

# 珠江口盆地开平凹陷构造沉降史及其主控因素

聂国权<sup>1,2</sup>, 何登发<sup>3</sup>, 李小盼<sup>1,2</sup>, 张志业<sup>4</sup>, 何敏<sup>5</sup>

1 中国地质科学院岩溶地质研究所; 2 自然资源部广西岩溶动力学重点实验室;  
3 中国地质大学(北京)能源学院; 4 中国石化河南油田分公司; 5 中海石油(中国)有限公司深圳分公司

**摘要** 为探究珠江口盆地开平凹陷构造沉降特征以及主控因素,以两条地震剖面的最新解释成果为基础,在地震剖面上共选取43个虚拟井进行构造沉降史计算,并进行综合分析。结果表明:①开平凹陷裂陷期(49~30Ma)构造沉降量较大,各洼陷构造沉降差异性较大;裂后期(30Ma至今)构造沉降量相对较小,各洼陷构造沉降差异性较小;②开平凹陷文昌组沉积期(裂陷一幕,49~39Ma)为最大构造沉降期,恩平组沉积期(裂陷二幕,39~30Ma)构造沉降速率显著减小,漂移期(30~17.5Ma)和新构造运动期(17.5Ma之后)构造沉降量均出现了不同程度的增大;③差异性沉降是开平凹陷的一个基本特征,多期次构造运动和拆离断层分段性、差异性活动是主控因素。

**关键词** 构造沉降; 差异性; 主控因素; 开平凹陷; 珠江口盆地

**中图分类号**: TE121.2 **文献标识码**: A

## 0 前言

自沉降史理论于1911年提出至今已有一百多年的历史,期间随着各种地质理论的提出及地质资料的不断丰富,沉降史理论逐渐得到发展和完善<sup>[1-7]</sup>。沉降史分析是含油气盆地分析中一项重要的基础工作,在盆地构造研究中得到了广泛应用。通过沉降史研究,可以查明盆地类型、构造演化过程和动力学机制,判断主要构造事件发生的时间,了解烃源岩的发育、演化和成熟度等<sup>[8-10]</sup>。

珠江口盆地位于南海北部陆缘,伴随着南海在32 Ma开始扩张及南海南、北大洲的逐渐分离,盆地具有被动大陆边缘盆地的基本属性<sup>[10]</sup>,盆地范围内由北向南涵盖了陆壳和洋陆过渡带<sup>[10-11]</sup>。前人对珠江口盆地的构造沉降特征进行了大量的研究,主要侧重于整个盆地及惠州凹陷、白云凹陷等构造单元<sup>[10, 12-19]</sup>。珠江口盆地自晚白垩世以来经历了多期构造运动,对应多期构造沉降作用<sup>[20-21]</sup>。从盆地北部陆架区到南部陆坡区,地壳伸展因子逐渐增大,即陆架区沉降量小于陆坡区<sup>[22]</sup>。从陆架区到陆坡区,由于地质结构和构造演化的差异,珠江口盆地

不同构造单元的沉降差异较为明显。

开平凹陷位于珠江口盆地珠Ⅱ坳陷的西部,经历了长达40余年的勘探一直未获得重大油气发现。由于处在洋陆过渡带<sup>[11, 23]</sup>,开平凹陷的构造演化有其自身的特殊性。随着近几年钻井和三维地震资料的不断丰富,对开平凹陷的研究取得了一定的进展<sup>[23]</sup>。聂国权等<sup>[24]</sup>精细解剖了开平凹陷的不整合面特征,并结合平衡剖面定性描述了凹陷的差异性构造演化过程,但针对凹陷构造沉降史的半定量分析尚未系统开展,对影响差异性构造演化的主控因素也未深入讨论。为深入分析开平凹陷的构造沉降特征及主控因素,在前期研究的基础上,选择开平凹陷2条典型地震剖面,选取多个虚拟井(尽量使凹陷每个次级构造单元都有虚拟井控制)进行构造沉降史综合分析,通过盆地模拟方法半定量表征凹陷内不同次级构造单元的差异性沉降特征。该项研究为开平凹陷的沉积、生烃和成藏研究奠定了基础。

## 1 区域地质概况

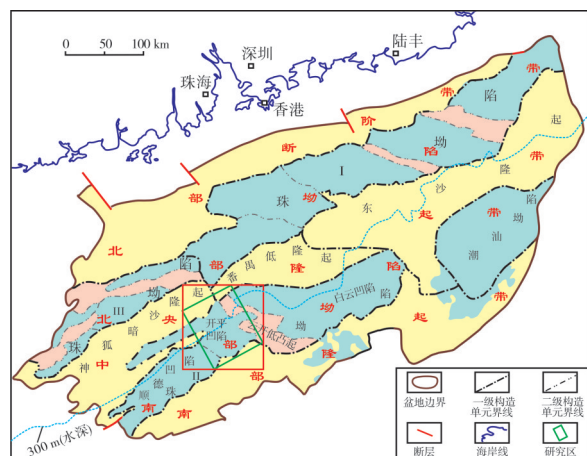
珠江口盆地近北东走向,具有“南北分带、东西分块”的特征,整体可划分为“三隆两坳”:北部断阶

收稿日期:2020-03-02; 改回日期:2021-03-02

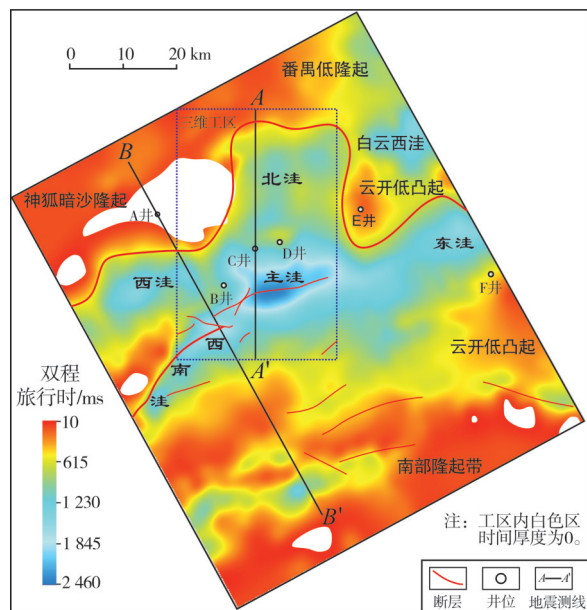
本文受国家重点研发计划“古潜山和深部岩溶热储分布规律与成因机制”(编号:2018YFC0604301)、中国地质调查局地质调查项目“贵州凯里-都匀地区页岩气地质调查”(编号:DD20190723)、中海油深圳分公司重点科研项目“开平凹陷古近系构造-沉积特征与油气聚集”(编号:CCL2013SZPS0668)联合资助

**第一作者**: 聂国权, 硕士, 助理工程师, 2017年毕业于中国地质大学(北京), 主要从事含油气盆地分析与岩溶储层地质研究。通信地址: 541004 广西桂林市七星区七星路50号岩溶地质研究所; E-mail: nieguoquan@mail.cgs.gov.cn

