

阿尔金红柳沟斜长角闪岩的形成时代及其地球化学特征

武永平¹, 毛德宝², 赵更新^{2,3}, 王杰², 王克卓⁴, 牛广华², 袁桂邦²

(1.内蒙古自治区地质勘察院, 呼和浩特 010010; 2.中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170; 3.中国地质大学(北京), 北京 100083; 4.新疆地质调查院, 乌鲁木齐 830011)

摘要: 阿尔金山北缘红柳沟蛇绿岩带南部发育一套斜长角闪岩, 其 Sm-Nd 等时线年龄为 $(1\,454 \pm 65)$ Ma, 单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (506 ± 11) Ma 稀土元素含量较低, 具有平坦型和轻稀土元素微弱富集型两种稀土元素配分模式。微量元素经洋中脊玄武岩和岛弧玄武岩过渡类型的特征。各种岩石地球化学判别图解主要表现为洋中脊玄武岩, 部分为岛弧玄武岩的特征, 表明很可能形成于扩张的弧后盆地环境, 结合与早古生代玄武岩地球化学特征的对比研究可以判断区内中元古代末至新元古代早期存在具有洋壳性质的基性火山活动。

关键词: 阿尔金山; 斜长角闪岩; 同位素年代学; 地球化学; 构造环境

中图分类号: P585

文献标识码: A

文章编号: 1672-4135(2007)02-0081-09

阿尔金山北缘西端红柳沟地区发育有较为典型的蛇绿混杂岩带, 但关于蛇绿混杂岩带的时代却有元古代和古生代两种不同的认识。近年来随着研究的深入, 越来越多的研究者认为蛇绿岩是古生代的产物, 而对于大面积分布的火山岩-碳酸盐岩建造的时代归属仍有争议。本文对蛇绿岩变形基质之斜长角闪岩的年代学和地球化学进行研究, 以期对上述问题进行探讨。

1 地质背景与样品特征

研究表明该地区出露岩石为典型的蛇绿混杂岩带(图1), 由蛇绿岩残块、蛇绿岩上覆岩系、外来岩块和变形基质组成。蛇绿岩残块表现为大小不等的基性-超基性岩体, 部分岩体还伴有基性火山岩。基性-超基性岩体呈构造岩块产出, 与围岩呈剪切变形构造接触, 在橄榄辉石岩和辉长岩中可见堆晶结构, 并有辉绿岩脉穿插。蛇绿岩上覆岩系包括硅质岩、凝灰岩、辉长岩和基性火山岩等, 在恰什勘萨依一带见有薄层硅质岩和枕状玄武岩。外来岩块包括不同时代和不同环境形成的火山岩、辉长岩岩块、早期基底中深变质岩块、浅水碳酸盐岩和陆

源碎屑岩岩块等, 这些岩块与蛇绿岩无成因联系, 是在构造活动时加入到混杂岩中的。变形基质是除构造岩块之外混杂岩的其余部分, 主要为细粒碎屑岩和凝灰岩, 一般发生了强化片理化和糜棱岩化。强变形域基质均为构造岩, 主要有长英质糜棱岩、碳酸质糜棱岩、镁铁质糜棱岩。

本研究样品取自红柳沟超基性岩体(蛇绿岩块)南部, 为细粒的斜长角闪岩, 发育糜棱叶理, 其北部以花岗质糜棱岩与基性-超基性岩体相隔, 与花岗质糜棱岩呈侵入接触, 南部逐渐过渡为角闪斜长片麻岩、绿泥片岩。斜长角闪岩主要由角闪石和辉石组成, 角闪石含量 52%~58%, 斜长石含量 35%~40%, 绿泥石含量 5%~8%。角闪石为普通角闪石, 呈薄板状、定向排列组成片状结构, 解理发育、解理面弯曲褶皱。斜长石双晶发育, 主要为钠氏双晶和肖钠氏双晶, 与角闪石一样呈定向排列。

2 同位素地质年代学

分析使用 Sm-Nd 法和单颗粒锆石 U-Pb 法对样品进行同位素年代学。测试方法和测试结果如下。Sm-Nd 同位素测试在宜昌地质矿产研究所同位

收稿日期: 2006-05-10

责任编辑: 林晓辉

基金项目: 中国地质调查局国土资源大调查项目资助(编号: 200010200164)

作者简介: 武永平(1963-), 男, 高级工程师, 1987年毕业于成都地质学院, 主要从事区域成矿学研究与矿产资源勘查评价工作。

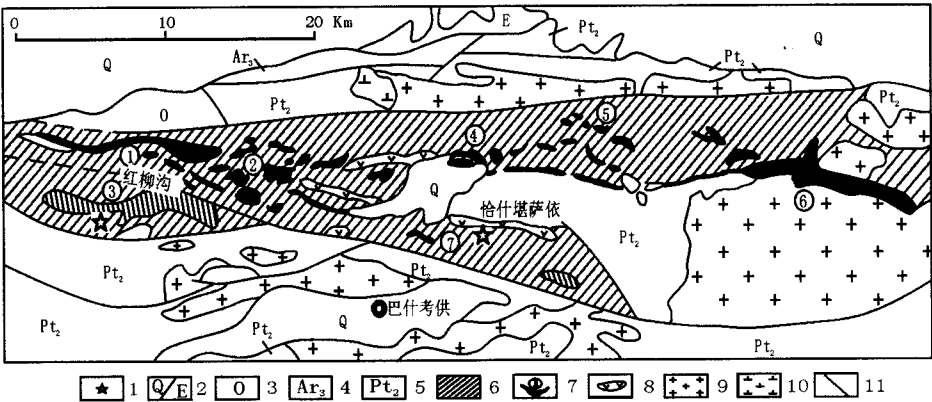


图 1 红柳沟蛇绿岩带地质略图(据新疆地质志修编)^[1]

Fig.1 Sketch geological map of Hongliugou ophiolite belt (modified from Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region)

