

川南攀西地区茅坪石墨矿地球化学特征及成矿时代

刘治成¹, 郑梦天¹, 郭宇衡¹, 段威², 周勇³, 刘博³, 唐文春²

(1. 四川省国土科学技术研究院, 四川 成都 610045; 2. 四川省地质矿产勘查开发局化探队, 四川 德阳 618000; 3. 四川省冶金地质勘查局六〇五大队, 四川 眉山 620800)

摘要: 这是一篇地球科学领域的论文。茅坪石墨矿是近年新发现的超大型晶质石墨矿床, 位于上扬子古陆西缘的康滇断隆带中北段, 成矿物质来源及其成矿时代研究较为薄弱。矿体赋存于中元古界天宝山组浅变质岩中, 本文主要开展了矿石主量、微量及稀土元素地球化学特征研究。结果表明含矿岩层原岩为副变质岩, 一套含碳质石英粉砂岩, 沉积于缺氧环境。微量元素特征指示矿体原岩由近海陆源碎屑物沉积形成, 矿石稀土含量(ΣREE)平均为 158 g/t, δCe 值平均为 0.63, 呈弱负异常, δEu 值平均为 0.69, 呈负异常, 具滨海潮坪相沉积特征。石墨矿体 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-28.35\text{‰} \sim -29.08\text{‰}$, 平均为 -28.59‰ , 表明成矿碳质主要为有机碳。昔街角闪二长闪长岩锆石的 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $(823.4 \pm 3.6) \text{ Ma}$, 晚于天宝山组火山岩形成时代 (954 Ma), 代表了石墨矿受叠加变质时间。综上, 该矿床成因类型为沉积-变质型, 其变质作用可能包括晋宁期区域动力变质作用并叠加了接触变质。

关键词: 地球科学; 晶质石墨; 地球化学特征; 成矿时代; 沉积-变质; 米易茅坪

doi:10.3969/j.issn.1000-6532.2024.01.009

中图分类号: P619.25+2 文献标志码: A 文章编号: 1000-6532 (2024) 01-0073-12

引用格式: 刘治成, 郑梦天, 郭宇衡, 等. 川南攀西地区茅坪石墨矿地球化学特征及成矿时代[J]. 矿产综合利用, 2024, 45(1): 73-84.

LIU Zhicheng, ZHENG Mengtian, GUO Yuheng, et al. Geochemical characteristics and metallogenic age of the Maoping graphite deposit in the Panxi Area, Southern Sichuan[J]. Multipurpose Utilization of Mineral Resources, 2024, 45(1): 73-84.

攀西地区是我国重要的石墨产区, 目前在此区域内发现石墨矿产地共 14 处, 包括中坝 (超大型)、田坪 (超大型)、三大湾 (大型)、大箐沟 (大型)、金雨 (中型)、芭蕉箐 (小型) 等, 主要分布在攀枝花市仁和区、米易县和凉山州会理县, 均为晶质石墨矿, 累计探明石墨资源量 2962 万 t^[1], 组成了康滇隆起石墨成矿带。攀西地区石墨矿床多集中于盐边-攀枝花一带, 北部米易地区一直未发现规模较大的石墨矿床。茅坪石墨矿是近年在成矿带北段新发现的超大型晶质石墨矿床, 其主矿体目前已初步探获石墨矿物量

1100 万 t, 是四川省单矿体规模最大的石墨矿床, 目前仅对主矿体西段开展了系统勘查工作, 向东部具有进一步扩大矿床规模的找矿潜力。攀西地区石墨矿含矿地层主要有古元古代康定岩群冷竹关组、中元古代盐边群渔门组和中元古代会理群天宝山组等地层。目前针对盐边-攀枝花一带石墨矿的地质特征、地球化学特征、成矿模式及选冶性能等已有较多研究, 认为石墨成矿经历了沉积、区域变质、构造应力作用和混合岩化等过程^[2-5], 选矿工艺流程同黑龙江片麻岩型晶质石墨矿类似^[6]。但对会理群石墨矿岩石地球化学特征及矿体

收稿日期: 2022-12-19

基金项目: 四川省基础科研项目 (2020JDKY0015); 四川省自然资源科研项目 (KJ-2021-10); 四川省政府性投资矿产勘查项目 (D202103) 联合资助

作者简介: 刘治成 (1983-), 男, 博士后, 研究员, 主要从事矿产资源勘查研究工作。

通信作者: 郑梦天 (1991-), 男, 博士, 研究方向为矿床学。

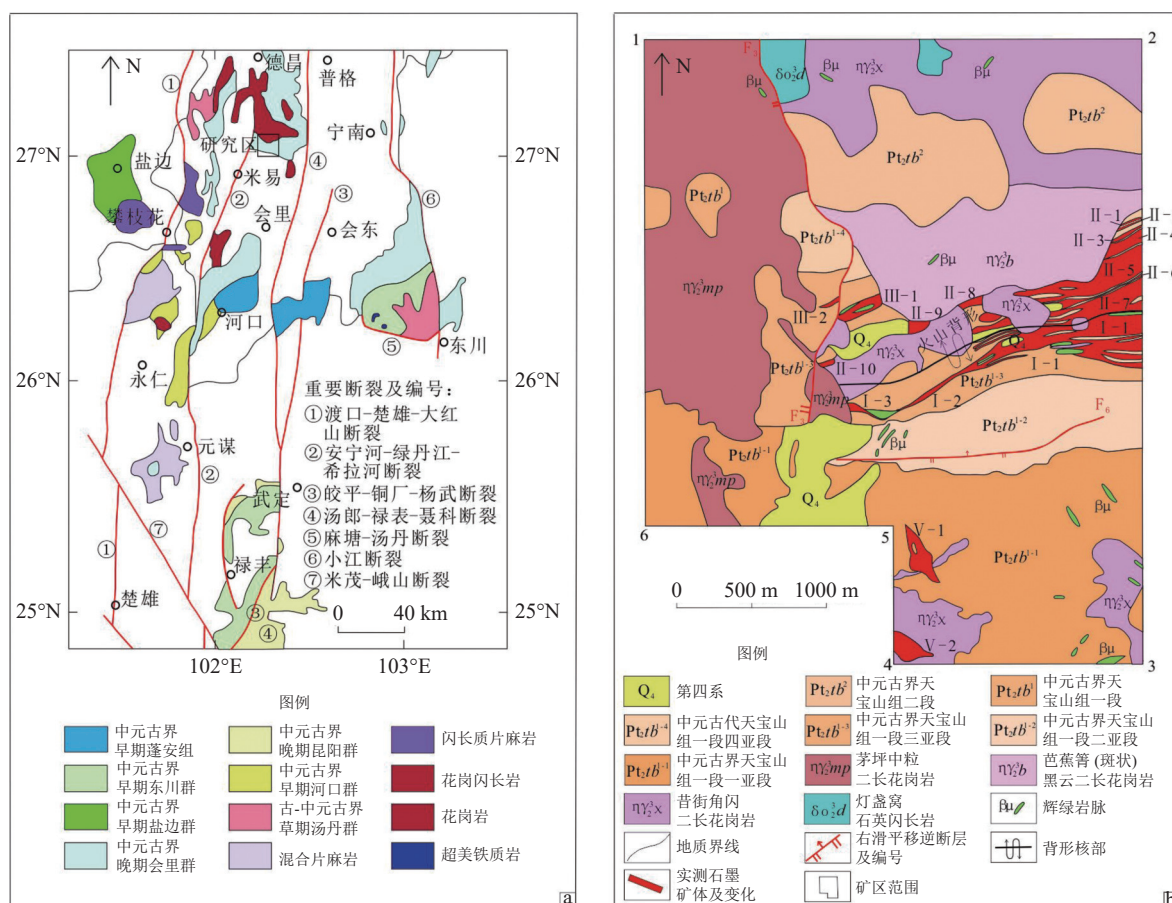
赋存规律研究较少,对该地层内石墨找矿潜力不明,对石墨矿成矿时代的研究缺少数据支撑。本文通过对该矿床开展较系统的地质、地球化学研究,总结成矿规律和矿床成因,并对石墨成矿时代进行初步限定,对康滇隆起石墨成矿带北段地区下一步石墨找矿工作提供参考。

1 区域地质背景

攀西地区位于上扬子古陆西缘的康滇断隆带中北段,为青藏高原造山系和上扬子古陆的交界地段。自古太古代以来,研究区经历了陆核-地块-联合大陆-大陆裂解-陆缘增生-碰撞造山的演化过程,其地质条件复杂,构造岩浆活动强烈。

