文章编号:1000-8845(2013)02-117-07 中图分类号:TD872+.9;P597+.3 文献标识码:A

新疆博格达东缘色皮口一带辉绿岩地球化学、锆石U-Pb年龄及地质意义

高景刚[1,2],李文渊[2],郭新成[3],周义[1],刘建朝[1],范庭宾[3],周汝洪[4]

(1.长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室,陕西 西安 710054;2.西安地质矿产研究所,陕西 西安 710054;3.新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局第十一地质大队,新疆 昌吉 833000;4.新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局,新疆 乌鲁木齐 810000)

摘 要:博格达造山带内出露的晚石炭世辉绿岩,为研究博格达裂谷演化末期地球动力学背景提供了重要信息。色皮口地区辉绿岩主量元素以低TiO_2、较高Al_2O_3、较低MgO、贫P_2O_5,较低的K_2O/Na_2O比值(0.12~0.53),ΣREE较高,LREE/HREE为2.45~3.56,铕负异常不明显(δEu=0.82~1.02)等为特征。与原始地幔相比,其不相容元素K,Rb,U,Ba富集,高场强元素Nb,Ta,Zr,Hf无富集,Ti亏损不明显,Nb,Ta,Th表现为明显负异常。U富集可能指示与地壳物质的加入有关,较低的Nb/Zr比值(0.02~0.06),暗示岩浆源区可能为受地壳混染的亏损地幔。辉绿岩LA-ICP-MS锆石U-Pb定年结果为(300.5 ± 1.7) Ma(MSWD=2.3,Th/U比值为0.36~1.3),为晚石炭世晚期,代表了博格达裂谷闭合后地球动力学环境由挤压变为拉张的转折期。

关键词:新疆;博格达;锆石U-Pb定年;地球化学;辉绿岩

近EW向的博格达造山带位于准噶尔与吐哈盆地间,西起乌鲁木齐,东与卡拉麦里-哈尔里克造山带相连(图1-a)。博格达造山带侵入岩以广泛发育辉绿岩、缺少花岗岩为特征。晚石炭世辉绿岩作为造山带重要组成部分,对造山带演化具重要意义。长期以来地学界对博格达造山带构造属性一直存在分歧[1-10]。新疆地质局区调队于该区开展1:20万木垒幅、七角井幅地质调查,基本查明本区辉绿岩分布。笔者等于2008年"新疆木垒县色皮口地区区域地质矿产调查"项目中,开展1:5万大比例尺填图,获得较详实辉绿岩地质资料❶,运用高精度激光等离子质谱对辉绿岩进行精确定年及岩石地球化学研究,为进一步了解该带辉绿岩特征、成因及形成地质环境提供依据。

1 地质概况与辉绿岩特征

1.1 地质概况

色皮口地区位于博格达造山带NEE向转折重要部位,区内出露地层主要为石炭系七角井组、柳树沟组和祁家沟组。最老地层为下石炭统七角井组[9],主要分布于博格达造山带东部七角井-高泉地区,位于研究区沟川达坂-头水断裂南侧。柳树沟组分布于研究区中北部,南以沟川达坂-头水断裂为界,与七角井组呈断裂接触,北以博格达北缘断裂与东准噶尔晚古生代陆缘盆地接触,构成博格达东段主体(图1-b)。

1.2 辉绿岩分布特征

大石头-色皮口地区辉绿岩发育较典型,层状辉绿岩主要分布于七角井组及柳树沟组上部,南部七角井组中分布最多(图1-b)。区内1:5万地质图上显示辉绿岩约有120条,其中80余条在F_4断裂以南七角井组中,其它近40条分布于东-东北部柳树沟组中,祁家沟组中仅见个别辉绿岩。辉绿岩多为顺层侵位岩床,产状与上下岩层近于平行,局部可见切层。岩体受构造控制明显,为热侵入,岩体上下接触面为数米厚的角岩化带。辉绿岩呈深灰绿色,块状构造,具辉绿结构。斜长石为An 50~70拉长石,部分脱钙,辉石一般为含钛普通辉石,部分为普通辉石,近半数有绿泥石化等蚀变。辉石含量为20%~40%,个别达50%~60%。局部发育含橄榄石的橄榄

