

塔里木西部奥依塔克辉长岩地球化学、 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义

慕生禄^{1,2,3}, 王核^{1,2*}, 王赛蒙⁴,
白洪阳^{1,2}, 陈谋^{1,2}, 贺国锐⁵

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 广元市天然气综合利用工业园区管委会, 四川 广元 628017; 4. 广东省有色地质勘查院, 广东 广州 510080; 5. 中国建筑材料工业地质勘查中心四川总队, 四川 成都 610052)

摘要: 奥依塔克辉长岩出露于塔里木盆地西部, 位于塔里木地块与北昆仑地体之间的奥依塔克韧性剪切带上, 侵入于奥依塔克斜长花岗岩和英云闪长岩内。本研究对辉长岩进行了岩相学分析、全岩主微量分析、锆石微量元素分析和锆石 U-Pb 定年测试。研究结果显示, 辉长岩的 SiO₂ 含量为 49.6%~51.3%, K₂O 含量为 0.16%~0.41%, Na₂O 含量为 2.58%~3.30%, 为拉斑系列的辉长岩, Mg[#] 值为 66~68。辉长岩的 REE 球粒陨石标准化配分曲线呈右倾型, Eu 正异常。奥依塔克辉长岩富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 微量元素 N-MORB 标准化图解中 Nb 负异常。锆石 U-Pb 年代学研究表明, 辉长岩的侵位年龄为 206.5±3.2 Ma。在 Th-Hf-Ta 构造图解中和 U/Yb-Nb/Yb 构造判定图解中, 奥依塔克辉长岩都落入岛弧构造环境。地球化学特征表明奥依塔克辉长岩可能形成于大洋俯冲的背景, 岩浆来源可能为地幔物质和俯冲板片混合作用的熔体。奥依塔克辉长岩可能形成于古特提斯洋洋壳的向北俯冲到西昆仑地区 206 Ma 可能依然存在着古特提斯洋的洋壳俯冲, 北昆仑地体与塔里木地块尚未完全碰撞。

关键词: 辉长岩; 锆石 U-Pb 定年; 岛弧拉斑系列; 古特提斯洋; 洋壳俯冲

中图分类号: P595; P597 文献标志码: A 文章编号: 0379-1726(2022)03-0365-12

DOI: 10.19700/j.0379-1726.2022.03.009

Whole-rock geochemistry, zircon U-Pb age characteristics and their geological significance of the Aoyitake gabbros from the western Tarim in Xinjiang

MU Shenglu^{1,2,3}, WANG He^{1,2*}, WANG Saimeng⁴, BAI Hongyang^{1,2}, CHEN Mou^{1,2}, HE Guorui⁵

(1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Guangyuan Natural Gas Utilization Industrial Park Management Committee, Guangyuan 628017, Sichuan, China; 4. Guangdong Nonferrous Metals Geological Prospecting Institution, Guangzhou 510080, Guangdong, China; 5. Sichuan Branch of China National Geological Exploration Center of Building Materials Industry, Chengdu 610052, Sichuan, China)

Abstract: The Aoyitake gabbro, which intruded plagioclase granite and tonalite, yielded in the Aoyitake ductile shear belt between the Tarim and North Kunlun blocks. Petrographic features, whole-rock major and trace element compositions, and zircon U-Pb ages are reported for the gabbro in this paper. The Aoyitake gabbro has classical igneous textures with large plagioclase crystals, which indicate a slow cooling history. High Mg[#] values (66 to 68) indicate that the gabbro may be derived from a hybrid source comprising mantle material and fluids from the

收稿日期: 2019-03-04; 改回日期: 2020-12-17

项目资助: 新疆维吾尔自治区科技重大专项、重点研发任务专项(2019B00011、2020A03005-3)、第二次青藏科考项目(2019QZKK0802)和国家自然科学基金(91962215、41972088)联合资助。

第一作者简介: 慕生禄(1989-), 男, 博士研究生, 构造地质学专业。E-mail: mushenglul23456@163.com

通信作者: 王核(1966-), 男, 研究员, 博士生导师, 主要从事构造与成矿研究。E-mail: wanghe@gig.ac.cn

melting of a subducted oceanic plate. The zircon U-Pb dating yielded an age of 206.5 ± 3.2 Ma for the gabbros. In the tectonic discrimination diagram, the Aoyitake gabbros plot in the IAT region and within the Continental Arc-type field on the zircon U/Yb-Nb/Yb diagram. Combined with previous research on tectonic evolution of west Kunlun block, we suggest that the subduction of Paleo-Tethys oceanic plate led to melting of lithospheric mantle by dehydration melting. The gabbro exposed in Aoyitake were probably formed by partial melting of the lithospheric mantle, triggered by the Paleo-Tethys oceanic crust slab subduction northward and magma upwelling in the Aoyitake back-arc basin. Our results also show that the west Kunlun area had still existed in the oceanic crust of the Paleo-Tethys until 206 Ma. This provides new data on the time of the closure of the Paleo-Tethys ocean and the orogeny of the Kunlun mountains. The closure time of the Paleo-Tethys ocean was no later than 206 Ma, and the timing of the west Kunlun large-scale orogeny was no earlier than 206 Ma.

Key words: gabbros; zircon U-Pb dating; island arc tholeiitic series; paleo-tethys ocean; oceanic crust subduction

0 引言

西昆仑造山带是塔里木板块和羌塘板块之间的晚中生代造山带(Sengor and Okurogullari, 1991; Sun et al., 1991; Matte et al., 1996; 肖文交等, 2000; Li et al., 2002; Xiao et al., 2002)。自 20 世纪 80 年代起, 西昆仑造山带便成为国内外研究的热点, 引起了地学界的广泛关注。关于西昆仑的构造演化, 很多学者从多方面提出了不同的观点(丁道桂等, 1996; 潘裕生等, 2000; 肖序常和王军, 2004; 张传林等, 2007; 许志琴等, 2011; Zhang et al., 2018; 董瑞等, 2019)。西昆仑造山带分为西昆仑北带和南带。整体的演化历史为古生代古特提斯洋向北俯冲, 随着大洋的闭合, 加里东晚期南昆仑地体与北昆仑地体发生拼接(肖文交等, 2000; 魏小鹏等, 2018), 在晚古生代形成岩浆弧(张传林等, 2007), 并且在奥依塔克一带拉张发育弧后盆地。晚石炭世至二叠纪, 随着南昆仑地体与羌塘板块之间古特提斯洋的消减, 洋壳继续俯冲, 在塔里木板块和北昆仑地体之间的奥依塔克一带持续拉张, 出现弧后裂谷(孙海田等, 2003; 张传林等, 2006; 李广伟等, 2009)。中晚三叠世, 由于整个古特提斯洋全面向北俯冲关闭, 羌塘板块和塔里木板块拼接(毕华和王中刚, 1999; 张传林等, 2007; 杨文强, 2010), 使奥依塔克弧后盆地闭合, 在侏罗纪西昆仑地区开始造山运动。

由于造山带构造环境复杂、条件艰苦, 同时该地区存在强烈的构造剪切、变形和变质作用, 增大了该地区构造演化的研究难度, 使得西昆仑地区构造演化仍然存留着很多科学问题尚未解决。例如, 西昆仑地区古特提斯洋消亡的时限及昆仑山大规模

造山作用的时限一直存在争议。在西昆仑和塔里木板块的缝合带上发现的辉长岩体, 对于研究西昆仑早中生代的构造演化具有重要意义, 本研究以该岩体为讨论对象, 通过地球化学分析, 锆石原位 U-Pb 定年以及锆石微量元素特征, 厘定该岩体岩浆来源和构造背景, 从而对西昆仑地区古特提斯洋盆的闭合和昆仑山大规模造山运动的时限进行探讨。

