

第 2 2 0 回

地震予知連絡会資料

2018 年 8 月 24 日



京都大学防災研究所

第220回地震予知連絡会提出資料

目 次

I. 近畿地方北部の地殻活動 (4)

1. 丹波山地における微小地震活動の静穏化 . . . 1
2. 地殻変動連続観測のトレンド変化 . . . 2

II. 大阪府北部の地震について (4)

1. 有馬高槻構造線の南にみられる地震のリニアメントについて . . . 4
2. 2018年6月18日大阪府北部地震発生の前後に得られた阿武山観測所の地殻変動連続観測記録 . . . 5
3. GNSS 連続観測による大阪府北部の地震(M6.1)の地殻変動 . . . 8
4. 2018年6月18日大阪府北部の地震の震源域周辺の Sentinel-1 干渉解析結果 . . . 10
5. 大阪府北部の地震の震源域付近の応力場と周辺の断層への影響について . . . 13
6. 2018年6月18日7時58分大阪府北部の地震の震源過程 . . . 16

近畿北部の地殻活動 ～丹波山地における微小地震活動静穏化～

京都大学防災研究所地震予知研究センター

大阪府北部から京都府中部、琵琶湖西岸にかけての「丹波山地」は微小地震活動が定期的に活発な地域である。微小地震発生数は2003年1月末ごろ突然それ以前の約7割に低下し、その静穏状態は長期にわたり継続していた。1946年南海地震や1995年兵庫県南部地震前にこの地域の地震活動が低下したことが知られており、近年の静穏化の推移が注目されていたが、その後わずかなレートの増を繰り返しつつも、大きなレートの変化は無かった。

2011年1月末ごろ、さらに発生数が減少し、2003年以来最低のレートを記録した。2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震(M9.0)時にはとくにレートに変化は見られなかったが、2011年2月以降この低いレート(図1の矩形範囲内で約1400 events/year)を維持している。

2018年6月18日の大阪府北部の地震(M6.1)は、従来の「丹波山地」の微小地震活動域の南限である有馬高槻構造線より南側の大阪平野内で発生した。余震域の一部は「丹波山地」の従来からの活動域と重なっているが、それ以外の「丹波山地」では、静穏化もしくは活発化といった大きな変化は見られない。(積算数を数える領域は、今回の大阪府北部の地震の余震域を含んでいるが、図2(上)のdeclusterした積算発生数には、その前後でほとんど変化が見られない。)

