

降雨が引き金となる地震活動の証明

S. ハインツル (S. Hainzl)

ポツダム大学、地球科学研究所、ポツダム、ドイツ

T. クラフト (T. Kraft), J. ヴァッサーマン (J. Wassermann), H. イゲル (H. Igel)

E. シュメデス (E. Schmedes)

ルートヴィヒ - マクシミリアン大学、地球環境科学学科、ミュンヘン、ドイツ

S. ハインツル、ポツダム大学、地球科学研究所、ポツダム、ドイツ POB 60 15 53, D-14415 ポツダム、ドイツ (hainzl@geo.uni-potsdam.de)

T. クラフト、ミュンヘン大学、地球環境科学学科、テレージエン・シュトラッセ、41, 80333 ミュンヘン、ドイツ (toni@geophysik.uni-muenchen.de)

J. ヴァッサーマン、ミュンヘン大学、地球環境科学学科、テレージエン・シュトラッセ、41, 80333 ミュンヘン、ドイツ (jowa@geophysik.uni-muenchen.de)

H. イゲル、ミュンヘン大学、地球環境科学学科、テレージエン・シュトラッセ、41, 80333 ミュンヘン、ドイツ (jowa@geophysik.uni-muenchen.de)

E. シュメデス、ミュンヘン大学、地球環境科学学科、テレージエン・シュトラッセ、41, 80333 ミュンヘン、ドイツ (eberhard.schmedes@geophysik.uni-muenchen.de)

間隙水圧の変動が断層の強度を変化させるので、流体は地震発生に対して極めて重要であることが知られている。従って、それらは地殻が限界状態に十分近ければ、地震を発生させる可能性がある。計測装置が密に配置された、ドイツ南東部のホーホシュタウフェン山の下部の、独立した地震の観測に基づいて、著者らは今、地殻は破壊に極めて近い状態にあるので、降雨に伴う微小な圧力変動であっても、深さ数キロメートルにおいて地震を引き起こす可能性があることを示すことができる。著者らは、地震記録は、計算された降雨水の拡散に基づく、間隙水圧の時空的変動に対して高い相関性を示し、速度状態摩擦法則によって表現される断層の応答と良好に一致することを発見した。

1. はじめに

近年において、多くの大規模断層の異常な弱さ [スリープ (Sleep) とブランピエド (Blanpied) 1992]、サイレント・スリップ現象 [コダイラ (Kodaira) 他、2004]、余震の発生 [ヌル (Nur) とブーカー (Booker) 1972; ミラー (Miller) 他、2004]、及び遠隔地における地震の誘発 [プロジーン (Projean) 他、2004] を含め、多くの地質現象の可能な説明として流体力学と結び付けることが提案されている。広く受け入れられている理解は、間隙流体圧力が有効垂直応力、ひいては断層の強度を低減させ、地震による破壊を促進する、ということである。流体が断層の安定性に影響を及ぼすことの直接的な証明は、貯水池誘発地震 [タルワニ (Talwani) 1997]、及び坑井への流体の注入 [ゾバック (Zoback) とハルエス (Harjes) 1997] の報告により得られる。流体による誘発は、流体源が深部にあると想定される地震の巣 [パロティディス (Parotidis) 他、2003; ミラー他、2004; ハインツルとオガタ (Ogata) 2005] などの自然の地震にも観測される。さらに、地下水の涵養 [ザール (Saar) とマンガ (Manga) 2003]、及び降雨の季節性 [ムコ (Muco) 1999] との間に相関性があるように思われる地震活動の季節性が発見された。しかしながら、現在までのところ、高精度のデータが欠如していることによって、地表水の影響をさらに詳細に立証することはできない。ホーホシュタウフェン山の下部の、独立した地震の観測に基づいて、著者らは今や、間隙水圧の拡散のメカニズムによって、降雨が地震の引き金となることを示すことができる。

2. ホーホシュタウフェン山の地震

ホーホシュタウフェン山塊は、ドイツ南東部において東西に伸びる山脈であって、バド ライヒェンハル町の北東にある。最高峰はホーホシュタウフェン山で、標高 1775 m に達する (図 1)。長く伸びた北部石灰アルプスの褶曲・衝上断層帯に属し、シュタウフェン山塊の地質は三畳紀中期及び後期の石灰岩と白雲岩が支配的である [ボーゲル (Bögel) とシュミット (Schmidt) 1976]。

