新疆阿尔泰南缘阿巴宫铁矿区康布铁堡组变质火山岩年龄及地质意义

柴凤梅[1,2)],毛景文[1)],董连慧[3)],杨富全[1)],刘锋[1)],耿新霞[1)],杨宗喜[4)],黄承科[5)]

1) 中国地质科学院矿产资源研究所,国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,北京,100037;
2) 新疆大学地质与勘查工程学院,乌鲁木齐,830046; 3) 新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局,乌鲁木齐,830000;4) 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京,100083; 5) 新疆维吾尔自治区有色地质勘查局706队,新疆阿勒泰,836500

内容提要:阿尔泰南缘古生代康布铁堡组火山岩系是许多铁矿、铜锌矿以及铅锌矿的赋矿围岩,但该赋矿地层目前还缺乏精确的同位素年代学资料。应用SHRIMP锆石U-Pb定年法,获得阿尔泰南缘克朗盆地内阿巴宫铁矿区康布铁堡组地层中变质流纹岩的形成年龄为412±3.5Ma(MSWD=1.4),证明了阿尔泰南缘克朗盆地内泥盆纪早期存在着强烈的火山活动,与区内广泛发育的火山岩属于同一事件的产物,可能与同时代的花岗岩有相同的动力学背景。本项结果为研究阿尔泰南缘古生代构造演化及阿巴宫铁矿床成因提供了重要的依据。

关键词:SHRIMP锆石U-Pb年龄;变质流纹岩;阿尔泰南缘;新疆

阿尔泰造山带位于中亚造山带的西南部,呈北西—南东向横贯于中、俄、哈、蒙四国。它是中亚造山带的重要组成部分,是由一系列大陆块体、岛弧和增生杂岩构成的增生型造山带(Sengör et al., 1993;Xiao et al., 2004)。带内蕴含有丰富的矿产资源,并体现了中亚造山带古生代岩浆与成矿作用典型特征,因此长期以来一直是国内外地质学家研究的热点地区之一。在中国境内阿尔泰造山带南缘康布铁堡组地层中发现了数个大中型铁-铜-铅-锌矿床(例如蒙库大型铁矿、可可塔勒铅锌矿等),这些矿床中的矿体具有明显的层状、似层状特点。但是经过区域变质作用后这些层理与变质层理很难区分,而且在几乎每个矿床都广泛发育矽卡岩,因此,这些矿床是同生还是后生?这套赋矿地层是否都是同一时代?合理厘定康布铁堡组地层的时代成为了一个关键的科学问题。

关于该组地层形成时代,早期新疆维吾尔自治区地质矿产局(1978)根据康布铁堡一带地层中发现的腕足类 *Atypa* cf. *reticularis* 和珊瑚 *Pachyfavosites* sp.等化石,将其时代确定为早泥盆世[1]。吴志亮和李峰(1996)、于学元等(1993)利用Rb-Sr、Sm-Nd、锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$法,认为其年龄小于374±7.5Ma。李华芹等(2004)利用单颗粒锆石蒸发法获得了阿巴宫铁矿区流纹斑岩的Pb-Pb同位素年龄,认为381.2±10.2Ma代表了该流纹斑岩和阿巴宫铁矿的形成年龄。同时他们也获得了位于该组火山岩中的萨热阔布金矿矿体中石英流体包裹体Rb-Sr等时线年龄,认为395±39Ma代表了萨热阔步金矿的形成年龄。由于该组火山岩受到变质改造的影响,这些年龄不能代表火山岩的形成年龄,更可能代表的是变质热事件年龄。张进红等(2000)利用单颗粒锆石U-Pb法获得了克朗盆地铁木尔特地区变质流纹岩的年龄为407.3±9.2Ma,但这些年龄值较为分散,可信度较低。Wang等(2006)、Yuan et al.(2007)通过测得侵入到康布铁堡组和阿尔泰镇组的花岗岩的年龄早于400Ma,推测康布铁堡组地层年龄应更早些。杨富全等(2008)根据蒙库岩体与该组地层呈侵入接触的关系,提出该组地层时代应早于404 Ma。

本次研究利用SHRIMP锆石U-Pb定年法,对阿尔泰南缘克朗盆地内阿巴宫铁矿区康布铁堡组地层中的变质流纹岩进行了测定,以期限定康布铁堡组的时代,为克朗火山沉积盆地的形成及演化提供重要依

注:本文为国家自然科学基金项目(编号40672065)、中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目(编号K0808)、国家科技支撑计划重点项目(编号2006BAB07B02-01和2006BAB07B02-05)和国土资源大调查项目(编号1212010561506和1212010634001)资助的成果。
收稿日期:2008-07-12;改回日期:2008-09-03;责任编辑:郝梓国。
作者简介:柴凤梅,女,1971年生。博士后,副教授,主要从事岩石学、矿床学的教学与研究工作。Email:cfmjjs@126.com。

据,也为研究阿巴宫铁矿的成矿作用提供线索。

1　区域地质背景

阿尔泰南缘在构造位置上处于西伯利亚板块和哈萨克斯坦-准噶尔板块接合部位,是我国重要的铜、铁、金、铅锌等多金属成矿带之一(王登红等,2002)。区内主体构造格架呈北西—南东向,主要断裂有额尔齐斯断裂、玛尔卡库里断裂、克兹加尔断裂、冲乎尔断裂、阿巴宫—库尔特断裂、巴寨断裂、卡拉先格尔断裂等。出露地层主要有下—中元古界克木齐群片麻岩、混合岩、大理岩,上元古界富蕴群片岩,泥盆系康布铁堡组变质火山—沉积岩、阿尔泰镇组浅变质沉积岩夹少量火山岩。也有少量寒武系浅变质陆源碎屑岩、奥陶系火山岩—陆源碎屑岩、志留系库鲁姆提群片岩、条带状混合岩。区域岩浆活动以加里东期和华力西期中酸性侵入岩为主,少量印支期-燕山期侵入岩。该区火山作用主要集中在泥盆纪,石炭纪火山作用仅有零星表现,其后几乎未发生大规模火山活动。泥盆纪火山岩以早、中泥盆世为主,主要分布在一系列北西向的斜列式盆地中。

