# 接收函数CCP-PWS偏移方法探测中国东北地区 620 km 深处低速层

沈旭章 ,周蕙兰

论文

中国科学院研究生院计算地球动力学重点实验室,北京 100049; 中国地震局兰州地震研究所,兰州 730000 E-mail: shenxzh@gmail.com.zhouhl@gucas.ac.cn

2008-06-23 收稿, 2008-10-27 接受 国家自然科学基金资助项目(批准号: 40574024, 40374009)

摘要 利用中国东北地区 CCDSN 台网 4 个台站和 PASSCAL 19 个台站的 802 条远震 接收函数,以三维地壳上地幔速度模型为背景,用共转换点相位加权叠加(CCP-PWS) 偏移技术,对研究区(120°~132°E,38°~48°N)上地幔间断面进行了成像.结果表明:在 深度 620 km 附近存在一个明显的低速层,而且在更靠近研究区西太平洋俯冲带东部较 浅,深度约 600 km.经与前人研究结果对比,认为该低速层很可能是由西太平洋俯冲 板块中的洋壳从俯冲板块分离并滞留堆积而形成.另外,受西太平洋俯冲板块的影响, 660 km 间断面深度在研究区明显增大,最深达到 700 km,而且在其东北角明显呈现为 多级间断面. 关键词 接收函数 共转换点相位加权叠加 620 km 低速层 西太平洋俯冲板块

目前普遍认为, 上地幔 660 km间断面('660')起 因于橄榄石的γ结构相转变为钙钛矿结构相加方镁 铁矿. 而这种克拉伯龙(Clapeyron)斜率为负的相变转 换<sup>III</sup>, 使得处在冷区和热区的'660'深度分别增大和 减小.

接收函数方法是研究上地幔波速结构的一种有 效技术<sup>[2-4]</sup>.利用该方法得到的大量研究结果不仅显 示在冷区俯冲带中的'660'深度确实比邻区的大而表 现为相对'下沉',并且在不少俯冲带及其邻区的'660' 附近的上地幔结构还很复杂.例如,2003年Shen等人 <sup>[5]</sup>在南非探测到了深度 600 km附近存在低速层,并 将其看作是从俯冲板块分裂出来的洋壳滞留堆积物. 这是因为,作为俯冲板块一部分的厚约 7 km的洋壳, 其主要岩石为玄武岩,在壳底还有少量斜方辉橄岩 和橄榄岩,在 450 km左右的温压条件下发生相变后 主要成分为富含Mg的石榴石<sup>[6]</sup>.当板块俯冲到 600 多公里深度时,俯冲板块中洋壳的物质比周围的地 幔岩(pyrolite)的密度小,浮力作用导致洋壳不能再随 同整个俯冲板块俯冲到比 660 km更大深度, 而是从 俯冲板块中分裂出来并滞留堆积成为低波速层区<sup>[7.8]</sup>. 数值模拟<sup>[9,10]</sup>的结果也支持这一解释.

层析成像<sup>111,121</sup>结果表明,西太平洋板块俯冲到 了我国东北地区上地幔底部,并与该地区的'660'相 互作用导致了上地幔结构的复杂性.接收函数和其 他地震学方法<sup>[13-18]</sup>对该地区的研究表明,不仅俯冲 板块内部及其近邻地带的'660'下沉,而且'660'在一 些局部地区还表现为多级间断面形式.不过,已有的 研究工作对于略浅些的 600 km深度附近的情况,尚 未关注和探讨.

本文使用东北地区的 4 个固定台站(属CCDSN: 中国数字地震台网中心)和 19 个流动台站(属 PASSCAL: 大陆岩石圈地震台阵研究计划)的观测接 收函数,以CRUST2.0<sup>[19]</sup>(http://mahi.ucsd.edu/Gabi/ rem.html)和S波层析成像模型<sup>[20]</sup>给出的该地区三维地 壳上地幔结构为背景,采用共转换点相位加权叠加 (CCP-PWS: Common Convert Points-Phase weighted stacks)偏移技术,对该地区的上地幔间断面进行了成 像. 根据该成像结果对'660'的复杂性做了进一步阐 述,并对出现在 620 km深度附近明显的低速层特征及 其可能的成因做了重点探讨. 受资料分布情况的限制, 研究区的实际范围仅为 120°~132°E, 38°~48°N.

