

doi:10.3799/dqkx.2011.023

张性盆地裂后异常沉降的正反演数值模拟方法

周蒂, 廖杰, 赵忠贤

中国科学院边缘海重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广东广州 510301

摘要: 世界上许多张性沉积盆地存在远大于 McKenzie 模型理论值的裂后异常沉降, 南海北部陆缘的沉积盆地也是如此; 确定裂后异常沉降的特征和分布是认识其成因机制和对油气成藏影响的前提. 介绍了估算裂后异常沉降的 3 种方法: 古水深比较法、应变速率反演法和沉降过程二维正反演法, 并指出了各方法的应用前提和优缺点. 对于由作者提出的后一种方法还结合在珠江口盆地的应用实例进行了较详细的讨论, 表明这种方法能在考虑岩石圈挠曲强度的基础上正演模拟出单幕或多幕盆地沉降及相应的岩石圈伸展系数, 从而计算出盆地理论热沉降, 与通过回剥反演得到的实测构造沉降进行对比; 还指出了该方法存在的问题和需进一步研究之处.

关键词: 张性沉积盆地; 裂后异常沉降; 正反演模拟; 地质模型; 珠江口盆地.

中图分类号: P618.130.2

文章编号: 1000-2383(2011)02-0227-09

收稿日期: 2010-07-15

Forward and Inverse Modeling of Anomalous Post-Rifting Subsidence in Extensional Sedimentary Basins

ZHOU Di, LIAO Jie, ZHAO Zhong-xian

CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China

Abstract: Anomalous post-rifting subsidence, i. e. the post-rifting subsidence larger than the thermal subsidence predicted by the McKenzie model, observed in many extensional sedimentary basins including those in the northern South China Sea. The characterization of anomalous post-rifting subsidence is the first step in understanding its origin and mechanism and its impact on the formation of oil/gas reservoirs. This paper introduces three methods for characterizing anomalous post-rifting subsidence, namely, the paleo-water depth comparison, the strain-rate inversion, and the 2D forward-backward modeling. The conditions, advantages and disadvantages of these methods are discussed. The application of the third method, which is proposed by the authors, in the Pearl River Mouth basin of the northern South China Sea is presented. Taking into account the lithospheric flexural rigidity, the method calculates the lithosphere stretch factor and theoretical thermal subsidence through 2D forward modeling, and then compares the theoretic subsidence with the observed one given by 2D backstripping. Necessary improvements of the method are also discussed.

Key words: extensional sedimentary basin; anomalous post-rifting subsidence; forward and backward modeling; geologic models; the Pearl River Mouth basin.

沉积盆地形成演化研究的重要环节是其沉降过程研究. McKenzie(1978)提出的张性沉积盆地沉降的数学模型, 成为“传统”或“经典”模型, 为其后 30 余年中开展盆地分析奠定了基础. 按照该模型, 张性沉积盆地的演化分为张裂期和裂后期两个阶段, 将张裂期的沉降 S_i 简化为在张裂期的最后一刻瞬时发生, 而将裂后期的沉降 S_i 简化成完全由岩石圈冷

却收缩引起, 则 S_i 和 S_i 都是岩石圈伸展系数 β 、岩石圈初始厚度、地幔、地壳和盆地充填物(水或沉积物)密度、软流圈顶面温度的函数. 对于同一构造带, 通常可假设后面的参数为常数, 则 S_i 和 S_i 主要是岩石圈伸展系数 β 的函数, 可由解析公式计算出来.

为了揭示控制张性盆地沉降的最基本因素, McKenzie 模型作了许多简化假设, 除上面已提到的

瞬时张裂和裂后冷却沉降(通常简称“热沉降”)以外,还包括:不考虑裂陷期的热扩散;岩石圈伸展是垂向上均匀、水平方向上对称的纯剪;岩石圈强度为零,遵守 Airy 重力均衡法则。也正因为这些简化假设,其理论模型常有别于实际观测结果,因此,后来发展出许多张性盆地伸展模型,在 McKenzie 模型基础上,取消了不同的假设条件。如限时伸展模型(Jarvis and McKenzie, 1980)、有岩浆侵入的伸展模型(Royden and Keen, 1980)、挠曲伸展模型(Kusznir *et al.*, 1991)、单剪伸展模型(Wernicke, 1995)、随深度变化的伸展模型(Davis and Kusznir, 2004)、多幕伸展模型(林畅松等, 2004),等。后面这些模型主要着眼于盆地的张裂期发育,而对盆地的裂后期发育则研究较少,通常裂后期的沉降仍采用 McKenzie 的热沉降模型。

近年来,在世界上许多张性盆地发现观测的裂后沉降量远大于按 McKenzie 模型预测的裂后沉降量,即存在裂后异常沉降;对其成因也进行了一些分析研究。如:沿西北欧的北大西洋边缘发现公里量级的裂后异常沉降(1.0~2.1 km),被笼统地认为是所有裂后过程的综合结果(Ceramicola *et al.*, 2005)。在南非的加蓬盆地南部发现裂后早期的“超额”沉降和高沉积速率(100 m/Ma),被假设是由于地幔出现高热异常的结果(Dupre *et al.*, 2007)。在泰国湾的北大年盆地,总厚约 12 km 的沉积层中有约 8 km 厚的裂后沉积,远远超过理论热沉降量,通过数值模拟认为是沉积速率显著增高及其导致的下地壳向盆地外流动的结果,而沉积速率的增高则与东亚季风的增强所导致的沉积物供应量增大有关(Morley and Westaway, 2006)。在南海北部诸盆地也普遍发现裂后异常沉降。Xie *et al.* (2006)认为南海北部各盆地的异常沉降量自陆架向陆坡显著增大,除莺歌海盆地南部有走滑方向改变的因素外,主要是动力地貌作用的结果。而 Clift *et al.* (2002)则强调东亚季风使莺歌海盆地沉积物供给量增大的影响。

