引用格式：杨庚，陈竹新，鲁雪松，等，2025. 准南逆冲褶皱带霍−玛−吐逆冲岩席发育力学机制与模拟实验[J]. 地质力学学报，31（1）：8−23. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2023074

Citation: YANG G，CHEN Z X，LU X S，et al.，2025. Mechanics and analog modeling of the Huo-Ma-Tu thrust sheet in the southern Junggar Basin fold and thrust belt[J]. Journal of Geomechanics，31（1）：8−23. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2023074

准南逆冲褶皱带霍−玛−吐逆冲岩席发育力学机制与模拟实验

杨　庚，陈竹新，鲁雪松，张欲清
YANG Geng，CHEN Zhuxin，LU Xuesong，ZHANG Yuqing

中国石油勘探开发研究院，北京 100083
Research Institute of Petroleum Exploration and Development, *Beijing* 100083, *China*

Mechanics and analog modeling of the Huo-Ma-Tu thrust sheet in the southern Junggar Basin fold and thrust belt

Abstract: ［**Objective**］Understanding the mechanical development of thrust sheets is fundamental, yet challenging, to comprehensively understand the deformation processes of thrust belts. Various models explain the mechanics behind thrust sheet development, yet significant controversies persist. ［**Methods**］This study takes a comprehensive approach, focusing on the southern Junggar Thrust Belt. We combine a variety of methods including surface geological surveys, seismic reflection profiles, and drilling data analysis with mechanical and physical modeling to thoroughly investigate this issue. ［**Results**］(1) Based on surface geological surveys, seismic data interpretation, and drilling data, we confirm that thrust faults have developed in the core and southern limb of the Huo-Ma-Tu anticline. These faults extend southward beneath the front of anticlines, forming the extensively distributed Huo-Ma-Tu thrust sheet, which exhibits none to weak internal structural deformation. (2) Drilling data from the Huo-Ma-Tu structural belt clearly show that the frontal thrust faults and detachment faults have developed in layers with abnormally high fluid pressure, indicating that the thrust sheet is a combination of strong deformation sheets and weak detachment faults. Analysis of in-situ formation pressure data suggests that the thrust faults within these overpressure layers can segregate fluid pressure coefficients between the hanging wall and the footwall. (3) Using the geometric deformation characteristics of the Huo-Ma-Tu thrust sheet obtained from seismic profiles and drilling data, a simplified mechanical model is established. This model calculates the mathematical relationship between the horizontal compressive stress-to-gravity ratio at the back of the thrust sheet, the geometric parameters of the thrust sheet, the fault friction coefficient, and the fault dip angle. Separate equations are provided for thrust sheets without fluid overpressure and those with fluid overpressure detachment layers. (4) A physical model of the development characteristics of the Huo-Ma-Tu thrust sheet in the Southern Junggar Thrust Belt confirms that the deformation pattern of such rigid thrust sheets aligns with the structural interpretation from seismic profiles. This supports the validity of the simplified mechanical model in reflecting the actual geological conditions. ［**Conclusions**］The simplified mechanical model demonstrates that the required horizontal tectonic stress-to-gravity ratio at the back of the thrust sheet decreases significantly with increasing fluid pressure coefficient. The physical modeling results also verify that the deformation pattern of strong deformation sheets/weak detachment fault thrust sheets generally conform to the structural interpretations of the seismic profiles. The experiments reveal that the large displacements at the base of the thrust sheet result from the accumulation of small-scale displacements coinciding across multiple segments. ［**Significance**］This study proposes simplified rectangular with triangular geometric models of thrust sheets, which can preliminarily explain the kinematics and dynamics of thrust sheets, especially those with fluid overpressure. The derived mathematical relationships accurately

基金项目：中国石油天然气股份有限公司科技项目（2023ZZ0202，2023YQX10101）
This research is financially supported by PetroChina Science and Technology Project (Grants No. 2023ZZ0202 and 2023YQX10101).
第一作者：杨庚（1965—），男，博士，高级工程师，构造地质学专业。Email：yanggeng@petrochina.com.cn
收稿日期：2023−05−15；**修回日期**：2024−07−26；**录用日期**：2024−08−15；**网络出版日期**：2024−11−28；**责任编辑**：吴芳

describe the geometric, kinematic, and dynamic relationships of thrust sheets and are robustly validated by physical simulation experiments, reinforcing the reliability of our findings.

Keywords: southern Junggar Basin fold and thrust belt; Huo-Ma-Tu thrust sheet; tectonic overpressure; mechanical model; analog modeling

摘　要：逆冲岩席发育的力学机制厘定是认识冲断带变形过程的基础与难点。文章以准南冲断带为研究实例，结合力学模型与物理模拟对逆冲岩席发育的力学机制进行探讨。依据地质调查、地震资料解释和钻井资料证实霍−玛−吐背斜核部和南翼发育有逆冲断层，断层向南延伸到第一排背斜之下，并形成广泛分布的霍−玛−吐逆冲席体，席体内部基本上无构造变形。霍−玛−吐构造带的钻井资料显示准南逆冲带前缘逆冲断层及滑脱断层均发育在流体压力系数较高的异常超压层中，说明该逆冲岩席属于强干变形席体、弱滑脱断层组合。根据玛纳斯构造带的钻井实测地层压力计算出逆冲断层的上下盘压力系数明显不同，且逆冲断层上盘的流体压力系数在逆冲断层处急剧降低，说明上盘逆冲岩席底部为弱滑脱层，有效分隔了上、下盘流体压力系统。文章依据地震剖面和钻井资料标定获得的霍−玛−吐逆冲岩席变形几何学特征，建立了后缘挤压下逆冲席体变形的简化力学模型，并计算出逆冲席体后缘水平挤压应力与垂直方向的重力比值与逆冲席体几何参数及断层摩擦系数和断坡角之间的数学关系式，分别给出了无流体超压的逆冲席体和含有流体超压滑脱层逆冲席体的数学关系式。为了验证力学模型可靠性，对准南逆冲带中的霍−玛−吐逆冲席体发育特征进行了物理模拟实验研究。结果证实该类型的刚性逆冲席体变形规律前缘逆冲断层发育样式符合地震剖面的构造解释认识，也佐证了简化的力学模型符合实际地质情况。实验结果表明逆冲席体底部大位移是多地段同时发生的小范围位移累积而成大位移，为认识造山带内推覆体或造山带前缘逆冲席体大规模远距离推覆问题提供了理论依据。

关键词：准南逆冲褶皱带；霍−玛−吐逆冲岩席；构造超压；力学模型；物理模拟实验

中图分类号：P554; P542　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2025)01−0008−16

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2023074

0　引言

逆冲推覆构造是缩短变形区最为普遍的构造样式之一。近百年以来，地质学家为解释大型逆冲席体运动机制提出了多种模型，但大型逆冲断层就位机制仍然是构造地质学最具争议的问题之一(Price and Cosgrove, 1990; Merle, 1998; Hatcher, 2004)。近年来，逆冲带研究主要集中在逆冲席体内部变形特征(Zuccari et al, 2022)和逆冲席体内流体流动对席体脆塑性变形影响(Cruset et al., 2020)等方面。目前，逆冲断层运动力学机制可分为两类(Cello and Nur, 1988)：一种逆冲断层运动力学机制被认为是重力作用，如重力滑动 (gravity-sliding mechanism; Hubbert and Rubey, 1959)和重力扩展机制(gravitational spreading mechanism; Elliott, 1976a, 1976b; Cooper, 1981); 另一种机制认为是构造运动产生的水平挤压作用，多数的逆冲席体运动是来自后缘的挤压推动力(Smith, 1981; Cello and Nur, 1988), 即后缘推挤模型(push from behind)。随着山前地区地震反射资料的不断积累，水平挤压应力模式逐渐被学界所接受。但是，推动逆冲岩席所需的水平挤压应力与岩席强度之间的关系成为了需要解决的关键问题(Smoluchowski, 1909)。Hubbert and Rubey (1959)提出逆冲断层面上存在较高流体压力能够显著降低逆冲席体底部摩擦力，并将逆冲席体作为矩形块体模型进行力学计算，结果表明所需挤压应力与块体厚度有关，与块体长度无关，可以满足逆冲席体产生大位移条件。但多数逆冲席体实际构造几何形态参数比较复杂，需要依据实际地质情况进行具体模型分析和研究。

准噶尔盆地南缘逆冲褶皱构造带位于天山北麓，由准噶尔盆地南缘山前构造逆冲带和新生代以来发育的 3 排逆冲−褶皱带组成(Burchfiel et al., 1999)。根据地面地质、遥感解译以及地震钻井等资料，位于第 2 排的霍尔果斯背斜、玛纳斯背斜和吐谷鲁背斜(以下简称霍−玛−吐背斜)，为深、浅层不同褶皱类型叠加而成的复合型背斜(杨庚等，2012a, 2012b, 2016; Qiu et al., 2019)，三维地震反射剖面清楚地显示出这 3 个背斜核部和前翼之间都发育

有逆冲断层，而且地表均有出露，均沿古近系泥岩滑脱面发育，在断层上盘组成一个向前凸出的弧形低角度逆冲断层，即霍−玛−吐逆冲岩席。霍−玛−吐逆冲席体几何形态简单，但逆冲席体前缘逆冲断层发育样式相对复杂，而且其逆冲席体底部滑脱层发育在含超压流体层地层之内。

文章以准噶尔盆地南缘逆冲褶皱构造带霍−玛−吐背斜构造带为研究实例，根据地震剖面解释的逆冲席体构造几何样式，建立了该逆冲席体变形块体力学结构模型，依据力平衡公式原理，获得了逆冲席体运移所需的水平挤压力与重力比及与逆冲席体长度和厚度比值、断坡倾角和断层摩擦系数及流体压力系数之间的数学关系式。同时通过物理模拟实验进一步证实了霍−玛−吐逆冲席体在持续挤压过程中逆冲前缘断层发育构造样式，其变形场和剪切位移变化特征进一步证明了刚性逆冲席体存在，而且其变形规律基本符合地震剖面的构造解释认识，也佐证了所建立的简化力学模型比较符合实际地质情况。文章建立的后缘挤压下逆冲席体变形的简化力学模型，综合了早期矩形模型（Hubbert and Rubey, 1959; Price, 1988）及随后的三角形临界逆冲楔体模型（Chapple, 1978; Davis et al., 1983; Merle, 1998），可方便地计算出逆冲席体后缘水平挤压应力与垂直方向的重力比值与逆冲席体几何参数及断层摩擦系数和断坡角之间的数学关系式，由此获得了无流体超压的逆冲席体和含有流体超压滑脱层逆冲席体的数学关系式及逆冲席体几何学形态与运动学和动力学之间确定性联系。

