

三峡水库坝址及邻区中上地壳 P 波速度结构

李强^{①*}, 赵旭^②, 蔡晋安^③, 刘瑞丰^②, 龙桂华^④, 安艳茹^②

① 地壳运动监测网络工程研究中心, 北京 100037;

② 中国地震台网中心, 北京 100045;

③ 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036;

④ 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

* E-mail: qli@neis.gov.cn

收稿日期: 2008-04-12; 接受日期: 2009-02-04

国家自然科学基金(批准号: 40574039)和“十一五”国家科技支撑计划重点项目(编号: 2008BAC38B02)资助

摘要 利用三峡地震台网的到时资料, 采用地震层析成像技术重建了三峡水库坝址及邻区中上地壳 P 波三维速度图像, 深部构造研究结果是: (1) 黄陵背斜岩性均匀完整、固结程度高, 高速异常到 20 km 深度依然可见, 形状随深度变化. (2) 秭归盆地沉积厚度不均匀, 最厚处约 6 km. (3) 结晶基底顶面在 0~7 km、底面在 14~16 km. (4) 黄陵背斜与秭归盆地之间及附近区域和培石附近区域深部存在上地幔部分熔融物质, 现今构造发展与演化与上地幔熔融物质冷却固化过程密切相关. (5) 九湾溪断裂东西两侧地区地壳深部构造的速度结构不同, 是三峡地区重力梯度带成因需要考虑的因素. (6) 库水渗透作用对地壳浅层速度结构产生影响.

关键词

三峡水库
中上地壳
三维速度结构

三峡水库坝址及邻区因三峡风光而闻名遐迩, 因水利水电工程建设而举世瞩目, 从而, 她备受科学家和工程技术人员关爱, 多年来对该区域开展了深入细致的研究.

地质构造研究表明^[1-6], 研究区域构造的基本特征是以黄陵背斜为核心, 其周缘被仙女山、九湾溪、远安、新华、天阳坪、雾渡河等断裂所包围, 在兴山-巴东地区有新华、水田坝、牛口、高桥、巴东等断裂相会, 这些断裂带的性质均为规模不大的一般区域性断裂, 切割的深度不超过结晶基底. 这些不同时期、不同规模、不同方向的断裂, 随地质演化、边界条件和构造运动方式的变化, 其力学性质和活动程度也发生着变化, 它们长期控制着三峡地区区域地质构造发展与现今地壳运动, 时有地震发生(见图 1). 黄陵背斜-秭归盆地之间地区的九湾溪断裂及邻近是花岗岩与碳酸盐岩的接触面.

研究区域位于扬子准地台中部褶皱区. 扬子准地

台基底主要由早元古代-晚元古代变质火山-碎屑岩及侵入期间的岩浆岩组成, 黄陵背斜和神农架地块是其初露部分. 岩浆岩由中酸性花岗-闪长岩体及各类岩脉(8.3~7.5 亿年)组成, 分布于黄陵背斜的中南.

研究区域沉积盖层出露齐全, 从震旦系至第四系均有出露. 震旦系至三叠系中统为浅海-滨海相的碳酸盐岩、碎屑岩组成, 厚度近万米, 广泛分布于黄陵背斜周围. 三叠系上统至第三系为陆相碎屑岩, 厚度变化大, 约 5~12 km, 主要分布于大型坳陷盆地及山间槽地, 如江汉盆地、秭归盆地等.

三峡地区历史上经历了 3 次较强的构造运动, 即震旦纪前的晋宁运动、侏罗纪末的燕山运动和老第三纪末的喜马拉雅运动. 喜马拉雅运动以来, 除盖层有轻度变形, 少数断裂有微弱的继承性活动外, 全区转入了以整体间歇式抬升、掀斜和缓慢沉降为主的新构造活动时期.

