

南北地震带北段上地幔速度结构 成象(Ⅱ)——数值模拟计算*

王周元 姚政生 杜志俊

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文在文献〔1〕的基础上,详细地讨论了用代数重建法对南北地震带北段上地幔进行速度结构成象的数值试验的具体步骤及其结果,指出在目前地震台网布局及观测精度下,用研究区台站记录到的天然地震资料可以得到较好的成象结果。在反演计算中,地壳速度模型和莫霍面倾角的选取是直接关系到成象结果好坏的重要因素。

南北地震带北段是我国西北地区重要的地震活动带,详细研究其深部构造特征,对地震预报有着十分重要的意义。我们在文献〔1〕中详细地讨论了利用P_n波到时资料对莫霍面慢度场进行CT成象的方法。本文针对其中的代数重建方法,根据南北地震带北段的实际情况进行了数值模拟计算,详细地讨论了计算中的具体步骤及须要注意的问题,为下一步用实际资料对该区进行CT成象研究打下必要的基础。

一、对ART迭代公式的修正及分辨矩阵的计算

利用P_n波资料对上地幔顶部进行速度结构成象,实际上是对方程

$$t_{ij} = \sum_{k=1}^m a_{ijk} S_k, \quad i=1, 2, \dots, m; \quad j=1, 2, \dots, n. \quad (1)$$

进行反演计算,求出上地幔顶部慢度场分布。式中 t_{ij} 为从震源 i 发出到接收点 j 的P_n波沿上地幔顶部传播的时间, a_{ijk} 为射线穿过第 k 个网格的长度, S_k 为第 k 个网格中地震波慢度值。写成矩阵形式,即

$$AX = b. \quad (2)$$

用ART方法可对方程〔2〕进行求解。具体步骤参见文献〔1〕。

在求解过程中,过快的收敛速度会导致解的不稳定,为此,通常将文献〔1〕中(19)式内的校正项 $g_{ij} \Delta T_{ij}$,乘以一个小于1的常数,即松弛因子 λ 〔2〕。实际上,为了提高精

(I) ——数值模拟计算*

度，应当对那些信息比较可靠的修正量给予较大的权重。显然，地震波射线路径越长，携带的信息量在整个路径上趋向于平均，反之射线路径愈短，则主要反应局部的信息，因此在相应的网格中应给予较大的权重。为此，在实际计算中，对 λ 的选择采用公式

$$\lambda = \left(\frac{M_{1j}(L)}{L_j} \right)^\alpha \quad (3)$$

式中 $0 < \alpha < 1$ ， $M_{1j}(L)$ 为所有射线中最短的射线的长度， L_j 为迭代中用到的第 j 条射线的长度。

在反演计算中，资料的系统误差对成象结果影响不大，但其中的偶然误差却严重地影响着反演解的精度。为了消除这一影响，我们在每一轮迭代结束后，对所有网格的慢度参量进行加权平滑处理，其具体作法是：

设 S_1, S_2, \dots, S_9 分别为某一网格及其周围网格的慢度值，其编号情况如下：

$$\begin{matrix} S_6 & S_2 & S_7 \\ S_3 & S_1 & S_4 \\ S_8 & S_5 & S_9 \end{matrix}$$

对 S_1 作平滑处理，得

$$S_1' = \frac{W_1 S_1 + W_2 \sum_{i=2}^5 f_i S_i + W_3 \sum_{i=6}^9 f_i S_i}{W_1 + W_2 \sum_{i=2}^5 f_i + W_3 \sum_{i=6}^9 f_i} \quad (4)$$

其中 $f_i = \begin{cases} 1 & |S_i - S_1| \leq t \\ 0 & \text{其它} \end{cases}$ ，

式中 t 和 W_1, W_2 及 W_3 为非负实数，分别为门限值和平滑权重。

依次对所有的慢度值进行处理后，再转入下一轮迭代。

在反演计算中，要对模型进行离散化，一般人们总是力图将网格划分得尽量小，以便提高分辨效果，反演出更为复杂的细微结构。但是实际上，资料提供的信息密度有限。如果网格划分过细，反演解的分辨能力不能与之相适应，这样的解便失去了它应有的意义。如果模型网格划分过粗，虽然能保证解的分辨，但资料提供的信息不能得到充分利用。因此合理地