1. 采样地点;2. 第四系和古近纪;3. 奥陶系;4. 新太古界;6. 蛇绿混杂岩带;7. 超镁铁岩体及编号;8. 辉绿岩;9. 花岗岩;10. 闪长岩;11. 断裂. 岩体名称:①. 红柳沟;②. 红柳沟 4 号;③. 亚普恰萨依;④. 贝壳滩;⑤. 红柳泉;⑥. 冰沟;⑦. 红柳泉南

表 1 红柳沟斜长角闪岩 Sm-Nd 同位素分析结果

Table 1 Sm-Nd isotopic data for whole rock samples of amphibolites in the Houliugou area

序号	样号	样品名称	W(Sm)/10 ⁻⁶	W(Nd)/10 ⁻⁶	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd±1 σ
1	A1131-1	斜长角闪岩	2.297	9.324	0.149 0	0.512 417 ± 0.000 008
2	A1131-2	斜长角闪岩	1.141	3.314	0.208 2	0.512 975 ± 0.000 015
3	A1131-3	斜长角闪岩	3.186	10.870	0.177 3	0.512 719 ± 0.000 012
4	A1133-1	斜长角闪岩	3.105	11.400	0.164 8	0.512 558 ± 0.000 007
5	A1133-2	斜长角闪岩	3.001	9.570	0.189 7	0.512 816 ± 0.000 015
6	A1133-3	斜长角闪岩	3.449	12.320	0.169 4	0.512 517 ± 0.000 013

注:分析测试由宜昌地质矿产研究所完成

素实验室完成, Sm, Nd 的分离采用离子交换技术。¹⁴⁷Sm, ¹⁴⁴Nd 含量及 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值在 mat-261 可调多收型质谱仪上直接测定。分析过程中采用实验室内部标样 JMC(Nd₂O₃) 监控仪器工作状态, 用国家一级标准物质 GMW04419 监控分析流程, GBW04419:Sm = 3.03 μg/g, Nd = 10.1 μg/g, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512 725 ± 15(2σ); ¹⁴⁷Nd/¹⁴⁴Nd 的测定精度分别好于 ±0.5%。全部化学操作均在净化实验室内进行;所用器皿由氟塑料、石英或铂金制成。所用试剂为市售高纯试剂经亚沸蒸馏。与样品同时测定的全流程空白:Nd; 2 × 10⁻¹⁰g。测试结果见表 1、图 2。Sm-Nd 等时线年龄为 (1 454 ± 65) Ma, ε Nd (t) = +4.73, TDM 为 1 726 ~ 2 169 Ma, T₂DM 为 418 ~ 1 216 Ma, 说明测试样品斜长角闪岩形成于中元古代。

锆石 U-Pb 同位素测年在天津地质矿产研究所同位素实验室完成, 测定方法如下:选取锆石的样品经人工破碎至 100 目以上, 然后按常规方法

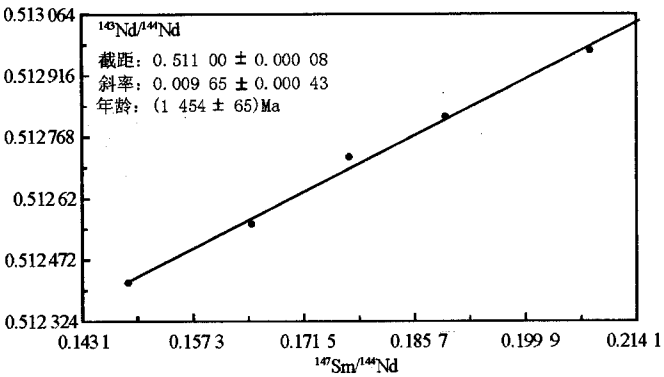


图 2 红柳沟斜长角闪岩 Sm-Nd 等时线图

Fig.2 Whole-rock Sm-Nd isochron diagram for the amphibolites in Houliugou area

分选锆石。锆石的溶解以及 U-Pb 分离的化学流程是在 Krogh^[2]方法基础上改进的颗粒锆石方法, 在双目镜下挑选出无包裹体、无裂纹、透明好的锆石作为测年对象, 每个测点一般选取(单)一个一个锆石颗粒(但需要说明的是, 由于本次研究样品形成地质时代新, 在有些情况下, 当测定的锆石颗粒较为细小时,

表 2 红柳沟斜长角闪岩颗粒锆石 U-Pb 年代学测试结果

Table 2 U-Pb isotopic data of zircon from the amphibolites in Hongliugou area

样 品 情 况		质量分数 w/(μ g.g ⁻¹)			普通 铅含 量	同位素原子比率*						表面年龄 / Ma		
		质量	U	Pb		ng	²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁷ Pb
点 号	钻石特征	μg				²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	
1	明它形大 粒晶体	45	201	24	0.07	401	0.4964	0.07835	0.6143	0.05687	486.3	486.3	486.3	
2	褐黄色不 透明晶块	15	491	95	0.4	79	0.5558	0.08072	0.6055	0.05441	500.4	480.7	387.9	
3	褐黄色不 透明晶块	15	250	59	0.35	55	0.364	0.08198	0.6218	0.05501	507.9	491	412.6	
4	明它形大 粒晶体	45	219	26	0.11	318	0.4055	0.08208	0.6502	0.05745	508.6	508.6	508.7	
5	明它形大 粒晶体	50	90	13	0.06	297	0.6154	0.08475	0.7254	0.06208	52404	553.9	676.9	

注：天津地质矿产研究所同位素实验室分析

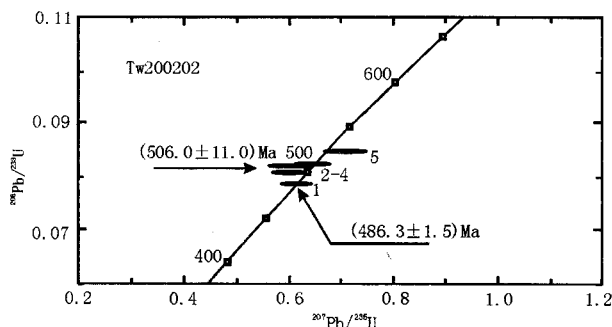


图 3 红柳沟斜长角闪岩颗粒锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 3 Concordia diagram showing zircon U-Pb data for the amphibolites in Houliugou area

