中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 4 期: 504 ~ 517
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

珠江口盆地白云凹陷裂后异常沉降的数值模拟

廖杰[①②*], 周蒂[①], 赵中贤[①②], 张云帆[①②], 徐子英[①②]

① 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049
* E-mail: liaojie@scsio.ac.cn

收稿日期: 2009-12-20; 接受日期: 2010-08-27
国家自然科学基金(批准号: 40576027)和国家 863 计划项目(编号: 2008AA09Z306)资助

摘要 白云凹陷是珠江口盆地最深的凹陷, 中心处沉积物厚度达 12.5 km 以上, 其中 30 Ma 破裂不整合面以上厚度达 6.5 km 以上. 按照张裂盆地构造发育的理论模型, 如 McKenzie 的经典理论模型, 裂后由于冷却收缩而产生的盆地沉降随时间的变化是岩石圈伸展系数的函数, 可以计算出来. 白云凹陷裂后期的实测沉降量是否大于应用理论模型计算的热沉降量, 即是否存在裂后异常沉降? 为了回答这一问题, 本文将实测与理论裂后沉降量进行对比. 实测裂后沉降可通过回剥去除沉积物荷载等因素引起的沉降而得到, 但理论热沉降的计算则需要知道盆地的岩石圈伸展系数, 后者是未知的. 本文设计了正演模拟和反演回剥相结合的方法解决这一问题, 即应用基于挠曲悬臂梁模型的二维模拟方法正演模拟白云凹陷的幕式张裂过程, 通过试错达到实测的张裂期剖面形态, 从而获得岩石圈的伸展系数, 计算出理论的裂后热沉降, 并与回剥得到的实测裂后沉降量进行对比. 结果不仅表明白云凹陷的确存在裂后异常沉降, 而且揭示了异常沉降的时空特征: 30 Ma 以来, 快速沉降主要发生在 17.5~13.8 Ma; 凹陷中心的异常沉降量最大, 达 2 km, 其次为凹陷南侧的异常沉降量, 明显大于凹陷北侧; 根据凹陷两端的异常沉降量没有降低的趋势, 推测向凹陷北部的陆架区和凹陷南部的洋盆方向依然存在裂后异常沉降. 正演灵敏度实验还表明, 白云凹陷的张裂期剖面形态只能通过低角度(≤13°)的边界断层的伸展来获得. 针对可能引起白云凹陷裂后异常沉降的机制, 初步探讨了几种可能机制, 认为东亚季风增强导致的沉积物供给量增加以及由此导致的下地壳流动可能是主要原因.

关键词
裂后异常沉降
二维回剥
二维正演
白云凹陷
珠江口盆地

白云凹陷位于南海北部珠江口盆地, 整体走向近东西向, 面积大于 20000 km^2, 水深 200~2000 m. 白云凹陷整个工区由白云主凹和南凹构成, 二者以低隆起相隔, 下文所提到的白云凹陷仅指白云主凹, 且模拟分析仅限定在白云主凹. 由于白云凹陷靠近洋陆过渡带, 具有边缘海被动陆缘独特的地球动力环境, 其形成演化的研究对揭示南海北部大陆边缘演化历史和地球动力学过程具有十分重要的作用.

盆地形成演化研究的重要一步是研究其沉降过程. 传统方法是按照 McKenzie[1]的张裂盆地构造发育的理论模型, 将盆地演化分为张裂期和裂后期两个阶段, 并将张裂简化为在张裂期的最后一刻瞬时

英文引用格式: Liao J, Zhou D, Zhao Z X, et al. Numerical modeling of the anomalous post-rift subsidence in the Baiyun Sag, Pearl River Mouth Basin. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4184-3

发生, 而裂后期的沉降 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(式(1)):

$$S_t = E_0 \frac{\beta}{\pi} \sin\frac{\pi}{\beta}\left[1-\exp\left(-t/\tau\right)\right], \quad E_0 = \frac{4y_l\rho'_m\alpha T_m}{\pi^2\left(\rho'_m-\rho_s\right)}, \tag{1}$$

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_l为原始岩石圈厚度; T_m为软流圈上界面温度, 即 1333℃; ρ_s对于空盆是水的密度, 对于有沉积物充填的盆地是沉积物密度; ρ'_m为 0℃时地幔的密度.

对于某点的实测地层剖面, 用回剥方法除去沉积物荷载和海平面变化等非构造因素引起的沉降, 得到裂后期的构造沉降, 其随时间的变化曲线即为实测构造沉降曲线, 用它与根据不同的β值按式(1)算出的理论沉降曲线对比, 选择拟合最好的β值作为该点的岩石圈伸展系数. 这是计算岩石圈伸展系数的传统方法, 使用这种方法的前提条件是: 裂后期的构造沉降完全由岩石圈冷却收缩引起, 即裂后期只存在热沉降.

但是, 近年来越来越多的被动陆缘盆地发现裂后期的实测沉降量大于理论模型预测的热沉降量, 如西北欧的 Rockall, Faroe-Shetland 和 Vϕring 盆地[2]、东南亚的 Pattani 和 Malay 盆地[3]、南海北部的莺歌海盆地[4,5]和珠江口盆地[6]等. 白云凹陷是珠江口盆地最深的凹陷, 中心处沉积物厚度达 12.5 km 以上, 其中 30 Ma 破裂不整合面以上厚度达到 6.5 km. 白云凹陷是否存在裂后异常沉降? 其幅度如何? 分布有什么特点? 成因如何? 迄今尚无研究, 主要困难在于理论热沉降的估算, 因为理论热沉降的计算需要知道盆地的岩石圈伸展系数, 但后者是未知的. 前述传统的估计岩石圈伸展系数的方法基于裂后构造沉降完全是热沉降的假设, 因而不适用于存在裂后异常沉降的情况.

本文采用正演模拟和反演回剥相结合的方法解决了这一问题. 基于挠曲悬臂梁模型和多幕伸展模型, 先用回剥反演计算了凹陷的沉降量, 再用回剥反演结果做约束, 通过正演模拟计算出岩石圈的伸展系数, 最后根据岩石圈的伸展系数计算了白云凹陷的理论沉降量. 通过理论和实测沉降量的对比, 验证了白云凹陷确实存在裂后异常沉降, 并揭示了其发育的时空特征.

1 区域地质背景

珠江口盆地位于南海北部陆缘, 总面积约 17.5×10^4 km^2. 盆地自北向南表现为三隆(北部断阶带、中部神狐-番禺-东沙低隆起带和南部隆起带)两凹(珠一、珠三和珠二坳陷)的分带特征, 自西向东又被北西向断裂分割成若干构造段(图 1). 珠江口盆地地发育于陆壳与过渡壳之上, 现今地壳厚度由陆向洋逐渐降低, 从 30 降低到 11 km[6].

白云凹陷位于珠二坳陷的中段, 北侧是番禺低隆起, 南侧与白云低突起相邻, 西侧以一条北西走向的基底断裂和岩浆活动带为界与神狐暗沙隆起和珠二坳陷西段相邻, 东侧为东沙隆起. 新生代以来, 白云凹陷经历了强烈减薄和持续沉降, 现今地壳厚度由凹陷北端的约 23 km 向南阶梯式减薄, 在凹陷中心处仅 7 km; 基底 Tg 深度由凹陷北缘陆架区的 5 km 逐渐下降到凹陷中心的 13 km 以上, 南缘至洋陆边界(COB)区段深度小于 7 km. 凹陷有充足的沉积物供给, 中心处沉积物厚度达到 12.5 km; COB 以南的海盆区段, 新近纪以来沉积物厚度为 1~3 km[7].

1.1 白云凹陷的地层划分和断裂特征

在深反射地震剖面 AB 上可见白云凹陷大致呈对称分布, 宽约 80 km, 凹陷南侧与白云低突起相邻, 层序界面起伏不平, 地层明显减薄, 表现为地震模糊带, 可能存在底侵的火山岩体. 根据钻孔、测井、古生物、地震相和区域地震资料等, 将白云凹陷地层划分为 7 层: Tg~T8, T8~T7, T7~T6, T6~T5, T5~T3, T3~T2 和 T2~海底(图 2 和表 1)[7].

