中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 10 期: 1463 ~ 1476
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

南海西北次海盆地壳结构: 海底广角地震实验结果

吴振利[①②③④], 李家彪[③④*], 阮爱国[③④], 楼海[⑤], 丁巍伟[③④], 牛雄伟[③④], 李细兵[③④]

① 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049;
③ 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;
④ 国家海洋局海底科学重点实验室, 杭州 310012;
⑤ 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
* 联系人, E-mail: jbli@sio.org.cn

收稿日期: 2010-11-04; 接受日期: 2011-04-12
国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411701)、国家自然科学基金(批准号: 40876035)和国家海洋局第二海洋研究所基本科研业务费专项(编号: JG200803)资助

摘要 利用完整穿越南海西北次海盆及其两侧大陆边缘的海底广角反射/折射地震测线, 反演了该地区的地壳结构. 该测线总长 484 km, 共投放海底地震仪(OBS)14 台, 台站间距 30 km, 组合枪阵激发总容量 5160 in^3(1 in^3=16.3871 cm^3). 结合同测线多道地震资料, 通过OBS数据的精细处理和初始建模, 利用射线追踪正反演技术, 获得了西北次海盆地壳速度结构模型. 结果表明, 地壳厚度从上陆坡的 21 km减薄至下陆坡的 14 km, 在西北次海盆为 7.7 km; 莫霍面埋深从上陆坡的 21 km 上升到海盆中央的 11 km. 西北次海盆和东部次海盆的地壳速度结构相似, 都为大洋地壳, 但不同的是层 1(沉积层)增厚, 层 2 减薄, 该特点在东部次海盆尤其明显. 西北次海盆及其两侧边缘构造形态和速度结构对称分布, 存在共轭关系, 其陆缘张裂机制属纯剪切模式. 模型中的西北次海盆北侧陆缘下地壳没有发现高速层, 这为南海北部陆缘西部非火山型地壳性质提供了新的证据. 西北次海盆海底扩张规模小、时间短, 且层 2 可能经历了玄武岩岩浆的不对称溢流, 这可能导致西北次海盆磁条带异常的模糊化.

关键词
海底广角地震
大洋地壳
西北次海盆
海底扩张

南海是西太平洋边缘海中具有独特演化历史的海盆. 作为南海主要组成部分的 3 个次海盆, 东部次海盆和西南次海盆已经证实存在洋壳和磁异常条带[1~7], 西北次海盆则未发现有明显的磁异常条带[8]. 虽然很多学者在南海的地质演化推论中, 将西北次海盆作为发生海底扩张的小洋盆[2,8], 但由于尚未建立该区的地壳结构, 因而缺乏确凿证据来揭示西北次海盆及其两侧大陆边缘演化的动力学机制, 证实南海西北部陆缘的地壳性质, 阐明西北次海盆与东部及西南次海盆的关系.

利用地震手段, 特别是海底地震仪(OBS)进行剖面调查是揭示地壳深部结构的有效手段[9]. 20 世纪 90 年代, 在南海北部陆缘已完成多条广角地震或深地震调查测线[10~13], 其中在西北次海盆相邻的北部陆

英文引用格式: Wu Z L, Li J B, Ruan A G, et al. Crustal structure of the northwestern sub-basin, South China Sea: Results from a wide-angle seismic experiment. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4324-9

坡已完成两条 OBS 剖面[14,15]和一条 ESP 剖面[7,16](图 1). 3 条剖面中, ESP-W 和 OBH96 位于西北次海盆西部的西沙海槽区域, OBS93 位于紧临西北次海盆东部的东部次海盆, 但都没有直接穿越西北次海盆. 为揭示西北次海盆地壳结构, 获取深部速度信息, 探讨西北次海盆陆缘张裂机制和海底扩张过程, 国家海洋局第二海洋研究所于 2006 年 8~10 月期间在南海中北部开展了广角地震实验, 获取了 3 条 OBS 测线[11,17], 其中 OBS2006-1 测线始自南海北部陆架, 穿越整个西北次海盆后, 延伸至中沙群岛区和东部次海盆, 为本研究提供了宝贵的资料.

1 数据采集

OBS2006-1 广角地震测线的震源由调查船"奋斗七号"上的组合枪阵提供, 包括 22 支不同容量的气枪,

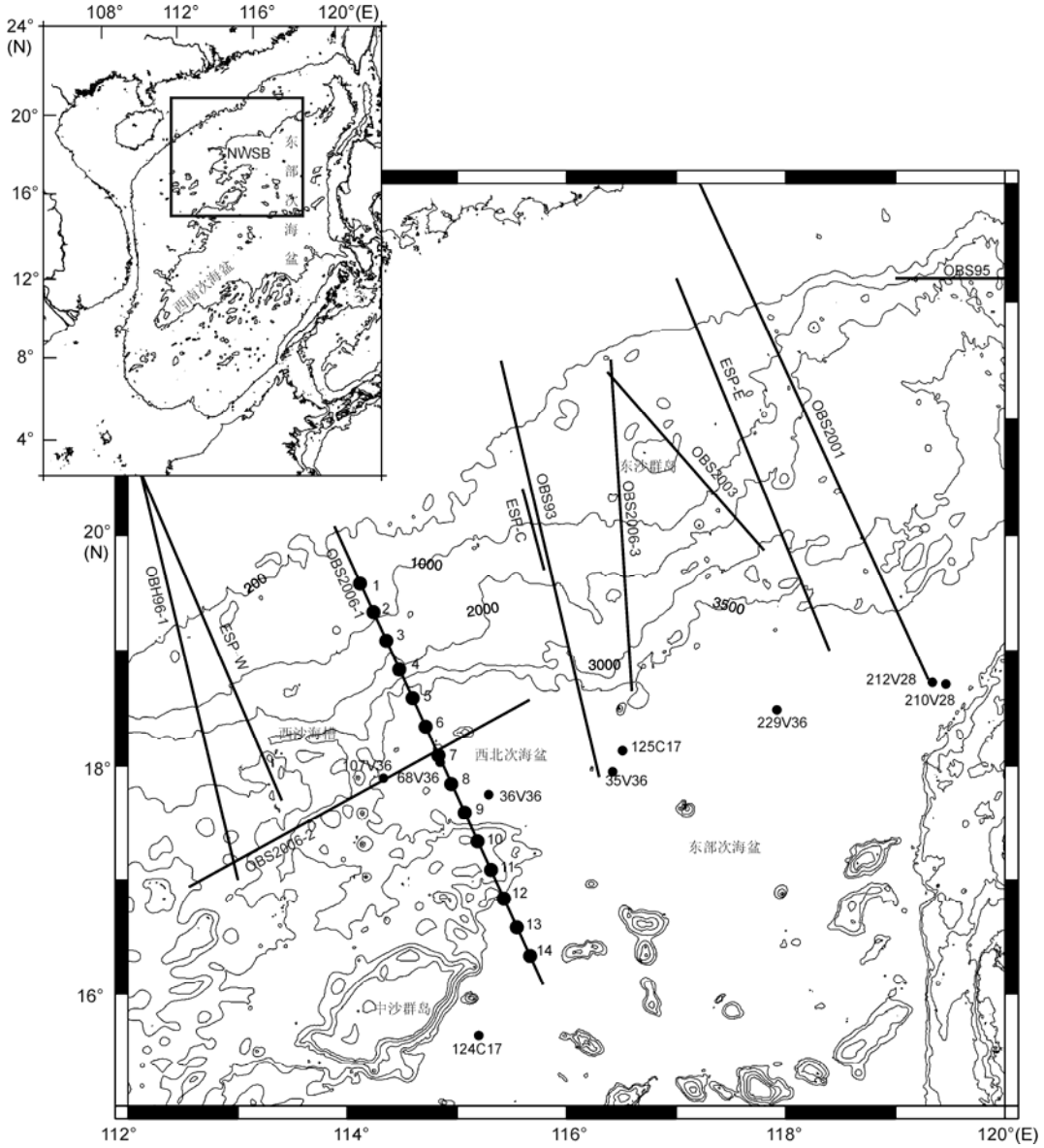

图 1　OBS2006-1 剖面测线、测站位置及南海北部边缘深地震剖面分布

黑色测线为 OBS 历史测线和 ESP 测线, 黑色大圆点为本文所用 OBS 站位, 黑色小圆点为声纳浮标站位, 左上角小图为研究区在南海区域的位置, NWSB 为西北次海盆

总容量 5160 in^3(1 in^3=16.3871 cm^3). 放炮时间间隔约为 90 s, 炮间距 200 m, 有效激发 2438 炮. 共投放 14 台 Sedis IV 型 OBS[18~20], 水深范围 340~4167 m. 除 OBS9 站位以外, 其余 OBS 全部回收成功. 测线呈 NNW-SSE 向, 总长 484 km, 与 SO49-18 多道地震测线相重合, 该测线是 1987 年国家海洋局第二海洋研究所与联邦德国地球科学与自然资源研究所在南海利用德国科学调查船"太阳"号(SONNE)开展联合调查获得的[21].

