

# 下刚果盆地中段挤压带盐底辟构造形成演化分析 ——基于物理及离散元模拟

程鹏<sup>1,2</sup> 李江海<sup>1,2,†</sup> 刘志强<sup>3</sup>

1. 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871;  
2. 北京大学石油与天然气研究中心, 北京 100871; 3. 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083;

† 通信作者, E-mail: jhli@pku.edu.cn

**摘要** 基于下刚果盆地中段实际地震剖面, 结合物理模拟及离散元数值模拟方法, 研究西非安哥拉被动大陆边缘下刚果盆地中段挤压带盐底辟构造的成因机制及演化过程, 理解被动大陆边缘重力失稳构造的深层驱动机制, 分析挤压作用下底辟构造间迷你盆地沉积中心的迁移与底辟作用的关系。结果表明, 下刚果盆地中段挤压带的盐底辟构造演化过程与应力条件密不可分, 早期主要受重力扩张作用控制, 后期受挤压作用控制。依据物理模拟实验、离散元模拟实验结果与实际地震剖面解释结果的对比, 可将盐底辟构造的演化过程分为3个阶段: 1) 早期伸展再活化底辟阶段; 2) 中期被动底辟阶段; 3) 晚期挤压主动底辟阶段。盐底辟构造间迷你盆地的沉积中心向同期活动强烈的底辟构造迁移。

**关键词** 下刚果盆地; 盐底辟构造; 迷你盆地; 物理模拟; 离散元模拟; 演化分析

## Analysis of Formation and Evolution of Salt Diapir in the Contractional Domain of Central Lower Congo Basin Based on Analogue and Discrete Element Modeling

CHENG Peng<sup>1,2</sup>, LI Jianghai<sup>1,2,†</sup>, LIU Zhiqiang<sup>3</sup>

1. Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution (MOE), School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; 2. Institute of Oil and Gas, Peking University, Beijing 100871;  
3. Sinopec Petroleum Exploration and Production Research Institute, Beijing 100083;

† Corresponding author, E-mail: jhli@pku.edu.cn

**Abstract** Based on the seismic profile, analogue modeling and discrete element modeling method were carried out to study the deep genetic mechanism of the gravity instability structure and evolution process of the salt diapirs in the contractional zone of central Lower Congo Basin in the passive continental margin of Angola in West Africa. The effect of salt diapir activity on the migration of the sedimentary center of the mini-basin between the diapirs was further studied. The results show that the evolution process of salt diapirs in the contractional domain of central Lower Congo Basin is related to the stress conditions. In the early stage, it was mainly controlled by the effect of gravity spreading, and in the later stage, it was controlled by the effect of squeezing. According to the comparison between the results of analogue modeling and discrete element modeling and the seismic sections, the evolution process of salt diapir can be divided into the following three stages: 1) The early stage, the extended reactive diapir stage; 2) The mid stage, the passive diapir stage; 3) The late stage, squeezed active diapir stage. The sedimentary center of the mini-basin between the salt diapirs migrated to the diapirs with strong activities during the same period.

**Key words** Lower Congo Basin; salt diapir; mini basin; analogue modeling; discrete element modeling; evolution analysis

国家科技重大专项(2016ZX05033002-007, 2016ZX05033-001)和国家重点研发计划(2016YFC0503301)资助

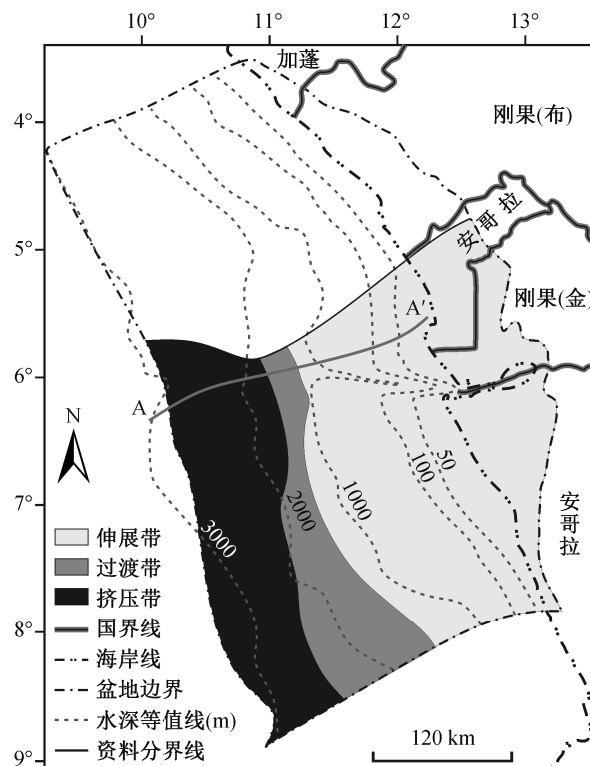
收稿日期: 2020-04-09; 修回日期: 2020-05-14

位于安哥拉被动大陆边缘的下刚果含盐盆地广泛发育由重力失稳作用形成的盐构造。传统的三带划分方案中,通常将其从陆向海,从坡上至坡脚依次划分为伸展带、过渡带和挤压带。坡上伸展带以生长断层及盐筏发育为特征;过渡带以发育巨型盐底辟构造为特征;挤压带以逆冲断层及挤压相关的盐构造为特征,包括盐蓬和盐推覆体等<sup>[1-7]</sup>。盐底辟构造是由盐岩塑性流动上涌刺穿上覆地层,形成与之不整合接触的一种盐构造样式。盐底辟构造的形成需要充足的源盐供给及持续的构造应力<sup>[8]</sup>,盐底辟构造形态的不同则主要受沉积速率、源盐供给、盐岩的剥蚀和溶解以及伸展和挤压应力环境的影响<sup>[9-10]</sup>。依据源盐层的厚度,被动大陆边缘近海端挤压褶皱带的盐构造样式由小到大依次划分为逆冲、褶皱、紧缩底辟构造及盐推覆体<sup>[11]</sup>。下刚果盆地中段挤压带的盐底辟为紧缩底辟构造,一般认为是先存盐底辟构造后期经挤压形成。对于先存底辟构造的成因讨论较少,多数默认为挤压成因<sup>[12-15]</sup>。此外,前人针对被动大陆边缘盐构造的物理模拟实验中,沉积模式多为进积,且缺少对坡脚处挤压带大量巨型盐底辟构造的模拟<sup>[16-20]</sup>。

本文利用物理模拟实验,对挤压带盐底辟构造的成因机制进行定性研究,并采用离散元法确定其演化的阶段及主控因素,以期加深对被动大陆边缘重力失稳构造深层驱动机制的理解。同时,通过探究盐底辟构造演化过程以及挤压作用下底辟构造间迷你盆地沉积中心迁移与底辟构造活动的关系,为后续建立良好的动态成藏模式提供理论支撑。