1 区域地质概况

西昆仑造山带整体呈现一巨大的 NW 至 SE 向的巨型反“S”展布。从南到北依次为奥依塔克-喀拉斯坦河韧性剪切带、奥依塔克-库地缝合带、康西瓦断裂、乔尔天山-红山湖缝合带所分开的塔里木地体、北昆仑地体、南昆仑地体、甜水海地体和喀喇昆仑山地体(图 1a)。奥依塔克辉长岩出露于奥依塔克韧性剪切带上(魏小鹏等, 2018; Zhang et al., 2018; Hu et al., 2020)。在奥依塔克韧性剪切带出露大面积石炭纪基性火山岩, 石炭纪火山岩上不整合覆盖一套白垩系-第三系的巨厚沉积层, 同时内部侵入一系列花岗岩体。奥依塔克地区的花岗岩体可以分为两期, 第 1 期为分布于奥依塔克镇西 12 km 处的奥依塔克花岗岩, 岩体总面积 55 km^2 , 图 1b 内 42 km^2 , 长 16 km, 最宽处 5.5 km, 主要岩性为斜长花岗岩(337 Ma)(张传林等, 2006; 李广伟等, 2009), 另有少部分中粒英云闪长岩; 第 2 期为分布于距离奥依塔克镇西南侧 20 km 处的彼齐得歪岩体, 面积约 36 km^2 , 为一系列闪长岩-石英闪长岩-斜长花岗岩-花岗闪长岩的岩性组合。本次研究的辉长岩体侵入第一期的奥依塔克斜长花岗岩体中(图 1b), 辉长岩体具体位置位于新藏公路附近, 面积约 1 km^2 。

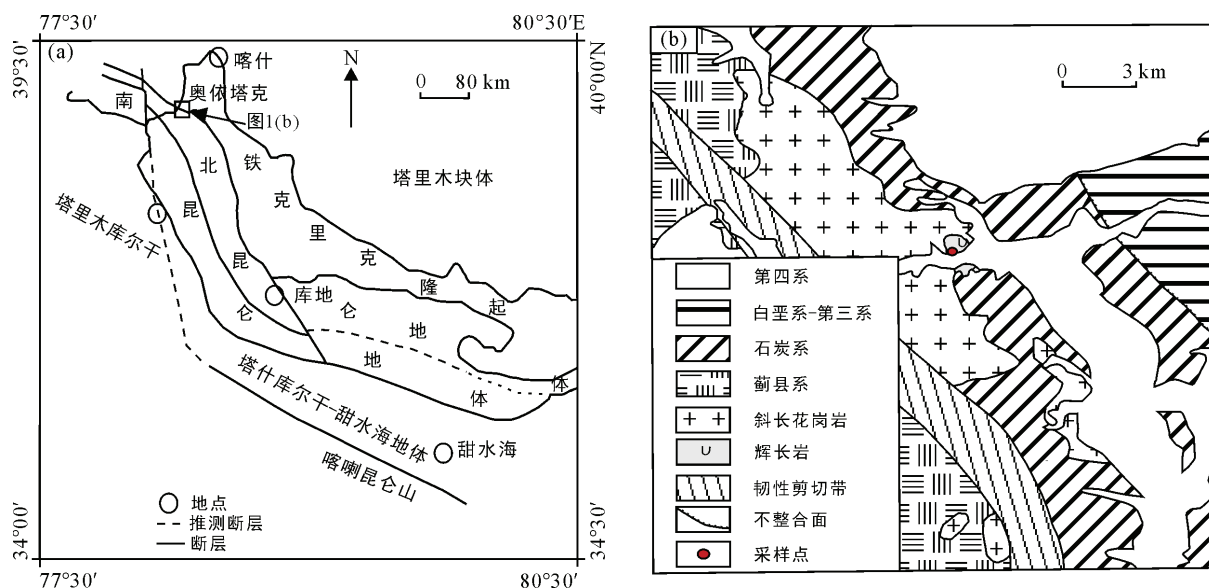


图 1 西昆仑构造单元及奥依塔克构造位置图(a, 据张传林等, 2007 修改)和奥依塔克辉长岩体地质图(b, 据新疆第二区域地质调查大队 1:50000 资料简化)

Fig.1 Sketch of the tectonic units of west Kunlun and the location of the Aoyitake (a) and geological map of the Aoyitake gabbro body (b)

2 岩体岩石学特征

辉长岩为深灰绿色-灰黑色, 块状构造, 中细粒辉长结构。主要矿物组成为斜长石(50%~70%)和辉石(20%~40%), 次要矿物为角闪石(5%)和黑云母(5%)。辉长岩体以岩株状侵入于斜长花岗岩中, 侵入界线清晰。辉长岩有轻微的蚀变(图 2d), 显微镜下, 自形-半自形的辉石晶体镶嵌于板状的斜长石中, 呈现明显的辉长结构(图 2b)。斜长石被黝帘石、绢云母等矿物交代呈假象或残余, 只保留巨大的板状晶体形状(图 2b), 卡式双晶清晰可见; 辉石整体上为六边形和菱形晶形(图 2c), 发育纤闪石化、绿帘石化、绿泥石化, 含少量的钛铁矿、磁铁矿和铬铁矿等。

3 采样及分析方法

3.1 采集样品与锆石分选

本次样品, 取自奥依塔克村旁的基岩, 坐标为 38°57'39.811"N, 75°24'33.27"E, $H=2077$ m。本文选取了 5 个新鲜样品(AYTK-16-1~AYTK-16-5)进行微量元素分析, 1 个测年样品(AYTK-25)进行锆石分选。锆石的分选在河北省廊坊诚信地质技术服务公司完成, 挑选出锆石 40 粒。

3.2 测试方法

主量元素组成分析方法为 XRF 分析, 微量元素、稀土元素组成采用 ICP-MS 方法分析。测试方法见文献(Li, 1997), 以上测试均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。测试数据见表 1。

锆石 U-Pb 年龄以及锆石微量元素测定均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室进行, 分析仪器为激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)。使用 NIST610 进行仪器最佳化, 采用 TEMORA 标样(417 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.06683$)进行测年外标, 激光束直径为 31 μm , 频率为 8 Hz。详细的测试流程见文献(Griffin et al., 2000; Liu et al., 2008), 主要仪器、操作过程和方法、质量监控步骤以及分析适用的标样和误差校正等参见文献(Horn et al., 2000; Ballard et al., 2001; Košler et al., 2002), 用 ICPMSDataCal 7.4 程序进行普通铅校正(Liu et al., 2010)。U-Pb 年龄及谐和图均采用 Isoplot 程序完成(Ludwig, 2003; Harris et al., 2004)。

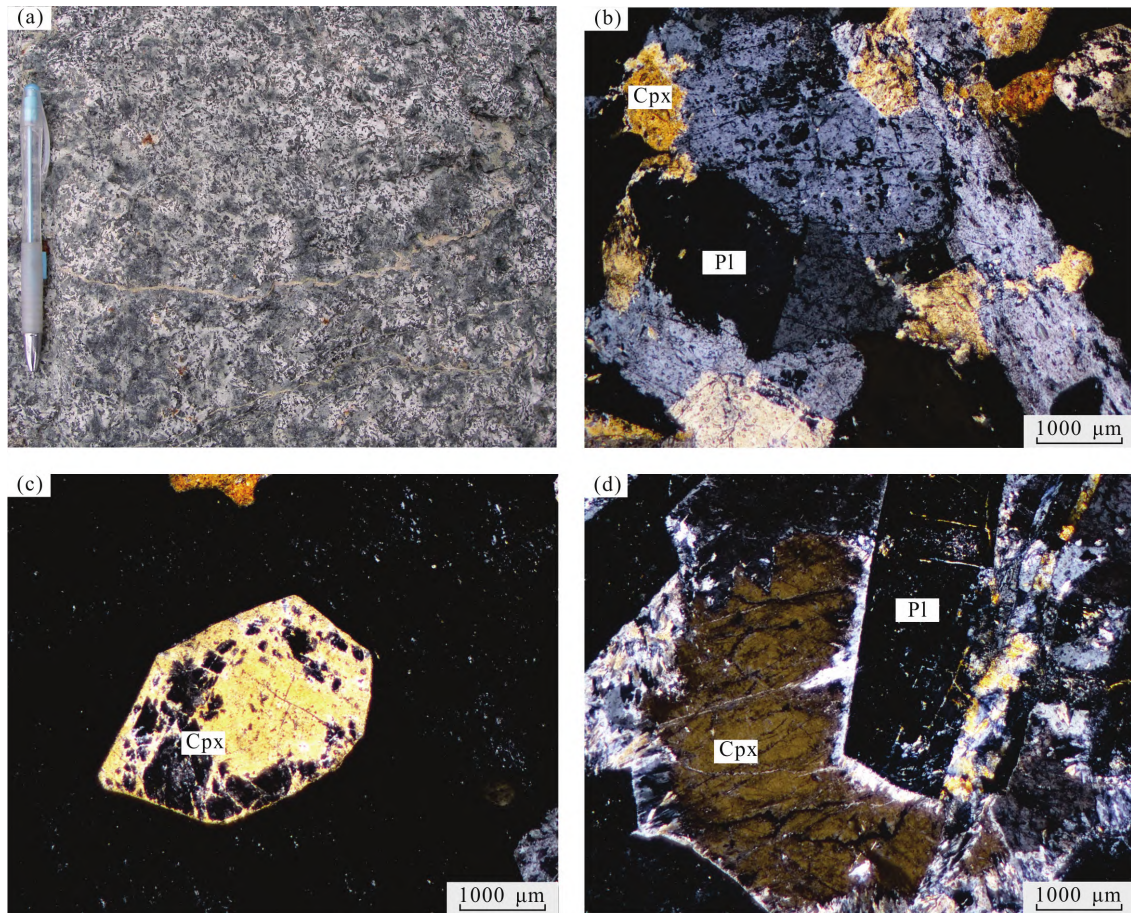
4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素地球化学特征

