

再论印度—亚洲大陆碰撞的启动时间

王成善 李祥辉 胡修棉

成都理工大学油气藏地质与开发工程国家重点实验室, 610059

内容提要 利用沉积响应来识别印度—亚洲大陆碰撞启动时间是最直接和有效的方法之一。西藏仲巴错江顶群被甄别为碰撞型三角洲沉积, 曲下组可能代表了碰撞启动时期的建造。藏南定日的海相白垩-古近系沉积演化、锶和碳同位素变化也支持两大陆碰撞启动时间大约在 K/T 界线时期。对比喜马拉雅西段碰撞启动时间并考虑大印度北缘失掉的宽度, 提出两大陆最可能的碰撞启动时间是 65 Ma 左右。

关键词 碰撞型三角洲 锶、碳同位素 沉积演化 大陆碰撞启动时间 大印度 西藏

印度和亚洲板块的碰撞是 100 Ma 以来最重要的地质事件之一。这一事件的发生强烈地影响甚至控制了全球构造格局、亚洲地貌、周边大洋循环 (Stille, 1992)、生物群演化 (Jaeger et al., 1989) 乃至全球气候变化 (Miller et al., 1987), 并引起了地球科学家的极大研究兴趣。令人惊奇的是, 关于印度—亚洲碰撞虽然已出现了各种各样的解释, 然而, 对其启动碰撞时间却知之甚少 (Rowley, 1996) 或争议较大。其原因是对大陆碰撞的启动时间未予考虑, 或启动概念未加限制。本文认为, 大陆或板块之间的碰撞始于洋壳的最后消亡, 或两个大陆的陆壳与陆壳开始碰撞接触的时间代表大陆碰撞的启动时间, 同时也代表残留海的开始形成。大陆碰撞的启动往往限制了残留海深部洋流的循环, 但仍可有表层洋流运动。由此可见, 界定印度—亚洲碰撞的启动时间不但具有重要的构造意义, 而且蕴涵着重大的古海洋意义。

一般认为, 喜马拉雅地区海相沉积的消失可为印度—亚洲初始碰撞提供可靠的定年指示, 并有一些这方面的研究结果 (Beck et al., 1995; Rage et al., 1995; Rowley, 1998)。但是, 基于沉积环境基本原理, 这些最高海相层位的结束并不能代表两大陆碰撞的开始 (Searle et al., 1987, 1990; Beck et al., 1995), 而只能说明新特提斯洋残留海的彻底关闭。

大陆碰撞启动之后初始阶段应有相对应的沉积响应是毋庸置疑的。其沉积记录可以分为碰撞型三

角洲和残留浅海或海湾沉积两种类型。本文的目的就是通过对岩相和地球化学研究, 以确定西藏南部这两类沉积及其启动阶段的年龄, 为印度—亚洲大陆碰撞启动时间和过程提供依据。

1 印度—亚洲大陆碰撞年龄简要评述

目前已有多种方法应用于印度—亚洲大陆碰撞定年研究, 如: ① 古地磁方法 (Besse et al., 1984; Achache et al., 1984; Dewey et al., 1988; Chen et al., 1993; Patzelt et al., 1996; 杨振宇等, 1998); ② 海相白垩系和古近系盆地沉降速率变化 (Rowley, 1998); ③ 冈底斯岩浆弧侵入体及淡色花岗岩侵入年龄 (Maluski, 1988); ④ 碰撞带火山岩的冷却年龄; ⑤ 古近系海相沉积或最高海相层位 (Searle et al., 1987, 1990; Beck et al., 1995; Rage et al., 1995; Rowley, 1996, 1998) 等等。显然, 在这些研究方法中, 对碰撞启动过程的沉积响应研究应是最直接和有效的方法之一。

由于印度—亚洲大陆碰撞的启动时间十分重要, 很早就有人涉足研究。已经公开发表的印度—亚洲大陆碰撞时代以 45 Ma 应用最为广泛, 并被编入相关教科书中。该年龄方案的获得主要是依据印度板块向北漂移过程速率的变化及最高海相层位的消失年龄 (Achache et al., 1984; Allègre et al., 1984; Burke et al., 1974; Dewey et al., 1988; Patriat et al., 1984; Powell et al., 1975; Richter et al., 1992; Row-

注: 本文为国家重点基础研究计划 (编号 G1998040861) 和国家杰出青年自然科学基金 (编号 49625203) 联合资助的成果。

收稿日期: 2002-04-20; 改回日期: 2002-08-20; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 王成善, 男, 1951年生。1981年毕业于原成都地质学院, 获理学硕士学位。现任成都理工大学教授, 博士生导师, 主要从事青藏高原地质、沉积学的科研和教学工作。通讯地址: 610059, 成都市二仙桥东三路1号, 成都理工大学; 电话: 028-84079527; 传真: 028-84077163; Email: wcs@cdu.edu.cn。

ley, 1998)。但不容忽视的是,部分研究者还提出了 65 Ma 和 55 Ma 方案。其中, 55 Ma (Klootwijk et al., 1985; Beck et al., 1995; Rowley, 1996; Matte et al., 1997) 年龄方案的获得与盆地沉降速率变化有关。该方法可能因不同盆地位置造成沉降速率的不同而产生矛盾。因为随着碰撞过程的进行, 逆冲带(由逆冲面代表)会逐渐远离缝合位置, 沉降速率也会降低。Rowley (1998) 计算的藏南定日地区白垩—古近系盆地沉降速率就没有考虑这一因素的影响。65 Ma 年龄方案综合考虑了大印度 (Greater India) 板块运动速率的变化 (Klootwijk et al., 1991, 1992)、印度和亚洲陆生生物群落的混合 (Bajpai, 1998, 1999; Jaeger et al., 1989; Rage et al., 1995; Prasad et al., 1994, 1995; Salnil, 1982)、沉积类型的转变、碰撞过程中深部岩浆活动等因素, 结论较为可靠。综上所述, 对印度—亚洲大陆碰撞的启动时间分歧较大。为此, 本文采用碰撞过程中形成的沉积记录方法, 试图确认印度—亚洲大陆碰撞的启动时间。