## 1 下刚果盆地地质背景

下刚果盆地位于西非被动大陆边缘,沿南加蓬、刚果(布)、刚果(金)和安哥拉海岸西侧分布。作为在晚侏罗世至早白垩世冈瓦纳超大陆南部形成的大陆裂谷系统的一部分,下刚果盆地主要经历了裂谷期、过渡期和被动大陆边缘3个阶段<sup>[4-5]</sup>。以阿普特阶盐层为界,可将下刚果盆地划分为盐上、盐下两套构造层<sup>[15]</sup>。依据应力条件和盐构造样式的不同,可将下刚果盆地分为东部伸展带(白垩系盐筏区、前盐筏区、新近系盐筏区和孤立底辟构造区)、中部过渡带(盐墙和龟背构造区)及西部挤压带(挤压底辟构造、盐舌及盐蓬、巨厚层状褶皱盐席和外来盐席区)<sup>[11]</sup>(图1)。



据文献[1]修改

图1 下刚果盆地位置及盐构造平面分带

Fig. 1 Location and distribution of salt tectonic belts of the Lower Congo Basin

下刚果盆地的基底为前寒武系结晶基岩<sup>[21]</sup>。裂谷阶段(瓦兰今期至阿普特期):南大西洋开始张开,主要发育陆内裂谷作用,形成一系列半地堑式裂谷和断裂湖;在巴雷姆期至阿普特阶期间,沉积了局部碳酸盐岩;在陆源供应充分时,广泛沉积泥灰岩夹层;晚巴雷姆期,裂陷湖充填了一系列的硅质碎屑岩,包括一些砂岩。过渡阶段(阿普特期至阿尔布期):南大西洋被动陆缘中部盆地完全分离,下刚果原型盆地初步形成;在热沉降控制的浅水环境形成巨厚的盐岩沉积层,覆盖在凹陷盆地之上<sup>[13,21]</sup>。被动陆缘阶段(阿尔布期至现今):随着洋壳持续拉开,逐渐进入浅海环境,在阿尔布期形成盐上巨型碳酸盐岩层序及滨岸砂沉积;随着洋壳进一步冷却,引发大幅度的沉降,全球海平面上升,广泛的海侵在森诺曼期暂时结束,进而形成深海泥岩沉积<sup>[22-23]</sup>,偶尔的浊流沉积使得局部地区夹有砂岩(图2)。下刚果盆地晚白垩世至新生代沉积的盐上层构造样式受到盐构造活动与盐上沉积速率的共同控制<sup>[24-25]</sup>。

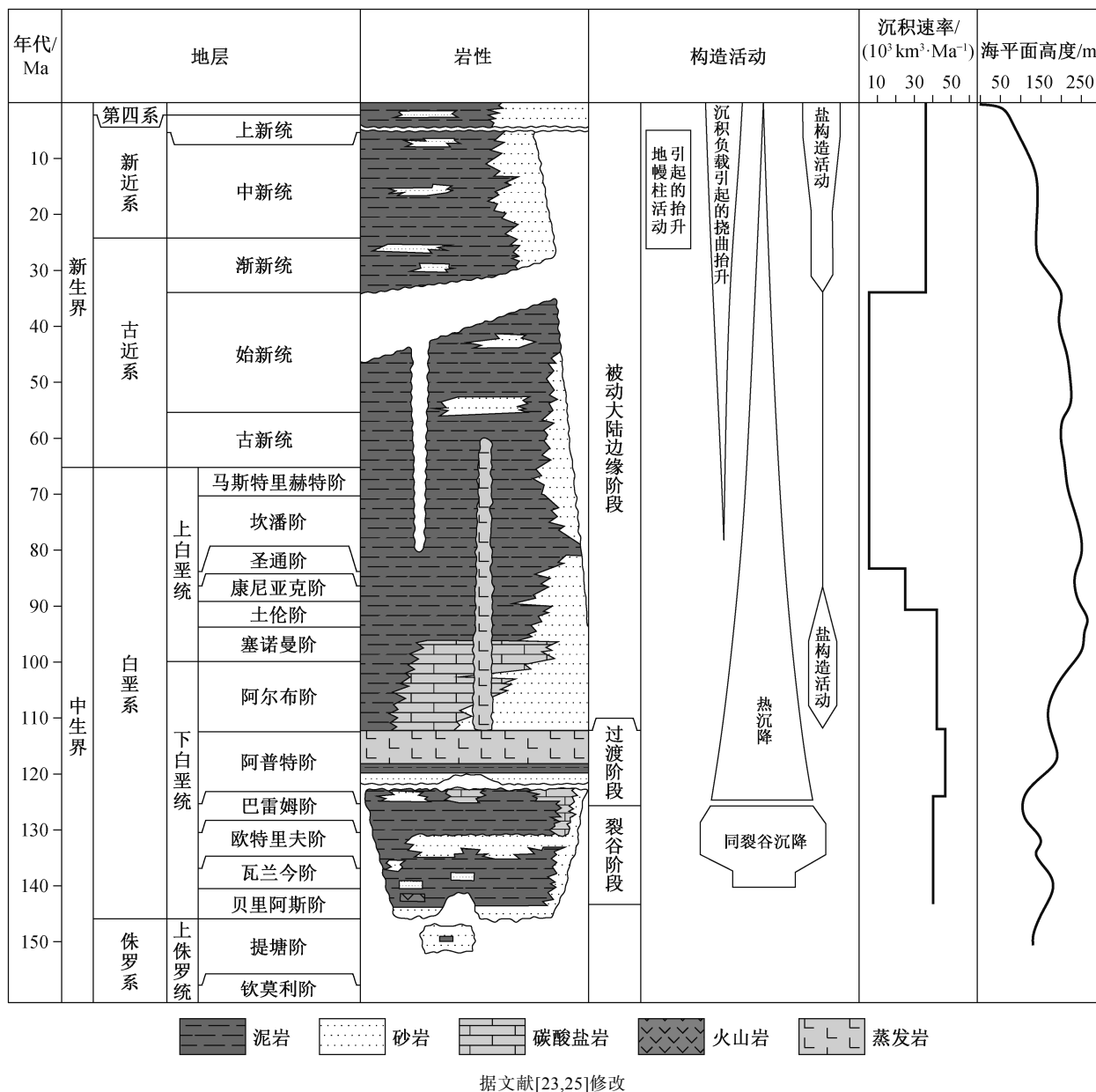


图 2 下刚果盆地综合柱状图及构造活动、沉积速率和海平面变化

Fig. 2 Composite stratigraphic chart and tectonic activity, sedimentation rate, sea level changes in the Lower Congo Basin

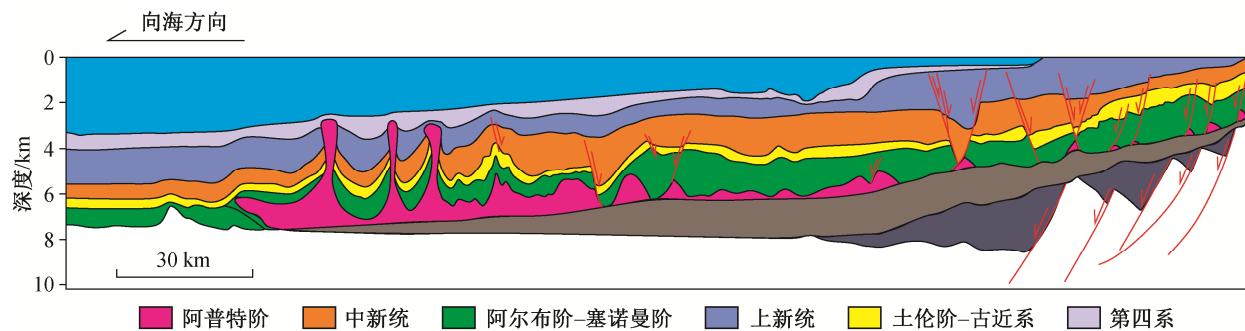


图 3 下刚果盆地中段地震解释剖面<sup>[1]</sup>

Fig. 3 Seismic interpretation section of the central Lower Congo Basin<sup>[1]</sup>

