中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 2 期: 158 ~ 168
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

非均匀变形域中先存构造活动性的判定

童亨茂[①*], 蔡东升[②], 吴永平[③], 李晓光[④], 李绪深[②], 孟令箭[①]

① 中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室, 北京 102249;
② 中海石油湛江分公司, 湛江 524057;
③ 中国石油大港分公司, 天津 300280;
④ 中国石油辽河油田公司勘探开发研究院, 盘锦 124010
* E-mail: tong-hm@163.com

收稿日期: 2009-06-24; 接受日期: 2010-05-01
国家自然科学基金(批准号: 40772086)和 CNPC 油气勘探超前共性科技项目(编号: 07-01C-01-04)资助

摘要 Anderson 模式只适用于均匀弹性变形域, 无法解释自然界中复杂的断层作用现象, 实际应用中有很大的局限性. 本文结合砂箱实验成果和库仑-摩尔准则, 分析基底先存构造的活动性, 提出了判定先存构造活动性的力学参数——活动性系数(f_{as}), 它由先存构造的产状和力学性质以及应力状态(主应力的大小和方向)等方面决定. 该参数考虑到地质体的非均质性(先存构造), 建立了先存构造活动性的定量判据. 通过先存构造活动性系数将库仑-摩尔准则扩大至有先存构造的非均匀变形域, 预测了先存构造活动性的一般规律, 从理论上揭示了裂陷盆地断层复杂性的实质, 确定基底先存断裂对裂陷盆地断层形成和演化的控制作用规律, 并用砂箱实验进行了验证, 为断裂作用的深入研究提供了新的途径.

关键词
Anderson 模式
先存构造
非均匀变形
活动性系数
砂箱实验

长期以来, Anderson 模式一直是进行断层力学分析的基础. 然而, 很多情况下, 自然界的断层, 特别是裂陷盆地复杂的断层分布无法用 Anderson 模式来解释. 高精度的反射地震资料所揭示裂陷盆地的断层复杂性被形象地表述为: “摔破了的盘子, 又被踢了一脚”. 加之, 不同的裂陷盆地都有各自的特点, 世界上没有两个盆地断层的分布是一致的[1]. 裂陷盆地断层的复杂性大体可概括为: 1) 同一盆地不同凹陷的边界断层的走向显著不同; 2) 存在不同方向、同时活动的正断层; 3) 主断层和次级断层的走向不一致; 4) 同一断层在不同反射层的走向和长度可有很大的变化; 5) 存在多种类型的断层平面组合(如“帚状”、“梳状”、“雁列状”和“平行交织状”等); 6) 复杂多变的剖面构造样式. 裂陷盆地上述断层的复杂性和诸多断层实例均与 Anderson 模式不相容[2~5], 原因在于 Anderson 模式只适用于连续均匀介质的脆弹性变形域; 而对于自然界, 绝大多数为非均匀变形. 导致地质体非均质的先存构造(如先存断裂)是自然界中最常见的现象[6~8]. 因此, Anderson 模式在实际应用中具有很大的局限性.

Anderson 模式提出后, 裂陷盆地的断层研究已取得了很大进展. 20 世纪 80 年代初, 确立了倾角小于 45°的大型低角正断层并提出了变质核杂岩伸展构造模式[9~11], 进一步阐述了低角正断层系的构造模式和划分了正断层的类型[12,13]. Zheng 等[14,15]提出的最大有效力矩准则从根本上解决了低角度正断层与库仑-摩尔准则不相容的问题. 变换断层(transfer fault)和变换带概念的提出和应用是裂陷盆地断裂系统研

英文引用格式: Tong H M, Cai D S, Wu Y P, et al. Activity criterion of pre-existing fabrics in non-homogeneous deformation domain. Sci China Earth Sci, 2010, 53: 1115–1125, doi: 10.1007/s11430-010-3080-6

究的一大进展[16~21]. McClay 等[22,23]将低角拆离伸展的概念引入砂箱实验中是裂陷盆地断层研究的又一重要进展. 此后, 砂箱实验被公认为研究裂陷盆地的有效工具[24,25], 并广泛地应用到裂陷盆地断层的研究中[26~32], 与三维地震资料解释和野外观测结合, 在断层的形成和演化(如断层的产生、扩展、链接和活动)[19,21,30,33~35]、分布模式[22,23,25]和断层的量化研究方面[36~41]取得了一系列的重要成果. 然而, 上述断层分布的理论和模式都无法合理地解释裂陷盆地断层分布的复杂性.

对裂陷盆地断层复杂性研究有实质性进展的是从砂箱实验基础上提出的"斜向伸展"模型[28]和"不协调伸展"模型[42~44]("不协调"指的是先存构造面与 Anderson 模式预测的断层面产状不一致), 该两模型均强调基底先存构造, 这是它们的共同点; 然而"不协调伸展"不仅注意到盆地边界基底先存构造的作用, 还强调盆地内部基底先存构造和在递进变形过程中的影响.

人们很早就认识到基底断裂等先存构造对盆地的形成和演化有影响, 但直到 20 世纪 90 年代中期, 随着高精度三维地震资料和砂箱模拟实验在裂陷盆地构造解析中的广泛应用, 基底先存构造对裂陷盆地断裂系统形成和演化具体的控制和影响才逐渐开始被认识. "斜向伸展模型"[28]和"不协调伸展模型"[42~44]是较早从砂箱实验的角度开始探索基底先存构造对裂陷盆地断裂系统形成和演化的影响. 此后, 基底先存构造对裂陷盆地构造形成演化的控制和影响作用逐渐被重视, 其中 Morley 等[6,7,8,34,35]专门针对基底先存构造进行了研究, 将基底先存构造划分为"间隔性构造"和"透入性构造", 并多次撰文阐述基底先存构造对裂陷盆地断裂系统形成与演化的重要作用. 至此, "斜向伸展"模型可以解释裂陷盆地断层复杂性的很多现象, 已被广泛应用到裂陷盆地断裂系统的研究中[6,7,8,34,35,45,46], 然而, 迄今尚无一个实验模型的实例来成功再现实际裂陷盆地断层的形成和演化. "不协调伸展"模型则能合理地解释前述裂陷盆地断层复杂性的各种表现形式, 所设计的砂箱实验成功地再现了渤海湾盆地张巨河构造带和北部湾盆地涠西南凹陷等实际裂陷盆地区断裂系统的形成和演化[44,47], 然而, 均未很好地揭示裂陷盆地断层复杂性的实质和建立先存构造条件下断层形成和演化的力学模型.