OBS2006-1 测线的台站间距 30 km, 数据采样时间间隔为 4 ms. OBS 使用万向架装置, 装配有一个水听器和三分量地震检波器, 地震检波器的基频是 4.5 Hz, 频宽 2~100 Hz. 数字记录器使用 16-bit A/D 转换器并将数据记录到两个容量为 8 G 的闪存中. 本研究只使用了垂直分量, 用于 P 波速度模型的反演.

2 数据处理和建模

2.1 OBS 数据的处理

OBS 资料的处理包括放炮时间校正、炮点坐标局部化、海底地震仪位置校正和 OBS 记录器时间漂移校正. 首先利用甲板上安放的地震仪所记录的精确的放炮时间, 并考虑记录器由于滤波产生的延时, 对地震船确定的放炮时间进行校正. 根据炮点坐标的 GPS 导航数据, 利用最小二乘法确定一条直线作为剖面, 并将所有的炮点和 OBS 站位投影到剖面上, 得到炮点和 OBS 在剖面上的位置坐标(即坐标的局部化), 进而求取偏移距, 然后按修正后的放炮时间和偏移距得到每一个 OBS 的折合时间剖面(折合速度 6 km s^{-1}). OBS 数据带通滤波频率为 4~30 Hz.

根据 OBS 的开始记录时间、终止时间和总漂移时间, 求取漂移增量, 将时间漂移视为线性函数, 将漂移量加到折合时间剖面的各道中. 计算小偏移距附近直达水波理论走时并与折合时间剖面走时进行对比, 据此对 OBS 的坐标进行微调, 使得两者得到很好的拟合, 最终确定 OBS 的位置(表 1). 从得到的折合时间剖面(以 OBS1 为例, 图 2)可以清楚地看到 OBS 地震记录的最大偏移距在 110 km 以上, 震相包括海底面直达波(P1p)、沉积层 1 的反射波(P2p)、结晶基底的折射波(Pg)、莫霍面的反射波(PmP)和莫霍面下方的折射波(Pn).

2.2 初至波层析成像

为了对 OBS 射线情况和地壳结构有一个初步的了解, 首先使用 Warrpi 软件[22]对初至波进行层析成像(图 3), 即将所有的初至波不加区分地作为回折波, 而模型内部由速度网格控制, 不加界面(海底面和莫霍面除外). 海水速度取为 1.5 km s^{-1}, 网格化速度随深度变化, 海底面以下速度从 1.8 km s^{-1} 增加到莫霍面下的 8.2 km s^{-1}. 初至波模型的射线分布(图 4)表明, 射线主要集中在基底以上的浅部, 深部射线密度虽然较低但到达了莫霍面; 水深较大地方的初至波射线分布比浅部密. 可以看出, 仅使用初至波的层析成像结果并不理想, 得到的结果存在较多的不合理性. 尽管如此, 初至波层析成像提供了粗略的速度分布信息, 为后续的建模和计算提供了一定的参考, 后续的模型反演将使用来自地壳和地幔深部的多种震相, 其浅部信息将参考多道地震剖面.

3 地壳结构的反演

广角地震剖面地壳速度模型的反演分两步进行. 首先是采用 2-D 射线追踪计算理论走时, 用试错法来拟合 OBS 垂直分量记录中拾取的各种震相来构建 P 波速度模型. 速度模型的反演原则是, 仅使用 OBS 记录中可识别震相的分层, 不依赖自动反演, 避免为得到最佳拟合而增加实际记录中不可识别的分层界面. 第二步在 P 波速度模型的基础上利用重力资料来进行密度模型的反演, 进一步验证获得的速度模型.

表 1 相对第一个炮点的 OBS 位置 a)

	OBS1	OBS2	OBS3	OBS4	OBS5	OBS6	OBS7
距离(km)	423.439	393.255	362.969	332.707	302.490	272.211	241.965
深度(m)	603.0	915.0	1308.0	2290.0	3602.3	3658.0	3689.0
	OBS8	OBS9	OBS10	OBS11	OBS12	OBS13	OBS14
距离(km)	211.750	181.471	151.218	120.979	91.018	60.488	30.276
深度(m)	3713.8	3703.0	2238.0	2293.0	3934.0	4088.0	4137.2

a) 首炮点位置(115.7857°E, 16.0807°N), 末炮点位置(113.8809°E, 20.0805°N)

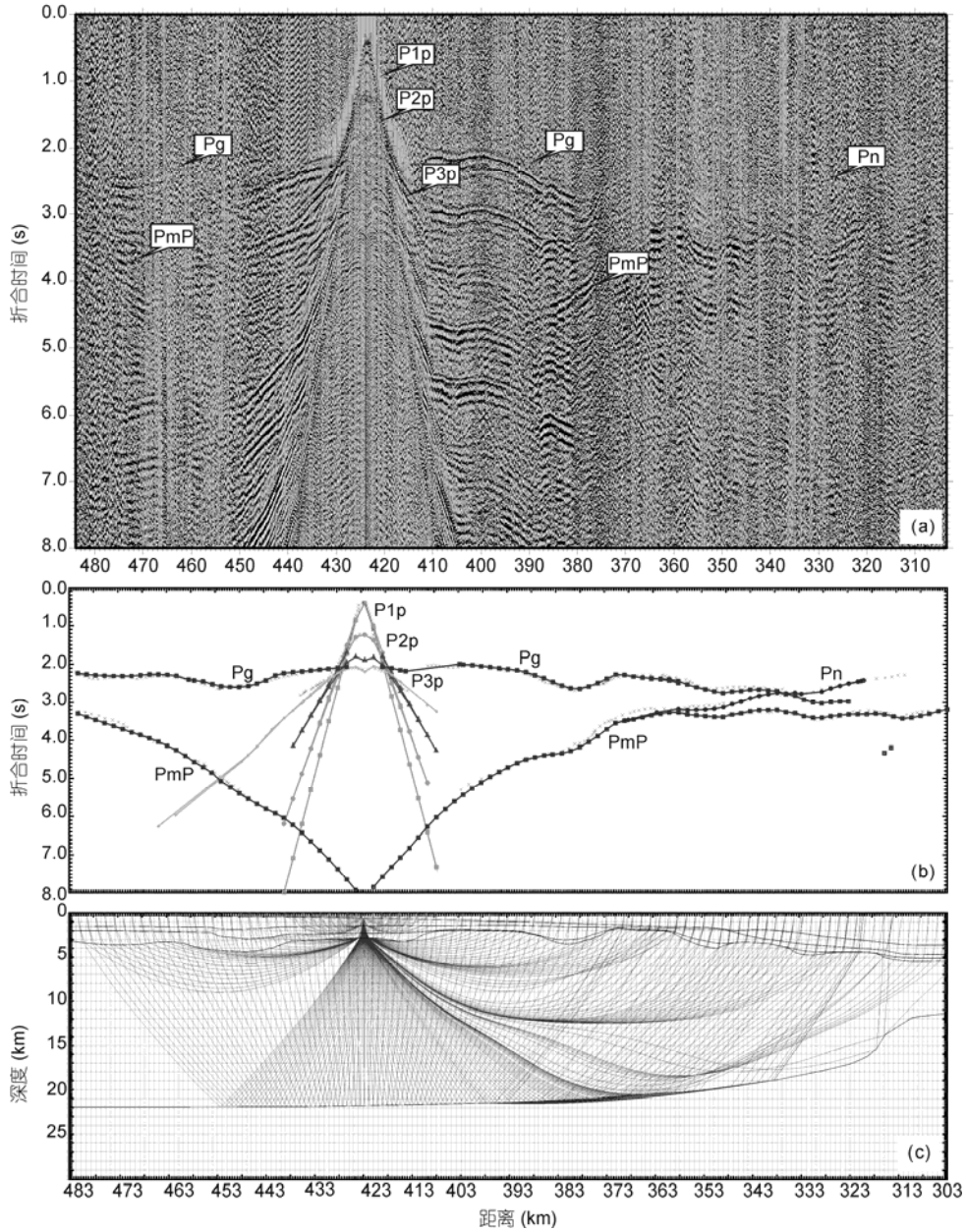

图 2　OBS1 地震记录剖面和射线追踪图

(a) 原始地震记录剖面; (b) 实测震相与理论走时曲线的拟合情况; (c) 模型和射线追踪. 折合速度为 6.0 km s^{-1}; P1p, 海底面的直达波; P2p, 沉积层 1 的反射波; P3p, 沉积层 2 的反射波; Pg, 结晶基底的折射波; PmP, 莫霍面的反射波; Pn, 莫霍面下方的折射波

3.1　速度模型反演

根据多道地震剖面和 OBS 记录中拾取的震相, 速度模型由海水层、3 个沉积层、地壳层和上地幔组成, 共 6 层, 5 个分界面. 海底面由实测数据确定. 初始模型先设沉积层的速度为 1.8, 2.4 和 3.6 km s^{-1}, 然后由多道地震的双程时间剖面(图 5)来获取界面. 结晶基底和莫霍面根据经验和初至波模型给出大致深度, 同时设定相应的速度. 反演时地壳内不设分界面, 反演后根据速度分布区分上下地壳. 用 2-D 射线追踪理论计算和试错法, 从上到下, 从海底面逐层反演至莫霍面, 对上述设定的界面和速度进行调整. 结晶基底界面、地壳层内速度分布和莫霍面形态是拟合的重点.