此外, 随着资料的积累, 20 世纪 90 年代以来有人认为是印度—亚洲大陆碰撞在东西部不一定等时, 即西早东晚穿时碰撞 (Klootwijk et al., 1985; Qayyum et al., 1997; Matte et al., 1997; Rowley, 1998; 等等)。笔者认为, 造成这种穿时论的主要原因一是对两大陆碰撞启动时间认识不统一, 二是未充分考虑大印度的影响。

2 亚洲大陆南缘碰撞型扇三角洲沉积

沿西藏西部雅鲁藏布江缝合带北侧萨嘎和仲巴一带发育一套白垩纪末期到古近纪早中期的海相沉积, 名为错江顶群。它是在日喀则弧前盆地日喀则群海底扇 (Einsele et al., 1994; 王成善等, 1999) 基础上, 随着新特提斯洋俯冲消减在白垩纪至古近纪界线时演变为沉积的碰撞型三角洲类型 (Wescott, 1980)。典型剖面见于仲巴穷果乡错江顶 (王连成等, 1981; 刘成杰等, 1988)。除仲巴穷果乡错江顶外, 露头还分布于萨嘎一带的角藏布、仲巴麦拉山口等地 (西藏区调队, 1983, 1987)。

错江顶群以中—粗粒陆源碎屑岩为主, 中下部含较多的页岩、生物碎屑灰岩 (透镜体), 包括曲贝亚组、曲下组、加拉孜组 3 个岩石地层单元 (图 1, 表 1)。曲贝亚组由灰色生物碎屑灰岩、粉砂岩和紫红色钙质、粉砂质页岩组成, 含丰富的底栖大有孔虫 *Lepidodorboides* 动物群 (表 1), 主体时代为白垩纪末期马斯特里赫特期 (Maastrichtian, 万晓樵等, 2001)。这

些沉积本文解释为滨外陆棚灰岩与前三角洲砂页岩的指状交叉混合环境下产物 (图 1)。曲下组则由含砾中—粗粒岩屑砂岩、砾岩夹紫红色页岩构成, 页岩中产植物和牡蛎化石。砾石成分显示主要来自以变质岩和花岗岩为主的基底。砾岩冲切页岩常见, 系水道主要充填物。花岗岩砾石的首次出现暗示着代表亚洲大陆前缘的冈底斯弧体在碰撞过程中隆升, 表明基底已经遭受剥蚀。页岩与碎屑岩可构成 3 个以上向上变细的沉积旋回, 反映沉积环境具有辫状河道的三角洲前缘特点 (图 1)。曲下组由下伏曲贝亚组和上覆加拉孜组时代限制于古新世丹尼期 (Danian, 万晓樵等, 2001)。加拉孜组下部以席状钙质粗粒砂岩为主夹生物碎屑灰岩。其中, 中、下部生物滩相生物灰岩, 灰岩夹层中产丰富有孔虫 *Miscellanea-Daviesina* 动物群; 上部则为灰绿色含菱铁矿结核页岩夹货币虫灰岩, 含丰富 *Nummulites-Discocyclina* 动物群。其时代分属古新世塞兰德—坦尼特期 (Selandian-Thonetian) 和依普里斯期 (Ypresian, 万晓樵等, 2001)。砂岩中的海绿石含量丰富, 最高可达 20%, 说明可能由于海平面上升导致沉积速率降低或者三角洲的侧向迁移 (图 1)。

错江顶群上覆冈底斯群即所谓“麦拉砾岩”, 以杂色和紫红色砾岩为特色, 砾石成分复杂多样, 如花岗岩、片岩、中—基性岩、石英岩、砂岩、灰岩、硅质岩等。岩性、剖面结构等表明其沉积环境为三角洲平原阶段的水下冲积扇 (图 1)。下伏地层和上覆地层年代限制冈底斯群沉积于始新世中期 (万晓樵等, 2001)。

上述错江顶群和冈底斯群沉积记录显示了不寻常的扇三角洲特征。前三角洲的沉积特点与阿拉斯加东北扇三角洲相似, 而三角洲前缘则与现代牙买加亚拉黑斯扇三角洲 (Wescott, 1980) 可以对比, 三角洲平原阶段的沉积在这三个地区都相同。笔者认为, 这种可对比性显示仲巴扇三角洲属于碰撞型, 是印度—亚洲大陆碰撞过程中早期阶段的直接产物。与阿拉斯加和牙买加的扇三角洲构造和地理背景稍有不同是, 仲巴处于大陆与山弧碰撞的海岸, 陆棚极不规则。因此, 考虑曲下组的时代, 印度—亚洲大陆碰撞在喜马拉雅中段的启动时间大致为白垩纪末—古近纪初, 即相当于 65~60 Ma 的马斯特里赫特末期—丹尼期。

