

# 孟加拉扇沉积作用与古气候研究进展

李景瑞<sup>1,2</sup>, 刘升发<sup>2,3</sup>, 吴建政<sup>1</sup>, 冯秀丽<sup>1</sup>, 孙兴全<sup>1</sup>, 曹鹏<sup>2</sup>, 王宇童<sup>4</sup>, 石学法<sup>2,3</sup>

(1. 中国海洋大学 海洋地球科学学院, 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 2. 国家海洋局第一海洋研究所, 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 山东 青岛 266061; 3. 青岛海洋科学与技术国家实验室, 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266061; 4. 青岛二中, 山东 青岛 266200)

**摘要:**“气候-构造-沉积”耦合问题是全球变化研究的重要内容, 孟加拉深海扇作为世界第一大浊积扇, 沉积物主要来自喜马拉雅山及青藏高原的侵蚀物质, 且处于亚洲两大季风区之一的印度季风区, 是研究三者相互关系的天然实验室。通过总结该区前人研究成果, 对孟加拉扇沉积作用与古气候研究现状进行了综述, 提出了该区尚存争议的主要科学问题并展望了今后的研究方向。研究认为, 除来自喜马拉雅山和青藏高原的物质外, 孟加拉扇还受到印度、东南亚大陆等源区的影响, 另外还有少量生物沉积和火山来源物质等。孟加拉扇沉积物以细粒物质为主, 扇体表面遍布浊流通道。浊流和等深流是孟加拉扇主要的沉积动力机制。目前对孟加拉扇扇体沉积模式及其在青藏高原隆升、孟加拉扇“源-汇”过程、“气候-构造-沉积”耦合研究中的作用仍存在不同见解, 尚需更加深入的研究。

**关键词:** 孟加拉扇; 高原隆升; 印度季风; “源-汇”; 沉积记录

**中图分类号:** P736 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3096(2016)06-0139-19

**doi:** 10.11759/hyhx20151119004

孟加拉扇, 1953年首次由 Dietz 发现, 1971年由 Curry 和 Moore 组织进行了第一次系统调查和研究, 命名为孟加拉扇并一直沿用至今<sup>[1]</sup>。孟加拉扇是世界上最大的海底扇, 长 3 000 km 多, 宽 1 000 km 左右, 最大厚度达 16.5 km<sup>[1-3]</sup>。孟加拉扇的形成与印度和亚洲板块的碰撞有关, 发育自早始新世时期, 主要是恒河和布拉马普特拉河(流经中国境内部分称为雅鲁藏布江, 以下简称“布河”) 运输的喜马拉雅山及青藏高原物质经由浊流作用搬运沉积而成<sup>[4]</sup>。对于浊流活动的强度随时间的变化、水道的分布和迁移、物质来源组成等科学问题前人都已做过相关研究<sup>[5-9]</sup>, 如 Emmel 和 Curry<sup>[9]</sup>认为自最后一次海平面上升以来主要水道已被遗弃; Weber 等<sup>[5]</sup>指出浊流沉积在海平面上升时期及高水位期仍然活跃, 生长发育的峰值在新仙女木期的末期; Tripathy 等<sup>[6]</sup>认为其主要源区为喜马拉雅山, 同时还有印度大陆等次要物源区等等。喜马拉雅山及青藏高原物质侵蚀并经河流输运至孟加拉扇沉积是一个典型的“源-汇”过程, 高原隆升的不同阶段和不同强度导致侵蚀物质通量的差异必然会在孟加拉扇沉积中得到记录, 因而扇体沉积包含着丰富的高原隆升信息, 而该过程又不可避免地受到气候的影响。此外, 海洋沉积物还记录了海洋物理化学过程以及全球变化信息<sup>[10]</sup>。然而, 目前

关于青藏高原隆起的时代、形式、高度及对亚洲季风乃至全球古气候演化的影响尚存分歧, 这也导致近年来“气候-构造-沉积”三者之间的耦合关系成为孟加拉湾研究的热点问题。本文比较系统地总结了孟加拉扇沉积特征、浊流及等深流沉积、扇体沉积模式、“源-汇”过程及扇体沉积对构造和气候变化尤其是季风变化的响应等方面的研究进展, 并评述其现存问题和未来发展方向。

## 1 孟加拉扇沉积环境与特征

### 1.1 地形地貌与构造地质演化

孟加拉湾位于印度洋的东北部(图 1), 周边被斯里兰卡、印度、孟加拉国、缅甸、安达曼海、巽他弧和苏门答腊岛围绕。孟加拉湾陆架范围较小, 北部和东北部陆架相对西部陆架为宽。向海一侧陆架平

收稿日期: 2015-11-19; 修回日期: 2016-04-18

基金项目: 全球变化与海气相互作用专项(GASI-02-IND-CJ02, GASI-GEOGE-03, GASI-GEOGE-06-03); 国家自然科学基金(U1606401)

[Foundation: National Programme on Global Change and Air-Sea Interaction, No. GASI-02-IND-CJ02, No.GASI-GEOGE-03, No.GASI-GEOGE-06-03; National Nature Science Foundation of China(U1606401)]

作者简介: 李景瑞(1989-), 男, 山东滨州人, 博士研究生, 主要从事海洋沉积学研究, 电话: 0532-66782243, E-mail: zhlijr2008@126.com; 石学法(1965-), 通信作者, 男, 山东昌邑人, 研究员, 研究方向为海洋沉积学与海底成矿作用, 电话: 0532-88967491, E-mail: xfshi@fio.org.cn

均水深 183 m, 陆坡发育有大型海底峡谷——“无底大峡谷”, 该峡谷头部深刻入陆架, 头部水深约为 38 m, 峡谷向南持续约 160 km, 作为一个长而直的水道到达水深 1 400 m 处, 平均梯度 8.2 m/km, 由此输运沉积物至陆坡下形成了世界第一大深海扇——孟加拉扇, 它基本覆盖了整个孟加拉湾 20°N~7°S 之间的 1 400~5 000 m 的水深范围<sup>[1, 11]</sup>。孟加拉扇发育自早始新世时期, 与印度和亚洲碰撞后隆升而形成的喜马拉雅山和青藏高原有关<sup>[4]</sup>。孟加拉湾地处印度板块东缘, 其东为印度板块向欧亚板块俯冲的碰撞消减带。东北印度洋的演化可分为 4 个阶段<sup>[12-13]</sup>: (1)127~85 Ma: 印度开始与澳大利亚和南极洲分离, 分离方向几乎

与 NE-SW 延伸的印度大陆边缘垂直, 孟加拉湾新海底开始形成; (2)90~53 Ma: 板块边缘重组, 分离方向转为近 N-S 方向, 印度大陆迅速向北移动, 于早始新世与欧亚板块碰撞; (3)53~32 Ma: N-S 向扩张结束, 澳大利亚和南极洲开始分离, 印度洋东南扩张脊形成, 东印度洋沿此在 NE-SW 方向扩张, 印度、南极洲、澳大利亚进一步分离; (4)32 Ma 以来: 东印度洋沿东南印度洋底扩张脊增生, 并于巽他俯冲带消减形成现今格局。尽管印度和亚洲大陆的软碰撞时期(~59 Ma) 可以视为孟加拉扇的初始发育点, 但主要的沉积物供应还是始于中中新世时期的硬碰撞(~15 Ma)之后, 孟加拉扇向南部持续进积<sup>[3]</sup>。

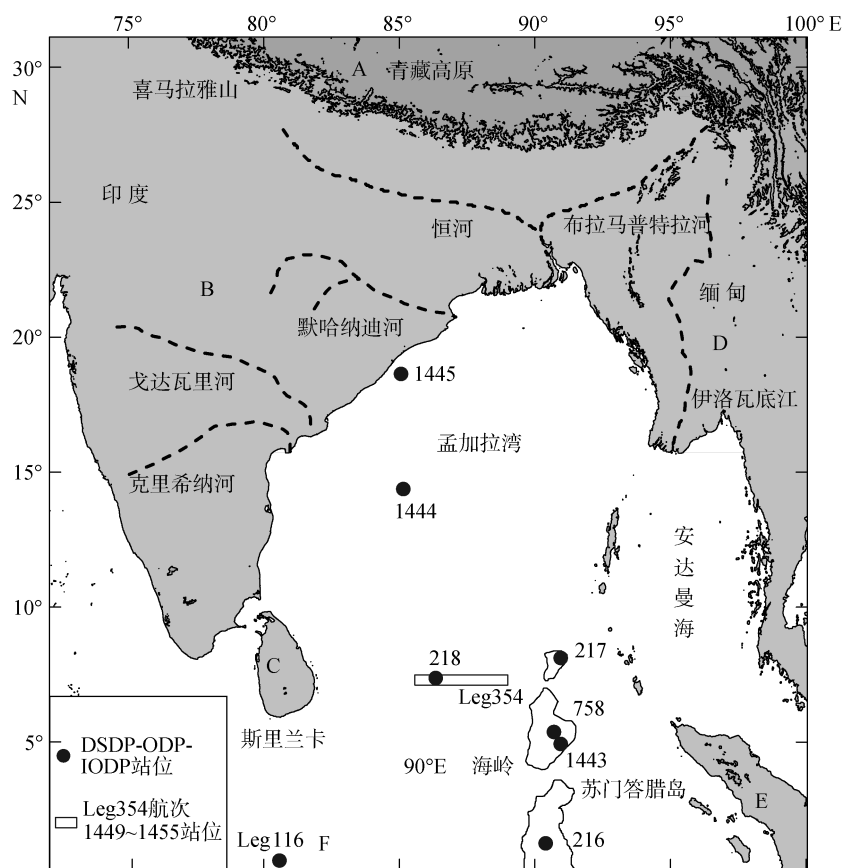


图 1 孟加拉湾地理位置、主要物源区(A~F)及 DSDP-ODP-IODP 站位

Fig. 1 Location and provenances of the Bay of Bengal (A~F) and the sites of DSDP-ODP-IODP within this area

A. 青藏高原及喜马拉雅山; B. 印度大陆; C. 斯里兰卡; D. 东南亚; E. 印尼(多巴湖火山); F. 中印度盆地

A. the Tibetan plateau and the Himalayas; B. Indian continent; C. Sri Lanka; D. Southeast Asia; E. Indonesia (Toba volcanic); F. Central Indian Basin

## 1.2 输运系统与动力特征

孟加拉湾主要入海河流如图 1 所示。恒河和布河是本区最主要的两条河流, 具有本区最高的沉积物供应速率<sup>[14]</sup>, 其他较大的河流包括克里希纳河、戈

达瓦里河、默哈纳迪河、伊洛瓦底江等(图 1, 表 1)。孟加拉湾表层环流受印度季风控制, 呈现明显的季节变化: 冬季盛行东北风, 表层环流呈逆时针方向; 夏季盛行西南风, 表层环流呈顺时针方向(图 2)。邱

云等<sup>[15]</sup>总结了孟加拉湾上层环流研究的主要成果并指出,孟加拉湾上层环流与季风转换并不完全同步,在西南季风期间,南、北海区各有一气旋式环流;在东北季风期间,气旋式环流减弱北移,南部则为一反气旋式环流控制;在秋季和春季过渡期间,分别形成海湾尺度的气旋式环流和反气旋式环流。东印度沿岸流的季节变化与季风转换也不同步,局地风、内部 Ekman 抽吸、远地沿岸风及赤道远地作用的影响对沿岸流周年变化有重要作用。由于受观测所限,目前对孟加拉湾上层季节环流的认识还不完全,尤其缺乏对其年际、年代际变化的相关研究成果,因此尚需更为系统的观测分析和深入的理论研究。在深