600年以前から、最大のマクロ地震強度 $I_0 = V$ を有する地震が、ほとんど静止した環境に埋没したこの地域に報告されてきた。大多数の地震は、年間の内で最も高い平均降水量によっても特徴付けられる、夏期の月に発生する [クラフト他、2006a]。その根底にあるメカニズムを調査するために、バド ライヒェンハル地域の地震観測が 2001 年に開始された。それは 6 箇所の恒久的観測所、及び 3 箇所の短期的な移動式観測所によるものであった (図 1 の位置参照)。2002 年には、この観測網は最大のマグニチュード $M_l = 2.4$ を有する 1100 を超える地震を記録した。それは、上記の 3 月から 8 月にかけての平均降雨に応じて、主として、2 つの巣状の連鎖部に集中している。初めてのことであるが、これらのデータは、隔絶され、しかし限界状態にある系、というこの希な例において、活動についての詳細な解析を実施することを可能にした。

観測された地震は、グーテンベルク・リヒター (Gutenberg-Richter) 則に従うマグニチュード - 周波数分布には、顕著な特徴はなく、典型的な b-値は、マグニチュード $M_l = -0.2$ を超える地震について 1.1 ± 0.1 である。この値を下回る場合には、分布はグーテンベルク・リヒター則から逸脱するが、それはデータの集積が不十分であることを示している。著者らは、それ故に、解析を $M_l \geq -0.2$ の事象に限定した。震源の位置は、地形を含む 2D-速度モデルを用いたこれらの事象の部分集合から求められた。極めて類似した波形を有する事象群は、クラスター分析により特定され、マスターイベント法を用いて再配置された [クラフト他、2006b]。このようにして、図 1 の点で示されるように、500 個の位置が定められた。

3. 地震モデル

降雨が地震の引き金になるという仮説を実証するために、著者らは地上の降雨に対する応答としての間隙流体圧力の変化を計算した。均質な地殻、及び空間的に均等な降雨を想定し、著者らの解析を 1 次元のケースに限定した。流体圧力の緩和のプロセスは、流体により飽和された多孔質弾性体の動特性を表現する方程式系により近似的に特徴付けられる [ビオット (Biot) 1962]、単位体積当たりの流体質量の変化、 m を表現する拡散方程式は、次式により分離できる [ルドニッキ (Rudnicki) 1986 ; フェーズ・リサーチ・プロジェクト (PHASE Research project) 2005]

$$\frac{\partial m}{\partial t} = D \frac{\partial^2 m}{\partial z^2} + Q(z, t) \quad (1)$$

ここに、 z は深さを表す座標、 D は流体拡散係数、そして $Q(z, t)$ は、流体質量源である。間隙率を一定であると仮定すると、間隙水圧 p の変化は、質量の変化 m に比例し、間隙水圧の変化に対しても同一の方程式が当てはまり、ここでは今 $Q(z, t)$ は圧力源を表す。拡散方程式の解は、グリーン (Green) 関数を $G(z - z_0, t - \tau) = [4\pi D(t - \tau)]^{-0.5} \exp[-(z - z_0)^2/4D(t - \tau)]$ として、次式により与えられる [バートン (Barton) 1989]

$$p(z, t) = \int_{-\infty}^t \int_{-\infty}^{\infty} 2G(z - z_0, t - \tau) Q(z_0, \tau) dz_0 d\tau \quad (2)$$

係数 2 は、深部に移動できる合計流体質量のみが保存されなければならない、という事実からの結果である [ランダウ (Landau) とリフシツ (Rifschitz) 1966]。著者らのケースにおいては、発生源は、ホーホシュタウフェン山の周辺の、日量記録の 4 箇所の気象観測所において測定された降雨強度を、線形的に取り込むことにより与えられる。著者らは定常状態からの圧力の偏差値にのみ関心を有するので、降雨の長期的な平均値からの偏差値、すなわち $Q(z, t) = \rho g (h(t) - \bar{h}) \delta(z)$ を考慮する。平均の降雨量 \bar{h} は、同一の気象観測所における、1995 ~ 2001 の降雨データから計算される。境界の影響を排除するために、式 (2) の積分を 1/1/2001 から開始する。