本文结合砂箱实验成果和库仑-摩尔准则, 分析基底先存构造的活动性, 提出了判定先存构造活动性的力学参数——活动性系数(f_{as}). 该参数考虑到地质体的非均质性(先存构造), 建立了先存构造活动性的定量判据. 通过先存构造活动性系数将库仑-摩尔准则扩大至有先存构造的非均匀变形域, 从理论上揭示了裂陷盆地断层复杂性的实质, 为断裂作用的深入研究探索新途径.

1　Anderson 模式的局限性

新生断层是岩层承受的剪应力超过其抗剪切强度而发生剪切破裂和位移. 已形成断层(先存断裂)的后续活动则是沿断层的剪应力超过摩擦力所致. 因此在应力场作用下断层的产生、扩展和后续活动本质上是一个力学问题.

应力摩尔圆代表一点的应力状态. 岩石破裂时的应力摩尔圆为临界摩尔圆. 临界摩尔圆的共切包络线为破裂包络线(图 1). 库伦准则的数学表达式为

$$\tau_n = C + \tan\varphi \times \sigma_n, \tag{1}$$

式中, τ_n 和 σ_n 分别代表作用在断裂面上的剪应力和正应力, C 为岩石的抗剪强度, φ 为内摩擦角. 库仑准则的破裂线为一直线, 大致与摩尔破裂包络线坐标右侧的近直线部分一致. 库伦-摩尔准则一般作为应力作用下均质弹性体是否破裂的判据. 根据该准则当最小主应力大于 0(压为正)时, 在最大主应力轴两侧 30°左右方向形成共轭剪破裂(图 1).

Anderson[49]根据库伦准则和地球表面为一主应力面(剪应力为零的平面), 提出三类不同应力状态下

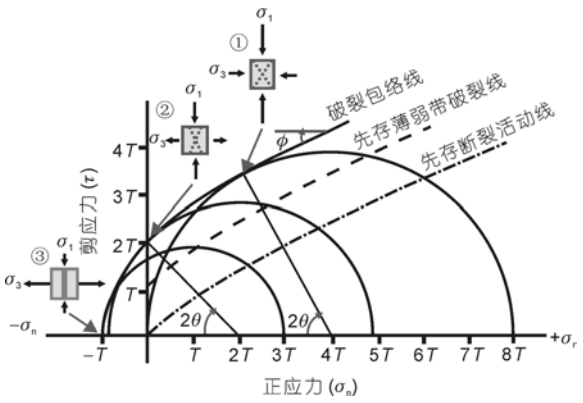

图 1　标准化摩尔破裂包络线[48]与先存断层活动线和先存薄弱带破裂线

断层的基本类型(图 1): 最大主应力σ_1直立的情况下产生正断层, 断层倾角一般为 60°左右, 断层走向与σ_3垂直, 与σ_2平行; σ_3为直立的情况下形成逆断层, 断层倾角一般为 30°左右, 断层走向与σ_1垂直, 与σ_2平行; σ_2为直立的情况下出现走滑断层, 断层一般为直立, 断层走向与σ_1的夹角一般为 30°左右.

然而, 实际地质体是非均质的. 地质体的非均质性存在多种形式, 如沉积盆地中基底的层理、面理和先存断裂构造等. 砂箱实验研究表明, 在沉积盆地中, 基底先存构造(主要是先存断裂)对非均质性的影响一般最明显. Morley 等[8]提出的两类基底先存构造中, "分隔性构造"是指基底存在一个截然的破裂面, 相当于基底的先存断层; "透入性构造"是由一系列弥漫性构造组成, 力学性质上为一相对薄弱带. 据此, 把基底先存构造分为"基底先存断裂"和"基底先存薄弱带"两大类.

2 先存断裂活动的力学机理

先存断裂为力学上的薄弱面, 其抗剪强度接近于 0, 先存断裂的重新活动需克服断面上的摩擦力. 很多人讨论过先存断裂的重新活动问题[8,50~52], 其中在实验基础上提出的 Byerlee 律[53]是被广泛应用的断层滑动准则. 实验证明摩擦系数与岩石类型无关, 大小取决于作用在面上的剪应力和正应力[53]. 根据该定律, 先存断层重新活动的判据为

$$\tau_n = f_F \times \sigma_n, \quad (2)$$

式中, f_F 为先存断层面的摩擦系数, 为一变量, 随正应力增加(深度增加)而减小. 该判据(式(2))在σ-τ坐标图上为一过原点的曲线, 本文称之为"断层活动线"(图 1).

考虑一般原岩的抗剪强度在 10~20 MPa, 破裂包络线与断层活动线之间存在一个很大区间. 在此区间, 新的断层不能产生, 而先存断层则可重新活动(图 1), 应力状态越靠近破裂包络线, 先存断层就越容易活动.

3 先存薄弱带破裂的力学机理

如果厚度忽略不计, "先存薄弱带"可视为"先存薄弱面". 与先存断裂不同, 沿先存薄弱带破裂, 既要克服内摩擦力, 又要克服内聚力(抗剪强度). 根据库仑准则, 先存薄弱带的破裂准则为[8]

$$\tau_n = C_w + \mu_w \times \sigma_n, \quad (3)$$

式中, C_w 是先存薄弱带的抗剪强度, $C_w<C$(C 为围岩的抗剪强度); μ_w 是先存薄弱带的内摩擦系数. 根据摩尔准则, 摩尔包络线切线的斜率(即为内摩擦系数)随着正应力的增大而减小, 表明内摩擦系数μ_w与正应力有关, 随着正应力的增大而逐渐减小, 这样, 式(3)在σ-τ坐标图上为一过(0, C_w)的曲线, 位于破裂包络线以下, 断层活动线以上, 本文称该曲线为"薄弱带破裂线"(图 1).

这样, 破裂包络线与薄弱带破裂线之间存在一个区间(图 1), 在此区间的应力状态下, 非薄弱带区不产生新断层, 而沿薄弱带则有可能产生新的断层. C_w 增大, 薄弱带破裂线向破裂包络线靠拢, 当 $C_w=C$ 时, 就相当于均质体的状态; C_w 减小, 薄弱带破裂线向断层活动线靠拢, 当 $C_w=0$ 时, 就相当于是先存断裂的状态. 因此, 均质体和有先存断裂构成先存薄弱带的两个端元, 随着 C_w 值的变化, 薄弱带破裂线在破裂包络线和断层活动线之间移动. 薄弱带破裂后, 就相当于先存断裂的状态.

4 先存构造活动性的判定

先存构造的活动性是指在应力场作用下, 沿先存构造发生活动的可能性, 包括先存薄弱带发生破裂和先存断裂重新开始活动的可能性. 考虑到先存断裂只是先存薄弱带的一种特殊情况, 因此, 首先分析先存薄弱带发生破裂的可能性.