海动力方面,方念乔等<sup>[16-17]</sup>从沉积物角度指出,东北印度洋主要存在 3 种深水动力沉积机制:由重力滑塌作用诱发的浊积活动、由南大洋洋流体系引导并控制的等深积活动以及由生物壳体堆积、雾浊层、风生堆积和火山灰堆积联合作用下的远洋/半远洋沉积活动。浊流活动主要位于陆坡地带,等深流活动受 90°E 海岭所阻,主要位于其西侧,并折返南下<sup>[16-17]</sup>。对于大洋深层水对本区的影响,Ahmad 等<sup>[18]</sup>通过对浮游和底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  的研究证实其受到来自北大西洋深层水和南大洋深层水的影响,而现代东北印度洋  $\delta^{13}\text{C}$  值反映了北大西洋深层水和南大洋深层水之间的平衡<sup>[18-20]</sup>。

表 1 孟加拉湾主要河流特征(据文献[23])

Tab. 1 River characteristics around the Bay of Bengal (Ref.[23])

河流名称	长度(km)	流域面积( $\times 10^3\text{km}^2$ )	流量( $\text{km}^3/\text{a}$ )	悬浮沉积物通量( $\text{Mt}/\text{a}$ )	溶解质通量( $\text{Mt}/\text{a}$ )
恒河	2200	980	490	520	91
布拉马普特拉河	2600	670	630	540	63
默哈纳迪河	900	140	54	61	8.1
戈达瓦里河	1400	310	120	170	20
克里希那河	1300	260	62	64	22
伊洛瓦底江	2300	430	430	360	98

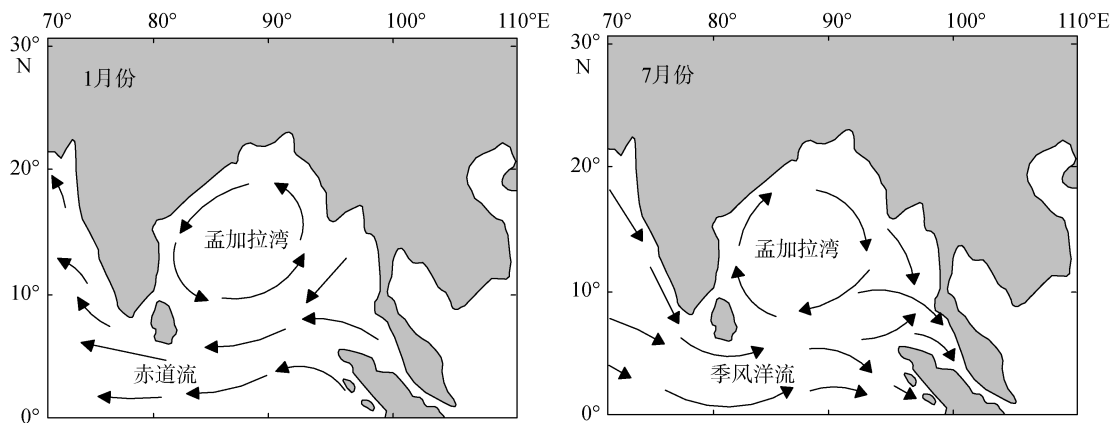


图 2 现代孟加拉湾表层洋流季节性变化图 (据文献[21-22])  
Fig. 2 Surface water circulation in the Bay of Bengal (Ref.[21-22])

### 1.3 物质来源

孟加拉扇的沉积物主要是河流运输而来的陆源物质,主要包括喜马拉雅山及青藏高原、印度、东南亚等区域的侵蚀产物,另外还有生物沉积(主要为钙质和硅质沉积)、火山物质等<sup>[5, 24-25]</sup>。Venkataratnam 和 Biscaye<sup>[26]</sup>通过对黏土矿物的研究认为来自喜马拉雅山的富伊利石和绿泥石的沉积物在孟加拉扇占优

势地位并能追溯到赤道以南,但沉积物捕集器显示有黏土矿物从印度半岛向扇体区域运输<sup>[27]</sup>, Tripathy<sup>[6]</sup>等通过柱状样中常微量元素组成的变化从孟加拉湾西部追踪沉积物源区并重建了喜马拉雅和印度半岛物质的侵蚀和演化模式,认为孟加拉湾西部主要物源区是喜马拉雅山和印度半岛,并估算出喜马拉雅山和印度半岛的河流对站位海域的平均沉积物供应分别为  $66\% \pm 13\%$  和  $34\% \pm 13\%$ , 喜马拉雅山河流

沉积物在末次冰盛期对孟加拉扇西部研究站位处的贡献减少了 30%，其原因是西南季风的减弱以及由于冰川覆盖扩展而导致暴露区域减少，故风化作用减弱。Phillips 等<sup>[28]</sup>对于孟加拉扇主体物源的研究表明，几乎绝大多数扇体沉积物来自喜马拉雅山与青藏高原，在扇体边缘位置，受到其他物源区影响较明显(印度和东南亚)。Fagel 等<sup>[29-30]</sup>研究发现一小部分沉积物来源于印度与斯里兰卡。Colin 等<sup>[31]</sup>提出孟加拉湾西部沉积物基本上都来自恒河-布河系统，而东部沉积物则是来自恒河-布河、伊洛瓦底江和缅甸西部海岸带沉积物的混合物。Weber 等<sup>[5]</sup>通过对沉积物中磁化率通常在粗粒物质处较高的反常现象，提出了深水源区，最突出的源区可能是多巴湖火山。Praison 等<sup>[32]</sup>通过对孟加拉扇下扇和扇体末端的柱状样沉积学特性和地化参数研究发现，扇体末端受小部分地区印度盆地物质(Afanasy-Nikitin 海山)影响。Wickmann 等<sup>[33]</sup>揭示 Sr-Nd 同位素分布具有地理依赖性，这反映了孟加拉湾中沉积物输运过程和不同位置沉积物源区的变化。综合不同学者的研究成果，孟加拉扇沉积物的源区应以喜马拉雅山与青藏高原物质为主，并有相对少量的来自印度、斯里兰卡和东南亚的陆源物质输入，以及少量生物沉积和火山物质沉积，主要源区分布如图 1 所示(A~F)。

## 1.4 沉积特征

### 1.4.1 粒度特征

孟加拉扇的形成过程中，浊流是占优势的沉积作用，主要携带由于喜马拉雅山的隆升而被侵蚀的陆源物质。目前对于孟加拉扇大范围表层沉积物粒度分布的研究相对缺乏，绝大部分研究集中于柱状样分析。Weber 等<sup>[34]</sup>的粒度测试结果显示扇体沉积经常显示粒级层序，粗粉砂位于最底部而向上逐渐变细为泥，扇体主要由粉砂粒级沉积物组成，只有在下部扇体发现有约 15%左右的砂，可见孟加拉扇沉积物粒度较细。关于扇体表层沉积物粒度特征尚需进一步的调查研究。

### 1.4.2 扇体沉积环境划分及其结构特征

孟加拉扇表面遍布浊流通道，其中大部分为废弃或不活跃的，现今最为活跃的一条水道是“活跃水道”(Active Valley, 以下简称 AV)，似乎是现今唯一一条与海底峡谷相连的水道，但当海平面上升到“无底峡谷”头部位置(峡谷最北部，在现今中陆架水深约 38 m 处)以上时，AV 与河流的直接沉积物供应便被切断了。根据地层结构和深度梯度，孟加拉扇被分

为 3 个次一级的沉积环境：上扇、中扇和下扇(图 2)，上扇和中扇的边界位于大约 2 250 m 水深处而中扇和下扇的分界位于 2 900 m 水深处<sup>[35]</sup>。在这 3 个次级的单元里其结构和水道-堤坝复合体的形态都具有相当大的变化<sup>[12]</sup>。从上扇到下扇沉积物厚度依次减小，扇体表面可以识别出若干已废弃或不活跃的水道(图 3)，通过研究认为水道在不同时期发生迁移，其中较为确定的迁移顺序为 E5-E4-E3-E2-E1-W3-W2-W1，最后是 AV。上扇到中扇水道横截面面积减小 50%，表明了更新世巨大的浊流沉积到全新世浊流活动大大减小的流态变化，整个孟加拉扇水道尺寸的变化趋势大致是：上扇巨大的水道-堤坝复合体—中扇小得多的刻入水道—下扇上部部分充填的水道—下扇开放的但很可能不活跃的水道。刘军等<sup>[36]</sup>在研究南海北部陆坡白云深水区深水沉积结构要素时提出深水沉积的四种结构要素：水道、天然堤-溢岸沉积、席状砂和块体搬运沉积。对孟加拉扇而言这些结构要素同样俱全，其中上扇具有最大的堤坝堆积速率，决口只发生在上扇和中扇上部，其中上扇和中扇的界限处决口现象最频繁<sup>[5]</sup>，Curry 等<sup>[3]</sup>推测孟加拉扇的砂质沉积位于上、中、下扇“越滩沉积”、水道内部及终瓣沉积中，其中更新世低海面时期砂质等粗粒沉积在扇体末端，而在高海面时期，粗粒沉积在水道内。

在扇体南部或下扇区域发现两个不整合<sup>[1]</sup>。上部的不整合时代是晚中新世，推测是板块内部或汇聚型板块边缘变形开始的时间<sup>[37]</sup>。下部的不整合时间大约是早始新世，这是一个沉积间断，代表一段无沉积作用或沉积速率大大降低的时期，离头部越远，间断越长。近些年来，孟加拉湾 2D 和 3D 地震数据与区域构造-地层信息相结合揭示了区域沉积物厚度变化及不同时期沉积模式<sup>[11]</sup>，区域沉积物总厚度图显示孟加拉扇北部和西部大量沉积物积累发育。来自西部的河流系统(例如默哈纳迪河、戈达瓦里河等)主要在碰撞前是活跃的，而来自北部的河流(恒河-布拉马普特拉河)在古新世后软碰撞开始之后是活跃的。区域沉积物分散可以分为 3 个阶段：(1)软碰撞之前(>59 Ma)，该区主要的沉积物供应主要来自西部，北部沉积系统尚不活跃，默哈纳迪河和戈达瓦里河是碰撞前孟加拉扇时期主要的沉积物源区；(2)软碰撞和硬碰撞之间(59~15 Ma)，在该段时期，孟加拉扇系统开始发育，沉积物积累主要局限于北部，来自北部的水道系统发育，将沉积物输运至盆地深部；(3)硬碰撞后(<15 Ma)，硬碰撞标志着喜马拉雅



