

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2022.169>



# 铲式逆冲断层的地貌约束:以东天山尤路都斯盆地巴音背斜构造为例

武登云<sup>1,2</sup>, 任治坤<sup>1,2,3\*</sup>, 吕红华<sup>4</sup>, 刘金瑞<sup>1,2</sup>, 雷惊昊<sup>1,2</sup>, 包国栋<sup>1,2</sup>, 张志亮<sup>1,2</sup>, 哈广浩<sup>1,2</sup>

1. 中国地震局地震与火山灾害重点实验室, 北京 100029
2. 中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029
3. 中国地震局地质研究所, 新疆帕米尔陆内俯冲野外科学观测研究站, 新疆喀什 844000
4. 华东师范大学地理科学学院, 上海 200241

**摘要:** 将地表河流阶地变形特征与运动学模型、地貌年代相结合, 可以推测出地下断层几何形态、断层变形量与变形速率。定量限定天山山间盆地不同褶皱冲断带的几何形态、运动学和变形速率是研究天山挤压应变吸收作用的关键。在天山东部的尤路都斯盆地内, 开都河横穿巴音背斜构造发育并保存了较为完整的三级河流阶地。通过详细的野外考察发现, 处于巴音背斜构造后翼位置的河流阶地具有宽阔、连续和逐渐倾斜的特点, 符合通过翼部旋转运动而褶皱变形的铲式逆冲断层模型, 其深部根植于平面断层斜坡。基于该运动学模型并结合阶地年代, 得到巴音背斜构造下伏断层晚第四纪滑动速率为  $(0.35-0.06) \sim (0.35+0.16)$  mm/a, 地壳缩短速率为  $(0.23-0.04) \sim (0.23+0.10)$  mm/a。对比尤路都斯盆地北部那拉提断裂的构造应变和 GPS 速率揭示的东天山南北向总地壳缩短速率, 认为巴音背斜构造的变形作用占尤路都斯盆地总变形作用的 15%~20%, 进而容纳了 ~2% 的东天山南北向地壳应变。东天山内部的山间盆地在天山变形量分配中占据重要作用。

**关键词:** 铲式逆冲断层; 河流阶地; 巴音背斜构造; 尤路都斯盆地; 天山; 构造地质学。

中图分类号: P542

文章编号: 1000-2383(2023)04-1389-16

收稿日期: 2022-03-09

## Geomorphic Constraints on Listric Thrust Faulting: Implications for Active Deformation of Bayan Anticline in Youludusi Basin, East Tianshan, China

Wu Dengyun<sup>1,2</sup>, Ren Zhikun<sup>1,2,3\*</sup>, Lü Honghua<sup>4</sup>, Liu Jinrui<sup>1,2</sup>, Lei Jinghao<sup>1,2</sup>, Bao Guodong<sup>1,2</sup>, Zhang Zhiliang<sup>1,2</sup>, Ha Guanghao<sup>1,2</sup>

1. Key Laboratory of Seismic and Volcanic Hazards, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China
2. Key Laboratory of Seismic and Volcanic Hazards, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China
3. Pamir National Intracontinental Subduction Scientific Observation and Research Station, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Kashgar 844000, China
4. School of Geographic Sciences, East China Normal University, Shanghai 200241, China

**基金项目:** 中国地震局地质研究所中央级公益性科研院所基本科研业务专项 (Nos. IGCEA2110, IGCEA2113); 第二次青藏科考项目 (No. 2019QZKK0704)。

**作者简介:** 武登云 (1994—), 男, 博士研究生, 主要从事构造地貌与活动构造研究。ORCID: 0000-0002-8312-8813. E-mail: wdyecnu@163.com

**\* 通讯作者:** 任治坤, E-mail: rzk@ies.ac.cn

**引用格式:** 武登云, 任治坤, 吕红华, 刘金瑞, 雷惊昊, 包国栋, 张志亮, 哈广浩, 2023. 铲式逆冲断层的地貌约束: 以东天山尤路都斯盆地巴音背斜构造为例. 地球科学, 48(4): 1389-1404.

**Citation:** Wu Dengyun, Ren Zhikun, Lü Honghua, Liu Jinrui, Lei Jinghao, Bao Guodong, Zhang Zhiliang, Ha Guanghao, 2023. Geomorphic Constraints on Listric Thrust Faulting: Implications for Active Deformation of Bayan Anticline in Youludusi Basin, East Tianshan, China. *Earth Science*, 48(4): 1389-1404.

**Abstract:** Subsurface fault geometry and deformation rates can be estimated by combining the pattern of terrace deformation with kinematic model and geomorphic age. Quantifying the geometry, kinematics and deformation rate of the thrust-and-fold belt is the key to exploring tectonic deformation and strain distribution of the Tianshan intermontane basin. This is demonstrated by the Bayan anticline in Youludusi basin in the eastern Chinese Tianshan. The Kaidu River, flowing through the central part of the Bayan anticline, has formed three terrace levels at tilted fold backlimbs. Based on the field geological investigation, warped and tilted terraces in the Bayan anticline are characterized by broad, continuous backlimbs and abrupt forelimbs and suggest folding through progressive limb rotation of listric thrust model. Combining with the kinematic model and geomorphic age, the slip rate and crustal shortening rate of the underlying fault in Bayan anticline is  $(0.35-0.06)-(0.35+0.16)$  mm/a and  $(0.23-0.04)-(0.23+0.10)$  mm/a, respectively. This shortening represents over 15%–20% of the total deformation in Youludusi basin and ~2% of the  $8.5\pm 0.5$  mm/a total shortening rate measured from GPS velocity across the entire range in East Tianshan. Therefore, a significant fraction of the total Quaternary deformation is accommodated within the central part of the East Tianshan.

**Key words:** listric thrust; terrace; Bayan anticline; Youludusi basin; Tianshan; structural geology.

## 0 引言

逆断层相关褶皱是活动碰撞造山带变形的普遍表现形式,响应了地壳短缩的局部应变,控制着挤压造山带的构造和发育(Burbank and Anderson, 2013).丰富的运动学模型能够较好地揭示不同时空尺度上的变形过程,被广泛用于解释构造活动区上地壳的缩短和变形(Erslev, 1991; Hardy and Poblet, 1994; Allmendinger, 1998).由于依赖清晰的地震反射剖面和良好的野外露头,根据前生长和生长地层确定褶皱连续运动学过程存在困难,伴随褶皱生长发生同步变形的河流阶地提供了由逆冲断层产生的有限应变的详细而独特的记录.利用河流阶地来约束褶皱运动学有许多优点(Cao *et al.*, 2021),如河流阶地在构造隆起区保存较为完整,易于观测数千米至数十千米大范围内的变形特征以获得更真实的褶皱变形量(Gold *et al.*, 2006);通过与现代河床对比易获得原始地表坡度;测年手段丰富,便于确定阶地年代等.基于这些优点,近年来出现越来越多的将地表河流阶地的地貌特征与地下深部逆冲作用相结合的实例,阐明了不同逆冲断层相关褶皱演化模型下的河流阶地第四纪变形特征,如滑脱褶皱(detachment folding; Scharer *et al.*, 2006)、断弯褶皱(fault bend folding; Lavé and Avouac, 2000; Thompson *et al.*, 2002)、断展褶皱(fault propagation folding; Benedetti *et al.*, 2000; 陈莹莹等, 2022)和三角剪切断展褶皱(trishear fault propagation folding; Gold *et al.*, 2006; Cao *et al.*, 2021).

经过古生代和中生代的剥蚀夷平过程后(邓起

东等, 2000),天山山脉响应新生代早期的印度—欧亚板块碰撞重新复活造山(Avouac and Tapponnier, 1993; Jolivet *et al.*, 2010; 郭超等, 2022).新生代以来,天山持续构造隆升,目前仍具有较强的构造活动性,GPS 测量得到的地壳缩短速率可达 ~20 mm/a(Avouac and Tapponnier, 1993; Zubovich *et al.*, 2010).天山的构造变形以 NS 向挤压缩短为特征,山体两侧形成扩展型前陆盆地,盆山交界处发育多排逆断裂—背斜带,山体内部形成挤压坳陷型山间盆地(张培震, 2003).定量限定山脉两侧和山内盆地不同褶皱冲断带的几何形态、运动学和变形速率是研究天山挤压应变吸收作用的关键.为了揭示天山的应变分配,对西天山山前和山内相关逆断裂褶皱构造的大量研究表明,山间盆地边界和内部的褶皱构造在晚第四纪也具有较高的地壳缩短速率,不亚于山前的大型边界逆冲断裂(邓起东等, 2000; Thompson *et al.*, 2002).广泛的活动断裂、古地震和全球定位系统(GPS)测量的研究揭示了中国境内的天山东部在晚第四纪也存在强烈的挤压构造变形.以往的研究对天山山脉两侧的逆断裂褶皱构造的认识较为充分,已有大量构造变形速率结果,但对天山中部的山间盆地,特别是盆地内部的相关构造仍有待充分研究.

与天山东部的其他山间盆地不同,尤路都斯盆地四周被高山围限,完全位于山脉中部,是开展天山东部晚第四纪应变分配研究的理想场所.盆地的晚第四纪构造变形单元主要以北缘的边界断裂(那拉提断裂)以及向盆地内部扩展的前缘褶皱构造组成.其中,对于那拉提断裂带已有一些认识(吴传勇等, 2014; Charreau *et al.*, 2017),但对于盆地内部的构造依然缺乏运动学模型与量化构造变形速率约束.巴音背斜构造为盆地内部发育的最大的二

级构造单元(周宗良等, 2001). 由北向南的开都河从巴音背斜中部穿过, 保留了非常完好的河流阶地. 本文旨在探究巴音背斜构造的地表变形形态, 并通过河流阶地的变形估算出晚第四纪地壳的缩短速率, 讨论其在东天山地区应变分配中的作用.

## 1 区域地质构造背景

作为世界上最大、最活跃的陆内造山带之一, 天山山脉由一系列东—西走向的山脉(海拔 $>4\,000\text{ m}$ )和山间盆地组成(图1), 这一构造地貌格局是区域构造控制的结果(邓起东等, 2000). 狭长的山间盆地是整个天山地质地貌最显著的特征之一, 这些盆地完全或几乎被高山所包围(邓起东等, 2000), 如那拉提盆地、尤路都斯盆地、昭苏盆地、伊犁盆地、焉耆盆地等(图1). 野外调查资料、现代地震活动和卫星影像分析等都表明盆地边缘主要受逆断裂的控制, 推测这些盆地都是受一侧或两侧逆冲构造载荷作用而形成的山间盆地. 尽管它们的形成机制非常相似, 然而盆地的规模大小、几何形态、盆地内记录其沉降历史和幅度的地层发育程度却不尽相同(邓起东等, 2000).