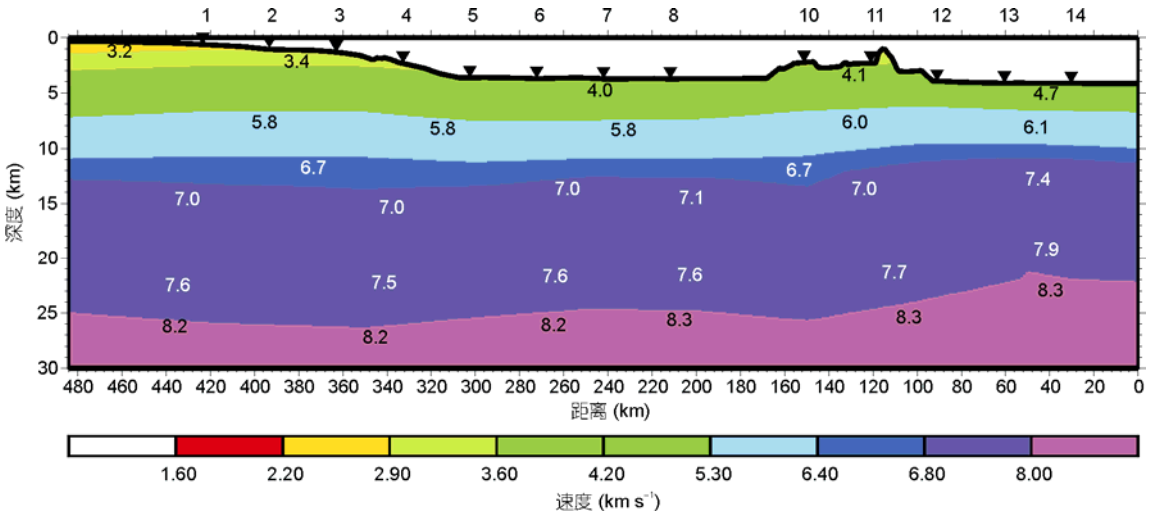

图 3　OBS2006-1 剖面初至波层析成像图

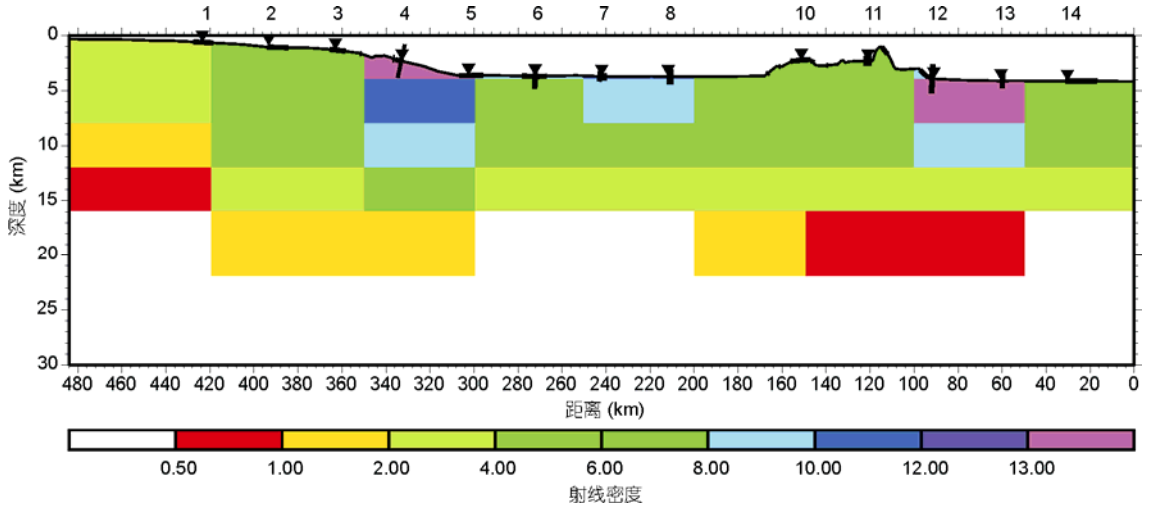

图 4　OBS2006-1 剖面初至波射线密度分布

这里的射线密度定义为穿过网格的射线数目除以网格的水平尺度

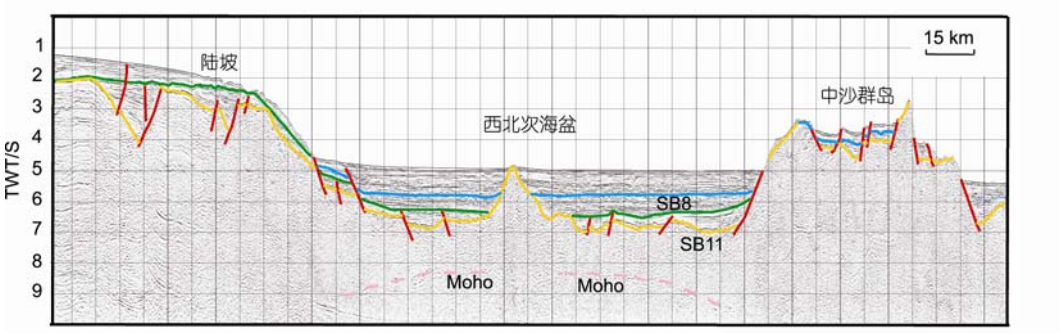

图 5　SO49-18 地震剖面

从 13 个 OBS 站位的记录可以看出, 除了小偏移距的海底面和各沉积层的反射和折射震相外, 拾取的震相主要是结晶基底下的折射震相 Pg, 莫霍面反射 PmP 和折射震相 Pn. 在所有的 OBS 站位记录中, Pg 震相覆盖了整个模型并且在很多地方都是多次覆盖, PmP 和 Pn 震相覆盖了模型的大部分. 由于模型的浅部各层界面是从多道地震资料得来的, 真实可信, 而 OBS 记录中包含充分的 Pg 和 Pn 震相及一定量的其他震相, 因此通过使用 2-D 射线追踪和试错法对各震相进行很好的拟合可以最终获得真实的速度模型. 经过对模型多次调整和反复用射线追踪对实际震相进行拟合, 获取了最终的速度模型(图 6). 从最终模型(图 7)的射线密度分布来看, 从沉积层到莫霍面, 从北部陆坡到东部次海盆, 射线对模型的绝大部分都有较好的覆盖, 特别是莫霍面的大部分都得到了控制, 说明最终模型是真实可信的.

