东准噶尔盆地巴塔玛依内山组火山岩锆石 U-Pb 年代及 Hf 同位素研究

苏玉平^①, 郑建平^{①*}, Griffin William L^②, 汤华云^①, O'Reilly Suzanne Y^②, 林向洋^①

① 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074;

② GEMOC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia

* 联系人, E-mail: jpzheng@cug.edu.cn

2010-05-10 收稿, 2010-08-12 接受

国家自然科学基金青年科学基金(40803007)、中央高校基本科研业务费专项资金(CUG090101)和高等学校学科创新引智计划资助项目

摘要 对准噶尔盆地陆梁隆起东部三参 1 井所钻巴塔玛依内山组玄武岩, 开展了详细锆石内部结构研究基础上的 U-Pb 年代学、微量元素和 Hf 同位素系统分析. 结果显示, 所有锆石都属岩浆成因, 都有一致的稀土配分型式, 都具有明显的 Ce 正异常($\delta\text{Ce}=5.06\sim134$)、Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.06\sim0.55$)和重稀土元素富集特征. 25 颗锆石中, 谐和年龄主要分成 3 组, 分别是 (300.4 ± 1.3) Ma ($n=11$), (339.2 ± 2.7) Ma ($n=3$)和 (392.0 ± 1.7) Ma ($n=8$); 此外, 还有 3 颗近谐和年龄锆石, 它们的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别是 (510 ± 7) , (488 ± 6) 和 (453 ± 6) Ma. 最小的谐和年龄为 (300.4 ± 1.3) Ma, 可以代表巴塔玛依内山组火山岩的形成时代(如晚阶段年龄). 其他年龄如早泥盆世、奥陶纪等, 与盆地周缘岛弧火山岩(富集 Pb)和蛇绿岩的时代一致, 而且这些年龄锆石都具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值($+3.6\sim+10.5$), 推测所研究火山岩穿越的盆地基底, 可能与由早古生代-中古生代的残余洋壳和岛弧地体组成有关. 晚石炭世锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化于 $+17.1\sim+4.2$, 显示该玄武岩主要来源于软流圈地幔或亏损岩石圈地幔熔融作用, 熔体在上升-侵位过程中混染了少量较古老基底物质组分. 由于这些玄武岩是后碰撞幔源岩浆直接加入到地壳的物质表现, 推测东准噶尔地区晚石炭世已经有了大规模的陆壳垂向生长过程.

关键词

巴塔玛依内山组
锆石 U-Pb 年龄
Hf 同位素
陆壳生长
东准噶尔盆地

包括准噶尔盆地在内的新疆北部地区是巨型中亚造山带的重要组成部分, 但是复杂的构造演化和强烈的岩浆活动, 使得人们对该区认识有限, 对一些关键科学问题的认识还存争议. 就准噶尔盆地基底的性质和时代, 基于盆地周边地区花岗岩类高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值特征, 韩宝福等人^[1]认为盆地的基底主要由底垫的幔源基性岩石组成; Chen 等人^[2]和 Su 等人^[3]则强调残余古生代洋壳和岛弧地体组成在这些花岗岩中的贡献. 之所以有这些分歧, 主要是因为准噶尔盆地及其周边没有明确的基底岩石出露. 开展准噶尔盆地钻井火山岩尤其是穿入盆地基底的基性火山岩锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究, 无疑会对

盆地基底的性质和时代提供重要约束, 因为这些基性火山岩来源深度大、冷却快, 在其岩浆上侵过程中很容易捕获岩浆途经岩石圈剖面中的物质(如锆石).

初步研究成果显示, 晚石炭世可能是准噶尔盆地及其周边地区构造体制转换的重要时期^[4], 但对该时期构造环境有后碰撞伸展阶段^[5,6]和洋内俯冲消减阶段^[7-9]等不同认识. 近年来, 随着油气勘探的逐渐深入, 在准噶尔盆地东部的陆东-五彩湾地区, 特别是晚石炭世巴塔玛依内山组火山岩, 不断获得工业油气显示, 使得它们作为重要的有利储层和勘探目标而备受关注. 龙晓平等人^[7]、赵霞等人^[10]及吴小奇等人^[11]曾对准噶尔盆地内部及周缘的晚石炭世火山

英文版见: Su Y P, Zheng J P, Griffin W L, et al. Zircon U-Pb and Hf isotopes of volcanic rocks from the Batamayineishan Formation in the eastern Junggar Basin. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-4151-y

岩进行过主、微量元素的研究,但没有涉及火山岩的形成时代.最近,张元元等人^[12]和谭佳奕等人^[13]对其中的巴塔玛依内山组火山岩进行了一些年代学分析,但年龄结果与地质事实有很大出入,谭佳奕等人^[14]又对东准噶尔原缪林托凯陶山组火山岩开展了锆石 SHRIMP U-Pb 分析,并得出东准噶尔火山活动主要发生在早石炭世的认识.特别是至目前为止,还没有见到有关巴塔玛依内山组火山岩的 Hf 同位素报道,制约着人们对准噶尔地区构造背景和演化的深入讨论.

笔者在与新疆油田公司合作研究过程中,获得了珍贵的盆地内部钻井火山岩样品,并对多件样品开展了锆石分选,仅从三参1井的巴塔玛依内山组玄武岩样品中得到了足够的锆石.本文报道了这些锆石的 U-Pb 年代学、微量元素和 Hf 同位素系统分析结果,并对火山岩的形成时代及其所记录着的岩石成因等信息进行了讨论.

1 地质概况

准噶尔盆地位于阿尔泰造山带和天山造山带之

间,其周缘分布有多条蛇绿混杂岩带(图 1). 这些混杂岩带常沿深大断裂零星分布,而且形成时代跨度较大.如东准噶尔分布有两条沿北西-南东向延伸的蛇绿岩带,北侧的扎河坝-阿尔曼太蛇绿岩带形成于晚寒武世-早奥陶世((503±7)^[16], (489±4)^[17]和(495.9±5.5) Ma^[18]),黄萱等人^[19]获得的(392±17) Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄则可能代表了该蛇绿岩遭受后期变质改造时代;南侧卡拉麦里蛇绿岩带的时代为晚泥盆世 373 Ma^[20],形成于受洋脊俯冲影响的岛弧或弧前扩张环境^[21].沿深大断裂分布的还有大量高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值的花岗质岩体,这些岩体具有 A 型花岗岩的地球化学特征,主要形成于 300 Ma 左右,可能多与年轻地壳物质的部分熔融作用有关^[2,9,22,23].

火山岩在准噶尔盆地两侧也广泛出露,时代从早泥盆世到早二叠世,甚至新生代的^[24].早泥盆世托让格库都克组主要分布在东准噶尔北缘地区,为一套海相中基性-中酸性火山岩及其碎屑岩建造,在该组地层中也有过埃达克岩^[25]、富铌玄武岩^[26]和钾质火山岩^[27]的报道,显示它们的形成与洋壳俯冲消

图1 准噶尔区域地质简图

据新疆 1:500 万地质图. 左上插图显示研究区在中亚造山带中的位置(据文献[15])

减有关. 晚石炭世巴塔玛依内山组区内分布广泛, 主要由玄武岩、安山岩、流纹岩以及它们的火山碎屑岩构成. 这些火山地层的厚度变化大, 从几百米到几千米不等, 具多期次、间歇性喷发的特征^[13]. 这套火山岩气孔杏仁构造发育, 局部呈浅红色, 可能形成于陆相火山作用环境^[24].

