

利用地震走时计算波速与震源深度^{*}

李启雷, 李玉丽

(青海省地震局, 青海 西宁 810000)

摘要: 利用青海台网记录清晰的 P 波震相资料, 根据单层地壳模型地震走时方程, 计算了 P 波速度和震源深度, 得到直达波速度正态分布置信区间为 5.96 ~ 6.09 km/s, 首波波速度置信区间为 7.69 ~ 8.06 km/s, 震源深度置信区间为 5.6 ~ 5.8 km。

关键词: 青海台网; P 波震相; 走时方程; 波速; 震源深度

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2014)增刊-0094-04

0 引言

青藏高原东北缘是晚新生代构造变形最强烈的地区。所谓东北缘是指南以东昆仑断裂、北以祁连山—海原断裂、西以柴达木盆地、东以南北构造带为界的甘肃、青海和宁夏交界地区(袁道阳等, 2004)。据中国地震局统计(国家地震局震害防御司, 1995; 国家地震局震害防御司, 1999), 自有文字记载以来, 该地区已发生 24 次 $M \geq 7.0$ 地震, 其中 5 次 $M \geq 8.0$ 地震。

祁连山活动断裂带是位于青藏高原东北缘主要断裂带之一, 该断裂带晚第四纪以来表现为整体活动性强, 地震活动频率高、强度大的特点(王永成, 刘百箴, 2001)。其中在青海境内主要有门源冷龙岭断裂和祁连托莱山断裂。确定地壳速度结构, 对研究区域介质性质和构造活动的动力学条件、地震精确定位及地震预报等具有重要意义。

20 世纪 60 年代初期, 中国科学院地球物理研究所利用人工地震进行了地震深部探测, 得到了部分地区的地壳内部速度分布。许忠淮等(2003)利用层析成像方法分析了青藏高原东北地区上地幔顶部 P 波速度及其各向异性的横向变化。金春华等(2011)利用地震和爆破资料, 通过差分正演及 LSQR 反演, 获得了宁夏及邻区不同深度及不同位置的深度速度剖面图像。周民都等(2012)利用层析成像法研究了青藏高原东北缘地壳上地幔速度结构, 得到了上地幔顶部多数地区的平均 P

波速度。刘文辉(2007)利用人工地震剖面资料得出祁连块体地壳平均波速。李永华等(2006)分别采用接收函数法和线性反演法对青藏高原东北缘的壳幔结构进行了研究, 获取了台站下方的地壳厚度、 V_p/V_s 值及壳幔 S 波速度结构。这些研究工作, 对了解青藏高原东北缘地壳速度结构具有重要的参考价值。

据中国地震台网正式测定: 2014 年 6 月 9 日 20 时 51 分在青海省海北藏族自治州祁连县(38.1°N, 100.1°E)发生 3.2 级地震, 震源深度 3 km。这次地震震源浅, 县境内震感明显。震中位于托莱山断裂带上, 与 1991 年 1 月 2 日 2 时 58 分 5.1 级地震震中相距仅 14.7 km, 与 1984 年 2 月 17 日 10 时 37 分 5.1 级地震震中相距 61.9 km。青海台网共有 46 个台站记录到此次地震的 88 条震相, 其中震中距最小(4.05 km)。笔者利用这些观测资料, 假设介质均匀并且为单层, 根据近震走时方程计算直达波与首波(或折射波)传播速度及震源深度。

1 资料选取

青海数字遥测台网于 2007 年 6 月建成并进入试运行阶段, 10 月通过工程验收后正式投入运行。现有 88 个数字地震台(包括新架设台站 17 个, 接入外省台站 24 个), 台网国家台和区域台分别架设了甚宽频带、宽频带地震计, 所有台站全部配置了大动态范围的 24 位数据采集器。青海遥测台

^{*} 收稿日期: 2014-08-30.

基金项目: 中国地震局“三结合”课题(152902)资助.