下刚果盆地中段 A-A' 剖面(位置见图 1)的构造特征如图 3 所示, 安哥拉被动大陆边缘沉积的盐岩向陆地侧尖灭, 在靠近陆地一侧盐岩层较薄, 作为区域变形滑脱层的盐岩从陆向海分带明显。伸展带盐岩样式以盐滚为主, 盐相关构造包括盐筏和盐焊接, 盐底辟不发育; 过渡带不明显; 挤压带则发育巨型盐株, 未见大型的盐蓬和逆冲断层。

## 2 物理模拟实验

### 2.1 物理模拟实验设计

盐底辟构造物理模拟实验的地质原型参考 Marton 等<sup>[1]</sup>下刚果盆地中段地震解释剖面(图 3), 本文实验中将其简化为单斜坡模型。通过对盐岩底界面的测量计算, 将模型中盐岩底界面的倾斜角度设置为  $1.28^\circ$ 。设计模型尺寸总长度为 65 cm, 宽度为 30 cm, 盐岩层初始长度为 45 cm (图 4)。

用干燥石英砂模拟脆性沉积地层, 用高分子硅胶模拟盐岩。石英砂密度在  $1.3\sim 1.6\text{ g/cm}^3$  之间, 粒径在  $150\sim 300\text{ }\mu\text{m}$  之间; 硅胶黏度为  $0.8\times 10^4\text{ Pa}\cdot\text{s}$ , 密度为  $0.926\text{ g/cm}^3$ 。实验参数的设定依据相似原则, 实验环境下的重力系数  $g$  与自然条件下一致,  $g_r$  值保持为 1 不变; 长度系数  $l_r = 0.25\times 10^{-5}$ , 即实验条件下 1 cm 约等于自然条件下 4 km; 密度系数  $\rho_r \approx 0.5$ , 即实验条件下的平均密度约为自然条件下的一半; 黏度系数  $\mu_r \approx 0.8\times 10^{-15}$ 。依据公式  $t = \mu/(\rho\times g\times l)$ , 可得实验条件下 1 小时约为自然条件下 6.5 Ma。

### 2.2 物理模拟实验结果

#### 2.2.1 物理模拟实验 1

实验过程中, 在距离模型近海端约 10 cm 的位置铺设一高约 1 cm, 宽约 3 cm 的三角形泡沫板, 用于模拟近海端基底隆起, 同时铺设约 1 cm 厚的硅

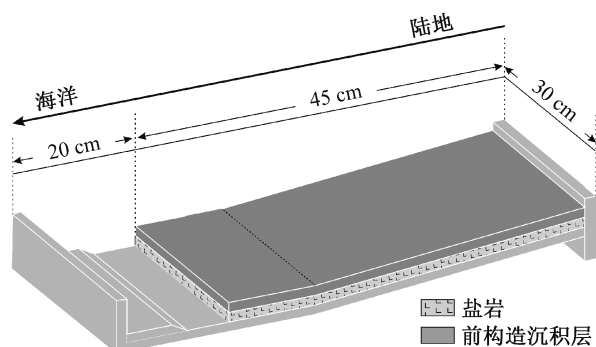


图 4 物理模拟模型设置

Fig. 4 Principles of analogue modelling

胶。静置流平后, 参考地质模型, 铺设阿尔布阶-赛诺曼阶的前构造沉积层, 同时抬升底板至  $1.3^\circ$ , 实验时间及铺设厚度见表 1。

实验进行 20 分钟, 盐岩流动明显, 首先在模型近海端产生大量断裂, 依次形成 3 条大的断裂带 F1, F2 和 F3。由于模型边界玻璃板摩擦的影响, 最大断距基本上位于中部, 近陆端断裂平面呈弯弓状, 凸侧指向陆地一侧。实验进行 1 小时 20 分钟, 早期断裂的断距逐渐增大, 现有断裂基本上是继承性发展的, 同时出现新的断裂带 F4。实验进行 2 小时 30 分钟, 各条断裂的断距进一步增大, 在近陆端产生新的断裂带 F5。实验进行 3 小时 30 分钟至 11 小时 40 分钟, 现有断裂基本上为继承性发展, 同时靠近模型两侧有盐岩上涌溢出沉积层表面。实验进行 12 小时 40 分钟后, 盐岩变形前端初步接触近海端基底隆起形成的阻挡, 断层活动性变弱。图 5 展示实验进行 8 小时 10 分钟时断裂的发育及分布情况。

观察典型实验剖面(图 6), 可见在近海端发育一系列近等腰三角形的盐底辟构造, 底辟构造间可见龟背构造。在靠近近海端基底隆起形成阻挡的地方有微弱的挤压, 但未影响先存底辟构造。稍晚, 近陆端出现一条倾向陆地的生长断层, 活动时间一

表 1 实验模型参数  
Table 1 Model parameters

沉积地层	时代/Ma <sup>[1]</sup>	模型运行 时间/h	模型厚度/cm
阿尔布阶-塞诺曼阶	113~93.9	3.0	1.2
土伦阶-古近系	93.9~23.03	11.1	0.4
中新统	23.03~5.333	2.7	1.0
上新统	5.333~2.58	0.4	0.6
第四系	2.58~0	0.4	0.3

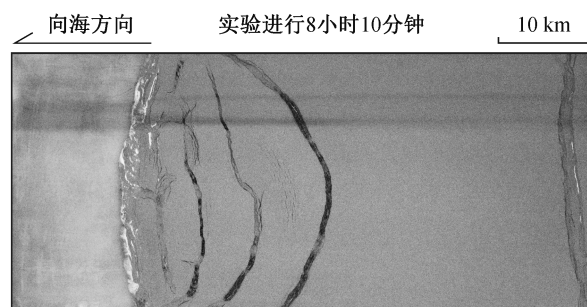


图 5 物理模拟实验 1 典型演化阶段平面图

Fig. 5 Top view of analogue modelling experiment 1, showing typical evolution stage

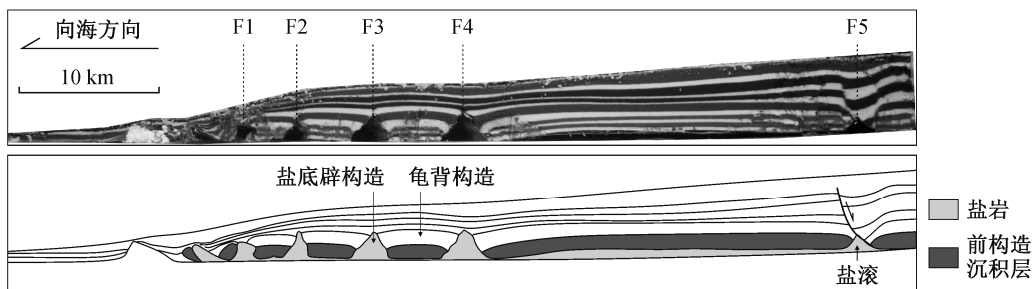


图 6 物理模拟实验 1 剖面结果照片及解释

Fig. 6 Photograph and interpretation of cross section of analogue modelling experiment 1

