

2025 圣托里尼-阿莫尔戈斯危机由从火山活动向常规构造活动的转变引发

Lippiello E.^{1,*}, Petrillo G.², Godano C.^{1,3}, Papadimitriou E.⁴, Karakostas V.⁴ & Anagnostou V.⁴

¹Department of Mathematics and Physics, University of Campania “L. Vanvitelli”, 81100 Caserta, Italy.

²Earth Observatory of Singapore, Nanyang Technological University, Singapore

³Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia, Napoli, Italy.

⁴Geophysics Department, Aristotle University of Thessaloniki, GR 541 24 Thessaloniki, Greece

火山区域下方的流体运动可能会影响地震活动，但将地震和火山系统联系起来的过程尚未完全理解。2025 年初，在圣托里尼附近发生了不同寻常的地震序列，为这些互动提供了新的见解。在这里我们展示这个序列可能是由火山综合体下方流体的累积和迁移所引发的。地震和地面变形数据揭示了一个从深层流体堆积和微裂缝发展到科隆博火山下浅层地震集中的过程。这一系列事件最终导致了一场持续四天的地震，行为类似于沿着 16 公里断层缓慢传播的单一破裂，释放的能量相当于 6.2 级地震。破裂之后是一个典型的余震序列。这些观测结果表明，流体驱动的过程可以产生大地震，并以与构造主震相似的方式重新分配应力。这挑战了关于如何连接和评估地震和火山灾害的传统观点。

1 介绍

流体迁移和应力重新分布在驱动地震和火山活动方面发挥着根本作用，特别是在构造活跃的火山区。已经提出了多种机制来解释流体诱发的地震，包括孔隙压力扩散以及断层间的应力传递¹⁻⁵。这些事件通常震级较小，但可能以群发或集群模式发生。类似地，岩浆超压的变化可以通过岩脉侵入、储库膨胀或热液活动^{6,7}促进火山喷发的地震触发。然而，这些机制之间的相互作用及其对地震-火山相互作用的更广泛影响仍然是开放性问题。

圣托里尼位于扩张的爱琴海后弧区域，由于其复杂的构造环境和活跃的火山系统，为研究这些耦合过程提供了独特的条件（参见补充信息）。该地区在过去几十年中经历了断续的地震和火山活动，过去的序列显示出既有岩浆又有构造影响的迹象。

2025 年初，在圣托里尼岛和阿莫尔戈斯岛之间的海域以及附近的科隆博火山附近发生了一次极为异常的地震序列（参见图 1）。该序列并非始于一次单一的大破裂，而是逐渐发展了数周时间。在这里，我们详细分析了这一序列，整合了地面变形数据、地震重定位以及对地震活动进行了精细的统计分析。我们发现了五个不同阶段的发展证据，开始于深部流体积累和向上迁移，随后是一个释放相当于 6.2 级地震能量的缓慢破裂，并最终形成了一个典型的余震序列。这些发现揭示了一个由火山过程引发构造样地震的情景，为流体诱发地震动力学提供了新的见解，并挑战了当前对地震和火山灾害评估模型的

认识。

2 结果

过去和现在的地震活动。研究区域内过去 15 年的地震位置，突出了圣托里尼火山口附近的突发性地震活动（补充图 2）。在 2011 年和 2012 年期间，火山口中记录到了显著高的地震数量。这一地震序列之后是一段平静期，直到 2024 年观察到明显的重新激活。这种活动似乎与靠近科隆博火山的地震有关。该区域在 2011 年和 2012 年展示了地震活动的显著增加。在这里，即使是在火山口中低活跃期内，地震的发生也持续存在。图 1 显示了从 2025 年 1 月记录到事件的位置地图。

