中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 1 期: 138 ~ 151
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

基于黏弹模型的鲜水河断裂震间闭锁状态研究

朱亚戈[1], 刁法启[1*], 陈飞[1], 王阅兵[2], 邵志刚[3], 汪荣江[1], 熊熊[1]

1. 中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院, 地球内部多尺度成像湖北省重点实验室, 武汉 430074;
2. 中国地震台网中心, 北京 100045;
3. 中国地震局地震预测研究所地震预测重点实验室, 北京 100036
* 通讯作者, E-mail: fqdiao@cug.edu.cn

收稿日期: 2022-12-08; 收修改稿日期: 2023-07-11; 接受日期: 2023-07-25; 网络版发表日期: 2023-11-08
国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC1500501)和国家自然科学基金项目(批准号: 41731072)资助

摘要 断层滑动速率和闭锁状态是定量评估区域地震危险性的关键依据, 然而相对于同震破裂或震后余滑来说, 断层闭锁引起的地表变形较弱, 利用地壳变形资料获取可靠的断层闭锁状态具有一定的挑战性. 本文考虑地震周期过程中的黏弹松弛效应和其他模型参数(如块体内部应变等)的影响, 融合了新增的13个近场GPS测站和区域内已有测站的观测资料, 研究了鲜水河断裂的滑动速率和闭锁状态. 结果显示, 弹性模型会显著高估断层的闭锁深度, 导致地震矩的积累速率被明显高估; 同时, 弹性模型得到的断层滑动速率(8.9~9.9mm a^{-1})略低于黏弹模型的结果(10.5~11.6mm a^{-1}), 与理论模拟结果一致. 根据获取的鲜水河断裂的闭锁强度, 沿断层走向圈定了四个潜在的凹凸体. 重要的是, 圈定的凹凸体与断层上历史地震的破裂分布存在明显的空间相关性, 暗示凹凸体的空间特征可能控制了地震的破裂范围和震级. 另外, 发现2022年M6.8泸定地震仅破裂了一个潜在凹凸体的部分区域, 未破裂区域积累的能量相当于一个M_w6.9的地震, 潜在的地震危险性值得重点关注.

关键词 断层运动学, 黏弹松弛效应, GPS观测, 地震危险性, 2022年M6.8泸定地震

1 引言

鲜水河断裂位于青藏高原东南缘, 与安宁河-则木河断裂和小江断裂共同组成了一条大型的左旋走滑断裂带(图1), 现今构造活动强烈(张培震等, 2003; 邓起东等, 2003). 作为活动块体的边界, 鲜水河断裂吸收了北侧巴颜喀拉块体和南侧川滇块体之间每年约1cm的相对运动, 在青藏高原的东南向挤出逃逸过程中发挥重要作用(Tapponnier和Molnar, 1976; Tapponnier等, 2001; Royden等, 2008). 剧烈的构造活动也为强震的孕育和发生提供了有利环境(Allen等, 1991; 张培震等, 2003; Wen等, 2008). 历史记载, 鲜水河断裂上大地震频繁发生(Wen等, 2008), 自14世纪起, 共发生过19次M>6的地震(包括2022年M6.8泸定地震), 其中M>7的地震9次(例如1973年M7.6炉霍地震). 由于鲜水河断裂附近城镇众多, 人口密度较大, 强震及其次生灾害会造成不可估量的破坏, 严重威胁人民的生命财产安全. 因此, 客观评估鲜水河断裂潜在的地震危险性对该区域

中文引用格式: 朱亚戈, 刁法启, 陈飞, 王阅兵, 邵志刚, 汪荣江, 熊熊. 2024. 基于黏弹模型的鲜水河断裂震间闭锁状态研究. 中国科学: 地球科学, 54(1): 138–151, doi: 10.1360/SSTe-2022-0399
英文引用格式: Zhu Y, Diao F, Chen F, Wang Y, Shao Z, Wang R, Xiong X. 2024. Probing the interseismic locking state of the Xianshuihe fault based on a viscoelastic deformation model. Science China Earth Sciences, 67(1): 134–145, https://doi.org/10.1007/s11430-022-1152-2

© 2023 《中国科学》杂志社

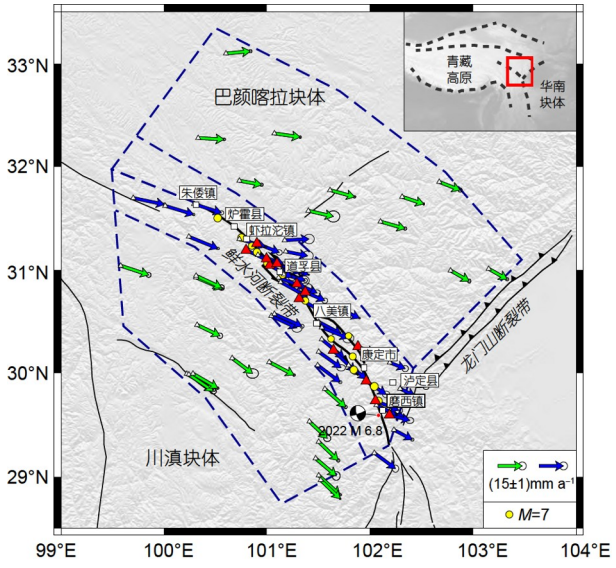


图 1　鲜水河断裂区域的构造背景

右上角的子图表示研究区域(红色矩形)相对于青藏高原的位置. 主图中, 蓝色虚线框用来选择参与反演计算的水平向GPS速度(绿色和蓝色矢量), 这些速度以欧亚板块为参考系, 置信区间95%(数据来源于两部分, 分别对应于白色三角形(Wang和Shen, 2020)和红色三角形(本文新增测点)). 绿色矢量是块体内部稳定测点的速度, 用来计算块体运动模型中的欧拉矢量和内部应变参数. 黄色圆圈表示鲜水河断裂上M>6的历史强震(Wen等, 2008), 黑色震源球表示2022年M6.8泸定地震(中国地震台网中心). 白色方块表示该区域内的主要城镇

的防震减灾具有重要科学意义和实用价值.

针对鲜水河断裂区域的构造活动和地震危险性, 学者们开展了长期的探索和研究, 并取得了一系列成果, 对认识该区域的地震危险性发挥了重要作用. 地质学研究通过野外调查、构造地貌分析和同位素测年法来估算鲜水河断裂晚第四纪的滑动速率(Zhang, 2013; Yan和Lin, 2015; Bai等, 2018, 2021), 并结合历史地震的离逝时间, 圈定地震危险区. 这类研究结果在一定程度上会受到空间采样点数量和空间分布不均匀的限制, 对断层深部的滑动状态约束能力也不强. 也有学者根据历史地震的破裂范围和中小地震活动性的空间分布, 采用定性、半定量的方法划定地震活动空段(Allen等, 1991; Wen等, 2008; Zhang等, 2022), 缺少对内在物理机制的深入分析. 库仑破裂应力研究基于历史地震的震源参数计算断层上的库仑应力变化(Shan等, 2013), 评估地震的触发关系和未来地震危险区, 其前提假设是震间阶段断层处于完全闭锁状态, 而实际观测显示断层的闭锁状态沿走向呈现出一定的变化. 还有学者通过跨断层的短基线测量来研究断层浅部的蠕滑特征(Zhang等, 2018), 由于测线长度的限制, 这一观测难以对断层深部的闭锁状态提供有效的约束, 结果也会受到断层局部效应的影响.

基于空间大地测量观测的断层运动学研究能约束断层的滑动速率、滑动亏损和闭锁强度, 对认识断层的现今应变积累状态、定量评估地震危险性, 以及深入了解断层孕震机理有重要的作用(Zhang等, 2010; Jiang等, 2015; Diao等, 2019; Li和Bürgmann, 2021; Li等, 2021). 之前的研究普遍采用块体运动模型或者垂直断层的速度剖面来解释观测得到的地壳速度场, 并推测断层长期的滑动速率(Shen等, 2005; Loveless和Meade, 2011; Wang等, 2017; Zheng等, 2017; Wang W等, 2021). 随着观测的提升, 也有学者结合断层反向滑动模型(Back-Slip Model)评估了震间阶段断层的闭锁状态, 分析了鲜水河断裂上的闭锁强度和潜在凹凸体的分布情况(Jiang等, 2015; 赵静等, 2015; Li等, 2021; Li和Bürgmann, 2021). 通过比较不难发现, 这些研究得到的断层闭锁状态存在较为明显的差异. Jiang等(2015)基于GPS观测的研究结果显示, 在炉霍县西北部, 鲜水河断裂从地表至~20km深度均处于强闭锁状态, 且在深部延伸至八美镇附近, 而炉霍-八美段~10km以上的浅部区域存在明显蠕滑. 类似的, Li等(2021)根据反演结果推测鲜水河断裂的炉霍-八美段基本处于完全蠕滑状态, 基于合成孔径干涉雷达(InSAR)观测的结果则认为该段有小部分区域处于较强的闭锁状态(Li和Bürgmann, 2021; Qiao和Zhou, 2021). 需要说明的是, InSAR影像资料的观测时段位于2014年M_w5.9康定地震之后, 得到的地表变形会受到震后余滑效应的影响, 比如Li和Bürgmann(2021)及Qiao和Zhou(2021)发现康定段在地震后处于加速蠕滑的状态, 由此得到的断层滑动模型可能无法反映该段的稳态运动和闭锁特征. 另外, 由于InSAR观测资料的缺失和前人研究中GPS资料的不足, 目前对康定市以南的断层段(即2022年泸定地震发生段)缺少深入研究(Li和Bürgmann, 2021; Qiao和Zhou, 2021).

