

贵州荔波-独山地区含铀煤系地质地球化学特征及煤岩型铀矿床成因

田 超^{1,2}, 宋 昊¹, 郑懋荣², 李 圻¹

(1. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610001;
2. 贵州省有色金属和核工业地质勘查局七总队, 贵州 贵阳 550000)

[摘 要] 贵州荔波-独山地区含铀煤系位于二叠系吴家坪组底部黑色介壳灰岩层及深灰色硅质灰岩之上, 属贵州省丹寨-三都-独山碳硅泥岩型、煤岩型铀成矿带, 已发现2个达到工业品位的小型煤岩型铀矿床。本文对含铀煤层开展了地质地球化学、控矿因素及成矿机制与成因等方面研究。结果表明, 研究区自北至南岩相及铀富集规律呈有规律变化, 即北部海湾沼泽相矿层稳定, 品位较高, 中部及南部为相变过渡带及海陆交替相, 矿化不够稳定, 品位低; 成矿物质U主要来源于火山活动, 部分来自围岩, 与晚二叠世吴家坪阶早期峨眉山地幔热柱海相第一喷发旋回期后, 富含SiO₂、Mn、U、Co、Pb、CO₂等气液流体溶入海水有关; 铀矿化形成受层位(吴家坪组)、岩性(褐煤、炭质页岩)、构造(方村向斜及南北向断裂)及沉积环境(还原、酸性-低盐)等因素控制; 含铀煤属同生沉积、同生富集为主, 构造叠加改造为辅的成因类型。

[关键词] 含铀煤系; 地球化学特征; 控矿因素; 成矿机制; 方村向斜

[中图分类号] P59; P619.14; P618.11 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2022)01-0030-09

煤岩型铀矿床是贵州省重要的铀矿类型之一, 研究区位于贵州省丹寨-三都-独山碳硅泥岩型、煤岩型铀成矿带内(刘开坤等, 2016)。我国含煤岩型铀矿的勘查研究始于1960年前后, 并在云南、新疆两省发现了一批工业规模不等的铀矿床, 如帮卖盆地303矿田、伊犁盆地洪海沟地区煤岩型铀矿床、塔里木盆地萨瓦布其地区煤岩型铀矿床等(张淑苓, 1987; 王毛毛, 2015; 刘章月, 2011)。含铀煤既可作工业燃料, 又可从灰分中提取铀产品, 从而大大提高了该类型铀矿床的工业意义(姚振凯, 1988)。已发现的煤岩型铀矿床一般产于中-新生代陆相沉积盆地边缘部分(B. И. 丹切夫, 1974), 盆地基底为华力西至燕山期花岗岩酸性火山岩(张淑苓, 1984)。而晚古生代成煤期, 在中国以石炭-二叠纪为主, 虽有大煤田的形成, 但未见煤中存在工业铀矿化的报导(姚振凯, 1988), 对其研究亦相对较少。研究区含铀煤产于晚古生代二

叠纪吴家坪组, 在其北段已发现2个达到工业品位的小型煤岩型铀矿床, 同时分布有大量铀矿化点及异常点。本文旨在深化对研究区吴家坪组含铀煤系成矿地质、地球化学特征认识的基础上, 揭示成矿的主控因素, 探讨成矿物质来源及铀矿化成因, 进一步丰富该类型铀矿的成矿理论, 为扩大荔波-独山地区铀矿找矿成果具有重要意义。

1 区域地质背景

1.1 区域地质背景

研究区位于江南台背斜之西, 处于台背斜与台向斜逐渐过渡凹陷带内。以浅海相的碳酸盐类沉积为主, 次为碎屑岩沉积。出露地层有青白系、南华系南坨组, 震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、第四系。含铀层位主要

[收稿日期] 2020-09-10 **[修回日期]** 2021-12-06

[基金项目] 中国地质调查局煤田勘查区砂岩型铀矿调查与勘查示范项目(编号: DD20160127-06)资助。

[作者简介] 田超(1985—), 男, 高工, 研究生, 主要从事矿产勘查。

为上二叠系上统吴家坪组底部褐煤及炭质页岩。北东向延伸的开阔向斜控制区内地层展布,向斜两翼不对称,并在转折端形成复向斜褶皱。向斜两翼多成高角度纵向正断层为主,转折端处多变为高角度纵向逆断层,代表性断层有烂土断层、甲

倒断层和三都断层。横向正断层在向斜两翼或转折端呈雁形排列。使附近煤系地层形成小型褶皱构造,出现地层重复和缺失。纵向断层形成于褶皱早期,横向断层在褶皱后期形成,并切割纵向断层(图 1)。

