特提斯喜马拉雅地块白垩纪古纬度变化对印欧碰撞模式的制约

张也, 黄宝春*

北京大学地球与空间科学学院, 教育部造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871

* 通讯作者, E-mail: bchuang@pku.edu.cn

收稿日期: 2016-12-05; 接受日期: 2017-04-14; 网络版发表日期: 2017-05-05

中国科学院战略性先导科技专项项目(B类)(编号: XDB03010404)资助

摘要 印度与欧亚大陆初始碰撞的模式和时限是正确认识青藏高原地质演化的前提和基础。然而, 根据相同的古地磁数据, 不同学者对此却提出了截然不同的印欧大陆碰撞模型。本文从白垩纪期间印度板块的运动图像出发, 分析了印度板块白垩纪期间的近 90° 逆时针旋转对其内部不同参考点之间相对纬度变化的影响。我们发现在印欧碰撞前存在刚性/准刚性的大印度板块的前提条件下, 前人基于特提斯喜马拉雅地块白垩纪观测古纬度与同时期印度板块视极移曲线换算得到的期望古纬度之间的变化关系, 所提出的印欧大陆碰撞的“大印度洋盆地”或“陆间盆地”伸展模型, 主要源自于白垩纪期间大印度板块自身近 90° 的逆时针水平旋转所导致的板块内部古纬度的相对变化。另一方面, 假设碰撞前特提斯喜马拉雅和印度克拉通是两个相互独立的块体, 通过白垩纪期间特提斯喜马拉雅地块与印度克拉通古地理位置的重建, 我们认为在缺少充分地质证据情况下, 特提斯喜马拉雅地块上的现有古地磁数据尚难以确定印度克拉通和特提斯喜马拉雅地块之间相对构造关系; 早白垩世“大印度洋盆地”伸展模型仅仅是诸多可能之一。

关键词 印欧碰撞模型, 特提斯喜马拉雅, 视极移曲线, 古纬度, 块体旋转

1 引言

印度与欧亚大陆的碰撞形成了喜马拉雅造山带, 其持续作用导致了青藏高原的快速隆升(Allégre等, 1984; Chang等, 1986; Dewey等, 1989), 强烈影响了青藏高原及其周边地区的岩石圈构造和环境变化(Raymo和Ruddiman, 1992; Clark等, 2004; Najman, 2005)。印度与欧亚大陆初始碰撞的时限、初始碰撞时的古地理

位置及碰撞模式是正确认识青藏高原地质演化的前提和基础。然而, 对于青藏高原这样一个极其重要的造山带, 在这些基本问题上目前仍存在较大争议(Yin和Harrison, 2000; Aitchison等, 2007; Yi等, 2011; Van Hinsbergen等, 2012)。在传统的印度-欧亚大陆大规模陆陆碰撞模式的基础上, 近年来多位学者提出了“弧陆+陆陆”和“大印度洋伸展+双陆陆”碰撞模型。Aitchison等(2007)提出的“弧陆+陆陆”两期碰撞模型,

中文引用格式: 张也, 黄宝春. 2017. 特提斯喜马拉雅地块白垩纪古纬度变化对印欧碰撞模式的制约. 中国科学: 地球科学, 47: 674–683, doi: [10.1360/N072016-00249](https://doi.org/10.1360/N072016-00249)
英文引用格式: Zhang Y, Huang B C. 2017. The influence of Cretaceous paleolatitude variation of the Tethyan Himalaya on the India-Asia collision pattern. Science China Earth Sciences, 60: 1057–1066, doi: [10.1007/s11430-016-9042-7](https://doi.org/10.1007/s11430-016-9042-7)

似乎与雅鲁藏布江缝合带两侧诸多地质事件吻合较好(Ali和Aitchison, 2008); 然而, Aitchison等的两期碰撞模型除~35Ma的晚碰撞之外, 另一显著特点是欧亚大陆南缘在始新世期间(约55~35Ma)始终处于~30°N, 与现今雅鲁藏布江缝合带地理位置相当. 显然, 该碰撞模型忽视了高原内部及中亚腹地由印度-欧亚大陆碰撞引起的大规模构造缩短(黄宝春等, 2010).

