关于印度与欧亚大陆初始碰撞时间的讨论

王二七^{1,2*}

1. 岩石圈演化国家重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101

* E-mail: erchie-wang@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2016-04-19; 接受日期: 2016-11-11; 网络版发表日期: 2016-12-28

中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB03010500)和国家自然科学基金项目(批准号: 41672220, 41130312)资助

摘要 关于印度与亚洲大陆初始碰撞时间, 目前存在3种主流认识, 即 (65 ± 5) 、 (45 ± 5) 和 (30 ± 5) Ma. 文中厘定了5种碰撞判别标志, 包括板块运动速率的突然衰减、俯冲型岩浆作用的停止、大陆之间的物质交换、海洋的消亡和构造变形. 通过综合分析认为, 在上述3种认识中, (65 ± 5) Ma构造事件符合一个判别标志, 即物质交换——冈底斯碎屑物质在此时出现在印度板块北缘, 不过, 在此时冈底斯再次发生大规模的岩浆活动, 反映出俯冲作用发生活化, 意味着两大陆仍未碰撞. 俯冲成因的冈底斯岩浆作用在白垩纪末-第三纪初(72~65Ma)间断了约7Myr, 文中提出这可能与构造转换有关, 即特提斯俯冲消减带被转换断层置换, 亚洲与印度大陆由此呈水平走滑汇聚, 到了约65Ma, 随着新俯冲带的形成, 岩浆作用重新开始, 直到约45Ma结束. (45 ± 5) Ma的构造事件导致海相沉积和俯冲型岩浆作用的停止, 符合大部分大陆碰撞判别标志, 文中定义为初始碰撞时间. (30 ± 5) Ma的构造事件与上述判别标准多不符合, 反映的是印度和亚洲大陆大规模陆内汇聚作用, 即硬碰撞, 由此形成青藏高原现今的地质、地貌格局. 文中得出的结论是: 印度与欧亚大陆的汇聚并非仅仅是受新特提斯海的俯冲消减协调, 两者在足够接近时经历了3个阶段, 即早期的水平走滑汇聚(72~65Ma)、初始碰撞((45 ± 5) Ma)和晚期的陆内汇聚((30 ± 5) Ma).

关键词 印度与欧亚大陆初始碰撞时间, 判别标志, 转换断层, 板块俯冲带, 岩浆作用, 构造变形

1 前言

大陆岩石圈的上部, 即泛指的陆壳, 由于质量小, 难以通过俯冲消减进入地幔的循环系统, 因而长时间在地球表层循环, 同时发生隆升剥蚀、沉积、变形、变质和岩浆等作用, 记录了地球演化的全部历史, 由此成为人类观察和研究地球的窗口和天然实验室. 印度与亚洲大陆的碰撞就是一个最好的范例. 印度陆块自白垩纪初从非洲大陆裂解出来并向北漂移, 在新生代

与亚洲大陆碰撞造成青藏高原的隆升和亚洲甚至是全球的气候变化, 如果考虑到“放大器效应”, 其影响可能更是深远, 跨越了学科界线, 成为国内外关注的焦点. 碰撞的初始时间自然是首先要关注的问题. 在进行讨论之前需要定义大陆初始碰撞. 本文认为, 由于大陆形态多是不规则的, 无疑在不同的地点碰撞时间是不同的, 而局部的碰撞或称接触不会产生区域性影响, 因此, 本文限定两大陆的全面接触为即为初始碰撞, 根据此定义, 碰撞与初始碰撞并没有差异. 有关于

中文引用格式: 王二七. 2017. 关于印度与欧亚大陆初始碰撞时间的讨论. 中国科学: 地球科学, 47: 284–292, doi: [10.1360/N072016-00136](https://doi.org/10.1360/N072016-00136)

英文引用格式: Wang E C. 2017. A discussion on the timing of the initial collision between the Indian and Asian continents. Science China Earth Sciences, doi: [10.1007/s11430-016-5136-3](https://doi.org/10.1007/s11430-016-5136-3)

初始碰撞时间, 目前存在有3种主流认识, 即 (65 ± 5) 、 (45 ± 5) 和 (30 ± 5) Ma, 各自都有自己的证据. 显而易见, 如果没有其他新认识的提出, 这3种认识中应该有一个是正确的, 其余两个或是碰撞前或是碰撞后构造事件. 按地质时间尺度, 大陆碰撞只是大陆汇聚过程的一瞬间, 为了厘定碰撞事件及其时间, 也需对碰撞前和碰撞后事件加以厘定, 以下对上述3个模式加以分析和讨论.

