



### 基于定量古地理的BQART模型深时古地势重建方法

王学天, 邵龙义, Kenneth A. Eriksson, 胡修棉, 刘钦甫, 鲁静

#### 引用本文:

王学天, 邵龙义, Kenneth A. Eriksson, 胡修棉, 刘钦甫, 鲁静. 基于定量古地理的BQART模型深时古地势重建方法[J]. 沉积学报, 2022, 40(6): 1461-1480.

WANG XueTian, SHAO LongYi, Kenneth A. Eriksson, HU XiuMian, LIU QinFu, LU Jing. Using BQART Model to Reconstruct Paleo-relief in Deep Time Based on Quantitative Paleogeography: A case study from the Late Permian central Emeishan Large Igneous Province[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2022, 40(6): 1461-1480.

### 相似文章推荐 (请使用火狐或IE浏览器查看文章)

Similar articles recommended (Please use Firefox or IE to view the article)

#### 淮南四棵樹凹陷沉积古环境与物源研究

Palaeoenvironment and Provenance of the Sikeshe Sag in the Junggar Basin: Indications from element geochemical records

沉积学报. 2022, 40(4): 1122-1136 <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2021.024>

#### 陆相流域盆地沉积通量模拟及古地貌意义

Sediment Flux Simulation Paleogeomorphological Implications in the Terrestrial Source-to-Sink System: A case study in Nima area, central Tibet

沉积学报. 2022, 40(4): 912-923 <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2021.143>

#### 渣尔泰山群及宝音图群大理岩古沉积环境研究

Research on the Paleosedimentary Environments of Marble in the Zhaertai and Buyant Groups: A case study of Huogeqi area, Inner Mongolia

沉积学报. 2022, 40(6): 1660-1675 <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2021.039>

#### 汉南—川东北灯影组古地理演化:晚震旦世扬子西北缘拉张背景的沉积学证据

Paleogeographic Evolution of the Dengying Formation in Hannan-Northeastern Sichuan Basin: Sedimentary evidence of the extensional tectonic setting for the northwest margin of the Yangtze Block in the Late Simian

沉积学报. 2019, 37(1): 189-199 <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2018.146>

#### 南盘江盆地中北部三叠纪深水盆地古水流方向研究

Triassic Paleocurrent Study in the Middle-northern Part of the Nanpanjiang Deep Basin

沉积学报. 2016, 34(6): 1120-1132 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2016.06.010>

文章编号:1000-0550(2022)06-1461-20

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2022.035

# 基于定量古地理的BQART模型深时古地势重建方法 ——以晚二叠世峨眉山大火成岩省内带为例

王学天<sup>1,2</sup>, 邵龙义<sup>1,2</sup>, Kenneth A. Eriksson<sup>3</sup>, 胡修棉<sup>4</sup>, 刘钦甫<sup>1,2</sup>, 鲁静<sup>1,2</sup>

1. 中国矿业大学(北京)地球科学与测绘工程学院, 北京 100083

2. 煤炭资源与安全开采国家重点实验室, 北京 100083

3. Department of Geosciences, Virginia Tech, Blacksburg, VA 24061, USA

4. 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023

**摘要** 源—汇系统分析下的古地势重建是当前沉积学领域的一个热点方向。古地势重建对于理解区域构造演化、气候变化、地表风化、物源供给及其相互关系具有重要作用。BQART沉积通量模型提供了入海流域中沉积通量与地质背景 $B$ 、水流量 $Q$ 、流域面积 $A$ 、最大地势高度 $R$ 、年均温度 $T$ 之间的经验关系, 逐渐发展为深时尺度下古流域地势重建的重要工具。本文在综合层序—古地理、旋回地层学、古水文比例关系和古地貌比例关系等方法的基础上, 提出基于定量古地理的BQART模型深时古地势重建方法, 结合沉积体积回填法可进一步获得构造抬升幅度与速率。通过该方法获得峨眉山大火成岩省内带古地势在晚二叠世期间持续缓慢上升, 至晚二叠世末达200余米, 累计构造抬升幅度约500~750 m。该深时古地势方法适用于气候温暖湿润、构造相对稳定条件下的中大型外流盆地, 对能源盆地的勘探开发具有重要意义。

**关键词** BQART模型; 沉积通量; 定量古地理; 源—汇系统; 古地势; 晚二叠世; 峨眉山大火成岩省

**第一作者简介** 王学天, 男, 1989年出生, 博士后, 沉积学与煤田地质学, E-mail: wxskyer@gmail.com

**通信作者** 邵龙义, 男, 教授, 沉积学与煤田地质学, E-mail: ShaoL@cumtb.edu.cn

**中图分类号** P512.2 **文献标志码** A

## 0 引言

古地势(古高程)是物源区古地理重建的关键组成部分, 对理解区域大地构造活动、古气候变化、地表过程演化、生物群落变迁、周缘盆地沉积供给及其相互作用等方面具有重要作用<sup>[1-3]</sup>。深时尺度中古高程的定量重建较为困难, 物源区古流域常经历后期构造运动影响而破坏, 或遭受长期风化剥蚀作用而难以保存下来, 且沉积区的地层记录往往经历成岩作用或受到地质流体的影响。这些制约条件使得稳定同位素法<sup>[4-6]</sup>、古植物法<sup>[7]</sup>等在第四纪尺度广为应用的定量古高程重建方法难以应用于深时尺度。气孔玄武岩高度计<sup>[8-9]</sup>适用的年代尺度可从新生代扩展至中生代, 但其应用受限于气孔玄武岩的空间分布与喷发时期。由于地壳厚度与地表地势具有均衡补偿的关系, 因此基于锆石铀异常<sup>[10]</sup>或不同花岗岩类型<sup>[11]</sup>获得地壳厚度后, 可进一步分析古地势的时空变化,

但该方法仅能获得半定量的深时古高程。基于质量平衡原则, 根据沉积物源及一定分配方案, 将盆地内一定时期内的沉积物回剥至相应隆升剥蚀区, 经过地壳均衡校正后, 能够获得该时期内物源区的高程增量, 在已知古高程的起算点时(通常为现代地势高度), 能够获得各时段的古高程<sup>[11,12]</sup>。该方法的一个重要前提是物源区累计高程变化应与沉积区碎屑沉积总质量成正比, 这使得其仅能应用于未发生强烈构造隆升的地区<sup>[12]</sup>, 此外该方法中古高程的起算点在深时研究中通常难以获得。

近年来在源—汇系统研究中倍受关注的BQART沉积通量模型为古高程重建提供了新的思路<sup>[13-15]</sup>。BQART模型反映沉积通量与地质背景、水流量、流域面积、最大地势高度和年均温度这些一级指标之间具有显著的统计学关系<sup>[13]</sup>, 该模型中沉积通量对流域面积及流域地势高度最为敏感<sup>[15]</sup>。当沉积通量与其他参数可通过沉积学或相关方法获得时, 即可计算得到流

收稿日期: 2022-02-14; 收修改稿日期: 2022-03-23

基金项目: 国家自然科学基金(41572090)[**Foundation:** National Natural Science Foundation of China, No. 41572090]

域最大地势高度。基于BQART模型的古高程重建方法首先在北美晚白垩世Laramide深水源—汇系统的内陆古地势重建中得到应用<sup>[16]</sup>,随后被用来重建挪威南部晚侏罗世至古近纪剥蚀物源区的古地貌特征<sup>[17]</sup>。

峨眉山大火成岩省(ELIP)内带的古地势变化对于理解峨眉山地幔柱的活动机制具有重要意义,前期研究多集中于喷发前—喷发期的古地势特征<sup>[18-20]</sup>,但对喷发后晚二叠世期间ELIP内带隆升区的古地势演化及构造抬升特征仍所知甚少。为此本文在整合岩相古地理学、旋回地层学、古水文学和古地貌学等方法的基础上,提出基于BQART模型的深时古高程重建方法体系,并据此恢复晚二叠世ELIP内带的古地势和构造隆升特征。

## 1 BQART沉积通量模型

Syvitski *et al.*<sup>[13]</sup>基于现今不同气候及构造背景下全球488条河流约30年间的观测数据,通过多元回归分析建立了BQART沉积通量模型,认为河流沉积通量与环境因素、水流量、流域面积、最大地势高度和年平均温度之间存在显著的关系,基于这5个参数能够解释现代全球流域沉积通量96%的变化。BQART模型的表达式为<sup>[13]</sup>:

$$Q_s = \omega B Q^{0.31} A^{0.5} R T, (T \geq 2 \text{ } ^\circ\text{C}) \quad (1)$$

$$Q_s = 2\omega B Q^{0.31} A^{0.5} R, (T < 2 \text{ } ^\circ\text{C}) \quad (2)$$

式中: $Q_s$ 为河口处沉积通量(Mt/yr), $\omega$ 为常数( $Q_s$ 单位为Mt/yr时为0.0006), $B$ 为代表基底岩性、冰川作用和人类活动的环境参数, $Q$ 为水流量(km<sup>3</sup>/yr), $A$ 为流域面积(km<sup>2</sup>), $R$ 为流域最大地势高度(km), $T$ 为流域年平均温度(°C)。环境参数 $B$ 计算公式为:

$$B = IL(1 - T_E) E_h \quad (3)$$

$$I = (1 + 0.09 A_g) \quad (4)$$

式中: $I$ 为冰川侵蚀参数, $A_g$ 为流域冰川覆盖面积百分比,无冰川覆盖时 $I$ 取值为1。 $L$ 为流域基岩特征参数,反映风化剥蚀的难易程度,根据岩性组合特征进行赋值:1)坚硬的酸性深成岩或深变质岩时, $L=0.5$ ;2)坚硬的混合岩或地盾基岩时, $L=0.75$ ;3)火山喷出岩、碳酸盐岩或者硬度适中的混合岩性时, $L=1$ ;4)以较软岩性为主、局部岩性较硬时, $L=1.5$ ;5)碎屑沉积岩、未固结沉积物或冲积沉积时, $L=2$ ;6)破碎岩屑或黄土沉积时, $L=3$ 。 $T_E$ 为人工水库拦沙率, $E_h$ 为人类影响的土壤侵蚀系数,在深时系统中均不产生影响,取值分别为0和1。

## 2 基于BQART模型的古地势重建方法

基于BQART模型可由沉积通量、地质背景参数、水流量、流域面积、年均温度计算得到流域最大地势高度 $R$ (当年均温度大于2°C时)<sup>[13,16-17]</sup>:

$$R = Q_s / \omega B Q^{0.31} A^{0.5} T (T \geq 2 \text{ } ^\circ\text{C}) \quad (5)$$

式中:沉积通量 $Q_s$ 、古流量 $Q$ 、流域面积 $A$ 、流域古温度 $T$ 等参数在深时尺度中可通过多种方法获得,包括层序地层分析、旋回地层分析、定量岩相古地理、古地貌比例关系、古水文比例关系和沉积体积回填等方法<sup>[21]</sup>(图1)。

### 2.1 沉积通量 $Q_s$ 估算

沉积通量 $Q_s$ 可通过对等时地层格架下古地理单元的沉积质量进行年代约束获得<sup>[22-23]</sup>。对于不同古地理单元的沉积质量,需考虑不同沉积环境下不同岩石类型陆源碎屑含量差异。等时地层单元的陆源碎屑质量( $M$ , Mt)及沉积通量( $Q_s$ , Mt/yr)可基于以下公式计算<sup>[21]</sup>:

$$M = V \sum_{i=1}^n P_{s_i} \rho_i P_{t_i} \quad (6)$$

$$Q_s = M/t \times 10^6 \quad (7)$$

式中: $V$ 为沉积体积(km<sup>3</sup>), $n$ 为地层单元中岩石类型个数, $P_{s_i}$ 为第 $i$ 种岩石类型的百分比, $\rho_i$ 为第 $i$ 种岩石类型的密度, $P_{t_i}$ 为第 $i$ 种岩石类型中陆源碎屑的百分比, $t$ 为地层单元的沉积时间(My)。当现有数据难以覆盖全部盆地或盆地完整性受到破坏时,盆地总沉积通量可基于已知沉积区的沉积通量并结合现代类似盆地的沉积物分配关系进行估算。

#### 2.1.1 建立年代约束的等时地层格架

高分辨率层序地层格架能够为岩相古地理重建提供等时地层单元,可基于露头剖面、岩心编录及测井曲线中识别出的关键层序界面和等时标志层建立<sup>[24-25]</sup>。能够用来进行等时约束及划分层序的关键层序界面包括区域暴露不整合面、下切谷侵蚀基底、河间地古土壤、沉积相转换面、可区域大范围对标的煤层与灰岩等<sup>[26-27]</sup>。通过旋回地层学方法可从自然伽马测井及高分辨率古气候指标中识别米兰科维奇天文周期<sup>[28]</sup>。通过天文调谐建立浮动天文年代标尺,利用火山灰锆石U-Pb测年等高精度年代数据进行锚定,可建立年代地层标尺,对等时层序地层格架进行年代约束<sup>[29-30]</sup>。