近年来另一个最具代表性的碰撞模型是van Hinsbergen等(2012)提出的一种基于早白垩世“大印度洋盆地”伸展的双陆陆碰撞模型. 该模型根据印度和欧亚大陆碰撞缝合带两侧块体可靠的古地磁数据, 通过两侧块体的相对连续的古纬度变化的直接对比, 发现早白垩世(~120Ma)特提斯喜马拉雅与印度板块之间的古纬度没有明显的纬度差, 而到了晚白垩世(~70Ma)二者之间的纬度差达到了 $20.4^{\circ} \pm 4.8^{\circ}$ (van Hinsbergen等, 2012). 为此, van Hinsbergen等认为在~120~70Ma期间大印度板块发生了大规模的南北向伸展, 导致特提斯喜马拉雅与印度克拉通之间形成了一个(~2675±700)km的大印度洋盆地(Greater India Basin); 随后在~50Ma特提斯喜马拉雅微陆块与亚洲大陆南缘发生初始碰撞, 随着大印度洋盆的逐渐消减, 最终在约~25~20Ma印度克拉通与亚洲大陆发生大规模碰撞. 近年来对早白垩世特提斯喜马拉雅古地理位置的进一步研究发现, 早白垩世期间特提斯喜马拉雅的观测古纬度与由印度板块视极移曲线换算得到的期望古纬度的确相重合(Yang等, 2015a; Huang等, 2015; Ma等, 2016). 为此, 杨天水等也提出了类似的基于早白垩世特提斯喜马拉雅与印度克拉通之间存在一个伸展的“内陆洋盆”的新生代双陆陆碰撞模型(Yang等, 2015b), 似乎进一步验证了van Hinsbergen等提出的双陆陆碰撞模型. 诚然, 早白垩世在特提斯喜马拉雅和印度克拉通之间存在一个宽约2000km以上的“大印度洋盆地”或“内陆洋盆”可以很好地解释前人基于可靠的晚白垩世-始新世古地磁数据(Patzelt等, 1996; Yi等, 2011)所提出的大印度板块北缘, 在印度与欧亚大陆碰撞过程中所发生的~1500~2000km的大规模构造缩短. 然而, 如此宽泛的洋盆俯冲消亡以及两侧的印度克拉通与“欧亚大陆”(拉萨地块以北的欧亚大陆+先期已经拼贴上的特提斯喜马拉雅地块)俯冲碰撞, 在印度克拉通与特提斯喜马拉雅之间未留下任何地质证据, 尤其是在大印度洋盆地缝合带位置和沉积物源特征两个方面, 该模型均遭到

了强烈质疑(Aitchison和Ali, 2012). 为此, 很令人怀疑这一假想的“大印度洋盆地”或“内陆洋盆”是否存在.

事实上, 从古地磁学角度“大印度洋盆地”模型的前提假设看似非常合理: 从特提斯喜马拉雅地块上获得的早白垩世观测古纬度与由同时期印度板块古地磁参考极计算得到的期望古纬度完全重合, 而晚白垩世-始新世期间特提斯喜马拉雅的观测古纬度与期望古纬度之间存在~20°的显著差异(图1). 然而, 该模型很可能忽略了刚性/准刚性板块自身的水平旋转所引起的板块内部不同观测点之间古纬度的相对变化. 研究表明, 中侏罗世末期(距今~166Ma)印度板块开始从东冈瓦纳大陆裂解, 之后在逐步北向漂移过程中发生了~90°的块体水平旋转(Stagg等, 2004). 根据160和120Ma冈瓦纳大陆的重建, 印度板块在~160~120Ma期间大致呈近东西向展布, 现今的印度板块北缘与赤道近似垂直(图2); 直至新生代与亚洲大陆南缘发生初始碰撞前的~70Ma, 印度板块才大致呈与现今方位相似的近南北向展布(图3).