近年来新疆油田公司的勘探成果显示, 在准噶尔盆地东部陆东-五彩湾地区的三参 1 井、滴西 10 井等几十口井相继钻遇巴塔玛依内山组, 他们确定为巴塔玛依内山组的主要依据是古化石方面的资料与野外露头地层单元的横向连接对比. 用于分析的样品来自陆梁隆起东部的三参 1 井(图 1), 从该井的地层柱状简图可以看出(图 2), 位于 2360 m 左右以下的巴塔玛依内山组地层主要由玄武岩、玄武安山岩、安山岩及少量火山角砾岩组成. 取样深度是 2406.5 m 左右, 位于巴塔玛依内山组地层的上部. 该深度段岩石主要由玄武岩组成(图 2), 岩石呈灰黑色, 斑状结构, 斑晶矿物主要由斜长石和绿泥石化的辉石组成, 含量约 8%~15%, 基质为细小柱状斜长石, 具间粒-间隐结构. 部分发育有杏仁构造, 充填绿泥石、方解石等矿物. 该岩石的 SiO_2 含量为 45.70%, Al_2O_3 为 16.38%, TiO_2 为 2.00%, MgO 为 6.70%, CaO 为 8.24%, Na_2O 为 3.13%.

2 分析方法

用于定年的锆石由河北省廊坊市诚信地质服务公司挑选, 先将约 10 kg 样品破碎过筛, 通过淘洗、磁选和使用重液等物理方法初步分选出锆石, 然后在双目显微镜下挑纯(100 颗左右)并将 40 颗代表性锆石制成环氧树脂样品靶, 磨蚀和抛光样品靶使锆石出露. 锆石的所有测试分析, 均在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 中心完成. 锆石背散射/阴极发光图像分析是在 CAMECA-SX100 型电子探针仪上进行的, 为了校正锆石微量元素含量, 每颗锆石的 ZrO_2 、 SiO_2 、 HfO_2 等主要成分分析也在电子探针仪上完成.

锆石 U-Pb 同位素(表 1)和微量元素(表 2)分析在 Agilent 7500 电感耦合等离子质谱与 Merchantek/NWR 213 nm 激光熔蚀探针联机上进行. 每组分析的前后进行 NIST-610, GJ1 和 91500 标样分析, 之中包含 10 个未知样品点的分析. 激光束直径 40 μm , 剥蚀样品的深度为 30~50 μm , 详细的测试技术说明见 www.es.mq.edu.au/GEMOC/AnMethods 及文献[28].

图 2 准噶尔盆地三参 1 井地层柱状简图
显微照片中矿物 Pl-plagioclase, Chlo-Chlorite(单偏光)

U-Pb 同位素和微量元素数据处理软件为 GEMOC 研发的 Glitter, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄及谐和年龄图由 Isoplot 程序计算绘制. 普通铅校正采用 Andersen^[29]所描述的方法进行, 实际上对研究样品的作用不大.

锆石 Hf 同位素(表 3)是在 Nu Plasma 多接受器的电感耦合等离子质谱与 Merchantek/NWR 213 nm 激光熔蚀探针的联机上进行. 分析时激光束直径 55 μm , 激光剥蚀样品深度为 40~60 μm , 激光剥蚀时间 80~120 s. 测定时用 91500 作外标, 以检测仪器的可靠性和稳定性. LA-MC-ICPMS Hf 同位素测试的运行条件、详细的分析过程及数据精度等见文献[30]. ^{176}Lu 的衰变常数选用 Scherer 等人^[31]建议的 $1.865 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, 用 Blichert-toft 和 Albarede^[32]推荐的球粒陨石值计算 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 用 Griffin 等人^[30]推荐的亏损地幔值和大陆平均地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$ ^[33]来计算亏损地幔模式年龄(T_{DM})和平均大陆地壳模式年龄(T_{crust}).

3 结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

所有锆石均为无色、透明, 多具长柱状且晶形较好, 大小多在 120 μm 以下、长宽比值介于 2:1~4:1 间. 阴极发光图像显示这些锆石基本上没有继承核, 并呈现清楚的韵律环带结构(图 3), 表明它们为岩浆成因. 所有 25 颗锆石的 Th/U 比值介于 0.25~1.43 (平均是 0.59), 均大于 0.10, 且 Th, U 之间具有良好的正相关关系, 进一步说明它们与岩浆结晶作用有关.

所有锆石均落在谐和线上(图 4(a)), 除 3 颗早古生代锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄分别是(510 $\pm$ 7) Ma(晚寒武世)、(488 $\pm$ 6) Ma(早奥陶世)、(453 $\pm$ 6) Ma(晚奥陶世)外, 还出现 3 组年龄, 它们的谐和年龄为(300.4 $\pm$

1.3) Ma(MSWD=0.99, $n=11$)(图 4(b)), (339.2 $\pm$ 2.7) Ma (MSWD=0.419, $n=3$)(图 4(c)), (392.0 $\pm$ 1.7) Ma (MSWD=0.107, $n=8$)(图 4(d)), 分别对应于晚古生代的晚石炭世、早石炭世和早泥盆世.

3.2 锆石微量元素

晚石炭世锆石 Th 和 U 含量分别是 71.9~298 和 155~541 ppm(SC1-7 除外)(1 ppm= 1 $\mu\text{g/g}$, 下同), Th/U 为 0.40~1.15. 该年龄组锆石的 Y 和 Nb 含量分别是 244~2951 和 0.62~11.9 ppm. 除 SC1-27 有较低的稀土元素含量外, 其他颗粒的稀土元素含量和配分型式非常一致(图 5(a)), 它们都表现出明显的正 Ce 异常($\delta\text{Ce}=5.06\sim 134$)、负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.06\sim 0.55$). 早石炭世锆石具较高的 Y, Th, U 含量和 Th/U 比值, 但

图 3 玄武岩中锆石的阴极发光图像
小圆圈示 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Ma), 大圆圈示 $\delta_{\text{Th}}(t)$ 值

图 4 巴塔玛依内山组玄武岩中锆石 U-Pb 年龄谐和图

颗粒与颗粒之间的变化比较大(图 5(b)). 这些锆石的正 Ce 异常($\delta\text{Ce}=21.4\sim90.3$)、负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.14\sim0.40$)特征, 与晚石炭世锆石相似。