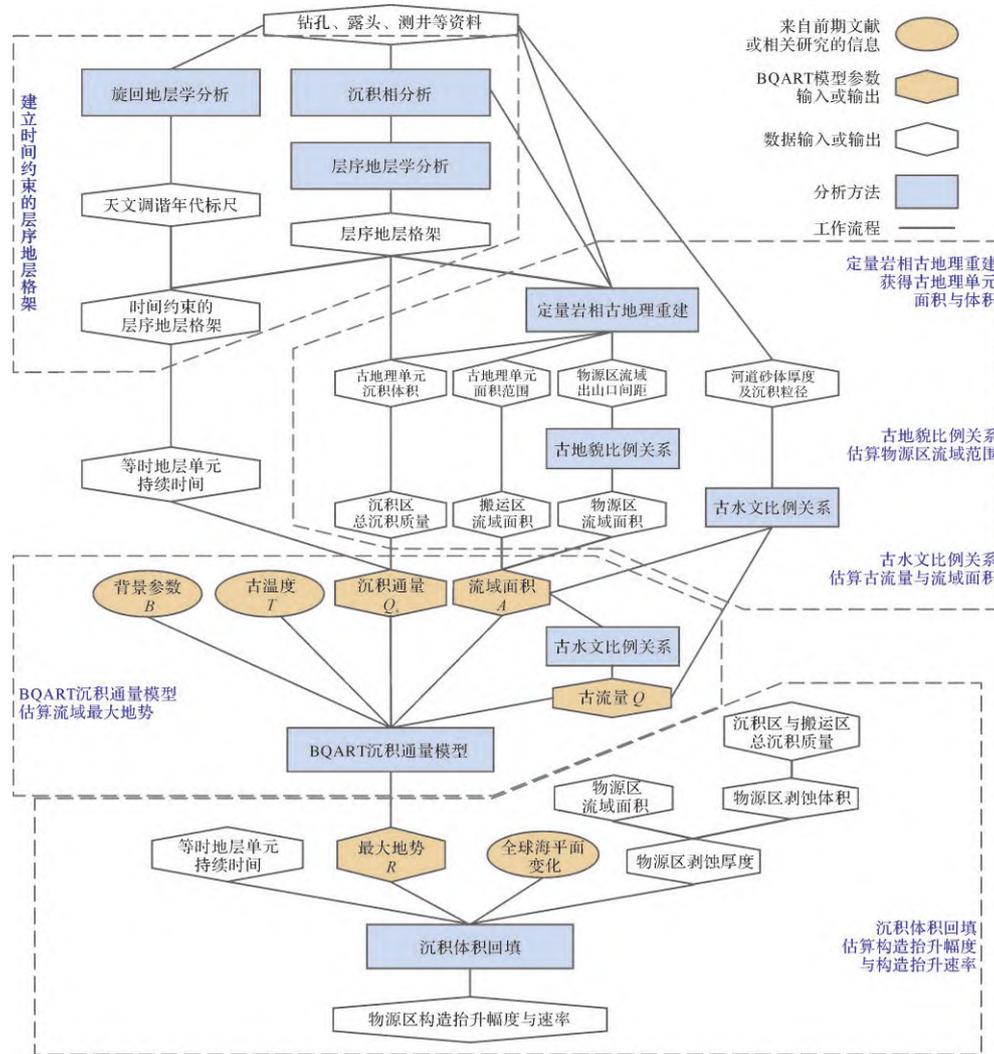


图1 基于BQART沉积通量模型重建深时物源区古地势及构造抬升特征的工作流程

Fig.1 Workflow for paleo-relief reconstruction and tectonic uplift estimation with BQART model and sediment volume backfilling

### 2.1.2 重建定量岩相古地理

定量岩相古地理能够为沉积通量计算提供古地理单元沉积体积,为利用地貌比例关系恢复物源区流域面积提供古河道的分布位置。基于克里金法、反距离权重法等插值方法得到等时地层单元下的岩相参数单因素等值线图,本研究中利用的岩相参数包括砾岩、砂岩、泥岩、灰岩、煤厚百分比、砂泥比等。根据单因素等值线图的变化趋势及几何形态,在沉积相模式的基础上划分岩相古地理单元<sup>[31-32]</sup>。在地理信息系统(GIS)平台中人工清绘古地理图<sup>[33-34]</sup>,得到各岩相古地理单元的面积与体积<sup>[35]</sup>。

### 2.2 流域面积A估算

完整流域的面积包括物源区流域面积与搬运区流域面积。搬运区一般包括山前冲积平原与河流冲

积平原,可通过地层尖灭范围或山前断裂带与滨岸线位置约束,其面积可通过定量岩相古地理重建获得。物源区流域面积可通过线状山脉地貌比例关系推测<sup>[36-37]</sup>:

$$S=0.46W+0.798 \tag{8}$$

式中: $S(\text{km})$ 为流域出口间距,即两条相邻河道之间的距离; $W(\text{km})$ 为山脉半宽,即线状山脉主分水岭到山麓流域出口的距离。因此,通过古地理重建得到古河道空间分布位置之后,物源区山地流域面积 $A_m$ 可由山脉半宽 $S$ 与流域出口间距 $W$ 相乘得到的矩形面积估计<sup>[36]</sup>:

$$A_m=pSW \quad p \in (0.75, 1) \tag{9}$$

式中: $p$ 为实际流域面积与该矩形面积之比,其范围一般为0.75~1。

### 2.3 古流量 $Q$ 估算

古水文参数间的比例关系可作为恢复地质时期古河流系统的重要工具,包括河道砂体的厚度与宽度、满岸流量、流域面积、沉积粒径和河床坡度等<sup>[38-41]</sup>。当已知流域面积  $A(\text{km}^2)$  时,水流量  $Q(\text{m}^3/\text{s})$  可由满岸流量与流域面积之间的幂函数关系进行估计<sup>[42]</sup>:

$$Q = aA^b \quad (10)$$

式中:常数  $a$  和指数  $b$  可由类似气候及构造背景下的现代及古代案例进行回归分析获取。此外,流域古流量还可通过河道砂体的横截面尺寸与沉积粒径进行估计<sup>[39]</sup>。

### 2.4 流域古温度 $T$ 估算

陆地古温度  $T$  一般可通过孢粉、宏观植物形态<sup>[43-44]</sup>及化学蚀变指数<sup>[45]</sup>等参数估计,也可根据深时尺度古气候划分方案直接获得<sup>[46]</sup>。当可信的陆地温度难以获得时,可利用基于地球化学和古生物指标获取的表层海水温度进行类比<sup>[47]</sup>。

## 3 沉积物体积回填法恢复构造抬升特征

通过计算年代约束的沉积体积及其对应剥蚀体积,并将该剥蚀体积回填至推测物源区,能够重建物源区的古地貌以及构造活动特征(图1),该方法在物源区普遍遭受剥蚀的深时研究中具有重要意义<sup>[22,48]</sup>。当物源区中的沉积作用可忽略不计时,物源区侵蚀物质量  $M_{\text{物源区}}$  等于搬运区沉积物  $M_{\text{搬运区}}$  与盆地内沉积物质量  $M_{\text{沉积区}}$  之和:

$$M_{\text{物源区}} = M_{\text{搬运区}} + M_{\text{沉积区}} \quad (11)$$

对  $M_{\text{物源区}}$  进行时间约束即可获得物源区流域出口处沉积通量  $Q_{s, \text{物源区}}(\text{Mt}/\text{yr})$ :

$$Q_{s, \text{物源区}} = (M_{\text{物源区}}) / t \times 10^6 \quad (12)$$

式中:  $t$  为对应地层单元的沉积时间(Myr)。物源区侵蚀速率可通过产沙量(sediment yield)  $Y_s(\text{t}/\text{km}^2/\text{yr})$  反映<sup>[13]</sup>:

$$Y_s = Q_{s, \text{物源区}} / A_{\text{物源区}} \times 10^6 \quad (13)$$

结合产沙量  $Y_s$  与基岩密度  $\rho_{\text{基岩}}(\text{g}/\text{cm}^3)$  可得到剥蚀速率  $D_t(\text{m}/\text{Myr})$  和剥蚀厚度  $D_t(\text{m})$ :

$$D_t = Y_s / \rho_{\text{基岩}} \quad (14)$$

$$D_t = D_t \times t \quad (15)$$

当一定沉积时期  $t$  内物源区地貌演化、地表剥蚀特征和全球海平面变化已知时,物源区构造抬升幅

度  $U(\text{m})$  和构造抬升速率  $U_t(\text{m}/\text{Myr})$  可通过以下公式获得,该公式考虑了海平面变化对古地势的影响<sup>[49]</sup>:

$$U = R_e - R_b + D_t + L_e - L_b \quad (16)$$

$$U_t = U / t \quad (17)$$

式中:  $L_e$  和  $L_b$  分别为该时期结束及起始时全球海平面高度(m)<sup>[50]</sup>,  $R_e$  和  $R_b$  分别为该时期结束及起始时的流域最大地势(m)。

## 4 实例—峨眉山大火成岩省内带古地势研究

### 4.1 ELIP 内带—上扬子克拉通源—汇系统

ELIP 指分布于上扬子克拉通西缘云、贵、川三省境内的玄武岩,出露面积约  $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ , 空间上呈南北向菱形,西南以哀牢山—红河走滑断裂为界、西北以龙门山褶皱冲断带为界,此外在越南、桂西、松潘—甘孜地区亦有少量分布<sup>[51-52]</sup>。ELIP 由玄武岩、苦橄岩及相关火山碎屑岩组成,还包括同期基性—超基性侵入岩与深成岩体<sup>[53-54]</sup>。ELIP 厚度整体上自西向东变薄,宾川地区最厚达 5 km,在滇东黔西地区尖灭,厚度极大值主要分布于大理—宾川、攀枝花—米易、小江断裂带三处条带<sup>[51]</sup>。峨眉山玄武岩下伏茅口组灰岩厚度自 ELIP 外围向中心逐渐减薄,反映喷发前存在区域性穹状隆升,根据灰岩厚度的空间差异可将 ELIP 划分为内带、中带和外带<sup>[18]</sup>。

晚二叠世 ELIP 内带抬升为康滇高地并遭受风化剥蚀,成为上扬子克拉通盆地的物源区<sup>[19,55-58]</sup>(图 2a)。ELIP 内带东侧风化产物向东—东南方向搬运至上扬子内克拉通盆地与右江深水盆地,盆地内自西向东依次发育山前冲积平原、河流冲积平原、滨海平原、局限台地和开阔台地沉积环境<sup>[56,59-60]</sup>(图 2b)。此上扬子克拉通盆地位于古赤道附近,温暖湿润的热带气候下泥炭地广泛发育,形成了乐平统含煤岩系,包括陆相宣威组、海陆过渡相龙潭组与汪家寨组、海相吴家坪组、长兴组与大隆组<sup>[21,61-62]</sup>。

### 4.2 年代约束的乐平统层序地层格架

乐平统含煤岩系根据识别出的区域暴露不整合面、下切谷侵蚀基底、河间地古土壤、沉积相转换面和煤层可识别出 4 个三级层序界面,自下而上依次为 SB1、SB2、SB3、SB4。SB1 为区域暴露不整合面,由 ELIP 喷发前穹状隆起<sup>[18,20]</sup>及卡匹敦阶末期全球海退所引起<sup>[63]</sup>。SB2 和 SB3 包括下切谷底部侵蚀面、河间地古土壤及沉积相转换面。SB4 为二叠系—三叠系

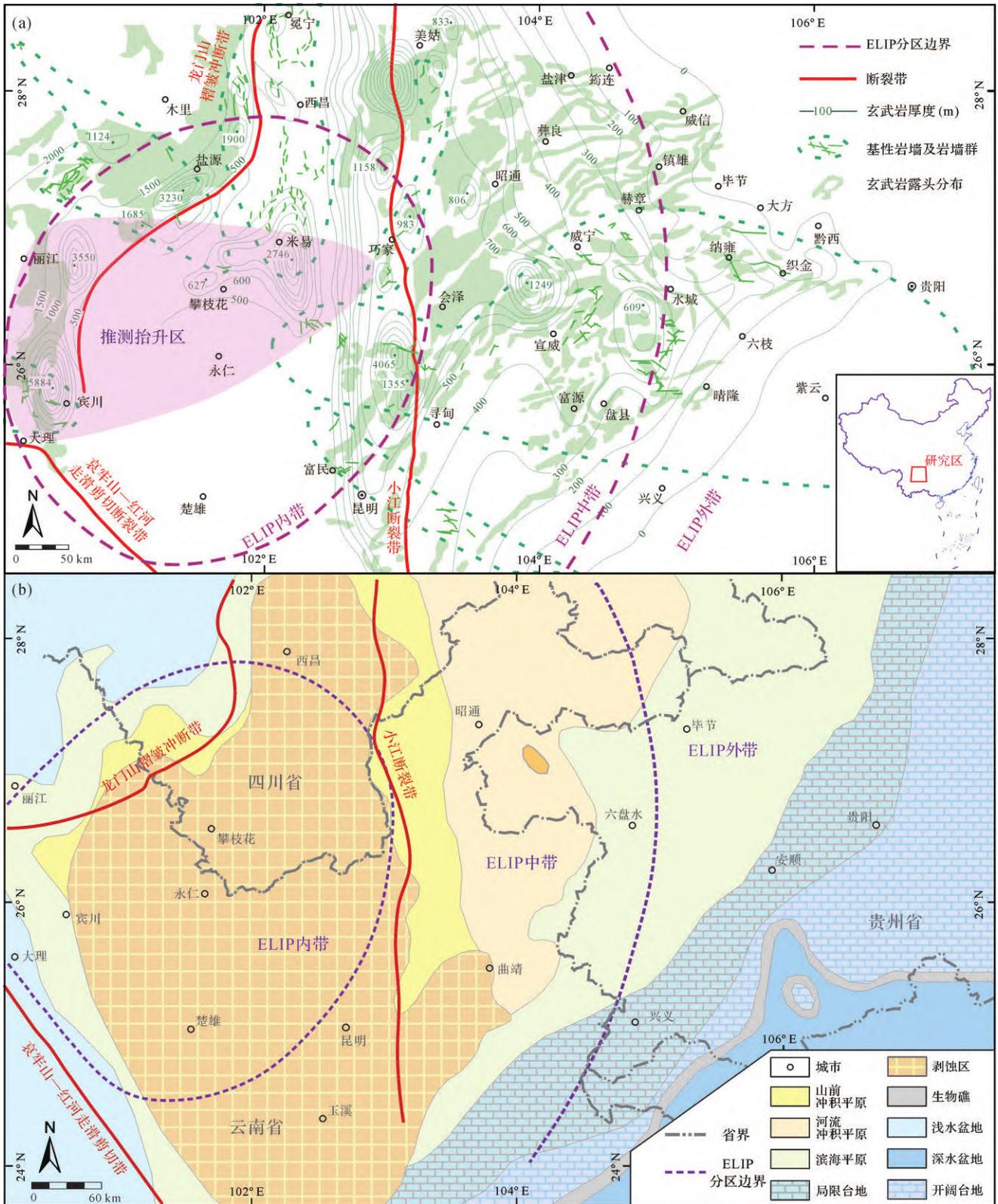


图2 (a)峨眉山玄武岩分布范围、厚度等值线<sup>[51]</sup>及基性岩墙群<sup>[55]</sup>; (b)吴家坪期沉积环境<sup>[56]</sup>

