

# 北山造山带中部早古生代伸展构造体制： 来自石板井辉长岩的年代学及地球化学证据

陈超,修迪,潘志龙,张欢,张金龙,李庆喆,专少鹏

河北省区域地质矿产调查研究所,河北廊坊,065000

**内容提要:**北山造山带位于华北板块、塔里木板块和哈萨克斯坦板块交汇部位。为了研究北山地区早古生代大地构造属性,基于1:5万区域地质矿产调查,采用LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素定年法对分布于石板井地区的辉长岩体进行了年龄测定和岩石地球化学测试。结果表明:辉长岩体锆石U-Pb年龄为 $498.9 \pm 2.4$ Ma,属晚寒武世。地球化学数据显示:岩石具有较低的 $\text{SiO}_2$  (40.39%~53.62%)和较高的 $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12.56%~19.26%)、CaO (8.09%~10.93%)含量和 $\text{Mg}^\#$ 值。稀土总量较高( $\sum\text{REE}=62.69 \times 10^{-6} \sim 250.62 \times 10^{-6}$ ),轻重稀土分异明显 $[(\text{La}/\text{Yb})_N=4.89 \sim 16.94]$ ,无明显Eu异常, $\delta\text{Eu}=0.82 \sim 1.28$ 。岩石富集大离子亲石元素Rb、Ba、K等,亏损高场强元素Nb、Ta、P、Zr、Ti等。Rb/Nb-Rb/Zr、 $(\text{Ce}/\text{Yb})_N-(\text{Yb})_N$ 、Zr-Y和Zr-Nb图解显示该岩体岩浆起源于过渡型岩石圈地幔的部分熔融,并且在上升侵位过程中发生明显的地壳混染。辉长岩体具有相对高的 $\text{TiO}_2$  (0.65%~1.98%)、Nb( $4.47 \times 10^{-6} \sim 18.56 \times 10^{-6}$ )、Ta( $0.44 \times 10^{-6} \sim 1.86 \times 10^{-6}$ )、Zr( $48.07 \times 10^{-6} \sim 386.86 \times 10^{-6}$ )、Hf( $2.17 \times 10^{-6} \sim 21.23 \times 10^{-6}$ )含量,相 near 于板内玄武岩。此外,在辉长岩体南侧发育同期二长花岗岩,二者构成双峰式岩浆岩组合。综合上述特征,辉长岩产出构造背景为板内伸展构造体制,并推测在晚寒武世古亚洲洋未发生俯冲,仍处于扩张期。

**关键词:**北山造山带;早古生代;伸展构造;辉长岩;石板井

北山造山带位于中亚造山带的中东段,大地构造位置处于华北板块、塔里木板块和哈萨克斯坦板块交汇部位(Zuo Guochao et al., 2003; Zhao Zehui et al., 2007; Li Jinyi et al., 2009; Xiao W J et al., 2010; Ao S J et al., 2010; Zhao Zhixiong et al., 2015; Wang Guoqiang et al., 2016),大地构造背景十分复杂,岩浆活动非常活跃,分布多条基性、超基性混杂岩带,从早古生代至晚古生代均有产出。长期以来,前人对北山境内基性、超基性岩进行了元素地球化学、同位素地球化学等多方面的研究,为更深入认识北山造山带积累了丰富的资料。Fan Yuxin et al. (2005)通过对北山地区辉长岩类地球化学特征研究,认为北山地区辉长岩产出于活动大陆边缘的不同次一级构造环境。Wang Guoqiang et al. (2014)对北山红石山地区蛇绿岩中基性岩的研究,认为其形成于石炭纪大陆裂谷向大洋转化的构造环境,属“红海型”洋盆初始洋壳的地质记录。Wu Peng et al. (2012)在牛圈子蛇绿

岩中的辉长岩成功获得锆石U-Pb定年为 $446.5 \pm 4$ Ma,属晚奥陶世,据此认为北山地区在中奥陶世一早志留世阶段仍存在大洋扩张。Li Xiangmin et al. (2012)通过对茈茈台子蛇绿岩组成单元中辉长岩形成时代进行研究,认为晚古生代(石炭纪—二叠纪)北山地区处于碰撞造山期后陆内伸展构造背景。由此看来,对基性、超基性岩的研究为分析北山地区大地构造演化具有重要意义,然而目前大部分研究主要集中在蛇绿混杂岩带,北山其他地区同样也分布有基性侵入岩,其形成时代、成因、构造背景等方面的研究报道甚少。

本文在北山石板井地区1:5万区域地质矿产调查的基础上,通过对工作区内的辉长岩体进行LA-ICP-MS锆石U-Th-Pb同位素年代学、岩石学和岩石地球化学特征研究,探讨其形成时代,以及所反映的深部地质过程和构造背景,进而为北山地区的大地构造演化及地球动力学机制研究提供重要的参考依据。

注:本文为阴山成矿带地质矿产调查项目(12120114064101)资助的成果。

收稿日期:2016-06-18;改回日期:2016-09-12;责任编辑:黄敏。

作者简介:陈超,男,1984年生,工程师,工学硕士。主要从事区域地质矿产调查与研究。Email:chchgoud@163.com。

## 1 地质背景

研究区位于北山造山带中部石板井地区,大地构造位置处于哈萨克斯坦板块南缘早古生代陆缘活动带(Yang Hequn et al., 2010)。区域上的红柳河-牛圈子-洗肠井蛇绿岩带大致沿南部白云山-黄山-蒜井子一线通过,石板井-小黄山构造带呈北西-西向从区内中部北西-西向穿过,表现为强烈的韧性变形特征。区内出露主要岩石地层有古元古代北山岩群、中-新元古代地层、古生代地层和中生代地层。北山岩群为一套高绿片岩-角闪岩相的古老变质结晶基底岩系,分布于红柳河-牛圈子-洗肠井蛇绿岩带以北地区,呈岩体顶盖出露,组成岩性主要有二云母石英片岩、石英岩、二云母长石石英变粒岩、石榴二长变粒岩、角闪黑云斜长变粒岩、黑云角闪斜长片麻岩等。中-新元古代地层出露于红柳河-牛圈子-洗肠井蛇绿岩带以南,为一套滨浅海相碎屑岩、碳酸盐岩沉积建造,含古藻类化石,由于经受多次构造运动,褶皱紧闭,断裂发育,地层层序不连续。古生代地层为一套火山-碎屑沉积建造,包括中奥陶世横峦山群、晚奥陶世锡林柯博群及中-晚志留世白云山群、公婆泉群。研究区内岩浆岩以中酸性侵入岩为主,呈岩基、岩株状产出,岩石类型有二长花岗岩、花岗闪长岩、英云闪长岩和石英闪长岩等,侵位时间可从古生代一直延续到中生代,其中以加里东中晚期和华力西早期分布最为广泛,其它时代的花岗岩类分布相对较为零星。基性、超基性岩类主要分布于石板井南的白云山一带,是构成红柳河-牛圈子-洗肠井构造混杂岩带的重要岩石单元之一,岩性包括辉石岩、橄榄岩、辉橄岩等。此外本次工作在北部古元古代北山岩群中新发现一套辉长岩体,即本文研究对象,呈岩株状侵入古元古代北山岩群,并被中生代花岗岩侵入(图1)。该岩体出露面积约5km<sup>2</sup>,岩石类型组成比较复杂,早期结晶相为角闪石岩,主体岩相为角闪辉长岩,晚期为少量正长辉长岩。区内断裂构造比较发育,以北西、北西-西向右行走滑断裂为主,规模较大,形成于华力西中晚期,后期被燕山期北东向断裂切割,此外在尖山南部还发育一条近南北向断裂,其南端向南西方向发生偏移。以上这些断裂系统破坏和控制区内地层、岩浆岩的产出分布。

## 2 样品采集及岩石学特征

本次工作样品取自研究区北部新发现的辉长岩

体,地表岩石球形风化较发育,表面呈黄绿色,新鲜面为灰黑色,中细粒辉长结构,块状构造。用于锆石U-Pb同位素测定样品采自辉长岩体中的正长辉长岩,岩石地球化学分析样品为7件主体岩性角闪辉长岩和1件正长辉长岩。样品均为新鲜无蚀变,且无脉体穿插的岩石。

**角闪辉长岩:**岩石由斜长石(45%~50%)、角闪石(40%~45%)及少量黑云母(10%±)组成。斜长石呈半自形板状、宽板状,粒径一般0.3~1.5mm,杂乱分布,绢云母-白云母化,绿帘石化。角闪石呈(蓝)绿色,半自形-它形柱粒状,粒径一般0.3~1.7mm,少部分3~8mm,粒径较小者与斜长石混杂,均匀分布,且粒度、自形程度与斜长石相近,显辉长结构,粒径较大的角闪石晶内包嵌少量半自形板状斜长石,构成嵌晶含长结构,具纤闪石化,少绿帘石化。黑云母呈叶片状,片径一般0.1~0.8mm,多相对富集呈堆状分布,多色性明显,绿泥石化、褐铁矿化,少绿帘石化,部分呈假象产出。

