地震学报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA
ISSN 0253-3782 CN 11-2021/P

利用P波质点运动估算中国东北地区固定台站地震计方位角

韩光洁 邓文泽 杨志高

Component azimuths of the permanent seismic stations in the Northeast China estimated from P-wave particle motion

Han Guangjie, Deng Wenze, Yang Zhigao

引用本文:
韩光洁, 邓文泽, 杨志高. 2024. 利用P波质点运动估算中国东北地区固定台站地震计方位角. 地震学报[J], 46(1): 81–91. DOI: 10.11939/jass.20220133
Han G J, Deng W Z, Yang Z G. 2024. Component azimuths of the permanent seismic stations in the Northeast China estimated from P–wave particle motion. *Acta Seismologica Sinica*[J], 46(1): 81–91. DOI: 10.11939/jass.20220133

在线阅读 View online: https://doi.org/10.11939/jass.20220133

韩光洁，邓文泽，杨志高. 2024. 利用P波质点运动估算中国东北地区固定台站地震计方位角. 地震学报，**46**(1)：81−91. doi：10.11939/jass.20220133.
Han G J，Deng W Z，Yang Z G. 2024. Component azimuths of the permanent seismic stations in the Northeast China estimated from P-wave particle motion. *Acta Seismologica Sinica*，**46**(1)：81−91. doi：10.11939/jass.20220133.

利用 P 波质点运动估算中国东北地区固定台站地震计方位角*

韩光洁† 邓文泽 杨志高

（中国北京 100045 中国地震台网中心）

摘要 现代地震研究依赖于可靠的三分量观测数据，地震计的北分量是否严格指北将直接影响研究的准确性. 然而，受台站附近磁异常或人为安装错误的影响，地震计的方位角可能出现偏差. 基于东北地区 154 个固定台站 2020 年的远震数据，利用 P 波质点运动方法，估算了每个台站的北向分量方位角，以判断台站地震计是否存在方位角偏转问题. 结果表明，84% 的台站运行良好，12% 的台站存在方位角偏差绝对值过大(＞20°)或分量极性反转等问题. 此外，分析后发现方位角偏转较大会导致 *H-κ* 叠加方法计算得到的地壳厚度和地震波速比出现偏差. 因此，为确保地震学分析的可靠性，固定台站的地震计方位角需要进行定期校标.

关键词 方位角 P波质点运动 地震计 东北地区 *H-κ* 叠加
doi：10.11939/jass.20220133 **中图分类号**：P315.78 **文献标识码**：A

Component azimuths of the permanent seismic stations in the Northeast China estimated from P-wave particle motion

Han Guangjie† Deng Wenze Yang Zhigao

(*China Earthquake Networks Center*, *Beijing* 100045, *China*)

Abstract: Modern seismic studies rely on reliable three-component seismological observations, whether the station sensor's north component strictly aligns to the geographical north or not will directly affect the accuracy of the research. However, due to magnetic anomalies near the station or artificial error, the azimuth of seismometer may be deviated. In this study, the component azimuths of 154 permanent seismic stations in Northeast China were rechecked using the P-wave particle motions based on the teleseismic events in 2020, and we used the same seismic events to calculate the component azimuth by the principal component analysis and the signal-to-noise-weighted-multievent method, respectively. The azimuth deviation determined by these two methods are very consistent, with a correlation coefficient of 0.998 6. Among the 154 stations, the azimuth of 84% of the stations deviate slightly from the true north, and some of the stations have some sort of problems, including azimuth deviation of the

* **基金项目** 国家自然科学基金(42304072)和地震科技星火计划(XH23050YB)联合资助.
收稿日期 2022−07−14 收到初稿，2022−09−21 决定采用修改稿.
作者简介 韩光洁，博士，工程师，主要从事地震监测和震源破裂过程方面的研究，e-mail：hangj@seis.ac.cn

two horizontal components (>20° or <−20°) or polarity reversal in one or more components. We found a large deviation in sensor azimuth could result in incorrect estimatiog of both crustal thickness and v_P/v_S ratio by *H*-*κ* stacking. Therefore, in order to ensure the reliability of seismological analysis, the azimuth of the station needs to be checked and calibrated regularly.

Key words: azimuth; P-wave particle motion; seismometer; Northeast China; *H*-*κ* stacking

引言

现代宽频带地震计的方向正交性相当精确，多数品牌都能做到几分之一度的精度，一般垂向分量的准确性是有保障的(Ekström, Busby, 2008; Ringler *et al*, 2013). 但在台站布设中受到多种因素的影响，部分地震计北向分量并未准确地指向地理北，方位角存在偏差，进而导致水平分量(N-S 和 E-W 分量)到径向和切向分量(*R*, *T* 分量)的旋转出现偏差，不能准确分离 P-SV 和 SH 能量. 地震学研究方法如剪切波分裂、震源机制解反演、波形拟合、接收函数计算以及体波和面波层析成像等(张瑞青等, 2006; Wei *et al*, 2015; Chen *et al*, 2017; Han *et al*, 2021)都依赖于可靠的三分量地震观测，方位角偏差的存在将直接影响计算结果的准确性，因此方位角的可靠性是开展地震学研究的基础.

一直以来，国内外地震学工作者都非常重视地震计方位角的可靠性检验和校正(黄静等, 2015; 陈继锋等, 2016; 魏贵春等, 2017; Ojo *et al*, 2019; 王婷, 薛梅, 2020; 陈家樑等, 2021). 中长周期地震面波信号是方位角计算中的常用震相，例如：Laske (1995)观察长周期(≥80 s)面波的极性变化特征时发现，全球 37 个台站中至少 4 个台站的方位角偏差超过 3°; Ekström 和 Busby (2008)计算了中长周期面波极性后发现，美国数字地震台网的可移动式台阵(transportable array，缩写为 TA)中约 7.4% 的台站的方位角偏差超过 7°，并利用干涉式光纤陀螺仪对校正结果进行了检验; Doran 和 Laske (2017)改进了中长周期基阶瑞雷面波计算方位角的程序，使用相较以往更少的地震事件获得了美国海底地震仪(ocean bottom seismographs，缩写为 OBS)台站的方位角校正量. 此外，通过理论波形与实际波形的拟合也可以获得台站的方位角校正量. Zha 等(2013)利用噪声计算经验格林函数获取 OBS 台站的方位角偏差，但由于经验格林函数的信噪比较低，这种计算方法需要长时间的观测数据才能得到稳定的结果.

