

2018年大阪府北部地震時の断層すべりに伴って観測された歪変化

向井 厚志 (福山市立大学都市経営学部)

大塚 成昭 (元・神戸学院大学人文学部)

福田 洋一 (京都大学大学院理学研究科)

1. はじめに

地震時の断層破壊伝播を表す震源過程の推定には、加速度計等による地震波形や地殻変動データが利用されている。例えば、Yoshida et al.(2011)は2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程を推定する際に、防災科学技術研究所F-netやKiK-net等の強震動波形を用いている。一方、地殻変動データとしては、SARおよびGNSSの観測データに基づいて2016年熊本地震の震源断層およびそのすべり量を推定した国土地理院(2016)等の例がみられるが、歪計や伸縮計等によるデータが震源過程の推定に用いられる例は少ない。埋設型石井式3成分歪計は $10^{-4} \mu$ strain以上の高分解能を有し、直流成分を含む広い周波数帯域にわたって歪地震動を正確に観測することができる。こうしたことから、歪観測を通して断層面で破壊が伝播していく過程で生じる地殻変動をとらえることも可能であると指摘されている(例えば、石井, 1998)。

埋設型石井式3成分歪計が設置された観測点のひとつに、六甲高雄観測室が存在する。同観測室が位置する神戸市は、2018年大阪府北部地震(M6.1)の発生時に震度4のやや大きな揺れにおそわれた。気象庁公開の強震観測データによると、神戸市中央区の最大加速度は約 109cm/s^2 であり、 10cm/s^2 以上の揺れが10秒以上続いた(気象庁, 2018)。この地震に伴って六甲高雄観測室では顕著な歪変化および間隙水流動が観測されており、その主な原因として地震動によって断層破砕帯が収縮したことが考えられた(向井他, 2019)。

本稿では、間隙水流動が始まる前の地震動到達直後に六甲高雄観測室で得られた歪観測値に着目することで、2018年大阪府北部地震の震源過程に伴う歪変化を検出することが可能であることを示すとともに、その観測を乱す要因について報告する。

2. 2018年大阪府北部地震時に観測された歪変化

神戸市の六甲高雄観測室では埋設型3成分石井式歪計(ST1, ST2, ST3)等による地殻変動の連続観測が実施されており、各測定値は0.1秒間隔で収録されている。2018年6月18日7時58分34.1秒に大阪府北部地震(M6.1)が発生した際、震源から約45km西南西に位置する同観測室においても、顕著な歪変化が観測された。図1は、同地震発生前後に観測された歪変化を示す。なお、歪計の感度は、海洋荷重潮汐計算プログラムGOTIC2(Matsumoto et al., 2001)を用いて計算した固体地球潮汐と海洋荷重潮汐を含む理論潮汐との比較から決定した。具体的には、2016~2018年の歪観測値に潮汐解析プログラムBAYTAP-G(Tamura et al., 1991)を当てはめて O_1 および M_2 分潮の振幅を推定したのち、各分潮の観測値に対する理論値の振幅比を求め、その平均値を歪計の感度とした。

図1(a)にみられるように、地震動到達直後から数分の時定数をもつ歪変化が生じ、 $N81^\circ W-S81^\circ E$ 方向(ST1)には縮み、 $N39^\circ E-S39^\circ W$ 方向(ST2)には伸びが現れた。なお、以降、歪の方向を記す場合には、東向きを表記のみとする。図1(a)の08:10時点における歪観測値を用いて主歪を計算すると、最大主歪は $+0.44 \mu$ strain($N26^\circ E$)、最小主歪は -0.37μ strainと求められた。これら主歪の大きさは、後に述べる震

源過程に基づく歪ステップと比べて1桁以上大きく、最大主歪の方向も約30°ずれている。したがって、地震後に現れた数分の時定数をもつ歪変化は、震源過程に伴う弾性的な地殻変動を表しているわけではないと考えられる。

六甲高雄観測室は、ほぼ東西方向に走向をもつ万福寺断層を貫いている。その断層破碎帯周辺からは常時 550ml/s 程度の湧水が生じており、周辺岩盤中では活発な間隙水流動がみられる。図 1(a)から求めた最大主歪の方向はこの万福寺断層にほぼ直交しており、その断層破碎帯の収縮によって、数分の時定数をもつ歪変化が生じた可能性がある。同様な歪変化は、2000 年鳥取県西部地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震など、六甲高雄観測室に顕著な地震動をもたらした地震発生時に観測されてきた。その原因として、地震動によって断層破碎帯から間隙水が流出したことが考えられている(向井他, 2019)。

