

藏东贡觉盆地白垩纪末期风成沉积组合 及其古气候和古地理意义*

杜 研^{1,2} 许 欢^{1,2} 丁家翔^{1,2} 何柯衡^{1,2} 赵潇然^{1,2}
夏 磊³ 苑婷媛^{2,4} 张毕辉^{1,2} 刘高政^{1,2}

1 云南大学地球科学学院, 云南昆明 650500

2 云南省地球系统科学重点实验室, 云南昆明 650500

3 昆明学院建筑工程学院, 云南昆明 650214

4 云南大学生态与环境学院, 云南昆明 650500

摘 要 晚白垩世, 东亚地区风成沉积分布广泛, 具有显著的纬向分带特征, 然而, 与华南地区处于相同古纬度的青藏高原中部地区却鲜有风成沉积的报道。近年来, 前人依据磁性地层学研究结果将藏东贡觉盆地原古近纪风成沉积时代重新厘定为白垩纪末期, 这为研究该时期青藏高原隆升前的古地理和古气候条件创造了新的契机。通过野外剖面考察/实测、样品薄片偏光显微镜岩矿鉴定、扫描电子显微镜观察和能谱分析等, 本研究对贡觉盆地贡觉组风成沉积序列、风成界面和沉积体系开展了详细研究。研究表明, 贡觉盆地风成沉积组合主要位于贡觉组底部, 集中分布在盆地西缘, 主体由沙漠、冲积扇与河流沉积组成。其中, 风成沉积以大型槽状层理、楔状层理和高角度板状交错层理为特征, 层系中可见典型的颗粒流层、颗粒飘落层和风成沙波层, 层面上可见风成波痕。风成砂岩中的碎屑颗粒以中、细砂为主, 普遍表现出高结构成熟度和高成分成熟度特征, 石英颗粒边缘具有“沙漠漆”结构。扫描电镜下, 石英颗粒表面发育典型的新月形和碟形撞击坑, 很好地指示了风成沉积成因。垂向上, 风成沉积组合中显示出明显的下部风成与水成沉积交互、中部风成沉积主导、上部水成沉积增多的沉积序列特征, 反映了干旱气候背景下突发性的降水/洪水引发地下水位的波动。认为贡觉盆地白垩纪末期风成沉积的形成演化与冈底斯山晚白垩世隆升形成的“雨影”效应密切相关, 同时也与全球马斯特里赫特中期升温事件存在着一定联系。研究结果对于理解白垩纪末期青藏高原隆升前的古地理格局和古气候条件具有重要意义。

关键词 贡觉盆地 晚白垩世 风成沉积 古气候 古地理

第一作者简介 杜研, 男, 1999 年生, 硕士研究生, 主要从事沉积地质学研究。E-mail: 953182696@qq.com。

通讯作者简介 许欢, 男, 1987 年生, 副教授, 主要从事沉积地质学研究。E-mail: xh0816@ynu.edu.cn。

中图分类号: P512.2⁺1 文献标志码: A

Late Cretaceous aeolian sedimentary association in Gonjo Basin, eastern Tibet: implications for palaeoclimate and palaeogeography

* 国家自然科学基金项目 (编号: 41991323)、云南省中青年学术与技术带头人后备人才项目 (编号: 202205AC160020) 和第二次青藏高原科考项目 (编号: 2019QZKK0704) 共同资助。[Co-funded by the National Natural Science Foundation of China (No. 41991323), the Reserve Talent Project for Young and Middle-aged Academic and Technical Leaders of Yunnan Province (No. 202205AC160020), and the Second Qinghai-Tibet Plateau Scientific Expedition Project (No. 2019QZKK0704)]

收稿日期: 2023-12-07 改回日期: 2024-01-10

DU Yan^{1,2} XU Huan^{1,2} DING Jiexiang^{1,2} HE Keheng^{1,2} ZHAO Xiaoran^{1,2}
XIA Lei³ YUAN Tingyuan^{2,4} ZHANG Bihui^{1,2} LIU Gaozheng^{1,2}

1 College of Earth Sciences, Yunnan University, Kunming 650500, China

2 Yunnan Key Laboratory of Earth System Science, Yunnan University, Kunming 650500, China

3 College of Architecture and Civil Engineering, Kunming University, Kunming 650214, China

4 College of Ecology and Environment, Yunnan University, Kunming 650500, China

Abstract During the Late Cretaceous period, aeolian deposits were widely distributed in East Asia, exhibiting significant zonal variation. However, there are few reports on aeolian deposits in the central region of the Tibet Plateau, which shares the same paleo-latitude as South China. In recent years, previous magnetic stratigraphy studies have redefined the Paleogene aeolian sedimentary age in the Gonjo Basin of eastern Tibet as Late Cretaceous. This finding presents a new opportunity to investigate the palaeogeographic and palaeoclimatic conditions prior to the uplift of the Tibet Plateau during this period. The aeolian sedimentary sequence, aeolian interface and sedimentary system of the Gonjo Formation were investigated in detail through field profile investigation, rock and mineral identification using a polarizing microscope, scanning electron microscopy and energy spectrum analysis. The findings indicate that the aeolian sedimentary association of the Gonjo Basin is primarily situated at the base of the Gonjo Formation, predominantly concentrated along the western margin of the basin, and is mainly composed of desert, alluvial fan and fluvial deposits. Aeolian sediments are characterized by large trough, wedge-shaped cross-bedding, and steep-angled plate cross-bedding. Additionally, typical features such as grainflow strata, grainfall laminae, wind-ripple strata and wind-ripple marks are observable within the layers. The clastic particles of the aeolian sandstone are primarily medium to fine sand, exhibiting high structural maturity and compositional maturity. The edges of the quartz particles display a “desert varnish” structure. Under a scanning electron microscope, typical crescent and dish-shaped impact craters were observed on the surface of quartz grains, indicating the origin of aeolian deposition. Vertically, the aeolian sedimentary association demonstrates a clear interaction between lower aeolian and hydrogenic deposits, with central aeolian deposits prevailing and an increase in upper hydrogenic deposits. This pattern suggests fluctuations in the groundwater level caused by sudden precipitation or flooding in an arid climate context. The formation and evolution of aeolian sediments at the end of the Cretaceous in the Gonjo Basin is closely linked to the “rain shadow” effect resulting from the Late Cretaceous uplift of the Gangdise Mountains, as well as to the global mid-Maastrichtian warming event. These findings are significant for understanding the palaeogeographic patterns and palaeoclimatic conditions preceding the uplift of the Tibetan Plateau at the end of the Cretaceous.

Key words Gonjo Basin, Late Cretaceous, aeolian deposition, palaeoclimate, palaeogeography

About the first author DU Yan, born in 1999, master candidate, is mainly engaged in research on sedimentary geology. E-mail: 953182696@qq.com.

About the corresponding author XU Huan, born in 1987, associate professor, is mainly engaged in research on sedimentary geology. E-mail: xh0816@ynu.edu.cn.

风成沉积作为一类特殊的陆地沉积记录，在地质历史时期具有广泛的时空分布，是探索深时陆地古地理和古气候环境的重要研究对象（Kocurek and Dott, 1983；江新胜和潘忠习, 2005；Scherer

and Goldberg, 2007；Rodríguez-López *et al.*, 2014；Wu *et al.*, 2022；许欢等, 2023）。现今地球陆地表面约 30% 的面积被干旱和半干旱气候所控制，其中 20% 的区域被风成沉积所占据（Mountney,

2006)。相比之下,古风成沉积在地球漫长的演化历史中同样分布广泛,时代从太古代到第四纪,且主要发育在南、北半球中低纬度副热带高压带或信风带控制的大陆区域,与大气环流条件和气候带分布密切相关(Rodríguez-López *et al.*, 2014; Scherer *et al.*, 2020)。

东亚地区白垩纪沙漠盆地分布广泛,其中晚白垩世风成沉积主要集中在华南、云南及周缘地区,如信江盆地、丹霞盆地、江汉盆地、四川盆地、苏北盆地、衡阳盆地、建始盆地、醴攸盆地、茶陵盆地、楚雄盆地、兰坪—思茅盆地等,具有典型的纬向分带特征,时代主要集中在康尼亚克期—马斯特里赫特期(Coniacian-Maastrichtian)(江新胜和李玉文, 1996; 江新胜等, 2006; Wu *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2018; 陈留勤等, 2019; 黄乐清等, 2019; Yu *et al.*, 2021; 汤海磊等, 2022)。然而,在晚白垩世与华南等风成沉积发育区同处于中低纬度、受干旱气候控制的青藏高原中东部地区,却鲜有风成沉积的报道。目前,仅尼玛盆地(DeCelles *et al.*, 2007, 2014)和贡觉盆地(潘桂棠等, 1990; Studnicki-Gizbert *et al.*, 2008; Xiong *et al.*, 2020)报道有风成沉积的记录,但均缺乏深入研究。是什么原因造成了上述风成沉积分布的差异?青藏高原在晚白垩世的隆升是否对大气环流格局造成了影响,进而改变了区域干湿气候条件?这些都是亟待解决的关键科学问题。

贡觉盆地位于青藏高原东南缘,保存有较为连续的晚白垩世—古近纪沉积记录。其中,风成沉积出现在原先划分的古近系贡觉组底部。何书元等(1983)、潘桂棠等(1990)、Studnicki-Gizbert等(2008)和Xiong等(2020)均对该风成沉积特征和风成因进行了初步报道,但与风成沉积有关的古沙漠体系、动态演化、古地理和古气候却少有研究。最近, Li等(2020)和Xiao等(2021)对贡觉盆地开展了高精度磁性地层学研究,将先前认为的贡觉组底部古近纪风成沉积时代重新厘定为白垩纪末期(~69 Ma),这为笔者研究同期青藏高原隆升的气候环境效应创造了新契机。在前人研究基础上,笔者对贡觉盆地贡觉组底部风成沉积开展了宏观与微观沉积特征、地层序列与沉积演化分析,探讨了风成沉积形成演化的控制因素,这对于理解白垩纪末期青藏高原隆升前的古

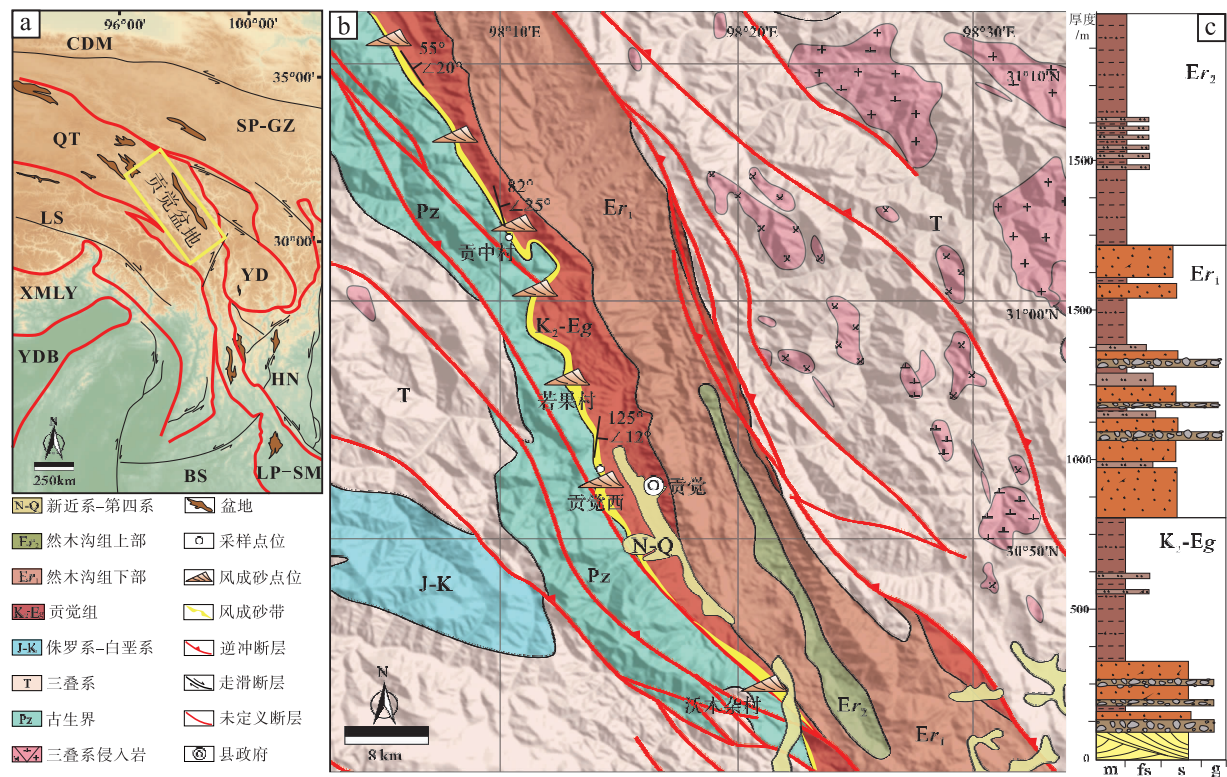
地理格局和古气候特征具有重要意义。

1 地质概况

青藏高原由多个块体组成,具有复杂的构造演化历史。已有研究表明,中生代之前,青藏高原各组成单元主要位于南半球冈瓦纳大陆,之后逐渐裂解并向北漂移,直到最终拼贴到古亚洲大陆之上(Cao *et al.*, 2019; 朱日祥等, 2022)。新生代,随着印度板块与欧亚板块的持续碰撞,青藏高原东南缘经历了强烈的侧向挤出,发育一系列NW-SE走向的大型断裂和沉积盆地,如玉树一囊谦盆地、贡觉盆地、芒康盆地和剑川盆地等(潘桂棠等, 1990; 李廷栋, 1995; Kapp *et al.*, 2005; 朱丽等, 2006; 张克信等, 2007, 2010; Tang *et al.*, 2017)。上述盆地中保存了厚度巨大、地层连续的新生代沉积记录,这为研究青藏高原的构造演化过程、气候环境效应提供了良好材料。

贡觉盆地位于羌塘地块东部,青藏高原东南缘的北端(图1-a)。盆地长约240 km,宽5~20 km,呈NW-SE向窄条状展布。盆地西侧贡觉组角度不整合在奥陶系青泥洞组、石炭系弩曲组、二叠系里查组或莽错组以及三叠系甲丕拉组之上;盆地东侧贡觉组与三叠系呈断层接触(图1-b),该断层向西的逆冲活动导致盆地内白垩系—古近系整体褶皱变形,形成了西缓东陡的向斜构造。晚白垩世—古近纪,贡觉盆地由下向上依次发育贡觉组和然木沟组。贡觉组底部为冲积扇相、河流相和沙漠相紫红色砾岩、砂岩夹粉砂岩,风成砂岩中发育大型交错层理,而中、上部由河流相(洪泛平原为主)紫红色砂岩和棕红色泥岩与粉砂岩、细砂岩韵律组成(潘桂棠等, 1990; Studnicki-Gizbert *et al.*, 2008; Tang *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2018; Li *et al.*, 2020; Xiao *et al.*, 2021)。然木沟组与贡觉组呈整合接触,主要发育紫红色厚层砾岩、中粗砂岩、细砂岩和红\绿色交互泥岩,分别形成于冲积扇、河流、三角洲和湖泊环境(潘桂棠等, 1990; 周江羽等, 2003; Studnicki-Gizbert *et al.*, 2008; Tang *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2020; Xiao *et al.*, 2021)。

前人对贡觉盆地贡觉组和然木沟组开展了大量地层年代方面的研究工作。生物地层方面,依据在盆地中部发现的棕榈植物化石(*Sabalites* sp.)、孢粉(*Ephedripites*)以及藻类化石(*Charites* sp.),将



a—区域大地构造图；b—贡觉盆地 DEM 地质图；c—贡觉盆地地层柱状图。CDM：柴达木盆地；SP-GZ：松潘—甘孜地块；QT：羌塘地块；YD：义敦弧；LS：拉萨地块；XMLY：喜马拉雅地块；YDB：印度板块；HN：华南板块；BS：保山地块；LP-SM：兰坪—思茅地块