阿尔泰南缘的可可塔勒大型铅锌矿、蒙库大型铁矿、铁木尔特铁矿、铁木尔特中型铅锌矿、阿巴宫铁矿、阿巴宫铅锌矿、克因布拉克中型铜锌矿、萨热阔布金矿赋存于康布铁堡组地层中。该地层主要分布在阿尔泰南缘克朗、麦兹和冲乎尔等火山盆地中(图 1),呈北西—南东向延伸 200km,与区域构造线一致。为一套变质火山—沉积岩系,主要由变质的中酸性火山熔岩、火山碎屑岩、碎屑岩和少量基性火山岩组成,但是不同矿区火山—沉积岩的变质程度有一定的差异,而且不同矿床的赋矿层位及岩石组合也有所不同。

阿巴宫铁矿位于阿尔泰市南东 25km 处,克朗火山—沉积盆地内。盆地内出露的地层有中上志留统库鲁姆提群($S_{2-3}kl$)变质岩、下泥盆统(?)康布铁堡组(D_1k)变质海相中酸性火山熔岩—火山碎屑岩—陆源碎屑岩-碳酸盐岩、中泥盆统阿勒泰镇组(D_2a)浅-中等变质的浅海及滨海相碎屑岩-基性火山岩-碳酸盐岩。区域构造以阿勒泰复式向斜为主体,次级褶皱及断裂均发育,以北西向的阿巴宫-库尔提大断裂规模最大。赋存有铁木尔特铁矿、阿巴宫铁矿、铁木尔特铅锌矿、阿巴宫铅锌矿、恰夏铅锌矿及恰夏铁矿等(图 2)。

阿巴宫铁矿赋存于康布铁堡组地层中。根据岩性特征可将该组分为上下两个亚组。下亚组与库鲁木提群呈断层接触,主要由石英片岩、变质晶屑凝灰岩、变质流纹斑岩、变质火山角砾岩、变粒岩、浅粒岩等组成,与上亚组呈整合接触。上亚组与上覆阿尔泰镇组不整合接触,主要为变质石英斑岩、变质霏细斑岩、变质流纹斑岩、变质火山角砾岩,局部夹变质凝灰岩和绿片岩。

2　样品特征及分析方法

2.1　岩石学特征

测年样品采自阿巴宫铁矿 2# 矿体围岩,样品坐标为东经 88°26′54.1″,北纬 47°44′05.8″。该岩石手标本呈浅肉红色,局部见长石、石英斑晶,并呈现清晰的流纹构造,主要由肉红与灰白色条带相间排列构成(图 3a)。显微镜下岩石呈变余斑状结构,变余流纹状构造,基质均已重结晶呈微粒变晶结构。其中斑晶含量约 8%左右,主要由半自形板状斜长石和钾长石组成,大小约 0.35～2mm 左右,多数呈星散状分布,少数呈聚斑状产出;斜长石主要为酸性斜长石(An=16～19,(⊥010)晶带最大消光角法),常见聚片双晶、卡钠复合双晶,偶见绢云母化(图 3b);钾长石双晶不发育,偶见卡式双晶。基质约 92%左右,主要由细粒状石英和钾长石组成,呈镶嵌状分布。岩石中局部可见粗粒的重结晶石英或/和钾长石集合体呈豆荚状和条纹状定向排列(图 3c),也可见少量鳞片状—叶片状白云母和黑云母以及呈线状分布的微细粒金属矿物(图 3d)。该岩石虽然经历了变质作用,但低绿片岩相的变质温压条件不足以破坏流纹岩中的 U-Pb 同位素体系(龙文国等,2005)。

2.2　分析方法

本文研究的锆石样品从约 10kg 的变质流纹岩(样号 Abg178)中挑选出来。先将样品碎至 60 目,经人工淘洗分离出重砂,然后用重液分离和磁选,获得纯度大于 90%的锆石,再在双目镜下进行挑纯(从岩石样品的粉碎、淘洗,到利用电磁仪和重液进行分选的整个过程中,尽量避免锆石样品受到污染)。将挑选好的锆石单矿物颗粒粘在双面胶上,然后用无色透明的环氧树脂固定,待环氧树脂充分固化后抛光,使锆石抛掉一半,露出一个平面制成样品靶,然后进行锆石的透、反射电子像(BSE)及阴极发光图像分析(CL),观察锆石的晶体形态、内部结构。在此基础上利用 SHRIMP 对锆石进行 U-Pb 同位素定年。样品测试过程中尽量选择生长环带明显,无包裹体和裂纹的锆石晶体或避开锆石中的裂纹和