在均质体发生破裂(基于库仑-摩尔准则)的临界应力状态下, 不同产状的先存薄弱带或"先存薄弱面"发生破裂的可能性可用图 2 所示的 3 轴应力摩尔圆来说明(在裂陷盆地区, σ_1一般直立或近直立, σ_2和σ_3一般水平或近水平, 其中σ_3为伸展方向). 图 2 阴影区域内的一点, 其纵坐标和横坐标分别代表某一产状截面(如先存薄弱面或先存断层等)的正应力和剪应力值. 其中有的位于薄弱带破裂线以上(图中划横线的灰色部分), 有的正好处在薄弱带破裂线上, 有的位于薄弱带破裂线以下. 位于薄弱带破裂线以上(包括薄弱带破裂线)产状条件的先存薄弱带将发生破裂而形成断层, 而同样产状不沿薄弱带者则不能产生新的断层; 位于薄弱带破裂线以下, 任何产状的先存薄弱带都不能产生破裂.

为了定量描述先存薄弱带破裂的可能性(图 2), 定义一薄弱带破裂系数 f_{aw}:

$$f_{aw}=\tau_n/[\tau_n], \tag{4}$$

式中, τ_n 为沿薄弱带的剪应力, $[\tau_n]$为薄弱带破裂线上对应同一正应力的剪应力(图 2).

当 f_{aw}=1 时, 处在薄弱带破裂线上, 先存薄弱带处于临界破裂状态; 当 f_{aw}>1 时, 先存薄弱带处于破裂状态; 当 f_{aw}<1 时, 该产状的先存薄弱带所处应力状态位于薄弱带破裂线下方, 先存薄弱带处于稳定状态.

在 3 个主应力(σ_1, σ_2 和σ_3)大小和方向确定的情况下, 可以计算空间上任意界面上的正应力(σ_n)和剪应力(τ_n)[54]. 对于一给定产状的先存薄弱带, 其正应力(σ_n)和剪应力(τ_n)分别为

$$\sigma_n=(\sigma_1\sin^2\theta+\sigma_2\cos^2\theta\cos^2\alpha+\sigma_3\cos^2\theta\sin^2\alpha), \tag{5}$$

$$\tau_n=\sqrt{\sigma^2-\sigma_n^2}, \tag{6}$$

式中, θ为薄弱带与σ_1 的夹角, α为薄弱带在σ_2-σ_3 平面上的交线与最小主压应力σ_3 的夹角. $\sigma^2=\sigma_1^2\sin^2\theta+\sigma_2^2\cos^2\theta\cos^2\alpha+\sigma_3^2\cos^2\theta\sin^2\alpha$. 在$\sigma_1$ 为直立, σ_2 和σ_3 水平的情况下(伸展应力状态), $\theta^{\perp}$(θ的余角)为薄弱带的倾角, α为先存薄弱带走向线与伸展方向的夹角.

据式(3)和(5)可得

$$[\tau_n]=C_w+\mu_w\times\sigma_n. \tag{7}$$

这样, 据式(4), (6)和(7), 任一产状薄弱带的破裂系数为

$$f_{aw}=\frac{\sqrt{\sigma^2-\sigma_n^2}}{C_w+\mu_w\times\sigma_n}. \tag{8}$$

据式(8), 如果已知应力状态、先存薄弱带的抗剪强度 C_w 和内摩擦系数μ_w 以及产状确定的情况下, 就可以定量计算某产状先存薄弱带的破裂系数 f_{aw}.

当式(8)中的 C_w=0, 将μ_w 换成f_F(断层面摩擦系数)时, 便可得到先存断裂的活动性系数 f_{aF}:

$$f_{aF}=\frac{\sqrt{\sigma^2-\sigma_n^2}}{f_F\times\sigma_n}, \tag{9}$$

这样, 先存断裂的活动性系数 f_{aF} 可统一到先存薄弱带破裂系数f_{aw}上, 先存断裂活动性系数(f_{aF})和先存薄弱带破裂系数(f_{aw})这里统称为先存构造活动性系数(f_{aS}).

先存构造中无论是先存断裂还是先存薄弱带, 其活动性系数均取决于应力状态(主应力的大小和方向)、先存构造带的力学性质和产状, 先存构造的活动性可根据式(8)和图 2 进行定量分析, 因此, 式(8)可作为定量确定先存构造活动性的判据. 考虑到先存构造面与 Anderson 模式预测的断层面都或多或少地存在差异, 均是“不协调”的, 本文称先存构造活动性的判据为“不协调性准则”.

当 C_w=C(相当于均质体)时, 图 2 灰色阴影部分将收缩成为一点(A), 所对应截面与σ_1 的夹角为 θ=45°−φ/2, 并与σ_3 垂直(即α=90°), 根据“不协调性

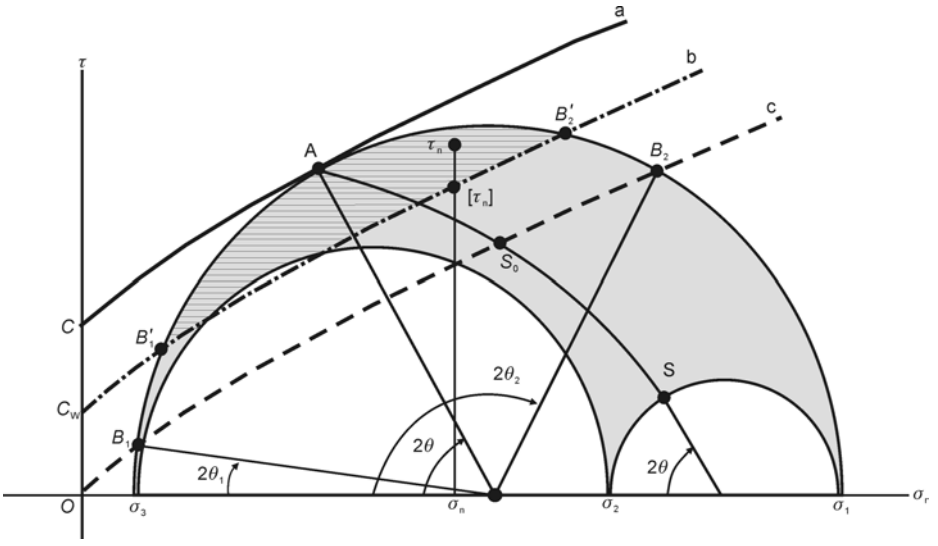

图 2　不协调准则的三轴应力摩尔圆图解

(a) 破裂包络线; (b) 薄弱带破裂线; (c) 断层活动线

准则", 只有 A 点的活动性系数为 1, 其他均小于 1. 将 A 点的条件(α=90°, θ=45°−φ/2)和均质体(C_w=C, μ_w=tanφ)的条件代入到式(8)后简化得

$$f_{aw}=\frac{\sqrt{(\sigma_1^2\sin^2\theta+\sigma_3^2\cos^2\theta)-(\sigma_1\sin^2\theta+\sigma_3\cos^2\theta)^2}}{C+\tan\varphi\times(\sigma_1\sin^2\theta+\sigma_3\cos^2\theta)}=1. \quad (10)$$

