

青海沱沱河地区多才玛铅锌矿区花岗斑岩锆石U-Pb年代学、岩石地球化学特征及意义

于明辉¹,曹守林²,韦顺^{3*}

(1. 吉林大学科研院; 2. 青海省隐伏矿勘查重点实验室; 3. 吉林大学地球科学学院)

摘要:多才玛铅锌矿床位于青海省东羌塘地块,是近年来发现的超大型铅锌矿床。为加强该矿床成矿地质背景研究,对花岗斑岩进行了锆石U-Pb年代学和岩石地球化学特征研究,讨论岩石成因、岩浆源区和构造背景。花岗斑岩锆石U-Pb年龄为257.1 Ma±7.0 Ma,为二叠世末期。花岗斑岩SiO₂、Na₂O、K₂O质量分数较高,且相对富钾,贫Al₂O₃、CaO、MgO;富集轻稀土元素和Rb、Th、U等大离子亲石元素,相对亏损重稀土元素和Nb、Ta、P、Ti等高场强元素;稀土元素球粒陨石标准化配分曲线显示右倾型,具有中等Eu负异常,表明该岩体经历了斜长石的分离结晶过程,或者在源区存留部分斜长石。花岗斑岩属于准铝质—略过铝质高钾钙碱性系列岩石,具有A2型花岗岩的特点,源区主要由中上地壳变质沉积岩组成,形成于洋壳俯冲过程中与板块后撤作用有关的伸展环境,与古特提斯洋俯冲作用有关。

关键词:锆石定年;岩石地球化学;二叠世末期;岩石成因;构造背景;多才玛花岗斑岩;沱沱河地区

中图分类号:TD11 P618.51

文献标志码:A

文章编号:1001-1277(2025)11-0086-09

doi:10.11792/hj20251113

引言

青藏高原是经历多期多阶段地质演化而形成的造山高原,主要体现为从新元古代晚期开始发生多期造山,直至新生代隆升形成今天的青藏高原^[1]。其陆壳块体发生多次离散与会聚,分布各类地质作用,具有多弧-盆系的复杂组合,指示物质能量循环交换频繁,形成了能源和矿产资源的有利聚集区^[2]。

沱沱河地区位于青海省格尔木市南部,地处青藏高原中部东羌塘地块,在构造演化上,经历了海西期—印支期主造山、燕山期伸展成盆、新生代板内成山成盆三大演化阶段,具备有利于元素富集成矿的地质条件^[3]。自2004年以来,青海省地质调查部门一直在该地区开展大规模矿产勘探活动,并发现了多个矿床(点),典型的铅锌矿床主要为多才玛铅锌矿床、楚多曲铅锌矿床、雀莫错铅锌矿床等。

多才玛铅锌矿床位于唐古拉山北坡的沱沱河地区,地处青藏高原东北缘西南三江多金属成矿带的北延部位,是特提斯巨型成矿域的重要组成部分^[4]。不同铅同位素比值可以指示地质演化过程和判别不同成矿岩石源区^[5]。多才玛铅锌矿区的铅同位素指示

其金属成矿物质,除了源于上地壳和造山带外,还来源于壳幔混合俯冲带^[6]。对矿区的二长岩进行岩石学、地球化学和同位素年代学研究,确定二长岩属晚白垩世向古新世过渡时期,其形成与新特提斯洋的后期深俯冲过程密切相关^[7]。对矿区的晶屑熔结凝灰岩进行岩石学、地球化学和同位素年代学研究,得知该岩石形成于华力西末期,岩石化学特征表现为壳源岩浆和弧火山岩特征,可能为多才玛铅锌矿床提供了成矿物质来源^[8]。由于地理位置偏僻,交通不便,目前对区域内的岩浆作用研究并不完全,缺少对矿区花岗斑岩的系统性研究,进而无法厘清岩浆作用序列。

笔者在实地调查前提下,选取多才玛铅锌矿区花岗斑岩作为本次研究对象,采用锆石U-Pb测年法对其形成年龄进行测定,旨在确定成岩时代;对样品进行全岩地球化学分析,旨在探明岩石成因,查明物质来源及成岩所处的构造背景。

1 成矿地质背景

青藏高原从南到北依次分布以下地质单元:拉萨地块、西羌塘地块、东羌塘地块、巴颜喀拉—松潘—甘

收稿日期:2025-07-26;修回日期:2025-09-20

基金项目:青海省地质勘查专项基金项目(2023085029ky004);青海省隐伏矿勘查重点实验室开放性研究课题资助项目(2025qhyfkf01)

作者简介:于明辉(1976—),女,助理研究员,从事地质调查研究相关工作;E-mail:ymh@jlu.edu.cn

*通信作者:韦顺(2000—),男,硕士研究生,研究方向为矿产普查;E-mail:2920462670@qq.com

孜造山带、东昆仑地块。这些地质单元依次被班公湖—怒江缝合带、双湖缝合带、金沙江缝合带、阿尼玛沁缝合带分隔。多才玛铅锌矿床地处青藏高原

中部的东羌塘地块，在大地构造上，位于金沙江缝合带与双湖缝合带中间（见图1-A）。

多才玛铅锌矿床位于沱沱河地区南部，区域出露

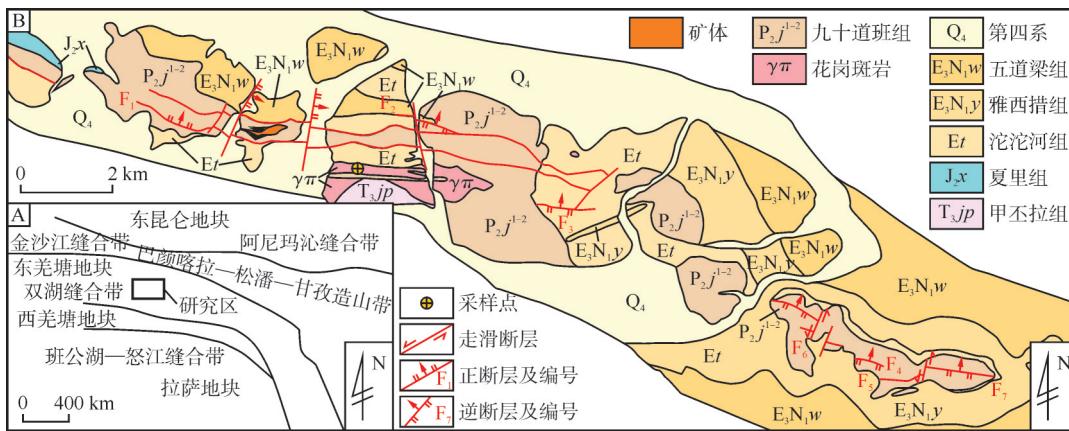


图1 多才玛铅锌矿床大地构造位置图(A)及矿区地质图(B)

Fig. 1 Tectonic location map (A) and geological map (B) of Duocaima Lead-Zinc Deposit

