

琼东南盆地古近纪基底断裂的活动特征分析*

李亚敏^{1,2}, 施小斌¹, 徐辉龙¹, 刘兵³

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, 广东 广州 510301;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 3. 中海石油(中国)有限公司湛江分公司, 广东 湛江 524057

摘要: 为优化油气盆地内断裂活动强度的研究方法, 分析了断层生长指数、断层落差和断层活动速率等定量研究断裂活动强度的常用参数, 提出了根据断裂两侧的构造沉降差异计算断裂的垂直断距和垂直活动速率的新方法。然后应用这种方法研究琼东南盆地古近纪基底断裂的活动特征。研究表明, 琼东南盆地古近纪基底断裂的活动分为3个阶段: 第一阶段(40—36MaBP), 琼东南盆地东部NE向断裂发生强烈活动, 垂直断距800m左右, 垂直活动速率约 $200\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; 第二阶段(36—30MaBP), 盆地东部NE向断裂活动减弱, 盆地西部E-W向断裂开始活动, 两者垂直断距约400—800m, 垂直活动速率70— $130\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; 第三阶段(30—21MaBP), 盆地内部断裂活动再次增强, 垂直断距700—1800m, 垂直活动速率80— $200\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, 而边界断裂活动较弱, 垂直断距约500m, 垂直活动速率不足 $60\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。

关键词: 断裂活动强度; 构造沉降; 断层垂直活动速率; 断层垂直断距; 琼东南盆地

中图分类号: P736.1 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2011)06-0074-10

Analysis on the characteristics of Paleogene basement faults' activity in Qiongdongnan Basin

LI Ya-min^{1,2}, SHI Xiao-bin¹, XU Hui-long¹, LIU Bing³

1. CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, CAS, Guangzhou 510301, China;

2. Graduate University of CAS, Beijing 100049, China;

3. The Zhanjiang Branch Company of China National offshore Oil (China) Corporation Limited, Zhanjiang 524057, China

Abstract: To optimize a research method to be used for fault activity intensity in petroleum basins, this study analyzed commonly used parameters to study fault activity intensity, including fault growth index, fault throw, and the rate of fault activity. Then, the new approach was used to calculate the fault throw and the vertical rate of fault activity by the differential tectonic subsidence on both sides of the fault. The characteristics of the Paleogene basement faults' activity in the Qiongdongnan Basin were studied using the new approach. The results show that the activity of the Paleogene basement faults in the Qiongdongnan Basin can be divided into three phases. In the first phase (from 40 to 36MaBP), the NE trending faults in the eastern Qiongdongnan Basin were strongly active with the fault throw of 800 m and the vertical rate of $200\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$. In the second phase (from 36 to 30MaBP), the activity of the faults' trenching in the NE of the eastern Qiongdongnan Basin became weaker, while the faults' trending in the NW of the western Qiongdongnan Basin became active. The activity intensity of the two different trending faults is similar with the fault throw ranging from 400–800m and the vertical rate from 70 to $130\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$. In the third phase (from 30 to 21MaBP), interior faults of the Qiongdongnan Basin acted more strongly again with the fault throw from 700–1800 m and the vertical rate from 80 to $200\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, while the boundary faults acted more weakly with the fault throw of 500m and the vertical rate lower than $60\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$.

Key words: fault activity intensity; tectonic subsidence; vertical rate of fault activity; fault throw; Qiongdongnan Basin

收稿日期: 2010-02-09; 修订日期: 2010-03-26。卢冰编辑

基金项目: 国家自然科学基金项目(40676041); 国家重点基础研究发展计划项目(2007CB41170104、2007 CB41170401)

作者简介: 李亚敏(1979—), 女, 安徽省萧县人, 博士研究生, 主要从事盆地分析。 E-mail: liyamin05@scsio.ac.cn

*本文在写作过程中得到中科院广州地球化学研究所何家雄研究员的热情帮助, 谨表示衷心感谢。

断裂活动不仅控制断陷盆地的构造格局和凹陷的沉积发育史, 而且影响绝大多数构造圈闭的形成与发展, 同时, 断裂也是油气运聚成藏的重要输导系统^[1-3], 因此断裂发育演化对局部构造圈闭形成的控制作用是决定沉积盆地油气的生成、运聚和富集成藏特征的重要因素。深入分析断裂的发育活动史对盆地内油气资源的勘探以及区域构造应力场演化的认识等均具有重要意义。

琼东南盆地是南海北部陆缘重要的含油气沉积盆地, 复杂的区域动力背景造成盆地内断裂的多样性。前人定量研究琼东南盆地断裂活动强度时主要根据断裂两盘的对应沉积层沉积厚度差异进行分析, 下降盘与上升盘对应沉积层的厚度差除以所用沉积时间表示断层垂直活动的速率^[4-6]。考虑到断裂两盘相应沉积层的沉积厚度不仅受断裂活动影响, 还与盆地沉降、沉积速率、沉积压实等有关, 忽视这些因素而直接用现今沉积层厚度差异衡量断裂活动强度可能存在误差。前人也用回剥法计算构造沉降^[7],

此方法需要逐层回剥沉积负载影响并需要进行古水深校正、海平面校正、均衡调整等较多的过程。位置邻近而沉降背景相同的断裂两盘, 其构造沉降量的差异归因于断裂活动, 因此通过断裂两侧的构造沉降差异衡量断裂活动强度更合理。本文利用断裂两侧的构造沉降差异定量分析琼东南盆地古近纪断裂活动强度。

1 区域地质背景

琼东南盆地位于海南岛与西沙地块之间, 往东经过西沙海槽与南海西北次海盆相通, 往西以 1 号断裂与莺歌海盆地相接, 北侧以 5 号断裂与海南隆起分界, 南侧以 11 号断裂与西沙、中沙隆起分隔(图 1), 是在前新生代基底上发育起来的北东向新生代陆缘拉张含油气盆地^[4-5, 8]。孙珍等^[9]通过物理模拟方法验证了琼东南盆地受控于 NE 向的基底断裂, 在 SSE 向伸展应力下发育, 并且受到西侧相接的 NW 向莺歌海盆地的明显改造。盆地具有典型裂谷