# 1 地震波形和观测接收函数

本文所用远震波形的原始数据记录,一部分来 自CCDSN在研究区的SNY(沈阳)、CN2(长春)、 BNX(宾县)和MDJ(牡丹江)台站 2001 年底到 2005 年 10 月的远震记录,另一部分来自PASSCAL在该地区 的 19 个台站 1998~1999 年的远震记录.从震级大于 5.5 且震中距在 30°~95°之间的记录中,选择信噪比 高、垂向分量初至P清晰、三分向齐全者,使用时间 域反褶积方法<sup>[21]</sup>计算R向(震中-台站连线)观测接收 函数r(t),共得 802 条.计算中使用滤波因子为 1.5 的 高斯低通滤波器对信号进行了滤波,相应的拐角频 率 $f_0$ 为 0.28 Hz,高于该频率的信号被大幅削减.表 1 列出了各台位置和所用r(t)条数.图 1(a)给出了台站、 震中和P波在'660'间断面上透射转换为P660s的位置 分布.

台站	<b>经度</b> (°E)	纬度(°N)	r(t)数目	所属台网
BNX	127.40	45.74	76	CCDSN
CN2	125.45	43.80	64	CCDSN
MDJ	129.60	44.62	120	CCDSN
SNY	123.58	41.83	124	CCDSN
BACH	128.16	42.51	8	PASSCAL
CANY	128.00	41.95	6	PASSCAL
CBAI	128.06	42.06	22	PASSCAL
CH2A	125.45	43.80	37	PASSCAL
DAND	124.39	40.15	18	PASSCAL
DHAA	128.20	43.34	43	PASSCAL
DRAG	129.03	42.50	8	PASSCAL
FROG	128.17	41.42	36	PASSCAL
JANA	126.51	41.36	57	PASSCAL
JILA	126.66	43.73	18	PASSCAL
JIYU	126.80	42.38	10	PASSCAL
LIAO	123.28	41.27	27	PASSCAL
LING	126.96	41.80	32	PASSCAL
MANG	127.60	41.95	9	PASSCAL
PSIA	126.08	42.95	41	PASSCAL
THAA	126.00	41.70	8	PASSCAL
TILL	123.91	42.27	6	PASSCAL
WUSU	127.28	42.33	7	PASSCAL
YABA	129.49	43.00	25	PASSCAL

表 1 台站位置和各台所用 r(t)数目

# 2 到时校正叠加方法确认 Pds 震相和相应 间断面的存在

将单台多震或多台多震的观测接收函数作到时 校正叠加。可以对研究区上地幔结构有一个总体的 平均认识. 各条 r(t) 对应的震中距和震源深度各不相 同,因而相应的P波射线参数p各不相同.但就同一条 r<sub>i</sub>(t) 而言, 在接收函数方法的理论前提下, 曲线上 Pds(P波在上地幔深度范围内的某个深度为d的真实 或虚拟的间断面上一次透射转换为SV波)的射线参数 p与P的相同.该校正方法<sup>[22]</sup>是将 r<sub>i</sub>(t) 曲线上的Pds震 相的到时都校正到一条任取的基准曲线上(本文以 IASP91 模型<sup>[23]</sup>为参考, 取该基准曲线射线参数为 6.5 s/deg, 相当于震中距 65°, 震源深度 50 km). r<sub>i</sub>(t) 经 过该校正成为 $r_{i0}(t)$ , 各条 $r_{i0}(t)$  曲线上的真实间断 面的Pds的到时必然很接近, 而噪声或多次混响震相 的到时则相差很大. 所以在多条 r<sub>i0</sub>(t) 叠加后的曲线 上, 真实间断面的Pds振幅得到增强, 而噪声或多次 波受到压制和削弱.这种结果常被用来确认研究区 在某个深度上是否存在间断面.

由表 1 可知, 19 个PASSCAL台站由于观测时间 很短,可用资料不多,因此将它们的 418 条  $r_{j0}(t)$ 进 行叠加.而资料较多的CCDSN的4个台站,则先做单 台多震  $r_{j0}(t)$ 叠加.最后,又将全部 23 个台站的 802 条  $r_{j0}(t)$ 叠加.这些叠加结果都表示在图 1(b).使用 Bootstrap重采样方法<sup>[24]</sup>给出标准差,并以其两倍作 为校正叠加后的接收函数的误差估计,保证幅度大 于该误差(图 1(b)中灰色条带)的信号的置信度为 95%.

由图 1(b)看到了比较清晰的 P660s 和 P410s 震相, 因此可以确定 '660'和'410'间断面在研究区是真实存 在的. 而且 P660s 到时明显比 IASP91 理论值晚, 意 味着研究区 '660'深度大于 660 km. 与 P660s 相比, P410s 较弱, 这从表象上可以归因于经过校正之后到 时的一致性仍不很好, 但实际上可能表明不仅研究 区的 '410'间断面两侧波速跃变量较小, 而且其实际 深度相对于参考模型 IASP91 的 410 km 深度有比较 显著的起伏变化.

