

从造山带到青藏高原的隆升: 地质演化与气候变化的机理连通性

丁林^{1,2*}, 熊中玉^{1,2*}, 田小龙^{1,2}, 何松林^{1,2}, 赵晨圆^{1,2}, 平凡^{1,2}, 孙咏^{1,2}, 曾登^{1,2}, 左亮^{1,2}, 任静怡^{1,2}, 王厚起^{1,2}, 蔡福龙^{1,2}, 王超^{1,2}

1. 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原地球系统与资源环境全国重点实验室, 北京 100101

2. 中国科学院大学, 北京 100049

* 联系人, E-mail: dinglin@itpcas.ac.cn; xiongzongyu@itpcas.ac.cn

2025-05-07 收稿, 2025-08-26 修回, 2025-10-05 接受, 2025-10-22 网络版发表

国家自然科学基金(42588201, 42522209, 42202243)和第二次青藏高原科学考察项目(2019QZKK0708)资助

摘要 青藏高原的隆升显著改变了亚洲的地貌格局, 并影响了大气环流、地表环境以及生物多样性的演化, 是研究岩石圈、大气圈、水圈、冰冻圈和生物圈等多圈层相互作用的纽带。古高度重建作为研究高原隆升最有效的方法, 常用代用指标包括氢/氧同位素和团簇同位素、动/植物化石最近亲缘及共存分析、叶相-湿焔和生物大分子化合物等。整合近30年来青藏高原古高度重建研究表明, 高原经历了从造山带到统一高原的隆升过程, 即随着新特提斯洋的俯冲和印度-欧亚大陆的碰撞, 冈底斯造山带和中央分水岭造山带在50 Ma率先隆升至4500 m以上, 而此时中央谷地处于~1700 m的低海拔, 形成“两山夹一盆”的地貌格局, 从高原中部到长江中下游都是由副高控制的低地沙漠; 在45~25 Ma, 随着俯冲岩石圈板块的拆沉, 藏东地区及中央谷地相继抬升至>3000 m, 形成最初始的统一高原。藏东出现夏季干旱、春秋季节降雨为主的地中海型气候, 促使以热鲁和芒康盆地为代表的横断山生物多样性热点的产生。大约25~15 Ma, 喜马拉雅造山带和藏北地区迅速隆升至接近现代高度, 最终形成了现代高原的全貌, 南亚季风和东亚季风基本定型, 形成季风性高山森林。目前, 针对青藏高原隆升及其多圈层相互作用的研究仍面临古高度数据不足、指标与模拟结果不匹配等问题, 建立高分辨率区域地球系统模型, 结合数据和模型交互验证, 发展新型古高度计, 深入研究高原地质演化与气候变化的机理连通性, 是未来青藏高原地球系统及其资源环境影响研究的关键方向。

关键词 青藏高原隆升, 造山带, 统一高原, 地质演化, 气候变化, 机理连通性

青藏高原是世界上最高、最大的高原, 也是地球表面最为显著的地貌单元, 以3000 m等高线计算, 高原面积约300万km², 平均海拔4000 m以上(图1)。同时, 青藏高原也是地球上六大圈层, 即岩石圈、大气圈、水圈、生物圈、冰冻圈以及人类圈协同发育最为完整、相互作用最为剧烈的地区。这种多圈层之间紧密而复杂的交互过程, 造就了青藏高原独特的地质、地理、气候及生态系统。20世纪80年代起, 青藏高原从一个蒙

着神秘面纱的世外之地变为地球上研究最深入的碰撞造山带。目前, 声势浩大的地球系统科学革命的浪潮又将青藏高原推至台前, 高原以其强烈的多圈层相互作用、局部到广域的资源环境效应成为世界上最瞩目的区域地球系统, 是地球系统科学研究的热点。对青藏高原地球系统的研究可为人类应对未来气候变化、保护生态环境、合理利用资源等诸多全球性挑战提供强有力的科学支撑。因此, 青藏高原被视为未来地球系统科

引用格式: 丁林, 熊中玉, 田小龙, 等. 从造山带到青藏高原的隆升: 地质演化与气候变化的机理连通性. 科学通报, 2026, 71: 494–517

Ding L, Xiong Z, Tian X, et al. Uplift from orogenic belts to the Tibetan Plateau: mechanisms connectivity between geological evolution and climate change (in Chinese). Chin Sci Bull, 2026, 71: 494–517, doi: [10.1360/CSB-2025-0639](https://doi.org/10.1360/CSB-2025-0639)

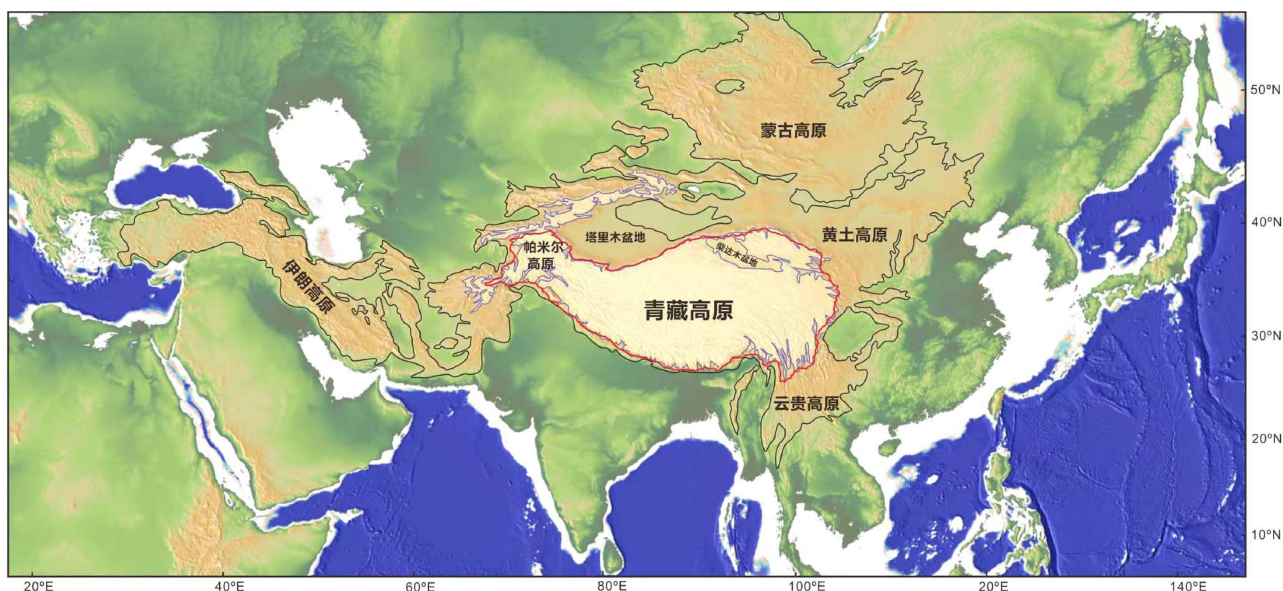


图1 (网络版彩色)青藏高原(红线范围)及周边地区。紫线为3000 m等高线,黑线为1000 m等高线,地貌高程数据源自Geomap App

Figure 1 (Color online) Distribution of Tibetan Plateau (red contour line) and surrounding regions. Purple line is a 3000-m contour line and black line is a 1000-m contour. Digital Elevation Model data (DEM) from Geomap App

学原始创新理论突破的策源地。

青藏高原具有漫长而复杂的地质演化历史。从早古生代以来,伴随着原特提斯洋、古特提斯洋、中特提斯洋和新特提斯洋在青藏高原由北向南的相继关闭,多次大洋俯冲和大陆碰撞等板块作用驱动着大量地块、洋岛和岛弧在青藏高原增生和缝合,并形成了多条不同时代的造山带^[1]。这些造山带由北向南依次为祁连山、昆仑山、唐古拉山、冈底斯山和喜马拉雅山。大约65~60 Ma,随着新特提斯洋的关闭,印度大陆与已聚合的欧亚大陆开始碰撞^[2,3];印度-欧亚大陆的持续碰撞和俯冲使得喜马拉雅地区和青藏高原岩石圈发生了强烈的陆内俯冲、缩短、挤出、旋转等构造变形、结构重组、物质和能量的交换,这些深部过程导致了青藏高原的隆升。高原地表抬升进一步对亚洲乃至全球范围的地貌、气候、水循环和生态等地表圈层的演化产生了深远影响。这些影响包括改变了亚洲大陆的宏观地貌格局、影响了北半球大气环流和水循环过程、推动了亚洲季风的北进(图2)、加剧了亚洲内陆的干旱化、促成了众多发源于高原的大型水系的发育和亚洲世界级生物多样性热点的形成。

经过半个多世纪的研究,对于青藏高原隆升过程的认识从最开始的整体隆升模式转变为了差异隆升模式。最新的量化研究成果认为高原经历了“由造山带

转变为统一高原”的隆升过程^[4]:即在晚白垩世-新生代早期,高原上仅有隆升到高海拔的冈底斯造山带和中央分水岭造山带,其他地区还处于低海拔;藏东地区在晚始新世快速隆升;中央谷地的隆升与藏东具有协同性,但谷地东部早于西部;喜马拉雅造山带在古近纪期间隆升缓慢,中新世快速抬升;而可可西里、昆仑山、柴达木盆地及阿尔金山地区隆升较晚,其时间和幅度还存在较大争议。

大量的证据表明,伴随着青藏高原的隆升,东亚地区的气候和生物经历了重大转变^[5]。晚白垩世-早始新世期间,从高原内部中央谷地到藏东地区,再到华南地区普遍发育风成沙丘,指示副热带高压控制下的干旱沙漠,与现今北非和中亚的沙漠相连(图2(a)),仅在热带辐合带影响的印度中部和东南亚地区存在季风性气候^[6]。伴随着青藏高原的隆升,尤其是藏东地区的隆升,地形变化对水汽的影响使得藏东地区出现了特殊的地中海型气候^[7],地表环境也由干旱的低地沙漠转变为相对湿润的硬叶阔叶林,并萌生了横断山生物多样性热点的萌芽^[8]。中新世以来喜马拉雅山和藏北地区的隆升,形成接近现代高原的高大地形,从而驱动季风向北推进,促使长江中下游地区由干旱沙漠转变为“鱼米之乡”(图2(b))。

基于上述研究现状,本文首先对古高度重建的各

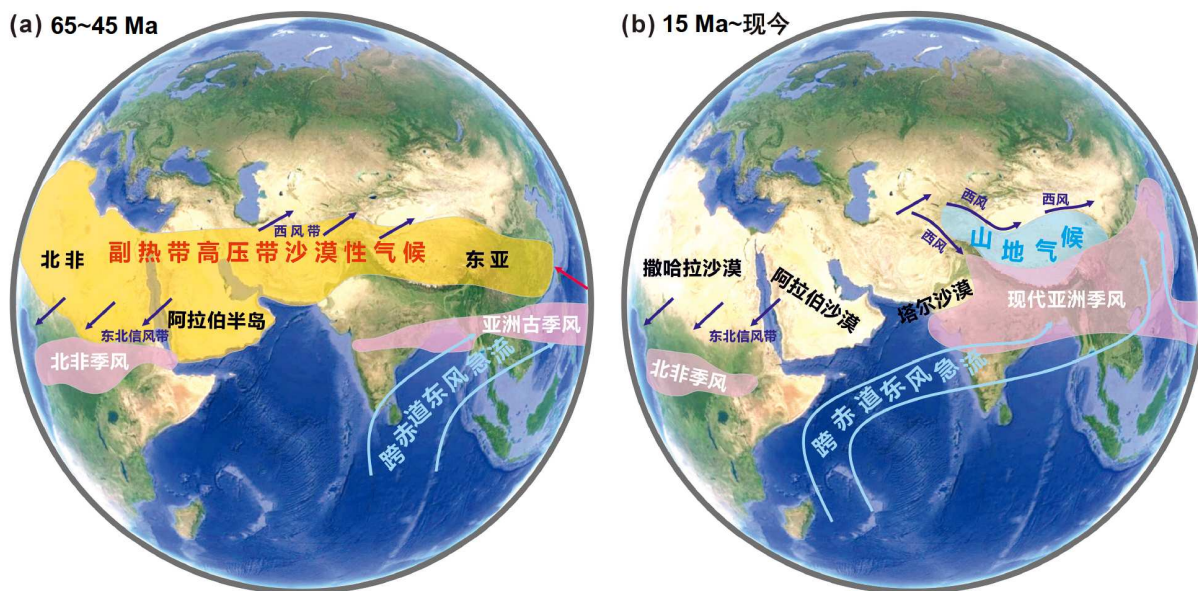


图 2 (网络版彩色)青藏高原隆升与东亚气候格局的转变示意图. (a) 65~45 Ma, 东亚及全球副热带高压带沙漠性气候; (b) 15 Ma~现今, 东亚及南亚季风性气候

Figure 2 (Color online) Block model to show the change of climate pattern in Asia related to rise of Tibetan Plateau. (a) 65–45 Ma, East Asian and Global Subtropical high-pressure desert climate; (b) 15 Ma–present, monsoonal climate in east and south Asia

类代用指标进行简要概述, 然后综合集成青藏高原已有的古高度定量重建结果, 阐释青藏高原“由造山带到统一高原”的差异隆升过程, 最后结合已有古气候和模拟证据探讨高原差异隆升过程中产生的气候和生态效应。

1 青藏高原古高度重建主要方法概述

1.1 概述

经过近半个世纪的发展, 古高度重建由基于古夷平面、阶地面、动/植物化石等定性或半定量指标, 发展为基于稳定同位素、生物大分子、植物化石叶相多变量分析程序和岩浆岩微量元素比值等十余种定量代用指标, 根据所记录的高度含义差别可划分为绝对古高度计和相对古高度计(表1)。Rowley等人^[9]和Garzione等人^[10,11]分别利用降水氧同位素随海拔升高的瑞利分馏模型和经验公式重建了喜马拉雅山晚中新世的古高度, 是定量古高度计在青藏高原的首批运用。

绝对古高度计是指通过海平面、大气压强等指标来计算一个地区绝对高度的方法, 如最高海相地层、玄武岩气孔等; 而相对古高度计则需要通过对比重建地区和海平面降水同位素、气温、湿焔等参数的差值

来获得高度, 主要包括利用稳定同位素(氢、氧和团簇同位素)、动/植物化石(最近亲缘法、共存分析法、叶相-湿焔法)、分子大化石以及岩浆岩微量元素比值等代用指标来计算高度。下面将对各类古高度计进行简要介绍。

1.2 绝对古高度计

绝对古高度计主要包括最高海相地层和玄武岩气孔。最高海相地层所处的位置, 即海平面绝对零度的位置, 通常结合岩相学分析和有孔虫的鉴定来限定海平面的时代^[12]。玄武岩气孔指标依据玄武质熔岩流的厚度和顶/底的气孔体积差, 定量计算熔岩流喷出时的古大气压强, 然后换算为古高度^[13]。

1.3 稳定同位素古高度计

1.3.1 氢(δD)、氧($\delta^{18}O$)同位素(hydrogen/oxygen isotope)

降水中氢、氧同位素组成通常用 δD 或 $\delta^{18}O$ 值表示。氢、氧同位素古高度计基于水汽沿着山脉上升冷凝成降雨时发生同位素分馏, 重同位素优先进入液相, 导致降雨中 δD 或 $\delta^{18}O$ 值随海拔升高而降低。故而可利用地表水中氢、氧同位素值与高度的关系来计算古高度,

表1 古高度重建方法总结

Table 1 Summary of paleoelevation reconstruction methods

古高度重建方法分类	指标/方法	研究对象	误差(m)
绝对古高度计	海平面	最高海相地层	±100
	玄武岩气孔	玄武岩	±400
相对古高度计	降水氢/氧同位素	碳酸盐岩、生物壳体、食草动物牙釉质等	200~700
	碳酸盐团簇同位素	古土壤钙质结核、碳酸盐岩等	±500
	正构烷烃氢同位素	叶蜡正构烷烃	200~700
	火山玻璃氢同位素	火山玻璃	200~700
	三氧同位素	石英	200~700
	叶相-湿焙法	木本植物叶片化石	±900
	最近亲缘分法	动/植物化石	±1200
	共存分析法	动/植物化石、孢粉化石	±1200
	孢粉组合TP/TPAP	特征孢粉化石比值	±1200
	生物大分子GDGTs	含有机物地层	±800
其他	岩浆岩Sr/Y和La/Yb	岩浆岩	500~1500
	夷平面	古夷平面	定性指标
	阶平面	河流阶地	定性指标

