

❖ 孙枢奖获奖者论文 ❖

引用格式:黄春菊,张瑞尧,邓胜徽,等. 2026. 晚奥陶世—早志留世高精度天文年代标尺及其对奥陶纪末生物大灭绝的时间约束[J]. 沉积学报, 44(4): 1215-1237.

HUANG ChunJu, ZHANG RuiYao, DENG ShengHui, et al. 2026. High-Precision Astronomical Time Scale for the Late Ordovician-Early Silurian and Its Temporal Constraints on the End-Ordovician Mass Extinction[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 44(4): 1215-1237.

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.004

CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2026.004

晚奥陶世—早志留世高精度天文年代标尺及其对奥陶纪末生物大灭绝的时间约束

黄春菊¹, 张瑞尧², 邓胜徽³, 王政¹, 张然然¹, 梁建昊¹

1. 中国地质大学(武汉)地球与行星科学学院, 地质微生物与环境全国重点实验室, 关键带演化湖北省重点实验室, 武汉 430074

2. 湖北师范大学城市与环境学院, 湖北黄石 435002

3. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

摘要 【目的】晚奥陶世—早志留世是地球演化史上的关键转折期,以赫南特冰期和奥陶纪末生物大灭绝事件为核心标志,但该时期地质年代框架的精度仍存在较大争议,制约了对生物灭绝机制与气候演化过程的深入理解。本研究旨在通过旋回地层学与同位素测年的交叉融合,建立晚奥陶世—早志留世的高分辨率绝对天文年代标尺,为重大地质事件的精细时间约束提供科学依据。【方法】以四川长宁双河、重庆綦江安稳和湖北宜昌王家湾三个剖面为研究对象,对采集的高分辨率元素数据(Si、Fe、Ca、Al、Rb/Sr等),利用AnalySeries和Acytle软件进行旋回分析,识别米兰科维奇旋回信号;通过COCO/eCOCO和TimeOpt方法估算沉积速率,建立浮动天文年代标尺;同时对剖面火山灰层进行CA-ID-TIMS锆石U-Pb测年,获取绝对年龄锚点,实现深度域到时间域的精确转换。【结果】(1)在XRF元素序列中识别出稳定的对应于405 kyr和~100 kyr长短偏心率周期的沉积旋回,双河、安稳和王家湾剖面分别建立了长度为12.2 Myr、10.3 Myr和2.75 Myr的浮动天文年代标尺;(2)由于双河剖面的地质记录最全,旋回分析结合火山灰层U-Pb年龄(双河剖面:438.47±0.17 Ma),标定的奥陶纪/志留纪界线和赫南特阶底界线年龄442.34±0.22 Ma和443.78±0.22 Ma可作为未来国际地质年代标准;(3)赫南特阶的持续时间在双河剖面为1.44 Myr,而在王家湾剖面约为0.41 Myr,推断王家湾剖面可能存在沉积间断;(4)古气候指标与海平面变化均显示出1.2 Myr和2.4 Myr的长周期波动。【结论】建立了晚奥陶世—早志留世高精度天文年代标尺,显著提升了该时期地质年代框架的精度,揭示了奥陶纪末生物大灭绝事件的快速发生过程。天文周期对该时期气候—环境演化具有显著的驱动作用,为深入理解奥陶纪末生物大灭绝的触发机制提供了关键时间约束。

关键词 旋回地层学;天文年代学;奥陶纪—志留纪转折期;生物大灭绝;锆石U-Pb年龄

第一作者 黄春菊,女,1974年出生,博士,教授,旋回地层学,E-mail: huangcj@cug.edu.cn

中图分类号: Q111.7 **P534.42** **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0550(2026)04-1215-23

0 引言

当今人类正遭遇全球气候变化,研究地球历史时期发生的重大地质及古气候变化事件的原因机制,以古示今是预测未来气候变化的有效手段(DeConto *et al.*, 2012)。深时地质记录是了解地球—生物系统演化和全球气候环境变化发展史的最重要途径,但这仅用近现代地质和气候变化资料所不能

获取的(Payne and Clapham, 2012; 王成善等, 2025)。美国国家科学研究委员会的报告曾指出理解深时地球可以为预测未来气候变化提供重要的科学依据(Montañez *et al.*, 2011)。地质时间是我们地球科学研究中的最基本要素,它是解决一切地质问题的关键钥匙,没有精确的地质时间,就无法回答地质事件或者生物演化的发生和持续时间,以及地质事件或者生物演化发生的原因及其驱动机制等问题

收稿日期:2026-01-26;修回日期:2026-02-10;录用日期:2026-02-14;网络出版日期:2026-02-14

基金项目:国家自然科学基金项目(42172039)

(Benton and Twitchett, 2003), 因此, 如何获得高精度的连续时间标尺成为目前迫切需要解决的关键地球科学问题。利用旋回地层学对地质年代进行天文校准获得的精确天文地质年代即天文年代学, 已经发展成为地球科学研究中非常重要的内容。旋回地层学深化了人们对天文驱动力影响全球古气候系统的认识, 并已成为全球地质年代标尺校准的有效工具(Hinnov, 2013; Huang, 2018; Huang *et al.*, 2020)。利用天文旋回校准地质年代的意义在于不仅可以提高地质年代的精度, 更有助于理解地质事件发展过程的机理(Huang *et al.*, 2011)。

4.3 亿年左右的奥陶纪—志留纪转折期是地质历史中一个非常关键的时期, 全球构造、气候、海洋和生物界均发生了重大变化, 其中地球科学界研究的热点科学问题是晚奥陶世末发生的生物大灭绝事件和冰川事件的原因机制。4.4 亿年前奥陶纪末期发生了地球演化史上显生宙五次大灭绝中的第一次生物大灭绝事件, 约85%的物种灭绝, 其原因机制至今仍是一个谜, 科学家曾提出冰川事件、海平面变化、碳同位素正漂移、大洋缺氧、板块活动、火山爆发及伽马射线暴等多种解释(Sheehan, 2001; Brenchley *et al.*, 2003; Trotter *et al.*, 2008; Yan *et al.*, 2010; Elrick *et al.*, 2013; Bartlett *et al.*, 2018; Bond and Grasby, 2020; Rong *et al.*, 2020; Saupe *et al.*, 2020; Hu *et al.*, 2021), 但具体的原因机制目前学界尚未形成统一认识。

新生代已经广泛开展了旋回地层学和天文年代学研究, 天文周期驱动的气候变化已被证明是研究新生代气候系统和建立高分辨率连续时间标尺和地质年代的基础(Hinnov, 2018; Westerhold *et al.*, 2020), 而前新生代天文年代学研究还面临着缺乏生物地层保存不完整、缺乏地磁反转地层学证据、高精度地质年代学数据不足及缺少可信的天文参数模型等诸多挑战(Hinnov, 2013)。奥陶纪天文驱动的气候变化被认为是影响冰川、海平面和生物多样性等变化的过程, 奥陶系的旋回地层学研究结合高质量的放射性同位素测年建立高分辨率的数字时间标尺, 以帮助理清奥陶纪古环境的变化和生物演化(Sinnesael, 2023)。

21 世纪以来, 随着非常规油气勘探开发的快速发展, 有关奥陶纪—志留纪地层中页岩的沉积过程、沉积环境变化以及有机质和页岩油富集机理等方面

越来越成为热门研究课题(邹才能和邱振, 2021)。近年来, 中国学者也尝试对这套特殊的页岩沉积地层开展旋回地层学研究, 通过对钻井岩心测得的古气候替代指标或者录井的自然伽马数据以及露头测得的磁化率、总有机碳、碳同位素数据、灰度和风化指数等进行旋回分析建立浮动天文年代标尺, 获得的赫南特阶的持续时间从0.45 Myr 到 1.74 ± 0.4 Myr 不等(Fang *et al.*, 2016; Lu *et al.*, 2019; Zhong *et al.*, 2020; Jin *et al.*, 2020a, 2024; Li *et al.*, 2021; Zhang *et al.*, 2021; Xiong *et al.*, 2023, 2025; Wu *et al.*, 2024; Xu *et al.*, 2025; Yong *et al.*, 2025; Ouyang *et al.*, 2026)。但遗憾的是大多用于旋回分析的数据来自钻孔, 有的没有生物地层约束, 有的生物带划分不明确, 因而很难用于精确校准国际地质年代表。

旋回地层学分析可以建立高精度连续的浮动天文年代标尺, 而高精度的同位素测年数据则为旋回地层学提供绝对年龄锚点, 二者结合可以校准地质界线 and 重大地质事件的绝对年龄(Kuiper *et al.*, 2008; Hilgen, 2010; Meyers *et al.*, 2012; Thibault *et al.*, 2016; Hilgen *et al.*, 2020; Harrigan *et al.*, 2022; Abdeldaim *et al.*, 2025)。晚奥陶世生物大灭绝发生在赫南特阶的 *M. extraordinarius* 和 *M. persculptus* 两个笔石带, 但大灭绝事件、碳同位素漂移及冰期发生的精确时间, 气候演变的过程和速率以及原因机制仍存在诸多争议。前人研究认为赫南特冰期和生物灭绝的持续时间从0.2~2.2 Myr 不等, 而赫南特阶的持续时间也从0.4 Myr 到 2.14 Myr 不等(Sutcliffe *et al.*, 2000; Hu *et al.*, 2008; Gradstein *et al.*, 2012, 2020; Crampton *et al.*, 2016; Ling *et al.*, 2019; Deng *et al.*, 2021; Zhang *et al.*, 2025), 奥陶纪—志留纪界线年龄也从 442.33 ± 0.34 Ma 到 443.83 ± 1.5 Ma (Gradstein *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2025), 笔石带的沉积时限更是存在诸多争议, 均需要尽快通过多学科的综合研究建立更精确的更高精度的年代标尺来解决这些争议。

本文通过在奥陶纪—志留纪之交的四川长宁双河、重庆綦江安稳和湖北宜昌王家湾3个野外剖面采集高分辨率的古气候数据和火山灰样品, 利用旋回地层学分析建立浮动天文年代标尺, 结合火山灰锆石测得的高精度放射性同位素年龄和生物地层年代框架, 建立高精度连续的晚奥陶世—早志留世的绝对天文年代标尺, 在此基础上重建古气候的演化过程, 探讨天文因素对气候变化和生物演化的驱动作用。

1 研究剖面概况

1.1 四川长宁双河剖面

四川长宁双河剖面(简称双河剖面)的上奥陶统五峰组到下早志留统龙马溪组位于四川省宜宾市长宁县双河镇北的燕子村狮子山采石场,是中石油的标准研究剖面,生物地层研究程度较高。该剖面处于川南低缓构造—娄山褶皱带的双河背斜构造北侧,赫南特阶—鲁丹阶沉积时期该剖面位于深水—半深水的陆棚区,沉积了相对较厚的地层(图1)。双河剖面自下而上划分为宝塔组、五峰组和龙马溪组三个组。五峰组的笔石页岩段(1~7层),其岩性主要为黑色碳质页岩和钙质泥岩夹灰白、黄灰色薄—中层状钾质斑脱岩,厚度约10 m,产大量笔石和个别腕足类和头足类化石。观音桥段(8层)的岩性主要为灰黑色泥质灰岩,厚0.9 m,产大量腕足类和笔石化石。龙马溪组的岩性为黑色笔石页岩夹灰黑、深灰色钙质泥岩、粉砂质泥岩及少量灰色薄—中层状泥质灰岩、微晶灰岩和灰白、黄灰色薄—中层状钾质斑脱岩,下一中部产大量笔石化石,上部产大量较多或稀少笔石化石,该组沉积厚度为308 m,本研究仅采集下部61.7 m的地层数据(Wang *et al.*, 2017)。

长宁双河剖面笔石页岩段产大量笔石,且遍布全组,初步可以识别出 *Metabolograptus persculptus* (MP) 带、*Metabolograptus extraordinarius* (ME)、*Dicellograptus complexus* (DC) 带和 *Paraorthograptus pacificus* (PP) 带的 *Tangyagraptus typicus* (TT) 亚带,观音桥段产大量

腕足类化石,发现 *Hirnantia* 贝。长宁双河剖面龙马溪组产大量笔石,且遍布全组,笔石带比较齐全(段文哲, 2011; 中石油内部报告)。

1.2 重庆綦江安稳剖面

重庆綦江安稳剖面(简称安稳剖面)位于重庆东南约100 km的綦江区安稳镇,该剖面出露于马路边。安稳剖面的五峰组细分为下部笔石页岩段和上部观音桥段;龙马溪组通称黑色笔石页岩段。赫南特阶—鲁丹阶沉积时期该剖面位于深水—半深水的陆棚区边缘,川东南拗陷的边缘区(图1)。五峰组(2~4层)的笔石页岩段其岩性主要为黑色碳质页岩、页岩夹灰白、黄灰色薄—中层状钾质斑脱岩,缺少其他地区常见的硅质页岩,厚1.7 m,产大量笔石化石,下伏地层为1 m厚的灰黑色泥质页岩的临湘组,两者呈假整合接触。观音桥段(5层)岩性主要为深灰色生物泥晶页岩,厚0.7 m,产大量腕足类和较多笔石化石。龙马溪组的岩性为黑色笔石页岩夹灰黑、深灰色粉砂质页岩和灰白、黄灰色薄—中层状钾质斑脱岩,上部夹少量灰色薄—中层状泥质灰岩及泥质灰岩透镜体,发育多层火山灰,下一中部产大量笔石化石,上部产大量较多或稀少笔石化石,厚158.7 m,本研究仅采集该组下部的43.3 m地层数据(Wang *et al.*, 2017)。

安稳剖面五峰组笔石页岩段产大量笔石,自下而上将其划分为 *Metabolograptus persculptus* (MP) 带、*Parakidograptus acuminatus* (PA) 带、*Cystograptus vesiculosus* (CV) 带、*Coronograptus cyphus* (CC) 带。此

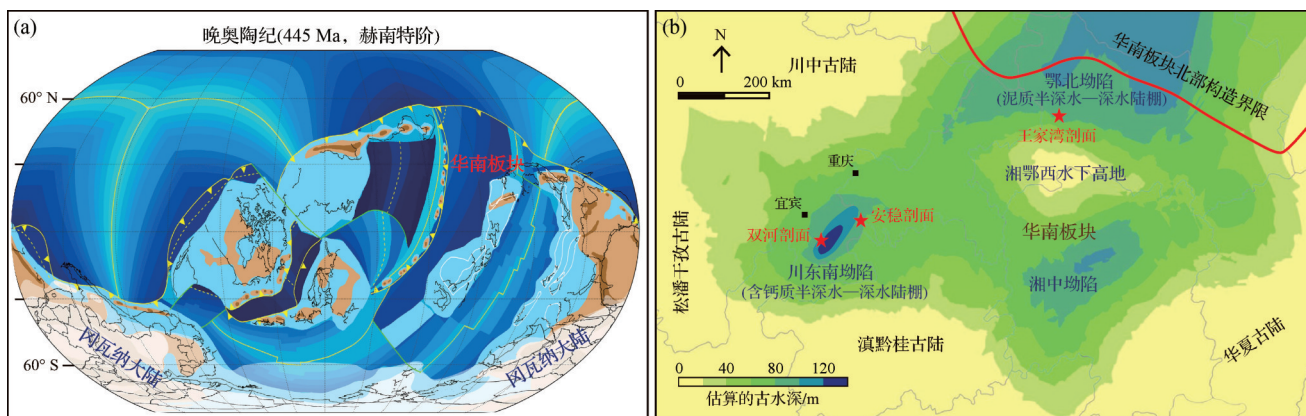


图1 研究区古地理位置图

(a) 445 Ma时期的古海洋图(据 Scotese, 2023 修改); (b) 赫南特阶沉积时期的双河、安稳和王家湾三个剖面的古地理图(据 Zhang *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2024 修改)

Fig.1 Paleogeographic map of the study area

(a) paleogeographic map at 445 Ma (modified from Scotese, 2023); (b) paleogeographic map showing the Shuanghe section, Anwen section, and Wangjiawan section (modified from Zhang *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2024)