由于盆地发育模型是盆地分析的理论基础,而且多数油气圈闭存在于裂后层序中,因此对裂后异常沉降的特征、机制和控制因素的研究不仅有助于推进张性盆地动力学的深化,而且对正确进行盆地分析及在此基础上油气成藏研究有重要意义。

研究的第一个环节是要确定裂后异常沉降的存在及其大小和时空分布。前人对裂后异常沉降的判识和估算的方法有两种:一是将通过二维地层回剥和热模拟得到裂后各时代的古水深与通过钻井岩心

的岩相古生物分析得到的古水深进行对比(Ceramicola *et al.*, 2005);二是利用先进行地层回剥计算得到各时期的“实测”构造沉降,然后与通过应变速率反演得到的理论裂后构造沉降进行对比(Xie *et al.*, 2006)。本文将讨论确定裂后异常沉降的困难之处,对上述两种方法的应用进行评述,并提出一种新的二维回剥反演与张裂过程正演相结合的方法,展示其在珠江口盆地应用的效果。

1 判识裂后异常沉降的难点和前人方法

1.1 难点

为判识裂后异常沉降的存在,需要将实测裂后构造沉降与理论构造沉降进行对比。其中实测裂后构造沉降的计算较简单,可通过地层回剥除去沉积物荷载、压实、重力均衡、古水深和海平面变化等非构造因素引起的沉降来实现,而理论裂后构造沉降的估算则是难点。

按照 McKenzie 模型,理论裂后构造沉降 S_t 完全是由岩石圈冷却收缩引起,是岩石圈伸展系数 β 的函数,可用以下公式计算(McKenzie, 1978):

$$S_t = E_0 \frac{\beta}{\pi} \sin \frac{\pi}{\beta} [1 - \exp(-t/\tau)],$$

$$E_0 = \frac{4y_1\rho'_m\alpha T_m}{\pi^2(\rho'_m - \rho_s)}, \quad (1)$$

式中: τ 为岩石圈的热时间常数(约为 62.8 Ma); α 为热膨胀系数; y_1 为原始岩石圈厚度; T_m 为软流圈上界面温度; ρ'_m 为 0 °C 时地幔的密度; ρ_s 对于载水盆地是水的密度,对于有沉积物充填的盆地是沉积物密度。

困难在于岩石圈伸展系数 β 是未知的。估算岩石圈伸展系数 β 的传统方法是:将通过回剥方法得到的实测裂后期的构造沉降与根据不同的 β 值按式(1)算出的理论沉降曲线模板对比,选择拟合最好的 β 值作为该点的岩石圈伸展系数。使用这种方法隐含着裂后构造沉降完全是由岩石圈冷却收缩引起,即在裂后期只存在热沉降的假设;当存在裂后异常沉降时显然不应该采用这种方法,而需要通过其他途径得到 β 值的估计。

1.2 古水深对比方法

Ceramicola *et al.* (2005)在详细地层对比的基础上研究了从北爱尔兰南部到挪威中部长约 2 600 km 的北大西洋边缘的裂后沉降。其方法是:选择 4 条倾向剖面,采用含热模拟和挠曲均衡的二维

回剥程序 FlexDecomp 进行回剥反演,然后将得到的裂后期古地形与由钻井地质资料确定的古水深相对比。

传统的回剥程序(Stam *et al.*, 1987)可从观测到的地层剖面中剥除由于沉积物荷载、重力均衡、区域海平面升降和古水深变化所导致的沉降,从而估算出构造沉降量。FlexDecomp 程序也可执行这些任务,并有以下独特之处:(1)重力均衡采用挠曲悬臂梁模型(Kusznir *et al.*, 1991),即认为岩石圈是一个弹性悬臂梁,其强度可用有效弹性厚度 T_e 来表示,施与某点的重力不仅会引起该点的沉降,还会引起相邻点的沉降;因此这是一个二维沉降模型。而传统的回剥程序采用艾里均衡模型,假设岩石圈强度为零,施与某点的重力只会引起该点的沉降,相邻点不受影响,因而是一维沉降模型。显然挠曲悬臂梁模型更接近实际情况,而艾里均衡模型可看作岩石圈强度极低, $T_e \approx 0$ 的特例。(2)在回剥裂后地层时,可在进行沉积物荷载及重力均衡校正的同时,不选择古水深校正而选择热沉降校正,这时要求给定岩石圈伸展系数 β 。如果裂后沉降仅由热沉降引起,回剥结果将得出古地形剖面。第二种功能大大扩展了该程序的应用范围:在通过其他地质研究得到较可靠的古水深信息的情况下,可通过与回剥剖面的对比来检查回剥中采用的假设和参数是否合适,其中包括检查“裂后仅有热沉降”的假设是否合适。

Ceramicola *et al.* (2005)就是利用这种功能来估算裂后异常沉降,包括以下 3 个步骤:(1)单纯回剥(不考虑张裂/裂后之分,不考虑热沉降),到古近系底不整合面(BPU);(2)带裂后热沉降的回剥,分单幕张裂和两幕张裂两种情况;(3)比较回剥剖面与钻孔古水深。回剥参数中,地层厚度、岩性和压实参数已知,主要困难是 T_e 和 β 未知。为了研究参数不确定性对回剥结果的影响,他们对各参数进行了灵敏度分析,发现在合理范围内选择参数时,岩性参数带来的误差 < 70 m, $T_e = 0.01 \sim 40$ km ($\beta = 3$) 时误差 < 500 m,同时对回剥面的起伏有明显影响, T_e 取值越大回剥面起伏越大, $\beta = 1 \sim 6$ 时误差 < 500 m, $\beta = 3 \sim 6$ 时误差 < 200 m。最后计算时,他们取 $T_e = 3$ km,在 3 条剖面中取 β 为常数 1.5, 3, 6, 在 1 条剖面中取 β 随位置而在 1.8~4 之间变化。

