

DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2021.03008

# 沉积记录约束班公湖–怒江缝合带东巧蛇绿岩的仰冲过程

马安林<sup>1,2</sup>, 胡修棉<sup>2</sup>

(1. 成都理工大学沉积地质研究院, 四川 成都 610059; 2. 南京大学地球科学与工程学院,  
江苏 南京 210023)

**摘要:**班公湖–怒江缝合带(班怒带)分割了北部的羌塘地体和南部的拉萨地体,代表曾经消失的大洋——班公湖–怒江洋(班怒洋)。蛇绿岩从西部的日土到东部的丁青断续分布,是记录班怒洋演化的重要载体。长期以来关于班怒带蛇绿岩何时形成、在哪里形成、如何就位的研究薄弱。本文基于对班怒带中段东巧蛇绿岩之上的一套海陆过渡相地层(东巧组)的地层学、沉积学和物源研究,认为东巧蛇绿岩在晚侏罗世 Oxfordian-Kimmeridgian 之前仰冲到一个亲拉萨的被动大陆边缘之上。在此基础上,结合蛇绿岩年代学和地球化学数据,重建了东巧蛇绿岩从形成到仰冲至地表的过程,探讨了东巧蛇绿岩仰冲的动力学机制及其大地构造意义。

**关 键 词:**班公湖–怒江缝合带;东巧组;物源分析;晚侏罗世

中图分类号:P535; P548

文献标识码:A

蛇绿岩是大洋岩石圈的残片。大洋岩石圈包括洋壳和岩石圈地幔,主要由铁镁质岩石构成,完整的岩石序列从底部到顶部包括地幔橄榄岩、堆晶橄榄岩、堆晶辉长岩、均质辉长岩、席状岩墙群、枕状熔岩等。大洋岩石圈大多沿着海沟俯冲消减,只有少数可以最终逆冲到比它轻的大陆壳之上。大洋岩石圈逆冲至陆壳之上即为蛇绿岩仰冲,或称之为蛇绿岩就位(Coleman, 1971; Dewey and Bird, 1971; Dewey, 1976; Wakabayashi and Dilek, 2003)。蛇绿岩仰冲是大洋岩石圈消减的重要方式之一,对仰冲过程的研究对于揭示大洋关闭过程及其动力学机制具有重要意义。

蛇绿岩仰冲可以追溯到大洋初始俯冲阶段。大洋岩石圈板块沿着其内部的薄弱带发生岩石圈尺度的逆冲,这一过程在事实上产生了上盘和下盘岩石圈,因此意味着初始俯冲。此时,上盘大洋岩石圈的高温地幔逆冲至下盘冷的大洋表层物质之上,导致下盘岩浆岩和沉积岩变质形成变质底板(或称变质晕, metamorphic sole 或 aureole; Spray,

1984; Wakabayashi and Dilek, 2003; Agard et al., 2020)。变质底板的厚度通常较小,多小于 500 m(Guilmette et al., 2018),在后期会“焊接”到上盘大洋岩石圈的底部,并随其仰冲(Dewey and Casey, 2011; van Hinsbergen et al., 2015)。因此,变质底板的顶部,即靠近蛇绿岩位置,是高温变质作用形成的岩石,如麻粒岩和斜长角闪岩,变质温度为 850 ~ 900°C,压强为 10 ~ 15 kbar,相当于洋底之下 30 ~ 45 km 的深度;而变质底板底部,即远离蛇绿岩处,则为低温条件下的变质岩,如绿片岩(600°C, ~ 5 kbar)(Hacker and Gnos, 1997; Morris et al., 2017; Agard et al., 2020)。通过对变质底板的温压历史研究以及定年,可以探讨初始俯冲过程(Morris et al., 2017; Guilmette et al., 2018; Stern and Gerya, 2018)。

随后,如果在海沟位置以陆源的硅铝质碎屑为主的增生楔不断生长,上盘大洋岩石圈就可能逆冲到增生楔之上并露出地表,这种仰冲类型为增生底垫型或者科迪勒拉型(图 1);如果俯冲带下盘一侧

收稿日期:2021-01-01;改回日期:2021-03-08

作者简介: 马安林(1991—),男,讲师,大地构造沉积学。E-mail: anlin\_ma@163.com

通讯作者: 胡修棉(1974—),男,教授,沉积学。E-mail: huxm@nju.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金项目(91755209, 42002120)

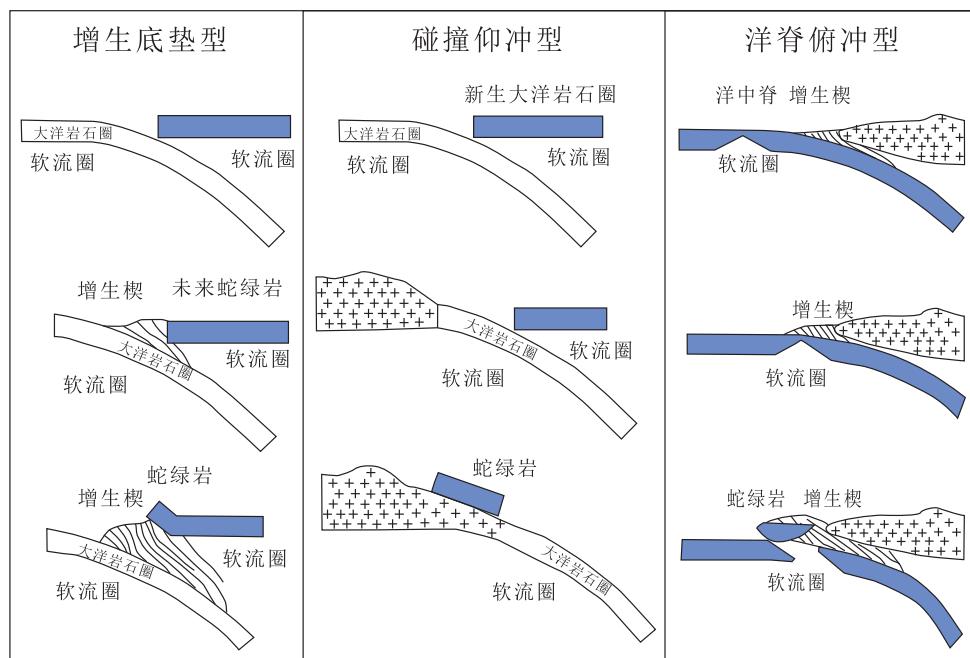


图1 常见的蛇绿岩仰冲机制示意图(修改自 Wakabayashi and Dilek, 2003; 马冲等, 2011)

Fig. 1 Schematic diagrams illustrating common ophiolite obduction mechanism (modified from Wakabayashi and Dilek, 2003; Ma et al., 2011)

的大陆壳进入海沟(即碰撞),导致上盘大洋岩石圈逆冲到大陆壳之上,这种仰冲类型为碰撞型或者特提斯型(图1; Wakabayashi and Dilek, 2003; 马冲等, 2011);另外,还有学者提出在洋陆转换边界大洋岩石圈可直接仰冲,例如洋中脊到达海沟位置时,热的难以俯冲的洋壳和海沟相互作用就可能使大洋岩石圈仰冲至增生楔和陆壳之上,这种仰冲类型为洋脊俯冲型(Wakabayashi and Dilek, 2003; 马冲等, 2011; Boudier and Nicolas, 2018)(图1)。蛇绿岩仰冲到陆壳之上并露出地表后会经历风化剥蚀,碎屑物质会搬运到沉积盆地之中,因此从地层角度,通过对记录蛇绿岩碎屑的地层定年可以获得仰冲时间的上限。

蛇绿岩为什么仰冲是一个困扰着地质学家的难题,这一难题涉及到蛇绿岩的成因问题。在蛇绿岩研究历史上具有重大意义的1972年Penrose会议前后(Anonymous, 1972),人们普遍认为蛇绿岩代表了曾经存在而如今已消失的成熟大洋的岩石圈。然而,之后进一步的研究却揭示出一种最常见的特殊蛇绿岩: SSZ(Supra-subduction zone)型蛇绿岩,其特点包括:(1)具有“弧”岩石的地球化学特征;(2)具有较窄的结晶年龄区间;(3)变质底板的变质年龄和蛇绿岩结晶年龄相近;(4)在结晶之后很快就