深反射地震剖面揭示了白云凹陷深断裂的存在, 断裂集中在凹陷的东北和西南部, 主要为北西-近东西走向[8,9]. 凹陷北部边界见南倾的强反射组, 一直到莫霍面都有反映, 推测为控制凹陷形成的南倾深大断裂; 凹陷南部反射相对较弱, 推测可能为一组断裂群; 凹陷内部断层少且断距小.

1.2 白云凹陷新生代构造运动

珠江口盆地的新生代构造运动可划分为 5 幕: 神狐运动(56 Ma 或更早)、珠琼运动一幕(49 Ma)、珠琼运动二幕(39~36 Ma)、南海运动(24.8 Ma)和东沙运动(10~5 Ma)[10]. 也有人认为南海北部新生代发生了 3 次区域构造运动: 神狐运动(中生代末至新生代早

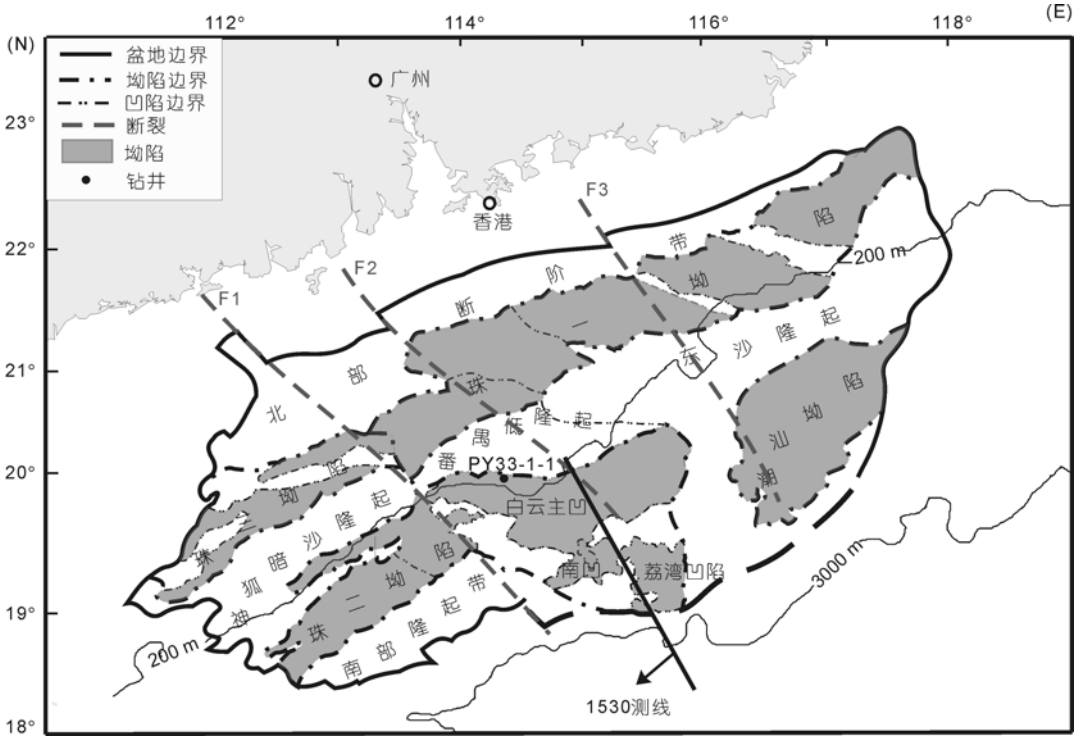


图 1　珠江口盆地区域地质图

示白云凹陷和 1530 深反射剖面位置

表 1　白云凹陷地层及岩性

盆地结构	地震反射层	年代(Ma)	主要岩性	骨架密度(g cm^{-3})	原始孔隙度(%)	压实递减系数(km^{-1})
期后裂	海底~T2	0~10.5	泥岩	2.72	63.0	0.51
	T2~T3	10.5~13.8	泥岩	2.72	63.0	0.51
	T3~T5	13.8~17.5	泥岩	2.72	63.0	0.51
	T5~T6	17.5~23.8	粉砂	2.68	56.0	0.39
	T6~T7	23.8~30	粉砂	2.68	56.0	0.39
裂陷期	T7~T8	30~39	砂岩	2.65	49.0	0.27
	T8~Tg	39~49	砂岩	2.65	49.0	0.25

期)、南海运动(晚始新世)和东沙运动(中中新世末期), 其中南海运动的时间早于 24.8 Ma[11]. 根据 ODP1148 井资料和与白云凹陷地震剖面的对比, 又有作者指出白云凹陷在 23.8 Ma 发生了一次大规模的构造运动, 即白云运动[12], 致使陆架破折由凹陷南部迁移至凹陷北部. 白云运动在时间上与南海扩张脊向南跃迁(24 Ma)大致吻合. 受多期构造运动的影响, 南海北部陆缘盆地的伸展大多表现出幕式特征[13,14].

1.3　白云凹陷裂后沉降开始时间的问题

白云凹陷裂后开始时间的设定, 对本文的模拟研究以及裂后沉降量的计算具有较为显著的影响. 目前对于其划分尚存争议, 主要有以下两种观点.

传统观点以海底扩张的开始作为张裂阶段的结束和裂后阶段的开始, 认为陆缘张裂达到最大时发生了海底扩张, 而海底扩张的开始使陆缘发生应力松弛, 产生破裂不整合, 张裂停止, 裂后热沉降开始[1]. 南海扩张开始的时间由磁条带 11 确定, 按老地磁年表是 32 Ma[15], 按新地磁年表应该是 30 Ma[16]. 因此南海北部裂后阶段的开始时间多认为是 30 Ma[15,17].

但 Clift 和 Lin[18]以及邵磊等[19]根据 30 口井数据的沉降史分析和 ODP1148 井的研究, 认为南海扩张开始之后珠江口盆地以及华南陆坡的伸展作用依然继续, 一直到 28 或 25 Ma 才停止. 他们提出南海北部

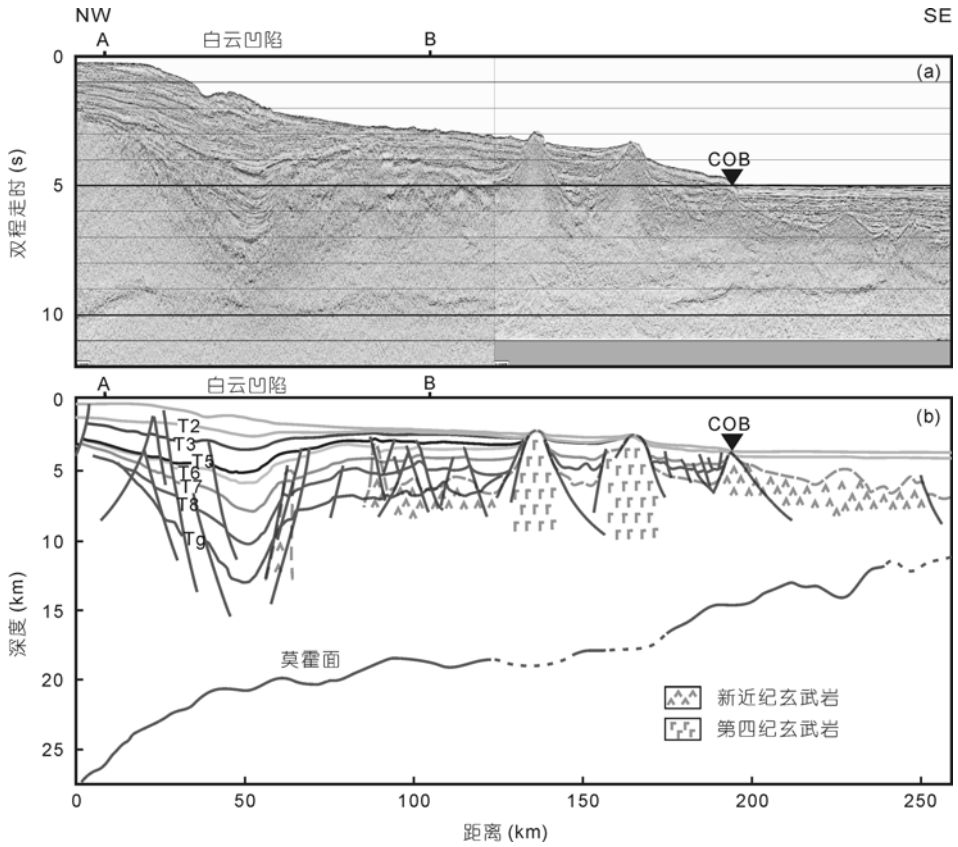


图 2　白云凹陷的时间剖面和时深转换后的地质剖面

来自 1530 深反射剖面, AB 段为本文研究区域

陆缘裂后开始时间为 28 或 25 Ma, 比海底扩张时间晚. 庞雄等[12]则认为在 23.8 Ma 白云凹陷发生了一次大规模的构造运动即白云运动, 该构造运动与南海扩张脊向南跃迁(26~24 Ma)在时间上大致吻合, 并且凹陷内控凹断裂多数活动至 23.8 Ma[9].