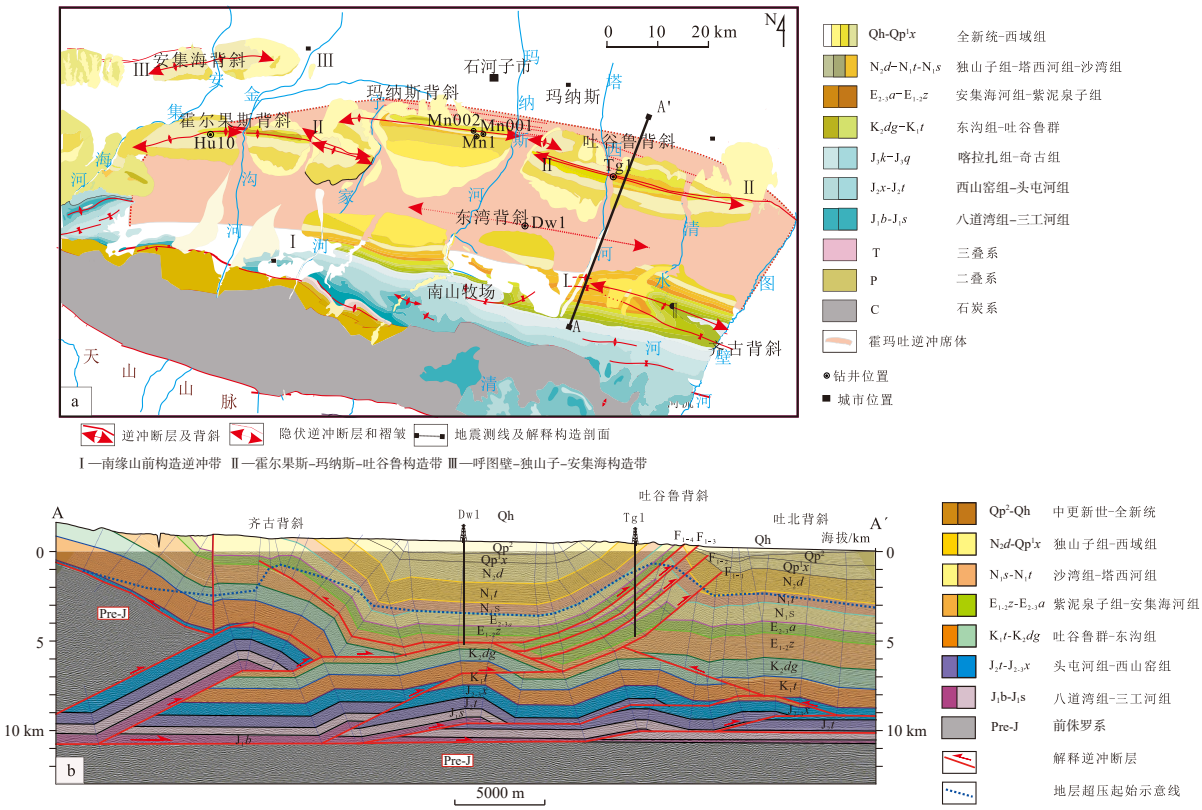
1 霍−玛−吐逆冲岩席基本构造特征

准噶尔盆地南缘逆冲褶皱构造带从南向北依次发育3排逆冲褶皱构造带(图1)：第1排为准噶尔盆地南缘山前构造逆冲带，主要由齐古−喀拉扎−昌吉构造带组成；第2排为霍尔果斯−玛纳斯−吐谷鲁（霍−玛−吐）构造带，由霍尔果斯背斜、玛纳斯背斜及吐谷鲁背斜及其前缘逆冲断层组成，为山前规模最大的变形单元，地面背斜走向近东西向，北翼稍陡，南翼宽缓；第3排为呼图壁−安集海−独山子（呼−独−安）构造带，为宽缓低幅度多个背斜组成，图中只显示安集海背斜(图1a)。霍尔果斯背斜、玛纳斯背斜及吐谷鲁背斜下各有1条逆冲断层，由于这3条逆冲断层分别位于各自背斜之下而命名为霍尔果斯断层、玛纳斯断层和吐谷鲁断层，3条逆冲断层最终在背斜后(南)翼，于古近系安集海河组($E_{2\text{-}3}a$)滑脱层内汇聚成一条逆冲断层（图1b），统称为霍−玛−吐逆冲断层。最新的钻井资料揭示准南地区全区安集海河组均发育明显的异常超压（鲁雪松等，2022），这些异常超压的形成主要是目前仍在活动的构造带的挤压作用所导致（杨庚等，2012a）。

横穿东湾−吐谷鲁背斜构造的二维地震反射剖面（图1b）清楚地展示了准南逆冲带第1排齐古背斜−第2排吐谷鲁背斜带之间发育的霍−玛−吐逆冲岩席构造样式（剖面详细位置见图1a）。地震剖面显示在Tg1井以南到DW1井之间，深度4～6 km之间上下出现明显不一致地震反射波组特征，是为霍−玛−吐逆冲断层滑脱面。在吐谷鲁背斜钻探的Tg1井揭示出背斜浅层构造是受南倾的、上陡下缓的吐谷鲁逆冲断层控制。钻井倾角测井资料和地震资料表明吐谷鲁逆冲断层F_1是由4条次级逆冲断层组成：分别为$F_{1\text{-}1}$、$F_{1\text{-}2}$、$F_{1\text{-}3}$、$F_{1\text{-}4}$。断层$F_{1\text{-}1}$是主断层，$F_{1\text{-}2}$、$F_{1\text{-}3}$和$F_{1\text{-}4}$是$F_{1\text{-}1}$的次级逆冲断层，形成时代晚于主断层形成时代，其中$F_{1\text{-}3}$和$F_{1\text{-}4}$断层切穿第四纪地层。从图1b中可以看出，逆冲断层滑脱面发育在安集海河和紫泥泉子组泥岩中，于吐谷鲁背斜前翼安集海河组中发育多个倾向南的铲型逆断层（断坡），共同组成叠瓦扇构造，形成时间大约在新近纪至第四纪。

霍−玛−吐逆冲岩席底部逆冲断层在地下深度3～6 km处为1条平缓的近水平滑脱层（古近系安集海河组泥岩地层），向北发育，其前（北）端的断坡倾角逐渐变陡，一般约50°。霍−玛−吐背斜带前缘发育的霍−玛−吐逆冲断层，与断层扩展褶皱构造样式非常类似，其逆冲断层发育类似于Somigliana位错（Somigliana dislocation）机制（Williams and Chapman, 1983），属于弹性应变。准南地区区域地应力场是以水平构造应力占主导，西部水平最大应力方向为北北东向，中部为南北向，东部为北北西向或北西向（李民河等，2005）。

地震剖面显示霍−玛−吐背斜带的变形集中在霍−玛−吐逆冲断层及逆冲断层前端部，霍−玛−吐逆冲岩席表现为整体移动的刚性变形，霍−玛−吐逆冲岩席之下也发育有早期变形构造。霍−玛−吐逆冲断层主要沿古近系安集海河组泥岩发育，钻井资料证实该层存在异常高压（图2）。准南地区的异常超压与逆冲断层发育是紧密相关的，属于构造形成的



a—准南逆冲褶皱带地质简图；b—齐古背斜–吐北背斜构造解释剖面

图 1　准噶尔盆地南缘逆冲褶皱带地质简图

Fig. 1　Geological map of the southern Junggar Basin thrust and fold belt

(a) Simplified geological map of the southern Junggar fold and thrust belt; (b) Structural interpretation of the seismic profile across the Qigu-Tugulu anticline based on surface geology and well data

超压(杨庚等, 2012b)。岩石力学参数分析结果显示, 霍–玛–吐背斜构造的安集海河组泥岩相对围岩弹性模量低, 一般分布在 7～10 GPa; 泊松比高, 一般在 0.3～0.33 之间(鲁雪松等, 2020), 为逆冲滑脱断层断坪发育的层位。如霍–玛–吐背斜构造 Huo10 井钻遇的安集海河组泥岩实测压力分布在 34～54 MPa 之间, 而其上沙湾组砂岩压力分布在 78～95 MPa 之间, 说明逆冲岩席的强度(弹性模量和应力)远远大于逆冲断层发育层位岩石的强度, 而且地震剖面也显示出逆冲岩席无变形, 完全符合 Suppe et al.(2009)提出的强干变形层/弱滑脱断层(strong-crust/weak-fault)概念, 即逆冲席体刚形强度较大, 而滑脱层刚性强度较弱, 属于典型的“强干逆冲席体层/弱滑脱断层”(strong-thrust sheet/weak-fault)组合。

2　霍玛吐逆冲带滑脱断层内流体超压

假设给定埋藏深度 h 下的孔隙流体压力和垂向应力(负荷地层压力)分别为 P_f(MPa)和 σ_v(MPa), 则孔隙流体压力系数 $\lambda = P_f/\sigma_v = P_f/(\rho g h)$, 其中 ρ 为岩石平均密度(g /cm³), g 为重力加速度(g /cm²)。孔隙流体压力系数 λ 定义为流体压力和静岩压力之比, 反映了不同深度流体压力大小。有效垂向压力 $\sigma_v' = (\sigma_v - P_f) = \rho g h(1-\lambda)$。静水压力 $\lambda \approx 0.4$, 静岩压力 λ 趋近于 1.0, 超压层中孔隙流体压力系数 λ 位于两者之间。霍尔果斯背斜上 Huo10 井在 3065 m 深度钻遇安集海河组泥岩, 用石油钻井的钻杆测试方法(DST 方法)测得地层压力为 74.7 MPa,假设水的密度为 1.0 g/cm³, 可计算出此处的静水地层压力为 31 MPa, 那么过剩压力为 43.7 MPa, 为异常高压发育区。假设上覆地层密度为 2.54 g /cm³, 根据 Hubbert-Rubey(1959)孔隙流体压力系数 λ 公式, 可计算出霍尔果斯背斜 Huo10 井 3065 m 深度的流体压力系数 λ=0.98(图 2)。