圧力変化が地震活動に及ぼす影響を定量的に評価するために、著者らは、速度状態摩擦の枠組み [ディーテリッヒ (Dieterich) 1994 ; ディーテリッヒ他、2000] を使用したが、それは摩擦強度の速度依存性、及び滑り依存性、並びに、室内実験により観察される時間依存性を有する再強度増加を適切に考慮に入れている。この概念はすでに、余震活動のような自然の地震群を説明するのに使用され、成功している [ショルツ (Scholz) 1998] この理論においては、地震発生率は、断層のクリープ速度を表す状態変数 γ に反比例する、すなわち $\lambda(z, t) = r / (\&\gamma(z, t))$ であるが、ここに r は定常的なバックグラウンド地震発生率であり、 $\&$ は地質構造的な载荷速度である。状態変数の進化は $d\gamma = (dt - \gamma dCFS) / (A\sigma)$ により与えられるが、ここに A は無次元の断層構成パラメーターであり、**通常は 0.01 程度** である [ディーテリッヒ、1994 ; ディーテリッヒ他、2000] 著者らのケースでは、クーロン (Coulomb) の破壊応力 CFS は、一定の応力増加速度 $\&$ 、及び断層における有効垂直応力 $\sigma = \sigma_n - p$ を変化させる間隙水圧 p の変動に応じて変化する。著者らは応力増分 $\Delta CFS(z, t) = \&\Delta t + \mu(p(z, t + \Delta t) - p(z, t))$ につながる、十分に小さな時間刻みを考慮して、 γ の進化を追跡した。著者らは、時間刻み 0.5 日を選定し、摩擦係数 μ を標準的な値である 0.6 に設定した [ビエリー (Byerlee) 1978] 状態変数は、バックグラウンド地震のレベル、すなわち $\&\gamma(z, 0) = 1$ から開始して、次式を用いた繰り返し法によって求められる。

$$\&\gamma(z, t + \Delta t) = \&\gamma(z, t) e^{-\frac{\Delta CFS}{A\sigma}} + \frac{\Delta t}{t_a} \quad (3)$$

圧力の変化は、有効垂直応力よりもはるかに小さいと想定されるので、 $A\sigma$ を一定の自由なパラメーターとして使用することができる。発生率はさらに、バックグラウンド地震発生率 r 、緩和時間 $t_a = A\sigma / \&$ 、そして潜在的に水理拡散係数 D に依存する。

4. 結果

4 つのパラメーターの推定は、最尤法によって行われる。与えられたモデルについての同時確率関数である、尤度関数 L はそれぞれのデータ・ポイントの確率密度関数を掛け合わせることに よって構築される。与えられた発生率 $\lambda(z, t)$ について、時点 t_i において、深さの範囲が $[z_0, z_1]$ に発生する N 個の地震の対数尤度は次式により定められる。

$$\ln L(r, t_a, A\sigma, D) = \sum_{i=1}^N \ln \lambda(z_i, t_i) - \int_{t_s}^{t_e} \int_{z_0}^{z_1} \lambda(z, t) dz dt \quad (4)$$

ここに、 $t_s = 1/1/2002$ は活動の開始時点であり、 $t_e = 1/1/2003$ は終了時点である [オガタ、1998 ; ダレイ (Daley) とベレ・ジョーンズ (Vere-Jones) 2003]。著者らは、求められる値の周囲にガウス分布する z_i について、数式 (4) を評価することによって、地震の位置の不確定性を考慮する。位置の特定の手順によれば、位置の誤差は 50 m から 2 km までの間で変化し、平均値は 200 m である。

深さの範囲が 1~4 km の地震について、パラメーターのグリッドサーチの結果が図 2 に示される。尤度関数の最大化は、 $r = 0.45 \pm 0.05$ [$days^{-1}$]、 $t_a = 180 \pm 60$ [$days$]、 $A\sigma = 110 \pm 10$ [Pa]、及び水理拡散係数 $D = 3.3 \pm 0.8$ m^2/s を与えるが、この場合の誤差は尤度関数の 63%減である。典型的な値である $A = 0.01$ を考慮すると、著者らの推定による $A\sigma$ 値は、有効垂直応力として僅か 11 [kPa] を与えるが、それはこの地域において極めて高い原位置間隙水圧を要求する（これ以上の議論については第 5 節参照）。結果としての拡散係数値は、それは流体注入実験（例えば、[シャピロ (Shapiro) 他、1997]）により得られた値と良好に一致するのであるが、同じ地域について以前に推定された値 0.75 ± 0.35 m^2/s よりも僅かに高い [クラフト他、2002a]。

