维普资讯 http://www.cqvip.com

第10卷 第4期
2003年10月

地学前缘(中国地质大学,北京)
Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)

Vol. 10 No. 4
Oct. 2003

蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩的SHRIMP U-Pb测年

简 平[1], 刘敦一[1], 张 旗[2], 张福勤[2], 石玉若[1],
施光海[2], 张履桥[3], 陶 华[1]

(1. 中国地质科学院 地质研究所,北京 100037; 2. 中国科学院 地质与地球物理研究所,北京 100029;
3. 内蒙古自治区区域地质调查所,内蒙古 呼和浩特 010055)

摘 要:文中简要评述了蛇绿岩的层状辉长岩,斜长岩和斜长花岗岩,以橄榄岩为主岩的花岗岩和蛇绿岩中的埃达克岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄的地质意义。层状辉长岩(或堆晶层状辉长岩)通常起源于洋脊下的岩浆房,因而它的形成年龄代表洋壳形成的时代。斜长岩与层状辉长岩的时代相近或略晚。斜长花岗岩年龄的解释极其依赖锆石组成和地球化学证据。橄榄岩为主岩的花岗岩,可能记录蛇绿岩的侵位时代。蛇绿岩中的埃达克岩是消减洋壳在深部的部分熔融的产物。文中发表了新疆扎河坝蛇绿岩SHRIMP定年的中间成果,并简略地介绍了滇川西部金沙江和内蒙古图林凯等地的研究实例。根据层状辉长岩的测定结果,扎河坝蛇绿岩形成于(489±4) Ma,金沙江蛇绿岩形成于(328±8)Ma。内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩形成于(467±13) Ma~(429±7) Ma。块状辉长岩、斜长花岗岩和橄榄岩为主岩的花岗质岩石记录了蛇绿岩的复杂演化。新疆扎河坝蛇绿岩中的块状辉长岩中存在多组锆石年龄值。较老的一组为468~511 Ma,与层状辉长岩和斜长岩相似,记录了蛇绿岩或洋壳的形成时代,但是,岩石中的大部分锆石年龄为396~419 Ma,加权平均年龄为(406±4) Ma,可能反映了一次部分熔融事件。滇川西部金沙江蛇绿岩中的斜长花岗岩的形成年龄为约300~285 Ma,晚于层状辉长岩和斜长岩。这些岩石具高REE高总量,LREE富集,Sr初始值高,并含来自陆壳的继承锆石,说明在岩浆的形成过程中有陆壳的参加,因此,它们可能与洋壳俯冲消减有关。变质橄榄岩中的花岗岩脉的年龄(263±6) Ma,与呈岩株侵入蛇绿岩的花岗闪长岩的年龄一致。这一年龄远晚于层状辉长岩、斜长岩和斜长花岗岩,但早于区域上大量存在的印支期花岗岩,可能记录了蛇绿岩的侵位时代。

关键词:蛇绿岩;层状辉长岩;斜长岩;斜长花岗岩;橄榄岩为主岩的花岗质岩石;埃达克岩;SHRIMP
中图分类号:P597+.3; P588.1 **文献标识码**:A **文章编号**:1005-2321(2003)04-0439-17

蛇绿岩是一种大洋岩浆杂岩。它由底部的超镁铁质岩(可变量的方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和纯橄岩,一般受到了蛇纹岩化),中部的层状(或堆晶)和非层状(或均质)的辉长质岩石及最上部的主要是玄武岩的喷出岩组成[1]。层状辉长岩起源于岩浆分离结晶作用,其年龄反映了洋壳形成时代。

在蛇绿岩中存在各类浅色岩,包括镁铁深成岩(主要是辉长岩)中的斜长花岗岩、橄榄岩为主岩的花岗质岩石和侵入蛇绿岩中的埃达克岩。这些岩石中含一定量的锆石,更重要的是,它们与海底扩张、俯冲、仰冲以及消减洋壳在深部的部分熔融等重大地质事件有关,便于研究蛇绿岩或洋壳的演化。

蛇绿岩的同位素地质年代学是了解蛇绿岩形成时代的重要方法,但在研究方法上有很多局限性。由于蛇绿岩岩浆成分的相对均一性,因而Sm-Nd或Rb-Sr方法都不适用;在辉长岩中,甚至在斜长岩、斜长花岗岩等浅色岩中,锆石含量都极低,而且粒度细小,应用常规的U-Pb方法测定十分困难。

SHRIMP U-Pb测年有微量、微区和高精度的优势,解决了蛇绿岩定年的技术问题。本文重点介绍蛇绿岩中层状辉长岩和斜长岩、斜长花岗岩、橄榄岩为主岩的花岗质岩石和侵入蛇绿岩内的埃达克岩

收稿日期:2003-05-08;**修订日期**:2003-07-24
基金项目:国家自然科学基金重点项目(40234045);国家自然科学基金资助项目(49902005,4072043)及国土资源部国际合作与科技司重点项目(2000206)
作者简介:简平(1964—),男,博士,研究员,从事蛇绿岩和高级变质岩同位素地质年代学研究。E-mail:Jianp-1021@263.net

维普资讯 http://www.cqvip.com

的野外关系和 SHRIMP U-Pb 研究方法，并以新疆东准噶尔扎河坝、滇川西部金沙江及内蒙古图林凯等地的研究实例，具体地讨论这些岩石的年代学意义。

1 蛇绿岩中层状辉长岩、斜长岩、斜长花岗岩和浅色岩的主要岩石学特征和野外关系

1.1 层状辉长岩

蛇绿岩中的镁铁质深成岩通常由层状、片理化的和均质的 3 类不同构造的辉长岩组成[2]。层状辉长岩以其独特的层状构造为特征，在一些文献中也称为“堆晶层状辉长岩”。岩石的“层理”由可变比例的 4 种造岩矿物(斜长石、单斜辉石、斜方辉石和橄榄石)中的 2 或 3 种矿物组成，如辉长岩(斜长石＋单斜辉石±橄榄石)、橄长岩(斜长石＋橄榄石±单斜辉石)、苏长岩(斜长石＋斜方辉石±单斜辉石)。其层理可描述为等模式和递变层理两种类型，它们分别以矿物组成均匀或矿物组成逐渐变化为特征。

一般而言，在方辉橄榄岩型(HOT)的蛇绿岩中，层状辉长岩发育，出露厚度大，且连续，但在二辉橄榄岩型(LOT)的蛇绿岩中，层状辉长岩一般较薄或完全缺失。这一现象表明对于 HOT 蛇绿岩，洋脊之下可能存在呈稳定状态的岩浆房，反之，对于 LOT 蛇绿岩，可能存在周期性的岩浆房[2]。无论如何，层状辉长岩形成于海底扩张脊，是由岩浆房结晶堆积形成的，通常代表下部洋壳。因此，层状辉长岩的同位素年龄代表海底扩张事件的时代。这实际上就是蛇绿岩同位素地质年代学研究的一个最重要的岩石学依据。在“层序”清楚的蛇绿岩中，层状辉长岩一般位于蛇绿岩剖面镁铁质单元的下部，有的下伏超镁铁堆积岩(可以缺失)，其上则渐变为片理化的和均质的辉长岩(图 1)，以阿曼蛇绿岩最典型[2~7]。

在我国，有完整“层序”的蛇绿岩很少，大部分是被“支解的蛇绿岩(dismembered)”“或蛇绿混杂岩(ophiolitic mélange)”。尽管如此，局部的层状辉长岩仍然可以在大多数蛇绿岩中找到。如在新疆扎河坝蛇绿岩中，层状辉长岩呈几 m 至数十 m 的岩块(图版Ⅰ-1)，产于蛇纹岩中，与蛇纹岩呈构造接触关系，其中常见有斜长岩的脉或透镜体(图版Ⅰ-2)。层状辉长岩和斜长岩锆石组成均匀，SHRIMP U-Pb 分析，较好地解决了蛇绿岩的时代问题。在扎河坝蛇绿岩中，还见结构均匀的辉长岩(或块状辉长岩)，其内有斜长花岗岩脉穿插(图版Ⅰ-3)，但是，与层状辉长岩和斜长岩相比，它的锆石组成不均匀，存在多组年龄值，反映了复杂的演化过程(实例 1)。

