

# 地震科技前沿快报

2019 年第 9 期 （月刊 总第 9 期）

中国地震局科学技术委员会  
中国地震科学实验场

中国科学院兰州文献情报中心  
中国科学技术信息研究所

## 本期概要

- 1、库伦预应力与断层弯曲常被忽略但对地震触发及地震灾害至关重要
- 2、1992 年兰德斯地震源区的绝对应力场
- 3、日本海沟俯冲带北部的浅部低频震颤

## 库伦预应力与断层弯曲常被忽略但对地震触发 及地震灾害至关重要

几年到几个世纪以来，个别大地震的连续位置很难通过简单的库伦应力传递（CST）来解释，因为地震活动通常会绕过同震 CST 最大的最邻近的沿着走向的断层。研究人员通过对意大利中部 667 年历史记录的地震研究证明，库伦预应力可以解释这一点。穿过断层系统的库伦预应力的非均质性  $> \pm 50 \text{ bars}$ ，而同震  $\text{CST} < \pm 2 \text{ bars}$ ，因此后者很少会超过前者，这解释了为什么历史上地震很少使最近邻的断层破裂。然而，地震确实倾向于在累积同震和震间 CST 为正的断层发生，尽管有明显的例子表明地震在负应力的断层上传播。因此，针对非平面断层计算的库伦预应力是地震触发的一

个被忽略却至关重要的因素。相关研究成果于 2019 年 5 月发表在 Nature Communications 上。

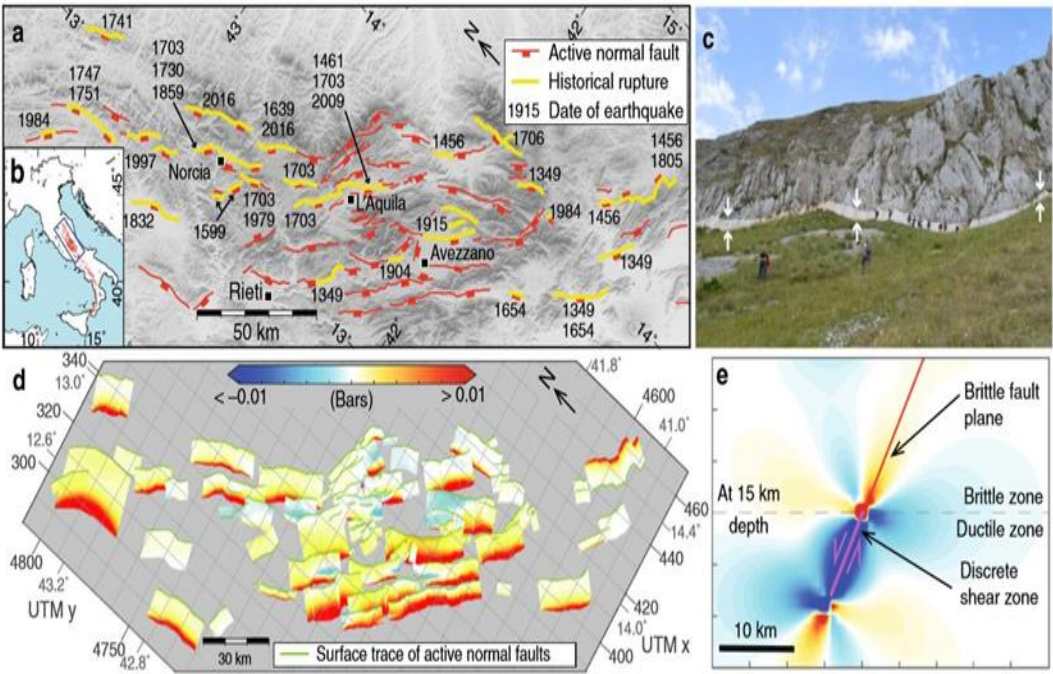


图 1 本研究的数据概况

通常情况下，地震在同震滑动期间将静态库伦应力转移到最近的断层上。通常根据 CST 接收断层是否会触发地震来讨论，特别是如果在一个或多个接收断层上识别出所谓的地震空区 (seismic gap)。然而，对库伦预应力在任何特定断层上的大小和空间变化却知之甚少。有学者将库伦预应力假设为零或一个均匀的值，这种假设可能是错误的。因为，由于构造载荷，震间应力将累积数百年到数千年，其次，几个世纪的多次地震将导致同震的 CST，第三，断层的局部弯曲将放大或减小累积的震间和同震 CST。这三个因素表明，库伦预应力不太可能是零或空间均匀。因此，问题是同震 CST 是否能够在所有情况下超过库伦预应力。如果地震序列仅用先前单次地震的同震 CST 来解释，则需要前者；如果同震 CST 不能或很少超过库伦预应力，则在大地震后计算同震 CST 时必须考虑预应力，并用于推测未

