

根据上述评价方法,对研究区内的 80 个斜坡单元的地质灾害易发性进行评价。其主要斜坡单元评价结果见表 4。在评价时,结合区域专项环境地质调查所取得的资料,对各斜坡单元分类使用滑坡与崩塌易发评价指标体系,将评价结果叠加后,得到地质灾害易发分区评价图 7。

表 4 研究区主要斜坡单元地质灾害易发性评价结果汇总

Table 4 The calculation results for geological hazards susceptibility of major slope units

类型	斜坡编号及易发指数							
斜坡单元	xp1	xp2	xp3	xp4	xp5	xp6	xp7	xp8
易发性指数	0.37	0.33	0.29	0.35	0.32	0.26	0.35	0.32
易发程度	高	中	低	高	中	中	高	中
斜坡单元	xp9	xp10	xp11	xp12	xp13	xp14	xp15	xp16
易发性指数	0.35	0.31	0.30	0.34	0.30	0.35	0.28	0.35
易发程度	高	中	中	高	中	高	低	高
斜坡单元	xp17	xp18	xp19	xp20	xp21	Xp23	xp23	xp24
易发性指数	0.30	0.29	0.39	0.30	0.39	0.29	0.32	0.29
易发程度	中	低	极高	中	极高	低	中	低

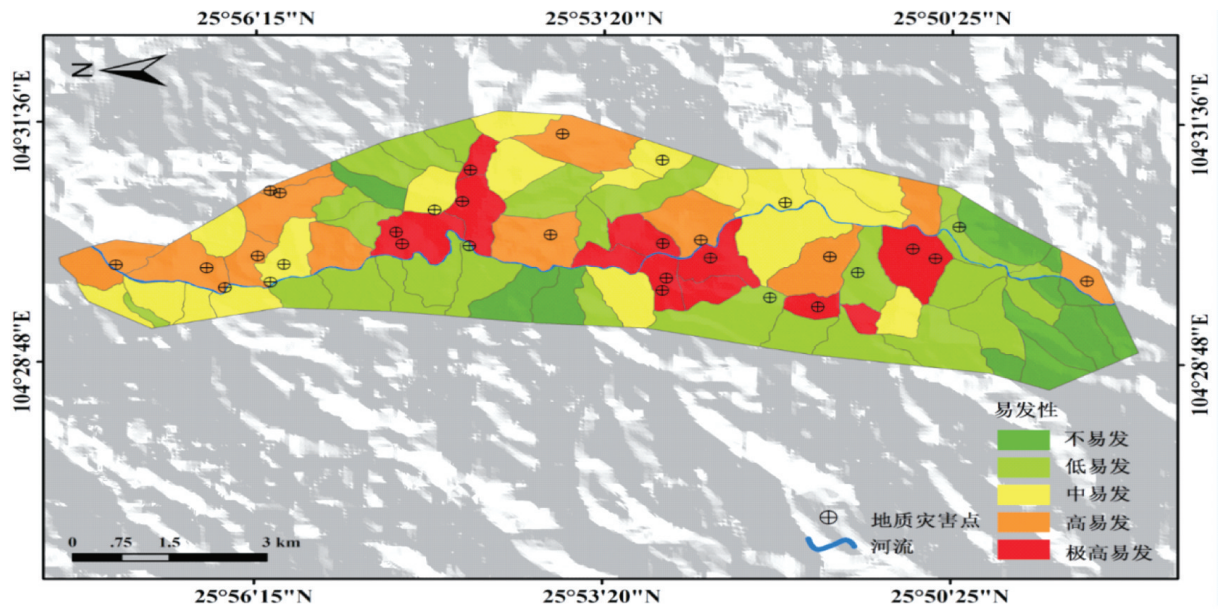


图 7 盘关镇地质灾害易发性评价图

Fig. 7 The calculation result for geological hazards susceptibility of Panguan

按照阈值计算结果,研究区共有地质灾害危险源31处(图8),主要集中分布于拖长江沿岸,其分布具有分散性和集中性,其中滑坡危险源共16处,占全区地质灾害总数的52%,主要集中在盘关镇中部、沿河流和构造分布较为明显;地

面塌陷危险源共12处,占全区地质灾害总数的38.7%,主要分布受人类工程活动影响较大的地区;崩塌危险源共3处,占全区地质灾害总数的9.7%,分布在主要分布于二、三叠系地层中,受地层岩性影响较为明显。

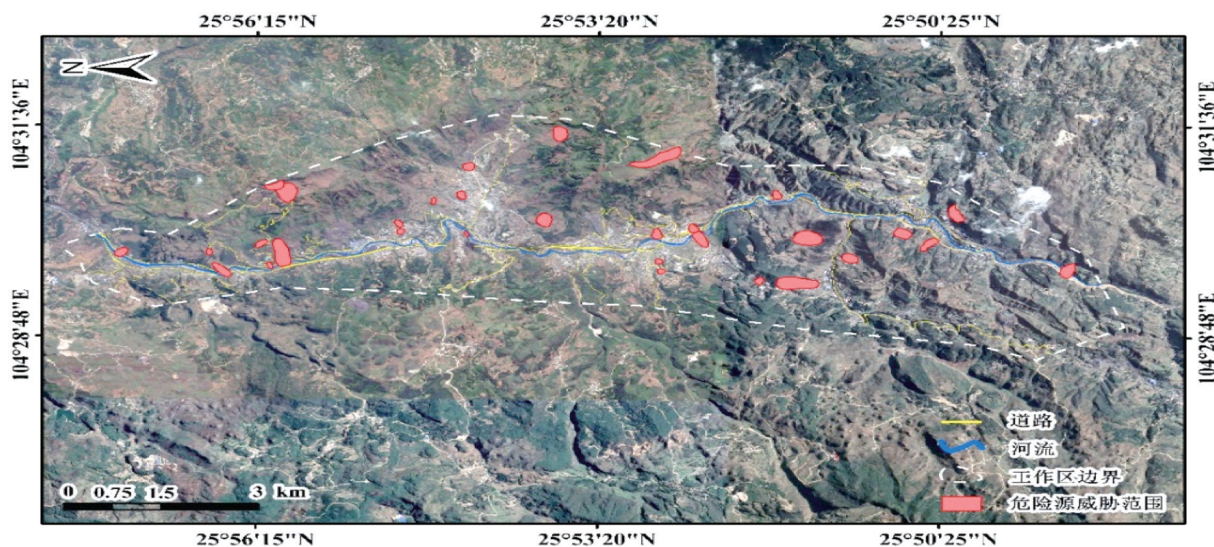


图8 盘关镇危险源分布及威胁范围

Fig. 8 The locations and ranges for hazards in Panguan town

经过验证,通过上述方法判定的危险源结果与实际情况较为吻合。在研究过程中,将地质灾害危险性评价单元和风险评价单元作为地质灾害危险区的基本单元,建立了一套适合贵州山区城镇地质灾害危险源寻找与判定的方法体系,其成果意义如下:

(1) 利用危险源判别方法,预测计算不同暴雨频率地质灾害危险源的危险区范围,并得出危险源分布图,结合降雨强度与暴雨频率的关系,可为下一步贵州省县级地质灾害风险气象预警预报工作及地质环境承载力协调系统提供技术支撑。

(2) 通过该方法得出的地质灾害危险源位置、大小、威胁范围、威胁人数与威胁财产、地质灾害发生不同险情的概率等成果资料,可为地方人民政府进行地质灾害风险决策与风险管控提供科学依据。

下一步,将继续完善地质灾害风险识别体系研究工作,进一步开展斜坡单元智能化划分,加强地貌单元识别工具的二次开发,以减少在实际工作中人工辨识所产生的复杂工作量,实现山区地质灾害风险快速识别。

[参考文献]

程露,周波. 2019. 基于纹理分水岭的斜坡单元提取算法[J]. 计算机应用,39(6):1810-1815.

丁俊,倪师军,魏伦武,等. 2006. 西南地区城市地质环境风险性分区评价方法[M]. 成都,四川科学技术出版社.

黄启乐,陈伟,唐绪波,等. 2017. 区域地质灾害评价中斜坡单元划分方法研究[J]. 自然灾害学报,26(5):157-163.

黄启乐,陈伟,傅旭东. 2018. 斜坡单元支持下区域泥石流危险性AHP-RBF评价模型[J]. 浙江大学学报(工学版),52(9):1667-1674.

霍艾迪,张骏,卢玉东,等. 2011. 地质灾害易发性评价单元划分方法-以陕西省黄陵县为例[J]. 吉林大学学报(地球科学版),41(2):523-528.

赖琪毅,赵宾,杨麒麟,等. 2020. 盘州市盘关镇重点区域地质灾害详细调查及风险评价报告[R]. 贵阳:贵州省地质环境监测院.

冷洋洋,尤英锋,任帮政,等. 2020. 赤水市官渡至石堡重点区域地质灾害详细调查及风险评价报告[R]. 贵阳:贵州省地质环境监测院.

李红旭. 2011. 山区公路边坡地质灾害危险源辨识评价方法[D]. 北京:中国科学院研究生院.

李娜,傅贵. 2019. 关于危险源含义的再分析[J]. 中国安全科学学报,29(7):1-4.

田水承,李红霞,王莉. 2006. 三类危险源与煤矿事故防治[J]. 煤炭学报,31(6):705-710.

易进松,张勇,石胜伟,等. 2018. 基于斜坡单元的山区城镇地质灾害风险快速评价研究-以江口镇为例[J]. 探矿工程(岩土钻掘工程),45(8):72-78.

TIAN Shuicheng, LI Hongxia, WANG Li. 2006. Three types hazard theory and prevention of coal mine accidents[J]. Journal of China Coal Society,31(6):705-710.