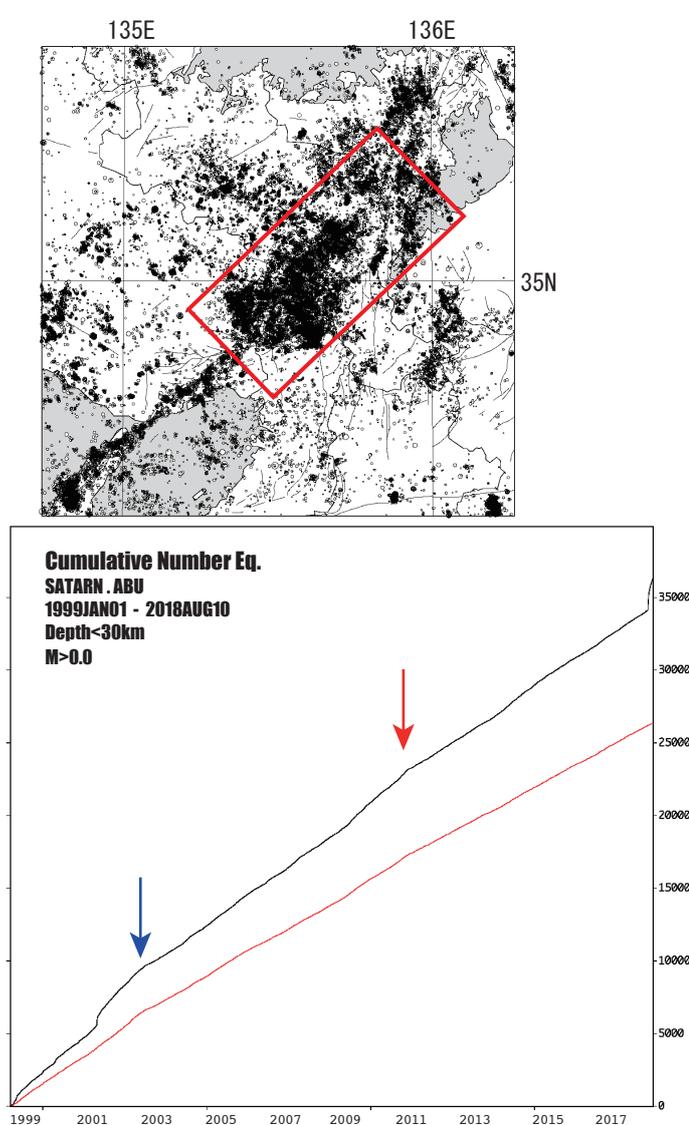


図1：上に示す近畿地方北部の矩形範囲内における積算地震発生数。1999年1月～2018年8月10日。京都大学防災研究所地震予知研究センターによる。

青矢印は丹波山地の静穏化が始まった2003年初頭の時期を示す。赤矢印は東北地方太平洋沖地震前にさらに静穏化した時期を示す。

赤線は decluster したカタログによる積算発生数。

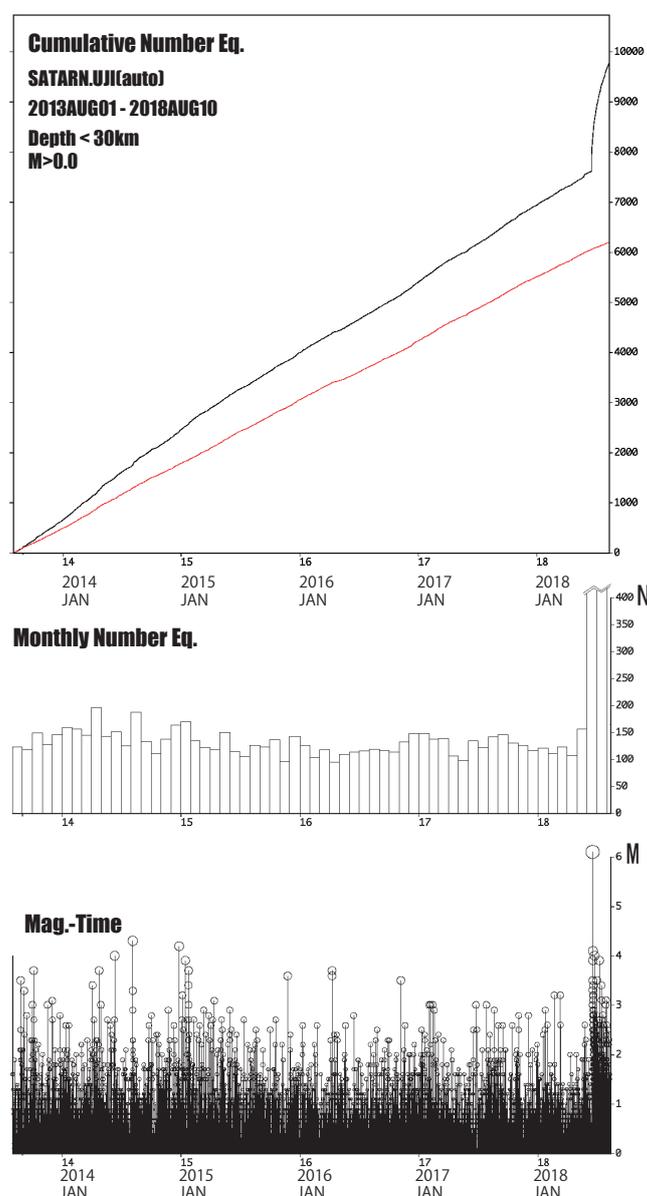
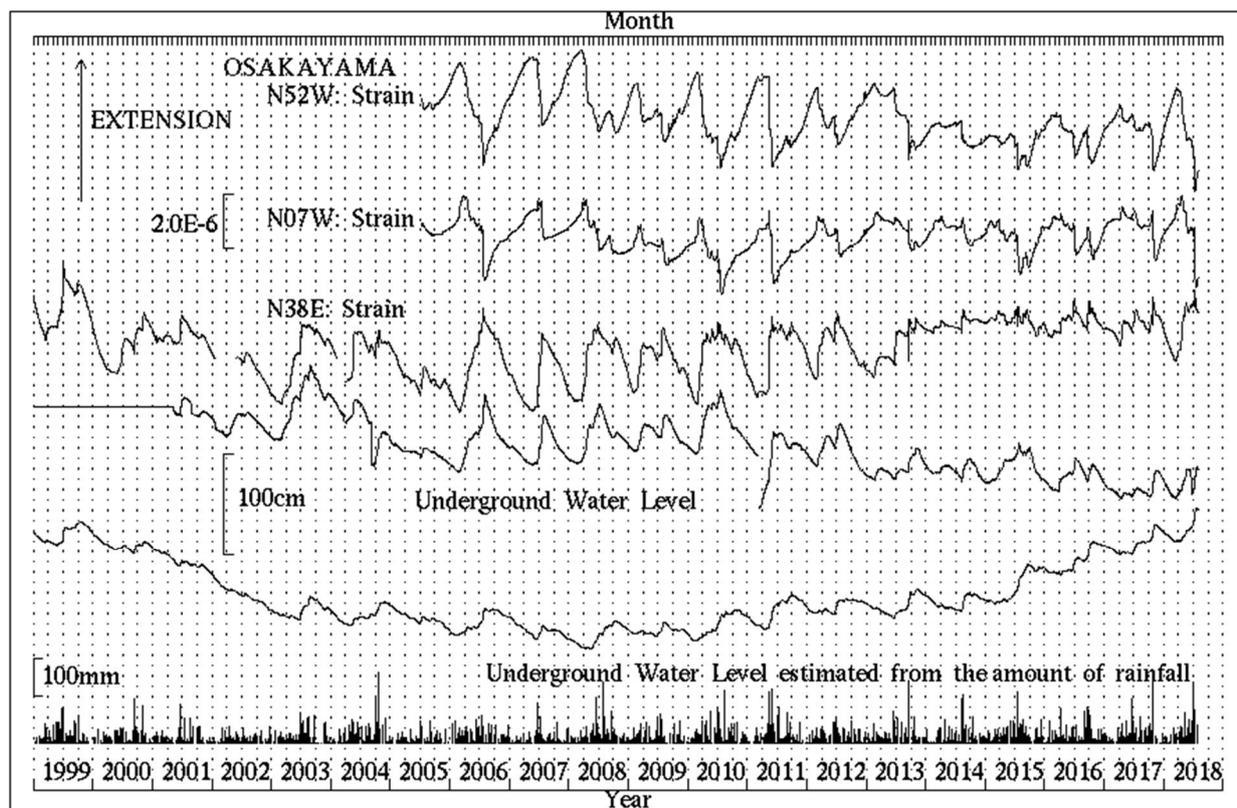


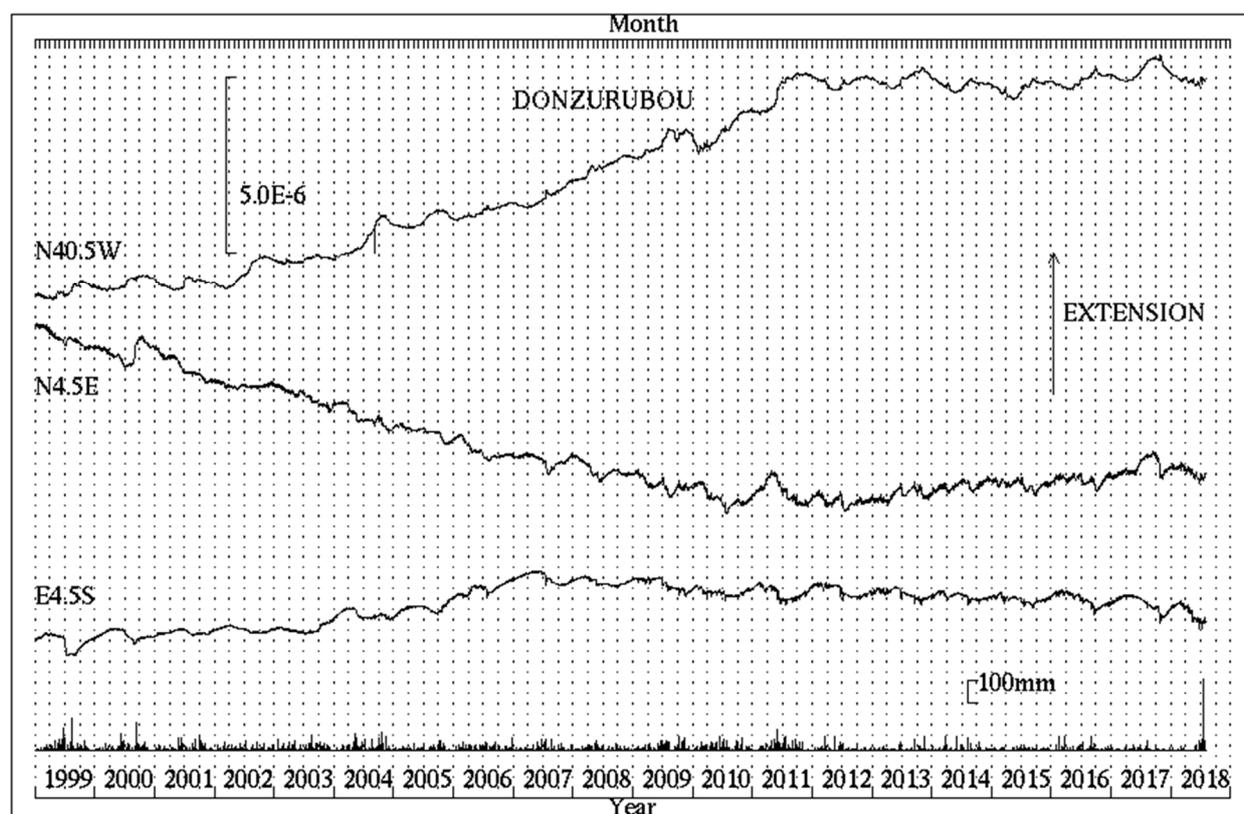
図2：(上) 図1上に示す近畿地方北部の矩形範囲内における積算地震発生数。京都大学防災研究所地震予知研究センターによる。赤線は decluster したカタログによるもの。2013年8月1日～2018年8月10日、30km以浅。(中) 同範囲内での月別地震発生数。(下) 同じく気象庁一元化震源に基づくMT図。