图4是两种极端情况下, 印度板块在160~70Ma期间的~90°逆时针块体旋转所引起的板块内部不同参考点之间的相对纬度变化. 显然, 对于现今同纬度不同经度的一组参考点, 其纬度对比图呈“闭合式”; 而对于同经度不同纬度的一组参考点, 其纬度对比图呈“开口式”. 对比图1可以发现, 从特提斯喜马拉雅上获得的白垩纪古纬度变化曲线, 即“大印度洋盆地”伸展模型(van Hinsbergen等, 2012)所谓的事实根据, 与上述同经度不同纬度参考点的“开口式”纬度相对变化关系非常相似. 由此可以推断, 如果印欧碰撞前存在刚性/准刚性的大印度板块, 即特提斯喜马拉雅属于印度克拉通的北向延伸(现今地理坐标系), 两者的运动模式完全一致, 则早白垩世期间大印度板块的近东西向展布, 必定使得现今呈近南北向展布的特提斯喜马拉雅地块北缘与印度克拉通北缘的古纬度几乎重合. 换句话说, 白垩纪期间大印度板块的近90°的逆时针板块旋转很可能是造成“大印度洋盆地”或“内陆洋盆”伸展模型(van Hinsbergen等, 2012; Ma等, 2016; Yang等, 2015b)的根本所在. 相反, 如果印欧碰撞前不存在刚性/准刚性的大印度板块, 即印度克拉通和特提斯喜马拉雅是两个相互独立运动的块体, 则由两个块体的古地磁数据可以得到多种重建模型, “大印度洋盆地”伸展模型的仅仅是诸多可能重建模型之一.

图 1 印度克拉通、欧亚大陆、特提斯喜马拉雅(欧拉旋转前后)和拉萨地块晚中生代以来古纬度对比图
拉萨地块的古地磁数据年龄从老到新依次为典中、年波和帕那组(Chen等, 2010). 特提斯喜马拉雅古地磁数据年龄从老到新依次为拉康组、桑秀组、Thakkhola-Dzong组、宗山组、宗浦组(Klootwijk和Bingham, 1980; Patzelt等, 1996; Yi等, 2011; Yang等, 2015a; Ma等, 2016). 欧亚大陆和印度克拉通古地磁数据来源于其视极移曲线(Besse和Courtillot, 2002)

图 2 160和120Ma大印度板块及其周边主要块体的古地理位置重建
各板块的古地磁数据来源于其视极移曲线(Besse和Courtillot, 2002), 大印度岩石圈的形状改编自Aitchison等(2007)