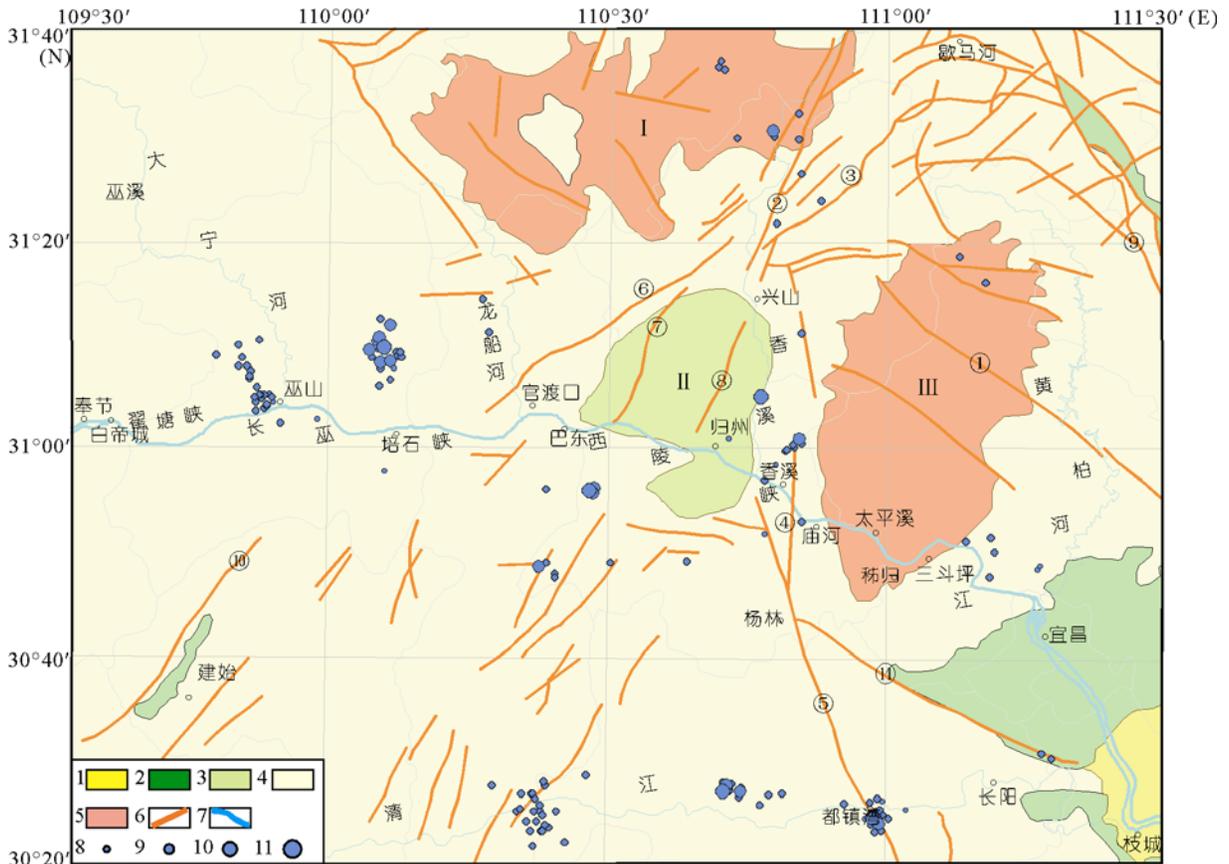


图 1 地质构造略图和蓄水前 2 年半地震分布

- ① 雾渡河断裂; ② 新华断裂; ③ 兴山-马良平断裂; ④ 九湾溪断裂; ⑤ 仙女山断裂带; ⑥ 高桥断裂; ⑦ 牛口断裂; ⑧ 水田坝断裂; ⑨ 远安断裂带; ⑩ 建始断裂; ⑪ 天阳坪断裂; I, 神龙架地块; II, 秭归盆地; III, 黄陵地块; 1, 第四系; 2, 白垩系-第三系; 3, 侏罗系; 4, 三叠系-震旦系; 5, 前震旦系; 6, 断裂; 7, 河流; 8, M_L 0~0.9; 9, M_L 1.0~1.9; 10, M_L 2.0~2.9; 11, $M_L \geq 3.0$

深部构造研究表明^[2,7-10]: 人工地震测深剖面地壳的分层特征总体而言, 研究区域地壳可分为上、中、下 3 层. 上地壳厚度 12 km 左右, 由结晶基底和沉积盖层组成, 结晶基底的地震波平均速度 $6.0\sim 6.3 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$; 中地壳厚 8 km 左右, 推测为闪长质岩层, 地震波平均速度 $6.25 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$; 下地壳厚 16 km 左右, 推测为辉长质岩层, 地震波平均速度 $6.7 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$.

中国东部 NNE 向巨型重力梯度带通过该区域, 三斗坪位于重力梯度带的中央, 宜昌-归州梯度带宽约 65 km, 梯度带等值线密集, 梯度较大, 平均梯度为 $0.9 \times 10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{km}^{-1}$.

航磁测量坝址及邻区位于宜昌正磁场亚区. 40 nT 等值线与黄陵花岗岩体分布范围大体吻合.

构造应力场和地热研究表明^[11-13]: 三峡地区主压应力优势方向为 NE 向, 而地应力实测资料, 随深

度变化较大, 深部优势方向为 NW-NWW 向, 不同的地区也有一定的差异. 在兴山、秭归、长阳和五峰 4 县有温泉分布记载.

由于受到当时地震活动水平低、地震台站少, 地形条件复杂等因素的限制, 没有取得过研究区域高分辨率的、整体的三维速度结构研究成果. 从而缺少对深部构造环境和地球物理现象成因的认识. 换句话说, 黄陵背斜是由岩浆岩组成, 那么现在深部还有岩浆活动吗, 是如何分布的, 黄陵背斜的根有多深, 形状如何, 秭归盆地的沉积层有多深, 是如何分布的, 重力梯度带的成因是莫霍面的厚度变化, 还是深部构造环境因素, 等等都有待地壳深部研究结果去揭示. 2000 年, 三峡数字地震台网建成并运行, 记录了研究区域内大量地震资料, 为研究这些问题创造了良好的条件.

1 方法

假定地球是各向同性的、完全弹性的分层介质, 震源为点源, 并取地震波的高频近似解. 设波速为 v , 则由震源 i 至接收点 j 的走时可写成

$$T_{ij} = \int_{L_{ij}} \frac{ds}{v}, \quad (1)$$

式中 L_{ij} 为射线路径, 由路径的微分方程给出[14]. 用三维空间中的非均匀网格点的速度值描述介质的速度函数, 并且允许存在介质参数的间断面[15,16].

由(1)式可知, 由于走时取决于沿射线路径的积分, 而路径同介质速度有关, 因此, 利用(1)式反演速度将使成像问题高度非线性. 可按下述方式线性化.

$$\delta T_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} = \int_{L_{ij}} \delta \left(\frac{1}{v} \right) ds + \nabla_{q^i} T_{ij} \cdot \delta q^i, \quad (2)$$

式中 T_{ij}^{obs} 为观测走时, T_{ij}^{cal} 是参考速度为 v_0 时的理论

走时, $q_l^i (l=1, 2, 3, 4)$ 分别为第 i 个地震的深度、纬度、经度和发震时间.