来破坏性地震的位置和相关的地震危险。

为研究上述问题，研究人员定义了库伦应力，库伦应力由以下公式计算：

$$\Delta CST = \Delta \tau - \mu(\Delta \sigma + \Delta P)$$

然后，研究了亚平宁中部伸展系统。亚平宁中部伸展系统是已知的对破坏性地震具有最长记录的地区，同时暴露地表的正断层系统可以准确的获得断层几何学形态和滑动速率。

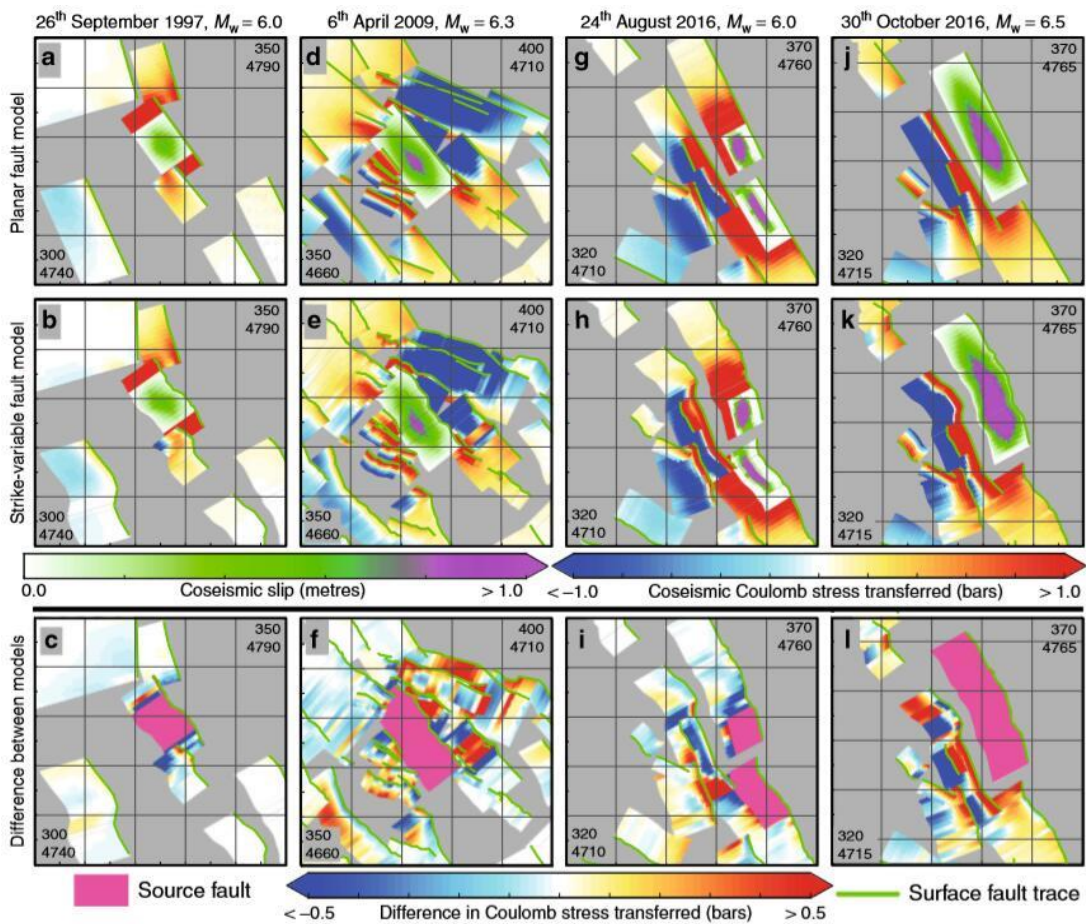


图2 平面状和非平面状同震应力模型的比较

断层几何学。断层几何形状会影响 CST 的计算，但通常都没有考虑几何形状沿断层变化的作用。已经证明正断层的 CST 对接收断层的走向变化最敏感。因此，与断层的相邻区域相比，接收断层沿走向弯曲将放大或减

小 CST。图 2 显示了亚平宁山脉中部最近发生的四次地震 ( $M_w \geq 6.0$ ) 的例子。在这些例子中, 平面断层与非平面断层之间的 CST 差异在  $-2.7 \sim 2.4$  bars。这高于假设的 CST 触发阈值  $0.1 \sim 0.5$  bars。此外, 在断层弯曲降低 CST 处, 可能产生阻碍地震破裂传播的负应力障碍。这些障碍被用来解释 2016 年意大利中部地震序列中的地震活动模式; 如果不在模型中包括弯曲, 则不会产生这些障碍, 并且难以用传统的平面和同震 CST 模型来解释该序列。如果未对断层弯曲进行建模, 则计算的同震 CST 将不会解决在弯曲处具有升高或降低的应力的重要区域, 这可能代表与大地震相关的后续破裂可能成核或终止的位置。

同震与累积库伦应力的作用。研究人员分析了在亚平宁中部发生了破裂的 41 条断层的 34 个震级在  $5.6 \sim 7.0$  的地震。计算每次历史地震的同震 CST 和每次地震前的累积 CST, 以研究库伦预应力的重要性。预应力的非均质性  $> \pm 50$  bars 远大于纯粹同震滑动产生的  $< \pm 2$  bars。对 2016 发生在意大利中部的三个破坏性地震的研究表明库伦预应力的不均一性在 Mt. Vettore 和 Laga 断层存在。考虑 667 年内的库伦预应力, 一个更加复杂的空间各向异性便会产生。2016 年 8 月 24 日 Mt. Vettore 断层的破裂部位的上部 8 km 具有负库伦预应力, 在 8 km 以下的深度为正库伦预应力。对于 0~8 km 深度的断层部分, 最负的应力值位于沿着断层走向弯曲的部分, 并且有人认为这些有助于终止 2016 年序列中的破裂。这个例子很有意思, 在负应力区域确实发生破裂, 使破裂序列复杂化。可能是在大约 8 km 的深度处应力从负到正的变化对于地震成核是至关重要的, 但是在得到强有力的结论之前需要更多的例子。8 月 24 日破裂的 Laga 断层部分在 8 km 深度以上主要为正应力, 除了断层最北端由于断层弯曲具有负应力。沿着整个 Laga 断层存在高达 66 bars 的正应力。因此, 一个重要的发现是, 在 8 月 24 日地震中, 正和负应力区域都破裂了; 类似的模式也适用于 10 月 30 日的 6.6