印度与亚洲大陆的碰撞沿雅鲁藏布江缝合带发生, 碰撞发生前, 数千公里宽的新特提斯洋向北俯冲消减掉了. 由于俯冲板块的部分重熔, 在俯冲带上盘形成了一个规模巨大的岩浆岩带, 即冈底斯弧, 大规模岩浆作用盛行于中生代和第三纪早期(纪伟强等, 2009). 缝合带由两条混杂岩带组成, 蛇绿混杂岩带位于北, 滑塌沉积混杂岩带位于南. 然而, 现今在雅鲁藏布江缝合带看不见倾向北的俯冲构造, 而是一系列倾向南的构造, 统称为喜马拉雅反冲断裂, 它将印度被动大陆边缘沉积、缝合带混杂岩带以及弧前盆地沉积——日喀则群叠置在一起, 向北置于冈底斯岩浆岩带之上(Yin等, 1994), 导致印度次大陆俯冲和早期碰撞的构造和物质记录不是被掩盖就是被破坏. 因此, 印度与欧亚大陆现今的界线不是雅鲁藏布江缝合带, 而是喜马拉雅反冲断裂. 断裂以北的欧亚大陆即为青藏高原. 泛指的高原是指广义的, 包括了两个部分, 即: 具真正意义的高原位于中央, 起伏巨大的山脉位于周边. 高原虽高, 但是剥蚀程度很小, 地势平坦. 对比之下, 造山带的差异性隆升和剥蚀使更多的地质记录暴露在地表. 基于这一认识, 研究沿雅鲁藏布江缝合带及其邻近地区发生的碰撞大地构造, 包括构造变形、沉积、热作用、地表过程及其年代, 是研究青藏高原形成的基础和核心科学问题, 特别是碰撞时间, 更是研究青藏高原大地构造演化的关键边界条件. 要研究大陆碰撞, 首先要厘定和统一大陆碰撞的判别标志. 本文拟定了5个定性标志, 包括: ①板块运动速率的突然衰减; ②俯冲型岩浆作用的停止; ③大陆之间的物质交换; ④海的消亡; ⑤构造变形. 不排除还有其他的判别标志如古地磁, 鉴于上述5个都是定性的, 而后者是定量的, 不过误差很大, 在很大程度上要依赖其他的地质证据, 因此, 本文不予论述.

判别标志①容易理解. 众所周知, 陆壳由于密度小, 难以俯冲消减, 产生的阻力制约了大陆板块的运

动. 判别标志②也容易理解. 大洋板块的俯冲消减伴随着岩石的局部熔融, 侵入到上盘形成岩浆岩, 一旦俯冲消减作用停止, 大陆随之发生的碰撞. 判别标志③, 物质的交换也容易理解, 如有深海沟的隔档, 大陆间的碎屑物质交换是不可能的. 不过, 如果俯冲板块裹挟了洋岛、海山和海底高原, 海沟之处甚至会发生造山, 形成所谓的增生型海沟, 其深度不一定会很大. 此外, 板块构造的四大支柱是地幔对流、海底扩张、大洋俯冲和转换断层. 如果两个板块是被转换断层分隔如现今分隔北美和太平洋板块的圣安德列斯断裂, 碎屑物质之间的交换就不存在障碍. 判别标志④最为直观, 但是不确定性也最大. 特提斯或称新特提斯是古特提斯海关闭后在中生代形成的一个新大洋, 形成于欧亚和非洲板块之间东西长约10000km的广阔的地域里, 在新生代由于两大大陆的汇聚而萎缩. 展开欧亚地质图或地形图可见, 特提斯海的残留部分比比皆是, 包括地中海、黑海、里海和咸海, 向东直至塔里木盆地, 那里被称之为副特提斯海, 直到始新世(约47Ma)才消亡(Sun等, 2016). 而特提斯海消亡的部分已演化成造山带、高原、沙漠和戈壁. 实际上, 要探索特提斯演化历史, 青藏高原并非是最理想的地区, 而是青藏高原以西的中亚和西亚以及地中海广大地域, 因为在这些地方, 非洲-沙特阿拉伯板块与欧亚板块的碰撞历史很新. 此外, 海的消亡与碰撞也不是简单的对应关系, 例如: 非洲和欧亚板块的碰撞导致阿尔卑斯造山带的崛起, 可是在碰撞带后缘, 具有洋壳的地中海仍然存在, 后者在上新世以来又经历了快速蒸干和海水回灌(Hsü等, 1977); 扎格罗斯前陆盆地已褶皱成山, 但是波斯湾仍然存在, 土耳其安纳托里亚地块在南北向陆内挤压作用下发生了大规模的侧向挤出(Chorowicz等, 1999), 但是黑海和地中海仍然是藕断丝连. 由此可以断定, 特提斯海的消亡是个极其复杂和漫长的过程, 只有深海的消亡与碰撞有关, 这是不可或缺的判别标志; 判别标志⑤也容易理解. 板块的相互作用势必造成地壳变形, 但是大陆碰撞造成的变形应该是区域性的, 而且变形程度应该很强.

在科学上, 许多认识往往不是凭借一个判别标志就能确定正确与否, 而是一系列标志. 本文的目的不是试图评价上述碰撞模式是否正确, 而是以这些判别标志来确定这些构造事件是否与大陆初始碰撞有关(表1).