3 印度大陆北缘沉积与地球化学变化

岗巴一定日盆地的海相上白垩统一古近系远离

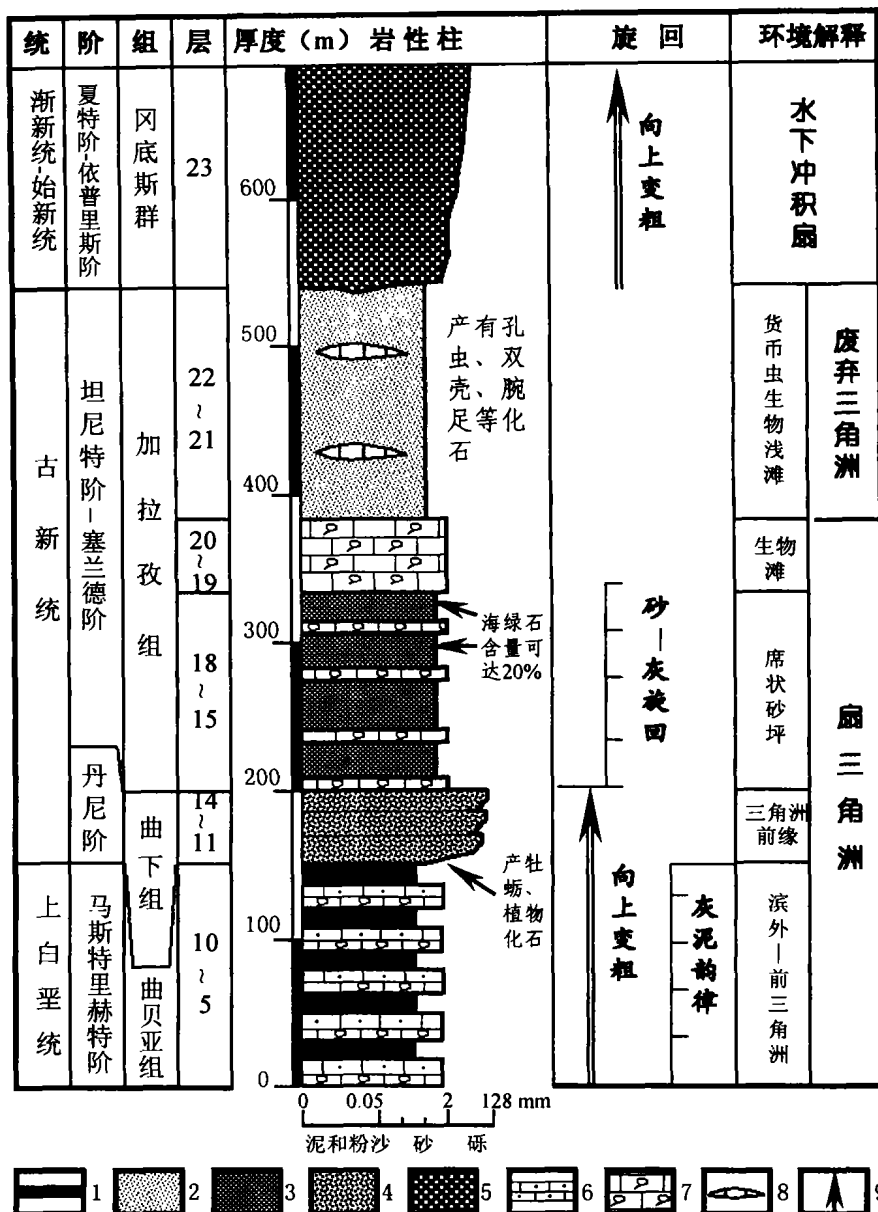


图 1 西藏仲巴穷果乡错江顶群综合柱状剖面

Fig. 1 Lithological column and depositional environmental interpretation under stratigraphic framework of Upper Cretaceous through Paleogene (Cuojiangding Group and Gandese Group) at Qionguo village, Zhongba county of Tibet

1—深灰、灰绿色页岩；2—黄灰、紫灰色泥岩，粉砂岩；3—海绿石石英砂岩；4—砂岩、细砾岩；5—紫红色砾岩（麦拉砾岩）；6—砂质灰岩；7—orbitoid 生物碎屑灰岩；8—灰岩透镜体；9—旋回趋势

1—Dark gray, grayish green shale; 2—yellowish gray, violet-gray pelite and siltstone; 3—glauconite quartz sandstone; 4—sandstone and/or fine conglomerate; 5—violet red conglomerate (Maila conglomerate); 6—sandy limestone; 7—orbitoid bioclastic limestone; 8—lenticular limestone; 9—tendency of depositional cycles

雅鲁藏布江缝合带逆冲前缘,属于印度北缘地区,沉积组合稳定,与错江顶群显著不同。尽管与印度-亚洲大陆碰撞没有直接联系,但它们属于碰撞启动后盆地反转残留海中的建造(余光明等,1990),应该蕴

藏有早期碰撞过程的信息。定日地区晚白垩世地层宗山组为浅海相灰岩,之上为浊积相的遮普惹山坡组(马斯特里赫特期早期-丹尼期早期),由若干砾岩-浊积砂岩-粒泥灰岩组成的旋回构成(Willemset

表 1 西藏南部仲巴(冈底斯南缘)和定日(印度被动陆缘北部)上白垩统与古近系过渡地层单元和化石带及其与国际标准化石带对比

Table 1 Stratigraphic systems from Upper Cretaceous through Paleogene in Dingri (northern Indian passive margin) and Zhongba areas (southern Gandese Arc), and correlation of fossil zones among them