根据准南逆冲褶皱带部分原始井实测地层压力和地层深度数据(鲁雪松等, 2022), 建立了该区

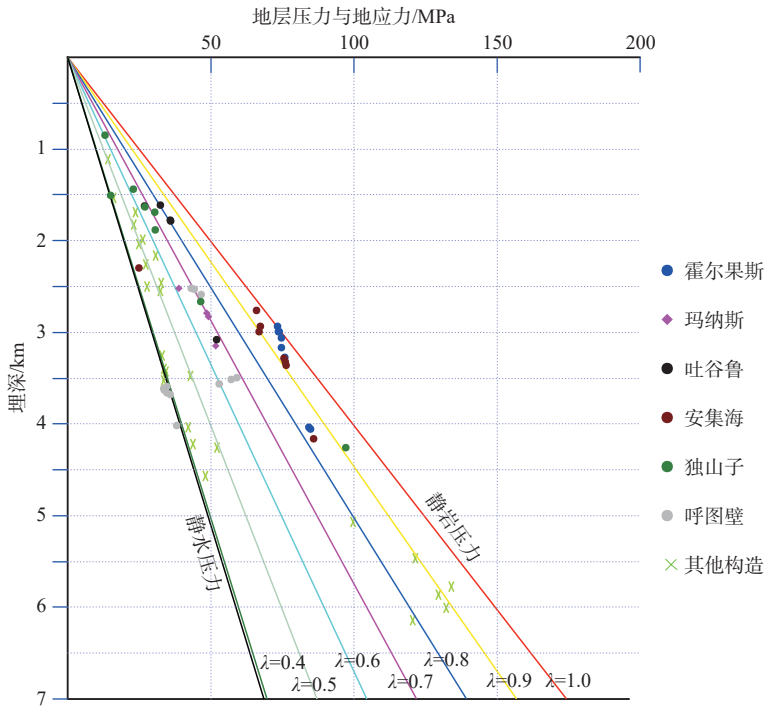


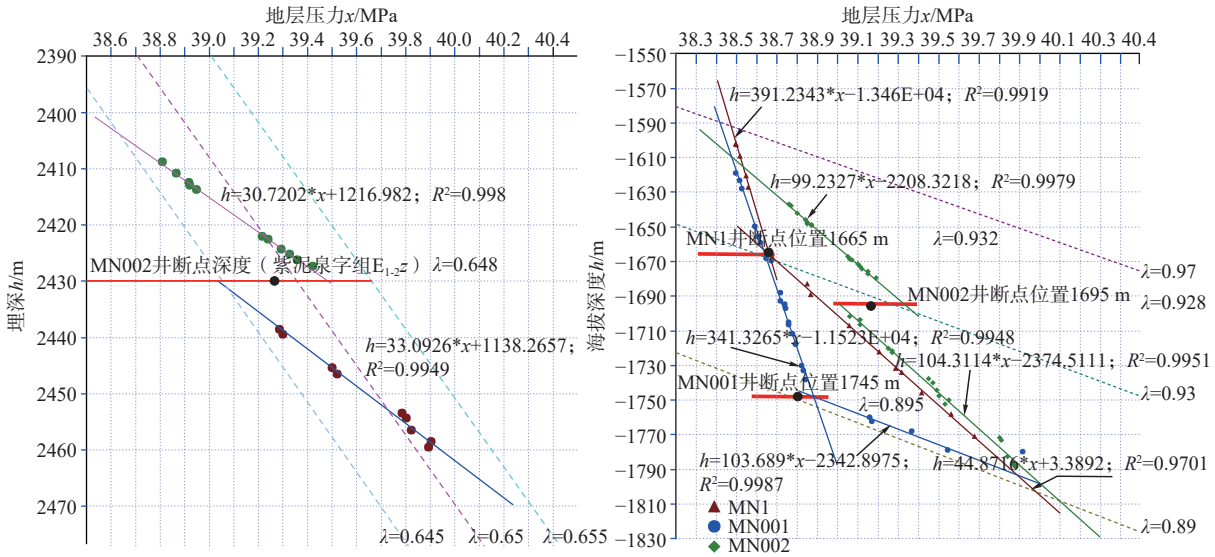
图 2 准南逆冲褶皱带实测地层压力与深度及流体压力系数关系图。准南逆冲带钻井实测压力数据（压力数据来自新疆油田分公司，2007）

Fig. 2 Graph showing the relationships between the fluid pressure and the Hubbert-Rubey pore-fluid pressure ratio (λ) as functions of depth. Fluid pressure data of wells from the southern Junggar fold and thrust belt, derived from in situ formation test. (The data are from Xinjiang Oilfield Company, 2007)

地层压力与深度关系图(图 2)。从图 2 中可以看出霍尔果斯背斜北翼区钻井获得的孔隙流体压力较大，计算出的 λ 在 0.9～1 之间，说明该区的构造挤压力非常接近静岩地层压力。吐谷鲁背斜北翼区钻井获得的 λ 在 0.8～0.9 之间，玛纳斯背斜北翼区钻井获得的 λ 在 0.7～0.8 之间。Hubbert and Rubey (1959)和 Gretener(1972, 1981)认为当流体压力接近静岩压力时，与逆冲席体底部滑脱层的摩擦阻力相对应剪切力可以降低到 10～50 Pa，说明含流体超压对霍−玛−吐逆冲席体运动起到了决定性作用。目前的钻井资料证实了霍−玛−吐逆冲断层席体的起始超压深度大约从 500 m 就开始(杨庚等，2012b)，如果不考虑霍−玛−吐逆冲断层在地表区流体压力被释放，也许能延伸到地表，或者在接近地表范围内。所以文章在计算中，认为逆冲断层的流体压力一直延伸到地表，霍−玛−吐逆冲席体的流体压力一直不变从深部延伸到地表。

以玛纳斯背斜钻井实测数据为例，对钻井实测地层压力数据详细分析后，发现霍−玛−吐逆冲断层可控制断层上下盘超压层中的流体压力。如对 MN002 井在 2400～2580 m 井段古近系紫泥泉子组采用模块式地层测试方法(Modular drillstem test, 简写为 MDT)实测的地层压力数据与深度进行回归分析(图 3a)，结果表明 MN002 井异常超压层中明显存在 2 个压力系统，即 2 个不同斜率的拟合直线，而分割这 2 个压力系统的是断层，即异常超压层内存在逆冲断层，断层深度大约在井深 2430 m。根据断层点的深度和地层压力，可计算出该断层面的 λ=0.648。依据 MN002 井和 MN1 井、MN001 井的 MDT 测压数据(新疆油田分公司，2007)绘制了古近纪安集海河组泥岩地层压力与钻井海拔深部关系图(图 3b)，可以看出这 3 口井均分别出现 2 个压力系统。根据 2 个压力系统趋势线交点，推测出 MN1 井断点真实位置为海拔−1665 m, λ=0.932; MN001井断点位置海拔−1745m, λ=0.895; MN002 井断点位置海拔−1695 m, λ=0.928。依据这 3 口井确定的玛纳斯逆冲断层均发育在安集海河组超压泥岩中，说明在超压流体带内逆冲断层面的流体超压与断层上下盘的地层流体压力是不一致的，因此认为逆冲断层明显起到了分割了断层上下盘地层压力的作用。如果 2 个压力系统被 1 条开放断层相连接，流体压力将快速调整到

达静水压力平衡状态，并形成 1 个新的压力系统（Grauls and Baleix, 1994）。玛纳斯逆冲断层在背斜前（北）翼发育一系列叠瓦逆冲断层，其分支断层形成时代从下向上逐渐变新，即新发育逆冲断层形成时代最新，流体压力相对较高，下伏断层发育时代要早一些，流体压力相对较低（杨庚等, 2012b, 2016）。而且，地震剖面的构造解释表明吐谷鲁背斜前翼也同样发育一系列叠瓦逆冲断层（图 1b），与玛纳斯背斜前翼发育逆冲断层类似，具有相同的构造特征。



a— MN002 井 MDT 实测紫泥泉子组地层压力图；b— MDT 实测安集海河组地层压力图（压力数据来自新疆油田分公司, 2007）

图 3　玛纳斯背斜钻井地层压力与深度及孔隙流体压力系数关系图

Fig. 3　Graphs showing the relationships between fluid pressure and Hubbert-Rubey pore-fluid pressure ratio (λ) as functions of depth through wells in the Manasi anticline.

(a) Pressures measured by the MDT technology in the MN002 well for the Ziniquanzi Formation ($E_{1\text{-}2}z$); (b) Pressures measured by the MDT technology in the MN1, MN001, and MN002 wells for the Anjihaihe Formation ($E_{1\text{-}2}a$)(Formation pressure data from Xinjiang Oilfield Company, 2007)

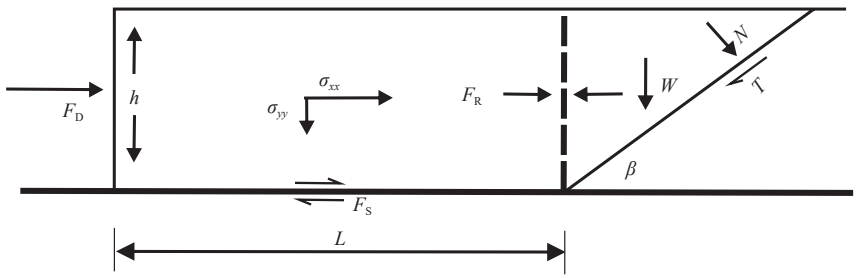
3　霍–玛–吐逆冲岩席发育力学模型

逆冲席体在低剪切强度层中沿底部滑脱面被拆离时主要受到 2 个方面的作用力，即来自席体后缘推挤力与逆冲席体本身重力（Mandl and Shippam, 1981）。后缘推挤作用力主要用于克服逆冲席体滑脱面的摩擦力和逆冲前缘的阻力。随着逆冲席体运动，摩擦阻力增加到一定程度，就会导致逆冲席体发生叠瓦，如霍–玛–吐逆冲断层前缘及 2 个背斜过渡区均发生叠瓦作用，地震剖面也清楚地显示出这一点。