式(2)的第一项为速度相对于 v_0 有小扰动 δv 时所引起的走时变化, 第二项代表震源时空参数变化对走时的影响. 据此, 利用文献[17]提出的方法进行层析成像.

2 资料与初始模型

2.1 资料

三峡数字地震台网由 24 个台组成(图 2), 平均台距为 15~20 km, 可定位的地震震级下限优于 $M_L 0.5$ 级. 2001~2007 年 6 月, 台网记录到研究区域内发生的地震 3900 多次. 采用双差定位法[18,19]对这些地震进行重新定位[20,21], 最后选用了 3379 个地震(图 2), 每个地震一般不少于 5 个台站记录, 可用的直达 P 波到

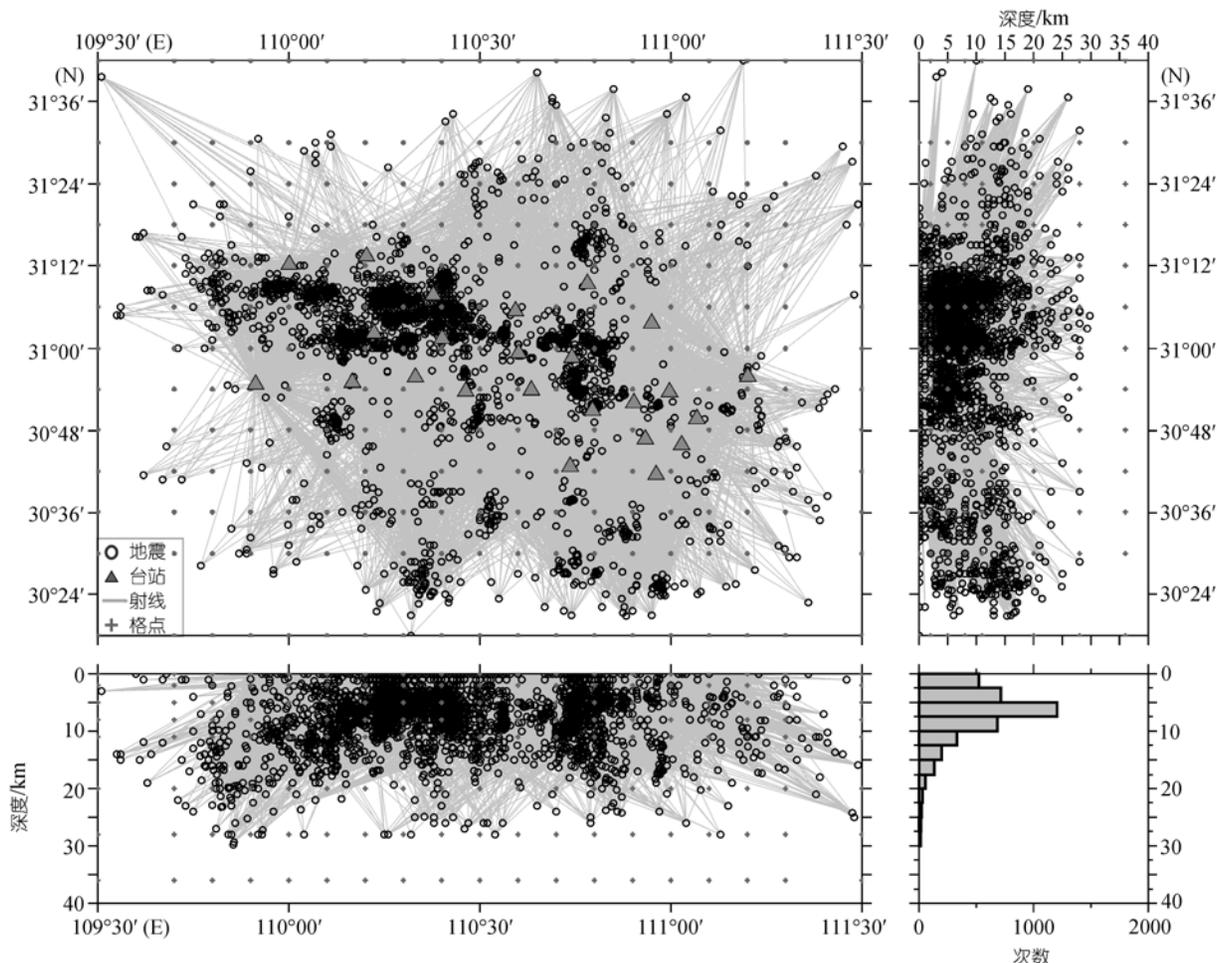


图 2 地震和台站分布及射线覆盖

时数据 28549 个。

2.2 初始模型

初始模型的选择按照以下原则。首先, 网格划分是根据地震台站和震中分布的实际情况, 保证每个网格点有足够的射线通过, 考虑到四周地震射线很少, 水平方向网格划分在周边为 0.2° , 其余地区为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 垂直方向主要为 3 km, 射线覆盖与网格划分见图 2。第二, 不同深度处平均速度值的选取, 主要是参考已有的人工地震测深结果作为初始值, 采用 Kissling 方法^[22,23]对观测数据拟合得到“最佳一维速度模型”^[24]。除 Moho 间断面外, 还考虑地形、结晶基底顶面埋深等因素, 分别在 2, 8 和 14 km 深度设定了速度间断面, 地壳的平均厚度选在 36 km。第三, 各个深度处的参考速度值由表 1 给出, 并假定从一个深度到下一个深度速度值按线性变化。

