

# 早古生代古亚洲洋俯冲作用: 来自内蒙古大石寨玄武岩的年代学与地球化学证据

郭锋<sup>①\*</sup>, 范蔚茗<sup>①</sup>, 李超文<sup>①</sup>, 苗来成<sup>②</sup>, 赵亮<sup>①</sup>

① 中国科学院广州地球化学研究所中国科学院边缘海地质重点实验室, 广州 510640;

② 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

\* E-mail: [guofengt@263.net](mailto:guofengt@263.net)

收稿日期: 2008-09-08; 接受日期 2009-01-22

国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB403504)资助

**摘要** SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果显示, 分布于内蒙古大石寨镇周边的玄武岩喷发时间为(439±3) Ma, 而不是前人认为的二叠纪. 该套玄武岩显示出岛弧型微量元素地球化学特征(Nb-Ta 亏损而富集 LILE 和 LREE)以及低放射成因 Sr 和高放射成因 Nd 和 Hf 同位素组成. 在岩石成因类型上包括两组: 第一组玄武岩相对高 TiO<sub>2</sub>, MgO 和相容元素而低 Sr, Th 和类似大洋中脊玄武岩(MORB)和现代俯冲带玄武岩的 Sr-Nd-Hf 同位素组成 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(i)=0.7028~0.7032, ε<sub>Nd(t)</sub>=+9.8~+11.2, ε<sub>Hf(t)</sub>=+16.1~+18.4); 第二组玄武岩则低 TiO<sub>2</sub>, MgO 和相容元素而高 Sr 和 Th, 略低的放射成因 Nd 和 Hf 而高 Sr 同位素比值 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(i)=0.7037~0.7038, ε<sub>Nd(t)</sub>=+5.7~+7.3, ε<sub>Hf(t)</sub>=+12.6~+13.0). 在岩石成因上, 大石寨玄武岩为古亚洲洋俯冲板片交代地幔楔的熔融产物, 第一组玄武岩很可能来源于俯冲流体改造且同位素组成极为亏损的大洋岩石圈地幔源区, 而第二组玄武岩的熔融源区则明显有俯冲沉积物的贡献. 大石寨玄武岩成因提供了早古生代古亚洲洋俯冲作用的直接证据, 其高放射成因 Nd 和 Hf 反映早古生代是区域地壳增生的重要时期, 大石寨玄武岩本身为地壳增生的组分之一. 结合本次研究和前人的年代学和地球化学研究结果, 建议将前人命名的大石寨组进行解体, 并重新厘定不同时代喷发火山岩的时空分布范围.

**关键词**

俯冲作用  
古亚洲洋  
大石寨组玄武岩  
古生代  
内蒙古

中亚造山带是全球显生宙增生最强烈的地区之一, 其形成与古亚洲洋的演化密切相关<sup>[1,2]</sup>. Windley 等<sup>[3]</sup>根据近 20 年来对中亚造山带的研究积累认为古亚洲洋的演化格局与西南太平洋中生代-新生代演化具有对比性: 多期次的大洋板片俯冲产生了大量的俯冲增生杂岩, 以及夹杂其中的微陆块、海底高原和洋岛等构造单元, 构成了目前复杂的构造格局.

大兴安岭地区位于中亚造山带的东段, 对于俯冲-碰撞作用的期次和主缝合带位置, 目前仍存在分歧: (1) Xiao 等<sup>[4]</sup>认为古亚洲洋在晚二叠世最终闭合于索伦山-贺根山缝合带; 最近张连昌等<sup>[5]</sup>报道了三叠纪碰撞后玄武岩, 也认为自三叠纪以来区域进入到伸展的动力学背景; (2) 邵济安<sup>[6]</sup>认为俯冲作用主要发生在早古生代, 在石炭纪已经完成, 最近 Zhang

**引用格式:** Guo F, Fan W M, Miao L C, et al. Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: Geochronological and geochemical evidence from the Dashizhai basalts, Inner Mongolia. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, doi: 10.1007/s11430-009-0082-3

等<sup>[7]</sup>对锡林浩特二叠纪双峰式火山岩的成因研究认为自 280 Ma 以来区域上已经进入碰撞后伸展阶段, 与Chen等<sup>[8]</sup>对晚古生代花岗岩的研究获得的结论相似; (3) 对贺根山蛇绿岩和相关长英质侵入岩的年代学和地球化学研究则显示古亚洲洋的闭合应发生在 300~244 Ma 之间<sup>[9]</sup>, 这与俯冲-增生杂岩的变质作用和A型花岗岩侵位活动时间相吻合<sup>[10,11]</sup>; (4) 来自早古生代花岗岩类岩石的年代学资料则反映区域上存在中奥陶世的大洋板片俯冲<sup>[12,13]</sup>. 这些研究结果反映大兴安岭地区经历了古亚洲洋的多期次而复杂的

俯冲作用, 如何理解不同期次俯冲作用的影响及其与区域显生宙地壳增生作用的关系已成为当前探讨中亚造山带构造格局演化的重要研究方向之一.

大石寨组火山岩 (在林西一带称为额里图组, 内蒙古地质矿产局<sup>[14]</sup>是大兴安岭地区分布最广的、曾经被认为形成于二叠纪的碰撞后岩浆产物<sup>[6,15]</sup> (图 1). 然而对于该组火山岩的形成时代, 可靠的年代学资料仍缺乏. 如Zhu等<sup>[15]</sup>运用Rb-Sr等时线法报道了林西辉绿岩墙/脉的形成年龄为 271 Ma, 由于该年龄采用了玄武岩和英安-流纹岩样品一起来建立Rb-Sr等