元古界至新生界地层在攀西区均有不同程度出露,由前震旦系基底和震旦系后盖层两部分组

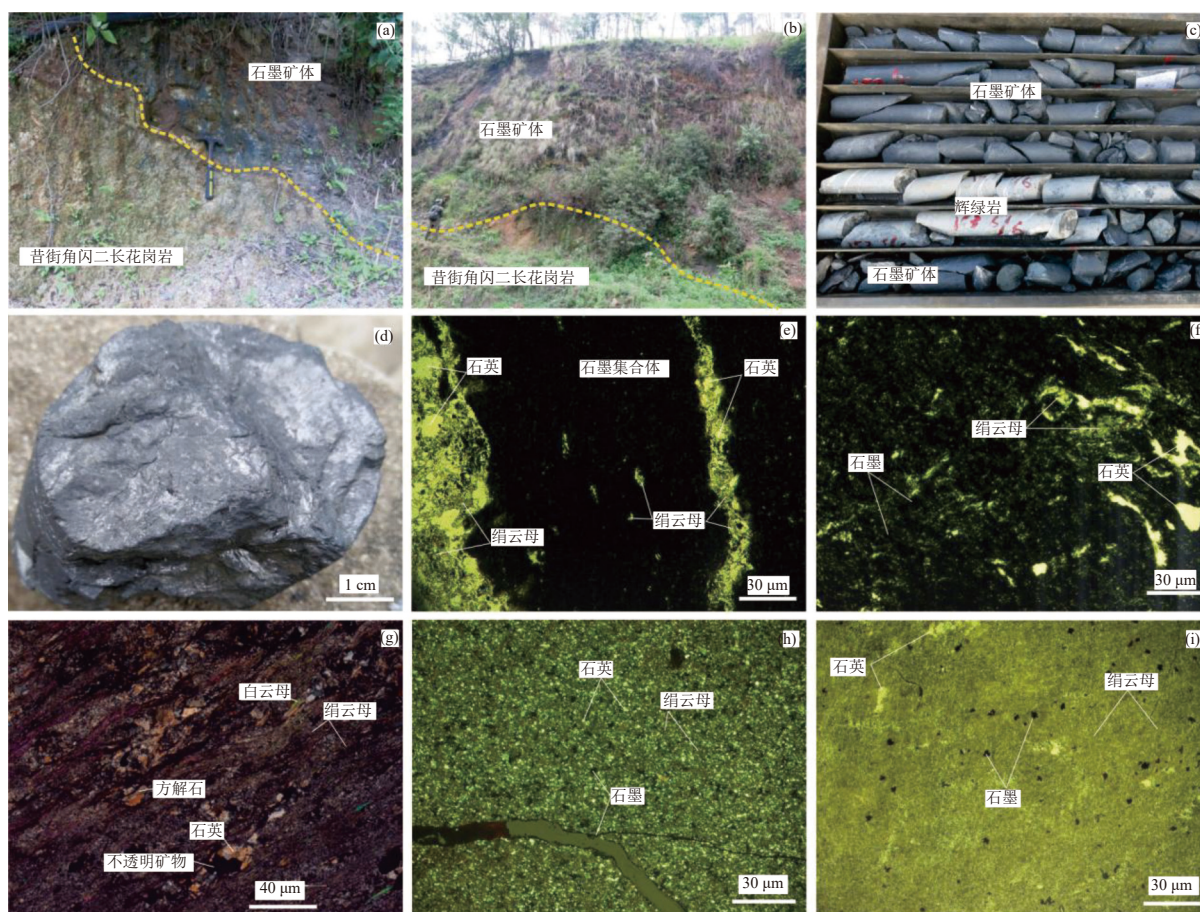
成。前震旦系基底地层分为下部古元古界河口群变质火山岩和上部的中元古界会理群变质碎屑岩—火山岩^[7-8]。盖层包括震旦系-古生界和中生界及新生界等地层。下震旦统-下二叠统地层岩性以碳酸盐岩和碎屑岩为主,分布在安宁河以东。中-晚二叠世喷发的峨眉山玄武岩集中分布在雷波、冕宁、布拖、昭觉、宁南等地,属于陆相火山岩地层。区域岩浆岩发育,其中晋宁-澄江期岩浆岩广泛分布,从 830 Ma 一直持续到 740 Ma 左右^[9],矿区所处区域主要出露摩挲营花岗岩。区域断裂发育,以南北向断裂最为醒目,主要有渡口-楚雄断裂带、绿丹江-安宁河断裂带等,与北东向、北西向及东西向断裂组交织(图 1a),共同构成了本区的构造格架^[8]。中元古界会理群天宝山组(Pt_2tb)是矿区主要含矿地层。



岩、夹少量变石英岩，从下至上可进一步分为4个亚段（图1b）：一亚段（ Pt_2tb^{1-1} ）为绢云千枚岩；二亚段（ Pt_2tb^{1-2} ）为绢云千枚岩与碳质硅质板岩；三亚段（ Pt_2tb^{1-3} ）为绢云母板岩、千枚岩；四亚段（ Pt_2tb^{1-4} ）为绢云千枚岩夹变石英砂岩。天宝山组二段（ Pt_2tb^2 ）地层出露于矿区北部，岩性以变石英砂岩为主，无晶质石墨矿体发现。

区内褶皱和断层较为发育，矿区地层及构造格局总体呈近东西向。褶皱构造以中部茅坪沟至大尖山一带为核部，发育有大火山复式背斜，北翼产状 $313 \sim 33^\circ \angle 40 \sim 86^\circ$ ，并可见次级向行构造，南翼产状 $145 \sim 196^\circ \angle 51 \sim 85^\circ$ 。区域断裂构造主要为 NNE-SSW 向灯盏窝断层（F3）和近 EW 向茅坪断层（F6），其中灯盏窝断层对矿体有一定破坏作用（图1b）。

矿区岩浆岩十分发育，包括昔街角闪二长花岗岩、芭蕉箐黑云二长花岗岩、灯盏窝石英闪长岩、茅坪中粒二长花岗岩和辉绿岩脉^[10]。其中，昔街角闪二长花岗岩出露面积最大，侵入于天宝山组地层和 I、II 号石墨矿体中（图2a、b）。其次是芭蕉箐黑云二长花岗岩，呈岩枝状侵位于天宝山组一段地层及 II、III 号石墨矿体中，具有中细粒花岗结构，主要矿物为黑云母、斜长石、钾长石和石英。茅坪中粒二长花岗岩大面积出露于矿区西部，小面积侵位于 I、III 号矿体西侧底部。上述岩体与石墨矿体关系密切，尤其是昔街角闪二长花岗岩对天宝山组石墨重结晶影响较大，吞噬破坏了 I、II、III 号矿体西段部分矿体。岩体与矿体接触部位可见石墨具明显重结晶特征，镜下可见石墨大多呈半自型-不规则状充填



a-昔街角闪二长闪长岩侵入于 I 号石墨矿带底部；b-II 号石墨矿带底板有昔街角闪二长闪长岩侵入；c-ZK1804 中的石墨矿体及辉绿岩夹石；d-岩心中的石墨矿石；e-部分石墨呈集合体状分布、包裹石英及绢云母（单偏光）；f-石墨单体呈毛毡状连晶围绕石英及绢云母分布，部分嵌入绢云母和石英颗粒间（单偏光）；g-绢云母千枚岩镜下特征（正交偏光）；h-含石墨千枚岩镜下照片（正交偏光），石墨呈它形填充于裂隙中或裂隙两侧，或呈星点状分布于石英、绢云母等矿物周围；i-含石墨炭质板岩镜下照片（单偏光），石墨呈它形-半自形星点状分布或填充于裂隙中。

图2 茅坪矿区矿石野外、手标本、钻孔及镜下特征

Fig.2 Field and microscopic characteristics of Maoping graphite ore deposit

于岩体缝隙中，粒径较天宝山组地层中明显增大。

目前，茅坪矿区共发现有 4 条晶质石墨矿体（编号为 I、II、III 和 V），分布严格受天宝山组一段地层岩性控制，具有明显的沉积层控特征。赋矿岩石为碳质硅质板岩，顶、底板为绢云千枚岩、绢云板岩、碳质硅质板岩。其中 I 号和 II 号矿体最大，长约 2.10~2.30 km，平均宽 108.43~175.16 m；III 号和 V 号矿体规模较小，出露长度仅 0.49~0.98 km，厚为 43.86~92.94 m。I 号和 II 号矿体探获晶质石墨推断资源量（333）1847.5 万 t，达到超大型规模，矿床固定碳品位在 3.81%~6.60% 之间（图 2c、d）。

矿石类型简单，岩性为含石墨绢云母云母石英千枚岩或片岩，矿石与围岩绢云千枚岩中的固定碳含量呈渐变过渡关系。绢云母石英型石墨矿石为半自形-自形粒状结构，浸染状构造（局部条带状构造），石墨单体呈毛毡状连晶围绕石英及绢云母分布，部分嵌入绢云母和石英颗粒间，部分石墨呈集合体状分布、包裹石英及绢云母（图 2e、f），矿石矿物为晶质石墨，石墨鳞片直径多在 1~34 μm，最大 76 μm，含量为 5%~

15%，整体属于细小鳞片石墨，是制造膨胀石墨的主要材料^[11]。脉石矿物以石英为主，含少量绢云母、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等金属氧化物。部分围岩中可见白云母，具弱石墨矿化的围岩绢云千枚岩与板岩中可见它形-半自形石墨填充于裂隙或裂隙两侧，或呈星点状分布于石英、绢云母等矿物周围（图 2g、h、i）。