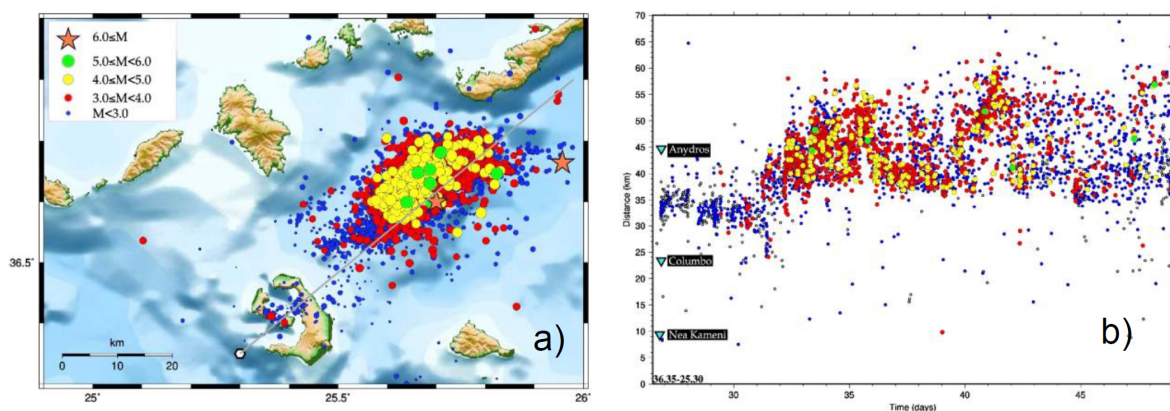


图 1: 自 2025 年 1 月 1 日以来研究区域的地震活动演化。(a) 2025 年 1 月 1 日至 3 月 16 日期间，6554 次 $M > 1.0$ 地震的震中分布。符号的颜色和大小根据地震震级进行缩放，如图例所示。两颗星描绘了 1956 年的两次主震，较大的代表 M7.7 阿莫尔戈斯地震，较小的代表 M6.9 圣托里尼地震。六边形是起始点，因为时空图沿灰色线绘制。(b) 在 (a) 中的地图视图上显示的地震的空间时间图，始于 1 月 25 日，持续 50 天。新卡梅尼、哥伦博和安德罗斯的位置由倒三角形表示，并在其旁边标注了相应的位置名称。符号的颜色和大小如 (a) 中所示。

以下，我们按时间顺序概述了从 2024 年 1 月到 2025 年 3 月期间发生的五个构造活动阶段。在分析中我们使用了重新定位目录⁸的数据，该数据涵盖了 2024/01/01 至 2025/03/16 的时期，包含 6554 个 $M > 1$ 地震。

阶段 1 - 静态区间 最初，从 2024 年 1 月 1 日至 5 月 11 日，圣托里尼地区的地震活动相对较低，代表了典型的稳定构造应力条件。地震分布主要反映了与爱琴海南部持续扩张一致的正断层机制。在此阶段，地面变形大致保持恒定，尽管有一些波动，这表明它不是导致观测到的地震活动的主要驱动机制（图 2）。

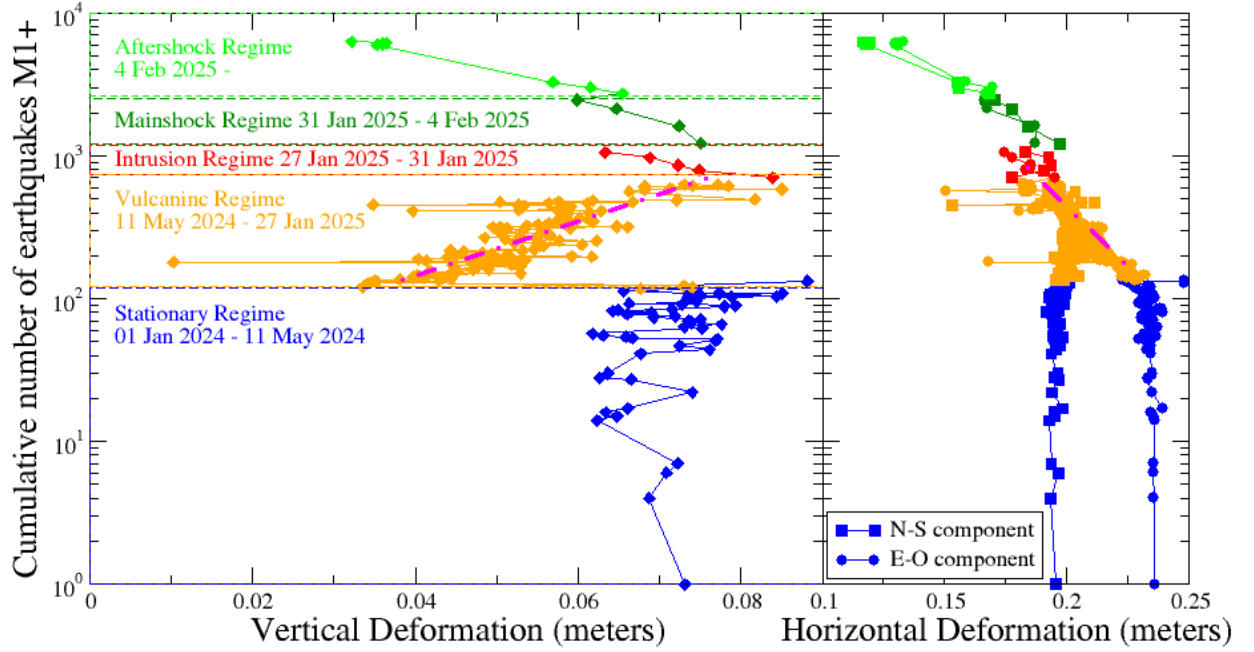


图 2: 记录的 $M > 1$ 地震累积数量 $N(t)$, 从 2024 年 1 月 1 日以来的时间 t 绘制与在同一时间 t 在连续 GPS 站 SANT 测量的变形 $\delta(t)$ 的关系图。(a) 垂直分量。(b) 水平分量, 其中东-西分量已被水平偏移以叠加北-南分量。不同的颜色对应不同的阶段。洋红色虚线代表指数拟合 $N(t) \sim \exp(c\delta(t))$ 。