级地震。因此，在考虑破裂的可能性时，不能排除负应力区域。

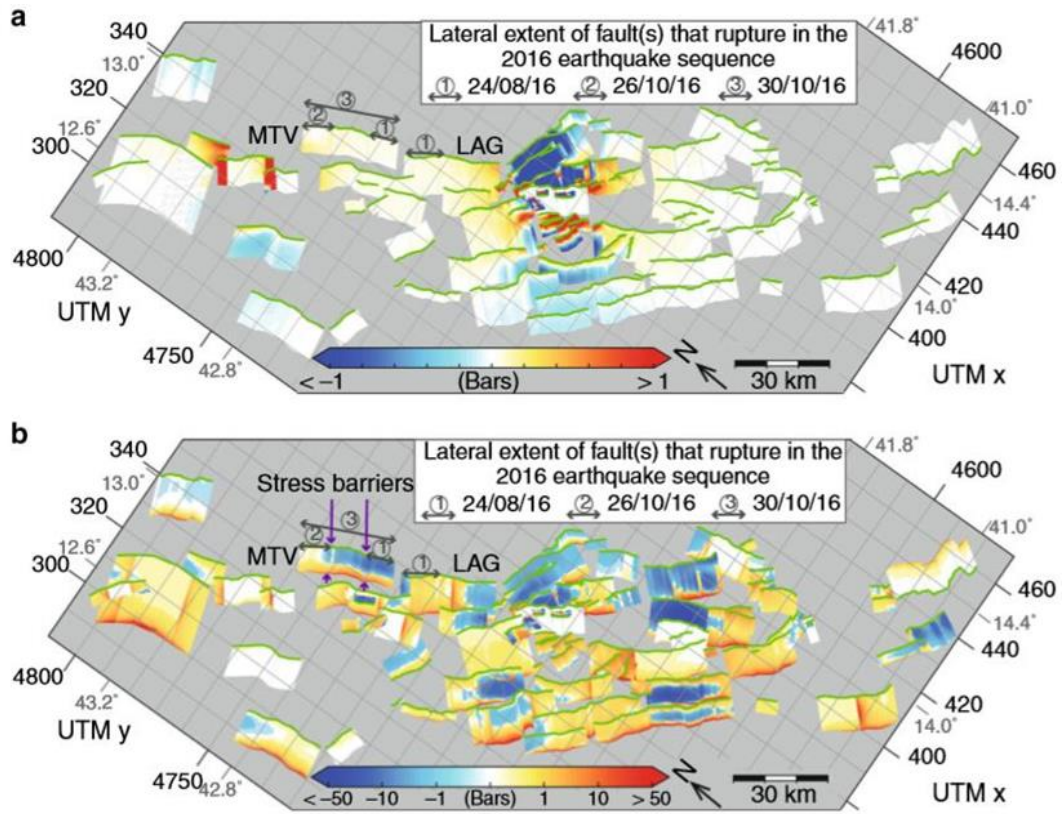


图 3 2016 年之前短期和长期库伦应力模型

历史地震序列。为了进一步说明库伦预应力的重要性，特别是在断层相互作用过程中，研究人员分析了每个断层的预应力与随后的个别同震应力传递事件的破裂之间的关系。为了分析 CST，研究人员考虑整个断层面的平均应力，以及单个断层局部的最大应力和正应力断层的比例，利用这两个新因素来反映断层面上的 CST 异质性。对于单独的同震 CST，一个共同的期望是，在地震之后，下一个破裂的断层将是具有最高 CST 的断层。然而，研究表明，下一次破裂的断层绝不是最高平均同震 CST 的断层。考虑到整个历史地震序列的同震 CST，78%的破裂断层具有来自前一次地震的正同震 CST，但值得注意的是这些应力非常小。若触发地震的阈值为 0.1 bars，32 个中仅有三个的  $CST > 0.1$  bars；若触发阈值为 0.2 bar，则 32 个中

只有一个 CST 高于此值。这些结果表明，仅仅同震 CST 不能解释观测结果，因此不宜单独使用同震 CST 来预测下一次大地震的位置。因此，研究人员考虑累积 CST，包括来自历史地震的同震 CST 和来自与下伏剪切带相关的构造加载的震间 CST。研究表明，在非平面、走向可变断层上，超过 667 年的震间和同震 CST 总和在单个断层上显示  $> \pm 50$  bars 的空间变化，比单独的同震 CST 大一个数量级。

为了评估地震在断层和剪切带相互作用产生的累积 CST 的异质场中的发生位置，研究人员分析了自 1703 年以来的地震。当评估 1703—2016 年历史地震序列中的地震位置时，研究人员从意大利中部采样的断层中，有 79% 的断层平均累积 CST 为正，96% 的断层平均 CST 超过阈值。6 个具有负 CST 的样本中的 5 个在局部破裂之前具有正应力。因此，如果破裂之前平均累积 CST 和断层的一部分具有正应力被认为是促进破裂的标准，则累积的 CST 结果可以解释历史记录中的 97% 的例子。此外，重要的是，从公元 1703 年到现在的样本的平均和最大累积 CST 都大于单次地震中 CST 大小，这表明来自一个地震的同震 CST 不太可能克服历史地震和震间加载产生的库伦预应力。

本文提出的模型考虑了历史地震和震间加载的静态弹性库伦应力传递。还有其他因素可能会影响短时间和长时间尺度的地震触发。人们假设地震的长期粘弹性响应会影响亚平宁中部地区的百年尺度地震触发效应。特别是对 1915 年 Fucino 地震与 2009 年拉奎拉 (L'Aquila) 地震之间的关系进行的调查表明，震后和震间应力对构造加载具有相似的重要性。然而，意大利中部的大多数地震都  $M < 7$ ，因此与大多数地震相关的震后应力变化将更小。此外，在相对较短的时间内，地震后应力变化的幅度比本研究计算的几个世纪以来累计 CST 的幅度小一个数量级。因此，研究人员推测，与库伦预应力的大小相比，震后应力的影响很小。此外，还忽略了流体压

力变化，并设法解释了 97% 的历史地震发生在具有正平均累积 CST 的断层或至少部分正应力的断层上。这表明不需要流体压力变化来产生研究描述的效果。流体压力的影响，还需要更多的研究。

该研究表明，其所研究的活动断层通过静态库伦应力传递机制进行相互作用，而这些应力在多个同震事件和震间加载作用下累积。特别重要的是要注意，在所研究的事件序列中，下一个破裂的断层绝不是最近邻断层。研究人员强调，库伦预应力和空间非均质性可以并且应该通过考虑所有已知的过去地震，及来自底层剪切带的震间加载和活动断层的几何形态来计算。地震倾向于在库伦应力为正的断层局部的局部成核，在正应力断层上传播。

来源：Mildon Z K, Roberts G P, Walker J P F, et al. Coulomb pre-stress and fault bends are ignored yet vital factors for earthquake triggering and hazard. Nature communications, 2019, 10(1): 2744.

## 1992 年兰德斯地震源区的绝对应力场

通过地震震源机制的反演可以获得偏应力场。由于剪切应力等于地震时断层的摩擦强度，因此通过将偏应力场与库伦破坏准则结合，可以从震源机制获得震源绝对应力张量的六个分量。为确定南加州地震（包括 1992 年兰德斯地震序列）的震源机制的数据集，研究人员使用三种孔隙压力条件下的标准内摩擦系数，计算了震源的绝对应力张量，并由应力场最优方向断裂的参考孔压进行参数化处理。将应力张量的每个数据集应用到基于贝叶斯统计推理和 Akaike 贝叶斯信息准则建立的反演模式中，获得了兰德斯主震发生前南加州的三个绝对应力场。计算同震应力场获得了主震之后的绝对应力场。同震应力旋转的变化与参考孔隙压力有关，将这种关系与通过应力反演获得的关系进行比较，从而确定了绝对应力场和最合理的参考孔隙压力为静液压。平均而言，主震前 5km 和 10 km 深度的最大剪切应力分别为  $44 \pm 15$  和  $79 \pm 24$  MPa。位于南加州的板块边界断层上的地震发生在由安德森-比耶利应力条件作用的断层上。