地震動到達前後の歪変化を詳細にみると、地震動到達は地震発生から約 8 秒後であり、その直後、1 秒程度をかけて直線的な歪変化が生じたことがわかる(図 1(b))。7 時 58 分 46 秒過ぎに S 波到達による大きな歪変化が現れたが、それまでの約 3 秒間、0.01 μ strain オーダの小さな揺れがみられるものの、ほぼ一定の値を維持している。このことは、六甲高雄観測室のような間隙水で満ちた観測点においても地震動到達直後であれば間隙水の流動が始まっておらず、震源過程に基づく歪ステップが観測できる可能性を示唆している。

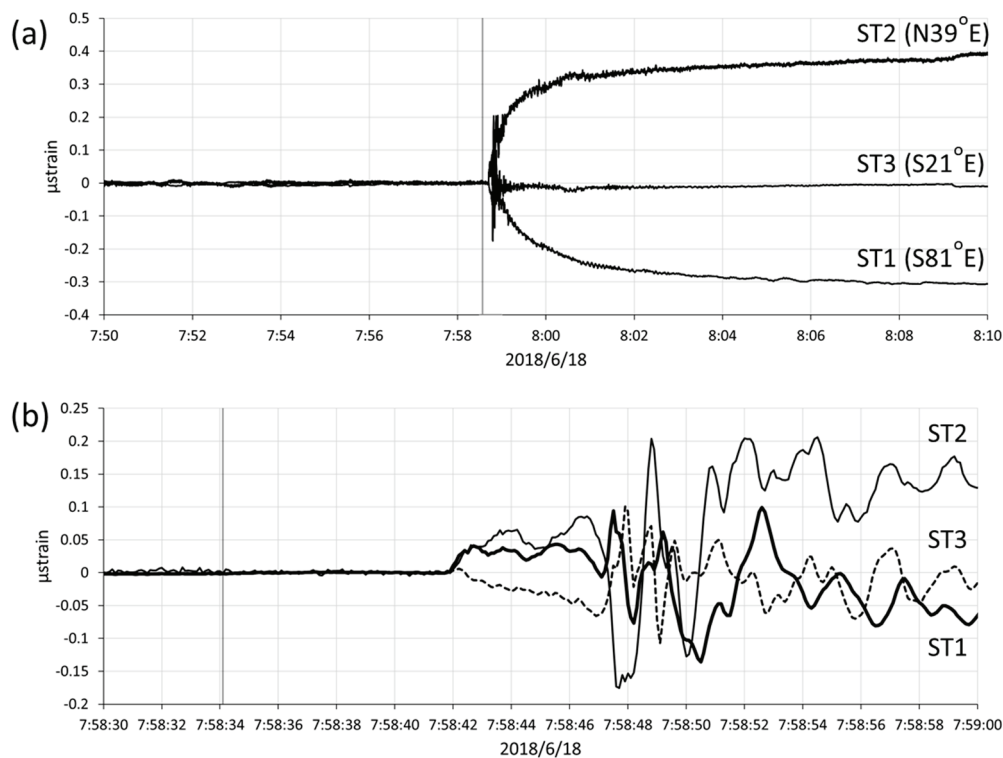


図1. 2018 年大阪府北部地震発生前後に観測された歪変化

(a) 2018/6/18 07:50~08:10 に六甲高雄観測室の埋設型石井式歪計(ST1- 3)で観測された歪変化。図中の歪観測値は、同日 07:58:36.0~07:58:37.0 間の平均値がゼロとなるように上下にずらしてある。(b)上図(a)の一部区間を拡大した図。太線、細線、点線はそれぞれ ST1, ST2, ST3 の歪観測値を示す。なお、図中の縦線は、地震発生時刻を示す。