第二阶段 - 火山活动期 地震活动在 2024 年 5 月 11 日表现出显著变化, 表明进入了一个新的火山阶段。GPS SANT 站记录了显著的垂直变形, 显示出地表下应力条件的重大变化。事实上, 将地震累计数量作为地面变形的函数绘制 (见方法), 我们观察到一个明显的指数趋势 (图 2)。这表明地震的发生机制是由来自深处增强的压力引起的地面变形驱动的⁹⁻¹⁶。在东-西 GPS 分量中也观察到了指数趋势, 与变形影响地震性一致, 而北-南分量仍然保持不变, 没有显示出与地震发生的相关性。同时, 地震活动发展成明显的群集, 最初集中在圣托里尼火山口下方, 随后逐渐向科隆博火山迁移 (见补充图 3)。总共记录了 552 次地震 $M > 1$, 最大震级为 $M = 3.8$ ¹⁷。这一阶段的总体情况与岩浆超压增加一致, 这通常预示着火山喷发或显著的岩浆侵入。

第三阶段 —— 入侵制度 从 2025 年 1 月 27 日至 1 月 31 日, 地震活动经历了一个明显的过渡阶段。我们将参考时间 t_0 定义为 2025 年 1 月 31 日 12:00。到这一点之前的四天显示出明确的过渡阶段迹象, 特征是若干显著观察结果:

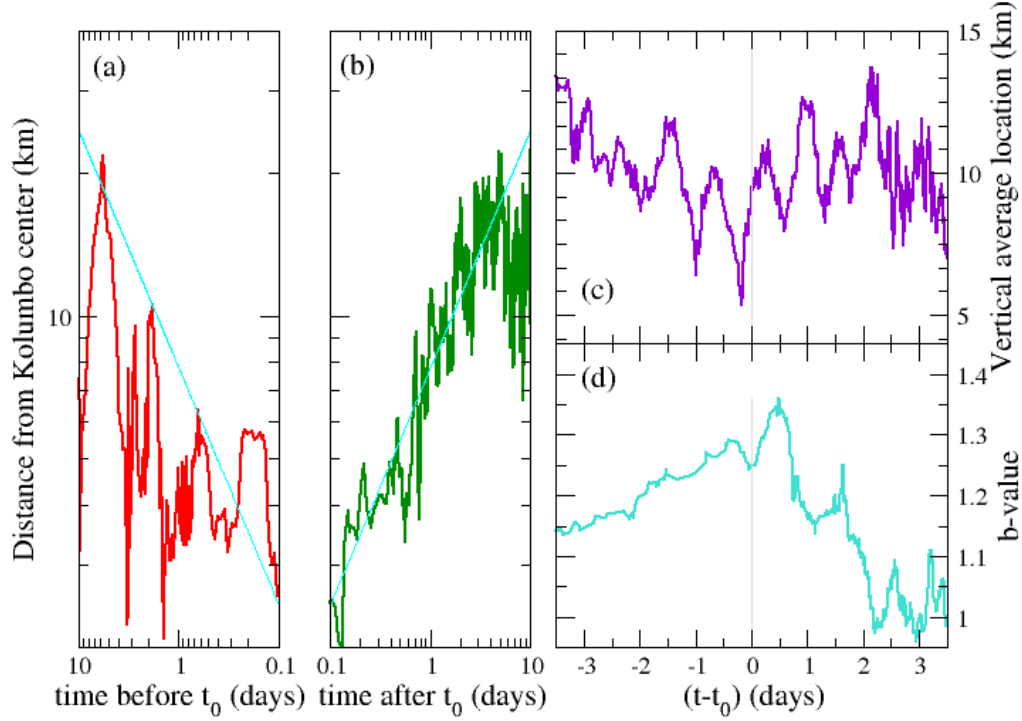


图 3: 地震活动在侵入和主震阶段的演化。(a) 地震震中的平均距离 $\delta r(t)$ 从 Columbo 火山中心 $\mathbf{x}_K$ 作为时间差函数从 t_0 (2025 年 1 月 31 日 12:00) 对于 t_0 之前的时间。(b) 与面板 (a) 相同, 但适用于 t_0 之后的时间。天青色的线代表了拟合 $\delta r(t) = \sqrt{4\pi D|t - t_0|}$ ¹⁸, 这是具有扩散系数 $D = 4.8 \text{ km}^2/\text{day}$ 的扩散过程所预期的。(c) 震级为 $M > 1$ 的地震平均焦深作为 $t - t_0$ 的函数。(d) 使用 b-more-positive 方法估计的 b 值, 绘制为其随 $t - t_0$ 变化的函数。