即瑞利分馏理论模型或区域降水经验模型^[10,11,14~17]。

氢、氧同位素古高度计的代用指标主要包括古土壤钙质结核^[8,14,18~22]、砂岩钙质胶结物、灰岩和泥灰岩等湖相碳酸盐岩^[23~25]、火山玻璃^[26]和构造云母等含水矿物^[27,28]、叶蜡正构烷烃^[29~32]、食草类动物牙釉质^[33,34]以及生物壳体^[24,25,35]等。如果上述材料未经历后期成岩改造,则可以反映古地表水的原始同位素信息。例如古土壤钙质结核记录大气降水淋滤后的土壤水同位素信息;灰岩和泥灰岩代表着古湖泊水的稳定同位素信息;火山玻璃和构造云母同样也能记录地表水或者浅层热液同位素信息。通过上述材料获得的同位素信息,经过合理的校正、水汽溯源和转换,还原为大气降水同位素,用于古高度重建。对于多水汽来源区需要结合水汽溯源模型以及耦合了降水氢、氧同位素的古气候模拟对水汽源区进行重建^[36]。目前氢、氧同位素古高度计已经广泛运用于青藏高原古高度重建,其误差为200~700 m^[14,16]。

1.3.2 碳酸盐岩团簇同位素(carbonate clumped isotope)

基于热力学理论研究表明,碳酸盐岩团簇同位素测量的¹³C-¹⁸O键的丰度相对于随机状态的丰度差异(测量参数 Δ_{47})与 $1/T^2$ 之间存在相关性^[37]。因此,可以通过测量 Δ_{47} 直接约束碳酸盐岩的形成温度 $T(\Delta_{47})$ ^[37]。 Δ_{47} 精度可以达到0.005‰~0.010‰,转换为温度的误差为

±2°C。团簇同位素古高度计已在喜马拉雅地区的柳区盆地、扎达盆地^[38]、青藏高原南部林周盆地^[39]、中部伦坡拉盆地^[21]、北部可可西里盆地^[40]、东部囊谦盆地^[41]、贡觉盆地^[20]、热鲁盆地^[8]、芒康盆地^[7]和洛隆盆地^[7]等地区得到了广泛应用。

利用碳酸盐岩团簇同位素重建古高度,目前有两种主要途径:一是利用 $T(\Delta_{47})$ 计算方解石和水之间的分馏系数重建古降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,再利用降水同位素瑞利分馏模型或者经验公式计算古高度^[20,38];另外一种途径是利用 $T(\Delta_{47})$ 推算地表大气温度,然后选取合适的气温直减率求取古高度^[41]。这两种途径既相互独立,又可相互验证,极大地提高了古高度重建的可信度。

1.3.3 三氧同位素(triple oxygen isotope)

自然界中,氧元素拥有三个稳定同位素¹⁶O、¹⁷O和¹⁸O,它们的相对丰度分别为99.757%、0.038%和0.205%。通常情况下, $\delta^{17}\text{O}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 在质量分馏过程中遵循近似幂律关系。若某一实际样品的 $\delta^{17}\text{O}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 偏离该理论关系,其垂直偏移量定义为 $\Delta^{17}\text{O}$ (又称¹⁷O excess或微小氧异常)。因此三氧同位素是衡量样品中¹⁷O质量分馏偏移量的指标,反映样品实际测量值相对于理论值的垂直偏移量,其数学定义如下:

$$\Delta^{17}\text{O} = \delta^{17}\text{O} - \lambda_{\text{RL}} \delta^{18}\text{O} + \gamma_{\text{RL}}, \quad (1)$$

其中, $\delta^{17}\text{O}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为样品实际测量值; λ_{RL} 为 $\delta^{17}\text{O}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 质量分馏线斜率理论值,范围0.50~0.5305,通常取

0.528; γ_{RL} 为质量分馏线的截距, 通常为0.

三氧同位素古高度计应用于古高度重建的原理是受大气降水作用的蚀变矿物 $\Delta^{17}\text{O}-\delta^{18}\text{O}$ 和大气降水 $\Delta^{17}\text{O}-\delta^{18}\text{O}$ 存在部分重叠. 通过测定蚀变矿物的 $\Delta^{17}\text{O}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 并结合水-岩混合模型, 可推算流体占比100%条件下, 流体的氧同位素组成, 进而反演大气降水同位素值来重建古高度. Ibarra等人^[42]使用这种方法重建了青藏高原冈底斯造山带古新世时期的古高度.

三氧同位素古高度计适用于与大气降水发生了不同程度水-岩交换的体系, 如低 ^{18}O 值的花岗岩、变质核杂岩的拆离断层、断裂带及热液脉体, 弥补了大多数古高度代用指标只能重建沉积盆地古高度的不足. 此外, 三氧同位素在古温度、碳酸盐矿物古大气降水重建和成岩蚀变判别、蒸发作用校正方面也表现出一定潜力^[43].

1.4 古生物化石古高度计

1.4.1 最近亲缘法(nearest living relative technique)

古生物化石记录了丰富的古环境信息. 最近亲缘法是利用古生物化石重建古高度最常用的一种方法, 通过分析古生物化石最相似的现生种类的生长海拔, 直接获得古高度. 徐仁等人^[44]最早运用该方法对希夏邦马峰北坡的高山栎化石进行研究, 认为该地区在上新世中-晚期的海拔高度在2500 m左右. 共存分析法依赖于分类学, 需要对古生物化石进行准确鉴定. 然而深时地质时期的生物由于进化而不断发生变化, 往往缺少对应的现生种或者相似种, 并且生物生存的海拔范围还会受到其他生物和非生物因素的共同控制, 这使得该方法重建的古海拔往往会存在较大的偏差. 结合化石证据和古气候模拟交叉重建是目前对最近亲缘法的新尝试, Su等人^[45]结合棕榈化石生存的高度和气候参数和多种地形条件下的敏感性试验, 准确限定了青藏高原腹地伦坡拉盆地40~38 Ma古海拔不超过2300 m.

1.4.2 共存分析法(coexistence approach)

共存分析法最早是由Mosbrugger和Utescher^[46]提出, 是通过限定多种动/植物化石包括孢粉等微体化石共同存活的范围(目前主要针对植物大化石和孢粉化石)来重建古气候和古高度的方法, 是最近亲缘法的升级. 共存分析法不仅可以重建古高度, 还可以获得包括气温、降水等重要气候参数. 共存分析法同样依据化石分类学研究, 确定各化石类群的最近亲缘类群, 根据

最近亲缘类群的地理分布区间, 得到每个化石类群的气候参数阈值, 取这些气候参数阈值的重叠区间作为整个化石群的古气候区间. 共存分析法已广泛应用于青藏高原晚白垩世以来的植物化石群研究, 包括喜马拉雅造山带^[47]、冈底斯造山带^[48]、中央谷地^[49]和藏东^[5]等地区. 共存分析法以准确的分类学研究为基础^[48], 以化石物种在地质历史时期没有因进化而改变其存活的生境范围为前提^[48], 受局地气候影响明显.

1.4.3 特定孢粉组合(TP/TPAP)

在自然界中, 某些特征植物对气候和海拔变化的响应极其敏感, 这类特征植物可以用于反演古高度和古环境. Miao等人^[50]通过建立亚洲现代孢粉样本数据库, 有针对性地选取了四种与海拔变化密切相关的特征山地针叶孢粉类型(铁杉属(*Tsuga*)、罗汉松属(*Podocarpus*)、冷杉属(*Abies*)和云杉属(*Picea*)), 并建立了这4种特征孢粉类型组合比例变化, 即(铁杉属+罗汉松属)/(上述四类针叶树总和)(简称TP/TPAP)与中值海拔(即盆地到山顶的中间海拔)的定量计算新方法. 目前, 这种方法在柴达木盆地东北部^[50]和祁连山地区^[51]的古高度重建中得到运用.

1.4.4 叶相-湿焓法(moist enthalpy)

叶相-湿焓法重建古高度的原理是基于能量守恒定律, 气团的能量即湿静能(moist static energy)主要由湿焓和重力势能组成. 气团在运移过程中湿静能守恒, 重力势能随海拔上升而增加, 则湿焓下降^[52], 重力势能与湿焓的转化是能量守恒在垂直气团运动中的直接体现. 具体原理如下.

气团沿着山脉一侧上升时, 其湿静能(h)即空气的能量守恒(动能可忽略不计, 除飓风期间其动能非常小(<1%)), 是湿焓和势能的总和:

$$h = H + gZ, \quad (2)$$

其中, H 是湿焓, gZ 是势能(g 是重力加速度 9.81 m s^{-2} , Z 是高度). Z 的增加会导致 gZ 增加, 从而 H 降低.

依据海平面的湿焓值以及化石点的湿焓值, 便可获得化石点的海拔高度:

$$Z = (H_{\text{sea level}} - H_{\text{high}})/g, \quad (3)$$

式中, Z 代表化石点的古海拔, $H_{\text{sea level}}$ 是海平面的湿焓值, H_{high} 是化石点湿焓值, g 为重力加速度(9.81 m s^{-2}).

通过对现代植物叶片特征的统计学研究表明, 采集20种以上的不同形态的木本植物叶片, 对其叶片大小、形状、锯齿、叶柄和叶尖等31种形态特征进行统

计学分析就可以反映其生长环境的湿焔、降水、气温等多种热力学和气象学参数。进一步通过和同时代海平面附近植物群湿焔进行比较就可以获得古高度。叶相-湿焔古高度计的优势在于不受地形、季节性、水汽来源以及成岩作用改造等影响,其重建的古高度误差为 ± 900 m。Spicer等人^[53]率先将该方法运用到西藏南木林盆地,认为藏南自15 Ma以来即已经达到现今海拔。现在该方法已在喜马拉雅造山带柳区盆地、恰布林盆地^[54]、中央谷地伦坡拉-班戈盆地、洛隆盆地^[55]、藏东热鲁、芒康等盆地^[8,56]和藏北柴达木盆地^[57]的古高度重建中得到应用。

1.4.5 甘油二烷基甘油四醚(GDGTs)

甘油二烷基甘油四醚(glycerol dialkyl glycerol tetraethers, GDGTs)是组成古菌和部分细菌细胞膜的醚脂化合物。GDGTs化合物对环境变化响应敏感,特别是温度、降水和pH^[58],因此可以通过构建GDGTs含量与温度的经验关系来重建古高度。陆地环境中保存的支链GDGTs分为土壤型和水生型,土壤型主要来自周缘陆地和山体的土壤输入,水生型则主要来自湖盆水体自生。古高度重建中主要使用GDGTs的甲基化指标(MBT)和环化指标(CBT),MBT与年均温(MAT)和pH相关,CBT只与pH相关。因此,可以通过CBT指标去除MBT指标中pH的影响,从而重建MAT,然后结合地质历史时期陆地温度直减率和海平面温度来计算古高度。该方法在喜马拉雅造山带^[59-61]、中央谷地和柴达木盆地等得到运用,重建的古高度误差为400~1100 m。

1.4.6 湿球温度直减率(wet-bulb temperature lapse rate)

湿球温度直减率是一种准确限定地表温度变化率的参数,可以应用到所有与温度相关的代用指标中来重建古高度,具有广阔的发展空间。地形敏感性试验表明:相对于干球温度或者绝对温度直减率,湿球温度和湿球温度直减率计算的高度和预设的地形具有更好的一致性^[62]。因为湿球温度直减率更符合气团运移过程中水分和路径变化而使得温度发生改变的实际情况。此外,湿球温度直减率准确计算古高度还需考虑季节性影响。在实际应用中,需要借助古气候模拟,基于合理的地形边界条件,计算代用指标形成季节的湿球温度递减率来重建古高度。Xiong等人^[21]率先结合古气候模拟,将团簇同位素古温度转换为湿球温度并限定钙质结核的形成季节和湿球温度直减率,定量恢复了中央谷地伦坡拉盆地50~29 Ma的高度变化历史。

1.5 其他类型的古高度计

地壳厚度作为海拔的主要控制因素可以用来估算地表高度,而岩浆岩微量元素含量的比值与岩浆活动时的地壳厚度相关。所以可以通过建立地表高度与岩浆岩铈-钇(Sr/Y)值和镧-铽(La/Yb)值的经验性公式来重建古高度^[63]。Tang等人^[64]发现铕(Eu)异常和全岩La/Yb值数据存在很好的相关性,则可以进一步利用岩石的Eu异常来计算地壳的厚度,反映古高度。利用岩浆岩微量元素计算古高度是对青藏高原沉积盆地以外地区古高度重建的补充,同时还可以直接定年以获得与古高度数据对应的年代学数据。该方法目前在青藏高原南部、中部^[65]和藏东南^[66]等地有过运用。

2 青藏高原古高度重建综述

对于青藏高原隆升历史的研究,最早可追溯于1964年由中国科学院组织的第一次青藏高原综合科学考察,在希夏邦马峰北坡海拔5700~5900 m的地层中找到了以高山栎化石为代表的植物化石群,综合植物化石和孢粉分析结果表明,喜马拉雅地区当时的植被类型以常绿栎林和雪松林为主,时代为上新世(~3 Ma),海拔高度在2500 m左右,在上新世之后又抬升了约3000 m^[67]。在后续的科学考察中,又陆续在日喀则地区、南木林盆地、卓奥友峰北坡中发现了大量的植物化石。在喜马拉雅造山带的吉隆盆地、希夏邦马峰聂拉木化石点、高原内部布隆盆地以及红崖子化石点中发现了丰富的哺乳动物化石,特别是根据吉隆盆地三趾马动物化石估算喜马拉雅造山带和青藏高原内部自中-晚上新世以来抬升了约3000 m^[68]。后有学者进一步校正了三趾马化石的形成时代以及全球气温的影响,认为喜马拉雅造山带札达盆地在上新世就已经抬升到了现今海拔高度^[69]。早期学者基本认为青藏高原是作为一个整体发生隆升。其中,李吉均等人^[70]根据青藏高原内古岩溶、粗碎屑砾岩沉积、孢粉和古土壤指标所指示的高原夷平面总结提出青藏高原自始新世以来发生了三次主要抬升,两次夷平。而根据热年代学、沉积学、海洋沉积以及古气候证据将藏南地区的隆升时间限定在20 Ma,并在8 Ma基本抬升到现今高度^[71]。

21世纪初,定量古高度计迅速发展,出现了依据降水稳定同位素、温度、植物化石叶相-湿焔、大气压等定量重建古高度的多种代用指标,并且在青藏高原广泛分布的新生代盆地中(图3)得到应用。越来越多的

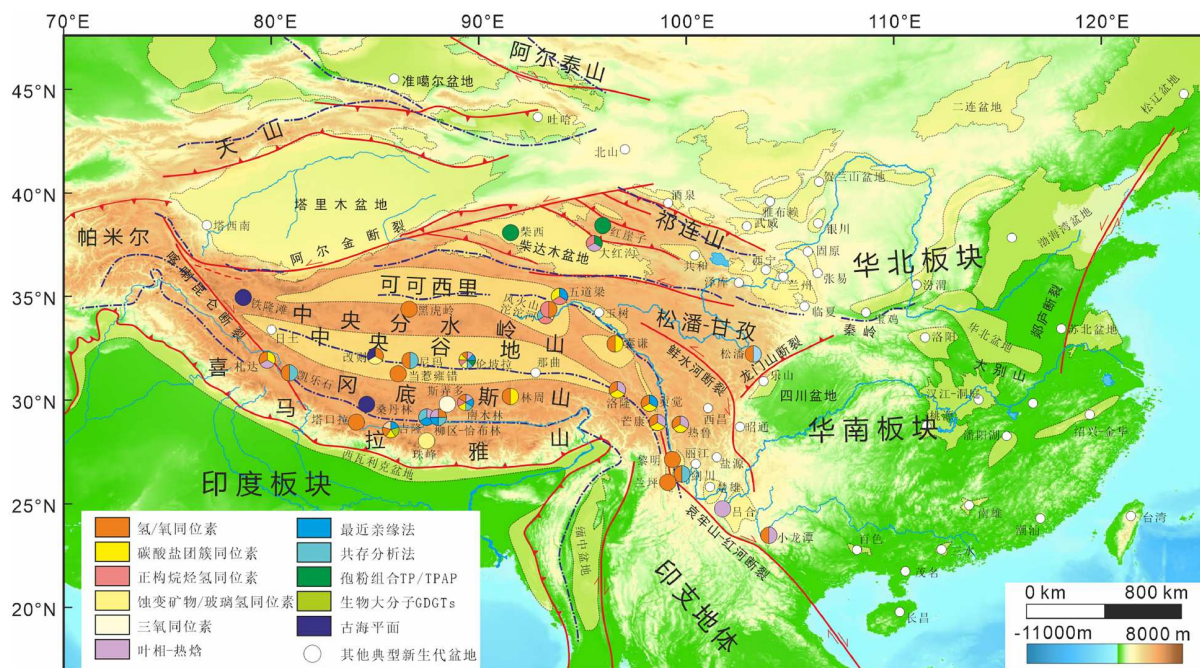


图3 (网络版彩色)青藏高原及周边新生代盆地分布^[74]和已有定量古高度数据总结^[4]. DEM数据源自QGIS中Mapzen全球地形
Figure 3 (Color online) Distribution of Cenozoic basins within Tibetan Plateau^[74], and the surrounding regions with the summary of existing paleoelevation data^[4]. DEM map sourced from Mapzen Global Terrain in QGIS

重建结果表明, 青藏高原并不是呈整体隆升, 高原不同块体/造山带具有不同的隆升历史, 并提出了一系列的差异隆升模式, 主要包括北向生长模式, “原高原模式”和“两山夹一盆”模式^[19,72,73].