以该文的剖面 B 为例(Ceramicola *et al.*, 2005),不带热沉降、带单幕张裂的热沉降、带两幕张裂的热沉降的 3 次回剥试验分别得出的 163/6-1 井位 BPU 深度为 2.4, 1.7, 0.8 km, 而井中实测 BPU

深度为零(出露);163/25-1 井位 BPU 深度为 1.4, 0.9, 0 km, 而井中实测 BPU 深度为 25~200 m。由于该盆地未发现第二幕张裂,故模拟结果表明该盆地中部(163/6-1 井)有约 1.7 km 的裂后异常沉降,而边部(163/6-1 井)至少有 0.7 km 的裂后异常沉降。

这种通过回剥古水深与实测古水深对比来确定裂后异常沉降的应用要求有实测古水深资料。另外,虽然作者进行了 T_e 和 β 等参数的灵敏度试验,表明单个参数带来的误差不超过 500 m,但对回剥结果的综合误差可能有多大则缺乏研究。对整条剖面采用相同的 β 值显然还会带来非系统误差,不利于认识裂后异常沉降的空间变化。采用随位置变化的 β 值较为合理,但文中未给出具体取值及其依据。根据前后文推测,作者可能是用地壳伸展系数来代替岩石圈伸展系数。现已发现许多被动陆缘(包括南海北部陆缘)的岩石圈伸展随深度变化,岩石圈地幔的伸展系数远大于或远小于地壳伸展系数(Clift and Lin, 2001; Davis and Kusznir, 2004),在这种情况下用地壳伸展系数代替岩石圈伸展系数可带来新的误差。

1.3 应变速率反演方法

White(1994)提出了根据载水盆地张裂期构造沉降曲线反演盆地随时间变化的应变速率反演方法,被应用于判识裂后异常沉降(Xie *et al.*, 2006; 崔涛等, 2008)。现将该方法的原理简述如下:

通过对深度剖面的传统回剥计算可剥除沉积物荷载、压实作用、重力均衡、古水深和海平面变化的影响,得到载水盆地的构造沉降随深度的变化曲线。假设构造沉降速率 $S(t)$ (即应变速率 $G(t)$) 等于盆地水平伸展速率,则由载水盆地的初始沉降公式(Jarvis and McKenzie, 1980)可导出计算应变速率的公式(细节见 White(1994)):

$$G(t) = \frac{d}{dt} \left\{ \ln \left(\frac{A}{A - S(t) - BQ(t)} \right) \right\}, \quad (2)$$

其中: $S(t) = A(1 - 1/\beta) - BQ(t)$, $A = t_c(\rho_m - \rho_c) / (\rho_a - \rho_w)$, $B = \alpha \rho_m (\rho_a - \rho_w)$, $Q(t) = \int_0^a [T(z, t) - T(z, \infty)] dz$; 而 t 是时间, T 是温度, α 是热膨胀系数, a 是岩石圈厚度, ρ_a , ρ_m , ρ_c , ρ_w 分别是软流圈、岩石圈地幔、地壳、水的密度。

岩石圈伸展系数是应变速率对时间的积分,关系式为:

$$\beta = \exp \left(\int_0^{\Delta t} G(t) dt \right). \quad (3)$$

用有限差分迭代方法求解式 2 得到 $G(t)$, 然后用式 3 求得岩石圈伸展系数 β , 由式 1 得出裂后理论热沉降(细节见 White, 1994). 用回剥得出的裂后构造沉降减去理论热沉降便得到裂后异常沉降.

Xie *et al.* (2006) 用这种方法计算了南海北部陆缘 56 口井的数据, 发现普遍存在裂后异常沉降, 在北部湾盆地、琼东南盆地和珠江口盆地为 300~700 m, 由陆架向陆坡增大, 而在莺歌海盆地达 900~1 200 m, 由西北向东南增大. 他们还计算了南海北部由于西太平洋俯冲而产生的动力地貌 (dynamic topography), 从 20 Ma 到现在能产生约 300 m 的沉降, 可以用来解释陆架区的裂后异常沉降. 而陆坡区和莺歌海盆地更大的裂后异常沉降的成因则需要考虑其他的因素, 如较强的下地壳和岩石圈地幔伸展、裂后构造变动或/和岩浆活动、红河断裂带走滑方向的变化等.

应变速率反演方法是用于单点计算的一维方法, 所隐含的假设是岩石圈强度为零和经受均匀纯剪伸展.

3 沉降过程二维正反演模拟方法及应用实例

3.1 方法概述

这种方法与上述两种方法比较, 相同点在于都是对深度剖面用传统回剥反演计算得到盆地的“实测”构造沉降; 不同点在于采用二维正演方法而不是应变速率反演方法求岩石圈伸展系数, 从而得到理论裂后热沉降(图 1).

考虑到在一般情况下岩石圈的强度不为零, 同时也为了与下一步的二维正演相呼应, 我们采用了二维回剥程序 FlexDecomp 进行回剥反演. 因为该软件默认对裂后地层进行带热沉降校正的回剥, 为了回剥到基底面而设张裂结束时间为基底面时间, 为了不启动热沉降而设 $\beta=1$. 岩石圈有效弹性厚度 T_e 通过灵敏度试验确定, 一般在 5 km 以内 (Roberts *et al.*, 1997). 进行沉积物荷载和压实校正、挠曲重力均衡校正、海平面变化校正和古水深校正, 得到沿研究剖面基底以上(包括张裂期和裂后)各地质时代的沉积层厚度、盆地形态和构造沉降. 在 T_e 未知的情况下, 可选不同的值进行灵敏度试验.