系	统	阶	地质年龄 ^①	国际浮游有孔虫标准化石带 ^②	定日浅海(印度被动陆缘北部) ^③		仲巴扇三角洲(冈底斯南缘) ^④			
					岩石地层单元	化石带	岩石地层单元	化石带		
古近系	始新统	PRB	33.7 37.0	<i>G. cerroazulensis</i> <i>G. semivoluta</i>	宗浦北组	朋曲组	<i>S. pseudoradians</i> <i>S. radians</i> <i>C. reticulatum</i>	冈底斯群	?	
		BRT	41.3	<i>T. rohri</i> <i>O. beckmanni</i>			<i>D. bifar</i>			
		LUT	45.0	<i>M. lehneri</i> <i>G. subconglobata</i> <i>H. aragonensis</i>			<i>N. fugens, C. gigas</i> <i>Alveolina, Faciolites</i>			
		YPR	54.5	<i>A. pentacamerata</i> <i>M. aragonensis</i> <i>M. formosa</i> <i>M. subbotinae</i>	宗浦组	遮普惹组	<i>Assilina</i> <i>Nummulites</i> , <i>Textularia</i>			加拉孜组
	THA	57.9	<i>M. velascoensis</i> <i>G. pseudomenardii</i>	<i>Miscellanea</i> <i>Daviesina</i>						
	SEL	60.9	<i>G. pusilla</i> <i>G. angulata</i> <i>G. praecursoria</i>	基堵拉组			?	<i>Lockhartia</i> <i>Rotalia, Smoutina</i>	错江顶群	<i>Miscellanea-Daviesina</i> 动物群
	DAN	65.0	<i>G. inconstans</i> <i>G. pseudobulloides</i> <i>G. eugubina</i>		宗山组	遮普惹山坡组				
	白垩系	上白垩统	MAA	71.3			<i>A. mayaroensis</i> <i>G. gansseri</i>	宗山组	遮普惹山坡组	<i>G. stuartiformis</i> <i>G. ventricosa</i> <i>G. elevata</i>
			CMP	83.5	<i>G. aegyptiaca</i> <i>G. havanensis</i> <i>G. calcarata</i> <i>G. ventricosa</i> <i>G. elevata</i>					
			SAN	85.8	<i>D. asymetrica</i>	岗巴村口组	<i>D. asymetrica</i>	<i>G. concavata</i> <i>D. primitiva</i>	<i>G. concavata</i>	
CON			89.0	<i>D. Concavata</i>	<i>D. primitiva</i>					

注:①—地质年龄采用 Berggren 等(1995)方案;②—国际标准化石带上白垩统浮游有孔虫采用 Robaszynski 等(1995)方案,古近系有孔虫采用 Stainforth 等(1975)方案;③—定日浅海区上白垩统宗山组化石引自万晓樵等(1987),遮普惹山坡组化石来源于 Willems 等(1996);古近系宗浦组和遮普惹组的有孔虫化石选自郝治纯等(1985),朋曲组钙质超微化石选自李祥辉等(2000,2001);④—仲巴扇三角洲区日喀则群的有孔虫化石来自万晓樵等(1997),错江顶群的化石资料来自万晓樵等(2001)。

al., 1993,1996),并在丹尼早期逐渐被含砾(石英)砂岩的基堵拉组取代。古新世中晚期的宗浦组和始新世早中期的遮普惹组由块状有孔虫生物灰岩及瘤状灰岩组成,属于该区残留海内的孤立台地或海湾内的生物浅滩相。灰岩之上演变为细粒陆源碎屑沉积为主,名为朋曲组,时代为中—晚始新世(李祥辉等,2000,2001)。宗山组之后的这种岩性及岩相变化显然代表了物源区和沉积区的地貌地形转变,此转变可能意味着印度—亚洲大陆碰撞作用已经发生。

作者认为,定日地区的遮普惹山坡组和整个特提斯喜马拉雅南带的基堵拉组很可能是碰撞初始阶段的产物。根据遮普惹山坡组和基堵拉组的化石及上下地层关系(表1),这次初次碰撞的启动过程大致时间也限制在65~60 Ma。

新生代⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 同位素比值快速增加被认为是大陆河流注入量增加及河流注入海洋共同作用的结果(Palmer et al., 1985; Kump, 1989; Richter et al., 1992; Compton et al., 1996; 等)。这就意味着全球

海水中的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 也会增加,并与欧亚大陆同非洲和印度大陆碰撞,进而导致阿尔卑斯、青藏高原隆升及侵蚀作用有着密切联系(Richter et al., 1992)。由于印度北缘白垩纪末时位于赤道附件(Besse et al., 1984; Palzet et al., 1996),远离大洋中脊,因此,大洋中脊 Sr 对本区高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值贡献很少,也就是说如果本区出现⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 高比值,它应主要源自大陆碰撞所致大陆隆升和随后的暴露侵蚀作用。

图2示藏南地区⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值从白垩纪晚期到古近纪发生了明显偏移^①,平均从晚白垩世的

0.7077到古近纪的0.7084,变化的拐点位于在 K/T 界线之上70~80 m。这种变化暗示,沉积盆地接受陆源沉积物的数量和类型发生了根本变化。作者认为,导致该变化的最好解释是印度—亚洲大陆碰撞已经开始,陆续地喜马拉雅和青藏高原南部渐渐露出水面并接受侵蚀剥蚀,从而使得新特提斯残留海内的⁸⁷Sr 含量大幅度增高。

同时,海相碳酸盐 δ¹³C 表现出较大的负偏效应,与⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 偏移曲线正好镜像(图2)。偏移的拐点也在K/T界线之上数十米。这种负偏效应的