对模型进行离散化，即分割网格块体是十分重要的。

对方程 (2) 用 ART 方法求解，得到广义解 [8]

$$[X] = A^+ b \quad (5)$$

将 (2) 式代入式 (5)，得

$$[x] = A^+ A x \quad (6)$$

(6) 式中 $[x]$ 为广义解， x 为问题的原解，二者通过分辨矩阵

$$R = A^+ A \quad (7)$$

联系起来。分辨矩阵的元素由所划分网格的几何形状和大小所决定。显然，如果广义解等于原解，则分辨矩阵 R 为单位矩阵。但是，由于资料信息有限，网格划分不当等， R 往往远离单位矩阵。

在方程 (2) 中如果用矩阵 A 的某一行 A_j 来替换 b ，即

$$Ax = A_j, \quad (8)$$

用ART方法求解后得

$$x = A^+ A_j. \quad (9)$$

将(9)式同分辨矩阵(7)式比较不难看出,此时的解X即为分辨矩阵的第j行,依次用矩阵A的列替换即可求得R。由于在计算中使用ART方法,因此在反演计算之前就可以通过计算不断地调整模型的网格划分,使得矩阵R尽量靠近单位矩阵,确定出最佳网格划分方案。根据对实际资料的计算,将研究区划分为 $32 \times 32 \text{ km}^2$ 的网格时,绝大部分网格在分辨矩阵中对应的主对角元素值都在0.7以上,可见这样的划分是合适的。此外,根据几何波动光学与非涅尔衍射理论,用准半波带方法从理论上得到网格划分标准约为 $35 \times 35 \text{ km}^2$ 。用SVD方法计算以及实验结果均显示速度的精度在 0.2 km/s 以下,协方差矩阵给出计算精度可达 10^{-2} 。另一方面根据射线理论,考虑到地震波频带较宽,射线的分布具有一定宽度和厚度,若取分辨的尺度为射线的宽度 δx ,则近似有〔4〕

$$\delta x = \sqrt{\lambda \Delta / 8}. \quad (10)$$

式中 λ 为波长, Δ 为震中距。现将近震地方震常见的几种主要波的分辨结果示于表1中。关于分辨和解的精度问题将另作专门讨论,这里不再赘述。实际上由于台站和震源分布的限制等原因,实际应用时分辨率会比表1所列的低一些。参照A.Q.Howard的思路〔5〕,用二维矩量法计算也得到与上述相符的分辨结果。

表 1

	Δ (km)	V (km/s)	T (sec)	λ (km)	δx (km)
P_n	1000	8.0	0.5~1.0	6.0	27.4
S_n	1000	4.6	1.0~1.5	5.8	26.8
P_s	200	6.0	0.4~0.6	3.0	8.7
S_s	200	3.5	0.6~0.8	2.45	7.8

二、数值模拟计算及其结果

1. 模型选取与资料预处理

根据南北地震带北段地震台站和震中分布等条件确定研究区范围为 $32^\circ \sim 39^\circ \text{ N}$, $100^\circ \sim 108^\circ.5 \text{ E}$, 面积约 $800 \times 800 \text{ km}^2$ 。莫氏面以下 P_n 波速度背景值为 8.20 km/s , 速度异常量最大