尤路都斯盆地是一个由大型河流扇填充的广泛的内代沉积盆地, 呈东西向延伸. 盆地具有中间低凹、四周高的地形特征, 基准面海拔 $2\,400\text{ m}$ 左

右, 而盆地四周的冲积扇可以达到海拔 $3\,000\text{ m}$ 左右(Jolivet *et al.*, 2010). 盆地中部被北西西向延伸的艾尔宾山分隔为大、小尤路都斯盆地(图2). 大尤路都斯盆地北部的侏罗系地层由厚 $10\text{ cm}$ 至数米的灰色砂岩—砾岩层组成, 夹层为页岩和煤, 被一系列红色、细粒至中粒砂岩整合覆盖(图2; Jolivet *et al.*, 2010). 巴音布鲁克镇以东, 高 $4\,000\text{ m}$ 的艾尔宾系为泥盆纪花岗岩体, 并与泥盆纪、石炭纪火山角砾岩和砾岩共生. 盆地南部为奥陶系、志留系、泥盆系复理石和大理岩组成的南天山山脉, 侵入少量晚古生代花岗岩(图2). 现今的盆地实际上是一个第三纪发育的断陷沉积盆地, 其基底是前震旦系结晶基底和古生界褶皱基底, 边界及盆内各二级构造带主要受断层的控制(周宗良等, 2001).

巴音背斜构造带为大尤路都斯盆地内的最大二级构造单元, 长 $80\text{ km}$ , 宽 $4\sim 14\text{ km}$ , 呈北西西向展布, 向东延至巴音乌鲁乡, 西抵那拉提山, 受控于下伏北倾向南逆冲的玛雅台断裂(图3; 周宗良等, 2001). 由图4可知, 该构造单元在地貌上表现为背斜, 具有较低的地形峰, 相对周围冲洪积平原高度 $<100\text{ m}$ . 多条河流或冲沟穿过背斜, 在北部的冲洪积扇发育河道. 切入背斜的部分河道已被废弃, 形成风口. 垂直于巴音背斜走向的地形剖面显示褶皱北部宽缓, 南部较为陡倾的特点. 背斜东部受艾尔宾山的影响, 侵蚀或堆积严重, 背斜形态不明显, 而

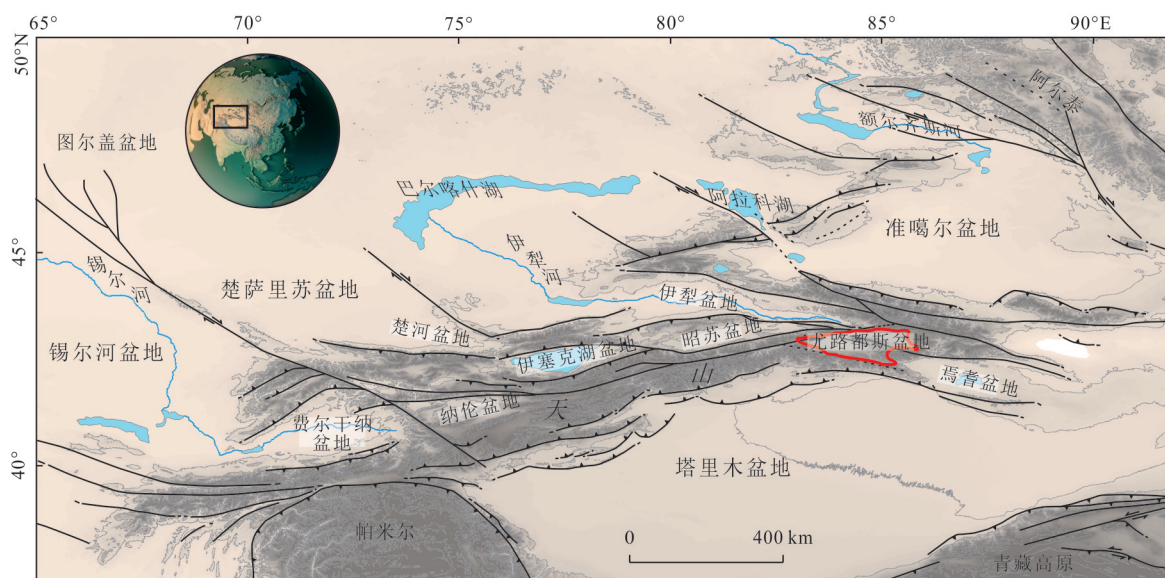


图1 天山山脉区域构造格局

Fig.1 General geographic and structural framework of the Tianshan Range

红色框线为尤路都斯盆地范围



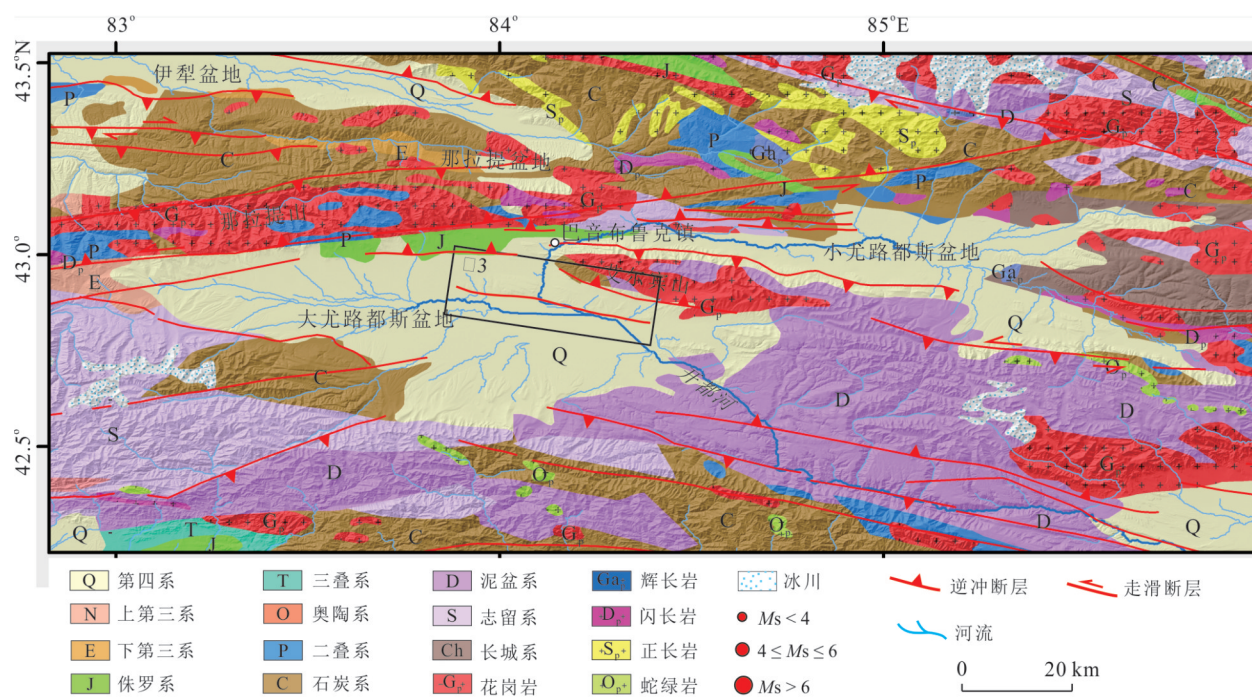


图2 尤路都斯盆地地质构造图

Fig.2 Geological map of the Youludusi basin

地层信息根据 1:20 万地质图绘制. 下伏地形底图来源于 12.5 m ALOS (Advanced Land Observing Satellite) 数字高程模型 (digital elevation model, DEM)

背斜西部形态较为完整.

## 2 铲式逆冲断层模型

定量限定断层相关褶皱的运动学过程与应变速率是理解长期地壳应变变形模式的有效手段. 当断裂错动地表形成断层陡坎后, 陡坎后期会遭受侵蚀, 同时下盘接受沉积而覆盖原始的下盘表面, 消减了陡坎的原始高度 (Stewart and Hancock, 1988). 因此, 现今的上下盘高差可能无法代表断裂的真实抬升量 (图 5), 以此计算得到的断层活动速率误差较大. 根据地貌变形特征并结合合理的运动学模型, 获得真实的断层滑动量来计算断层的滑动速率是有效的手段.

因不同的褶皱运动学模型都预测了相应的地表抬升模式, 在描述地表变形时需要将变形地貌面的运动学预测与特定的断层、褶皱几何形状和深部递进滑动相匹配. 与生长地层一样 (Cardozo *et al.*, 2011, 2014), 随着下伏断层的不断滑动, 保存的变形河流阶地记录了断层相关褶皱生长的运动学历史 (Thompson *et al.*, 2002). 在断层相关褶皱的各种模型中, 沿垂直于褶皱方向的河流形成连续的阶地面, 并随缩短而被动变形. 因此, 对比几种经典

褶皱变形作用下的河流变形特征, 可确定研究区阶地变形的运动学模型.

上部地层随着深处的滑脱层发生滑动逐渐挤压, 两翼长度保持恒定的同时逐渐旋转产生滑脱褶皱 (detachment fold; Hardy and Poblet, 1994; Scharer *et al.*, 2006) (图 6a). 随之发育的阶地越老, 倾斜程度越高. 尽管翼长不变, 但在褶皱生长过程中, 褶皱顶部的拓宽需要物质穿过褶皱边界的轴面, 从而在每个变形的阶地面形成一个枢纽 (图 6a). 对于简单剪切断弯褶皱 (simple shear fault bend fold), 地层在简单或纯剪切作用下逐渐缩短, 通过翼部旋转而发生倾斜 (图 5b; Amos *et al.*, 2007). 褶皱随着翼部旋转和膝折带迁移造成的翼部增长而生长, 逐渐倾斜的阶地段通过轴面后变得平行, 表明物中通过活动轴面迁移.