需要特别注意的是出现在P660s之前的幅度超出 误差范围的负震相,它在各条校正叠加的曲线上都明 显存在.Shen等人<sup>[5]</sup>在南非的观测接收函数中也观测





(a) 台站位置和P660s的透射转换点分布. 黑色三角表示台站,绿色圆点表示P660s的透射转换点,白线为层析成像得到的西太平洋俯冲带的俯冲等深线<sup>[3]</sup>. *MM*'剖面起始点分别为(124.5°E, 39°N)和(130°E, 45°N),*NN*'剖面起始点分别为(127°E, 38°N)和(132°E, 44°N), *AA*'沿43°N,起始经度为123°和132°E, *BB*'沿42°N,起始经度为125°和132°E, *CC*'和*DD*'分别为沿128°和129°E,起始纬度均为38°和46°N. 左上角小图中的红点为所用地震事件,黑色三角为所有台站的中心位置.(b)绿竖线为根据IASP91 计算得到的P410s和P660s的理论到时,黑色点划线指示普遍存在的P660s之前的负震相,灰色阴影区为根据Bootstrap重采样方法<sup>[21]</sup>得到的观测接收函数误差,字母为台站名,其中,PASSCAL 和 ALL-RFs 分别表示 PASSCAL19 个台站和全部台站观测接收函数校正叠加

到了该负震相,并通过不同理论模型的数值试验确 认该负震相由深度 600 km附近的低速层引起(参见文 献[5]中的图 2).参考该观点,我们将对此作进一步 讨论.图1(b)所揭示的是研究区上地幔主要间断面相 关震相Pds和P到时差的平均结果,据此可以推断间 断面的平均深度.要进一步了解间断面的起伏变化, 需要使用其他方法,例如共转换点偏移技术.

**3** CCP-PWS 偏移方法探测间断面深度的 空间变化

为进一步探测研究区上地幔间断面深度的空间 变化,先将时间序列 *r*(*t*) 变换为空间序列,然后做 CCP-PWS 偏移成像来直观地反映间断面的起伏.

3.1 基于三维地壳上地幔 S 波速度模型的接收函数 时间序列到空间序列的转换

为了能够充分利用当前已释放的三维波速数据, 但又不直接做费时较多的三维射线追踪,而且还能 保证足够的精度,本文采用了以下方法将接收函数 转换为空间序列.

(1) 首先用CRUST2.0<sup>[19]</sup>地壳波速和Grand的上地 幔横波层析成像结果<sup>[21]</sup>,为研究区组建一个地壳上地 幔(深度 0~800 km)三维横波速度模型 $V_{\rm S}^{(3)}(d,\lambda,\varphi), d, \lambda$ 和 $\varphi$ 分别为深度、经度和纬度.对于任取的第*j*条接收 函数  $r_j(t)$  (*j*=1, …, 802), 沿台站-震中连线过地心 O (即入射面J)截取该模型得到台站附近的二维模型  $V_{Sj}^{(2)}(d,\lambda,\varphi)$ , 并假设实际观测射线*j*处于该J平面上、 而且其射线参数 $p_i$ 可取IASP91 模型的相应值.

(2) 在  $V_{Sj}^{(2)}(d,\lambda,\varphi)$  基础上构建一个一维成层模 型, 具体做法为:将模型空间等分作 800 个平行球层, 每层的厚度 *b* = 1 km, 则第 *i* 层下界面的深度 *d<sub>i</sub>* = *i* km、到地心的距离为 *R<sub>i</sub>* = (*R*<sub>1</sub> - *d<sub>i</sub>*) km, *R*<sub>1</sub>为地球半径. 为各层设置波速的工作是从台站开始往下逐层递次 进行的(图 2(a)),而第一层波速 *V*<sub>Sj1</sub>直接在 *V*<sub>Sj</sub><sup>(2)</sup>(*d*,  $\lambda,\varphi$ ) 上取台站 *C* 点正下方的地表波速值.于是射线在 *C* 点与 *CO* 连线即 *R*<sub>1</sub>的夹角  $\alpha_1$ 可由 snell 定律得到. 根 据射线在第一层以直线形式与其下界面的交点 *B*<sub>1</sub>的 位置到 *V*<sub>Sj</sub><sup>(2)</sup>(*d*,  $\lambda, \varphi$ ) 取值,作为第二层的波速 *V*<sub>Sj2</sub>.而 *B*<sub>1</sub>点的位置可由深度 *d*<sub>1</sub>和地心角 *d*<sub>1</sub>确定,这里 *d*<sub>1</sub>为 *R*<sub>1</sub>和 *B*<sub>1</sub>*O*连线即 *R*<sub>2</sub>之间的夹角,其中 *R*<sub>2</sub> = *R*<sub>1</sub> - *b*,并 且

$$\theta_1 = 180^\circ - \alpha_1 - \sin^{-1} \left( \frac{R_1}{R_1 - b} \sin \alpha_1 \right), \tag{1}$$