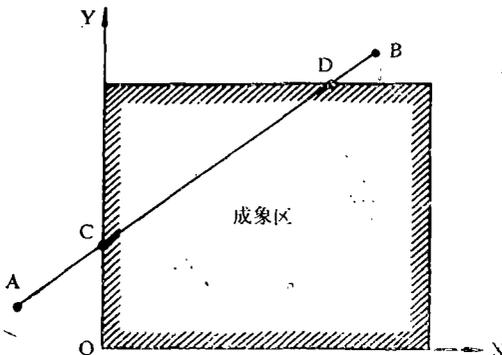


图 1

幅度为 0.5 km/s , 在这种情况下, 因速度不均匀而发生地震波传播偏离直线的情况对反演计算的影响可以忽略不计〔6〕。接收台站为陕西、甘肃、宁夏、青海、四川北部和内蒙西部的所有地震台。在模拟计算中所用地震的震源深度为 $1 \sim 21 \text{ km}$, 平均为 9.2 km 。台站及震中分布见文献〔1〕。计算中选用4层模型〔7〕, 按 $32 \times 32 \text{ km}^2$ 划分网格, 共计625块。在某些情况下, 地震波射线仅有部分落在成像区之内, 如图1中的

(I) ——数值模拟计算*

DC 段，对此需作截取预处理。经过 4 种异常区分布 (图 2) 的试验，得出按下式进行截取预处理效果较好：

$$T' = \frac{CD}{AB} \cdot T \quad (11)$$

2. 数值试验结果

数值试验中分别考虑了观测误差、震源深度偏差、地壳模型参数的选取和莫氏面倾斜变化等对反演结果的影响。

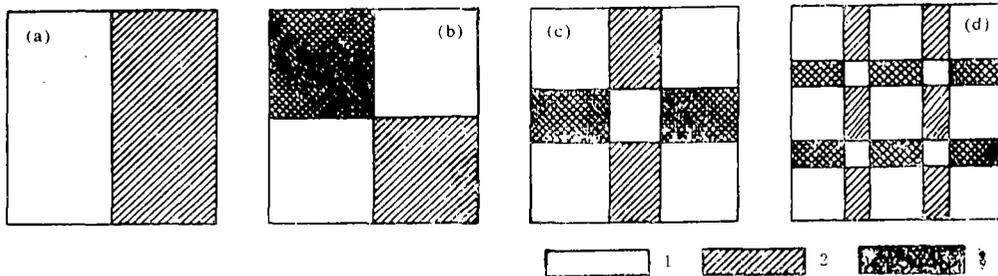


图 2 几种异常区

1. 正常速度区 2. 低速区 3. 高速区

Fig. 2 Several distributions of abnormal region

(1) 观测精度的影响

对正演的理论走时加入模拟误差 δT^m ，取 $\delta T = 0.1 \sim 0.9$ 秒，以 0.1 秒的间隔对图 2 d 的异常区作反投影试验。将成象边缘区和内部区分别进行统计，表 2 列出了成象结果中速度偏离真值幅度大于 0.2 km/s 的网格总数在模型中占的比例 (以下各表均同样统计)。结果表明， $\delta T \leq 0.3$ 秒时成象结果相当好，除边缘区个别网格外，所成图象在分辨力范围内都很好地再现了原图象。 $\delta T < 0.5$ 秒时情况略差一些。但除边缘区外仅 3% 的速度值有明显偏离现象。这表明在目前的观测精度下可以得到较好的反演结果。此外，在观测精度由 0.1 秒提高到 0.01 秒后，分辨精度虽有所提高，但不太明显。

(2) 震源深度的影响

对所有地震用同一深度值 H 反演速度分布，取 $H = 0 \sim 35$ km，间隔 5 km 对成象结果进行统计，表 3 列出了统计结果。由表 3 可见，深度偏差对反演结果影响明显，但当 $H \approx \bar{H}_0$

表 2

$\delta T'$	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
内 部	0	0	0	3.1%	3.1%	6.3%	7.9%	17.2%	21.8%
边 缘	1.6%	1.6%	4.7%	6.3%	6.3%	7.8%	10.9%	12.5%	14.1%

表 3

$\bar{H}_0 = 9.2$ km

H (km)	0	5	10	15	20	25	30	35
内 部	6.3%	6.3%	1.6%	3.1%	6.3%	4.7%	12.5%	17.2%
边 缘	32.8%	21.8%	23.4%	26.6%	32.8%	40.6%	40.6%	43.7%

