

福州盆地及邻区地壳精细结构的深地震反射 与高分辨率折射及宽角反射/折射联合探测研究*

朱金芳 ** 徐锡伟 张先康 黄宗林 陈祥熊
方盛明 刘保金 郑荣章

(① 福建省地震局, 福州 350003; ② 中国地震局地质研究所, 北京 100029;
③ 中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002)

摘要 福州盆地及其邻区地处中国大陆东南沿海地震带北端。通过在该地区开展了中国第一条高分辨率地震折射、宽角反射/折射和深地震反射联合剖面探测, 获得了该地区近地表至 Moho 面的精细速度结构和几何结构及其深浅构造关系图像。结果表明, 该地区地壳厚约 32 km, 具有明显的分层结构特征, 可分为上地壳和下地壳 2 个组成部分。上地壳介质速度为 5.9~6.2 km/s, 在埋深 10~15 km 之间存在厚 3~4 km 的弱低速层(体); 下地壳介质速度介于 6.3~7.27 km/s 之间, Moho 面上部厚约 3 km 范围内为一个强速度梯度层, 速度从 6.5 km/s 增加到 Moho 面上界面的 7.27 km/s; 福州盆地及其邻区近地表至浅部高角度正断层发育, 但规模较小, 延深浅, 是缓倾正断层上盘发育的次级反向正断层, 发震能力有限, 而长乐—诏安断裂带至滨海断裂带下部存在着切割上、下地壳分界面和 Moho 面的高倾角深断裂, 具有发生中强以上地震的深部构造环境, 是未来产生对福州市有影响地震的震源区。这一成果大大提高了中国东南沿海地震带深部构造的探测精度, 在东南沿海地区首次发现上地壳的张性构造及铲式正断层组合特征, 并在深浅部构造组合方面首次取得了统一的解释结果, 深化了东南沿海地震带的深部动力学过程的认识, 同时在深部地震探测方法综合应用方面对其他地区具有借鉴意义。

关键词 深地震反射 高分辨率地震折射 宽角反射/折射 壳幔结构

福州盆地及邻区靠近欧亚板块与菲律宾海板块 震带主体活动构造区北端^[1], 虽然该区历史上仅发生
的会聚边界—台湾地区, 地处中国大陆东南沿海地 过 Ms4³/₄~5³/₄ 级地震 3 次(图 1), 但东南沿海地震带

2004-08-30 收稿, 2005-04-21 收修改稿

* 国家发展计划委员会(2001977)与福建省政府“十五”重点项目联合资助

** E-mail: zjf7166@sina.com

的中、南段,特别是滨海地带曾发生过 $M \geq 7.0$ 级地震4次,6.0~6.9级地震21次,5.0~5.9级地震69次。面对较严重的历史地震灾害,前人采用追逐、相遇和单支、纵剖面和非纵剖面的观测系统,开展过深地震测深工作,通过对地震波走时正、反演计算和射线追踪等手段,获得了福州及其邻近地区地壳、上地幔结构模型,揭示出具有大陆地壳向海洋地壳过渡的结构特征、存在壳内低速层和可能存在北西向深断裂的一些证据^[2,3],但由于受技术条件的限制,以往仅采用单一的折射探测方法,未开展过深地震反射探测,对地壳精细结构缺乏深入研究。

地壳上地幔精细结构信息的探测一直是地球科学研究的前沿课题。福州盆地及其邻区发育着大面积第四系松散覆盖层,多条断裂呈隐伏状态,是可能的潜在震源,探测其深部孕震构造环境,了解地壳和上地幔结构与深浅构造关系等,对提高福州盆地及其邻区发震危险性的认识水平是十分重要的^[4,5]。因此,经实地踏勘和科学论证,横跨福州盆地南缘和长乐-诏安断裂带布设了高分辨率地震折射、宽角反射/折射和深地震反射联合探测剖面,综合利用地震波速度成像和构造成像技术,以获得近地表至震源深度(≥ 15 km)范围的地壳精细几何结构与速度结构、地壳浅部断裂的几何形态和深浅构造关系等,判定福州盆地是否存在发生直下型破坏性地震的深部构造环境。在同一条剖面上采用高分辨率折射、宽角反射/折射与深地震反射联合探测,在国内尚属首次。这一联合探测的开创性应用,不仅从深浅构造关系上综合判定了福州及其邻区活动断层的发展危险性,而且将深化对中国东南沿海地震带的深部动力学过程的认识,同时在深部地震探测方法综合应用方面对其他地区无疑具有较大的借鉴意义。

1 联合地震探测剖面位置

福州盆地及其邻区位于闽江下游入海口附近,盆地基底和山区主要由燕山期花岗岩和火山岩组成,零星分布基性、超基性岩脉或岩瘤,盆地内部和邻近平原区堆积着晚更新世-全新世海相、海陆交互相和陆相地层^[6]。高分辨率折射测线(剖面)与宽角反射/折射测线(剖面)完全重合,东起长乐县江田镇附近海滩

边缘($E119^{\circ} 37'08''$, $N25^{\circ} 48'55''$, 10 km桩号),经江田镇、罗联乡、玉田镇、尚干镇、南屿镇、五都、苦竹,止于闽侯县鸿尾乡大模寨村附近($E118^{\circ} 56'41''$, $N26^{\circ} 09'58''$, 90 km桩号),呈北西向展布,全长80 km,分别在玉田-罗联(26 km桩号)附近横跨长乐-诏安断裂带,在尚干附近(37 km桩号)横跨八一水库-尚干断裂,在南屿附近(55 km桩号)横跨闽侯-南屿断裂南端,在五都西65 km桩号附近穿过了一条近南北向的未名断裂。深地震反射测线与高分辨率折射测线中东段重合,东起江田镇海边($E119^{\circ} 37'08''$, $N25^{\circ} 48'55''$, 10 km桩号),西止于五都村西侧的光明楼附近($E119^{\circ} 09'22''$, $N26^{\circ} 01'31''$, 63 km桩号),全长53 km(图1)。

2 数据采集、处理与解释

2.1 高分辨率地震折射剖面

高分辨率折射探测对浅部地层成象的精度高,是研究基底结构的有效手段^[4,5]。为研究福州盆地及邻区结晶基底的精细结构,折射探测采用密集接收点距和密集炮距、具有多重追逐与互换的观测系统:沿长80 km测线共布设150个观测点,点距0.5 km,16个炮点,炮距3~4 km,炮点药量72~288 kg,在经过桐口-洪山桥断裂、八一水库-尚干断裂、长乐-诏安断裂带附近,观测点距加密至0.3~0.5 km;60 km桩号以西观测点距为1.0 km左右。野外观测仪器为中国地震局地球物理勘探中心研制的DAS-2型轻便数字地震仪。

通过对初至波(P_g)的走时反演获得结晶基底的构造形态及速度分布。在高分辨折射剖面上,共进行了16次爆破,共有1601个 P_g 波数据,视速度大约为5.7~5.8 km/s。在整条剖面上, P_g 波都可连续追踪,炮点最大追踪距离接近80 km。为了防止由于近炮点走时数据的影响而出现局部隆起现象,在反演时去掉了近炮点数据,实际参加反演的 P_g 波数据合计1501个。在选取初始模型时,主要参照中国地震局和地质矿产部所作江西永平大爆破永平-宁德剖面 and 福清-泉州-汕头剖面东段测深剖面^[2,3];地表速度主要利用各个近炮点接收点的直达波速度。

