

准噶尔盆地钻井岩芯火山碎屑岩锆石 U-Pb 定年、微量元素及 Hf 同位素研究

杨甫, 陈刚, 侯斌, 张甲明, 胡延旭, 黄德顺

西北大学大陆动力学国家重点实验室/地质学系, 西安, 710069

内容提要:采用 LA-ICP-MS 手段,对准噶尔盆地陆梁隆起中北部 Db1 井和 Y1 井宝塔玛依内山组火山碎屑岩中的锆石进行了 U-Pb 定年、微量元素以及 Lu-Hf 同位素分析。锆石内部结构、Th/U 比值、稀土配分模式显示,所有锆石属岩浆成因。结果显示:①Db1 井和 Y1 井锆石样品最小年龄分别为 303Ma 和 306Ma,可代表宝塔玛依内山组的形成时代;②锆石 U-Pb 年龄显示有中、晚元古代的 1447~1410Ma、885~559Ma 的年龄记录,为准噶尔盆地中北部存在前寒武纪古老结晶基底提供了依据,以及古生代早中期 536~420Ma、401~360Ma、359~303Ma 的年龄记录,指示准噶尔盆地中北部前二叠纪基底经历了多阶段复杂陆壳演化过程;③锆石微量元素分析表明,盆地中北部前二叠纪基底主体属于由花岗岩、正长岩、玄武岩和辉绿岩组成的花岗岩和中基性岩侵入型活动陆壳基底;④锆石 Hf 同位素分析显示,锆石年龄都具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+4.6~+19.0),推测锆石母岩主要来源于软流圈地幔或亏损岩石圈地幔熔融作用,岩浆上升-侵位过程中混杂了古老基底物质组分。

关键词:准噶尔盆地;基底;锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年;微量元素;Hf 同位素

准噶尔盆地及其相邻地区是中亚造山带的重要组成部分,是研究中亚造山带结构构造特征及其形成演化的关键地区之一,其中面积最大的准噶尔盆地在中新—新生代沉积盖层之下的基底属性和是否存在前寒武纪古老陆壳基底,一直是新疆北部古亚洲洋重建和准噶尔盆地动力学演化研究及其油气勘探备受关注的重要基础地质问题。准噶尔盆地基底的研究长期以来存在 3 种不同的意见:一种意见认为具有古陆块结晶基底(任纪舜,1980;吴庆福,1987;袁学诚,1995;张前锋等,1996;李锦轶等,1990,2000;夏林圻等,2002;张季生等,2004);另一种意见认为中新—新生代沉积盖层之下是古生代褶皱基底或古生代褶皱基底与前寒武纪结晶基底共同组成的双重(复合)基底(何国琦,2006;马宗晋等,2008a);第三种意见认为中新—新生代沉积盖层之下是古生代洋壳或岛弧拼合基底(江远达等,1984;Coleman et al.,1989;Carroll et al.,1990;肖序常等,1991;郑建平,2000;曾广策等,2002;陈俊湘等,2002;王方正等,2002b;胡嵩琴等,2003;Chen B et al.,2004,

2005;赵俊猛等,2008)。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,通过地球物理资料解释出的盆地基底性质的结构是现今各类地质体物性的综合反映,很可能包括了目前难以区分的来自现今地幔、盆地基底和盆地堆积物的所有信息,得出的结论具有多解性(李锦轶等,2000)。因此,开展盆地内部尤其是前中生代石炭纪火山碎屑岩的钻井岩芯样品的锆石 U-Pb 年代学、微量元素和 Hf 同位素研究,探索准噶尔盆地北部基底前寒武纪古老锆石的形成时代和物质组成及其构造岩石学属性,会为客观认识盆地北部古老基底属性、早期地壳演化和区域古亚洲洋的构造格局等提供重要的基础信息和约束条件。

近期的研究结果显示,晚石炭世可能是准噶尔盆地及其相邻区域构造体制转化的重要时期,但是对于构造环境有后碰撞伸展阶段(王方正等,2002a;韩宝福等,2006;王京彬等,2006;杨梅珍等,2006;毛小妮等,2012)和洋内俯冲消减阶段(龙晓平等,2006;Geng H Y et al.,2009)等的不同认识。对于

注:本文为教育部资助留学人员短期回国工作专项经费项目(2011-1568)、高等学校博士学科点专项科研项目(2011610111-0006)、陕西省自然科学基金研究计划重点项目(2012JZ5001)、留学人员科技活动择优专项经费项目(陕外专 2010-26)、国家基础科学人才培养基金(YY2011-04)资助的成果。

收稿日期:2012-09-20;改回日期:2014-03-10;责任编辑:黄敏。

作者简介:杨甫,男,陕西西安人。在读博士研究生,从事矿产普查与勘探研究。Email: yangpu666@163.com。通讯作者:陈刚,男,河南舞钢人。教授,博士生导师,从事盆地构造与油气地质学研究。Email: chengang@nwu.edu.cn。

准噶尔盆地而言,目前已有不少钻井取芯达到了二叠系以下深度的石炭纪火山碎屑岩系,为盆地基底属性研究提供了更接近深部古老基底岩系的采样分析条件。准噶尔盆地内部及其相邻区域的巴塔玛依内山组火山碎屑岩系也进行了一些年代学分析,但结果仍然存在较大分歧(谭佳奕等,2009;张元元等,2009;苏玉平等,2010)。本文采自准噶尔盆地中北部两口钻井(Y1 井和 Db1 井)岩芯石炭系火山碎屑岩样品,进行了锆石分选,对这些锆石进行了 U-Pb 定年、微量元素和 Hf 同位素分析,进一步对火山碎屑岩的形成时代及其所记录的年代学信息进行了讨论。

1 地质背景和样品概述

准噶尔盆地位于中国西北部的天山与阿尔泰造山带之间,盆地周邻地区发育多条以蛇绿岩套-蛇绿混杂岩为标志的深大断裂带,其构造特征、形成时代目前仍存在较宽时间域的争议。如准噶尔盆地北部的和布克赛-洪古勒楞-阿尔曼泰蛇绿混杂岩带(图 1),西段和布克赛和洪古勒楞蛇绿岩带主要集中在志留纪-泥盆纪(白文吉等,1986;肖序常等,1991;张良臣等,1991;黄建华等,1995),东段以扎河坝和阿尔曼泰蛇绿混杂岩最为典型,形成时代主体集中在 460~500Ma(刘伟等,1993;何国琦等,2001;金成伟等,2001;简平等,2003;肖文交,2006),但是这些年龄没有对阿尔曼泰洋的闭合时间进行约束;达尔布特蛇绿岩的形成环境应该属于弧后盆地环境(辜平阳等,2011),形成于泥盆纪(肖序常等,1991;张弛等,1992,1993;杨瑞瑛等,2000;夏林圻等,2005;辜平阳等,2009;Yang G X et al.,2011);克拉麦里蛇绿岩带所代表的古洋盆的闭合时间可持续到晚石炭世期间(李锦轶等,2009)。

本次用于分析的样品来自于陆梁隆起中北部地区 Y1 井和 Db1 井钻遇的石炭系火山(碎屑)岩样品及其所含前石炭纪碎屑物质主要属于古亚洲洋闭合晚期或其之前演化阶段的岩石物质组成,因而主要记录了扎河坝-阿尔曼泰古洋盆以南、天山古洋盆以北之准噶尔古洋盆相对局限地区岩浆岩或沉积岩的岩石矿物及其演化信息,很少受到更远物源碎屑混染的影响。Db1 井钻遇的前中生代地层主要为一套近火山口的火山角砾岩-沉火山碎屑岩和沉凝灰岩及凝灰碳质泥岩组合,岩石由杂乱无章的角砾状碎屑及粉粒级物质组成,碎屑粒度 $<0.1\sim 0.5\text{mm}$,岩屑成分复杂,火山碎屑岩粗面岩岩屑具有明显的粗面结构(图 2a)。对样品进行了锆石分选,选取晶

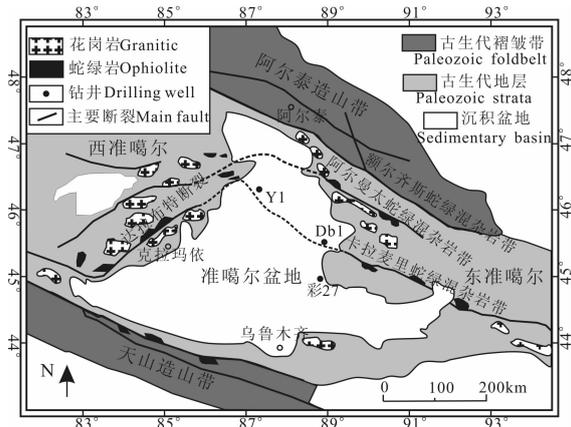


图 1 准噶尔盆地北部区域地质简图与采样点位置
Fig. 1 Simplified geological map and sample localities of the northern Junggar Basin