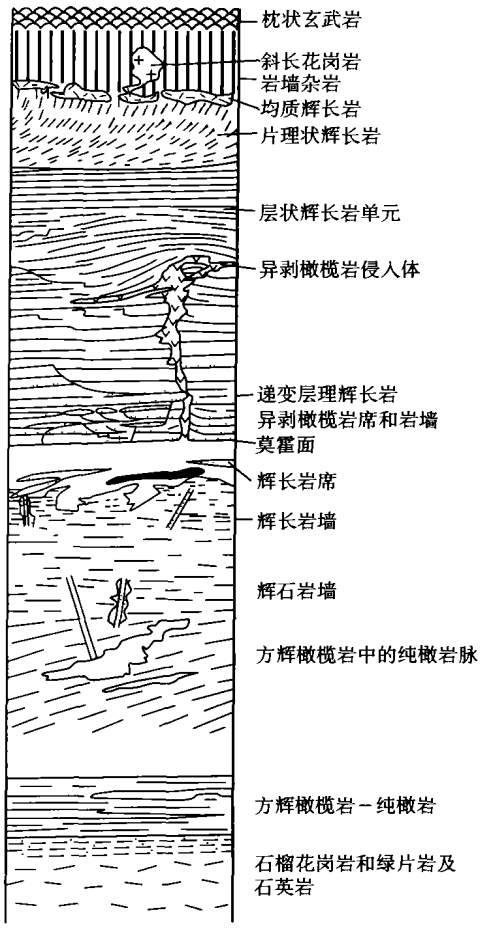


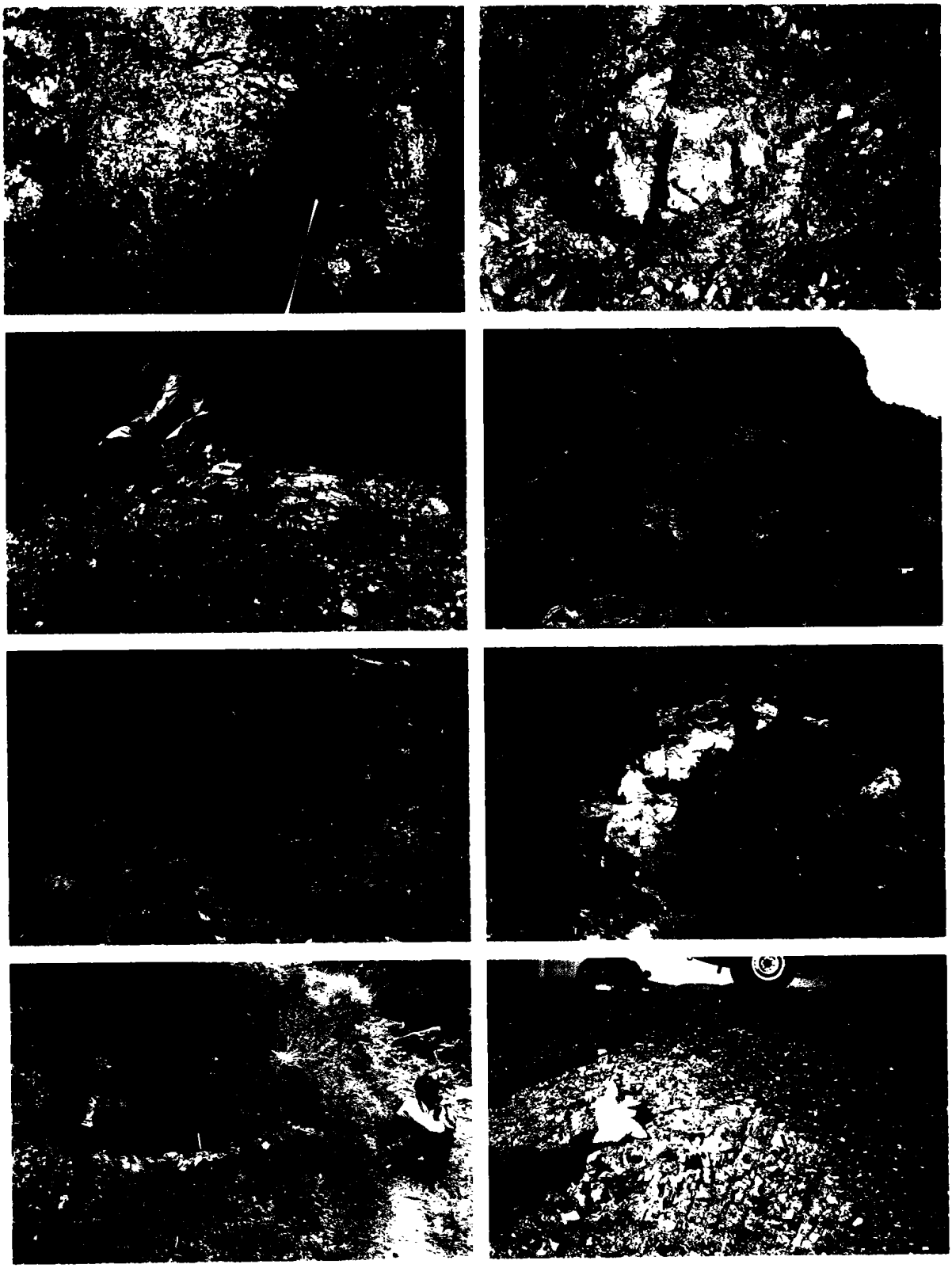
图 1 阿曼蛇绿岩的综合柱状图
(据 Nicolas,1989)[2]
Fig. 1 Synthetic log of the Oman ophiolite

1.2 斜长岩

斜长岩是一种几乎全部由基性斜长石组成的岩石，斜长石的含量大于 90%，通常为粗粒半自形或它形粒状结构。蛇绿岩中斜长岩可含少量辉石、角闪石、橄榄石及微量的锆石，磷灰石和钛石。在蛇绿岩中，斜长岩呈透镜状产于层状辉长岩中，它可以作为“层”的一个野外标志。如在阿曼蛇绿岩中，斜长岩透镜体通常只有几 cm 厚，可嵌入层状辉长岩的任何位置。

尽管 Nicolas(1989)[2]将阿曼层状辉长岩中的斜长岩解释为挤入的“流体”，更多的研究者将蛇绿岩的斜长岩归入了堆晶岩[8]或大洋斜长岩[9]。在南

维普资讯 http://www.cqvip.com



图版Ⅰ 蛇绿岩中层状辉长岩、块状辉长岩、斜长岩、斜长花岗岩、橄榄岩中的花岗质岩和埃达克岩的野外产状

Plate Ⅰ Field occurrences of layered and massive gabbros, plagiogranite, peridotite-hosted granitoid and adakite in ophiolites

1—层状辉长岩(扎河坝)；2—层状辉长岩中的斜长岩(扎河坝)；3 结构均匀的辉长岩(块状辉长岩)和斜长花岗岩(扎河坝)；4—层状辉长岩中的斜长岩(书松)；5—块状辉长岩中的斜长花岗岩(滇西娘九丁)；6 块状辉长岩中的网脉状斜长花岗岩(滇西娘九丁)；7 变质橄榄岩中的花岗质岩(滇西吉义独)；8 蛇绿岩中的埃达克岩(图林凯)

维普资讯 http://www.cqvip.com

阿尔巴尼亚侏罗纪蛇绿岩的 Bosnian-Croatian 剖面的描述中，Hoeck 等(2002)[8]指出其超镁铁质堆晶岩包括二辉橄榄岩和纯橄岩、堆晶辉长岩、橄长岩、橄榄辉长岩及斜长岩。Hoeck 等(2002)[8]在同一篇论文中，描述 Pindos 蛇绿岩也将斜长岩与纯橄岩、辉长岩和橄长岩并列为堆晶岩类。

根据我们的观察，在蛇绿岩中斜长岩总是局限于层状辉长岩内。如在新疆扎河坝蛇绿岩中，斜长岩呈宽约几 cm 至十几 cm，长达 50cm 的脉顺层产出，可以看作"层"的野外标志，同一露头上见有小规模的斜长岩透镜体(图版Ⅰ-3)。滇西书松，斜长岩呈大小不等的不规则团块状(几 cm 至数十 cm)，产于层状辉长岩中，或呈细脉状穿插辉长岩(图版Ⅰ-4)。斜长岩与层状辉长岩的 SHRIMP U-Pb 年代学对比研究表明，斜长岩形成略晚(扎河坝)，或与辉长岩同时(书松)。因此，不论蛇绿岩中的斜长岩是挤入的"流体"还是堆晶岩的一部分，它都应归属于下部洋壳的成员，其时代反映海底扩张事件。

1.3 斜长花岗岩

Coleman 和 Peterman (1975)[10]将蛇绿岩中产出的浅色岩概称为大洋斜长花岗岩，岩石类型包括钠长花岗岩、石英闪长岩、奥长花岗岩、英云闪长岩、角斑岩和钠长岩等。岩石主要由石英和斜长石组成，含微量的镁铁质矿物，高硅，中等铝，低铁镁，极端低钾是其主要的成分的特征。Coleman 和 Peterman (1975)[10]还认为由亚碱性玄武质岩浆在海底扩张中心的低压分异作用可以形成贫钾的浅色岩石。

典型的大洋斜长花岗岩是可变规模的、形成于蛇绿岩中深成岩单元上部的、通常与层状或块状辉长岩共生的侵入体[11]。在阿曼蛇绿岩中，斜长花岗岩的侵入体，以弥散的析离体和岩墙侵入上部辉长岩(片理化辉长岩和均质辉长岩)和席状岩墙中，或以数 km 的规模侵入这些岩石及熔岩中[2](图 1)。

Coleman 和 Peterman (1975)[10]指出，慢速扩张中心有利于大洋斜长花岗岩的形成，因为在这种情况下最可能发生结晶分异作用。在可以是扩张中心产生的洋壳的同时，斜长花岗岩是 SSZ 型蛇绿岩的一个普遍存在的成员[11~15]。若此，大洋斜长花岗岩或蛇绿岩的斜长花岗岩的侵位时代应代表海底扩张或洋壳的形成时代。

一些研究表明，斜长花岗岩也可以在大洋剪切带中由角闪岩深熔形成[16]，或由辉长岩及玄武岩部分熔融形成[17]。相应地，这些斜长花岗岩的时代反映洋内变质或变形事件的时代。

滇川西部金沙江蛇绿岩带中娘九丁斜长花岗岩呈厚约 80 cm 的脉状穿插块状辉长岩(图版Ⅰ-5)，在同一露头上还见斜长花岗岩呈细网脉状穿插块状辉长岩的现象(图版Ⅰ-6)。这一岩石具有典型斜长花岗岩野外产状和高硅低钾岩石化学成分特点[18]，但锆石组成、REE 和 Sr 同位素组成都反映了在岩浆形成过程中有陆壳物质参与的信息。

1.4 橄榄岩为主岩的花岗质岩石

蛇绿岩的超镁铁质岩中，也可以出现各种规模的(脉，岩墙)花岗质岩石的侵入体。如加拿大阿巴拉契亚的 Thetfold Mine 蛇绿岩中，存在产于蛇纹岩-橄榄岩中的花岗质岩石(岩性为二云母花岗岩和白云母花岗岩)，描述为橄榄岩为主岩的花岗质岩石[19]。这些花岗质岩石的锆石组成复杂，含来源于陆壳的继承锆石，Sr 初始值高，且变化大，可能是与仰冲事件有关的花岗质岩石。

在滇川西部金沙江蛇绿岩带中，多处观察到了花岗质岩石侵入变质橄榄岩的现象。如在川西雪堆地区，有厚达 1 至 2 m，延伸达十几 m 的较大的"斜长花岗岩"[18]岩墙侵入变质橄榄岩[18]。在滇西吉义独地区，观察到花岗岩脉或网脉侵入蛇纹岩中(图版Ⅰ-7)。这些岩石的野外产状与 Whitehead 等(2000)[19]描述的橄榄岩为主岩的花岗质岩石类似。

1.5 蛇绿岩中的埃达克岩

在蛇绿岩中，埃达克岩可以小规模产于任何岩石单元中，岩石类型包括英云闪长岩、石英闪长岩、奥长花岗岩、斜长岩及流纹岩(或英安岩)等[20,21]，通常与榴辉岩、角闪岩和兰片岩共生。内蒙古图林凯蛇绿岩中，埃达克岩包括侵入碳酸岩化蛇纹岩的石英闪长岩(呈透镜状产出)和斜长岩(呈岩墙状产出)，呈团块或脉状产于辉长辉绿岩中的奥长花岗岩(图版Ⅰ-8)及产于斜长角闪岩中的英安岩[22](实例 3)。这些岩石与 Coleman 和 Peterman(1975)[10]所定义的大洋斜长花岗岩的野外产状类似[23]。

2 SHRIMP U-Pb 分析流程标准样和数据处理

锆石 SHRIMP U-Pb 分析在北京离子探针中心 SHRIMP Ⅱ 上完成。Compston 等及 Williams 等[24~28]在一系列论文中详细说明了 SHRIMP U-

维普资讯 http://www.cqvip.com

Th-Pb 的测年的工作原理和分析流程。刘敦一等(2003)[22]和简平等(2003)[18]也介绍了北京SHRIMPⅡ的工作条件、分析流程，并概略地介绍了SHRIMP U-Pb数据处理和评价的方法，读者可以参考。

2.1 标准样和 Pb/U 的计算

目前，北京离子探针中心采用 RSES(澳大利亚国立大学地学院)标准锆石 SL13 和澳大利亚国家地质调查局标准锆石 TEM。根据常规 U-Pb 分析，已知 SL 13 的 U-Pb 体系是和谐的[27]，它的年龄为 572 Ma，^{238}U的含量为 238×10^{-6}，Th/U 一般在 0.088左右。SL13 是一个理想的标准锆石，但是，它是一个单晶体，因而量有限[28]。在北京离子探针中心，SL13 起两个作用，一是作为含量标样，以它为参考确定 TEM 和样品的 U，Th 和 Pb 含量。再就是在分析开始时，根据一次 SL13 的测定，确定一个初步的 Pb/U 校正系数(A 值)，用于初步计算 TEM 和样品的年龄，便于监测仪器工作状态并指导测试。

锆石在离子发射过程中的元素间的分馏，遵循简单的指数定律，即 $Pb/U = A(UO/U)^2$。它是 Claoue-Long 等(1995)[29]在 Williams 二次校正方程[26]，即 $Pb^+/U^+ = A(UO^+/U^+)^2 + B(UO^+/U^+)+C$ 的简化。在正常工作状态下，在 $\ln(Pb^+/U)$-$\ln(UO^+/U^+)$图中，TEM 构成斜率接近 2 的线性分布(图 2)。