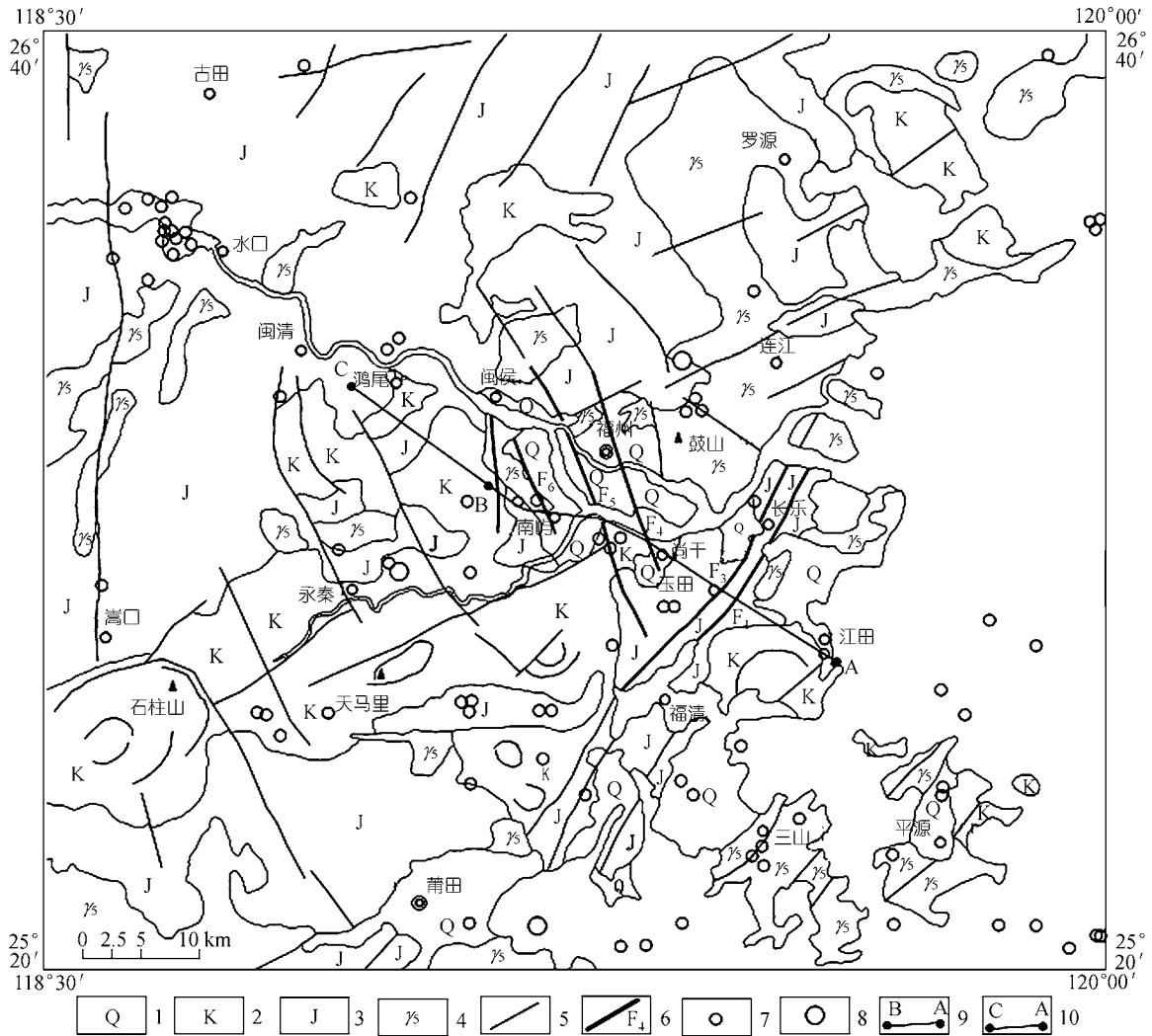


图 1 福州盆地及邻区地质构造与深地震探测剖面位置图

1 示第四系; 2 示白垩系; 3 示侏罗系; 4 示燕山期花岗岩; 5 示断层; 6 示 2~<4.75 级地震震中; 7 示 4.75~5.75 级地震震中; 8 示深地震反射剖面; 9 示深地震折射及宽角反射/折射剖面。A 点位于江田镇海边(E119°37'08", N25°48'55") ; B 点位于五都村西侧的光明楼(E119°09'22", N26°01'31") ; C 点位于闽侯县鸿尾乡大模寨村(E118°56'41", N26°09'58")

经有限差分 14 次迭代反演(网格间距均为 0.5 km) 得到 P 波速度等值线(图 2(a)), 从射线分布可知, 射线最大穿透深度为 8 km, 分布范围大体呈一中间深两边浅的抛物线形状; 在 3 km 以上, 射线分布最为密集, 在一个网格单元内, 最大射线数达到 450 根, 最小射线数也达 40 根(图 2(b)). 因此, 这样的射线分布是合理的, 也较为密集, 其反演结果应该是可靠的。

从图 2(a)可见, 在桩号 60 km 以东深度 1 km 左右

和桩号 60 km 以西深度 1.5~2.0 km 处速度等值线相当密集, 在这一区域之下速度等值线变得稀疏, 速度值大约为 5.6~5.7 km/s, 这一深度大约对应于区域结晶基底面, 但其速度值较华北地区明显偏低^[7]。深度 2~5 km 范围速度等值线较稀, 5 km 以下速度等值线变密, 在这一深度上应有速度间断界面存在。在 5~8 km 深度范围速度等值线较为均匀。在 1~5 km 深度范围速度等值线横向差异较大, 反映出浅部或近地表存在断裂: 在桩号 20~30 km 之间, 速度等值线明显