与近平面的断层斜坡上发育的褶皱不同 (图 6a, 图 6b), 铲式逆冲断层或向地表倾角增加的弧形逆冲断层上的褶皱产生了空间上不均匀的岩石抬升速率, 并在断层滑动累积时导致翼部渐进旋转 (图 6c; Erslev, 1986; Seeber and Sorlien, 2000; Amos *et al.*, 2007). 在铲式断层上, 褶皱显示出宽广连续、逐渐倾斜的后翼和陡峭的前翼, 这些后翼发



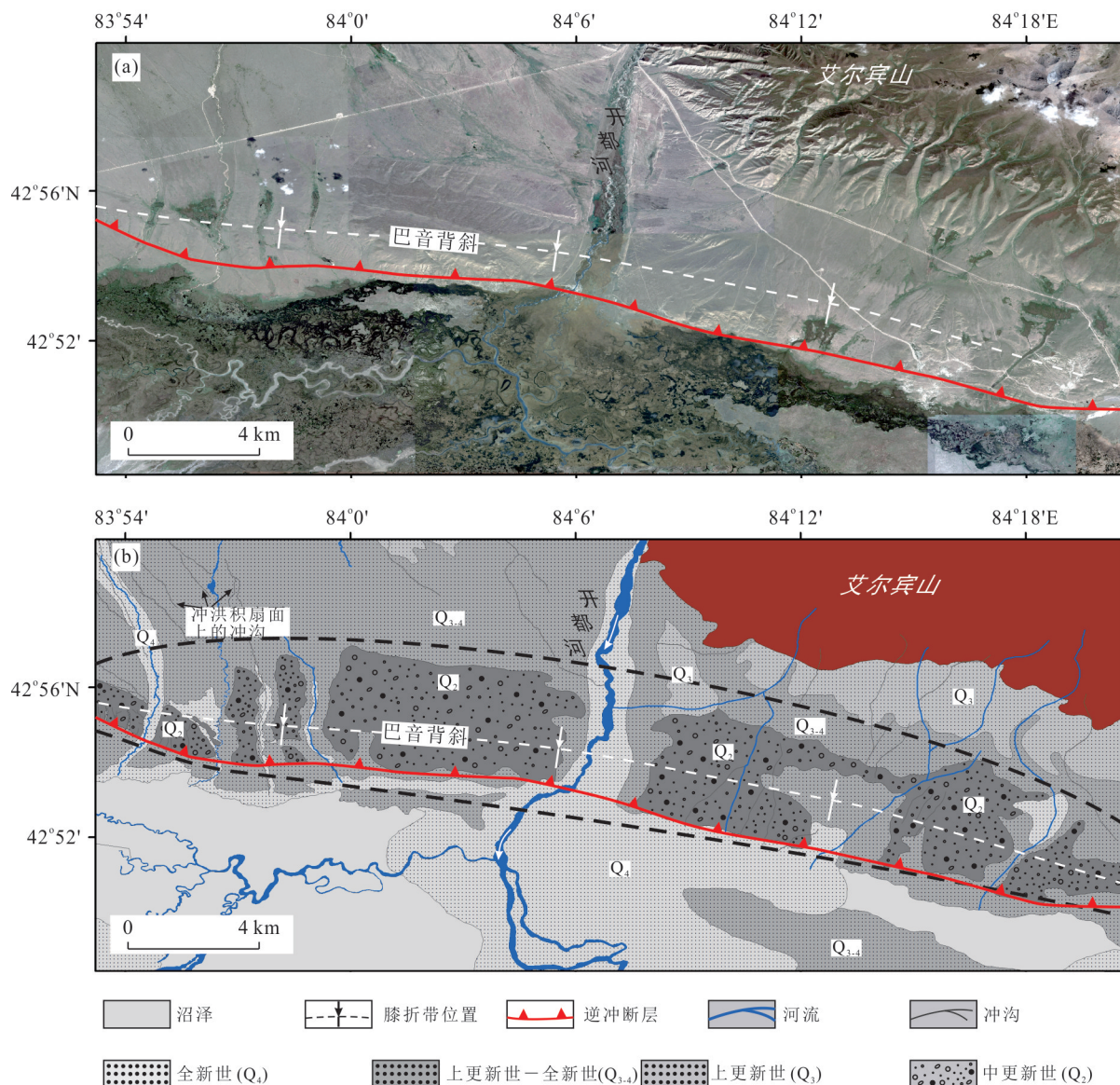


图3 巴音背斜区域地貌解译图

Fig.3 Geomorphologic interpretations of Bayan anticline

a. 巴音背斜构造区 Google Earth 影像; b. 地貌解译地层信息来源于 1:20 万地质图. 图示位置见图 2

育在褶皱前缘突起的冲断层之后 (图 5; Amos *et al.*, 2007). 如果在深度上根植于一个平面斜坡, 阶地将表现从褶皱外均匀的岩石隆起平滑过渡为渐进倾斜和旋转, 反映出沿铲状段不断增加的断层倾角 (图 7). Seeber and Sorlien (2000) 曾指出这种翼旋转和阶地倾斜模式也可能发生在弯曲的断层褶皱上, 是逆冲断层的一种简单近似. 目前, 铲式逆冲断层已在天山山脉 (Charreau *et al.*, 2008; Yang *et al.*, 2021)、祁连山脉 (Wang *et al.*, 2020a)、大高加索山 (Trexler *et al.*, 2020)、新西兰麦肯齐盆地 (Amos *et al.*, 2007, 2010) 等山前向盆地内部扩展的前缘褶皱构造区域被广泛发现.

为了近似地表与铲状逆冲作用相关的变形模式, Amos *et al.* (2007) 遵循 Erslev (1986)、Seeber and Sorlien (2000) 开发的刚性旋转模型, 研究了断层在深度上从平面斜坡进入圆弧状时的上盘变形 (图 7a, 图 8). 在该模型中, 铲状断层段形成了曲率半径为  $R$  的圆弧, 在地下深度  $d$  处的斜坡相切. 由于断层上的物质以渐进滑动的方式转移, 如图 7 所示的位移在上盘产生褶皱, 而下盘则保持静止. 因为沿轴面的运动是用沿圆弧旋转来描述的, 断层铲状部分上方的平行断层分量向上速度降低, 则后翼底部和顶部分别发生局部挤压和伸展.

对于图 7 所示的刚性旋转模型, 通过详细的测

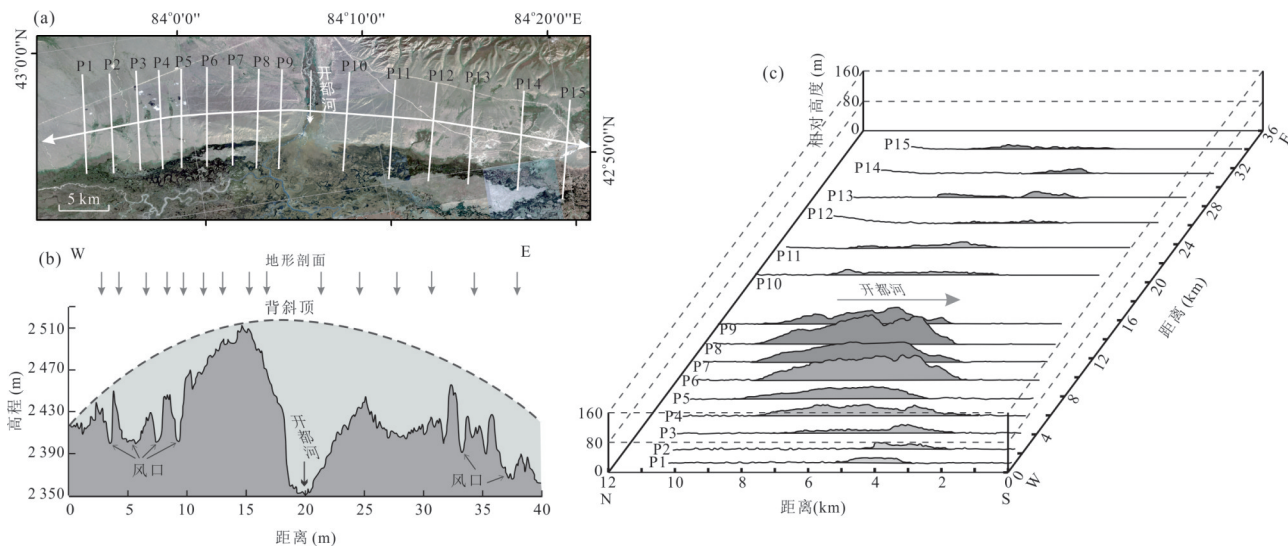


图 4 巴音背斜构造区地貌图

Fig.4 Geomorphology of Bayan anticline

a. 巴音背斜构造区 Goole Earth 影像;b. 沿巴音背斜走向的地形剖面;c. 巴音背斜横向剖面背斜部分表面被河流/冲沟侵蚀. 沿巴音背斜走向的地形剖面显示顶部隆起幅度呈弓形,且由于褶皱的生长,水流横穿背斜形成水口或风口. 横穿巴音背斜的横向剖面显示背斜的扩展和延伸. 背斜西部保存较为完整,东部受侵蚀严重

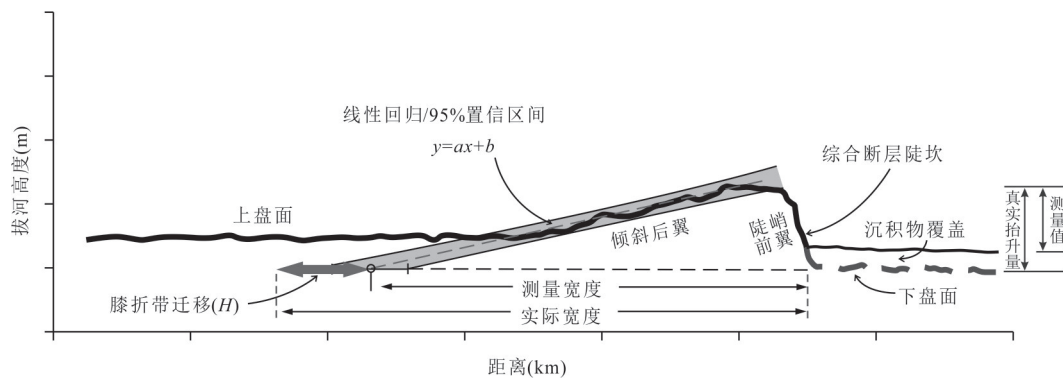


图 5 阶地变形示意图

Fig.5 Diagram of terrace deformation

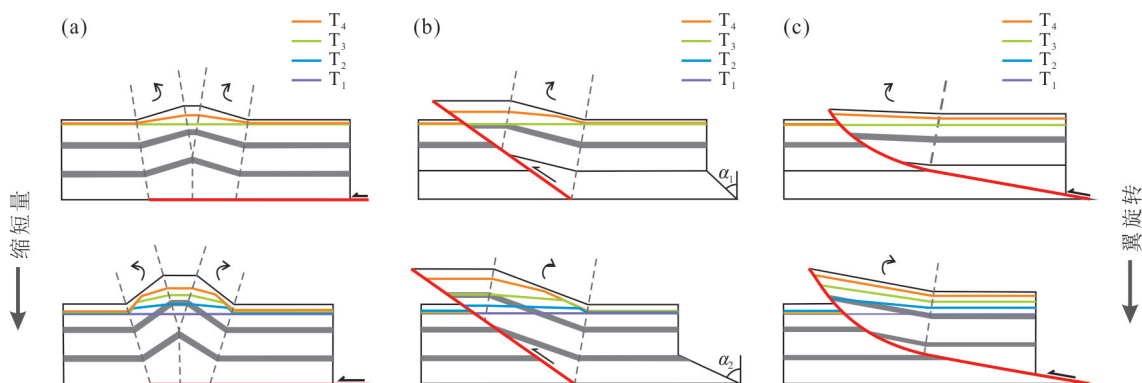


图 6 断层相关褶皱的翼旋转运动学简化模型(修改自 Amos *et al.*, 2007)