Fig.2 (a) Distribution and thickness contours of Emeishan basalt<sup>[51]</sup>, radiating mafic dyke swarm<sup>[55]</sup>;

(b) sedimentary environments of the Wuchiapingian<sup>[56]</sup>

界线,岩性特征及古生物特征的显著差异反映了古气候、古环境的剧烈变化<sup>[35,62]</sup>。根据云贵川地区广泛分布且对比良好的海相标志层(海相石灰岩与含海相化石泥岩)可划分出17个四级层序,四级层序数量自黔西断陷向滇东地区物源方向及黔北川南隆起带逐渐减小,表明乐平统含煤岩系受基底地貌与海侵方向的影响<sup>[59,62,64]</sup>,自东南向西北方向依次开始发育(图3)。这些四级层序可组合成为三级层序,自下向上为CSI、CSII及CSIII,对应于4个三级层序界面。其中CSIII包括7个四级层序,CSII包括5个四级层序,而CSI由于乐平统底面穿时性在陆相沉积区不发育,在黔西过渡相沉积区最多发育5个四级层序<sup>[21,35]</sup>(图3)。

乐平统含煤岩系记录了显著的天文轨道周期信号,以405 kyr长偏心率周期最为显著,其对应的沉积旋回在河流影响较弱的潮坪及碳酸盐台地中最为明显<sup>[21,67]</sup>。基于405 kyr周期建立宣威SH301、水城FE1004和毕节CH1702三处钻孔乐平统自然伽马(GR)曲线的浮动天文年代标尺,得到其乐平统的沉积时间分别为6.3 Myr、6.54 Myr和6.76 Myr<sup>[21]</sup>(图3)。当浮动天文年代标尺以P/T界线年代251.9 Ma锚定<sup>[68]</sup>,则CH301、FE1004和CH1702乐平统开始沉积的时间分别为258.2 Ma、258.44 Ma和258.66 Ma<sup>[21,35]</sup>,晚于ELIP中一晚二叠纪界线259.1±0.5 Ma<sup>[69]</sup>与普安地区龙潭组底部黏土岩的锆石测年数据259.69±0.72 Ma<sup>[70]</sup>。

长偏心率周期沉积旋回与四级层序存在良好的对应关系(图3)。对比405 kyr周期GR滤波曲线与海相标志层反映的四级层序最大海泛面,可得到时间约束的区域层序地层格架和海平面变化曲线,进而得到CSI、CSII和CSIII的沉积时间为2.06 Myr、1.96 Myr和2.74 Myr,符合三级层序1~10 Ma<sup>[71]</sup>的时间范围。

### 4.3 沉积区岩相古地理

晚二叠世受峨眉山幔柱影响的上扬子克拉通盆地演化可分为三个阶段,分别对应于三级层序CSI、CSII和CSIII<sup>[35,59,62]</sup>,以山前冲积平原、河流冲积平原、滨海平原、局限台地与开阔台地作为古地理成图单元,其中山前冲积平原对应于冲积扇沉积体系,滨海平原对应扇三角洲—辫状河三角洲沉积体系、三角洲沉积体系和障壁—潮坪—潟湖沉积体系<sup>[35,59]</sup>。

CSI地层厚度总体自西向东、自北向南逐渐变

厚。灰岩百分比分布特征表明海侵来自东南方向。砾岩分布范围显示5处古河道。砂泥比高值区位于富源、罗平—师宗及六枝地区,其中富源与罗平为辫状河三角洲沉积体系,六枝以东为障壁体系。砂泥比低值区包括大方—织金,普安南部,宣威—威宁和彝良—镇雄,前两者为潟湖沉积,后两者为河流冲积平原岸后泛滥平原沉积。煤厚百分比高值区指示泥炭沼泽主要沿富源—盘县—发耳—织金一线分布(图4)。

CSII地层厚度变化幅度相对较小,总体自西北向东南方向逐渐变厚,最厚处位于黔西断陷之中。灰岩百分比分布趋势与CSI类似,但数值降低,表明发生大范围海退。砂泥比高值区位于水城—普安—六枝—织金地区、赫章及富源—罗平地区,分别发育水城三角洲和盘县三角洲。砂泥比低值区包括毕节—大方、盘县和宣威—威宁地区,分别对应潮坪、三角洲分流间湾和泛滥平原环境。煤厚百分比高值区指示泥炭沼泽沿师宗—盘县—六枝一线分布(图5)。

CSIII地层厚度变化幅度较大,反映盆地各同沉积构造单元沉降幅度的显著差异。总体上自西向东南方向逐渐变厚,最厚处位于黔西断陷东侧与罗平断陷之中。灰岩百分比自西南和北东方向往西逐渐降低,数值较CSII显著增高,反映区域大幅海侵。砂泥比高值区位于发耳—水城—织金—镇雄和富源—兴义地区、分别对应大幅退积的水城三角洲和扇体北迁的盘县三角洲。砂泥比低值区包括威信—毕节—大方、晴隆—兴义和威宁地区,前两者对应碳酸盐台地环境,后两者分别对应于三角洲分流间湾和泛滥平原沉积环境。煤厚百分比高值区指示泥炭沼泽沿盘县—发耳—水城—纳雍—大方一线分布(图6)。

## 4.4 ELIP内带物源区古地势重建

### 4.4.1 流域样式及流域范围

根据宣威组底砾岩、河道砂体的空间分布、地层厚度、砂泥比等值线(图4~6)及凝灰岩与铝土岩厚度所反映的基底古地貌与同沉积构造特征,识别出5条东西方向展布的沉积路径系统,对应的5个古流域根据其出山口位置自南向北依次命名为寻甸河、会泽河、巧家河、昭通河与美姑河<sup>[56]</sup>(图7)。这些古流域近似平行,出山口间隔大致相同,古水流为东—东南方向,该流域样式晚二叠世期间稳定,持续至早三叠世<sup>[51]</sup>。ELIP内带晚二叠世期间地形类似于线状山脉,证据包括:1)ELIP内带椭圆状剥蚀区为南北走

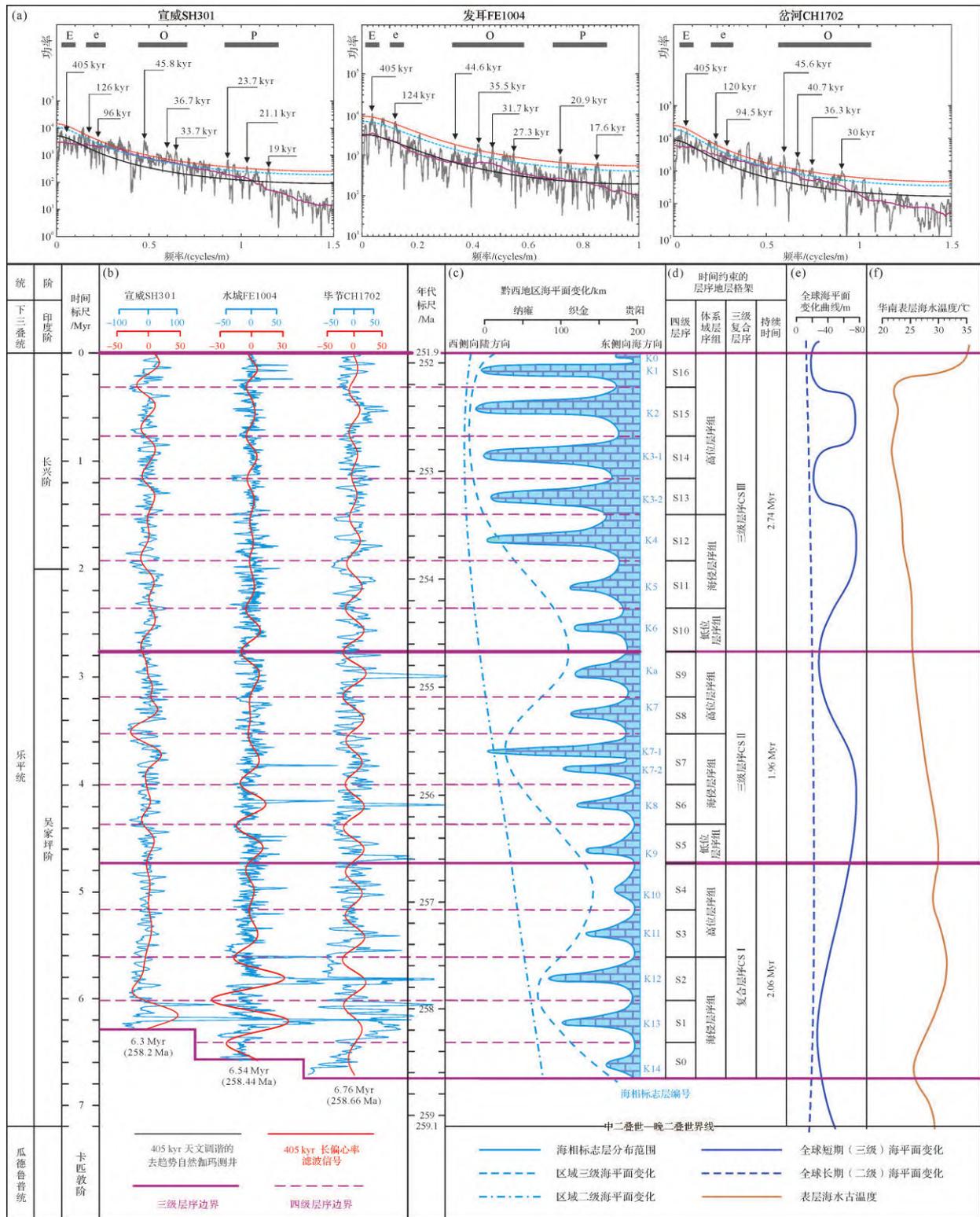


图3 滇东黔西乐平统年代约束的层序地层格架

(a)GR测井序列多窗谱频分析<sup>[21]</sup>; (b)GR测井405 kyr调谐及滤波曲线<sup>[21]</sup>; (c)区域海平面变化<sup>[65]</sup>; (d)层序地层划分方案<sup>[65]</sup>; (e)全球海平面变化曲线<sup>[66]</sup>; (f)华南表层海水温度<sup>[47]</sup>

Fig.3 Time-constrained sequence stratigraphic framework of the Lopingian in eastern Yunnan and western Guizhou

(a) multi-taper method (MTM) spectral analysis of GR series; (b) 405 kyr tuned and filtered GR log<sup>211</sup>; (c) regional sea-level change<sup>[65]</sup>; (d) sequence stratigraphic subdivision<sup>[65]</sup>; (e) global sea-level change<sup>[66]</sup>; and (f) surface sea-water temperature in the South China<sup>[47]</sup>

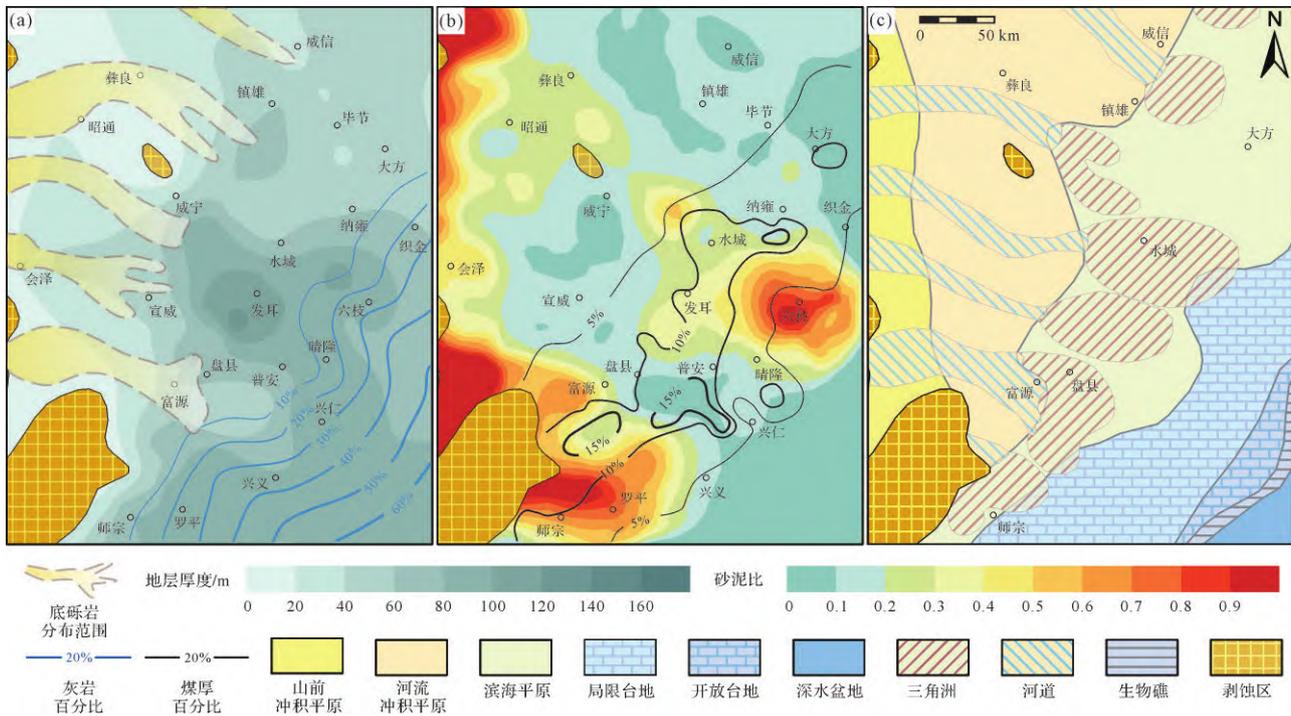


图4 三级层序CSI岩相古地理

(a)地层厚度与石灰岩百分比等值线及砾岩分布;(b)砂泥比与煤厚百分比等值线;(c)岩相古地理

Fig.4 Lithofacies paleogeographic map of 3<sup>rd</sup>-order sequence CSI

(a) contour maps of strata thickness, carbonate thickness and distribution of basal conglomerate; (b) contour maps of coarse-to-fine ratio and coal percentage; and (c) lithofacies paleogeography