外,观音桥段产大量腕足类化石(Wang *et al.*, 2017; 中石油内部报告)。

1.3 湖北宜昌王家湾剖面

王家湾北剖面位于湖北宜昌东北方向 42 km 的王家湾村,是全球边界层型剖面 and 点(Global Stratotype Section and Point, GSSP),在黄陵背斜的东侧,主要出露五峰组、观音桥层和龙马溪组,露头强烈风化至深棕色,笔石化石在地层表面清晰可见。赫南特阶—鲁丹阶沉积时期该剖面位于湘鄂西水下高地与半深水陆棚之间,地层沉积相对较薄(图 1)。五峰组和龙马溪组均为黑色页岩、深棕色硅质页岩和硅质岩,观音桥层则为泥质灰岩。沉积地层出露连续,笔石带化石丰富,五峰组笔石带自下而上为 *Dicellograptus complexus* (DC) 带、*Paraorthograptus pacificus* (PP) 带(下亚带、*Tangyagraptus typicus* (TT) 亚带和 *Diceratograptus mirus* (DM) 亚带) 和 *Metabolograptus extraordinarius* (ME) 带;龙马溪组的笔石带自下而上为 *Metabolograptus persculptus* (MP) 带、*Akidograptus ascensus* (AA) 带和 *Parakidograptus acuminatus* (PA) 带(Chen *et al.*, 2006)。本研究仅采集了从五峰组到龙马溪组共 5.21 m 厚的地层记录。

2 研究材料与测试分析方法

2.1 古气候替代指标 XRF 数据的采集与指标意义

在双河剖面从上奥陶统凯迪阶到下志留统的埃隆阶约 93 m 的地层,首先移除表面被风化的沉积物露出新鲜层面,利用手持式便携岩石元素光谱仪(Innov-XRF)以 2~5 cm 平均 2.7 cm 的采样间距,每个采样点测试 3 次,每次 60 s,最后取其均值,共采集了 3 348 个 XRF 数据。在安稳剖面从上奥陶统凯迪阶到下志留统埃隆阶的 50.6 m 露头地层,平均 6 cm 采样间距共采集了 987 个 XRF 数据。在王家湾剖面从上奥陶统到下志留统的 5.2 m 地层进行 XRF 数据的野外采集,以平均 2 cm 的采样间距共采集 281 个数据点,测得数据的观音桥层位于剖面 2.52~2.68 m 处。

不同的地球化学元素由于其化学性质的显著差异,在沉积过程中会表现出不同的地球化学习性和分布规律。常量元素构成了岩石和沉积物的主要化学成分,其含量变化主要受主矿物控制,可以反映沉积物的物质来源。沉积物常量元素中 Si、Al、Ca、K、Na、Fe、Mn 等元素对气候变化反应灵敏,常被用来反

映物源区的气候变化,其中 Si、Al、K、Fe 和 Ti 等元素一般认为是陆源碎屑物质输入有关,其含量的变化主要受物理风化作用及区域降水量变化的影响,是反演古海平面波动的重要地球化学替代指标(Clift *et al.*, 2014)。Rb 在化学风化中相对稳定而 Sr 在源区相对容易迁移,因此 Rb/Sr 值可以反映源区的化学风化强弱,用于降水与气温的古气候环境重建(Jin *et al.*, 2020b)。

2.2 旋回分析方法

利用旋回分析软件 AnalySeries2.08 (Paillard *et al.*, 1996) 和 Acycle2.8 (Li *et al.*, 2019) 对数据进行去极值、等间距插值和去趋势等预处理,然后对数据进行多窗口频谱分析法进行旋回分析。利用相关系数(COCO)/演化相关系数法(eCOCO)估算出可能的沉积速率,即通过蒙特卡罗(Monte Carlo)模拟方法实现深度域数据的能量频谱和理论天文解(如 Laskar *et al.*, 2004)之间相关系数匹配的方式来估算沉积地层沉积速率(Li *et al.*, 2018b)。时间最优法(TimeOpt)沉积速率估算方法,通过蒙特卡罗模拟,系统评估可能的地层沉积时间或沉积速率,通过岁差频段受偏心率驱动的振幅调制达到最优和频谱能量在岁差与偏心率频率上实现最大集中来确定出最优的沉积速率(Meyers, 2019)。通过两种方法估算的沉积速率,计算出识别的沉积旋回对应的地球轨道周期,找出对应于稳定的 405 kyr 和 100 kyr 的长短偏心率周期的沉积旋回,对其进行高斯带通滤波(带宽选择中心频率的 20%~25%),进而建立时深转换年代模型,将深度域数据转换为时间域数据,建立浮动天文年代标尺。

为了重建古海平面变化,利用 Acycle2.8 软件里的沉积噪音模型(Dynamic Noise After Orbital Tuning, DYNOT),这是一种通过提取沉积记录中非天文信号以重建古水深波动的地质分析工具(Li *et al.*, 2018a)。该方法的基本原理是将因生物扰动、风暴事件等因素形成的噪音成分分离,并建立其相对强度与水体相对升降之间的定量关系,从而模拟古海平面的变化趋势。该方法的核心包括动态噪音分析(DYNOT)和一阶自相关系数(ρ_1)的联合运用,两者通常协同验证系统在时间序列中的稳定性。通常,高海平面时期对应着低噪音水平,其表现为较低的 DYNOT 值与较高的 ρ_1 值;相反,低海平面时期则表现为高噪音水平,其表现为较高的 DYNOT 值及较低的 ρ_1 值。

2.3 ID-TIMS的U-Pb测年

在双河剖面 and 安稳剖面分别采集了2层和4层火山灰样品,在北京铀年领航科技有限公司挑选出用于放射性同位素测年的锆石颗粒,在美国Boise State大学Mark Schmitz教授实验室采用ID-TIMS的U-Pb测年技术获得了高精度的放射性同位素年龄。将挑选的长100~300 μm 的细长棱柱状锆石晶体分离物放置在石英烧杯中,于马弗炉内900 $^{\circ}\text{C}$ 的环境下退火60 h,以修复轻微的辐射损伤。退火处理能够增强阴极发光(CL)强度(Nasdala *et al.*, 2002),提升激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICPMS)分析过程中元素分馏的重现性(Allen and Campbell, 2012),同时为后续的化学剥蚀处理做好准备(Mattinson, 2005)。退火完成后,手工挑选出单个锆石颗粒,将其固定、抛光,然后利用扫描电子显微镜进行阴极发光(CL)成像。根据这些整合后的图像,挑选出阴极发光模式一致且典型的颗粒,用于后续的同位素分析。同位素稀释热电离质谱的U-Pb年代学方法遵循Davydov *et al.* (2010)与Schmitz and Davydov (2012)的方法。不确定性基于非系统分析误差,包括计数统计、仪器分馏、示踪减法和空白减法。

3 研究结果分析

3.1 古气候数据指示的气候环境变化

通过观察双河剖面的古气候指标的变化,发现凯迪阶晚期即宝塔组沉积时期,气候发生了很大变化,宝塔组以灰岩沉积为主,Ca含量很高,Mn元素含量也相对较高,Si、Al、Fe和Rb/Sr值均极低,可以推断该时期的海洋环境是氧化环境,陆源碎屑输入较少。从五峰组开始Ca和Mn含量均突然变低,主要沉积黑色碳质页岩和钙质泥岩,沉积物的颜色明显变深,据此可以推断海洋沉积环境发生了很大变化,由原来的氧化环境转变为还原环境,Si、Al、Fe和Rb/Sr值均突然变高,指示了大陆风化增强,陆源输入增多。Si含量在五峰组沉积中期之后开始缓慢下降直到观音桥层下部即生物带ME末期,随后Si、Al和Rb/Sr值均在观音桥层沉积时开始升高,尤其是Si含量变得非常高,而Ca元素含量的变化则相反。在生物带MP末期即赫南特阶的晚期,Si和Ca含量均突然降低,而Fe和Rb/Sr值均突然增加,Si、Ca和Mn均维持一个较低含量直到PA生物带晚期,该时期尽管

Rb/Sr值较高,但Si、Ca和Mn的含量均极低,主要沉积物为黑色页岩夹深灰色泥岩,据此推断该时期海洋沉积环境还是还原环境。PA生物带之后Si和Al含量及Rb/Sr值均上升之后呈现缓慢下降趋势直到437 Ma突然上升之后又开始缓慢下降,这段时期Ca元素含量变化正好相反,而Mn含量一直保持一个相对较低的水平波动变化(图2a)。

3.2 双河剖面的XRF数据的旋回分析

对双河剖面的XRF数据(Si、Fe、Ca、Al和Rb/Sr值)分别进行旋回分析。首先根据数据的变化特征及深度域演化图谱的变化特征,将双河剖面的数据划分为四段:-10 m至10 m、10~25 m、25~42 m和42.0~82.9 m(图2)。对数据进行去异常值以及去除长趋势等预处理后进行频谱分析。以Si元素含量的分析为例,第一段-10~10 m的深度域序列的频谱分析图显示存在明显的~3.3 m、~0.83 m、0.5 m、0.25 m和0.18 m左右的沉积旋回;第二段10~25 m的频谱图显示存在明显的~2 m、~0.56 m、0.37 m、0.27 m、0.14 m左右的沉积旋回;第三段25~42 m的频谱分析图显示存在明显的~4 m、~1 m、0.32 m和0.19 m左右的沉积旋回;第四段42~82.9 m的频谱分析图显示存在明显的~4.5 m、~1.1 m、0.38 m、0.27 m、0.24 m和0.16 m左右的沉积旋回(图3)。

根据COCO/eCOCO估算的沉积速率0.48~1.40 cm/kyr波动(图2b),第一段Si的TimeOpt显示最优沉积速率是1.059 cm/kyr。据此推断四段中信号最强的3.3 m、2.0 m、4.0 m和4.5 m左右的沉积旋回均对应于405 kyr长偏心率周期。根据带通滤波曲线获取405 kyr的控制点进而获得时深转换的年代模型,通过天文调谐实现由深度域到时间域的转换,第一段到第四段分别建立了长约2 Myr、3.3 Myr、2.83 Myr和4.07 Myr,其中第一段传统天文调谐方法获得的持续时间2 Myr与用TimeOpt模拟计算的岁差和偏心率信号的持续时间为1.934 Myr非常接近(图2c),两种方法相互印证以确保研究结果的准确性。双河剖面92.9 m厚地层的沉积记录,利用Si元素含量变化序列共建立了长约12.2 Myr的时间序列即浮动天文年代标尺,其他指标的旋回分析建立的浮动天文年代标尺(在11.7~12.2 Myr波动)结果相近,这里不再描述。时间域的频谱分析图观察到非常强的2.4 Myr、1.2 Myr、405 kyr、125 kyr、99 kyr、53 kyr、30 kyr、25 kyr、21.6 kyr和17.4 kyr的信号(图3,4)。

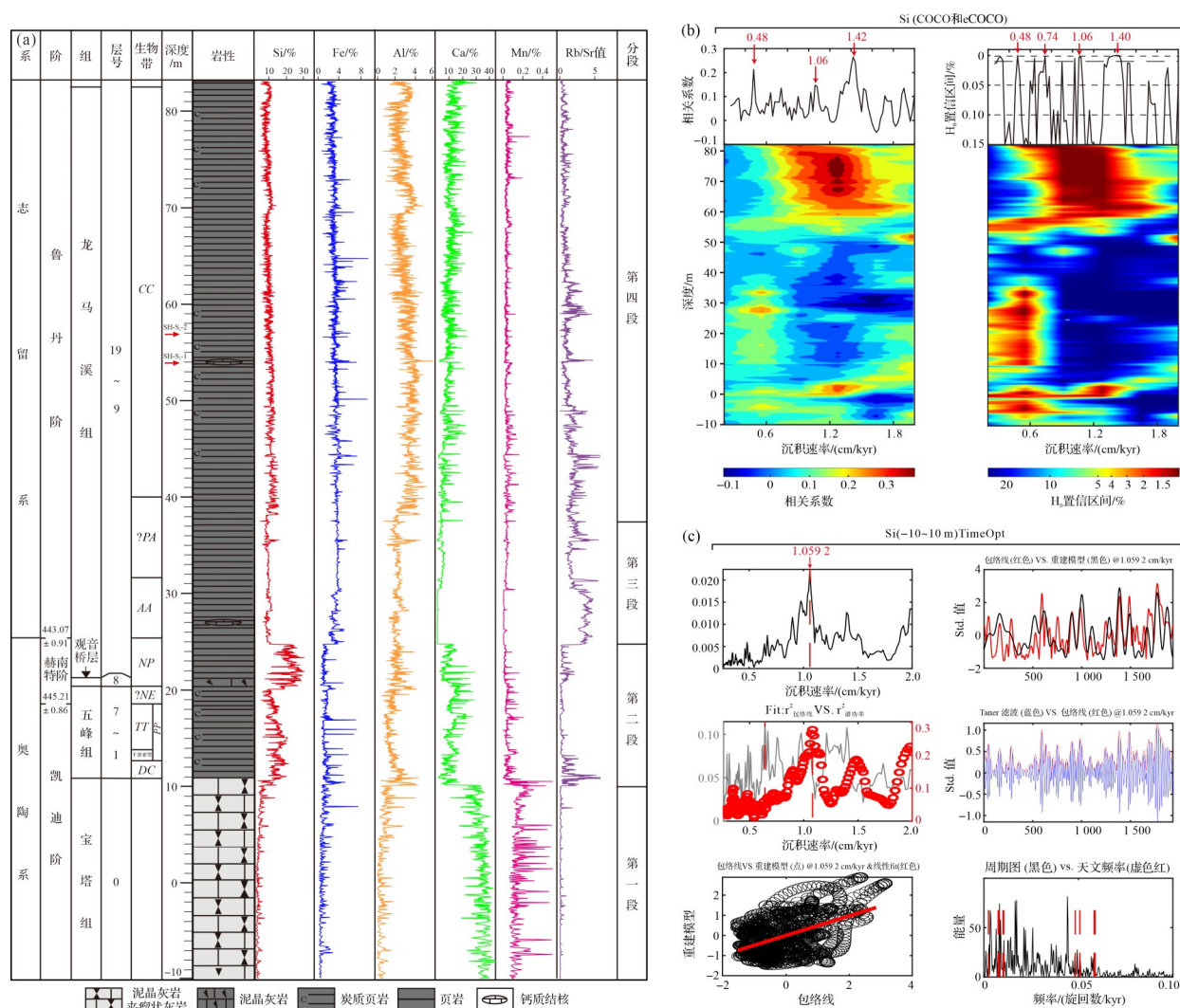


图2 双河剖面的综合地层及沉积速率估算图

(a) 双河剖面的年代地层及XRF元素数据序列, 其中界线年龄来自GTS2020; (b) Si元素的COCO/eCOCO沉积速率估算图; (c) Si元素-10~10 m的TimeOpt分析图

Fig.2 Integrated stratigraphy and sedimentation rate estimation of the Shuanghe section

(a) chronostratigraphy of the Shuanghe section and XRF element data series, boundary ages from GTS2020; (b) COCO/eCOCO sedimentation rate estimation diagram of Si element; (c) TimeOpt analysis diagram of Si element at -10~10 m

3.3 安稳剖面的XRF数据的旋回分析

根据安稳剖面的XRF数据(Si、Fe、Al、Ca和Rb/Sr值)序列的变化特征和深度域的演化图谱变化特征,对数据分两段(6~18.5 m和18.5~56.75 m)进行分析(图5)。以Si元素含量的分析为例,第一段6~18.5 m的深度域序列的频谱分析图显示存在明显的~1.67 m、~0.4 m、0.31 m、0.25 m、0.2 m的沉积旋回;第二段18.5~56.75 m的频谱图显示存在明显的~2.5 m、0.6 m和0.27 m沉积旋回(图6)。根据COCO、eCOCO和TimeOpt估算出的沉积速率0.4~1.25 cm/kyr,则~2.5 m和1.67 m及0.4 m和0.6 m的沉积旋回应分别对应于405 kyr和~100 kyr的长短偏心率周期,根据