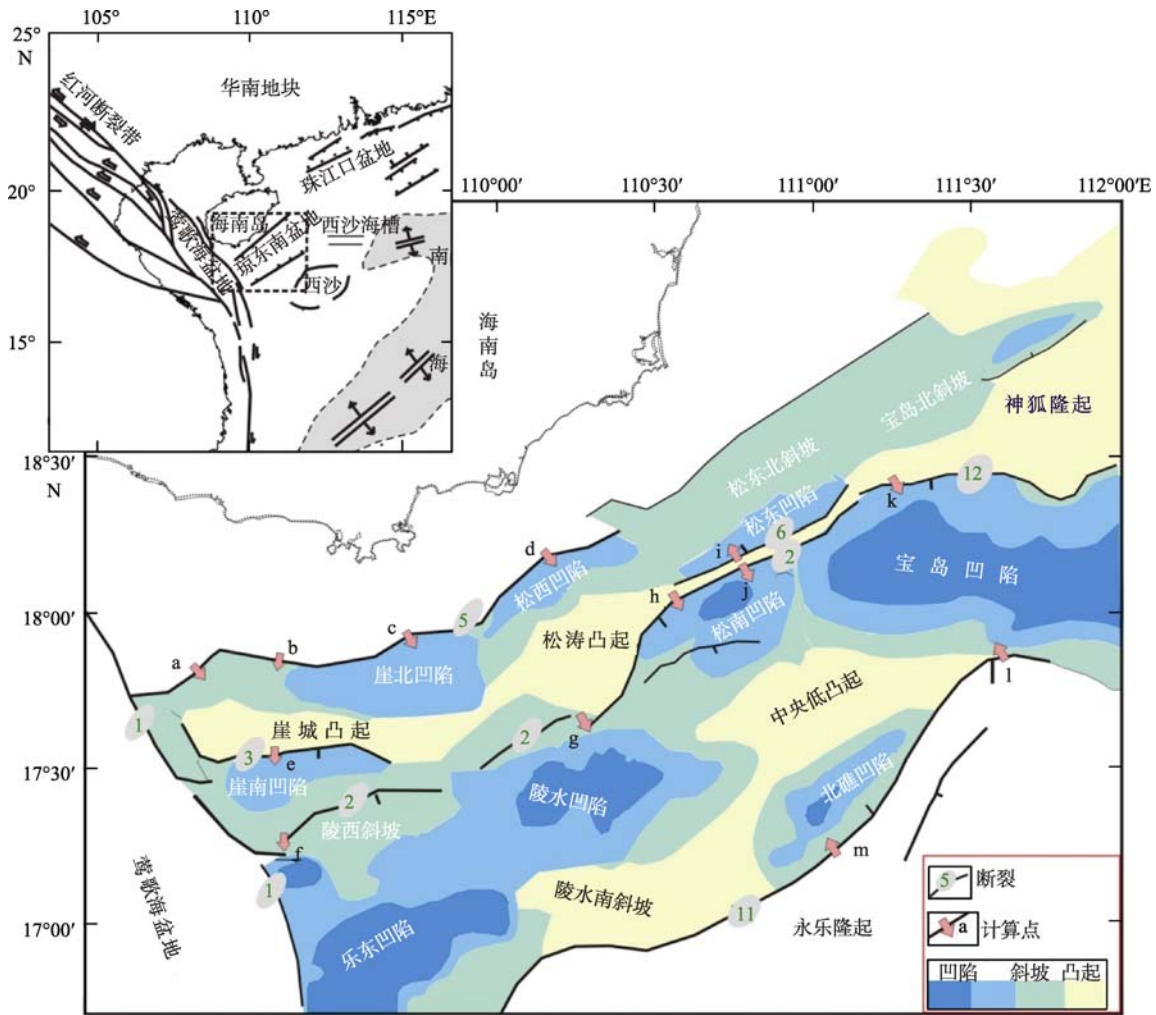


图 1 琼东南盆地构造区划简图
Fig. 1 Location of tectonic units of the Qiongdongnan Basin

盆地的双层结构, 深部下构造层为古近系始新统及渐新统, 属断陷及断坳期的湖相和海陆过渡相含煤系沉积及半封闭海相沉积, 沉积展布规模及厚度主要受控于多凸多凹的构造格局及断裂系统。古近系顶界面(T_{60} , 21MaBP)为裂后不整合面, 上覆的浅部构造层为新近系及第四系, 基本为整体向南倾斜的海相坳陷沉积, 是一套较厚的海相地层^[10-13]。

琼东南盆地主要发育 NE 向、E-W 向和 NW 向等三组对沉积充填具有控制作用的基底断裂^[4-5, 8, 14]。其中 NE 走向的基底断裂主要发育在盆地东部, 由北向南包括 5、6、2、12、11 号断裂等。E-W 走向的基底断裂主要发育在盆地西北部, 包括 5、3、2 号断裂等。NW 走向的断裂主要发育在莺琼盆地交界处(如 1 号断裂)和盆地中部的陵水区。这些断裂控制了盆地的边界、走向和构造分带性, 使得琼东南盆地具有“南北分带、东西分块”的特征^[4]。南北分带特征是指琼东南盆地由北部凹陷带、崖城-松涛凸起带、中央凹陷带、中央凸起带(北礁凸起)和南部凹陷带等在内的 NE 向、NEE 向凹陷和凸起构成了“三坳二隆”的条带状构造格局^[5]; 东西分块特征是指盆地在东部和西部具有不同的断裂走向和构造控制。

2 断裂活动强度定量分析方法

2.1 常用断裂活动强度参数分析

目前定量研究断裂活动强度的参数主要有断层生长指数、断层活动速率、断层落差等。

Thorsen^[15]提出用断层生长指数(Growth Index, 缩写为 GI)研究同生断层, 将 GI 定义成断层两侧同一地层单元的下降盘厚度 H_d 与上升盘厚度 H_u 的比值(图 2a)。GI=1 时断裂不活动, GI>1 时断裂活动, 且 GI 越大断裂活动越强。现在人们逐渐认识到用断层生长指数衡量断层活动强度需要满足沉积的及时性和补偿性、不存在大的沉积间断, 地层对比的可靠性和地层保持的完整性等多种限制条件^[16-18]。例如当断裂上升盘或者下降盘出现沉积间断时, 所计算的 GI 就可能为无穷大或者 0, 显然不能用来衡量断裂活动性。另外, 断层两盘的沉积厚度受盆地沉降幅度的影响很大, 从而断层生长指数也受盆地沉降影响。例如当断裂活动强度一定时, 如果盆地沉降幅度很大造成了巨厚沉积, 计算的 GI 往往会弱化断层活动强度, 反之, 如果盆地沉降幅度很小导致沉积很薄, 计算的 GI 则可能放大断层实际的活动强度^[19]。