带、北部坳陷带、中央隆起带、南部坳陷带和南部隆起带(图1a)。开平凹陷位于珠Ⅱ坳陷西部,东邻云开低凸起,西部与顺德凹陷相邻,南北分别与南部隆起带、神狐暗沙隆起相接(图1a)。研究区水深为200~1 000 m<sup>[24]</sup>,大部分处于陆坡深水区,勘探重点为东部约2 500 km<sup>2</sup>的范围。



(a) 盆地构造区划及开平凹陷位置



(b) 开平凹陷裂陷期地层时间厚度

图1 珠江口盆地开平凹陷构造位置及开平凹陷始新统时间厚度图

Fig. 1 Structural location and Eocene time thickness of Kaiping Sag in Pearl River Mouth Basin

开平凹陷自下而上发育始新统文昌组、恩平组,渐新统珠海组,中新统珠江组、韩江组和粤海组,上新统万山组和第四系琼海组(图2),总厚度约为7 500 m。利用高精度三维地震资料,并结合前人的研究成果,在文昌组内部由下至上识别了T85、

T84、T83、T82、T81界面,在恩平组内部识别了T71界面,由此将文昌组细分为6个亚段,恩平组分为2段(图2)。

开平凹陷的形成演化主要受控于凹陷北缘大型伸展拆离断层<sup>[23,24]</sup>,新生代沉积主要经历了裂陷期(始新世)和裂后热沉降期(渐新世以来)两个阶段(图2),凹陷整体具有“先陆后海,下断上拗”的结构特征。裂陷期地层具有“厚文昌,薄恩平”的特征<sup>[25-28]</sup>。根据裂陷期地层厚度可将开平凹陷划分为主洼、北洼、西洼、西南洼和东洼等5个次级构造单元,其中主洼构造单元为开平凹陷的沉积中心(图1b)。

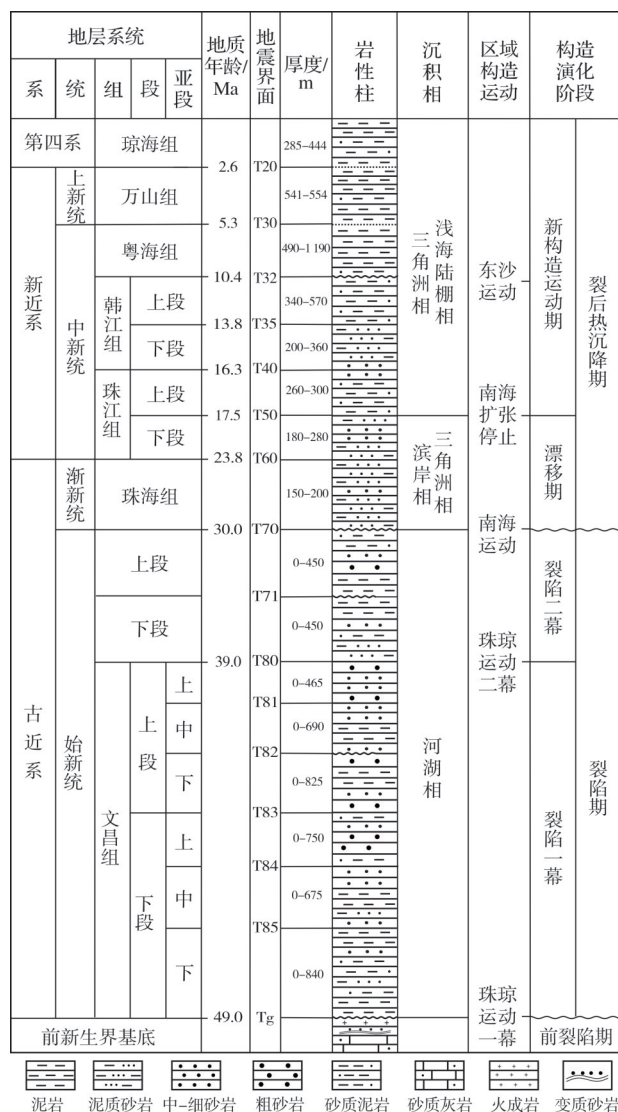


图2 开平凹陷地层综合柱状图

(据文献[16,23-24,28]编绘)

Fig. 2 Comprehensive stratigraphic column of Kaiping Sag (cited from reference [16, 23-24, 28], modified)

## 2 构造沉降史恢复方法

### 2.1 方法概述

盆地的沉降可分为构造作用造成的构造沉降和非构造作用(如沉积物和水体负载作用、古水深和全球海平面变化等)造成的负载沉降,其中构造沉降对于研究沉积盆地的构造演化和形成机制有重要作用。引起盆地沉降的机制主要有局部均衡、挠曲均衡和热沉降。局部均衡也叫艾里(Airy)均衡,该模式认为岩石圈的有效弹性厚度为零,没有弹性挠曲作用,也叫点补偿模式。挠曲均衡模式考虑了岩石圈的有效弹性厚度,认为均衡补偿不是发生在一个负荷点,而是分布在比较宽的范围以内,也叫面板补偿。热沉降模式认为盆地的伸展作用是瞬时的,而且不考虑岩石圈的有效弹性厚度,包括软流圈物质上涌导致的岩石圈伸展减薄(裂陷期沉降)和岩石圈冷却收缩(裂后热沉降)两部分<sup>[13]</sup>。

一般而言,伸展盆地岩石圈破坏程度较大,相对不连续,因此可不考虑岩石圈的弹性挠曲作用<sup>[29]</sup>。珠Ⅱ坳陷岩石圈的有效弹性厚度仅为1~5 km<sup>[30]</sup>,开平凹陷的热流值为60~80 mW/m<sup>2</sup>,其中南部高达70~80 mW/m<sup>2</sup><sup>[31]</sup>。由此可见,开平凹陷的岩石圈强度较低,热流值较高,比较符合艾里均衡模式。本次研究主要参考艾里均衡模式并利用回剥法计算构造沉降量。回剥法是一种盆地反演模拟方法,其基本思路是:假设地层骨架厚度在压实过程中保持不变,地层体积随埋深增大而不断减小主要是由于岩石的孔隙度减小所致,在此基础上根据地质年代由新到老将地层逐层剥去,直到全部剥完为止。这种方法需要进行4种校正,即去压实校正、沉积负载校正、古水深和海平面变化校正。

#### 2.1.1 去压实校正

去压实校正是由新到老逐层剥去地层以获取不同时代的地层在压实之前的真实厚度,主要是基于岩石骨架厚度不变的原则,这样地层体积的变小完全归因于孔隙度的减小。地层的压实程度和埋深有很大关系。

根据地层压实原理,去压实方程表示如下:

$$y_2' - y_1' = y_2 - y_1 - \frac{\phi_0}{c} [\exp(-cy_1) - \exp(-cy_2)] + \frac{\phi_0}{c} [\exp(-cy_1') - \exp(-cy_2')] \quad (1)$$

式中: $y_2'$ 和 $y_1'$ 为原始地层顶底埋深,m; $y_1$ 和 $y_2$ 分别为现今地层顶底埋深,m; $\phi_0$ 为初始孔隙度,%; $c$ 为压实系数,1/km;不同沉积岩具有不同的压实系数。根据去压实方程,可以求出不同地层在不同时代的埋深,从而求得各地层单元在不同时期的古厚度,即地层压实之前的真实厚度。