项目资助:新疆维吾尔自治区1:5万区域地质矿产调查项目(XJQDZ2008-05),中国地质调查局项目(1212011121092),中央高校基本科研业务费专项资金(CHD2010JC128)和长安大学基础研究支持计划专项基金联合资助
收稿日期:2012-12-03;修订日期:2012-12-25;作者E-mail:jggao@chd.edu.cn
第一作者简介:高景刚(1974-),男,博士,副教授,2008年毕业于长安大学地球探测与信息技术专业,从事矿床学、矿产普查与勘探专业教学和科研工作

❶ 高景刚.新疆木垒县色皮口地质报告,2010

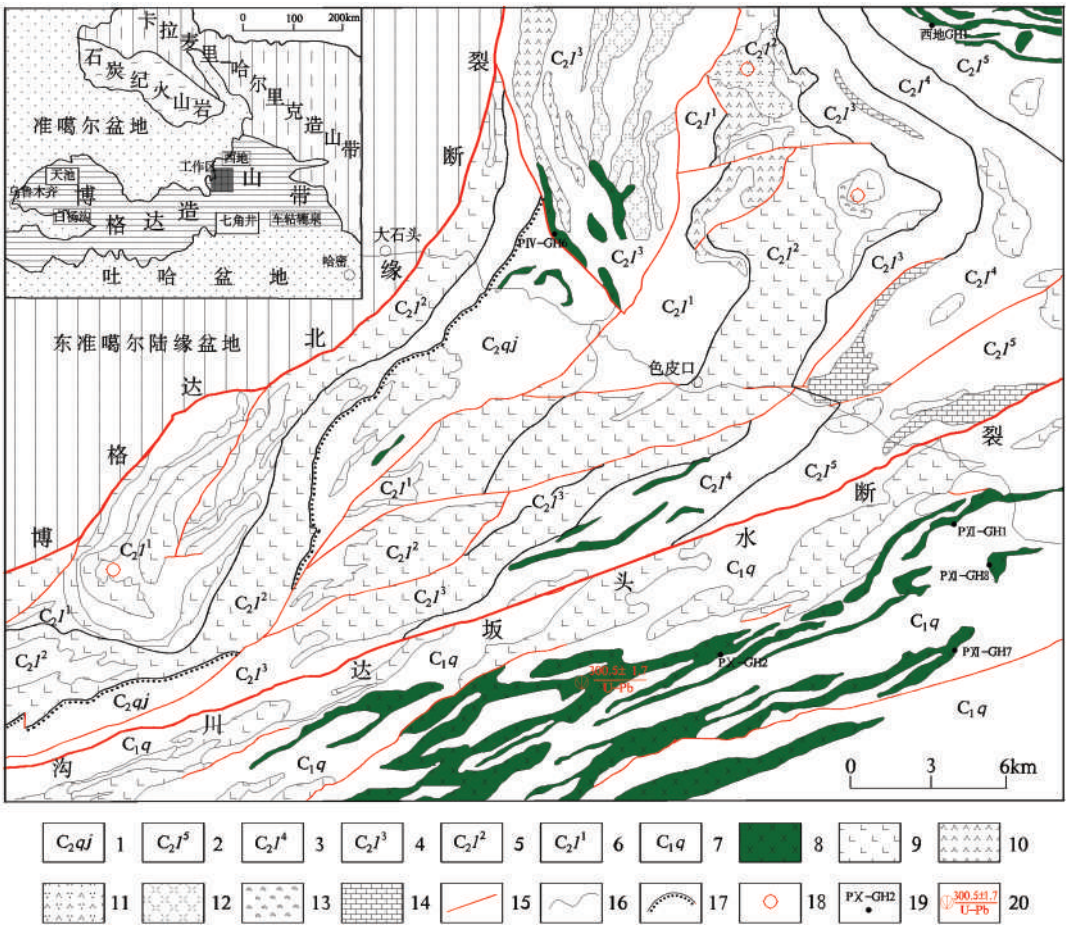

图1 色皮口地区辉绿岩分布图及采样位置图

Fig.1 The diabase distribution and Sampling position sketch in Sepikou area , Xinjiang

1.上石炭统祁家沟组;2. 上石炭统柳树沟组第五段;3. 上石炭统柳树沟组第四段;4. 上石炭统柳树沟组第三段;5. 上石炭统柳树沟组第二段;6. 上石炭统柳树沟组第一段;7.下石炭统七角井组;8.晚石炭世辉绿岩;9.玄武岩、玄武安山岩;10.角斑岩;11.石英角斑岩;12.流纹岩;13.火山集块岩;14.灰岩;15.断裂;16.地质界线;17.不整合界线;18.火山机构;19.硅酸盐样品;20.同位素样品及年龄