图 1 藏东贡觉盆地地质图

Fig. 1 Geological map of Gonjo Basin, eastern Tibet

贡觉组沉积时代划分为古近纪（何书元等，1983）。同位素年代地层方面，盆地北部然木沟组火山岩年龄集中在 43~44 Ma（李忠雄等，2004；Studnicki-Gizbert *et al.*, 2008；Tang *et al.*, 2017；Xiong *et al.*, 2020），盆地中部然木沟组顶部凝灰岩夹层年龄为 50 Ma（Xiao *et al.*, 2021），盆地南部然木沟组火山岩年龄在 35~44 Ma（Xiong *et al.*, 2020；周江羽和王江海，2019）。磁性地层学方面，Li 等（2020）与 Xiao 等（2021）对贡觉盆地开展了高精度的磁性地层学研究，均将贡觉组底部年龄限定为~69 Ma，表明贡觉组底部风成沉积的形成时代为白垩纪末期——马斯特里赫特阶中期。

2 研究方法

本研究对贡觉盆地贡觉组底部风成沉积开展了详细的地质调查与研究，以 1 条基干剖面为核心，多处露头为辅助，详细刻画了风成沉积序列和组合特征。针对贡觉县城西 3 km 处风成沉积组合剖面进行了 1:200 的剖面实测，详细记录了地层的颜

色、岩性、结构、构造等信息，识别出各类风成地层（包括颗粒流层、颗粒飘落层、风成沙波层以及黏附层）的特征及交互关系，划分风成沉积岩相和风蚀界面（如沙丘间界面、叠加界面和再作用面等），确定各岩相单元和界面的叠置关系与平面展布；精细解剖风成沉积构型，识别出沙丘、干旱或湿润型沙丘间以及非风成沉积单元（如季节性河流、冲积扇等），恢复沙丘类型，建立高精度风成沉积体系和古沙漠动态演化模型。风成地层、风成界面和沉积构型分析主要参照 Hunter(1977)、Kocurek 和 Dott(1981)、Fryberger 和 Schenk(1988) 和 Kocurek(1991) 的文章，风成沉积模型的绘制参考了 Mountney(2006)、Ghazi 和 Mountney(2009) 和 Xu 等(2019) 的文章。

本研究对藏东贡觉盆地贡觉组底部风成砂岩开展了薄片、扫描电镜和能谱分析，用于获取风成沉积组分、宏观和显微结构等方面信息。样品的前处理、磨片和单矿物挑选工作在河北省廊坊市诚谱检测技术有限公司完成。石英单矿物的扫描电镜和能谱分析在云南大学古生物研究院完成，仪器型号分

别为 FEI Quanta650 扫描电子显微镜与 X 射线能谱仪 (EDAX)。

3 沉积特征

3.1 风成沉积露头特征

3.1.1 风成地层宏观特征

3.1.1.1 描述

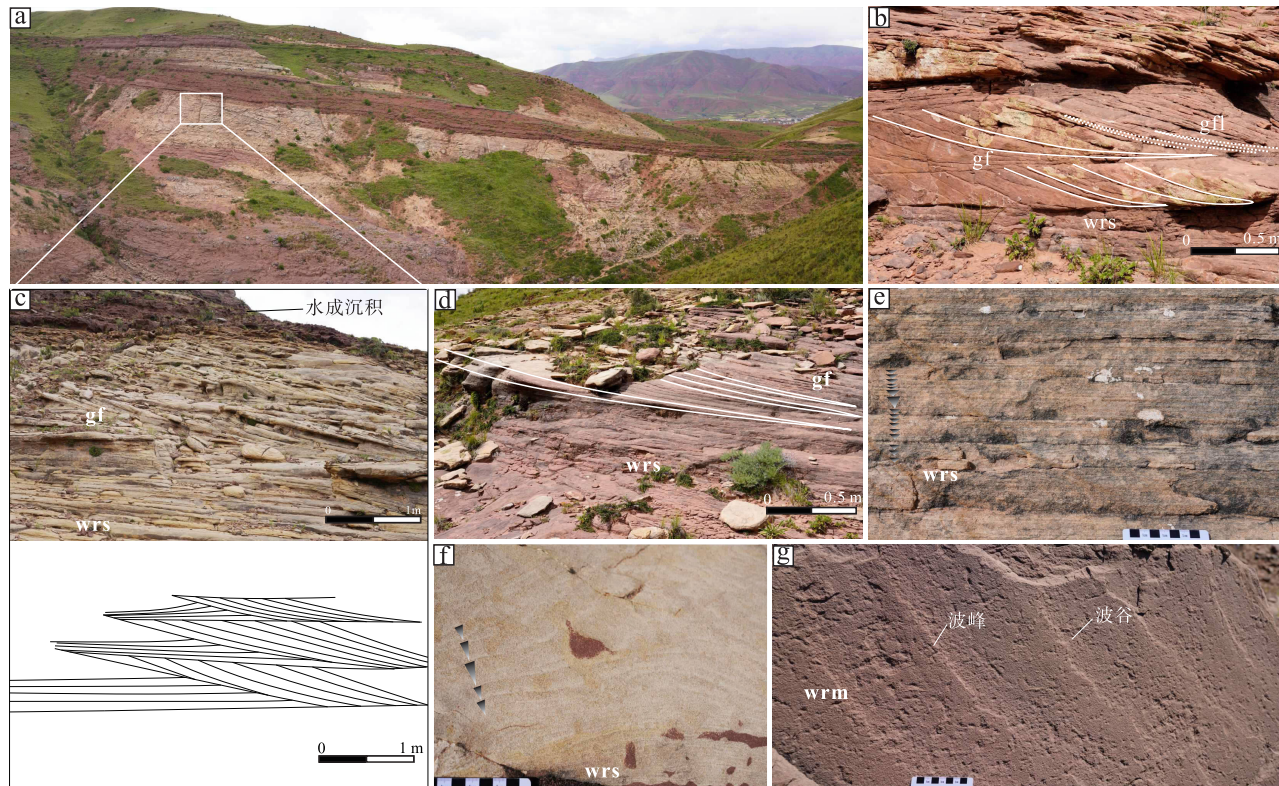
目前识别出的风成地层包括颗粒流层 (grain-flow strata)、颗粒飘落层 (grainfall laminae) 和风成沙波层 (wind-ripple strata)。

颗粒流层是风成交错层理的主要组成部分, 由黄色或红棕色中-细粒砂岩组成, 颗粒分选一般, 磨圆较好, 固结程度一般。在顺流面上, 颗粒流层呈楔状向下尖灭 (图 2-b, 2-c, 2-d), 向下倾角逐渐减小, 收敛于层系底面; 在垂直于流向的截面上, 颗粒流层呈透镜状侧向尖灭, 延伸距离介于 0.5~3 m 之间 (图 2-c), 内部不显粒序或少量显逆粒序。颗粒流层主要叠置形成集合体形式 (图 2-

c), 或与颗粒飘落层组成韵律孤立存在 (图 2-b)。单个颗粒流层平均厚约 3 cm。

颗粒飘落层在风成交错层理中占比小, 以颜色较深的粉砂岩为主, 颗粒的分选与磨圆一般, 固结程度较好。颗粒飘落层主要出露于颗粒流层之间, 呈等厚纹层状或楔状向下尖灭 (图 2-b)。单层厚度 1~3 mm, 内部不显粒序性, 产状与颗粒流层一致。

风成沙波层在风成交错层理中占比较高, 由中粒砂组成, 颗粒磨圆度较好、分选性一般, 固结程度较好。风成沙波层主要出现在交错层系下部 (图 2-b, 2-c, 2-d), 可分为 2 类形态: 一类呈平行薄板状水平延伸 (图 2-e); 另一类则以低角度向层系上部尖灭为特征, 与颗粒流层呈指状交互 (图 2-d)。单个沙波层厚 1~3 mm, 内部具有较明显的逆粒序结构 (图 2-f), 产状变化较大。在水平面上, 沙波层表面显示波痕构造, 波长约 120 mm, 波高约 3 mm, 具有极不对称性与高波痕指数特征 (图 2-g)。



a—贡觉西剖面全景图; b—贡中村剖面风成地层组合图; c—贡觉西剖面中部放大图与相应结构素描图; d—若果村剖面风成砂, 具指状交互特征; e—风成沙波地层; f—具清晰逆粒序结构的风成沙波地层; g—风成波痕。gf: 颗粒流地层; gfl: 颗粒飘落层; wrs: 风成沙波层; wrm: 风成波痕

图 2 藏东贡觉盆地风成地层宏观露头特征

Fig. 2 Macro-characteristics of aeolian strata in Gonjo Basin, eastern Tibet

3.1.1.2 解释

颗粒流层形成于沙丘背风坡的垮塌作用。当沉积物在背风坡的堆积坡度达到空气休止角 (34°) 后, 在重力作用下会下泄形成舌状砂体 (Hunter, 1977)。在垮塌过程中, 受剪切力和重力作用, 较粗颗粒会逐渐被分选至砂体表层, 从而形成逆粒序的结构特征 (Mountney, 2006)。当沙丘中整体砂粒分选较好时, 颗粒流层内部则不显粒序。在大型沙丘中, 背风坡垮塌作用频繁, 降落在沙丘上部的颗粒飘落/沉降沉积物会遭受破坏, 进而被改造形成颗粒垮塌层。因此, 以颗粒垮塌层集合体为主的交错层系多指示大型沙丘的存在。相比之下, 在小型沙丘中, 背风坡垮塌作用较弱, 悬浮沉降的颗粒飘落沉积物留存下来的几率较大, 从而形成了颗粒垮塌层与颗粒飘落层交互的韵律式结构 (Kocurek and Dott, 1981)。

颗粒飘落层被认为是气流搬运能力降低的产物 (Hunter, 1977; Nickling *et al.*, 2002)。空气动力学研究表明, 在沙丘背风坡顶, 风速骤降, 前期被吹扬到空中的较细颗粒在重力作用下会发生悬浮沉降。靠近背风坡顶区域, 颗粒飘落层表现为向下尖灭的楔状体, 而在远离背风坡顶区域则为较薄的等厚纹层。一般情况下, 大型交错层系中很难见到层状或楔状的颗粒飘落层, 这与大型沙丘背风坡频繁的垮塌破坏作用有关。与颗粒流层相比, 颗粒飘落层中颗粒的分选、磨圆明显较差, 其原因在于在风力搬运过程中, 颗粒飘落层中较细颗粒发生的碰撞频率比颗粒垮塌层中较粗颗粒低, 从而被改造的程度相应较低。

风成沙波层与风成沙波的迁移作用密切相关 (Hunter, 1977)。风力牵引导致细粒物质在风速较低的背风坡谷中聚集, 粗粒物质跃移覆盖在细粒沉积物上, 加之细颗粒“灌入”粗颗粒间向下运移, 形成单层内逆粒序结构。平面上沙波层的高波痕指数与极不对称性是野外识别风成沉积的一类特征现象 (Sharp, 1963; Fryberger and Schenk, 1981; Fryberger *et al.*, 1992)。沙波迁移过程中, 颗粒主要经历跃移与蠕移, 偶有悬浮颗粒沉积, 因此形成了磨圆较好、分选一般、固结程度较好的特征。此外, 由于风成底形的保存特性 (Hunter, 1977; Mountney, 2006), 风成沙波层常组成交错层系的下部单元。研究区水平延伸的沙波层代表干燥沙丘

间沉积, 反映了底形的亚临界爬升过程, 代表较低的净沉积物通量 (Hunter, 1977)。低角度向上尖灭的沙波层代表沙丘底部沉积, 与颗粒流层指状交互是由于地形原因导致背风坡二次气流与垮塌的交替作用而形成的 (Hunter, 1977; Kocurek, 1991)。

3.1.2 风蚀界面与超界面特征

3.1.2.1 描述

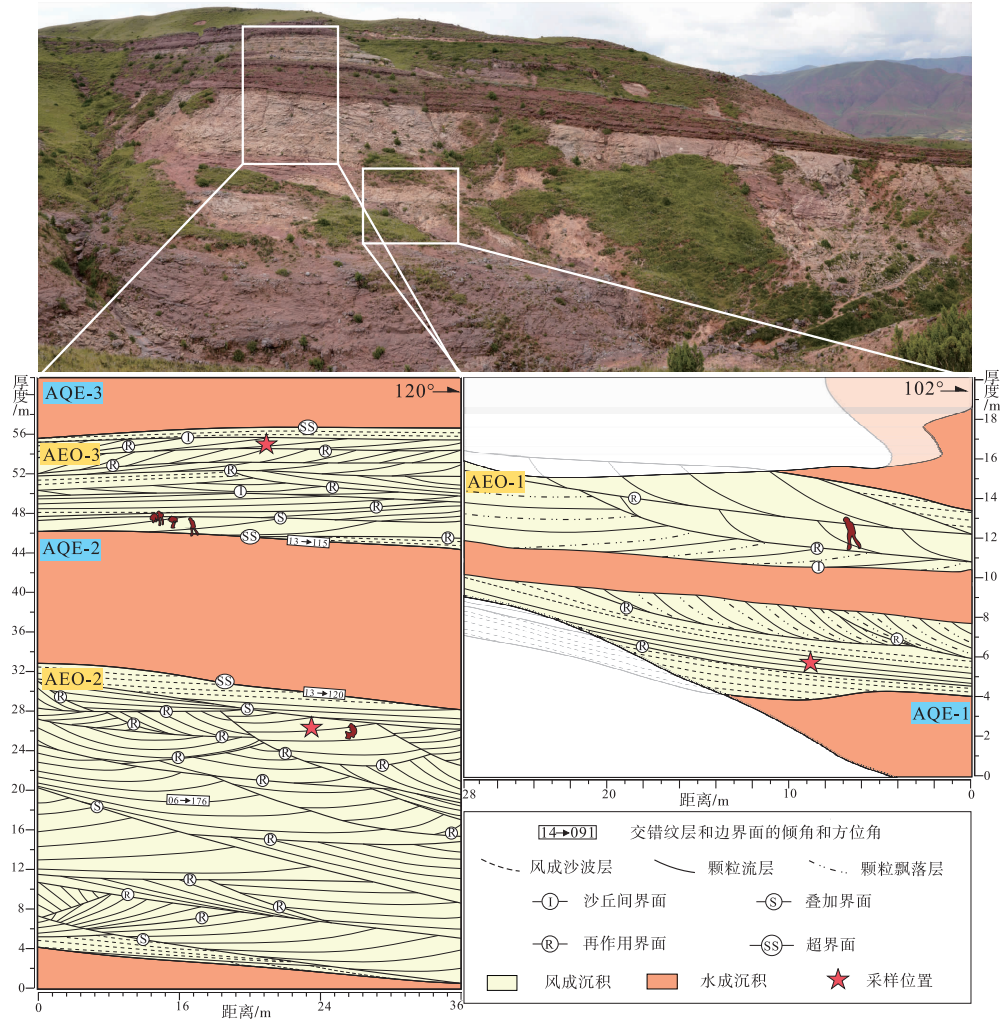
本研究共识别出 3 类不同尺度的风蚀界面与 1 类非风蚀界面。

第 1 类风蚀界面整体平直 (如图 3 至图 5, “1” 所示), 侧向延伸距离约 400 m, 在盆地风蚀界面中占比约 7%。相邻界面之间发育多个交错层系或层系组, 界面之间互不相交。界面倾向与上覆交错层系中纹层以及第 2、3 类风蚀界面不一致或截然相反, 且倾角较小, 普遍低于 10° 。当该风蚀界面与第 2、3 类界面共同出现时, 前者截切后者。在靠下的风成沉积层位中, 第 1 类界面被水成沉积覆盖 (图 4); 在中部层位, 该界面之上主要被风成沙波层覆盖 (图 5)。

第 2 类风蚀界面平直或微弯曲, 侧向延伸距离 10~30 m (图 3, “S” 所示)。相邻界面之间发育单个或多个交错层系。该界面倾向与上覆交错层系纹层以及第 3 类风蚀界面相近, 但倾角略低, 集中在 $15^\circ\sim 20^\circ$; 当该风蚀界面与第 3 类界面共同出现时, 前者截切后者。风成层位由下到上的序列变化过程中, 第 2 类风蚀界面从无到有, 在中部层位达到数量峰值 (如贡觉西剖面 AEO-2 层位, 图 3); 而过渡到上部层位, 第 2 类界面逐渐减少。

