文章编号:1000-8845(2015)02-143-08 中图分类号:P588.3;P59 文献标识码:A

阿尔金环形山榴辉岩岩石地球化学及地质意义

王立社[1,2],李智明[1],仇银江[2],杨鹏飞[1,3],姜寒冰[1],段星星[1],詹小弟[3]
(1.中国地质调查局西安地质调查中心 国土资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室,陕西 西安 710054;2.新疆地质勘查基金项目管理中心,新疆 乌鲁木齐 830001;3.长安大学地球科学与资源学院,陕西 西安 710054)

摘 要:调查研究发现,阿尔金南缘环形山榴辉岩呈透镜体状产于新元古代石榴石二长花岗片麻岩中,岩石经退变质作用,白眼圈构造发育,石榴石变少,石英及金红石等矿物较少,未见峰期矿物组合。绿辉石被次透辉石及角闪石替代,岩石为榴辉岩、榴闪岩及斜长角闪岩。主量及微量元素地球化学分析显示:主量元素Al_2O_3、TiO_2、MgO、P_2O_5及稀土Nb/Ta、Zr/Hf、Zr/Nb、La/Nb、Y/Nb特征比值与洋脊玄武岩一致;稀土标准化模式图、微量元素原始地幔标准化图及MORB标准化图指示岩石具洋脊玄武岩特征,原岩可能为地幔岩经15%~30%的部分熔融形成。结合榴辉岩围岩年龄、变质作用等分析认为,该榴辉岩为似洋脊玄武岩的基性岩浆侵入花岗岩后,于500 Ma左右发生大陆俯冲折返形成。

关键词:阿尔金;榴辉岩;大陆深俯冲;地球化学

阿尔金造山带位于新疆、青海、甘肃省区结合部,为塔里木、柴达木及东西昆仑、天山、柴北缘、北祁连和北山构造带的衔接带,具有重要构造位置。前人在相邻构造单元中发现榴辉岩-花岗岩带,如甘肃北山柳园、柴北缘大柴旦鱼卡河一带榴辉岩-花岗岩带,这些榴辉岩的围岩花岗质片麻岩结晶年龄分别为(880±31)Ma、950~850 Ma[1-6],且花岗质片麻岩为S型花岗岩,表明北山和柴北缘新元古代可能具相似的构造地质背景。近年来,阿尔金造山带中发现超高压变质作用,许多学者对该区包括榴辉岩在内的高压-超高压岩石变质作用及变质时代进行了探讨[7-20]。笔者在阿尔金山中段环形山一带发现榴辉岩-花岗岩带,认为该带花岗岩为二长花岗片麻岩,属S型花岗岩,岩石年龄为(928±9)Ma;榴辉岩峰期变质年龄为507~509 Ma,原岩年龄为592~790 Ma(另文刊发)。榴辉岩及退变岩石具怎样的岩石地球化学特征,其原岩与阿尔金江尕勒萨依及英格利萨依两地榴辉岩产出背景是否一致,具何种地质意义?本文首次对其进行报道。

1 区域地质背景

前人研究表明,阿尔金造山带是在太古代古老地壳形成及多期岩浆活动、古元古代(2 500~1 800 Ma)强烈改造和中基性岩浆侵入、新元古代(1 000~800 Ma)碰撞造山及大规模岩浆活动的基础上[21],经早古生代古板块(或地块)间的相互俯冲-碰撞形成的复杂构造带,之后又遭受了中新生代走滑断裂系的改造。据区内不同地质单元特征及岩石学、地球化学和同位素年代学等研究成果,将该造山带由北向南依次划分为阿北变质地体、红柳沟-拉配泉构造混杂岩带、阿中米兰河-金雁山地块、阿南茫崖构造混杂岩带等4个构造单元[22,23],阿尔金南缘榴辉岩带位于阿中-米兰河-金雁山地块与阿南茫崖构造混杂岩带间(图1)[24]。本文研究的榴辉岩位于阿尔金环形山一带(图1),西延为江尕勒萨依榴辉岩带,东延有英格利萨依超高压榴辉岩带。环形山榴辉岩呈自然露头(图2),无覆盖,样品采自该区多个露头,采样中心坐标为(88°07.95′~88°08.15′;38°14.00′~38°13.80′)。

2 岩石学特征

榴辉岩及退变质榴闪岩、斜长角闪岩呈不等粒变晶结构,粒度较细,块状构造。榴辉岩中石榴石含量约28%,为半自形等轴多边粒状变晶结构,部分晶粒具筛眼状构造,粒径0.15~0.8 mm;次透辉石约28%,半自形短柱状、粒柱状,粒径0.1×0.15 mm~0.8×1.6 mm;基性斜长石约20%,半自形、他形中细粒变晶,粒径0.1~0.4×0.5 mm;次闪石约22%,多为辉石次变边;黑云母约0.5%,为细片状交代角闪石;金

项目资助:国家自然科学基金(41103021;41272089)和中国地质调查局项目(1212011220861)资助
收稿日期:2014-08-04;修订日期:2014-10-24;作者E-mail:804249689@qq.com
第一作者简介:王立社(1976-),男,陕西周至人,博士,副研究员,2001年毕业于西北大学岩石学、矿物学、矿床学专业。从事地质矿产调查研究工作