3 测试结果

3.1 主量元素

据表 1 可知，石墨矿石与围岩化学成分差异较大：石墨矿石 SiO₂ 含量 76.9%~89.1%，明显高于围岩 SiO₂ 含量（64.1%~67.7%）；Al₂O₃ 含量 1.54%~9.46%、Fe₂O₃ 含量 0.02%~3.51%、FeO 含量 0.22%~0.65%、MgO 含量 0.12%~0.74%、K₂O 含量 0.39%~2.68%、Na₂O 含量 0.05%~0.12%、TiO₂ 含量 0.17%~0.86%，含量均低于围岩。表明石墨矿石原岩石英含量高于围岩，而泥质矿物明显含量较少，石墨矿石原岩成熟度高于围岩。

表 1 矿石与围岩主量元素组成/%
Table 1 Composition of major elements of the graphite ores and country rocks

岩性及样品 编号	石墨矿石								围岩（绢云母千枚岩、片岩）							
	MP-1	MP-2	MP-3	MP-4	MP-5	MP-6	MP-7	MP-9	MP-10	MP-11	MP-12	MP-13	MP-14	MP-15	MP-16	
SiO ₂	77.8	80.4	79.3	89.1	85.3	82.1	88.4	88.5	76.9	66.4	64.4	67.7	64.1	66.8	67.2	
Al ₂ O ₃	7.15	6.94	9.46	1.54	3.93	5.94	4.99	4.36	8.42	16.8	17.90	17.4	17.0	16.9	16.5	
Fe ₂ O ₃	3.51	1.35	0.68	0.02	0.04	0.63	0.36	1.39	2.76	3.49	2.24	1.89	3.66	2.86	2.48	
FeO	0.57	0.65	0.47	0.22	0.22	0.41	0.36	0.24	0.39	0.25	1.32	1.28	2.39	1.49	2.13	
CaO	0.02	0.02	0.01	0.17	0.83	0.25	0.30	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	
MgO	0.58	0.55	0.74	0.15	0.34	0.56	0.42	0.37	0.73	1.36	1.84	0.74	1.49	0.89	0.96	
K ₂ O	2.28	2.18	3.21	0.49	1.41	1.82	1.64	1.40	2.68	5.27	5.35	4.85	4.15	4.53	4.29	
Na ₂ O	0.08	0.08	0.06	0.05	0.05	0.07	0.07	0.05	0.12	0.17	0.14	0.27	0.22	0.27	0.25	
TiO ₂	0.42	0.40	0.51	0.86	0.17	0.25	0.21	0.19	0.41	0.76	0.82	0.87	0.85	0.82	0.99	
P ₂ O ₅	0.33	0.14	0.07	0.22	0.62	0.28	0.65	0.07	0.32	0.18	0.07	0.05	0.06	0.09	0.06	
MnO	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.17	0.10	0.13	0.06	0.06	
灼失	6.72	6.39	3.96	5.46	5.85	6.07	1.75	1.90	6.25	3.90	4.22	3.65	4.26	3.66	3.66	
total	99.5	99.1	98.5	98.3	98.7	98.4	99.1	98.5	99.0	98.6	98.5	98.8	98.3	98.4	98.6	
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	10.9	11.6	8.39	57.9	21.7	13.8	17.7	20.3	9.13	3.95	3.60	3.88	3.77	3.95	4.09	
K ₂ O/Na ₂ O	27.1	28.3	54.4	10.2	27.6	28.0	24.1	31.1	22.3	31.0	38.2	18.0	18.9	16.8	17.2	
MgO/CaO	30.5	36.7	74.0	0.88	0.41	2.24	1.40	37.0	73.0	64.8	102.2	74.0	149.0	89.0	48.0	
DF3	-6.41	-6.32	-5.49	-8.07	-6.59	-6.47	-7.61	-8.20	-5.80	-2.93	-2.91	-2.49	-3.84	-3.01	-3.40	

注：DF3=-0.21SiO₂-0.32Fe₂O₃（全铁）-0.98 MgO+0.55 CaO+1.46 Na₂O+0.54 K₂O+10.44^[12]

3.2 微量及稀土元素

由表 2 可知，矿石与围岩微量元素含量总体较稳定，大离子亲石元素 Rb、Cs、Ba、K 总体较富集，高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 富集且较稳定。矿石 Sr 元素明显亏损，可能与斜长石风化作

用有关，Sr 在风化或搬运过程中丢失，造成亏损。矿石 Rb/Sr 比值 1.48~5.12，高于陆壳平均值 0.24^[13]，表明循环沉积作用较弱；Sr/Ba 比值 0.05~0.14，矿体 Rb/Sr 比值明显大于 Sr/Ba 比值，显示近海陆源碎屑物特征^[13]。矿石 V 元素富

表 2 石墨矿石与围岩微量及稀土元素组成/(g/t)
Table 2 Composition of trace elements and rare earth elements of the graphite ores and country rocks

岩性及样品 编号	石墨矿石										围岩（绢云母千枚岩、片岩）				
	MP-1	MP-2	MP-3	MP-4	MP-5	MP-6	MP-7	MP-9	MP-10	MP-11	MP-12	MP-13	MP-14	MP-15	MP-16
Rb	60.7	65.3	91.1	16.8	44.6	53.6	54.3	44.5	82.5	224	207	232	208	209	227
Sr	41	15.6	17.8	9.3	18	13.8	15.3	10.4	18.6	22.5	16.5	17.9	17.8	23.9	22
Ba	302	242	324	132	173	197	194	167	247	886	1080	661	580	607	500
Nb	7.06	6.56	8.95	1.25	3.64	5.2	4.06	4.15	7.84	13.1	14.3	17.2	18.8	16.4	28
Ta	0.53	0.47	0.76	0.071	0.29	0.41	0.34	0.25	0.6	1.13	1.27	1.48	1.22	1.14	1.7
Cs	1.79	1.68	2.2	0.48	1.07	1.64	1.29	1.11	2.67	5.82	7.17	6.47	8.71	5.8	7.19
U	30.7	7.93	9.95	2.8	5.82	9.87	7.49	2.61	10.9	3.19	2.88	2.46	2.33	2.2	2.14
Th	10.4	5.07	9.32	1.62	5.59	4.6	6.23	1.71	7.1	16.3	16.4	14.8	12.9	12.6	13
Co	13.5	2.09	1.52	1.47	1.09	1.21	1.05	3.5	2.05	3.56	21	11.9	26.8	10.5	15
Ni	36.1	19.4	4.13	1.73	2.00	7.72	1.85	3.18	11.1	9.12	75.8	17.6	40.1	20.7	22.1
Cr	92.8	70.5	108	24.4	68.6	101	74.4	49.9	104	75.8	81.2	101	94.5	87.9	93.6
V	1050	1000	2120	720	1190	726	1430	161	269	113	101	139	138	139	122
Cu	151	146	131	9.33	16.5	129	25.8	138	104	176	46.8	12.2	13.5	24.2	16.5
Pb	38.6	11.2	5.04	4.52	3.92	3.56	4.28	6.32	6.17	7.26	4.11	4.96	3.7	8.79	4.56
Zn	51.2	47.5	9.27	6.29	8.38	11.4	6.53	13.2	15.1	21.1	169	23	38.4	29.6	35.8
Mo	71.7	97.1	73.6	3.27	2.19	20.6	10.1	20.7	31.7	12.2	3.18	1.09	0.46	0.82	0.58
Ga	12.8	15.3	14.3	1.94	5.81	7.05	7.39	5.68	11.3	23.5	25.2	24.8	24.2	23.3	26.9
Se	5.53	3.02	128	0.47	0.34	5.06	3.97	5.2	4.25	20.2	0.26	0.046	0.046	0.15	0.05
Zr	130	129	219	27.4	69.5	101	80.9	61.9	108	181	182	192	200	189	311
Hf	3.36	3.22	4.72	0.57	1.66	2.46	1.9	1.53	2.65	4.54	4.8	4.01	4.36	4.02	6.46
Y	59.8	50.1	61.3	13.8	41.4	32.9	28.4	10.2	26.6	15.3	27.8	25.3	47.7	21.7	33.2
Rb/Sr	1.48	4.19	5.12	1.81	2.48	3.88	3.55	4.28	4.44	9.96	12.55	12.96	11.69	8.74	10.32
Sr/Ba	0.14	0.06	0.05	0.07	0.10	0.07	0.08	0.06	0.08	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04
U/Th	2.95	1.56	1.07	1.73	1.04	2.15	1.20	1.53	1.54	0.20	0.18	0.17	0.18	0.17	0.16
U _{au}	27.2	6.24	6.84	2.26	3.96	8.34	5.41	2.04	8.53	-2.24	-2.59	-2.47	-1.97	-2.00	-2.19
Ni/Co	2.67	9.28	2.72	1.18	1.83	6.38	1.76	0.91	5.41	2.56	3.61	1.48	1.50	1.97	1.47
V/Cr	11.31	14.18	19.63	29.51	17.35	7.19	19.22	3.23	2.59	1.49	1.24	1.38	1.46	1.58	1.30
V/(Ni+V)	0.97	0.98	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.98	0.96	0.93	0.57	0.89	0.77	0.87	0.85
Zr/Y	2.17	2.57	3.57	1.99	1.68	3.07	2.85	6.07	4.06	11.83	6.55	7.59	4.19	8.71	9.37
Nb/Ta	13.3	14.0	11.8	17.6	12.6	12.7	11.9	16.6	13.1	11.6	11.3	11.6	15.4	14.4	16.5
La	59.6	109	45.1	2.65	16.2	17.6	31	19.1	27.6	40.3	41.8	29.1	21.1	41.0	47.4
Ce	69.5	140	60.8	3.88	22.5	23.5	38.9	29.8	58.7	71.8	64.6	46.8	15.6	29.2	53.8
Pr	17.2	31.1	13.5	0.95	4.7	5.19	8.53	4.44	7.4	9.15	10.3	4.95	4.86	5.95	9.91
Nd	72.5	128	57.6	4.58	21.2	21.7	36.3	18.2	30.1	34.1	38.3	16.4	20.1	18.4	34.4
Sm	13.2	21.2	11.5	1.26	5.16	5.2	7.02	3.23	6.68	6.66	7.49	2.89	4.72	3.47	6.93
Eu	2.26	3.04	2.19	0.36	1.33	1.22	1.41	0.74	1.43	1.33	1.72	0.71	1.07	0.80	1.33
Gd	10.3	13.8	9.72	1.52	5.69	5.2	5.44	2.56	6.17	5.56	6.57	2.9	5.17	3.02	6.4
Tb	1.44	1.56	1.45	0.27	0.89	0.84	0.75	0.3	0.88	0.68	1.00	0.49	0.92	0.52	1.05
Dy	8.64	7.86	8.81	1.85	5.91	5.18	4.32	1.59	5.03	3.28	5.79	3.36	6.19	3.34	6.12
Ho	1.86	1.63	1.98	0.42	1.25	1.14	0.92	0.35	0.97	0.61	1.10	0.74	1.27	0.7	1.09
Er	6.17	5.18	6.38	1.36	3.96	3.66	2.94	1.14	2.96	1.89	3.30	2.32	3.96	2.22	3.17
Tm	0.82	0.7	0.87	0.18	0.52	0.52	0.4	0.17	0.4	0.29	0.44	0.35	0.51	0.32	0.42
Yb	6.19	5.15	6.22	1.25	3.59	3.68	2.83	1.35	2.87	3.73	3.20	2.47	3.40	2.32	2.85
Lu	1.06	0.89	1.08	0.21	0.59	0.66	0.49	0.26	0.48	0.39	0.53	0.4	0.52	0.38	0.44
ΣREE	271	469	227	20.7	93.5	95.3	141	83.2	152	180	186	114	89.4	112	175
ΣLREE	234.3	432	191	13.7	71.1	74.4	123	75.5	132	163	164	101	67.5	98.8	154
ΣHREE	36.5	36.8	36.5	7.06	22.4	20.9	18.1	7.72	19.8	16.4	21.9	13.0	21.9	12.8	21.5
LREE/HREE	6.42	11.8	5.22	1.94	3.17	3.56	6.81	9.78	6.68	9.94	7.49	7.74	3.07	7.71	7.14
δ Eu	0.57	0.51	0.62	0.79	0.75	0.71	0.67	0.76	0.67	0.65	0.73	0.74	0.66	0.74	0.60
δ Ce	0.52	0.57	0.59	0.59	0.61	0.59	0.57	0.75	0.97	0.87	0.73	0.86	0.36	0.40	0.57

