科学通报 2008 年 第 53 卷 第 12 期: 1414 ~ 1421
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

天山北麓霍尔果斯背斜晚中新世以来翼旋转方式的生长

王胜利[①], CHEN Yan[②], 卢华复[①]

① 南京大学地球科学系, 南京 210093;
② Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Bâtiment Géosciences, rue de Saint Amand, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France
E-mail: wangsl@nju.edu.cn

2007-12-26 收稿, 2008-04-01 接受
国家自然科学基金(批准号: 40702031)资助项目

摘要 霍尔果斯背斜位于天山北麓新生代褶皱冲断带第二排背斜带的西段, 为走向近东西的断层相关褶皱. 在南北向穿过背斜的金钩河剖面中, 背斜南翼地层由走向东西、南倾 55°的安集海河组($E_{2-3}a$)、沙湾组((E_3-N_1)s)、塔西河组(N_1t)和独山子组(N_2d)下部等前生长地层, 以及相同走向、倾角从独山子组(N_2d)下部 55°减小至倾角 47°的西域组((N_2-Q_1)x)底部直至西域组顶部水平的生长地层构成. 背斜北翼被突破断层切割并受到拖曳, 呈直立或者微弱倒转. 在深部, 背斜基本对称, 核部为白垩系和侏罗纪煤系地层; 背斜南翼的前生长地层显示为产状稳定的南倾反射面, 生长地层显示为倾角向上逐渐减小的反射面, 整体呈扇形, 表明霍尔果斯背斜是南翼通过翼旋转方式生长的滑脱褶皱. 依据背斜的生长模型和磁性地层学约束的生长地层年龄, 霍尔果斯背斜南翼生长过程中吸收的平均地壳缩短速率为~0.46 mm/a, 平均构造隆升速率为~0.86 mm/a, 超过天山北麓晚新生代的平均沉积速率, 这与野外观察到的背斜顶部受到强烈剥蚀是一致的. 考虑到霍尔果斯背斜基本对称的几何形态及对突破断层影响的忽略, 背斜两翼在整个生长过程中共同吸收的地壳缩短应不小于~0.92 mm/a.

关键词
天山
新生代
霍尔果斯背斜
生长地层
翼旋转

新生代初期印度板块同欧亚大陆的碰撞及持续的挤压主导了欧亚大陆内部新生代的变形过程 [1]. 天山是中亚地区的晚古生代碰撞造山带 [2~3], 受到印藏碰撞的影响而在中新世初期再次活动 [4], 发生再生造山作用, 并在天山南北两侧形成再生前陆盆地 [5~6].

天山向准噶尔地块仰冲 [7]导致下覆地块的中-新生代沉积层被刮擦下来, 向前陆方向逆冲, 形成了天山北麓的褶皱冲断带, 这反映了亚洲大陆内部受到挤压而引发的地壳缩短. 通过生长地层的几何学和年代学研究可以定量认识褶皱冲断带发生的地壳缩短作用 [8]. 更新世以来的气候变化引起河谷加宽和快速下切 [9], 导致天山北麓的河流切割出深达百米的U形河谷, 在背斜的核部甚至达到数百米, 形成了良好的露头剖面, 如天山北麓的玛纳斯河河谷、金钩河河谷、安集海河河谷和奎屯河河谷. 金钩河垂直穿过霍尔果斯背斜, 在其陡立的河谷壁上出露安集海河组($E_{2-3}a$)及以上的所有新生代地层. 磁性地层学研究 [10,11]对天山北麓晚新生代地层的年龄有了精确约束. 本文以这些资料为基础论述天山北麓褶皱冲断带中段霍尔果斯背斜的几何学和运动学.

1 霍尔果斯背斜地区的地质背景

天山北麓褶皱冲断带在乌鲁木齐以西总体走向WNW, 由 3 排背斜带及其间的向斜构成. 他们分别是褶皱冲断带前锋的西湖-独山子-安集海背斜带, 中间的霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁背斜带, 山前的齐古-山前半背斜带. 邓起东等人 [12,13]详细描述了各排背斜的特征, 并根据地层接触关系分析了各背斜带的形成时间. 卢华复等人[sr2]通过生长地层研究了褶皱的发育时间和传播方向. 天山北麓褶皱冲断带向前陆方向传递的运动为褶皱作用和逆冲作用所吸收, 造成强烈的地震活动 [13,15~19]和阶地的变形 [13,19~21].

霍尔果斯背斜位于天山北麓褶皱冲断带第二排背斜带的西段，在平面上呈线状，核部为安集海河组($E_{2-3}a$)；背斜北翼向北依次出露沙湾组((E_3-N_1)s)、塔西河组(N_2t)、独山子组(N_2d)和西域组((N_2-Q_1)x)，它们多数发生倒转而向南陡倾，并被逆冲断层突破；南翼以中等至缓倾角向南依次出露安集海河组($E_{2-3}a$)、沙湾组((E_3-N_1)s)、塔西河组(N_1t)、独山子组(N_2d)和西域组((N_2-Q_1)x)(图 1).

