

南海北部陆缘新生代地壳减薄特征 及其动力学意义

张云帆^{①②} 孙 珍^{①*} 周 蒂^① 郭兴伟^{①②} 施小斌^① 吴湘杰^③ 庞 雄^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, 广州 510301; ② 中国科学院研究生院, 北京 100047; ③ 中国海洋石油有限公司深圳分公司技术部, 广州 510240)

摘要 为了研究新生代以来南海北部地壳拉张减薄情况以及上下地壳在拉张过程中的贡献, 利用南海北部陆缘现今地壳厚度、新生代基底埋深和地表断层参数等地质和地球物理资料, 计算了地壳在新生代的拉张因子, 并绘制了拉张因子区域分布图; 沿珠江口盆地白云凹陷 1530 剖面, 计算了上地壳和下地壳的拉张因子分布曲线. 结果表明南海北部由陆向洋, 有地壳厚度逐渐减薄和拉张因子逐渐增大的趋势, 且地壳减薄与莫霍面上涌呈镜像关系. 拉张因子值介于 1.5~6 之间, 其中有 2 个强烈减薄中心, 分别为莺歌海盆地和珠江口盆地白云凹陷; 通过对白云凹陷 1530 剖面的研究发现下地壳拉张的贡献大于上地壳. 上地壳和下地壳的拉张因子的计算揭示了位于陆坡区的白云凹陷在变形前应该具有一个热减薄的初始地壳, 推测与白云凹陷变形前的演化历史和新生代的构造位置有关.

关键词 拉张因子 南海北部陆缘 上地壳 下地壳 初始热减薄地壳 白云凹陷

拉张因子是描述伸展型盆地地壳拉张程度的系数, 根据 McKenzie^[1]提出的经典理论, 岩石圈的纯剪变薄程度是用单位长度的伸展指数, 即拉张因子 β 来定量描述的, 它是计算盆地热沉降量, 以及研究盆地的构造演化等不可或缺的参数.

大陆边缘的研究是解决当今海洋地质问题的关键, 因此南海北部陆缘区正成为岩石圈结构与动力学研究的热点地区之一. 海洋石油地质勘探在南海大陆边缘已投入了大量的工作, 地质地球物理资料逐渐积累和丰富, 为本文的研究提供了基础. 在前人研究的基础上, 本文利用已有的计算方法, 收集数据对南海北部的新生代沉积基底埋深、莫霍面分布、剩余地壳厚度及拉张因子进行了整理和计算, 在此基

础上分析南海北部新生代变形情况.

1 区域地质概况

南海北部陆缘地处欧亚、太平洋和印度洋三大板块的结合处, 经历了多次地壳运动和多阶段的构造演化, 为减薄型地壳, 在此基础上广泛发育中生代、新生代盆地, 是中国重要的油气勘探开发远景区. 本文研究区域的范围是东经 106.7°~116.5°, 北纬 16°~20.5°. 自东向西分布着珠江口、琼东南、北部湾和莺歌海盆地(图 1), 其中前 3 个盆地为北东走向, 是与南海被动陆缘裂解相关的伸展型盆地^[2,3]; 莺歌海盆地为一北西走向的走滑拉分盆地^[4-6]. 由于拉张因子反映的是伸展型盆地地壳拉张减薄的情况, 因此

收稿日期: 2007-06-19; 接受日期: 2007-09-29

中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号: KZCX3-SW-234-3)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411704)和国家自然科学基金(批准号: 40406012, 40576027)资助