(下转第350页)

贵州水城尖山营不稳定斜坡地质灾害风险评价

党 杰,董 吉,张 旭,吴忠银,杨杰华

(贵州省地质环境监测院,贵州 贵阳 550001)

[摘 要]地质灾害风险评价理论目前已趋于成熟,从学术研究领域逐渐应用到具体的地质灾害防治工作中。单体地质灾害风险评价由于研究尺寸、数据精度、可量化程度等原因,其评价方法与区域评价略有不同。本文以尖山营不稳定斜坡地质灾害为例,总结前人单体地质灾害评价经验并根据区域地质环境条件进行修正完善,在对尖山营不稳定斜坡变形特征、破坏机理分析的基础上,开展单点地质灾害危险性评价、易损性评价和风险评价,得到尖山营不稳定斜坡地质灾害风险评价结果,可为当地地质灾害防治工作提供借鉴。

[关键词]地质灾害;变形特征;风险评价;水城县;尖山营

[中图分类号]P694;P642.22 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)03-334-07

1 前言

地质灾害风险评价,根据研究尺度的不同,可分为区域地质灾害风险评价和单体地质灾害风险评价,其评价方法由于研究尺寸、数据精度、可量化程度等原因略有不同。国内外对单体滑坡的危险性研究主要开始于 21 世纪初。众多学者在单体地质灾害风险评价方面做出了许多富有成效的探索。

许强等在综合分析国内外危岩崩塌风险评价方法的基础上,以丹巴县双拥路危岩崩塌体为例,提出了适用于单体危岩崩塌的风险评价方法(许强等,2009)。陈红旗等运用破坏概率、滑坡强度、承灾因子、遭遇特征与易损程度等 5 项指标,尝试提出单体滑坡灾害风险简易评价模型(陈红旗,2010);孟庆华等在综合分析国内外滑坡风险评价方法的基础上,通过对野外地质灾害的调查、勘查和岩土物理力学参数的测试分析,利用 Geo-slope 软件和经验方法对滑坡进行稳定性分析、影响范围预测和失稳概率分析,开展了 3 种工况条

件下的危险性、承灾体易损性分析等,完成了胡家山滑坡风险性评价,探讨了单体滑坡风险评价的技术方法与流程(孟庆华等,2011);徐伟使用 Geo-slope 软件定量计算了二道桥滑坡在不同工况下的失稳概率,确定了危险性级别,结合地形测量成果和实地调查统计出了受二道桥滑坡威胁的承灾体类型及数量,确定了危害程度级别,最后根据危险性和危害性构建风险评估的矩阵,对二道桥滑坡进行风险评价(徐伟等,2016);徐勇等以湖北宣恩县干坝滑坡为例,进行降雨型滑坡定量风险评价研究(徐勇等,2018);谢明礼通过选取贵州省水城县米箩煤矿后山变形体,采用物理模拟的方法,分析了坡体变形的过程及形成机制,并依据降雨量计算得到斜坡的失稳概率、诱发因素概率,完成危险性评价;根据经验公式和 PFC 软件计算了坡体失稳影响范围,采用 Google earth 软件提取分析了各类承灾体并完成易损性评价,最后叠加得到风险评价结果(谢明礼,2018);覃乙根等通过无人机倾斜摄影、三维实景建模和 polywork 点云数据处理技术获取崩塌坡体的地质

[收稿日期]2020-03-13 [修回日期]2021-01-21

[基金项目]贵州省重点区域地质灾害详细调查及风险评价(黔自然资函[2019]454号)。

[作者简介]党杰(1987—),男,陕西渭南人,在读博士,高级工程师,主要从事工程地质、地质灾害相关方面的工作。
Email:396816806@qq.com。

和几何信息,结合时空分布概率调查和易损性分析,对贵州寨子崩塌进行了崩塌风险定量评价(覃乙根等,2019)。

尖山营不稳定斜坡是贵州省较为典型的煤矿开采引发的地质灾害,其规模巨大、变形特征强烈、成因机理复杂(李海军等,2019;邹银先等,2019;刘庆义等,2019),对其开展单点地质灾害风险评价研究具有重要意义,通过确定尖山营地质灾害的不同区域的风险水平,可为地方政府下一步防治工作提供借鉴。

2 单体地质灾害风险评价方法

单体地质灾害定量风险评价主要由危险性评价、易损性评价、风险性评价组成。崩塌滑坡危险性主要由其失稳概率及影响范围确定,然后选取核算承灾体价值法,计算承灾体现有的价值,得到易损性。最后结合地质灾害危险性评价及易损性评价方法,共同建立单点地质灾害定量风险评价。

2.1 单体崩塌滑坡地质灾害危险性评价

单体崩塌滑坡危险性主要由地质灾害的失稳概率及其影响范围决定,如式 1-1。

$$\text{危险性} = \text{失稳概率} \times \text{影响范围} \quad (1-1)$$

影响范围可基于经验公式法、数值模拟等建立崩滑体运动距离预测模型,本次评价采用优化算法拟合公式。

相较于传统经验公式法,该优化算法结合了贵州省及研究区内相似坡体结构下地质灾害的运动规律,计算结果与实际变形破坏范围较为贴合,同时比数值模拟、物理模拟等方法简单实用,免去复杂的参数选取和调校,具有良好的适用性,复合基层开展单体地质灾害风险防控的实际需求。

2.2 单体地质灾害易损性评价

单体地质灾害易损性通常涉及到社会、经济、文化、政治及自然等方面,采用核算承灾体价值法,通过对承灾体的类型划分、承灾体分布的基本属性提取,计算承灾体现有的价值,从而进行单体地质灾害易损性评价。由于承灾体位于不同的距离,受到单体地质灾害体的威胁程度不同,因此引

入暴露度因子,它表示承灾体距离地质灾害的远近程度,最终单体地质灾害易损性由下列公式 1-2 求取。

$$V = \sum_{i=1}^n (F_i \times W_i) \quad (1-2)$$

式中, V 为单体地质灾害威胁承灾体的易损性, F_i 为不同承灾体类型易损值,与区域地质灾害风险评价方法一致; W_i 为不同承灾体评价因子权重。

2.3 单体地质灾害风险评价

通过总结国内外地质灾害风险评价方法,发现目前最为常见的是充分结合地质灾害危险性评价及易损性评价方法,共同建立单体地质灾害综合风险评价体系(式 1-3)。

$$R = H \times V \quad (1-3)$$

式中, R 为单体地质灾害风险值; H 为单体地质灾害危险性; V 为单体地质灾害易损性。

3 尖山营地质灾害特征

3.1 尖山营不稳定斜坡地质环境条件

尖山营滑坡位于贵州省水城县发耳镇集镇西侧的陡坡地带,斜坡北东面与南面临空,以山脊线为分界线。斜坡坡向约 300° ,坡度 $8^\circ \sim 20^\circ$,最大高差 573.2 m。地层产状为 $280^\circ \angle 15^\circ$,为缓倾坡内的切向坡。斜坡基岩裸露,出露地层由三叠系下统飞仙关组与二叠系上统龙潭组粉砂岩、细砂岩、粉砂质泥岩、泥岩组成,岩性复杂,呈软硬相间,顶部为风化形成的第四系残坡积土。

尖山营不稳定斜坡从 2013 年 8 月开始发生变形破坏,历经 6 年的变形发展,其破坏范围进一步扩展,时常发生零星崩落,严重威胁到当地居民 279 户 1062 人的生命财产安全。

尖山营地质灾害是在不利的地形地貌、岩土体组合、结构特征等内在因素和采矿活动、降雨等外在诱发因素的作用下发生变形破坏。

3.2 尖山营不稳定斜坡变形特征分析

截止 2019 年 12 月底,水城县发耳镇尖山营不稳定斜坡自动化监测系统已正常运行 550 余天,根据尖山营各监测点的位移,目前的位移量较大的有 GNSS03、GNSS08、GNSS09、GNSS11,各监

测点的以北东方向位移为主,向坡外发展,Z 方向的位移主要以沉降为主(表 1)。

各监测点的位移速度基本上与位移变化相似,GNSS03、GNSS08、GNSS09、GNSS11 四个监测点的位移速度较大,其中合位移速度最大达到了

16.52mm/d,最小的合位移速度达到了 2.75mm/d,这同现场调查裂缝迹象相符合(图 1)。各监测点的转动方位角基本上指向北东方向,基本上符合地下煤层开采后斜坡向临空方向变形破坏的总体趋势。

表 1 尖山营地质灾害监测统计表

Table 1 Statistics of geological disaster monitoring in Jianshanying

测点	X 位移 (mm)	Y 位移 (mm)	Z 位移 (mm)	合位移 (mm)	合位移平均速率 (mm/d)	转动方位角 (°)
GNSS01	34.7	-0.7	-11.1	36.44	0.1	144
GNSS02	3.8	15	0.5	15.5	0.21	76
GNSS03	8 097.7	2 993.5	-1 458.5	8 755.63	16.52	23
GNSS04	70.1	41.2	-69.8	107.16	2.02	28
GNSS06	21.3	6.6	-12.3	25.47	0.22	23
GNSS07	110.3	58.9	-19	126.48	0.61	38
GNSS08	1 550.7	760.4	-634.5	1 839.96	3.47	11
GNSS09	1 192.5	531.6	-1 108.9	1 712.98	3.23	35
GNSS10	144.7	24.6	-58.5	158	0.45	350
GNSS11	1 182.7	529.3	-670.3	1 458.85	2.75	7