地震是一个通过剪切断层释放地壳构造应力，并由库伦破坏准则控制的物理过程。了解地壳中断层和应力场的摩擦强度对于了解地震机理是非常必要的。全世界对钻孔的原位应力测量普遍表明，在板内区域测得的值与实验室实验中测得的值相同。然而，地震活动断层/板块边界和地壳应力状态的摩擦强度至今仍不清楚。

在本研究中，研究人员利用为南加州地震（包括 1992 年兰德斯地震）推导的震源机制解，结合库伦破坏准则，计算了绝对应力张量的六个组成部分。对于该准则，研究人员假设了三个合理的孔隙压力条件，其标准内摩擦系数为 0.6。利用以孔隙孔径条件为特征的三个绝对应力张量的数据集，基于贝叶斯统计推理和 Akaike 贝叶斯信息准则，研究人员模拟了兰德斯主震之前的三维绝对应力场。利用研究良好的破裂模型，研究人员根据



弹性错位理论计算了主震引起的同震应力扰动。在主震之后，研究人员模拟了三维绝对应力场，并将其叠加到每个特征孔隙压力条件的绝对应力场上。通过主震前后的绝对应力场的比较，揭示了同震应力旋转（应力模式中的时间变化）与孔隙压力之间的定量关系。此外，研究人员利用应力场中得到的六个分量，评估了剪切应力中时间变化对主震断层、参考孔隙压力和主震引起的弹性应变能量的依赖度。通过应力反演和其他综合调查得出的对同震应力旋转的限制，研究人员最终确定了最合理的孔隙压力条件，以估计陆内大地震源区的三维绝对应力场。

研究者根据地震的震源机制，发展了模拟三维绝对应力场的方法。地震震源机制的冲击、下降和倾斜，经反演可以确定应力模式或偏应力张量。该张量由最大剪切应力规范化，此应力约束六个自由度中的四个，以获得绝对应力张量。

震源与参考时间的绝对应力张量。首先，研究人员使用应力反演方法从一组震源机制解的数据集估计了应力模式。这个过程约束了绝对应力张量或三维莫尔圆的 6 个自由参数中的 4 个。根据每个数据集的结果，研究人员合理地假设震源处的垂向应力等于覆盖层的重量。这样可以约束与绝对应力张量的各向同性部分或三维莫尔圆在莫尔图横轴上的绝对位置，及相对应的另一个自由参数。

以参考孔隙压力为选定参数，建立三维绝对应力场模型。为了建立参考时间的三维绝对应力场模型，采用了基于贝叶斯统计推理和 Akaike 贝叶斯信息准则建立的反演技术。经过一系列计算，求得模型参数的最佳估计值  $\hat{\mathbf{a}}$ ，并将  $\hat{\mathbf{a}}$  代入下式得到绝对应力场各分量。利用该方法，只利用参考孔压参数对绝对应力场进行建模，而不需要考虑地壳的负载过程。

$$\tau_{ij}(\mathbf{x}) = \sum_{m=1}^M a_{ij}^m \Phi_m(\mathbf{x})$$

应力张量的估计误差。当一个物理量  $Q$ ，由下式的模型参数线性组合表示时，

$$Q = \sum_{i=1}^{6M} q_i a_i$$

协方差矩阵  $Ca^{\wedge}$  的数值变化可以按下式计算：

$$\text{var}(Q) = {}^T q C(\hat{a}) q$$

其中， $q$  是  $6M \times 1$  向量，其中第  $i$  个分量为  $q_i$ 。

然而，计算最大剪应力等物理量的方差并不是那么简单，因为它们不是由模型参数的线性组合表示的。为了评估常规标量的估计误差，根据以下公式生成一组多元正态随机数，即一组综合模型参数，来计算绝对应力张量和集中标量。这个过程重复进行，并对数值的置信区间进行评估。

$$p(a) = (2\pi)^{-n/2} |C(\hat{a})|^{-\frac{1}{2}} \exp \left[ -\frac{1}{2} (a - \hat{a}) C(\hat{a})^{-1} (a - \hat{a}) \right]$$

1992 年兰德斯地震震源区的三维绝对应力场研究。大地震对震源周围较广区域的构造应力场有重要影响。为了约束震源区附近的绝对应力场，并且由于大地震引起的同震应力扰动是可以估计的，需要确定地震如何改变构造应力模式，即同震应力旋转，这一点至关重要。如图 1，1992 年 6 月 28 日，7.3 级兰德斯地震发生在美国加州东部剪切带的南端，南圣安德烈亚斯断层以北 20~30km 处。

