

# 滇西北地区地壳厚度与泊松比分布及其意义<sup>\*</sup>

张天继, 金明培<sup>✉</sup>, 刘自凤, 程宇豪

(云南省地震局, 云南 昆明 650224)

**摘要:** 利用滇西北地震亚失稳观测实验区43个密集观测台站记录的2018年4月5日—12月30日远震三分量波形数据, 计算并分析滇西北地区的地壳厚度和泊松比变化情况。结果表明: ①研究区的地壳厚度总体呈现北深南浅的变化特征, 且形成以云龙、蝴蝶泉—阳和、岩曲—羊窝棚—哨横为中心的3个莫霍面隆起区, 在26°N附近形成一个向南的舌状突出, 呈现两隆两凹状的莫霍面结构; ②研究区泊松比为0.209~0.328, 整体被2条对角线分隔呈四象限分布, 北、南两区是高泊松比( $\sigma > 0.28$ )地区, 推测地壳物质富含铁镁质成分, 西、东区为低泊松比( $\sigma < 0.26$ )区域, 地壳物质可能富集长英质成分; ③云龙、蝴蝶泉—阳和以及南涧—红土坡地区的高泊松比( $\sigma > 0.3$ )可能是上地幔物质底侵致使下地壳物质部分熔融引起; 维西—乔后—巍山断裂北段的通甸—建基村, 其与龙蟠—乔后断裂交汇的丰乐—禾头, 以及维西—乔后—巍山断裂中段的脉地—紫阳村—瓦窑—太邑—岔河, 是泊松比高梯度带, 具备发生中强以上地震的孕震环境。

**关键词:** 滇西北地区; 地震亚失稳; 接收函数; 地壳厚度; 泊松比

**中图分类号:** P315.2

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2020)01-0010-09

## 0 引言

云南位于青藏高原东南缘, 地处南北地震带南端(阚荣举, 林中洋, 1986), 是欧亚板块和印度板块之间碰撞挤压后的陆内调节构造区; 由不同地质历史时期的次级板块拼接而成, 在特提斯构造发育时期起着重要的作用, 因而是研究地球动力学, 特别是强震孕育、发生和发展的天然理想场所。中强以上地震易发多发的滇西北地区则位于川滇菱形块体的西部边缘构造区, 是印支块体、扬子准地台和松潘—甘孜褶皱带的交汇部位(姜朝松等, 2000)。滇西北地区展布有NW走向的维西—乔后—巍山断裂和红河断裂, NE走向的龙蟠—乔后断裂、洱源—鹤庆断裂以及SN走向的程海—宾川断裂等, 断裂纵横交错, 地震活动频繁。2013年3月3日洱源 $M_s5.5$ 地震后, 滇西北地区相继发生了2013年4月17日洱源 $M_s5.0$ 、

2016年5月18日云龙 $M_s5.0$ 和2017年3月27日漾濞 $M_s5.1$ 等地震。因此, 2017年下半年起, 马瑾院士团队将滇西北地区选为断层亚失稳野外实验研究区, 并将红河断裂北段和维西—乔后—巍山断裂作为地震亚失稳应力状态研究的主断层, 在该地区原有台站的基础上密集布设了30个短周期地震台站, 试图寻找应力加速释放和断层加速协同化的地震活动性证据, 以期将实验室中能够成功预测的断层失稳部位和失稳时刻(马瑾, 2016; 宋春燕, 2017)在野外实验推广。因此, 对该野外观测区动力、结构和介质环境的精细观测研究显得尤为重要和迫切, 而远震接收函数方法提供了一个很好的解决途径。

Langston(1979)提出了震源等效假定, 开始从长周期远震体波中提取接收函数, Owens等(1984)将这一技术扩展到了宽频带地震记录中。之后, 接收函数技术经历了波形拟合反演(Ammon *et al.*, 1990)、时域迭代反褶积分离P和

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2019-04-01.

基金项目: 国家重点研发计划子专题(2018YFC1503303)资助.

✉ 通讯作者: 金明培(1969-), 正研级高级工程师, 主要从事地震监测预报、接收函数、震源模型等研究.

E-mail: jmp69@263.net.

S波 (Ammon, 1991; Ligorria, Ammon, 1999)、偏移叠加成像方法 (Yuan *et al.*, 1997)、时间—深度转换 (Dueker, Sheehan, 1997) 以及  $H-k$  扫描叠加方法 (Zhu, Kanamori, 2000) 等的发展, 并已成为探究地下结构情况的一种天然地震学方法, 被广泛地实践于地壳、上地幔速度间断面的探索中。利用远震接收函数, 胡家富等 (2003)、邓嘉美等 (2014)、Wang 等 (2017)、陈佳等 (2018) 以及 Zhang 和 Gao (2019) 先后计算了云南地区的地壳厚度和泊松比, 李永华等 (2009)、胥颐等 (2013) 分别获取了云南地区的 S 波速度和 P 波速度空间分布特征。但他们所使用数据的台间距依然较大, 对细节反映的清晰度尚存差距, 且专门针对滇西北地区, 尤其是维西—乔后—巍山断裂和红河断裂北段的地壳厚度和泊松比的研究精细度不够, 所以本文利用亚失稳项目加密观测后的 43 个台站所记录的远震三分量波形, 计算各台站下方的体波接收函数, 获取滇西北地区的地壳厚度和介质泊松比, 再次研究滇西北地区的地壳结构特征及其构造指示意义。

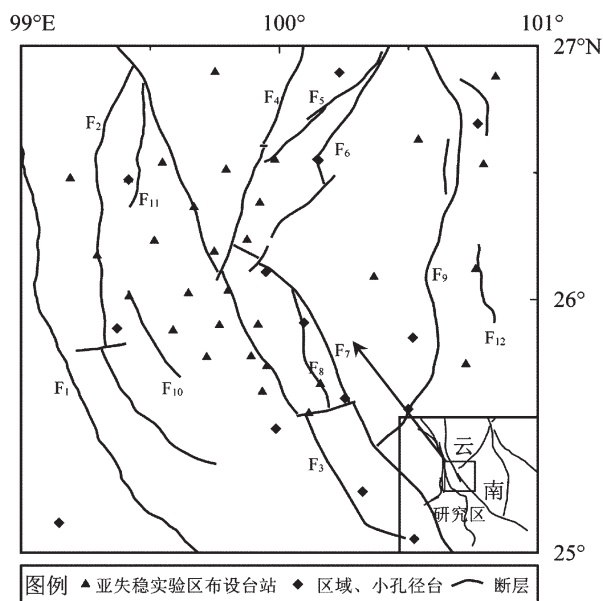


图1 研究区主要断裂和地震台站分布

Fig. 1 Distribution of main faults and seismic stations in the study area

## 1 资料选取

如图1所示, 本文选取的研究区域为滇西北地区 ( $25^{\circ} \sim 27^{\circ} \text{N}$ 、 $99^{\circ} \sim 101^{\circ} \text{E}$ ), 该区共分布有44个台站, 由云南区域测震台网 (9个子台)、下关小孔径测震台网 (5个子台) 和亚失稳实验区台阵 (30个子台) 组成。本文截取了2018年4月5日—12月30日,  $M \geq 5.5$ 、震中距在  $30^{\circ} \sim 90^{\circ}$  的80个具有清晰P波初动和高信噪比的远震波形事件。震中分布如图2所示, 由于资料收集的时限不到1年, 研究区北部和西南方向地震记录偏少。

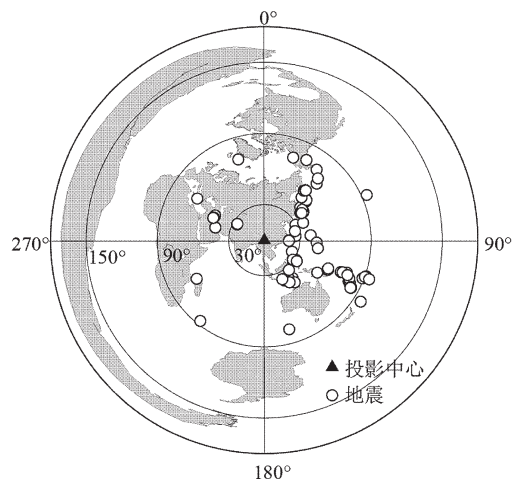


图2 远震分布情况

Fig. 2 Distribution of teleseismic events

## 2 计算方法

接收函数波形中包含了台站下方的地质结构信息, 是对接收器附近地球结构的一种相对响应, 描述了地震波在台站下方的介质中传播时, 直达P波、界面Ps转换波以及多次反射波之间的分布关系 (图3)。首先对远震三分量的原始波形做去倾斜、去均值和去仪器响应处理, 再将EW、NS分量旋转到大圆弧方向, 获得地震波径向、切向分量, 在时间域用径向分量对垂直分量作迭代反褶积, 得到P波接收函数。接收函数消除了传播路径、震源时间函数和仪器响应的影响, 利用分离出的Ps转换波和多次反射波可以探索地壳和上地幔结构。

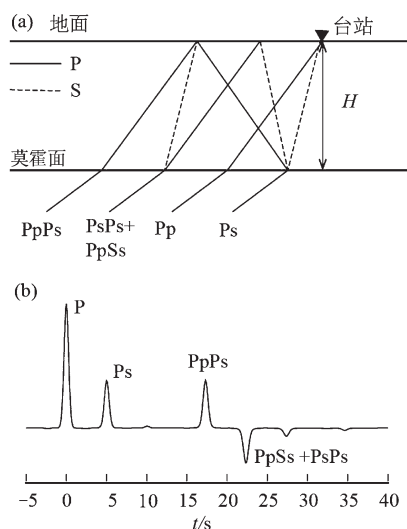


图3 近水平均匀介质中P波传播路径 (a) 及相应的接收函数 (b)

Fig. 3 P-wave propagation path in horizontal homogeneous media (a) and receiver function (b)

如图3a所示,当莫霍面是最深的反射界面时,地壳厚度  $H$  与直达P波和转换波  $P_s$  到时差的关系为:

$$H = \frac{t_{Ps} - t_P}{\sqrt{\frac{1}{v_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (1)$$

式中:  $v_p$  和  $v_s$  是纵波和横波速度;  $p$  为射线参数;  $H$  是地壳厚度。

同理,  $H$  与转换波  $P_s$  和多次反射波  $PpPs$  之间到时差的关系为:

$$H = \frac{t_{PpPs} - t_{Ps}}{2\sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (2)$$

用式(1)除以式(2),方程两边再平方可以得到波速比:

$$\frac{v_p}{v_s} = \left\{ (1 - p^2 v_p^2) \left[ 2 \left( \frac{t_{Ps} - t_P}{t_{PpPs} - t_{Ps}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 v_p^2 \right\}^{1/2} \quad (3)$$

根据弹性力学的原理,可由波速比计算泊松比  $\sigma$ :

$$\sigma = \frac{1 - \frac{1}{2} \left( \frac{v_p}{v_s} \right)^2}{1 - \left( \frac{v_p}{v_s} \right)^2} \quad (4)$$