2 霍尔果斯背斜的特征

霍尔果斯背斜在地形上表现为高约 300 m 的丘陵，地表植被稀疏，露头良好. 在背斜南侧的向斜中，金钩河河谷相对深约 100 m；在南翼西域组((N_2-Q_1)x)中段，河谷的相对深度达 400 m. 金钩河两岸各级阶地上分布有厚度不等的更新世或者全新世沉积物. 金钩河剖面清楚表现了霍尔果斯背斜南翼生长地层的特征(图 2). 在南翼，安集海河组($E_{2-3}a$)、沙湾组((E_3-N_1)s)、塔西河组(N_2t)和独山子组下部(N_2d)产状稳定，走向近东西、倾向南、倾角 55°(图 2(a)). 这些倾角稳定的板状岩层层间滑动非常普遍，擦痕垂直于岩层走向. 独山子组(N_2d)下部同下伏地层的产状一致，从独山子组(N_2d)中部开始地层倾角向南逐层减小，由 55°的稳定倾角在比较近的距离内逐层减小至 46°，至顶部，倾角减小至 30°(图 2(b)). 西域组((N_2-Q_1)x)与独山子组(N_2d)之间为逐渐的过渡，其间没有明显的岩性变化，一般是以地层的整体色泽从土黄色变为灰色或者砾石达到 80%区分二者. 西域组((N_2-Q_1)x)的倾角从 30°向南逐层减小(图 2(c))，至南部向斜轴面处变为水平(图 2(d)). 西域组((N_2-Q_1)x)顶部在产状变为水平之前向北侧其下微弱南倾的地层上超(图 2(d)). 背斜南翼的独山子组(N_2d)上部和西域组((N_2-Q_1)x)在整个金钩河剖面上明显呈现出向南侧向斜方向扇状发散的形态.

地震剖面(图 3)在一定程度上反映了霍尔果斯背斜的地下构造. 背斜北翼走向近东西，倾向北，倾角 80°以上，或者轻度倒转，在地震剖面上基本显示为无反射的噪声区. 背斜南翼的前生长地层显示为倾角稳定的平行反射面，其倾角基本与地表所见一致. 独山子组(N_2d)上部和西域组((N_2-Q_1)x)的粗砾岩，固结程度弱，成层性不好，并且地表的接受条件较差，造成地震剖面上 1.5 s 以上(约 3 km)为没有可靠信息的杂乱反射. 1.5 s 以下，背斜南翼和北翼的倾角稳定. 在背斜两侧的向斜部位，同相轴连续性好，表现为近水平的未变形地层，没有出现地层的重复、缺失或其他变形的信息. 背斜核部由一些反射特征一致的反射面组合构成，这些反射面组合类似于霍尔果斯背斜两侧向斜处近水平的白垩系和侏罗系煤层的反射特征. 背斜南翼出露的生长地层特征与反射地震剖面显示的背斜核部特征表明霍尔果斯背斜为沿侏罗系的煤层滑脱形成的滑脱褶皱.

3 霍尔果斯背斜生长模型

前述霍尔果斯背斜南翼由走向东西、南倾 55°的独山子组(N_2d)下部及更老的新生代前生长地层，独山子组(N_2d)上部和西域组((N_2-Q_1)x)倾角向南逐渐减缓的生长地层构成. 这与以旋转方式生长的滑脱褶皱翼部发育的生长地层的特征 [22,23]一致. 挠曲褶皱作用、断层刃褶皱作用、位移梯度和三角剪切褶皱作用也都预言了褶皱翼的旋转 [24]，但与这些褶皱作用相关的深部断层的几何形态同滑脱褶皱的深部形态是不一致的. 在弯曲断层面之上的断层转折褶皱作用也可以造成褶皱翼的旋转，对应弧形枢纽带之上生长地层的倾角随着生长地层年龄的变新而逐渐减小 [25, 26]，这样的生长地层也具有翼旋转的特征. 地震

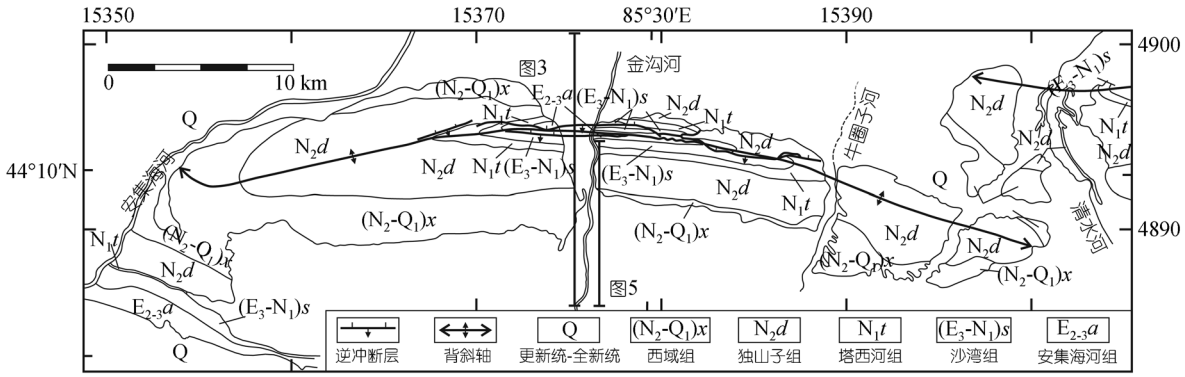

图 1 霍尔果斯背斜及其周围地区地质图 [19]