发生了仰冲(Casey and Dewey, 1984; Pearce et al., 1984; Shervais, 2001; Pearce, 2003; Stern, 2004; Rioux et al., 2016)。据此,一些学者提出,SSZ型蛇绿岩大多形成于靠近俯冲带的上盘扩张洋脊,即弧前小洋盆,在结晶后不久就在弧陆碰撞时仰冲,而真正具有漫长演化历史的大洋中脊的蛇绿岩则几乎不可能发生仰冲(Stern, 2004)。这种观点虽然广被接纳,但并非唯一答案(Nicolas, 1989; Moores et al., 2000),即便是研究程度很高的阿曼蛇绿岩,其成因和仰冲机制依然争议颇大(Warren et al., 2005; Boudier and Nicolas, 2018)。

青藏高原腹地有一条东西长度超过2000 km的班公湖-怒江缝合带,分割了北部的羌塘地体和南部的拉萨地体(图2A)。蛇绿岩沿着班怒带零星分布(图2A),由于蛇绿岩本身锆石含量低而难以分选,加之各种定年方法(锆石U-Pb, 全岩或矿物<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, 放射虫地层学)不统一,蛇绿岩的结晶时代争议较大,从晚三叠世至早白垩世的结晶年龄都有报道(e.g., Zhang et al., 2014; Wang et al., 2016; 王保弟等, 2020)。另外,班怒带蛇绿岩的仰冲时代和机制也有不同认识,前人认为日土-狮泉河蛇绿岩、东巧蛇绿岩在晚侏罗世-早白垩世经历了拉萨-羌塘碰撞型仰冲(Girardeau et al., 1984;

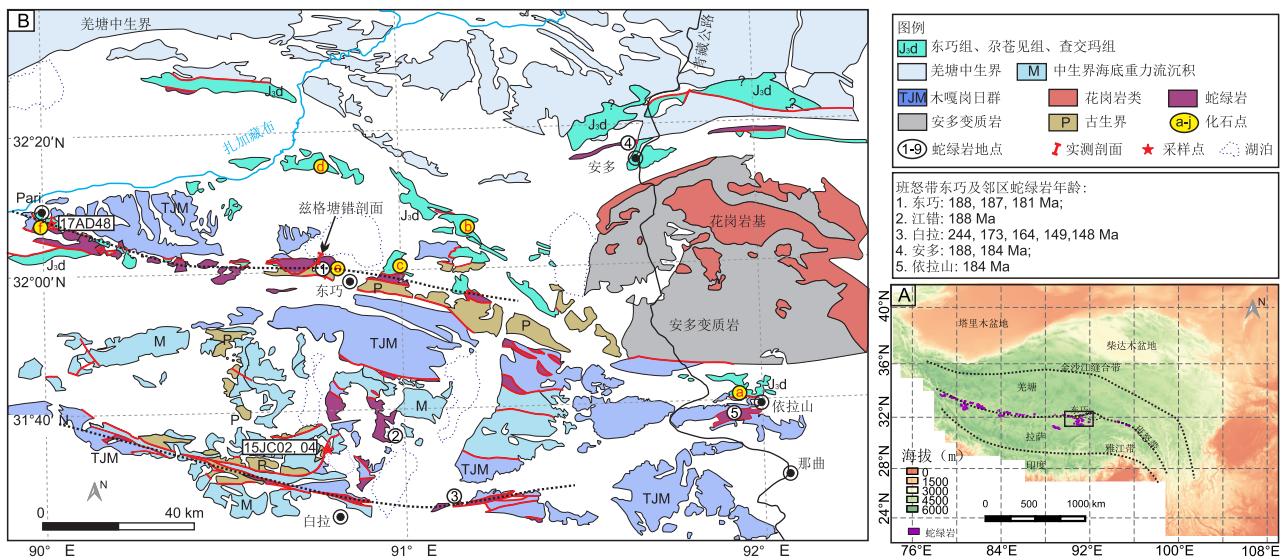


图2 青藏高原数字高程图(A)及东巧地区的地质图(B)

(修改自1:25万兹格塘错幅、班戈幅、安多幅<sup>①②④</sup>,两条虚线之间为可能存在的“东卡错微陆块”<sup>②</sup>据Zeng et al., 2016;李海峰等,2019;蛇绿岩年龄数据来源见Ma et al., 2020a)

Fig. 2 Digital elevation model of the Tibetan Plateau (A) and geological map of the Dongqiao area (B)

(modified from the 1:250,000 scale geological maps of the Zigelangco, Bangoin, and Amdo counties<sup>①②④</sup>; black dashed lines outline a possible micro-continent called “Dongka Co”<sup>②</sup> after Zeng et al., 2016; Li et al., 2019; compilation of ophiolite ages can be found in Ma et al., 2020a)

Kapp et al., 2003);改则蛇绿岩在中—晚侏罗世经历了科迪勒拉型仰冲,在侏罗纪末经历了碰撞型仰冲(Li et al., 2019)。近年来随着蛇绿岩年代学工作的广泛开展,在班怒带南侧以及在拉萨地体内部的“狮泉河–拉果错–永珠–嘉黎缝合带”中,均报道了比班怒带北侧更为年轻的蛇绿岩年龄,表明这些新识别出来的蛇绿岩可能是原地的,而非拉萨–羌塘碰撞后长距离向南仰冲的产物(Fan et al., 2017; Zhong et al., 2017; Tang et al., 2018; Zeng et al., 2018; 王保弟等,2020),这对传统碰撞型仰冲模型带来了挑战。

本文基于对班怒带中段的东巧组的研究进展(Ma et al., 2020a),试图从沉积岩的角度重建东巧蛇绿岩的仰冲过程并探讨其成因机制及其在区域构造演化中的意义。

## 1 地质背景

东巧蛇绿岩区位于班怒带中部(图2B),是我国蛇绿岩型铬铁矿的产区之一。研究表明东巧蛇绿岩包括橄榄岩、堆晶岩、岩墙、熔岩等多个岩石组合,发现了与蛇绿岩伴生的变质底板、硅质岩等(Girardeau et al., 1984; 王希斌等,1987; Zhou et al.

, 1997)。其中,变质底板厚约8 m,顶部为斜长角闪岩,底部为绿片岩(石英云母片岩)(Zhou et al., 1997)。东巧蛇绿岩的结晶时代为190~181 Ma(夏斌等,2008; 黄强太等,2015; Liu et al., 2016; Wang et al., 2016),在地球化学上具有SSZ型蛇绿岩的特征(Liu et al., 2016; Wang et al., 2016)。

东巧蛇绿岩之上有一套海陆过渡相的地层,厚约120 m左右,最早命名见于文世宣(1979),后也有人称为兹格塘错组(Girardeau et al., 1984)。上世纪70~80年代以来,我国科学家、中法考察、中英考察的科学家先后对东巧组进行了研究。研究表明东巧组底部为红色的砾岩和砂岩,具有石英岩、硅质岩、超基性岩和铬铁矿石等砾石;顶部为灰白色砂岩和灰岩,其中含有的珊瑚、层孔虫、双壳、有孔虫、藻类等指示晚侏罗世—早白垩世的沉积时代(汪明洲和程立人, 1980; Girardeau et al., 1984; 汪明洲和董得源, 1984; Marcoux et al., 1987; 王希斌等, 1987)。然而,中英考察根据藻类 *Cladocoropsis* 和其他门类化石属种认为东巧组的时代为晚侏罗世,不会晚于 Tithonian (Smith and Xu, 1988)。21世纪初,1:25万填图工作对东巧组进行了系统的调查,表明东巧组仅仅分布在兹格塘错和安多地区<sup>①④</sup>(图2B)。

东巧组沿着走向,向西过渡为沙木罗组和吐卡日组,珊瑚化石指示沙木罗组沉积时代为晚侏罗世<sup>③</sup>(夏代祥和刘世坤,1997)。据1:25万昂达尔错幅研究,沙木罗组为一套浅灰—深灰色粉砂岩,灰黑色粉砂质泥岩、深灰色、浅灰色细砂岩夹生物碎屑灰岩的地层,上未见顶,下未见底,沉积时代为晚侏罗世<sup>③</sup>。而吐卡日组由1:25万昂达尔错幅从沙木罗组中厘定出来,是地理位置上介于北部沙木罗组和南部木嘎岗日群之间的一套以碳酸盐岩为主,夹少量碎屑岩、基性火山岩的岩石地层组合,地质时代为晚侏罗世,未见顶底<sup>③</sup>。1:25万昂达尔错幅根据区域展布和岩石学、生物学特征将吐卡日组暂置于沙木罗组之上<sup>③</sup>。Ma et al. (2018) 鉴于吐卡日组和沙木罗组难以区分,且上、下层位关系不明,将上侏罗统碎屑岩和灰岩统称为沙木罗组,并借助底栖有孔虫和珊瑚将地层时代约束为晚侏罗世 Oxfordian—Kimmeridgian。