3. 震源過程に基づいて計算された歪ステップとの比較

京都大学防災研究所(2018)は、K-NET や F-net(強震計)、気象庁震度計、京都大学防災研究所等

の18観測点での速度波形3成分を使用して、2018年大阪府北部地震の震源過程を推定している。その震源過程では、①走向351°、傾斜角50°、東下がりの断層面(長さ4km×幅6km)、および②走向52°、傾斜角77°、南東下がりの断層面(長さ5km×幅6km)を仮定しており、いずれの断層面においても破壊は気象庁一元化震源の位置(北緯34.843°、東経135.622°、深さ12.98km)から始まり、約2.9km/sの速さで広がったとしている。断層面のすべりは1km×1kmのサブ断層ごとに与えられ、断層①は主に逆断層すべり、断層②は主に右横ずれすべりであり、最大のすべりは震源付近で生じた約70cmとなっている。

この震源過程を用いて地震時の断層すべりによる歪ステップを計算したところ、歪ステップの最大主歪はN56°E方向の+0.031 μ strain、最小主歪は-0.016 μ strainと求められた。図2は、図1の歪観測値から得られた主歪変化とともに、震源過程に基づく歪ステップの計算値を示している。

最大主歪および最小主歪は、地震動到達後、1秒程度の時間をかけて直線的に変化した。その後、S波到達による大きな歪変化が現れる約3秒間、ほぼ一定の値を示している(図2(a))。また、最大主歪の方向は、地震動到達直後から約4秒間、東北東方向を維持しており、ばらつきも小さい。7時58分43.0~46.0秒の3秒間に観測された最大主歪、最小主歪および最大主歪方向の平均値は、それぞれ+0.067 μ strain、-0.029 μ strain およびN62°Eであった。歪ステップの観測値と計算値を比較したとき、主歪の大きさはオーダで一致しており、主歪の方向も6°程度の差異にとどまっていることから、図2の7時58分43.0~46.0秒にみられる歪ステップは、2018年大阪府北部地震の震源過程によって生じた歪変化であると推察される。

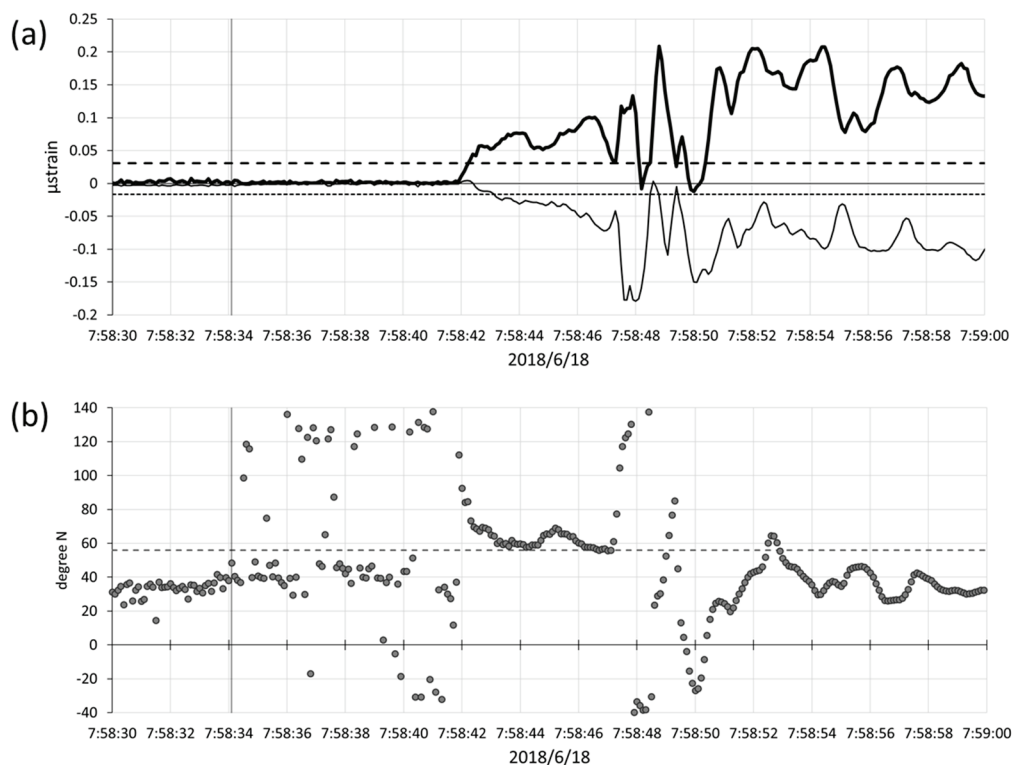


図2. 2018年大阪府北部地震発生前後の主歪変化

(a) 図1の歪観測値を用いて計算された最大主歪(太線)および最小主歪(細線)の時間的变化。横の破線および点線は、それぞれ震源過程(京都大学防災研究所, 2016)に基づいて計算された最大主歪(+0.031 μ strain)および最小主歪(-0.016 μ strain)を示す。縦線は地震発生時刻を示す。(b) 歪観測値に基づく最大主歪の方向(○印)。横の点線は震源過程に基づく計算値(N56°E)を示す。なお、方向は北から時計回りを正とする。