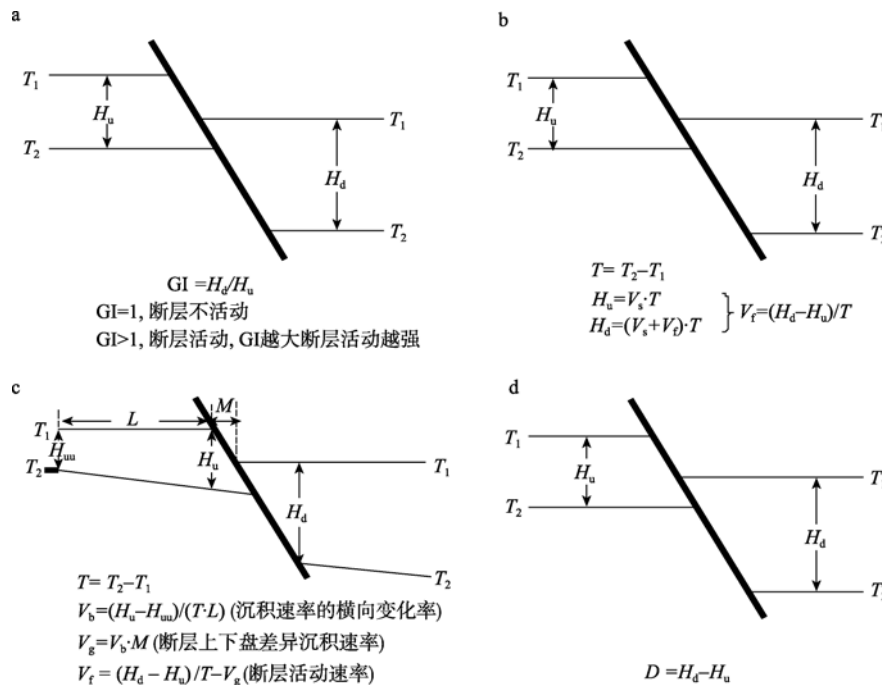


图 2 衡量同生断层活动强度的常用参数

a. 断层生长指数; b. 断层活动速率^[20]; c. 断层活动速率^[21]; d. 断层落差。 T_1 和 T_2 分别为沉积层的顶、底界面年代; T 为 T_1 和 T_2 的年代差; H_u 和 H_d 分别为断层上升盘和下降盘的沉积层厚度; V_f 为断层活动速率; V_s 为沉积速率; H_{um} 为在断裂上升盘一侧与 H_u 测量点之间距离为 L 处的相应沉积层厚度; V_b 是沉积速率的横向变化率; M 为断裂两盘之间的水平错距; V_g 为断裂两盘之间的差异沉积速率

Fig. 2 Main methods of calculating fault activity intensity. (a) fault growth index; (b) the rate of fault activity^[20]; (c) the rate of fault activity^[21]; (d) fault throw

赵孟为^[20]提出 GI 除了与断层活动速率 V_f 有关以外, 还与沉积速率 V_s (只受盆地沉降因素控制, 与断层活动无关, 下同) 有关, 而在 V_s 能确定的情况下 V_f 可以直接通过断层上下两盘的对应沉积层厚度之差除以相应沉积时间得到(图 2b), 从而认定 GI 没有实用价值, 提出直接用断层活动速率 V_f 分析断层活动强度。赵孟为^[20]的断层活动速率 V_f 要求沉积补偿并且沉积速率横向均匀, 牟中海^[21]考虑 V_s 的横向变化, 对之进行了改进, 见图 2c。

断层落差是指在垂直于断层走向的剖面上, 断层两盘相当层之间的铅直距离。赵勇等^[18]提出用断层落差衡量断裂活动强度, 将某地质历史时期的断层落差定义为断层古落差, 用该时期断裂两盘沉积层的厚度差表示(图 2d)。

用断层落差和断裂活动速率衡量断裂活动各有侧重, 前者侧重某个时期内的落差总量, 但不能体现时间轴上的强弱变化^[19]; 后者侧重造成相应落差的速率快慢, 突出了时间轴上的强弱变化, 但没有某个时期内断裂活动总量的概念, 所以可以将两者结合起来研究断裂活动强度。但是前人用断层落差或者断裂活动速率衡量断裂活动强度时都需要用到两盘的沉积厚度, 需要满足沉积的补偿性。另外, 以往使用断层两盘地层厚度时较少考虑沉积压实因素, 在沉积巨厚压实影响较大情况下, 不考虑沉积压实对沉积厚度的影响会导致所计算的断层落差和断裂活动速率存在较大误差。

2.2 断裂活动强度定量分析方法

经过上述分析, 我们认为剥除上覆沉积负载并进行古水深校正、海平面校正、均衡调整等过程之后的断裂两侧的构造沉降差异可以更好的衡量断裂的活动强度。剥除沉积负载及均衡调整使得沉积方面的限制条件和影响(例如沉降补偿性、沉积速率均

匀性及沉积压实等)都被消除或压制, 古水深和海平面的校正可以减低不同时期载水差异带来的误差。因此本文用某时期断裂两侧的构造沉降差异代表该时期断裂活动的垂直断距, 用单位时间内形成的构造沉降差异代表该时期断裂垂直活动平均速率, 这样计算的垂直断距和垂直活动速率更能代表断裂的实际活动强度。

下面我们以 6 号断裂在 i 位置处的活动强度分析为例, 详细解释通过断裂两侧的构造沉降差异衡量断裂活动强度的步骤。

2.2.1 选取适当的计算点和断裂两侧单井位置 (图 1、图 3a)

6 号断裂位于盆地东部, 呈 NE 向展布。在笔者收集到的地震剖面中, 选择与 6 号断裂垂直相交并且相交位置附近较好地保存了 6 号断裂活动迹象的一条剖面, 取相交的 i 位置为计算点, 并沿剖面走向在断裂两侧各取一个模拟井。上升盘一侧的模拟井 (1#) 选择靠近断裂且地层未被断裂模糊化的位置即可, 下降盘一侧的模拟井 (2#) 尽量选择靠近断裂但又能体现断裂活动最大强度的凹陷处。

2.2.2 计算单井构造沉降史(图 3b)

分别对 1#和 2#整理各沉积层的地层信息和环境信息, 包括地层年代、岩性比和现今厚度、古水深、古海平面等, 并计算单井构造沉降史。假设艾利均衡, t 时刻载水构造沉降 Y_t 可以由下式^[7]获得:

$$Y_t = Y \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} - \Delta_{SL} \left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d \quad (1)$$

式中 Y 为 t 时刻沉积层厚度, 单位为 m; ρ_s 是沉积层平均密度, 单位为 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$; ρ_m 和 ρ_w 分别为地幔和水层密度, 单位为 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$; W_d 为古水深, 单位为 m, 本区在 T60 之前沉积环境多为湖相和滨浅海相, 水较

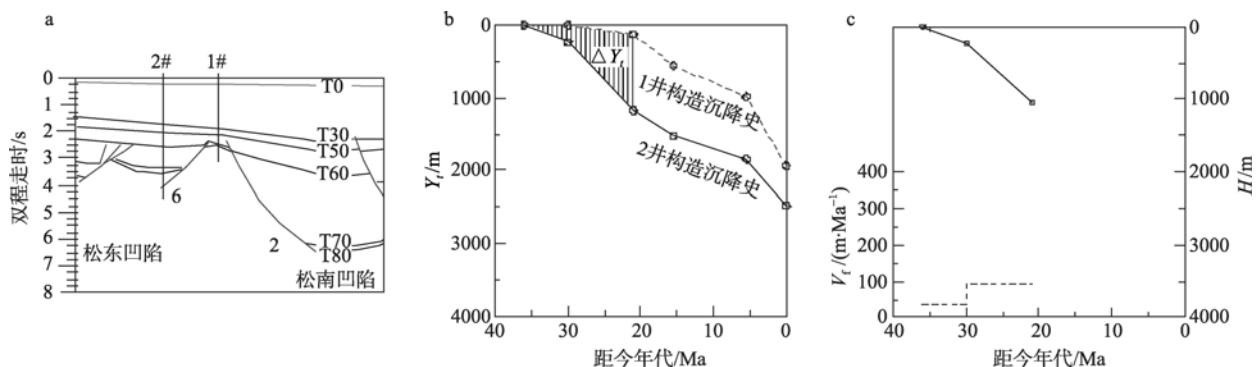


图 3 构造沉降法计算 6 号断层活动强度

a. 断裂剖面示意图; b. 断裂两侧单井构造沉降史; c. 断裂活动强度。实线: 垂直断距; 虚线: 垂直活动速率

Fig. 3 Calculating activity intensity of No.6 fault with tectonic subsidence. (a) a section sketch map of a fault; (b) tectonic subsidence history of the two wells located at two sides of the fault; (c) fault activity intensity. Solid line: fault throw; dashed line: vertical rate