直持续整个实验过程, 贯穿整个剖面。

### 2.2.2 物理模拟实验 2

将基底角度增大至  $5^\circ$ , 将近海端基底隆起形成的阻挡长度提升至约 15 cm, 相应地缩短实验时长, 其他条件不变。实验进行 15 分钟, 与实验 1 相似, 首先在模型近海端依次形成断裂 F1, F2, F3 和 F4。实验进行 1 小时, 随着断裂的断距逐渐增大, 在近海端产生新的断裂 F5。实验进行 2 小时 15 分钟, 早期断裂的断距进一步增大, 在近陆端产生新的断裂 F6 和 F7, 同时近海端的盐岩与近海端基底隆起形成的阻挡初步接触。实验进行 3 小时, 近海端伸展空间被限制, 显示挤压特征, 早期断裂的断距不再增大, 盐岩沿断裂上涌, 使上覆较薄的沉积层表面形成地形正异常。实验进行 4 小时, 近海端断裂的断距比之前明显减小, 坡脚盐岩呈现逆冲特征, 坡上盐筏活动依然强烈。实验进行 6 小时 30 分钟至 8 小时 5 分钟, 模型两端断裂活动程度都呈现减弱趋势, 近海端断裂形成的线状底辟构造因横向活动强度的差异, 在局部形成点状底辟构造。图 7 展示实验进行 2 小时 15 分钟时断裂的发育及分布情况。

观察典型实验剖面(图 8), 可见近海端出现的盐底辟构造样式成熟度变化更多, 在近海端的末端

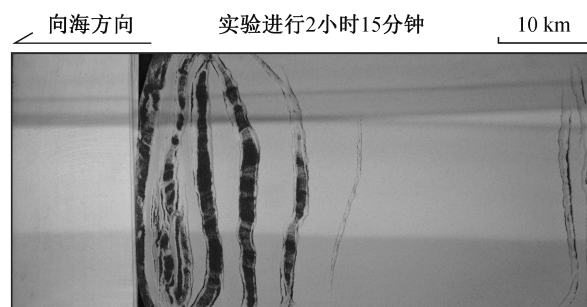


图 7 物理模拟实验 2 典型演化阶段平面图

Fig. 7 Top view of analogue modelling experiment 2, showing typical evolution stage

形成逆冲盐席, 同时近海端底辟构造挤压形成盐焊接。挤压作用的强度从海到陆减弱, 底辟构造间形成迷你盆地。与实际地质剖面对比, 可知近陆端形成的盐筏规模与活动时间更接近实际情况, 近海端的底辟构造挤压充分。盐筏与盐底辟构造的活动时期差异明显, 各盐筏之间以及各盐底辟构造之间的活动时期差异也很大。

## 3 离散元模拟实验

### 3.1 离散元模拟实验设计

离散元模拟是一种基于离散颗粒间接触准则的

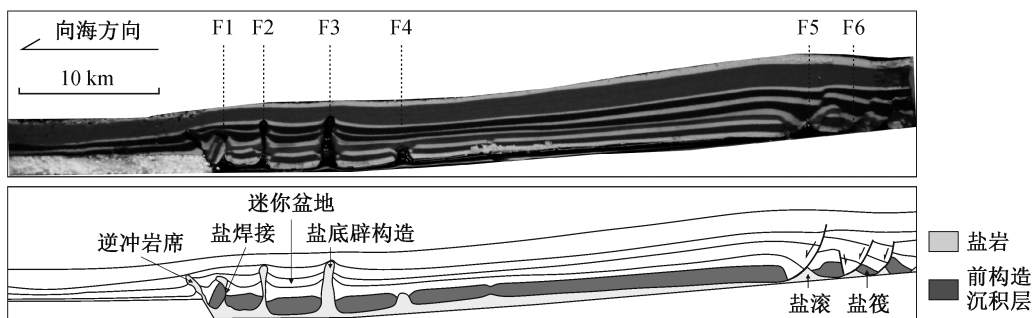


图 8 物理模拟实验 2 剖面结果照片及解释

Fig. 8 Photograph and interpretation of cross section of analogue modelling experiment 2

数值模拟方法。通过时间-位移有限差分方法,计算颗粒在牛顿定律下的位移,能够有效地模拟弹性和塑性变形过程。Cundall等<sup>[27]</sup>于1979年提出离散元方法的理论基础,因其允许微粒间的滑动和破裂,适合于大应变构造变形样式分析的模拟实验,广泛应用于模拟浅层地壳结构、断裂系及剪切带变形过程<sup>[27]</sup>。

在物理模拟实验中,无法直接获得模型内部盐底辟构造的演化过程,也未能获得模拟过程中顶面构造的高程及应变率,从而使得模拟结果更偏向定性的解释。同时,物理模拟结果中底辟构造间迷你盆地的发育不明显。为了进一步探讨挤压作用对相邻先存底辟构造的影响,我们在物理模拟实验1和2的基础上建立相应的离散元模型(图9)。

离散元数值模拟计算量与所用颗粒数目相关,颗粒越多,运算速度越慢。为了兼顾运算时间与真实度两个方面,对初始模型进行简化。首先,在长300 m(x轴)、高200 m(y轴)的范围内,随机生成半径在0.5~1.5 m之间的颗粒,使之在重力状态下自然压实并达到平衡,逐步删除顶部的颗粒,仅保留预先设置的几何模型内的颗粒。对颗粒进行分组的属

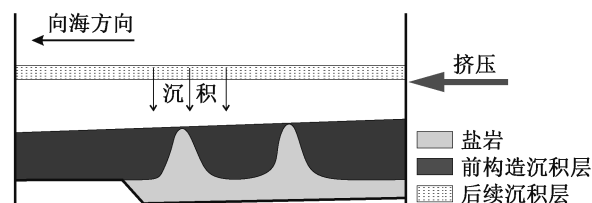


图9 相邻底辟构造挤压初始模型设计

Fig. 9 Initial model design of adjacent diapir under compressing

性赋值:盐岩层的摩擦系数为0.05,密度为2200 kg/m<sup>3</sup>;前构造沉积层的摩擦系数为0.3,密度为2600 kg/m<sup>3</sup>。然后,于每层中间设置标志层,以便对后期变形构造进行识别。细观参数的设置参照文献<sup>[28]</sup>。同时,设置模型右侧的刚性墙体以1 m/s的速率向x轴负方向运动,形成对模型的挤压,同时添加后续沉积层(参数与前构造沉积层一致),并观察其变形情况。

### 3.2 离散元模拟实验结果

图10展示离散元模拟实验结果。模型演化初期(运算10万~20万步),盐底辟构造刺穿沉积地层,并在底辟构造顶部形成地形正异常,两底辟构造间形成地形负异常,后续地层沉积中心临近远离挤压