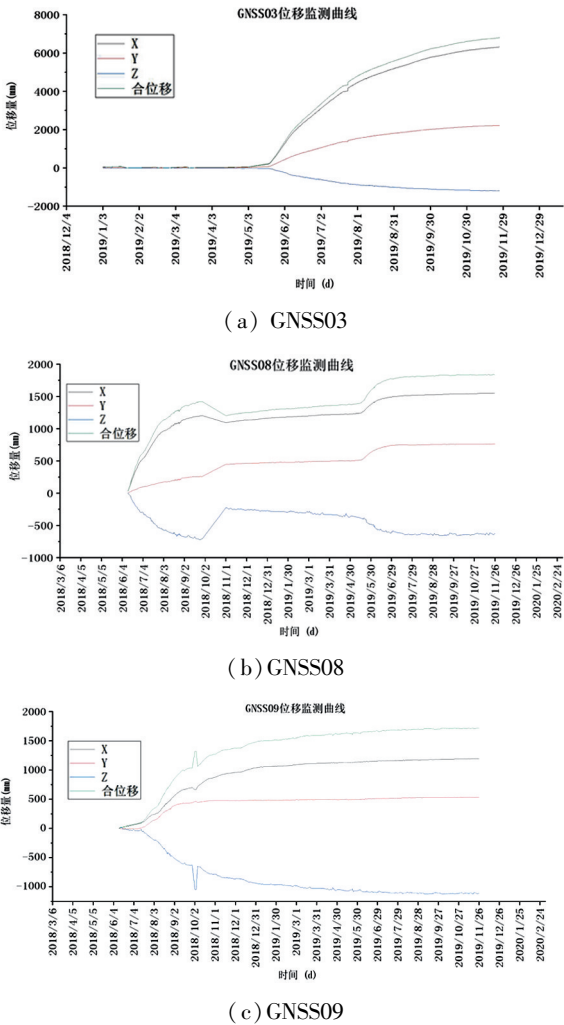


图 1 尖山营自动化监测位移曲线

Fig. 1 Displacement curve of automatic monitoring in Jianshanying

3.3 尖山营地质灾害破坏机理分析

尖山营不稳定斜坡受采煤工程活动影响较大,随着采矿工程活动的不断进行,其顶板岩层破坏程度逐渐加大,冒落高度不断增加,上覆地层受重力作用继续向下沉降,地表所表现出向下弯曲的盆地变形模式。即斜坡体将会因下部采空塌陷导致上部坡体失稳,失稳的坡体在自重作用下将向软弱结构面或临空面方向移动。

大气降雨形成的坡面流沿着地势低洼地带径流,在节理裂隙和地裂缝分布区,地表水将通过裂隙及节理裂隙向下渗透,含泥质的碎屑岩遇水后极易软化,在重力作用下,软化后的碎屑岩层形成软弱带,向着临空面方向移动。同时,滞留在节理裂隙里面的水体易形成静水压力,推动失稳块体向相对力量薄弱的地方移动。在工程活动和降雨的共同作用下,尖山营不稳定斜坡整体出现缓变形破坏。

此外,尖山营地质灾害区域共调查的节理裂隙有 24 组,其中优势结构面有 18°~60°和 120°~150°两组。这两组结构面和层面在应力作用下将岩体切割成倾向北东的块体,在降雨和自重作用下,被切割的块体将会形成零星的崩塌和局部小规模滑坡。

4 尖山营地质灾害风险评价

4.1 尖山营地质灾害危险性评价

根据现场调查,尖山营不稳定斜坡上共发育的潜在地质灾害共有 9 个,其中:危岩体 2 个、变形体 5 个,采空区塌陷 2 个。

根据研究区地形地貌以及尖山营地质灾害的变形分区特征,不稳定斜坡表面每年都会有许多零星块体滑塌、崩落,其失稳概率为 1;不稳定斜坡上的不稳定块体、危岩体等,其失稳条件为 20 年一遇暴雨,因此其失稳概率为 5% ($P=0.05$);尖山营整体失稳破坏的概率为 50 年一遇暴雨,因此其失稳概率为 2% ($P=0.02$)。

就滑坡、崩塌等地质灾害而言,目前国内研究局限于稳定性定性半定量评价,而对移动影响距离无较为成熟的预算公式。本次引用国外对滑坡、崩塌运动距离计算的公式,并根据贵州省内发

生的 8.28 纳雍张家湾崩塌、6.28 关岭岗乌滑坡等多个地质灾害对该公式进行了修正,其滑坡修正值为-0.159,崩塌修正值为+0.17,修正后的相关公式为:

滑坡: $\log(H/L)=-0.068\log(v_0)-0.159$ (2-1)

崩塌: $\log(H/L)=-0.109\log(vol)+0.17$ (2-2)

式中:

H 为灾害体最高位置至威胁区房屋位置高差;L 为运动距离;Vol 为灾害体体积

针对坡面上不稳定块体零星掉块,可简化为沿斜坡的综合摩擦运动来分析,落石的势能变化等于动能变化和克服摩擦所做的功:

$$\sum mg\Delta h_i = \frac{1}{2}m(V_i^2 - V_j^2) + \sum mg\cos\alpha_i\Phi_r L_i$$

(2-3)

式中:Vi 为落石在斜坡面上任意位置处所具有的速度(m/s); α_i 为各直线段斜坡的平均坡度($^{\circ}$); Δh_i 为各直线段斜坡的垂直高度(m); Φ_r 为落石与坡面之间的综合摩擦角($^{\circ}$);Li 为各直线段斜坡的长度(m)。

表 2 研究区危险源威胁影响范围

Table 2 Influence range of hazard sources in the study area

危险源	失稳概率	规模	高差	影响距离	威胁对象
不稳定斜坡整体	50 年一遇概率	1 200×10 ⁴ m ³	483 m	1 015 m	箐尾巴组、酒店子组、小寨组 279 户 1062 人
危岩体 WYT01	20 年一遇概率	79×10 ⁴ m ³	243 m	722 m	箐尾巴组 74 户 269 人
危岩体 WYT02	20 年一遇概率	30×10 ⁴ m ³	226 m	604 m	发耳煤矿副井职工约 100 人
变形体 BXT01	20 年一遇概率	690×10 ⁴ m ³	303 m	613 m	箐尾巴组、酒店子组 209 户 801 人
变形体 BXT02	20 年一遇概率	210×10 ⁴ m ³	348 m	649 m	箐尾巴组、酒店子组 209 户 801 人
变形体 BXT03	20 年一遇概率	140×10 ⁴ m ³	332 m	603 m	箐尾巴组、酒店子组 209 户 801 人
变形体 BXT04	20 年一遇概率	225×10 ⁴ m ³	310 m	581 m	小寨组、酒店子组 170 户 662 人
变形体 BXT05	20 年一遇概率	202×10 ⁴ m ³	246 m	458 m	小寨组、发耳煤矿风井职工约 30 人
零星掉块	每年一遇概率	最大单块 6×3×3	最大 135 m	最大 95.64	耕地、植被

通过对各危险源变形特征、剪出口、规模、高差、稳定性、变形破坏方向的分析,基于上述经验计算公式,根据降雨概率进行分析计算,得到各危险源的影响距离、危险对象等特征。根据地质灾害危险性评价中危险性等于失稳概率与相应概率下影响范围的乘机,得到尖山营地质灾害危险性评价结果并进行分区(见图 2)。

4.2 尖山营地质灾害易损性评价

单体地质灾害易损性评价由前述公式 1-2 求取。

根据研究区物质、经济、环境、社会等因素的分布特征,经综合分析发现,区内社会、经济易损性的分布与建筑分布近似一致,体现为人口分布以及其所拥有的经济基础;物质易损性、环境易损性则可通过研究区土地利用规划中的相关信息来体现,比如林地、灌木地、旱地、经果林等,既是物质属性,又具有环境属性。通过对其不同类型的地物类型根据其物质价值属性价值进行赋值,可将研究区物质量化为财产价值,进而根据其价值分类特征,划分为不同的易损特征。研究区易损性分布特征如图 3 所示。