第 3 类风蚀界面较第 1、2 类界面更为发育, 主要出现在单个交错层系内部 (图 3; 图 4; 图 5; 图中 “R” 所示)。界面弯曲, 侧向延伸距离 3~9 m。上覆交错层系纹层向下向该界面收敛, 二者倾向相近, 倾角 $19^\circ\sim 26^\circ$ 。该界面多被第 1、2 类风蚀界面截切。

第 4 类界面为非风蚀界面, 表现为下伏黄色砂岩与上覆红色砂岩或砾岩之间的分隔线 (图 3; 图 4; 图 5; 图中 “SS” 所示)。该界面下伏砂岩为发育大规模交错层系的风成单元, 上覆砂岩与砾岩则具有典型水成成因。风成沉积与水成沉积接触界面平直, 该界面贯穿风成沉积水平延伸, 并且隔绝了水成层位。该界面截切其他所有类型界面与层系, 在盆地内横向追索均可发现该界面的类似特征 (图



AQE-1、AQE-2、AQE-3：水成沉积一至三段；AEO-1、AEO-2、AEO-3：风成沉积一至三段

图 3 藏东贡觉盆地贡觉西剖面贡觉组底部风成界面特征与结构

Fig. 3 Characteristics and structure of aeolian bounding surfaces at the bottom of Gonjo Formation in western Gonjo profile in Gonjo Basin, eastern Tibet

4；图 5)。

3. 1. 2. 2 解释

第 1 类风蚀界面以极低倾角、相反倾向、较大侧向延伸距离为特征，同时可截切第 2、3 类界面，符合沙丘间界面特征 (Interdune surface)。沙丘间界面形成于沙丘在沙丘间区域的迁移和爬升，爬升角度多小于 1° (Brookfield, 1977; Fryberger, 1993)。层位靠下的沙丘间界面之上直接被水成沉积覆盖 (具体的水成解释见 3.3)，代表湿润型沙丘间界面；而中部层位风成沉积中的沙丘间界面上部被风成沙波层覆盖，代表干旱型沙丘间界面 (Mountney, 2012; Jones *et al.*, 2016)。

根据第 2 类风蚀界面的产状、侧向延伸距离及

其与其他界面的截切关系等，将其判定为叠加界面 (Superimposition surface)。该界面形成于子沙丘在母沙丘之上的迁移和侵蚀，指示了复合型沙丘的存在 (Brookfield, 1977; Kocurek, 1991; Fryberger, 1993)。研究区风成沉积发育过程中叠加界面逐渐出现，在剖面中部层位增多，随后减少，表明风成沉积中期阶段发育大规模复合型沙丘，而随着向上第 2 类风蚀界面的逐渐减少，表明沙丘规模逐渐缩小，风成沉积趋向消失。

第 3 类风蚀界面以数量大、倾角大、相同/相近倾向为特征，同时被第 1、2 类界面截切，符合再作用面特征 (Reactivation surface)。再作用面代表周期性的气流变化，导致沙丘背风坡的局部侵蚀，再次

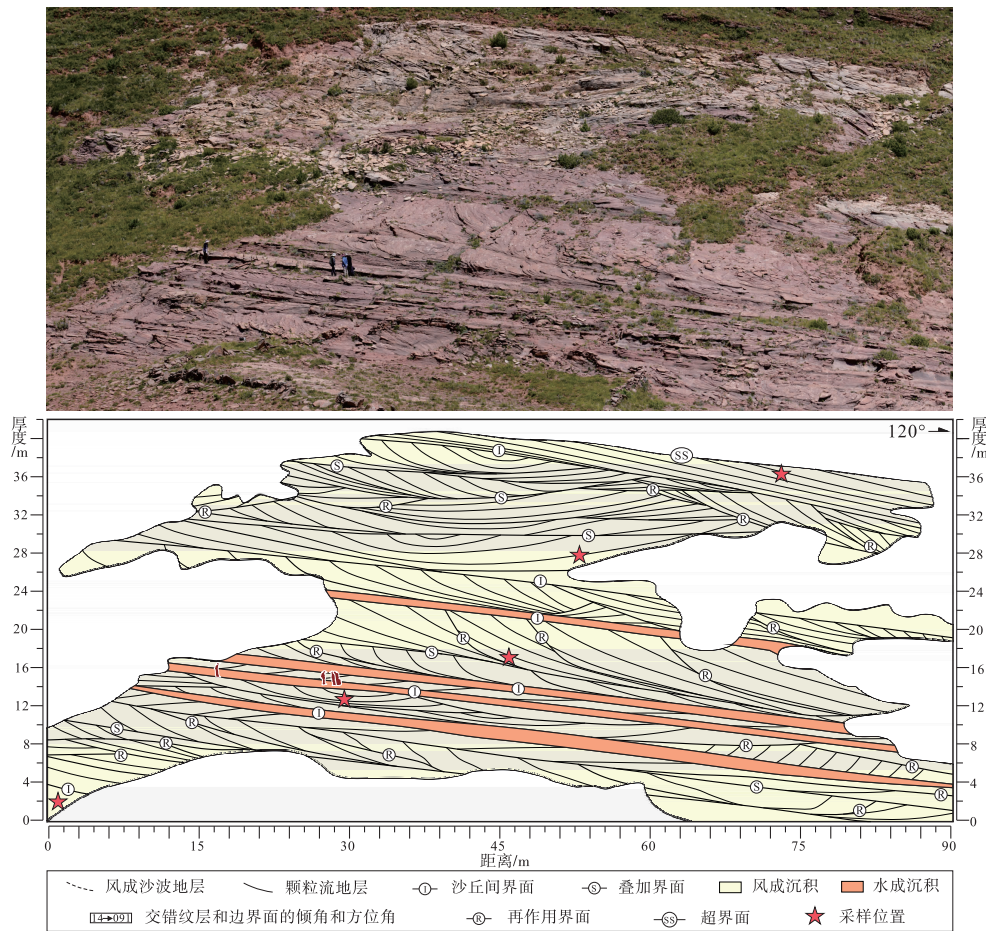


图 4 藏东贡觉盆地贡中村剖面贡觉组底部风成界面特征与结构

Fig. 4 Characteristics and structure of aeolian bounding surfaces at the bottom of Gonjo Formation in Gongzhong village profile of Gonjo Basin, eastern Tibet

接受垮塌与沉降的过程 (Rubin and Carter, 1987)。盆地内风成沉积大量再作用面发育, 可能反映了季节的变化或地形的影响导致风向经常性波动, 进而在背风坡产生大量的小范围侵蚀界面。

第 4 类界面横向延伸特征类似地层间的平行不整合接触关系, 笔者将该界面划归为超界面 (Super bounding surface)。超界面的形成可能与区域气候变化、构造运动以及海平面变化等因素相关, 反映了风成沉积的中断, 或者暴露侵蚀 (Havholm and Kocurek, 1994; Mountney *et al.*, 1999)。研究区超界面的出现可能指示了区域上构造或气候的较大转变。

3.1.3 交错层理特征

3.1.3.1 描述

研究区风成砂岩中普遍发育中一大型交错层理, 主要包括楔状交错层理 (图 2-d; 图 3; 图 4; 图 5)、板状交错层理 (2-b)、槽状交错层理 (图

3; 图 4) 和“之”字形交错层理 (图 2-c)。

楔状交错层理层系组最厚约 14 m, 侧向延伸距离约 300 m。单个层系表现为: 具有平直但互不平行的上、下界面, 侧向延伸相交, 厚度变化明显, 呈楔形; 内部纹层平直或向下弯曲, 被上层系界面截切, 向下界面收敛 (图 2-b, 2-d)。单个层系厚 0.6~2.7 m, 侧向距离延伸 20~100 m。层系内纹层的倾向与倾角变化较大: 倾向范围 SE-SW, 倾角 8°~31°。单个纹层厚度平均 2 cm, 最厚可达 6.1 cm。楔状交错层理主要由颗粒流层组成, 其次为风成沙波层, 颗粒飘落层所占比例最少。

板状交错层理层系组平均厚约 8 m, 侧向延伸距离最大可达 400 m。单个层系表现为: 上、下界面平行且平直, 整体呈板状, 厚度稳定 (图 2-b), 单个层系厚 0.8~1.9 m。层系内前积纹层较为平直或略向下弯曲, 倾向一致, 与上、下界面分别呈截

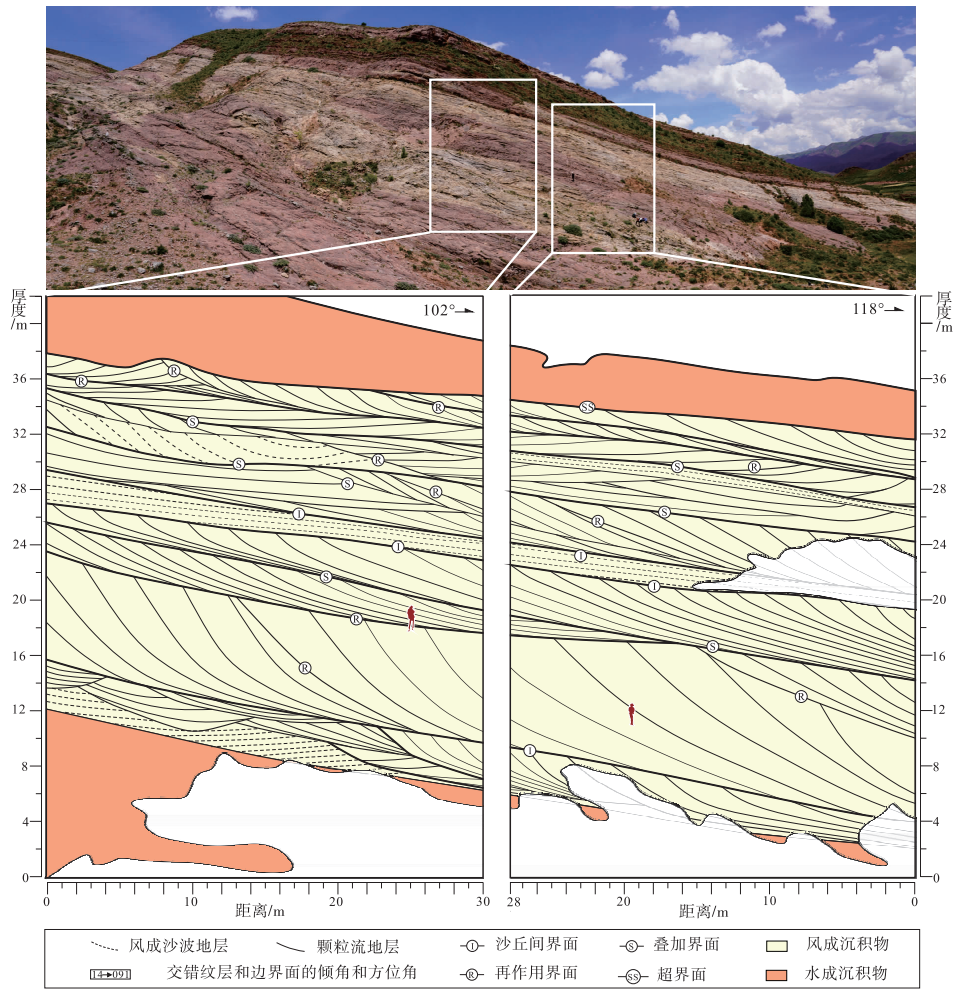


图 5 藏东贡觉盆地若果村剖面贡觉组底部风成界面特征与结构

Fig. 5 Characteristics and structure of aeolian bounding surfaces at the bottom of Gonjo Formation in Ruoguo village profile of Gonjo Basin, eastern Tibet

切和收敛关系。纹层平均厚度约 2 cm，最厚可达 4.8 cm，产状变化范围 SE-SSW，倾角可达 30° 以上。板状交错层理由颗粒流层、颗粒飘落层与风成沙波层组成(图 2-b)。

槽状交错层理(图 3; 图 4; 图 5)层系组平均厚约 9 m，侧向延伸距离超过 40 m。在单个层系中，整体呈不规则下凹槽形，内部纹层与下界面平行或斜交。同层系中纹层倾向一致，倾角变化较大。单个层系槽深 0.6~1.2 m，槽宽约 5 m。研究区风成槽状交错层理主要由颗粒流层组成。

“之”字形交错层理为本研究区识别出的特殊样式(图 2-c)，层系组最厚约 30 m，侧向延伸距离约 50 m。单个层系呈不规则菱形，主要表现为上、下均由 2 条平直或微弯曲的界面组成。在剖面上，倾向上似乎完全相反的交错层系相互叠置

(实际上是因为沉积方式的特殊性造成了视觉上的假象)，形成锯齿状或“之”字形交互(图 2-c)。单个层系厚约 1 m，侧向延伸长度 3~7 m，过渡为其他层理类型。单个纹层呈平直或弯曲尖灭的楔状体，层系底部的纹层一侧侵蚀下部层系，一侧收敛堆积于另一层系；同层系内纹层向上依次侵蚀一侧而收敛于另一侧，直至转变为另一层系。纹层厚约 2 cm，最大厚度可达 3 cm，倾角 17°~31°，倾向范围 SE-SW。“之”字形交错层理主要由颗粒流层组成，少部分夹杂风成沙波层。

3. 1. 3. 2 解释

风成沉积中楔状交错层理、板状交错层理与槽状交错层理等主要是三维沙丘中不同截面中所呈现出来的层理类型，如：在顺流向截面上，沙丘与丘间区域可以观察到楔状与板状交错层理等；在垂直

于流向的截面，主要可以识别出槽状交错层理、板状交错层理、平行层理与“之”字形交错层理等 (Hunter, 1977; Kocurek and Dott, 1981; Rubin and Carter, 1987)。其中，当顺流面上出现板状交错层理，而垂直于顺流面的截面出现平行层理，则代表二维的直脊沙丘；当风成地层中出现槽状交错层理，则代表三维的曲脊沙丘 (Rubin and Carter, 1987)。“之”字形交错层理在沙丘背风坡冲刷槽或凸出处形成，可以作为恢复沙丘形貌与动态演化的一类依据，用于反映沙丘脊部的不规则摆动以及背风坡冲刷槽和凸出处的动态消长与不对称沉积 (Rubin and Hunter, 1983; Rubin and Carter, 1987)。研究区“之”字形交错层理的出现，表明沙丘背风坡存在回撤的冲刷槽与顺风凸出的微地形，反映了垂向上经历数次山嘴突出地形与冲刷槽波动演化的过程。