奥依塔克辉长岩的主量元素和微量元素分析结果见表 1, 辉长岩的 SiO_2 含量为 49.57%~51.32%,

Al_2O_3 含量为 15.88%~16.68%, CaO 含量为 10.83%~11.17%, Na_2O 含量为 2.58%~3.30%, 岩石具有低 TiO_2 含量 (0.71%~0.84%)、低 K_2O 含量 (0.16%~0.41%), 高 MgO 含量 (7.27%~8.84%) 和高 $\text{Mg}^\#$ 值 (66.35~68.25)。奥依塔克辉长岩的固结指数 (SI) 范围为 41~44。岩浆在发生结晶分异时, 一般是由富镁向贫镁方向演化, 残余熔浆的 SI 迅速降低。原生

玄武岩浆的 SI 常为 40 左右, 奥依塔克辉长岩相对高 SI 值, 反映该岩体在岩浆演化过程中分离结晶程度较低。对样品的主量元素组成进行相关性分析, SiO_2 仅与 K_2O ($r=0.97$) 和 Na_2O ($r=0.95$) 有相应的正相关关系, 与其他元素并未有明显的相关性, 表明奥依塔克辉长岩的结晶分异作用不明显, 主要以堆晶作用形成。



(a) 野外照片; (b) 辉长结构; (c) 镜下呈六边形的辉石; (d) 遭受蚀变的斜长石和辉石; Pl. 斜长石; Cpx. 单斜辉石。

图 2 奥依塔克辉长岩野外照片及矿物组成的显微照片

Fig.2 Field photo and photomicrographs of the Aoyitake gabbro

表 1 奥依塔克辉长岩样品的主量元素(%)、微量元素和稀土元素($\times 10^{-6}$)组成
Table 1 Major and trace compositions of the gabbro from the Aoyitake, Xinjiang

样品号	AYTK-16-1	AYTK-16-2	AYTK-16-3	AYTK-16-4	AYTK-16-5	样品号	AYTK-16-1	AYTK-16-2	AYTK-16-3	AYTK-16-4	AYTK-16-5
SiO_2	49.57	50.58	49.57	51.32	49.82	Zr	58.3	51.2	47.6	54.6	45.4
TiO_2	0.84	0.84	0.76	0.71	0.72	Nb	0.99	1.58	0.83	1.20	0.81
Al_2O_3	15.99	16.68	15.88	16.73	16.64	Cs	0.13	0.08	0.11	0.12	0.13
Fe_2O_3	8.35	6.97	8.15	6.84	7.84	Ba	40.6	53.0	33.8	70.4	45.3
MnO	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18	La	2.13	2.15	1.95	2.43	2.00
MgO	8.31	7.54	8.84	7.27	8.08	Ce	6.52	6.11	5.83	6.52	5.93
CaO	11.11	11.17	10.97	10.83	10.89	Pr	1.11	0.99	0.98	1.01	1.01
Na_2O	2.58	3.19	2.72	3.30	2.87	Nd	6.03	5.02	5.28	5.07	5.38

续表 1:

样品号	AYTK-16-1	AYTK-16-2	AYTK-16-3	AYTK-16-4	AYTK-16-5	样品号	AYTK-16-1	AYTK-16-2	AYTK-16-3	AYTK-16-4	AYTK-16-5
K ₂ O	0.22	0.31	0.16	0.41	0.24	Sm	2.04	1.60	1.84	1.60	1.85
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	Eu	0.85	0.63	0.77	0.63	0.81
烧失量	2.39	2.05	2.33	1.98	2.28	Gd	2.74	2.02	2.48	2.04	2.45
总量	99.61	99.60	99.63	99.62	99.62	Tb	0.50	0.38	0.46	0.37	0.46
Mg [#]	66.35	68.21	68.25	67.78	67.14	Dy	3.63	2.69	3.30	2.62	3.25
Sc	29.8	6.78	30.0	24.6	29.1	Ho	0.79	0.58	0.72	0.56	0.71
Ti	5395	5335	4827	4377	4203	Er	2.21	1.58	2.01	1.53	1.99
V	206	192	198	201	184	Tm	0.33	0.23	0.30	0.22	0.29
Cr	268	301	279	332	250	Yb	2.08	1.43	1.90	1.36	1.86
Mn	1437	1404	1467	1422	1419	Lu	0.32	0.21	0.28	0.20	0.29
Co	41.7	31.4	41.9	29.5	38.5	Hf	1.55	1.47	1.34	1.57	1.25
Ni	103	85.0	103	83.1	96.3	Ta	0.08	0.13	0.07	0.10	0.06
Cu	59.6	11.8	23.9	11.9	33.9	Pb	0.72	0.68	0.71	0.82	0.54
Zn	55.4	56.3	59.1	54.3	53.3	Th	0.16	0.46	0.14	0.65	0.21
Ga	14.8	13.9	14.0	13.3	14.6	U	0.07	0.25	0.06	0.27	0.08
Ge	2.12	1.70	2.14	1.93	1.97	δEu	1.10	1.07	1.10	1.07	1.16
Rb	3.19	3.02	2.21	4.20	3.39	La _N /Yb _N	0.74	1.08	0.74	1.28	0.77
Sr	164	151	157	135	161	LREE/HREE	1.48	1.81	1.45	1.94	1.50
Y	20.1	8.90	18.0	9.50	18.3	ΣREE	31.3	25.6	28.1	26.2	28.3

注: Mg[#]=100×(MgO/40.3044)/(MgO/40.3044+2×Fe₂O₃/159.6882)。

将样品的主量元素组成投入岩浆岩的 TAS 的 SiO₂-(Na₂O+K₂O)图中(图 3a), 全部落入亚碱性辉长岩区域内。在岩浆岩(钾玄岩、钙碱性系列分类)的 SiO₂-K₂O 图解中(图 3b), 样品落入低钾(拉斑)系列区域。

4.2 微量元素地球化学特征

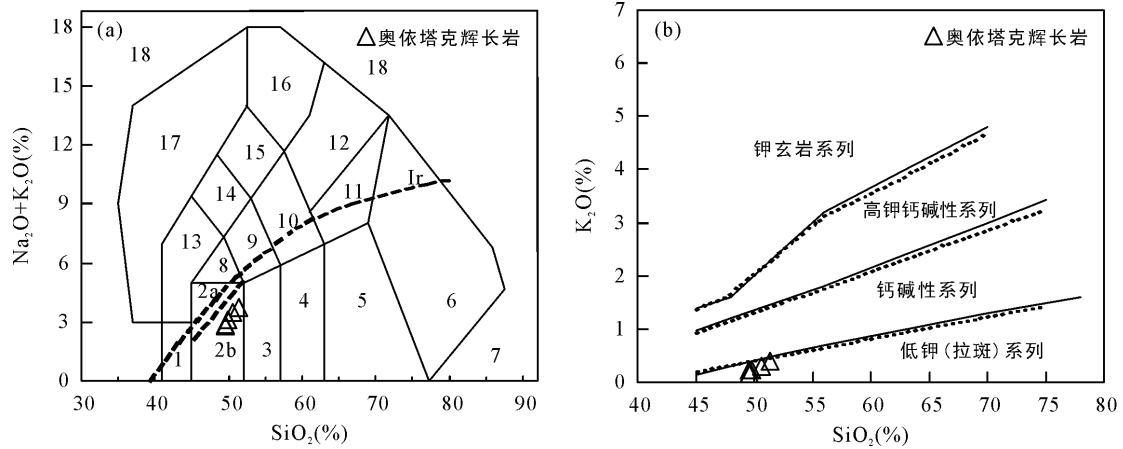
辉长岩的微量元素原始地幔标准化蛛网图中(图 4), 相对富集不相容元素。尤其富集 Cs、Ba、U、K、Pb、Sr 等活动性元素, 具有强烈的 Pb、Sr 正异常, 微弱的 Eu 正异常(δEu 为 1.07~1.16), 微弱的 Sm、Y 负异常, 亏损 La、Ce、Th、Nb、Zr、P、Ti 等高场强元素。相对大洋中脊玄武岩(normal mid-ocean ridge basalt, N-MORB), 整体富集大离子亲石元素, 轻微亏损高场强元素和重稀土元素。