客观地讲, 尽管已经开展了一些研究, 但利用大地测量资料约束断层的闭锁状态仍然是一个挑战性的课题. 这主要是因为, 在长期滑动速率较低的断层上, 由闭锁造成的地表变形较弱. 另外, 反演的断层闭锁状态也容易受到两侧块体的划分方法、内部变形如何考

虑，以及地震周期过程中黏弹松弛效应等诸多因素的影响. 随着测量技术的提高和观测资料的丰富，越来越多的学者意识到现有的观测积累已经到了需要考虑更客观的黏弹模型的阶段，如果不考虑黏弹效应可能会对参数的估计或者资料的解释造成不可忽略的影响(Johnson等, 2007; Wang等, 2012; Li等, 2015; Diao等, 2019; Zhu等, 2020; Li等, 2020; Wang K等, 2021; Ge等, 2022; Diao等, 2022; Zhu等, 2022). 以美国加州的圣安德烈斯断层为例，Savage和Prescott(1978)较早提出了黏弹性地震周期变形模型，阐明了地壳变形在地震周期不同阶段的时变特征，为研究地震周期过程中的黏弹松弛效应提供了理论基础. Johnson等(2007)联合地质学的研究结果发现，若忽略黏弹效应的影响，可能会错估断层滑动速率高达~45%. Tong等(2014)发现黏弹模型得到的滑动速率和地质学研究得到的长期滑动速率有更好的一致性，而弹性模型会在地震周期的晚期低估断层的滑动速率. 由于构建过程相对复杂，黏弹模型目前尚未在中国大陆地区广泛开展实际应用研究. 黏弹效应等因素会怎样影响鲜水河断裂闭锁状态的反演结果, 还缺乏系统的讨论. 因此, 有必要综合考虑这些客观因素的影响，重新评估鲜水河断裂的运动学参数和闭锁状态.

2022年9月5日，四川省泸定县附近发生了一个*M*6.8的地震(以下简称泸定地震). 经中国地震台网中心测定，泸定地震的震中位置为29.59°N、102.08°E, 位于鲜水河断裂的南端. 此次地震的发生，使得鲜水河断裂潜在的地震危险性再一次成为关注的焦点(Li等, 2022; 韩炳权等, 2022; Yang等, 2022; Zhang等, 2023). 为了更好地评估发震断层未来的地震危险性, 需要判断泸定地震是否破裂了一个完整的凹凸体，或仅破裂了某个凹凸体的一部分，认清这一问题对评估该区域未来的地震危险性有重要科学意义.

本文结合区域现有的和新增的13个近断层GPS测点的观测数据研究了鲜水河断裂的滑动速率和滑动亏损分布, 在此基础上给出了断层闭锁强度沿走向的变化以及潜在凹凸体的位置和尺度. 基于反演结果, 本文分析了多种因素, 如黏弹效应和块体内部应变, 对估算鲜水河断裂运动学参数的影响. 联合之前历史地震的研究结果, 本文进一步分析了凹凸体分布与历史地震破裂范围之间的空间对应关系, 并结合2022年泸定地震的破裂范围, 讨论了鲜水河断裂的现今地震危险性.

2 数据、模型与方法

2.1 GPS观测数据

本文使用的GPS观测资料整合了两部分数据集, 其中一部分来源于本研究团队近几年来的观测. 2018年，本研究团队在鲜水河断裂带两侧布设了13个近断层的GPS测站，与陆态网GPS测站联合构成了该断裂带区域的局部观测网, 这些测站在2019~2022年间流动观测了三期. 为了减小季节性因素的影响, 每期观测都在7~8月份, 且观测时长至少72h. 我们将采集到的GPS原始数据按照以下过程进行处理: (1) 利用GAMIT软件(Herring等, 2010a)获取测站坐标和卫星轨道的单日松弛解. (2) 采用GLOBK软件(Herring等, 2010b)将解算得到的这些单日松弛解与全球均匀分布的200多个IGS框架站点的单日松弛解(http://sopac.ucsd.edu/)绑定, 形成一个包含所有台站参数的单日松弛解, 再通过七参数转换法获得ITRF14参考框架下的位移时间序列. (3) 考虑到近年来研究区域附近大地震的影响(例如2008年M_w7.9汶川地震)，我们基于前人同震破裂模型(Wang等, 2011; Jiang等, 2014; Xie等, 2017)计算了这些地震的震后黏弹松弛效应(网络版附图S1, http://earthcn.scichina.com)，并将其从位移时间序列中扣除. (4) 基于最小二乘法解算GPS速度和相应的不确定度, 并利用欧拉极(Altamimi等, 2016)将ITRF14框架下的速度转换到欧亚框架下. 第二部分数据来源于Wang和Shen(2020)发表的中国大陆及周边地区的GPS速度场, 他们汇总了近三十年来不同项目的GPS观测数据，采用GAMIT/GLOBK软件处理原始观测数据，经过一系列后续处理，包括扣除观测时间跨度内大地震同震和震后变形的影响, 获得了水平向的稳态地壳速度场.

为了融合不同参考框架下的两组数据，我们参考前人研究进行了如下处理(Walters等, 2014; Wang和Shen, 2020; Wang W等, 2021). 首先, 选取川滇地区26个共同测站，基于它们在不同坐标框架下的速度差求解欧拉旋转矢量，测站的平均转换误差为0.54mm a^{-1}, 接近观测误差. 然后，通过得到的欧拉参数将新观测的速度场转换到Wang和Shen(2020)定义的欧亚参考框架下(网络版附表S1, http://earthcn.scichina.com)，得到鲜水河断裂区域内融合的GPS速度场，并以此来进行后续的研究.

在此速度场的基础上，我们进一步考虑了鲜水河

断裂及其周边区域近三百年来历史强震(附表S2)的震后黏弹松弛效应可能造成的地表变形. 尽管黏滞系数的选取对模拟结果有一定影响, 但历史强震的震后黏弹效应对现今地壳变形的影响总体不超过1.7mm a^{-1} (附图S2). 此外, 我们还进一步考虑了龙门山断裂震间断层闭锁造成的变形, 在后续章节中会讨论这一效应对估算断层运动学参数的影响.

如图1, 蓝色虚线框选择的速度场相对于欧亚板块总体上呈现出东向运动特征, 并以鲜水河断裂为界, 不同块体上的矢量运动大小和方向存在明显的差异. 巴颜喀拉块体上的速度矢量表现出垂直于龙门山断裂走向的地壳缩短运动, 而川滇块体上的速度矢量则表现出平行于鲜水河断裂走向的东南向旋转运动. 鲜水河断裂两侧平行于断层的速度分量从西南向东北逐渐减小, 与断层的左旋走滑运动特征相符合.

2.2　模型构建

在地质时间尺度上, 断层两侧的构造块体以稳定的速度相对运动, 但由于震间断层闭锁, 应变在闭锁区域累积并在断层附近产生可观测的地表变形(Savage和Burford, 1973). 这里, 我们采用大家普遍使用的块体运动模型来模拟块体的稳态运动, 包括块体的刚性运动和内部变形. 同时, 引入断层反向滑动模型(Back-Slip Model)来模拟震间阶段断层闭锁造成的地表变形(Savage, 1983). 因此, 在我们的模型中, 震间地表速度V可以表示为

$$V = V_\omega + V_\varepsilon + V_p + V_{\text{backslip}}, \tag{1}$$

其中, V_ω、V_ε、V_p和V_{backslip}分别表示块体的刚性运动、内部变形、强震的震后效应以及断层闭锁造成的地表变形速度.

根据欧拉运动定律, 球面上的块体刚性运动可以用欧拉矢量来描述(Meade, 2007; Thatcher, 2009). 此外, 我们加入内部均匀线性应变来描述块体的内部变形. 在规律性应变的假设下, 将块体的内部应变相对于块体几何中心进行级数展开, 并取至一阶线性近似(Savage等, 2001). 因此, 块体运动模型中的两部分速度V_ω和V_ε可以表示为

$$V_\omega = \begin{bmatrix} -r\cos\lambda\sin\varphi & -r\sin\lambda\sin\varphi & r\cos\varphi \\ r\sin\lambda & -r\cos\lambda & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \boldsymbol{\omega}_x \\ \boldsymbol{\omega}_y \\ \boldsymbol{\omega}_z \end{bmatrix}, \tag{2}$$

$$V_\varepsilon = \begin{bmatrix} r(\lambda-\lambda_0)\cos\varphi & r(\varphi-\varphi_0) & 0 \\ 0 & r(\lambda-\lambda_0)\cos\varphi & r(\varphi-\varphi_0) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_e \\ \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{en} \\ \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_n \end{bmatrix}. \tag{3}$$

式(2)和(3)中, r是测站位置到地球中心的距离, λ和λ_0分别是测站和块体几何中心的经度, φ和φ_0是测站和块体几何中心的纬度. $\boldsymbol{\omega}(\boldsymbol{\omega}_x, \boldsymbol{\omega}_y, \boldsymbol{\omega}_z)$是块体刚性运动的欧拉矢量, $\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}(\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_e, \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{en}, \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_n)$是块体的内部应变率张量.