**正长辉长岩:**岩石由斜长石(40%~50%)、钾长石(10%~15%)、角闪石(20%~30%)、黑云母(15%~20%)组成。斜长石主呈半自形板状,粒度一般0.2~2mm,杂乱分布,少量似格架状,有时嵌布于角闪石粒内,具绢云母化,局部绿帘石化、碳酸盐化,局部可见环带构造,少部分可见聚片双晶,根据 $\perp(010)$ 晶带的最大消光角法测得 $NP \wedge (010) = 29$ ,斜长石牌号 $An = 51$ ,属于拉长石。钾长石主为微斜长石,少量为微斜条纹长石,格子双晶较发育,呈半自形板状-它形粒状,粒度一般0.4~1.8mm,星散或填隙状分布于斜长石粒间,少量粒内含斜长石包体,局部轻微高岭土化。角闪石呈半自形柱粒状,粒度一般0.3~2mm,少部分2~3mm,杂乱或似堆状分布,有时粒内嵌布少量斜长石,多色性较明显,少量见黑云母穿插于角闪石粒内,交代角闪石。黑云母呈鳞片状、叶片状,粒度一般0.2~2mm,少量2~2.5mm,杂乱分布,多色性较明显,局部绿帘石化、白云母化。

## 3 岩石地球化学特征

辉长岩地球化学样品主微量元素分析在河北地矿局廊坊实验室完成。主量元素采用XRF法,使用荷兰帕纳科公司研制的AxiosX射线荧光光谱仪测定,分析精度优于2%;稀土和微量元素采用美国赛默飞世尔科技公司(Thermo Fisher Scientific)研制的XSeriesII型等离子体光谱仪(ICP-MS)测定,

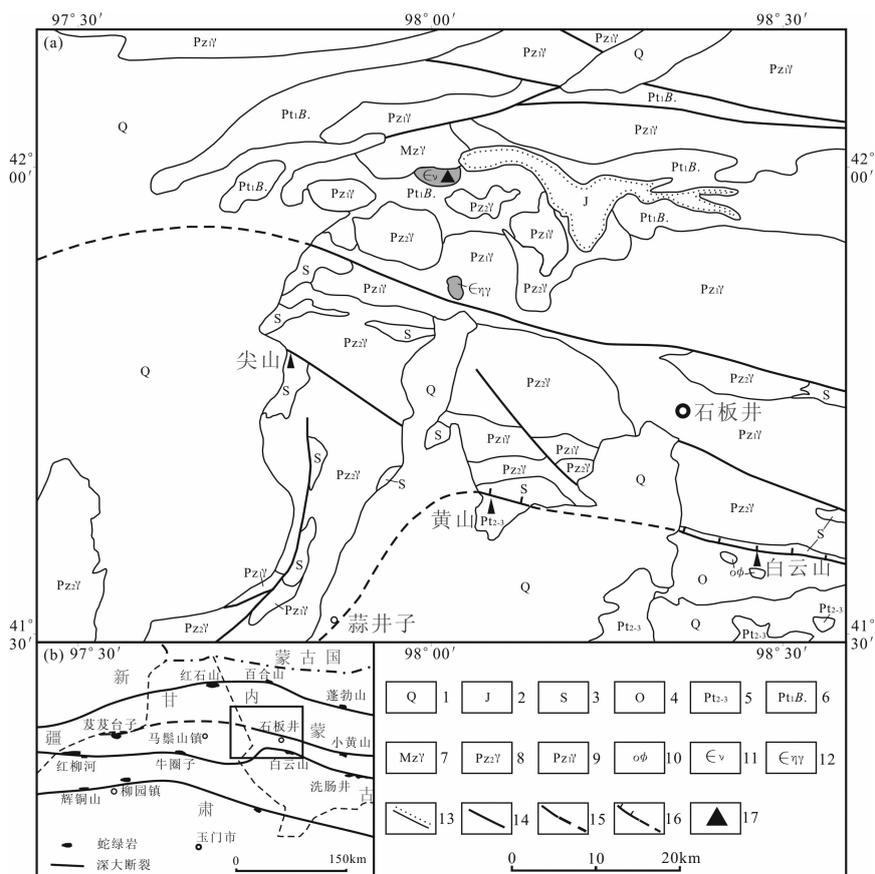


图 1 北山石板井地区地质简图(a 据陈超、潘志龙等<sup>●●</sup>修改, b 据杨合群等, 2010)

Fig. 1 Schematic geological map of the Shibanjing area, Beishan (a after Chen Chao, Pan Zhilong et al. , b after Yang Hequn et al. , 2010)

1—第四系; 2—侏罗纪地层; 3—志留纪地层; 4—奥陶纪地层; 5—中、新元古代地层; 6—古元古代北山岩群; 7—中生代花岗岩; 8—晚古生代花岗岩; 9—早古生代花岗岩; 10—蛇绿岩; 11—寒武纪辉长岩; 12—寒武纪二长花岗岩; 13—不整合界线; 14—断层; 15—石板井—小黄山构造带; 16—牛圈子-洗肠井蛇绿混杂岩带; 17—采样位置

1—Quaternary; 2—Jurassic stratigraphy; 3—Silurian stratigraphy; 4—Ordovician stratigraphy; 5—Meso-Neoproterozoic stratigraphy; 6—Paleoproterozoic Beishan group; 7—Mesozoic granite; 8—Late Paleozoic granite; 9—Early Paleozoic granite; 10—ophiolite mélangé; 11—Cambrian gabbro; 12—Cambrian monzogranite; 13—unconformity; 14—faults; 15—Shibanjing-Xiaohuangshan structural belt; 16—Niujuanzi-Xichangjing ophiolite belt; 17—sample location

分析精度优于 5%。

### 3.1 主量元素特征

本次 8 件辉长岩样品主量元素和微量元素分析结果及相关参数列于表 1。从表 1 中可以看出, 角闪辉长岩的主量元素具有如下特征。SiO<sub>2</sub> 含量变化范围为 40.39%~53.62%, 平均为 46.66%。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 CaO 含量较高, 分别为 12.56%~19.26%, 8.09%~10.93%, 平均值分别为 16.76% 和 9.91%。MgO 含量为 5.24%~8.90%, 平均 6.64%。Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 范围为 3.33%~5.65%, 平均 4.24%, 其中 3 件样品 (PM20YQ1、TL16YQ4、TL31YQ1) Na<sub>2</sub>O>K<sub>2</sub>O, 1 件样品 (PM01YQ6) Na<sub>2</sub>O≈K<sub>2</sub>O, 其余 4 件样品 (TL03YQ6、TL03YQ4、

PM09YQ1、YQ0161-1) Na<sub>2</sub>O<K<sub>2</sub>O。TiO<sub>2</sub> 含量变化较小, 在 0.65%~1.98% 之间, 平均 1.26%, 与大陆溢流拉斑玄武岩的 TiO<sub>2</sub> 的平均值 (TiO<sub>2</sub> = 1.0%, Wilson, 1989) 接近。Mg<sup>#</sup> 值范围为 54.83~71.13, 平均 62.84。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> 含量为 7.51%~14.59%, 平均 11.68%。在 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y 图解中, 除一件样品落入玄武安山岩/安山岩区, 其余样品分布于玄武岩和碱性玄武岩区 (图 2a)。在 FAM 图中样品落于拉斑系列与钙碱性系列分界线附近的区域, 可以看出岩体具有较明显 Fe、Mg 富集的趋势 (图 2b)。

### 3.2 稀土元素和微量元素特征

辉长岩样品稀土总量变化较大, ΣREE =

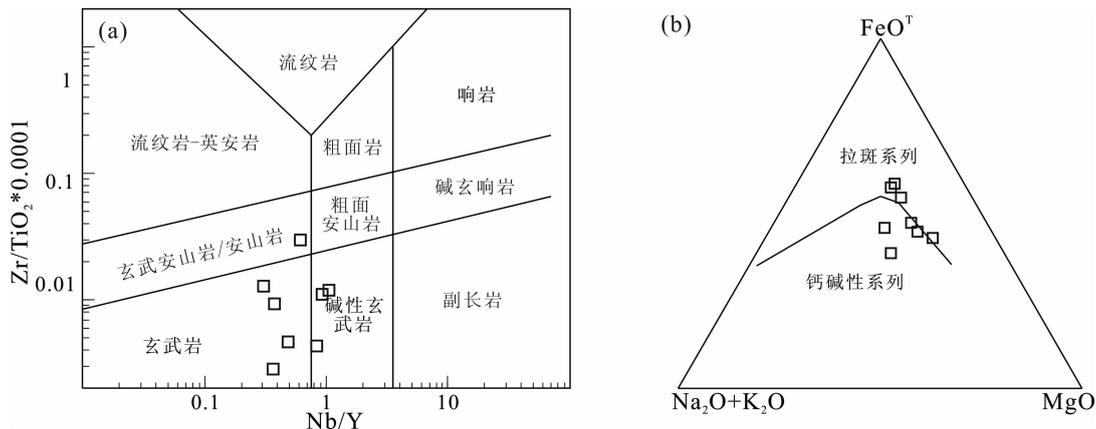


图2 石板井地区辉长岩 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y 图(a)和 FAM 图(b)  
Fig. 2 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y (a) and FAM (b) diagrams of gabbro in the Shibanjing area

