

大地震の余効変動に関する研究

実施期間 令和 6 年度～令和 10 年度
地理地殻活動研究センター 水藤 尚
地殻変動研究室

1. はじめに

大地震の発生後に余効変動が発生することはよく知られている。余効変動の発生メカニズムは、間隙弾性緩和、余効すべり、粘弾性緩和の三つが考えられている。近年の観測網の整備、観測技術の発展により、余効変動は単独のメカニズムで説明することは難しく、複数のメカニズムで生じる現象であることが明らかにされつつある。また、地震が発生する地域によって地殻構造や断層の特性が異なるために、普遍的なモデルを構築することが困難であり、複数の事例を重ねて、共通する事項や異なる事項を丹念に集積していくことが重要である。余効変動は数年から数十年の長期間継続することが知られている。的確な地殻活動の監視のためには、適切なモデルに基づいて余効変動の影響を除去する必要がある。そのためには、余効変動の発生メカニズムを理解し、適切なモデルに基づいて余効変動の影響を評価しておくことが重要である。

2. 研究内容

本年度は、近年発生した大規模な内陸地震の一つである令和 6 年能登半島地震の余効変動のモデル化を実施した。観測データは、GEONET の日々の座標値 F5 解を使用した。三隅観測点を固定局として、2021 年 12 月 31 日から 2023 年 12 月 31 日までの 2 年間のデータから一次トレンド成分と年周成分を推定し、元の時系列データから除去した。得られた地震後 10 か月間（2024 年 1 月 2 日から 11 月 2 日まで）の余効変動を図-1a に示す。この観測された地震後 10 か月間の余効変動の発生メカニズムとして、間隙弾性緩和、余効すべり、粘弾性緩和の三つを検討し、余効変動のモデル化を試みた。

3. 得られた成果

3.1 間隙弾性緩和

間隙弾性緩和による変動は、地震直後の間隙水が存在する状態（非排水条件、高ポアソン比）から、十分な時間が経過した間隙水が移動した状態（排水条件、低ポアソン比）への遷移の結果として解釈される。異なるポアソン比を仮定して断層運動による地殻変動を計算し、両者の差をとることで簡単な推定を行うことができる。Yang et al. (2024) に従い、非排水及び排水条件のポアソン比をそれぞれ 0.34 と 0.25 に設定し、水藤ほか (2024) の断層モデルを使用して地震時の変位場を計算した。間隙弾性緩和による変動パターンは、観測されている変動パターンとは大きく異なっている（図-1b）。観測結果では能登半島全域から新潟県に至る広い範囲に広がっているが、間隙弾性緩和による変動は断層近傍の局所的な場所に限られている。そのため間隙弾性緩和は余効変動の主要因ではないと考えた。

3.2 余効すべり

余効すべりは、地震時の断層面又はその延長線上で発生するゆっくりとした断層すべりと考えられている。水藤ほか (2024) の三つの矩形断層の断層面をそれぞれ走向と傾斜方向に沿って延長し、長さ 4 km、幅 3 km の小断層に分割した断層面を設定した。断層面の位置、大きさ、走向、傾斜は固定

し、すべり量とすべり方向は、川畑・宗包（2021）の MCMC 法を使用して決定した。能登半島と佐渡島との間の海域では最大 3 m の大きなすべりが推定された（図-2a）。また、能登半島の北岸と西岸でも最大 3 m のすべりが推定された。どちらの地域でもすべりは地表近くの浅い場所に推定されている。余効すべりのみのモデルでは、水平方向の変動はほぼ説明できる（図-1c）。しかし、上下変動は定性的には説明できるものの、定量的には難しく、能登半島の沈降、新潟県・富山県の隆起、舢倉島の沈降などは変動量が半分以下となったところもあった。

3.3 粘弾性緩和

粘弾性緩和は、上部マントル又は下部地殻における本震に伴う急激な応力変化によって生じる粘性流動である。粘弾性応答の計算には、Wang et al. (2006)の計算コード PSGRN/PSCMP を用いた。地震時の断層モデルは、水藤ほか（2024）の断層モデルを用いた。粘弾性モデルにはバーガースレオロジーを仮定した。バーガースレオロジーは、マクスウェル部とフォークト部の二つの部分から成り、それぞれ剛性率と粘性率の二つのパラメータを必要とする。ここでは、マクスウェル部とフォークト部の粘性率の比を 10:1、剛性率を 1:1 とした。特に断りのない限り、粘性率はマクスウェル部の値を示す。構造は水平二層構造とした。弾性層の剛性率とポアソン比はそれぞれ 34.25 GPa, 0.23, その下の粘弾性層では 70.89 GPa, 0.24 とした（CRUST 1.0; Laske et al., 2013）。弾性層の最適な厚さと粘弾性層の粘性率はグリッドサーチで決定した。グリッドサーチでは、震央から 200 km 以内の観測点の水平及び上下変位の残差二乗和が最小となる値を探索した。その結果、弾性層の最適な厚さと粘性率はそれぞれ 30 km, 8×10^{18} Pa·s であると推定された。