- 垂直 GPS 分量的变形方向性的变化，表明 SANT 站位置开始出现向下变形（图 2）。
- 地震活动向科伦坡火山中心， $\mathbf{x}_k = (36.537, 25.547)$ ，汇聚的证据来自于震中距离平均值从 $\mathbf{x}_K$ 的变化（图 3a）。
- 记录地震活动的平均焦深度下降，从大约 15 公里降至约 5 公里，当接近 t_0 时（图 3c）。
- 古腾堡-里克特 b 值的增加，使用 b 更正法^{19,20} 计算（见方法部分），在 t_0 后不久达到 $b \simeq 1.4$ 的峰值（图 3d）。

这些综合结果表明，岩浆流体正在上升，并对位于哥伦博火山下方的浅层储层施加压力。在此过渡阶段中，定位了 378 次地震事件，具有 $M > 1$ ，最大震级达到 $M = 3.4$ 。

阶段 4 - 主震阶段 值得注意的是，自 1 月 31 日起，地震活动进入了异常阶段，表现为地震活动的急剧增加，之前阶段识别的所有模式——如向 $\mathbf{x}_k$ 收敛、震源深度减少以及 b 值的增加——都出现了突然逆转（见图 3）。在 t_0 之后的 4 天内，我们使用 $M > 1$ 定位了 1401 次地震，其中包括约 20 次震级超过 $M = 4.5$ 的事件。由于短期余震的不完整性，这一时期实际发生的 $M > 1$ 次地震数量很可能远高于记录的数量。使用 a 正方法²¹（见方法）进行估算表明大约有 3×10^6 $M > 1$ 次地震，最大震级为 $M_{sup} = 5.1$ ，累积释放的地震矩相当于一次单一的 $M \simeq 6.2$ 级地震（见方法）。

这一阶段（见图 3b）表现出持续的地震活动，沿断层结构扩散，持续了四天。估计的地震扩散系数为 $D \approx 4.8 \text{ km}^2/\text{day}$ （图 3b），这强烈支持流体驱动机制^{22,23}。在这种情况下，岩浆流体可能利用了前一微破裂阶段形成的现有断裂网络，渗透到相邻的构造断层。

在我们的框架中，地震活动可以解释为一次大规模的主要地震，其传播前导波激活了一条长约 16 公里的断层段，这是一次大约 $M \simeq 6.3$ 地震的典型长度²⁴。

与典型的构造地震不同，后者的特点是短暂而强烈的破裂传播，持续数秒，这次由流体驱动的主要地震则持续了几天。

前波传播伴随着沿断层方向（大约与 SANT 站成 45 度角）的变形，如水平变形分量的几乎平行演化所示（图 2b）。同时，垂直变形显示出持续下降。

第五阶段——余震期 2 月 4 日之后，地震活动转变为一个定义明确的余震阶段，其特征是地震率随着时间系统的衰减，这一过程可以用奥姆里-宇津经验定律²⁵ 准确描述（图 4）。对该衰减进行定量分析显示了一个奥姆里指数 $p \approx 1.5$ ，显著超过典型的构造余震序列，后者一般表现出的指数范围为 $p = 0.8 - 1.2$ 。升高的 p 值与之前观察到的流体诱发地震性一致，反映出快速孔隙压力扩散^{26,27} 导致了加速应力释放。这种加速衰减的物理机制与流体压力动力学有关。在之前的地震阶段，岩浆流体注入显著提高了孔隙