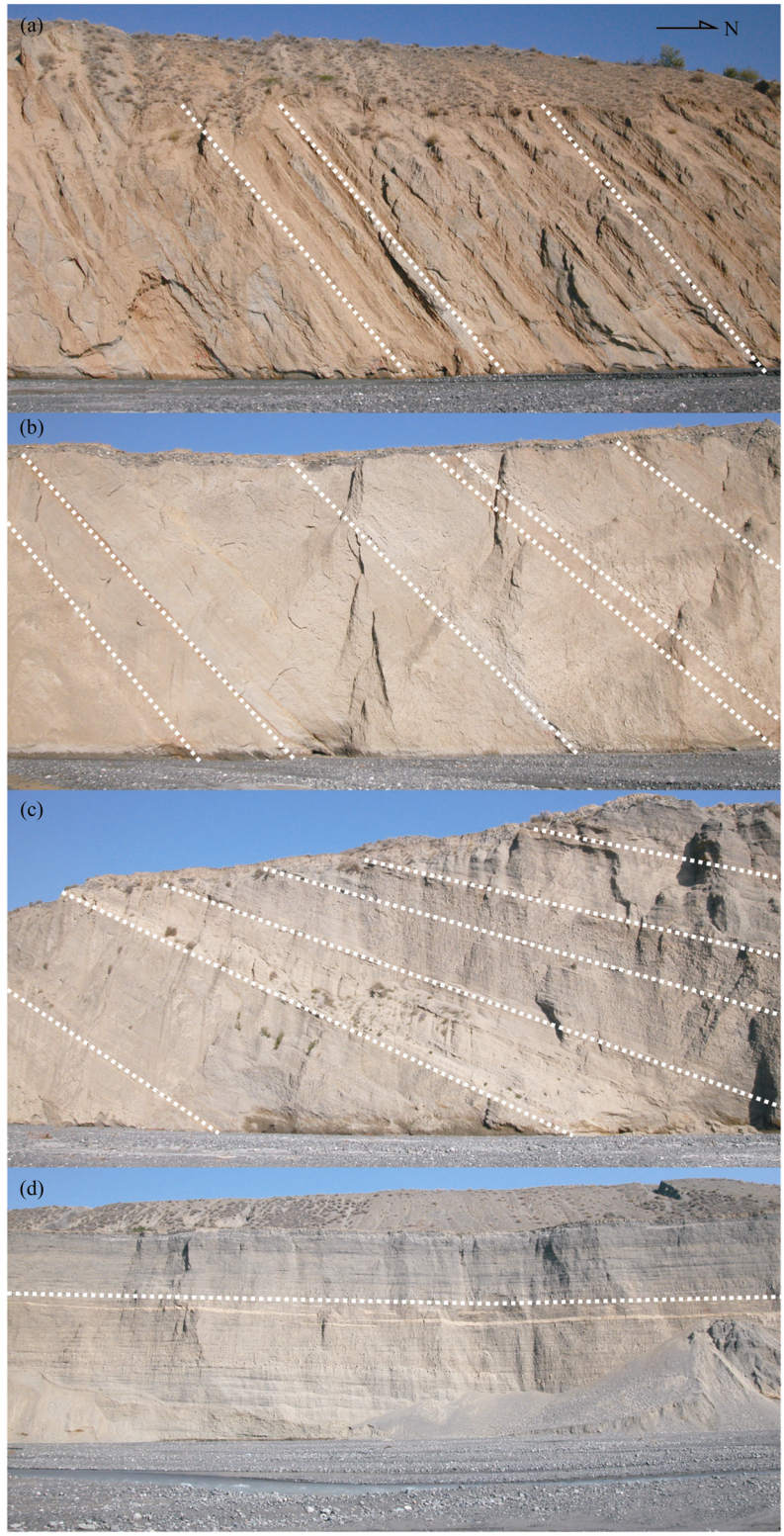

图 2 沿金钩河河谷拍摄的霍尔果斯背斜南翼生长地层照片

照片(a)镜向西，但做了镜像，照片(b), (c)和(d)镜向东. (a) 是背斜南翼的北部，为独山子组(N_2d)下部，走向东西、南倾 55°，倾角稳定的前生长地层; (b) 是背斜南翼的中部，为独山子组(N_2d)上部倾向南、倾角减小为 45°至 38°的生长地层; (c) 是背斜南翼的中部，为西域组((N_2-Q_1)x)中部生长地层，倾向南，倾角从 34°减小至 11°; (d) 是背斜南翼的南端，为西域组((N_2-Q_1)x)顶部生长地层，顶部水平的地层向其下微弱南倾的地层上超

剖面显示侏罗系含煤地层的揉皱形成了基本对称的霍尔果斯背斜核部，背斜南翼侏罗系之上为稳定南倾的板状前生长地层，这表明不存在弧形断层面所造成的断层转折褶皱作用或者剪切断层转折褶皱作用．这些特征表明霍尔果斯背斜是南翼通过刚体旋转生长的滑脱褶皱(图 4).