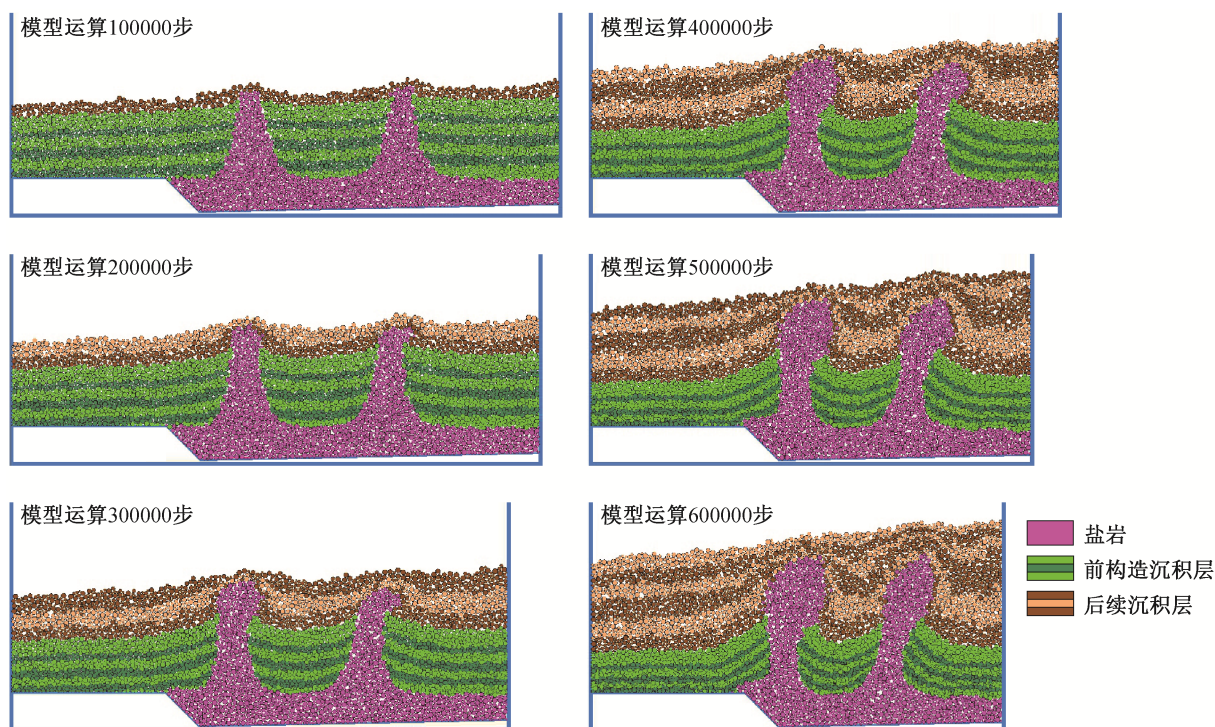


图10 离散元模拟实验结果

Fig. 10 Discrete element modeling experiment results

端的底辟构造。模型演化中期(运算 30 万~40 万步), 靠近挤压端的底辟构造顶部明显增大, 两底辟构造间的沉积中心向中部偏移。模型演化后期(运算 50 万~60 万步), 盐底辟构造根部持续收缩, 靠近挤压端的前构造沉积层褶皱明显, 盐底辟构造形成细颈宽顶的蘑菇状形态, 上涌趋势减弱, 趋于停止。

图 11 显示模型运算不同步数时的颗粒运动矢量分布。模型运算 10 万步, 靠近挤压端的底辟构造运动趋势与盐上层较为一致, 多为水平挤压方向, 远离挤压端的底辟构造中上部呈现较大的上涌趋势。模型运算 20 万步, 靠近挤压端的底辟构造与盐上层运动趋势仍较为一致, 但在水平挤压方向的运动速度有所增大, 而远离挤压端的底辟构造整体上出现很强的上涌趋势, 可以观察到其对盐上层的刺穿。模型运算 30 万步, 靠近挤压端的底辟构造出现较强的上涌趋势, 远离挤压端的底辟构造上涌趋势有所减弱。模型运算 40 万步, 靠近挤压端的底辟构造出现很强的上涌趋势, 远离挤压端的底辟构造上涌趋势整体上相对减弱。模型运算 50 万步, 靠近挤压端和远离挤压端的底辟构造依然具有上涌趋势, 但都趋于减弱。模型运算 60 万步, 靠近挤压端的底辟构造运动趋势又与盐上层一致, 多为水平向挤压方向, 而远离挤压端的底辟构造则重新被激活, 显

示较强的上涌趋势。

## 4 讨论

### 4.1 挤压带盐底辟构造重力成因机制

普遍认为, 裂谷后热沉降作用引起基底向海倾斜是被动大陆边缘盐构造的重要成因之一。因重力驱动, 盐上层沿着盐岩层滑脱, 形成分带明显的盐构造<sup>[4]</sup>。重力驱动机制具有重力滑脱和重力扩张两个方面, 其中重力滑脱指物体沿滑脱面平动, 而重力扩张强调物体垂直朝向滑脱面的移动。有关下刚果盆地盐构造的重力成因作用, 对重力滑脱与重力扩张的主导地位仍有争议<sup>[7,29-31]</sup>。在物理模拟实验和数值模拟实验中, 分别应用重力滑脱和重力扩张两个模式, 都可以得到与自然情况匹配良好的结果<sup>[32-35]</sup>。

通常认为, 坡下盐层流动产生的褶皱和逆冲与坡上盐筏活动时的伸展是同时发生的, 近陆端极端伸展的盐筏构造所需空间由近海端的褶皱和逆冲提供<sup>[14-16]</sup>。但是, 下刚果盆地阿尔必阶盐筏的漂移距离可达 200 km, 单纯的坡下褶皱与逆冲的缩量很难匹配<sup>[2,36]</sup>。Duval 等<sup>[2]</sup>提出另一种空间来源——海底扩张。然而, 盐岩覆盖于洋壳的部分伸展距离并不长, 甚至盐岩末端未覆盖在洋壳之上, 洋壳增生产生的空间未被盐岩的伸展所利用<sup>[37]</sup>。盐岩形成