~1.67 m和~2.50 m滤波曲线获取沉积旋回的控制点进而获得年代模型,通过405 kyr天文调谐,从而实现由深度域到时间域的转换,两段分别建立了4 Myr和6.3 Myr的浮动天文年代标尺,其中25~35 m的TimeOpt模拟计算的岁差和偏心率信号的持续时间约为2.1 Myr,与这段传统天文调谐方法获得的持续时间1.9 Myr基本一致(图5c)。安稳剖面研究段50.75 m厚地层的沉积记录,利用Si元素含量变化序列建立了长10.3 Myr的连续浮动天文年代标尺,其他指标的旋回分析结果在10.1~10.3 Myr波动,由于文章篇幅所限这里不再一一展示。所获得的时间域频谱图显示出明显的2.4 Myr、1.2 Myr、405 kyr、105 kyr、

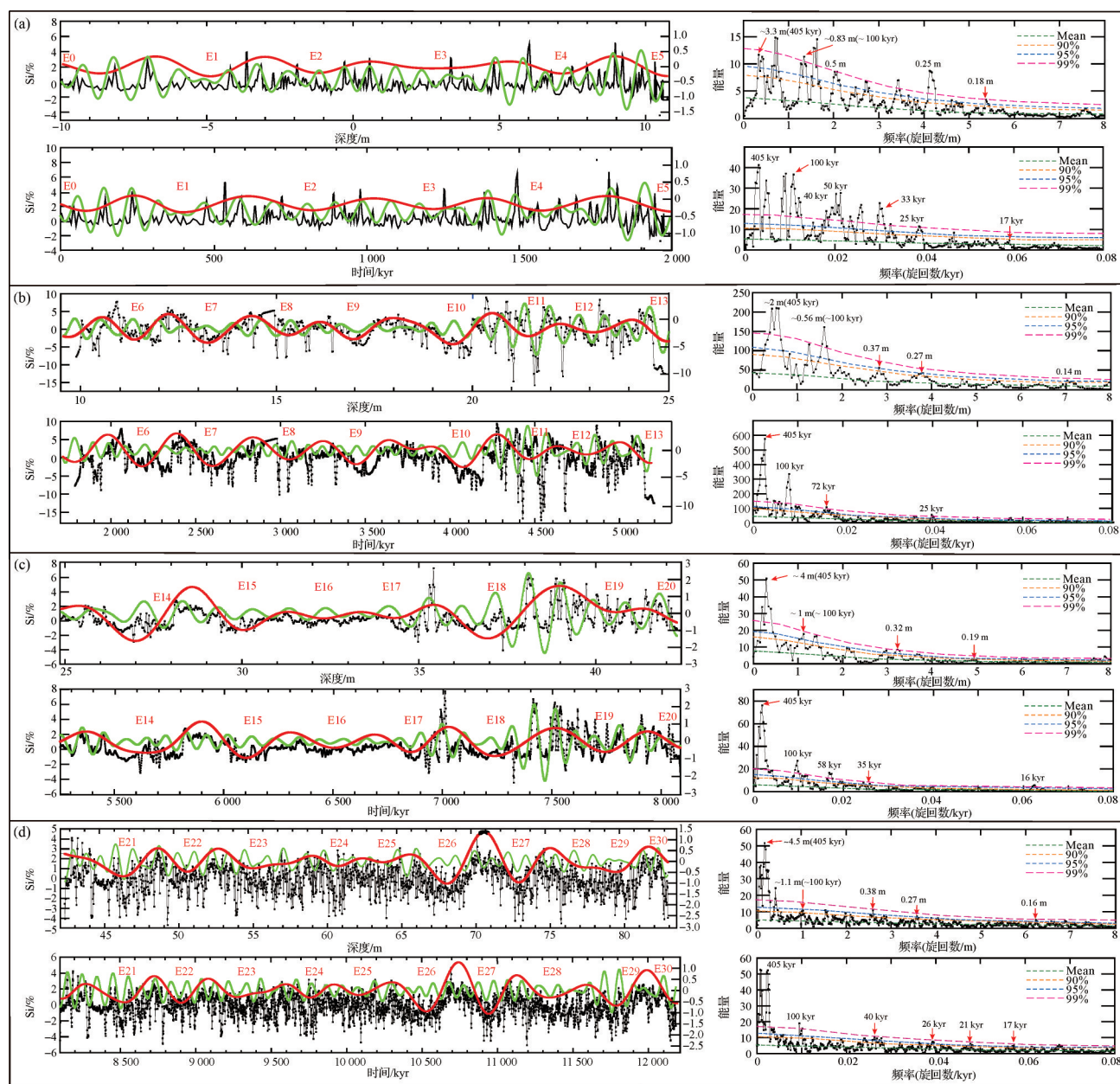


图3 双河剖面的Si元素序列四段数据的频谱分析图及其滤波曲线

(a~d)分别是-10~10 m、10~25 m、25~42 m和42~82.9 m四段的深度域和时间域的频谱分析图及其滤波曲线图;四段深度域的滤波曲线分别是3.3 m(红)和0.8 m(绿)、2 m(红)和0.56 m(绿)、4 m(红)和1 m(绿)及4.5 m(红)和1.1 m(绿)的滤波;时间域的滤波曲线是405 kyr(红)和~100 kyr(绿)的滤波。高斯带通滤波带宽是其对应的中心频率的20%~25%

Fig.3 Spectral analysis and filtering curves of four segments of Si element series from the Shuanghe section

(a-d) represent the spectral analysis diagrams and filtering curves in both depth domain and time domain for the four segments: -10 to 10 m, 10 to 25 m, 25 to 42 m, and 42 to 82.9 m, respectively; The filtering curves in the depth domain for the four segments are approximately 3.3 m (red) and 0.8 m (green), 2 m (red) and 0.56 m (green), 4 m (red) and 1 m (green), and 4.5 m (red) and 1.1 m (green). In the time domain, the filtering curves correspond to 405 kyr (red) and ~100 kyr (green). Bandwidth of the Gaussian bandpass filter is 20%-25% of its corresponding center frequency

71 kyr、52 kyr、42 kyr、37 kyr、33 kyr、31 kyr和25 kyr的长短偏心率 and 斜率周期(图6,7)。

3.4 王家湾的XRF数据的旋回分析

根据王家湾剖面5.21 m XRF的Rb/Sr值和Ti数据序列整段数据的变化特征看沉积速率变化较小,

因对整段数据进行频谱分析。频谱图显示出明显的0.83 m左右的沉积旋回(图8),根据COCO/eCOCO和TimeOpt估算的Rb/Sr值的沉积速率分别为0.2 cm/kyr和0.19 cm/kyr,Ti的沉积速率分别为0.2 cm/kyr和0.20 cm/kyr(图9),据此推断0.83 m左右

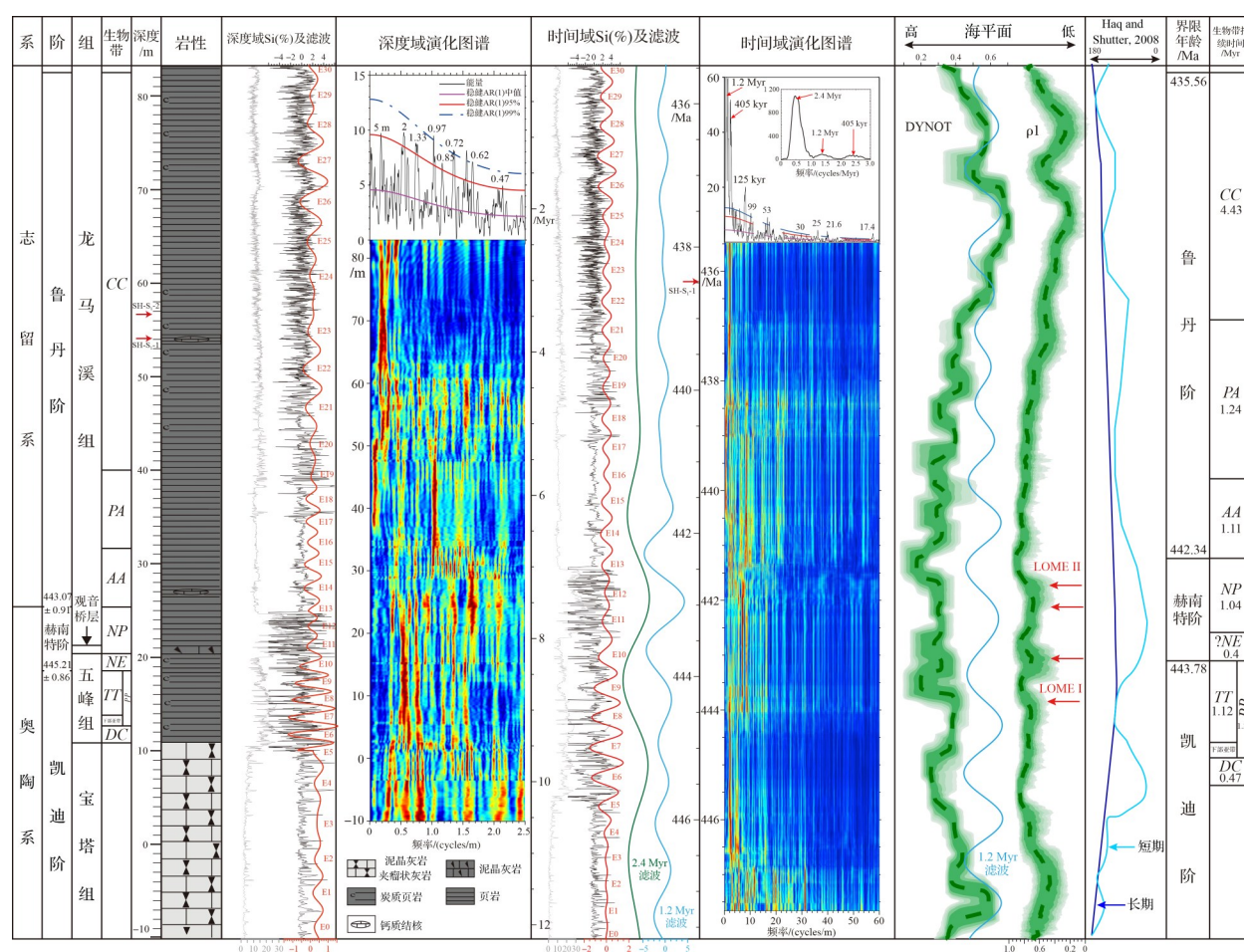


图4 双河剖面的Si元素深度域序列与405 kyr天文调谐建立的浮动天文年代标尺和绝对天文年代标尺(以54.02 mSH-S₁-1的U-Pb年龄438.47 Ma为锚点)及沉积噪音模型恢复的古海平面

Fig.4 Depth-domain Si elemental series, floating and absolute astronomical time scales (anchored at 438.47 Ma U-Pb age of SH-S₁-1 at 54.02 m), and paleo-sea level reconstructed by sedimentary noise model from the Shuanghe section

的沉积旋回对应于405 kyr长偏心率周期。根据~0.83 m滤波曲线获取沉积旋回的控制点进而建立年代模型,通过405 kyr长偏心率周期天文调谐,从而实现由深度域到时间域的转换,建立Rb/Sr值和Ti的时间序列即浮动天文年代标尺(图8)。时间序列的频谱分析图呈现明显的405 kyr、~100 kyr和33 kyr周期的峰值。Rb/Sr值和Ti序列的天文调谐计算出该段的沉积持续时间分别为2.66 Myr和2.84 Myr,这与TimeOpt模拟计算出来的两个数据序列的持续时间约2.8 Myr和2.6 Myr非常接近(图9)。

3.5 火山灰层的U-Pb测年结果

通过对双河剖面 and 安稳剖面采集的火山灰层的锆石进行CA-ID-TIMS的U-Pb同位素测年,两个剖面各获得了两个有效的高精度年龄值(图10)。双河剖面在54.02 m处采集的火山灰样品SH-S₁-1测得的年

龄为438.47±0.17/0.27/0.53 Ma(平均标准权重偏差(MSWD)=0.46),在56.92 m处采集的火山灰样品SH-S₁-2测得的年龄为438.42±0.21/0.30/0.55 Ma(MSWD=0.67)。安稳剖面在30.6 m处采集的火山灰样品QJ-S₁-1测得的年龄为439.32±0.13/0.25/0.52 Ma(MSWD=0.56),在36.5 m处采集的火山灰样品QJ-S₁-4测得的年龄为439.23±0.14/0.25/0.52 Ma(MSWD=0.51)。

4 讨论

4.1 火山灰U-Pb 锆石年龄限定的地层沉积持续时间与旋回分析结果对比

4.1.1 双河剖面 and 安稳剖面的同位素测年与旋回分析结果对比

对测得的四个高精度同位素年龄分别与两个剖

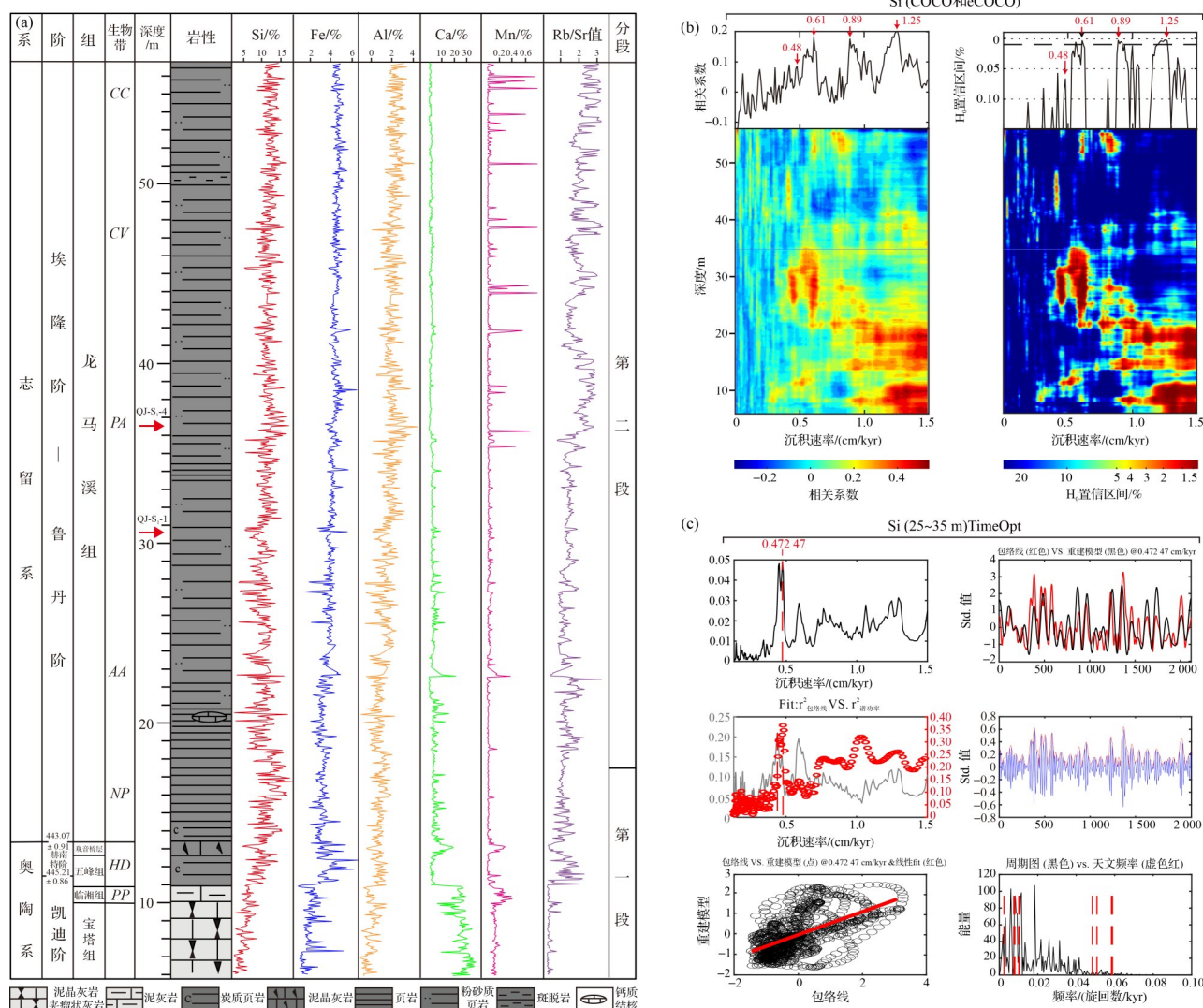


图5 安稳剖面的综合地层及沉积速率估算图

(a) 安稳剖面的年代地层及XRF元素数据序列, 其中界线年龄来自GTS2020; (b) Si元素的COCO/eCOCO沉积速率估算分析图; (c) Si元素25~35 m的TimeOpt分析图