Niu 和 Li (2011)基于切向分量基本没有 P 波能量的特征，提出了一种方位角的估算方法，并将其应用于中国地震台阵方位角估算中. 结果显示近三分之一的台站存在北向分量方位偏转较大或极性反转的问题.

我国东北地区位于西北太平洋俯冲板片前缘，西伯利亚板块和华北板块之间，地质情况非常复杂，断裂交错分布，是研究板块俯冲行为和火山活动的理想区域(林强等, 1998; 吴福元, 曹林, 1999; 张瑞青等, 2006). 长期以来，研究人员针对该区域开展了多种地震学方法研究，推动了壳幔结构、火山活动、中深源地震、板块深俯冲等方面研究的进展，取得了大量成果(Revenaugh, Sipkin, 1994). 台站记录到的波形数据是开展地震学研究的基础，如果地震计的北向分量(BHN)方向与地理北向之间存在较大偏差，波形旋转后得到的径向和切向分量波形将与真实值存在较大差异，进而影响后续研究的可靠性.

在台站布设中，很多因素都可能导致仪器的方位角出现偏转，仪器、设备的移动或更换均可能导致新的方位角偏差出现. 方位角作为数据质量的一部分，需要定期检测，以保证地震数据的可靠性. 本文拟利用远震事件 P 波质点运动方法对我国东北地区固定台站开展方位

角估算工作，判断台站是否存在方位偏转问题，包括主成分分析法（principal component analysis，缩写为 PCA）（Lockman，2005；Noda *et al*，2012）和切向能量最小法（minimizing transverse energy method，缩写为 Min-T）（Niu，Li，2011），此外，本文还讨论了方位角偏转对 *H*-*κ* 叠加方法计算结果的影响，以便进一步证明方位角监测和校正工作的重要性．

1 研究方法

在水平层状各向同性介质中，地震 P 波沿着射线路径方向传播，其在水平面内的投影平行于台站后方位角 θ_b 方向（图 1）．地震计方位角 φ 为地震计北向分量 BHN 与地理北向之间的夹角，顺时针为正．

本研究选 Min-T 方法和 PCA 方法，前者是寻找切向分量上 P 波能量最小的信噪比权重多事件叠加方法（Niu，Li，2011），后者是利用协方差矩阵获取地震计方位角信息（Lockman，2005；Noda *et al*，2012）来开展方位角估算工作．这两种方法计算速度快、结果稳定，既不需要计算理论地震图，也不需要精确的震源参数，适用于多台站的大规模计算．

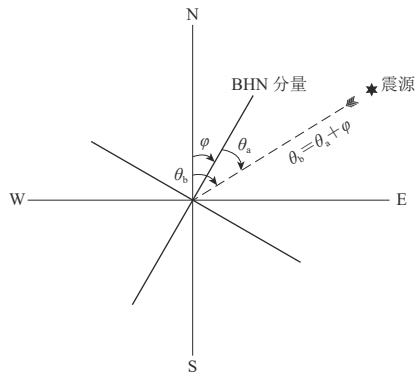

图 1　仪器方位角示意图

BHN 方向为地震计北向方向，与地理北之间的方位角偏差用 φ 表示，θ_b 为台站的后方位角，θ_a 为 P 波质点运动求出的视后方位角

Fig. 1　A schematic plot of station sensor orientation

The clockwise deviation angle between geographical north and BHN is defined as the misorientation φ, θ_b is back azimuth measured from source-station geometry, and θ_a is apparent back azimuth measured from P-wave particle motion

理想情况下，P 波能量仅出现在垂向和径向分量（P-SV）中，切向分量（SH）中无能量．Niu 和 Li（2011）提出的 Min-T 方法基于该特点，将地震记录的水平分量旋转到径向和切向方向，当切向分量中的 P 波能量达到最小时，认为此时的方位角即为该地震计的最优方位角．对于某一台站，所有事件切向分量中的 P 波能量加权和为

$$E_T(\varphi)=\frac{\sum_{i=1}^{n}\omega_i E_T^i(\varphi)}{\sum_{i=1}^{n}\omega_i}, \qquad (1)$$

式中：$E_T(\varphi)$ 为第 i 个事件在对应时窗内切向分量的能量；n 为地震事件总数；ω_i 为权重，取水平分量信噪比 R 的平均值，即 $\omega_i=0.5(R_{i,\,\mathrm{BHN}}+R_{i,\,\mathrm{BHE}})$．由于 φ 和 $\varphi+180°$ 均能使切向分量能量中 P 波达到最小，该方法选择垂向和径向分量相关系数为正时所对应的角度作为最终的台站方位角．

此外，还可通过求解直达 P 波三分量记录构建的协方差矩阵特征值和特征向量来估算地震计的方位角，即 PCA 方法（Jurkevics，1988；Rost，Thomas，2002；Fontaine *et al*，2009）．现代地震仪三分量为相互正交系统，故可将该矩阵简化为由两个水平分量组成的协方差矩阵

$$\boldsymbol{C}=\begin{pmatrix} C_{\mathrm{NN}} & C_{\mathrm{NE}} \\ C_{\mathrm{NE}} & C_{\mathrm{EE}} \end{pmatrix}, \qquad C_{ij}=\int_{t_1}^{t_2} u_i(t)u_j(t)\mathrm{d}t, \qquad i,\ j=\mathrm{N},\mathrm{E}, \qquad (2)$$

式中，t_1 和 t_2 指直达 P 波前后所截取的时窗起止时刻，$u_{\mathrm{N}}(t)$ 和 $u_{\mathrm{E}}(t)$ 表示两个水平向地震记