4 霍尔果斯背斜南翼生长剖面的构建

霍尔果斯背斜核部的突破断层切割了背斜北翼并造成背斜北侧金钩河多级阶地的变形 [13,19~21]．它们近东西向延伸约 22 km，但是基本没有改变背斜的形态，背斜核部仍然比较完整(图 1)，这表明突破断层对背斜形态的改造是微弱的．因此，在对背斜的几何学和运动学分析中我们忽略突破断层对背斜形态的影响．金钩河河谷出露背斜的转折端，转折端两侧的轴面可以限定背斜平顶的宽度和两翼在背斜顶部结束的位置；依据河谷中测量到的前生长地层的产状，将前生长地层外延至背斜平顶处的轴面，背斜轴面和向斜轴面之间的距离就是背斜南翼的宽度．背斜在生长过程中沉积的生长地层也遭受部分剥蚀，

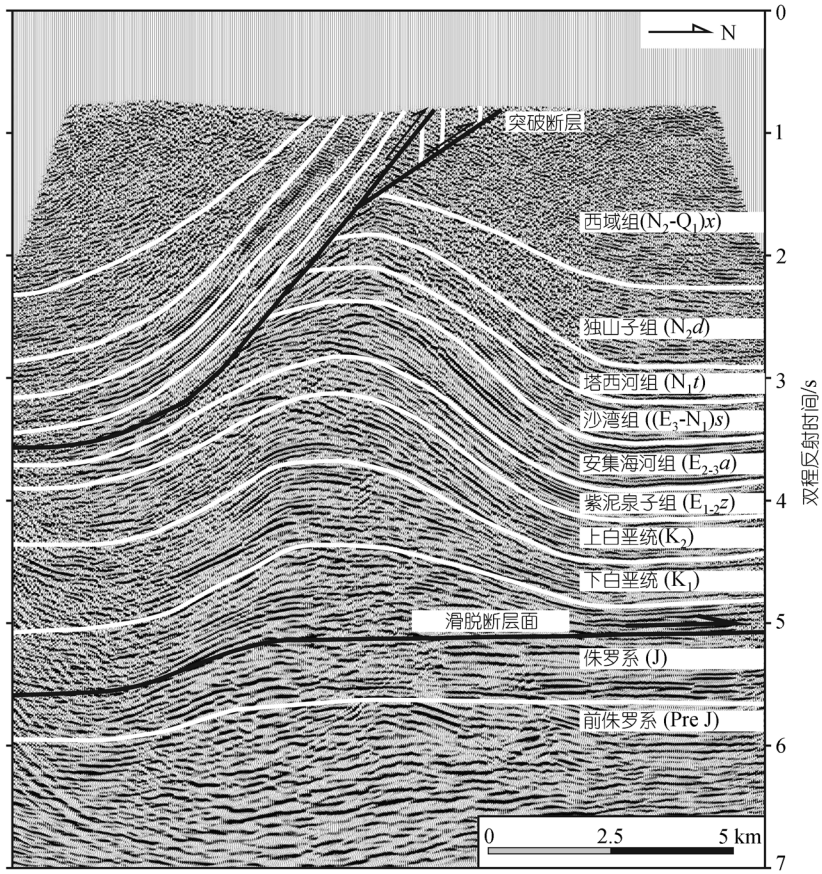

图 3　穿过霍尔果斯背斜的地震解释剖面，位置见图 1

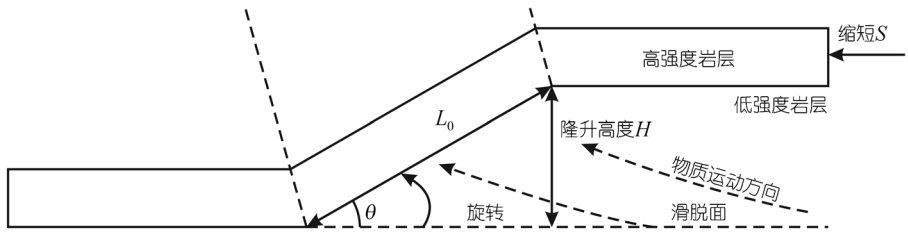

图 4　褶皱翼旋转的生长模型 [22]

依据在金钩河谷测量到的生长地层产状将其外推, 如果外推生长地层在到达轴面之前向其下的生长地层上超, 则生长地层应向背斜方向上超. 如果外推生长地层可以到达轴面, 到达轴面之后, 生长地层的产状则应将在背斜顶部变为水平, 然而, 这种情况在我们构建的剖面中没有出现. 根据滑脱褶皱的几何学和运动学特征 [22,23]重建背斜顶部和南翼被剥蚀的地层后, 能够更全面认识背斜生长的几何学和运动学.

