2007 年 9 月，第 13 卷，第 3 期，403–414页
September 2007，Vol. 13， No.3， p. 403–414

高 校 地 质 学 报
Geological Journal of China Universities

东昆仑造山带花岗岩及地壳生长

莫宣学[1]，罗照华[1]，邓晋福[1]，喻学惠[1]，刘成东[2]，
谌宏伟[1]，袁万明[1]，刘云华[3]

（1. 中国地质大学，北京 100083；2. 东华理工大学，南昌 330013；
3. 长安大学，西安 7100643

摘要： 东昆仑造山带是青藏高原内可与冈底斯相媲美的又一条巨型构造岩浆岩带。该带内的花岗岩形成可以划分为4个时段，分别与4个造山旋回相对应：前寒武纪（元古宙）；早古生代；晚古生代—早中生代；晚中生代—新生代。其中，以晚古生代—早中生代（或称华力西–印支旋回）、特别是三叠纪的花岗岩最为发育。东昆仑造山带基底主要形成于古元古代晚期。其早古生代构造–岩浆事件序列与北祁连造山带可以对比，属祁连—东昆仑加里东造山系统的一部分。到晚古生代—早中生代时东昆仑卷入古特提斯构造体制，属于古特提斯造山系统的北缘。华力西—印支是一个完整的造山旋回，与西南“三江”古特提斯的演化历史相似。昆南缝合带是当时中国南北大陆的主要构造分界线。新生代印度—欧亚大陆的碰撞，使东昆仑造山带又卷入了青藏大陆碰撞造山系统，但对东昆仑的影响是一种远程效应。

东昆仑造山带大陆地壳主要形成于古元古代晚期，但在显生宙还有新生地壳（juvenile crust）产生，与兴蒙、冈底斯、安第斯等造山带相似。东昆仑花岗岩带中丰富的幔源岩浆底侵作用与壳–幔源岩浆混合作用的证据，以及花岗岩类的Nd、Sr同位素成份（$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值多数小于0.710；$\varepsilon_{Nd}(t)$值变化于 – 9.2和 + 3.6之间），说明地幔物质的注入及其与地壳物质的混合，对显生宙地壳的形成演化起着重要作用，是显生宙东昆仑地壳生长的重要方式。根据花岗质寄主岩、镁铁质暗色微粒包体（MME）及底侵辉长岩的锆石SHRIMP U–Pb定年，东昆仑造山带在显生宙发生过两次大规模的底侵作用与岩浆混合作用，一次在早–中泥盆世（394~403 Ma），另一次在中三叠世（239 ~ 242 Ma），分别相当于加里东旋回、华力西–印支旋回的俯冲结束/碰撞开始阶段。

关键词： 东昆仑造山带；花岗岩；底侵作用；岩浆混合作用；地壳生长
中图分类号： P588.1；P54　　**文献标识码：** A　　**文章编号：** 1006–7493（2007）03–0403–12

1 前言

东昆仑造山带位于青藏高原北部，南邻巴颜喀喇，北邻柴达木盆地，其西端被阿尔金大型走滑断裂所截，东西延伸约 1500 km，大致以乌图美仁一带为界，又可以划分为东、西两段。从北到南，被昆中缝合带、昆南缝合带分为 3 个构造单元。

东昆仑带是青藏高原内可与冈底斯带相媲美的另一条巨型岩浆岩带（图 1）。侵入岩和火山岩分布广泛，尤以侵入岩最为发育（出露面积约 4.84 万 km^2），从元古宙到晚中生代均有分布，并以花岗岩类为主（占侵入岩出露面积的 98.3%），伴有少量橄榄岩类、辉长岩类，主要分布在昆中断裂以北，断裂以南较少，总体呈 NWW–SEE 方向展布，基本与区域构造线方向一致（袁万明等，2000）。

东昆仑花岗岩形成可以划分为4个时段，分别与4个造山旋回相对应：前寒武纪（元古宙）；早古生代（∈–D_3）；晚古生代—早中生代（D_3–T_3）；晚中生代—新生代（J_1–）。其中，以晚古生代—早中生代（或称华力西–印支）旋

收稿日期： 2007–07–30；**修回日期：** 2007–08–05
基金项目： 中国地质调查局重点基础研究花岗岩项目（200113900018）；青藏高原基础地质调查成果集成和综合研究工作项目“青藏高原岩浆岩与大陆碰撞过程综合研究”（1212010610104）；国家重点基础研究计划项目（2002CB41260）的资助。
作者简介： 莫宣学，男，1938年12月生，教授，博士生导师，岩石学专业。E-mail: moxx@cugb.edu.cn
① 莫宣学，罗照华，喻学惠，等. 2005. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长（原名：东昆仑造山带岩浆混合花岗岩及其填图方法基础研究）. 中国地质调查局重大基础研究项目报告.

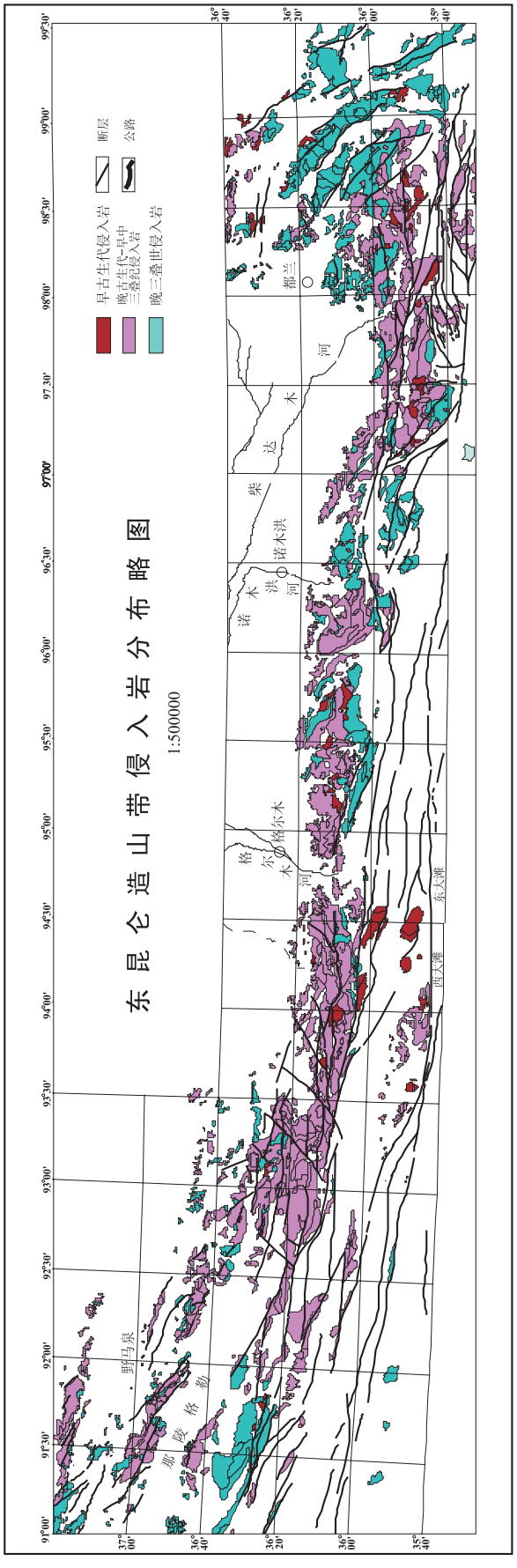


图 1 东昆仑造山带侵入岩分布略图

Fig. 1 Simplified distribution map of intrusive rocks in East-Kunlun orogenic belt