地层按从老到新依次是：二叠系九十道班组、三叠系甲丕拉组、侏罗系夏里组，古近系沱沱河组、雅西措组、五道梁组，以及第四系（见图1-B）。九十道班组主要在矿区中部分布，由浅灰白色结晶灰岩、生物碎屑灰岩组成，夹少量长石岩屑砾岩，为主要赋矿地层。甲丕拉组主要在矿区中部分布，由紫红色长石砂岩组成。夏里组主要在矿区西部分布，由紫红色长石砂岩组成，夹少量生物碎屑灰岩。沱沱河组在矿区分布范围较广，由紫红色砾岩、复成分砾岩组成，夹泥钙质粉砂岩。雅西措组主要在矿区东部分布，由青灰色、灰绿色长石石英岩屑砂岩组成。五道梁组主要在矿区东南部和西北部分布，由灰白色层状泥灰岩、粉砂岩和砾岩组成。第四系主要在山前平地及沟谷地带分布，多为砂、砾石层^[6]。

矿区构造活动比较活跃，主要包括断裂和褶皱。断裂广泛发育，可分为3组，分别为近东西向断裂、近南北向断裂和北东向断裂。其中，近东西向断裂规模最大，是主断裂，为张性正断裂，倾向北，倾角25°~40°，横贯3个矿段并向东西两侧继续延伸。沿断裂分布着1条宽度为40~400 m曲折展布的破碎带，破碎带内主要发育断层泥、构造角砾岩，在破碎带内岩石多发生蚀变，为泥化、碳酸盐化和褐铁矿化^[9]。褶皱不发育，仅在矿区东南部出露多才玛背斜，背斜轴向北西西，背斜核部的地层为九十道班组，两翼的地层依次是沱沱河组、五道梁组。

岩浆岩零星出露，多分布在矿区西南部，呈岩柱状，为肉红色花岗斑岩，空间上明显受构造控制，多分布在断裂附近^[9]。

2 样品采集及测试方法

2.1 样品采集及岩相学特征

本次研究所选测试样品均采自多才玛铅锌矿区的基岩露头，岩性为花岗斑岩。

花岗斑岩（见图2）新鲜面呈浅肉红色，斑状结构，块状构造。斑晶占矿物总含量的20%，主要由斜长石（40%）、石英（30%）和碱性长石（30%）组成。斜长石多为半自形板柱状，粒度多为0.5~1.5 mm，表面因发生绢云母化而显得浑浊，呈土黄色，最高干涉色为一级灰白，正交偏光下，可见聚片双晶。石英为他形粒状，粒度多为1~1.5 mm，最高干涉色为一级灰白，正交偏光下，可见明显的波状消光。碱性长石形态呈他形粒状，粒度多为0.5~1 mm，表面发生绢云母化和泥化。

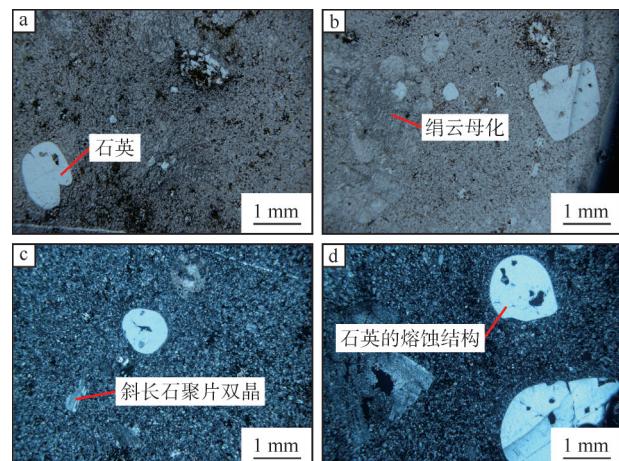


图2 多才玛铅锌矿区花岗斑岩显微镜下照片

Fig. 2 Microscope photographs of granitic porphyries from Duocaima Lead-Zinc Mining District

2.2 测试方法

锆石单矿物挑选工作由河北省区域地质矿产调查研究所完成,主要采用标准重矿物分离技术,在双目镜下挑选出晶形较好的锆石颗粒,将不同矿物粘贴在环氧树脂表面,并进行抛光处理,使锆石表面暴露出来,获得透射光、反射光及阴极发光(CL)图像。锆石U-Pb定年工作由中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心完成,以国际标准锆石91500作为外标校正,激光束斑直径为32 μm,同位素比值及元素含量使用ICP-MS-DATACAL程序计算得到,年龄计算及谐和图的绘制是使用Isoplot软件完成^[10]。

样品的全岩地球化学分析工作在吉林大学测试科学实验中心完成,主量元素的分析采用PW1401/10型X射线荧光光谱仪,分析精度与准确度均优于5%。微量元素及稀土元素利用电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)仪(Agilent 7500A型)分析,当所测量元素质量分数大于 10×10^{-6} 时,分析误差小于5%;当所测量元素质量分数小于 10×10^{-6} 时,分析误差小于10%^[10]。

3 测试结果及分析

3.1 锆石U-Pb年代学

花岗斑岩锆石CL图像见图3。由图3可知:锆石

以长柱状为主,短柱状和粒状次之;锆石颜色明亮,内部发育自形生长环带,极个别锆石发育清晰震荡环带,大部分锆石具有完好的两侧棱锥。综上所述,花岗斑岩锆石具有典型的岩浆锆石特征。

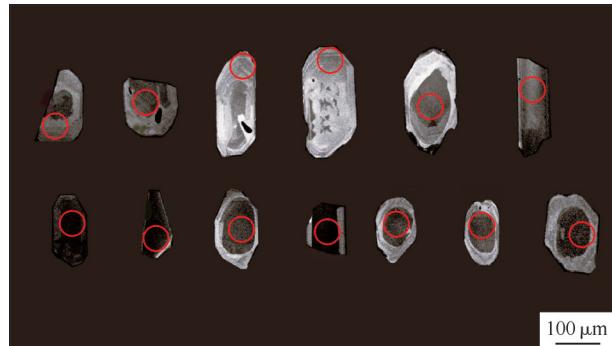


图3 花岗斑岩锆石CL图像

Fig. 3 CL images of zircons from granitic porphyries

花岗斑岩U-Pb定年分析结果见表1。由表1可知:花岗斑岩中锆石 $w(\text{Th})$ 为 $78 \times 10^{-6} \sim 1032 \times 10^{-6}$, $w(\text{U})$ 为 $114 \times 10^{-6} \sim 926 \times 10^{-6}$, $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 值为0.39~1.15,具有典型岩浆锆石特征。对本次测试结果的数据进行处理,得到13个锆石分析点数据,进而计算出样品 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $257.1 \text{ Ma} \pm 7.0 \text{ Ma}$,谐和年龄值为 $257 \text{ Ma} \pm 5 \text{ Ma}$ (见图4)。因此,确定花岗斑岩成岩年龄为二叠世末期。