因此, 珠江口盆地张裂期与裂后期的转变时间可归纳为两种意见: 30 或晚于 30 Ma. 本文认为 Clift 等[18]和庞雄等[12]意见的依据基本一致, 考虑到白云凹陷至洋陆转换带较显著的不整合在 23.8 Ma 而不是 28 或 25 Ma, 故以 23.8 Ma 代表晚于 30 Ma 的观点. 在对地层进行划分时, 采用了传统观点即 30 Ma 代表裂后开始时间. 在正演模拟张裂过程中, 分别考虑了裂后开始于 30 和 23.8 Ma 两种情况, 设置了两组对比模型.

2　研究方法和数据

2.1　研究方法

为了分析白云凹陷裂后沉降特点, 本文应用回剥实测和模型预测的方法计算凹陷的实测和理论裂后沉降量. 具体步骤如下:

(1) 对现今实测地层的回剥反演. 为了得到凹陷的实测沉降史和正演模拟的对比参照, 应用二维回剥反演即 FlexDecomp 软件(英国 Badley Geoscience Ltd 的产品)对现今地层进行层层回剥, 通过去压实和海平面变化及挠曲均衡校正后[20,21](该软件没有考虑构造变动产生的影响), 得到凹陷各时期的构造沉降, 并得到凹陷张裂期的地层剖面, 用来约束和控制正演模拟过程.

(2) 对张裂过程的正演模拟, 在应用二维回剥反演得到对比参照后, 应用 Stretch 软件(英国 Badley Geoscience Ltd 的产品)对张裂过程进行正演模拟, 该软件的理论基础是 Kusznir 等[22]的挠曲悬臂梁模型, 在输入断裂位置、倾角、伸展量和岩石圈有效弹性厚度等相应参数后对凹陷从伸展前的原始形态进行正演模拟至张裂期结束. 当正演模拟得到的盆地形态、结构和地层厚度等与二维回剥结果较好拟合时, 伸展系数即为岩石圈伸展系数的估测值[23,24], 同时对

正演模拟和先前盆地的解释和分析提供了一种有利的验证[20,23,24]. 由于张裂期持续时间大于 20 Ma, 因此不能简单地将整个张裂过程简化为一次瞬时拉伸[25]. 由于 Stretch 软件仅能模拟瞬时拉伸, 且根据上文介绍的珠江口盆地经历了多幕构造运动, 本文将白云凹陷的张裂过程划分为多期瞬时拉伸, 对各期拉伸逐一进行正演模拟. 根据岩石圈的伸展系数和热沉降持续时间, 软件可以计算出张裂期和裂后期的理论热沉降.

2.2 数据来源

本文的反演回剥、正演模拟和裂后沉降量的计算数据均来自地震剖面和钻井. 地震剖面选择了穿过白云凹陷中央的一条深反射剖面 1530 线, 该测线为中国海洋石油总公司深圳分公司采用长电缆地震装置采集(图 1), 跨越番禺低隆起南部、白云凹陷中部和大陆坡直至深海区, 全长 268 km, 炮间距 37.5 m, 记录深度 14 s, 经过时深转换后得到剖面的深度数据[26]. 本文的研究仅针对 1530 深反射剖面上的 AB 段(图 2), 即主凹. 钻井数据主要来自白云凹陷北缘的 PY33-1-1 井.

白云凹陷地层及岩性如表 1 所示, 地层界面时代根据陈长民等[10]确定, 主要岩性根据白云凹陷北缘的 PY33-1-1 井及地震地层数据确定. 假定孔隙度随深度的逐渐降低符合指数函数$\rho=\rho_0 e^{-cz}$(其中ρ为各深度的孔隙度, ρ_0为沉积物表面孔隙度, c为压实递减系数)[6], 参数ρ_0和 c 以及颗粒物密度采用 Sclater 和 Christie[27]对北海多口井的统计数据(表 1). 凹陷的古水深在 23.8 Ma 前后变化较大, 原因是白云运动致使陆架坡折的位置从凹陷南缘突然向北迁移至凹陷北缘[12], 因此本文简化认为 23.8 Ma 以前古水深为 0 m, 23.8 Ma 以后与现今水深一致. 但是考虑古水深变化时, 23.8 Ma 时刻的水深不可能同时既用 0 m 又用现今水深表示, 水深突变需要在一段时间内完成, 因此我们假设水深突变是在 23.8~17.5 Ma 完成的. 30 Ma 以来珠江口盆地二级海平面变化整体呈现海侵趋势, 与全球呈现的海退海平面变化总趋势相反[28]; 30 Ma 以前则采用全球海平面变化数据. 海平面变化数据应用珠江口盆地的局部海平面变化数据(图 3).

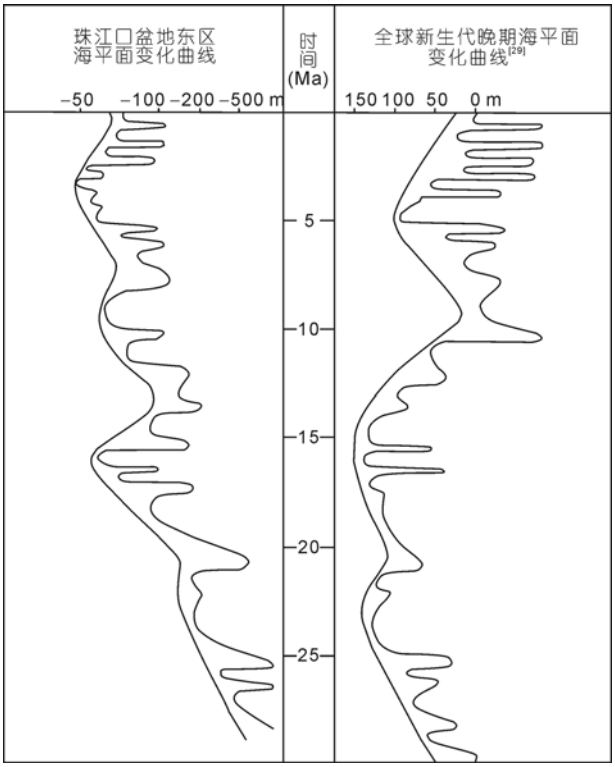


图 3 珠江口盆地与全球海平面变化对比

3 盆地结构的回剥反演

应用上文提到的 FlexDecomp 软件对现今地层进行回剥反演. 回剥中用到的一个重要参数是岩石圈的有效弹性厚度 *T*e, 用来表征岩石圈的强度. *T*e 取值越大, 得到的回剥剖面地形起伏越大.

被动陆缘张性盆地的 *T*e 不为零, 多数在 5 km 以下, 如北海盆地维京地堑的 *T*e≈1.5 km, 南海北部陆缘的 *T*e≤3~5 km[21,30]. 白云凹陷经历了强烈沉降, 表明其岩石圈较软弱, 有作者甚至认为其岩石圈强度为零[7]. 本文根据 *T*e 在地层回剥及正演模拟过程中的灵敏度测试, 最后取岩石圈有效弹性厚度 *T*e=1.5 km.

图 4 为现今及回剥到各时期的地层剖面, 基底 Tg 以上共分 7 层(各层主要岩性见表 1), 其中 23.8 Ma 以来的沉积层为上部 4 层, 30 Ma 以来的沉积层为上部 5 层. 现今剖面中心厚度大约为 12.5 km, 回剥到 23.8, 30 和 39 Ma 时刻凹陷中心厚度分别为大约 9.0, 7.0 和 4.5 km. 将回剥后的地层顶界面拉平, 即近似认为古水深为 0 m.