回、特别是三叠纪的花岗岩为主（郭正府等，1998）。据统计（罗照华，2005[①]），该带显生宙花岗岩类的出露面积达47 500 km^2（约占整个岩浆岩面积的95%）；其中早古生代花岗岩类约10 000 km^2，占21%；晚泥盆世—三叠纪花岗岩类约36 000 km^2，占77%；侏罗纪以后花岗岩约1 000 km^2，仅占2%。其中，尤以三叠纪花岗岩类分布达20 000 km^2，占花岗岩类总出露面积的42%。

早古生代（加里东）、晚古生代—早中生代（海西—印支）旋回花岗岩类多呈大型线状复式岩基产出，其内部可以解体出若干岩性单元，以石英闪长岩、花岗闪长岩、石英二长岩、二长花岗岩为主，含大量镁铁质暗色微粒包体，少数为小侵入体，主要为正长花岗岩至碱长花岗岩，暗色矿物含量较少，几乎不含包体。晚中生代（燕山期）均为小浅成侵入体，其形态受断层控制明显，主要为正长花岗岩至碱长花岗岩。

东昆仑构造岩浆带一直受到国内外地质学界关注，其不仅是我国境内一条巨型岩浆岩带，且具有特殊的大地构造意义。第一，该造山带是横亙中国大陆中央造山带的组成部分，保存有晚古生代—早中生代古特提斯构造体制叠加在祁连—东昆仑早古生代造山系统之上的地质记录，这一构造转变，有十分重要的意义；第二，东昆仑花岗岩带具有底侵作用与岩浆混合作用的丰富记录，为研究这一地区的地壳生长方式，提供了宝贵的依据。长期以来，对这样一个非常重要的大地构造单元与构造岩浆带，我国大地构造学家、地质学家、岩石学家曾有过丰富的论述（李四光，1933；黄汲清，1954；张伯声，1965；李春昱等，1982；张文佑，1986；马杏垣，1987；王鸿祯等，1990；刘增乾等，1990；丁国瑜，1991；邓万明，1991；许志琴等，1997；殷鸿福等，1997；张以弗等，1997；陈国达，1998；任纪舜，1999；肖序常，2000；姜春发等，2000；中国科学院青藏高原综合科学考察队，2000；张国伟等，2002；马宗晋等，2003；潘桂棠和丁俊，2004；万天丰，2004；李廷栋，2006；Wang and Mo, 1995; Deng et al, 2004）。本文拟就东昆仑花岗岩的时空分布、造山带的构造–岩浆演化、底侵与岩浆混合作用及显生宙地壳生长方式的近期研究成果，作一概括性的讨论。

2　东昆仑造山带的构造–岩浆演化

2.1　前寒武系基底

东昆仑金水口群被认为是东昆仑最老的变质岩系，形成于古元古代，最老的同位素年龄为 2 468 ± 46 Ma（陆松年等，2002, 变质基性辉长岩的锆石 U–Pb 年龄）。根据金水口群主体为角闪岩相片麻岩与英云闪长岩 – 奥长花岗岩（TT）组合（邓晋福等，1995）或 TTG 组合，以及侵入于金水口群的片麻状花岗岩类的 Rb–Sr 等时年龄为 1 846 Ma（青海省区域地质志，1991）、富铝的堇青石花岗岩单颗粒锆石 U–Pb 年龄为 1 955 ± 6 Ma（陆松年等，2002）、东昆仑东部花岗岩的 Nd 模式年龄 t_{DM}（集中于 1.8 Ga，1.5 Ga，1.0 Ga 三个峰值）来看，可以认为，东昆仑基底可能主要形成于古元古代晚期，属于元古宙造山带基底，而不是太古宙克拉通基底。这与东昆仑的地质演化史——多次或多旋回地被卷入造山作用相符，虽然其间亦有短暂的相对稳定期。进而可以认为，东昆仑造山带的前寒武系基底既不是扬子型或华北型基底，也不是塔里木型基底，其性质应属于克拉通边缘或从克拉通边缘分离出来的“优地槽”的基底（邓晋福，1998[①]）。

2.2　早古生代构造 – 岩浆旋回

东昆仑早古生代构造 – 岩浆事件序列及时间与北祁连造山带可以对比（表 1）。代表小洋盆性质的清水泉蛇绿岩的形成年代为寒武纪（据中国地质科学院地质研究所中法东昆仑研究队，辉长岩的锆石 U–Pb 年龄为 518 Ma，角闪石 Ar–Ar 坪年龄为 578.5 ± 6.1 Ma；转引自姜春发等，2000）。弧花岗岩类的年龄，阿拉克湖岩体全岩 Rb–Sr 年龄为 508 Ma（中国地质大学（武汉）1∶25 万阿拉克湖幅，2003），德拉托郭勒岩体全岩 Rb–Sr 等时年龄为 476 Ma，万宝沟岩体角闪石 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 450 Ma，石灰沟花岗岩锆石 U–Pb 一致线年龄为 471 Ma 和 485 Ma。这些数据使我们可以从区域尺度上作出推断：东昆仑东部在早寒武世为洋盆

① 莫宣学，邓晋福，喻学惠，等. 1998. 东昆仑中段成矿地质背景与找矿方向的框架研究.地质矿产部定向基金项目报告.

表1 东昆仑加里东造山旋回各阶段岩石构造组合及其与北祁连造山带的对比

Table 1 Petrotectonic assemblages in the East-Kunlun Caledonian orogenic cycle and their comparison with those in the North-Qilian orogenic belt

事件	洋盆打开与扩张	俯冲造山	碰撞—后碰撞造山	后造山崩塌—隆升
东昆仑	清水泉蛇绿岩518 ~ 579 Ma（$Pt_3 - \in_1$）	弧花岗岩类508 ~ 450 Ma（$\in_2 - O_3$）	兰片岩（O_3，布喀达坂幅） 二云母花岗岩类 413 Ma（D_1，万宝沟）， 380 Ma（D_2，布喀达坂幅） 岩浆混合花岗岩类及底侵 辉长岩类 386 ~ 402 Ma（$D_1 - D_2$）	陆相磨拉石（D_3）
北祁连	洋脊、洋岛玄武岩（Pt_2, $\in_2 - O_3$）	弧火山岩类（$\in_2 - O_3$） 弧花岗岩类532 ~ 443 Ma（$\in_2 - O_3$）	兰片岩460 ~ 440 Ma（O_3） 二云母花岗岩类 417 ~ 404 Ma（S_3）	A型花岗岩类（$D_1 - D_2$） 兰片岩退变质 400 ~ 380 Ma（$D_1 - D_2$） 陆相磨拉石（D_1）

形成及扩张阶段，中寒武世开始进入俯冲阶段，持续到晚奥陶世，与祁连造山带可以对比；东昆仑西部形成洋盆的时间稍晚些。

在祁曼塔格 1∶25 万布喀达坂峰幅的吐木勒克西南发现晚奥陶世兰闪石片岩（含青铝闪石和蓝透闪石），与其伴生的辉长岩 Ar–Ar 年龄为 444.5 ± 1.5 Ma（青海省地质调查院 1:25 万布喀达坂峰幅，2003），可能代表俯冲的结束和碰撞的开始。在东昆仑还发现了碰撞型二云母花岗岩类，在万宝沟沟头获得锆石 U–Pb 一致线年龄为 412.6 Ma（许荣华等，1990），属早泥盆世，在 1∶25 万布喀达坂峰幅的额尔滚西岩体，Rb–Sr 等时线年龄为 379.6 Ma，属中泥盆世（青海省地质调查院 1∶25 万布喀达坂峰幅，2003）。这说明在早 – 中泥盆世洋盆已经闭合，进入碰撞造山阶段（Liu et al, 2005; Zhu et al, 2006）。从区域上对比来看，祁连加里东造山带碰撞型二云母花岗岩出现的时限为 417~404 Ma（邓晋福等，1996），与东昆仑造山带大致可以对比。