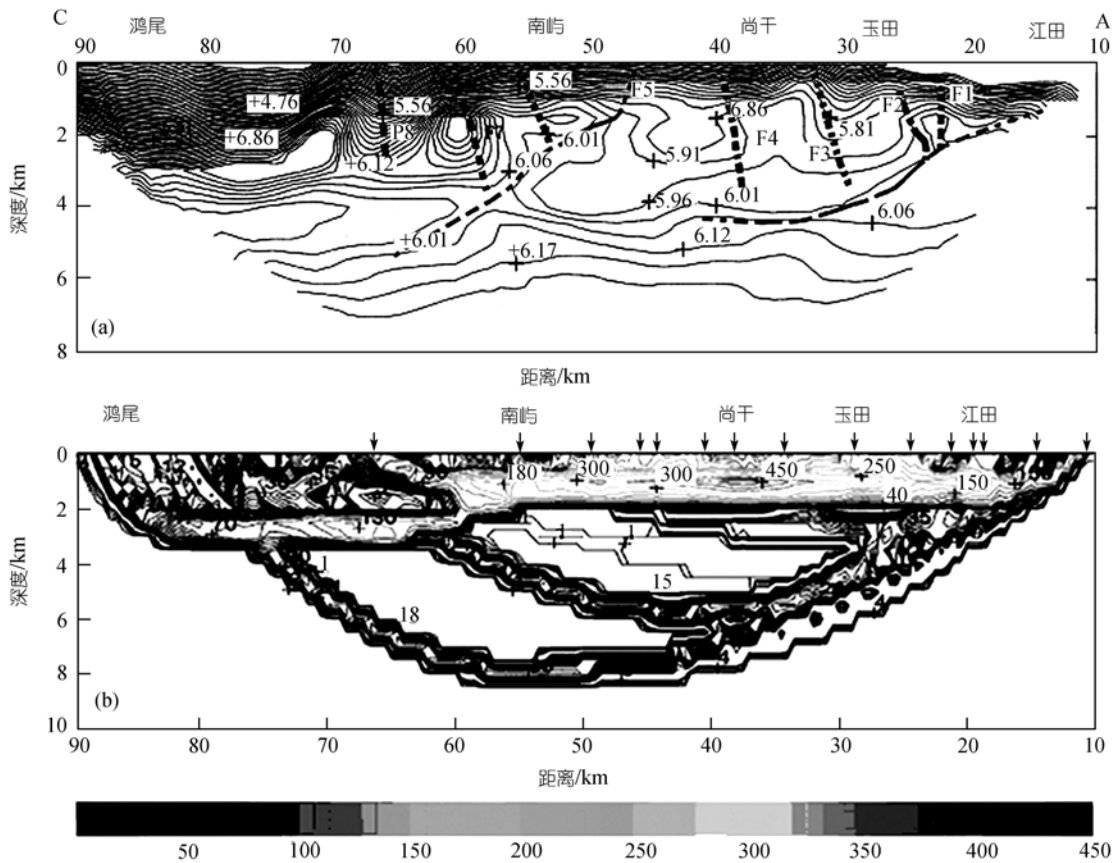


图 2 福州盆地及其邻区高分辨率折射有限差分成像解释图(a)和射线数分布图(b)

等值线单位: km/s; 等值线速度间隔 0.05 km/s; 细黑线代表西倾界面; 黑粗断线代表近地表或浅部断裂. (b) 图中数值表示通过单元网格射线数; 箭头表示炮点位置

上隆, 横向变化较大, 应有断裂存在, 在空间上与长乐-诏安断裂带一致(F₁~F₃); 在桩号 35~40 km 之间八一水库-尚干断裂(F₄)下部存在速度隆起区, 速度等值线横向变化较大, 速度等值线落差达 2 km 左右. 另一个值得注意的现象是, 在桩号 13~40 km 范围, 小于或等于 5.96 km/s 速度等值线密, 而大于 6.01 km/s 的速度等值线非常稀, 推测速度等值线 6.01 km/s 代表了一个西倾界面, 埋深从东边(桩号 10 km)的 2 km, 向西逐渐加深至 4 km 左右(桩号 40 km); 与此相类似, 在桩号 45 km 附近向西又出现一西倾界面, 埋深 1.5 km, 往西逐渐加深至约 5 km(桩号 70 km), 其上端点与北西向桐口-洪山桥断裂(F₅)位置吻合. 此外, 在西部西倾界面之上, 测线桩号 50~65 km 之间速度等值线横向变化非常大, 在桩号 60 km 附近有一高速体,

其东西两边速度低, 结构很复杂, 应该代表存在一组近地表断裂, 相当于盆地西侧基岩山区出露的北西向闽侯-南屿断裂等, 其中桩号 56 km 左右对应盆地西界闽侯-南屿隐伏断裂(F₆), 而桩号 65 km 附近为西部山区走向近南北的未名断裂(F₈). 正是这三条断裂的存在造成了剖面上复杂的速度结构, 在埋深 2~4 km 有近地表断裂部位, 速度等值线横向变化较大, 等值线近乎垂直, 说明这些断裂的倾角较大.

2.2 宽角地震反射/折射剖面

宽角反射/折射法利用地震波的运动学性能较好地地对地壳的速度结构进行分层, 在确定地壳的分界面有较好的效果. 宽角反射/折射测线与高分辨率折射测线完全重合, 观测系统相同: 在长 80 km 的探测

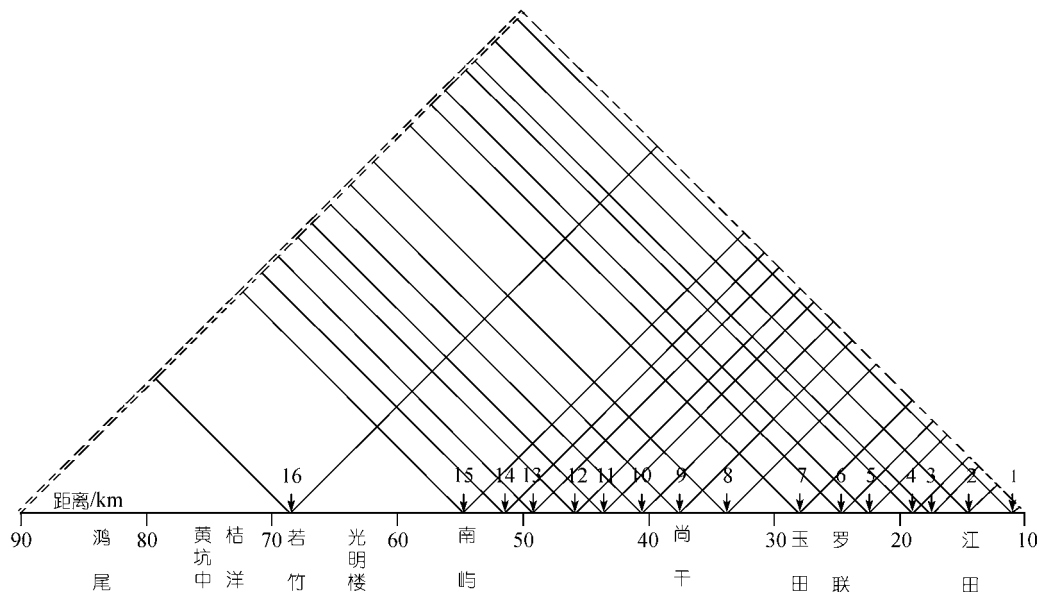


图 3 福州盆地及其邻区宽角反射/折射剖面观测系统

剖面上共布设观测点 150 个, 剖面东段竹田岩村-卫星村(20~50 km 桩号)之间 30 km 区段的观测点距为 300 m 左右, 西段 50~90 km 区段的观测点距为 800~1000 m 左右; 分别在 11.22, 14.51, 17.67, 18.84, 22.47, 24.36, 28.37, 34.63, 37.47, 41.06, 44.00, 46.11, 49.91, 52.22, 55.99 和 68.18 km 等桩号点布设了 16 个炮点, 构成具有多重追逐与互换的观测系统(图 3)。由 16 炮 P 波资料所得的 P 波折合速度为 6.00 km/s。综合考虑不同属性波组的动力学与运动学特征, 主要识别出 Pg, P1, P2, P3 和 Pm 等震相或波组(图 4(a))。Pg 波为基底顶面的折射波(首波), 大约在距炮点 5.0 km 之后以清晰可靠的初至波被观测记录到, 一般可追踪至距炮点 70.0~80.0 km, 视速度介于 5.70~6.00 km/s 之间; P1 波为上地壳内 C1 界面的反射波, 深度 7.0~8.0 km, 追踪区间为 30~80 km, 视速度为 5.70~5.80 km/s; P2 波为上地壳底界 C2 反射波, 深度 14.0~16.0 km, 追踪区间为 40~80 km, 视速度一般为 6.00 km/s; P3 波为下地壳内 C3 界面反射波, 深度 23.0~25.0 km, 仅在剖面东端海滩炮(11.22 km)、江田炮(14.51 km)的记录中存在, 追踪区间一般为 60~80