近畿北部の地殻活動 ～地殻変動連続観測のトレンド変化～

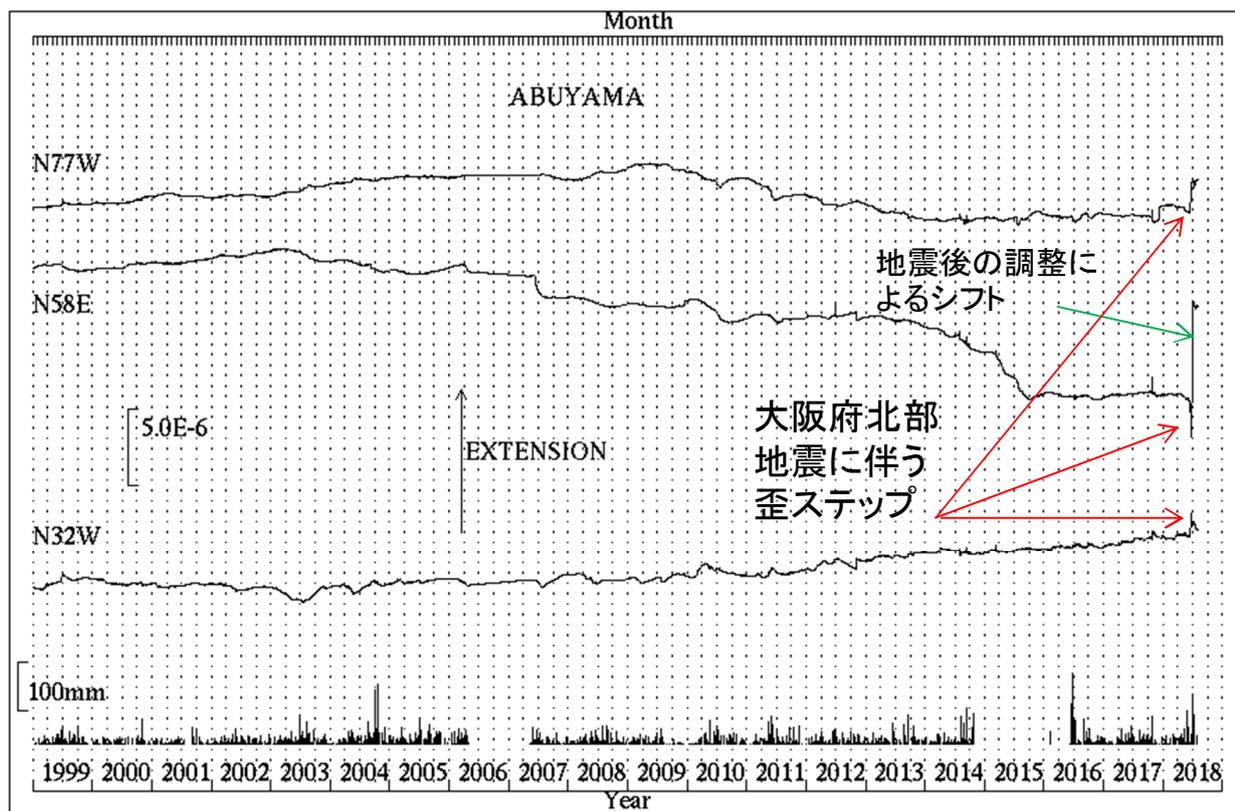
京都大学防災研究所附属地震予知研究センター



第1図 逢坂山観測所における歪変化、地下水位と日雨量(1999年1月～2018年7月)



第2図 屯鶴峯観測所における歪変化と日雨量 (1999年1月～2018年7月)



第3図 阿武山観測所における歪変化と日雨量（1999年1月～2018年7月）

近畿地方横坑連続観測点3点の1999年1月～2018年7月の伸縮計記録を示す。
微小地震活動の静穏化と同時に歪速度が変化したため、その推移に注意している。

有馬高槻構造線の南にみられる地震のリニアメントについて

京都大学防災研究所地震予知研究センター

近畿地方中部の微小地震活動は、有馬高槻構造線を境に北側の北摂・丹波山地で非常に活発なのに対し、南側の大阪平野で不活発であるという特徴がある。しかし、有馬高槻構造線の地表トレスより南側の平野部でも、1987年の摂津富田付近M4.0を代表とする「有馬高槻構造線に平行な地震の線状配列」が見つけられていた。(飯尾、1989)

1995年の兵庫県南部地震(M7.3)直後からの北摂・丹羽山地の地震活動活発化により、このリニアメントがよりはっきり見えてきた。(京都大学防災研究所地震予知研究センター、1996)図1で細い線で示してあるのが活断層であり、問題のリニアメントは有馬高槻構造線よりも約2km南側に位置し、かつ構造線に平行に続いているように見える。また、兵庫県南部地震の最大余震とされている1995年1月17日7時38分M5.4もこのリニアメントの延長上の伊丹断層付近に位置している。主な地震の発震機構はストライクスリップであり、節面のひとつはリニアメントにほぼ平行で、P軸は北西-南東で、近畿地方の平均的方向(東西)から大きくずれている。これらは有馬高槻構造線に平行する潜在断層の存在を示唆するものとされていた。