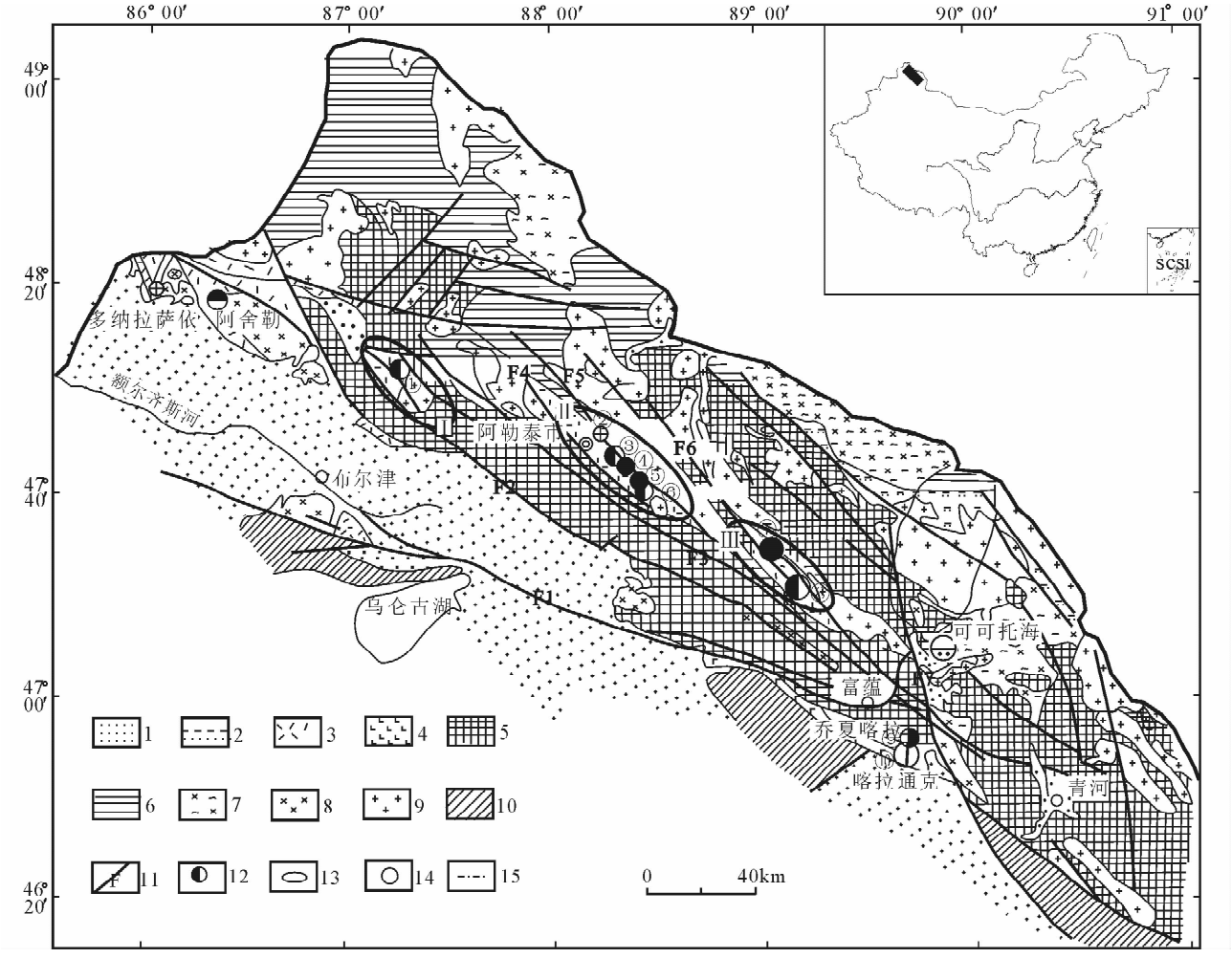


图 1 阿尔泰造山带南缘区域地质及康布铁堡组地层分布略图(据王京彬等,1998;万博和张连昌等,2006 修改)

Fig. 1 Geological and the Kangbutiebao formation sketch map of the south margin of the Altay orogenic belt (modified from Wang et al., 1998; Wan Bo and Zhang Lianchang, 2006)

1—中-新生界沉积盖层;2—晚泥盆世火山沉积岩;3—早-中泥盆世火山沉积岩;4—中泥盆世玄武岩;5—中-晚元古代片麻岩、混合岩;6—早元古代变质岩;7—加里东期花岗岩;8—海西期Ⅰ型花岗岩;9—海西期Ⅱ型花岗岩;10—准噶尔地块;11—断裂;12—矿床;13—火山沉积盆地;14—行政区划;15—国界;断裂:F1—额尔齐斯断裂;F2—玛尔卡库里断裂;F3—克兹加尔断裂;F4—冲乎尔断裂;F5—阿巴宫—库尔特断裂;F6—巴寨断裂;F7—卡拉先格尔断裂;矿床:①—克因布拉克中型铜锌矿;②—萨热阔步金矿;③—铁木尔特铅锌矿;④—铁木尔特铁矿;⑤—阿巴宫铁矿;⑥—阿巴宫中型铅锌矿;⑦—蒙库大型铁矿;⑧—可可塔勒大型铅锌矿;盆地:Ⅰ—冲乎尔盆地;Ⅱ—克朗盆地;Ⅲ—麦兹盆地

1—Mesozoic-Cenozoic sediments; 2—Late Devonian volcanic-sedimentary rocks; 3—Early-Middle Devonian volcanic-sedimentary rocks; 4—Middle Devonian basalts; 5—Middle-Late Proterozoic gneiss and migmatite; 6—Early Proterozoic metemophic rocks; 7—Calidonia granites; 8—Hercynian I-type granites; 9—Hercynian S-type granites; 10—Jungaer Block; 11—Faults; 12—deposits; 13—volcano sedimentary basins; 14—boundary of counties; 15—boundary of countries. Faults: F1—Irtysh Faults; F2—Maerkakuli Fault; F3—Kezijiaer Fault; F4—Chonghuer Fault; F5—Abagong-Kuerti Fault; F6—Bazhai Fault; F7—Kalaxianger Fault; Deposits: ①—Keyinbulak Cu-Zn deposit; ②—Sarekuobu gold deposit; ③—Tiemuerte Pb-Zn deposit; ④—Tiemuerte iron deposit; ⑤—Abagong iron deposit; ⑥—Abagong Pb-Zn deposit; ⑦—Mengku iron deposit; ⑧—Kaktal Pb-Zn deposit; Basins: Ⅰ—Chonghuer Basin; Ⅱ—Kelang Basin; Ⅲ—Maizi Basin

包裹体。

锆石的样品靶、阴极发光图像以及锆石 SHRIMP U-Pb 分析全部在北京离子探针中心 SHRIMPⅡ上完成。使用的实验条件是,一次离子流强度约为 7.5nV,加速电压约为 10kV,样品靶上的离子束斑直径约 25～30μm,质量分辨约 5000(1%峰高)。每测定 3 个样品点,测定一次标准锆石。数据采用 Ludwig 的 Isoplot 软件处理,单次测量数据点的误差为 1σ。普通铅根据实测^{204}Pb 校正,年龄值选用^{206}Pb/^{238}U 年龄,其加权平均值具有