注：U_{au}=U₁₀-Th / 3(U₁₀表示总U)

集, 明显高于围岩, V/Cr 比值 2.59 ~ 29.51, Ni/Co 比值 0.91 ~ 9.28, 平均 3.34, 这可能与矿体原岩沉积环境突变有关。原始地幔标准化微量元素蛛网图显示 (图 3a、b), 矿体与围岩总体具

相似的特征, 由于围岩石英含量较矿体低、长石及粘土矿物高于矿体, 导致围岩各元素含量略高于矿石, 但具有相同的变化特征, 表明围岩与矿体具有相似的沉积物物来源。

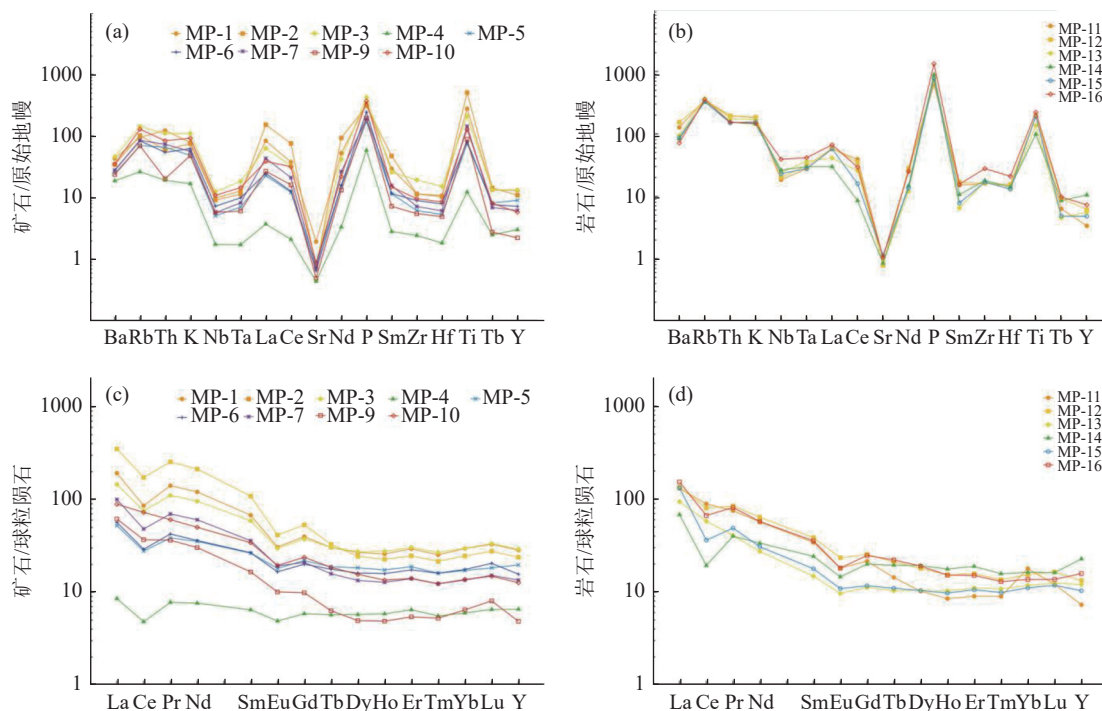


图3 矿石与围岩原始地幔标准化微量元素蛛网图 (图 (a、b)) 及球粒陨石标准化稀土元素配分曲线 (图 (c、d)) (原始地幔标准值^[14]; 球粒陨石标准值^[15])

Fig.3 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams (a, b) and chondrite-normalized REE distribution patterns of graphite ore and marble (c, d) (primitive mantle standard^[14], spheroidal meteorite standard^[15])

石墨矿石 ΣREE 为 20.7~469 g/t, 平均为 158 g/t; LREE/HREE 比值为 1.94 ~ 11.8, 平均为 6.15; δCe 为 0.52 ~ 0.97, 平均为 0.64, Ce 呈负异常, 亏损程度不一; δEu 为 0.51 ~ 0.81, 平均为 0.67, Eu 呈负异常。围岩 ΣREE 为 89.4~186 g/t, 平均 143 g/t; LREE/HREE 比值为 3.07 ~ 9.94, 平均 7.18; δCe 为 0.36~0.87, 平均为 0.63, Ce 呈负异常, 亏损程度不一; δEu 为 0.60 ~ 0.74, 平均为 0.69, Eu 呈负异常。矿石稀土元素分配曲线较分散, 含量变化较大, 但总体形态相似。石墨矿石和围岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线均呈左高右低, 反映出轻稀土元素富集, 重稀土元素平坦的配分模式 (图 3c、d), 都具有负铈异常和负铕异常, 指示潮汐带沉积环境^[16]。

3.3 碳同位素

通过对茅坪石墨 I 号矿体 5 件石墨矿石样品测试全岩碳同位素, 获得茅坪石墨矿石 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -28.35‰ ~ -29.08‰, 平均为 -28.59‰, 矿石 $\delta^{13}\text{C}$

值负值较大, 含量较均匀。见表 3。

表3 茅坪石墨矿床石墨碳同位素测试结果

Table 3 Carbon isotope test results of graphite in Maoping crystalline graphite deposit

序号	样品编号	样品岩性	$\delta^{13}\text{C} / \text{‰}$	数据来源
1	MP-4	石墨片岩	-28.52	本文实测
2	MP-6	石墨片岩	-28.64	
3	MP-7	石墨片岩	-28.37	
4	MP-9	石墨片岩	-29.08	
5	MP-10	石墨片岩	-28.35	