形较好颗粒进行制靶(编号为 Db1、Db1-0Y、Db1-0C)。

Y1 井钻井钻遇的前中生代地层具有与 Db1 井相似的岩石类型,也为一套近火山口的火山角砾岩和沉火山碎屑岩-沉凝灰岩组合,岩石受动力作用,部分矿物碎裂明显,但原来的晶屑、岩屑、凝灰结构还基本保存,岩屑主要为粗面岩屑(25%)、花岗岩屑(15%)和复成分砂岩岩屑(10%),绿泥石胶结,火山岩斑晶主要为斜长石(10%)和(熔蚀)正长石(12%),基质为微晶斜长石(24%)、碱性长石(21%)和脱玻绿泥石(32%),具有二长斑状结构。岩石成分主要属中酸性,岩石后期微裂缝发育,杂乱分布,其间充填石英、绿泥石及氟石(图 2b)。采样深度为 2744.5m,2664m 灰黑色凝灰质细砂岩、凝灰质砂岩,对样品进行了锆石分选,选取晶形较好颗粒进行制靶(编号为 Y1-A、Y1-B、Y1-0C)。

2 测试分析方法

锆石分选在河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成,采用常规重液和电磁分选并结合双目镜下手工挑选的方法获取纯净锆石颗粒,在挑选时要求不区分粒度、颜色和自形程度,尽可能的全部或绝大部分挑出以避免人为筛选。样品中锆石含量丰富,每件样品可挑选出大于 1000 颗至数千颗锆石颗粒。所用样品靶制作和锆石特征(包括反映锆石晶体表面特征的反射光、透射光和反映锆石内部结构特征的阴极发光)观察以及锆石测试分析均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。

2.1 锆石内部结构分析方法

实验室采用 FEI 公司 XL30 型 SFEG 电子束进

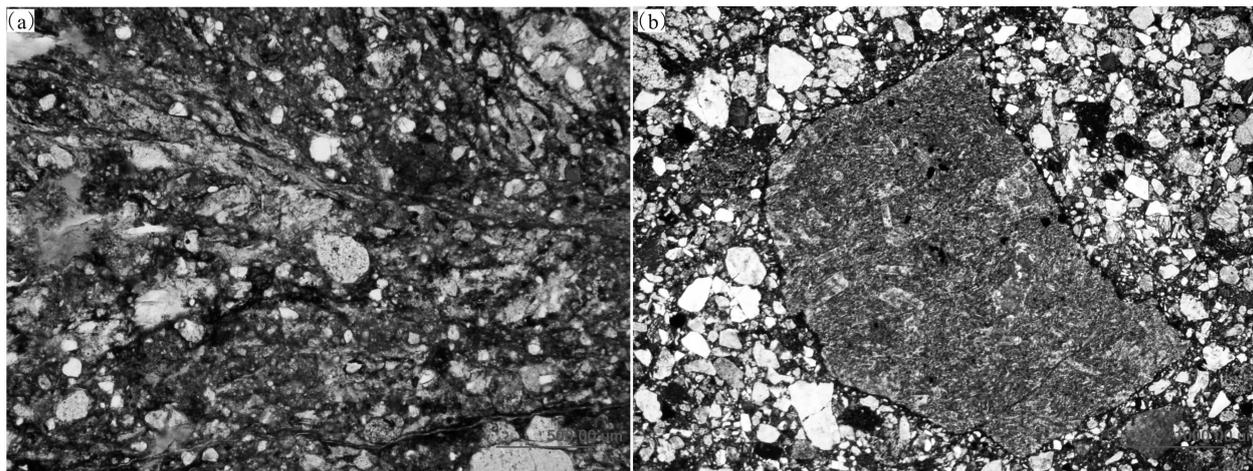


图 2 准噶尔盆地钻井岩芯火山碎屑岩的显微结构

Fig. 2 Texture character of pyroclastic rock from the drilling cores in the Junggar Basin

(a)—粗安岩屑(单偏光);(b)—粗面岩屑(单偏光)

(a)—Trachy-andesite debris (plane-polarized light); (b)—trachyte debris (plane-polarized light)

行锆石内部结构显微照相分析,以获取锆石的结晶形态及内部结构信息,用以选取合适的区域进行锆石 U-Pb-Hf 同位素及微量元素分析。测试点的选取首先要对锆石的反射光和阴极发光图像的反复对比,测试时选用具有典型岩浆结晶成因的锆石颗粒,测试点要避免包裹体、裂隙以及核—幔—边交界的位置,以保证年龄结果的准确性。在测试样品之前为了除去样品表面污染,应先采用体积百分比 3% 的 HNO_3 进行清洗。

2.2 锆石 U-Pb 定年和微量元素分析方法

单颗粒锆石的激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)原位锆石 U-Pb 同位素年代学及微量元素测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。实验采用的 ICP-MS 为美国 Agilent 公司生产的 Agilent7500a。激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200M,该系统由德国 Lambda Physik 公司的 ComPex102ArF 准分子激光器(波长 193 nm)与 MicroLas 公司的光学系统和四级杆等离子体质谱(Q-ICPMS)联用的方法,将激光剥蚀产生的干气溶胶按照 1:3 的分配系数导入至 Q-ICPMS,分别进行锆石 U-Pb 定年和微量元素含量分析。实验中采样方式为单点剥蚀,采用 He 作为剥蚀物质的载气,锆石 U-Pb 年龄测定采用国际标准锆石 91500 作为外标校正方法(袁洪林等,2003),元素含量测定采用 NIST610 作为外标(柳小明等,2007),实现了锆石 U-Pb 定年和微量元素的同时原位分析,对锆石定年和年龄的地质解释具有重要意义。由于采用了高纯度的 Ar 和实验室开发的 He

气净化柱,使得开机后经过约 2h 的连续气体冲洗后, ^{204}Pb 和 ^{202}Hg 的背景均稳定在 <100 计数/s 的水平(<100 cps),分析所用激光斑束直径为 $30\mu\text{m}$,频率为 10Hz,每个样品点的气体背景采集时间是 30s,信号采集时间为 40s。

单颗粒锆石 U-Pb 原位测试分析数据处理采用 GLITTER(ver4.0 Macquarie University)程序。选取谐和度在 90%~110% 的数据用于做图和结果讨论,若 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $\geq 1.0\text{Ga}$,谐和度定义为 $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ 年龄}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ 年龄}) \times 100\%$,并以 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄作为锆石表面年龄;若 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $< 1.0\text{Ga}$,谐和度定义为 $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ 年龄}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ 年龄}) \times 100\%$,并以 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄作为锆石表面年龄。样品的普通铅校正使用 Excel 宏程序 ComPb-Corr # 3-151 (Anderson, 2002),采用软件 Isoplot(ver3.0)绘制锆石 U-Pb 年龄谐和图、频率分布直方图。

2.3 锆石 Hf 同位素测试分析方法

锆石 Hf 同位素的分析同样是在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。分析所采用的仪器为 Nu Plasma HR MC-ICP-MS(Wrexham, UK),并与 GeoLas-193 型紫外激光剥蚀系统(LA)联用的多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上完成。激光剥蚀以氦气作为剥蚀物质的载气,斑束直径为 $32\mu\text{m}$,脉冲频率为 10Hz,激光束的能量为 $10\text{J}/\text{cm}^2$,每个分析点的气体背景采集时间为 30s,信号采集时间为 40s。 ϵ_{Hf} 的计算采用的 ^{176}Lu 衰变常数为 $1.865 \times 10^{-11} \text{a}$ (Scherer et al., 2001),球粒

陨石现今的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ (Blichert-Toft et al., 1997)。Hf 亏损地幔模式年龄(T_{DM})的计算采用现今的亏损地幔 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ (Vervoort et al., 1999),平均大陆地壳模式年龄(T_{crust})的计算采用大陆平均地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin et al., 2004)。

3 结果

本次共测试锆石 340 颗,具有谐和年龄的锆石为 309 颗。所有锆石的 Th/U 比值介于 0.27~1.8 (图 3a),绝大多数大于 0.4,锆石阴极发光图像显示测试分析的锆石颗粒绝大多数都显示为震荡环带结构(图 4)。此外,绝大多数锆石稀土元素配分模式曲线显示为左倾型,即具有正 Ce 异常和负 Eu 异常,轻稀土亏损重稀土富集(图 3b),这些都表明锆

石为岩浆锆石(Belousova et al., 2002)。

3.1 锆石 U-Pb 年龄

对 Y1 井巴塔玛依内山组火山碎屑岩进行了锆石矿物的人工重砂分选,挑选其中晶型较好的 154 颗锆石进行了锆石 U-Pb 等离子质谱(LA-ICP-MS)分析,获得了满足谐和度要求的 133 颗锆石 U-Pb 谐和年龄数据(谐和度为 90%~110%)(图 5a)。测试分析获得的单颗粒锆石 U-Pb 的测年数据普遍大于 300Ma,主要是石炭纪和奥陶纪的锆石,其中石炭纪的锆石为 64.18%,奥陶纪的锆石为 35.82%。锆石直方图显示主峰年龄为 356Ma,年龄最小值为 306Ma(图 5b)。

对 Db1 井巴塔玛依内山组火山碎屑岩进行了锆石矿物的人工重砂分选,挑选其中晶型较好的 186 颗锆石进行了锆石 U-Pb 等离子质谱(LA-ICP-MS)分析,获得了满足谐和度要求的 176 颗锆石