浅, 古水深估计不会引起明显的构造沉降误差。 Δ_{SL} 为海平面变化, 单位为 m, 本文采用 Haq 等^[22]的二级变化曲线计算。 t 时刻的沉积层厚度 Y 是移去 t 时刻之后沉积的地层, 并对剩余地层进行解压实的结果。解压实中孔隙度随深度按下式变化^[23-24]:

$$\varphi(z) = \varphi_0 \exp(-cz) \quad (2)$$

式中 φ_0 为地表孔隙度, c 为压实系数, 单位为 km^{-1} ; z 为深度, 单位为 km。

2.2.3 计算断裂活动强度

用断裂下降盘单井(2#)的构造沉降量 Y_{t2} 减去同一时期断裂上升盘单井(1#)的构造沉降量 Y_{t1} 得到的差值 ΔY_t 代表该处断裂活动的垂直断距 H , 单位时间内垂直断距 H 的变化量等于断裂垂直活动的速率 V_f (图 3c), 即:

$$H = Y_{t2} - Y_{t1} = \Delta Y_t \quad (3)$$

$$V_f = \Delta H / \Delta T \quad (4)$$

式中, ΔH 是断裂垂直活动断距 H 的变化量; ΔT 是发生 ΔH 所使用的时间。

图 3c 表明在图 1 的 i 位置处 6 号断裂从 36MaBP

开始活动, 但活动高峰期在 30—21MaBP 期间。36—30MaBP 期间断裂垂直活动断距 H 仅 230m 左右, V_f 约 $38\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; 30—21MaBP 期间断裂活动增强, H 大约 820m, V_f 约 $91\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。

3 琼东南盆地基底断裂活动特征分析

考虑琼东南盆地以 1 号断裂为代表的 NW 向断裂带有明显的走滑性质, 不适用上述方法定量研究断裂活动强度。本文根据所收集的地震剖面分布位置与凹陷发育等情况, 在 NE 向和 E-W 向的两组基底断裂上选择了 13 处典型断裂位置, 分别以 a、b、c、……进行编号(图 1)。根据上述方法, 我们计算了这 13 处位置的断裂垂直活动强度, 并对各主要断裂的活动特征进行了分析。

3.1 主要断裂活动特征

3.1.1 5 号断裂

5 号断裂是琼东南盆地的北部边界断裂(图 1), 断裂在西段为近 E-W 向, 往东转变为 NE 向。由图 4 可知 5 号断裂活动强度随时间逐渐减弱, 在空间

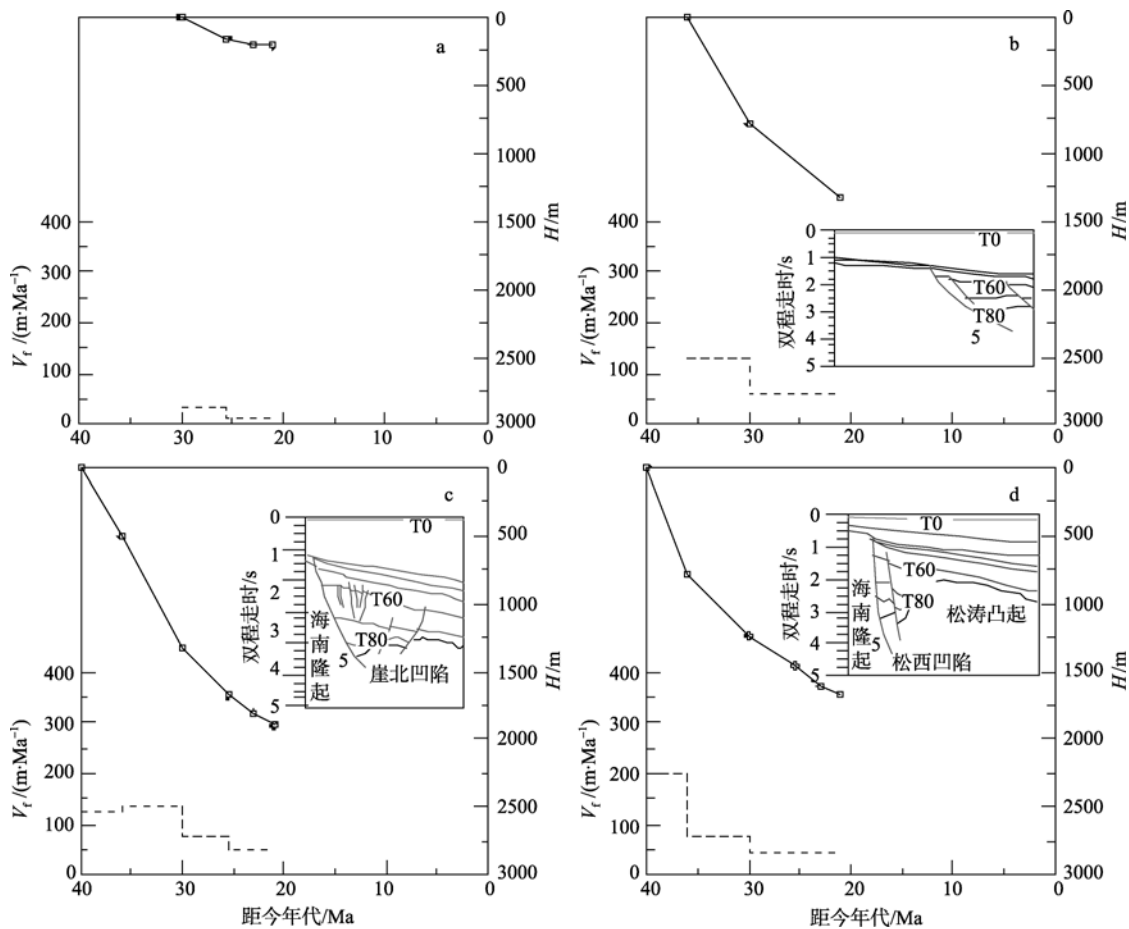


图 4 5 号断裂在 a、b、c 和 d 位置处的断裂活动强度

实线: 垂直断距; 虚线: 垂直活动速率。4 个分图 a、b、c、d 分别对应图 1 中的 a、b、c、d 等 4 个位置

Fig. 4 Activity intensity at representative positions of a, b, c, and d along No.5 fault. Solid line: fault throw; dashed line: vertical rate

