

滇西北地区地壳厚度与泊松比分布及其意义^{*}

张天继, 金明培[✉], 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

^{*} 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。

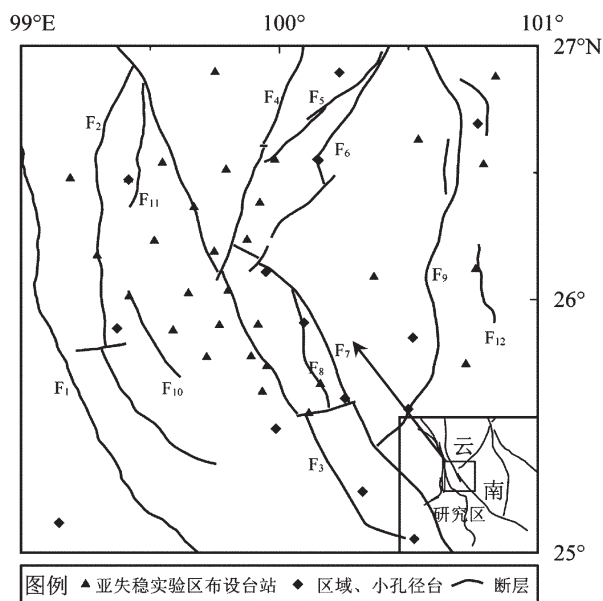


图1 研究区主要断裂和地震台站分布
Fig. 1 Distribution of main faults and seismic stations in the study area

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。

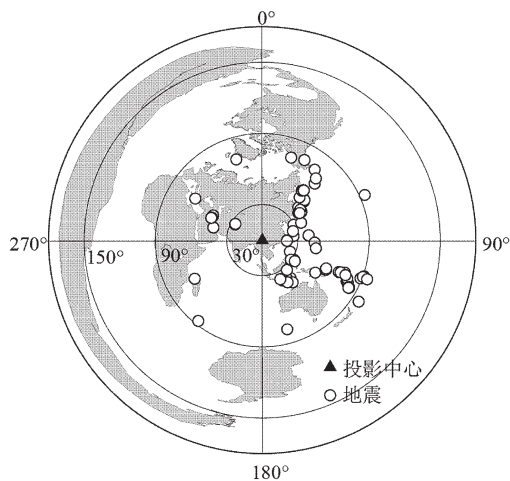


图2 远震分布情况

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。

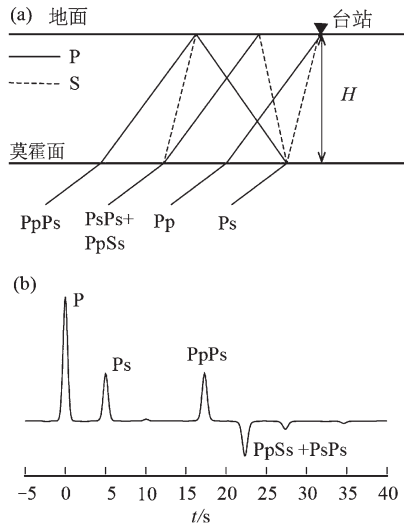


图3 近水平均匀介质中P波传播路径 (a)
及相应的接收函数 (b)

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 σ :