强震的震后效应的模拟已在2.1部分介绍. V_{backslip}是由断层闭锁造成的地表变形速度, 通过断层的反向滑动来实现. 根据前人的地质学研究结果(邓起东等, 2003)和历史地震的破裂参数(Wen等, 2008), 我们确定了断层的空间展布, 并设置断层倾角为90°. 为了获取断层滑动亏损的空间分布, 进一步将断层离散为6km×6km的矩形断层片.

2.3　反演方法

如图2, 采用迭代的方法来反演块体的运动参数和断层的滑动亏损: (1) 选取中远场的GPS速度(图1中的绿色箭头), 通过最小二乘法来约束块体稳态运动的欧拉矢量和内部应变参数, 以断层迹线两侧块体的欧拉参数计算的速度差作为它的长期滑动速率; (2) 从整体速度场中扣除步骤(1)中得到的块体稳态运动造成的地表变形速度, 用剩余速度场来反演断层的滑动亏

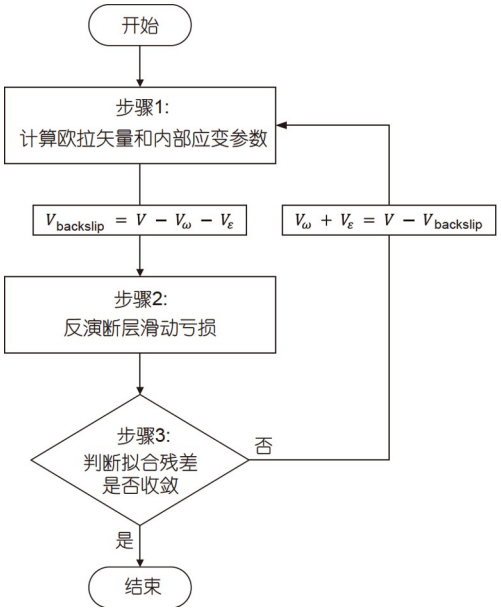


图 2　反演方法流程图

损分布; (3) 计算数据拟合残差, 然后从整体速度场中扣除步骤(2)中得到的断层滑动亏损造成的地表变形速度; (4) 对步骤(1)~(3)进行迭代, 直至数据拟合残差没有明显变化且反演结果趋于稳定, 相应的结果作为模型的解(附表S3).

在步骤(2)中, 利用最小二乘法反演整个断层上的滑动亏损分布情况(Wang等, 2013). 为了反演结果的稳定性, 给模型附加了平滑性约束, 并构建了相应的目标函数F:

$$F(s) = \|v - Gs\|^2 + \alpha \|Ls\|^2, \quad (4)$$

上式中, s表示断层上的滑动亏损, v等同于公式(1)中的V_{backslip}. α为平滑因子, 这里根据数据拟合残差和模型粗糙度之间的折中曲线确定最优值0.2(附图S3). L表示拉普拉斯算子的有限差分近似. G是断层上单位滑动量对应的地表位移的黏弹性格林函数(Diao等, 2019):

$$G = [C + P(t)]H(t), \quad (5)$$

其中, $H(t)$表示阶跃函数, C是格林函数的弹性响应部分, $P(t)$是随时间变化的黏性响应部分, 这部分效应在之前的研究中普遍被忽略.

我们采用检测板测试的方法分析了GPS观测数据对断层滑动亏损的空间分辨能力. 首先, 正演模拟设定的断层滑动亏损模型造成的地表形变, 将其与计算出的块体稳态运动相加, 得到一组合成的观测数据, 并赋予相应的观测误差. 然后, 以这组观测数据为约束进行反演计算, 将得到的滑动亏损模型与设定的滑动亏损模型进行对比, 分析现有台站分布对输入模型的恢复情况.

如图3a~3c, 我们设计了三个具有不同空间尺度凹凸体的滑动亏损模型(间隔分别为30、24和18km)进行检测板测试. 如图3d~3f模型的输入输出情况, 观测资料可以有效识别出凹凸体沿断层走向的分布位置和滑动亏损量, 相对来讲对断层深部的滑动不如浅部敏感. 总的来说, 基于目前的GPS台站分布, 对于横向宽度和间隔约20km的凹凸体, 基本可以分辨其深度~15km以上沿断层走向的空间变化.

3 结果与讨论

3.1 鲜水河断裂的滑动亏损反演结果

如图4, 我们估算的鲜水河断裂的滑动速率为10.5~11.6mm a^{-1}, 总体上与大部分地质学研究结果给出的8~12mm a^{-1}较为吻合(Zhang, 2013; Yan和Lin, 2015; Bai等, 2018). 鲜水河断裂的震间滑动亏损基本都分布在~15km深度以上, 并且沿断层走向呈现出明显的横向变化(图4). 整条断层上每年积累的能量约为9.4×10^{17}N m, 相当于一个M_w5.9的地震. 从图4中可以看出, 断层的滑动积累主要集中在四个区域, 可能分别代表四个潜在的凹凸体(A~D), 相互之间由闭锁程度相对较低的区域分隔开. 这些闭锁程度较低的区域存

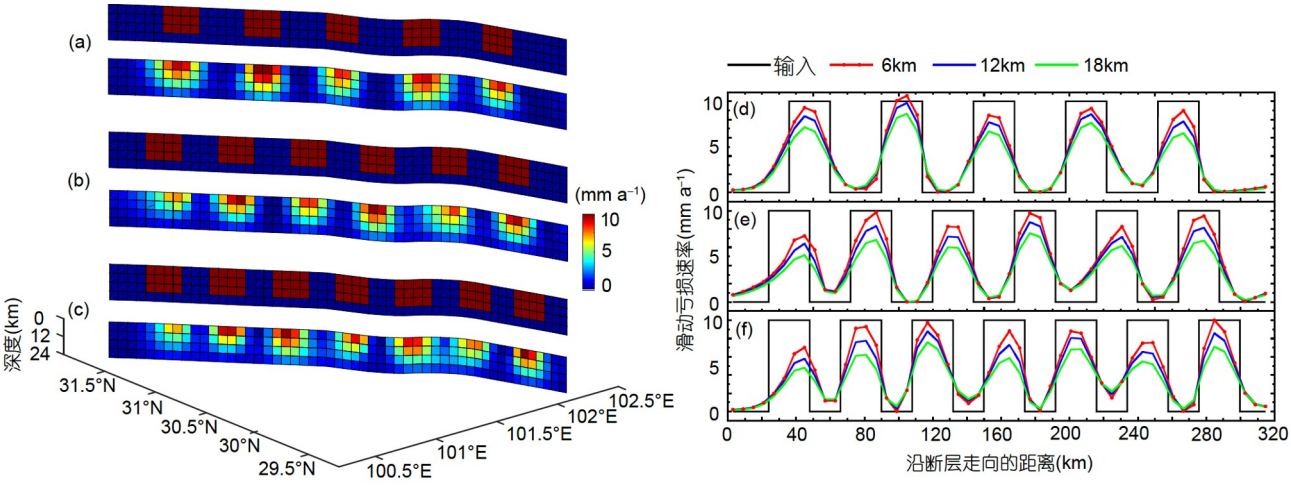


图 3 检测板测试结果

(a)~(c)分别示意凹凸体横向宽度和间隔分别为30km(a)、24km(b)和18km(c)的输入输出情况; (d)~(f)分别对应(a)~(c)沿断层走向的输入输出情况, 黑色折线表示输入模型, 其他颜色分别代表输出模型在不同深度以上的平均值