然后采用程序 Stretch(英国 Badley Geoscience Ltd 的软件产品)对该剖面进行盆地张裂期的二维

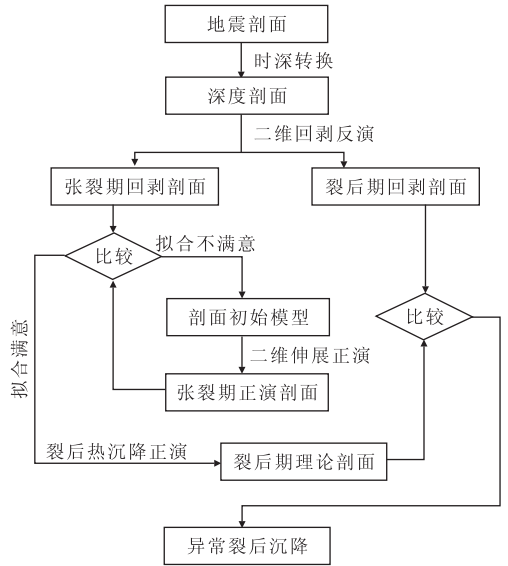


图 1 判识裂后异常沉降的二维正反演流程

Fig. 1 Flow chart of 2D forward-inversed modeling for anomalous post-rifting thermal subsidence

正演模拟. 该软件的理论基础也是挠曲悬臂梁模型: 脆性上地壳发生单剪变形, 产生板状断层, 断层两盘如同两个独立的悬臂梁; 韧性下地壳及岩石圈地幔发生塑性伸展, 伸展量与上地壳相同. 上地壳的伸展通过各条断层来完成; 对应于每条断层, 下地壳及岩石圈地幔的伸展用符合正弦函数的韧性伸展来代替. 挠曲悬臂梁模型与 McKenzie 模型一样地假设岩石圈伸展瞬时发生, 模拟时可假设伸展发生在张裂期结束的时刻. 模拟之前要以反演得到的张裂期剖面做参考, 建立张裂演化的地质模型, 包括岩石圈有效弹性厚度 T_e 、张裂幕数和时间、每幕张裂的初始断裂的位置、倾向、倾角、伸展量. 正演时从初始模型开始伸展, 得到张裂后的形态. 当通过调节 T_e 和断裂参数和伸展量, 得到的盆地形态、结构和地层厚度等与二维回剥得到的张裂期盆地形态模板达到较好拟合时, 程序会自动给出沿剖面的 β 值曲线和数值, 即为岩石圈伸展系数 β 的估测值. 对于发生了多幕张裂的盆地, 初始裂陷幕伸展前的边界条件是以岩石圈的原始条件来定义的, 而以后各幕伸展前的岩石圈状态则是以前一幕的终止状态(即前一幕的伸展+前一幕到后一幕之间的热沉降)为初始条件.

最后一步是: 在张裂正演得到 β 值曲线的基础上继续进行裂后热沉降的正演模拟, 得到该剖面的理论裂后热沉降量, 进而与回剥反演得到的裂后阶段的“实测”构造沉降相对比, 确定裂后异常沉降的存在与否及沿剖面异常沉降量的变化.

沉降过程二维正反演模拟法的优点是:回剥反演和正演时都可考虑岩石圈强度,比假设岩石圈强度为零更接近实际;可模拟多幕张裂的情况;可得到裂后异常沉降随位置和时间变化细节等.需要说明的是,虽然 FlexDecomp 和 Stretch 软件的设计都是基于岩石圈均匀伸展的假设,但因为我们在正演模拟时以回剥得到的张裂期盆地形态为目标,而不是以上地壳断裂的错动量为目标,实际上已考虑了整个岩石圈的伸展效应,因而也可以应用于岩石圈伸展随深度变化(如下地壳和/或岩石圈地幔的伸展远大于上地壳的伸展)的情况.但也因此要注意:模拟得到的断裂不一定是实际存在的断裂,尤其在深部很可能是韧性变形的结果.方法的缺点是操作较复杂,各个步骤都需要仔细进行方法设置和参数调试,一些细节需要仔细考虑(如初始断裂应比现今观测到的断裂陡,位置也不同;回剥得到的张裂期盆地形态模板在与正演结果相比较时要消除后期张裂幕对剖面长度的影响等).对各个步骤可带来的误差及综合误差的大小目前尚未进行研究.

3.2 珠江口盆地的应用实例

对穿过珠江口盆地中段到达深海盆的 1530 剖面应用沉降过程二维正反演模拟方法进行了试验研究.剖面走向 NW-SE,总长约 500 km.在用幂函数拟合式进行了地震剖面的时深转换之后(周蒂等,

2008),分陆架和陆坡两段采用上述二维正反演方法进行了模拟,北段位于陆架区,从 NW 到 SE 依次穿过珠江口盆地北部断阶带、西江凹陷、恩西低凸起、恩平凹陷及番禺低隆起;南段位于陆坡区,穿过白云凹陷(图 2).关于模拟的初始模型、参数和结果已有另文详细介绍(赵忠贤等,2010;Liao *et al.*, in press).这里只是从说明方法的角度进行简述.

以剖面北段的模拟为例,地层划分和岩性依据邻近 CNOOC 钻井的数据,各层的岩性参数由 Flex-Decomp 自带的计算工具算出(图 3).将张裂过程简化为 39 Ma 和 30 Ma 两幕,以 30 Ma 作为张裂期的结束.由于该剖面张裂期处于陆相环境,裂后处于陆架环境,模拟中忽略了古水深的变化而将古地表展平.回剥结果得到两幕张裂时的盆地形态示于图 4.