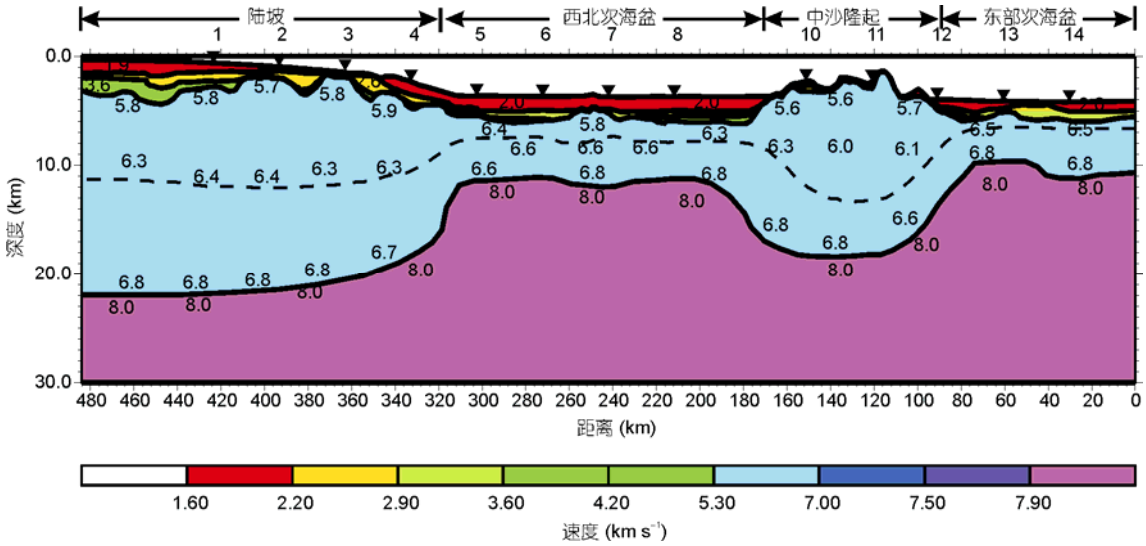

图 6　OBS2006-1 剖面的地壳结构和速度(*Vp*)分布图

黑色倒三角形为 OBS 台位, 地壳内的虚线为上下地壳的分界; 模型中的数值为 P 波速度, 单位为 km s^{-1}; 模型的垂直放大为 VE=5

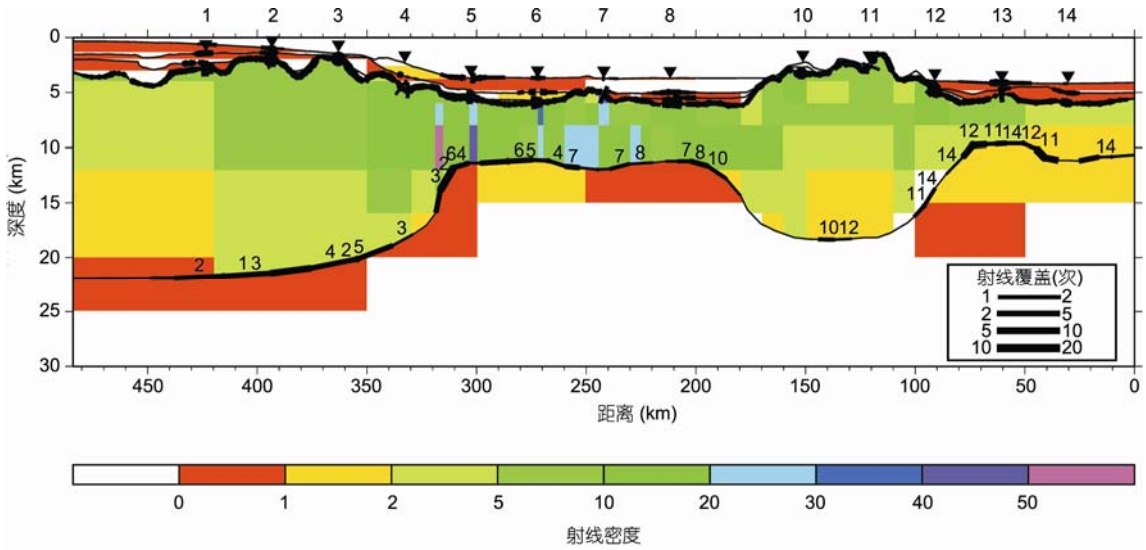

图 7　OBS2006-1 剖面射线密度分布及射线覆盖情况

射线密度定义为穿过网格的射线数目除以网格的水平尺度, 并由色标表示; 射线覆盖次数由线段粗细表示(见图例); 图中莫霍面上的数字表示相应 OBS 站所控制的部位; 由于浅部射线覆盖较密, 无法同时显示台站编号

从 OBS4 站位的射线追踪和震相拟合情况(图 8)可以看出, 结晶基底折射震相 Pg 得到了很好的拟合, 控制的范围近 180 km, 包括大部分陆坡和西北次海盆的北部. OBS4 站位还在西北海盆北部记录到约 30 km 的 PmP 震相和约 40 km 的 Pn 震相. OBS10 站位位于中沙地块北侧, 其两侧的 Pg 和 PmP 折射震相也拟合得较好(图 9). OBS12 站位处在中沙地块和东部次海盆的交界处, 各种震相拟合得很好, 其右侧的 Pg 震相与中沙地块的整个复杂基底形态有非常好的吻合, 同时由于莫霍面在中沙地块下方变得较深, 所以只在东部次海盆一侧 Pn 震相较清晰并得到了很好的拟合(图 10). 用以上 3 个 OBS 站位的震相和射线追