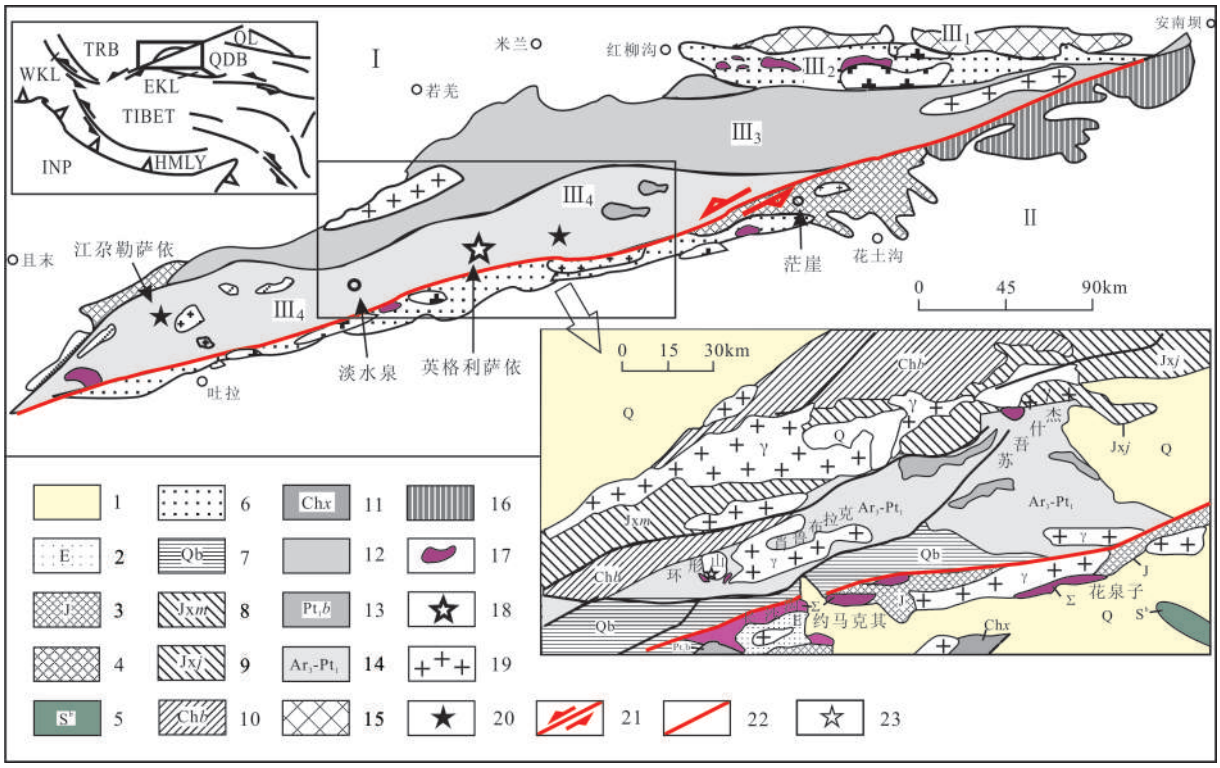


图 1 阿尔金构造地质简图及环形山一带地质图

Fig.1 Geological sketch map of AltynTagh and geological sketch map of ring mountain

1.第四系;2.古近系;3.侏罗系;4.中—新生界;5.志留系白干湖组;6.古生界;7.青白口系索尔库里群;8.蓟县系木孜萨依组;9.蓟县系金雁山组;10.长城系巴什库尔干群;11.长城系小庙群;12.中—新元古界;13.古元古界白沙河组;14.新太古—古元古界阿尔金岩群;15.太古宇;16.达肯大坂岩群;17.镁铁-超镁铁岩;18.超高压二辉橄榄岩;19.花岗岩;20.榴辉岩;21.走滑断裂;22.断裂;23.工作区及采样点

TRB——塔里木盆地;QL——祁连山;QDB——柴达木盆地;WKL——西昆仑;EKL——东昆仑;HMLY——喜马拉雅山;

INP——印度板块; Ⅰ——塔里木盆地;Ⅱ——柴达木盆地;$Ⅲ_1$——阿北地块;$Ⅲ_2$——红柳沟-拉配泉蛇绿构造混杂岩带;

$Ⅲ_3$——米兰河-金雁山地块; $Ⅲ_4$——阿尔金混杂岩带

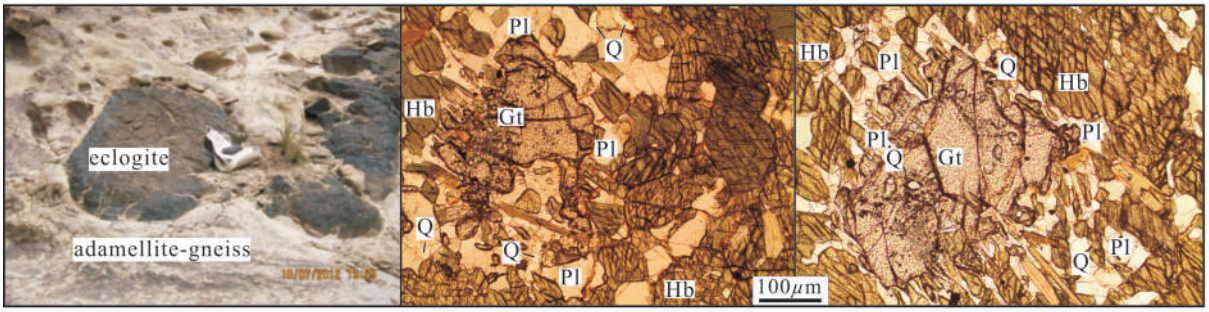


图2 岩石野外及微观特征

Fig.2 Field characteristics and Microstructures of rocks

红石约1%,呈他形微细晶分布于角闪石及石榴石晶粒中;钛磁铁矿约1%,微细粒晶,粒径0.05~0.1 mm;磷灰石约0.5%,为短柱状细晶。含石榴-石英斜长角闪石,角闪石约55%,呈半自形不完整柱状、粒柱状,粒径0.1×0.15 mm~1.6×2.2 mm;石榴石约2%,半自形等轴多边粒状变晶,部分晶粒具筛眼状构造,粒径0.1~0.8 mm;基性斜长石约37%,半自形、他形不等细粒,粒径0.05~0.3×0.6 mm;黑云母约4%,细片状交代角闪石;绿帘石约1%,他形微细晶,交代角闪石;另有短柱状细晶磷灰石数粒。榴闪辉岩中,帘石约35%,为原生辉石次变产物,完全承袭柱状-短柱状辉石晶体轮廓,呈泥晶集合体,与部分次闪石次变物混生,粒径0.1×0.15 mm~0.6×0.8 mm;次闪石含量约27%,为不完整柱状-短柱状变晶;石榴石含量约34%,半自形-自形粒状变晶,粒径0.1~0.6 mm;石英约2%,似文象状细微晶与次闪石交生,为石榴石、辉石退变分解产物;钛铁矿约1.5%,半自形-他形板状、板粒状;金红石约0.5%,不规则细粒状。矿物分

析显示,环形山一带榴辉岩遭受较强程度退变质作用,榴辉岩中未见榴辉岩相峰期矿物组合。绿辉石几乎被次透辉石及角闪石替代,常见石榴石与周围退变产物斜长石、角闪石、石英等组成的"白眼圈"构造(图2),显示岩石普遍发生了退变质作用,仅在DY1b2中发现绿辉石,绿辉石周围已退变为角闪石,仅核部残留绿辉石。

3 样品分析方法

元素地球化学分析测试在西安地质矿产研究所实验测试中心完成,主量元素采用Panalytical公司产PW4400型X萤光光谱仪(XRF)测定,分析误差低于5%;微量元素和稀土元素采用Thermo Fisher公司产X-series^{II}型电感偶合等离子质谱仪(ICP-MS)测定,相对标准偏差优于5%。