3.2 风成沉积微观特征

3.2.1 岩石薄片特征

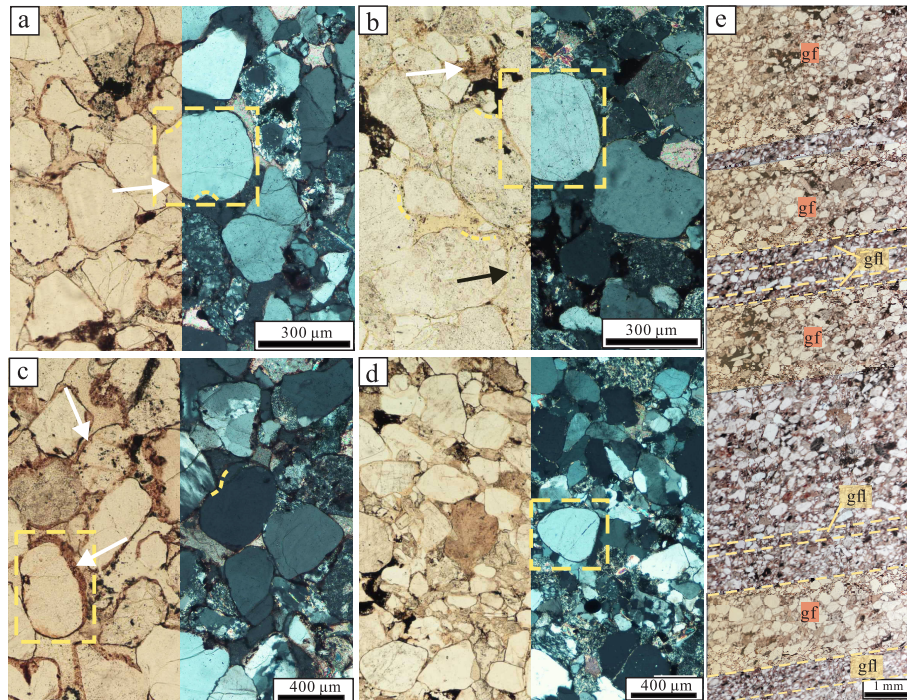
3.2.1.1 描述

共选取9个贡觉盆地风成砂岩样品开展薄片显

微特征研究。

镜下观察结果表明，9个样品中的杂基含量均小于5%，为净砂岩。风成沉积样品中(图6)，石英平均含量为85%，最低为76% (中下部层位)，最高可达90% (中上部层位)；岩屑和长石的平均含量分别为12%和5%，岩屑包括再沉积的粉砂岩和石英岩，长石主要为云雾状的碳酸盐化钾长石。9个样品中砂颗粒粒径0.15~0.3 mm，主要为细—中粒砂岩。碎屑颗粒分选性中等—好，磨圆度次圆—滚圆状；具颗粒支撑结构，胶结物以方解石组成的钙质为主；呈点接触—凹凸接触，为孔隙式—接触式胶结类型。此外，颗粒边缘被红棕色膜状物质包裹；颗粒轮廓可见凹形边缘，局部颗粒间显示膜状结构(图6-a, 6-c)。

对样品进行垂向的连续拍照，显示风成地层微观尺度的叠置具有明显的分层与粒度分级(图6-e)。较粗层粒级主要为中细砂，厚度4~8 mm；较细层粒级主要为粉砂，厚度约1 mm。较粗层具逆粒序特征，部分无粒序特征；较细层不显粒序性。层内颗粒沿一定方向排列，叠置层同向倾斜约11°，整体具有韵律特征。垂向上，粗粒层逐渐变厚，细



a, b, c, d—砂岩薄片镜下结构显示次圆状—滚圆状、分选良好的石英，具有凹凸接触和钙质胶结物；黄色虚线框显示磨圆较好颗粒，白色箭头指示氧化铁薄膜，黑色箭头指示膜状或带状胶结物，短虚线示颗粒凹凸边缘。e—具有逆粒序特征的颗粒流层与颗粒飘落层的微观叠置，具有双峰粒度特征。gf: 颗粒流层，gfl: 为颗粒飘落层。a, c来自贡觉西剖面下部；b, d来自贡觉西剖面中部

图6 藏东贡觉盆地风成砂岩镜下特征

Fig. 6 Microscopic characteristics of aeolian sandstone in Gonjo Basin, eastern Tibet

粒层逐渐变薄。

3.2.1.2 解释

根据刘宝珺 (1980) 砂岩分类方案, 笔者将下部层位样品划分为岩屑石英砂岩, 中上部层位样品划分为石英砂岩, 整体显示较高的成分成熟度。样品碎屑粒径符合现今沙漠沉积的粒度范围, 具有显著的沙丘特征 (Rodríguez-López *et al.*, 2006)。样品的杂基含量、分选性、磨圆度、胶结类型与支撑类型, 均表明其具有较高的结构成熟度。通常钙质胶结物形成于颗粒间碳酸盐矿物的迁移与重结晶过程中, 反映干旱的沉积环境 (Tucker and Jones, 2023); 广泛发育于样品颗粒边缘的红棕色膜状物质可能指示氧化铁 (锰) 薄膜的存在; 凹凸形边缘可能为沉积期后成岩作用或后生阶段压溶作用形成的 (Tada and Siever, 1986)。然而, 本研究认为独立的凹形边缘可能是颗粒间撞击坑的剖面形态, 颗粒间膜状或带状结构的胶结物可能指示沉积期后次生石英或石英的过度生长 (Waugh, 1970)。因此, 样品薄片显微特征表明沉积物具长距离搬运与充分磨损以及沉积期后作用的特征, 为典型的风成成因。

图 6-e 中粒度与粒序的变化特征表明, 粗粒层为颗粒流层 (grainflow strata), 细粒层为颗粒飘落层 (grainfall laminae)。在镜下, 颗粒流层的逆粒序结构更加明显。这印证了颗粒流逆粒序结构的动态形成过程: 粗、细颗粒同向垮塌运移时产生剪切分选作用, 导致碎屑物按一定方向排列, 并且粗颗粒上升到流体表面, 形成下细上粗的粒径分布 (Bagnold, 1941)。2 类风成地层组成的韵律和较缓的倾向表明样品可能来自小型沙丘远离背风坡顶的沉积区域。垂向上颗粒流层含量的逐渐增大与颗粒飘落层含量的逐渐减小, 表明小尺度范围内物质供应的逐渐增加或风力的增强。

3.2.2 石英颗粒表面形貌特征与成分

3.2.2.1 描述

对贡觉盆地内风成砂岩石英颗粒进行了扫描电镜与能谱分析, 共识别出 5 类机械成因、3 类化学成因的表面形貌特征。

所观察的贡觉组底部风成砂石英颗粒粒径普遍在 200~350 μm 之间, 呈次圆状—滚圆状 (图 7-a, 7-d, 7-f, 7-g, 7-h)。机械成因特征主要为撞击坑与上翻解理薄片。撞击坑可分为 4 类, 包括碟形

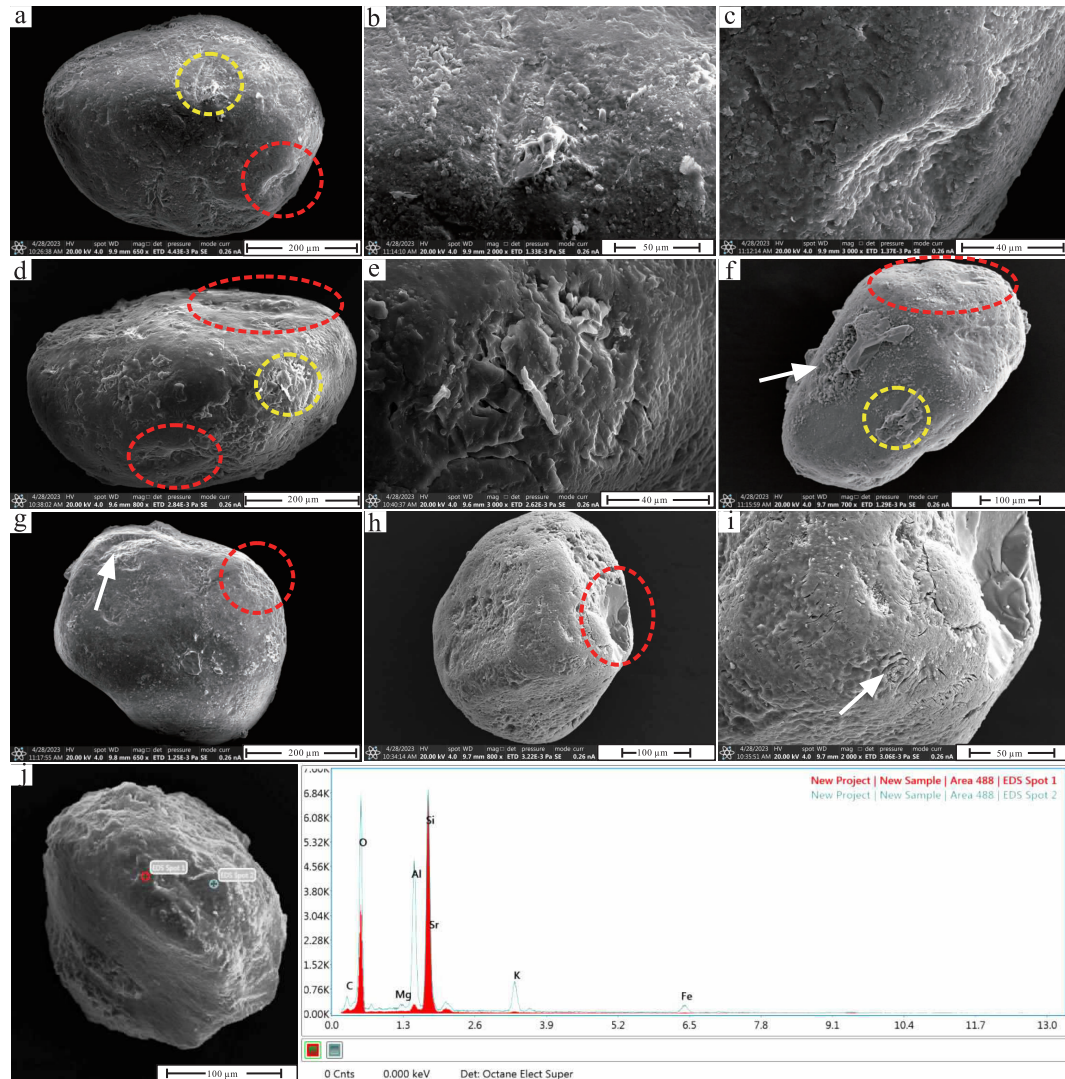
撞击坑、2 类新月形撞击坑和直形撞击坑 (图 7-a, 7-c, 7-d, 7-f 至 7-i)。碟形撞击坑普遍存在于每个颗粒表面, 尺寸与深度不固定, 且其表面常被其他特征改造; 新月形撞击坑主要以 2 种尺度出现, 一种是 50~90 μm 的半弧形坑 (图 7-g), 另一种是 1~30 μm 的指甲刻印状裂缝 (图 7-i); 直形撞击坑出现较少, 样品中主要表现为长 50 μm 、宽 10 μm 的长条形撞击坑。上翻解理薄片在颗粒表面普遍存在 (图 7-a, 7-d, 7-e, 7-f), 具有锯齿状边缘, 整体呈片状向外侧卷曲, 长度 8~20 μm , 常与其他化学特征伴生出现。化学成因特征中, 溶蚀坑表现为石英颗粒表面不规则的球形下陷, 连成片状, 偶见单个下陷坑 (图 7-h); 硅质球为分散在颗粒表面的规则圆球, 直径 1~5 μm (图 7-f); 再生石英表现为颗粒表面具有几何形态的小型晶体, 尺寸 10~80 μm (图 7-f)。在石英颗粒表面 2 个点位的能谱分析中, 分别显示 Fe 含量为 1.17% 与 0.26% (图 7-j)。

3.2.2.2 解释

由于具有稳定的物理化学性质, 石英颗粒表面特征记录了其搬运、沉积、成岩过程, 为识别和恢复古沉积环境提供了有利的条件 (Krinsley and Donahue, 1968; Higgs, 1979; Krinsley and Doornkamp, 2011; Vos *et al.*, 2014)。

研究区风成石英颗粒以次圆状—浑圆状为主, 这种磨圆度组合类似于现代沙漠颗粒 (Li *et al.*, 2018), 是风成沉积物的主要特征之一。磨圆度较好, 表明石英碎屑经过了长距离与长时间的搬运 (Goudie and Watson, 1981; Costa *et al.*, 2013)。跃移过程中颗粒间的频繁撞击是风成砂磨圆度较高的主要原因。

碟形撞击坑形成于高能撞击环境, 为颗粒间正位相互碰撞但未出现破裂的情况下在表面留下接触点应变均匀的凹坑, 是风成沉积主要的颗粒表面特征之一 (Mahaney, 2002; Vos *et al.*, 2014)。目前, 对新月形撞击坑存在 2 种认识 (Vos *et al.*, 2014), 其中较小尺寸的指甲刻印状裂缝为新月形凿痕, 而较大尺寸的弧形坑为新月形撞击坑, 两者均形成于能量较弱的碰撞过程, 是风成环境中发育较多的颗粒表面特征。直形撞击坑可能为跳跃搬运过程中较尖锐的碎屑在石英颗粒上留下的痕迹。



a—磨圆度较好的石英颗粒，黄色虚线圈指示直形撞击坑，红色虚线框指示碟形撞击坑；b—a 中黄色虚线圈的放大图，直形撞击坑右侧为上翻解理薄片，表面圆形颗粒球为硅质球；c—a 中红色虚线圈的放大图，碟形坑上部为指甲刻印状新月形撞击坑；d—磨圆度较好的石英颗粒，黄色虚线圈指示上翻解理薄片，红色虚线框指示碟形撞击坑；e—d 中上翻解理薄片的放大图，周围发育较多溶蚀浅坑；f—黄色虚线圈指示上翻解理薄片，红色虚线框指示碟形撞击坑，箭头指示再生石英；g—红色虚线圈指示碟形撞击坑，箭头指示弧形新月形撞击坑；h—红色虚线圈内为被改造过的碟形撞击坑，表面广泛发育溶蚀坑与溶蚀裂缝；i—h 的右侧放大图，箭头指示指甲刻印状新月形撞击坑；j—石英颗粒点位能谱分析图

图 7 藏东贡觉盆地贡觉组风成砂石英颗粒表面特征

Fig. 7 Surface characteristics of aeolian sand quartz particles of the Gonjo Formation in Gonjo Basin, eastern Tibet

上翻解理薄片是风成环境中主要的微观表面形态特征之一，初期被认为是判定风成环境的主要特征 (Mahaney, 2002)，但后续在少数其他沉积环境中也有发现，如冰川环境 (Vos *et al.*, 2014)。上翻解理薄片主要形成于高能碰撞过程中，石英颗粒局部被撞击破碎，在颗粒表面形成突出并且向外卷曲的石英薄片 (Mahaney, 2002; Vos *et al.*, 2014)。在热带沙漠中颗粒表面容易受到沉淀溶解

作用的影响，并改变上翻解理薄片的形态特征，可能指示后期的成岩作用。

化学成因特征主要是指成岩过程中石英或其他物质的溶解与再沉淀 (Higgs, 1979)。研究区溶蚀坑、硅质球与再生石英等在石英颗粒表面广泛发育，表明成岩过程中石英溶蚀环境与石英沉淀环境的交替。

石英颗粒表面单点位能谱分析中 Fe 峰值的出

现表明氧化铁薄膜的存在, 印证了前述显微镜分析中识别出的石英颗粒边缘棕红色膜状物质, 确定了“沙漠漆”的存在。“沙漠漆”形成于干旱条件下的多次氧化与风化过程 (Walker and Mckee, 1979), 结合石英颗粒的过度生长, 属于风成砂一类特征 (Wu *et al.*, 2017)。若 Mn 峰值出现, 可能具有类似的特征与古气候意义。