网在省内绝大部分地区地震监测能力达到 $M_L 3.0$ ，中东部地区达到 $M_L 2.0$ 、西宁附近重点监视区域达到 $M_L 1.5$ 。

本文所选取的震相资料初动清晰，到时残差在 1.5 s 以内，其中直达波 Pg 震中距在 200 km 以内，首波 Pn 震中距在 500 km 以内。青海省遥测地震台站分布如图 1 所示。

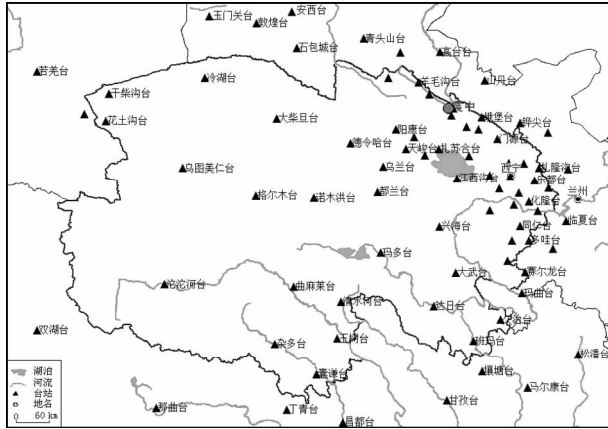


图 1 青海省遥测地震台站分布图

Fig. 1 Distribution of telemetering seismic stations in Qinghai province

2 近震走时规律

2.1 直达波走时方程

假设地层介质均匀，则地震波在层内沿直线传播，直达波射线传播路径如图 2 所示。传播速度为常数，设 V_1 为由震源 O 传播到台站 S 的时间为 t_1 ，震中距为 Δ ，震源距为 D （傅淑芳，刘宝诚，1980）。则直达波走时方程为

$$t_1 = \frac{D}{V_1} = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{V_1}. \quad (1)$$

式中，对同一个地震， t_1 只与震中距相关。如果到时 t_1 和震中距 Δ 已知，便可由两个台的记录联立组成方程组，求解出待定常数 V_1 和 h ：

$$V_1 = \frac{\sqrt{\Delta'^2 - \Delta^2}}{t_1'^2 - t_1^2}, \quad (2)$$

$$h = \frac{\sqrt{t_1'^2 \Delta'^2 - t_1^2 \Delta^2}}{t_1'^2 - t_1^2}. \quad (3)$$

(2)、(3) 式中， Δ 、 Δ' 及 t_1 、 t_1' 分别为两个台站的震中距及直达波到时（下同）。

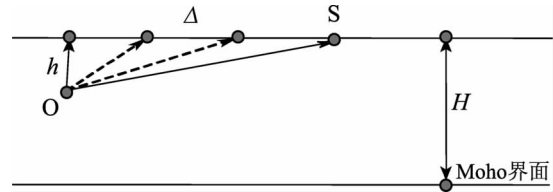


图 2 直达波射线传播路径

Fig. 2 Propagation path of the direct wave

2.2 首波走时方程

图 3 为首波射线传播示意图，设界面以上传播速度为 V_1 ，界面以下速度为 V_2 ， $V_2 > V_1$ ， i_0 为临界角：

$$t_2 = \frac{\Delta}{V_2} + (2H - h) \cdot \frac{\cos i_0}{V_2}. \quad (4)$$

由式 (4) 可以看出，首波走时曲线是以波速的倒数为斜率的直线，不同台站的到时差仅与式中第一项相关，即震中距和上地幔波速。所以由任意两个台站的观测资料便可计算首波速度 V_2 ，其表达式为

$$V_2 = \frac{\Delta' - \Delta}{t_2' - t_2}. \quad (5)$$

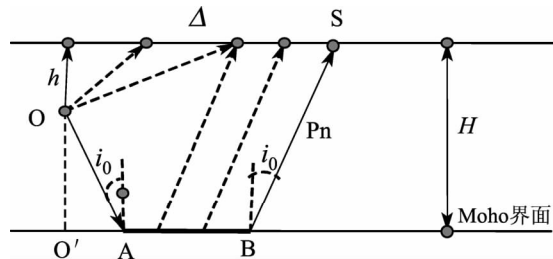


图 3 首波射线传播路径

Fig. 3 Propagation path of the head wave

3 资料处理与结果分析

3.1 直达波

本文选取了 17 条震相清晰，且震中距在 100 km 范围内的纵波记录，任意两组组合即可计算出一个波速值，共得到 126 个有效数值。图 4a 为直达波速度正态分布图，在 95% 置信区间内直达波速度分布区间为 5.96 ~ 6.09 km/s。有极少数