km, 平均速度为 6.00 km/s 左右; Pm 波为 Moho 界面反射波, 仅在东端海滩炮(11.22 km)、江田炮(14.51 km)、下当村炮(17.67 km)的 65~80 km 区间存在, 平均视速度为 6.10 km/s。

在上述壳内震相识别的基础上, 参考已有地壳速度模型建立二维地壳速度结构的初始模型, 采用二维非均匀介质中动力学射线追踪、走时拟合和理论地震图合成等正演壳内反射震相, 使理论走时、各波组的振幅特征与实测资料的记录特征达到最佳的拟合, 获得二维地壳速度结构(图 4(b)), 由 P1, P2, P3 和 Pm 各反射波组所确定的地壳界面将地壳划分为 4 个层面, 即 C1, C2, C3 和 M 界面, 可将地壳划分为上地壳和下地壳两个部分。

上地壳指 C2 界面之上的层位, 根据 Pg, P1 和 P2 波组又可将上地壳细分为三层。

第一层: 基底折射波 Pg 确定的 G 界面之上的地壳顶部。在剖面东端的 G 界面埋深 1.4 km 左右, 向西逐渐变浅, 在玉田、尚干一带埋深 1.0 km 左右, 在大约 70 km 桩号(苦竹店)附近基底呈现局部上隆状态, 其他地段基底的埋深基本在 1.0 km 左右。G 界面之上

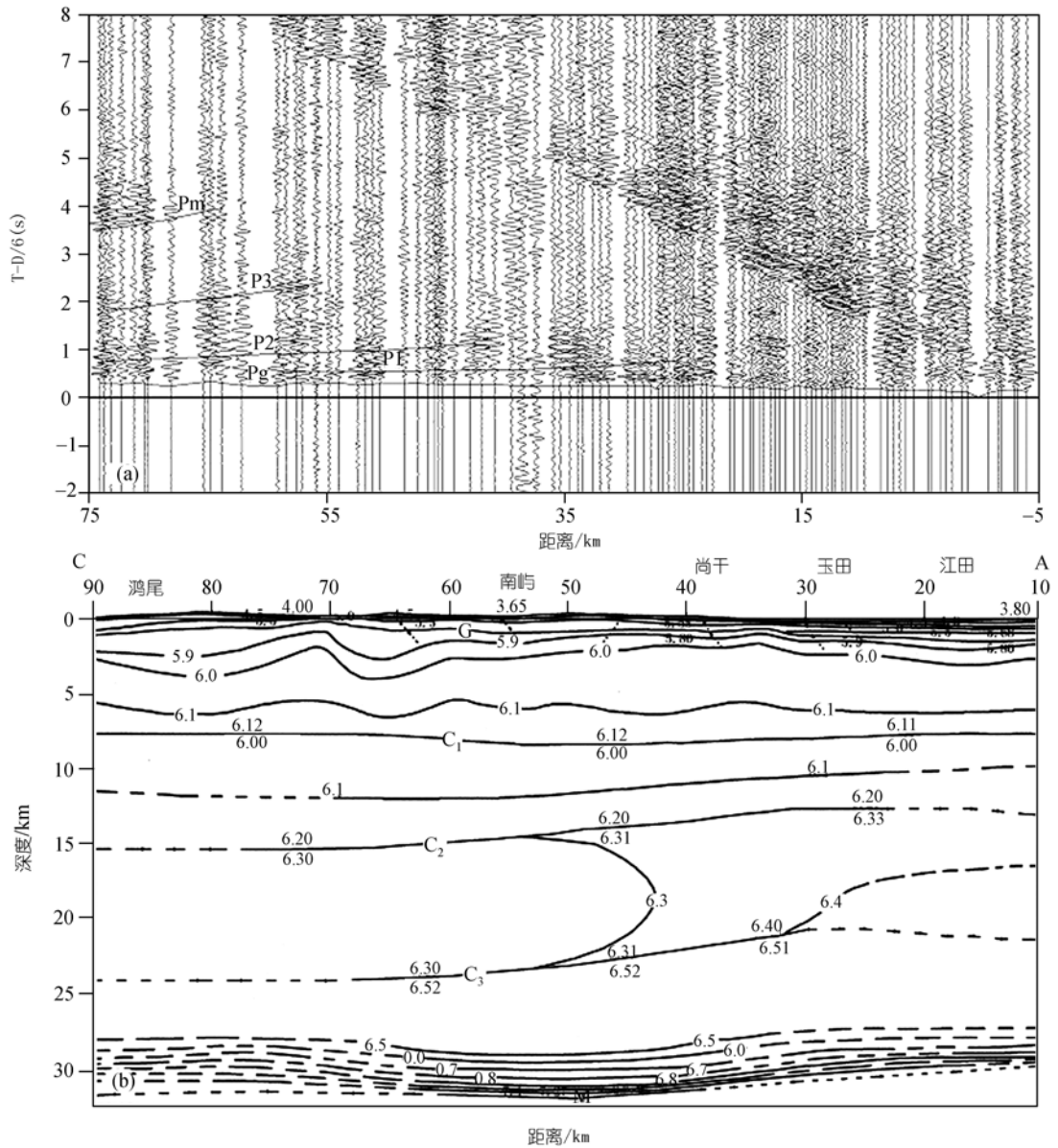


图 4 宽角反射/折射剖面江田炮(SP14.51 km) 纪录截面图(a)和地壳二维速度结构图(b)

的速度结构基本上是由一个强速度梯度层所组成, 由地表 3.60~4.00 km/s 递增到结晶基底之上 5.20~5.60 km/s.

第二层: 结晶基底顶面(G 界面) 向下至 C1 界面之间的层位. C1 界面是由 P1 确定的上地壳中的一个反射界面, 其深度范围 8.0~8.7 km, 在剖面中部南屿-尚干之间略显下凹, 向两端呈现抬升趋势; 层速度为

5.80~6.10 km/s, 在靠近 G 界面顶部速度为 5.80~6.00 km/s, 其下大约 3~5 km 的厚度范围之内是一个较弱的速度梯度层, 速度变化范围为 6.00~6.10 km/s; 在尚干、苦竹店附近速度等值线的起伏变化可视为存在断裂带的一种标志.