3. 地震時の断層破壊伝播に伴う歪変化

図1および図2に見られるように、7時58分43.0～46.0秒の3秒間に現れる歪ステップの直前、直線的な歪変化が確認できる。最大主歪の直線的な変化は地震動到達直後に始まり、約1秒間で完了している。一方、最小主歪の直線的な変化は、短周期の揺れによって開始が不明瞭ではあるが、1～2秒間続いている。歪ステップが現れるまでのこうした直線的な歪変化は、震源断層の破壊伝播によるすべり拡大を反映している可能性がある。

本研究では、前章で述べた京都大学防災研究所(2018)の震源過程をもとに、断層破壊伝播に伴う歪変化を次に示す手順で近似的に計算した。まず、1km四方のサブ断層を縦横11分割した121メッシュに細分化し、各メッシュにはサブ断層のすべり量を121分の1としたすべりベクトルを与える。一定の速度で震源から同心円状に破壊が伝播すると仮定して、その円内に中心が含まれるメッシュのすべりベクトルに、気象研究所の地殻変動解析支援プログラム MICAP-G(内藤・吉川, 1999)を当てはめて、破壊開始後の歪変化を0.1秒間隔で求めた。図3は、破壊伝播速度を2, 3または4km/sと仮定したときに得られる主歪変化の計算値を示す。なお、図3では、計算値の大きさを2倍にして、図2の観測結果とともに表示している。また、最大主歪の方向の計算値は、いずれの時刻においてもN56°E～N57°Eとなった。