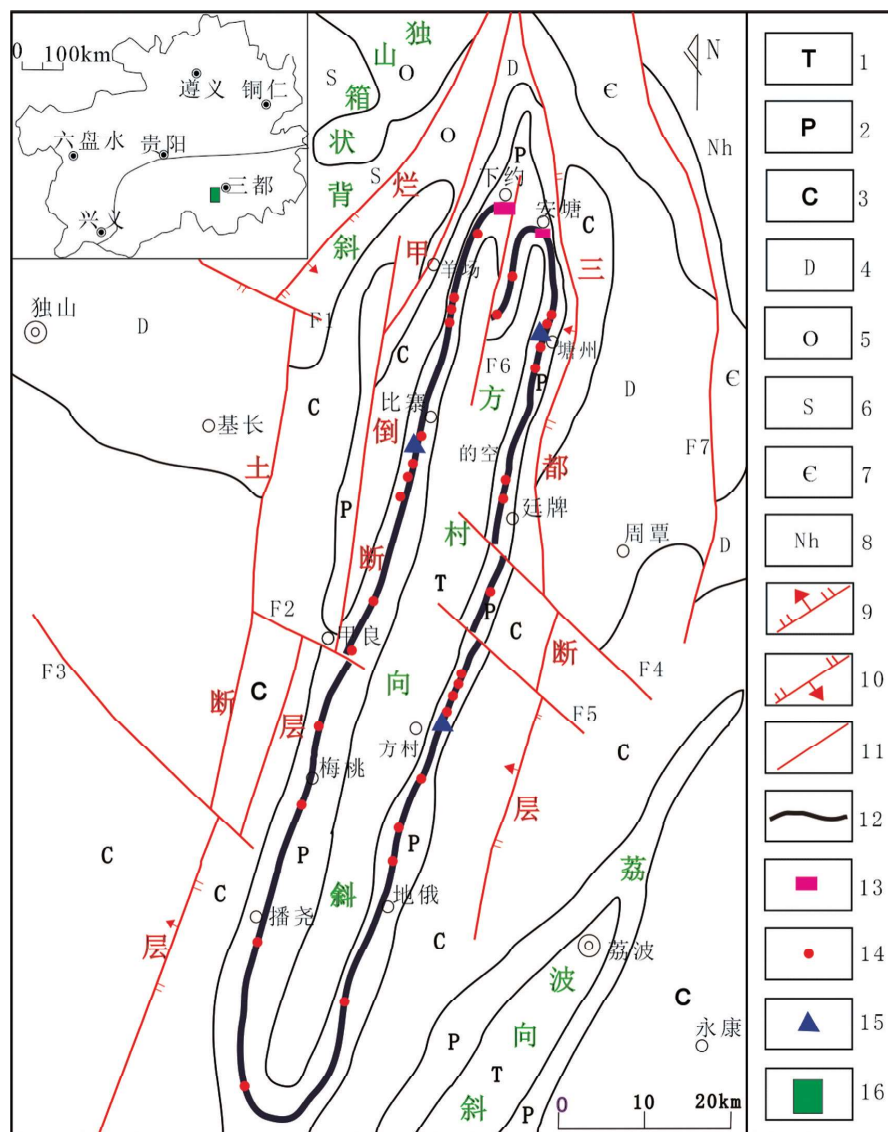


图 1 贵州荔波-独山地区地质简图

Fig. 1 Geological sketch of Libo-Dushan area in Guizhou province

1—三叠系;2—二叠系;3—石炭系;4—泥盆系;5—志留系;6—奥陶系;7—寒武系;8—南华系;9—正断层;10—逆断层;11—性质不明断层;12—煤层线;13—铀矿床点;14—铀异常点;15—采样位置;16—研究区

1.2 区域构造演化

研究区经历了吕梁至喜马拉雅多次构造运动,历次构造运动产生的影响如下:(1) 吕梁运动使前震旦系岩层褶皱,硬化形成陆台,到震旦纪陆台分化,江南古陆隆起。(2) 加里东期,气候转暖,巨厚碳酸盐沉积。由于地壳上升,上奥陶纪及下志留纪缺失。受加里东期末造山运动影响,区内

褶皱成北北东向的构造体系,形成向斜轮廓雏形。(3) 海西-印支期,地壳小幅度升降,海岸线不断迁移,沉积以碳酸盐为主,其次为碎屑岩。下二叠纪末,升出海面处于大陆状态,阳新灰岩遭受剥蚀风化形成喀斯特地形。乐平早期,地壳下降,植物繁盛,堆积薄煤层。同时陆地上及同生海水带来的铀,被吸附,还原沉淀,在有利部位形成具有一定工业价值的矿体。(4) 燕山-喜山期,以板内伸

展走滑作用为主,形成系列 NE、NNE 向褶皱和断裂,并叠加、改造前期构造,形成现今的基本轮廓。

2 含铀煤系特征

研究区含铀煤系为上二叠系吴家坪组,从下到上分为五个岩性段:①黑色介壳灰岩层(P_3w^1);②深灰色硅质灰岩层(P_3w^2);③含铀煤层(P_3w^3),夹黑色、灰色粘土页岩;④黑色含炭泥灰岩层(P_3w^4);⑤上部煤系(P_3w^5),与黑色页岩、灰岩及泥灰岩互层。根据调查及钻孔揭露,整个研究区自北至南岩相、含铀层位及铀富集规律呈有规律变化(图2),表现在:自下约经安塘到拉海地段为海湾沼泽相沉积,含铀煤层为 P_3w^3 ,矿化

受岩性控制,主要为褐煤层,矿层稳定,品位较高,具有一定工业价值,已发现铀 201、205 两个小型矿床,矿体厚 0.60 ~ 2.0 m,平均 1.2 m,品位 0.057%~0.074%。;自拉海经石蜡、塘州、比寨至巴良地段为相变过渡带,使含铀煤系 $P_3w^1 \sim P_3w^4$ 至巴良地段沉积尖灭,含铀岩性变为黑色炭质页岩及粘土岩,矿化逐渐变贫,异常现象不连续,强度 50~80 γ ,个别达 210 γ ,厚度 0.4~0.8 m;自巴良经的空、廷牌、甲良、梅桃至地裁带带并向南延伸为海陆交替相,仅沉积 P_3w^5 ,含铀层位于吴家坪组底部,含铀岩性为黑色炭质页岩、粘土岩及劣煤层,铀富集较差,但面积广,矿化不够稳定,品位低,异常强度 30~80 γ ,局部 140~180 γ ,厚 0.2~0.5 m。