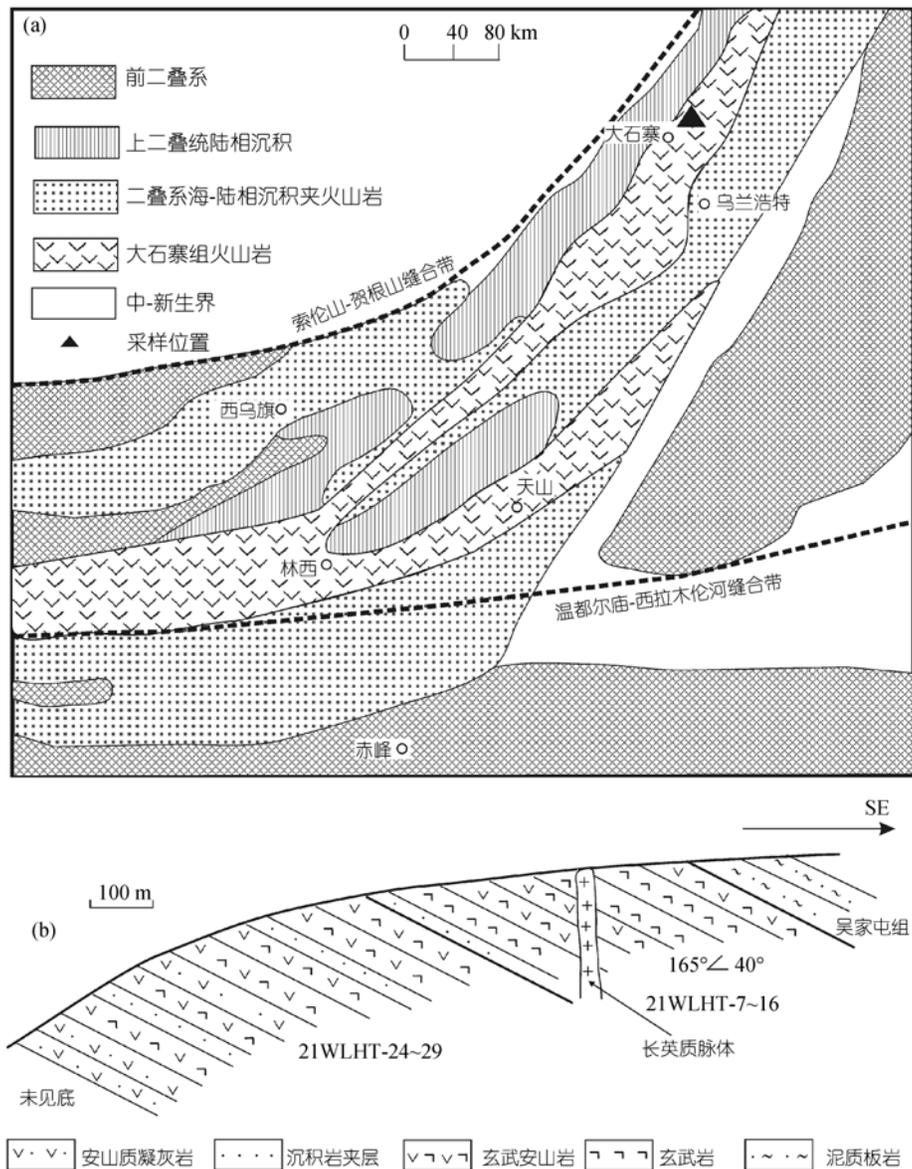


图 1 内蒙古大石寨组火山岩分布简图(a)和野外样品采集剖面(b)(据文献<sup>[6]</sup>修改)

时线, 所获得的年龄数据是否可靠仍值得怀疑. 最近 Zhang 等<sup>[7]</sup>报道了锡林浩特一带二叠纪双峰式火山岩的锆石 U-Pb 年龄, 认为区域上存在与岩石圈伸展作用相关的晚古生代岩浆活动. 在大石寨组建组剖面地点内蒙古大石寨镇周边出露了一套遭受不同程度蚀变和轻微变质的玄武岩, 与前人所报道的其他地点二叠纪玄武岩存在明显差异. 对于该套岩石的形成时代和动力学背景, 目前仍没有可靠的年代学和地球化学资料. 本文选择大石寨组火山岩的建组地点——大石寨镇西山剖面的玄武岩开展了 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年、主量、微量元素和 Sr-Nd-Hf 同位素研究, 以限定该组火山岩的喷发时间和理解其岩石成因.

## 1 区域地质背景和样品概况

大石寨组火山岩分布于索伦山-贺根山和温都尔庙-西拉木伦河两条古缝合带之间, 呈北东向分布, 该组岩石主要由一套中基性-酸性火山岩和沉积岩组成. 目前对该组火山岩的划分依据仍不清楚, 在岩石类型上各地也不尽相同, 如吕志诚等<sup>[16]</sup>研究了林西地区的一套中基性熔岩和细碧-角斑岩组合, 认为其岩石成因为裂隙槽弧后盆地局部拉张的构造环境. Zhu 等<sup>[15]</sup>认为大石寨组玄武岩和中酸性火山岩形成于碰撞后伸展环境, 最近 Zhang 等<sup>[7]</sup>对锡林浩特一带双峰式火山岩的锆石 U-Pb 定年结果为 280 Ma 左右, 认为是区域进入碰撞后岩石圈伸展阶段的重要标志. 在大石寨镇-猛鹫山一带, 大石寨建组剖面的火山岩则主要由一套蚀变和轻微变质的玄武岩组成.

本文分析的玄武岩样品采自大石寨镇西山剖面 (地理坐标为 46°20'06.6"N, 121°23'38.4"E), 火山岩层呈层状-似层状产出, 东南倾向, 倾角变化在 35°~40°, 底部火山岩层观察到明显的绿泥石化、绿帘石化海水蚀变和轻微变质现象, 下限不清楚 (图 1(b)); 上部火山岩层破碎、劈理化严重, 有明显的千枚岩-板岩化低级变质作用, 并被晚期的长英质细脉穿插, 上覆地层为吴家屯组灰黑色、灰绿色板岩; 上、下两岩性段呈整合接触. 其中样品 21WLHT24~29 采自剖面的下部, 21WLHT7~16 采自剖面上段. 样品均为灰绿-深绿色轻微变质熔岩 (在索伦幅 1:20 万地质图中定名为安

山岩或变质安山岩<sup>1)</sup>), 块状结构, 斑状结构, 斑晶主要为辉石和斜长石, 并存在不同程度的绿泥石化和高岭土化, 基质为隐晶质-间隐至变晶结构, 为千枚岩-板岩化低级变质作用所致. 这套岩石所显示出的变质和变形特征与前人研究的二叠纪玄武岩样品 (如玄武岩<sup>[5]</sup>、细碧角斑岩<sup>[16]</sup>以及辉长-辉绿岩墙<sup>[15]</sup>) 存在差异.

## 2 分析技术

锆石从大约 20 kg 的第二组玄武岩样品中通过破碎和人工重砂的方法分选出来, 整个分选过程在无污染的流程中进行, 经过人工重矿物分离和双目显微镜下挑选出约 60 颗锆石. 锆石的 U-Pb 年代学分析在中国地质科学院离子探针中心的 SHRIMP II 上完成. 具体的分析流程见文献<sup>[13]</sup>. 样品的主量、微量元素和 Sr-Nd-Hf 同位素分析分别在中国科学院广州地球化学研究所和中国科学院地质与地球物理研究所完成, 相关的分析技术见文献<sup>[17~19]</sup>. 主量元素分析在 Rigaku ZSX 100e 型 X 射线荧光光谱仪上测定, 分析误差总体约在 1%; 微量元素分析在电感耦合等离子质谱仪 ICP-MS ELAN 6000 上进行, 分析误差在 5%~10% 之间. Sr-Nd 同位素比值在 MicroMass ISO-PROBE 型多接收电感耦合等离子质谱仪 (MC-ICPMS) 上测定. Hf 同位素比值在 Neptune 多接收电感耦合等离子质谱仪上完成. 在 Sr-Nd-Hf 同位素分析的样品预处理中, 我们采用了酸淋滤方法, 以减少后期蚀变作用尤其是对 Sr 同位素比值的影响.