大离子亲石元素在含水流体中容易迁移, 而高场强元素不易受到流体的作用, 可以用两者的地球化学行为来追溯源区信息(Rollinson, 2014)。微量元素 N-MORB 标准化图解显示(图 4b), 辉长岩强烈富集大离子亲石元素, 如 Sr、K、Rb、Ba、Ce, 而亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Hf、Zr、Sm、Ti、Y、Yb, 以及有不同程度的 Ti 和 P 负异常, 具有明显的 Nb-Ta 槽。大离子亲石元素和高场强元素的地球化学性质在 Nb-Ta 处发生转折的这种微量元素配分型

式形成的主要原因是, 俯冲板片的流体交代了上覆的地幔楔使地幔岩石发生部分熔融, Nb、Ta 等高场强元素相比较大离子亲石元素和稀土元素在流体中浓度变低, 从而沉淀于残留相中, 为典型的消减带特征(Hole et al., 1984; Thompson et al., 1984; Sun and McDonough, 1989), 对应的岩浆岩系列为典型的岛弧拉斑系列(Winter, 2013), 说明此辉长岩的形成可能与板片俯冲有关。

4.3 稀土元素地球化学特征

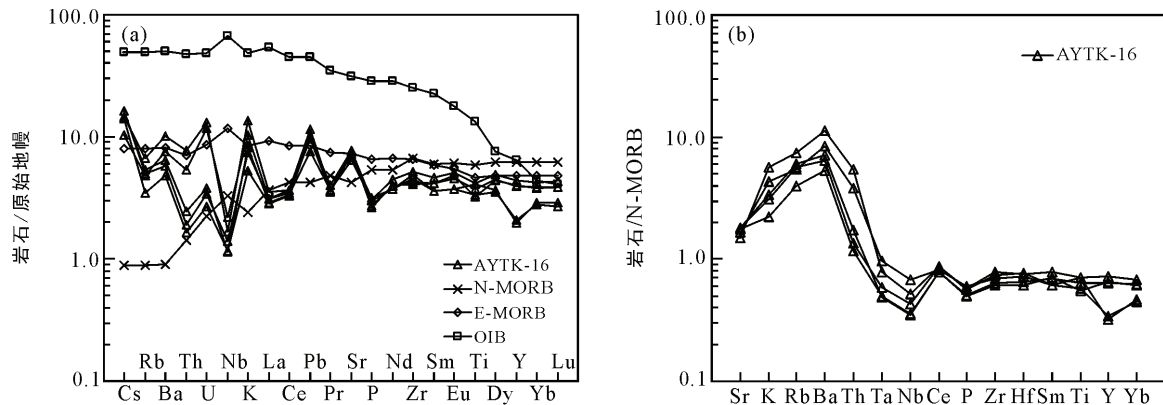
辉长岩的稀土元素总量变化不大(表 1), ΣREE 在 25.6×10⁻⁶~31.3×10⁻⁶ 之间, 高出球粒陨石 10 倍左右。(La/Yb)_N 值介于 0.74~1.28 之间, LREE/HREE 值为 1.45~1.94, 表明岩浆几乎没有发生轻重稀土的分异。δEu 值为 1.07~1.16, 有轻微的 Eu 正异常, 这与辉长岩中存在的斜长石有关, 同时说明岩浆的结晶分异作用较弱。Nb/Ta 比值在 11.9~13.5 之间, 略低于原始地幔组成, Zr/Hf 比值在 34.8~37.6 之间, 和原始地幔比值大致相同(Nb/Ta=17; Zr/Hf=36) (Sun and McDonough, 1989)。在稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图解中整体为平坦型(图 5), 轻稀土略微亏损, 中稀土平坦, 重稀土亏损, 总体类似于 N-MORB(Sun and McDonough, 1989; McDonough and Sun, 1995)。



Ir: Irvine 分界线, 上方为碱性, 下方为亚碱性; 1. 橄辉长岩; 2a. 碱性辉长岩; 2b. 亚碱性辉长岩; 3. 辉长闪长岩; 4. 闪长岩; 5. 花岗闪长岩; 6. 花岗岩; 7. 石英岩; 8. 二长辉长岩; 9. 二长闪长岩; 10. 二长岩; 11. 石英二长岩; 12. 正长岩; 13. 副长石辉长岩; 14. 副长石二长闪长岩; 15. 副长石二长正长岩; 16. 副长正长岩; 17. 副长深成岩; 18. 霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩。

图 3 奥依塔克辉长岩 TAS 分类图解(a, 据 Middlemost, 1994)和岩石系列分类图解(b, 据 Morrison, 1980; Rickwood, 1989; Rollinson, 2014)

Fig.3 TAS classification diagram of the Aoyitake gabbro (a) and the classification diagram of the magma series (b)



N-MORB: 正常型洋中脊玄武岩; E-MORB: 富集型洋中脊玄武岩; OIB: 洋岛玄武岩。

图 4 奥依塔克辉长岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)和 N-MORB 标准化蛛网图(b)(原始地幔标准化值、N-MORB 值、E-MORB 值和 OIB 值据 Pearce, 1983; Sun and McDonough, 1989)

Fig.4 Spider diagrams of the Aoyitake gabbro (a) Primitive mantle-normalized (b) and N-MORB-normalized

5 锆石地球化学

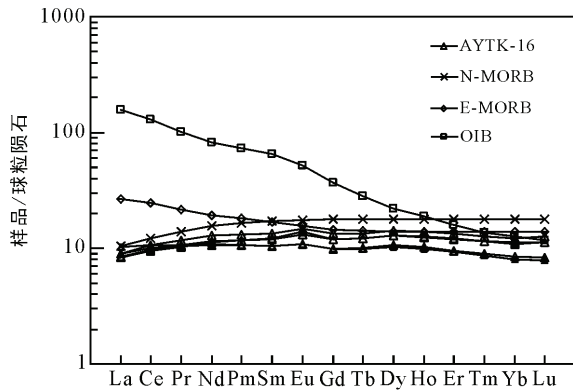
5.1 锆石 U-Pb 年龄

本次研究从一个测年样品(样品号 AYTK-25)中挑选的所有锆石均为透明长柱状晶体(部分颗粒表面有溶蚀), 晶体自形好, 长轴在 100~250 μm 之间, 长短轴之比为 1/2~1/4。在阴极发光照片中, 具有典型的岩浆锆石生长环带(图 6)。选取 21 颗较大的锆石用以定年, 分析测试均选择在锆石的生长环带的外边缘进行。

锆石点位和年龄如图 6 所示。21 颗锆石的 U 含量范围为 $639 \times 10^{-6} \sim 3380 \times 10^{-6}$, Th 的含量范围为 $314 \times 10^{-6} \sim 1585 \times 10^{-6}$, Th/U 值在 0.43~0.97 之间(表 2)。所有数据集中分布在谐和线附近(图 7a), 引用 Isoplot 软件分析得到结果, 谐和年龄为 208.5 ± 6.4 Ma, MSWD=1.5, 加权平均年龄为 206.5 ± 3.2 Ma, MSWD=4.3 (95%置信度, 图 7b)。

5.2 锆石微量元素

本次研究中, 共对 21 颗锆石进行了微量元素组成分析(表 3)。在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图上(图 8), 奥依塔克辉长岩中锆石稀土配分曲线均



N-MORB: 正常型洋中脊玄武岩; E-MORB: 富集型洋中脊玄武岩; OIB: 洋岛玄武岩。

图 5 奥依塔克辉长岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(N-MORB、E-MORB 和 OIB 值据 Sun and McDonough, 1989; 球粒陨石标准化值据 McDonough and Sun, 1995)

Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns of the Aoyitake gabbro

显示相对亏损轻稀土元素, 富集重稀土元素的特征, 有明显的正 Ce 异常($\delta Ce=3.11\sim 49.5$)和明显的负 Eu 异常($\delta Eu=0.37\sim 0.71$), $Th/U>0.43$, 显示明显的岩浆锆石成分特征(Hoskin et al., 2003)。

6 讨论

6.1 岩浆源区

辉长岩 REE 球粒陨石标准化配分图为平坦型(图 5), 轻稀土略微亏损, 中稀土平坦, 重稀土亏损, 有轻微的 Eu 正异常, 与 N-MORB 相似(Sun and McDonough, 1989), 反映岩浆源区可能与岩石圈地幔有关。在微量元素 N-MORB 标准化图解中, Nb、Ta 亏损, 大离子亲石元素相对富集, 高场强元素相对亏损(图 4)。在岩浆源区的演化中, 造成部分熔融的岩浆 Nb 亏损的原因分别有: ①地幔源区亏损 Nb; ②在部分熔融过程中地幔源区有富含 Nb 的矿物相残留

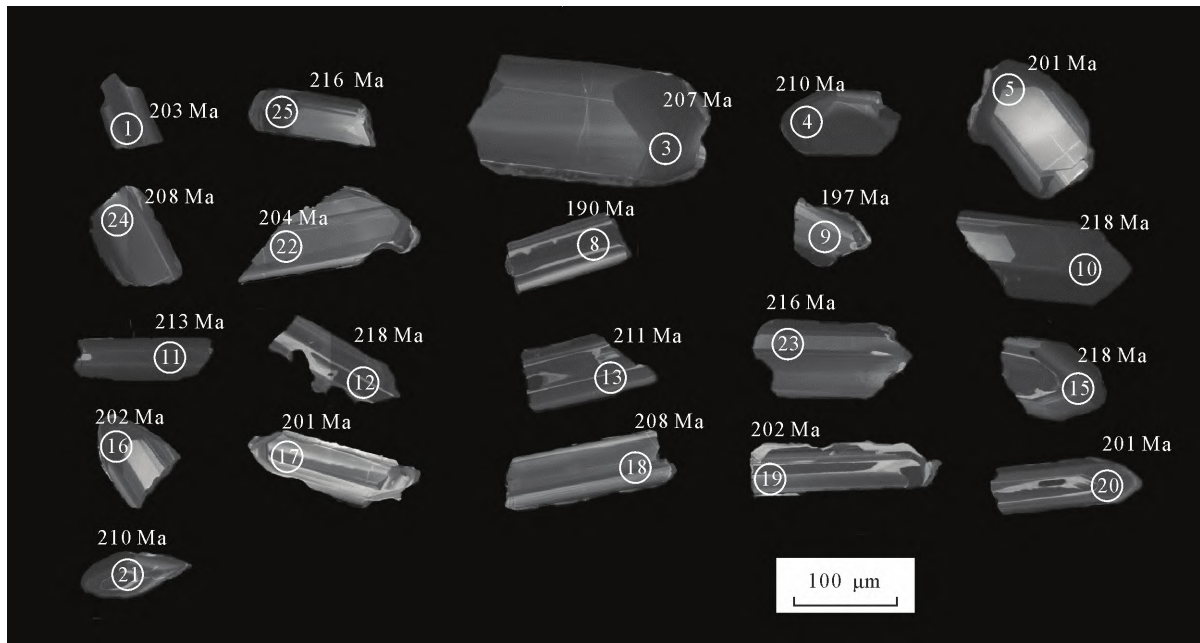


图 6 AYTK-25 锆石颗粒阴极发光影像及年龄

Fig.6 CL imagines and ages of zircons from sample AYTK-25

表 2 奥依塔克辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析结果

Table 2 Results from LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the gabbro from the Aoyitake

测点号	含量($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值					年龄(Ma)					
	Th	U		Pb _{total}	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1 σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1 σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1 σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1 σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1 σ
AYTK-25-1	371	775	0.48	33.39	0.05281	0.00405	0.21839	0.01279	0.03204	0.00072	201	11	203	4
AYTK-25-3	574	1312	0.44	55.56	0.04871	0.00283	0.21351	0.01003	0.03268	0.00064	196	8	207	4
AYTK-25-4	748	1742	0.43	74.45	0.04691	0.00224	0.21365	0.00887	0.03317	0.00063	197	7	210	4
AYTK-25-5	490	943	0.52	45.66	0.05039	0.00443	0.21411	0.01078	0.03267	0.00089	197	9	207	6
AYTK-25-8	1216	1259	0.97	61.00	0.04991	0.00326	0.20266	0.00928	0.02990	0.00071	187	8	190	4

续表 2:

测点号	含量($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)				
	Th	U		Pb _{total}	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ
AYTK-25-9	1585	3380	0.47	137.0	0.04732	0.00172	0.21000	0.00744	0.03105	0.00040	194	6	197	3
AYTK-25-10	1059	1871	0.57	85.98	0.04773	0.00207	0.23507	0.01037	0.03447	0.00060	214	9	218	4
AYTK-25-11	988	1559	0.63	71.78	0.05105	0.00242	0.24723	0.01330	0.03366	0.00064	224	11	213	4
AYTK-25-12	410	789	0.52	35.92	0.05012	0.00227	0.24023	0.01039	0.03447	0.00063	219	9	218	4
AYTK-25-13	342	767	0.45	33.06	0.04973	0.00301	0.23620	0.01507	0.03319	0.00071	215	12	211	4
AYTK-25-15	746	1700	0.44	74.92	0.04609	0.00178	0.22376	0.00955	0.03446	0.00072	205	8	218	4
AYTK-25-16	386	717	0.54	30.60	0.05010	0.00229	0.22135	0.01014	0.03175	0.00047	203	8	202	3
AYTK-25-17	498	798	0.62	34.02	0.04785	0.00222	0.21314	0.01046	0.03170	0.00047	196	9	201	3
AYTK-25-18	380	639	0.60	27.94	0.05000	0.00220	0.22917	0.01077	0.03273	0.00051	210	9	208	3
AYTK-25-19	747	867	0.86	37.70	0.05100	0.00205	0.22575	0.00987	0.03190	0.00052	207	8	202	3
AYTK-25-20	729	1466	0.50	59.79	0.04914	0.00174	0.21641	0.00789	0.03174	0.00040	199	7	201	3
AYTK-25-21	314	647	0.48	27.54	0.05317	0.00217	0.24315	0.01023	0.03311	0.00049	221	8	210	3
AYTK-25-22	402	835	0.48	33.94	0.05114	0.00202	0.22705	0.00935	0.03214	0.00057	208	8	204	4
AYTK-25-23	345	663	0.52	29.47	0.05453	0.00221	0.25314	0.01051	0.03411	0.00078	229	9	216	5
AYTK-25-24	970	1252	0.77	57.55	0.05119	0.00186	0.23252	0.00811	0.03286	0.00043	212	7	208	3
AYTK-25-25	1482	2557	0.58	113.7	0.05046	0.00171	0.23988	0.00857	0.03401	0.00054	218	7	216	3

表 3 奥依塔克辉长岩的锆石微量元素组成($\times 10^{-6}$)