根据两个张裂期的盆地形态,分别设置了 4 条和 10 条初始断裂,用 Stretch 软件进行伸展模拟,结果见图 5 和 6.可见两幕张裂各自的伸展系数最大达到 1.14 和 1.21,最大值发生明显南移,两幕张裂的综合伸展系数的最大值出现在西江凹陷,达 1.26.

继续进行裂后期正演模拟,得到从 30~0 Ma 的裂后理论热沉降和理论盆地形态.叠加上现今的实测剖面形态,可见实测盆地基底比理论基底深约 2 km(图 7),即沿剖面的裂后异常沉降量约 2 km.

根据模拟结果还可进行各地质时期的实测和理

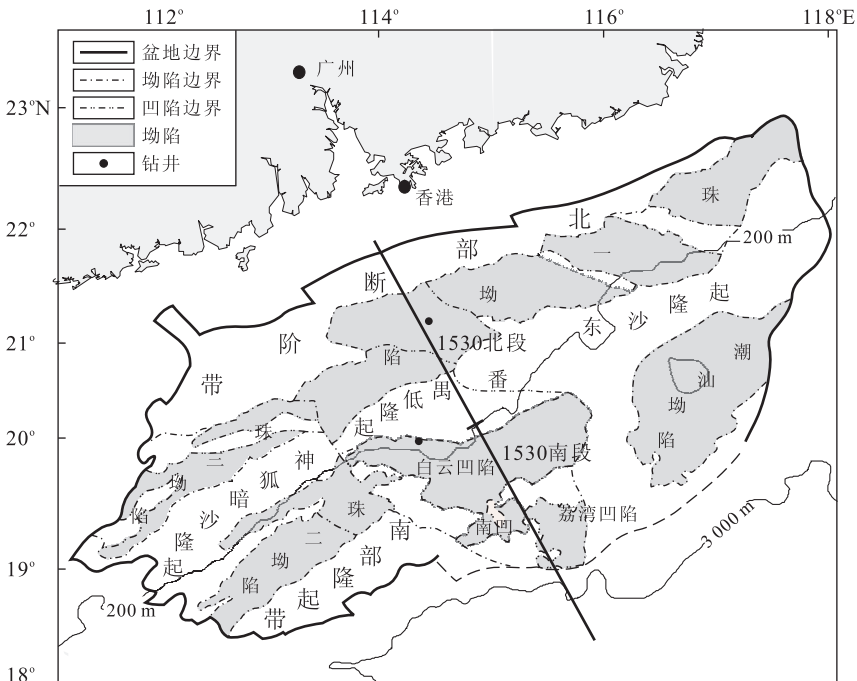


图 2 珠江口盆地简图(示 1530 剖面位置)

Fig. 2 Simplified map of the Pearl River Mouth basin showing the location of Line 1530

地层格架	地震反射层	年龄(Ma)	地层	厚度(m)	各层岩性统计(百分含量)				各层岩性参数		
					泥岩	砂岩	灰岩	泥质砂岩	ϕ_s	$C(kg^{-1})$	$\rho(kg \cdot m^{-3})$
层1	T4	16	韩江组—第四系	1739.2	43.5	37.5	0	19	56.42	40	26.9
层2	T5	18.5	珠江组(上)	1125	36	35	0.3	28.7	56.11	39	26.8
层3	T6	23.8	珠江组(下)	158	23	68.5	0	8.5	52.82	34	26.7
层4	T7	30	珠海组	879	41.2	34.5	0.5	23.8	56.54	40	26.9
层5	T8	39.5	恩平组	881	70	8.4	0.3	21.3	60.35	46	27.1
层6	Tg	49.5	文昌组						60.35	46	27.1