图3 大印度板块120~60Ma期间的运动轨迹

印度克拉通古地磁数据来源于其视极移曲线(Besse和Courillot, 2002), 其余同图2

2 假设印欧碰撞前存在刚性或准刚性的大印度板块

在此假设前提下, 印度与亚洲大陆发生初始碰撞之前, 特提斯喜马拉雅作为印度克拉通的北向延伸, 两者之间不存在显著的相对运动. 理论上讲, 印欧碰撞

前特提斯喜马拉雅块体与印度克拉通应具有一致的古地磁视极移曲线, 且特提斯喜马拉雅块体内部任一参考点的观测古纬度必定与由印度克拉通视极移曲线换算得到的期望古纬度完全一致(Gilder等, 2008). 如图5a所示, 由于印欧碰撞及碰撞后特提斯喜马拉雅块体内部强烈的构造变形, 印度克拉通和特提斯喜马拉雅块体的白垩纪视极移曲线, 尽管形状大致相似, 但同时代古地磁极之间的差异显著. 为此, 我们对特提斯喜马拉雅块体上获得的白垩纪古地磁极, 施以由特提斯喜马拉雅古近世古地磁极(Yi等, 2011)与同时期印度克拉通古地磁极相对比(Besse和Courillot, 2002)所揭示的印欧碰撞及碰撞后的构造变形校正后, 即以 8.3°N , 25.6°E 为欧拉极逆时针旋转 16.5° 后发现, 欧拉旋转后的特提斯喜马拉雅白垩纪视极移曲线在120~60Ma期间与印度板块同时期视极移曲线大致重合, 但特提斯喜马拉雅块体上新近获得的两个~130Ma的早白垩世古地磁极(Ma等, 2016; Yang等, 2015a)却与印度克拉通的同时期古地磁极存在较大偏差(图5b). 另一方面, 由欧拉旋转后的特提斯喜马拉雅地块的五个白垩纪古地磁极计算得到的“观测”古纬度(参考点为 29°N , 88°E)与由同时期印度板块视极移曲线计算得到的期望古纬度基本一致(图1), 似乎说明通过欧拉旋转有效地消除掉印欧大陆碰撞后的构造变形后, 白垩纪期间印度板块与特提斯喜马拉雅块体之间不存在显著的相对

图4 由白垩纪大印度板块的自身水平旋转所引起的板块内部不同参考点之间的相对纬度变化

图5 欧拉旋转前(a)后(b)的特提斯喜马拉雅白垩纪-早古近世古地磁数与印度克拉通200Ma以来的视极移曲线的对比
欧拉极为 8.3°N , 25.6°E , 旋转角为 -16.5° 。据Klootwijk和Bingham(1980)、Patzelt等(1996)、Yi等(2011)、Yang等(2015a)、Ma等(2016)、Besse和Courillot(2002)

纬向运动,与刚性/准刚性的大印度板块模型所预测的大致相同。至于从特提斯喜马拉雅早白垩世桑秀组和拉康组中获得的两个 $\sim 130\text{Ma}$ 的古地磁极经欧拉旋转后与印度克拉通视极移曲线间的显著差异(图5b),或者意味着这期间特提斯喜马拉雅地块与印度克拉通之间存在显著的相对运动,即在 $\sim 130\text{Ma}$ 期间,不存在刚性/准刚性的大印度板块;或者意味着获得这两个古地磁极位置的采样剖面相对于特提斯喜马拉雅地块存在显著的局部构造变形。但不管如何,目前都难以获得令人信服的解释,期待在特提斯喜马拉雅地块上获得更多可靠的早白垩世古地磁数据的进一步证实。此外,由欧拉旋转后的 $\sim 120\text{Ma}$ 古地磁极位置计算得到的“观测”古纬度与期望古纬度之间也存在显著的差异(图1),该古地磁数据(Klootwijk和Bingham, 1980)的可靠性及其所暗示的构造意义同样也有待于更多更可靠资料的验证。

为了进一步阐述印欧碰撞前存在大印度板块前提条件下,特提斯喜马拉雅地块上的观测古纬度与由印度板块视极移曲线换算得到的期望古纬度之间的差值的真实含义,我们可以通过下列简单模型来进一步说明。根据特提斯喜马拉雅岗巴地区获得的