表 1 初始一维速度模型^{a)}

界面深度/km	P 波速度/km·s ⁻¹
0	4.80
2 ⁻⁰	5.40
2 ⁺⁰	5.50
5	5.65
8 ⁻⁰	5.80
8 ⁺⁰	5.90
11	6.00
14 ⁻⁰	6.15
14 ⁺⁰	6.30
20	6.50
28	6.75
36 ⁻⁰	6.95
36 ⁺⁰	8.02

a) 上标“-0”、“+0”分别表示界面上、下方的速度值

3 反演结果

3.1 速度图像

我们反演得到了 11 张深度不同的速度分布图像。速度分布表示如色标所示, 以参考速度值为界, 红色代表低速异常, 蓝色代表高速异常。由于台站分布和资料有限等原因, 研究区域的边缘地区和 28 km 深度以下很少有或没有射线通过, 所以仅对 2⁻⁰~20 km 的 9 张速度图像进行讨论。

(i) 2 km 深度的速度图像。图 3(a)是 2⁻⁰ km 深度速度图像, 它反映的是上地壳 0~2 km 深度的速度

结构特征。相对于初始速度值 $5.4 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-14\% \sim 14\%$ 之间, 对应的速度值在 $4.64 \sim 6.16 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。速度图像表明: 速度分布与地质构造、水文地质条件等因素密切相关。黄陵背斜以高速异常为主、秭归盆地以低速异常为主; 长江和长江支流(见图 4)及其附近区域为低速异常, 如三斗坪-香溪的长江及附近区域、香溪及附近区域、沿渡河与大宁河及附近区域、庙河-巴东的长江及以南区域均为低速异常。

图 3(b)是 2⁺⁰ km 深度速度图像, 它反映的是上地壳 2~5 km 深度的速度结构特征。相对于初始速度值 $5.5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-15\% \sim 12\%$ 之间, 对应的速度值在 $4.67 \sim 6.16 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。速度图像表明: 速度分布与地质构造、水文地质条件等因素相关。黄陵背斜为高速异常, 秭归盆地以低速异常为主; 长江和长江支流及其附近区域多为低速异常, 如香溪及附近区域、官渡口-大宁河口的长江库段及附近区域、沿渡河与大宁河及其之间区域均为低速异常。与 2⁻⁰ km 深度速度图像相比, 速度分布也略有变化, 如三斗坪-香溪的长江库段及附近区域的低速异常已不存在, 庙河-巴东的长江库段以南区域的低速异常仅剩黄陵背斜以南区域的低速异常; 秭归盆地、黄陵背斜与秭归盆地之间、仙女山与九湾溪断裂及附近区域的低速异常形成 NS 向的条带状低速异常区等。

(ii) 5 km 深度的速度图像。图 3(c)是 5 km 深度速度图像, 它反映的是上地壳中部的速度结构特征。相对于初始速度值 $5.65 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-10\% \sim 10\%$ 之间, 对应的速度值在 $5.09 \sim 6.22 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。速度图像表明, 速度分布与地表地质构造、水文地质条件的相关性依然可见。黄陵背斜为高速异常, 秭归盆地以低速异常为主; 长江支流及其附近区域仍有低速异常, 如香溪及附近区域、官渡口-大宁河口的长江库段及两岸附近区域、沿渡河与大宁河及其之间区域为低速异常。与 2⁺⁰ km 深度速度图像相比, 长江及其附近的低速异常已不存在; 秭归盆地、黄陵背斜与秭归盆地之间、仙女山与九湾溪断裂及附近区域的低速异常形成 NS 向的条带状低速异常, 低速异常带以西区域为高低速相间分布。