表1 印度与亚洲大陆碰撞时间模式以及判别标志

判别标志	(45±5)Ma 构造事件	(65±5)Ma 构造事件	(30±5)Ma 构造事件
① 板块运动速率衰减	符合	无变化	无变化
② 俯冲成因岩浆作用停止	符合	不符合	不符合
③ 海相沉积结束	符合(上限)	不符合	不符合
④ 物质交换	符合	符合	不符合
⑤ 构造变形	符合	不符合(过弱)	不符合(过强)

2 关于(45±5)Ma的碰撞模式

该模式目前是国际的主流认识. 藏南地区最高海相地层及其古生物年代以及碰撞后陆相磨拉石建造的形成时代等方面的证据则表明处于欧亚大陆和印度板块之间特提斯洋的最终闭合时间可能延长到中、晚始新世(Rowley, 1996). 需要指出的是, 上述最高海相层位是陆缘海沉积, 而泛指的与洋壳俯冲相关的水体是洋, 而特提斯“海”是水体概念, 这个水体的变化虽说和碰撞相关, 但不直接, 如特提斯陆缘海的海退肯定晚于大陆初始碰撞. 因此, 约45Ma只是印度-亚洲大陆碰撞的时间上限.

此外, 通过印度洋扩张速率的计算, 印度板块向北的漂移速率在(45±5)Ma, 此时突然减慢, 由119降到59mm a⁻¹(印度次大陆西北角), 118降到83mm a⁻¹(印度次大陆东北角)(Molnar和Stock, 2009). 这一结论与上述判别标志①符合. 不过, 有研究(Zhu等, 2015)认为, 速度的减慢是由于俯冲板片的断离, 牵引力减弱造成的, 因此, 推测初期碰撞发生要早, 大约在55Ma.

此外, 冈底斯岩浆岩带在40Ma也经历了一次冷却时间(Dai等, 2013). 有证据显示高原内部在约45Ma发生挤压变形, 以唐古拉山的隆升和风火山盆地的下陷为特征(Wang等, 2008). 这些沉积、构造和热事件均表明大陆碰撞发生在始新世.

支持(45±5)Ma碰撞的另一个关键证据也来自冈底斯岩浆弧. 大规模的岩浆活动盛行于中生代两个时期(205~152、109~80Ma), 最近的研究揭示中生代岩浆活动一直持续到72Ma(Xu等, 1985). 普遍认为中生代岩浆作用是印度板块俯冲熔融的产物. 新生代岩浆作用主要盛行于第三纪早期(65~45Ma)(纪伟强等, 2009), 其

产物是林子宗群(西藏地质矿产局, 1991; Mo等, 2007), 其主体呈近水平产出, 变形局部发生在南北向藏南裂谷系(Burg和Chen, 1984)和东西向的喜马拉雅反冲断裂附近(图1), 以掀斜和挠曲为特征(Wang等, 2015). 这套火山-沉积岩系的下部以中基性的玄武-安山岩和英安岩为主, 中部主要为英安岩和流纹岩夹少量钾玄岩, 上部演变为流纹岩和酸性火山岩碎屑岩(Mo等, 2007), 其中下部火成岩地球化学组成与该地区共存的白垩纪花岗岩类在地球化学上有很多相似性, 因此, 许多研究没有区别对待这两者, 而是根据岩浆作用停止的时间确定特提斯洋的俯冲终止于此时并发生大陆碰撞(Schärer和Allègre, 1984), 这与上述判别标志②相符合. 不过, 许多研究参考存在于林子宗火山岩之下的不整合面及下伏岩层的变形, 认为林子宗群形成于大陆碰撞阶段, 岩浆物质来源于地幔和加厚的下地壳, 是俯冲板块的回撤和断离造成的(Chung等, 2005; Mo等, 2007). 值得关注的是冈底斯在72~65Ma期间岩浆活动平息了, 这约7Myr里发生了什么? 这个问题还没有被关注过, 以下的研究将予以论述.

(45±5)Ma碰撞模式与判别标志③不相符. 因为, 没有证据表明源自印度或亚洲一侧的河流沉积穿越缝合带出现在另一侧. 按理说, 随着海相沉积的结束和大陆的碰撞, 两侧大陆的河流沉积物应该很快发生交换. 本文对此有三种解释, 可能性之一: 源自冈底斯山的河流向南流入印度次大陆腹地, 后在喜马拉雅山隆升过程中是被侵蚀殆尽(图2a); 可能性之二: 雅鲁藏布江在碰撞后随即形成, 或是流向东或是流向西, 它构成了印度和亚洲河流的天然屏障, 将来自南、北两侧的碎屑物质搬运走了(图2b). 如果如此, 雅鲁藏布江的历史可以追溯到始新世. 如果柳区砾岩的沉积年代确实是始新世, 就能证实这点; 可能性之三: 发生在约25Ma的喜马拉雅反冲断裂向北的推覆将碰撞早期的沉积记录全部掩盖了(图2c).