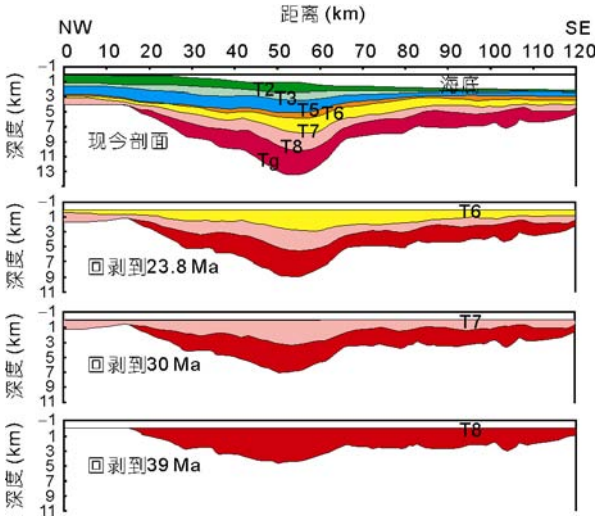


图 4　1530 深反射地层剖面的回剥反演

回剥得到的凹陷形态即作为正演模拟的对比参照, 但是因为在回剥过程没有对盆地的伸展作用进行调整(即未输入伸展系数), 回剥到某一时期的盆地形态是包含后期伸展作用影响的, 所以在将回剥结果用作正演模拟的对比模板时, 需要根据后期的伸展量对回剥后的地层剖面进行长度的校正, 即将后期的伸展量减除.

4　张裂过程的正演模拟

在根据回剥反演获得张裂期的盆地形态后, 本文应用 Stretch 软件对白云凹陷的张裂过程进行正演模拟. 正演模拟应用的是 Kusznir 等[22]的挠曲悬臂梁模型: 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. 上地壳的伸展基于各条断层来完成; 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. 挠曲悬臂梁模型是一个均匀伸展模型, 岩石圈上下两部分在垂向上伸展一致, 当根据断层断距计算出上地壳伸展量后, 用符合正弦函数的表达式表示岩石圈的伸展系数(式(2)):

$$\beta=1+C\sin^2(\pi x/W), \tag{2}$$

$$E=\int_{\infty}^{-\infty}\left[\beta(x)-1\right]\mathrm{d}x, \tag{3}$$

式中, C 是为方便计算而引入的一个参数, C 值需要带入公式(3)通过迭代法获得; $1+C$ 是 β 的最大值; W 为韧性伸展涉及的宽度; E 为单个断层或上地壳总的伸展量. 正演模拟中, 断层的伸展量是通过灵敏度测试输入的一个参数.

正演模拟过程中还应用了多幕伸展模型[14]. 该模型要求, 初始裂陷幕拉伸前的边界条件是以岩石圈的原始条件来定义的, 而以后各幕拉伸前的岩石圈状态则是以前一幕的终止状态为初始条件. 应用 Stretch 软件模拟时考虑了这一点, 后一期拉伸的参数设置依据上一期拉伸结束时的岩石圈状态, 各期瞬时拉伸具有相互继承和叠加的作用.

4.1　模型设置

根据裂后开始时间的划分方案, 本文设置了两组模拟模型, 分别将裂后开始时间定为 30 和 23.8 Ma; 同时根据南海北部陆缘的幕式伸展特点及珠江口盆地在新生代经历了多期张裂[10], 将伸展过程设置为两期或三期(表 2). 由于岩石圈每一期伸展所持续的时间很难确定, 而且 Stretch 软件只能处理瞬时拉伸情况, 因此本文仿照 Kusznir 等[31]的做法, 将岩石圈的每一期伸展简化为在该期结束时发生的瞬时伸展. 例如, 白云凹陷的第一期张裂发生于 49~39 Ma, 因此将第一期瞬时张裂的时间设定在 39 Ma, 即认为 49~39 Ma 的地层是由 39 Ma 时刻的瞬时拉伸形成的. 但是这种做法将 49 ~39 Ma 的热沉降也一并视为了伸展作用的结果, 因此会使该期估测的岩石圈伸展系数略微偏大. 各期瞬时伸展之后进入相应的热沉降阶段, 热沉降量是根据挠曲悬臂梁模型理论由 Stretch 软件计算完成.

模型 A 将凹陷的裂后开始时间定于 30 Ma, 即 49~30 Ma 为张裂期, 30 Ma 以来为裂后期. 模拟过程中设置了两期瞬时拉伸, 分别发生于 39 和 30 Ma, 两期瞬时拉伸的间隔期为热沉降阶段(持续 9 Ma), 第二期拉伸(30 Ma)后进入裂后沉降阶段. 拉伸过程相应的参数设置见表 3 前两期.

模型 B 将凹陷的裂后开始时间定于 23.8 Ma, 即 49~23.8 Ma 为凹陷的张裂期, 23.8 Ma 以来为裂后期. 模型 B 在 A 的基础上添加了第三期瞬时拉伸(23.8 Ma), 参数设置见表 3.

表 2　两组正演模拟的设置

模型	裂后开始时间 (Ma)	伸展期次	各期拉伸的时间 (Ma)
模型 A	30	2	39, 30
模型 B	23.8	3	39, 30, 23.8

4.2 模拟实验

正演模拟中, 初始地壳厚度设为 32 km, 即华南地区陆上临海的地壳厚度[32]. 岩石圈有效弹性厚度取 *T*e=1.5 km, 与反演保持一致. 岩石圈的伸展范围是通过断层来控制的, 结合灵敏度实验和地震剖面对伸展过程中的断层形态、数目、位置、倾角和伸展量进行设定和取值: 1) 断层形态采用板状断层. 2) 断层倾角的设置同时参考了现今地质剖面上的边界断裂: 在时深转换后的地震剖面上(图 2)实测白云凹陷北部控凹边界断层, 倾角大约为 12°~18°; 但是在拉伸之前, 断层倾角应该较现今大一些, 位置也与现今有所不同. 对于断层的倾角作了灵敏度测试, 从高于 60°的高角度测试到低于 10°的低角度, 发现只有使用低角度时(≤13°)正演结果才能与反演回剥结果较好拟合. 3) 断层数目的设置也同时参考了现今地震剖面, 剖面上凹陷北部可见一强反射组, 推测为控凹边界断裂; 凹陷南侧反射较弱, 推测为一组断裂群[7]. 因此模拟中在凹陷北部设置了一条南倾断裂, 在凹陷南部设置了 2~3 条北倾断裂. 4) 断层的伸展量和位置根据灵敏度测试获得.

此外, 张裂期沉积物物源充沛, 盆地内沉积物充填至海平面, 沉积物成分见表 1. 裂后期采用空盆沉降, 目的是与回剥反演得到的二维理论热沉降进行对比.

初始断裂(39 Ma)的设置对模拟凹陷形态至关重要, 根据凹陷中心位置和反复的灵敏度测试, 设置了 4 条初始断裂(见图 5). 图 6 和 7 分别为模型 A 和 B 的模拟结果及其与回剥地层的拟合对比.

4.3 模拟结果分析

图 6 为模型 A 的两期模拟结果及其与回剥剖面的拟合对比, 其中点线表示回剥到某个时期的剖面形态, 并且将剖面长度进行了校正, 即将后期的伸展作用减除掉. 图 6(a)为第一期(39 Ma)伸展后的伸展系数分布、盆地形态及与回剥剖面的对比和叠加热沉降后的盆地形态. 图 6(b)为第二期(30 Ma)伸展后的结果, 此时的盆地形态即为整个张裂期结束时的盆地形态. 张裂期结束后, 岩石圈总的伸展系数如图 6(b)所示, 凹陷中心部位伸展系数最大, 大约为 3.5. 裂后期持续了 30 Ma, 叠加理论热沉降后的盆地形态如图 6(b)所示, 凹陷中心处的理论热沉降大约为 1.0 km.