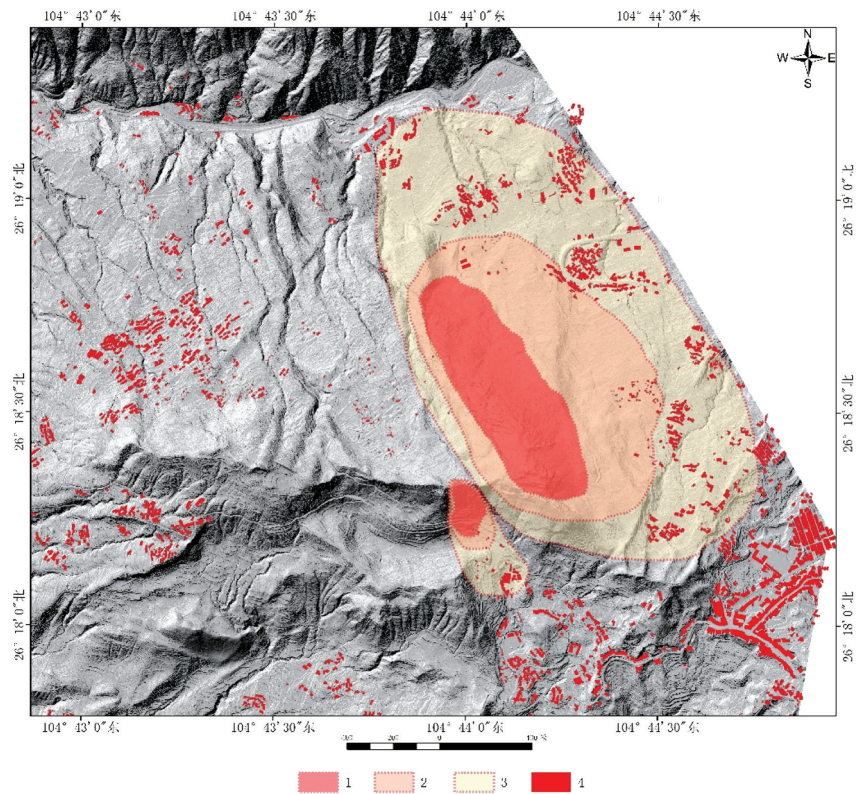


图2 尖山营地地质灾害危险性分区图

Fig. 2 Partition map of geological hazard danger in Jianshanying

1—危险性大区;2—危险性中区;3—危险性小区;4—房屋

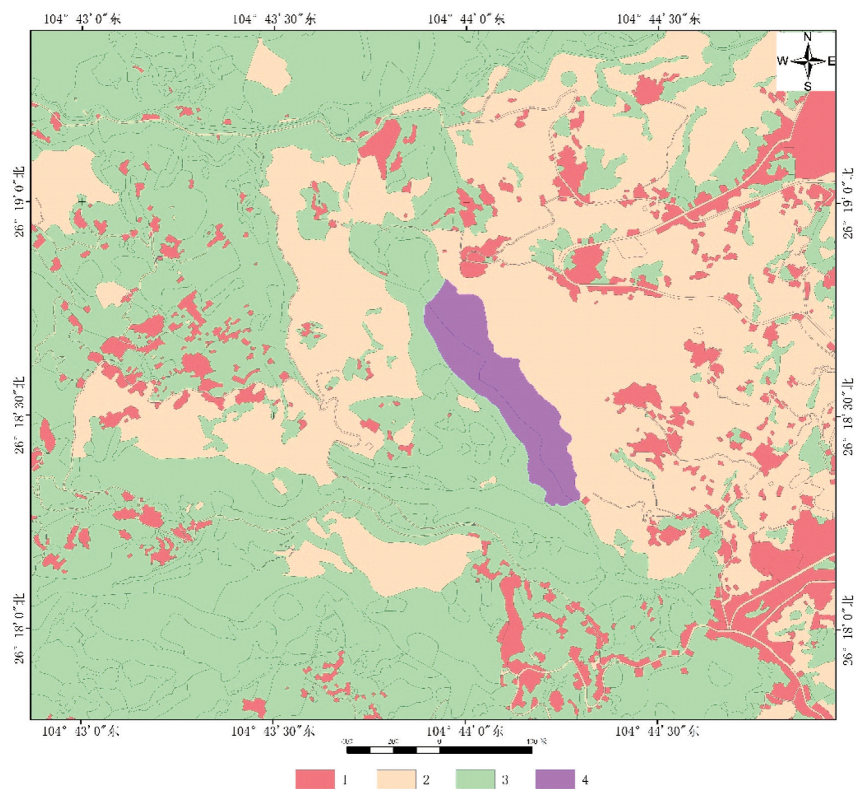


图3 尖山营地地质灾害易损性分区图

Fig. 3 Partition map of geological hazard vulnerability in Jianshanying

1—高易损;2—中易损;3—低易损;4—尖山营不稳定斜坡

4.3 尖山营地质灾害风险评价

根据前述单体地质灾害风险评价方法,单点地质灾害风险评价以地质灾害危险性评价和易损性评价为基础,通过将危险性和易损性进行叠加分析,将研究区整体划分为风险大区、风险中区和风险小区三个风险等级:

风险大区:主要分布于研究区尖山营不稳定斜坡滑动方向的下方,危险性评价中,其处于危险性大-中区内,受尖山营不稳定斜坡的直接威胁。其区域内主要分布箐尾组、店子组和小寨组村民,人口众多,且财产价值高,因此在风险评价叠加之后划为风险大区。

风险中区:主要分布于尖山营不稳定斜坡影响范围内、高风险区外侧的部分,其受尖山营不稳定斜坡距离较远,在危险性评价中处于危险性中-小区,受灾的概率较小。其区域内主要分布有长寨组、坡咀组、发耳煤业风井、副井等居民生活工作区,人口较多,财产价值较高,因此划分为风险中区。

风险小区:主要分布于尖山营威胁范围以外,部分区域尽管人口众多,财产价值高,但由于处于不稳定斜坡影响范围以外,风险性较小,因此为风险小区。

研究区风险评价结果如图4所示。

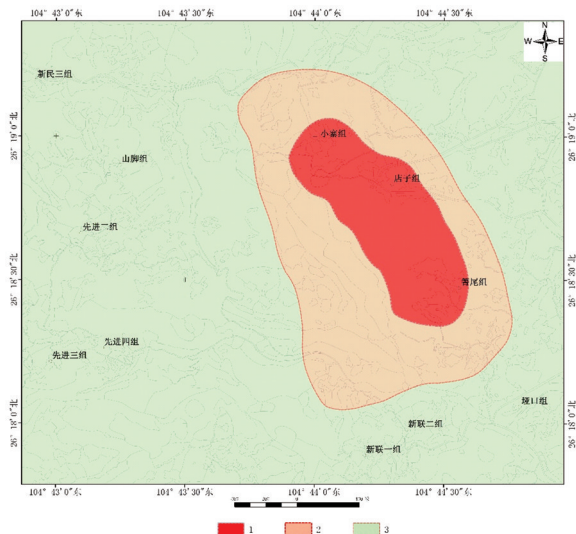


图4 尖山营地质灾害风险评价分区图

Fig. 4 Partition map of geological hazard risk evaluation in Jianshanying

1—风险大区;2—风险中区;3—风险小区

5 结论和讨论

(1)单体地质灾害定量风险评价主要由危险性评价、易损性评价、风险性评价组成。崩滑灾害危险性主要通过计算其失稳概率及影响范围确定,易损性通过核算承灾体价值得到易损性,最后叠加地质灾害危险性评价及易损性评价结果,得到单体地质灾害定量风险评价结果。

(2)尖山营地质灾害是在地形地貌、岩土体组合、结构特征采矿活动、降雨等因素的作用下发生变形破坏。通过对尖山营各监测点的位移监测分析,各监测点的以北东方向(向坡外)位移为主,Z方向的位移主要以沉降为主,其受采煤工程活动影响较大,具有采矿活动引发变形破坏的特征机理。

(3)通过对尖山营不稳定斜坡开展风险评价,将评价结果划分为风险大区、风险中区、风险小区三个等级区域。评价结果可为当地政府地质灾害防治工作提供借鉴。

(4)本次单体地质灾害风险评价的方法简单实用又具有不错的可靠性,避免了数值模拟、物理模拟等方法的技复杂性,具有可操作性,对基层地质灾害风险防控的具有实际意义。

[参考文献]

- 陈红旗,张若琳. 2010. 单体滑坡灾害风险简易评价研究[J]. 地质灾害与环境保护, 21(1): 45-48.
- 李海军,董建辉,朱要强,等. 2019. 贵州发耳煤矿尖山营滑坡特征及成因机制[J]. 科学技术与工程, 19(26): 345-351.
- 刘庆义,赵国宣,钱皓南,等. 2019. 缓倾内斜坡多层采煤下覆岩变形特征数值模拟研究[J]. 贵州地质, 36(4): 366-374.
- 孟庆华,孙伟峰,张春山,等. 2011. 陕西宝鸡地区胡家山滑坡风险性评价[J]. 地质通报, 30(7): 1155-1165.
- 覃乙根,杨根兰,鲁鲲鹏,等. 2019. 贵州寨子危岩崩塌风险定量评价研究[J]. 人民长江, 50(10): 113-119.
- 许强,陈伟. 2009. 单体危岩崩塌灾害风险评价方法——以四川省丹巴县危岩崩塌体为例[J]. 地质通报, 28(8): 1039-1046.
- 徐伟,葛华,高延超. 2016. 康定县二道桥滑坡风险评价[J]. 科学技术与工程, 16(6): 29-36.
- 徐勇,连志鹏,郭春迎. 2018. 降雨型滑坡定量风险评价研究——以宣恩县干坝滑坡为例[J]. 华南地质与矿产, 34(4): 294-301.
- 谢明礼. 2018. 矿山崩滑地质灾害风险评价与管理研究——以贵州省米萝煤矿后山变形体为例[D]. 成都理工大学.
- 邹银先,邹凤钗,丁恒,等. 2019. 尖山营地质灾害变形机制及稳定性分析[J]. 西部探矿工程, 10: 21-25. (下转第343页)

利用 Excel 实现 AutoCAD 自动批量绘制地质灾害 点分布图的方法尝试

欧阳刚

(贵州省地矿局区域地质调查研究院, 贵州 贵阳 550081)

[摘 要]在 AutoCAD 制图平台中绘制地质灾害点分布图时,可利用 Excel 软件强大的数据处理功能将调查数据进行处理,然后自动批量绘制地质灾害点及其名称注记等内容,从而相对于传统手工标绘方式而言大大提高了图件绘制效率及准确率。同时,该方法可以举一反三地应用到其他制图工作中,诸如自动批量绘制岩土工程勘察中的钻孔平面布置图、钻孔柱状图以及剖面图、公路里程及坐标图、征地范围拐点及注记标绘,等等。因此,该方法的推广应用价值较大。

[关键词] Excel;数据处理;AutoCAD;自动批量绘制;地质灾害调查

[中图分类号] P694;TP311.52 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)03-340-04

1 引言

人们在进行区域性地质灾害调查时,常常需调查数百、数千个地质灾害点或风险斜坡点,并需将其标绘在地质灾害分布图中。这数百至数千个点,按常规手工方式标绘,至少需要好几天时间。而且这样重复的工作,会导致绘图人员枯燥无味,工作效率低下,并常常出现输入错误。

笔者通过方法探索,利用 Excel 强大的数据处理功能(许东平,2018),基于 AutoCAD 制图平台,成功实现自动绘制灾害点分布图,替代了繁琐的手动工作,大大提高了工作效率。该方法可广泛应用于自动批量绘制岩土工程勘察中的钻孔平面布置图、钻孔柱状图以及剖面图、公路里程及坐标图、征地范围拐点及坐标绘等方面。希望通过本文的方法介绍,对地质灾害调查人员工作有所帮助,并举一反三,解决技术工作中类似的技术问题。

2 方法概述

在 AutoCAD 制图时,传统绘制方法是通过鼠

标点击命令,结合键盘输入参数在绘图窗口中绘制。这种方法最为简单,也最为常用,但在精准绘制指定坐标点的绘制内容时往往需要输入大量参数值,消耗人们大量时间。

为解决上述传统方法的弊端,提高工作效率,笔者采用命令窗口批量输入命令及相应参数值的方法进行绘制。由若干行批量输入命令及相应参数值构成的文本称为“绘制程序”。具体操作思路是:首先在 Excel 平台中处理绘制流程,完成单点的绘制程序,接着通过复制公式完成无数点的绘制程序,然后将无数点的绘制程序命令在 AutoCAD 命令窗口中粘贴进去,便自动批量绘制出地质灾害点、斜坡点及其名称注记,从而实现数百、数千个点在几秒钟内完成,大大提高图件绘制效率及准确率。该方法操作流程化较为严格,要求制图人员都 AutoCAD 的命令较为熟悉,并对自己需要绘制的图形的各种值较为清晰。