4 岩石地球化学特征

榴辉(闪)岩等透镜体在复杂的进变质和退变质过程中,一些较活跃碱性元素随流体迁移[25-29]。岩石中有些主要元素含量在榴辉岩变质过程中变化较小,如MgO、TiO_2、P_2O_5、Al_2O_3在蚀变(包括热液蚀变)中基本保持稳定,通常保留了原岩性质和类型[30,31]。此外,稀土元素在榴辉岩相变质过程中作为一组地球化学性质相似的群体虽含量可能发生变化,但其相应的特征比值及稀土标准化模式是稳定的。因此,可利用变质过程中相对稳定的MgO,TiO_2,P_2O_5,Al_2O_3,REE,Zr,Hf,Nb,Ta,Co,Cr,Ni等元素综合探讨岩石地球化学特征及成因。

4.1 主量元素

本次共分析榴辉岩、榴闪岩及斜长角闪岩等样品8件,主量元素分析结果见表1。从表1看出,SiO_2含量为45.33%~48.85%,显示基性岩石特征;Na_2O+K_2O(2.21%~3.17%)含量较低,且$Na_2O>K_2O$;Al_2O_3(15.48%~16.34%)和CaO(7.79%~10.79%)含量较高;TiO_2(0.85%~1.52%)含量变化较大,一般小于1.52%,平均1.04%。Wilson指出洋岛拉斑玄武岩的$A1_2O_3$和TiO_2分别为13.45%、2.63%[32],环形山榴辉岩与洋岛拉斑玄武岩相比较Al_2O_3含量明显偏高,TiO_2明显偏低;Sun S S研究显示岛弧拉斑玄武岩的TiO_2平均含量为0.80%[33];本文岩石TiO_2平均1.04%,高于0.80%,显然不同于岛弧拉斑玄武岩。Melson WG通过对大西洋、太平洋和印度洋中脊拉斑玄武岩的$A1_2O_3$和TiO_2平均含量研究显示,$A1_2O_3$分别为15.6%、14.86%、15.15%,TiO_2分别为1.49%、1.77%、1.19%[34];Pearce指出典型洋中脊拉斑玄武岩TiO_2含量约1.5%[35],显然环形山榴辉(闪)岩及斜长角闪岩与洋脊拉斑玄武岩$A1_2O_3$和TiO_2含量较一致,与一般板内火山岩通常具高Ti含量的特征不同[36]。利用TFeO/MgO-TiO_2判别图及$w(P_2O_5)$-$w(TiO_2)$判别图解(图3)[37],对样品进行判别投图,结果样品落在MORB区域。

4.2 稀土和微量元素地球化学特征

从稀土元素分析结果及球粒陨石标准化分布模式图可知(表1,图4)[38],榴辉(闪)岩及斜长角闪岩中,除DY9b1榴闪辉岩、DY1b3斜长角闪石岩稀土含量较高,∑REE(不含Y)分别为64.86、87.61,δEu具负异常,其余岩石∑REE(不含Y)=31.89×10^{-6}~42.75×10^{-6},平均36.28×10^{-6},∑LREE=20.87×10^{-6}~25.92×10^{-6},平均23×10^{-6},∑HREE=10.98×10^{-6}~16.83×10^{-6},$(La/Yb)_N$=0.73~1.28,平

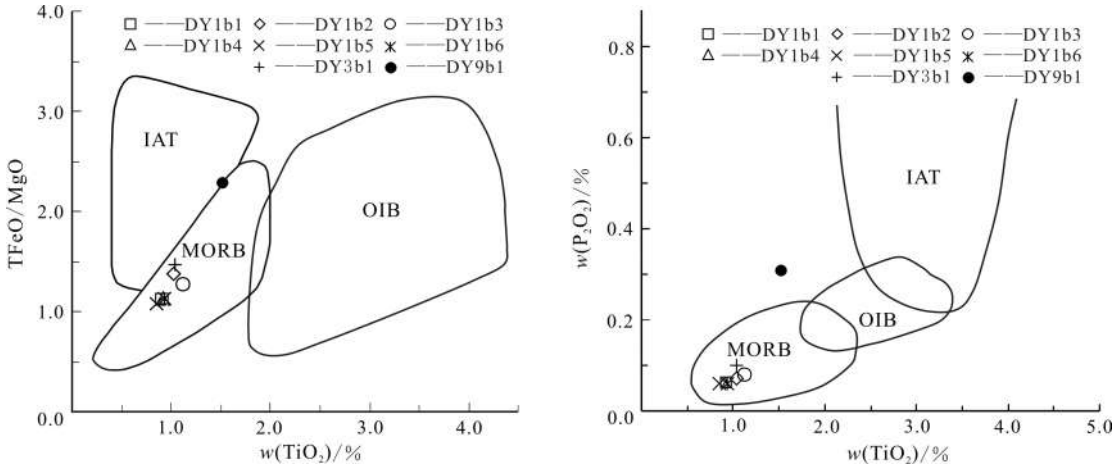


图3 TFeO/MgO-TiO_2判别图和$w(P_2O_5)$-$w(TiO_2)$判别图解

Fig.3 TFeO/MgO-TiO_2 distinguishing diagram and $w(P_2O_5)$-$w(TiO_2)$ distinguishing diagram for tectonic settings