* 联系人, E-mail: zhensun@scsio.ac.cn

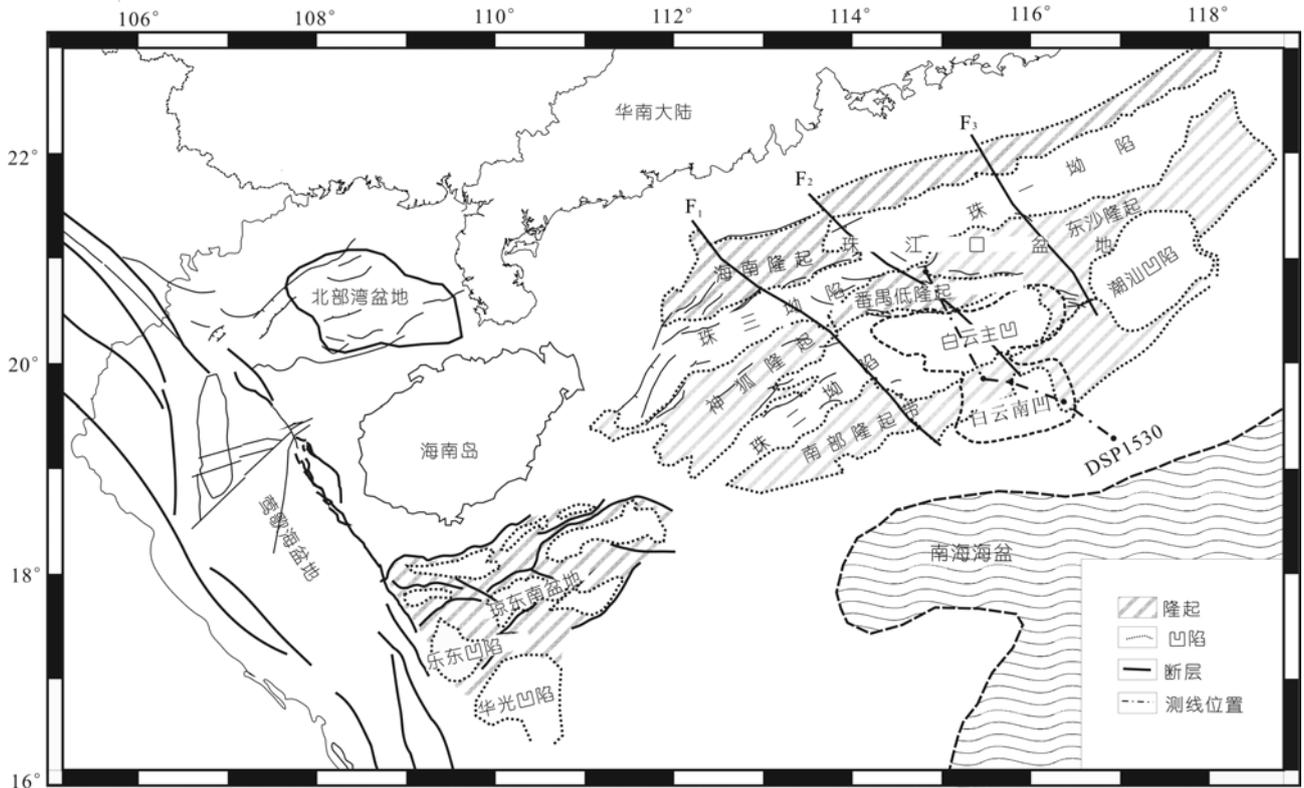


图 1 南海北部区域地质简图及白云凹陷 1530 测线位置图

我们虽然也作出了莺歌海盆地的拉张因子, 但拉张因子的值只能作为地壳减薄情况的一个参考, 而不作为强烈拉张的证据. 另外, 由于缺乏北部湾盆地的基底埋深数据, 因此这里对该盆地暂不作评价.

1.1 新生代沉积基底深度

根据新生代沉积情况, 我们可以首先绘制出南海北部陆缘新生代沉积基底深度等值分布图(图 2). 图中揭示了 3 个沉降中心, 与莺歌海、琼东南和珠江口盆地对应. 其中莺歌海盆地沉降量最大, 具南北两个中心, 基底埋藏最深处达 17 km, 等值线走向近北西, 与盆地的形态一致; 琼东南盆地基底等深线走向北东, 且西深东浅, 基底埋深 7~12 km; 珠江口盆地最显著的特征就是白云深凹的发育, 其中白云主凹基底埋深达 14 km 以上. 白云凹陷区域的数据精度高, 故等值线相对密集. 研究区域的东南部由于所获取的数据精度不够, 故等值线稀疏, 等值线走向可能不准确.

1.2 莫霍面深度分布

根据重力资料反演, 王万银^[7]得到了整个南海及

其邻区的莫霍面等深图, 本文采用了其在南海北部的部分(图 3), 区内莫霍面埋深由陆向洋逐渐变浅, 与基底埋深呈镜像关系. 总体上莫霍面深度由海南岛西部的 30 km 左右向东南变浅至 13 km. 研究区西部一个大的莫霍面隆起区位于莺歌海盆地中央, 地壳拉伸最薄处莫霍面上涌至 22 km, 向盆地边缘莫霍面逐渐变深至 26 km 左右. 琼东南盆地乐东洼陷莫霍面隆起最高至 22 km(大约东经 117°, 北纬 17°), 琼东南盆地莫霍面深度由北边最深的 28 km 逐步向南变浅至 22 km. 研究区中部(大约东经 112°, 北纬 17°50')出现一个莫霍面隆起区, 埋深约为 20 km, 等值线走向近东西, 对应西沙海槽; 在该隆起区以南, 莫霍面逐渐变深, 最南端莫霍面达到 26 km 深, 对应中西沙地块的位置. 珠江口盆地白云凹陷则处于莫霍面强烈隆起区上, 由北端的 25 km 过渡至南端的 18 km 左右, 从陆架到洋陆边界存在多个抬升陡坎. 由于这里采用的数据源为整个南海的莫霍面分布, 存在一定的误差, 所以本文借助深反射地震测得的莫霍面深度^[8]来大致检验一下这一误差. 首先在莫霍面分布图上计算了白云凹陷沿 1530 测线的莫霍面分布, 与长电缆深反射测得的 1530 测线莫霍面分布^[8]作了对比

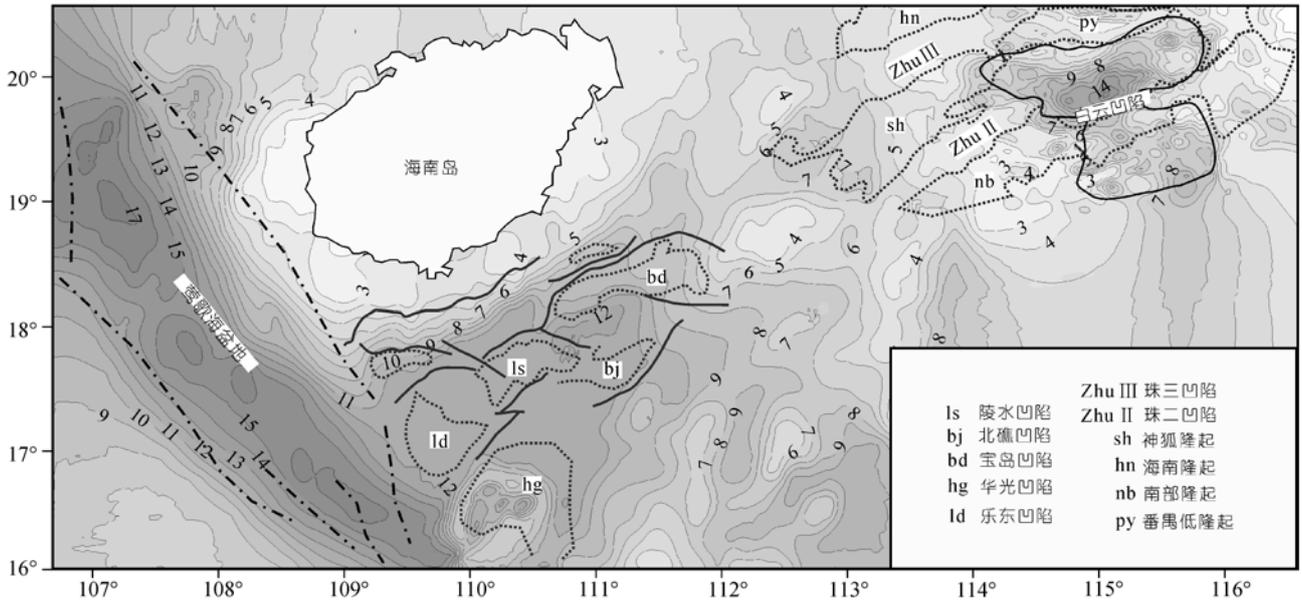


图 2 南海北部沉积基底埋深等值线图(单位: km)