沿金钩河谷, 我们逐层观察、测量了霍尔果斯背斜南翼地层的产状, 并用手持 GPS 测定各个观测点的坐标. 手持 GPS 的定位精度为 8 m, 满足我们在数千米的范围内通过生长地层研究背斜生长的几何学和运动学要求. 根据金钩河谷测量到的地层产状资料和反射地震剖面反映的深部构造形态, 采用前述的外推方式, 我们构建了包括被剥蚀地层的霍尔果斯背斜南翼生长构造的剖面(图 5). 在图 5 中生长地层总的趋势是随着地层年龄的变新倾角逐渐减小, 但是其中 6 个层段的倾角保持稳定(图 5 中的灰色层段), 显示霍尔果斯背斜在生长过程中出现过 6 次短暂的静默期.

5 霍尔果斯背斜南翼生长地层记录的背斜生长和地壳缩短

基于霍尔果斯背斜的生长模型和金钩河河谷中测量到的产状数据构建的背斜南翼剖面(图 5)约束了背斜南翼的几何形态. 背斜南翼在通过翼旋转生长过程中吸收的地壳缩短量为: $S = L_0 \cdot (1-\cos\theta)$, 背斜的构造隆升幅度为: $H = L_0 \cdot \sin\theta$. 相应的平均缩短速率为: $V = S/t = L_0 \cdot (1-\cos\theta)/t$. 瞬时缩短速率为: $Vi = \mathrm{d}s/\mathrm{d}t = L_0 \cdot \sin\theta \cdot \mathrm{d}\theta/\mathrm{d}t$. 其中, S 为背斜南翼通过翼旋

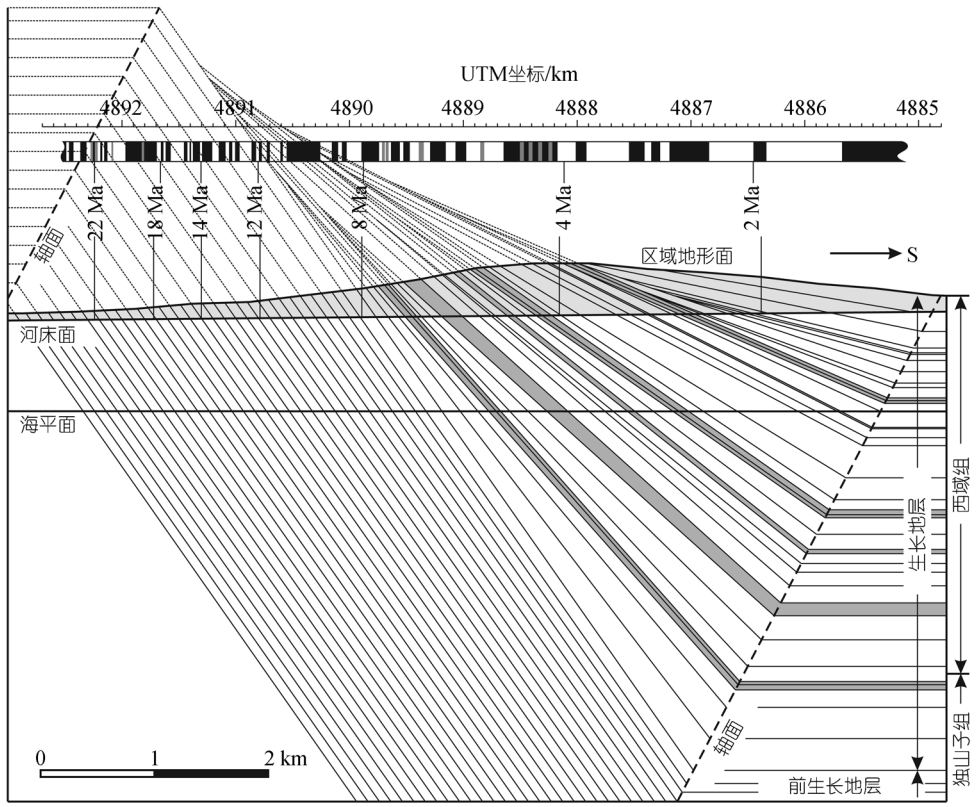

图 5 霍尔果斯背斜南翼剖面, 位置见图 1

区域地形面依据 1∶10 万地形图. 在地形面和金钩河河床之间的区域可以直接观察到生长地层. 虚线为外推的生长地层和前生长地层层面. 年代磁性地层柱依据 Charreau 等人 [1)]的工作. 生长地层中灰色段的厚度和产状稳定

1) Charreau J, Avouac J P, Chen Y, et al. Miocene to present kinematics of folding and thrusting across Huo'ergosi anticline, North Tianshan (China). Tectonics

转生长过程中吸收的地壳缩短量; L_0 为背斜南翼的宽度; θ 为背斜南翼生长地层的倾角(图 4); t 为生长地层的年龄. 图 5 中, 生长地层底界的年龄约 8 Ma, 背斜南翼的宽度是 8184 m, 前生长地层的倾角为 55°. 由此得到背斜生长过程中南翼旋转吸收的总地壳缩短量为 3490 m, 背斜的生长过程中构造隆升幅度为 6704 m.