录. 该协方差矩阵的特征值可以表示为

$$\lambda=\frac{1}{2}\left[C_{\mathrm{NN}}+C_{\mathrm{EE}}\pm\sqrt{(C_{\mathrm{NN}}-C_{\mathrm{EE}})^2+4C_{\mathrm{NE}}^2}\right]. \tag{3}$$

在不存在噪声的情况下，协方差矩阵 $\boldsymbol{C}$ 有且仅有一个非零特征值. 实际上，由于噪声的存在，该协方差矩阵 $\boldsymbol{C}$ 应具有两个非零特征值 λ_1 和 λ_2，$\lambda_{\min}/\lambda_{\max}$ 反映了质点运动的线性度，也可衡量地震波形的噪声水平、判断特征向量的可靠性(Jurkevics，1988；Rost，Thomas，2002；Fontaine *et al*，2009). 地震台站的视后方位角 θ_{a} 可以通过最大特征值对应的特征向量求得：

$$\theta_{\mathrm{a}}=\operatorname{arccot}\frac{C_{\mathrm{EE}}-C_{\mathrm{NN}}+\sqrt{(C_{\mathrm{NN}}-C_{\mathrm{EE}})^2+4C_{\mathrm{NE}}^2}}{2C_{\mathrm{NE}}}. \tag{4}$$

若地震计存在偏差，利用 P 波质点运动估算出的视后方位角 θ_{a} 和由震源与台站之间的几何关系计算得到的后方位角 θ_{c} 就可求得地震计方位角偏差 $\varphi=\theta_{\mathrm{b}}-\theta_{\mathrm{a}}$(图 1).

2 数据选取

本文选取了 154 个位于东北地区的宽频带固定台站，分布在黑龙江、吉林、辽宁、山东、内蒙古和京津冀部分区域，利用 2020 年 1 月—2020 年 12 月间发生的 M5.5 以上的地震事件开展方位角研究(图 2). 为保证参与计算的地震事件方位角覆盖全面，有效减小地震各向异

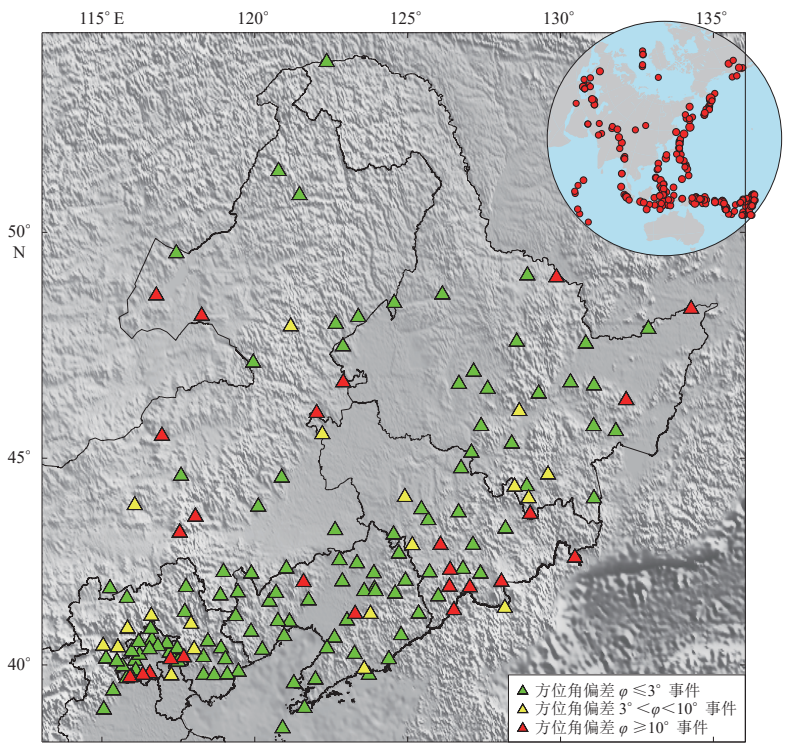

图 2 研究区域台站位置和方位角偏差及使用地震事件分布图

右上角的小图中红色圆圈给出了本文所使用的地震事件

Fig. 2 Map of Northeast China showing the permanent seismic stations and their sensor misorientations

The upper right inset gives the location of teleseismic events used in this study

性和倾斜界面的干扰，我们选取震中距在 5°—90°范围内的地震事件．Wang 等（2016）研究已经表明区域震中距范围内 P 波三重震相的存在对 P 波质点运动方法的影响基本可以忽略．

对于每一个台站，首先根据 IASP91 模型对应直达 P 波理论到时对齐波形数据，然后进行 5—50 s 长周期滤波处理．为保证地震计方位角估算的准确性，我们计算了每条波形的信噪比、特征值和相关系数，选取信噪比 0.5（$SNR_{BHN}+SNR_{BHE}$）≥2.5，$\lambda_{min}/\lambda_{max}<0.2$ 以及径向与垂向分量相关系数大于 0.8（Niu，Li，2011；Wang *et al*，2016）的波形数据，并确保每个台站至少有 10 个地震事件参与方位角计算（Wang *et al*，2016）．从图 3 可以看出，经过筛选的地震波形 P 波具有较高的线性偏振性，单地震计算结果较为稳定．图 3 中 NM.JIP 台站的方位角集中分布在两个角度，表明在 2020 年观测期间，地震计的方位角可能存在随时间的变化．