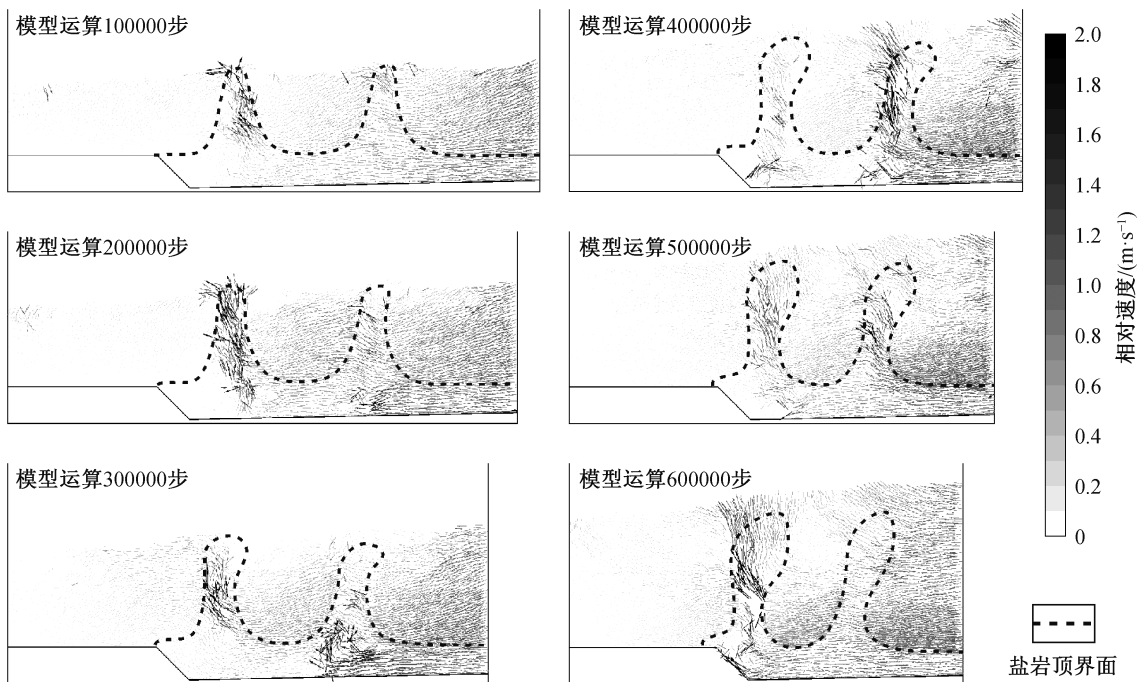


图 11 速度场离散元模拟实验结果

Fig. 11 Velocity vectors of discrete element modeling experiment results

后 3~4 Ma, 持续伸展距离约为 100 km, 在盐下产生侵入型洋壳, 之后火山喷发刺穿盐岩层, 形成盐岩坡脚处的阻挡<sup>[38]</sup>。近海端挤压带的盐岩在自由端短暂的扩张之后, 才被后期火山喷发形成的海底高地阻挡, 而非自始即持续处于挤压的环境。

对比下刚果盆地中段实际地质剖面与物理模拟实验 2(图 12), 二者有极高的匹配性。综合前人研究结果可以推断, 坡脚盐岩早期应为自由端, 经历短暂的重力扩张作用而产生断裂, 后被海底高原阻挡, 在坡上伸展滑动重力传导作用下形成挤压带盐底辟构造。

#### 4.2 海底高原阻挡作用对挤压带盐底辟构造演化及迷你盆地沉积中心迁移的影响

物理模拟实验结果显示, 当基底倾角较小(1.3°, 实验 1)且因近海端阻挡形成挤压较晚的情况下, 在近陆端的坡上, 断裂形成时间晚且数量少, 未产生向海倾斜的多米诺式断层序列, 亦无盐筏及前盐筏相关构造样式, 缺少沿滑脱面的平动(即重力滑脱作用的影响), 模型整体为垂直朝向滑脱面的下降运动, 即受到重力扩张作用的绝对控制。此时, 挤压作用对盐底辟构造的影响较弱, 早期持续的伸展使底辟构造底部侧翼的盐岩向底辟构造的中部移动, 从而在底辟构造间形成典型的龟背构造。海底高原的阻挡导致持续的伸展停止, 从而避免底辟构造被进一步抽空而塌陷, 在原底辟构造位置形成假龟背构造(图 6)。基底倾角增大(5°, 实验 2)且因海底高原的阻挡形成挤压较早时, 模型近陆端滑脱现象明显, 形成大量向海倾斜的断裂, 前构造沉积层因强烈的伸展而相互脱离, 形成盐筏, 受到重力滑脱的控制。此时, 挤压作用对盐底辟构造的影响增强, 底辟构造间形成迷你盆地(图 8)。由此可见, 海底高原的阻挡作用对近海端盐底辟构造的演化具有

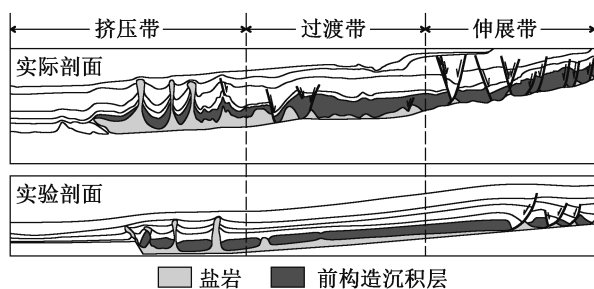


图 12 下刚果盆地中段剖面与物理模拟结果对比

Fig. 12 Comparison of the section of the central Lower Congo Basin with the analogue modeling results

重要影响, 而迷你盆地沉积中心的迁移与控制迷你盆地的盐底辟构造的演化密不可分。

离散元模拟结果显示, 迷你盆地的沉积中心变化与底辟构造 1 和底辟构造 2 的生长速率变化相关(图 13(c))。当源盐充足, 挤压作用未致使先存底辟构造形成颈部焊接的情况下, 盐底辟构造越靠近海洋一侧, 底辟构造 1 的活动强度越大, 此时沉积中心邻近底辟构造 1。随着底辟构造 2 活动强度的增加, 沉积中心逐渐向底辟构造 2 迁移。此后, 随着底辟构造 1 活动强度的又一次增大, 沉积中心又一次向底辟构造 1 迁移(图 13(a))。底辟构造生长所需的盐岩直接来源于邻近的源盐层, 而源盐层中盐岩向底辟构造中的充注必然导致源盐抽空或撤位, 从而导致源盐上覆地层下沉<sup>[7]</sup>。基于离散元实验得到的底辟构造生长速率与沉积中心迁移的关系, 进一步对比实际地震解释剖面中底辟构造与周围地层的接触关系及沉积中心的变化(图 13(b)), 发现底辟构造 1 与底辟构造 2 穿刺地层数相同, 接触关系相似, 沉积中心也基本上维持在两底辟构造的中部, 可以推测两个底辟构造应保持相似的活动强度。在底辟构造 2 与底辟构造 3 之间的迷你盆地, 沉积中心持续向底辟构造 2 迁移, 可以推测底辟构造 3 的活动强度持续弱于底辟构造 2(图 13(d))。在实际地震解释剖面上, 底辟构造 2 的穿刺地层数多于底辟构造 3, 也证实了这一点。

#### 4.3 下刚果盆地中段挤压带盐底辟构造演化模式

根据盐底辟构造的形成机制, 可将其划分为被动底辟构造、主动底辟构造及再活化底辟构造。被动底辟构造中, 盐岩出露地表, 顶部为自由端; 主动底辟构造中, 盐岩主动上涌, 刺穿上覆地层; 再活化底辟构造中, 盐岩上覆地层伸展减薄, 导致盐岩刺穿上覆地层。不同类型的盐底辟构造并不孤立地存在, 往往由多种盐底辟构造构成一个完整的演化过程<sup>[9,39-40]</sup>。Fossen<sup>[41]</sup>依据这一思想, 将盐底辟构造演化的一般过程描述成再活化底辟构造-主动底辟构造-被动底辟构造模式。在不同的演化阶段, 又可根据底辟构造是否进一步坍塌来形成对应的坍塌模式。

盐底辟构造的演化与应力条件密不可分, 盐构造的活动主要由区域构造活动控制<sup>[38]</sup>。依据物理模拟和离散元模拟实验结果与实际地震剖面解释结果的对比, 可将盐底辟构造的演化过程分为以下 3 个