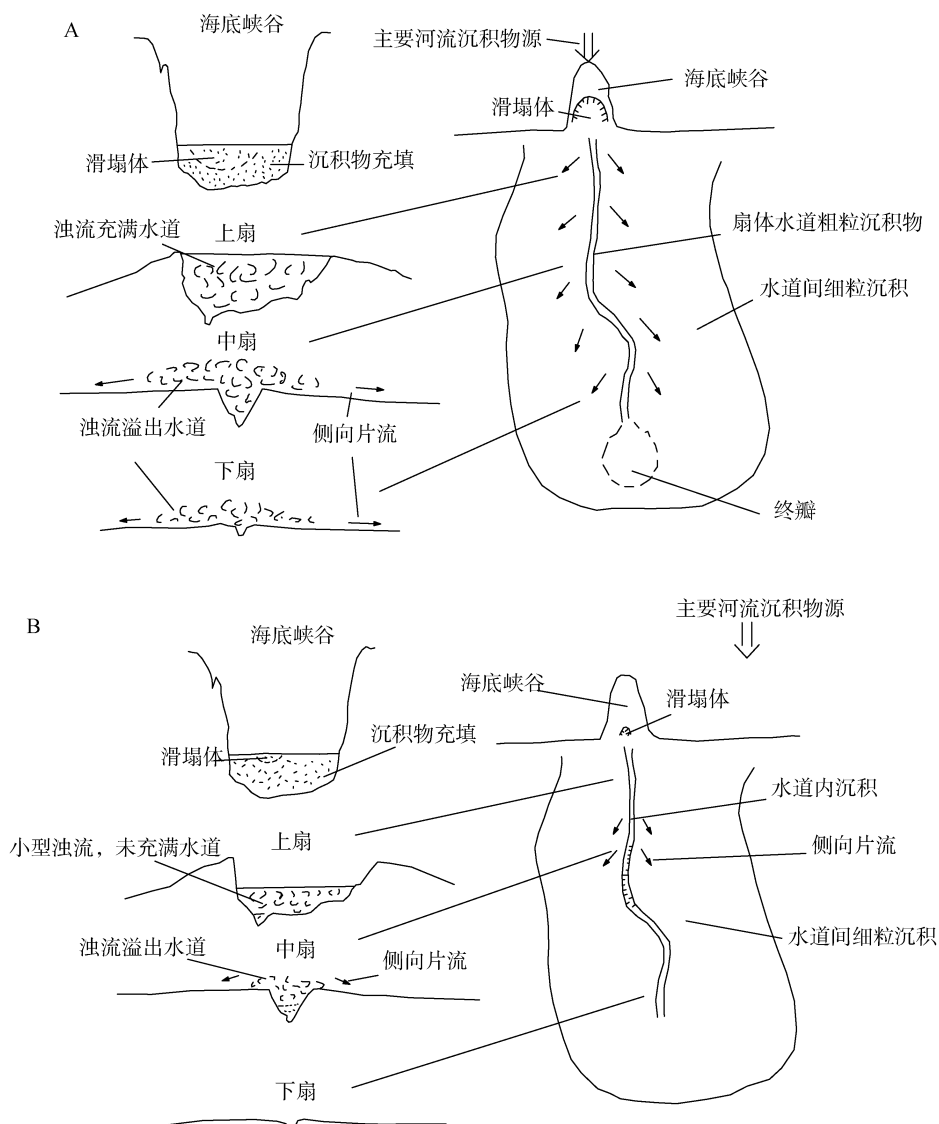


图 4 孟加拉扇浊流沉积模式 (据文献[3])

Fig. 4 Model of turbidity current deposition for the Bengal Fan (Ref. [3])

A. 低海平面时期浊流活动最强时; B. 类似今天的高海平面时期浊流活动最弱时

A. Conditions during lowered sea levels when the turbidity current activity is maximum; B. Conditions during the high stand of sea level as today with minimum turbidity current activity

在相对高海平面时期(如现在的海平面), 海底峡谷并不直接接受大河沉积物, 而是捕获陆架上运移的沉积物<sup>[8, 41-43]</sup>。滑塌和浊流活动相对较少, 相比低海平面时期具有相对很少的粗粒沉积物, 浊流基本发生在较大的水道内, 很少发生溢流。由于水流较小, 他们流动较慢并且很少能沿着水道走很远。沉积发生在水流终端中扇的水道内, 很少或没有浊流沉积到达下扇。如图 4B 所示。

对于浊流沉积的主要控制因素, 密西西比扇、亚马逊扇和印度扇的研究表明海平面变化对浊流沉积起着控制作用<sup>[44-47]</sup>, 但有学者通过对 Sr 含量和

Sr-Nd 同位素的研究认为喜马拉雅山的构造活动在孟加拉扇的浊流沉积中起着主要作用<sup>[48-49]</sup>。自中新世以来海平面多次发生变化<sup>[50]</sup>, 10.5 Ma 海平面的下降在孟加拉湾沉积中得到响应: ODP 718C 孔沉积速率在该时段明显增加, 但随后发生的海平面上升却与孟加拉扇末端沉积记录并不吻合, 因为此时的沉积记录显示沉积速率与沉积相并未发生明显变化。相似的情况还发生在 6.8 Ma 时沉积速率的下降响应于海平面的上升, 但其余海平面变化与沉积记录并不吻合<sup>[49]</sup>。鉴于此, 众多学者认为海平面变化可能只是扇体沉积的第二控制因素<sup>[49, 51]</sup>, 并认为喜马拉雅

山和青藏高原的隆升可能驱动了区域和全球气候变化,并导致了季风的产生<sup>[52-53]</sup>,喜马拉雅山和青藏高原高度的变化与气候变化相结合控制了侵蚀速率和侵蚀量的变化,从而影响了浊流沉积的变化。对恒河-布河及孟加拉扇沉积物 Sr-Nd 同位素、氧同位素及黏土矿物综合研究表明,气候与海平面变化信号难以分离,而构造活动与气候变化密切相关,孟加拉扇浊流活动与沉积作用是构造、气候和海平面变化三者共同作用的结果<sup>[49]</sup>。

## 2 青藏高原隆升对气候变化和沉积作用的控制

盆山耦合是印度洋现代海洋地质学研究的热点问题之一,青藏高原与孟加拉扇在物质的侵蚀、输运和沉积方面关系密切,构成典型的“源-汇”过程,孟加拉扇沉积对于青藏高原隆升及其引发的环境效应起着监视器的作用<sup>[16]</sup>。孟加拉扇是青藏高原侵蚀产物的主要储库之一,方念乔等<sup>[16]</sup>依据取得的岩心资料提出,陆源物质输入量的变化具有 3 个主要特征:(1)在构造尺度上对高原和山脉隆升具有整体上的线性响应,隆升期粗碎屑物质增多,浊流活动加剧;(2)冰川性海平面变化使活跃的沉积区在陆架和深海地区之间发生迁移;(3)并非所有陆源碎屑增多、增粗的现象均与浊流活动相关,等深流对于沉积物的改造作用不可忽视。其改造并不直接包含高原隆升的信息。另外,值得注意的是,风力传输体系可能对于陆源物质在孟加拉扇的沉积也有影响。

### 2.1 高原隆升与大气 CO<sub>2</sub> 变化

Raymo 和 Ruddiman 等<sup>[54]</sup>提出“新生代构造隆升导致气候变化”的假说,认为构造隆升通过风化和侵蚀等作用消耗大气中的 CO<sub>2</sub>,使其浓度降低,造成全球变冷,并认为青藏高原是主要的驱动源。安芷生等<sup>[55]</sup>也强调了构造(陆地)-大气-海洋耦合系统中青藏高原和北半球中纬山地的隆升对于全球气候变冷和亚洲季风发展的作用。但 Willenbring 等<sup>[56]</sup>通过重新计算海洋中的 <sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be 同位素比值,认为全球变冷对平均风化速率没有影响;而 Herman 等<sup>[57]</sup>分析了来自世界各地的 18 000 个基岩的热年代学数据并对百万年时间尺度沉积记录的源区侵蚀定量化,发现在所有纬度都可观察到山地侵蚀速率 6 Ma 以来的增加,结果显示在全球尺度上沉积物通量的增加与上新世-更新世时期加强的气候变冷非常一致。不可忽

略的是,有机碳的风化和埋藏也是大气 CO<sub>2</sub> 浓度降低的一个重要原因,Galy<sup>[58]</sup>提出喜马拉雅山侵蚀系统的综合有机碳通量模型,包括源岩、河流沉积物和埋藏在孟加拉扇的海洋沉积物,其研究结果显示大约 70%~85%的有机碳是输运过程中捕获的现代有机物质,活跃的造山系统产生强烈的物理侵蚀导致的有机碳埋藏缓冲了大气 CO<sub>2</sub> 浓度,因而在地质尺度上对气候产生了负反馈。刘东生<sup>[59]</sup>通过对中国黄土-古土壤序列的研究发现约含 10%的碳酸盐,即有相当数量的碳被固定埋藏,不再参与全球碳循环,这说明有机碳埋藏也是影响大气 CO<sub>2</sub> 浓度降低的一个很重要的原因。构造隆升驱动气候变化的核心内容是大陆风化强度的变化,它是否加强了大陆硅酸盐的风化并导致大气 CO<sub>2</sub> 的浓度降低,从而控制全球气候变化,其具体机制有待于进一步研究,而孟加拉扇作为青藏高原侵蚀产物的一个重要的“汇”,必然包含着构造变动与气候变化之间的信息,从孟加拉扇沉积中提取对构造隆升响应的气候信息,对认识长时间尺度全球和南亚季风变化及其动力学机制有着重要作用,加强对孟加拉扇的研究是解决上述科学问题的一个重要途径。

### 2.2 构造隆升与季风演化

Wang 等<sup>[60]</sup>研究认为,古季风系统重建有海陆分布和高原隆升两个方面的原因。青藏高原隆升是新生代地质历史的重大事件之一,对亚洲乃至全球气候形成具有举足轻重的作用,至少在青藏高原隆升到现在一半的高度,季风才较为显著<sup>[61]</sup>。青藏高原的隆升不是一个均匀的过程,而是包含若干次一级隆升时期,不同学者对于其隆升的时间框架具有不同观点(图 5),如王国灿等<sup>[62]</sup>通过对青藏高原不同地区新生代地层低温热年代学记录、沉积记录和构造变形记录的系统总结与研究,揭示出存在 60~35 Ma、25~17 Ma、12~8 Ma(藏南 18~13 Ma)和大约 5 Ma 以来 4 个主要强构造隆升剥露阶段;张克信等<sup>[63]</sup>以青藏高原不同阶段构造岩相古地理演化和沉积对隆升的响应分析为基础,结合青藏高原磷灰石裂变径迹热年代学所揭示的构造隆升阶段,并综合对比前人对青藏高原新生代隆升阶段的划分,认为青藏高原新生代主要经历了 5 个强隆升期,分别是强隆升期 A(58~53 Ma)、B(45~30 Ma)、C(25~20 Ma)、D(13~7 Ma)和 E(5 Ma 以来);Tada 等<sup>[64]</sup>综合近些年来青藏高原

