

青海果洛龙洼金矿基性岩脉锆石 U-Pb 年龄 及岩石地球化学特征

岳维好^{1,3}, 高建国¹, 周家喜²

1. 昆明理工大学国土资源工程学院, 云南 昆明 650093;
2. 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, 贵州 贵阳 550002;
3. 中化地质矿山总局云南地质勘查院, 云南 昆明 650100

【摘要】 青海果洛龙洼金矿区内发育若干基性岩脉, 侵位于变质岩性系中, 呈灰绿色-灰黑色, 具有致密块状构造和残余辉绿-辉长及斑状结构特征。主要矿物为斜长石、蚀变辉石、角闪石和碳酸盐矿物等, 副矿物有榍石、锆石及磷灰石等(总量小于1%)。斑晶主要为斜长石斑晶, 辉石基本蚀变, 基质成分复杂, 主要有斜长石、辉石、绿泥石及副矿物。岩石蚀变强烈, 主要有透闪石-阳起石化、绿泥石-绿帘石化和碳酸盐化。岩石主量成分中, $w(\text{SiO}_2)$ (44.1%~48.5%) 偏低, $w(\text{MgO})$ (8.3%~12.28%) 和 $w(\text{CaO})$ (8.84%~10.9%) 偏高, 与基性岩及碳酸盐化等蚀变特征吻合。基性岩中锆石含量少, 且粒度小, 但具有岩浆锆石的韵律环带结构特征。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果, 显示两组年龄, 分别为 $416.2 \text{ Ma} \pm 3.5 \text{ Ma}$ (MSWD=0.25, N=6) 和 $487.5 \text{ Ma} \pm 4.0 \text{ Ma}$ (MSWD=0.92, N=3)。其中年龄较老的锆石, 均具有较高的磨圆度, 可能为继承或捕获锆石。因此, $416.2 \text{ Ma} \pm 3.5 \text{ Ma}$, 可能代表果洛龙洼基性岩脉的结晶年龄, 与清水泉辉绿岩及纳赤台群中次火山岩具有基本一致的结晶年龄。该年龄不仅限定了果洛龙洼金矿赋矿地层老于泥盆纪, 将其重新归为纳赤台群, 也表明该期基性岩浆作用与区域印支期造山型金矿床的形成, 没有直接的成因联系。全部基性岩脉稀土总量 ($\Sigma\text{REE} = 51.35 \times 10^{-6} \sim 101.4 \times 10^{-6}$) 较低, LREE 相对富集, Eu 和 Ce 异常不显著。全岩富集大离子亲石元素 (K-Rb-Ba-Sr), 但亏损高场强元素 (Nb-Ta-Ti-Y), 具有岛弧钙碱性系列的特征, 可能与早古生代晚期古特提斯洋壳俯冲消减的弧后拉张裂解作用有关。

【关键词】 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄; 岩石成因; 构造背景; 基性岩脉; 果洛龙洼金矿床; 青海东昆仑

中图分类号: P588.124; P597.3 文献标识码: A

文章编号: 1001-6872(2013)03-0093-10

0 引言

东昆仑造山带位于青藏高原东北缘, 属于中央

造山带的重要组成部分^[1]。青海果洛龙洼金矿区位于东昆仑东段昆中隆起南缘沟里地区, 前人对该矿床进行了较为详细的地质-地球化学研究, 其中微量元素和 S-Pb 同位素研究结果表明, 该矿床的成矿

收稿日期: 2013-03-19; 改回日期: 2013-06-04

基金项目: 国家自然科学基金项目(41272111, 41102053); 山东黄金集团科研项目(201122010100)

作者简介: 岳维好, 男, 35岁, 工程师(博士生), 矿产普查与勘探专业, 研究方向: 地球化学与成矿预测. E-mail: 137053132@qq.com

通讯作者: 高建国, 男, 58岁, 教授(博士生导师), 岩石学与地球化学专业, 研究方向: 地球化学与找矿. E-mail: 335150686@qq.com

物质来源于深部岩浆;流体包裹体地球化学分析显示,成矿温度较高,为 $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ 体系^[2];而在矿床成因上,则属于典型的造山型金矿床^[3];东西向构造控制矿体的产出,晚古生代碳硅泥建造和印支期岩浆活动是重要的成矿因素^[4]。尽管对矿床成因的研究取得了丰硕成果,但对赋矿地层中广泛发育的,且与金矿化体空间相伴的脉岩,其研究还鲜见报道。由于缺乏对脉岩精确的成岩年代学和岩石地球化学研究,以往的勘查报告^①和科研报告^②均认为其属于闪长岩(闪长斑岩),且与金成矿关系极为密切。此外,对果洛龙洼金矿床赋矿地层的时代归属,也存在种种分歧,主要有下石炭统哈拉郭勒组^[4]、奥陶—志留纪纳赤台群^[2,5]和中—新元古代万宝沟群^[6]等不同认识。笔者通过系统的岩石学及岩石地球化学研究发现,这些脉岩主要由斜长石和蚀变辉石组成,具有残余辉绿—辉长及斑状结构特征,应属于基性岩类。因此,希望通过基性岩脉的岩石学、岩石地球化

学和锆石 U-Pb 年代学研究成果,以期有效约束果洛龙洼金矿赋矿地层的年龄下限,并探讨基性脉岩的源区特征、构造背景及其与金成矿的关系,为深入揭示东昆仑构造—岩浆演化及其成矿响应提供新的信息。

1 区域地质背景

青海沟里金矿化集中区位于东昆仑东段昆中隆起带南侧(图 1),果洛龙洼金矿是沟里金成矿区内勘查和研究程度最高、资源储量最大、正在开采的大型金矿床^[5]。昆仑造山带具有多岛洋、软碰撞和多旋回造山的特征,发育三条区域性构造,即昆北、昆中和昆南断裂,均为近东西走向。以昆中断裂为界,又可将东昆仑分为昆南和昆北两个构造单元,它们在基底、盖层及岩浆活动等方面,具有明显的差异^[7]。

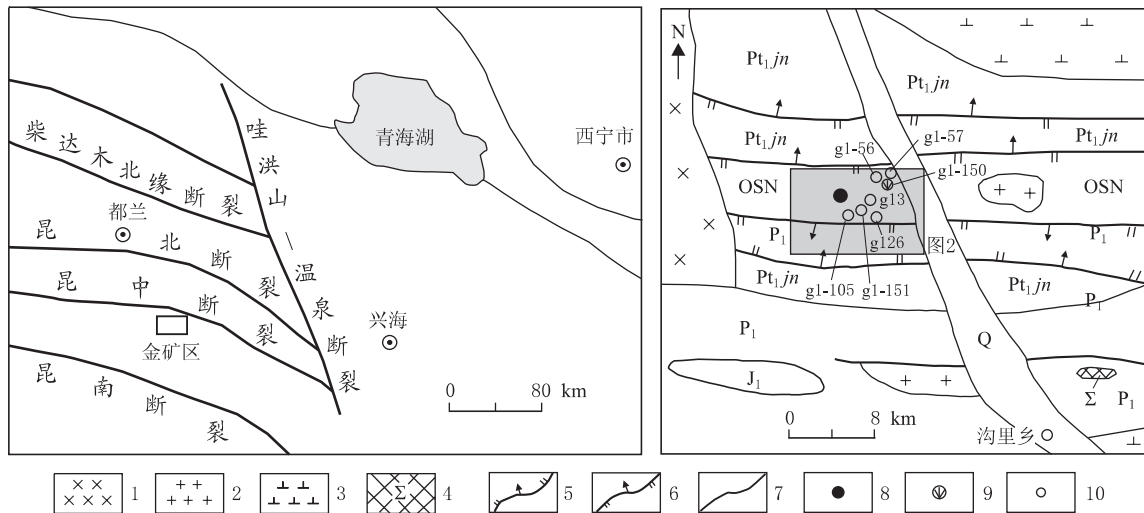


图 1 果洛龙洼金矿床区域地质略图(据胡荣国等,2010^[2] 修编)