虽然式(3)的右边含有  $v_p$ ,但由于地壳中的平均  $v_p$  在 6.00 ~ 6.75 km/s,若给出精确到时差,  $v_p$  取最小和最大值时,得到的波速比只相差 0.05,引起的最大泊松比偏差为 0.02,地壳厚度偏差仅为 2 km。所以本文挑选出  $P_s$  转换波和多次反射波震相清晰且相关性较好的接收函数,采用人工拾取震相方法计算台站下方的地壳厚度、波速比和泊松比。

### 3 结果分析

本文采用多个接收函数集束相关识别转换波和多次反射波位置,图4是岔河台接收函数集束

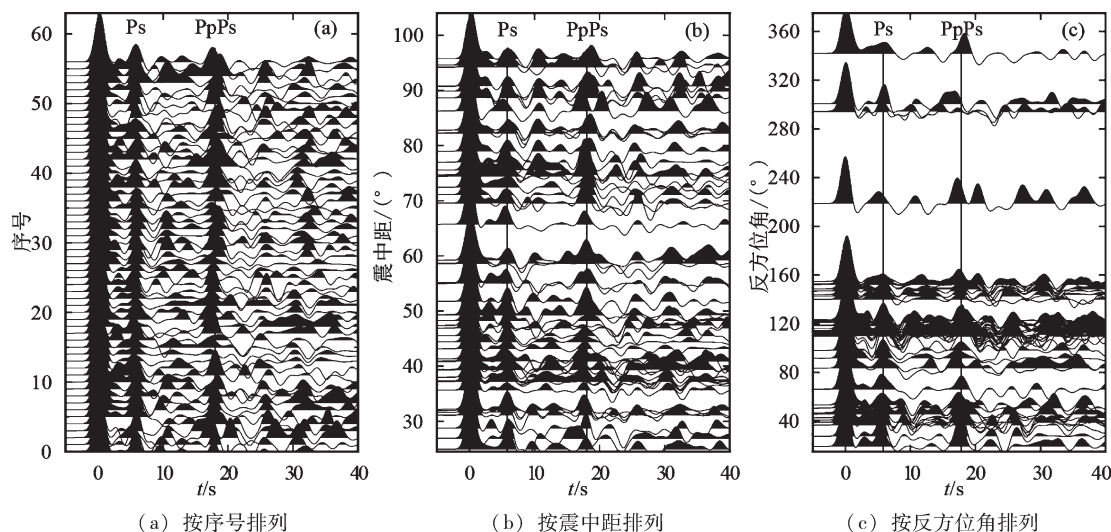


图4 岔河台接收函数

Fig. 4 Receiver function of the Chahe station

表 1 接收函数分析结果  
Tab. 1 Analysis results of receiver function

台网	台站代码	台站名称	$\lambda_E/(^{\circ})$	$\varphi_N/(^{\circ})$	地壳厚度 $H/\text{km}$	波速比	泊松比 $\sigma$	接收函数个数
云南区域	HEQ	鹤庆	100.15	26.55	$48.6 \pm 1.6$	$1.858 \pm 0.048$	$0.295 \pm 0.014$	34
云南区域	BAS	保山	99.15	25.12	$36.6 \pm 1.6$	$1.789 \pm 0.042$	$0.272 \pm 0.016$	40
云南区域	YUL	云龙	99.37	25.89	$35.0 \pm 1.7$	$1.984 \pm 0.074$	$0.328 \pm 0.018$	22
云南区域	YOS	永胜	100.77	26.69	$54.9 \pm 2.0$	$1.652 \pm 0.046$	$0.209 \pm 0.026$	30
云南区域	LAP	兰坪	99.42	26.47	$48.3 \pm 2.0$	$1.810 \pm 0.034$	$0.280 \pm 0.012$	41
云南区域	LJ	丽江	100.23	26.90	$49.0 \pm 2.1$	$1.877 \pm 0.055$	$0.301 \pm 0.016$	30
云南区域	NAJ	南涧	100.52	25.05	$33.3 \pm 1.3$	$1.926 \pm 0.049$	$0.315 \pm 0.013$	26
云南区域	EYA	洱源	99.95	26.11	$46.3 \pm 1.6$	$1.747 \pm 0.038$	$0.256 \pm 0.015$	40
云南区域	TUS	团山	100.25	25.61	$41.1 \pm 2.0$	$1.764 \pm 0.052$	$0.262 \pm 0.021$	30
下关小孔径	HDQ	蝴蝶泉	100.10	25.91	$39.4 \pm 1.7$	$1.912 \pm 0.048$	$0.311 \pm 0.013$	25
下关小孔径	XBT	象鼻	100.50	25.57	$42.1 \pm 1.6$	$1.785 \pm 0.048$	$0.270 \pm 0.018$	53
下关小孔径	ZYT	自由	100.32	25.24	$41.1 \pm 1.7$	$1.820 \pm 0.052$	$0.283 \pm 0.017$	43
下关小孔径	CFT	彩凤	100.52	25.85	$47.4 \pm 1.3$	$1.683 \pm 0.050$	$0.225 \pm 0.025$	30
下关小孔径	CHT	岔河	99.99	25.49	$41.4 \pm 1.2$	$1.809 \pm 0.039$	$0.279 \pm 0.013$	55
亚失稳	YSW01	小干布	100.84	26.88	$44.6 \pm 2.5$	$1.921 \pm 0.095$	$0.311 \pm 0.024$	11
亚失稳	YSW02	太邑	100.12	25.55	$42.8 \pm 1.5$	$1.819 \pm 0.087$	$0.280 \pm 0.029$	11
亚失稳	YSW03	炼登	99.29	26.17	$46.7 \pm 1.7$	$1.786 \pm 0.048$	$0.271 \pm 0.019$	30
亚失稳	YSW04	丰胜	99.42	26.01	$41.5 \pm 2.0$	$1.802 \pm 0.055$	$0.276 \pm 0.020$	24
亚失稳	YSW05	团结	99.72	25.77	$44.4 \pm 2.7$	$1.775 \pm 0.068$	$0.265 \pm 0.025$	13
亚失稳	YSW06	瓦窑	99.93	25.64	$43.9 \pm 1.9$	$1.740 \pm 0.033$	$0.253 \pm 0.014$	45
亚失稳	YSW07	拉巴	99.75	26.90	$40.1 \pm 2.0$	$1.898 \pm 0.059$	$0.307 \pm 0.016$	30
亚失稳	YSW08	白夷	100.76	26.12	$47.1 \pm 1.9$	$1.846 \pm 0.060$	$0.291 \pm 0.019$	30
亚失稳	YSW09	阳和	100.16	25.67	$39.7 \pm 1.8$	$1.967 \pm 0.103$	$0.323 \pm 0.027$	11
亚失稳	YSW10	紫阳村	99.95	25.74	$41.3 \pm 1.0$	$1.840 \pm 0.049$	$0.290 \pm 0.016$	37
亚失稳	YSW12	炼坪	99.98	26.55	$48.2 \pm 2.1$	$1.864 \pm 0.047$	$0.297 \pm 0.013$	8
亚失稳	YSW13	建基村	99.55	26.54	$46.5 \pm 2.2$	$1.845 \pm 0.059$	$0.290 \pm 0.019$	19
亚失稳	YSW14	沽泥盆	99.52	26.23	$48.8 \pm 1.3$	$1.860 \pm 0.079$	$0.294 \pm 0.025$	21
亚失稳	YSW15	胜利	99.65	26.02	$47.3 \pm 1.7$	$1.742 \pm 0.047$	$0.253 \pm 0.020$	23
亚失稳	YSW16	纸厂	99.92	25.90	$46.1 \pm 2.8$	$1.764 \pm 0.032$	$0.262 \pm 0.013$	12
亚失稳	YSW17	吉祥	99.19	26.48	$47.1 \pm 1.8$	$1.831 \pm 0.048$	$0.286 \pm 0.016$	26
亚失稳	YSW18	脉地	99.89	25.78	$43.7 \pm 2.8$	$1.778 \pm 0.085$	$0.265 \pm 0.035$	12
亚失稳	YSW19	羊窝棚	99.93	26.38	$39.0 \pm 1.8$	$1.834 \pm 0.046$	$0.287 \pm 0.015$	16
亚失稳	YSW20	高明	99.59	25.88	$53.0 \pm 2.2$	$1.694 \pm 0.048$	$0.231 \pm 0.021$	24
亚失稳	YSW21	神龙寺	100.72	25.74	$47.1 \pm 1.8$	$1.743 \pm 0.045$	$0.253 \pm 0.019$	42
亚失稳	YSW22	大河	100.79	26.53	$54.8 \pm 1.9$	$1.681 \pm 0.051$	$0.224 \pm 0.026$	20
亚失稳	YSW23	教场坝	100.54	26.63	$50.4 \pm 1.9$	$1.713 \pm 0.038$	$0.240 \pm 0.018$	33
亚失稳	YSW24	岩曲	99.67	26.36	$38.6 \pm 1.1$	$1.872 \pm 0.056$	$0.299 \pm 0.017$	31
亚失稳	YSW25	丰乐	99.75	26.19	$44.5 \pm 1.7$	$1.846 \pm 0.060$	$0.291 \pm 0.019$	24
亚失稳	YSW26	团结	99.77	25.90	$45.0 \pm 1.9$	$1.690 \pm 0.052$	$0.229 \pm 0.024$	14
亚失稳	YSW27	禾头	99.80	26.03	$45.1 \pm 1.8$	$1.846 \pm 0.055$	$0.291 \pm 0.019$	13
亚失稳	YSW28	哨横	99.88	26.24	$40.9 \pm 2.1$	$1.877 \pm 0.053$	$0.301 \pm 0.016$	24
亚失稳	YSW29	兰坪	99.42	26.47	$48.6 \pm 2.3$	$1.802 \pm 0.041$	$0.277 \pm 0.014$	42
亚失稳	YSW30	春场	99.79	26.51	$49.1 \pm 2.1$	$1.773 \pm 0.051$	$0.265 \pm 0.019$	18



分析, 转换波 Ps 和多次反射波 PpPs 分别出现在 5.8 s 和 18 s 附近。表 1 给出了所计算的结果和标准偏差, 由于黄坪台 (YSW11) 背景噪声大, 远震记录较少, 没有得到该台站的计算结果。绝大多数台站的地壳厚度  $H$  的标准偏差控制在 2.0 km 以内, 泊松比  $\sigma$  的标准偏差小于 0.02, 误差较小。由于各个台站的背景噪声水平不一样, 虽然总共有 80 个远震事件, 但每个台站的地震个数有很大差异, 除个别台站接收函数数量不多外, 绝大多数台站的接收函数都在 20 个以上, 具有统计意义。