MORB——大洋中脊玄武岩;OIB——洋岛玄武岩;IAT——岛弧拉斑玄武岩

表1 岩石主量元素及微量元素化学组成

Table 1 Major elements and trace elements compositions

样品名称	DY1b1 斜长角闪岩	DY1b2 榴辉岩	DY1b3 斜长角闪岩	DY1b4 斜长角闪岩	DY1b5 斜长角闪岩	DY1b6 斜长角闪岩	DY3b1 榴辉岩	DY9b1 榴闪岩
SiO_2	47.290	47.530	45.330	47.600	47.380	48.130	48.850	46.870
Al_2O_3	15.640	15.280	15.580	16.040	16.340	16.130	15.480	15.640
Fe_2O_3	3.520	2.830	3.710	3.200	3.350	2.840	3.320	2.120
FeO	7.080	9.100	8.420	7.560	7.120	7.820	8.810	13.480
CaO	10.590	10.790	10.550	10.550	10.520	10.680	9.450	7.790
MgO	9.000	8.450	9.220	9.260	9.420	9.200	8.020	6.720
K_2O	1.210	0.570	1.040	0.780	0.810	0.480	0.680	0.120
Na_2O	1.960	1.640	1.700	2.070	2.190	1.870	2.060	2.980
TiO_2	0.910	1.030	1.120	0.920	0.850	0.930	1.040	1.520
P_2O_5	0.060	0.070	0.080	0.060	0.060	0.060	0.100	0.310
MnO	0.160	0.190	0.190	0.170	0.160	0.170	0.200	0.310
灼失※	2.360	2.380	3.040	1.700	1.710	1.620	1.960	2.060
TFeO	10.210	11.620	11.720	10.410	10.100	10.350	11.760	15.370
Mg#	61.330	56.690	58.610	61.560	62.670	61.540	55.100	44.050
La	3.170	3.020	7.640	3.670	2.860	2.950	2.960	8.350
Ce	8.450	8.360	19.900	9.820	7.840	7.870	8.770	22.900
Pr	1.290	1.300	2.990	1.500	1.210	1.200	1.510	3.670
Nd	6.360	6.820	13.600	7.330	6.190	6.160	8.570	19.100
Sm	2.070	2.240	3.970	2.380	2.050	1.920	3.070	6.090
Eu	0.790	0.900	0.980	0.820	0.760	0.770	1.040	1.730
Gd	2.670	3.350	4.220	3.020	2.630	2.640	3.790	6.450
Tb	0.480	0.620	0.700	0.520	0.460	0.480	0.690	1.130
Dy	3.310	4.320	4.510	3.600	3.120	3.360	4.730	7.250
Ho	0.730	0.960	0.930	0.760	0.660	0.730	1.060	1.540
Er	2.140	2.720	2.460	2.100	1.840	2.140	2.980	4.320
Tm	0.320	0.410	0.360	0.310	0.280	0.320	0.440	0.630
Yb	1.960	2.610	2.260	1.930	1.730	2.070	2.740	3.870
Lu	0.300	0.380	0.340	0.280	0.260	0.310	0.400	0.580
Y	15.300	20.000	18.800	15.200	14.900	15.000	21.200	35.300
ΣREE(无Y)	34.040	38.010	64.860	38.040	31.890	32.920	42.750	87.610
LREE	22.130	22.640	49.080	25.520	20.910	20.870	25.920	61.840
HREE(无Y)	11.910	15.370	15.780	12.520	10.980	12.050	16.830	25.770
LREE/HREE	1.860	1.470	3.110	2.040	1.900	1.730	1.540	2.400
$(La/Yb)_N$	1.090	0.780	2.280	1.280	1.120	0.960	0.730	1.460
δEu	1.030	1.000	0.730	0.930	1.000	1.040	0.930	0.840
δCe	0.980	0.990	0.980	0.980	0.990	0.980	0.960	0.970
Cr_2O_3	268.000	201.000	262.000	298.000	314.000	318.000	173.000	101.000
Cu	41.100	28.300	66.600	55.200	53.300	51.500	40.400	98.400
Pb	186.000	139.000	99.100	50.800	97.500	128.000	35.300	104.000
Zn	289.000	188.000	229.000	146.000	232.000	143.000	141.000	299.000
Cr	184.000	138.000	179.000	204.000	215.000	217.000	118.000	68.800
Ni	83.800	55.300	95.800	90.200	93.200	95.600	61.600	50.600
Co	50.200	55.300	57.000	50.200	46.600	53.200	54.600	41.500
Li	37.500	33.900	42.100	34.000	37.800	25.100	55.900	3.290
Rb	118.000	46.800	114.000	79.200	80.700	36.900	50.100	8.450
Cs	10.100	3.460	7.230	6.800	7.320	2.420	3.140	0.290
Sr	77.700	59.800	39.800	82.600	104.000	123.000	59.600	107.000
Ba	98.700	49.700	59.900	51.900	52.800	36.100	77.800	13.100
V	255.000	288.000	292.000	254.000	241.000	264.000	292.000	489.000
Sc	18.900	24.900	18.700	18.900	20.700	20.600	24.500	29.300
Nb	2.720	4.340	8.780	5.340	3.570	2.080	6.880	14.400
Ta	0.500	1.270	1.260	0.910	0.600	0.280	1.960	0.940
Zr	41.000	51.100	51.200	41.000	38.100	38.700	49.600	113.000
Hf	1.430	1.720	1.900	1.420	1.370	1.260	1.870	3.300
Be	1.160	1.650	5.190	3.510	2.860	0.690	3.470	1.680
Ga	16.600	16.600	19.400	17.600	17.400	17.000	20.200	30.200
Ge	2.690	2.720	2.380	2.340	1.400	2.820	1.250	1.120
U	2.440	1.920	5.810	2.660	2.660	2.060	1.030	1.170
Th	1.090	1.920	3.100	1.200	1.120	1.050	0.700	1.240
Nb/Ta	5.440	3.420	6.97 0	5.870	5.95 0	7.430	3.51 0	15.320
Zr/Hf	28.670	29.710	26.950	28.870	27.810	30.710	26.520	34.240
Zr/Nb	15.070	11.770	5.830	7.680	10.670	18.610	7.210	7.850
La/Nb	1.170	0.700	0.870	0.690	0.800	1.420	0.430	0.580
Y/Nb	5.630	4.610	2.140	2.850	4.170	7.210	3.08	2.450

注:稀土标准化值据 [39],主量元素单位:%,微量元素单位:$\times 10^{-6}$

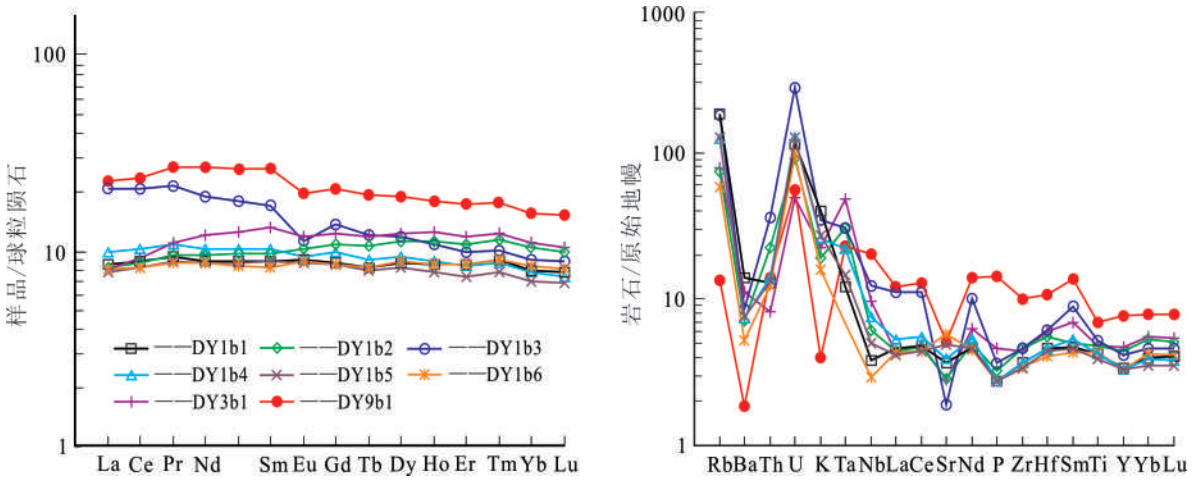


图4 球粒陨石标准化图解及微量元素蛛网图解

Fig.4 Chondrite-normalized REE Patterns and primitive-mantle normalized spider diagram for samples