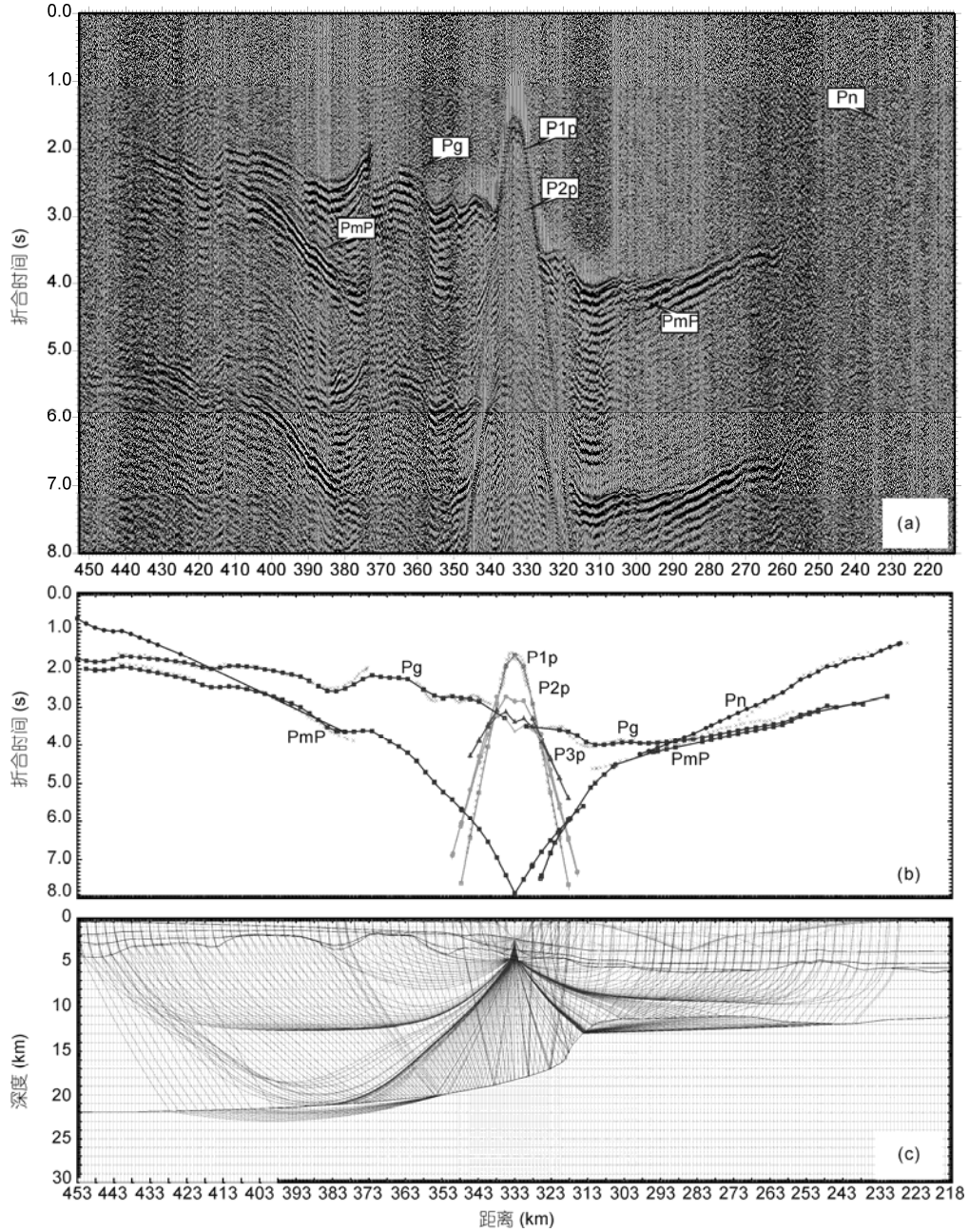

图 8　OBS4 的地震记录剖面射线追踪图

有关说明参见图 2

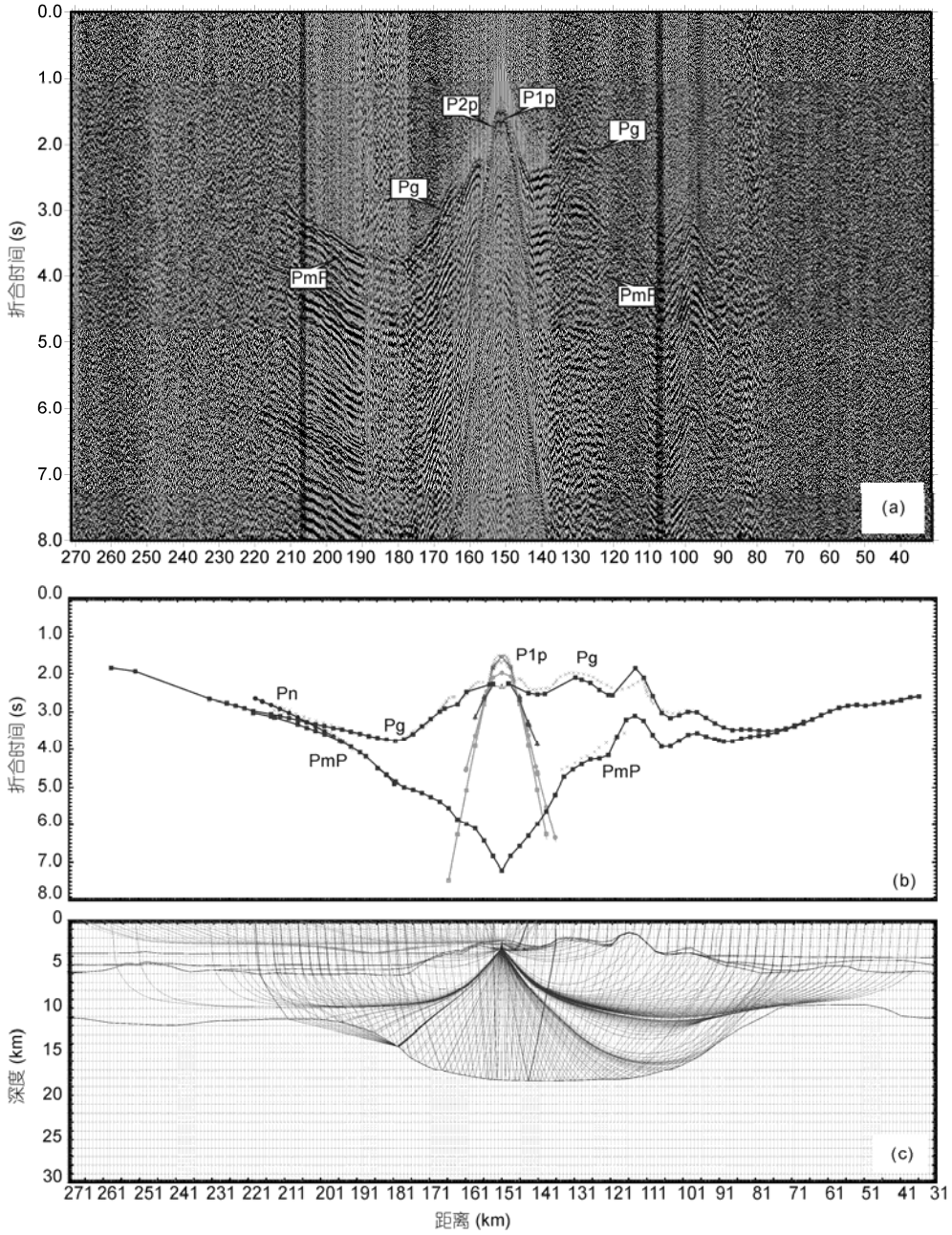

图 9　OBS10 的震相和射线追踪图

有关说明参见图 2

踪的拟合情况为例来说明反演情况, 主要是考虑它们的位置在模型中的代表性, 事实上 13 个站位所拾取的各种震相都得到了可靠的拟合. 例如前面提到的 OBS1 的 Pg 震相也很好地控制了陆坡和海陆过渡带的基底形态, 同时对莫霍面的控制起到了重要的约束(图 2). 总之, 由于各个 OBS 站位震相的重叠覆盖, 相互约束, 使得反演模型获得了很好的约束, 最终得到的结果是可信的.

3.2　密度模型反演

利用速度与密度的转换关系[23], 将 P 波速度模型转换成密度的初始模型. 实测的重力数据来自全

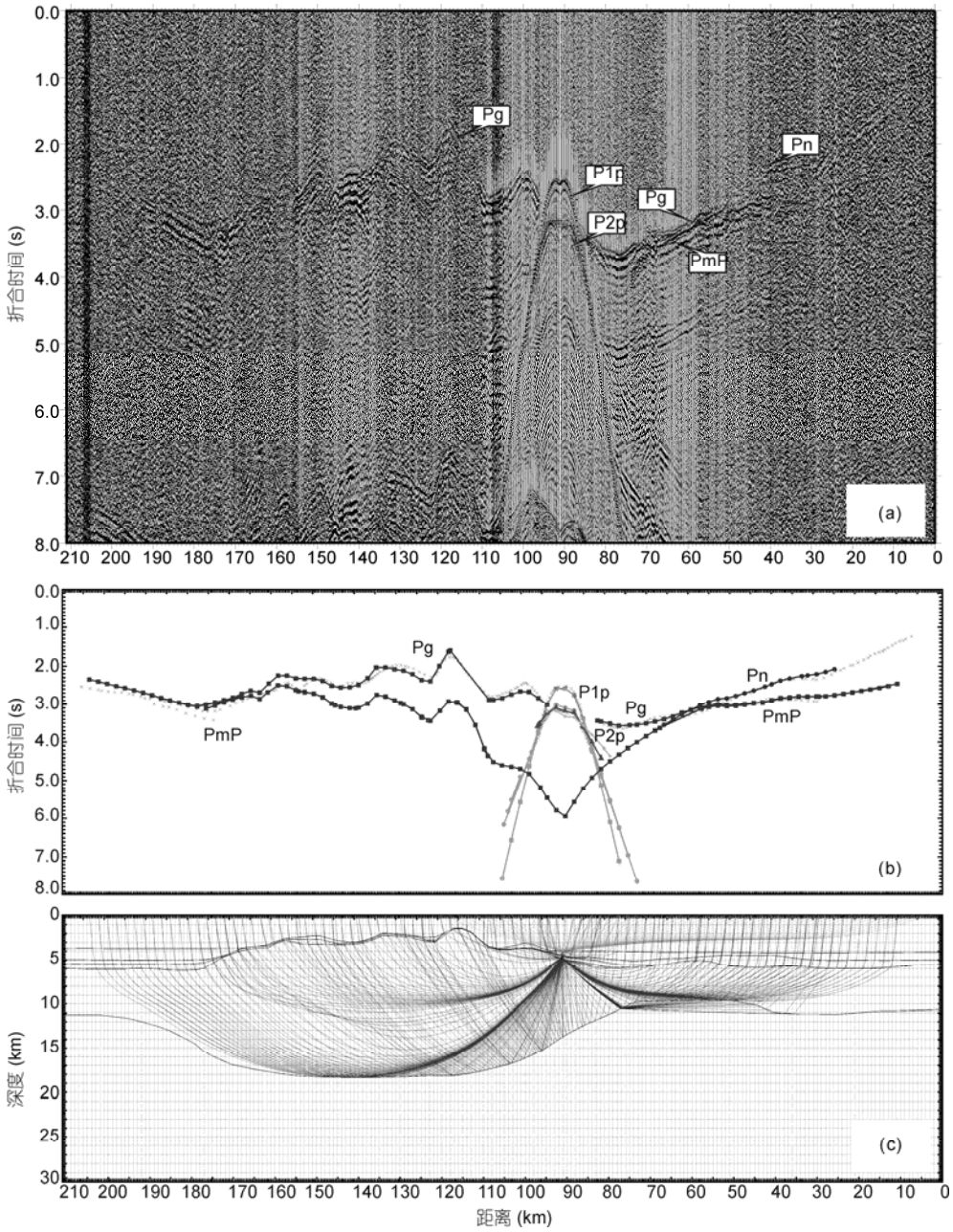

图 10　OBS12 的震相和射线追踪图

有关说明参见图 2

球重力数据集grav.img.16.1, 原始数据集是1′×1′的数据网格上的自由空间重力异常. 理论重力异常的计算采用参数化方法[24]. 用试错法和阻尼最小二乘法相结合来拟合理论和实测重力异常, 从而得到最佳的密度模型(图 11). 可以看出, 密度模型与速度模型总体上是一致的. 东部次海盆与西北次海盆上地壳(层 2)很薄, 北部大陆边缘上下地壳界面深度一般在11 km 左右, 与 OBS 速度模型一致; 但中沙地块上下地壳界面深度只有 8 km, 与 OBS 速度模型的 13 km 界面深度不相一致, 反映密度上要求一个更为减薄的上地壳. 此外, 在西北次海盆中央的深部可能存在岩浆房结构.