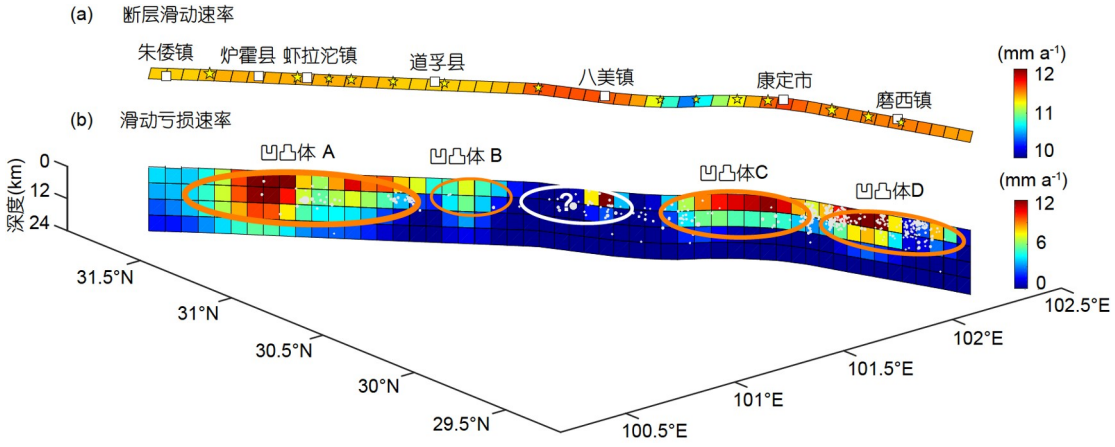


图 4　鲜水河断裂的滑动速率和震间断层滑动亏损分布

白色方块是鲜水河断裂附近的主要城镇, 黄色五角星表示历史地震. 橙色椭圆表示潜在凹凸体, 白色椭圆表示结果不确定性较大的区域. 白色圆点表示中小地震活动性("2021~2030全国地震重点监视防御区确定"项目)

在一定程度的中小地震活动, 在凹凸体C和D的两侧较为明显, 与可能的无震蠕滑相对应. 在八美镇附近, 鲜水河断裂出现多条分支断裂且观测台站相对稀疏, 导致该段(图4中白色椭圆区域)的结果有较大的不确定性, 后文会详细讨论. 就数据拟合情况而言, 最优块体运动模型和断层滑动亏损模型可以很好地解释震间GPS速率(图5a). 残差统计结果显示, 数据拟合残差近似服从正态分布(图5b), 平均残差约1.7mm a^{-1}. 断层附近的部分测点拟合残差较大, 可能是因为分支断裂交错分布、断层几何形状存在小尺度变化造成的.

结合鲜水河断裂的滑动速率和震间滑动亏损速率, 推测在31.4°N的炉霍县附近, 断层浅部几乎完全闭锁, 31.3°N的虾拉沱镇浅部蠕滑速率为3~4mm a^{-1}, 与InSAR结果和局部短基线测量结果一致(Zhang等, 2018; Li和Bürgmann, 2021; Qiao和Zhou, 2021). 不同的是, InSAR观测结果显示, 从31.7°N的朱倭镇西北方至31.0°N的道孚县蠕滑速率较低, 对应较强的闭锁状态(Li和Bürgmann, 2021; Qiao和Zhou, 2021), 而基于GPS的反演结果显示, 滑动亏损集中在炉霍县附近(凹凸体A). 在30.2°N的康定市西北方(凹凸体C), 断层浅部的蠕滑速率估计为1~2mm a^{-1}, 与前人结果显示的近乎完全闭锁比较一致(Jiang等, 2015; Li和Bürgmann, 2021; Li等, 2021). 此外, 本文结果表示, 磨西镇附近(凹凸体D)的断层滑动亏损主要分布在~12km深度以上, 明显小于Li等(2021)得到的闭锁深度(~20km).

从模型结果中可以看出, 30.8°N的道孚县东南(凹凸体B)存在小范围的断层浅部滑动亏损, 而以南的八美段(图4中白色椭圆区域)更多的是近乎完全蠕滑的区域, 这与Jiang等(2015)和Li等(2021)基于GPS观测的研究结果比较一致. 但基于InSAR观测的结果显示, 该段在30.6°N的八美镇西北闭锁强度并不低, 仅在30.7°N附近分布着小范围的断层浅部蠕滑(Li和Bürgmann, 2021; Qiao和Zhou, 2021). GPS和InSAR观测的研究结果在道孚-八美段存在着明显的不一致, 这可能是由该断层段附近的GPS台站分布相对稀疏、空间分辨率不足导致的(图3c), 也可能与这一区段断层的多分支结构有关(图1), 或反映了这一断层段不同的物理性质, 需要进一步深入研究.

3.2　块体内部应变及周边断裂对反演结果的影响

在使用欧拉矢量和GPS观测资料描述空间尺度较大的块体运动时, 学者们发现有些块体内部区域的速度拟合残差较大, 认为这反映了块体内部存在永久变形, 因此在欧拉矢量描述的基础上引入了块体内部应变来提升对观测数据的拟合程度(Yang和Liu, 2002; 李延兴等, 2003). 本文划定鲜水河断裂两侧块体的部分区域作为小尺度"块体", 并根据选定区域内的GPS速度场来描述它们的整体运动. 相比于大尺度块体运动来说, 描述小尺度"块体"运动时, 是否应该引入内部变形需要讨论. 这里, 根据鲜水河断裂及其周边断裂的空间位置定义了两个不同的"块体"划分范围(图6a

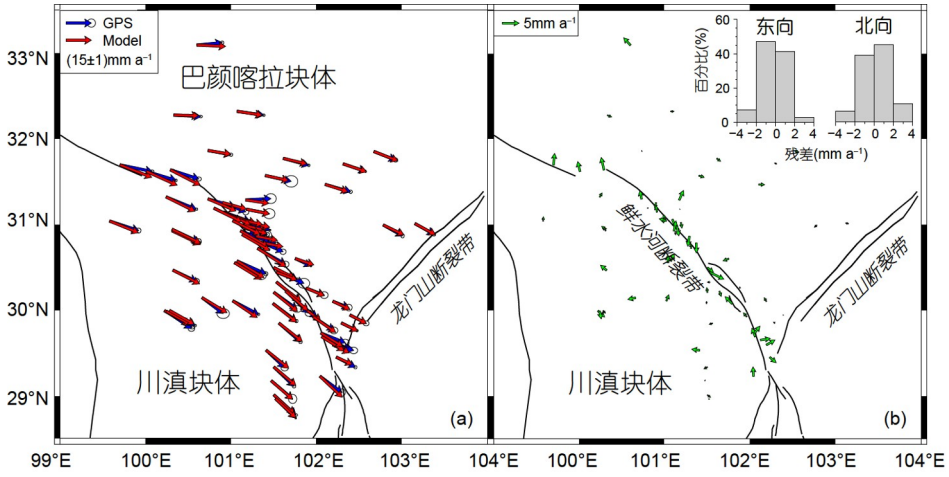


图 5　GPS速度场拟合情况和残差结果

(a) 数据拟合情况, 蓝色和红色矢量分别代表观测速度和模型预测速度; (b) 绿色矢量表示速度的拟合残差, 右上角的子图分别是东向和北向残差的统计分布

中的R1和R2, 其中R1对应图1中的蓝色虚线框), 并分别选取不同区域范围内的GPS速度进行反演. 同时, 在反演过程中设置考虑和不考虑“块体”内部应变两种情况, 通过比较模型反演结果, 并结合其他学科的研究, 综合分析不同情况的合理性.

模型结果显示, 不同的区域划分范围和是否考虑内部应变的设定对反演得到的断层滑动速率和滑动亏损分布影响非常显著(图6b~6d). 若考虑内部应变, 基于R1和R2划分的区域, 估算的鲜水河断裂的滑动速率分别仅为2~4mm a^{-1}(图6b)和4~5mm a^{-1}(图6c), 远小于地质学的研究结果8~12mm a^{-1}, 这说明区域整体运动的部分分量会被内部变形吸收, 造成对断层滑动速率的低估. 若不考虑内部应变, R1和R2得到的断层滑动速率分别约为11mm a^{-1}(图4)和12mm a^{-1}(图6d), 与地质学结果较为一致. 进一步对比发现, 基于较大区域的R2反演的滑动亏损模型在解释观测数据时出现显著偏差, 拟合残差整体较大, 平均3.3mm a^{-1}. 这可能是因为R2区域内的构造变形不同导致了差异性的地壳运动模式, 用一组欧拉矢量很难精确描述断层附近的整体运动. 具体来说, 鲜水河断裂北侧的R2中发育了右旋走滑的龙日坝断裂, 晚第四纪滑动速率约2.1mm a^{-1}(Ren等, 2013), 使得附近区域的地壳运动模式与R1中不同, 龙门山断裂北段转为以走滑运动为主也侧面印证了这一点(图6a). 因此, 单一欧拉矢量可能难以描述R2在鲜水河断裂北侧区域整体运动, 进而影响了断层滑动亏损的反演结果.

这些结果说明, 基于大地测量资料研究鲜水河断裂的运动学参数时, 引入块体内部应变有可能造成断层滑动速率的错误估计. 类似的研究中, 大家在划分块体范围时, 一般以大型活动断裂为边界, 并考虑块体内部应变, 但多大的断裂可以作为块体边界没有定量的标准, 在选择上有一定的主观性, 导致划分块体时往往存在差异(例如, Jiang等, 2015; Li等, 2021). 本文尝试以断层周边一定范围内的区域来划定“块体”, 并以此描述断层两侧的相对运动, 可以有效简化模型, 同时减小其他因素(如块体内部和周边的断层活动、局部构造变形)的影响, 这一方法对后续类似的研究有一定的参考意义. 基于地质学研究结果和模型反演结果综合分析, 采用块体划分范围R1且不考虑块体内部应变相对于其他情况来说更为合理.