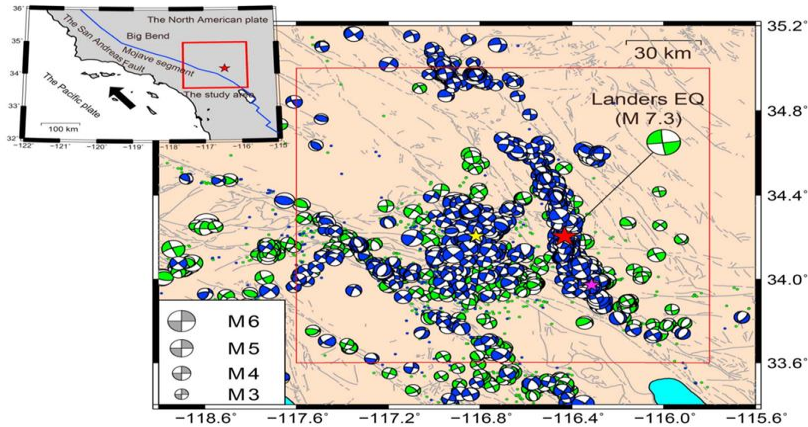


图 1 研究区地图及分析所用数据

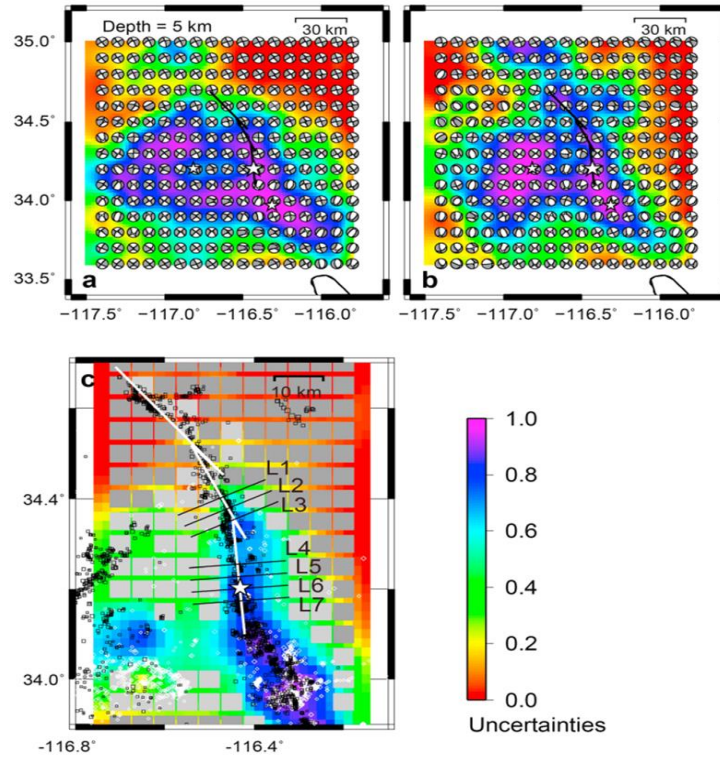


图 2 兰德斯地震前后构造应力格局（深度= 5 km）。

（a）前期的构造应力格局；（b）后期的构造应力格局

兰德斯地震前后的应力模式。以 1992 年兰德斯地震震源区为研究区，利用 CMT 数据反演方法估计震源区应力分布及同震应力旋转。利用模型参数的最佳估计值，得到了两个时段的应力场各分量，并表示为连续函数。但是，只有六个分量的相对值具有物理意义。图 2a 和图 2b 显示了下半球的应力分布投影，其中节点面对应于每个位置的最大剪切面。图 2a 为前期构造应力格局，2b 为后期构造应力格局，图 3c 为由兰德斯地震引起的同震应力旋转。

用三种典型的参考孔隙压力建立三维绝对应力场模型。研究人员使用前面描述的方法，编制了兰德斯地震震源时间（参考时间）的绝对应力张量数据集。在原始数据集中，研究人员使用了主震前期的所有震源机制解。图 3 表示兰德斯地震前 5 km 处的绝对应力场。4a、4b、4c 分别为  $C=0.0$ 、0.5、0.8 时计算的绝对应力场。(a)-(c)的色阶表示最大剪应力。

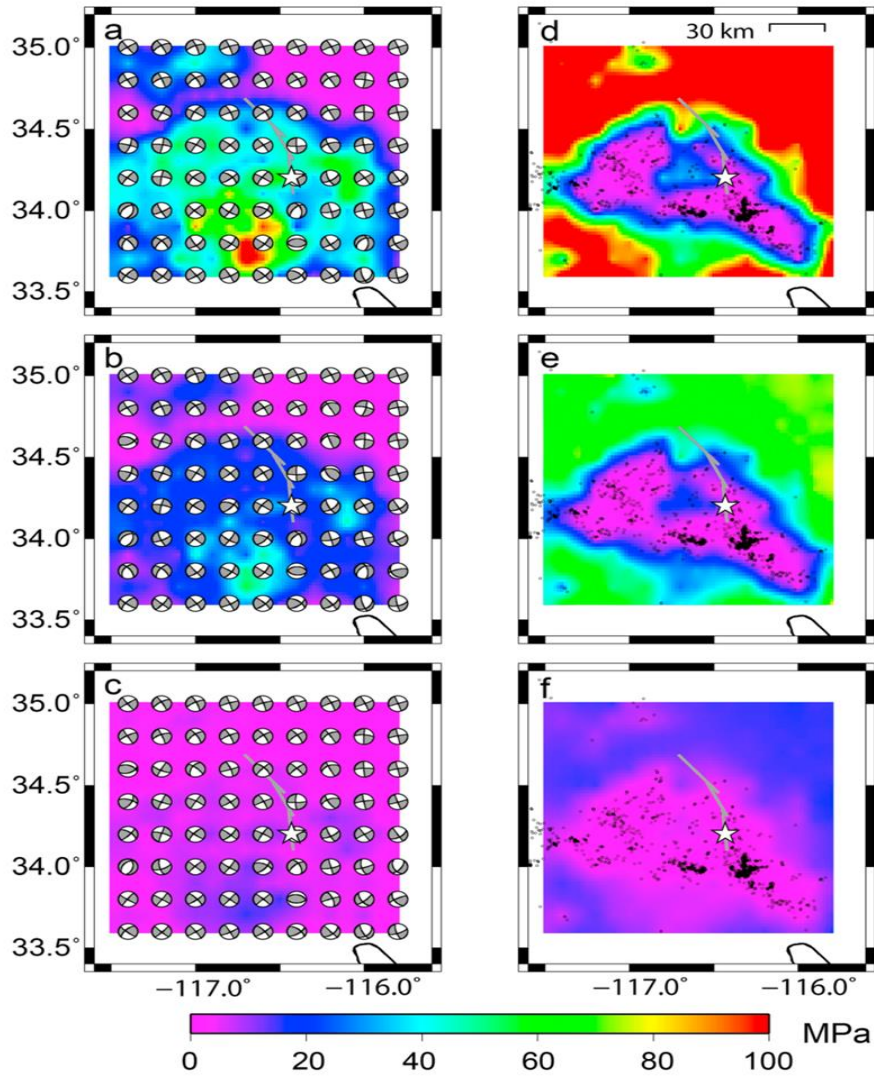


图3 兰德斯地震前 5 km 处的绝对应力场

估算三维绝对应力场。将同震应力场叠加到兰德斯地震前的绝对应力场上，得到主震后的绝对应力场，条件分别为  $C=0.0$ ,  $0.5$ ,  $0.8$ 。图 4 表示在(a)5km 和(b)10km 深处兰德斯地震引起的同震应力扰动。同震应力扰动图如图 2 所示。图 4(a)和(b)中的色标表示同震应力扰动的最大剪应力，星星和黑色部分与图 2 中的相同。根据同震应力旋转、作用于主震断层上的剪应力变化以及弹性应变能量变化的结果，综合得出， $C=0.0$  时的应力场最为真实。