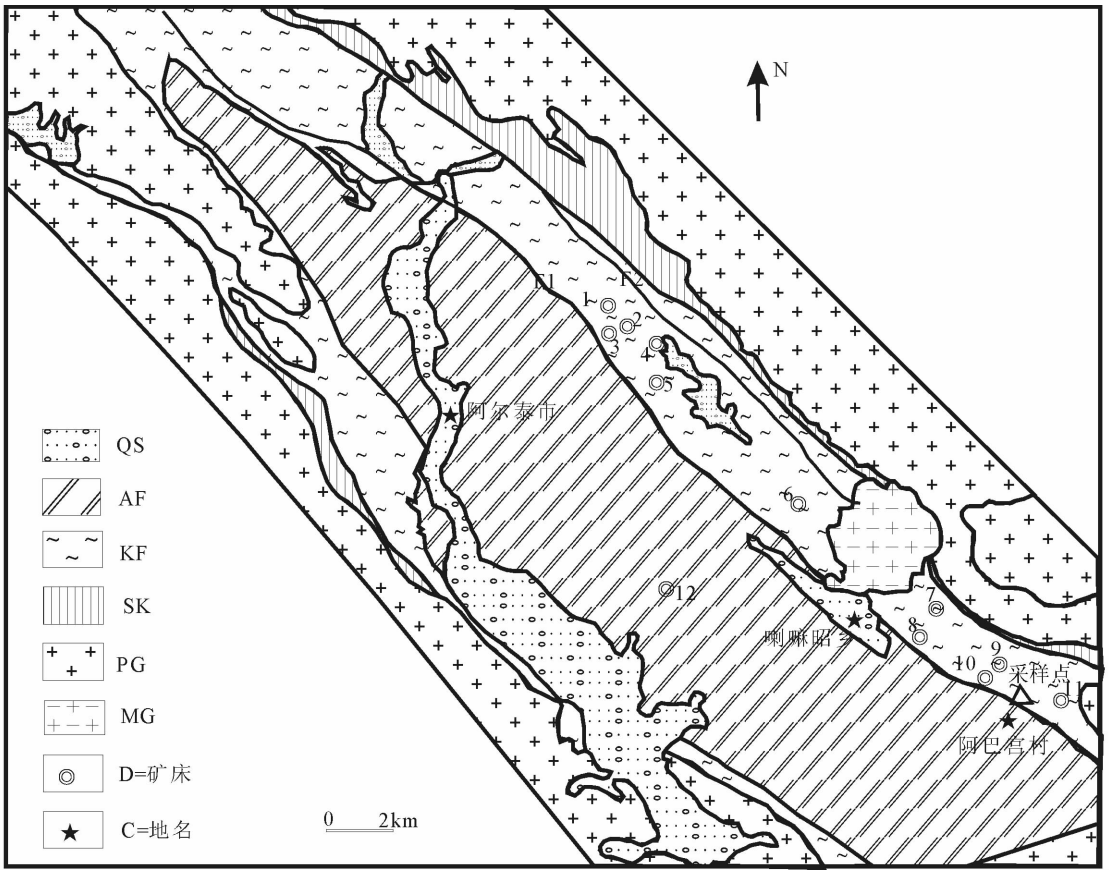


图 2　克朗盆地阿巴宫铁矿区区域地质图(据新疆有色地勘局 706 队资料修改[2])

Fig. 2　Geological sketch map of Abagong iron deposit in the Kelang Basin

(modified from No. 706 Geological Team of the Xinjiang Nonferrous Geoexploration Bureau[2])

QS—第四系沉积物;AF—阿尔泰镇组;KF—康布铁堡组;SK—志留纪库鲁木提群变质岩;PG—古生代花岗岩;MG—中生代花岗岩; D—矿床;C—地名;F1—阿巴宫断裂;F2—铁木尔特断裂;矿床:1—恰夏铁矿;2—恰夏铅锌矿;3—萨热阔步金矿;4—恰夏铜矿;5—铁木尔特铅锌矿;6—铁木尔特铁矿;7—锡矿;8—小铁山铅锌矿;9—阿巴宫铅锌矿;10—阿巴宫铁矿;11—塔拉特铅锌矿;12—红墩铅锌矿

QS—Quaternary sediments; AF—Altaizhen Formation; KF—Kangbutiebao Formation; SK— Silurian Kulumuti Group metamorphic rocks; PG—Paleozoic granites; MG—Mesozoic granites; D—deposits; C—county; F1—Abagong fault; F2—Tiemuertie fault; Names of Ore deposits: 1—Qiaxia iron deposit; 2—Qiaxia Pb-Zn deposit; 3—Sarekuobu gold deposit; 4—Qiaxia copper deposit; 5—Tiemuerte Pb-Zn deposit; 6—Tiemuerte iron deposit; 7—Xiaotieshan Pb-Zn deposit; 8— Xiaotieshan iron deposit; 9—Abagong Pb-Zn deposit; 10—Abagong iron deposit; 11—Talate Pb-Zn deposit; 12—Hongdun Pb-Zn deposit

95%的置信度。

2.3　锆石特征

用于定年的锆石颗粒多呈浅褐黄色,半透明-透明,多呈自形的短柱状及双锥状晶体,晶棱及晶面清楚,粒度较小,长轴多变化于 100～200μm 之间,长短轴比一般为 1.5∶1～2∶1 左右。阴极发光显微照片(图 4)显示,大部分锆石具有岩浆锆石的平直的对称生长环带和扇状环带特征,个别锆石含有不透明的包裹体。也有个别锆石颗粒见有核边结构,核部呈浑圆状(13.1),可能为喷发过程中捕获的或者继承的残留锆石,边部颜色均匀,震荡环带发育,且核部与边部接触界线规则。另有个别锆石存在高亮度白边,它们可能与后期热事件或流体作用有关(杜利林等,2005)。锆石的晶形及阴极发光图像表明其为典型岩浆成因。本次分析多选择在未有亮边且震荡环带发育部位进行。

3　测试结果

本次研究共选择了 16 粒锆石,对其中 2 粒锆石的核部及边部也进行了测定(图 4 中测点 1.1、1.2 与 13.1 和 13.2)。18 个测点的分析结果列于表 1 和图 4。由此可以看出,全部测点的 U 含量分布在(92～507)×10^{-6}之间,多数集中于(259～421)×10^{-6},Th 含量变化于(66～402)×10^{-6},Th/U 比值