上有从东部向西部(从 d 到 b、c 位置)迁移趋势。40—36MaBP 期间, 东部 d 位置处断裂活动最强, H 接近 800m, V_f 约 $200\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。c 位置断裂活动略次于 d 位置处, V_f 约 $127\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。a、b 位置处断裂尚未开始活动; 36—30MaBP 期间, 断裂活动略向西迁移, d 位置 V_f 减弱至 $75\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, 而 b、c 位置 V_f 都在 $130\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 左右; 30—21MaBP 期间, b、c 和 d 位置的断裂活动强度相比前期都有减弱, 并且三处的 V_f 值接近, 都在 $50\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 左右。此时 a 位置处断裂也以 $10—35\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 的速率开始活动。

3.1.2 3号断裂

3号断裂为盆地崖南凹陷北部边界, 断裂主体近 E-W 走向, 但在西端受 1 号断裂走滑影响而表现 NW 向。由图 5 知在 e 位置处 3 号断裂的活动高峰期是在 30—21MaBP。36—30MaBP 期间断裂垂直断距 H 大约 460m, 垂直活动速率 V_f 约 $77\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; 30—21MaBP 期间断裂活动明显增强, H 大约 1500m, V_f 约 $166\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。

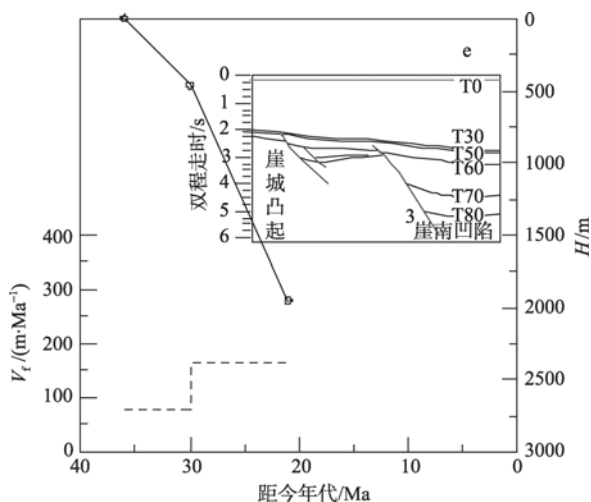


图 5 3号断裂在 e 位置处的断裂活动强度

实线: 垂直断距; 虚线: 垂直活动速率

Fig. 5 Activity intensity at position e of No.3 fault.

Solid line: fault throw; dashed line: vertical rate

3.1.3 6号断裂

6号断裂为松东凹陷南部边界, 与 2 号断裂东段相背展布。在方法部分已有叙述(图 3c), i 位置处 6 号断裂从 36MaBP 开始活动, 但活动高峰期在 30—21MaBP 期间。36—30MaBP 期间断裂垂直活动断距 H 仅 230m 左右, V_f 约 $38\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; 30—21MaBP 期间断裂活动增强, H 大约 820m, V_f 约 $91\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。与相邻的断裂相比较, 6 号断裂的活动在 36—30MaBP 期间弱于 5 号断裂, 在 30—21MaBP 期间强于 5 号断裂; 在整个活动期间都弱于 2 号断裂, 也弱于西

部 3 号断裂。

3.1.4 2号断裂

2号断裂位于盆地中部偏北, 从东到西几乎纵贯整个琼东南盆地, 但多处被 NW 向断裂错断。对 f、g、h、j 等 4 处位置进行断裂活动强度计算, 发现 2 号断裂在整个活动期间都表现强烈活动(图 6)。40—36MaBP 期间, 2 号断裂东西两端的 f 位置和 h 位置处都出现较强活动。其中西端的 f 位置处断裂活动更强, H 高达 1500m 左右, V_f 约 $373\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; 东段的 h 位置处相对弱些, 但 H 也达到 820m 左右, V_f 约 $204\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。36—30MaBP 期间, f 和 h 位置处断裂活动都出现明显减弱。其中 f 位置处 V_f 由前期的 $373\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 降至 $95\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, h 位置处 V_f 由 $204\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 降至 $85\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 左右。东端的 j 位置处在此期间出现断裂活动, V_f 大约 $45\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。30—21MaBP 期间, 东段 h、j 位置处的断裂活动明显强于中、西段。西端 f 位置处断裂活动持续减弱, V_f 再降至 $38\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。东段 h 位置处 V_f 依然保持 $85\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 左右; j 位置处断裂活动明显增强, V_f 增至 $230\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。

2号断裂在 g 位置处被盆地内部后期发育的 NW 向断裂错断, 发生了后期改造, 在图 6 中显示的 g 位置处显示的 H 和 V_f 变化都是受到改造后的结果, 无法反映 2 号断裂在该处的活动。

3.1.5 12号断裂

12号断裂位于神狐隆起与宝岛凹陷之间, 东接 2 号断裂东端, NEE 走向。图 7 表明 12 号断裂在 k 位置处的活动主要集中在始新统时期。40—36MaBP 期间, 断裂垂直断距 H 接近 890m, 垂直活动速率 V_f 约 $222\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。36—30MaBP 期间, V_f 仅 $11\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。30MaBP 之后, BD19-2 构造在构造脊两侧不同构造应力场作用下, 由于应力不均衡发生不同程度的走滑和扭动, 形成“似花状”构造和小型挤压背斜等^[25], 造成此处 12 号断裂活动被模糊化, 不再适合应用两盘构造沉降差异衡量 12 号基底断裂的活动强度。

3.1.6 11号断裂

11号断裂是琼东南盆地的南侧边界断裂, 与 5 和 2 号断裂的倾向相对。由图 8 知 11 号断裂活动强度是逐渐减弱的: 40—36MaBP 期间, 11 号断裂在中部(m 位置)已经出现强烈活动, H 约 714m, V_f 约 $178\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; 36—30MaBP 期间, m 位置处 H 大约 490m, V_f 约 $81\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, 而在东部 l 位置处 H 约 535m, V_f 约 $90\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; 30MaBP 之后, l、m 位置处 11 号断