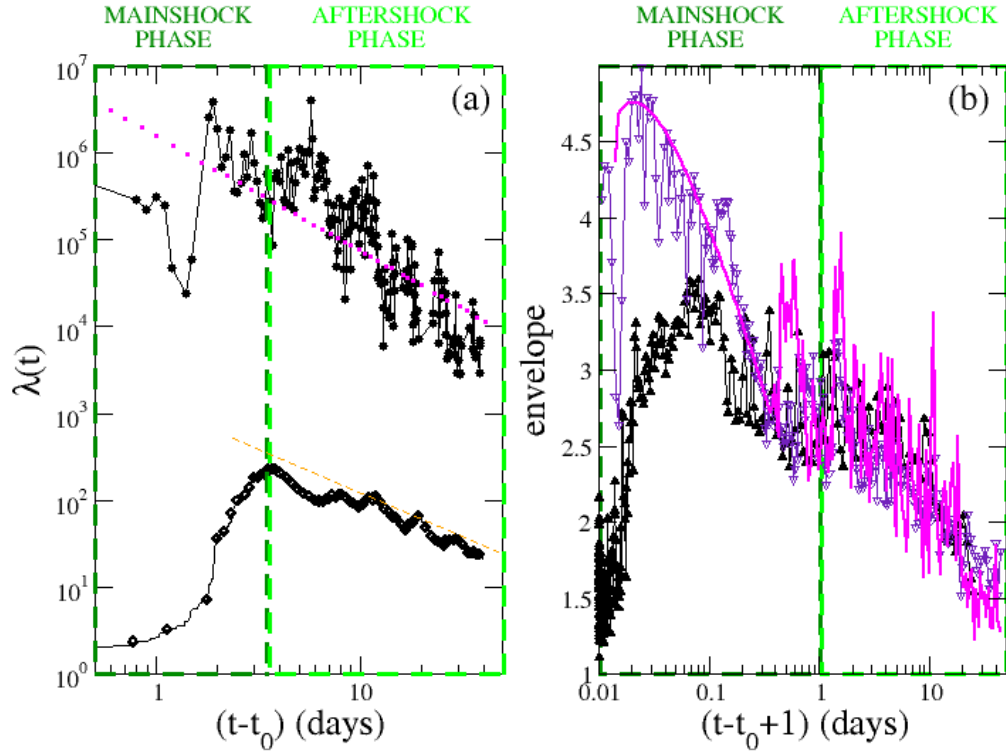


图 4: 地震活动在余震阶段。(a) 具有 $M > 1$ 的每日地震发生率作为时间的函数绘制, 使用传统方法 (空心菱形) 和 α -正方法 (实心圆圈) 估计了 $\lambda(t)$ 。(b) 在 Thera 站记录的信号包络线函数 (见方法部分) 作为自 2025 年 2 月 2 日以来的时间函数绘制 (填充向上的三角形)。空紫色三角形代表在 DAT 站记录的 $M = 6.1$ Kos 地震信号的包络, 通过减去 1.8 进行垂直平移, 并将时间轴按 300 的比例缩放。洋红色虚线表示由一次 $M > 6$ 主震触发的常规余震序列所预期的合成包络, 时间尺度同样以 300 的比例缩放 (见方法部分)。

流体的压力,降低了有效法向应力,并使得广泛的断层重新激活成为可能。流体注射停止后,孔隙压力迅速扩散,快速恢复了较高的有效应力,从而导致地震活动的急剧下降。这种由流体驱动的孔隙压力扩散机制本质上促进了更快的压力均衡,导致奥米里衰减率($p > 1.2$)升高,与纯粹的地震序列²⁶相比。

与“经典”的余震制度一致的行为观念得到了包络函数 $\mu(t)$ (图4b)行为的证实。 $\mu(t)$ 的时间演化实际上与地震序列²⁸⁻³⁰中余震的时间组织密切相关(方法部分)。为了支持我们的结论,我们将从 THERA 站点记录的信号中获得的 $\mu(t)$ 与2017年在爱琴海空间上最近的空间主震 $M > 6$,即 $KOSM = 6.1$ 地震中获得的一个进行比较,该地震涉及类似于圣托里尼-阿莫戈斯序列所涉及的断层段。更精确地说,我们发现将时间尺度乘以因子300后,在余震阶段 Santorini-Amorgos 和 Kos 序列的 $\mu(t)$ 衰减是相似的($t > t_0 + 4$)。这种时间轴的比例调整反映了这两个序列之间的时间尺度差异, Santorini-Amorgos 序列中的过程异常慢于典型的主震-余震活动。在主震阶段($t < t_0 + 4$)的关键区别仍然体现在包络线上: $\mu(t)$ 的峰值对于 Santorini-Amorgos 序列显著低于 Kos 序列。这可以很容易地通过 Santorini-Amorgos 主震的异常性质来解释,其展开的时间窗口比 Kos 事件长得多。然而,如前所述,在主震阶段释放的总地震能量在两种情况下是相当的。

3 讨论与结论

这一不同寻常的地震序列凸显了几个关键的科学意义。首先,它展示了地震事件如何通过构造促进的流体迁移减轻岩浆过度压力,从而有效缓解火山喷发的危害。大量且快速裂隙网络的开启,正如高 b -值和垂直变形反转所证明的那样,可能防止了原本可能会演变成喷发现象的情况发生。其次,长时间持续并由流体驱动的主震样地震活动挑战了传统的地震危害评估方法,要求采用新的模型,在延长的时间尺度上纳入流体迁移和应力重新分布。最后,这一序列揭示了在具有活跃构造断层系统的火山弧中,将火山和构造因素整合到危害评估中的必要性。

总的来说,2025年2月圣托里尼-阿莫戈斯地震序列提供了一个显著的自然案例,展示了流体驱动的地震活动如何调制火山风险,打破传统的地震范式,并重塑我们对地震序列的理解。对变形数据、统计参数(高 b -值和升高的 p -值)、深度迁移以及流体扩散过程的综合分析共同支持了一个统一解释,显著推进了我们对火山构造相互作用的科学理解。这个案例研究为在全球范围内制定未来的危害缓解策略提供了重要见解,特别是在类似的复杂火山-构造环境中。