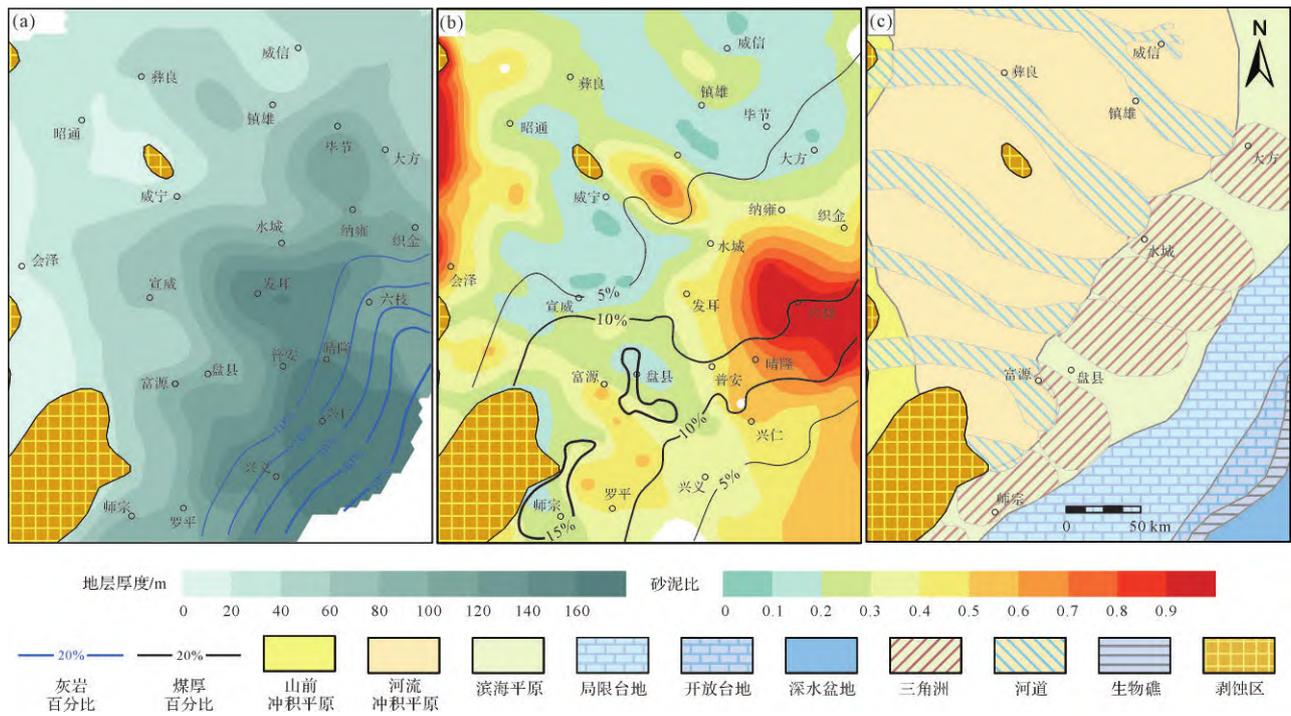


图5 三级层序CSII岩相古地理

(a)地层厚度与石灰岩百分比等值线;(b)砂泥比与煤厚百分比等值线;(c)岩相古地理

Fig.5 Lithofacies paleogeographic map of 3<sup>rd</sup>-order sequence CSII

(a) contour maps of strata thickness and carbonate thickness; (b) contour maps of coarse-to-fine ratio and coal percentage; and (c) lithofacies paleogeography

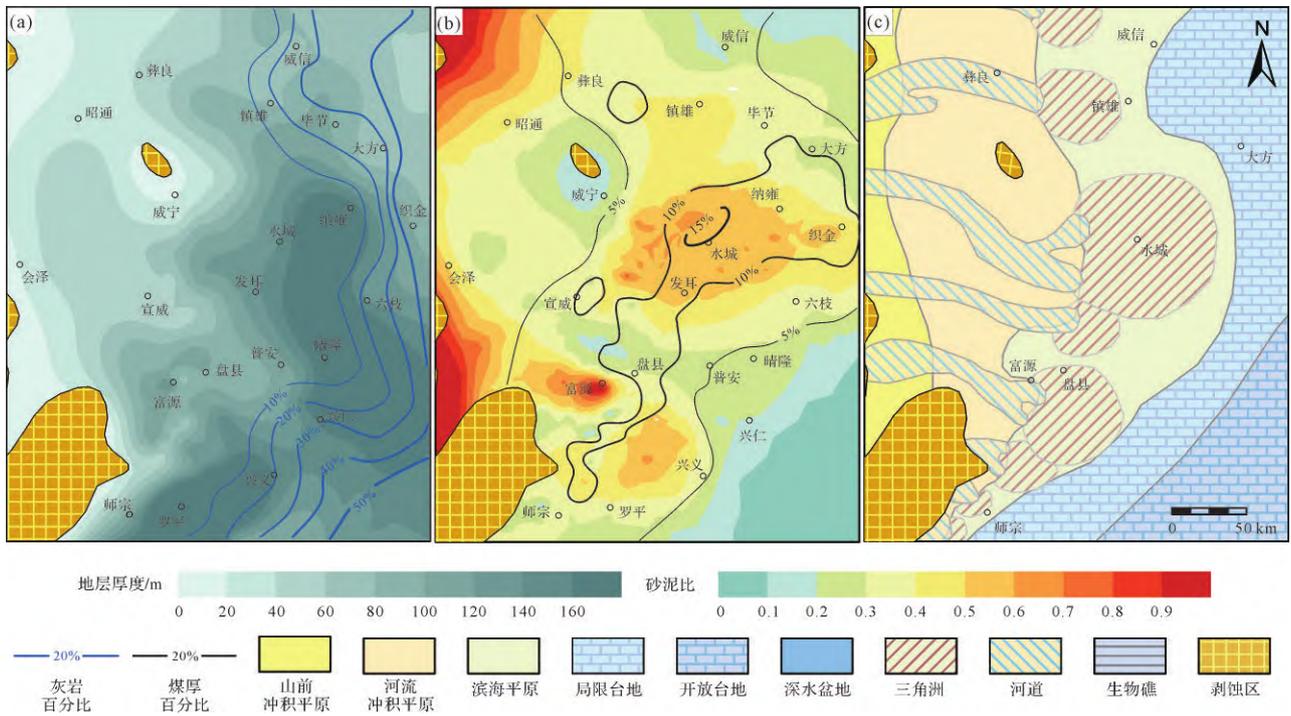


图6 三级层序CSIII岩相古地理

(a)地层厚度与石灰岩百分比等值线;(b)砂泥比与煤厚百分比等值线;(c)岩相古地理

Fig.6 Lithofacies paleogeographic map of 3<sup>rd</sup>-order sequence CSIII

(a) contour maps of strata thickness and carbonate thickness; (b) contour maps of coarse-to-fine ratio and coal percentage; and (c) lithofacies paleogeography

向;2)一系列古老断裂及同沉积断裂为南北走向平行分布<sup>[56]</sup>;3)ELIP内带玄武岩厚度极大值沿南北方向线状展布<sup>[51]</sup>;4)三维地幔柱数字模型亦证实在古特提斯洋俯冲系统远场应力影响下,地幔柱活动可在地表形成线状山脉地貌<sup>[72]</sup>。

研究区5个流域南北向总宽为325 km,平均流域出口间距S为65 km,根据公式(8)得到ELIP内带山脉半宽W约为140 km(图7)。将小江断裂带作为山前断裂带并将其向西平移140 km得到物源区主山脉(主分水岭)的位置,即物源区的西部边界,位于楚雄—永仁—攀枝花一线。根据公式(9)得到ELIP内带东侧物源区流域面积为6 804~9 072 km<sup>2</sup>。完整流域包括物源区流域与搬运区流域中的山前冲积平原与河流冲积平原,其面积可通过基于GIS的定量岩相古地理重建获得(表1)。

物源区西侧边界与椭圆形ELIP内带南北向长轴所重合,可代表ELIP内带线状山脉的中央山脊。推测中央山脉跨过根据茅口组灰岩厚度空间差异所推测的ELIP隆升中心<sup>[18]</sup>,以及根据辐射状基性岩墙群汇聚中心所推测的地幔柱轴部位置<sup>[55,73]</sup>(图2a、图7)。

#### 4.4.2 古流量估算

根据的 Köppen 气候分类方案<sup>[74]</sup>,温暖潮湿的热带气候气温大于18 °C,径流量大于1 m<sup>3</sup>/yr。M&S92+河流数据库中有34条河流符合这一标准<sup>[13]</sup>,基于公式(10)对这34个流域的水流量与流域面积进行幂函数回归分析,得到赤道热带季风气候下的古水文比例关系:

$$Q=0.094A^{0.95} \quad (18)$$

利用公式(18)得到平均流域的水流量在CSI、CSII和CSIII分别为939~1 063 m<sup>3</sup>/s、1 069~1 192 m<sup>3</sup>/s与868~993 m<sup>3</sup>/s(30~34 km<sup>3</sup>/yr, 34~38 km<sup>3</sup>/yr, 27~31 km<sup>3</sup>/yr)。

#### 4.4.3 沉积通量估算

内克拉通盆地陆源沉积质量的计算需要考虑多种因素,包括古地理单元的沉积体积(V, km<sup>3</sup>)(表1)、灰岩百分比(P<sub>石灰岩</sub>)、煤层百分比(P<sub>煤</sub>)、煤层灰分(P<sub>灰分</sub>)、碎屑岩密度(ρ<sub>碎屑岩</sub>)和煤岩密度(ρ<sub>煤碎屑岩</sub>)等(图4~6)。当假定煤中灰分密度约等于ρ<sub>碎屑岩</sub>且薄层火山层忽略不计时,根据公式(6)克拉通盆地内各古地理单元沉积质量M(Mt)可由以下公式计算得到(表2)<sup>[21]</sup>:

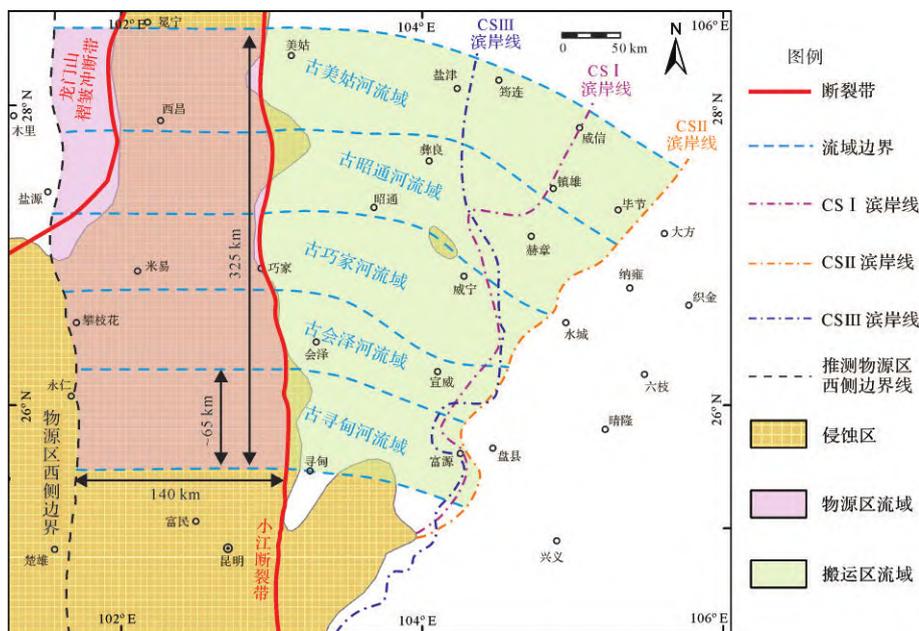


图7 ELIP东侧古流域样式、划分及范围<sup>[21]</sup>

Fig.7 Pattern, watershed division, and aerial range of paleo-drainage in the eastern Emeishan Large Igneous Province (ELIP)<sup>[21]</sup>

表1 五流域及平均流域中各三级层序古地理单元的面积与沉积体积

Table 1 Area and sediment volumes of palaeogeographic units for the five drainages and average drainage of each 3<sup>rd</sup>-order sequence