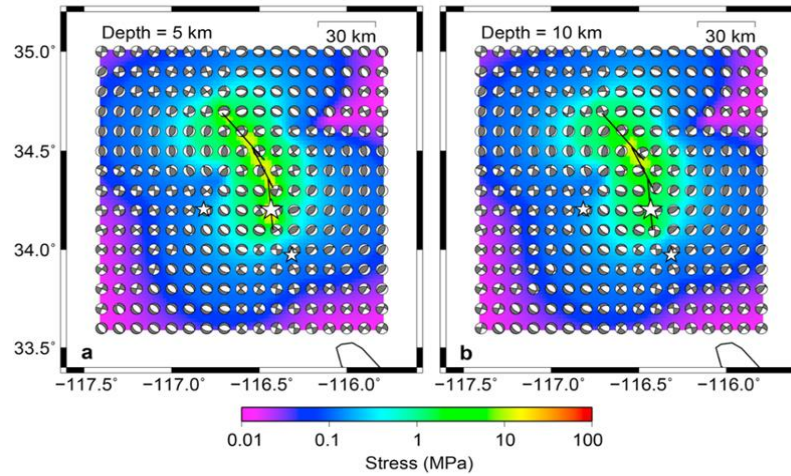


图 4 在 (a) 5km 和 (b) 10km 深处兰德斯地震引起的同震应力扰动

整体而言，本研究提出了一种利用地震震源机制和参考孔隙压力作为单一参数，对三维绝对应力场进行建模的方法。在该方法中，通过检验与应力模式相关的断层方向，按照以参考孔隙压力为特征假定的库伦破坏准则，计算了绝对应力张量的六个分量。然后，对绝对应力张量的数据集应用了基于贝叶斯统计推理和 **Akaike** 贝叶斯信息准则的反转技术，以对三维绝对应力场进行建模。此方法中没有假设地壳负载过程。三维绝对应力场是根据南加州数千个震源机制进行模拟的。本研究计算了主震引起的同震应力扰动，揭示了同震应力旋转与参考孔隙压力之间的定量关系。通过应力反转分析获得对同震应力旋转的约束，确定了主震断层作用的剪切应力时间变化、弹性应变能量，以及估算兰德斯震源区三维绝对应力场所需的最适合参考孔隙压力。兰德斯地震前深度 5 km 和 10 km 的最大剪切应力分别为  $44 \pm 15$  和  $79 \pm 24$  Mpa，同为静水参考孔隙压力。研究人员认为，包括兰德斯地震主震断层在内的陆内活动断层的压力状态，可以用安德森-比耶利应力条件进行适当描述。

来源：Terakawa T. & Hauksson E. Absolute stress fields in the source region of the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 8874–8890, Doi:10.1029/2018JB015765.



## 日本海沟俯冲带北部的浅部低频震颤

研究人员利用沿日本海沟的海底地震和海啸观测网的记录，在日本海沟北部俯冲带发现了浅层低频震颤。这些震颤沿着 10~25 km 深度的板块边界排列，发生在 Tokachi 和 Sanriku 这两个区域。在所研究的 1.75 年中，在 Tokachi 确定了两幕持续数周的事件。在这些事件中，震颤与非常低频的地震群同时发生，并沿着海沟横向移动约 120 km。相比之下，Sanriku 地区的震颤持续时间较短，并以较短的间隔重复。震颤行为的变化，例如持续时间、复发、迁移以及与极低频率地震的关联，表明浅板界面处的摩擦性质沿走向具有不均匀性。相关研究成果于 2019 年 5 月发表在 Geophysical Research Letters。

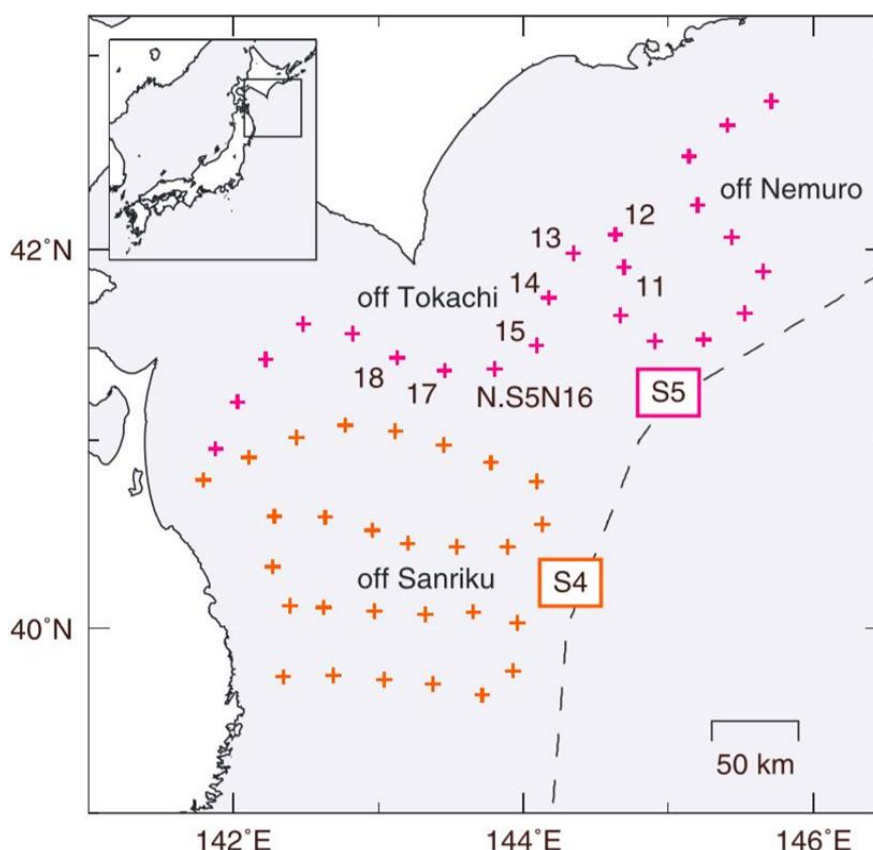


图1 本研究使用的 S4 和 S5 电缆段上的 50 个 S-net 站的分布

在过去的 20 年中，全世界发现了一系列新的慢地震。主频率为几赫

兹的低频震颤已经在俯冲板界面上确定。震颤经常与缓慢滑动事件(SSE)一起发生并迁移,一般会持续几天到几周,这被称为幕式震颤和滑动。在极低频率(VLF)成分中占主导地位的慢地震也与震颤活动同时发生。在南海(Nankai)海沟附近海域发生的VLF地震也被陆地上的地震网络检测到。这些VLF地震显示逆断层机制且与浅层10 km以上的板块界面滑移一致。最近,利用在浅层界面上方的海底观测也证实了浅层震颤。震颤和VLF地震一起发生并显示出明显的沿走向的移动。这些观察类似于深部幕式震颤和滑动现象,其中震颤和VLF地震伴随着SSE并共同迁移,可能意味着未检测到的浅部SSEs。其他证据,如海上钻孔记录的孔隙压力瞬变,以及它们与VLF地震的累积时刻密切相关,也支持浅层SSE的存在。