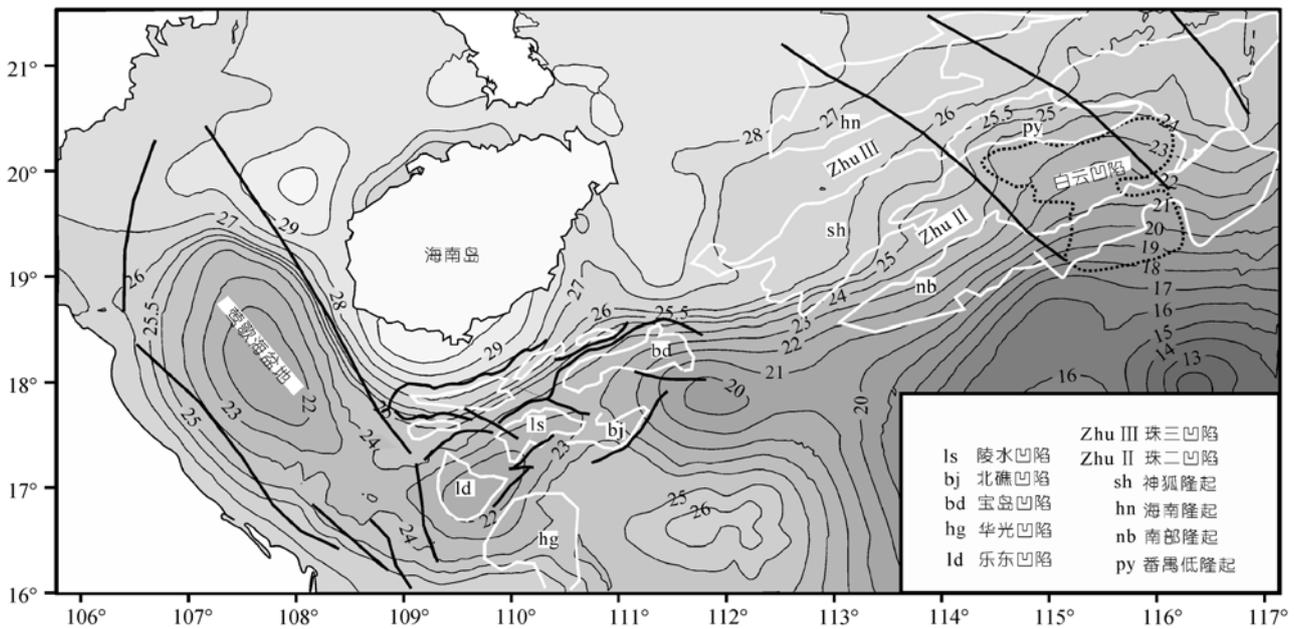


图 3 南海北部莫霍面等深图(单位: km)

(图 4), 图中两曲线不重合处最大误差不超过 3 km. 通常地质学家们认为平均地壳厚度约为 30~35 km, 上下波动也有 5 km, 莫霍面的误差在合理范围内, 具有一定的可信度.

1.3 南海北部剩余地壳厚度

用莫霍面深度减去沉积基底埋深, 即可求出剩余全地壳厚度 t_{wc} (wc: whole crust, 下同). 南海北部

陆缘区由陆架到陆坡再至中央海盆, 剩余地壳厚度由 24 km 递减至 12 km 以下(图 5), 总体上向东南逐渐变薄, 地壳厚度的逐渐减薄, 与莫霍面由北到南抬升趋势基本一致. 研究区内剩余地壳厚度呈阶梯状变化, 反映了地壳的减薄是不连续的. 在莺歌海盆地出现一个较薄的区域, 最薄的地区地壳厚度为 6 km, 推测与莺歌海盆地走滑伸展作用有关. 琼东南盆地的剩余地壳厚度, 由西南向东北方向增厚, 由 8~10 km

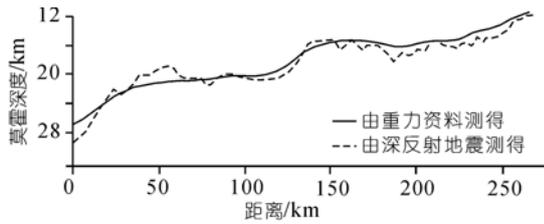


图 4 重力资料^[7]与深反射地震^[8]测得白云凹陷 1530 剖面莫霍面深度对比曲线

增加至 16 km, 与盆地的走向一致. 珠江口盆地的地壳位于由陆架向陆坡减薄的过渡带上, 地壳厚度向洋盆方向递减, 其中白云主凹的地壳厚度只有 12 km.