#### 2.1.2 沉积负载校正

盆地发生沉降后,为沉积物充填提供了有效的空间,而沉积物充填造成的负载会进一步导致盆地发生沉降,这种影响可以根据文献<sup>[13]</sup>的方法计算。

采用艾里均衡模式,某一套地层的负载效果可表示为:

$$y = S \left( \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) \quad (2)$$

式中: $y$ 为沉积物负载校正后的基底深度,m; $S$ 为去压实校正后的地层厚度,m; $\rho_m$ 、 $\rho_s$ 、 $\rho_w$ 分别为地幔密度、地层的平均密度及水的密度,kg/m<sup>3</sup>。

#### 2.1.3 古水深和海平面变化校正

海平面变化对构造沉降的影响较大,现今海平面是衡量沉降量大小的参考面,因此,需要对古水深进行校正。另外,由于不同构造时期古水深存在差异,而水体深度又会影响盆地的沉降,增加基底的负载沉降,因此在分析构造沉降量时应考虑这些因素。这部分负载沉降( $S_L$ )可表示为:

$$S_L = \Delta S_L \times \frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w} \quad (3)$$

式中: $\Delta S_L$ 为相对海平面变化,即古海平面相对于现今海平面的高度,m。

沉积盆地在不同演化阶段的沉积环境不同,水体深度也不同,因此古水深在计算沉降量时必须予以考虑。目前,主要利用古生物资料和沉积相等相关资料获取古水深。古生物资料可用于判断水体环境,沉积相可大体反映水体深度的范围。

结合Allen等<sup>[9]</sup>的研究,经过一系列校正之后的构造沉降量公式可表示为:

$$y = \theta \left[ S \left( \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) - \Delta S_L \left( \frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right) \right] + (W_d - \Delta S_L) \quad (4)$$

式中: $\theta$ 为补偿度,表示岩石圈达到艾里均衡的程度。开平凹陷及邻区岩石圈强度较低,热流值较高,可以认为完全符合艾里均衡模式, $\theta$ 取作1。那么,某时间点的构造沉降量可以表示为:



$$y = S \left( \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) - \Delta S_L \left( \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d \quad (5)$$

式中:  $y$  为某时间点的构造沉降量,  $m$ ;  $S$  表示该时间点去压实校正后的地层厚度,  $m$ ;  $\rho_m$  为地幔密度, 取  $3\,330\text{ kg/m}^3$ ;  $\rho_s$  为地层的平均密度,  $\text{kg/m}^3$ ;  $\rho_w$  为水的密度, 取  $1\,030\text{ kg/m}^3$ ;  $W_d$  表示古水深,  $m$ ;  $\Delta S_L$  表示相对海平面变化,  $m$ 。

## 2.2 参数选取

构造沉降史分析涉及到的参数较多, 而不同参数的选取须以实际地质特征和地层组合为基础, 否则会出现较大误差。

### 2.2.1 地层年代

T<sub>g</sub>、T<sub>70</sub> 是开平凹陷及邻区最具代表性的区域性不整合面。两者研究程度高, 有丰富的古生物资料为地层定年提供依据, 地层年代相对准确。伸展盆地的基底年代常常代表着伸展运动开始的时间。珠江口盆地深水区白云凹陷并不发育古新统神狐组, 但发育始新统文昌组和恩平组, 在约  $49\text{ Ma}$  开始发生裂谷作用, 形成地震界面 T<sub>g</sub>。T<sub>70</sub> 是南海扩张形成的不整合面, 形成时间为  $30\text{ Ma}$ <sup>[16-17, 32-33]</sup>。本次研究在参考白云凹陷研究成果的基础上, 精细厘定了开平凹陷各个地层的年代, 对于文昌组和恩平组内部层位, 结合地震剖面采用插值的方法获取, 准确度相对较高, 这为构造沉降史的恢复提供了重要的基础参数。

### 2.2.2 岩性和孔隙度-深度关系

地层的岩性组成也会影响构造沉降量的大小。本次研究主要利用开平凹陷及邻区仅有的 6 口钻井的岩性数据, 参考了白云凹陷地层岩性的研究成果, 并结合了区域地层特征。开平凹陷及邻区总体上表现为古近系砂岩占优势、新近系以泥岩为主的特征, 碳酸盐岩和煤层发育范围极为有限, 厚度也不大, 对构造沉降量的影响微乎其微。钻井揭示开平凹陷及邻区岩性主要由砂岩、粉砂岩和泥岩组成, 但不同地层的岩性组成差异较大。

孔隙度随深度变化的关系式参考文献[13]。不同岩性的孔隙度、压实系数和密度主要参考北海地区的实测结果<sup>[3, 17]</sup>。砂岩刚性较强, 孔隙度随深度变化较小; 泥岩塑性较强, 孔隙度随深度变化较大。珠江口盆地 ODP1148 井泥岩的孔隙度变化规律和北海地区的实测结果较为吻合<sup>[13]</sup>。具体参数见表 1。

表 1 开平凹陷主要岩性参数  
Table 1 Main lithologic parameters of Kaiping sag

岩性	初始孔隙度	压实系数/(1·km <sup>-1</sup> )	基质密度/(g·cm <sup>-3</sup> )
砂岩	0.45	0.27	2.64
粉砂岩	0.55	0.41	2.64
泥岩	0.60	0.51	2.60

### 2.2.3 古水深和相对海平面变化

古水深一直以来是影响构造沉降量计算结果的最大因素<sup>[34]</sup>。由于开平凹陷公开发表的资料较少, 本文主要依据沉积相推算古水深: 一般来说, 冲积相—河流相等陆相沉积的最大水深不超过  $15\text{ m}$ , 水体较浅; 滨浅海水深在  $20\sim 200\text{ m}$  之间; 陆坡水深介于  $200\sim 2\,000\text{ m}$ 。开平凹陷及邻区  $30\text{ Ma}$  之前为陆相沉积环境, 水体较浅;  $30\text{ Ma}$  以后由于大规模海侵作用, 水体深度急剧增加。

相对海平面变化也是影响构造沉降量的一个因素, 它是指古海平面相对于现今海平面的升降值, 高于现今海平面取正值, 低于现今海平面为负值。自  $23\text{ Ma}$  以来, 全球海平面呈现下降的总趋势, 而珠江口盆地则表现水体不断加深, 二级旋回曲线出现相反的趋势<sup>[35-36]</sup>。本文主要参考珠江口盆地的二级海平面变化曲线<sup>[37]</sup>(图 3)。