图 3 地层格架及岩性参数

Fig. 3 Stratigraphic frame and lithologic parameters

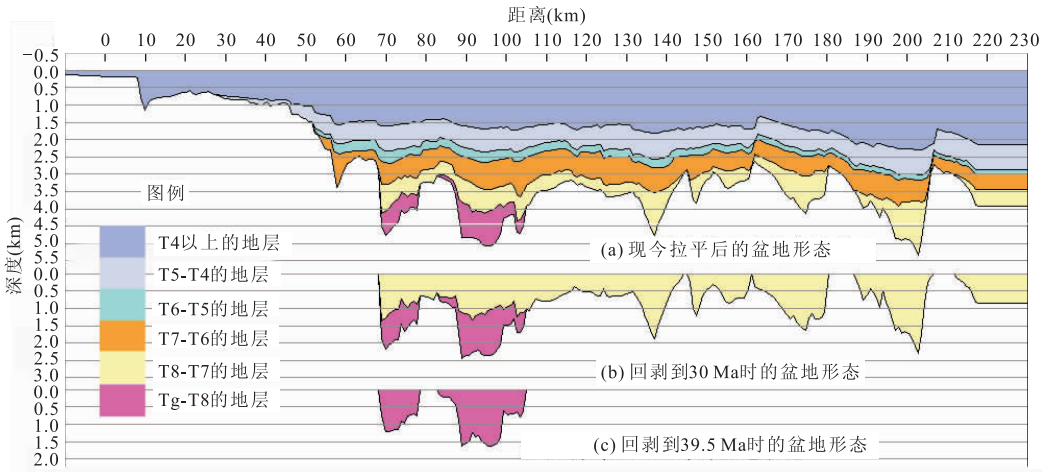


图 4 1530 剖面北段地层回剥剖面

Fig. 4 Backstripped profiles for northern Line 1530

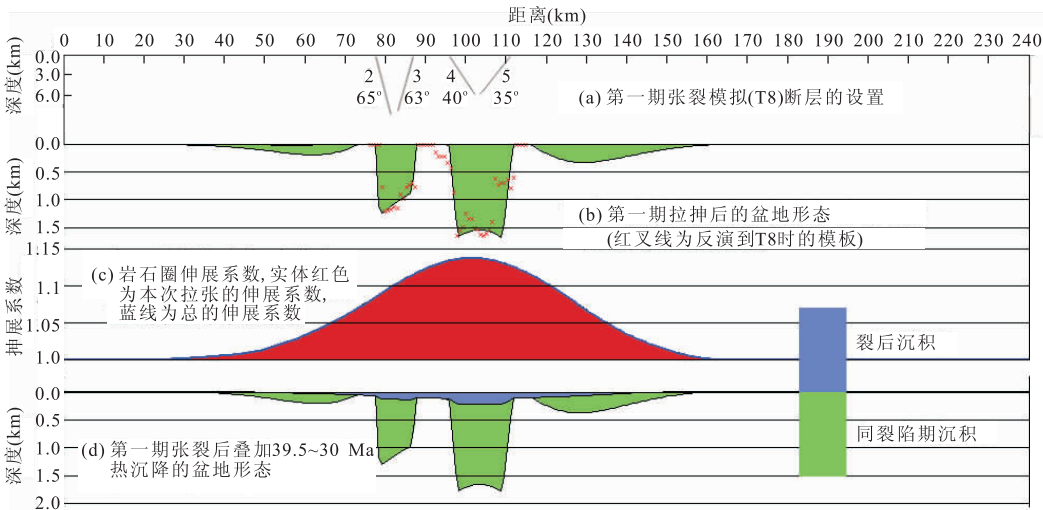


图 5 第一期伸展模拟

Fig. 5 The first episode of stretching

论沉降速率的对比,得到裂后异常沉降随时间的变化(图 8).可见最大的裂后异常沉降发生在 18.5~

16 Ma 期间,这无疑为分析异常沉降的原因提供了重要线索.

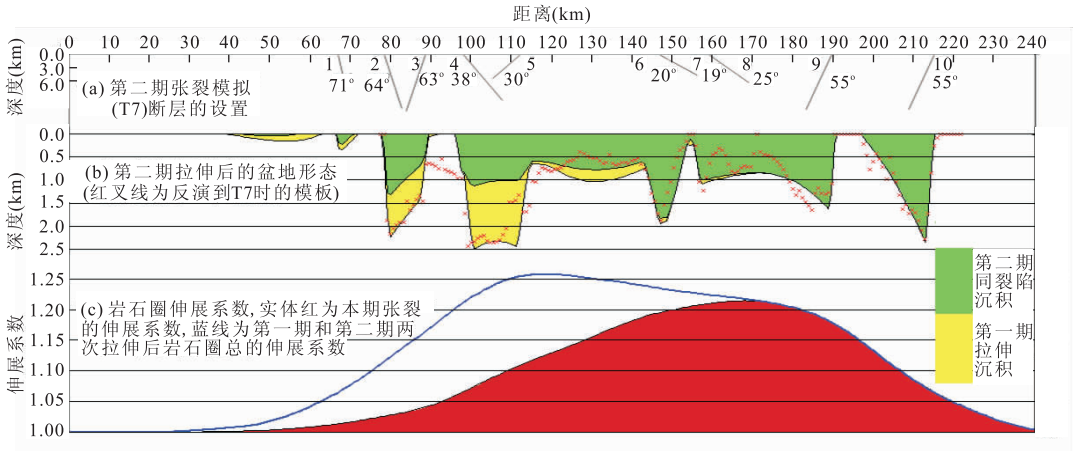


图 6 第二期伸展模拟
Fig. 6 The second episode of stretching

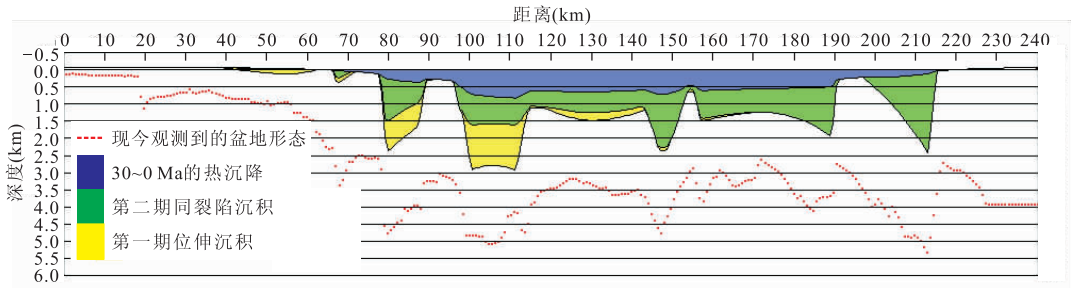


图 7 1530 剖面北段裂后理论热沉降后的盆地理论形态与现今实测盆地形态的对比

Fig. 7 Comparison of the modeled basin shape after 30-0 Ma post-rift thermal subsidence and the observed basin shape for northern Line 1530