Fig.5 Integrated stratigraphy and sedimentation rate estimation of the Anwen section

(a) chronostratigraphy of the Anwen section and XRF element data series, boundary ages from GTS2020; (b) COCO/eCOCO sedimentation rate estimation diagram of Si element; (c) TimeOpt analysis diagram of Si element at 25~35 m

面的古气候数据的旋回分析结果进行对比。双河剖面的两个测年数据之间的地层厚度是2.9 m, 旋回计算的沉积持续时间为240 kyr。两个火山灰层的U-Pb年龄 $438.47 \pm 0.17/0.27/0.53$ Ma 和 $438.42 \pm 0.21/0.30/0.55$ Ma 之间的差值为50 kyr, 测年误差最小170 kyr, 最高可达550 kyr(图11a), U-Pb年龄提供的该段地层的沉积时间为220~600 kyr, 那么旋回分析的结果240 kyr也在测年误差范围内。安稳剖面的两个测年数据之间的地层厚度为5.9 m, 旋回计算的沉积持续时间为920 kyr。两个火山灰层的U-Pb年龄之间的差值为90 kyr, 测年误差最小130 kyr, 最高可达520 kyr

(图11b), 由测年计算的这段地层的沉积时间为210~610 kyr, 很明显旋回分析的持续时间要长很多。

4.1.2 测年数据计算的关键地层和生物带的持续时间与双河剖面旋回分析结果对比

王家湾剖面最新测得的3层火山灰样品WJW01、WJW02和WJW03的CA-ID-TIMS U-Pb 锆石高精度年龄值分别为 443.62 ± 0.22 Ma、 442.66 ± 0.17 Ma 和 442.18 ± 0.32 Ma (Zhang *et al.*, 2025)。根据WJW01和WJW02两层火山灰层的位置及测得的U-Pb年龄, 计算出它们之间1.55 m厚地层的沉积持续时间是 960 ± 220 kyr, 而Rb/Sr值和Ti数据的旋回分

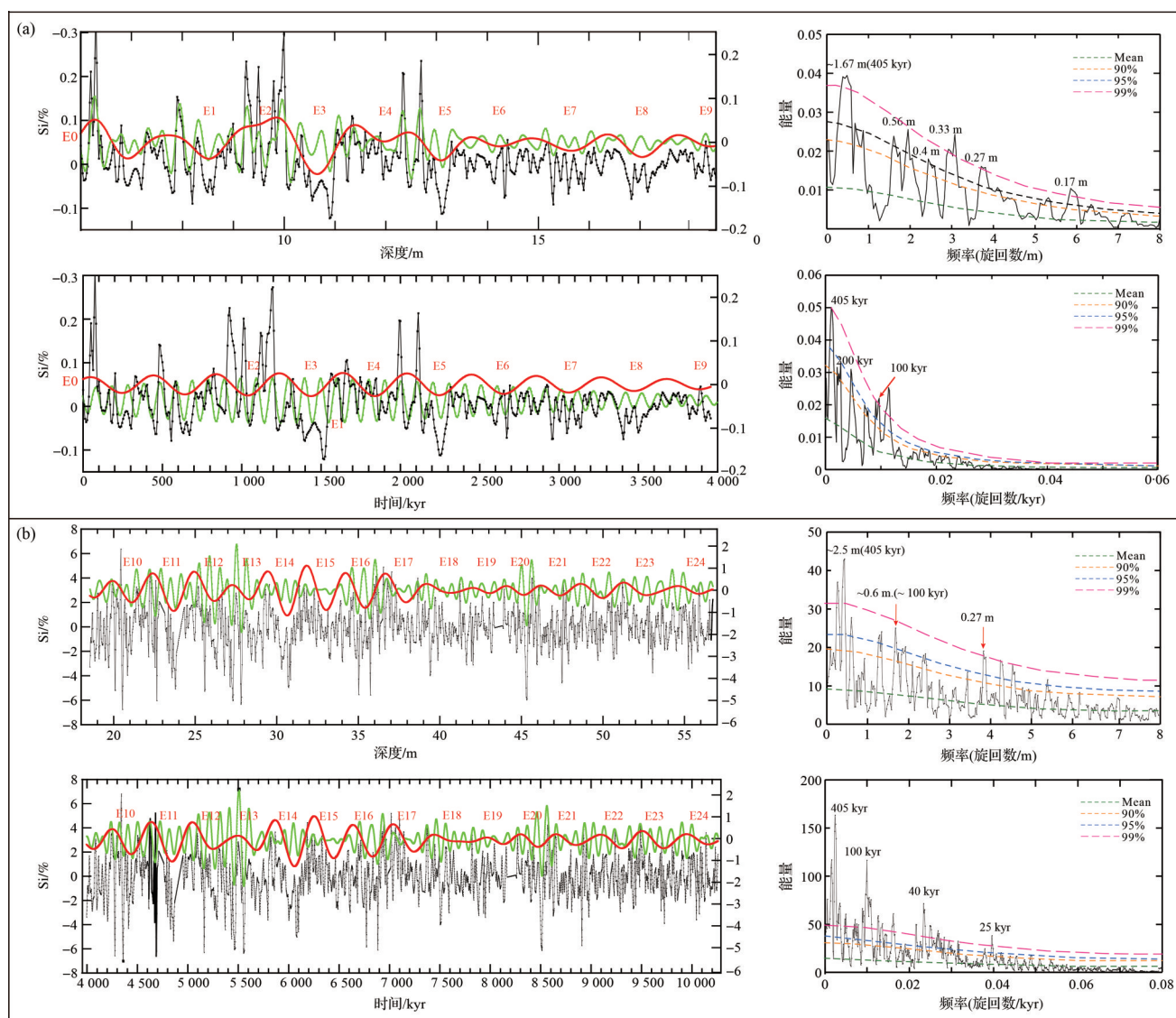


图6 安穩剖面的Si元素序列两段数据的频谱分析图及其滤波曲线

(a, b)是6~18.5 m和18.5~56.75 m两段的深度域和时间域的频谱分析图及其滤波曲线图;两段深度域的滤波曲线分别是1.6 m(红)和0.56 m(绿)及2.5 m(红)和0.6 m(绿)左右的滤波;时间域的滤波曲线是405 kyr(红)和~100 kyr(绿)的滤波;高斯带通滤波带宽是其对应的中心频率的20%~25%

Fig.6 Spectral analysis and filtered curves of two segments of Si element series from the Anwen section

(a, b) show the spectral analysis and filtered output curves in depth domain and time domain for the two segments of 6-18.5 m and 18.5-56.75 m, respectively; The filtered curves in depth domain for the two segments are approximately 1.6 m (red) and 0.56 m (green), and 2.5 m (red) and 0.6 m (green), respectively; The filtered curves in time domain are 405 kyr (red) and ~100 kyr (green); Bandwidth of the Gaussian bandpass filter is 20%-25% of its corresponding center frequency

析结果分别是755 kyr和858 kyr,平均为806.5 kyr,均在U-Pb年龄提供的误差范围内。根据WJW02和WJW03两层火山灰年龄计算出它们之间1.24 m厚地层的沉积持续时间是 480 ± 320 kyr,而Rb/Sr值和Ti数据的旋回分析结果分别是647 kyr和722 kyr,平均为684.5 kyr,这也在U-Pb年龄提供的误差范围内(图12)。

Zhang *et al.* (2025)在王家湾剖面通过三个火山灰层年龄插值计算出的生物带AA、MP、ME和DM的持续时间分别为100+300/-100 kyr、120+330/-120 kyr、

200+340/-200 kyr和110+350/-110 kyr。Ling *et al.* (2019)在云南万和剖面通过四个火山灰层年龄插值计算出的生物带DM、TT、PP和DC的持续时间分别为 270 ± 240 kyr、 760 ± 280 kyr、 1240 ± 310 kyr和 460 ± 310 kyr。Rb/Sr数据序列的旋回分析计算出AA、MP、ME和DM四个生物带的持续时间分别为132 kyr、158 kyr、226 kyr和100 kyr,而Ti数据序列的旋回分析计算出四个生物带的持续时间分别为130 kyr、178 kyr、260 kyr和113 kyr(表1),由此可以看出,虽然两种古气候指标旋回分析的结果略有不同

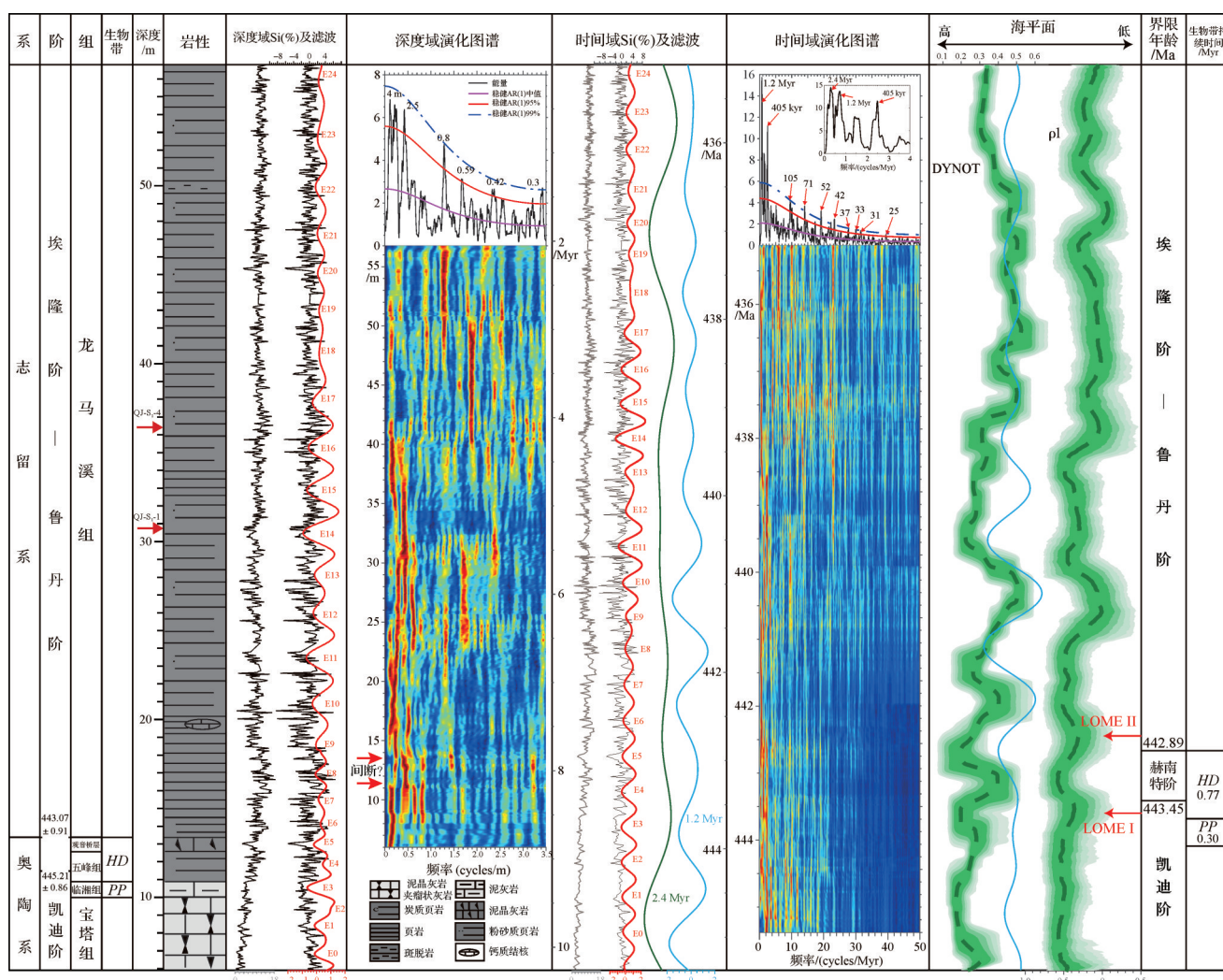


图7 安穩剖面的Si元素深度域序列与405 kyr天文调谐建立的浮动天文年代标尺和绝对天文年代标尺(以30.6 mQJ-S₁-1的U-Pb年龄439.32 Ma为锚点)及沉积噪音模型恢复的古海平面

Fig.7 Depth-domain Si elemental series, floating and absolute astronomical time scales (anchored at 439.32 Ma U-Pb age of QJ-S₁-1 at 30.6 m), and paleo-sea level reconstructed by sedimentary noise model from the Anwen section

同,最大相差34 kyr,但这比U-Pb测年结果最小误差100 kyr和最大误差340 kyr要精确一些,可见天文旋回分析在提供地层和生物带的精确持续时间方面具有较为明显的优势。

Zhang *et al.* (2025)用火山灰层U-Pb年龄插值计算出的奥陶纪末生物大灭绝(Late Ordovician Mass Extinction, LOME)第一幕(LOME I)的持续时间为340+460/-340,这个不算误差340 kyr的持续时间与用Rb/Sr值和Ti旋回分析获得的LOME I的持续时间362 kyr和396 kyr即平均379 kyr仅相差39 kyr,与Zhong *et al.* (2020)在云南万和剖面旋回分析的LOME I的持续时间440 kyr相差100 kyr;与本研究在双河剖面的600 kyr相差260 kyr。U-Pb年龄插值计

算出的LOME II的持续时间为60+310/-60,这个不算误差60 kyr的持续时间与Rb/Sr值和Ti旋回分析获得的LOME II的持续时间分别为81 kyr和98 kyr即平均89.5 kyr仅相差29.5 kyr,但与Zhong *et al.* (2020)在万和剖面旋回分析的LOME II的持续时间540 kyr相差480 kyr;与本研究在双河剖面的300 kyr相差240 kyr。

Zhang *et al.* (2025)在王家湾剖面通过测年数据插值计算出的赫南特阶的持续时间即两个生物带MP(120+330/-120 kyr)和ME(200+340/-200 kyr)的持续时间,最小为320 kyr,最大为990 kyr,而由Rb/Sr值和Ti数据旋回分析计算出赫南特阶的持续时间分别为384 kyr和438 kyr即平均为411 kyr,均在测年的

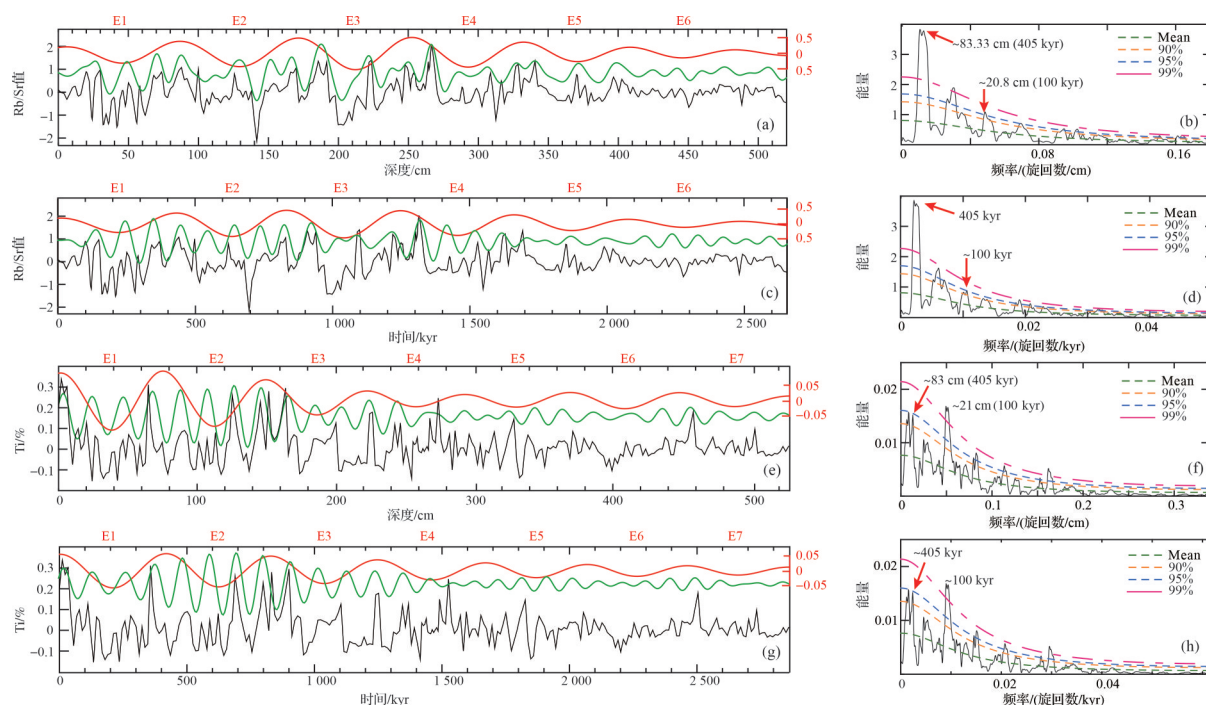


图8 王家湾剖面的 Rb/Sr 和 Ti 元素序列频谱分析及其滤波曲线图

(a,b)和(c,d)分别是 Rb/Sr 数据深度域 (~0.83 m 和 0.2 m) 和时间域 (405 kyr 和 ~100 kyr) 的滤波及其频谱图; (e,f) 和 (g,h) 分别是 Ti 元素的深度域 (~0.83 m 和 0.2 m) 和时间域 (405 kyr 和 ~100 kyr) 的滤波及其频谱图; 高斯带通滤波带宽是其对应的中心频率的 20%~25%