均为1,具非常一致的稀土元素含量和球粒陨石标准化分布模式图。模式图整体上呈轻重稀土稍低于中稀土的平缓模式,轻重稀土元素间无明显分馏,且Eu异常弱。榴辉(闪)岩及斜长角闪岩的这种稀土分布模式与大洋玄武岩中洋脊拉斑玄武岩一致,这种稀土分布模式主要归结为部分熔融程度较高,Gast经定量估算认为其为地幔岩经15%~30%的部分熔融形成[39]。笔者对榴辉岩年龄研究表明,其原岩年龄为592~790 Ma,虽年代有差异,但稀土元素的上述特征表明其源区性质一致。

Nb,Ta和其它高场强元素及稳定的Nb/Ta、Zr/Hf比值等被广泛作为指示地质演化的示踪剂[40-42]。榴辉岩及退变岩石微量元素分析结果见表1。岩石Nb/Ta和Zr/Hf比值分别为3.42~15.32、26.52~34.24,其Nb/Ta比值明显低于球粒陨石相应比值17.5[43],而接近MORB的Nb/Ta比值15.5[44,45];Zr/Hf比值也低于球粒陨石相应比值36.6[46],与MORB的相应比值28~45相符[47],岩石Zr/Nb特征值是研究岩石产出背景的有效标志之一。前人研究N-MORB和E-MORB的Zr/Nb值分别大于16和小于16[48],板内玄武岩的Zr/Nb比值平均约10[32]。本文岩石相应比值为5.83~18.61,变化范围较大,平均10.59,与E-MORB和板内玄武岩平均值较接近。Pearce指出典型的OIB的Nb含量为13.0 μg/g[49],本文样品Nb值除一件样品大于13外,其余均小于13,与典型OIB岩石不符。郭安林等认为类似地幔柱的岩浆和正常洋中脊亏损地幔岩浆相互作用可形成OIB-EMORB-NMORB区域内逐渐变化的岩石组合Nb丰度范围变化较大[50],显然本文岩石不属此类情况。样品稀土La/Nb值为0.43~1.42(平均0.83),Y/Nb值为2.14~7.21(平均4.02),分别与MORB的La/Nb和Y/Nb平均值0.76和3.5相近[51]。稀土元素的这些特征比值综合显示本文样品与MORB更具亲缘性。

微量元素经原始地幔标准化后,元素蛛网图显示岩石强烈富集Rb,U,Ta等(图4)[43]。富Nb,Sm,相对亏损Ba,Sr,K,P,Y等,Rb_N/Yb_N比值明显大于1,为强烈不相容元素富集型。表明其为富集或交代地幔源,低程度熔融分离结晶程度的残余熔体。微量元素Hf/3-Th-Nb/16图解及Ti/100-Zr-Sr/2图解也是判断基性岩石产出背景的一个重要手段(图5)[52,53],图5显示岩石与岛弧钙碱性玄武岩、富集型洋中脊及板内拉斑玄武岩特征相关。样品MORB标准化蛛网图整体显示前隆后平缓型(图6)[35,43],Ce之前的元素除Sr接近于1外,其余元素K,Rb,Ba,Th,Ta和Nb相对MORB均较富集,无明显的Nb-Ta谷(表明Nb和Ta不亏损);Ce之后元素P,Zr,Hf,Sm,Ti,Y和Yb具微弱低P,稍高Sm外,整体显示较平坦的分布模式,显示了洋脊玄武岩而非岛弧玄武岩特征。

5 结论及讨论

近年来,阿尔金江尕勒萨依相继发现榴辉岩及超高压证据[12,14,54]。阿尔金英格利萨依地区确定出超高压石榴石二辉橄榄岩、花岗质片麻岩及片麻状(含)钾长石榴辉岩的存在[55,56],表明阿尔金南缘可能分布着一条超高压变质岩带。锆石U-Pb定年结果和英格利萨依地区超高压岩石及组合特征进一步表明[57],该超高压变质岩带的峰期变质时代约为500 Ma,属早古生代[10],同环形山榴辉岩峰期变质年龄一致,为同一变质带。该榴辉岩及退变质岩的成因研究显示,其原岩具大洋中脊玄武岩特征。前人

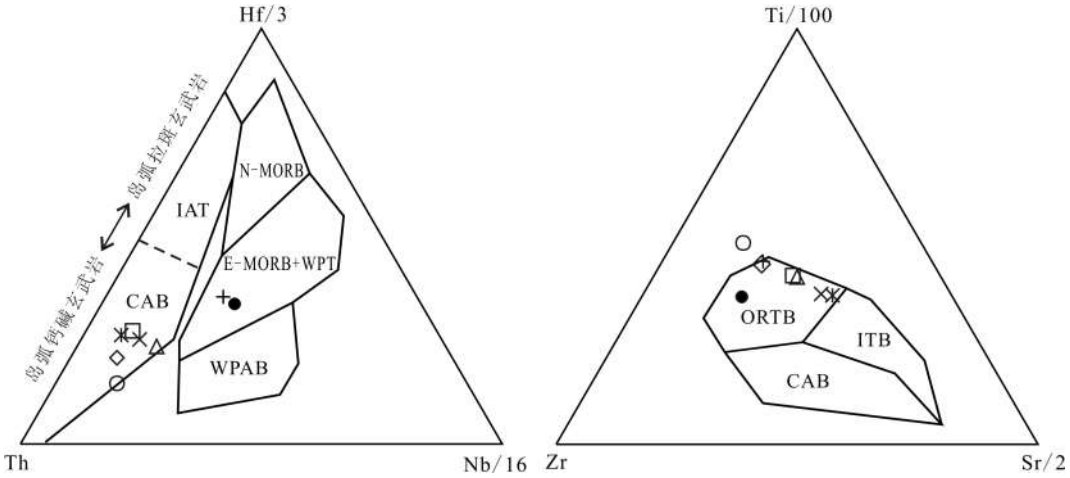


图5 岩石Hf/3–Th–Nb/16及Ti/100–Zr–Sr/2图解

Fig.5 Hf/3–Th–Nb/16 and Ti/100–Zr–Sr/2 distinguishing diagram for tectonic settings

IAT——岛弧拉斑玄武岩;N-MORB——正常大洋中脊;E-MORB+WPT——富集型洋中脊及板内拉斑玄武岩;WPAB——板内碱性玄武岩;ITB——岛弧拉斑玄武岩;ORTB——洋脊拉斑玄武岩;CAB——钙碱性玄武岩