表 3 两组模型中的断层参数设置

伸展期次	断层数目	断层位置 a)(km)	伸展量(km)	倾角(°)	倾向
第一期 (39 Ma)	4 条	30	15	13	右
		65	10	10	左
		85	15	6	左
		95	8	8	左
热沉降			39~30 Ma		
第二期 (30 Ma)	3 条	42	13	5	右
		68	4.5	3	左
		75	5	3	左
热沉降			30~23.8 Ma		
第三期 (23.8 Ma)	3 条	45	6	3	右
		55	1	3	左
		63	4	3	左

a) 断层位置指与剖面左端(NW 端)的距离

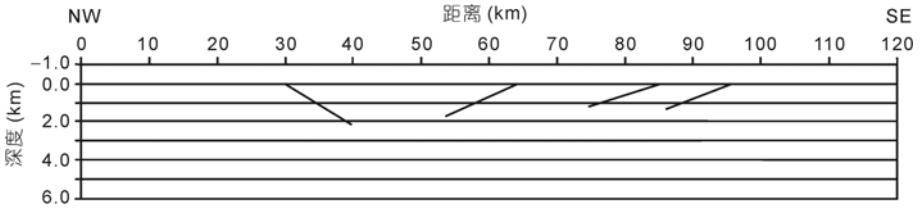


图 5 初始断裂设置

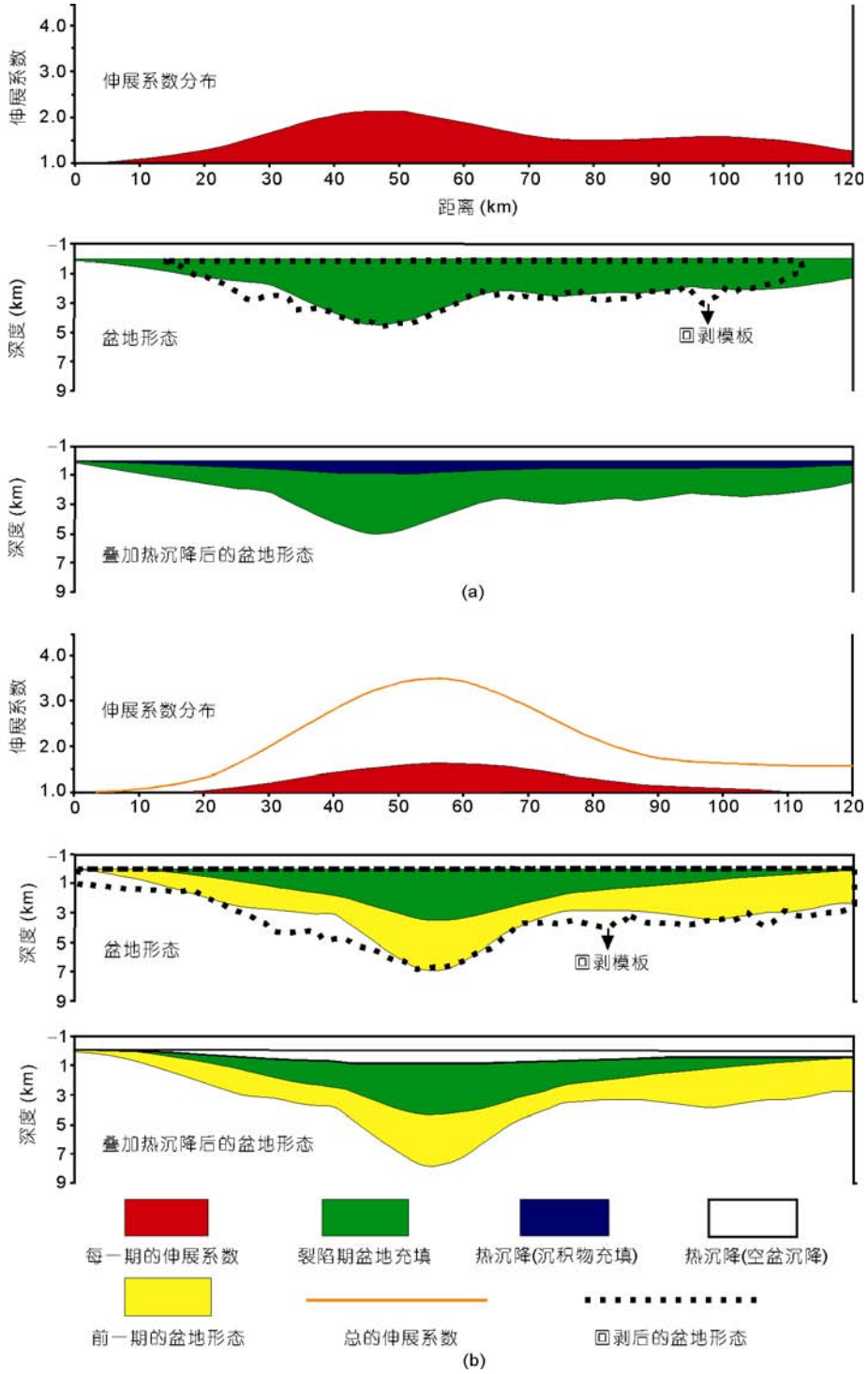


图 6　模型 A 的两期瞬时伸展模拟结果

(a) 第一期瞬时伸展(39 Ma)及叠加热沉降后的结果; (b) 第二期瞬时伸展(30 Ma)及叠加热沉降后的结果

在模型 A 的基础上, 模型 B 添加了第三期瞬时伸展, 图 7 为模拟结果及其与回剥剖面的拟合对比, 其中点线表示回剥到某个时期的剖面形态并对剖面长度进行了校正. 三期伸展后的伸展系数分布、盆地

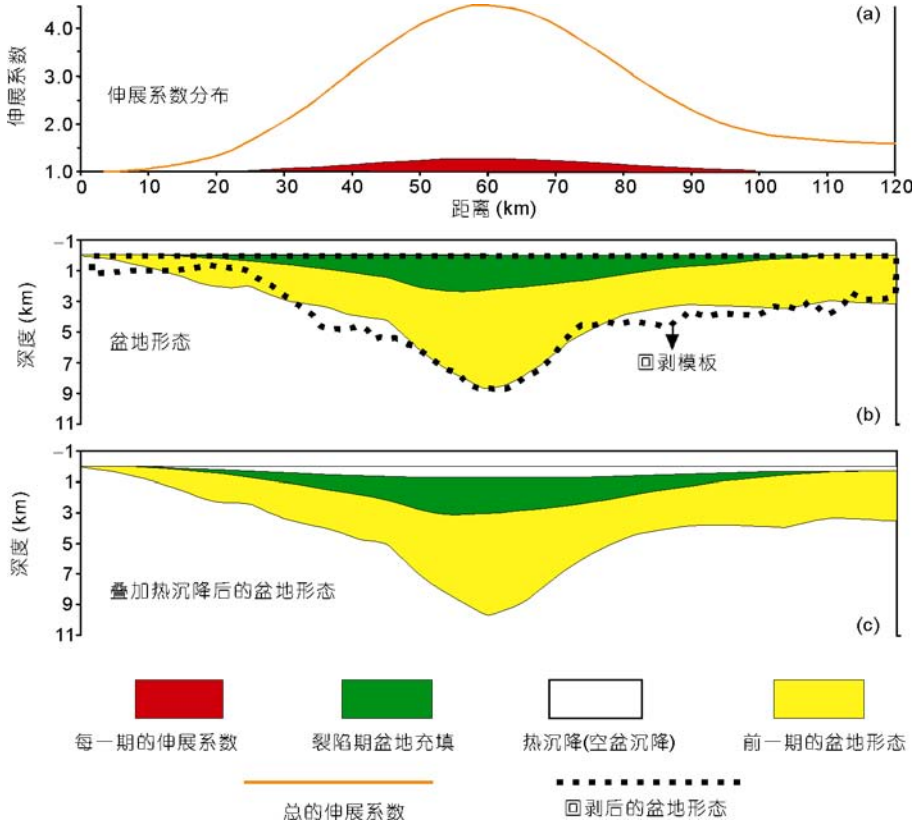


图 7　模型 B 的第三期(23.8 Ma)瞬时伸展结果及叠加裂后热沉降的结果

形态及与回剥剖面的对比和叠加热沉降后的盆地形态如图所示. 张裂期结束后, 岩石圈总的伸展系数在凹陷中心处最大, 约为 4.5. 裂后期持续了 23.8 Ma, 叠加理论热沉降后的盆地形态如图 7(c)所示, 凹陷中心处的理论热沉降大约为 0.8 km.

与模型 A 相比, 模型 B 的裂后开始时间较晚, 为 23.8 Ma, 张裂期的伸展相应增多为三期, 因此模拟得到的岩石圈总的伸展系数较大, 在凹陷中心达到了 4.5. 模型 A 与 B 的模拟结果都能较好地与回剥结果拟合, 因此很难评价二者哪个更为合理, 下文针对两组模型分别进行了沉降量的计算.