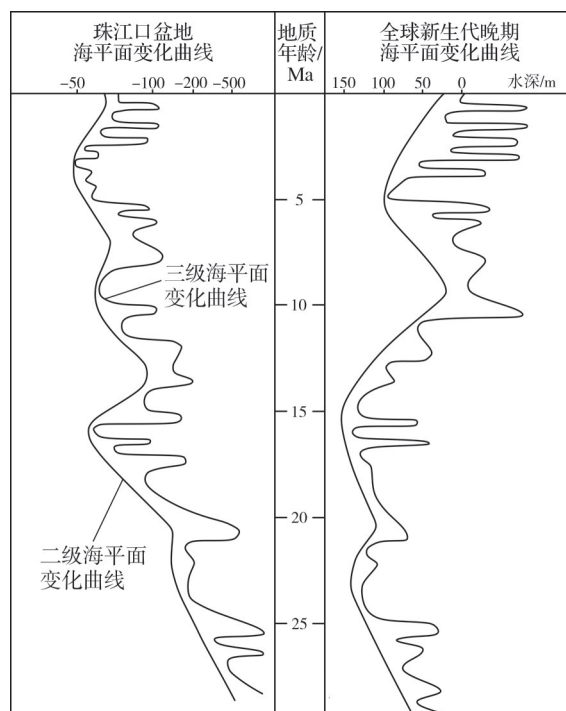


图 3 珠江口盆地相对海平面变化与全球海平面变化曲线  
(据文献[14, 37])

Fig. 3 Curves of relative sea-level change in Pearl River Mouth Basin and global sea-level change (cited from reference [14, 37])



### 3 构造沉降史恢复

#### 3.1 剖面基本特征

本次研究以A—A'和B—B'两条典型地震剖面为例(图1b),它们经过开平凹陷及邻区的典型钻井,横跨主要构造单元。开平东洼由于地震资料品质较差及钻井约束不足,此次研究未涉及。A—A'为南北向三维地震剖面,主要穿过开平北洼和开平主洼,经过C井,全长约48.5 km(图1b,图4a)。A—A'剖面显示:北洼和主洼为地堑结构,受控于南北两侧边界断层的活动;北洼裂陷期地层厚度明显小

于主洼,两个洼陷均具有“厚文昌、薄恩平”的结构。裂陷期(文昌组—恩平组沉积期)断裂活动较为发育,地层变形程度较强,横向上厚度变化较大;裂后期(珠海组—第四系沉积期)断裂活动较弱,横向上厚度相对稳定。B—B'为北西—南东向二维地震剖面,主要穿过神狐暗沙隆起、开平西洼、开平西南洼和南部隆起带,经过A井,全长约76 km(图1b,图4b)。B—B'剖面显示:西洼和西南洼为北断南超的半地堑结构,西南洼裂陷期地层厚度大于西洼;南部隆起带属于构造高部位,裂陷期地层厚度较薄。裂后期整体构造活动较弱,地层横向上厚度相对稳定。

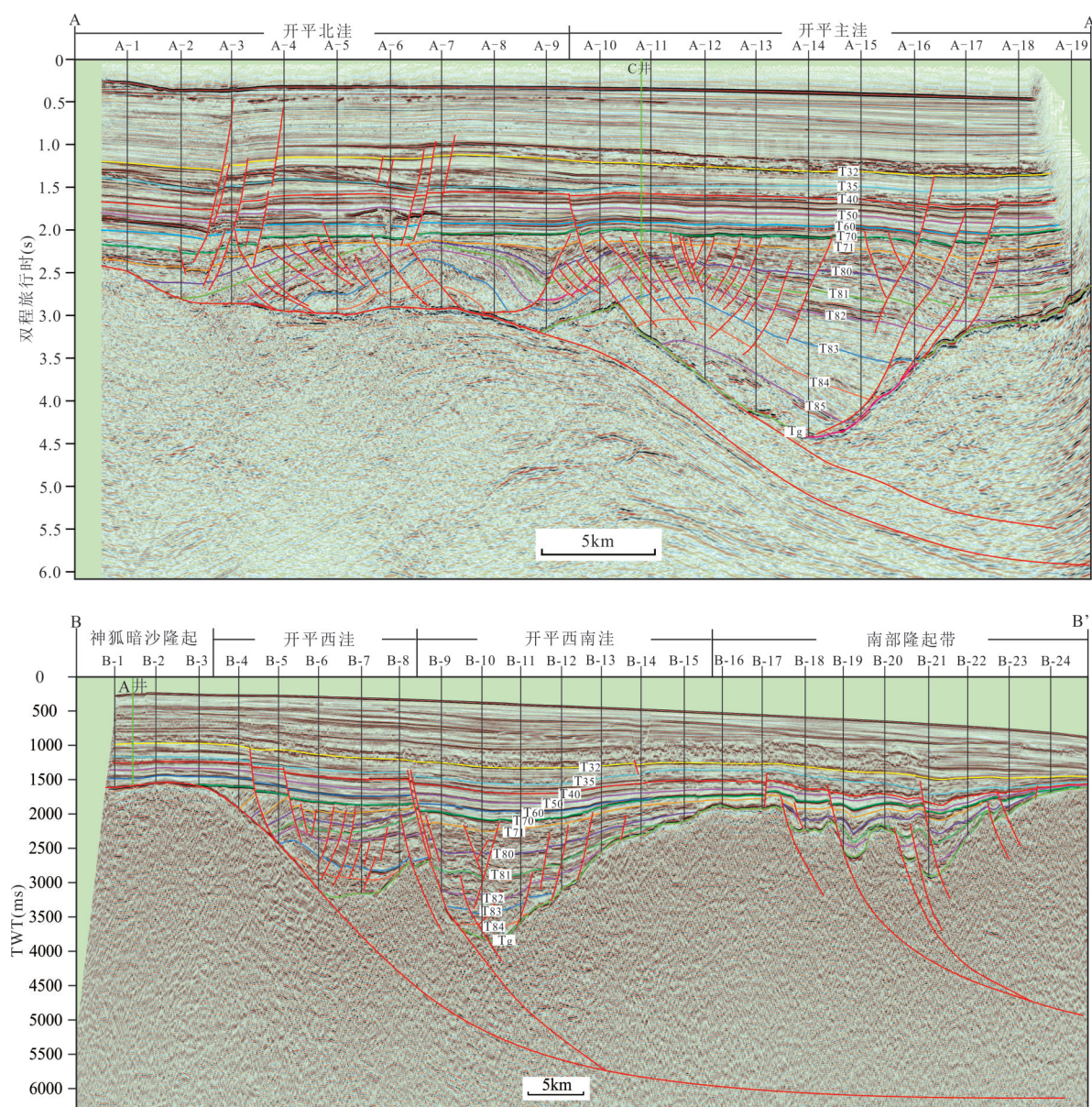


图4 开平凹陷地震地质解释剖面(剖面位置见图1b)

Fig. 4 Seismic and geological interpretation profiles of Kaiping Sag (profile location is shown in Fig. 1b)

对A—A'剖面每隔2.5 km抽取一道的层位信息生成虚拟井数据,形成19个虚拟井,由北到南对虚拟井编号为A-1—A-19(图4a),其中A-1井—A-9井位于开平北洼,A-10井—A-19井位于开平主洼。对B—B'剖面每隔约3 km抽取一道的层位信息生成虚拟井数据,形成24个虚拟井,由西北到东南对虚拟井编号为B-1—B-24(图4b),其中B-1井—B-3井位于神狐暗沙隆起,B-4井—B-8井位于开平西洼,B-9井—B-15井位于开平西南洼,B-16井—B-24井位于南部隆起带。层位信息共包括T32、T35、T40、T50、T60、T70、T71、T80、T81、T82、T83、T84、