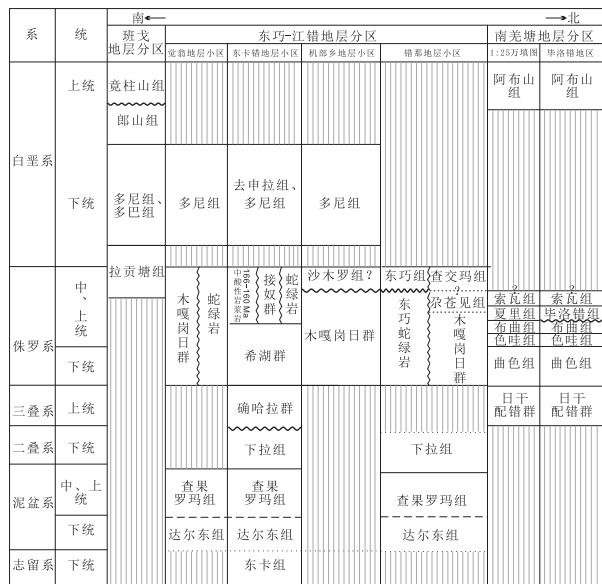


图3 东巧及邻区地层格架图<sup>②</sup>

(部分地层时代及接触关系根据最新研究成果调整 Ma et al., 2017; Lai et al., 2019a, 2019b; 朱志才等,2020; Li et al., 2020; Ma et al., 2020a)

Fig. 3 Stratigraphic charts of Dongqiao and adjacent areas<sup>②</sup>  
(depositional contact and age of some formations are updated according to recent studies of Ma et al., 2017, Lai et al., 2019a, 2019b, Zhu et al., 2020, Li et al., 2020, Ma et al., 2020a)

在东巧蛇绿岩的北侧和东侧,分布晚侏罗世尕苍见组火山岩和之上的查交玛组灰岩,前人提出可

能代表岛弧(许荣科等,2007)。班怒带内部东巧蛇绿岩的两侧分布木嘎岗日群,由深水碎屑岩和硅质碎屑混杂岩构成<sup>②</sup>。除此之外,班怒带内深水地层还有晚三叠世确哈拉群、侏罗纪希湖群和接奴群,这些地层下伏古生代的地层包括东卡组、达尔东组、查果罗玛组、下拉组,主体为灰岩<sup>②</sup>(图3)。在东巧蛇绿岩南部的班怒带内有很多蛇绿岩残块分布(图2B)。在江错北的地区见中侏罗世约166~160 Ma的中酸性火山岩和花岗岩(Zeng et al., 2016; 李小波等, 2017; 李海峰等, 2019; 唐跃等, 2019; Li et al., 2020)。

## 2 地层新认识

我们自2015年起多次对东巧组开展野外工作,发现东巧组在兹格塘错南岸的兹格塘错剖面出露最好,厚约117 m,地层层序正常,倾向向南(图4A)。东巧组之下为东巧蛇绿岩,主要由土黄色、灰黑色的含铬尖晶石橄榄岩构成,受到不同程度的蛇纹石化(图4B)。东巧组和东巧蛇绿岩之间未见明显的断层标志,属于年轻地层盖在老的结晶岩之上,因此本研究倾向于认为是沉积不整合接触。另外,兹格塘错剖面地层序列可以和汪明洲等(1980)、Girardeau et al. (1984)给出的剖面对比(图4C),表明它们应属于同一剖面,而前人的研究同样表明东巧组沉积不整合在东巧蛇绿岩之上(Girardeau et al., 1984)。沉积环境为扇三角洲至滨浅海,显示海侵序列。

兹格塘错剖面东巧组可以分为上、下两段(图4A, 图5)。下段主体由28 m厚的红色砾岩和砂岩(图6A, B)互层,以及之上7 m厚的红色铁氧化物层(图7A)与灰色含云母泥质粉砂岩(图7B)、砂岩互层(图6C)。砾岩为砾石支撑、具有块状或水平分层、分选差,其中最大砾石达到30 cm。前人报道有铬铁矿砾石(Girardeau et al., 1984; Leeder et al., 1988),但是本研究对多个砾石的切片镜下观察表明砾石几乎全部由硅质组成,可能和后期硅化有关(图7C)。红色砂岩呈块状、细到粗粒,并且主要由碎屑尖晶石构成。

在剖面上部,灰色的砂岩、灰岩和混积岩交互出现,共约43 m。最底部的灰色砂岩含分选好的石英砾石(图6D, E)。生物碎屑在整个剖面上部都很普遍,包括棘皮、珊瑚、有孔虫、双壳(图6K)、腕足和藻类,指示海洋环境。另外也可见核形石砾屑灰

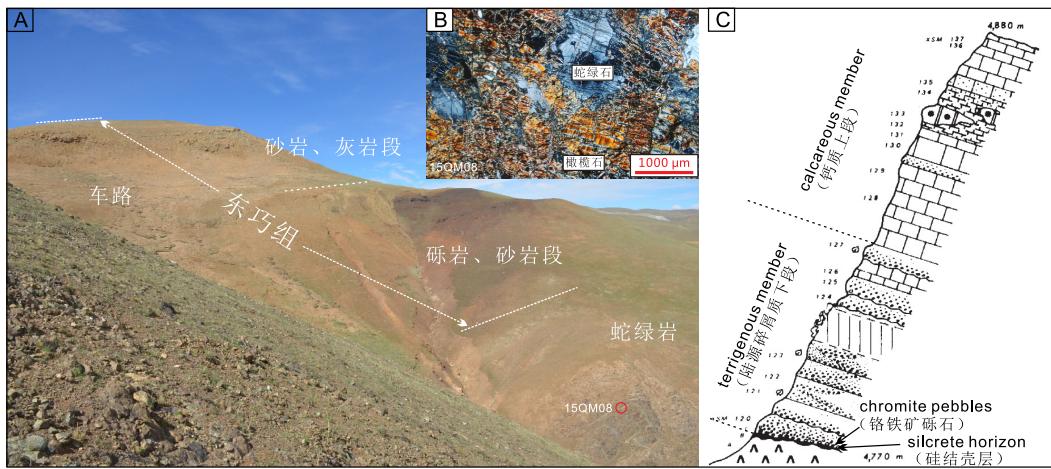


图4 班怒带兹格塘错南东巧组剖面

A. 本研究兹格塘错剖面野外照片; B. 东巧组之下的橄榄岩正交镜下照片, 局部蛇纹石化, 采样位置见图4A; C. 中法考察的实测剖面图 (Girardeau et al., 1984)

Fig. 4 Cross section through the Dongqiao Formation to the south of the Zigelangco in the Bangongco-Nujiang suture zone  
A. field photo of Zigelangco section in this study; B. photomicrograph under cross polarized light shows the peridotite was partially serpentinized, with the sample location in Figure 4A; C. measured section by Sino - French joint research(Girardeau et al. , 1984)

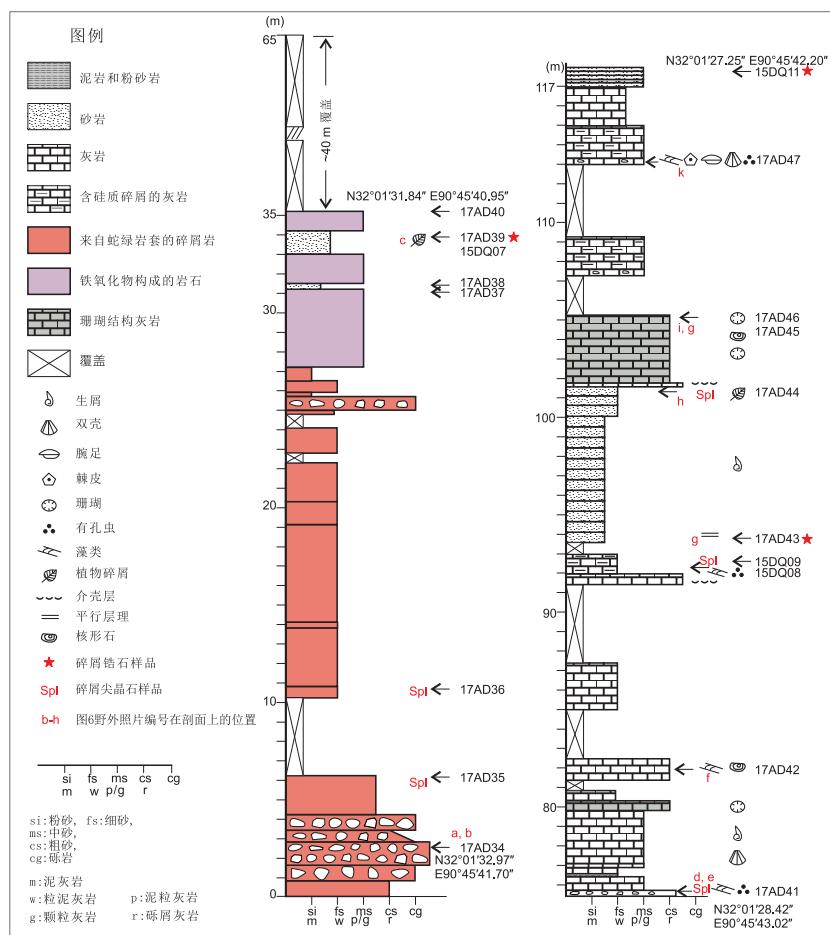


图5 兹格塘错剖面东巧组实测柱状图

Fig. 5 Measured columnar profile through the Dongqiao Formation in the Zigelangco section