造山后 A 型花岗岩在东昆仑还未发现，但早、中泥盆世地层的缺失，晚泥盆世陆相磨拉石的广泛发育及其在区域上不整合于早古生代及更早的地层和地质体之上，可视为东昆仑造山带在晚泥盆世已进入造山后崩塌阶段和另一个造山旋回开始的间接标志。

2.3 晚古生代—早中生代构造 – 岩浆旋回

晚泥盆世陆相磨拉石的发育及区域性不整合的存在，标志着华力西—印支造山旋回从晚泥盆世开始。作为修沟—玛沁洋的记录，布青山蛇绿岩枕状玄武岩 Rb–Sr 等时线年龄为 347 ± 9 Ma，硅质岩中含早石炭世—早二叠世放射虫化石（边千韬等，2001），德尔尼蛇绿岩中 MORB 型玄武岩的锆石 SHRIMP U–Pb 年龄为 276 ~ 319 Ma, 平均 308.2 ± 4.9 Ma（杨经绥等，2004），苦海—赛什塘蛇绿岩中玄武岩的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 368.6 ± 1.4 Ma（张智勇等，2004），均说明修沟—玛沁洋从晚泥盆世—早石炭世开始打开。

东昆仑地区自中 – 晚石炭世就开始了板块的俯冲，中 – 晚二叠世到早三叠世（240~260 Ma）是主要的俯冲造山期。这个时期的花岗岩类分布非常广泛，规模宏大，构成东昆仑造山带的主体，其出露面积远远超过本区其它地质时代的侵入岩类。岩体主要分布在昆中断裂以北地区，具有自北而南逐渐减少的趋势，总体上呈近东西向带状展布，多呈大型线状复式岩基产出，如位于都兰—香日德之间的下拉木松大型复式岩基（面积 240 km^2），南戈泉—他温山复式岩基（面积约为 180 km^2）。花岗岩类岩体中有着岩浆混合作用和底侵作用的大量证据（详见后）。

东昆仑地区晚古生代火山岩中，以石炭系哈拉郭勒组玄武安山质—安山质岩为主的钙碱性火山岩系最为发育，上泥盆统和二叠系火山岩很少。在昆南缝合带以北仅见极少量的二叠纪火山碎屑岩类。在布青山—阿尼玛卿山一带有两种类型，一类是产于蛇绿岩套中的基性火山岩，另一类是主要出露于花石峡一带的弧火山岩系，在大武一带出露的弧火山岩的全岩 Rb–Sr 等时线年龄为 260 Ma。

在早中生代，发育有上三叠统八宝山组及鄂拉山组陆相火山岩系。八宝山组沿布尔汉布达山主脊呈近东西向分布，控制厚度达 3 508.7 m，由安山岩、流纹岩及相应的火山碎屑岩、少量玄武岩构成。鄂拉山组主要分布在鄂拉山一带及都兰至香日德之间，沿柴达木盆地南缘断续分布可达新疆境内，下部以中基性火山岩为主夹沉积碎屑岩，上部以中－中酸性火山岩为主夹沉积碎屑岩，分布广泛，厚度巨大。

总之，东昆仑地区下石炭统—下三叠统为海相，而上三叠统已经变为陆相，并普遍缺失中三叠统。晚二叠世—早三叠世（P_3–T_1）的弧火山岩类和弧花岗岩类与安底斯活动大陆边缘弧火成岩类相似，晚三叠世火山岩及花岗岩类则与青藏大陆碰撞造山带的火成岩类相似，为陆相高钾钙碱性—钾玄岩质或强过铝质火成岩，它们分别清楚地记录了俯冲造山与碰撞造山的时限（罗照华等，1999）。

东昆仑南缘的 S 型花岗岩（包括白云母 / 二云母花岗岩）同位素年龄介于 237 ~ 190 Ma 之间（柴耀楚等，1984；许荣华等，1990），说明在晚三叠世东昆仑地区进入了碰撞—后碰撞陆内造山阶段。东昆仑山南坡的下侏罗统兰道弯乌苏组分布于西段红山包、中段八宝山及东段塔妥等地，是达千米以上的陆相类磨拉石沉积（青海省区域地质志，1991），可以作为后造山崩塌的标志。三叠纪末期—侏罗纪的一些浅成—超浅成酸性斑岩（有的可见晶洞构造），可能属于后造山花岗岩类，但还未发现真正的碱性花岗岩类，这有待进一步研究。

从上述火成岩构造组合的记录（表 2）来看，在东昆仑地区华力西—印支是一个完整的造山旋回，晚古生代与早中生代不能分割开来成为两个旋回。这与西南“三江”古特提斯的演化历史相似。

2.4　晚中生代—新生代造山作用

晚三叠世以后，青、藏、川、滇特提斯构造域转入了新特提斯构造演化阶段。与古特提斯洋相比，新特提斯洋的主体位置已南移到班公湖–怒江带和雅鲁藏布带。因此，新特提斯对东昆仑的影响，是一种远程效应。新生代印度–欧亚大陆的碰撞，使新特提斯洋消失，形成了青藏大陆碰撞造山系统及青藏高原，这时东昆仑造山带又卷入了青藏大陆碰撞造山系统，成为它的一部分。但是，与西昆仑、可可西里和三江构造带的一个极大不同是，东昆仑造山带内至今尚未发现新生代岩浆活动，而逆冲构造却十分发育，陆壳的水平缩短导致的增厚作用是新生代以来东昆仑山剧烈隆升的主要原因。

晚中生代—新生代造山作用在东昆仑的表现主要是：（1）逆冲构造系的形成、发展及陆壳的水平缩短；（2）柴达木盆地的形成与演化；（3）东昆仑山脉的强烈隆升；（4）改造原来的岩石圈，形成了现今的地壳与岩石圈结构。

2.5　昆中缝合带与昆南缝合带的性质和意义

2.5.1　昆中缝合带

昆中缝合带的蛇绿岩只在清水泉有局部发育，其典型程度远不如北祁连蛇绿岩。其内部的拉斑玄武岩类指示只存在类似边缘海的小洋盆。弧火成岩与碰撞型火成岩均不够发育。这些事实暗示，昆中缝合带可能不代表两个互相分离的独立大陆的陆－陆碰撞缝合带，而是同一个大陆内部两个相对独立的分离陆块间的碰撞缝合带。从这个意义上看，柴达木地块与东昆仑曾是一个完整的大陆块，在早古生代拉开形成小洋盆，在其末期又碰撞拼合在一起。如果是这样，则把在昆中断裂带附近出露的前寒武纪变质岩系看作出露的柴达木地块的基底是合理的（邓晋福等，1995）。

表2　东昆仑华力西—印支造山旋回各阶段岩石构造组合

Table 2　Petrotectonic assemblages in the East-Kunlun Variscian–Indosinian orogenic cycle

事　件	洋盆形成与扩张	俯冲造山	碰撞—后碰撞造山	后造山崩塌—隆升
岩石构造组合	布青山蛇绿岩（现有记录P_1-T_1，推测起始于C_1） 弧后盆地型哈拉郭勒组海相基性—中基性火山岩（C_1）	弧花岗岩类256~240 Ma（P_3-T_1） 弧火山岩类260 Ma（P_2-P_3）	二云母花岗岩类237~190 Ma（T_2-J_1） 钾玄岩系列火山岩（T_3） 岩浆混合花岗岩类及底侵辉长岩类 226～240 Ma（T_2）	陆相磨拉石（J_1）

2.5.2 昆南缝合带

如上所述，东昆仑华力西—印支造山旋回的演化，与西南“三江”地区古特提斯的演化可以对比。这表明，东昆仑造山带在晚古生代—早中生代已经卷入古特提斯构造体制，属于古特提斯造山系统的北缘，叠加在原来的祁连—东昆仑加里东造山系统之上。其火成岩构造组合和构造演化与西昆仑、西秦岭造山带，有着许多相似之处，形成了昆仑—秦岭—巴颜喀喇—松潘甘孜古特提斯构造系统。巴颜喀喇可能是东、西昆仑造山带的前陆盆地，而松潘—甘孜则可能是西秦岭造山带的前陆盆地。这样，昆南缝合带应该被看作中国南、北大陆的主要构造分界线。