(iii) 8 km 深度的速度图像。图 3(d)是 8⁻⁰ km 深度的速度图像, 它反映的是上地壳中部 5~8 km 深度

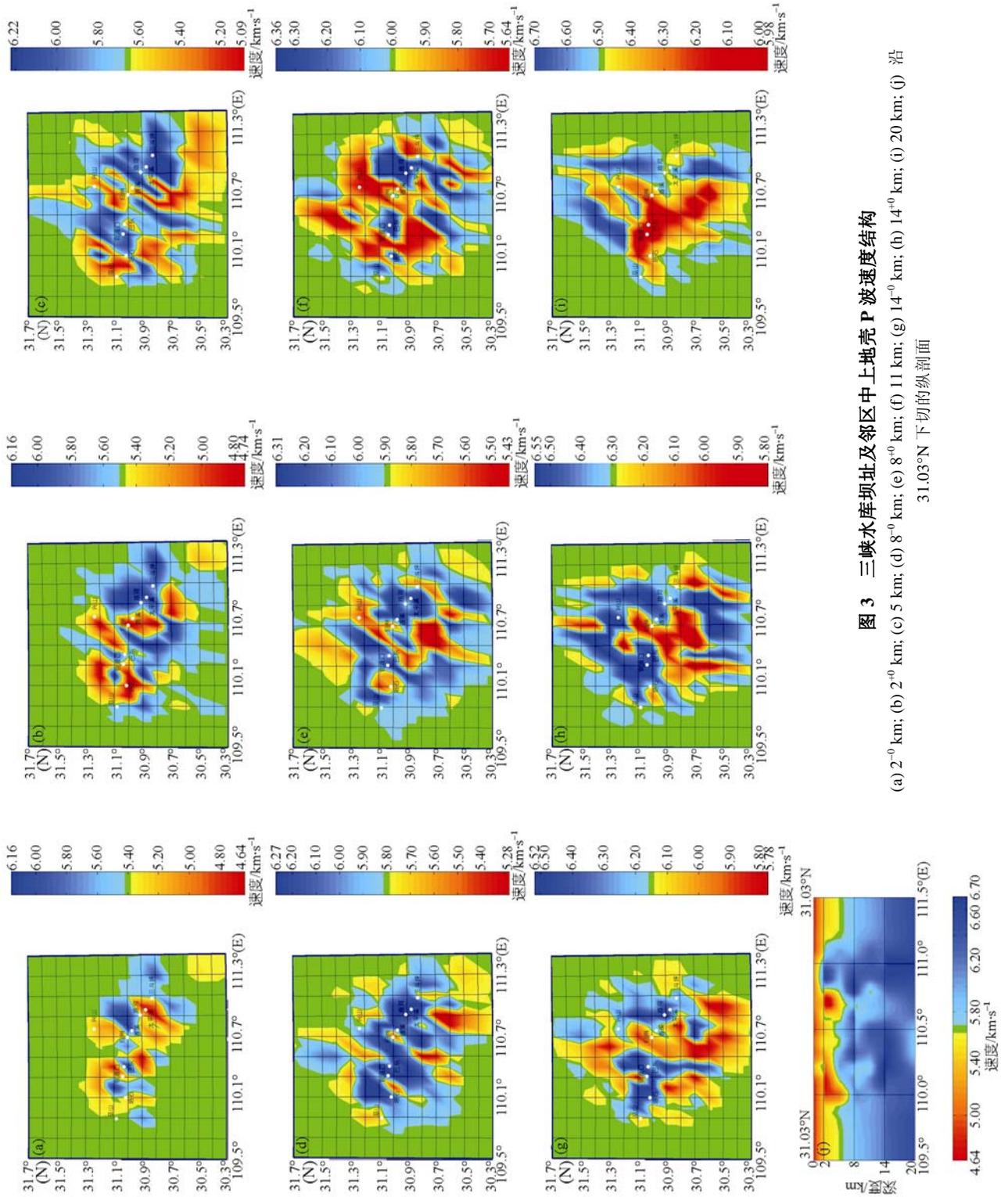


图 3 三峡水库坝址及邻区中上地壳 P 波速度结构

(a) 2.0 km; (b) 2.0 km; (c) 5 km; (d) 8.0 km; (e) 8.0 km; (f) 11 km; (g) 14.0 km; (h) 14.0 km; (i) 20 km; (j) 沿 31.03°N 下切的纵剖面

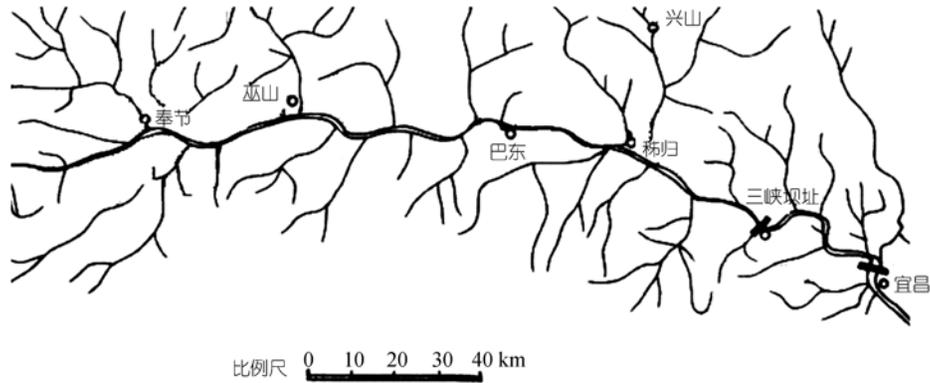


图 4 长江及长江支流分布

地壳的速度结构特征. 相对于初始速度值 $5.8 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-9\% \sim 8\%$ 之间, 对应的速度值在 $5.28 \sim 6.27 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间. 速度图像表明, 速度分布与地质构造的相关性只与黄陵背斜有关, 黄陵背斜以高速异常为主. 研究区域呈现整体高速异常特征, 速度值主要在 $6.0 \sim 6.3 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, 具有结晶基底的速度特征, 在高速异常中有 NE 向小范围低速异常分布.

图 3(e) 是 8^{+0} km 深度的速度图像, 它反映的是上地壳 $8 \sim 11 \text{ km}$ 深度的速度结构特征. 相对于初始速度值 $5.9 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-8\% \sim 7\%$ 之间, 对应的速度值在 $5.43 \sim 6.31 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间. 速度图像表明, 黄陵背斜以高速异常为主, 在黄陵背斜西侧为 NE 向条带状低速异常, 将 8^{+0} km 深度的高速异常分为东西两部分. 与 8^{+0} km 深度速度图像相比, 高速异常速度值相当.

(iv) 11 km 深度的速度图像. 图 3(f) 是 11 km 深度速度图像, 它反映的是上地壳底部的速度结构特征. 相对于初始速度值 $6.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-6\% \sim 6\%$ 之间, 对应的速度值在 $5.64 \sim 6.36 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间. 速度图像表明, 黄陵背斜以高速异常为主, 黄陵背斜南部区域、巴东及附近区域为高速异常, 其他地区普遍为低速异常.