Q: 第四系; J₁: 早侏罗系; P₁: 早二叠系; OSN: 纳赤台群; Pt_{1jn}: 下元古界金水口群; 1. 花岗闪长岩; 2. 花岗岩; 3. 斜长花岗岩; 4. 斜辉橄榄岩; 5. 正断层; 6. 逆断层; 7. 性质不明断层; 8. 金矿床; 9. 年龄及岩石化学样品采样位置; 10. 岩石化学样品采样位置

Fig. 1 Sketch geological map of the Guoluolongwa Au ore field (Modified from Hu *et al.*, 2010^[2])

沟里地区地层出露相对简单(图 1),主要有下元古界金水口群,其岩性为变质基性火山岩;奥陶—志留系纳赤台群,自下而上由绿泥石英千枚岩、千糜岩、角闪片岩、硅质岩、绢云石英千糜岩、绢云母绿泥石英千枚岩等变质火山沉积岩组成;下石炭统哈拉郭勒组发育板岩、绢云母和绿泥石英千枚岩;早二叠系主要为长石英砂岩;早侏罗系以砂岩、页岩和灰岩为主;第四系残坡积沉积物广泛分布。果洛龙洼金矿赋矿围岩主要为千枚岩、千糜岩,并伴随强烈硅化、

绢云母化、绿泥石化等(图 2),但对该套地层的时代归属,存在下石炭统哈拉郭勒组^[4]、奥陶—志留纪纳赤台群^[2,5]和中—新元古代万宝沟群^[6]等多种不同认识。

受近东西向三大主体构造控制,区内北西和北东向次级构造较为发育。近东西向主体构造多为压性或压扭性断裂,规模大,延伸远,岩石破碎揉皱现象明显,糜棱岩化普遍,形成近东西糜棱岩—千糜岩韧性剪切带;北西和北东向次级断裂,呈羽状分布于主构造两侧,规模不大,常切穿地层和矿体。

区内岩浆活动频繁,发育基性—超基性岩脉和酸性岩体,包括斜辉橄榄岩、辉长岩及辉绿岩、斜长

①青海省有色地质矿产勘查局八队. 青海省都兰县果洛龙洼金矿详查 2011 年工作总结及 2012 年工作安排, 2011.

②青海省有色地质矿产勘查局八队和中南大学. 青海省都兰县果洛龙洼地区金矿成矿规律研究及成矿预测, 2008.

花岗岩、花岗闪长岩、花岗岩和新发现隐伏花岗斑岩(周家喜未发表成果)等。中酸性岩体在本区分布最为广泛,前人研究认为,它们主要形成于华力西期^[4],而最新精确的锆石 U-Pb 定年结果显示,主要

集中在印支期(220 Ma~24 5Ma^[8])。综上,对东昆仑沟里金矿化集中区内成岩成矿的理论研究,还十分有限,这严重制约了对该区金多金属成矿规律的总结,进而影响了区域找矿实践活动。

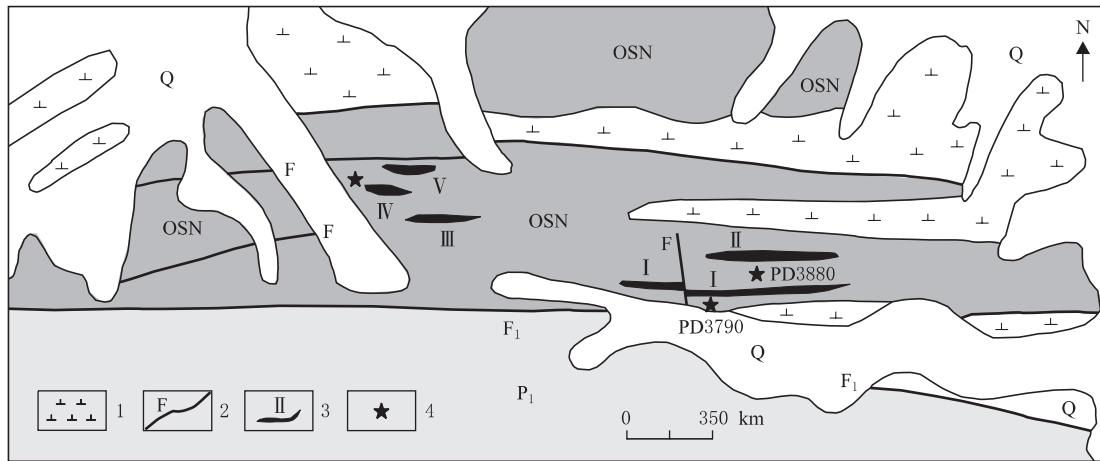


图 2 果洛龙洼金矿床矿区地质图

Q. 第四系; P₁. 早二叠系; OSN. 纳赤台群; 1. 闪长岩; 2. 断裂; 3. 金矿体及编号; 4. 坑道位置(取样位置)

Fig. 2 Geological map of the Guoluolongwa Au ore field

2 样品来源与分析方法

用于定年的样品采自 3 880 m 中段(98°21′ 08″ E, 35°43′ 01″ N)坑道。用于岩相学、岩石学和岩石地球化学的样品采自 3 880 m 和 3 790 m 中段坑道。锆石由河北廊坊诚信地质服务有限公司完成分选,阴极发光(CL)和透反射光观察,在西北大学大陆动力学国家重点实验室进行,U-Th-Pb 含量和同位素比值测试,也在该实验室激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)上进行。该仪器配备有 193 nm ArF-excimer 激光器的 Geolas 200 M(Microlas Gottingen Germany),激光剥蚀孔径 30 μm,剥蚀深度 20 μm~40 μm,激光脉冲为 10 Hz,能量为 32 mJ~36 mJ。采用国际锆石标样 91500,进行外标校正。分析方法及流程参阅参考文献^[9],样品的同位素比值和元素含量计算采用 ICP-MS-DATECAL 程序^[10]。全岩主量和微量元素分析,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,分别采用 XRF 和 ICP-MS 方法分析,精度均优于 10%,其中 ICP-MS 分析方法及流程见参考文献^[11]。

3 岩石学及岩相学特征

基性岩脉侵位于含炭绢云石英千枚岩中,脉宽 1.5 m~3 m,单脉长大于 20 m,岩体与围岩界线清晰,走向与近东西向构造一致,被北北西向构造破坏

(图 2)。岩体与围岩的接触带内石英脉发育,见黄铁矿化、方铅矿化及闪锌矿化。岩相学研究表明,主要为辉绿岩和辉长岩,其中辉绿岩呈灰绿色,辉绿结构,块状构造,矿物颗粒较小,强碳酸盐化,主要矿物为斜长石(45%~55%)、辉石(20%~30%)、碳酸盐矿物(10%~15%)及绿泥石(5%~15%)等,斜长石为基性斜长石,能见到聚片双晶,形成近三角形空隙,里面充填半自形的辉石和绿泥石等。辉长岩呈灰黑色,辉长结构,亦为块状构造。辉长岩中,斜长石晶体相对粗大,粒度为 50 μm~200 μm,其他成分复杂,主要有斜长石(40%~60%)、角闪石(25%~33%)、辉石(20%~28%)、绿帘石(5%~8%)和碳酸盐岩矿物(10%~12%)以及楣石、锆石及磷灰石副矿物。