北向生长模式主要基于深部地球物理证据、高原断裂和岩浆活动期次提出了青藏高原存在三期北向生长过程^[72], 该模式认为在始新世时期, 由于印度大陆向北挤压, 班公-怒江缝合带和金沙江缝合带重新活动导致深部岩石圈地幔的斜向俯冲, 青藏高原地表向东生长并发生挤出, 形成了唐古拉山和风火山逆冲断裂带、红河剪切带和鲜水河剪切带, 发育相应沉积盆地; 在渐新世-中新世期间, 位于唐古拉山和昆仑山之间的高原继续发生斜向生长和地块挤出, 可可西里-松潘甘孜地块抬升到高海拔; 高原的第三期生长则从晚中新世持续到现今, 由阿尔金断裂向东扩展到祁连山以及海原断裂, 将高原的边界扩展到了戈壁-阿拉善地区。

“原高原模式”基于青藏高原研究中的沉积地层、构造解析、岩浆活动、剥露时间以及高原南部-中部稳定同位素古高度数据的系统总结^[28,34]. 该模式认为青藏高原中部包括拉萨地块和羌塘地块在45~35 Ma之间就已经抬升到高海拔, 形成“原青藏高原”, 而喜马拉雅

雅、可可西里、柴达木及塔里木等地区仍然处于低海拔; 在23~15 Ma之间, “原青藏高原”向北扩张, 可可西里地区从低海拔抬升到高海拔; 在8 Ma之后向南扩张使得喜马拉雅山隆升到高海拔, 向北继续扩张使得柴达木盆地及祁连山地区发生隆升达到现今高度。

“两山夹一盆”模式主要依据冈底斯造山带、中央谷地和中央分水岭造山带的稳定同位素和大量动/植物化石古高度重建结果提出, 表明古新世-始新世期间, 青藏高原存在两条东-西向隆升的造山带, 分别是冈底斯造山带和中央分水岭造山带, 在这两条造山带之间夹着一条低海拔的宽阔谷(盆)地, 即中央谷地, 这条谷地直到渐新世才逐渐隆升^[19,22,45]. 根据最新研究结果, 又将“两山夹一盆”模式进一步发展为青藏高原“由造山带转变为统一高原”模式^[4,21].

2.1 冈底斯造山带

冈底斯造山带(又称冈底斯弧岩浆带)主体位于青藏高原南部的拉萨地块, 西接巴基斯坦北部的科希斯坦-拉达克岛弧, 东连南迦巴瓦构造结东南的腾冲岩浆带, 是新特提斯洋向欧亚大陆俯冲形成的岛弧型造山带。

晚白垩世期间,拉萨地块南部的海相地层转变为陆相红层。氧同位素古高度重建结果表明冈底斯造山带从海平面抬升到2000 m左右^[75]。低温热年代学证据指示冈底斯造山带北部主要在始新世-早渐新世发生快速剥蚀,而南部地区自晚白垩世以来经历了多期剥露事件^[76]。冈底斯造山带定量古高度数据主要集中在林周、南木林、谢通门县斯弄多铅锌矿床以及冈仁波齐盆地,具体如下:

2.1.1 林周盆地

林周盆地内沉积了白垩系塔克那组海相地层和设兴组陆相红层,古新统-始新统林子宗群(典中组、年波组和帕那组)火山岩夹陆相沉积地层。Xu等人^[61]结合设兴组陆相红层中的氧同位素和团簇同位素数据,重建得到盆地在印度-欧亚大陆碰撞之前就抬升到了2700+500/-900 m的中等海拔高度。Ding等人^[19]利用氧同位素古高度计对林周盆地古新世-始新世年波组和帕那组中古土壤钙质结核的氧同位素进行了古高度重建,古高度结果表明盆地在古新世-始新世期间的古高度达到了4500±500 m。Ingalls等人^[39]使用碳酸盐岩团簇同位素温度结合氧同位素古高度计再次对林周盆地年波组和帕那组古高度进行重建,得到的古高度分别为4400+1300/-1700和4100+1200/-1600 m。

2.1.2 南木林盆地

徐仁^[67]根据南木林盆地中新世嘎扎村组上部保存的栎、杜鹃以及柳、杨、桦、鹅耳栎和榆等化石推测当时气候为温暖湿润,平均高度为1500 m。Spicer等人^[53]基于植物化石组合的叶相多变量分析程序,利用叶相-湿焓古高度计对上述植物群落进行定量重建的结果表明南木林盆地15 Ma古高度为4600±900 m,和现今盆地高度相似。随后Khan等人^[77]根据西瓦里克低海拔植物化石群湿焓值(350 kJ kg⁻¹),结合南木林植物化石组合的湿焓(297 kJ kg⁻¹)进一步将南木林盆地古高度修正为5500±700 m。Currie等人^[78]使用嘎扎村组古土壤钙质结核氧同位素重建盆地15.1 Ma期间古高度为5200+1400/-600 m。近年来,基于叶蜡正构烷烃氢同位素和氧同位素、碳酸盐岩团簇同位素以及GDGTs等方法对南木林盆地始新统-中新统日贡拉组、嘎扎村组、宗当组和乌郁组重建结果表明盆地自始新世以来古高度就保持在4000 m以上^[29,59,79]。

2.1.3 冈仁波齐

Ai等人^[47]对冈仁波齐盆地内发现的植物化石群进行共存分析,表明盆地在25~22 Ma之间的古高度在

1500~2900 m;盆地顶部发现的双壳化石氧同位素表明冈仁波齐地区在约19 Ma已经抬升到4900+900/-1000 m^[80]。

此外,研究者还利用岩浆岩微量元素比值^[63]和硅酸盐矿物三氧同位素^[42]恢复冈底斯造山带的古高度。全岩Sr/Y、La/Yb和地壳厚度之间的相关性则表明冈底斯造山带在早白垩世海拔~2500 m,晚白垩世下降到2000 m,古新世抬升到~3000 m,始新世-渐新世抬升到4000~5000 m^[63]。谢通门县斯弄多铅锌矿床中石英脉的三氧同位素重建结果表明冈底斯山在63~61 Ma期间就抬升至3500 m的海拔高度^[42]。

2.2 中央分水岭造山带

中央分水岭造山带横亘于青藏高原中部,西起乔戈里峰,东至梅里雪山,包括西部的喀喇昆仑山、中部的唐古拉山和东部的横断山,是青藏高原内部分隔印度洋水系和太平洋水系的主要分水岭^[22,81]。

在约120 Ma,拉萨地块与羌塘地块发生碰撞导致了中央分水岭造山带的初始生长^[82]。此外,浮游有孔虫和固着蛤化石将阿克赛钦地区最晚海相地层铁隆滩组的沉积年龄限定在76~66 Ma,标志着西昆仑地区在晚白垩世已经隆升为陆地^[83]。与之相应,构造证据揭示中央分水岭东段唐古拉逆冲断裂系在52~23 Ma发生了60%(89 km)的南-北向缩短^[84]。中央分水岭造山带新生代定量古高度数据较少,仅在中部黑虎岭盆地发表一个氧同位素古高度数据,表明该盆地在早始新世-渐新世期间(51~28 Ma)就达到了>5000 m的高海拔^[22]。

2.3 喜马拉雅造山带

喜马拉雅造山带位于雅鲁藏布江缝合带以南,是印度大陆和欧亚大陆碰撞形成的最年轻、海拔最高的造山带。国内外科学家对喜马拉雅造山带的古高度进行了广泛的研究,主要包括:扎达盆地、塔口拉盆地、吉隆盆地、柳区盆地、恰布林盆地和珠穆朗玛峰。

2.3.1 扎达盆地

扎达盆地沉积了扎达组和香孜组两套地层,古地磁证据将扎达盆地的沉积时代限定在晚中新世至上新世。上新世晚期喜马拉雅造山带扎达盆地内出现的西藏披毛犀、原始雪豹和早期的北极狐等典型的适应寒冷气候的动物群^[69],表明上新世时期喜马拉雅山已经形成了与现今一致的高海拔。基于动物化石牙釉质氧同位素和团簇同位素结果表明盆地在晚中新世的古高

度为 3585 ± 1077 m^[85]；但是根据湖相泥晶灰岩、钙质结核氧同位素和团簇同位素重建的扎达组古高度为6000 m以上，表明扎达盆地在晚中新世期间可能发生了1000~1500 m的垮塌^[24,25,38]。

2.3.2 塔口拉盆地

塔口拉盆地为半地堑盆地，切穿高喜马拉雅，沉积地层包括提唐组和塔口拉组，磁性地层学研究将提唐组的时代限定在11~9.6 Ma，塔口拉组的时代限定在<7 Ma^[10,11]。基于瑞利分馏理论公式计算的氧同位素古高度结果表明，提唐组和塔口拉组的古高度分别为 6240 ± 1410 ~ 870 和 5700 ± 1410 ~ 870 m^[9]；而基于现代降水氧同位素经验性公式计算的提唐组古高度在 3800 ± 480 ~ 5900 ± 350 m之间，塔口拉组古高度在 4500 ± 480 ~ 6300 ± 350 m^[10,11]。

2.3.3 吉隆盆地

吉隆盆地位于喜马拉雅造山带中段，盆地内沉积地层主要为砾岩、泥岩、粉砂岩夹砂岩的沃马组，沃马组中段发现的三趾马化石群将其年代限定在晚中新世(约7 Ma)。化石牙釉质碳同位素指示三趾马食谱中含C4植物，而C4植物在低纬地区的分布上限是3000 m，表明晚中新世期间喜马拉雅地区的海拔在~3000 m，或者可能出现了一些峡谷地带为动植物生存提供了环境条件^[33]。沃马组湖相地层氧同位素计算的古高度结果表明盆地的高度为 5850 ± 1410 ~ 730 m^[9]。土壤型和湖泊型GDGTs分别重建的古温度为 7.5 ± 3.3 °C和 14.2 ± 4.5 °C，可能指示陆源有机质输入区平均温度和湖盆表面温度，由此重建的湖盆底部高度为 2500 ± 800 m，而周围山体为 3600 ± 600 m^[60]。叶蜡正构烷烃氢同位素和碳酸盐岩氧同位素重建的古高度分别为 6300 ± 1100 ~ 1300 ， 5500 ± 1100 ~ 1200 m^[60]。

2.3.4 柳区盆地

柳区盆地位于喜马拉雅造山带北坡，主要沉积一套紫红色、灰黄色、黄绿色复成分砾岩、砂砾岩、岩屑石英砂岩、黏土质粉砂岩等山前磨拉石沉积，富产植物化石及少量双壳类化石，盆地沉积地层的时代限定在晚古新世-始新世(~56 Ma)^[54]。孢粉证据表明此时柳区盆地的古植被类型是以榕属、桉属和棕榈为代表的热带或亚热带常绿森林，气候温暖湿润，叶相-湿焓定量古高度计限定盆地~56 Ma位于 900 ± 900 m的海拔高度^[54]。

2.3.5 恰布林盆地

恰布林盆地内沉积了秋乌组和大竹卡组，秋乌组

由下部黑色页岩、厚层砂岩和上部杂色泥质岩、中薄层砂岩组成；上部的大竹卡组主要为砾岩、交错层理砂岩与泥岩互层，并发育多层古土壤，秋乌组的沉积时代限定在晚渐新世-早中新世(25~19 Ma)^[54]。秋乌组植物化石群是以栎树、杨树、柳树为代表的温带落叶阔叶森林；叶相-湿焓古高度计得出秋乌组植物化石所在的高度为 2300 ± 900 m^[54]。秋乌组中钙质结核氧同位素结果计算得到秋乌组古高度为 2080 ± 641 ~ 810 m，与叶相-湿焓古高度结果完全一致；大竹卡组古高度为 4057 ± 530 ~ 640 m^[80]。

2.3.6 珠穆朗玛峰

珠穆朗玛峰是喜马拉雅造山带的最高峰，珠穆朗玛峰北侧的绒布冰川谷内发育了藏南拆离系断层，其中糜棱岩和未变形的花岗岩锆石U-Pb定年限定了剪切带韧性变形的最大年龄为17 Ma，即藏南拆离系剪切活动主要发生在早中新世以来。通过测定断层内变形云母的氢同位素，Gébelin等人^[27]恢复了17 Ma珠穆朗玛峰的古高度为 ≥ 5000 m。

2.4 中央谷地

青藏高原中央谷地夹持于冈底斯造山带和中央分水岭造山带之间，西起班公湖，东至丁青-洛隆地区，东西长1500 km，南北宽20~100 km，平均海拔约4600 m，属于地势起伏相对平坦的高原腹地。沿班公-怒江缝合带两侧延伸。中央谷地内发育了大量新生代盆地，由西向东分别包括日土盆地、改则盆地、尼玛盆地、当惹雍错盆地、伦坡拉盆地、那曲盆地、丁青盆地和洛隆盆地。现将中央谷地内已有的古高度数据汇总如下。

2.4.1 改则盆地

改则盆地位于中央谷地西侧，靠近班公湖-怒江缝合带。其新生代地层主要是晚始新统牛堡组，下段由中-厚层棕色砾岩，含砾砂岩组成，上段由薄-中-厚层灰色灰岩、砂岩和页岩组成。磁性地层年代学和碎屑锆石铀-铅(U-Pb)定年结果指示牛堡组沉积时代为42~36 Ma，地层中发现的浮游有孔虫化石可能反映盆地的风暴潮或者海侵事件，灰岩氧同位素结果也与现代低海拔地区降雨氧同位素值相似，共同指示改则盆地在晚始新世处于海平面附近^[35]。但目前还不能排除该地层中的浮游有孔虫化石是早期海相地层中再循环的化石。近来Li等人^[86]使用团簇同位素古温度计对改则盆地的碳酸盐岩进行研究表明，泥晶灰岩中的主要成分白云石，团簇同位素温度为40~50°C，表明其经历

了浅埋藏的白云石化过程。

2.4.2 伦坡拉盆地

伦坡拉盆地内沉积的新生代地层主要为牛堡组和丁青组,牛堡组下段和上段分别为紫红色的冲积扇相-河流相砾岩、含砾砂岩和砂岩组合,中段为灰绿、深灰色的湖相泥岩、页岩夹砂岩沉积地层;丁青组主要为灰黄色、灰绿色和灰黑色浅湖相-深湖相沉积地层。结合大量火山灰U-Pb绝对年代和磁性地层定年,牛堡组沉积时代限定在50~29 Ma之间,而丁青组沉积时代限定在29~14 Ma^[21,87]。Rowley和Currie^[88]首次使用氧同位素古高度计得到伦坡拉盆地在晚始新世期间就达到了4000 m高度,上述结果与后期结合团簇同位素古温度限定的氧同位素古高度计算结果(3100~4700 m)相似^[79]。丁青组中火山玻璃氢同位素重建结果表明早中新世期间盆地流域平均高度大约在4200~4900 m^[26];而丁青组发现的犀科化石、孢粉化石以及正构烷烃氢同位素证据指示盆地在渐新世-中新世期间处于约3000 m中等海拔^[30,49,89]。依据伦坡拉盆地蒋浪和达峪植物化石群中叶相-湿焔古高度结果、棕榈化石等证据,共同指示盆地在47~38 Ma期间处于1500~2500 m的低海拔^[55,90]。另外,结合团簇同位素古温度恢复的湿球温度和古气候模拟得到的湿球温度直减率,对伦坡拉盆地内牛堡组下段和上段钙质结核进行重建结果表明盆地在50~40 Ma还处于1700 m的低海拔,与动植物化石反映的低海拔结果一致;38~29 Ma之间盆地快速抬升到4100~4400 m的高海拔^[21,79]。而利用盆地内牛堡组二段和丁青组湖相地层团簇同位素古温度的差值表明,在40~20 Ma之间盆地地表高度为2200±1100 m,20~19 Ma快速抬升了1400 m,在16 Ma之后又发生了1000 m的抬升^[91]。

2.4.3 尼玛盆地

尼玛盆地内沉积的新生代地层和伦坡拉盆地相似,包括牛堡组和丁青组。牛堡组也划分为下段和上段的紫红色冲积扇-河流相沉积组合,中段湖相沉积组合;丁青组主要由湖相沉积组成。牛堡组时代限定在52~29 Ma,而丁青组沉积时代限定晚渐新世-中新世^[92]。尼玛盆地内丁青组古土壤钙质结核氧同位素古高度重建结果表明盆地至少在26 Ma期间就隆升到>4000 m^[18],尽管后期团簇同位素古温度表明钙质结核氧同位素可能受到了成岩改造的影响^[37]。而尼玛盆地中发现的攀鲈鱼、水龟等动物化石则指示晚渐新世期间盆地处于~1000 m。