晚白垩世和古近纪古地磁数据(Patzelt等, 1996; Yi等, 2011),推算得到大印度板块在现今印度克拉通北缘存在 $\sim (1500 \pm 480)\text{km}$ 的南北向碰撞后构造缩短和变形(Dupont-Nivet等, 2010; Yi等, 2011)。那么,如果白垩纪以来大印度板块持续保持刚性/准刚性板块的特性,即假设大印度板块在新生代印欧碰撞过程中未发生显著的构造变形,则现今的特提斯喜马拉雅岗巴观测点(如 29°N , 88°E)必定远至现今青藏高原北侧的塔里木-柴达木盆地。粗略地估算,假定印度克拉通 $\sim 70\text{Ma}$ 以来发生了约 $\sim 10^{\circ}$ 逆时针旋转($\sim 70\text{Ma}$ 印度板块在参考点 29°N , 88°E 处的古磁偏角约为 350°),则岗巴参考点势必运动至 $42.6^{\circ} \pm 4.4^{\circ}\text{N}$ (每一个纬度按 $\sim 110\text{km}$ 估算)和 90.5°E 附近;也就是说在现今特提斯喜马拉雅岗巴地区观测的白垩纪古纬度,应相当于印度板块白垩纪视极移曲线在观测点($42.6^{\circ} \pm 4.4^{\circ}\text{N}$, 90.5°E)上的期望古纬度。如图6所示,我们可以看到特提斯喜马拉雅块体的白垩纪观测古纬度与由印度板块视极移曲线在“观测点”(42.6°N , 90.5°E)上的期望古纬度大致吻合,完全不存在图1所示的早白垩世观测古纬度与期望古纬度大致重合、晚白垩世显著差异的现象。

事实上,我们从上述两个参考点之间的白垩纪期

图6 印度克拉通、特提斯喜马拉雅晚中生代以来古纬度对比图

印度克拉通的古纬度为根据其视极移曲线计算获得的冈巴参考点A和大印度板块新生代持续保持刚性/准刚性假设条件下的外推参考点A'的期望古纬度。古地磁数据同图1

望古纬度差 $\Delta\lambda_i$ ($i=70, 80, 90, \dots, 160$) 与大印度板块白垩纪期间的块体水平旋转量 R_i ($i=70, 80, 90, \dots, 160$) 的对比, 可以更清晰地看出两者有非常一致的变化规律 (图7)。由此可以进一步说明图1所示特提斯喜马拉雅白垩纪观测古纬度与期望古纬度的差值的变化, 主要是由大印度板块白垩纪期间的近90°逆时针水平旋转所引起的刚性/准刚性板块内部不同观测点纬度的相对变化所引起的。因此, 在印欧碰撞前存在刚性/准刚性大印度板块的前提下, “大印度洋盆地”(van Hinsbergen等, 2012) 或“内陆洋盆”伸展 (Ma等, 2016; Yang等, 2015b) 模型的立足依据, 即图1所示特提斯喜马拉雅的白垩纪观测古纬度与由印度板块白垩纪视极移曲线换算得到的期望古纬度之间的变化, 主要是由白垩纪期间大印度板块的近90°逆时针水平旋转引起的, 而不是所谓的伸展作用的结果。

3 假设印欧碰撞前不存在刚性或准刚性的的大印度板块

此假设前提即假设印欧大陆碰撞之前, 特提斯喜马拉雅和印度克拉通是两个相互独立的块体, 不存在统一的或刚性/准刚性的的大印度板块岩石圈。为此由特提斯喜马拉雅地块上获得的早白垩世Thakkhola组、桑秀组和拉康组, 以及晚白垩世宗山组古地磁数据 (Ma等, 2016; Klootwijk和Bingham, 1980; Patzelt等, 1996; Yang等, 2015a), 可以重建出特提斯喜马拉雅块体与印度克拉通的相对古地理位置 (图8)。在~130Ma之前的早白垩世, 由于特提斯喜马拉雅块体古地磁数据的缺乏, 无法通过古地磁数据来直接重建特提斯喜马拉雅与印度克拉通之间的相对位置。因此, 我们假设在160Ma期间, 特提斯喜马拉雅地块位于东冈瓦纳超大陆的印度板块的东缘 (图8a), 当然两者之间也可

图7 160~70Ma期间大印度板块的旋转量和古纬度变化量二者之间的变化趋势

旋转量 R ($i=70, 80, 90 \dots 160$)为大印度板块160Ma以来的水平旋转量; 而古纬度变化量 $\Delta\lambda$ ($i=70, 80, 90 \dots 160$)是指白垩纪期间特提斯喜马拉雅岗巴参考点A(29°N, 88°E)和大印度板块新生代持续保持刚性/准刚性假设条件下的外推参考点A'(42.6°N, 90.5°E)之间的期望古纬度差