裂活动速率基本都在 $50\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 以下。

3.2 总体断裂活动特征及时空展布特点

由上述各断裂活动特征可知，在古近纪裂陷期

间，各基底断裂的活动特征存在差异，同一断裂在不同位置也存在差异。整体来看，裂陷期间琼东南盆地内基底断裂活动可以分为 3 个阶段。

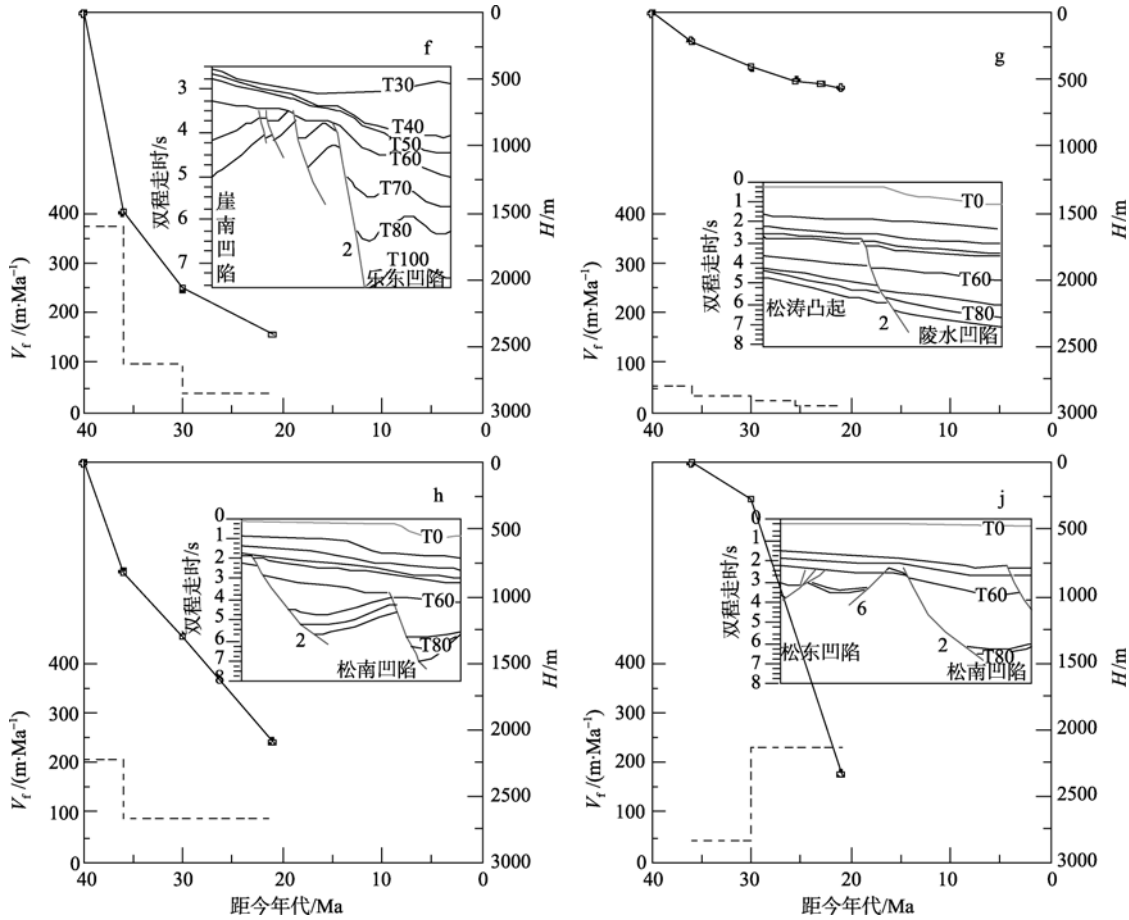


图 6 2 号断裂在 f、g、h 和 j 位置处的断裂活动强度

实线：垂直断距；虚线：垂直活动速率

Fig. 6 Activity intensity at positions of f, g, h, and j along No.2 fault. Solid line: fault throw; dashed line: vertical rate

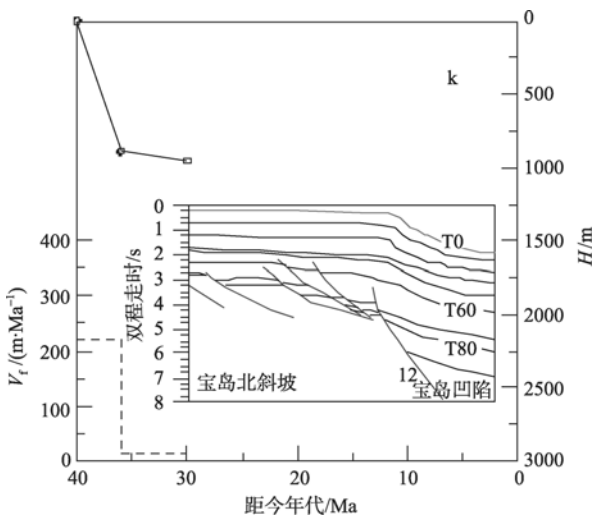


图 7 12 号断裂在 k 位置处的断裂活动强度

实线：垂直断距；虚线：垂直活动速率

Fig. 7 Activity intensity at position k of No.12 fault. Solid line: fault throw; dashed line: vertical rate

1) 40—36MaBP 期间首先是位于琼东南盆地东部的 NE 向断裂出现强烈断裂活动，西部局部位置也有强烈断裂(图 9a)。12 号断裂在 k 位置处垂直断距 H 约 890m，垂直活动速率 V_f 约 $222\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。2 号断裂在 h 位置处的 H 约 820m， V_f 约 $204\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。5 号断裂在 c、d 位置处的 H 分别为 507m、790m， V_f 分别为 $127\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 、 $197\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。11 号断裂在 m 位置处的 H 约 714m， V_f 约 $178\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。特殊之处在于 2 号断裂西端 f 位置处此时期的断裂垂直活动速率 V_f 高达 $373\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ ，这可能是受 1 号断裂的走滑影响。需要说明的是，琼东南盆地的起始裂陷时间并不能准确界定，这里参考龚再升等^[10]以 40MaBP 计，可能实际起始裂陷时间会早于 40MaBP，那么以 40MaBP 计算的早期断裂垂向活动速率偏大，但并不影响上述相对关系。

2) 36—30MaBP 期间, 盆地东部 NE 向基底断裂活动明显减弱, 盆地西部 E-W 向断裂此期开始出现弱活动, 并且东西部的断裂活动强度比较接近。在盆地西部, b、c 位置处的 5 号断裂 V_f 约 $130\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, f

位置处的 2 号断裂 V_f 约 $96\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, e 位置处的 3 号断裂 V_f 约 $77\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。在盆地东部, l、m 位置处的 11 号断裂和 h 位置处的 2 号断裂 V_f 在 $80\text{—}90\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 范围, d 位置处的 5 号断裂 V_f 约 $75\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。