しかしながら、以前の結果は観測された活動への、単一の圧力フロントの当てはめに基づいており、完全な圧力場を取り込んでいない。水理拡散係数の、著者らの推定値を用いて、ここで観測された降雨量から間隙水圧の変動を計算する（図 3a）。観測された地震活動と結果としての時間空間的圧力場の比較が図 3b に、そして予測された地震発生率との比較が図 3c に示される。いずれのケースにおいても、観測された地震活動（星印によって表される）は計算された関数により求められた数値と良好に一致し、このことは時間的、空間的に強い相関があることを示している。図 3d においては、計算された、及び観測された地震発生率は ($M_1 \geq -0.2$)、震源の情報がない事象も含めて、1 日当たりの地震の数を表す時系列の形態によって比較されている。これらの時系列相互間の、及び観測された地震発生率のそれらと降雨の間の相関は、図 4 に示される相関係数によって定量化される。時間遅れがゼロでは地震活動は降雨とは相関しない一方、地震活動が 8 日だけ後方にシフトされれば若干の相関が示される ($R_{max} = 0.47$)。他方、深部における間隙水圧の変化から計算される地震発生率は、降雨のデータの最大相関係数のほとんど 2 倍の最大相関係数 ($R_{max} = 0.82$) をもって、時間遅れがゼロにおいても強い相関を示す。数式 (4) における尤度関数を最大化する水理拡散係数値はまた、線形相関係数を最大化することが分かり、著者らのパラメータ推定の妥当性を示していることに注目されたい。

5. 討論

著者らは現実の世界を大きく単純化してはいるが、この高い相関性は、著者らのモデルは根底にあるプロセスの適切な近似であることを示している。特に、地殻が均質な半無限体であると仮定していることは、開口亀裂系が地表から少なくとも深さ 100 m にまで伸びているのが観察される [ウェーデ (Weede)、2002] 局所地質については、確かに過剰な単純化である。このように、確からしい状況は、大量の降雨に限られた数の開口亀裂内に、局所化された水路として導かれることであって、その結果水理的な水頭の変化が大きく増幅することになる。流体の拡散が深部の破碎ゾーンに限定されると仮定するならば、等価の多孔質媒体モデル内の、速度状態摩擦、及び流体圧力拡散の物理現象 [例えば、ベルコウィッツ (Berkowits) 他、1988] は同一のものとなるであろう。唯一の効果は、パラメーター A の推定値は圧力と同様に増幅されるということであろう、何故ならば、状態変数 $\delta\gamma$ (数式 3) は p 、 δ 、及び $A\sigma$ の同様の増幅の下では不変であるからである。

さらに、著者らはそのモデルにおいて、積雪などの季節的な影響、並びに地震自体により引き起こされる地震時の応力変化を無視しているが、これらはオオモリ (Omori) の法則によって、余震を誘発することが知られている [シュタイン (Stein)、1999]、中央ヨーロッパのフォークトラント地方における自然の群発地震活動に関する以前の研究は、余震の連鎖は群発地震活動の中に埋没してしまい、群発地震が支配的にさえなることを示している [ハインツルとオガタ、2005]、しかしながら、ホーホシュタウフェン山地域においては、最大の事象に関しての単純な積み重ねによって、余震は軽微な役割を果すに過ぎないことが示される。

均質な状態を想定すると、年間の絶対的な圧力変化は、大半の地震が発生する、深さ 1~4 km の範囲内において、0.5~1.3 kPa であることが分かった。それは地球潮汐の効果と同じ範囲内においてである [トルストイ (Tolstoy) 他、2002]。しかしながら、载荷のメカニズムとして、潮汐応力 (バド ライヒェンシュタインの下の深さ 2 km における体積歪みにより計算された) を著者らのモデルに取り入れても、最大の影響は、降雨により誘発される発生率の変化に比較すると、僅か 15%に過ぎない。この根底にある理由は潮汐応力の変化の周波数がより高いということである。降雨が地表の開口亀裂系によって集水されるというあり得るケースにおいては、潮汐の相対的な影響はさらに小さくなる (上述参照)。