粘弾性緩和により能登半島から新潟県、富山県にかけて北西方向の変動が生じる（図-1d）。また、舢倉島では南東方向の変動が生じる。能登半島西部では変動がほとんどないか、僅かであるのも特徴である。一方、上下変動は、震源域周辺の能登半島で大きな沈降が生じ、新潟県から富山県にかけて僅かな隆起が生じた。粘弾性緩和は、観測された余効変動の特徴をおおむね説明できるが、上下変動の大きさを十分に再現できていない。能登半島の沈降量は小さく、新潟県と富山県の隆起もやや小さい。舢倉島の沈降も再現できなかった。

3.4 最適モデル

前述のように、間隙弾性緩和は、その変形が震源域付近に限られているため除外した（図-1b）。水平変動は、粘弾性緩和又は余効すべりで説明できる（図-1c, 1d）。メカニズムを決定するための鍵となるのは、上下変動である。余効すべりと粘弾性緩和は、どちらも上下変動を定性的に説明できるが、定量的に説明することは困難であった。さらに、どちらのメカニズムも舢倉島の沈降を説明することはできなかった。言い換えれば、観測された水平変動と上下変動を単一のメカニズムで説明することはできなかった。

まず、余効すべりについて考える。余効すべりで上下変動を定量的に説明するには、大きなすべりが必要である。しかし、水平変動は既に定量的に説明されているため、すべり量を増やすことは困難である。さらに、現状の断層面の位置を考えると、断層面から 50 km 離れた舢倉島で沈降を生じさせることは難しい。水平方向の変動パターンや余震分布を考慮すると、断層の位置やすべり方向が異なる可能性は低いため、ここでは断層面の更なる変更については議論しない。

次に、粘弾性緩和について考える。前節では、残差の二乗和が最小となる弾性層の厚さは 30 km と推定された。しかし、弾性層の厚さが異なると、結果として生じる変動パターンは大きく変化する。弾性層の厚さが 30 km のとき、能登(960574)、穴水(020972)、能登島(960576)は沈下し、氷見(020966)

と舯倉島 (950252) は隆起した (図-3a). しかし, 弾性層の厚さが増加するにつれて, 沈降領域が拡大した. 厚さが 35 km 以上の場合, 氷見 (020966) や舯倉島 (950252) を含む, ここに挙げた五つの観測点は全て沈降した (図-3b, 3c).

これらの結果を考慮して, 弾性層の厚さが少なくとも 35 km 以上でなければならないという制約を加えると, 最適なパラメータ値は弾性層の厚さ 40 km, 粘性率 4×10^{18} Pa·s と推定された. これらのパラメータの場合, 能登半島の沈降と新潟県の隆起は定量的にも説明できる (図-4b). また, 舯倉島観測点の沈降も説明できる. しかし, 能登半島の水平変位は定量的に説明できなかった (図-4a). 粘弾性緩和による変動を除去すると, 能登半島には系統的な北西方向の水平変位が残った (図-4c, 4d). しかし, この北西方向の変動パターンは余効すべりによって説明できると考えられる. これらの残差を用いて, 前節と同じ断層面を仮定して断層すべりを推定した. その結果, 能登半島北部では 1 m 弱のすべりが推定された (図-2b). 北西方向の水平変動は説明でき (図-5a, 5c), 上下変動について, 僅かな残差のみが残った (図-5b, 5d). 以上から, 最適な余効変動モデルは粘弾性応答に支配され, 余効すべりの影響は能登半島北部の狭い範囲に限定されていることが分かった.