(v) 14 km 深度的速度图像. 图 3(g) 是 14^{+0} km 深度速度图像, 它反映的是上地壳底部、中地壳上部 $11 \sim 14 \text{ km}$ 深度的速度结构特征. 相对初始速度值 $6.15 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-6\% \sim 6\%$ 之间, 对应的速度值在 $5.78 \sim 6.52 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间. 速度图像表明: 黄陵背斜以高速异常为主, 但速度值不均匀, 并与其南部的

高速异常相连; 黄陵背斜西侧为 NS 向条带状低速异常; 低速异常西侧为中间高速异常, 南北两端有低速异常的特征.

图 3(h) 是 14^{+0} km 深度速度图像, 它反映的是中地壳 $14 \sim 20 \text{ km}$ 深度的速度结构特征. 相对初始速度值 $6.3 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-8\% \sim 4\%$ 之间, 对应的速度值在 $5.80 \sim 6.55 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间. 速度图像表明: 黄陵背斜作为独立的高速异常已不存在, 黄陵背斜及其南北区域形成 NS 向的高速异常带; 在秭归盆地附近区域形成大范围的低速异常区, 被高速异常所包围.

(vi) 20 km 深度的速度图像. 图 3(i) 是 20 km 深度速度图像, 它反映的是中地壳下部的速度结构特征. 相对初始速度值 $6.5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动主要在 $-8\% \sim 3\%$ 之间, 对应的速度值在 $5.98 \sim 6.7 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间. 速度图像表明, 黄陵背斜及其南北区域形成 NS 向的高速异常带, 中间出现低速异常; 高速异常带西侧为大范围的低速异常.

(vii) 纵剖面速度图像. 图 3(j) 是沿 31.03°N 下切的纵剖面速度图像, 位置与观音垭-奉节的人工地震测深剖面^[2]一致, 它揭示了黄陵背斜、秭归盆地和其他区域的深部速度结构特征. 黄陵背斜高速异常由地表到 20 km 深度, 14 km 之上, 速度值主要在 $6.1 \sim 6.4 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, 14 km 之下, 速度值主要在 $6.4 \sim 6.7 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间; 高速异常的形状随深度变化; 秭归盆地低速异常由地表到 6 km 左右; 黄陵背斜与秭归盆地之间的 8 km 深度以下区域为低速异常, 在 14 km 深度附近低速异常西移; 在 110.0°E 附近有深达 7 km 左右的低速异常; 其他区域在 5 km 深度以下以高速异常

为主, 高速异常的深度达 16 km 左右, 在 110.0°E 以东培石下方 8~12 km 深度存在低速异常区.

3.2 可靠性分析

本文利用解的分辨矩阵主对角元素对反演结果进行可靠性分析^[17], 一般而言, 分辨矩阵主对角元素值的大小反映了反演结果的可靠程度, 主对角元素值越大可靠性越高. 从各深度的分辨情况看(见图 5), 2^{+0} , $5, 8^{-0}$, 8^{+0} 和 11 km 深度主对角元素在地震台网覆盖范围内接近或达到 0.7 以上, 这是因为震源深度在 2~10 km 的地震占 85% 以上(见图 2), 上地壳射线覆盖率好, 有效提高了上地壳浅层反演结果的分辨率. 14^{-0} 和 14^{+0} km 深度, 由于地震减少, 射线覆盖率相对差, 分辨程度有所降低, 据此分析, 上述深度地震层析给出的反演结果是可信的. 2^{-0} 和 20 km 深度, 由于地震少, 射线又很少达到, 分辨程度相应降低. 在没有或很少有地震的边缘地区, 分辨程度低.

4 结论与讨论

不同深度的速度图像, 揭示了三峡水库库首区中上地壳速度结构特征, 据此可以得到以下研究成果.

4.1 黄陵背斜深部构造特征

不同深度的速度图像表明, 黄陵背斜深部构造具有以下基本特征: (1) 黄陵背斜在 2^{-0} ~ 14^{-0} km 深度的速度值均为比较均匀的高速异常, 这表明了黄陵背斜岩性具有均匀完整、固结程度高的特征; (2) 高速异常可追踪到 20 km 深度, 14 km 以上, 速度值在主要在 $6.1\sim 6.4 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间, 具有花岗-闪长岩速度结构特征; (3) 不同深度高速异常的分布范围不同, 表明黄陵背斜深部构造的形状与地表形状不同, 纵剖面速度图像表明了这一特征; (4) 纵剖面速度图像表明, 黄陵背斜与秭归盆地之间的构造边界在九湾溪断裂带附近, 随深度向西倾斜. 东侧边界在 111.2°E 附近由地表随深度向东倾斜.

4.2 秭归盆地深部构造特征

2^{-0} , 2^{+0} 和 5 km 深度的速度图像表明, 秭归盆地深部构造具有以下基本特征: (1) 不同深度秭归盆地低速异常的范围有所不同, 其中有高速异常分布, 这

表明沉积层厚度不均匀, 这与地层中泥岩、砂岩和页岩等不同岩性、盆地内的断裂带分布和库水渗透等因素有关. (2) 在 8^{-0} km 深度秭归盆地的低速异常基本消失, 这表明秭归盆地中沉积层的厚度小于 8 km. (3) 在 31.03°N 的纵剖面速度图像中, 秭归盆地沉积厚度约 6 km, 盆地西侧边界在牛口断裂带附近, 东侧边界在九湾溪断裂带附近.