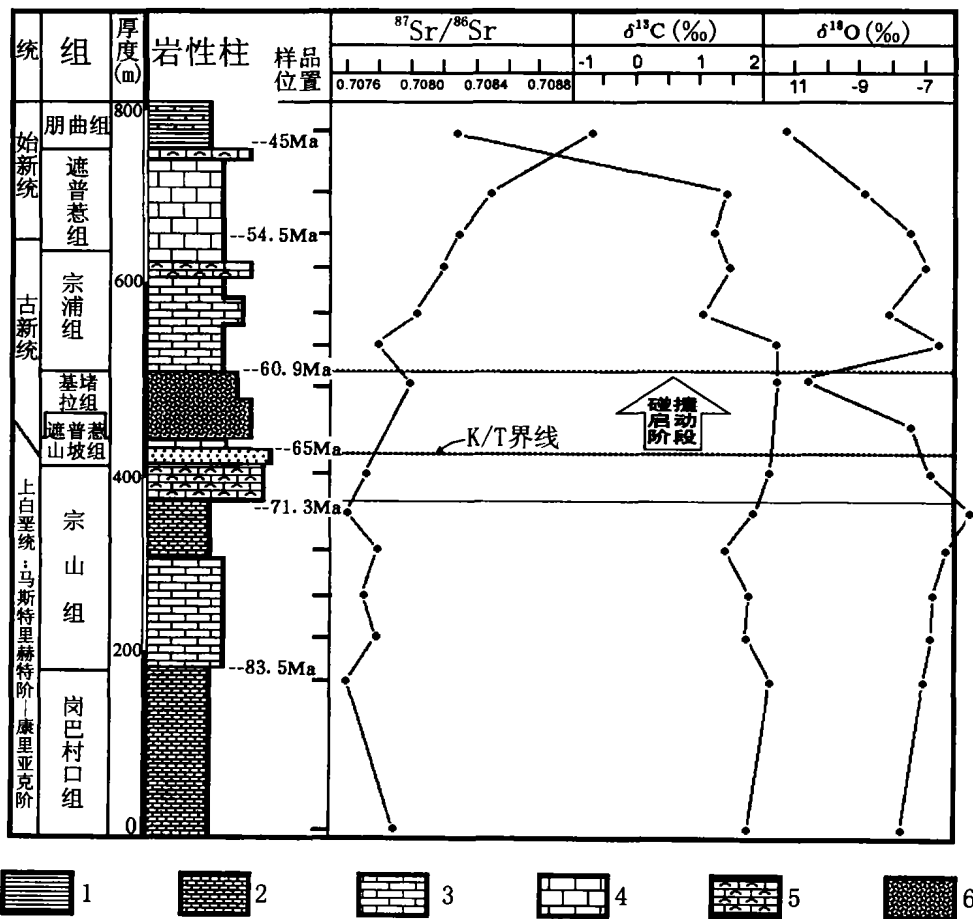


图2 藏南上白垩统一古近系海相沉积的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、δ¹³C 同位素变化曲线

Fig. 2 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ¹³C curves of Upper Cretaceous and Paleogene marine sediments form southern Tibet, Tethys Himalayas

1—深灰—灰绿色页岩;2—薄层泥灰岩与微晶灰岩韵律;3—薄层(含生物)微晶灰岩;4—块状(含)生物微晶灰岩;5—微晶生物灰岩;
6—中—粗粒石英砂岩

1—Dark gray—grayish green shale; 2—rhythm of thinned marlstone and wackestone; 3—thinned (bioclastic) wackestone; 4—massive bioclastic (-bearing) wackestone; 5—packstone (microcrystalline bioclastic limestone); 6—medium-coarse quartz sandstone

① 锶、碳同位素由成都理工大学测试中心测试完成。锶同位素分析用2N 盐酸(超纯)进行化学处理,经装有 AG-50WX8树脂的离子交换柱分离和纯化,用 MAT-261质谱计测量,仪器精度为0.02‰(对标准样品 NBS981)。碳同位素测定过程为:将样品先经碎样并磨至200目以下,用高纯双氧水浸泡72h 以上,除去有机质后在真空系统内与定量的纯磷酸反应,制取 CO₂,用 MAT-251同位素质谱计测定,测定精度为0.02‰,采用 PDB 标准。

可能解释是:一方面,碰撞后大陆开始大规模隆升出海面,风化侵蚀作用大量消耗大气中的 $^{12}\text{CO}_2$,由河流带入海洋的 ^{13}C 比例减少;另一方面,由于古近纪早期生物复苏并大量繁盛,使海水中的生物 ^{12}C 富集,碳酸盐中的 ^{13}C 比例减少。由此,海相沉积物中 ^{12}C 总体富集,表现为 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏。

须注意的是,无论是 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的正偏还是 $\delta^{13}\text{C}$ 的负偏,总体上与碰撞启动时间相比,拐点要滞后一段时间。地层关系和化石带延时(表1,图2)显示滞后大约5 Ma。这种现象不难解释,因为大陆碰撞启动之后要使海洋中的陆源锶和轻碳富集有一个较长过程,相反,如果拐点正好位于K/T界线时期,解释则更须谨慎。

4 喜马拉雅西段碰撞时间

大量研究成果显示,喜马拉雅西部 Zaskar-Harzara-Spiti 地区碰撞启动时间约为 $65 \pm \text{Ma}$ 的马斯特里赫特末期(Le Fort, 1996; Yin et al., 2000)。印度次大陆晚白垩世马斯特里赫特期混有亚洲大陆的孢粉(Bajpai, 1998, 1999),两大古近纪时期的古动植物群在缝合带混合现象(Jaeger et al., 1989; Rage et al., 1995; Prasad et al., 1994, 1995; Salnil, 1982)间接证明了这一碰撞年龄的可信度。Beck等(1995)还提供了巴基斯坦西北部(Waziristan 和 Kurram)该时期(66~55.5 Ma)碰撞后的浅海相古始新世地层证据,它们不整合于增生楔和海沟混杂堆积之上。

喜马拉雅西段的印度—亚洲碰撞的启动时间,与前述喜马拉雅中东段时间(65~60 Ma)比较,暗示了东、西两段的碰撞启动近于同时。该结论对现在较为流行的西早东晚穿时性碰撞观点(Beck et al., 1995; Qayyum et al., 1997; Rowley, 1998; 等等)无疑是一个挑战。但是否真正等时还有待更多资料充实旁证。

5 讨论与结论

如果印度和亚洲大陆果真于65 Ma开始碰撞,可能难以解释的是古地磁研究成果所反映的当时印度与亚洲大陆相距甚远问题。较老一组古地磁资料显示白垩纪末期印度次大陆北端位于南纬约 $10 \sim 12^\circ$ (Besse et al., 1984),拉萨地体南端位处北纬 $10 \sim 12^\circ$ 左右(Archache et al., 1983; Deway et al., 1988; Patriat et al., 1984; Richter et al., 1992; Besse et al., 1984; Chen et al., 1993; 杨振宇等,

1998),两大古近纪相距约2000~2500 km。新一组古地磁资料则反映印度北端的65 Ma时期古纬度可达北纬 $0 \sim 2^\circ$ (Klootwijk, et al., 1991, 1992),两大古近纪之间的距离达1000 km左右。如果前述两大古近纪碰撞的启动时间~65 Ma这一解释是正确的话,那末,印度与亚洲之间的这一宽阔海洋又如何解释呢?