岩层(图 6F)和贝壳层。砂岩呈中薄层互层(图 6G),见平行层理和炭屑(图 6H),两个层位见珊瑚格架灰岩(图 6I, J)。除了兹格塘错剖面,东巧组中的灰色砂岩仅在帕日剖面发现(图 6M),而含珊瑚的灰岩在其他大多地区普遍存在(图 6L)。

本研究认为兹格塘错剖面沉积环境由冲积扇

到浅海转变,这和前人的解释基本一致(汪明洲和程立人,1980; Girardeau et al., 1984)。剖面下部红色的砂砾岩富含铁氧化物和硅质结壳,前人解释为铁铝质的红土(Girardeau et al., 1984; Leeder et al., 1988),是蛇绿岩在潮湿的热带气候下受强烈的化学风化形成的。



图 6 野外地质照片

图片 A-K 为兹格塘错剖面,照片在剖面上的位置见图 5。A. 底部红色砾岩和砂岩互层;B. 底部红色砾岩;C. 浅色砂岩中出现红色铁氧化物构成的岩石层;D-E. 剖面上段含砾石层,砾石主要为石英;F. 核形石灰岩;G. 上段薄—中层的砂岩互层,地层较为破碎;H. 炭屑;I. 靠近剖面顶部的砂岩和灰岩;J. 图 6I 近照,显示灰岩中珊瑚聚集;K. 砂岩中完整的双壳化石;L. 兹格塘错南(位于兹格塘错剖面东约 5 km)东巧组盖在蛇绿岩之上;M. 帕日地区,东巧组灰岩和砂岩高度解体,盖在蛇绿岩之上

Fig. 6 Field photos

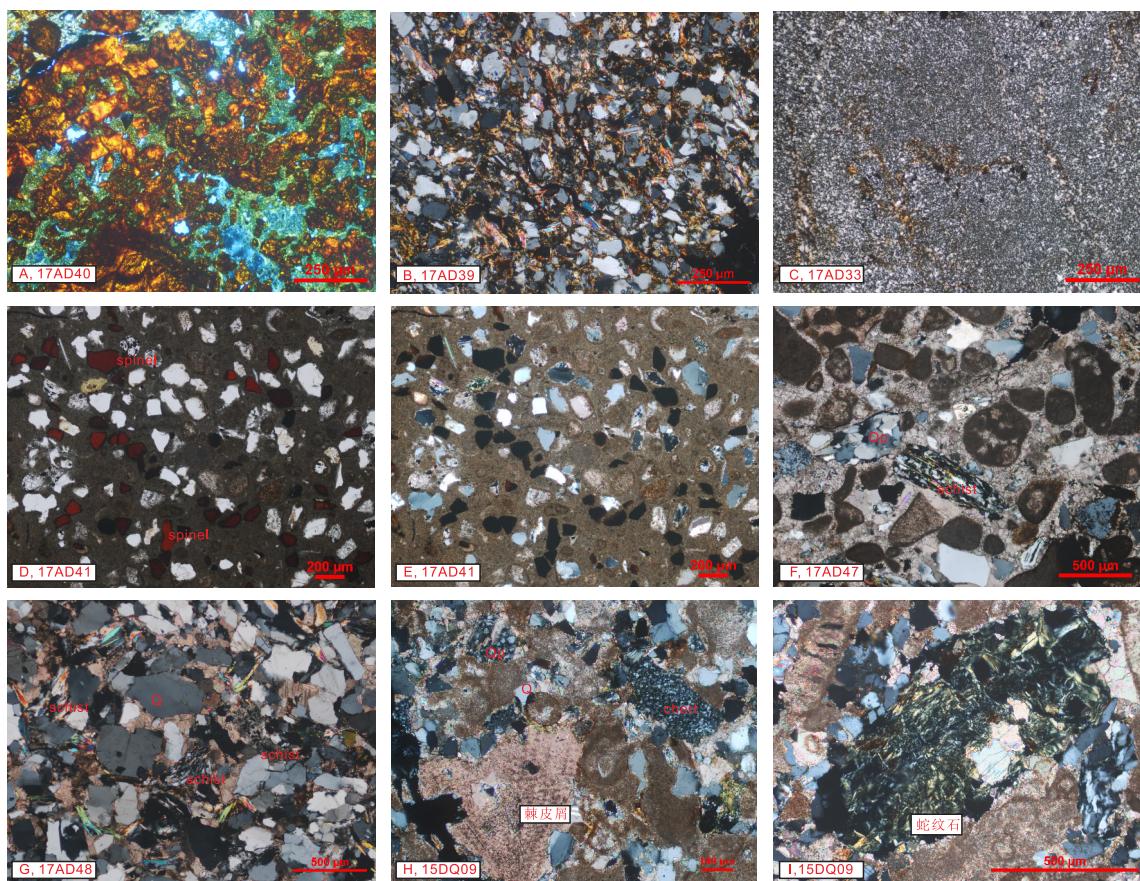


图7 东巧组岩石镜下照片

A. 铁质岩,由不透明铁氧化物构成;B. 含云母泥质粉砂岩;C. 硅质的岩石,砾石,含有丰富的重结晶玉髓;D-E. 细粒含铬尖晶石混积岩;F. 中粒钙质岩屑砂岩;G. 中粒钙质岩屑石英砂岩;H-I. 细粒钙质岩屑石英砂岩;Q—石英;Qp—多晶石英;Lvf—长英质的火山岩岩屑;Lc—碳酸盐岩屑;chert—硅质岩岩屑;schist—片岩岩屑

Fig. 7 Photomicrographs of rocks in the Dongqiao Formation

由于这套砂砾岩显示分层性且大小混杂,具有近源搬运和沉积的特征,我们推测是蛇绿岩风化的产物由洪水沿着陡坡冲积而形成的,沉积于冲积扇的扇根。剖面上部灰色的砂岩和灰岩中具有丰富的海相化石,指示滨浅海的环境,接收蛇绿岩碎屑、硅质碎屑以及炭屑等来自附近陆地的物质。珊瑚格架灰岩代表原位的点礁(Girardeau et al., 1984)。与东巧组同时代的查交玛组灰岩在兹格塘错剖面的北边普遍存在,指示从南向北是近源到远源的古地理关系。

我们联合国内外古生物学专家对东巧组进行了珊瑚、底栖有孔虫、钙藻的生物地层学工作。根据英国伦敦大学学院 BouDagher-Fadel 博士的鉴定,兹格塘错剖面的有孔虫包括 *Pseudocyclammina* sp. 和 *Everticyclammina virguliana*, 指示时代为 Oxfordian—Kimmeridgian (BouDagher-Fadel, 2018)。兹格塘错剖面走向上的东巧组和剖面北侧的查交

玛组中的有孔虫种类更多,同样指示时代为 Oxfordian—Kimmeridgian (BouDagher-Fadel, 2018)。

此外,BouDagher-Fadel 博士还在东巧组中发现了钙藻,包括 *Cayeuxiapiæ*、*Salpingaporella annulata*、*Thaumatoporella* sp. 和 *Trinocladus perplexus*, 多见于上侏罗统(BouDagher-Fadel, 2018)。根据 BouDagher-Fadel 博士和中国科学院南京地质古生物研究所廖卫华研究员的鉴定,东巧组中的珊瑚包括 *Cladocoropsis mirabilis* Felix、*Thecosmilia shunghensis* Liao 和 *Dermosmilia laxata* (Étallon), 指示时代为 Oxfordian—Kimmeridgian (董得源和汪明洲, 1983;廖卫华等, 2012)。本研究也采集了来自查交玛组的珊瑚,属种和东巧组中的相同,指示地层为相同时代。