从表 1 可知, 研究区地壳厚度的变化范围是 33.3 ~ 54.9 km, 莫霍面深度最浅为南涧台, 最深为永胜台; 泊松比的变化范围是 0.209 ~ 0.328, 最大值在云龙台, 永胜台最小。与前人的结果相比, 计算得到的下关小孔径测震台网彩凤台的地壳厚度为 47.4 km, 泊松比为 0.225, 与邓嘉美等 (2016) 的计算值 47.9 km 和 0.228 基本一致。云南区域测震台网的洱源、鹤庆、丽江、云龙和保山台的地壳厚度和泊松比与胡家富等 (2003)、李永华等 (2009)、邓嘉美等 (2014) 和 Wang 等 (2017) 的结果都比较接近。团山、永胜台的地壳厚度和泊松比与邓嘉美等 (2014)、Wang 等 (2017) 的接近, 但泊松比小于胡家富等 (2003) 的计算值。

### 3.1 地壳厚度分布特征

图 5a 为研究区地壳厚度分布情况。如图所示, 地壳厚度整体上以  $26^{\circ}\text{N}$  为分界, 呈北深南浅的变化趋势, 存在 3 个莫霍面隆起区域, 分别在云龙 (YUL), 蝴蝶泉 (HDQ) — 阳和 (YSW09) 以及岩曲 (YSW24) — 羊窝棚 (YSW19) — 哨横 (YSW28) 地区, 兰坪—永平断裂与维西—乔后—巍山断裂之间形成一个向东南的舌状突出, 在  $26^{\circ}\text{N}$  附近呈现两隆两凹状的莫霍面结构。程海—宾川断裂两侧的地壳厚度较深, 维西—乔后—巍山断裂北段、红河断裂北段和顺濠河断裂两侧地壳厚度变化剧烈, 形成了明显的分界带。

### 3.2 泊松比分布特征

从实验研究可知, 泊松比与岩石的类型相关 (Christensen, 1996), 是描述介质弹性性能的物理量。对于普通的岩石, 泊松比对岩石的成分非常敏感: 硅含量高使泊松比降低, 铁镁质含量高使

泊松比升高。因此, 相比于 P 波或者 S 波速度, 泊松比更能描述地壳的组成成分。地壳组成大体分为低泊松比 ( $\sigma < 0.26$ )、中泊松比 ( $0.26 \leq \sigma \leq 0.28$ ) 和高泊松比 ( $\sigma > 0.28$ ) (Wang *et al.*, 2017), 低泊松比对应于更多的长英质成分, 高泊松比对应于更多的铁镁质成分, 非常高的泊松比 ( $\sigma > 0.3$ ) 可能表示地下存在部分熔融物质。

图 5b 为研究区泊松比空间分布图, 图中红色圆圈是 1500—2018 年发生的  $M_s \geq 5.0$  级历史地震。研究区泊松比存在明显的不均匀分布特性, 大体上以研究区的 NE 向对角线为分界线, 其西北地区泊松比高, 其东南地区泊松比相对偏低。存在 3 块显著的低泊松比 ( $\sigma < 0.26$ ) 区域, 在程海—宾川断裂北段的永胜 (YOS) — 教场坝 (YSW23) — 大河 (YSW22) 地区, 南段的彩凤 (CFT) — 神龙寺 (YSW21) 地区以及顺濠河断裂东侧的胜利 (YSW15) — 高明 (YSW20) — 团结 (YSW26) 地区; 对角线以南有 2 个高泊松比 ( $\sigma > 0.28$ ) 区域, 分别在红河断裂北段与维西—乔后—巍山断裂之间的蝴蝶泉 (HDQ) — 阳和 (YSW09) 地区以及这 2 条断裂南端的南涧 (NAJ) 地区。

### 3.3 增补前人研究结果后的地壳厚度和泊松比

亚失稳观测台站虽然密集, 但主要集中在兰坪—永平断裂、维西—乔后—巍山断裂和红河断裂附近, 研究区边缘台站稀疏。为了得到更加精细的地壳厚度和泊松比分布, 引入了 Wang 等 (2017) 的 25 个喜马拉雅台站 (记录 2011 年 5 月—2013 年 12 月远震事件) 和 2 个 IRIS DMC 临时台站 (记录 2003—2004 年远震事件), 每个台站的地震个数在 8 ~ 428, 还引入了金明培开放基金中 15 个宾川主动源台站 (记录 2011 年 9 月—2014 年 1 月的 238 个远震事件) 的计算结果。结合多项研究的结果, 可以增加台站覆盖率, 增长数据时间段, 能更合理、客观地显示研究区的地壳厚度和泊松比分布。

如图 6a 所示, 增补前人研究结果后的地壳厚度整体上与图 5a 一致, 仍呈北深南浅的变化趋势和 3 个明显的莫霍面隆起区域, 胡家富等 (2003)、邓嘉美等 (2014) 也都认为云龙的地壳结构呈隆起状。增补前人研究结果后,  $26^{\circ}\text{N}$  附近兰坪—永平断裂与维西—乔后—巍山断裂之间的

舌状突出变宽、且更加向南突出，维西—乔后—巍山断裂和红河断裂的分界作用更加明显。这 2 条断裂带所在地区的地壳厚度较两侧的浅，两侧的地壳厚度变化剧烈，超壳断裂的特征更为清晰，特别是红河断裂以东地区地壳厚度逐渐加深，其

西侧地壳厚度浅，与邓嘉美等（2014）和 Zhang 和 Gao（2019）的结果一致。阚荣举和林中洋（1986）将红河断裂东北划分为扬子准地台，西南为三江地槽褶皱系，所以本文的结果与地质构造边界划分较为一致。

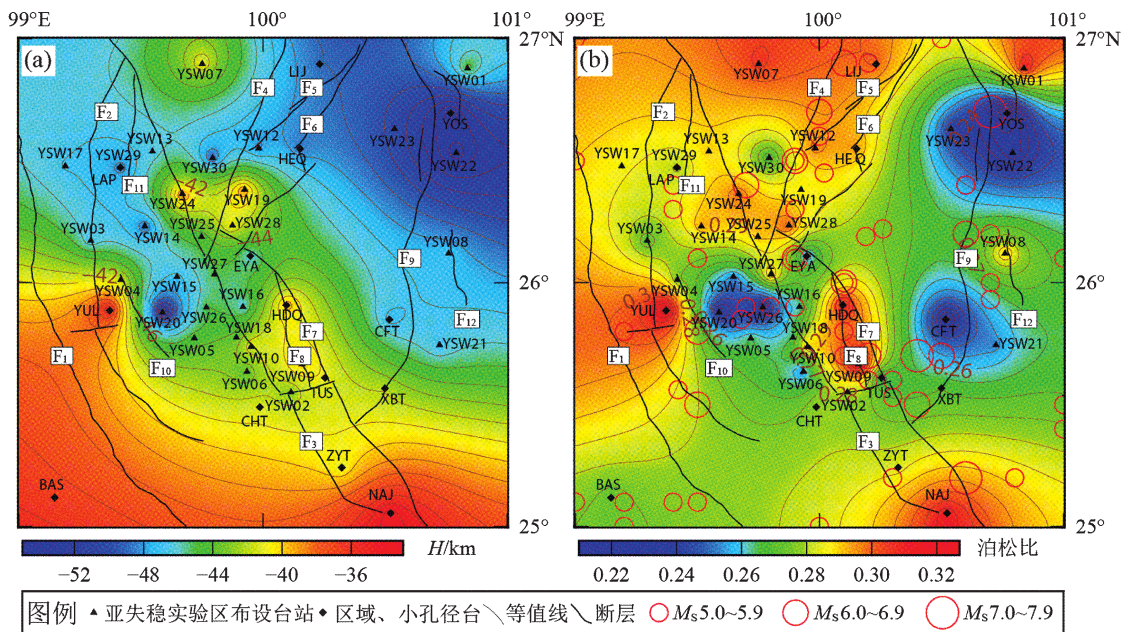


图 5 本文得到的地壳厚度 (a) 和泊松比 (b) 分布情况 (断裂同图 1)

Fig. 5 Distribution of crustal thickness (a) and Poisson's ratio (b) in this study (faults are the same as Fig. 1)

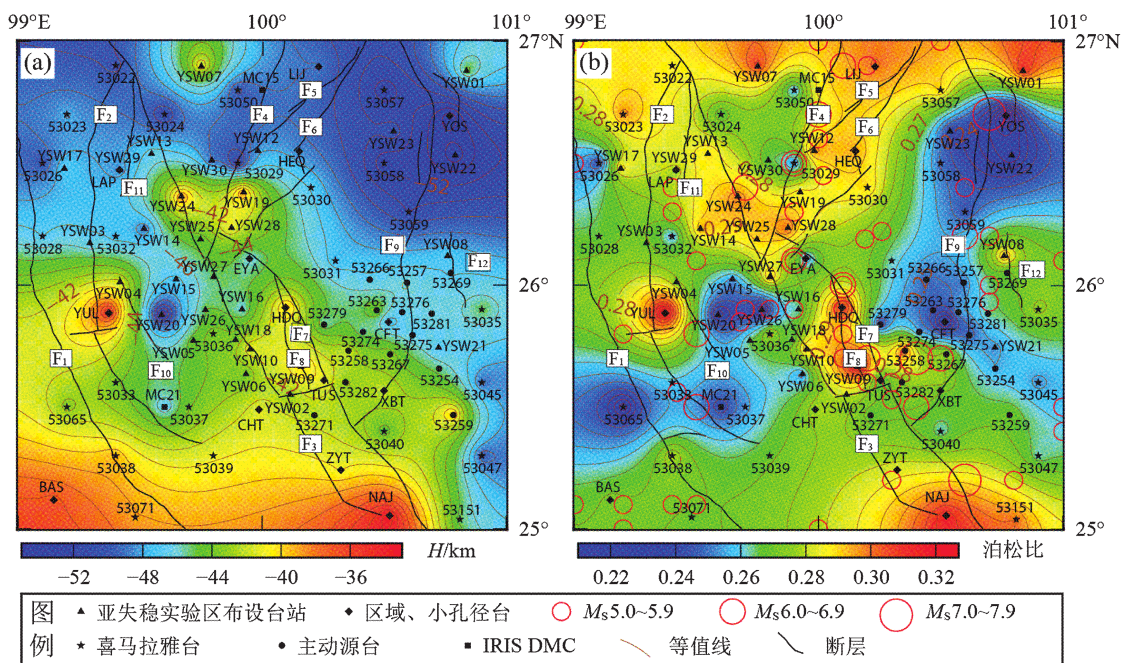


图 6 增补前人研究结果后地壳厚度 (a) 和泊松比 (b) 分布情况 (断裂同图 1)

Fig. 6 Distribution of crustal thickness (a) and Poisson's ratio (b) after adding stations (faults are the same as Fig. 1)