为保证样品测定时应具有的适当高的 Pb、U 浓度和测定精度，一个测点尚需溶解一个以上的锆石颗粒，此时所挑选的各锆石颗粒其大小、形态、颜色等特征应具一致性，即具同时同成因特点，同时也要保证相应岩石样品中具有一个以上的单颗粒锆石测年数据与之相对应，以保证多颗粒锆石测定数据的可靠性。锆石在 0.25 ml 容积的聚四氟乙烯塑料容器内，用高纯氢氟酸溶解。使用 ²⁰⁵Pb-²³⁵U 混合稀释剂。锆石溶解后的样品溶液蒸干后，用硅胶-磷酸溶液将 U 和 Pb 加在同一单铈带丝上在 VG354 型热电离质谱仪上用高灵敏度 Daly 检测器进行 U、Pb 同位素测定，所有 U、Pb 同位素数据均对质量歧视效应进行了校正，实验室全流程 Pb 空白为 0.03 ~ 0.05 ng，U 空白为 0.002 ~ 0.004 ng，数据处理使用美国地调所 Ludwig 编写的 PBDAT 和 ISOPLOT 软件。

样品中锆石含量多，呈浅黄色和褐黄色，半透明-不透明，多为融蚀程度很高的短柱状至浑圆状晶体，具有变质成因的特点。由于本次测试样品为基性岩，且锆石的含量多，说明锆石不可能是岩浆成因的，锆石的结晶矿物学特点也说明其是在变质作用过程中形成的。锆石 U-Pb 年代学测试结果见表 2 和图 3，锆石测点均位于谐和线之上或相邻两侧，说明锆石是单一成因的。其表面年龄为 480.7 ~ 553.9 Ma，平均为 (506 ± 11) Ma，这一年龄可解释为角闪岩相的变质年龄。

3 地球化学特点

对每个样品用颚式破碎机械至 2 mm 以下，再用振动磨碎至 200 目，然后送至实验室进行分析测试。常量元素和微量元素的分析均在国家地质实验测试中心进行。常量元素分析采用四硼酸锂为熔剂，在 1 150 ℃ ~ 1 250 ℃ 交频感应炉中熔融，铸成玻璃片，用日本理学 3080EX- 射线荧光光谱仪测定，RSD ≤ 3%；FeO 采用重铬酸钾容量法测定，RSD ≤ 5%；CO₂ 采用气体体积法测定，RSD ≤ 10%；H₂O⁻ 采用重量法测定，RSD ≤ 5%。微量元素 Ba、Ni、Sr 采用 HCl-HNO₃-HF-HClO₄ 分解样品，用美国 TJA ZRIS Advantage CID 全谱直读等离子体光谱仪测定，RSD ≤ 5%；Co、Rb、Th、U 采用 HCl-HNO₃-HF-HClO₄ 分解样品，用美国 TJA-POEMS 等离子体质谱仪测定，RSD ≤ 3%；Nb、Ta、Zr、Hf 采用碱融水提取过滤，HNO₃ 溶解氢氧化

物沉淀,用美国 TJA-POEMS 等离子体质谱仪测定, $RSD \leq 3\%$; 稀土元素采用 Na_2O_3 熔融, 用美国 TJA-POEMS 等离子体质谱仪测定, $RSD \leq 3\%$ 。

测试结果见表 3, 斜长角闪岩的 SiO_2 含量 $(45.99 \sim 49.22) \times 10^{-2}$, 平均为 47.65×10^{-2} ; TiO_2 含量 $(0.42 \sim 1.51) \times 10^{-2}$, 平均为 1.03×10^{-2} ; K_2O 含量 $(0.07 \sim 0.65) \times 10^{-2}$, 平均为 0.30×10^{-2} , 主要属低钾类型。 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 含量高, 平均值分别为 2.50%、7.14%、8.35%, 且 $FeO > Fe_2O_3$, $Mg^{\#}$ 值 ($Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$) 为 0.51 ~ 0.73, 岩石的 CaO 含量普遍较高, 为 $(10.11 \sim 13.15) \times 10^{-2}$ 。微量元素中 Zr 的含量 $(21 \sim 80) \times 10^{-6}$, Zr/MgO 为 1.71 ~ 13.27, 具有正变质成因的特点^[3]。岩石中不活泼元素 Ni 、 Cr 、 V 含量较高, 分别为 $(37 \sim 238) \times 10^{-6}$ 、 $(53 \sim 677) \times 10^{-6}$ 、 $(130 \sim 223) \times 10^{-6}$, 远高于一般沉积岩, 且 Ni 、 Cr 与 TiO_2 含量呈负相关关系, 而与 MgO 含量成正相关关系, 这一特点也表明斜长角闪岩的原岩为基性火成岩^[4]。根据野外与斜长角闪片麻岩、石英云母片岩等连续过渡的岩石组合特点判断其为变质的基性火山岩。岩石的 Nb/Y 比值为 0.07 ~ 0.58, Zr/TiO_2 为 28 ~ 53, 属亚碱性系列^[5]。 FeO^*/MgO 为 0.5 ~ 2, 在 AFM 图和 $FeO^*/MgO-SiO_2$ 图上主要位于拉斑玄武岩系列范围内(图 4a、b), $FeO^*/MgO-FeO^*$ 图上(图 4c)与新西兰麦克利岛弧火山岩和格陵兰斯卡格德侵入体的变异趋势相近。

斜长角闪岩稀土元素总量较低, 为 $(22.22 \sim 55.28) \times 10^{-6}$, δEu 为 0.89 ~ 1.71。稀土元素经球粒陨石标准化后的配分模式呈两种形态(图 5): 一种类型轻重稀土元素分异不明显, 配分曲线总体平坦, 轻稀土元素相对亏损, 稀土元素含量是球粒陨石的 4 ~ 10 倍, 具明显的铈正异常, 与 N 型洋中脊拉斑玄武岩的稀土元素配分曲线相似; 另一种类型呈向右缓倾斜的直线, 轻稀土元素弱富集, 是球粒陨石的 15 ~ 35 倍, 铈异常不明显, 具有岛弧拉斑玄武岩或碱性玄武岩的稀土元素配分模式。