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素地球化学

全岩主量元素分析结果列于表 1。基性岩脉的全岩 $w(\text{SiO}_2)$ 变化于 44.1%~48.5% 之间,平均为 46.8%。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 较高,变化范围为 15.46%~17.16%,平均为 16.1%,略高于岛弧拉斑玄武岩 Al_2O_3 的质量分数(16%)^[12],明显不同于同于大西洋、太平洋和印度洋洋中脊拉斑玄武岩的 Al_2O_3 平均含量(分别为 15.6%,14.86%,15.15%)^[13] 和大陆溢流玄武岩的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 17.08%^[14]。 $w(\text{TiO}_2)$ 变化于 0.76%~1.38% 之间,平均为 1.11%,与低

TiO₂ 特征的岛弧钙碱性玄武岩(0.98%)非常接近^[15],既不同于洋岛拉斑玄武岩值 2.63%^[14]和东太平洋洋隆 TiO₂ 值 1.77%^[13],又不同于板内拉斑玄武岩值 2.23%和板内碱性玄武岩值 2.9%^[15]。 $w(K_2O)$: 0.3% ~ 1.73%, $w(Na_2O)$: 3.19% ~ 3.84%, $w(Na_2O+K_2O)$: 3.77% ~ 5.23%, Na_2O/K_2O : 2.02 ~ 11.57, 富钠。总之,果洛龙洼金矿区的

基性岩脉以低 $w(TiO_2)$ (0.76% ~ 1.38%), $w(MgO)$ (8.3% ~ 12.28%) 及 $w(K_2O)$ (0.3% ~ 1.73%)、贫 $w(P_2O_5)$ (0.12% ~ 0.46%) 和富碱(3.77% ~ 5.23%)、 $Na_2O > K_2O$ 为特征,指示其与岛弧钙碱性玄武岩接近。在基性岩脉的 $NaO+K_2O-SiO_2$ (TAS)图解中,全部 7 件样品中有 6 件属于碱性玄武岩类(图 3)。

表 1 果洛龙洼金矿基性岩脉主要元素分析结果。 $w(B)/\%$, $w(B)/10^{-6}$

Table 1 Contents of major elements (in percentage) of basic dykes (in $[\times 10^{-6}]$) in the Guoluolongwa Au ore field

样号	岩性	位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Mg#
Gl-56	辉绿岩	3880 坑道	46.88	1.02	17.16	8.65	0.14	8.3	9.15	3.45	1.56	0.12	3.31	99.74	63
Gl-57	辉绿岩		46.95	1.07	16.38	8.85	0.13	9.04	9.46	3.5	1.73	0.13	2.53	99.77	65
Gl-150	辉绿岩		47.39	1.16	16.45	8.68	0.13	9.1	9.17	3.42	1.47	0.16	2.85	99.98	65
Gl-105	辉长岩	3790 坑道	47.54	1.15	16.02	9.74	0.13	9.13	9.22	3.36	1.52	0.14	2.11	100.1	63
Gl-151	辉长岩		48.5	1.25	15.46	10.01	0.14	8.8	8.84	3.19	1.16	0.15	2.26	99.76	61
Gl3	辉长岩		44.1	1.38	15.68	10.86	0.3	10.69	10.9	3.47	0.3	0.34	1.59	99.61	65
Gl26	辉长岩		46.24	0.76	15.83	8.92	0.23	12.28	9.61	3.84	0.47	0.46	1.19	99.83	72

注: Mg# = $Mg/(Mg+TFeO) \times 100$, 摩尔数比, Gl3、Gl26 样品数据引自参考文献^[16]。

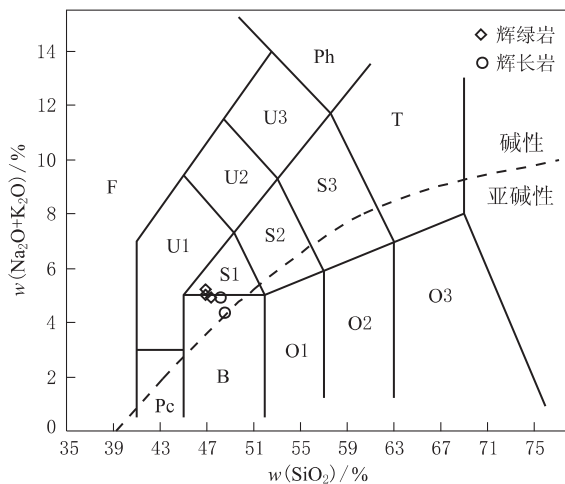


图 3 果洛龙洼金矿基性岩脉 TAS 图解(底图据 Le Maitre *et al.*, 1989^[17])

Pc. 苦橄玄武岩; B. 玄武岩; O1. 玄武安山岩; O2. 安山岩; O3. 英安岩; R. 流纹岩; S1. 粗面玄武岩; S2. 玄武质粗面安山岩; S3. 粗面安山岩; T. 粗面岩、粗面英安岩; F. 副长石岩; U1. 碱玄武岩、碧玄岩; U2. 响岩质碱玄武岩; U3. 碱玄质响岩; Ph. 响岩

Fig. 3 TAS diagram of basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field (After Le Maitre *et al.*, 1989^[17])

4.2 稀土和微量元素地球化学

基性岩脉全岩微量元素分析结果见表 2。辉绿岩的 ΣREE 变化于 $51.35 \times 10^{-6} \sim 58.56 \times 10^{-6}$ 之间, 平均为 54.27×10^{-6} , 总量较高, 但主要是 $\Sigma LREE$ 富集, 其变化范围为 $42.43 \times 10^{-6} \sim 48.14 \times 10^{-6}$, 平均为 44.59×10^{-6} 。 $\Sigma HREE$ 亏损, 其变化范围为 $8.92 \times 10^{-6} \sim 10.42 \times 10^{-6}$, 平均为 9.68×10^{-6} 。 $\Sigma LREE/\Sigma HREE$ 比值稳定(4.46 ~ 4.76), 为轻稀土富集型, $(La/Yb)_N$ 为 3.88 ~ 4.24, 变化范围较小, 表明轻重稀土分馏不显著, 岩浆分异不强烈。 δEu 为 0.83 ~ 0.99, 具有弱负异常特征, δCe 为 0.98 ~ 0.99, 无明显 Ce 异常, 暗示岩浆存在

轻微斜长石分异作用。

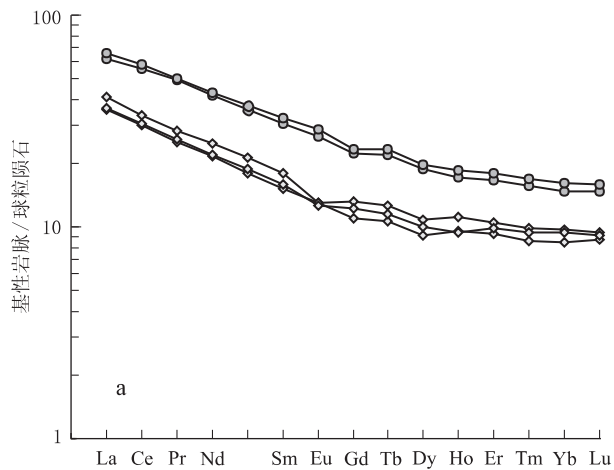
表 2 果洛龙洼金矿基性岩脉微量元素分析结果。 $w(B)/10^{-6}$

Table 2 Contents of trace elements of basic dykes (in $[\times 10^{-6}]$) in the Guoluolongwa Au ore field