准南逆冲带主要受天山方向的挤压应力作用，根据地震剖面及地表观察，霍–玛–吐逆冲岩席前缘发育中等倾角逆冲断层（断坪），中后缘逆冲断层为近水平展布（断坪），文章把该类型逆冲断层简化为图 4 中剖面的力学模型，在不考虑横向变化的情况下。力学模型假定：①逆冲席体完全是刚性，内部无变形；②挤压应力来自逆冲席体后缘；③沿逆冲席体底部运动，整个断层面均为同时运动。该模型不同于库伦楔形体模型 (Davis et al., 1983; Dalhen and Suppe, 1988; Dalhen, 1990）和逆冲块体底部固定模型（Hafner, 1951; Mandl and Shippam, 1981; Mandl, 1988; Yin, 1989）。逆冲席体中变形力学机制和过程最重要的 2 个参数为：地层层面中最有利发育断层的滑脱面，逆冲断坡角度及长度（Knipe, 1995）。

假设逆冲席体剖面上所有应力为挤压应力，垂直应力为最小主应力，推挤逆冲断层上盘向上移动和位移。

假设 μ_b 为断层滑动摩擦系数，ρ 是岩石密度，g 是重力加速度。长方形区域上，假设静岩压力（正应力）σ_{yy} 为 ρgh，L 为逆冲席体上盘断坪部分长度，h 为逆冲块体高度，其单位剪应力 $F_S=\mu_b\sigma_y$。根据逆



F_D：逆冲席体后缘单位构造挤压力/（Pa/m）
F_S：逆冲席体断坪上单位剪切力/Pa
N：断坡上的单位正应力/Pa
L：逆冲席体上盘断坪部分长度/m
β：断坡倾角/（°）
σ_{xx}：水平方向挤压应力/Pa
F_R：逆冲席体断坡造成的单位摩擦阻力/（Pa/m）
W：三角形块体单位重力/G
T：断坡上的单位剪切应力/Pa
h：逆冲席体高度/m
σ_{yy}：静岩压力（正应力）/Pa

图 4 霍−玛−吐逆冲岩席简化力学模型

Fig. 4 Simplified mechanic model of the Huo-Ma-Tu thrust sheet, showing the force balance in a hanging wall block

冲席体上盘中水平方向力的平衡平衡原理，可推导出水平方向挤压应力 σ_{xx} 与重力关系为：

$$\sigma_{xx}=\mu_b\rho gL+\frac{\rho gh}{2}\left[\frac{1+\mu_b\cot\beta}{1-\mu_b\tan\beta}-1\right] \quad (1)$$

简化为：

$$\frac{\sigma_{xx}}{\rho gh}=\left[\frac{L}{h}+\frac{(\cot\beta+\tan\beta)}{2(1-\mu_b\tan\beta)}\right]\mu_b \quad (2)$$

从公式（2）可以看出构造应力与重力比为无量纲参数。如果逆冲岩席长度和高度比值恒定，构造应力与重力比大小取决于断层摩擦系数与断坡倾角。实际上整个逆冲岩席长度应为（$L+h\cot\beta$）。在其他参数保持不变情况下，随着摩擦系数增加，水平挤压构造应力与重力比也会相应增加。随着断坡倾角 β 增加，水平挤压构造应力与重力比与断坡倾角则呈现非线性关系。如果断坡倾角大于 45°，断层摩擦系数值越大，水平挤压构造应力与重力比越大，如果 $h>L$，模型可能趋向于三角形楔形体变形模型（Davis et al., 1983）。当断坡角大于 51°，构造应力与重力比值为负，此时逆冲岩席以重力滑动为主，模型则可视为长方形块体。如果 $\beta\to 0$ 时，水平挤压构造应力与重力比趋于极大值，此时逆冲岩席上盘基本不会发生运动，表现出一种稳定状态，类似于长方形宽体模型（Hubbert and Rubey, 1959）。在其他参数保持不变情况下，如果 L/h 比值增加 1 倍，水平挤压构造应力与重力比也会相应增加，增加值等于对应的断层摩擦系数（μ_b）倍数。如取 $\mu_b\approx 0.4$，$L/h\approx 5$，$\beta=30°$，从方程（2）得出 $\sigma_{xx}/\rho gh\approx 3$，即构造挤压应力大约是静岩应力的 3 倍，就能引起逆冲席体上盘发生运动。

准南逆冲褶皱带逆冲断层面发育层位普遍为流体超压层的泥岩，较高的流体压力可影响断层的运动（Byerlee, 1993），尤其低角度逆冲断层或近水平面逆冲断层更容易发生滑脱（Hubbert and Rubey, 1959）。假设逆冲断层面存在孔隙流体压力为 P_f。断坡−断坪模型的断层面上盘运动主要是沿断层面摩擦滑动，下盘为刚性，基本不运动。剪切应力 τ 取决于正应力 σ_n（$\tau=\mu_b\sigma_n$，μ_b 为滑动摩擦系数）。在逆冲带中，逆冲断层面为底摩擦系数较低的超压层（Hubbert and Rubey, 1959）及膏盐、页岩韧性层 (Davis and Engelder , 1985), 成为极易滑动的滑脱层。由于流体超压存在，断层面上流体压力可极大降低断层摩擦阻力，如断坪上的矩形块体岩席静岩压力则为：

$$\sigma_{yy}=\rho gh-\lambda pgh=(1-\lambda)pgh \quad (3)$$

这样重新计算，含有流体超压逆冲席体的水平方向挤压应力 σ_{xx}：

$$\sigma_{xx}=\mu_b(1-\lambda)\rho gL+\frac{1}{2}\rho gh\left[\frac{1+\mu_b\cot\beta}{1-\mu_b\tan\beta}-\frac{\mu_b\lambda}{\cos\beta-\mu_b\sin\beta}-1\right] \quad (4)$$

把方程（4）简化为：

$$\frac{\sigma_x}{\rho gh}=\left[\frac{L}{h}+\frac{\cot\beta+\tan\beta}{2(1-\mu_b\tan\beta)}\right]\mu_b-\left[\frac{\cot\beta}{2(1-\mu_b\tan\beta)}+\frac{L}{h}\right]\mu_b\lambda \quad (5)$$

如果 $\lambda=0$，方程（5）与方程（3）一样，为无流体压力方程。与无流体压力方程（3）对比可知，有流体压力的构造应力与重力比值比无流体压力比值要低，减少的量值主要取决于流体压力系数，及逆冲岩席长度和高度比值和断层倾角和摩擦系数。在其他参数保持不变情况下，如果 L/h 比值增加 1 倍，水平挤压构造应力与重力比也会相应增加值，其差值为（$1-\lambda$）μ_b。如果流体压力为 0，差值就为断层的摩擦系数。

如取 $\mu_b\approx 0.4$，$L/h\approx 5$，$\beta=30°$，$\lambda=0.4$，从方程（5）得

出 $\sigma_{xx}/\rho gh$≈1.68，即构造挤压应力大约是静岩应力的 2 倍（图 5）。如果不考虑流体压力，即 λ=0，从方程（5）得出 $\sigma_{xx}/\rho gh$≈2.6（表 1），说明静水流体压力时就比不考虑流体压力，需要的水平挤压压力值相对减少 0.63 倍，就可以较小的挤压力致使逆冲席体上盘发生运动。从表 1 可以看出，当流体压力系数达到 0.6，水平挤压压力值就相对减小 0.47 倍，则能以更小的挤压力致使逆冲席体上盘发生滑动。

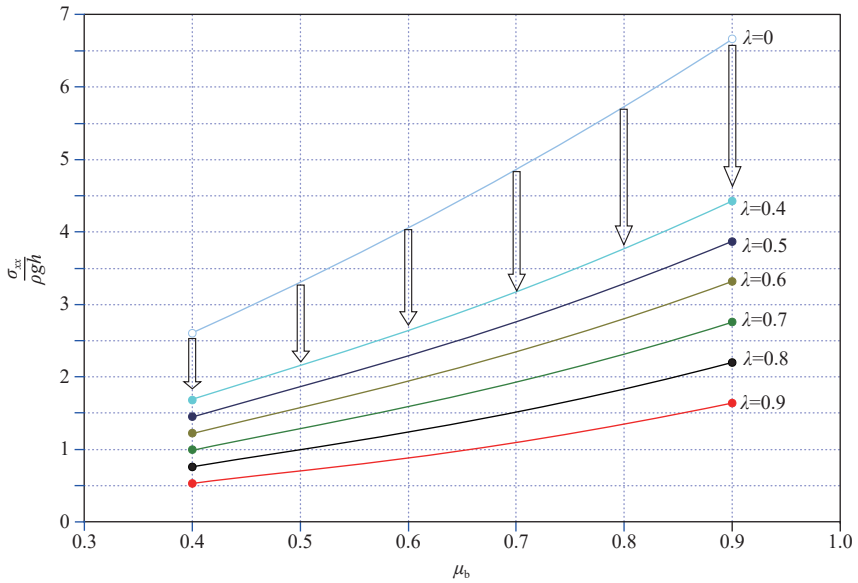


图 5　不同流体压力系数下，水平挤压应力与重力比值（$\sigma_{xx}/\rho gh$）与断层摩擦系数（μ_b）之间关系，假设断坡角度 β=30°，L/h=5

Fig. 5　Relationship between the compressive stress to gravity ratio ($\sigma_{xx}/\rho gh$) and the fault friction coefficient (μ_b) for various fluid pressure coefficients, assuming fault dip angle β=30°, L/h=5

表 1　不同断层摩擦系数（μ_b）和不同流体压力系数下计算的水平挤压应力与重力比值

Table 1　The tectonic stress to gravitational stress ratio varies with different sliding friction coefficients and Hubbert-Rubey pore-fluid pressure ratio (λ)

水平压力与重力比值		摩擦系数					
		0.40	0.50	0.60	0.70	0.80	0.90
流体压力系数	0.0	2.60	3.31	4.06	4.86	5.72	6.66
	0.4	1.68	2.15	2.65	3.19	3.77	4.43
	0.5	1.45	1.86	2.30	2.77	3.29	3.87
	0.6	1.22	1.57	1.94	2.35	2.80	3.31
	0.7	0.99	1.28	1.59	1.93	2.32	2.76
	0.8	0.76	0.99	1.24	1.51	1.83	2.20
	0.9	0.53	0.70	0.88	1.10	1.34	1.64