2 南海北部地壳拉张情况

根据公式 $\beta_{wc} = t_0/t_{wc}$ 求出全地壳拉张因子 β_{wc} 分布, 拉张因子越大, 地壳减薄程度越大. 在计算拉张因子的过程中初始地壳厚度的选取是一个关键问题. 姚伯初等^[9,10]在研究南海的三维地壳结构时发现从华南陆地进入南海北部陆架时, 地壳结构发生明显变化, 并利用地震层析资料计算出潮汕地区的地壳厚度为 30 km. 徐辉龙等^[11]认为滨海断裂带以北为华南正常地壳, 以南为减薄型地壳, 并且用速度结构测出华南陆区地壳厚度为 30 km. 而王万银^[7]根据重力资料测得华南陆地为 35 km 左右. 本文选择华南地块的地壳厚度作为南海北部陆缘拉张前的初始地壳厚度,

取 30~35 km 之间的平均值 32 km 作为初始地壳厚度 t_0 .

从研究区拉张因子分布等值线图上看(图 6), 南海北部拉张因子数值在 1.5~6 之间波动, 大部分地区为 2~3 不等. 区域分布图揭示了南海北部存在 2 个强烈减薄的地区. 其一为莺歌海盆地, 拉张因子等值线密集, 呈菱形分布, 与莺歌海盆地的形状基本一致. 盆地中央拉张因子最大为 6, 向两侧迅速减小, 边界断裂处拉张因子为 2 左右. 说明莺歌海盆地新生代以来经历了强烈的地壳减薄. 琼东南盆地拉张因子平均为 2.4, 自西南向东北减小, 最大值为 3. 另一个强烈减薄区域为珠江口盆地白云凹陷, 白云主凹的拉张因子最大为 4. 总体上, 南海北部北东走向盆地的全地壳拉张因子由海南岛南部的 1.5 增大到珠江口盆地东南方的 3.5, 由西北向东南变大, 反映了地壳由陆向洋减薄特征.

3 白云凹陷的地壳拉张情况分析

McKenzie^[11]首先提出了岩石圈瞬时均匀纯剪拉伸模型, 即认为从地壳浅层到岩石圈底部的伸展变形量都是相等的, 拉伸导致整个岩石圈均匀纯剪变薄, 地温梯度瞬时增高, 软流圈隆升, 形成断陷盆地. Coward^[12]则认为岩石圈的伸展是上地壳大范围受断层控制的伸展作用与局部集中的下地壳或地幔岩石圈伸展作用结合的结果. Royden 和 Keen 在研究

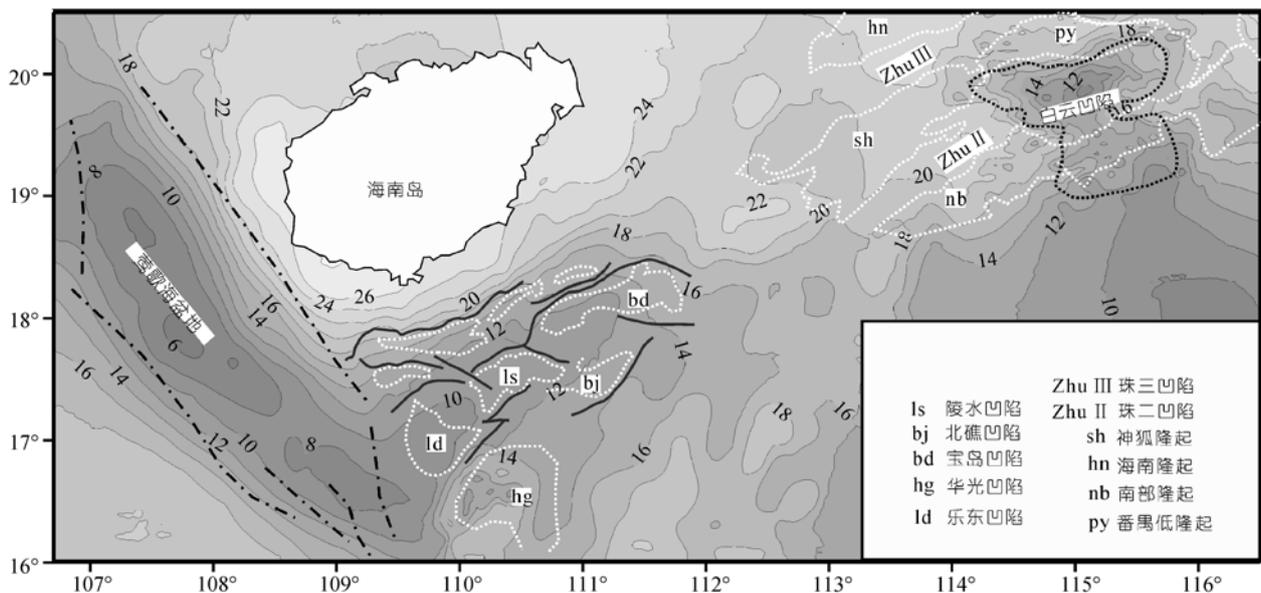


图 5 南海北部剩余地壳厚度分布图(单位: km)