辉绿岩,橄榄石多在辉石中呈自形包体或嵌晶。

2 锆石LA-ICP-MS U-Pb定年

2.1 样品采集及分析方法

本文选取色皮口地区侵入七角井组辉绿岩进行锆石U-Pb定年分析,采样位置见图1-b。用于锆石年代学测试的辉绿岩样品在河北省地勘局廊坊实验室内完成。样品测试利用中国地质科学院矿产资源研究所带有多个离子计数器的Finnigan Neptune型多接收电感耦合等离子体质谱仪及与之配套的New wave UP 213激光剥蚀系统。相关仪器运行条件及详细分析流程见文献[11]。

2.2 测试结果

色皮口地区辉绿岩中锆石为无色透明或浅黄色,结晶较好,呈等粒状或长柱晶形。锆石阴极发光

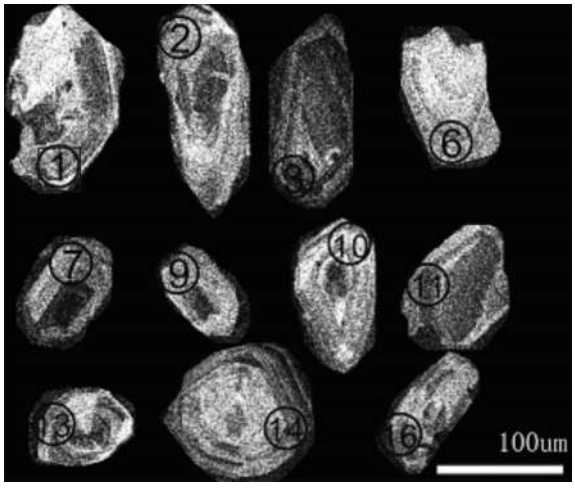

图2 色皮口地区辉绿岩锆石阴极发光图像

Fig.2 CL images of diabase zircons in Sepikou area

表1 色皮口地区辉绿岩的锆石LA-ICP-MS U-Pb年代学测试结果

Table 1 The LA-ICP-MS U-Pb ages result of Diabase zircons in Sepikou area

分析点	^{232}Th/μg/g	^{238}U/μg/g	Th/U	^{207}Pb/^{206}Pb	σ	^{207}Pb/^{235}U	σ	^{206}Pb/^{238}U	σ	^{208}Pb/^{232}Th	σ	^{207}Pb/^{206}Pb/Ma	σ	^{207}Pb/^{235}U/Ma	σ	^{206}Pb/^{238}U/Ma	σ	^{208}Pb/^{232}Th/Ma	σ
SP-RZ3-01	20	55	0.36	0.050 8	0.000 58	0.331 0	0.004 31	0.047 4	0.000 35	0.006 6	0.001 53	232	23	290	3	298	2	133	31
SP-RZ3-02	262	317	0.83	0.055 5	0.000 46	0.373 1	0.004 19	0.048 7	0.000 29	0.002 1	0.000 42	432	19	322	3	307	2	42	8
SP-RZ3-03	144	111	1.30	0.078 9	0.019 95	0.347 3	0.005 42	0.048 1	0.000 56	0.005 3	0.002 91	1169	519	303	4	303	3	107	58
SP-RZ3-04	47	108	0.43	0.050 7	0.000 45	0.329 1	0.003 39	0.047 1	0.000 34	0.003 1	0.000 74	228	23	289	3	297	2	63	15
SP-RZ3-05	130	151	0.86	0.051 1	0.000 37	0.338 3	0.003 42	0.048 0	0.000 36	0.001 6	0.000 50	256	17	296	3	302	2	32	10
SP-RZ3-06	26	65	0.40	0.051 8	0.000 59	0.339 5	0.004 90	0.047 6	0.000 42	0.004 1	0.001 47	276	23	297	4	300	3	82	30
SP-RZ3-07	75	128	0.58	0.050 8	0.000 43	0.331 9	0.003 33	0.047 4	0.000 31	0.001 5	0.000 49	232	19	291	3	299	2	30	10
SP-RZ3-08	55	62	0.89	0.049 8	0.000 54	0.329 9	0.003 98	0.048 1	0.000 35	0.002 2	0.000 67	187	21	289	3	303	2	44	13
SP-RZ3-09	60	61	0.98	0.054 2	0.000 96	0.363 9	0.009 23	0.048 6	0.000 72	0.003 3	0.001 11	389	39	315	7	306	4	67	22
SP-RZ3-10	50	91	0.55	0.049 8	0.000 47	0.325 9	0.003 63	0.047 5	0.000 33	0.002 6	0.000 70	183	22	286	3	299	2	53	14
SP-RZ3-11	39	73	0.53	0.050 4	0.000 55	0.327 1	0.004 07	0.047 1	0.000 33	0.002 8	0.000 72	213	24	287	3	297	2	56	14
SP-RZ3-12	46	108	0.42	0.050 9	0.000 43	0.331 9	0.003 47	0.047 4	0.000 34	0.002 2	0.000 56	235	20	291	3	298	2	44	11
SP-RZ3-13	44	77	0.57	0.050 8	0.000 59	0.336 4	0.004 26	0.048 1	0.000 34	0.003 2	0.000 84	232	23	294	3	303	2	64	17
SP-RZ3-14	120	307	0.39	0.051 7	0.000 26	0.335 9	0.002 66	0.047 2	0.000 32	0.001 4	0.000 37	333	13	294	2	297	2	29	8
SP-RZ3-15	141	106	1.33	0.052 1	0.000 46	0.347 2	0.003 73	0.048 3	0.000 29	0.001 4	0.000 39	300	−12	303	3	304	2	29	8
SP-RZ3-16	56	102	0.55	0.051 4	0.000 41	0.335 4	0.003 48	0.047 4	0.000 34	0.002 0	0.000 60	257	19	294	3	299	2	41	12