表1 花岗斑岩锆石U-Pb定年分析结果

Table 1 Zircon U-Pb dating results of granodiorite

测试点号	$w(\text{U})/$	$w(\text{Th})/$	$w(\text{Th})/w(\text{U})$	同位素比值				年龄/Ma			
	$\times 10^{-6}$	$\times 10^{-6}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\sigma/\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\sigma/\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\sigma/\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
CQPC-N-1.1	234	144	0.64	0.048	16	0.272	16	0.040 54	2.2	256.2	5.5
CQPC-N-2.1	138	88	0.66	0.039	36	0.217	36	0.039 85	2.4	251.9	5.9
CQPC-N-3.1	210	79	0.39	0.046	35	0.257	35	0.040 21	2.4	254.1	6.2
CQPC-N-4.1	148	88	0.61	0.049	47	0.250	47	0.037 80	3.0	238.9	7.1
CQPC-N-5.1	168	82	0.50	0.036	39	0.198	39	0.039 84	2.3	251.9	5.8
CQPC-N-6.1	349	225	0.67	0.049	9	0.280	9	0.040 76	1.6	257.5	4.1
CQPC-N-7.1	114	78	0.70	0.037	45	0.198	45	0.039 10	2.7	247.5	6.6
CQPC-N-8.1	188	121	0.67	0.040	20	0.241	21	0.043 24	2.0	272.9	5.3
CQPC-N-9.1	926	1 032	1.15	0.050	4	0.281	4	0.040 75	1.5	257.5	3.8
CQPC-N-10.1	330	237	0.74	0.041	13	0.243	13	0.042 31	1.7	267.1	4.4
CQPC-N-11.1	521	430	0.85	0.050	7	0.282	7	0.040 89	1.6	258.3	3.9
CQPC-N-12.1	327	253	0.80	0.043	13	0.245	13	0.041 15	2.2	260.0	5.6
CQPC-N-13.1	400	301	0.78	0.041	12	0.233	12	0.040 31	1.8	254.8	4.6

3.2 岩石地球化学特征

3.2.1 主量元素

花岗斑岩主量元素分析结果见表2。由表2可知:花岗斑岩 SiO_2 质量分数较高,为74.39%~75.45%,属于酸性岩石; $w(\text{K}_2\text{O})$ 为4.88%~5.33%, $w(\text{MgO})$ 为0.16%~0.21%, $w(\text{CaO})$ 为0.30%~1.17%, A/CNK 值为0.95~1.12, A/NK 值为1.09~

1.18,具有准铝质—略过铝质岩石特征(见图5-a)。在 $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图解(见图5-b)中,样点大部分落入高钾钙碱性系列区域,仅有小部分落入钾玄岩系列区域。综上所述,花岗斑岩为准铝质—略过铝质高钾钙碱性系列岩石。

3.2.2 微量元素、稀土元素

花岗斑岩微量元素、稀土元素分析结果见表3,

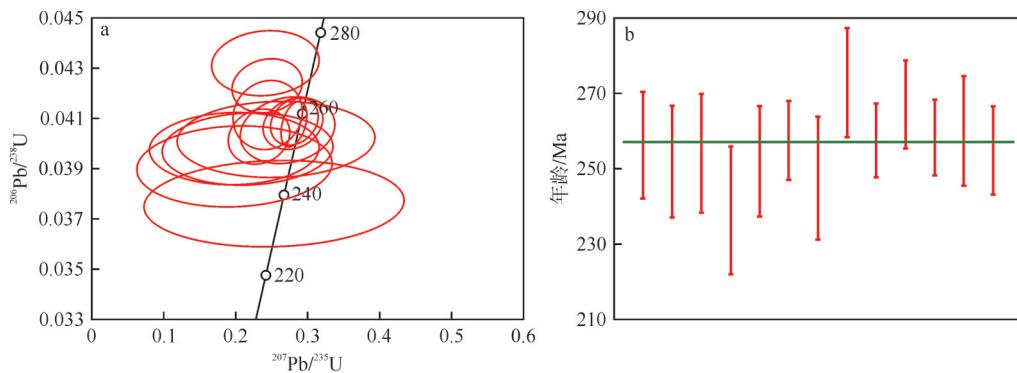


图4 花岗斑岩锆石U-Pb年龄谐和图(a)与加权平均年龄图(b)

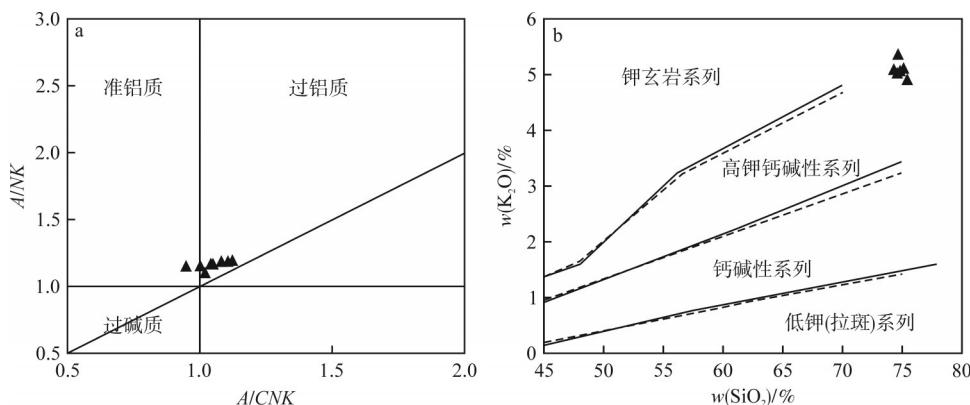
Fig. 4 U-Pb concordia diagram (a) and weighted average age diagram (b) for zircons from granitic porphyries

表2 花岗斑岩主量元素分析结果

Table 2 Analysis results of major elements of granitic porphyries

元素及特征值	DCM-Y1	DCM-Y2	DCM-Y3	DCM-Y4	DCM-Y5	DCM-Y6	DCM-Y7	DCM-Y8	DCM-Y9
SiO ₂	74.91	74.84	75.20	74.66	75.45	74.75	74.92	74.39	74.66
Al ₂ O ₃	12.16	12.25	12.01	12.19	12.30	12.58	11.83	12.06	12.23
Fe ₂ O ₃	1.59	1.75	1.28	1.31	1.64	1.48	1.57	1.12	1.73
FeO	0.60	0.56	0.79	0.46	0.46	0.56	1.11	0.65	0.46
CaO	0.61	0.58	0.42	0.81	0.34	0.30	0.46	1.17	0.67
MgO	0.19	0.20	0.17	0.16	0.20	0.19	0.21	0.16	0.20
K ₂ O	4.98	5.05	5.09	5.33	4.88	5.33	5.05	5.07	4.99
Na ₂ O	3.14	3.11	3.34	2.98	3.16	2.96	2.80	3.09	3.10
TiO ₂	0.14	0.15	0.15	0.16	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MnO	0.06	0.07	0.08	0.08	0.07	0.06	0.12	0.07	0.06
烧失量	1.40	1.31	0.96	1.42	1.21	1.14	1.43	1.79	1.48
A/CNK	1.04	1.05	1.02	1.00	1.11	1.12	1.08	0.95	1.04
A/NK	1.15	1.16	1.09	1.14	1.17	1.18	1.17	1.14	1.16
分异指数	93.08	92.93	94.45	93.08	93.82	93.92	92.53	92.28	92.74