其中 
$$\alpha_1 = \sin^{-1}\left(\frac{p_j V_{Sj1}}{R_1}\right).$$
 (2)

217



**图 2 射线追踪示意图** (a) 用于计算透射转换点位置; (b) 用于计算 Pds 和 P 震相走时差. 各变量说明见正文

为了能够方便地从 $V_{Sj}^{(2)}(d,\lambda,\varphi)$ 查取波速,需再 将  $B_1$ 的位置表示成  $B(d_1,\lambda_1,\varphi_1)$ ,  $\lambda_1 和 \varphi_1$ 为其经纬度. 由于 j 射线的台站经纬度  $\lambda_0$  和  $\varphi_0$ 以及震中方位角  $A_z$ 已知,而  $\theta_1$ 已求得,所以  $\lambda_1$ 和  $\varphi_1$ 由球面三角函数给 出为

$$\varphi_1 = \sin^{-1}(\cos A_z \sin \theta_1 \cos \varphi_0 + \cos \theta_1 \sin \varphi_0), \quad (3)$$

$$\lambda_1 = \lambda_0 + \sin^{-1} \left( \frac{\sin \theta_1 \sin A_z}{\cos \varphi_1} \right). \tag{4}$$

类似地,为第三层设置波速 $V_{Sj3}$ 须先找到射线与 第二层下界面交点的位置 $B_2(d_2, \theta_2)$ ( $\theta_2$ 为 $R_2$ 与 $B_2O$ 连线即 $R_3$ 之间的夹角, $R_3 = R_2 - b$ ),并表示成  $B_2(d_2, \lambda_2, \varphi_2)$ ,再到 $V_{Sj}^{(2)}(d, \lambda, \varphi)$ 上取值.这时只须将 以上(1)~(4)式中变量的下标 1 换成 2,并将  $\lambda_0$ 和  $\varphi_0$ 换 成  $\lambda_1$ 和  $\varphi_1$ ,即可算出  $\lambda_2$ 和  $\varphi_2$ .其余各层递次类推, 即可逐步完成对 800 层的波速赋值.

由上可知,这种一维模型 $V_{Sji}$  (*i*=1,…,800)是在研 究区三维模型基础上形成的.不同射线(*j*=1,…,802) 的射线参数、台站经纬度、震中方位角都不相同,为 其所构建的 $V_{Sji}$  也各不相同.为各层的纵波速度 $V_{Pji}$ 赋值时,则简单地令 $V_{Pji}=\gamma_i V_{Sji}$ ,而波速比 $\gamma_i$ 取自 IASP91.

(3) 将模型 $V_{Sji}$ 和 $V_{Pji}$ 的每层的下界面作为一个 虚拟间断面,把接收函数时间序列 $r_j(t)$ 转换为空间 序列. 这时曲线 $r_i(t)$ 上的不同时刻的波形都被视为 不同深度(对应着不同层的下界面)的虚拟间断面的 透射转换震相 Pds, 于是在台站接收到的来自第 *n* 层 下界面的 Pds 与直达 P 的到时差 t<sub>in</sub>为

$$t_{jn} = \sum_{i=1}^{n} \left( \frac{l_{\text{S}ji}}{V_{\text{S}ji}} - \frac{l_{\text{P}ji}}{V_{\text{P}ji}} \right) + \frac{y_{jn}}{V_{\text{P}jn+1}}, \quad n = 1, \dots, 800, \quad (5)$$

这里  $l_{Sji} = ((R_i - b) \sin \theta_{Sji})/(\sin \alpha_{Sji}), l_{Pji}=((R_i - b) \sin \theta_{Pji})/$ (sin  $\alpha_{Pji}$ ),  $\theta_{Sji}$ 和  $\theta_{Pji}$ 可以根据透射转换点位置,依照 公式(1)计算.而  $y_{jn}/V_{Pjn+1}$ 项是个补偿小量:按远震 接收函数方法的基本假设, Pds 和 P 的射线参数相同, 即从深部往上入射到第 n 层下界面的直达 P 与入射到 该界面并发生透射转换的 P 近似平行(图 2(b)),而后 者比前者晚到达该下界面的时间须予以补偿,并且

$$y_n = x_n \sin \alpha_{\text{P}(n+1)},\tag{6}$$

而 
$$x_n = 2R_{n+1}\sin\left(\frac{\Theta_{Pjn} - \Theta_{Sjn}}{2}\right)$$
, 其中  $\Theta_{Pjn} = \sum_{i=1}^n \theta_{Pji}$ 和

 $\Theta_{Sjn} = \sum_{i=1}^{n} \theta_{Sji}$  分别是 P 和 Pds 在第 *n* 层下界面的入射 点的位置相对于 *R*, 的地心角.