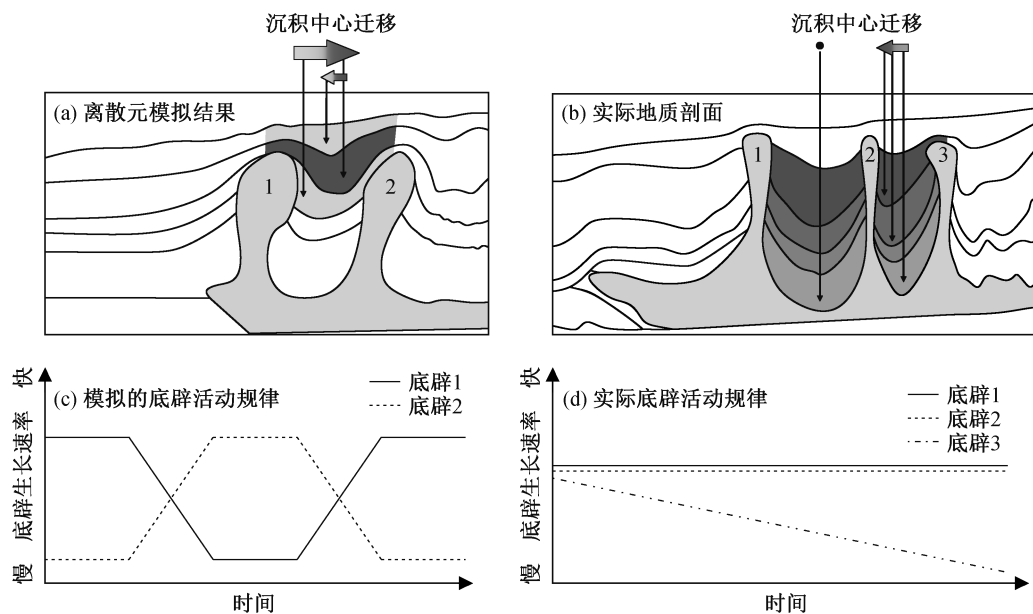


图 13 下刚果盆地中段挤压带盐底辟构造剖面与离散元模拟结果对比

Fig. 13 Comparison of the section of the contractional domain of the central Lower Congo Basin with the discrete element modeling results

阶段。

1) 早期再活化底辟构造阶段。伸展应力导致上覆地层形成一系列正断层并减薄，引起盐岩上涌。此阶段由重力扩张主导，其剖面特点为邻近底辟构造的正断层。

2) 中期被动底辟构造阶段。应力条件状况不明，通常处于伸展终止而挤压传导未至的状态，盐底辟构造的演化受源盐厚度或底辟构造生长率与沉积速率共同控制，剖面特点为上覆沉积地层厚度均匀。需要说明的是，在伸展导致的盐岩上覆地层减薄到达一定程度后，受差异负载作用或浮力的影响，必然存在短暂的盐岩主动上涌阶段，直到盐岩彻底露出地表，形成被动底辟构造。因这一过程持续时间短暂，且存在于每个被动底辟构造形成的减薄刺穿过程中，故将由此造成的主动底辟构造略去，合并至被动底辟构造阶段。

3) 晚期主动底辟构造阶段。受坡上重力滑动传导挤压应力影响，底辟构造颈部收缩，顶部变宽，形成蘑菇状。主动底辟构造阶段与被动底辟构造阶段的区别在于，被动底辟构造周围沉积地层的厚度通常较为均一，主动底辟构造则导致盐底辟构造顶部地形正异常，从而引起后续沉积上覆地层的厚度朝向底辟构造减薄(图 14)。

### 5 结论

1) 重力扩张与重力滑脱在下刚果盆地的盐构造形成演化中具有明显的时空分异特征。挤压带盐底辟构造早期的形成与因重力扩张作用形成的断裂密不可分。低角度情况下，由于重力扩张作用，近海端首先产生断裂，引发盐岩上涌，形成底辟构造。

2) 影响底辟构造形态的因素不仅有沉积速率和底辟构造上涌速率，后期区域构造应力的改造同

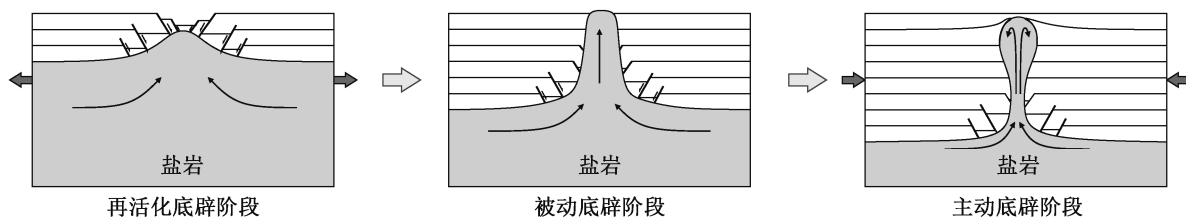


图 14 下刚果盆地中段挤压区盐底辟构造的形成演化示意图

Fig. 14 Schematic diagram of formation and evolution of salt diapir in the contractional domain of the central Lower Congo Basin

样重要。先存底辟构造在挤压应力的作用和海底高地的阻挡下,当源盐充足,挤压作用未致使先存底辟构造形成颈部焊接时,盐构造越靠近海洋一侧,底辟作用越强,刺穿地层越多,近陆一侧的活动时间越晚,持续时间也越短。当近陆一侧底辟构造停止活动后,近海一侧底辟构造活动增强,并持续活动至今。盐底辟构造间迷你盆地的沉积中心向同期活动强烈的底辟构造迁移。

3) 下刚果盆地中段挤压带的盐底辟构造演化与应力条件密不可分。依据物理模拟实和离散元模拟实验结果与实际地震剖面解释结果的对比,可将其分为3个阶段:①早期再活化底辟构造阶段,由重力扩张主导,剖面特点为邻近的底辟构造中发育正断层;②中期被动底辟构造阶段,应力条件状况不明,通常处于伸展终止而挤压传导未至的状态,剖面特点为上覆沉积地层厚度均匀;③晚期主动底辟构造阶段,由坡上重力滑动传导挤压应力主导,剖面特点为上覆地层向底辟构造减薄。