样号	Gl-56	Gl-57	Gl-150	Gl-105	Gl-151
	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉长岩	辉长岩
位置	3 880 m 坑道			3 790 m 坑道	
Rb	48.9	70.6	44.5	41.5	40
Ba	972	183	278	224	225
Th	1.98	1.64	1.79	2.44	2.69
U	0.5	1.95	0.84	0.49	0.54
Ta	0.28	0.23	0.24	0.47	0.5
Nb	5.07	4.37	4.26	7.76	8.13
Sr	234	207	211	409	392
Zr	72.7	63	61.2	165.5	167.5
Hf	1.95	1.79	1.8	3.85	4.02
Y	15.8	13.9	14.4	25.8	26.5
Ga	14	13.1	12.3	16.5	17
Sc	24.1	22.6	27.6	20.4	19.6
V	194	178	187	147	153
Cr	771	1070	1170	230	239
Co	64.6	62.9	58.8	72.5	63.4
Ni	45	120	88.4	123	119
La	9.7	8.5	8.6	14.8	15.6
Ce	20.7	18.4	18.8	34.2	36
Pr	2.7	2.4	2.45	4.66	4.78
Nd	11.6	10	10.2	19.5	20.2
Sm	2.75	2.32	2.43	4.66	4.99
Eu	0.75	0.75	0.73	1.56	1.67
Gd	2.72	2.25	2.51	4.59	4.75
Tb	0.47	0.4	0.43	0.82	0.87
Dy	2.73	2.32	2.54	4.8	5.01
Ho	0.63	0.54	0.53	0.97	1.04
Er	1.74	1.54	1.63	2.74	2.95
Tm	0.25	0.22	0.24	0.4	0.43
Yb	1.64	1.44	1.59	2.51	2.72
Lu	0.24	0.22	0.23	0.37	0.4
ΣREE	58.56	51.35	52.91	96.57	101.4
$\Sigma LREE$	48.14	42.43	43.21	79.38	83.24
$\Sigma HREE$	10.42	8.92	9.7	17.2	18.17
$\Sigma LR/\Sigma HR$	4.62	4.76	4.46	4.62	4.58
$(La/Yb)_N$	4.23	4.24	3.88	4.23	4.11
δEu	0.83	0.99	0.9	1.02	1.03
δCe	0.98	0.98	0.99	1	1.01

辉长岩的 ΣREE 变化于 $96.57 \times 10^{-6} \sim 101.4 \times 10^{-6}$ 之间, 平均为 98.99×10^{-6} , 总量较高, 但主要是 ΣLREE 富集, 其变化范围为 $79.38 \times 10^{-6} \sim 83.24 \times 10^{-6}$, 平均为 81.31×10^{-6} 。 ΣHREE 亏损, 其变化范围为 $17.2 \times 10^{-6} \sim 18.17 \times 10^{-6}$, 平均为 17.69×10^{-6} 。 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 比值稳定 (4.58 ~ 4.62), 为轻稀土富集型 (图 4a), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 4.11 ~ 4.23, 变化范围较小, 表明轻重稀土分馏不显著, 岩浆分异不强烈。 δEu 为 1.02 ~ 1.03, 具有弱正异常特征, δCe 为 1 ~ 1.01, 无明显 Ce 异常。

各样品 REE 配分谱线相互平行, 只有位置的高



低, 显示其稀土分异程度相当, 具有同源岩浆特征。在原始地幔标准化微量元素蛛网图 (图 4b) 中, Ta-Nb-Ti 等高场强元素具有亏损特征, 而大离子亲石元素 (K-Rb-Ba-Sr) 和活泼的不相容元素 (Th-U) 相对富集, 与岛弧玄武岩和大陆地壳岩石的特征相似, 与大洋中脊玄武岩 (MORB) 及洋岛玄武岩 (OIB) 存在明显差别。同时, 微量元素表现的明显 Ti-Nb-Ta 的亏损异常, 即“TNT”异常, 是岛弧系统岩浆岩微量元素组合的典型特点之一^[18]。造成异常的原因可能是在俯冲物质部分熔融过程中金红石作为残留相。Y 的亏损则意味着岩浆源区有石榴石残留。

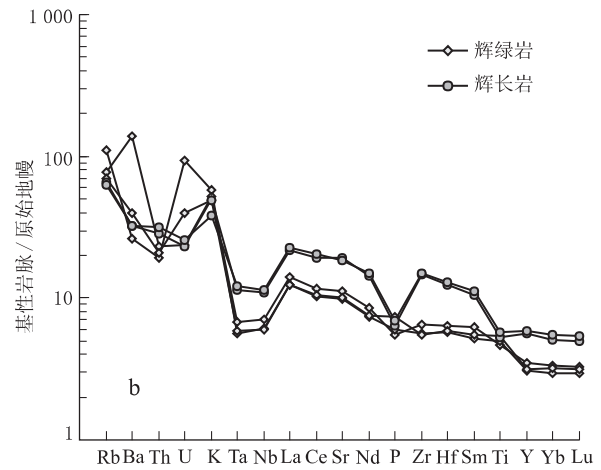


图 4 果洛龙洼金矿基性岩球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图 (a) 和原始地幔标准化的微量元素蛛网图 (b) (球粒陨石标准化值据 Boynton, 1984^[19], 原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989^[20])

Fig. 4 REE patterns (Boynton, 1984^[19]) (a) and spider diagrams of basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field (b) (Sun and McDonough, 1989^[20])

4.3 锆石 U-Pb 年龄

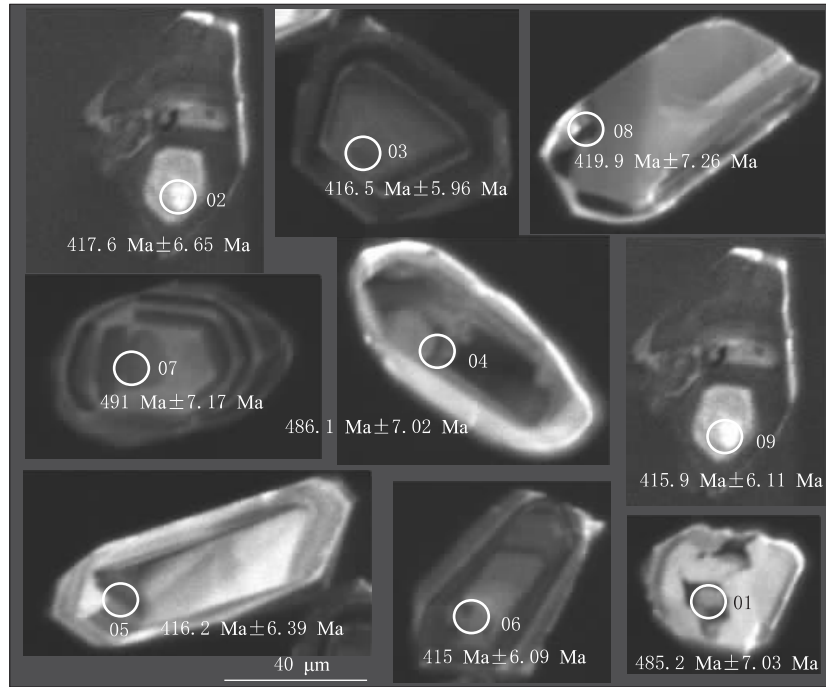
果洛龙洼金矿区基性岩脉中选出的锆石, 多数颗粒自形程度较高, 长度介于 $40 \mu\text{m} \sim 95 \mu\text{m}$, 宽度介于 $30 \mu\text{m} \sim 55 \mu\text{m}$, 具有清晰的韵律环带结构, 不发育震荡环带, 具有岩浆结晶锆石特征 (照片 1)。由于基性岩中锆石含量少, 且粒度小, 共完成 9 个有效点的测试, 分析结果见表 3。所分析的锆石, 其 U 和 Th 含量范围较宽, 分别为 $66.24 \times 10^{-6} \sim 618.47 \times 10^{-6}$ 和 $20.94 \times 10^{-6} \sim 350.8 \times 10^{-6}$, Th/U 比值 (0.13 ~ 0.77) 均大于 0.1, 属于比较典型的岩浆型锆石^[21]。由于基性岩中锆石 U-Th-Pb 体系受到后期岩浆事件的干扰, 而未能保持完全封闭, 导致全部测点的 $^{206}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表面年龄偏离较大, 而选择 $^{206}\text{U}/^{238}\text{U}$ 表面年龄做加权平均年龄, 更接近锆石结晶年龄。测点 01、04 和 07 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄明显高于其他测点, 结合锆石特征发现 (照片 1), 这些年龄较老的锆石, 均具有较高的磨圆度, 可能为继承或捕获锆石, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 $487.5 \text{ Ma} \pm 4.0 \text{ Ma}$ (MSWD