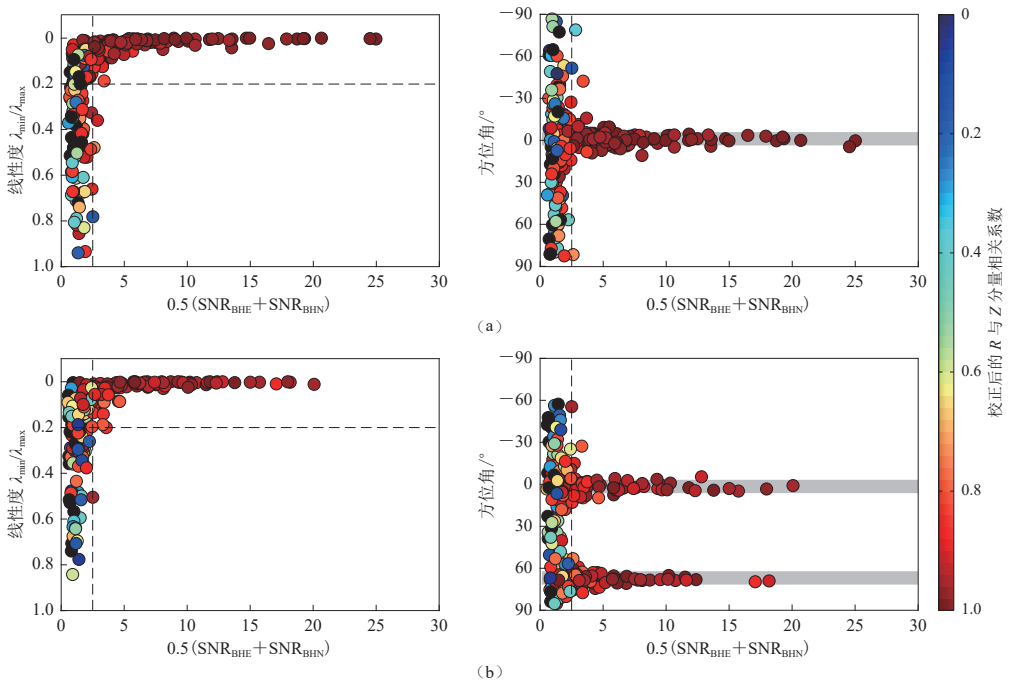

图 3　LN.SHS（a）和 NM.JIP（b）单地震事件信噪比和 PCA 方法计算方位角的相关性分析

圆圈代表单个地震事件的方位角计算结果，相关系数越大，校正效果越好；黑色虚线表示参与计算台站方位角的数据筛选条件；灰色区域为方位角偏差集中区域

Fig. 3　The relationship between single event misorientation estimated by PCA method and its signal-to-noiseratio for LN.SHS and NM.JIP stations

Circles and colors represent the misorientations and cross-correlation values of *R* and *Z* components for each event, respectively. The larger cross-correlation values mean the better correction for sensor misorientations. The dashed lines denote the thresholds to select data in the sensor misorientation calculation, and the gray areas highlight the dominant estimation of misorientation

3 结果

自 2013 年起，在中国地震局监测预报司的要求下，各省地震局对其辖区内的固定台站开展了方位角校正工作．本文使用 2020 年地震数据，利用 P 波质点运动的 PCA 和 Min-T 方法，对位于我国东北地区的 154 个固定台站开展了方位角计算．计算结果显示，大部分台站

维护状况良好，但仍有部分台站方位角存在明显偏差，台站波形较为复杂，与附近台站差异较大，甚至出现震相极性反转的情况.

台站方位角的时间序列图显示，部分台站方位角存在随时间变化的现象. 在这种情况下，如果不加区分，使用全年的地震事件参与计算，会导致方位角计算残差明显增大，单个事件的计算结果也会出现跳跃现象(图 4). 以 HL.BAQ 台站为例，在 2020 年 7 月上旬之前，单地震事件计算的方位角偏差基本集中在 2.7°±4.2°，而在此之后，地震计的方位角偏差突然增大至−30.1°±3.9°. 这种情况在 NM.JIP，NM.LIX，JL.WQT，JL.CBS 和 JL.BST 台站均存在，推测该现象可能与更换或移动地震计相关.

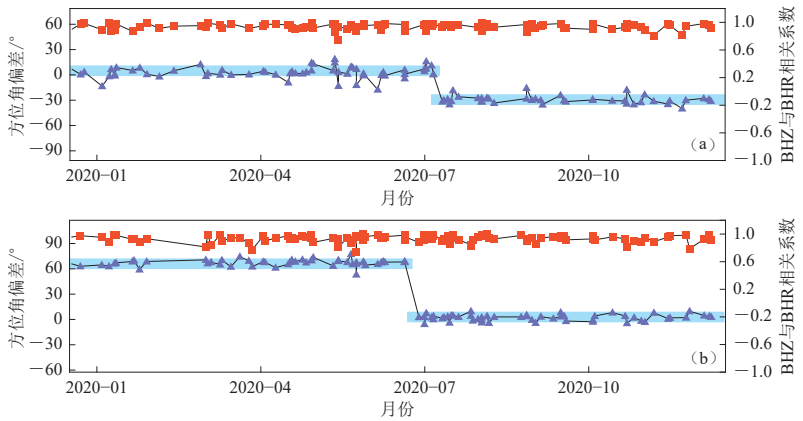

图 4 HL.BAQ (a)和 NM.JIP (b)台站 PCA 方法估算地震计方位角偏差

图中紫色三角表示单地震事件 PCA 方法估算方位角结果，红色正方形表示校正后垂向和径向分量对应相关系数，在理想情况下为 1.0

Fig. 4 The misorientation calculated by PCA method for HL.BAQ (a) and NM.JIP (b) stations

The purple triangles represent the single event PCA measurement, the red squares represent the cross-correlation values of *R* and *T* components, which is 1.0 in ideal case

在结果统计过程中，我们发现了一些存在特殊问题的台站，包括 BHN 分量错误放置在东西方向上，BHN 和 BHE 极性均反转等问题，通过旋转分量，可迅速减小测量误差，使 BHN 分量方位角偏差维持在−45°—45°之间(Niu, Li, 2011). 完成特殊台站的处理后，为了便于我们清晰地了解我国东北地区固定台站的运行状况，将计算得到的地震计方位角偏转角度分为三类：$|\varphi|\leqslant 3°$，$3°<|\varphi|<10°$，$|\varphi|\geqslant 10°$. 表 1 给出了方位角偏差大于±3°或需要进行特殊处理的台站信息. 通常认为，方位角偏差绝对值小于 3°的台站维护状况良好，基本不存在地震计方位偏转的情况；3°—10°之间的台站方位角偏差绝对值可能是地震计本身的方向偏转叠加上近台结构的各项异性、倾斜界面以及一些其它波形传播影响(例如散射波)的综合体现；若方位角偏差绝对值大于 10°，则很可能是地震计本身的方向存在转向问题(Schulte-Pelkum *et al*, 2001; Davis, 2003; Wang *et al*, 2016; Ojo *et al*, 2019). 地震计方位角频率分布直方图显示，方位角多集中在 5°之内(图 2 和 5)，72% 的台站方位角偏差绝对值保持在 3°以内，12% 的台站维持在 3°—10°之间，16% 的台站地震计偏差达到 10°以上，其中 12% 的台站方位角偏差超过 20°. 总体看来，2013 年方位角校正工作之后，我国东北地区地震计保持着较高的方位准确率，但仍有个别台站存在方位角偏差较大的问题，其中台站 NM.HJN，