T85和T<sub>g</sub>等14个界面的数据(图2,图4)。

需要说明的是,由于两条剖面均是时间剖面,而计算构造沉降量需要地层现今的真实埋深,因此结合研究区4口钻井的VSP数据及中海石油(中国)有限公司深圳分公司提供的深度资料,对虚拟井的时间深度数据进行时深转换得到各个虚拟井系列层位的真实深度数据。依据前文所述研究思路及各参数取值,利用Basinmod软件计算了这两条剖面各个虚拟井的构造沉降量,并绘制了构造沉降曲线(图5—图7)。表2以开平主洼A-14井为例,列举了沉降量计算的主要参数。

表2 开平主洼A-14井构造沉降量计算主要参数表(据文献[14,34—37],有修改)

Table 2 Main parameters for the calculation of tectonic subsidence of Well A-14 in Kaiping main sub-sag (cited from reference [14,34—37], modified)

地层			底界年龄/ Ma	地震 界面	现今厚度/ m	初始 孔隙度	压实系数/ (1·km <sup>-1</sup> )	沉积地层密度/ (g·cm <sup>-3</sup> )	相对海平面 变化/m	古水深/ m
组	段	亚段								
粤海组—琼海组			10.4	T32	950	0.578	0.471	2.610	-65	200
韩江组	上段		13.8	T35	272	0.552	0.432	2.614	-95	195
	下段		16.3	T40	174	0.552	0.431	2.616	-60	185
珠江组	上段		17.5	T50	300	0.537	0.408	2.618	-70	170
	下段		23.8	T60	206	0.534	0.403	2.619	-180	150
珠海组			30.0	T70	230	0.521	0.382	2.623		50
恩平组	上段		33.6	T71	240	0.518	0.376	2.624		12
	下段		39.0	T80	442	0.519	0.379	2.622		7
文昌组	上段	上	40.4	T81	536	0.514	0.372	2.624		5
		中	42.4	T82	640	0.523	0.385	2.623		8
		下	43.9	T83	768	0.526	0.389	2.623		5
	下段	上	45.8	T84	816	0.524	0.385	2.624		5
		中	47.3	T85	1056	0.540	0.412	2.618		5
		下	49.0	T <sub>g</sub>	1052	0.552	0.431	2.616		8

### 3.2 构造沉降史分析

从A—A'剖面构造沉降史曲线(图5)可以看出:开平凹陷不同次级构造单元的构造沉降量差异较大;同一个洼陷不同构造位置的构造沉降量也具有较大差异,其中,斜坡和隆起区构造沉降量相对较小,洼陷中心构造沉降量相对较大;49~30 Ma期间构造沉降量较高,30 Ma至今整体构造沉降量较小。具体来看,主洼最大构造沉降量约为3.5 km,最小仅为2.1 km;北洼最大构造沉降量约为2.4 km,最小为1.8 km(图5)。不同虚拟井的地层存在差异,故沉降曲线起始的时间也有差别:主洼发育文昌组下段的下亚段(T<sub>g</sub>—T<sub>85</sub>),最早约49 Ma开始沉降;北洼沉降时间略晚于主洼。由于断陷期存在构造反转现象,

故主洼有小范围的剥蚀作用,而北洼在恩平组沉积期剥蚀作用相对较强<sup>[25]</sup>。

从B—B'剖面构造沉降史曲线(图6)可以看出:开平凹陷西南洼构造沉降量普遍大于西洼,最大构造沉降量可达3 km,西洼最大构造沉降量约为2.4 km;神狐暗沙隆起开始沉降最晚,构造沉降量整体最低,最大构造沉降量不到1.5 km。同一个洼陷存在洼陷中央部位和斜坡部位构造沉降差异巨大的现象,如开平西南洼最大差异值超过1.3 km(图6)。

由于裂后期(30 Ma至今)地层相对稳定,因此裂后期的构造沉降量差异性较小(图7)。不同构造单元构造沉降量的巨大差异主要体现在裂陷期,不同洼陷的沉积中心被构造高部位强烈分割造成了强烈的分块性和差异性。值得注意的是,两条剖面



几乎所有的构造沉降曲线均在 17.5 Ma 出现一个拐点(图 5, 图 6), 反映沉降速率稍有增大。有学者认为 17.5 Ma 对应于南海扩张逐渐停止, 标志着新构造运动开始发生<sup>[16]</sup>。

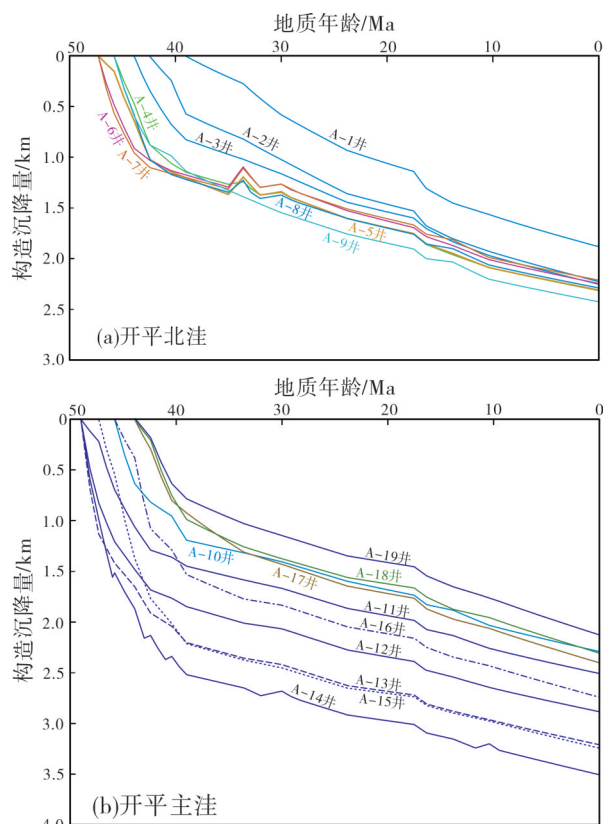


图 5 开平凹陷 A—A' 剖面虚拟井构造沉降曲线

Fig. 5 Tectonic subsidence curves of virtual wells of profile A—A' in Kaiping Sag

构造沉降速率可以反映盆地在不同时期构造活动性的强弱。在构造沉降曲线的基础上进一步计算了开平凹陷主洼、北洼、西洼和西南洼在不同构造变革期的构造沉降速率, 以此为基础深化对开平凹陷构造演化过程的认识。

对 A—A' 剖面 and B—B' 剖面所穿过主要洼陷的部分虚拟井进行了不同时期构造沉降速率的计算, 并统计了构造沉降速率分布(图 8)。结果显示: ①文昌组沉积期(49~39 Ma)是开平凹陷的主要沉降期, 构造沉降速率较高, 普遍超过 150 m/Ma。北洼最大沉降速率超过 150 m/Ma; 主洼由于强烈的伸展变形和沉降作用, 最大沉降速率接近 250 m/Ma; 西洼最大沉降速率超过 150 m/Ma, 和北洼相当; 西南洼最大沉降速率超过 200 m/Ma。②恩平组沉积期(39~30 Ma), 断裂活动有所减弱, 构造沉降速率明显减小,