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

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

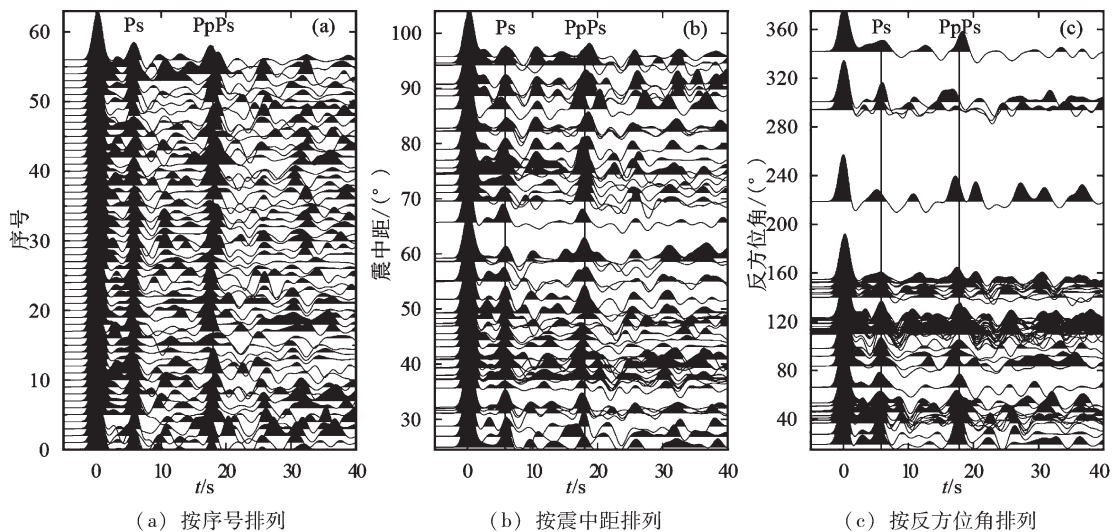


图4 岔河台接收函数

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

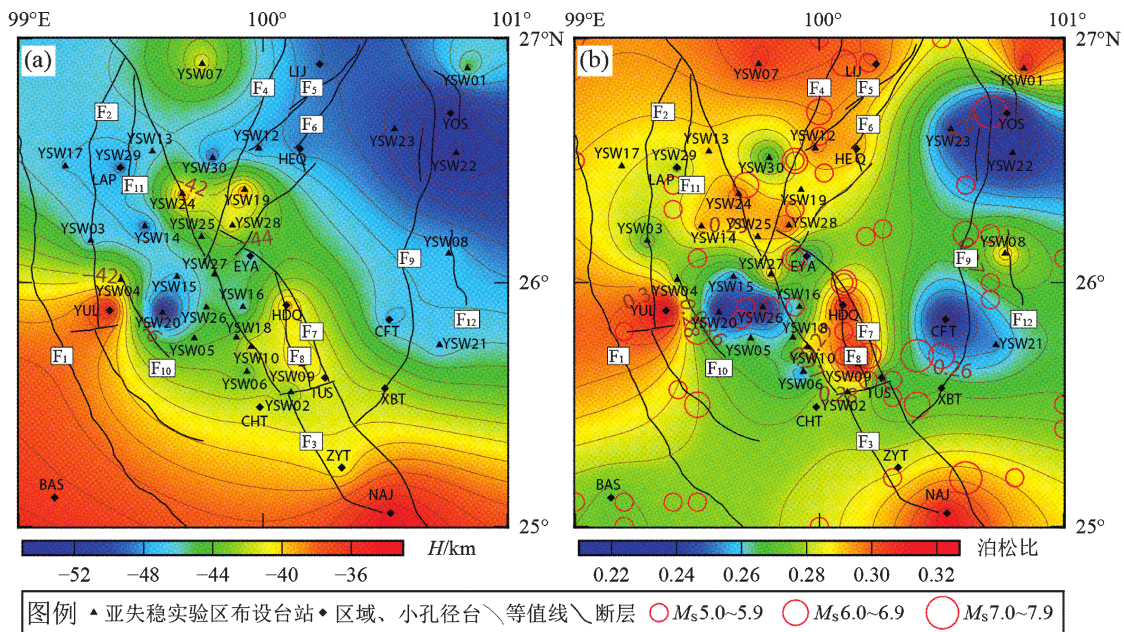


图 5 本文得到的地壳厚度 (a) 和泊松比 (b) 分布情况 (断裂同图 1)

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

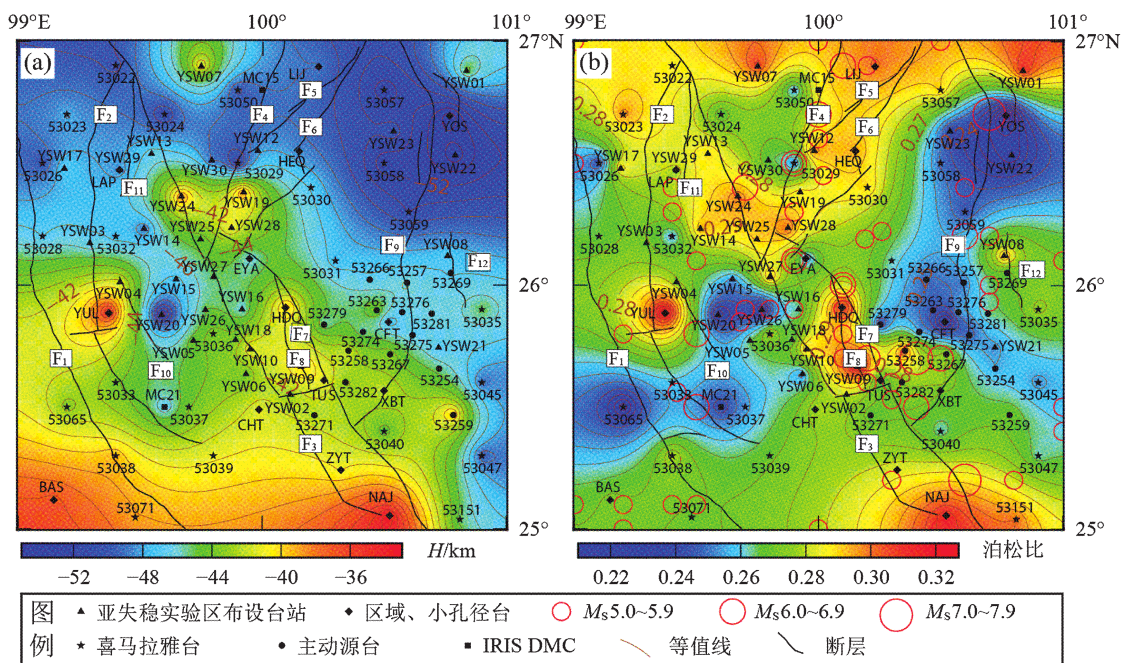


图 6 增补前人研究结果后地壳厚度 (a) 和泊松比 (b) 分布情况 (断裂同图 1)

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 and 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°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