前人研究显示, 龙门山断裂中南段在震间阶段高度闭锁, 对鲜水河断裂北东区域会造成不可忽略的地表变形(Thompson等, 2015; Zhu等, 2022). 基于前期构建的龙门山断裂中南段的黏弹性地震周期变形模型(Zhu等, 2022), 我们分析了龙门山断裂震间断层闭锁造成的变形对反演鲜水河断裂滑动参数的影响. 结果发现, 如果忽略龙门山断裂的闭锁效应, 得到的鲜水河断裂的滑动速率为12.5~13.8mm a^{-1}(附图S4), 比上文结果高出~2.1mm a^{-1}. 这是因为在反演过程中将龙

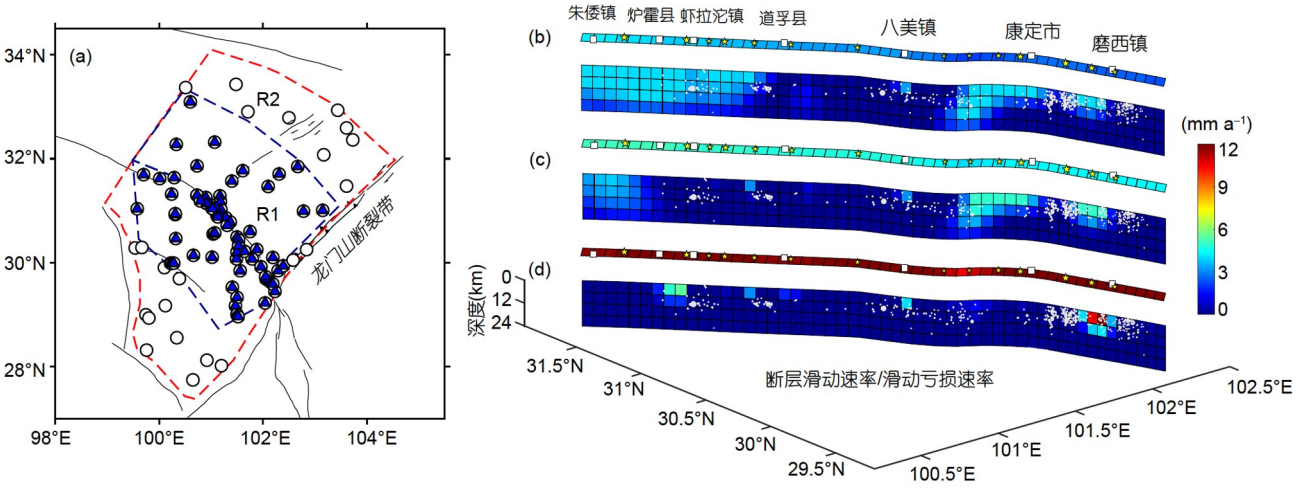


图 6　不同数据和模型条件下的反演结果

(a)不同的块体划分范围. 蓝色虚线框表示范围R1, 对应图1, 蓝色三角形是R1选取的GPS台站. 红色虚线框表示范围R2, 白色圆圈是R2选取的GPS台站. (b)和(c)分别是在R1和R2的基础上考虑块体内部应变的结果. (d)是在R2的基础上不考虑块体内部应变的结果

门山断裂的影响纳入了巴颜喀拉块体的稳态运动, 进而高估了断层两侧块体的相对运动速率. 同时, 靠近龙门山断裂的多个测点表现出1~2mm a^{-1}的系统性西北向速度残差(附图S4), 与龙门山断裂的闭锁造成的变形是一致的.

根据野外地质调查结果(Allen等, 1991; Bai等, 2018), 鲜水河断裂的八美-康定段有三条分支, 分别是色拉哈断裂、雅拉河断裂和折多塘断裂. 参考前人研究构建的模型(Jiang等, 2015; Li等, 2021; Li和Bürgmann, 2021), 本文也将这三条断裂简化为一条主断裂来模拟(以色拉哈断裂为主), 反演得到的结果可能是三条断裂共同作用的综合效应. 为了探讨鲜水河断裂分支对反演结果的影响, 我们在单一断裂模型的基础上进一步加入了雅拉河断裂和折多塘断裂.

如图7所示, 相比于单一断裂模型的反演结果, 三条断裂模型估算的鲜水河断裂滑动速率, 以及潜在凹凸体沿断层的空间分布基本没有变化. 模型结果反映, 折多塘断裂分担了鲜水河断裂八美-康定段的部分滑动积累速率, 与地质学研究结果比较一致(Ma等, 2022; 陈桂华等, 2008). 但是, 三条断裂模型没有识别出雅拉河断裂上有效的滑动亏损, 可能是因为该断裂的滑动速率仅~1mm a^{-1}(陈桂华等, 2008), 且这一区段测点较少. 因此, 推测现有的GPS台站分布可能还不足以完全分辨鲜水河断裂上位置相近的分支断裂, 本文不对这一断层段做过多讨论.

3.3　黏弹松弛效应对反演结果的影响

利用大地测量资料研究鲜水河断裂的滑动速率、震间滑动亏损和断层闭锁强度时, 学者们大多只考虑了大地震的震后黏弹松弛效应, 而忽略了震间阶段的黏弹效应(Jiang等, 2015; 赵静等, 2015; Li和Bürgmann, 2021; Li等, 2021). 越来越多的研究显示(Wang等, 2012; Li等, 2015, 2020; Diao等, 2019, 2022; Wang K等, 2021), 震间阶段断层闭锁引起的黏性变形在地表形变场中发挥的作用不容忽视, 否则可能会错估断层的运动学参数, 进而对地震危险性的评估造成影响. 本文考虑了地震周期过程中断层闭锁造成的黏弹松弛效应, 为了更好地展示这一因素的影响, 对比了弹性模型和黏弹模型假设下的反演结果(图8).

基于弹性模型, 鲜水河断裂的滑动速率估算为8.9~9.9mm a^{-1}, 比基于黏弹模型得到的断层滑动速率低~1.6mm a^{-1}, 这也符合理论模型的预测结果, 即在震间阶段的晚期弹性模型得到的滑动速率略低于黏弹模型的结果(Tong等, 2014; Diao等, 2019). 更重要的是, 我们发现弹性模型得到的断层滑动亏损的分布深度明显大于黏弹模型得到的结果, 并且凹凸体A强闭锁区域的范围更大(图8a). 整条断层上每年积累的地震矩约为1.39×10^{18}N m, 是黏弹模型结果的1.5倍. 弹性模型结果显示, 鲜水河断裂北段31.7°~31.0°N在震间阶段处于强闭锁状态, 对应的凹凸体A沿断层的分布范

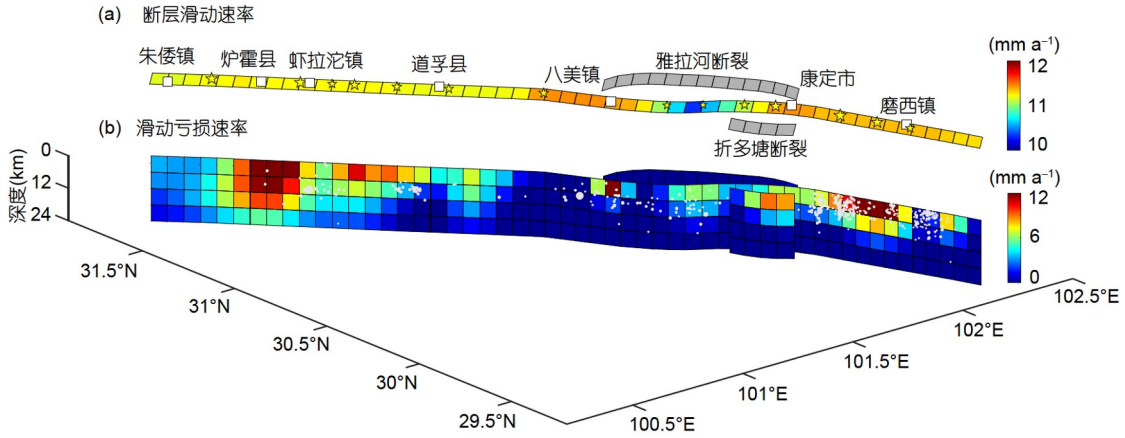


图 7　考虑雅拉河断裂和折多塘断裂的反演结果

东北侧雅拉河断裂和西南侧折多塘断裂的滑动速率没有显示(灰色矩形), 这是由块体运动忽略次级断裂的滑动导致的

围比黏弹模型宽~45km，且闭锁范围向深部延伸至~20km处，这与基于InSAR观测的研究结果在空间上较为一致(Li和Bürgmann, 2021; Qiao和Zhou, 2021). 此外, 凹凸体C和凹凸体D对应的断层浅部蠕滑速率更小，近乎为0，闭锁深度比黏弹模型的结果大5~10km, 与前人基于弹性模型的结果比较符合(Jiang等, 2015; Li等, 2021; Li和Bürgmann, 2021).