进一步简化后得库伦准则:

$$\tau_n=C+\tan\varphi\times\sigma_n,$$

式中,

$$\tau_n=\sqrt{(\sigma_1^2\sin^2\theta+\sigma_3^2\cos^2\theta)-(\sigma_1\sin^2\theta+\sigma_3\cos^2\theta)^2},$$

$$\sigma_n=\sigma_1\sin^2\theta+\sigma_3\cos^2\theta. \quad (11)$$

不难看出, 库伦准则是"不协调性准则"中的特例, 只适用于均质体. 在有先存构造的非均质条件下, 不能简单根据应力状态预测断层产状, 也不能单纯根据断层产状确定主应力方向.

5 先存构造的活动规律

根据"不协调性准则", 预测先存构造活动的一般规律如下:

(1) 先存构造活动系数越大, 活动性就越大(优先活动), 但并非所有的先存构造都能活动.

(2) 先存构造活动系数由先存构造的产状和力学性质以及应力状态(主应力的大小和方向)等决定, 其中应力状态是外因, 先存构造面的产状和力学性质是内因.

(3) 先存构造面的性质、产状和应力状态确定的情况下, 先存构造活动系数可用式(8)进行定量计算.

(4) 先存断裂重新活动比新产生断层要容易得多, 与 Anderson 模式所预测断层平行的先存断层活动性最强, 最先活动.

(5) 在应力场(外因)确定的情况下, 在递进变形过程中, 活动性系数的大小决定不同先存构造活动的先后次序, 由先存构造面的产状和力学性质(内因)决定. 具体每个因素(先存构造面的倾角、走向、内摩擦系数和内聚力等)的影响可利用模板(可根据式(8)制作, 如图 3~5)进行定量分析.

先存断裂是裂陷盆地基底先存构造的基本型式, 下面应用"不协调性准则"(图 2 和式(9))具体分析裂陷盆地先存断裂(不同倾角、走向、规模和性质)的活动性规律.

5.1 先存断层的活动性与断层倾角的关系

先讨论走向与伸展方向垂直的情况. σ_1-σ_3 应力摩尔圆(大圆)上的点代表与σ_2平行的、不同倾角的面上的正应力和剪应力的分布. 其中与破裂线相切的点即破裂点 A, 与σ_1 夹角为θ=45°−φ/2, 是 Anderson 预测的断层面, 在裂陷盆地区倾角一般为 60°(图 2). 该倾角的先存断层与破裂包络线的距离最近(是唯一距离为零的点), 断层活动性系数 f_F 最大, 是活动性最强的先存断层.

在σ_1-σ_3摩尔圆上(图 2), 从破裂点 A 向左右两侧到与断层活动线相交(点 B_1 和 B_2)的弧上, 都是断层可以重新活动(f_{aF}≥1)、但不能新产生断层的区域. 越过断层活动线(点 B_1 和 B_2)后, 先存断层便无法再活动. 故 B_1 和 B_2 为临界点, 对应的断层倾角$\theta_1^{\perp}$和 $\theta_2^{\perp}$为临界倾角. 先存断层活动性系数与倾角的关系见图 3.

5.2 先存断层的活动性与断层走向的关系

假定在 3 轴应力摩尔圆上先存断层倾角为$\theta^{\perp}$=(45°+φ/2)保持不变, 作用在走向从与伸展方向垂直(点 A)变到与伸展方向平行(点 S)的平面上的正压力和剪应力如曲线 AS 所示(图 2). 曲线 AS 上, 点 A 是剪破裂点, 与破裂包络线的距离最近(为零), 对应的先存断层面最易活动; 点 S 离破裂包络线最远, 对应的先存断层面最不易活动, 中间的点在两者之间变化. 点 S 一般处在断层活动线以下(图 2), 所对应的先存断层面不能活动, AS 之间存在一临界点, 对应的断层走向与σ_3 的夹角存在一临界值α_0. 即倾角为$\theta^{\perp}$=(45°+φ/2)的断层, 当α<α_0 以后, 先存断层就不再活动. 先存断层活动性系数与走向的关系见图 4.

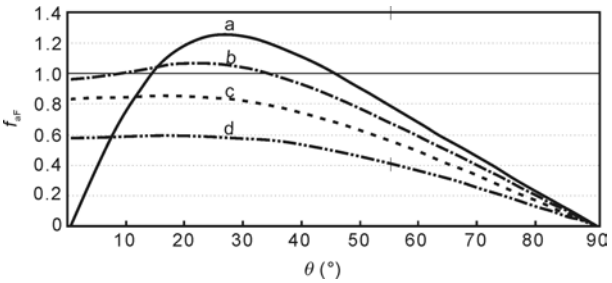

图 3 先存断裂活动性系数与θ的关系

其中σ_1=40 MPa, σ_2=30 MPa, σ_3=10 MPa, f_F=0.6; 曲线 a~d 对应的α值分别为 90°, 60°, 45°和 30°

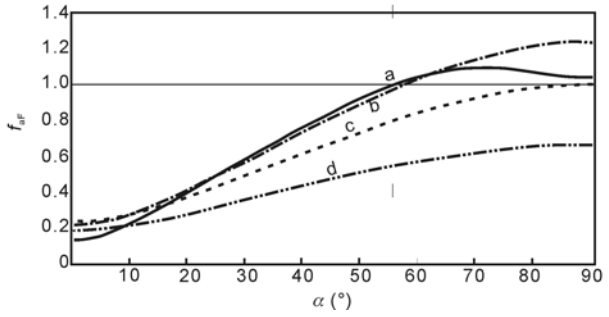

图 4　先存断裂活动性系数与α的关系

其中σ_1=40 MPa, σ_2=30 MPa, σ_3=10 MPa, f_F=0.6; 曲线 a~d 对应的θ值分别为 15°, 30°, 45°和 60°

5.3　先存断层的活动性与断层面摩擦系数的关系

断层活动性与断层面的摩擦系数成反比, 在其他条件相同的情况下, 随着断层面摩擦系数的增大, 先存断层的活动性系数就会减小, 活动性就会降低; 反之, 先存断层活动性就会增大. 根据 Byerlee 律, 摩擦系数与材料无关, 大小取决于作用在面上的剪应力和正应力. 实验证明, 摩擦系数随深度增大而减小. 摩擦学的研究表明, 断层面的摩擦系数还与断层面的平整度、断裂带的宽度、断层面两侧的岩性及差异、断层面上流体的饱和度和温度等诸多因素有关. 随着断层带宽度、断层面两侧岩性差异程度以及断层面上流体饱和度的增加, 断层面的摩擦系数将会减小, 断层的活动性就会增大(图 5).