3 关于(30±5)Ma的碰撞模式

该模式基本认同上述碰撞时间的主流认识((45±5)Ma), 不过认为此次碰撞是印度次大陆北缘与一个洋岛的碰撞, 两大陆真正的碰撞发生在25Ma以后, 始于(30±5)Ma(Aitchison和Davis, 2001; van Hinsbergen等, 2012). 该模式特别提到, 冈底斯岩浆岩带在此时经

图1 冈底斯岩浆岩带及其邻近地区地质略图

I: 青藏高原; II: 冈底斯岩浆岩带; III: 仲巴地体; VI: 特提斯喜马拉雅(北喜马拉雅); V: 高喜马拉雅; GT: 大喜马拉雅反冲断裂; STDS: 藏南拆离系; JLF: 嘉黎断裂; ATF: 阿尔金断裂; KLF: 东昆仑断裂; LMF: 龙门山断裂; ARSZ: 红河-哀牢山断裂; SGF: 实皆断裂; HM: 喜马拉雅山断裂带

历了一次快速冷却和大规模的剥蚀事件,并在山前堆积了一套碰撞陆相磨拉石沉积,被赋予不同的名字,如大竹卡砾岩、凯拉斯砾岩、冈仁波齐砾岩和罗布莎砾岩,其年龄为 $(30\pm 5)\text{Ma}$ (Copeland等, 1987; Harrison等, 2000; DeCelles等, 2011; Wang等, 2015)。最近的研究(Wang等, 2015)揭示,这次事件与冈底斯岩浆岩带经历的一种很独特的造山作用有关,即地壳的挠曲,作用力是喜马拉雅山向北仰冲产生的重力载荷,冈底斯作为前隆经历了快速隆升,协调仰冲的是喜马拉雅反冲断裂(图1, GT)。毫无疑问,雅鲁藏布江缝合带早期存在的是倾向北的俯冲构造,而上述喜马拉雅反冲断裂向北的仰冲构造代表了印度-欧亚大陆碰撞初期的构造形式。在雅鲁藏布江缝合带蛇绿混杂岩带中还存在一套粗粒陆相沉积,命名为柳区砾岩。早期根据柳区砾岩所含植物化石年龄被定为始新世(方爱民等, 2005),近年来有研究(Li等, 2015, 2016)根据磷灰石裂变径迹年龄、磷灰石和锆石(U-Th)/He年龄数据确定柳区砾岩的时代为渐新世晚期-中新世早期。需要指出的是,大竹卡砾岩和柳区砾岩的沉积特征极为相似,都含大量的蛇绿岩组分如超基性岩和放射虫硅质岩等,有理

由推测两者原本可能是连在一起的,属于大喜马拉雅反冲断裂前陆盆地的不同部分,前者属于冈底斯近源沉积,后者属于远源沉积(Wang等, 2015)。由此可见,印度和亚洲大陆之间在此时存在物质的交换,符合判别标志③。此外,在冈底斯南缘还存在一套陆相粗粒沉积,称之为秋乌组,其沉积年代有研究根据孢粉化石年龄认为是渐新世至早中新世(李建国, 2004; 李建国等, 2009)。另外,秋乌组出现多个约30~40Ma的锆石年龄,最年轻锆石年龄为22.5Ma(Wang等, 2013)。因此,这些砾岩可能与大竹卡砾岩一样,也属于冈底斯前陆盆地沉积。

许多构造变形、沉积和热年代证据表明,发生在 $(30\pm 5)\text{Ma}$ 的造山事件是非常普遍的,不仅仅局限在高原南缘的喜马拉雅山和冈底斯山,也发生在高原边缘地区,导致喜马拉雅山、冈底斯山、龙门山、天山、哀牢山和东昆仑山的崛起(吴福元等, 2008; 王二七, 2013; Harrison等, 1992, 1995; Hendrix等, 1994; Yin等, 2007; Wang等, 2012)。高原边缘的同步造山作用的发生暗示高原隆升的机制在此时发生了突变,可能与深部作用有关(Royden等, 2008)。需要指出的是,在渐新

图2 印度与亚洲大陆碰撞后可能存在的物质交换以及导致交换记录消失的3种可能成因

世末-中新世初(约25Ma), 青藏高原内部的挤压作用却戏剧性地停止了, 中新世地层, 如康托组和喷呐湖组和查保马组(青海省地质矿产局, 1991; 西藏自治区地质矿产局, 1991), 多呈水平的或近水平状展布, 它们与遭受强烈变形的下伏老地层, 其中包括古近纪地层, 呈鲜明的对比. 这表明造高原边缘造山的同时, 高原内部的挤压变形却戏曲性地停止了. 这个现象暗示, 平坦的青藏高原与周边的造山带的构造变形呈互为消长关系, 这反映出青藏高原形成机制发生了变化, 可能与地壳增厚导致的下地壳的流变有关. 这一系列事件

的同步发生并波及整个高原, 这表明发生在(30±5)Ma的构造事件反映的应该是印度-亚洲大陆的陆内汇聚作用, 而不是两者的初始碰撞.

4 关于(65±5)Ma的碰撞模式

近年来国内针对该模式开展了热烈的讨论, 存在很大的意见分歧. 支持该模式的主要证据与判别标志②和③符合, 即物质的交换和构造变形. 上覆在印度板块北缘浅海相沉积之上的沉积物为一套早第三纪