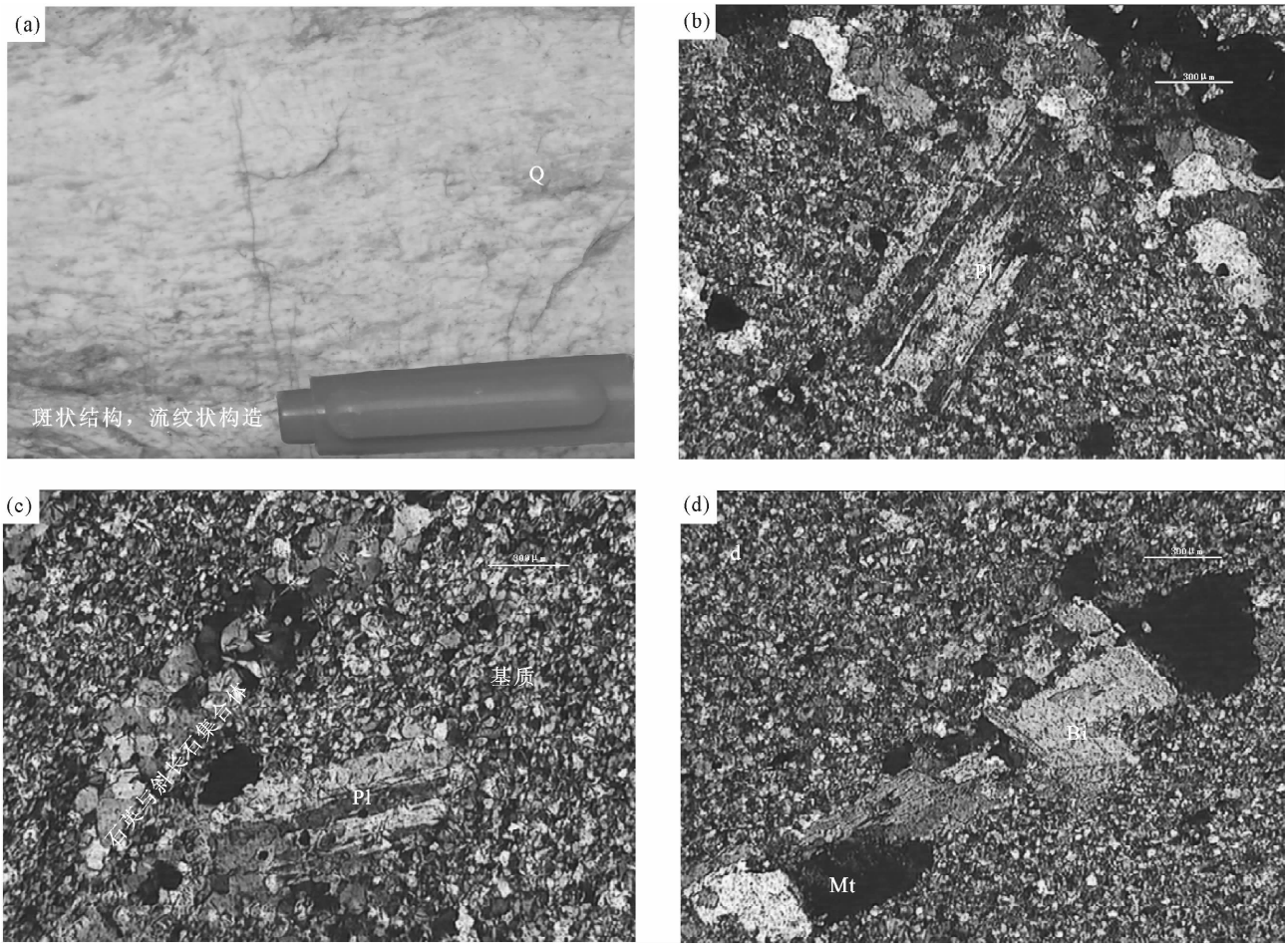


图 3 阿巴宫铁矿区变质流纹岩的手标本及显微照片

Fig. 3 Photographs of matarhyolite in the Abagong iron deposit

(a)—变质流纹岩手标本；(b)—变质流纹岩呈斑状结构，斜长石呈半自形板状斑晶；(c)—变质流纹岩呈斑状结构，重结晶石英和钾长石集合体定向排列，石英长石呈镶嵌状分布；(d)—变质流纹岩中黑云母斑晶

(a)—Matarhyolite species; (b)—subhedral platy plagioclase phanerocryst in matarhyolite thinsection; (c)—oriented recrystallized quartz and plagioclase assemblages; (d)—platy biotite phanerocryst in matarhyolite thinsection

较大，变化于 0.48～1.18 之间，显示了岩浆锆石的 Th/U 比值典型特征(其 Th/U 比值一般大于 0.4)(Rubatto, 2002)；放射性成因铅^{206}Pb 的含量在(4.48～29)×10^{-6}之间，其中含量最高的测点为 9.1，含量最低的测点为 2.1 和 13.2，与其 U 的含量相匹配。普通铅的含量在 0%～2.03%之间。18 个测点的^{206}Pb/^{238}U 年龄介于 316.7～488.0Ma 之间，其中 14 个测点的^{206}Pb/^{238}U 年龄变化于 387～424Ma 之间，年龄最小(316.7Ma)的测点为 13.2，年龄最大(488Ma)的测点为 13.1，测点 1.1(边部)与 1.2(核部)的年龄较为一致。测点 13.1 位于锆石核部，结合单强等(2007)对研究区内高钾高硅熔结凝灰岩的研究结果，该年龄应为继承锆石年龄，代表其源区的母岩年龄；测点 13.2 位于锆石边部，其边缘较亮且晶体破碎，较低的年龄值可能代表了后期变质作用年龄，也或者由于晶体破碎使放射性成因 Pb 含量丢失导致。测点 10.1(448.9Ma)也偏离本次分析的年龄误差范围，10.1 可能为岩浆喷发过程中捕获的锆石(库鲁姆提群)。计算年龄时将这些测点结果剔除后，选择较为接近的 10 个测点进行计算，给出的加权平均年龄为 412.6±3.5Ma(MSWD=1.4)。

在^{206}Pb/^{238}U-^{207}Pb/^{238}U 协合图上(图 5)，10 个分析点聚集在一致线上及其附近的一个较小的区域，表明这些锆石颗粒形成之后的 U-Pb 体系基本保持封闭状态，没有 U 或者 Pb 同位素的明显丢失或加入。前人的研究结果也表明，绿片岩-低角闪岩相的变质条件对锆石中的 Pb 丢失影响很小(张进红等，2000)。因此，结合锆石的阴极图像特征，412.6±3.5Ma 可以代表流纹岩的形成年龄。

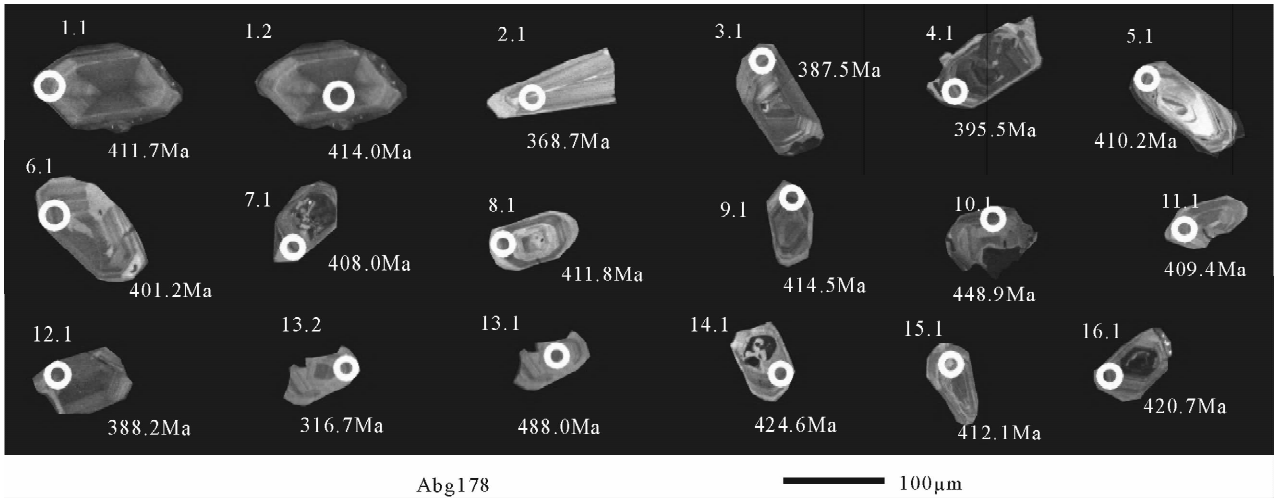


图 4　锆石的阴极发光图像

Fig. 4　Cathodoluminescence images of zircons from metarhyolites in the Abagong iron deposit