时, 结果较好。这似乎说明在反演计算中, 对于深度不详的地震其震源深度可用研究区内震源深度的平均值或优势分布值代替, 这样对反投影结果, 尤其是对研究区内部的成象结果不会有很大影响。

(3) 地壳模型的影响

地壳厚度的影响 用坐标原点处地壳厚度 H_{m_0} 作代表值, 区内任意点的地壳厚度 H_m 均可由 H_{m_0} 、 α_0 、 ϕ_0 及坐标 x 和 y 求得, 即

$$\left. \begin{aligned} H_m &= H_{m_0} + \sqrt{x^2 + y^2} \operatorname{tg} \alpha_0 \cos(\phi - \phi_0) ; \\ \phi &= \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{x}{y} \right) . \end{aligned} \right\} (12)$$

式中 ϕ 为区内莫霍面总倾向, α_0 为倾角。对 H_m 取不同的值进行计算, 统计结果(表4)表明, 地壳厚度的差异对成象区边缘的影响显著, 在10km范围内变化对研究区内部网格的计算结果影响不大。

地壳分层的影响 用4层模型(M_1)正演出地震波走时, 再分别对4层、双层(M_2)和单层(M_3)模型进行反演。各模型中总的平均速度相等, 原点处地壳厚度、莫霍面总倾向和倾角也都相同。计算结果列于表5中。从表中可以看出, 地壳速度模型越接近实际结构, 成象结果越可靠。

(4) 莫霍面倾斜的影响

南北地震带北段位于青藏块体东北边缘, 莫霍面有一定倾斜。反演结果受到莫霍面的倾角和倾向变化的影响, 尤其是倾角的变化影响较大(表6)。从表6不难看出, 倾角变化在

表4 $H_{m_0} = 64.4 \text{ km}$

H_m (km)	50	55	60	64.4	70	75
内 部	7.8%	1.6%	1.6%	0	1.1%	17.2%
边 缘	43.8%	15.6%	17.2%	1.6%	26.6%	51.6%

表5

模 型	M_1	M_2	M_3
内 部	0	1.6%	18.4%
边 缘	1.6%	21.8%	41.0%

表6 $\alpha_0 = -1.4^\circ$

α°	-2.8	-2.5	-2.0	-1.4	-1.0	-0.5	0
内 部	17.2%	9.4%	1.6%	0	1.6%	9.4%	10.9%
边 缘	31.4%	35.9%	17.2%	1.6%	10.9%	30.7%	42.2%

表7 $\phi_0 = 80.6$

ϕ°	60	70	80.6	90	100
内 部	0	0	0	0	1.6%
边 缘	4.7%	1.6%	1.6%	4.7%	18.7%

1°以内时对成象结果的影响可以忽略,超过1°影响就比较大了。而倾向在20°范围内变化时对反演结果仍没有大的影响(表7)。

对图2中的几种异常区都作了数值模拟计算,结果均较好。文献〔1〕中图7为图2d的实验结果。在数值试验中,对研究区内部的反演结果是令人满意的,但在边缘部位畸变现象较为明显。其原因主要是:地震波射线覆盖面较广,在边缘地区通常提取地震波路径走时要采用截取的办法,而研究区周围地区的地壳速度结构很不相同,因此用同一截取公式不尽合理。另外边缘区地震波射线比内部要稀疏一些,因此造成信息量不足。但是从总的反演结果来看,对异常区的基本位置、大致形状、速度值偏高或偏低等均能很好地反映出来。

三、结 论

目前地震台站观测精度一般都在0.3秒左右,根据本文的讨论可以看出,利用南北地震带北段的区域地震台网记录的天然地震Pn波资料,运用ART方法进行上地幔顶部速度结构成象能够得出较好的结果。在反演计算中要注意对莫霍面倾角和地壳速度模型参数的选取,因为它们对反演结果影响较大。对震源深度不详的地震,可用研究区内平均深度或优势深度分布值代替,也能得出较为满意的反演结果。

(本文1988年7月9日收到)