3.3 水成沉积特征

3.3.1 水成沉积组合

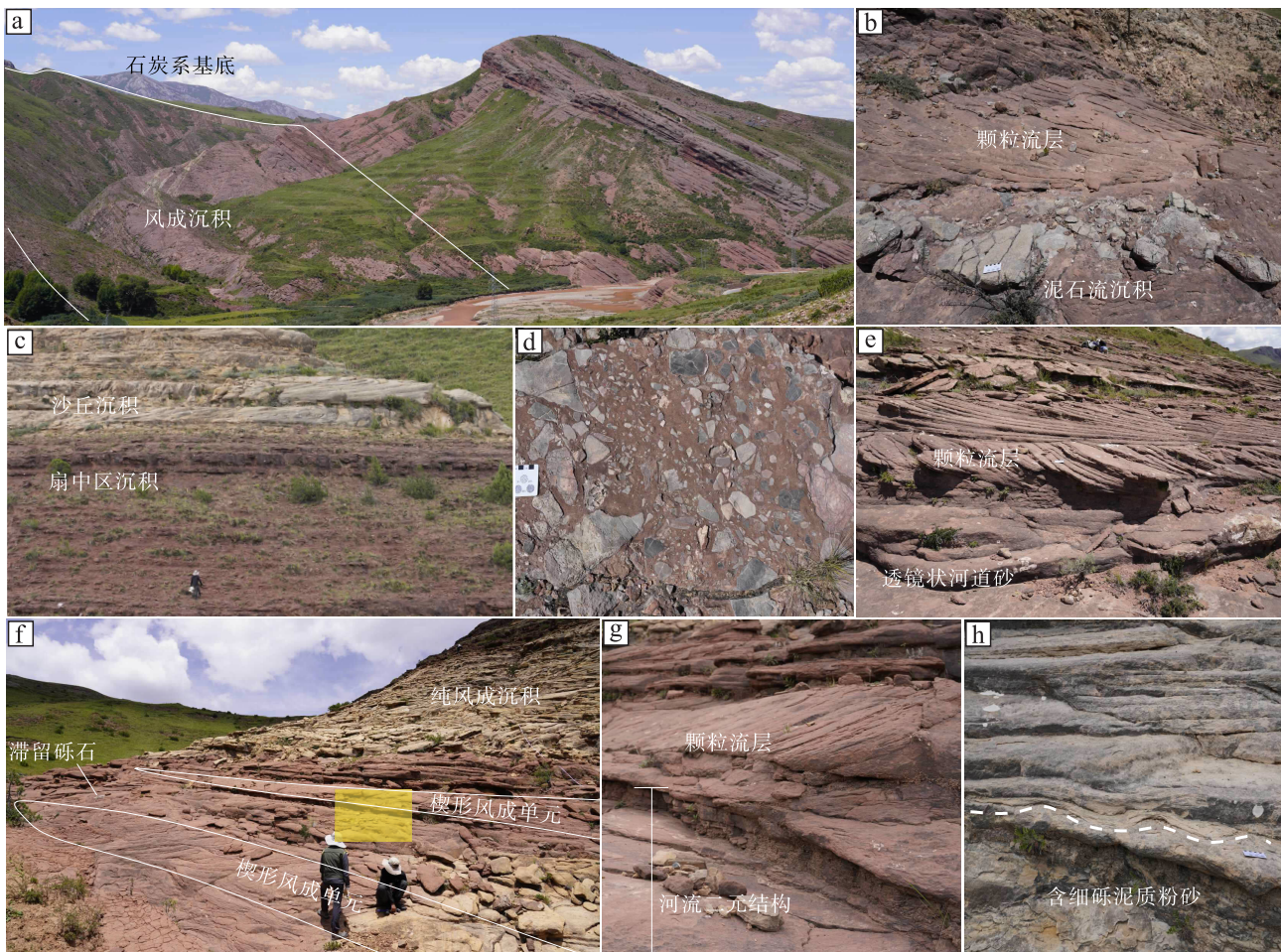
目前研究区主要识别出 6 种水成沉积类型, 包括泥石流沉积、辫状河道充填沉积、漫流沉积、间歇性河流沉积、漫滩沉积和河漫湖泊沉积。它们构成了 3 种岩相组合。

3.3.1.1 描述

组合一: 红棕色中—厚层中—粗砾岩夹红棕色

块状细砂岩(图 8-b, 8-d)。砾岩单元基质支撑, 基质为红棕色中细砂, 砾石呈次棱—圆状, 分选极差, 主要由灰岩、石英岩、玄武岩等组成, 平均粒径 7 cm, 最大粒径可达 1.2 m。横向上, 砾岩层厚度不均一, 几乎不发育层理。垂向上, 常以透镜体或块状形式叠置, 底界不规则, 顶界面常与块状砂岩呈突变接触关系。块状砂岩底部具滞留砾岩且发育叠瓦状构造, 底界面发育冲刷侵蚀构造。整体显示多个向上变细的沉积韵律, 单韵律中向上砾岩逐渐减少, 红棕色砂岩增多。

组合二: 红棕色中层含砾中—细砂岩夹泥岩。该岩相组靠下部为含砾砂岩层(图 8-c), 局部具有滞留砾岩。含砾砂岩层侧向延伸长度 20~40 m, 呈透镜状, 顶底界面不平直, 底界为下蚀面, 平均厚度 0.3~0.5 m; 发育大规模低角度楔状交错层理



a—沃木杂村风成沉积剖面; b—与泥石流沉积层接触的颗粒流层; c—风成沉积与水成沉积接触区; d—混杂堆积的泥石流沉积; e—风成沉积与水成沉积交互类型一; f—风成沉积与水成沉积交互类型二; g—f中黄色阴影块的放大图; h—微弱的软沉积变形构造

图 8 藏东贡觉盆地贡觉组底部水成沉积特征宏观露头特征

Fig. 8 Macro-characteristics of hydrogenic sediment at the bottom of Gonjo Formation in Gonjo Basin, eastern Tibet

与平行层理，纹层倾角 $4^{\circ}\sim 10^{\circ}$ ，倾向变化较大；滞留砾石成分主要为灰岩与石英岩，粒径 $1\sim 10\text{ cm}$ ，磨圆与分选均较差，局部可见叠瓦状构造。靠上部的砂岩层层厚均匀，侧向延伸距离 $300\sim 500\text{ m}$ 。该砂岩层顶、底界面平直，发育平行层理，与砂岩互层的极细砂岩与泥岩薄层含量较低 ($<5\%$)。

组合三：砂岩、粉砂岩与泥岩组成多期旋回 (图 8-f, 8-g)。红棕色中一薄层含砾细砂岩呈透镜状横向展布，发育低角度楔状交错层理，下界面可见冲刷侵蚀构造；滞留砾石主要为灰岩，聚集在透镜体底部。砂岩层厚度较组合二小，砾石粒径也更小、分布更为稀疏。单个旋回中，砂岩层上部发育沙纹层理，层面上具流水波痕构造；砂砾质沉积上部粉砂岩出现，常见砂泥互层；粉砂岩上部发育薄层水平层理泥岩。垂向上，单个旋回具有顶平底凸特征。另外，同层位可见另一类旋回：红棕色中一薄层含砾细砂岩向上过渡为深红棕色粉砂质泥岩，局部夹薄层粉一细砂岩。粉砂质泥岩层厚约 0.9 m ，局部可见水平层理；粉一细砂岩层厚 $3\sim 8\text{ cm}$ ，发育浪成沙纹层理，层面上发育浪成波痕构造。

3.3.1.2 解释

组合一：该岩相组合整体分选差，存在砂、砾和巨砾 3 种粒级的碎屑混杂堆积，表明其为具有强侵蚀与强搬运能力的塑性高浓度黏性泥石流沉积 (Bull, 1977; Mack and Rasmussen, 1984; 赵澄林和朱筱敏, 2001)。块状砂岩发育侵蚀面、叠瓦状构造，表明为扇根的沟渠状河道充填沉积，加上砾岩单元的无粒序性与碎屑支撑特征，整体表明研究区为“干旱型”冲积扇沉积 (Bull, 1977; Mack and Rasmussen, 1984)。多个向上变细的沉积旋回表明该区域上发育多期次规模逐渐变小的泥石流事件。随着泥石流作用的减弱，风成单元开始出现。

组合二：含砾砂岩层中砾岩显示叠瓦构造，且具有一定磨圆度与分选性，层内发育低角度交错层理，单层底界发育下蚀面，整体表现为辫状河道充填沉积特征 (Todd, 1989)。砂岩层长距离等厚侧向延伸，指示了片状洪水在开阔区域的沉积。当水量逐渐减小和流速降低，大量悬浮的细粒物质发生缓慢且均匀的沉积，形成较薄的泥岩层 (孙永传和李蕙生, 1986)。

组合三：透镜体砂岩层的层厚较组合二小，砾石粒径也较组合二小，整体显示砂体规模较小，反

映了河流规模减小的沉积过程。单个韵律中，沙纹层理与流水波痕的存在指示了堤岸环境，粉砂岩与泥岩互层表明天然堤过渡为河漫滩环境。砂岩、粉砂岩与泥岩韵律组成多期次的河流—河漫滩沉积，这种二元结构 (图 8-g) 反映了辫状河分支河道沉积模式 (Miall, 2014)。第 2 类旋回中，砂岩层过渡为粉砂质泥岩夹薄层砂岩，反映了水动力条件逐渐减弱，而浪成沙纹层理与波痕的出现表明湖泊特征的沉积环境。粉砂质泥岩较小的沉积厚度表明规模较小的河漫滩湖泊沉积环境，整体反映了间歇性河流滞留在漫滩的小型水体。

3.3.2 水成沉积与风成沉积的交互特征

水成沉积与风成沉积组成了 2 种交互类型。

3.3.2.1 描述

类型一：岩性为相邻平行层状风成砂岩 (风成沙波层) 夹红棕色中层含细砾砂岩—粉砂岩的透镜体 (图 8-e)。透镜体厚 $0.2\sim 0.4\text{ m}$ ，侧向延伸长度约 10 m ，内部不显层理，顶部具有层状泥质粉砂岩。该类型风成单元占比较大 (70%)，平行层状风成砂岩厚约 0.3 m ，逐渐过渡到大型的风成砂体，单层最厚约 3 m ，延伸距离约 80 m 。颗粒流层和风成沙波层与透镜体接触的区域发育波状的软沉积物变形构造 (图 8-h)。

类型二：红棕色中层砂岩与薄层泥岩—粉砂岩组成多期旋回，风成单元 (颗粒流层与风成沙波层) 呈楔状插入 2 个或多个旋回之间 (图 8-f, 8-g)。单个旋回中，砂岩层呈透镜状，透镜体厚约 0.6 m ，侧向延伸距离 $20\sim 40\text{ m}$ ，内部可见低角度交错层理或平行层理，底部具滞留砾岩，下界面可见冲刷侵蚀构造；泥岩—粉砂岩呈层状，厚约 0.1 m ，发育不明显的水平层理。风成单元主要以侧向延伸的楔形体存在，延伸距离约 30 m ，最厚可达 1.2 m 。该交互类型自下向上风成沉积逐渐增多，并占据主导地位。

3.3.2.2 解释

类型一：夹在风成单元中的透镜状含砾砂岩—粉砂岩指示沙丘间小型河道沉积，呈层状的泥质粉砂岩指示丘间的漫滩沉积；而波状的软沉积物变形表明地下水位上升，改造了风成地层，反映了湿润沙丘间沉积环境；整体上指示一定规模的沙丘与沙丘间小规模湿润单元共存的沉积环境。类似的沉积如现代的沙特阿拉伯贾弗拉沙漠地下水位上升形成

的沙丘间小型水体沉积 (Al-Masrahy and Mountney, 2015), 以及巴西东北部二叠纪 RTJ 盆地记录的地下水位上升形成的湿润风成单元 (Jones *et al.*, 2016)。

类型二: 砂岩与泥岩—粉砂岩韵律组成多期次的河流—河漫滩二元结构, 而被水成沉积包裹的楔状体风成单元表明河流系统将风成沉积分隔成孤立的小型沙丘单元。在该类型中水成单元占主要地位, 随后风成沉积逐渐增多, 反映了类型二的沉积环境主要向风成沉积过渡。可类比的实例如现代塔克拉玛干沙漠边缘被河流体系分隔的孤立小沙丘 (Al-Masrahy and Mountney, 2015), 以及北美犹他州二叠纪雪松台地砂岩记录的河流主导的沙漠沉积体系 (Mountney and Jagger, 2004)。

4 讨论

4.1 沙丘类型

依据风成地层组合样式、交错层理特征以及界面类型, 在一定程度上可以恢复沙丘的形态以及动态演化过程 (Hunter, 1981; Rubin and Hunter, 1983; Kocurek, 1991; Scherer, 2000)。

贡觉西剖面 AEO-1 段 (图 3) 风成沉积主要由颗粒流层、风成沙波层与颗粒飘落层组成 (图 2-b), 常见颗粒流层与颗粒飘落层的韵律组合; 单个颗粒流层平均厚度约 2 cm, 最厚可达 3.5 cm。本段风成沉积发育平行层理与楔状交错层理; 未见叠加界面。AEO-2 段 (图 3) 主要由颗粒流层组成, 见少量风成沙波层, 局部可见颗粒流层与风成沙波层的指状交互; 单个颗粒流层平均厚度约 5.5 cm, 最厚可达 6.1 cm。本段发育槽状、板状、楔状与“之”字形交错层理; 同时, 叠加界面出现并达到峰值。AEO-3 段 (图 3) 风成沉积由颗粒流层、风成沙波层与颗粒飘落层组成, 以颗粒流层集合体为主, 单个颗粒流层平均厚度约 4.4 cm, 最厚可达 4.8 cm。本段风成沉积发育板状、楔状、槽状交错层理与平行层理; 叠加界面数量较 AEO-2 段减少。

由于底形顺风爬升侵蚀作用, 保存下来的地层仅是完整沙丘的下部, 一般残留厚度不超过原始沙丘高度的十分之一 (Hunter, 1977; Rubin and Carter, 1987; Kocurek *et al.*, 1999; Mountney, 2006), 因此, 当前在剖面中识别的单个风成砂岩层系厚度并不能代表原始沙丘高度。根据 Romain

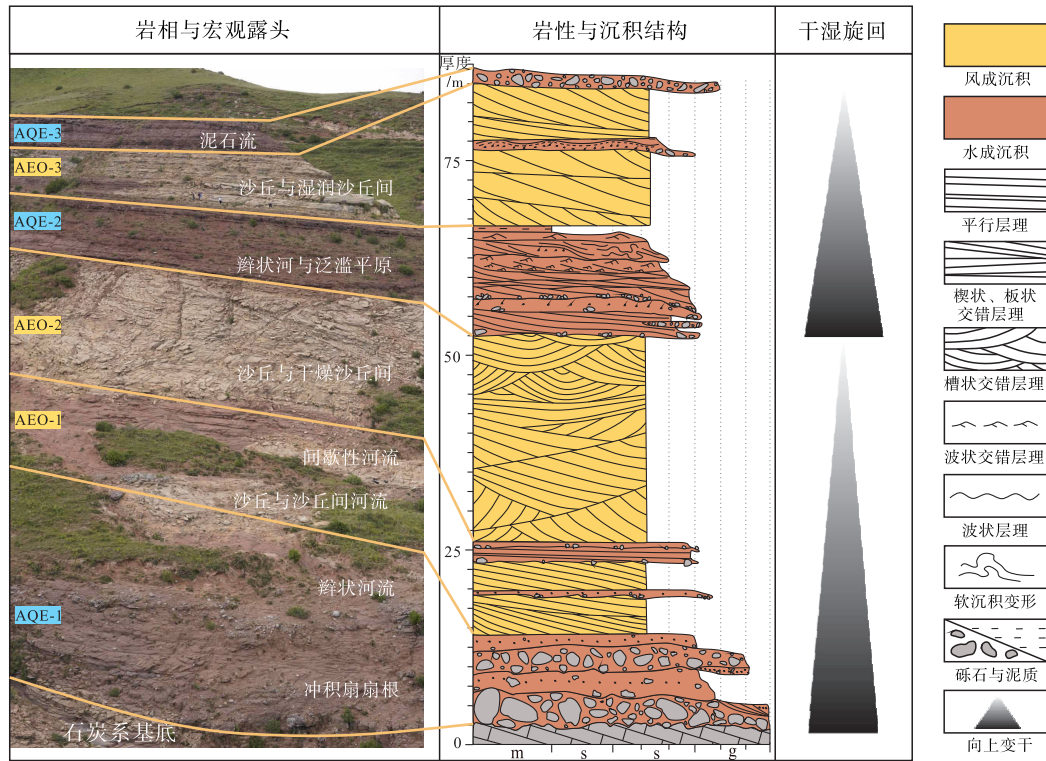
和 Mountney (2014) 的经验关系式 $y = 1532.7x^{1.6006}$ ($R^2 = 0.5965$) 计算得到: AEO-1 沙丘滑动面平均高度为 4.6 m, 最高为 11.4 m; AEO-2 沙丘滑动面平均高度为 23.5 m, 最高为 28.7 m; AEO-3 沙丘滑动面平均高度为 16.4 m, 最高为 18.8 m。结合风成地层组合样式, 推测 AEO-3 沙丘规模最大, AEO-2 次之, AEO-1 沙丘规模最小。AEO-2 与 AEO-3 段见特征性的槽状交错层理与叠加界面, 指示复合型的曲脊沙丘 (Kocurek, 1981, 1991), 而 AEO-1 段则指示简单的二维直脊沙丘 (Kocurek and Dott, 1981)。此外, 颗粒流层与沙波层的指状交互, 反映在局部范围内出现了纵向沙丘的风成地层组合特征 (Kocurek and Dott, 1981)。