注:主量元素单位为%。

图5 花岗斑岩A/NK-A/CNK图解(a)和w(K₂O)-w(SiO₂)图解(b)Fig. 5 A/NK-A/CNK diagram (a) and w(K₂O)-w(SiO₂) diagram (b) for granitic porphyries

花岗斑岩稀土元素和微量元素模式图见图6。由表3、图6可知:花岗斑岩样品的稀土元素特征具有相似性,稀土元素球粒陨石标准化配分曲线高度一致,表明其为同期岩浆演化产物,表现出轻稀土元素富集的特点,具有中等Eu负异常($\delta\text{Eu}=0.33 \sim 0.37$),说明该

岩体经历了斜长石的分离结晶过程或该岩体在源区残留部分斜长石。花岗斑岩稀土元素(ΣREE)质量分数为 $192.64 \times 10^{-6} \sim 253.02 \times 10^{-6}$, $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 值为 $10.76 \sim 13.14$, $w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N$ 值为 $8.69 \sim 11.98$,轻稀土元素、重稀土元素分馏明显,表现出强烈轻稀

土元素富集、重稀土元素亏损的特征。 $w(\text{La})_N/w(\text{Sm})_N$ 值为 5.26~5.75, 变化范围不大, 表明在岩浆演化晚期, 岩浆分异作用较弱。微量元素配分模式高度一致, 表现出富集 Rb、Th、U 等大离子亲石元素, 相对亏

损 Nb、Ta、P、Ti 等高场强元素的特征, 说明花岗斑岩岩浆具有岛弧或活动大陆边缘岩浆的特征。岩浆演化过程中金红石、榍石、磷灰石及钛铁矿的分离结晶可能导致花岗斑岩 Nb、Ta、P、Ti 元素亏损。

表3 花岗斑岩微量元素、稀土元素分析结果

Table 3 Analysis results of trace elements and rare earth elements of granitic porphyries

元素及特征值	DCM-Y1	DCM-Y2	DCM-Y3	DCM-Y4	DCM-Y5	DCM-Y6	DCM-Y7	DCM-Y8	DCM-Y9
Li	7.88	7.21	10.19	5.08	9.92	8.83	7.94	6.10	9.44
Be	1.23	1.23	1.15	1.12	1.38	1.48	1.36	1.17	1.30
Sc	4.01	4.26	4.77	3.14	4.76	2.73	3.43	4.66	3.97
V	7.89	7.76	8.64	8.50	10.87	11.06	10.85	10.45	8.15
Cr	11.80	31.16	21.90	12.99	20.92	12.31	27.32	18.56	21.78
Mn	434.90	596.00	697.50	667.60	578.40	492.80	1 046.00	610.60	463.10
Co	1.21	1.39	2.06	1.49	1.57	1.60	2.10	1.42	1.48
Ni	6.09	5.89	9.41	5.26	9.08	5.77	6.72	7.01	7.39
Cu	6.48	5.90	9.00	4.92	8.20	5.80	7.27	6.65	5.89
Zn	288.20	268.50	257.90	167.00	302.30	222.10	236.90	200.60	257.00
Ga	24.12	21.16	22.27	17.88	24.69	18.04	16.75	21.69	22.66
Ge	4.75	4.00	4.30	2.95	4.23	3.27	3.68	3.68	4.05
Rb	202.60	186.30	214.40	176.20	210.80	160.30	148.20	196.10	184.60
Sr	137.30	128.90	168.90	121.40	102.60	84.71	72.81	136.40	124.50
Y	30.29	28.75	26.30	23.49	25.76	21.93	25.28	34.67	28.29
Zr	240.40	219.10	234.70	183.10	227.20	182.90	188.90	218.70	215.80
Nb	15.25	12.91	13.94	11.38	14.30	10.59	10.95	13.52	13.29
Mo	2.38	2.32	3.47	1.71	3.34	2.14	2.35	3.01	2.08
Cd	2.07	1.67	1.50	1.73	1.63	1.38	1.27	2.13	1.66
Sb	2.88	2.23	1.93	1.42	2.22	1.55	1.47	2.01	1.35
Cs	64.95	60.19	55.54	35.48	61.92	54.43	47.47	44.05	57.84
Ba	836.20	812.00	837.20	764.30	835.50	790.00	626.90	1 024.00	749.50
La	45.47	44.20	41.41	35.64	43.14	38.09	42.21	44.99	43.86
Ce	134.70	114.40	132.50	109.90	138.30	118.30	124.00	139.10	153.70
Pr	7.87	7.68	6.88	6.17	7.30	6.62	7.02	7.61	7.24
Nd	27.28	26.84	23.86	21.58	26.08	22.71	24.96	26.73	25.17
Sm	5.18	5.05	4.42	4.06	4.99	4.21	4.73	5.18	4.64
Eu	0.56	0.54	0.54	0.47	0.59	0.48	0.52	0.60	0.51
Gd	5.14	4.76	4.40	3.75	4.90	4.09	4.56	5.12	4.59
Tb	0.82	0.77	0.74	0.65	0.78	0.67	0.70	0.84	0.73
Dy	5.56	5.08	4.79	4.21	5.09	4.24	4.51	5.80	5.04
Ho	1.10	1.05	0.97	0.86	1.01	0.85	0.90	1.20	1.03
Er	3.23	3.04	2.83	2.41	2.83	2.43	2.55	3.49	3.03
Tm	0.46	0.47	0.42	0.37	0.42	0.35	0.38	0.55	0.45
Yb	2.85	2.73	2.57	2.27	2.64	2.17	2.32	3.41	2.68
Lu	0.38	0.37	0.35	0.30	0.34	0.27	0.31	0.43	0.35
Hf	5.35	4.81	5.14	4.08	4.94	3.97	3.97	4.82	4.84
Ta	1.55	1.46	1.44	1.13	1.55	1.11	1.11	1.35	1.40
W	1.89	1.55	1.64	1.13	2.05	1.20	0.92	1.18	1.71
Tl	3.15	2.74	2.57	1.60	2.88	1.94	1.87	1.88	2.72
Pb	21.95	19.19	15.27	13.18	14.41	12.51	16.66	14.69	19.56
Bi	0.20	0.16	0.13	0.13	0.17	0.13	0.16	0.13	0.22
Th	24.10	23.37	23.37	19.16	25.92	20.47	18.82	23.05	21.17
U	3.40	3.27	2.94	2.80	3.51	2.39	2.47	3.18	2.93
ΣREE	240.60	216.98	226.68	192.64	238.41	205.48	219.64	245.05	253.02
$w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$	11.31	10.88	12.28	12.00	12.24	12.64	12.53	10.76	13.14
$w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N$	10.51	10.67	10.61	10.34	10.76	11.56	11.98	8.69	10.78
$w(\text{La})_N/w(\text{Sm})_N$	5.34	5.33	5.70	5.34	5.26	5.51	5.43	5.28	5.75
δEu	0.33	0.33	0.37	0.37	0.36	0.35	0.34	0.36	0.34
$w(\text{Nb})/w(\text{Ta})$	9.84	8.84	9.68	10.07	9.23	9.54	9.86	10.01	9.49