2.4.4 洛隆盆地

洛隆盆地新生代沉积自下而上可详细划分为布许组、美多组和瓦河组。火山灰结合方解石U-Pb定年数据将洛隆盆地新生代地层总体的沉积时间限定在54~43 Ma,其中布许组的沉积时代约54.0~46.3 Ma;美多组沉积时代约44~43 Ma;瓦河组沉积时代<43.1 Ma。基于灰岩团簇同位素和氧同位素古高度计重建盆地在早始新世期间布许组的海拔高度~600 m;而到中始新世时期,叶相-湿焔古高度计重建的洛隆化石群的海拔高度是2900±900 m^[93]。

2.5 藏东地区

藏东地处高原腹地向东南亚地区的转换地带,位于东构造结和四川盆地之间,拉萨地块、羌塘地块、松潘-甘孜地块与义敦地块、华南地块的碎片在此汇聚。近年来,结合高精度火山岩U-Pb定年和团簇同位素古温度计、氧同位素古高度计、植物化石叶相-湿焔等多种定量古高度研究方法对藏东地区多个盆地隆升历史进行了定量重建。重建的结果表明,藏东地区至少在晚始新世就隆升到了接近现今的高海拔位置,并非前人认为的在晚中新世期间才发生隆升^[94]。下面分别介绍藏东地区各个新生代盆地内的古高度重建结果:

2.5.1 囊谦盆地

囊谦盆地沉积了晚白垩统和始新统地层,主要为冲积扇相、河流相和湖泊相沉积。地层上部的火山岩时代是37.2±0.1 Ma,限定了盆地地层沉积上限^[95]。Li等人^[41]测量了灰岩和钙质砂岩的钙质胶结物的团簇同位素古温度,通过水汽溯源模型发现该盆地水汽来源中南亚季风和西风分别占比70%和30%,然后利用氧同位素经验性公式,重建了囊谦盆地在38~37 Ma海拔高度是2800±1100 m,周围山脉的海拔高度是3200±1100 m。

2.5.2 贡觉盆地

贡觉盆地沉积了总厚度近2000 m的贡觉组和然木沟组地层。贡觉组由大型高角度交错层理为特征的风成砂岩和河流相砂岩夹薄层泥岩组成,然木沟组下段是一套紫红色三角洲相-河流相砂岩、砾岩夹砂岩沉积,中段是紫红色泥岩-砂岩及杂色砂-泥岩互层,上段出现泥晶灰岩。Tang等人^[17]利用氧同位素古高度计限定了贡觉盆地在早始新世达到了中等海拔(2100~2500 m)。Xiong等人^[20]进一步结合团簇同位素古温度和古气候模拟恢复了盆地的地表隆升历史,在55~50 Ma的古高度为约700 m,与棕榈植物化石所代表

的低海拔一致; 44~40 Ma盆地古高度抬升到和现今相似的3800 m.

2.5.3 芒康盆地

芒康盆地新生代沉积地层为拉乌拉组, 以河湖相杂色砂-泥岩互层为主, 夹有多层植物化石和火山岩. Su等人^[90]利用氩-氩(^{40}Ar - ^{39}Ar)定年结果将拉乌拉组上段的时代限定在35.8~33.4 Ma^[90], 将其中MK3植物化石群的时代限定在35.5~34.6 Ma, 叶相-湿焔古高度重建结果为2900±900 m; MK1植物化石群的时代处于晚始新世-渐新世之交(34.7~33.4 Ma), 叶相-湿焔古高度重建结果为3900±900 m. Zhao等人^[7]利用火山灰和火山岩锆石U-Pb定年将拉乌拉组的沉积时代限定在42~36 Ma. 根据在拉乌拉组下段新发现的达日化石群, 重建盆地在42~39 Ma的古高度为2600±900 m. 结合拉乌拉组上部地层中(~36 Ma)的古土壤钙质结核团簇同位素温度和氧同位素古高度计重建的高度是3800 m, 与Su等人^[90]研究中的MK1化石群古高度一致, 表明芒康盆地在晚始新世时期已经接近现今的海拔高度.

2.5.4 剑川盆地

剑川盆地新生代地层出露较为完整, 自下而上包括古新统勐野井组、始新统宝相寺组、金丝厂组、九子岩组、双河组、剑川组和新统三营组^[5]. Hoke等人^[14]和Li等人^[23]分别利用氧同位素对双河组的碳酸盐岩进行古高度重建, 重建结果分别为3300±500和2601+802/-1140 m. 而Wu等人^[5]对九子岩组和双河组进行氧同位素重建结果表明其古高度分别为500~2500和900~2900 m, 孢粉化石共存分析得到的高度是1300~2600 m.

2.5.5 热鲁盆地

热鲁盆地新生代沉积地层包括昌宗组和热鲁组, 昌宗组为紫红色砾岩、砂岩和粉砂岩互层, 夹有风成砂和古土壤, 属于冲积扇-风成沙丘相沉积; 热鲁组一段主要是湖相杂色泥岩和页岩地层, 夹有火山灰; 热鲁组二段为河流相紫红色砂岩、透镜状砾岩和泥岩沉积. 多层火山灰U-Pb年龄将昌宗组、热鲁组一段、热鲁组二段的沉积时代分别限定在50~45, 45~39和39~34 Ma. 昌宗组中钙质结核团簇同位素和氧同位素古高度重建结果表明盆地在50~45 Ma还处于600 m, 到了45~40 Ma, 多层植物化石组合的叶相-湿焔分析结果表明盆地逐步抬升到2000~2900 m, 至34 Ma昌宗组二段的古土壤钙质结核氧同位素古高度重建表明, 盆地已经抬升到接近现代的3500 m高度^[8].

2.6 藏北地区

藏北地区的两个主要盆地分别是可可西里盆地和柴达木盆地, 现今以东昆仑山为界, 其中可可西里盆地研究较为集中的是三个次级盆地, 分别为风火山盆地、沱沱河盆地和五道梁盆地. 该区域由于沉积时代的争议和水文过程的复杂性导致其隆升过程仍存在争议. 现在分别介绍上述盆地有关的地层时代和古高度研究进展.

2.6.1 风火山盆地

早期的研究通过磁性地层将风火山群的时代限定为早始新世至早渐新世(51~31 Ma)^[96]. 近来, 风火山群中火山凝灰岩的发现(59.3和62.6 Ma), 磁性地层时代被校准到晚白垩世至早始新世(85~71或71~51 Ma)^[97]. 早期利用泥灰岩氧同位素古高度计重建的风火山群海拔约为2040+1132/-1461 m^[98]. 然而, 上述结果进行了大陆效应校正后古高度超过3500 m^[15]. 但近年来, 随着对藏北地区水汽过程研究的深入, 发现藏北地区水汽来源存在季风和西风的混合, 降水过程存在云下蒸发, 地表水蒸发和再循环过程, 使得藏北地区降水同位素存在“反高程效应”^[36]. 最近对风火山盆地最关键的下部地层错居日组进行了研究, 通过对新发现的火山凝灰岩和灰岩地层进行锆石和方解石U-Pb定年, 将错居日组的时代准确限定在80~65 Ma. 通过对地表水和云下蒸发作用进行校正, 基于二元混合水汽氧同位素模型提供了可靠的古高度限定, 表明盆地在~80 Ma古高度为1260+740/-870 m^[99], 揭示了藏北地区隆升的起点.

2.6.2 沱沱河盆地

沱沱河盆地也称通天河盆地, 出露沱沱河组、雅西错群以及五道梁群地层. 沱沱河组主要由紫红色、灰紫色的粉砂质泥岩、岩屑砂岩及复成分砾岩组成; 雅西错群主要由灰白色和浅灰色的碳酸盐岩、紫红色砂岩及石膏岩夹泥灰岩组成; 五道梁群则由湖相灰岩夹少量的泥岩和粉砂岩组成. 雅西错群时代存在争议, 介形虫和孢粉定年将雅西错群时代限定在40~37 Ma, 而磁性地层将其时代限定在33~23.6 Ma^[100]. 利用共存分析法分析雅西错群古高度<2000 m^[100], 盆地山脉的中值海拔不超过2700 m^[57]. 结合特征介形虫古温度计和湿球温度直减率重建的结果表明雅西错群的海拔为2500~2900±400 m^[101]. 此外, 雅西错群叶蜡正构烷烃氢同位素重建的古高度为3852+831/-1323 m^[31].

2.6.3 五道梁盆地

对比五道梁群地层碳-氧同位素曲线与全球碳-氧曲线, 将五道梁群的时代限定在24.1~14.5 Ma。基于五道梁群叶蜡正构烷烃氢同位素推测早中新世盆地就达到4060+1610/-1353 m的高度^[32]。然而, 对五道梁群中发现的~17 Ma小檗植物化石进行最近亲缘分析表明其海拔为1395~2931 m^[102]。最新研究利用五道梁群下段和上段湖相灰岩的团簇同位素温度差异得出盆地在19~12 Ma期间至少抬升了1000±700 m^[40]。

2.6.4 柴达木盆地

柴达木盆地自新生代以来沉积7套地层, 我们重点讨论具有沉积时代争议和古高度重建结果的路乐河组、上干柴沟组、下油砂山和上油砂山组。路乐河组由红色砾岩、砾状砂岩、泥质粉砂岩和泥岩组成; 上干柴沟组为黄绿色砂岩与棕红色泥岩互层, 含有动物化石; 下油砂山组为棕红色泥质粉砂岩、砂质泥岩及棕灰、绿灰、黄灰色砂岩互层, 含有动物化石; 上油砂山组为灰色砾岩、砂岩与棕褐色粉砂岩、砂质泥岩互层, 含有植物化石。

柴达木盆地沉积地层争议最大的是路乐河组的年龄, 早期磁性地层研究将路乐河组的沉积时代限定为>52~44.2 Ma^[103]。而根据最近在上干柴沟组中发现的中中新世的哺乳动物化石和高分辨率的磁性地层学工作, 将路乐河组的年龄限定在30~23.5 Ma^[104]。最近, 利用方解石原位U-Pb定年对路乐河组下部古土壤中发现的大量的方解石晶洞进行精确定年, 得到其年龄为50.8±2.8 Ma, 同时依据路乐河组上部火山碎屑岩的锆石U-Pb年龄将路乐河组的时代限定在51~45 Ma^[99]。进一步利用古土壤钙结核团簇同位素古温度和湿球温度直减率, 重建了路乐河组的古高度为1600±980 m^[99]。此外, 根据上干柴沟组发现的植物化石叶相-湿焓古高度计重建则表明在渐新世早期盆地高度已达到3268±1380 m^[57]。根据上油砂山组叶蜡正构烷烃氢同位素古高度计重建结果表明, 盆地在15~10 Ma抬升了2100±300 m, 达到接近现今海拔^[105]。基于特定孢粉组合的TP/TPAP古高度计重建结果表明柴达木盆地西部地区在15~7 Ma期间的中值海拔从433±189 m抬升至3589±62 m, 而东部地区则在15~11 Ma期间从1331±189 m抬升至3685±87 m^[50]。

综上, 通过汇总喜马拉雅造山带、冈底斯造山带、中央分水岭造山带、中央谷地、藏东和藏北地区古高度数据, 我们将青藏高原“由造山带到统一高原”隆升

的新模式(图4)概括如下:

65~40 Ma, 由于新特提斯洋的俯冲、印度大陆和欧亚大陆的碰撞-俯冲, 导致拉萨岩石圈地幔和亚洲岩石圈地幔的相对俯冲, 冈底斯造山带和中央分水岭造山带相继抬升到超过4500 m的高海拔, 两条造山带之间的中央谷地海拔低于1700 m^[4,19,21]。40~25 Ma, 由于俯冲的拉萨岩石圈地幔发生拆沉、软流圈物质上涌及上部地壳缩短等深部动力过程的驱动^[4], 藏东和中央谷地发生隆升。其中, 藏东在晚始新世隆升到和现今相似的高度, 但中央谷地的隆升具有东西向差异, 东部的隆升与藏东同期, 中部和西部直到晚渐新世才隆升到接近现今海拔^[7,8,20], 形成初始的统一高原。到25~15 Ma, 印度大陆岩石圈的下冲和断离导致早期俯冲岩石圈折返, 喜马拉雅榴辉岩的出露, 并且进一步导致喜马拉雅造山带从~2300 m的中等海拔快速隆升到超过5000 m的高海拔^[54]。到中-晚中新世, 藏北可可西里和柴达木地区隆升到高海拔^[50], 标志着现代高原地貌的形成。

3 青藏高原从低地沙漠到高山森林的气候转变

3.1 晚白垩世-早始新世低地沙漠

沙漠气候, 也叫荒漠或干旱气候。主要特征包括: (1) 极度干燥和少雨, 年降水量小于250 mm, 有些地方几乎没有降水; (2) 昼夜温差显著, 白天高温炎热, 夜晚温度急剧下降, 温差可达到50°C以上; (3) 植被稀少, 仅耐干旱和嗜热植物能够生存。因所处纬度不同, 将其分为热带沙漠、亚热带沙漠和温带沙漠三种类型。影响沙漠气候形成的因素主要包括: 地理位置、大气环流和地形地貌等。

晚白垩世-早始新世期间, 青藏高原内部中央谷地、藏东及华南地区的大量盆地发育了典型风成沙丘(图5), 表现为含有厚层-巨厚层状、大型高角度交错层理的黄色、紫红色砂岩, 包括中央谷地尼玛盆地和伦坡拉盆地竟柱山组; 藏东地区贡觉盆地贡觉组、德钦盆地东旺组、热鲁盆地昌宗组、剑川-兰坪盆地宝相寺组、盐源盆地丽江组和思茅盆地曼岗组^[106]; 华南地区江汉盆地红花套组、信江盆地塘边组、衡阳盆地戴家坪组、恩施盆地恩施组、丹霞盆地丹霞组、句容和苏北盆地赤山组^[5,107]。风成沙丘多形成在干旱的沙漠环境中, 主要受盛行风和地形的影响^[108]。碎屑物质在风力

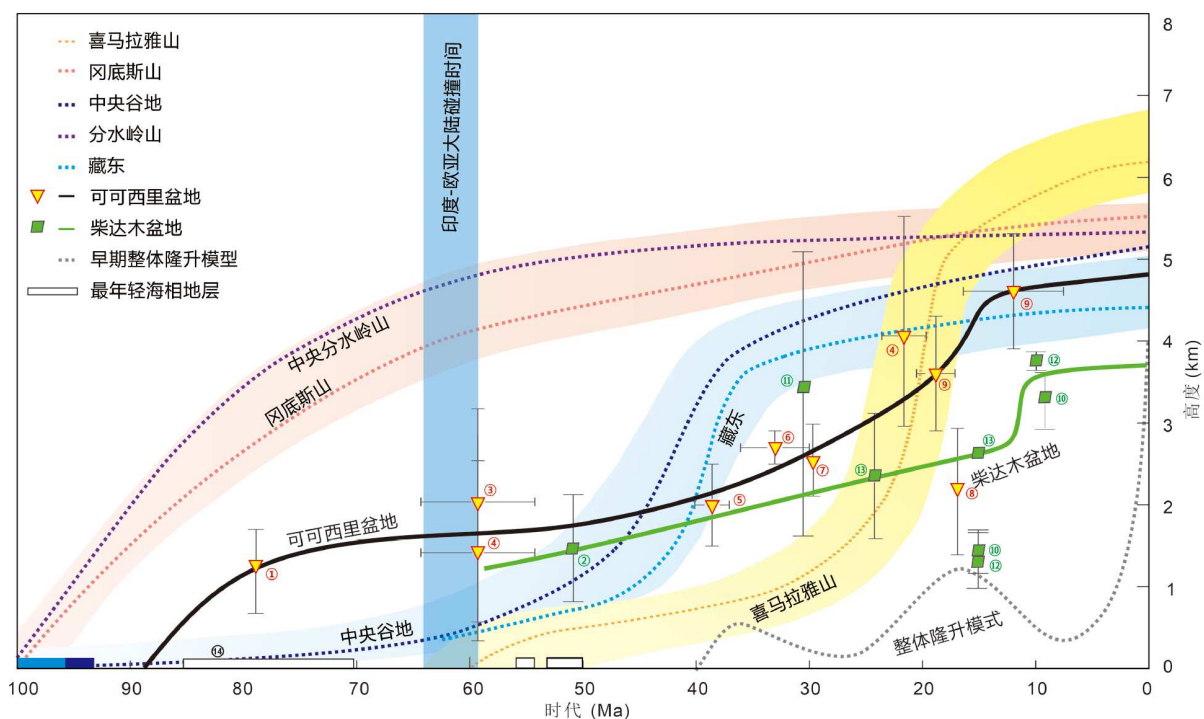


图4 (网络版彩色)青藏高原差异隆升历史(修改自Ding等人^[4]). 65~40 Ma, 冈底斯山和中央分水岭已隆升至>4500 m; 45~35 Ma, 藏东地区快速隆升至现今高度(>3000 m); 40~25 Ma, 中央谷地逐渐抬升至现今高度; 25~10 Ma, 喜马拉雅造山带和藏北地区隆升到接近现今的高度, 现代意义上的高原地貌格局形成