3.4 锆石 U-Pb 测年

锆石颗粒在透射光下均为无色或浅黄褐色, 大部分为自形晶, 主要为短柱状—长柱状, 长 50~180 μm , 长短轴比位于 1~3.6 之间, 阴极发光图像显示昔街角闪二长花岗岩锆石具有很好的岩浆振荡环带结构 (图 4), 为典型的岩浆结晶锆石。锆石样品的 U-Pb 同位素 LA-MC-ICP-MS 分析结果见表 4。样品 PM14-1 共测定了 24 个锆石 U-Pb 同位素数据点 (图 4), 其中 12、15、19 号点偏离谐和线较远, 不具代表性, 计算时剔除,

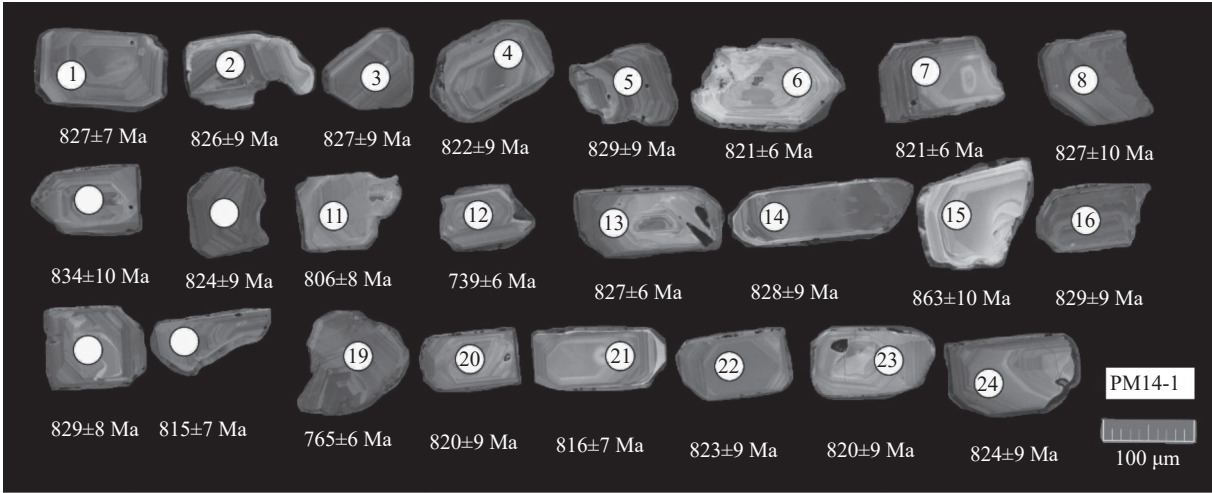


图 4 昔街岩角闪二长花岗岩体表性锆石阴极发光图像及测年结果
Fig.4 Zircon cathodoluminescence and analysis spots of the Xijie amphibole adamellite

表 4 茅坪石墨矿昔街岩体 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果
Table 4 LA-MC-ICP-MS zircon U-Th-Pb dating results of Xijie rock in the Maoping graphite deposit

测点号	同位素含量/(g/t)				同位素比值				年龄(Ma)							
	Pb	Th	U	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ
PM14-1																
1	50	111	310	0.48	0.0668	0.0010	1.2662	0.0207	0.1370	0.0012	833	168	831	9	827	7
2	77	197	475	0.59	0.0665	0.0008	1.2574	0.0199	0.1367	0.0017	822	29	827	9	826	9
3	96	276	565	0.70	0.0668	0.0008	1.2624	0.0183	0.1369	0.0016	831	23	829	8	827	9
4	46	127	295	0.57	0.0680	0.0011	1.2827	0.0273	0.1359	0.0015	878	34	838	12	822	9
5	114	294	686	0.62	0.0656	0.0007	1.2465	0.0193	0.1373	0.0016	794	24	822	9	829	9
6	33	83	198	0.59	0.0659	0.0010	1.2507	0.0230	0.1377	0.0019	1200	31	824	10	832	11
7	63	148	376	0.55	0.0675	0.0011	1.2662	0.0217	0.1359	0.0011	854	35	831	10	821	6
8	69	152	417	0.51	0.0663	0.0010	1.2551	0.0237	0.1369	0.0017	817	34	826	11	827	10
9	75	160	450	0.47	0.0651	0.0009	1.2426	0.0224	0.1381	0.0018	776	27	820	10	834	10
10	110	254	673	0.51	0.0650	0.0008	1.2277	0.0204	0.1364	0.0016	776	225	813	9	824	9
11	41	83	261	0.40	0.0695	0.0009	1.2825	0.0215	0.1332	0.0013	922	26	838	10	806	8
12	53	169	343	0.63	0.0702	0.0016	1.1792	0.0271	0.1214	0.0010	933	45	791	13	739	6
13	65	203	377	0.69	0.0658	0.0009	1.2465	0.0178	0.1368	0.0011	800	28	822	8	827	6
14	62	144	385	0.48	0.0669	0.0008	1.2696	0.0205	0.1371	0.0016	835	26	832	9	828	9
15	26	50	147	0.44	0.0722	0.0020	1.4383	0.0447	0.1432	0.0018	992	24	905	19	863	10
16	73	238	464	0.62	0.0658	0.0009	1.2519	0.0236	0.1373	0.0019	798	30	824	11	829	11
17	38	97	234	0.55	0.0666	0.0009	1.2658	0.0197	0.1373	0.0014	833	30	831	9	829	8
18	86	215	537	0.53	0.0665	0.0008	1.2419	0.0169	0.1348	0.0012	820	31	820	8	815	7
19	146	435	940	0.62	0.0659	0.0008	1.1541	0.0154	0.1260	0.0010	806	19	779	7	765	6
20	32	91	203	0.58	0.0667	0.0010	1.2535	0.0234	0.1357	0.0017	828	33	825	11	820	9
21	58	141	369	0.52	0.0669	0.0008	1.2537	0.0175	0.1350	0.0013	835	25	825	8	816	7
22	45	137	276	0.69	0.0656	0.0009	1.2383	0.0194	0.1362	0.0016	794	28	818	9	823	9
23	42	95	264	0.50	0.0664	0.0009	1.2482	0.0202	0.1356	0.0015	817	33	823	9	820	9
24	50	115	315	0.52	0.0665	0.0009	1.2559	0.0209	0.1363	0.0016	820	30	826	9	824	9

剩余 21 个数据点数据点位于协和线附近，21 个测点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄在 806~834 Ma 之间，²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄加权平均值为 823.4±3.6 Ma (MSWD = 0.59)。图 5 为样品分析的 U-Pb 谐和曲线图。

4 讨 论

4.1 原岩性质

研究区矿体及围岩（千枚岩、片岩）经历了复杂的变形和变质作用，其化学成分具有明显的

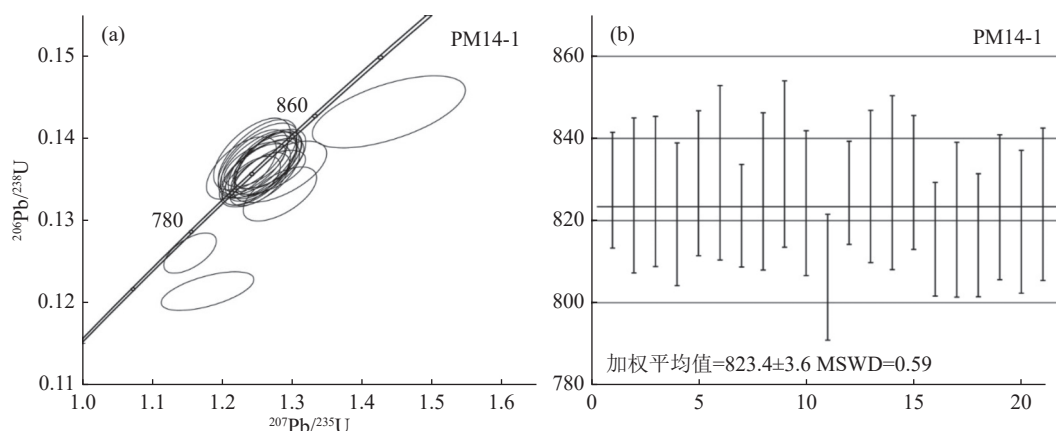
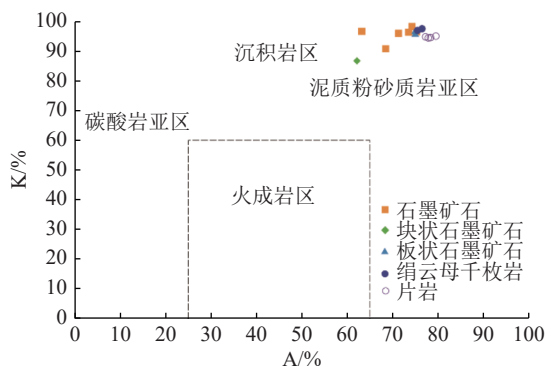