3 东昆仑造山带岩浆混合－底侵作用及显生宙地壳生长

3.1 显生宙期间的新生陆壳

由前面的讨论可知，东昆仑大陆地壳看来主要形成于古元古代晚期，其基底属于造山带基底性质。那么,在显生宙还有没有新生地壳（juvenile crust）产生，显生宙东昆仑造山带地壳演化主要表现为前寒武纪地壳的再循环，还是新生地壳的生长？这是一个普遍关注的重要科学问题，而大规模的东昆仑花岗岩带，为回答这个问题提供了可靠的记录和证据。

无论在东昆仑造山带东部还是在东昆仑西部祁曼塔格地区，花岗岩体大都含有丰富的镁铁质微粒包体，并有与花岗岩类几乎同年龄的镁铁质－超镁铁质火成岩广泛出露，说明在显生宙期间有大量地幔物质以岩浆的形式进入地壳。东昆仑显生宙花岗岩的 Sr，Nd 同位素组成，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值在东部变化于 0.701 ~ 0.714 之间,多数小于 0.710，在西部变化于 0.703 ~ 0.715 之间，大多数小于 0.708；$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值在东部变化于 - 9.2 ~ + 3.6 之间，在西部变化于 - 5 .10 ~ + 1.33 之间，也说明地幔物质与地壳物质的混合，在花岗岩类的成因中有重要的作用，地幔物质的注入对东昆仑显生宙地壳的形成演化也有重要的贡献。东昆仑花岗岩的这些特征，同兴蒙、冈底斯、安第斯等造山带花岗岩相似，但与华南过铝花岗岩及喜马拉雅过铝花岗岩有明显的不同。前者，在造山过程中有大量地幔物质进入地壳，产生新生陆壳；后者，地壳的演化则基本上表现为陆壳内部物质的再循环（邱瑞照等，2006）。

3.2 显生宙地壳生长的方式

3.2.1 幔源岩浆的底侵作用（underplating）

在一定构造条件下地幔源区部分熔融所产生的镁铁质岩浆，在上升到莫霍面时，因其密度大于下地壳但小于上地幔而储留在下地壳底部。一方面，镁铁质岩浆带来的巨大热量（可能还有流体）将促进下地壳的深熔作用而产生花岗质岩浆，继而发生镁铁质岩浆与长英质岩浆的混合，改造原有地壳；另一方面，底侵镁铁质岩浆的冷却将产生榴辉岩相的新的下地壳，促进地壳的增生（金振民和高山，1996；Collins, 1998; 杜杨松等，2003）。

幔源岩浆底侵作用在东昆仑造山带中有清楚的表现。一些镁铁质－超镁铁质杂岩体，分布在五龙沟、西沟、格尔木山口、加鲁河与喀雅克登塔格等许多地点。它们或者与深变质岩共生，或者与岩浆混合成因花岗岩类共生，侵位于花岗质岩基之中。东昆仑造山带东部，印支晚期侵入于金水口群深变质岩中的石灰沟外滩辉长岩－辉石岩－橄榄岩杂岩体，出露面积约 20 km^2，岩石类型包括蛇纹石化橄榄岩、伟晶状角闪辉长岩、辉石岩、中细粒角闪辉长岩、闪长岩及花岗闪长岩等，其中角闪辉长岩的角闪石 Ar–Ar 坪年龄为 226.4 ± 0.4 Ma，等时线年龄为 222.2 ± 3.3 Ma。与侵入在金水口群深变质岩中的同年龄花岗闪长岩相混合的千瓦大桥北角闪辉长岩体，其锆石 SHRIMP 年龄为 239 ± 6 Ma。它们代表了印支晚期的幔源岩浆底侵作用。在东昆仑造山带西部，喀雅克登塔格一带的辉长岩体，其锆石 SHRIMP 年龄为 386.9 ± 2.6 Ma 和 386.4 ± 3.2 Ma，大致与其附近岩浆混合花岗岩类同期，代表了东昆仑加里东造山旋回晚期的幔源岩浆底侵作用。应当说明，并不是见到辉长岩体就可以判断为底侵作用。底侵作用产生的镁铁质火成岩，应在区域上具有普遍性和近同时性，并与区域岩浆混合作用有密切关系；它们通常侵入在前寒武纪高级变质岩中，有时呈镁铁质－超镁铁质堆晶杂岩产出。

从上述辉长岩体的形成年龄来看，东昆仑造

山带发生了两次明显的幔源岩浆底侵作用，一次在早—中泥盆世之间，一次在中三叠世，在构造阶段上分别处于加里东造山旋回及晚华力西—印支旋回的俯冲结束—碰撞开始转变时期，并与两个造山旋回的大规模岩浆混合作用大致同期。

在东昆仑造山带产生幔源岩浆底侵作用的深部原因，可能是俯冲结束与碰撞开始时的板片断离作用（罗照华等，2002）。板片断离作用会导致软流圈物质上隆并诱发地幔楔的减压熔融，产生镁铁质岩浆，在下地壳底部造成底侵作用。据邓晋福等（1995）对格尔木—额济纳旗地学断面的解释，东昆仑—柴达木地区莫霍面之下有一个基性榴辉岩上地幔岩石圈，其厚度为 25 ~ 30 km。罗照华（2005[①]）将基性榴辉岩的形成解释为幔源岩浆底侵作用的产物，由于板片断离作用而落入上地幔。