4 方法

重定位过程 NLL-SSST-相干地震目录的重新定位是基于来自塞萨洛尼基亚里士多德大学地球物理系³¹和雅典国家天文台地质动力学研究所³²公报中的相到达数据。NLL-SSST-相干程序^{33,34}用于重新定位,地震速度模型来自³⁵。

事件累计数量与地面变形的图表。我们分析了位于圣托里尼岛（坐标 36.4336N 25.4226E）的 SANT 站自 2024 年 1 月 1 日起记录的日地面变形 $\delta(t)$ 。在同一时期，我们测量了震级为 $M \geq 1$ 的重新定位地震的累计数量，记作 $N(t)$ 。图 2 中的参数图是通过同时绘制 $N(t)$ 与 $\delta(t)$ 以及 t ，考虑三个变形分量而得到的。类似的结果是在考虑 $N(t)$ 的 $M > 2.5$ 次地震累计数量时获得的。

b 值的估计。 b 值，根据古登堡-里希特（GR）定律 $P(m) = b \log(10) 10^{-bm}$ ，决定了地震频度-震级分布的斜率，是地震预报中的一个关键参数³⁶。为了克服地震目录在完整性和时空变化方面的问题³⁷⁻⁴³，我们使用 b 值更大的估计器²⁰来估计 b 值，该估计器依赖于正震级差统计¹⁹。具体来说，对于每次震级为 m_i 的地震 i ，我们识别出在一天内并在震中 i 附近 25 公里范围内发生的首个后续地震 j ，其震级为 $m_j > m_i + \delta M_{th}$ 。然后，我们计算震级差值为 $\delta m_i = m_j - m_i$ 。仅关注此类事件之后发生的地震，我们计算该子集中 δm_i 的平均值，并将 b 值估计为 $b = \frac{1}{\log(10) \langle \delta m \rangle}$ 。结果是通过设置 $\delta M_{th} = 0.5$ 并在包含 10 事件的重叠窗口上应用平滑处理获得的。对于 $\delta M_{th} \in [0.4, 0.7]$ ，也发现了类似的结果。

来自哥伦博火山中心的扩散 我们计算了从被识别为哥伦博火山中心的坐标 $\mathbf{x}_k = (36.537, 25.547)$ 出发的所有地震的震中距。平均震中距 $\langle \Delta r \rangle$ 是通过将 10 个事件重叠窗口进行平均得到的。相同的滑动平均过程应用于测量作为时间函数的平均震源深度（图 3c）。扩散系数 D 通过拟合关系式 $\langle \Delta r(t) \rangle = \sqrt{4\pi(t - t_0)}$ 来估计。

主震阶段等效矩震级的估计 总地震矩释放量， $M_{tot} = \sum_{i=1}^N 10^{\frac{3}{2}m_i} = N b \log(10) \int_1^{M_{sup}} dm 10^{-bm} 10^{\frac{3}{2}m}$ ，其中 N 是 $M > 1$ 级地震的总数，并假设它们遵循上限震级为 M_{sup} 的 GR 定律。通过设置 $N = 3 \times 10^6$ 和 $M_{sup} = 5.1$ ，并采用从实验观察中获得的平均值 $b = 1$ ，我们得到与震级为 6.2 的单个地震相对应的 $M_{tot} \simeq 2 \times 10^9$ 。

地震发生率的评估 $\Lambda(t)$ 。传统的估计值 $\Lambda(t)$ 是通过测量观察 $k = 200$ 事件所需的时间 τ_k 获得的，得出 $\Lambda(t) = k/\tau_k$ 。a+ 方法²¹ 使用在评估 b 值时考虑的同一地震对之间的时间间隔 δt_{ij} 来估计发生率 $\Lambda_+(t)$ ，根据 b 更正估计器（参见上文）。具体来说，对于包含在 b 值计算中的每个地震 i ，我们还评估 $\lambda_i = 10^{b(m_i + \delta M_{th})} / \delta t_{ij}$ ，这是在考虑的时间窗口内的预期发生率。数量 $\Lambda_+(t)$ 由 $\Lambda_+(t) = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k (1/\lambda_i)$ 给出，其中求和是在时间 t 开始的区间内 $k = 200$ 事件上进行。我们对 $1/\lambda_i$ 进行平均，而不是对 λ_i 进行平均，以减少波动²¹。

地震信号的包络。地面速度的垂直分量通过在频率范围 $[2, 10]$ 赫兹应用带通滤波器处理，然后进行希尔伯特变换。接着计算所得信号的对数。包络函数 $\bar{\mu}(t)$ 通过对数平滑过程获得，平均窗口逐渐增加 $\Delta t_k = \Delta t_0(1 + \zeta)^k$ ，时长为 $\Delta t_0 = 0.1$ 秒和 $\zeta = 0.005$ 。