与广泛研究的南海海沟相比,日本海沟的慢地震观测很少。尽管使用来自远距离陆上网络的数据已经识别出沟沟附近的VLF地震,但是没有震颤的证据。在Tohoku-Oki地震之前,海上压力测量也表明SSE的发生。此外,在Tohoku-Oki地震之前对前震迁移的观测表明,SSE迁移到了Tohoku-Oki震源。尽管这些观察结果导致研究人员推断出震颤或SSE的存在,但仍不清楚日本东北部的震颤是否与VLF地震相关,以及它是否表现出与深部慢地震相似的迁移模式。解决这些问题对于理解该区域俯冲界面的断层行为非常重要。

研究人员使用的数据是2017年1月1日至2018年9月30日在日本海沟北部俯冲带的S4和S5电缆段上的50个S-net站记录的连续三分量速度地震图。检查这些地震图,发现典型的震颤信号的特征是频率在2~10 Hz之间持续高振幅。尽管没有消除仪器响应,但是可以清楚地识别该频带中的震颤信号。为了检测和定位信号源,采用包络线相关方法,每1分钟使用半重叠2 min时间窗口。

在该分析中,包络线由三分量地震图的平方和的平方根给出。对于每

个时间窗口，寻找滞后时间，该滞后时间的产生来自每对站包络线之间的最大互相关。假设它是差分 S 波传播时间，通过网格搜索程序确定震颤源的位置。这种搜索找到了最大化方差减少（Variance Reduction, VR）的解决方案：

$$VR = 1 - \left[ \sum_{i=1}^N \left\{ C_i \{ dt_i^{obs} - dt_i^{cal} \} \right\}^2 / \sum_{i=1}^N [C_i dt_i^{obs}]^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

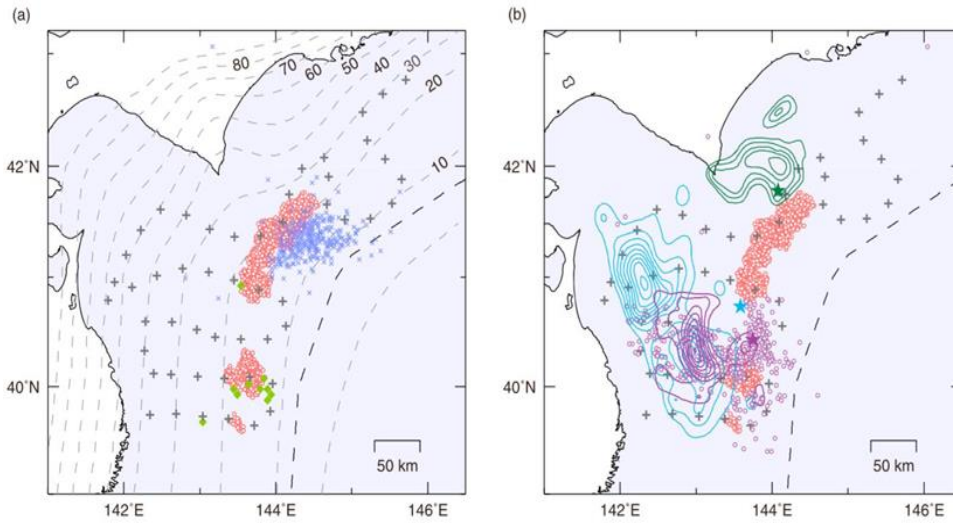


图 2 本研究中确定的震颤源

由于该方法的深度分辨率较差，研究人员假设震颤源位于 Kita 等人（2010）和 Nakajima 与 Hasegawa（2006）定义的板界面处。为了获得可靠的位置，仅使用  $C_i \geq 0.7$  的站对的滞后时间，在五个或更多站点达到相关阈值时进行搜索，并且接受  $VR \geq 80\%$  的解决方案。此外，拒绝辐射地震能量小于  $10^4 J$  的非常微弱的震源。

上述方法可以成功地定位震颤，但也经常检测非震颤信号。为了区分，研究人员采用了基于单链路聚类分析的事件聚类方案，并选择了在空间和时间上强聚类的解决方案。这种聚类方案定义了事件源之间的时空距离， $d_{ST}$