垂向上沙丘状态的变化表明: 下部层位, 稀疏的小型沙丘开始发育; 中部层位, 大量沉积物输入, 形成大规模的复合型沙丘; 上部层位, 沙丘规模缩减。然而, 古沙丘的演化以及具体形态学与形态动力学的划分还需后续进一步研究分析。

4.2 沉积演化

贡觉盆地贡觉组底部发育多个水成与风成的沉积体系, 2 种体系在垂向上交替重复出现 (图 9), 整体沉积序列体现出多次由粗变细再变粗的过程。贡觉西剖面由下至上依次为棕红色混杂堆积的中粗砾岩夹块状砂岩过渡到交错层理发育的棕红色含砾砂岩与黄色中—细砂岩, 之后出现发育大规模风成交错层系的黄色中—细砂岩, 至此第 1 期由粗变细的序列结束。第 2 期由水成构造密集发育的棕红色砂砾岩过渡到发育大规模交错层系的黄色中—细砂岩, 最后被基质支撑的砾岩覆盖。水成体系反映相对湿润的沉积旋回, 风成体系层则反映相对干燥的沉积旋回, 这些旋回和相组合从老到新的沉积过程指示沉积环境的演化与外部控制因素的改变 (Kocurek and Havholm, 1993; Havholm and Kocurek, 1994; Kocurek and Lancaster, 1999; Mountney *et al.*, 1999)。

剖面底部 AQE-1 段发育“干旱型”冲积扇组合, 反映了盆地形成初期是在干旱气候背景下, 剥蚀区缺少植被固定, 碎屑物质不断在冲积扇集水区大量堆积, 受到偶发性的暴雨事件触发, 形成了山前的大规模泥石流 (图 10-a)。碎屑物质来源于盆地周缘基底隆起的高地, 经过快速搬运, 在盆地边缘广泛堆积。冲积扇沉积为风成作用和风成沉积的



AQE-1、AQE-2、AQE-3：水成沉积一至三段；AEO-1、AEO-2、AEO-3：风成沉积一至三段

图 9 藏东贡觉盆地贡觉组底部岩相单元划分与干湿旋回

Fig. 9 Lithofacies unit and wet-dry cycles at the bottom of Gonjo Formation in Gonjo Basin, eastern Tibet

形成提供了物质条件。

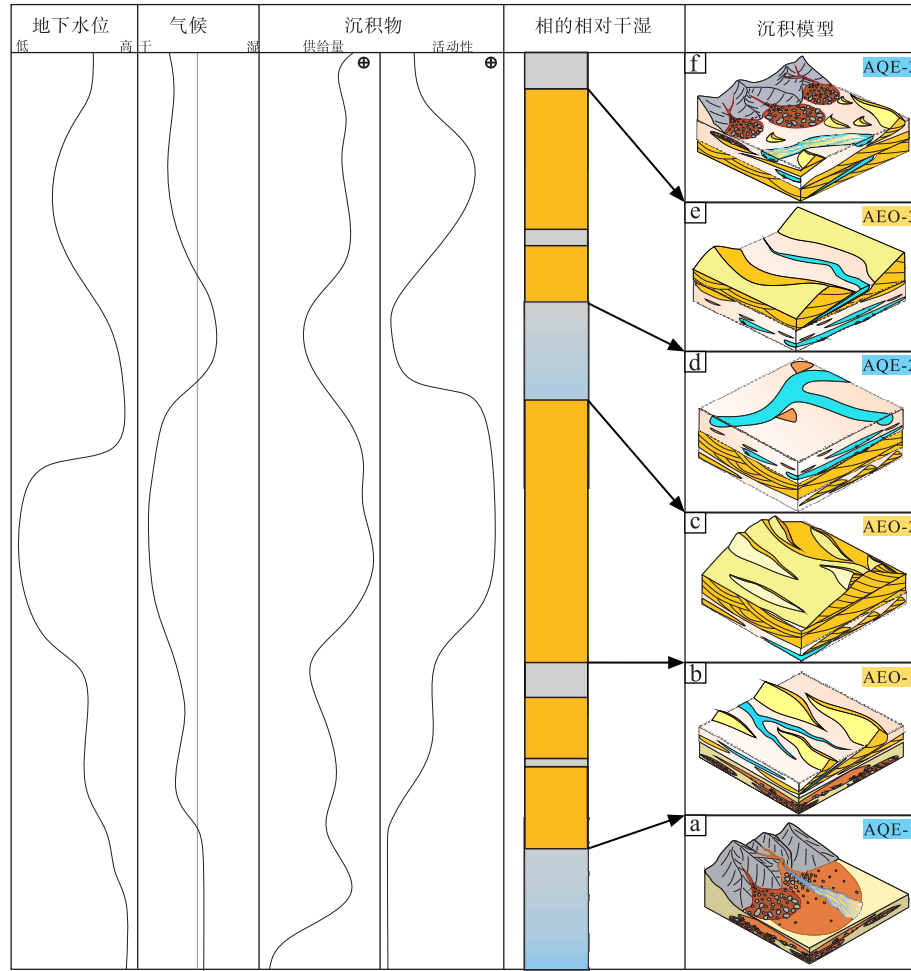
AEO-1 阶段风成沉积开始发育(图 10-b)，沉积特征显示该时期主要为河流与小型孤立沙丘单元。该阶段总体水成单元占较大比例，垂向上风成单元被河流二元结构包围，沙丘间河流分隔了相邻沙丘单元的联系，形成交互体系。风成沉积的出现表明地下水位开始降低，干旱程度逐渐增加，沉积物的供应量与活动性有所增加，但整体还属于湿润型风成体系。然而，初期风成砂岩的成分成熟度与结构成熟度反映了砂颗粒较近距离的搬运与较短时间的碰撞，物质可能来源于近源河流或其他水成单元。

混合单元向上过渡到纯风成沉积单元 AEO-2 (图 10-c)：以大规模的复合沙丘为主导，沙丘间为风成沙波沉积，未见湿润单元存在，反映了地下水位进一步下降，干旱程度进一步增强，风成沉积物供应量与活动性大幅提升，整体为干旱型风成体系，同时沉积区接近沙漠核心区域。砂岩较高的成分成熟度与结构成熟度反映砂颗粒经历了较远距离的搬运和长期的磨损过程。之后，超界面终止了干

旱型风成体系的发育，在一定程度上也侵蚀了先前存在的风成单元，暗示规模更大的风成体系存在。

AQE-2 段沉积环境为冲积扇扇中一扇端环境，主要由辫状河与席状洪水沉积组成(图 10-d)。本阶段水成沉积持续发育，指示了盆地及周缘山体的沉积物经历多期次、一定距离搬运到盆地内，相对地下水位上升，沉积物活动性减弱，难以形成风成沉积，整体反映了盆地的气候相对湿润。

超界面后 AEO-3 阶段重新发育复合沙丘、简单沙丘与间歇性河流组成的混合单元(图 10-e)。风成沉积的再次出现表明地下水位再次下降，干旱程度增加，风成沉积物的供应量与活动性逐渐增加，风成沉积主导，湿润单元零星出现(图 9)，整体代表干旱型的风成体系。小规模河流沉积表明该层位记录了干旱环境下间歇性的降水过程，相对地下水位随着间歇性降水而波动，在小范围内限制了风成沉积物的活动。AEO-3 阶段沉积特征表明处于发展阶段的风成体系，空间上反映了沙漠体系边缘与间歇性冲积扇—河流体系交互作用的结果，时间上反映了沙漠沉积体系的发育阶段(Mountney,



a—冲积扇相模型；b—具有湿沙丘间的小规模沙丘模型，伴随间歇性河流；c—沙丘沉积主体模型；d—辫状河流与洪泛平原沉积模型；e—沙丘与河流沉积模型；f—辫状河流与冲积扇沉积模型。AQE-1、AQE-2、AQE-3：水成沉积一至三段；AEO-1、AEO-2、AEO-3：风成沉积一至三段

图 10 藏东贡觉盆地贡觉组底部沉积环境演化模型与控制因素

Fig. 10 Sedimentary environment evolution and control factors of the bottom of Gonjo Formation in Gonjo Basin, eastern Tibet

2006)。随着沙漠沉积体系的发展，大规模的干旱型冲积扇(AQE-3)逐渐覆盖了沙漠体系(图 10-f)。

研究区水成—风成单元的累积保存除了受到气候—地下水位的控制外，还受到先前存在的地形以及盆地同沉积构造沉降的共同控制(Lancaster, 2014)。研究区水成—风成沉积演化由早期近源的冲积扇沉积物大量堆积，之后风成沉积与盆地构造沉降同期稳定发育，中期经历超界面过程再次干旱，风成活动再次增强。此外，研究区风成记录体现了从沙漠体系边缘到核心区域的来回摆动，反映了风成体系的动态演化过程，表明可能在盆地形成初期，先前存在的地形格局与气候的共同作用影响了风成沉积物供应量的波动，导致贡觉盆地沉积早

期存在间歇性扩张的沙漠环境。研究区风成沉积仅较小规模风成砂岩留存，可能是由于盆地形成初期可容纳空间的不足，导致了沉积物在积累和保存阶段受到限制。

4.3 古气候与古地理意义

白垩纪是地球地质历史上典型的温室气候时期(Littler *et al.*, 2011; Friedrich *et al.*, 2012; Huber *et al.*, 2018; Tierney *et al.*, 2020)，主要表现为全球海平面上升(Haq, 2014)、南北两极缺乏永久性冰盖(Friedrich *et al.*, 2012)、较低的纬向温度梯度(Littler *et al.*, 2011)以及相对较高的大气CO₂浓度(Barclay *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2014)等。白垩纪，地球经历了早期波动性升温及晚期渐

进式降温。然而，在晚白垩世长期的降温趋势中，马斯特里赫特阶中期（69.5–68.5 Ma）发生了显著的全球性升温事件（mid-Maastrichtian event）（Wilf *et al.*, 2003; Jung *et al.*, 2013; Mateo *et al.*, 2017; Barnet *et al.*, 2018），被称为 MME 事件。该事件在全球大洋中具有广泛的记录（Li and Keller, 1998; Barrera and Savin, 1999; Friedrich, 2012; Mateo *et al.*, 2017），相比之下，陆地记录甚少，仅在北美得克萨斯州的古土壤碳酸盐、松辽盆地陆地钻探等研究中发现（Nordt *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2013; Gao *et al.*, 2015, 2019, 2021）。

青藏高原东南缘在白垩纪末—新生代初期主要为半干旱—干旱气候（周江羽等，2003；杜后发等，2011, 2017；Boucot *et al.*, 2013）。贡觉盆地风成体系的演化发展进一步指示了~69 Ma 青藏高原东南缘气候的逐渐干旱化：沙漠发育初期阶段以湿润型风成体系为主，反映相对湿润的气候特征；随后水成沉积逐渐被风成沉积取代，代表了干旱型风成体系，干旱气候达到顶峰；此后，水成沉积的再次出现指示了整体干旱气候背景下出现的短暂降水事件，但这种短时湿润期很快又被干旱气候所取代，表明气候的一次波动转变。值得注意的是，水成沉积在研究剖面各阶段均占有一定比例，但并不能表示气候绝对的湿润阶段，因为这些水成沉积仅是干旱背景下气候波动的产物。此外，早期干旱型冲积扇的出现，也支持整体干旱气候的背景（Mack and Rasmussen, 1984; Mather and Hartley, 2005）。

目前，全球范围内马斯特里赫特阶中期风成沉积记录尚少，贡觉盆地~69 Ma 风成沉积在时间上契合了 MME 气候事件；其次，研究剖面由下至上干旱程度渐进式增强的趋势也在一定程度上反映出温度增加造成的干旱化进程。因此，笔者认为贡觉盆地发育的风成沉积可能是响应 MME 事件的中低纬度陆地证据，但具体的响应机制与过程还需要开展后续研究。另外，白垩纪末期青藏高原中部尼玛盆地风成沉积（Decelles *et al.*, 2007, 2014）的出现可能也是该事件的响应。

风成沉积体系的发育除了受气候带的控制外，还受地形或古地理因素的控制（Kocurek and Dott, 1983; Parrish and Peterson, 1988）。中生代以来，欧亚大陆南缘发生了数次板块的俯冲拼贴与大陆的

增生减薄，是板块构造活动频繁的区域。早中生代松潘—甘孜地体与义敦弧开始隆升，逐步形成其东部地区陆内前陆盆地（Roger *et al.*, 2011; Burchfiel and Chen, 2012; Deng *et al.*, 2018）；中三叠世新特提斯洋岩石圈初始向北俯冲（Ji *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2016）；早白垩世拉萨地块与羌塘地块的碰撞拼合造成了块体的南北缩短与陆壳的增厚，触发造山作用（Kapp *et al.*, 2005, 2007）；直到晚白垩世，冈底斯弧已有较高海拔（Leier *et al.*, 2007; Sun *et al.*, 2015）。在此期间，青藏高原的地貌初步形成（Yin and Harrison, 2000; Kapp *et al.*, 2007; Leier *et al.*, 2007）。

前人对拉萨地块盆地沉积相和构造关系的研究表明，在 69 Ma 之前，欧亚大陆南缘形成安第斯型大陆边缘——冈底斯弧隆起（海拔可能~4000 m）（Murphy *et al.*, 1997; Kapp *et al.*, 2007）。其次，关于青藏高原古高程的研究，Hu 等（2020）认为 75 Ma 羌塘地块海拔约 2000 m，69 Ma 冈底斯山海拔可以达到 3000~4000 m；而 Zhu 等（2017）认为 70 Ma 冈底斯山海拔仅有 2000~3000 m，70 Ma 后迎来冈底斯山的第 2 次强烈隆升。近年来的研究表明，69 Ma 冈底斯山已经达到~3500 m 的高度（Ibarra *et al.*, 2023）。尽管 69 Ma 冈底斯山的海拔还存在争议，但整体形成高于北部内陆的安第斯型大陆边缘已是目前的普遍认识。

~69 Ma，贡觉盆地形成了前中生代灰岩地层与贡觉组之间的不整合接触，之后在贡觉组底部首次出现大量的粗粒灰岩砾岩，沉积速率大，指示近源区域强烈的阶段隆升，盆地边缘持续处于剥蚀状态。山麓干旱型洪积扇逐渐转变为辫状河流相、沙丘相沉积等，粒度明显变细，沉积速率下降，表明区域隆升剥蚀的间歇期。干旱气候背景下，沙漠相沉积逐步占据主要地位，砂岩石英含量增多，颗粒磨圆度与分选性变好；砂岩成分成熟度、结构成熟度增高，指示了沙漠向盆地进积。超界面代表 1 次夷平作用，粒度突然变粗，但较细于底部砾石，可能是由于盆地基底整体抬升，再次发育冲积扇—河流体系向下切割，指示了构造活动增强，山地与盆地高差再次变大，剥蚀作用增强；洪泛平原沉积结束了第 2 次冲积扇—河流体系沉积，沙漠体系再次发育，盆地持续发生风成堆积，碎屑粒径相对于上、下层位明显减小，反映了超界面后构造活动平