深水沉积,称之为折巴群,零星分布在喜马拉雅山北坡的萨嘎和江孜地区.严格地讲,桑单林地区不是研究地层和沉积环境的理想地方,因为上述 K_2 -E地层完全被断层围限,无底无顶,不能排除它是混杂岩中的一个外来岩块或是一个构造窗的可能性.该群上、下部由桑单林组和者雅组组成,上覆在宗卓组(邓冈组)之上,前者所含的碎屑组分来自冈底斯而后者所含的碎屑组分多来自印度(丁林, 2003; 丁林等, 2009; Ding等, 2005; DeCelles等, 2014; Hu等, 2015). 根据描述,桑单林组和者雅组呈整合接触,沉积序列现存厚度约1500m. 其中,桑单林组为硅质岩,硅质页岩夹砂岩沉积;者雅组为砂岩夹页岩复理石沉积. 他们的研究确定,桑单林组硅质岩系中的放射虫年代为古新世(65~55Ma). 者雅组复理石沉积的下部夹有放射虫硅质岩条带或结核,年代为古新世最末期(58~55Ma). 根据上述岩性描述,可以确定这套沉积主要是由深海复理石沉积和富含有机质的远洋深海沉积组成. 这些沉积中的碎屑物质被确定大部来自雅鲁藏布江缝合带北面的冈底斯岩浆岩带,这反映出两大洲的碰撞和接触. 不过,有研究(Wang等, 2011)确定桑单林组底部碎屑锆石和放射虫化石年龄为约49~54Ma,这个年龄序列更符合(45±5)Ma碰撞模式.

林子宗火山岩年代的下、上限为65和45Ma. 其下伏不整合面以下最新地层为晚白垩纪设兴组,主体为海陆过渡相的陆上三角洲平原沉积环境,仅在下部含有少量的灰岩层,可能为泻湖,其上部凝灰岩夹层的年龄测定为80Ma(丁林, 个人通讯),层序顶部岩层年代无疑还要年轻些. 设兴组及其更老的地层发生了褶皱,与上覆近水平的林子宗火山岩呈鲜明地对照,这表明沿冈底斯岩浆岩带发生的一次的挤压隆升事件与海相环境的结束和地壳变形有关,因此,岩浆作用停止的时间与变形时间的下限相当,因此,可以确定不整合面的形成时间为72~65Ma,构造和侵蚀作用持续了约7Myr. 继而发生的林子宗火山活动很稳定,从早古新世一直持续到晚始新世(65~45Ma). 到渐新世末(约25Ma),冈底斯岩浆弧开始再次遭受形.

在拉萨西北的马乡地区可见林子宗火山岩近水平展布,而下伏晚白垩纪设新组红层发生褶皱,之间被不整合面分隔. 这个不整合面之所以引人注目是因为不整合面露头位于路边,其上、下岩层的颜色和产状反差大. 然而,我们的野外追索和观察揭示白垩系

设新组岩层的褶皱均呈舒缓波状展布,变形并不强,下伏晚白垩纪地层的存在本身表明变形造成的地层缺失并不多. 这表明该不整合面所代表的构造变形-侵蚀事件的规模和强度其实并不大,属于所谓的地台型褶皱. 此外,在区域上,在整个青藏高原以及邻近地区均没有发现约65Ma的构造、沉积岩浆和气候事件,因此,发生在约65Ma的构造事件可能另有成因.

如前所示,冈底斯大规模岩浆活动一直延续到中生代末(72Ma),活化于第三纪早期(65Ma),其间停止了约7Myr(72~65Ma). 本文参考现今的板块构造,综合构造、沉积以及岩浆证据推测,冈底斯岩浆作用在72~65Ma期间暂短的停止可能是构造转换所致,即:新特提斯俯冲带在此时(72Ma)由俯冲海沟转换成转换断层(图3).

图3 印度与欧亚大陆汇聚时空演化模式

(a) 早期(145~72Ma): 印度向北漂移,同时做逆时针旋转运动,其北面的新特提斯洋壳沿雅鲁藏布江俯冲带向冈底斯之下消减,而洋壳内发育次一级扩张带和转换断层; (b) 中期(72~65Ma): 随着俯冲和旋转的进行,转换断层取代了俯冲带,冈底斯岩浆活动停止,印度和欧亚大陆之间发生右行走滑,从冈底斯岩浆岩带剥蚀下来的碎屑物质穿过转换断层沉积在特提斯海和印度大陆边缘之上; (c) 经历了大约7Myr,到了约65Ma,随着三连点的迁移,新的俯冲带取代了转换断层,洋壳再次沿雅鲁藏布江俯冲带向北俯冲消减,导致冈底斯岩浆作用活化,直至~45Ma特提斯海消亡,两大洲随即发生碰撞; (d) 末期((30±5)Ma): 印度与欧亚大陆发生陆内汇聚,导致地壳的大规模缩短、增厚和地下壳流动,造成边缘造山,内部引张,形成青藏高原. MR: 扩展脊; S: 俯冲带; T: 转换断层; TJ: 三连点; GT: 大喜马拉雅反冲断裂; HT: 喜马拉雅逆冲断裂