三级层序	古地理单元	五流域面积/km <sup>2</sup>	平均流域面积/km <sup>2</sup>	五流域沉积体积/km <sup>3</sup>	平均流域沉积体积/km <sup>3</sup>
CSI	山前冲积平原	47 075	9 415	1 247	249
	河流冲积平原				
	滨海平原	30 003	6 001	1 894	379
	局限台地	18 025	3 605	1 238	248
CSII	山前冲积平原	58 924	11 785	2 609	522
	河流冲积平原				
	滨海平原	20 536	4 107	2 273	455
	局限台地	16 345	3 269	1 832	366
CSIII	山前冲积平原	40 613	8 123	1 458	292
	河流冲积平原				
	滨海平原	26 609	5 322	3 111	622
	局限台地	18 925	3 785	2 011	402

表2 平均流域沉积区各三级层序古地理单元的沉积质量及沉积通量

Table 2 Sediment masses and fluxes of palaeogeographic units for the average drainage sink during each 3<sup>rd</sup>-order sequence

三级层序	$M_{\text{滨海平原}} / \text{Mt}$	$M_{\text{局限台地}} / \text{Mt}$	$M_{\text{沉积区}} / \text{Mt}$	沉积时间 $t / \text{Myr}$	沉积通量 $Q_s / (\text{Mt/yr})$
CSI	983 788	434 983	1 891 694	2.06	0.92
CSII	1 180 416	643 913	2 432 439	1.96	1.24
CSIII	1 616 083	706 879	3 097 283	2.74	1.13

$$M = V \times (1 - P_{\text{煤层}} - P_{\text{石灰岩}}) \times \rho_{\text{碎屑岩}} \times 10^3 + V \times P_{\text{煤层}} \times P_{\text{灰分}} \times \rho_{\text{碎屑岩}} \times 10^3 \quad (19)$$

结合煤田地质报告、煤厚百分比、灰岩厚度百分比和岩相古地理图<sup>[35,56]</sup>(图4~6),得到局限台地中碳酸盐岩百分比  $P_{\text{碳酸盐岩}}$  约为 35%;乐平统煤层百分比

$P_{\text{煤层}}$  约为 8%;煤层灰分  $P_{\text{灰分}}$  为 7%~38%,取众数  $P_{\text{灰分}} = 18\%$ ;含煤岩系碎屑岩密度为 2.31~3.33 g/cm<sup>3</sup>,取众数  $\rho_{\text{碎屑岩}} = 2.8 \text{ g/cm}^3$ ;煤层密度为 1.29~1.84 g/cm<sup>3</sup>,取众数 1.47 g/cm<sup>3</sup>。

由于右江深水盆地受其西南部越南板块俯冲作

用的影响而遭受后期构造破坏<sup>[75]</sup>,且华南板块西南缘岛弧火山可能向盆地供给陆源碎屑<sup>[58,76]</sup>,故难以直接计算右江深水盆地中来自ELIP的陆源碎屑沉积。此外,煤田勘探资料仅覆盖了滨海平原、局限台地和河流冲积平原,因此需通过类似盆地中的沉积收支关系估计输送到开阔台地及深水盆地的陆源碎屑。

现代巴布新几内亚弗莱河—巴布湾沉积系统与晚二叠世上扬子内克拉通盆地在地理位置(赤道地区)、气候(热带季风气候)、沉积环境(潮控三角洲、宽缓浅水陆架、潮汐影响的红树林沼泽)、沉积类型(陆源碎屑与碳酸盐岩混合沉积)与流域样式(单边缘多流域)等诸多方面可进行类比<sup>[77-81]</sup>。巴布湾中陆源碎屑约75%堆积在陆架、三角洲平原及红树林沼泽中(对应上扬子地区滨海平原与局限台地),20%堆积在斜坡中(对应上扬子地区开阔台地),少于5%输送到陆坡及陆坡之外(对应上扬子地区深水盆地)<sup>[80]</sup>。因此,上扬子克拉通盆地内总沉积量 $M_{\text{沉积区}}$ 可通过如下公式表达:

$$M_{\text{沉积区}} = (M_{\text{滨海平原}} + M_{\text{局限台地}}) / 75\% \quad (20)$$

式中: $M_{\text{滨海平原}}$ 为滨海平原沉积体积, $M_{\text{局限台地}}$ 为局限台地沉积体积。利用公式(7)(19)(20)可得CSI、CSII和CSIII平均流域沉积通量分别为0.92 Mt/yr、1.24 Mt/yr和1.13 Mt/yr(表2)。

#### 4.4.4 晚二叠世古温度

晚二叠世全球气候经历由冰室气候向热室气候的转换<sup>[82]</sup>,牙形石氧同位素记录表明华南地区晚二叠世表层海水温度主要在23℃~33℃范围内变化<sup>[47]</sup>,中

晚二叠世之交峨眉山大火成岩省事件引发的火山冬天古温度剧烈波动<sup>[57]</sup>,随后在约5.5 Ma的聚煤期间缓慢下降约10℃,至二叠纪末西伯利亚大火成岩喷发及相关环境变化使温度急剧增高。将晚二叠世华南地区海水表层温度变化曲线对齐至乐平统年代标尺,得到年平均温度范围在CSI、CSII和CSIII期间分别为27℃~31℃、26℃~30℃与25℃~29℃(图3)。

#### 4.4.5 ELIP内带古地势演化

利用古地势重建公式(5)可得到平均流域的最大古地势在CSI、CSII及CSIII期间分别为122~155 m,154~194 m及171~222 m(表3)。

目前对于玄武岩喷发前及喷发期间的ELIP内带古地势仍存在多种不同的观点,一些观点认为喷发前最大出现千米级别的穹状隆升,并对ELIP不同区域的隆升高度进行约束<sup>[18-20]</sup>;另外一些观点则提出玄武岩喷发时位于海平面附近<sup>[83-85]</sup>,这两种对立的观点分别对应于对称地幔柱模型<sup>[86]</sup>和非对称地幔柱模型<sup>[72,87]</sup>。根据前人研究,假设中一晚二叠世之交时ELIP内带最大地势可能存在3种情形,在情形1中为0 m<sup>[83-85]</sup>,在情形2中为500 m<sup>[20]</sup>,在情形3中为1 000 m<sup>[18]</sup>,通过非线性拟合获得这3种情形下平均流域最大地势高度的变化曲线,进而可得到不同情形下层序界线处对应的平均流域最大地势高度(表4、图8)。晚二叠世早期ELIP内带古地势在情形1中为上升状态,在情形2和情形3中为下降状态,至吴家坪晚期和长兴期ELIP内带地势进入缓慢上升的稳定状态(图8)。

表3 晚二叠世ELIP内带最大地势及BQART模型参数

Table 3 BQART model parameters and estimated maximum relief of the ELIP inner zone during the Late Permian

BQART 模型参数	符号(单位)	CSI	CSII	CSIII
地质背景	$B$	1	1	1
沉积通量	$Q_s(\text{Mt/yr})$	0.92	1.24	1.13
古流量	$Q(\text{km}^3/\text{yr})$	30~34	34~38	27~31
流域面积	$A/\text{km}^2$	16 219~18 487	18 859~20 857	14 927~17 195
年均温度	$T/^\circ\text{C}$	27~31	26~30	25~29
流域最大地势	$R/\text{m}$	122~155	154~194	171~222

表4 三种不同情形下晚二叠世ELIP内带最大地势高度(m)

Table 4 Maximum relief of the ELIP inner zone during the Late Permian under three different scenarios (m)

情形	晚二叠世初	CSI初期	CSII初期	CSIII初期	CSIII末期
情形1	0	44~56	146~184	161~205	178~232
情形2	500	357~373	121~159	161~205	178~232
情形3	1000	777~896	120~158	161~205	178~232

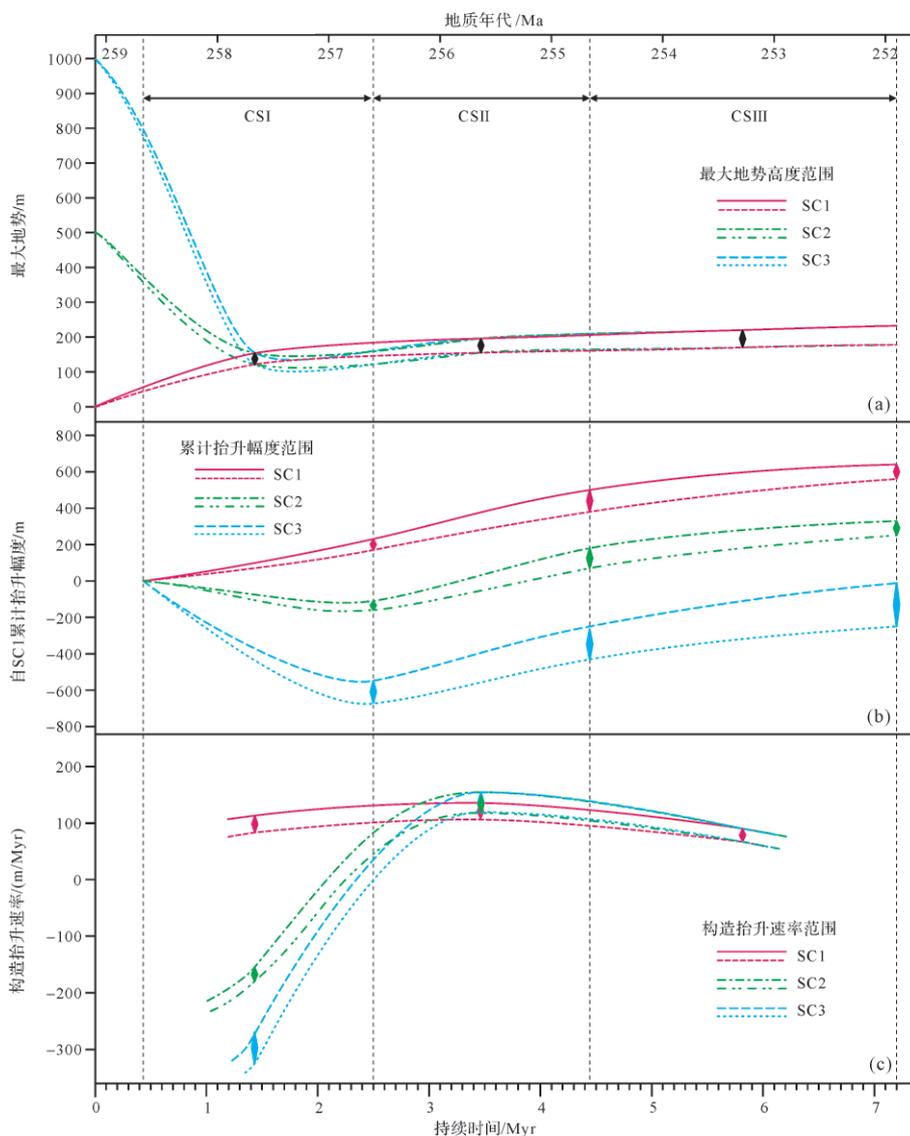


图8 晚二叠世ELIP内带在三种可能情形下的地表演化特征

(a)古地势;(b)累计抬升幅度;(c)构造抬升速率。晚二叠世初ELIP内带古地势在情形1位于海平面附近,情形2中为500 m,情形3中为1 000 m

Fig.8 Surface evolution features of the central ELIP in the Late Permian for three potential scenarios

(a) relief; (b) cumulative uplift amplitude; and (c) tectonic uplift rates. The relief of central ELIP at the initial Late Permian was assumed as 0 m in scenario 1, 500 m in scenario 2, and 1 000 m in scenario 3

#### 4.5 ELIP内带构造抬升特征

地球物理研究表明ELIP内带浅层玄武岩密度范围为 $2.784\sim 2.729\text{ g/cm}^3$ <sup>[88]</sup>, $\rho_{\text{玄武岩}}$ 取平均值 $2.757\text{ g/cm}^3$ 。根据公式(11~15)可得到CSI、CSII及CSIII中产沙量分别为 $139\sim 185\text{ t/km}^2/\text{yr}$ 、 $219\sim 292\text{ t/km}^2/\text{yr}$ 和 $157\sim 210\text{ t/km}^2/\text{yr}$ ,侵蚀速率分别为 $50\sim 67\text{ m/Myr}$ 、 $79\sim 106\text{ m/Myr}$ 和 $57\sim 76\text{ m/Myr}$ ,剥蚀厚度分别为 $104\sim 138\text{ m}$ 、 $156\sim 208\text{ m}$ 和 $157\sim 209\text{ m}$ (表5、图8)。全球三级海平面在CSI、CSII和CSIII初期及CSIII末期分别为 $-35\text{ m}$ 、 $-70\text{ m}$ 、 $-32\text{ m}$ 和 $-22\text{ m}$ (图3)。根据公式(16~17)可得ELIP内带构造抬升幅度与速率(表6、7)。

情形1中,ELIP内带持续抬升,抬升速率在吴家坪早期升高,随后逐渐降低,总抬升幅度范围为 $564\sim 744\text{ m}$ 。情形2和情形3中,ELIP内带在层序CSI早期沉降,沉降速率急剧降低,随后转为持续缓慢抬升,抬升速率先升高后降低(表6、7、图8)。三种不同情形下抬升速率的差异主要在层序CSI期间,情形1中最高为 $83\sim 112\text{ m/Myr}$ ,情形3中最低为 $-325\sim -269\text{ m/Myr}$ (表7、图8)。

对于情形2和情形3,玄武岩主喷发期后ELIP内带构造沉降可通过对称地幔柱模型中地幔柱冷却所导致的热沉降作用解释<sup>[18,86]</sup>,但该模型无法解释随后

表5 晚二叠世平均流域三级层序地表剥蚀及侵蚀作用参数

Table 5 Surface erosion and denudation parameters of the source area for average drainage in 3<sup>rd</sup>-order sequences of the Late Permian