一般情况下, 规模较大断层的断层带宽度、断层面两侧岩性差异程度以及断层面上流体饱和度相对较大, 断层的活动性也相对较大, 特别是断层面上升盘一侧是刚性程度较高结晶基底的大断层(相当于在后面实验模型中涉及的“刚性边界基底先存断裂”).

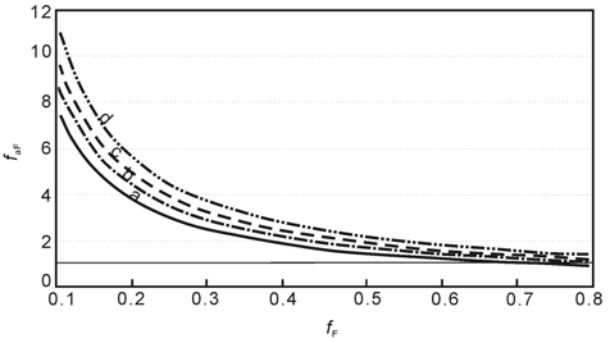

图 5　先存断裂活动性系数与断面摩擦系数的关系

其中σ_2=30 MPa, σ_3=10 MPa, θ=30°, α=90°; a~d 对应的σ_1 值分别为 40, 50, 60 和 80 MPa

这样, 在其他条件一样的情况下, 大的刚性边界断层的活动性相对最强.

6　基底先存断裂对裂陷盆地断层形成和演化的控制作用规律

盆地形成初期, 沉积物很少. 在应力场作用下, 这一阶段盆地断层的形成和活动实际上是盆地基底新断层的形成和先存断裂活动的问题. 因此, 盆地形成初期, 基底先存断裂的活动一般可体现基底先存断裂对盆地盖层断层的控制. 根据前述分析, 推断基底先存断裂的活动性具有如下规律:

(1) 在同样的条件下, 先存断层的重新活动比新形成相同方向的断层要容易得多, 即先存断裂优先活动. 这是基底先存断裂能控制沉积盆地断层形成和演化的根本原因.

(2) 在同样的条件下, 不同走向的基底先存断裂中, 与伸展方向垂直的基底先存断裂的活动性最强, 随着走向与伸展方向的夹角α逐渐变小, 基底先存断裂的活动性逐渐降低, 并存在一临界夹角α_0, 当$\alpha<\alpha_0$以后, 基底先存断裂便不再活动.

(3) 在同样的条件下, 与σ_1夹角为θ=45°−(φ/2)的基底先存断裂(在裂陷盆地区倾角一般为 60°)活动性相对最大; 向两侧, 随着倾角增大或减小, 基底先存断裂的活动性逐渐降低, 并存在临界夹角θ_1 和θ_2, 当断层面倾角大于$\theta_2^{\perp}$或小于$\theta_1^{\perp}$以后, 先存断层便不能再活动.

(4) 在其他条件相同的情况下, 基底先存断裂的规模越大, 其活动性就越强, 其中大规模的刚性边界基底先存断层的活动性最强.

随着裂陷盆地的演化, 沉积物厚度不断增加, 基底先存断裂对盆地盖层断层的形成和活动的控制和影响作用自然会减小.

7　先存构造活动性的验证——张巨河构造带的目标砂箱模拟实验

构造物理模拟实验研究历史悠久, 证明是帮助地质学家认识构造变形过程和研究构造形成机制的重要途径[24,25,55~59]. 自 McClay[22,23]在 20 世纪 80 年代末将低角拆离伸展的概念应用于砂箱实验以来, 对

伸展盆地构造样式以及断裂系统的形成和演化的认识进入了一个新的阶段, 砂箱实验研究伸展盆地断裂系统形成和演化的有效性得到了广泛的认可[28~30], 表明松散砂是实验模拟上部地壳(裂陷盆地)伸展变形的很好的相似材料[22,23].

笔者采用"不协调伸展"的理念对中国典型的裂陷盆地——渤海湾盆地区内的张巨河构造带进行的目标砂箱模拟实验[44], 很好地再现了张巨河构造带的构造特征, 同时, 也是对"不协调性准则"的验证.

7.1 张巨河构造带的断裂构造特征

张巨河位于渤海湾盆地黄骅坳陷东南部的滩海区, 为一复杂断块区, 新生界始新统沙三段(E_2s^3)及以上沉积地层(表 1)中断裂构造发育. 具有如下主要构造特征:

(1) 三组主要断层方向(图 6(b)): 以张北断层为代表的北北东向断层、以张东断层为代表的近东西向断层和北东东向的阶梯状断层. 除张北断层在渐新世东营期(E_{3d})以后显示一些走滑特征外, 三组断层在地震剖面上都表现为正断层. 研究表明, 张东断层和张北断层长期(E_2s^3 沉积以来)并同时活动, 对沉积起控制作用; 北东东向的阶梯状断层形成和活动的时间稍晚(E_3s^1 沉积以来).

(2) 存在一隆起构造(张东隆起). 该隆起构造是一继承性隆起构造, 两侧以背倾的正断层为界, 北界为张东断层, 平面与张北断层组成"人"字形展布(图 6(b)).

(3) 北侧发育一弧形断层, 断层在高尖头镇附近倾向反转: 西侧南倾, 东侧北倾.

(4) 张东断层西延线的南北两侧, 张北断层下降盘发育两个鼻状构造, 北侧一个相对较大.

可以看出, 张巨河断块区的断层分布和组合比较复杂, 用 Anderson 模式无法得到合理的解释.