6. 結論

地下水の涵養、及び降雨に関連して地震活動が変動することは、以前にも観測されているが [ザール (Saar) とマンガ (Manga)、2003; ムコ (Muco)、1999]。著者らはここで初めて、隔絶された地域における降雨と地震活動の、統計的に有意な因果関係を示すことができた。ホーホシュタウフェン山地域における、高精度の気象、及び地震活動のデータの著者らの解析によって、4 km の深さにおいてであっても、降雨により引き起こされる間隙水圧の変化が、流体拡散のメカニズムによって、地震活動の引き金となることの明確な証拠が示された。均質な状態であると仮定すると、ミリバールのオーダーの応力変化が地震を誘発することが分かった。この値は、多くの流体注入実験における誘発地震で通常観測される値 (10 バールのオーダー) よりはるかに小さい。それでも、これらの事象の内のある部分は、同程度の微小な圧力変化により誘発されている [ツォーバック (Zoback) とハルイエス (Harjes)、1997; PHASE 研究プロジェクト、2005]。著者らの結果は、地殻が微小な変化に関して、極度に鋭敏であることを示している。

しかしながら、大量の降水を流入させる開いた断層の存在は、極めて大きな応力変化につながり、そのことがホーホシュタウフェン山地域における地震発生体の鋭敏さを説明することができよう。いずれにしても、降雨により引き起こされる深部における圧力変化と地震活動との間の高い相関性は、地域の降雨データに基づく、将来の地震発生率の予測の可能性を開くものである。

謝辞。 著者らは、ゼルゲ シャピロ (Serge Shapiro) 氏、及び2人の匿名の査読者に対し、その有益な意見に対し、そしてまたジム ディーテリッヒ (Jim Dieterich) 氏とアグネス ヘルムシュテッター (Agnes Helmstetter) 氏に対しては、速度状態摩擦についての有意義な討論に対し、謝意を表したい。さらに、著者らはトーマス ヤール (Thomas Jahr) 氏に対し、潮汐の影響を解析していただいたことに対し、そしてエド ゾベル (Ed Sobel) 氏には、原稿を入念に読んでいただいたことに対して感謝する。この研究は、ドイツ学術振興会 (SCHE/14-2 と Ig16/7)、ババリア州環境省、及び欧州共同体の主導による INTERREG III B、アルパイン・スペース・プログラム (Alpine Space Programme) SISMOVALP の支援によるものである。

参考文献

- Barton, G. (1989), *Elements of Green's functions and propagation - Potentials, diffusion and waves*, Oxford University Press.
- Berkowitz, B., J. Bear, and C. Braester (1988), Continuum models for contaminant transport in fractured porous formations, *Water Resources Res.*, **24**, 1225–1236.
- Biot, M. (1962), Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media, *J. Appl. Phys.*, **33**, 1482–1498.
- Bögel, H. and K. Schmidt (1976), *Kleine Geologie der Ostalpen*, Ott Verlag Thun, Switzerland.
- Byerlee, J. D. (1978), Friction of rocks, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615–629.
- Daley, D.J. and D. Vere-Jones (2003), *An Introduction to the Theory of Point Processes, Volume I: Elementary Theory and Methods*, 2nd ed., Springer.
- Dieterich, J. H. (1994), A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601–2618.
- Dieterich, J. H., V. Cayol, and P. Okubo (2000), The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano, *Nature*, **408**, 457–460.
- Hainzl, S. and Y. Ogata (2005), Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling, *J. Geophys. Res.*, **110**, B05S07, doi: 10.1029/2004JB003247.
- Kodaira, S., T. Idaka, A. Kato, J. Park, and Y. Kaneda (2004), High pore pressure may cause silent slip in the Nankai Through, *Science*, **304**, 1295–1298.