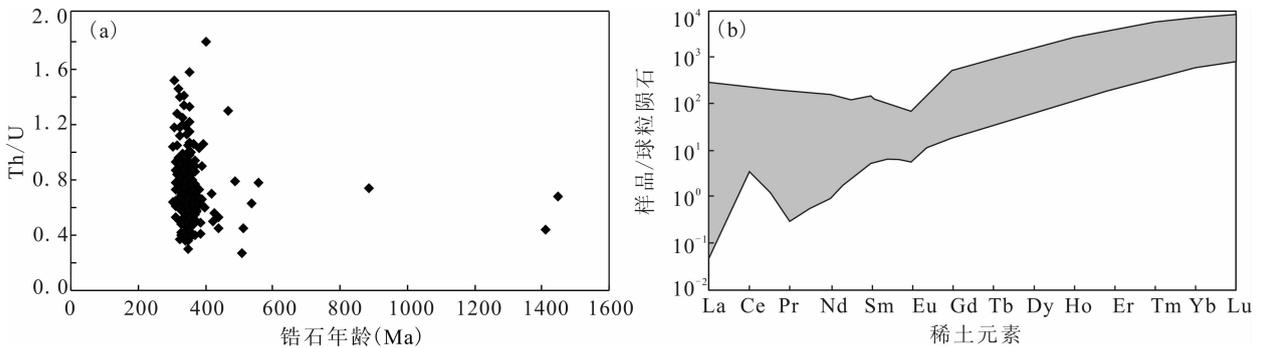


图 3 准噶尔盆地钻井岩芯火山碎屑岩锆石 U-Pb 年龄与 Th/U 比值关系(a)与稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(b)
Fig. 3 Diagram show relationship between Th/U ratios and U-Pb age for zircons in pyroclastic rock from the drilling cores in the Junggar Basin (a) and chondrite-normalized REE patterns (b)



图 4 准噶尔盆地钻井岩芯火山碎屑岩中锆石的 CL 图像[小圆圈表示锆石 U-Pb 年龄,大圆圈表示 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值]

Fig. 4 Representative CL images of zircons in the pyroclastic rock from the drilling cores in the Junggar Basin

[The small circles show zircon ages, and the big circles display Hf isotopic analysis spots marked with $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values]

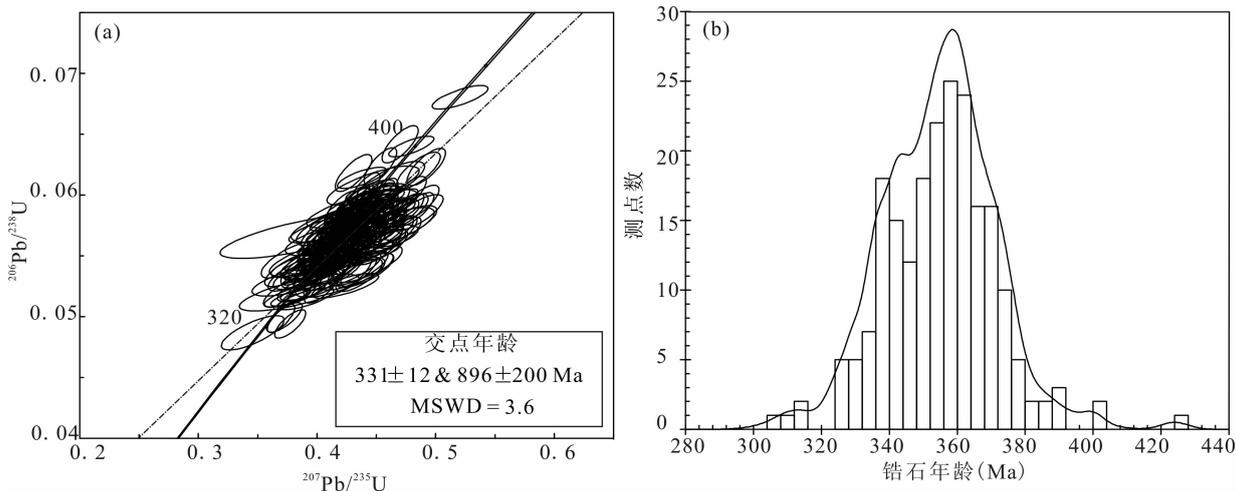


图5 准噶尔盆地 Y1 井火山碎屑岩锆石 U-Pb 谐和图(a)与年龄分布直方图(b)

Fig. 5 Zircon U-Pb concordia diagrams (a) and its histogram (b) in the pyroclastic rock in Y1 well of the Junggar Basin

U-Pb 谐和年龄数据(谐和度为 90%~110%) (图 6a), 单颗粒锆石 U-Pb 的测年数据普遍大于 300Ma。获得了 4 颗粒的 1447Ma、1410Ma、885Ma、559Ma 的前寒武系古老锆石年龄, 早古生代锆石 10 颗, 晚古生代早期锆石 162 颗。锆石直方图显示主峰年龄为 330Ma, 锆石年龄最小值为 303Ma (图 6b)。

3.2 锆石原岩类型和形成环境

Belousova 等(2002)在前人的研究基础上, 对大量的岩浆锆石进行了微量元素的系统统计分析, 结果表明不同类型的岩浆锆石可以通过其微量元素对变化图解和微量元素含量统计分析树形图解来进行区分, 判别该锆石晶体的寄主岩浆岩类型。如锆石是来自于金伯利岩、碳酸盐岩、铁镁质岩石(辉绿

岩+玄武岩), 花岗岩类, 正长岩类和正长伟晶岩, 正确率达到 >80% (图 7a)。本次测试分析的锆石颗粒原岩类型主要为铁镁质岩石(辉绿岩+玄武岩), 花岗岩类, 正长岩类, 并且铁镁质岩石所占比例较大(图 7b)。

Grimes 等(2007)通过对已知锆石环境的微量元素分析, 建立了 U/Yb-Hf 和 U/Yb-Y 分析图解, 有利的区分了来自于大洋环境辉绿岩和大陆地壳锆石的演化, 指出落入大陆地壳锆石范围内的锆石类型来自于岩浆演化(玄武质岩石的部分熔融)而不是直接来自于类似于现今大洋中脊玄武岩(MORB) (Liu Y S et al., 2010)。本次测试分析的锆石颗粒在 U/Yb-Hf 和 U/Yb-Y 分析图解中绝大多数落入大陆锆石范围(图 8)。

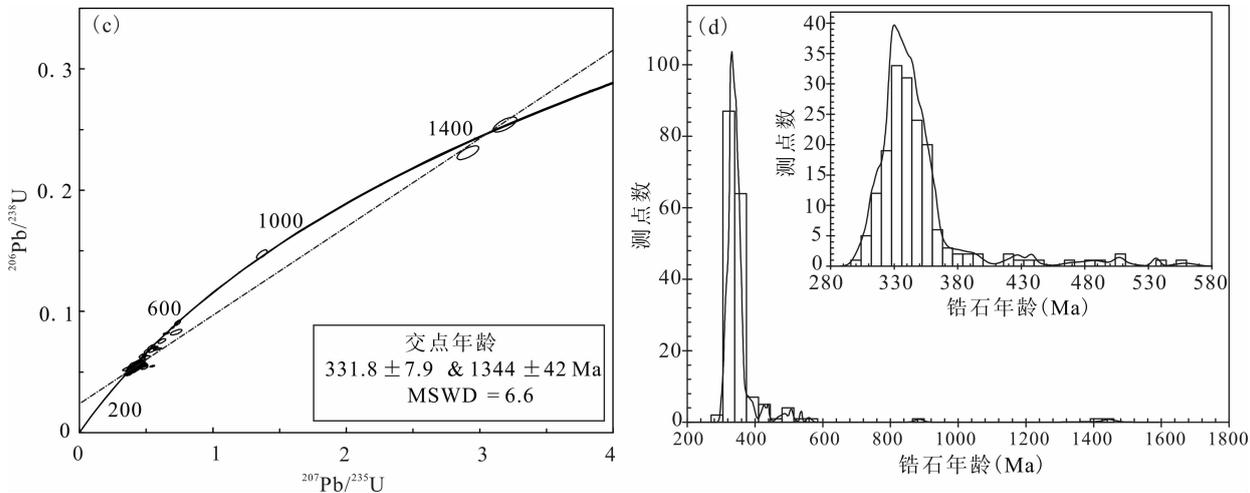


图6 准噶尔盆地 Db1 井火山碎屑岩锆石 U-Pb 谐和图(a)与年龄分布直方图(b)

Fig. 6 Zircon U-Pb concordia diagrams (a) and its histogram (b) in the pyroclastic rock in Db1 well of the Junggar Basin