4.3 结晶基底埋深特征

不同深度和纵剖面速度图像中, 除黄陵背斜以外区域的高速异常为结晶基底, 速度值主要在 $6.1\sim 6.5 \text{ km/s}$ 之间, 略高于人工地震测深得到的结晶基底的地震波平均速度. 结晶基底具有以下基本特征: (1) 结晶基底顶面的起伏变化较大, 不同区域有所不同, 如在 31.03°N 的纵剖面, 黄陵背斜上隆至地表附近, 在 110.0°E 附近区域凹陷达 7 km 深度, 其他区域约在 5 km 深度. 据此推断, 结晶基底顶面在 0~7 km; (2) 结晶基底底面变化约在 14~16 km 深度; (3) 秭归盆地下方没有结晶基底存在; (4) 在 110.0°E 附近的凹陷区, 与航磁测量该地区附近为基底凹陷区的结果相一致^[15].

4.4 库水作用对地壳的影响

三峡水库蓄水后, 水库荷载与库水渗透对地壳产生什么影响, 这是人们十分关注的问题. 蓄水后, 研究区域内岩溶发育的长江及支流附近岩溶型水库地震活动频繁^[25,26], 其成因与水的渗透作用和所产生的水的动力效应有关^[27]. 蓄水前后的重力测量表明, 在三峡库首区的长江两岸附近发生库水渗透^[28,29]. 据此分析, 三峡水库蓄水后, 在长江及支流附近的一些区域发生了库水渗透.

2^{-0} , 2^{+0} 和 5 km 深度的速度图像中, 低速异常分布普遍与长江及支流相关, 且与重力测量的库水渗透地区一致. 研究表明^[2], 长江三峡及其支流地层岩性主要由碳酸盐岩和碎屑岩组成, 碳酸盐岩岩溶发育, 由于地形相对高差大, 地下水循环深度较大, 深部的岩溶有一定程度的发育. 黄陵背斜南部长江附近为结晶岩库段, 两岸地形低缓, 河谷开阔, 蓄水深度超过 160 m. 黄陵背斜结晶岩体经受多次构造运动, 裂隙比较发育, 浅层胶结较差, 在 50~160 m 深度透

水性稍大^[2]. 据此推测, 长江及支流附近区域的上地壳低速异常与库水渗透相关. 关于库水渗透问题将另文讨论.

4.5 低速异常与上地幔部分熔融物质

不同深度的速度图像表明, 在黄陵背斜与秭归盆地之间及附近区域始终有低速异常存在, 并随着深度的增加低速异常的范围增大, 由纵剖面速度图像可见低速异常的分布特征. 我们认为, 2^{-0} , 2^{+0} 和 5 km 深度的低速异常与秭归盆地沉积和库水沿长江及支流渗透相关. 8⁺⁰ km 深度以下的低速异常不再与沉积和库水渗透相关, 黄陵背斜是由前震旦系侵入的岩浆岩组成, 研究认为^[30,31], 三斗坪和黄陵庙两个岩套主要由英云闪长岩、奥长花岗岩、花岗闪长岩组成, 是在近南北向区域挤压下于约 16 km 深部塑性域定位的同构造花岗岩, 前者主要依靠岩浆在构造弱面逐次强力楔入创造定位空间, 后者主要在处于活动状态的韧性拉张剪切带内定位. 黄陵地区北部变质杂岩和南部变质杂岩具有可对比性, 代表本地区晚太古代形成的硅铝壳基底, 在早元古代, 发生裂陷, 遭受强烈的变质变形和岩浆活动改造. 人工地震测深结果表明^[7]: 在坝址北侧的太平溪、培石两地存在断差 3~5 km 的莫霍面断点, 穿过下地壳, 进入中地壳, 掩盖于上地壳之下. 可能为晋宁期前形成的古断裂, 为幔源物质的通道. 研究表明^[13], 在兴山、秭归、长阳和五峰 4 县有温泉分布的记载, 温泉都分布在仙女山断裂沿线及其延伸线上, 且分布在上盘上, 显示地热体顺断裂次级张扭面而达地表. 根据上述研究成果推断, 低速异常很可能与上地幔部分熔融物质相关, 即上升到地壳中没有完全固化的上地幔部分熔融物质, 表现为低速异常.

纵剖速度图像中, 在培石下方 8~12 km 深度存在低速异常区. 航磁资料得到的结晶基底最小埋深图^[2-5],

在巴东-建始为结晶基底的凹陷区, 最大深度达 11.5 km. 由速度值与黄陵背斜与秭归盆地之间及附近区域的速度值相同推断, 很可能也是没有完全固化的上地幔部分熔融物质.

4.6 现今构造发展与演化的新认识

不同深度的速度图像, 为研究三峡地区深部构造发展和演化提供了新的认识. 晋宁运动造成地层强烈褶皱隆起并伴有断裂, 使得多期岩浆侵入到地壳中, 并形成岩浆囊. 晋宁运动以后经历过多期构造运动, 但岩浆囊始终起着重要作用. 黄陵背斜、秭归盆地、培石西侧的凹陷形成, 以及区域构造变形等都与地幔熔融物质冷却固化密切相关. 地壳中的岩浆囊冷却固化的过程使岩浆囊体积发生变化, 使地壳发生变形, 形成秭归盆地和巴东-建始附近的凹陷, 冷却固化的程度不同, 凹陷的程度也不同. 新构造运动以来, 构造活动强度不断降低, 地幔熔融物质冷却固化过程影响着区域地壳变形.