Figure 4 (Color online) Differential uplifting history of Tibetan Plateau (Revised from Ding et al.^[4]). 65~40 Ma, paleoelevation of the Gangdese and Central Watershed Mountains rose to >4500 m; ~45~35 Ma, eastern Xizang rose to high elevation (>3000 m); 40~25 Ma, Central Tibetan Valley rose to high elevation; 25~10 Ma, Himalaya and northern Xizang rose to near-modern elevation

的搬运下,以跳跃及滚动的方式,爬上较为倾斜的迎风坡,在陡峭的滑动面坡沉积形成风成沙丘。沙丘的形状一般为新月形,沙丘的高度取决于风的强度和砂粒大小。在中央谷地、藏东和华南地区普遍存在的风成沙丘,可能与始新世青藏高原位于副热带高压带,狭窄的造山带无法有效阻挡行星风系环流控制下的副热带高压带下沉气流的影响,从而形成了与副热带高压带一致的东亚干旱沙漠带。

3.2 中-晚始新世古地中海型气候

现代地中海气候主要分布在纬度30°~40°之间的大陆西侧,以地中海地区最为典型,典型气候特征是夏季温暖至炎热,降雨较少,冬季温和多雨。地中海气候控制下的典型植被类型主要为常绿硬叶林,常见的植物有橄榄、拟冬青栎、黄连木、清香木等。

中-晚始新世时期,中央谷地、藏东以及长江中下游地区多个盆地的沉积地层转变为河流相及湖相地层,沉积环境的转变标志着这些地区的地表环境变得相对

湿润。藏东热鲁、芒康、兰坪等盆地出现大量具有硬叶和旱生结构森林植被化石群^[8],以帕里宾尼亚属(*Palibinia*)、桉属(*Eucalyptus*)、栎属(*Zelkora*)等硬叶和具有旱生结构的类群占优势^[109],表明藏东甚至东亚地区可能出现与现代地中海气候相似的古气候类型。将晚始新世藏东隆升之后的高原地形作为边界条件进行古气候模拟的气温和降水结果显示,藏东气候夏季高温干燥,凉爽的雨季则从10月持续到次年5月,形成特殊的双峰式降水模式^[7,8](图6(a))。藏东这种夏季高温干旱的气候特征与现今杜尚别、喀布尔、撒马尔罕、希姆肯特等中亚地区表现出的地中海型气候非常相似(图6(b)),而与现今藏东南地区(林芝、左贡、巴塘、昌都等地)夏季高温湿润、雨热同期的季风气候特征(图6(c))完全不同。植物化石和古气候模拟的共同证据表明,大约45~36 Ma,藏东出现特殊的地中海型气候,并主导了植被类型的发育^[7]。

晚始新世藏东热鲁和芒康盆地中保存着棕榈、桉属、帕里宾尼亚属、栎属、沙棘等耐干旱植物,与古

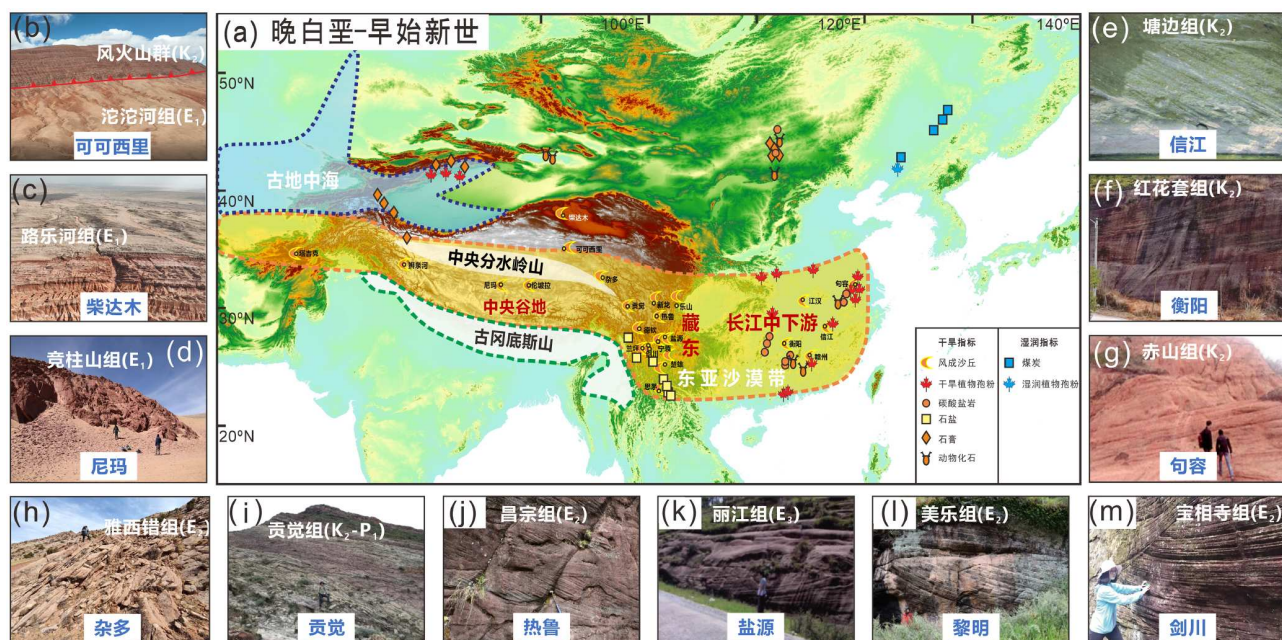


图5 (网络版彩色)晚白垩世至早始新世青藏高原及邻区风成沙丘和干旱气候指标分布图(a). (b~m)为盆地典型风成砂野外照片: (b) 可可西里盆地; (c) 柴达木盆地; (d) 尼玛盆地; (e) 信江盆地; (f) 衡阳盆地; (g) 句容盆地; (h) 杂多盆地; (i) 贡觉盆地; (j) 热鲁盆地; (k) 盐源盆地; (l) 黎明盆地; (m) 剑川盆地

Figure 5 (Color online) Distribution of sand dunes and dry climate indexes within and around Tibetan Plateau (a). Representative field pictures of the sand dunes in Hoh Xil Basin (b), Qaidam Basin (c), Nima Basin (d), Xinjiang Basin (e), Hengyang Basin (f), Jurong Basin (g), Zado Basin (h), Gonjo Basin (i), Relu Basin (j), Yangyuan Basin (k), Hengyang Basin (l) and Jianchuan Basin (m)

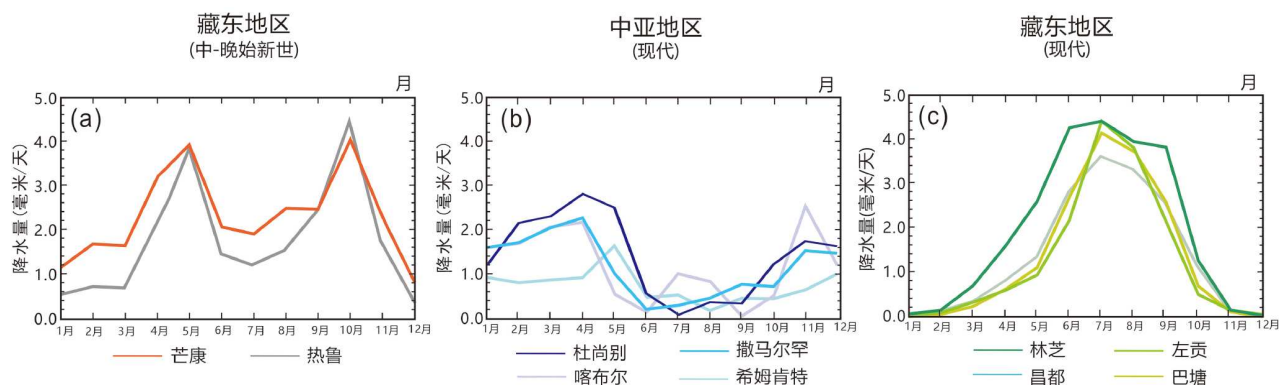


图6 (网络版彩色)中~晚始新世时期藏东月际降水模式(a)和中亚地区(b)和藏东现今降水模式(c)对比^[7,8,21]

Figure 6 (Color online) Precipitation patterns of eastern Tibetan Plateau (a) during middle to late Eocene, in comparison with modern precipitation patterns of Central Asia (b) and Eastern Tibetan (c)^[7,8,21]

地中海植物区系显示出高度的相似性^[109]。同时,在长江中下游地区(如广东、江苏、江西、湖南、湖北)及华北地区(如河南、山东、甘肃)的古近纪地层中也发现了帕里宾尼亚属化石^[110],表明晚始新世地中海型气候的分布范围从高原延伸到藏东和华南等地(图7)。

随着藏东的隆升和地中海型气候的形成,该地区生物多样性也逐渐丰富,热鲁盆地出现了以桉属、栎

属、榆属、忍冬属、黄连木属、榉属等为代表的亚热带常绿硬叶林;同时,组成丰富的高等动物群也随之出现,以两栖犀科、犀科、先炭兽属、雷兽科、猪亚科、豫鼠属、陆龟科等为代表,自此奠定了横断山生物多样性热点的萌芽(图8)。晚始新世藏东生物多样性热点萌芽的形成指示藏东横断山在新生代扮演着生物多样性引擎和枢纽的角色,并推动了整个东亚生物多样性

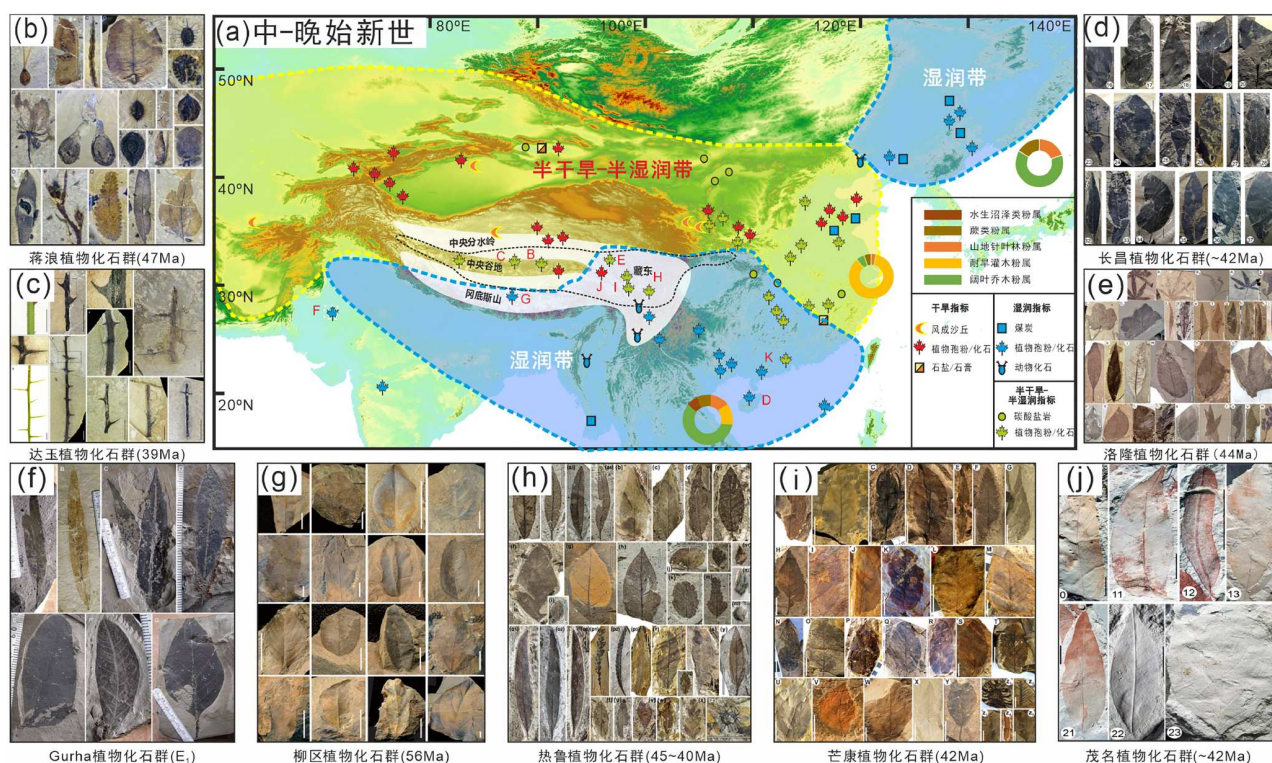


图7 (网络版彩色)中-晚始新世青藏高原及邻区典型气候和植被指标分布图。(a) 藏东到中央谷地形成地中海型气候(黑色虚线范围), 发育典型古地中海型植被; 中央谷地中心仍然干旱, 谷地边缘相对湿润, 喜马拉雅地区存在热带/亚热带雨林植被。(b-j) 典型植物化石群图版:(b) 蒋浪植物化石群;(c) 达峪植物化石群;(d) 长昌植物化石群;(e) 洛隆植物化石群;(f) Gurha植物化石群;(g) 柳区植物化石群;(h) 热鲁植物化石群;(i) 芒康植物化石群;(j) 茂名植物化石群

Figure 7 (Color online) Distribution of typical climate patterns and vegetation indexes of the Tibetan Plateau and surrounding regions during the middle to the late Eocene. The Mediterranean-like climate existed in eastern Tibetan to Central Tibetan Valley, with typical Mediterranean vegetation; the Central Tibetan Valley was dry in center and wet around the margin, the Himalaya was wet with tropical/subtropical rainforest vegetation. (b-j) Typical fossil floras: (b) Jianglang fossil floras; (c) Dayu fossil floras; (d) Changchang fossil floras; (e) Luolong fossil floras; (f) Gurha fossil floras; (g) Liuqu fossil floras; (h) Relu fossil floras; (i) Markam fossil floras; (j) Maoming fossil floras

的现代化进程, 这比普遍接受的亚洲现代生物多样性源于中新世的假说提前了约20 Ma^[8]。

3.3 晚渐新世-中新世温带高山森林及季风气候

渐新世-中中新世期间, 雅鲁藏布江谷地的恰布林盆地, 冈底斯造山带的南木林盆地和冈仁波齐盆地, 中央谷地尼玛、伦坡拉和那曲盆地, 藏北可可西里盆地和柴达木盆地中出现了以白桦科、水杨科、无患子科、五味子科、鼠李科为代表的温带乔木-灌木以及藤本混交林, 代表了典型的温带落叶-阔叶高山森林^[54,57,105](图9), 指示现代季风气候的形成。恰布林植物化石群的叶相多变量分析表明, 盆地晚渐新世期间年均温为19°C, 温暖月的平均温约为28°C, 寒冷月的平均温为9°C, 生长季降水量约为1880 mm, 雨季/旱季降水量比为4.7:1^[53]。南木林盆地气候凉爽-湿润, 年均温

为8°C, 温暖月的平均温为24°C, 寒冷月的平均温约为-6°C。生长季降水量约为1300 mm, 雨季/旱季降水量比约为3:1。藏北可可西里地区五道梁盆地中新世早期保存的小檗植物化石^[102]表明其主要生长于温带和亚热带高山地区。柴达木盆地中保存有以杨属、长柄山蚂蝗属为代表的植物化石群, 其重建的年均温约11.6°C, 生长季降水量约为1229 mm, 雨季/旱季降水量比为2.8:1^[57]。

此外, 在早渐新世时期, 横断山脉南段的吕合盆地、文山盆地中也保存有种类相当丰富的植物化石, 植物类型以桦木科、壳斗科、无患子科为代表, 年均温约15°C, 生长季降水量1749 mm, 雨季/旱季降水量比为3.5:1, 指示亚热带落叶-阔叶森林环境^[111]。至中新世时期, 中国华南如百色、茂名、宁明、漳浦、山旺等盆地中保存的植物化石和孢粉化石类型中, 樟科、桃