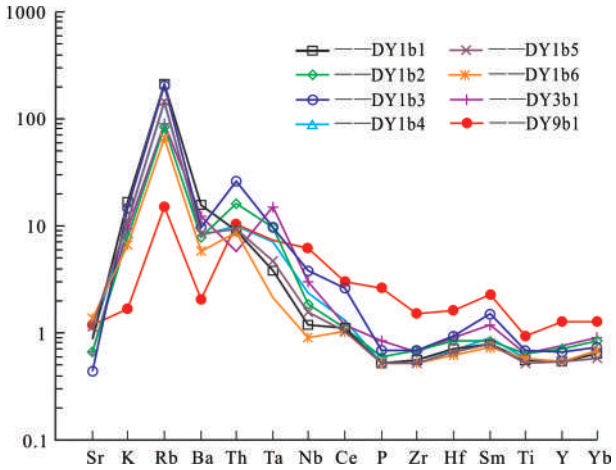


图6 岩石MORB标准化图解

Fig.6 MORB standardization diagram for tectonic settings

通过对榴辉岩微量及稀土元素地球化学研究证明[13],阿尔金西段江尕勒萨依榴辉岩原岩主要为“T”型大洋玄武岩,这些榴辉岩具洋脊玄武岩特征。该榴辉岩原岩是否为大洋环境产物呢?早期多数研究者从俯冲环境角度,将造山带中榴辉岩划分为两种类型:“大洋俯冲型”(Fransiscan型)和“大陆俯冲型”(阿尔卑斯型)。前者与大洋岩石圈的消减和俯冲有关,原岩为洋壳岩石,常与蓝片岩和具洋壳性质的蛇绿岩和岛弧火山岩伴生。后者与陆壳的俯冲及陆陆碰撞有关[58,59],原岩多为陆壳成因的侵入体,常呈透镜体状分布于长英质片麻岩、泥质片麻岩及大理岩等陆壳性质的变质岩中。最典型的有中国的大别—苏鲁超高压带、西阿尔卑斯的Dora Maira地块和哈萨克斯坦的Kocchetav等[60]。随着近年研究工作的深入,学者们在典型洋壳俯冲成因的榴辉岩中发现超高压变质证据[61-66],且原岩具远洋沉积物性质的zermatt-saas榴辉岩的围岩片麻岩也存在指示超高压变质的矿物和矿物组合[61],表明洋壳深俯冲形成的超高压岩石可折返出露地表,从而打破了密度较大的洋壳俯冲后不能折返的认识[57]。那么阿尔金南缘中段榴辉岩及退变岩和西段榴辉岩究竟是陆壳的深俯冲还是洋壳的深俯冲,或是洋壳先期深俯冲继而拖动后期的陆壳深俯冲,亦或是类似洋脊性质的岩石早期就位于陆壳之中后又和陆壳一起发生了陆壳的深俯冲?也有学者提出地震成因榴辉岩[67,68],研究这个问题的关键,必须考虑到榴辉岩及围岩年龄、地球化学特征,及相关的大地构造背景、变质情况等。刘良等对阿尔金英格利萨依相关岩石地球化学特征研究表明[11],变质中性岩石的REE分布型式与变质基性岩石一致,并具较明显的负Eu异常,认为它们的原岩可能是同一岩浆源区基性岩浆经分离结晶作用演化结果。据阿尔金英格利萨依地区超高压花岗质片麻岩具超高压变质特征,含钾长石榴辉石岩及石榴石二辉橄榄岩地球化学证据,认为其应为大陆深俯冲作用产物。笔者研究发现,环形山花岗片麻岩为S型花岗岩,U-Pb锆石年龄为(928±9)Ma,远大于592~790 Ma的榴辉岩原岩年龄[69]。据矿物组合特征,该岩石至少经历了高角闪岩相或麻粒岩相的变质变形作用,与具超高压变质特征的英格利萨依榴辉岩围岩花岗片麻岩相似,目前发表数据显示榴辉岩峰期变质年龄在500 Ma左右。刘良测得江尕勒萨依榴辉岩围岩原岩年龄为(920±14) Ma[23],原岩为典型陆壳沉积物的石榴子石黑云母片麻岩,变质锆

石年龄为(499±27) Ma,显然围岩的峰期变质年龄与榴辉岩一致。且末县南该榴辉岩围岩角闪质糜棱岩的Sm-Nd矿物对等时线年龄为(519±37. 3)Ma[9],正是该时期区内动力变质作用的响应。笔者对榴辉岩原岩锆石Lu-Hf同位素研究表明,锆石来自为富集地幔,遭受地壳影响,微量元素显示部分地壳混染特征。

综上所述,环形山榴辉岩是由具洋脊玄武岩特征的基性岩浆侵入地壳后,与围岩一起发生大陆俯冲折返形成的。阿尔金南缘500 Ma发生大陆俯冲折返运动,形成一条超高压变质带。

致谢:刘良、张复新、董云鹏教授、李行研究员在成文过程中给予指导,蔺启珍及程秀华高工在分析测试样品时提供帮助,采用路远发编制Geokit软件绘图[70],在此一并感谢。

参 考 文 献

[1] 陆松年.新元古时期Rodinia超大陆研究进展述评[J].地质论评,1998,44(5):489-495.

[2] 杨经绥,许志琴,李海兵,等.柴北缘大柴旦榴辉岩的发现及区域构造意义[J].科学通报,1998,43(14): 1544-1549.

[3] 于海峰,陆松年,梅华林,等.中国西部新元古代榴辉岩-花岗岩带和深层次韧性剪切带特征及其大陆再造意义[J],岩石学报,1999,15(4):532-538.

[4] 李怀坤,陆松年,赵风清,等.柴达木盆地北缘鱼卡河含柯石英榴辉岩的确定及其意义[J].现代地质,1999,13(1):43-49.

[5] Zhang JX,Mattinson CG,Meng FC,et al.Polyphase tectonothermal history recordedin granulitized gneisses from the North Qaidam HP/UHP metamorphic terrane,Western China: Evidence from zircon U-Pb geochronology[J].Geological Society of America Bulletin,2008, 120:732-749.

[6] Song SG,Su L,Li XH,et al. Grenvile-age orogenesis in the Qaidam-Qilian block:The link between South China and Tarim[J].Precambrian Research, 2012,220-221: 9-22.

[7] 车自成,刘良,罗金海.阿尔金高压变泥质岩石的发现及其产出环境[J].科学通报, 1995,40(14):1298-1300.

[8] 车自成,刘良,罗金海.中国及其邻区区域大地构造学[M].北京:科学出版社,2002:354-386.

[9] 刘良,车自成,罗金海,等.阿尔金西段榴辉岩的确定及其地质意义[J].科学通报,1996,41 (14): 1458- 1488.