值偏离平均值较大,而震相到时读取的误差一般为 0.1 s 以内,不会有太大影响,这可能是由台站仪器响应造成的。在置信区间内直达波平均值 6.03 km/s,小于周民都等 (2012) 层析成像法获取的青藏高原东北缘地壳平均波速 6.25 km/s,也低于刘文辉 (2007) 利用人工地震剖面资料得出的祁连块体地壳平均波速 6.22 km/s。本文没有对直达横波速度进行计算,因为横波不是初至波,震相识别时会受到前面震相的干扰,读取误差过

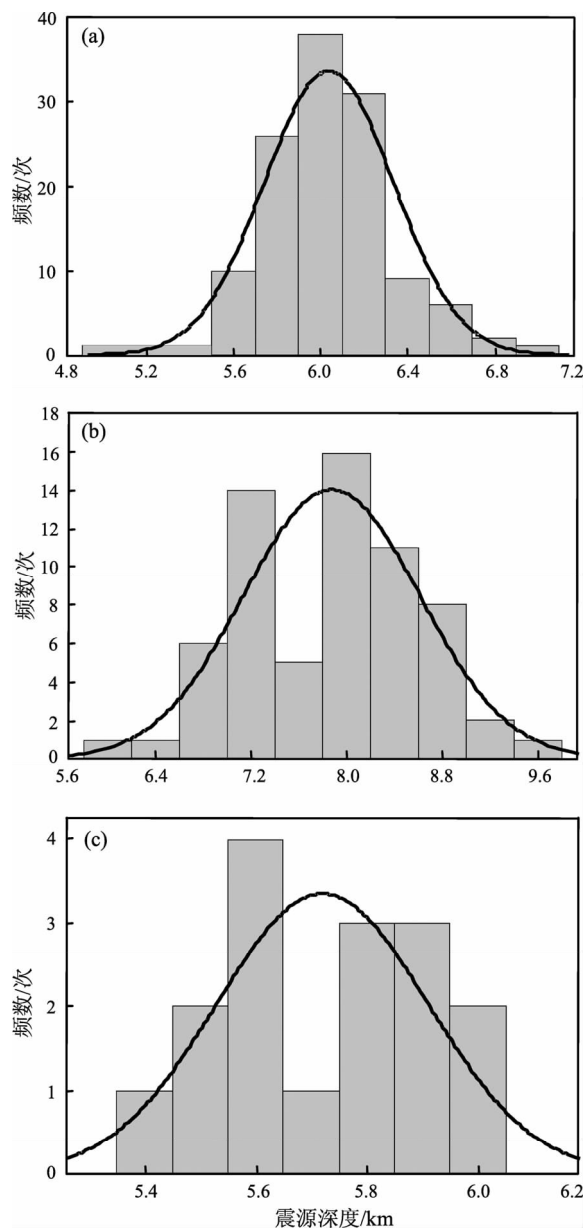


图4 直达波 (a)、首波 (b) 速度和震源深度 (c) 正态分布图

Fig. 4 Normal distribution of the velocity of the direct wave (a), the head wave (b) and focal depth (c)

大,影响计算结果的准确性 (张晁军等, 2010; 罗艳等, 2013; 刘明军等, 2008)。

3.2 首波

由于首波起始平缓,震相初动信号较弱,故可用震相没有直达波丰富。本文选取了 13 条纵波记录,共得到 78 个计算结果。图 4b 中的点随样本数近似呈平均分布,与图 4a 的表现不同。这可能因为首波走时是直线,只有震中距一个变量。只要 Pn 震相清晰、到时读取准确,震中距较大的台站也可以参与计算。舍弃不合理数值,计算出纵波波速平均值为 7.92 km/s。这个结果低于许忠淮等 (2003) 使用层析成像法获取的平均波速度 8.09 km/s,也低于周民都等 (2012) 用同样方法得到的上地幔平均波速 8.05 km/s (李永华等, 2006),高于川滇地区速度 7.8 km/s (吴建平等, 2006)。