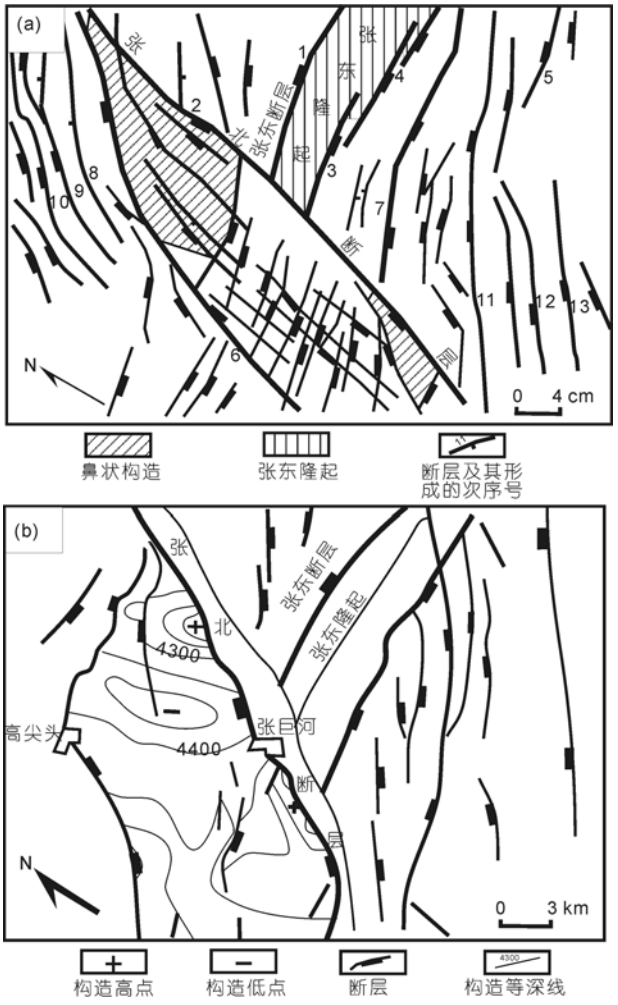

图 6 张巨河断块区模拟实验结果与地震资料解释的对比

(a) 张巨河模拟实验最终结果的解释; (b) 张巨河地区构造纲要图(根据三维地震资料解释)

7.2 张巨河构造带的砂箱实验及结果分析

7.2.1 砂箱实验

实验采用 40 cm 宽度的砂箱, 模型区域为一长方形, 包括了张巨河断块区, 模拟张巨河区的主力储层

表 1 渤海湾盆地构造演化阶段简表

系	组段	层界年龄(Ma)	演化阶段
第四系	Q	2.0	拗陷
新近系	明化镇组 (N_2m)	5.1	
	馆陶组 (N_1g)	23.3	
古近系	东营组 (E_3d)	36	裂陷
	沙一二组 (E_3s^{1-2})	38	
	沙三段 (E_2s^3)	43	
	沙四段 (E_2s^4)	45.4	
	孔店组 (E_1k)	65	

沙二段的构造变形. 在实验的多种模型方案中, 叠加隆升作用的不协调伸展模型(图 7), 其中上拱垒块两侧的先存断裂(如张东先存断裂)笔者称之为“刚性边界基底先存断裂”, 模型中的基底先存薄弱带被称之为“薄弱带基底先存断裂”[44], 成功地再现了张巨河复杂断块区的构造特征, 包括三组断裂、张东隆起、“人”字形构造格架、弧形断层分布及倾向反转、张北断层上盘构造所具有的两个鼻状构造以及隆坳分布特征等都成功地获得再现(对比图 6(a)和(b)). 为了确定实验结果的必然性, 进行了重复实验, 实验结果几乎完全一致.

7.2.2　实验结果分析

(1) 基底先存构造对断层的形成和演化起重要的控制作用. 受刚性边界基底先存断裂直接控制的断层(张东断层)最先形成, 并且长期继承性活动, 活动强度相对最大, 长期对沉积起控制作用, 延伸长度与基底先存断裂的长度直接相关, 而且在构造演化过程中断层的位置和长度基本保持不变; 受薄弱带基底先存断裂直接控制的断层(张北断层)也形成较早, 活动时期较长, 活动强度也较大, 断层的规模一般也较大. 不受基底先存断裂控制和影响的、与伸展方向垂直的断层(模型东南侧), 一般发育时期较晚, 延伸较短, 规模往往较小(断层形成的先后次序见图 6(a)).

(2) 断层的组系主要受控于基底先存断裂的分布和组合. 实验结果表明, 在伸展过程中, 受每条不同方向的基底先存断裂(张东和张北基底先存断裂)

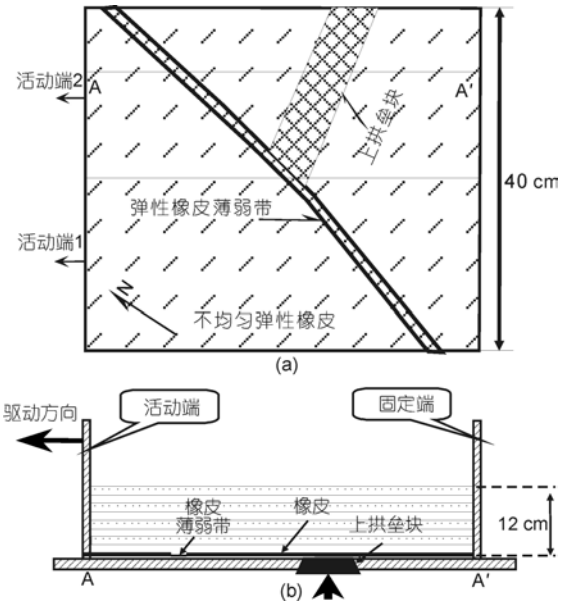

图 7　张巨河砂箱实验模型示意图

(a) 平面; (b) 剖面(剖面位置见(a)中的 AA′)