$= 0.92, N=3$), 与区域基性岩浆活动时限吻合^[22]。其余测点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 $416.2 \text{ Ma} \pm 3.5 \text{ Ma}$ (MSWD=0.27, $N=6$), 与纳赤台群中次火山岩 (416 Ma)^② 和清水泉辉绿岩脉 ($436.4 \text{ Ma} \pm 1.2 \text{ Ma}$)^[22] 形成年龄比较相近。结合锆石特征 (照片 1), 这些年龄较新的锆石棱角分明, 暗示其可能属于基性岩浆结晶锆石, 笔者认为约 416Ma 可以代表果洛龙洼基性岩脉的侵位年龄。

5 讨论

5.1 岩石成因

基性岩脉的 $w(\text{SiO}_2)$ (46.6% ~ 48.5%) 低, $\text{Mg}^\#$ 较高 (61 ~ 72), 接近幔源玄武质原生岩浆镁质范围, 可能是部分熔融成因^[23]。在 Rb/Nb-Rb/Zr 图解中 (图 6a), 基性岩脉表现为直线型正斜率平行部分熔融演化趋势, Cr-Rb 图解中 (图 6b), 样品亦表现为近似平行部分熔融演化趋势, 均说明基性岩脉是幔源物质部分熔融的产物^[24]。



照片 1 果洛龙洼金矿基性岩脉锆石 CL 图像和²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄
Photo 1 CL images and ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages of zircons from basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field

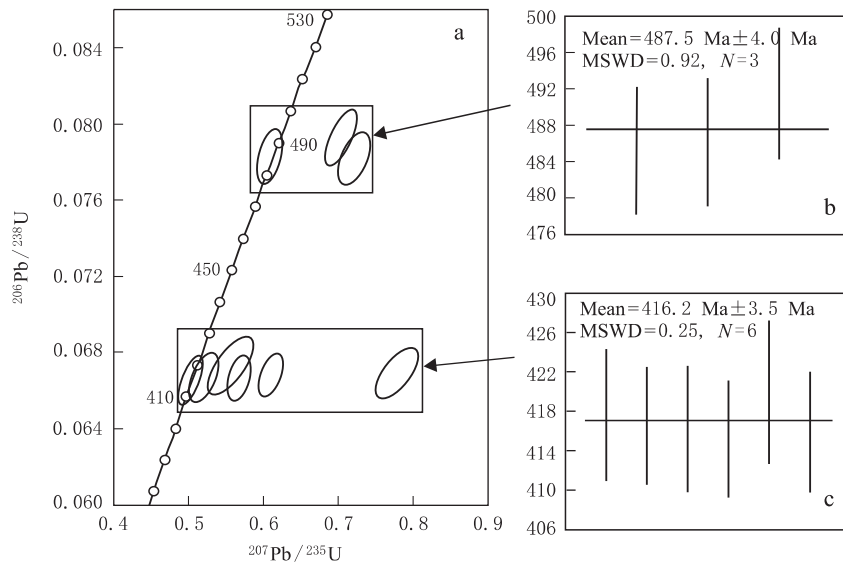


图 5 果洛龙洼金矿基性岩脉 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 谐和图
Fig. 5 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagrams of basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field

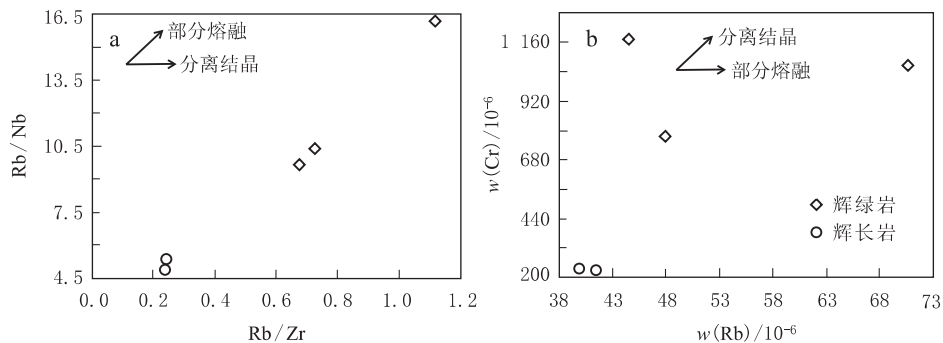


图 6 果洛龙洼金矿基性岩脉相容元素部分熔融判别图 (底图据张贵山等, 2009^[24])
Fig. 6 Discrimination diagrams of partial melting for compatible elements of basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field (after Zhang Guishan *et al.*, 2009^[24])