注:由中国地质科学院矿产资源研究所分析(2010)

图像显示出明显内部构造和典型岩浆震荡环带，辉绿岩中锆石颗粒CL图像、锆石U-Pb分析点见图2。锆石LA-ICP-MS U-Pb年龄测定结果见表1。16个分析点Th/U比值变化为0.36~1.33，均大于0.1，为典型岩浆成因锆石[12]。图3显示辉绿岩样品中测定的16个点分析结果在锆石U-Pb谐和图上都落在谐和线附近，分布相对集中。所有测试点$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(300.5±1.7) Ma，MSWD=2.3，代表色皮口地区辉绿岩侵入结晶年龄。

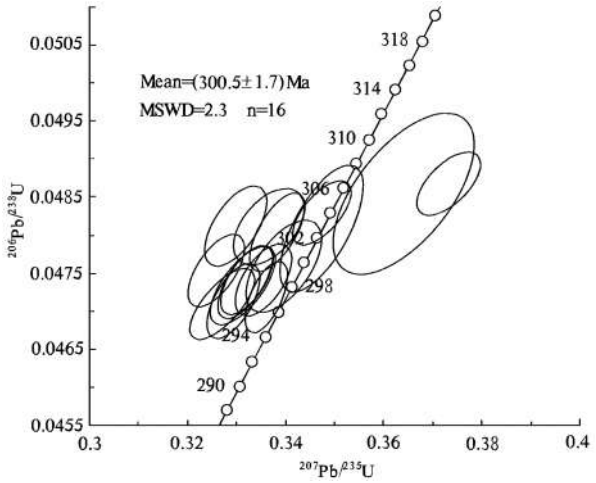

图3 色皮口地区辉绿岩锆石U-Pb年龄谐和图
Fig.3 Concordia plot of U-Pb ages for diabase zircons in Sepikou area

3 岩石地球化学特征

进行岩石地球化学分析的6块样品采自不同实测剖面(图1-b)，主量元素和微量元素分析结果见表2，3。

3.1 主量元素特征

主量元素分析结果表明，皮口地区辉绿岩分析样品具较高烧失量(2.88%~4.39%)，显示岩石经不同程度改造。辉绿岩SiO_2为44.97%~49.65%，碱总量为2.57%~4.16%，K_2O/Na_2O比值较低(0.12~0.53)，富钠贫钾。莱特碱度率*AR*指数为1.21~1.38，TiO_2=0.81%~2.1%，较高的Al、较低的Mg(MgO=5.83%~10.48%，镁指数变化于46.4~57.65)，及低K_2O/TiO_2和偏高的K_2O/P_2O_5比值(分别为0.17~0.98、1.2~5.88)，反映出在岩浆演化过程中发生了不明显分离结晶作用。在$SiO_2-Na_2O+K_2O$图解中(图4)[13]，色皮口地区辉绿岩落入辉长岩分布区，少数样品靠近橄榄辉长岩分布区，结合样品岩石学、岩石地球化学及宏观地质特征，岩性鉴定为辉绿岩。同样在图4中，样品投点落于碱性和亚碱性分界线附近，结合样品中主要造岩矿物为含钛普通辉石，较低牌号的斜长石，及少量橄榄石，推测色皮口地区辉绿岩属亚碱性-碱性过渡岩石系列。