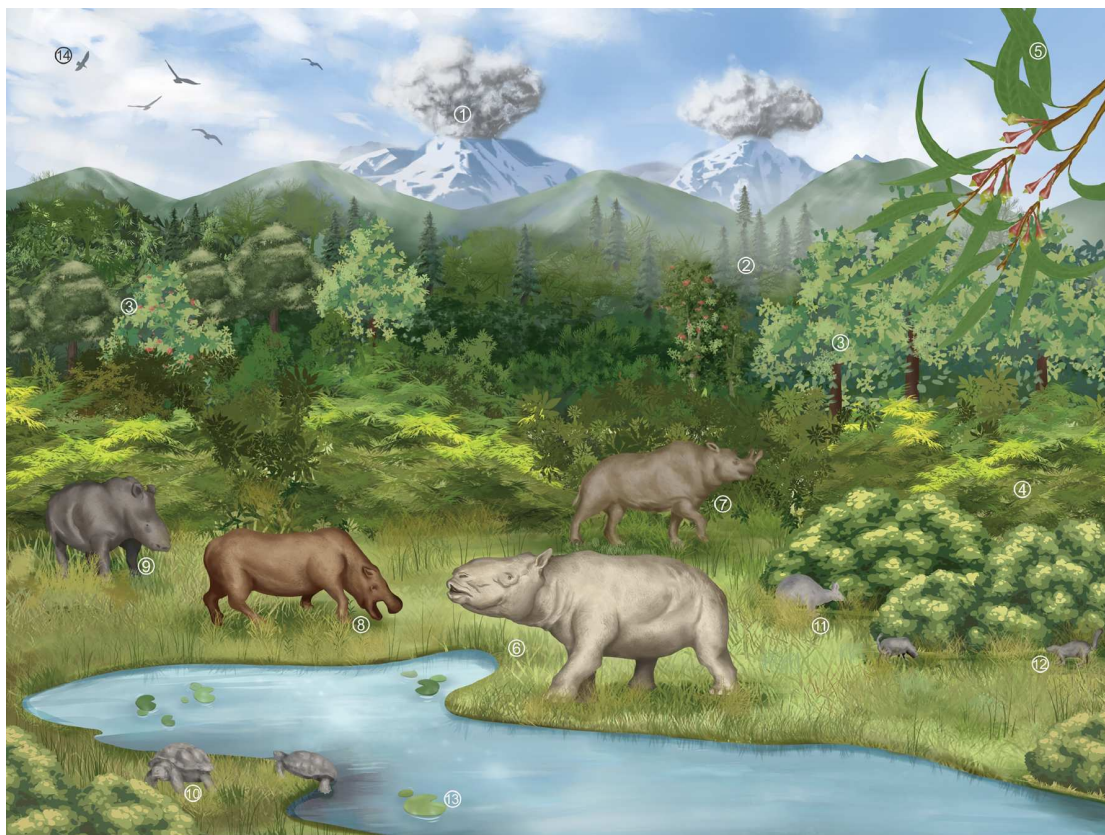


图8 (网络版彩色)藏东晚始新世热鲁盆地古生态环境复原图^[8], 表征横断山生物多样性热点萌芽。地质现象及生物类群: ① 火山; ② 针叶林; ③ 阔叶林; ④ 灌木林; ⑤ “桉属”; ⑥ 理塘先炭兽; ⑦ 雷兽; ⑧ 沟齿兽; ⑨ 原始新脊犀; ⑩ 陆龟科; ⑪ 兔形目; ⑫ 豫鼠; ⑬ 萍属; ⑭ 鸟类

Figure 8 (Color online) Reconstruction of the ecosystem of the Relu Basin during Late Eocene. The geological phenomena and taxa are as follows: ① volcanos; ② conifer forest; ③ broad-leaved forest; ④ shrubland; ⑤ “*Eucalyptus*” sp.; ⑥ *Anthracokeryx Litangensis*; ⑦ *Brontotheriidae* gen. et sp. indet.; ⑧ *Bothriodon* sp.; ⑨ *Caenolophus proficiens*; ⑩ *Testudinidae* gen. et sp. indet.; ⑪ *Leporidae* gen. et sp. indet.; ⑫ *Yuomys* sp.; ⑬ *Marsilea* sp.; ⑭ Birds

金娘科等热带、亚热带植物成分显著增加, 古气候重建显示当时的年均气温普遍大于 20°C , 生长季降水量大于2000 mm, 指示热带/亚热带季雨林环境^[112,113]。

综合上述证据, 我们认为晚渐新世至中新世时期, 伴随中央谷地的隆升和统一高原的形成, 青藏高原的大部分地区演化为温带高山森林植被, 而横断山脉南段和中国华南地区则处于生物多样性更高而海拔相对较低的亚热带-温带森林(图9)。到了晚中新世期间, 伴随着喜马拉雅造山带的隆升, 在喜马拉雅造山带的南坡形成强烈的季风降雨, 随之而来的风化剥蚀作用使得喜马拉雅山发展为另一个生物多样性热点; 而高原内部的广大地区则由于山脉的雨影效应, 转变为干冷的高寒生态系统。

综合青藏高原深部岩石圈过程、地表古高度变化、大气环流和生态系统转变, 我们构建了青藏高原多圈层耦合作用的链式响应过程(图10)。约65~40 Ma,

由于新特提斯洋的关闭, 印度大陆持续向北推进与欧亚大陆发生碰撞-俯冲, 导致拉萨岩石圈地幔和亚洲岩石圈地幔的相对俯冲, 冈底斯造山带和中央分水岭造山带相继抬升到超过4500 m的高海拔, 两条造山带之间的中央谷地海拔低于2000 m, 青藏高原呈现出“两山夹一盆”的地貌特征。青藏高原“两山夹一盆”的地貌特征叠加高浓度温室气体控制的热带辐合带收缩, 副热带高压带扩张, 使得中央谷地、藏东以及华南长江中下游地区形成干旱的低海拔沙漠。约40~25 Ma, 由于俯冲的拉萨地幔岩石圈的拆沉、软流圈物质上涌及上部地壳缩短等深部岩石圈动力过程的驱动, 藏东和中央谷地分别在晚始新世和渐新世隆升到和现今相似的高度, 初始统一高原逐步形成。伴随着藏东的隆升, 藏东及中央谷地等发育了独特的地中海型气候, 主要特征为夏季干旱, 春秋季节降雨多, 生态环境也由低地沙漠变为地中海型气候, 以硬叶高山森林为特征, 并奠定了

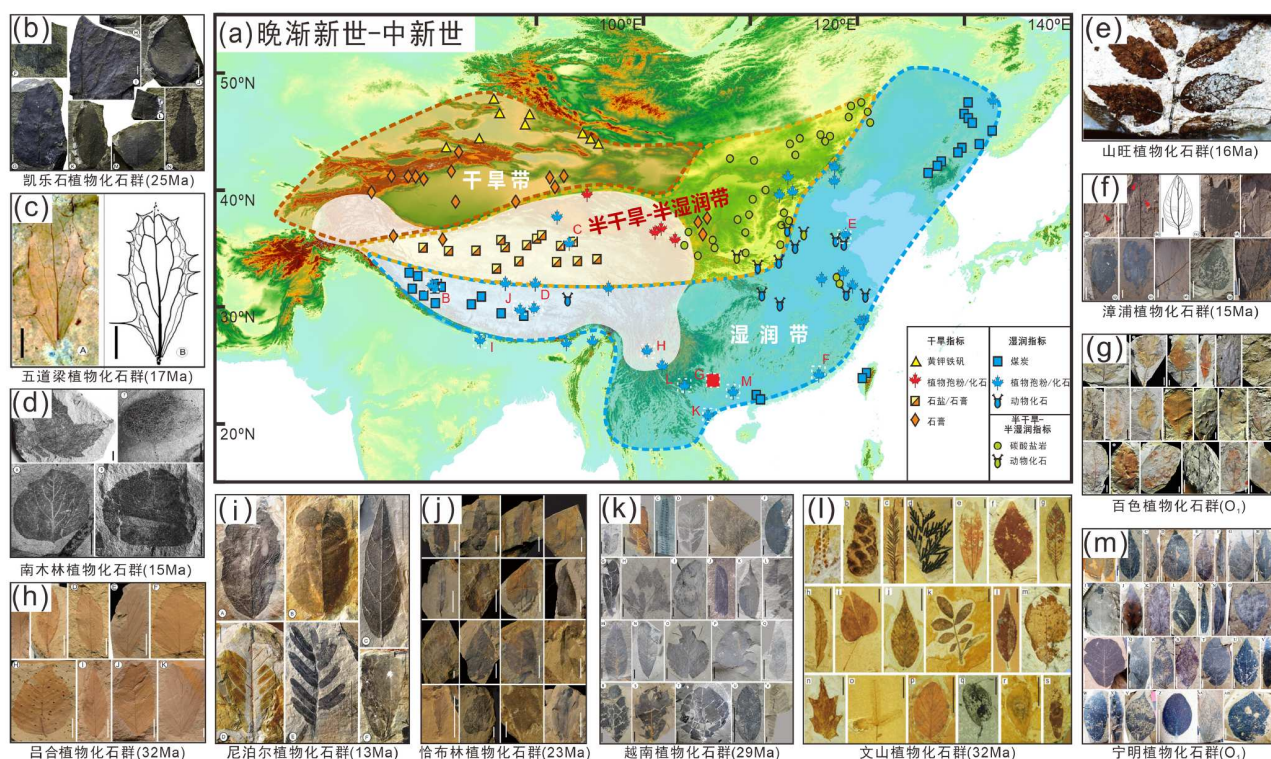


图 9 (网络版彩色)晚渐新世-中新世期间青藏高原及邻区典型气候和植被指标分布图(a). (b~m) 典型植物化石群图版: (b) 凯乐石植物化石群; (c) 五道梁小蘗化石; (d) 南木林植物化石群; (e) 山旺植物化石群; (f) 漳浦植物化石群; (g) 百色植物化石群; (h) 吕合植物化石群; (i) 尼泊尔植物化石群; (j) 恰布林植物化石群; (k) 越南植物化石群; (l) 文山植物化石群; (m) 宁明植物化石群. 青藏高原区形成大面积的温带针阔混交林; 华南地区形成亚热带常绿阔叶林, 华东地区则形成和现今相似的温带落叶阔叶林

Figure 9 (Color online) Distribution of typical climate patterns and vegetation indexes of the Tibetan Plateau and surrounding regions during the late Oligocene to the Miocene (a). (b~m) Typical fossil floras: (b) Kailas fossil floras; (c) Wudaoliang fossil floras; (d) Namling fossil floras; (e) Shanwang fossil floras; (f) Zhangpu fossil floras; (g) Baise fossil floras; (h) Lvhe fossil floras; (i) Nepal fossil floras; (j) Qiabulin fossil floras; (k) Vietnam fossil floras; (l) Wenshan fossil floras; (m) Ningming fossil floras

以热鲁和芒康盆地为代表的横断山生物多样性热点的萌芽. 直到25 Ma中央谷地完全封闭, 当时喜马拉雅造山带还未大规模隆升, 整个青藏高原形成大面积的温带高山森林景观. 最终在约25~15 Ma, 喜马拉雅造山带和藏北发生快速隆升, 地表抬升到高海拔, 最终形成现代高原的全貌, 高原地表环境转变为和现今相似的高寒生态系统, 同时现代意义的亚洲季风体系形成.

4 华南从沙漠到“鱼米之乡”的转变

青藏高原的隆升以及伴随而来的亚洲季风带来的丰沛降水, 共同重塑了亚洲的地貌与气候格局. 这不仅使青藏高原成为众多大江大河(如长江、黄河、珠江等)的发源地, 也奠定了华南以长江和珠江水系为主干的“鱼米之乡”形成的基础. 因此, 理解现今东亚水系格局以及“鱼米之乡”的成因, 离不开对亚洲季风系统—

包括其起源时间及其演化过程的研究. 亚洲季风包括南亚季风和东亚季风两个子系统. 关于南亚季风和东亚季风的起源和演化过程, 一直以来都是学界研究的重点, 并未达成共识. 不同学者对于亚洲季风起源时间存在不同认识, 从古新世到中新世都存在^[6,114]. 南亚季风和东亚季风系统的形成与演变受到多种因素的综合影响, 如海陆分布格局的变迁、青藏高原、伊朗高原及东非高原等高地的抬升、两极冰盖的扩张、全球大洋环流的变化、大气二氧化碳浓度波动以及天文轨道参数的调整等^[115].

沉积学和古生物学证据显示, 在晚白垩世至古近纪, 东亚存在一条横贯大陆东西向的干旱带^[114,116] (图5). 尤其显著的是, 从青藏高原中部一直延伸到现今长江中下游地区, 曾广泛分布着沙漠相风成沙丘沉积^[7,8,20,56], 这直接反映了当时炎热干燥的气候条件. 然

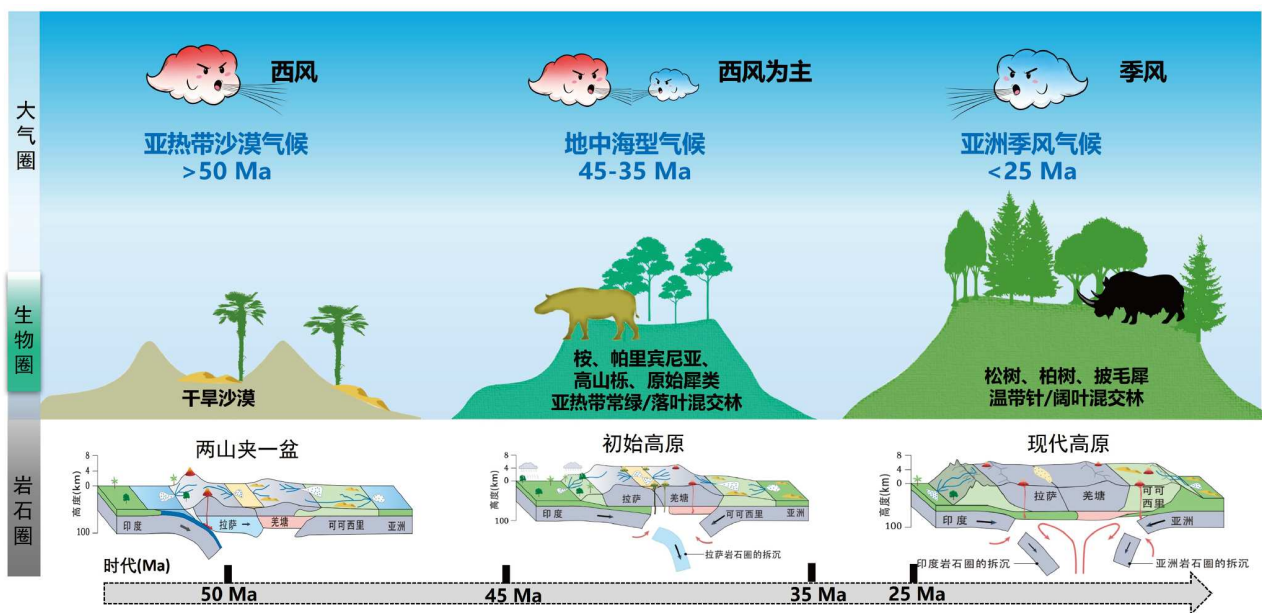


图 10 (网络版彩色)50 Ma以来青藏高原多圈层(岩石圈-大气圈和生物圈)链式响应过程模式图

Figure 10 (Color online) Block models of the chain-responses of the lithosphere, atmosphere and biosphere of the Tibetan Plateau since 50 Ma

而,到了晚始新世,伴随着藏东隆升至现今海拔高度,藏东转变为生物多样性丰富、干湿季分明的森林环境^[7,8,20]。同时,孢粉和植物大化石证据表明,华南已经存在热带、亚热带常绿阔叶林^[117]。基于植物功能性状的古植被重建工作也表明,中国东部沿海地区在晚始新世已经存在亚热带常绿成分植物^[118]。除植物化石证据之外,在湖北江汉盆地^[119]以及湖南衡阳盆地出现门类相当丰富的动物区系面貌(猴-马-鸟-鱼特异埋藏库),表明华南在晚始新世湿润环境之下已经建立了极高的动物多样性。丰富的动植物区系面貌揭示了长江中下游地区在晚始新世前后已经基本具备“鱼米之乡”的生态系统背景。

古气候模拟证据表明,初始青藏高原的隆升特别是藏东和中央谷地的隆升,对东亚气候转型及季风降雨强度具有关键调控作用^[8,120]。藏东和中央谷地的隆升时间以及上述两个地区与长江中下游地区整体变湿润的时间高度吻合就是最有力的佐证^[114]。此外,中新世喜马拉雅山的快速隆升进一步促进了南亚季风的建立和发展^[121]。高原北部地区的隆升使得西风带北移和亚洲内陆干旱化。现代统一高原的建立进一步导致了东亚季风区范围扩大、降雨强度增强以及长江中下游地区水系贯通。这一系列变化最终使得华南地区形成了现今富饶湿润的“鱼米之乡”。