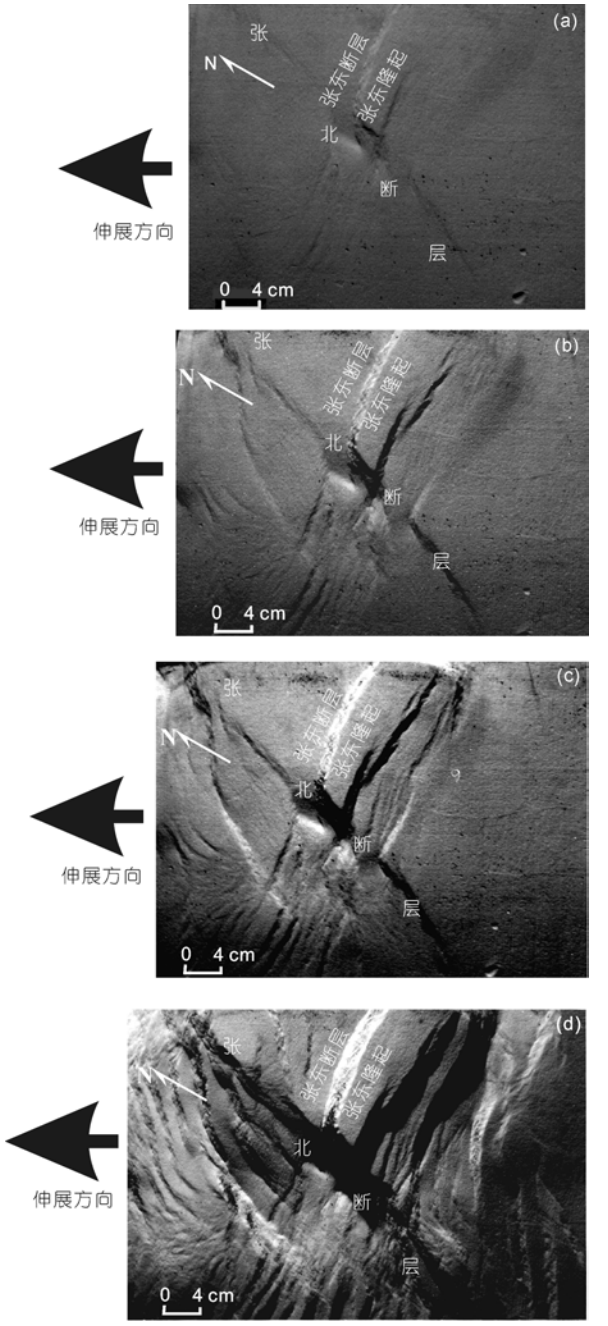

图 8　张巨河构造带砂箱实验不同阶段变形结果

(a) 阶段 1 变形结果(平均伸展量 6.9%); (b) 阶段 2 变形结果(平均伸展量 11.6%); (c) 阶段 3 变形结果(平均伸展量 18.6%); (d) 阶段 1 变形结果(平均伸展量 27.6%)

控制的区域都至少会产生一组断层, 另外还会产生与伸展方向垂直的断层(模型南部的阶梯状断层). 这样, 盆地内断层组系的数量≥基底先存构造组系的数量+1(在基底先存断裂与伸展方向都斜交的情况下). 因此, 裂陷盆地复杂断裂系统的复杂程度主要取决于基底先存断裂的分布和组合.

(3) 断层的方位及其演变取决于基底先存断裂方位、区域伸展方向和递进变形过程. 伸展作用早期, 主要发育与基底先存断裂延伸方向一致或近于一致的断层, 断层的方位取决于基底先存断裂的方位分布(图 8(a)和(b)); 随着伸展作用的继续, 在伸展作用中晚期, 受基底先存构造控制和影响相对较弱的区域开始发育与伸展方向近于垂直的断层, 而且随着伸展量的不断增加, 与伸展方向近于正交的断层数量不断增加(图 8(c)和(d)).

(4) 绝大部分断层活动表现出良好的继承性活动特征. 无论是否受到基底先存断裂的控制和影响, 大部分断层的形成是十分快速的, 之后是断层活动量(断距)不断增加的过程, 断层的长度一般没有太大的变化. 只有很少量受先存断裂直接控制的区域, 在递进伸展变形过程中断层出现被改造的情况.

张巨河构造带砂箱实验反映出的上述断层的形成、分布和演化特征, 无法用 Anderson 模式做出解释, 但都可用“不协调性准则”得到合理的解释; 同时, 该实验结果也是对“不协调性准则”的一个验证.

8 结论

(1) Anderson 模式只适用于脆弹性介质. “不协调性准则”考虑到介质的非均质性, 根据先存构造活动系数(f_{as})将摩尔-库仑准则扩大至有先存构造的非均匀变形域. 有先存构造的非均匀介质的断层作用可以用本文的“不协调性准则”来判别分析.

(2) 先存构造的活动性可用先存构造活动系数(f_{as})进行定量描述, 值越大, 活动性就越强(优先活动), 但并非所有的先存构造都能活动. 先存构造活动系数由先存构造的产状、力学性质和应力状态(主应力的大小和方向)等方面决定, 可利用式(8)进行定量计算.

(3) 先存断层重新活动比新产生断层要容易得多, 与 Anderson 模式所预测断层平行的先存断层活动性最强. 在应力场(外因)不变的情况下, 活动性系数的大小决定不同先存构造活动的先后次序, 由先存构造面的产状和力学性质(内因)决定.

(4) 张巨河构造带断层的形成、分布和演化特征均可用“不协调性准则”得到合理的解释; 同时, 该砂箱实验结果验证了“不协调性准则”.

致谢 北京大学的郑亚东和刘瑞甸教授对本论文进行了细致的审阅, 并提出了宝贵的修改意见; 与北京大学的李江海教授作了有益的讨论, 谨此致谢.

参考文献

1 Martin P J, John J W. Localization of normal faults in multilayer sequences. J Struct Geol, 2006, 28: 816–833
2 Reches Z. Analysis of faulting in three-dimensional strain field. Tectonophysics, 1978, 47: 109–129
3 Krantz R W. Multiple fault sets and three-dimensional strain: Theory and application. J Struct Geol, 1988, 10: 225–237
4 Nieto-Samaniego A F, Ángel F. Stress, strain and fault patterns. J Struct Geol, 1999, 21: 1065–1070
5 漆家福, 夏一平, 杨桥. 油区构造解析. 北京: 石油工业出版社, 2006. 1–161
6 Morley C K. How successful are analogue models in addressing the influence of pre-existing fabrics on rift structure? J Struct Geol, 1999, 21: 1267–1274
7 Morley C K. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike-slip faults and rift basins in SE Asia. Tectonophysics, 2002, 347: 189–215
8 Morley C K, Haranya C, Phoosongsee W S. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: Examples from the rifts of Thailand. J Struct Geol, 2004, 26: 1803–1829
9 Davis G H, Coney P J. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology, 1979, 7: 120–124
10 Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Ridge province: Nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 1981, 291: 645–648
11 Lister G S, Davis G A. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. J Struct Geol, 1989, 11: 65–94