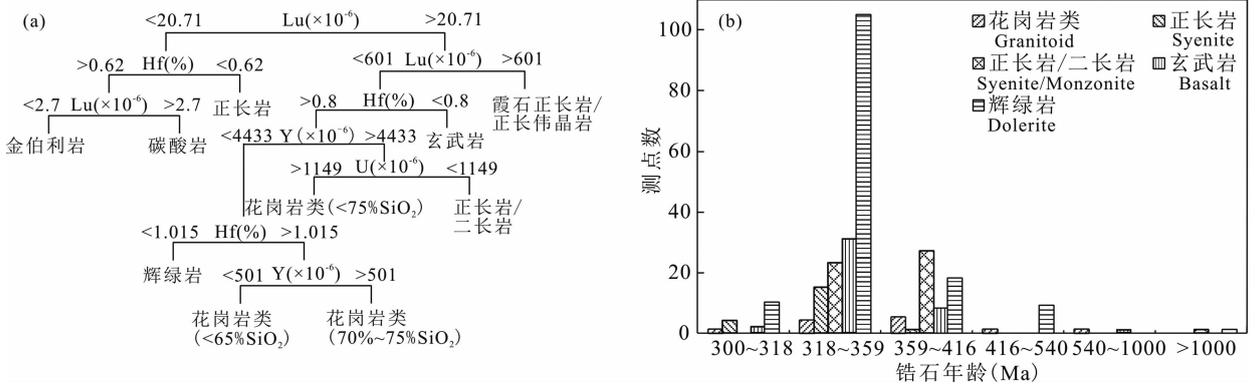


图 7 准噶尔盆地北部钻井岩芯火山碎屑岩锆石分类树形判别图解(a)与锆石原岩类型(b)(据 Belousova et al., 2002)
 Fig. 7 (a)CART tree for classification of zircons by rock type and (b)relative abundance of rock types derived from zircon compositions in the pyroclastic rock from the drilling cores in the Junggar Basin(After Belousova et al., 2002)

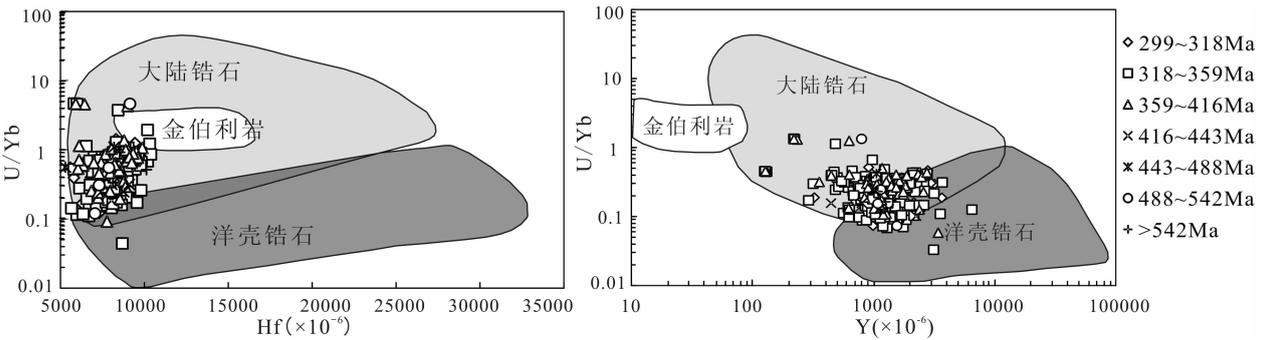


图 8 准噶尔盆地北部钻井岩芯火山碎屑岩锆石微量元素的 U/Yb- Hf 和 Y 图解 (据 Grimes et al., 2007)
 Fig. 8 U/Yb vs Hf and Y for zircons from the composite zircon trace element in the pyroclastic rock from the drilling cores in the Junggar Basin (After Grimes et al., 2007)

3.3 锆石 Hf 同位素

本次测试分析的巴塔玛依内山组火山碎屑岩锆石 Hf 同位素数据显示在表 1 中。

晚石炭世年龄锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ 的变化范围分别为 0.282816~0.283066 和 +8.0~+17.0,相应亏损地幔模式年龄 T_{DM} 和平均大陆地壳年龄 $T_{DM}(C)$ 范围为 267~621Ma 和 266~634Ma,其中高 $\epsilon_{Hf}(t)$ (+17.0)和 $\epsilon_{Hf}(t)$ (+16.8)的投点 (Db-0C-66、Db-0C-49)位于亏损地幔演化线上(图 9),显示当时有异常高亏损地幔物质加入。点 Db-0C-80 的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 +15.8,接近当时亏损地幔值,并且模式年龄 T_{DM} (305Ma)和 $T_{DM}(C)$ (305Ma)与其形成年龄(303Ma)相近,也指示当时有亏损地幔物质加入。

早石炭世年龄锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ 的变化范围分别为 0.282781~0.283100 和 +7.7~+19.0,相应的亏损地幔模式年龄 T_{DM} 和平均大陆地壳年龄 $T_{DM}(C)$ 范围分别为 217~662Ma 和 212~676Ma,其中高的 $\epsilon_{Hf}(t)$ (+17.1、+16.1、+16.5、

+16.8、+19.0)的投点 (Db-0Y-20、Db-0Y-19、Db-0Y-24、Db-0C-28、Db-0C-37)位于亏损地幔演化线上,显示当时有异常高值的亏损地幔物质加入。点 Db-1-04 的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 +15.0,模式年龄 T_{DM} 366Ma)和 $T_{DM}(C)$ (367Ma)与其形成年龄(337Ma)相近,也指示当时有亏损地幔物质加入。

泥盆系锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ 的变化范围分别为 0.282730~0.283058 和 +6.4~+17.8,相应的亏损地幔模式年龄 T_{DM} 和平均大陆地壳年龄 $T_{DM}(C)$ 范围分别为 279~739Ma 和 275~756Ma,其中高的 $\epsilon_{Hf}(t)$ (+17.8)的投点 (Y1-B-61)位于亏损地幔演化线上,显示当时有异常高值的亏损地幔物质加入。点 Y1-0C-25 和 Y1-0C-2 的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 +14.7 和 +15.1,模式年龄分别为 T_{DM} (408Ma、408Ma)和 $T_{DM}(C)$ (410Ma、408Ma)与其形成年龄(371Ma、390Ma)相近,指示当时有亏损地幔物质加入。

志留系锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ 的变化范围分别为 0.282794~0.282945 和 +9.8~+15.5,相

表 1 准噶尔盆地巴塔玛依内山组火山碎屑岩锆石 Hf 同位素分析结果

Table 1 Zircon Hf isotopic results for basalts from the Bata mayineishan Formation in Junggar Basin