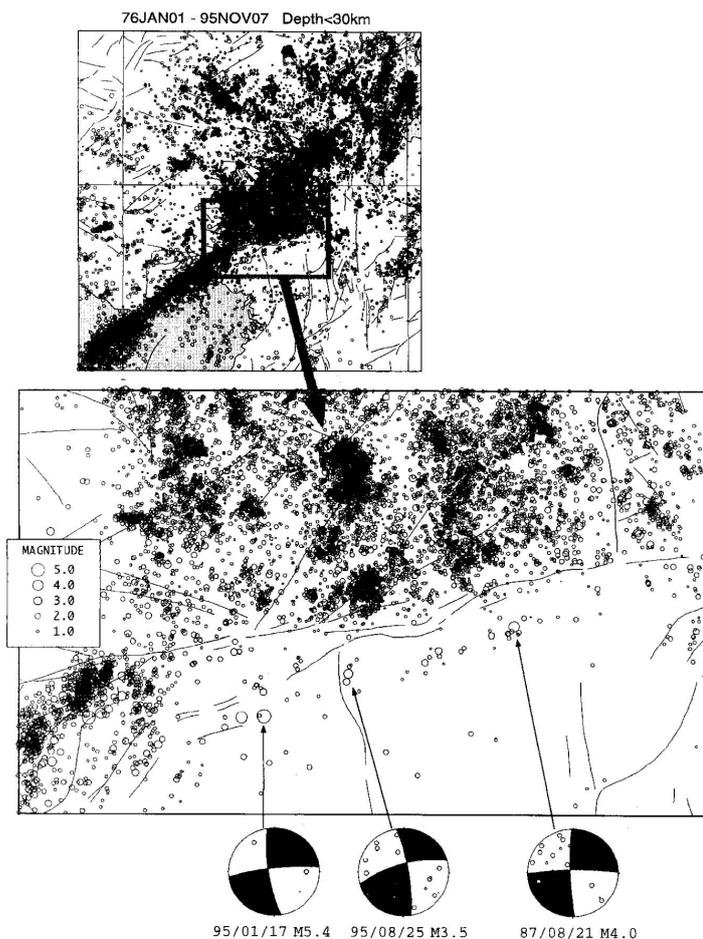


図2は、京都大学防災研究所地震予知研究センターの阿武山系微小地震観測網による1976年～2001年(手動観測が行われていた期間)の震央分布に、2018年6月18日以降の気象庁速報震源による震央分布を重ねたものである。今回の余震域南部で東北東-西南西に連なる分布は、2つの本震断層面のうち南側の横ずれ成分の大きな面に沿うものと考えられ、従来知られていた上述のリニアメントの延長上に位置するように見える。本震の断層のひとつは、有馬高槻構造線の南側に平行する潜在断層との関連があるものと考えられる。

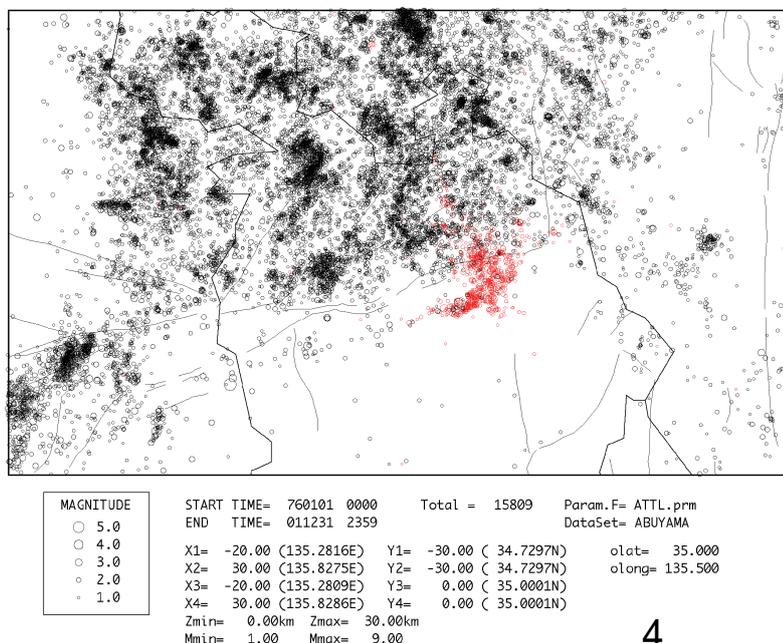
文献:

飯尾能久(1989)、有馬・高槻構造線の南側で発生した小地震(M=4.2)について、地震予知「きんぎ・けいはんしん」研究論文集、412-415。

京都大学防災研究所地震予知研究センター(1996)、兵庫県南部地震余震域周辺の地震活動、地震予知連絡会会報、55、508-515。

◀図1:

京都大学防災研究所地震予知研究センター(1996)の図5を再掲。阿武山観測所観測網による1976年～1995年11月7日(30km以浅)の近畿地方中・北部における震央分布。有馬高槻構造線の南側にみられる微小地震のリニアメントとそれに沿う代表的な地震の発震機構。(上半球ステレオ投影)



◀図2:

有馬高槻構造線周辺の微小地震分布。黒丸は、京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山系観測網による1976-2001年の手動観測カタログによる震央分布。(30km以浅、M>1.0) 赤丸は、気象庁速報震源による2018年6月18日～8月10日の震央分布。(30km以浅、M>1.0)

2018年6月18日大阪府北部地震発生の前後に得られた 阿武山観測所の地殻変動連続観測記録

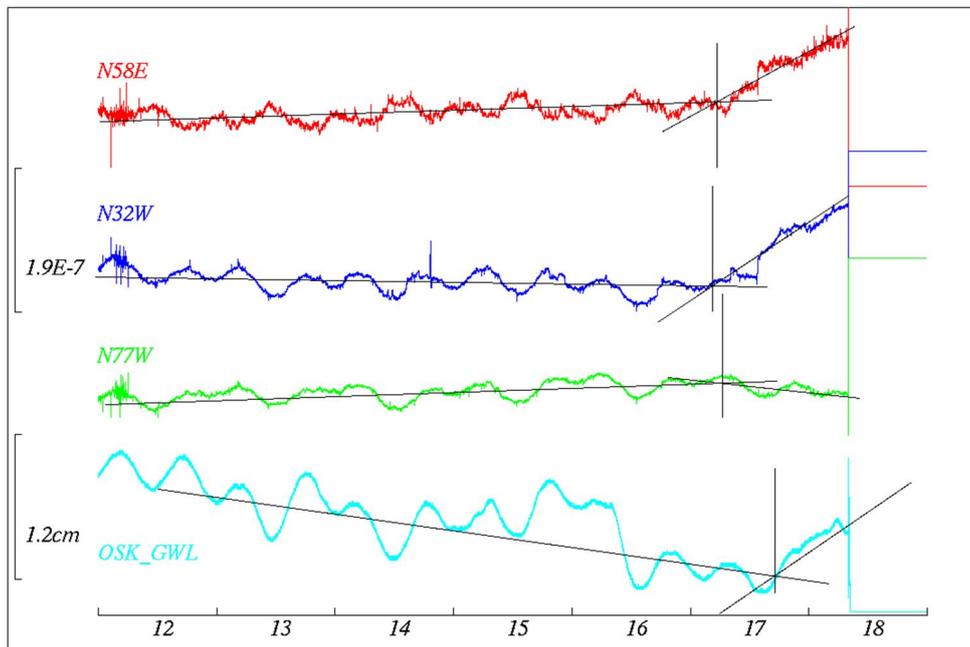


図1 6月12日～18日の阿武山歪計記録と逢坂山水位記録。17日4時頃から歪レート急激な変化が見られ、やや遅れて水位にも変化が現れた。N58EとN32Wの歪変化率は数日で年周変化量に達する値である。変曲点の決定には「大谷式変曲点確定法」を使用しているため、値には客観性がある。このようなレートの変化をもたらす歪の主軸は、方位角10度で $2.4E-12$ /秒と方位角100度で $-2.7E-13$ /秒である。