能是完全分离的。其次, 根据早白垩世Thakkhola组古地磁数据(Klootwijk和Bingham, 1980)得到如图8b所示的重建模型。此时, 特提斯喜马拉雅与印度克拉通位于同一纬度带上。但由于由单一古地磁数据所做重建的块体古经度是不确定的, 特提斯喜马拉雅地块可以此展布方式位于印度板块东侧同一纬度带的任意位置上。因此, 印度板块与特提斯喜马拉雅地块之间是否相连、是否存在伸展, 以及可能存在的“大印度洋盆地”的规模等, 都是古地磁数据所不能限定的。

同理, 我们也可以根据早白垩世(~130Ma)桑秀组(Ma等, 2016)和拉康组(Yang等, 2015a)火山岩古地磁结果, 对特提斯喜马拉雅地块与印度板块的相对古地理位置进行重建(图8c~d)。与上述~120Ma时的古地理重建图类似, 特提斯喜马拉雅地块同样位于印度板块的东缘, 块体古经度的不确定使得特提斯喜马拉雅块体与印度克拉通东缘之间的距离, 即此时两块体之间是否存在显著伸展作用以及可能存在的“大印度洋盆地”的规模等, 均无法确定。特别地, 由于这两个~130Ma的早白垩世古地磁极所确定的特提斯喜马拉雅地块的古纬度均略低于同时期的印度板块, 如果我们假定

~160Ma时印度板块与特提斯喜马拉雅地块相连(图8a), 则似乎意味着在~160~130Ma期间两块体间存在相当规模的走滑或走滑拉分(如图8c~d中的位置1)。然而, 如前所述, 这一构造过程是否真实存在, 甚至~130Ma期间特提斯喜马拉雅地块的古纬度是否显著区别于同时期的印度板块, 均有待于特提斯喜马拉雅地块上更多可靠的早白垩世古地磁数据的进一步验证。

最后, 我们再来看看晚白垩世的情形: 如图8e所示, 由于~120~70Ma期间, 印度板块和特提斯喜马拉雅地块均经历了大规模的逆时针块体旋转, 至晚白垩世的~70Ma, 两块体的相对构造关系由早白垩世的近东西向展布(图8a~d)变为与现今类似的近南北向展布(图8e)。由于特提斯喜马拉雅地块更靠近古赤道, 因此在特提斯喜马拉雅地块与印度板块具有大致相同的古经度这一特定假设条件下, 特提斯喜马拉雅地块与印度板块之间似应存在相当宽度的“大印度洋盆地”(图8e中的位置1)。然而, 我们必须注意到, 根据Patzelt等(1996)~70Ma的古地磁极, 我们同样可以得到如图8e中位置2和位置3等多种特提斯喜马拉雅和印度板块的相对位置关系; 而在不同的重建模式中, 此时特提斯喜马拉雅地块与印度板块是否相连、或者两者之间是否存在宽泛的洋盆、以及可能存在的洋盆的规模等, 都是目前所积累的古地磁数据难以准确限定的。因此, 在白垩纪期间不存在刚性/准刚性的大印度板块的前提下, 根据目前特提斯喜马拉雅地块上所积累的白垩纪古地磁数据, 可以重建出多种特提斯喜马拉雅地块与印度板块的相对位置关系, 而“大印度洋盆地”伸展模型仅仅是其中最理想化的模型之一(如图8中位置1所示)。