4　地质意义及结论

前人研究表明,阿尔泰造山带于晚前寒武纪晚期到早古生代早期为稳定大陆边缘阶段,大致从晚寒武纪开始发生俯冲、碰撞、增生,至中石炭世基本奠定了阿尔泰造山带的构造格架(何国琦等,1994; Windley et al.,2002; Xiao et al., 2004; Wang et al.,2006)。阿尔泰地区古生代岩浆活动存在四个峰值(460Ma,410Ma,380Ma 和 265Ma),400Ma 的岩浆活动最为强烈(Wang et al.,2006; Yuan et al.,2007;童英等,2007;曾乔松等,2007),380Ma 左右也存在着与俯冲有关的花岗岩(张招崇等,2006)。尽管如此,对阿尔泰南缘古生代的大地构造环境,一直存在有大陆边缘裂谷环境(韩宝福和何国琦,1991;陈毓川等,1996;王京彬等,1998;周刚等,2007)、与俯冲有关的岛弧或弧后盆地环境(牛贺才等,1999; Windley et al., 2002; Xu et al., 2003; Xiao et al., 2004;万博和张连昌等,2006;单强等,2007)、陆缘火山弧环境(Wang et al.,2006;童英等,2007;丛峰等,2007;杨富全等,2008)、伸展环境(Yuan et al., 2007)的争议。

新获得的克朗盆地阿巴宫铁矿区变质流纹岩的年代学资料表明,克朗盆地内火山岩的形成于412.6±3.5Ma 左右,与阿尔泰南缘分布的具有明显片麻理构造的同造山花岗岩成岩时代相一致。如冲乎尔盆地北岩体(413±4Ma,SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)(曾乔松等,2007)、塔尔浪岩体(382～412 Ma, La-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄)、阿舍勒岩体(413±6Ma, La-ICPMS 锆石 U-Pb 法年龄)(Yuan et al., 2007)、铁列克岩体(403±5Ma,La-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄)(童英等,2005)、阿维滩岩体(400±6Ma, SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)、可可托海岩体(399±2Ma(TIMS 锆石 U-Pb 年龄)和 409±7Ma(SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)、切木尔切克岩体(462±10Ma,SHRIMP 锆石 U-Pb 法年龄)、库尔提岩体(416±5Ma,SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)(Wang et al.,2006)、蒙库岩体(404～400 Ma,SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)(杨富全等,2008)、希勒克特哈腊苏岩体(381±6Ma,SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)、喀腊萨依岩体等(376±10Ma, SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)(张招崇等,2006)。同时在阿尔泰南缘也发现了大量的同时期的具有岛弧特征的火山岩(单强等,2007;牛贺才等,2006;万博和张连昌等,2006)、基性侵入岩(陈汉林等,2006;Wang et al., 2006)及弧后扩张的产物——库尔提蛇绿岩(372±19Ma)(张海祥等,2003)。区域构造-岩浆作用分析也表明了阿尔泰地区在早古生代中晚期存在着一次较大的构造运动,即"大桥运动"(曲国胜等,1991)或"阿尔泰运动"(徐新,2003)。

因此,该变质流纹岩是早古生代晚期至晚古生代早期岩浆活动的产物,应与该时代的岩浆活动具有相同的构造背景,即形成于与俯冲作用有关的活动大陆边缘环境,是俯冲增生的产物。此次构造-岩浆活动,在阿尔泰南缘形成了一系列的 NW—SE 向构造和克朗盆地,在 412Ma 左右喷发了酸性火山岩及稍后的 400Ma 左右侵入了阿维滩等岩体。

综上所述,阿尔泰南缘康布铁堡组地层的形成时代不晚于412.6±3.5Ma,可能来源于早奥陶世

表 1　阿巴宫铁矿区变质流纹岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定结果（样号 Abg178）

Table 1　SHRIMP zircon U-Pb dating of matarhyolites from the Abagong iron deposit (sample No. Abg178)

测点	元素含量及比值					同位素比值						年龄(Ma)					
	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	$^{232}Th/^{238}U$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb_c$ (%)	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb^*/^{238}U$		$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$		$^{207}Pb^*/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{208}Pb/^{232}Th$	
						测值	±%	测值	±%	测值	±%	测值	±%	测值	±%	测值	%
1.1	146	96	0.68	2.03	8.43	0.0659	1.7	0.0686	8.3	0.624	8.4	411.7	6.7	888	170	451	32
2.1	92	105	1.18	0.95	4.70	0.0589	2.0	0.0623	8.6	0.505	8.8	368.7	7.3	683	180	238	15
3.1	255	145	0.59	0.39	13.6	0.06195	1.4	0.0543	3.3	0.464	3.6	387.5	5.3	385	74	365	12
4.1	375	186	0.51	0.44	20.5	0.06327	1.4	0.0537	2.5	0.469	2.9	395.5	5.3	359	57	314.6	9.3
5.1	399	186	0.48	0.43	22.6	0.06570	1.4	0.0546	2.7	0.495	3.0	410.2	5.4	396	61	412	35
6.1	278	162	0.60	0.26	15.4	0.06422	1.4	0.0554	1.8	0.490	2.3	401.2	5.3	428	41	410.8	8.1
7.1	421	199	0.49	0.64	23.8	0.06534	1.3	0.0569	2.8	0.512	3.1	408.0	5.3	486	62	361	12
8.1	418	402	0.99	0.27	23.8	0.0660	1.7	0.0542	2.1	0.493	2.7	411.8	6.7	379	48	404.7	8.2
9.1	507	301	0.61	0.16	29.0	0.06640	1.3	0.0556	1.8	0.509	2.2	414.5	5.3	436	40	420.1	8.0
10.1	399	274	0.71	0.39	24.8	0.07213	1.4	0.0545	2.6	0.542	2.9	448.9	5.9	393	58	382.2	9.2
11.1	195	156	0.83	0.75	11.1	0.06556	1.5	0.0536	4.2	0.484	4.5	409.4	5.8	353	95	406	12
12.1	277	239	0.89	0.73	14.9	0.06206	1.4	0.0548	3.6	0.469	3.9	388.2	5.3	406	81	377.2	9.5
13.1	149	72	0.50	0.00	10.1	0.0786	1.7	0.0574	3.0	0.622	3.5	488.0	8.2	505	67	563	17
14.1	303	179	0.61	0.26	17.8	0.06808	1.4	0.0557	2.0	0.523	2.4	424.6	5.6	440	45	420.5	9.3
15.1	334	329	1.02	0.28	19.0	0.06602	1.4	0.0549	2.2	0.500	2.6	412.1	5.6	410	49	273.6	5.9
13.2	103	66	0.66	0.00	4.48	0.0503	2.2	0.0584	3.2	0.405	3.9	316.7	5.5	543	70	320	11
16.1	347	208	0.62	0.30	20.2	0.06743	1.3	0.0535	2.2	0.497	2.6	420.7	6.9	350	50	397.3	9.5
1.2	259	284	1.13	0.38	14.8	0.06634	1.4	0.0530	3.1	0.485	3.4	414.0	5.7	329	71	411.4	8.5