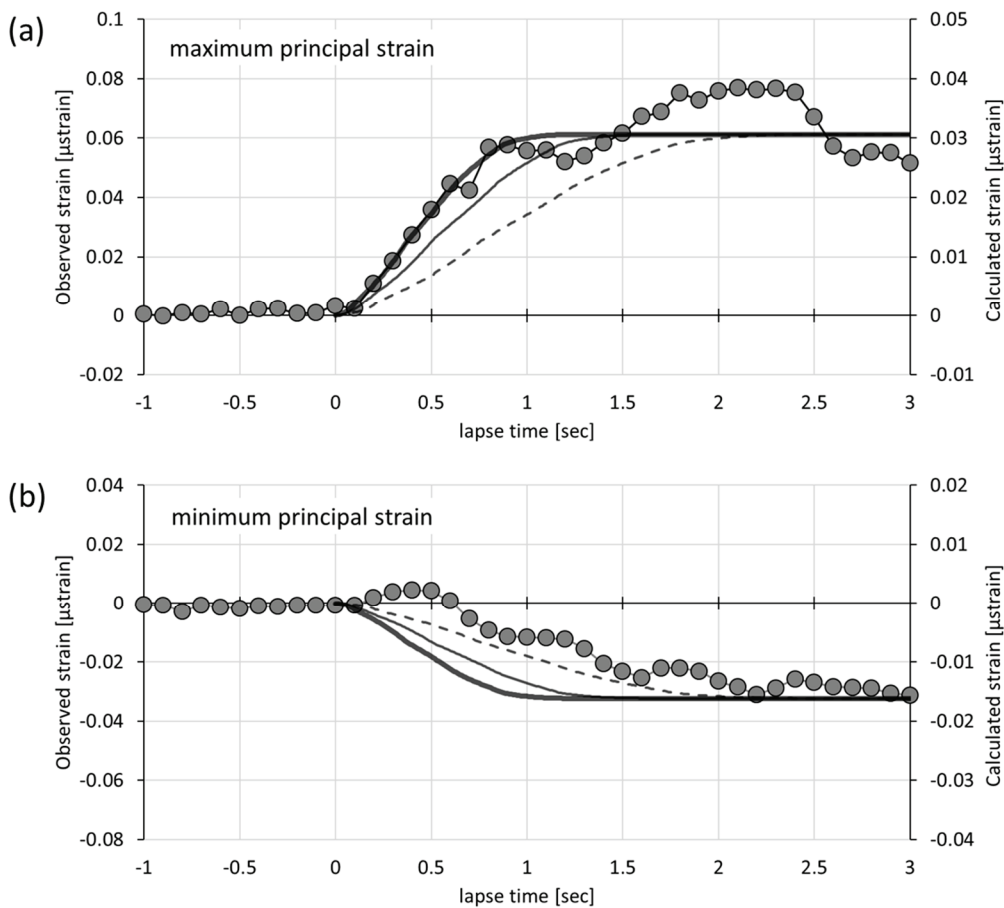


図3. 観測された主歪変化と震源過程に基づいて計算された主歪変化の比較

(a) 最大主歪, (b) 最小主歪。図中の○印は、図2の歪観測値に基づく主歪変化を示す。図中の点線、細線、太線は、それぞれ断層面上の破壊伝播速度を2, 3, 4km/sと仮定したときに計算された主歪変化である。なお、観測値に対して計算値を2倍して表示している。横軸は、地震動が到達したと推定される7:58:41.8を起点とする経過時間を示す。

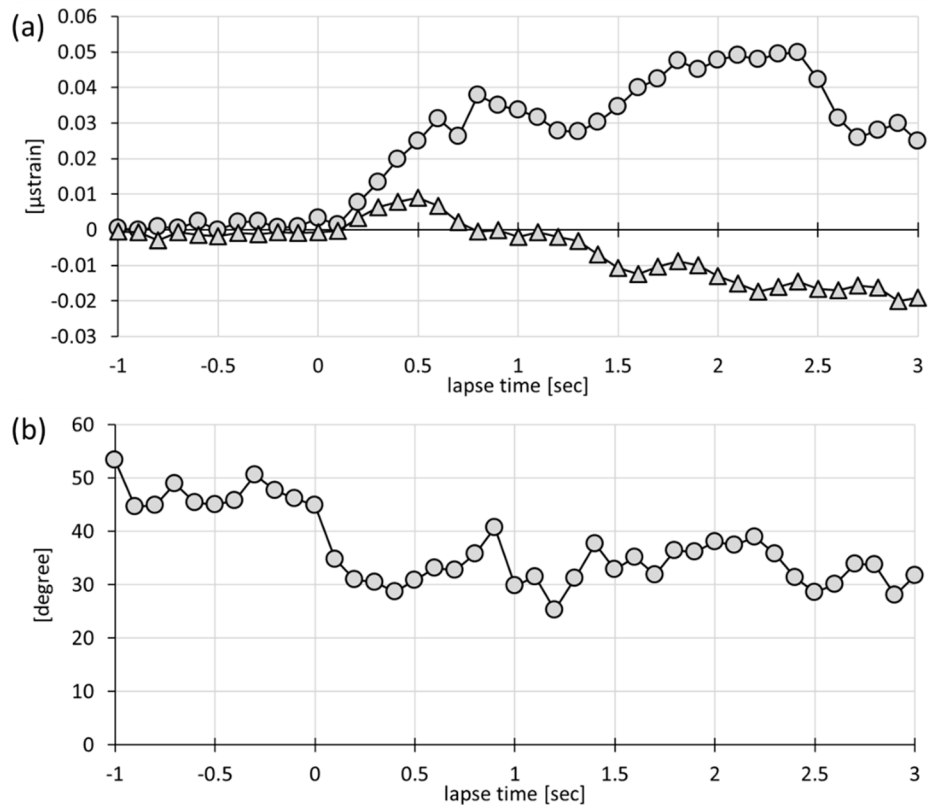


図4. 歪観測値と計算値の差異

(a) 歪観測値から破壊伝播速度 3km/s を仮定したときの計算値を除去したのちの残差を用いて、最大主歪 (○印) および最小主歪 (△印) の時間的変化を計算した。横軸は、地震動が到達してからの経過時間を示す。(b) 最大主歪の方向であり、北から時計回りを正とする。