本文以图 1《地质灾害台账表》中地质灾害点为例进行说明阐述(中国地质环境监测院,2010)。

[收稿日期]2021-01-25 [修回日期]2021-06-29

[作者简介]欧阳刚(1981—),男,高级工程师,大学本科,硕士研究生,长期从事水文地质、工程地质、环境地质工作。
Email:32428727@qq.com。

3 操作过程

3.1 绘制单个地质灾害点

我们在通过 AutoCAD 的命令窗口绘制单点地质灾害之前,先设定各类图素的符号形状及大小。例如,设定地质灾害符号为圆,崩塌为等边三角形,地面塌陷为正方形,泥石流为等边五边型,小型规模的直径为 100 mm,中型为 200 mm,大型为 300 mm,特大型为 400 mm。

3.1.1 单点绘制操作流程

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
1	地质灾害点汇总表													
2	灾害点 编号	隐患点名称	灾种	规模	平面坐标 X	平面坐标 Y	文字X 方向平 移距离	文字Y 方向平 移距离	绘制命令	绘 图 子 命 令	符号 大小	文字 高度	文字 角度	绘制程序
3	ZHD001	地面塌陷1	地面塌陷	大型	601935	2951391	150	110	polygon 4	c	300	350	0	polygon 4 601935,2951391 c 300 dtexed 1 text 602085,2951501 350 0 ZHD001地面塌陷1
4	ZHD002	滑坡5	滑坡	中型	599742	2955117	150	110	circle	d	200	350	0	circle 599742,2955117 d 200 dtexed 1 text 599892,2955227 350 0 ZHD002滑坡5
5	ZHD003	地面塌陷2	地面塌陷	中型	614041	2954547	150	110	polygon 4	c	200	350	0	polygon 4 614041,2954547 c 200 dtexed 1 text 614191,2954657 350 0 ZHD003地面塌陷2
6	ZHD004	崩塌1	崩塌	大型	615927	2950471	150	110	polygon 3	c	300	350	0	polygon 3 615927,2950471 c 300 dtexed 1 text 616077,2950581 350 0 ZHD004崩塌1
7	ZHD005	泥石流1	泥石流	大型	614523	2944641	150	110	polygon 5	c	300	350	0	polygon 5 614523,2944641 c 300 dtexed 1 text 614673,2944751 350 0 ZHD005泥石流1
8	ZHD006	泥石流4	泥石流	特大型	610620	2945956	150	110	polygon 5	c	400	350	0	polygon 5 610620,2945956 c 400 dtexed 1 text 610770,2946066 350 0 ZHD006泥石流4
9	ZHD007	崩塌2	崩塌	中型	609655	2949682	150	110	polygon 3	c	200	350	0	polygon 3 609655,2949682 c 200 dtexed 1 text 609805,2949792 350 0 ZHD007崩塌2
10	ZHD008	滑坡3	滑坡	中型	610357	2952312	150	110	circle	d	200	350	0	circle 610357,2952312 d 200 dtexed 1 text 610507,2952422 350 0 ZHD008滑坡3
11	ZHD009	滑坡2	滑坡	大型	605751	2952399	150	110	circle	d	300	350	0	circle 605751,2952399 d 300 dtexed 1 text 605901,2952509 350 0 ZHD009滑坡2
12	ZHD010	崩塌3	崩塌	小型	604611	2949200	150	110	polygon 3	c	100	350	0	polygon 3 604611,2949200 c 100 dtexed 1 text 604761,2949310 350 0 ZHD010崩塌3
13	ZHD011	泥石流3	泥石流	小型	606146	2945430	150	110	polygon 5	c	100	350	0	polygon 5 606146,2945430 c 100 dtexed 1 text 606296,2945540 350 0 ZHD011泥石流3
14	ZHD012	泥石流2	泥石流	中型	600984	2944397	150	110	polygon 5	c	200	350	0	polygon 5 600984,2944397 c 200 dtexed 1 text 601134,2944507 350 0 ZHD012泥石流2
15	ZHD013	滑坡1	滑坡	特大型	600181	2948411	150	110	circle	d	400	350	0	circle 600181,2948411 d 400 dtexed 1 text 600331,2948521 350 0 ZHD013滑坡1
16	ZHD014	滑坡4	滑坡	小型	599962	2952794	150	110	circle	d	100	350	0	circle 599962,2952794 d 100 dtexed 1 text 600112,2952904 350 0 ZHD014滑坡4
17	ZHD015	地面塌陷3	地面塌陷	大型	603471	2942318	150	110	polygon 4	c	300	350	0	polygon 4 603471,2942318 c 300 dtexed 1 text 603621,2942428 350 0 ZHD015地面塌陷3
18	ZHD016	地面塌陷4	地面塌陷	中型	608909	2943940	150	110	polygon 4	c	200	350	0	polygon 4 608909,2943940 c 200 dtexed 1 text 609059,2944050 350 0 ZHD016地面塌陷4
19	ZHD017	崩塌4	崩塌	小型	612813	2949375	150	110	polygon 3	c	100	350	0	polygon 3 612813,2949375 c 100 dtexed 1 text 612963,2949485 350 0 ZHD017崩塌4
20	ZHD018	崩塌5	崩塌	中型	612374	2952838	150	110	polygon 3	c	200	350	0	polygon 3 612374,2952838 c 200 dtexed 1 text 612524,2952948 350 0 ZHD018崩塌5

图 1 地质灾害台账

Fig. 1 Standing book of geological hazard

3.1.2 设计 Excel 表格

如图 1《地质灾害台账》所示,在 Excel 表 A3 至 N3 中,分别设置为灾害点编号、隐患点名称、灾种、规模、平面坐标 X、平面坐标 Y、文字 X 方向平移距离、文字 Y 方向平移距离、绘制命令、绘图子命令、符号大小、文字高度、文字角度及绘制程序共 14 列,并根据灾害点数量将横向完善表格内容,其中,本次以 18 个灾害点为例进行说明。

3.1.3 Excel 中编辑子项公式

以绘制单个小型滑坡点为例,其具体操作步骤为:(1)绘制灾害点符号:在 AutoCAD 的命令窗口依次输入圆命令 circle,再输入灾害点坐标即圆心坐标(x,y)(顾孝烈 等,2003),选择绘制圆的方式为 d(直径),输入直径数值;(2)绘制灾害点标注:在 AutoCAD 的命令窗口依次输入编辑单行文字的命令 dtexed,dtexed 的新值为 1,需要注意的是,这里允许输入 1、2 或 3,但本次绘制只能输入 1,再输入单行文字命令 text,以及灾害点标注坐标(x+△x,y+△y),△x 和 △y 为平移距离,然后输入文字高度以及灾害点编号及名称。这样,单点灾害点就绘制在图上了。

编辑子项公式是为了获得在单点绘制系列命令中自定出现我们需要的绘制程序。由于我们每个灾害点的符号、大小等参数都不一样,我们需要自动计算出不同的绘制程序,故通过 IF 命令进行计算,根据台账中的不同灾种、不同规模、不同名称等,从而自动计算出我们需要的绘制程序。

1. Excel 中自动生成灾害点命令操作如下(藤井直弥,2019):在“绘制命令”I3 中输入 IF 公式“=IF(C3="滑坡","circle",IF(C3="崩塌","

polygon 3", IF (C3="地面塌陷", "polygon 4", IF (C3="泥石流", "polygon 5"))))”。这样,如果灾害点为滑坡,这里自动显示为 circle,若为崩塌则显示为“polygon 3”、地面塌陷显示为“polygon 4”、泥石流显示为“polygon 5”同时应注意中间包含有空格键。

2. Excel 中自动生成生成小型、中型、大型及特大型等不同规模的灾害点符号大小值:本次设置小型为 100,中型为 200,大型为 300,特大型为 400,具体操作为:在符号大小列 K3 中输入“=IF (D3="小型", 100, IF (D3="中型", 200, IF (D3="大型", 300, IF (D3="特大型", 400)))”,则该点的符号大小则根据灾害点规模的规模反算处 K3 中的值。

3. 同理,在 Excel 中用 IF 命令计算出圆形 circle 和等边多边形 polygon 的子项命令即 circle 命令后应输入“d”,而"polygon 3"、"polygon 4"、"polygon 5"等命令后需输入“c”,在图形参数 J 列的 J3 中需要输入 IF 公式“=IF (I3="circle", "d", "c")”。这样就会自动识别出“c”和“d”了。

3.1.4 设置单点绘制命令程序

前面基础数据做好之后,需要完成单点绘制命令程序,从完成单点自动绘制。以 ZHD001 地面塌陷 1 为例,进行阐述。

在 N3 中输入公式“=I3&" "&E3&" "&F3&" "&J3&" "&K3&" "&"dtextd 1 text "&(E3+G3)&" "&(F3+H3)&" "&L3&" "&M3&" "&A3&" "&B3&CHAR (13)” (冯德平, 2009), Excel 中则自动显示值为“polygon 4 601935, 2951391 c 300 dtextd 1 text 602085, 2951501 350 0 ZHD001 地面塌陷 1”, N3 显示的值即为 ZHD001 地面塌陷 1 的绘制命令程序,该点的符号、符号大小、灾害点名称及标注等通过命令输入的形式,将所有命令集中在一起了。

3.1.5 绘制单个地质灾害点

复制 Excel 中 N3 中的内容,粘贴至记事本后再复制一次,确保复制的内容是具体显示的值,即为“polygon 4 601935, 2951391 c 300 dtextd 1 text 602085, 2951501 350 0 ZHD001 地面塌陷 1”。然后打开 AutoCAD,在输入命令栏中将复制好的单点绘制命令进行粘贴,AutoCAD 绘图界面中单点的图并绘制好了。

另外须将单点命令最后加上“CHAR (13)”,

这样一个点的绘制命令才算完整。否则不能将各个命令对应到 AutoCAD 的各项命令。

3.2 批量绘制多个地质灾害点

在 Excel 中将 N3 中的单点绘制命令公式进行复制,在 N 列将所有点粘贴该公式,再将所有点 N 列公式进行复制并粘贴至记事本稍作处理,把多余的引号等删除,再全部复制,然后打开 AutoCAD,在输入命令栏中将复制好的多点绘制的系列命令进行粘贴,粘贴命令如下:

polygon 4 601935, 2951391 c 300 dtextd 1 text 602085, 2951501 350 0 ZHD001 地面塌陷 1

circle 599742, 2955117 d 200 dtextd 1 text 599892, 2955227 350 0 ZHD002 滑坡 5

polygon 4 614041, 2954547 c 200 dtextd 1 text 614191, 2954657 350 0 ZHD003 地面塌陷 2

polygon 3 615927, 2950471 c 300 dtextd 1 text 616077, 2950581 350 0 ZHD004 崩塌 1

.....