前人报道的有孔虫包括 *Kurnubia* sp. (or off. *Kurnubia*)、*Pseudocyclammina* sp. 和 *Nautiloculina* sp., 指示晚侏罗—早白垩世的年龄(Girardeau et

al., 1984)。然而,这些有孔虫的年龄解释有待商榷。首先, *Kurnubia* sp. 只存在于 Bajocian 至早 Tithonian (BouDagher-Fadel, 2018)。其次,本研究将 *Pseudocyammina* sp. 更为准确地限定为 *Pseudocyammina sphaeroidalis*, 指示 Kimmeridgian 期。再者, *Nautiloculina* 属种跨度从中侏罗世 Bajocian 到早白垩世 Aptian, 但其与其它侏罗纪化石共存指示侏罗纪的年龄 (BouDagher-Fadel, 2018)。综上所述,各种化石指示东巧组的沉积时代为晚侏罗世 Oxfordian—Kimmeridgian。

### 3 物源分析

东巧组下段砂砾岩中含有来自蛇绿岩的物质,尤其以铬尖晶石为特色(图 7D, E),其含量向上变低,并在上段的灰白色砂岩中见蛇纹石碎屑。我们对东巧组灰白色砂岩进行了 Gazzi-Dickinson 计点法碎屑统计,结果表明这些砂岩大多为岩屑砂岩和岩屑石英砂岩,其中含大量的单晶石英、多晶石英,以及一定量的云母碎屑、片岩岩屑、灰岩岩屑、蛇纹石碎屑(图 7F-I)。这些碎屑和碎屑尖晶石共存,指示不仅仅是蛇绿岩,变质岩和灰岩也给东巧组提供了碎屑物质来源。

为精准限定物源区,本研究选取铬尖晶石含量较高的砂岩磨制了 50  $\mu\text{m}$  厚的薄片以使用电子探针分析其成分。根据获得的地球化学数据,可以将东巧组 3 件砂岩样品共 60 颗碎屑尖晶石分为两组(图 8)。第一组( $n=41$ )具有相对低的 Cr#( $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ ),为 59 ~ 39,以及相对低的  $\text{TiO}_2$ (0.33% ~ 0.01%)。第二组的 Cr# 和  $\text{TiO}_2$  含量值分别为 77% ~ 61% 和 0.14% ~ 0%。在  $\text{TiO}_2$  和  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  双变图上 (Dick and Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001),东巧组碎屑尖晶石分别落在弧前橄榄岩和 SSZ 橄榄岩区域,指示这些尖晶石可能形成于 SSZ 型的弧前蛇绿岩中(图 8)。另外,东巧组碎屑尖晶石可以和下伏蛇绿岩中的尖晶石对比。第一组和来自堆晶岩(包括橄长岩、橄榄辉石岩、异剥辉石岩)的尖晶石相似,而第二组和来自方辉橄榄岩与纯橄岩的尖晶石相似(图 8; 邓万明, 1988; Liu et al., 2016)。这些证据进一步证实东巧蛇绿岩为东巧组提供了物源。

为了约束长英质碎屑的物质来源,我们对东巧组 4 件砂岩样品进行了碎屑锆石 U-Pb 定年,得到了 438 个锆石 U-Pb 年龄。锆石的 CL 图片显示大多数

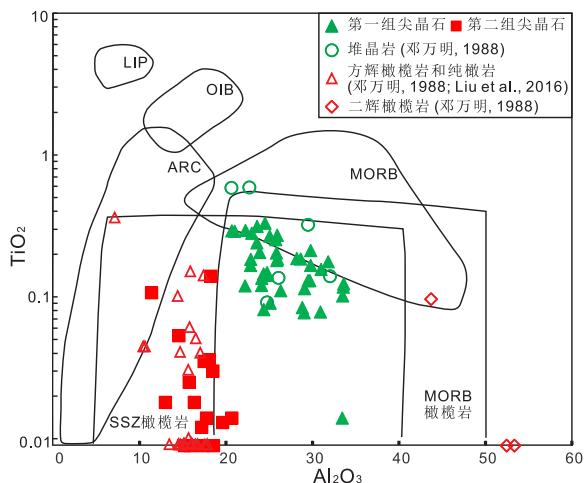


图 8 东巧组中碎屑尖晶石的  $\text{TiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  判别图  
(横纵坐标为质量百分含量,据 Kamenetsky et al., 2001。  
MORB—洋中脊玄武岩; SSZ—Supra-subduction zone; OIB—  
洋岛玄武岩; LIP—大火成岩省)

Fig. 8  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tectonic discrimination diagram of the detrital spinels in the Dongqiao Formation  
(modified from Kamenetsky et al., 2001. MORB — mid-ocean ridge basalt; SSZ — supra-subduction zone; OIB — ocean island basalt; LIP — large igneous province)

锆石内部是均一的,也有一些显示震荡环带和复杂结构,表明锆石自结晶后经历过复杂的生长过程。然而,所有锆石的年龄不晚于 460 Ma,最年轻的碎屑锆石 U-Pb 年龄远远大于东巧组的沉积时代(约 163 ~ 152 Ma)。4 件砂岩样品具有相似的年龄谱,核密度估计 (KDE) 显示两个主要的峰值,分别为 510 ~ 490 Ma 和 1300 ~ 1100 Ma,以及其他宽泛的年龄峰包括 1300 ~ 510 Ma 和 2000 ~ 1500 Ma(图 9)。大多数锆石具有低于 10 的 U/Th 值,指示岩浆成因 (Rubatto, 2002)。另外,我们也对 2 件位于东巧 - 白拉地区的浅变质古生界石英砂岩样品进行了碎屑锆石 U-Pb 年龄测试。这 2 件样品具有和东巧组非常相似的锆石 U-Pb 年龄谱,而二者又和北拉萨侏罗系之下地层的碎屑锆石年龄谱相似(图 9)。进一步考虑到砂岩碎屑组分以及冲积扇砾岩的存在,我们解释东巧组中的碎屑物质来自于近源的变质沉积岩和东巧蛇绿岩。变质沉积岩可能为东巧蛇绿岩底部的变质底板或下板块被动大陆边缘浅变质的沉积岩。安多基底和羌塘地体都不是东巧组的物源区,这是因为东巧组中并没有安多和羌塘代表性的约 1000 ~ 800 Ma 碎屑锆石 U-Pb 年龄峰值(图 9; Gehrels et al., 2011; Guynn et al., 2012);安

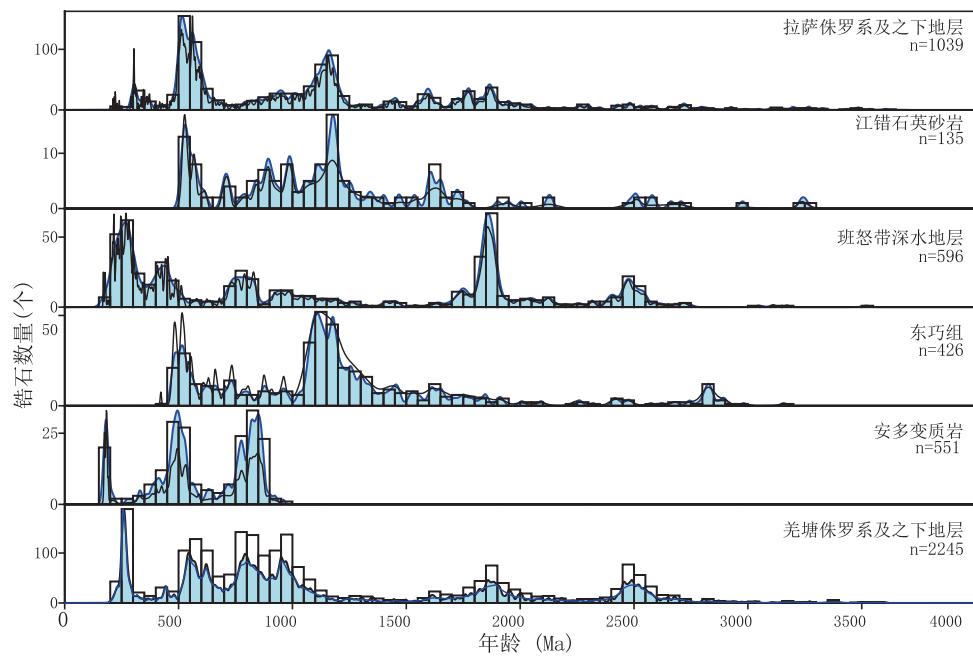


图9 东巧组砂岩碎屑锆石U-Pb年龄概率密度曲线

(东巧组和江错石英砂岩数据来自 Ma et al. 2020b, 其他数据来源同 Ma et al., 2020b 中引用的数据)