微量元素 N-MORB 标准化图解(图 5)显示: K 、 Rb 、 Ba 、 Th 相对富集明显, 呈隆起状; Sr 近于 1; Nb 、 Zr 、 Y 、 Yb 相对亏损, 呈微弱的低谷, 显示在一定程度上受岛弧岩浆演化作用的影响; 部分样品 Ce 、 P 、 Sm 、 Ti 相对富集, 呈三隆起状, 曲线中部近于或小于 1, 而尾部强不相容元素的 Sc 、 Cr 则明显富集。总体形态与洋中脊和岛弧的过渡类型玄武岩相似, 部分

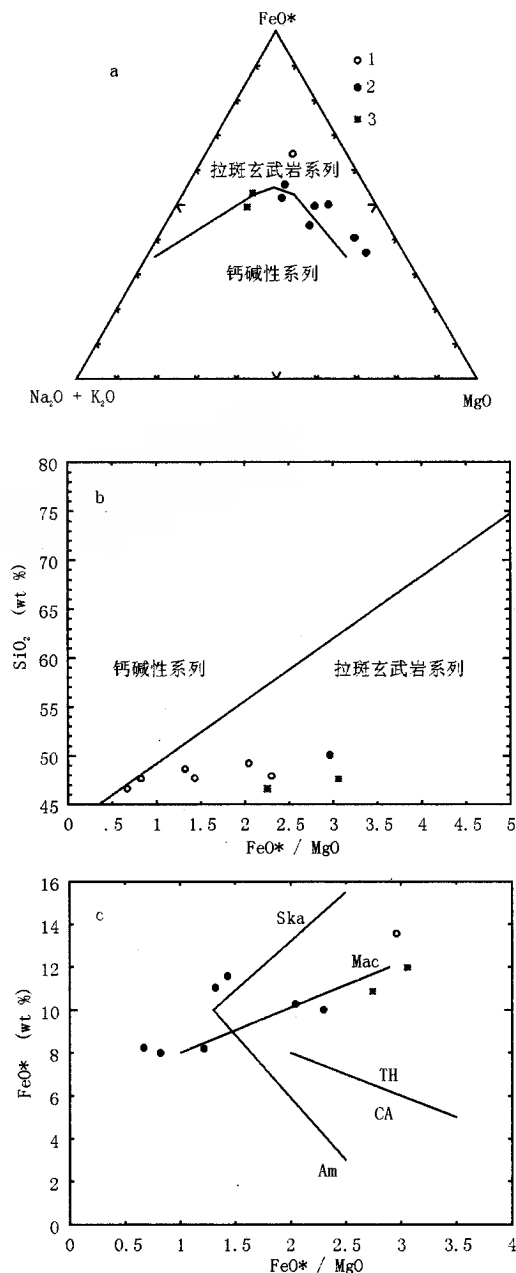


图 4 岩石系列图解

Fig. 4 Compositional variations of the amphibolites and basalts in the Hongliugou area, and their calc-alkaline character, are illustrated in (a) the AFM ($K_2O+Na_2O-FeO^*-MgO$) diagram of Irvine and Baragar (1971), (b) SiO_2 versus FeO^*/MgO plot and (c) FeO^* vs FeO^*/MgO plot of (Miyashiro, 1974).

图中 a 据 Irvine and Baragar (1971)^[6], b 和 c 据 (Miyashiro, 1974)^[7]。图 c 中 TH 为拉斑玄武岩系列, CA 为钙碱性系列, Mac 为新西兰麦克利岛弧火山岩变异趋势线, Ska 为格陵兰斯卡格德侵入体的变异趋势线, Am 为日本 Amaqi 岛弧火山岩变异趋势线, 1. 红柳沟斜长角闪岩; 2. 红柳沟奥陶纪玄武岩; 3. 恰什堪萨依一带枕状玄武岩

表 3 样品主元素、稀土元素、微量元素分析结果

Table 3 Chemical compositions of of the amphibolites and basalts in the Hongliugou area