至此,在 AutoCAD 绘图界面中的所有地质灾害点分布图便自动绘制好了,如图 2《某县地质灾害点分布图》所示。

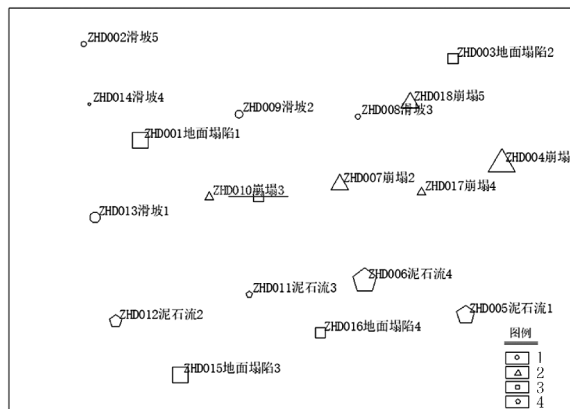


图 2 某县地质灾害点分布图(局部示意图)

Fig. 2 Distribution of geological hazard in a county (partly)

1—滑坡;2—崩塌;3—地面塌陷;4—泥石流

4 结语

本文阐述的方法,是基于 AutoCAD 制图软件,利用过 Excel 强大的数据功能,将繁琐的人工标绘方式转变为通过 Excel 处理,自动生成 AutoCAD 中需要键入的命令,从而达到批量绘图的目的。该方法相对于传统人工制图方法,大大减少了制图人员劳动强度,提高了工作效益,并大大降

低了差错率。

该方法可以举一反三地应用到其他制图工作中,诸如自动批量绘制岩土工程勘察中的钻孔平面布置图、钻孔柱状图以及剖面图、公路里程及坐标图、征地范围拐点及坐标绘,等等。因此,该方法的推广应用价值较大。

[参考文献]

冯德平. 2009. 测绘数据的自动处理与 CAD 自动绘制断面图[J].

企业科技与发展, (16):57-59.

顾孝烈,鲍峰,程效军. 2003. 测量学实验(第2版)[M]. 上海:同济大学出版社.

藤井直弥,大山啓介/著. 2019. Excel 最强教科书[M]. 完全版. 中国青年出版社.

许东平. 2018. Word/Excel/PPT 办公应用从入门到精通[M]. 北京:企业管理出版社.

中国地质环境监测院. 2010. 1:5000 地质灾害调查信息化技术要求[G]. 广州:广东省国土资源厅.

The Attempt of Realizing AutoCAD Batch Drawing Geological Hazard Point Distribution Map with Excel

OUYANG Gang

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

[Abstract] When drawing the distribution map of geological disaster locations on AutoCAD, the powerful data processing function of Excel software could be used to process the survey data, and then performing the functions of automatic drawing of the geological disaster locations as well as name annotating. Compared with traditional manual plotting, it is of dramatic efficiency and accuracy. At the same time, this method can be applied to other mapping work by analogy, such as automatic batch drawing of borehole layout, borehole histogram and section diagrams, highway mileage and coordinate diagrams, land acquisition range inflection points and coordinate mapping in geotechnical engineering surveys and etc. Therefore, this method is of great potential for application.

[Key Words] Excel; Data processing; AutoCAD; Automatic batch drawing; Geological disaster investigation

(上接第 339 页)

Geological Hazard Risk Assessment in Jianshanying Unstable Slope in Shuicheng, Guizhou

DANG Jie, DONG Ji, ZHANG Xu, WU Zhong-yin, YANG Jie-hua

(Guizhou Institute of Geological environment monitoring, Guiyang 550001, Guizhou, China)

[Abstract] At present, the risk assessment theory of geological hazards has become mature, and it has been applied to the prevention and control work of geological hazards from the academic research. The method of monomer geological hazard risk assessment is slightly different from that of regional assessment due to the study size, data accuracy and quantifiable degree. Take the Jianshanying unstable slope geological disasters for example, summing up and modifying the evaluation experiences of predecessors' in monomer geological hazard according to the regional geological environmental conditions. On the basis of analyzing the deformation characteristics and failure mechanism in Jianshanying unstable slope. carry out the monomer geological disaster hazard evaluation, vulnerability assessment and risk assessment. The results can provide reference for the local work of geological hazard prevention and control.

[Key Words] Geological hazards; Deformation characteristics; Risk assessment; Shuicheng county; Jianshanying

遥感技术在广西矿山开发占损土地中的应用

李思发,李 亮,赵伟立

(贵州省地质调查院,贵州 贵阳 550081)

[摘 要]基于多种高分辨率遥感影像的数据特征,结合外业调查建立了广西矿山开发占地、矿山开发状态以及矿山环境恢复治理等主要矿山地物的解译标志,并根据建立的解译标志,通过区域地质、矿业权数据与遥感影像进行叠加,实现对研究区的矿山开发占损土地以及矿山恢复治理现状的调查工作,其成果为国家绿色发展指数统计、矿山地质环境管理等工作提供了技术支撑。

[关键词]遥感;广西壮族自治区;矿山;恢复治理;占地

[中图分类号]TP79;TD88 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)03-344-06

1 引言

随着遥感技术的快速发展,高空间分辨率遥感数据具有宏观、快速和同步等优点,在矿山地质环境遥感监测方面的应用越来越广泛(王燕波等,2011;张焜等,2012),尤其是自然资源部中国地质调查局先后实施的“矿产资源开发多目标遥感调查与监测”等项目,快速准确地对全国矿山地质环境现状进行遥感调查和监测,为国家绿色发展指数统计、矿山地质环境管理等工作提供了技术支撑(杨金中等,2016)。本文基于获取的 2018 年度国产高分辨遥感影像及少部分国外高分辨率遥感影像,结合广西壮族自治区自然地理、矿产和基础地质等资料,对全省的矿山开发占损土地及矿山环境恢复治理情况进行遥感监测,旨在掌握广西壮族自治区矿山地质环境的现状及趋势。

2 研究区概况及数据源

2.1 研究区概况

广西壮族自治区简称桂,地处祖国南疆,位于

东经 $104^{\circ}28' \sim 112^{\circ}04'$,北纬 $20^{\circ}54' \sim 26^{\circ}24'$ 之间,陆地面积 23.76 万平方千米,自治区管辖南宁市、柳州市、桂林市、梧州市、北海市、防城港市、钦州市、贵港市、玉林市、百色市、贺州市、河池市、来宾市、崇左市 14 个地级市的 110 个区县。

研究区位于华南板块的南端,大地构造分属扬子陆块和南华活动带,特有的地质构造环境及广泛分布的泥盆纪地层,造就了丰富的矿产资源,至 1999 年底,广西已发现矿种 115 种,有查明资源储量的 89 种。有多种重要矿产资源储量排在全国前列:属第一位的有锰、锑、钨钽等;第二位的有锡、铜等;第三位的有钛铁矿、重晶石、水泥用灰岩、饰面大理岩等;第四位的有铝、锌、钨、银、滑石、高岭土等。矿床规模有特大型和大型矿床,但以中小型为主;地区分布以桂西地区为主。

2.2 数据源

本文研究主要采用中国自然资源航空物探遥感中心下发的分县 2018 年度土地利用调查与变更数据(3E 级产品;即为经正射、精校正、镶嵌按行政区裁剪后的影像产品),主要数据源有国产高分辨遥感影像 ZY3、GF2、GJ-1 和 GF-1 以及部分国外高分辨率遥感影像 P1、SPOT-6,空间分辨率参数(张

[收稿日期]2021-03-10 [修回日期]2021-05-26

[基金项目]“全国矿山环境恢复治理状况遥感地质调查与监测”项目资助。

[作者简介]李思发(1982—),男,高级工程师。主要从事矿山遥感地质与 GIS 应用。E-mail:3456812@qq.com。

柯南 等,2001;杨金中 等,2019)如表 1 所示;2018 年度最新矿权数据;所有数据均采用高斯-克吕格投影,坐标系统采用“CGCS2000 坐标系”。

表 1 主要采用的卫星影像空间分辨率参数表
Table 1 Main satellite image spatial resolution parameters

影像类型	空间分辨率		备注
	全色	多光谱	
ZY-3	2.1 m	5.8 m	中国国产卫星
GF-2	1 m	4 m	
GF-1	2 m	8 m	
GJ-1	0.5 m	2 m	
P1	1 m	4 m	国外卫星
SPOT-6	1.5 m	6 m	

3 研究内容及方法

3.1 研究内容

遥感技术在矿山开发占损土地监测中主要包含矿山开发占损土地和矿山环境恢复治理等 2 个方面:

- 1) 矿山开发占损土地:按界内开采矿山、疑似违法矿山和废弃矿山,分别提取矿山开发区的采场、矿山建筑物、中转场地(煤堆、矿石堆、洗煤厂、选矿厂、选矿池等)、固体废弃物(排土场、废石堆、尾矿库、煤矸石堆等)以及塌陷坑的占地情况;
- 2) 矿山环境恢复治理:调查矿山地质环境恢复治理区面积、恢复治理前的矿山地物类型或土地类型及面积、恢复后的土地类型及面积(杨金中等,2009)。