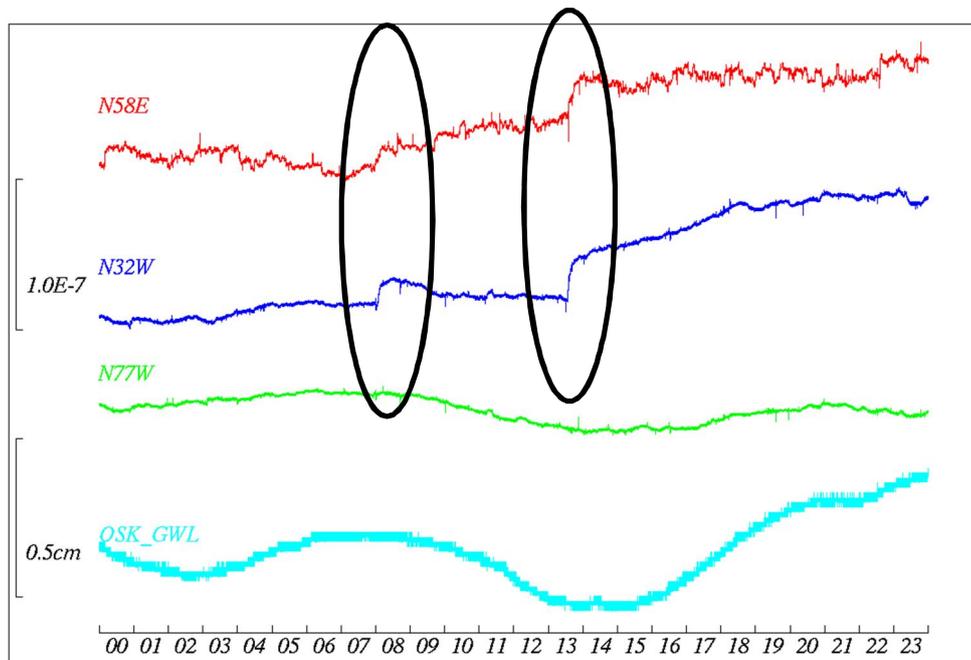


図2 図1の17日分の拡大図。楕円で囲んだ部分が図1ではステップ状の変化に見えるが、ある程度の時間をかけた変化である。図3, 4にステップ状変化部分の拡大図を示す。