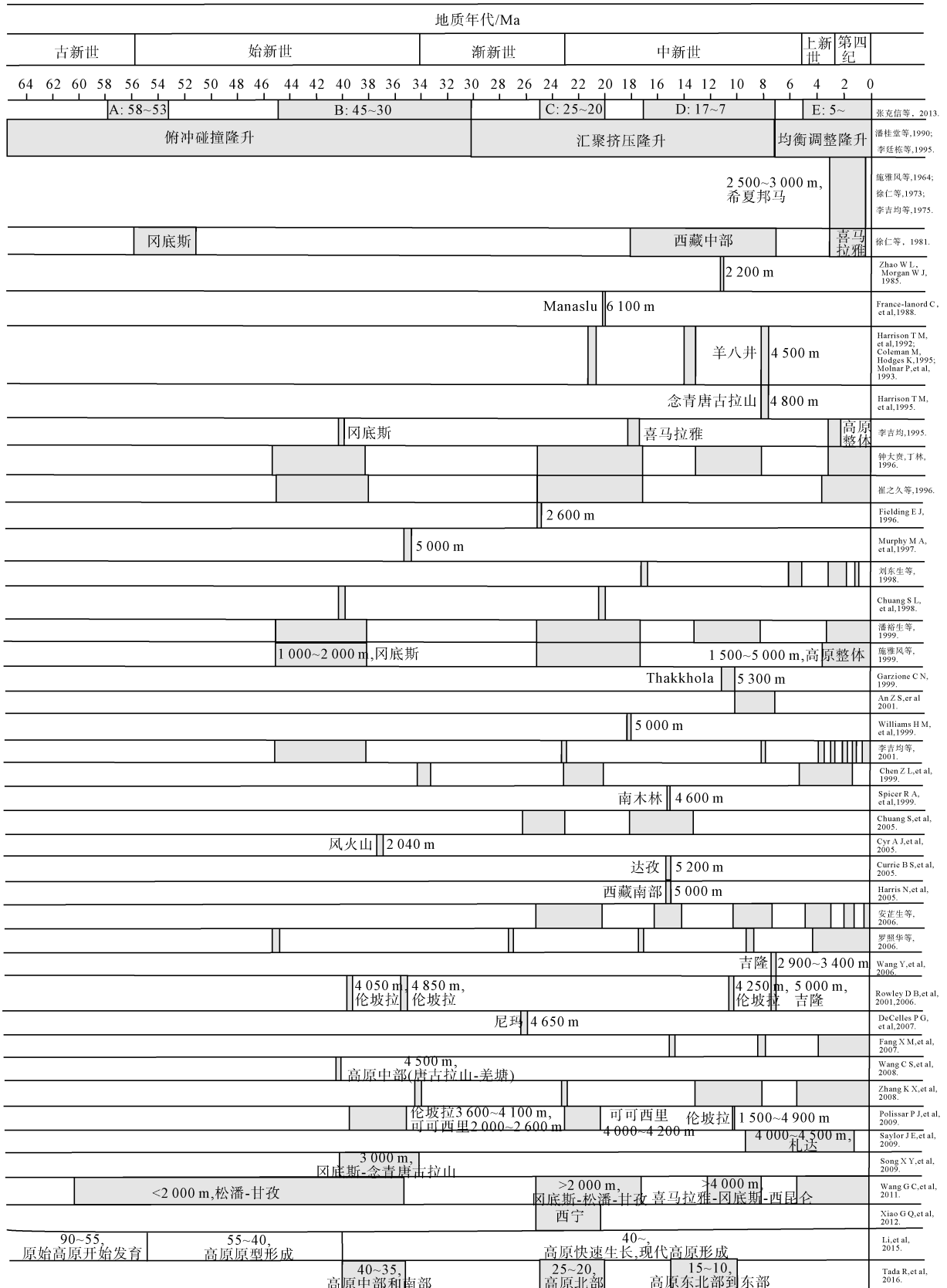


图 5 青藏高原隆升过程研究对比图(修改自文献[63])

Fig. 5 Correlation of uplift stages on Tibetan Plateau (Modified from ref.[63])



隆升的研究成果,提出青藏高原的隆升具有时空差异性:40~35 Ma(南部和中部隆升)、25~20 Ma(北部隆升)、15~10 Ma(东北部和东部隆升)。尽管不同研究成果之间存在差异,但有4~5次隆升期,基本上是可以相信的<sup>[65-66]</sup>。南海大洋钻探<sup>[67-68]</sup>和数值模拟结果<sup>[69]</sup>均认为东亚季风系统的形成不晚于早中新世初,很可能是在渐新世晚期。印度季风被认为8Ma前方才明显<sup>[70-71]</sup>。安芷生等<sup>[72]</sup>用来自中国的风成沉积物和印度洋、北太平洋的海洋沉积物分辨出晚中新世以来亚洲气候的3个阶段,并通过使用理想化的山地-高原高程逐步增长模型验证了亚洲季风的阶段性变化与喜马拉雅山-青藏高原的阶段性隆升及北半球冰川作用相关,这一观点与李吉均等<sup>[73]</sup>提出的青藏高原隆升阶段及相关事件时间框架相一致:(1)9~8 Ma:亚洲内部干旱加剧,印度、东亚季风开始发育;(2)3.6~2.6 Ma:东亚夏、冬季风继续强化,输入太平洋的尘土量增加;(3)2.6 Ma以来:印度和东亚夏季风不断变化,并可能减弱而东亚冬季风继续加强。Sun等<sup>[74]</sup>认为中国东部的黄土沉积始于8Ma,Rea等<sup>[75]</sup>发现北太平洋的黄土沉积在8Ma急剧升高,尽管之后下降,但在3.6Ma左右又达到高值,这与上述研究结果也是一致的。南海研究结果也支持8Ma前后亚洲季风系统加强<sup>[76]</sup>:南海北部1146站12Ma来*Neoglobobulimina dutertrei*(%)在7.6Ma左右突然增加,而混合层浅水种(%)在8Ma后急剧减少;第四纪以来,特别是~1.3Ma、~0.9Ma和~0.6Ma时的3次隆升,使高原面从2400m上升到2900m再到3600m,对东亚大气环流尤其是东亚季风产生了重大影响。孟宪伟等<sup>[77]</sup>认为1.8Ma来东亚夏季风的阶段式减弱受第四纪青藏高原整体、阶段式、快速隆升的制约,而在0.6Ma以后进入冰期-间冰期旋回制约的阶段,南海沉积物记录的长时序东亚季风演化也体现了青藏高原隆升和冰期-间冰期旋回的复合制约。在孟加拉扇沟道附近钻得的DSDP 218孔和ODP 717、718孔成功揭示了以粗碎屑为代表的浊积活动加剧与高原构造隆升间的耦合关系,结果显示上中新世早期(约8.5~8.0Ma)、上中新世晚期至上新世(约5.3~3.8Ma)和中更新世(约0.8~0.3Ma)大量粗屑陆源剥蚀物进入孟加拉湾,这与亚洲大陆有关高原构造隆升的信号可以粗略对比<sup>[16, 78-79]</sup>。近些年来快速发展的模型研究也支持青藏高原和喜马拉雅山的隆升对亚洲季风的影响<sup>[80-82]</sup>,印度夏季风强度与喜马拉雅

山的隆升关系密切,而东亚夏季风主要与青藏高原北部的隆升具有强烈联系。

## 2.3 第四纪以来孟加拉扇沉积记录的亚洲季风演化

孟加拉湾地处印度季风气候控制区,其沉积物必然包含季风演化的信息,近年来研究者对第四纪以来的沉积记录反映的不同尺度的季风演化历史进行了大量的研究。构造尺度上,如前文所述,主要与青藏高原及喜马拉雅山隆升相关,在此不再赘述。

轨道尺度上,主要受太阳辐射量变化的米兰科维奇周期影响<sup>[83]</sup>,Weber等<sup>[5]</sup>利用从下扇采集的远洋沉积物柱状样研究了米兰科维奇驱动的深海响应,它们都扩展到了氧同位素16期(大约630ka)并提供了一个沉积物成分的周期性记录,沉积周期影响由米兰科维奇频带中地球的轨道偏心率(100ka)、黄赤交角(40ka)、岁差(21ka)控制的气候变化,其中米兰科维奇频带影响太阳辐射量在全球季节和纬度的分布<sup>[84]</sup>。Clemens等<sup>[85]</sup>对ODP722岩心3.5Ma来的记录研究发现,印度季风在2.6Ma、1.7Ma和1.2~0.6Ma经历了重要的主导周期转型事件,即其驱动因素具有阶段性转变的特征。

在千年时间尺度上,印度季风的一大突出特点便是受高纬过程影响明显。千年尺度的Dansgaard-Oeschger(D-O)事件在印度季风区被广泛记录。方念乔等<sup>[86-87]</sup>在研究孟加拉湾MD77190岩心时发现了富钙质生物壳体和贫钙质生物壳体为主要特色的两类沉积物构成的韵律层,发现孟加拉湾存在与北半球高纬地区Heinrich事件和D-O事件的遥相关,在研究MD81349岩心时发现大约260ka以来,印度夏季风转弱的时期大致分布于氧同位素8.02(250~247ka)、6.42(167~164ka)、6.2(136~132ka)、4(65~62ka)、3(55~52ka及41~29ka)、2(21~12ka)等几个时期。Rosales等<sup>[88]</sup>通过孟加拉湾北部的一个岩心研究了过去18ka印度夏季风(ISM)的变化,揭示沉降 $\delta D$ 和植物蜡的变化主要由雨量效应控制,并且强烈的受ISM降雨量的影响,最大沉降量被发现于早全新世气候适宜期(10.5~6ka),而最小沉降量出现于海因里希亚1期(16.9~15.4ka)。类似的,高纬过程和印度次大陆及其邻近海域印度季风之间的强烈联系,以及末次冰期周期中的D-O振荡周期,也从高分辨率的总有机碳和表层浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 记录中被揭示出来<sup>[89-90]</sup>。对孟加拉湾有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 的研究表明,过

去~60 ka 浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  可能反映了表层水与北大西洋气候波动之间的联系, 底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  的变化可能是北大西洋深层水、南大洋深层水及有机质氧化等共同作用的结果<sup>[49]</sup>。还有一些学者通过对阿曼沿岸上升流区、恒河平原或喜马拉雅山山麓等的研究揭示了近 100 ka 来印度季风演化的规律<sup>[91-93]</sup>, 这与孟加拉扇沉积相互印证, 互相对比和补充, 共同揭示印度季风的演化。孟加拉扇区具有显著特色的是, 扇体表面水道的分布和迁移与气候和海平面变化关系密切, 这为研究孟加拉扇沉积对印度季风气候变化的响应提供了一个新的视野<sup>[5]</sup>。

值得注意的是, 先前关于季风的研究大多局限于冰期-间冰期框架, 重在强调高纬过程的作用, 但近些年来低纬过程越来越受到研究人员的重视, 正如 SCOR/IMAGES 季风工作组的报告中所言: 季风变化不能只在冰期-间冰期的框架里研究, 还要在热带/亚热带变化的广泛基础上进行研究, 其中包括海气相互作用<sup>[94]</sup>。阿曼南部 Qunf 岩洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$ <sup>[95]</sup>、阿拉伯海沉积物中浮游有孔虫 *Globigerina bulloides* 的百分含量<sup>[96]</sup>记录的印度季风和华南董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$ <sup>[97]</sup>反映的东亚季风, 均表现出 8 ka 以来北半球夏季风逐渐减弱的趋势, 夏季风属于岁差驱动的低纬过程, 与高纬冰盖之间并不具有线性关系<sup>[98]</sup>。在印度季风的驱动下, 阿拉伯海的生产力具有两万年的岁差周期<sup>[99]</sup>, 而且可以从印度洋一直追溯到赤道太平洋, 生产力变化与太平洋的低纬过程相关, 却不受冰盖消长控制<sup>[100]</sup>。Colin 等<sup>[31]</sup>对孟加拉湾 MD77180 和安达曼海 MD77169 岩心研究时发现化学风化指标和盐度的变化规律与 10°N 夏季太阳辐射量有很好的对应关系, 当东北印度洋沉积物中高岭石和蒙脱石相对含量增加, 而石英、伊利石和绿泥石相对含量降低, 孟加拉湾盐度下降时, 此时对应太阳辐射量增加, 说明此时恒河三角洲化学风化增强, 孟加拉湾淡水注入量增加, 印度季风加强。