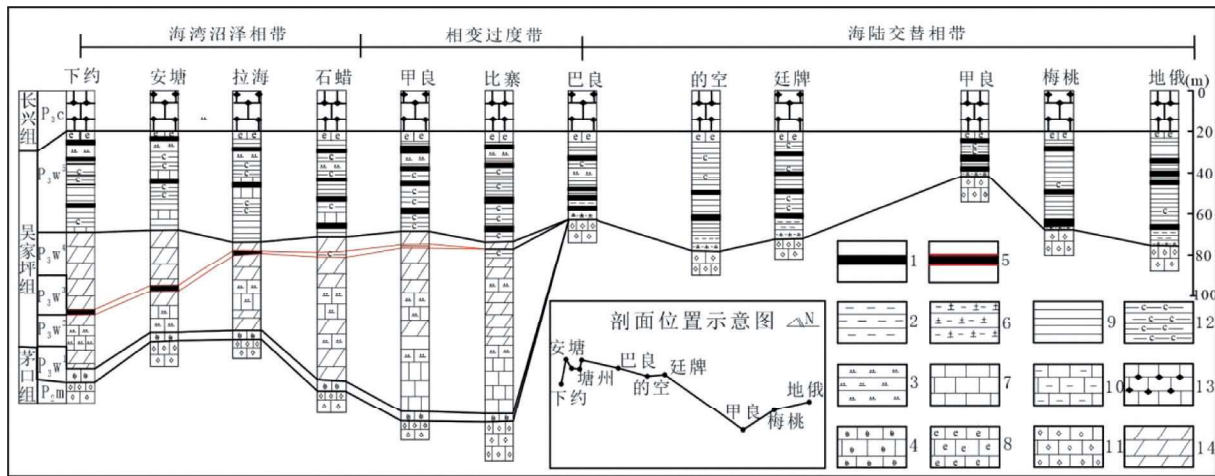


图2 荔波-独山地区含铀煤系地层柱状对比图

Fig. 2 Stratigraphic correlation diagram of uranium-bearing coal in Libo-Dushan area

1—煤层;2—粘土岩;3—硅质岩;4—介壳灰岩;5—含铀煤层;6—高岭石粘土岩;7—灰岩;8—生物屑灰岩;9—页岩;10—硅质灰岩;11—结晶灰岩;12—含碳质页岩;13—含燧石结核灰岩;14—泥灰岩

含铀煤为棕黑色,无光泽,坚硬、性脆、纤维状断口、木质结构、层状构造。沿层间裂隙充填细粒状、细脉状黄铁矿。经对含铀煤层(P_3w^3)煤质取样分析:水分 0.88%~18.99%,平均 9.37%;灰分 22.62%~79.78%,平均 48.85%;挥发分 25.00%~50.53%,平均 45.37%;碳平均 70.92%;氢平均 3.31%;全硫平均 0.97%,其中硫化铁中硫 0.201%;发热量平均 22.02 MJ / kg,为低发热量低挥发分、中硫、高灰分褐煤。

分析采用 X 射线荧光光谱仪(其中重量法测定 LOI,Ag 为直读光谱仪,Ra 为低本底多道 γ 能谱仪)、稀土元素分析为等离子体质谱仪法测定,测试单位为核工业二三〇研究所。常量、微量元素分析精度均优于 10%。等离子体质谱仪法测定检出限在 0.003 ~ 1 $\mu\text{g} / \text{g}$,相对标准差(RSD)为 1.45%~2.02%。

3 样品采集与分析

样品均采自方村向斜含铀煤层的槽探及剥土工程(TC01、BT01、BT02)。常量元素和微量元素

4 元素地球化学特征

4.1 常量元素特征

研究区含铀煤层及顶底板岩石中常量元素分析结果见表 1。煤层与围岩中常量元素组成以

SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, LOI 为主, 四者之和为 82.26%~95.98%, 平均 87.06%; 其次为 TiO₂, MgO, CaO, H₂O⁻, 含量 6.89%~17.72%, 平均含量 12.41%。其余元素含量较低。含铀煤层中以 LOI 含量高位特征, 为 26.15%~49.26%, 平均 36.02%。根据沉积岩层中 MgO 含量的亲海性, Al₂O₃ 含量的亲陆性特征而建立了 (MgO / Al₂O₃) × 100 的比值关系(张士三, 1988; 梅水泉, 1988), 其比值主要反映沉积环境中水体的盐度特征。在不同类型的沉积环境中比值的变化范围是: (1) 淡水沉积环境比值 < 1; (2) 陆海过渡性沉积环境 1 < 比值 < 10; (3) 海水沉积环境(水体盐度大于 30.06‰) 10 < 比值 < 500; (4) 陆表海(或泻湖碳酸盐沉积环境) 比值 > 500。区内含铀煤系 MgO / Al₂O₃ × 100 比值为

2.46~10.78, 平均值 4.96, 反映研究区内为陆海过渡性沉积环境。MnO / TFe 比值可指示沉积介质 PH 值得高低(郭天旭等, 2013), 比值 < 0.013 为酸性, 0.013 < 比值 < 0.016 为弱酸性, 0.016 < 比值 < 0.026 为中性, 0.026 < 比值 < 0.055 为弱碱性, 大于 0.055 为碱性。区内含铀煤系 MnO / TFe 比值为 0.001~0.012, 平均 0.004, 反映区内沉积环境为酸性。据田应龙等 1981 年科研报告《雪峰山中段上震旦、下寒武统沉积特征及其与铀矿化关系》, 用 CaO / (CaO + TFe) × 100% 标志沉积介质的盐度, 将“相对盐度”的低、中、高(比值)依次划分为: < 0.2、0.2~0.5、> 0.5, 通过计算区内该比值为 0.07~0.46, 平均 0.20, 反映沉积海水盐度为低盐度偏中盐度。

表 1 常量元素分析结果表(wt%)

Table 1 Analysis results of constant element (wt%)