样号	TW200202	252784	A1131-1	A1131-2	A1131-3	A1133-1	A1133-2	A1133-3	253493.00	A2034	A2035
岩性	斜长角闪岩								变质玄武岩	枕状玄武岩	
SiO ₂	47.38	47.68	43.99	46.66	48.64	47.94	47.72	49.22	50.09	51.67	47.63
TiO ₂	0.42	0.46	0.61	0.48	1.54	1.38	1.32	1.51	2.20	1.69	1.40
Al ₂ O ₃	17.38	16.96	14.18	15.15	14.51	14.80	14.14	13.97	13.20	16.65	16.75
Fe ₂ O ₃	1.77	1.66	3.52	1.75	3.10	2.57	3.02	2.64	4.47	8.90	10.16
FeO	6.22	6.50	5.02	6.66	8.25	7.69	8.86	7.90	9.54	2.86	2.85
MnO	0.14	0.14	0.14	0.16	0.18	0.17	0.19	0.17	0.20	0.12	0.13
MgO	9.18	9.73	6.74	12.31	8.37	4.35	8.10	5.03	4.58	3.96	3.92
CaO	13.15	12.78	15.64	11.67	10.79	15.66	10.11	12.93	8.96	3.01	5.19
Na ₂ O	1.82	1.87	3.06	1.96	2.53	2.90	3.41	3.00	2.41	5.37	5.24
K ₂ O	0.12	0.13	0.58	0.17	0.07	0.65	0.21	1.45	0.41	1.79	1.31
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.13	0.05	0.17	0.18	0.15	0.21	0.33	0.30	0.21
H ₂ O ⁺	1.10	1.12	1.55	1.17	1.51	1.52	2.29	1.48	3.54	3.01	3.10
CO ₂	0.58	0.67	4.68	1.05	0.13	0.13	0.13	0.13	0.22	0.94	0.10
LOI	1.22	0.35	0.77	0.80	0.18	0.16	1.12	0.32	0.33	0.36	2.35
总量	100.51	100.08	100.61	100.04	99.97	100.10	100.77	99.96	100.48	100.63	100.34
La	3.36	1.43	8.71	9.78	6.08	6.86	4.75	7.46	23.60	26.60	12.60
Ce	5.33	3.17	16.90	20.30	13.80	15.40	11.40	17.30	45.80	46.60	27.80
Pr	0.78	0.56	1.95	2.41	1.91	2.05	1.61	2.20	6.67	6.53	3.68
Nd	3.86	2.94	8.91	10.90	8.80	10.40	10.10	11.90	27.20	25.90	16.00
Sm	1.08	1.07	2.23	2.42	2.43	2.86	2.91	3.39	6.49	6.02	4.03
Eu	0.71	0.51	0.67	0.82	0.88	0.99	0.90	1.16	2.02	1.85	1.39
Gd	1.50	1.44	2.28	3.07	2.68	2.87	3.25	3.50	6.56	5.76	2.87
Tb	0.26	0.26	0.38	0.48	0.46	0.49	0.58	0.59	0.99	0.81	0.80
Dy	1.68	1.72	2.28	2.89	2.36	3.00	3.88	3.51	6.23	5.33	4.85
Ho	0.36	0.38	0.44	0.50	0.42	0.58	0.81	0.67	1.26	1.14	1.09
Er	1.02	1.15	1.09	1.46	1.32	1.38	2.18	1.76	3.74	3.07	2.89
Tm	0.15	0.18	0.16	0.19	0.15	0.20	0.29	0.22	0.56	0.44	0.45
Yb	0.99	1.23	1.03	1.27	1.00	1.24	1.89	1.42	3.65	2.75	2.85
Lu	0.14	0.17	0.14	0.18	0.14	0.17	0.30	0.20	0.51	0.41	0.42
Y	9.30	9.12	10.90	12.60	10.30	12.60	20.00	15.60	36.10	28.10	31.70
Ba	39.60	42.20	92.00	49.00	37.00	134.00	68.00	326.00	202.00	282.00	287.00
Sc	40.20	38.80	29.00	31.00	35.00	28.00	28.00	31.00	42.00	45.30	41.70
V	130.00	139.00	196.00	151.00	259.00	202.00	217.00	223.00	301.00	136.00	224.00
Nb	1.27	1.04	2.80	0.90	6.00	6.20	3.40	6.10	9.05	28.80	17.70
Ta	0.14	0.13	0.30	0.20	0.50	0.50	0.30	0.50	0.90	2.59	1.00
Th	0.16	0.22	2.60	0.20	0.40	0.60	0.30	0.50	5.07	3.00	1.41
U	0.10	0.14	0.50	0.20	0.20	0.40	0.30	0.30	1.45	0.59	0.36
Hf	0.72	0.86	1.10	0.80	2.40	2.20	2.20	2.50	4.17	3.39	2.68
Zr	22.00	25.10	31.00	21.00	74.00	73.00	63.00	80.00	139.00	156.00	132.00
Co	62.70	64.90	42.90	51.70	41.80	38.30	45.40	37.20	50.30	55.50	46.20
Ni	117.00	133.00	182.00	239.00	55.10	60.60	94.30	36.60	38.00	108.00	115.00
Cr	591.00	677.00	413.00	406.00	305.00	153.00	216.00	3061.00	128.00	185.00	159.00
Rb	2.51	2.91	7.81	5.37	4.82	5.48	6.36	25.90	16.00	42.70	30.20
Cs	0.62	0.82	1.26	1.61	1.82	1.00	1.19	1.30	3.76	4.68	3.36
Sr	174.00	163.00	142.00	116.00	137.00	166.00	102.00	151.00	144.00	232.00	245.00

注：分析单位为天津地质矿产研究所

与岛弧玄武岩较为一致。为了便于对比,本研究还同时测定了红柳沟北部恰什堪萨依一带奥陶系枕状玄武岩及低绿片岩相变质玄武岩的岩石化学成分,并收集了杨经绥等^[8]和刘良(转引自吴峻等)^[9]对奥陶系玄武岩的研究资料。图 6 显示恰什堪萨依的枕状玄武岩有粗面玄武岩和苦橄玄武岩两种类型,