黄色为第一期同张裂沉积,绿色表示第二期同张裂沉积,蓝色为 30~0 Ma 的热沉降,红点线为现今观测到的盆地基底形态

剖面南段的情况较复杂,主要有 2 个因素:(1)对张裂期的结束时间有不同看法.一般认为珠江口盆地的张裂期止于 30 Ma 的南海运动,但是鉴于在靠近深海盆的 ODP1148 并未发现 30 Ma 有明显不整合,却发现 28.5~23.5 Ma 的明显突变和间断(邵磊等, 2004),在白云凹陷也发现 23.8 Ma 的强烈不整合面(白云运动;庞雄等, 2007)及同张裂半地堑发育到 T6 的现象(Zhou *et al.*, 2009),也可能珠江口盆地的伸展作用继续到 28 Ma 或 25 Ma (Clift and Lin, 2001)或更晚.为了考虑这两种可能,我们在模拟中分别按 30 Ma 和 23.8 Ma 作为裂后期开始时间的两种模型来进行计算.(2)在 23.8 Ma 左右白云凹陷的古水深发生了突变,之前位于陆架区而之后位于陆坡区,说明发生了盆地沉降超过沉积物供应的情况.这个突变的时间很难确定,在模拟中假设发生在 30~23.8 Ma 之间.陆坡区地形起伏很大,但所用的二维程序只能考虑均匀古地形变化,故模拟结果将会有一定误差.在这种情

况下,估算出白云凹陷裂后异常沉降量达 2 km 左右,与剖面北段大致相当.

采用二维正反演方法得到的 1530 剖面裂后异常沉降远大于 Xie *et al.* (2006)用应变速率反演法所得珠江口盆地裂后异常沉降,其原因需要进一步研究.

4 结论和讨论

根据描述张性盆地发育的 McKenzie 理论模型可由岩石圈伸展系数来定量预测裂后沉降,但近年来发现世界上许多张性沉积盆地存在远大于 McKenzie 模型预测理论值的裂后异常沉降,南海北部陆缘的沉积盆地也是如此.研究裂后异常沉降的大小、时空分布和成因机制不仅对认识张性盆地发育演化有重要意义,而且对指导盆地分析和油气勘探有实际意义.

裂后异常沉降的确定和估算包括实测构造沉降

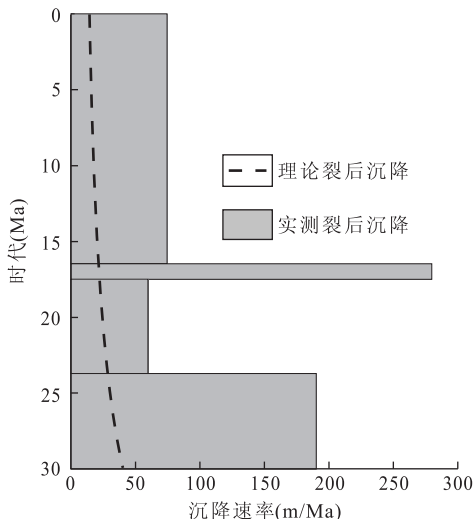


图 8 1530 剖面北段实测裂后构造沉降速率与理论裂后热沉降速率的比较

Fig. 8 Comparison of observed tectonic subsidence and theoretical thermal subsidence along northern Line 1530

的估算和理论裂后热沉降的估算. 实测构造沉降可通过地层回剥计算除去沉积物荷载、压实、重力均衡、古水深和海平面变化等非构造因素引起的沉降来实现, 而理论裂后构造沉降的估算则是主要难点, 因为岩石圈伸展系数 β 是未知的, 而估算岩石圈伸展系数 β 的传统方法需要假设裂后构造沉降等于理论热沉降, 不适用于存在裂后异常沉降的情况.

前人已提出了多种估算裂后异常沉降量和沉降速率的方法, 分别适用于不同的资料条件或不同的模型假设. 本文介绍了三种方法, 包括前人所用的古水深对比法和应变速率反演法, 以及作者提出的沉降过程二维正反演模拟法, 对后者以珠江口盆地 1530 剖面的应用为例作了较详细的介绍.

古水深对比法通过采用二维挠曲回剥程序 FlexDecomp 进行带热模拟的回剥反演(已知 β 值求解古水深), 将得到的裂后期实测古水深与地质研究得到的古水深相比较, 适用于古水深研究程度较高的地区. 该方法需要假设岩石圈伸展系数, 带来一定的随意性.

应变速率反演法利用回剥得到的张裂期构造沉降来反演张裂期应变速率, 从而得到岩石圈伸展系数, 进而用 McKenzie 模型计算理论裂后热沉降, 与回剥得到的裂后构造沉降相比较. 该法应用简便, 但属一维方法, 隐含着岩石圈强度为零而服从艾里均衡的假设.

沉降过程二维正反演模拟法可考虑岩石圈的挠曲强度. 珠江口盆地 1530 剖面的模拟结果表明, 用二维挠曲回剥程序 FlexDecomp 进行不带热模拟的回剥反演(已知古水深, 设 $\beta=0$), 可得到沿剖面各层的实测构造沉降. 再用二维挠曲正演程序 Stretch 模拟剖面的张裂过程, 达到与实测张裂期构造剖面基本吻合时, 便得到沿剖面的岩石圈伸展系数 β . 在此基础上进一步正演, 可得到裂后的理论热沉降剖面. 与实测裂后剖面相比较, 便可得到裂后异常沉降. 这种方法也可应用于有多幕张裂的复杂情况. 由于我们的工作是该方法的首次提出和尝试, 还有许多问题有待进一步研究, 如各个步骤所带来的误差及综合误差的估计、采用这种方法与采用应变速率反演法的结果有什么不同等, 都有待进一步探讨.