样号	岩性	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	LOI	(MgO / Al ₂ O ₃) × 100	MnO / TFe	CaO / (CaO + TFe)
TC01-H1	粘土岩	65.11	10.29	4.52	0.091	0.63	0.030	0.68	2.31	0.74	1.50	0.09	5.06	8.81	6.67	0.009	0.42
TC01-H2	褐煤	30.37	11.42	7.83	0.072	1.69	0.015	0.61	1.26	0.49	0.24	0.08	12.5	32.64	5.33	0.003	0.19
TC01-H3	粘土岩	36.90	21.72	12.3	0.030	7.79	0.003	0.72	0.61	0.45	0.15	0.21	8.60	13.63	3.31	0.001	0.07
TC01-H4	炭质页岩	44.70	17.47	11.6	0.029	1.56	0.039	0.73	1.17	0.62	0.19	0.13	7.74	22.21	4.18	0.010	0.13
BT01-H1	炭质页岩	45.49	10.85	9.71	0.054	0.58	0.072	1.17	5.71	1.15	0.32	0.05	6.70	16.94	10.78	0.001	0.46
BT01-H2	粘土岩	42.80	16.57	17.7	0.022	1.79	0.005	0.88	0.98	0.82	0.48	0.08	7.69	9.65	5.29	0.005	0.07
BT01-H3	粘土岩	45.85	18.36	5.43	0.029	1.50	0.039	0.58	1.17	0.43	0.17	0.13	6.12	19.60	3.18	0.012	0.23
BT01-H4	褐煤	19.26	8.52	6.54	0.059	1.22	0.003	0.21	3.68	0.15	0.20	0.04	10.7	49.26	2.46	0.001	0.44
BT02-H1	砂质页岩	58.56	11.34	14.4	0.036	1.73	0.024	0.53	0.14	1.34	0.56	0.19	4.49	6.75	4.65	0.002	0.01
BT02-H2	炭质页岩	34.86	13.18	11.3	0.051	1.80	0.01	0.497	0.17	0.993	0.36	0.09	10.4	26.15	3.77	0.001	0.02
平均		42.39	13.97	10.1	0.047	2.03	0.024	0.66	1.72	0.72	0.44	0.11	8.00	20.56	4.96	0.004	0.20

4.2 微量元素特征

从表 2 及原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 3)可以得出, 在矿(化)层中, U、Mo、V 及 Cr 显著富集, 其富集系数分别为 104.9、57.1、42 及 70, Ni、Ga、Pb、Y 有富集趋势, 富集系数为 1.9~4.1, 其他元素相对贫化。在围岩中, U、Mo、V 及 Cr 同样为富集元素, 富集强度不及矿(化)层, 富集系数分别为 11.6、29.2、45 及 28。矿(化)层及围岩中微量元素

富集特征相似, 推测为 U 与这些元素在沉积成岩、成矿过程中地球化学性质相近, 具有同迁移、同沉淀的特征(金中国等, 2019)。研究区铀矿(化)层中 U 与 Cr、V、Mo、Co/Ni 呈正相关, 相关系数为 0.88、0.62、0.94、0.87; 围岩中与 Cr、V、Mn、Co、Ni、Ge、Y 呈正相关, 相关系数为 0.66、0.76、0.93、0.91、0.95、0.60、0.73。微量元素 U、V、C、Mo 含量最高, 研究区铀矿(化)层 U 平均含量为 293.8 × 10⁻⁶, V 平均含量为 2524 × 10⁻⁶, Cr 平均含量为 2 246 × 10⁻⁶, Mo 平均含量为 85.7 × 10⁻⁶。

表2 微量元素分析结果表($\times 10^{-6}$)

Table 2 Trace element analysis results($\times 10^{-6}$)

样品编号	分类	岩性	Cr	Th	V	Mn	Co	Ni	Ga	Mo	Pb	Ge	K	U	Y
TC1-H1		粘土岩	1 640	9.06	1 540	232	18.90	204.0	17.5	50.8	26.8	1.52	6 170	142	115.0
TC1-H2	矿	褐煤	3 740	9.41	2 960	119	10.70	67.0	26.7	189.0	44.0	0.46	4 070	625	67.9
TC1-H3	(化)	粘土岩	2 950	20.20	5 150	24	5.03	30.7	59.8	93.3	68.3	4.40	3 750	395	71.6
BT1-H3	层	粘土岩	2 620	12.7	1 700	39	5.43	52.1	36.4	26.9	52.8	2.38	3 540	163	108.0
BT1-H4		褐煤	1 280	2.78	1 270	24	6.28	51.5	21.0	68.4	26.8	0.11	1 250	144	93.8
	平均		2 446	10.83	2 524	87	9.27	81.1	32.28	85.7	43.7	1.77	3 756	294	91.3
	富集系数		70	1.0	42	0.1	0.91	4.1	1.9	57.1	2.2	1.0	0.1	104.9	4.1
TC1-H4		炭质页岩	1 410	8.51	2 110	184	17.30	120.0	23.4	78.1	37.0	1.61	2 570	14	127.0
BT1-H1	围岩	炭质页岩	2 050	5.88	9 280	561	115.00	847.0	20.6	104.0	29.6	2.58	6 540	62	248.0
BT1-H2		粘土岩	1 020	15.40	1 370	560	44.70	426.0	27.0	16.6	41.5	3.29	6 180	49	94.2
BT2-H1		砂质页岩	205	11.20	330	184	9.84	14.0	25.7	8.9	13.2	2.63	11 200	17	29.2
BT2-H2		炭质页岩	161	10.00	373	78	5.12	8.8	28.2	11.5	13.6	2.37	8 240	21	49.5
		平均		969	10.20	2 692	313	38.39	283.2	24.9	43.8	26.9	2.49	6 946	33
	富集系数		28	1.0	45	0.5	3.80	14.2	1.5	29.2	1.3	1.4	0.2	11.6	5.0
	UCC		35	10.7	60	600	10	20	17	1.5	20	1.77	28 000	2.8	22

注:UCC指全球平均大陆上地壳值; $\delta U = 2U / (U + Th/3)$

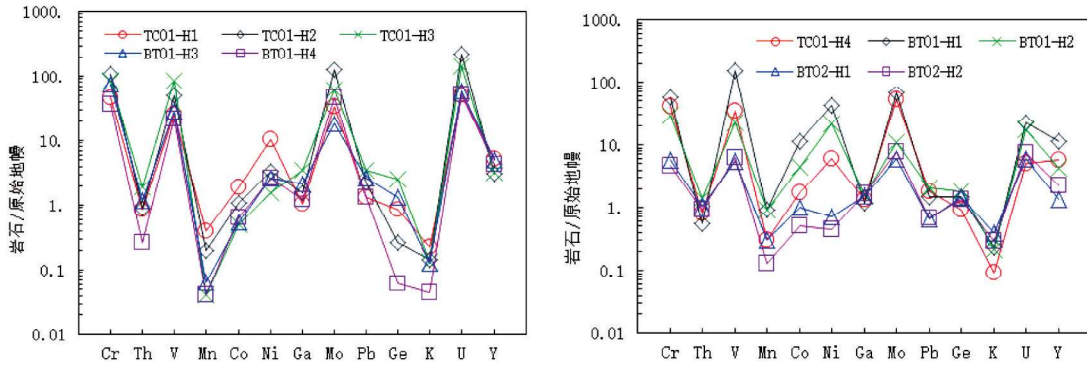


图3 铀矿(化)层(a)和围岩(b)元素原始地幔标准化微量元素蛛网

Fig. 3 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams of uranium mineralized layer (a) and wall rock (b)