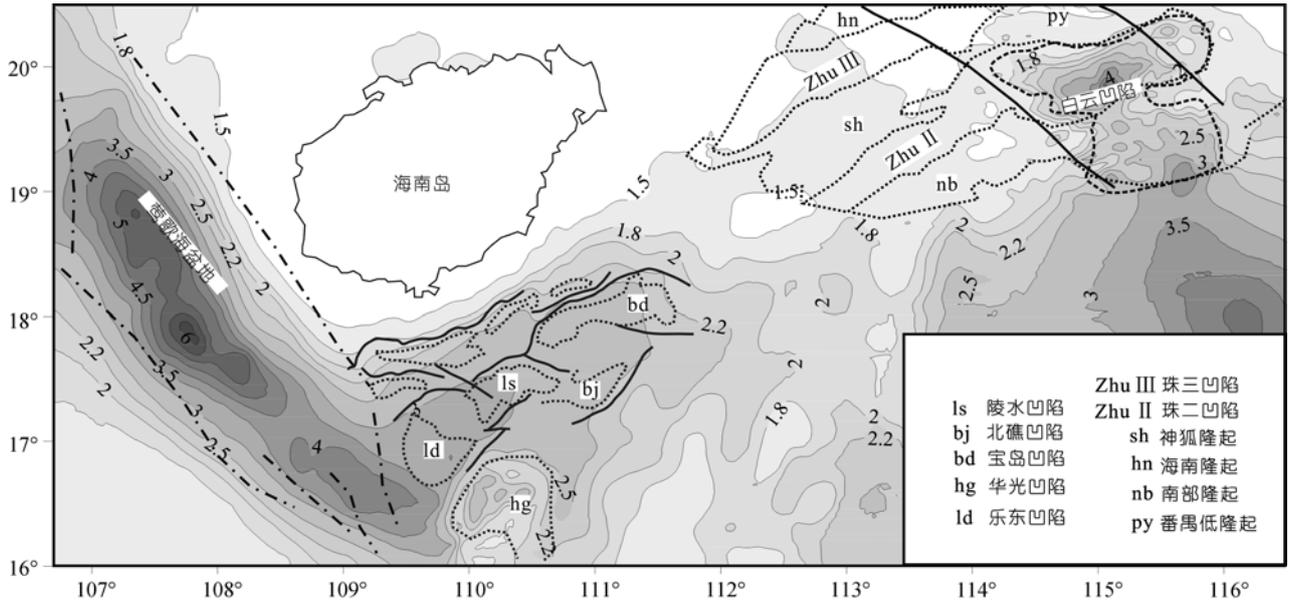


图 6 南海北部拉张因子(β)分布图

Scotia 和 Labrador 大陆边缘盆地时发现, 盆地的热衰减沉降大于应用 McKenzie 的均匀纯剪拉伸模型所预测的值, 为此他们提出了双层非均一的纯剪拉伸模型^[13]. 即认为岩石圈受到拉伸时, 岩石圈的下部和上部受到的拉薄程度是不一样的, 下地壳的伸展量大于上地壳的伸展量($\beta_{lc} > \beta_{uc}$; lc: low Crust; uc: upper crust, 下同), 前者的大小主要控制盆地断陷期的沉降量, 后者则主要影响盆地的热流异常和热衰减沉降的大小.

为了了解上地壳和下地壳的减薄对白云凹陷演化的贡献, 更好地了解深水盆地形成过程及沉积盆地的构造演化, 本文对白云凹陷 1530 剖面(图 7)上下地壳的拉张因子进行了计算. 1530 剖面是 2002 年中国海洋石油总公司深圳分公司在珠江口盆地采用长电缆地震装置采集并进行精细解释的第一条深反射地震剖面. 此剖面跨越番禺低隆起南部、白云凹陷中部、大陆坡、直至深海区(图 1), 测线总体走向为 NW-SE 向, 沿测线水深逐渐增大. 该剖面全长 268 km, 由于该测线位置的最南端超出了本文研究区范围, 故本文只采其北段 243 km 的数据. 剖面构造及充填样式以宽地堑为主(图 7), 珠江口盆地广泛发育半地堑与窄地堑, 而宽地堑只在白云凹陷见到. 推测这种结构特点与凹陷下的地壳强烈韧性减薄和颈缩变形有关^[14].

计算上地壳拉张因子过程中, 首先从剖面中读

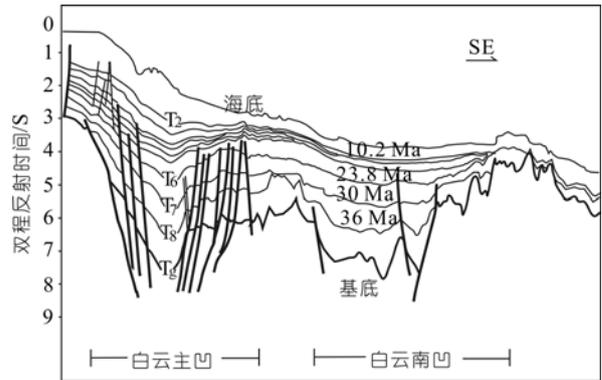


图 7 白云凹陷 1530 剖面构造图

出基底断裂参数, 包括断层位置、极性、倾角和水平断距等, 运用(1)~(3)式^[15], 得到上地壳拉张因子的分布. 先考虑单个断层, 拉张系数 $\beta(x)$ 按余弦分布, 即

$$\beta_{uc} = 1 + \beta_0 \cos^2 \left[\frac{\pi(x - x_0)}{w} \right]. \quad (1)$$

根据 $\beta_{uc}(x)$ 分布可以确定水平伸展量 E , 且满足

$$E = \int \left[1 - \frac{1}{\beta_{uc}(x)} \right] dx, \quad (2)$$

公式中 x 是水平位置, w 是纯剪影响的范围, x_0 是断层位置坐标. 对于多个断层组合来说, 某点的拉张系数 $\beta_{uc}(x)$ 为所有断层在该点的拉张系数的积^[16]:

$$\beta_{uc}(x) = \beta_{uc1}(x) \cdot \beta_{uc2}(x) \cdot \beta_{uc3}(x) \cdots \beta_{ucn}(x). \quad (3)$$