把公式（5）除以公式（2），得出有流体压力（压力系数 λ>0）与无流体压力（压力系数 λ=0）情况下，水平挤压应力与重力比值变化百分比为 σ：

$$\sigma = 1 - \frac{\left[\frac{L}{h} + \frac{1}{2(\cos\beta - \mu_b \sin\beta)}\right]}{\left[\frac{L}{h} + \frac{\cot\beta + \tan\beta}{2(1 - \mu_b \tan\beta)}\right]}\lambda = 1 - \lambda + \frac{\tan\beta}{\left[\frac{L}{h} + \frac{\cot\beta + \tan\beta}{2(1 - \mu_b \tan\beta)}\right]}\lambda \qquad (6)$$

假设系数 c（无量纲参数）定义为：

$$c = \frac{\tan\beta}{\left[\frac{L}{h} + \frac{\cot\beta + \tan\beta}{2(1 - \mu_b \tan\beta)}\right]} \qquad (7)$$

如果已知某个逆冲席体形状的几何参数（长度与高度比值 L/h）和断坡角 β，那么系数 c 就会是断层摩擦系数（μ_b）和逆冲席体形状的几何参数的函数。即随着断层摩擦系数增加，系数 c 就会相应地减少。如前所述，σ 代表有有流体压力逆冲席体的水

平方向与重力比值与无流体压力逆冲席体的水平方向与重力比值百分比。

公式(6)最终可简化为:

$$\sigma = 1-(1-c)*\lambda \tag{8}$$

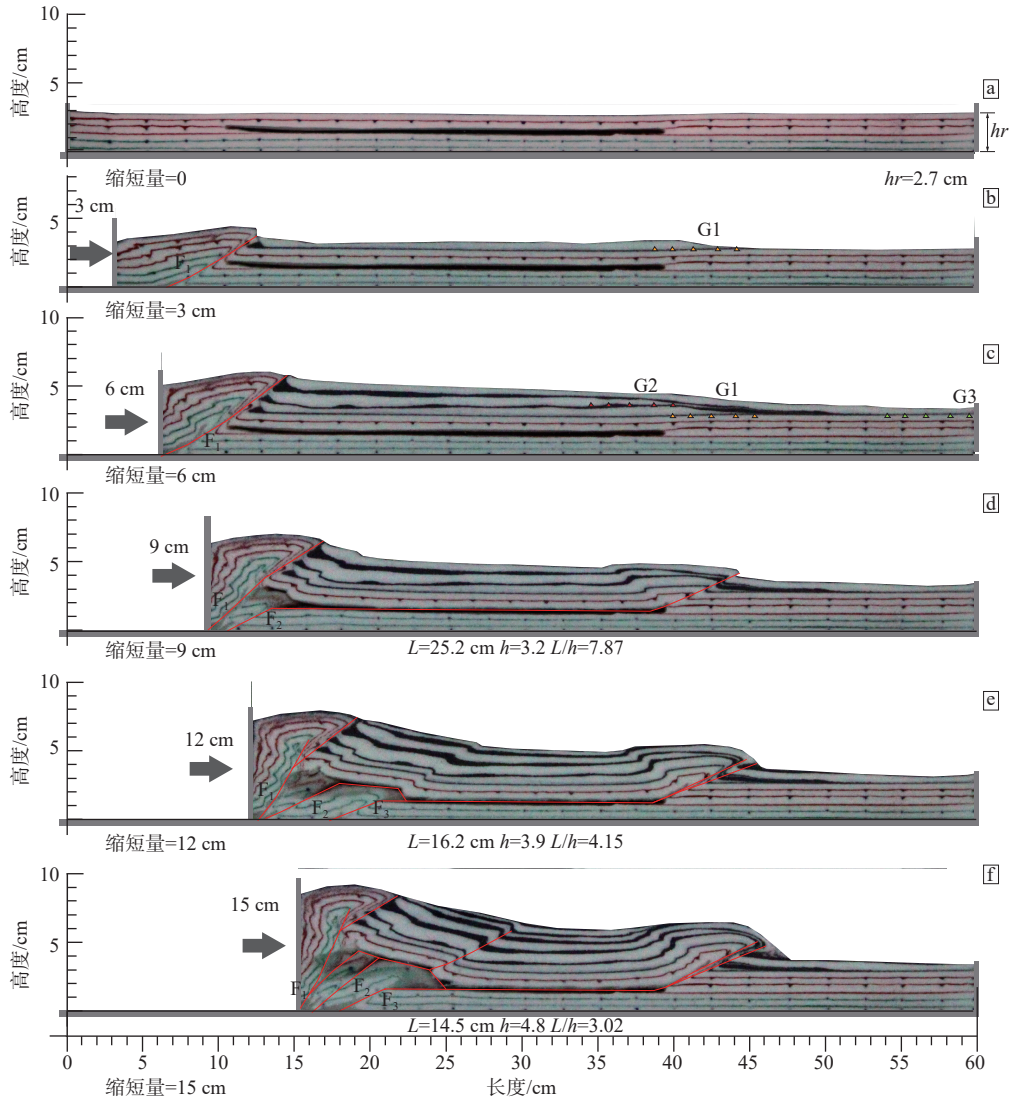
公式(6)清楚地显示出,一个已知逆冲席体形状的几何参数和断层摩擦系数及断坡角,其运动所需的水平挤压力比无流体压力就会随着流体压力系数增加出现线性降低。

4 后缘挤压逆冲岩席发育物理模拟实验

由于力学模型极大地简化了地质模型,未能详细反映出含有流体超压的滑脱层在变形中作用。为了更好地反映逆冲席体在逆冲作用发育规律,在中国石油勘探开发研究院构造物理模拟室进行了多次物理模拟实验,从中选取并分析出一组最符合准南霍-玛-吐逆冲岩席形成样式模拟实验结果。在该物理实验模型中,考虑了实际地质结构中含滑脱层的变形特征,及逆冲过程中发育的生长地层对逆冲断层发育的影响。含有流体压力的滑脱断层以硅胶层(图 6 中深色部分)来表示,石英砂模拟沉积盖层及生长地层。详细模拟方法及参数参见陈竹新等(2019)。为了模拟出霍-玛-吐逆冲断层发育并出露地表这一特点,模拟实验中将该处作为硅胶层尖灭的边界点进行处理(图 6)。实际地质情况是古新世安集海河组和紫泥泉子组泥岩一直是连续发育,或许是此处存在早期的隆起—背斜构造导致的。此后多组的模拟实验证实只要有硅胶层,逆冲断层一直沿硅胶层向前发育,未能出露地表。到目前为止,所有已做的模拟实验也未能做出与实际地质情况更相符的模拟实验,但选取出来的模拟实验结果是最接近,也是最符合霍-玛-吐逆冲断层发育地质特征及发育机制的。

挤压逆冲构造在无滑脱层存在情况下(或者说逆冲断层沿基底滑脱面),随着逆冲作用进行,逆冲块体变形以整体变形为主,逆冲断层从基底一直错断到地表,如图 6 和图 7 中左侧逆冲断层 F_1 及逆冲席体。逆冲断层发育过程中,古近系安集海河组页岩在构造挤压中作为超压层,最容易发育为断层滑脱层,并假设在逆冲断层前缘发育有生长地层 G_1、G_2 和 G_3。当挤压缩短量为 3 cm 时,未变形原始模型(图 6a)挤压成图 6b 的变形模型。在图 6b 中发育逆冲断层 F_1,在断层前缘发育生长地层 G_1。随着挤压作用持续进行,在断层前缘发育生长地层 G_2。当挤压缩短量达到 6 cm 时,逆冲断层 F_1 前缘连续发育生长地层 G_1、G_2 和 G_3 等三期生长地层(图 6c)。当挤压缩短达到 9 cm 时 (图 6d), 逆冲断层 F_1 前缘发育逆冲断层 F_2 及逆冲席体,及在生长地层 G_1、G_2 尖面端,并开始发育断层扩展褶皱,也可认为霍-玛-吐逆冲断层及逆冲席体开始发育。随着逆冲席体运动,摩擦阻力增加到一定程度,越来越高的应力就会导致逆冲席体发生叠瓦,如霍-玛-吐逆冲断层前缘发生的叠瓦构造,以及在 2 个背斜过渡区则发育更加明显的叠瓦构造。当挤压缩短量达到 12 cm 时(图 6e),逆冲断层 F_1 前缘发育逆冲断层 F_2、F_3,当然可认为这 3 条逆冲断层是同时活动的。当挤压缩短达到 15 cm 时(图 6f),逆冲断层 F_1 前缘发育逆冲断层 F_2、F_3 组成逆冲推覆双重构造。逆冲前缘发育断层扩展褶皱。可以看出逆冲断层 F_1 为无流体压力的逆冲席体运动,而逆冲断层 F_1 前缘发育的逆冲断层 F_2、F_3 及岩席变形是由于流体异常压力存在,两者的变形样式及特征有明显差异。随着持续挤压作用,虽然逆冲席体表现较为刚性,但其变形主要集中在逆冲席体前缘逆冲断坡处及逆冲席体后缘。

对模拟结果图像做进一步处理,得出质点构造应变分析的剪切应变图和位移矢量图(图 7)。根据应变聚集和质点变形活动可了解地质构造变形的发育过程和发育机制,位移矢量图能清楚显示出变形质点位移,或者变形样式。当缩短量达到 3 cm 和 6 cm 时,这一阶段最大剪切应变值和构造变形主要集中在逆冲断层 F_1 及上盘地层中,位移矢量图显示出质点位移方式依逆冲断层 F_1 运动轨迹而变化(图 7b、7c)。当挤压缩短量达到 9 cm 时,这一阶段的最大剪切应变值主要位于逆冲断层 F_1 和 F_2 迹线转折部位,位移矢量图显示出点位移方式平行于逆冲断层 F_2 滑脱面,逆冲断层 F_2 上盘变形依逆冲断层 F_2 运动轨迹而变化(图 7d)。当缩短量达到 12 cm 时,该阶段最大剪切应变值和构造变形主要集中在逆冲断层 F_3 转折位置,位移矢量图显示出点位移方式平行于逆冲断层 F_3 滑脱面(断坪),逆冲断层 F_3 上盘地层随着逆冲断层 F_3 迹线而变化(图 7e)。当缩短达到 15 cm 时,该阶段最大剪切应变值和构造变形完全集中在逆冲断层 F_3 转折位置及断坪之



G_1、G_2 和 G_3 为三期不同时间的生长地层

图 6　霍–玛–吐逆冲席体及逆冲断层物理模拟实验图（未变形模拟层初始厚度 *hr*=2.7 cm）

Fig. 6　Process and result of the sectional simulation experiment for the Huo-Ma-Tu thrust sheet and thrust fault (initional thickness of undeformed strata *hr*=2.7 cm)

G_1, G_2, and G_3 are the respective growth strata.