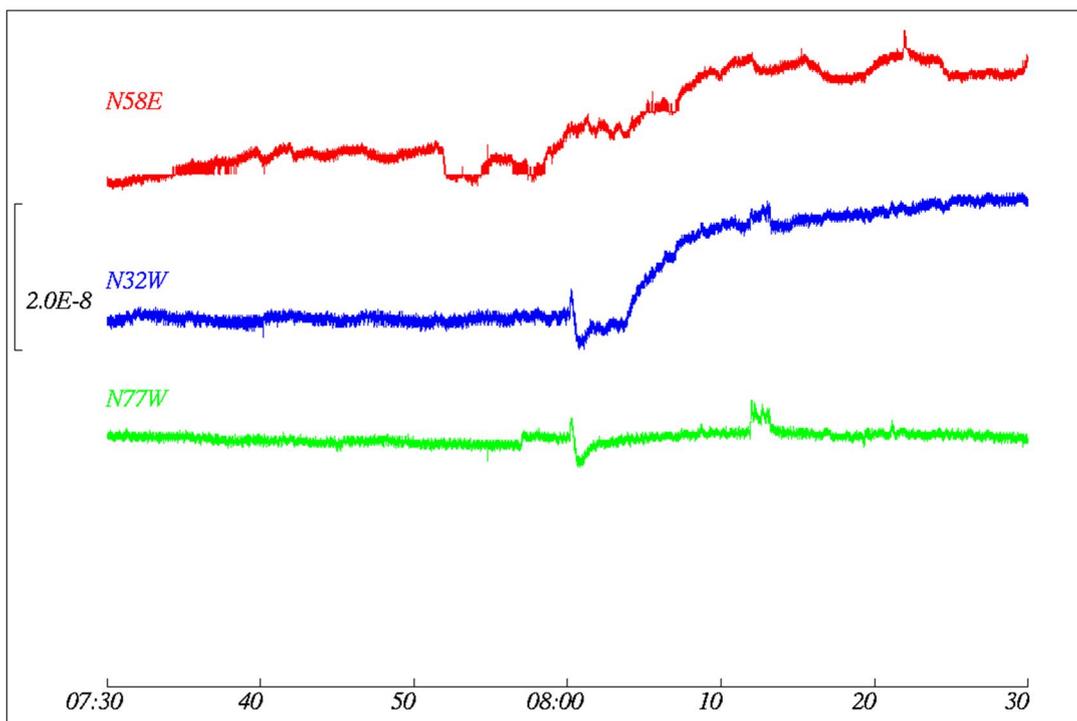


図3 17日7時30分～8時30分の歪記録。7～8分かけて $2.0E-8$ 程度変化している。

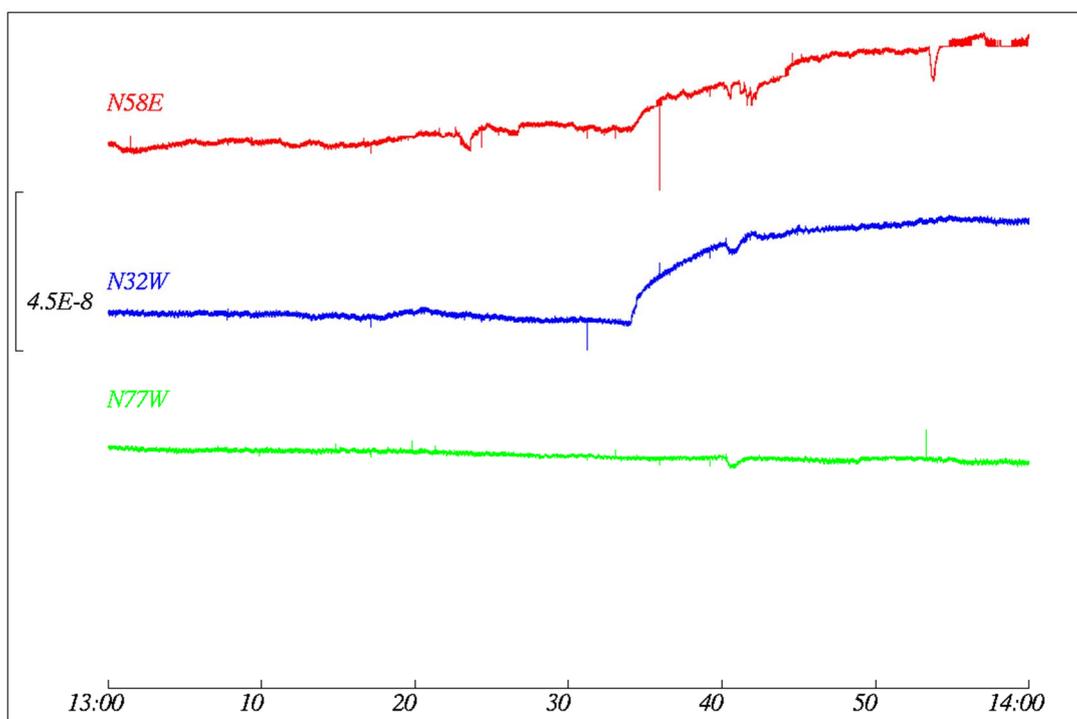


図4 17日13時～14時の歪記録。7～8分かけて $4E-8$ 程度変化している。

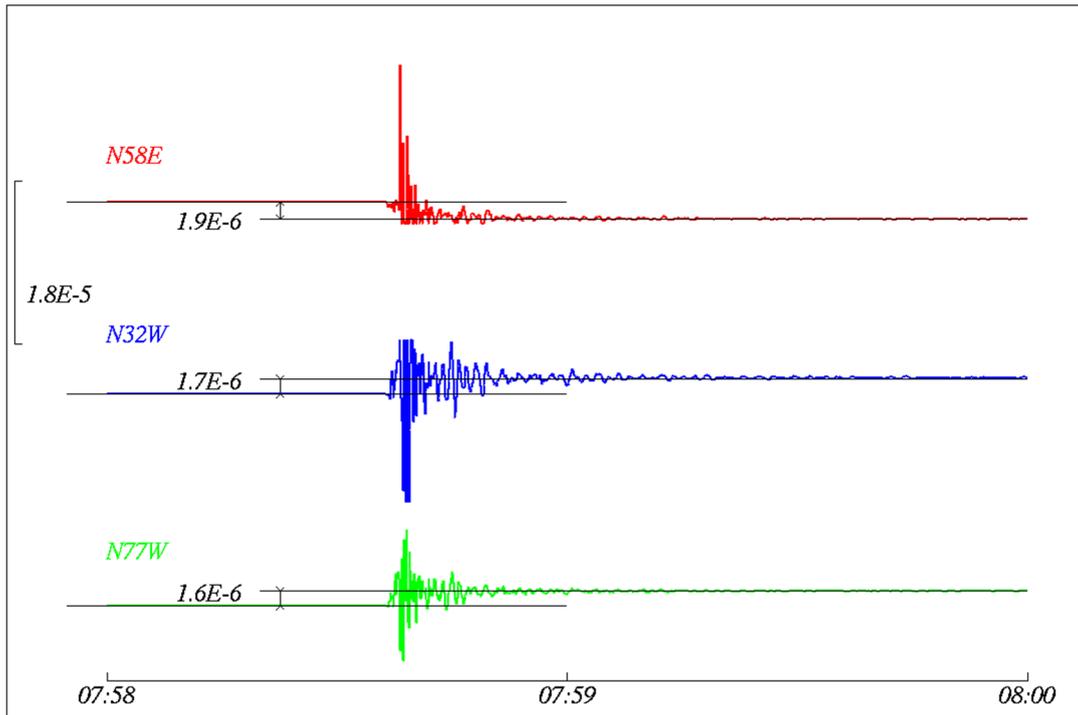


図5 地震に伴って記録された歪ステップ。ステップ量から求めた主軸方向と歪量は、方位角126度で $+2.4 \times 10^{-6}$ 方位角36度で -2.6×10^{-6} である。N58E成分は地震後約100分で余効変動のためにサチュレートした。余効変動の向きはN58EとN32Wでは縮み、N77Wでは伸びである。

GNSS連続観測による大阪府北部の地震(M6.1)の地殻変動

2018年6月18日に発生した大阪府北部の地震(M6.1)に伴い、極めて微少であるが地震に伴う地殻変動が観測されていると考えられるため、震源断層モデルを推定した結果を報告する。GNSSデータはJPL速報暦とGIPSY Ver6.2による精密単独測位法を用いて日座標値を算出し、2018年6月の1ヶ月間の時系列データに対して、6月18日にオフセットを持つ直線をフィッティングして求めたベクトルが図1の黒矢印である。変位ベクトルが震源域より北西側では東向きから北向き、震源域より南東側では西向きから南向きの地殻変動が観測され、均質半無限弾性体中の矩形断層一様すべりの震源断層モデルで説明できることから、震源域周辺の変位ベクトルは地震に伴う地殻変動だと考えられる。なお、推定された震源断層モデルは、北東-南西走向の逆断層成分を含む右横ずれ断層であり、強震波形インバージョンから右横ずれ成分が卓越するという結果(浅野・他, 2018)と調和的である。