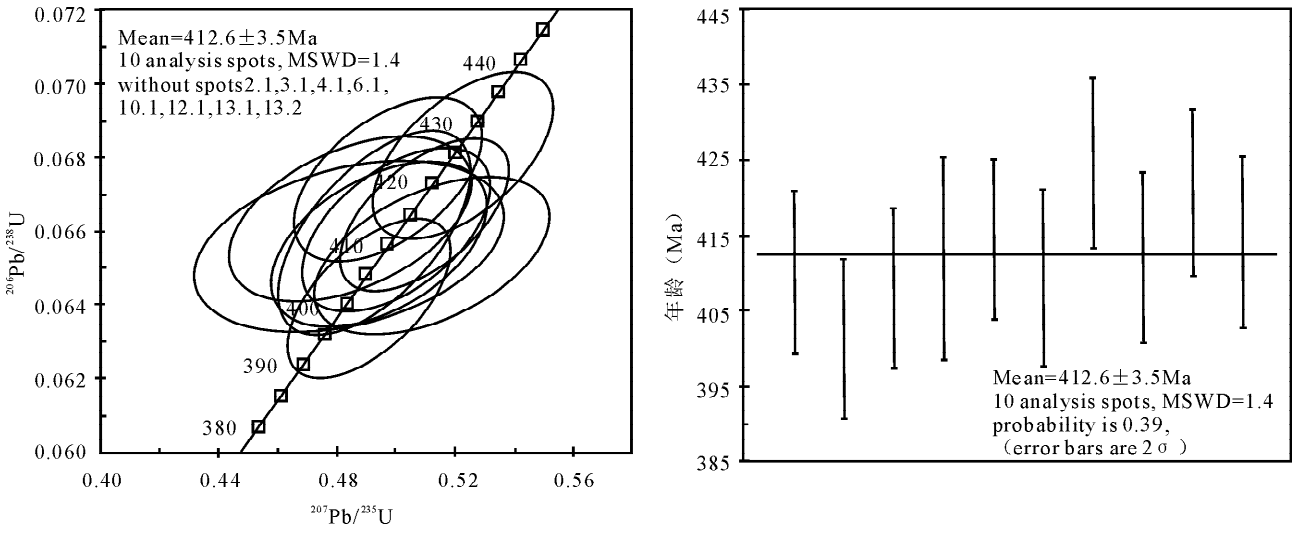


图 5　SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄结果

Fig. 5　SHRIMP zircon U-Pb concordia diagrams of metarhyolites

的上地壳,表明了阿尔泰南缘晚古生代早期的一次强烈岩浆事件,并在喷发过程中捕获了围岩物质。该年龄结果标志着阿尔泰南缘在 412Ma 存在着俯冲作用,暗示了克朗盆地早于泥盆纪形成。同时,这一成岩时代还证明了如果区内的铁矿及铅锌矿是同生成矿作用的产物,其成矿时代应不晚于泥盆纪早期。关于这些流纹岩与同时代的花岗质岩石是否是同源产物,有待于岩石化学的进一步厘定。

致谢:锆石样品制靶、SHRIMP U-Pb 测年工作得到北京离子探针中心的陶华、颉颃强等老师的帮助;野外期间得到阿巴宫铁矿和新疆地质矿产勘查开发局第四地质大队的支持,在此一并表示感谢。

注　解

❶ 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1978. 阿勒泰幅 1∶20 万区域地质调查报告.

❷ 新疆维吾尔自治区有色地质勘查局 706 队. 2003. 新疆阿尔泰市铁米尔特地区区域地质报告.

参　考　文　献

陈汉林, 杨树锋, 厉子龙, 袁超, 肖文交, 李继亮, 余星, 林秀斌. 2006. 阿尔泰造山带南缘基性杂岩的形成背景及其动力学含义. 岩石学报,22(1):127～134.

陈毓川,叶庆同,冯京,牟传龙,周良仁,王全明,黄光昭,庄道泽,任秉琛. 1996. 阿舍勒铜锌矿带成矿条件和成矿预测. 北京:地质出版社,1～85.

丛峰,唐红峰,苏玉平. 2007. 阿尔泰南缘泥盆纪流纹岩的地球化学和大地构造背景. 大地构造与成矿学,31(3):359～364.

单强,牛贺才,于学元,曾乔松. 2007. 新疆北部阿尔泰南缘晚古生代高钾高硅熔结凝灰岩的地球化学、岩浆成因及构造背景. 岩石学报,23(7):1721～1729.

单强,牛贺才,于学元,张海祥. 2005. 新疆北部哈纳斯盆地火山岩地球化学特征、锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球化学,34(4):315～327.

杜利林,庄育勋,杨崇辉,万渝生,王新社. 2005. 鲁西孟家屯一种细粒斜长角闪岩的锆石 SHRIMP 年代学. 地球学报,26(5):429～434.

韩宝福,何国琦. 1991. 阿尔泰山南缘泥盆纪火山岩带的大地构造性质. 新疆地质科学,3:89～100.

何国琦,李茂松,刘德权,等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,香港:香港文化教育出版社,1～437.

厉子龙. 2004. 阿尔泰造山带晚古生代构造演化. 博士后研究报告,浙江大学,合作导师,杨树锋. 杭州:浙江大学,1～54.