Clemens 和 Prell<sup>[101]</sup>通过 5 种指标得出印度夏季风 35 万 a 来的合成曲线, 并通过主成分分析得知夏季风变量中斜率占 26%, 岁差只占 18%, 因而驱动印度洋夏季风的轨道参数主要是斜率、而不是岁差, 这与用磁化率求黄土夏季风的记录结果<sup>[101]</sup>是一致的, 但与 Kutzbach 等季风变迁的岁差驱动明显不符<sup>[102]</sup>。Ruddiman<sup>[103]</sup>的研究否定了这种假说, 认为冰芯中的甲烷浓度和 Dole 效应均表现出较为清晰的岁差周期, 这才是夏季风的反映, 而上述以斜率为周期的夏季风记录, 应当由其他过程控制, 例如冬季风、冰期旋

回中的营养成分及陆架物质搬运等, 即驱动印度洋夏季风的主要轨道参数是岁差, 而不是斜率周期。

除轨道驱动外, 太阳本身也可引起辐射量变化, 即太阳黑子活动的周期性<sup>[104]</sup>, 如 750~1 050 a 玛雅文明的毁灭<sup>[105]</sup>, 被认为是太阳活动~200 a 的 Suess 周期导致的周期性干旱所致<sup>[106]</sup>。在十年到百年时间尺度上, 有孔虫指标揭示的印度夏季风和黑子数之间的强烈相关性清晰地表明即使是较小的(<1%)太阳辐射量变化也可以带来热带季风显著的变化<sup>[107-108]</sup>。

## 2.4 孟加拉湾的 DSDP-ODP-IODP

新生代构造隆升驱动气候变化, 气候变化影响喜马拉雅山物质侵蚀, 孟加拉扇接受其侵蚀物质形成地层记录, 硅酸盐快速风化与孟加拉扇有机碳高埋藏效率对大气  $\text{CO}_2$  浓度产生影响, 进而影响全球气候, “气候-构造-沉积”三者之间密切的耦合关系是本区科学研究的重要一环, “DSDP-ODP-IODP(深海钻探计划-大洋钻探计划-综合大洋钻探计划)”在本区的钻探(图 1, 表 2)为我们提供了了解三者关系的“窗口”。

1974 年实施的 DSDP-Leg22 航次确定了 Curry 和 Moore 在 1971 年<sup>[1]</sup>于扇体南部发现的两个不整合的时代分别为早始新世和晚中新世<sup>[12]</sup>, 前者被认为是印度-亚洲板块碰撞的起始时间, 而后者被认为是板块内部或汇聚型板块边缘变形开始的时间, 这两个时间框架同样被后来的 ODP-Leg116 航次所证实, 但印度-亚洲板块碰撞及孟加拉扇开始沉积并向海沉积的时间仍存争议<sup>[109]</sup>。

南亚及其周边相关研究表明 7~8 Ma 气候发生显著变化<sup>[110-113]</sup>, ODP-758 站位沉积物磁化率测试结果揭示 9 Ma 前恒河-布河入海通量增加<sup>[114]</sup>, 来自喜马拉雅山西部及阿拉伯海的研究支持了当时季风增强的结论<sup>[110, 48]</sup>, 而对孟加拉湾 ODP-Leg116 岩心沉积学参量积累速率、黏土矿物、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  等的研究表明 7~8 Ma 各指标确实发生明显变化, 但并不支持其变化表明季风增强, 或者即使支持这种假设, 其与季风的关系尚未可知<sup>[115]</sup>。第四纪季风研究表明轨道尺度的印度季风变化主要受米兰科维奇周期控制<sup>[83]</sup>, 印度季风在孟加拉湾的变化主要表现为降水量的变化, 为了解不同时间尺度季风在降水、侵蚀和径流相关变化下的物理和气候机制, 2014~2015 年在孟加拉湾实施了 IODP-Leg353 航次钻探, 对沉积记录的研究可以帮助我们了解地球外部营力(如太阳辐射量)和内部营力(如大陆冰盖体积、温室气体浓度、海平面及海-气

能量和水分交换的变化等)。2015 年在孟加拉扇南部实施的 IODP-Leg354 航次将早期扇体沉积记录扩展到早渐新世,为了解新生代喜马拉雅侵蚀记录与亚洲季风演化以及与之有关的碳循环与全球气候变化,验证先前关于亚洲季风起源与演化研究中的众多争议提供了条件。Leg354 航次沉积记录的时空变化包含着源区风化、剥蚀及对全球碳循环的影响等信息,一个

很重要的目标便是重建中新世以来陆地植被演化、沉积物通量变化及沉积物运输模式,随着岩心沉积物分析测试及其研究工作的展开,相信很快会得到上述科学问题的答案。

### 3 主要问题及未来研究展望

过去的研究工作主要集中在:(1)海底扇的地形

表 2 孟加拉湾“DSDP-ODP-IODP”相关站位及科学目标信息表

Tab. 2 Sites and scientific objectives of “DSDP-ODP-IODP” in the Bay of Bengal

大洋钻探阶段	航次	钻孔编号	地理位置	水深(m)	岩心长度(m)	科学目标
DSDP	Leg22 (1974 年)	216	1°27.732'N, 90°12.480'E	2237.00	222.60	90°E 洋脊形成模式; 扇体不整合面与喜马拉雅山构造运动的关系
		217	8°55.572'N, 90°32.328'E	3010.00	223.70	
		218	8°0.420'N, 86°16.968'E	3749.00	59.00	
ODP	Leg116 (1987 年)	717	0°55.788'S, 81°23.406'E	4734.7	503.59	喜马拉雅山隆升与全球变冷
		718	1°1.254'S, 81°24.066'E	4730.2	302.82	
		719	0°57.648'S, 81°23.970'E	4736.8	185.53	
	Leg121 (1988 年)	758	5°23.052'N, 90°21.672'E	2923.8	561.91	海底洋脊、高原、海山链与地幔柱“热点”理论
	IODP	Leg353 (2014 年)	U1443A	5°23.0098'N, 90°21.7100'E	2929.45	326.80
U1443B			5°23.0180'N, 90°21.7091'E	2924.81	308.51	
U1443C			5°23.0078'N, 90°21.6984'E	2924.70	182.87	
U1443D			5°22.9991'N, 90°21.6992'E	2924.58	7.48	
U1444A			14°0.005697'N, 84°49.740478'E	3132.70	226.05	
U1444B			13°59.99399'N, 84°49.741216'E	3131.76	74.16	
U1445A			17°44.7210'N, 84°47.2504'E	2502.26	666.4	
U1445B			17°44.7098'N, 84°47.2498'E	2503.58	33.36	
Leg354 (2015 年)		U1445C	17°44.7095'N, 84°47.2387'E	2502.58	305.6	新生代喜马拉雅侵蚀记录与亚洲季风演化,以及与之有关的碳循环与全球气候变化
		U1449A	8°0.4194'N, 88°6.5994'E	3652.7	129.38	
		U1449B	8°0.4206'N, 88°6.6091'E	3651.9	7.91	
		U1450A	8°0.4201'N, 87°40.2478'E	3655.3	282.73	
		U1450B	8°0.4192'N, 87°40.2586'E	3655.4	46.67	
		U1451A	8°0.4195'N, 88°44.5012'E	3607.3	337.80	
		U1451B	8°0.4203'N, 88°44.4745'E	3607.2	180.86	
		U1452A	8°0.4196'N, 87°10.9001'E	3670.5	100.00	
		U1452B	8°0.4191'N, 87°10.9128'E	3670.3	138.21	
		U1452C	8°0.4088'N, 87°10.9116'E	3671.5	81.00	
		U1453A	8°0.4193'N, 86°47.8973'E	3679.5	164.78	
		U1454A	8°0.4067'N, 85°50.9882'E	3709.9	101.00	
		U1454B	8°0.4083'N, 85°51.0025'E	3710.3	129.51	
		U1454C	8°0.3968'N, 85°51.0033'E	3710.3	81.00	
		U1454D	8°0.3975'N, 85°50.9927'E	3710.7	66.00	
U1455A	8°0.4189'N, 86°16.9983'E	3732.5	100.00			
U1455B	8°0.4198'N, 86°17.0096'E	3733.0	100.00			
U1455C	8°0.4081'N, 86°17.0090'E	3732.5	198.00			

和地震地层特征以及与扇体系统相关的海底水道的生长和迁移; (2) 浊流沉积的控制因素; (3) 浊流的成分和源区<sup>[32]</sup>。对于孟加拉扇来说, 无论是对其沉积特征(包括物质组成、类型、分布规律、物源、各种沉积学参数特征等)的研究, 还是对于了解青藏高原隆升-孟加拉湾“源-汇”过程, 以及对于“构造-气候-沉积”耦合的认识等, 都给我们提供了大量的重要信息。目前, 对于孟加拉扇的研究, 主要倾向于末次冰期以来印度季风演化历史, 孟加拉扇区浊流与等深流沉积过程, 海陆相互作用及其对全球气候变化的响应等方面, 而沉积物“源-汇”过程及“气候-构造-沉积”耦合问题将是今后一段时间研究的重点。另外, 还存在很多尚未解决或存在争议的科学问题。

### 3.1 砂质沉积在扇体的分布问题

关于海底扇中砂质沉积的分布问题一直尚未有统一标准, 不同扇体砂质沉积的位置存在差异。Bouma 等<sup>[116]</sup>对密西西比扇的研究揭示砂质沉积分布于中扇水道内和扇体溢岸沉积的下部, 但缺乏上扇数据; Pirmez 等<sup>[117]</sup>通过对亚马逊扇的研究提出砂质沉积位于水道-堤坝复合体内, 在水道决口时砂质随浊流溢出而沉积; 还有一部分学者对亚马逊扇的研究揭示砂质沉积位于水道中和中、下扇溢岸沉积, 极少量砂质沉积发现于上扇溢岸沉积<sup>[118-122]</sup>; Curray 等<sup>[3]</sup>推测孟加拉扇砂质沉积可能的分布部位包括上扇堤坝的溢岸沉积、水道-堤坝系统内部、水道充填物、中下扇溢岸沉积及终瓣等。鉴于海底扇至今尚无成熟且完善的沉积模式, 研究海底扇砂质沉积的分布问题, 有助于我们进一步理解并改进海底扇沉积模式, 了解重力流特别是浊流运输的动力特征, 完善孟加拉扇区域沉积总模式。另一方面, 扇体表面水道-堤坝系统的迁移必然造成沉积物粒度在局部的时空分布变化, 而水道-堤坝系统的迁移与气候及海平面控制下的浊流活动密切相关, 因而也间接提供了气候与海平面变化影响区域沉积模式的证据。恒河-布河携带的砂质沉积物在低海面时期会运输到扇体, 是集中在特定部位形成潜在的碳氢化合物储层, 还是均匀分布, 由于缺乏足够的调查数据, 只能通过现有较少的调查数据或其他数据相对充分的扇体研究来推测。在深水沉积环境中, 沉积作用、海底地形和砂质来源是控制深水砂岩分布及其几何形态的重要因素<sup>[123]</sup>。对孟加拉扇而言, 建立统一的海底扇砂质分布模式, 有待于进一步的研究。