62.69 × 10<sup>-6</sup> ~ 250.62 × 10<sup>-6</sup>, 平均 132.74 × 10<sup>-6</sup>, 高于 N-MORB 的 39.11 × 10<sup>-6</sup> (Sun et al., 1989); (La/Yb)<sub>N</sub> 值范围为 4.89 ~ 16.94, 平均 8.71, LREE/HREE = 6.36 ~ 15.43, 平均 8.63, 表明轻重稀土分异比较明显, 轻稀土元素富集。无明显 Eu 异常, δEu = 0.82 ~ 1.28, 平均 1.04, 表明没有发生斜长石的分离结晶作用。在球粒陨石标准化稀土元素配分图上, 8 件样品 REE 配分型式一致, 均显示为右倾型, 具有同源岩浆演化特征 (图 3a)。N-MORB 标准化微量元素蛛网图显示, 辉长岩样品相对富集 Rb、Ba、K 等大离子亲石元素, 轻度亏损 Nb、Ta、P、Zr、Ti 等高场强元素 (图 3b), 兼具消减带和板内玄武岩的特征, 但较高的 Zr (48.07 × 10<sup>-6</sup> ~ 386.86 × 10<sup>-6</sup>) 和 Zr/Y 比值 (3.24 ~ 19.05), 与板内玄武岩更为相似 (Cheng Yinhang et al., 2015)。

## 4 锆石 U-Pb 同位素测定

### 4.1 测试方法

锆石分选在河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成, 样品破碎到 40~60 目, 然后经淘洗、磁选和重液分离, 并在双目镜下人工挑选干净和自形程度较高, 包裹体、裂隙少的锆石颗粒。锆石的制靶和透射光、反射光、阴极发光照相在北京锆年领航科技有限公司完成。通过反射光、透射光和阴极发光显微照相观察, 选取具有明显震荡环带结构且无裂隙和包裹体的岩浆锆石进行测试。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测定在中国地质调查局天津地质调查中心同位素实验室进行, 激光束斑直径为 35 μm, 频率 8~10 Hz, 激光器能量密度 13~14 J/cm<sup>2</sup>。实验中采用 GJ-1 作为外部锆石年龄标准, 进行 U-Pb 同位素分馏校正。数据处理采用中国地质大学刘勇胜

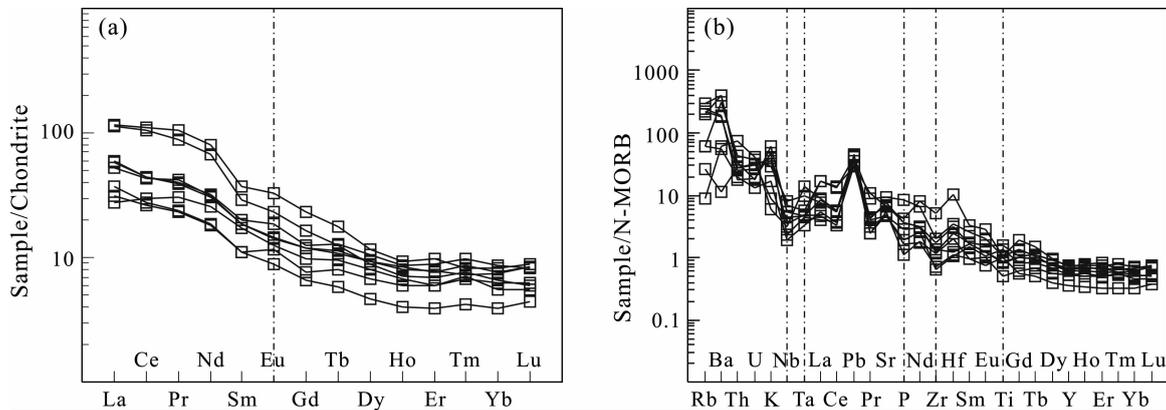


图3 石板井地区辉长岩稀土元素配分模式图(a)和微量元素蛛网图(b)  
(球粒陨石和 N-MORB 标准值据 Sun et al., 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns (a) and N-MORB normalized spider diagram (b) of gabbro in the Shibanjing area (chondrite normalized values and N-MORB normalized values after Sun et al., 1989)

表 1 石板井地区辉长岩主量元素(%)、微量元素( $\times 10^{-6}$ )和稀土元素( $\times 10^{-6}$ )分析结果  
 Table 1 Analytical results of major elements(%), trace elements( $\times 10^{-6}$ ) and REE  
 ( $\times 10^{-6}$ ) concentrations in gabbro of Shibanjing area

样品编号	TL16YQ4	TL31YQ1	PM20YQ1	PM01YQ6	TL03YQ6	TL03YQ4	PM09YQ1	YQ0161-1
岩性	角闪辉长岩	正长辉长岩						
SiO <sub>2</sub>	46.97	53.62	50.65	48.98	47.25	40.39	41.05	44.37
TiO <sub>2</sub>	1.98	0.65	1.08	1.07	1.25	1.32	1.70	1.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	17.46	13.70	12.56	17.87	19.26	18.89	18.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.49	2.10	3.05	4.67	3.78	5.80	5.03	1.79
FeO	7.87	4.87	6.44	6.71	5.39	7.40	8.61	8.26
MnO	0.11	0.11	0.17	0.24	0.09	0.13	0.10	0.17
MgO	5.36	5.82	8.90	7.84	7.18	5.24	6.71	6.09
CaO	10.13	8.09	10.48	10.74	9.62	10.93	10.08	9.23
Na <sub>2</sub> O	3.48	3.72	2.90	2.17	1.00	0.98	0.88	1.17
K <sub>2</sub> O	0.63	1.21	0.43	2.10	2.62	2.77	3.40	4.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.13	0.34	0.43	0.19	0.99	0.22	0.50
LOI	1.51	2.11	1.70	2.02	3.47	4.30	3.08	3.48
Total	99.85	99.88	99.83	99.53	99.71	99.53	99.73	99.28
Mg <sup>#</sup>	54.83	68.05	71.13	67.58	70.37	55.80	58.15	56.78
Rb	14.82	33.62	4.94	33.81	125.20	114.40	135.84	164.98
Ba	70.78	347.90	378.90	1918.19	1161.36	2487.60	1218.75	2551.84
Th	3.29	2.32	8.76	5.13	2.99	3.27	2.11	4.07
U	1.47	0.61	1.89	1.72	1.24	1.43	0.87	0.85
Ta	0.62	0.44	1.86	1.32	0.65	0.75	0.58	0.60
Nb	10.43	4.47	7.14	18.56	8.17	16.14	5.38	12.50
Sr	702.10	478.30	415.28	616.40	447.80	833.90	410.00	579.20
Nd	22.55	13.10	21.49	22.43	12.88	48.31	18.33	57.35
Zr	92.90	84.45	99.86	127.94	53.56	146.21	48.07	386.86
Hf	5.05	4.13	2.54	6.40	2.25	7.19	2.17	21.23
V	372.24	128.61	195.68	234.94	290.79	437.31	449.33	202.26
Ni	25.01	19.31	61.93	81.79	51.86	10.07	34.20	36.77
Co	43.97	21.59	33.96	45.38	47.41	45.22	47.84	34.40
Cs	7.23	1.90	0.29	1.00	4.92	2.31	6.92	6.77
Pb	13.05	10.47	8.59	10.69	13.73	12.10	9.15	8.50
Y	21.32	14.65	19.22	17.80	9.90	17.30	14.85	20.31
La	21.30	13.55	21.78	19.33	11.52	41.32	10.08	42.35
Ce	42.72	26.71	42.43	41.11	25.06	99.64	28.81	106.26
Pr	5.45	3.29	5.40	5.73	3.20	11.97	4.20	14.56
Nd	22.55	13.10	21.49	22.43	12.88	48.31	18.33	57.35
Sm	4.61	2.57	4.34	4.28	2.53	6.78	4.00	8.68
Eu	1.62	1.02	1.25	1.22	0.78	2.02	1.09	2.86
Gd	3.81	2.31	3.67	3.61	2.00	5.04	2.97	7.18
Tb	0.74	0.46	0.65	0.63	0.34	0.72	0.56	1.02
Dy	4.05	2.55	3.59	3.59	1.78	3.39	3.02	4.46
Ho	0.74	0.51	0.71	0.68	0.34	0.61	0.57	0.80
Er	2.20	1.49	1.89	1.97	0.98	1.71	1.49	2.43
Tm	0.35	0.24	0.31	0.26	0.15	0.27	0.25	0.29
Yb	2.16	1.54	1.89	1.86	0.97	1.64	1.39	2.03
Lu	0.31	0.24	0.32	0.32	0.17	0.23	0.21	0.34
∑REE	112.60	69.58	109.71	107.00	62.69	223.64	76.96	250.62
δCe	0.95	0.96	0.94	0.94	0.99	1.08	1.07	1.03
δEu	1.18	1.28	0.96	0.95	1.06	1.06	0.97	1.11
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.66	5.92	7.78	7.02	7.98	16.94	4.89	14.06
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.43	1.21	1.57	1.57	1.65	2.47	1.72	2.85