表 1　存在问题台站方位角列表

Table 1　Misoriented stations

台站代码	事件数	$\varphi_{\text{Min-T}}$/°	φ_{PCA}/°	数据起止时间	仪器分量偏移
BJ.CIQ	60	−14.70±4.60	−14.33±4.07	2020-01-01—2020-12-31	
BJ.DAX	101	−7.80±4.80	−7.58±4.68	2020-01-01—2020-12-31	N → E, E → −N
BJ.NSC	92	−15.40±4.00	−15.44±3.54	2020-01-01—2020-12-31	
BJ.ZKD	96	10.20±4.10	10.57±4.14	2020-01-01—2020-12-31	
HE.CHC	109	4.80±3.50	5.43±3.92	2020-01-01—2020-12-31	
HE.CHD	90	3.60±4.40	3.34±5.30	2020-01-01—2020-12-31	
HE.FEN	80	4.40±4.30	4.88±5.60	2020-01-01—2020-12-31	
HE.SHC	105	5.50±7.40	5.59±14.59	2020-01-01—2020-12-31	
HE.XLD	108	3.80±3.20	4.07±3.96	2020-01-01—2020-12-31	
HE.XUH	85	5.60±3.80	6.34±4.29	2020-01-01—2020-12-31	
HE.ZUH	88	−1.80±3.40	−2.50±3.37	2020-01-01—2020-12-31	N → −N, E → −E
HL.BAQ	58	2.70±4.20	3.20±4.76	2020-01-01—2020-07-22	
HL.BAQ	40	−30.10±3.90	−29.46±3.24	2020-07-27—2020-12-31	
HL.FUY	77	−15.50±3.50	−14.72±3.86	2020-01-01—2020-12-31	
HL.JIY	42	−31.90±3.80	−32.02±4.30	2020-01-01—2020-12-31	N → E, E → −N
HL.LIH	96	5.10±3.30	4.86±3.31	2020-01-01—2020-12-31	
HL.MDJ	102	−3.70±4.70	−2.38±5.20	2020-01-01—2020-12-31	
HL.SHZ	73	−8.20±4.40	−7.88±7.35	2020-01-01—2020-12-31	
HL.TOH	65	−8.60±3.60	−9.06±2.91	2020-01-01—2020-12-31	
JL.BCT	63	−4.30±2.90	−4.45±2.65	2020-01-01—2020-12-31	
JL.BST	21	23.30±2.90	23.65±2.70	2020-08-18—2020-12-31	
JL.CBS	50	2.10±5.80	2.92±5.03	2020-01-01—2020-11-07	N → −N, E → −E
JL.CBT	55	6.90±3.60	7.12±4.05	2020-01-01—2020-12-31	
JL.HCT	72	32.20±3.30	31.62±3.52	2020-01-01—2020-12-31	N → −E, E → N
JL.JCT	83	29.90±3.40	29.80±5.04	2020-01-01—2020-12-31	N → −E, E → N
JL.LJT	35	−10.50±4.40	−10.81±5.66	2020-01-01—2020-12-31	
JL.LYT	48	−7.50±7.10	−6.87±11.90	2020-01-01—2020-12-31	
JL.PST	94	29.80±3.70	29.88±3.98	2020-01-01—2020-12-31	
JL.SGT	28	−4.80±4.70	−4.09±4.17	2020-01-01—2020-12-31	
JL.WQT	18	−13.80±4.30	−13.13±5.86	2020-01-01—2020-10-01	
JL.WQT	53	−12.80±3.20	−12.48±2.95	2020-10-19—2020-12-31	N → −N, E → −E
JL.YFT	91	30.60±3.80	30.14±3.97	2020-01-01—2020-12-31	N → −E, E → N
LN.BXI	65	−5.40±3.90	−5.46±4.81	2020-01-01—2020-12-31	
LN.FXI	93	−3.00±3.10	−3.28±2.85	2020-01-01—2020-12-31	N → −N, E → −E
LN.GUS	95	−4.50±3.20	−4.37±2.75	2020-01-01—2020-12-31	
LN.LYN	94	36.00±3.80	36.07±4.87	2020-01-01—2020-12-31	
NM.CHR	77	3.20±3.90	2.89±3.75	2020-01-01—2020-12-31	
NM.HJN	48	−43.70±3.50	−43.55±2.33	2020-01-01—2020-12-31	N → −E, E → N
NM.IDR	48	−17.00±4.60	−17.60±7.48	2020-01-01—2020-12-31	
NM.JIP	49	−22.00±2.90	−22.32±2.32	2020-01-01—2020-07-06	N → E, E → −N
NM.JIP	51	2.10±2.70	1.95±2.82	2020-07-14—2020-12-31	
NM.LIX	16	−16.40±3.50	−17.40±3.36	2020-01-01—2020-06-13	N → E, E → −N
NM.LIX	42	2.80±4.50	2.56±4.99	2020-07-22—2020-12-31	
NM.WLT	91	1.40±3.20	1.54±2.42	2020-01-01—2020-12-31	N → −E, E → N
NM.WLY	67	15.60±3.40	15.62±3.38	2020-01-01—2020-12-31	
NM.XIQ	63	−21.20±3.60	−21.66±4.02	2020-01-01—2020-12-31	
NM.XLT	99	3.10±3.40	2.29±3.84	2020-01-01—2020-12-31	
TJ.BAD	69	−4.10±6.00	−2.47±7.39	2020-01-01—2020-12-31	