根据  $t_{jn}$  到  $r_j(t)$  上捡取波形幅度,并以相应的透 射转换点的经纬度  $\lambda$  和  $\varphi$  (按公式(3)和(4)计算)作为 自变量,将其表示成空间数据. 1~800 改变 n, 1~802 改变 j,完成全部  $r_i(t)$  到空间序列  $r_i^*(d,\lambda,\varphi)$ 的转换.

# 3.2 共转换点相位加权叠加

以获得某纵剖面上的图像为例对本文所用CCP-PWS方法做简要说明. 在该纵剖面上取深度  $d_n$  作一 横切面,并以L记两个剖面的交线. 取与该深度相应 的第一Fresnel带半径<sup>[25]</sup>  $R_j = \sqrt{(d_n + (a/4))^2 + d_n^2}$  (其中 a为波长,由前述拐角频率 $f_0$ 和上述  $V_{Sji}$  模型在深度  $d_n$ 的 $V_s$ 值算得)为空间窗口W,以 $R_{j}/4$ 为步长沿L移动 W;每移动一步,将落入横切面上W内的全部*m*条  $r_j^*(d_n,\lambda,\varphi)$ 的幅度叠加,并置于W的中点;最后得到 叠加幅度沿L的分布. 从n = 1~800,重复上述过程,得 到整个纵剖面的共转换点叠加图.

为增强相关性较强的信号(例如在某真实间断面 上的透射转换震相),本文在幅度叠加时引入了非线 性的相位加权方法<sup>[26]</sup>:用 $r_j^*(d_n,\lambda,\varphi)$ 及其Hilbert变换  $H(r_i^*(d_n,\lambda,\varphi))$ 构造复数序列 $g_i(d_n,\lambda,\varphi)$ ,即

$$g_{j}(d_{n},\lambda,\varphi) = r_{j}^{*}(d_{n},\lambda,\varphi) + iH(r_{j}^{*}(d_{n},\lambda,\varphi))$$
$$= A_{j}(d_{n},\lambda,\varphi)e^{i\Phi_{j}(d_{n},\lambda,\varphi)}, \qquad (7)$$

 $A_{j}(d_{n},\lambda,\varphi)$ 和  $\Phi_{j}(d_{n},\lambda,\varphi)$ 为其振幅和相位. 对落入 W 窗口内  $m \ll r_{i}^{*}(d_{n},\lambda,\varphi)$ 曲线所采用的叠加规则为

$$f(d_n,\lambda,\varphi) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m r_j^*(d_n,\lambda,\varphi) \frac{1}{m} \left| \sum_{j=1}^m e^{i\Phi_j(d_n,\lambda,\varphi)} \right|^2.$$
(8)

这种相位加权方法能有效地增强相位接近的信号而压制相位无关的干扰噪声.由于真实间断面的 Pds 必然在这样处理之后得到很大增强,所以间断面 在这种 CCP-PWS 纵剖面图上的空间分布情况比较清 晰.

# 4 结果和讨论

图 3 是使用 CCP-PWS 方法得到的研究区的 6 个 纵剖面(位置见图 1)的成像结果(球坐标下作图). 其 中, AA'和 BB'大致与西太平洋的俯冲带在研究区域的 等深线相垂直, CC'和 DD'大致与其相平行, MM'和 NN'与其斜交. 由于资料分布情况限制, 在这些纵剖 面图上, 从地表到'410'深度内的能够连续成像的范 围比较小, 边缘截断对成像结果影响较大. 所以, 本 文最终只对'660'间断面本身及其上侧不大的深度范 围内的结构特征, 作如下阐述和分析.