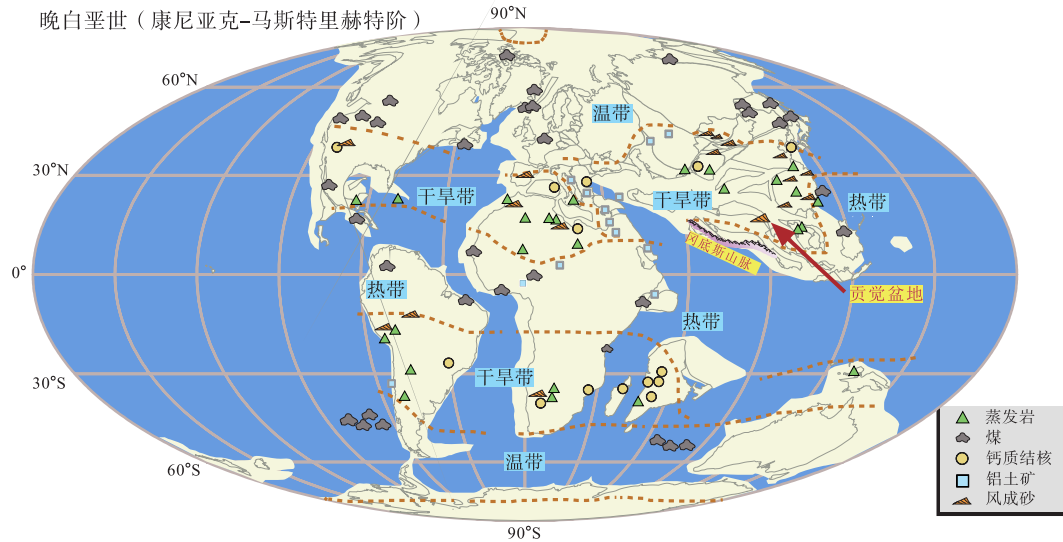


图 11 晚白垩世沙漠与古气候带的全球分布 (据 Boucot *et al.*, 2013; 有修改)

Fig. 11 Global distribution map of the Late Cretaceous desert and palaeoclimate zone (modified from Boucot *et al.*, 2013)

缓阶段。最后，干旱型冲积扇堆积，表明盆地沉积速率再次增大，区域上持续强烈隆升导致盆地沉积环境转变。由此看来，贡觉组底部沉积序列、环境演变等反映的多期次隆升很好地对应了冈底斯山脉 70 Ma 后的 2 次隆升。

基于此，笔者认为 ~69 Ma 期间，冈底斯山的隆升不仅制约了周缘盆地的沉积演化，同时还对山脉以北的内陆气候造成了重要影响 (图 11)，这种影响可能类似于当前喜马拉雅山脉对内陆气候造成的限制。前人的研究表明，喜马拉雅山脉对东亚气候的影响主要体现在控制了夏季风湿润气流向内陆的输送 (Wu *et al.*, 2012)，使降水集中分布在山脉以南地区，通过高山后吹向内陆的下沉气流受到增温和减湿作用影响，引发山后内陆地区的广泛干旱化 (Wu *et al.*, 2012)。近期，已有各类研究认为晚白垩世青藏高原南部的地形造成了内陆的干旱，如：冈底斯山脉的存在可能促进了尼玛盆地白垩纪末期风成沉积与蒸发岩沉积的发育 (DeCelles *et al.*, 2007, 2014; Ding *et al.*, 2022)；晚白垩世青藏高原东南部隆起，形成了广泛的地形屏障，引发了雨影效应，促进了东亚的干旱 (Wu *et al.*, 2023)。此外，Zhang 等 (2021a, 2021b) 基于气候模拟重建了东亚内陆的干旱化模型，认为晚白垩世东亚内陆的干旱化与带状沙漠的发育并非受到行星风系的控制，而是主要受到 2000 m 以上东亚海岸山脉与冈底斯山隆升的影响，并且山脉海拔高度

越高造成的干旱化效应越强烈。因此，本研究认为贡觉盆地风成沉积的形成演化与冈底斯山脉的隆起密切相关。

5 结论

1) 藏东贡觉盆地贡觉组底部自下而上可划分为干旱型冲积扇沉积单元、河流—风成沉积单元、风成沉积单元、辫状河—洪泛平原沉积单元、间歇性河流—风成沉积单元和干旱型冲积扇沉积单元。该沉积序列记录了风成体系的形成演化，同时记录了相对地下水位的波动，反映了白垩纪末期青藏高原东南缘在干旱背景下的气候波动。

2) ~69 Ma，贡觉盆地风成沉积的出现可能是 MME 全球升温事件的陆地响应，为研究中低纬度 MME 事件的陆地记录或响应提供了参考。

3) 根据前人研究成果，本研究认为 ~69 Ma 贡觉盆地的气候干旱化以及风成沉积的形成演化与冈底斯山脉在晚白垩世隆升形成的“雨影”效应存在密切联系。

致谢 云南大学古生物研究院为本研究中石英颗粒显微形貌和物质组分的研究提供了实验仪器与帮助，审稿专家对本文提出宝贵的修改建议和意见，一并表示最诚挚的谢意！

参考文献 (References)

- 陈留勤,李鹏程,郭福生,刘鑫,李馨敏. 2019. 粤北丹霞盆地晚白垩世丹霞组沉积相及古气候意义. 沉积学报, 37(1): 17-29. [Chen L Q, Li P C, Guo F S, Liu X, Li X M. 2019. Facies analysis and paleoclimate implications of the Late Cretaceous Danxia Formation in the Danxia Basin, northern Guangdong Province, South China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 37(1): 17-29]
- 杜后发,姜勇彪,严兆彬,侯增谦,杨天南,郭福生,杨庆坤. 2011. 青海囊谦古近纪盆地沉积特征及沉积环境分析. 地质学报, 85(3): 383-395. [Du H F, Jiang Y B, Yan Z B, Hou Z Q, Yang T N, Guo F S, Yang Q K. 2011. Sedimentary characteristics and environment of the Paleogene Nangqian Basin in Qinghai Province. *Acta Geologica Sinica*, 85(3): 383-395]
- 杜后发,江媛媛,姜勇彪,严兆彬. 2017. 囊谦古近纪盆地贡觉组膏盐岩及其硫同位素特征. 东华理工大学学报(自然科学版), 40(2): 165-172. [Du H F, Jiang Y Y, Jiang Y B, Yan Z B. 2017. Characteristics of gypsum-salt and sulfur isotopes in the Gonjo Formation of Nangqian Paleogene Basin. *Journal of East China University of Technology (Natural Science)*, 40(2): 165-172]
- 何书元,田有华,陈开国,陈庆云,文化川. 1983. 西藏东部早第三纪贡觉红层. 青藏高原地质文集, 6(1): 233-242. [He S Y, Tian Y H, Chen G G, Chen Q Y, Wen H C. 1983. Early Tertiary Gongjue red beds in eastern Tibet. *Tibetan Plateau Geology*, 6(1): 233-242]
- 黄乐清,黄建中,罗来,王先辉,刘耀荣,梁恩云,马慧英. 2019. 湖南衡阳盆地东缘白垩系风成沉积的发现及其古环境意义. 沉积学报, 37(4): 735-748. [Huang L Q, Huang J Z, Luo L, Wang X H, Liu Y R, Liang E Y, Ma H Y. 2019. The discovery of Cretaceous eolian deposits at the eastern margin of the Hengyang Basin, Hunan, and its paleoenvironmental significance. *Acta Sedimentologica Sinica*, 37(4): 735-748]
- 江新胜,李玉文. 1996. 中国中东部白垩纪沙漠的时空分布及其气候意义. 岩相古地理, 16(2): 42-51. [Jiang X S, Li Y W. 1996. Spatio-temporal distribution of the Cretaceous Deserts in central and eastern China and its climatic significance. *Sedimentary Facies and Palaeogeography*, 16(2): 42-51]
- 江新胜,潘忠习. 2005. 中国白垩纪沙漠及气候. 北京: 地质出版社. [Jiang X S, Pan Z X. 2005. *Cretaceous Deserts and Climate in China*. Beijing: Geological Publishing House]
- 江新胜,潘忠习,徐金沙,李晓勇,谢国刚,肖志坚. 2006. 江西信江盆地晚白垩世风成沙丘的发现及其古风向. 地质通报, 25(7): 833-838. [Jiang X S, Pan Z X, Xu J S, Li X Y, Xie G G, Xiao Z J. 2006. Late Cretaceous eolian dunes and wind directions in Xinjiang Basin, Jiangxi Province, China. *Geological Bulletin of China*, 25(7): 833-838]
- 李廷栋. 1995. 青藏高原隆升的过程和机制. 地球学报, 1(1): 1-9. [Li T D. 1995. Process and mechanism of the uplift of the Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Geoscientia Sinica*, 1(1): 1-9]
- 李忠雄,陈智梁,李修忠, Gizbert C, Burchfiel B C. 2004. 青藏高原东部贡觉盆地新生代火山岩的 K-Ar 稀释法年龄. 地球科学, 29(3): 278-282. [Li Z X, Chen Z L, Li X Z, Gizbert C, Burchfiel B C. 2004. K-Ar ages of Cenozoic volcanic rocks from Gongjue Basin in eastern Tibet. *Earth Science*, 29(3): 278-282]
- 刘宝珺. 1980. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社. [Liu B J. 1980. *Sedimentary Petrology*. Beijing: Geological Publishing House]
- 潘桂棠,王培生,徐耀荣. 1990. 青藏高原新生代构造演化. 北京: 地质出版社. [Pan G T, Wang P S, Xu Y R. 1990. *Cenozoic Tectonic Evolution of the Tibetan Plateau*. Beijing: Geological Publishing House]
- 孙永传,李蕙生. 1986. 碎屑岩沉积相和沉积环境. 北京: 地质出版社. [Sun Y C, Li H S. 1986. *Clastic Sedimentary Facies and Sedimentary Environment*. Beijing: Geological Publishing House]
- 汤海磊,梁瑞,伊海生,李高杰. 2022. 楚雄盆地白垩纪晚期盐湖风成砂微观结构特征研究. 矿产综合利用, 43(1): 57-70. [Tang H L, Liang R, Yi H S, Li G J. 2022. Study on the microstructure characteristics of Late Cretaceous aeolian sand in the playa from Chuxiong Basin. *Multipurpose Utilization of Mineral Resources*, 43(1): 57-70]
- 许欢,柳永清,旷红伟,彭楠,丁家翔,杜研,苑婷婷. 2023. 古风成沉积理论体系与研究进展. 沉积学报, 41(6): 1681-1713. [Xu H, Liu Y Q, Kuang H W, Peng N, Ding J X, Du Y, Yuan T Y. 2023. Theoretical system and research progress of eolian deposits. *Acta Sedimentologica Sinica*, 41(6): 1681-1713]
- 张克信,王国灿,陈奋宁,徐亚东,骆满生,向树元,寇晓虎,赵来时. 2007. 青藏高原古近纪一新近纪隆升与沉积盆地分布耦合. 地球科学, 32(5): 583-597. [Zhang K X, Wang G C, Chen F N, Xu Y D, Luo M S, Xiang S Y, Kou X H, Zhao L S. 2007. Coupling between the uplift of Qinghai-Tibet Plateau and distribution of basins of Paleogene-Neogene. *Earth Science*, 32(5): 583-597]
- 张克信,王国灿,季军良,骆满生,寇晓虎,王岳明,徐亚东,陈奋宁,陈锐明,宋博文,张隼钰,梁银平. 2010. 青藏高原古近纪一新近纪地层分区与序列及其对隆升的响应. 中国科学: 地球科学, 40(12): 1632-1654. [Zhang K X, Wang G C, Ji J L, Luo M S, Kou X H, Wang Y M, Xu Y D, Chen F N, Chen R M, Song B W, Zhang J Y, Liang Y P. 2010. Paleogene-Neogene stratigraphic division and sequence of Qinghai-Tibet Plateau and their response to uplift. *Science in China: Earth Sciences*, 40(12): 1632-1654]
- 赵澄林,朱筱敏. 2001. 沉积岩石学(第三版). 北京: 石油工业出版社. [Zhao C L, Zhu X M. 2001. *Sedimentary Petrology(3rd)*. Beijing: Petroleum Industry Press]
- 周江羽,王江海,尹安,Spurlin M S, Horton B K. 2002. 青藏东北缘早第三纪盆地充填的沉积型式及构造背景: 以囊谦和下拉秀盆地为例. 沉积学报, 20(1): 85-91. [Zhou J Y, Wang J H, Yin A, Spurlin M S, Horton B K. 2002. Depositional patterns and tectonic setting of Early Tertiary basins in the NE margin of the Tibetan Plateau: a case study of the Nangqian and Xialaxiu basins. *Acta Sedimentologica Sinica*, 20(1): 85-91]
- 周江羽,王江海, Yin A, Horton B, Spurlin M S. 2003. 青藏高原东缘古近纪粗碎屑岩沉积学及其构造意义. 地质学报, 77(2): 262-271. [Zhou J Y, Wang J H, Yin A, Horton B, Spurlin M S. 2003.

- Sedimentology and tectonic significance of Paleogene coarse clastic rocks in eastern Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 262–271]
- 周江羽, 王江海. 2019. 青藏高原中东部早期构造隆升对古近纪盆地充填和演化的影响. *地质学报*, 93(8): 1793–1813. [Zhou J Y, Wang J H. 2019. Early tectonic uplift affecting sedimentary filling and evolution of Paleogene basins in the central-eastern Tibetan Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 93(8): 1793–1813]
- 朱丽, 张会化, 王江海, 周江羽, 解广菱. 2006. 金沙江—红河构造带北段囊谦盆地新生代高钾岩石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究. *大地构造与成矿学*, 30(2): 241–247. [Zhu L, Zhang H H, Wang J H, Zhou J Y, Xie G H. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of high-K magmatic rocks in Nangqian Basin at the northern segment of the Jinsha-Red River Shear Zone (JRRSZ). *Geotectonica et Metallogenia*, 30(2): 241–247]
- 朱日祥, 赵盼, 赵亮. 2022. 新特提斯洋演化与动力过程. *中国科学: 地球科学*, 52(1): 1–25. [Zhu R X, Zhao P, Zhao L. 2022. Evolution and dynamic processes of the New Tethys Ocean. *Scientia Sinica Terrae*, 52(1): 1–25]
- Al-Masrahy M A, Mountney N P. 2015. A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research*, 17: 67–88.
- Bagnold R A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dune*. London: Methuen & Company.
- Barclay R S, McElwain J C, Sageman B B. 2010. Carbon sequestration activated by a volcanic CO_2 pulse during Ocean Anoxic Event 2. *Nature Geoscience*, 3(3): 205–208.
- Barnet J S K, Littler K, Kroon D, Leng M J, Westerhold T, Röhl U, Zachos J C. 2018. A new high-resolution chronology for the late Maastrichtian warming event; establishing robust temporal links with the onset of Deccan volcanism. *Geology*, 46(2): 147–150.
- Barrera E, Savin S M. 1999. Evolution of late Campanian-Maastrichtian marine climates and oceans. In: Barrera E, Johnson C C (eds). *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. The Geological Society of America, 332(1): 245–282.
- Boucot A J, Xu C, Scotese C R, Morley R J. 2013. *Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Brookfield M E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24(3): 303–332.
- Bull W B. 1977. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 1(2): 222–270.
- Burchfiel B C, Chen Z L. 2012. *Tectonics of the Southeastern Tibetan Plateau and Its Adjacent Foreland*. Boulder: The Geological Society of America.
- Cao Y, Sun Z M, Li H B, Pei J L, Liu D L, Zhang L, Ye X Z, Zheng Y, He X L, Ge C L, Jiang W. 2019. New paleomagnetic results from Middle Jurassic limestones of the Qiangtang terrane, Tibet: constraints on the evolution of the Bangong-Nujiang Ocean. *Tectonics*, 38(1): 215–232.
- Costa P J M, Andrade C, Mahaney W C, Marques da Silva F, Freire P, Freitas M C, Janardo C, Oliveira M A, Silva T, Lopes V. 2013. Aeolian microtextures in silica spheres induced in a wind tunnel experiment: comparison with aeolian quartz. *Geomorphology*, 180–181: 120–129.
- DeCelles P G, Kapp P, Ding L, Gehrels G E. 2007. Late Cretaceous to middle Tertiary basin evolution in the central Tibetan Plateau: changing environments in response to tectonic partitioning, aridification, and regional elevation gain. *GSA Bulletin*, 119(5–6): 654–680.
- DeCelles P G, Kapp P, Gehrels G E, Ding L. 2014. Paleocene-Eocene foreland basin evolution in the Himalaya of southern Tibet and Nepal: implications for the age of initial India-Asia collision. *Tectonics*, 33(5): 824–849.
- Deng B, Chew D, Jiang L, Mark C, Cogné N, Wang Z J, Liu S G. 2018. Heavy mineral analysis and detrital U-Pb ages of the intracontinental Paleo-Yangtze Basin: implications for a transcontinental source-to-sink system during Late Cretaceous time. *GSA Bulletin*, 130(11–12): 2087–2109.
- Ding L, Kapp P, Cai F L, Garzzone C N, Xiong Z Y, Wang H Q, Wang C. 2022. Timing and mechanisms of Tibetan Plateau uplift. *Nature Reviews Earth & Environment*, 3(10): 652–667.
- Friedrich O, Norris R D, Erbacher J. 2012. Evolution of Middle to Late Cretaceous oceans: a 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology*, 40(2): 107–110.
- Fryberger S G, Schenk C. 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. *Sedimentology*, 28(6): 805–821.
- Fryberger S G, Schenk C J. 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, 55(1–2): 1–15.
- Fryberger S G, Hesp P, Hastings K. 1992. Aeolian granule ripple deposits, Namibia. *Sedimentology*, 39(2): 319–331.
- Fryberger S G. 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 73(1): 167–197.
- Gao Y, Ibarra D E, Wang C S, Caves J K, Chamberlain C P, Graham S A, Wu H C. 2015. Mid-latitude terrestrial climate of East Asia linked to global climate in the Late Cretaceous. *Geology*, 43(4): 287–290.
- Gao Y S, Wang C S, Wang P J, Gao Y F, Huang Y J, Zou C C. 2019. Progress on continental scientific drilling project of Cretaceous Songliao Basin (SK-1 and SK-2). *Science Bulletin*, 64(2): 73–75.
- Gao Y, Ibarra D E, Caves Rogenstein J K, Chen J Q, Kukla T, Methner K, Gao Y F, Huang H, Lin Z P, Zhang L M, Xi D P, Wu H C, Carroll A R, Graham S A, Chamberlain C P, Wang C S. 2021. Terrestrial climate in mid-latitude East Asia from the latest Cretaceous to the earliest Paleogene: a multiproxy record from the Songliao Basin in northeastern China. *Earth-Science Reviews*, 216: 103572.
- Ghazi S, Mountney N P. 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: the Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 221(1–4): 99–126.