地幔对流、扩张带、俯冲带和转换断层是板块构造的4个基本元素。众所周知,不用说大陆板块,即使是海洋板块也并非是一块,地幔对流形成规模不同的扩张带,它们将洋壳分割成大大小小的块体,如同太平洋板块与菲律宾板块那样。扩张带或称洋中脊被众多转换断层切割,其中最典型、最为人熟知的是北美圣安德列斯断裂,它的右行走滑一方面协调太平洋板块向北西的扩张,另一方面协调Kula和Farallón板块向东的扩展和俯冲,造成北美西缘的岩浆活动(Fowler, 1990)。圣安德列斯断裂的南北两端与这两个板块的连接处即是Riviera和Mendocino三连点,随着这两个板块持续俯冲,这两个三联点向南、北方向的移动,当俯冲最终结束时,圣安德列斯断裂扩展到整个北美西边界,它像水库闸门一样,分流和阻挡了大洋的俯冲,导致北美西缘岩浆作用的停止。然而,圣安德列斯转换断裂并不构成沉积物质运移的障碍,来自北美大陆的碎屑物质被河流搬运到太平洋中,沉积在洋壳之上。圣安德列斯断裂的走滑导致了北美大陆边缘的变形(Jackson和Molnar, 1990)。纵观印度洋板块地质、地貌图可见,印度洋板块和太平洋板块一样复杂,其中心发育三叉型扩张脊,后者亦被众多转换断层所切割。在白垩纪初,印度与非洲裂解并向北漂移,促使新特提斯继续向北俯冲消减。根据图3中的模式,新特提斯洋底也有扩张带,并被转换断层所切割,这个扩张带甚至有可能是其主扩张带,当时仍在活动,只是扩张速率要小于北面的俯冲消减速率,致使新特提斯不断地萎缩。印度板块的长轴在裂解初期是近东西向的,在向北漂移时发生逆时针旋转,与欧亚碰撞时转成南北向(Fowler, 1990),这表明板块边缘的俯冲作用具有右行走滑分量。根据图3中的模式,在白垩纪初,印度从非洲裂解出来并向北漂移,位于印度次大陆以南,已消失在冈底斯岩浆岩带之下的特提斯板块也包含了洋中脊、次一级板块和转换断层。在72Ma之后,由于特提斯和印度大陆的逆时针旋转,俯冲带逐渐被一条大型转换断层取代,印度与亚洲大陆由此呈右行走滑汇聚,由于走滑运动是斜向的,导致冈底斯弧发生挤压变形并伴随着侵蚀,形成夷平面。走滑作用持续了约7Myr,直至65Ma,随着新的俯冲消减带(图2c)向北的迁移,该转换断层又被置换成俯冲带,岩浆作用在冈底斯弧再度发生。根据这个设想,林子宗火山岩的上限年龄指示印度洋板块的俯冲一直持续到45Ma,表明印度次大

陆与欧亚大陆开始发生碰撞。需要指出的是,冈底斯岩浆活动的活化与折巴群的浊积沉积是同步的,均发生在65Ma,这两个事件无疑存在成因关联,即:随着冈底斯岩浆岩带在65Ma岩浆活动的盛行和隆升、侵蚀作用的加速,产生了大量的碎屑物质,由于印度与冈底斯弧之间仍为转换断层,不过它不构成阻碍浊流的障碍物,这些物质被浊流搬运到印度大陆的北缘。

此外,支持约65Ma碰撞模式的证据还包括印度次大陆北缘海水体深度在古新世初突然增加这一事实,被认为是亚洲板块的重力载荷造成的(丁林等, 2009)。这个设想的构造机理是成立的,但是具有多解性,需要避免将印度次大陆在新生代发生的所有地质事件均归咎于它与亚洲大陆的碰撞。众所周知,印度次大陆在白垩纪-第三纪之交(68.5~66.6Ma)发生过一次重大的地质事件,即地幔柱的侵入,发生过剧烈的,不过持续时间很短的基性岩浆活动(Duncan和Pyle, 1988),大规模的玄武岩的喷发形成一个海拔500~600m,东西长1500km,南北长1400km,面积达50km²的高原,即德干高原,占了印度次大陆面积的六分之一。印度次大陆在地幔柱活动时,无疑会发生隆升;在地幔柱活动过后,随着温度的逐渐降低,在均衡作用下不断下沉,即热沉降。以大西洋扩展为例:由于地幔对流,热的软流圈上涌,在扩张带隆起成山,即大西洋中脊,最大高度达3000m,南北长约16000km,平均宽度为1000~1300km。随着扩张的进行,洋壳向两侧推移,其温度的逐步降低,其高度也随之下降,海水不断加深,逐渐过渡成平坦的深海洋盆,最大深度可达4000m。因此,本文认为印度次大陆北缘水体变深还存在以下种可能性,即:印度次大陆的热沉降造成的。已知折巴群的沉积始于65Ma,这时距地幔柱的结束已有2Myr,这个时间域应该足够让印度北缘大陆架下沉,沉积环境发生变化。还有研究揭示,萨嘎-江孜地区自白垩纪-古近纪一直位于印度大陆北缘被动大陆边缘的深水环境,大体相当于大陆斜坡-陆隆沉积环境,例如维美组、加不拉组、床得组(王成善等, 2000; Hu等, 2008),并没有出现水体突然变深的情况。由此可见,特提斯北缘海水变深有可能仅仅是局部现象,加之上述多解性,不足以支持约65Ma的碰撞模式。