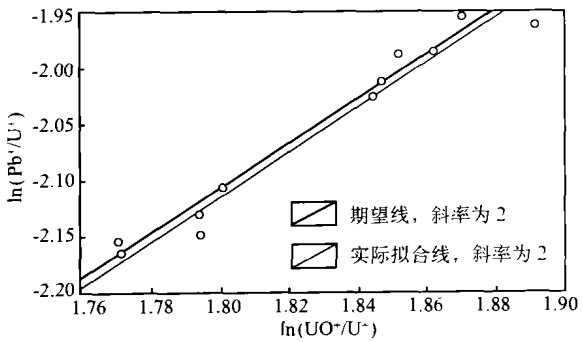


图 2 北京 SHRIMPⅡ上实测的 TEM 的 $\ln(Pb^+/U)$-$\ln(UO^+/U^+)$图

Fig. 2 $\ln(Pb^+/U)$-$\ln(UO^+/U^+)$ diagram of TEM defined on the Beijing SHRIMP Ⅱ

在锆石的 Pb/U 计算中，Pb/U 校正系数 A 是一个最重要的参数，它是根据与样品在同一条件下大量测定的 TEM 的 Pb^+/U^+ 和 UO^+/U^+ 的平均值或加权平均值确定的。对于 TEM，放射性 $N(^{206}Pb)/N(^{238}U)$给定为 0.066 83 (417 Ma)，按下列公式计算出样品的 $N(^{206}Pb)/N(^{238}U)$：

$$N(^{206}Pb)/N(^{238}U) = 0.066\ 83[N(^{206}Pb)/N(^{238}U)\text{测定值}/A(UO/U\text{测定值})^2]$$

2.2 普通铅校正

Williams(1998)[28]详细介绍了锆石 SHRIMP U-Th-Pb 分析中普通铅的来源和根据实测的 ^{204}Pb，^{208}Pb 和 ^{207}Pb 的 3 种校正普通铅的方法。

在 SHRIMP 分析中，最常用的普通铅表达方式是 f，代表普通铅的中 ^{206}Pb($^{206}Pb_C$)在全铅 ^{206}Pb($^{206}Pb_T$)中所占百分数。即：

$$f = {}^{206}Pb_C/{}^{206}Pb_T$$

(1)应用实测的 ^{204}Pb 校正：应用实测的 ^{204}Pb 校正普通铅是 SHRIMP 分析及常规 U-Pb 分析中最常用的普通铅校正方法。它不需要更多的假设条件。可以根据实测的 $^{204}Pb/^{206}Pb$($_4R_m$)和设定的 $^{204}Pb/^{206}Pb$($_4R_C$)直接计算 f。

$$f = {}_4R_m/{}_4R_C$$

这样，放射性成因 $^{206}Pb/^{238}U$($^{206}Pb^*/^{238}U$)就可以根据测定的 $^{206}Pb/^{238}U$(经过 Pb/U 校正后的 $^{206}Pb/^{238}U$ 值)($^{206}Pb/^{238}U_m$)。

$$^{206}Pb^*/^{238}U = (1-f)^{206}Pb/^{238}U_m$$

(2)应用实测的 ^{208}Pb 校正：由于锆石中 ^{204}Pb 极低，因而它的测定有很大的误差，这是应用实测的 ^{204}Pb 校正普通铅的不利之处。因为这一原因，Compston 等(1984)[24]提出了应用实测 ^{208}Pb 校正普通铅的方法。这种校正需要假设锆石的 Th/U 体系和谐。

放射性成因的 $^{208}Pb/^{206}Pb$($_8R^*$)可根据 $^{232}Th/^{238}U$ 和估计的年龄计算出：

$$_8R^* = {}^{232}Th/^{238}U(e^{\lambda_{232}t}-1)/(e^{\lambda_{238}t}-1)$$

然后，就可计算出普通铅的中 ^{206}Pb 在全铅 ^{206}Pb 中所占百分数(f)：

$$f = ({}_8R_m - {}_8R^*)/({}_8R_C - {}_8R^*)$$

这里，$_8R_m$ 和 $_8R_C$ 分别是 $^{208}Pb/^{206}Pb$ 的实测值和设定的普通铅的值。

(3)应用实测的 ^{207}Pb 校正：这种方法需要假设锆石的 Pb/U 体系和谐。^{206}Pb 在全铅 ^{206}Pb 中所占百分数(f)可以根据 $^{207}Pb/^{206}Pb$($_7R_m$)的实测值和设定的普通铅的 $^{207}Pb/^{206}Pb$($_7R_C$)计算：

$$f = ({}_7R_m - {}_7R^*)/({}_7R_C - {}_7R^*)$$

式中 $_7R^*$ 为放射性成因的 $^{207}Pb/^{206}Pb$。

由于 ^{207}Pb 用于校正普通铅，这种方法不能计算锆石的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄，它的应用有较大的局限性。

维普资讯 http://www.cqvip.com

在上述3种校正普通铅的方法中，普通铅的成分一般设定为锆石形成时的Cumming和Richard(1975)的模式铅成分。但是，若认为普通铅可能主要来源于表面或镀金的污染，也可以设定为其它更有代表性的普通铅，如澳大利亚Broken Hill长石铅等[27]。

2.3 采用年龄和加权平均值

数据处理采用Ludwig SQUID 1.0(2001)[30]及ISOPLOT(1999)[31]程序，或RSES PRAWN软件[27]。前者十分便捷，但PRAWN软件，由于对测定数据进行了F检验(方差分析)，更为合理。除此之外，两种处理方法在Pb/U校正、普通铅校正等方面没有大的差别。数据一般投于经典的一致曲线(Wetherill)图(如图3，图5和图6)，或投于Tera-Wasserburg(TW)图解中(如图4)。对于TW图解，数据为未校正普通铅的$^{207}Pb/^{206}Pb$和$^{238}U/^{206}Pb$。

在SHRIMP数据处理中，无论使用何种程序计算，都能获得应用实测^{204}Pb和^{208}Pb校正的$^{206}Pb/^{238}U$年龄和$^{207}Pb/^{206}Pb$年龄。应用实测^{207}Pb校正普通铅时，可获得$^{206}Pb/^{238}U$年龄，但没有$^{207}Pb/^{235}U$年龄和$^{207}Pb/^{206}Pb$年龄。这些不同校正方法获得的年龄，可供研究者选择使用。如前所述，最常用的是以实测的^{204}Pb和Cumming和Richard(1975)的模式铅成分为依据校正普通铅所获得的年龄。

根据经验，对于大于8亿年的样品，采用$^{207}Pb/^{206}Pb$年龄，对于小于8亿年的样品采用$^{206}Pb/^{238}U$年龄[32]。这是因为在SHRIMP U-Th-Pb分析中，选点以各种锆石的图像(阴极发光、背散射电子相、透射光和反射光)为依据，尽量避免了矿物包体、裂隙和混合晶域，对于小于8亿年的样品，通常可以给出和谐的年龄，而在U-Pb分析的3组年龄中，$^{206}Pb/^{238}U$年龄的误差最小。

蛇绿岩的锆石一般为均匀的岩浆锆石组成，通过一定量的测试，可以得到一组变化范围狭小的年龄。因而可以采用加权平均年龄代表样品的年龄。MSWD是评价一组数据是否适合加权平均的依据，MSWD为1，表明这组数据完全没有超差。在应用Ludwig软件计算时，一般将离群值删除，使MSWD降至2以下。与之类似，在使用PRAWN软件进行加权平均年龄计算时，采用降低chi square统计值(χ^2)的方法。一组数据的χ^2为1，表示平均值的误差与这组数据中单个分析的误差完全一致[33]。

2.4 蛇绿岩中极低U、Pb含量锆石SHRIMP分析的数据处理和表达

蛇绿岩中的层状辉长岩、斜长花岗岩及相关岩石中的锆石，有些U、Pb含量极低(如小于50×10^{-6})。由于^{207}Pb丰度太低，而且在显生宙的年代范围内，放射性成因的$^{207}Pb/^{206}Pb$太小(0.046 1～0.058 4)，在SHRIMP分析中，不能给出足够灵敏的$^{207}Pb/^{206}Pb$的年龄估计。但是，这类锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄仍然可以大量的测定而得到较好的估计[28]。

对于极低U、Pb锆石，^{204}Pb也是由于丰度太低的原因，将导致极大的分析误差，不适合用于校正普通铅。在数据处理时，可以采用实测^{207}Pb校正普通铅，相应地采用这种方法校正的$^{206}Pb/^{238}U$年龄。数据点用Tera-Wasserburg(TW)图解表达[18,34]。

3 研究实例

3.1 新疆扎河坝蛇绿岩中的层状辉长岩、斜长岩和块状辉长岩SHRIMP U-Pb年代学研究

扎河坝位于新疆东准噶尔扎河坝—阿尔曼泰蛇绿岩带的西端。蛇绿岩中层状辉长岩、斜长岩和块状辉长岩的野外产状详见图版Ⅰ。有关这一地区蛇绿岩的一些研究资料，读者可参考李锦轶等[35,36]和黄萱[37]。应该指出的是，这里只介绍这一蛇绿岩中的层状辉长岩、斜长岩和块状辉长岩的锆石组成、同位素体系特征及年代解释的若干要点。这是一个中间成果。

层状辉长岩、斜长岩和块状辉长岩中锆石的代表性阴极发光(CL)图像及年龄结果标于图版Ⅱ，图版Ⅲ-1和图版Ⅳ中。它们的SHRIMP分析结果，采用RSES PRAWN软件处理。层状辉长岩和块状辉长岩的分析结果列于表1，数据投于图3和图5中。对于斜长岩，由于它的U和Pb含量极低，采用了应用实测^{207}Pb校正普通铅的$^{206}Pb/^{238}U$年龄(表2)，数据用TW图解表达(图4)。

(1)层状辉长岩：锆石的阴极发光研究揭示了扎河坝层状辉长岩中锆石的特征的内部结构(图版Ⅱ)。大部分锆石发育补丁状结构(patch)(图版Ⅱ-1中的颗粒1，颗粒5，图版Ⅱ-2中的颗粒3和颗粒6)，由发光性强弱不同的晶域组成。个别锆石内部均匀，无明显的结构特征(图版Ⅱ-1中的4号颗粒)。