第三层: 指 C1 与 C2 界面之间的层位, 由壳内反射波 P1 和 P2 所确定. 作为上、下地壳分界的 C2 界

面与 C1 界面相比,沿剖面具有一定的起伏变化,所反映的趋势特征是明显的,在尚干-玉田附近 C2 界面呈现出上隆状态,深度为 13~14 km,向西逐渐加深,苦竹店(桩号 70 km)附近深度为 15.6 km. C1 界面之下的速度结构发生了逆转,大约在 3~4 km 的厚度范围之内存在一个弱的低速层(体),向下速度由 6.10 km/s 变化到 C2 界面的 6.20 km/s.

下地壳指 C2 界面之下至 M 界面之间的层位,由壳内反射波 P2 和 Moho 界面反射波 Pm 所限定.由于观测距离的限制仅得到 30~70 km 桩号(玉田-苦竹店)区间段的下地壳结构. C3 界面为下地壳内部一个反射界面,在尚干、玉田一带深度为 21~22 km,向西至南屿、苦竹店一带深度逐渐加深至 24~24.5 km; 玉田附近 C2 和 C3 界面可能存在局部上隆现象,在空间上对应于深地震反射探测剖面所揭示的深断裂位置附近,但由于靠近剖面东端点,深断裂位于有效反射/折射区之外,深断裂影像不清.此外,在下地壳下部 C3 与 M 界面之间是一个正的速度梯度层,靠近 M 界面梯度较强,在大约 3 km 厚度的范围内速度从 6.50 km/s 变化至 7.27 km/s.南屿至尚干一带地壳厚度约 32 km.

2.3 深地震反射剖面

深地震反射法对地壳上地幔的结构成像具有高的分辨率.综合测区地形、地貌和近地表地质条件,结合深地震反射法勘探特点,考虑测区结晶岩内部反射系数小,仅为沉积岩层的 1/3 左右,没有反射标准层等,深地震反射法激发震源采用单孔或组合爆破源:覆盖层相对较厚的盆地内采用单孔激发,孔深 18~20 m; 山前地带采用多孔组合激发方式,孔深 3~5 m, 3~4 口井组合,药量 6~16 kg. 观测系统参数:道间距 30 m, 炮间距 60~90 m、偏移距 100~300 m、单边端点激发、150 道接收、25~30 次覆盖;为了增加测线首、末端的覆盖次数,采取了在测线首、末端加炮的方法,地震波的接收采用了每道 2 串 10 Hz 的地震检波器,每串 10 个. 数据采集采用德国 DMT 公司生产的 SUMMIT 数字地震仪,采样率 2 ms,每道 8192 个数据样点,记录长度 16.38 s. 采用 ProMAX 地震反射处理系统对深地震反射数据处理,并用高程

静校正、初至时拟合折射静校正和反射波剩余静校正方法对数据进行了静校正处理,消除地形起伏和近地表地下地层介质横向不均匀对地震记录的影响.另外,速度分析对取得良好的地壳结构图像是关键^[8]. 针对联合剖面上深地震反射波、宽角反射/折射波和高分辨率折射波等资料综合确定时深转换用的速度(图 5). 其中,在双程走时 1 s 左右,速度约为 3800 m/s; 双程走时 2 s 左右,速度增加为 4650 m/s; 双程走时 5 s 左右波速度值由 4 s 左右的 6100 m/s 下降为 5950 m/s,至 6 s 左右地震波速度又增加到 6250 m/s,表明在深度 12.2~14.8 km 之间存在低速层(体); 双程走时大于 6 s,波速度值又随着深度增加而逐渐增大,大约在 29 km 深处(9 s 左右),波速度值增加至约 6500 m/s; 双程走时 10 s 以下,地震波速度大于 7000 m/s.

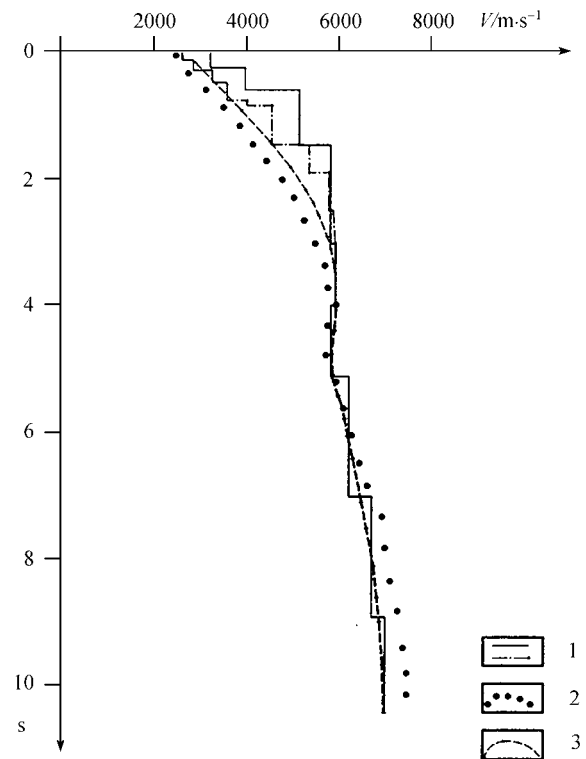


图 5 地震波速度结构曲线

1. 折射资料得到的速度曲线; 2. 反射资料得到的速度曲线; 3. 综合折射和反射资料得到的速度曲线

深地震反射剖面上,存在着 4 个能量较强、由密集反射叠层(面)组成的反射带.这 4 个强能量的反射

带出现在剖面双程时间为 0.6~1.0 s(反射带 G)、5.1~5.4 s(反射带 C2)、7.2~7.5 s(反射带 C3) 和 9.7~10.5 s(反射带 M), 对应深度分别为 1.0~1.5, 15.3~16.2, 21.8~23.4 和 31.5~34 km, 其深度范围 8.0~8.7 km, 没有出现由 P1 确定的上地壳中的 C1 反射带(图 6)。浅部反射带 G 在横向上起伏变化较大, 并被多条断层切割, 反射显得凌乱; 反射带 C2 出现在双程走时 4.9~5.4 s 之间, 相当于深度 15~16 km 的上、下地壳分界; 反射带 C3 在横向上比较连续, 且反射能量相对较强, 表明在深度 22~23 km 存在一个速度突变带; 深度 23~31 km 之间几乎看不到明显的强反射存在。Moho 反射带(M) 震相出现在双程走时 9.7~10.5 s 之间, 埋深 31.5~34 km, 包含有多个反射能量不同、近水平的反射叠层, 可能为一组高、低速相间的叠层结构, 具有明显的壳幔过渡带性质^[8-10]。由外形特征来看, Moho 反射带的顶面较为平缓, 其底部则表现出无规则的起伏, 且反射带厚度在横向上也有较大的变化: 剖面桩号 18 km 以东, Moho 反射带厚度 3.5~4 km; 桩号 24 km 往西, 厚度逐渐变薄; 桩号 35 km 附近厚约 3 km, 桩号 48 km 附近厚约 2.5 km, 桩号 60 km 附近或剖面西端, 其厚度逐渐减薄至 2.0 km 左右; 此外, 局部地段上 Moho 反射带能量变弱或无反射, 反映出福州盆地及其附近地区的壳幔过渡带存在着一定的横向不均匀性。