### 3.2 浊流沉积与等深流沉积

如前文所述, 扇体表面水道众多, 现今最活跃的是“活跃峡谷(AV)”, 而在历史不同时期曾有过不同活跃的水道。在不同的时期, 不同的部位, 浊流的强度也不同。探究浊流在不同时期不同部位的沉积特点对于我们认识孟加拉扇乃至全球深海扇系统的发育和沉积特点、机制等具有十分重要的意义。研究浊流活动随时间的变化, 据此推测与之相关联的气候变化特征, 也是海底扇研究的一个特色。如 Weber 等<sup>[5]</sup>通过测量孟加拉扇有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  含量揭示浊流沉积在大约 300 ka 时终止, 这很可能反映出水道的废弃, 最接近于与轨道驱动的气候变化相关联, 因为气候变冷和极地冰盖的聚集降低了海平面并深远的影响着扇体的沉积模式。因而, 加强对孟加拉扇浊流沉积的研究, 建立浊流活动强度变化的时间框架是尚待解决的一个重要问题。同时, 这也是研究全球及区域气候、古环境变化的一个重要手段。

等深流沉积的研究近年来取得一些显著的成果, 但仍存在诸多疑问。对孟加拉扇的等深流沉积研究相对较少, 但等深流沉积能够对半远洋沉积和浊流沉积进行不同程度的改造<sup>[17]</sup>, 其作用不容忽视。Kolla 等<sup>[124]</sup>通过海底照相、底流测量、雾状层分布、黏土矿物、海底探测及粗粉砂层在岩心中出现的频度和厚度, 论证了孟加拉湾西部存在现代底流活动; 前文所述, 方念乔等认为孟加拉湾存在等深流活动, 且已识别出等深流沉积<sup>[17]</sup>, 并在粒度和矿物学分析的基础上, 强调了孟加拉扇区的等深流活动对深海记录的改造作用<sup>[125]</sup>。因而, 加强对于孟加拉湾等深流沉积的研究不仅对于深入了解其机制和沉积特点等有重要意义, 对于全面了解扇体的沉积过程和特点也具有十分重要的科学意义。

### 3.3 “源-汇”过程研究

在沉积物源-汇系统中保存下来的地质信息, 是从山到盆的整个地球表层动力学过程的记录, 也是深部岩石圈动力学过程与地球表面物理、化学与生物及气候条件等相互作用的产物<sup>[126]</sup>。只有将物源形成、搬运到沉积作为一个整体来研究才能完整地认识地球表层动力学过程及其演化。现今陆-洋“源-汇”过程的研究就是要揭示物源如何从山区形成, 又如何从剥蚀区搬运至陆架最后到深海沉积下来(如形成深海扇)。在该路径上又包含众多的区域性地貌单元。而对于孟加拉湾而言, 孟加拉扇成为整个青藏高

原-孟加拉湾(扇)“源-汇”系统的“汇”，研究其沉积记录对于反演物源区的构造、气候信息和搬运动力特征等十分重要。孟加拉扇源区在不同的时代是否一致，不同的源区又是在何时对于孟加拉扇的物源供应起着主要作用，扇体不同部位不同源区贡献量随时代的变化是怎样的，喜马拉雅山在何时成为其主要源区等等这些问题迄今并未有明确的定论，仍然需要我们进一步研究。France-Lanord 等<sup>[49]</sup>通过对孟加拉扇 ODPLeg116 站位岩心的 Sr、Nd、O 和 H 同位素数据及黏土矿物丰度的研究提出自从早中新世以来尽管沉积速率、沉积相、构造历史和气候条件都发生了变化，但孟加拉扇的源区没有发生变化，并进而指出自早中新世就已达到或接近现在的高度；而前文已述众多学者对于孟加拉扇源区的研究成果已相当丰富<sup>[5, 6, 28]</sup>，但尚未就其时间框架形成统一认识，且对于喜马拉雅山之外的次要源区的贡献及其随时代的变化认识并不完全一致，这些有待于更具说服力的研究材料和成果予以解释。

对孟加拉湾“源-汇”过程的研究需要系统分析沉积物的形成、输运和堆积的整个过程，了解其沉积动力过程，长周期变化规律，分析沉积环境的演化历史，研究对于深海沉积来说十分重要的海底滑坡等不稳定体运动机制，最终了解整个青藏高原-孟加拉湾(扇)“源-汇”过程。在研究中需要将自然过程(如河流输入、外海流系的输运、再悬浮等)与人类活动和海洋环境状况(如上升流区、缺氧区、海底火山活动等)相结合，通过对源区河流、三角洲、陆架、孟加拉扇沉积物系统取样，从河流端元的建立到沉积记录的反演，尝试寻找反映本区“源-汇”过程及其随时间、空间变化的有效指标，最终建立区域“源-汇”过程的模式。

### 3.4 “气候-构造-沉积”耦合问题

前文已述，构造-气候-沉积三者之间具有十分密切的关系，构造影响气候，气候影响侵蚀模式和沉积特征，而沉积则会真实地记录下构造和气候信息，对二者的变化形成响应，因而加强对于孟加拉扇沉积的研究，是一扇打开三者之间耦合关系的窗口。对于孟加拉湾的研究，区域性的主要构造运动无疑是青藏高原的隆升，作为青藏高原物质的主要接受者之一的孟加拉湾尤其是孟加拉深海扇，沉积物绝大部分来自青藏高原和喜马拉雅山，其中蕴含着关于高原隆升和山地侵蚀及季风演化等的信息。但就目前的研究来看，新生代重大构造环境事件与沉

积记录响应在时间框架上并不完全一致。扇体沉积物从源到汇经历了复杂的环境，沉积记录中信号多样，有些对于高原隆升的反映是即时的，而有些是延迟的，还有一些属于沉积过程的偶然事件可能对于沉积记录会比较难解读<sup>[16]</sup>。这一点在中国海域沉积记录的研究中也是存在，沉积记录的东亚季风演化与青藏高原指标反映的环境演化特征之间存在时间上的不一致<sup>[127]</sup>，即高原隆升与季风变化之间的关系并不是简单的线性关系。不同学者对于沉积记录反映的构造环境事件时间框架的研究结果存在差异，其相关机制并未形成统一认识，这一问题尚待解决，以更好地了解二者之间的响应机制。研究孟加拉扇沉积，合理的布置调查站位，综合分析调查数据，寻找合适的手段去揭示“气候-构造-沉积”三者之间存在的耦合关系，将是今后孟加拉扇研究的重点内容。

#### 参考文献:

- [1] Curray J R, Moore D G. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas[J]. Geological Society of America Bulletin, 1971, 82(3): 563-572.
- [2] Curray J R. Possible greenschist metamorphism at the base of a 22-km sedimentary section, Bay of Bengal[J]. Geology, 1991, 19(11): 1097.
- [3] Curray J R, Emmel F J, Moore D G. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes[J]. Marine & Petroleum Geology, 2003, 19(10): 1191-1223.
- [4] Curray J R. Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal[J]. Earth & Planetary Science Letters, 1994, 125(1-4): 371-383.
- [5] Weber M E, Wiedicke-Hombach M, Kudrass H R, et al. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties[J]. Sedimentary Geology, 2003, 155(3): 361-381.
- [6] Tripathy G R, Singh S K, Ramaswamy V. Major and trace element geochemistry of Bay of Bengal sediments: Implications to provenances and their controlling factors[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2014, 397(1): 20-30.
- [7] Schwenk T, Spieß V, Breitzke M, et al. The architecture and evolution of the middle Bengal Fan in vicinity of the active channel-levee system imaged by high-resolution seismic data[J]. Marine & Petroleum Geology, 2005, 22(5): 637-656.
- [8] Weber M E, Wiedicke M H, Kudrass H R, et al. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand[J]. Geology, 1997, 25(4): 315-318.
- [9] Emmel F J, Curray J R. The Bengal submarine fan, northeastern Indian Ocean[J]. Geo-Marine Letters,

- 1983, 3(2-4): 119-124.
- [10] 陈忠, 颜文. 海洋沉积粘土矿物与古气候、古环境演化响应的研究进展[J]. 海洋科学, 2000, 24(2): 25-27.  
Chen Zhong, Yan Wen. Advances of the studies on clay minerals in marine sediments and its response to evolution of paleoclimate and paleoenvironment[J]. Marine Sciences, 2000, 24(2): 25-27.
- [11] Bastia R, Das S, Radhakrishna M. Pre- and post-collisional depositional history in the upper and middle Bengal fan and evaluation of deepwater reservoir potential along the northeast Continental Margin of India[J]. Marine & Petroleum Geology, 2010, 27(9): 2051-2061.
- [12] Curray J R, Moore D G. Sedimentary and tectonic processes in the Bengal deep-sea fan and geosyncline[M]. New York: Springer, 1974: 617-639.
- [13] Curray J R, Emmel F J, Moore D G, et al. Structure, tectonics, and geological history of the northeastern Indian Ocean [M]. New York: Springer, 1982: 399-450.
- [14] Kolla V, Coumes F. Morpho-acoustic and sedimentologic characteristics of the Indus Fan[J]. Geo-Marine Letters, 1983, 3(2-4): 133-139.
- [15] 邱云, 李立. 孟加拉湾上层环流研究综述[J]. 海洋科学进展, 2006, 24(4): 593-603.  
Qiu Yun, Li Li. Review of study on upper ocean circulation in the Bay of Bengal[J]. Advances in Marine Science, 2006, 24(4): 593-603.
- [16] 方念乔, 陈学方, 胡超涌, 等. 东北印度洋深海记录基本特征及其对青藏高原隆升的响应[J]. 第四纪研究, 2001, 21(6): 490-499.  
Fang Nianqiao, Chen Xuefang, Hu Chaoyong, et al. Deep sea sedimentary records in the northeastern Indian Ocean and their response to the uplift of the Qinghai-Xizang plateau[J]. Quaternary Sciences, 2001, 21(6): 490-499.
- [17] 方念乔, 陈萍, 吴琳, 等. 孟加拉湾深海记录中的等深流活动特征及其环境意义初探[J]. 地球科学—中国地质大学学报. 2002, 27(5): 570-575.  
Fang Nianqiao, Chen Ping, Wu Lin, et al. Contour currents in deep water records from Bay of Bengal and its environmental implication[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2002, 27(5): 570-575.
- [18] Ahmad S M, Zheng H, Raza W, et al. Glacial to Holocene changes in the surface and deep waters of the northeast Indian Ocean[J]. Marine Geology, 2012, 319-331(6): 16-23.
- [19] Charles C D, Fairbanks R G. Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate[J]. Nature, 1992, 355(6359): 416-419.
- [20] You, Y Z. Implications of the deep circulation and ventilation of the Indian Ocean on the renewal mechanism of North Atlantic Deep Water [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2000, 105(C10): 23895-23926.
- [21] Kolla V, Moore D G, Curray J R. Recent bottom-current activity in the deep western Bay of Bengal[J]. Marine Geology, 1976, 21(4): 255-270.
- [22] 张振芳. 孟加拉湾上新世以来沉积记录及古气候演化[D]. 北京: 中国地质大学, 2002.  
Zhang Zhenfang. Sedimentary Records and Paleoclimate Evolution of Bay of Bengal since Pliocene Time[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2002.
- [23] Milliman J D, Farnsworth K L. River discharge to the coastal ocean[M]. New York: Cambridge University Press, 2001: 296-297.
- [24] Iyer S D, Gupta S M, Charan S N, et al. Volcanogenic-hydrothermal iron-rich materials from the southern part of the Central Indian Ocean Basin[J]. Marine Geology, 1999, 158(1-4): 15-25.
- [25] Pattan J N, Shane P, Banakar V K. New occurrence of Youngest Toba Tuff in abyssal sediments of the Central Indian Basin[J]. Marine Geology, 1999, 155(3): 243-248.
- [26] Kolla V, Biscaye P E. Clay mineralogy and sedimentation in the eastern Indian Ocean[J]. Deep Sea Research & Oceanographic Abstracts, 1973, 20(8): 727-728, IN3, 729-738.
- [27] Ramaswamy V, Kumar B V, Parthiban G, et al. Lithogenic fluxes in the Bay of Bengal measured by sediment traps[J]. Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers, 1997, 44(96): 793-810.
- [28] Phillips S C, Johnson J E, Underwood M B, et al. Long-timescale variation in bulk and clay mineral composition of Indian continental margin sediments in the Bay of Bengal, Arabian Sea, and Andaman Sea[J]. Marine & Petroleum Geology, 2014, 58(part A): 117-138.
- [29] Fagel N, Debrabant P, André L. Clay supplies in the Central Indian Basin since the Late Miocene, climatic or tectonic control[J]. Marine Geology, 1994, 122(94): 151-172.
- [30] Fagel N, Andre L, Debrabant P. Multiple seawater-derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 1997, 61(5): 989-1008.
- [31] Colin C, Turpin L, Bertaux J, et al. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles[J]. Earth & Planetary Science Letters, 1999, 171(4): 647-660.
- [32] Kessarkar P M, Rao V P, Ahmad S M, et al. Changing sedimentary environment during the Late Quaternary:

- Sedimentological and isotopic evidence from the distal Bengal Fan[J]. *Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers*, 2005, 52(9): 1591-1615.
- [33] Anne-Catherine P, Laurie R, Christian F, et al. Os-Sr-Nd results from sediments in the Bay of Bengal: Implications for sediment transport and the marine Os record[J]. *Paleoceanography*, 2001, 16(4): 435-444.
- [34] Weber M E, Niessen F, Kuhn G, et al. Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger[J]. *Marine Geology*, 1997, 136(3-4): 151-172.
- [35] Emmel, F J, Curray, J R. Submarine fans and related turbidite systems[M]. New York: Springer, 1985: 107-112.
- [36] 刘军, 庞雄, 颜承志, 等. 南海北部陆坡白云深水区深水沉积结构要素[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2011, 41(4): 992-998.  
Liu Jun, Pang Xiong, Yan Chengzhi, et al. Deepwater depositional elements in Baiyun deep water area of the northern continental slope, South China Sea[J]. *Journal of Jilin University: Earth Science Edition*, 2011, 41(4): 992-998.
- [37] Curray J R, Munasinghe T. Timing of intraplate deformation, northeastern Indian Ocean[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 1989, 94(s 1-2): 71-77.
- [38] Goodbread S L, Kuehl, S.A. Holocene and modern sediment budgets for the Ganges-Brahmaputra river system: evidence for highstand dispersal to flood-plain, shelf and deep-sea depocenters[J]. *Geology*, 1999, 27(6): 559-562.
- [39] Kuehl S A, Hariu T M, Moore W S. Shelf sedimentation off the Ganges-Brahmaputra River system: Evidence for sediment bypassing to the Bengal fan[J]. *Geology*, 1989, 17(12): 1132-1135.
- [40] Segall M P, Kuehl S A. Sedimentary processes on the Bengal continental shelf as revealed by clay-size mineralogy[J]. *Continental Shelf Research*, 1992, 12(4): 517-541.
- [41] Hübscher, C, Spiess, V, Breitzke, M. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: Results from digital sediment echosounder data[J]. *Marine Geology*, 1997, 141(1-4): 125-145.
- [42] Kudrass H R, Michels K H, Wiedicke M, et al. Cyclones and tides as feeders of a submarine canyon off Bangladesh[J]. *Geology*, 1998, 26(8): 715-718.
- [43] Kuehl S A, Levy B M, Moore W S, et al. Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra River system[J]. *Marine Geology*, 1997, 144(1): 81-96.
- [44] Manley P L, Flood R D. Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan[J]. *Aapg Bulletin*, 1988, 72(8): 912-925.
- [45] Bouma A H, Coleman J M, Stelling C E, et al. Influence of relative sea level changes on the construction of the Mississippi Fan[J]. *Geo-Marine Letters*, 1989, 9(3): 161-170.
- [46] Kolla V, Perlmutter M A. Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan[J]. *Aapg Bulletin*, 1993, 77(7): 1129-1141.
- [47] Prins M A, Postma G, Cleveringa J, et al. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the Late Quaternary: the Indus Fan[J]. *Marine Geology*, 2000, 169(3): 327-349.
- [48] Duncan R A, Rea D K, Kidd R B, et al. Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean[M]. Washington: American Geophysical Union Geophysical Monograph, 1992, P70.
- [49] France-Lanord C, Derry L, Michard A. Evolution of the Himalaya since Miocene time: Isotopic and sedimentological evidence from the Bengal Fan[J]. *Geological Society London Special Publications*, 1993, 74(1): 603-621.
- [50] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic[J]. *Science*, 1987, 235(4793): 1156-1167.
- [51] Amano K, Taira A. Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma[J]. *Geology*, 1992, 20(5): 391.
- [52] Ruddiman W F, Kutzbach J E. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1989, 94(D15): 409-427.
- [53] Ruddiman W F, Andrews J T. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: Possible tectonic connections[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B Biological Sciences*, 2010, 318(318): 429-430.
- [54] Raymo M W, Ruddiman W F, Raymo M W, et al. Tectonic forcing of late Cenozoic climate[J]. *Nature*, 1992, 359(6391): 117-122.
- [55] 安芷生, 王苏民, 吴锡浩, 等. 中国黄土高原的风积证据: 晚新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动[J]. *中国科学(D 辑)*, 1998, 28(6): 481-490.  
An Zhisheng, Wang Sumin, Wu Xihao, et al. Evidence for aeolian deposition in Loess Plateau, China: Initiation of the Great Ice Age in North Hemisphere during the late Cenozoic and forcing of the Tibetan Plateau uplifting[J]. *Science in China (Series D)*, 1998, 28(6): 481-490.
- [56] Willenbring J K, Friedhelm V B. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling [J]. *Nature*, 2010, 465(7295): 211-214.
- [57] Frédéric H, Diane S, Valla P G, et al. Worldwide accel-

- eration of mountain erosion under a cooling climate[J]. *Nature*, 2013, 504(7480): 423-426.
- [58] Valier G, Christian F L, Olivier B, et al. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system[J]. *Nature*, 2007, 450(7168): 407-410.
- [59] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985: 1-412.  
Liu Dongsheng. *Loess and Environment*[M]. Beijing: Science Press, 1985: 1-412.
- [60] Wang P X, Wang B, Kiefer T. Global monsoon in observations, simulations and geological records[J]. *Pages News*, 2009, 17(2): 82-83.
- [61] Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution[J]. *Nature*, 1992, 360: 647-653.
- [62] Wang G C, Cao K, Zhang K X, et al. Spatio-temporal framework of tectonic uplift stages of the Tibetan Plateau in Cenozoic[J]. *Science China: Earth Sciences*, 2011, 54(1): 29-44.
- [63] 张克信, 王国灿, 洪汉烈, 等. 青藏高原新生代隆升研究现状[J]. *地质通报*, 2013, 32(1): 1-18.  
Zhang Kexin, Wang Guocan, Hong Hanlie, et al. The study of the Cenozoic uplift in the Tibetan Plateau: A review[J]. *Geological Bulletin of China*, 2013, 32(1): 1-18.
- [64] Tada R, Zheng H, Clift P D. Evolution and variability of the Asian monsoon and its potential linkage with uplift of the Himalaya and Tibetan Plateau[J]. *Progress in Earth & Planetary Science*, 2016, 3(1): 1-26.
- [65] 黄春长. 环境变迁[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 1-209.  
Huang Chunchang. *Environment evolution*[M]. Beijing: Science Press, 1998: 1-209.
- [66] 汤懋苍, 杨艳香. 青藏高原隆升的深层原因及其环境后果[J]. *第四纪研究*, 2001, 21(6): 500-507.  
Tang Maocang, Yang Yanxiang. On causes and environmental consequences of the uplift of Qinghai-Xizang plateau[J]. *Quaternary Sciences*, 2001, 21(6): 500-507.
- [67] Katz M E, Wright J D, Miller K G, et al. Biological overprint of the geological carbon cycle[J]. *Marine Geology*, 2005, 217(s 3-4): 323-338.
- [68] Jia G, Peng P, Zhao Q, et al. Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia: Stable isotope evidence from black carbon in the South China Sea[J]. *Geology*, 2003, 31(12): 1093-1096.
- [69] Chen L X, Liu J P, Zhou X J, et al. Impact of uplift of tibetan plateau and change of land-ocean distribution on climate over Asia[J]. *Acta Meteorol Sin*, 2000, 14(4): 459-474.
- [70] Kroop D. Onset of monsoonal related upwelling in the Western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 1991, 117: 257-263.
- [71] Burbank D W, Derry L A, France-Lanord C. Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon[J]. *Nature International Weekly Journal of Science*, 1993, 364(6432): 48-50.
- [72] An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times[J]. *Nature*, 2001, 411(6833): 62-66.
- [73] 李吉均. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1999, 19(1): 1-11.  
Li jijun. Studies on the geomorphological evolution of the Qinghai-Xizang( Tibetan) plateau and Asian Monsoon[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1999, 19(1): 1-11.
- [74] Sun D H, An Z S, Shaw J, et al. Magnetostratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Tertiary aeolian sequences in the Chinese Loess Plateau[J]. *Geophysical Journal International*, 1998, 134(1): 207-212.
- [75] Snoeckx H, Rea D, Jones C, et al. Eolian and silica deposition in the central North Pacific: results from sites 885/886[R]. Florida: University of West Florida, 1995.
- [76] Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon[J]. *Reviews of Geophysics*, 1993, 31(4): 357-396.
- [77] 孟宪伟, 夏鹏, 张俊, 等. 近 1.8 Ma 以来东亚季风演化与青藏高原隆升关系的南海沉积物常量元素记录[J]. *科学通报*, 2010, 55(34): 3328-3332.  
Meng Xianwei, Xia Peng, Zhang Jun, et al. Evolution of the East Asian monsoon and its response to uplift of the Tibetan Plateau since 1.8 Ma recorded by major elements in sediments of the South China Sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(34): 3328-3332.
- [78] Curray J R, Moore D G. *Geology of Continental Margins*[M]. New York: Springer Berlin Heidelberg, 1974.
- [79] Stow D A V, Amano K, Balson P S, et al. Sediment facies and processes on the distal Bengal Fan, Leg116[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1990, 116: 377-396.
- [80] Boos W R, Zhiming K. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating[J]. *Nature*, 2010, 463(7278): 218-222.
- [81] Zhang Z, Flatøy F, Wang H, et al. Early Eocene Asian climate dominated by desert and steppe with limited monsoons[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 44(1): 24-35.
- [82] Chen G S, Liu Z, Kutzbach J E. Reexamining the barrier effect of the Tibetan Plateau on the South Asian