由于剖面结构图上显示的断层均为大断层, 实际上

有若干小断层没有考虑进去, 因此断层的总水平伸展量估计偏小, 这样计算将会导致上地壳拉张因子结果偏小. Clift 和 Sun^[17]研究琼东南盆地的拉张情况时提出, 假设小断层引起的水平伸展最大有 40% 未被发现, 那么为了解决这一误差, 拉张因子应扩大 40%, 因此将我们计算出的上地壳拉张因子扩大 40%^[18], 得到沿 1530 剖面的上地壳拉张因子 β_{uc} 的分布(图 8, 9). 结果表明 1530 剖面的上地壳拉张因子值在 1.4~1.9 之间浮动, 分布曲线为一平缓双峰式曲线, 曲线起伏与地形起伏呈镜像关系. 白云主凹中心对应的上地壳拉张因子为 1.9, 南凹为 1.7. 上地壳拉张因子 β_{uc} 分布的几何形态由断层参数决定, 而下地壳 β_{lc} 的分布形态则由初始地壳厚度决定. 图 6 绘出了全地壳拉张因子分布图, 从区域分布图上沿 1530 剖面抽取数据得到全地壳的拉张因子分布曲线. 根据剖面上全地壳拉张因子, 利用剩余地壳厚度, 假设初始全地壳和上地壳的厚度, 根据公式 $\beta_{lc} = t_{lc} / (t_{wc} / \beta_{wc} - t_{uc} / \beta_{uc})$ 求出沿剖面下地壳拉张因子 β_{lc} (lc: lower crust) 的分布(图 8, 9). 式中 t_{lc} 为初始下地壳厚度, t_{wc} 为初始全地壳厚度, t_{uc} 为初始上地壳厚度, β_{wc} 为全地壳拉张因子, β_{lc} 和 β_{uc} 分别为下地壳拉张因子与上地壳拉张因子.

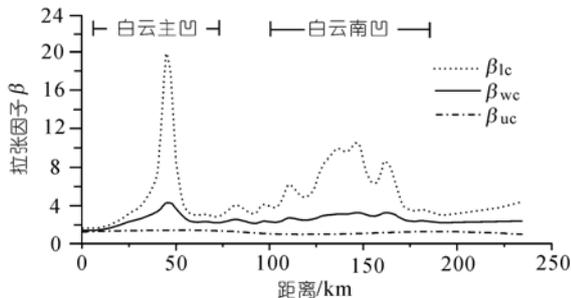


图 8 白云凹陷 1530 剖面拉张因子分布图

设初始地壳厚度为 32 km, 上地壳为 12 km. β_{lc} : 下地壳拉张因子, β_{wc} : 全地壳拉张因子, β_{uc} : 上地壳拉张因子

计算剖面下地壳拉张因子时, 设上地壳在拉张前的初始厚度为不同值时, 得到的下地壳拉张因子不同. 经典流变结构剖面^[19]揭示, 在年轻的正常岩石圈中, 脆韧地壳厚度比接近 2:1(图 10(a)), 在减薄型岩石圈中脆韧地壳厚度比降至 1:1 左右(图 10(b)), 由于无法确定变形前初始地壳的流变结构, 我们首先假设白云凹陷变形前与华南地块相似, 为年轻正常的岩石圈, 上下地壳厚度比设为 2:1, 如果按正常的

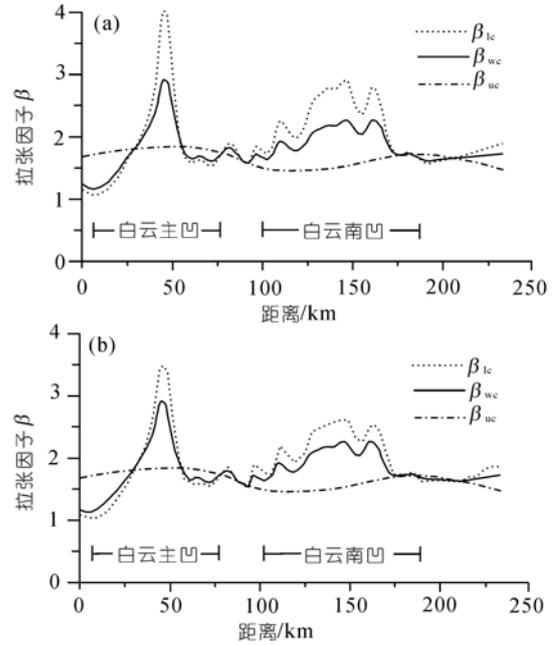


图 9 白云凹陷 1530 剖面假设不同初始地壳厚度与上下地壳厚度比所得的下地壳拉张因子分布情况
 β_{lc} : 下地壳拉张因子, β_{wc} : 全地壳拉张因子, β_{uc} : 上地壳拉张因子

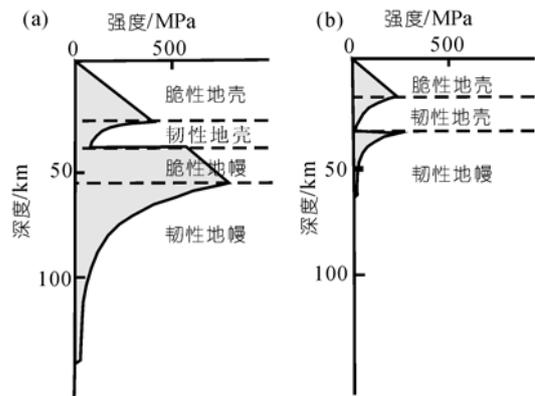


图 10 经典岩石圈流变结构图

(a) 年轻的正常岩石圈; (b) 减薄型岩石圈

地壳初始厚度为 32 km, 初始上地壳厚约为 20 km, 初始下地壳厚度为 12 km 左右. 在此初始条件下, 根据上述公式计算出变形后上地壳的厚度在主要凹陷区比实际上整个地壳的剩余厚度还要大(图 11), 即剖面上很多区域变形后下地壳厚度为负值, 这显然是不合理的. 这种情况的出现说明初始假设存在问题, 即变形前地壳可能为非正常地壳.