深地震反射剖面包含着丰富的地壳和上地幔结构信息, 揭示了其深、浅部构造的基本轮廓。

(i) 浅部断裂: 根据深地震反射时间剖面揭示的反射带性质、形态等判断, 地壳浅部断裂十分发育, 在双程反射走时 0~2.5 s 或埋深 0~5 km 的深度范围内, 有 7 条错断特征明显的浅部断裂(图 6)。断层 F₇, F₆ 和 F₅ 出现在桩号 59, 56 和 49 km 附近, 均显示出上盘下降、下盘上升的正断倾滑性质, 且都错断了埋深约 1~1.5 km 的反射带 G。其中, F₇, F₆ 断层面面向东倾, F₅ 断层面面向西倾, 组成一隐伏地堑, 三条断层向下延伸, 最终归并到一组自东向西倾伏的反射层 R_B 上, 而 R_B 倾斜反射事件向西和深部延伸可追踪至双程走时 2.9 s 或 8.5 km 深度附近。在桩号 38~39 km 附近, 对应于八一水库-尚干断裂南端位置上, 反射带 G 在宽约 5~8 km 范围内与两侧反射波组特征有着明显差异,

在这一宽度范围内反射带 G 顶部出现局部隆起, 内部反射同相轴出现交叉与合并, 并伴有反射波的突然消失, 而在该反射带的下部, 反射相位数明显增多等现象表明, 在这一位置附近有断裂通过(F₄)。值得注意的是, 在桩号 33 km 以东, 双程走时 0~2.8 s 之间, 还存在着两个振幅和形状差异较大的反射带, 一是反射带 G, 另一是自东向西缓倾的反射带 R_A, 反射带 R_A 位于反射带 G 之下, 振幅明显大于反射带 G, 且二者产状也明显不同, 可认为它们对应于两套不同的物质: 在反射带 R_A 之上, 桩号 20 km 至 30 km 附近, 相当于长乐-诏安断裂带的位置上, 反射带 G 被多条倾向不同的断层(F₃~F₁) 切割, 地层十分破碎, 但随着 F₃~F₁ 断层向下延伸, 其构造差异在反射带 R_A 上消失, 说明这些浅部断层向下归并到缓倾反射带 R_A 上。

(ii) 深部构造: 在深地震反射剖面双程走时 7 s 或深度约 22 km 以下, 存在着两个反射能量较强、连续性好的反射带(C3 和 M), 具有多相位反射波特征, 但在桩号 20~23 km 范围内, 反射带 C3 和 M 的反射波能量比两侧明显要弱, 连续性差, 且其两侧地层产状和界面倾角也有所不同, 如反射带 C3 在强反射间断处出现下拉, 在其左侧出现拱形反射, 而相应的 Moho 反射带则出现上翘等现象, 强反射带存在间断, 这一强反射带间断在剖面上近于直立。因此, 在浅部由多条断裂组合而成的长乐-诏安断裂带之下, 存在着一条陡立的深断裂, 深断裂从 15~16 km 深处向下切穿下地壳, 一直延伸到 Moho 面附近。

Moho 强反射带的横向间断或陡立深断裂和中、下地壳内存在的多相位近水平形态的反射能量带等, 反映出福州盆地及其邻区地壳的深部构造环境。Moho 强反射带的横向间断为上地幔高温物质上涌、岩浆侵入提供了通道, 岩浆侵入导致地壳底侵作用, 从而使壳幔过渡带表现为大振幅、强能量和一系列近水平反射叠层。