作者认为,将“大印度”联系起来该问题就会得到较为圆满的解释。现今印度远小于原始印度大陆已是不争的事实,而争论的焦点是原始印度大陆北缘从碰撞以来到底有多大范围下插在亚洲大陆(西藏)之下,即大印度到底有多大?大印度北缘消失或下插在西藏之下的南北向宽度有多种认识:150~200 km(Tapponnier et al., 1976),400 km或500 km(Veevers et al., 1975; Klootwijk et al., 1985),500~1000 km(Patriat et al., 1984),1000 km(Chen et al., 1993),1500 km(Patzelt et al., 1996)。因此,大印度消失在西藏之下的南北向宽度大于500 km是可信的。如果把500 km以上的失掉宽度贴补在印度北缘,大印度与拉萨板块之间的海洋宽度将限制在500 km以内,甚至更小。这个宽度对残留海来说是完全可以接受的,中国南海作为残留海宽达2000 km就是一个例证。

事实上,近期采自喜马拉雅山东段南迦巴瓦峰高压麻粒岩中锆石的U-Pb测年结果($68.57 \pm 1.7 \text{ Ma} \sim 44.5 \pm 4.93 \text{ Ma}$,丁林等,1999; Ding et al., 1999)很大程度上支持了本文早期(近于同时)碰撞的观点。因为这一年龄可能反映的是早期碰撞时深部高压麻粒岩相变质时间(丁林等,1999; Ding et al., 1999)。

迄今,已有多种方法应用于印度—亚洲大陆碰撞的定年研究,并获得了3种以上的地质年龄数据。本文认为,最高海相层位结束的时间不能代表印度—亚洲大陆碰撞的启动年龄,而利用碰撞过程中的沉积响应来识别启动时间是最直接和最有效的方法之一。

西藏仲巴一带(雅鲁藏布江缝合带西部北侧)错江顶群被厘定为碰撞型三角洲沉积,马斯特里赫特期的曲下组可能代表了印度—亚洲碰撞启动时期的建造。藏南定日一带的海相白垩—古近系沉积演化、锶和碳同位素的变化也支持该两大古近纪的碰撞启动时间大约在K/T界线时期(~65 Ma)。对比喜马拉雅西段碰撞启动时间和大印度下插亚洲之下的失掉部分宽度,我们认为,印度—亚洲大陆碰撞的启动时间~65 Ma是最具可能性的。

参 考 文 献

- 丁林,钟大赉. 1999. 西藏南迦巴瓦峰地区高压麻粒岩相变质作用特征及其构造地质意义. 中国科学(D辑,地球科学),29(5): 385~397.
- 郝诒纯,万晓樵. 1985. 西藏定日地区的海相白垩、第三系. 青藏高原地质文集,17:227~232.
- 李祥辉,王成善,胡修棉,等. 2000. 朋曲组—西藏南部最高海相层位一个新的地层单元. 地层学杂志,24(3):243~248.
- 李祥辉,王成善,胡修棉. 2001. 西藏最新非碳酸盐海相沉积及其对新特提斯关闭的意义. 地质学报,75(3):314~321.
- 刘成杰,尹集祥,孙晓兴,等. 1988. 西藏南部日喀则弧前盆地非复理石型海相上白垩统一下第三系. 中国科学院地质研究所集刊,(3):130~157.
- 万晓樵. 1987. 西藏白垩纪浮游有孔虫化石带. 青藏高原地质文集(18),北京:地质出版社,112~121.
- 万晓樵,王成善,汪罗. 1997. 西藏日喀则弧前盆地白垩纪有孔虫的发现及年代地层. 地质学报,71(3):193~200.
- 万晓樵,丁林,李建国,等. 2001. 西藏仲巴地区白垩纪末期—始新世早期海相地层. 地层学杂志,25(4):268~272.
- 王成善,刘志飞,李祥辉,等. 1999. 西藏日喀则弧前盆地与雅鲁藏布江缝合带. 北京:地质出版社.
- 王连成,王东安. 1982. 西藏南部的沉积岩. 北京:科学出版社.
- 西藏区调队. 1983. 中华人民共和国区域地质调查报告1:100万(日喀则幅H-45、亚东幅G-45). 北京:地质出版社.
- 西藏区调队. 1987. 中华人民共和国区域地质调查报告1:100万(噶大克幅H-44). 北京:地质出版社.
- 杨振宇, Besse J, 孙知明, 等. 1998. 印度支那地块第三纪构造滑移与青藏高原岩石圈构造演化. 地质学报,72(2):112~125.
- 余光明,王成善. 1990. 西藏特提斯沉积地质. 地质专报(三,12). 北京:地质出版社.