参 考 文 献

- 〔1〕姚政生等,南北地震带北段上地幔速度结构成象〔I〕—方法与原理,西北地震学报, Vol.11, No. 2, 1989.
- 〔2〕G. T. 赫尔曼,投影重建图象—CT的理论基础,科学出版社,1985.
- 〔3〕Tanabe, K., Projection method for solving singular system of linear equations and its applications, Numer. Math., No. 17, 203~214, 1971.
- 〔4〕Nolet, C., Seismic wave propagation and seismic tomography, D. Reidel Publishing Company Pordrecht, Holland, 1987.
- 〔5〕Howard, A. Q., Synthesis of EM geophysical tomographic data, P. IEEE, Vol. 74, No. 2, 1986.
- 〔6〕冯锐等,地震学CT技术原理、应用和发展,西北地震学报, Vol. 8, No. 4, 1986.
- 〔7〕王周元,甘肃地区分层地壳结构,西北地震学报, Vol. 6, No. 3, 1984.

(上接第18页)

会议期间,代表们认真审议通过了《协会章程》,选举产生了中国灾害防御协会甘肃分会第一届理事会、常务理事。推选魏庆同同志为协会会长,吴新科、马怡良、张汉相、常庆库、王振军和张喜坤为副会长,田植甲为常务副会长并兼协会秘书长,同时推选成克聪为副秘书长,张锋为常务副秘书长。

来自有关防灾研究方面的专家、学者23人作了学术报告,收到灾害学方面的研究论文、报告共30多篇。这些报告受到了与会代表的热烈欢迎。

魏庆同会长在会议闭幕时作了重要讲话,他说,这次大会标志着甘肃省灾害防御工作进入一个新的阶段。我们要继续努力奋斗,积极开展协会各项工作,加强学术研究和交流,群策群力,为预防和减轻甘肃省自然灾害,为甘肃经济建设做出应有的贡献。

(甘肃省防灾协会办公室)

IMAGING OF VELOCITY STRUCTURE OF THE UPPER
MANTLE FOR THE NORTHERN PORTION OF NORTH-SOUTH
SEISMIC BELT (I) -- NUMERICAL EXPERIMENTS

Wang Zhouyuan, Yao Zhengsheng, Du Zhijun
(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB, Lanzhou, China*)

Abstract

Based on reference [1], the numerical experiments, its processes and results of the imaging for the seismic velocity structure of upper mantle in the northern portion of North-South Seismic Belt, using the ART Method, are discussed in detail. It is suggested that in the present case of station distributions and its observational precision, satisfactory imaging results maybe obtained, using natural earthquake data recorded by stations located in and near studied region, and that in inversion calculation, the crustal velocity model as well as the selecting of the Moho dip angle are the important factors associated with the quality of imaging directly.

甘肃防灾协会成立大会暨学术报告会在兰召开

1989年11月28日,中国灾害防御协会甘肃分会成立大会暨学术报告会在兰召开。

这次为期三天的会议旨在广泛团结、组织甘肃省防灾、抗灾、救灾战线的科技人员、干部和群众,综合研究甘肃省的重大灾害,提高全社会的防灾意识和抗灾能力,最大限度地减轻灾害,造福人类。

参加这次大会的有省级各有关厅局、部分科研单位、高等院校和地、州、市的负责同志、有关专家、学者及各方面的代表,共100多人。

甘肃省副省长穆永吉同志代表省政府到会祝贺,并作了题为《广泛动员社会各界,积极开展减灾活动,为减轻甘肃省自然灾害带来的损失而努力奋斗》的重要讲话。

中国灾协常务副秘书长、组织部部长高峰同志代表中国灾害防御协会专程到会祝贺并讲了话。

省政府副秘书长魏庆同同志代表中顾委委员李登瀛同志致开幕词。

田植甲同志向大会报告了协会筹备情况和今后的主要任务。

大会还收到了中国灾协上海分会、我国著名科学家翁文波教授等发来的贺电、贺词。

(下转第17页)