3.2 微量元素特征

色皮口地区辉绿岩微量元素分析结果显示，辉绿岩的ΣREE变化在50.67×10^{-6}~74.79×10^{-6}，相对球粒陨石总量较高，LREE/HREE为2.45~3.56，LREE含量较HREE高。$(La/Yb)_N$为1.7~3.32，δEu为0.82~1.02，铕负异常不明显。在稀土元素球类陨石标准化分布型式图上(图5)[18]，所有辉绿岩样品全部组成低缓右倾平行曲线簇，轻重稀土分异较小，铕负异常不明显，与区域内晚石炭世柳树沟组玄武岩基本一致，具大陆拉斑玄武岩特征。其原始岩浆可能来自亏损地幔，岩浆房发生了辉石和橄榄石分离结晶作用(个别样品铕负异常显著)，与岩石学特征一致，该

表2 辉绿岩的主量元素分析结果表
Table 2 The major elements composition of Diabase

单位:%

样品号	西地GH1	PⅣ-GH6	PXI-GH1	PX-GH2	PXI-GH7	PXI-GH8
SiO_2	44.99	46.90	49.65	47.50	44.97	48.07
TiO_2	2.10	1.45	0.96	1.84	1.58	0.81
Al_2O_3	15.15	16.81	19.33	16.11	14.25	16.22
Fe_2O_3	4.57	1.08	0.76	1.98	3.15	2.35
FeO	7.95	8.44	6.10	7.74	7.70	7.20
MnO	0.19	0.16	0.12	0.22	0.18	0.15
MgO	7.09	7.93	5.83	6.70	10.48	7.94
CaO	9.43	8.92	9.20	9.82	9.70	10.94
Na_2O	3.08	2.61	3.16	2.72	2.19	2.09
K_2O	0.36	0.68	0.94	1.44	0.87	0.48
P_2O_5	0.30	0.25	0.16	0.26	0.22	0.23
LOI	4.39	4.31	3.35	3.26	3.89	2.88
Total	99.60	99.54	99.56	99.59	99.18	99.36
Mg#	47.14	48.44	48.87	46.40	57.65	52.44

注:西安地质矿产研究所实验室测试,2010; Mg#=100×MgO/(MgO+FeO)

表3 辉绿岩的微量元素分析结果

Table 3 The trace elements composition of Diabase　　单位:$\times10^{-6}$

样品号	西地GH1	PⅣ-GH6	PXI-GH1	PX-GH2	PXI-GH7	PXI-GH8
V	292.10	246.40	186.70	289.90	269.70	215.00
Sr	244.20	426.60	478.70	333.70	231.90	307.40
Zr	127.90	99.33	84.61	130.10	114.0	71.77
Nb	3.92	6.27	3.48	2.77	3.76	2.28
Cs	0.26	0.81	0.68	0.24	0.76	0.37
Ba	127.50	227.50	161.80	229.90	1037.00	121.80
Hf	3.34	2.56	2.11	3.38	2.80	1.78
Ta	0.27	0.42	0.21	0.17	0.42	0.22
Th	0.22	0.68	0.39	0.12	0.74	0.83
U	0.92	0.28	0.14	0.05	0.57	1.02
La	7.45	9.69	6.11	6.91	7.89	7.06
Ce	20.68	24.09	16.06	20.32	20.64	17.77
Pr	3.03	3.16	2.14	3.07	2.89	2.44
Nd	16.17	15.25	10.48	16.51	14.53	12.24
Sm	4.61	3.74	2.74	4.63	3.86	3.07
Eu	1.68	1.41	0.98	1.66	1.49	0.93
Gd	5.65	4.83	3.53	6.10	5.34	3.91
Tb	0.91	0.71	0.52	0.95	0.78	0.59
Dy	5.70	4.38	3.32	6.01	4.76	3.53
Ho	1.14	0.87	0.68	1.22	0.98	0.72
Er	3.33	2.54	1.96	3.55	2.75	1.96
Tm	0.46	0.35	0.27	0.48	0.40	0.28
Yb	2.68	2.09	1.61	2.92	2.33	1.55
Lu	0.45	0.37	0.29	0.48	0.40	0.27
Y	27.17	21.12	16.02	29.10	23.30	17.44
ΣREE	73.93	73.48	50.67	74.79	69.05	56.29
LREE/HREE	2.64	3.56	3.17	2.45	2.89	3.40
La_N/Yb_N	2.00	3.32	2.73	1.70	2.42	3.28
δEu	1.00	1.02	0.96	0.95	1.00	0.82