## 3 分析结果

### 3.1 锆石 U-Pb 定年结果

所分选出的锆石呈长柱状 (长宽比大于 2.0), 透明, 岩浆环带清晰, 为典型的岩浆结晶锆石 (图 2(a)). 16 个分析锆石给出  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  表面年龄在 405~522 Ma 之间, 其中一颗具浑圆状锆石给出最大表面年龄为  $(522 \pm 6)$  Ma (表 1, 15 号分析点), 属于捕获锆石 (图 2(a)). 其他的锆石给出相似的年龄, 但鉴于部分锆石具有高 U 特点, 在年龄计算中, 我们剔除了 4 颗高 U 锆石, 其他 11 颗锆石给出了  $(439 \pm 3)$  Ma ( $n=11$ ,

1) 地质部内蒙古自治区地质局. 索伦幅 1:20 万地质图和说明书, 1965

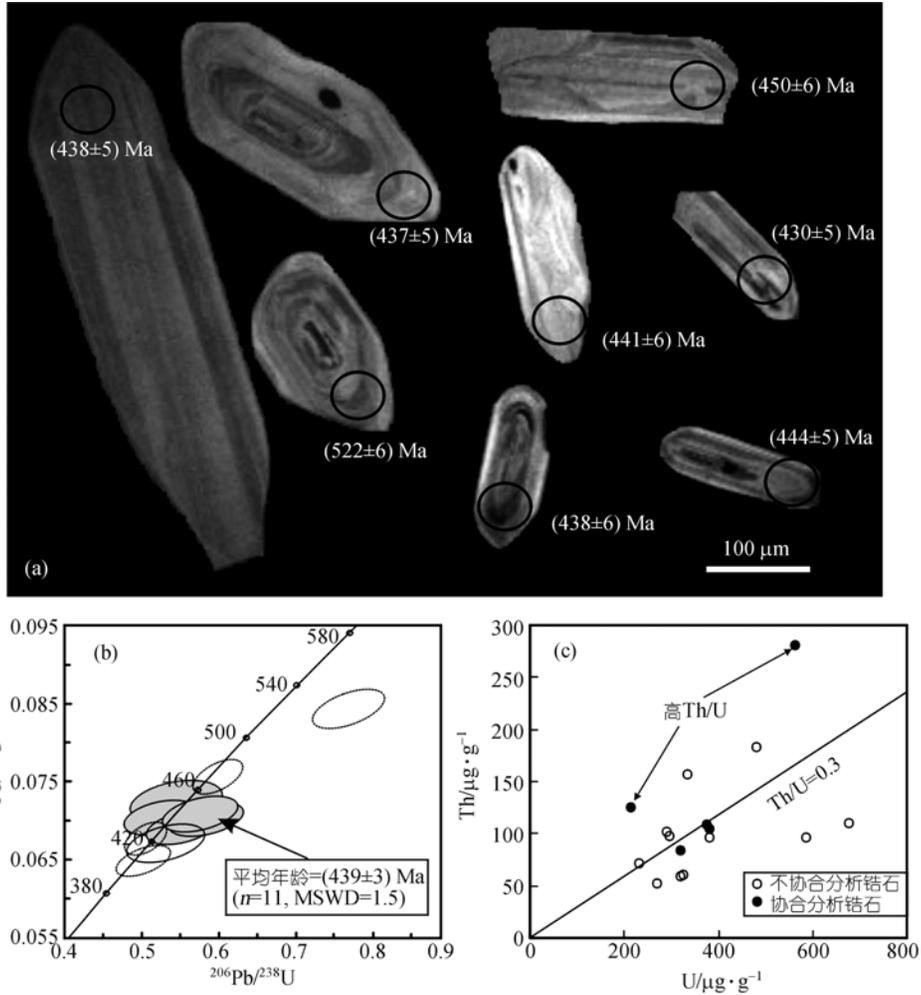


图 2 大石寨玄武岩的锆石阴极发光图像和 U-Pb 测年结果

表 1 大石寨玄武岩的锆石 U-Pb 定年结果

点号	$^{206}\text{Pb}/\%$	$\text{U}/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$\text{Th}/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$2\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $\pm 1\sigma/\text{Ma}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma\%$
1.1	-0.05	270	52	0.20	3.3	$438\pm 4$	0.60	3.3	0.0719	0.9
2.1	0.17	334	156	0.48	2.2	$437\pm 5$	0.55	2.3	0.0718	0.8
3.1	0.26	291	101	0.36	2.4	$446\pm 5$	0.56	3.2	0.0733	0.8
4.1	0.40	297	97	0.34	2.7	$438\pm 5$	0.54	3.6	0.0720	0.8
5.1	0.37	562	281	0.52	2.6	$423\pm 5$	0.52	2.0	0.0693	0.7
6.1	0.23	213	125	0.61	2.9	$419\pm 6$	0.54	3.8	0.0687	1.1
7.1	0.29	233	71	0.32	3.7	$441\pm 6$	0.59	3.3	0.0725	0.9
8.1	0.18	321	59	0.19	4.6	$449\pm 5$	0.57	3.4	0.0739	0.8
9.1	0.23	326	61	0.19	3.7	$444\pm 5$	0.56	2.6	0.0729	0.8
10.1	0.65	479	183	0.40	1.8	$431\pm 5$	0.57	3.2	0.0709	0.7
11.1	0.37	380	96	0.26	3.8	$450\pm 7$	0.56	4.4	0.0741	1.2
12.1	-0.13	585	96	0.17	3.8	$438\pm 6$	0.58	1.7	0.0720	1.0
13.1	0.38	677	110	0.17	2.2	$429\pm 5$	0.56	2.6	0.0705	0.6
14.1	0.26	380	104	0.28	2.2	$470\pm 5$	0.61	2.0	0.0774	0.7
15.1	0.31	319	84	0.27	3.7	$522\pm 6$	0.79	2.3	0.0863	0.7
16.1	0.25	376	109	0.30	2.5	$405\pm 5$	0.51	2.6	0.0664	0.7

MSWD=1.5)的平均年龄(图 2(b)和(c)),代表了锆石结晶的年龄,该年龄大体反映了大石寨玄武岩的喷发时间.该年龄与Jian等<sup>[20]</sup>报道的内蒙古岛弧闪长岩-石英闪长岩的年龄(451~440 Ma)接近.

### 3.2 样品蚀变作用影响

根据野外和室内显微镜下观察结果,大石寨组玄武岩经历了较强烈的低温地表蚀变和轻微变质作用,这些后期改造作用对于一些活泼元素(如 K, Rb, Ba, U, Pb 等)将产生严重影响.因此,在本文的地球化学特征描述和讨论中,我们将尽量避免用这些元素或比值来讨论其岩石成因,而主要讨论在蚀变和低级变质过程中受影响小的 REE, Th 和高场强元素的地球化学变化特征.尽管 Sr 同位素比值同样会受到蚀变作用的影响,所分析的 Sr 同位素比值相对较低,同时在同位素样品的溶解前进行了酸淋滤,我们认为所计算的 Sr 同位素比值大致反映了岩石形成时的 Sr 同位素组成.

### 3.3 主量、微量元素特征

根据其岩石地球化学特征、岩浆演化趋势和同位素组成的差异,我们将大石寨组火山岩划分为两组:第一组玄武岩具有相对高 TiO<sub>2</sub>, MgO 和相容元素,低 Sr 和 Th 含量,并具有很高的放射成因 Nd 和 Hf;第二组相对第一组玄武岩低 TiO<sub>2</sub>, MgO 和相容元素,高 Sr 和 Th 含量,略低放射成因 Nd 和 Hf.两组玄武岩的 SiO<sub>2</sub> 变化范围相似(无烧失量 100%标准化后,第一组玄武岩的 SiO<sub>2</sub> 变化在 49.7%~55.0%,第二组为 49.7%~55.3%之间),但在 SiO<sub>2</sub> 对主量、微量元素图上明显地显示出不同的变化趋势,暗示两类玄武岩之间可能不存在分异演化关系(图 3).