由图 6b 可见, 增补前人结果后泊松比的分布边界更加细致清晰, 整体上沿矩形研究区 2 条对角线分隔呈四象限分布, 北区和南区的泊松比较高, 西区 and 东区的泊松比较低。与图 5b 对比可见, 低泊松比 ( $\sigma < 0.26$ ) 区域的范围在东西两侧均有增加, 在洱源—鹤庆断裂的东南地区, 程海—宾川断裂除了北端和南端外, 横跨大范围的低泊松比地区, 顺澜河断裂东侧的低泊松比区域向西南延伸到兰坪—永平断裂南段和澜沧江断裂带, 表明这些地区下方的地壳物质主要是比较硬的长英质成分。维西—乔后—巍山断裂、龙蟠—乔后断裂、剑川—文化断裂、洱源—鹤庆断裂和红河断裂带上, 以及顺澜河断裂西侧的云龙都是高泊松比 ( $\sigma > 0.28$ ) 地区, 表明这些地区下方的地壳物质组成富含铁镁质成分。尤其是云龙台泊松比达到了 0.328, 维西—乔后—巍山断裂中段以及红河断裂的北段、苍山山前断裂带上的蝴蝶泉 (HDQ)—阳和 (YSW09), 断裂南端的南涧 (NAJ)—红土坡 (53151) 泊松比都超过了 0.3, 说明这些地区地壳物质不只含有较高的铁镁质成分, 可能壳内还存在部分熔融物质 (邓嘉美等, 2014)。层析成像的结果也显示: 红河断裂北段的洱源至弥渡, 呈现中地壳低速异常 (杨婷等, 2014), 且 Wang 等 (2017) 也认为红河断裂带附近的高泊松比与下地壳底部物质部分熔融有关。从历史地震分布来看, 5 级以上的地震多发生在泊松比高梯度带上。

### 3.4 讨论

亚失稳观测台站个数多, 密度大, 主要分布在本文重点关注的维西—乔后—巍山断裂和红河断裂北段附近, 所以借助亚失稳项目的密集台站观测资料对滇西北地区进行研究, 可以得到比前人的研究更精细的结果。

结合地壳厚度和泊松比分布情况, 顺澜河、维西—乔后—巍山以及红河断裂两侧的地壳厚度和泊松比都变化剧烈, 推断它们有可能是切穿莫霍面的超壳断裂, Xu 等 (2005)、Lei 等 (2009)、Zhang 和 Gao (2019) 也都认为红河断裂带穿透了地壳进入上地幔。印度和欧亚板块之间持续的碰撞和消减作用, 使云南地区的壳幔结构受到喜马拉雅运动的强烈影响, 碰撞挤压后陆内物质应力

调整、地壳运动和深部物质运移, 云南地区成为青藏高原物质受挤压向东南流出的通道 (胡家富等, 2003)。从图 6b 中高泊松比分布形态可推断下地壳物质向东南运移到洱源—鹤庆断裂一带时, 受到比较硬的扬子准地台的阻挡, 但并没有突破红河断裂带, 体现在红河断裂的蝴蝶泉段、南涧段和西侧的云龙地区均为莫霍面隆起区且高泊松比分布相对独立, 没有与北部的高值区连片分布。因而推测云龙、蝴蝶泉—阳和以及南涧—红土坡这 3 个非常高的泊松比 ( $\sigma > 0.3$ ) 区域, 可能是由上地幔物质上涌并沿着超壳断裂底侵致使下地壳物质部分熔融引起的, 与胥颐等 (2013) 推测红河断裂带附近的低速异常与壳幔边界的热对流活动相关的认识较一致。

王兴臣等 (2015) 研究发现昭通鲁甸  $M_s 6.5$  级地震发生在地壳厚度和泊松比变化剧烈地区, 地壳物质组成差异明显, 壳内应变积累, 为地震提供了孕震环境, 与本文  $M_s \geq 5.0$  地震多发生在泊松比高梯度带上的认识较一致。马瑾院士团队将红河断裂北段和维西—乔后—巍山断裂作为地震亚失稳应力状态研究的主断层, 结合图 6, 维西—乔后—巍山断裂北段的通甸 (53024)—建基村 (YSW13), 其与龙蟠—乔后断裂交汇的丰乐 (YSW25)—禾头 (YSW27), 以及乔后—巍山断裂中段的脉地 (YSW18)—紫阳村 (YSW10)—瓦窑 (YSW06)—太邑 (YSW02)—岔河 (CHT) 地区, 地壳厚度和泊松比都变化剧烈, 壳内物质组成存在明显差异, 并且是历史地震空段区, 推测认为这 3 个地区具备发生中强以上地震的孕震环境条件, 有可能是潜在的震源区, 作为断层失稳部位的研究区较为合适, 具体哪一段更有可能, 需要结合小震活动的协同化发展作进一步判定。

## 4 结论

本文通过人工拾取接收函数震相的方法获取了滇西北地区 43 个台站下方的泊松比和地壳厚度值, 结合该区内之前的 25 个喜马拉雅台站、2 个 IRIS DMC 临时台站和 15 个宾川主动源台站的计算结果, 得到了研究区更为精细的地壳物质组成和莫霍面分布特征, 得到以下结论:

(1) 研究区地壳厚度范围为 33.3 ~ 54.9 km, 整体呈北深南浅的趋势, 存在 3 个莫霍面隆起中心, 分别在云龙、蝴蝶泉—阳和、岩曲—羊窝棚—哨横; 在 26°N 附近, 有一个向南的舌状突出, 呈现两隆两凹状的莫霍面结构; 顺濠河断裂、维西—乔后—巍山断裂和红河断裂两侧地壳厚度变化剧烈, 有可能是超壳断裂。

(2) 研究区泊松比从 0.209 增加到 0.328, 横向分布不均匀, 整体呈四象限分布, 北区和南区的泊松比偏高 ( $\sigma > 0.28$ ), 推测地壳物质组成富含铁镁质成分, 西区和东区的泊松比值低 ( $\sigma < 0.26$ ), 地壳物质组成可能富集长英质成分。云龙、蝴蝶泉—阳和以及南涧—红土坡地区的泊松比非常高 ( $\sigma > 0.3$ ), 可能是由上地幔物质发生底侵致使下地壳物质部分熔融引起。

(3) 下地壳物质向东南运移到洱源—鹤庆断裂一带时, 受扬子准地台的阻挡, 没有突破红河断裂带。维西—乔后—巍山断裂北段的通甸—建基村一带, 其与龙蟠—乔后断裂交汇的丰乐—禾头一带, 以及断裂中段的脉地—紫阳村—瓦窑—太邑—岔河地带, 有可能是断层的失稳候选部位, 具备发生中强以上地震的孕震环境, 需要结合地震活动性的协同化进程予以重点关注。

本文中使用的断层数据由云南省地震工程院提供, 特此感谢!

#### 参考文献:

- 陈佳, 金明培, 叶泵, 等. 2018. 腾冲及其邻区地壳上地幔 S 波速度结构[J]. 地震研究, 41(1): 125–131.
- 邓嘉美, 陈佳, 高琼, 等. 2016. 云南宾川地区的地壳厚度和泊松比分布特征研究[J]. 地震, 36(3): 99–108.
- 邓嘉美, 金明培, 赵家本, 等. 2014. 云南地区地壳厚度与泊松比变化及其意义[J]. 中国地震, 30(4): 583–596.
- 胡家富, 苏有锦, 朱雄关, 等. 2003. 云南的地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义[J]. 中国科学: 地球科学, 33(8): 714–722.
- 姜朝松, 周瑞琦, 周真恒, 等. 2000. 滇西地区及邻区构造单元划分及其特征[J]. 地震研究, 23(1): 21–29.
- 阚荣举, 林中洋. 1986. 云南地壳上地幔构造的初步研究[J]. 中国地震, 2(4): 50–61.
- 李永华, 吴庆举, 田小波, 等. 2009. 用接收函数方法研究云南及其邻区地壳上地幔结构[J]. 地球物理学报, 52(1): 67–80.
- 马瑾. 2016. 从“是否存在有助于预报的地震先兆”说起[J]. 科学通报, 61(4–5): 409–414.
- 宋春燕. 2017. 断裂亚失稳阶段及失稳部位特征的初步研究[D]. 北京: 中国地震局地质研究所.
- 王兴臣, 丁志峰, 武岩, 等. 2015. 鲁甸  $M_s 6.5$  地震震源区地壳结构及孕震环境研究[J]. 地球物理学报, 58(11): 4031–4040.
- 胥颐, 杨晓涛, 刘建华. 2013. 云南地区地壳速度结构的层析成像研究[J]. 地球物理学报, 56(6): 1904–1914.
- 杨婷, 吴建平, 房立华, 等. 2014. 滇西地区地壳速度结构及其构造意义[J]. 地震地质, 36(2): 392–404.
- Ammon C J, Randall G E, Zandt G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions[J]. J Geophys Res, 95(B10): 15303–15318.
- Ammon C J. 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 81(6): 2504–2510.
- Christensen N I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology[J]. Journal of Geophysical Research, 101(B2): 3139–3156.
- Dueker K G, Sheehan A F. 1997. Mantle discontinuity structure from mid-point stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track[J]. Journal of Geophysical Research, 102(B4): 8313–8327.
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves[J]. Journal of Geophysical Research, 84(B9): 4749–4762.
- Lei J, Zhao D, Su Y. 2009. Insight into the origin of the Tengchong intra-plate volcano and seismotectonics in southwest China from local and teleseismic data[J]. Journal of Geophysical Research, 114(B5): 3093–3107.
- Ligorria J, Ammon C. 1999. Iterative deconvolution and receiver – function estimation[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(5): 1395–1400.
- Owens T J, Zandt G, Taylor S R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms[J]. Journal of Geophysical Research, 89(B9): 7783–7795.
- Wang W, Wu J, Fang L, et al. 2017. Crustal thickness and Poisson's ratio in southwest China based on data from dense seismic arrays[J]. Journal of Geophysical Research, 122(9): 7219–7235.
- Xu Y, Liu J, Liu F, et al. 2005. Crust and upper mantle structure of the Ailao Shan – Red River fault zone and adjacent regions[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 48(2): 156–164.
- Yuan X, Ni J, Kind R, et al. 1997. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment[J]. Journal of Geophysical Research, 102(B12): 27491–27500.
- Zhang Z Q, Gao Y. 2019. Crustal thicknesses and Poisson's ratios beneath the Chuxiong – Simao Basin in the Southeast Margin of the Tibetan Plateau[J]. Earth and Planetary Physics, 3(1): 69–84.
- Zhu L, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions[J]. Journal of Geophysical Research, 105(B2): 2969–2980.