早泥盆世锆石中, 除 SC1-26 具最高微量元素含量外, 其余颗粒的微量元素含量变化范围小, 如 Nb 变化于 2.78~6.82 ppm, U 变化于 180~403 ppm, 稀土元素配分型式也非常一致(图 5(c)), 并表示出明显的正 Ce 异常($\delta\text{Ce}=6.94\sim65.8$)、负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.13\sim0.33$)。3 颗早古生代年龄锆石的 Th(95.8~273 ppm)、U 含量(216~504 ppm)、Th/U 比值(0.44~0.76), 以及正 Ce 异常($\delta\text{Ce}=17.8\sim99.4$)、负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.13\sim0.26$)特征(图 5(d)), 都与晚古生代年龄锆石相似。

3.3 锆石 Hf 同位素

晚石炭世年龄锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化大, 为 0.282704~0.283068 和 +4.2~+17.1, 相应地, 它们的模式年龄 T_{DM} 和 T_{crust} 也都在较大范围内变化, 为 249~769 和 223~1051 Ma, 其中最高 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (+17.1) 的投

点(SC1-11)位于亏损地幔演化线之上(图 6(a)), 显示亏损地幔物质在玄武岩成因上的贡献; 最低 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (+4.2) 的颗粒(SC1-27)呈纹层状, 与其他颗粒相比, 其岩浆环带结构最不清晰(图 3), 该颗粒也具有最低的稀土元素含量。早石炭世年龄锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 +15.4, 接近于亏损地幔值, 模式年龄 T_{DM} (354 Ma) 和 T_{crust} (363 Ma) 与其形成年龄(339.2 Ma)相近, 也指示着当时有亏损地幔物质加入。

早泥盆世锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化较小, 分别是 0.282631~0.282700 和 +3.6~+6.1, 并给出新元古代的(786~878 Ma)亏损地幔模式年龄 T_{DM} 和中元古代(1003~1159 Ma)的平均大陆地壳模式年龄 T_{crust} 。早奥陶世年龄锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分别为 0.282766 和 +10.5, 模式年龄 T_{DM} 和 T_{crust} 分别为 688 和 792 Ma。有些晚石炭世年龄锆石, 特别是那些具较低 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的颗粒(如 SC1-27), 具有与早泥盆世锆石一样的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (图 6(b)), 指示它们之间的内在联系。

表 1 准噶尔盆地东部巴塔玛依内山组玄武岩锆石 U-Pb 分析结果^{a)}

分析点	同位素比值								Th*/ /ppm	U* /ppm	Th/U	表面年龄/Ma					
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
SC1-1	0.05304	0.00131	0.34533	0.00833	0.04723	0.00063	0.01712	0.00060	83.7	215	0.39	331	57	301	6	297	4
SC1-2	0.05415	0.00138	0.35488	0.00883	0.04754	0.00063	0.01732	0.00054	122	156	0.79	377	59	308	7	299	4
SC1-3	0.05277	0.00118	0.35528	0.00798	0.04885	0.00065	0.01735	0.00053	101	209	0.48	319	52	309	6	307	4
SC1-7	0.05442	0.00229	0.35317	0.01417	0.04716	0.00078	0.01848	0.00157	350	378	0.93	388	97	307	11	297	5
SC1-11	0.05419	0.00303	0.35381	0.01904	0.04740	0.00103	0.01783	0.00172	189	314	0.60	379	129	308	14	299	6
SC1-12	0.05418	0.00248	0.34555	0.01538	0.04627	0.00091	0.01644	0.00136	229	394	0.58	379	106	301	12	292	6
SC1-16	0.05107	0.00203	0.33204	0.01279	0.04721	0.00076	0.01794	0.00143	110	279	0.40	244	94	291	10	297	5
SC1-17	0.05375	0.00209	0.34812	0.01322	0.04699	0.00083	0.01852	0.00126	69.5	219	0.32	361	90	303	10	296	5
SC1-27	0.05240	0.00209	0.35073	0.01361	0.04857	0.00085	0.01767	0.00111	93.7	213	0.44	303	93	305	10	306	5
SC1-29	0.05143	0.00177	0.33849	0.01151	0.04773	0.00080	0.01670	0.00093	197	308	0.64	260	81	296	9	301	5
SC1-35	0.05191	0.00106	0.34368	0.00711	0.04804	0.00064	0.01644	0.00069	285	558	0.51	281	48	300	5	302	4
SC1-9	0.05272	0.00165	0.38991	0.01192	0.05366	0.00078	0.02013	0.00089	22.7	88.9	0.25	317	73	334	9	337	5
SC1-32	0.05229	0.00125	0.39583	0.00958	0.05492	0.00079	0.01903	0.00084	515	361	1.43	298	56	339	7	345	5
SC1-37	0.05334	0.00174	0.39523	0.01282	0.05377	0.00090	0.01849	0.00126	357	396	0.90	343	76	338	9	338	6
SC1-4	0.05435	0.00103	0.46781	0.00882	0.06245	0.00077	0.02246	0.00074	193	384	0.50	386	44	390	6	391	5
SC1-8	0.05344	0.00104	0.45860	0.00896	0.06226	0.00078	0.02182	0.00071	100	253	0.40	348	45	383	6	389	5
SC1-10	0.05465	0.00125	0.47162	0.01076	0.06262	0.00084	0.02445	0.00112	150	426	0.35	398	52	392	7	392	5
SC1-19	0.05349	0.00120	0.46375	0.01034	0.06289	0.00082	0.02353	0.00094	108	188	0.57	350	52	387	7	393	5
SC1-21	0.05430	0.00118	0.46955	0.01008	0.06276	0.00080	0.02413	0.00096	77.1	176	0.44	384	50	391	7	392	5
SC1-23	0.05723	0.00228	0.49158	0.01872	0.06232	0.00103	0.02135	0.00128	229	162	1.41	500	90	406	13	390	6
SC1-24	0.05539	0.00157	0.48092	0.01341	0.06303	0.00094	0.02343	0.00107	91.9	213	0.43	428	65	399	9	394	6
SC1-26	0.05541	0.00135	0.48464	0.01136	0.06345	0.00081	0.02127	0.00110	455	637	0.71	429	56	401	8	397	5
SC1-34	0.05522	0.00113	0.55385	0.01153	0.07277	0.00097	0.02374	0.00093	86.0	253	0.34	421	47	448	8	453	6
SC1-28	0.05757	0.00108	0.62362	0.01197	0.07860	0.00103	0.02822	0.00108	246	570	0.43	513	42	492	7	488	6
SC1-31	0.05742	0.00121	0.65104	0.01399	0.08225	0.00114	0.02804	0.00112	160	284	0.56	508	47	509	9	510	7

a) *示来自于与 GJ-1 标样计数的对比结果

4 讨论

4.1 有关巴塔玛依内山组火山岩的形成时代

在准噶尔盆地,巴塔玛依内山组火山岩作为有利的储集层和探讨晚石炭世构造演化的主要对象,其形成时代意义重大.前人对该组时代的认识主要依赖化石方面的资料,如朱志新等人^[37]根据纸房地区该组地层中产较丰富的安哥拉植物群,如 *Angaropteridium cf. Cordiopteroides* 等,判定其形成时代为晚石炭世早期.由于缺乏精确的同位素年龄结果,龙晓平等人^[7]和吴小奇等人^[11]采用 $t=320\text{ Ma}$ 来计算火山岩的初始 Sr 和 Nd 同位素组成.最近,谭佳奕等人^[13]和张元元等人^[12]分别对东准噶尔不同地