根据前述霍尔果斯背斜的生长模型, 利用生长地层各层的倾角、背斜南翼前生长地层的长度和磁性地层学确定的生长地层的年龄(图 5), 我们得到生长地层记录的地壳缩短以及背斜的构造隆升高度随时间的变化(图 6 和 7). 背斜生长期间, 南翼生长地层记录的累计地壳缩短(图 6)和背斜隆升(图 7)可以分为两个阶段: 0~4 Ma 的线性拟合方程为 S_1=0.36t–0.26, U_1=1.29t–0.24, 平均缩短速率为~0.36 mm/a, 平均隆升速率为~1.29 mm/a; 4~8 Ma 的线性拟合方程为 S_2 = 0.58t–1.14, U_2=0.6t+2.05, 平均缩短速率为~0.58 mm/a, 平均隆升速率为~0.6 mm/a; 0~8 Ma 的线性拟合方程为 S = 0.46t–0.45, U = 0.86t+0.58, 总体平均缩短速率为~0.46 mm/a, 平均构造隆升速率为~0.86 mm/a.

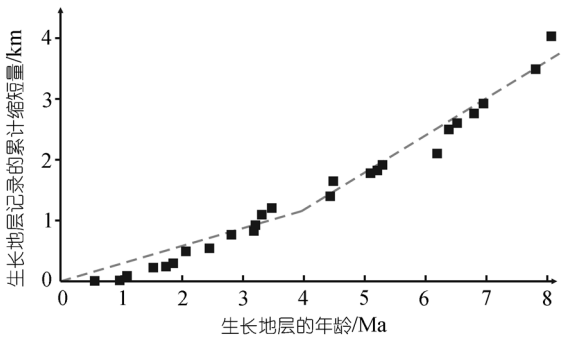

图 6 霍尔果斯背斜南翼生长地层记录的缩短量与其年龄之间的关系

背斜生长过程中吸收的地壳缩短随着年龄的增加而增加

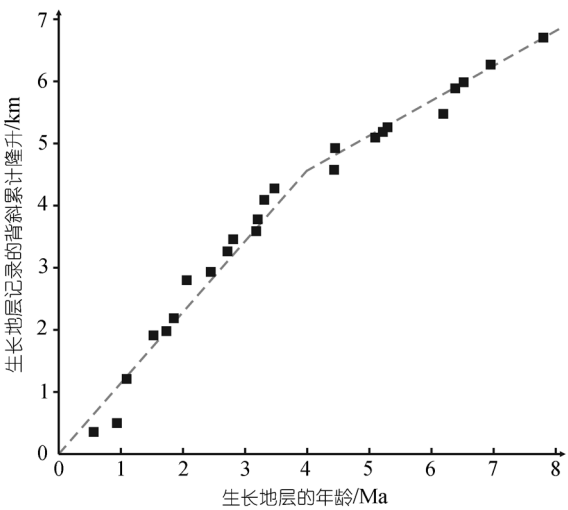

图 7 霍尔果斯背斜南翼生长地层记录的背斜隆升与其年龄之间的关系

6 讨论与结论

霍尔果斯背斜曾被认为是前翼具有稳定厚度的断展褶皱 [27], 断坡的继续扩展突破了背斜的北翼, 并造成了横穿背斜的阶地的变形 [13,18,19]. 具有稳定厚度的断展褶皱是通过膝折带迁移的方式生长 [24,27], 在褶皱的前翼和后翼的生长地层表现为典型的生长三角 [8], 这与我们在金钩河露头中观察到的生长地层的特征不一致. 另外, 金钩河阶地发生的是纵弯褶皱变形 [13,19,20], 这与通过膝折带迁移变形的断展作用不一致, 但是与通过翼旋转方式变形的滑脱褶皱作用一致. 因此, 霍尔果斯背斜是通过翼旋转方式生长的滑脱褶皱. 一些学者依据南翼中更新统与下覆第三系和下更新统之间的角度不整合, 认为霍尔果斯背斜从早更新世开始生长 [13,18,19]. 但是, 褶皱生长过程中构造活动速率与沉积速率比值的变化、局部剥蚀作用均可造成背斜顶部和翼部的角度不整合 [8,22,24], 局部的角度不整合不代表褶皱生长的开始或者终止, 而生长地层的整体结构是判断褶皱的生长过程是可靠的标志 [8].