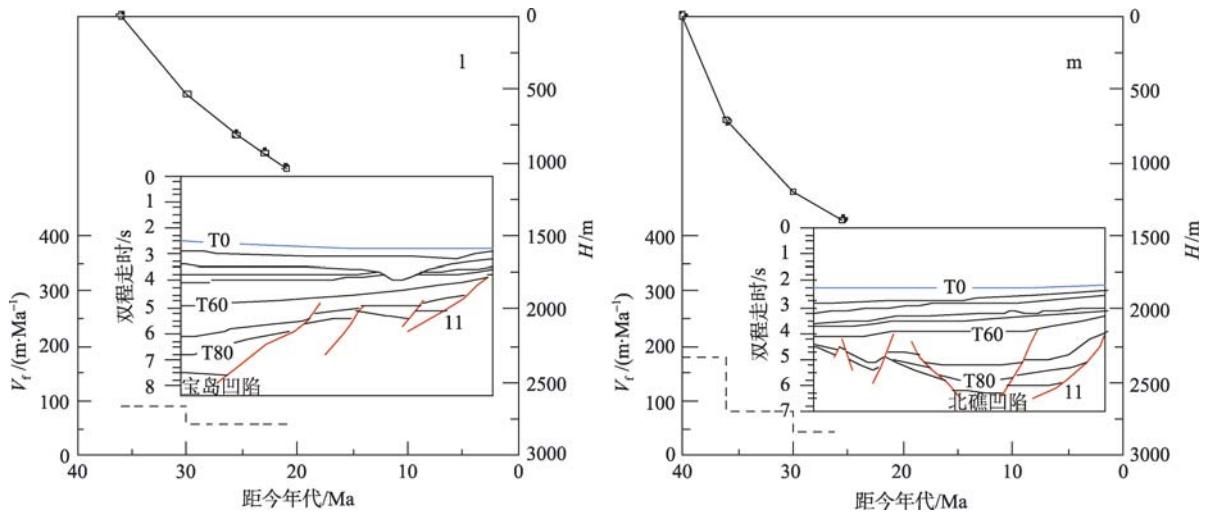


图 8 11 号断裂在 l、m 位置处的断裂活动强度

实线: 垂直断距; 虚线: 垂直活动速率

Fig. 8 Activity intensity at positions l and m of No.11 fault. Solid line: fault throw; dashed line: vertical rate

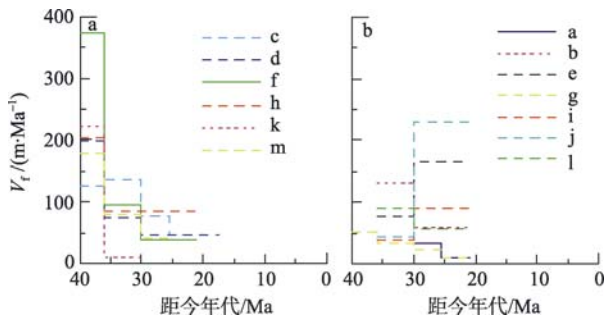


图 9 a—m 共 13 个计算点处的断裂垂直活动速率 V_f

各计算点位置见图 1。a. 始新世时已经出现强烈活动的计算点; b. 其他计算点

Fig. 9 Fault active vertical rate V_f at all thirteen positions from a to m (positions from a to m are the same as in Fig. 1). (a) V_f at positions that were intensive active in Eocene; (b) V_f at the other positions

3) 30—21MaBP 期间, 盆地出现又一次强烈断陷活动, 此期盆地内部的 2、3 和 6 号基底断裂活动较强, 而南北边界处的断裂如 5、11 号断裂活动较弱。2 号断裂东部断裂活动最强, 在 h、j 位置处 V_f 分别为 $85\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 、 $230\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, 3 号断裂在 e 位置处 V_f 约 $166\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。6 号断裂在 i 位置处 V_f 约 $91\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。而盆地南北边界的 5、11 号断裂上多处位置的 V_f 都在 $60\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 以下。

4 讨论

本文用断裂两盘构造沉降差异法计算了琼东南盆地 NE 向和 E-W 向两组主要基底断裂在古近纪时的断裂活动特征, 总体来说, 断裂活动可以分为 3 个阶段: 40—36MaBP 期间盆地东部 NE 向断裂首先发生强烈断陷, 控制了始新统沉积; 36—30MaBP 期间随 NE 向断裂活动的减弱, 盆地西部 E-W 向断裂开始活动; 30—21MaBP 期间, 盆地内部断裂出现相对强烈的活动, 边界断裂活动相对较弱。基底断裂的这种分阶段活动特征与前人研究结果^[26]基本一致。

但是对断裂活动强度的定量计算与前人^[4-6]结果相差较大。钟志洪^[4]等主要依据断裂两盘的对应沉积层厚度差异计算断裂活动强度, 用下降盘的沉积层厚度减去上升盘对应沉积层的厚度, 得到的两盘相应沉积层厚度差被看做断裂在此时期内活动的垂直断距, 单位时间内产生的垂直断距就成为断裂活动速率的衡量。以这种方式计算的 5 号断裂松西凹陷处(本文 d 位置附近)在 T100—T70 期间垂直活动速率为 $223\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$, 2 号断裂松南凹陷处(本文 h 位置附近)在 T70—T60 期间垂直活动速率为 $199\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。3 号断裂在 T100—T70 期间的活动速率

为 $185\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。可见以两盘对应层沉积厚度差异方法计算的断裂活动速率明显大于本文以断裂两盘构造沉降差异方法计算的结果。造成这种差异的原因之一可能就是构造沉降差异方法消除了海平面变化、古水深以及沉积负载等因素的影响。以沉积因素为例,在沉积物供应充足的情况下,相对于断层上升盘,沉积负载均衡过程对断层下降盘沉积空间的影响不可忽视,将沉积层厚度完全归功于断裂活动带来的沉积空间,显然会高估断裂活动强度。

琼东南盆地处于南海北部大陆边缘,东侧临近欧亚板块与太平洋板块汇聚地带,西侧又有印度板块向欧亚板块的碰撞,因此盆地的形成演化同时受到两侧不同性质的动力学背景影响。琼东南盆地东部 NE 向断裂在始新世的强烈活动与欧亚大陆东缘受太平洋板块汇聚速率大幅度减小而导致的反向伸展对应。而盆地西部 E-W 向断裂在渐新世期间的强烈活动与西侧莺歌海盆地的张扭过程有密切联系。晚渐新世之后琼东南盆地边界断裂活动减弱,而内部断裂相对强烈,表明周围构造动力背景对盆地发育的影响已经减弱,只是盆地内部结构调整。太平洋板块与欧亚板块之间的会聚速率在晚白垩世至始新世期间发生大幅度的降低,由晚白垩世的平均会聚速率 $130\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 减小至始新世的 $38\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,水平压应力的传递减小,引起欧亚大陆东缘自晚白垩世开始反向伸展,并在始新世时发生广泛伸展活动^[27-28],琼东南盆地正是在此伸展应力背景下于始新世期间发生 SSE 向的强烈张裂,形成 NE、NEE 走向的构造带。Lee 等^[29]根据汇聚速率曲线推断印度板块与欧亚板块在晚始新世进入正面碰撞阶段,随后印支挤出和红河断裂左旋走滑活动进入高峰期。但 Rangin 等^[30]和钟志洪等^[31]等对河内坳陷和莺歌海坳陷的研究表明红河断裂近海段的左旋挤出主要发生在始新世到早渐新世。NW 向莺歌海盆地的左旋张扭对 NE 向的琼东南盆地西侧具有明显的改造,形成了琼东南盆地西侧呈台阶式下掉的近 E-W 向断裂^[9]。进入晚渐新世之后,太平洋板块向欧亚板块的汇聚速率又开始增大,使得欧亚大陆东缘的伸展减弱,同时 1 号断裂的左旋走滑对莺歌海盆地过渡区的影