# 4.1 '660'间断面清晰但空间展布形态复杂

在 AA'剖面的 124°~126°E 之间和 130°E 以东, '660'分别呈现多级间断面形态;而在 126°~130°E 间, 其深度  $d_{660}$  从 670 km 渐增到了 700 km.在 BB'剖面,  $d_{660}$  在 125.5°~128.4°E 之间约为 660 km,在 128.4°~ 130°E 之间为 690 km,而在 130°E 以东,也呈现多级 间断面形态.沿剖面 CC',  $d_{660}$  在 38°~40°N 间约为 660 km,在 41°~44°N 间逐渐增大到 690 km,而在 40°~ 41°N 间'660'呈现两级间断面形态.沿着 DD'剖面,  $d_{660}$  总体上偏大,而且在 44.5°N 以北'660'也为多级 间断面. MM'剖面显示  $d_{660}$  在 125°~128°E 之间约为 660 km,但在 128°~132°E 间明显增大,达到 695 km. 而 NN'剖面显示,  $d_{660}$  在 127°~128°E 间为 660 km 左 右,在 128°~129°E 间'660'呈两级间断面形态,在 129°~130°E 间'660'下沉到 695 km 左右,在 130°~ 132°E 间呈多级间断面形态. 图 4 勾勒出了以上 6 条剖面所给出的'660'间断 面的水平展布的基本特征. 在可分辨的区域内, 该结 果与Ai等人<sup>[17]</sup>的基本一致, 但本文在*AA*'剖面东经 126°E以西、*DD*'剖面 40°N以北, 还发现'660'为多级 间断面.

Ai等人<sup>[17]</sup>的工作以IASP91 模型为基础.为便于 对比,我们也以IASP91 模型为基础给出了*AA*'剖面的 CCP-PWS偏移结果(图 5),该剖面的位置与Ai等人<sup>[17]</sup> 的图 3 的*AA*'几乎相同.经对比可知,两图所显示的 '660'下沉的位置和趋势、以及在存在多级间断面的 情况,是一致的.

另一方面, 将图 5 和 3 中的 AA'剖面作比较, 可 以看到'660'的影像特征基本相同. 但是, 在以三维 模型为基础的图 3 的 AA'剖面上, '660'等结构影像略 显狭窄, 因而'660'下沉的趋势和局部多级情况更为 清楚. 这也说明考虑研究区的三维速度模型, 有利于 改善 CCP-PWS 偏移成像结果.

# 4.2 在深度 620 km 附近存在明显的低速层

在图 1(b)中, P660s 震相之前的负振幅震相已经 表明,在比'660'浅处有一低速层存在.由 CCP-PWS 所得上述 6 个纵剖面图像,则更清楚地显示该低速层 不仅存在,而且深度约为 620 km.该低速层明显出 现的位置和深度  $d_{LVL}$ 的变化可简述如下:在AA'剖面, 比较显著的低速层分别位于 128°~129.5°E 和 129°~ 132°E之间; DD'剖面,低速层分别位于 38.5°~39.5°N, 41.3°~43.6°N 和 43.8°~45°N 之间, $d_{LVL}$ 分别为 600, 615 和 630 km;在MM'剖面上,它比较平坦地出现在 126.5°~130°E之间, $d_{LVL}$ 约为 620 km;在NN'剖面上,在 127.5°~128.5°E 之间的  $d_{LVL}$ 约为 620 km,而在 127.5°~ 128.5°E 仅约 600 km.

图 4 也勾勒出了该低速层在研究区的水平展布 的基本特征: 它在 127°E 以东明显存在, 其深度约 620 km, 起伏不很大; 但在东部更靠近俯冲带的地方, 其深度偏浅, 约为 600 km.

**4.3** 深度 620 km 处的低速层对 660 下沉的影响作用 不大

由图 4 可以看到, 在那些有 620 km深度低速层存在的大部分区域及其附近, 其下部的'660'明显下沉或呈多级形态. 一般来说, 该低速层会引起 660 km间断面转换波P660s的走时增加. 那么, 这里所看到的'660'下沉是否是由该低速层所带来的假象?为此, 我们参考Shen等人<sup>[5]</sup>的方法, 在IASP91 模型 620 km



### 图 3 观测接收函数 CCP-PWS 偏移成像

(a)~(f)分别对应剖面 AA', BB', CC', DD', MM'和 NN'(6 个纵剖面位置见图 1); 红色表示叠加幅度为正, 蓝色表示叠加幅度为负, 白色区域为落入 W 窗口的资料点小于 10, 黑色实线标出了 410 和 660 km 的深度

### 论文



图 4 620 km 低速层和 660 间断面分布特征示意图

粉色区域为低速层明显且深度在 620 km 左右; 黄色区域为低速层偏浅, 约为 600 km; 蓝色曲线包围区域为 660 深度在 660 km 左右; 红色曲线 包围区域为 660 闭显下沉, 深度约为 690 km; 绿色曲线包围区域为 660 为多级间断面; 灰色曲线为西太平洋板块俯冲等深线, 同图 1