Fig.8 Spectral analysis and filtering curves of Rb/Sr and Ti series from the Wangjiawan section

(a, b) and (c, d) Depth-domain (~0.83 m and 0.2 m) and time-domain (405 kyr and ~100 kyr) filtering curves with corresponding spectral analysis for Rb/Sr series; (e, f) and (g, h) depth-domain (~0.83 m and 0.2 m) and time-domain (405 kyr and ~100 kyr) filtering curves with corresponding spectral analysis for Ti series; Bandwidth of the Gaussian bandpass filter is 20%-25% of its corresponding center frequency

误差范围内。但这与双河剖面 405 kyr 长偏心率周期调谐获得的天文年代标尺计算出的赫南特阶的持续时间 1.44 Myr 和 Zhong *et al.* (2020) 在万和剖面用长偏心率和斜率周期调谐剩磁序列数据获得的赫南特阶的持续时间 1.225 Myr 均相差较多, 但双河剖面 and 万和剖面的旋回分析结果比较接近。相比来说, 安稳剖面的旋回分析结果为 0.56 Myr, 这与 Ling *et al.* (2019) 在万和剖面测年数据计算的 470 ± 340 kyr 结果较为一致, 但与 GTS2012 (The Geological Time Scale 2012) 和 GTS2020 (The Geological Time Scale 2020) 提供的赫南特阶的持续时间 1.33 Myr 和 2.13 Myr 均相差较多 (Gradstein *et al.*, 2012, 2020)。

双河剖面的天文年代标尺标定的观音桥层 0.9 m 厚的持续时间为 195 kyr, 这与 Zhong *et al.* (2020) 等在万和剖面旋回分析标定的观音桥层约 0.7 m 厚的持续时间为 191 kyr 基本一致, 也与 Zhang *et al.* (2025) 在北贡剖面测得的观音桥层顶部和下部的两层火山灰 U-Pb 年龄之间的差值为 $190 \pm 300/210$ kyr 较为一致, 但与王家湾剖面的 Rb/Sr 旋回分析标定的

观音桥层约 0.2 m 厚的持续时间为 82 kyr 和 Ling *et al.* (2019) 在万和剖面用火山灰年龄插值计算出的观音桥层持续时间为 40 ± 170 kyr 相差较大。

Zhang *et al.* (2025) 通过 CA-ID-TIMS 高精度的 U-Pb 测年获得了赫南特冰期的持续时间为 $310+350/-200$ kyr, 而 Ling *et al.* (2019) 通过 CA-ID-TIMS 高精度的 U-Pb 测年获得了赫南特冰盛期的持续时间约为 200 kyr, Zhong *et al.* (2020) 通过旋回分析万和剖面获得的赫南特冰期的持续时间为 830 kyr, 而从双河剖面观察到的两期古海平面下降段估算的对应于冰盛期即 LOME I 和 LOME II 的持续时间分别约为 600 kyr 和 300 kyr (图 4)。

前人研究中发现的不同地理位置不同沉积环境沉积剖面的碳同位素正偏移事件沉积厚度不同, 而且对应于不同的生物带 (Laporte *et al.*, 2009; Jones *et al.*, 2016), 因此认为仅用碳同位素正偏移事件代表赫南特冰期是不准确的。此外, 不同剖面获得的生物带、生物灭绝、赫南特冰期和赫南特阶的持续时间不同, 推断可能是研究剖面的古地理位置和沉积环

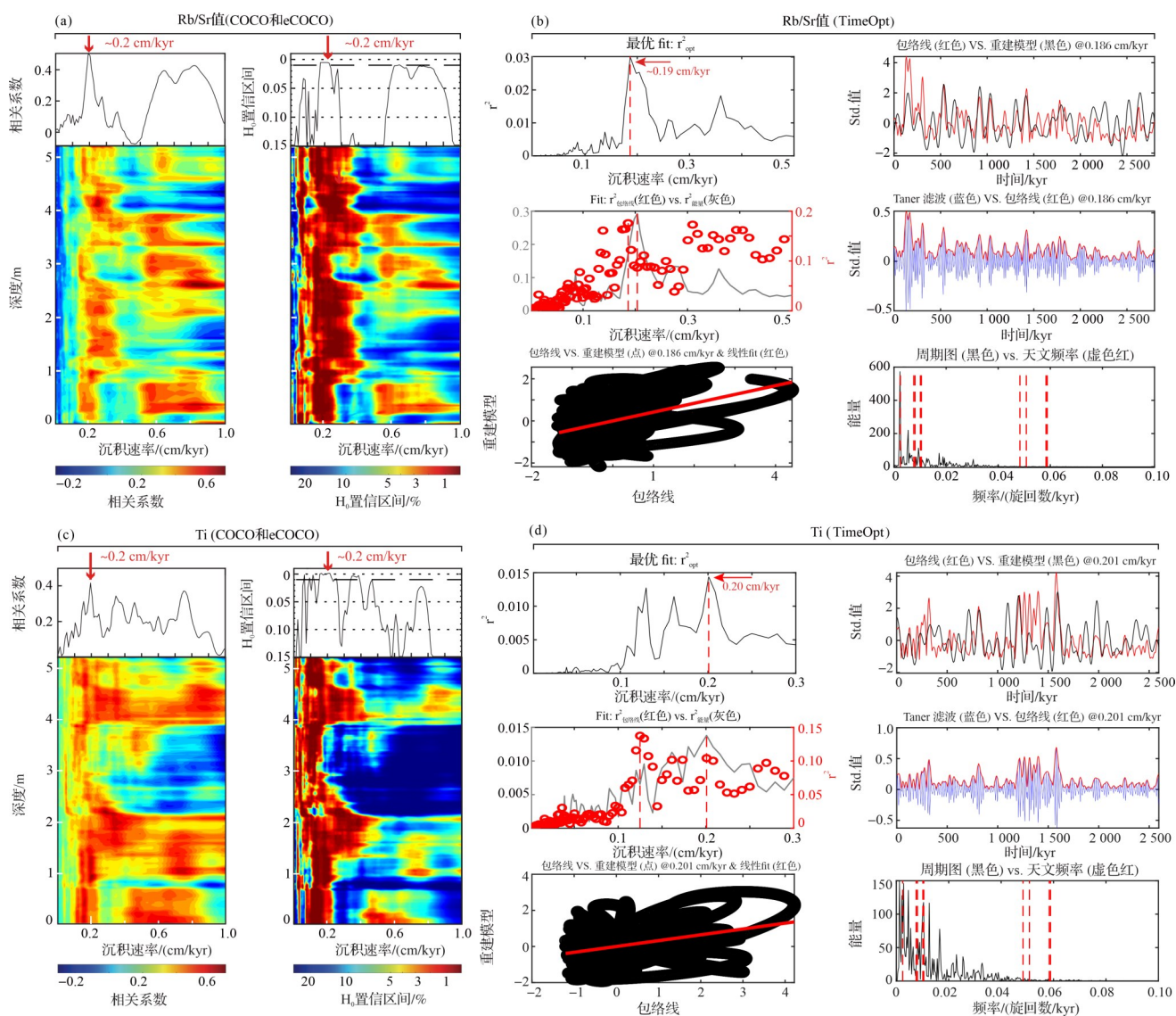


图9 王家湾剖面的Rb/Sr值和Ti数据序列的COCO/eCOCO和TimeOpt沉积速率估算图

(a,b)分别是Rb/Sr值的COCO/eCOCO和TimeOpt沉积速率模拟分析图;(c,d)分别是Ti元素序列的COCO/eCOCO和TimeOpt沉积速率模拟分析图

Fig.9 Sedimentation rate estimation using COCO/eCOCO and TimeOpt methods for Rb/Sr and Ti series from the Wangjiawan section

(a, b) COCO/eCOCO and TimeOpt analysis diagrams for Rb/Sr series, respectively; (c, d) COCO/eCOCO and TimeOpt analysis diagrams for Ti elemental series, respectively

境不同(图1),生物带的初现和末现时间不同,生物带的顶底界线在不同剖面均不同,这都可能造成生物带界线的穿时现象,因而用生物带界定赫南特阶的顶底界线也不同,造成了赫南特阶在不同剖面的持续时间不同。

从古地理位置上看,双河剖面在赫南特阶—鲁丹阶沉积时期位于深水—半深水的陆棚区,属于川东南坳陷区,相对古水深较深,介于60~120 m(图1),发育较厚的五峰组—龙马溪组黑色—灰黑色页岩,赫南特阶地层厚约6.7 m,观音桥层厚0.9 m(段文哲, 2011; Zhang *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2017)。

安稳剖面在赫南特阶—鲁丹阶沉积时期位于深水—半深水的陆棚区边缘,属于川东南坳陷的边缘区,与双河剖面相比,相对古水深较浅介于30~80 m(图1),发育的五峰组—龙马溪组灰黑色页岩较双河剖面的厚度要薄很多,赫南特阶地层厚度仅约1.8 m,观音桥层厚约0.6 m(Wang *et al.*, 2017)。王家湾剖面在赫南特阶—鲁丹阶沉积时期位于湘鄂西水下高地与半深水陆棚之间,相对古水深较浅,小于30 m(Zhang *et al.*, 2014),赫南特阶地层厚度仅约1 m(Zhang *et al.*, 2025)的图2上仅有0.75 m厚,而观音桥层厚仅约0.2 m(Yan *et al.*, 2009)。此外,根据该剖

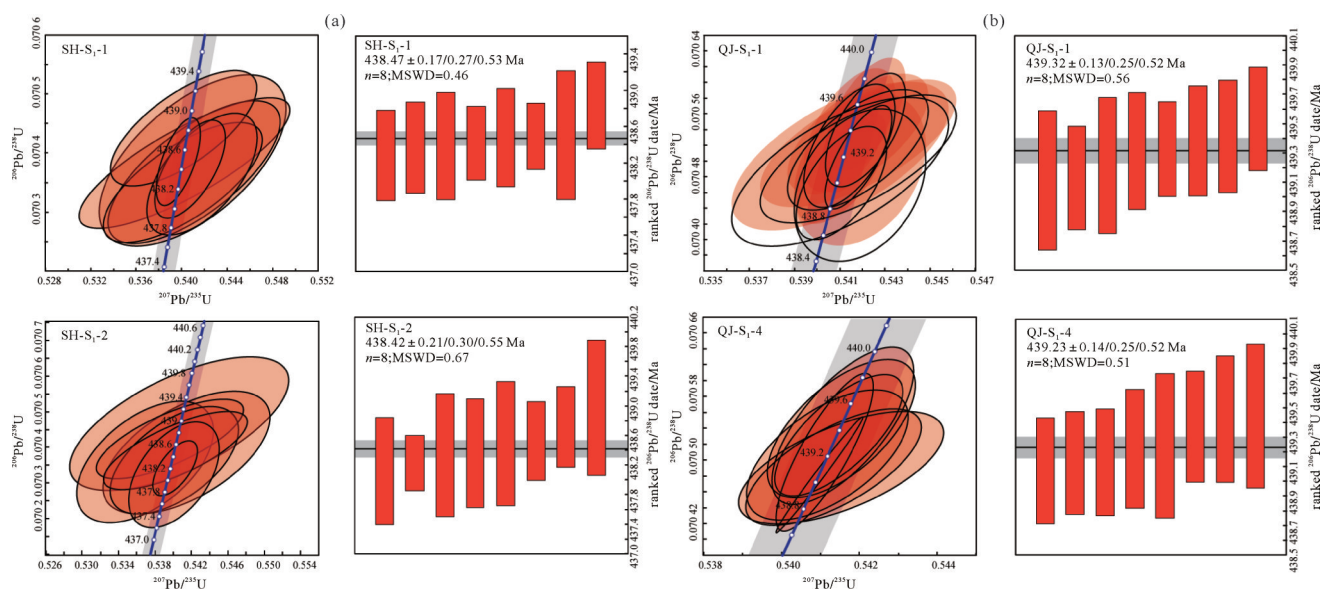


图10 双河剖面(a)和安稳剖面(b)龙马溪组下部地层中发育的火山灰层的CA-ID-TIMS的U-Pb测年谐和图(左)与年龄加权平均直方图(右)

Fig.10 Concordia diagrams (left) and weighted average age histograms (right) of CA-ID-TIMS U-Pb dating for volcanic ash beds in the lower part of the Longmaxi Formation at the Shuanghe section (a) and Anwen (b) section

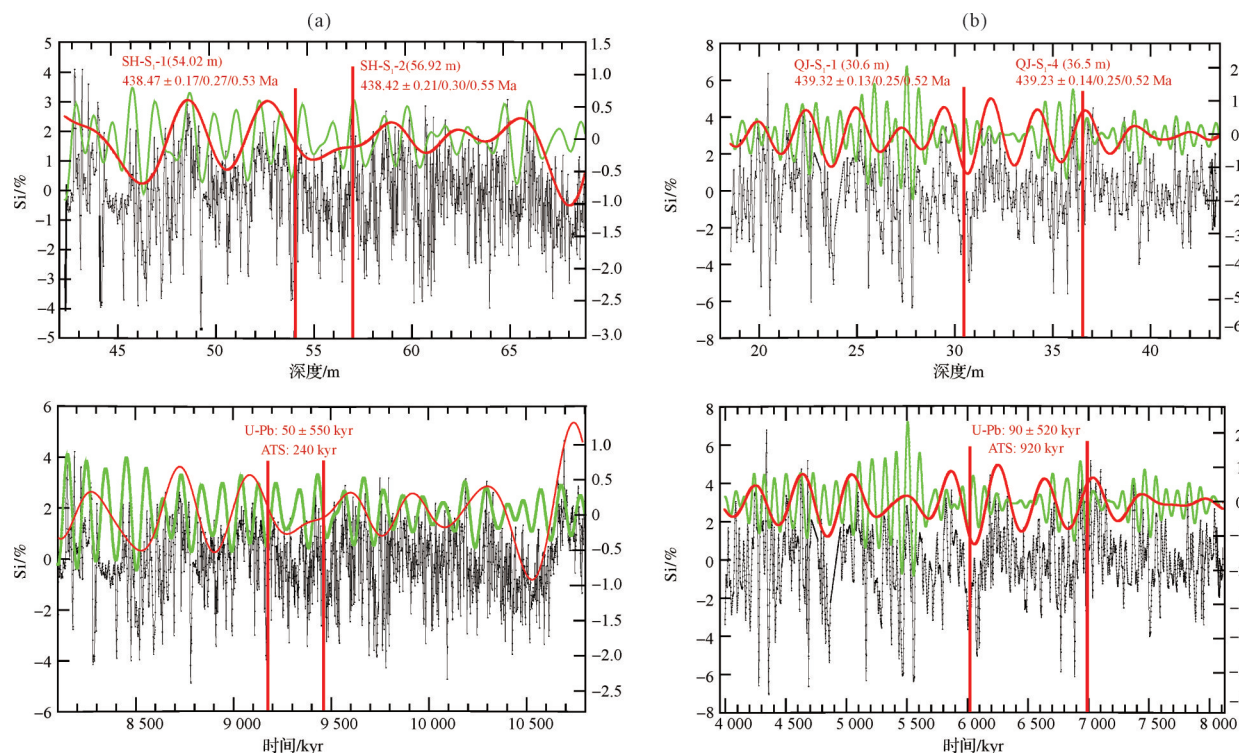


图11 双河和安稳剖面的Si元素旋回分析结果与绝对测年之间持续时间的对比

(a) 双河剖面的Si元素的深度域序列及其滤波(~ 4.5 m和 ~ 1.1 m)曲线(上)和时间域序列及其滤波(405 kyr和 ~ 100 kyr)曲线(下);(b)安稳剖面的Si元素的深度域序列及其滤波(~ 2.5 m和 ~ 0.6 m)曲线(上)和时间域序列及其滤波(405 kyr和 ~ 100 kyr)曲线(下);高斯带通滤波带宽是其对应的中心频率的20%~25%