12 Wernicke B, Burchfiel B C. Modes of extensional tectonics. J Struct Geol, 1982, 4: 105–115
13 Wernicke B, Axen G J. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. Geology, 1988, 16: 848–851
14 Zheng Y D, Wang T. Maximum effective moment criterion and the origin of low-angle normal fault. J Struct Geol, 2004, 26: 271–285
15 郑亚东, 王涛, 王新社. 最大有效力矩准则的理论与实践. 北京大学学报(自然科学版), 2007, 43: 145–156
16 Acocella P, Morvillo V, Funiciello R. What controls relay ramps and transfer faults within rift zones? Insights from analogue models. J Struct Geol, 2005, 27: 397–408
17 Morley C K, Nelson R A, Patton T L. Transfer zone in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rift. Am Assoc Petrol Geol Bull, 1990, 74: 1234–1253
18 Faulds J E, Geissman J W. Structural development of a major extensional accommodation zone in the basin of southern Nevada: Implication for kinematic models of continental extension. In: Wernicke B P, ed. Basin and Range Extensional Tectonics Near the Latitude of Las Vegas, Nevada, Boulder, Colorado. Geol Soc Am Mem, 1990, 176: 37–76
19 Peacock D C. Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. Earth-Sci Rev, 2002, 58: 121–142
20 Moustafa A R. Controls on the development and evolution of transfer zones: The influence of basement structure and sedimentary thickness in the Suez rift and Red Sea. J Struct Geol, 1997, 19: 755–768
21 Gibbs A D. Linked fault families in the basin formation. J Struct Geol, 1990, 12: 790–803
22 McClay K R, Ellis P G. Geometries of extensional faults systems in model experiments. Geology, 1987, 15: 341–344
23 McClay K R. Extensional fault system in sedimentary basins: A review of analogue model studies. Mar Petrol Geol, 1990, 7: 206–233
24 Eisenstadta G, Simsb D. Evaluating sand and clay models: Do rheological differences matter? J Struct Geol, 2005, 27: 1399–1412
25 Patton T L. Sandbox models of downward-steepening normal faults. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2005, 89: 781–797
26 Kennedy B, Stix J, Vallance J W, et al. Controls on caldera structure: Results from analogue sandbox modeling. Geol Soc Am Bull, 2004, 116: 515–524
27 周建勋, 漆家福, 童亨茂. 盆地构造研究中的砂箱模拟实验方法. 北京: 地震出版社, 1999. 1–123
28 McClay K R, White M J. Analogue modeling of orthogonal and oblique rifting. Mar Petrol Geol, 1995, 12: 137–151
29 Dooley T, McClay K R, Pascoe R. 3D analogue models of variable displacement extensional faults, applications to the Revfallet fault system, offshore mid-Norway. Geol Soc Spec Publ, 2003, 212: 151–167
30 Acocella V, Gudmundsson A, Funiciello R. Interaction and linkage of extension fractures and normal faults: Examples from the rift zone of Iceland. J Struct Geol, 2000, 22: 1233–1246
31 Schultz R A. Understanding the process of faulting: Selected challenges and opportunities at the edge of the 21st century. J Struct Geol, 1999, 21: 985–993
32 Khalil S M, McClay K R. Extensional fault-related folding, northwestern Red Sea, Egypt. J Struct Geol, 2002, 24: 743–762
33 Contreras J, Anders M, Scholz C H. Growth of a normal fault system: Observations from the Lake Malawi basin of the east African rift. J Struct Geol, 2000, 22: 159–168
34 Morley C K, Seusutthiy G K. Fault superimposition and linkage resulting from stress changes during rifting: Examples from 3D seismic data, Phitsanulok Basin, Thailand. J Struct Geol, 2007, 29: 646–663
35 Morley C K. Variations in late Cenozoic-Recent strike-slip and oblique-extensional geometries, within Indochina: The influence of pre-existing fabrics. J Struct Geol, 2007, 29: 36–58
36 Angelier J, Bergerat F. Effective tension-shear relationships in extensional fissure swarms, axial rift zone of northeastern Iceland. J Struct Geol, 1997, 19: 673–685
37 Kim Y, Sanderson D J. The relationship between displacement and length of faults: A review. Earth-Sci Rev, 2005, 68: 317–334
38 Walsh J J, Watterson J. Distribution of cumulative displacement and of seismic slip on a single normal fault surface. J Struct Geol, 1987, 9: 1039–1046
39 Walsh J J, Watterson J. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. J Struct Geol, 1988, 10: 239–247
40 Walsh J J, Watterson J. Populations of faults and fault displacements and their effects on estimates of fault-related regional extension. J Struct Geol, 1992, 14: 701–712
41 Geng C B, Tong H M. Sandbox modeling of the fault-increment pattern in extension basins. Petrol Sci, 2007, 4: 29–34
42 Tong H M, Lu K Z, Qi J F. Analogue sandbox modeling of deformation in Zhangjuhe structural belt, Huanghua depression. The Tectonics of China. Beijing: Geological Publishing House, 1995. 114–118
43 童亨茂. 伸展盆地复杂断层组合成因新模式. 北京大学国际地质科学学术研讨会论文集. 北京: 地震出版社, 1998. 107–114
44 童亨茂. 渤海湾盆地张巨河复杂断块区平面砂箱模拟实验及其启示. 地质论评, 2003, 49: 305–310

45 Arreola M A, Morandi M. Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting. Tectonophysics, 2005, 409: 19–38
46 Boccaletti M, Bonini M, Mazzuoli R, et al. Quaternary oblique extensional tectonics in the Ethiopian Rift (Horn of Africa). Tectonophysics, 1998, 287: 97–116
47 童亨茂, 孟令箭, 蔡东升, 等. 裂陷盆地断层的形成和演化——目标砂箱模拟实验与认识. 地质学报, 2009, 83: 759–774
48 Hancock P L. Brittle microtectonics: Principles and practice. J Struct Geol, 1985, 7: 437–457
49 Anderson E M. The Dynamics of Faulting. 2nd ed. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1951
50 Dunbar J A, Sawyer D S. Continental rifting at pre-existing lithosphere weakness. Nature, 1988, 333: 450
51 Versfelt J, Rosendahl B R. Relationship between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, east Africa. Nature, 1989, 337: 354–356
52 Smith M, Mosley P. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya rift, east Africa. Tectonics, 1993, 12: 591–606
53 Byerlee J D. Friction of rocks. Pure Appl Geophys, 1978, 116: 615–626
54 王仁, 丁中一, 殷有泉. 固体力学基础. 北京: 地质出版社, 1979. 1–364
55 马瑾. 构造物理学概论. 北京: 地震出版社, 1987. 1–386
56 张文佑, 钟嘉猷, 单家增, 等. 构造物理模拟实验图册. 北京: 科学出版社, 1985. 1–78
57 钟家猷. 实验构造地质学及其应用. 北京: 科学出版社, 1998. 1–246
58 单家增. 构造物理模拟实验在石油地质学中的应用. 北京: 石油工业出版社, 1996. 1–163
59 陆克政, 漆家福, 戴俊生, 等. 渤海湾新生代含油气盆地构造模式. 北京: 地质出版社, 1997. 1–251