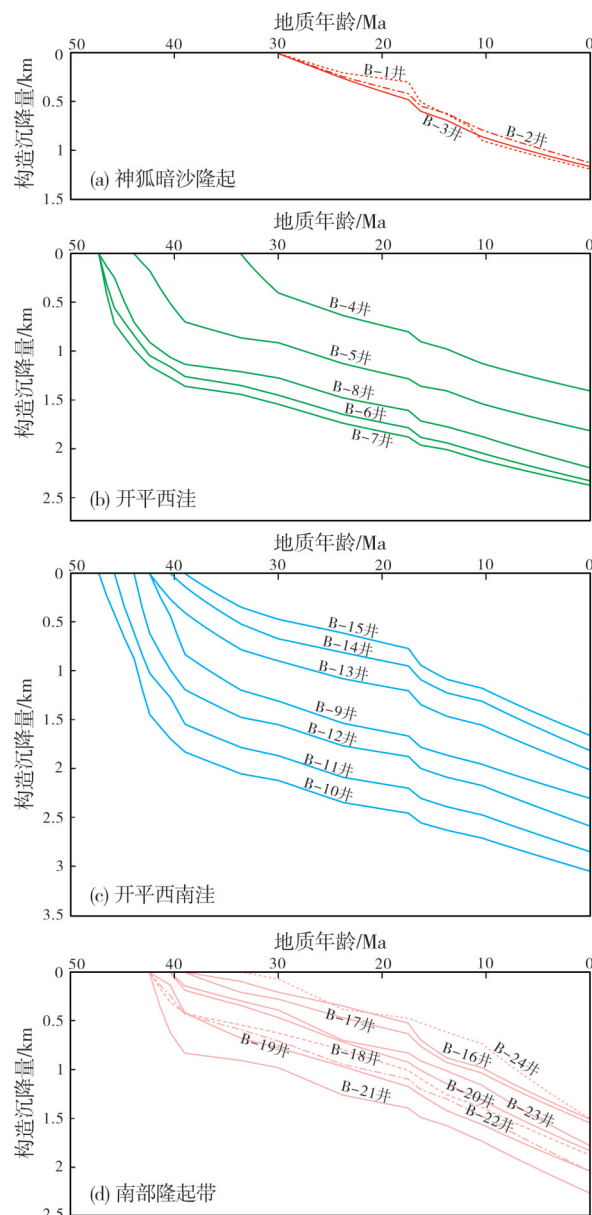


图 6 开平凹陷 B—B' 剖面虚拟井构造沉降曲线

Fig. 6 Tectonic subsidence curves of virtual wells of profile B—B' in Kaiping Sag

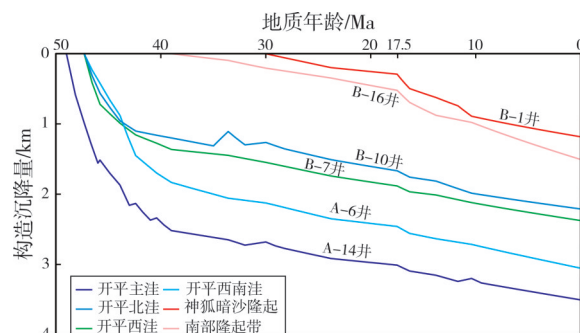


图 7 开平凹陷不同构造单元典型井构造沉降曲线

Fig. 7 Tectonic subsidence curves of typical wells at different tectonic units in Kaiping Sag

沉降速率普遍小于50 m/Ma。③30~17.5 Ma是南海扩张期,构造活动虽然逐渐减弱,但这一时期盆地仍进一步沉降。④17.5 Ma至今是珠江口盆地深水区新构造运动阶段,构造活动速率有所增大。如图8所示,17.5 Ma至今构造沉降速率虽普遍小于50 m/Ma,但普遍大于30~17.5 Ma期间的沉降速率。

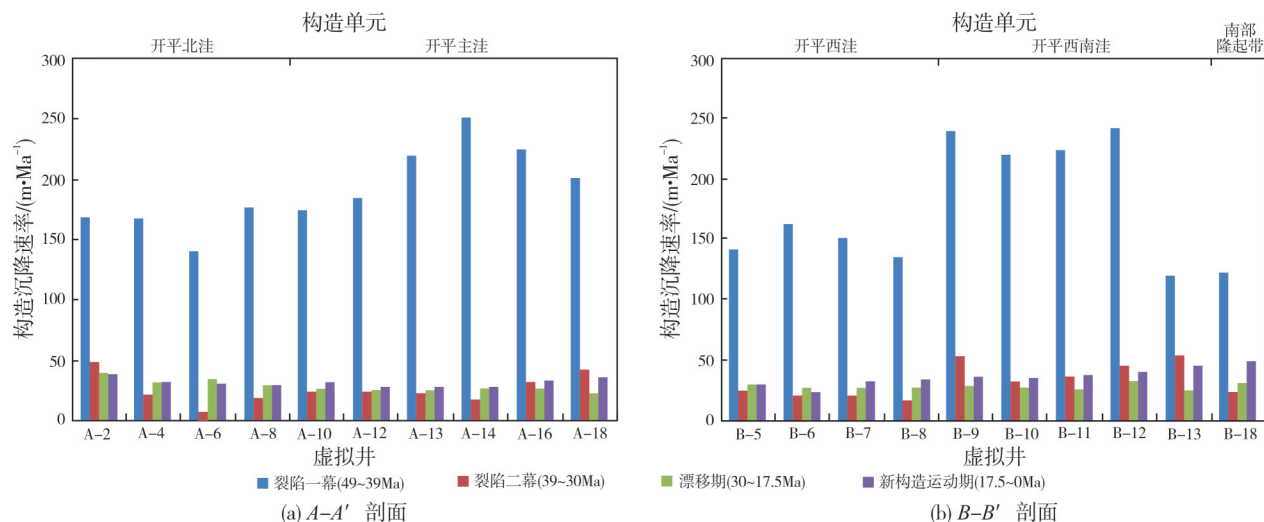


图8 开平凹陷新生代构造沉降速率直方图

Fig. 8 Histogram of Cenozoic tectonic subsidence rate in Kaiping Sag

## 4 构造沉降史主控因素

### 4.1 区域构造运动

开平凹陷在新生代经历了多期构造运动(图2),不同期次的构造运动所造成的构造沉降量存在较大差异(图8)。

始新世珠江运动掀起了开平凹陷构造演化的序幕。始新世早期受珠江运动一幕北西—南东向伸展作用的影响,开平凹陷发育一系列北东—南西向断层,形成了较大的沉降空间,充填了文昌组湖泊相沉积<sup>[38]</sup>。珠江运动一幕活动剧烈,造成文昌组沉积期构造沉降量大、沉降速率高,对总的构造沉降贡献最大。始新世晚期珠江运动二幕持续裂陷,在相对分隔的文昌组断陷基础上接受了恩平组沉积。恩平组沉积期控洼断层虽然继续活动,但活动强度不及文昌组沉积期,构造沉降作用减弱,形成了“厚文昌、薄恩平”的基本格局。恩平组沉积末期,受南海运动影响,开平凹陷的裂陷活动进一步减弱;在南海持续扩张作用的影响下,开平凹陷在渐新世—早中新世以区域性热沉降为主,沉降作用较弱。