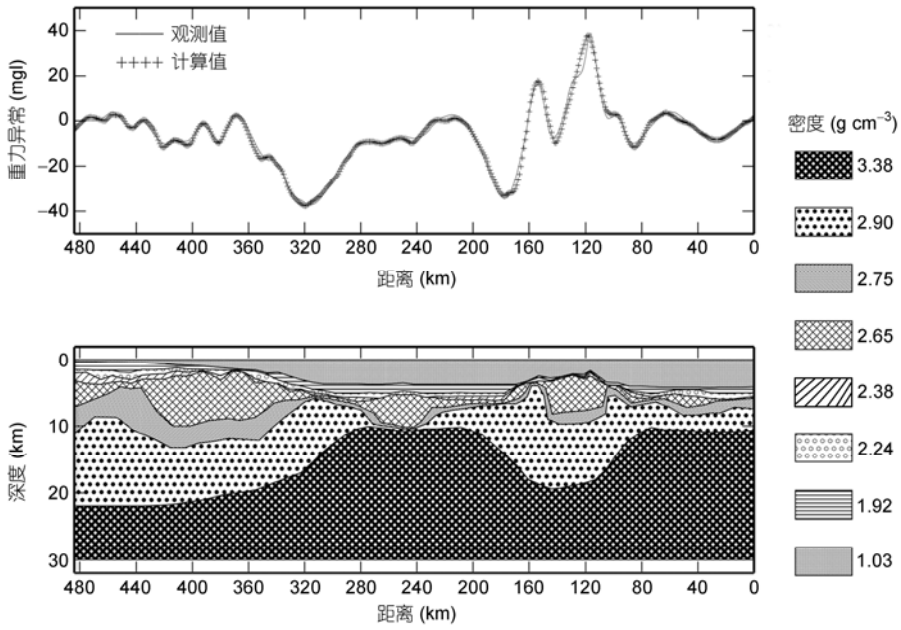

图 11　密度模型和重力拟合曲线

4　不同构造单元地壳模型

反演所得的地壳模型主要特征是: 陆坡下的莫霍面埋深约 18~22 km; 在西北次海盆中部玄武岩出露处的地壳呈明显的拉张, 基底明显上隆, 其下方对应的莫霍面略呈下凹, 埋深约 12 km 左右; 中沙地块下面的莫霍面埋深约为 18 km, 地壳速度分布与北部陆缘较为相近. 下面将讨论沿东南方向, 以陆坡(水深 0.3~3.5 km)、西北次海盆(水深>3.5 km)、中沙地块(水深约 2~3.5 km)和东部次海盆(水深>3.5 km)的顺序来进一步描绘模型的地壳结构特征.

4.1　北部陆坡(在模型中的距离范围 320~484 km)

陆坡下方的地壳结构主要由 4 个 OBS 站位的数据所约束(OBS1, OBS2, OBS3 和 OBS4 号). 陆坡部分有 3 层沉积层, 其中沉积层 1 速度约为 1.9 km s^{-1}, 厚度范围是 0~1.3 km; 沉积层 2 速度为 2.6 km s^{-1}, 厚度范围约为 0~1.6 km; 沉积层 3 速度为 3.6 km s^{-1}, 厚度范围约为 0~1.5 km. 沉积层总厚度约为 0.5~4.1 km. 地壳速度范围 5.6~6.8 km s^{-1}, 地壳厚度(包括沉积层)由陆向海逐渐变薄, 范围为 13.2~21.5 km, 莫霍面埋深由深变浅, 从OBS1 站位下方的约 21.9 km, 变化到 4 号 OBS 下方的约 18.5 km.

4.2　西北次海盆(在模型中的距离范围 170~320 km)

西北次海盆下方的地壳结构主要由 4 个 OBS 站位的数据所约束(OBS5, OBS6, OBS7 和 OBS8 号). 从获取的模型可以看出, 西北次海盆有 3 层沉积层, 其中沉积层 1 速度为 2.0 km s^{-1}, 比陆坡区沉积层 1 速度略大, 厚度范围约为 1.0~1.3 km; 沉积层 2 速度为 2.9 km s^{-1}, 厚度范围约为 0~0.9 km; 沉积层 3 速度为 3.6 km s^{-1}, 厚度范围约为 0~0.6 km, 厚度较薄, 且在海盆中央缺失. 沉积层总厚度约为 0.6~2.6 km. 地壳速度范围为 5.4~7.0 km s^{-1}, 由北西向南东方向, 地壳厚度逐渐变厚再减薄, 厚度范围(包括沉积层)约为 7.7~13.2 km, 莫霍面埋深由深变浅, 海盆中央略下凹, 过中部后再由浅变深, 其中 OBS5 号下方的约 11.8 km 深, OBS6 号下方的约 11.2 km 深, OBS7 号下方的约 12.2 km 深, OBS8 号下方的约 11.8 km 深. 西北次海盆中央地壳略厚, 两端稍薄, 中央被沉积物所埋藏的火山所占据, 两侧结构对称.

4.3　中沙地块(在模型中的距离范围 90~170 km)

中沙地块主要由 3 个 OBS 站位的数据所约束(OBS10, OBS11 和 OBS12 号). 从模型可以看出, 中

沙地块处的沉积层很薄, 主要由沉积层 1 和 2 组成, 其中沉积层 1 速度为 1.9 km s^{-1}, 厚度范围是 0~0.4 km; 沉积层 2 速度为 2.7 km s^{-1}, 厚度范围是 0~0.6 km. 地壳速度范围为 5.5~6.9 km s^{-1}, 地壳厚度(包括沉积层)范围约为 9.5~16.8 km, 莫霍面埋深由浅变深再变浅, 从 OBS10 号下方的约 18.4 km, 变化到 OBS11 号下方的约约 18.1 km, 再到 OBS12 号下方的约 12.9 km.

4.4 东部次海盆西部(在模型中的距离范围<90 km)

东部次海盆西部边缘下方的地壳结构由两个 OBS 站位的数据所控制(OBS13 和 OBS14 号). 从获取的模型可以看出, 东部次海盆的沉积层由 3 层组成, 其中沉积层 1 速度为 2.0 km s^{-1}, 厚度范围约为 0.3~1.1 km; 沉积层 2 速度为 2.9 km s^{-1}, 厚度范围约为 0~1.3 km; 沉积层 3 速度为 3.6 km s^{-1}, 厚度范围约为 0~0.5 km. 与西北次海盆相似. 沉积物总厚度范围约为 0.9~2 km. 地壳速度范围为 6.3~6.8 km s^{-1}, 由北西向南东方向, 地壳厚度(包括沉积层)逐渐变厚, 厚度范围约为 5.6~9.5 km, 莫霍面深度由深变浅再略变深, 从 13 号 OBS 站位下方的约 9.7 km, 变化到 14 号 OBS 站位下方的约 11.2 km. 无论是地壳厚度还是莫霍面埋深, 东部次海盆均小于西北次海盆, 显现出一定的差异性.

5 讨论和结论

5.1 西北次海盆大陆边缘的张裂机制

关于大陆边缘的拉伸和张裂模式, 一般有纯剪切[25]、简单剪切[26]和分层剪切模式[27]. 关于南海主体海盆东部次海盆的张裂模式存在不同的观点, 已存在简单剪切[28,29]、纯剪[30]和分层剪切模式[31]以及早期简单剪切和晚期纯剪模式[32]等多种观点, 但对西北次海盆没有专门论述. OBS2006-1 剖面纵穿西北次海盆及两侧大陆边缘, 为我们进行海盆共轭特征的分析和力学机制的研究提供了条件.