3.2 技术路线及方法

一是收集研究区的自然地理、基础地质、矿业权数据和 2018 年遥感数据;二是根据影像的色、形、纹理以及外业踏勘建立主要矿山地物解译标志;三是在 ArcGIS 10.2 软件平台上,根据建立的遥感解译标志,采用人工目视解译的方法,完成各矿山地物信息提取;四是结合区域矿产地质图、矿业权资料确定矿山开采矿种;五是根据矿山道路、矿山植被以及采矿痕迹(矿石堆、排土场等)等情况确定矿山开采状态;六是利用收集的采矿权数据图层与遥感解译专题数据图层进行叠加分析(刘丽娟等,2005),判断其开采秩序(界内开采矿山、疑似违法矿山、废弃矿山);七是利用 GPS 进行实地调查、

验证矿山占地信息;八是综合分析与研究(刘立等,2019)。技术路线如图 1 所示。

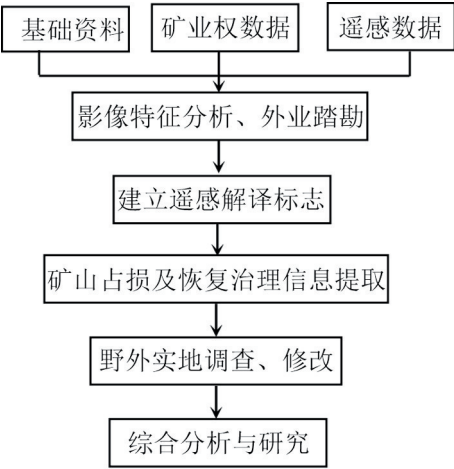


图 1 总体技术路线
Fig. 1 Overall technical route

4 主要矿山地物解译标志的建立

4.1 矿山开发占地解译标志

矿山开发占地是指矿产资源开采的过程中导致的压占和损毁土地的情况,常见的有露天采场、中转场地、固体废弃物、矿山建筑物和塌陷坑。

(1) 露天采场

露天开采矿山采场多沿矿脉延伸方向展布,呈负地形,边部阶梯状剥离台阶发育,采场内无植被,人为活动与地貌破坏明显,基于不同的开采矿种,颜色不一,且较周边地物明亮,与周围地物差异明显(苏一鸣 等,2015)(图 2)。



图 2 建筑用砂露天采场遥感解译标志

Fig. 2 Mark of remote sensing interpretation for open pit mining of construction sand

(2) 固体废弃物

固体废弃物可细分为:排土场、废石堆、煤矸石堆和尾矿库。

在遥感影像上,排土场主要指剥离覆盖在矿体上部及周围覆土,并运至一定地点集中堆放场所,多见于露天矿山,可用于后期恢复治理回填覆盖,在影像上呈向内凹入的近梯形或规则近圆形图斑,多呈土黄色(图 3);废石堆主要指矿山采矿排弃物(围岩或废弃矿石)集中堆放的场所,在影像上多呈亮白色,近圆形图斑,堆包痕迹明显(图 4);煤矸石堆呈浅灰色,亮度高,斑块状痕迹明显(图 5);排土场、煤矸石堆和废石堆通常位于开采硐口(采面)附近或存在轨道(道路)与之相连;尾矿库通常筑坝拦截谷口或围地构成,在影像上可见多呈阶梯逐级排列的尾矿坝,形状似水库,纹理光滑,呈镜面反射效果,颜色鲜亮有过渡色,一般只有大规模开采的金属类矿山有尾矿库,多位于洗矿场附近或通过管道(道路)与洗矿场连接(龚梅 等,2014)(图 6)。



图 3 建筑用砂排土场遥感解译标志

Fig. 3 Mark of remote sensing interpretation for dump reclamation of construction sand

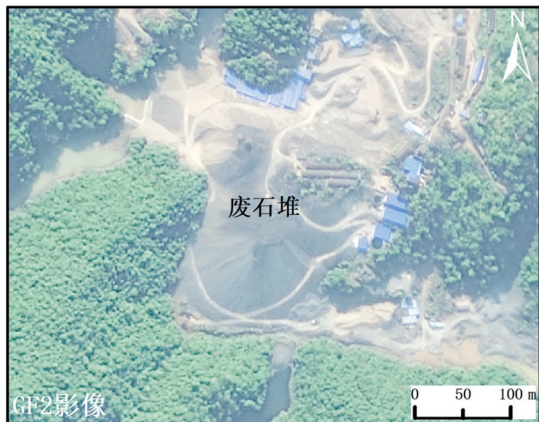


图 4 金矿废石堆遥感解译标志

Fig. 4 Remote sensing interpretation mark of waste rock heap in gold mine



图 5 煤矸石遥感解译标志

Fig. 5 Remote sensing interpretation mark of coal gangue



图 6 铜矿尾矿库遥感解译标志

Fig. 6 Remote sensing interpretation mark of copper tailings reservoir

(3) 中转场地

中转场地细分为:堆煤场、其它矿石堆、洗煤场、选矿场。

在遥感影像上,堆煤场形状较规则,纹理较厚实,一般呈黑灰色,且与道路相通,以方便运输(图 7);洗煤场常呈现工矿企业的影像特征,建筑结构



图 7 堆煤场遥感解译标志

Fig. 7 Remote sensing interpretation mark of coal yard

简单,与煤矿山相比,洗煤场的运输管道较多,且附近常配有蓄水池(图 8);其它矿石堆一般针对非能源矿矿山而言,纹理较规则,成圆堆状,亮度较高(图 9);选矿场一般针对大中型矿山而言,有露天设备和室内设备,通常在矿山建筑物及中转场地周围(李思发 等,2014)(图 10)。



图 8 洗煤场遥感解译标志

Fig. 8 Remote sensing interpretation mark of coal washing yard

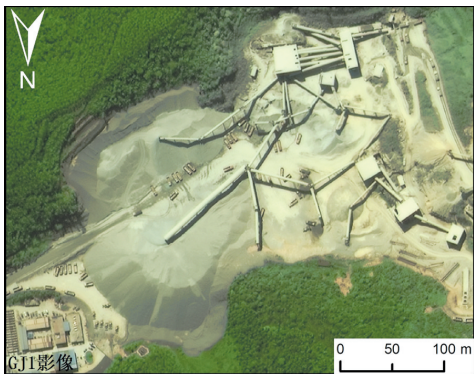


图 9 建筑用砂矿石堆遥感解译标志

Fig. 9 Remote sensing interpretation mark of building placer rock heap



图 10 金矿选矿场遥感解译标志

Fig. 10 Remote sensing interpretation mark of gold ore dressing field

(4) 矿山建筑

矿山建筑轮廓清晰,形状规则,多呈长方形、方形和 7 字形,分布较为集中,多呈浅蓝色调,建

筑物顶面通常较亮(马国胤 等,2017)(图 11)。一般说来,矿山建筑物的数量多少可以反映出矿山规模的大小。小型矿山建筑分布稀疏,规模较小;大型矿山建筑分布集中,规模较大,要注意与洗煤厂和选矿场的区分,洗煤厂和选矿场的建筑之间多存在于管网连接。



图 11 矿山建筑遥感解译标志

Fig. 11 Remote sensing interpretation signs of mine buildings

(5) 塌陷坑

塌陷坑通常是由矿层采空后顶部覆盖岩体塌陷坠落而形成。在遥感影像上,塌陷坑一般呈现深色或者深色间夹浅色的色调,遥感影像解译特征是指纹状或条带兼有斑点状、外形类似圆形或者椭圆形的洼地(吴寿江 等,2020)(图 12)。

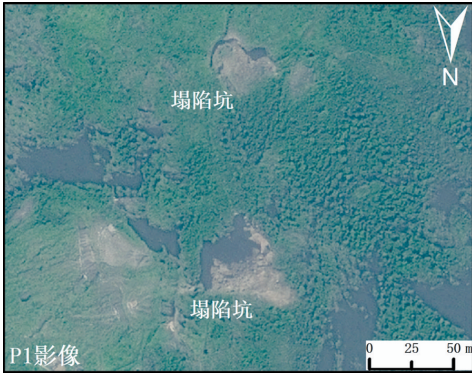


图 12 塌陷坑遥感解译标志

Fig. 12 Remote sensing interpretation mark of collapse pit

4.2 矿山恢复治理理解译标志

恢复治理一般分为自然恢复和工程恢复 2 类,自然恢复主要指矿山关闭后,废弃矿山的松散裸露面逐步趋于稳定、植被自然恢复,在影像上纹理较杂乱(图 13);工程恢复治理主要指通过工程对废石(渣)、采坑(塌陷坑)等采取平整、回填、覆土等工程防治措施,工程恢复治理的图斑在影像上多呈现青绿色或墨绿色,较周围自然的植被相比,纹理较规则,人工种植痕迹显著(杨金中 等,2019)(图 14)。

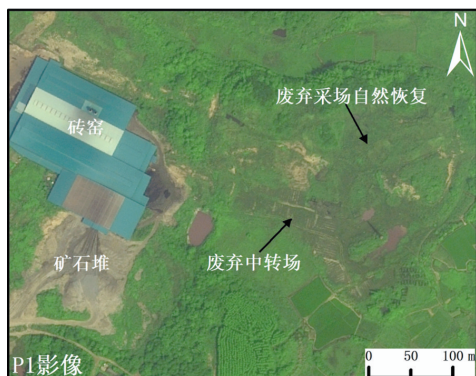


图 13 自然恢复遥感解译标志

Fig. 13 Remote sensing interpretation mark of natural restoration

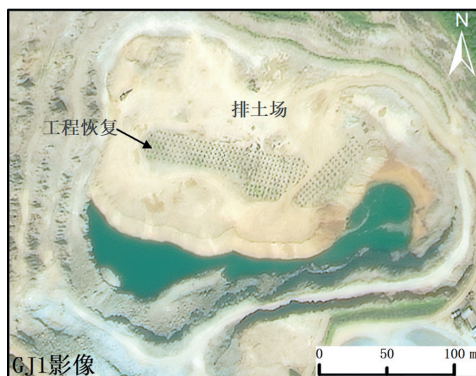


图 14 工程恢复治理遥感解译标志

Fig. 14 Remote sensing interpretation mark for engineering restoration

4.3 矿山开发状态解译标志

正在开采矿山的矿山植被破坏较为严重,矿山设备、矿山道路和建筑物完好,道路使用痕迹明显,固体废弃物堆积立体感强(图 15);而关闭的矿山植被处于被恢复或已经恢复状态,固体废弃物立体感差,色调较暗(李思发 等,2011)(图 16)。