4. 結論

2024 年 1 月 1 日に発生した令和 6 年能登半島地震の余効変動のメカニズムを検討した. 間隙弾性緩和による変形パターンは断層付近の局所的な領域に限定されるため, 余効変動の主な要因とは考えられない. 余効すべりと粘弾性緩和はどちらも水平変動をほぼ説明できたが, 上下変動を定量的に説明することができなかった. 単一のメカニズムでは, 観測された全ての変形を説明できなかった. 複数のメカニズムを考慮するための鍵は, 上下変動, 特に震源域の北西に位置する唯一の観測点である舯倉島観測点の沈降であった. 舯倉島と能登半島南岸が沈下するという制約に基づいて, 粘弾性緩和を支配するパラメータを制約して, 粘弾性緩和による変形を取り除いた後に余効すべりを推定した. これにより, 水平変動と上下変動の観測値を説明できた. 弾性層の最適な厚さと粘性率は, 40 km と 4×10^{18} Pa·s と推定された. 余効すべりは能登半島北部に推定された. 地震後 10 か月間の余効変動では粘弾性緩和が支配的で, 余効すべりの影響は能登半島北部に限定されていた. 余効すべりのみを考慮した場合と最適モデルの場合では, すべり分布は大きく異なっていた. したがって, 一つのメカニズムのみを考慮した場合, 誤った解釈をするリスクがあることに注意する必要がある.

参考文献

- 川畑亮二, 宗包浩志 (2021): MCMC 法を用いた震源断層及びすべり分布モデル推定のためのプロトタイププログラムの開発, 国土地理院時報, 134, 1–12. doi:10.57499/JOURNAL_134_01
- Laske G., Masters G., Ma Z. and Pasyanos M. (2013): Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust, Geophys. Res. Abstracts 15: EGU2013-2658.
- 水藤尚, 宗包浩志, 桑原將旗 (2024): 令和 6 年能登半島地震の震源断層モデル, 国土地理院時報, 138, 33–38. doi:10.57499/JOURNAL_138_05
- Wang R., Lorenzo-Martin F. and Roth F. (2006): PSGRN/PSCMP – a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory, Computers and Geosciences, 32, 527–541. doi:10.1016/j.cageo.2005.08.006
- Yang S., Sang C., Hu Y. and Wang K. (2024): Coseismic and early postseismic deformation of the 2024 Mw7.45 Noto Peninsula earthquake, Geophys. Res. Lett., 51, e2024GL108843. doi:10.1029/2024GL108843