- summer monsoon[J]. *Climate of the Past*, 2014, 10(3): 1269-1275.
- [83] Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages[J]. *Science*, 1976, 194(4270): 1121-1132.
- [84] Hilgen F J, Krijgsman W, Langereis C G, et al. Break-through made in dating of the geological record[J]. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 1997, 78(28): 285-289.
- [85] Clemens S, Prell W, Murray D, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon[J]. *Nature*, 1991, 353(6346): 720-725.
- [86] 方念乔, 丁旋, 陈学方, 等. 孟加拉湾 MD77190 柱状样第 3 期的韵律沉积记录及快速气候变化[J]. *第四纪研究*, 1999, 6: 511-517.  
Fang Nianqiao, Ding Xuan, Chen Xuefang, et al. Rapid climatic change in oxygen isotope stage 3: evidence from the rhythmic sedimentary record in core MD77190, Bengal Bay[J]. *Quaternary Sciences*, 1999, 6: 511-517.
- [87] 方念乔, 陈学方, 丁旋, 等. 孟加拉湾和东经 90°海岭 260ka 以来的古海洋学记录与印度季风的影响[J]. *中国科学(D 辑)*, 2001, 31(S1): 280-286.  
Fang Nianqiao, Chen Xuefang, Ding Xuan, et al. Paleooceanography records and effects of the Indian Monsoon in the Bay of Bengal and 90°E ridge since 260 ka[J]. *Science in China (Series D)*, 2001, 31(S1): 280-286.
- [88] Contreras-Rosales L A, Jennerjahn T, Tharammal T, et al. Evolution of the Indian Summer Monsoon and terrestrial vegetation in the Bengal region during the past 18 ka[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 102(102): 133-148.
- [89] Schulz, H, von Rad, U, Erlenkeuser, H. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110, 000 years[J]. *Nature*, 1998, 393(6680): 54-57.
- [90] Kudrass H R, Hofmann A, Doose H, et al. Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 ky[J]. *Geology*, 2001, 29(1): 63-66.
- [91] Divakar N P, Malmgren B A. Monsoon upwelling effects on test size of some planktonic foraminiferal species from the Oman Margin, Arabian Sea[J]. *Paleoceanography*, 1995, 10(1): 117-122.
- [92] Agrawal S, Sanyal P, Sarkar A, et al. Variability of Indian monsoonal rainfall over the past 100ka and its implication for C3-C4 vegetational change[J]. *Quaternary Research*, 2012, 77(1): 159-170.
- [93] Ghosh R, Bera S, Sarkar A, et al. A ~50 ka record of monsoonal variability in the Darjeeling foothill region, eastern Himalayas[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 114: 100-115.
- [94] Wang P, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24(s 5-6): 595-629.
- [95] Dominik F, Burns S J, Manfred M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman[J]. *Science*, 2003, 300(5626): 1737-1739.
- [96] Gupta A K, Anderson D M, Overpeck J T. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean[J]. *Nature*, 2003, 421(6921): 354-357.
- [97] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate[J]. *Science*, 2005, 308(5723): 854-857.
- [98] 汪品先. 全球季风的地质演变[J]. *科学通报*, 2009, 5: 535-556.  
Wang Pinxian. Global monsoon in a geological perspective[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 5: 535-556.
- [99] Reichert G J, Lourens L J, Zachariasse W J. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225, 000 years[J]. *Paleoceanography*, 1998, 13(6): 607-621.
- [100] Beaufort L, Garidel-Thoron T D, Mix A C, et al. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene[J]. *Science*, 2001, 293(5539): 2440-2444.
- [101] Sun Y B, Clemens S C, An Z S, et al. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(s1-2): 33-48.
- [102] Kutzbach J E. Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago[J]. *Science*, 1981, 214(4516): 59-61.
- [103] Ruddiman W F. What is the timing of orbital-scale monsoon changes[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(7): 657-658.
- [104] Beer J, Geel B V. Holocene climate change and the evidence for solar and other forcing[C]//Battarbee R W, Binney H A. *Natural Climate variability and Global Warming: A Holocene Perspective*. Chichester: Wiley-Blackwell, 2008: 138-162.
- [105] Hodell D A, Brenner M, Curtis J H, et al. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age[J]. *Quaternary Research*, 2005, 63(2): 109-121.
- [106] Hodell D A, Brenner M, Curtis J H, et al. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands[J]. *Science*, 2001, 292(5520): 1367-1370.
- [107] Agnihotri R, Dutta K, Bhushan R, et al. Evidence for

- solar forcing on the Indian monsoon during the last millennium[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2002, 198(s3-4): 521-527.
- [108] Gupta A K, Das M, Anderson D M. Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(17): 261-261.
- [109] France-Lanord C, Spiess V, Mohar P, et al. Summary on the Bengal fan—an introduction to a drilling proposal [EB/OL]. [2000-03-17]. <http://www.who.edu/pclift/BengalSummary>.
- [110] Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Development of Asian Monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan[J]. *Nature*, 1989, 342(6246): 163-166.
- [111] Quade J, Cerling T E, Barry J C, et al. A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan[J]. *Chemical Geology Isotope Geoscience*, 1992, 94(3): 183-192.
- [112] Quade J, Cater J M L, Ojha T P, et al. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols[J]. *Bull Geol Soc Amer*, 1995, 107(12): 1381-1397.
- [113] Stern L A, Chamberlain C P, Reynolds R C, et al. Oxygen isotope evidence of climate change from pedogenic clay minerals in the Himalayan molasses[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(4): 731-744.
- [114] Prell W L, Kutzbach J E. *Tectonic Uplift and Climate Change*[M]. New York: Springer, 1997.
- [115] Treloar P J, Searle M P. *Himalayan Tectonics*[M]. London: Geological Society, 1993: 603-621.
- [116] Bouma, A H, Coleman, J M, Meyer, A W, et al. Initial reports, Deep Sea Drilling Project, Leg 96[R]. Washington, DC: US Government Printing Office, 1986.
- [117] Pirmez, C, Hiscott, R N, Kronen, J D. Sandy turbidite successions at the base of channel-levee systems of the Amazon Fan revealed by FMS logs and cores: Unraveling the facies architecture of large submarine fans[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results*, 1997, 155: 7-33.
- [118] Mutti, E, Normark, W R. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*[M]. New York: Springer, 1991.
- [119] Normark W R. Fan-valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for the recognition of sandy turbidite environments[J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1978, 61(6): 912-931.
- [120] David J, Piper W, Normark W R. Sandy fans—from Amazon to Hueneme and beyond[J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 2001, 85(8): 1407-1438.
- [121] Shanmugam G, Muiola R J. Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential[J]. *Earth-Science Reviews*, 1988, 24(6): 383-428.
- [122] Walker R G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps[J]. *Aapg Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 1978, 62(6): 932-966.
- [123] 邓强. 深水沉积研究综述及未来方向[J]. *西安科技大学学报*, 2014, 34(1): 26-37.  
Deng qiang. Research review and future direction of deep-water sedimentation[J]. *Journal of Xi'an University of Science and Technology*, 2014, 34(1): 26-37.
- [124] Kolla V, Moore D G, Curray J R. Recent bottom-current activity in the deep western Bay of Bengal[J]. *Marine Geology*, 1976, 21(4): 255-270.
- [125] 方念乔. Rivière 粒度资料解释法在孟加拉深水扇积物流体动力分析中的应用[J]. *地质论评*, 1992, 32(4): 344-351.  
Fang nianqiao. The application of the Riviere granulometric method to the analysis of the fine sediments of the Bengal deep-water fan[J]. *Geological Review*, 1992, 32(4): 344-351.
- [126] 林畅松, 夏庆龙, 施和生, 等. 地貌演化、源-汇过程与盆地分析[J]. *地学前缘*, 2015, 22(1): 9-20.  
Lin Changsong, Xia Qinglong, Shi Hesheng, et al. Geomorphological evolution, source to sink system and basin analysis[J]. *Earth Science Frontiers*, 2015, 22(1): 9-20.
- [127] Wei G, Li X H, Liu Y, et al. Geochemical record of chemical weathering and monsoon climate change since the early Miocene in the South China Sea[J]. *Paleoceanography*, 2006, 21(4): 271-292.

# Advances in studies of sedimentation and paleoclimatology in the Bay of Bengal

LI Jing-rui<sup>1, 2</sup>, LIU Sheng-fa<sup>2, 3</sup>, WU Jian-zheng<sup>1</sup>, FENG Xiu-li<sup>1</sup>, SUN Xing-quan<sup>1</sup>, CAO Peng<sup>2</sup>, WANG Yu-tong<sup>4</sup>, SHI Xue-fa<sup>2, 3</sup>

(1. College of Marine Geosciences, Ocean University of China; Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting, Qingdao 266100, China; 2. Key Laboratory of Marine Sedimentology and Environmental Geology, the First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China; 3. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China; 4. Qingdao No.2 Middle School, Qingdao 266200, China)

**Received:** Nov. 19, 2015

**Key words:** Bengal Fan; plateau uplift; Indian Monsoon; source- sink; sedimentary record

**Abstract:** “Climate-tectonic-sedimentation” (CTS) coupling is an important contributor to global variation. As the biggest submarine fan in the world, the Bengal Fan mainly bears sediments from the Himalayas and the Tibetan Plateau and is located in one of the Asian Monsoon areas—Indian Monsoon. Thus the Bengal Fan is a natural laboratory for studying the coupling relationship of CTS. By referring to previous achievements, this paper summarizes research in sedimentation and the paleoclimate pertaining to the Bengal Fan, then clarifies the main scientific issues including those that are controversial, and outlines future directions. In addition to the Himalayas and the Tibetan Plateau, other provenances such as the India Peninsular and Southeast Asia also contribute to the Bengal Fan, with minor materials from biological processes and volcanism to the Bengal Fan. Sediments of the Bengal Fan are mostly fine-grained, and the surface is covered with turbidity channels. Studies of turbidity and contour currents are important pointers for the sedimentology of this area. Many studies have been conducted using a sedimentary model and accompanied by discussion and debate, and studies have also been conducted on Tibetan Plateau–Bengal Fan source-sink processes, CTS coupling and monsoon evolution especially during the Quaternary and its controlling factors. However, all ideas require further research.

(本文编辑: 刘珊珊)