[10] 刘良,孙勇,车自成,等.阿尔金发现超高压(>3.8 Gpa)石榴石二辉橄榄岩[J].科学通报,2002,47(9): 657-662.

[11] 刘良, 孙勇, 罗金海, 等.阿尔金英格利萨依花岗质片麻岩超高压变质[J].中国科学,D 辑,2003,33(12):1184-1192.

[12] 张建新,张泽明,许志琴,等.阿尔金构造带西段榴辉岩的Sm-Nd及U-Pb年龄——阿尔金构造带中加里东期山根存在的证据[J].科学通报,1999,44(10):1109-1112.

[13] 张建新,许志琴,杨经绥,等.阿尔金构造带西段榴辉岩岩石学、地球化学和同位素年代学研究及其构造意义[J].地质学报,2001,75(2):186-197.

[14] 张建新,杨经绥,许志琴.阿尔金榴辉岩中超高压变质作用证据[J].科学通报,2002,47(3):231-234.

[15] 张建新,李怀坤,孟繁聪,等.塔里木盆地东南缘(阿尔金山)"变质基底"记录的多期构造热事件:锆石U-Pb年代学的制约[J].岩石学报,2011,27(1):23-46.

[16] 张安达,刘良,孙勇,等.金超高压花岗质片麻岩中锆石SHRIMP U-Pb定年及其地质意义[J].科学通报, 2004,49(22) : 2335-2341.

[17] 陆松年,于海峰,李怀坤,等.中国前寒武纪重大地质问题研究——中国西部前寒武纪重点地质事件群及全球构造意义[M].北京: 地质出版社,2006:1-197.

[18] 王超,刘良,车自成,等.阿尔金南缘榴辉岩带中花岗片麻岩的时代及构造环境探讨[J].高校地质学报,2006,12(1):74-82.

[19] Wang C,Liu L,Yang WQ,et al. Provenance and ages of the Altyn Complex in Altyn Tagh: Implications for the early Neoproterozoic evolution of northwestern China[J].Precambrian Research, 2013,230:193-208.

[20] Yu SY,Zhang JX,Pablo García del Real,et al. The Grenvillian orogeny in the Altun-Qilian-North Qaidam mountain belts of northern Tibet Plateau: Constraints from geochemical and zircon U-Pb age and Hf isotopic study of magmatic rocks[J].Journal of Asian Earth Sciences, 2013,73: 372-395.

[21] 刘永顺,于海峰,辛后田,等.阿尔金山地区构造单元划分和前寒武纪重要地质事件[J].地质通报,2009, 28(10):1430-1438.

[22] 刘良,车自成,王焰,等.阿尔金高压变质岩带的特征及其构造意义[J].岩石学报,1999,15(1):57-64.

[23] 刘良,张安达,陈丹玲,等.阿尔金江尕勒萨依榴辉岩和围岩锆石LA-ICP-MS微区原位定年及其地质意义[J].地学前缘,2007,14(1):098-107.

[24] Liu L,Wang C,Cao YT,et al.Geochronology of multi-stage metamorphic events: Constraintson episodic zircon growth from the UHP eclogite in the South Altyn[J].NW China.Lithos, 2012.136-139:10-26.

[25] 周汉文,李献华,刘颖.南大别花凉亭冷榴辉岩退变质作用过程中的元素地球化学变异[J].地球化学,1997,26(5):25-33.

[26] 凌文黎,贾望鲁,高山,等.大别超高压变质过程中流体作用的微量元素效应及其地球化学意义[J].地球化学,2000,29(6):533-541.

[27] Jahn B M,Rumble D,Liou J G.Geochemistry and isotope tracer study of UHP metamorphic rocks[J].EMU Notesin Mineralogy, 2003,5(12):365-414.

[28] Griffin W L,Brueckner H K.REE,Rb-Sr and Sm-Nd studies of Norwegian eclogites[J].Chemical Geology,1985,52(2):249-271.

[29] 陈永松,杨经绥,罗立强,等. 西藏拉萨地块 MORB 型榴辉岩的岩石地球化学特征[J].地质通报,2007,26(10):1327-1339.

[30] Bernard C J,Peucat JJ,Cornichet J.U-Pb,Nd isotope and REE geochemistry in eclogues from the Cabo Ortegal Complex,Galicia Spain:an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high- grade metamorphism[J].Chemical Geology, 1985,52(2):217-22.

[31] 侯增谦,莫宣学,朱勤文,等."三江"古特提斯地幔热柱——洋中脊玄武岩证据[J].地球学报,1996,17(4):362-375.

[32] Wilson M. Igneous Petrogenesis[M].London:Unwin Hyman, 1989: 1-466.

[33] Sun S S.Lead isotopic study of young volcanic rocks form mid-oceanridges,ocean islands and island arcs[J].Phil R Soc Lon A, 1980,297:409-445.

[34] Melson WG,Vallier TL,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[J].Washington D C:Am Geophys Union,1976,351-367.

[35] Pearce J A.Role of subcontinental lithosphere in magmagenesis at destructive plate margins[C]//Hawkesworth,Norry.Continental Basalts and Mantle Xenoliths.Nantwich:Shiva,1983,230-249.

[36] 赖绍聪,秦江锋.青藏高原双湖地区二叠系玄武岩地球化学及其大地构造意义[J].地学前缘,2009,16(2):70-78.

[37] Glassily W. Geochemistry and tectonics of the Grescent volcanic rocks,Olympic Peninsula,Washington[J]. Geol. Soc. Am. Bull., 1974,85:785-794.

[38] Taylor SR,MclemannSM.The Continental Crust:Its Composition ofmeltsand Evolu tion[M].Blackwell:Oxford Press:1985,312.

[39] Gast,PW.Trace element fractionation and the origin of tholeiite and alkaline magma type,Geochim[J].Cosmochim.Acta,1968,32: 1057-1086.

[40] Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust[J]. Earth Planet. Sci. Lett.,1988,90:297-314.

[41] McDonough W F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle [J].Earth Planet. Sci. Lett.,1990,101:1-18.