表 1 新疆扎河坝层状和块状辉长岩 SHRIMP U-Pb 分析结果

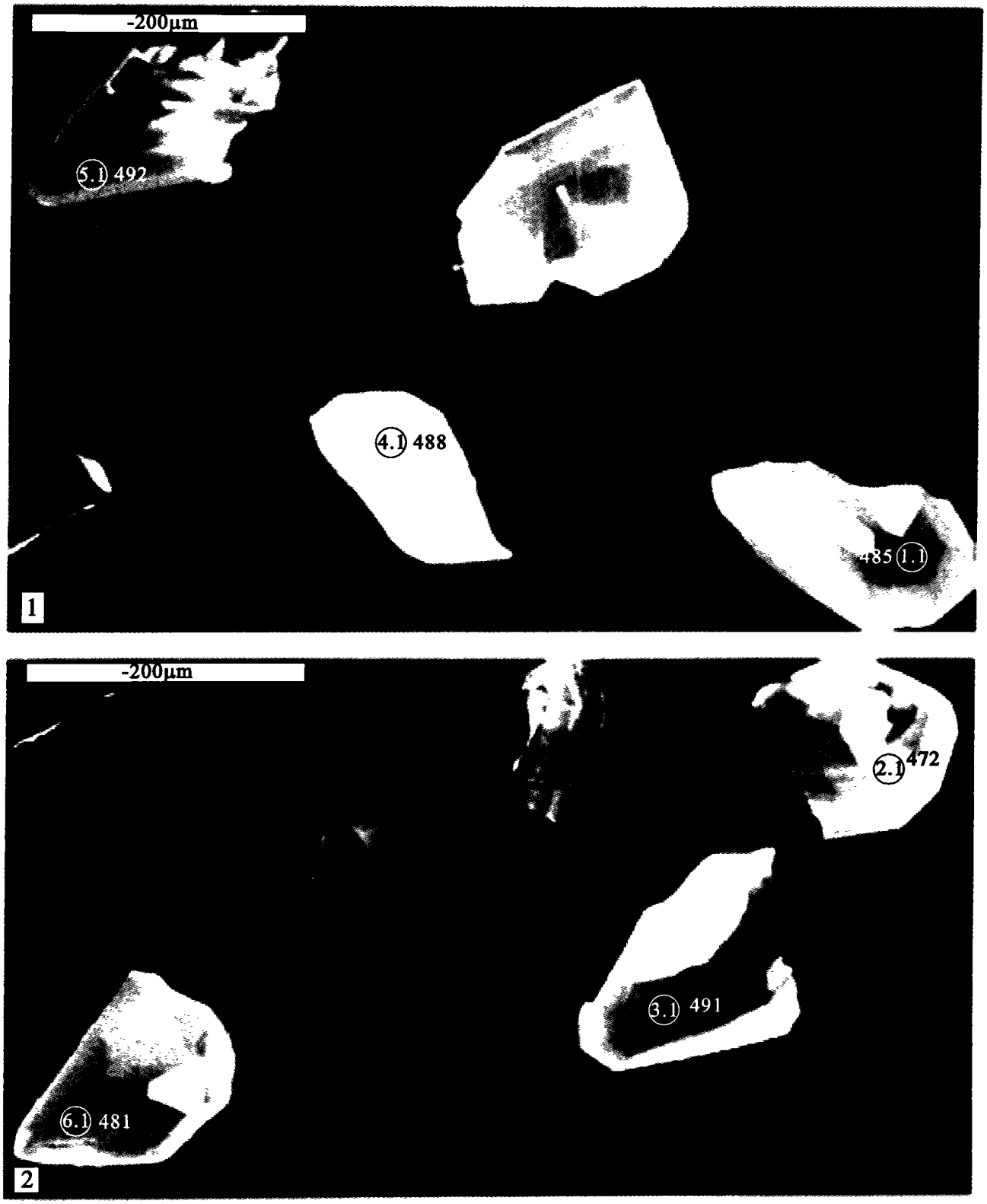
Table 1 SHRIMP U-Pb data of zircons from the layered and massive gabbros, Zhaheba, Xinjiang

点号	$w(U)/10^{-6}$	$w(Th)/10^{-6}$	$w(Th)/w(U)$	$w(Pb^*)/10^{-6}$	Common $^{206}Pb/\%$	$N(^{206}Pb)/N(^{238}U)$	误差（±）	$N(^{207}Pb)/N(^{235}U)$	误差（±）	$N(^{207}Pb)/N(^{206}Pb)$	误差（±）	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄/Ma	误差（±）	$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄/Ma	误差（±）	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄/Ma	误差（±）
XJZ05 扎河坝层状辉长岩																	
1.1	162	141	0.87	14	—	0.078 1	0.001 9	0.576	0.034	0.053 5	0.002 7	485	11	462	22	351	119
2.1	75	42	0.56	6	0.01	0.076 7	0.002 2	0.566	0.049	0.053 5	0.004 2	477	13	456	33	350	190
3.1	190	157	0.83	17	—	0.079 1	0.002 0	0.612	0.026	0.056 1	0.001 7	491	12	485	17	459	70
4.1	54	40	0.74	5	0.02	0.078 7	0.002 8	0.529	0.09	0.048 7	0.008 1	488	17	431	63	138	349
5.1	130	72	0.55	11	—	0.079 2	0.002 0	0.615	0.034	0.056 3	0.002 6	492	12	487	22	466	109
6.1	151	109	0.72	13	—	0.077 4	0.001 9	0.619	0.025	0.057 9	0.001 6	481	12	489	16	529	64
7.1	60	33	0.55	5	0.01	0.077 3	0.002 4	0.527	0.051	0.049 4	0.004 3	481	15	430	35	170	195
8.1	42	20	0.48	4	0.02	0.082 0	0.002 9	0.583	0.089	0.051 5	0.007 4	508	18	467	59	266	302
9.1	51	25	0.49	4	0.01	0.073 6	0.002 3	0.600	0.097	0.059 1	0.009 1	458	14	477	63	571	377
10.1	57	36	0.62	5	0.01	0.075 1	0.002 4	0.557	0.074	0.053 7	0.006 7	467	15	450	50	362	310
11.1	103	50	0.48	8	0.01	0.077 0	0.002 1	0.615	0.042	0.057 9	0.003 1	178	13	487	27	527	135
12.1	99	77	0.77	9	0.01	0.080 1	0.002 2	0.594	0.048	0.053 8	0.003 9	497	13	474	31	363	173
13.1	286	196	0.68	25		0.081 0	0.001 8	0.611	0.020	0.057 7	0.001 1	502	11	505	13	518	11
14.1	172	100	0.58	14	0.01	0.078 9	0.001 9	0.580	0.031	0.053 2	0.002 1	190	11	161	21	340	108
15.1	263	403	1.53	28		0.079 3	0.001 9	0.633	0.022	0.057 8	0.001 3	492	12	198	11	521	51
$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄：(489±4) Ma，$n=13$，chi square=0.16；分析 9.1 和 10.1 未参加计算																	
XJZ03 扎河坝块状辉长岩																	
1.1	298	76	0.26	19	-	0.066 4	0.002 2	0.501	0.023	0.054 7	0.001 6	115	13	113	16	102	67
2.1	153	91	0.59	9		0.056 1	0.002 0	0.151	0.031	0.058 1	0.003 1	354	13	379	22	531	121
3.1	146	110	0.96	11	0.01	0.082 5	0.002 3	0.588	0.031	0.051 6	0.002 1	511	11	170	22	271	113
4.1	93	57	0.61	6	0.01	0.063 8	0.001 7	0.108	0.012	0.016 3	0.001 1	399	11	347	31	18	215
5.1	264	53	0.20	19		0.075 3	0.002 2	0.571	0.031	0.055 2	0.002 3	468	13	161	21	122	97
6.1	318	608	1.91	27	0.01	0.060 8	0.002 0	0.129	0.025	0.051 1	0.002 2	381	13	363	18	217	103
7.1	98	42	0.43	6	0.02	0.063 3	0.001 6	0.332	0.019	0.038 0	0.005 4	396	10	291	38	0	0
8.1	110	57	0.52	7	0.01	0.065 2	0.001 7	0.161	0.035	0.051 3	0.003 1	407	11	385	25	256	161
9.1	270	96	0.35	18		0.066 2	0.002 1	0.491	0.023	0.051 1	0.001 2	113	15	108	16	376	53
10.1	159	151	0.95	14	0.02	0.079 8	0.003 3	0.495	0.056	0.044 9	0.004 5	495	20	109	39	0	0
11.1	792	505	0.64	50	-	0.058 8	0.001 6	0.431	0.016	0.053 2	0.001 2	369	10	364	12	338	51
12.1	1 118	333	0.29	37	—	0.033 7	0.000 7	0.227	0.007	0.048 9	0.000 9	214	5	208	6	145	17
13.1	301	139	0.46	20	—	0.064 7	0.001 5	0.519	0.022	0.058 2	0.001 9	404	9	425	15	538	71
14.1	102	77	0.75	9	0.01	0.079 4	0.002 1	0.621	0.053	0.056 7	0.004 4	493	13	491	34	482	18
15.1	379	317	0.84	29	—	0.067 1	0.001 6	0.499	0.020	0.053 9	0.001 6	419	10	411	13	369	68
16.1	139	74	0.53	9	0.01	0.065 1	0.002 2	0.477	0.037	0.053 1	0.003 5	407	14	396	26	337	15
17.1	219	73	0.33	12	0.01	0.054 8	0.003 4	0.380	0.038	0.050 2	0.003 5	345	21	327	29	207	171
18.1	205	92	0.45	13	0.01	0.063 9	0.001 5	0.425	0.032	0.048 3	0.003 3	399	9	360	23	114	156
19.1	441	190	0.43	24	—	0.052 2	0.001 2	0.388	0.019	0.053 9	0.002 2	328	8	334	14	370	96
20.1	176	175	0.99	16	0.01	0.075 5	0.001 9	0.550	0.031	0.052 8	0.002 5	470	11	446	21	323	112
主锆石群的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄：(406±4) Ma，$n=9$，chi square=0.561 1。主锆石群的样号字体加粗表示																	

注：(1)Common ^{206}Pb 指普通铅中的 ^{206}Pb 占全铅 ^{206}Pb 的百分数；(2)应用实测 ^{204}Pb 和 Cumming 与 Richard (1975) 的模式铅成分校正普通铅；(3)表中所有误差为 1σ；(4)加权平均年龄具 95% 的置信度。

维普资讯 http://www.cqvip.com

维普资讯 http://www.cqvip.com



图版Ⅱ 扎河坝层状辉长岩锆石发光图像

Plate Ⅱ CL images of zircons from the Zhaheba layered gabbro, Xinjiang

圈及数字表示分析点中心和年龄

维普资讯 http://www.cqvip.com

锆石具中等至低 U 含量，为(42～263)×10^{-6}。一般而言，阴极发光强的晶域(亮)，U 含量一般较低，如分析 4.1，阴极发光弱的晶域 U 含量较高，如分析 3.1。锆石的 Th/U，除分析 15.1 外，集中在 0.48～0.87 的狭小范围内，说明锆石是从成分相对均匀的岩浆中晶出的。

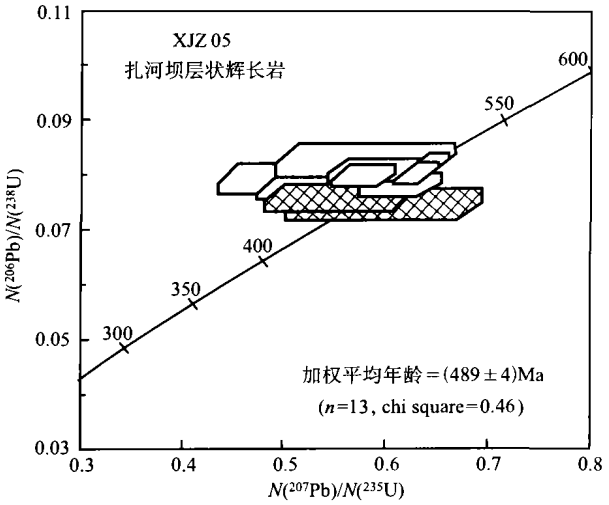


图 3 扎河坝层状辉长岩 SHRIMP U-Pb 一致曲线图

Fig. 3 U-Pb concordia diagram of zircons from the Zhaheba layered gabbro, Xinjiang

在扎河坝层状辉长岩中，锆石的内部结构与年龄之间没有明显的关系。在 15 个 SHRIMP U-Pb 分析中，除分析 8.1 和 9.1 给出了偏低的年龄，分别为 458 Ma 和 467 Ma 以外，其余集中在 477～508 Ma 的小的变化范围内。在一致曲线图中，数据点近一致，并成群分布于一致曲线附近(图 3)，给出加权平均年龄(489±4) Ma(n=13, chi square=0.46)，解释为扎河坝层状辉长岩的形成年龄。