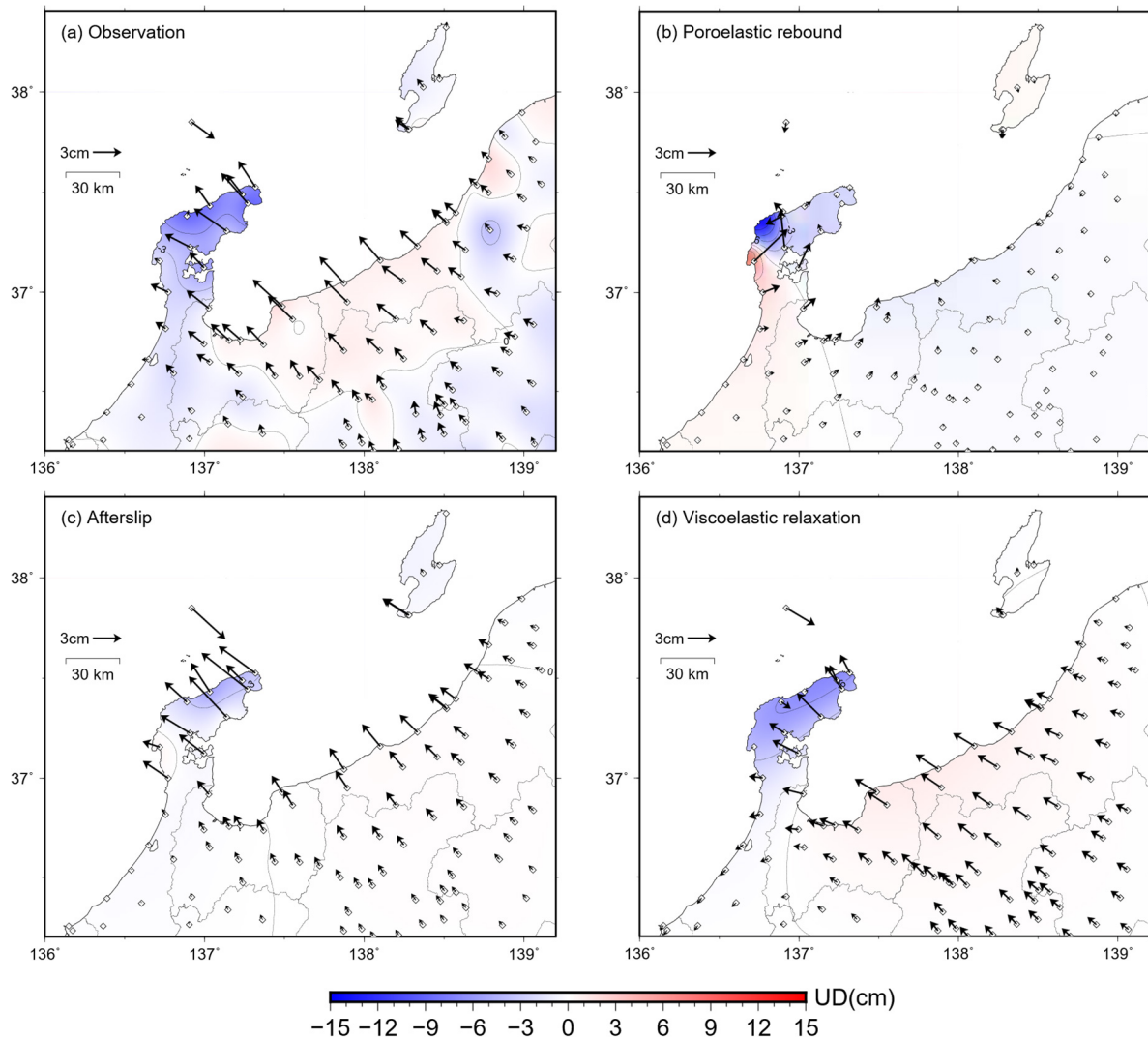


図-1 余効変動の (a) 観測値, (b) 間隙弾性緩和による変動, (c) 余効すべりによる変動, (d) 粘弾性緩和による変動.

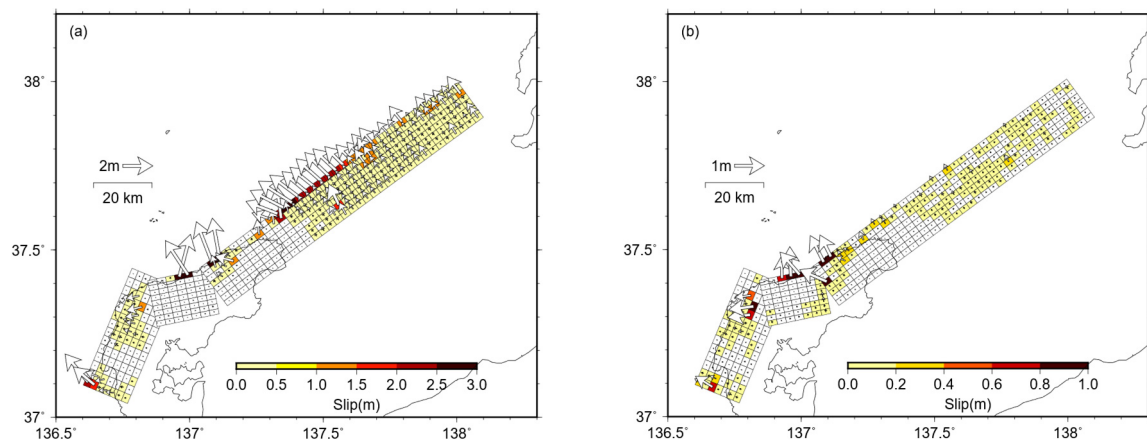


図-2 推定された余効すべり分布. (a) 観測値から推定. (b) 粘弾性変形を取り除いたデータから推定.