[42] McDonough W F. Partial melting of subducted oceanic crust and

isolation of its residual eclogitic lithology [J].Phil. Trans.R.Soc. London Ser.,1991,A 335:407-418.
[43] Sun S, McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: for implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A,Norry M.Magmatism in the Ocean Basin.Geo logical Society Special Publication,1989,42:313-345.
[44] Jochum K P, Seufert H M, Spettel B, et al. The solar system abundances of Nb, Ta and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elementsin diferentiated planetary bodies[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1986, 50:1173- 1183.
[45] Jochum K P, Stolz J. High- precision Nb, Ta, Zr, and Y data for carbonaceous chondrites: constraints on solar system Nb/Ta and Zr/Nb ratios, Meteorit[J]. Planet. Sci., 1997,32:67.
[46] Jochum K P, Hofmann A W. Nb/Ta in MORB and continental crust implications for a superchondritic Nb/Ta reservoir in the mantle[J]. EOS, 1998, 79:354.
[47] Jörg A Pfäder, Carsten Münker, Andreas Stracke, et al. Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts—Implications for crust-mantle differ entiation and the fate of Niobium[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 254:158-172.
[48] Leroex AP, Dick HJB,Fisher RL.Petrology and geochemistry of MORB from 25°E to 46°E along the southwest Indian ridge:evidence for contrasting styles of mantle enrichment[J].J.Petrol., 1989,30:947-986.
[49] Pearce J A . Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.In:Thorps RS(ed) [M].Andesites.New York: John Wiley and Sons. 1982:525-548.
[50] 郭安林,张国伟,孙延贵,等. 阿尼玛卿蛇绿岩带 OIB 和 MORB 的地球化学及空间分布特征:玛积雪山古洋脊热点构造证据[J].中国科学(D 辑),2006,36(7):618-629.
[51] Weaver BL. The origin of ocean island end- member compositions: trace element and isotopic contrains[J]. Earth Planet Sci Lett,1991,104: 381-397.
[52] Wood D A. The application of a Th-Hf-Nb diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of the British Tertiary volcanic provinic[J]. Earth Plant Sci Lett, 1980,(50):11-30.
[53] Pearce J A,Cann J R.Tectonic setting of basic volcanic rocks deter mined using trace element analyses[J].Earth and Planetary Sci ence Letters,1973,19:290-300.
[54] Chen D L,Liu L,Sun Y,et al.Silica- exsolution in eclogitefro-mAltynTagh, NW China[C]MAliceWainMemorialWestern Norway eclogite field symp, Selje, Western Nor- way, AbstrVol,81. Budapest: EtvsUniversity Press,2003.
[55] 刘良,孙勇,罗金海,等.阿尔金发现超高压(>3.8Gpa)石榴石二辉橄榄岩.大陆的俯冲、拆离和减薄作用学术研讨会论文摘要集[J],汇编:从柏林,翟明国,郭敬辉,刘建明.西安,西北大学,2001, 13- 17.
[56] 刘良,陈丹玲,张安达,等.阿尔金超高压(>7GPa)片麻状(含)钾长石榴辉石岩—石榴子石出溶单斜辉石的证据[J].中国科学,2005, 35(2):105-114.
[57] 张安达.阿尔金超高压榴辉岩及其围岩的地球化学、年代学研究及其地质意义[D].西安:西北大学,博士论文. 2006.
[58] Ernst W G,Liou J G. Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling- Dabie- Sulu and Franciscan metamorphic belts[J].Geology, 1995, 23(4): 353-356.
[59] Maruyama S, Liou J G ,Terabayashi M. Blueschists eclogites of the world and their exhumation[J].International Geology Review, 1996, 38:485-594.
[60] Shatsky V S,agoutz E J,Sobolev N V,et al.Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) [J].Contrib Mineral Petrol,1999,137: 185-205.
[61] Reinecke T. Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps[J]. Lithos, 1998, 42: 147-189 .
[62] Zhang LF, Ellis D J,Jiang WB. Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan,China, part-:evidences from the inclusion of coesite pseudomorphs in garnet and quartz exsolution lamellae in omphacite in eclogites[J].American Mineralogist,2002,87:861-866.
[63] Zhang LF, Ellis DJ, Williams S ,et al. Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan, China, part-: evidence from magnesite in eclogite[J]. American Mineralogist, 2002, 87: 853-860 .
[64] Tagiri M, ano T,Bakirov A, et al. Mineral para geneses and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrghyas tan Tian-Shan[J]. The Island Arc, 1995, 4, 280-292.
[65] Parkinson CD, Miyazaki K, Wakita K, et al. An overview and tectonic synthesis of the very high pressure and associated rocks of Sulawesi, Java and Kalimantan, Indonesia[J].The Island Arc, 1998, 7,184-200.
[66] 张立飞,David J,Ellis,艾永亮,等.新疆西天山超高压变质榴辉岩[J].矿物岩石学杂志,2002,21(4):371-386.
[67] 刘景波.中温榴辉岩中柯石英和金刚石形成的一种地震成因模型[J].岩石学报,1994,10(4):390-400.
[68] Yang J J, Huang M X, Wu Q Y.Coesite-bearing eclogite breccia: implication for co-seismic ultrahigh-pressure metamorphism and the rate of the process[J]. Contrib Mineral Petrol,2014,167:1013.
[69] 王立社,张巍,段星星,等.阿尔金环山花岗片岩同位素年龄及成矿研究[J].岩石学报,2015,31(1):119-132.
[70] 陆远发. Geokit:一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J].地球化学,2004,33(5):459-464.

Geochemistry and Geological Significance of Eclogite from Huanxingshan in Altyn Tagh

Wang Lishe[1,2],Li Zhiming[1],Qiu Yinjiang[2],Yang Pengfei[1,3],
Jiang Hanbing[1],Duan Xingxing[1],Zhan Xiaodi[3]

(1.Xi'an Geological center ,China Geological survey ,Key Laboratory for the study of Focused Magnatism and Giant Ore Deposits,MLR Xi'an ,Shaanxi , 710054,China;2.Geological Exploration Fund Project Management Center,Urumqi, Xinjiang,830001,China;3.School of Earth Science and Resources, Chang'an University,Xi'an ,Shaanxi,710054,China)

Abstract: On the south rim Altyn Tagh crater eclogite investigation found that eclogite was a lens-shaped garnet produced in early Neoproterozoic granite gneiss, rocks experienced retrograde, white-circle structure development, less garnets, quartzesand rutile mineral, the peak mineral combination almost invisible, omphacite almost all replaced by salites and amphiboles, There are the eclogite, amphibole eclogite and amphibolite at present. The main elements and trace element geochemical analysis found that the stable main elements Al_2O_3, TiO_2, MgO, P_2O_5 and rare earth Nb/Ta, Zr/Hf, Zr/Nb, La/Nb, Y/Nb characteristics ratio consistent with oceanic basalt. Rare earth standardized model diagram, primitive mantle normalized trace elements diagram and MORB standardization map also indicates the rock a mid ocean ridge basalt characteristics, and the original rock could be formed by 15%~30% partial melting of mantle rock. Based on the geochemical characteristics and comprehensive analysis on host granite gneiss age, metamorphism grade, and regional contrast indicate that the eclogite is like ridge basalt magma penetrated the granite base, after the formation of continental subduction occurred at about 500Ma.

Key words: Altyn Tagh; Eclogite; Continental deep subduction; Geochemistry