(2)斜长岩：扎河坝斜长岩中的锆石组成均匀。阴极发光研究表明，锆石发育特征的韵律环带结构(图版Ⅲ-1)，说明它的成因与岩浆结晶有关。

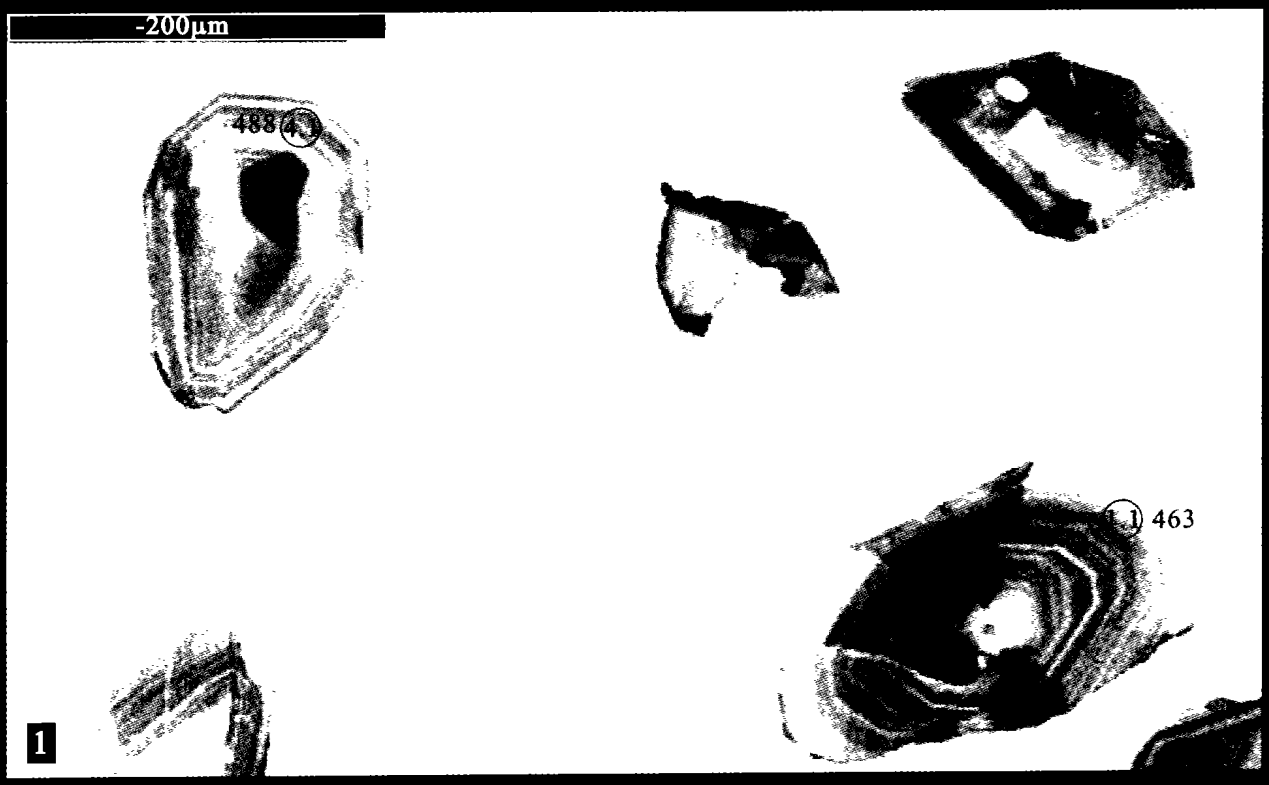
斜长岩中的锆石以低 U 含量为特征，为(14～83)×10^{-6}，其中绝大部分集中在(14～45)×10^{-6}的范围内。表 2 列出了斜长岩的 20 个 SHRIMP U-Pb 分析数据。在数据处理中，应用实测^{207}Pb 和 Cumming 和 Richard (1975)的模式铅成分校正普通铅，采用^{206}Pb/^{238}U 年龄，并将数据投于 TW 图中(图 4)。

表 2 新疆扎河坝斜长岩 SHRIMP U-Pb 分析结果

Table 2 SHRIMP U-Pb data of zircons from the anorthosite, Zhaheba, Xinjiang

点号	w(U)/10^{-6}	w(Th)/10^{-6}	w(Th)/w(U)	w(Pb*)/10^{-6}	Common ^{206}Pb/%	N(^{207}Pb)/N(^{206}Pb) 实测值	误差(±)	N(^{238}U)/N(^{206}Pb) 实测值	误差(±)	^{206}Pb/^{238}U 年龄/Ma	误差(±)
XJZ06 扎河坝斜长岩											
1.1	27	11	0.40	2	—	0.051 2	0.004 5	13.439	0.685	463	23
2.1	24	10	0.40	2	0.02	0.071 3	0.004 8	13.071	0.589	475	21
3.1	73	55	0.76	6	—	0.056 1	0.002 8	13.027	0.517	477	18
4.1	42	20	0.48	3	0.01	0.066 9	0.004 0	12.715	0.568	488	21
5.1	68	43	0.64	6	0.01	0.066 9	0.002 9	12.560	0.592	494	22
6.1	28	10	0.38	2	0.01	0.064 5	0.004 6	13.125	0.583	473	20
7.1	40	18	0.46	3	—	0.055 7	0.004 1	13.031	0.587	477	21
8.1	38	24	0.64	3	0.01	0.064 2	0.003 6	13.049	0.704	476	25
9.1	27	13	0.47	2	—	0.060 0	0.003 9	12.689	0.656	489	24
10.1	73	45	0.61	6	0.01	0.060 9	0.002 3	12.761	0.431	486	16
11.1	28	16	0.57	2	0.01	0.066 2	0.004 3	13.296	0.922	467	31
12.1	45	28	0.61	4	0.01	0.060 8	0.003 5	12.502	0.511	496	20
13.1	28	10	0.36	2	0.01	0.067 0	0.003 9	12.641	0.579	491	22
14.1	14	5	0.36	1	0.01	0.062 3	0.008 7	12.438	0.923	499	36
15.1	83	39	0.47	7	—	0.057 2	0.002 3	13.219	0.508	470	17
16.1	22	12	0.56	2	0.01	0.061 1	0.004 5	12.455	0.580	498	22
17.1	83	37	0.44	7	0.01	0.061 1	0.002 5	12.923	0.466	480	17
18.1	32	15	0.48	3	—	0.058 5	0.003 4	12.994	0.595	478	21
19.1	30	14	0.46	2	0.01	0.064 3	0.003 9	12.765	0.647	486	24
20.1	40	19	0.47	3	—	0.059 5	0.003 4	13.211	0.527	470	18
						加权平均年龄：(481±5) Ma，n=20，chi square=0.224 04。					

注：(1)Common^{206}Pb 指普通铅中的^{206}Pb 占全铅^{206}Pb 的百分数；(2)应用实测^{207}Pb 和 Cumming 与 Richard (1975)的模式铅成分校正普通铅；(3)表中所有误差为 1σ；(4)加权平均年龄具 95%的置信度。





图版Ⅲ 新疆扎河坝斜长岩和滇西吉义独产于变质橄榄岩中的花岗质岩中的锆石的阴极发光图像

Plate Ⅲ CL images of zircons from the Zhaheba anorthosite, Xinjiang, and the Jiyidu peridotite-hosted granite vein, western Yunnan

圈及数字表示分析点中心和年龄；1—扎河坝斜长岩；2—吉义独产于变质橄榄岩中的花岗岩脉

维普资讯 http://www.cqvip.com

20 个 SHRIMP 分析给出年龄为(463～499) Ma，这是一个很小的变化范围。它们的加权平均年龄为(481±5) Ma(chi square=0.224 0)，解释为斜长岩的形成年龄。

(3)块状辉长岩：阴极发光研究揭示了扎河坝块状辉长岩中锆石的复杂的内部结构。具有代表性内部结构可以概括为：①平行条带结构(如图版Ⅳ-1

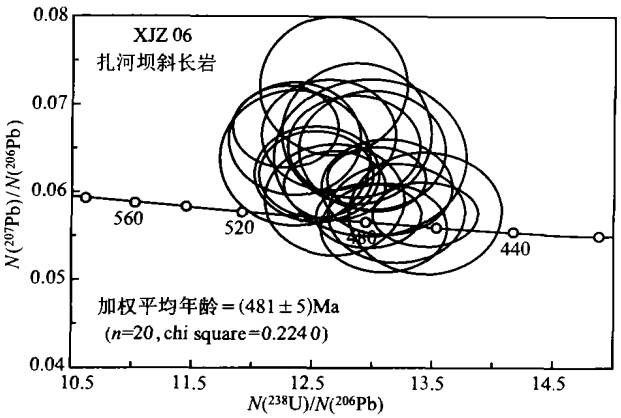


图 4 扎河坝斜长岩 TW 图解
(未校正的$^{207}Pb/^{206}Pb$-$^{238}U/^{206}Pb$)
Fig. 4 $^{207}Pb/^{206}Pb$(uncorrected) versus $^{238}U/^{206}Pb$ (uncorrected) Tera-Wasserburg plot of zircons from the Zhaheba anorthosite, Xinjiang

中的颗粒 14)，它由阴极发光强弱不同的晶域相间组成；②补丁状和模糊韵律环带结构(如图版Ⅳ-2 中的颗粒 20)；③清晰的韵律环带结构(如图版Ⅳ-1 中的颗粒 12，颗粒 13；图版Ⅳ-2 中的颗粒 19)。第一和第二类结构是辉长岩中锆石的最常见的结构，第三类结构则是岩浆锆石最特征的结构。此外，在许多锆石中，常见有强阴极发光(亮)的晶域，穿插至锆石的内部(如图版Ⅳ-1 中的颗粒 12)。扎河坝块状辉长岩中锆石的复杂的组成和内部结构，暗示了这一岩石的复杂演化过程。

表 1 中列出了扎河坝块状辉长岩的 20 个 SHRIMP U-Pb 分析结果。在这一岩石中出现了至少两组有代表性的 U-Pb 年龄值。其中，较老的一组有 5 个数据，年龄为 468～511 Ma(分析 3.1，5.1，10.1，14.1 和 20.1，表 1)。这些分析在一致曲线图中，除个别略具反向不一致性外，大部分近一致分布于一致曲线之上(图 5)。这组锆石年龄与扎河坝层状辉长岩及斜长岩类似。

较年轻的一组 9 个数据，年龄变化范围为 396～419 Ma，加权平均年龄为(406±4) Ma(n=9，chi square=0.561 1)。这组锆石一般发育清晰的韵律环带结构(如图版Ⅳ-2 中的颗粒 13)。由于，块状辉长岩是斜长花岗岩的直接围岩，这组年龄很可能反映了一次辉长岩的部分熔融事件。