注:微量元素、稀土元素单位为 $\times 10^{-6}$ 。

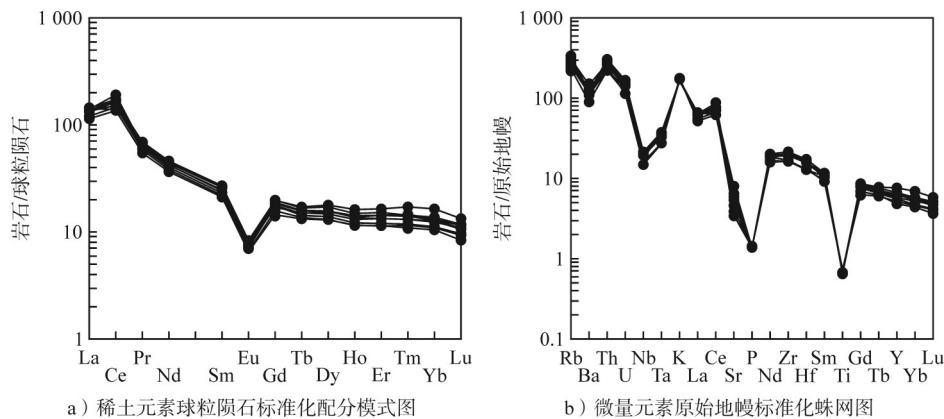


图6 花岗斑岩稀土元素和微量元素模式图

Fig. 6 Rare earth element and trace element pattern diagrams for granitic porphyries

4 讨论

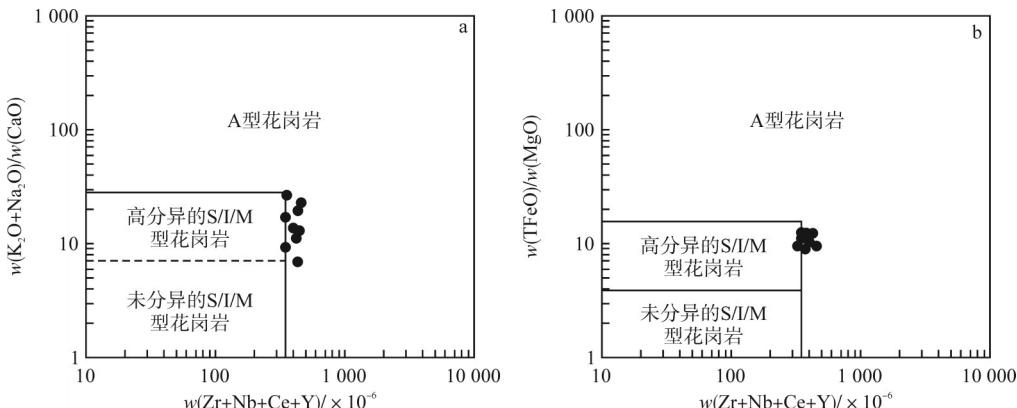
4.1 岩石成因和岩浆源区

按成因类型,花岗岩可划分为I、S、M和A型。多才玛铅锌矿区花岗斑岩为准铝质—略过铝质高钾钙碱性系列岩石,其岩石地球化学特征与S型花岗岩的强过铝质特征有显著差异。S型花岗岩 P_2O_5 质量分数往往更高,一般在0.20%左右,且随着岩浆分异作用的进行, P_2O_5 质量分数往往会有递增的趋势;且S型花岗岩 Na_2O 质量分数更低,一般为2.81%^[11]。而多才玛铅锌矿区花岗斑岩 P_2O_5 质量分数非常低,在0.03%左右(远小于S型花岗岩的0.14%),且 P_2O_5 含量随分异作用的持续而呈曲线递减,不同于S型花岗岩的演化特征。此外,多才玛铅锌矿区花岗斑岩 Na_2O 质量分数平均值为3.23%,明显大于S型花岗岩(2.81%),不同于S型花岗岩的化学特征。

I型花岗岩全铁(TFeO)质量分数一般小于1.00%^[11],多才玛铅锌矿区花岗斑岩TFeO质量分数(1.77%~2.31%)明显较高,也有别于I型花岗岩。I型花岗岩形成温度(764℃)较低,A型花岗岩形成温度(通常大于800℃)较高^[12]。通过计算锆石的饱和

温度,可以得到花岗岩从原岩分离结晶时的温度^[13],由此方法计算得出样品锆石饱和温度为799℃~828℃,平均值为816℃。样品元素组合 $w(Zr+Nb+Ce+Y)$ 为 $327.87 \times 10^{-6} \sim 420.64 \times 10^{-6}$,平均值为 429.57×10^{-6} ,大于A型花岗岩的下限(350×10^{-6})^[14]。

多才玛铅锌矿区花岗斑岩具有 SiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 质量分数较高(分别为74.39%~75.45%、2.8%~3.34%、4.88%~5.33%)和高分异指数(92.28~94.45),以及 Al_2O_3 、 CaO 和 MgO 质量分数(分别为11.83%~12.58%、0.16%~0.21%、0.3%~1.17%),较低的特征。此外,样品的 $10000w(Ga)/w(Al)$ 值(2.68~3.79)大于2.6,TFeO质量分数(1.6%~2.5%)较高,且其稀土元素球粒陨石标准化配分曲线呈现明显的右倾“海鸥形”分布。在 $w(K_2O+Na_2O)/w(CaO)-w(Zr+Nb+Ce+Y)$ 和 $w(TFeO/MgO)-w(Zr+Nb+Ce+Y)$ 岩石成因判别图解(见图7)中,多才玛铅锌矿区花岗斑岩多落于A型花岗岩区。这些地球化学特征显示,多才玛铅锌矿区花岗斑岩属于A型花岗岩^[15-16]。在花岗岩分类判别图解(见图8)中^[17],样点落在A2型花岗岩区域内。综上所述,多才玛铅锌矿区花岗斑岩属于A2型花岗岩。

图7 多才玛花岗斑岩 $w(K_2O+Na_2O)/w(CaO)-w(Zr+Nb+Ce+Y)$ 图解(a)和 $w(TFeO)/w(MgO)-w(Zr+Nb+Ce+Y)$ 图解(b)Fig. 7 $w(K_2O+Na_2O)/w(CaO)-w(Zr+Nb+Ce+Y)$ diagram (a) and $w(TFeO)/w(MgO)-w(Zr+Nb+Ce+Y)$ diagram for granitic porphyries in Duocaima Lead-Zinc Mining Area