Fig.11 Comparison of duration between cyclostratigraphic analysis results of Si elements and absolute dating ages from the Shuanghe section and Anwen section

(a) depth-domain Si elemental series with filtering curves (~ 4.5 m and ~ 1.1 m) (upper) and time-domain series with filtering curves (405 kyr and ~ 100 kyr) (lower) from the Shuanghe section; (b) depth-domain Si elemental series with filtering curves (~ 2.5 m and ~ 0.6 m) (upper) and time-domain series with filtering curves (405 kyr and ~ 100 kyr) (lower) from the Anwen section; Bandwidth of the Gaussian band-pass filter is 20%~25% of its corresponding center frequency

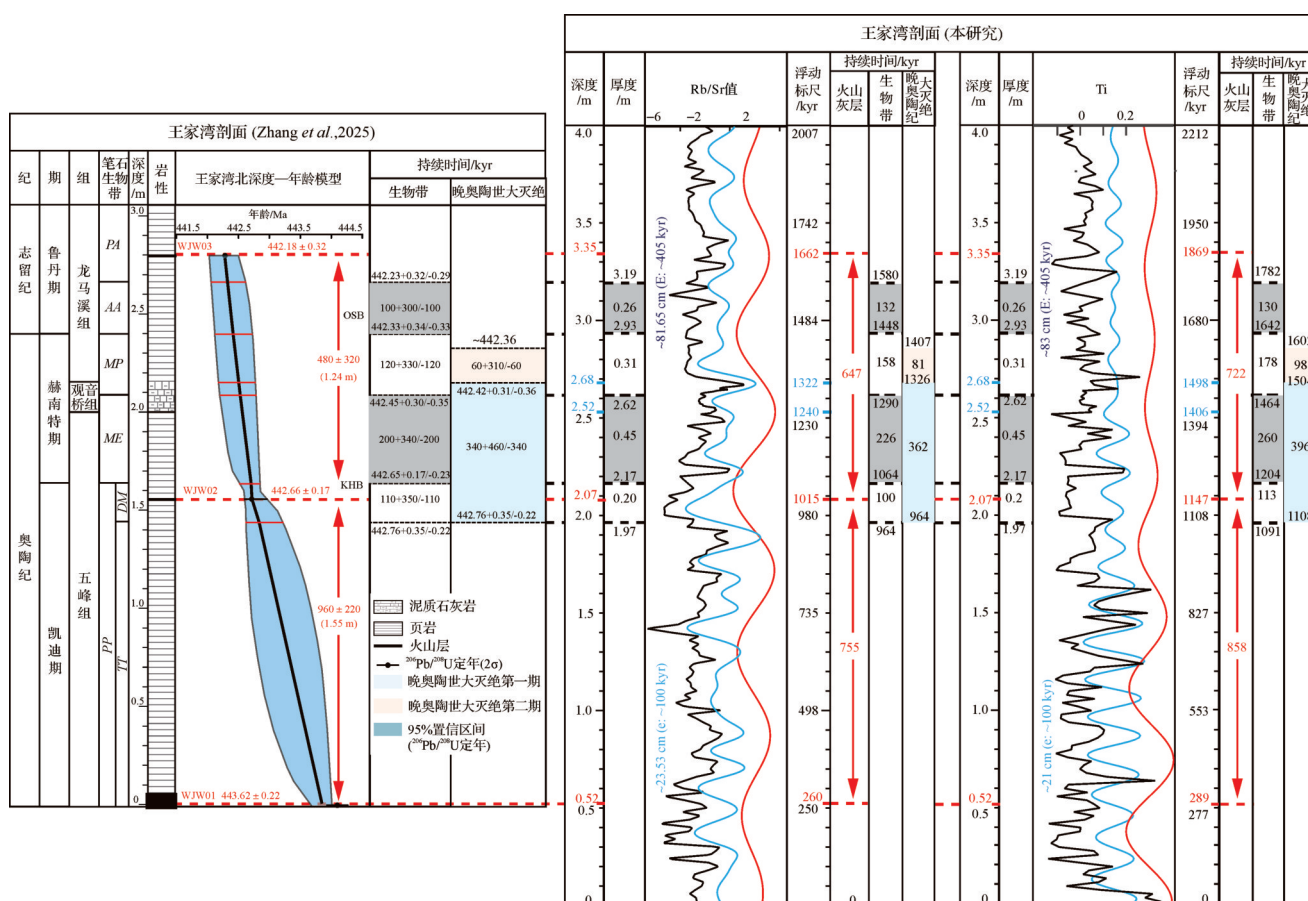


图 12 王家湾剖面 U-Pb 测年结果 (Zhang *et al.*, 2025) 与本研究该剖面的 Rb/Sr 和 Ti 序列旋回分析结果对比

Fig.12 Comparison between U-Pb dating results (Zhang *et al.*, 2025) and cyclostratigraphic analysis of Rb/Sr and Ti series in this study for the Wangjiawan section

面的古地理位置和古水深推断,该时期地层沉积时处于浪基面附近,沉积记录相对保存不够完整,这与 Wang *et al.* (2024) 通过重建的扬子海的盐度—氧化还原结构剖面,发现赫南特阶冰期鼎盛期的观音桥层在双河剖面的内扬子海深水区位置保存完整,而在湘鄂浅滩侧翼剖面的厚度变薄、保存不完的观点一致。

此外,从古气候数据的演化图谱特征推断安稳剖面和王家湾剖面可能存在沉积间断。如在安稳剖面的 11.3 m 和 13.3 m 左右的深度域演化图谱上,可以明显地看出沉积速率突变现象,推断存在沉积间断现象(图 7);王家湾剖面的 Ti 元素序列的 eCOCO 沉积速率演化图 9c 上也可以看出,在赫南特阶 (2.17~2.93 m) 沉积段,沉积速率从凯迪阶到赫南特阶有一个明显的突变,判断可能存在沉积间断,在 Rb/Sr 值和 Ti 元素序列的 eCOCO 沉积速率演化图 9a 和图 9c 上观察,在 0.8 m、2 m、2.2 m、2.8 m、3.3 m、

4.0 m、4.3 m 和 4.6 m 左右均存在沉积速率突变现象,均可能是沉积间断存在的位置。据此推断安稳剖面和王家湾剖面可能都存在多处沉积间断,而双河剖面的地层记录相对完整,因此,双河剖面天文调谐计算出各生物带和赫南特阶的持续时间比其他两个剖面长。

4.2 绝对天文年代标尺及其标定的界线年龄

4.2.1 奥陶纪/志留纪界线年龄

以双河剖面在 54.02 m 处火山灰层 SH-S1-1 样品 U-Pb 锆石测得的年龄 438.47 Ma ($438.47 \pm 0.17/0.27/0.53$ Ma) 为锚点,将双河剖面 Si 元素的浮动天文年代标尺的数据序列转换为绝对天文年代标尺,从而获得从 447.66 Ma 到 435.47 Ma 的连续绝对天文年代标尺。由该测年点位置到奥陶纪/志留纪界线位置 25.4 m 的沉积持续时间为 4.11 Myr,综合 U-Pb 年龄标定出奥陶纪/志留纪界线年龄为 442.34 Ma (图 4、表 2)。根据 Hinnov (2018) 天文旋回校准同位素测年年

表 1 U-Pb 测年与旋回分析获得的各生物带及大灭绝事件的持续时间对比
Table 1 Comparison of durations of each biozone and mass extinction event obtained by U-Pb dating and cycle analysis

生物带	王家湾剖面 U-Pb 测年 (Zhang <i>et al.</i> , 2025)/kyr	万和剖面 U-Pb 测年 (Ling <i>et al.</i> , 2019)/kyr	GTS2012/kyr	GTS2020/kyr	Zhong <i>et al.</i> , 2020 旋回分析结果/kyr	本研究旋回分析结果					
						王家湾 (Rb/Sr 与 Ti)			双河剖面 (Si)/kyr		
						底界深度/m	厚度/m	时间/kyr	底界深度/m	厚度/m	时间/kyr
PA				860		3.19			31.6		1 240
AA	100+300/-100			680		2.93	0.26	132/130	25.4	6.2	1 110
MP	120+330/-120	270±240	600	880	837	2.62	0.31	158/178	20.3	5.1	1 040
ME	200+340/-200	200±240	730	1 260	388	2.17	0.45	226/260	18.6	1.7	400
DM	110+350/-110	270±240	210		270	1.97	0.20	100/113			
TT	860+350/-220	760±280	970		937	0.52	1.45	964/1 090	13.9	4.7	1 120
下亚带					590				12.8	1.1	230
DC		210±310	680	1 272					10.9	1.9	470
LOME I	340+460/-340	460±310	600	440		1.97	0.71	362/396	16.52	2.4	600
LOME II	60+310/-60			540		2.68	0.18	81/98	22.16	1.5	300

龄的误差为 0.05% 来计算,该界线年龄的误差为 0.22 Ma,即双河剖面标定的奥陶纪/志留纪界线年龄为 442.34±0.22 Ma。这与 Zhang *et al.* (2025)在王家湾剖面通过界线上下三个火山灰层年龄及在双河剖面界面之下的三个火山灰层年龄插值出的 442.33±0.34/-0.33 Ma 几乎一致。以双河剖面在 56.92 m 处火山灰层 SH-S1-2 样品 U-Pb 锆石测得的年龄 438.42 Ma (438.42±0.21/0.30/0.55 Ma) 为锚点,标定的奥陶纪/志留纪界线年龄为 442.53±0.22 Ma,这与在安徽北贡剖面界面之下的 3 个和界面之上的 1 个火山灰层年龄插值得到的年龄 442.55±0.21/-0.28 Ma 接近,与 Ling *et al.* (2019)在云南万和剖面的火山灰层年龄插值得到的年龄 442.67±0.24 Ma 相差较小,但这两个 U-Pb 年龄校准的奥陶纪/志留纪界线年龄均比 GTS2020 分配的 443.07±0.91 Ma 分别年轻 0.73 Myr 和 0.54 Myr。

以安稳剖面在 30.6 m 处火山灰层 QJ-S1-1 样品测得的年龄 439.32 Ma 为锚点,将安稳剖面 Si 元素的浮动天文年代标尺的数据序列转换为绝对天文年代标尺,从而获得了从 445.38 Ma 到 435.11 Ma 的连续的绝对天文年代标尺,标定出奥陶纪/志留纪界线年龄为 442.89±0.22 Ma (图 6、表 2)。这与 Ling *et al.* (2019)在万和剖面 442.67±0.24 Ma 和 GTS2020 的 443.07±0.91 Ma 比较接近,但比 Zhang *et al.* (2025)在王家湾剖面三个火山灰层年龄插值计算出的年龄 442.33±0.34/-0.33 Ma 老 560 kyr。

以 Zhang *et al.* (2025)在王家湾剖面底部 0 m 处的火山灰层 WJW01 样品测得的年龄 443.62 Ma 为锚点,用 Rb/Sr 值旋回分析校准的奥陶纪/志留纪界线年龄为 442.43±0.22 Ma;若以观音桥层之上 0.67 m 的火山灰层 WJW03 样品测得的年龄 442.18 Ma 为锚点,用 Rb/Sr 值旋回分析校准的奥陶纪/志留纪界线年龄为 442.39±0.22 Ma;利用奥陶纪/志留纪界线上下两个火山灰层的 U-Pb 年龄为锚点校准标定的该界线的年龄仅相差 40 kyr。但若用中间的火山灰层 WJW02 样品测得的年龄 442.66 Ma 为锚点,用 Rb/Sr 值旋回分析校准的奥陶纪/志留纪界线年龄为 442.23±0.22 Ma,这与利用底部 WJW01 样品年龄校准的相差 160 kyr (表 3)。根据用三个火山灰层锆石年龄校准的奥陶纪/志留纪界线年龄,其平均值为 442.35±0.22 Ma。这与双河剖面旋回标定的该界线年龄仅相差 10 kyr。

表2 双河和安稳剖面的天文年代标尺和U-Pb测年校准的奥陶纪/志留纪界线年龄

Table 2 Astronomical time scale and U-Pb datings calibrated Ordovician/Silurian boundary ages for the Shuanghe section and Anwen section

奥陶纪/志留纪界线年龄	双河剖面				安稳剖面			
	SH-S1-2(438.42 Ma)		SH-S1-1(438.47 Ma)		QJ-S1-4(439.23 Ma)		QJ-S1-1(439.32 Ma)	
	ATS/Myr	U-Pb/Myr	ATS/Myr	U-Pb/Myr	ATS/Myr	U-Pb/Myr	ATS/Myr	U-Pb/Myr
443.8±1.50 Ma (GTS2012)	4.11	5.38	3.87	5.33	4.52	4.57	3.57	4.48
443.07±0.91 Ma (GTS2020)	4.11	4.65	3.87	4.60	4.52	3.84	3.57	3.75
据U-Pb测年+旋回校准的界线年龄	442.53		442.34		443.75		442.89	

注:表中ATS为Astronomical Time Scale缩写,其下面的时间为奥陶纪/志留纪界线到该测年点的旋回分析获得持续时间;U-Pb下面的时间为GTS12和GTS2020的奥陶纪/志留纪界线年龄到该测年点U-Pb年龄的差值。

表3 旋回和U-Pb测年校准赫南特阶顶底界线年龄

Table 3 Cyclostratigraphic and U-Pb geochronological calibration of the top and bottom boundary ages of the Hirnantian stage

界线	GTS2020/Ma	王家湾剖面	王家湾剖面Rb/Sr旋回校准年龄/Ma(本研究)			旋回校准年龄/Ma(本研究)	
		同位素测年结果	以WJW01为锚点 (443.62 Ma)	以WJW02为锚点 (442.66 Ma)	以WJW03为锚点 (442.18 Ma)	双河剖面 锚点(438.47 Ma)	安稳剖面 锚点(439.32 Ma)
		(Zhang <i>et al.</i> , 2025)/Ma					
赫南特阶顶 (奥陶纪/志留纪)	443.07±0.91	442.33+0.34/-0.33	442.43	442.23	442.39	442.34	442.89
赫南特阶底	445.21±0.86	442.65+0.17/-0.23	442.82	442.61	442.78	443.78	443.45

注:旋回校准U-Pb同位素测年的误差约为0.05%,以442.33 Ma年龄为例计算的误差为442.33 Ma×0.05%=0.22 Ma(Hinnov, 2018)。

综合三个剖面利用旋回校准的奥陶纪/志留纪界线年龄,且双河剖面沉积记录最厚和最全,由此认为,利用旋回结合同位素U-Pb年龄标定的双河剖面的奥陶纪/志留纪界线年龄442.34±0.22 Ma可以作为未来国际地质年代表的标准。