岩石中还存在较多的介于 328～381 Ma 的年龄值(表 1)，但这些锆石大部分结构复杂，特别是有阴极发光强的晶域穿插，其地质意义还不明确。

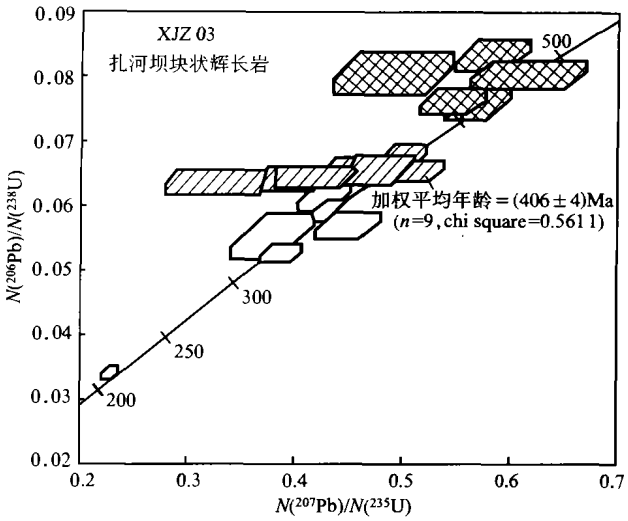


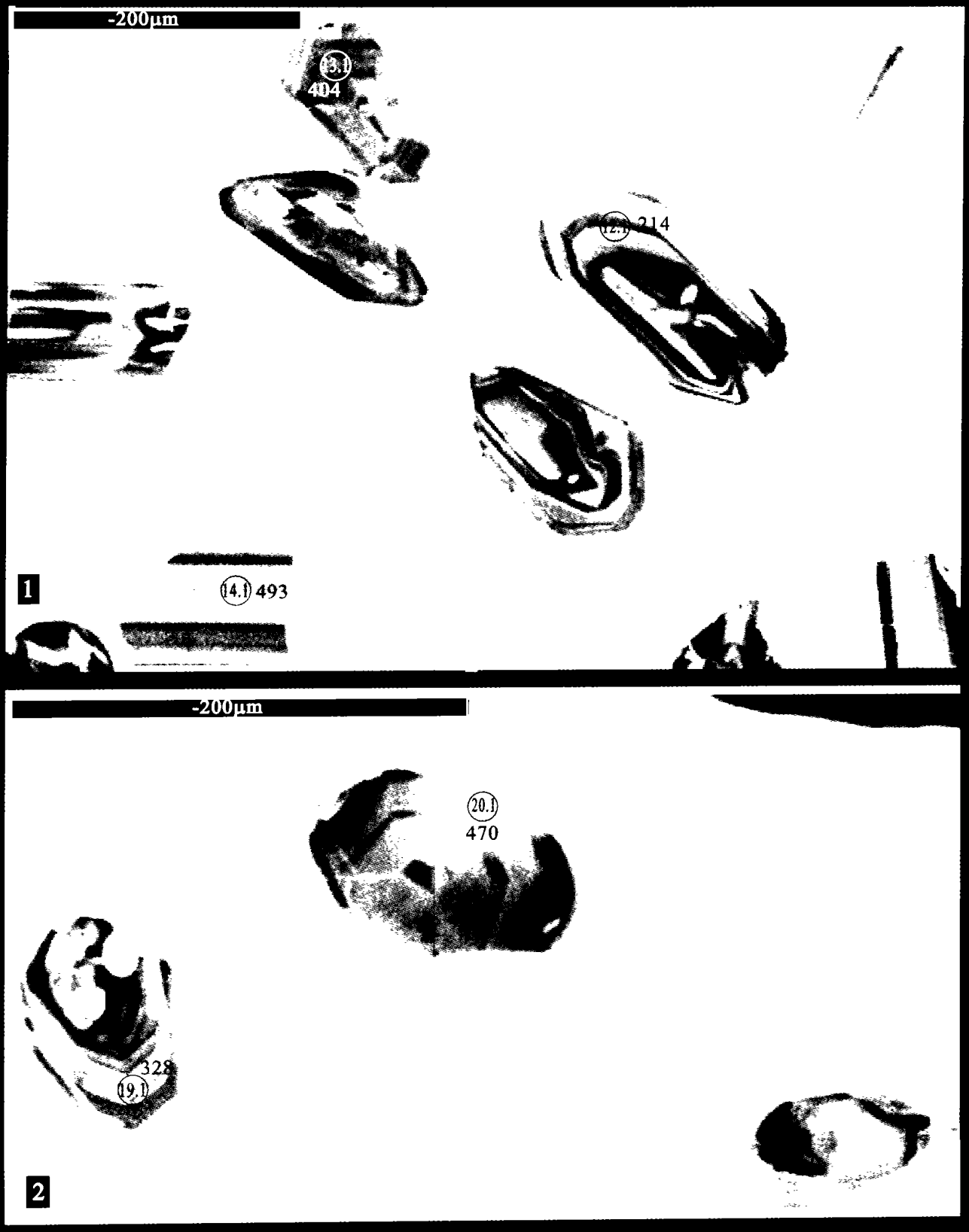
图 5 扎河坝块状辉长岩 SHRIMP U-Pb 一致曲线图
Fig. 5 U-Pb Concordia diagram of zircons from the Zhaheba massive gabbro, Xinjiang

一个分析(分析 12.1，表 1，图版Ⅳ-1 中的颗粒 12)给出了 214 Ma 的年龄，这一锆石也发育韵律环带结构，它可能是后期地质作用的产物。

(4)扎河坝蛇绿岩 SHRIMP 年代学研究的阶段性认识：在扎河坝蛇绿岩中，层状辉长岩形成于(489±4) Ma，斜长岩形成于(481±5) Ma。斜长岩形成略晚，与它呈脉状穿插层状辉长岩的野外地质关系(图版Ⅰ-2)一致。在扎河坝块状辉长岩中，较老的一组年龄与层状辉长岩的形成年龄相似，可能表明这种岩石最初与层状辉长岩同时形成。但是，这一岩石的复杂锆石组成揭示了它的多阶段演化历史，这次研究表明，它可能经历了约(406±4) Ma 的部分熔融事件。由于层状辉长岩来源于洋脊下的岩浆房，且这次研究在斜长岩和块状辉长岩中获得了与层状辉长岩类似的年龄值，因此，可以得出扎河坝蛇绿岩形成于(489±4) Ma 的结论。

3.2 金沙江蛇绿岩带中层状辉长岩、斜长岩、斜长花岗岩及侵位于变质橄榄岩中的花岗质岩石的 SHRIMP 年代学研究

简平等(2003)[18]发表了金沙江蛇绿岩带中，层状辉长岩和斜长岩，呈脉状产于辉长岩和变质橄榄



图版Ⅳ 新疆扎河坝块状辉长岩锆石阴极发光图像

Plate Ⅳ CL images of zircons from the Zhaheba massive gabbro, Xinjiang

圈及数字表示分析点中心和年龄

维普资讯 http://www.cqvip.com

岩中的斜长花岗岩，以及呈岩株状侵入蛇绿岩的花岗闪长岩的 SHRIMP U-Pb 年代学研究成果。其主要内容可以概括为：(1)滇西之用层状角闪辉长岩的年龄为(328±8) Ma，书松斜长岩为(329±7) Ma，白马雪山辉长岩为 282～285 Ma，它们可能反映了海底扩张不同阶段的时代。研究还表明，在这些辉长岩和斜长岩中，部分锆石记录了 375～352 Ma 的略老的年龄，暗示蛇绿岩浆活动可能始于晚泥盆世。(2)在金沙江蛇绿岩中，滇西娘九丁斜长花岗岩(产于块状辉长岩内)和川西雪堆斜长花岗岩(产于变质橄榄岩内)，具有高硅低钾的成分特征。但是，这些岩石的 REE 总量高，LREE 富集；Sr 初始值高，达 0.705 8～0.707 0；在其锆石组成中，存在继承锆石。这些证据表明斜长花岗岩中存在陆壳物质的混染，可能与洋壳俯冲消减有关。娘九丁斜长花岗岩的年龄为(285±6) Ma，雪堆斜长花岗岩为(300±5) Ma，记录了古特提斯洋壳俯冲消减事件。(3)滇西吉义独花岗闪长岩，呈岩株状侵入蛇绿岩，年龄为(263±6) Ma，限定了蛇绿混杂岩的年代上限。

这一研究表明在金沙江蛇绿岩中，层状辉长岩和斜长岩记录了蛇绿岩(或古特提斯洋壳)的形成时代。但是，斜长花岗岩，无论是产于辉长岩中还是产于变质橄榄岩中，它的锆石组成都较复杂，含来自陆壳的锆石。它们的 REE 和 Sr 同位素地球化学特征揭示了在斜长花岗岩岩浆的形成过程中有陆壳物质加入的信息。因此，金沙江蛇绿岩中的的斜长花岗岩与俯冲消减而不是与海底扩张有关。

以下介绍吉义独变质橄榄岩中花岗岩脉的 SHRIMP U-Pb 分析结果。在吉义独变质橄榄岩岩石中的大部分锆石(图版Ⅳ-2)发育韵律环带结构，但较模糊(如颗粒 6，7 和 8)，说明其岩浆成因。但部分锆石的内部呈云雾状(cloudy)(如颗粒 5 和 9)，反映了锆石组成有一定的不均匀性。

表 3 列出了吉义独变质橄榄岩中的花岗岩脉的 10 个锆石的 SHRIMP U-Pb 分析结果。在这些分析中，6 个颗粒的年龄为 254～268 Ma。在一致曲线图中，近一致并投于一致曲线附近(图 6，充填的椭圆)，加权平均年龄为(266±5) Ma(n=6，MSWD=1.8)，反映了花岗岩脉的形成时代，与同一地区呈岩株状侵入蛇绿岩的花岗闪长岩的年龄((263±6) Ma)一致。

一个颗粒给出了 284 Ma 的年龄(分析 3.1，图 6)，金沙江蛇绿岩带中晚期的辉长岩(白马雪山辉长岩)和斜长花岗岩(如娘九丁斜长花岗岩)相似。两个颗粒给出了较年轻的年龄，分别为 234 和 211 Ma(分析 9.1 和 10.1，表 3)，与区域上印支期花岗岩一致。

3.3 内蒙古图林凯蛇绿岩中的埃达克浅色岩的 SHRIMP U-Pb 年代学研究

内蒙古图林凯埃达克浅色岩是温都尔庙—图林凯早古生代消减带的一项岩浆岩标志，这是一项新的发现。这些浅色岩包括石英闪长岩、奥长花岗岩、斜长岩和英安岩。精确的 SHRIMP U-Pb 测年表明：(1)石英闪长岩侵位于约(467±13) Ma，说明温都尔庙古洋壳的消减可能始于约(467±13) Ma 或更早。随后，这一岩石经历了约(451±18) Ma 的高

表 3 滇西吉义独变质橄榄岩中的花岗岩脉的 SHRIMP U-Pb 分析结果

Table 3 SHRIMP U-Pb data of zircons from the peridotite-hosted granite vein, Jiyidu, western Yunnan Province