Fig.6 Simplified kinematic models for fault-related folding involving limb rotation (modified from Amos *et al.*, 2007)

a. 滑脱褶皱;b. 简单剪切断弯褶皱;c. 铲式断展褶皱. 沿垂直于褶皱方向的横向河流形成连续的阶地面,并随地层缩短而变形



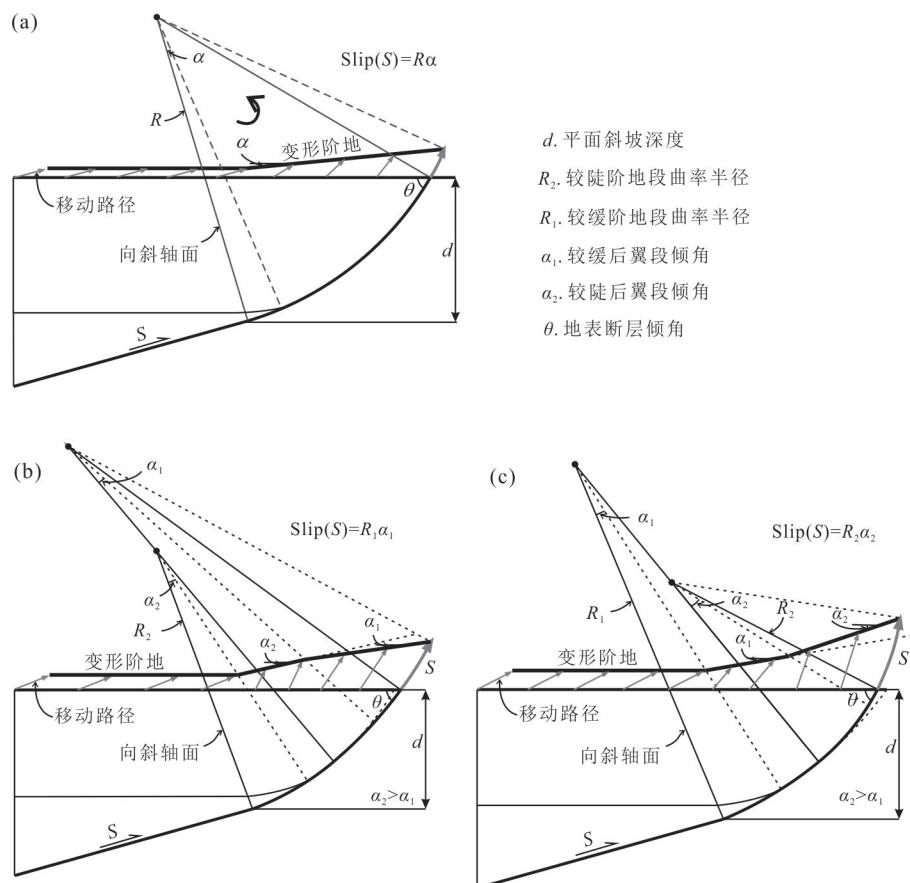


图7 基于铲型逆冲断层的阶地变形几何学/运动学模型

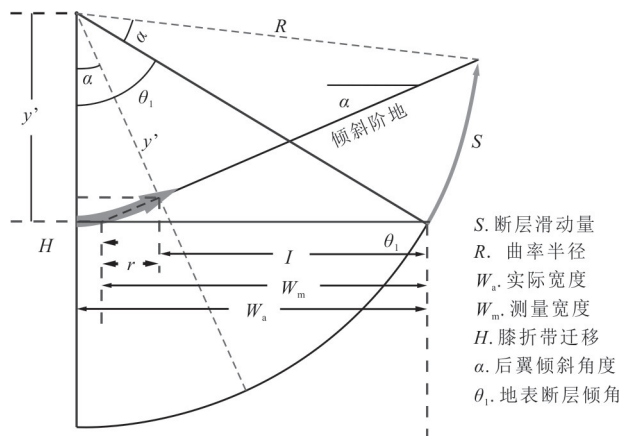
Fig. 7 Geometric/kinematic model for terrace deformation over a listric thrust rooted at depth into a planar ramp

a. 断层曲率未变化的河流阶地变形模型(修改自 Amos *et al.*, 2007, 2010); b. 断层曲率半径变大的河流阶地变形模型; c. 断层曲率半径变小的河流阶地变形模型. 铲型逆冲断层段上的刚性旋转导致褶皱后翼倾斜. 移动路径描述变形阶地随断层滑动的运动轨迹. 断层逆冲过程中曲率半径增大导致褶皱后翼的变形阶地下凹. 断层逆冲过程中曲率半径减小导致褶皱后翼的变形阶地上凸

量变形的阶地几何形状,可以估算断层滑动量和预测断层的深度几何形状,有效地估计了在缺乏地震反射资料情况下的断层几何形态 (Amos *et al.*, 2007). 随着断层逐渐发生刚性旋转,地表物质向断层前缘移动,发生膝折带迁移 (“hinge migration”,  $H$ ; 图8),降低了褶皱后翼的宽度 ( $W_m$ ),测量的后翼宽度  $W_m$  和实际宽度  $W_a$  关系为  $W_m = W_a - H$ . 膝折带迁移量取决于倾斜的后翼宽度  $W_m$  和断层接近地表的倾角 ( $\theta_1$ ). 假设水平基准面无垂直高程变化,膝折带偏移量为(图7):

$$H = \frac{W_m(1 - \cos\alpha)}{\tan\theta_1 \sin\alpha - (1 - \cos\alpha)}, \quad (1)$$

该式表明随着断层逐渐滑动,膝折带发生迁移,测量的后翼宽度值的准确性受后翼倾角 ( $\alpha$ ) 和断层倾角 ( $\theta_1$ ) 的影响. 不过,本文后翼倾斜角度较小 ( $\alpha < 3^\circ$ ),结合断层倾角 ( $\theta_1 = 50^\circ \pm 10^\circ$ ),测量的后翼宽度 ( $W_m$ ) 可近似代替实际后翼宽度 ( $W_a$ ),误差不超过

图8 断层滑动量(S)计算图解(修改自 Amos *et al.*, 2007)Fig. 8 Calculation diagram of fault slip momentum (S) (modified from Amos *et al.*, 2007)

10% (Amos *et al.*, 2007).

由于沿铲状断层的滑动可以通过圆弧旋转来近似表达,即地下断层的几何形状近似为圆弧.因

此造成地层倾斜 $\alpha$ 所需的滑移量 $S=R\alpha$ ,得到由测量的后翼倾斜角度( $\alpha$ )确定的断层滑动量为,

$$S = \frac{(W_m + H)\alpha}{\sin\theta_1} = \frac{W_m \alpha \sin\alpha}{\sin\theta_1 \sin\alpha - (1 - \cos\alpha)}. \quad (2)$$

此处断层滑动轨迹为圆弧状, $\alpha$ 较小的情况下,水平缩短速分量( $h$ )可近似根据断层滑动量( $S$ )与断层倾角( $\theta_1$ )之间的三角函数关系估算(Trexler *et al.*, 2020; Cao *et al.*, 2021).

$$h = S \cos\theta_1. \quad (3)$$

最后,通过总滑动量 $S$ 和水平缩短量 $h$ 除以地貌面年龄即可推算出断层滑动速率与缩短速率.

对于铲型逆冲断层在深部根植于平面断层斜坡,在活动向斜轴面,阶地面冲均匀隆升逐渐转变为倾斜的褶皱后翼.结合后翼宽度的测量值,可以估算断层在深层斜坡的倾角( $\theta_2$ ).得到,

$$\theta_2 = \arctan \left[ \left( 1 - \frac{I}{(W_m + H)} \right) \tan\theta_1 \right], \quad (4)$$

其中 $I$ 为褶皱陡坎与变形阶地面至弯曲变形拐点之间的测量距离,即测量的后翼倾斜阶地宽度.断层在地下深处的倾角为( $\theta_2$ ),结合测量的褶皱后翼宽度( $W_m$ ),推算地下断层平面斜坡顶部的深度( $d$ ),得到,

$$d = \left( \frac{W_m + H}{\sin\theta_1} \right) [\cos\theta_2 - \cos\theta_1], \quad (5)$$

由此可推算出斜坡顶部的深度值.

铲型逆冲断层模型简单实用,可以将观测到的地表变形标志形态转化为地下断层运动状态.但是地下铲型逆冲断层的几何形态可能并不是单一的圆弧状,即断层运动中曲率保持不变(图7a).因此,笔者分别考虑沿铲型断层段改变断层曲率对地表阶地变形模式几何形态的影响(图7b,图7c).第1种情况下,沿铲型断层段的曲率半径增加,需要将旋转角度和相关的后翼倾角( $\alpha_2 > \alpha_1$ )减小,则会导致沿褶皱后翼发育的河流阶地呈向上凸出的状态(图7b).第2种情况下,沿断层圆弧曲率半径减小,沿斜坡的连续滑移需要旋转角增加来响应缩短的旋转半径.相应地,区域内的地表河流阶地的倾角也会增加( $\alpha_2 > \alpha_1$ ),从而产生由两个拟合线性段组成的凹型褶皱后翼(图7c).

在任何一种情况下,不同后翼阶地拟合段倾角不同,若对褶皱后翼进行单一平均的线性回归,则会影响测量的后翼宽度等参数,导致计算的断层滑

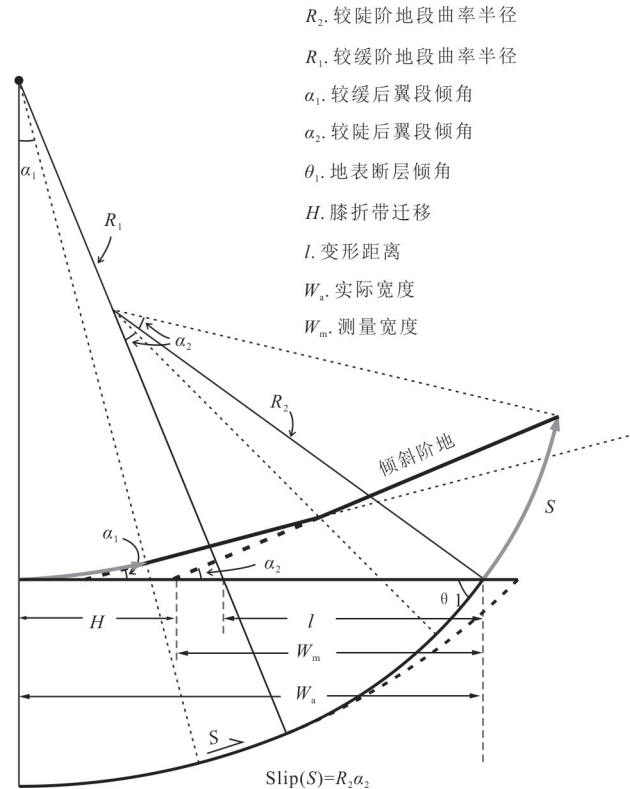


图9 基于下凹形变形阶地的断层滑动量( $S$ )计算图解

Fig. 9 Calculation diagram of fault slip ( $S$ ) based on lower concave deformed terrace

动量与实际值存在较大误差.因此选择合适的阶地拟合段进行滑动量计算十分重要.以第2种情况为例(图7c),如图9所示,此处计算的断层滑动量实则为从阶地初始形态变形至现今阶地末端位置之间的滑移距离,因此采用河流阶地较陡段的倾角与后翼宽度进行滑动量计算较为合理.同理,对于上凸型变形阶地,采用河流阶地较缓段的相关参数.