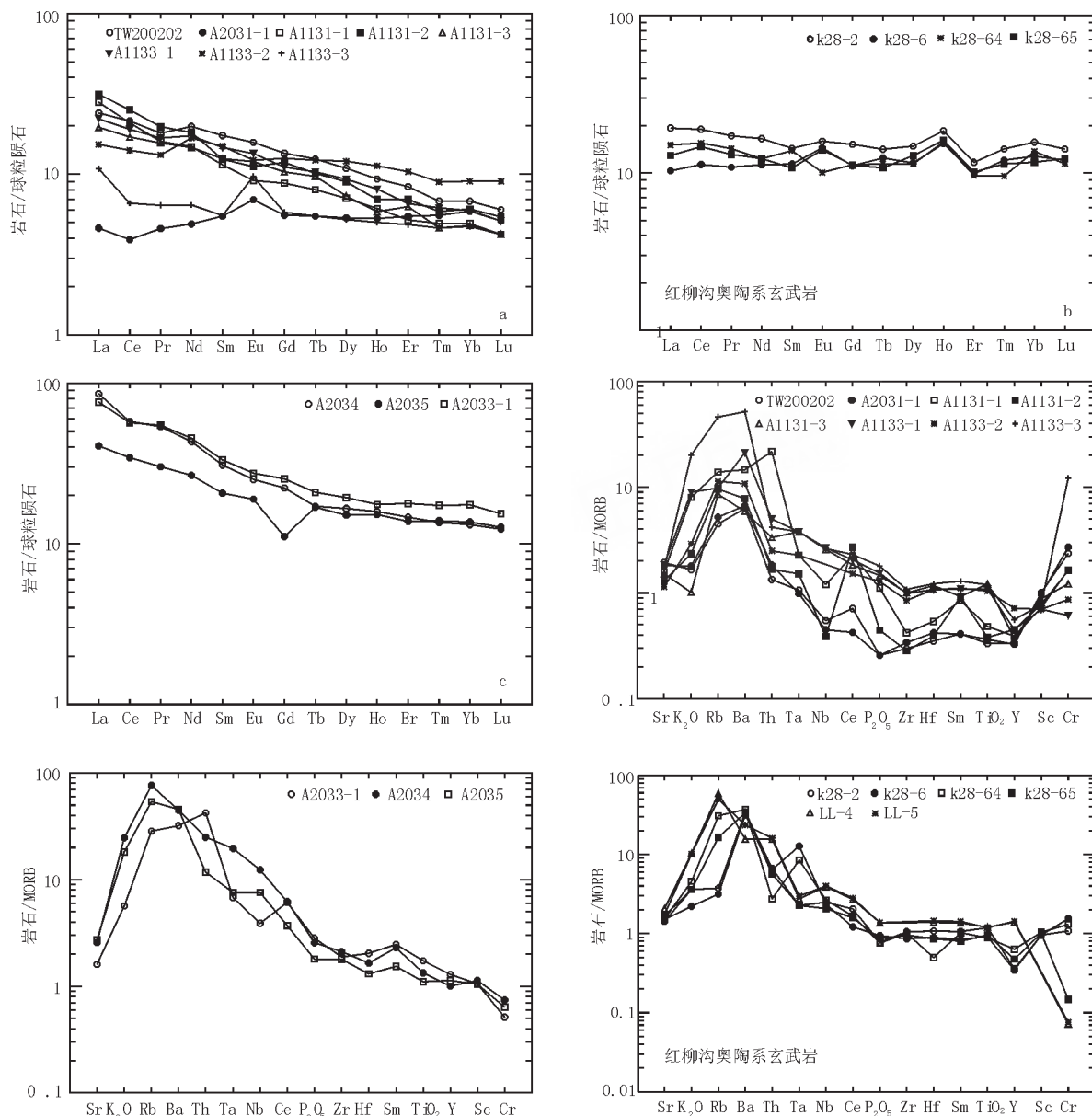


图5 红柳沟斜长角闪岩和玄武岩的稀土元素和微量元素标准化图谱

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and spider diagram of the amphibolites and basalts in the Hongliugou area

图中b和f中样品为红柳沟玄武岩,其数据刘良等(1999,转引自吴峻等)和杨经绥等,球粒陨石据 Boynton

^[10]和 MORB 数据据 Sun et al. ^[11],其中 Sc 和 Cr 据 Bevins et al. ^[12].

低绿片岩相变质火山岩为玄武质粗面安山岩,红柳沟斜长角闪岩和玄武岩落在典型的玄武岩区。红柳沟玄武岩的稀土元素表现为 LREE 轻微富集到平坦,重稀土元素 Ho 相对富集;微量元素经 N-MORB 标准化蜘蛛图显示大离子亲石性元素 Rb、Ba、Ta 富集明显,而 Th 则相对亏损,总体形态与洋脊拉斑玄武岩与碱性玄武岩的过渡类型特征相似。红柳沟枕状玄武岩和玄武粗安岩的稀土元素配分模式显示出稀土元素含量高、轻稀土元素高度富集、部分样品具明显的铕负异常等特征;微量元素蜘蛛图具大

隆起特征,与典型的板内碱性玄武岩特征一致。上述对比表明,红柳沟南部斜长角闪岩与其附近奥陶系未变质及弱变质玄武岩的地球化学特征有明显的区别。

玄武岩的地球化学特征与构造环境具有密切的关系,尽管单纯的地球化学判别可能会导致一些相互矛盾甚至错误的结论,但对于那些遭受一定程度变质变形、岩石组合特征不明显的构造岩块利用不活泼元素判别构造环境仍然不失为一种探索性的研究手段。在 Ti-V 图上(图 7a),本区斜长角闪岩

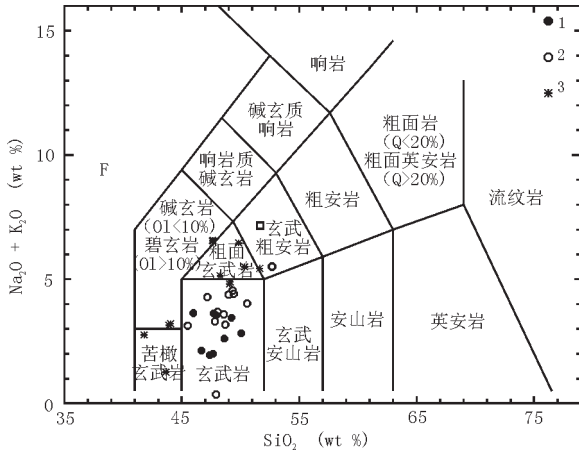
图6 斜长角闪岩的 TAS 图(据 Le Bas^[13])

Fig. 6 TAS diagram for the amphibolites and basalts in the Hongliugou area (after Le Bas)

1. 红柳沟斜长角闪岩; 2. 红柳沟奥陶纪玄武岩; 3. 恰什堪萨依一带枕状玄武岩

位于洋中脊玄武岩范围内,部分位于岛弧玄武岩范围内,奥陶系玄武岩则位于洋中脊玄武岩与岛弧玄武岩相邻区域内,枕状玄武岩则与洋岛碱性玄武岩相近。在 Zr-Ti 图上(图 7b),斜长角闪岩也主要位于洋脊玄武岩区,部分位于钙碱性玄武岩区。在 $\text{TiO}_2\text{-MnO-P}_2\text{O}_5$ (图 7c)图上,本区斜长角闪岩主要位于洋中脊玄武岩区内,少量位于钙碱性玄武岩区内,而红柳沟一带奥陶系玄武岩落在岛弧玄武岩区,恰什堪萨依一带枕状玄武岩和绿片相变质玄武岩落在洋岛玄武岩区。在 $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 图(图 7d)上,红柳沟一带斜长角闪岩和奥陶系玄武岩落在洋中脊玄武岩范围内,而恰什堪萨依一带枕状玄武岩主要落在洋岛玄武岩区内。此外,在 Hf-Th-Nb、Zr-Th-Nb、Nb-Zr-Y、Hf-Th-Ta 图上(图略),本区斜长角闪岩也主要位于洋中脊玄武岩区、少量位于岛弧玄武岩区。