中国东部近南北向的重力异常梯级带通过三峡地区, 梯度变化最大处通过三斗坪, 其成因是: 地壳厚度变异, 地壳厚度变化由东至西 35~42 km^[9,10]. 但是, 三峡地区均衡重力异常特征研究表明^[2], 归州-巫山沿长江河段的负异常带主要是上地壳间低速带造成的. 这说明, 重力梯级带的成因, 除了地壳变异原因外, 还有地壳深部构造速度结构的原因. 不同深度的速度图像表明, 黄陵背斜为高速异常, 表明其介质的高密度特征, 黄陵背斜西侧地区普遍为低速异常, 表明其介质的低密度特征, 高低速异常在九湾溪附近形成速度梯度带. 九湾溪是黄陵背斜与秭归盆地的接面部^[9]. 因此, 九湾溪断裂东西两侧地区地壳深部构造的速度结构不同, 是三峡地区重力梯级带成因需要考虑的因素.

致谢 与汪雍熙先生讨论得到有益帮助, 三峡地震台网为研究工作提供的观测数据, 审稿专家提出建设性的修改意见, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 等. 中国大地构造及演化. 北京: 科学出版社, 1980. 1—124

- 2 长江水利委员会. 三峡工程地质研究. 武汉: 湖北科学技术出版社, 1997. 23—76
- 3 马宗晋, 邓起东. 鄂西中生代地质构造的力学分析. 地质科学, 1964, 1: 76—90
- 4 袁登维, 梅应堂, 秦兴黎, 等. 长江三峡工程坝区及外围地壳稳定性研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996. 11—17
- 5 国家科学技术委员会. 长江三峡工程重大科学技术研究课题研究报告集. 北京: 水利电力出版社, 1992. 25—33
- 6 陈德基, 徐福兴. 三峡工程地质勘察与研究. 中国三峡建设, 1995, 4: 22—33
- 7 陈学波, 陈步云, 张四维, 等. 长江三峡工程坝区及外围深度构造特征研究. 北京: 地震出版社, 1994. 1—29
- 8 陈步云, 高文海. 贾家湾-沙园剖面地壳结构的初步研究. 地壳变形与地震, 1986, 4: 357—364
- 9 中国科学院测量与地球物理研究所一室三峡组. 三峡地区重力场和应力场研究. 见: 中国科学院三峡工程生态与环境科研项目领导小组, 编. 长江三峡工程对生态和环境影响及其对策研究论文集. 北京: 科学出版社, 1987. 596—612
- 10 朱思林, 王石任. 长江三峡及周缘地区重力异常的特征与研究. 地壳形变与地震, 1990, 10(2): 49—60
- 11 高士钧. 长江三峡地区地壳应力场与地震. 北京: 地震出版社, 1992. 21—53
- 12 韩晓光, 李蓉川. 三峡地区地壳应力场与地震活动. 华北地震科学, 1984, 1: 53—57
- 13 刘传正, 谭周地. 长江三峡库首区诱发地震的环境工程地质研究. 见: 长江三峡工程论证地质地震专家组, 编. 长江三峡工程地质地震专题论证文集. 北京: 科学出版社, 1989. 427—442
- 14 Cervený V, Molotkov I A, Psencik I. Ray Method in Seismology. 2nd ed. Prague: Univerzita Karlova, 1977. 1—65
- 15 朱天飞, 刘福田. 用地震资料测定岩石层的三维速度结构. 地球物理学报, 1982, 25: 500—508
- 16 刘福田, 朱天飞. 震源位置和速度结构的联合(1)—理论和方法. 地球物理学报, 1984, 27: 167—175
- 17 刘福田, 李强, 吴华, 等. 用于速度图象重建的层析成像法. 地球物理学报, 1989, 32(1): 46—61
- 18 Waldhauser F, Ellsworth W L. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. Bull Seismol Soc Amer, 2000, 90(6): 1353—1368[doi]
- 19 杨智娴, 陈运泰, 郑月军, 等. 双差定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 129—134
- 20 张爱民, 李强. 双差定位在三峡库区地震定位中的应用. 大地测量与地球动力学, 2006, 26(3): 73—77
- 21 Kissling E. Geotomography with local earthquake data. Rev Geophys, 1988, 26: 659—698[doi]
- 22 Kissling E, Ellsworth W L, Eberhart-Phillips D, et al. Initial reference models in local earthquake tomography. J Geophys Res, 1994, 99(B10): 19635—19646[doi]
- 23 Carla M, Giuseppe D, Grazia, et al. Minimum 1-D velocity model in Southeastern Sicily (Italy) from local earthquake data: an improvement in location accuracy. J Seismol, 2003, 7: 469—478[doi]
- 24 赵旭, 李强, 蔡晋安. 三峡库首区最小一维速度模型研究. 大地测量与地球动力学, 2007, 27(增刊): 1—7
- 25 荻莉莎. 三峡数字地震台网中心记录典型波形初步分析. 大地测量与地球动力学, 2004, 24(2): 52—57
- 26 李锋, 薛军蓉, 韩晓光. 三峡库区巴东马鬃山地振动观测与成因讨论. 大地测量与地球动力学, 2004, 24(2): 78—82
- 27 夏其发, 汪雍熙. 试论水库诱发地震的地质分类. 中国诱发地震. 北京: 地震出版社. 1984. 8—13
- 28 申重阳, 孙少安, 刘少明, 等. 长江三峡库首区近期重力场动态变化. 大地测量与地球动力学, 2004, 24(2): 6—13
- 29 孙少安, 项爱民, 刘东至. 三峡工程蓄水后的精密重力测量. 大地测量与地球动力学, 2004, 24(2): 30—33
- 30 马达铨, 杜绍华, 肖志发. 黄陵花岗岩基的成因. 岩石矿物学杂志, 2002, 21(2): 151—161
- 31 江麟生, 陈铁龙. 黄陵地区的几个主要基础地质问题. 湖北地矿, 2002, 16(1): 8—13