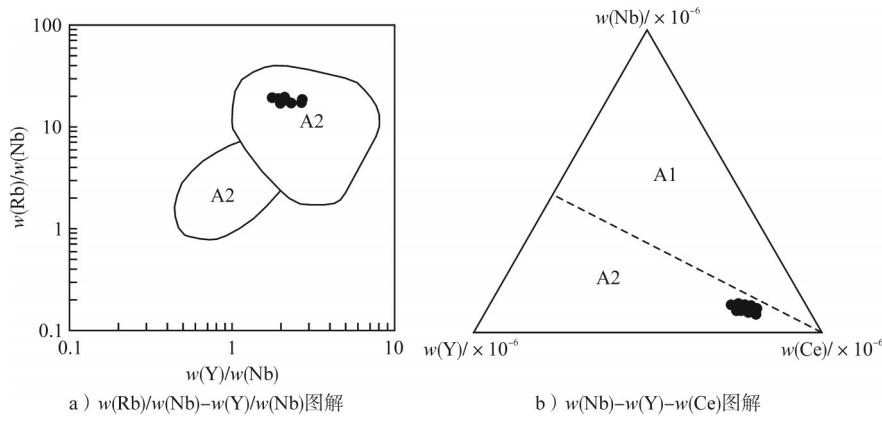


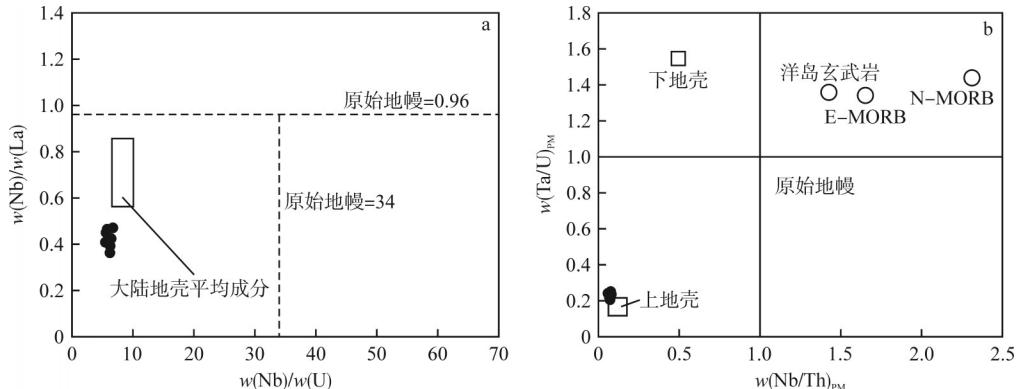
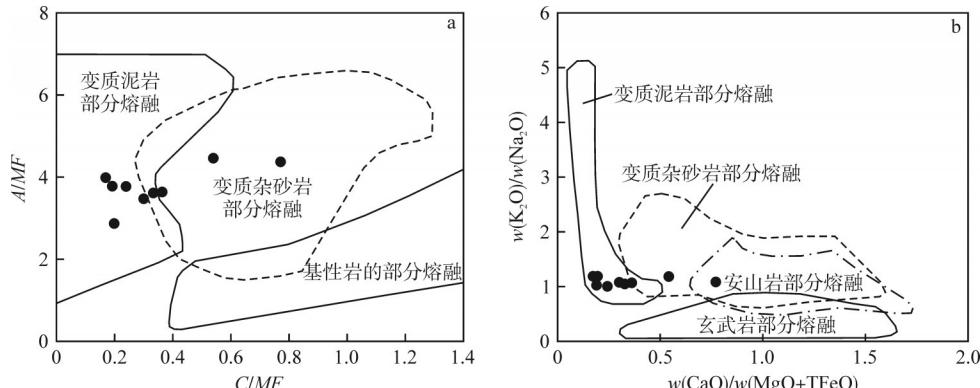
图8 花岗岩分类判别图解

Fig. 8 Discrimination diagrams for granite

A型花岗岩岩石成因和物质来源相对复杂,既可以由幔源岩浆的分异作用形成,也可以由不同地壳源区部分熔融形成^[11]。幔源岩浆从镁铁质到中性再到酸性,组分持续分离结晶,这一过程需要大量幔源母质岩浆,同时产生大规模镁铁质残余^[15]。多才玛铅锌矿区花岗斑岩具有高 SiO_2 、低 MgO 、镁指数($Mg^{\#}$)特征,表明岩石主要来源于壳源岩浆,而不是幔源岩浆。多才玛铅锌矿区花岗斑岩明显富钾(K_2O 质量分数为4.88%~5.33%),表现出强烈富集轻稀土元素、亏损重稀土元素,以及富集大离子亲石元素、亏损高场强元素的特征,与陆壳岩石的特征类似。样品 $w(\text{Nb})/w(\text{Ta})$ 值为8.84~10.07,平均值为9.62,与陆壳岩石 $w(\text{Nb})/w(\text{Ta})$ 值(约为11)接近,而明显不同于幔源岩石 $w(\text{Nb})/w(\text{Ta})$ 值(约为17.5)^[18]。

在 $w(\text{Nb})/w(\text{La})-w(\text{Nb})/w(\text{U})$ 图解和 $w(\text{Ta}/\text{U})_{\text{PM}}-w(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ 图解(见图9)中^[19],样点均落入陆壳区域内。在 $A/\text{MF}-C/\text{MF}$ 图解和 $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})-w(\text{CaO})/w(\text{MgO}+\text{TFeO})$ 图解(见图10)中^[18],多才玛铅锌矿区花岗斑岩大部分落于变质泥岩部分熔融区域,个别点落入变质杂砂岩部分熔融区域,表明其源区主要由中上地壳变质沉积岩组成。

综上所述,多才玛铅锌矿区花岗斑岩是典型A2型

图9 多才玛铅锌矿区花岗斑岩 $w(\text{Nb})/w(\text{La})-w(\text{Nb})/w(\text{U})$ 图解(a)和 $w(\text{Ta}/\text{U})_{\text{PM}}-w(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ (b)图解Fig. 9 $w(\text{Nb})/w(\text{La})-w(\text{Nb})/w(\text{U})$ diagram (a) and $w(\text{Ta}/\text{U})_{\text{PM}}-w(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ diagram (b) for granitic porphyries in Duocaima Lead-Zinc Mining Area图10 多才玛铅锌矿区花岗斑岩 $A/\text{MF}-C/\text{MF}$ 图解(a)和 $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})-w(\text{CaO})/w(\text{MgO}+\text{TFeO})$ 图解(b)Fig. 10 $A/\text{MF}-C/\text{MF}$ diagram (a) and $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})-w(\text{CaO})/w(\text{MgO}+\text{TFeO})$ diagram (b) for granitic porphyries in Duocaima Lead-Zinc Mining Area