## Distribution and Significance of Crustal Thickness and Poisson's Ratio in Northwestern Yunnan

ZHANG Tianji, JIN Mingpei, LIU Zifeng, CHENG Yuhao

(Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, Yunnan, China)

### Abstract

Using teleseismic waveform data recorded by 43 stations in meta-instability observation experiment area of northwestern Yunnan from April 5 to December 30, 2018, we calculated and analyzed the changes of crustal thickness and Poisson's ratio in northwestern Yunnan. The results showed: the crustal thicknesses in this area are generally the variation characteristics of deeper in north and shallower in south; the three areas of Yunlong, Hudiequan – Yanghe, and Yanqu – Yangwopeng – Shaoheng are mantle uplifting sites, and the Moho surface is characterized as a tongue shape protruding southward and basically featuring two uplifts and two depressions near  $26^{\circ}\text{N}$ . The Poisson's ratio ranges from 0.209 to 0.328 in the study area, which is divided into four quadrants by two diagonal lines, the north and south regions are high Poisson's ratios ( $\sigma > 0.28$ ), the crust maybe enriched with iron and magnesium; the west and east regions are low Poisson's ratios ( $\sigma < 0.26$ ), the crust maybe rich in felsic. Very high Poisson's ratios ( $\sigma > 0.3$ ) are found in Yunlong, Hudiequan – Yanghe, and Nanjian-Hongtupo areas maybe the partial melting of lower crustal material caused by the bottom intrusion of upper mantle material. The Tongdian – Jianji, Fengle – Hetou, and Maidi – Ziyangcun – Wayao – Taiyi – Chahe areas are high gradient zones of Poisson's ratio and are seismogenic environments with moderate to strong earthquakes.

**Keywords:** northwestern Yunnan; seismic meta-instability; receiver function; crustal thickness; Poisson's ratio

## 辽宁地区 Lg 波衰减及场地响应特征<sup>\*</sup>

邵媛媛<sup>1</sup>, 郑 勇<sup>2,3♣</sup>, 王 亮<sup>1</sup>, 杨士超<sup>1</sup>, 贾丽华<sup>1</sup>, 翟丽娜<sup>1</sup>

(1. 辽宁省地震局, 辽宁 沈阳 110034; 2. 中国地质大学 地球物理与空间信息学院, 湖北 武汉 430074;  
3. 中国地质大学 地球内部多尺度成像湖北重点实验室, 湖北 武汉 430074)

**摘要:** 准确的衰减特征及台站响应对于定量确定地震台网观测环境和分析其构造机制具有重要意义。选取 2008—2017 年辽宁数字地震台网地震波形资料, 利用 Lg 波谱比与台站场地响应联合反演方法, 获得了 1~7 Hz Lg 波三分向 (UD, NS, EW) 衰减关系, 参与评估的 32 个台站的场地响应幅值曲线较为平滑, 各频段衰减效应存在差异。大多数台站的场地效应幅值在 1~8, 少数台在低频或高频段上呈现放大效应, 最大的幅值近 16。结果表明: 辽宁地区为低  $Q_0$  (对应频率 1 Hz) 和低频率依赖性的构造活跃区, 场地响应特征与浅层结构及地质构造有密切关系。不同场地类型的场地响应特征差异明显: 井下场地类型的场地响应在低频段内 (1~2 Hz) 有明显的放大效应; 地表较山洞场地类型的场地响应幅值在径向和垂向上都有抬升; 相同场地类型中, 场地响应放大效应在径向上比垂向上大的多, 可能与台基岩性特征有关, 而岩性差异对场地响应特征的影响不明显。

**关键词:** Lg 波; 衰减参数; 场地响应; 联合反演; 辽宁地区

**中图分类号:** P315.72

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2020)01-0019-09

## 0 引言

地震波衰减参数与区域地质构造及地震活动性密切相关 (Sato, Fechner, 1998), 是控制地震破坏性大小的关键性因素之一。辽宁地区是中国东部地震活动构造区, 境内有东部最大的断裂带郯城—庐江断裂带 (雷清清等, 2008), 历史上发生过 1975 年海城 7.3 级大地震, 且中小地震活动频繁。区内第四纪构造盆地十分发育, 特别是下辽河—辽东湾渤海沉降区的第三系、第四系厚度可达数千米 (万波, 钟以章, 1997), 沉积层引起的地震波衰减或放大效应对记录到的地震波形有重要的影响 (Tao *et al.*, 2014), 只有定量了解台站区域的地下介质响应及衰减情况, 才能对观测到的地震波形进行校正, 得到真实的地下结构及震源信息。

近年来, 研究人员对辽宁及周边区域的地震衰减结构开展了一些研究, 这些研究多围绕局部地区如海城盖州地区的地震波衰减参数展开, 主要采用 P 波频谱特征 (朱传镇等, 1977) 或尾波成分法 (王伟君, 刘杰, 2004; 李宇彤等, 2008), 缺少对于其他区域的衰减结构研究。基于一定的散射模型, 开展中强地震或地震序列  $Q$  值变化的研究对台站场地效应衰减部分不予考虑或者考虑比较简单, 导致其衰减结果的可靠性存在较大的不足。从研究方法来看, 叠加谱比法 (SSR) (Xie, Mitchell, 1990) 和逆向双台谱比法 (Chun, 1987), 将场地响应简化或归一化, 一定程度上压制场地响应影响来获取地震波衰减参数, 且对资料选取严格, 大大制约了该方法的适用性; Moya 等 (2000) 提出的遗传算法 (Holland, 1975), 虽实现了震源谱参数和场地响应的联合反演, 应用较广泛, 但方法上依赖于震源模型假设

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2019-08-09.

**基金项目:** 中国地震局星火计划青年项目 (XH18014Y)、国家重点研发计划课题 (2016YFC0600101)、川滇国家地震实验场项目 (2019CSES0109, 2018CSES0101, 2017CESE0101) 和辽宁省科学技术计划项目 (2017231013) 联合资助.

**♣通讯作者:** 郑勇 (1978-), 教授, 主要从事地震学研究. E-mail: zhengyong@cug.edu.cn.

的正确性,而震源模型的可靠性又经常依赖于地下结构和场地响应的准确性,两者之间存在着折中问题。针对这些方法存在的困难,在谱比法基础上,朱新运和陈运泰(2007)提出 Lg 波衰减参数和台站场地响应联合反演的的方法,该方法主要利用路径衰减效应与各台站震中距无关的特点,将衰减参数与场地效应分离,资料选取不再局限于两台站的逆向双台连线上,增加了资料的可使用数量,并在中国东部、华北盆地以及浙江地区得到了很好的应用(朱新运,陈运泰,2007;朱新运,2016;Zhu, Chen, 2012; Zhu, 2014),结果稳定可靠,显示了其优越性。

随着区域数字地震台网的建立与完善,辽宁地区台站覆盖密度大大提高,获得了丰富的中小地震观测资料,为详细研究辽宁地区的地震衰减结构、确定台站场地响应提供基础。本文基于辽宁及周边区域的国家固定台网资料,利用地震波衰减参数与场地响应联合反演方法研究辽宁地区地震波衰减参数和场地响应,以期为今后精确测定地震震源参数提供可靠的台站场地响应资料,并为该区域的强地面震动及地震危险性研究提供基础信息。

## 1 资料选取及处理

### 1.1 资料选取

本文研究区域为辽宁地区( $38^{\circ} \sim 44^{\circ}\text{N}$ ,  $119^{\circ} \sim 126^{\circ}\text{E}$ ),共挑取 2008—2017 年辽宁数字地震台网 32 个台站记录到的 238 次地震,震级范围为  $M_L 2.8 \sim 5.6$ ,台站的震中距范围为  $90 \sim 500 \text{ km}$ 。台站布设仪器包括短周期和宽频带地震仪,采样率为  $100 \text{ Hz}$ ,场地类型包括地表、井下和山洞,台基类型均为基岩。所选地震震中、台站分布及地震射线地面投影如图 1 所示。由图可见, Lg 波地震射线地面投影分布较为均匀。

### 1.2 资料处理

一般认为 Lg 波是在地壳介质中经过多次全反射形成的,在区域性短周期和宽频带地震图上震相清晰,其振幅稳定,持续时间长,能量最大,易于观察,对地壳构造及地壳介质物理参数的变化更为

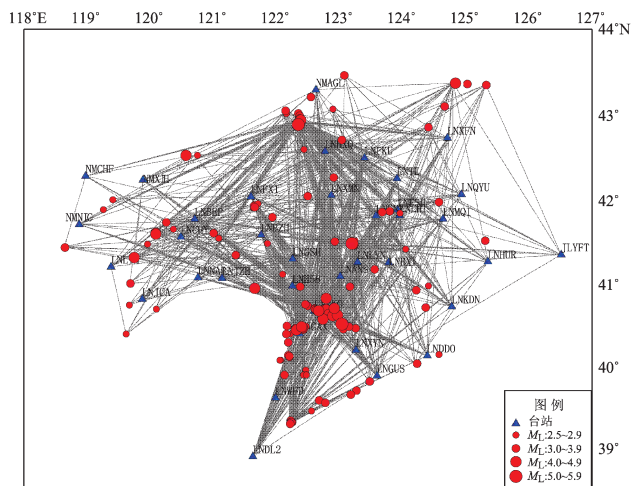


图 1 本文使用的地震震中和台站分布及 lg 波地震射线在地面的投影图

Fig. 1 Distribution of earthquakes, seismic stations, and seismic ray paths of Lg wave used in this study

敏感,使用 Lg 波资料获得场地响应结果更为稳定(刘建华等,1999,2004;朱新运,陈运泰,2007)。对于 Lg 波段能量,多利用速度窗进行截取(Compillo *et al*, 1985; Murphy, Bennet, 1982; Mitra *et al*, 2006; 朱新运,陈运泰,2007;朱新运,2016;Zhu, Chen, 2012; Zhu, 2014; 于俊谊,朱新运,2016;秦敏等,2018)。采用不同的速度窗长( $2.3 \sim 3.6 \text{ km/s}$ ,  $2.6 \sim 3.1 \text{ km/s}$  和  $3.1 \sim 3.6 \text{ km/s}$ )截取 Lg 波段,对衰减参数计算的影响可忽略(Compillo *et al*, 1985)。

本文利用 Lg 波衰减参数和场地响应联合反演方法(朱新运,陈运泰,2007),对所选的地震波形逐条进行检查,去除有突跳、断记和畸形等问题的波形,最后保留信噪比高的波形记录共 2 516 条;然后使用固定速度窗方法截取 Lg 波段,窗长取  $2.2 \sim 3.6 \text{ km/s}$ 。图 2 为 2013 年 1 月 23 日灯塔 5.1 级地震台站记录波形的 Lg 波截取实例,其中蓝色直线分别为  $2.2 \text{ km/s}$  和  $3.6 \text{ km/s}$  的到时曲线,红色波形为窗内波形。为防止谱泄露,对截取的 Lg 波段进行补零至 2 的整数次方倍长度,在两端加 2% 的 cos 边瓣后进行 FFT、仪器校正和几何衰减校正,并以 3 个单位频率步长采样进行平滑处理,这样对于每一个 Lg 信号段可以得到相同频率间隔的波谱,计算 Lg 波谱(图 3)。