5 总结与展望

本文从定量古高度重建的角度,系统回顾了近60年来对青藏高原隆升过程的研究进展,提出了青藏高原“由造山带到统一高原”隆升的新模式,并探讨了高原生长对区域气候-生态系统的影响。青藏高原由造山带转变为统一高原的历史不仅重塑了亚洲的古地理格局,还深刻调整了亚洲气候系统,尤其是亚洲季风的北进和西北内陆干旱气候的形成,多样的地貌和复杂的气候进一步控制了地表生态系统的演化。综述要点总结如下:

(1) 定量古高度计的发展,为我们提供了精细化重建青藏高原隆升过程最直接有效的工具。

(2) 自印度-欧亚大陆碰撞以来,印度板块不断向北俯冲和碰撞,导致了青藏高原经历了由先期造山带到后期统一高原的差异隆升过程。冈底斯造山带和中央分水岭造山带首先抬升到高海拔,伴随着藏东的隆升以及中央谷地由东向西逐渐封闭,形成初始的统一高原,喜马拉雅造山带和藏北地区的隆升最终奠定了现代高原的全貌。

(3) 青藏高原由造山带转变为统一高原的隆升过程导致高原经历了从干旱沙漠向季风性高山森林转变,并且在整个转变过程中经历了长期的地中海型气候过渡,发育典型古地中海型硬叶林。

(4) 晚始新世藏东地形的隆升、多样地貌和复杂的局地气候的形成孕育了横断山世界级生物多样性热点。

(5) 大洋岩石圈俯冲及拆沉、大陆碰撞、大陆俯冲及岩石圈拆沉都可以导致山脉隆升。山脉隆升后对大气环流、水系演变、生态环境和生物多样性起着主导作用。而地表气候、河流下切和生物演化对于调节岩石圈隆升和剥露、地表高度和地貌形态至关重要。因而从地球系统角度来看,地质演化与气候变化的机理具有连通性,青藏高原隆升是研究地质演化与气候变化机理连通性的典型案例。

尽管高原隆升研究取得了长足进展,当前关于隆升及其多圈层相互作用的研究仍存在诸多挑战和限制。地表古高度重建作为连接深部和浅部圈层的纽带,在高原内部及其周边仍然存在大量的空白区。另一方面,高原差异隆升过程中所伴随的气候和生物链式响应过程是我们理解高原表层地球系统变化的重要窗口,现有的地球系统模型在模拟高原隆升的多圈层互馈作用时,仍存在深部-地表各圈层解耦、模型分辨率不足以解析高原复杂地形等问题。

展望未来,应加强以下几个关键方向的研究。

(1) 重点开展藏北以及高原周边造山带古高度数

据匮乏地区的定量重建,特别是可可西里、天山、帕米尔高原、阿尔金山、昆仑山、祁连山以及印-缅山脉。

(2) 对不同古高度计所代表的高度含义进行系统性的研究,区分与调和不同古高度重建结果的差异,发展新的高精度古高度计。

(3) 研发高分辨率区域地球系统模式,开展高分辨率地球系统模拟,打破岩石圈动力学过程与地表圈层演化的隔离,深入研究高原岩石圈动力学过程和地表圈层的耦合过程,并融合到区域地球系统模式的框架构建中。

(4) 基于最新古地理数据和地质记录,重建高原隆升关键阶段的高分辨率古地理模型,系统研究海陆格局、高原隆升、全球气候变化以及人类活动等内-外驱动因素下,高原隆升对大气环流、季风系统、水循环和生物多样性的影响和控制机理。

(5) 需采用多学科交叉的方法,基于多元统计学的现代生物多样性分析方法,分析动植物群组成特征,建立动植物演化的系统演化图谱、结合现代生态系统观测与控制实验,揭示高原隆升如何驱动生物多样性热点的形成与演化,为生物多样性保护和全球气候变化的应对策略提供科学支撑。

致谢 感谢审稿人对本文提出的建设性意见。感谢《科学通报》编委的邀请和编辑部在本文投稿过程中提出的建设性意见。

参考文献

- 1 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211–280
- 2 Wang C, Ding L, Xiong Z, et al. Timing of initial collision and suturing processes in the Himalaya and Zagros. *Nat Rev Earth Environ*, 2025, 6: 357–376
- 3 Ding L, Kapp P, Wan X. Paleocene–Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Xizang. *Tectonics*, 2005, 24: TC3001
- 4 Ding L, Kapp P, Cai F, et al. Timing and mechanisms of Tibetan Plateau uplift. *Nat Rev Earth Environ*, 2022, 3: 652–667
- 5 Wu J, Zhang K, Xu Y, et al. Paleoelevations in the Jianchuan Basin of the southeastern Tibetan Plateau based on stable isotope and pollen grain analyses. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2018, 510: 93–108
- 6 Farnsworth A, Lunt D J, Robinson S A, et al. Past East Asian monsoon evolution controlled by paleogeography, not CO₂. *Sci Adv*, 2019, 5: eaax1697
- 7 Zhao C, Xiong Z, Farnsworth A, et al. The late Eocene rise of SE Xizang formed an Asian ‘Mediterranean’ climate. *Glob Planet Change*, 2023, 231: 104313
- 8 He S, Ding L, Xiong Z, et al. A distinctive Eocene Asian monsoon and modern biodiversity resulted from the rise of eastern Xizang. *Sci Bull*, 2022, 67: 2245–2258
- 9 Rowley D B, Pierrehumbert R T, Currie B S. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 188: 253–268
- 10 Garzione C N, Dettman D L, Quade J, et al. High times on the Tibetan Plateau: paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology*, 2000,

- 28: 339–342
- 11 Garzione C N, Quade J, DeCelles P G, et al. Predicting paleoelevation of Xizang and the Himalaya from $\delta^{18}\text{O}$ vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 183: 215–229
 - 12 Najman Y, Appel E, Boudagher-Fadel M, et al. Timing of India-Asia collision: geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints. *J Geophys Res*, 2010, 115: B12416
 - 13 McElwain J C. Climate-independent paleoaltimetry using stomatal density in fossil leaves as a proxy for CO_2 partial pressure. *Geology*, 2004, 32: 1017–1020
 - 14 Hoke G D, Liu-Zeng J, Hren M T, et al. Stable isotopes reveal high southeast Tibetan Plateau margin since the Paleogene. *Earth Planet Sci Lett*, 2014, 394: 270–278
 - 15 Quade J, Breecker D O, Daeron M, et al. The paleoaltimetry of Xizang: an isotopic perspective. *Am J Sci*, 2011, 311: 77–115
 - 16 Rowley D B, Garzione C N. Stable isotope-based paleoaltimetry. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2007, 35: 463–508
 - 17 Tang M, Liu-Zeng J, Hoke G D, et al. Paleoelevation reconstruction of the Paleocene-Eocene Gonjo basin, SE-central Xizang. *Tectonophysics*, 2017, 712–713: 170–181
 - 18 DeCelles P G, Quade J, Kapp P, et al. High and dry in central Xizang during the Late Oligocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 253: 389–401
 - 19 Ding L, Xu Q, Yue Y, et al. The Andean-type Gangdese mountains: paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 2014, 392: 250–264
 - 20 Xiong Z, Ding L, Spicer R A, et al. The early Eocene rise of the Gonjo Basin, SE Xizang: from low desert to high forest. *Earth Planet Sci Lett*, 2020, 543: 116312
 - 21 Xiong Z, Liu X, Ding L, et al. The rise and demise of the Paleogene Central Tibetan Valley. *Sci Adv*, 2022, 8: eabj0944
 - 22 Xu Q, Ding L, Zhang L, et al. Paleogene high elevations in the Qiangtang Terrane, central Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 362: 31–42
 - 23 Li S, Currie B S, Rowley D B, et al. Cenozoic paleoaltimetry of the SE margin of the Tibetan Plateau: constraints on the tectonic evolution of the region. *Earth Planet Sci Lett*, 2015, 432: 415–424
 - 24 Murphy M A, Saylor J E, Ding L. Late Miocene topographic inversion in southwest Xizang based on integrated paleoelevation reconstructions and structural history. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 282: 1–9
 - 25 Saylor J E, Quade J, Dettman D L, et al. The late Miocene through present paleoelevation history of southwestern Xizang. *Am J Sci*, 2009, 309: 1–42
 - 26 Li L, Lu H, Garzione C, et al. Cenozoic paleoelevation history of the Lunpola Basin in Central Xizang: new evidence from volcanic glass hydrogen isotopes and a critical review. *Earth-Sci Rev*, 2022, 231: 104068
 - 27 G  belin A, Mulch A, Teyssier C, et al. The Miocene elevation of Mount Qomolangma. *Geology*, 2013, 41: 799–802
 - 28 Mulch A, Chamberlain C P. Stable isotope paleoaltimetry in orogenic belts–The silicate record in surface and crustal geological archives. *Rev Mineral GeoChem*, 2007, 66: 89–118
 - 29 Currie B S, Polissar P J, Rowley D B, et al. Multiproxy paleoaltimetry of the Late Oligocene–Pliocene Oiyug Basin, southern Xizang. *Am J Sci*, 2016, 316: 401–436
 - 30 Jia G, Bai Y, Ma Y, et al. Paleoelevation of Tibetan Lunpola basin in the Oligocene–Miocene transition estimated from leaf wax lipid dual isotopes. *Glob Planet Change*, 2015, 126: 14–22
 - 31 Lin J, Dai J, Zhuang G, et al. Late Eocene–Oligocene high relief paleotopography in the north central Tibetan Plateau: insights from detrital zircon U–Pb geochronology and leaf wax hydrogen isotope studies. *Tectonics*, 2020, 39: e2019TC005815
 - 32 Polissar P J, Freeman K H, Rowley D B, et al. Paleoaltimetry of the Tibetan Plateau from D/H ratios of lipid biomarkers. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 287: 64–76
 - 33 Wang Y, Deng T, Biasatti D. Ancient diets indicate significant uplift of southern Xizang after ca. 7 Ma. *Geology*, 2006, 34: 309
 - 34 Wang C, Zhao X, Liu Z, et al. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2008, 105: 4987–4992
 - 35 Wei Y, Zhang K, Garzione C N, et al. Low palaeoelevation of the northern Lhasa terrane during late Eocene: fossil foraminifera and stable isotope evidence from the Gerze Basin. *Sci Rep*, 2016, 6: 27508
 - 36 Li L L, Wu C D, Fan C F, et al. Carbon and oxygen isotopic constraints on paleoclimate and paleoelevation of the southwestern Qaidam basin, northern Tibetan Plateau. *Geosci Front*, 2017, 8: 1175–1186
 - 37 Ghosh P, Adkins J, Affek H, et al. ^{13}C – ^{18}O bonds in carbonate minerals: a new kind of paleothermometer. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 1439–1456
 - 38 Huntington K W, Saylor J, Quade J, et al. High late Miocene–Pliocene elevation of the Zhada Basin, southwestern Tibetan Plateau, from carbonate clumped isotope thermometry. *Geol Soc Am Bull*, 2015, 127: 181–199
 - 39 Ingalls M, Rowley D, Olack G, et al. Paleocene to Pliocene low-latitude, high-elevation basins of southern Xizang: implications for tectonic

- models of India-Asia collision, Cenozoic climate, and geochemical weathering. *GSA Bull*, 2018, 130: 307–330
- 40 Li L, Garzione C N. Upward and outward growth of north-central Xizang: mechanisms that build high-elevation, low-relief plateaus. *Sci Adv*, 2023, 9: eadh3058
- 41 Li L, Fan M, Davila N, et al. Carbonate stable and clumped isotopic evidence for late Eocene moderate to high elevation of the east-central Tibetan Plateau and its geodynamic implications. *GSA Bull*, 2019, 131: 831–844
- 42 Ibarra D E, Dai J, Gao Y, et al. High-elevation Tibetan Plateau before India–Eurasia collision recorded by triple oxygen isotopes. *Nat Geosci*, 2023, 16: 810–815
- 43 Wostbrock J A G. Triple oxygen isotope composition of carbonates. Doctor Thesis. Albuquerque: The University of New Mexico, 2020
- 44 Xu R, Tao J R, Sun X J, et al. On the discovery of a *Quercus Semicarpifolia* Bed at Mount Shisha Pangma and its significance in botany and geology. *Acta Bot Sin*, 1974, 15: 93–106 [徐仁, 陶君容, 孙湘君, 等. 希夏邦马峰高山栎化石层的发现及其在植物学和地质学上的意义. *植物学报*, 1973, 15: 105–121]
- 45 Su T, Farnsworth A, Spicer R A, et al. No high Tibetan Plateau until the Neogene. *Sci Adv*, 2019, 5: eaav2189
- 46 Mosbrugger V, Utescher T. The coexistence approach — a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1997, 134: 61–86
- 47 Ai K, Shi G, Zhang K, et al. The uppermost Oligocene Kailas flora from southern Tibetan Plateau and its implications for the uplift history of the southern Lhasa terrane. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2019, 515: 143–151
- 48 Zhou Z K, Yang Q S, Xia K, et al. Fossils of *Quercus* sect. *Heterobalanus* can help explain the uplift of the Himalayas (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2007, 52: 9 [周浙昆, 杨青松, 夏珂, 等. 栎属高山栎组植物化石推测青藏高原的隆起. *科学通报*, 2007, 52: 9]
- 49 Sun J, Xu Q, Liu W, et al. Palynological evidence for the latest Oligocene–early Miocene paleoelevation estimate in the Lunpola Basin, central Xizang. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2014, 399: 21–30
- 50 Miao Y, Fang X, Sun J, et al. A new biologic paleoaltimetry indicating Late Miocene rapid uplift of northern Xizang Plateau. *Science*, 2022, 378: 1074–1079
- 51 Yang Y, Miao Y, Wang X, et al. High-elevation Qilian Mountains and its inspiration for tectonics and biodiversity during the late Middle Miocene. *Glob Planet Change*, 2024, 243: 104632
- 52 Forest C E, Molnar P, Emanuel K A. Paleoelevation from energy conservation principles. *Nature*, 1995, 374: 347–350
- 53 Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, et al. Constant elevation of southern Xizang over the past 15 million years. *Nature*, 2003, 421: 622–624
- 54 Ding L, Spicer R A, Yang J, et al. Quantifying the rise of the Himalaya orogen and implications for the South Asian monsoon. *Geology*, 2017, 45: 215–218
- 55 Su T, Spicer R A, Wu F X, et al. A Middle Eocene lowland humid subtropical “Shangri-La” ecosystem in central Xizang. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2020, 117: 32989–32995
- 56 Wu F, Fang X, Yang Y, et al. Reorganization of Asian climate in relation to Tibetan Plateau uplift. *Nat Rev Earth Environ*, 2022, 3: 684–700
- 57 Song B, Spicer R A, Zhang K, et al. Qaidam Basin leaf fossils show northeastern Xizang was high, wet and cool in the early Oligocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2020, 537: 116175
- 58 Hopmans E C, Weijers J W H, Schefuß E, et al. A novel proxy for terrestrial organic matter in sediments based on branched and isoprenoid tetraether lipids. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 224: 107–116
- 59 Bai Y, Chen C, Xu Q, et al. Paleoelevation potentiality of branched GDGTs from southern Xizang. *Geochem Geophys Geosyst*, 2018, 19: 551–564
- 60 Chen C, Bai Y, Fang X, et al. Lower-altitude of the Himalayas before the mid-Pliocene as constrained by hydrological and thermal conditions. *Earth Planet Sci Lett*, 2020, 545: 116422
- 61 Xu Q, Li S, Bai Y. Modern-like elevation and climate in Xizang since the mid-Miocene (ca. 15 Ma). *GSA Bull*, 2022, 134: 2561–2575
- 62 Farnsworth A, Valdes P J, Spicer R A, et al. Paleoclimate model-derived thermal lapse rates: towards increasing precision in paleoelevation studies. *Earth Planet Sci Lett*, 2021, 564: 116903
- 63 Hu F, Wu F, Chapman J B, et al. Quantitatively tracking the elevation of the Tibetan Plateau since the Cretaceous: insights from whole-rock Sr/Y and La/Yb ratios. *Geophys Res Lett*, 2020, 47: e2020GL089202
- 64 Tang M, Chu X, Hao J, et al. Orogenic quiescence in Earth’s middle age. *Science*, 2021, 371: 728–731
- 65 Liu X, Tang M, Cao W, et al. Sluggish rise of the Western Gangdese mountains after India-Eurasia collision. *Lithos*, 2024, 478–479: 107640
- 66 Wang W, Liu-Zeng J, Zeng L, et al. Crustal thickness and paleo-elevation in SE Xizang during the Eocene-Oligocene: insights from whole-rock La/Yb ratios. *Tectonophysics*, 2022, 839: 229523
- 67 Xu R. The uplift of the Qinghai-Xizang Plateau in relation to the vegetational changes in the past (in Chinese). *Acta Phytotax Sin*, 1982, 20: 385–391 [徐仁. 青藏古植被的演变与青藏高原的隆起. *植物分类学报*, 1982, 20: 385–391]