4.2.2 赫南特阶底界与观音桥层的界线年龄

双河剖面 and 安稳剖面旋回分析标定的赫南特阶底界线年龄分别为443.78±0.22 Ma和443.45±0.22 Ma, Zhang *et al.* (2025)在王家湾剖面、双河剖面 and 万和剖面计算出的赫南特阶底界年龄分别为442.65±0.17/-0.23 Ma、442.55±0.20/-0.40 Ma和443.21±0.37/-0.28 Ma, Ling *et al.* (2019)给出的是443.14±0.24 Ma,北贡剖面测得的MP/ME两个生物带的界线附近的年龄为442.82±0.34 Ma,根据其上面约0.3 m火山灰层年龄442.63±0.21 Ma推算,研究剖面底部-1.5 m没到赫南特阶底部,该层位插值计算的年龄约443.8 Ma,那么在该剖面的赫南特阶底部界线的年龄应该比443.8 Ma还要老。利用王家湾剖面底部0 m处的火山灰层WJW01样品测得的年龄443.62 Ma为锚点,用Rb/Sr值旋回分析标定的赫南特

阶底界线年龄为442.82±0.22 Ma;若以观音桥层之下0.45 m的火山灰层WJW02样品测得的年龄442.66 Ma为锚点,用Rb/Sr值旋回分析标定的赫南特阶底界线年龄为442.61±0.22 Ma;若以观音桥层之上0.67 m的火山灰层WJW01样品测得的年龄442.18 Ma为锚点,用Rb/Sr值旋回分析标定的赫南特阶底界线年龄为442.78±0.22 Ma,无论如何这些剖面的测年数据计算出来的赫南特阶底部界线的年龄均与GTS2020的445.21±0.86 Ma差别较大(表3)。

综合三个剖面天文年代标尺校准的赫南特阶底界线年龄,且双河剖面的地层最厚、地质记录最全,由此认为双河剖面校准标定的赫南特阶底界线年龄443.78±0.22 Ma可作为未来国际地质年代表的标准。

双河剖面旋回标定的观音桥层的顶界(即五峰组的顶界)年龄为443.19±0.22 Ma,这与Zhang *et al.* (2025)在王家湾剖面年龄插值计算出的442.42+0.31/-0.36 Ma及在北贡剖面观音桥层顶部火山灰层AJB02年龄442.63±0.21 Ma差别较大,与Ling *et al.* (2019)在万和剖面的火山灰层年龄插值得到的

442.92±0.17 Ma 比较接近;旋回标定的观音桥层底界年龄为443.39±0.22 Ma,这与 Ling *et al.* (2019) 计算的442.96±0.17 Ma 及 Zhang *et al.* (2025) 在北贡剖面测得的观音桥层下部火山灰层 AJB01 年龄 442.82±0.33 Ma 相差较大。

此外,需要说明的是,Zhang *et al.* (2025) 的双河剖面的生物地层参考文献是段文哲(2011)的硕士毕业论文,该论文与本研究的双河剖面是同一个剖面,论文中图3-1和表4-1关于地层和生物带厚度及其所在层的位置,除了五峰组从0 m 开始,本研究从10.9 m 开始,其他如观音桥层厚0.9 m,赫南特阶的厚度6.8 m 等均与本研究一致,但 Zhang *et al.* (2025) 的附件中图6及正文中的图1均展示的赫南特阶厚度仅2.2 m,这与段文哲(2011)和本研究剖面的赫南特阶的厚度相差较大。从 Zhang *et al.* (2025) 的附图2看,SHW-05 火山灰层应该就在观音桥层下面,但附图6却标在观音桥层下面1.06 m 左右的位置;从附图2看,SHW-03 在 SHW-05 下面1 m 左右的位置,但附图6却标在其下2.14 m 的位置;SHW-01 在 SHW-03 之下约2 m 的位置,附图6标的 SHW-01 是在 SHW-03 之下2.2 m 的位置,这与观察一致,但 SHW-03 和 SHW-05 之间的距离差别较大。

4.3 天文因素驱动的气候环境变化与生物演化

4.3.1 轨道周期驱动的古气候和古海平面变化

根据双河剖面 and 安稳剖面的频谱分析结果,发现 Si 元素含量变化指示的气候变化具有明显的405 kyr 和~100 kyr 长短偏心率周期及40 kyr 和33 kyr 斜率周期和21 kyr 和17 kyr 的岁差周期的波动。此外,还发现 Si 元素序列的时间域频谱图存在能量很强的1.2 Myr 和2.4 Myr 的长周期变化(图4,7),据此推断晚奥陶世—早志留世地层沉积时期,受到地球轨道的岁差、长短斜率和长短偏心率周期的驱动。同时,发现沉积噪音模型模拟恢复的古海平面变化也具有明显的1.2 Myr 长周期波动,并且与 Haq and Schutter (2008) 建立的全球短期海平面变化具有相似的变化趋势,在赫南特阶时期均有海平面大幅下降的特征。

此外,Zhong *et al.* (2020) 通过研究云南万和剖面的磁化率和剩磁数据序列发现该时期的地层沉积受到405 kyr 和93~125 kyr 的长短偏心率周期驱动,同时还受到33.8 kyr 和17~22 kyr 的斜率和岁差周期的驱动。Williams (1991) 通过研究晚奥陶世—早志留

世时期位于低纬度的澳大利亚西部坎宁盆地发育的石盐—泥岩—硬石膏—白云岩蒸发岩序列,发现了稳定的100 kyr 短偏心率周期,及31 kyr、19.6 kyr 和17.4 kyr 斜率和岁差周期,认为该含盐地层的形成和演化受岁差—偏心率周期的主导驱动。Hinnov and Diecchio (2016, 2020) 通过研究美国阿巴拉契亚盆地上奥陶统的一套以红色具旋回性层理的砂岩—泥岩沉积序列的伽马测井曲线,发现该时期的沉积作用受地球轨道周期即米兰科维奇旋回控制,并且发现斜率信号主导了该套碎屑岩的发育,推断轨道周期驱动的气候变化导致横跨南极的冈瓦纳大陆发生冰川作用进而导致远程冰川型海平面振荡,其中斜度周期主导调控了这个时期的海平面变化,并且认为北美东部这一由斜率周期驱动的冰川—海平面变化记录,可与北非、澳大利亚西北部、斯堪的纳维亚半岛及北美东北部和中东地区报道的晚奥陶世疑似米兰科维奇旋回序列进行全球对比。Farouk *et al.* (2024) 通过对约旦东北部两口钻井的奥陶纪/志留纪转折期的沉积序列分析,识别出425 kyr 和100 kyr 的长短偏心率周期,及41 kyr、36 kyr、31 kyr、21 kyr、19 kyr 和16 kyr 的斜率和岁差周期信号,认为轨道周期是驱动该时期地层沉积的主控因素。

综上所述,前人研究中发现的晚奥陶世—早志留世沉积地层主要受地球轨道周期驱动,这与此次在双河剖面 and 安稳剖面的研究结果一致。同时发现重建的古海平面变化具有较为明显的1.2 Myr 的长周期波动,这与 Zhong *et al.* (2020) 发现的1.32 Myr 和 Xiong *et al.* (2023) 发现的1.2 Myr 的长斜率周期是冰川型海平面变化的主要驱动力的观点一致。这也与 Elrick *et al.* (2013) 通过对牙形石的氧同位素分析认为轨道尺度的气候变化及其引发的大规模冰量变化是奥陶纪从温室到冰室的动态和长期转型,及 Herrmann *et al.* (2003) 通过冰盖与大气环流耦合模型模拟结果表明地球轨道的斜率周期在驱动地球气候变化特别是冰盖形成和发展中起着极其重要的作用等观点均是一致的。上述研究均表明,地球轨道周期是驱动地球气候周期性变化的主要驱动力,地球气候的周期性变化又进一步驱动了海平面变化和冰期旋回的发生。

4.3.2 奥陶纪末气候变化与生物演化

双河剖面记录了从凯迪阶末期到赫南特阶末期两期大的海平面变化旋回,古海平面变化的低值时

期均发生在Si元素序列的444.2 Ma和443 Ma这两个1.2 Myr长斜率周期的低值处,这两期大的海平面变化的低值时期与Finnegan *et al.* (2016) 模拟发现的奥陶纪末发生在凯迪阶晚期和赫南特阶的中晚期的两次生物大灭绝事件(LOME)相对应,他认为最大的一次发生在凯迪阶晚期,这与双河剖面地质记录在凯迪阶晚期和赫南特阶早期比赫南特阶晚期的海平面下降幅度要大的结果一致。此外,根据高精度的天文年代标尺计算出两期冰期旋回平均周期约1.2 Myr,这与Crampton *et al.* (2016)通过模拟研究认为的奥陶纪末的生物演化即生物带的平均持续时间约为1.1 Myr的观点一致,因此可以推断,由1.2 Myr长斜率周期驱动的气候变化进而导致了海平面的变化,并最终导致生态系统的演化,使生物演化具有与气候变化一致的周期变化特征。

Sheets *et al.* (2016)指出鲜有古生物学研究系统地探讨全球气候变化对生物演化的影响,其通过研究铍同位素和生物标志化合物的变化认为由长期气候变化引起古海表温度和营养盐的变化是最终导致奥陶纪晚期大规模生物灭绝的主要原因。最近的研究表明,4.5 Myr的斜率和偏心率周期变化的振幅调制长周期是驱动碳氧同位素变化的主要因素,从而导致有机碳埋藏和大气二氧化碳浓度变化,这种天文周期驱动的奥陶纪末大量有机碳埋藏导致大气二氧化碳浓度下降和碳氧同位素正偏移,进一步触发了冰川作用和广泛的全球气候变冷(Sproson, 2020)。早古生代浮游动物类群笔石类的生物更替演化存在着约1.3 Myr和2.6 Myr的长周期变化,这与1.2 Myr和2.4 Myr的斜率和岁差—偏心率的振幅变化调制的长周期较为一致,其低值期对应于全球变冷和冰盖扩张时期(Crampton *et al.*, 2018),这与在双河剖面观察到的1.2 Myr和2.4 Myr长周期在443 Ma时期为低值期结果一致。由于奥陶纪末生物灭绝时期没有天文理论解释可以直接对比,因此,只能从古气候记录中存在的1.2 Myr和2.4 Myr的长周期变化特征推断奥陶纪末的生物大灭绝可能受到长周期驱动的气候变化的影响。

5 结论

(1) 建立了高精度连续的绝对天文年代标尺。通过对双河剖面、安稳剖面和王家湾剖面XRF元素

数据的旋回分析,识别出稳定的405 kyr长偏心率周期作为天文年代标尺的调谐周期,结合CA-ID-TIMS锆石U-Pb年龄建立了晚奥陶世—早志留世(447.66~435.11 Ma)的连续绝对天文年代标尺。该标尺的时间分辨率可达4 kyr,显著提升了该时期地质年代框架的精度。

(2) 重新标定了关键地质界线的年龄。本研究将奥陶纪—志留纪界线年龄标定为 442.34 ± 0.22 Ma(双河剖面)和 442.89 ± 0.22 Ma(安稳剖面),较GTS2020方案(443.07 ± 0.91 Ma)年轻约0.18~0.73 Myr;赫南特阶底界年龄为 443.78 ± 0.22 Ma,观音桥层顶界年龄为 443.19 ± 0.22 Ma,均与GTS2020方案存在显著差异,反映了生物地层界线的穿时性及不同剖面沉积环境的差异。

(3) 精确地约束了生物带与灭绝事件的时间。旋回地层学分析结果显示,王家湾剖面各生物带的持续时间为:AA带130~132 kyr、MP带158~178 kyr、ME带226~260 kyr、DM带100~113 kyr。奥陶纪末生物大灭绝两幕的持续时间分别为379 kyr(第一幕)和89.5 kyr(第二幕),赫南特阶的持续时间在王家湾剖面约为0.41 Myr,而在双河和安稳剖面分别为1.44 Myr和0.56 Myr,均远比GTS2020方案的2.14 Myr要短很多。

(4) 揭示了天文周期对气候—环境演化的驱动作用。古气候指标(Si、Rb/Sr值等)与海平面变化均显示出1.2 Myr和2.4 Myr的长周期波动,与地球轨道偏心率长周期(~2.4 Myr)和斜率长周期(~1.2 Myr)高度耦合。赫南特冰期的海平面下降及生物大灭绝事件均对应于轨道周期的极低值时期,这表明天文因素是该时期气候—环境演化的关键触发因素。

本研究建立的高精度绝对天文年代标尺为奥陶纪—志留纪转折期的气候—环境—生物演化研究提供了关键时间框架,揭示了天文周期在地质历史重大事件中的驱动作用。未来需进一步扩大整合多学科数据,深入探讨天文周期与构造活动、火山作用等的耦合关系,以更全面地理解奥陶纪末生物大灭绝的触发机制。

致谢 感谢评审专家及编辑部老师对论文的详细评阅,同时提出宝贵的意见以及修改建议,使得本文更加完善。感谢张蕊、董世爽、李东梅、王治祥、叶圣杰、李昱、吴建冉、文世龙、严乙钦、张博威等提供的帮助。

参考文献 (References)

- 段文哲. 2011. 四川长宁晚奥陶世—早志留世笔石生物地层及同位素地层研究[D]. 北京:中国地质大学(北京):4-21. [Duan Wenzhe. 2011. Graptolite biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy of the Upper Ordovician - Lower Silurian in Changning, Sichuan, China[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing): 4-21.]
- 王成善, 马永生, 彭平安, 等. 2025. 从沉积学到沉积圈科学:百年简要回顾与发展展望[J]. 沉积学报, 43(5): 1535-1554. [Wang Chengshan, Ma Yongsheng, Peng Ping'an, et al. 2025. A century journey from sedimentology to sedimentosphere science: Review and perspective[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 43(5): 1535-1554.]
- 邹才能, 邱振. 2021. 中国非常规油气沉积学新进展: “非常规油气沉积学”专辑前言[J]. 沉积学报, 39(1): 1-9. [Zou Caineng, Qiu Zhen. 2021. Preface: New advances in unconventional petroleum sedimentology in China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 39(1): 1-9.]
- Abdeldaim A, Farouk S, Ruebsam W, et al. 2025. Cenomanian-Turonian astronomical calibration and orbital forcing in Central Tunisia[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 666: 112838.
- Allen C M, Campbell I H. 2012. Identification and elimination of a matrix-induced systematic error in LA-ICP-MS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dating of zircon[J]. Chemical Geology, 332/333: 157-165.
- Bartlett R, Elrick M, Wheeley J R, et al. 2018. Abrupt global-ocean anoxia during the Late Ordovician–Early Silurian detected using uranium isotopes of marine carbonates[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 115(23): 5896-5901.
- Benton M J, Twitchett R J. 2003. How to kill (almost) all life: The end-Permian extinction event[J]. Trends in Ecology & Evolution, 18(7): 358-365.
- Bond D P G, Grasby S E. 2020. Late Ordovician mass extinction caused by volcanism, warming, and anoxia, not cooling and glaciation[J]. Geology, 48(8): 777-781.
- Brenchley P J, Carden G A, Hints L, et al. 2003. High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: Constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation[J]. Geological Society of America Bulletin, 115(1): 89-104.
- Chen X, Rong J, Fan J, et al. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Hirnantian stage (the uppermost of the Ordovician System) [J]. Episodes, 29(3): 183-195.
- Clift P D, Wan S M, Blusztajn J. 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies[J]. Earth-Science Reviews, 130: 86-102.
- Crampton J S, Cooper R A, Sadler P M, et al. 2016. Greenhouse-icehouse transition in the Late Ordovician marks a step change in extinction regime in the marine plankton[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 113(6): 1498-1503.
- Crampton J S, Meyers S R, Cooper R A, et al. 2018. Pacing of Paleozoic macroevolutionary rates by Milankovitch grand cycles[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 115(22): 5686-5691.
- Davydov V I, Crowley J L, Schmitz M D, et al. 2010. High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(2): Q0AA04.
- DeConto R M, Galeotti S, Pagani M, et al. 2012. Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost[J]. Nature, 484(7392): 87-91.
- Deng Y Y, Fan J X, Zhang S H, et al. 2021. Timing and patterns of the great Ordovician biodiversification event and Late Ordovician mass extinction: Perspectives from South China[J]. Earth-Science Reviews, 220: 103743.
- Elrick M, Reardon D, Labor W, et al. 2013. Orbital-scale climate change and glacioeustasy during the early Late Ordovician (pre-Hirnantian) determined from $\delta^{18}\text{O}$ values in marine apatite [J]. Geology, 41(7): 775-778.
- Fang Q, Wu H C, Hinnov L A, et al. 2016. A record of astronomically forced climate change in a Late Ordovician (Sandbian) deep marine sequence, Ordos Basin, North China[J]. Sedimentary Geology, 341: 163-174.
- Farouk S, Abdeldaim A, Qteishat A, et al. 2024. Orbital forcing and paleoenvironmental changes across the Upper Ordovician glaciation-Lower Silurian hot shale in the Risha gas field, northeast Jordan[J]. Marine and Petroleum Geology, 168: 107040.
- Finnegan S, Rasmussen C M Ø, Harper D A T. 2016. Biogeographic and bathymetric determinants of brachiopod extinction and survival during the Late Ordovician mass extinction[J]. Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences, 283(1829): 20160007.
- Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, et al. 2012. The geologic time scale 2012[M]. Amsterdam: Elsevier: 1-1040.
- Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, et al. 2020. Geologic time scale 2020[M]. Amsterdam: Elsevier: 1-1257.
- Haq B U, Schutter S R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes[J]. Science, 322(5898): 64-68.
- Harrigan C O, Schmitz M D, Over D J, et al. 2022. Recalibrating the Devonian time scale: A new method for integrating radioisotopic and astrochronologic ages in a Bayesian framework[J]. GSA Bulletin, 134(7/8): 1931-1948.
- Herrmann A D, Patzkowsky M E, Pollard D. 2003. Obliquity forcing with 8-12 times preindustrial levels of atmospheric $p\text{CO}_2$ during the Late Ordovician glaciation[J]. Geology, 31(6): 485-488.
- Hilgen F, Lourens L, Pälike H, et al. 2020. Should unit-stratotypes and