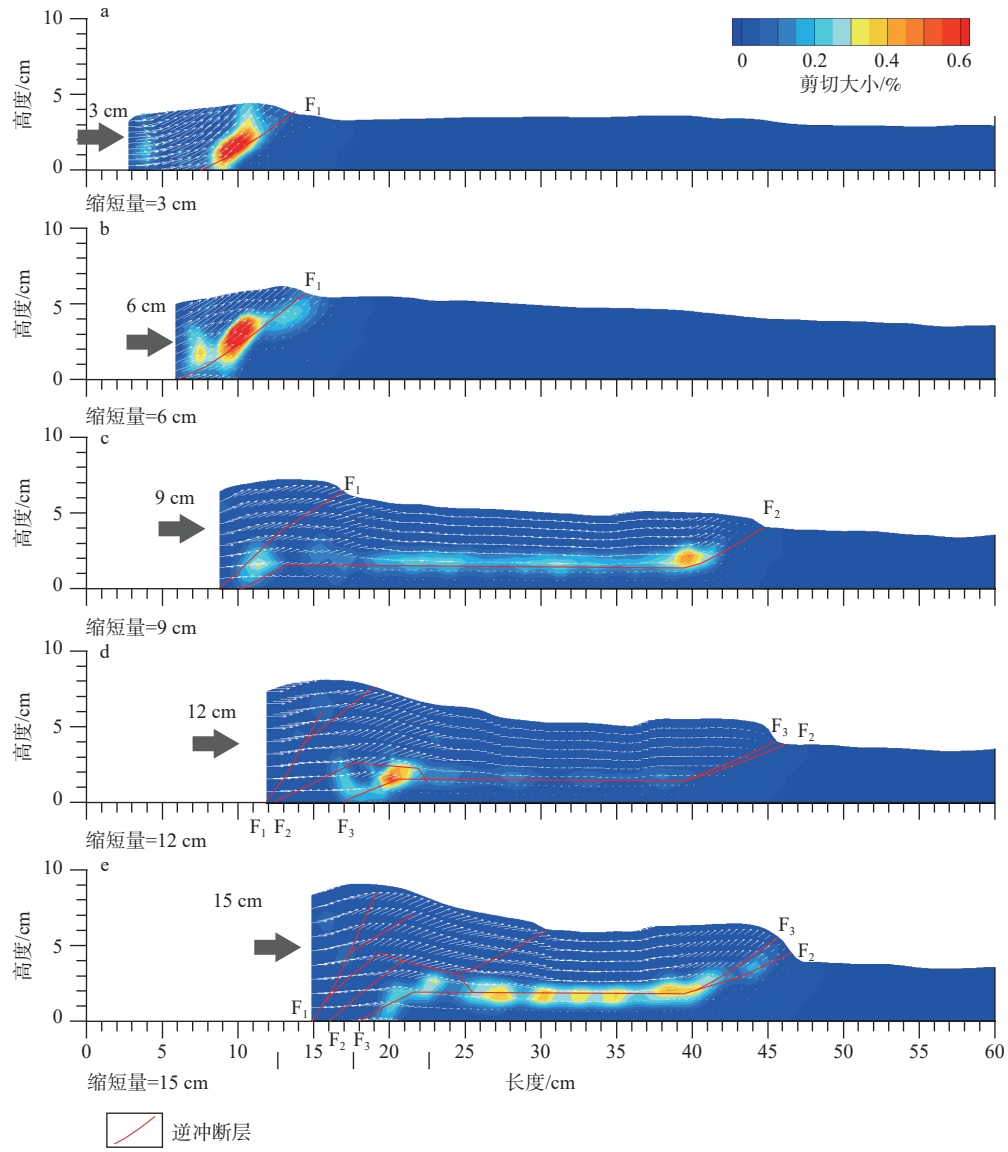
上，位移矢量图显示出显示出点位移方式平行于逆冲断层 F_3 断坪，逆冲断层 F_3 上盘地层随着逆冲断层 F_3 迹线而变化（图 7f）。由图 7f 的剪切应变图得知，在一条滑脱逆冲断层之上，当剪切应变最大值呈多点集中在滑脱层之上，滑脱断层就会持续发育或活动，文章认为对这一现象需要做进一步研究，从而揭示出逆冲滑脱断层变形机制问题。

当在持续挤压过程中，连续发育 G_1、G_2 和 G_3 等 3 期生长地层，由于生长地层沉积厚度较薄，沉积范围较窄，其下的膏泥岩不影响逆冲断坡的构造变形样式，逆冲滑脱断层之上的逆冲岩席整体仍为均一刚性而位移。

5　讨论

5.1　逆冲构造力学机制问题

逆冲断层运动力学机制可分为重力作用（Hubbert and Rubey, 1959; Elliott, 1976a, 1976b; Cooper, 1981）和水平挤压作用（Cello and Nur, 1988; Smith, 1981）。在挤压变形系统中，逆冲席体一般由能干层和非能干层组成的脆韧性多层地层系统组



图中点划线为位移矢量图，等值线为剪切应变图，大小以颜色深度表示。

图 7 霍–玛–吐逆冲断层物理模拟实验剪切应变图（等值线表示）和位移矢量图（点划线表示）（*hr*=2.7cm）

Fig. 7 Shear magnitudes and displacement vectors computed by the sectional simulation experiment for the Huo-Ma-Tu thrust sheet

The dotted lines are displacement vectors, isolines represent shear magnitudes.

成的。在缩短过程中，逆冲系统一般发育断坡和断坪几何样式，断坪一般局限在非能干层中，断坡向上切穿能干层（Dahlstrom, 1970; Elliott, 1976a, 1976b; Boyer and Elliott, 1982; Butler, 1982; Mitra, 1986）。膏盐和页岩等韧性层一般作为逆冲席体运动的底部滑脱层（Gretener, 1972, 1981; Davis and Engelder, 1985; Cello and Nur, 1988）。Serra（1977）扩展了 Rich（1934）模型，提出断坡区域由于韧性层变化出现 3 种变形模式：第 1 种模式是在断坡区发育叠瓦逆冲断层，但逆冲断层汇聚到上盘断坡处，而准南霍–玛–吐岩席是从上盘断坪处开始发育的叠瓦逆冲构造；第 2 种模式为在断坡处韧性层发生增厚（(Koyi and Maillot, 2007），这种模式不符合准南地区霍–玛–吐逆冲岩席发育的构造样式；第 3 种模式为断坡区及上盘附近发育多个反冲逆冲断层，该模式也明显不符合准南地区霍–玛–吐逆冲岩席的构造样式。

5.2 逆冲席体运动新几何模型及力学模型

从野外实地逆冲断层及逆冲席体的几何学观察和地震资料的构造解释结果（图 1b）来看，逆冲席体的形状不可能是规则的矩形块体，逆冲席体的形

状比较接近的形状应该为前锋为楔形（Anderson, 1951）的矩形块体（图 4）。从图 4 简化模型中也可以看出，如方程（5）所表示，如果楔形块体的角度 β 大于 60°以上，此时整体模型近似于矩形块体，如果大于 80°，接近或趋向于 Hubbert and Rubey（1959）的矩形块体模型。如果楔形块体的角度 β 小于 5°，此时整体模型近似于三角形块体，就会接近或类似于逆冲楔形体模型（Chapple, 1978; Davis et al., 1983; Merle, 1998）。文章建立逆冲席体运动组合几何模型更接近野外及地震剖面观察到的霍−玛−吐逆冲席体实际几何学形态特征，或者说接近造山带前陆逆冲褶皱带中大多数逆冲席体几何样式。

Smoluchowski（1909））认为应用弹性摩擦滑动理论无法解释推挤含水的平直滑脱面之上长方体形状的逆冲席体能发生大位移，这是因为推挤这样的逆冲席体发生大位移，所需要的应力有可能超过逆冲席体底部正常摩擦系数所维持的岩石强度，这可能导致逆冲席体内部首先发生破裂，破裂的逆冲席体就不能作为一个整体，被推挤而发生运动或位移，这个问题就是“大型逆冲断层力学机制矛盾”（mechanical paradox of large overthrusts; Price, 1988），即野外实际地质观察与理论力学模型计算出最大逆冲席体长度之间的矛盾（Liu and Ranalli, 1992）。Price（1988）根据野外实地断层观察，提出逆冲断层发育的多数力学模型假设不成立。首先，认为逆冲席体不是刚性，整个逆冲席体内部有褶皱和断裂等变形，而且沿断层面的位移量，无论沿断层走向，还是在位移方向都不一致。其次，认为沿逆冲断层面位移是多次小位移的累积，断层每一次位移只造成很小的位移量。甚至在每一次位移事件，并不同时发育断层破裂，这样就有可能降低逆冲席体位移所需的应力。Washington and Price（1990）对 Price 的模式提出异议，认为逆冲席体大位移可发生在临界逆冲楔形体内（Chapple, 1978）。实际上楔形体模型中，逆冲席体位移时拖曳阻力只可作用到楔形体内逆冲席体下部特定区域，而楔形体内上部为未变形区（Dahlen et al., 1984; Dahlen, 1990; Merle, 1998）。临界楔形逆冲席体模型也没有涉及逆冲席体最大长度问题（Chapple, 1978; Davis et al., 1983; Merle, 1998）。目前研究证实，准南流体压力异常一般呈层状或带状展布（Luo et al., 2007），而逆冲断层面基本都在流体压力异常带中发育。准南逆冲带钻井实测地层压力数值指出，霍−玛−吐滑脱断层及断坡上，异常异常流体压力主要集中在泥岩或页岩地层之中，其流体压力系数在 0.8～0.9 之间。异常流体压力主要分布在前陆逆冲断层带以及逆冲楔底部的软弱带中（Dahlen et al., 1984）。目前的研究也证实台湾山前现今仍在活动的褶皱逆冲带以及其他活动增生楔均证实存在异常高流体压力（Hubbert and Rubey, 1959; Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1984）。