点号	$w(^{206}Pb_C)$ /%	$w(U)$ /10^{-6}	$w(Th)$ /10^{-6}	$w(Th)$ /$w(U)$	$w(^{206}Pb^*)$ /10^{-6}	年龄 /Ma	$N(^{207}Pb^*)$ /$N(^{206}Pb^*)$	误差(±) /%	$N(^{207}Pb^*)$ /$N(^{235}U)$	误差(±) /%	$N(^{206}Pb^*)$ /$N(^{238}U)$	误差(±) /%
1.1	0.52	1 527	1 534	1.04	52.9	254±6	0.048 4	1.8	0.268	3.1	0.040 1	2.6
2.1	5.36	949	556	0.61	43.0	249±8	0.061 0	25	0.330	26	0.039 3	3.1
3.1	3.67	340	110	0.33	13.6	284±7	0.035 5	12	0.221	12	0.045 0	2.6
4.1	1.34	446	161	0.37	16.5	268±7	0.044 0	5.6	0.257	6.2	0.042 4	2.6
5.1	0.74	426	87	0.21	15.6	266±7	0.047 6	6.9	0.277	7.4	0.042 2	2.6
6.1	2.66	1 072	293	0.28	39.7	265±7	0.045 7	6.1	0.264	6.6	0.041 9	2.6
7.1	4.40	1 774	1 697	0.99	67.6	268±7	0.046 3	9.2	0.271	9.6	0.042 4	2.6
8.1	0.78	936	538	0.59	33.2	259±7	0.050 6	2.8	0.286	3.8	0.041 0	2.6
9.1	5.17	236	71	0.31	7.90	234±7	0.039 4	21	0.200	21	0.036 9	2.9
10.1	1.92	1 515	495	0.34	44.1	211±5	0.049 9	4.2	0.228	4.9	0.033 2	2.6

加权平均年龄：(266±5) Ma，n=6，MSWD=1.8；主锆石群的样号字体加粗表示

注：(1)误差为 1σ，Pb_c 和 Pb^* 分别表示普通和放射性成因铅；(2)标准校正值的误差为 1.03%；(3)根据实测的 ^{204}Pb 和 Cumming 与 Richard (1975)的模式铅成分校正普通铅；(4)加权平均年龄具 95%的置信度。

维普资讯 http://www.cqvip.com

级变质-部分熔融事件及约(414±17) Ma 的后期变质事件。(2)英安岩喷发于约(459±8) Ma，奥长花岗岩形成略晚，约(451±7) Ma，最后形成了斜长岩的岩墙，其年龄为约(429±7) Ma。进而，可以得出温都尔庙-图林凯古洋壳在早古生代时期，经历了至少长达 38 Ma 的消减事件的结论。

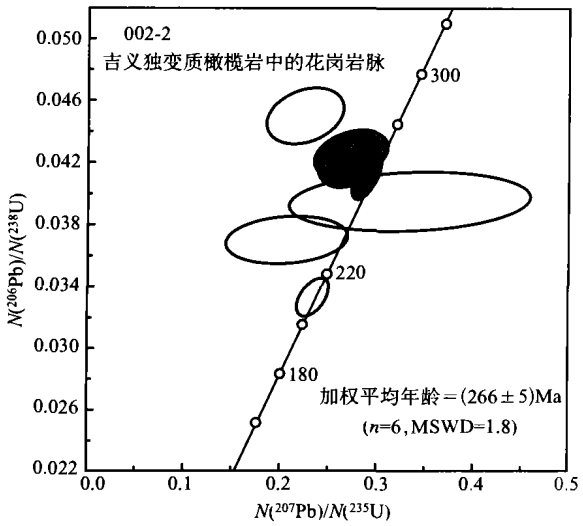


图 6 吉义独变质橄榄岩中的花岗质岩的 SHRIMP U-Pb 一致曲线图

Fig. 6 U-Pb Concordia diagram of zircons from the Jiyidu peridotite-hosted granite vein, western Yunnan Province

有关这一研究的细节，读者请参考刘敦一，简平和张旗等的文章(2003)[22]。

4 讨论

国际上关于蛇绿岩的 SHRIMP U-Pb 年代学研究文献极少。在能查阅到的文献中，研究最多的是"大洋斜长花岗岩"[33,38,39]。在应用常规 U-Pb 方法研究蛇绿岩年代学的文献中，也主要是测定斜长花岗岩[40~42]，造成这一现象的主要原因是，只有在斜长花岗岩中可以得到足够数量的常规 U-Pb 方法测定的锆石，这并不意味着斜长花岗岩是最理想的研究对象。这是因为，首先，"斜长花岗岩"有多种多样的成因。其次，在蛇绿岩中，斜长花岗岩与产于变质橄榄岩中的花岗质岩石和埃达克岩不易区分。

蛇绿岩中层状辉长岩、块状辉长岩和斜长岩的在研究蛇绿岩时代方面的适用性还缺乏专门的研究。这里主要根据笔者等的最新研究成果，讨论蛇绿岩形成及其演化研究中的以下岩石的年代学意义。

(1)层状辉长岩和斜长岩：新疆扎河坝和滇川西部金沙江的研究实例表明，层状辉长岩单元有复杂的组成，并非一次岩浆事件形成的，应当有一个时限，其中，大套的具堆积结构的层状辉长岩可能是较早形成的，而以脉状顺层(如扎河坝，图版 I-2)或以透镜状(图版 I-4)产于层状辉长岩中的斜长岩形成略晚(如扎河坝)或与层状辉长岩(如滇西书松)基本同时[18]。这与层状辉长岩和斜长岩通常位于蛇绿岩镁铁质单元底部的"层序"关系是一致的，说明层状辉长岩及斜长岩形成年龄可以代表海底扩张持续或洋壳形成的时代。

(2)块状辉长岩：扎河坝块状辉长岩是斜长花岗岩的直接围岩，其锆石组成极为复杂，且存在多组年龄值，说明它经历了复杂的演化。单从这一实例看，块状辉长岩不应该是解决蛇绿岩形成时代的首选测定对象。实际上，在笔者已做的工作中，如新疆卡拉麦里和柯克森套蛇绿岩中的块状辉长岩都有与扎河坝类似的复杂锆石组成(另文)。

(3)斜长花岗岩：虽然自 1975 年 Coleman 和 Peterman(1975)[10]提出大洋斜长花岗岩的概念以来，基于斜长花岗岩可能是亚碱性玄武岩浆在海底扩张中心的低压分异的产物的假说，应用斜长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄确定蛇绿岩的时代的方法，促进了蛇绿岩年代学研究。但是，SHRIMP U-Pb 研究表明，斜长花岗岩中往往含来源于陆壳的继承锆石，如澳大利亚新英格兰蛇绿岩中的斜长花岗岩[33,38]和澳大利亚东部 Lachlan 褶皱带蛇绿岩中的斜长花岗岩[39]。斜长花岗岩中陆源继承锆石的存在，说明在它的岩浆形成过程中，必须是有大陆物质的参加的构造环境。因此，斜长花岗岩的年代意义有多解性。

滇西娘九丁斜长花岗岩的形成年龄晚于层状辉长岩和斜长岩约 45 Ma[18]。尽管这一岩石在 Coleman 和 Peterman(1975)[10]定义的斜长花岗岩的范畴，但根据其 REE，Sr 同位素组成，含继承锆石及明显晚于层状辉长岩和斜长岩的年代关系，推断它们的成因与俯冲消减而不是与海底扩张有关。

又如 Ligurian 阿尔卑斯侵入辉长岩中的斜长花岗岩，由于含继承锆石，Borsi 等(1996)[43]将其归因于 Piedmont-Ligurian 洋盆海底扩张之前的大陆裂解的产物。

(4)橄榄岩为主岩的花岗质岩石：金沙江地区，吉义独变质橄榄岩中的花岗岩脉的年龄(263±6)

维普资讯 http://www.cqvip.com

Ma，与呈岩株侵入蛇绿岩的花岗闪长岩的年龄一致。这一年龄远晚于层状辉长岩、斜长岩和斜长花岗岩，但早于区域上大量存在的印支期花岗岩，因而可能记录了蛇绿岩侵位于大陆之上的时代。

(5)埃达克岩：蛇绿岩中的埃达克岩的年龄反映消减洋壳在深部的部分熔融事件。

5 结论性评述

(1)研究表明，蛇绿岩具有比我们过去所了解的更加复杂的形成过程。本次研究发现，扎河坝层状辉长岩和斜长岩的 SHRIMP 年龄有一个范围(489～481 Ma)，斜长岩(产于层状辉长岩中)的时代与层状辉长岩相近或略晚，说明岩浆房中岩浆的结晶分离作用有一个过程。我们设想，这个过程还可以由层状辉长岩杂岩的年龄范围来限定，如果可以采集到堆积岩顶部和底部的样品，则可以更加精确地限定蛇绿岩岩浆形成的时限。在蛇绿岩中，层状辉长岩位于洋壳的下部，形成于洋盆的扩张脊，其年龄代表洋壳的形成时代。

扎河坝块状辉长岩中存在多组年龄值说明，蛇绿岩的形成有更加复杂的历史。其中较老的一组年龄值(468～511 Ma)与层状辉长岩和斜长岩相似，记录了蛇绿岩或洋壳的形成时代；大部分年龄值(396～419 Ma，加权平均年龄为(406±4) Ma)可能反映了一次部分熔融事件；而第三组更加年轻的年龄(328～381 Ma)可能暗示还受到了一次更晚的地质作用的影响。

(2)斜长花岗岩成因的多样性。早先认为，蛇绿岩中的斜长花岗岩是蛇绿岩组成的一部分，属于蛇绿岩的成员。新的研究表明，蛇绿岩中的斜长花岗岩可能具有更加复杂的成因，有些为蛇绿岩的成员，是辉长质岩浆再次部分熔融的产物；有些可能是海底扩张过程中叠加的其他地质事件(如板块消减作用)的记录，例如，具有埃达克岩地球化学特征的斜长花岗岩；还有一些可能是蛇绿岩侵位之后的产物。上述不同成因的斜长花岗岩类，其年代学解释依赖于锆石的组成和全岩地球化学证据。

(3)自从 1972 年彭罗斯会议给出蛇绿岩的定义以来，经过 30 多年的研究，人们对蛇绿岩已经有了较深入的认识，取得了许多研究成果。目前蛇绿岩研究应当向什么方向发展？蛇绿岩新的突破点在哪里？本文的研究可能给我们一个有益的启示，即：我们可否利用新的 SHRIMP 精确定年技术，结合锆石矿物学和全岩地球化学研究，从一个全新的角度来探讨蛇绿岩岩浆形成和演化(包括侵位)的过程，了解洋壳形成和侵位的过程，将蛇绿岩研究推向新的高度。

References[参考文献]:

[1] ROBERTSON A H F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region[J]. *Lithos*, 2002, 65:1-67.

[2] NICOLAS A. *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*[M]. Dororecht/Boston/London: Kluwer Academic Publisher, 1989. 1-369.

[3] PALLISTER J S, HOPSON C A. Samail ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a modal of spreading ridge magma chamber[J]. *J Geophys Res*, 1981, 86:2593-2644.

[4] SMEWING J D. Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived beneath spreading axes: Evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of north Oman[J]. *J Geophys Res*, 1981, 86:2645-2660.

[5] BROWNING P. *Cryptic Variation Within the Cumulate Sequence of the Oman Ophiolite: Magma Chamber Depth and Petrological Implications*[M]. London: Geol Soc London Sp Pub, 1984. 13-82.

[6] BOUDIER F, NICOLAS A, ILDEFONSE. Magma chamber in the Oman ophiolite: Fed from the top to the bottom[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 144:239-250.

[7] KELEMAN P B, KOGA K, SHIMIZU N. Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: Implications for the origin of the oceanic lower crust[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 146:475-488.

[8] HOECK V, KOLLER F, MEISEL T, et al. The Jurassic south Albanian ophiolites: MOR-vs. SSZ-type ophiolites[J]. *Lithos*, 2002, 65:143-164.

[9] ASHWAL L D. Anorthosite[A]. *Minerals and Rocks*, 21[M]. Berlin: Springer, 1993. 302.

[10] COLEMAN R G, PETERMAN Z E. Oceanic plagiogranite[J]. *J Geophs Res*, 1975, 80:1099-1108.