分析点	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2s_m$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 s	$T_{\text{DM}}(\text{Hf})$	$T_{\text{DM}}(\text{C})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
Db-0C-13	312	0.021617	0.000972	0.283004	0.000023	8.2	14.9	0.8	352	353	-0.97
Db-0C-14	420	0.042981	0.001843	0.282901	0.000022	4.6	13.3	0.8	510	513	-0.94
Db-0C-28	329	0.025633	0.001153	0.283049	0.000018	9.8	16.8	0.6	289	287	-0.97
Db-0C-36	1447	0.031721	0.001263	0.282219	0.000024	-19.6	11.4	0.8	1469	1470	-0.96
Db-0C-37	352	0.034397	0.001466	0.283100	0.000023	11.6	19.0	0.8	217	212	-0.96
Db-0C-49	306	0.036705	0.001525	0.283066	0.000021	10.4	16.8	0.7	267	266	-0.95
Db-0C-55	885	0.035021	0.001560	0.282583	0.000028	-6.7	12.0	1.0	963	966	-0.95
Db-0C-56	368	0.023298	0.000940	0.282730	0.000026	-1.5	6.4	0.9	739	756	-0.97
Db-0C-61	1410	0.034601	0.001485	0.282255	0.000025	-18.3	11.6	0.9	1427	1427	-0.96
Db-0C-65	353	0.038383	0.001487	0.282926	0.000022	5.4	12.9	0.8	469	474	-0.96
DB-0C-66	318	0.040511	0.001756	0.283064	0.000029	10.3	17.0	1.0	271	269	-0.95
Db-0C-73	397	0.019518	0.000857	0.282946	0.000027	6.1	14.7	1.0	433	434	-0.97
Db-0C-80	303	0.013653	0.000625	0.283035	0.000026	9.3	15.8	0.9	305	305	-0.98
Db-1-01	511	0.027794	0.001194	0.282870	0.000023	3.5	14.3	0.8	545	546	-0.96
Db-1-03	360	0.020085	0.000815	0.282761	0.000021	-0.4	7.3	0.8	693	708	-0.98
Db-1-04	337	0.022837	0.001038	0.282994	0.000019	7.9	15.0	0.7	366	367	-0.97
Db-1-06	423	0.013745	0.000632	0.282940	0.000020	6.0	15.1	0.7	438	438	-0.98
Db-1-24	363	0.036504	0.001461	0.282841	0.000021	2.4	10.1	0.7	591	600	-0.96
Db-1-34	440	0.025848	0.001164	0.282945	0.000025	6.1	15.5	0.9	437	437	-0.96
Db-1-36	318	0.044561	0.001833	0.282951	0.000024	6.3	13.0	0.9	436	441	-0.94
Db-0Y-02	438	0.050624	0.002132	0.282917	0.000027	5.1	14.1	1.0	491	493	-0.94
Db-0Y-07	330	0.016151	0.000757	0.282899	0.000025	4.5	11.6	0.9	497	505	-0.98
Db-0Y-09	428	0.025451	0.002028	0.282850	0.000028	2.8	11.6	1.0	586	592	-0.94
Db-0Y-10	507	0.017135	0.000741	0.282887	0.000018	4.1	15.0	0.6	514	515	-0.98
Db-0Y-12	315	0.028491	0.001171	0.282949	0.000035	6.2	12.9	1.2	432	437	-0.96
Db-0Y-19	328	0.051501	0.002138	0.283036	0.000023	9.3	16.1	0.8	316	316	-0.94
Db-0Y-20	326	0.053016	0.002140	0.283066	0.000031	10.4	17.1	1.1	272	270	-0.94
Db-0Y-22	536	0.014463	0.000589	0.282576	0.000025	-6.9	4.6	0.9	948	967	-0.98
Db-0Y-24	328	0.014451	0.000672	0.283038	0.000021	9.4	16.5	0.8	301	299	-0.98
Y1-0C-02	390	0.039655	0.001713	0.282970	0.000024	7.0	15.1	0.8	408	408	-0.95
Y1-0C-08	387	0.033455	0.001364	0.282909	0.000023	4.8	13.0	0.8	492	496	-0.96
Y1-0C-10	367	0.022230	0.000937	0.282860	0.000027	3.1	11.0	1.0	556	564	-0.97
Y1-0C-20	375	0.023520	0.000981	0.282837	0.000021	2.3	10.3	0.7	588	597	-0.97
Y1-0C-25	371	0.028290	0.001200	0.282966	0.000029	6.9	14.7	1.0	408	410	-0.96
Y1-0C-32	352	0.035132	0.001474	0.282869	0.000017	3.4	10.8	0.6	551	559	-0.96
Y1-0C-42	314	0.022958	0.001004	0.282860	0.000019	3.1	9.8	0.7	557	567	-0.97
Y1-0C-44	306	0.024628	0.001081	0.282816	0.000023	1.5	8.0	0.8	621	634	-0.97
Y1-0C-52	359	0.049172	0.001922	0.282972	0.000028	7.1	14.5	1.0	407	409	-0.94
Y1-A-11	357	0.030712	0.001312	0.282853	0.000029	2.9	10.4	1.0	571	580	-0.96
Y1-A-12	355	0.019677	0.000856	0.282835	0.000029	2.2	9.8	1.0	589	600	-0.97
Y1-A-19	366	0.022533	0.000990	0.282866	0.000028	3.3	11.1	1.0	547	555	-0.97
Y1-A-73	423	0.023682	0.001000	0.282794	0.000037	0.8	9.8	1.3	649	659	-0.97
Y1-A-8	329	0.031302	0.001275	0.282866	0.000024	3.3	10.3	0.8	552	562	-0.96
Y1-B-21	369	0.026811	0.001101	0.282925	0.000020	5.4	13.3	0.7	465	470	-0.97
Y1-B-22	364	0.025896	0.001116	0.282833	0.000031	2.2	9.9	1.1	596	606	-0.97
Y1-B-30	344	0.024858	0.001076	0.282848	0.000021	2.7	10.0	0.7	574	584	-0.97
Y1-B-32	351	0.013902	0.000654	0.282781	0.000015	0.3	7.9	0.5	662	676	-0.98
Y1-B-46	365	0.036628	0.001507	0.282878	0.000036	3.8	11.4	1.3	538	545	-0.95
Y1-B-48	380	0.033119	0.001366	0.282942	0.000021	6.0	14.0	0.7	444	447	-0.96
Y1-B-52	335	0.022719	0.001033	0.282787	0.000016	0.5	7.7	0.6	660	674	-0.97
Y1-B-61	368	0.033276	0.001501	0.283058	0.000020	10.1	17.8	0.7	279	275	-0.95
Y1-B-71	349	0.027845	0.001159	0.282824	0.000019	1.9	9.3	0.7	609	620	-0.97
Y1-B-73	330	0.024644	0.001032	0.282843	0.000028	2.5	9.5	1.0	581	591	-0.97

应的亏损地幔模式年龄 T_{DM} 和平均大陆地壳年龄 $T_{DM}(C)$ 范围分别为 (437~649) Ma 和 (437~659) Ma, 其中点 Db-1-06 和 Db-1-34 的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 +15.1 和 +15.5, 模式年龄分别为 T_{DM} (438Ma、437Ma) 和 $T_{DM}(C)$ (438Ma、437Ma) 与其形成年龄 (423Ma、440Ma) 相近, 也指示当时有亏损地幔物质加入。

寒武系锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ 的变化范围分别为 0.282576~0.282887 和 +4.6~+15.0, 相应的亏损地幔模式年龄 T_{DM} 和平均大陆地壳年龄 $T_{DM}(C)$ 范围分别为 514~948Ma 和 515~967Ma。点 Db-0Y-10 和 Db-1-01 的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 +15.0 和 +14.3, 模式年龄分别为 T_{DM} (514Ma、545Ma) 和 $T_{DM}(C)$ (515Ma、546Ma) 与其形成年龄 (507Ma、536Ma) 相近, 指示当时有亏损地幔物质加入。

前寒武系锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ 的变化范围较小分别为 0.282219~0.282255 和 +11.4~+12.0, 相应的亏损地幔模式年龄 T_{DM} 和平均大陆地壳年龄 $T_{DM}(C)$ 范围分别为 963~1469Ma 和 966~1470Ma 与其形成年龄 885~1447Ma 相近, 指示当时有亏损地幔物质加入。

4 讨论

4.1 地层时代

巴塔玛依内山组是一套陆相火山岩沉积序列, 主要由基性火山熔岩、中酸性火山熔岩、凝灰岩及凝灰角砾岩夹砂砾岩组成, 角度不整合覆盖在下伏塔木岗组之上, 并且与上覆弧形梁组的内陆河湖相碎屑岩(砂岩、粉砂岩)沉积为不整合或者平行不整合接触。巴塔玛依内山组底部的玄武岩曾获得 326.2~353.4Ma 的 K-Ar 年龄, 上部发育大量属于上石炭统淮安加拉植物群的植物化石组合(如 *Neuropteris cf. pulchra*), 由此认为巴塔玛依内山组时代与早石炭世晚期—晚石炭世早期相当, 并可与淮北西段基准层序剖面中的那林卡拉组—吉木乃组(或包古图组)进行对比, 并大致相当于北塔山地区小区三塘湖组下段的火山岩组合。谭佳奕等(2009)在南侧卡拉麦里地区巴塔玛依内山组粗面安山岩获得 SHRIMP 锆石 U-Pb 加权平均年龄为 350.0 ± 6.3 Ma, 据此认为该组地层形成于下石炭统。张元元等(2009)采用同样的方法在北侧扎河坝地区的巴塔玛依内山组流纹岩中获得 11 颗锆石的 U-Pb 加权平均年龄为 275.6 ± 2.8 Ma, 据此把这套地层形成时代划分为二叠纪乌拉尔世末期。苏玉平

等(2010)获得三参 1 井的玄武岩锆石 U-Pb 年龄中最年轻一组锆石的加权平均年龄为 300.4Ma, 认为可以代表该组火山岩的形成时代, 即巴塔玛依内山组火山岩形成于晚石炭世晚期。王京彬等(2006)将巴塔玛依内山组归为早石炭世谢尔普霍夫阶(Serpukhovian), 但考虑到其中含晚石炭世早期 Bashkirian 阶的植物化石组合(欧阳舒等, 1994), 因此也有学者将其归为晚石炭世早期(朱志新等, 2005; 杨品荣等, 2007)。

本次采自 Db1 井、Y1 井钻井岩芯的火山角砾岩-沉火山碎屑岩样品位于巴塔玛依内山组地层上部, 所测的单颗粒锆石 U-Pb 数据普遍大于 300Ma, Db1 井样品锆石最小年龄为 303Ma, Y1 井样品锆石最小年龄为 306Ma, 综合对比认为该套火山岩地层形成时代不早于晚炭世早期。

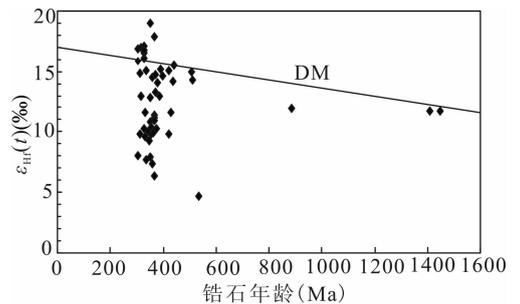


图 9 准噶尔盆地钻井岩芯火山碎屑岩锆石年龄与 Hf 同位素图解

Fig. 9 Zircon Hf isotopic values vs U-Pb ages in the pyroclastic rock from the drilling cores in the Junggar Basin