# 图 5 以 IASP91 模型为基础的 AA' 剖面的 CCP-PWS 偏移 成像结果

的深度附近设置一个低速层(图 6(a)),并称之为LVL 模型.用TauP方法<sup>[27]</sup>计算该模型下P660s和P的到时 差随震中距的变化,并与IASP91 模型的计算结果作 对比.图 6(b)所示结果表明,前者(存在低速层)的到 时差(P660s-P)比后者的最大延迟量仅为 0.3 s. 如果 把这 0.3 s误认为是'660'深度  $d_{660}$ 变化所引起,则 可造成'660'下沉约 3 km的假象.但该值明显小于 Cassidy<sup>[28]</sup>数值试验所给出的当 $\alpha$  = 1.5 时,接收函数  $r_j(t)$ 对  $d_{660}$ 的分辨率约为 4.5 km这一数值.而另一 方面,图 3 各个剖面所显示的'660'下沉趋势却是大 而明显的;例如在 AA'剖面上,在 126°~130°E间,  $d_{660}$ 从 670 km增加到了 700 km,即'660'下沉幅度高 达 30 km.因此,图 3 给出的'660'在一些区域的下沉 现象是真实的,是西太平洋俯冲板片对'660'间断面 的影响作用的明确展示.

# 4.4 关于深度 620 km 处的低速层的成因

上地幔底部水的存在可能引起S波速度降低<sup>[29]</sup>, 导致低速层的产生,但也同时会引起'660'两侧的波 速跃变值增大,而跃变值增大将引起P660s振幅增大. 然而,图 1(b)上的P660s并不强,相反地,P660s幅度仅 是P的(3.07±0.95)%,比用IASP91的波速和PREM<sup>[30]</sup>的 *Q*值(两者都未考虑水)算出的理论值 5.89% 还小.因此, 该低速层由水引起的可能性较小.





我们认为, Shen等人<sup>[5]</sup>对在南非用接收函数探测 到的 600 km深度低速层的解释, 可能也是本文在东 北地区所探测到的低速层的合理成因. 即在约 600~ 660 km的深度段, 洋壳中主要的玄武岩和斜方辉橄 岩的密度和波速都比周围地幔岩的低, 在浮力作用 下被分离出来而堆积形成低速层(参见文献[5]中图 3). 同时, 在从深度 600 km到'660'上侧的范围内的温压 条件下, 洋壳岩石的主要矿物石榴石随深度增加而 逐步脱溶形成波速较高的富集CaSiO<sub>3</sub> 的钙钛矿<sup>[5,6]</sup>; 而在靠近'660'间断面时, 剩余的部分石榴石还和橄 榄石的γ相尖晶石结构相混合; 两者共同造成'660'两 侧波速跃变值并未显著增大, 进而有上述P660s幅度 并不很强的观测现象. 19 个台站的 802 条远震接收函数, 以三维地壳上地幔 速度模型为基础, 采取较为简便而又有足够精度、直 接在球层模型进行射线追踪的方法, 利用共转换点 相位加权叠加偏移技术, 得到了该地区上地幔间断 面的清晰图像. 结果表明: (1) 在深度 620 km 附近存 在一个明显的低速层, 而且在靠近俯冲带的研究区 东部较浅, 深度约 600 km. 通过和前人研究结果对 比, 认为该低速层很可能是西太平洋俯冲板块中的 洋壳从俯冲板块分离并滞留堆积形成的. (2) 受西太 平洋俯冲板块的影响, '660'间断面深度在研究区增 加, 最深达到 700 km 左右, 而且在研究区东北角呈 现为多级间断面.

关于'410'和 600 km 之间这个深度范围内的结构, 因不是本文关注点而拟另文讨论.同时,对于'410' 间断面及更浅部结构,尚需收集更多资料,提高图像 的分辨率,再作探讨.

# 5 结论

利用东北地区 CCDSN 台网 4 个台站和 PASSCAL

致谢 地震波形资料由中国地震局台网中心和 IRIS 提供;本研究得益于和东京大学 ERI 的 Kawakatsu 教授的讨论;匿 名评审者给出了中肯合理的评审建议;德国地学研究中心(GFZ)的 X. Yuan 和 X. Li 博士在资料处理和接收函数 到时校正方面给予了大量支持和帮助;在此一并表示衷心感谢.