[11] FLOYD P A, YALINIZ M K, GOUCUOGLU. Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey[J]. *Lithos*, 1998, 42:225-240.

[12] ALABASTER T, PEARCE J A, MALPAS J. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1982, 81:168-183.

[13] PEARCE J A, HARRIS B W, TINDLE A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *J Petrol*, 1984, 25:956-983.

[14] JNNER G A, DUNNING G R, MALAPS J, et al. Bay of

维普资讯 http://www.cqvip.com

island and Little Port complexes, revisited: Age, geochemical and isotopic evidence confirm supra-subduction zone origin [J]. *Can J Geol Soc London*, 1991, 28: 1635-1652.

[15] JAFRI S H, CHARAN S N, GOVIL P K. Plagiogranite from the Andaman ophiolite belt, Bay of Bengal, India[J]. *J Geol Soc London*, 1995, 152: 681-687.

[16] FLAGLER P A, SPAY J G. Generation of plagiogranite by amphibolite antatexis in oceanic shear zones[J]. *Geology*, 1991, 19: 70-73.

[17] GERLACH D C, WILLIAMS P L, LALLEMANT H G A. Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1981, 77: 82-92.

[18] JIAN P, LIU D, SUN X. SHRIMP dating of Carboniferous Jinshajiang Ophiolite, China: Geochronological constraints for the evolution of Paleo-Tethys oceanic floor[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77(2): 1-13(in Chinese). [简平，刘敦一，孙晓猛. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年：古特提斯洋壳演化的同位素年代学制约[J]. 地质学报, 2003, 77(2): 1-13.]

[19] WHITEHEAD J, SPRAY J G, DUNNING G R. U-Pb geochronology and origin of granitoid rocks in Thetford Mine ophiolite, Canadian Appalachians[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2000, 112(6): 915-928.

[20] MOORE T E. Petrology and tectonic implications of the blueschist-bearing Purerto Nuevo mélange complex, Vizcanio Peninsula, Baja California Sur, Mexico[J]. *Geol Soc Am Mem*, 1986, 164: 43-58.

[21] SORENSON S S. Petrology of amphibolite-facies mafic and ultramafic rocks from Catalina schist, southern California: Metamorphism and magmatisation in a subduction zone metamorphic setting[J]. *Metamorphic Geology*, 1988, 6: 405-435.

[22] LIU D Y, JIAN P, ZHANG Q, et al. SHRIMP dating of adakites in the Tulingkai ophiolite, Inner Mongolia: Evidence for the early Paleozoic subduction[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77(3): 317-327(in Chinese). [刘敦一，简平，张旗，等. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克浅色岩 SHRIMPU-Pb 测年[J]. 地质学报, 2003, 77(3): 317-327.]

[23] HU X, XU C, NIU S. *Evolution of the Early Paleozoic Continental Margin in Northern Margin of the North China Platform*[M]. Beijing: Beijing University Press, 1990. 6-23 (in Chinese). [胡晓，许传诗，牛树银. 华北地台北缘早古生代大陆边缘演化[M]. 北京：北京大学出版社, 1990. 6-23.]

[24] COMPSTON W, WILLIAMS I S. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe[J]. *J Geophys Res*, 1984, 89: 525-534.

[25] COMPSTON W, WILLIAMS I S, KIRSCHVINK J L, et al. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale[J]. *J Geol Soc*, 1992, 149: 171-184.

[26] WILLIAMS I S, CLAESON S. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, Ⅱ. Ion microprobe zircon U-Th-Pb[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205-217.

[27] WILLIAMS I S, BUICK, CARTTWRIGHT I. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia[J]. *J Metamorphic Geol*, 1996, 14: 29-47.

[28] WILLIAMS I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe [A]. McKIBBEN M A, SHANKS W C Ⅲ, RIDLEY W L. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*[C]. Reviews in Economic Geology, 1998. 7.

[29] CLAOUE-LONG J C, COMPSTON W, ROBERTS J, et al. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis [A]. BERGGREN W A, KENT D V, AUBRY M P, et al. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*[M]. SEPM Special Publication, 1995, 4: 3-31.

[30] LUDWIG K R. *Squid* 1.02: *A User Manual*[M]. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2001, 2: 19.

[31] LUDWIG K R. *Using Isoplot/EX, Version* 2, *A Geochronolgical Toolkit for Microsoft Excel*[M]. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication, 1999, 1a: 47.

[32] IRELAND T R, GIBSON C M. SHRIMP monazite and zircon geochronology of high-grade metamorphism in New Zealand[J]. *J Metamorphic Geol*, 1998, 16: 149-167.

[33] AITCHISON J C, IRELAND T R. Age profile of ophiolitic rocks across the Late Paleozoic New England orogen, New South Wales: Implications for tectonic models. Australian [J]. *Journal of Earth Sciences*, 1995, 42: 11-23.

[34] NUTMAN A. P, GREEN D H, COOK C A, et al. SHRIMP U-Pb zircon dating of the exhumation of the Lizard peridotite and its emplacement over crustal rocks: Constraints for tectonic models[J]. *Journal of the Geological Society, London*, 2001, 158: 809-820.

[35] LI J, XIAO X, TANG Y. Main characteristics of late Paleozoic plate tectonics in the southern part of east Jungar, Xinjiang[J]. *Geological Review*, 1990, 36(4): 305-316(in Chinese). [李锦轶，肖序常，汤耀庆，等. 新疆东准噶尔卡拉麦里地区古生代板块构造的基本特征[J]. 地质论评, 1990, 36(4): 305-316.]

[36] LI J. Main characteristics and emplacement process of the east Junggar ophiolites, Xinjiang, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1995, 11(Suppl): 73-84(in Chinese). [李锦轶. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史[J]. 岩石学报, 1995, 11(增刊): 73-84.]

[37] HUANG X, JIN C, SUN B, et al. Study on the age of Armantai ophiolite, Xinjiang by Nd-Sr isotope geology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1997, 13(1): 85-91(in Chinese). [黄萱，金成伟，孙宝山，等. 新疆阿尔曼泰蛇绿岩时代的 Nd-Sr 同

维普资讯 http://www.cqvip.com

位素地质研究[J]. 岩石学报，1997，13(1)：85-91.]

[38] AITCHISON J C, IRELAND T R, BLAKE MC JR, FLOOD P G. 530 Ma zircon age for ophiolite from the New England orogen: Oldest rocks known from eastern Australia[J]. *Geology*, 1992, 20:125-128.

[39] GRAHAM I T, FRANKIN B J, MARSHALL B, et al. Tectonic significance of 400 Ma zircon age for ophiolitic rocks from the Lachlan fold belt, eastern Australia[J]. *Geology*, 1996, 24:1111-1114.

[40] CLARK A H, SCOTT D J, SANDEMAN H A, et al. Siegenian generation of Lizard ophiolite: U-Pb zircon data for plagiogranite, Porthkerris, Cornwall[J]. *Journal of the Geological Soceity, London*, 1998, 155:595-598.

[41] KIMBROUGH D L, MATTINSON J M, LANDIS C A, et al. Uranium-lead ages from the Dun Mountain ophiolite belt and Brook Street Terrane, South Island, New Zealand[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1992, 104:429-443.

[42] DUMNING G R, PETERSON R B. U/Pb ages of ophiolites and arc-related cratons of the Norwegian Caledonides: Implications for the development of impetus[J]. *Contri Mineral Petro*, 1988, 98:13-23.

[43] BORSI L, SCHAER U, GAGGERO L, et al. Age origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont—Ligurian ocean basin[J]. *EPSL*, 1996, 140:227-241.

SHRIMP DATING OF OPHIOLITE AND LEUCOCRATIC ROCKS WITHIN OPHIOLITE

JIAN Ping[1], LIU dun-yi[1], ZHANG Qi[2], ZHANG Fu-qin[2], SHI Yu-ruo[1], SHI Guang-hai[2], ZHANG Lü-qiao[3], TAO Hua[1]

(1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Science, Beijing* 100037, *China*;
2. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing* 100029, *China*;
3. *Institut of Regional Geology of the Nei Monggol Autonomous Region, Huhhot* 010055, *China*)

Abstract: This paper is a brief overview on the geochronological significance of SHRIMP zircon dating of layered gabbro, anorthosite and plagiogranite, as well as adakite and peridotite-hosted granite that occur within ophiolites. Layered gabbro (layered cumulate gabbro) was derived from magma chamber under ridge, thus its formation age records the generation of oceanic crust. Anorthosite was coeval with or slightly younger than the hosting layered gabbro. For plagiogranite, the interpretation of zircon ages strongly depends on the population and geochemical evidence. The peridotite-hosted granite may record the timing of emplacement of ophiolite. The adakite associated with ophiolite resulted from partial melting of the subducted oceanic crust. The paper presents the ongoing SHRIMP data of the Zhaheba ophiolite, Xinjiang. Also, SHRIMP dating of the ophiolites along the Jinshajiang, Western Yunnan and Sichun Provinces, and the adakites in the Tulingkai ophiolite, Inner Mongonia is briefly introduced. According to the ages obtained from the layered gabbros, the Zhaheba ophiolite was formed at 489±4 Ma, and the Jinshajiang, (328±8) Ma. The adakites are dated at (467±13) Ma～(429±7) Ma. Massive gabbro, plagiogranite and peridotite-hosted granite record the complicated geological evolution of ophiolite. There are two more age groups obtained in the Zhaheba massive gabbro. The older group ranges from 468～511 Ma, which is consistent with the ages of layered gabbro and anorthosite. However, the majority of ages are 396～419 Ma, with weighted mean of (406±4) Ma, probably reflects a later partial melting. In the Jinshajiang Ophiolite, the plagiogranites were formed at ca. 300～285 Ma, which is significantly younger than the layered gabbro and anorthosite. The studied plagiogranites are high in total REE content, enriched in LREE, with high initial $^{87}Sr/^{86}Sr$. Inherited zircons also indicate the presence of an older crust component. This evidence suggests that continental contamination was involved in the

维普资讯 http://www.cqvip.com

magma generation and evolution, probably related to the subduction of the ocean crust. Zircons from the Jiyidu peridotite-hosted granite vein yield the age of (263±6) Ma, that is in good agreement with the age of the granodiorite intruding the ophiolite. The peridotite-hosted granite is much younger than the formation of ophiolite, but it is significantly older than the Indosinain (ca. 220 Ma) collisional granitoids in the region. Therefore it may reflect the emplacement of the ophiolite.

Key words: ophiolite; layered gabbro; anorthosite; plagiogranite; peridotite-hosted granitoid; adakite; SHRIMP

消息报道

中国科技信息研究所信息分析中心2002年12月最新统计结果表明，在1 447种中国科技期刊中，中国地质大学《地学前缘》由"高影响因子刊物"前进到"综合评价高的刊物"，统计指标数据如下：《地学前缘》：

影响因子	1.028	在地球科学类期刊中排名第2位
		在1 447种统计源科技期刊中排名第24位
总被引频次	549	在地球科学类期刊中排名第4位
		在1 447种统计源科技期刊中排名第133位

5项指标(指总被引频次、影响因子、即年指标、基金论文比、他引总引比)综合打分

77.6 在地球科学类期刊中排名第3位。

为答谢广大读者多年来对《地学前缘》的关心与厚爱，我们已将1999年第1期至2003年第2期数据上网，可提供全文浏览服务。

欢迎登录中国地质大学(北京)《地学前缘》主页，网址：http://www.cugb.edu.cn