大石寨组两类玄武岩总体上显示出岛弧型微量元素地球化学特征,富集 Th, Sr 和 LREE 而亏损 HFSE(图 4),其中第二组相对第一组的 Nb-Ta 亏损程度更加显著,并显示出相对高 Th/La, Th/Nb 和 La/Nb 比值(表 2).此外,两组玄武岩所显示出的 K 和 Rb 亏损特征显然是岩石蚀变过程造成了 K 和 Rb 丢失.

### 3.4 Sr-Nd-Hf 同位素特征

大石寨组两类玄武岩总体上显示出高放射成因 Nd 和 Hf, 以及低 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(*i*) 比值(表 3 和图 5), 其中第

一组玄武岩总体上显示出出现代 MORB 和 Izu-Bonin-Mariana 岛弧玄武岩的 Sr-Nd-Hf 特征<sup>[24-26]</sup>, 其 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(*i*) 为 0.7028~0.7032,  $\epsilon_{Nd}(t)=+9.8\sim+11.2$ ,  $\epsilon_{Hf}(t)=+16.1\sim+18.3$ , 甚至计算出的亏损地幔模式年龄  $T_{DM}(Nd)$  和  $T_{DM}(Hf)$  都小于其锆石 U-Pb 年龄; 第二组玄武岩略微高 Sr 和低 Nd 和 Hf 同位素组成, 其 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(*i*) 为 0.7037~0.7038,  $\epsilon_{Nd}(t)=+5.7\sim+7.3$ ,  $\epsilon_{Hf}(t)=+12.6\sim+13.0$ . 总体上, 两类玄武岩所显示出的 Sr-Nd-Hf 同位素组成特征可能反映它们起源于同位素组成长期亏损的地幔源区.

## 4 讨论

### 4.1 岩浆源区特征

由于大石寨玄武岩受到了蚀变和低级变质作用影响, 如一些在水中易迁移元素 K, Rb, Cs, Ba 等将从原岩中流失, 详细讨论其岩浆演化过程非常困难, 但是其低放射成因 Sr 和高放射成因 Nd 和 Hf, 尤其是第一组玄武岩更是表现出现代 MORB 的 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学特征, 反映其熔融源区为同位素组成上长期亏损的地幔储库, 地壳混染或 AFC 过程对该组玄武岩的影响可以忽略. 相对于第一组, 第二组玄武岩表现出略高的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(*i*) 和低  $\epsilon_{Nd}(t)$  和  $\epsilon_{Hf}(t)$ , 可能存在于地壳混染或 AFC 过程的贡献. 然而相对于该组玄武岩的 SiO<sub>2</sub> 变化范围 (49.7%~55.3%), 其 Sr (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(*i*)=0.7037~0.7038), Nd ( $\epsilon_{Nd}(t) = +5.7\sim+7.3$ ) 和 Hf ( $\epsilon_{Hf}(t)=+12.6\sim+13.0$ ) 同位素组成变化很小, 尤其是不同样品的 <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 测试比值变化与实验分析误差很接近(表 3), 反映该组玄武岩所经历的地壳混染或 AFC 作用很弱, 主要继承了熔融源区的特点. 两组玄武岩缺乏明显的连续演化趋势(图 3)以及明显不同的 Th/La, Th/Nb 和 La/Nb 等比值, 因此通过地壳混染或 AFC 过程用来解释这两类玄武岩之间的元素-同位素组成差异是不适合的, 最有可能反映它们为不同源区地幔起源岩浆的演化产物. 两组玄武岩都亏损 HFSE(图 4), 反映其熔融地幔源区受到了来自俯冲板片的改造, 这与来自区域奥陶纪岛弧闪长岩-埃达克质石英闪长岩所记录的早古生代古亚洲洋俯冲作用相一致<sup>[20]</sup>.