- astrochronozones be formally defined? A dual proposal (including postscriptum)[J]. *Newsletters on Stratigraphy*, 53(1): 19-39.
- Hilgen F J. 2010. Astronomical dating in the 19th century[J]. *Earth-Science Reviews*, 98(1/2): 65-80.
- Hinnov L A. 2013. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences[J]. *GSA Bulletin*, 125(11/12): 1703-1734.
- Hinnov L A. 2018. Cyclostratigraphy and astrochronology[M]//Michael Montenari. *Stratigraphy & Timescales*. Newcastle: Academic Press: 1-80.
- Hinnov L A, Diecchio R J. 2016. Milankovitch cycles in the Juniata Formation, Late Ordovician, Central Appalachian Basin, USA[J]. *Stratigraphy*, 12(3/4): 287-296.
- Hinnov L A, Diecchio R J. 2020. Upper Ordovician Juniata Formation, Central Appalachian Basin, USA: A record of Milankovitch-forced eustatic oscillations originating from glaciations in polar Gondwana[J]. *Geological Society of America Special Papers*, 545, [https://doi.org/10.1130/2020.2545\(01\)](https://doi.org/10.1130/2020.2545(01)).
- Hu D P, Li M H, Chen J B, et al. 2021. Major volcanic eruptions linked to the Late Ordovician mass extinction: Evidence from mercury enrichment and Hg isotopes[J]. *Global and Planetary Change*, 196: 103374.
- Hu Y H, Zhou J B, Song B, et al. 2008. SHRIMP zircon U-Pb dating from K-bentonite in the top of Ordovician of Wangjiawan section, Yichang, Hubei, China[J]. *Science China Earth Sciences*, 51(4): 493-498.
- Huang C, Tong J, Hinnov L, et al. 2011. Did the great dying of life take 700 k. y. ? Evidence from global astronomical correlation of the Permian-Triassic boundary interval[J]. *Geology*, 39(8): 779-782.
- Huang C J. 2018. Astronomical time scale for the Mesozoic[M]//Montenari M. *Stratigraphy & timescales*. Amsterdam: Elsevier: 81-150.
- Huang C J, Ogg J G, Kemp D B. 2020. Cyclostratigraphy and astrochronology: Case studies from China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 560: 110017.
- Jin S D, Cao H Y, Hou M C, et al. 2024. Orbital and millennial-scale cycles through the Hirnantian (Late Ordovician) in southern China[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 25(1): e2023GC011127.
- Jin S D, Deng H C, Zhu X, et al. 2020a. Orbital control on cyclical organic matter accumulation in Early Silurian Longmaxi Formation shales[J]. *Geoscience Frontiers*, 11(2): 533-545.
- Jin Z D, Yu J M, Zhang F, et al. 2020b. Glacial-interglacial variation in catchment weathering and erosion paces the Indian summer monsoon during the Pleistocene[J]. *Quaternary Science Reviews*, 248: 106619.
- Jones D S, Creel R C, Rios B A. 2016. Carbon isotope stratigraphy and correlation of depositional sequences in the Upper Ordovician Ely Springs Dolostone, eastern Great Basin, USA[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 458: 85-101.
- Kuiper K F, Deino A, Hilgen F J, et al. 2008. Synchronizing rock clocks of Earth history[J]. *Science*, 320(5875): 500-504.
- Laporte D F, Holmden C, Patterson W P, et al. 2009. Local and global perspectives on carbon and nitrogen cycling during the Hirnantian glaciation[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 276(1/2/3/4): 182-195.
- Laskar J. 2020. *Astrochronology*[M]//Gradstein F M, Ogg J D, Schmitz M D, et al. *Geologic time scale 2020*. Amsterdam: Elsevier: 139-158.
- Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth[J]. *Astronomy & Astrophysics*, 428(1): 261-285.
- Li C, Zhang J P, Li W J, et al. 2021. Multiple glacio-eustatic cycles and associated environmental changes through the Hirnantian (Late Ordovician) in South China[J]. *Global and Planetary Change*, 207: 103668.
- Li M S, Hinnov L A, Huang C J, et al. 2018a. Sedimentary noise and sea levels linked to land-ocean water exchange and obliquity forcing[J]. *Nature Communications*, 9: 1004.
- Li M S, Hinnov L, Kump L. 2019. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education[J]. *Computers & Geosciences*, 127: 12-22.
- Li M S, Kump L R, Hinnov L A, et al. 2018b. Tracking variable sedimentation rates and astronomical forcing in Phanerozoic paleoclimate proxy series with evolutionary correlation coefficients and hypothesis testing[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 501: 165-179.
- Ling M X, Zhan R B, Wang G X, et al. 2019. An extremely brief end Ordovician mass extinction linked to abrupt onset of glaciation[J]. *Solid Earth Sciences*, 4(4): 190-198.
- Lu Y B, Huang C J, Jiang S, et al. 2019. Cyclic Late Katian through Hirnantian glacioeustasy and its control of the development of the organic-rich Wufeng and Longmaxi shales, South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 526: 96-109.
- Mattinson J M. 2005. Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages[J]. *Chemical Geology*, 220(1/2): 47-66.
- Meyers S R. 2019. Cyclostratigraphy and the problem of astrochronologic testing[J]. *Earth-Science Reviews*, 190: 190-223.
- Meyers S R, Siewert S E, Singer B S, et al. 2012. Intercalibration of radioisotopic and astrochronologic time scales for the Cenomanian-Turonian boundary interval, western Interior Basin, USA[J]. *Geology*, 40(1): 7-10.
- Montañez I P, Norris R D, Algeo T, et al. 2011. *Understanding Earth's deep past: Lessons for our climate future*[M]. Washington D. C. : The National Academies Press: 194.
- Nasdala L, Lengauer C L, Hanchar J M, et al. 2002. Annealing radiation damage and the recovery of cathodoluminescence[J]. *Chemical Geology*, 191(1/2/3): 121-140.
- Ouyang J W, Fang Q, Wu H C, et al. 2026. Astronomical calibration of

- the Hirnantian Isotopic Carbon Excursion[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 684: 113498.
- Paillard D, Labeyrie L, Yiou P. 1996. Macintosh program performs time-series analysis[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77(39): 379.
- Payne J L, Clapham M E. 2012. End-Permian mass extinction in the oceans: An ancient analog for the twenty-first century?[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 89-111.
- Rong J Y, Harper D A T, Huang B, et al. 2020. The latest Ordovician Hirnantian brachiopod faunas: New global insights[J]. *Earth-Science Reviews*, 208: 103280.
- Saupe E E, Qiao H J, Donnadieu Y, et al. 2020. Extinction intensity during Ordovician and Cenozoic glaciations explained by cooling and palaeogeography[J]. *Nature Geoscience*, 13(1): 65-70.
- Schmitz M D, Davydov V I. 2012. Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian–Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation[J]. *GSA Bulletin*, 124(3/4): 549-577.
- Scotese C R. 2023. Ordovician plate tectonic and palaeogeographical maps[M]/Harper D A T, Lefebvre B, Percival I G, et al. A global synthesis of the Ordovician System: Part 1. London: Geological Society, 91-109.
- Sheehan P M. 2001. The Late Ordovician mass extinction[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29: 331-364.
- Sheets H D, Mitchell C E, Melchin M J, et al. 2016. Graptolite community responses to global climate change and the Late Ordovician mass extinction[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(30): 8380-8385.
- Sinnesael M. 2023. Ordovician cyclostratigraphy and astrochronology [M]/Harper D A T, Lefebvre B, Percival I G, et al. A global synthesis of the Ordovician System: Part 1. London: Geological Society.
- Sproson A D. 2020. Pacing of the latest Ordovician and Silurian carbon cycle by a ~4.5 Myr orbital cycle[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 540: 109543.
- Sutcliffe O E, Dowdeswell J A, Whittington R J, et al. 2000. Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit[J]. *Geology*, 28(11): 967-970.
- Thibault N, Jarvis I, Voigt S, et al. 2016. Astronomical calibration and global correlation of the Santonian (Cretaceous) based on the marine carbon isotope record[J]. *Paleoceanography*, 31(6): 847-865.
- Trotter J A, Williams I S, Barnes C R, et al. 2008. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry[J]. *Science*, 321(5888): 550-554.
- Wang X Q, Liu Z H, Shen J. 2024. Watermass architecture of the Ordovician-Silurian Yangtze Sea (South China) and its palaeogeographical implications[J]. *Journal of the Geological Society*, 181(4): jgs2023-024.
- Wang Y M, Li X J, Dong D Z, et al. 2017. Main factors controlling the sedimentation of high-quality shale in the Wufeng–Longmaxi Fm, Upper Yangtze region[J]. *Natural Gas Industry B*, 4(5): 327-339.
- Westerhold T, Marwan N, Drury A J, et al. 2020. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years[J]. *Science*, 369(6509): 1383-1387.
- Williams G E. 1991. Milankovitch-band cyclicity in bedded halite deposits contemporaneous with Late Ordovician–Early Silurian glaciation, Canning Basin, western Australia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 103(1/2/3/4): 143-155.
- Wu S C, Chen L, Xiong M, et al. 2024. Depositional conditions of shale lithofacies during the Late Ordovician–Early Silurian in the Upper Yangtze area, SW China: Responses to sea-level changes[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 161: 106696.
- Xiong M, Chen L, Tan X C, et al. 2023. Effects of the astronomical orbital cycle on organic matter accumulation during the Late Ordovician–Early Silurian in the Upper Yangtze area, South China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 242: 105496.
- Xiong M, Chen L, Liao C J, et al. 2025. Astronomically forcing hydrological controls on salinity variations during the Late Ordovician–Early Silurian in the Upper Yangtze area: Responses to the monsoon climate and HICE[J]. *Chemical Geology*, 683: 122772.
- Xu C G, Wang X, Wu H C, et al. 2025. Ordovician integrative stratigraphy of the HK-1 borehole in the South Yellow Sea and its geochronological and paleoclimatic implications[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 675: 113057.
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C, et al. 2009. Carbon and sulfur isotopic anomalies across the Ordovician–Silurian boundary on the Yangtze Platform, South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274(1/2): 32-39.
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C, et al. 2010. Large-scale climatic fluctuations in the latest Ordovician on the Yangtze Block, South China [J]. *Geology*, 38(7): 599-602.
- Yong J J, Hu S Y, He J, et al. 2025. Astronomical control on Upper Ordovician–Lower Silurian organic matter enrichment in South China [J]. *Frontiers in Earth Science*, 13: 1632300.
- Zhang L N, Fan J X, Chen Q, et al. 2014. Reconstruction of the Hirnantian (Late Ordovician) palaeotopography in the Upper Yangtze region[J]. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 63(4): 329-334.
- Zhang X, Zhang T S, Zhao X M, et al. 2021. Effects of astronomical orbital cycle and volcanic activity on organic carbon accumulation during Late Ordovician–Early Silurian in the Upper Yangtze area, South China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 48(4): 850-863.
- Zhang Z T, Yang C, Sahy D, et al. 2025. Tempo of the Late Ordovician mass extinction controlled by the rate of climate change[J]. *Science Advances*, 11(22): eadv6788.
- Zhong Y Y, Wu H C, Fan J X, et al. 2020. Late Ordovician obliquity-forced glacio-eustasy recorded in the Yangtze Block, South China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 540: 109520.

High-Precision Astronomical Time Scale for the Late Ordovician-Early Silurian and Its Temporal Constraints on the End-Ordovician Mass Extinction

HUANG ChunJu¹, ZHANG RuiYao², DENG ShengHui³, WANG Zheng¹, ZHANG RanRan¹, LIANG JianHao¹

1. State Key Laboratory of Geomicrobiology and Environmental changes, Hubei Key Laboratory of Critical Zone Evolution, School of Earth and Planetary Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. College of Urban and Environmental Sciences, Hubei Normal University, Huangshi, Hubei 435002, China

3. PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing 100083, China

Abstract: [Objective] The Late Ordovician to Early Silurian represents a critical transition in Earth's history, characterized by the Hirnantian glaciation and the end-Ordovician mass extinction event. However, significant uncertainties persist in the chronostratigraphic framework for this interval, limiting our understanding of the mechanisms driving biotic extinction and climatic evolution. This study aims to establish a high-resolution absolute astronomical time scale for the Late Ordovician-Early Silurian through the integration of cyclostratigraphy and isotopic geochronology, providing robust temporal constraints for major geological events. [Methods] Three sections (Shuanghe in Changning, Sichuan; Anwen in Qijiang, Chongqing; and Wangjiawan in Yichang, Hubei) were selected as study sites. High-resolution elemental data (Si, Fe, Ca, Al, Rb/Sr, etc.) were analyzed using AnalySeries and Acycle software to identify Milankovitch cycle signals. Sedimentation rates were estimated using the COCO/eCOCO and TimeOpt methods to construct floating astronomical time scales. CA-ID-TIMS zircon U-Pb dating was conducted on volcanic ash beds to obtain absolute age anchors, enabling precise conversion from the depth domain to the time domain. [Results] (1) Stable sedimentary cycles corresponding to 405-kyr and ~100-kyr long and short eccentricity cycles were identified in the XRF elemental series. Floating astronomical time scales of 12.2 Myr, 10.3 Myr, and 2.75 Myr were established for the Shuanghe section, Anwen section, and Wangjiawan section, respectively. (2) Given the most complete geological record preserved in the Shuanghe section, the ages of the Ordovician/Silurian (O/S) boundary and the base of the Hirnantian stage, calibrated to 442.34 ± 0.22 Ma and 443.78 ± 0.22 Ma respectively through cyclostratigraphic analysis combined with U-Pb dating of volcanic ash beds (Shuanghe section: 438.47 ± 0.17 Ma), can serve as a candidate for future international chronostratigraphic standards. (3) The duration of the Hirnantian stage is 1.44 Myr at the Shuanghe section, but only ~0.41 Myr at the Wangjiawan section, suggesting that a sedimentary hiatus may exist in the Wangjiawan section. (4) Paleoclimatic proxies and sea-level changes exhibited long-period fluctuations of 1.2 Myr and 2.4 Myr. [Conclusions] The high-precision astronomical time scale established in this study significantly improves the accuracy of the chronostratigraphic framework for the Late Ordovician-Early Silurian, revealing the rapid onset of the end-Ordovician mass extinction. Astronomical cycles played a significant role in driving climate-environmental evolution during this interval, providing key temporal constraints for understanding the triggering mechanisms of the end-Ordovician mass extinction.

Key words: cyclostratigraphy; astrochronology; Ordovician-Silurian transition; mass extinction; zircon U-Pb dating