Fig. 9 Probability density plot (blue curve with light blue filled), Kernel density estimation plot and histogram of detrital zircon U-Pb ages for the Dongqiao Formation, with comparison with potential source area  
(Data of the Dongqiao Formation and Jiang Co quartzose sandstones are from Ma et al., 2020b and other data are some with those cited by Ma et al., 2020b)

多基底中含量大量的侏罗纪花岗岩,其中含有大量的侏罗纪锆石(Guynn et al., 2006, 2012),但也没有在东巧组中发现。

#### 4 仰冲过程的重建

东巧蛇绿岩在早侏罗世约190~181 Ma结晶(夏斌等, 2008; 黄强太等, 2015; Liu et al., 2016; Wang et al., 2016),在约180~175 Ma冷却至 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 体系封闭温度约550°C以下(Zhou et al., 1997)。在此之后,根据本文对东巧组的研究,结合东巧蛇绿岩向南逆冲到古生代地层之上(Girardeau et al., 1984; Kidd et al., 1988),东巧蛇绿岩在东巧组沉积即约163~152 Ma之前已经向南逆冲到拉萨或者具有拉萨亲缘性的陆壳之上,并露出地表接受风化剥蚀。东巧组起初沉积在靠近山前的扇三角洲环境,主要接收蛇绿岩物质,后期造山带不断剥蚀以及发生海侵,从而蛇绿岩物质减少,而具有拉萨亲缘性的陆壳再旋回物质则相对增多(图10)。

#### 5 仰冲机制的探讨

基于构造地质学、岩石学和地球化学研究,以及

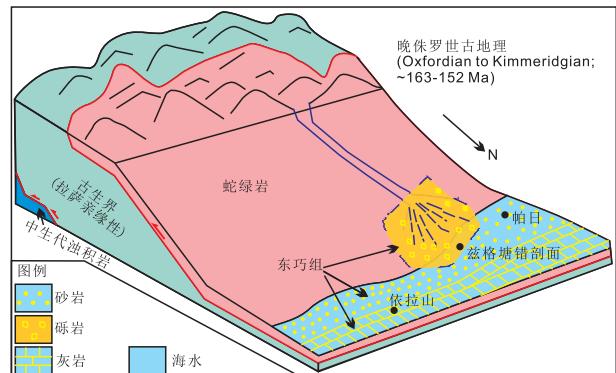


图10 东巧组沉积时期的古地理示意图(修改自 Ma et al., 2020b)

Fig. 10 Paleogeographic view of the depositional setting of the Dongqiao Formation(modified from Ma et al., 2020b)

班怒带内增生楔岩石的物源研究,前人多认为班怒洋在侏罗纪时期是北向俯冲的(Girardeau et al., 1984; Zhou et al., 1997; Liu et al., 2016; Wang et al., 2016)。东巧地区构造填图、蛇绿岩地球化学数据以及本文的尖晶石地球化学数据都表明东巧蛇绿岩形成于弧前SSZ型小洋盆,和班怒洋向北俯冲有关(Girardeau et al., 1984; Zhou et al., 1997; Liu et al., 2016; Wang et al., 2016)。如果接受东巧蛇

绿岩形成于上板块的小洋盆这一观点,结合东巧蛇绿岩之上的东巧组接收来自南侧亲拉萨的碎屑,那么其仰冲极有可能是碰撞型仰冲,即拉萨地体或具有拉萨亲缘性的微陆块的被动大陆边缘进入海沟诱发了东巧蛇绿岩的仰冲。前人曾提出该地区存在“东卡错微陆块”<sup>②</sup>(图 2B; Zeng et al., 2016; 李海峰等,2019)。如果该微陆块存在,相比拉萨—羌塘碰撞仰冲模型,其与羌塘的碰撞可以更好地解释东巧南部靠近白拉地区的晚侏罗世蛇绿岩的存在,暗示班怒带内部具有多条分支缝合带(Zhong et al., 2017; 唐跃等,2019)。

## 6 东巧蛇绿岩仰冲的大地构造意义

中侏罗世末至晚侏罗世是班怒洋及邻区构造演化的一个关键时期,根据前人研究,区域上可能存在三个不整合面。其一,一些研究表明班怒带浅水沉积沙木罗组和其下的深水地层木嘎岗日群之间为角度不整合接触(Li et al., 2017; 邓金火等,2017),然而,在部分地区并未发现明确的不整合面,反而二者呈现断层接触(杨一凡, 2017; Ma et al., 2018, 2020b)。其二,近年来,本团队在南羌塘盆地毕洛错地区发现一套中侏罗世沉积的砂砾岩,观察到这套地区与下伏的布曲组灰岩、色哇组砂岩呈角度不整合关系,向上与南羌塘最高海相层索瓦组灰岩呈整合接触,这套地层新建为毕洛错组(Ma et al., 2017);毕洛错组接收了大量来自羌塘古老地层(古生代甚至更早)的再旋回碎屑,可能代表羌塘盆地对中晚侏罗世构造事件的最早响应(Ma et al., 2017)。其三,班怒带东巧组与下伏蛇绿岩之间呈沉积不整合接触(Girardeau et al., 1984; Ma et al., 2020a),直接表明晚侏罗世之前蛇绿岩仰冲这一构造事件。值得关注的是,与东巧蛇绿岩仰冲至地表近于同时的是班怒带南侧近拉萨位置形成了约 166 ~ 160 Ma 的弧地球化学信号的岩浆岩,包括高镁安山岩—英安岩—流纹岩、高钾钙碱性花岗岩等多种岩石(Zeng et al., 2016; 李小波等,2017; 李海峰等,2019; Li et al., 2020)。

为了解释中晚侏罗世构造事件,不同学者提出了各种各样的模型或假说。例如,用拉萨—羌塘碰撞模型解释东巧蛇绿岩的仰冲和羌塘盆地性质的转变(Girardeau et al., 1984; Ma et al., 2017);用中侏罗世洋内初始俯冲模型解释 166 ~ 160 Ma 的达如错高镁安山岩(Zeng et al., 2016; 李小波等,2017);用活动洋脊与亚洲大陆的碰撞和随后的平板俯冲解释 166 ~ 160 Ma 的岩浆岩以及南羌塘的盆地转变

事件(Li et al., 2020);用洋底高原向羌塘的俯冲及相应的俯冲带的向南跃迁分别解释南羌塘盆地转变和 166 ~ 160 Ma 弧岩浆岩(Yan and Zhang, 2020; Zhang et al., 2020);用安多微陆块—羌塘碰撞模型和相应的俯冲带的向南跃迁分别解释东巧蛇绿岩的仰冲和 166 ~ 160 Ma 的岩浆岩(唐跃等,2019)。虽然每个模型在一定程度上可以解释一些现象,但没有任何一个模型是完美的。例如,在东巧—江错地区应用拉萨—羌塘碰撞模型难以解释东巧蛇绿岩南侧 166 ~ 160 Ma 的弧岩浆岩和蛇绿岩;中侏罗世初始俯冲模型未考虑北侧东巧蛇绿岩的仰冲和南羌塘的盆地性质转变;活动洋脊俯冲和洋底高原俯冲可以解释 166 ~ 160 Ma 的弧岩浆事件和羌塘盆地不整合事件,但二者均难以解释同时期东巧蛇绿岩的仰冲、东巧组独特的物源特征以及缝合带内的古生代地层的存在;安多微陆块—羌塘碰撞模型难以解释东巧组中未发现来自安多的特有的碎屑物质。

总之,该地区已有的大地构造模型多种多样,相互间的关系错综复杂,其中有些模型是可以互补或兼容的,但有些模型是相互冲突的,这反映了现阶段该地区很多基本地质事实尚不完全清楚,还需要去进一步做工作。对于已经发生过的大地构造过程,只有唯一的解。相信未来更多的数据可以为精约束该地区班怒洋的关闭过程带来依据。

从全球的角度来看,显生宙以来蛇绿岩经历了三个时期的幕式仰冲,分别是早奥陶世、中侏罗世和白垩纪中期(Dewey and Casey, 2011),而东巧蛇绿岩的仰冲正好处于全球蛇绿岩幕式仰冲的一个主要时期——中侏罗世。东巧蛇绿岩仰冲之后沉积的东巧组和沙木罗组指示区域在晚侏罗世 Oxfordian—Kimmeridgian 存在海侵事件,正好也对应于这一时期的全球海侵事件(Hallam, 2001)。一种可能的解释是中—晚侏罗世全球板块边界重组以及高的海底扩张速率导致了蛇绿岩幕式仰冲和全球海平面升高(Agard et al., 2007; Dewey and Casey, 2011)。