从表2可以看出,围岩中U和V发生富集而Mo不怎么富集,可能指示缺氧的环境;而矿(化)层中它们同时显著富集则指示硫化的,即水体中含有一定量的 H_2S 的环境(Algeo T J, 2004),这与矿(化)层中普遍含粉末状或星散状黄铁矿结论一致。

根据 $V/(V+Ni)$ 小于0.6表示古海洋水体呈弱分层的贫氧环境,大于0.84则表明为静海相还原环境,而且古海洋水体呈强分层(彭海艳等, 2006;常华进等, 2009;尘福艳等, 2019)。研究区内 $V/(V+Ni)$ 为0.76~0.99,平均0.93,大于0.84,反映整体呈静海相还原环境,而且古海洋水体呈强分层。

4.3 稀土元素地球化学特征

稀土元素分析结果显示(表3),铀矿(化)层

中 ΣREE 范围为 $234.51 \times 10^{-6} \sim 546.41 \times 10^{-6}$,平均 372.37×10^{-6} ; $\Sigma LREE / \Sigma HREE$ 比值范围5.02~8.62,平均6.86; δCe 为0.53~0.64,平均0.59, δEu 为0.60~0.71,平均0.66; $(La/Yb)_N$ 范围为5.78~15.76,平均10.89; $(La/Sm)_N$ 范围为3.49~5.82,平均4.77; $(Gd/Yb)_N$ 范围为5.78~15.76,平均10.89。围岩中 ΣREE 范围为 $292.92 \times 10^{-6} \sim 775.60 \times 10^{-6}$,平均 426.87×10^{-6} ; $\Sigma LREE / \Sigma HREE$ 比值范围为5.05~9.25,平均7.11; δCe 为0.47~1.10,平均0.79, δEu 为0.64~0.78,平均0.72;从样品的球粒陨石标准化REE分布模式图可以看出(图4),铀矿(化)层及围岩曲线的变化特征基本一致,为明显的右倾型, $\Sigma LREE / \Sigma HREE$ 比值大于1, $(La/Yb)_N$ 大于1,显示轻重稀土分馏明显,轻稀土元素富集而重稀

土元素相对亏损,是因为稀土元素被粘土矿物吸附的能力随原子序数的增加和半径的减小而减弱,即 ΣCe 被吸附的能力大于 ΣYb 。轻稀土元素配分曲线较陡,说明轻稀土元素之间的分馏程度较高;重稀土元素配分曲线相对平缓,呈波动状延伸,说明重稀土元素之间也存在一定的分馏。研究区铀矿(化)层及围岩中均出现明显 Eu 的负异常($\delta Eu < 1$)和 Ce 的负异常($\delta Ce < 1$)。Eu 呈现

负异常与其富含有机质有关(薛伟等,2010),有机质不断热解、裂解使含铀煤层长期处于还原环境,利于 Eu^{2+} 的产生,易被压实过程中流体带出,从而形成 Eu 负异常现象;而 Ce 的负异常是海相环境的标志,在海水的 pH 值和 Eh 值范围内 Ce^{3+} 容易转化为 Ce^{4+} ,以 CeO_2 的形式从溶液中沉淀下来,与其他 REE 元素分离(吴朝东,1999;李微微,2013)。

表 3 稀土元素含量($\times 10^{-6}$)及特征值

Table 3 Contents($\times 10^{-6}$) and characteristic values of rare earth elements

样号	TC01-H1	TC01-H2	TC01-H3	BT01-H3	BT01-H4	TC01-H4	BT01-H1	BT02-H2	BT02-H1	BT01-H2
岩性	粘土岩	褐煤	粘土岩	粘土岩	褐煤	炭质页岩	炭质页岩	粘土岩	砂质页岩	炭质页岩
分类	矿(化)层					矿层				
La	101.00	76.60	135.00	165.00	64.10	99.90	252.00	68.20	53.70	87.30
Ce	95.70	89.90	142.00	155.00	70.00	91.70	194.00	137.00	93.70	172.00
Pr	17.40	15.10	20.10	28.80	10.50	20.80	36.00	15.70	10.80	15.30
Nd	68.70	61.70	73.10	111.00	40.90	82.80	153.00	61.20	39.10	62.60
Sm	14.00	13.80	14.60	20.50	8.18	20.50	29.70	13.70	8.21	14.60
Eu	2.86	3.06	3.18	4.34	1.87	4.87	6.67	3.28	1.98	3.62
Gd	14.90	12.30	14.40	19.70	8.66	22.30	33.30	12.20	7.29	16.10
Tb	2.23	1.80	2.23	2.90	1.44	3.20	4.90	1.79	1.10	2.50
Dy	12.50	9.55	12.10	15.90	9.29	16.40	26.90	9.33	5.51	13.70
Ho	2.87	2.04	2.45	3.44	2.36	3.42	6.05	1.90	1.14	2.93
Er	8.04	5.50	6.25	9.10	7.35	8.70	16.00	5.17	3.30	8.70
Tm	1.17	0.80	0.96	1.34	1.17	1.23	2.28	0.76	0.49	1.22
Yb	7.27	5.23	5.79	8.19	7.49	7.13	12.70	4.75	3.10	7.45
Lu	1.10	0.80	0.83	1.20	1.20	1.10	2.10	0.69	0.50	1.10
ΣREE	349.74	298.18	432.99	546.41	234.51	384.05	775.60	335.67	229.92	409.12
$\Sigma LREE$	299.66	260.16	387.98	484.64	195.55	320.57	671.37	299.08	207.49	355.42
$\Sigma HREE$	50.08	38.02	45.01	61.77	38.96	63.48	104.23	36.59	22.43	53.70
$\Sigma Ce/\Sigma Yb$	5.98	6.84	8.62	7.85	5.02	5.05	6.44	8.17	9.25	6.62
δCe	0.53	0.62	0.64	0.53	0.63	0.47	0.48	0.98	0.91	1.10
δEu	0.60	0.71	0.66	0.65	0.67	0.69	0.64	0.77	0.78	0.72
(La/Sm)N	4.54	3.49	5.82	5.07	4.93	3.07	5.34	3.13	4.12	3.76
(Gd/Yb)N	1.66	1.91	2.02	1.95	0.94	2.53	2.13	2.08	1.91	1.75
(La/Yb)N	9.39	9.90	15.76	13.61	5.78	9.47	13.41	9.70	11.71	7.92