3.3 震源深度

本文选取震中距小于 100 km 的台站记录波形资料进行分析演算震源深度。虽然震相较少,但因为祁连台距离震中只有 4.05 km,可以对计算结果起到很好的约束 (王登伟, 2010),在 95% 置信区间内计算出震源深度分布范围为 5.6 ~ 5.8 km,均值为 5.7 km (图 4c)。

4 结论

本文利用 17 条直达纵波到时和 13 条首波纵波到时数据,计算了 2014 年 6 月 9 日 20 时 51 分发生在青海省海北藏族自治州祁连县 3.2 级地震的波速和震源深度。得到直达波速 95% 置信区间为 5.96 ~ 6.09 km/s,首波波速置信区间为 7.69 ~ 8.06 km/s,震源深度置信区间为 5.6 ~ 5.8 km。

本次计算的对象是单个地震,计算结果有一定的偶然性和随机性,加上青海台网观测台站分布不均匀,密度小,现有的震相资料对于研究一个区域的速度结构尤其是震源深度还远远不够。今后将收集更多的近场资料,丰富和优化计算结果。

参考文献:

- 傅淑芳,刘宝诚. 1980. 地震学教程[M]. 北京:地震出版社.
- 国家地震局震害防御司. 1995. 中国历史强震目录(公元前 23 世纪—公元 1911 年)[M]. 北京:地震出版社.
- 国家地震局震害防御司. 1999. 中国近代地震目录(公元 1912 年—

- 公元1990年)[M]. 北京:中国科学技术出版社.
- 金春华,赵卫明,陈晓非,等. 2011. 利用地震和爆破资料反演宁夏及邻区浅层三维速度结构[J]. 地震学报,33(5):614-623.
- 李永华,吴庆举,安张辉,等. 2006. 青藏高原东北缘地壳结构S波速度结构与泊松比及其意义[J]. 地球物理学报,49(5):1359-1368.
- 刘明军,李松林,方盛明,等. 2008. 利用地震波速研究青藏高原东北缘地壳组成及动力学[J]. 地球物理学报,51(2):412-430.
- 刘文辉. 2007. 青藏高原东北缘地壳结构、组成与动力学[D]. 北京:中国地震局地球物理研究所.
- 罗艳,曾详方,倪四道. 2013. 震源深度测定方法研究进展[J]. 地球物理学进展,28(5):2309-2321.
- 王登伟. 2010. 利用直达P波测定地方震震源深度的探讨[J]. 地震地磁观测与研究,31(5):45-48.
- 王永成,刘百箴. 2001. 祁连山中东段断裂的地震危险性分析[J]. 西北地震学报,23(4):330-338.
- 吴建平,明跃红,王椿镛. 2006. 川滇地区速度结构的区域地震波形反演研究[J]. 地球物理学报,49(5):1369-1376.
- 许忠淮,汪素云,裴顺平. 2003. 青藏高原东北缘地区Pn波速度的横向变化[J]. 地震学报,25(1):24-31.
- 袁道阳,张培震,刘小龙,等. 2004. 青海鄂拉山断裂带晚第四纪构造活动及其所反映的青藏高原东北缘的变形机制[J]. 地学前缘,11(4):393-402.
- 张晔军,张晓东,曹春兰,等. 2010. 近震震源深度测定精度的理论误差分析[J]. 中国地震,26(2):156-163.
- 周民都,王椿镛,曾融生. 2012. 青藏高原东北缘地壳上地幔速度结构的地震层析成像研究[J]. 西北地震学报,34(3):224-233.

Calculating Seismic Velocity and Focal Depth by Using Seismic Travel time

LI Qi-lei, LI Yu-li

(Earthquake Administration of Qinghai Province, Xining 810000, Qinghai, China)

Abstract

Using data of clear P-wave phase recorded by Qinghai Seismic Network, based on the seismic travel time equation of the single-layer crustal model, we calculated the P-wave velocity and focal depth. The results show that at a 95% confidence level, the confidence interval in normal distribution of the direct wave velocity is 5.96 ~ 6.09 km/s, that of the head wave velocity is 7.69 ~ 8.06 km/s, and that of the focal depth is 5.6 ~ 5.8 km.

Key words: Qinghai Seismic Network; P-wave phase; travel-time equation; wave velocity; focal depth