图 5 昔街岩角闪二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图 (a) 及加权平均年龄 (b)

Fig.5 Zircon U-Pb concordia (a) and weighted average age (b) diagrams for the Xijie amphibole adamellite

不同,表明矿体与围岩的原岩性质可能不同,要恢复其原岩构造环境,还需借助原岩恢复的相关地球化学图解及判别函数来进行综合研究。根据岩、矿石化学成分在 K-A 图解^[17-18]上显示样品全部落入沉积岩区(图 6、图 7), $(Al_2O_3 + TiO_2) - (SiO_2 + K_2O) - \Sigma$ 图解^[19]显示,矿石主要落入石英砂岩区,千枚岩及片岩等围岩落入粉砂岩、粘土岩区。据 DF 函数^[12](表 1)判断,样品 DF3 值为 -8.21~-2.49,均小于零,原岩判别为沉积岩。表明石墨矿体与围岩均为副变质岩,原岩可能为一套含少量泥质及黏土矿物的石英粉砂岩、粘土岩等,相对围岩成分,矿体原岩更加富含碳质。



$$K = 100 \times K_2O / (K_2O + Na_2O),$$

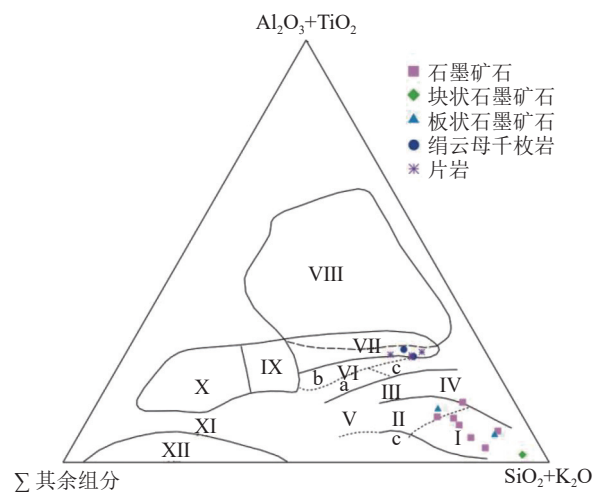
$$A = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O)$$

图 6 矿石 K-A^[17]

Fig.6 K-A of the Daheba graphite ore^[17]

4.2 沉积环境

在长期开放的沉积体系中, Eu^{2+} 更易因化学风化被含水溶液带走,形成 Eu 负异常^[16,20],研究区矿石与围岩 δEu 值为 0.49~0.68 (平均 0.61), Eu 负异常明显。轻稀土元素明显富集,具有较明显的负铈异常和负铕异常,指示潮坪相沉积特征。



I-石英砂岩、石英岩, II-少矿砂岩、石英质砂岩, III-富矿砂岩, IV-长石质砂岩, V-钙质砂岩、含铁砂岩等, VI-化学上弱分异的沉积物 (a-杂砂岩, b-富矿物粉砂岩, c-泥质砂岩和寒带、温带气候的陆相粘土), VII-化学上中等分异的粘土-寒带、温带气候的海相和陆相粘土, VIII-潮湿气候带化学上强分异的粘土, IX-碳酸盐质含铁的粘土, X-泥灰岩, XI-硅质泥灰岩、含铁砂岩等, XII-含铁石英岩

图 7 $(Al_2O_3 + TiO_2) - (SiO_2 + K_2O) - \Sigma$ ^[19]

Fig.7 $(Al_2O_3 + TiO_2) - (SiO_2 + K_2O) - \Sigma$ ^[19]

V、Ni、U、Th 等元素的溶解度随氧化还原条件的改变产生极大变化,其含量可以作为恢复古海洋氧化还原环境变化的地球化学指标^[21-22]。据表 5 判别结果表明,指示矿体原岩沉积于缺氧还原环境,围岩千枚岩与片岩等原岩沉积于富氧氧化环境。因此,天宝山组一段地层可能总体形成于近陆的浅海氧化环境,在局部缺氧环境下,沉积了规模不一的多个富含碳质的夹层,成为了石墨矿的原岩层。局部缺氧可能是浅海局部水下障壁导致环境闭塞,水体循环差,被搬运到水体中的原始藻类等植物,在堆积分解中生成大量还原性

气体,使得含矿层原岩沉积环境变为还原环境。

表5 古水体氧化—还原环境微量元素判别指标^[21]
Table 5 Determination index of trace elements in ancient water oxidation-reduction environment^[21]

判别指标	缺氧还原环境	贫氧过度环境	富氧氧化环境	矿体	围岩
V/Cr	>4.5	2.0-4.5	<2.0	14.4	1.41
V/(V+Ni)	>0.84	0.6-0.84	<0.6	0.99	0.81
U/Th	>1.25	0.75-1.25	<0.75	1.65	0.18
U _{au}	>12	5-12	<5	7.33	-2.24

4.3 物质来源

海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ 平均值约为 0,并在变质形成大理岩过程中进一步变大^[23]。与生物成因有关的碳往往表现为较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,在沉积成岩过程中, $\delta^{13}\text{C}$ 值不断降低,最后形成石墨 $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ 的区间为 -25.5‰~-22.5‰^[24],同类石墨矿床及相关地区 ^{13}C 组成对比见表 6。华北克拉通西北部的孔兹岩带中的变质沉积岩中石墨具有轻的碳同位素值 ($\delta^{13}\text{C}=-25.3\text{‰}\sim-25.7\text{‰}$),而在石英脉体 ($\delta^{13}\text{C}=-19.1\text{‰}\sim-20.9\text{‰}$) 和长英质浅色体 ($\delta^{13}\text{C}=-15.8\text{‰}\sim-16.8\text{‰}$) 中的石墨则分别具有更重的碳同位素值^[25-28],新疆黄羊山花岗岩浆热液型石墨矿床中的石墨碳同位素值 ($\delta^{13}\text{C}=-19.27\text{‰}\sim-19.90\text{‰}$) 同样比沉积变质岩中重^[27],表明随着变质程度的增加或岩浆、热液等作用,可能导致 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高的其他碳源混入,使石墨碳同位素值趋于变重。茅坪石墨矿体 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -28.35‰~-29.08‰,平均为 -28.59‰。矿体 $\delta^{13}\text{C}$ 值略高于川北旺苍大河坝石墨矿及南江坪河石墨矿的 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[28-29],与川南攀枝

表6 同类石墨矿床及相关地区 ^{13}C 组成对比
Table 6 Correlation of $\delta^{13}\text{C}$ composition in the same type of graphite deposit and other areas

序号	样品岩性	$\delta^{13}\text{C} / \text{‰}$	数据来源
1	石墨片岩	-28.35~-29.08	本文实测
2	石墨片岩	-24.5~-22.0	南江坪河石墨矿 ^[28]
3	石墨片岩	-19.0~-21.4	旺苍大河坝石墨矿 ^[29]
4	石墨片岩	-28.4~-28.0	攀枝花中坝石墨矿 ^[3]
5	石墨大理岩	-27.64	
6	石墨矿	-24.0~-21.2	山东南墅石墨矿 ^[32]
7	大理岩	+0.8~+1.5	
8	石墨矿	-16.8~-24.4	黑龙江柳毛石墨矿 ^[31]
9	大理岩	-5.60~+3.00	
10	煤、沥青	-21.7~-31.2	浙江安吉、开化、淳安 ^[30]
11	原油	-24.0~-27.0	渤海、任丘、大港 ^[30]

注:序号2-11为引用数据。

花中坝石墨矿及原油、煤、沥青等相近^[30];明显低于各石墨矿围岩大理岩^[28,31]等。研究区石墨矿 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近有机物 $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$,表明研究区石墨矿成矿碳质以有机碳为主。

4.4 构造环境与成矿时代

会理群天宝山组底部玄武岩的年龄为 1126 Ma^[33],天宝山地区天宝山组二段火山岩形成年龄为 958~954 Ma,具有 A 型花岗岩的特征,形成于碰撞后伸展环境^[9,34],与全球性格林威尔期岩浆活动在时间上相一致。研究区以南的会理洪川桥一带的天宝山组二段火山岩形成年龄为 1036~961 Ma,具有 S 型花岗岩的特征,形成环境可能与俯冲-碰撞有关^[9]。会理地区米易县垭口花岗质片麻岩和二长花岗岩年龄分别为 1007 Ma 和 1014 Ma^[35-37],被认为形成于俯冲-碰撞或碰撞后的伸展的构造背景。根据天宝山组岩石地球化学特征、沉积组合及其横向变化,表明天宝山组形成于岩浆弧及其弧后盆地^[1],与国内元古宙形成于活动大陆边缘的石墨矿具有相似的构造环境和沉积环境^[3,16,24]。