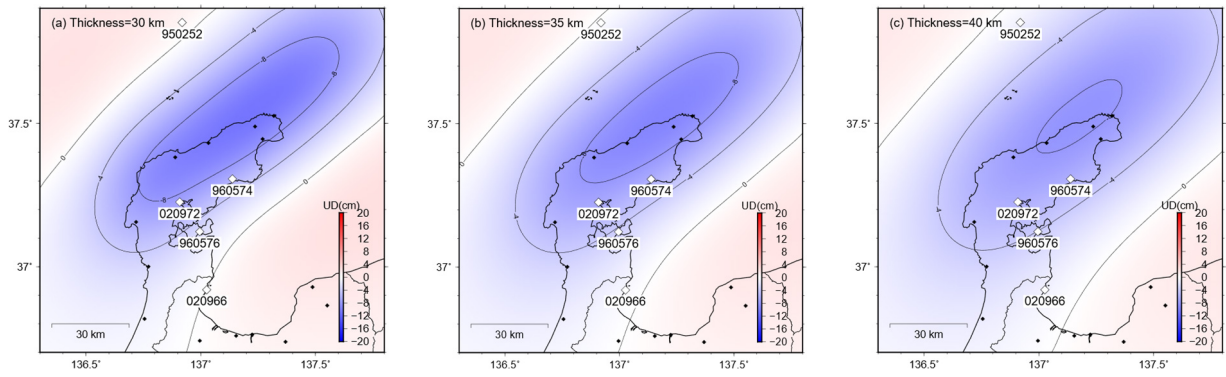


図-3 粘弾性緩和による変動. (a) 弾性層の厚さ 30 km. (b) 弾性層の厚さ 35 km. (c) 弾性層の厚さ 40 km.

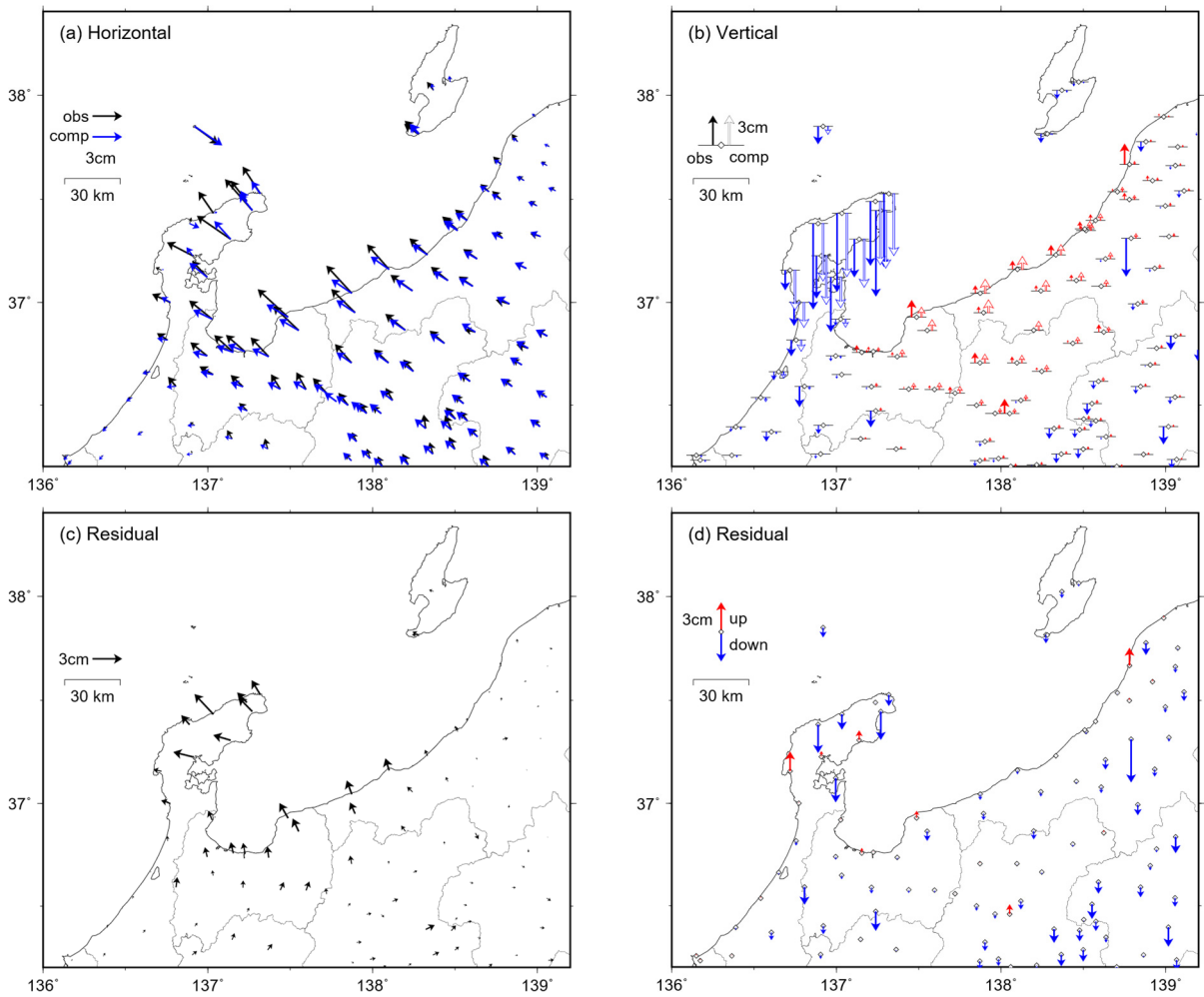


図-4 粘弾性緩和による変動. (a) 水平変動の観測値と計算値の比較. (b) 上下変動の観測値と計算値の比較. (c) 水平変動の残差. (d) 上下変動の残差.