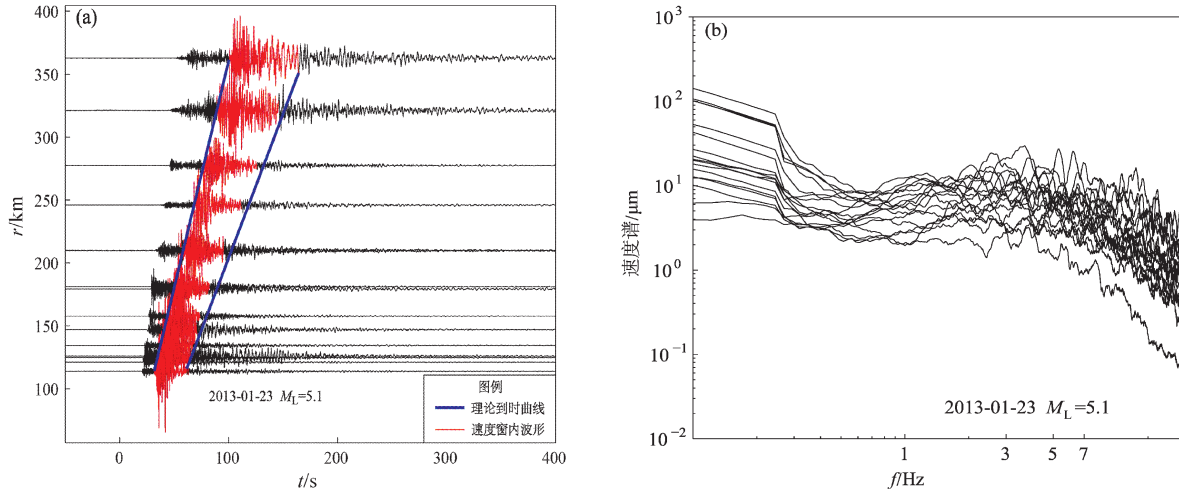


图2 使用 2.2 ~ 3.6 km/s 速度窗长截取的 Lg 波段 (a) 及其相应波谱 (b)

Fig. 2 The seismic waveforms in the time window within the velocity band of 2.2 ~ 3.6 km/s (a) and its Lg spectrum (b)

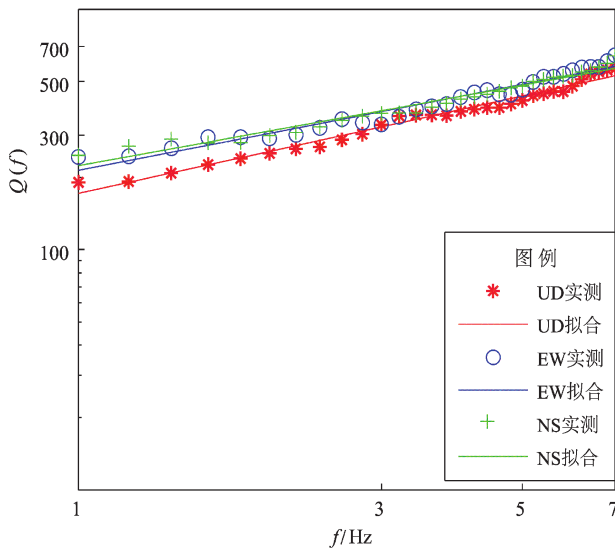


图3 辽宁地区介质衰减  $Q(f)$  与频率  $f$  的拟合图

Fig. 3 Relationship between  $Q(f)$  and  $f$  in Liaoning region

## 2 计算结果及分析

### 2.1 衰减参数

在频率域内, 使用 UD, EW, NS 向三分向数据, 对所截取的 Lg 波形进行几何校正、仪器响应校正并作平滑, 再根据分析频率进行采样。在 6 ~ 7 Hz 处, Lg 波的衰减参数以及对应频率的出现较

大差异 (朱新运, 2016), 因此本文选取频段范围为 1 ~ 7 Hz, 间隔 0.2 Hz 进行采样, 构造矩阵方程并求解得到衰减参数及场地响应参数, 对衰减参数进行形式的拟合。图 3 显示辽宁地区 Lg 波的  $Q$  值与  $f$  在 1 ~ 7 Hz 拟合较好, 在低频段 1 ~ 2 Hz 略有差异, 拟合得到的衰减关系为:

$$\begin{aligned} Q_{UD}(f) &= 171.45f^{0.58} \\ Q_{EW}(f) &= 213.73f^{0.51} \\ Q_{NS}(f) &= 223.39f^{0.48} \end{aligned} \quad (1)$$

由表 1 可见, 相比全球其它地区 Lg 波的衰减关系, 辽宁地区 Lg 波衰减参数呈现以低  $Q$  值为主的特征。Benz 等 (1997) 发现加利福利亚南部地区 Lg 波衰减关系在 1 ~ 7 Hz 为  $Q(f) = 187f^{0.55}$ ; Cha'vez 和 Priestley (1986) 得到的美国大盆地 Lg 波衰减关系在 1 ~ 5 Hz 为  $Q(f) = 235f^{0.56}$ , 在 0.3 ~ 10 Hz 为  $Q(f) = 206f^{0.68}$ , 这 2 个区域衰减参数范围与本文研究结果基本一致, 而这 2 个区域地震活动水平与辽宁地区的实际地震活动水平也相当。对比华北地区的情况看 (Zhu, Chen, 2012), 辽宁地区与华北东南盆地—西北山区过渡带的 Lg 波  $Q$  值结果范围一致, 但频率依赖指数  $\eta$  相对较小, 说明辽宁地区地震波的衰减强弱与华北地区东南盆地—西北山区过渡带相似; 虽然在高低频段衰减差异要小一些, 但差别不太大。



表 1 不同区域 Lg 波衰减关系的比较

Tab. 1 Comparison of Lg – Wave attenuation relationship between different regions

序号	区域	作者	$Q_0$	$\eta$	频率范围/Hz	地震活动
1	加利福尼亚南部	Benz 等 (1997)	187	0.55	1 ~ 7	活跃
2	美国盆岭省	Benz 等 (1997)	235	0.56	1 ~ 5	活跃
		Cha' vez 和 Priestley (1986)	206	0.68	0.3 ~ 10	活跃
3	美国大盆地区	Cha'vez 和 Priestley (1986)	214	0.54	0.3 ~ 10	不太活跃
4	挪威	Sereno (1988)	560	0.26	1 ~ 7	不活跃
5	青藏高原	Shih 等 (1994)	448	0.43	1/6 ~ 1	活跃
		Xie (2002)	126	0.37	0.2 ~ 3.6	活跃
		McNamara 等 (1996)	366	0.45	0.5 ~ 16	活跃
		Shih 等 (1994)	369	0.29	1/6 ~ 1	活跃
6	中国东部		335 (UD)	0.45	1 ~ 6	不太活跃
		Zhu (2014)	432 (EW)	0.26		
			411 (NW)	0.24		
7	中国华北地区 西北山区 (No. 1)	Zhu 和 Chen (2012)	303 (UD)	0.60	1 ~ 6	活跃
			227 (EW)	0.59		
			306 (NS)	0.31		
	中国华北地区 东南盆地 (No. 2)		126 (UD)	0.86	1 ~ 6	活跃
			132 (EW)	0.85		
			149 (NS)	0.75		
	中国华北地区东南盆 地—西北山区的 过渡区 (No. 3, 4)		190, 201 (UD)	0.76, 0.78	1 ~ 6	活跃
			187, 201 (EW)	0.76, 0.78		
			188, 209 (NS)	0.74, 0.78		
8	华北盆地	朱新运 (2016)	125	0.86	1 ~ 7	活跃
9	辽宁地区	本文	171.45 (UD)	0.58	1 ~ 7	活跃
			231.73 (EW)	0.51		
			223.39 (NS)	0.48		

2.2 场地响应

表 2 为辽宁地区 32 个台站的场地类型, 本文联合反演计算获得了这些台站的场地响应特征 (图 4)。各台站的三分向场地效应幅值变化在研究频段内较平滑, 基本在 1 ~ 8, 少数台 (JCA, XMN, LHT) 在 5 ~ 7 Hz 有抬升; GSH, H58, CHY 台幅值在低频 1 ~ 2 Hz 有明显放大; XYN, QYU, GAX, BXI 台幅值基本稳定, 在不同分向上的差异较大。

本文将 3 种场地类型的场地响应幅值进行径向和垂向特征分析 (图 5), 发现不同类型场地的场地响应特征差异明显:

表 2 32 个台站的场地类型

Tab. 2 The sites type of 32 stations in this study	
场地类型	台站代码
地表	BZH, XYN, FKU, XFN, TIL, LHT, FSH, BXI,
	HUR, KDN, GAX, GUS, LYA, JCA, NAP, BEP, JZH, FXI, WFD, XMN, HXQ
山洞	SNY, DL2, CHY, DDO, YKO, ANS, LYN, MQI, QYU
井下	GSH, H58

(1) 井下场地类型中 H58 台 (沉积岩) 径向上在 1 ~ 2 Hz 的放大效应突出, 幅值范围为 7 ~ 16, 在 3 ~ 7 Hz 幅值要小很多, 为 3 ~ 5; GSH 台 (灰