歪の変化率でみると、観測された最大主歪の変化は破壊伝播速度が 4km/s のとき、最小主歪は 2km/s のときの計算値に近いことがわかる。しかし、最大主歪と最小主歪で破壊伝播速度が異なる見え方になることはありえない。また、観測された主歪は計算値の 2 倍程度であり、大きさに関しても顕著な差異がみられる。このことから、地震動到達直後に観測された歪ステップには、破壊過程に伴う歪変化以外の影響が含まれていると考えられる。

2018 年大阪府北部地震の震源過程を推定した京都大学防災研究所 (2018) は、破壊伝播速度を 2.9km/s と見積もっている。そこで、破壊伝播速度 3km/s のときの主歪変化の計算値をもとに、歪観測値と計算値の差を求め、再度、主歪の計算を行なった (図4)。

歪ステップが現れた時間帯、歪観測値と計算値の差異から求めた最大主歪の方向は、ほぼ $\text{N}30^\circ\text{E}$ ~ $\text{N}40^\circ\text{E}$ の間で推移している。この方向は、第2章で述べた間隙水流動等による最大主歪の方向 ($\text{N}26^\circ\text{E}$) と近く、断層破碎帯にほぼ直交した方向となっている。このことから、地震動によって空隙が押しつぶされた結果として断層破碎帯の収縮が生じていた可能性が考えられる。地震動到達後、図4の最大主歪および最小主歪は、1 秒弱のゆらぎを除くと、その大きさが増大傾向にあり、断層破碎帯中の空隙の圧縮が進展していったことが伺える。

以上のように、間隙水で満たされた地殻変動観測点においても、間隙水流動が始まるまでの短時間であれば、地震時の断層すべりによる歪ステップをとらえることが可能であり、震源過程が表す断層破壊伝播に伴う歪変化をも検出できるものと考えられる。ただし、断層破碎帯の近傍では、地震動で生じた空

隙の圧縮による歪変化が加わる可能性があり、歪観測値に基づいて震源過程を考察する際には、周辺岩盤の力学的、地質学的特徴を考慮する必要があると言える。

4. まとめ

2018 年大阪府北部地震時に六甲高雄観測室で観測された歪変化には、地震動到達直後、東北東方向に伸びとなる 0.01μ strain オーダの歪ステップが現れた。この歪ステップは、同地震の震源過程に基づく計算値とオーダで一致しており、間隙水流動が始まるまでの短時間であれば、震源断層のすべりによる歪ステップをとらえることが可能であると考えられる。また、地震動到達直後の 1 秒間、直線的な歪変化が観測されており、震源過程が表す断層破壊伝播に伴う歪変化をも検出できたものと考えられる。ただし、六甲高雄観測室の歪観測値には、地震動による断層破碎帯の収縮の影響が含まれている可能性があり、碎帯の発達した断層破碎帯や周辺岩盤が歪地震動に及ぼす影響をいかに評価するかが今後の課題として残る。

謝 辞

六甲高雄観測室の整備と観測継続に関しては、神戸市道路公社および阪神高速道路株式会社のご理解とご援助の賜である。ここに謝意を表す。

参考文献

- Yoshida K., K.Miyakoshi and K.Irikura(2011): Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, Earth Planets Space, 63, 577-582.
- 国土地理院(2016): 平成28年熊本地震の震源断層モデル(暫定), <https://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf>
- 石井紘(1998): 深部ボアホール地殻活動総合観測の重要性・今後の短期予知研究の地殻変動連続観測, 月刊地球, 号外 20, 198-204.
- 気象庁(2018): 強震波形(大阪府北部の地震), https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/kyoshin/jishin/1806180758_osakafu-hokubu/index.html
- 向井厚志・大塚成昭・福田洋一(2019): 2018 年大阪府北部の地震および西日本豪雨に伴う六甲高雄観測室における地殻変動について, 42, 115-122.
- Matsumoto, K., T. Sato, T. Takanezawa, and M. Ooe (2001): GOTIC2: A Program for Computation of Oceanic Tidal Loading Effect, J. Geod. Soc. Japan, 47, 243-248.
- Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe and M. Ishiguro (1991): A procedure for tidal analysis with a bayesian information criterion. Geophys. J. Int., 104, 507-516.
- 京都大学防災研究所(2018): 2018 年 6 月 18 日 7 時 58 分大阪府北部の地震の震源過程, <https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/220/image220/030.pdf>
- 内藤宏人・吉川澄夫(1999): 地殻変動解析支援プログラム MICAP-G の開発, 地震2, 52, 101-103.