5　裂后沉降对比

根据上面得到的沿剖面分布的岩石圈伸展系数, 我们用 Stretch 软件正演出沿该剖面的理论裂后热沉降, 然后与白云凹陷的实测裂后沉降量进行对比, 以揭示白云凹陷的裂后异常沉降特点. 凹陷中心及沿整个剖面的实测和理论裂后沉降量如下:

凹陷中心, 模型 A(裂后开始于 30 Ma)和 B(裂后开始于 23.8 Ma)的沉降曲线如图 8 所示, 实测和理

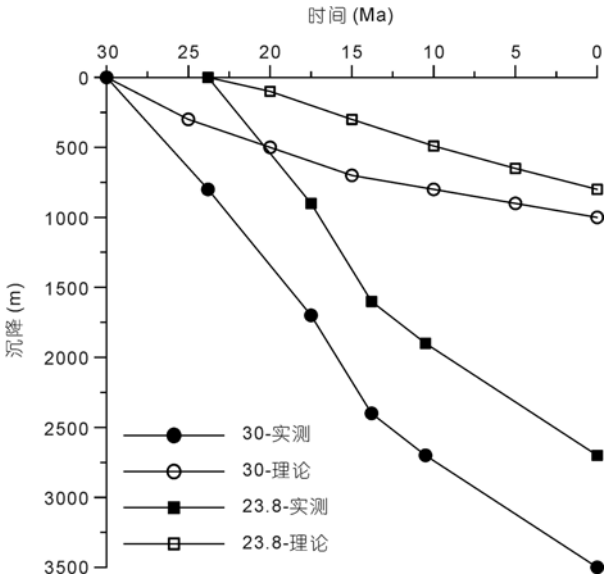


图 8　凹陷中心的实测和理论裂后沉降对比

30 和 23.8 分别代表模型 A 和 B 的裂后开始时间(单位: Ma)

论沉降的差值即为异常沉降. 到现今时刻, 模型 A 的异常沉降总量约 2.6 km, 模型 B 约 1.8 km. 图 9 为 30 Ma 以来凹陷中心的实测和理论沉降速率, 实测沉降速率远大于理论沉降速率. 从 30 到 13.8 Ma, 沉降速率始终保持增长的趋势, 13.8 Ma 以来, 沉降速率逐渐降低. 17.5~13.8 Ma 代表了最快速沉降时期, 沉降速率达到 190 m Ma^{-1}.

沿整个剖面, 计算了现今时刻白云凹陷的实测和理论裂后沉降总量, 模型 A 和 B 的计算结果如图 10 所示: 模型 A 在凹陷中心存在较大的异常沉降, 异常沉降量约 2.6 km; 向两侧异常沉降逐渐降低, 其中南侧的异常沉降约 1.5~2.0 km, 大于北侧的 1.0~1.3 km. 模型 B 的异常沉降变化与模型 A 相似, 但整体异常值减小: 在凹陷中心异常沉降较大, 约 1.8 km; 南侧约 1.2~1.7 km, 北侧约 0.4~1.1 km. 凹陷南端和北端的异常沉降量没有降低的趋势, 我们推测向洋盆方向和向凹陷北部的陆架区也可能存在裂后异常沉降. 赵中贤等 [1)]应用相同的二维正反演模拟方法, 验证了白云凹陷以北陆架区存在裂后异常沉降.

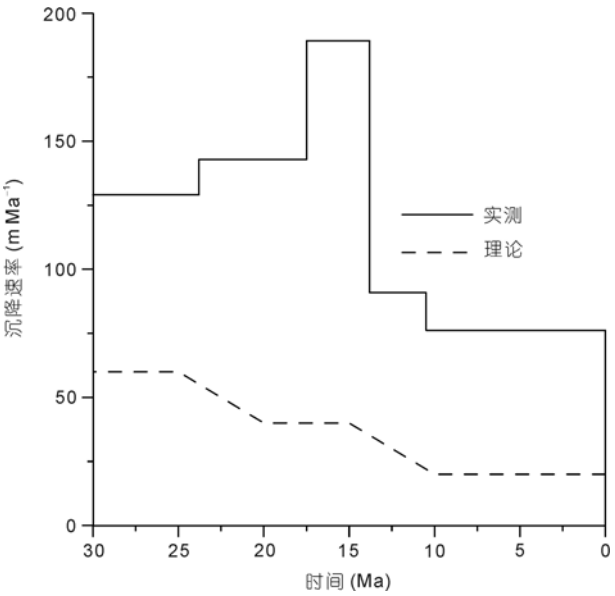


图 9　模型 A 的凹陷中心的实测和理论沉降速率

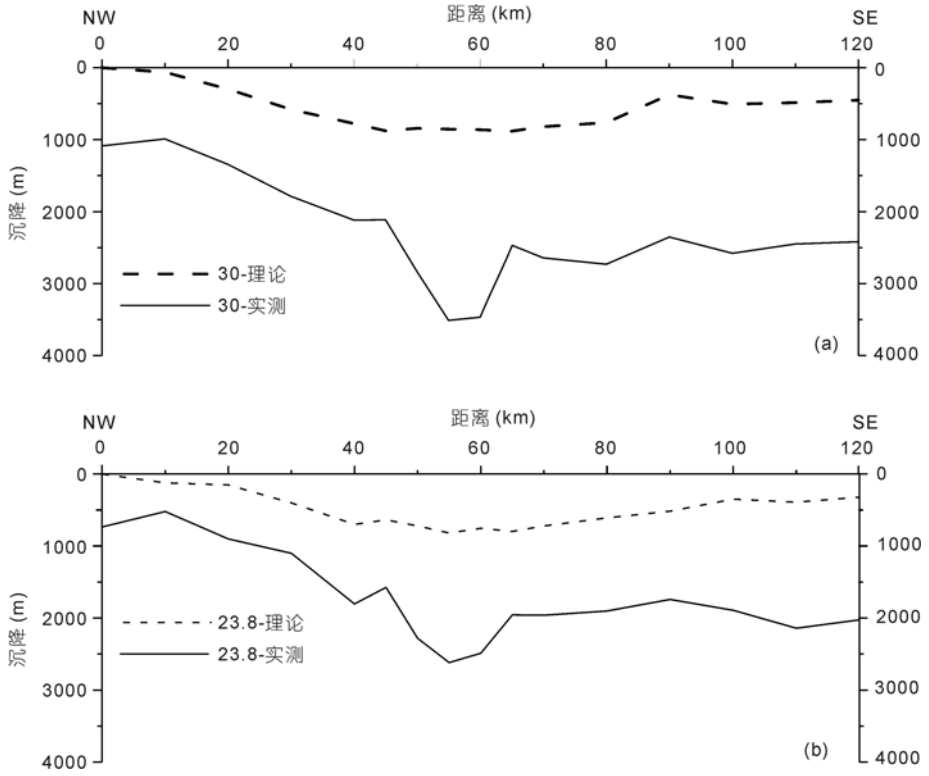


图 10　沿整个剖面的理论和实测沉降量对比

差值即为异常沉降; (a) 模型 A; (b) 模型 B

因此, 数值模拟揭示白云凹陷存在裂后异常沉降, 在空间上, 异常沉降在凹陷中心和南侧较大, 明显大于凹陷北侧的异常沉降, 异常沉降呈现出向洋盆方向逐渐增大的趋势; 在时间上, 17.5~13.8 Ma 为沉降速率最高时期.

6 异常沉降原因分析

造成盆地裂后异常沉降的原因可能有多种, 以下针对本文研究区的情况, 重点讨论了下地壳流对异常沉降的可能影响, 同时介绍其他几种可能引起异常沉降的机制及这些机制发生在白云凹陷的可能性.

6.1 几种产生异常沉降的机制及发生在白云凹陷的可能性

岩浆侵入产生的温度变化可能会引起岩石圈的异常沉降. 有人根据白云凹陷北缘 PY33-1-1 和 LH19-4-1 井所观测到的 17 Ma 异常加速沉降, 推测白云凹陷在约 17 Ma 有一期岩浆体侵入事件, 并估算该期侵入的 30~90 km 宽的玄武岩脉可导致基底约 180~520 m 的异常沉降, 即 500~1500 m 厚的沉积充填[34]. 但本文发现强烈的裂后异常沉降不止出现在凹陷中心, 还出现在整个凹陷北坡并延伸到陆架区, 而且异常沉降远大于岩浆侵入所造成的异常沉降. 因此凹陷的异常沉降不可能完全由岩浆侵入引起.