对现代俯冲带玄武岩的研究认为, 岛弧原始玄武岩浆所表现出的相对 MORB 更为富集的同位素组

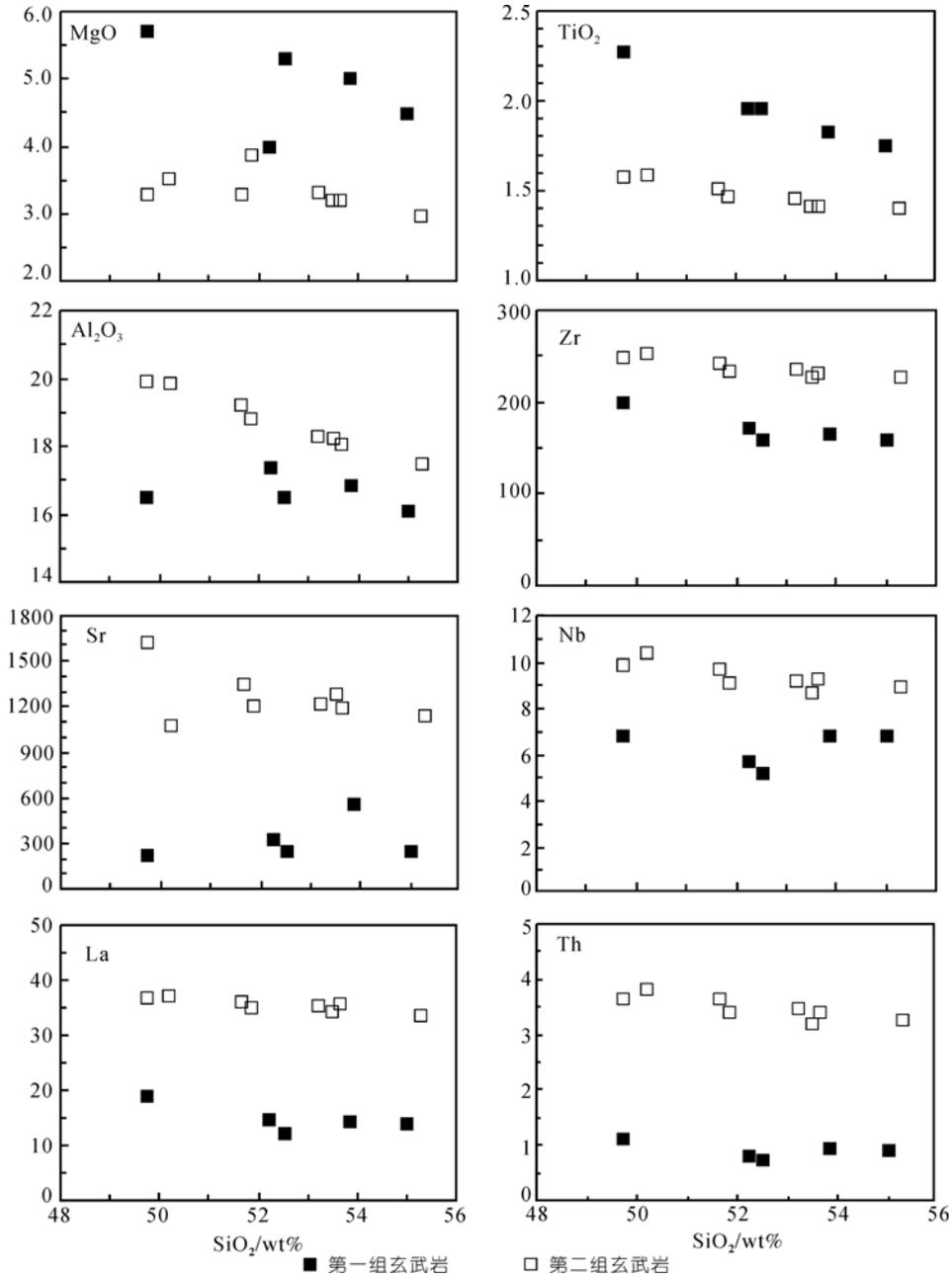


图3 大石寨两组玄武岩的主量(wt%)、微量元素( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )含量随 $\text{SiO}_2$ 的变化趋势  
两组玄武岩具有各自的岩浆演化趋势, 无连续过渡关系

成特征主要源于俯冲沉积物的贡献<sup>[27]</sup>. 第一组玄武岩以低Sr, Th/La (0.06)和Th/Nb (0.15)比值为特征, 其Sr-Nd-Hf同位素特征与现代MORB和俯冲带玄武岩(如Mariana海沟玄武岩)类似, 甚至相对同时代(439 Ma)的平均MORB更富放射成因Nd和Hf, 反映其熔融地幔源区基本未受到俯冲沉积物的改造, 而且被交

代的地幔是经历了长期高度亏损LREE(高Sm/Nd)和Hf(高Lu/Hf)的大洋岩石圈地幔储库. 这种具有极高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值的岩石也见于区域其他古生代镁铁质岩石, 如石炭纪(约300 Ma)贺根山蛇绿岩套的镁铁质侵入岩组分和早古生代图林凯蛇绿岩中的变辉长岩和辉石岩<sup>[9,20]</sup>, 反映古亚洲洋地幔曾经历了大比

表2 大石寨玄武岩的主量(wt%)、微量元素( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )分析结果

样品编号	岩石类型	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	烧失量	总量	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr		
21WLHT-7	第二组	52.29	1.43	17.99	0.78	9.30	0.28	9.12	3.26	2.91	0.18	0.75	1.45	99.74	24	41	29	39	39	4.9	1213	30.8	237		
21WLHT-9	第二组	52.54	1.38	17.67	1.31	8.75	0.31	9.23	3.14	2.68	0.18	0.74	1.82	99.75	22	42	28	37	37	5.3	1186	30.5	238		
21WLHT-10	第二组	54.12	1.37	17.10	1.54	7.45	0.29	9.45	2.90	2.86	0.14	0.69	1.84	99.75	22	49	26	43	43	4.3	1140	29.9	227		
21WLHT-11	第二组	48.72	1.54	19.53	2.41	7.95	0.35	10.42	3.22	2.83	0.18	0.79	1.75	99.69	25	43	33	40	40	4.8	1618	31.8	248		
21WLHT-12	第二组	48.94	1.55	19.37	2.47	9.40	0.31	7.55	3.44	3.54	0.12	0.79	2.27	99.75	26	48	40	45	45	4.4	1079	28	252		
21WLHT-14	第二组	50.66	1.48	18.87	1.97	7.60	0.34	10.03	3.23	2.96	0.19	0.76	1.63	99.72	24	51	29	42	42	5.5	1351	30.6	242		
21WLHT-15	第二组	50.82	1.44	18.45	1.69	8.25	0.33	9.65	3.79	2.74	0.11	0.75	1.72	99.74	24	94	31	58	58	2.9	1210	30.2	235		
21WLHT-16	第二组	52.57	1.39	17.90	1.46	8.20	0.31	9.65	3.15	2.79	0.10	0.73	1.49	99.74	23	37	26	32	32	2.9	1285	30.5	228		
21WLHT-24	第一组	52.09	1.77	16.27	2.31	7.70	0.14	6.37	4.85	4.54	0.25	0.42	3.09	99.80	28	235	235	139	139	4.4	554	27.3	165		
21WLHT-26	第一组	47.94	2.19	15.89	2.98	8.25	0.16	10.03	5.49	2.63	0.27	0.56	3.44	99.83	35	264	264	128	128	3.9	218	36.3	200		
21WLHT-27	第一组	50.99	1.90	16.00	1.79	8.12	0.15	9.08	5.15	3.36	0.20	0.35	2.72	99.81	28	211	211	95	95	2.8	249	27.3	158		
21WLHT-28	第一组	50.65	1.90	16.85	2.71	7.18	0.13	9.85	3.87	3.15	0.16	0.51	2.87	99.83	31	224	224	82	82	2.3	319	31.5	172		
21WLHT-29	第一组	53.65	1.71	15.70	1.61	6.58	0.14	8.95	4.37	4.00	0.42	0.40	2.30	99.83	27	203	203	112	112	6.9	251	28.2	159		
样品编号	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Th/La	La/Nb	Th/Nb
21WLHT-7	9.16	3.44	122	35.44	75.44	9.90	41.38	8.13	2.28	7.37	1.04	5.38	1.06	3.00	0.42	2.78	0.40	5.60	0.50	13.17	3.47	1.00	0.10	3.9	0.38
21WLHT-9	9.29	2.88	126	35.74	76.37	10.04	42.14	8.14	2.26	7.34	1.02	5.48	1.05	2.99	0.42	2.64	0.39	5.61	0.45	13.67	3.40	0.80	0.10	3.8	0.37
21WLHT-10	8.94	1.55	112	33.57	71.10	9.21	39.81	7.42	2.08	7.06	0.99	5.07	1.04	2.91	0.41	2.69	0.40	5.44	0.46	10.65	3.28	0.87	0.10	3.8	0.37
21WLHT-11	9.86	2.25	124	36.92	80.00	10.37	44.41	8.59	2.40	7.48	1.07	5.71	1.11	3.20	0.45	2.70	0.42	5.96	0.53	13.69	3.66	1.05	0.10	3.7	0.37
21WLHT-12	10.4	3.49	144	37.24	78.78	9.97	42.16	8.08	2.36	7.00	1.01	5.18	0.97	2.83	0.38	2.44	0.39	6.12	0.53	20.69	3.81	1.05	0.10	3.6	0.37
21WLHT-14	9.66	4.97	159	36.03	76.94	10.07	42.81	8.53	2.30	7.29	1.03	5.53	1.07	3.11	0.43	2.61	0.41	5.75	0.49	13.21	3.63	1.00	0.10	3.7	0.38
21WLHT-15	9.12	2.66	127	34.90	75.50	9.89	40.47	7.95	2.22	7.26	1.00	5.31	1.08	3.07	0.41	2.70	0.40	5.67	0.45	13.39	3.42	0.93	0.10	3.8	0.37
21WLHT-16	8.72	1.94	114	34.19	72.79	9.62	40.62	7.89	2.25	7.14	1.00	5.40	1.07	3.05	0.42	2.63	0.40	5.53	0.46	14.39	3.21	0.92	0.09	3.9	0.37
21WLHT-24	6.85	1.73	140	14.20	34.56	4.83	22.62	5.32	1.66	5.48	0.89	5.00	1.03	3.07	0.43	2.63	0.40	3.98	0.45	3.27	1.04	0.36	0.07	2.1	0.15
21WLHT-26	6.77	0.93	67.9	19.03	36.75	4.69	20.51	4.60	1.47	4.70	0.72	4.39	0.91	2.51	0.37	2.22	0.33	4.58	0.43	2.83	1.10	0.33	0.06	2.8	0.16
21WLHT-27	5.19	0.75	71.7	11.98	30.77	4.55	20.84	5.00	1.90	5.42	0.87	4.95	1.05	2.88	0.39	2.53	0.32	3.77	0.36	2.56	0.74	0.23	0.06	2.3	0.14
21WLHT-28	5.68	0.83	69.6	14.73	35.93	5.36	24.64	5.85	2.26	6.11	0.96	5.76	1.20	3.22	0.47	2.79	0.41	4.12	0.40	3.85	0.81	0.33	0.06	2.6	0.14
21WLHT-29	6.81	1.45	108	13.95	33.88	4.77	22.46	5.09	1.82	5.53	0.86	4.97	1.04	2.88	0.42	2.58	0.37	3.68	0.45	3.04	0.89	0.34	0.06	2.0	0.13