- 68 Huang W B, Ji H X, Chen W Y, et al. Discovery of Hipparion Fauna in Xizang (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 1981, 25: 23–26 [黄万波, 计宏祥, 陈万勇, 等. 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义. *科学通报*, 1981, 25: 23–26]
- 69 Deng T, Wang X, Fortelius M, et al. Out of Xizang: Pliocene woolly rhino suggests high-plateau origin of Ice Age megaherbivores. *Science*, 2011, 333: 1285–1288
- 70 Li J J, Fang X M, Ma H Z, et al. Late Cenozoic geomorphic evolution of the upper Yellow River and tectonic uplift of the Tibetan Plateau (in Chinese). *Sci China Ser D*, 1996, 26: 316 [李吉均, 方小敏, 马海洲, 等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. *中国科学: D辑*, 1996, 26: 316]
- 71 Harrison M J. The arbuscular mycorrhizal symbiosis. In: *Plant-microbe Interactions*. Amsterdam: Springer, 1997. 1–34
- 72 Tapponnier P, Zhiqin X, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Xizang Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671–1677
- 73 Wang C, Dai J, Zhao X, et al. Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: a review. *Tectonophysics*, 2014, 621: 1–43
- 74 Pan G T, Lu S N, Xiao Q H, et al. Division of tectonic stages and tectonic evolution in China (in Chinese). *Earth Sci Front*, 2016, 23: 10–23 [潘桂棠, 陆松年, 肖庆辉, 等. 中国大地构造阶段划分和演化. *地学前缘*, 2016, 23: 10–23]
- 75 Xu Q, Ding L, Cao Y, et al. Late Cretaceous–Early Paleogene rise of the Gangdese magmatic arc (south Xizang) from sea level to high mountains. *Geol Soc Am Bull*, 2023, 135: 1939–1954
- 76 Ge Y K, Dai J G, Wang C S, et al. Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Gangdese batholith constrained by low-temperature thermochronology. *Gondwana Res*, 2017, 41: 451–462
- 77 Khan M A, Spicer R A, Bera S, et al. Miocene to Pleistocene floras and climate of the Eastern Himalayan Siwaliks, and new palaeoelevation estimates for the Namling–Oiyug Basin, Xizang. *Glob Planet Change*, 2014, 113: 1–10
- 78 Currie B S, Rowley D B, Tabor N J. Middle Miocene paleoaltimetry of southern Xizang: implications for the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen. *Geology*, 2005, 33: 181–184
- 79 Ingalls M, Rowley D B, Currie B S, et al. Reconsidering the uplift history and peneplanation of the northern Lhasa terrane, Xizang. *Am J Sci*, 2020, 320: 479–532
- 80 Xu Q, Ding L, Spicer R A, et al. Stable isotopes reveal southward growth of the Himalayan-Tibetan Plateau since the Paleocene. *Gondwana Res*, 2018, 54: 50–61
- 81 Ding L, Xu Q, Zhang L Y, et al. Regional variation of river water oxygen isotope and empirical elevation prediction models in Tibetan Plateau (in Chinese). *Quat Sci*, 2009, 29: 1–12 [丁林, 许强, 张利云, 等. 青藏高原河流氧同位素区域变化特征与高度预测模型建立. *第四纪研究*, 2009, 29: 1–12]
- 82 Kapp P, Yin A, Harrison T M, et al. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Xizang. *Geol Soc Am Bull*, 2005, 117: 865–878
- 83 Gao B T, Zhang Q H, Ding L, et al. Age of the latest marine sedimentation in the western Kunlun area constrained by planktic foraminifera. *Palaeoworld*, 2023, 32: 490–508
- 84 Li Y, Wang C, Zhao X, et al. Cenozoic thrust system, basin evolution, and uplift of the Tanggula Range in the Tuotuohe region, central Xizang. *Gondwana Res*, 2012, 22: 482–492
- 85 Wang Y, Xu Y, Khawaja S, et al. Diet and environment of a mid-Pliocene fauna from southwestern Himalaya: paleo-elevation implications. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 376: 43–53
- 86 Li L, DeCelles P, Kapp P, et al. Constraining carbonate diagenesis using clumped isotope temperatures and U-Pb dating: a case study and implications for paleoelevation interpretations in western central Xizang. *Geochim Cosmochim Acta*, 2024, 374: 1–14
- 87 He H, Sun J, Li Q, et al. New age determination of the Cenozoic Lunpola basin, central Xizang. *Geol Mag*, 2012, 149: 141–145
- 88 Rowley D B, Currie B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Xizang. *Nature*, 2006, 439: 677–681
- 89 Deng T, Wang S Q, Xie G P, et al. A mammalian fossil from the Dingqing Formation in the Lunpola Basin, northern Tibet, and its relevance to age and paleo-altimetry (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2011, 56: 2873–2880 [邓涛, 王世骥, 颜光普, 等. 藏北伦坡拉盆地丁青组哺乳动物化石对时代和古高度的指示. *科学通报*, 2011, 56: 2873–2880]
- 90 Su T, Spicer R A, Li S H, et al. Uplift, climate and biotic changes at the Eocene–Oligocene transition in south-eastern Xizang. *Natl Sci Rev*, 2019, 6: 495–504
- 91 Li L, Garzione C N, Lu H, et al. Neogene surface uplift of the Lunpola Basin in Central Xizang: implications for uplifting and flattening of orogenic plateaus. *Earth Planet Sci Lett*, 2024, 646: 118961
- 92 Jin C S, Xu D, Li M, et al. Tectonic and orbital forcing of the South Asian monsoon in central Xizang during the late Oligocene. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2023, 120: e2214558120
- 93 Zhao C, Ding L, Xiong Z, et al. The raising and westward expansion of central Xizang. *Natl Sci Rev*, 2025, 12: nwaf058
- 94 Clark M K, House M A, Royden L H, et al. Late Cenozoic uplift of southeastern Xizang. *Geology*, 2005, 33: 525–528
- 95 Spurlin M S, Yin A, Horton B K, et al. Structural evolution of the Yushu-Nangqian region and its relationship to syncollisional igneous activity,

- east-central Xizang. *Geol Soc Am Bull*, 2005, 117: 1293–1317
- 96 Liu Z, Zhao X, Wang C, et al. Magnetostratigraphy of Tertiary sediments from the Hoh Xil Basin: implications for the Cenozoic tectonic history of the Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 2003, 154: 233–252
- 97 Jin C, Liu Q, Liang W, et al. Magnetostratigraphy of the Fenghuoshan Group in the Hoh Xil Basin and its tectonic implications for India–Eurasia collision and Tibetan Plateau deformation. *Earth Planet Sci Lett*, 2018, 486: 41–53
- 98 Cyr A J, Currie B S, Rowley D B. Geochemical evaluation of Fenghuoshan group lacustrine carbonates, north-central Xizang: implications for the paleoaltimetry of the Eocene Tibetan Plateau. *J Geol*, 2005, 113: 517–533
- 99 Zeng D, Ding L, Xiong Z Y, et al. Insights into paleoelevation and paleo-drainage change in northern Xizang from the Late Cretaceous to Late Oligocene. *Geol Soc Am Bull*, 2025, doi: 10.1130/GSAB.S.29260208
- 100 Miao Y, Wu F, Chang H, et al. A Late-Eocene palynological record from the Hoh Xil Basin, northern Tibetan Plateau, and its implications for stratigraphic age, paleoclimate and paleoelevation. *Gondwana Res*, 2016, 31: 241–252
- 101 Li L Y, Chang H, Farnsworth A, et al. Revised chronology of the Middle–Upper Cenozoic succession in the Tuotuohe Basin, central-northern Tibetan Plateau, and its paleoelevation implications. *Geol Soc Am Bull*, 2024, 136: 2359–2372
- 102 Sun B, Wang Y F, Li C S, et al. Early Miocene elevation in northern Xizang estimated by palaeobotanical evidence. *Sci Rep*, 2015, 5: 10379
- 103 Ji J, Zhang K, Clift P D, et al. High-resolution magnetostratigraphic study of the Paleogene-Neogene strata in the Northern Qaidam Basin: implications for the growth of the Northeastern Tibetan Plateau. *Gondwana Res*, 2017, 46: 141–155
- 104 Wang W, Zheng W, Zhang P, et al. Expansion of the Tibetan Plateau during the Neogene. *Nat Commun*, 2017, 8: 15887
- 105 Zhuang G, Brandon M T, Pagani M, et al. Leaf wax stable isotopes from Northern Tibetan Plateau: implications for uplift and climate since 15 Ma. *Earth Planet Sci Lett*, 2014, 390: 186–198
- 106 Cui X Z, Jiang X S, Wu H, et al. The Paleogene aeolian dunes and their palaeogeographic significance in Yanyuan Basin, eastern margin of the Tibetan Plateau (in Chinese). *J Palaeogeogr*, 2012, 14: 571–582 [崔晓庄, 江新胜, 伍皓, 等. 青藏高原东缘盐源盆地古近纪风成沙丘及其古地理意义. *古地理学报*, 2012, 14: 571–582]
- 107 Cao S, Ma J, Wang C. The sedimentological characteristics of the intermontane desert system in the Jurong Basin, South China and its relationship with the Late Cretaceous hot climate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2023, 623: 111618
- 108 Jiang X S, Cui X Z, Wu H, et al. The Palaeogene deserts and their implications for the origin of monsoons on the eastern margin of the Qinghai-Xizang Plateau, SW China (in Chinese). *Sediment Geol Tethyan Geol*, 2012, 32: 54–63 [江新胜, 崔晓庄, 伍皓, 等. 青藏高原东缘古近纪沙漠及其对季风起源的启示. *沉积与特提斯地质*, 2012, 32: 54–63]
- 109 Sun H, Li Z M. Qinghai-Tibet Plateau uplift and its impact on Tethys Flora (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2003, 18: 852–862 [孙航, 李志敏. 古地中海植物区系在青藏高原隆起后的演变和发展. *地球科学进展*, 2003, 18: 852–862]
- 110 Manchester S R, Judd W S, Kodrul T. First recognition of the extinct eudicot genus *Palibinia* in North America: leaves and fruits of *Palibinia comptonifolia* (R.W.Br.) comb. nov. from the Eocene of Utah and Colorado, USA. *J Systematics Evol*, 2023, 62: 149–163
- 111 Tian Y, Spicer R A, Huang J, et al. New early Oligocene zircon U-Pb dates for the ‘Miocene’ Wenshan Basin, Yunnan, China: biodiversity and paleoenvironment. *Earth Planet Sci Lett*, 2021, 565: 116929
- 112 Liu Y C, Quan C. Late Cenozoic climates of low-latitude East Asia: a paleobotanical example from the Baise Basin of Guangxi, southern China. *Palaeoworld*, 2017, 26: 572–580
- 113 Wang Z, Sun F, Wang J, et al. New fossil leaves and fruits of Lauraceae from the Middle Miocene of Fujian, southeastern China differentiated using a cluster analysis. *Historical Biol*, 2019, 31: 581–599
- 114 Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, et al. A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. *Clim Past*, 2008, 4: 153–174
- 115 Tardif D, Sarr A C, Fluteau F, et al. The role of paleogeography in Asian monsoon evolution: a review and new insights from climate modelling. *Earth-Sci Rev*, 2023, 243: 104464
- 116 Sun X, Wang P. How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 222: 181–222
- 117 Spicer R A, Yang J, Herman A B, et al. Asian Eocene monsoons as revealed by leaf architectural signatures. *Earth Planet Sci Lett*, 2016, 449: 61–68
- 118 Li Q, Utescher T, Liu Y C, et al. Monsoonal climate of East Asia in Eocene times inferred from an analysis of plant functional types. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2022, 601: 111138
- 119 Ni X, Gebo D L, Dagosto M, et al. The oldest known primate skeleton and early haplorhine evolution. *Nature*, 2013, 498: 60–64
- 120 Liu X D, Dong B W. Influence of the Tibetan Plateau uplift on the Asian monsoon-arid environment evolution. *Chin Sci Bull*, 2013, 58: 4277–4291
- 121 Boos W R, Kuang Z. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 2010, 463: 218–222

Summary for “从造山带到青藏高原的隆升: 地质演化与气候变化的机理连通性”

Uplift from orogenic belts to the Tibetan Plateau: mechanisms connectivity between geological evolution and climate change

Lin Ding^{1,2*}, Zhongyu Xiong^{1,2*}, Xiaolong Tian^{1,2}, Songlin He^{1,2}, Chenyuan Zhao^{1,2}, Fan Ping^{1,2}, Yong Sun^{1,2}, Deng Zeng^{1,2}, Liang Zuo^{1,2}, Jingyi Ren^{1,2}, Houqi Wang^{1,2}, Fulong Cai^{1,2} & Chao Wang^{1,2}

¹ State Key Laboratory of Tibetan Plateau Earth System, Environment and Resources (TPESER), Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

* Corresponding authors, E-mail: dinglin@itpcas.ac.cn; xiongzhongyu@itpcas.ac.cn

As the world's highest and largest plateau, the uplift of the Tibetan Plateau profoundly reconfigured Asian physiography, reorganized atmospheric circulation, and drove long-term changes in surface environments and biodiversity, serving as a unique natural laboratory for investigating coupled geological–climatic–ecological processes. Integrated Earth-system research on the Tibetan Plateau therefore provides robust scientific foundations for addressing global challenges such as climate-change adaptation and mitigation, ecosystem conservation, and sustainable resource management.

The Tibetan Plateau exhibits pronounced geological heterogeneity, comprising an assemblage of amalgamated terranes that have progressively amalgamated over the past ~300 Myr through successive subduction of intervening oceanic basins along suture zones. These multiple subduction and collision events resulted in the formation of heterogeneous lithosphere and variable histories of crustal deformation and surface elevation change across the Tibetan Plateau. Quantitative paleoaltimetry has become the most robust approach for reconstructing the timing, magnitude, and spatial pattern of plateau growth. Mostly applied quantitative paleoaltimetries include hydrogen and oxygen isotope paleoaltimetry, clumped-isotope thermometry, nearest living relative techniques and coexistence approach based on plant and animal fossils and palynology, moist enthalpy and biomolecular proxies. Over the past three decades, extensive paleoaltimetric reconstructions of the Tibetan Plateau have been carried out by integrating diverse proxies with paleoclimate simulations, targeting major orogenic belts (e.g., Himalaya, Gangdese, Central Watershed, Kunlun) and intermontane basins (e.g., Central Tibetan Valley, Yarlung Tsangpo Valley, Hoh Xil Basin, Qaidam Basin). With that, the scientific consensus regarding the uplift of the plateau has evolved from an early paradigm of uniform (monolithic) uplift to a more refined framework emphasizing differential and spatiotemporally variable uplift processes. Present research supports an uplift scenario in which initially discrete orogenic belts progressively coalesced into a uniform high plateau. Following Neo-Tethys subduction and the onset of India–Asia collision at ~65 Ma, the Gangdese and Central Watershed Mountain attained elevations above ~4,500 m prior to ~50 Ma, while the intermontane Central Tibetan Valley between them remained at a relatively low elevation of ~1,700 m, producing a “two mountain ranges sandwiching a low elevation basin” topography. Between ~45 and 25 Ma, progressive lithospheric removal and isostatic readjustment drove uplift of eastern Tibetan Plateau and the Central Tibetan Valley to elevations exceeding ~3,000 m, producing the earliest high-altitude plateau topography. A Mediterranean-like climate emerged in eastern Tibetan Plateau—characterized by warm and dry summer and cool and wet spring–autumn—and promoted the development of biodiversity hotspots in the Hengduan Mountains represented by the Relu and Markam Basins. By the Miocene, rapid uplift of the Himalaya and northern Tibetan Plateau brought those regions to near-modern elevations and completed the formation of the present-day plateau. During this period, the South and East Asian monsoon systems stabilized into near-modern regimes, promoting the emergence of montane monsoon forests akin to contemporary ecosystems. As a result, intensified precipitation and headwater formation rendered the plateau the source region for Asia's major rivers and contributed to the development of fertile ecosystems in downstream basins, especially in modern South China.

Despite these advances, ongoing research on the uplift of the Tibetan Plateau and its interactions among multiple Earth-system spheres remains limited by sparse paleoaltimetric data and mismatches between proxy reconstructions and model simulations. Future priorities include developing high-resolution regional Earth-system models, integrating proxies with simulations for systematic cross-validation, and advancing next-generation paleoaltimetric techniques to clarify the mechanistic linkages between tectonic evolution and climate change. These efforts constitute critical steps for understanding the Tibetan Plateau's Earth system and its implications for regional resources and environments.

Tibetan Uplift, orogenic belt, unified plateau, geologic evolution, climate change, mechanism connectivity

doi: [10.1360/CSB-2025-0639](https://doi.org/10.1360/CSB-2025-0639)