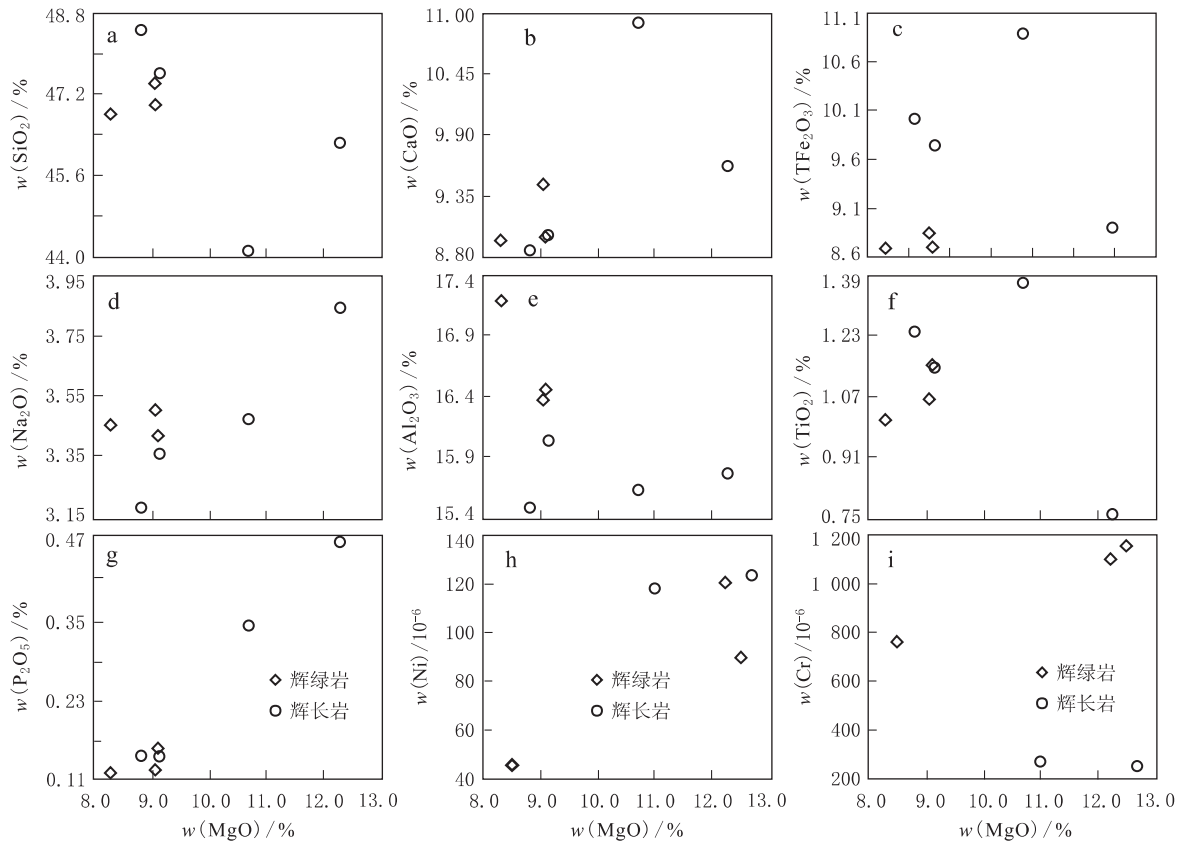


图 7 果洛龙洼金矿基性岩脉 MgO 与主微量元素的 Harker 图解

Fig. 7 Harker diagrams of basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field

基性岩的 MgO 与某些主量元素和微量元素的双变量图解可以为研究玄武岩质岩浆的结晶分异过程提供重要信息。从图 8 中看出,基性岩脉的 MgO 与 CaO-Cr-Ni 呈正相关,暗示成岩过程中发生过橄榄石和单斜辉石的分离结晶,MgO 与 Na₂O 相关性不明显,表明岩浆演化早期没有经历明显的斜长石分离结晶作用;MgO 与 P₂O₅ 呈现的正相关性,可能表明了岩浆演化过程中磷灰石等矿物的分离结晶作用。因此,果洛龙洼基性岩脉母岩岩浆经历了以橄榄石、辉石及磷灰石为主,斜长石等矿物不显著的分异结晶作用。基性岩脉富集大离子亲石元素,亏损高场强元素,指示岩浆或源区具有与地壳混染的印记^[25],其中 Ti-Nb-Ta 的负异常,反映出消减带岩浆岩的特征^[26]。

5.2 形成的构造环境及演化过程

果洛龙洼基性岩脉蚀变强烈,活泼元素在蚀变过程会发生变化,所以用蚀变过程中不活泼的高场强元素 HFSE 和 REE 等来探讨基性岩脉的源区特征、岩石成因及构造背景。在基性岩脉的微量元素分析结果表(表 2)中不难发现,岩石中高场强元素(Ta-Nb-Ti 等)相对亏损,具有岛弧岩浆或活动大陆边缘弧岩浆特征;而 K-Ba 和 Sr 等大离子亲石元素和活泼的不相容元素(Th-U 等)相对富集(图 4b),

与岩石蚀变特征吻合,表明蚀变过程可能造成这些元素的富集。在 Nb×2-Zr/4-Y 图解(图 8a)中辉绿岩和辉长岩全部落在了板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩区域,在 La/Yb-Th/Ta 图解中(图 8b),辉长岩和辉绿岩均落在了板内玄武岩区域。在 Ta/Hf-Th/Hf 图解(图 9)中辉绿岩和辉长岩都落入了大陆拉张带及初始裂谷玄武岩区域,因此我们推测基性岩脉形成于陆内初始裂谷环境,与东昆仑清水泉辉绿岩的形成,具有相同的构造背景^[22],均属于原特提斯洋消减俯冲作用形成的岛弧型岩浆岩。

前人研究表明,阿尼玛卿辉长岩(555 Ma^[27])、布青山蛇绿岩(516 Ma^[28])、清水泉蛇绿岩(522 Ma~518 Ma)^[29,30]及可可沙镁铁-超镁铁质岩组合(509 Ma)^[31]代表了早古生代洋盆残余,是原特提斯洋在早寒武世开启的有力证据;而阿尼玛卿-布青山和清水泉-可可沙等地发育的岛弧型中酸性侵入岩(493 Ma~427 Ma)^[32,33],表明晚寒武世-晚志留世洋壳开始向北俯冲削减;都兰县香日德南部侵入于古元古界苦海岩群的岛弧构造环境闪长岩体(446.5 Ma)^[34]和清水泉辉绿岩(436.4 Ma)^[22],表明了东昆仑造山带俯冲碰撞后火山弧的拉张裂解已经开始,本文研究结果表明至 416 Ma,东昆仑造山带俯冲碰撞后火山弧的拉张裂解仍旧继续,祁漫

表 3 果洛龙洼金矿基性岩脉 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析结果

Table 3 Results LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field

测点号	$\alpha(B)/10^{-6}$ 及比值				U-Th-Pb 同位素比值				表面年龄 /Ma											
	$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$							
01	92.47	201.35	302.52	0.67	0.066 95	0.002 27	0.078 17	0.001 18	0.015 33	0.721 9	0.026 81	0.000 43	836.3	69.21	485.2	7.03	551.8	9.04	534.8	8.43
02	41.53	43.58	154.7	0.28	0.084 31	0.003 43	0.066 92	0.001 1	0.023 59	0.043 89	0.001 01	1 299.6	77.17	417.6	6.65	584.4	13.47	868.3	19.64	
03	181.01	350.8	618.47	0.57	0.066 19	0.002 17	0.066 74	0.000 99	0.011 63	0.024 89	0.000 39	812.3	67.09	416.5	5.96	483.1	7.34	496.8	7.67	
04	70.55	182.4	235.54	0.77	0.056 38	0.001 95	0.078 33	0.001 17	0.013 33	0.024 53	0.000 38	466.7	74.81	486.1	7.02	483	8.41	489.8	7.56	
05	41.5	20.94	161.8	0.13	0.056 65	0.002 31	0.066 69	0.001 06	0.015 91	0.024 44	0.000 83	477.3	88.53	416.2	6.39	425.9	10.62	488.1	16.43	
06	85.05	183.39	328.21	0.56	0.054 9	0.001 98	0.066 5	0.001 01	0.012 13	0.021 72	0.000 38	408.1	78.19	415.0	6.09	414.1	8.2	434.3	7.43	
07	87.41	154.54	281.39	0.55	0.064 37	0.002 28	0.079 23	0.001 2	0.016 03	0.027 83	0.000 48	753.9	72.9	491.5	7.17	540.8	9.55	554.8	9.44	
08	17.14	32.02	66.24	0.48	0.059 95	0.003 18	0.067 3	0.001 2	0.024 96	0.025 58	0.000 73	601.9	110.74	419.9	7.26	449.2	16.28	510.6	14.3	
09	68.31	96.69	264.34	0.37	0.061 7	0.002 22	0.066 64	0.001 01	0.013 36	0.025 66	0.000 48	663.6	75.18	415.9	6.11	456.1	8.66	512.2	9.44	