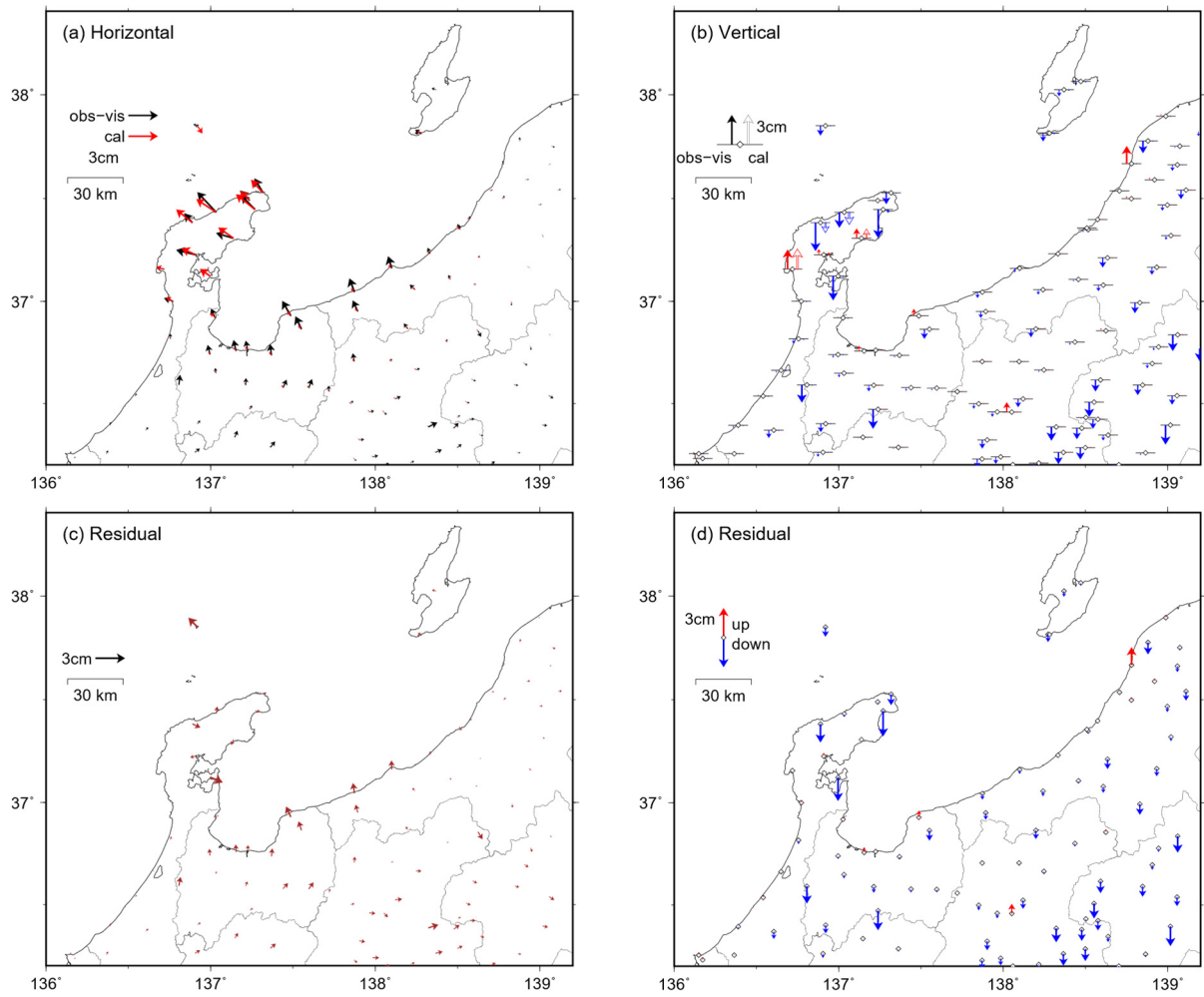


図-5 余効すべりによる変動。(a) 水平変動の観測値から粘弾性変形を取り除いたデータと計算値の比較。(b) 上下変動の観測値から粘弾性変形を取り除いたデータと計算値の比較。(c) 水平変動の残差。(d) 上下変動の残差。