含矿层位位于天宝山组底部,整合于天宝山组火山岩之下,因此,含矿层位应沉积于中元古代末期至新元古代早期。沉积后随即经历了俯冲-碰撞、碰撞后的伸展运动,并沉积了上部火山岩。区域资料显示,天宝山组二段采集的全岩 Rb-Sr 等时年龄为 906 Ma,被认为属变质年龄,可能代表了晋宁期罗迪尼亚超大陆汇聚造山导致的区域动力变质年龄。本次测得矿区出露的昔街岩体年龄为 823.4±3.6 Ma,为晋宁晚期火山活动时代,代表了超大陆汇聚导致的陆陆或陆弧碰撞产生的壳源重熔火山岩活动时代,可以作为二期区域变质和热接触变质时代。

4.5 成因探讨

中元古代末期-新元古代初期,研究区处于扬子古陆的近陆浅海区,浅海中存在大量的微生物,与陆源碎屑物一起,沉淀形成了含多层富含有机质的粉砂质、粘土质透镜体的天宝山组一段碎屑岩,为茅坪石墨矿的成矿提供了物质条件。随后的火山活动表明区域经历了罗迪尼亚大陆汇聚引发的俯冲—碰撞作用,并进一步引发了晋宁中期广泛的区域动力变质作用。在此过程中,使有机碳质发生了分解、重结晶形成石墨,初步形

成了石墨矿体。造山运动广泛形成的褶皱挤压了石墨矿体,使早期矿体局部增厚(局部尖灭),在褶皱近核翼部形成了巨厚的透镜状石墨矿体。

晋宁末期,陆陆或陆弧碰撞产生的壳源重熔火山岩在该区域广泛发育,形成了昔街、芭蕉箐等岩体侵入。一方面,这些岩体沿矿体与围岩界线的薄弱区侵入,导致岩体吞噬了部分石墨矿体,对矿体造成了破坏;另一方面,岩体的岩浆岩入侵带来的混合岩化作用、热力变质作用、富碳流体地质作用等条件的叠加,也促使碳质逐渐进一步迁移、富集,石墨变质程度也逐步加深,石墨晶体逐渐变大,矿石品位逐步提高。在后期抬升、剥蚀后,最终形成了茅坪石墨矿。

因此,茅坪石墨矿在含矿地层沉积后,经历了区域变质成矿和花岗岩后期叠加变质的双重作用,成因类型为沉积—变质晶质石墨矿床。

5 结 论

(1) 地球化学特征表明茅坪石墨矿石富硅铝而贫钙镁,矿体及围岩均为副变质岩,石墨矿体 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-28.35\text{‰} \sim -29.08\text{‰}$,平均为 -28.59‰ ,表明成矿碳质主要为有机碳,矿体原岩为一套富含有机碳的石英粉砂岩。

(2) 矿石微量元素显示了大离子亲石元素富集、Sr元素亏损、V元素富集,显示了近海陆源碎屑物特征,矿体原岩沉积环境与围岩明显不同,为典型的还原环境沉积。矿区岩、矿石稀土元素的分异程度较高,轻稀土元素明显富集,都具有较明显的负铈异常和负铕异常,指示了浅海沉积环境。

(3) 含矿地层沉积于中元古代末期-新元古代初期,沉积年龄大致为 $1126 \sim 954 \text{ Ma}$;经历了晋宁中期区域动力变质作用,参考变质年龄为 906 Ma ;晋宁末期岩浆活动造成的破坏、富集和重结晶等作用,昔街岩体侵入年龄为 $(823.4 \pm 3.6) \text{ Ma}$ 。

(4) 区域石墨成矿与罗迪尼亚大陆汇聚引发的区域动力变质、岩浆活动热接触变质等密切相关。成因类型为沉积—变质晶质石墨矿床。

参考文献:

- [1] 刘玉红,周勇.四川省会理县金雨石墨矿床地质特征及找矿标志[J].地质找矿论丛,2018,33(2):214-220.
- LIU Y H, ZHOU Y. Geological characteristics and prospecting marks of Jinyu graphite deposit in Huili county, Sichuan province[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 2018, 33(2):214-220.
- [2] 马源,高瑞祥,李金林,等.四川攀枝花晶质石墨矿地质特征及找矿标志[J].中国非金属矿工业导刊,2019(S1):50-53+60.
- MA Y, GAO R X, LI J L, et al. Geological characteristics and prospecting signs of Panzhihua crystalline graphite deposit, Sichuan[J]. China Non-metallic Minerals Industry, 2019(S1):50-53+60.
- [3] 夏锦胜,孙莉,肖克炎,等.2019.四川省中坝晶质石墨矿床地球化学特征及成因分析.现代地质,33(6):1286-1294.
- XIA J S, SUN L, XIAO K Y, et al. Geochemical features and genesis analysis of the Zhongba Scaly Graphite Deposit in Sichuan Province[J]. Geoscience, 2019, 33(6): 1286-1294.
- [4] 白家全,郭道军,凌亚军,等.2021.攀枝花石墨矿成矿地质规律及成矿模型初探[J].四川地质学报,41(3):398-405.
- BAI J Q, GUO D J, LING Y J, et al. A preliminary study of metallogenic regularities and metallogenic model of crystalline graphite deposits in Panzhihua[J]. Acta Geologica Sichuan, 2021, 41(3): 398-405.
- [5] 冯光兴,姚建,王凤岗,等.攀枝花大田石墨矿床地质特征及成因[J].矿物岩石,2022,42(3):48-57.
- FENG G X, YAO J, WANG F G, et al. Geological characteristics and genesis of the Datian Graphite Deposit in Panzhi-hua[J]. Mineralogy and Petrology, 2022, 42(3):48-57.
- [6] 张帅,李亚,牛艳萍,等.某片麻岩鳞片石墨矿浮选实验研究[J].矿产综合利用,2022(2):111-115.
- ZHANG S, LI Y, NIU Y P, et al. Flotation test of a gneiss scale graphite ore[J]. Multipurpose Utilization of Mineral Resources, 2022(2):111-115.
- [7] 李复汉,覃嘉铭,申玉连,等.康滇地区的前震旦系[M].重庆:重庆出版社.36-300,1988.
- LI F H, QIN J M, SHEN Y L, et al. The pre-Sinian system of Kangdian region [M]. Chongqing: Chongqing Press: 36-300(in Chinese with English abstract), 1988.
- [8] 耿元生,杨崇辉,王新社,等.扬子地台西缘变质基底演化[M].北京:地质出版社:1-215,2008.
- GENG Y S, YANG C H, WANG X S, et al. 2008. Evolution of metamorphic basement on the western margin of the Yangtze platform [M]. Beijing: Geological Publishing House: 1-215(in Chinese with English abstract), 2008.
- [9] 尹超.扬子西缘会理群天宝山组火山岩地球化学及构造意义研究[D].北京:中国地质大学(北京),2015.
- YIN C. The Geochemistry and tectonic significance of the volcanic rocks in Tianbaoshan Formation of the Huili Group in the Western Yangtze Block[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing)2015.
- [10] 万平益,王光洪,周勇,等.四川省米易县茅坪石墨矿床地质特征及找矿标志探讨[J].中国锰业,2020,38(1):22-25.
- WAN P Y, WANG G H, ZHOU Y, et al. Characteristics of Maoping graphitedeposit and discussion on the prospecting mark in Miyi County of Sichuan[J]. China Manganese Industry, 2020, 38(1):22-25.