花岗岩,主要由中上地壳变质沉积岩部分熔融形成。

4.2 构造背景

东羌塘地块在金沙江缝合带和双湖缝合带中间。大地构造位置上,属于冈瓦纳大陆与欧亚大陆的交会部位,是研究古特提斯洋俯冲消减和两大陆碰撞造山过程的关键地区^[20]。研究表明,东羌塘地块中部地区的古特提斯洋在早古生代已经打开^[21-22];中泥盆世—早石炭世古特提斯洋壳以低角度俯冲至羌北—昌都板块之下,与俯冲有关的岩浆活动有羌塘中部早古生代果干加年山斜长花岗岩^[23]、蛇绿岩堆晶岩中斜长花岗岩^[22]等;洋壳持续的俯冲作用伴随着一系列与洋壳俯冲相关的弧岩浆岩形成,如北羌塘地块雁石坪火山岩(241~242 Ma)、北羌塘地块双峰式火山岩(256~259 Ma)、藏东北治多火山岩(227~228 Ma)、玉树地区阿多流纹岩(244.6 Ma±4.4 Ma)等^[24],表明洋壳的俯冲消减一直持续至晚二叠世—中三叠世;东羌塘地块中部地区的高压变质带及碰撞型花岗岩的出现,表明

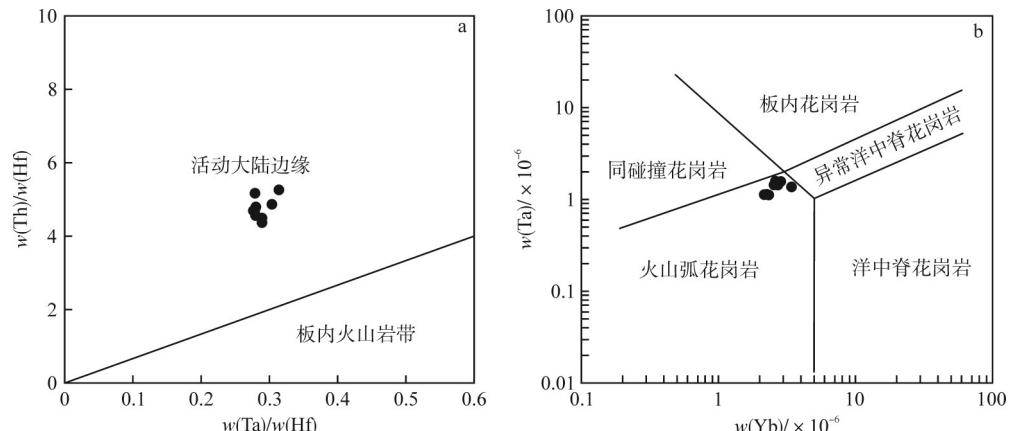


图11 多才玛铅锌矿区花岗斑岩 $w(\text{Th})/w(\text{Hf})-w(\text{Ta})/w(\text{Hf})$ 图解(a)和 $w(\text{Ta})-w(\text{Yb})$ 图解(b)
Fig. 11 $w(\text{Th})/w(\text{Hf})-w(\text{Ta})/w(\text{Hf})$ diagram (a) and $w(\text{Ta})-w(\text{Yb})$ diagram (b) for granitic porphyries in Duocaima Lead-Zinc Mining Area

冲晚期,由中上地壳部分熔融形成了多才玛铅锌矿区花岗斑岩。

5 结 论

1)多才玛铅锌矿区花岗斑岩锆石U-Pb加权平均年龄为257.1 Ma±7.0 Ma,为二叠世末期。

2)多才玛铅锌矿区花岗斑岩的地球化学特征将其归类为准铝质—略过铝质高钾钙碱性系列岩石,具备A2型花岗岩的特征,其源区主要由中上地壳变质沉积岩组成。

3)多才玛铅锌矿区花岗斑岩形成于洋壳俯冲过程中与板块后撤作用有关的伸展环境,与古特提斯洋的俯冲作用有关。

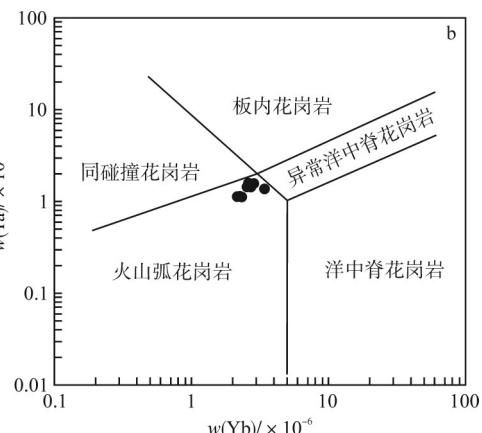
[参考文献]

- [1] 许志琴,杨经绥,李海兵.造山的高原——青藏高原的地体拼合、碰撞造山及隆升机制[M].北京:地质出版社,2007.

古特提斯洋最终闭合于中晚三叠世^[25-27]。

根据地球化学成分,可将A型花岗岩划分为A1型和A2型2个亚类,A1型花岗岩是洋岛型玄武质岩浆的分异产物,代表一种非造山的板内裂谷环境^[17];A2型花岗岩的源岩是大陆地壳或底侵的镁铁质地壳,形成的构造环境范围相对广泛,主要产生于造山作用晚期(或造山后)相对稳定的拉张环境。近期的研究成果表明,A2型花岗岩也可以形成于岛弧环境^[28-30]。夏炎等^[31]论证了A2型花岗岩类与古太平洋板块俯冲过程有关,花岗岩 $w(\text{Th})/w(\text{Hf})-w(\text{Ta})/w(\text{Hf})$ 图解^[32]和 $w(\text{Ta})-w(\text{Yb})$ 图解^[18](见图11)显示,样点均落在活动大陆边缘区域和火山弧花岗岩区域。而花岗斑岩微量元素特征也显示,其岩浆与火山弧构造环境存在亲缘性。板块俯冲过程中板块后撤或减速导致伸展体制下岛弧或大陆边缘岩浆弧的形成,并伴随弧后盆地或大陆边缘伸展盆地的形成。

综上所述,在晚二叠世晚期,本区域处于洋壳俯



- [2] 潘桂棠,王立全,尹福光,等.青藏高原形成演化研究回顾、进展与展望[J].沉积与特提斯地质,2022,42(2):151-175.
[3] 郭海明.西藏那曲安多县多才玛Pb-Zn矿床地质特征及矿化富集规律[D].长春:吉林大学,2018.
[4] 刘长征,郭海明,孙丰月,等.沱沱河地区多才玛铅锌矿床地质特征及找矿方向[J].中国矿业,2015,24(12):74-79,98.
[5] 吴荔,匡文龙,张志辉,等.江西德兴银山铜铅锌多金属矿床稳定同位素地球化学研究[J].黄金,2024,45(2):68-74.
[6] 刘长征,李世金,高永旺,等.三江多才玛超大型铅锌矿床同位素地球化学及矿源研究[J].中山大学学报(自然科学版),2015,54(1):136-144.
[7] 晁温馨,李碧乐,杨文龙,等.羌塘沱沱河地区多才玛二长岩SHRIMP锆石U-Pb年代学及岩石地球化学[J].世界地质,2017,36(3):691-700.
[8] 杨文龙,李碧乐,王国志,等.沱沱河地区多才玛铅锌矿晶屑熔结凝灰岩锆石SHRIMP年龄及岩石地球化学特征[J].西北地质,2016,49(2):59-69.
[9] 钱炼.青藏高原沱沱河地区成矿背景及铅锌成矿作用[D].长春:

- 吉林大学,2014.
- [10] 崔博,王力,孙丰月,等.吉林南岔金矿区头道沟花岗岩锆石U-Pb年代学、地球化学特征及地质意义[J].黄金,2021,42(2):9-16.
- [11] 贾小辉,王强,唐功建.A型花岗岩的研究进展及意义[J].大地构造与成矿学,2009,33(3):465-480.
- [12] 王强,赵振华,熊小林.桐柏一大别造山带燕山晚期A型花岗岩的厘定[J].岩石矿物学杂志,2000,19(4):297-306,315.
- [13] 陈海云,孙晓东,张志.西昆仑上木干花岗岩锆石饱和温度和Ti温度的地质意义[J].现代地质,2021,35(5):1 206-1 217.
- [14] WHALEN J B, CURRIE K L, CHAPPELL B W. A-type Granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contributions to mineralogy and petrology, 1987, 95: 407-419.
- [15] 朱毓.扬子板块西缘新元古代花岗岩类岩浆成因及深部动力学意义[D].西安:西北大学,2021.
- [16] 赵立翔,丁正江,张琪彬,等.胶东地区中生代花岗岩年代学、地球化学特征及与金多金属成矿的关系[J].黄金,2024,45(4):57-64.
- [17] EBY G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications[J]. Geology, 1992, 20(7): 641-644.
- [18] 刘彬,马昌前,郭盼,等.东昆仑泥盆世A型花岗岩的确定及其构造意义[J].地球科学(中国地质大学学报),2013,38(5):947-962.
- [19] 刘忠媛,闫东东,赵涵,等.东昆仑沟里地区早古生代花岗岩的岩石成因与地质意义:来自U-Pb年代学和岩石地球化学的约束[J].矿物岩石,2022,42(3):7-19.
- [20] 张修政.羌塘地区早古生代构造演化新认识[D].长春:吉林大学,2014.
- [21] 李才,董永胜,翟庆国,等.青藏高原羌塘早古生代蛇绿岩——堆晶辉长岩的锆石SHRIMP定年及其意义[J].岩石学报,2008,24(1):31-36.
- [22] 胡培远,李才,李林庆,等.藏北羌塘中部早古生代蛇绿岩堆晶岩中斜长花岗岩的地球化学特征[J].地质通报,2009,28(9):1 297-1 308.
- [23] 施建荣,董永胜,王生云.藏北羌塘中部果干加年山斜长花岗岩定年及其构造意义[J].地质通报,2009,28(9):1 236-1 243.
- [24] 许传兵,王强,王军,等.羌塘东部玉树地区阿多中三叠世A型流纹岩地球化学特征、成因及其地质意义[J].大地构造与成矿学,2025,49(3):712-723.
- [25] 李才,李永铁,林源贤,等.西藏双湖地区蓝闪片岩原岩Sm-Nd同位素定年[J].中国地质,2002,29(4):355-359.
- [26] 黄小鹏,李才,翟庆国.西藏羌塘中部玛依岗日地区印支期花岗岩的地球化学特征及其形成环境[J].地质通报,2007,26(12):1 646-1 653.
- [27] 胡培远,李才,杨韩涛,等.青藏高原羌塘中部果干加年山一带晚三叠世花岗岩的特征、锆石定年及其构造意义[J].地质通报,2010,29(12):1 825-1 832.
- [28] 蒋少涌,赵葵东,姜耀辉,等.十杭带湘南—桂北段中生代A型花岗岩带成岩成矿特征及成因讨论[J].高校地质学报,2008,14(4):496-509.
- [29] 胡培远,李才,吴彦旺,等.青藏高原古特提斯洋早石炭世弧后拉张:来自A型花岗岩的证据[J].岩石学报,2016,32(4):1 219-1 231.
- [30] 李成志,杨文光,朱利东,等.西藏墨竹工卡地区早侏罗世花岗岩地球化学、岩石成因及其地质意义[J].地球科学,2020,45(5):1 556-1 572.
- [31] 夏炎,刘磊,徐夕生.中国东南部晚中生代A型花岗岩类与古太平洋板块俯冲-后撤[J].矿物岩石地球化学通报,2016,35(6):1 109-1 119.
- [32] 汪云亮,张成江,修淑芝.玄武岩类形成的大地构造环境的Th/Hf-Ta/Hf图解判别[J].岩石学报,2001,17(3):413-421.

Zircon U-Pb geochronology, petrogeochemical characteristics, and significance of granite porphyry in the Duocaima Pb-Zn Mining Area, Tuotuo River region, Qinghai Province

Yu Minghui¹, Cao Shoulin², Wei Shun³

(1. Institute of Scientific Research, Jilin University;

2. Qinghai Provincial Key Laboratory of Concealed Mineral Exploration; 3. College of Earth Sciences, Jilin University)

Abstract: The Duocaima Pb-Zn deposit, located on East Qiangtang Block in Qinghai Province, is a super-large Pb-Zn deposit discovered in recent years. To strengthen the study of the metallogenic geological setting of the ore deposit, zircon U-Pb geochronology and petrogeochemical characteristics of granite porphyry were studied, and the petrogenesis, magma source area, and tectonic setting were discussed. The zircon U-Pb age of granite porphyry was determined to be 257.1 Ma ± 7.0 Ma, indicating its formation in the late Permian period. The granite porphyry exhibits high mass fractions of SiO₂, Na₂O, and K₂O, with relative potassium enrichment, but depletion in Al₂O₃, CaO, and MgO; it is enriched in light rare earth elements (LREEs) and large-ion lithophile elements (LILEs) such as Rb, Th and U, while relative depleted in heavy rare earth elements (HREEs) and high-field-strength elements (HFSEs) such as Nb, Ta, P and Ti. The chondrite-normalized rare earth element (REE) diagram shows a right-leaning trend with moderate Eu negative anomalies, indicating that the rock mass has undergone the fractional crystallization process of plagioclase, or some plagioclase remains in the source region. The granite porphyry falls within the metaluminous to weakly peraluminous high-potassium calcium alkaline series, and exhibits characteristics of A2-type granite. The source region is mainly composed of metamorphic sedimentary rocks in the mid-upper crust, formed in an extensional setting related to slab retreat during oceanic crust subduction, and associated with the subduction of the Paleo-Tethys Ocean.

Keywords: zircon dating; petrogeochemistry; late Permian period; petrogenesis; tectonic setting; Duocaima granite porphyry; Tuotuo River region