综上所述, 对于传统的陆陆碰撞模型, 印度-欧亚大陆碰撞前, 刚性/准刚性的大印度板块在白垩纪期间经历了近90°逆时针旋转, 导致了大印度板块内部不同参考点之间的相对纬度关系发生了显著变化。特别地, 现今地理坐标系下, 大印度板块内部两个同经度不同纬度参考点在白垩纪期间, 其期望古纬度同样具有早白垩世大致相同、晚白垩世显著差异的“开口式”古纬度变化关系。假定~70Ma以来刚性/准刚性的大印度板块在新生代印欧碰撞过程中未发生显著的地壳缩短或构造变形, 则现今的岗巴参考点必定运动至现今的塔里木-柴达木盆地一线; 分析发现岗巴参考点A与推算的参考点A'之间的白垩纪期望古纬度差的变化, 与

图 8 现代地理坐标系下特提斯喜马拉雅地块与印度克拉通白垩纪期间的相对古地理位置重建图

其中组成冈瓦纳大陆各地块的古地理位置据其视极移曲线(Besse和Courtillot, 2002), 而特提斯喜马拉雅的古地理位置主要根据其白垩纪古地磁数据(Klootwijk和Bingham, 1980; Patzelt等, 1996; Ma等, 2016; Yang等, 2015a). (a) ~160Ma; (b) ~120Ma; (c) ~130Ma; (d) ~133Ma; (e) ~70Ma; (f) 白垩纪特提斯喜马拉雅块体的运动图像. 其余同图2

同时期大印度板块的块体水平旋转量之间有一致的变化趋势, 进一步说明在印欧碰撞前存在刚性/准刚性大印度板块的假设前提下, 特提斯喜马拉雅地块上所观测到的白垩纪古纬度, 与由同时期印度克拉通视极移曲线换算得到的期望古纬度之间的差值的变化, 主要源自于白垩纪期间大印度板块自身的近90°的逆时针水平旋转所导致的不同参考点之间相对古纬度变化。另一方面, 如果印度-欧亚大陆碰撞之前, 不存在刚性/准刚性的大印度板块, 则由于根据单一古地磁极所重建的块体古经度的不确定性, 在缺少充分地质证据情况下, 特提斯喜马拉雅地块上的现有古地磁数据尚难以确定印度克拉通和特提斯喜马拉雅地块之间相对构造关系。早白垩纪“大印度洋盆地”或“陆间盆地”的伸展模型仅仅是诸多古地理重建模型之一。然而, 无论如何, 进一步在特提斯喜马拉雅地块内获得更多更可靠的白垩纪古地磁数据, 仍然是目前正确解译特提斯喜马拉雅与印度克拉通相对构造关系的唯一途径。

致谢 本文得益于2015年中国地球科学联合会上与谈晓冬等的有益探讨, 以及专辑特邀编辑和两位匿名审稿专家的批评和指正, 在此表示感谢。

参考文献

- 黄宝春, 陈军山, 易治宇. 2010. 再论印度与亚洲大陆何时何地发生初始碰撞. *地球物理学报*, 53: 2045–2058
- Aitchison J C, Ali J R. 2012. India-Asia collision timing. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 2645
- Aitchison J C, Ali J R, Davis A M. 2007. When and where did India and Asia collide? *J Geophys Res*, 112: B05423
- Ali J R, Aitchison J C. 2008. Gondwana to Asia: Plate tectonics, paleogeography and the biological connectivity of the Indian sub-continent from the Middle Jurassic through latest Eocene (166–35 Ma). *Earth-Sci Rev*, 88: 145–166
- Allègre C J, Courtillot V, Tapponnier P, Hirn A, Mattauer M, Coulon C, Jaeger J J, Achache J, Schärer U, Marcoux J, Burg J P, Girardeau J, Armijo R, Gariépy C, Göpel C, Li T D, Xiao X C, Chang F H, Li G Q, Lin B Y, Teng J W, Wang N W, Chen G M, Han T L, Wang X B, Deng W M, Sheng H B, Cao Y G, Zhou J, Qiu H R, Bao R S, Wang S C, Wang B X, Zhou Y X, Rong H X. 1984. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, 307: 17–22
- Besse J, Courtillot V. 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J Geophys Res*, 107: EPM 6-1–EPM 6-31