三级层序	产沙量 $Y_s$ /t/km <sup>2</sup> /yr	剥蚀速率 $D_i$ /m/Myr	剥蚀厚度 $D_i$ /m
CSI	139~185	50~67	104~138
CSII	219~292	79~106	156~208
CSIII	157~210	57~76	157~209

表6 三种不同情形下晚二叠世各三级层序平均流域构造抬升幅度

Table 6 Tectonic uplift (m) for each sequence and cumulative uplift of the source area of the average drainage in 3<sup>rd</sup>-order sequences under different scenarios

情形	CSI	CSII	CSIII	CSI结束前	CSII结束前	CSIII结束前
	抬升幅度/m	抬升幅度/m	抬升幅度/m	累计抬升高度/m	累计抬升高度/m	累计抬升高度/m
情形1	171~231	209~267	184~246	171~231	380~498	564~744
情形2	-167~-111	234~292	184~246	-167~-111	67~181	251~427
情形3	-669~-554	235~293	184~246	-669~-554	-434~-261	-250~-15

表7 三种不同情形下晚二叠世各三级层序平均流域构造抬升速率

Table 7 Average uplift rates of the average drainage source area for 3<sup>rd</sup>-order sequences for three different scenarios

情形	CSI 抬升速率/(m/Myr)	CSII 抬升速率/(m/Myr)	CSIII 抬升速率/(m/Myr)
情形1	83~112	107~136	67~90
情形2	-81~-54	119~149	67~90
情形3	-325~-269	120~149	67~90

的构造抬升(图8)。此外,如果溢流玄武岩在经历过千米尺度构造抬升后立即喷发<sup>[18]</sup>,此时地势和温度较之后吴家坪期更高<sup>[47,57]</sup>,根据BQART模型ELIP内带应形成大量沉积物。但是,除山前地带少量重力流沉积,盆地内茅口组之上以暴露风化产物为主,缺乏相应的陆源碎屑沉积物。

对于情形1,晚二叠世期间ELIP内带自海平面附近持续上升,相对稳定的抬升速率在CSII最高(图8)。晚二叠世ELIP内带的持续上升得到了剩余重力异常分析的支持<sup>[89]</sup>,符合非对称地幔柱模型<sup>[72,83-84,87]</sup>,与黄石热点深成岩体及德干大火成岩省的地表过程亦可进行类比<sup>[90-91]</sup>。ELIP内带抬升史与其他大火成岩省案例及理论模型的差异在于相对较低的抬升速率,这或许是由于地幔柱轴部向西相对迁移所导致的<sup>[87,92-93]</sup>。

## 5 基于BQART模型重建古地势的误差分析

基于BQART模型重建深时古地势的可靠性受限于:1)经验模型的局限性;2)BQART模型在深时尺度的适用性;3)由深时地质记录获取BQART模型参数的准确性与误差范围。

### 5.1 经验模型的局限性

由于BQART模型是基于现代全球30年间水文观测资料进行回归分析所建立的,未充分考虑低频、高强度流量事件(discharge events)及河床底部推移、跃移作用的影响,其中火山喷发、地震和山体滑坡等幕式地质作用所形成的大量沉积物显著提高了长期沉积速率<sup>[14-15,94]</sup>。陆架宽度较窄的小型短一陡一深系统中缺乏缓冲极端流量事件的能力<sup>[95]</sup>,BQART模型的不确定性最强;但在被动大陆边缘与内克拉通盆地等宽一浅系统中,较长的沉积路径系统能够削弱缓冲短期高强度的沉积信号,不确定性相对较小<sup>[96-98]</sup>。

山脉半宽与流域出口间距之间的线性关系在经历构造抬升—剥蚀过程的线状造山带中最为显著,小型断块山流域中该比例关系在构造稳定阶段更为显著。山脉半宽与流域出口间距的比值 $W/S$ 的范围一般是1.9~2.23,平均为2.07<sup>[36]</sup>。在显著抬升的造山带、古老造山带和具非线性状造山带中 $W/S$ 比值相对较低,此外大型流域相对小型流域的 $W/S$ 比值更低<sup>[99]</sup>。此外,非造山带中长度小于30 km且构造活跃的小型流域中,山脉半宽大致等于流域出口间距( $S=0.96W$ )<sup>[37]</sup>。

在水流量 $Q$ 与流域面积 $A$ 之间的幂函数关系中,常数 $a$ 和指数 $b$ 在不同流域类型<sup>[14]</sup>及不同气候背景<sup>[100]</sup>下是存在差异的。干旱气候系统下,水流量变化幅度很大,下游渗流损失使得水流量受流域面积的影响减弱<sup>[100]</sup>,此时需谨慎应用流域面积与水流量之间的比例关系。为了更好地考虑水文条件受气候条件的影响,近期研究提出利用地表径流替换BQART模型中的水流量参数<sup>[14]</sup>,以便通过古气候模型进行更准确地约束<sup>[101]</sup>。

## 5.2 BQART模型的深时适用性

均变论(uniformitarianism)是地质学研究中的经典思想,“将今论古”为其对应方法论,随后该思想发展成为现实主义原理<sup>[102]</sup>。据此认为现代源—汇系统中沉积通量与地貌要素、古水流参数、气候条件之间的关系在一定程度上能够扩展到深时尺度,这使得我们能够根据保存下来的地层记录重建地质时期的古流域面貌特征,在一些古老源—汇系统中这些关系已得到验证<sup>[14-16,100,103-104]</sup>。即便如此,现代研究受限于较短的时间窗口(小时—千年),尚难以完全反映深时尺度复杂多样且“昔非今比”的地质环境,包括长时间尺度的构造活动、气候变化、生物演化和灾变性重大地质事件。因此,在深时尺度中应用基于BQART模型重建古地势方法时,需要考虑研究案例的气候背景及构造背景能否与现代尺度进行类比。近期研究认为深时尺度下BQART模型能够应用于寒冷( $<2\text{ }^{\circ}\text{C}$ )或温暖( $>8\text{ }^{\circ}\text{C}$ )气候下大型( $>10\text{ }000\text{ km}^2$ )的区域或大陆外流源—汇系统,尤其是在构造相对不活跃的大型沉积系统中应用效果较好,如前陆盆地和被动大陆边缘<sup>[14]</sup>。由于中大型能源盆地形成煤与富有机质沉积岩的时期,一般均满足以上条件,从而使得基于BQART模型的古地势重建方法能够获得较为可靠的结果。晚二叠世与现今同属冰室—温室过渡期,且扬子克拉通西缘的气候背景、沉积环境、沉积类型在现代及第四纪尺度中均具有可类比的研究案例,这些因素是能够顺利重建ELIP内带晚二叠世古地势的重要前提。

## 5.3 BQART模型参数的估算误差

基于BQART模型参数受限于获取方法、计算模型、原始记录的完善性与准确性而存在一定的误差。反映基岩特征的地质背景 $B$ 一般直接赋值,古温度误差受到古生物与地球化学方法可靠性的影响,沉积通量 $Q_s$ 、水流量 $Q$ 和流域面积 $A$ 的误差受到岩相古

地理单元划分、等时地层划分对比及年代约束、陆源碎屑质量计算、水流量估计等分析误差的综合影响。

### 5.3.1 古地理重建的误差

古地理重建的误差与数据类型、采样描述分辨率和空间分布密度有关。本研究中煤田勘探钻孔分布密度具有显著的空间差异,在滇东—黔西—川南地区的滨海环境中最为丰富<sup>[56]</sup>,在山前冲积平原及碳酸盐台地中资料则相对欠缺。结合钻孔分布密度及瓦尔特相律,认为古地理单元边界的平面误差最大为25 km,这些误差影响了流域面积、沉积通量和水流量的准确性。

### 5.3.2 等时地层划分对比及年代约束的误差

乐平统含煤岩系地层对比的标志层包括火山灰蚀变层(Tonstein)、灰岩和煤层。目前仅二叠系—三叠系界线处Tonstein层具有高精度年代约束,含煤岩系内部Tonstein层多基于矿物组成和化学成分进行对比<sup>[105]</sup>。层序界面识别及层序划分存在一定的多解性<sup>[27]</sup>,且煤层和灰岩的发育具有一定穿时性,通过对比滇东黔西3个钻孔中层序地层与旋回地层划分方案,推测等时地层的穿时性一般不超过200 kyr,这些误差影响了沉积通量计算的准确性。

### 5.3.3 陆源碎屑质量估算的误差

滨浅海泥炭沼泽发育区的陆源碎屑质量基于丰富的煤田勘探资料能够较好地约束误差。但进入开阔台地、深水盆地及远洋地区的沉积物仅能基于类似盆地的沉积物分配关系进行推测。本研究参考的现代及第四纪巴布湾—弗莱河源—汇系统,该时期沉积物分配规律在长时间尺度下可能略有不同<sup>[106]</sup>。参考第四纪墨西哥湾陆架沉积物质量在高海平面与低海平面时期的差异<sup>[106]</sup>,以及不同地貌特征下沉积物分配比例的差异<sup>[96]</sup>,推测碎屑沉积质量的估算误差最大为 $\pm 20\%$ 。

### 5.3.4 古流量估算的误差

利用古水文比例关系估算古流量时未考虑河道类型、沉积粒径和植被覆盖程度等因素的影响<sup>[40,107]</sup>。而晚二叠世聚煤期古气候、成煤环境与河流类型均随时间发生了一定变化<sup>[60,108-109]</sup>。此外,水流量的误差还会受流域面积估算误差的影响。另一方面,基于气候类型能够对水流量的误差上限进行约束<sup>[46]</sup>,综合分析认为通过面积—流量关系估算古流量的误差范围最大为 $\pm 30\%$ 。

### 5.4 BQART模型重建古地势的蒙特卡洛模拟

通过蒙特卡洛模拟能够对基于BQART模型方法重建古地势的可靠性进行分析,包括BQART模型参数误差影响下古地势重建结果的概率分布,以及BQART模型中各参数对古地势重建结果的影响程度。假设参数误差符合正态分布,以表3中水流量、流域面积与古气温的参数范围作为90%置信区间,沉积通量误差取 $\pm 20\%$ 作为90%置信区间,进行10 000次迭代计算,得到CSI、CSII和CSIII期间ELIP最大古地势概率分布曲线,以及这些模型参数误差对古地势误差的贡献(图9)。分析结果表明CSI、CSII和CSIII期间ELIP内带最大古地势在90%置信区间下分别为 $138\pm 38$  m、 $174\pm 48$  m和 $196\pm 55$  m,对应最大相对误差分别为27.5%、27.6%和28.1%(图9a~c)。敏感性分析表明古地势重建误差受沉积通量估算误差的影响最为显著(84.2%~87.8%),其次为古温度(-9.3%~-12%),受流域面积和径流量影响相对较小(-1%~-2.6%, -0.7%~1.2%)。因此未来研究中如要获得更精确的ELIP内带古地势,则需要对陆源碎屑沉积通量进行更准确的估算,鉴于已建立高精度年代地层标尺,故需要对陆源碎屑沉积质量进行更精确的约束。

## 6 结论

(1) 通过BQART沉积通量模型,结合定量古地理重建,能够在深时尺度中重建剥蚀物源区的古地势高程,有效地提供物源区构造活动的特征。所需模型参数包括沉积通量、水流量、流域面积和古温度,可通过岩相古地理学、旋回地层学、古水文比例关系、古地貌比例关系等方法获得。

(2) 晚二叠世期间ELIP内带持续构造抬升,古地势从吴家坪早期的122~155 m抬升晚二叠世末的178~232 m,总构造抬升幅度约为500~750 m,该结果反映峨眉山地幔柱的地表过程响应符合非对称地幔柱模型,可与黄石热点及德干大火成岩省地表过程进行类比。

(3) “将今论古”是在深时尺度中应用BQART沉积通量模型重建古地势的重要依据,该方法的不确定性来自于各种经验模型的局限性,各种“昔非今比”的地质因素以及由地质记录获取模型参数的准确程度。蒙特卡洛模拟表明ELIP内带古地势重建的可靠性主要受沉积通量或沉积质量计算误差的影响。

(4) 基于定量古地理的BQART模型深时古地势重建方法在气候温暖湿润、构造活动不强烈的中大型外流源—汇系统中的适用性最好,能够有效恢复

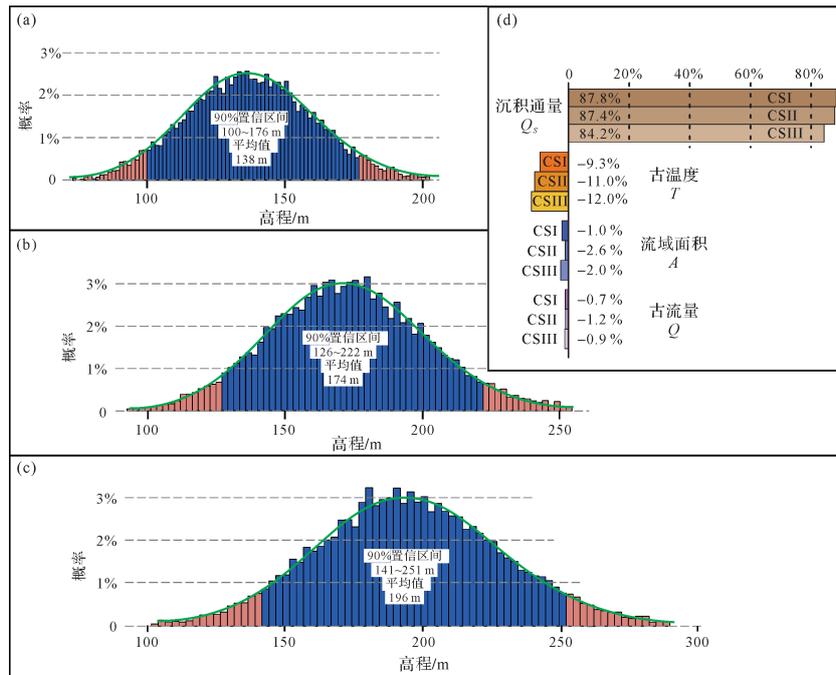


图9 ELIP内带古地势概率分布

(a)CSI;(b)CSII;(c)CSIII;(d)基于蒙特卡洛模拟的BQART模型重建古地势的敏感性分析

Fig.9 Probability distribution of reconstructed paleo-relief of inner zone of the ELIP

(a) CSI; (b) CSII; (c) CSIII; (d) sensitivity analysis based on Monte Carlo simulation of the paleo-relief reconstruction calculated by the BQART model

中大型能源盆地物源区古地理,对能源矿产的勘探开发具有重要意义。

致谢 感谢两位审稿专家提出的宝贵意见与建议!