### 参考文献。

<sup>1</sup> Bina C, Helffrich G. Phase transition Clapyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. J Geophys Res, 1994, 99(15): 853-860

- 2 Wu Q J, Li Y H, Zhang R Q, et al. Wavelet modeling of broadband receiver functions. Geophys J Int, 2007, 170: 534-544[DOI]
- 3 Wu Q J, Li Y H, Zhang R Q, et al. Receiver functions from autoregressive deconvolution. Pure Appl Geophys, 2007, 164: 2175-2192[DOI]
- 4 吴庆举,曾融生,赵文津.喜马拉雅-青藏高原的上地幔倾斜构造与陆-陆碰撞过程.中国科学D辑:地球科学,2004,34(10): 910—925
- 5 Shen Y, Blum J. Seismic evidence for accumulated oceanic crust above the 660-km discontinuity beneath southern Africa. Geophys Res Lett, 2003, 30(18): 1925, [doi]
- 6 Irifune T, Ringwood A E. Phase transformation in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600 800 km in the mantle. Earth Planet Sci Lett, 1993, 117: 101—110[DOI]
- 7 Ringwood A E. The pyroxene-garnet transformation in the Earth's mantle. Earth Planet Sci Lett, 1967, 2: 255-263[DOI]
- 8 Anderson D L. Chemical stratification of the mantle. J Geophys Res, 1979, 84: 6297-6298[DOI]
- 9 van Keken P E, Karato S, Yuen D A. Rheological control of oceanic crust separation in the transition zone. Geophys Res Lett, 1996, 23: 1821–1824[DOI]
- 10 Karato S. On the separation of crustal component from subducted oceanic lithosphere near the 660 km discontinuity. Phys Earth Planet Int, 1997, 99: 103—111 [DOI]
- 11 Gudmundsson O, Sambridge M. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. J Geophys Res, 1998, 103: 7121-7136 [DOI]
- 12 Huang J L, Zhao D P. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res, 2006, 111, B09305, [doi]
- 13 Shen X Z, Zhou H L, Kawakatsu H. Mapping the upper mantle discontinuities beneath China with teleseismic receiver functions. Earth Planet Space, 2008, 60(7): 713-719
- 14 Niu F L, Kawakatsu H. Complex structure of the mantle discontinuities at the tip of the subducting slab beneath the northeast China: A preliminary investigation of broadband receiver functions. J Phys Earth, 1996, 44: 701–711
- 15 Li X Q, Yuan X H. Receiver functions in northeast China—Implications for slab penetration into the lower mantle in northwest Pacific subduction zone. Earth Planet Sci Lett, 2003, 216: 679—691 [DOI]
- 16 Lebedev S, Sébastien C, van der Hilst R. The 660-km discontinuity within the subducting NW-Pacific lithospheric slab. Earth Planet Sci Lett, 2002, 205: 25—35[DOI]
- 17 Ai Y S, Zheng T Y, Xu W W, et al. A complex 660 km discontinuity beneath Northeast China. Earth Planet Sci Lett, 2003, 212: 63-71 [DOI]
- 18 周元泽, 臧绍先. 牡丹江和海拉尔台下方地幔间断面结构和推论. 地球物理学报, 2001, 44(6): 761-773
- 19 Bassin C, Laske G, Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. EOS Trans AGU, 2000, 81: F897
- 20 Grand P S. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 2001, 360: 2475-2491[DOI]
- 21 Ligorria J P, Ammon C J. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. Bull Seismol Soc Amer, 1999, 89: 1395-1400
- 22 Yuan X H, Ni J, Kind R, et al. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. J Geophys Res, 1997, 102(B12): 27491-27500 [DOI]
- 23 Kennett B L N, Engdahl E R. Travel times for global earthquake location and phase identification. Geophys J Int, 1991, 105: 429–465[DOI]
- 24 Efron B, Tibshirani R J. An Introduction to the Bootstrap. New York: Chapman and Hall, 1993
- 25 Sheriff R E. Nomogram for Fresnel-zone calculation. Geophysics, 1980, 45: 968—972[DOI]
- 26 Schimmel M, Paulssen H. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase weighted stacks. Geophys J Int, 1997, 130: 497-505[DOI]
- 27 Crotwell H P, Owens T J, Ritsema J. The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. Seismol Res Lett, 1999, 70: 154–160
- 28 Cassidy J F. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. Bull Seismol Soc Amer, 1992, 82: 1453—1474
- 29 Inoue T, Weidner D J, Northrup P A, et al. Elastic properties of hydrous ringwoodite (g-phase) in Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>. Earth Planet Sci Lett, 1998, 160: 107—113[DOI]
- 30 Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference Earth model. Phys Earth Planet Inter, 1981, 25: 297-356[DOI]