李华芹,陈富文,等. 2004. 中国新疆区域成矿作用年代学. 北京:地质出版社,1～365.

龙文国,丁式江,李惠民,林义华. 2005. 海南岛东部黄竹岭地区变质火山岩锆石 U-Pb 同位素年龄及其地质意义. 地质通报,24(1):92～94.

牛贺才,许继峰,于学元,陈繁荣,郑作平. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义. 科学通报,109:1002～1004.

牛贺才,于学元,许继峰,单强,陈繁荣,张海祥,郑作平. 2006. 中国新疆阿尔泰晚古生代火山作用及成矿. 北京:地质出版社,1～184.

曲国胜,崇英美. 1991. 阿尔泰造山带的铅同位素地质及其构造意义. 现代地质,5(1):100～108.

滕家欣,王庆明. 2006. 阿尔泰成矿带主要矿床类型及勘查选区. 西北地质,39(2):17～33.

童英,王涛,洪大卫,代雅建,韩宝福,柳晓明. 2007. 中国阿尔泰北部山区早泥盆世花岗岩的年龄、成因及构造意义. 岩石学报,23(8):1933～1944.

童英,王涛,洪大卫,柳晓明,韩宝福. 2005. 阿尔泰造山带西段同造山铁列克花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球学报,26

(增刊):74～77.

万博,张连昌. 2006. 新疆阿尔泰南缘泥盆纪多金属成矿带 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学与构造背景探讨. 岩石学报,22(1):145～152.

王登红,陈毓川,徐志刚,李天德,傅旭杰. 2002. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律. 北京:原子能出版社,1～493.

王登红. 1996. 新疆阿舍勒铜矿区双峰式火山岩与成矿背景的初步研究. 地质论评,42(1):45～53.

王京彬,秦克章,吴志亮,胡剑辉,邓吉牛. 1998. 阿尔泰山南缘火山喷流沉积型铅锌矿床. 北京:地质出版社,1～210.

吴志亮,李峰. 1996. 热水沉积成岩成矿作用——以阿尔泰泥盆纪火山盆地为例. 北京:地质出版社, 45～46.

徐新. 2003. 阿尔泰运动及相关的地质问题. 见:陈毓川,王京彬主编,中国新疆阿尔泰山地质与矿产论文集. 北京:地质出版社,1～11.

杨富全,毛景文,闫升好,刘锋,柴凤梅,周刚,刘国仁,何立新,耿新霞,代军治. 2008. 新疆阿尔泰蒙库同造山斜长花岗岩年代学、地球化学及其地质意义. 地质学报, 82(4)485～499.

叶庆同,傅旭杰,王保良. 1998. 新疆阿尔泰山南缘多金属成矿带的成矿规律. 地质学报,72(4):349～357.

于学元,梅厚钧,杨学昌,王俊达. 1993. 额尔齐斯火山岩及构造演化. 见:涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学进展. 北京:科学出版社,194.

曾乔松,陈广浩,王核,单强. 2007. 阿尔泰冲乎尔盆地花岗质岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报,23(8):1921～1932.

张传林,杨文平,周刚,刘国仁. 1997. 新疆阿尔泰哈巴河一带古生代火山岩的形成与演化. 西安工程学院学报,19(1):14～21.

张海祥,牛贺才, Terada K,等. 2003. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩中斜长花岗岩的 SHRIMP 年代学研究. 科学通报,48(12):1350～1354.

张进红,王京彬,丁汝福. 2000. 阿尔泰造山带康布铁堡组变质火山岩锆石特征和铀—铅年龄. 中国区域地质,19(3):281～287.

张招崇,闫升好,陈柏林,等. 2006. 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,51(13):1565～1574.

周刚,张招崇,罗世宾,何斌,王祥,应立娟,赵华,李爱红,贺永康. 2007. 新疆阿尔泰山南缘玛因鄂博高温型强过铝花岗岩:年龄、地球化学特征及其地质意义. 岩石学报,23(8):1909～1920.

Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology, 184: 123～138.

Sengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364(22): 299～307.

Wang T, Hong D W, Jahn B M, Tong Y, Wang Y B, Han B F, Wang X X. 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. Journal of Geology, 114:735～751.

Windley B F, Kroener A, Guo J, Qu G, Li Y, Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution. Journal of Geology, 110(6): 719～737.

Xiao W J, Windley B F, Badarch G, Sun S, Li J, Qin K, Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implications for the growth of Central Asia. Journal of the Geological Society, London, 161:339～342.

Xu J F, Castillo P R, Chen F R, Niu H C, Yu X Y, Zheng Z P. 2003. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: implications for backarc mantle evolution. Chem. Geol., 193:137～154.

Yuan C, Sun M, Xiao W J, Li X H, Chen H L, Lin S F, Xi X P, Long X P. 2007. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids. Chemical Geology, 242:22～39.

SHRIMP Zircon U-Pb Dating for Metarhyolites of the Kangbutiebao Formation at the Abagong Iron Deposit in the Southern Margin of the Altay, Xinjiang and Its Geological Significance

CHAI Fengmei[1,2], MAO Jingwen[1], DONG Lianhui[3], YANG Fuquan[1], LIU Feng[1], GENG Xinxia[1], YANG Zongxi[4], HUANG Chengke[5]

1) *MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037; 2) *College of Geology & Prospecting Engineering Program, Xinjiang University, Urumqi*, 830046; 3) *Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, Urumqi*, 830000; 4) *State Key Laboratory of Geo-Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing*, 100083; 5) *No. 706 Geological Team of the Xinjiang Nonferrous Geoexploration Bureau, Aletai, Xinjiang*, 830065

Abstract

The Altay orogenic belt (AOB) is an important metallogenic belt in China, and situated in the middle part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB). Many economic deposits are distributed along the southern margin of the AOB, e. g. Kaktal Pb-Zn deposit, Mengku iron deposit, Abagong iron deposit, Tiemuerte Pb-Zn deposit, Keyinbulak Cu-Zn deposit, etc., which all occur in the Kangbutiebao Formation stratum comprising low grade metamorphosed volcanic rocks. SHRIMP zircon U-Pb method yields a 412.6 ±3.5Ma (MSWD = 1.4) age, representing the eruption time of the metarhyolites at the Abagong iron deposit. This age indicates that an intense volcanic activity may occur in the early Devonian in the Kelang basin at the southern margin of the Altay, suggesting an active continental margin setting during this time.

Key words: SHRIMP Zircon U-Pb age; metarhyolites; Southern margin of the Altay; Xinjiang