BJ.CIQ 和 BJ.DAX 方位角绝对值偏转大于 10°且属于井下台站，无法进行仪器方位校正．其余存在方位问题的台站，可重新布设地震仪，进一步提高地震监测数据质量．

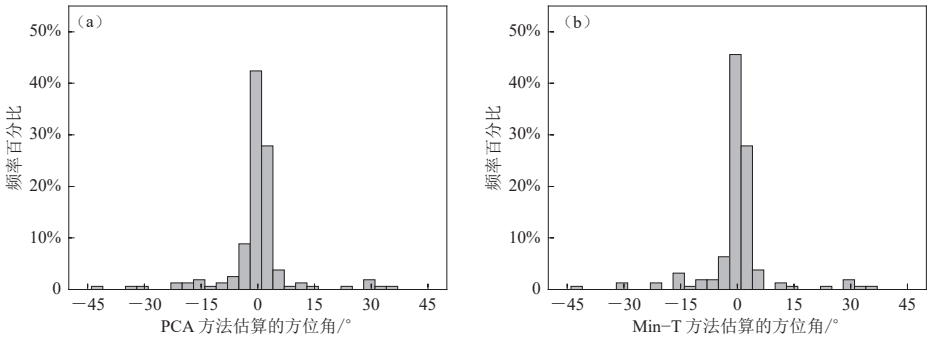

图 5 PCA (a)和 Min-T (b)方法估算的方位角频率分布直方图

Fig. 5 Histogram showing the distribution of misorientations measured by PCA (a) and Min-T (b) methods

4 讨论

4.1 PCA 与 Min-T 方法估算结果比较

为进一步验证方位角计算结果的可靠性，除了确保每个台站对应参与计算的地震个数均大于 10 外(Wang *et al*, 2016)，我们还对每个台站 PCA 和 Min-T 方法计算结果进行了一一比较．图 6 展示了不同方法获得的地震计方位角偏差，可见 PCA 和 Min-T 方法估算结果的相关系数高达 99.86%，结果的高度一致性说明了 P 波质点运动分析方法的准确性和估算结果的可靠性．固定台站布设时间长，受到台站维护或仪器更换等因素的影响，台站的方位角可能发生改变，我们建议在台站运维过程中，每次更换或移动地震计后，应收集一段时间的地震数据对仪器方位角进行检验．

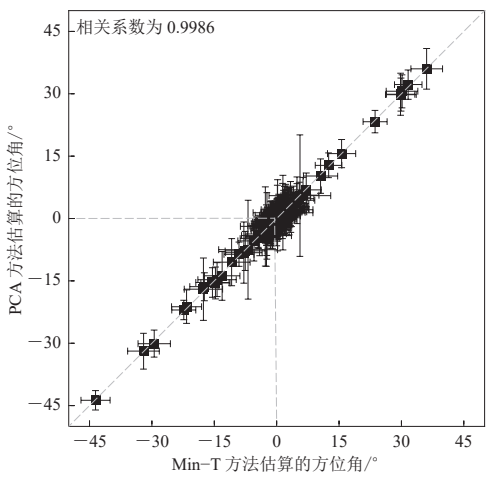

图 6 PCA 与 Min-T 方法估算方位角相关性分析

Fig. 6 Correlative analysis of sensor misorientations obtained by PCA and Min-T methods

4.2 地震计方位角偏差对 *H-κ* 叠加方法的影响

Zhu 和 Kanamori (2000)提出的 *H-κ* 叠加方法已经成为探测地壳内部结构的常规方法，转换波和莫霍面上产生的地壳多次波包含有大量地壳内部介质结构信息，利用来自莫霍面的 Ps 转换波和地壳多次波的到时关系可估算地壳的平均厚度和波速比．为了解地震计方位角偏差对 *H-κ* 叠加结果的影响情况，我们选取 NM.WLY，HL.JIY 和 JL.CBS 三个台站进行比较．选取 2020 年震中距在 30—90°之间、震级 *M*5.5 以上且震相清晰的远震事件参与计算．在计算 P 波接收函数之前，首先对数据进行预处理，对数据进行去均值、去趋势、去倾斜，以及 0.05—2 Hz 的带通滤波处理；然后，计算信噪比 $0.5(\mathrm{SNR_{BHN}}+\mathrm{SNR_{BHE}})\geqslant 2.5$ 数据对应

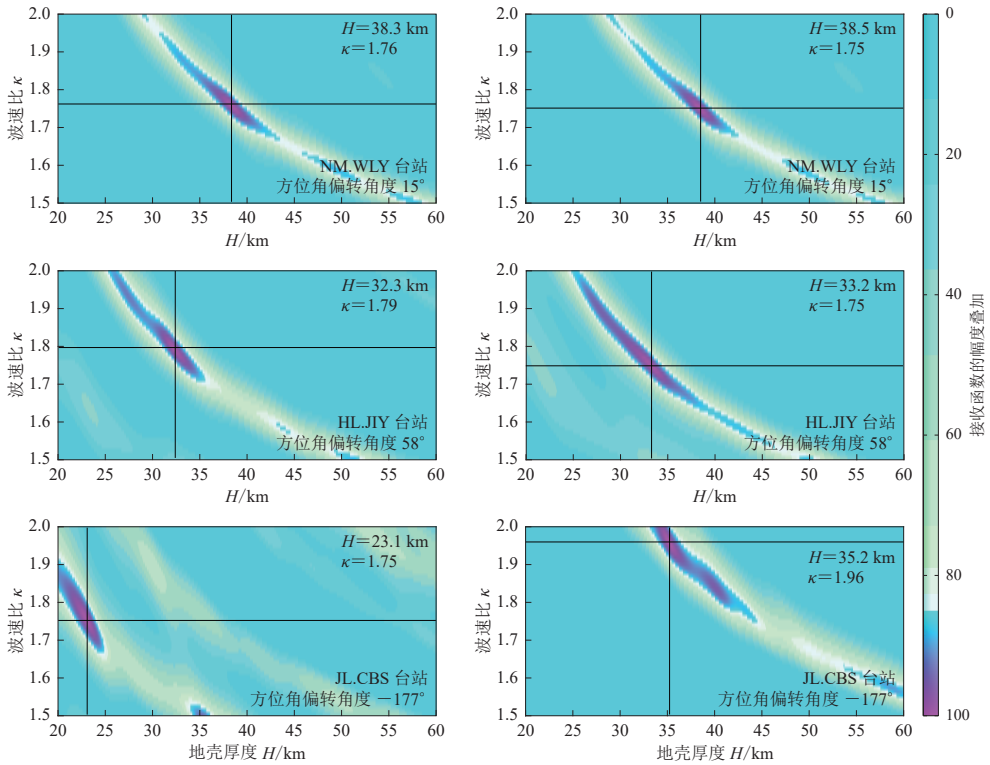

图 7　方位角校正前(左)、后(右)*H*-*κ* 叠加结果的差异比较

Fig. 7　Comparison of *H*-*κ* grid-search results with (right) and without (left) misorientation correction of stations