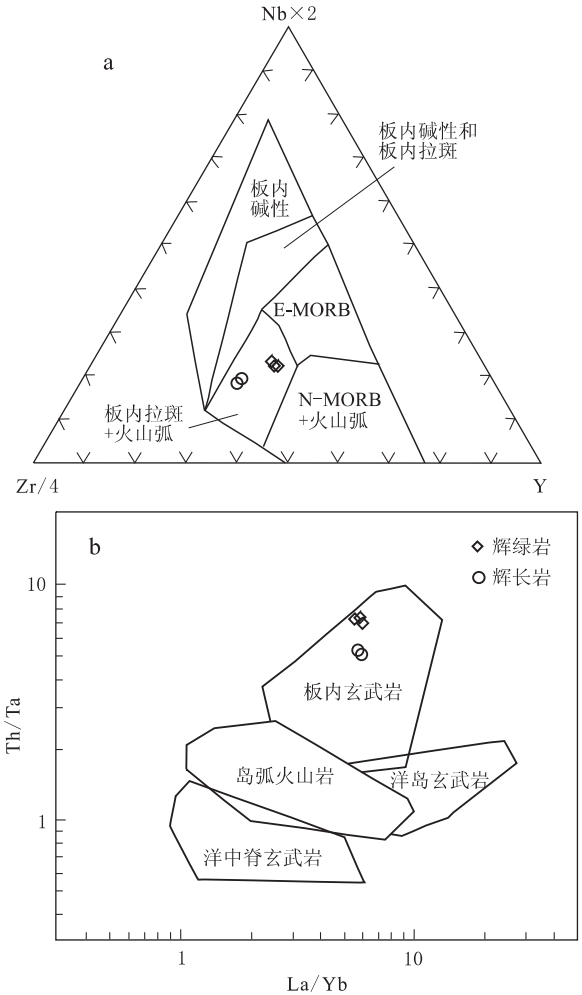


图 8 果洛龙洼金矿基性岩脉的 Nb x 2-Zr/4-Y 和 La/Yb-Th/Ta 图解

Fig. 8 Nb x 2-Zr/4-Y and La/Yb-Th/Ta diagrams of basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field

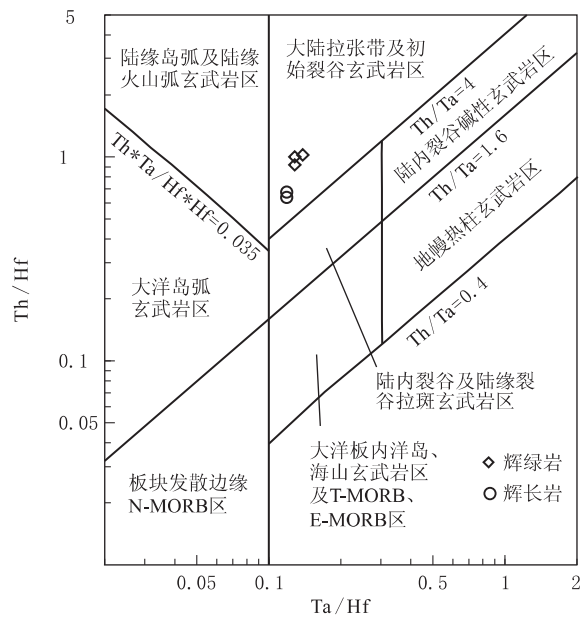


图 9 果洛龙洼金矿基性岩脉的 Ta/Hf-Th/Hf 图解

Fig. 9 Ta/Hf-Th/Hf diagrams of basic dykes in the Guoluolongwa Au ore field

塔格地区喀雅克登塔格形成于造山后伸展阶段的杂岩体(403.3 Ma)^[35],表明至少在早泥盆世已处于造山后伸展阶段。因此,本研究获得的果洛龙洼金矿基性岩脉的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 416.2 Ma±3.5 Ma,表明晚志留世东昆仑东段发生过造山带俯冲碰撞后岛弧的裂解拉张,并为早古生代蛇绿岩的存在提供了新的证据,从而为揭示该时期东昆仑构造—岩浆演化提供了线索。

5.3 对赋矿地层时代归属的约束

果洛龙洼矿区赋矿地层岩性包括绿泥石英千枚岩、绢云母石英千枚岩、硅质板岩等,其时代归属一直存在分歧。从变质程度上看,该套地层岩石变质程度较石炭纪地层岩石深,而比邻区的万保沟群地层岩石浅;从地层岩性上看,这是一套原岩为中基性—中酸性的火山岩、砂泥质沉积岩、碳酸盐岩为主的岩石经过区域变质形成的浅变质岩,其形成环境与早古生代弧后盆地的构造环境比较吻合,并与万保沟群典型剖面也有所不同^[36],主要差异是层序相

反,且顶部发现一套灰绿色含凝灰质砂砾岩;与纳赤台群地层岩性和变质程度相比,二者较为接近。而本次获得侵入到该套变质岩系中的基性岩脉锆石 U-Pb 年龄为 416.2 Ma±3.5 Ma,表明该套地层形成时代要老于泥盆纪,由此看来,该地层的时代定位为奥陶—志留纪纳赤台群(OSN)是比较合理的,有可能就是纳赤台群的一部分。

6 结 语

果洛龙洼金矿区基性岩脉属于蚀变较强的碱性玄武岩系,形成于板内拉张环境,其锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 416.2 Ma±3.5 Ma,其与相邻的清水泉辉绿岩(436.4 Ma±1.2 Ma)及纳赤台群中次火山岩(416 Ma)具有基本一致的结晶年龄。基性岩脉的侵位年龄,将富有争议的果洛龙洼金矿赋矿地层时代约束至老于泥盆纪,归属为奥陶—志留纪纳赤台群。