## 7 结论

(1) 班怒带东巧组沉积不整合在东巧蛇绿岩之上,物源为东巧蛇绿岩、亲拉萨的变质沉积岩和沉积岩。

(2) 东巧蛇绿岩在东巧组沉积前,即晚侏罗世 Oxfordian—Kimmeridgian 前,已经仰冲至亲拉萨的被动大陆边缘源之上。

(3) 东巧组蛇绿岩的仰冲是班怒带中晚侏罗世挤压造山的关键一环,对进一步重建中晚侏罗世班怒洋的演化具有重要意义。

致谢:感谢英国伦敦大学学院 Marcelle BouDagher-Fadel 博士鉴定有孔虫等化石,感谢中国科学院南京地质古生物研究所廖卫华研究员鉴定珊瑚化石。感谢赖文、周博、傅焰培、薛伟伟在野外的帮助。

谨以此文祝贺潘桂棠先生八十华诞,感谢先生对晚辈的关心、指导和帮助,衷心祝愿潘先生福寿安康。

#### 注释:

- ①白志达,徐德斌,张绪教,等,2005. 中华人民共和国1/25万区域地质调查(安多幅).
- ②陈玉禄,陈国荣,张宽忠,等,2002. 中华人民共和国1/25万区域地质调查(班戈幅).
- ③王永胜,张树岐,谢元和,等,2006. 中华人民共和国1/25万区域地质调查(昂达尔错幅).
- ④郑有业,何建社,李维军,等,2003. 中华人民共和国1/25万区域地质调查(兹格塘错幅).

#### 参考文献(References):

- Agard P, Jolivet L, Vrielynck B, et al., 2007. Plate acceleration: the obduction trigger? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 258 (3–4): 428–441.
- Agard P, Prigent C, Soret M, et al., 2020. Slabitization: mechanisms controlling subduction development and viscous coupling [J]. *Earth-Science Reviews*, 208: 103259.
- Anonymous, 1972. Penrose field conference on ophiolites [J]. *Geotimes*, 17(12): 24–25.
- BouDagher-Fadel M K, 2018. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera [M]. London: UCL Press.
- Boudier F, Nicolas A, 2018. Synchronous seafloor spreading and subduction at the paleo-convergent margin of Semail and Arabia [J]. *Tectonics*, 37(9): 2961–2982.
- Casey J F, Dewey J F, 1984. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centres—implications for ophiolitic geology and obduction [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 13(1): 269–290.
- Coleman R G, 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges [J]. *Journal of Geophysical Research*, 76(5): 1212–1222.
- Dewey J F, 1976. Ophiolite obduction [J]. *Tectonophysics*, 31(1–2): 93–120.
- Dewey J F, Bird J M, 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland [J]. *Journal of Geophysical Research*, 76(14): 3179–3206.
- Dewey J F, Casey J F, 2011. The origin of obducted large-slab ophiolite complexes [M]//Brown D, Ryan P D. *Arc-Continent Collision*. Berlin: Springer. 431–444.
- Dick H J B, Bullen T, 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(1): 54–76.
- Fan S Y, Ding L, Murphy M A, et al., 2017. Late Paleozoic and Mesozoic evolution of the Lhasa Terrane in the Xainza area of southern Tibet [J]. *Tectonophysics*, 721: 415–434.
- Gehrels G, Kapp P, DeCelles P G, et al., 2011. Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan-Himalayan orogen [J]. *Tectonics*, 30(5): TC5016.
- Girardeau J, Marcoux J, Allègre C J, et al., 1984. Tectonic environment and geodynamic significance of the Neo-Cimmerian Dongqiao ophiolite, Bangong-Nujiang Suture Zone, Tibet [J]. *Nature*, 307 (5946): 27–31.
- Guilmette C, Smit M A, van Hinsbergen D JJ, et al., 2018. Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail Ophiolite of Oman [J]. *Nature Geoscience*, 11(9): 688–695.
- Guynn J H, Kapp P, Pullen A, et al., 2006. Tibetan basement rocks near Amdo reveal “missing” Mesozoic tectonism along the Bangong suture, central Tibet [J]. *Geology*, 34(6): 505–508.
- Guynn J, Kapp P, Gehrels G E, et al., 2012. U-Pb geochronology of basement rocks in central Tibet and paleogeographic implications [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1): 23–50.
- Hacker B R, Gnos E, 1997. The conundrum of samail: explaining the metamorphic history [J]. *Tectonophysics*, 279(1–4): 215–226.
- Hallam A, 2001. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167(1–2): 23–37.
- Kamenetsky V S, Crawford A J, Meffre S, 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks [J]. *Journal of Petrology*, 42(4): 655–671.
- Kapp P, Murphy M A, Yin A, et al., 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet [J]. *Tectonics*, 22(4): 1029.
- Kidd W S F, Pan Y S, Chang C F, et al., 1988. Geological mapping of the 1985 Chinese—British Tibetan (Xizang—Qinghai) Plateau Geotraverseroute [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 327 (1594): 287–305.
- Lai W, Hu X M, Garzanti E, et al., 2019a. Initial growth of the Northern Lhasaplano, Tibetan Plateau in the early Late Cretaceous (ca. 92 Ma) [J]. *GSA Bulletin*, 131(11–12): 1823–1836.
- Lai W, Hu X M, Garzanti E, et al., 2019b. Early Cretaceous sedimentary evolution of the northern Lhasa terrane and the timing of initial Lhasa-Qiangtang collision [J]. *Gondwana Research*, 73: 136–152.
- Leeder M R, Smith A B, Yin J X, 1988. Sedimentology, palaeoecology and palaeoenvironmental evolution of the 1985 Lhasa to Golmud Geotraverse [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 327 (1594): 307–326.

- Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 327 (1594): 107–143.
- Li S M, Wang Q, Zhu D C, et al., 2020. Reconciling orogenic drivers for the evolution of the Bangong-Nujiang Tethys during Middle-Late Jurassic [J]. *Tectonics*, 39(2): e2019TC005951.
- Li S, Ding L, Guilmette C, et al., 2017. The subduction-accretion history of the Bangong-Nujiang Ocean: constraints from provenance and geochronology of the Mesozoic strata near Gaize, central Tibet [J]. *Tectonophysics*, 702: 42–60.
- Li S, Guilmette C, Yin C Q, et al., 2019. Timing and mechanism of Bangong-Nujiang ophiolite emplacement in the Gerze area of central Tibet [J]. *Gondwana Research*, 71: 179–193.
- Liu T, Zhai QG, Wang J, et al., 2016. Tectonic significance of the Dongqiao ophiolite in the north-central Tibetan plateau: evidence from zircon dating, petrological, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 116: 139–154.
- Ma A L, Hu X M, Garzanti E, et al., 2017. Sedimentary and tectonic evolution of the southern Qiangtang basin: Implications for the Lhasa-Qiangtang collision timing [J]. *Journal of Geophysical Research*, 122(7): 4790–4813.
- Ma A L, Hu X M, Kapp P, et al., 2018. The disappearance of a Late Jurassic remnant sea in the southern Qiangtang Block (Shamuluo Formation, Najiangco area): Implications for the tectonic uplift of central Tibet [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 506: 30–47.
- Ma A L, Hu X M, Kapp P, et al., 2020a. Pre-Oxfordian (>163 Ma) ophiolite obduction in Central Tibet [J]. *Geophysical Research Letters*, 47(10): e2019GL086650.
- Ma A L, Hu X M, Kapp P, et al., 2020b. Mesozoic subduction accretion history in Central Tibet constrained from provenance analysis of the Mugagangri subduction complex in the Bangong-Nujiang suture zone [J]. *Tectonics*, 39(9): e2020TC006144.
- Marcoux J, Girardeau J, Foucasse E, et al., 1987. Geology and biostratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous series to the North of the Lhasa Block (Tibet, China) [J]. *GeodinamicaActa*, 1 (4–5): 313–325.
- Moores E M, Kellogg L H, Dilek Y, 2000. Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic "historical contingency": a resolution of the "ophiolite conundrum" [M]//Dilek Y, Moores E M, Elthon D, et al. *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*. Boulder, CO: Geological Society of America. 3–12.
- Morris A, Anderson M W, Omer A, et al., 2017. Rapid fore-arc extension and detachment-mode spreading following subduction initiation [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 478: 76–88.
- Nicolas A, 1989. *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere* [M]. Dordrecht: Springer.
- Pearce J A, 2003. Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues [M]//Dilek Y, Newcomb S. *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Special Paper*. Boulder, CO: Geological Society of America. 269–294.
- Pearce J A, Lippard S J, Roberts S, 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 16(1): 77–94.
- Rioux M, Garber J, Bauer A, et al., 2016. Synchronous formation of the metamorphic sole and igneous crust of the Semail ophiolite: new constraints on the tectonic evolution during ophiolite formation from high-precision U-Pb zircon geochronology [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 451: 185–195.
- Rubatto D, 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism [J]. *Chemical Geology*, 184(1–2): 123–138.
- Shervais J W, 2001. Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1): GC000080.
- Smith A B, Xu J T, 1988. Palaeontology of the 1985 Tibet geotraverse, Lhasa to Golmud [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 327 (1594): 53–105.
- Spray J G, 1984. Possible causes and consequences of upper mantle decoupling and ophiolite displacement [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 13(1): 255–268.
- Stern R J, 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3–4): 275–292.
- Stern R J, Gerya T, 2018. Subduction initiation in nature and models: a review [J]. *Tectonophysics*, 746: 173–198.
- Tang Y, Zhai Q G, Hu P Y, et al., 2018. Rodingite from the Beila ophiolite in the Bangong-Nujiang suture zone, northern Tibet: new insights into the formation of ophiolite-related rodingite [J]. *Lithos*, 316–317: 33–47.
- van Hinsbergen D J J, Peters K, Maffione M, et al., 2015. Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 2. Suprasubduction zone ophiolite formation and metamorphic sole exhumation in context of absolute plate motions [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6): 1771–1785.
- Wakabayashi J, Dilek Y, 2003. What constitutes 'emplacement' of an ophiolite?: mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 218(1): 427–447.
- Wang B D, Wang L Q, Chung S L, et al., 2016. Evolution of the Bangong-Nujiang Tethyan ocean: insights from the geochronology and geochemistry of mafic rocks within ophiolites [J]. *Lithos*, 245: 18–33.
- Warren C J, Parrish R R, Waters D J, et al., 2005. Dating the geological history of Oman's Semail ophiolite: Insights from U-Pb geochronology [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(4): 403–422.
- Yan L L, Zhang K J, 2020. Infant intra-oceanic arc magmatism due to initial subduction induced by oceanic plateau accretion: a case study of the Bangong Meso-Tethys, central Tibet, western China [J]. *Gondwana Research*, 79: 110–124.
- Zeng Y C, Chen J L, Xu J F, et al., 2016. Sediment melting during subduction initiation: Geochronological and geochemical evidence from the Darutso high-Mg andesites within ophiolite melange, central Tibet [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(12): 4859–4877.
- Zeng Y C, Xu J F, Chen J L, et al., 2018. Geochronological and

- geochemical constraints on the origin of the Yunzhug ophiolite in the Shiquanhe-Yunzhug-Namu Tso ophiolite belt, Lhasa Terrane, Tibetan Plateau[J]. *Lithos*, 300–301: 250–260.
- Zhang K J, Xia B, Zhang Y X, et al., 2014. Central Tibetan Mesotethyan oceanic plateau[J]. *Lithos*, 210–211: 278–288.
- Zhang W Q, Liu C Z, Liu T, et al., 2020. Subduction initiation triggered by accretion of a Jurassic oceanic plateau along the Bangong-Nujiang Suture in central Tibet[J]. *Terra Nova*, doi:10.1111/ter.12500.
- Zhong Y, Liu W L, Xia B, et al., 2017. Geochemistry and geochronology of the Mesozoic Lanongophiolitic mélange, northern Tibet: implications for petrogenesis and tectonic evolution [J]. *Lithos*, 292–293: 111–131.
- Zhou M F, Malpas J, Robinson P T, et al., 1997. The dynamothermal aureole of the Dongqiao ophiolite (northern Tibet) [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(1): 59–65.
- 邓金火, 袁振国, 余江, 等, 2017. 班公湖—怒江结合带西段沙木罗组底砾岩的新发现及地质意义[J]. 地质论评, 63(2): 302–310.
- 邓万明, 1988. 藏北蛇绿岩中尖晶石类矿物的化学成分[J]. 地质科学(2): 121–127.
- 董得源, 汪明洲, 1983. 藏北安多一带晚侏罗世层孔虫的新材料[J]. 古生物学报, 22(4): 413–428.
- 黄强太, 李建峰, 夏斌, 等, 2015. 西藏班公湖—怒江缝合带中段江错蛇绿岩岩石学、地球化学、年代学及地质意义[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 40(1): 34–48.
- 李海峰, 刘治博, 陈伟, 等, 2019. 西藏蓬错地区高镁流纹质岩石的发现及对班公湖—怒江洋演化的指示意义[J]. *岩石学报*, 35(3): 799–815.
- 李小波, 王保弟, 刘函, 等, 2017. 西藏安多早侏罗世火山岩岩石成因及对班公湖—怒江特提斯洋俯冲消减的制约[J]. *岩石学报*, 33(7): 2073–2084.
- 廖卫华, 纪占胜, 武桂春, 2012. 西藏改则的晚侏罗世石珊瑚[J]. 古生物学报, 51(3): 290–307.
- 马冲, 赵桂萍, 肖文交, 等, 2011. 蛇绿岩就位机制及时限[J]. 地质科学, 46(3): 865–874.
- 唐跃, 翟庆国, 胡培远, 等, 2019. 西藏班公湖—怒江缝合带中段侏罗纪高镁安山质岩石对中特提斯洋演化的制约[J]. *岩石学报*, 35(10): 3097–3114.
- 汪明洲, 程立人, 1980. 藏北东巧—江错地区中生代地层的新发现和新认识[J]. 长春地质学院学报(3): 14–20.
- 汪明洲, 董得源, 1984. 藏北东巧组层孔虫[J]. 古生物学报, 23(3): 343–348.
- 王保弟, 刘函, 王立全, 等, 2020. 青藏高原狮泉河—拉果错—永珠—嘉黎蛇绿混杂岩带时空结构与构造演化[J]. 地球科学, 45(8): 2764–2784.
- 王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等, 1987. 西藏蛇绿岩[M]. 北京: 地质出版社.
- 文世宣, 1979. 西藏北部地层新资料[J]. 地层学杂志, 3(2): 150–156.
- 夏斌, 徐力峰, 韦振权, 等, 2008. 西藏东巧蛇绿岩中辉长岩锆石SHRIMP定年及其地质意义[J]. 地质学报, 82(4): 528–531.
- 夏代祥, 刘世坤, 1997. 西藏自治区岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 许荣科, 郑有业, 赵平甲, 等, 2007. 西藏东巧北尕苍见岛弧的厘定及地质意义[J]. 中国地质, 34(5): 768–777.
- 杨一凡, 2017. 西藏班公湖—怒江缝合带中西段上侏罗统—下白垩统沙木罗组锆石U-Pb年龄及其构造意义[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 朱志才, 翟庆国, 胡培远, 等, 2020. 拉萨—羌塘地体碰撞时限: 来自班公湖—怒江缝合带中段多尼组沉积的约束[J]. 沉积学报, 38(4): 712–726.

## Constraining the obduction process of the Dongqiao ophiolite in the Bangongco-Nujiang suture zone by the sedimentary record

MA Anlin<sup>1, 2</sup>, HU Xiumian<sup>2</sup>

(1. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, Jiangsu, China)

**Abstract:** The Bangongco-Nujiang suture zone separates the Qiangtang terrane to the north and the Lhasa terrane to the south, representing the once-disappeared ocean—the Bangongco-Nujiang ocean. The ophiolite, which is distributed intermittently from Ritu in the west to Dingqing in the east, is important for recording the evolution of Bangongco-Nujiang Ocean. For a long time, little has been known on when and where the Bangongco-Nujiang ophiolite formed and how it was obducted. The study of stratigraphy, sedimentology and provenance of terrestrial-marine siliciclastic-carbonate deposits (the Dongqiao Formation) above the Dongqiao ophiolite in this paper suggests that the Dongqiao ophiolite was obducted onto a passive Lhasa-affinity continental margin before Oxfordian-Kimmeridgian (Late Jurassic). The process of Dongqiao ophiolite from crystallization to obduction is reconstructed, and the dynamic mechanism of Dongqiao ophiolite obduction and its tectonic implications are discussed on the basis of the ophiolite age and geochemical data.

**Key words:** Bangongco-Nujiang suture zone; Dongqiao Formation; provenance analysis; Late Jurassic