Table 3 Zircon trace elements data for the gabbros from the Aoyitake, Xinjiang

测点号	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	δ Eu	δ Ce
AYTK-25-1	4.90	644	1.50	0.06	8.76	0.62	10.0	8.99	3.68	25.2	6.26	63.4	22.3	93.3	18.6	178	33.3	7437	0.46	371	775	0.70	4.20
AYTK-25-3	7.73	1097	4.24	0.09	11.1	0.13	1.70	3.31	1.63	21.5	7.56	91.7	36.3	168	36.7	357	76.0	8370	1.33	574	1312	0.45	20.6
AYTK-25-4	7.69	1168	4.53	0.00	11.9	0.10	1.48	3.58	1.52	24.4	7.90	98.8	38.1	176	38.3	366	78.3	9100	1.57	748	1742	0.37	36.8
AYTK-25-5	5.42	759	2.78	0.00	7.37	0.11	1.94	3.43	1.83	23.3	6.74	74.7	26.2	104	20.7	172	31.0	6785	0.85	490	943	0.46	21.8
AYTK-25-8	14.8	960	4.77	0.06	22.2	0.94	16.5	22.0	7.62	57.3	12.7	116	34.9	126	22.4	181	29.4	6539	1.18	1216	1259	0.62	7.18
AYTK-25-9	8.99	1521	6.90	0.03	17.9	0.19	2.74	6.38	2.41	33.7	11.0	130	49.8	224	49.9	493	106	11019	2.85	1585	3380	0.40	28.1
AYTK-25-10	9.37	1729	5.46	0.01	17.0	0.14	2.36	5.59	2.60	38.7	12.9	152	59.9	267	55.9	532	112	8708	1.45	1059	1871	0.40	36.2
AYTK-25-11	12.4	1222	4.45	0.06	14.2	0.31	5.13	8.28	3.85	41.8	11.7	120	41.6	166	32.6	294	54.5	7945	1.24	988	1559	0.52	13.1
AYTK-25-12	4.82	725	1.83	0.08	7.93	0.42	6.99	9.12	3.51	27.2	6.93	70.5	24.8	102	18.8	161	30.9	6988	0.40	410	789	0.63	5.50
AYTK-25-13	8.63	678	1.43	0.00	6.23	0.32	4.34	5.57	2.61	21.3	5.81	62.4	22.6	98.3	18.7	164	31.0	7070	0.57	342	767	0.64	6.10
AYTK-25-15	7.36	965	4.02	0.00	11.6	0.07	1.53	3.14	1.49	18.0	6.45	76.9	31.6	147	32.6	329	72.4	9203	1.47	746	1700	0.48	49.5
AYTK-25-16	5.33	675	1.38	0.05	7.46	0.34	5.21	7.47	3.05	23.4	6.36	66.0	23.5	97.4	19.5	173	33.1	7417	0.49	386	717	0.65	6.46
AYTK-25-17	8.11	653	1.76	0.03	8.53	0.36	5.90	8.82	3.71	29.7	7.18	70.5	22.9	89.1	16.3	131	23.6	6950	0.68	498	798	0.63	7.04
AYTK-25-18	4.17	585	1.50	0.13	7.94	0.65	7.94	10.2	4.13	27.4	6.76	63.5	20.2	81.0	14.7	124	22.2	7193	0.53	380	638	0.71	3.52
AYTK-25-19	7.98	808	2.53	0.18	16.9	1.62	22.9	21.9	7.98	50.2	10.7	95.5	28.9	103	18.1	144	24.7	7141	0.55	747	867	0.71	3.11
AYTK-25-20	24.6	1119	3.66	0.06	11.5	0.14	2.10	4.47	2.26	28.6	9.00	103	37.8	160	32.5	302	59.7	8463	1.13	729	1466	0.46	22.4
AYTK-25-21	6.95	565	1.29	0.02	5.35	0.15	2.23	4.11	2.04	16.1	4.78	52.1	19.5	81.3	16.1	143	27.2	7006	0.49	314	647	0.67	10.8
AYTK-25-22	5.52	738	1.68	0.07	8.39	0.53	6.98	8.78	3.46	29.0	7.54	76.5	25.3	104	20.1	181	33.3	7413	0.60	402	834	0.60	4.63
AYTK-25-23	5.62	595	1.54	0.06	8.09	0.60	6.64	8.40	3.68	26.1	6.66	61.4	20.7	81.8	15.5	139	23.5	6603	0.50	345	663	0.70	4.04
AYTK-25-24	9.76	1126	3.34	0.08	16.3	0.72	11.7	15.5	6.55	52.1	12.9	125	39.0	150	28.4	247	43.4	7326	0.92	970	1252	0.64	6.71
AYTK-25-25	53.1	895	5.74	0.02	14.8	0.14	2.09	4.39	1.79	20.8	6.80	74.7	29.3	131	28.5	286	59.1	9119	2.49	1482	2557	0.48	30.2

注: δ Eu=Eu_N/(Sm_N×Gd_N)^{1/2}, δ Ce=Ce_N/(La_N×Pr_N)^{1/2}。

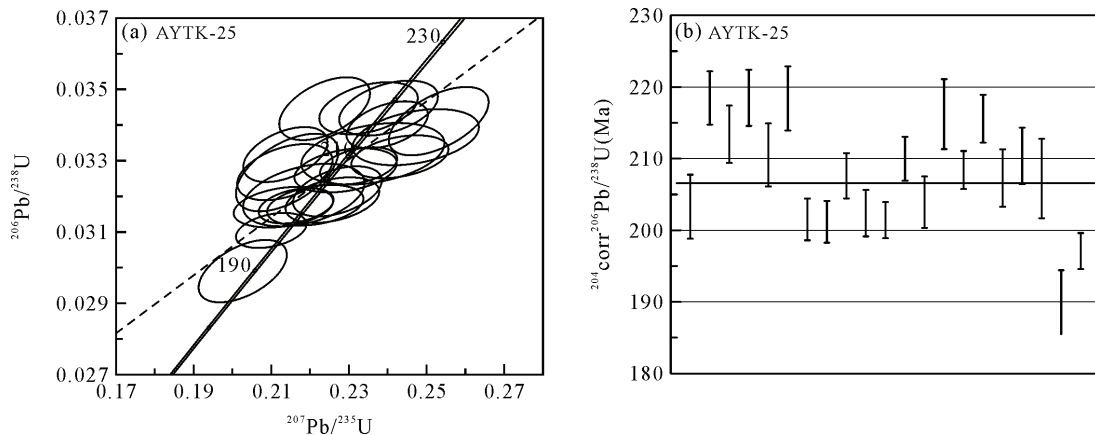


图 7 辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和加权平均年龄图(b)

Fig.7 LA-ICP-MS zircon U-Pb age concordia diagram (a) and Weighted average age diagram of the gabbro (b)

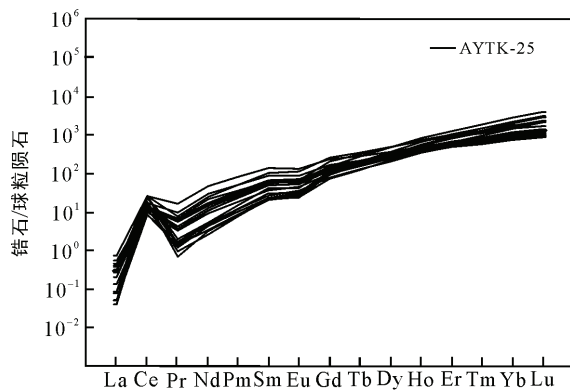


图 8 锆石球粒陨石标准化稀土元素配分模式图 (球粒陨石标准化值据 McDonough and Sun, 1995)

Fig.8 Chondrite-normalized REE diagram of zircons from the Aoyitake gabbro

(例如金红石)。但金红石在地幔中不稳定,常常会与地幔中的橄榄石发生反应(Ryerson and Watson, 1987)。奥依塔克辉长岩中富集大离子亲石元素,其 Cs/Yb 和 Ba/Yb 值分别为 0.06~0.09 和 17.8~51.8,和原始地幔的特征相近(原始地幔 Cs/Yb 和 Ba/Yb 值分别为 0.02 和 14.2)(Sun and McDonough, 1989),具有原始地幔岩浆的特征。Cs、Rb、Ba 在流体中活动性较强,但在奥依塔克辉长岩中表现出相对稳定的特征(图 4),表明大离子亲石元素的富集并非是后期热液作用,而是岩浆源区的特征,这与岛弧体系中地幔楔由于受到俯冲带流体的交代的岩浆特征相符合。Rapp et al. (1999)认为由下地壳岩石部分熔融形成的熔体,其 $Mg^{\#}$ 值小于 50,而地幔物质和俯冲板片的混合作用来源的熔体具有较高的 $Mg^{\#}$ 值。本次测定的辉长岩具有极高的 $Mg^{\#}$ 值(66.35~68.25)。所以,辉长岩的岩浆来源很可能为俯冲洋壳板片与地幔楔的混合成分。

6.2 构造背景

辉长岩的分离结晶作用基本上对 Th-Ta 的分配不会有明显影响(和钟铨等, 2006),所以运用辉长岩的 Th/Ta 值进行构造环境的讨论是可行的。根据表 1 数据计算, Th/Ta 比值集中在 2~6.5 之间,具有岛弧构造环境的地球化学特征。在 Th-Hf-Ta 判别图上(图 9a),奥依塔克辉长岩样品的所有数据均处于岛弧拉斑系列区域中,这与该岩体的微量元素表现出来的岛弧特征相吻合。反映在大地构造环境中,只有岛弧和弧后盆地才具有这样的地球化学特征。所以,奥依塔克辉长岩的构造环境可能为岛弧或者弧后盆地环境。