$$d_{ST} = \sqrt{d^2 + C^2 t^2}$$

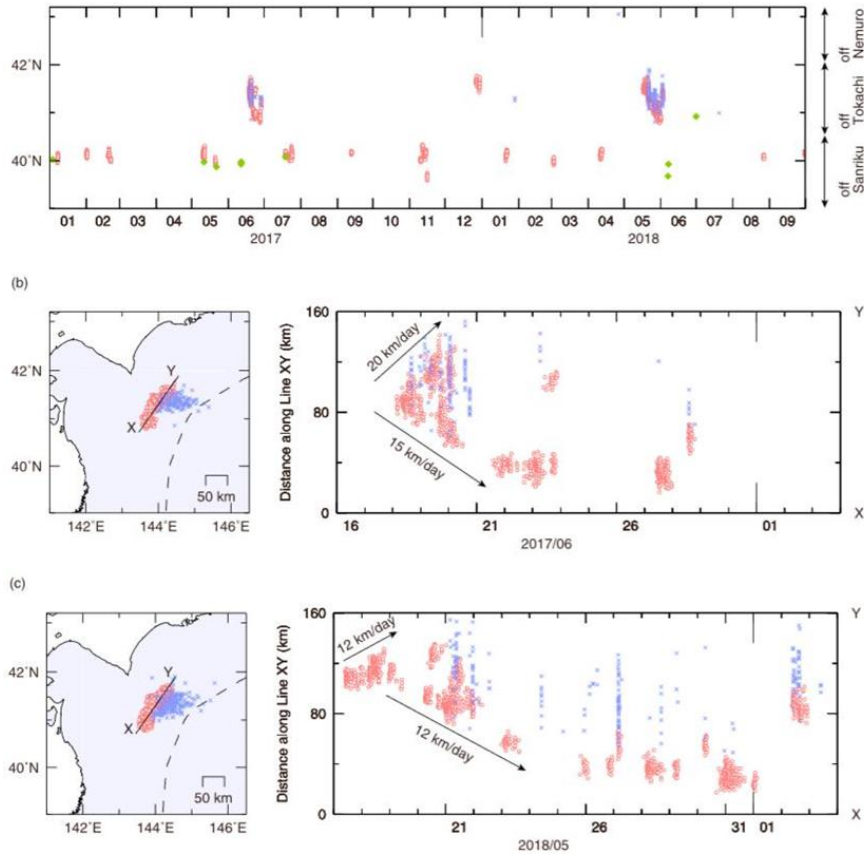


图 3 a: 研究中 1.75 年内震源的时空演化; b: 2017 年 6 月沿着 X-Y 的震颤源位置和时空演化;  
c: 2018 年 5-6 月的震颤源位置和时空演化

图 2a 显示了本研究中确定的震颤源的位置。它们位于沿着海沟的带状区域,集中在 Tokachi 和 Sanriku 两个区域。在 Nemuro 附近没有发现震颤。在 Tokachi 和 Sanriku 的地区,使用阵列信号处理方法和与陆地高灵敏度加速度计及宽带地震计 (F-net) 记录的互相关分析发现 VLF 地震。虽然这些 VLF 地震的位置不受远距离陆基站的限制,但震颤发生在类似的位置,并且在时间上也与后面提到的 VLF 地震同时发生。在过去的半个世纪中,该地区发生了三次巨型地震: 1968 年 (Mw 8.2 Tokachi-Oki 地震), 1994 年 (Mw 7.7 Sanriku-Oki 地震) 和 2003 年 (Mw 8.3 Tokachi-Oki 地震)。震颤源位于这些巨大地震滑动区域的上倾边缘附近。值得注意的是,在 1968 年和 1994 年的地震中观察到的 40.5°N 附近的震颤间隙与初始破裂的位置

一致。此外，还发现 1994 年地震的余震避开了震颤区并填补了这一空白。

图 3a 显示了检查的 1.75 年震颤源的时空图。在 Tokachi 地区，2017 年 6 月和 2018 年 5 月至 6 月确定了强烈的震颤活动。两次震动都发生在沿着海沟走向超过 120 km 的地方，发生在 VLF 地震期间。2017 年的震颤在前几天双边移动，东北方向的速度约为 20 km/day，西南方向的速度约为 15 km/day。然后，西南地区的震颤持续了将近一周，静止期约为 3 天。相比之下，2018 年的震颤始于向东北方向移动，速度约为 12 km/day，大约 2 天后，以相似的速度向西南方向移动，持续约 2 周。在这些之外，Tokachi 的震颤活动非常安静。Sanriku 地区发生更频繁的震颤事件，复发间隔为 1~4 个月，每次持续半天至 5 天，部分与 VLF 地震同时发生。研究人员还发现，震颤似乎是由附近的中等地震引发的。2017 年 7 月 24 日，在 Sanriku 附近的震颤区的下倾端发生了一次 5.6 级地震，特征与板间逆冲断层相符。在 Mw 5.6 地震之后，立即在周围的站点识别出相干的震颤信号，与发出尖锐起伏的普通余震信号分开。震颤信号持续 20 h，其源位置沿着走向跨越 40 km，沿着倾角跨越 50 km。

研究人员利用 S-net 的记录识别了日本海沟北部俯冲带的浅层低频震颤。震颤发生在沿着沟槽走向的狭窄区域内，沿着板界面 10~25km 的深度轮廓分布。这个深度范围与南海西端的 Hyuga-nada 浅层震颤的深度范围几乎相同。东北部的 Tokachi 震颤区的东北部位位于比西南部更深的板块界面。这种差异的一种可能解释是假定的板块几何形状不正确。如果震颤遵循等深轮廓，震颤的分布可能有助于约束板块几何形状，特别是在难以分析它们的近海区域。另一个解释是，震颤深度实际上因地点而异。在此情况下，这种差异可能会反映出温度和压力等环境条件的变化。

研究人员发现日本海沟北部俯冲带的震颤与南海的浅层和深层震颤有共同的特征。在每种情况下，震颤活动都集中在持续半天到几周的幕式活



动中，并且通常在空间上和时间上与 VLF 地震相关。震颤源沿走向的迁移也是常见的。在这项研究中观察到的迁移速度与南海的深震颤相似，并且略低于 Hyuga-nada 的浅震颤。南海东部非常浅的震颤也表现出类似速度的侧向迁移。这些观察结果表明，日本海沟北部俯冲带的物理过程与其他区域相似。日本海沟北部俯冲带震颤的一个显著特征是震颤源的空间不均匀性。震颤仅限于 Tokachi 和 Sanriku 之间的两个地区，它们之间有明显的间隙，沿着海沟延伸约 50 km。之前的大地震破裂和余震在这个间隙内广泛分布，这表明在平行于海沟方向的浅部板块界面处的潜在摩擦不均匀性可以控制滑动的速度。

震颤幕的持续时间和连续幕之间的复发间隔也随着沿沟沟的位置的变化而变化。在 Tokachi 观察到两次持续几周的震颤，其间静止约 1 年，在 Sanriku 持续时间仅半天至 3 天，间隔时间为 1~4 个月。这种差异也表明了摩擦性质沿走向的变化。此外，与 Sanriku 地震相比，Tokachi 地震的地震能量往往较高。当使用阵列信号处理方法时，在 Sanriku 附近发生缺乏可检测的 VLF 地震，这表明 VLF 地震的震级小于 Tokachi 的震级。震颤能量与 VLF 地震震级的差异也可能反映出侧向摩擦力的不均匀性。在 Tokachi 的震颤区内，东北部的震颤显示出明显的迁移，与 VLF 地震很好地吻合，而震颤迁移和与 VLF 地震的关联在西南部则不太明显。这种差异也可以通过摩擦性质的不均匀性来解释。

来源：Tanaka S, Matsuzawa T. & Asano Y. Shallow low-frequency tremor in the northern Japan Trench subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 46, 5217–5224, Doi:10.1029/ 2019GL082817.

---

主 送：中国地震局领导

联 系：中国地震科学实验场管理部 Email:sycglb@ief.ac.cn