References

- Achache J, Courtillot V, Zhou Y. 1984. Paleogeographic and tectonic evolution of southern Tibet since Middle Cretaceous time: New paleomagnetic data and synthesis. *J. Geophys. Res.*, 89: 10311~10399.
- Allegre C J, and 34 others. 1984. Structure and evolution of the Himalaya~Tibet orogenic belt. *Nature*, 307: 17~22.
- Bajpai S. 1998. Biotic constraints on the timing of initiation of continental sedimentation in the Indus suture zone, Ladakh Himalaya. Special Issue, *Geological Bulletin, University of Peshwar*, 13th Himalaya- Karakoram -Tibet Workshop. 31: 24~25.
- Bajpai S. 1999. Paleontological constrains on the timing of India-Asia contact: Evidence from peninsular India and Ladakh Himalaya. *Terra Nostra*, 14th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop. 2: 12.
- Beck R A, Burbank D W, Sercomoe W J, et al. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature*, 373(5): 55~58.
- Berggren W A, Kent D V, Swisher C, et al. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W A, Kent D V, eds. *Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Spec. Publ., 54: 129~218.
- Besse J, Courtillot V, Pozzi J P, Westphal M, Zhou Y X. 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. *Nature*, 311: 621~626.
- Burke K C A, Dewey J F, Kidd W S F. 1974. The Tibetan Plateau, its significance for tectonics and petrology. *Geol. Soc. Amer. Abs., Programs*, 6: 1027~1028.
- Chen Y, Courtillot V, Cogne J P, et al. 1993. The configuration of Asia prior to the collision of India. *Journal of Geophysics Reviews*, 98(21): 927~21, 941.
- Compton J S, Mallinson D J. 1996. Geochemical consequences of increased late Cenozoic weathering rates and the global CO₂ balance since 100 Ma. *Paleoceanography*, 11(4): 431~446.
- Dewey J, Shackleton R M, Chang C, Sun Y. 1988. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A327: 379~413.
- Ding Lin, Zhong Dalai, 1999. The metamorphic characteristics and geotectonic implications of the high-pressure in Namjagbarwa area, Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 29(5): 491~497.
- Einsle G, Liu B, Dürr S B, et al. 1994. The Xigaze forearc basin: evolution and facies architecture (Cretaceous, Tibet). *Sedimentary Geology*, 90: 1~32.
- Hao Yichun, Wan Xiaoqiao. Marine Cretaceous and Tertiary in Tingri area, Tibet. *Contributions to Qinghai-Xizang (Tibet) Geology*, 17, Beijing: Geological Publishing House, 227~232.
- Jaeger J J, Courtillot V; Tapponnier P. 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous-Tertiary boundary, and the India-Asia collision. *Geology*, 17: 316~319.
- Klootwijk C T, Conaghan P J, Powell C Mc A. 1985. The Himalayan Arc: large scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75: 167~1183.
- Klootwijk C T, Gee J S, Peirce J W, et al. 1991. Constraints on the India-Asia convergence: Paleomagnetic results from Ninetyeast Ridge. In: Weissel J, Peirce J W, et al. eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 121: 777~884.
- Klootwijk C T, Gee J S, Peirce, J W, et al. 1992. An early India-Asia contact, paleomagnetic constrains from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. *Geology*, 20: 395~398.
- Kump L R. 1989. Alternative modeling approaches to the geochemical cycles of carbon, sulfur and strontium isotopes. *Am. J. Sci.*, 289: 390~410.
- Le Fort P. 1996. Evolution of the Himalaya. In: Yin A, Harrison T M, eds., *The Tectonics of Asia*. New York: Cambridge University Press, 95~106.
- Li Xianghui, Wang Chengshan, Hu Xiumian, et al. 2000. The Pengqu Formation: a new Eocene stratigraphical unit in Tingri area, Tibet. *Journal of Stratigraphy*, 24(3): 243~248.
- Li Xianghui, Wang Chengshan, Hu Xiumian. 2001. Latest Marine Non-carbonate Sediment in Tibet: Significance to Closure of the Neo-Tethys Sea. *Acta Geologica Sinica*, 75(3): 314~321.