区的该组火山岩开展了锆石 SHRIMP U-Pb 定年,以弥补同位素年龄的空白.谭佳奕等人^[13]的定年对象是南侧卡拉麦里地区粗面安山岩,17 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(350.0\pm 6.3)\text{ Ma}$,据此认为该组地层属于下石炭统.张元元等人^[12]的研究对象是北侧扎河坝地区流纹岩,11 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(275.6\pm 2.8)\text{ Ma}$,由此把这套原被划定为巴塔玛依内山组的火山岩时代又划归为二叠纪乌拉尔世末期.事实上,通过我们对东准噶尔白碱沟剖面的详细观察,巴塔玛依内山组发育典型的玄武岩-安山岩-流纹岩组合,少见粗面安山质的岩石,而在该剖面附近的早石炭世松喀尔苏组有类似的岩性.谭佳奕等人^[13]用于定年的岩石是否来自这样的地

图5 玄武岩中锆石的稀土元素配分模式图

球粒陨石标准化值来自 Sun 和 Mcdonough^[34], 图中阴影区域表示年龄为 300.4 Ma 锆石的稀土元素范围(SC1-27 除外)

层,有待进一步考察.而张元元等人^[12]所测锆石的岩石来自扎河坝地区,该区大量发育基性岩脉,它们的形成时代是早二叠世或更晚^[38,39],广泛的基性岩浆作用是否对这些岩石的锆石有重置作用,值得考虑.

火山岩中,到底是平均年龄还是最小年龄,可以比较好地代表其所属地层的形成时代,没有人专门讨论过.我们认为由于火山岩自岩浆形成到喷出地表经历着复杂的演化过程,也是锆石的生长过程,因此只有最小年龄才能更好地代表火山地层的时代.三参1井玄武岩锆石 U-Pb 结果包含了多组年龄信息,数量最多的11颗锆石其谐和年龄为 (300.4 ± 1.3) Ma(图4(b)),该年龄是所有年龄结果最年轻的一组.这些锆石的 CL 图像、Th/U 比值及稀土元素分布型式说明它们都为典型的岩浆锆石.考虑到火山岩冷却较快,容易捕获岩浆上侵过程中的锆石,我们认为最年轻的年龄(300.4 Ma)可以代表巴塔玛依内山组火山岩的形成

时代,而其他年龄的锆石应为捕获早期岩浆结晶锆石,即巴塔玛依内山组火山岩形成于晚石炭世晚期.由于取样位置位于巴塔玛依内山组地层的上部(图2),我们获得的年龄(300.4 Ma)可能代表了该火山岩地层的较晚阶段年龄.事实上,张元元等人^[12]获得的流纹岩锆石年龄结果中,也有1颗的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为308.6 Ma,与本文的结果接近.胡霭琴等人^[40]曾报道过彩参1井2320 m处玄武安山岩的 K-Ar 年龄294.5 Ma,王方正等人^[41]获得了盆地东南区火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄295 Ma.也许是测试方法的问题,这些结果并没有被多数人引用.本文用锆石 U-Pb 法证实了把巴塔玛依内山组划归为上石炭统更合适.

4.2 盆地基底属性

准噶尔盆地基底属性是一个人们非常关注但没有得到很好解决的科学问题,目前人们主要通过以下一些研究对象来探讨盆地基底属性:(1)盆地两侧

表 2 准噶尔盆地东部巴塔玛依内山组玄武岩锆石微量元素(ppm)分析结果^{a)}

分析点	年龄 /Ma	HfO ₂ * (%)	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ta	Th	U	Th/U	ΣREE	δCe	δEu
SC1-1	300.4	1.14	13.5	1919	2.47	0.03	6.44	0.14	3.22	8.12	1.06	43.9	15.3	198	70.1	297	69.4	720	88.1	0.99	96.3	197	0.49	1433	13.6	0.14
SC1-2	300.4	1.04	745	2005	2.23	0.10	37.8	0.48	7.79	13.7	5.13	58.4	17.5	211	71.9	305	70.4	733	99.2	0.73	149	155	0.96	1532	22.8	0.47
SC1-3	300.4	1.13	11.1	2546	3.33	0.03	16.8	0.22	4.29	9.34	2.15	53.5	19.3	251	91.8	406	97.6	1058	127	1.19	144	260	0.56	2010	22.8	0.23
SC1-7	300.4	1.32	16.4	2537	10.5	1.86	82.6	1.47	13.7	13.4	5.06	50.0	18.3	233	86.9	377	92.6	945	137	4.01	699	610	1.15	1921	11.6	0.53
SC1-11	300.4	0.88	5.42	1878	2.27	0.18	17.7	0.53	5.84	11.5	2.91	48.6	15.9	201	70.5	296	75.7	858	101	0.84	91.4	173	0.53	1604	9.13	0.32
SC1-12	300.4	1.02	349	2441	11.9	3.35	47.0	1.54	10.5	13.6	0.89	55.3	18.8	249	91.0	389	89.3	869	119	3.81	281	347	0.81	1838	5.06	0.09
SC1-16	300.4	1.14	5.05	1273	7.58	0.06	21.7	0.08	1.38	3.10	0.20	21.2	8.43	117	46.1	206	55.5	640	74.7	4.30	168	424	0.40	1121	66.3	0.06
SC1-17	300.4	0.97	7.38	2951	2.60	0.01	17.7	0.41	9.04	17.8	0.84	79.3	25.7	327	113	461	106	1077	121	0.89	71.9	182	0.40	2235	13.5	0.06
SC1-27	300.4	1.41	1.84	244	0.62	0.02	12.2	0.02	0.53	1.37	0.20	5.09	1.74	22.7	7.71	36.6	10.3	134	22.2	0.23	81.7	163	0.50	232	134	0.21
SC1-29	300.4	1.12	8.57	2117	6.61	0.02	38.4	0.21	4.59	9.37	4.35	43.7	15.2	200	70.9	315	79.8	883	114	1.34	214	219	0.98	1665	55.2	0.55
SC1-35	300.4	1.48	46.1	1921	5.37	1.53	30.1	0.66	5.09	5.19	0.49	27.7	11.3	166	62.8	311	80.9	943	117	2.81	298	541	0.55	1646	7.33	0.10
SC1-9	339.2	1.17	5.38	1573	2.90	0.01	6.14	0.02	1.14	4.61	0.62	25.0	9.18	139	54.0	259	64.1	711	99.7	1.15	24.8	70.3	0.35	1274	90.3	0.14
SC1-32	339.2	1.33	21.3	9970	18.3	0.32	326	2.57	45.1	82.8	15.3	309	94.3	1110	369	1580	370	3964	506	3.70	817	439	1.86	8268	37.4	0.26
SC1-37	339.2	1.01	8.82	3836	3.28	0.27	56.4	0.71	13.3	27.7	8.67	117	34.6	414	133	603	144	1520	196	1.03	460	376	1.22	3073	21.4	0.40
SC1-4	392.0	1.26	8.49	2324	4.21	0.01	12.5	0.17	4.25	9.65	1.64	53.7	18.4	237	85.8	367	84.0	841	110	1.82	216	342	0.63	1715	22.5	0.17
SC1-8	392.0	1.43	10.4	1539	5.32	0.13	19.6	0.10	1.71	4.38	0.88	25.2	9.59	138	53.4	249	62.4	683	92.4	1.98	132	265	0.50	1248	40.6	0.20
SC1-10	392.0	1.41	5.97	2047	4.95	0.62	14.0	0.38	4.03	6.78	1.10	40.3	14.7	200	74.7	336	79.7	841	105	2.34	182	403	0.45	1613	6.94	0.16
SC1-19	392.0	1.29	12.0	2752	6.82	0.03	22.0	0.22	5.15	12.2	3.69	63.3	21.6	285	103	447	104	1095	137	1.71	153	211	0.72	2162	29.9	0.33
SC1-21	392.0	1.18	17.2	1688	3.12	0.01	10.2	0.13	2.70	6.58	1.73	36.0	12.3	164	60.8	272	64.8	688	90.0	1.20	99.4	180	0.55	1318	24.2	0.27
SC1-23	392.0	1.33	25.0	2867	2.78	0.06	26.2	0.62	11.4	23.1	3.48	94.9	27.7	341	109	435	92.1	906	115	0.90	369	207	1.78	2070	12.6	0.20
SC1-24	392.0	1.39	9.49	1181	2.78	0.01	12.9	0.06	1.54	4.28	0.57	25.2	8.77	118	43.4	195	45.8	496	61.3	1.19	111	200	0.56	951	65.8	0.13
SC1-26	392.0	1.43	12.3	5077	11.8	1.12	48.9	0.84	9.61	19.5	4.46	111	37.5	492	183	817	189	1962	268	3.41	912	996	0.92	3876	11.8	0.23
SC1-34	453.0	1.32	17.6	3259	1.69	0.02	7.46	0.12	2.90	9.25	1.39	59.3	22.8	315	117	521	124	1273	165	0.96	95.8	216	0.44	2453	17.8	0.14
SC1-28	488.0	1.13	5.48	2089	6.88	0.00	28.0	0.12	2.53	6.49	0.87	37.0	13.8	190	73.2	341	85.7	977	124	2.20	273	504	0.54	1755	72.6	0.13
SC1-31	510.0	1.48	15.9	1077	3.00	0.07	34.8	0.08	1.87	4.46	1.00	21.6	7.41	97.5	36.2	168	43.9	498	68.8	1.61	225	295	0.76	915	99.4	0.26