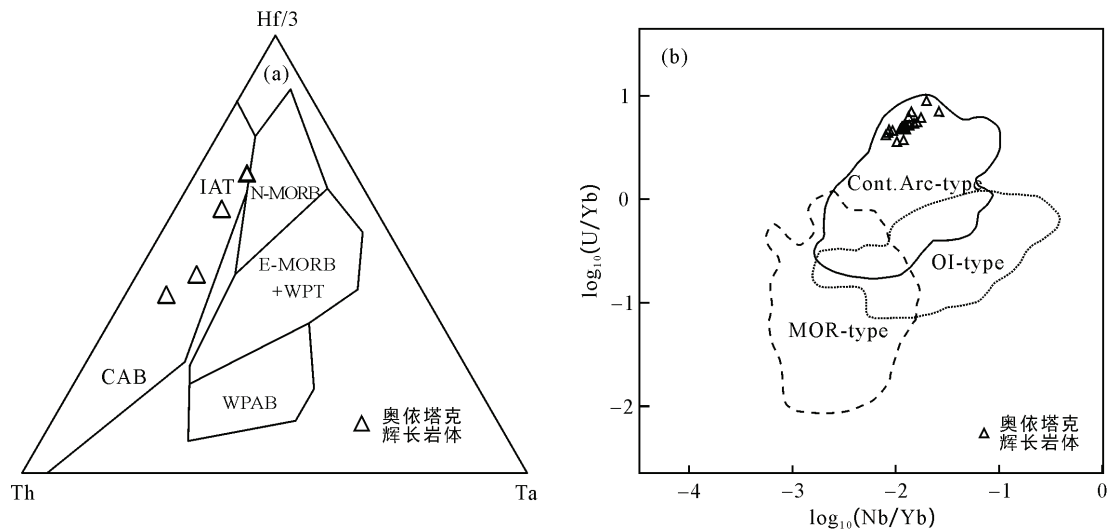
锆石微量元素的证据在目前的岩浆构造环境的判定有了进一步的突破(Murali et al.1983; Hoskin et al., 2000, 2003; Belousova et al., 2002; Coogan et al., 2006; Grimes et al., 2007, 2009, 2015)。在锆石的微量元素 U/Yb-Nb/Yb 图解中(图 9b),整个锆石值均落入于岩浆弧区域内,这与岩石微量元素显示的大地构造特征一致。表明在晚三叠世末西昆仑地区可能依然存在着洋壳的向北俯冲,俯冲洋壳脱水导致上覆地幔楔发生部分熔融,岩浆上涌在北昆仑地体与塔里木地块中间的奥依塔克缝合带形成岩浆侵位。

毕华和王中刚(1999)认为古特提斯洋在三叠纪发生了自 NE 向 SW 的俯冲消减,在晚三叠世最终闭合,并在北部发现 224.70~211.39 Ma 的晚三叠世岛弧花岗岩带,这与本次辉长岩体得到的年龄相近。潘裕生(2000)也指出古特提斯洋从二叠纪开始消减,到晚三叠世洋盆封闭,这一事件的下限年龄为 200 Ma。同时中-上三叠统康西瓦-大红柳滩巨大的复理石建造也佐证了西昆仑地区古特提斯洋此时存在洋盆(丁道桂等, 1996; 毕华和王中刚, 1999; 肖文交等,

2000; 肖序常和王军, 2004)。在前人的认识中, 古特提斯洋洋壳俯冲导致的奥依塔克-盖孜缝合带的弧后盆地拉张出现在石炭纪(丁道桂等, 1996; 孙海田等, 2003), 其依据为盖孜、昆盖山北坡的玄武岩年龄为晚石炭世, 而这套地层并未做过同位素年龄测定, 仅通过地层对比和古生物化石作为时代依据, 作者通过对盖孜、昆盖山北坡阿克塔什玄武岩、萨洛依玄武岩以及萨洛依玄武岩同时代的化学沉积岩采样进行锆石年龄的分析, 发现时代均为晚二叠世(慕生禄, 2016)。若盖孜-昆盖山北坡整体玄武岩时代确定推后,

则说明弧后盆地的拉张出现在二叠纪晚期, 本次获得的奥依塔克岛弧环境的辉长岩年龄为 206 Ma, 更佐证了古特提斯洋的消亡时限会更晚。所以古特提斯洋的持续俯冲导致奥依塔克辉长岩在塔里木块体与北昆仑地体之间的弧后盆地的侵入就位是极有可能的。

结合区域地质资料和大地构造演化背景(卢书炜等, 2013), 奥依塔克辉长岩可能记录了古特提斯洋洋壳向北俯冲构造演化的末端事件: 古特提斯洋消亡, 北昆仑地体与塔里木板块中间的弧后盆地逐渐闭合, 岩浆弧与大陆主体开始拼接(图 10)。本次研究



IAT: 岛弧拉斑玄武岩; CAB: 岛弧钙碱性玄武岩; N-MORB: 正常型洋中脊玄武岩; E-MORB+WPT: 富集型洋中脊玄武岩+板内拉斑玄武岩; WPAB: 板内碱性玄武岩; Cont. Arc-type: 岩浆弧型玄武岩; OI-type: 洋岛型玄武岩; MOR-type: 洋中脊型玄武岩。

图 9 奥依塔克辉长岩 Th-Hf-Ta 构造环境判别图解(a, 据 Wood, 1980)和奥依塔克辉长岩锆石的 U/Yb-Nb/Yb 图解(b, 据 Grimes et al., 2015)

Fig.9 Discriminant diagram of the Th-Hf-Ta tectonic environment for the Aoyitake gabbro (a) and U/Yb-Nb/Yb diagram of zircon from the Aoyitake gabbros (b)

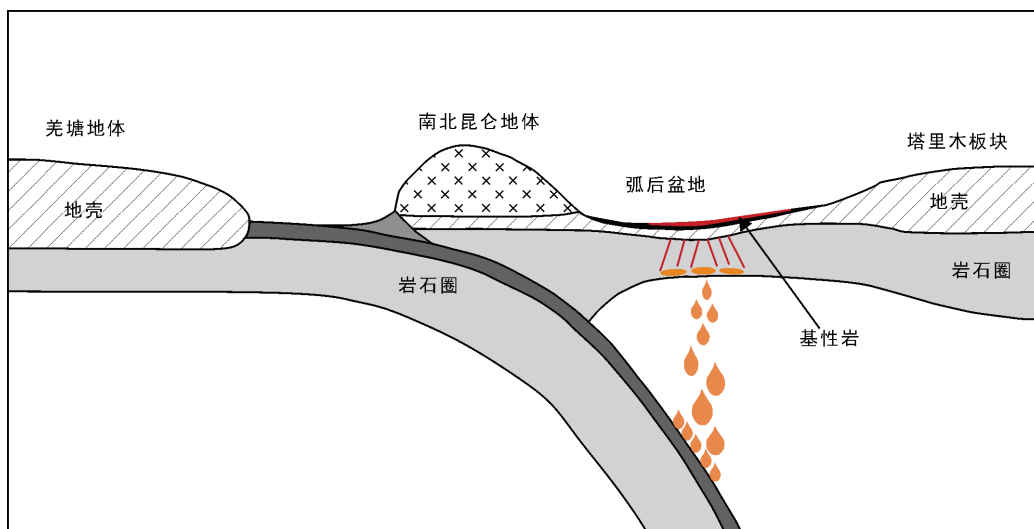


图 10 西昆仑晚三叠纪大地构造演化示意简图

Fig.10 Sketch of the Late Triassic tectonic evolution of west Kunlun

奥依塔克岛弧拉斑系列辉长岩得到的年龄为 206 Ma, 为古特提斯洋的消亡和昆仑造山带构造演化提供了新的依据。

7 结 论

(1) 奥依塔克辉长岩体的锆石年龄为 206 Ma, 形成于三叠纪晚期。

(2) 奥依塔克辉长岩为岛弧拉斑系列, 岩浆来源很可能是俯冲板片经过脱水熔融岩石圈地幔楔形成的岩浆, 向上侵入位于奥依塔克缝合带。表明这一时间段, 西昆仑可能仍有板块俯冲事件的发生。

(3) 辉长岩年龄和构造背景为西昆仑地区早中生代的构造演化提供新的制约。在 206 Ma 左右, 古特提斯洋尚未完全闭合, 西昆仑北地体与塔里木地块尚未发生碰撞。

参考文献(References):

毕华, 王中刚, 王元龙, 朱笑青. 1999. 西昆仑造山带构造-岩浆演化史. *中国科学(D 辑)*, 29(5): 398-406.