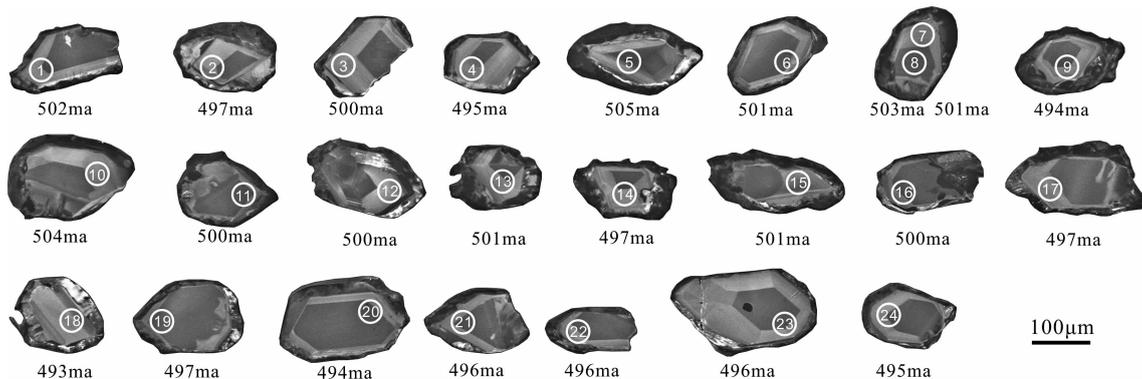


图 4 石板井地区辉长岩锆石阴极发光图像

Fig. 4 Cathodoluminescence images of analyzed zircon from gabbro of the Shibanjing area

博士研发的 ICP-MSDataCal 程序 (Liu et al., 2008) 和 Ludwig 的 Isoplot 程序 (Ludwig, 2003)。采用 <sup>208</sup>Pb 校正法对普通 Pb 进行校正, 利用 NIST612 玻璃标样作为外标, 计算锆石样品的 Pb、U、Th 含量。

4.2 测试结果

正长辉长岩样品 (TW0161) 中的锆石颗粒无色透明, 少数为浅棕色, 呈短柱状、长柱状或不规则状, 颗粒大多在 150~200µm, 发育明显岩浆成因的震荡条带, 且宽度较大, 具基性岩锆石特征 (图 4)。前人研究表明, 不同成因锆石具有不同的 Th、U 含量

和 Th/U 比值, 通常情况下, 岩浆锆石的 Th、U 含量较高, Th/U 比值较大 (一般大于 0.4), 而变质锆石的 Th、U 含量较低, Th/U 比值较小 (一般小于 0.07, Hoskin et al., 2003)。正长辉长岩样品 (TW0161) 参与加权平均年龄计算锆石的 Th/U 比值为 0.721~1.296 > 0.4, 具有岩浆锆石 Th/U 比值, 因此, 本次测试锆石的年龄可以代表正长辉长岩的成岩年龄。对正长辉长岩样品 (TW0161) 晶形较好的 23 颗锆石共分析了 24 个测点, 测试数据及计算结果见表 2。

表 2 石板井地区辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb data for gabbro in Shibanjing area

测点	Pb (× 10 <sup>-6</sup> )	U (× 10 <sup>-6</sup> )	Th (× 10 <sup>-6</sup> )	Th/U	同位素比值						同位素年龄 (Ma)					
					<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
					1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ		
01	13.68	139.34	168.40	1.209	0.0810	0.0009	0.6332	0.0156	0.0567	0.0013	502.36	5.52	498.06	12.28	478.32	52.36
02	7.96	88.50	77.88	0.880	0.0801	0.0010	0.6307	0.0186	0.0571	0.0016	496.96	6.04	496.51	14.62	494.43	62.45
03	9.31	101.72	96.47	0.948	0.0806	0.0010	0.6317	0.0197	0.0568	0.0018	499.98	6.05	497.13	15.50	484.00	68.18
04	9.16	102.61	89.77	0.875	0.0799	0.0009	0.6380	0.0171	0.0579	0.0015	495.46	5.54	501.05	13.46	526.62	56.37
05	18.74	207.43	178.13	0.859	0.0815	0.0009	0.6372	0.0136	0.0567	0.0012	505.35	5.39	500.55	10.72	478.66	45.42
06	13.96	143.14	184.08	1.286	0.0808	0.0010	0.6450	0.0142	0.0579	0.0011	500.62	5.92	505.41	11.13	527.13	42.73
07	9.87	110.86	90.99	0.821	0.0808	0.0009	0.6452	0.0154	0.0579	0.0013	501.12	5.80	505.53	12.09	525.55	48.88
08	15.33	159.63	206.80	1.295	0.0812	0.0009	0.6365	0.0120	0.0568	0.0010	503.42	5.58	500.16	9.39	485.25	38.20
09	11.97	129.86	158.15	1.218	0.0797	0.0009	0.6350	0.0242	0.0578	0.0022	494.08	5.34	499.19	19.00	522.69	81.80
10	12.49	132.28	162.84	1.231	0.0812	0.0010	0.6401	0.0204	0.0571	0.0017	503.56	6.14	502.36	16.02	496.86	66.54
11	15.89	166.82	207.69	1.245	0.0807	0.0010	0.6360	0.0126	0.0572	0.0010	500.05	5.94	499.81	9.89	498.71	40.29
12	10.65	120.92	96.14	0.795	0.0807	0.0010	0.6385	0.0312	0.0574	0.0026	500.11	6.24	501.38	24.50	507.19	100.14
13	10.50	118.99	94.74	0.796	0.0808	0.0009	0.6316	0.0161	0.0567	0.0014	500.86	5.82	497.07	12.64	479.66	53.00
14	9.87	110.32	94.72	0.859	0.0801	0.0010	0.6255	0.0207	0.0566	0.0017	496.62	6.47	493.29	16.33	477.88	66.77
15	11.72	134.87	97.79	0.725	0.0809	0.0010	0.6288	0.0223	0.0564	0.0019	501.23	6.27	495.34	17.55	468.23	76.18
16	14.02	150.08	152.83	1.018	0.0807	0.0011	0.6453	0.0177	0.0580	0.0014	500.05	6.56	505.60	13.85	530.82	52.18
17	10.59	114.70	106.59	0.929	0.0802	0.0011	0.6265	0.0238	0.0566	0.0019	497.46	6.64	493.92	18.79	477.51	75.57
18	7.24	83.30	60.07	0.721	0.0794	0.0012	0.6382	0.0318	0.0583	0.0028	492.80	7.19	501.17	24.99	539.61	103.49
19	18.29	188.70	232.22	1.231	0.0802	0.0011	0.6292	0.0144	0.0569	0.0011	497.27	6.81	495.60	11.36	487.89	43.69
20	15.50	162.42	193.43	1.191	0.0797	0.0011	0.6389	0.0184	0.0581	0.0015	494.41	6.82	501.65	14.46	534.80	58.16
21	17.42	176.53	228.73	1.296	0.0799	0.0010	0.6342	0.0180	0.0576	0.0015	495.61	6.35	498.72	14.15	513.05	57.41
22	12.72	134.01	137.87	1.029	0.0800	0.0010	0.6366	0.0162	0.0577	0.0014	496.09	6.23	500.17	12.74	518.90	53.71
23	15.05	151.48	193.41	1.277	0.0801	0.0010	0.6341	0.0184	0.0574	0.0016	496.44	6.40	498.65	14.44	508.82	60.01
24	11.58	123.67	126.35	1.022	0.0798	0.0011	0.6383	0.0199	0.0580	0.0016	494.69	6.99	501.24	15.66	531.26	59.77

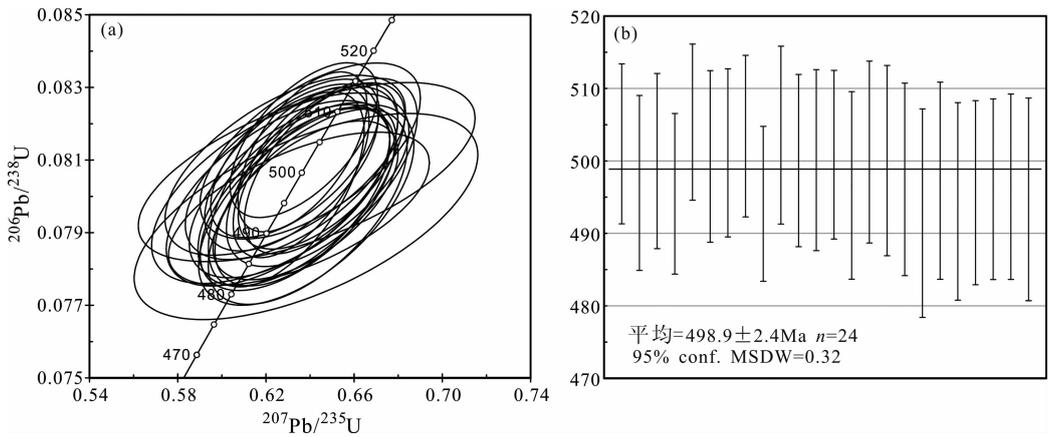


图 5 石板井地区辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 谐和图与加权年龄图

Fig. 5 LA-ICP-MS U-Pb age Concordia diagram and weighted average ages gabbro in the Shibanjing area

本次测试获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围在 493~505Ma 之间,数据点非常集中,24 个点均分布在谐和线上或附近(图 5a),表明这些锆石几乎没有 U 或 Pb 的丢失和加入。7 号和 8 号测点分别位于同一锆石的边部和核部,获得的年龄非常接近,分别为 501Ma 和 503Ma,表明未经历明显的后期构造—热事件的改造。对 23 粒锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在置信度为 95% 时的加权平均年龄为  $498.9 \pm 2.4\text{Ma}$  ( $N=24, \text{MSDW}=0.32$ ) (图 5b),该年龄代表了辉长岩的形成年龄,时代为晚寒武世。