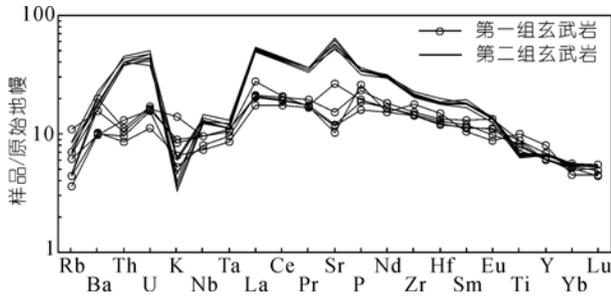


图4 大石寨两组玄武岩的微量元素原始地幔标准化蛛网图

原始地幔数据来自文献[21]。两组玄武岩都显示出Nb-Ta的亏损, 其中的K和Rb亏损很可能由于蚀变作用造成K和Rb丢失所致

例的玄武岩浆熔融和抽提作用, 并造成了地幔储库长期亏损 LREE 和其他不相容元素。由于俯冲板片脱水流体携带 Th, Hf 和 REE 的能力有限, 因此受俯冲

板片流体交代地幔的 Nd-Hf 同位素组成上的影响较小, 仍表现出亏损地幔楔的特征, 该类地幔楔熔融形成了具 MORB 同位素组成的第一组玄武岩。

相对地, 第二组玄武岩高Th/La (0.10), Th/Nb (0.37)和La/Nb, 在Sr-Nd-Hf同位素组成上也略高放射成因Sr和低放射成因Nd和Hf, 可能与熔融地幔源区受到俯冲沉积物的改造程度较高相关。根据区域亏损地幔 (以贺根山蛇绿岩为代表)和现代俯冲沉积物的Sr-Nd-Hf同位素组成, 我们对大石寨两类玄武岩的熔融源区进行模拟, 其结果显示, 第一组玄武岩的地幔源区所需要的俯冲沉积物 (以全球俯冲沉积物GLOSS为端员组分[22])的比例小于0.5%, 而第二组玄武岩所需的俯冲沉积物比例为2%~3% (图5)。因此, 我们认为大石寨两类玄武岩的岩石成因最主要是由于熔融地幔源区差异造成的, 造成这种地幔

表3 大石寨玄武岩的Sr-Nd-Hf同位素组成

样品编号	岩石类型	Rb <sup>a)</sup>	Sr <sup>a)</sup>	Sm <sup>a)</sup>	Nd <sup>a)</sup>	Lu <sup>a)</sup>	Hf	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr±2σ	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(t)	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd±2σ	$\epsilon_{Nd}(t)$	T <sub>DM</sub> (Nd) /Ma	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf±2σ	$\epsilon_{Hf}(t)$	T <sub>DM</sub> (Hf) /Ma
21WLHT-7	第二组	4.9	1213	8.13	41.38	0.40	5.60	0.703800±12	0.70373	0.512757±9	6.71	632	0.282940±6	12.74	547
21WLHT-9	第二组	5.3	1186	8.14	42.14	0.39	5.61	0.703796±11	0.70372	0.512783±8	7.34	577			
21WLHT-10	第二组	4.3	1140	7.42	39.81	0.40	5.44	0.703775±14	0.70371	0.512725±8	6.44	641	0.282938±6	12.59	559
21WLHT-11	第二组	4.8	1618	8.59	44.41	0.42	5.96	0.703861±15	0.70381	0.512698±9	5.67	712	0.282939±7	12.78	541
21WLHT-12	第二组	4.4	1079	8.08	42.16	0.39	6.12	0.703886±16	0.70381	0.512753±6	6.79	619	0.282926±6	12.58	533
21WLHT-15	第二组	2.9	1210	7.95	40.47	0.40	5.67	0.703814±10	0.70377	0.512740±7	6.38	658	0.282946±8	12.97	534
21WLHT-24	第一组	4.4	554	5.32	22.62	0.40	3.98	0.703298±12	0.70315	0.513014±8	10.42	290	0.283083±8	16.58	403
21WLHT-26	第一组	3.9	218	4.60	20.51	0.33	4.58	0.703357±14	0.70303	0.513025±6	11.00	244	0.283100±7	18.35	253
21WLHT-27	第一组	2.8	249	5.00	20.84	0.32	3.77	0.703388±11	0.70318	0.513014±9	10.25	303	0.283084±9	17.24	333
21WLHT-28	第一组	2.3	319	5.85	24.64	0.41	4.12	0.703251±13	0.70312	0.512987±8	9.82	354	0.283095±8	17.10	366
21WLHT-29	第一组	6.9	251	5.09	22.46	0.37	3.68	0.703295±15	0.70280	0.513039±9	11.20	221	0.283065±7	16.05	430