### 3 蒙特卡洛误差分析

蒙特卡洛(Monte Carlo)模拟方法作为一种简洁准确的误差计算方法,已在活动断层变形速率计算中被广泛应用(Thompson *et al.*, 2002; Liu *et al.*, 2021; 吴果等, 2022).本研究采用该方法对断层几何形态相关参数进行误差分析(图9).每个输入参数的概率分布在 $10^5$ 次试验中随机采样,以计算输出变量的频率分布.我们采用不同的概率密度分布函数来描述输入参数的不确定性分布(图9).用正态分布来表示根据地形剖面线性拟合获取的后翼阶地倾角 $\alpha$ .根据多个阶地测量值限定范围的



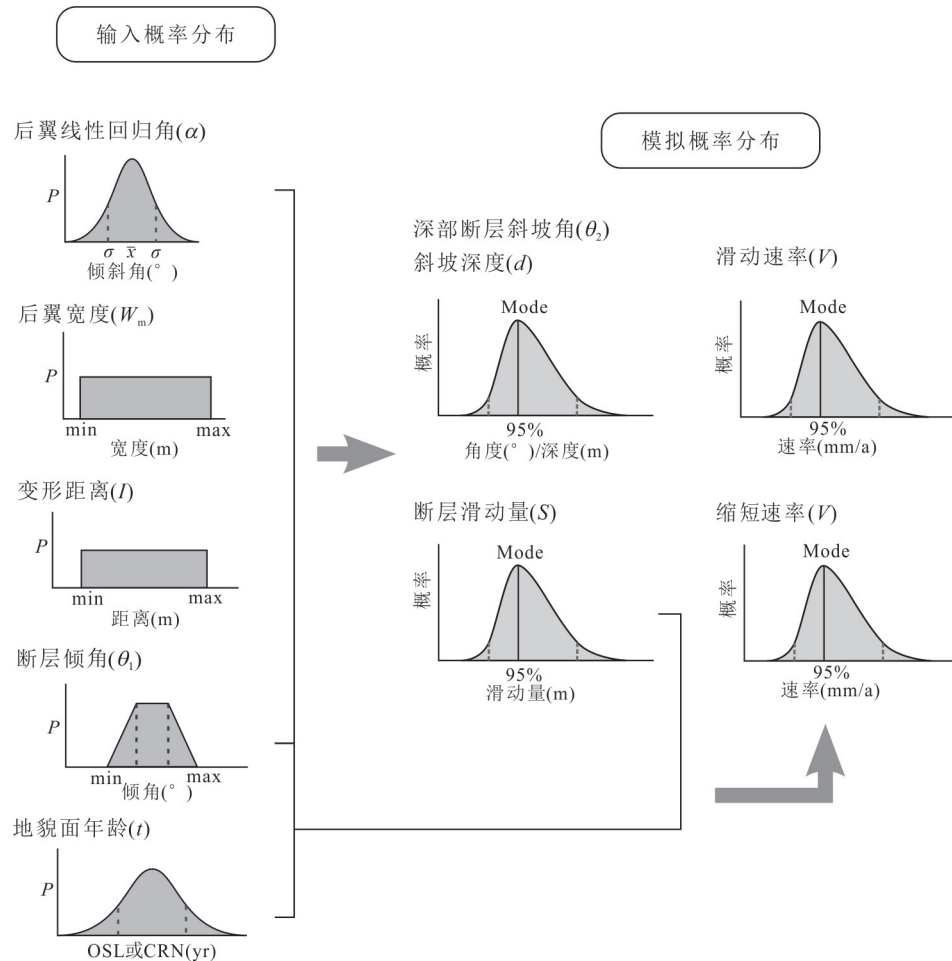


图10 基于蒙特卡洛模拟的断层变形速率相关计算参数与输出结果示意图

Fig.10 Schematic illustration of inputs for Monte Carlo calculation of fault parameters and associated uncertainties (95% confidence intervals)

后翼线性回归角( $\alpha$ )和地貌面年龄( $t$ )符合正态概率密度分布;后翼宽度( $W_m$ )和变形距离( $I$ )符合均匀概率密度分布;断层倾角( $\theta$ )符合梯形概率密度分布

后翼宽度  $W_m$  和变形距离  $I$ , 笔者采用均匀分布来描述。因巴音背斜构造区无断层露头, 无法直接测量地层倾角。对尤路都斯盆地进行野外调查, 与巴音背斜相隔不远的盆地内其他区域的天然断层露头或地震探槽揭示该区域内断层倾角主要集中于  $40^\circ \sim 60^\circ$ , 最大可达  $70^\circ$ , 这也符合山间盆地内断层小间距、高倾角的特点(张培震, 2003)。因此笔者将断层倾角设置为梯形概率分布, 即  $40^\circ \sim 60^\circ$  之间可能性最大且相等, 左右分别至  $30^\circ$  和  $70^\circ$  概率递减到 0。最后, 前人在该区域基于宇宙成因核素测年方法获得的阶地年龄符合正态分布模式(Charreau *et al.*, 2017)。通过输入各参数的概率分布进行综合计算, 输出的频率分布图反映了输出变量的拟合值和 95% 置信区间。

## 4 结果

### 4.1 阶地形态

开都河向南流入天鹅湖沼泽, 近似垂直穿过巴音背斜构造中部, 西岸阶地保存较为完整, 发育三级河流阶地(图 11;  $T_1 - T_3$ )。笔者使用 Trimble Geo7X 差分 GPS(垂直和水平精度可达厘米级)垂直于背斜轴面走向测量了阶地面的地形剖面, 显示连续阶地面的渐进倾斜。在较低的河床, 笔者使用分辨率 12.5 m 的 ALOS(Advanced Land Observing Satellite)DEM(digital elevation model)数据提取地形剖面。

野外调查发现最高级  $T_3$  阶地上覆薄层(0.3~0.4 m)黄土, 后期受到侵蚀与堆积作用, 呈现轻微波浪起伏的形态特点。 $T_3$  仅在巴音背斜隆升区保存较

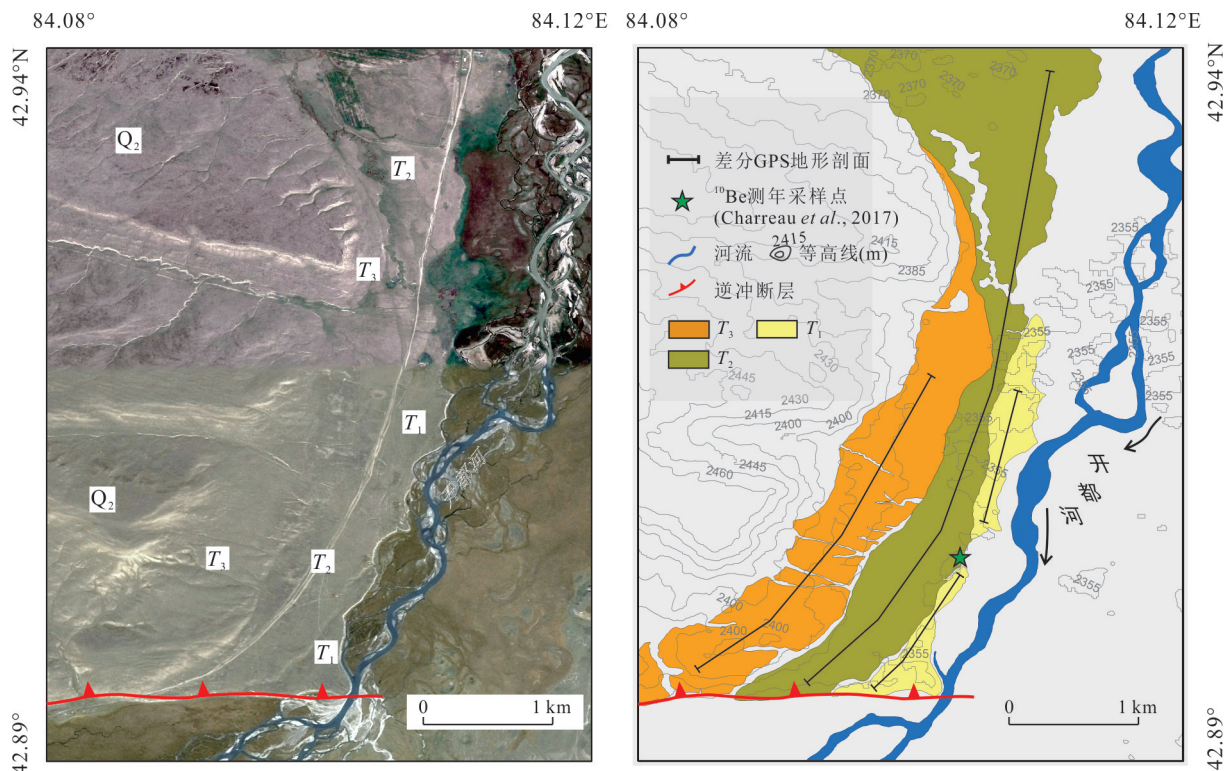


图 11 开都河穿过巴音背斜中部区域的谷歌影像(a)和地貌解译(b)

Fig. 11 Google Earth image (a) and the geomorphic interpretation (b) of the area where the Kaidu River crosses the Bayan anticline

好,向北逐渐尖灭.拔河高度在南端最高可达~55 m,向北至~2.2 km处降为~15 m. $T_2$ 阶地分布最为广泛,贯穿整个背斜区域,阶地面宽300~500 m,相对平坦,后期沉积物较少. $T_2$ 阶地在背斜最高隆起区拔河高度~25 m,自南向北逐渐降低,以南端为起点至2 km处拔河高度降为~8 m,延伸至5 km处拔河高度变化不大,稳定为~8 m. $T_1$ 阶地为开都河穿越巴音背斜保留下的最新一级阶地,阶地面范围较窄,断续分布,保留不完整,受河流摆动侵蚀.拔河高度自南向北从~10 m逐渐降至~6 m并保持稳定.