4.2 基底属性

对于准噶尔盆地沉积盖层之下的基底属性, 目前仍然存在较大争议。基于地球物理资料的研究和区域地质资料, 已经揭示出准噶尔盆地基底存在前寒武系古老的陆壳基底(何国琦等, 2001; 李锦轶等, 2004, 2006; Charvet et al., 2007), 并且在盆地露头区的前中生代地层中也获得了大量的前寒武系古老锆石年龄, 显示盆地内部具有前寒武系古老基底(李亚萍等, 2007; 陈登超等, 2010; 王一剑等, 2011)。但是基于准噶尔盆地周缘火山岩 Nd 同位素和 Hf 同位素地球化学特征, 认为准噶尔盆地基底属于洋壳或早古生代岛弧拼合基底(龙晓平等, 2006; Zheng J P et al., 2007; Xiao W J et al., 2008; Xiao Y et al., 2011)。

本次测试分析的盆地中北部钻井岩芯石炭系火山碎屑岩样品, 除了获得了石炭系本身的锆石年龄以外, 还获得了四颗粒的前寒武系锆石年龄

1447Ma、1410Ma、885Ma、559Ma 以及三颗粒的寒武系锆石年龄 536Ma、511Ma、507Ma,支持以往认为的前寒武系古老基底的结论。锆石原岩类型分析显示,4 颗粒的前寒武系锆石原岩类型分别属于为辉绿岩、正长岩-二长岩、花岗岩和玄武岩,推测准噶尔盆地可能至少存在 885~1447Ma 的花岗岩和中基性侵入岩的大陆地壳基底。前寒武系锆石具有较高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 +11.4~+12.0 和 963~1469Ma 的锆石亏损地幔模式年龄,与其锆石形成年龄(885~1447Ma)接近,表明准噶尔盆地中北部存在中-新元古代地壳增长的构造岩浆-热事件,暗示盆地北部陆壳基底至少形成于 1400Ma。

4.3 基底演化特征

4.3.1 基底演化的年代学序列

准噶尔盆地中北部陆梁隆起区石炭系火山碎屑岩岩芯样品的锆石 U-Pb 定年,获得了四粒前寒武纪古老锆石 1447Ma、1410Ma、885Ma 和 559Ma,根据区域地质事件可分为两组年龄值 1447Ma 和 1410Ma、885Ma,以及古生代早中期的多阶段 536~420Ma、401~360Ma、359~303Ma 年龄区间,推测准噶尔盆地北部至少存在 1.4Ga 的前寒武系古老基底,经历了后期多阶段的复杂演化过程。

4.3.2 基底物质组成及其演化特征

4.3.2.1 前寒武系

太古界地层在准噶尔盆地及其周缘地区均未见到。元古界地层则在天山地区和阿尔泰山地区均有发育。本次测试获得的 1447~1410Ma($n=2$) 锆石年龄, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正,模式年龄与锆石年龄相近指示存在新生地壳增长;锆石原岩分别属于辉绿岩、正长岩-二长岩,指示存在中基性岩浆侵入活动,并与全球性演化过程中元古宙超大陆裂解事件 1.5~1.3Ma 时期相一致(胡霁琴等,1997)。胡霁琴等(2003)对准噶尔盆地周缘地区的变质岩、花岗岩等做过较多的 Nd 模式年龄测定,多数 T_{DM} 值在 0.7~1.0Ga,在西准噶尔拉巴群的变质岩中获得了最老的一个模式年龄 1.4Ga,说明准噶尔盆地的基底相对年轻,与天山造山带和塔里木盆地基底的时代和性质有明显的区别。在区域上,中天山星星峡群闪长花岗岩中获得的锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄 1378~1551Ma 及相应的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 +8.71~+10.05 (Lei R X et al., 2011) 与本次测试分析数据相一致,指示锆石的宿主岩浆源于亏损地幔源区并含有少量地壳物质。天山东段星星峡群变质岩的二阶段 Pb-Pb 等时线年龄值 1416±97Ma 和锆石 U-Pb 上交点

年龄值 1400±24Ma,阿勒泰地区片麻岩的 Sm-Nd 等时线年龄值 1400±96Ma 和锆石 U-Pb 年龄 1375±24Ma 以及静艾肯达坂硅质岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄值 1397Ma 基本一致,可能反映了 1400Ma 左右的一次重要的区域构造-热事件(胡霁琴等,1997)以及准噶尔盆地和中天山地区在中元古代的地壳增长事件(Lei R X et al., 2011)。

新元古代 885Ma($n=1$) 岩浆锆石,锆石原岩属于花岗岩类(65%~70% SiO_2), $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为正,模式年龄与锆石年龄相近,锆石母岩浆源于亏损地幔源区,指示存在新生地壳增长;与区域上的“塔里木运动”发生的时间一致,说明了塔里木运动对准噶尔北部地区的影响(胡霁琴等,2001;周刚等,2006)。

4.3.2.2 早古生代

震旦纪-寒武纪准噶尔古陆裂解,并由裂谷发育成大洋。准噶尔盆地北部及其邻区现已确定的蛇绿岩、蛇绿混杂岩的同位素年代学研究为古陆块的裂解、洋盆俯冲、陆缘增生的形成提供了精确的年龄信息,如西准噶尔洪古勒楞蛇绿岩 471Ma(张元元等,2010),唐巴勒蛇绿岩 508Ma(肖序常等,1991),东准噶尔扎河坝-阿尔曼太蛇绿岩 489Ma(简平等,2003)、503Ma(肖文交等,2006)或 495Ma(张元元等,2010)。虽然在准噶尔盆地北部西段和东段发育的蛇绿岩带在形成时代上有差异,但主体集中在早古生代,部分延续至泥盆纪。蛇绿岩代表的洋盆扩张、俯冲以及蛇绿岩的构造侵位造成了盆地北部地区较早的陆壳增生事件。准噶尔盆地北部早古生代蛇绿岩的分布,显示出在早古生代准噶尔地区已经形成洋-陆的多岛洋环境。

本次测试分析的 559~420Ma($n=13$) 锆石原岩类型为花岗岩类(8.33%)、玄武岩(16.67%)和辉绿岩(75%)。锆石 Hf 同位素分析显示 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的变化范围较大为 +(4.6~20.4),说明锆石母岩至少存在两种源区物质的贡献,以基性和酸性侵入岩为主,并在岩浆上升过程中混染了古老基底物质成分。此外,已有学者在三参 1 井中的石炭系火山岩获得的 453Ma、488 Ma、510Ma 锆石 U-Pb 年龄(苏玉平等,2010),表明加里东期盆地中北部岩浆活动强烈。

4.3.2.3 晚古生代

晚古生代,伴随着古亚洲洋闭合,经历了一系列的漂移、俯冲、碰撞过程的强烈构造变形事件。本次测试获得的 401~360Ma($n=95$) 年龄区间,锆石原岩类型属于基性岩(44.1%)、正长岩类(47.5%)、花岗岩类(8.5%),大都落入大陆锆石范围。锆石 Hf

同位素分析显示, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正, 指示存在新生地壳和亏损地幔源区物质。在此期间是准噶尔洋逐步消亡并向西伯利亚板块俯冲, 岩浆活动主要以中-酸性岩浆活动为主, 伴有基性岩浆活动。准噶尔盆地及周缘获得了较多的年龄记录, 乌伦古陆梁石西井的流纹岩中锆石 $t_{7/6}$ 年龄为 $395 \pm 12 \text{Ma}$ (郑建平, 2000), 哈图花岗岩中黑云母 K-Ar 年龄 $347 \pm 4 \text{Ma}$ (金成伟等, 1997), 西准噶尔达拉布特蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄 395Ma (张弛等, 1992) 和锆石 U-Pb 年龄 391Ma (辜平阳等, 2009) 及盆地东南缘五彩湾英安岩的 Pb-Pb 年龄 395Ma (Zheng J P et al, 2007)。

晚古生代晚期, 随着大洋的闭合, 洋壳消失殆尽, 开始了弧-陆、陆-陆接触与碰撞, 在陆-陆碰撞作用下盆地北部地区基底进一步破碎, 大深断裂发育, 地壳减薄, 地幔物质上涌, 并在其上堆积了海西期槽型建造, 海西期褶皱构造层成了盆地北部盖层之下的基岩 (彭希龄, 1994)。在地球物理资料上显示的盆地北部陆梁隆起以北地区的磁力等值线急剧变化, 陆内裂陷盆地的发育并不完全受限于准噶尔内部前寒武纪古老陆壳基底, 而是叠加在盆地北部石炭纪末期和稳定陆块拼合的活动陆缘变形基底之上, 总体显示不同于内部稳定陆块的活动性 (张良臣等, 1991)。本次测试获得的 $360 \sim 303 \text{Ma}$ ($n=275$) 年龄区间, 锆石原岩类型属于基性岩 (73.5%)、正长岩类 (22.4%)、花岗岩类 (4.1%), 大都落入大陆锆石范围, 显示基性岩浆活动较中酸性活动强烈。锆石 Hf 同位素分析显示, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正, 指示存在新生地壳和亏损地幔源区物质。

海西中晚期大约 $350 \sim 300 \text{Ma}$ 期间是西伯利亚、哈萨克斯坦-准噶尔和塔里木 3 大板块拼贴为一个新统一大陆的时期 (肖序常等, 1991; 胡霭琴等, 1997), 本次测试的主峰年龄在 336Ma 土与卡拉麦里带在中石炭世约 330Ma 洋盆完全闭合时限相一致, 该时期是洋盆闭合大陆地壳增生的主要时期。