a) *代表电子探针结果; 年龄为锆石谐和年龄(除 SC1-34、SC1-28 及 SC1-31 为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄); $\delta\text{Eu}=2\text{Eu}_\text{N}/(\text{Sm}_\text{N}+\text{Gd}_\text{N})$, $\delta\text{Ce}=2\text{Ce}_\text{N}/(\text{La}_\text{N}+\text{Pr}_\text{N})$

花岗岩类. 韩宝福等人^[1]依据 Sr-Nd 同位素特征认为盆地基底是以底垫的幔源岩浆为主, 而 Chen 等人^[2,22]则认为盆地基底由残余古生代洋壳和岛弧地体组成; (2) 盆地两侧及内部火山岩. 郑建平等人^[42]依据盆地内部火山岩则认为盆地基底不均一, 且主要由不同古生代洋壳块体和岛弧体系拼合而成, 这一认识被后来的进一步研究^[7,27,43]所确认; (3) 盆地两侧沉积岩类. 依据东准噶尔砂岩中碎屑锆石的定年结果, 李亚萍等人^[44]指出盆地东部的基底为奠基在前奥陶纪陆壳基底之上的古生代岛弧; (4) 地球物理资料. 袁学诚^[45]认为盆地存在前寒武纪的变质基底, 而赵俊猛等人^[46]指出盆地基底由海西期褶皱基底和加里东期结晶基底上下两层组成. 可见, 准噶尔

盆地基底是否具前寒武纪古老基底、还是双层结构, 以及基底是否均一、还是由洋壳组成, 还存在争议.

三参 1 井玄武岩除了包含自身岩浆结晶锆石外, 还携带了大量捕获早期岩浆结晶的锆石, 这些锆石可为盆地基底属性提供一些约束. 捕获的早期岩浆锆石年龄包括: (1) 早石炭世(339.2 Ma), 该年龄与盆地西部克夏钻井安山岩的 Pb-Pb 年龄 345 Ma^[43]接近, 也与西准噶尔早石炭世包古图组凝灰岩时代 328~342^[47], (332.1±3.0) Ma^[48]和北侧黑山头组火山岩年龄 343~347 Ma^[49]非常一致; (2) 早泥盆世(392.0 Ma), 该年龄在盆地周缘也有一些报道, 如西准噶尔达拉布特蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄(395±12) Ma^[50]和锆石 U-Pb 年龄(391.1±6.8) Ma^[51]、东准噶尔北缘下

图6 巴塔玛依内山组玄武岩锆石 U-Pb 年龄与 Hf 同位素相关图

东西准噶尔花岗岩类锆石的 Hf 同位素数据来自唐红峰等人^[35]和 Geng 等人^[9], 西天山火山岩锆石的 Hf 同位素数据来自 Zhu 等人^[36]

泥盆统岛弧火山岩的年龄(408 ± 9) Ma^[52]及盆地东南缘五彩湾英安岩的 Pb-Pb 年龄 395 Ma^[43]; (3) 奥陶纪(453, 488 Ma)和晚寒武世(510 Ma), 具这样年龄的中酸性岩石尽管在准噶尔地区并不多见, 主要是一些蛇绿岩, 如东准噶尔扎河坝-阿尔曼太蛇绿岩(489 ± 4)^[17], (503 ± 7)^[16]或(495.9 ± 5.5) Ma^[18]、西准噶尔洪古勒楞蛇绿岩(471.5 ± 8.4) Ma^[18]和最近报道的富蕴埃达克岩(441.3 ± 1.8) Ma^[53]。

如果早石炭世锆石的来源与该区发育的包古图组或松喀尔苏组火山作用有关, 那么比石炭纪年龄老的锆石则可能来源于更早期岩浆活动形成的岩石, 它们与盆地周缘岛弧火山岩(富集 Pb)或蛇绿岩的形成时代^[16,27,51,52]非常一致, 而且这些老年龄锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正值($+3.6 \sim +10.5$), 推测所研究火山岩所穿越的盆地基底可能主要由早古生代-中古生代的残余洋壳和岛弧地体组成。这一认识与从盆地两侧花