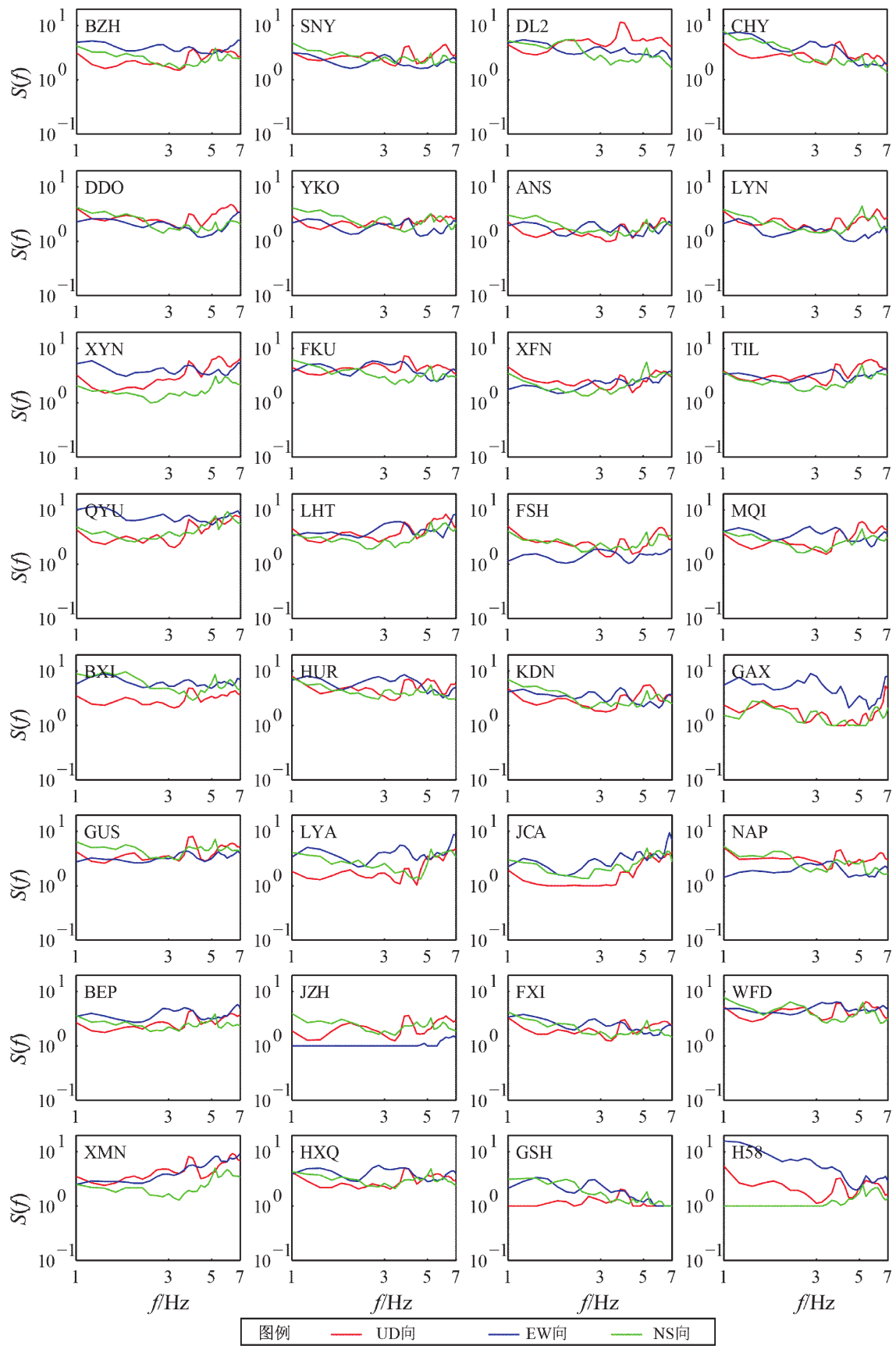


图 4 32 个地震台站的场地响应

Fig. 4 Site response of the 32 seismic stations for estimation

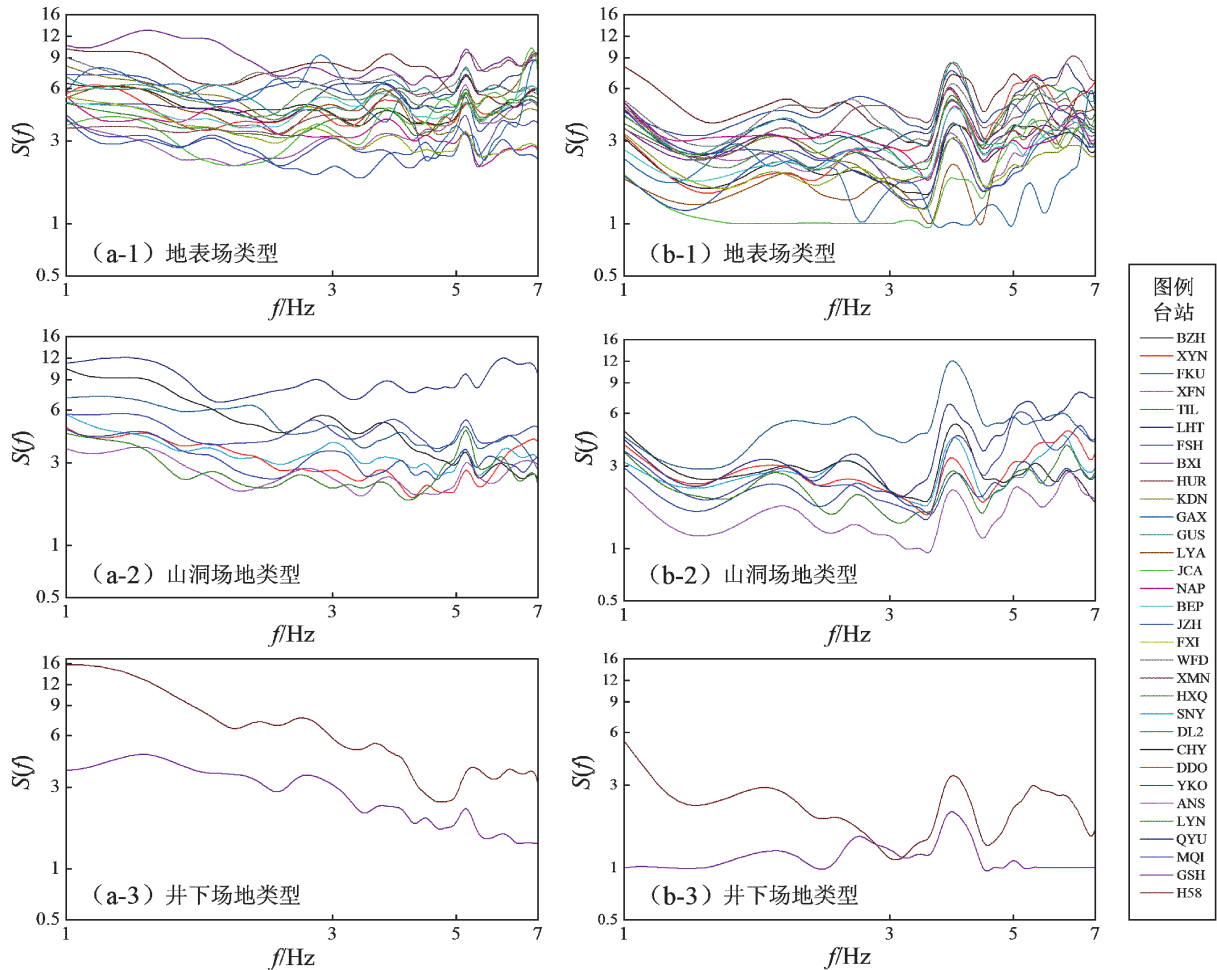


图5 3种场地类型在径向 (a) 和垂向 (b) 场地响应特征

Fig. 5 The amplification of three kinds site type between the radial and vertical directions

岩) 整体幅值在 2~4, 低频内幅值抬升不大, 只有 4~5, 相比之下, GSH 台在低频场地放大效应小很多, 也比山洞、地表场地类型幅值更小; 这 2 个台站在垂向上差异没有径向上那么大, 没有突出的低频放大效应;

(2) 山洞场地类型的台站径向上除 QYU (混合花岗岩)、CHY (石灰岩) 台的幅值最大值达 12 外, 其它台站的场地响应幅值范围为 2~7.5。

(3) 地表场地类型的台站径向上除 BXI, HUR 台 (均混合花岗岩) 的幅值整体放大效应明显, 范围为 5~14, 其它台的场地响应幅值范围为 2~8, JZH 台 (混合花岗岩) 的场地响应放大效应最小, 范围为 2~4, XMN 台 (灰岩) 的幅值在高频 4~7 Hz 上抬升明显, 幅值范围为 6~10。

(4) 3 种场地类型的共同特点是台站的场地响应幅值在径向上比在垂向上整体大一些, 幅值范围

在径向上为 2~12, 而在垂向上为 1~6。在使用 HVSR (Horizontal - to - vertical spectral ratio, 水平向与垂直向比值法) 获取场地响应的方法中, 研究者认为场地响应在垂直向没有放大 (Borcherdt, 1970; Lachet *et al*, 1996; Parolai *et al*, 2010), 因此, 垂向幅值小于径向幅值是可能的。台站场地响应与近地表介质的密度、速度结构有关, 32 个台站分布于不同构造区, 地形地貌上凹陷隆起相间, 近地表结构不同, 大多数台站场地效应幅值在径向上大于垂向, 可以排除浅表介质速度结构差异因素的影响。而辽宁地区台站基本都处于基岩上, 所以笔者认为这一特点可能与台基岩石的属性特征有关。从岩性方面看, 在同场地类型中未发现不同岩性的台站的场地响应特征有明显的差异, 可能场地类型的差异比岩石属性差异对台站场地响应的影响更大。

### 2.3 结果可靠性分析

理论上,对于给定的频率,通过构造矩阵方程求解未知的  $Q$  值和场地响应,几个甚至 1 个地震记录就可以获得地震波的衰减和场地响应。但在实际研究中,台站和地震分布对结果有较明显的影响,对于地震射线数量太少,覆盖不均匀的情况,其反演的结果可能不能反映研究区域内介质的衰减特性;而对于地震射线覆盖偏少的区域,需要累积更长时间的数据,如果期间区域的地震衰减特性发生变化,那么结果也会存在着明显的不稳定性。因此,有必要对解的可靠性进行测试分析。

为了确定反演结果的稳定性,本文采用统计学方法中的随机删除样本的重构样本空间方法 (Erikson *et al*, 2004)。其思路是:①假定样本总量为  $n$ ,从  $n$  中随机剔除  $d$  个样本;②使用  $n-d$  个剩余样本构造新矩阵进行  $m$  次求解,得到  $m$  组解;③计算  $m$  组解的平均值和标准偏差值,以 UD 向的数据为例,随机从观测的 191 个地震总样本数据中 ( $n=191$ ) 随机删除 66 个地震 ( $d=66$ ),重新构造观测矩阵进行 1 800 次 ( $m=1\ 800$ ) 求解,最终获得 1 800 组解,并计算其平均值和标准差值 (图 6, 图 7)。从图 6 可以看出,重构矩阵方程计算获得的衰减参数  $Q$  值为 173.98,相对误差为 1.4%,频率依赖指数  $\eta$  为 0.57,的相对误差 1.7%,说明反演结果是稳定可靠的。