要使下地壳厚度不为负值, 就要降低上下地壳的厚度比或初始地壳厚度. 为保证选择的初始全地壳和上下地壳厚度比合理, 我们参照 Prodehl 等^[20]的

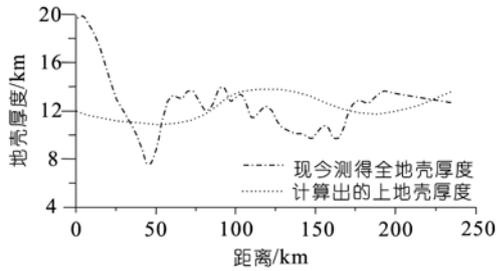


图 11 沿 1530 剖面现今全地壳厚度与计算出的上地壳厚度对比图

设初始地壳厚度为 32 km, 上地壳为 20 km

研究成果, 他在研究红海时建立了陆壳、过渡壳和洋壳的流变结构剖面(图 12), 其中陆内裂谷区上下地壳厚度比约为 2:1 至 1:1 左右(图 12, A 区), 陆坡过渡壳的上下地壳厚度比降低至 1:1 至 1:3 左右(图 12, B 区) 该剖面可以看作对经典岩石圈流变结构的一个实例, 因此本文借鉴红海的上下地壳厚度比来间接约束本区参数的选取. 以下讨论几种情况:

(1) 首先只降低上地壳厚度, 全地壳仍取 32 km. 经计算, 当上地壳初始厚度降低至 12 km 左右时, 白云主凹的下地壳厚度才能不为负值, 但此时下地壳的拉张因子高达 20, 如图 8; 且初始上下地壳厚度比低至 1:2 左右, 这与正常地壳的上下地壳厚度比范围不相当.

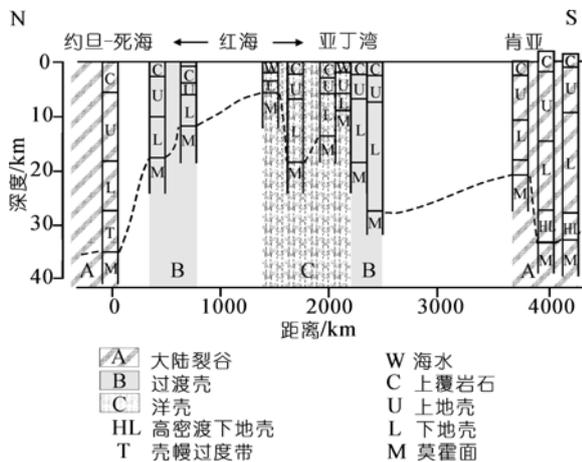


图 12 死海、红海、肯亚地区的陆壳、过渡壳和洋壳流变学结构演化序列^[20]

(2) 降低全地壳厚度, 即认为初始地壳为减薄型地壳. 从图 12 中看出洋陆过渡壳的地壳厚度为 16~28 km 左右, 我们取其平均值, 假设全地壳初始厚度为 22 km, 上地壳初始厚度为 7 km, 此时计算出下地壳

拉张因子在白云主凹为 4, 南凹为 2.8, 如图 9 中的(a)图, 且此时上下地壳厚度比为 1:2, 较为合理, 符合洋陆过渡带上下地壳的厚度比范围. 若假设初始上地壳为 5.5 km 时, 白云主凹拉张因子 3.5, 南凹为 2.5, 如图 9 中的(b)图, 此时上下地壳厚度比为 1:3, 也较为合理. 因此本文认为白云凹陷初始地壳应为一热的减薄地壳, 且上下地壳厚度比低.

4 讨论

大量的地质和地球物理资料表明, 岩石圈并不是处处象板块构造学说中假定的刚性体, 其内部存在明显的横向不均一性和分层流变性. 经过以上模型的计算, 我们发现南海北部初始地壳并不像假设的那样厚度均匀, 有些区域变形前即为减薄的地壳, 如白云凹陷. 白云凹陷地区由于数据较多, 因此我们可以通过计算, 推测其变形前的某些特征. 但南海北部其他地区, 尤其是陆坡区缺少高质量的数据, 我们还无法对其变形前的结构特点进行深入研究, 也无法预测变形前地壳厚度的具体分布情况. 南海北部现今地壳厚度表现为自陆向洋阶梯状减薄^[21], 但目前还无法验证拉张前地壳由陆向洋是均匀减薄还是阶梯式减薄, 或者厚度分布并不均匀. 如果初始地壳的确存在由陆向洋减薄的情况, 那么陆坡区实际的拉张因子要比图 6 中给出的小.

计算表明(图 9), 白云凹陷及其以南陆坡大部分点上, 下地壳的拉张因子远大于上地壳. 结合地质学家们提出的一些观点, 推测下地壳在拉张过程中贡献大的原因有以下几个方面: (1) 下地壳流动. 上地壳拉伸后发生沉积和沉降, 对下地壳来说负载增加, 势必引起地壳重力失衡^[13]. 按照重力均衡理论, 地壳非均衡区将发生物质和结构的调整以达到新的均衡, 这为下地壳流动提供了驱动力. 由此可以推测, 仅需较小的伸展应力或无需伸展应力下地壳就会向两边流动. 但下地壳流动的范围和程度有待于研究. 另外从物质组成来看, 韧性下地壳比脆性的上地壳更容易变形. 由于地温梯度的增加, 岩层组构的变化以及变质作用引起的应变软化, 有助于下地壳或地幔岩石圈的伸展流动^[13]. (2) 地幔活动热侵蚀作用. 白云凹陷位于构造转换带上, 成为强烈构造变形区, 岩石圈地壳强烈减薄, 凹陷长期持续沉降, 岩浆活动较多. 二辉橄榄岩地幔包体记录了南海北缘岩石圈的快速减薄以及软流圈的快速上涌^[22]. 脆性地壳或上地幔

中部分熔融物质的出现或明显变热, 将导致活动岩浆体附近的脆性变形会被分散的韧性变形所取代. 同时中美合作的大剖面资料确定了珠二坳陷附近地幔的向上侵位浅达 12 km^[23,24], 因此地幔底辟可能也是导致下地壳拉伸因子很高的原因之一. (3) 上地壳拉张因子计算结果偏低. 运用数值模拟计算上地壳拉张因子时要统计剖面上每条断裂的水平断距, 由于剥蚀作用等原因, 使统计到的断距小于实际断距, 这样再计算出的上地壳拉张因子小于实际情况, 导致分配到下地壳的拉张贡献就大的多^[25]. 除以上 3 方面的原因外, 我们认为岩石圈初始流变结构的影响可能也是一个重要因素, 正如上面数值计算所揭示的, 白云凹陷在变形前就可能具有了一个热减薄的地壳, 导致韧性伸展变形在总伸展量中占有更高的比例. 白云凹陷在晚中生代处于俯冲带的前缘^[26], 在新生代变形期间又位于构造转换带上^[14], 这些因素可能是白云凹陷在变形前或变形初期就具有热减薄地壳的重要原因.