a) 单位:  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$

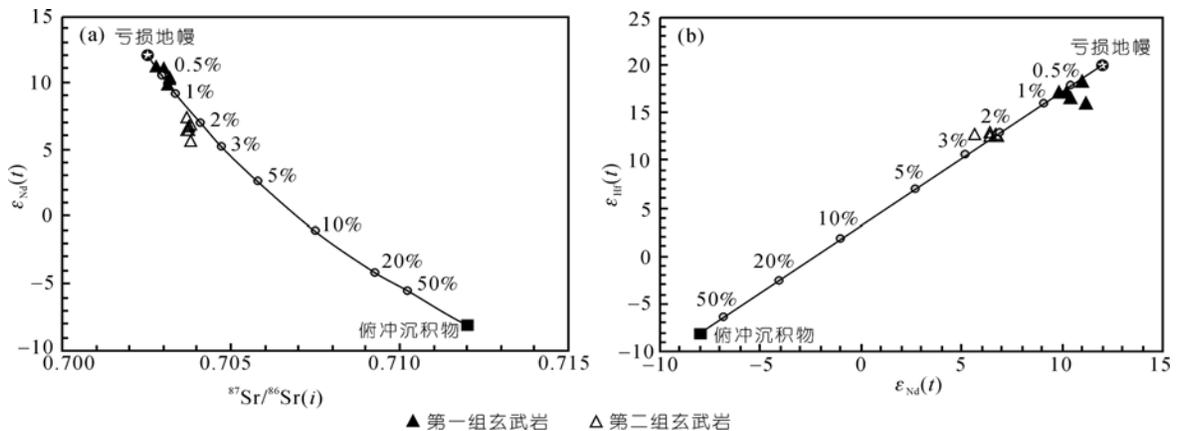


图5 大石寨玄武岩的 Sr-Nd-Hf 同位素组成与岩浆熔融源区模拟结果

模拟参数: 亏损地幔: Sr=20  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ , <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7025; Nd=1.2  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)=+12$ ; Hf=0.25  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ,  $\epsilon_{Hf}(t)=+20$ . 俯冲沉积物: Sr=200  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ , <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.712; Nd=20  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)=-8$ ; Hf=4.06  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ,  $\epsilon_{Hf}(t)=-8$ . 参数选择根据文献[9, 21~23]综合

同位素组成的差异主要是由于受到不同程度俯冲沉积物改造作用的结果。

#### 4.2 对早古生代古亚洲洋俯冲作用的指示

近年来对大兴安岭地区不同侵入岩类的锆石 U-Pb 年代学的研究结果显示, 区域上存在大量的早古生代侵入岩, 并给出了不同的构造意义解释。如刘敦一等<sup>[13]</sup>、石玉若等<sup>[12]</sup>分别报道了南兴安岭具有埃达克质微量元素地球化学特征的英云闪长岩和钙碱性闪长-花岗岩, 认为是早古生代古亚洲洋俯冲板片的熔融产物<sup>[20]</sup>; 葛文春等<sup>[28,29]</sup>在北兴安岭也发现了早古生代辉长岩和与 Cu-Mo 密切相关的花岗闪长岩, 认为古生代区域上发生了从俯冲消减到碰撞后阶段的演化过程, 而苗来成等<sup>[30]</sup>、裴福萍等<sup>[31]</sup>和施光海等<sup>[32]</sup>在一些深变质杂岩中也发现了较多的早古生代岩浆锆石。这些结果显示, 早古生代中亚造山带确实存在较强烈的与俯冲作用相关的岩浆活动。

我们本次获得的大石寨玄武岩锆石 U-Pb 年龄以及它们详细的元素-同位素地球化学特征为重新认识古亚洲洋在早古生代的演化提供了更为确切的证据。尽管造山后或碰撞后镁铁质岩石也同样显示出岛弧岩浆的特点, 但大石寨玄武岩所显示出的类似 MORB 的 Sr-Nd-Hf 同位素组成特征与区域造山后玄武岩浆有明显的差异<sup>[5,33,34]</sup>。虽然大兴安岭地区造山后镁铁质岩浆在演化过程中受到地壳混染和 AFC 或岩浆混合作用的影响难以排除, 但造成这些玄武质岩浆相对 MORB 更高的 Sr 和低 Nd 和 Hf 同位素组成的最主要原因是随着大洋的消减, 俯冲沉积物对地幔楔的改造作用逐渐增强, 与此同时造山带跨塌引起的富集岩石圈组分再循环到熔融地幔源区。因此我们认为大石寨玄武岩是同俯冲作用形成的, 而第一组玄武岩很可能出露于弧前或海沟位置, 由俯冲洋壳脱水交代的大洋亏损岩石圈地幔发生部分熔融而形成; 第二组玄武岩则随着洋壳的持续俯冲, 远洋沉积物被拖曳到地幔楔, 形成了具有相对高 Th/REE 和 Th/HFSE 的地幔源区。这两类玄武岩的同时出露, 反映早古生代期间区域上确实存在古亚洲洋俯冲作用, 这与 Jian 等<sup>[20]</sup>对早古生代俯冲增生杂岩的研究结果相吻合。

#### 4.3 对区域显生宙地壳增生的启示

中亚造山带是全球显生宙地壳增生最强烈的地

区之一, 出露了大量的具正  $\epsilon_{Nd}$  的古生代和中生代花岗岩和长英质喷出岩类<sup>[35-38]</sup>。然而目前对于增生的方式和时代仍存在分歧: 其中一类观点认为其主要俯冲增生-碰撞时间发生在古生代, 以弧增生方式为主, 是古亚洲洋俯冲增生作用的产物, 形成了大量的俯冲增生杂岩<sup>[1]</sup>; 另一种观点则认为除古生代外, 中生代仍存在垂向增生, 可能与岩石圈拆沉作用相关<sup>[37]</sup>。Zhang 等<sup>[7]</sup>对锡林浩特地区二叠纪双峰式火山岩的研究认为碰撞后阶段仍存在显著的垂向增生作用, 其形成机制可能与造山带跨塌和岩石圈拆沉作用相关。

大石寨火山岩广泛分布于大兴安岭的乌兰浩特一带。该组岩石在成因上与古亚洲洋的俯冲作用密切相关, 反映早古生代是大兴安岭地区地壳侧向增生的重要时段; 与此同时, 该组火山岩所显示出的高放射成因 Nd 和 Hf, 显然其自身就是早古生代地壳增生的重要组分之一。

值得一提的是, 我们和此前的研究结果显示<sup>[7,15]</sup>, 在不同地区前人命名的“大石寨组”火山岩获得了截然不同的形成年龄, 从 440 Ma 到 270 Ma, 时间跨度达到 150 Ma, 显然不合理。在岩石类型和组合上也在不同地区存在差别<sup>[6,7,15,16]</sup>, 因此我们建议对以前主要根据岩相学划分的大石寨组进行解体, 并重新厘定不同时代形成的火山-沉积地层的时空展布范围。

### 5 主要认识

通过对内蒙古大石寨玄武岩开展 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学、岩石学和元素-同位素地球化学研究, 本文获得了以下主要认识:

(1) 大石寨玄武岩的喷发时代为  $(439 \pm 3)$  Ma, 是中奥陶世喷发产物, 而不是前人认为的“二叠纪玄武岩”。

(2) 在岩石类型上可以分为两种类型: 第一组玄武岩具有相对高  $TiO_2$ , MgO 和相容元素, 低 Sr, Th 和类似 MORB 的 Sr-Nd-Hf 同位素组成; 第二组玄武岩则低  $TiO_2$ , MgO 和相容元素, 高 Sr 和 Th, 相对第一组略微低放射成因 Nd 和 Hf 而高  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ 。

(3) 在岩石成因上, 大石寨玄武岩为古亚洲洋俯冲板片交代地幔楔的熔融产物, 其中第一组玄武岩来源于俯冲板片析出流体交代的同位素组成极为亏损的大洋岩石圈地幔; 而第二组玄武岩的熔融源区则有俯冲沉积物的贡献 (俯冲沉积物的比例在