References

- Ceramicola, S., Stoker, M., Praeg, D., et al., 2005. Anomalous Cenozoic subsidence along the 'passive' continental margin from Ireland to mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9-10): 1045-1067. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2005.04.005
- Clift, P., Lee, J. I., Clark, M. K., et al., 2002. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening: a record from the South China Sea. *Marine Geology*, 184(3-4): 207-226. doi: 10.1016/S0025-3227(01)00301-2
- Clift, P., Lin, J., 2001. Preferential mantle lithospheric extension under the South China margin. *Marine and Petroleum Geology*, 18(8): 929-945. doi: 10.1016/S0264-8172(01)00037-X
- Cui, T., Xie, X. N., Ren, J. Y., et al., 2008. Dynamic mechanism of anomalous post-rift subsidence in the Yinggehai basin. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 33(3): 349-356 (in Chinese with English abstract).
- Davis, M., Kusznir, N., 2004. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. In: Hkarnar, G. D., Taylor, B., Driscoll, N. W., et al., eds., *Rheology and deformation of the lithosphere of continental margins*. Columbia University Press, U. S. A., 92-137.
- Dupre, S., Bertotti, G., Cloetingh, S., 2007. Tectonic history along the South Gabon basin: anomalous early post-rift subsidence. *Marine and Petroleum Geology*, 24(3): 151-172. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2006.11.003
- Jarvis, G. T., McKenzie, D. P., 1980. Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1): 42-52. doi: 10.1016/0012-

821X(80)90168—5

- Kusznir, N. J., Marsden, G., Egan, S. S., 1991. A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d'arc basin, Grand Banks, and Viking Graben, North Sea. In: Roberts, A. M., et al., eds., The geometry of normal faults, *Geological Society of London Special Publication*, 56: 41—60. doi: 10.1144/GSL.SP.1991.056.01.04
- Liao, J., Zhou, D., Zhao, Z. X., et al., 2011. Numerical modeling of the anomalous post-rift subsidence in the Baiyun sag, Pearl River Mouth basin. *Science in China (Series D)* (in press).
- Lin, C. S., Zhang, Y. M., Li, S. T., et al., 2004. Episodic rifting dynamic process and quantitative model of Mesozoic-Cenozoic faulted basins in eastern China. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 29(5): 583—588 (in Chinese with English abstract).
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1): 25—32. doi: 10.1016/0012—821X(78)90071—7
- Morley, C. K., Wetaway, R., 2006. Subsidence in the super-deep Pattani and Malay basins of Southeast Asia: a coupled model incorporating lower-crustal flow in response to post-rift sediment loading. *Basin Research*, 18(1): 51—84. doi: 10.1111/j.1365—2117.2006.00285.x
- Pang, X., Chen, C. M., Shao, L., et al., 2007. Baiyun movement, a great tectonic event on the Oligocene-Miocene boundary in the northern South China Sea and its implications. *Geological Review*, 53(2): 145—151 (in Chinese with English abstract).
- Roberts, A. M., Lundin, E. R., Kusznir, N. J., 1997. Subsidence of the Voring basin and the influence of the Atlantic continental margin: tectonic, magmatic and depositional processes at passive continental margins. *Journal of the Geological Society of London*, 154(Part 3): 551—557.
- Royden, L., Keen, C. E., 1980. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 51(2): 343—361.
- Shao, L., Li, X. H., Wang, P. X., et al., 2004. Sedimentary record of the tectonic evolution of the South China Sea since the oligocene—evidence from deep sea sediments of ODP Site 1148. *Advance in Earth Sciences*, 19(4): 539—544 (in Chinese with English abstract).
- Stam, B., Gradstein, F. M., Lloyd, P., et al., 1987. Algorithms for porosity and subsidence history. *Computers & Geosciences*, 13(4): 317—349. doi: 10.1016/0098—3004(87)90006—9
- Wernicke, B., 1995. Low-angle normal faults and seismicity: a review. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 100(10): 20159—20174.
- White, N., 1994. An inverse method for determining lithospheric strain rate variation on geological timescales. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(3—4): 351—371. doi: 10.1016/0012—821X(94)90008—6
- Xie, X., Muller, R. D., Li, S., et al., 2006. Origin of anomalous subsidence along the northern South China Sea margin and its relationship to dynamic topography. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 745—765. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2006.03.004
- Zhao, Z. X., Zhou, D., Liao, J., et al., 2010. Lithospheric stretching modeling of the continental shelf in the Pearl River Mouth basin and analysis of post-breakup subsidence. *Acta Geologica Sinica*, 84(8): 1135—1145 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, D., Hu, D. K., He, M., et al., 2008. The selection of fitting curve in time-depth transformation of deep-seated strata and crust. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 33(1): 531—537 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, D., Sun, Z., Liao, J., et al., 2009. Filling history and post-breakup acceleration of sedimentation in Baiyun sag, deepwater northern South China Sea. *Journal of Earth Science*, 20(1): 160—171. doi: 10.1007/s12583—009—0015—2

附中文参考文献

- 崔涛, 解习农, 任建业, 等, 2008. 莺歌海盆地异常裂后沉降的动力学机制. *地球科学——中国地质大学学报*, 33(3): 349—356.
- 林杨松, 张燕梅, 李思田, 等, 2004. 中国东部中生代断陷盆地幕式裂陷过程的动力学响应和模拟模型. *地球科学——中国地质大学学报*, 29(5): 583—588.
- 庞雄, 陈长民, 邵磊, 等, 2007. 白云运动: 南海北部渐新统一中新统重大地质事件及其意义. *地质论评*, 53(2): 145—151.
- 邵磊, 李献华, 汪品先, 等, 2004. 南海渐新世以来构造演化的沉积记录——ODP1148站深海沉积物中的证据. *地球科学进展*, 19(4): 539—544.
- 赵中贤, 周蒂, 廖杰, 等, 2010. 珠江口盆地陆架区岩石圈伸展模拟及裂后沉降分析. *地质学报*, 84(8): 1135—1145.
- 周蒂, 胡登科, 何敏, 等, 2008. 深部地层时深转换中的拟合式选择问题. *地球科学——中国地质大学学报*, 33(1): 531—537.