早中新世末(17.5 Ma),伴随着南海扩张逐渐停止,开平凹陷的构造体制发生改变,构造沉降作用稍有增强。地震剖面显示T50界面上下地层为整合接触,且界面上下地层地震反射特征相近(图4),可

见17.5 Ma开平凹陷未发生大规模的抬升剥蚀作用,仍以区域性沉降作用为主。

晚中新世受东沙运动(10.4 Ma)影响,珠江口盆地发生构造升降、沉积物剥蚀和NWW向张性断裂活动以及角度不整合等作用<sup>[42]</sup>,主要对盆地东部区域如东沙隆起的隆升影响较大,而对西部深水区影响相对较小<sup>[19]</sup>。开平凹陷的地震剖面显示T32界面为强波阻抗界面(图4),在全区易于识别追踪。构造沉降恢复结果表明,10.4 Ma以来构造沉降作用未出现明显增强的特征(图5—图7),反映东沙运动对开平凹陷的构造沉降作用影响较小。

需要说明的是,对于17.5 Ma以来开平凹陷的构造体制,作者采用了文献<sup>[16]</sup>的提法:基于白云凹陷构造沉降史研究发现,17.5 Ma凹陷沉降速率明显增大,故把南海扩张停止之后,17.5 Ma以来的构造运动定义为新构造运动。关于新构造运动的理解目前还未形成统一认识,前人往往把东沙运动等同于新构造运动<sup>[38-41]</sup>,也有学者将13.8 Ma<sup>[42]</sup>、5.33 Ma<sup>[43, 44]</sup>、5.33 Ma和0.46 Ma两期作为新构造运动开始的时间<sup>[45]</sup>,本文不作深入讨论。

### 4.2 拆离断层活动

开平凹陷的形成与演化主要受控于北缘大型伸展拆离断层<sup>[15, 24, 37]</sup>。拆离断层的分段活动和构造



活动迁移性是不同洼陷在断陷期差异性活动的主要原因<sup>[15,24]</sup>。平面上拆离断层可分为西南段、中段和东北段等3段<sup>[15]</sup>,在裂陷期分别控制不同洼陷的构造沉降作用。开平凹陷不同次级构造单元的构造沉降特征差异较大,主要体现在裂陷期,特别是文昌组沉积期。裂后期由于拆离断层停止活动,凹陷以区域性热沉降为主,不同洼陷之间的差异性相对较小。此外,拆离断层的上覆断块不断向东南大规模运动,洼陷内地层发生逆时针旋转<sup>[46]</sup>,造成了同一洼陷内不同构造位置构造沉降量的较大差异,其中,洼陷中心构造沉降量最大,向缓坡或陡坡区域构造沉降量减小,差异可达1 km以上(图5—图7)。

## 5 结 论

(1) 珠江口盆地开平凹陷新生代构造演化经历了裂陷期、裂后热沉降期两个阶段。

(2) 对开平凹陷两条典型地震剖面上43个虚拟井的构造沉降史恢复表明:开平凹陷裂陷期(49~30 Ma)构造沉降量较大,不同洼陷构造沉降差异性较大;裂后期(30 Ma至今)构造沉降量相对较小,各洼陷构造沉降差异性较小。开平凹陷文昌组沉积期(裂陷一幕,49~39 Ma)为最大构造沉降期,恩平组沉积期(裂陷二幕,39~30 Ma)构造沉降速率显著减小,漂移期(30~17.5 Ma)和新构造运动期(17.5 Ma之后)构造沉降量均出现了不同程度的增大。

(3) 差异性沉降是开平凹陷及邻区的一个基本特征。多期次的区域构造运动和拆离断层分段性、差异性活动是造成差异性沉降的主要因素。

致谢:在资料收集和研究工作过程中得到了中海石油深圳分公司研究院的大力协助,在此表示感谢!

## 参 考 文 献

- [1] MCKENZIE D. Some remarks on the development of sedimentary basins[J]. *Earth and planetary science letters*, 1978, 40(1): 25–32.
- [2] ROYDEN L, KEEN C E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves[J]. *Earth and planetary science letters*, 1980, 51(2): 343–361.
- [3] SCLATER J G, CHRISTIE P A F. Continental stretching: an explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin[J]. *Journal of geophysical research*, 1980, 85: 3711–3739.
- [4] WERNICKE B. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogeny[J]. *Nature*, 1981, 291: 645–648.
- [5] 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[J]. *Geological Society London Special Publications*, 1991, 56(1): 41–60.
- [6] 李向东, 陈刚, 李玖勇, 等. 沉降史分析方法及研究现状[J]. *石油天然气学报*, 2010, 32(5): 199–203.
- [7] 谢辉, 周蒂, 陈广浩, 等. 盆地沉降史回剥分析的不确定性及其参数影响[J]. *热带海洋学报*, 2014, 33(5): 50–59.
- [8] 陈发景, 汪新文, 陈昭年, 等. 伸展断陷盆地分析[M]. 北京: 地质出版社, 2004.
- [9] ALLEN P A, ALLEN J R. *Basin Analysis: principles and applications*[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 2005.
- [10] 刘明辉, 梅廉夫, 杨亚娟, 等. 珠江口盆地惠州凹陷北部裂陷期与拗陷期沉降作用时空差异及主控因素[J]. *地球科学与环境学报*, 2015, 37(2): 31–43.
- [11] 高金尉. 南海北部大陆边缘洋陆过渡带构造研究[D]. 青岛: 中国科学院研究生院(海洋研究所), 2015.
- [12] 周蒂, 王平, 放青. 珠江口盆地东部定量生物地层划分对比及沉降历史分析[J]. *地质科学*, 1993, 28(3): 211–220.
- [13] 董冬冬. 南海北部陆缘深水构造演化及其资源效应[D]. 青岛: 中国科学院研究生院(海洋研究所), 2008.
- [14] 廖杰, 周蒂, 赵中贤, 等. 珠江口盆地白云凹陷裂后异常沉降的数值模拟[J]. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41(4): 504–517.
- [15] 赵中贤, 孙珍, 谢辉, 等. 白云深水区新生代沉降及岩石圈伸展变形[J]. *地球物理学报*, 2011, 54(12): 3336–3343.
- [16] CHEN Lin. Stretching factor estimation for the long-duration and multi-stage continental extensional tectonics: application to the Baiyun Sag in the northern margin of the South China Sea[J]. *Tectonophysics*, 2014, 611(1): 167–180.
- [17] 张孟然, 姜正龙. 珠江口盆地白云凹陷沉降特征分析[J]. *山东科技大学学报(自然科学版)*, 2016, 35(1): 36–43.
- [18] 王聪, 梅廉夫, 陈汉林, 等. 珠江口盆地惠州凹陷裂后沉降特征及成因分析[J]. *中南大学学报(自然科学版)*, 2016, 47(3): 807–818.
- [19] 马明, 漆家福, 张远泽, 等. 珠江口盆地新生代沉降特征及其影响因素分析[J]. *中国地质*, 2019, 46(2): 57–77.
- [20] 高红芳, 杜德莉, 钟广见. 珠江口盆地沉降史定量模拟和分析[J]. *南海地质研究*, 2006(1): 11–20.
- [21] 解习农, 任建业, 王振峰, 等. 南海大陆边缘盆地构造演化差异性及其与南海扩张耦合关系[J]. *地学前缘*, 2015, 22(1): 77–87.
- [22] XIE Xinong, MULLER R D, LI Sitian, et al. Origin of anomalous subsidence along the northern South China Sea margin and its relationship to dynamic topography[J]. *Marine and petroleum geology*, 2006, 23(7): 745–765.
- [23] 张志业, 何登发, 李智, 等. 珠江口盆地开平凹陷边界断层三维几何学与运动学[J]. *地球物理学报*, 2018, 61(10): 414–425.
- [24] 聂国权, 何登发, 李小盼, 等. 珠江口盆地开平凹陷构造—地层层序与盆地演化[J]. *地质科学*, 2020, 55(1): 145–162.
- [25] 庞雄, 陈隽, 戴一丁, 等. 珠江口盆地白云西—开平凹陷油气聚集及勘探目标研究[J]. *中国海上油气(地质)*, 1995, 9