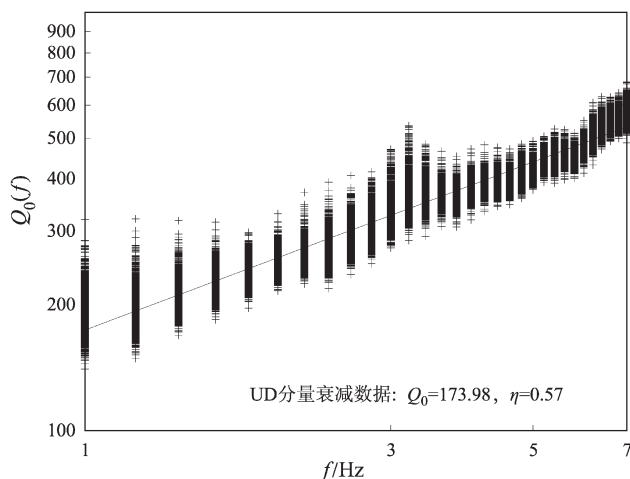


图 6 26 个频率对应的  $Q$  值拟合图

Fig. 6 The frequency – dependent  $Q$  values at 26 frequencies

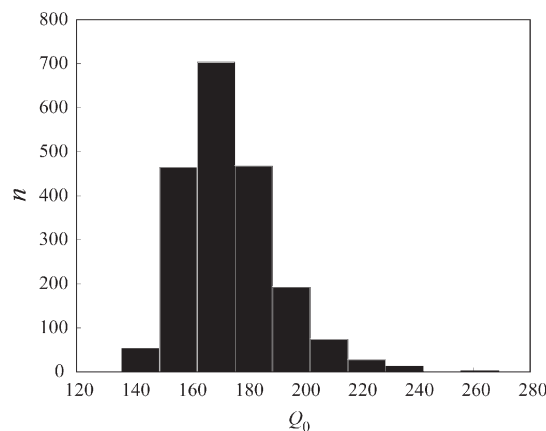


图 7  $d=35\%$  时  $Q_0$  数据直方图

Fig. 7 Normal distribution of  $Q_0$  value when  $d=35\%$

## 3 讨论和结论

品质因子  $Q$  值与地下结构、岩石性质和强度具有极为密切的关系,一般认为低  $Q$  值区域地壳断裂发育强,介质破碎,地壳变形强,多有地震活动和水热活动;而高  $Q$  值区域则地壳块体稳定,地壳变形弱,地震活动较少,水热活动性弱。因此,地震活动性强的区域  $Q$  值低,活动性弱的区域  $Q$  值高。本文计算得到辽宁地区 Lg 波的  $Q_0$  为 173~232,属于低  $Q$  值范围,与该区地震活动性特点相一致。研究区内的郯庐大断裂的北段及北延段两侧地势较低、河流发育、地温较高,在古生代和中生代构造活动剧烈,幔源物质上涌甚至出露,地幔顶部仍存在部分熔融,这可能是导致辽宁地区  $Q$  值低的原因。与华北地区相比 (Zhu, Chen, 2012),辽宁地区  $Q$  值比华北地区的西北山区低,比东南盆地高,但与华北地区东南盆地—西北山区过渡带的  $Q$  值范围一致,频率依赖指数相对较小。以上不仅说明辽宁地区的构造活动性相对较低,也说明该区地质构造相比华北地区较为平缓,没有太多山区的构造,沉积层的覆盖度和深度也相对较低。吴明大 (1991) 计算渤海周围地区烈度衰减关系显示,与华北地区相比,烈度衰减在  $M7$  和  $M8$  是基本一致,而在  $M5 \sim 6$  时稍低 0.1~0.3 度,渤海周围地区地震烈度衰减比华北地区慢,这一认识与本文研究一致。本文得到的辽宁地区衰减结构与区域的浅层地壳结构密切



相关,表明采用的射线路径在全区覆盖均匀,本文资料选取和反演结果是可靠的。

本文获取的场地响应结果表明,32个台站场地响应与频率之间表现出不规则依赖关系,大多数台站的场地效应幅值平坦,幅值在8以下,少部分在10以上,最大不超过16。井下场地类型的GSH, H58台在1~2 Hz低频段放大效应突出,而部分台站如JCA, XMM台在5~7 Hz高频段放大效应明显,XYN, LYA, QYU, BXI等台在整个频段内表现比较稳定。同时,研究发现不同场地类型的场地响应特征差异明显:山洞类型较地表类型的场地放大效应小;同一场地类型中台站基岩属性差异对台站场地响应的影响不明显;各场地类型中的场地放大效应在径向上比重向上大的多,可能与台站基岩的属性特征有关。

由于辽宁地区地质构造复杂,喜马拉雅运动形成辽宁境内东西部大型隆起和中部凹陷的格局,地质结构的差异对Lg衰减也会产生影响。篇幅所限,本文未对其进行定量的分析,未来可以通过分区进行进一步研究。

感谢浙江省地震局朱新运研究员提供的反演计算软件及对本文研究提出的宝贵意见。

## 参考文献:

- 雷清清,廖旭,董晓燕. 2008. 辽宁省地震构造研究[J]. 东北地震研究, 24(4): 1-10.
- 李宇彤,李广平,李海林,等. 2008. 辽宁海城—岫岩地区尾波Q值研究[J]. 东北地震研究, 24(2): 11-17.
- 刘建华,刘福田,王凤霞,等. 1999. 单台Lg尾波QcLg的测量研究[J]. 地球物理学报, 42(3): 371-382.
- 刘建华,刘福田,阎晓蔚,等. 2004. 华北地区Lg尾波衰减研究——Lg尾波Q的测量[J]. 地球物理学报, 47(5): 822-831.
- 秦敏,李丹宁,张会苑,等. 2018. 云南盈江地区地震波非弹性衰减Q值、场地响应及震源参数研究[J]. 地震研究, 41(4): 583-593.
- 万波,钟以章. 1997. 东北地区的新构造运动特征分析及新构造运动分区[J]. 东北地震研究, 13(4): 64-75.
- 王伟君,刘杰. 2004. 1999年岫岩地震序列尾波Qc的变化过程[J]. 地震, 24(4): 37-44.
- 吴明大. 1991. 渤海周围地区地震烈度衰减规律及影响因素讨论[J]. 东北地震研究, 7(2): 53-59.
- 于俊谊,朱新运. 2016. 浙江地区Lg波路径衰减关系及台站场地响应参数[J]. 地震学报, 38(1): 103-110.
- 朱传镇,傅昌洪,容珍贵,等. 1977. 海城地震前后微震震源参数与品质因子[J]. 地球物理学报, 20(3): 222-230.
- 朱新运,陈运泰. 2007. 用Lg波资料反演场地响应与地震波衰减参数[J]. 地震学报, 29(6): 569-580.
- 朱新运. 2016. 华北盆地Lg波衰减及台站场地响应特征[J]. 地球科学, 41(12): 2109-2117.
- Benz H M, Frankel A, Boore D M. 1977. Regional Lg attenuation for continental United States[J]. Bull Seism Soc Am, 87(3): 606-619.
- Borcherdt R D. 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay[J]. Bull Seism Soc Am, 60(1): 29-60.
- Campillo M, Plantet J L, Bouchon M. 1985. Frequency-dependent attenuation in the crust beneath central France from Lg waves: data analysis and numerical modeling[J]. Bull Seism Soc Am, 75(5): 1395-1442.
- Chavez D E, Priestley K F. 1986. Measurement of frequency dependent Lg attenuation in the great basin[J]. Geophys Res Lett, 16(6): 551-554.
- Chun K Y. 1987. A novel technique for measuring Lg attenuation results from eastern Canada-between 1 to 10 Hz[J]. Bull Seism Soc Am, 77(2): 398-419.
- Erickson D, McNamara D E, Benz H. 2004. Frequency dependent Lg Q within the continental United States[J]. Bull Seismol Soc Am, 94(5): 1630-1643.
- Holland J H. 1975. Adaptation in natural and artificial systems[M]. Am Arbor: Vniversity of Michigan Press.
- Lachet C, Hatzfeld D, Bard P Y, et al. 1996. Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches[J]. Bull Seism Soc Am, 86(6): 1692-1703.
- McNamara D E, Owens T J, Walter W, et al. 1996. Propagation characteristics of Lg across the Tibetan Plateau[J]. Bull Seism Soc Am, 86(2): 457-469.
- Mitra S, Priestley K, Gaur V, et al. 2006. Frequency-dependent Lg attenuation in the India platform[J]. Bull Seism Soc Am, 96(6): 2449-2456.
- Murphy J R, Bennett T J. 1982. A Discrimination analysis of short-period regional seismic data recorded at Tonto Forest observatory[J]. Bull Seism Soc Am, 72(4): 1351-1366.
- Moya C A, Aguirre J, Irikura K. 2000. Inversion of source parameters and site effects from strong ground motion records using genetic algorithms[J]. Bull Seismic Soc Am, 90(4): 977-992.
- Parolai S, Orunbaev S, Bindi D. 2010. Site effects assessment in Bishkek (Kyrgyzstan) using earthquake and noise recording data[J]. Bull Seism Soc Am, 100(6): 3068-3082.
- Sato H, Fehler M C. 1998. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth[M]. New York: Springer Verlag, 308.
- Sereno T J, Bratt S R, Bache T C. 1988. Simultaneous inversion of regional wave spectra for attenuation and seismic moment in scandinavia[J]. J Geophys Res, 93(B3): 2019-2035.
- Shih X R, Chun K Y, Zhu T. 1994. Attuation of 1-6. Lg waves in Eurasia

- [J]. J Geophys Res, 99(B12): 23859 – 23874.
- Tao K, Liu T Z, Ning J Y, *et al.* 2014. Estimating sedimentary and crustal structure using wavefield continuation: theory, techniques and applications[J]. Geophys J Int, 197(1): 443 – 457.
- Xie J K, Mitchell B J. 1990. Attenuation of multiphase surface waves in the basin and range province, Part I: Lg and Lg coda[J]. Geophys J Int, 102(1): 121 – 137.
- Xie J K. 2002. Lg Q in the eastern Tibetan Plateau (short notes) [J]. Bull Seismol Soc Am, 92(2): 871 – 876.
- Zhu X Y, Chen Y T. 2012. An inversion of Lg – wave attenuation and site response in the North China Region [J]. Bull Seism Soc Am, 102(6): 2600 – 2610.
- Zhu X Y. 2014. An inversion of Lg – wave attenuation and site response from seismic spectral ratios in the eastern China Region [J]. Bull Seism Soc Am, 104(3): 1389 – 1399.

## Lg – Wave Attenuation and Site Response in the Liaoning Region

SHAO Yuanyuan<sup>1</sup>, ZHENG Yong<sup>2,3</sup>, WANG Liang<sup>1</sup>, YANG Shichao<sup>1</sup>, JIA Lihua<sup>1</sup>, ZHAI Lina<sup>1</sup>

(1. Liaoning Earthquake Agency, Shenyang 110034, Liaoning, China)

(2. Institute of Geophysics & Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

(3. Hubei Key Laboratory of Subsurface Multi – Scale Imaging, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

### Abstract

The accurate attenuation characteristics and station response in Liaoning area are of great significance for quantitatively determining the observation environment of the seismic network and analyzing its tectonic mechanism. Digital seismic waveform data in Liaoning Digital Seismic Network between 2008 and 2017 are used to investigate site responses by a joint inversion method based on Lg – wave spectral ratio. We obtained the attenuation properties of the three components (UD, NS, EW) at the frequency of 1 ~ 7 Hz; The Liaoning region displays low  $Q_0$  and weak frequency dependence, and is consistent with the geology of the active tectonic region. Amplitudes of site response are relatively flat within the dominant frequency band in the 32 stations of the Liaoning seismic network, while vary significantly in the high and low frequency bands. A few stations show obvious amplification effect at low frequency or high frequency band. For most stations, the site response amplitudes are within range of 1 ~ 8, with the maximum amplitude of ~ 16. Obvious differences can be found in different site types: at the lower frequency of 1 ~ 2 Hz, the amplitudes of underground stations are obviously higher than that on the ground stations, while the amplitudes of site response at the stations on the ground are obviously higher than those stations in caves on horizontal and vertical components. The site response curve shows obviously elevated in the radial direction than the vertical direction in the same site type, possibly be related to the lithological characteristics of the platform bedrock. However, the lithological difference has no obvious influence on site response for the sites with the same site type.

**Keywords:** Lg wave; parameters of attenuation; site response; join inversion; Liaoning region