模拟信号的生成遵循在³⁰中介绍的过程。具体来说，我们在时间 $t = 0$ 处分配一个 $M = 6$ 级的主要地震，并根据 Omori-Utsu 定律生成分布于时间上的 N_{aft} 次余震。我们将 $N_{aft} = 375000$ 设置为反映由一个 $M > 6$ 级别主要地震触发的典型数量的余震，即 $M \geq 1$ 。

我们假设余震遵循 GR 定律，其 b 值为 $b = 0.95$ ，并根据^{28–30}中提出的幂律函数形式为每个余震关联一个信封。合成信封然后通过叠加各个余震的信封获得。如图 4b 所示，在合成信封中，时间尺度与用于模拟正常余震序列的一般值相比乘以了 300 倍的因素。

数据可用性

本研究中生成和分析的数据集可在 <https://doi.org/10.5281/zenodo.15111649> 获得。

作者贡献

所有作者均对概念发展、草稿撰写和文稿修订做出了同等贡献。

竞争利益冲突

作者声明不存在竞争利益。

致谢

E.L. 感谢来自 MIUR PRIN 2022 PNRR P202247YKL 的支持，C.G. 感谢来自 MIUR PRIN 2022 PNRR P20222B5P9 的支持。

参考文献

参考文献

1. Shapiro, S. A., Krüger, O. S. & Dinske, C. Fluid-induced seismicity: Pressure diffusion and hydraulic fracturing. *Geophysical Prospecting* **61**, 1–25 (2013).
2. de Arcangelis, L., Godano, C., Grasso, J. R. & Lippiello, E. Statistical physics approach to earthquake occurrence and forecasting. *Physics Reports* **628**, 1 – 91 (2016). URL [//www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0370157316300011](http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0370157316300011).
3. Elsworth, D., Spiers, C. J. & Niemeijer, A. R. Understanding induced seismicity. *Science* **354**, 1380–1381 (2016).

4. Schultz, R. *et al.* Hydraulic fracturing-induced seismicity. *Reviews of Geophysics* **58**, e2019RG000695 (2020).
5. Shcherbakov, R. A stochastic model for induced seismicity at the geothermal systems: A case of the geysers. *Seismological Research Letters* **95**, 3545–3556 (2024).
6. Manga, M. & Brodsky, E. E. Seismic triggering of eruptions in the far field: Volcanoes and geysers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **34**, 263–291 (2006).
7. Seropian, G., Kennedy, B. M., Walter, T. R., Ichihara, M. & Jolly, A. D. A review framework of how earthquakes trigger volcanic eruptions. *Nature Communications* **12**, 1004 (2021).
8. Karakostas, V. *et al.* Santorini – amorgos nll-ssst-coherence high-precision relocated earthquake catalog (2025). URL <https://doi.org/10.5281/zenodo.15111649>.
9. Voight, B. A method for prediction of volcanic eruptions. *Nature* **332**, 125–130 (1988).
10. Voight, B. & Cornelius, R. R. Prospects for eruption prediction in near real-time. *Nature* **350**, 695–698 (1991).
11. Klein, F. Hypoinverse earthquake location program (2000).
12. Kilburn, C. Precursory deformation and fracture before brittle rock failure and potential application to volcanic unrest. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **117** (2012).
13. Kilburn, C. R., De Natale, G. & Carlino, S. Progressive approach to eruption at campi flegrei caldera in southern italy. *Nature Communications* **8**, 1–8 (2017).
14. Kilburn, C. R., Carlino, S., Danesi, S. & Pino, N. A. Potential for rupture before eruption at campi flegrei caldera, southern italy. *Communications Earth & Environment* **4**, 190 (2023).
15. Bevilacqua, A. *et al.* Accelerating upper crustal deformation and seismicity of campi flegrei caldera (italy), during the 2000–2023 unrest. *Communications Earth & Environment* **5**, 1–14 (2024).
16. Godano, C., Convertito, V., Tramelli, A. & Petrillo, G. How ground deformation influences earthquake occurrence during the ongoing unrest at campi flegrei (2005-present. *arXiv:2503.20129* (2025).
17. Karakostas, V. *et al.* 2025 santorini–amorgos nll-ssst-coherence high-precision relocated earthquake catalog (1.0) (2025). URL <https://doi.org/10.5281/zenodo.15111649>. [Data set].
18. Shapiro, S. A., Huenges, E. & Borm, G. Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the ktb site. *Geophysical Journal International* **131**, F15–F18 (1997).