逆冲席体上盘变形机制研究主要通过模拟实验（Merle and Abidi, 1995; Bonini et al,2000）进行，这些模拟实验研究表明控制断坡发育主要控制因素为断坡摩擦系数和上盘剥蚀作用。如果下盘为刚性，逆冲断坡的上盘为黏性变形层，下盘为断坡断坪变形模式，上盘变形为平行层缩短，并产生一系列反冲断层（Bonini et.al, 2000）。影响逆冲席体运动主要有 3 种因素：①逆冲席体前缘断坡区逆冲断坡倾角大小；②断层滑脱面的摩擦系数，即沿断层面摩擦阻力（Turner and Williams, 2004）；③沿断层面的流体压力系数（Hubbert and Rubey, 1959）。因此，断层是否重新活动取决于断面摩擦阻力降低、断面旋转造成先存断面倾角从陡变缓和断面上流体流动快慢（Kelly et al., 1999）。

文中简化的力学模型（图 4）还讨论了逆冲断层面无流体压力和有流体压力所发育的逆冲岩席运动形成机制、发育特征及影响因素，但未考虑地貌差异及剥蚀作用以及逆冲席体上盘地层挤压增厚等影响因素的作用。如果逆冲断层席体几何参数（长度与厚度比，即 L/h）固定，影响有流体压力的逆冲席体运动只有以下 3 个因素：水平构造挤压力、滑脱层流体压力系数和断层面摩擦阻力系数；影响无流体压力逆冲席体运动只有 2 个因素：水平构造挤压力和断层面摩擦阻力系数。模拟实验证实无流体压力逆冲席体（Mulugeta and Sokoutis, 2003），当构造应力与重力比值大于 1，上盘块体表现准刚性；当该比值约等于 1，上盘块体以底部以滑动为主，块体内部发生变形，上盘以断层弯曲褶皱为主。断层摩擦系数越小（μ_b=0.4），构造应力与重力比值（$\sigma_{xx}/\rho gh$）的极小值区间相对应的断坡角 β 大约位于 5°～65°之间。随着摩擦系数的增加，该极小值区间相对应的断坡角 β 区间就会缩小。如果摩擦系数

为 μ_b=0.9, 该极小值区间相对应的断坡角 β 区间为10°～40°之间。假设摩擦系数为 0.4、0.5、0.6、0.7、0.8、0.85, $\sigma_{xx}/\rho gh$ 达到极小值时, 其对应的最优断坡角 β 分别为 34°、32°、30°、28°、26°和 24°, 该最优断坡角与逆冲岩席长度和高度比值无关, 仅与断层摩擦系数相关。假设下盘表现刚性情况下, 说明该断坡角度, 最小的挤压应力就能造成上盘逆冲岩席发生运动。有流体压力的逆冲席体, 其水平方向的挤压构造应力与重力比值与较无流体压力逆冲席体的水平方向的挤压构造应力与重力比值要减少很多(图 5), 说明逆冲席体底部断层面以滑动为主, 相对下盘而言, 增加了上盘块体的刚性。同一逆冲席体所需的水平挤压应力随着流体压力系数增加而呈线性降低, 见公式(6)。

5.3 逆冲席体运动物理模拟实验意义

物理模拟比较灵活, 可以模拟出逆冲席体运动过程中上盘地层在挤压初期表现为刚性, 随着变形发展, 逆冲席体适应断坡处变形逐渐表现为塑性, 断层带存在异常流体压力(Hubbert and Rubey, 1959; Jinghwa Hsű, 1969); 断层带遵循线性或非线性流动定律流变学(Kelhe, 1970), 运动方向地貌斜坡(Elliott, 1976a, 1976b); 或者楔形几何形态具有塑性流变学特征(Chapple, 1978)。上盘地层发育反冲断层及发生增厚(图 6), 或为线性黏性应变(Wiltschko, 1979)。Koyi and Maillot(2007) 通过模拟实验和数学模型, 提出逆冲席体上盘地层被推挤经过断坡会发生部分增厚作用, 并与断坡几何形态有一定关系。在断坡上, 逆冲席体发育理论模式所预测在断坡上岩石变形的应变历史和样式, 取决于断坡上岩层位置及岩层的不均一性(Wiltschko, 1981)。由于逆冲席体在挤压缩短变形中, 逆冲断层席体长度发生随着变形发生而变化, 相对来说逆冲席体厚度变化较小。在模型中, 该比值一般取整数值, 如 L/h=1, 2, 3 或 5。此次的物理模拟实验也证实, 在挤压作用下无流体压力的逆冲席体初始断坡角度较缓, 逆冲席体长度相对较长。随着持续挤压作用, 逆冲席体长度逐渐缩短, 同时逆冲断坡角度逐渐增大。最后逆冲席体被挤压变窄, 断坡角较陡(见图 6 左侧逆冲席体)。而有流体压力的逆冲席体, 在初始挤压作用下, 逆冲席体长度相对较长, 逆冲席体初始断坡角度较缓, L/h 值最大。随着持续挤压作用, 逆冲席体长度逐渐缩短, 同时逆冲断坡上地层增厚, 发育反冲逆冲断层, 或者断坡前发育第 2 条逆冲断层, 断层角度比第 1 条逆冲断层角度大, 或许组成叠瓦逆冲断层。最后逆冲席体也被挤压变窄, 逆冲席体后缘发育被动顶板双重构造(见图 6 右侧逆冲席体)。剪切应变图(图 7)也说明, 在 1 条滑脱逆冲断层之上, 当剪切应变最大值呈多点集中在滑脱层之上, 滑脱断层就会持续发育或活动, 位移矢量图(图 7)表明逆冲席体的位移是整体位移, 只不过逆冲席体上位移大小分布是不均匀的, 部分区位移较大, 部分区位移相对偏小, 位移呈现不均匀性, 此次模拟实验未发现有小位移累加累积证据。

此次模拟实验显示的剪切应变图和位移矢量图清楚地显示后缘挤压作用下, 逆冲席体及逆冲断层位移矢量特征, 位移中其剪切应变图显示出逆冲断层位移特征和位移方式(图 7), 反映了逆冲席体底部大位移是多地段同时发生的小范围位移累积而成大位移。Cello and Nur(1988)认为后缘挤压的逆冲席体运动岩层变形主要为弹塑性, 逆冲席体变形模型、变形时间和变形样式主要取决于一定范围内构造应变和瞬时、接近静岩压力的孔隙流体压力之间的耦合关系。逆冲席体的位移矢量特征(图 7)也显示出上盘位移具有刚性位移特征, 除了在断坪与断坡交界处出现局部地层增厚及反冲现象。而地震资料显示霍−玛−吐逆冲断层是位于安集海河组异常高压地层中, 并控制了霍−玛−吐背斜带的发育, 但仅在断坪与断坡交界处发现地层厚度异常增厚, 这些证据说明霍−玛−吐逆冲断层上盘的逆冲席体刚性较强。

6 结论

综合对准南逆冲褶皱带霍−玛−吐逆冲断层及逆冲岩席发育的异常地层压力和简化力学模型及模拟实验结果, 初步得出如下认识:

(1)准南逆冲褶皱带霍−玛−吐逆冲岩席及逆冲断层为强干逆冲席体/弱滑脱断层组合, 逆冲席体内部基本无变形, 构造席体主要沿着异常超压地层发生滑脱变形。钻井实测数据给出霍−玛−吐逆冲断层的孔隙流体压力系数多数在 0.8～1 之间。玛纳斯背斜钻井 MDT 测压数据证实超压层中发育的逆冲断层能分割了断层上下盘地层压力, 造成上下盘

超压层的流体压力系数出现差异。

（2）根据霍-玛-吐逆冲岩席变形的弹性力学简化几何组合模型，即矩形块体加三角形块体模型，建立了后缘挤压应力与垂向方向的重力值比值与断层摩擦系数，断坡角和逆冲席体长度与厚度比数学关系式，并计算出后缘挤压应力与垂向方向重力比值会随着断层面的流体压力系数增加而发生显著降低，说明逆冲席体的位移作用主要取决于断层滑脱面的流体压力和断层摩擦系数及断坡角度。

（3）物理实验模型证实霍-玛-吐挤压逆冲构造是在存在异常压力情况下发生的滑脱作用，霍-玛-吐逆冲席体表现相对刚性，滑脱层相对较弱，属于强干逆冲席体/弱滑脱断层组合。随着持续挤压作用，逆冲席体变形主要集中在逆冲断坡前缘及逆冲席体后缘。依据物理模拟实验计算出变形过程中的剪切应变图显示出剪切应变最大值呈多点集中在滑脱层之上，反映了逆冲席体底部大位移是多地段同时发生的小范围位移累积而成大位移。

致谢：研究过程中得到了中国石油勘探开发研究院全力支持，多位同行专家对论文进行了认真评审，并提出了宝贵意见与建议，在此一并衷心感谢。

References

ANDERSON E M, 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain[M]. 2nd ed. Edinburgh: Oliver and Boyd: 206.

BONINI M, SOKOUTIS D, MULUGETA G, et al., 2000. Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps[J]. Journal of Structural Geology, 22(8): 1165-1179.

BOYER S E, ELLIOTT D, 1982. Thrust systems[J]. AAPG Bulletin, 66(9): 1196-1230.

BURCHFIEL B C, BROWN E T, DENG Q D, et al., 1999. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China[J]. International Geology Review, 41(8): 665-700,

BUTLER R W H, 1982. The terminology of structures in thrust belts[J]. Journal of Structural Geology, 4(3): 239-245.

BYERLEE J, 1993. Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes[J]. Geology, 21(4): 303-306.

CELLO G, NUR A, 1988. Emplacement of foreland thrust systems[J]. Tectonics, 7(2): 261-271.

CHAPPLE W M, 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts[J]. GSA Bulletin, 89(8): 1189-1198.

CHEN Z X, LEI Y L, JIA D, et al. , 2019. Physical analog and structural modeling techniques and applications[M]. Beijing: Science Publish Press: 249. (in Chinese)

COOPER M A, 1981. The internal geometry of nappes: criteria for models of emplacement[M]//MCCLAY K R, PRICE N J. Thrust and nappe tectonics. London: Geological Society, Special Publications, 9(1): 225-234.