去除开都河河床的坡度与高程,对褶皱后翼阶地的高程剖面进行校准并线性拟合,可以测量巴音背斜褶皱过程中造成的阶地面倾斜程度(图12).背斜隆起区北部未倾斜的 $T_2$ 阶地纵剖面 and 现今河床的近似整体平行性表明阶地形成过程中河流坡度与现今相似.对巴音背斜保留较为完整的 $T_3$ 和 $T_2$ 阶地纵剖面进行线性拟合发现阶地越老倾斜程度越高,且可以明显分成凹型的两段(图12b),这可能反映了断层曲率在断层运动过程中的变化(图7c).最高的 $T_3$ 阶地向北分别倾斜 $2.06^\circ$ 和 $0.56^\circ$ . $T_2$ 阶地面

记录了褶皱后翼阶地面从平坦到倾斜的逐渐过渡,倾斜度分别为 $0.71^\circ$ 和 $0.12^\circ$ . $T_1$ 阶地因变形时间最短,且保存较少,仅拟合为一段,向北倾 $0.36^\circ$ .

4.2 巴音背斜变形速率

巴音背斜构造区宽阔、连续和逐渐倾斜的阶地样式与深部铲型逆冲断层的翼部刚性旋转模型预测的地表变形模式一致.因此,综合测量的后翼倾角、后翼宽度和断层倾角等参数,可以计算下伏逆冲断层的滑动量与几何形态.通过蒙特卡罗模拟得到的巴音背斜下伏断层的估算参数及结果见表1和表2.使用 $T_2$ 和 $T_3$ 阶地测量后翼宽度和膝折位置,其地下深度平面斜坡的倾角为 $(28.8^\circ-9.0^\circ)\sim(28.8^\circ+13.8^\circ)$ ,铲型—平面断层的过渡深度为 $(0.44-0.1)\sim(0.44+0.13)$  km. $T_3$ 、 $T_2$ 和 $T_1$ 滑动量分别为 $(90.8-13)\sim(90.8+45.5)$ 、 $(30.3-4.3)\sim(30.3+14.5)$ 和 $(15.6-2.4)\sim(15.6+7.3)$  m.进一步结合地貌面年龄可确定断层平均滑动速率与地壳缩短速率.Charreau *et al.* (2017)采用宇宙成因核素深度剖面法确定了 $T_2$ 阶地年龄为 $(88-7)\sim(88+6)$  ka.根据该年龄,计算得到下伏逆冲断层自~88 ka以来的平均滑动速率为 $(0.35-0.06)\sim$

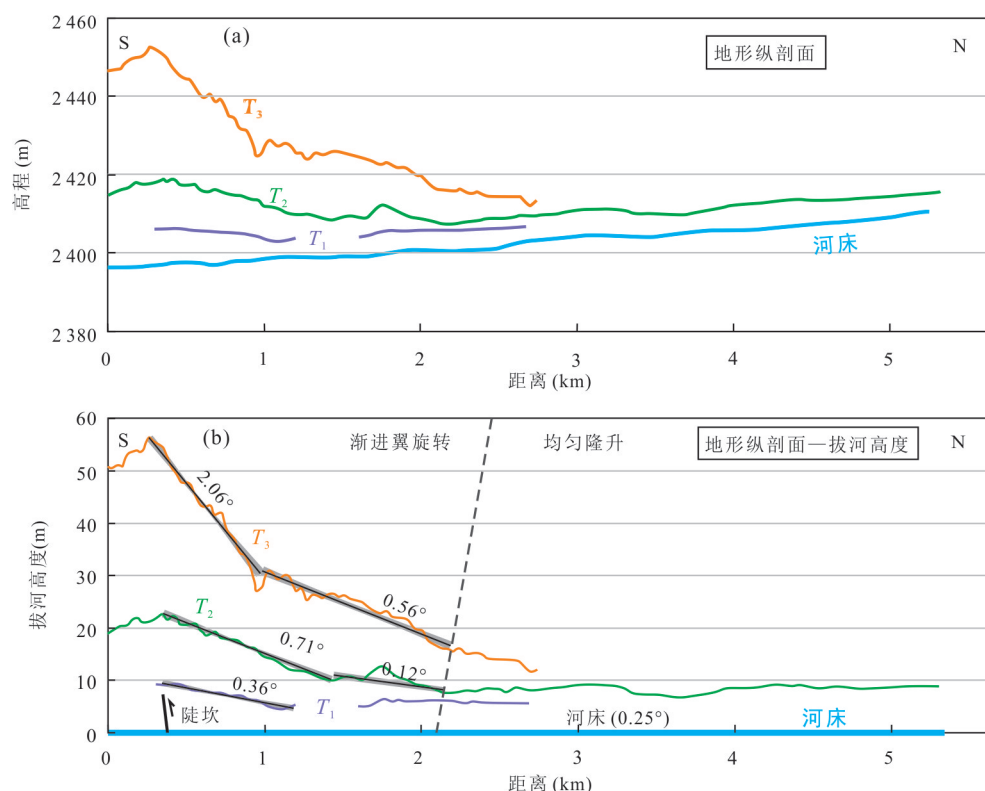


图 12 开都河阶地纵剖面

Fig.12 Kaidu River terrace profiles

a. 近似垂直于向斜轴面的原始地形纵剖面; b. 去除河床高度的阶地拔河高度纵剖面. 阶地纵剖面来源于野外实测差分 GPS 数据. 河床纵剖面则是基于 ALOS 12.5 m DEM 数据提取. 黑色直线为线性拟合线, 灰色阴影部分为线性拟合的误差 (95% 置信区间)

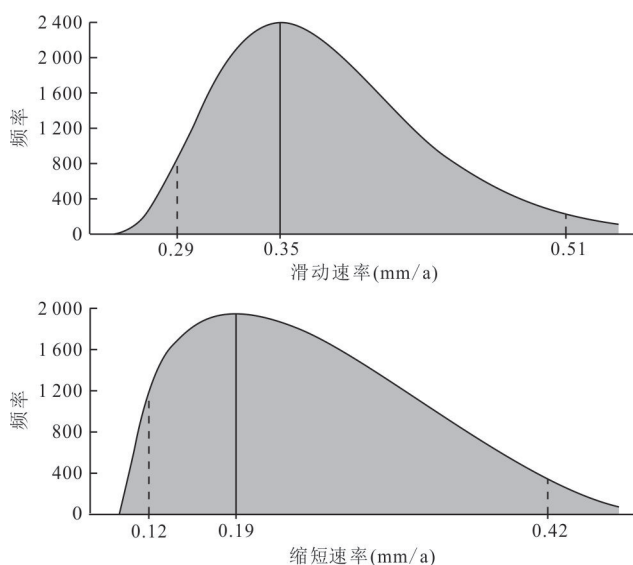


图 13 巴音背斜构造滑动速率与缩短速率

Fig.13 Slip (up) and shortening (down) rates calculated from listric thrust model combined with geomorphic age

$(0.35+0.16)$  mm/a, 相应的水平地壳缩短速率为  $(0.23-0.04) \sim (0.23+0.10)$  mm/a (图 13; 表 1).

## 5 讨论

### 5.1 地下断层几何结构

本文利用铲型逆冲断层模型重建了阶地变形和地下断层几何特征, 认为该模型是巴音背斜构造的最佳运动学模型. 该模型原理是地下断层沿轴面的运动用圆弧旋转来近似, 后翼底部和顶部发生局部挤压和伸展, 同时形成相对陡峭、突兀的前翼 (Erslev, 1986; Seeber and Sorlien, 2000; Amos *et al.*, 2007).

地下深部, 断层以平面斜坡形式向上逆冲, 在地下深度  $\sim 0.4$  km 处断层转变为圆弧状, 在逆冲过程中, 断层曲率半径减小, 使得阶地发生下凹式变形. 地下断层形态变化产生的原因值得探讨. Davis *et al.* (2005) 认为盆地沉积物深度及基底物质组成对断层运动形态具有强烈影响, 基岩与沉积物的不同力学性质可能是主要的控制因素. Amos *et al.* (2007) 在研究新西兰 Ostler 断层时发现当断层穿过第四系沉积物河道时, 上盘褶皱从相对平面的后翼倾斜转变为宽缓的背斜弯曲. 他将其解释为第四系



表 1 蒙特卡洛分析输入参数  
Table 1 Input parameters for Monte Carlo simulation

| 输入参数 | $\theta_1(^{\circ})$ | $W_m(m)$        | 距离 $I(m)$    | 后翼阶地倾角 $\alpha(^{\circ})$ |                |                | 年代(a)     |
|------|----------------------|-----------------|--------------|---------------------------|----------------|----------------|-----------|
|      |                      |                 |              | $T_3$                     | $T_2$          | $T_1$          | $T_2$     |
| 值    | $50\pm 10$           | $2\,000\pm 170$ | $850\pm 150$ | $2.06\pm 0.03$            | $0.70\pm 0.01$ | $0.36\pm 0.01$ | $88\pm 6$ |

注:  $T_1$ 、 $T_2$  和  $T_3$  为河流阶地;  $\theta_1$  为近地表断层倾角;  $W_m$  为测量的后翼宽度.

表 2 蒙特卡洛分析输出结果  
Table 2 Output results from Monte Carlo simulation

| 输出参数     |    | 滑动量 $S(m)$ |       |       | 膝折带迁移 $H(m)$ |       |       | $\theta_2(^{\circ})$ | $d(m)$ | 滑动速率<br>(mm/a) | 缩短速率<br>(mm/a) |
|----------|----|------------|-------|-------|--------------|-------|-------|----------------------|--------|----------------|----------------|
|          |    | $T_3$      | $T_2$ | $T_1$ | $T_3$        | $T_2$ | $T_1$ |                      |        |                |                |
| 数值       |    | 90.78      | 30.26 | 15.60 | 24.39        | 8.11  | 4.26  | 28.81                | 442.93 | 0.35           | 0.19           |
| 95% 置信区间 | 下限 | 77.04      | 25.89 | 13.24 | 15.94        | 5.39  | 2.76  | 19.8                 | 344.70 | 0.29           | 0.12           |
|          | 上限 | 135.38     | 44.86 | 22.93 | 55.61        | 18.49 | 9.46  | 42.61                | 572.68 | 0.51           | 0.42           |

注:  $T_1$ 、 $T_2$  和  $T_3$  为河流阶地;  $\theta_2$  为地下断层斜坡倾角;  $d$  为地下断层斜坡顶深度.

沉积物较为松散,在背斜顶部较为均匀的吸收了断层伸展造成的相关变形.此外,地表褶皱沿断层走向的几何形态变化确实反映了深层断裂带结构的实际差异(Amos *et al.*, 2010),这为预测沉积盆地地下结构提供了独特的视角.