## 5 讨论

### 5.1 岩石成因及源区性质

研究区辉长岩  $\text{SiO}_2$  含量偏低(平均 46.66%),  $\text{Mg}^\#$  值较高(平均 62.84%), 接近幔源玄武质原生岩浆镁质范围(Langmuir et al., 1977), 可能是部分熔融成因(Dong Zengchan et al., 2011)。在 Rb/Nb-Rb/Zr 图解中(Keppler et al., 1996), 辉长岩总体表现出正斜率直线型平衡部分熔融演化趋势(图 6a), 推测石板井地区辉长岩是幔源物质部分熔融的产物。(Ce/Yb) $_N$ -(Yb) $_N$  图解可进一步判断地幔源区物质的部分熔融程度(Jung et al., 1998), 除 2 个样品显示辉长岩的原始岩浆是由地幔源区物质发生了约 2%~3% 的部分熔融形成以外, 其余大部分样品指示原始岩浆是由地幔源区物质发生了约 7%~10% 的部分熔融形成的(图 6b)。辉长岩样品球粒陨石标准化稀土元素配分曲线右倾, 与没有受到岩石圈混染的大陆玄武岩平坦的 REE 分配型式明显不同(Condie et al., 2001)。Saunders et al. (1992) 认为, 高原始地幔标准化(Th/Nb) $_N$  比值(>

1)、低 Nb/La 比值(<1)、具有明显 Nb、Ta、Ti 负异常的微量元素分配型式是受到地壳混染大陆玄武岩的最鲜明特点(Kieffer et al., 2004)。本次 8 件样品具有较高的原始地幔标准化(Th/Nb) $_N$  比值(1.72~10.42, 平均 3.85>1)和较低的 Nb/La 比值(0.30~0.96, 平均 0.5<1), 且 N-MORB 标准化微量元素蛛网图亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素。这些特征表明石板井辉长岩的初始岩浆上升侵位过程中受到地壳混染作用。

岩浆岩岩石的化学成分中的高场强元素, 如 Nb、Ta、Zr、Hf、Th 以及 HREE 不易受后期热液蚀变和低于角闪石相的变质作用的影响(Winchester et al., 1997; Pearce et al., 1973; Lei Wanshan et al., 2016), 因此可用这些元素对岩浆源区进行判别。研究表明, 源于软流圈地幔的玄武岩, 其 La/Nb 值约 < 1.5, La/Ta 值约 < 22, 岩石圈地幔来源的玄武岩则与之相反(Huang et al., 2000)。本次样品 La/Nb 值介于 1.04~3.39 之间, 平均为 2.30, La/Ta 值介于 11.73~55.32 之间, 平均为 30.52, 指示辉长岩源区为岩石圈地幔。在 Zr-Y 和 Zr-Nb 图解(Le Roex et al., 1983)上显示岩浆来源于过渡性地幔(图 7)。综合主、微量元素特征, 表明辉长岩具有过渡型岩石圈地幔源区特征。

### 5.2 构造意义

研究区辉长岩规模较小, 呈岩株状侵入古元古代北山岩群中, 然而北山岩群被认为是红柳河-牛圈子-洗肠井蛇绿岩带北侧哈萨克斯坦板块明水—旱山地块的变质结晶基底岩系, 且早古生代受到剥蚀, 晚古生代局部接受浅海相—陆相碎屑岩—火山岩沉积(He Shiping et al., 2002; Yang Hequn et al.,

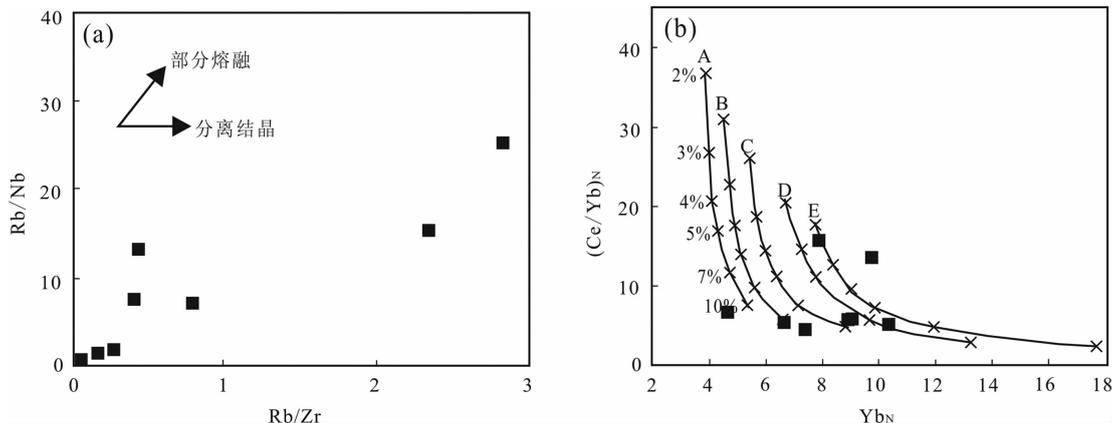


图6 石板井地区辉长岩相容元素部分熔融判别图[(a)底图据 Keppler et al., 1996; (b)底图据 Jung et al., 1998]

Fig. 6 Discrimination diagrams of partial melting for compatible elements of gabbro in the Shibanjing area

[(a) diagrams after Keppler et al., 1996; (b) diagrams after Jung et al., 1998]

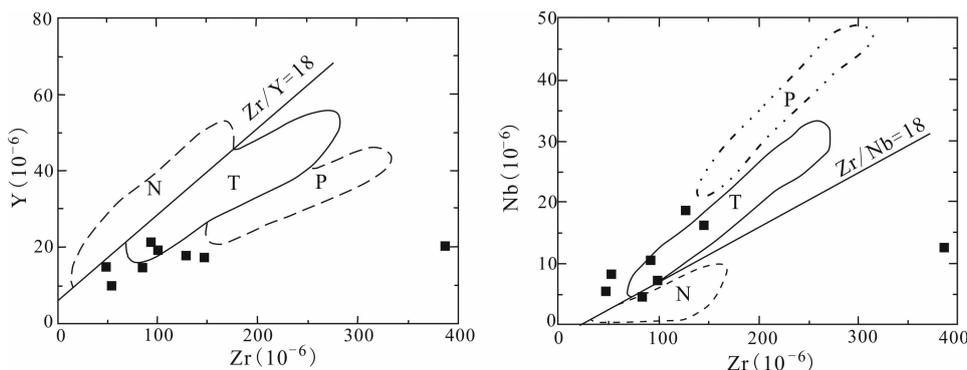


图7 石板井地区辉长岩的 Zr-Y 图解和 Zr-Nb 图解(底图据 Le Roex et al., 1983)

Fig. 7 Zr-Y and Zr-Nb classification diagram for gabbro in the Shibanjing area (diagram after Le Roex et al., 1983)

P—富集型地幔；N—亏损型地幔；T—过渡型地幔

P—enrichment mantle; N—depleted mantle; T—transitional mantle

2008)。因此辉长岩体产出位置可能为陆内环境。该岩体以角闪辉长岩为主,伴有角闪石岩、正长辉长岩等,一起构成基性—超基性杂岩体,同时在辉长岩体南侧的二长花岗岩进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测定分析时,成功获得了加权平均年龄为  $491.6 \pm 2.4 \text{ Ma}$  ( $\text{MSDW} = 0.16$ ) (图 8),与辉长岩同位素年龄非常相近,表明二者可能为同期构造事件的产物。通过对研究区在内的 1:5 万区域地质调查,未发现这一时期中性岩,从而辉长岩和二长花岗岩显示出双峰式岩浆岩组合特征。另外,辉长岩呈块状构造,矿物特征显示其成岩及之后未经历较为强烈的变质作用和构造变形,说明侵位时的压力较低,暗示辉长岩可能形成于伸展构造背景 (Cheng Yinhang et al., 2015)。

主量元素表明研究区辉长岩以碱性系列和钙碱性系列岩石为主,兼有少量的拉斑玄武岩系列岩石,具有板内岩浆岩组合的特征。辉长岩富集轻稀土

[( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 4.89 ~ 16.94], 大离子亲石元素 Rb、Ba、K 等,类似于 OIB 的地球化学特征,相对亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Zr、Ti 等,与板内幔源岩浆作用的产物一致 (Thompson et al., 1984)。一般与消减作用有关的玄武质岩石亏损 Nb、Ta、Ti,  $\text{Th}/\text{Ta}$  值高(一般 > 4),岛弧环境玄武岩比值通常大于 3 (Pearce et al., 1973)。本文辉长岩样品  $\text{Th}/\text{Ta}$  在 3.64 ~ 6.74 之间,似乎显示了消减作用的成因,然而具有消减带特征的岩浆可以出现在多种构造环境中 (Rudnick et al., 2003),并且样品相对高的  $\text{TiO}_2$  (0.65% ~ 1.98%)、Nb ( $4.47 \times 10^{-6}$  ~  $18.56 \times 10^{-6}$ )、Ta ( $0.44 \times 10^{-6}$  ~  $1.86 \times 10^{-6}$ )、Zr ( $48.07 \times 10^{-6}$  ~  $386.86 \times 10^{-6}$ )、Hf ( $2.17 \times 10^{-6}$  ~  $21.23 \times 10^{-6}$ ) 含量明显高于典型的岛弧拉斑玄武岩,而相接近于板内拉斑玄武岩 (Xia Linqi et al., 2007),且  $\text{Ta}/\text{Hf}$  值范围为 0.10 ~ 0.73,平均 0.23 > 0.1,加之  $\text{Th}/\text{Ta}$  值平均 4.82 > 1.6,也与大陆板内玄武岩相