的 P 波接收函数；最后，采用 *H*-*κ* 叠加方法计算地壳厚度 *H* 以及 P 和 S 波速度比 *κ*.

图 7 展示了三个台站 *H*-*κ* 叠加结果，左侧图为方位角校正之前的计算结果，右侧图为校正后的结果．利用 Min-T 和 PCA 方法估算得到的 NM.WLY 台站方位角偏转约 15.6°，校正前后 *H*-*κ* 叠加结果基本一致；HL.JIY 台站方位角偏转达到 58°，地壳厚度相差 0.9 km，波速比也略有下降；JL.CBS 台站方位角偏转约−177°，校正前后地壳厚度相差可达约 12.1 km，波速比相差 0.21．校正后的计算结果与前人在该区域的研究较为一致(张广成等，2013；李天觉，陈棋福，2019)，表明校正后的地震数据与不存在方位角偏转的台站观测数据一样，可以提供稳定且准确的计算结果．为了研究方位角偏转大小对 *H*-*κ* 叠加结果的影响，我们还计算了东北地区 22 个方位角偏差超过 10°台站的 *H*-*κ* 叠加结果，如图 8 所示．图 8 中横轴为方位角偏转角度，左侧纵轴为校正前后地壳厚度之差，右侧纵轴为校正前后 P 和 S 波波速度比之差，可以看到随着方位角偏转角度的增大，校正前后地壳厚度及

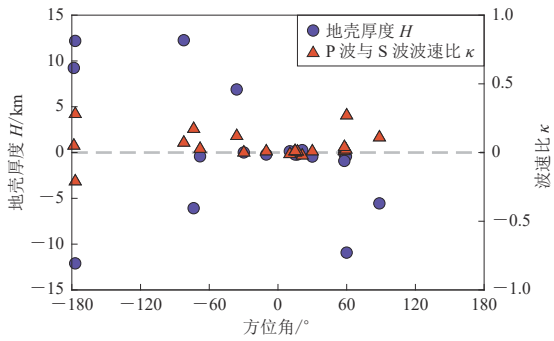

图 8　方位角偏差对 *H*-*κ* 叠加结果影响统计图

Fig. 8　Statistical analysis of the influence of sensor misorientations on *H*-*κ* grid-search results

P 波与 S 波波速比差异均呈现出增大趋势. 综合以上分析, 我们建议当台站的方位角偏差超过约 30°时, 在计算接收函数之前应首先进行台站方位角校正, 以保证后续计算的准确性 (Zeng *et al*, 2021).

5 结论

采用 P 波质点运动的 PCA 和 Min-T 方法, 使用 2020 年远震数据对我国东北地区 154 个固定台站地震计方位角进行估算. PCA 与 Min-T 估算结果表现出高度一致性, 84% 的台站方位角偏差在 10°以内, 16% 的台站偏差超过 10°, 其中 12% 的台站方位角偏差超过 20°. 针对地震计偏转可能带来的后续影响, 我们采用 *H-κ* 叠加方法进行测试, 发现随着方位偏转角度的增加, 可能导致地壳厚度及 P 和 S 波波速比计算偏差增大. 因此, 建立随时间变化的地震计方位角信息, 修正已有的观测记录, 及时对出现问题的台站进行校正, 才能保证地震数据的准确性, 更好地服务于科研工作.

参 考 文 献

陈继锋, 李亮, 李少睿, 刘白云, 陈晓龙. 2016. 甘肃省测震台网地震台站地震计方位角检验与校正 [J]. 地震工程学报, **38**(3): 460–465.

Chen J F, Li L, Li S R, Liu B Y, Chen X L. 2016. Check and correction of seismometer azimuth for Gansu seismic network stations[J]. *China Earthquake Engineering Journal*, **38**(3): 460–465 (in Chinese).

陈家樑, 戴丽金, 张宝剑. 2021. 利用 P 波质点运动检测福建台网地震计方位角 [J]. 华北地震科学, **39**(3): 45–50.

Chen J L, Dai L J, Zhang B J. 2021. The azimuths of Fujian seismic network detected by P-wave particle motion[J]. *North China Earthquake Sciences*, **39**(3): 45–50 (in Chinese).

黄静, 房立华, 王长在, 郭永霞. 2015. 采用 P 波分析法校正北京遥测地震台网地震计方位角 [J]. 地震地磁观测与研究, **36**(4): 47–53.

Huang J, Fang L H, Wang C Z, Guo Y X. 2015. Application of P waveform analysis in the seismometer azimuth correction of Beijing seismic telemetry network[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, **36**(4): 47–53 (in Chinese).

李天觉, 陈棋福. 2019. 利用接收函数方法研究中国东北东南部地区不同构造体的地壳特征 [J]. 地球物理学报, **62**(8): 2899–2917.

Li T J, Chen Q F. 2019. Crustal structure of different tectonic units in southeastern part of Northeast China using receiver functions[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **62**(8): 2899–2917 (in Chinese).

林强, 葛文春, 孙德有, 吴福元, 元钟宽, 闵庚德, 陈明植, 李文远, 权致纯, 尹成孝. 1998. 中国东北地区中生代火山岩的大地构造意义 [J]. 地质科学, **33**(2): 129–139.