5 结论

在厘定和分析大陆碰撞的判别标志的基础上,本

文认为印度与亚洲大陆的汇聚是个复杂的过程, 不仅仅受控于新特提斯海的俯冲消减, 而且受控于板块旋转和转换断层的水平走滑运动. 汇聚经历了3个阶段, 分别是72~65、(45±5)和(30±5)Ma. 早期(72~65Ma): 两大陆沿转换断层发生水平走滑汇聚, 亚洲大陆边缘发生局部性牵引变形, 新特提斯洋壳的俯冲和岩浆作用由此停止, 被浊流搬运的风化碎屑物质穿过转换断层沉积在印度大陆北缘. 在约65Ma, 随着三连点的迁移, 新的俯冲带开始形成, 冈底斯岩浆作用重新启动. 中期((45±5)Ma): 大陆发生碰撞, 板块运动速率迅速衰减、大规模的岩浆作用随着俯冲的停止而停止、早期青藏高原内部局部发生挤压隆升, 不过, 没有发现碰撞后两大陆碎屑物质交换的迹象, 碎屑物质或是被古雅鲁藏布江阻隔了, 或是被后期构造-喜马拉雅反冲断裂掩盖了. 此次事件代表的是印度与欧亚大陆的初始碰撞. 晚期((30±5)Ma): 此事件波及到整个高原, 反映在许多造山带, 包括龙门山、哀牢山、喜马拉雅山、冈底斯山以及东昆仑山的同步隆起, 表明两大陆开始进入大规模的陆内汇聚阶段, 即硬碰撞. 地壳的增厚和增温导致下地壳在重力驱动下向边缘蠕散, 青藏高原内部由挤压应力场转换成伸展应力场, 平坦的高原面由此形成, 到了中新世晚期(~12Ma), 在持续的伸展作用下, 高原面发生脆性变形, 形成宽阔的南北向裂谷系.

致谢 本文在成文的过程里就许多问题请教了许继峰研究员、吴福元研究员、侯增谦研究员、丁林研究员和徐义刚研究员; 两位审稿人提出了富有建设性的意见并且提供了许多文献供做参考, 此项研究的深度和广度由此得到了提高, 在此深表谢意.

参考文献

- 丁林. 2003. 西藏雅鲁藏布江缝合带古新世深水沉积和放射虫动物群的发现及对前陆盆地演化的制约. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 47–58
- 丁林, 蔡福龙, 张清海, 张利云, 许强, 杨迪, 刘德亮, 钟大赉. 2009. 冈底斯-喜马拉雅碰撞造山带前陆盆地系统及构造演化. 地质科学, 44: 1289–1311
- 方爱民, 闫臻, 刘小汉, 潘裕生, 李继亮, 俞良军, 陶君容. 2005. 藏南柳区砾岩中古植物化石群的时代及其在大地构造上的意义. 自然科学进展, 14: 1419–1427
- 纪伟强, 吴福元, 鍾孙霖, 刘传周. 2009. 西藏南部冈底斯岩基花岗岩时代与岩石成因. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 849–871

- 李建国. 2004. 西藏新生代秋乌组孢粉化石的发现及其初步研究. 微体古生物学报, 21: 216–221
- 李建国, 郭震宇, 张一勇. 2009. 西藏日喀则恰布林剖面大竹卡组孢粉组合及其时代和古环境、古地理意义. 古生物学报, 48: 163–174
- 青海省地质矿产局. 1991. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社
- 王成善, 李祥辉, 万晓樵, 陶然. 2000. 西藏南部江孜地区白垩系的厘定. 地质学报, 74: 97–107
- 吴福元, 黄宝春, 叶凯, 方爱民. 2008. 青藏高原造山带的垮塌与高原隆升. 岩石学报, 24: 1–30
- 王二七. 2013. 青藏高原大地构造演化——主要构造-热事件的制约及其成因. 地质科学, 48: 334–353
- 西藏自治区地质矿产局. 1991. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社
- Aitchison J C, Davis A M. 2001. When did the India-Asia collision really happen? *Gandwana Res*, 4: 560–561
- Burg J P, Chen G M. 1984. Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, 311: 219–223
- Chorowicz J, Dhont D, Gündoğdu N. 1999. Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: Mapping from SAR ERS imagery and digital elevation model. *J Struct Geol*, 21: 511–532
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X, Zhang Q, Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Sci Rev*, 68: 173–196
- Copeland P, Mark Harrison T, Kidd W S F, Xu Ronghua W S F, Zhang Yuquan W S F. 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision. *Earth Planet Sci Lett*, 86: 240–252
- Dai J, Wang C, Hourigan J, Li Z, Zhuang G. 2013. Exhumation history of the gangdese batholith, southern Tibetan Plateau: Evidence from apatite and zircon (U-Th)/He thermochronology. *J Geol*, 121: 155–172
- DeCelles P G, Kapp P, Gehrels G E, Ding L. 2014. Paleocene-Eocene foreland basin evolution in the Himalaya of southern Tibet and Nepal: Implications for the age of initial India-Asia collision. *Tectonics*, 33: 824–849
- DeCelles P G, Kapp P, Quade J, Gehrels G E. 2011. Oligocene-Miocene Kailas basin, southwestern Tibet: Record of postcollisional upper-plate extension in the Indus-Yarlung suture zone. *Geol Soc Am Bull*, 123: 1337–1362
- Ding L, Kapp P, Wan X. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24: TC3001
- Duncan R A, Pyle D G. 1988. Rapid eruption of the Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 333: 841–843