3 深浅构造关系讨论

3.1 地壳物质组成

综合反射探测获得的精细几何结构、反射界面、宽角折射/反射和高分辨率折射探测获得的速度结构剖面, 以及国内外有关地壳不同类型岩石波速实验

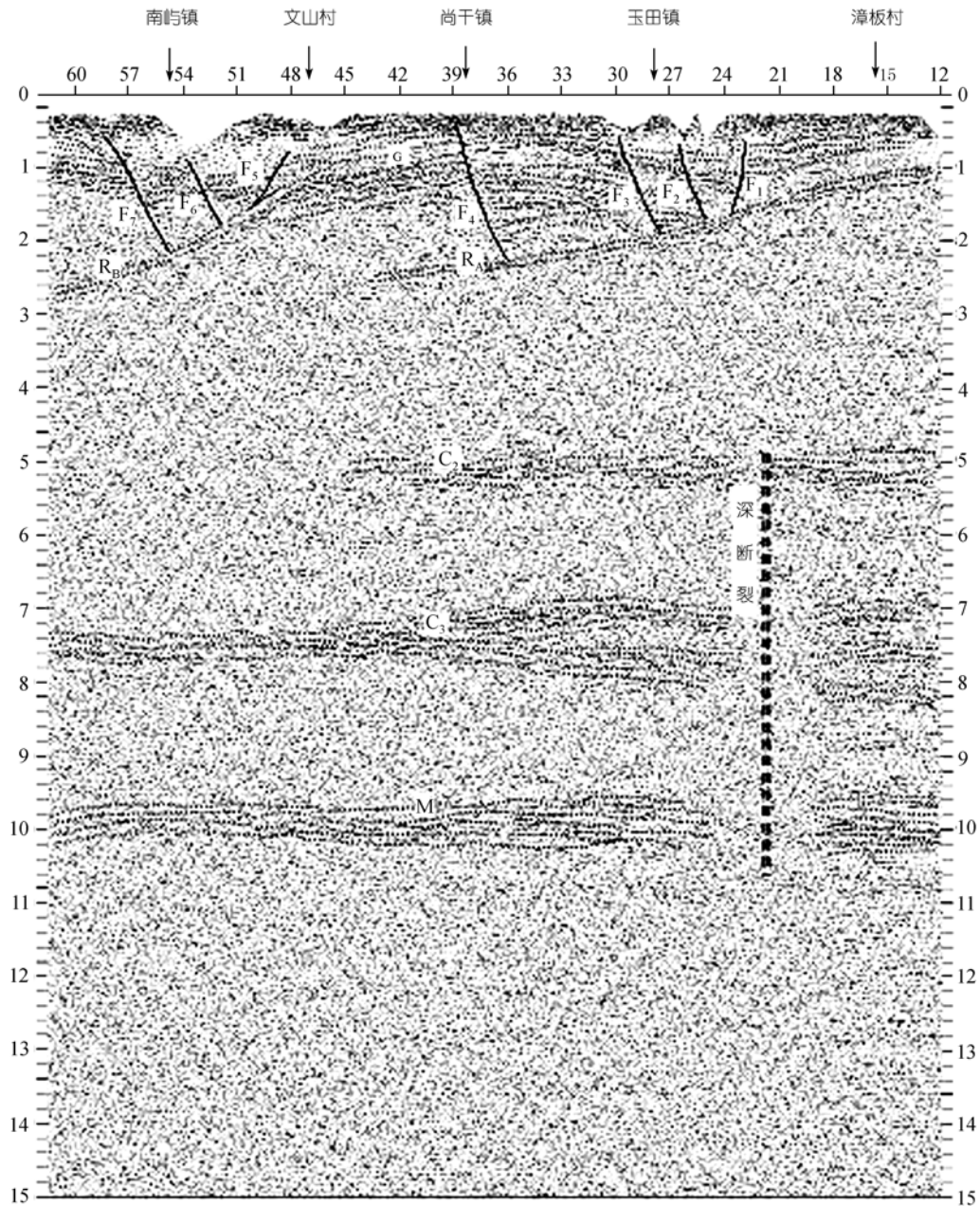


图 6 福州盆地深地震反射双程走时剖面图

测试数据^[7,11~13], 对照福州盆地及其邻区岩石出露情况^[6]和前人有关深地震探测解释成果^[2,3]等可知, 福州盆地及其邻区上地壳厚度 13.0~15.0 km, 剖面东段上地壳薄、向西进入山区之后逐渐加厚; 下地壳厚度为 16.0~18.0 km, M 面埋深约 32 km(图 7)。

上地壳: 由 C2 界面之上 G 界面(基底面)、C1 界面以及其间岩石等组成. G 界面(基底面)之上为地壳顶部, 纵波速度从地表 3.60~4.00 km/s 增加到基底面的 5.20~5.60 km/s, 主要由侏罗纪-白垩纪陆相沉积-火山喷发岩和花岗岩等组成, 在福州盆地和东部沿

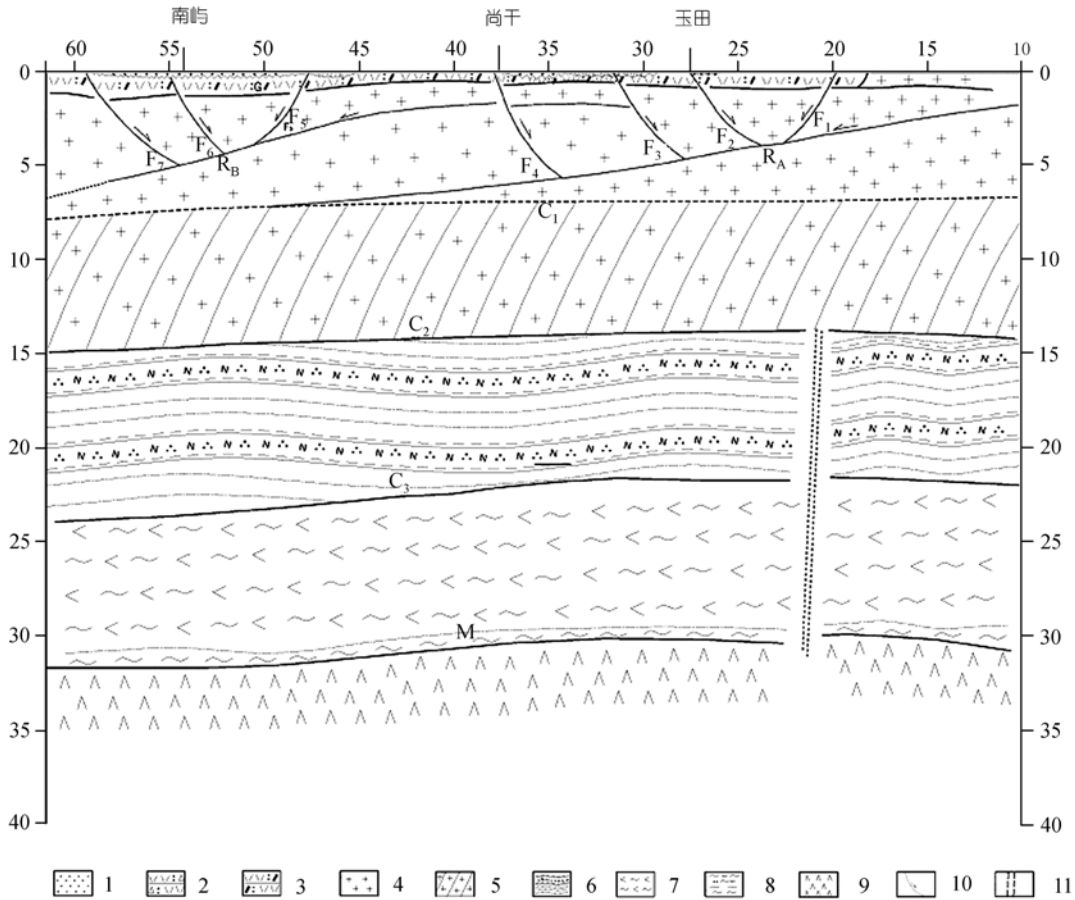


图 7 福州盆地及其邻区地壳结构联合探测综合解释剖面图

1. 第四系松散沉积物, 2. 下白垩统火山岩, 3. 上侏罗统火山岩, 4. 花岗岩类岩石, 5. 局部熔融花岗岩类岩石, 6. 长英质片麻岩和麻粒岩类岩石, 7. 角闪类变质岩, 8. 基性麻粒岩类和超基性混合岩类叠层, 9. 上地幔橄榄岩, 10. 近地表断裂, 11. 深断裂

海地带近地表还存在第四纪松散沉积物. 基底面(G)之下至上地壳内部埋深 8.0~8.7 km C1 界面间为上地壳上部, P波速度介于 5.80~6.10 km/s之间, 主要由花岗岩类岩石组成. C1 面至埋深 13.0~15.6 km C2 界面间为上地壳下部, P波速度介于 6.00~6.20 km/s之间, 为一个弱低速层, 考虑到C1 面本身在深地震反射剖面上没有反射或反射很弱, 其上下岩性不应有明显差异, 结合福州盆地及其邻近地区有温泉出露, 推测为局部熔融的花岗岩类岩石^[2].

下地壳: 由 C2 界面之下至 M 界面及其间岩石组成, 内部存在一个埋深 21.0~24.5 km 的 C3 界面,

在尚干-玉田一带出现上隆现象, 在大约 40 km 横向尺度内 C3 界面起伏幅度达 3.4 km. C3 界面之上至 C2 界面间为下地壳上部, P 波速度从顶界面的 6.30~6.33 km/s 增加到 6.30~6.40 km/s, 速度相对均匀, 岩性应为长英质片麻岩和麻粒岩类岩石; C3 界面之下至 M 界面为下地壳下部, P 波速度从顶界面的 6.51~6.52 km/s 增加到 7.10~7.27 km/s, 岩性应为角闪岩类变质岩; 在靠近 M 界面附近出现一个速度强梯级带, 由一系列近水平的反射叠层组成, 应与高、低速相间的壳幔过渡模型相对应, 主要由橄榄岩、辉长岩和闪长岩等基性麻粒岩类-超基性混合岩类岩石相间组成.

3.2 深浅构造配置关系

高分辨率地震折射和深地震反射探测表明,福州盆地及其邻区地壳浅部断裂发育,局部地段深部存在深断裂.这些深、浅断裂之间存在着一定的几何配置关系.