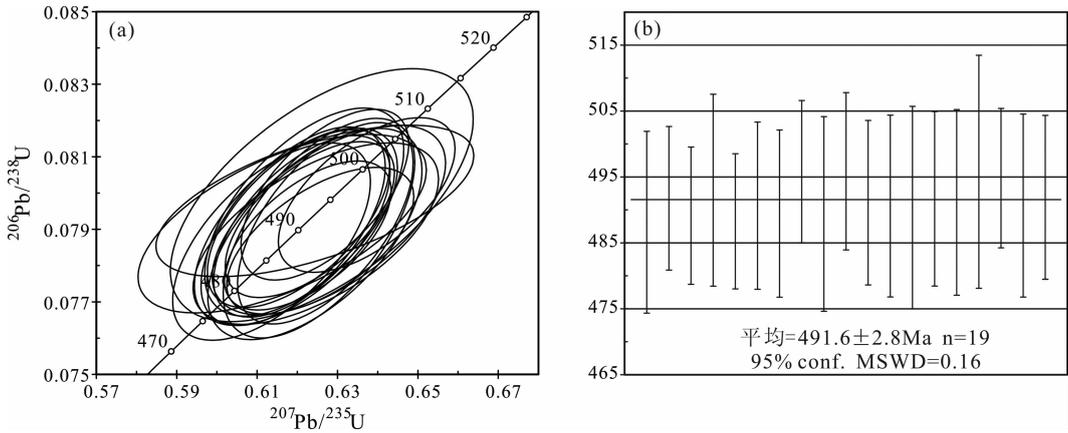


图 8 石板井地区二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 谐和图与加权年龄图

Fig. 8 LA-ICP-MS U-Pb age concordia diagram and weighted average ages of monzonite granite in the Shibanjing area

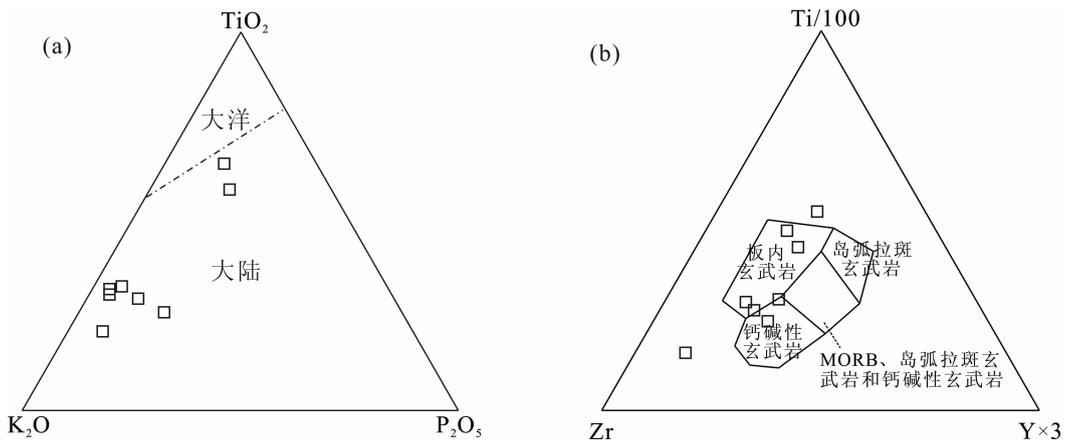


图 9 北山石板井地区辉长岩的  $TiO_2-K_2O-P_2O_5$  (a) 和  $Ti/100-Zr-Y \times 3$  (b) 图解

(a 底图据 Pearce et al., 1975; b 底图据 Pearce et al., 1973)

Fig. 9  $TiO_2-K_2O-P_2O_5$  and  $Ti/100-Zr-Y \times 3$  diagram for gabbro in the Shibanjing area, Beishan

(a diagram after Pearce et al., 1975; b after Pearce et al., 1973)

似(Wang Yunliang et al., 2001)。由于地壳岩石和地壳岩石的部分熔融体通常具有很低的  $TiO_2$  含量 (Wilson, 1989) 和较低的 Nb、Ta 含量 (Thompson et al., 1984), 那么受地壳混染作用影响, 势必会使得大陆玄武岩的原始 Ti、Nb、Ta 含量下降, 从而造成辉长岩具有消减带特征。此外, 样品表现出轻度的 Nb、Ta 亏损与岛弧环境形成的具强烈 Nb、Ta 亏损的岛弧岩浆岩也明显不同 (Ewart et al., 1998)。在  $TiO_2-K_2O-P_2O_5$  图 (Pearce et al., 1975) 中, 8 件样品均落入大陆玄武岩区 (图 9a);  $Ti/100-Zr-Y \times 3$  图解 (Pearce et al., 1973) 中, 样品主要分布于板内玄武岩区及其周围 (图 9b), 指示辉长岩产出于板内环境, 与辉长岩体野外实际产出的地质环境相吻合。为了进一步确定辉长岩形成的构造背景, 进行了 Ta/Hf-Th/Hf (Wang Yunliang et al., 2001) 和 Nb/Zr-Th/Zr 图解 (Sun Shuqin et al., 2003) 判别, 除一

个样品投入大洋岛弧玄武岩区和一件样品投入大陆碰撞带玄武岩区以外, 其余样品分布于陆内裂谷碱性玄武岩、陆内裂谷及陆源裂谷拉斑玄武岩和大陆拉张带及陆内裂谷玄武岩区 (图 10)。综合岩体野外产出位置、同时代岩体组合和主、微量元素特征, 表明研究区辉长岩形成于晚寒武世板内伸展构造背景。

### 5.3 构造属性

近年来, 许多学者对北山地区进行了大量研究工作, 取得了一系列重要认识。Zuo Guochao et al. (2003) 通过对区域资料研究, 认为震旦纪沿明水-石板井-小黄山深断裂发生拉张, 寒武纪形成窄洋盆。Gong Quansheng et al. (2002) 则认为震旦纪沿红柳河-洗肠井一线裂解扩张, 从震旦纪—中奥陶世基本上为连续演化, 早期具边缘洋盆性质, 晚期则具弧后盆地性质。He Shiping et al. (2005) 指出在寒武纪

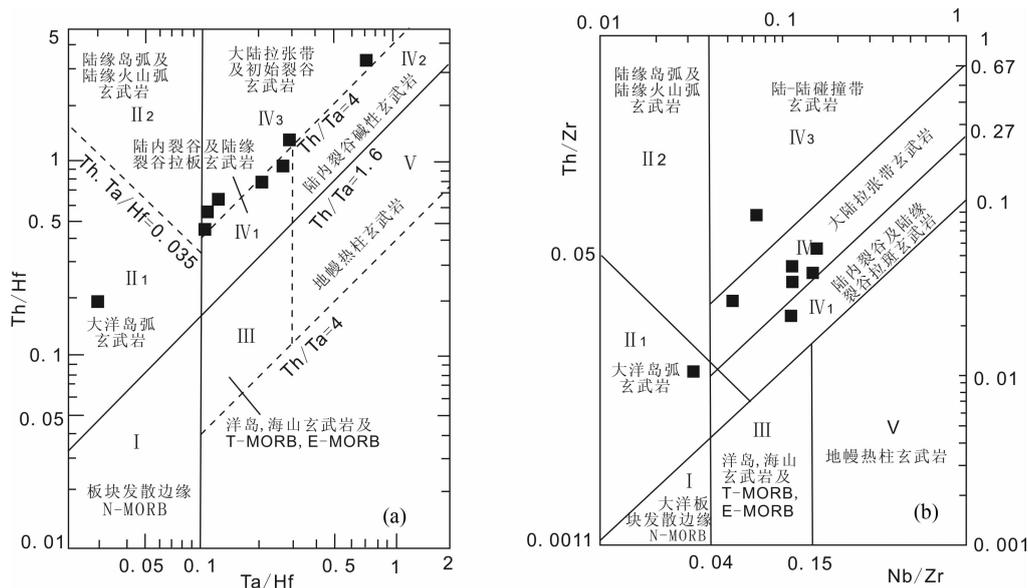


图 10 辉长岩的 Ta/Hf-Th/Hf 及 Nb/Zr-Th/Zr 图解(底图据汪云亮等,2001; 孙书勤等,2003)  
Fig. 10 Ta/Hf-Th/Hf and Nb/Zr-Th/Zr classification diagram for gabbro in the Shibanjing area,  
Beishan (diagram after Wang et al., 2001; Sun et al., 2003)