Lin Q, Ge W C, Sun D Y, Wu F Y, Won C K, Min G D, Jin M S, Lee W M, Kwon C S, Yun S H. 1998. Tectonic significance of Mesozoic volcanic rocks in northeastern China[J]. *Scientia Geologica Sinica*, **33**(2): 129–139 (in Chinese).

王婷, 薛梅. 2020. 阿留申群岛地震台站方位角变化及其对横波分裂的影响 [J]. 地震学报, **42**(2): 187–195.

Wang T, Xue M. 2020. Orientation variations of the seismometers in the Aleutian islands and their impacts on shear wave splitting analyses[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **42**(2): 187–195 (in Chinese).

魏贵春, 姚运生, 张丽芬, 申学林. 2017. 方位角对地方震震级测定的影响 [J]. 地震学报, **39**(6): 880–890.

Wei G C, Yao Y S, Zhang L F, Shen X L. 2017. Influences of azimuth on the local earthquake magnitude measurement[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **39**(6): 880–890 (in Chinese).

吴福元, 曹林. 1999. 东北亚地区的若干重要基础地质问题 [J]. 世界地质, **18**(2): 1–13.

Wu F Y, Cao L. 1999. Some important problems of geology in northeastern Asia[J]. *World Geology*, **18**(2): 1–13 (in Chinese).

张广成, 吴庆举, 潘佳铁, 张风雪, 余大新. 2013. 利用 *H-κ* 叠加方法和 CCP 叠加方法研究中国东北地区地壳结构与泊松比 [J]. 地球物理学报, **56**(12): 4084–4094.

Zhang G C, Wu Q J, Pan J T, Zhang F X, Yu D X. 2013. Study of crustal structure and Poisson ratio of NE China by *H-κ* stack

and CCP stack methods[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **56**(12): 4084–4094 (in Chinese).

张瑞青, 李永华, 姚雪绒. 2006. 西北太平洋俯冲带东北地区壳幔结构研究进展 [J]. 地球物理学进展, **21**(4): 1080–1085.

Zhang R Q, Li Y H, Yao X R. 2006. A review of latest crustal and upper mantle discontinuities sduties beneath Northeast China in northwest Pacific subduction zone[J]. *Progress in Geophysics*, **21**(4): 1080–1085 (in Chinese).

Chen C X, Zhao D P, Tian Y, Wu S G, Hasegawa A, Lei J S, Park J H, Kang I B. 2017. Mantle transition zone, stagnant slab and intraplate volcanism in Northeast Asia[J]. *Geophys J Int*, **209**(1): 68–85.

Davis P M. 2003. Azimuthal variation in seismic anisotropy of the southern California uppermost mantle[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **108**(B1): 2052.

Doran A K, Laske G. 2017. Ocean-bottom seismometer instrument orientations *via* automated Rayleigh-wave arrival-angle measurements[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **107**(2): 691–708.

Ekström G, Busby R W. 2008. Measurements of seismometer orientation at USArray transportable array and backbone stations[J]. *Seismol Res Lett*, **79**(4): 554–561.

Fontaine F R, Barruol G, Kennett B L N, Bokelmann G H R, Reymond D. 2009. Upper mantle anisotropy beneath Australia and Tahiti from P wave polarization: Implications for real-time earthquake location[J]. *J Geophys Res*, **114**(B3): B03306.

Han G J, Li J, Guo G R, Mooney W D, Karato S I, Yuen D A. 2021. Pervasive low-velocity layer atop the 410 km discontinuity beneath the northwest Pacific subduction zone: Implications for rheology and geodynamics[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **554**: 116642.

Jurkevics A. 1988. Polarization analysis of three-component array data[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **78**(5): 1725–1743.

Laske G. 1995. Global observation of off-great-circle propagation of long-period surface waves[J]. *Geophys J Int*, **123**(1): 245–259.

Lockman A B. 2005. Single-station earthquake characterization for early warning[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **95**(6): 2029–2039.

Niu F L, Li J. 2011. Component azimuths of the CEArray stations estimated from P-wave particle motion[J]. *Earthq Sci*, **24**(1): 3–13.

Noda S, Yamamoto S, Sato S, Iwata N, Korenaga M, Ashiya K. 2012. Improvement of back-azimuth estimation in real-time by using a single station record[J]. *Earth Planets Space*, **64**(3): 305–308.

Ojo A O, Zhao L, Wang X. 2019. Estimations of sensor misorientation for broadband seismic stations in and around Africa[J]. *Seismol Res Lett*, **90**(6): 2188–2204.

Revenaugh J, Sipkin S A. 1994. Seismic evidence for silicate melt atop the 410-km mantle discontinuity[J]. *Nature*, **369**(6480): 474–476.

Ringler A T, Hutt C R, Persefield K, Gee L S. 2013. Seismic station installation orientation errors at ANSS and IRIS/USGS stations[J]. *Seismol Res Lett*, **84**(6): 926–931.

Rost S, Thomas C. 2002. Array seismology: Methods and applications[J]. *Rev Geophys*, **40**(3): 1008.

Schulte-Pelkum V, Masters G, Shearer P M. 2001. Upper mantle anisotropy from long-period P polarization[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **106**(B10): 21917–21934.

Wang X, Chen Q F, Li J, Wei S J. 2016. Seismic sensor misorientation measurement using P-wave particle motion: An application to the NECsaids array[J]. *Seismol Res Lett*, **87**(4): 901–911.

Wei W, Zhao D P, Xu J D, Wei F X, Liu G M. 2015. P and S wave tomography and anisotropy in Northwest Pacific and East Asia: Constraints on stagnant slab and intraplate volcanism[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **120**(3): 1642–1666.

Zeng S J, Zheng Y, Niu F L, Ai S X. 2021. Measurements of seismometer orientation of the first phase CHINArray and their implications on vector-recording-based seismic studies[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **111**(1): 36–49.

Zha Y, Webb S C, Menke W. 2013. Determining the orientations of ocean bottom seismometers using ambient noise correlation[J]. *Geophys Res Lett*, **40**(14): 3585–3590.

Zhu L P, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **105**(B2): 2969–2980.