3.2.2　*幔源与壳源岩浆混合作用*（magma mixing）

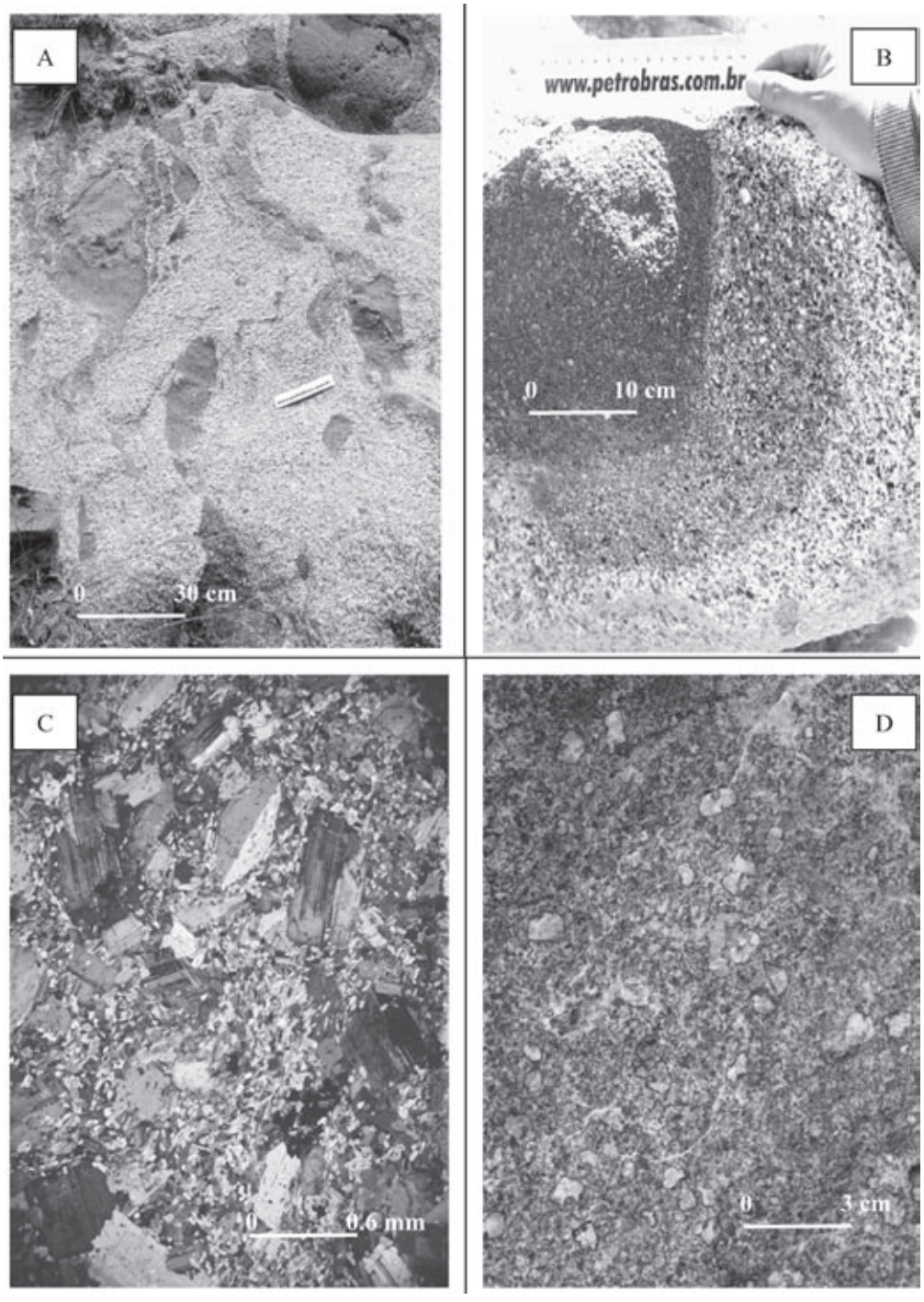
岩浆混合作用，是壳 – 幔相互作用的一种重要方式（Didier and Barbarin, 1991; 董申保，1999; 王德滋和周新民，2002；莫宣学等，2002）。按其混合机制的不同，可以分为化学混合与机械混合两种；按其混合程度的不同，可以分为完全混合、不完全混合、未混合等几种。两个端元岩浆的完全混合，可以形成连续的、端元比例不同的混合岩浆系列，但其宏观标志不明显。不完全的混合，可在花岗质岩浆中残存着数量不等的镁铁质岩浆团块（冷却后成为暗色镁铁质微粒包体），这种混合最易识别。未混合的两种岩浆，只是互相接触，没有或基本没有发生混合，例如“同深成作用岩墙”。混合作用的程度及方式，主要取决于两种端元岩浆的温度及它们在接触时的温度差。

东昆仑造山带广泛发育着岩浆混合作用，有着大量岩浆混合的证据（图 2）。最明显的是，花岗岩类岩体大多含有丰富的暗色镁铁质微粒包体（mafic microgranular enclave，简称 MME），岩体的边部尤为集中，是岩浆混合作用的有力证据。这些包体大小不一，方向各异，但有时却呈现清楚的流动构造。包体均具有典型的岩浆结构，如细粒半自形粒状结构或斑状结构，还常含有快速淬火形成的长针状副矿物（如磷灰石），可以区别于变质岩或沉积岩的捕虏体。暗色镁铁质微粒包体与花岗岩寄主岩、辉长岩的同时性，又可将其与早期岩浆岩捕虏体相区别。Liu et al（2004）对加鲁河岩体中伴生的花岗岩寄主岩、暗色镁铁质微粒包体、辉长岩的锆石 SHRIMP 测年，获得了 242 ± 6 Ma，241 ± 5 Ma 和 239 ± 6 Ma 的年龄，证明了三者的同时性，MME 包体是基性岩浆与酸性岩浆混合不完全而残存的基性岩浆团块。MME 包体与花岗质寄主岩的接触界限有两类：突变界限和渐变界限，取决于两种参加混合的岩浆发生接触时的温度和流变学性质反差的大小。当少量高温基性岩浆进入到数量多而温度较低的酸性岩浆中，就会迅速冷却，形成截然的边界、甚至具有淬火边，从而阻止了两种岩浆的混合。相反，若两种发生混合的岩浆的热反差不太大，则 MME 包体的粒度相对较粗，与寄主岩呈渐变接触关系。在这种情况下，可以有比较充分的时间发生岩浆混合与物质交换。MME 包体周围的浅色长英质晕圈就是基性岩浆与寄主花岗岩浆之间化学交换的产物。在成份交换中，大多微量元素与同位素的交换速度比常量元素快，因此这些微量元素与同位素在两种发生混合的岩浆间有趋同性。而一套由岩浆混合作用产生岩浆岩系列的哈克图解，常呈直线分布趋势，这在东昆仑花岗岩带是常见的。岩浆混合作用还有其它一些标志。例如，东昆仑花岗岩中常见基性斜长石（培长石、拉长石）与酸性斜长石（钠长石、更长石）共存；钾长石斑晶存在于辉长岩或 MME 包体中或跨在包体与寄主花岗岩的界限上；带有暗色矿物集合体镶边的石英“眼球”（捕虏晶）出现在辉长岩或 MME 包体中。这些都是不平衡的矿物组合，是两种不同成份的岩浆混合作用不彻底的残留物。上述证据说明，东昆仑造山带曾发生过广泛的岩浆底侵作用及岩浆混合作用，是显生宙东昆仑地壳生长的重要方式。

3.2.3　*岩浆混合作用与底侵作用的时间*

东昆仑造山带在显生宙发生过两次大规模的岩浆混合作用—底侵作用。如前所述，我们对东昆仑东段加鲁河岩体中的花岗闪长质寄主岩、暗

① 莫宣学，罗照华，喻学惠，等. 2005. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长（原名：东昆仑造山带岩浆混合花岗岩及其填图方法基础研究）. 中国地质调查局重大基础研究项目报告.



A: 各种形状、大小的镁铁质微粒包体，大致呈定向排列，露头照片，东昆仑花岗岩带，青海省都兰县香日德南；**B**: 暗色镁铁质微粒包体与寄主花岗岩呈渐变过渡关系，证明二者之间有成分交换，露头照片，东昆仑花岗岩带，青海省都兰县清水泉北；**C**: 镁铁质微粒包体具半自形粒状结构（岩浆岩结构），正交偏光，32x, 东昆仑花岗岩带，青海省都兰县清水泉北；**D**: 镁铁质微粒包体中具有角闪石集合体镶边的眼球状石英，露头照片， 东昆仑花岗岩带，青海省都兰县香日德南

A: Sub-parallel mafic microgranular enclaves (MMES) with various shapes and sizes in granitoid host rock on an outcrop, the location: south to Xiangride, Dulan County, Qinghai Province; **B**: Graded contact between a mafic microgranular enclave and its granitoid host rock, indicating compositional exchange between the MME and the host rock across the boundary, on an outcrop, the location: north to Qingshuiquan, Dulan County, Qinghai Province; **C**: Photomicrograph of a mafic microgranular enclave with subhedral- granular texture (a texture of igneous rocks), cross-polarized, 32x, the location: north to Qingshuiquan, Dulan County, Qinghai Province ; **D**: Amphibolite-mantled quartz ocellis (xenocrysts) within a mafic microgranular enclave on an outcrop, the location: south to Xiangride, Dulan County, Qinghai Province.