5 结论

对准噶尔盆地中北部两口钻井岩芯石炭系火山碎屑岩样品的锆石 U-Pb 年龄、Lu-Hf 同位素和微量元素分析, 为准噶尔盆地基底属性和演化特征提供了新的信息。得出以下几点认识:

(1) Db1 和 Y1 两口钻井巴塔玛依内山组火山碎屑岩样品, 获得了最年轻锆石的 CL 图像、Th/U 比值及稀土元素配分型式显示为岩浆锆石, 年龄值

分别为 303Ma 和 3306Ma , 属于晚石炭世, 可代表该地层的形成时代。

(2) 火山碎屑岩样品的锆石 U-Pb 定年, 获得了四粒前寒武纪古老锆石 1447Ma 、 1410Ma 、 885Ma 和 559Ma , 锆石微量元素分析显示准噶尔盆地至少存在 $885 \sim 1447 \text{Ma}$ 的中新元古代花岗岩和中基性侵入岩的大陆地壳。

(3) 锆石 Hf 同位素分析显示, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正, 显示盆地基底在中新元古代存在亏损地幔物质加入, 寒武系-石炭系存在地幔物质持续加入, 形成新生地壳, 这些新生地壳在后续的热事件中持续遭受部分熔融产生中酸性岩和来自亏损地幔的基性岩共同组成了准噶尔盆地北部基底。

致谢: 锆石制靶、CL 图像的拍摄得到了西北大学大陆动力学国家重点实验室弓化栋老师和弓虎军博士的帮助, 锆石 U-Pb 定年、微量元素与 Hf 同位素组成分析得到了西北大学大陆动力学国家重点实验室柳小明教授、第五春荣博士、张红博士的大力帮助。两位审稿专家认真审阅文稿并提出宝贵意见。作者在此深表谢意!

参 考 文 献

- 白文吉, 任有祥, 王书蓉, 勒贝尔 L, 奥恩斯戴特 D, 奥恩斯戴特 M. 1986. 新疆洪古勒楞蛇绿岩的岩石学、矿物学和锆铁矿成因研究. 中国地质科学院地质研究所所刊, 14: 1~60.
- 陈登超, 赵省民, 邓坚. 2010. 新疆东部博格达山北侧石炭系碎屑锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 地质学报, 84(12): 1770~1780.
- 陈俊湘, 陈景亮. 2002. 准噶尔盆地基底及其地震速度特征. 新疆石油地质, 23(6): 474~477.
- 辜平阳, 李永军, 张兵, 佟丽莉, 王军年. 2009. 西准达尔布特蛇绿岩中辉绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年. 岩石学报, 25(6): 64~72.
- 辜平阳, 李永军, 王晓刚, 张洪伟, 王军年. 2011. 西准噶尔达尔布特 SSZ 型蛇绿杂岩的地球化学证据及构造意义. 地质论评, 57(1): 36~44.
- 韩宝福, 何国琦, 王式. 1999. 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), 29(1): 16~21.
- 韩宝福, 季建清, 宋彪, 陈立辉, 张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向增长(I)一后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 22(5): 16~21.
- 何国琦, 李茂松. 2001. 中国新疆北部奥陶-志留系岩石组合的古构造、古地理意义. 北京大学学报(自然科学版), 37(1): 99~110.
- 何国琦, 朱永峰. 2006. 中国新疆及其邻区地质矿产对比研究. 中国地质, 33(3): 451~460.
- 胡霭琴, 王中刚, 涂光炽. 1997. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律. 北京: 科学出版社, 1~246.
- 胡霭琴, 张国新, 陈义兵, 张前锋. 2001. 新疆大陆基底分区模式和主要地质事件的划分. 新疆地质, 19(1): 12~19.

- 胡霁琴,韦刚健. 2003. 关于准噶尔盆地基底时代问题的讨论~据同位素年代学研究结果. 新疆地质, 21(4): 398~406.
- 黄建华,吕喜朝,朱星南,帕拉提·阿不都卡迪尔. 1995. 北准噶尔洪古勒楞蛇绿岩研究的新进展. 新疆地质, 13(1): 20~30.
- 简平,刘敦一,张旗,张福勤,石玉若,施光海,张履桥,陶华. 2003. 蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩的 SHRIMP U-Pb 测年. 地学前缘, 10: 439~456.
- 江远达. 1984. 于准噶尔地区基底问题的初步探讨. 新疆地质, 2(1): 11~16.
- 金成伟,徐永生. 1997. 疆托里别鲁阿嘎希地区花岗岩类的岩石学和成因. 岩石学报, 13(4): 529~537.
- 金成伟,黄莹,徐永生,李曰俊. 2001. 古勒楞-阿尔曼太蛇绿岩及其与成矿作用的关系. 见:赵振华等主编. 新疆矿产资源基础研究. 北京:科学出版社, 27~51.
- 李锦轶,肖序常,汤耀庆,赵民,朱宝清,冯益民. 1990. 新疆东准噶尔卡拉麦里地区晚古生代板块构造的基本特征. 地质论评, 36(4): 305~316.
- 李锦轶,肖序常,陈文. 2000. 准噶尔盆地东部的前晚奥陶世陆壳基底—来自盆地东北缘老君庙变质岩的证据. 中国区域地质, 19(3): 297~302.
- 李锦轶. 2004. 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变. 地质论评, 50(3): 304~322.
- 李锦轶,王克卓,李亚萍,孙桂华,褚春华,李丽群,朱志新. 2006. 天山山脉地貌特征、地壳组成与地质演化. 地质通报, 25(8): 895~909.
- 李锦轶,杨天南,李亚萍,等. 东准噶尔卡拉麦里断裂带的地质特征及其对中亚地区晚古生代洋陆格局重建的约束. 地质通报, 2009, 28(12): 1817~1826.
- 李亚萍,李锦轶,孙桂华,朱志新,杨之青. 2007. 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, 23(7): 1577~1590.
- 刘伟,张湘炳. 1993. 乌伦古—斋桑泊构造杂岩带特征及其地质意义. 见:涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京:科学出版社, 217~228.
- 柳小明,高山,第五春荣,袁洪林,胡兆初. 2007. 单颗粒锆石的 20 μ m 小斑束原位微区 LA-ICP-MS U-Pb 年龄和微量元素的同时测定. 科学通报, 52(2): 228~235.
- 龙晓平,孙敏,袁超,肖文交,陈汉林,赵永久,蔡克大,李继亮. 2006. 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, 22(1): 31~40.
- 吕书君,杨富全,柴凤梅,张希兵,姜丽萍,刘锋,张志欣,耿新霞,欧阳刘进. 2012. 东准噶尔北缘老山口铁铜金矿区侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地质意义. 地质论评, 58(1): 149~164.
- 马宗晋,曲国胜,陈新发. 2008a. 准噶尔盆地构造格架及分区. 新疆石油地质, 29(1): 1~6.
- 马宗晋,曲国胜,李涛,赵瑞斌,许建东. 2008b. 准噶尔盆地盆山构造耦合与分段性研究. 新疆石油地质, 29(3): 271~276.
- 毛小妮,陈刚,丁超,杨甫,李振华. 2012. 陆梁地区晚石炭世火山岩地球化学特征及构造环境分析. 西北大学学报(自然科学版), 42(1): 88~94.
- 欧阳舒,周星宇,王智,詹家桢. 1994. 论新疆北部晚石炭世早期(Bashkirian-Moscovian)具肋花粉(GSPD)组合的发现. 古生物学报, 33(1): 24~47.
- 彭希龄. 1994. 准噶尔盆地早古生代陆壳存在的证据. 新疆石油地质, 15(4): 289~297.
- 曲国胜,马宗晋,邵学钟,张先康. 2008. 准噶尔盆地基底构造与地壳分层结构. 新疆石油地质, 29(6): 669~674.
- 任纪舜. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京:地质出版社, 62~95.
- 邵学钟,张家茹,范会吉,Ю. Ромахов,Ф. Кайдаш. 2008. 准噶尔盆地基底结构的地震转换波探测. 新疆石油地质, 29(4): 439~406.
- 舒良树,卢华复. 2001. 新疆北部古生代大陆增生构造. 新疆地质, 19(1): 59~63.
- 舒良树,王玉净. 2003. 新疆卡拉麦里蛇绿岩带中硅质岩的放射虫化石. 地质论评, 49(4): 408~413.
- 苏玉平,郑建平,Griffin W L, 汤华云, O'Reilly Suzanne Y, 林向洋. 2010. 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. 科学通报, 55(30): 2931~2943.
- 谭佳奕,吴润江,张元元,王淑芳,郭召杰. 2009. 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, 25: 539~546.
- 王方正,杨梅珍,郑建平. 2002a. 准噶尔盆地陆梁地区基底火山岩的岩石地球化学及其构造环境. 岩石学报, 18(2): 9~16.
- 王方正,杨梅珍,郑建平. 2002b. 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, 21: 1~10.
- 王京彬,徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿. 地质学报, 80(1): 23~31.
- 王一剑,刘洪军,周娟萍,渠洪杰. 2011. 东准噶尔卡姆斯特北海相火山沉积岩碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及地质意义. 现代地质, 25(6): 1047~1058.
- 吴庆福. 1987. 论准噶尔中间地块的存在及其在哈萨克斯坦板块构造演化中的位置. 见:中国北方板块构造论文集(2). 北京:地质出版社, 29~38.
- 夏林圻,张国伟,夏祖春,徐学义,董云鹏,李向民. 2002. 天山古生代洋盆开启、闭合时限的岩石学约束—来自震旦纪、石炭纪火山岩的证据. 地质通报, 21(2): 55~62.
- 夏林圻,李向民,徐学义,夏祖春,马中平,王利社. 2005. 巴音沟蛇绿岩岩石成因演化:天山早石炭世“红海型”洋盆的地质记录. 地质学报, 79(2): 255~255.
- 肖文交, Windley B F, 阎全人,秦克章,陈汉林,袁超,孙敏,李继亮,孙枢. 2006. 北疆地区阿尔曼泰蛇绿岩锆石 SHRIMP 年龄及其大地构造意义. 地质学报, 80(1): 32~37.
- 肖序常,汤耀庆,冯益民,朱宝清,李锦轶,赵民. 1991. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京:地质出版社, 1~169.
- 杨梅珍,王方正,郑建平. 2006. 准噶尔盆地西北部克夏基性火山岩地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志, 25(3): 165~174.
- 杨梅珍,吴宏恩,杨高学. 2009. 东准噶尔卡拉麦里 SSZ 型蛇绿岩地球化学及其构造意义. 岩石矿物学杂志, 28(5): 251~263.
- 杨品荣,杨文强,蒙有言,冯庆来. 2007. 新疆克拉麦里造山带下石炭统地层系统及其沉积构造. 地质科技情报, 26(5): 6~10.
- 杨瑞瑛,唐红峰,刘丛强,高桥和也,增田彰正,魏龙. 2000. 达拉布特蛇绿岩带镁铁质岩的地球化学. 矿物学报, 20(4): 363~370.
- 袁洪林,吴福元,高山,柳小明,徐平,孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析.