### 参考文献(References)

- [1] 王成善,刘志飞,王国芝,等. 新生代青藏高原三维古地形再造[J]. 成都理工学院学报,2000,27(1):4-10. [Wang Chengshan, Liu Zhifei, Wang Guozhi, et al. Three dimension paleotopographic reconstruction in Cenozoic Tibet Plateau[J]. Journal of Chengdu University of Technology, 2000, 27(1): 4-10.]
- [2] 邵龙义,王学天,李雅楠,等. 深时源—汇系统古地理重建方法评述[J]. 古地理学报,2019,21(1):67-81. [Shao Longyi, Wang Xuetian, Li Yanan, et al. Review on palaeogeographic reconstruction of deep-time source-to-sink systems[J]. Journal of Palaeogeography, 2019, 21(1): 67-81.]
- [3] 王成善,戴紧根,刘志飞,等. 西藏高原与喜马拉雅的隆升历史和研究方法:回顾与进展[J]. 地学前缘,2009,16(3):1-30. [Wang Chengshan, Dai Jingen, Liu Zhifei, et al. The uplift history of the Tibetan Plateau and Himalaya and its study approaches and techniques: A review[J]. Earth Science Frontiers, 2009, 16(3): 1-30.]
- [4] Garzione C N, Quade J, Decelles P G, et al. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from  $\delta^{18}\text{O}$  vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2000, 183(1/2): 215-229.
- [5] 杨红梅,王成善. 古高程计:氢氧同位素的新应用[J]. 地球科学进展,2007,22(9):960-968. [Yang Hongmei, Wang Chengshan. Paleohypsometry: New application of hydrogen isotope and oxygen isotope[J]. Advances in Earth Science, 2007, 22(9): 960-968.]
- [6] Rowley D B, Garzione C N. Stable isotope-based paleoaltimetry[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2007, 35: 463-508.
- [7] Forest C E, Wolfe J A, Molnar P, et al. Paleoaltimetry incorporating atmospheric physics and botanical estimates of paleoclimate[J]. GSA Bulletin, 1999, 111(4): 497-511.
- [8] Sahagian D, Proussevitch A. Paleoelevation measurement on the basis of vesicular basalts[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2007, 66(1): 195-213.
- [9] 戴紧根,丁文君,王成善. 气孔玄武岩古高程计:原理、方法及应用[J]. 地质通报,2010,29(2/3):268-277. [Dai Jingen, Ding Wenjun, Wang Chengshan. Vesicular basalt paleoaltimeter: Principles, methods and its applications[J]. Geological Bulletin of China, 2010, 29(2/3): 268-277.]
- [10] Tang M, Chu X, Hao J H, et al. Orogenic quiescence in Earth's Middle age[J]. Science, 2021, 371(6530): 728-731.
- [11] 张旗,焦守涛,吴浩若,等. 中国三叠纪古地势图[J]. 古地理学报,2013,15(2):181-202. [Zhang Qi, Jiao Shoutao, Wu Haoruo, et al. Palaeotopographic map of the Triassic of China[J]. Journal of Palaeogeography, 2013, 15(2): 181-202.]
- [12] Hay W W, Shaw C A, Wold C N. Mass-balanced paleogeographic reconstructions[J]. Geologische Rundschau, 1989, 78(1): 207-242.
- [13] Syvitski J P M, Milliman J D. Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean[J]. The Journal of Geology, 2007, 115(1): 1-19.
- [14] Nyberg B, Helland-Hansen W, Gawthorpe R, et al. Assessing first-order BQART estimates for ancient source-to-sink mass budget calculations[J]. Basin Research, 2021, 33(4): 2435-2452.
- [15] Brewer C J, Hampson G J, Whittaker A C, et al. Comparison of methods to estimate sediment flux in ancient sediment routing systems[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 207: 103217.
- [16] Carvajal C, Steel R. Source-to-sink sediment volumes within a tectono-stratigraphic model for a Laramide shelf-to-deep-water basin: Methods and results[M]//Busby C, Azor A. Tectonics of sedimentary basins: recent advances. Chichester: Blackwell Publishing Ltd, 2011: 131-151.
- [17] Sømme T O, Martinsen O J, Lunt I. Linking offshore stratigraphy to onshore paleotopography: The Late Jurassic-Paleocene evolution of the South Norwegian margin[J]. GSA Bulletin, 2013, 125(7/8): 1164-1186.
- [18] He B, Xu Y G, Chung S L, et al. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 213(3/4): 391-405.
- [19] He B, Xu Y G, Wang Y M, et al. Sedimentation and lithofacies paleogeography in southwestern China before and after the Emeishan flood volcanism: New insights into surface response to mantle plume activity[J]. The Journal of Geology, 2006, 114(1): 117-132.
- [20] He B, Xu Y G, Guan J P, et al. Paleokarst on the top of the Maokou Formation: Further evidence for domal crustal uplift prior to the Emeishan flood volcanism[J]. Lithos, 2010, 119(1/2): 1-9.
- [21] Wang X T, Shao L Y, Eriksson K A, et al. Evolution of a plume-influenced source-to-sink system: An example from the coupled central Emeishan Large Igneous Province and adjacent western Yangtze cratonic basin in the Late Permian, SW China[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 207: 103224.
- [22] Guillocheau F, Rouby D, Robin C, et al. Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continental margin: A new method applied to the Namibia-South Africa margin[J]. Basin Research, 2012, 24(1): 3-30.
- [23] Allen P A, Armitage J J, Carter A, et al. The  $Q_s$  problem: Sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems[J]. Sedimentology, 2013, 60(1): 102-130.

- [24] Mitchum R M, Van Wagoner J C. High-frequency sequences and their stacking patterns: Sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles [J]. *Sedimentary Geology*, 1991, 70(2/3/4): 131-160.
- [25] Van Wagoner J C, Mitchum R M, Campion K M, et al. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies [M]. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, 1990: 55.
- [26] Diessel C F K. Utility of coal petrology for sequence-stratigraphic analysis [J]. *International Journal of Coal Geology*, 2007, 70(1/2/3): 3-34.
- [27] Catuneanu O. Model-independent sequence stratigraphy [J]. *Earth-Science Reviews*, 2019, 188: 312-388.
- [28] Hinnov L A. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences [J]. *GSA Bulletin*, 2013, 125(11/12): 1703-1734.
- [29] Wu H C, Zhang S H, Hinnov L A, et al. Time-calibrated Milankovitch cycles for the Late Permian [J]. *Nature Communications*, 2013, 4(1): 2452.
- [30] Li M S, Hinnov L, Kump L. *Acycle*: Time-series analysis software for paleoclimate research and education [J]. *Computers & Geosciences*, 2019, 127: 12-22.
- [31] 刘宝珺, 许效松. 中国南方岩相古地理图集(震旦纪—三叠纪) [M]. 北京: 科学出版社, 1994: 188. [Liu Baojun, Xu Xiaosong. Atlas of the lithofacies palaeogeography in southern China (Sinian-Triassic) [M]. Beijing: Science Press, 1994: 188.]
- [32] 冯增昭. 单因素分析多因素综合作图法: 定量岩相古地理重建 [J]. *古地理学报*, 2004, 6(1): 3-19. [Feng Zengzhao. Single factor analysis and multifactor comprehensive mapping method: Reconstruction of quantitative lithofacies palaeogeography [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2004, 6(1): 3-19.]
- [33] Galloway W E, Whiteaker T L, Ganey-Curry P. History of Cenozoic North American drainage basin evolution, sediment yield, and accumulation in the Gulf of Mexico Basin [J]. *Geosphere*, 2011, 7(4): 938-973.
- [34] Elez J, Silva P G, Huerta P, et al. Quantitative paleotopography and paleogeography around the Gibraltar Arc (South Spain) during the Messinian Salinity Crisis [J]. *Geomorphology*, 2016, 275: 26-45.
- [35] 王学天. ELIP 内带—上扬子克拉通盆地源—汇系统古地理重建 [D]. 北京: 中国矿业大学(北京), 2021. [Wang Xuetian. Source-to-sink paleogeographic reconstruction of the coupled inner zone of Emeishan Large Igneous Province and adjacent Upper Yangtze cratonic basin [D]. Beijing: China University of Mining and Technology (Beijing), 2021.]
- [36] Hovius N. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts [J]. *Basin Research*, 1996, 8(1): 29-44.
- [37] Walcott R C, Summerfield M A. Universality and variability in basin outlet spacing: Implications for the two-dimensional form of drainage basins [J]. *Basin Research*, 2009, 21(2): 147-155.
- [38] Bridge J S, Tye R S. Interpreting the dimensions of ancient fluvial channel bars, channels, and channel belts from wireline logs and cores [J]. *AAPG Bulletin*, 2000, 84(8): 1205-1228.
- [39] Holbrook J, Wanas H. A fulcrum approach to assessing source-to-sink mass balance using channel paleohydrologic parameters derivable from common fluvial data sets with an example from the Cretaceous of Egypt [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2014, 84(5): 349-372.
- [40] Davidson S K, Hartley A J. Towards a quantitative method for estimating paleohydrology from clast size and comparison with modern rivers [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2010, 80(7): 688-702.
- [41] Long D G F. Trickle down the paleoslope: An empirical approach to paleohydrology [J]. *Earth-Science Reviews*, 2021, 220: 103740.
- [42] Davidson S K, North C P. Geomorphological regional curves for prediction of drainage area and screening modern analogues for rivers in the rock record [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2009, 79(10): 773-792.
- [43] Glasspool I J, Hilton J, Collinson M E, et al. Foliar physiognomy in Cathaysian Gigantopterids and the potential to track Palaeozoic climates using an extinct plant group [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 205(1/2): 69-110.
- [44] Royer D L. Climate reconstruction from leaf size and shape: New developments and challenges [M] // Ivany L C, Huber B T. *Reconstructing Earth's deep-time climate—the state of the art*. The Paleontological Society, 2012.
- [45] Yang J H, Cawood P A, Du Y S, et al. Reconstructing Early Permian tropical climates from chemical weathering indices [J]. *GSA Bulletin*, 2016, 128(5/6): 739-751.
- [46] Zhang L M, Wang C S, Li X H, et al. A new paleoclimate classification for deep time [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 443: 98-106.
- [47] Chen B, Joachimski M M, Shen S Z, et al. Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited [J]. *Gondwana Research*, 2013, 24(1): 77-89.
- [48] Walford H L, White N J, Sydow J C. Solid sediment load history of the Zambezi delta [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 238(1/2): 49-63.
- [49] Ukstins Peate I, Bryan S E, Wignall P B, et al. Comment on 'Paleokarst on the top of the Maokou Formation: Further evidence for domal crustal uplift prior to the Emeishan flood volcanism' [J]. *Lithos*, 2011, 125(3/4): 1006-1008.
- [50] Haq B U, Schutter S R. A chronology of Paleozoic sea-level changes [J]. *Science*, 2008, 322(5898): 64-68.
- [51] 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 攀西裂谷 [M]. 北京: 地质出版社, 1988: 415. [Zhang Yunxiang, Luo Yaonan, Yang Chongxi. The Panzhihua-Xichang rift [M]. Beijing: Geological Publishing