从地形地貌上看, 西北次海盆北部边缘为向北凹进的弧形, 南部边缘为向北凸出的弧形, 南北两侧边缘呈明显的共轭关系. 从多道地震剖面看(图 5), 西北次海盆大陆边缘新生代的变形, 北部陆缘以 SE 倾的正断层和地堑-半地堑为主, 南侧中沙地块为 NW 倾的正断层和地堑-半地堑, 海盆中部也有对称分布的相向断层, 且莫霍面反射清楚、对称, 比较符合纯剪模型. 从两侧陆缘地壳结构来看, 西北次海盆南侧的中沙地块的最大地壳厚度约 16.8 km, 可大致分为 5.3~6.4 km s^{-1} 的上地壳和 6.4~6.8 km s^{-1} 的下地壳两层, 与海盆北侧陆坡速度结构相似, 推测两者可能存在共轭关系, 中沙地块处地壳属过渡壳性质. 北部陆缘有较厚的沉积物覆盖, 主要有 3 层沉积层; 而中沙块体则可能由于上隆作用和火山活动等原因, 沉积层很薄, 部分区域沉积层缺失.

从获取的海盆地壳结构来看, 海盆下方莫霍面向中央平缓变深, 两侧形态近似对称, 从 11 km 向中央变深为 12 km, 且与多道地震剖面发现的中央火山隆起有镜像对称关系. 地壳厚度也从陆坡厚约 21 km, 至海盆减薄为最小 7.7 km, 发生了强烈减薄. 综合以上分析, 我们认为西北次海盆的张裂模式属于纯剪切.

5.2 西北次海盆大陆边缘为非火山型地壳

迄今为止南海北部陆缘已经获取多条含有海陆过渡带信息的深地震剖面(ESP-W, ESP-C, ESP-E, OBS93, OBS96, OBS2001 和 OBS2006-3). 由于南海演化的复杂性, 这些剖面存在不同的特征, 反映了各自不同的构造演化信息. 南海东北部东沙附近的 ESP-C 剖面[7]显示陆坡下方存在高速层, 与 ESP-C 近似重合的 OBS93 剖面进一步证实也存在 5~8 km 厚的高速层; 其东的 ESP-E[7]和 OBS2001 剖面[33]同样发现了 0~5 km 厚的高速层, OBS2006-3 剖面[34]也发现存在下地壳高速层. 南海西北部, ESP-W 剖面下方发现有高速层存在, 当时认为南海北部陆缘均为火山型大陆边缘, 但之后与其相邻的 OBH96 剖面未发现下地壳高速层, 开始怀疑 ESP 剖面的数据质量和一维模拟结果的可靠性[14]. 那么, 到底南海北部陆缘西部是否存在下地壳高速层, 由于在 ESP-C 和 ESP-W 之间广大区域上没有地壳结构控制剖面, 使得该区的地壳性质讨论不能给出明确结论. OBS2006-1 剖面下地壳不存在高速层的结果进一步证实了北部陆缘西部的非火山型地壳性质, 强化了南海北部陆缘地壳结构特征存在东西侧差异, 西侧属于非火山型大陆边缘的观点[14,15]. 同时 OBS2006-1 地壳剖面的分布位置表明西北次海盆西侧大陆边缘属非火山型边缘, 从而为划分南海北部地壳性质分界线提供了重要信息. 此外, OBS2006-1 地壳模型显示华南陆缘到西北次海盆的海陆过渡带具有宽缓起伏的基底特征, 未

发现大型拆离断层的存在, 地壳厚度由华南陆缘向海盆逐渐变薄, 没有发现底侵构造.

5.3 西北次海盆速度结构分析

根据西北次海盆 OBS 地壳速度结构, 以 6.5 km s^{-1} 划分地壳为上地壳(洋壳层 2)和下地壳(洋壳层 3), 海盆内上地壳速度为 5.4~6.5 km s^{-1}, 厚度约为 1.1~2.9 km(平均 1.7 km), 对应标准洋壳层 2[35]; 而海盆内下地壳速度为 6.5~7.0 km s^{-1}, 厚度为 3.4~4.7 km(平均 4.0 km), 对应标准洋壳层 3. 层 2 与 3 之间存在明显的速度分界线, 层 2 底部几乎缺失 6.3~6.5 km s^{-1} 的速度层. 西北次海盆沉积层平均厚 2 km, 地壳厚度约 7.7 km, 莫霍面埋深约 11 km, 其洋壳性质十分明显. 基本可排除西北次海盆由陆壳裂解、洋陆壳混生或存在残余陆壳的可能. 海盆基底与东侧 OBS93 剖面对比, 该剖面 OBS14 和 OBS15 站位位于东部次海盆北侧深海盆, 其层 2 和 3 的速度分布特征与本剖面相似, 均缺少 6.3~6.5 km s^{-1} 的速度层. 厚度上东部次海盆层 2 要比西北次海盆小很多, 但层 3 厚度接近. 对西北次海盆和东部次海盆北侧的声纳浮标速度剖面分析表明, 洋壳层 2 和 3 的速度结构的一致性并不好(表 2), 厚度变化均较大, 一般认为洋壳层 3 被严重减薄了. 但根据我们这次 OBS 速度剖面的研究, 无论是西北次海盆还是东部次海盆, 洋壳层 3 的厚度都是稳定的, 一般在 4~5 km 范围内变化, 与标准洋壳层 3 厚度 5 km 左右接近. 洋壳层 2 则有减薄现象, 西北次海盆为 1.8 km, 东部次海盆为 0.6 km, 东部次海盆洋壳层 2 减薄现象更明显. 进一步研究表明, 西北次海盆洋壳层 2 速度和厚度在中央两侧存在差异, 中沙地块一侧至海盆中央区的速度普遍比北部陆缘一侧海盆速度低约 0.1 km s^{-1}; 同样的现象在多道地震剖面上也有显示, 西北次海盆莫霍面反射清楚、对称, 但基底速度两侧不同, 北部边缘侧比中沙地块侧速度要高. 该特点预示海盆扩张过程中, 代表洋壳层 2 的玄武岩熔浆存在不对称喷溢活动, 南侧接受熔岩多, 北侧少. 西北次海盆内没有发现明显的磁条带异常, Barckhausen 和 Roeser[8]尝试进行了西北次海盆的磁条带异常的对比, 但仍认为特征是不清晰的. 根据地壳结构特征和速度分布, 西北次海盆的地壳性质具有典型的洋壳特征, 应该经历了海底扩张过程, 那么为什么没有海底扩张所伴有的磁条带异常呢? 一种可能是西北次海盆具有高速扩张的历史, 扩张时间短, 没有记录多少磁异常倒转的信号, 但这与周边东部次海盆[36]和西南次海盆的慢速扩张的结果不一致. 另一种可能是, 西北次海盆是南海中最小的海盆, 从初始扩张到稳态的海底扩张时间短, 记录不到清晰磁异常条带, 我们认为第二种解释更接近真实. 由于磁条带异常主要由洋壳层 2 记录, 而西北次海盆经历了洋壳层 2 熔岩的不对称溢流, 进一步模糊和干涉了原有的磁条带异常的表现.

5.4 西北次海盆构造演化对比

西北次海盆保留了海盆从不稳态的初始扩张到稳态的海底扩张的进程. 多道地震剖面(图 5)清晰显示了西北次海盆的构造特征. 海盆内有较厚的沉积物覆盖, 沉积物大致可分为 3 层, 分别代表晚渐新世同扩张期、早中新世后扩张期和中中新世以来的热沉降期, 两个界面分别代表 23.5 和 16.5 Ma. 沉积基底清晰, 海盆两侧由一系列箕状断陷地堑构造组成, 在陆坡与海盆交界处存在一系列向海盆倾的阶梯状正断层. 陆缘张裂活动从海底扩张期开始一直持续至早中新世的后扩张期. 进入热沉降阶段, 断层作用影响减小, 沉积以水平披覆为主. 海盆中间基底明显隆起, 为岩浆侵入物质. 仔细分析同扩张期的沉积可以发现, 该套层序可分为两部分, 下部是两侧有大量沉积输入, 呈类似海底扇结构的一套强振幅、弱连续性

表 2 来自声纳浮标的西北次海盆、东部次海盆和中西沙块体各层厚度及莫霍面埋深[21]

单元	西北次海盆				东部次海盆				
点号	68V36	107V36	36V36	35V36	125C17	229V36	124C17	212V28	210V28
经度(E)	114.33°	114.85°	115.29°	116.42°	116.51°	117.92°	115.20°	119.34°	119.46°
纬度(N)	17.89°	18.03°	17.75°	17.95°	18.13°	18.49°	15.63°	18.73°	18.71°
层 1 厚度(km)	2.67	2.11	1.46	1.96	1.82	2.21	1.61	2.58	2.25
层 2 厚度(km)	2.07	1.09	2.96	1.71	2.93	2.94	3.32	2.18	2.22
层 3 厚度(km)	1.46	2.19	3.02	3.27	2.07	2.66	1.73	3.99	2.68
莫霍面埋深(km)	9.81	9.06	11.3	10.09	10.79	11.43	10.33	12.75	11.32

的地震层序, 沉积中心在两侧; 上部是一套连续性好的水平层序, 它与下部层序呈上超关系. 如果下层序和上层序反映初始扩张和海底扩张, 则两个阶段的过渡存在突变, 沉积中心从两侧转向中央. 西北次海盆是晚渐新世海底扩张的产物, 海盆中央基底隆起, 莫霍面下凹, 反映岩浆上涌的通道, 并被密度模型所验证. 剖面东侧的双峰海山可能就是该中脊海山链的表现. 可以类比的是南海东部海盆的中部也存在规模更大的黄岩海山链, 两者可能具有类似的成因机制, 不同的是东部次海盆是发育更为成熟的洋盆, 而西北次海盆则可能只经历了初期扩张就停止了.