- 科学通报, 48(14):1510~1520.
- 袁学诚. 1995. 论中国大陆基底构造. 地球物理学报, 38(4): 448~459.
- 曾广策, 王方正, 郑建平, 成中梅. 2002. 准噶尔盆地基底火山岩中的辉石及其对盆地基底性质的示踪. 地球科学, 27(1):13~18.
- 张弛, 黄莹. 1992. 新疆西准噶尔蛇绿岩带及其形成时代和环境探讨. 地质论评, 38(6):509~524.
- 张弛, 翟明国. 1993. 西准噶尔蛇绿岩带及其形成环境. 见:涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京:科学出版社, 53~78.
- 张季生, 洪大卫, 王涛. 2004. 由航磁异常判断准噶尔盆地基底性质. 地球学报, 25(4):473~478.
- 张前锋, 胡霁琴, 张国新, 陈义兵, 聂永, 郭德英. 1996. 新疆东准噶尔小石头泉前寒武纪变质岩的 Sm-Nd 等时线年龄证据. 科学通报, 41(16):1498~1500.
- 张良臣, 吴乃元, 王广平. 1991. 新疆板块构造格局及地壳演化. 见:新疆第二届天山地质矿产讨论会文集. 乌鲁木齐:新疆人民出版社.
- 张元元, 陈石, 郭召杰, 方世虎. 2009. 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, 25:506~514.
- 张元元, 郭召杰. 2010. 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, 26(2):421~430.
- 赵白. 1992. 准噶尔盆地的基底性质. 新疆石油地质, 13(2):95~99.
- 赵俊猛, 黄英, 马宗晋, 邵学钟, 程宏岗, 王伟, 徐强. 2008. 准噶尔盆地北部基底结构与属性问题探讨. 地球物理学报, 51(6):1767~1775.
- 郑建平, 王方正, 成中梅, 吴晓智, 张义杰. 2000. 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—中国地质大学学报, 25(2):179~185.
- 周刚, 张招崇, 何斌, 王祥, 李建国, 贺永康, 郑开平, 罗世宾. 2006. 新疆北部玛因鄂博断裂带中片麻岩锆石 U-Pb SHRIMP 定年及其地质意义. 中国地质, 33(6):1209~1216.
- 朱志新, 李少贞, 李嵩龄. 2005. 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, 23:14~18.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . Chemical Geology, 192, (1-2):59~79.
- Belousova E A, Griffin W L, O, Reilly S Y, Fisher N I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib. Miner. Petrol. 143, 602~622.
- Blichert-Toft J, Albarede F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of the chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth Planet Sci Lett, 148: 243~258.
- Carroll A R, Liang Y H, Graham S A, Xiao X C, Hendrix M S, Chu J C, McKnight C L. 1990. Junggar basin, northwest China; trapped Late Paleozoic ocean. Tectonophysics, 181: 1~14.
- Charvet J, Shu L S, Charvet S L. 2007. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tian shan (NW China): welding of the rim and Junggar plates. Episodes, 30(3):162~185.
- Chen B, Jahn B M. 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China; Nd-Sr isotope and trace element evidence. Journal of Asian Earth Sciences, 23: 691~703.
- Chen B, Arakawa Y. 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar fold belt (NW China), with implications for Paleozoic continental growth. Geochim Cosmo Chim Acta, 69: 1307~1320
- Coleman RG. 1989. Continental growth of northwest China. Tectonics, 8(3):621~635
- Yang G X, Li Y J, Wu H E, Zhong X, Yang B K, Yan C X, Yan J. 2011. Geochronological and geochemical constrains on petrogenesis of the Huangyangshan A-type granite from the East Junggar, Xinjiang, NW China. Journal of Asian Earth Sciences, 40:722~736.
- Griffin W L, Belousova E A, Shee S R, Pearson N J, O'Reilly S Y. 2004. Archaean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons. Precambrian Research, 131:231~282.
- Grimes C B, John B E, Kelemen P B, Mazdab F K, Wooden J L, Cheadle M J, Hanghøj K, Schwartz J J. 2007. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. Geology, 35(7): 643~646.
- Geng H Y, Sun M, Yuan C, Xiao W J, Zhao G C, Zhang L F, Wong K, Wu F Y. 2009. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang; Implications for ridge subduction? Chemical Geology, 266:364~389.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q, Wang D B. 2010. Continental and Oceanic Crust Recycling-induced melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths. Journal of petrology, 51(1-2):537~571.
- Lei R X, Wu C Z, Gu L X, Zhang Z Z, Chi G X, Jiang Y H. 2011. Zircon U-Pb chronology and Hf isotope of the Xingxingxia granodiorite from the Central Tianshan zone (NW China): Implications for the tectonic evolution of the southern Altai. Gondwana Research, 20:582~593.
- Scherer E, Munker C, Mezger K. 2001. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock. Science, 293: 683~687.
- Vervoort J D and Blichert Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. Geochim Cosmochim Acta, 63(3/4):533~556.
- Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Lin S F, Chen H L, Li Z L, Li J L, Sun S. 2008. 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, 32: 102~117.
- Xiao Y, Zhang HF, Shi J A, Su B X, Sakyi P A, Lu X C, Hu Y, Zhang Z. 2011. Late Paleozoic magmatic record of East Junggar, NW China and its significance: Implication from zircon U-Pb dating and Hf isotope. Gondwana Research, 12(8):1~11.
- Zheng J P, Sun M, Zhao G C, Robinsin P T, Wang F Z. 2007.

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. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 778~794.

Zircon U-Pb, Trace Element and Hf Isotopes of Pyroclastic Rocks from the Drilling Cores in the Junggar Basin

YANG Fu, CHEN Gang, HOU Bin, ZHANG Jiaming, HU Yanxu, HUANG Deshun

State Key Laboratory of Continental Dynamic/Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069

Abstract

Simultaneous in-situ analyses of single zircon LA-ICP-MS U-Pb age and trace elements and Hf isotope systematic analysis from the Batamayineishan Formation. The volcanic rock was obtained from drill well Db1 and Y1 on the north-central Luliang uplift within the Junggar Basin. The internal structure of zircon, Th/U ratios, REE patterns show that all samples are magmatic zircon. The results showed that: ① the youngest age is interpreted as the formation age of the studied formation by measured the two zircon samples, that is Late Carboniferous; ② zircon U-Pb ages display Mid-Late Proterozoic 1447~1410Ma, 885~559Ma and the age record from early or middle Paleozoic 536~420Ma, 401~360Ma, 359~303Ma, indicating that the Junggar Basin experienced a complex of continental crust formation and evolution of the multi-stage process; ③ trace elements of zircon suggest that the basement of north-central Junggar basin in pre-Permian is composed of granite and mafic intrusive activity continental basement by granite, syenite, basalt and dolerite; ④ zircon Hf isotope analysis showed that $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values have a relatively great variation ranging from +4.6 to +19.0, demonstrating that at least two source materials have contributed to the zircon host rock generation, suggesting that magma rise and emplacement process was contaminated by ancient basement material components.

Key words: Junggar Basin; basement; LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology; trace element; Hf isotopes