2%~3%之间)。大石寨组玄武岩浆成因为限定大兴安岭地区存在早古生代俯冲作用提供了确凿证据;

(4) 大石寨玄武岩所呈现出的低放射成因 Sr 和高放射成因 Nd 和 Hf, 以及该组岩石在区域上的广泛出露, 反映早古生代是区域显生宙地壳增生的重要时

期, 而大石寨组本身就是区域地壳增生的组分之一。

(5) 结合前人的研究资料, 在不同地区获得的大石寨组火山岩的形成年龄差异显著, 岩石类型及组合存在差别, 建议对大石寨组进行解体, 并重新厘定不同时代(如奥陶纪和二叠纪)火山岩组的时空分布范围。

**致谢** 本研究最后定稿得益于陈斌教授和另一位匿名审稿人的建设性意见和建议, 在此深表感谢。

## 参考文献

- 1 Sengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 1993, 364: 299—307 [\[DOI\]](#)
- 2 Tang K D. Tectonic development of Paleozoic foldbelts at the northern margin of the Sino-Korean Craton. *Tectonics*, 1990, 9: 249—260 [\[DOI\]](#)
- 3 Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic belt. *J Geol Soc London*, 2007, 164: 31—47 [\[DOI\]](#)
- 4 Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the Central Asian Orogenic Belt. *Tectonics*, 2003, 22: 1069 [\[DOI\]](#)
- 5 张连昌, 英基丰, 陈志广, 等. 大兴安岭南段三叠纪基性火山岩时代与构造环境. *岩石学报*, 2008, 24: 911—921
- 6 邵济安. 中朝板块北缘中段地壳演化. 北京: 北京大学出版社, 1991. 136
- 7 Zhang X H, Zhang H F, Tang Y J. et al. Geochemistry of Permian bimodal volcanic rocks from central Inner Mongolia, North China: implication for tectonic setting and Phanerozoic continental growth in Central Asian Orogenic Belt. *Chem Geol*, 2008, 249: 262—281 [\[DOI\]](#)
- 8 Chen B, Jahn B M, Wilde S, et al. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications. *Tectonophysics*, 2000, 328: 157—182 [\[DOI\]](#)
- 9 Miao L C, Fan W M, Liu D Y, et al. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxing'anling Orogenic Belt, China. *J Asian Earth Sci*, 2008, 32: 348—370 [\[DOI\]](#)
- 10 苗来成, 范蔚茗, 张福勤, 等. 小兴安岭西北部新开岭-科洛杂岩锆石 SHRIMP 年代学研究及其意义. *科学通报*, 2003, 48(22): 2315—2323
- 11 张晓晖, 张宏福, 汤艳杰, 等. 内蒙古中部锡林浩特-西乌旗早三叠世 A 型酸性火山岩的地球化学特征及其地质意义. *岩石学报*, 2006, 22: 2769—2780
- 12 石玉若, 刘敦一, 张旗. 内蒙古苏左旗地区闪长-花岗岩类 SHRIMP 年代学. *地质学报*, 2004, 78(6): 789—799
- 13 刘敦一, 简平, 张旗, 等. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP 测年: 早古生代洋壳消减的证据. *地质学报*, 2003, 77(3): 317—327
- 14 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 725
- 15 Zhu Y F, Sun S H, Gu L B, et al. Permian volcanism in the Mongolian orogenic zone, northeast China: geochemistry, magma sources and petrogenesis. *Geol Mag*, 2001, 138: 101—115
- 16 吕志诚, 段国正, 郝立波, 等. 大兴安岭中段二叠系大石寨组细碧岩的岩石地球化学特征及其成因探讨. *岩石学报*, 2002, 18: 212—222
- 17 刘颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 1996, 25: 552—558
- 18 Chen F K, Satir M, Ji J, et al. Nd-Sr-Pb isotopes of Tengchong Cenozoic volcanic rocks from western Yunnan, China: evidence for an enriched mantle source. *J Asian Earth Sci*, 2002, 21: 39—45 [\[DOI\]](#)
- 19 李献华, 刘颖, 杨岳衡, 等. 同一岩石试样的 Lu-Hf 和 Sm-Nd 快速分离及国家岩石标准物质的 Hf-Nd 同位素比值精确测定. *岩石学报*, 2007, 23: 221—226
- 20 Jian P, Liu D Y, Kröner A, et al. Time scale of an Early to Mid-Paleozoic orogenic cycle of the long-lived Central Asian Orogenic Belt, Inner Mongolia of China: implications for continental growth. *Lithos*, 2008, 101: 233—259 [\[DOI\]](#)
- 21 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunder A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publication, 1989. 313—345
- 22 Plank T, Langmuir C H. The chemical composition of subducting sediments and its consequence for the crust and mantle. *Chem Geol*,

- 1998, 145: 325—394[DOI]
- 23 Workman R K, Hart S R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 231: 53—72[DOI]
- 24 Patchett P J, Hafnium isotope results from mid-ocean ridges and Kerguelen. *Lithos*, 1983, 16: 47—51[DOI]
- 25 Vervoort J, Patchett P J, Blichert-Toft J, et al. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 168: 79—99[DOI]
- 26 Hanyu T, Tatsumi Y, Nakai S. A contribution of slab-melts to the formation of high-Mg andesite magmas: Hf isotopic evidence from SW Japan. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(22): 2051[DOI]
- 27 Macdonald R, Hawkesworth C J, Heath E. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Sci Rev*, 2000, 49: 1—76
- 28 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu, Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义. *科学通报*, 2007, 52(20): 2407—2417
- 29 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 大兴安岭北部塔河花岗岩体的时代及对额尔古纳地块构造归属的制约. *科学通报*, 2005, 50(12): 1239—1247
- 30 苗来成, 刘敦一, 张福勤, 等. 大兴安岭韩家园子和新林地区兴华渡口群和扎兰屯群锆石 SHRIMP U-Pb 年龄. *科学通报*, 2007, 52(5): 591—601
- 31 裴福萍, 许文良, 杨德彬, 等. 松辽盆地基底变质岩中锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. *科学通报*, 2006, 51(24): 2882—2891
- 32 施光海, 刘敦一, 张福勤, 等. 中国内蒙古锡林郭勒杂岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学及意义. *科学通报*, 2003, 48(20): 2187—2192
- 33 Fan W M, Guo F, Wang Y J, et al. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *J Volcano Geotherm Res*, 2003, 121: 115—135[DOI]
- 34 高晓峰, 郭锋, 范蔚茗, 等. 南大兴安岭晚中生代中酸性火山岩的岩石成因. *岩石学报*, 2005, 21: 737—748
- 35 Hong D W, Wang T, Wang S G, et al. Continental crustal growth and the supercontinental cycle: evidence from the Central Asian Orogenic Belt. *J Asian Earth Sci*, 2004, 23: 799—813[DOI]
- 36 Han B F, Wang S G, Jahn B M, et al. Depleted-mantle source for the Ulungur river A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chem Geol*, 1997, 138: 135—159[DOI]
- 37 Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chem Geol*, 2002, 187: 143—173 [DOI]
- 38 Jahn B M, Wu F Y, Capdevila R, et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountain in NE China. *Lithos*, 2001, 59: 171—198[DOI]