致谢 成都理工大学国土资源部构造成矿成藏重点实验室提供物理模拟实验设备和材料,并在物理模拟实验开展过程中提供帮助,谨致谢意。

### 参考文献

- [1] Marton L G, Tari G C, Lehmann C T. Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on postsalt structural styles // Mohriak W U, Talwani M. Atlantic rifts and continental margins. Washington D C: American Geophysical Union, 2000, 115: 129–149
- [2] Duval B, Cramez C, Jackson M P A. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine & Petroleum Geology*, 1992, 9(4): 389–404
- [3] Pilcher R S, Murphy R T, McDonough Ciosek J. Jurassic raft tectonics in the northeastern Gulf of Mexico. *Interpretation*, 2014, 2(4): SM39–SM55
- [4] Valle P J, Gjølberg J G, Helland-Hansen W. Tectonostratigraphic development in the Eastern Lower Congo Basin, offshore Angola, West Africa. *Marine & Petroleum Geology*, 2001, 18(8): 909–927
- [5] 何娟, 何登发, 李顺利, 等. 南大西洋被动大陆边缘盆地大油气田形成条件与分布规律——以巴西桑托斯盆地为例. *中国石油勘探*, 2011, 16(3): 57–67
- [6] Piedade A, Alves T M. Structural styles of Albian rafts in the Espírito Santo Basin (SE Brazil): evidence for late raft compartmentalisation on a “passive” continental margin. *Marine & Petroleum Geology*, 2017, 79: 201–221
- [7] Brun J P, Fort X. Salt tectonics at passive margins: geology versus models. *Marine and Petroleum Geology*, 2011, 28(6): 1123–1145
- [8] Jackson M P A, Hudec M R. Salt tectonics: principles and practice. London: Cambridge university press, 2017: 76–77
- [9] Jackson M P A, Vendeville B C. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, 1994, 106(1): 57–73
- [10] Koyi H. The shaping of salt diapirs. *Journal of Structural Geology*, 1998, 20(4): 321–338
- [11] Rowan M G, Frank J, Vendeville B C. Gravity-driven fold belts on passive margins // McClay K R. Thrust tectonics and hydrocarbon systems. London: American Association of Petroleum Geologists, 2004: 159–184
- [12] 胡望水, 李涛, 于水, 等. 西非被动大陆边缘重力滑脱构造发育演化及成因机制. *大地构造与成矿学*, 2012, 36(2): 186–196
- [13] Fort X, Brun J P, Chauvel F. Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. *AAPG Bulletin*, 2004, 88(11): 1523–1544
- [14] Jackson M P A, Hudec M R, Jennette D C, et al. Evolution of the cretaceous astrid thrust belt in the ultradeep-water Lower Congo Basin, Gabon. *AAPG Bulletin*, 2008, 92(4): 487–511
- [15] Marcano G, Anka Z, di Primio R. Major controlling factors on hydrocarbon generation and leakage in South Atlantic conjugate margins: a comparative study of Colorado, Orange, Campos and Lower Congo Basins. *Tectonophysics*, 2013, 60(4): 172–190
- [16] Adam J, Ge Z, Sanchez M. Post-rift salt tectonic evolution and key control factors of the Jequitinhonha deepwater fold belt, central Brazil passive margin: Insights from scaled physical experiments. *Marine and Petroleum Geology*, 2012, 37(1): 70–100
- [17] Quirk D G, Schødt N, Lassen B. Salt tectonics on passive margins: examples from Santos, Campos and Kwanza Basins. *Geological Society London Special Publications*, 2012, 363: 207–244
- [18] Ge H, Jackson M P A, Vendeville B C. Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *AAPG Bulletin*, 1997, 81 (3): 398–423
- [19] Vendeville B C. Salt tectonics driven by sediment progradation: part I — mechanics and kinematics.

- AAPG Bulletin, 2005, 89(8): 1071–1079
- [20] Gaullier V, Vendeville B C. Salt tectonics driven by sediment progradation: part II — radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt. AAPG Bulletin, 2005, 89(8): 1081–1089
- [21] Beglinger S E, Doust H, Cloetingh S. Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. *Marine and Petroleum Geology*, 2012, 30(1): 1–25
- [22] Anderson J E, Cartwright J, Drysdall S J, et al. Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 2000, 17(10): 1165–1203
- [23] Anka Z, Ondrak R, Kowitz A, et al. Identification and numerical modelling of hydrocarbon leakage in the Lower Congo Basin: implications on the genesis of km-wide seafloor mounded structures. *Tectonophysics*, 2013, 604: 153–171
- [24] Warsitzka M, Kley J, JaHne-Klingberg F, et al. Dynamics of prolonged salt movement in the Glückstadt Graben (NW Germany) driven by tectonic and sedimentary processes. *International Journal of Earth Sciences*, 2017, 106(1): 131–155
- [25] Séranne M, Anka Z. South Atlantic continental margins of Africa: a comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. *Journal of African Earth Sciences*, 2005, 43(1/2/3): 283–300
- [26] Cundall P A, Strack O D L. The development of constitutive laws for soil using the distinct element method. *Third International Conference on Numerical Methods in Geomechanics*, 1979, 79(1): 289–317
- [27] Dean S, Morgan J, Brandenburg J P. Influence of mobile shale on thrust faults: insights from discrete element simulations. AAPG Bulletin, 2015, 99(3): 403–432
- [28] Maxwell S A. Deformation styles of allochthonous salt sheets during differential loading conditions: insights from discrete element models [D]. Houston: Rice University, 2009: 18–27
- [29] Rowan M G, Peel F J, Vendeville B C, et al. Salt tectonics at passive margins: geology versus models — discussion. *Marine and Petroleum Geology*, 2012, 37(1): 184–194
- [30] Brun J P, Fort X. Salt tectonics at passive margins: geology versus models — reply. *Marine and Petroleum Geology*, 2012, 37(1): 195–208
- [31] Jackson C A L, Jackson M P A, Hudec M R. Understanding the kinematics of salt-bearing passive margins: a critical test of competing hypotheses for the origin of the Albian Gap, Santos Basin, offshore Brazil. *GSA Bulletin*, 2015, 127(11/12): 1730–1751
- [32] Ferrer O, Gratacós O, Roca E, et al. Modeling the interaction between presalt seamounts and gravitational failure in salt-bearing passive margins: the Mesinian case in the northwestern Mediterranean Basin. *Interpretation*, 2017, 5(1): SD99–SD117
- [33] López-Mir B, Muñoz J A, García-Senz J. 3D geometric reconstruction of Upper Cretaceous passive diapirs and salt withdrawal basins in the Cotiella Basin (southern Pyrenees). *Journal of the Geological Society*, 2016, 173(4): 616–627
- [34] Brun J P, Mauduit P O. Salt rollers: structure and kinematics from analogue modelling. *Tectonophysics*, 2009, 26(2): 249–258
- [35] Peel F J. The engines of gravity-driven movement on passive margins: quantifying the relative contribution of spreading vs. gravity sliding mechanisms. *Tectonophysics*, 2014, 633: 126–142
- [36] Rouby D, Guillocheau F, Robin C, et al. Rates of deformation of an extensional growth fault/raft system (offshore Congo, West African margin) from combined accommodation measurements and 3-D restoration. *Basin Research*, 2003, 15(2): 183–200
- [37] Kukla P A, Strozyk F, Mohriak W U. South Atlantic salt basins — witnesses of complex passive margin evolution. *Gondwana Research*, 2018, 53: 41–57
- [38] Norton I O, Carruthers D T, Hudec M R. Rift to drift transition in the South Atlantic salt basins: a new flavor of oceanic crust. *Geology*, 2016, 44(1): 55–58
- [39] Vendeville B C. A new interpretation of Trusheim’s classic model of salt-diapir growth. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 2002, 52: 943–952
- [40] Talbot C J, Pohjola V. Subaerial salt extrusions in Iran as analogues of ice sheets, streams and glaciers. *Earth Science Reviews*, 2009, 97(1/2/3/4): 155–183
- [41] Fossen H. *Structural geology*. London: Cambridge University Press, 2010: 371–394