注: $\delta Eu = EuN / (SmN \times GdN)^{1/2}$, $\delta Ce = CeN / (LaN \times PrN)^{1/2}$ 。下标“N”示球粒陨石标准化值(球粒陨石(Taylor and McLennan, 1985)); ΣREE 不包含 Y。

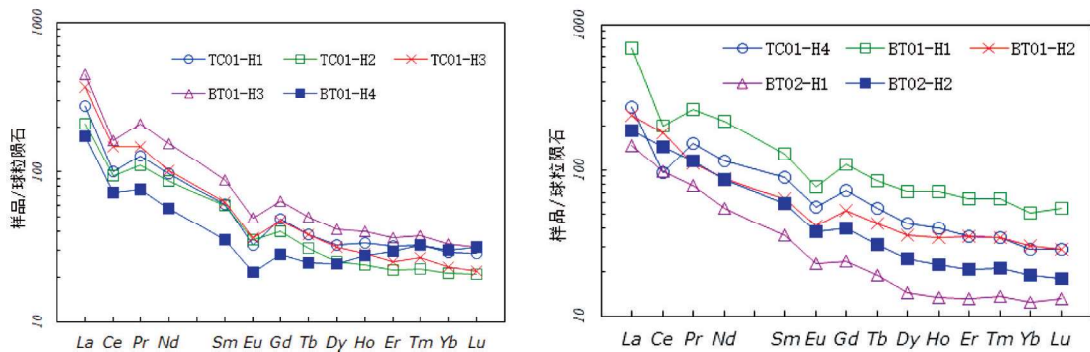


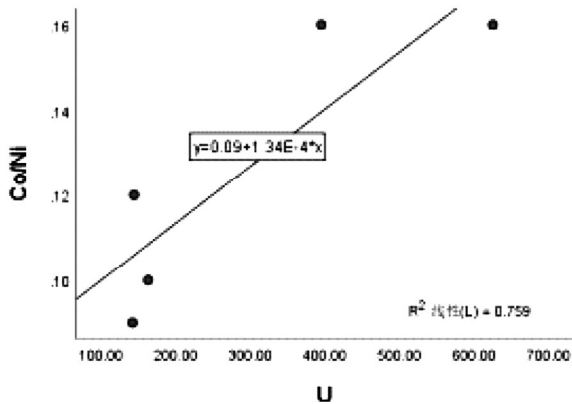
图 4 矿(化)层(a)及围岩(b)球粒陨石标准化稀土元素配分曲线

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of ore (mineralized) bed (a) and wall rock (b)

5 讨论

5.1 成矿的铀源

研究区含铀煤矿(化)层样品在 La/Yb-ΣREE 图解中的投点大部分落入碱性玄武岩范围内,及少点落入大陆拉斑玄武岩和花岗岩中(图5),因此认为区内 U 元素富集成矿的物源主要来自富铀的峨眉山玄武岩,这与利用主量元素、微量元素及 Sr、Nd 同位素研究大火成岩省的外带即贵州境内玄武岩属碱性玄武岩结论一致(廖宝丽,2013)。研究区矿(化)层及围岩中 U 与 Co、Ti、Co/Ni 均有一定的正相关性(图6),说明其铀主要来源可能为火山活动,部分来自围岩,与样品在 La/Yb-ΣREE 图解中的投点大部分落入碱性玄武岩范围内结论相吻合。这是由于晚二叠世吴家坪早期,峨眉山地幔热柱海相第一喷发旋回期后,从地幔中携带富含 SiO₂、Mn、U、Co、Pb、CO₂ 等气液流体溶入海水中,从贵州境内北西南东流入黔南地区福泉市、平塘县、三都县等地,在还原环



境下被吸附,还原沉淀,在有利部位形成具有一定工业价值的矿体。

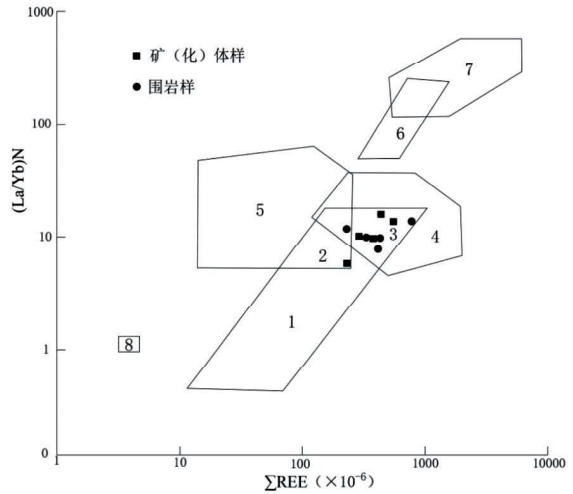


图5 荔波-独山地区含铀煤系 (La/Yb)N-ΣREE 图解中的投影 (据 Allegre and Michard, 1974)

Fig. 5 Projection in (La / Yb)N vs. ΣREE diagram of uranium-bearing coal in Libo-Dushan area (after Allegre and Michard, 1974)