- [11] 李飞, 高伦, 彭成龙, 等. 小鳞片膨胀石墨的制备及电化学性能[J]. 矿产综合利用, 2022(2):154-157.
- LI F, GAO L, PENG C L, et al. Preparation and electrochemical properties of small flake expanded graphite[J]. Multipurpose Utilization of Mineral Resources, 2022(2):154-157.
- [12] Shaw D M. The origin of Apsley gneiss, Ontario[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1972, 9: 18-35.
- [13] Taylor H P, Sheppard S M F. Isotopic fractionation and isotope systematics[J]. Reviews in Mineralogy, 1986, 16(1):227-271.
- [14] McDonough W F, Sun S S, Ringwood A E, et al. Potassium, rubidium, and cesium in the earth and moon and the evolution of the mantle of the Earth[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(3):1001-1012.
- [15] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [A]. //Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984, 63- 114.
- [16] 杨培奇, 刘敬党, 张艳飞, 等. 黑龙江佳木斯地块典型石墨矿床含矿岩石地球化学特征及成矿时代[J]. 中国地质, 2017, 44(2):301-315.
- YANG P Q, LIU J Q, ZHANG Y F, et al. Ore geochemical characteristics and metallogenic epoch of typical graphite deposits in Jiamusi Massif, Heilongjiang Province[J]. Geology in China, 2017, 44(2):301-315(in Chinese with English abstract).
- [17] 周世泰. 恢复变质岩原岩的一种岩石化学方法. 辽宁地质学报. 辽宁地质学报, 1981, 1(1): 178-188.
- ZHOU S T. A new petrochemical method in restoring the original of metamorphic rocks —KA diagram [J]. Land & Resources, 1981, 1(1): 178-188(in Chinese with English abstract).
- [18] 周世泰. 对 17 种恢复变质岩原岩的岩石化学方法的检验结果. 地质论评, 1984, 30(1): 81-84.
- ZHOU S T. Examination of 17 Petro chemical methods of restor in gprotoliths of metamorphic rocks[J]. Geological Review, 1984, 30(1): 81~ 84(in Chinese with English abstract).
- [19] Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archean supracrustal rocks in Southwestern Finland[J]. Bull. Comm. géol. Finlande, 1953, 160(1):1-64.
- [20] 严溶, 周汉文, 曾雯, 等. 湖北宜昌崆岭群孔兹岩系地球化学特征. 地质科技情报, 2006, 25(5): 41-46.
- YAN R, ZHOU H W, ZENG W, et al. Geochemical characteristics of khondalite series within Kongling Group in Yichang City, Hubei Province[J]. Geological Science and Technology Information, 2006, 25(5): 41-46(in Chinese with English abstract).
- [21] Jones B, Manning D A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. Chemical Geology, 1994, 111(1/4):111-129.
- [22] 林治家, 陈多福, 刘芊. 海相沉积氧化还原环境的地球化学识别指标. 矿物岩石地球化学通报, 2008, 27(1): 72-80.
- LIN Z J, CHEN D F, LIU Q. Geochemical indices for redox conditions of marine sediments[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2008, 27(1): 72-80(in Chinese with English abstract).
- [23] 郑永飞. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社: 6-7, 2000.
- ZHEN Y F. Stable Isotope Geochemistry[M]. Beijing: Science Press: 6-7(in Chinese with English abstract), 2000.
- [24] 程林, 杨勇, 边敏, 等. 黄陵断穹核部鳞片石墨矿地球化学特征与成因研究. 地质与勘探, 2020, 56(4): 745-758.
- CHENG L, YANG Y, BIAN M, et al. Geochemical characteristics and genesis of flake graphite ores in the core of the Huangling Fault Dome, Hubei Province [J]. Geology and Exploration, 2020, 56(4): 745-758(in Chinese with English abstract).
- [25] 朱建江, 刘福来, 刘福兴, 等. 胶-辽-吉造山带辽河群石墨矿碳同位素特征及成因分析[J]. 岩石学报, 2021, 37(2):599-618.
- ZHU J J, LIU F L, LIU F X, et al. Carbon isotope and genesis studies of graphite deposits in the Liaohe Group of the Jiao-Liao-Ji Orogenic Belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2021, 37(2):599-618
- [26] Yang Q Y, Santosh M, Wada H. Graphite mineralization in Paleoproterozoic khondalites of the North China Craton: A carbon isotope study[J]. Precambrian Research, 2014, 255: 641-652.
- [27] 孙新浩, 任云生, 孙珍军, 等. 新疆奇台县黄羊山石墨矿床特征、物质来源及成因[J]. 岩石学报, 2021, 37(6):1867-1882.
- SUN X H, REN Y S, SUN Z J, et al. Characteristics, ore sources and genesis of Huangyangshan graphite deposit in Qitai County, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2021, 37(6):1867-1882.
- [28] 马志鑫, 罗茂金, 刘喜停, 等. 四川南江坪河石墨矿碳质来源及成矿机制[J]. 地质科技情报, 2018, 37(3):134-139.
- MA Z X, LUO M J, LIU X T, et al. Carbon source and metallogenic mechanism of Pinghe graphite deposit at Nanjiang, Sichuan Province[J]. Geological Science and Technology Information, 2018, 37(3):134-139(in Chinese with English abstract).
- [29] 段威, 唐文春, 黎龙昌, 等. 四川旺苍大河坝浅变质岩型石墨矿床地球化学特征与成因分析[J]. 现代地质, 2021, 35(3):599-607.
- DUAN W, TANG W C, LI L C, et al. Geochemical characteristics and genesis analysis of Daheba epimetamorphic graphite deposit in Wangcang, Sichuan Province[J]. Geoscience, 2021, 35(3):599-607(in Chinese with English abstract).
- [30] 刘敬党, 肖荣阁, 张艳飞, 等. 华北显晶质石墨矿床[M]. 北京: 科学出版社: 47-68, 2017.
- LIU J D, XIAO R G, ZHANG Y F, et al. Epicrystalline

graphite deposit in North China[M]. Beijing: Science Press: 47-68, 2017.

[31] 李光辉, 黄永卫, 吴润堂, 等. 鸡西柳毛石墨矿碳质来源及铀、钒的富集机制[J]. 世界地质, 2008, 27(1):19-22.

LI G H, HUANG Y W, WU R T, et al. Origin of carbon and concentration of uranium and vanadium from Liuniao graphite formation in Jixi[J]. Global Geology, 2008, 27(1):19-22.

[32] 兰心俨. 山东南墅前寒武纪含石墨建造的特征及石墨矿床的成因研究[J]. 长春地质学院学报, 1981, 11(3):32-44.

LAN X Y. The characteristics of graphite-bearing formation and study on the genesis of graphite deposit during Pre-Cambrian period[J]. Journal of Changchun Institute of Technology, 1981, 11(3):32-44.

[33] 廖博文. 川西南部前寒武纪关键层位定年与新元古代构造古地理格局[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2019: 1-67.

LIAO B W. SHRIMP Dating of the key horizons of the Precambrian and the Neoproterozoic Tectono-Palaeogeography of Southwest Sichuan, China[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2019: 1-67.

[34] 牟传龙, 林仕良, 余谦. 四川会理天宝山组 U-Pb 年龄[J]. 地层学杂志, 2003(3):216-219.

MOU C L, LIN S L, YU Q. The U-Pb Ages of the volcanic

rock of the Tianbaoshan formation, Huili, Sichuan Province[J]. Journal of Stratigraphy, 2003(3):216-219.

[35] LI Z X, LI X H, ZHOU H W, et al. Grenvillian continental collision in south China: new SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia[J]. Geology, 2002, 30:163-166.

[36] 杨崇辉, 耿元生, 杜利林, 等. 扬子地块西缘 Grenville 期花岗岩的厘定及其地质意义[J]. 中国地质, 2009, 36(3):647-657.

YANG C H, GENG Y S, DU L L, et al. The identification of the Grenvillian granite on the western margin of the Yangtze Block and its geological implications[J]. Geology in China, 2009, 36(3):647-657(in Chinese with English abstract).

[37] 穆可斌, 连志义, 王学银. 甘肃阿尔金南缘白石头沟石墨矿地质特征、成矿条件及找矿标志[J]. 地质与勘探, 2019, 55(3):701-711.

MU K B, LIAN Z Y, WANG X Y. Geological characteristics, metallogenic conditions and prospecting signs of the Baishitougou graphite deposit in the southern margin of the Altun, Gansu[J]. Geology and Exploration, 2019, 55(3):701-711(in Chinese with English abstract).

Geochemical Characteristics and Metallogenic Age of the Maoping Graphite Deposit in the Panxi Area, Southern Sichuan

LIU Zhicheng¹, ZHENG Mengtian¹, GUO Yuheng¹, DUAN Wei², ZHOU Yong³,
LIU Bo³, TANG Wenchun²

(1.Sichuan Institute of Land Science and Technology, Chengdu 610045, Sichuan, China; 2.Geochemistry Exploration Brigade of Sichuan Bureau of Exploration and Development of Geology and Minerals Resources, Deyang 618000, Sichuan, China; 3.NO.605 Geological Party, Sichuan Bureau of Metallurgical Geology and Exploration, Meishan 620800, Sichuan, China)

Abstract: This is an article in the field of earth sciences. The newly discovered Maoping graphite deposit is a super-large crystalline graphite deposit that is located in the middle-northern section of the Kang-Dian fault-uplift belt on the western margin of the Upper Yangtze paleo-continent, and the research on the source of mineralization and its mineralization age is relatively weak. The orebodies occur in the epimetamorphic rocks of Mesoproterozoic Tianbaoshan Formation. In this paper, the geochemical characteristics of major ores, trace amounts and rare earth elements were mainly studied. The results show that the original rock of the ore-bearing rock layer is parametamorphic rock, a set of carbonaceous quartz-bearing siltstone, which is deposited in an oxygen-deficient environment. The characteristics of trace elements indicate that the original rock of the ore body is formed by the deposition of offshore terrigenous clasts. The ores show sedimentary characteristics of coastal tidal flat facies, with an average ΣREE of 158 g/t, average δCe value of 0.63 (weak negative anomaly), and an average δEu value of 0.69 (negative abnormality). The graphite ore body has a $\delta^{13}\text{C}$ value of $-28.35\text{‰} \sim -29.08\text{‰}$, with an average of -28.59‰ , indicating that the mineralized carbon is dominated by organic carbon. The LA-MC-ICP-MS Zircon U-Pb of amphibole zircon from Xijie hornblende diorite Zircon is (823.4 ± 3.6) Ma, which is later than the formation era of volcanic rocks of the Tianbaoshan Formation (954 Ma), representing the time of superposition metamorphism of graphite. In summary, the genetic type of the ore deposit is sedimentary- metamorphism and its metamorphism may include the regional dynamic metamorphism of Jinning period that is superimposed by contact metamorphism.

Keywords: Earth sciences; Crystalline graphite; Geochemical characteristics; Mineralization age; Sedimentary-metamorphism; Maoping Miyi County