图2 花岗岩中的镁铁质微粒主体

Fig. 2 Mafic microgranular enclaves (MME) in host granite

色镁铁质微粒包体、角闪辉长岩进行锆石 SHRIMP 测年，分别获得了 242 ± 6 Ma，241 ± 5 Ma 和 239 ± 6 Ma 三个基本相同的同位素年龄（Liu et al, 2004）。类似地，在东昆仑西部卡雅克登塔格一带的岩浆混合岩体中，镁铁质端元和花岗质端元分别获得了 403.3 ± 7.2 Ma（辉长岩）和 394 ± 13 Ma（二长花岗岩）的锆石 SHRIMP 年龄（谌宏伟等，2006）。这表明，东昆仑造山带的岩浆混合作用与底侵作用，在加里东旋回发生在早－中泥盆世，在华力西—印支旋回则发生在中三叠世，在构造阶段上均属于俯冲结束—碰撞开始的转变期。

如果说底侵镁铁质岩浆的固结造成了陆壳的垂向增生，那么幔源镁铁质岩浆与壳源长英质岩浆之间的混合作用就是对原来陆壳向基性方向的改造。这两种作用，都是通过岩浆作用实现壳－幔间物质和能量的交换，是两种不同而又密切相连的大陆地壳生长方式。

4　结语

总之，花岗岩是大陆地壳的基本组成部分，在大陆的形成与再循环中花岗岩浆作用扮演着十分重要的角色。花岗岩的研究，对于揭示大陆生长与演化的原因、方式和机制有着重要的意义。研究岩浆混合作用与底侵作用，就是从壳－幔相互作用的高度来理解大陆地壳生长与演化。6 年前，董申葆院士就指出，岩浆混合学说“从幔源岩浆的起点出发，比较全面地通过它们与地壳岩石相互作用中一系列变化，通过地幔热流、物质组分的进入说明两种不同岩浆的成长和相互作用过程，初步阐述了壳－幔相互作用的某些基本进程，并引入了花岗岩形成时的流变过程。它所涉及的范围是残留体学说所未能触及到的，从全面看，它所触及到的是深成作用更本质的东西”（董申保：《结晶岩石学进展》讲义，2001）。这一论述深刻地阐明了研究岩浆混合作用与底侵作用的意义、任务和基本思路，我们应当遵循这个方向不懈地研究，更深刻地揭示岩浆混合作用与底侵作用的本质。

今年正值董申保院士九十诞辰，谨以此文向敬爱的董先生表达我们最衷心的祝贺和敬意，感谢他对我们的长期关怀与教诲。

参考文献［References］：

边千韬，罗小泉，李涤徽，等．2001. 青海省阿尼玛卿带布青山蛇绿混杂岩的地球化学性质及形成环境．地质学报，75(1)：45–55.

[Bian Qiantao, Luo Xiaoquan, Li Dihui, et al. **2001**. Geochemical characteristics and the environment of formation of Buqingshan ophiolitic mélange in the Animaqin belt, Qinghai Province. ***Acta Geologica Sinica***, 75 (1): 45–55. (in Chinese)]

柴耀楚，冯秉贵，杨经绥．1984. 东昆仑中段东西大滩花岗岩带的基本特征及其成因的探讨．青藏高原地质文集 (15)，78–90.

[Chai Yaochu, Feng Binggui, Yang Jingsui. **1984**. The characteristics and origin of the Dongxi–Datan granite belt in middle part of the East-Kunlun. Collected Works on Geology in the Tibetan Plateau, 15: 78–90. (in Chinese)]

陈国达．1998. 亚洲陆海壳体大地构造．长沙：湖南教育出版社，3–129.

[Chen Guoda. **1998**. Tectonics of Continental and Marine Crust of Asia. Changsha: Hunan Education Publishing House, 3–129. (in Chinese with English abstract)]

谌宏伟，罗照华，莫宣学，等．2006. 东昆仑喀雅克登塔格杂岩体的 SHRIMP 年龄及其地质意义．矿物岩石学杂志，25 (1): 25–32.

[Chen Hongwei, Luo Zhaohua, Mo Xuanxue, et al. **2006**. SHRIMP ages of Kayakedengtage complex in the East Kunlun and their geological implications. ***Acta Petrologica et Mineralogica,*** 25 (1): 25–32. (in Chinese with English abstract)]

Collins W J. **1998**. Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granites: implications for crustal architecture and tectonic models. ***Australian Journal of Earth Science***, 45: 483–500.

邓晋福，吴宗絮，杨建军，等．1995. 格尔木—额济纳旗地学断面走廊域地壳–上地幔岩石学结构与深部过程．地球物理学报，38（增刊Ⅱ）：130–144.

[Deng Jinfu, Wu Zongxu, Yang Jianjun, et al. **1995**. Petrological structure and deep processes in the crust-mantle along the Golmu–Ejinaqi geological transect. ***Acta Geophysica Sinica*** (supplementary issue II), 130–144. (in Chinese with English abstract)]

邓晋福，杨建军．1996. 格尔木—额济纳旗断面走廊域火成岩构造组合与大地构造演化．现代地质，10（3）：330–343.

[Deng Jinfu, Yang Jianjun. **1996**. Igneous petrotectonic assemblages and tectonic evolution along the Golmu–Ejinaqi geological transect. ***Geoscience***, 10 (3) : 330–343. (in Chinese with English abstract)]

Deng J F, Mo X X, Zhao H L, et al. 2004. A new model for the dynamic evolution of Chiness lithosphere: continental roots-plume tectonics. ***Earth Science Reviews***, 65: 223–275.

邓万明．1991. 中昆仑钾玄质火山岩的地质、地球化学和时代．地质科学，3: 193–206.

[Deng Wanming. **1991**. Geology, geochemistry and ages of shoshonitic volcanics in middle Kunlun. ***Scientia Geologica Sinica,*** 3: 193–206. (in Chinese)]

Didier J, Barbarin B. **1991**. Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam: Elsevier, 1–625.

丁国瑜．1991. 中国岩石圈动力学概论．北京：地震出版社，271–564.

[Ding Guoyu. **1991**. An Introduction to the Lithosphere Dynamics of China. Beijing: Seismological Press, 271–564. (in Chinese with English abstract)]

董申保. 1999. Some discussion on the recent development of granite petrogenesis. 见: 董申保文集, 北京: 北京大学出版社, 246–325.

[Dong Shenbao. **1999**. Some discussion on the recent development of granite petrogenesis. // Collected Works of Dong Shenbao. Beijing: Peking University Press, 246–325. (in Chinese)]

杜杨松，刘金辉，秦新龙，等 . 2003. 岩浆底侵作用研究进展 . 自然科学进展 , 13 (3): 237–242.

[Du Yangsong, Liu Jinhui, Qin Xinlong，et al. **2003**. Progress in magma underplating. ***Progress in Natural Science***, 13 (3): 237–242. (in Chinese with English abstract)]

郭正府 , 邓晋福 , 许志琴 , 等 . 1998. 青藏东昆仑晚古生代末 – 中生代中酸性火成岩与陆内造山过程 . 现代地质 , 12 (3): 344–352.

[Guo Zhengfu, Deng Jinfu, Xu Zhiqin，et al. **1998**. Late Palaeozoic-Mesozoic intracontinental orogenic process and intermediate-acid igneous rocks from the Eastern Kunlun Mountians of northwestern China. ***Geoscience***, 12 (3): 344–352. (in Chinese with English abstract)]

黄汲清 . 1954. 中国主要地质构造单位 . 北京 : 地质出版社 , 4–73.

[Huang Jiqing. **1954**. Major Geotectonic Units of China. Beijing: Geological Publishing House, 4–73. (in Chinese)]

中国科学院青藏高原综合科学考察队 . 2000. 喀喇昆仑山 – 昆仑山地区地质演化 . 北京 : 科学出版社 , 1–525.

[Integrated Scientific Expedition to Qinghai-Xizang Plateau, Chinese Academy of Scinces. **2000**. The Geological Evolution of the Karakorum-Kunlun Mountains. Beijing: Science Press, 45–57 (in Chinese with English abstract)]

姜春发 , 王宗起 , 李锦轶，等 . 2000. 中央造山带开合构造 . 北京：地质出版社，1–154.