响变小,外围动力对琼东南盆地演化的影响减小。

5 结论与启示

琼东南盆地古近纪基底断裂的活动可以分成三个阶段:第一阶段(40—36MaBP),位于琼东南盆地东部的 NE 向断裂出现强烈断裂活动,垂直断距 800m 左右,垂直活动速率约 $200\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。但在靠近 1 号断裂的盆地西部,因为受到 1 号断裂的走滑影响也出现了局部的异常高速断裂活动。第二阶段(36—30MaBP),盆地东部的 NE 向断裂活动减弱,同时盆地西部 E-W 向断裂开始活动,并且两者强度接近,垂直断距约 400—800m,垂直活动速率 $70\text{—}130\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。第三阶段(30—21MaBP),盆地内部的 2、3 和 6 号等断裂活动较强(尤其 2 号断裂东段),垂直断距 700—1800m,垂直活动速率约 $80\text{—}200\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$,而边界断裂如 5、11 等断裂活动较弱,垂直断距约 500m,垂直活动速率不足 $60\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ 。

琼东南盆地古近纪基底断裂活动的这种阶段性,是南部北部陆缘的多幕式伸展的反映,有助于分析盆地所在区域动力背景特征。盆地东部 NE 向断裂的活动开始早且强度大,表明琼东南盆地的发育演化受东部伸展应力场的影响较大,而红河断裂走滑(印支地块挤出)主要是对靠近 1 号断裂带的盆地西部有影响,影响相对局限。

琼东南盆地古近纪基底断裂活动对盆地内的油气成藏具有重要意义。古近纪期间断裂活动造成了多种类型的断陷结构,在基底沉降幅度较大的沉降中心形成厚而连续的泥岩沉积,发育的烃源岩是现今生烃的主体源岩。由于进入新近纪以来盆地转入坳陷期,作为油气垂向运移重要通道的基底断裂没有上穿浅部层位,决定了油气向上运聚成藏的层位有限。琼东南盆地绝大部分局部构造及圈闭均发育于古近纪断陷期和断拗期沉积层序中,构造圈闭的基底形态和断陷层序的构造形态与古近纪断裂活动及断开运动方式密切相关。这些特征都对琼东南盆地油气勘探的目标区域和层位的确定具有启示性。

参考文献

- [1] 付广,付晓飞. 断裂输导系统及其组合对油气成藏的控制作用[J]. 世界地质, 2001, 20(4): 344-349.
- [2] 孙永河,吕延防,付广,等. 断裂输导体系输导天然气效率评价方法及其应用[J]. 天然气地球科学, 2006, 17(1): 73-77.
- [3] 李凤君,姜振学,付广,等. 裂谷盆地高效大中型油气田

- 形成的断裂输导条件[J]. 中国石油大学学报: 自然科学版, 2009, 33(1): 28-32.
- [4] 钟志洪. 南海北部莺琼盆地构造形成机制与油气聚集研究[D]. 南京: 南京大学地球科学系, 2000: 59-75.
- [5] 谢文彦, 孙珍, 张一伟, 等. 琼东南盆地断裂构造特征与成因机制分析[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2007, 27(1): 71-78.
- [6] 于俊峰, 段如泰. 琼东南盆地 2 号断裂东带发育特征及形成机理[J]. 大地构造与成矿学, 2008, 32(3): 293-299.
- [7] STECKLER M S, WATTS A B. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1978, 41(1): 1-13.
- [8] 李绪宣, 朱光辉. 琼东南盆地断裂系统及其油气输导特征[J]. 中国海上油气, 2005, 17(1): 1-7.
- [9] 孙珍, 周蒂, 钟志洪, 等. 莺-琼盆地基底控制断裂样式的模拟探讨[J]. 热带海洋学报, 2005, 24(2): 70-78.
- [10] 龚再升, 李思田, 谢泰俊, 等. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集[M]. 北京: 科学出版社, 1997: 1-178.
- [11] 周小鹰, 魏魁生. QDN 盆地层序地层及生储盖组合分析[J]. 石油与天然气地质, 2000, 21(3): 244-248.
- [12] 魏魁生, 崔旱云, 叶淑芬, 等. 琼东南盆地高精度层序地层学研究[J]. 地球科学, 2001, 26(1): 59-66.
- [13] 何家雄, 刘海龄, 姚永坚, 等. 南海北部边缘盆地油气地质及资源前景[M]. 北京: 石油出版社, 2008: 1-185.
- [14] 李绪宣, 钟志洪, 董伟良, 等. 琼东南盆地古近纪裂陷构造特征及其动力学机制[J]. 石油勘探与开发, 2006, 33(6): 713-721.
- [15] THORSEN C E. Age of growth faulting in southeast Louisiana [J]. Trans Gulf Coast Assoc Geol Soc, 1963, 13: 103-110.
- [16] 王燮培, 费琪, 张家骅. 石油勘探构造分析[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1992: 70-73.
- [17] 李勤英, 罗凤芝, 苗翠芝. 断层活动速率研究方法及应用探讨[J]. 断块油气田, 2000, 7(2): 15-17.
- [18] 赵勇, 戴俊生. 应用落差分析研究生长断层[J]. 石油勘探与开发, 2003, 30(3): 13-15.
- [19] 吴智平, 李伟, 郑德顺, 等. 沾化凹陷中、新生代断裂发育及其形成机制分析[J]. 高校地质学报, 2004, 10(3): 405-417.
- [20] 赵孟为. 断层生长指数探讨[J]. 石油实验地质, 1989, 11(3): 250-254.
- [21] 牟中海. 同生断层活动速率研究[J]. 新疆石油地质, 1991, 12(3): 212-217.
- [22] HAQ B U, HARDENBOL J, VAIL P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic[J]. Science, 1987, 235(4793): 1156-1167.
- [23] ATHY L F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks[J]. Bull Am Assoc Pet Geol 1930, 14: 1-24.
- [24] SCLATER J G, CHRISTIE P F. Continental stretching: an explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin[J]. J Geophys Res, 1980, 85: 3711-3739.
- [25] 陶维祥, 梁建设, 吕建军. 琼东南盆地 BD19-2 构造形成机理初步研究[J]. 中国海上油气(地质), 2000, 14(5): 315-319.
- [26] 姜振学, 陈章明, 张明学, 等. 琼东南盆地断层封闭性研究[J]. 中国海上油气(地质), 1998, 12(2): 91-96.
- [27] 郭令智, 钟志洪, 王良书, 等. 莺歌海盆地周边区域构造演化[J]. 高校地质学报, 2001, 7(1): 1-12.
- [28] NORTHROP C J, ROYDEN L H, BURCHLIEL B C. Motion of the Pacific plate relation to Eurasian and its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasian[J]. Geology, 1995, 23: 719-722.
- [29] LEE T, LAWVER L A. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia[J]. Tectonophysics, 1995, 251: 85-138.
- [30] RANGIN C, KLEIN M, ROQUES D, et al. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam [J]. Tectonophysics, 1995, 243: 209-222.
- [31] 钟志洪, 王良书, 夏斌, 等. 莺歌海盆地成因及其大地构造意义[J]. 地质学报, 2004, 78(3): 302-309.