岗质岩石得出的观点一致, 这些花岗质岩石具有较高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 它们不可能是幔源超镁铁质岩石的熔融产物, 而更可能由新生基性-中性地壳物质熔融而形成^[2,3,22]。最近几年, 不少研究者在准噶尔周边地区的岩浆岩和沉积岩里发现了一些前寒武纪乃至太古代年龄的岩浆锆石^[36,44,54,55], 这些古老岩浆锆石的来源及以何种方式进入古生代岩石中, 或者是否存在前寒武纪结晶基底, 还有待深入研究。考虑到古老岩浆锆石仅在少量岩石中有报道, 并没有在准噶尔地区古生代岩石中广泛发育; 更重要的是准噶尔盆地两侧出露的大量花岗岩及火山岩普遍具有高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值^[6,9,22], 所以古老结晶基底即使存在也非常有限。

4.3 岩石成因及陆壳生长意义

唐红峰等人^[35]和 Geng 等人^[9]曾分别报道过东、西准噶尔晚石炭世花岗岩类的锆石 Hf 同位素特征, 西准噶尔闪长岩中锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $+14.1 \sim +14.5$, 西准噶尔紫苏花岗岩和碱长花岗岩中锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为 $+13.9 \sim +14.7$ 和 $+13.7 \sim +14.2$, 虽然闪长岩和花岗岩中锆石具有一致的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 但闪长岩来源于俯冲洋壳的部分熔融, 而花岗岩则来源于年轻下地壳物质的部分熔融作用, 其中上涌软流圈熔体为这些熔融作用过程提供了热源^[9]。东准噶尔 A 型花岗岩锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值比西准噶尔的岩石稍低, 介于 $+10.3 \sim +13.7$, 它们的源岩主要是由玄武质洋壳组成的年轻地壳和少量大洋沉积物^[35]。上述花岗岩类中的锆石都具有相对一致的 Hf 同位素特征: $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值较高且变化范围小(图 6(a))。与这些花岗岩类同时代的巴塔玛依内山组玄武岩, 一方面基性程度高, 它们不可能直接来源于年轻地壳的部分熔融, 另一方面锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t=300 \text{ Ma})$ 值变化范围较大($+4.2 \sim +17.1$), 说明玄武岩形成过程中可能至少有两种源区物质的贡献。Zhu 等人^[36]报道了西天山晚泥盆世、早石炭世和晚石炭世火山岩的锆石 Hf 同位素数据, 其中晚石炭世火山岩中锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围较大, 介于 $+1.4 \sim +14.6$ (加权平均值为 $+10.3$), 与本文巴塔玛依内山组玄武岩的锆石 Hf 同位素非常一致(图 6(a)), 可能暗示了晚石炭世随着古洋盆的闭合, 天山与准噶尔联结成了统一大陆, 接着发生了构造环境由挤压向伸展的转变。

巴塔玛依内山组玄武岩多数锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t=300 \text{ Ma})$ 值大于 10, 有些值接近甚至超过当时的亏损地幔值, 说明玄武岩应主要来源于相对亏损的地幔物质;

表 3 准噶尔盆地东部巴塔玛依内山组玄武岩锆石 Hf 同位素分析结果^{a)}

分析点	HfO ₂ (%)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	1σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	年龄/Ma	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _i	ε _{Hf} (t)	1σ	T _{DM} /Ma	1σ/Ma	T _{crust} /Ma	1σ/Ma
SC1-1	1.14	0.282889	0.000009	0.001255	0.046838	300.4	0.282882	+10.5	0.3	519	13	648	21
SC1-2	1.04	0.283006	0.000011	0.001589	0.050531	300.4	0.282997	+14.6	0.4	354	16	386	25
SC1-3	1.13	0.282929	0.000014	0.001975	0.077795	300.4	0.282918	+11.8	0.5	470	20	566	32
SC1-7	1.32	0.282829	0.000013	0.001740	0.065511	300.4	0.282819	+8.3	0.5	612	19	791	30
SC1-11	0.88	0.283088	0.000022	0.003534	0.167351	300.4	0.283068	+17.1	0.8	249	34	223	50
SC1-12	1.02	0.282895	0.000015	0.002164	0.063290	300.4	0.282883	+10.5	0.5	523	22	646	34
SC1-16	1.14	0.282858	0.000009	0.001231	0.046540	300.4	0.282851	+9.4	0.3	563	13	719	21
SC1-17	0.97	0.283017	0.000010	0.001991	0.082119	300.4	0.283006	+14.9	0.4	342	15	366	23
SC1-27	1.41	0.282710	0.000013	0.001010	0.029109	300.4	0.282704	+4.2	0.5	769	18	1051	29
SC1-9	1.17	0.283008	0.000010	0.001825	0.081192	339.2	0.282996	+15.4	0.3	354	14	362	22
SC1-4	1.26	0.282667	0.000009	0.001586	0.053387	392.0	0.282655	+4.5	0.3	842	12	1104	19
SC1-8	1.43	0.282661	0.000009	0.000966	0.037549	392.0	0.282654	+4.4	0.3	837	13	1107	20
SC1-10	1.41	0.282705	0.000014	0.001508	0.070192	392.0	0.282694	+5.9	0.5	786	20	1017	32
SC1-19	1.29	0.282718	0.000014	0.002428	0.109893	392.0	0.282700	+6.1	0.5	787	21	1003	32
SC1-21	1.18	0.282643	0.000014	0.001623	0.053304	392.0	0.282631	+3.6	0.5	878	20	1159	32
SC1-23	1.33	0.282694	0.000013	0.001469	0.058320	392.0	0.282683	+5.5	0.5	801	19	1041	29
SC1-24	1.39	0.282689	0.000013	0.001591	0.066998	392.0	0.282677	+5.3	0.5	811	19	1054	29
SC1-26	1.43	0.282712	0.000009	0.002354	0.083881	392.0	0.282695	+5.9	0.3	794	13	1015	21
SC1-28	1.13	0.282794	0.000016	0.003084	0.084817	488.0	0.282766	+10.5	0.6	688	24	792	36

a) *代表电子探针结果;年龄为锆石谱和年龄(除 SC1-28 为 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄)

少数锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t=300 \text{ Ma})$ 值相对较低, 这些锆石与年轻基底岩石的锆石具有相当的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (图 6(b)), 说明由亏损地幔熔融形成的岩浆在上升和侵位中受到了少量年轻(如寒武纪-早泥盆世)地壳物质的混染. 虽然消减沉积物熔融产物的交代也可以使所形成的岩石具有相对富集的同位素特征, 但由于消减沉积物的熔体往往具有较高的 Th 含量和较低的 Ce/Th (≈ 8) 和 Ba/Th (≈ 111) 比值^[56], 而盆地内部和东准噶尔的巴塔玛依内山组火山岩较高的 Ce/Th 和 Ba/Th 比值以及缺乏明显的负 Ce 异常^[7,11] 排除了消减沉积物熔体加入的可能性. 支持年轻地壳混染观点的地质地球化学证据, 还包括: (1) 巴塔玛依内山组中基性熔岩富集 LILE, LREE 和 Pb, 但亏损 Nb, Ta^[10,11], 这样的地球化学特征不好用单纯的幔源岩浆及其分异产物来解释, 而用岛弧岩浆混染作用比较好解释, 由于晚石炭世时古准噶尔洋已经闭合^[5,6], 准噶尔地区进入后碰撞伸展环境, 因此我们认为这种具有“岛弧岩浆地球化学”特征的岩石并非形成于岛弧环境, 很可能是受到了部分岛弧物质的混染; (2) 类似于 Hf 同位素, 巴塔玛依内山组火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 有

一定的变化 $+5.69 \sim +8.24$ ^[11], 且其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ 值 (0.70528~0.70542) 较高^[24]; 张立飞等人^[57] 也曾报道过西准噶尔紫苏花岗岩中富云母包体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($+2.6 \sim +3.5$), 并认为这些富云母包体可能来源于年轻下部地壳.