[Jiang Chunfa, Wang Zongqi, Li Jinyi，et al. **2000**. Open-Close Tectonics in the Central Orogenic Belt. Beijing: Geological Publishing House, 1– 154. (in Chinese with English abstract)]

金振民，高山 . 1996. 底侵作用（underplating）及其壳 – 幔演化动力学意义 . 地质科技情报 , 15（2）: 1– 7.

[Jin Zhenmin，Gao Shan. **1996**. Underplating and its geodynamical significance for the crust-mantle evolution. ***Geological Science and Technology Information***, 15 (2): 1–7. (in Chinese with English abstract)]

李春昱 , 王荃 , 刘雪亚 , 等 . 1982. 亚洲大地构造图 (1∶8 000 000) 及说明书 . 北京 : 地质出版社 , 1–45.

[Li Chunyu, Wang Quan, Liu Xueya，et al. **1982**. Tectonic Map of Asia (**1**∶8 000 000) and Its Explanatory Notes. Beijing: Geological Publishing House,1– 45. (in Chinese with English abstract)]

李四光 . 1933. 东亚构造格架 . 见 : 景才瑞主编 . 1996. 李四光全集 (第六卷): 区域地质 . 武汉 : 湖北人民出版社 , 561–574.

[Li Siguang (Lee J S). **1933**. Tectonic framework of East Asia. // Jing Cairui ed. 1966. The Collected Works of Li Siguang (Volume 6): Regional Geology. Wuhan: Hubei People's Publishing House, 561–574. (in Chinese with English abstract)]

李廷栋 . 2006. 中国岩石圈构造单元 . 中国地质 , 33 (4): 700–710.

[Li Tingdong. **2006**. Lithospheric tectonic units of China. ***Geology in China***, 33 (4): 700–710]

Liu C D, Mo X X, Luo Z H, et al. **2004**. Mixing events between the crust- and mantle-derived magmas in Eastern Kunlun: Evidence from zircon SHRIMP Ⅱ chronology. ***Chinese Science Bulletin***, 49: 823–834.

Liu Y J, Genser J, Neubauer F, et al. **2005**. $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages from basement rocks in the Eastern Kunlun Mountains, NW China, and their tectonic implications. ***Tectonophysics***, 398 (3–4): 199–224.

刘增乾 , 徐宪 , 潘桂棠 , 等 . 1990. 青藏高原大地构造与形成演化 . 北京 : 地质出版社 , 1–174.

[Liu Zengqian, Xu Xian, Pan Guitang, et al. **1990**. The Tectonics and Formation-Evolution of the Tibetan Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1–174. (in Chinese with English abstract)]

陆松年主编 . 2002. 青藏高原北部前寒武纪地质初探 . 北京：地质出版社，1–125.

[Lu Songnian, ed. **2002**. Precambrian Geology in Northern Tibetan Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1–125 (in Chinese with English abstract)]

罗照华 , 邓晋福 , 曹永清 , 等 . 1999. 青海省东昆仑地区晚古生代 – 早中生代火山活动与区域构造演化 . 现代地质 , 13 (1): 51–56.

[Luo Zhaohua, Deng Jinfu, Cao Yongqing, et al. **1999**. Volcanism and regional tectonic evolution during late Paleozoic–early Mesozoic period in the East-Kunlun, Qinghai Province. ***Geoscience***, 13 (1): 51–56. (in Chinese with English abstract)]

罗照华 , 柯珊 , 曹永清 , 等 . 2002. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动 . 地质通报 , 21(6):292–297.

[Luo Zhaohua, Ke Shan, Cao Yongqing, et al., **2002**. Late Indosinian mantle-derived magmatism in the East Kunlun. ***Geological Bulletin of China***, 21(6): 292–297. (in Chinese with English abstract)]

马杏垣 . 1987. 中国岩石圈动力学纲要 . 北京 : 地图出版社 , 1–76.

[Ma Xingyuan. **1987**. An Outline of the Lithosphere Dynamics of China. Beijing: Cartographic Publishing House, 1–76. (in Chinese with English abstract)]

马宗晋 , 杜品仁 , 洪汉净 . 2003. 地球构造与动力学 . 广州 : 广东科技出版社 ,1–62.

[Ma Zongjin, Du Pinren, Hong Hanjing. **2003**. Earth Tectonics and Dynamics. Guangzhou: Guangdong Scientific and Technological Press, 1–62. (in Chinese with English abstract)]

莫宣学，罗照华，肖庆辉，等 . 2002. 花岗岩类岩石中岩浆混合作用的识别与研究方法 . 见 : 肖庆辉 , 等 . 花岗岩研究思维与方法 . 北京 : 地质出版社 , 53–70.

[Mo Xuanxue, Luo Zhaohua, Xiao Qinghui, et al. **2002**. Evidences and the study methods of magma mixing in granitoids plutons. // Xiao Qinghui, et al.The Ways of Investigation on Granitoids, Beijing: Geological Publishing House, 53–70. (in Chinese with English abstract)]

潘桂棠 , 丁俊 , 主编 . 2004. 青藏高原及邻区地质图（1: 1500000）附说明书 . 成都 : 成都地图出版社 , 1– 133.

[Pan Guitang, Ding Jun, eds. **2004**. Geological Map of the Tibetan Plateau and Adjacent Regions (1: 1500000) and the Explanatory Notes. Chengdu: Chengdu Cartographic Publishing House, 1–133. (in Chinese with English abstract)]

邱瑞照 , 李廷栋 , 周肃 , 等 . 2006. 中国大陆岩石圈物质组成及演化 . 北京 : 地质出版社 , 1– 288.

[Qiu Ruizhao, Li Tingdong, Zhou Su, et al. **2006**. The Composition and Evolution of the Lithosphere in China Continent. Beijing: Geological Publishing House, 1– 288. (in Chinese)]

青海省地质矿产局 . 1991. 青海省区域地质志 . 北京：地质出版社 , 1–662.

[Qinghai Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources. **1991**. Regional Geology of Qinghai Province. Beijing: Geological Publishing House, 1– 662 (in Chinese with English abstract)]

任纪舜 . 1999. 中国及邻区大地构造图 (1: 5 000 000). 北京 : 地质出版社 .

[Ren Jishun. **1999**. Tectonic Map of China and Adjacent Regions (1: 5000000). Beijing: Geological Publishing House. (in Chinese)]

万天丰 . 2004. 中国大地构造学纲要 . 北京 : 地质出版社 , 1– 387.

[Wan Tianfeng. **2004**. An Outline of Tectonics of China. Beijing: Geological Publishing House, 1–387 (in Chinese with English abstract)]

王德滋，周新民 . 2002. 中国东南部晚中生代花岗岩质火山 – 侵入杂岩成因与地壳演化 . 北京：科学出版社，1–295.

[Wang Dezi, Zhou Xinmin. **2002**. The Petrogenesis and Crustal Evolution of the late Mesozoic Granitic Volcanic-Intrusive Complexes in Southeastern China. Beijing: Science Press, 359–382 (in Chinese with English abstract)]

王鸿祯 , 刘本培 , 李思田 . 1990. 中国及邻区大地构造划分和构造发展阶段 . 见 : 王鸿祯文集 .2005. 北京 : 科学出版社，359–382.

[Wang Hongzhen, Liu Benpei, Li Sitian. **1990**. Geotectonic units and tectonic development of China and adjacent regions. // Selected Works of Wang Hongzhen. 2005. Beijing: Science Press, 359–382 (in Chinese with English abstract)]

Wang H and Mo X. **1995**. An outline of tectonic evolution of China. ***Episodes***, 18 (1&2): 6–16.

肖庆辉 , 邓晋福 , 马大铨 , 等 .2002. 花岗岩研究思维与方法 . 北京 : 地质出版社 ,1–294.

[Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, et al. **2002**. The Ways of Investigation on Granitoids, Beijing: Geological Publishing House, 1–294. (in Chinese with English abstract)]

肖序常 . 2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制 . 广州 : 广东科技出版社 , 83–121.