初期,北山地区古大陆大致沿红柳河-牛圈子-洗肠井一带发生裂解,为裂谷发育的早期。Yang Hequn et al. (2008, 2012) 提出红柳河-牛圈子-洗肠井缝合带位置曾经为古洋盆,洋盆北侧为归属哈萨克斯坦板块的星星峡-早山微板块,南侧为归属塔里木板块的敦煌微板块,并且自震旦纪有裂解前兆,到寒武纪裂解初期,出现浅海一次深海环境沉积。由此可见,虽然对北山地区古洋盆所处位置存在不同观点,但基本同意寒武纪时期北山地区处于伸展拉张构造环境,与本文结论一致。Zhang Yuanyuan et al. (2008) 在红柳河段蛇绿岩中的堆晶辉长岩获得 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为  $516.2 \pm 7\text{Ma}$ , 并认为古洋盆在早寒武世已经开始形成; Hu Xingmin et al. (2016) 在月牙山段蛇绿岩套中辉长岩获得 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $527.4 \pm 1.3\text{Ma}$ , 认为月牙山蛇绿岩套形成时代约为  $530\text{Ma}$ 。研究区辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $498.9 \pm 2.4\text{Ma}$ , 与红柳河-牛圈子-月牙山-洗肠井蛇绿岩带中辉长岩年龄相近,可能代表在北山地区在寒武纪存在较为广泛的裂解事件,该事件可能与研究区南部古洋盆的形成和演化有关,同时暗示在晚寒武世北山地区古洋盆未发生俯冲,仍处于扩张期。

## 6 结论

(1) 北山石板井地区辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $498.9 \pm 2.4\text{Ma}$ , 代表了辉长岩的形成

年龄,时代为晚寒武世。

(2) 岩石地球化学特征表明研究区辉长岩来自过渡型岩石圈地幔源区,在上升侵位过程中发生明显的陆壳混染。

(3) 根据辉长岩体的地质背景、同时代岩体组合和主、微量元素特征,综合指示其形成于板内伸展构造背景,暗示在晚寒武世古洋盆未发生俯冲,仍处于扩张期。

**致谢:** 中国地质调查局天津地质调查中心辛后田、谷永昌、刘永顺、滕学建等高级工程师为本项目的立项,给予了指导工作;在野外工作中得到河北省区域地质矿产调查研究所范永贵、张计东、胡醒民总工的大力支持;LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析得到了天津地质调查中心同位素实验室袁海帆工程师的帮助;成文过程中,中国地质调查局成都地质调查中心代堰镔博士提出了许多有益建议;审稿专家对文章提出了诸多宝贵意见,在此一并表示衷心感谢!

## 注 释

- ① 陈超, 潘志龙, 张金龙, 张欢. 2016. 1:5 万石板井等四幅区域地质矿产调查图.
- ② 潘志龙, 陈超, 张欢, 王硕. 2015. 1:5 万基东等四幅区域地质矿产调查图.

## References

- Ao S J, Xiao W J, Han C M, Mao Q G, Zhang J E. 2010.

- Geochronology and geochemistry of Early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, N W China; Implications for Late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altai. *Gondwana Research*, 18(2-3): 466~478.
- Cheng Yinhang, Li Min, Zhang Tianfu, Li Yanfeng, Li Ying, Niu Wenchao, Teng Xuejian, Peng Lina, Liu Yang, Hu Xiaojia. 2015. Late Paleozoic crustal extensional regime on the Southeastern Siberian Plate; New evidences from geochronology and geochemistry of the bojiite in Dong Ujimqi. *Acta Geologica Sinica*, 89(2): 262~271.
- Condie K C. 2001. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Oxford, UK: Cambridge Univ. Press, 1~306.
- Dong Zengchan, Xiao Peixi, Xi Rengang, Guo Lei, Gao Xiaofeng. 2011. Geochemical characteristics and isotopic dating of bojiites in the tectonic melange belt on South margin of Altun. *Geological Review*, 57(2): 207~216.
- Ewart A, Collerson K D, Regelous M, Wendt J I, Niu Y L. 1998. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-back-arc systems: The role of varying mantle wedge composition in space and time. *Journal of Petrology*, 39(3): 331~368.
- Fan Y X, Bai Y L, Chen F H. 2005. Geochemical characteristics of gabbros in Beishan area and their deep setting implications. *Acta Geoscientia Sinica*, 26(Sup.): 61~66.
- Gong Quansheng, Liu Mingqiang, Li Hailin, Liang Minghong, Dai Wenjun. 2002. The type and basic characteristics of Beishan orogenic belt, Gansu. *Northwestern Geology*, 35(3): 28~34.
- He Shiping, Ren Bingchen, Yao Wenguang, Fu Lipu. 2002. The division of tectonic units of Beishan area, Gansu-Inner Mongolia. *Northwestern Geology*, 35(4): 30~40.
- He Shiping, Zhou Huiwu, Ren Bingchen, Yao Wenguang, Fu Lipu. 2005. Crustal evolution of Palaeozoic in Beishan area, Gansu and Inner Mongolia, China. *Northwestern Geology*, 38(3): 6~15.
- Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Mineral Geochemistry*, 53: 27~62.
- Hu Xingmin, Liao Yunfeng, Cheng Haifeng, Yang Jiyuan, Hu Xinyue. 2016. A discussion on the geological characteristics, formation age and attribution of basic volcanic rocks in Yueyashan area, Inner Mongolia. *Geological Bulletin of China*, 35(8): 1234~1242.
- Huang Y M, Hawkesworth C, Smith I, Calsteren P van, Black P. 2000. Geochemistry of Late Cenozoic basaltic volcanism in Northland and Coromandel New Zealand; Implications for mantle enrichment processes. *Chemical Geology*, 164(3-4): 219~238.
- Jung S, Masberg P. 1998. Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (Central Germany)-Constraint on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86: 151~177.
- Keppeler H. 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, (380): 237~240.
- Kieffer B, Arndt N, Lapierre H, Bastien F, Bosch D, Pecher A, Yirgu G, Ayalew D, Weis D, Jerram D A, Keller F, Meugniot C. 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell. *J. Petrol.*, 45(4): 793~834.
- Langmuir C H, Bender J F and Bence A E. 1977. Petrogenesis of basalts from the famous area; Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 133~156.
- Le Roex A P, Dick H J, Reid A M, Frey F A, Hart S R. 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. *Petrol.*, 24: 267~318.
- Lei Wanshan, Xu Peng, Guo Junfeng, Xiao Liang, Li Xiangchuan, Li Yong. 2016. LA-ICP-MS Zircon U-Pb Dating, Geological and Geochemical Features of Sujishan Gabbro Pluton, Eastern Bogda Mountains, and Their Tectonic Significances. *Geological Review*, 62(2): 317~330.
- Li Jinyi, Zhang Jin, Yang Tiannan, Li Yaping, Sun Guihua, Zhu Zhixin, Wang Lijia. 1993. Crustal Tectonic Division and Evolution of the Southern Part of the North Asian Orogenic Region and Its Adjacent Areas. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 39(4): 584~605.
- Li Xiangmin, Yu Jiyuan, Wang Guoqiang, Wu Peng. 2012. Geochronology of Jijitai ophiolite in Beishan area, Gansu Province, and its geological significance. *Geological Bulletin of China*, 31(12): 2025~2031.
- Liu Yong Sheng, Hu Zhaochu, Gao Shan, Günther D, Xu Juan, Gao Changgui, Chen Haihong. 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 R. 2003. *Isoplot/EX version 2.49. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a, 1~56.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planet Science Letters*, (19): 290~300.
- Pearce T H, Gorman B E, Birkell T C. 1975. The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$  diagram; a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419~426.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1~64.
- Saunders A D, Storey M, Kent R W, Norry M J. 1992. Consequences of plume-lithosphere interaction [A]. Storey B C, Alabaster T and Pankhurst R J. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 68: 41~60.

- Sun Shuqin, Wang Yunliang, Zhang Chengjiang. 2003. Discrimination of the Tectonic Settings of Basalts by Th, Nb and Zr. *Geological Review*, 49(1): 40~47.
- Sun S S and Mc Donough W F. 1989. Chemical and isotope systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 22: 313~345.
- Thompson R N. 1984. Dispatches from the basalt front. I. Experiments. *Proceeding of the Geologists Association*, 95: 249~262.
- Wang Guoqiang, Li Xiangmin, Xu Xueyi, Yu Jiyuan, Wu Peng. 2014. Zircon U-Pb chronological study of the Hongshishan ophiolite in the Beishan area and their tectonic significance. *Acta Petrologica Sinica*, 30(6): 1685~1694.
- Wang Guoqiang, Li Xiangmin, Xu Xueyi, Yu Jiyuan, Guo Lei, Yan Qiaojuan, Ji Bo, Wu Peng. 2016. Geochemistry of Gongpoquan Group in the Beishan Area, Gansu Province: Constraints on Petrogenesis and Tectonic Setting. *Acta Geologica Sinica*, 90(10): 2603~2619.
- Wang Yunliang, Zhang Chengjiang, Xiu Shuzhi. 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 413~421.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1~466.
- Winchester J A, Floyd P A. 1997. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325~343.
- Wu Peng, Wang Guoqiang, Li Xiangmin, Yu Jiyuan, Kang Lei. 2012. The age of Niujuanzi ophiolite in Beishan area of Gansu Province and its geological significance. *Geological Bulletin of China*, 31(12): 2032~2037.
- Xia Linqi, Xia Zuchu, Xu Xueyi, Li Xiangmin, Ma Zhongping. 2007. The discrimination between continental basalt and island arc basalt based on geochemical method. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 26(1): 77~89.
- Xiao W J, Mao Q G, Windley B F, Han C M, Qu J F, Zhang J E, Ao S J, Guo Q Q, Cleven N R, Lin S F, Shan Y H, Li J L. 2010. Paleozoic multiple accretionary and collisional processes of the Beishan orogenic collage. *American Journal of Science*, 310(10): 1553~1594.
- Yang Hequn, Li Ying, Zhao Guobin, Li Wenyuan, Wang Xiaohong, Jiang Hanbing, Tan Wenjuan, Sun Nanyi. 2010. Character and Structural Attribute of the Beishan Ophiolite. *Northwestern Geology*, 43(1): 26~36.
- Yang Hequn, Li Ying, Li Wenming, Yang Jianguo, Zhao Guobin, Sun Nanyi, Wang Xiaohong, Tan Wenjuan. 2008. General Discussion on Metallogenic Tectonic Setting of Beishan Mountain, Northwestern China. *Northwestern Geology*, 41(1): 22~28.
- Yang Hequn, Zhao Guobin, Li Ying, Jiang Hanbing, Tan Wenjuan, Ren Huaning, Wang Xingan, Xiong Zhongyi, Zhang Xiaoping. 2012. The relationship between Paleozoic tectonic setting and mineralization in Xinjiang-Gansu-Inner Mongolia juncture area. *Geological Bulletin of China*, 31(2-3): 413~421.
- Zhang Yuanyuan, Guo Shaojie. 2008. Accurate constraint on formation and emplacement age of Hongliuhe ophiolite, boundary region between Xinjiang and Gansu Provinces and its tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4): 803~809.
- Zhao Zehui, Guo Shaojie, Wang Yi. 2007. Geochronology, geochemical characteristics and tectonic implications of the granitoids from Liuyuan area, Beishan, Gansu Province, northwest China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1847~1860.
- Zuo Guochao, Liu Yike, Liu Chunyan. 2003. Framework and evolution of the tectonic structure in Beishan area across Gansu province, Xinjiang autonomous region and inner Mongolia autonomous region. *Acta Geologica Gansu*, 12(1): 1~15.