弹性模型和黏弹模型结果的对比说明，使用弹性模型来反演断层的运动学参数可能会在一定程度上造成对断层滑动速率和闭锁深度的估计偏差，进而错误估计断层的能量积累速率. 为了进一步验证弹性模型和黏弹模型结果的差异是否来源于地球流变结构，我们进行了如下测试: 以黏弹模型正演模拟得到的地表变形作为观测约束，分别基于弹性模型和黏弹模型来反演断层滑动亏损分布. 测试结果同样说明(附图S5), 若不考虑黏弹效应，采用弹性模型来解释黏弹结构造成的地表变形，可能会高估断层的闭锁深度. 在黏弹模型中，断层两侧的变形在地震周期过程中的不同阶段存在着显著的差异(Wang等, 2012; Diao等, 2019; Wang K等, 2021), 比如, 黏弹效应会在地震周期的早期加速断层两侧的变形, 而在晚期是造成变形减缓, 整个地震周期中的变形并不是弹性模型描述的稳态过程. 因此, 对离逝时间较长的断层段, 如果忽略黏弹效应, 可能会高估闭锁深度. 更进一步地, 在结合历史地震的复发周期、通过凹凸体的滑动亏损量来评估地震危险性时(Wang K等, 2021), 弹性模型的结果可能会高估地震的破裂深度和震级.

3.4　鲜水河断裂潜在凹凸体、历史地震破裂分布和现今地震危险性

断层的闭锁强度, 通常用断层闭锁率来表征, 即滑动亏损速率与长期滑动速率的比值. 根据断层闭锁强度的空间分布(图9a)，我们发现鲜水河断裂上存在四个潜在的凹凸体A~D，且凹凸体分布与地质学上的断层分段有一定的相关性(Wen等, 2008). 凹凸体A从朱倭镇向东南延伸至道孚县北侧，沿断层走向约100km, 对应于地质学给出的炉霍段(S1)和虾拉沱段(S2). 凹凸体B分布在道孚县东南侧, 尺度约30km, 对应于道孚段(S3). 八美镇附近的凹凸体较小(上文已有讨论)，对应于地质学结果划定的八美段(S4). 康定市附近的凹凸体C展布约60km，对应于S5和S6段. 凹凸体D约60km, 对应于磨西段(S7).

将深度12km以上的断层闭锁率取平均，得到沿走向的闭锁率空间变化(图9b). 重要的是，根据大地测量观测反演得到的凹凸体分布与历史地震的破裂范围存在空间对应关系(图9c). 十一个M>6的历史地震的破裂范围局限于单个凹凸体，没有延伸到断层上相邻的凹凸体. 相比之下，1327年M>7.5、1786年M7.75和1904年M7三个地震, 都突破了相邻凹凸体之间的蠕滑区域, 级联破裂了两个凹凸体. 这三个地震的震级都比较大(M>7)，但不是所有M>7的地震都破裂了两个凹凸体，这可能与地震的破裂起始位置和应力积累状态有关(Yang等, 2019). 这些结果说明, 断层闭锁状态的横向变化可能控制了地震的破裂范

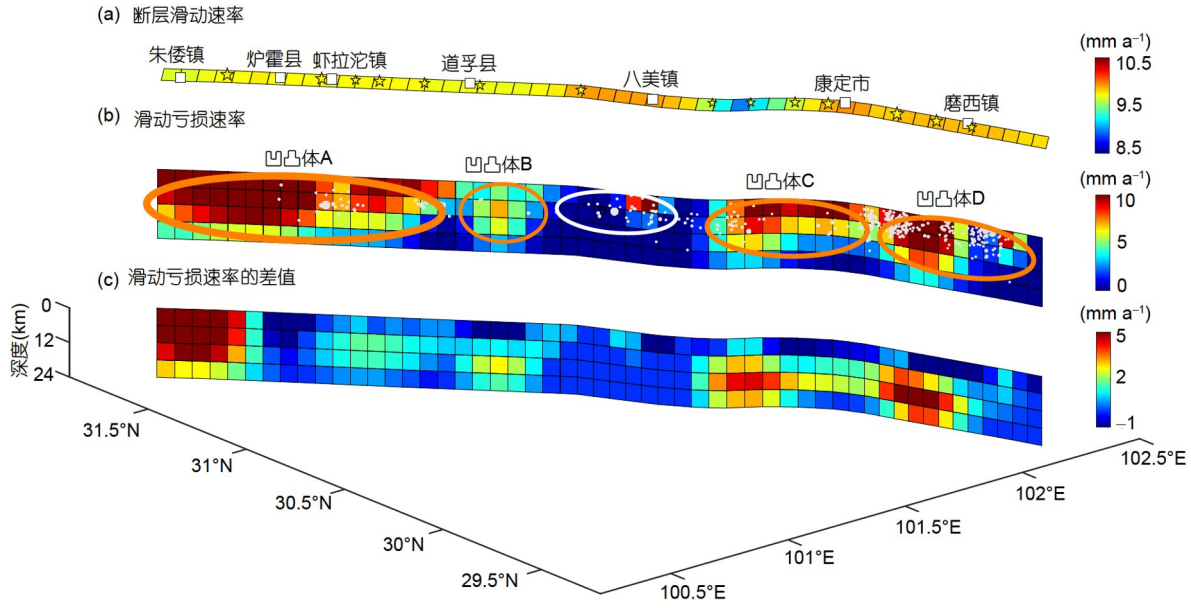


图 8　黏弹松弛效应对反演结果的影响

(a) 弹性模型的滑动速率和滑动亏损结果; (b) 弹性模型与黏弹模型之间在滑动亏损结果上的差异

围和震级，对潜在地震危险性评估有重要指示意义. 同时我们也注意到，地震的破裂与发震位置和断层的物理性质有密切关系(Weng和Yang，2017，2018; Yang等，2019; 杨宏峰等，2022)，结合运动学反演结果和动力学模拟能为未来的地震灾害评估提供更有力的证据.

为了评估鲜水河断裂区域现今的地震危险性，我们估算了每个凹凸体自上次大地震破裂以来累积的滑动量和可能的发震震级(表1). 采用统计学方法估计了断层滑动亏损速率的不确定度(附图S6; Diao等, 2019)，以此评估最大/平均累积滑动量的不确定度和潜在地震最大震级的可能区间. 由于上次大地震离逝时间相对较短，凹凸体A~C积累的滑动量都比较小，但是考虑到凹凸体的尺度，推测凹凸体A和C都具备发生M_w>6.6地震的可能. 且鲜水河断裂上M6.5~7地震的平均复发周期只有150~200年(Wen等, 2008; Qiao和Zhou, 2021)，因此相应的地震危险性不容忽视. 需要说明的是, 本文计算出的震级是潜在地震的能量释放上限, 具体震级取决于地震的破裂过程, 与多种因素有关, 例如地震的起破点位置和断层的摩擦性质等(杨宏峰等, 2022).

凹凸体D上一次大范围的破裂是1786年M7.75康定地震，至今积累的能量相当于一个M_w7.0的地震，2022年M_w6.6泸定地震就是发生在凹凸体D的东南部(Li等, 2022; Yang等, 2022; 韩炳权等, 2022). 我们的结果显示，这次地震主破裂区自上次强震以来积累的能量约等于一个M_w6.6的地震，积累的最大滑动量约2.0m，与同震破裂模型得到的最大滑动量1.8~2.2m较为一致(Li等, 2022; 韩炳权等, 2022)，说明泸定地震在很大程度上释放了这个区域自上次大地震以来积累的滑动量. 泸定地震发生之后, 凹凸体D未破裂区域剩余的能量相当于一个M_w6.9的地震, 同震库仑应力结果显示，该区域处于应力加载区(~0.1MPa)，促进了应变的积累(Zhang等, 2023). 根据现有的资料分析, 不排除凹凸体C和D一起破裂的可能性, 最大震级可达M_w7.0, 且周边的康定市人口密集，相应的地震危险性可能需要重点关注.