[Xiao Xuchang. **2000**. Tectonic Evolution and Mechanism of Uplift of the Tibetan Plateau. Guangzhou: Guangdong Scientific and Technological Press, 83–121 (in Chinese with English abstract)]

许荣华，Harris N B W, Lewis C L 等 . 1990. 拉萨至格尔木的同位素地球化学 . 见：中英青藏高原综合地质考察队 . 青藏高原地质演化 . 北京 : 科学出版社，282–302.

[Xu Ronghua, Harris N B W, Lewis C L, et al. **1990**. Isotopic geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse: Lhasa to Golmud. // Sino-British Collaborative Integrated Geological Expedition to Qinghai-Xizang Plateau, Chinese Academy of Scinces: The Geological Evolution of the Tibetan Plateau. Beijing: Science Press, 282–302. (in Chinese with English abstract)]

许志琴，张建新 , 徐惠芬 , 等 . 1997. 中国主要大陆山链韧性剪切带及动力学 . 北京 : 地质出版社 , 1– 294.

[Xu Zhiqin, Zhang Jianxin, Xu Huifen, et al. **1997**. Ductile Shear Zones and Their Dynamics of the Major Continental Mountain Ranges in China. Beijing: Geological Publishing House,1–294. (in Chinese with English abstract)]

杨经绥 , 王希斌 , 史仁灯 , 等 . 2004. 青藏高原北部东昆仑南缘德尔尼蛇绿岩 : 一个被肢解了的古特提斯洋壳 . 中国地质 , 31 (3): 225–239.

[Yang Jingsui, Wang Xibin, Shi Rendeng, et al. **2004**. Derni ophiolite on southern margin of eastern Kunlun in northern Tibetan Plateau: A dismembered Paleo-Tethyan oceanic crust. ***Geology in China***, 31 (3): 225–239]

殷鸿福 , 张克信 . 1997. 东昆仑造山带的一些特点 . 地球科学——中国地质大学学报 , 22 (4): 339–342.

[Yin Hongfu, Zhang Kexin. **1997**. Several characteristics of the East-Kunlun belt. ***Earth Sciences—Journal of China University of Geosciences,*** 22 (4): 339–342. (in Chinese with English abstract)]

袁万明 , 莫宣学 , 喻学慧 , 等 . 2000. 东昆仑印支期区域构造背景的花岗岩记录 . 地质论评 ,46 (2): 203–211.

[Yuan Wanming, Mo Xuanxue, Yu Xuehui, et al. **2000**. Geological records of the regional tectonic environments during the Indo-Chinese period within granites in the East-Kunlun. ***Geological Reviews***, 46 (2): 203–211. (in Chinese with English abstract)]

张伯声 . 1965. 从镶嵌构造观点说明中国大地构造的基本特征 . 见 : 张伯声论文集 . 西安 : 陕西科学技术出版社 ,119–155.

[Zhang Bosheng. **1965**. Basic tectonic characteristics of China explained from the view-point of mosaic structure. // Contributions of Zhang Bosheng. Xi'an: Shanxi Scientific and Technological Press, 119–155. (in Chinese with English abstract)]

张国伟 , 董云鹏 , 姚安平 . 2002. 关于中国大陆动力学与造山带研究的几点思考 . 中国地质 , 29 (1): 7–13.

[Zhang Guowei, Dong Yunpeng, Yao Anping. **2002**. Some thoughts on study of continental dynamics and orogenic belts. ***Geology in China,*** 29 (1): 7–13. (in Chinese with English abstract)]

张文佑 . 1986. 中国及邻区海陆大地构造 . 北京 : 科学出版社 ,45–57.

[Zhang Wenyou. 1986. Tectonics of Land and Sea in China and Adjacent Areas. Beijing: Science Press, 45–57. (in Chinese with English abstract)]

张以弗 , 庞龙廉 , 李长利 , 等 . 1997. 可可西里 – 巴颜喀拉三叠纪沉积盆地的形成和演化 . 北京 : 地质出版社 , 1–136.

[Zhang Yifu, Pang Longlian, Li Changli, et al. **1997**. The Formation and Evolution of the Hoh Xili–Bayankala Triassic Sedimentary Basin. Beijing: Geological Publishing House,1–136. (in Chinese with English abstract)]

张智勇 , 殷鸿福 , 王秉璋 , 等 . 2004. 昆秦接合部海西期苦海 – 赛什塘分支洋的存在及其证据 . 地球科学，29 (6): 691–696.

[Zhang Zhiyong, Yin Hongfu, Wang Bing zhang, et al. **2004**. Evidence for the Variscian Kuhai–Saishitang oceanic branch at the joint between the Kunlun and the Qinling. ***Earth Science***, 29 (6): 691–696. (in Chinese with English abstract)]

Zhu Yunhai, Lin Qixiang, Jia Chunxing, Wang Guocan. **2006**. SHRIMP zircon U-Pb age and significance of Early Paleozoic volcanic rocks in East Kunlun orogenic belt, Qinghai Province, China. ***Science in China (Series D)***, 49(1): 88–96.

Granitoids and Crustal Growth in the East-Kunlun Orogenic Belt

MO Xuan-xue[1], LUO Zhao-hua[1], DENG Jin-fu[1], YU Xue-hui[1], LIU Cheng-dong[2], CHEN Hong-wei[1], YUAN Wan-ming[1], LIU Yun-hua[3]

(1. *China University of Geosciences, Beijing* 100083, *China*; 2. *Donghua University of Technology, Nanchang* 330013, *China*; 3. *Chang'an University, Xi'an* 710064, *China*)

Abstract: The East-Kunlun orogenic belt (abbrev. EKOB) is one of major tectono-magmatic belts in the Tibetan plateau. Four stages of granitoid plutonism took place in Precambrian (the Proterozoic), early Paleozoic ($\in -D_3$), late Paleozoic–early Mesozoic (D_3-T_3), and late Mesozoic–Cenozoic (after early Jurassic), respectively. Among them, the late Paleozoic–early Mesozoic, especially Triassic granitoids are predominant. The basement of EKOB formed in late Paleo-Proterozoic. The early Paleozoic tectono-magmatic event sequence is comparable to that in the North-Qilian orogenic belt, and became a part of the Qilian–East-Kunlun Caledonian orogenic system. However, EKOB was involved in the Paleo-Tethyan tectonic regime during late Paleozoic–early Mesozoic period, and yielded an integrated Variscian–Indosinian orogenic cycle, similar to the Sanjiang Paleo-Tethyan orogeny. The south-Kunlun suture zone during that time was the main boundary between the north and the south China continents. Subsequently, EKOB was involved in the Tibetan collisional orogenic system in the Cenozoic since Indo-Eurasia collision.

While the continental crust of EKOB mainly formed in late Paleo-Proterozoic, juvenile crust was also generated in the Phanerozoic time, similar to the Xing'anling–Mongolia, the Gangdese and the Andes orogenic belts. There are abundant conclusive evidences of underplating and magma mixing in the East-Kunlun granitoid belt. Initial values of $^{87}Sr/^{86}Sr$ of the East-Kunlun granitoids are mostly less than 0.710 and $\varepsilon_{Nd}(t)$ values of them range from −9.2 to +3.6. These features imply that inputting of mantle materials and mixing between mantle- and crust-derived materials played an important role in crustal generation and evolution in EKOB during the Phanerozoic time. According to SHRIMP U-Pb dating of zircons from granitoid host rocks, mafic microgranular enclaves (MMEs) and associated gabbros, two major events of underplating and magma mixing took place in EKOB in the early-middle Devonian (394–403 Ma) and the middle Triassic (239–242 Ma), corresponding to the stage from the ending of subduction to the initiation of collision during the Caledonian and Variscian–Indosinian orogeny, respectively.

Key words: East-Kunlun orogenic belt; granites; underplating; magma mixing; crustal growth