## 参 考 文 献

- 程银行, 李敏, 张天福, 李艳锋, 李影, 牛文超, 滕学建, 彭丽娜, 刘洋, 胡晓佳. 2015. 西伯利亚板块东南缘晚古生代伸展体制新证据: 东乌旗角闪辉长岩年代学及地球化学研究. *地质学报*, 89(2): 262~271.
- 董增产, 校培喜, 奚仁刚, 过磊, 高晓峰. 2011. 阿尔金南缘构造混杂岩带中角闪辉长岩地球化学特征及同位素测年. *地质论评*, 57(2): 207~216.
- 范育新, 白云来, 陈发虎. 2005. 北山地区辉长岩类的地球化学特征及其深部信息. *地球学报*, 26(增刊): 61~66.
- 龚全胜, 刘明强, 李海林, 梁明宏, 代文军. 2002. 甘肃北山造山带类型及基本特征. *西北地质*, 35(3): 28~34.
- 何世平, 任秉琛, 姚文光, 付力浦. 2002. 甘肃内蒙古北山地区构造单元划分. *西北地质*, 35(4): 30~40.
- 何世平, 周会武, 任秉琛, 姚文光, 付力浦. 2005. 甘肃内蒙古北山地区古生代地壳演化. *西北地质*, 38(3): 6~15.
- 胡醒民, 廖云峰, 程海峰, 杨济远, 胡新悦. 2016. 内蒙古月牙山一带基性火山岩的地质特征、形成时代及归属. *地质通报*, 35(8): 1234~1242.
- 雷万杉, 许鹏, 郭俊锋, 肖良, 李相传, 李勇. 2016. 博格达山东段苏吉山辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地质地球化学特征及构造意义. *地质论评*, 62(2): 317~330.
- 李锦轶, 张进, 杨天南, 李亚萍, 孙桂华, 朱志新, 王励嘉. 1993. 北亚造山区南部及其毗邻地区地壳构造分区与构造演化. *吉林大学学报(地球科学版)*, 39(4): 584~605.
- 李向民, 余吉远, 王国强, 武鹏. 2012. 甘肃北山地区芨芨台子蛇绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义. *地质通报*, 31(12): 2025~2031.
- 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 2003. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别. *地质论评*, 49(1): 40~47.
- 王国强, 李向民, 徐学义, 余吉远, 武鹏. 2014. 甘肃北山红石山蛇绿岩锆石 U-Pb 年代学研究及构造意义. *岩石学报*, 30(6): 1685~1694.
- 王国强, 李向民, 徐学义, 余吉远, 过磊, 闫巧娟, 计波, 武鹏.

2016. 甘蒙北山志留纪公婆泉群火山岩的地球化学及其对岩石成因和构造环境的制约. 地质学报, 90(10): 2603~2619.
- 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 2001. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. 岩石学报, 17(3): 413~421.
- 武鹏, 王国强, 李向民, 余吉远, 康磊. 2012. 甘肃北山地区牛圈子蛇绿岩的形成时代及地质意义. 地质通报, 31(12): 2032~2037.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 李向民, 马中平. 2007. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩. 岩石矿物学杂志, 26(1): 77~89.
- 杨合群, 李英, 赵国斌, 李文渊, 王小红, 姜寒冰, 谭文娟, 孙南一. 2010. 北山蛇绿岩特征及构造属性. 西北地质, 43(1): 26~36.
- 杨合群, 李英, 李文明, 杨建国, 赵国斌, 孙南一, 王小红, 谭文娟.

2008. 北山成矿构造背景概论. 西北地质, 41(1): 22~28.
- 杨合群, 赵国斌, 李英, 姜寒冰, 谭文娟, 任华宁, 王兴安, 熊中乙, 张小平. 2012. 新疆—甘肃—内蒙古衔接区古生代构造背景与成矿的关系. 地质通报, 31(2-3): 413~421.
- 张元元, 郭召杰. 2008. 甘新交界红柳河蛇绿岩形成和侵位年龄的准确限定及大地构造意义. 岩石学报, 24(4): 803~809.
- 赵泽辉, 郭召杰, 王毅. 2007. 甘肃北山柳园地区花岗岩类的年代学、地球化学特征及构造意义. 岩石学报, 23(8): 1847~1860.
- 赵志雄, 贾元琴, 许海, 王金荣, 王新亮, 刘强. 2015. 北山交叉沟石英闪长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及构造意义. 地质学报, 89(7): 1210~1218.
- 左国朝, 刘义科, 刘春燕. 2003. 甘新蒙北山地区构造格局及演化. 甘肃地质学报, 12(1): 1~15.

## Early Paleozoic Crustal Extensional Tectonic Regime in the Central Part of Beishan Orogenic Belt: New Evidence from Geochronology and Geochemistry of Gabbro in Shibanjing

CHEN Chao, XIU Di, PAN Zhilong, ZHANG Huan, ZHANG Jinlong, LI Qingzhe, ZHUAN Shaopeng  
Hebei Institute of Regional Geological and Mineral Resource Survey, Langfang, Hebei, 065000

### Abstract

The Beishan orogenic belt is situated in the juncture area of Paleozoic Kazakstan Plate, Tarim Plate and North China Plate. On the basis of survey result of 1 : 50000 regional geological mineral resources, this study conducted analysis of the gabbro distributed in the Baijing area using LA-ICP-MS zircon U-Pb dating and geochemical analysis in order to understand Early Paleozoic tectonic attribute of the Baishan area. The results show that these grabbros have U-Pb ages of  $498.9 \pm 2.4$  Ma and should be in Late Cambrian with detail ages of  $(498.9 \pm 2.4)$  Ma. Geochemical data indicate that the gabbros are low in  $\text{SiO}_2$  (40.39%~53.62%), high in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12.56%~19.26%), CaO (8.09%~10.93%) and  $\text{Mg}^\#$  value, and have high REE ( $62.69 \times 10^{-6} \sim 250.62 \times 10^{-6}$ ), slightly Eu anomalies ( $\delta\text{Eu} = 0.82 \sim 1.28$ ), enrichment in LREE and relatively depletion in HREE [ $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.89 \sim 16.94$ ]. Those rocks are enriched in LILE (Rb, Ba, K), and depleted in HFSE (Th, U, Nb, Ta), with the low Lu/Y (0.01~0.02), high La/Nb (1.04~3.39) and La/Ta (11.73~55.32). Geochemical diagrams show that the magma might originate from partial melting of the transitional lithospheric mantle, with significant crustal contamination during ascending process. Gabbro is characterized by relatively high  $\text{TiO}_2$  (0.65%~1.98%), Nb ( $4.47 \times 10^{-6} \sim 18.56 \times 10^{-6}$ ), Ta ( $0.44 \times 10^{-6} \sim 1.86 \times 10^{-6}$ ), Zr ( $48.07 \times 10^{-6} \sim 386.86 \times 10^{-6}$ ), Hf ( $2.17 \times 10^{-6} \sim 21.23 \times 10^{-6}$ ), similar to those of the intraplate basalts. In addition, synchronous monzonite granite developed in the south of gabbro body, along with gabbro, contributes bimodal magmatic rock assemblage. All the characteristics above show that the gabbro formed in an intra-continent extensional setting. It can be future presumed that the late Cambrian witnessed no Paleo-Asian Ocean subduction but the expansion stage.

**Key words:** Beishan orogenic belt; Early Paleozoic; extensional tectonic; gabbro; Shibanjing