注:西安地质矿产研所实验室内测试,2010

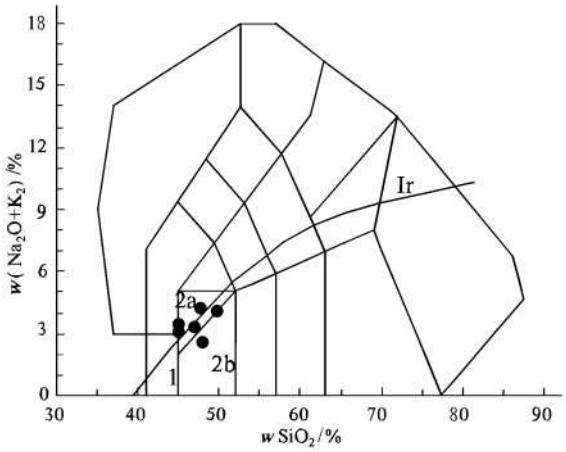

图4 色皮口辉绿岩 SiO_2–Na_2O+K_2O 图解

Fig.4 Diabase SiO_2–(Na_2O + K_2O) diagram in Sepikou area

1——橄榄辉长岩;2a——.碱性辉长岩;2b——亚碱性辉长岩;Ir – Irvine——分界线,上方为碱性,下方为亚碱性

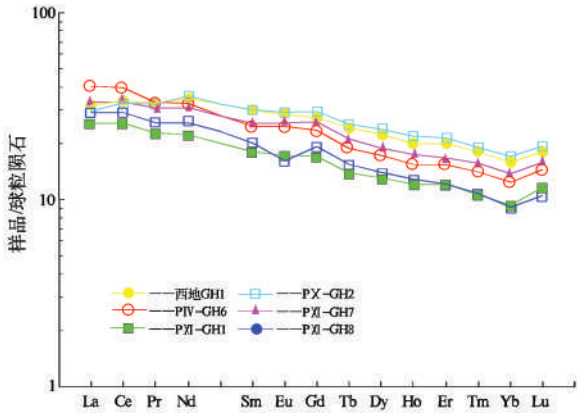

图5 辉绿岩稀土元素球粒陨石标准化分布图

Fig. 5 REE distribution pattern of Chondrite-normalized

过程未发生明显斜长石分离结晶作用。

色皮口地区辉绿岩为不相容元素K,Rb,U,Ba富集,高场强元素Nb,Ta,Zr,Hf无富集,Ti亏损不明显,Nb,Ta,Th表现为有明显负异常,U富集可能指示有地壳物质加入(图6),上述特征具板内玄武岩特点,分布型式为裂谷属性[14-15]。辉绿岩$(Th)_N/(Nb)_N$值为0.36~3.05,Nb/La值为0.32~0.65(小于1),可能受地壳混染。较低的Nb/Zr比值(0.02~0.06),暗示岩浆源区可能为亏损地幔[16-17]。

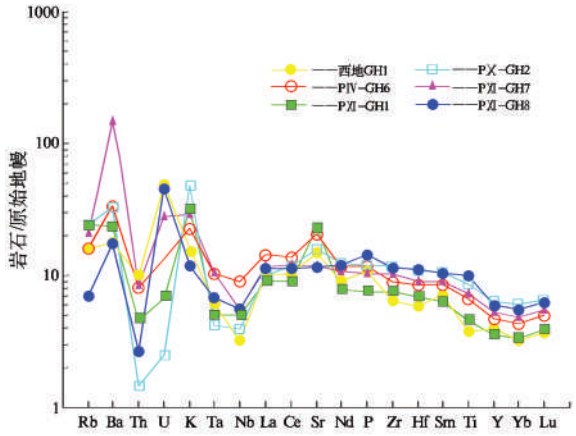

图6 辉绿岩微量元素原始地幔标准化蛛网图
Fig. 6 Trace element spidergrams of Primitive-mantle normalized in Diabase