4　结论

以新增近场GPS测点和已有测点的融合观测数据为约束, 基于黏弹模型, 并考虑多种模型参数, 如块体划分和内部应变的影响, 研究了鲜水河断裂的滑动速率和闭锁状态. 结果显示，鲜水河断裂的滑动速率为10.5~11.6mm a^{-1}，与大部分地质学研究结果有较好的一致性. 相比于黏弹模型的反演结果，采用弹性

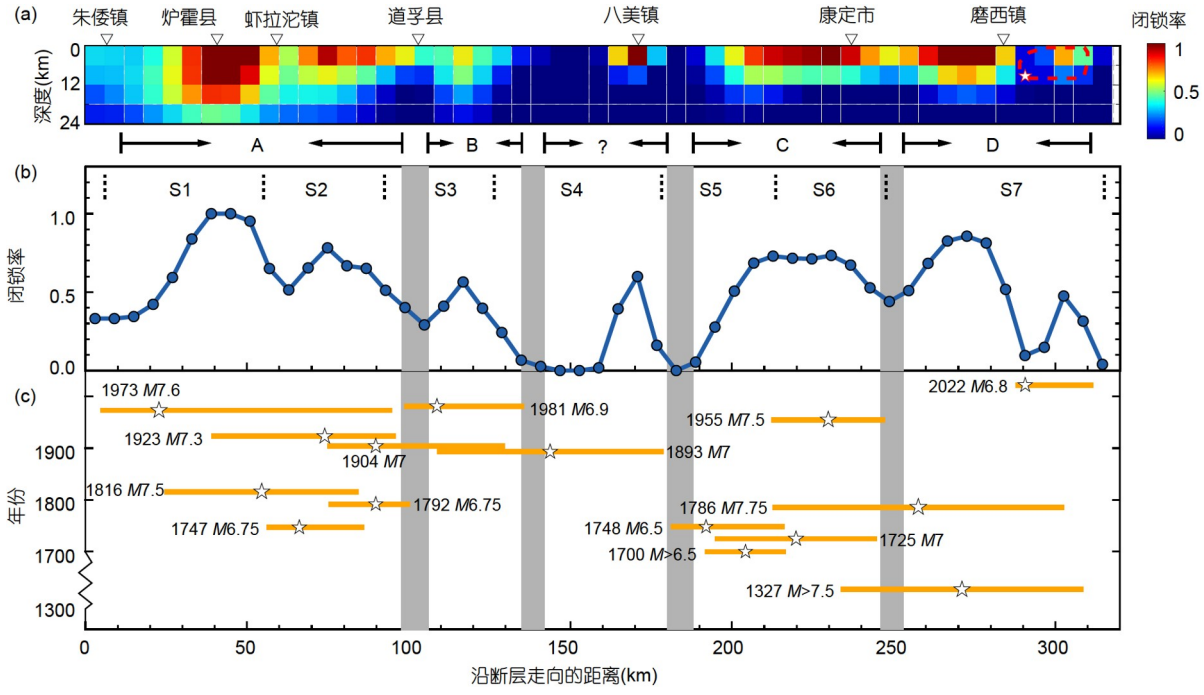


图 9　鲜水河断裂闭锁强度及其与历史地震破裂范围的对比

(a) 闭锁强度的空间分布, 白色五角星是2022年泸定地震的震中, 红色虚线表示主要破裂区域(Yang等, 2022; 韩炳权等, 2022). (b) 沿断层的闭锁率, S1~S7表示Wen等(2008)对鲜水河断裂的分段. S1, 炉霍段; S2, 虾拉沱段; S3, 道孚段; S4, 八美段; S5, 雅拉河段; S6, 康定段; S7, 磨西段. (c) 历史地震破裂范围(Wen等, 2008), 灰色区域表示相邻凹凸体之间相对蠕滑的区域

表 1　鲜水河断裂上的潜在凹凸体积累的滑动量和目前可能的发震震级[a)]

编号	面积(km^2)	上次破裂时间(年份)	单个断层片上的最大累积滑动量(m)	平均累积滑动量(m)	潜在地震的最大震级(M_w)
凹凸体A	2052	1973	0.59±0.02	0.28±0.04	6.75~6.89
凹凸体B	432	1981	0.29±0.04	0.15±0.02	6.06~6.22
凹凸体C	864	1955	0.79±0.08	0.32±0.04	6.56~6.69
凹凸体D	612	1786	2.83±0.03	1.08±0.06	6.92~7.00

a) 假设剪切模量μ取值3.6×10^{4}MPa(Huang等, 2014; Diao等, 2018; Wang M等, 2021)

模型会显著高估断层的闭锁深度, 从而导致对断层能量积累速率的高估(~50%). 根据鲜水河断裂的闭锁强度, 沿其走向圈定了四个潜在的凹凸体. 联合历史地震的研究结果, 我们发现凹凸体的分布与历史地震的破裂范围存在空间对应关系, 说明凹凸体的空间尺度可能控制了潜在地震的破裂范围和地震震级. 另外, 本文结果显示2022年M6.8泸定地震仅破裂了一个凹凸体的部分区域, 此凹凸体未破裂区域积累的能量约为一个M_w6.9的地震, 其区域地震危险性值得持续关注.

致谢　感谢责任编委和三位评审专家提出的宝贵修改意见. 文中图件采用GMT软件绘制.

参考文献

陈桂华, 徐锡伟, 闻学泽, 王亚丽. 2008. 川滇块体北-东边界活动构造带运动学转换与变形分解作用. 地震地质, 30: 58–85

邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 陈立春. 2003. 中国活动构造与地震活动. 地学前缘, 10: 66–73

韩炳权, 刘振江, 陈博, 李振洪, 余琛, 张勇, 彭建兵. 2022. 2022年泸定M_w6.6地震InSAR同震形变与滑动分布. 武汉大学学报(信息科

学版), 48: 36–46
李延兴, 杨国华, 李智, 郭良迁, 黄珹, 朱文耀, 符养, 王琪, 江在森, 王敏. 2003. 中国大陆活动地块的运动与应变状态. 中国科学D辑: 地球科学, 33(增刊): 65–81
杨宏峰, 姚素丽, 陈翔. 2022. 非均匀断层上的破裂传播及对震级预测的挑战. 科学通报, 67: 1390–1403
张培震, 邓起东, 张国民, 马瑾, 甘卫军, 闵伟, 毛凤英, 王琪. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学D辑: 地球科学, 33(增刊): 12–20
赵静, 江在森, 牛安福, 刘杰, 武艳强, 魏文薪, 刘晓霞, 闫伟. 2015. 川滇菱形块体东边界断层闭锁程度与滑动亏损动态特征研究. 地球物理学报, 58: 872–885
Allen C R, Luo Z, Qian H, Wen X, Zhou H, Huang W. 1991. Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China. GSA Bull, 103: 1178–1199
Altamimi Z, Rebischung P, Métivier L, Collilieux X. 2016. ITRF2014: A new release of the international terrestrial reference frame modeling nonlinear station motions. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 6109–6131
Bai M, Chevalier M L, Leloup P H, Li H, Pan J, Replumaz A, Wang S, Li K, Wu Q, Liu F, Zhang J. 2021. Spatial slip rate distribution along the SE Xianshuihe fault, eastern Tibet, and earthquake hazard assessment. Tectonics, 40: e2021TC006985
Bai M, Chevalier M L, Pan J, Replumaz A, Leloup P H, Métois M, Li H. 2018. Southeastward increase of the late Quaternary slip-rate of the Xianshuihe fault, eastern Tibet. Geodynamic and seismic hazard implications. Earth Planet Sci Lett, 485: 19–31
Diao F, Wang R, Wang Y, Xiong X, Walter T R. 2018. Fault behavior and lower crustal rheology inferred from the first seven years of postseismic GPS data after the 2008 Wenchuan earthquake. Earth Planet Sci Lett, 495: 202–212
Diao F, Wang R, Zhu Y, Xiong X. 2022. Revisiting the fault locking of the Central Himalayan Thrust with a viscoelastic earthquake-cycle deformation model. Seismol Res Lett, 93: 193–200
Diao F, Xiong X, Wang R, Walter T R, Wang Y, Wang K. 2019. Slip rate variation along the Kunlun fault (Tibet): Results from new GPS observations and a viscoelastic earthquake-cycle deformation model. Geophys Res Lett, 46: 2524–2533
Ge W P, Shen Z K, Molnar P, Wang M, Zhang P Z, Yuan D Y. 2022. GPS determined asymmetric deformation across central Altyn Tagh fault reveals rheological structure of northern Tibet. J Geophys Res-Solid Earth, 127: e2022JB024216
Herring T A, King R W, McClusky S C. 2010a. GAMIT reference manual, GPS Analysis at MIT, Release 10.4. Cambridge, MA: Massachusetts Institute of Technology
Herring T A, King R W, McClusky S C. 2010b. GAMIT reference manual, Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, Release 10.4. Cambridge, MA: Massachusetts Institute of Technology
Huang M H, Bürgmann R, Freed A M. 2014. Probing the lithospheric rheology across the eastern margin of the Tibetan Plateau. Earth Planet Sci Lett, 396: 88–96
Jiang G, Xu X, Chen G, Liu Y, Fukahata Y, Wang H, Yu G, Tan X, Xu C. 2015. Geodetic imaging of potential seismogenic asperities on the Xianshuihe-Anninghe-Zemuhe fault system, southwest China, with a new 3-D viscoelastic interseismic coupling model. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 1855–1873
Jiang Z, Wang M, Wang Y, Wu Y, Che S, Shen Z K, Bürgmann R, Sun J, Yang Y, Liao H, Li Q. 2014. GPS constrained coseismic source and slip distribution of the 2013 M_w6.6 Lushan, China, earthquake and its tectonic implications. Geophys Res Lett, 41: 407–413
Johnson K M, Hilley G E, Bürgmann R. 2007. Influence of lithosphere viscosity structure on estimates of fault slip rate in the Mojave region of the San Andreas fault system. J Geophys Res, 112: B07408
Li S, Fukuda J I, Oncken O. 2020. Geodetic evidence of time-dependent viscoelastic interseismic deformation driven by megathrust locking in the southwest Japan subduction zone. Geophys Res Lett, 47: e85551
Li S, Moreno M, Bedford J, Rosenau M, Oncken O. 2015. Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: A case study of the Peru-North Chile subduction zone. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 4522–4538
Li Y C, Nocquet J M, Shan X J, Jian H Z. 2021. Heterogeneous interseismic coupling along the Xianshuihe-Xiaojiang fault system, eastern Tibet. J Geophys Res-Solid Earth, 126: e2020JB021187
Li Y C, Zhao D Z, Shan X J, Gao Z Y, Huang X, Gong W Y. 2022. Coseismic slip model of the 2022 M_w6.7 Luding (Tibet) earthquake: Pre- and post-earthquake interactions with surrounding major faults. Geophys Res Lett, 49: e2022GL102403
Li Y X, Bürgmann R. 2021. Partial coupling and earthquake potential along the Xianshuihe Fault, China. J Geophys Res-Solid Earth, 126: e2020JB021406
Loveless J P, Meade B J. 2011. Partitioning of localized and diffuse deformation in the Tibetan Plateau from joint inversions of geologic and geodetic observations. Earth Planet Sci Lett, 303: 11–24
Ma J, Zhou B, Wang M, Guo P, Liu J, Ha G, Fan J. 2022. Surface rupture and slip distribution along the Zheduotang Fault in the Kangding Section of the Xianshuihe Fault Zone. Lithosphere, 2021: 6500707
Meade B J. 2007. Present-day kinematics at the India-Asia collision zone. Geology, 35: 81