在尤路都斯盆地内存在布格重力异常,周宗良等(2001)认为这是由中、新生代盆地盖层和古生代盆地基底相互之间的密度差造成的.受盆地构造的影响,盆地内部不同位置的沉积盖层厚度并不均匀,总体上,第四系沉积物厚约 150 m,滨浅湖沉积环境下的新近系沉积物厚度 200~800 m(周宗良等, 2001).巴音背斜构造区的断层形态在深度上的变化可能代表了沉积盖层之间力学性质的差异.未来需要对巴音背斜构造其他位置的阶地变形开展研究,将地表变形模式和地下断层的高分辨率地震反射数据相结合进一步对地下断层的几何形态进行精确约束.

根据上述对运动学模型和尤路都斯盆地结构的分析,本文尝试恢复巴音背斜构造区阶地的变形过程.如图 14 所示,因盆地地下沉积盖层和基底结构物质的差异,逆冲断裂在运动过程中曲率逐渐增大,断裂轨迹由平面转变为曲面,造成河流阶地伴随褶皱生长发生同步倾斜变形.

5.2 尤路都斯盆地的变形速率

Charreau *et al.* (2017) 根据断层陡坎垂直抬升量与地层倾角的关系获得断层滑动量与缩短量,结合  $T_2$  阶地年龄计算出巴音背斜下伏断层的滑动速率和缩短速率分别为  $0.19\pm 0.06$  mm/a 和  $0.15\pm 0.06$  mm/a.其中断层滑动速率显著低于本研究的

结果( $(0.35-0.06)\sim(0.35+0.16)$  mm/a),这是因为 Charreau *et al.* (2017) 仅以断层陡坎的垂直抬升量为依据,并未充分考虑造成地表阶地变形的运动学机制,造成得出的结果偏小.如今断层变形速率研究日益精细,根据地貌变形标志结合运动学模型获得的变形量才能代表真实的地层变形量.此外,在滑动速率相差较大的情况下,Charreau *et al.* (2017) 得出的地壳缩短速率却与本研究接近,这是因为他选取的断层倾角为  $35^{\circ}\pm 10^{\circ}$ ,低于本研究采用的  $50^{\circ}\pm 20^{\circ}$ .张培震(2003)认为尤路都斯盆地作为典型的天山内部山间盆地,盆地边缘及内部断层具有高倾角的特点.Jolivet *et al.* (2010) 在北部冲沟出露的断层剖面的考察表明断层倾角在  $30^{\circ}\sim 70^{\circ}$ .同时,野外考察期间开挖的探槽证据也表明断层倾角主要集中在  $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$  之间.因此,本文采用梯形概率分布的较高倾角参与的地壳缩短速率计算更能代表巴音背斜构造下伏断层的真实缩短速率值.

根据盆地北部那拉提断裂实测断层陡坎高度和对应地貌面年龄,获得断裂造成的南北向地壳缩短速率为  $0.8\sim 1.1$  mm/a(吴传勇等, 2014; Charreau *et al.*, 2017).由此可得,巴音背斜构造自  $\sim 88$  ka 以来的平均地壳缩短速率代表了整个大尤路都斯盆地总地壳缩短速率  $\sim 1.0\sim 1.3$  mm/a 的 15%~20%.现今横跨尤路都斯盆地的东天山 GPS 速率剖面显示,东天山正经历南北向水平挤压缩短,地壳缩短速率为  $8.5\pm 0.5$  mm/a(Zheng *et al.*, 2017).虽然第四纪变形速率和 GPS 测量速率与不同的时间尺度相关,Lu *et al.* (2019) 通过收集整理东天山现有研究的变形速率证明了晚第四纪构造变

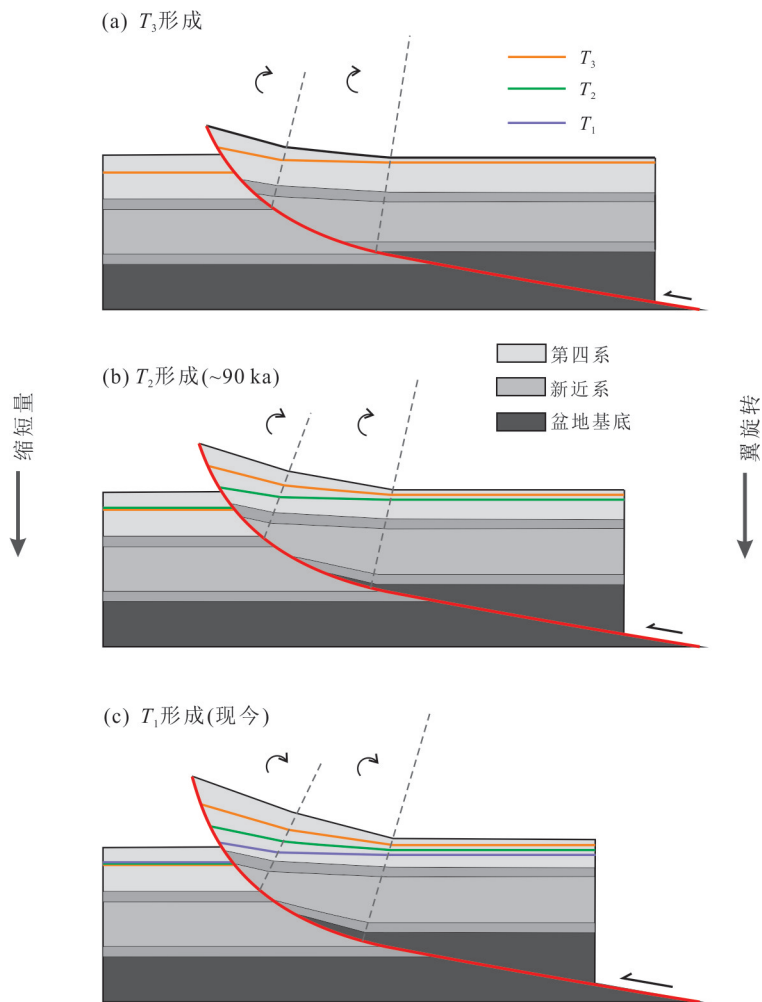


图 14 巴音背斜构造区河流阶地演化过程和断层结构

Fig.14 Evolution of river terraces and fault structure in Bayan anticline

图中  $T_3$ 、 $T_2$  和  $T_1$  为河流阶地, 依次由老到新. 随着断层运动 (由 a~c), 地壳逐渐缩短, 褶皱翼渐进旋转, 河流阶地倾斜程度加大

表 3 东天山山间盆地晚第四纪构造缩短速率

Table 3 Late Quaternary shortening rates of intermontane basins in the East Tianshan

| 位置     | 构造单元     | 变形地貌标志    | 地壳缩短率(mm/a)     | 来源                            |
|--------|----------|-----------|-----------------|-------------------------------|
| 尤路都斯盆地 | 巴音背斜     | 河流阶地      | 0.19~0.33       | 本研究                           |
|        |          |           | $0.15 \pm 0.06$ | Charreau <i>et al.</i> , 2017 |
|        | 那拉提断裂    | 冲洪积扇      | 0.8~1.1         | 吴传勇等, 2014                    |
| 吐哈盆地   | 火焰山背斜    | 河流阶地      | 2.0~3.2         | Yang <i>et al.</i> , 2021     |
|        | 和静逆断裂褶皱带 | 河流阶地、冲洪积扇 | 0.4~0.5         | Huang <i>et al.</i> , 2015    |
| 焉耆盆地   | 开都河断裂    | 冲洪积扇      | $0.59 \pm 0.17$ | 黄伟亮, 2015                     |
|        | 南缘褶皱带    | 河流阶地、冲洪积扇 | $0.13 \pm 0.1$  |                               |
| 库米什盆地  | 库米什断裂    | 冲洪积扇      | ~0.31           | Wang <i>et al.</i> , 2020b    |

形速率与 GPS 速率揭示的现今构造变形速率较为一致. 因此, 尤路都斯盆地大约容纳了其中 8%~14% 的南北向地壳应变, 相应的巴音背斜构造占据了其中 ~2% 的应变.

在东天山其他山间盆地同样发现了明显的第

四纪构造变形现象 (表 3), 吐哈盆地北部的火焰山背斜构造地壳缩短速率约为 2.0~3.2 mm/a (Yang *et al.*, 2021); 焉耆盆地北缘和静逆断裂褶皱带的地壳缩短速率为 0.4~0.5 mm/a (Huang *et al.*, 2015), 南缘的开都河断裂和褶皱带缩短速率为 0.7~

0.8 mm/a(黄伟亮, 2015);库米什盆地内断层的晚第四纪缩短速率为 0.3 mm/a(Wang *et al.*, 2020b). 这些研究结果均表明,东天山内部在天山水平变形量分配中占据重要作用,不亚于天山南北山前.上述研究讨论的重点是天山地区的水平地壳缩短变形,但同时也需要注意沿着山体构造变形运动学特征上的差异性,如博格达山地区的活动变形主要表现为垂向抬升,水平缩短速率较小(Wu *et al.*, 2016).未来需要更多的垂向抬升数据进行区域对比.造山带内的山间盆地刚性块体可能是地壳发生重大短缩变形的部位,决定着地壳的变形模式.

## 6 结论

巴音背斜构造表现为后翼宽缓连续、逐渐倾斜,前翼陡倾,符合铲型逆冲断层通过翼旋转变形的特点.本文基于铲式逆冲断层模型,在详细的卫星影像解译和野外调查的基础上,定量研究了巴音背斜构造的运动学机制和晚第四纪变形速率,得出以下结论:

(1)根据后翼河流阶地下凹的变形特征,采用铲式逆冲断层运动学模型描述了巴音背斜构造的变形模式.下伏逆冲断层在运动过程中曲率增大,可能是受盆地沉积物深度及基底物质组成影响.

(2)根据独特的运动学模型和关键河流阶地年代,笔者估算该构造的晚第四纪滑动速率为 $(0.35-0.06) \sim (0.35+0.16)$  mm/a,地壳缩短速率为 $(0.23-0.04) \sim (0.23+0.10)$  mm/a.

(3)通过对比东天山其他构造应变,认为巴音背斜构造的变形作用占尤路都斯盆地总变形作用的 15%~20%,进而容纳了~2%的东天山南北向地壳应变.东天山内部的山间盆地在天山变形量分配中占据重要作用.

致谢:审稿专家和编辑部老师提出了详细而宝贵的修改意见和建议,在此致以诚挚谢意!