- House, 1988: 415. ]
- [52] Xiao L, Xu Y G, Chung S L, et al. Chemostratigraphic correlation of Upper Permian lavas from Yunnan province, China: Extent of the Emeishan Large Igneous Province [J]. *International Geology Review*, 2003, 45(8): 753-766.
- [53] Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China [J]. *Lithos*, 2001, 58 (3/4): 145-168.
- [54] Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, et al. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China [J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47 (10): 1997-2019.
- [55] Li H B, Zhang Z C, Ernst R, et al. Giant radiating mafic dyke swarm of the Emeishan Large Igneous Province: Identifying the mantle plume centre [J]. *Terra Nova*, 2015, 27(4): 247-257.
- [56] 中国煤田地质局. 黔西南滇东晚二叠世含煤地层沉积环境与聚煤规律 [M]. 重庆: 重庆大学出版社, 1996: 277. [China National Administration of Coal Geology. Sedimentary environments and coal accumulation of Late Permian coal formation in western Guizhou, southern Sichuan and eastern Yunnan, China [M]. Chongqing: Chongqing University Press, 1996: 277. ]
- [57] Yang J H, Cawood P A, Du Y S. Voluminous silicic eruptions during Late Permian Emeishan igneous province and link to climate cooling [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 432: 116-175.
- [58] Yang J H, Cawood P A, Du Y S, et al. A sedimentary archive of tectonic switching from Emeishan plume to Indosinian orogenic sources in SW China [J]. *Journal of the Geological Society*, 2014, 171(2): 269-280.
- [59] 邵龙义, 高彩霞, 张超, 等. 西南地区晚二叠世层序: 古地理及聚煤特征 [J]. *沉积学报*, 2013, 31(5): 856-866. [Shao Longyi, Gao Caixia, Zhang Chao, et al. Sequence-palaeogeography and coal accumulation of Late Permian in southwestern China [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2013, 31(5): 856-866. ]
- [60] 邵龙义, 张鹏飞, 陈代钊, 等. 滇东黔西晚二叠世早期辫状河三角洲沉积体系及其聚煤特征 [J]. *沉积学报*, 1994, 12(4): 132-139. [Shao Longyi, Zhang Pengfei, Chen Daizhao, et al. Braided delta depositional system and coal accumulation during early Late Permian Period in eastern Yunnan and western Guizhou, Southwest China [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1994, 12(4): 132-139. ]
- [61] Wang Y, Jin Y G. Permian palaeogeographic evolution of the Jiangnan Basin, South China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 160(1/2): 35-44.
- [62] Wang H, Shao L Y, Hao L M, et al. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Lopingian (Late Permian) coal measures in southwestern China [J]. *International Journal of Coal Geology*, 2011, 85(1): 168-183.
- [63] Wignall P B, Védérine S, Bond D P G, et al. Facies analysis and sea-level change at the Guadalupian-Lopingian global stratotype (Laibin, South China), and its bearing on the end-Guadalupian Mass Extinction [J]. *Journal of the Geological Society*, 2009, 166(4): 655-666.
- [64] Shao L, Hao L, Yang L, et al. High resolution sequence stratigraphy of the Late Permian coal measures in southwestern China [M]// Xie H P, Golosinski T S. *Mining science and technology*' 99. Balkema Rotterdam, 1999: 239-242.
- [65] Shao L Y, Zhang P F, Ren D Y, et al. Late Permian coal-bearing carbonate successions in southern China: Coal accumulation on carbonate platforms [J]. *International Journal of Coal Geology*, 1998, 37(3/4): 235-256.
- [66] Boulila S, Haq B U, Hara N, et al. Potential encoding of coupling between Milankovitch forcing and Earth's interior processes in the Phanerozoic eustatic sea-level record [J]. *Earth-Science Reviews*, 2021, 220: 103727.
- [67] Yuan X X, Guo Y H, Yu J F, et al. Correlation and analysis of well-log sequence with Milankovitch cycles as rulers: A case study of coal-bearing strata of Late Permian in western Guizhou [J]. *International Journal of Mining Science and Technology*, 2013, 23(4): 563-568.
- [68] 沈树忠, 张华, 张以春, 等. 中国二叠纪综合地层和时间框架 [J]. *中国科学(D辑): 地球科学*, 2019, 49(1): 160-193. [Shen Shuzhong, Zhang Hua, Zhang Yichun, et al. Permian integrative stratigraphy and timescale of China [J]. *Science China (Seri. D): Earth Sciences*, 2019, 49(1): 160-193. ]
- [69] Zhong Y T, He B, Mundil R, et al. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section: Implications for the termination age of Emeishan Large Igneous Province [J]. *Lithos*, 2014, 204: 14-19.
- [70] Yang J H, Cawood P A, Du Y S, et al. Early Wuchiapingian cooling linked to Emeishan basaltic weathering? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 492: 102-111.
- [71] Vail P R, Mitchum R M, Jr, Todd R G, et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level [M]// Payton C E. *Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, 1977: 49-211.
- [72] Burov E, Gerya T. Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes [J]. *Nature*, 2014, 513(7516): 85-89.
- [73] 李宏博, 张招崇, 吕林素. 峨眉山大火成岩省基性墙群几何学研究及对地幔柱中心的指示意义 [J]. *岩石学报*, 2010, 26(10): 3143-3152. [Li Hongbo, Zhang Zhaochong, Lü Linsu. Geometry of the mafic dyke swarms in Emeishan Large Igneous Province: Implications for mantle plume [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(10): 3143-3152. ]
- [74] Peel M C, Finlayson B L, McMahon T A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2007, 11(5): 1633-1644.
- [75] Lehrmann D J, Donghong P, Enos P, et al. Impact of differential tectonic subsidence on isolated carbonate-platform evolu-

- tion: Triassic of the Nanpanjiang Basin, South China [J]. AAPG Bulletin, 2007, 91(3): 287-320.
- [76] 吴浩若. 晚古生代—三叠纪南盘江海的构造古地理问题[J]. 古地理学报, 2003, 5(1): 63-76. [Wu Haoruo. Discussion on tectonic palaeogeography of Nanpanjiang Sea in the Late Palaeozoic and Triassic[J]. Journal of Palaeogeography, 2003, 5(1): 63-76.]
- [77] Harris P T, Baker E K, Cole A R, et al. A preliminary study of sedimentation in the tidally dominated fly river delta, gulf of Papua[J]. Continental Shelf Research, 1993, 13(4): 441-472.
- [78] Harris P T, Hughes M G, Baker E K, et al. Sediment transport in distributary channels and its export to the pro-deltaic environment in a tidally dominated delta: Fly River, Papua New Guinea [J]. Continental Shelf Research, 2004, 24(19): 2431-2454.
- [79] Walsh J P, Nittrouer C A. Mangrove-bank sedimentation in a mesotidal environment with large sediment supply, gulf of Papua[J]. Marine Geology, 2004, 208(2/3/4): 225-248.
- [80] Walsh J P, Nittrouer C A, Palinkas C M, et al. Clinoform mechanics in the gulf of Papua, New Guinea[J]. Continental Shelf Research, 2004, 24(19): 2487-2510.
- [81] Tcherepanov E N, Droxler A W, Lapointe P, et al. Neogene evolution of the mixed carbonate-siliciclastic system in the gulf of Papua, Papua New Guinea[J]. Journal of Geophysical Research, 2008, 113(F1): F01S21.
- [82] Montanez I P, Tabor N J, Niemeier D, et al. CO<sub>2</sub>-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation[J]. Science, 2007, 315(5808): 87-91.
- [83] Ukstins Peate I, Bryan S E. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan Large Igneous Province [J]. Nature Geoscience, 2008, 1(9): 625-629.
- [84] Jerram D A, Widdowson M, Wignall P B, et al. Submarine palaeoenvironments during Emeishan flood basalt volcanism, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction during the Capitanian, Middle Permian ('End Guadalupian') Extinction Event [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 441: 65-73.
- [85] Sun Y D, Lai X L, Wignall P B, et al. Dating the onset and nature of the Middle Permian Emeishan Large Igneous Province eruptions in SW China using conodont biostratigraphy and its bearing on mantle plume uplift Models[J]. Lithos, 2010, 119(1/2): 20-33.
- [86] Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1990, 99(1/2): 79-93.
- [87] Leng W, Zhong S J. Surface subsidence caused by mantle plumes and volcanic loading in large igneous provinces [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 291(1/2/3/4): 207-214.
- [88] 岳海凤, 汪洋. 峨眉山大火成岩省地壳密度结构及岩浆规模约束[J]. 岩石矿物学杂志, 2018, 37(3): 395-403. [Yue Haifeng, Wang Yang. A constraint on the magma magnitude of Emeishan Large Igneous Province from the crustal density structure [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2018, 37(3): 395-403.]
- [89] Deng Y F, Zhang Z J, Mooney W, et al. Mantle origin of the Emeishan Large Igneous Province (South China) from the analysis of residual gravity anomalies[J]. Lithos, 2014, 204: 4-13.
- [90] Hales T C, Abt D L, Humphreys E D, et al. A lithospheric instability origin for Columbia River flood basalts and Wallowa Mountains uplift in Northeast Oregon [J]. Nature, 2005, 438(7069): 842-845.
- [91] Li J, Hu X M, Garzanti E, et al. Late Cretaceous topographic doming caused by initial upwelling of Deccan magmas: Stratigraphic and sedimentological evidence [J]. GSA Bulletin, 2020, 132(3/4): 835-849.
- [92] Wang J, Wang Q, Zhang C F, et al. Late Permian bimodal volcanic rocks in the northern Qiangtang Terrane, central Tibet: Evidence for interaction between the Emeishan plume and the Paleo-Tethyan Subduction System [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2018, 123(8): 6540-6561.
- [93] Liu Y D, Li L, van Wijk J, et al. Surface-wave tomography of the Emeishan Large Igneous Province (China): Magma storage system, hidden hotspot track, and its impact on the Capitanian Mass Extinction[J]. Geology, 2021, 49(9): 1032-1037.
- [94] Korup O. Earth's Portfolio of extreme sediment transport events [J]. Earth-Science Reviews, 2012, 112(3/4): 115-125.
- [95] Covault J A, Romans B W, Fildani A, et al. Rapid climatic signal propagation from source to sink in a southern California sediment-routing system [J]. The Journal of Geology, 2010, 118(3): 247-259.
- [96] Romans B W, Castellort S, Covault J A, et al. Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales[J]. Earth-Science Reviews, 2016, 153: 7-29.
- [97] Clift P D, Giosan L. Sediment fluxes and buffering in the post-glacial Indus Basin [J]. Basin Research, 2014, 26(3): 369-386.
- [98] Castellort S, Van Den Driessche J. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record?[J]. Sedimentary Geology, 2003, 157(1/2): 3-13.
- [99] Talling P J, Stewart M D, Stark C P, et al. Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks [J]. Basin Research, 1997, 9(4): 275-302.
- [100] Eide C H, Müller R, Helland-Hansen W. Using climate to relate water discharge and area in modern and ancient catchments [J]. Sedimentology, 2018, 65(4): 1378-1389.
- [101] Armstrong H A, Wagner T, Herringshaw L G, et al. Hadley circulation and precipitation changes controlling black shale deposition in the Late Jurassic boreal seaway[J]. Paleoclimatology, 2016, 31(8): 1041-1053.
- [102] Romano M. Reviewing the term uniformitarianism in modern

- earth sciences[J]. *Earth-Science Reviews*, 2015, 148: 65-76.
- [103] Petter A L, Steel R J, Mohrig D, et al. Estimation of the paleoflux of terrestrial-derived solids across ancient basin margins using the stratigraphic record[J]. *GSA Bulletin*, 2013, 125(3/4): 578-593.
- [104] Sømme T O, Piper D J W, Deptuck M E, et al. Linking onshore-offshore sediment dispersal in the Golo source-to-sink system (Corsica, France) during the Late Quaternary [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2011, 81(2): 118-137.
- [105] Zhou Y P, Ren Y L, Tang D Z, et al. Characteristics of zircons from volcanic ash-derived tonsteins in Late Permian coal fields of eastern Yunnan, China [J]. *International Journal of Coal Geology*, 1994, 25(3/4): 243-264.
- [106] Blum M D, Hattier-Womack J. Climate change, sea-level change, and fluvial sediment supply to deepwater depositional systems[M]//Kneller B, Martinsen O J, McCaffrey B. *External controls on deep-water depositional systems*. Society for Sedimentary Geology, 2009: 15-39.
- [107] 李文华,何永涛,杨丽韞. 森林对径流影响研究的回顾与展望[J]. *自然资源学报*, 2001, 16(5): 398-406. [Li Wenhua, He Yongtao, Yang Liyun. A summary and perspective of forest vegetation impacts on water yield [J]. *Journal of Natural Resources*, 2001, 16(5): 398-406. ]
- [108] 陈代钊,张鹏飞. 三角洲平原上网结河的发育与聚煤作用[J]. *沉积学报*, 1996, 14(3): 105-114. [Chen Daizhao, Zhang Pengfei. Development of anastomosed fluvial systems and coal accumulation on the deltaic plain [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1996, 14(3): 105-114. ]
- [109] Feng Z, Wei H B, Guo Y, et al. From rainforest to herbland: New insights into land plant responses to the end-Permian Mass Extinction[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 204: 103153.

## Using BQART Model to Reconstruct Paleo-relief in Deep Time Based on Quantitative Paleogeography: A case study from the Late Permian central Emeishan Large Igneous Province

WANG XueTian<sup>1,2</sup>, SHAO LongYi<sup>1,2</sup>, Kenneth A. Eriksson<sup>3</sup>, HU XiuMian<sup>4</sup>, LIU QinFu<sup>1,2</sup>, LU Jing<sup>1,2</sup>

1. College of Geoscience and Surveying Engineering, China University of Mining and Technology(Beijing), Beijing 100083, China

2. State Key Laboratory of Coal Resources and Safe Mining, Beijing 100083, China

3. Department of Geosciences, Virginia Tech, Blacksburg, VA 24061, USA

4. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China

**Abstract:** Paleo-relief reconstruction in source-to-sink system analysis is currently a hot topic in sedimentology, playing an important role in understanding regional tectonic evolution, climate change, surface weathering, sediment supply, and their interrelationships, and it is a key component of source paleogeographic reconstruction. Source areas in deep time are not well preserved due to later tectonic destruction, weathering, and denudation, making it difficult to reconstruct paleo-relief. The BQART sediment flux model depicts the relationship between sediment flux, bedrock lithology, river discharge, drainage area, maximum relief, and annual average temperature in an exorheic setting. When sediment flux and other parameters are acquired from the sedimentary record, maximum relief can be calculated using the BQART model. Through integration of lithofacies paleogeography, cyclostratigraphy, paleohydrological and paleogeomorphological relationship methods, a BQART model-based approach is proposed for paleo-relief reconstruction in deep time and, based on quantitative paleogeographic reconstructions, and uplift amplitudes and rates can be calculated by employing the sediment-volume backfilling method. Based on this approach, the inner zone of the Emeishan Large Igneous Province (ELIP) was estimated to be rising slowly during the Late Permian, reaching more than 200 m at the end of the Permian, with total tectonic uplift estimated as 500-750 m. This comprehensive analysis demonstrates that deep-time paleo-relief reconstruction approaches are suitable for a middle-large exorheic basin with a warm and humid paleoclimate, which is of great significance for the exploration and development of mineral resources in energy-rich basins.

**Key words:** BQART model; sediment flux; quantitative paleogeography; source-to-sink system; paleo-relief; Late Permian; Emeishan Large Igneous Province