Qiao X, Zhou Y. 2021. Geodetic imaging of shallow creep along the Xianshuihe fault and its frictional properties. Earth Planet Sci Lett, 567: 117001

Ren J, Xu X, Yeats R S, Zhang S. 2013. Latest Quaternary paleoseismology and slip rates of the Longriba fault zone, eastern Tibet: Implications for fault behavior and strain partitioning. Tectonics, 32: 216–238

Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau. Science, 321: 1054–1058

Savage J C, Burford R O. 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California. J Geophys Res, 78: 832–845

Savage J C, Gan W, Svarc J L. 2001. Strain accumulation and rotation in the Eastern California Shear Zone. J Geophys Res, 106: 21995–22007

Savage J C. 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. J Geophys Res, 88: 4984–4996

Savage J C, Prescott W H. 1978. Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle. J Geophys Res, 83: 3369–3376

Shan B, Xiong X, Wang R, Zheng Y, Yang S. 2013. Coulomb stress evolution along Xianshuihe–Xiaojiang Fault System since 1713 and its interaction with Wenchuan earthquake, May 12, 2008. Earth Planet Sci Lett, 377-378: 199–210

Shen Z K, Lü J, Wang M, Bürgmann R. 2005. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 110: B11409

Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. Nature, 264: 319–324

Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671–1677

Thatcher W. 2009. How the continents deform: The evidence from tectonic geodesy. Annu Rev Earth Planet Sci, 37: 237–262

Thompson T B, Plesch A, Shaw J H, Meade B J. 2015. Rapid slip-deficit rates at the eastern margin of the Tibetan Plateau prior to the 2008 M_w7.9 Wenchuan earthquake. Geophys Res Lett, 42: 1677–1684

Tong X, Smith-Konter B, Sandwell D T. 2014. Is there a discrepancy between geological and geodetic slip rates along the San Andreas Fault System? J Geophys Res-Solid Earth, 119: 2518–2538

Walters R J, Parsons B, Wright T J. 2014. Constraining crustal velocity fields with InSAR for Eastern Turkey: Limits to the block-like behavior of Eastern Anatolia. J Geophys Res-Solid Earth, 119: 5215–5234

Wang K, Hu Y, He J. 2012. Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth. Nature, 484: 327–332

Wang K, Zhu Y, Nissen E, Shen Z K. 2021. On the relevance of geodetic deformation rates to earthquake potential. Geophys Res Lett, 48: e93231

Wang M, Shen Z K, Wang Y, Bürgmann R, Wang F, Zhang P Z, Liao H, Zhang R, Wang Q, Jiang Z, Chen W, Hao M, Li Y, Gu T, Tao W, Wang K, Xue L. 2021. Postseismic deformation of the 2008 Wenchuan earthquake illuminates lithospheric rheological structure and dynamics of eastern Tibet. J Geophys Res-Solid Earth, 126: e2021JB022399

Wang M, Shen Z K. 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications. J Geophys Res-Solid Earth, 125: e2019JB018774

Wang Q, Qiao X, Lan Q, Jeffrey F, Yang S, Xu C, Yang Y, You X, Tan K, Chen G. 2011. Rupture of deep faults in the 2008 Wenchuan earthquake and uplift of the Longmen Shan. Nat Geosci, 4: 634–640

Wang R, Diao F, Hoechner A. 2013. SDM—A geodetic inversion code incorporating with layered crust structure and curved fault geometry. Geophys Res Abstract, 15: EGU2013–2411

Wang W, Qiao X, Ding K. 2021. Present-day kinematics in south-eastern Tibet inferred from GPS measurements. J Geophys Res-Solid Earth, 126: e2020JB021305

Wang Y, Wang M, Shen Z K. 2017. Block-like versus distributed crustal deformation around the northeastern Tibetan Plateau. J Asian Earth Sci, 140: 31–47

Wen X, Ma S, Xu X, He Y. 2008. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan faulted-block, southwestern China. Phys Earth Planet Inter, 168: 16–36

Weng H, Yang H. 2017. Seismogenic width controls aspect ratios of earthquake ruptures. Geophys Res Lett, 44: 2725–2732

Weng H, Yang H. 2018. Constraining frictional properties on fault by dynamic rupture simulations and near-field observations. J Geophys Res-Solid Earth, 123: 6658–6670

Xie Z, Zheng Y, Liu C, Shan B, Riaz M S, Xiong X. 2017. An integrated analysis of source parameters, seismogenic structure, and seismic hazards related to the 2014 M_s6.3 Kangding earthquake, China. Tectonophysics, 712-713: 1–9

Yan B, Lin A. 2015. Systematic deflection and offset of the Yangtze River drainage system along the strike-slip Ganzi-Yushu-Xianshuihe Fault Zone, Tibetan Plateau. J Geodyn, 87: 13–25

Yang H, Yao S, He B, Newman A V. 2019. Earthquake rupture dependence on hypocentral location along the Nicoya Peninsula subduction megathrust. Earth Planet Sci Lett, 520: 10–17

Yang Y, Liu M. 2002. Deformation of convergent plates: Evidence from discrepancies between GPS velocities and rigid-plate motions. Geophys Res Lett, 29: 110-1–110-4

Yang Z G, Dai D Q, Zhang Y, Zhang X M, Liu J. 2022. Rupture process and aftershock mechanisms of the 2022 Luding *M*6.8 earthquake in Sichuan, China. Earthq Sci, 35: 1–2

Zhang J, Wen X Z, Cao J L, Yan W, Yang Y L, Su Q. 2018. Surface creep and slip-behavior segmentation along the northwestern Xianshuihe fault zone of southwestern China determined from decades of fault-crossing short-baseline and short-level surveys. Tectonophysics, 722: 356–372

Zhang L, Su J, Wang W, Fang L, Wu J. 2022. Deep fault slip characteristics in the Xianshuihe-Anninghe-Daliangshan Fault junction region (eastern Tibet) revealed by repeating micro-earthquakes. J Asian Earth Sci, 227: 105115

Zhang L, Zhou Y, Zhang X, Zhu A, Li B, Wang S, Liang S, Jiang C, Wu J, Li Y, Su J, Yan L, Fang L. 2023. 2022 M_w6.6 Luding, China, Earthquake: A strong continental event illuminating the Moxi seismic gap. Seismol Res Lett, doi: 10.1785/0220220383

Zhang P Z, Wen X Z, Shen Z K, Chen J H. 2010. Oblique, high-angle, listric-reverse faulting and associated development of strain: The Wenchuan earthquake of May 12, 2008, Sichuan, China. Annu Rev Earth Planet Sci, 38: 353–382

Zhang P Z. 2013. A review on active tectonics and deep crustal processes of the Western Sichuan region, eastern margin of the Tibetan Plateau. Tectonophysics, 584: 7–22

Zheng G, Wang H, Wright T J, Lou Y, Zhang R, Zhang W, Shi C, Huang J, Wei N. 2017. Crustal deformation in the India-Eurasia collision Zong from 25 years of GPS measurements. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 9290–9312

Zhu Y, Diao F, Wang R, Hao M, Shao Z, Xiong X. 2022. Crustal shortening and rheological behavior across the Longmen Shan fault, eastern margin of the Tibetan Plateau. Geophys Res Lett, 49: e98814

Zhu Y, Wang K, He J. 2020. Effects of earthquake recurrence on localization of interseismic deformation around locked strike-slip faults. J Geophys Res-Solid Earth, 125: e2020JB019817

(责任编委: 徐涛)