5 结论

根据南海北部基本地质地球物理数据, 我们对南海北部拉张情况及地壳结构进行了分析研究, 主要得到以下几个结论:

(1) 南海北部拉张因子在 1.5~6 之间波动, 由陆向洋逐渐变大, 反映了南海北部地壳在南海形成过程中由陆向洋拉伸程度逐渐增大, 地壳厚度逐渐变薄, 地壳的减薄与莫霍面起伏呈镜像关系. 莺歌海盆地有两个拉张中心, 拉张因子最大值为 6. 琼东南盆地拉张因子在 2~3 之间, 由西南向东北变小, 与盆地走向一致. 珠江口盆地位于洋陆过渡带上, 拉张因子在 1.5~1.8 之间, 自北向南逐渐增大, 其中白云凹陷为一个拉张中心, 拉张因子在 2~3 之间.

(2) 在地壳拉张过程中, 下地壳比上地壳拉张程度大. 经数值模拟计算, 珠江口盆地白云凹陷 1530 剖面上地壳拉张因子为 1.4~1.9, 白云主凹下地壳拉张因子为 3.5~4, 曲线与地形起伏对应. 白云凹陷初始地壳应为一热减薄地壳, 推测与白云凹陷在晚中生代处于俯冲带的前缘, 在新生代变形期间位于构造转换带上有关.

参 考 文 献

- McKenzie D P. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Sci Lett*, 1978, 40: 25—32^[DOI]
- 周蒂, 陈汉宗, 吴世敏, 等. 南海的右行陆缘裂解成因. *地质学报*, 2002, 76(2): 180—190
- 孙珍, 钟志洪, 周蒂, 等. 南海的发育机制研究: 相似模拟证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(9): 797—810
- 郭令智, 钟志洪, 王良书, 等. 莺歌海盆地周边区域构造演化. *高校地质学报*, 2001, 7(1): 1—12
- 钟志洪, 王良书, 夏斌, 等. 莺歌海盆地成因及其大地构造意义. *地质学报*, 2004, 78(3): 302—309
- 孙珍, 钟志洪, 周蒂, 等. 红河断裂带的新生代变形机制及莺歌海盆地的实验证据. *热带海洋学报*, 2003, 22(2): 1—9
- 王万银. 中国近海及邻区重磁数据处理汇报. 西安建筑学院学术报告, 2000
- 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(10): 1024—1031
- Yao B C, Hayes D E. Lithospheric deformation under the effect of an extensional stress field. *J Geol Soc China*, 1998, 41(4): 517—534
- 姚伯初, 万玲, 吴能友. 南海新生代构造演化及岩石圈三维结构特征. *地质通报*, 2005, 24(1): 1—8
- 徐辉龙, 丘学林, 赵明辉. 南海东北部南澳大地震(7.5)震中区的地壳结构特征与震源构造. *科学通报*, 2006, (B11): 83—91
- Coward M P. Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 80(3): 325—336^[DOI]
- Allen P, Allen J. *Basin Analysis: Principles and Applications*. London: Blackwell Scientific Publications, 1999
- 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(4): 489—498
- Davis M, Kusznir N J. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. In: *Proceedings of NSF Rifted Margins Theoretical Institute*. Columbia: Columbia University Press, 2004. 92—137
- Kusznir N J, Ziegler P A. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation—a simple-shear/pure-shear flexural cantilever model. *Tectonics*, 1992, 215: 117—131
- Clift P D, Sun Z. The sedimentary and tectonic evolution of the Yinggehai-Song Hong basin and the southern Hainan margin, South China Sea: implications for Tibetan uplift and monsoon intensification. *J Geophys Res*, 2006, 111: 1—28
- Walsh J, Watterson J, Yielding G. The importance of small scale faulting in regional extension. *Nature*, 1991, 351: 391—393^[DOI]
- Brun J P. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosoph Trans Royal Soci London, Ser A*, 1999, 357: 695—712
- Prodehl C, Ritter J R, Mechie J, et al. The KRISP 94 lithospheric investigation of southern Kenya—the experiments and their main results. *Tectonophysics*, 1997, 278(1-4): 121—147^[DOI]
- 闫义, 夏斌. 南海北缘新生代盆地沉积与构造演化及地球动力学背景. *海洋地质与第四纪地质*, 2005, 25(2): 53—61
- 徐义刚, 黄小龙, 颜文, 等. 南海北缘新生代构造演化的深部制约(I): 幔源包体. *地球化学*, 2002, 21(3): 230—242
- 姚伯初, 曾维军, 等. 中美合作调研南海地质专报. 武汉: 中国地质大学出版社, 1994. 34—140
- Nissen S S, Hayes D E, Yao B C. Gravity heat flow and seismic constraints on the process of crustal extension in northern margin of South China Sea. *J Geophys Res*, 1995, 100(B11): 22447—22483^[DOI]
- Clift P D, J Lin. Evidence of low flexural rigidity and low viscosity lower continental crust in the South China Sea. *Mar Pet Geol*, 2002, 19: 951—970^[DOI]
- 周蒂, 王万银, 王家林, 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(3): 209—218