近地表至地壳浅部存在的 $F_1\sim F_8$ 断裂均为高角度正断层,它们向下延伸深度不大,最终终止、归并到上地壳上部向西缓倾的反射层 R_B 和 R_A 上.在空间位置上,深地震反射剖面上向西缓倾的反射层 R_B 和 R_A 对应于高分辨率折射剖面上向西缓倾的 2 个速度等值线密集至稀疏过渡带所代表的间断界面.从反射带 R_A , R_B 形态和高分辨率速度结构等推测, R_A 和 R_B 应为缓倾角正断层,其中浅部 $F_5\sim F_8$ 断裂为缓倾断层 R_B 上盘发育的次级断层,而 $F_1\sim F_4$ 断裂则为 R_A 上盘的次级断层.我们推测,近地表发育的北西向高角度正断层是缓倾角正断层 R_A 和 R_B 上盘块体滑移过程中形成的反向正断层^[14,15].缓倾角正断层及其上盘高角度正断层这种组合反映出福州及其邻近地区地壳曾经历过近东西向伸展^[16].考虑到福州盆地先存断裂都不是全新世-晚更新世断裂^[17],则地壳的这一伸展运动应该发生在中更新世及其之前.此外,在深地震反射剖面 20~23 km 桩号之间,相应于长乐-诏安断裂带东侧地壳中存在着倾角陡立,且切割上、下地壳分界面和 Moho 面的深断裂.

因此,福州盆地近地表存在的高角度正断层应为西倾缓倾角正断层上盘发育次级断层,它们向地壳深部延伸仅 6~8 km 左右,推测发震能力有限;而福州盆地东部长乐-诏安断裂带及其以东深部存在着深断裂,尽管深浅部构造不连接,但这种格局在华北地震区相当常见^[2],可能意味着具有发生破坏性地震的深部构造环境.这可能解释为什么福州盆地本身地震活动性很弱,而其以东地区,特别是长乐-诏安断裂带和滨海断裂带有中强地震发生的深浅构造原因.

4 结论

高分辨率地震折射、宽角反射/折射和深地震反射联合探测结果表明,福州盆地及其邻区地壳厚约 32 km,除顶部沉积盖层外,由上地壳和下地壳 2 层

组成.其中上地壳介质速度为 5.9~6.2 km/s,在埋深 10~15 km 之间存在厚约 3~4 km 的一个弱低速层(体);下地壳介质速度介于 6.3~7.27 km/s 之间, Moho 面上部厚约 3 km 范围内为一个强速度梯度层,速度从 6.5 km/s 增加到 Moho 面上界面的 7.27 km/s.福州盆地及其邻区近地表至浅部断裂发育,这些断裂大都向下延伸不深,最终归并到上地壳上部向西缓倾的正断层上,它们是缓倾正断层上盘发育的次级反向正断层,反映出地壳曾发生过近东西向伸展运动.此外,在长乐-诏安断裂带之下的上地壳下部和下地壳中,存在着切割上、下地壳分界面和 Moho 面的高倾角陡立深断裂.因此,福州盆地范围内近地表断裂为向西缓倾断层 R_A 和 R_B 上盘的次级断层,它们规模较小,向下延伸不深,发震能力有限;福州盆地以东地区,包括长乐-诏安断裂带在内,由于深部存在深断裂,具有发生中强以上地震的深部构造环境;福州盆地以东地区由于存在着发生大地震的深部构造环境(深断裂),地表或近地表还可能存在着活动断层,推测是未来产生对福州市有影响地震的震源区.

福州盆地及其邻区位于东南沿海地震带的东端.东南沿海地震带在地震成生环境上具有相似的力源机制和构造模式,这一联合探测成果的获得,不仅有助于福州及其邻区活动断层的发震危险性综合判定,而且对深化东南沿海地震带深部动力学过程的认识具有很大意义,即在资料解释的可靠性和探测精度方面比以往显著提高;在深浅部构造组合方面首次取得了统一的解释结果,地壳的分层和结构特征更为确切和精细;在东南沿海地区首次发现上地壳的拉张性构造及铲式正断层组合特征,反映出地壳上部构造与台湾海峡形成的地球动力学成因的一致性.

致谢 中国地震局地球物理勘探中心的段永红、徐朝繁、张成科、赵金仁等人参加野外工作和资料处理解释工作;本项工作得到中国地震局、福建省地震局、福州市地震局等有关部门和单位的支持,在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 1 马杏垣. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 中国地图出版社, 1989. 1~68

- 2 廖其林, 王振明, 王屏路, 等. 福州-泉州-汕头地区地壳结构的爆炸地震研究. 地球物理学报, 1988, 31(3): 270~280
- 3 廖其林, 王振明, 邱陶兴, 等. 福州盆地及其周围地区地壳深部结构与构造的初步研究. 地球物理学报, 1990, 33(2): 163~173
- 4 Fuis G S. Images of crust beneath south california will aid study of earthquakes and their effects. EOS AGU, 1996, 77: 173~176
- 5 Fuis G S, T Ryberg, W J Lutter, et al. Seismic mapping of shallow fault zones in the San Gabriel Mountains from the Los Angeles Region Seismic Experiment, Southern California. J Geophys Res, 2001, 106(B4): 6549~6568 [\[DOI\]](#)
- 6 福建省地质矿产局. 福建省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1985. 1~671
- 7 徐锡伟, 吴卫民, 张先康, 等. 首都圈地区地壳最新构造变动与地震. 北京: 科学出版社, 2002. 1~376
- 8 王椿镛, 王贵美, 林中洋, 等. 用深地震反射方法研究邢台地震区地壳细结构. 地球物理学报, 1993, 36(4): 445~452
- 9 Sandmeier K J, Wenzel F. Synthetic seismograms for a complex crustal model. Geophysical Research Letters, 1986, 13(1): 22~25
- 10 张先康, 王椿镛, 刘国栋, 等. 延庆-怀来地区地壳细结构——利用深地震反射剖面. 地球物理学报, 1996, 39(3): 356~364
- 11 Fountain D M, Arculus R, Kay R W. Continental Lower Crust, Amsterdam: Elsevier, 1992, 1~485
- 12 Rutter E H, Khazanehdari J, Brodie K H, et al. Synthetic seismic reflection profile through the Ivrea zone-Serie dei Laghi continental crustal section, northernwestern Italy. Geology, 1999, 27(1): 79~82 [\[DOI\]](#)
- 13 友南, 孙君秀. 华北北部克拉通地壳岩石的波速特征与地壳物质组成. 地震地质, 1999, 21(2): 147~155
- 14 Eaton G P. Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin and Range Province. in: Continental Tectonics, Washington D C, 1980
- 15 Davison I. Listric normal fault profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. J Struct Geol, 1986, 8(2): 209~210 [\[DOI\]](#)
- 16 Allmendinger R W, Hauge T A, Hauser C, et al. Tectonic heredity and the layered lower crust in the Basin and Range Province, western United States. Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication, 1986, 28: 223~246
- 17 闵伟, 朱金芳, 冉永康, 等. 福州盆地活动断裂的探槽研究. 地震地质, 2002, 24(4): 514~523