- (4):237-245.
- [26] 戴一丁, 庞雄, 李平鲁. 珠江口盆地开平凹陷油气聚集条件分析[J]. 中国海上油气(地质), 1998, 12(1):12-18.
- [27] 谢泰俊, 潘祖荫. 南海北部大陆边缘陆坡区含油气远景[J]. 中国石油勘探, 1997, 2(2):24-30.
- [28] 陈汉宗, 吴湘杰, 周蒂, 等. 珠江口盆地中新世代主要断裂特征和动力背景分析[J]. 热带海洋学报, 2005, 24(2):52-61.
- [29] 陆克政, 朱筱敏, 漆家福, 等. 含油气盆地分析[M]. 东营: 中国石油大学出版社, 2001:285-315.
- [30] 吴宝珍. 南海北部珠江口盆地的岩石圈强度分析[D]. 广州: 中国科学院研究生院(南海海洋研究所), 2013.
- [31] 唐晓音, 黄少鹏, 张功成, 等. 南海北部陆缘珠江口盆地岩石圈热结构[J]. 地球物理学报, 2018, 61(9):3749-3759.
- [32] DING Weiwei, LI Jiabiao, LI Jun, et al. Morphotectonics and evolutionary controls on the Pearl River Canyon system, South China Sea[J]. Marine geophysical research, 2013, 34(3): 221-238.
- [33] FRANKE D. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: comparison of magma-poor and volcanic rifted margins[J]. Marine and petroleum geology, 2013, 43: 63-87.
- [34] 毛云华, 赵中贤, 孙珍. 珠江口盆地西部陆缘伸展-减薄机制[J]. 地球科学, 2020, 45(5):1622-1635.
- [35] 庞雄, 陈长民, 吴梦霜, 等. 珠江深水扇系统沉积和周边重要地质事件[J]. 地球科学进展, 2006, 21(8):793-799.
- [36] SUN Zhen, ZHONG Zhihong, ZHOU Di, et al. Dynamics analysis of the Baiyun Sag in the Pearl River Mouth Basin, north of the South China Sea[J]. Acta geologica sinica, 2008, 82(1):73-83.
- [37] 秦国权. 珠江口盆地新生代晚期层序地层划分和海平面变化[J]. 中国海上油气(地质), 2002, 16(1):1-11.
- [38] 杨海长, 陈莹, 纪沫, 等. 珠江口盆地深水构造演化差异性与油气勘探意义[J]. 中国石油勘探, 2017, 22(6):59-68.
- [39] 李平鲁. 珠江口盆地新生代构造运动[J]. 中国海上油气(地质), 1993, 7(6):11-17.
- [40] 施和生, 何敏, 张丽丽, 等. 珠江口盆地(东部)油气地质特征、成藏规律及下一步勘探策略[J]. 中国海上油气, 2014, 26(3):11-22.
- [41] 米立军, 张向涛, 庞雄, 等. 珠江口盆地形成机制与油气地质[J]. 石油学报, 2019, 40(增刊1):1-10.
- [42] 何敏, 朱伟林, 吴哲, 等. 珠江口盆地新构造运动特征与油气成藏[J]. 中国海上油气, 2019, 31(5):9-20.
- [43] 赵淑娟, 吴时国, 施和生, 等. 南海北部东沙运动的构造特征及动力学机制探讨[J]. 地球物理学进展, 2012, 27(3):1008-1019.
- [44] WU Shiguo, GAO Jinwei, ZHAO Shujuan, et al. Post-rift uplift and focused fluid flow in the passive margin of northern South China Sea[J]. Tectonophysics, 2014(4): 27-39.
- [45] LÜDMANN T, WONG H K, WANG Pinxian. Plio-Quaternary sedimentation processes and neotectonics of the northern continental margin of the South China Sea[J]. Marine geology, 2001, 172(3): 331-358.
- [46] 何登发. “下削上超”地层不整合的基本类型与地质意义[J]. 石油勘探与开发, 2018, 45(6):77-88.

编辑:董庸

## Tectonic subsidence and its main controlling factors of Kaiping Sag in Pearl River Mouth Basin

NIE Guoquan, HE Dengfa, LI Xiaopan, ZHANG Zhiye, HE Min

**Abstract:** In order to study the characteristics of tectonic subsidence and its main controlling factors of Kaiping Sag in Pearl River Mouth Basin, based on the latest interpretation results of two seismic sections, 43 virtual wells were selected on the two seismic sections to calculate the tectonic subsidence and conduct a comprehensive analysis. The results show that: (1) The tectonic subsidence of Kaiping Sag is large at the rifting stage (49~30 Ma), and the tectonic subsidence of each sag is quite different. The tectonic subsidence is relatively small at the post-rifting stage (30 Ma to present), and the differences of tectonic subsidence in each sub-sag are small. (2) The first episode of the rift stage (deposition period of Wenchang Formation, 49~39 Ma) was the period of maximum tectonic subsidence. The tectonic subsidence rate decreases significantly in the second episode of the rift stage(deposition period of Enping formation, 39~30 Ma). The tectonic subsidence increases in varying degrees in the drift period (30~17.5 Ma) and Neotectonic Movement period (after 17.5 Ma). (3) Differential subsidence is a basic feature of Kaiping sag, and the multi-stage tectonic movement and segmented and differential activities of detachment fault are the major factors of differential subsidence in Kaiping Sag.

**Key words:** tectonic subsidence; difference; main controlling factors; Kaiping Sag; Pearl River Mouth Basin

**NIE Guoquan**, First author: MSc, Research Assistant, mainly engaged in basin analysis and karst reservoir geology. Add: Institute of Karst Geology, CAGS, No. 50 Qixing Rd., Guilin, Guangxi 541004, China