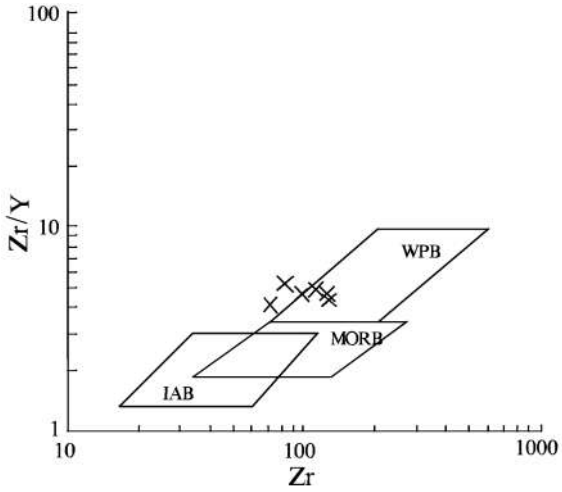

图7 辉绿岩Zr-Zr/Y图解
Fig.7 Diabase Zr – Zr/Y diagram
WPB——板内玄武岩;MORB——洋中脊玄武岩;
IAB——岛弧玄武岩

4 讨论

4.1 辉绿岩形成时代

色皮口地区主要出露石炭系,包括下石炭统七角井组和上石炭统柳树沟组、祁家沟组,区域分布辉绿岩主要侵入下石炭统七角井组、柳树沟组第三、第四岩性段和祁家沟组中,并呈热侵入接触,接触带多发生0.5~1 m的角岩化带。从接触关系看,辉绿岩不晚于晚石炭世晚期。前人开展Rb-Sr同位素定年研究,获得Rb-Sr等时线年龄为(298.4±0.6) Ma,但采用了区域上3个石英二长闪长岩、2个正长花岗岩等样品与辉绿岩组合,因此,该年龄是否代表辉绿岩年龄值得商榷[5]。本次采集的侵入下石炭统七角井组辉绿岩中的锆石具震荡环带生长边,结合高的Th/U比值,暗示它们是岩浆结晶成因锆石,锆石U-Pb定年结果应代表岩浆结晶年龄。辉绿岩$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(300.5±1.7) Ma,代表辉绿岩固结时代。

4.2 岩浆源区及形成环境

色皮口地区所有辉绿岩样品均具拉斑玄武岩特征,显示Nb,Ta,Th负异常,具较低Nb/Zr比值(0.02~0.06),与亏损地幔值接近[19]。辉绿岩$(Th)_N/(Nb)_N$值为0.36~3.05,Nb/La值为0.32~0.65(小于1),明显受地壳混染。结合前人获得的博格达地区西地、铜沟两个辉绿岩样品的$\varepsilon_{Nd}(t)$值(5.87、5.59)[5],暗示辉绿岩岩浆源区为亏损地幔,在岩浆作用过程中可能受到地壳混染。Zr-Zr/Y图解显示辉绿岩形成板内裂谷环境(图7)[20]。

5 结论

(1) 色皮口地区辉绿岩锆石$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(300.5±1.7) Ma,代表辉绿岩侵入结晶年龄,为区内辉绿岩时代归属提供了新依据。

(2) 研究区辉绿岩岩石地球化学、微量元素地球化学、Nd同位素地球化学特征显示,辉绿岩岩浆源区为亏损地幔,并受到地壳混染,形成于板内裂谷环境。

(3) 晚石炭世基性辉绿岩脉顺层贯入,可能代表博格达裂谷闭合后地球动力学环境由挤压变为拉张的转折期,为博格达裂谷闭合提供了新的时代制约。

致谢:野外工作中得到新疆地矿局第十一地质大队郑勇、周能武、秦海峰高级工程师大力支持;张东阳参加了样品实验测试工作,在此深表感谢!