- Chang C F, Chen N S, Coward M P, Deng W M, Dewey J F, Gansser A, Harris N B W, Jin C W, Kidd W S F, Leeder M R, Huan L, Lin J L, Lu C J, Mei H J, Molnar P, Pan Y, Xu Y S, Pearce J A, Shackleton R M, Smith A B, Yin J X, Ward M, Watts D R, Xu J T, Xu R H, Yin J X, Zhang Y Q. 1986. Preliminary conclusions of the royal society and Academia Sinica 1985 geotraverse of Tibet. *Nature*, 323: 501–507
- Chen J, Huang B, Sun L. 2010. New constraints to the onset of the India-Asia collision: Paleomagnetic reconnaissance on the Linzizong Group in the Lhasa Block, China. *Tectonophysics*, 489: 189–209
- Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X, Tang W, Wang E, Chen L. 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 23: TC1006
- Dewey J, Cande S, Pitman W C. 1989. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. *Eclogae Geol Helv*, 82: 717–734
- Dupont-Nivet G, Lippert P C, van Hinsbergen D J J, Meijers M J M, Kapp P. 2010. Palaeolatitude and age of the Indo-Asia collision: Palaeomagnetic constraints. *Geophys J Int*, 182: 1189–1198
- Gilder S A, Tan X D, Bucher H, Kuang G D, Yin J R. 2008. Optimization of apparent polar wander paths: An example from the South China plate. *Phys Earth Planet Inter*, 169: 166–177
- Huang W, van Hinsbergen D J J, Dekkers M J, Garzanti E, Dupont-Nivet G, Lippert P C, Li X, Maffione M, Langereis C G, Hu X, Guo Z, Kapp P. 2015. Paleolatitudes of the Tibetan Himalaya from primary and secondary magnetizations of Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks. *Geochem Geophys Geosyst*, 16: 77–100
- Klootwijk C T, Bingham D K. 1980. The extent of greater India, III. Palaeomagnetic data from the Tibetan sedimentary series, Thakkhola region, Nepal Himalaya. *Earth Planet Sci Lett*, 51: 381–405
- Ma Y, Yang T, Bian W, Jin J, Zhang S, Wu H, Li H. 2016. Early Cretaceous paleomagnetic and geochronologic results from the Tethyan Himalaya: Insights into the Neotethyan paleogeography and the India-Asia collision. *Sci Rep*, 6: 21605
- Najman Y. 2005. The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. *Earth-Sci Rev*, 74: 1–72
- Patzelt A, Li H, Wang J, Appel E. 1996. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: Evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia. *Tectonophysics*, 259: 259–284
- Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359: 117–122
- Stagg H M J, Colwell J B, Direen N G, O'Brien P E, Bernardel G, Borissova I, Brown B J, Ishirata T. 2004. Geology of the continental margin of enderby and mac. robertson lands, East Antarctica: Insights from a regional data set. *Mar Geophys Res*, 25: 183–219

- 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
- Yang T, Ma Y, Bian W, Jin J, Zhang S, Wu H, Li H, Yang Z, Ding J. 2015a. Paleomagnetic results from the Early Cretaceous Lakang Formation lavas: Constraints on the paleolatitude of the Tethyan Himalaya and the India-Asia collision. *Earth Planet Sci Lett*, 428: 120–133
- Yang T, Ma Y, Zhang S, Bian W, Yang Z, Wu H, Li H, Chen W, Ding J. 2015b. New insights into the India-Asia collision process from Cretaceous paleomagnetic and geochronologic results in the Lhasa terrane. *Gondwana Res*, 28: 625–641
- Yi Z, Huang B, Chen J, Chen L, Wang H. 2011. Paleomagnetism of early Paleogene marine sediments in southern Tibet, China: Implications to onset of the India-Asia collision and size of Greater India. *Earth Planet Sci Lett*, 309: 153–165
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280