生长地层表明, 霍尔果斯背斜在生长期间南翼旋转吸收的地壳缩短为 3490 m, 平均地壳缩短速率为~0.46 mm/a; 考虑到在地震剖面上霍尔果斯背斜深部的几何形态基本对称, 则整个背斜吸收的地壳缩短应该是南翼两倍. 由于我们忽略了背斜北翼突破断层的作用, 因此整个背斜吸收的地壳缩短率应不小于~0.92 mm/a. 背斜吸收的地壳缩短速率和隆升速率在背斜的生长期间有一定的变化, 这可能是天山北麓褶皱冲断楔体在相对稳定的发展过程中而出现的短暂变化 [28]. 由于对褶皱机制认识的不同, 该速率同冯先岳等人 [18]给出的长期地壳缩短率差别较大; 由于对褶皱冲断带初始活动时间认识不同和研究范围的差异, 与Burchfiel等人 [29]给出的天山北麓东段和西段的长期地壳缩短速率也不一致, 也小于天山北麓玛纳斯地区河流阶地变形测量得到的地壳缩短速率(3±1.5) mm/a[21].

霍尔果斯背斜总的构造隆升为 6704 m, 该隆升的一部分为后沉积的生长地层所超覆, 没有完全表现为相对高度. 隆起的地层受到强烈的侵蚀, 导致背斜现在的相对高度仅有约 400 m, 并且最高位置出现在抗风化能力较强的西域组砾岩区. 背斜平均构造隆升速率为~0.86 mm/a, 基本同阶地变形记录的垂直隆升相近 [13,19~21]. 这个速率显著大于该地区的平均沉积速率, 也大于天山北麓奎屯河地区 10 Ma以来的平均沉积速率(0.21±0.01) mm/a[11], 这与霍尔果斯背斜在生长过程中高出局部剥蚀面以上的前生长地层和早期的生长地层受到强烈侵蚀一致. 约 4 Ma时霍尔果斯背斜的缩短和隆升速率发生了显著的改变, 这个变化的时间与 2~4 Ma全球的气候变化 [30]相关. 可能是这个气候变化引起的剥蚀速率增加 [30]导致背斜缩短和隆升速率的变化.

GPS测量 [31~33]反映了天山地区现在的地壳缩短运动. 牛之俊等人[33]报道 1992~2005 年GPS观测资料显示的天山地壳缩短速率自西向东逐渐减小, 平均为 12 mm/a, 相当于天山中段的聚敛速率. 这是天山南北麓和山体内部活动构造在十年尺度的总体表现. 霍尔果斯背斜南翼生长地层研究得到的是单个构造在数百万年尺度的平均速率, 是整个天山总体变形的一部分, 因而他们同GPS资料有较大的区别.

霍尔果斯背斜南翼生长地层中存在 6 层倾角稳定的地层, 这表明背斜在生长期间出现过短时间的生长停滞. 这种现象在盲逆冲断层活动引起的褶皱生长过程中是存在的 [34]. 这些短暂的停滞可能是由于霍尔果斯背斜生长到一定的高度使得前陆冲断带形成稳定的临界锥顶角 [28], 而停止生长, 继续向前陆方向传播, 导致更前一排褶皱的生长. 事实上, 前一排的安集海背斜就是在这个时间开始发育的 [35]. 由于剥蚀作用造成背斜高度的减小, 霍尔果斯背斜继续生长.

霍尔果斯背斜是天山北麓褶皱冲断带第二排背斜带西段正在生长的构造, 由独山子组(N_2d)上部和西域组((N_2-Q_1)x)构成的背斜南翼生长地层的倾角随着地层年龄的变新逐渐减小, 呈现出向南侧向斜方向散开的扇形. 结合地震剖面表现的深部构造形态, 我们认为霍尔果斯背斜是通过翼旋转方式生长的滑脱褶皱. 在背斜生长后期, 北翼为突破断层切割. 生长地层显示背斜在整个生长过程中吸收的地壳缩短速率不小于 0.92 mm/a.

致谢 感谢陈杰教授和另一位匿名审稿人的细致评阅, 他们的建设性意见提升了论文的质量.

参考文献

1 Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions. J Geophys Res, 1979, 84: 3425—3459

2 Windley B F, Allen M B, Zhang C, et al. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan range, central Asia. Geology, 1990, 18: 128—131[DOI]

3 Chen C, Lu H, Jia D, et al. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: An oblique collisional orogeny. Tectonophysics, 1999, 302: 23—40[DOI]

4 Lu H, David G H, Jia D, et al. Rejuvenation of the Kuqa foreland basin, north flank of the Tarim basin, Northwest China. Int Geol Rev, 1994, 36: 1151—1158

5 Sobel E R, Dumitru T A. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim Basin during the India-Asia collision. J Geophys Res B, Solid Earth Planets, 1997, 102(3): 5043—5063[DOI]

6 刘和甫. 前陆盆地类型及褶皱-冲断层样式. 地学前缘, 1995, 2(3-4): 59—68

7 Zhao J, Liu G, Lu Z, et al. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin. Tectonophysics, 2003, 376: 199—239[DOI]

8 Suppe J, Chou G T, Hook S C. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay K R, ed. Thrust Tectonics. New York: Chapman and Hall, 1992. 105—121

9 Molnar P, Brown E T, Burchfiel B C, et al. Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien-Shan, China. J Geol, 1994, 102: 583—602

10 Sun J, Zhu R, Bowler J. Timing of the Tianshan Mountains uplift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasse deposits.