动力地貌的变化也会产生部分的岩石圈异常沉降. 在板块碰撞过程中, 板块俯冲会对地幔流动产生扰动, 从而产生动力地貌的变化[35,36]. 白云凹陷在晚中生代处于俯冲带的前缘[37], 板块俯冲导致的动力地貌变化可能会对凹陷沉降产生一定的继承性影响. Xie 等[4]计算了南海北部 40 Ma 以来的动力地貌引起的沉降量, 约为 300 m. 但白云凹陷裂后异常沉降量远大于动力地貌沉降量, 因此仅用动力地貌机制也是不足以解释的.

上地幔次生流作用可能导致岩石圈强烈沉降. 板块边界处的地幔对流会在其附近区域产生次级地幔对流, 即上地幔次生流, 该次生流会导致其上部地壳发生翘倾. 当板块边界处的地幔对流减弱或消失时, 次生流随之发生减弱或消失, 其上部发生翘倾的地壳失去支撑, 开始强烈沉降[38]. 30~25 Ma 时南海西北和东部次海盆发生扩张[15], 驱动南海扩张的地幔对流在南海北部产生次生流, 次生流作用导致上部地壳发生翘倾; 25~16 Ma 时南海扩张轴南迁[15], 次生流随之南迁, 次生流的支撑作用消失, 导致南海北部发生强烈沉降. 这种机制能否用来解释白云凹陷的强烈沉降, 需要进一步的研究探讨.

6.2 可能的主要原因——下地壳流影响

地球物理资料及模拟研究表明下地壳流动既存在于高原区, 如青藏高原[39], 也存在于伸展区, 起到平滑地壳厚度变化的作用[40]. 对于伸展区, 下地壳流动最初用来解释美国西部盆岭省的构造, 其莫霍面没有短波(<100 km)起伏, 是由于韧性下地壳在侧向压力差的作用下由边部向裂谷中心流动, 起到抵消因地壳减薄而造成的莫霍面抬升的作用, 此时地壳的伸展将大于减薄.

Westaway[41,42]根据数值模拟提出相反的结论, 认为在裂后初期当沉积速率很大时, 由于深部对地表过程即沉积物的加载的响应, 下地壳将发生从裂谷中心向外的侧向流动, 从而造成裂谷的进一步沉降和莫霍面的抬升. 由于下地壳物质的流出大于沉积物的充填, 因此地壳的减薄将大于伸展. 他们用这一机理解释超深的马来亚和北大年盆地的形成[3].

数值模拟结果显示白云凹陷的下地壳伸展系数远大于上地壳的伸展系数[30,43], 说明下地壳较上地壳发生了更为强烈的伸展变形. 南海北部 ODP1147 和 1148 钻孔揭示珠江口盆地沉积物来源于珠江河流. 在 15.5 Ma, 受青藏高原隆升影响东亚季风增强, 华南陆块的侵蚀作用加剧, 珠江河流向珠江口盆地的沉积物供给陡增(图 11 和 12)[44,45]. 当上覆沉积物陡增导致负载增大时, 韧性的下地壳则可能发生从盆地中心向外的侧向流动.

白云凹陷以及北部陆架区的裂后异常沉降是否是由东亚季风增强导致的沉积物供给增加以及由此导致的下地壳流动所引起? 另一方面, 如果珠江口盆地存在下地壳流, 根据物质守恒原理, 在下地壳的侧向流动方向上应该观察到地壳的增厚. 但在珠江口盆地或南海北部是否能观察到? 对这些问题的探讨将是笔者下一步希望做的工作.

7 结论

(1) 为了验证并定量估算被动陆缘张裂盆地的

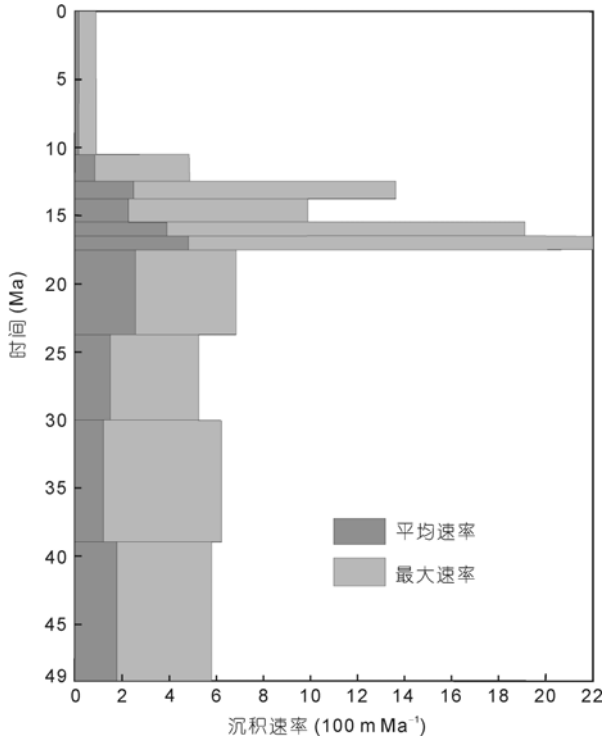


图 11　白云凹陷 49 Ma 以来去压实沉积速率[6]

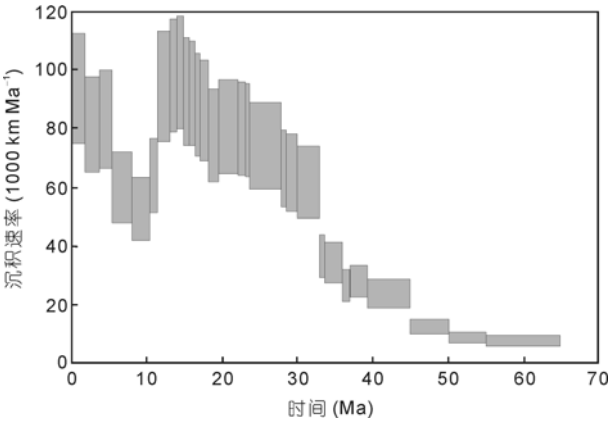


图 12　由东亚搬运至南海的沉积物通量随时间的变化[44]

裂后异常沉降, 需要比较实测和理论裂后沉降. 而理论裂后热沉降取决于张裂期的岩石圈伸展系数, 后者在盆地存在异常沉降时又不能采用传统的方法来估计. 本文设计了正演模拟和反演回剥相结合的方法, 解决了存在裂后异常沉降时估算岩石圈伸展系数的问题. 方法要点是: 在时深转换后的深度剖面上, 一方面通过二维挠曲回剥反演(FlexDecomp 软件), 计算出去掉沉积物负载、海平面变化和古水深等作用后的构造沉降, 以及张裂期的凹陷形态用作正演模拟的对比参照; 另一方面, 应用二维正演模拟的方法(Stretch 软件), 从未变形的 32 km 厚的初始地壳模型开始, 假设并不断调节岩石圈的有效弹性厚度以及边界断层的位置、倾角和拉伸量等参数, 模拟白云凹陷的张裂过程, 直到模拟得到的张裂期剖面与回剥反演得到的近似, 便得到沿整个剖面的岩石圈的伸展系数以及理论热沉降.

对于白云凹陷, 由于一般认为张裂是幕式的, 且对裂后开始时间尚有不同意见, 因此本文正演模拟时设了两组模型: 模型 A 的张裂有两幕, 裂后开始于 30 Ma; 模型 B 的张裂有 3 幕, 裂后开始于 23.8 Ma. 参数灵敏度测试表明, 岩石圈的有效弹性厚度为 1.5 km; 控凹边界断裂为低角度(13°~3°)时, 才能较好地达到模拟效果, 这个结果可作为白云凹陷岩石圈较软、韧性变形较重要的佐证. 两组模型都能与模板较好地拟合, 得到的岩石圈伸展系数在凹陷中心最大, 模型 A 约为 3.5, 模型 B 约为 4.5, 向两侧减小.