丁道桂, 王道轩, 刘伟新, 孙世群. 1996. 西昆仑造山带与盆地. 北京: 地质出版社: 1-230.

董瑞, 王核, 闫庆贺, 张晓宇, 魏小鹏, 李沛, 周楷麟. 2019. 西昆仑甜水海地块巴颜喀拉山群地球化学特征和碎屑锆石 U-Pb 年代学特征: 对物源及构造环境的启示. *大地构造与成矿学*, 43(6): 1236-1257.

和钟铎, 杨德明, 王天武. 2006. 西藏嘉黎断裂带凯蒙蛇绿岩的年代学、地球化学特征及大地构造意义. *岩石学报*, 22(2): 653-660.

李广伟, 方爱民, 吴福元, 刘小汉, 潘裕生, 王世刚. 2009. 塔里木西部奥依塔克斜长花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素研究. *岩石学报*, 25(1): 166-172.

卢书炜, 杜凤军, 任建德. 2013. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:250000 艾提开尔丁萨依幅 J43C002002 英吉沙县幅 J43C002003). 北京: 中国地质大学出版社: 50-72.

慕生禄. 2016. 西昆仑盖山火山岩构造环境与典型矿床研究. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文, 1-169.

潘裕生, 文世宣, 孙东立. 2000. 喀喇昆仑山-昆仑山地区地质演化. 北京: 科学出版社: 209-258.

孙海田, 李纯杰, 吴海, 王宏君, 祁世军, 陈贵民, 高鹏. 2003. 西昆仑金属成矿省概论. 北京: 地质出版社: 30-55.

魏小鹏, 王核, 张晓宇, 董瑞, 朱士波, 邢春辉, 李沛, 闫庆贺, 周楷麟. 2018. 西昆仑东部晚三叠世高镁闪长岩的成因及其地质意义. *地球化学*, 47(4): 363-379.

肖文交, 侯泉林, 李继亮, Windely B F, 郝杰, 方爱民, 周辉, 王志洪, 陈汉林, 张国成, 袁超. 2000. 西昆仑大地构造相解剖及其多岛增生过程. *中国科学(D 辑)*, 30(S1): 22-28.

肖序常, 王军. 2004. 西昆仑-喀喇昆仑及其邻区岩石圈结构演化中几个问题的探讨. *地质论评*, 50(3): 285-294.

许志琴, 李思田, 张建新, 杨经绥, 何碧竹, 李海兵, 林畅松, 蔡志慧. 2011. 塔里木地块与古亚洲/特提斯构造体系的对接. *岩石学报*, 27(1): 1-22.

许志琴, 杨经绥, 戚学祥, 崔军文, 李海兵, 陈方远. 2006. 印度/亚洲碰撞——南北向和东西向拆离构造与现代喜马拉雅造山机制再讨论. *地质通报*, 25(1-2): 1-14.

杨文强. 2010. 西昆仑康西瓦构造带印支期变质事件的确定及其构造意义. 西安: 西北大学硕士学位论文: 29-50.

张传林, 陆松年, 于海锋, 叶海敏. 2007. 青藏高原北缘西昆仑造山带构造演化: 来自锆石 SHRIMP 及 LA-ICP-MS 测年的证据. *中国科学(D 辑)*, 37(2): 145-154.

张传林, 于海峰, 叶海敏, 赵宇, 张东生. 2006. 塔里木西部奥依塔克斜长花岗岩: 年龄, 地球化学特征, 成岩作用及其构造意义. *中国科学(D 辑)*, 36(10): 881-893.

Ballard J R, Palin J M, Williams I S, Campbell I H, Faunes A. 2001. Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquibambilla copper deposit of northern Chile by ELA-ICP-MS and SHRIMP. *Geology*, 29(5): 383-386.

Belousova E, Griffin W L, O'reilly S Y, Fisher N L. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602-622.

Coogan L A, Hinton R W. 2006. Do the trace element compositions of detrital zircons require Hadean continental crust? *Geology*, 34(8): 633-636.

Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, van Achterbergh E, O'reilly S Y, Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133-147.

Grimes C B, Wooden J L, Cheadle M J, John B E. 2015. "Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(5-6): 1-26.

Grimes C B, John B E, Kelemen P B, Mazdab F K, Wooden J L, Cheadle M J, Schwartz J J. 2007. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35(7): 643-646.

Grimes C B, John B E, Cheadle M J, Mazdab F K, Wooden J L, Swapp S, Schwartz J J. 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(6): 757-783.

Harris A C, Allen C M, Bryan S E, Campbell I H, Holcombe R J, Palin J M. 2004. ELA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of regional volcanism hosting the Bajo de la Alumbrera Cu-Au deposit: Implications for porphyry-related mineralization. *Mineralium Deposita*, 39(1): 46-67.

Hole M J, Saunders A D, Marriner G F, Tarney J. Subduction

- of pelagic sediments: Implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society*, 1984, 141(3): 453–472.
- Horn I, Rudnick R L, McDonough W F. 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 164(3): 281–301.
- Hoskin P W O, Ireland T R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28(7): 627–630.
- Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1): 27–62.
- Hu J, Huang C Y, Wang H. 2020. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of metavolcanics and associated iron ores of the magnetite-rich BIF deposits in the Western Kunlun orogenic belt: Constraints on the depositional age, origin and tectonic setting. *Ore Geology Reviews*, 121, 103751.
- Košler J, Fonneland H, Sylvester P, Tubrett M, Pedersen R B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies — A comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology*. 182(2–4): 605–618.
- Li X H. 1997. Geochemistry of the Longsheng ophiolite from the southern margin of Yangtze Craton, SE China. *Geochemical Journal*, 31(5): 323–337.
- Li Q S, Gao R, Lu D Y, Li J W, F J Y, Zhang Z Y, Liu W, Li Y K, Yan Q R, Li D X. 2002. Tarim underthrust beneath western Kunlun: Evidence from wide-angle seismic sounding. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(3): 247–253.
- Liu Y, Gao S, Hu Z, Gao C, Zong K, Wang D. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of petrology*, 51(1–2), 537–571.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1–2): 34–43.
- Ludwig K. 2003. Isoplot/Ex, version 3: A geochronological toolkit for Microsoft excel: Berkeley. California, Geochronology Center Berkeley.
- Matte P, Tapponnier P, Arnaud N, Bourjot L, Avouac J P, Vidal P, Liu Q, Pan Y S, Wang Y. 1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(3): 311–330.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3): 223–253.
- Morrison G W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1): 97–108.
- Murali A V, Parthasarathy R, Mahadevan T M, Das M S. 1983. Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments—A case study on Indian zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(11): 2047–2052.
- Pearce J A. 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Hawkesworth C J, Norry M J. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Cheshire: Shiva Publication: 230–249.
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, Applegate G S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160(4): 335–356.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247–263.
- Rollinson H R. 2014. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. London: Routledge: 1–344.
- Ryerson F J, Watson E B. 1987. Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2–4): 225–239.
- Sengor A, Okurogullari A H. 1991. The role of Accretionary Wedges in the growth of continents: Asiatic examples from Argand to plate tectonics. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84(3): 535–597.
- Sun S, Li J, Lin J L, Wang Q C, Chen H H. 1991. Indosinides in China and the consumption of Eastern Paleotethys Controversies in Modern Geology. London: Academic Press: 363–384.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London: Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Thompson R N, Morrison M A, Hendry G L, Parry S J. 1984. An Assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis and elemental approach. *Physical and Engineering Sciences*, 310(1514): 549–590.
- Winter J D. 2013. Principles of igneous and metamorphic petrology. Pearson education: 241–283.
- Wood D A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, 50(1): 11–30.
- Xiao W J, Windley B F, Chen H L, Zhang G C, Li J L. 2002. Carboniferous-Triassic subduction and accretion in the western Kunlun, China: Implications for the collisional and accretionary tectonics of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 30(4): 295–298.
- Zhang C L, Zou H B, Ye X T, Chen X Y. 2018. Tectonic evolution of the NE section of the Pamir Plateau: New evidence from field observations and zircon U-Pb geochronology. *Tectonophysics*, 723: 27–40.