## References

- Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and Forward Numerical Modeling of Trishear Fault-Propagation Folds. *Tectonics*, 17(4): 640—656. <https://doi.org/10.1029/98tc01907>
- Amos, C. B., Burbank, D. W., Nobes, D. C., et al., 2007. Geomorphic Constraints on Listric Thrust Faulting: Implications for Active Deformation in the Mackenzie Basin, South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 112(B3): B03S11. <https://doi.org/10.1029/2006jb004291>
- Amos, C. B., Burbank, D. W., Read, S. A. L., 2010. Along-Strike Growth of the Ostler Fault, New Zealand: Consequences for Drainage Deflection above Active Thrusts. *Tectonics*, 29(4): 1—33. <https://doi.org/10.1029/2009tc002613>
- Avouac, J. P., Tapponnier, P., 1993. Kinematic Model of Active Deformation in Central Asia. *Geophysical Research Letters*, 20(10): 895—898. <https://doi.org/10.1029/93GL00128>
- Benedetti, L., Tapponnier, P., King, G. C. P., et al., 2000. Growth Folding and Active Thrusting in the Montello Region, Veneto, Northern Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1): 739—766. <https://doi.org/10.1029/1999jb900222>
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2013. Tectonic Geomorphology, Second Edition. *Environmental & Engineering Geoscience*, 19: 198—200. <https://doi.org/10.2113/GSEEGEOSCI.19.2.198>
- Cao, X. L., Hu, X. F., Pan, B. T., et al., 2021. Using Fluvial Terraces as Distributed Deformation Offset Markers: Implications for Deformation Kinematics of the North Qilian Shan Fault. *Geomorphology*, 386: 107750. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107750>
- Cardozo, N., Brandenburg, J. P., 2014. Kinematic Modeling of Folding above Listric Propagating Thrusts. *Journal of Structural Geology*, 60: 1—12. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.12.004>
- Cardozo, N., Jackson, C.A.L., Whipp, P.S., 2011. Determining the Uniqueness of Best-Fit Trishear Models. *Journal of Structural Geology*, 33(6): 1063—1078. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.04.001>
- Charreau, J., Avouac, J. P., Chen, Y., et al., 2008. Miocene to Present Kinematics of Fault-Bend Folding across the Huerquosi Anticline, Northern Tianshan (China), Derived from Structural, Seismic, and Magnetostratigraphic Data. *Geology*, 36(11): 871—874. <https://doi.org/10.1130/g25073a.1>
- Charreau, J., Saint-Carlier, D., Dominguez, S., et al., 2017. Denudation Outpaced by Crustal Thickening in the Eastern Tianshan. *Earth and Planetary Science Letters*, 479: 179—191. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.025>
- Chen, Y.Y., Li, Y.Q., Wei, D.T., et al., 2022. Quantitative Relationship between Tectonic Deformation and Topography in Bogda Piedmont of Eastern Tianshan Mountains: Based on 3D Structural Modeling and Geomorphic



- Analysis. *Earth Science*, 47(2): 418—436(in Chinese with English abstract).
- Davis, K., Burbank, D. W., Fisher, D., et al., 2005. Thrust-Fault Growth and Segment Linkage in the Active Oslter Fault Zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 27(8): 1528—1546. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.011>
- Deng, Q.D., Feng, X.Y., Zhang, P.Z., et al., 2000. Active Tectonics of the Tianshan Mountains. Seismological Press, Beijing (in Chinese).
- Erslev, E. A., 1986. Basement Balancing of Rocky Mountain Foreland Uplifts. *Geology*, 14(3): 259. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14259:bbormf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14259:bbormf>2.0.co;2)
- Erslev, E. A., 1991. Trishear Fault-Propagation Folding. *Geology*, 19(6): 617. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)0190617:tfpf>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)0190617:tfpf>2.3.co;2)
- Gold, R.D., Cowgill, E., Wang, X. F., et al., 2006. Application of Trishear Fault-Propagation Folding to Active Reverse Faults: Examples from the Dalong Fault, Gansu Province, NW China. *Journal of Structural Geology*, 28: 200—219. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2005.10.006>
- Guo, C., Zhang, Z.Y., Wu, L., et al., 2022. Mesozoic-Cenozoic Coupling Process of Tianshan Denudation and Sedimentation in the Northern Margin of the Tarim Basin: Evidence from Low-Temperature Thermochronology (Kuqa River Section, Xinjiang). *Earth Science*, 47(9): 3417—3430(in Chinese with English abstract).
- Hardy, S., Poblet, J., 1994. Geometric and Numerical Model of Progressive Limb Rotation in Detachment Folds. *Geology*, 22(4): 371—374. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)0220371:ganmop>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)0220371:ganmop>2.3.co;2)
- Huang, W.L., 2015. Crustal Shortening Rate across the Yanqi Basin, Tianshan during Mid-Late Quaternary (Dissertation). Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, 91—120(in Chinese with English abstract).
- Huang, W.L., 2015. Late Pleistocene Shortening Rate on the Northern Margin of the Yanqi Basin, Southeastern Tian Shan, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 112: 11—24. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.08.024>
- Jolivet, M., Dominguez, S., Charreau, J., et al., 2010. Mesozoic and Cenozoic Tectonic History of the Central Chinese Tian Shan: Reactivated Tectonic Structures and Active Deformation. *Tectonics*, 29(6): 1—30. <https://doi.org/10.1029/2010tc002712>
- Lavé, J., Avouac, J. P., 2000. Active Folding of Fluvial Terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3): 5735—5770. <https://doi.org/10.1029/1999jb900292>
- Liu, Q. R., Zhang, H. P., Li, Y. L., et al., 2021. Effects of Erosion and Deposition on Constraining Vertical Slip Rates of Thrust Faults: A Case Study of the Minle-Damaying Fault in the North Qilian Shan, NE Tibetan Plateau. *Frontiers in Earth Science*, 9: 635702. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.635702>
- Lu, H. H., Li, B. J., Wu, D. Y., et al., 2019. Spatiotemporal Patterns of the Late Quaternary Deformation across the Northern Chinese Tian Shan Foreland. *Earth-Science Reviews*, 194: 19—37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.026>
- Scharer, K. M., Burbank, D. W., Chen, J., et al., 2006. Kinematic Models of Fluvial Terraces over Active Detachment Folds: Constraints on the Growth Mechanism of the Kashi-Atushi Fold System, Chinese Tian Shan. *Geological Society of America Bulletin*, 118(7/8): 1006—1021. <https://doi.org/10.1130/b25835.1>
- Seeber, L., Sorlien, C. C., 2000. Listric Thrusts in the Western Transverse Ranges, California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7): 1067—1079. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)1121067:litwt>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)1121067:litwt>2.0.co;2)
- Stewart, I. S., Hancock, P. L., 1988. Normal Fault Zone Evolution and Fault Scarp Degradation in the Aegean Region. *Basin Research*, 1(3): 139—153. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1988.tb00011.x>
- Thompson, S. C., Weldon, R. J., Rubin, C. M., et al., 2002. Late Quaternary Slip Rates across the Central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9): ETG7—1. <https://doi.org/10.1029/2001jb000596>
- Trexler, C. C., Cowgill, E., Spencer, J. Q. G., et al., 2020. Rate of Active Shortening across the Southern Thrust Front of the Greater Caucasus in Western Georgia from Kinematic Modeling of Folded River Terraces above a Listric Thrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 544: 116362. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116362>
- Wang, Y. R., Oskin, M. E., Zhang, H. P., et al., 2020a. Deducing Crustal-Scale Reverse-Fault Geometry and Slip Distribution from Folded River Terraces, Qilian Shan, China. *Tectonics*, 39(1): e2019TC005901. <https://doi.org/10.1029/2019tc005901>
- Wang, S. Y., Jiao, R. H., Ren, Z. K., et al., 2020b. Active Thrusting in an Intermontane Basin: The Kumysh

- Fault, Eastern Tian Shan. *Tectonics*, 39(8):e2019TC006029. <https://doi.org/10.1029/2019tc006029>
- Wu, C. Y., Wu, G. D., Shen, J., et al., 2016. Late Quaternary Tectonic Activity and Crustal Shortening Rate of the Bogda Mountain Area, Eastern Tian Shan, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 119: 20–29. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.01.001>
- Wu, C. Y., Wu, G. D., Shen, J., et al., 2014. The Late Quaternary Activity of the Nalati Fault and Its Implications for the Crustal Deformation in the Interior of the Tianshan Mountains. *Quaternary Sciences*, 34(2): 269–280 (in Chinese with English abstract).
- Wu, G., Ran, H. L., Zhou, Q., 2022. Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis Based on Monte Carlo Simulation. *Earth Science*, 47(3): 844–855 (in Chinese with English abstract).
- Yang, X., Wu, C. Y., Li, Z. G., et al., 2021. Late Quaternary Kinematics and Deformation Rate of the Huoyan-shan Structure Derived from Deformed River Terraces in the South Piedmont of the Eastern Chinese Tian Shan. *Frontiers in Earth Science*, 9: 649011. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.649011>
- Zhang, P. Z., 2003. Late Cenozoic Tectonic Deformation of Tianshan Foreland Basin. *Chinese Science Bulletin*, 48(24): 2499–2500 (in Chinese).
- Zheng, G., Wang, H., Wright, T. J., et al., 2017. Crustal Deformation in the India-Eurasia Collision Zone from 25 Years of GPS Measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11): 9290–9312. <https://doi.org/10.1002/2017jb014465>
- Zhou, Z. L., Xiao, J. L., Yuan, S. Q., 2001. The Structure Geology Characteristic of Yultuz Basin in Western Tianshan Mountains. *Xinjiang Geology*, 19(2): 93–96 (in Chinese with English abstract).
- Zubovich, A. V., Wang, X. Q., Scherba, Y. G., et al., 2010. GPS Velocity Field for the Tien Shan and Surrounding Regions. *Tectonics*, 29(6): 250–272. <https://doi.org/10.1029/2010tc002772>

## 附中文参考文献

- 陈莹莹, 李一泉, 魏东涛, 等, 2022. 东天山博格达山前构造变形与地形定量关系: 基于三维建模与地貌分析. *地球科学*, 47(2): 418–436.
- 邓起东, 冯先岳, 张培震, 等, 2000. 天山活动构造. 北京: 地震出版社, 1–20.
- 郭超, 张志勇, 吴林, 等, 2022. 中新世天山剥蚀与塔里木盆地北缘沉积耦合过程: 新疆库车河剖面的低温热年代学证据. *地球科学*, 47(9): 3417–3430.
- 黄伟亮, 2015. 天山内部焉耆盆地中晚第四纪地壳缩短速率研究(博士学位论文). 北京: 中国地震局地质研究所, 91–120.
- 吴传勇, 吴国栋, 沈军, 等, 2014. 那拉提断裂晚第四纪活动及其反映的天山内部构造变形. *第四纪研究*, 34(2): 269–280.
- 吴果, 冉洪流, 周庆, 2022. 基于蒙特卡洛模拟的概率断层位错危险性分析. *地球科学*, 47(3): 844–855.
- 张培震, 2003. 天山及其前陆盆地的晚新生代构造变形. *科学通报*, 48(24): 2499–2500.
- 周宗良, 肖建玲, 袁淑琴, 2001. 中国天山西段尤路都斯盆地构造地质特征. *新疆地质*, 19(2): 93–96.