大量研究显示, 包括准噶尔地区在内的新疆北部在显生宙期间曾经发生过大规模的陆壳生长, 但对陆壳生长的时限、方式和机制有争论. 如生长方式, 包括围绕古陆的侧向增生^[8,58]、垂直增生^[59] 和双向增生; 生长机制, 包括洋壳俯冲岛弧拼贴、后碰撞幔源岩浆活动和壳幔岩浆的混合^[60]; 生长时限, 包括晚元古代-早古生代^[61]、晚古生代^[5] 等. 对比分析准噶尔地区晚石炭世花岗岩和玄武岩的地球化学特征, 并结合前人已有研究成果^[3,9,22], 可以认为: 花岗质岩体主要来源于年轻基底物质的部分熔融, 上涌软流圈熔体为熔融过程提供了热源作用; 而同时侵位的巴塔玛依内山组玄武岩主要来源于深部软流圈地幔或亏损岩石圈地幔熔融作用, 这些熔体在上升过程中混染了少量年轻基底组分, 并在后碰撞伸展背景下通过中基性岩浆作用直接加入到地壳中. 由于晚

石炭世时古准噶尔洋已经闭合^[5,6], 天山、准噶尔和阿爾泰等地体已拼合联结, 区域构造演化已经进入后碰撞伸展环境, 因此巴塔玛依内山组玄武岩是后碰撞地壳垂向生长的物质表现。由于巴塔玛依内山组火山岩分布范围广, 野外出露厚度和钻井钻揭厚度大, 所以有较多的来源于亏损地幔的熔体参与了地壳岩石的形成。另外早石炭世年龄锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与当时亏损地幔接近, 可能说明陆壳垂向生长从早石炭世就已开始。

5 主要认识

(i) 准噶尔盆地三参 1 井钻揭的巴塔玛依内山组玄武岩的锆石 U-Pb 年龄有多组, 数量最多也最年轻一组锆石的谐和年龄为 (300.4 ± 1.3) Ma, 属晚石炭

世, 这些锆石的 CL 图像、Th/U 比值及稀土元素分布型式说明该年龄可以代表巴塔玛依内山组火山岩的形成时代(较晚阶段年龄)。

(ii) 玄武岩中还捕获有大量早泥盆世及奥陶纪的锆石, 与盆地周缘岛弧火山岩(富集 Pb)和蛇绿岩的时代一致, 这些年龄锆石都具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+3.6~+10.5), 推测所研究火山岩穿越的基底可能与由早古生代-中古生代的残余洋壳和岛弧地体组成有关。

(iii) 巴塔玛依内山组玄武岩主要来源于软流圈地幔或亏损岩石圈地幔, 其形成的熔体在上升和侵位过程中混染了少量晚寒武世-早泥盆世火山作用的物质组分。这些玄武岩是幔源岩浆直接加入到地壳的物质表现, 说明准噶尔地区在晚石炭世时发生了大规模的陆壳垂向生长过程。

致谢 感谢澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 研究中心 Pearson Norman 以及南京大学博士研究生王丽娟在分析测试中提供的帮助, 中国地质大学(武汉)博士研究生马强和硕士研究生张明民参加了岩芯观察和取样工作, 在此一并致谢。

参考文献

- 1 韩宝福, 何国琦, 王式洗. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29: 16—21
- 2 Chen B, Arakawa Y. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69: 1307—1320
- 3 Su Y P, Tang H F, Sylvester P J, et al. Petrogenesis of Karamaili alkaline A-type granites from East Junggar, Xinjiang (NW China) and their relationship with tin mineralization. *Geochem J*, 2007, 41: 341—357
- 4 Chen J F, Han B F, Ji J Q, et al. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, Northern Xinjiang, China. *Lithos*, 2010, 115: 137—152
- 5 韩宝福, 季建清, 宋彪, 等. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(I)——后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 2006, 22: 1077—1086
- 6 Zhang Z C, Zhou G, Kusky T M, et al. Late Paleozoic volcanic record of the Eastern Junggar terrane, Xinjiang, Northwestern China: Major and trace element characteristics, Sr-Nd isotopic systematics and implications for tectonic evolution. *Gondwana Res*, 2009, 16: 201—215
- 7 龙晓平, 孙敏, 袁超, 等. 东准噶尔石炭系火山岩的形成机制及其对准噶尔洋盆闭合时限的制约. 岩石学报, 2006, 22: 31—40
- 8 Xiao W J, Han C M, Yuan C, et al. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia. *J Asian Earth Sci*, 2008, 32: 102—117
- 9 Geng H Y, Sun M, Yuan C, et al. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: Implications for ridge subduction? *Chem Geol*, 2009, 266: 364—389
- 10 赵霞, 贾承造, 张光亚, 等. 准噶尔盆地陆东-五彩湾地区石炭系中、基性火山岩地球化学及其形成环境. 地学前缘, 2008, 15: 272—279
- 11 吴小奇, 刘德良, 魏国齐, 等. 准噶尔盆地陆东-五彩湾地区石炭系火山岩地球化学特征及其构造背景. 岩石学报, 2009, 25: 55—66
- 12 张元元, 陈石, 郭召杰, 等. 东准噶尔扎河坝地区古生代晚期火山岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报, 2009, 25: 506—514
- 13 谭佳奕, 吴润江, 张元元, 等. 东准噶尔卡拉麦里地区巴塔玛依内山组火山岩特征和年代确定. 岩石学报, 2009, 25: 539—546
- 14 谭佳奕, 王淑芳, 吴润江, 等. 新疆东准噶尔石炭纪火山机构类型与时限. 岩石学报, 2010, 26: 440—448
- 15 Jahn B M, Wu F Y, Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. *Trans R Soc Edinburgh Earth Sci*, 2000, 91: 181—193