参 考 文 献

[1] Coleman RJ.Continental growth of North China. Tectonics,1989,8(1):: 621-625.
[2] 马瑞士,舒良树,孙家齐,等.东天山构造演化与成矿[M].北京:地质出版社,1997,1-202.
[3] Gao J, Li MS,Xiao XC,et al. Paleozoic tectonic evolution of the Tian-shan Orogen,northwestern China. Tectonophysics1998,287:213-231.
[4] 顾连兴,胡受奚,于春水,等.博格达陆内碰撞造山带挤压-拉张构造转折期的侵入活动[J].岩石学报,2001,17(2):187-198.
[5] 顾连兴,胡受奚,于春水,等.论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化[J].岩石学报,2001,17(4):585-597.
[6] 何国琦,李茂松,刘德全,等.中国新疆古生代地壳演化及成矿[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,香港:教育和文化出版社,1994,1-437.
[7] 王银喜,顾连兴,张遵忠,等.东天山晚石炭世大石头群流纹岩Sr-Nd-Pb同位素地球化学研究[J].岩石学报,2007,23(7):1749-1755.
[8] 夏林圻,夏祖春,徐学义,等.天山石炭纪大火成岩省与地幔柱[J].

地质通报,2004,23:903-910.
[9] 周济元,茅燕石,黄志勋,等.东天山古大陆边缘火山地质[M].成都:成都科技大学出版社,1994,1-280.
[10] 梁婷,郭新成,高景刚,等.博格达山东段石炭纪火山岩地球化学及构造属性[J]. 新疆地质,2011,29(3):290-296.
[11] 侯可军,袁顺达.宁芜盆地火山-次火山岩的锆石U-Pb年龄、Hf同位素组成及其地质意义[J].岩石学报. 2010,26(3):888-902.
[12] Pidgeon RT.Zircons: what we need to know. Journal of the Royal Society of Western Australia, 1996,79 (1):119-122.
[13] Middlmost EAK. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews. 1994,37:215-224.
[14] Condie KC. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Oxford Pergamon Press, London,1989,476.
[15] Wilson M.Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman,1989,1-464.
[16] Saunders AD, Storey M, Kent RW,et al.Consequences of plume-lithosphere interaction. In: Storey B C, Alabaster T,Pankhurst R J (eds). Magmatism and the causes of continental break-up. Geol. Soc.Spec. Pub., London, 1992,68: 41-60.
[17] Kieffer B, Arndt N, Lapierre H.Fllod and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell.Petrol,2004,45(4):793-834.
[18] Sun SS, Mcdonough WF. Chemical, isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Sanuders AD and Norry Mj(eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc.London Spec.Publ.1989,42:313-345.
[19] Weaver BL. The origin of ocean island baslt end-member composition:trace element an isotopic constraints.Earth planet Sci Lett,1991, 104:381-397.
[20] Pearce JA,Norry MJ.Petrogenetic implications of Ti, Zr,Y and Yb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol,1979,69:33-47.

Studies on the Geochemistry, Zircon U-Pb Age and Geological Significance of Diabase in the Sepikou Region, Eastern Bogda,XinJiang

GAO Jinggang[1,2],LI Wenyuan[2],GUO Xincheng[3],ZHOU Yi[1] ,LIU Jianchao[1],
FAN Tingbin[3],ZHOU Ruhong[4]

(1.Earth Science and Resources College of Chang'an University,Key laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an, Shaanxi,710054,China;2.Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources,Xi'an,Shaanxi, 710054,China;3.No.11 Geological Party,BGMERD of Xinjiang, Changji,Xinjiang, 833000, China;4. BGMERD of Xinjiang,Urumqi,Xinjiang,830000,China)

Abstract: The Late Carboniferous Diabase in bogda orogenic belt provides important information on the bogda rift tectonic evolution.The geochemistry of the major is characterized by low contents of TiO_2(0.81%~2.1%),MgO(5.83%~10.48%), K_2O and P_2O_5, high Al_2O_3 and low K_2O /Na_2O ration.Meanwhile,it is showing that the diabase is enrichment in light rare earth elements with abundance rare earth elements,LREE/HREE ration contents between 2.45 and 3.56,the diabase exhibits slightly negative Eu anomalies (δEu=0.82~1.02).Comparing with the primitive mantle,they are enriched in the large-iron-lithophile elements(such as K, Rb, U, Ba) and depletion of high-field-strength element(such as Nb and Ta) and Th. U enrichment may be indicating contamination by crustal materials,lower Nb/Zr ration (0.02~0.06).The above characteristics indicate that magma source are originated from depleted mantle of contamination by crustal materials.Using LA-ICP-MS method of U-Pb age dating,it is the 300.5±1.7Ma(MSWD=2.3, Th/U =0.36~1.33) that represents the crystallized age of the diabase.It represents the important conversion from compression to extension in Geodynamics.

Key words: Xinjiang;Bogda;LA-ICP-MS zircon;U-Pb dating;Geochemistry;Diabaseg