謝辞: 国土地理院GEONETデータを利用しました。ここに記して感謝いたします。

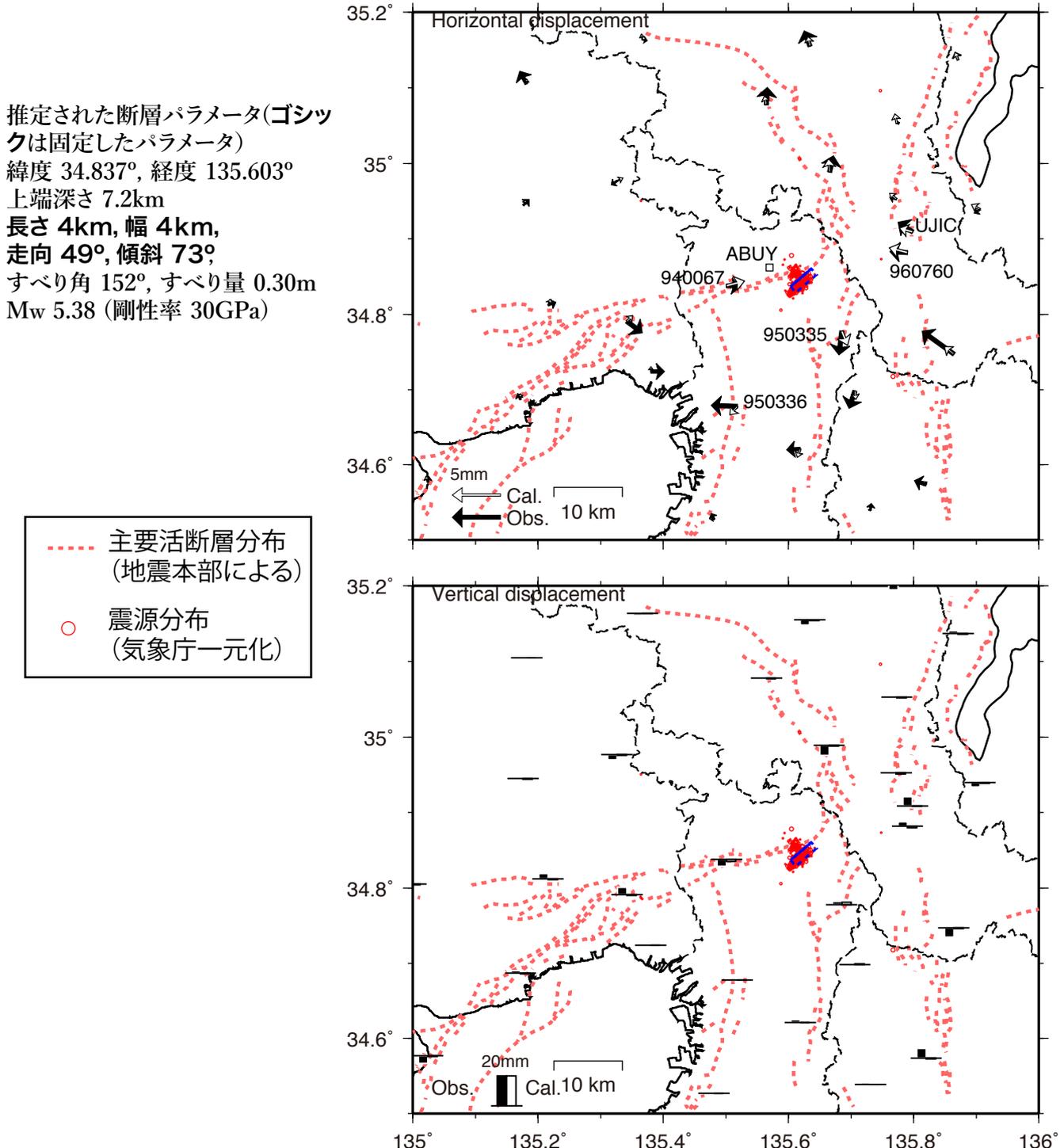


図1 GNSS連続観測点において観測された大阪府北部の地震(M6.1)に伴う地殻変動と震源断層モデル。(上)水平変動。(下)上下変動。

震源域を挟むような各基線 (図 2 a)における地震前後 6 ヶ月間の日座標値の時系列からは, 東西方向の基線(図2b-d)では東西短縮, 南北方向の基線では南北伸張を示すような微小な地震時地殻変動が確認出来る. また, ABUY(図2a)は, 震源域近傍に地震後に設置した観測点である. どの基線においても顕著な余効変動は見られない. (文責: 西村)

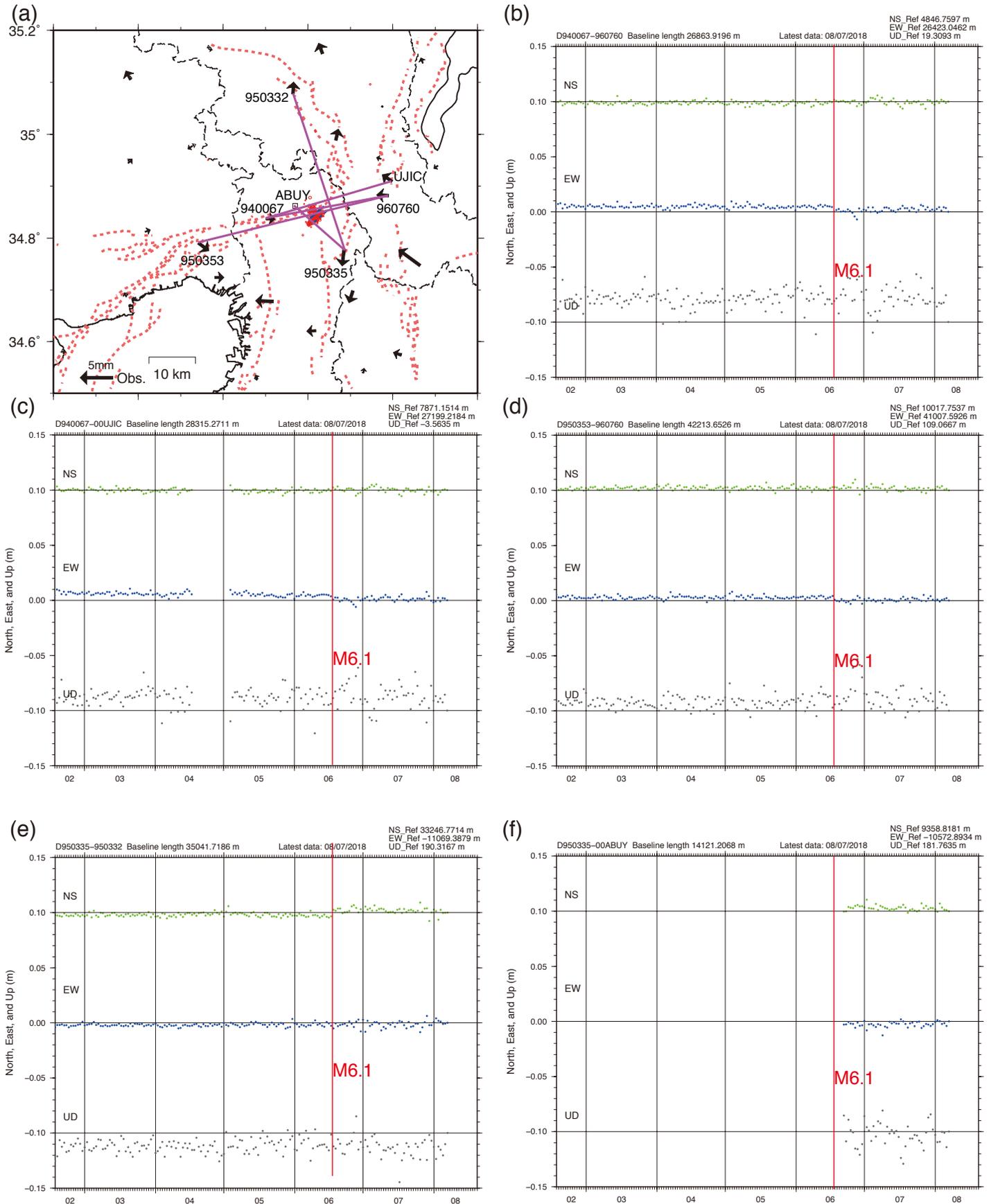


図2 GNSS連続観測点をつなぐ各基線の日座標値の時系列. (a)基線配置図 (b)940067-960760基線. (c)940067-UJIC基線. (d)950353-960760基線. (e)950335-950332基線. (f)950335-ABUY基線.