CRUSET D, CANTARERO I, BENEDICTO A, et al., 2022. From hydroplastic to brittle deformation: controls on fluid flow in fold and thrust belts. Insights from the Lower Pedraforca thrust sheet (SE Pyrenees)[J]. Marine and Petroleum Geology, 120: 104517,

DAHLEN F A, SUPPE J, DAVIS D, 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive coulomb theory[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B12): 10087-10101.

DAHLEN F A, SUPPE J, 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts[M]//CLARK S P JR, BURCHFIEL B C, SUPPE J. Processes in continental lithospheric deformation. Boulder: Geological Society of America: 161-178.

DAHLEN F A, 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 18(1): 55-99,

DAHLSTROM C D A, 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian rocky mountains[J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 18(3): 332-406.

DAVIS D M, SUPPE J, DAHLEN F A, 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B2): 1153-1172.

DAVIS D M, ENGELDER T, 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts[J]. Tectonophysics, 119(1-4): 67-88.

ELLIOTT D, 1976a. The motion of thrust sheets[J]. Journal of Geophysical Research, 81(5): 949-963.

ELLIOTT D, 1976b. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical & Engineering Sciences, 283(1312): 289-312.

GRAULS D J, BALEIX J M, 1994. Role of overpressures and in situ stresses in fault-controlled hydrocarbon migration: a case study[J]. Marine and Petroleum Geology, 11(6): 734-742,

GRETENER P E, 1972. Thoughts on overthrust faulting in a layered sequence[J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 20(3): 583-607.

GRETENER P E, 1981. Pore pressure, discontinuities, isostasy and overthrust[M]//MCCLAY K R, PRICE N J. Thrust and nappe tectonics. London: Geological Society, Special Publications, 9(1): 33-39.

HAFNER W, 1951. Stress distributions and faulting[J]. GSA Bulletin, 62(4): 373-398.

HATCHER R D JR, 2004. Properties of thrusts and upper bounds for the size of thrust sheets[M]//MCCLAY K R. Thrust tectonics and hydrocarbon systems. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 82: 18-29.

HUBBERT M K, RUBEY W W, 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting[J]. Geological Society of America Bulletin, 70(2): 115-166.

JINGHWA HSŰ K, 1969. Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding[J]. GSA Bulletin, 80(6): 927-952.

KELHE R O, 1970. Analysis of gravity sliding and orogenic translation[J].

GSA Bulletin, 81(6): 1641-1664.

KELLY P G, Peacock D C P, SANDERSON D J, et al., 1999. Selective reverse-reactivation of normal faults, and deformation around reverse-reactivated faults in the Mesozoic of the Somerset coast[J]. Journal of Structural Geology, 21(5): 493-509.

KNIPE R J, 1995. Footwall geometry and the rheology of thrust sheets[J]. Journal of Structural Geology, 7(1): 1-10.

KOYI H A, MAILLOT B, 2007. Tectonic thickening of hanging-wall units over a ramp[J]. Journal of Structural Geology, 29(6): 924-932.

LI M H, LI Z, LIAO J D, 2005. Analysis of ground stress in the southern part of Jungger Basin and discussions of the related issues[J]. Xinjiang Geology, 23(4): 343-346. (in Chinese with English abstract)

LIU J Y, RANALLI G, 1992. Stresses in an overthrust sheet and propagation of thrusting: an airy stress function solution[J]. Tectonics, 11(3): 549-559.

LU X S, ZHUO Q G, ZHAO M J, et al. , 2020. The quantitative evaluation techniques for source-reservoir configuration and fault-caprock combinations in foreland basins (confidentiality of technical Report)[R]. (in Chinese)

LU X S, ZHAO M J, ZHANG F Q, et al., 2022. Characteristics, origin and controlling effects on hydrocarbon accumulation of overpressure in foreland thrust belt of southern margin of Junggar Basin, NW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 49(5): 859-870. (in Chinese with English abstract)

LUO X R, WANG Z M, ZHANG L Q, et al., 2007. Overpressure generation and evolution in a compressional tectonic setting, the southern margin of Junggar Basin, northwestern China[J]. AAPG Bulletin, 91(8): 1123-1139,

MANDL G, SHIPPAM G K, 1981. Mechanical model of thrust sheet gliding and Imbrication[M]//MCCLAY K R, PRICE N J. Thrust and nappe tectonics. London: Geological Society, Special Publications, 9(1): 79-98, doi: 10.1144/GSL.SP.1981.009.01.08.

MANDL G, 1988. Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts[M]. Amsterdam: Elsevier: 407.

MERLE O, ABIDI N, 1995. Approche experimentale du fonctionnement des rampes emergentes[J]. Bulletin de la Société Géologique de France, 166(5): 439-450.

MERLE O, 1998. Emplacement mechanisms of nappes and thrust sheets[M]. Dordrecht, Boston: Kluwer Academic Publishers: 159.

MITRA S, 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential[J]. AAPG Bulletin, 70(9): 1087-1112.

MULUGETA G, SOKOUTIS D, 2003. Hanging wall accommodation styles in ramp-flat thrust models[M]//NIEUWLAND D A. New insights into structural interpretation and modelling. London: Geological Society, Special Publications, 212(1): 197-207.

PRICE N J, COSGROVE J W, 1990. Analysis of geological structures[M]. Cambridge: Cambridge University Press: 502.

PRICE R A, 1988. The mechanical paradox of large overthrusts[J]. GSA Bulletin, 100(12): 1898-1908.

QIU J H, RAO G, WANG X, et al., 2019. Effects of fault slip distribution on the geometry and kinematics of the southern Junggar fold-and-thrust belt, northern Tian Shan[J]. Tectonophysics, 772: 228209,

RICH J L, 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee[J]. AAPG Bulletin, 18(12): 1584-1596.

SERRA S, 1977. Styles of deformation in the ramp regions of overthrust faults[C]// WGA, 2005 - Rocky Mountain Thrust Belt Geology and Resources; 29th Annual Field Conference Guidebook, 1977 Proceedings of the twenty-ninth annual field conference Wyoming geological association guidebook: 487-498.

SMITH A G, 1981. Subduction and coeval thrust belts, with particular reference to North America[M]//MCCLAY K R, PRICE N J. Thrust and nappe tectonics. London: Geological Society, Special Publications, 9(1): 111-124.

SMOLUCHOWSKI M S, 1909. II. Some remarks on the mechanics of overthrusts[J]. Geological Magazine, 6(5): 204-205.

SUPPE J, HUANG M H, CARENA S, 2009. Mechanics of thrust belts and the weak-fault/strong-crust problem[J]. Trabajos de Geología, 29: 61-65.

TURNER J P, WILLIAMS G A, 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening[J]. Earth-Science Reviews, 65(3-4): 277-304.

WASHINGTON P A, PRICE R A, 1990. The mechanical paradox of large overthrusts: alternative interpretation and reply[J]. GSA Bulletin, 102(4): 529-532.

WILLIAMS G, CHAPMAN T, 1983. Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model[J]. Journal of Structural Geology, 5(6): 563-571.

WILTSCHKO D V, 1979. A mechanical model for thrust sheet deformation at a ramp[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B3): 1091-1104.

WILTSCHKO D V, 1981. Thrust sheet deformation at a ramp: summary and extensions of an earlier model[M]//MCCLAY K R, PRICE N J. Thrust and nappe tectonics. London: Geological Society, Special Publications, 9(1): 55-63.

XINJIANG OILSUBCOMPANY, 2007. Geological reports of well MN1 and Well MN001 completion(confidentiality of technical informations)[R]. (in Chinese)

XU X W, DENG Q D, ZHANG P Z, et al. , 1996. Deformation of fluvial terraces across the Manas-Huoerguos reverse fault and fold zone and its neotectonic implication in Xinjiang, northwestern China[C]//Editing Committee of the Research of Active Fault. Research of active fault (II). Beijing: Seismology Press: 117-127. (in Chinese with English abstract)

YANG G, LI W, LI B L, et al., 2012a. Activity thrust faults and overpressure in the thrust and fold belt of southern Junggar Basin[J]. Chinese Journal of Geology, 47(3): 669-684. (in Chinese with English abstract)

YANG G, LI W, BAI Z H, et al., 2012b. Calibration of thrust faults with abnormal formation pressure data tested during drilling: an example from the southern fold-thrust belt in Junggar Basin[J]. Oil& Gas Geology, 33(2): 200-207. (in Chinese with English abstract)

YANG G, ZHAO M J, CHEN Z X, et al., 2016. Geometric evidence for sev-

eral synchronous thrust faulting activities of the thrust belt in the southern margin of Junngar, North Tianshan[J]. Acta Geologica Sinica, 90(4): 639-652. (in Chinese with English abstract)

YIN A, 1989. Origin of regional, rooted low-angle normal faults: a mechanical model and its tectonic implications[J]. Tectonics, 8(3): 469-482.

ZUCCARI C, VIOLA G, CURZI M, et al., 2022. What steers the "folding to faulting" transition in carbonate-dominated seismic fold-and-thrust belts? New insights from the eastern southern Alps (northern Italy)[J]. Journal of Structural Geology, 157: 104560,

附中文参考文献

陈竹新，雷永良，贾东，等，2019. 构造变形物理模拟与构造建模技术及应用[M]. 北京：科学出版社：249.

李民河，李震，廖健德，2005. 准噶尔盆地南缘地应力分析及相关问题探讨[J]. 新疆地质，23(4)：343-346.

鲁雪松，卓勤功，赵孟军等，2020. 前陆盆地源储配置与断-盖组合定量评价技术[R]

鲁雪松，赵孟军，张凤奇，等，2022. 准噶尔盆地南缘前陆冲断带超压发育特征、成因及其控藏作用[J]. 石油勘探与开发，49(5)：859-870.

新疆油田分公司，2007. MN1 井和 MN001 井完井地质报告[R]

杨庚，李伟，李本亮，等，2012a. 准南逆冲褶皱带超压与逆冲断层持续活动[J]. 地质科学，47(3)：669-684.

杨庚，李伟，白振华，等，2012b. 用钻井地层异常压力参数标定逆断层的方法：以准噶尔盆地南部逆冲褶皱带为例[J]. 石油与天然气地质，33(2)：200-207.

杨庚，赵孟军，陈竹新，等，2016. 准噶尔南缘逆冲带多个逆冲断层同期活动的几何学证据[J]. 地质学报，90(4)：639-652.