(2) 根据模拟得到的岩石圈伸展系数应用挠曲悬臂梁模型计算空盆的理论裂后热沉降, 与二维回剥得到的实测裂后构造沉降进行对比, 无论是模型 A 还是 B, 在整个剖面范围内实测值均大于理论值, 即均存在裂后异常沉降现象. 在凹陷中心, 模型 A 的异常沉降量为 2.6 km, 模型 B 为 1.8 km; 在凹陷南侧异常沉降量降低至 1.5~2.0(模型 A)和 1.2~1.7 km(模型 B); 在凹陷北侧异常沉降量降明显降低, 约 1.0~1.3(模型 A)和 0.4~1.1 km(模型 B). 在凹陷南端和北端, 异常沉降量没有降低的趋势, 我们推测向洋盆方向和向凹陷北部的陆架区也可能存在裂后异常沉降.

(3) 初步讨论并认为下地壳流是造成白云凹陷裂后异常沉降的主要原因.

致谢　感谢英国 Badley Geoscience Ltd 公司 Dr. Alan Robert 的帮助和指导, 感谢评审人提出的宝贵意见.

参考文献

1　McKenzie D P. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet Sci Lett, 1978, 40: 25–32

2　Ceramicola S, Stoker M, Praeg D, et al. Anomalous Cenozoic subsidence along the ‘passive’ continental margin from Ireland to

mid-Norway. Mar Petrol Geol, 2005, 22: 1045–1067
3 Morley C K, Westaway R. 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 Res, 2006, 18: 51–84
4 Xie X N, Müller R D, Li S T, et al. Origin of anomalous subsidence along the northern South China Sea margin and its relationship to dynamic topography. Mar Petrol Geol, 2006, 23: 745–765
5 崔涛, 解习农, 任建业, 等. 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, 2008, 33: 349–356
6 Zhou D, Sun Z, Liao J, et al. Filling history and post-breakup acceleration of sedimentation in the Baiyun Sag, deep-water northern South China Sea. Earth Sci—J China Univ Geosci, 2009, 20: 160–171
7 庞雄, 陈长民, 彭大钧, 等. 南海珠江深水扇系统及油气. 北京: 科学出版社, 2007
8 黄春菊, 周蒂, 陈长民, 等. 深反射地震剖面所揭示的白云凹陷的深部地壳结构. 科学通报, 2005, 50: 1024–1031
9 孙珍, 庞雄, 钟志洪, 等. 珠江口盆地白云凹陷新生代构造演化动力学. 地学前缘, 2005, 12: 489–498
10 陈长民, 施和生, 许仕策, 等. 珠江口盆地(东部)第三系油气藏形成条件. 北京: 科学出版社, 2003
11 姚伯初. 南海北部陆缘新生代构造运动初探. 南海地质研究, 1993, 5: 1–12
12 庞雄, 陈长民, 邵磊, 等. 白云运动: 南海北部渐新统-中新统重大地质事件及其意义. 地质评论, 2007, 53: 145–151
13 何丽娟, 熊亮萍, 汪集旸, 等. 莺歌海盆地构造热演化模拟研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2000, 30: 415–419
14 Lin C S, Zhang Y M, Li S T, et al. Quantitative modelling of multiphase lithosphere stretching and deep thermal history of some Tertiary rift basins in eastern China. Acta Geol Sin, 2002, 76: 324–330
15 Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea—Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. J Geophys Res, 1993, 98: 6299–6328
16 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J Geophys Res, 1995, 100: 6093–6095
17 Ru K, Zhou D, Chen H Z. Basin evolution and hydrocarbon potential of the northern South China Sea. In: Zhou D, Liang Y B, Zeng C K, eds. Oceanology of China Seas. Doedrecht: Kluwer Academic Publishers, 1994. 361–372
18 Clift P D, Lin J. Preferential mantle lithospheric extension under the South China margin. Mar Petrol Geol, 2001, 18: 929–945
19 邵磊, 李献华, 汪品先, 等. 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, 2004, 19: 539–544
20 Kusznir N J, Roberts A M, Morley C K. Forward and reverse modelling of rift basin formation. J Geol Soc London, Spec Publ, 1995, 80: 33–56
21 Roberts A M, Kusznir N J, Yielding G, et al. 2D flexural backstripping of extensional basins: The need for a sideways glance. Petrol Geosci, 1998, 4: 327–338
22 Kusznir N J, Marsden G, Egan S S. 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, Yielding G, Freeman B, eds. The Geometry of Normal Faults. J Geol Soc London Spec Pub, 1991, 56: 41–60
23 Roberts A M, Yielding G, Kusznir N J, et al. Quantitative analysis of Triassic extension in the northern Viking Graben. Geol Soc London, 1995, 152: 15–26
24 Roberts A M, Lundin E R, Kusznir N J. Subsidence of the Voring Basin and the influence of the Atlantic continental margin. Geol Soc London, 1997, 154: 551–557
25 Jarvis J T, McKenzie D P. Sedimentary basin formation with finite extension rates. Earth Planet Sci Lett, 1980, 48: 42–52
26 周蒂, 胡登科, 何敏, 等. 深部地层时深转换中的拟合式选择问题. 地学前缘, 2008, 33: 531–537
27 Sclater J G, Christie P A F. Continental stretching: An explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. J Geophys Res, 1980, 85: 3711–3739
28 庞雄, 陈长民, 施和生, 等. 相对海平面变化与南海珠江深水扇系统的响应. 地学前缘, 2005, 12: 167–176
29 秦国权. 微体古生物在珠江口盆地新生代晚期层序地层学研究中的应用. 海洋地质与第四纪地质, 1996, 16: 1–18
30 Clift P D, Lin J, Barckhausen U. Evidence of low flexural rigidity and low viscosity lower continental crust during continental break-up in the South China Sea. Mar Petrol Geol, 2002, 19: 951–970
31 Kusznir N J, Hunsdale R, Roberts A M, et al. Norway margin depth-dependent stretching. In: Dore A G, Vining B A, eds. Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives. Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference. London: Geological Society, 2005. 767–783
32 金文山, 孙大中, 王祖伟, 等. 华南大陆深部地壳结构及其演化. 北京: 地质出版社, 1997

33 赵中贤, 周蒂, 廖杰, 等. 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, 2010, 84: 1135–1145
34 Shi X B, Burov E, Leroy S, et al. Intrusion and its implication for subsidence: A case from the Baiyun Sag, on the northern margin of the South China Sea. Tectonophysics, 2005, 407: 117–134
35 Lithgow-Bertelloni C, Gurnis M. Cenozoic subsidence and uplift of continents from time-varying dynamic topography. Geology, 1997, 25: 735–738
36 Burgess P M, Gurnis M, Moresi L. Formation of sequences in the cratonic interior of North America by interaction between mantle, eustatic, and stratigraphic processes. Geol Soc Am Bull, 1997, 109: 1515–1535
37 周蒂, 王万银, 庞雄, 等. 地球物理资料所揭示的南海东北部中生代俯冲增生带. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 209–218
38 Praeg D, Stoker M S, Shannon P M, et al. Episodic Cenozoic tectonism and the development of the NW European 'passive' continental margin. Mar Petrol Geol, 2005, 22: 1007–1030
39 Ross A R, Brown L D, Pananont P, et al. Deep reflection surveying in central Tibet: Lower-crustal layering and crust flow. Geophys J Int, 2004, 156: 115–128
40 McKenzie D P, Nimmo F, Jackson J A, et al. Characteristics and consequences of flow in the lower crust. J Geophys Res, 2000, 105: 11029–11046
41 Westaway R. Geomorphological consequences of weak lower continental crust, and its significance for studies of uplift, landscape evolution, and the interpretation of river terrace sequences. Netherlands J Geosci, 2002, 81: 283–303
42 Westaway R. The Quaternary evolution of the gulf of Corinth, central Greece: Coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. Tectonophysics, 2002, 348: 269–318
43 张云帆, 孙珍, 周蒂, 等. 南海北部陆缘新生代地壳减薄特征及其动力学意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1609–1616
44 Clift P D, Lee J I, Clark M K, et al. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening: A record from the South China Sea. Mar Geol, 2002, 184: 207–226
45 Clift P D, Layne G D, Blusztajn J. The erosional record of actions in the East Asian Marginal Seas. In: Clift P D, Wang P, Hayes D, eds. Continent-Ocean Interactions in the East Asian Marginal Seas. Washington, D C: Geophysical Monography Series, 2004. 255–282