参考文献

- [1] 殷鸿福,张克信.中央造山带的演化及其特点[J].地球科学,1998,23(5):438-442.
- [2] 胡荣国,赖健清,张绍宁,等.青海省都兰县果洛龙洼金矿床地质地球化学特征[J].地质与勘探,2010,46(5):931-941.
- [3] 文雪峰,王怀超.青海省都兰县果洛龙洼金矿床地质特征及成因探讨[J].黄金科学技术,2006,14(5):27-29.
- [4] 杨宝荣,杨小斌.青海都兰果洛龙洼金矿床地质特征及控矿因素浅析[J].黄金科学技术,2007,15(1):26-30.
- [5] 刘心开,高建国,周家喜.青海东昆仑果洛龙洼金矿床东区 I 矿体群稀土元素地球化学[J].地球化学,2013,42(2):131-142.
- [6] 胡荣国.青海省果洛龙洼金矿床地质地球化学特征及矿床成因研究[D].长沙:中南大学,2008.
- [7] 姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992,183-217.
- [8] 李碧乐,孙丰月,于晓飞,等.东昆仑隆起带东段闪长岩 U-Pb 年代学和岩石地球化学研究[J].岩石学报,2012,28(4):1 163-1 172.
- [9] 袁洪林,吴福元,高山,等.东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析[J].科学通报,2003,48(14):1 511-1 520.
- [10] Liu Y S, Hu Z C, Gao S, *et al.* In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. *Chemical Geology*, 2008, 257(1-2): 34-43.
- [11] Qi L, Hu J, Gregoire D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry [J]. *Talanta*, 2000, 51(3): 507-513.
- [12] Jakes P, White AJR. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas [J]. *Bull Geol Soc Am*, 1972, 83: 29-40.
- [13] Melon W G, Vallier T L, Wright T L, *et al.* Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean Sea-Floor Spreading Centers. In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin* [M]. Washington D C: Am Geophys Union, 1976, 351-367.
- [14] Wilson M. *Igneous Petrogenesis* [M]. London: Unwin Hyman, 1989, 1-466.
- [15] Pearce J A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Hawkesworth CJ and Norry MJ (eds.) Continental Basalts and Mantle Xenoliths* [M]. Nantwich: Shiva Publishing, 1982, 158-185.
- [16] 王 冠. 青海果洛龙洼金矿床地质特征及成因探讨[D]. 吉林: 吉林大学, 2012.
- [17] Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, *et al.* *A classification of igneous rocks and glossary of terms* [M]. Oxford: Blackwell, 1989.
- [18] 张本仁, 傅家谟, 赵振华, 等. 地球化学进展—微量元素地球化学研究进展[M]. 北京: 化学工业出版社, 2005.
- [19] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements; Meteorite studies. In: Henderson P (ed.). *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984, 63-114.
- [20] Sun SS, McDonough WF. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saundern A D, Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. Geol Soc Spec Pub, 1989, 313-347.
- [21] Belousova EA, Griffin WL, O'Reilly SY. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 2002, 143: 602-622.
- [22] 任军虎, 柳益群, 冯 乔, 等. 东昆仑清水泉辉绿岩脉地球化学及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年[J]. 岩石学报, 2009, 25(5): 1 135-1 145.
- [23] 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 西藏冈底斯南带辉长岩及其所反映的壳幔作用信息[J]. 岩石学报, 2008, 24(2): 203-210.
- [24] 张贵山, 温汉捷, 李石磊, 等. 闽北角闪辉长岩的地球化学特征及其地球动力学意义[J]. 矿物学报, 2009, 29(2): 244-252.
- [25] 陈 波, 夏明哲, 汪帮耀, 等. 新疆东天山黄山岩体岩石地球化学特征与岩石成因[J]. 矿物岩石, 2011, 31(1): 11-21.
- [26] 蔡克大, 袁 超, 孙 敏, 等. 阿尔泰塔塔尔浪地区斜长角闪岩和辉长岩的形成时地球化学特征和构造意义[J]. 岩石学报, 2007, 23(5): 877-888.
- [27] 李王晔, 李曙光, 郭安林, 等. 青海东昆仑南构造苦海辉长岩和德尔尼闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及痕量元素地球化学—对“祁—昆”晚新元古代—早奥陶世多岛洋南界的制约[J]. 中国科学(D 辑), 2007, 37: 288-294.
- [28] 刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 等. 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带早古生代白日切特中酸性岩浆活动: 来自锆石 U-Pb 测年及岩石地球化学证据[J]. 中国地质, 2011, 38(5): 1 150-1 167.
- [29] Yang J S, Robinson P T, Jiang C F, *et al.* Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications [J]. *Tectonophysics*,

1996, 258: 215-231.

- [30] 陆松年, 于海峰, 赵风清, 等. 青藏高原北部前寒武纪地质初探[M]. 北京: 地质出版社, 2002, 1-130.
- [31] 冯建赞, 裴先治, 于书伦, 等. 东昆仑都兰可可沙地区镁铁-超镁铁质杂岩的发现及其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄[J]. 中国地质, 2010, 37(1): 28-38.
- [32] 张亚峰, 裴先治, 丁仁平, 等. 东昆仑都兰县可可沙地区加里东期石英闪长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其意义[J]. 地质通报, 2010, 29(1): 79-85.
- [33] 刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 等. 东昆仑南缘阿尼玛卿构造带布青山地区二期蛇绿岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其构造意义[J]. 地质学报, 2011, 85(2): 185-194.
- [34] 陈能松, 孙 敏, 张克信, 等. 东昆仑变闪长岩体的⁴⁰Ar-³⁹Ar 和 U-Pb 年龄: 角闪石过剩 Ar 和东昆仑早古生代岩浆岩带证据[J]. 科学通报, 2000, 45(21): 2 337-2 342.
- [35] 谌宏伟, 罗照华, 莫宣学, 等. 东昆仑喀雅克登塔格杂岩体的 SHRIMP 年龄及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2006, 25(1): 25-32.
- [36] 魏启荣, 李德威, 王国灿. 东昆仑万保沟群火山岩(Pt₂w) 岩石地球化学特征及其构造背景[J]. 矿物岩石, 2007, 27(1): 97-106.

LA-ICP-MS ZIRCON U-Pb AGES AND LITHOGEOCHEMISTRY OF BASIC DYKES IN THE GUOLUOLONGWA AU ORE FIELD, QINGHAI PROVINCE, CHINA

YUE Wei-Hao^{1,3}, GAO Jian-Guo¹, ZHOU Jia-Xi²

1. College of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology,
Kunming 650093, China;
2. State Key Laboratory of Ore Deposits Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese
Academy of Sciences, Guizhou 550002, China;
3. Yunnan Geological Prospecting Institute, Sinochem Geological Mining Bureau,
Kunming 650100, China

Abstract: Intruded in metamorphic rocks, basic dykes are well developed in the Guoluolongwa gold ore field, Qinghai Province, with gray-green and dark gray color, and with compact lump structure and residual diabase and gabbro and porphyritic textures. The main minerals compositions are plagioclase, pyroxene, hornblendes and carbonate minerals, with titanite, zircon and apatite (less than 1%) as accessory minerals. Phenocrysts are composed of plagioclase and highly altered pyroxene. Complex matrix consists of mainly plagioclase, pyroxene, chlorite and accessory minerals. Rocks are strongly altered evidenced by tremolite actinolitization, chlorite epidotization and carbonatization. The major components in the rocks are consistent with carbonate alteration features with low $w(\text{SiO}_2)$ (44.1% to 48.5%), high $w(\text{MgO})$ (8.3% to 12.28%) and $w(\text{CaO})$ (8.84% to 10.9%), consistent with the basic rocks and carbonatization features. Zircon grains in the basic dykes are rare and small with organized oscillatory zoning feature of magmatic origin. LA-ICP-MS dating reveals forming ages of $416.2 \text{ Ma} \pm 3.5 \text{ Ma}$ (MSWD=0.25, N=6) and $487.5 \text{ Ma} \pm 4.0 \text{ Ma}$ (MSWD=0.92, N=3) respectively. The older ones among the zircons are of better pseplicity, which are probably inheritance or captured zircons. Therefore, the age of $416.2 \text{ Ma} \pm 3.5 \text{ Ma}$ should represent the crystallization age of basic dykes and is in accordance with the crystallization age of Qingshuiquan diabase and volcanic rock of the Nachitai Group. The determined age indicates that Guoluolongwa gold deposit ore-bearing strata can be classified in Nachitai Group, and the basic magmatism has no direct genetic link with regional Indosinian orogenic type gold deposit. Basic dykes are with relatively lower rare earth ($\Sigma\text{REE} = 51.35 \times 10^{-6}$ to 101.4×10^{-6}) and enriched in LREE, Eu and Ce anomalies are not obvious. Meanwhile, these basic dykes are rich in large ion lithophile elements (K-Rb-Ba-Sr) and depleted in high magnetic field strength elements (Nb-Ta-Ti-Y), in accordance with the characteristics of island arc calc-alkaline series, and it may be attributed to the subduction of oceanic crust and the extension of back arc during Early Paleozoic.

Key words: LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; petrogenesis; tectonic setting; basic dykes; Guoluolongwa gold deposit; Eastern Kunlun orogenic belt

ISSN 1001-6872(2013)03-0093-10; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Yue Weihao, male, 35 years old, an engineer (Ph D) of mineral prospecting and exploration. Now he is engaged in the research of geochemistry and metallogenic prediction.