- Liu Chengjie, Yin Jixiang, Sun Xiaoxing, et al. 1988. The non-flysch marine Upper Cretaceous - Paleogene in the Xigaze forearc basin, southern Tibet. *Treatise of Geology Institute, Chinese Academy*, 3: 130~157 (in Chinese).
- Maluski H, Matte P, Brunel M. 1988. Argon 39-Argon 40 dating of the metamorphic and plutonic events in the North and High Himalayas belts (southern Tibet-China). *Tectonics*, 7: 299~326.
- Matte Ph, Mattauer M, Olivet J M, et al. 1997. Continental subductions beneath Tibet and the Himalayan orogeny: a review. *Terra Nova*, 9: 264~270.
- Miller K G, Fairbanks R G, Moutain G S. 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2: 1~19.
- Palmer M R, Elderfield H. 1985. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. *Nature*, 314: 526~528.
- Patriat P, Achache J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311: 615~621.
- Patzelt A, Li H, Wang J, et al. 1996. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of Indian prior to the collision with Eurasia. *Tectonophysics*, 259: 259~284.
- Powell C M, Conaghan P J. 1975. Tectonic models of the Tibetan Plateau. *Geology*, 3: 727~731.
- Prasad G V R, Khajuria C K. 1995. Implications of the infra- and inter-trappean biota from the Deccan, India, for the role of volcanism in Cretaceous-Tertiary boundary extinctions. *Journal of the Geological Society of London*. 152(2): 289~296.
- Prasad G V R, Jaeger J J, Sahni A, et al. 1994. Eutherian mammals from the Upper Cretaceous (Maastrichtian) Intertrappean Beds of Naskal, Andhra Pradesh, India. *Journal of Vertebrate Paleontology*. 14(2): 260~277.
- Qayyum M, Lawrence R D, Niem A R. 1997. Molasse-delta-flysch continuum of the Himalayan orogeny and closure of the Paleogene Katawaz Remnant Ocean, Pakistan. *Intern. Geol. Rev.*, 39: 861~875.
- Rage J C, Cappetta H, Hartenberger J L, et al. 1995. Collision ages. *Nature*, 375: 286.
- Richter F M, Rowley D B, Depaolo D J. 1992. Sr isotope evolution of sea water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109: 11~23.
- Robaszynski F, Caron M. 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166: 681~692.
- Rowley D B. 1996. Age of initiation collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 145: 1~13.
- Rowley D B. 1998. Minimum age of initiation of collision between India and Asia North of Everest based on the subsidence history of the Zhepure Mountain Section. *The Journal of Geology*, 106: 229~235.
- Sainil A. 1982. The structure, sedimentation and evolution of Indian continental margins. In: Nairn A E M, Churkin M Jr, Stehli R G, eds. *The Ocean Basins and Margins*. New York: Plenum Press, 353~398.
- Searle M P, Windley B F, Coward M P, et al. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *GSA Bull.*, 98: 678~701.
- Searle M P, Pickering K T, Cooper D J W. 1990. Restoration and evolution of the intermontane Indus molasse basin, Ladakha Himalaya, India. *Tectonophysics*, 174: 301~314.
- Stainforth R M, et al., 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation, and characteristics of index forms. *Univ. Kansas Paleontol. Contrib.*, article 62: 1-425.
- Stille P. 1992. Nd-Sr isotope evidence for dramatic changes of paleocurrents in the Atlantic Ocean during past 80 m. y. *Geology*, 20: 387~390.
- Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319~324.
- Tibet Geological Survey. 1983. *Geology report to regional investigation of the People's Republic of China (1:1000000, Xigaze H-45 and Yadong G-45)*. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Tibet Geological Survey. 1987. *Geology report to regional investigation of the People's Republic of China (1:1000000, Gadake H-44)*. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Veevers J J, Powell C McA, Johnson B D. 1975. Greater India's place in Gondwanaland with in Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 383~387.
- Wan Xiaoqiao. 1987. Planktonic foraminiferal zones of Cretaceous in Tibet. *Contributions to Qinghai-Xizang (Tibet) Geology*, 18: 112~121.
- Wan Xiaoqiao, Wang Chengshan, Wan Luo. 1997. Discovery of foraminifer fossils and their chronostratigraphy in the Xigaze forearc basin, Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 71(3): 193~200.
- Wang Chengshan, Liu Zhifei, Li Xianghui, et al. 1999. Xigaze forearc basin and Yarlung Zangbo suture zone. *Tibe. Beijing: Geological Publishing House*, 237 (in Chinese).
- Wang Liancheng, Wang Dongan. 1982. *Sedimentary rocks in southern Tibet*. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Wescott W A. 1980. Fan-delta sedimentology and tectonic setting. *AAPG Bull.*, 64(3): 1236~1275.
- Willems H, Zhang B. 1993. Cretaceous and Lower Tertiary sediments of the Tibetan Tethys Himalaya in the area of Tingri (South Tibet, PR China). *Ber FB Goewiss Univ Bremen*, 38: 28~47.
- Willems H, Zhou Z, Zhang B, et al. 1996. Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri, area, China). *Geol. Rundsch*, 85: 723~754.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Yu Guangming, Wang Chengshan. 1990. *Sedimentary Geology in Tibetan Tethys*. Beijing: Geological Publishing House, 167 (in Chinese).

Age of Initial Collision of India with Asia: Review and Constraints from Sediments in Southern Tibet

WANG Chengshan, LI Xianghui, HU Xiumian

Department of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059

Abstract

Many methods have been used to diagnose the initial India/Asia collision and its age, of which the recovering of sediment records during the collision is one of the most direct and valid ways. The latest marine Cretaceous and Paleogene sediments in southern Tibet are one of the records of sedimentary response to the process of the collision between the Greater India and Asia. It is proposed that the positive bias of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and negative changes of $\delta^{13}\text{C}$ in marine sediments indicate increased erosion during the latest Cretaceous to early Paleogene, which, together with the development of the Cuojiangding Group collision-type fan delta and the lithofacies change from hemi-pelagic limestone to shore sandstone of the Zhepure Shanpo Formation and the Jidula Formation, support the initial collision of the Indian and Asian continental plates as occurring near the Cretaceous—Paleogene boundary, i. e. ca. 65 Ma. The thought of diachronic collision results from different evidences and regardless of the Greater India. We do not think the end of the marine Eocene deposition in Tibet can be used as the representative of the initial collision of India with Asia.

Key words: collision-type delta; Sr/C stable isotope; sedimentary evolution; initial collision age; Greater India; Tibet

澄江动物群中具板状骨片的蠕虫新属种

韩 健 张兴亮 张志飞 舒德干

西北大学地质系早期生命研究所,西安,710069

下寒武统澄江化石库提供了探索早期两侧对称动物起源及辐射的绝好窗口。本文描述了可能为鳃曳动物古蠕虫纲具网状骨板的蠕虫新属种——*Tabelliscolax hexagonus*。新属种体表覆有按六角形排列的小瘤组成的两种类型的骨板,相

似的骨板可见于寒武纪古蠕虫类以及叶足动物表面,故新属种对于了解叶足动物和古蠕虫纲之间的关系具有重要的意义。

花岗岩部分熔融及其对青藏高原南部地壳速度结构的约束

杨晓松^{1,2,3)} 马 瑾^{1,2)} 金振民³⁾ 高 山³⁾ 马胜利^{1,2)}

1) 中国地震局地质研究所,北京,100029; 2) 中国地震局构造物理开放实验室,北京,100029;

3) 中国地质大学,武汉,430074

青藏高原南部地壳平均速度偏低和壳内广泛存在低速层是地壳物质组成、岩石物性状态和温度压力等综合因素在岩石弹性性质上的表现。依据岩石物理学和部分熔融实验获得的青藏高原南部地壳岩石弹性参数和熔体分布的结构信息,本文模拟青藏高原南部地壳岩石在不同的地温梯度条件下波速和密度随深度的变化,从而为探讨青藏高原南部地

壳速度结构提供了背景框架。研究结果显示巨厚的花岗岩地壳和高地温梯度环境并不能有效地解释青藏高原南部地壳速度偏低的特征,壳内部分熔融是造成其速度偏低的重要原因之一。计算结果表明熔体分布结构的差异对岩石波速衰减幅度有重要的影响;青藏高原南部壳内低速层的部分熔融程度约为7%~12%。