Earth Planet Sci Lett, 2004, 219: 239—253[DOI]
11 Charreau J, Chen Y, Gilder S, et al. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (Northwest China): Implications for late Cenozoic uplift of the Tianshan Mountains. Earth Planet Sci Lett, 2005, 230: 177—192[DOI]
12 邓起东, 冯先岳, 张培震, 等. 乌鲁木齐山前坳陷逆断裂褶皱带及其形成机制. 地学前缘, 1999, 6(4): 191—201
13 邓起东, 冯先岳, 张培震, 等. 天山活动构造. 北京: 地震出版社, 2000. 399
14 卢华复, 王胜利, 贾承造. 准噶尔南缘新生代断裂的形成机制. 地学前缘, 2007, 14(4): 168—174
15 杨晓平, 邓起东, 张培震, 等. 北天山地区活动逆断裂-褶皱带构造与潜在震源估计. 地震地质, 1998, 20(3): 193—199
16 张培震, 邓起东, 徐锡伟, 等. 盲断裂、褶皱地震与新疆 1906 年玛纳斯地震. 地震地质, 1994, 16(3): 193—204
17 冯先岳, 陈杰, 李军, 等. 霍尔果斯断裂古地震初步研究. 见: 邓起东, 编. 活动断裂研究, 2 期. 北京: 地震出版社, 1992. 95—104
18 冯先岳, 陈杰, 李军, 等. 霍尔果斯活动构造的断裂扩展褶皱作用. 内陆地震, 1993, 7(4): 335—343
19 李军, 冯先岳, 陈杰, 等. 霍尔果斯活动逆断裂-褶皱构造. 见: 邓起东, 编. 活动断裂研究, 2 期. 北京: 地震出版社, 1992. 105—116
20 徐锡伟, 邓起东, 张培震, 等, 新疆玛纳斯-霍尔果斯逆断裂-褶皱带河流阶地的变形及其构造意义. 见: 邓起东, 编. 活动断裂研究, 2 期. 北京: 地震出版社, 1992. 117—127
21 Avouac J P, Tapponnier P, Bai M, et al. Active thrusting and folding along the northern Tien-Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. J Geophy Res-Solid Earth, 1993, 98: 6755—6804[DOI]
22 Hardy S, Poblet J. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. Geology, 1994, 22: 371—374[DOI]
23 Poblet J, McClay K. Geometry and kinematics of single layer detachment folds. Am Assoc Petrol Geol Bull, 1996, 80(7): 1085—1109
24 Suppe J, Sabat F, Munoz J A, et al. Bed-by-bed fold growth by kind-band migration: Sant Lorence de Morunys, eastern Pyreness. J Struct Geol, 1997, 19(3-4): 44—461
25 Xiao H, Suppe J. Origin of rollover. Am Assoc Petrol Geol Bull, 1992, 76: 509—525
26 Medwedeff D W, Suppe J. Multibend fault-bend folding. J Struct Geol 1997, 19(3-4): 279—292[DOI]
27 Suppe J, Medwedeff D A. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae Geol Helv, 1990, 83(3): 409—454
28 Davis D, Suppe J, Dahlen F A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. J Geophys Res, 1983, 88(B2): 1153—1172[DOI]
29 Burchfiel B C, Brown E T, Deng Q D, et al. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. Int Geol Rev, 1999, 41: 665—700
30 Zhang P, Molnar P, Downs W. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. Nature, 2001, 410: 891—897[DOI]
31 Abdrakhmatov K Y, Aldazhanov S A, Hager B H, et al. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. Nature, 1996, 384: 450—453[DOI]
32 Reigber C, Michel G W, Galas R, et al. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in central Asia. Earth Planet Sci Lett, 2001, 191: 157—165[DOI]
33 牛之俊, 游新兆, 杨少敏. 利用 GPS 分析天山现今地壳形变特征. 大地测量与地球动力学, 2007, 27(2): 1—9
34 Dolan J F, Christofferson S A, Shaw J H. Recognition of paleoearthquakes on the Puente Hills blind thrust fault, California. Science, 2003, 300: 115—118[DOI]
35 Daëron M, Avouac J P, Charreau J. Modeling the shortening history of a fault tip fold using structural and geomorphic records of deformation. J Geophys Res, 2007, 112, B03S13, doi: 10.1029/2006JB004460[DOI]