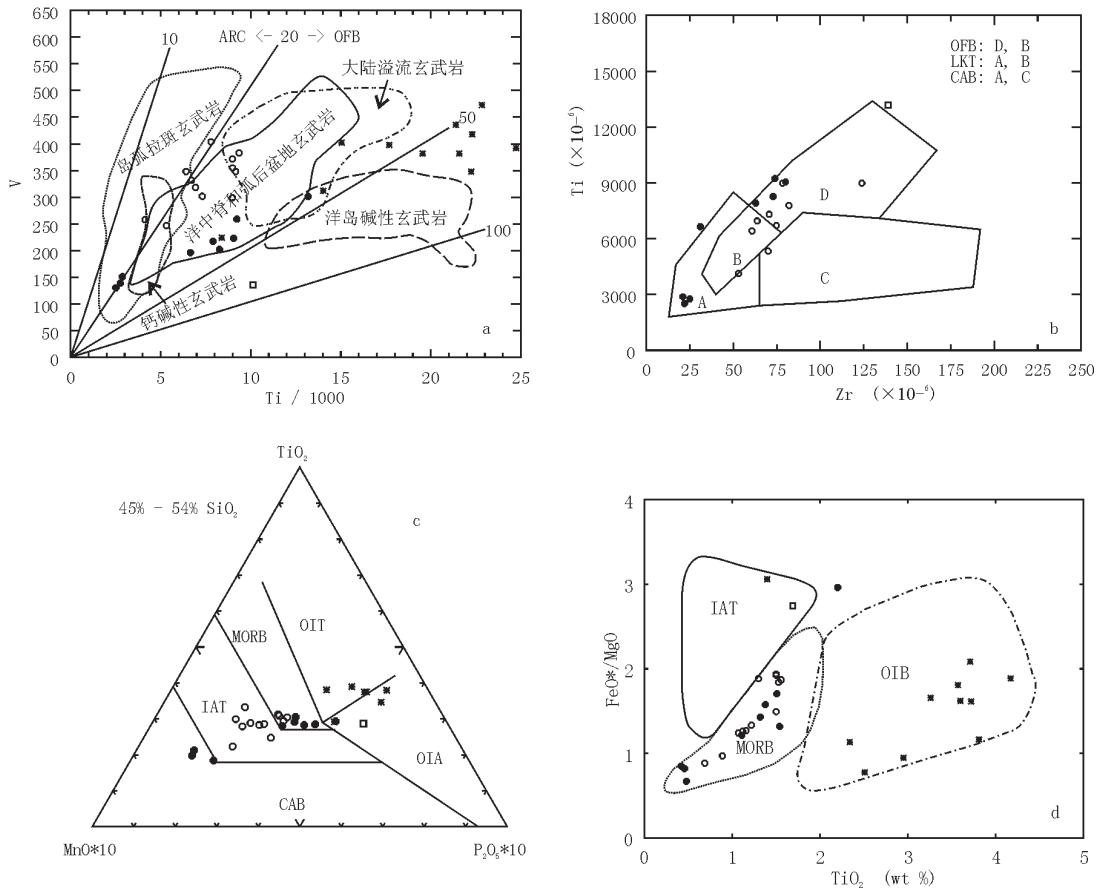


图7 斜长角闪岩的地球化学判别图

Fig. 7 Discrimination diagrams for the amphibolites

图中: A. 岛弧拉斑玄武岩; B. 洋中脊玄武岩、钙碱性玄武岩和岛弧拉斑玄武岩; C. 钙碱性玄武岩; OIT. 洋岛或海山拉斑玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; BON. 玻安岩; CAB. 岛弧钙碱性玄武岩; OIA. 洋岛或海山碱性玄武岩; OIB. 洋岛玄武岩. a 图据 Rollinson^[14]; b 图据 Pearce and Cann^[15]; c 图据 Mullen^[16]; d 图据 Glaseley^[17], 图中样品同图 5。

4 构造意义

阿尔金南缘和北缘发育两条规模很大的蛇绿混杂岩带,其中阿尔金北缘蛇绿岩带沿阿尔金山脉北段出露,从西至东由米兰红柳沟经阿克塞至肃北半鄂博,全长大于 600 km,呈近东西向产出。关于蛇绿岩的形成时代目前还有争议,新疆地质志^[1]认为形成于中元古代;郭召杰^[18,19]取得的阿尔金北缘半鄂博辉长岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 829 Ma, 认为代表北阿尔金蛇绿岩的时代,此后又获得阿尔金南缘蛇绿岩的形成年龄为 $(1\,449 \pm 270)$ Ma;而刘良取得米兰红柳沟火山岩 Sm-Nd 等时线年龄为 (508 ± 41) Ma, 南缘茫崖地区基性火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 (481.3 ± 53) Ma,认为其分别代表北南缘两条蛇绿岩的年龄;孙勇等^[20]在拉配泉断裂之北获得基性火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 $(1\,793 \pm 270)$ Ma; 笔者在阿尔金南缘嘎斯煤田一带斜长角闪岩中也获得一条 Sm-Nd 等时线年龄为 $(1\,720 \pm 52)$ Ma;崔军文等^[21]认为索尔库里一带的变质火山岩与基性超基性岩共同组成的蛇绿岩形成于元古宙。上述年代学数据表明阿尔金地区中新元古代和早古生代基性火山岩都是存在的,但是否存在中新元古代蛇绿混杂岩带却仍然有待研究,近年来越来越多的学者认为阿尔金地区的蛇绿岩主要形成在早古生代^[22~27]。

地球化学研究表明中元古代斜长角闪岩的岩石化学、稀土元素和微量元素组成明显不同于奥陶系玄武岩,其形成环境总体上属过渡性玄武岩,部分样品主要具洋脊玄武岩地球化学特点,还有一部分样品主要具有岛弧玄武岩地球化学特点。这种情况说明阿尔金地区从中元古代早期发育的拉伸作用到中元古代末期或新元古代早期已经具有一定规模的洋盆,这一洋盆的发育可能持续到新元古代中晚期,直到由于陆块的汇聚作用而封闭。阿尔金地区大量发育的 800 ~ 1 274 Ma 花岗岩(本研究已获得了锆石 U-Pb 年龄,将另文发表)可能是这一事件的反映,该事件与全球 Rodinia 超大陆汇聚的时间相近。