1—大洋拉斑玄武岩;2—大陆拉斑玄武岩;3—碱性玄武岩;4—花岗岩;5—钙泥质沉积岩;6—金伯利岩;7—碳酸岩;8—原始地幔

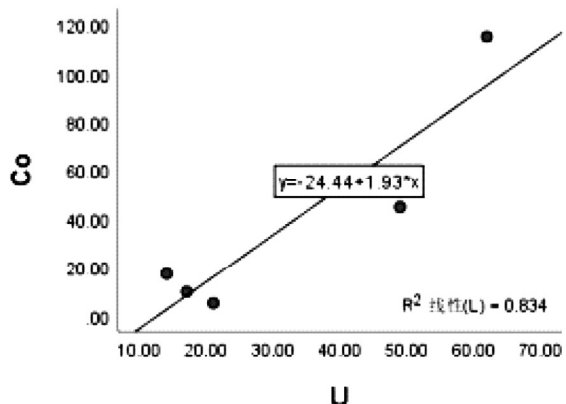


图6 元素相关性图解

Fig. 6 Correlation diagrams of the elements

5.2 主要控矿因素

5.2.1 层位及岩性控矿

研究区铀矿(化)体呈层状产于二叠系吴家坪组底部褐煤层夹灰色粘土页岩内,其顶底板节理裂隙中有铀矿化现象,其他层位中未见铀矿化。镜下鉴定含铀煤质为褐煤,条带状结构,组成煤的显微分子有:凝胶体、木煤、丝炭、半丝炭,粘土矿物充填于胞腔中或与有机体混合,含铀煤层中普遍含粉末状或星散状黄铁矿及少量黄铁矿结合。

其中凝胶组分、粘土矿物及胶黄铁矿均对铀具有吸附作用(刘正义等,1980)。因此,层位和岩性是铀同生沉积、同生富集必要条件。

5.2.2 沉积环境控矿

中二叠世茅口末期,由于受东吴运动作用,区内地壳上升,海平面下降,致使三都、紫云、册亨等广大地区上升为陆,受到短暂剥蚀,形成茅口灰岩风化侵蚀面。吴家坪早期,地壳下降,海平面上升,形成台地内潮坪-潮下缺氧还原的沉积环境,在低洼地段堆积保存了粘土、泥炭及黄铁矿等聚铀剂。铀元素的沉淀明显地受沉淀介质地球化学

环境的控制;最重要的影响因素是“氧逸度”,次为“酸碱度”及“相对盐度”(梅水泉,1988),研究区含铀煤层 $V/(V+Ni)$ 均值大于 0.84,表明铀元素的沉淀富集与“还原”环境密切相关,说明高价铀(U^{6+})迁移、低价铀(U^{4+})易沉淀的地球化学性质; MnO/TFe 均值小于 0.013, $CaO/(CaO+TFe) \times 100\%$ 均值小于 0.20,可见“酸性-低盐”相是铀的有利沉淀环境。

5.2.3 构造控矿

研究区紧靠江南陆块之西部边缘,燕山期受到东西向强力挤压,喜山期地壳抬升,形成南北向褶皱带,在吴家坪组底部会黑色硅质灰岩、硅质岩与褐煤层及炭质页岩能干性不同的岩层之间,形成层间揉皱及破碎带,在地下水的帮助下,使初步富集的铀再次活化、迁移,在有利部位二次富集成矿。区内断裂构造发育,以高角度逆断层出现,发生在含铀煤层形成之后,使含铀矿层错动为两层,在断层或距断层一定距离地带,显示出有铀的次生富集现象,并造成围岩层的构造裂隙中有铀矿化显示。构造是铀富集、聚集的外动力。

5.3 成矿机制及成因

晚二叠世早期,研究区处于潮坪洼陷地段半封闭沼泽环境,由原地生长的和源区搬运来的陆生植物遗体,经喜氧细菌的分解而生成的腐殖酸溶胶,并通过吸附作用、离子交换或络合、螯合作用形成铀酰腐殖酸盐。A. Szalay 认为在煤的有机质中,腐殖酸可与金属(U 、 Ge 、 V 、 Mo 、 Cu 等)形成各种不同的络合物。腐殖酸络合铀等金属的能力还与介质 pH 值有关,当 pH4-5 时,腐殖酸络合铀量最大(张淑苓,1984),这与前述区内沉积环境为酸性结论一致。随着上覆碎屑物的堆积,泥炭经深埋压实作用,变质形成褐煤,水介质中的溶解氧逐渐消失,厌氧细菌活跃起来,有机质进一步分解,产生 H_2S 、 CH_4 、 H_2 等强还原性气体。这时与腐殖酸呈吸附结合或离子交换的铀酰离子解吸, U^{6+} 被还原成 U^{4+} 沉淀下来,形成铀的富集体。

在含铀的褐煤层形成后,受燕山-喜山期强力挤压及抬升作用,在能干性较小的含铀煤层内发生层间滑动及揉皱现象,使铀元素进一步活化迁移,二级和三级褶皱的鞍部和两翼富集成具有工业价值的铀矿体。研究区内含铀煤层的上覆岩层为含炭泥灰岩,下伏致密状硅质灰岩,均是隔水层

或不透水层,次生淋滤作用的可能小。因此,研究区含铀煤属同生沉积、同生富集为主,构造叠加改造为辅的成因类型。

6 结论

(1) $La/Yb - \Sigma REE$ 图解及稀土配分模式显示,成矿物质 U 主要来源于火山活动,部分来自围岩。与晚二叠世吴家坪早期,峨眉山地幔热柱海相第一喷发旋回期后,从地幔中携带富含 SiO_2 、 Mn 、 U 、 Co 、 Pb 、 CO_2 等气液流体溶入海水有关。

(2) 铀富集成矿的有利沉积环境为海湾沼泽相,通过微量元素分析,铀元素的沉淀富集与“还原”环境密切相关,“酸性-低盐”相是铀的有利沉淀环境。

(3) 研究区铀主要呈吸附状及胶体状赋存于含铀煤层中,含铀煤属同生沉积、同生富集为主,构造叠加改造为辅的成因类型。

[参考文献]