- Goudie A S, Watson A. 1981. The shape of desert sand dune grains. *Journal of Arid Environments*, 4(3): 185–190.
- Haq B U. 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113(1): 44–58.
- Havholm K G, Kocurek G. 1994. Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, 41(5): 913–934.
- Higgs R. 1979. Quartz-grain surface features of Mesozoic-Cenozoic sands from the Labrador and western Greenland continental margins. *Journal of Sedimentary Research*, 49(2): 599–610.
- Hu F, Wu F, Chapman J B, Ducea M N, Ji W, Liu S. 2020. Quantitatively tracking the elevation of the Tibetan Plateau since the Cretaceous: insights from whole-rock Sr/Y and La/Yb ratios. *Geophysical Research Letters*, 47(15): e2020GL-089202.
- Huber B T, MacLeod K G, Watkins D K, Coffin M F. 2018. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. *Global and Planetary Change*, 167(1): 1–23.
- Hunter R E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3): 361–387.
- Hunter R E. 1981. Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from the western interior USA. In: Ethridge F G, Flores R M (eds). *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments, Models for Exploration*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 31: 315–329.
- Ibarra D E, Dai J G, Gao Y, Lang X H, Duan P Z, Gao Z J, Chen J Q, Methner K, Sha L J, Tong H, Han X, Zhu D C, Li Y L, Tang J X, Cheng H, Chamberlain C P, Wang C S. 2023. High-elevation Tibetan Plateau before India-Eurasia collision recorded by triple oxygen isotopes. *Nature Geoscience*, 16: 810–815.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Li J X, Liu C Z. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chemical Geology*, 262(3–4): 229–245.
- Jones F H, dos Santos Scherer C M, Kuchle J. 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology*, 337: 133–150.
- Jung C, Voigt S, Friedrich O, Koch M C, Frank M. 2013. Campanian-Maastrichtian ocean circulation in the tropical Pacific. *Paleoceanography*, 28(3): 562–573.
- Kapp P, Yin A, Harrison T M, Ding L. 2005. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *GSA Bulletin*, 117(7–8): 865–878.
- Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, Heizler M, Ding L. 2007. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Ni-ma area of central Tibet. *GSA Bulletin*, 119(7–8): 917–933.
- Kocurek G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28(6): 753–780.
- Kocurek G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19: 43–75.
- Kocurek G. 1999. The aeolian rock record. In: Goudie A S, Livingstone I, Stokes S (eds). *Aeolian Environments Sediments and Landforms*. Chichester: Wiley, 239–259.
- Kocurek G, Dott R H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Research*, 51(2): 579–595.
- Kocurek G, Dott R H. 1983. Jurassic paleogeography and paleoclimate of the central and southern Rocky Mountains region. In: Reynolds M W, Dolly E D (eds). *Mesozoic paleogeography of the west-central United States*. Denver: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1: 101–116.
- Kocurek G, Havholm, K G. 1993. Eolian sequence stratigraphy: a conceptual framework. In: Weimer P, Posamentier H W (eds). *Siliclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1: 393–409.
- Kocurek G, Lancaster N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46(3): 505–515.
- Krinsley D H, Donahue J. 1968. Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. *GSA Bulletin*, 79(6): 743–748.
- Krinsley D H, Doornkamp J C. 2011. *Atlas of Quartz Sand Surface Textures*. Cambridge University Press.
- Lancaster N. 2014. Aeolian Processes. In: Elias S A (ed). *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Amsterdam: Elsevier.
- Leier A L, Decelles P G, Kapp P, Ding L. 2007. The Takena Formation of the Lhasa terrane, southern Tibet: the record of a Late Cretaceous retroarc foreland basin. *GSA Bulletin*, 119(1–2): 31–48.
- Li G J, Wu C H, Rodríguez-López J P, Yi H S, Xia G Q, Wagreich M. 2018. Mid-Cretaceous aeolian desert systems in the Yunlong area of the Lanping Basin, China: implications for palaeoatmosphere dynamics and paleoclimatic change in East Asia. *Sedimentary Geology*, 364: 121–140.
- Li L Q, Keller G. 1998. Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525A and 21. *Marine Micropaleontology*, 33(1–2): 55–86.
- Li S H, van Hinsbergen D J J, Najman Y, Jing L Z, Deng C L, Zhu R X. 2020. Does pulsed Tibetan deformation correlate with Indian plate motion changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 536: 116144.
- Little K, Robinson S A, Bown P R, Nederbragt A J, Pancost R D. 2011. High sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience*, 4(3): 169–172.
- Mack G H, Rasmussen K A. 1984. Alluvial-fan sedimentation of the Cutler Formation (Permo-pennsylvanian) near Gateway, Colorado. *GSA Bulletin*, 95(1): 109–116.
- Mahaney W C. 2002. *Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications*. Oxford University Press.
- Mateo P, Keller G, Punekar J, Spangenberg J E. 2017. Early to Late Maastrichtian environmental changes in the Indian Ocean compared

- with Tethys and South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478(1): 121–138.
- Mather A E, Hartley A. 2005. Flow events on a hyper-arid alluvial fan; Quebrada Tambores, Salar de Atacama, northern Chile. *Geological Society, London, Special Publications*, 251(1): 9–24.
- Miall A D. 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Cham: Springer International Publishing.
- Mountney N P. 2006. Eolian facies models. In: Posamentier H W, Walker R G (eds). *Facies Models Revisited*. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1: 19–83.
- Mountney N P. 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. *Sedimentology*, 59(3): 964–989.
- Mountney N P, Howell J, Flint S, Jerram D. 1999. Relating eolian bounding-surface geometries to the bed forms that generated them; Etjo Formation, Cretaceous, Namibia. *Geology*, 27(2): 159–162.
- Murphy M A, Yin A, Harrison T M, Durr S B, Ryerson F J, Kidd W S F. 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology*, 25(8): 719–722.
- Mountney N P, Jagger A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system; the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology*, 51(4): 713–743.
- Nickling W G, Neuman C M, Lancaster N. 2002. Grainfall processes in the lee of transverse dunes, Silver Peak, Nevada. *Sedimentology*, 49(1): 191–209.
- Nordt L, Atchley S, Dworkin S. 2003. Terrestrial evidence for two greenhouse events in the latest Cretaceous. *GSA Today*, 13(12): 4–9.
- Parrish J T, Peterson F. 1988. Wind directions predicted from global circulation models and wind directions determined from eolian sandstones of the western United States: a comparison. *Sedimentary Geology*, 56(1–4): 261–282.
- Rodríguez-López J P, De Boer P L, Meléndez N, Soria A R, Pardo G. 2006. Windblown desert sands in coeval shallow marine deposits: a key for the recognition of coastal ergs in the mid-Cretaceous Iberian Basin, Spain. *Terra Nova*, 18(5): 314–320.
- Rodríguez-López J P, Clemmensen L B, Lancaster N, Mountney N P, Veiga G D. 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary record: current understanding and future prospects. *Sedimentology*, 61(6): 1487–1534.
- Roger F, Jolivet M, Cattin R, Malavieille J. 2011. Mesozoic-Cenozoic tectonothermal evolution of the eastern part of the Tibetan Plateau (Songpan-Garzê, Longmen Shan area): insights from thermochronological data and simple thermal modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 353(1): 9–25.
- Romain H G, Mountney N P. 2014. Reconstruction of three-dimensional eolian dune architecture from one-dimensional core data through adoption of analog data from outcrop. *AAPG Bulletin*, 98(1): 1–22.
- Rubin D M, Hunter R E. 1983. Reconstructing bedform assemblages from compound crossbedding. In: Brookfield M E, Ahlbrandt T S (eds). *Eolian Sediments and Processes*. Amsterdam: Elsevier, 407–427.
- Rubin D M, Carter C L. 1987. *Cross-bedding, Bedforms, and Paleocurrents*. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology.
- Scherer C M S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137(1–2): 63–84.
- Scherer C M S, Goldberg K. 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic-earliest Cretaceous in Gondwana: evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250(1–4): 89–100.
- Scherer C M S, Mello R G, Ferronato J P F, Amarante F B, Reis A D, Souza E G, Goldberg K. 2020. Changes in prevailing surface-palaeowinds of western Gondwana during Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, 116: 104598.
- Sharp R P. 1963. Wind ripples. *The Journal of Geology*, 71(5): 617–636.
- Studnicki-Gizbert C, Burchfiel B C, Li Z, Chen Z. 2008. Early Tertiary Gonjo Basin, eastern Tibet: sedimentary and structural record of the early history of India-Asia collision. *Geosphere*, 4(4): 713–735.
- Sun G Y, Hu X M, Sinclair H D, BouDagher-Fadel M K, Wang J G. 2015. Late Cretaceous evolution of the Coqen Basin (Lhasa Terrane) and implications for early topographic growth on the Tibetan Plateau. *GSA Bulletin*, 127(7–8): 1001–1020.
- Tada R, Siever R. 1986. Experimental knife-edge pressure solution of halite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(1): 29–36.
- Tang M Y, Jing L Z, Hoke G D, Xu Q, Wang W T, Li Z F, Zhang J Y, Wang W. 2017. Paleoelevation reconstruction of the Paleocene-Eocene Gonjo Basin, SE-central Tibet. *Tectonophysics*, 712–713: 170–181.
- Tierney J E, Zhu J, King J, Malevich S B, Hakim G J, Poulsen C J. 2020. Glacial cooling and climate sensitivity revisited. *Nature*, 584(7822): 569–573.
- Todd S P. 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36(4): 513–530.
- Tucker M E, Jones S J. 2023. *Sedimentary Petrology*. Chichester: John Wiley & Sons.
- Vos K, Vandenberghe N, Elsen J. 2014. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): from sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128: 93–104.
- Walker T R, Mckee E D. 1979. Red color in dune sand. *United States Geological Survey Professional Papers*, 1052: 61–81.
- Wang C S, Feng Z Q, Zhang L M, Huang Y J, Cao K, Wang P J, Zhao B. 2013. Cretaceous paleogeography and paleoclimate and the setting of SKI borehole sites in Songliao Basin, northeast China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 385(1): 17–30.
- Wang C, Ding L, Zhang L Y, Kapp P, Pullen A, Yue Y H. 2016. Petrogenesis of Middle–Late Triassic volcanic rocks from the Gangdese belt, southern Lhasa terrane: implications for early subduction of

- Neo-Tethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 262: 320–333.
- Wang Y D, Huang C M, Sun B N, Quan C, Wu J Y, Lin Z C. 2014. PaleocO₂ variation trends and the Cretaceous greenhouse climate. *Earth-Science Reviews*, 129: 136–147.
- Waugh B. 1970. Formation of quartz overgrowths in the Penrith Sandstone (Lower Permian) of northwest England as revealed by scanning electron microscopy. *Sedimentology*, 14(3–4): 309–320.
- Wilf P, Johnson K R, Huber B T. 2003. Correlated terrestrial and marine evidence for global climate changes before mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 100(2): 599–604.
- Wu C H, Liu C L, Yi H S, Xia G Q, Zhang H, Wang L C, Li G J, Wagerich M. 2017. Mid-Cretaceous desert system in the Simao Basin, southwestern China, and its implications for sea-level change during a greenhouse climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 468: 529–544.
- Wu C H, Rodríguez-López J P, Santosh M. 2022. Plateau archives of lithosphere dynamics, cryosphere and paleoclimate: the formation of Cretaceous desert basins in East Asia. *Geoscience Frontiers*, 13(6): 101454.
- Wu C H, Sun X M, Li G W, Huang L Q, Jiao H J, Li Z W, Jian X, Mason C C, Rodríguez-López J P. 2023. Cretaceous mountain building processes triggered the aridification and drainage evolution in East Asia. *GSA Bulletin*, 11: 20–43.
- Wu G X, Liu Y M, He B, Bao Q, Duan A M, Jin F F. 2012. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Scientific Reports*, 2(1): 404–415.
- Xiao R Y, Zheng Y, Liu X C, Yang Q, Liu G, Xia L, Bian Z, Guan J, Feng P, Xu H, Clift P D, Qiang X, Zhang Y, Zheng H. 2021. Synchronous sedimentation in Gonjo Basin, southeast Tibet in response to India-Asia collision constrained by magnetostratigraphy. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(3): e2020GC-009411.
- Xiong Z Y, Ding L, Spicer R A, Farnsworth A, Wang X, Valdes P J, Su T, Zhang Q H, Zhang L Y, Cai F L, Wang H Q, Li Z Y, Song P P, Guo X D, Yue Y H. 2020. The early Eocene rise of the Gonjo Basin, SE Tibet: from low desert to high forest. *Earth and Planetary Science Letters*, 54(3): 116312.
- Xu H, Liu Y Q, Kuang H W, Peng N. 2019. Late Jurassic fluvial-eolian deposits from the Tianchihe Formation, Ningwu-Jingle Basin, Shanxi Province, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 174: 245–262.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211–280.
- Yu X C, Liu C L, Wang C L, Wang J Y. 2021. Late Cretaceous aeolian desert system within the Mesozoic fold belt of South China: palaeoclimatic changes and tectonic forcing of East Asian erg development and preservation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 567: 110299.
- Zhang J, Liu Y G, Fang X, Zhang T, Zhu C G, Wang C S. 2021a. Elevation of the Gangdese Mountains and their impacts on Asian climate during the Late Cretaceous: a modeling study. *Frontiers in Earth Science*, 9(1): 12–70.
- Zhang J, Liu Y G, Flögel S, Zhang T, Wang C S, Fang X M. 2021b. Altitude of the East Asian coastal mountains and their influence on Asian climate during Early Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(22): e2020JD034413.
- Zhang Y, Huang W T, Huang B C, Hinsbergen D V, Yang T, Dupont-Nivet G, Guo Z J. 2018. 53–43 Ma deformation of eastern Tibet revealed by three stages of tectonic rotation in the Gonjo Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5): 3320–3338.
- Zhu D C, Wang Q, Cawood P A, Zhao Z D, Mo X X. 2017. Raising the Gangdese Mountains in southern Tibet. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1): 214–223.

(责任编辑 张西娟; 英文审校 刘贺娟)