参考文献

- [1] 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1991, 163 - 165.
- [2] Krogh T E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of Zircon and extraction of U and Pb for isotope age determination[J]. *Geochim Comochim Acta*, 1973, 37: 485 - 494.
- [3] Geringer G J. The origin and tectonic setting of amphibolites in part of Namaqua Metamorphic Belt, south Africa[J]. *Trans. Soc. South Africa*, 1979, 82: 287 - 303.
- [4] Leake B E. The chemical distinction between ortho and oara amphibolites[J]. *J. Petro.*, 1964, 5: 238 - 254.
- [5] Winchester J A & Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements [J]. *Chem. Geol.* 1977, 20: 325 - 343.
- [6] Irvine T N, Baragat W R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks [J]. *Can J Earth Sci*, 1971, 8: 523 - 548.
- [7] Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins [J]. *American Journal of Science*, 1974, 274: 321 - 355.
- [8] 吴峻, 兰朝利, 李继亮, 等. 阿尔金红柳沟蛇绿混杂岩中 MORB 与 OIB 组合的地球化学证据 [J]. *岩石矿物学杂志*, 2002, 21(1): 24 - 30.
- [9] 杨经绥, 吴才来, 史仁灯. 阿尔金米兰红柳沟的席状岩墙群: 海底扩张的重要证据[J]. *地质通报*, 2002, 21(2): 69 - 74.
- [10] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) [J], *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 1984, 63 - 114.
- [11] Sun S S & McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basins [C]. *Special Publication of Geological Society of London*, 1989, 42: 313 - 346.
- [12] Bevins R E, Kokelaar B P, Dunkley P N. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition [J]. *Proc. Geol. Ass.*, 1984, 95: 337 - 347.
- [13] Le Bas M J, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram [J]. *J. Petro.*, 1986, 27 (3): 745 - 750.
- [14] Rollinson H R. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation [M]. New York: Longman Scientific & Technical, 1993, 171 - 200.
- [15] Pearce J A and Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, 19: 290 - 300.
- [16] Mullen E D. MnO/TiO₂ / P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, 62: 53 - 62.

- [17] Glassley W. Geochemistry and tectonics of the Grescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington [J]. Geol. Soc. Am. Bull., 1974, 85: 785 – 794.
- [18] 郭召杰, 张志诚, 王建君. 阿尔金山北缘蛇绿岩带的 Sm-Nd 等时线年龄及其大地构造意义[J]. 科学通报, 1998, 43(18): 1 981 – 1 984.
- [19] 郭召杰, 张志诚, 贾承造, 魏国齐. 塔里木克拉通前寒武纪基底构造格架[J]. 中国科学(D 辑), 2000, 30(6):568 – 575.
- [20] 孙勇, 刘池阳, 车自成, 等. 阿尔金拉配泉地区元古界裂谷火山岩系及其构造意义[J]. 地质论评, 1997, 43(1): 17 – 24.
- [21] 崔军文, 唐哲民, 邓晋福, 等. 阿尔金断裂系 [M]. 北京: 地质出版社, 1999, 1 – 249.
- [22] 刘良, 车自成, 王焰, 等. 阿尔金茫崖地区早古生代蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄证据 [J]. 科学通报, 1998, 43(8): 800 – 803.
- [23] Sobel E R and Arnaud N. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China [J]. Tectonics, 1999, 18(1): 64 – 74.
- [24] 许志琴, 杨经绥, 张建新, 等. 阿尔金断裂两侧构造单元的对比及岩石圈剪切机制[J]. 地质学报, 1999, 73(3): 193 – 205.
- [25] 王焰, 刘良, 车自成, 等. 阿尔金茫崖地区早古生代蛇绿岩的地球化学特征[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 1 010 – 1 014.
- [26] 张旗, 周国庆. 中国蛇绿岩 [M]. 北京: 科学出版社, 2001, 46 – 48.
- [27] 陈宣华, 王小凤, 杨风, 等. 阿尔金山北缘早古生代岩浆活动的构造环境[J]. 地质力学学报, 2001, 7(3): 193 – 198.

Geochemistry and Geochronology of Amphibolite from the Hongliugou Area, Altyn Tagn, Northwestern China

WU Yong-ping¹, MAO De-bao², ZHAO Geng-xin^{2,3}, WANG Jie², WANG Ke-zhuo⁴,
NIU Guang-hua², YUAN Gui-bang²

(1.Inner Mongolia Institute of Geology and Mineral Exploration and Development, Hohhot 010010, China; 2.Tianjin Institute Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China; 3.China University of Geosciences, Beijing, 100083, China;4.Xinjiang Institute of Geological Survey, Urumuqi 830011, China)

Abstract: A suit of amphibolite occurs at the south to Hongliugou ophiolite belt, in northern margin of the Altyn Tagn. Samples from the amphibolite yielded a whole rock isochron Sm-Nd age of $(1\,454 \pm 65)\text{Ma}$ and a single Zircon U-Pb age of $(506 \pm 11)\text{Ma}$. The geological and geochemical evidences show that the former age is most likely interpreted as the form age and the latter age is almost consistent with the metamorphism in the early Paleozoic collision. Geochemical data suggest that the amphibolite mainly belongs to tholeiite series. Most of the samples have low REE with slightly enriched LREE or flat REE patterns. The spider diagrams of trace elements normalized by N-MORB are mainly similar to the transitional basalts between mid-ocean ridge basalts (MORB) and volcanic arc basalts (VAB). In various discrimination diagrams, the samples also mostly plot in MORB field with minor in VAB field. Therefore, the amphibolite was probably formed in the tectonic setting of spreading basin-arc basin. The existing of oceanic basic volcanic activities is then deduced from the studies above.

Key words: Altyn Tagh; Amphibolite; Geochronology; Geochemistry; Tectonic setting