- Fowler C M R. 1990. The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press
- Harrison T M, Wenji C, Leloup P H, Ryerson F J, Tapponnier P. 1992. An Early Miocene Transition in deformation regime within the Red River Fault Zone, Yunnan, and its significance for Indo-Asian tectonics. *J Geophys Res*, 97: 7159–7182
- Harrison T M, McKeegan K D, LeFort P. 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 133: 271–282
- Harrison T M, Yin A, Grove M, Lovera O M, Ryerson F J, Zhou X. 2000. The Zedong Window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet. *J Geophys Res*, 105: 19211–19230
- Hendrix Marc S, Dumitru T A, Graham S A. 1994. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision. *Geology*, 22: 487–490
- Hsü K J, Montadert L, Bernoulli D, Cita M B, Erickson A, Garrison R E, Kidd R B, Mèlierès F, Müller C, Wright R. 1977. History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267: 399–403
- Hu X, Garzanti E, Moore T, Raffi I. 2015. Direct stratigraphic dating of India-Asia collision onset at the Selandian (middle Paleocene, 59±1 Ma). *Geology*, 43: 859–862
- Hu X, Jansa L, Wang C. 2008. Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy in south-eastern Tibet: A comparison with the western Himalayas. *Cretac Res*, 29: 301–315
- Jackson J, Molnar P. 1990. Active faulting and block rotations in the western transverse ranges, California. *J Geophys Res*, 95: 22073–22087
- Li G, Kohn B, Sandiford M, Xu Z, Tian Y, Seiler C. 2016. Synorogenic morphotectonic evolution of the Gangdese batholith, South Tibet: Insights from low-temperature thermochronology. *Geochem Geophys Geosyst*, 17: 101–112
- Li G, Kohn B, Sandiford M, Xu Z, Wei L. 2015. Constraining the age of Liuqu Conglomerate, southern Tibet: Implications for evolution of the India-Asia collision zone. *Earth Planet Sci Lett*, 426: 259–266
- Mo X, Hou Z, Niu Y, Dong G, Qu X, Zhao Z, Yang Z. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos*, 96: 225–242
- Molnar P, Stock J M. 2009. Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics. *Tectonics*, 28: TC3001
- Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth Planet Sci Lett*, 145: 1–13
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *Science*, 321: 1054–1058
- Schärer U, Allègre C J. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lasha-Xigaze region. *Earth Planet Sci Lett*, 63: 423–432
- Sun J, Xiao W, Windley B F, Ji W, Fu B, Wang J, Jin C. 2016. Provenance change of sediment input in the northeastern foreland of Pamir related to collision of the Indian Plate with the Kohistan-Ladakh arc at around 47 Ma. *Tectonics*, 35: 315–338
- van Hinsbergen D J J, Lippert P C, Dupont-Nivet G, McQuarrie N, Doubrovine P V, Spakman W, Torsvik T H. 2012. Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 7659–7664
- Wang C, Zhao X, Liu Z, Lippert P C, Graham S A, Coe R S, Yi H, Zhu L, Liu S, Li Y. 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 4987–4992
- Wang E, Kamp P J J, Xu G, Hodges K V, Meng K, Chen L, Wang G, Luo H. 2015. Flexural bending of southern Tibet in a retro foreland setting. *Sci Rep*, 5: 12076
- Wang E, Kirby E, Furlong K P, van Soest M, Xu G, Shi X, Kamp P J J, Hodges K V. 2012. Two-phase growth of high topography in eastern Tibet during the Cenozoic. *Nat Geosci*, 5: 640–645
- Wang J G, Hu X M, Garzanti E, Wu F Y. 2013. Upper Oligocene-Lower Miocene Gangrinboche Conglomerate in the Xigaze Area, Southern Tibet: Implications for Himalayan Uplift and Paleo-Yarlung-Zangbo Initiation. *J Geol*, 121: 425–444
- Wang J, Hu X, Jansa L, Huang Z. 2011. Provenance of the upper Cretaceous-Eocene deep-water sandstones in Sangdanlin, Southern Tibet: Constraints on the timing of initial India-Asia collision. *J Geol*, 119: 293–309
- Xu R H, Schärer U, Allègre C J. 1985. Magmatism and Metamorphism in the Lhasa Block (Tibet): A Geochronological Study. *J Geol*, 93: 41–57
- Yin A, Dang Y Q, Zhang M, McRivette M W, Burgess W P, Chen X H. 2007. Cenozoic tectonic evolution of Qaidam basin and its surrounding regions (part 2): Wedge tectonics in southern Qaidam basin and the Eastern Kunlun Range. *Geol Soc Am Special Paper*, 433: 369–390
- Yin A, Harrison T M, Ryerson F J, Chen W J, Kidd W S F, Copeland P. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese Thrust System, southeastern Tibet. *J Geophys Res*, 99: 18175–18201
- Zhu D C, Wang Q, Zhao Z D, Chung S L, Cawood P A, Niu Y, Liu S A, Wu F Y, Mo X X. 2015. Magmatic record of India-Asia collision. *Sci Rep*, 5: 14289