- B. И. 丹切夫, Н. П. 斯特列良诺夫. 1974. 铀煤矿床及其主要成因类型[J]. 国外放射性地质, (01): 1-9.
- 常华进, 储雪蕾, 冯连君, 黄晶, 张启锐. 2009. 氧化还原敏感微量元素对古海洋沉积环境的指示意义[J]. 地质论评, 55(01): 91-99.
- 孙福艳, 杨创, 谭富荣, 孙娇鹏, 丁文龙. 2019. 微量元素分析在判别沉积介质环境中的应用——以冀中拗陷东北部石炭-二叠系为例[J]. 中国煤炭地质, 31(06): 15-22.
- 贵州省核工业地质局二〇六地质队. 1963. 贵州省 201、205 矿床地质报告[R].
- 郭天旭, 包书景, 任收麦, 周志, 李浩涵, 徐秋枫, 张宏达, 张守松. 2013. 元素分析在判别沉积环境中的应用——以柴北缘侏罗系大煤沟组为例[C]. 中国地质学会. 中国地质学会 2013 年学术年会论文摘要汇编——S13 石油天然气、非常规能源勘探开发理论与技术分会场. 中国地质学会: 中国地质学会, 112-117.
- 金中国, 刘开坤, 罗开, 郑明泓, 杨胜发, 李艳桃, 范云飞, 王琼. 2019. 贵州三穗龙湾铀矿床地质地球化学特征及成因[J]. 岩石学报, 35(09): 2830-2844.
- 刘正义, 张淑苓, 唐玉衡, 刘然, 李永利. 1980. 某地含铀煤的煤岩组份、氧化变质程度与铀富集的关系[J]. 放射性地质, (02): 116-123.
- 刘章月, 董文明, 刘红旭. 2011. 新疆萨瓦布其地区含铀煤成因分析[J]. 铀矿地质, 27(06): 345-351.
- 李薇薇, 唐跃刚. 2013. 湖南辰溪高有机硫煤的微量元素特征[J]. 煤炭学报, 38(07): 1227-1233.
- 廖宝丽. 2013. 贵州二叠纪碱性玄武岩的岩石学和地球化学研究[D]. 中国地质大学(北京).

- 刘开坤,王国坤,余未来,李艳桃. 2016. 贵州铀矿资源特征及找矿潜力分析[J]. 矿产勘查,7(05):774-780.
- 梅水泉. 1988. 岩石化学在湖南前震旦系沉积环境及铀来源研究中的应用[J]. 湖南地质,(03):25-31+49.
- 彭海艳,陈洪德,向芳,叶黎明,李国新. 2006. 微量元素分析在沉积环境识别中的应用——以鄂尔多斯盆地东部二叠系山西组为例[J]. 新疆地质,(02):202-205.
- 王毛毛,李华,邱余波. 2015. 新疆伊犁盆地洪海沟地区煤岩型铀成矿分析[J]. 中国煤炭地质,27(12):12-16.
- 吴朝东,杨承运,陈其英. 1999. 湘西黑色岩系地球化学特征和成因意义[J]. 岩石矿物学杂志,18(01):26-36.
- 薛伟,薛春纪,池国祥,彭云彪,王凯. 2010. 鄂尔多斯盆地东胜砂岩型铀矿微量和稀土元素地球化学特征[J]. 现代地质,24(04):776-784.
- 姚振凯. 1988. 中国成煤大地构造演化与煤中铀的成矿作用[J]. 大地构造与成矿学,(03):185-196.
- 张淑苓,陈功,唐玉衡. 1984. 我国含铀煤矿床的某些地球化学特征[J]. 沉积学报,(04):77-87+134-135.
- 张淑苓,王淑英,尹金双. 1987. 云南临沧地区帮卖盆地含铀煤中锆矿的研究[J]. 铀矿地质,(05):267-275+266.
- 张士三. 1988. 沉积岩层中镁铝含量比的研究及其应用[J]. 矿物岩石地球化学通讯,(02):112-113.
- Algeo T J, Maynard J B. 2004. Trace - element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas - t type cyclothem. Chem. Geol,206:289-318.

Geological and Geochemical Characteristics of Uranium-bearing Coal Series and Genesis of Coal-type Uranium Deposits in Libo-Dushan Area, Guizhou Province

TIAN Chao^{1,2}, SONG Hao¹, ZHENG Mao-rong², LI Qi¹

(1. College of Earth Sciences, Chendu University of Technology, Chendu. 6100001. Sichuan, China;

2. The 7th Team of Nonferrous Metal and Geology exploration Bureau of Nuclear Industry of Guizhou Province. Guiyang 550005, Guizhou, China)

[Abstract] The Libo-Dushan uranium-bearing coal deposits, which belongs to the Danzhai-Sandu-Dushan uranium belt in the Guizhou province, occurs between the black shell limestone and the dark grey silliceous limestone of the Permian Wujiaping formation. Two coal-type uranium deposit has been found in this area. In this paper, it investigates the geochemical characteristics, ore controlling factors and genesis of the uranium-bearing coal bed in this area. The lithofacies shows a variation that the littoral facies occurs in the north but the paralic facies in the south. The stability and grade of uranium mineralization depress from north to south. The volcanic activity and the minor wall rocks provide the ore-forming fluids for the mineralization. The mineralization is attributed to the mixture of the sea water and the fertile hydrothermal fluids which is rich in SiO₂, Mn, U, Co, Pb and CO₂. This process is related to the first activity of Emeishan mantle plume during the late Permian. The uranium mineralization is limited by such factors as stratum (Wujiaping formation), lithology (the lignite, black shale), structure (Fangcun syncline and the S-N trend faults), sedimentary environment (reductive sedimentary, acidity-low salinity). The Libo-Dushan uranium-bearing coal deposits has formed by the multiple genesis which including the preconcentration during the sedimentation and the superposition of tectonic activity.

[Key Words] Uranium-bearing coal series; Geochemical characteristics; Ore controlling factors; Metallization mechanism; Fangcun syncline