- Kraft, T., J. Wassermann, E. Schmedes, and H. Igel (2006a), Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany, *Tectonophysics*, in press.
- Kraft, T., J. Wassermann, and H. Igel (2006b), High-precision relocation and focal mechanism determination of the 2002 rain-triggered earthquake swarm activity at Mt. Hochstaufen, SE-Germany submitted to *Geophys. J. Int.*.
- Landau, L. D., and E. M. Lifschitz (1966), *Lehrbuch der theoretischen Physik VI*, Sec. 52, Akademie-Verlag Berlin.
- Miller, S. A., C. Collettini, L. Chiaraluce, M. Cocco, M. Barchi, and B.J.P. Kaus (2004), Aftershocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth, *Nature*, *427*, 724–727.
- Muco, B. (1999), Statistical investigation on possible seasonality of seismic activity and rainfall-induced earthquakes in Balkan area, *Phys. Earth Planet. Int.*, *114*, 119–127.
- Nur, A. and J. Booker (1972), Aftershocks caused by pore fluid flow?, *Science*, *175*, 885–887.
- Ogata, Y. (1998), Space-time point-process models for earthquake occurrences, *Ann. Inst. Statist. Math.*, *50*, 379–402.
- Parotidis, M., E. Rothert, and S. A. Shapiro (2003), Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, Central Europe, *Geophys. Res. Lett.* *30*, 2075.
- PHASE Research project, Annual report (2005), Freie Universität Berlin (<http://phase.geophysik.fu-berlin.de/index.html>).
- Prejean, S. G., P. D. Hill, E. E. Brodsky, et al. (2004), Remotely triggered seismicity on the United States west coast following the Mw 7.9 Denali Fault earthquake, *Bull. Seism.*

- Soc. Am.*, 94, 348–359.
- Rudnicki, J. W. (1986), Fluid mass sources and point forces in linear elastic diffusive solids, *Mechanics of Materials*, 5, 383–393.
- Saar, O. and M. Manga (2003), Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214, 605–618.
- Scholz, C. H. (1998), Earthquakes and friction laws, *Nature*, 391, 37–42.
- Shapiro, S. A., E. Huenges, and G. Borm (1997), Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site, *Geophys. J. Int.*, 131, F15–F18.
- Sleep, N. and M. L. Blanpied (1992), Creep, compaction and the weak rheology of major faults, *Nature*, 359, 687–692.
- Stein, R. S. (1999), The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, 402, 605–609.
- Talwani, P. (1997), On the nature of reservoir-induced seismicity, *Pure Appl. Geophys.*, 150, 473–492.
- Tolstoy, M., F. L. Vernon, J. A. Orcutt, and F. K. Wyatt (2002), The breathing of the seafloor: Tidal correlations of seismicity on Axial volcano, *Geology*, 30, 503–506.
- Weede, M. (2002), *Die Geologie des Hochstaufen unter besonderer Berücksichtigung der Massenbewegungen*, Diploma Thesis, Technical University of Munich.
- Zoback, M. D. and H.-P. Harjes (1997), Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany, *J. Geophys. Res.*, 102, 18,477–18,492.

図 1 2002 年における地震の位置を含む（点による）、シュタウフェン山塊の地図、並びにホーホシュタウフェン山（1775 m）の山頂を通過する EW と NS 断面。地図の境界は緯度 $12^{\circ}40' - 12^{\circ}57'$ 、そして経度 $47^{\circ}40.5' - 47^{\circ}55.5'$ である。3 角形の印は 2002 年に設置された地震観測装置の位置である。

図 2 尤度値を最大化するための、パラメーター・サーチの結果。さらに、尤度値の最大値、及び 63%低減値が、水平線としてプロットされている。

図 3 (b) 間隙水圧、(a) 地表の降雨強度の結果として推定された (c) 地震発生率の時間空間的パターン。水理拡散係数 $D = 2.9 \text{ m/s}^2$ での 1 次元線形拡散の場合。地震の位置は白い星型により表示される（重要：誤差 $\leq 100 \text{ m}$ ）。(d) は 1~4 km の範囲における理論的な発生率（赤）との比較における、感知された 1 日の地震の数（緑）を示す。

図 4 時間遅れの関数としての、1 日に観測された地震の数の時系列と (i) 1 日の降雨量（破線）及び (ii) 1~4 km の範囲における理論的な地震発生率（実線）との間の線形相関係数。