西北次海盆西侧是西沙海槽, 两者是否存在演化上的联系, 也就是是否在该区存在连续而一致的减薄, 从而形成初级裂谷(西沙海槽)-初级洋盆(西北次海盆)-成熟洋盆(东部次海盆)的格局? 有人认为西沙海槽是西北次海盆向西扩展而成的残余裂谷[2,37]; 有人认为西沙海槽是一个缝合带[38]; 有人认为西沙海槽是裂谷的初级阶段, 并不存在缝合[14]; 也有人综合上面观点认为西沙海槽可能先经历了缝合, 而后发生张裂[39]. 从构造地貌上看西北次海盆的西侧拉伸轴向 SWW 向伸展, 与西沙海槽并不重合; 地震剖面上看西北次海盆和西沙海槽并存, 而且西沙海槽的古近系沉积物厚度较大, 年代也早于西北次海盆, 这都说明西沙海槽并非西北次海盆向西扩展的产物[40]. 因此南海北部地区西沙海槽、西北次海盆和东部次海盆在动力学特征方面虽存在相似性和关联性, 但更多表现出差异性, 反映不同的演化特征.

致谢 感谢上海海洋石油局第一海洋地质调查大队“奋斗七号”地震船全体船员的大力协助, 广东和海南省地震局在设备方面大力支持. 参加本航次调查的还有 Dr. Dimitry Ilinski、丘学林研究员、赵明辉副研究员、郭兴伟博士和李湘云硕士, 他们在海上作业中做出了贡献. 唐勇研究员、吴招才和赵俐红博士为本文部分图件绘制提供了帮助, 审稿人提出修改建议, 一并致谢. 文中部分图件使用了 Wessel 和 Smith 的 GMT 绘图工具.

参考文献

1 Ben-Avrahan Z, Uyeda S. The evolution of the China Basin and the Mesozoic paleogeography of Borneo. Earth Planet Sci Lett, 1973, 18: 365–376
2 Taylor B, Hayes D E. Origin and history of South China Sea Basin. In: Hayes D E, ed. The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Geophys Monogr AGU, 1983, 27: 23–56
3 Taylor B, Hayes D E. The tectonic evolution of the South China Sea Basin. In: Hayes D E, ed. The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Geophys Monogr AGU, 1980, 23: 89–104
4 陈圣源. 南海磁力异常图. 南海地质地球物理图集. 广州: 广东地图出版社, 1987
5 吕文正. 南海中央海盆条带磁异常特征及构造演化. 海洋学报, 1987, 9: 69–78
6 金庆焕. 南海地质与油气资源. 北京: 地质出版社, 1989
7 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
8 Barckhausen U, Roeser H A. Seafloor spreading anomalies in the South China Sea revisited. In: Continent-Ocean Interactions within East Asian Marginal Seas. AGU Chapman Conference, San Diego, CA, ETATS-UNIS (11/2002), 2004. 121–125
9 阮爱国, 李家彪, 冯占英, 等. 海底地震仪及其国内外发展现状. 东海海洋, 2004, 22: 19–27
10 Qiu X L, Shi X B, Yan P, et al. Recent progress of deep seismic experiments and studies of crustal structure in northern South China Sea. Prog Nat Sci, 2003, 13: 481–488
11 阮爱国, 丘学林, 李家彪, 等. 中国海洋深地震探测与研究进展. 华南地震, 2009, 29: 10–18
12 张中杰, 刘一峰, 张素芳, 等. 南海北部珠江口-琼东南盆地地壳速度结构与几何分层. 地球物理学报, 2009, 52: 2461–2467
13 郝天珧, 徐亚, 赵百民, 等. 南海磁性基底分布特征的地球物理研究. 地球物理学报, 2009, 52: 2763–2774
14 Qiu X L, Ye S Y, Wu S G, et al. Crustal structure across the Xisha Trough, northwestern South China Sea. Tectonophysics, 2001, 341: 179–193
15 Yan P, Zhou D, Liu Z S. A crustal structure profile across the northern continental margin of the South China Sea. Tectonophysics, 2001, 338: 1–21
16 Nissen S S, Hayes D E, Yao B C, et al. Gravity, heat flow, and seismic constrains on the processes of crustal extension: Northern margin of the South China Sea. J Geophys Res, 1995, 100: 22447–22483

17 吴振利, 阮爱国, 李家彪, 等. 南海中北部地壳深部结构探测新进展. 华南地震, 2008, 28: 21–28
18 Makris J, Möller L. An ocean bottom seismic station for general use—Technical requirements and applications. In: Hoefeld J, Mitzlaff A, Plomsky S, eds. Europe and the Sea, Marine Sciences and Technologies in the 1990's. Hamburg: German Committee for Marine Science and Technology, 1989. 196–211
19 李湘云, 吴振利, 薛彬, 等. SEDIS IV 型短周期自浮式海底地震仪及应用体会. 热带海洋学报, 2007, 26: 35–39
20 薛彬, 阮爱国, 李湘云, 等. SEDIS IV 型短周期自浮式海底地震仪数据校正方法. 海洋学研究, 2008, 26: 98–102
21 金翔龙. 南海地球科学研究报告. 东海海洋, 1989, 7: 21–29
22 Ditmar P G, Makris J. Tomographic inversion of 2-D WARRP data based on Tikhonov regularization. In: 66th Ann Internat Mtg, Soc Expl Geophys, Expanded Abstr, 1996. 2015–2018
23 Christensen N I, Walter D M. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J Geophys Res, 1995, 100: 9761–9788
24 Cady J. Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. Geophysics, 1980, 45: 1507–1520
25 Mckenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet Sci Lett, 1978, 40: 25–32
26 Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin & Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 1981, 219: 645–648
27 Lister G S, Ethridge M A, Symonds P A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology, 1986, 14: 246–250
28 Zhou D, Ru K, Chen H Z, et al. Kinematics of Cenozoic extension on the South China Sea continental margin and its implications for the tectonic evolution of the region. Tectonophysics, 1995, 251: 161–177
29 Hayes D E, Nissen S S, Buhl P, et al. Throughgoing crustal faults along the northern margin of the South China Sea and their role in crustal extension. J Geophys Res, 100: 22435–22446
30 Nissen S S, Hayes D E, Buhl P, et al. Deep penetration seismic sounding across the northern margin of the South China Sea. J Geophys Res, 1995, 100: 22407–22433
31 姚伯初. 南海西南海盆的岩石圈张裂模式探讨. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19: 37–48
32 吴世敏, 周蒂, 丘学林. 南海北部陆缘构造属性问题. 高校地质学报, 2001, 7: 419–426
33 Wang T K, Chen M K, Lee C S, et al. Seismic imaging of the transitional crust across the northeastern margin of the South China Sea. Tectonophysics, 2006, 412: 237–254
34 阮爱国, 牛雄伟, 吴振利, 等. 潮汕坳陷中生代沉积的折射波 2D 速度结构和密度. 高校地质学报, 2009, 15: 417–428
35 Kennett J P. Marine Geology. New Jersey: Prentice-Hall, 1982
36 李家彪, 金翔龙, 高金耀. 南海东部海盆晚期扩张的构造地貌研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 239–248
37 施小斌, 周蒂, 张毅祥, 等. 南海西沙海槽岩石圈的密度结构与热-流变结构. 热带海洋学报, 2002, 21: 23–31
38 姚伯初, 曾维军, 陈艺中, 等. 南海西沙海槽, 一条古缝合线. 海洋地质与第四纪地质, 1994, 14: 1–10
39 阎贫, 刘海龄. 南海北部陆缘地壳结构探测结果分析. 热带海洋学报, 2002, 21: 1–12
40 丁巍伟, 黎明碧, 赵俐红, 等. 南海西北次海盆新生代构造-沉积特征及伸展模式探讨. 地学前缘, 2009, 16: 147–156