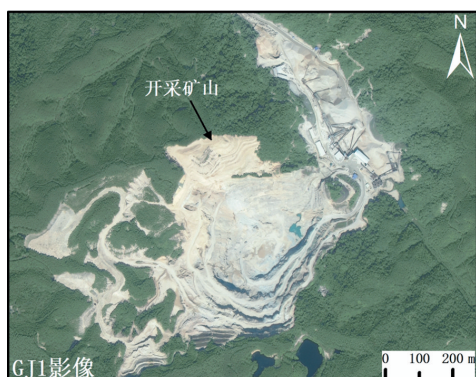


图 15 开采矿山遥感解译标志

Fig. 15 Remote sensing interpretation mark of mining mine

5 监测结果与分析

本次遥感解译工作主要以目视解译为主,在



图 16 关闭矿山遥感解译标志

Fig. 16 Remote sensing interpretation signs of closed mine

ArcGIS 10.2 平台上,以影像图为背景,叠加采矿权数据,结合区域矿产地质图,完成各矿山地物信息提取,并根据矿山道路、矿山植被、建筑物以及采矿痕迹(矿石堆、排土场等)等情况确定矿山开采状态。

5.1 采矿占损土地现状与分析

遥感调查表明,广西壮族自治区涉矿占损土地 6.48 万公顷,其中采场损毁土地 3.17 万公顷、中转场占地 1.83 万公顷、固体废弃物占地 0.6 万公顷、矿山建筑占地 0.18 万公顷和塌陷坑损毁土地面积 0.7 万公顷,分别占涉矿占损土地总面积的 48.92%、28.24%、9.26%、2.78%、10.8%。

在各市级行政区中,以百色市采矿用地最突出,占地 1.01 万公顷,占采矿用地总面积 15.62%;其次是河池市的 0.62 万公顷,占采矿用地总面积 9.5%;来宾市位居第三,采矿用地面积 0.60 万公顷,占总面积 9.32%。

5.2 矿山恢复治理现状与分析

广西壮族自治区恢复治理矿山总面积 1.37 万公顷,占全区涉矿用地的 17.48%。矿山恢复治理图斑在各州市级市均有发现,其中恢复治理面积最大的为百色市,为 0.31 万公顷,其次是河池市,恢复治理面积为 0.14 万公顷。

按矿山用地的恢复治理矿地类型分析,以治理矿山采场面积最大,为 0.90 万公顷,占治理总面积 65.93%;中转场地恢复治理 0.22 万公顷,占总面积 16.11%;固体废弃物恢复治理 0.21 万公顷,占总面积 15.06%;矿山建筑恢复治理 11.23 公顷,占总面积 0.08%;塌陷坑恢复治理 289.27 公顷,占总面积 2.11%。

按矿山恢复治理后土地类型分析,耕地复垦

0.26 万公顷,占恢复治理总面积 18.81%;园地恢复治理 100.81 公顷,占总面积 0.74%;林地复绿 0.33 万公顷,占总面积 23.79%;草地复绿 0.62 万公顷,占总面积 44.94%;工矿仓储用地恢复 644.15 公顷,占总面积 4.70%;商服用地恢复 226.78 公顷,占总面积 1.65%;住宅用地恢复 107.66 公顷,占总面积 0.79%;公共用地恢复治理 105.03 公顷,占总面积 0.77%;交通运输用地恢复治理 79.00 公顷,占总面积 0.58%;恢复水域 421.94 公顷,占总面积 3.08%;其他土地恢复 23.44 公顷,占总面积 0.17%。

6 结论

(1) 基于多种高分辨率遥感影像的数据特征,针对矿山遥感监测的地物目标任务,建立了一套比较系统、完善的矿山遥感监测解译标志,主要有矿山开发占地解译标志、矿山开发状态解译标志以及矿山环境恢复治理解译标志,这些解译标志的运用,可大大提高矿山遥感监测的解译精度和工作效率,对矿山遥感监测工作具有重要的技术支撑。

(2) 通过运用遥感技术进行广西壮族自治区的矿山遥感监测,获取了该区矿山开发占损土地和矿山环境恢复治理情况,为国家绿色发展指数统计、矿山地质环境管理等工作提供了技术支撑。

[参考文献]

龚梅,吴寿江,杨凯迪.2014.基于 SPOT5 的盘县煤矿区矿山地物

自动分类研究[J].贵州地质,31(2):128-131.

刘丽娟,徐爱功.2005.遥感图像和矢量图的叠加[J].辽宁工程技术大学学报,24(4):59-61.

李思发,李亮,赵伟立.2011. GeoEye-1 在矿山开发遥感调查中的应用[J].工程地球物理学报,8(5):632-634.

李思发,赵伟立,芦正艳.2014.遥感技术在矿山监测中的应用——以贵州水城煤田大湾矿区为例[J].贵州地质,31(2):132-135.

刘立,高俊华,余德清.2019.基于遥感的湖南省矿山占地监测与分析[J].地理空间信息,17(1):41-46.

马国胤,谈树成,赵志芳.2017.基于高分辨率遥感影像的矿山遥感监测解译标志研究[J].云南地理环境研究,29(5):59-68.

苏一鸣,崔艳梅,詹雅婷,等.2015.资源一号 02C 卫星影像在宜溧 1:5 万矿山开发遥感调查中的应用研究[J].地质学刊,39(1):127-132.

王燕波,罗伟,李名勇,等.2011.基于高分辨率遥感影像的矿山开发监测研究[J].热带地理,31(4):377-382.

吴寿江,龚梅.2020.广东石人樟钨矿矿山采矿塌陷区提取及成果应用[J].贵州地质,37(2):221-224.

杨金中,秦绪文,聂洪峰,等.2009.矿山遥感监测工作指南[M].北京:中国大地出版社:1-21.

杨金中,荆青青,聂洪峰,等.2016.全国矿产资源开发状况遥感监测工作简析[J].矿产勘查,7(2):359-363.

杨金中,王晓红,王海庆,等.2019.中国矿山地质环境遥感监测(2017年)[M].北京地质出版社:397-400.

杨金中,姚维岭,许文佳,等.2019.天眼望矿山——矿山遥感监测知识读本[M].北京:地质出版社:61-63.

张柯南,阚明哲.2001. GeoEye-1 卫星简介及其遥感影像处理技术实践[J].城市勘测,6(3):80-81.

张焜,马世斌,刘丽萍.2012.基于 SPOT5 数据的盐湖矿产开发及矿山环境遥感监测[J].国土资源遥感,24(3):146-153.

Application of Remote Sensing Technology in Land Occupied Loss by Mining Development in Guangxi Zhuang Autonomous Region

LI Si-fa, LI Liang, ZHAO Wei-li

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

[Abstract] Based on the data characteristics of a variety of high-resolution remote sensing images, combined with field investigation, it establishes the interpretation marks of main mine features, such as mine development land occupation, mine development status and mine environment restoration and management, and according to the established interpretation marks, through the superposition of regional geology, mining right data and remote sensing images, realizes the research of mine development land occupation and mine environment restoration. The results provide technical support for the national green development index statistics and mine geological environment management.

[Key Words] Remote sensing; Guangxi Zhuang Autonomous Region; Mine; Restoration and management; Land occupation

(上接第 333 页)

New Identification Method for Geological Hazard Source in Mountainous Areas: A Case Study on the Key Area in Panguan Town, Panzhou City, Guizhou Province

LENG Yang-yang^{1,3}, WEI Lun-Wu², LAI Qi-Yi³

(1. Guizhou Institute of Geo-environment Monitoring, Guiyang 550081, Guizhou, China; 2. Chengdu Center of Geological Survey, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China; 3. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

[Abstract] Based on the Detailed Investigation of Geological Hazards and the Demonstration Project of Risk Assessment in key areas of Guizhou province. Taking the key area of Panguan town in Panzhou City as an example, this paper puts forward an innovative method for distinguishing geological hazard risk, which includes dividing slope units, calculating geological hazard proneness and its threshold value index, estimating the risk source of per geological hazard, compiling hazard distribution map of geological hazard in the study area. Relying on distribution map of the geological hazard sources and combining with the frequency of different rainstorms, the range of hazardous sources of geological disasters can be predicted and the distribution map of dangerous areas and sources can be compiled. and the meteorological forecast of geological hazard risk in key areas can be more scientific and reasonable according to the relationship between rainfall intensity and rainstorm frequency.

[Key Words] Mountainous areas; Slope units; Geological hazard; Identification method

贵州省地质博物馆建成开馆

荣获 2020 至 2021 年度中国建设工程“鲁班奖”的贵州省地质博物馆于近日建成开馆,免费向公众开放。该馆建筑面积 4 万余平方米,展陈面积 1.6 万余平方米,共收藏古生物化石、矿物晶体、岩(矿)石标本、地质资料等藏品 10 余万件。馆内设“神秘贵州”“多彩贵州”“富饶贵州”“奋进贵州”等常设展厅。贵州省地质博物馆气势恢宏,立足国际视野,突出贵州特色,寓教于乐,既注重科学知识普及,又体现科学文化内涵,是开展地学科普、研学,提升公民地球科学素养、传承科学文化的教育基地。(图见封面)

(贵州省地质学会、贵州省地质博物馆供稿)