- 16 肖文交, Windley B F, 阎全人, 等. 北疆地区阿尔曼太蛇绿岩锆石 SHRIMP 年龄及其大地构造意义. 地质学报, 2006, 80: 32—37
- 17 简平, 刘敦一, 张旗, 等. 蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩的 SHRIMP U-Pb 测年. 地学前缘, 2003, 10: 439—456
- 18 张元元, 郭召杰. 准噶尔北部蛇绿岩形成时限新证据及其东、西准噶尔蛇绿岩的对比研究. 岩石学报, 2010, 26: 421—430
- 19 黄莹, 金成伟, 孙宝山, 等. 新疆阿尔曼太蛇绿岩时代的 Nd-Sr 同位素地质研究. 岩石学报, 1997, 13: 85—91
- 20 唐红峰, 苏玉平, 刘丛强, 等. 新疆北部卡拉麦里斜长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 大地构造与成矿学, 2007, 31: 110—117
- 21 刘希军, 许继峰, 侯青叶, 等. 新疆东准噶尔克拉麦里蛇绿岩地球化学: 洋脊俯冲的产物. 岩石学报, 2007, 23: 1591—1602
- 22 Chen B, Jahn B M. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence. J Asian Earth Sci, 2004, 23: 691—703
- 23 苏玉平, 唐红峰, 侯广顺, 等. 新疆西准噶尔达拉布特构造带铝质 A 型花岗岩的地球化学研究. 地球化学, 2006, 35: 55—67
- 24 张招崇, 周刚, 闫升好, 等. 阿尔泰山南缘晚古生代火山岩的地质地球化学特征及其对构造演化的启示. 地质学报, 2007, 81: 344—358
- 25 许继峰, 梅厚钧, 于学元, 等. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩: 消减板片部分熔融的产物. 科学通报, 2001, 46: 684—688
- 26 张海祥, 牛贺才, Hiroaki Sato, 等. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铌玄武岩组合: 古亚洲洋板块南向俯冲的证据. 高校地质学报, 2004, 10: 106—113
- 27 袁超, 肖文交, 陈汉林, 等. 新疆东准噶尔扎河坝钾质玄武岩的地球化学特征及其构造意义. 地质学报, 2006, 80: 254—263
- 28 Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology. Chem Geol, 2004, 211: 47—69
- 29 Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . Chem Geol, 2002, 192: 59—79
- 30 Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf-isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochim Cosmochim Acta, 2000, 64: 133—147
- 31 Scherer E, Munker C, Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock. Science, 2001, 293: 683—687
- 32 Blichert-Toft J, Albarede F. The Lu-Hf geochemistry of the chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth Planet Sci Lett, 1997, 148: 243—258
- 33 Griffin W L, Belousova E A, Shee S R, et al. Archaean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons. Precambrian Res, 2004, 131: 231—282
- 34 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc Spec Publ London, 1989, 42: 313—345
- 35 唐红峰, 赵志琦, 黄荣生, 等. 新疆东准噶尔 A 型花岗岩的锆石 Hf 同位素初步研究. 矿物学报, 2008, 28: 335—342
- 36 Zhu Y F, Guo X, Song B, et al. Petrology, Sr-Nd-Hf isotopic geochemistry and zircon chronology of the Late Palaeozoic volcanic rocks in the southwestern Tianshan Mountains, Xinjiang, NW China. J Geol Soc London, 2009, 166: 1085—1099
- 37 朱志新, 李少贞, 李嵩龄. 东准噶尔纸房地区晚石炭世巴塔玛依内山组陆相火山-沉积体系特征. 新疆地质, 2005, 23: 14—18
- 38 周晶, 李建清, 韩宝福, 等. 新疆北部基性岩脉 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究. 岩石学报, 2008, 24: 997—1010
- 39 徐芹芹, 李建清, 韩宝福, 等. 新疆北部玩古生代以来中基性岩脉的年代学、岩石学、地球化学研究. 岩石学报, 2008, 24: 977—996
- 40 胡霏琴, 王中刚, 涂光炽, 等. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律. 北京: 科学出版社, 1997. 81—89
- 41 王方正, 杨梅珍, 郑建平. 准噶尔盆地岛弧火山岩地体拼合基底的地球化学证据. 岩石矿物学杂志, 2002, 21: 1—10
- 42 郑建平, 王方正, 成中梅, 等. 拼合的准噶尔盆地基底: 基底火山岩 Sr-Nd 同位素证据. 地球科学, 2000, 25: 179—185
- 43 Zheng J P, Sun M, Zhao G C, et al. Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of Late Paleozoic volcanic rocks beneath the Junggar basin, NW China: Implications for the formation and evolution of the basin basement. J Asian Earth Sci, 2007, 29: 778—794
- 44 李亚萍, 李锦轶, 孙贵华, 等. 准噶尔盆地基底的探讨: 来自原泥盆纪卡拉麦里组砂岩碎屑锆石的证据. 岩石学报, 2007, 23: 1577—1590
- 45 袁学诚. 论中国大陆基底构造. 地球物理学报, 1995, 38: 448—459
- 46 赵俊猛, 黄英, 马宗晋, 等. 准噶尔盆地北部基底结构与属性问题探讨. 地球物理学报, 2008, 51: 1767—1775
- 47 安芳, 朱永峰. 新疆西准噶尔包古图组凝灰岩锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义. 岩石学报, 2009, 25: 1437—1445
- 48 郭丽爽, 刘玉琳, 王政华, 等. 西准噶尔包古图地区地层火山岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学研究. 岩石学报, 2010, 26: 471—477
- 49 Shen P, Shen Y C, Liu T B, et al. Geology and geochemistry of the Early Carboniferous Eastern Sawur caldera complex and associated gold epithermal mineralization, Sawur Mountains, Xinjiang, China. J Asian Earth Sci, 2008, 32: 259—279
- 50 张弛, 黄莹. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境的探讨. 地质论评, 1992, 38: 509—524
- 51 辜平阳, 李永军, 张兵, 等. 西准噶尔布特蛇绿岩中辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年. 岩石学报, 2009, 25: 1364—1372
- 52 张招崇, 闫升好, 陈柏林, 等. 新疆东准噶尔北部俯冲花岗岩的 SHRIMP U-Pb 锆石定年. 科学通报, 2006, 51: 1565—1574

- 53 张海祥, 沈晓明, 马林, 等. 新疆北部富蕴县埃达克岩的同位素年代学及其对古亚洲洋板块俯冲时限的制约. 岩石学报, 2008, 24: 1054—1058
- 54 朱永峰, 周晶, 宋彪, 等. 新疆“大哈拉军山组”火山岩的形成时代问题及其解体方案. 中国地质, 2006, 33: 487—497
- 55 朱永峰, 徐新, 魏少妮, 等. 西准噶尔克拉玛依 OIB 型枕状玄武岩地球化学及其地质意义研究. 岩石学报, 2007, 23: 1739—1748
- 56 Plank T, Langmuir C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem Geol*, 1998, 145: 325—394
- 57 张立飞, 冼伟胜, 孙敏. 西准噶尔紫苏花岗岩成因岩石学研究. 新疆地质, 1999, 22: 36—42
- 58 Wang Q, Wyman D A, Zhao Z H, et al. Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt. *Chem Geol*, 2007, 236: 42—64
- 59 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
- 60 周刚, 张招崇, 吴淦国, 等. 新疆准噶尔北东缘造山后伸展及陆壳生长: 来自哈旦逊杂岩体的岩石学及地球化学的证据. 地质学报, 2009, 83: 331—346
- 61 Chen J F, Zhou T X, Xie Z, et al. Formation of positive $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ granitoids from the Alataw Mountains, Xinjiang, China, by mixing and fractional crystallization: Implication for Phanerozoic crustal growth. *Tectonophysics*, 2000, 328: 53—67