19. van der Elst, N. J. B-positive: A robust estimator of aftershock magnitude distribution in transiently incomplete catalogs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **126**, e2020JB021027 (2021). URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JB021027>. E2020JB021027 2020JB021027, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020JB021027>.
20. Lippiello, E. & Petrillo, G. b-more-incomplete and b-more-positive: Insights on a robust estimator of magnitude distribution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **129**, e2023JB027849 (2024).
21. van der Elst, N. J. & Page, M. T. a-positive: A robust estimator of the earthquake rate in incomplete or saturated catalogs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **128**, e2023JB027089 (2023). URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2023JB027089>. E2023JB027089 2023JB027089, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2023JB027089>.
22. Petrillo, G., Kumazawa, T., Napolitano, F., Capuano, P. & Zhuang, J. Fluids-triggered swarm sequence supported by a nonstationary epidemic-like description of seismicity. *Seismological Research Letters* **95**, 3207–3220 (2024).
23. Gentili, S. *et al.* Seismic clusters and fluids diffusion: a lesson from the 2018 molise (southern italy) earthquake sequence. *Earth, Planets and Space* **76**, 1–23 (2024).
24. Wells, D. L. & Coppersmith, K. J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America* **84**, 974–1002 (1994).
25. Utsu, T., Ogata, Y. *et al.* The centenary of the omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth* **43**, 1–33 (1995).
26. Langenbruch, C. & Shapiro, S. A. Decay rate of fluid-induced seismicity after termination of reservoir stimulations. *Geophysics* **75**, MA53–MA62 (2010).
27. Farahbod, A. & Kao, H. Aftershock decay rate of large injection-induced earthquakes in northeast british columbia: A case study for two sequences in the montney play. (2019).
28. Lippiello, E., Cirillo, A., Godano, G., Papadimitriou, E. & Karakostas, V. Real-time forecast of aftershocks from a single seismic station signal. *Geophysical Research Letters* **43**, 6252–6258 (2016). URL <http://dx.doi.org/10.1002/2016GL069748>. 2016GL069748.
29. Lippiello, E., Cirillo, A., Godano, C., Papadimitriou, E. & Karakostas, V. Post seismic catalog incompleteness and aftershock forecasting. *Geosciences* **9**, 355 (2019). URL <http://dx.doi.org/10.3390/geosciences9080355>.

30. Lippiello, E. *et al.* Forecasting of the first hour aftershocks by means of the perceived magnitude. *Nature Communications* **10**, 2953 (2019). URL <https://doi.org/10.1038/s41467-019-10763-3>.
31. Aristotle University of Thessaloniki. Aristotle university of thessaloniki seismological network [data set] (1981). URL <https://doi.org/10.7914/SN/HT>.
32. National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics. National observatory of athens seismic network [data set] (1975). URL <https://doi.org/10.7914/SN/HL>.
33. Lomax, A. & Savvaidis, A. High-precision earthquake location using source-specific station terms and inter-event waveform similarity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **127** (2022).
34. Lomax, A. & Henry, P. Major california faults are smooth across multiple scales at seismogenic depth. *Seismica* (2023).
35. Papadimitriou, P. *et al.* The santorini volcanic complex: a detailed multi – parameter seismological approach with emphasis on the 2011 – 2012 unrest period. *Journal of Geodynamics* **85**, 32–57 (2015). URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.12.004>.
36. Gutenberg, B. & Richter, C. Frequency of earthquakes in california. *Bulletin of the Seismological Society of America* **34**, 185 – 188 (1944).
37. Kagan, Y. Y. Short-term properties of earthquake catalogs and models of earthquake source. *Bulletin of the Seismological Society of America* **94**, 1207–1228 (2004).
38. Helmstetter, A., Kagan, Y. Y. & Jackson, D. D. Comparison of short-term and time-independent earthquake forecast models for southern california. *Bulletin of the Seismological Society of America* **96**, 90–106 (2006). URL <http://www.bssaonline.org/content/96/1/90.abstract>. <http://www.bssaonline.org/content/96/1/90.full.pdf+html>.
39. Peng, Z., Vidale, J. E., Ishii, M. & Helmstetter, A. Seismicity rate immediately before and after main shock rupture from high-frequency waveforms in japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **112**, n/a–n/a (2007). URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004386>. B03306.
40. Hainzl, S. Apparent triggering function of aftershocks resulting from rate-dependent incompleteness of earthquake catalogs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121**, 6499–6509 (2016). URL <http://dx.doi.org/10.1002/2016JB013319>. 2016JB013319.
41. Hainzl, S. Rate-dependent incompleteness of earthquake catalogs. *Seismological Research Letters* **87**, 337–344 (2016).

42. de Arcangelis, L., Godano, C. & Lippiello, E. The overlap of aftershock coda-waves and short-term post seismic forecasting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **123**, 5661–5674 (2018). URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JB015518>.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018JB015518>.
43. Hainzl, S. ETAS-approach accounting for short-term incompleteness of earthquake catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America* **112**, 494–507 (2021).