2018年6月18日大阪府北部の地震の震源域周辺の Sentinel-1 干渉解析結果

京都大学防災研究所

2018年6月18日の大阪府北部の地震前後の Sentinel-1 の SAR 画像を解析したので報告する。

Sentinel-1 は、欧州宇宙機関が打ち上げた地球観測衛星で、現在 2 機が運用されている。1 機の再来周期 12 日で、同じ軌道を周回しているために、最短 6 日間の間隔で干渉画像を得ることができる。使用しているマイクロ波が C バンド（波長 5.6 cm）のため、だいち 2 号の L バンド SAR 干渉画像に見られる電離層擾乱の影響が小さく、変位の分解能も高い。山間部や森林地帯での干渉性が低い。今回の対象領域が都市域であるため、今回、表 1 に示す画像を入手し、Gamma®を用いて干渉処理を行った。

Sentinel-1 の IW（Interferometric Wide-Swath）モードの画像を用いた。このモードの画像は、3 つの帯状領域（swath という）の観測画像からなる。いずれの軌道からも真ん中の swath（IW2）が大阪平野をカバーするので、この swath のみを解析した。空間分解能は、マイクロ波射出方向 2.3 m、衛星進行方向 13.9 m であり、これをそれぞれ 23 m、28 m に平均化して位相変化を求めた。Flattening や大気遅延補正等の処理は施していない。

大気遅延等の影響は、独立のペアの干渉処理をし、干渉画像をスタックすることで低減できる可能性がある。6 月 18 日の地震後に南北両軌道からすでに 2 回以上の観測がなされ、地震前の複数の画像を 2 つの独立ペアを構成することができる。ここでは、地震直近の 5 月末から 6 月末までの画像を利用した。

図 1 に北行軌道からの干渉画像を示す。（左）がペア①（5 月 24 日と 6 月 23 日の観測）の干渉画像、図 1（右）がペア②（6 月 5 日と 29 日の観測）の干渉画像である。いずれの干渉画像にも、地震時変位と考えられる明瞭なコヒーレントなシグナルは認められない。ペア②の干渉画像には、短波長の変化が見られるが、ペア①にはない。気象庁の観測によると、6 月 29 日の 18～19 時に大阪で 17 mm の降雨があったので、この影響であろう。図 2 は、南行軌道からの干渉画像である。（左）がペア③（5 月 30 日と 6 月 23 日の観測）の干渉画像、（右）がペア④（6 月 11 日と 29 日の観測）の干渉画像である。ペア④の干渉画像には、桂川・宇治川・木津川の合流地帯（135.7°N、34.9°N 付近）で、視線距離伸長が認められる。地盤が軟弱な地域で、堤防の損傷の報告もあることから、地表変動を捉えていると考えられるが、ペア③にはそのような変動は認められない。したがって、大気の影響による見かけの変動と考えられる。その他の地域でも 1 cm 前後の局所的な閉じた縞模様が散見されるが、独立なペアの干渉画像において、対応する変化が検出されないため、地表面の変動とは考えにくい。

4 つの干渉画像をアンラップ処理し、平均を計算した。その結果を図 3 に示す。図 3（左）は北行軌道、（右）は南行軌道のアンラップ干渉画像の平均である。北行軌道の干渉画像では視線距離変化は -4 ~ +2 cm、南行軌道では 0 ~ +4 cm の範囲に収まっている。しかしながら、震央周辺には地震性地殻変動と考えられる視線距離変化のパターンは認められない。

以上、今回の地震は、震源が深く、規模も小さいため SAR での地表変位の検出は困難であったと結論できる。

(文責：橋本学)

表 1. 解析に使用した Sentinel-1 SAR 画像ペアの諸元

ペア	地震前観測日	地震後観測日	地方時	軌道	入射角(Swath)	軌道間距離
①	2018年5月24日	2018年6月23日	18時ころ	北行軌道	39.2°(IW2)	89.9 m
②	2018年6月5日	2018年6月29日	6時ころ	北行軌道	39.2°(IW2)	60.4 m
③	2018年5月30日	2018年6月23日	6時ころ	南行軌道	39.2°(IW2)	51.7 m
④	2018年6月11日	2018年6月29日	18時ころ	南行軌道	39.2°(IW2)	18.4 m

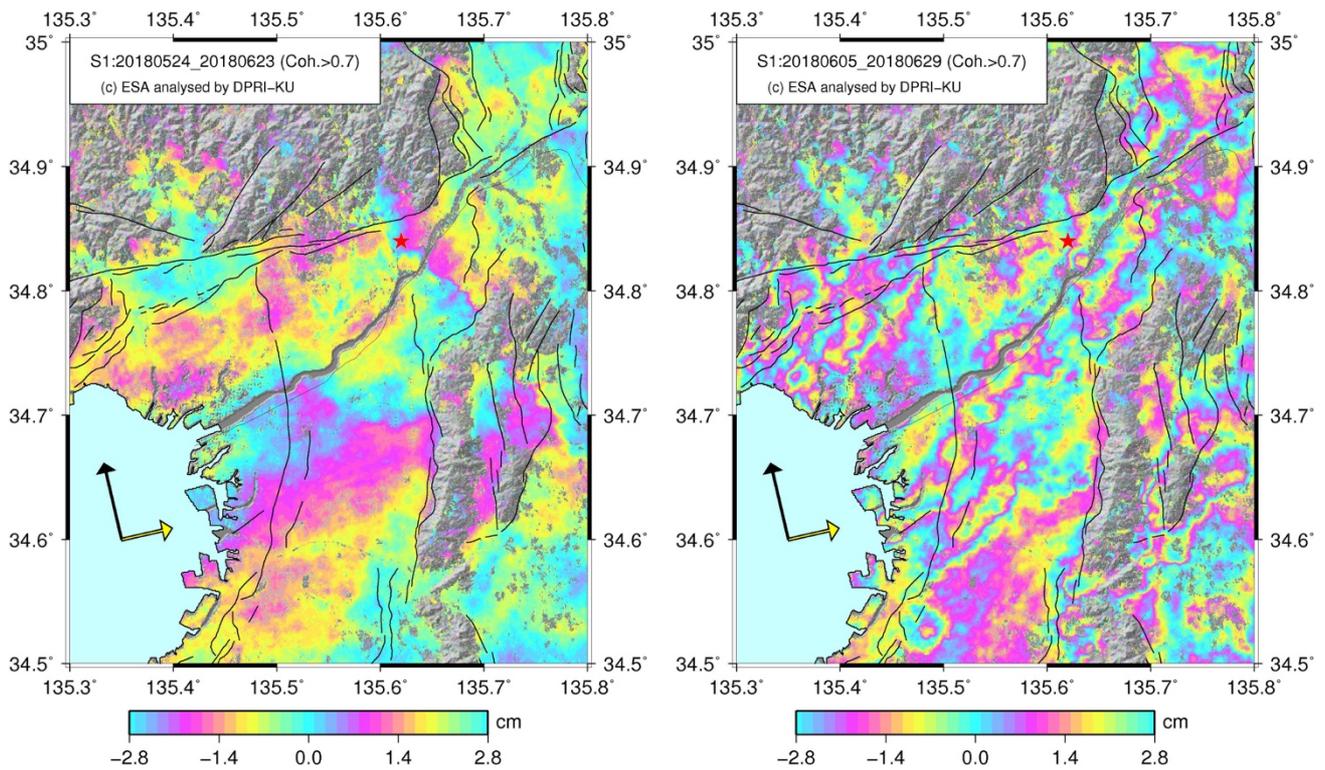


図 1. Sentinel-1 干渉画像. 北行軌道の干渉画像 (左) 2018 年 5 月 24 日と 6 月 23 日のペア. (右) 2018 年 6 月 5 日と 29 日のペアによる. コヒーレンス 0.7 以下の地域 (ほとんどが山地) は除いた. 赤い★は気象庁による震央. 黒と黄色の矢印は, それぞれ衛星の進行方向とマイクロ波の射出方向を示す.

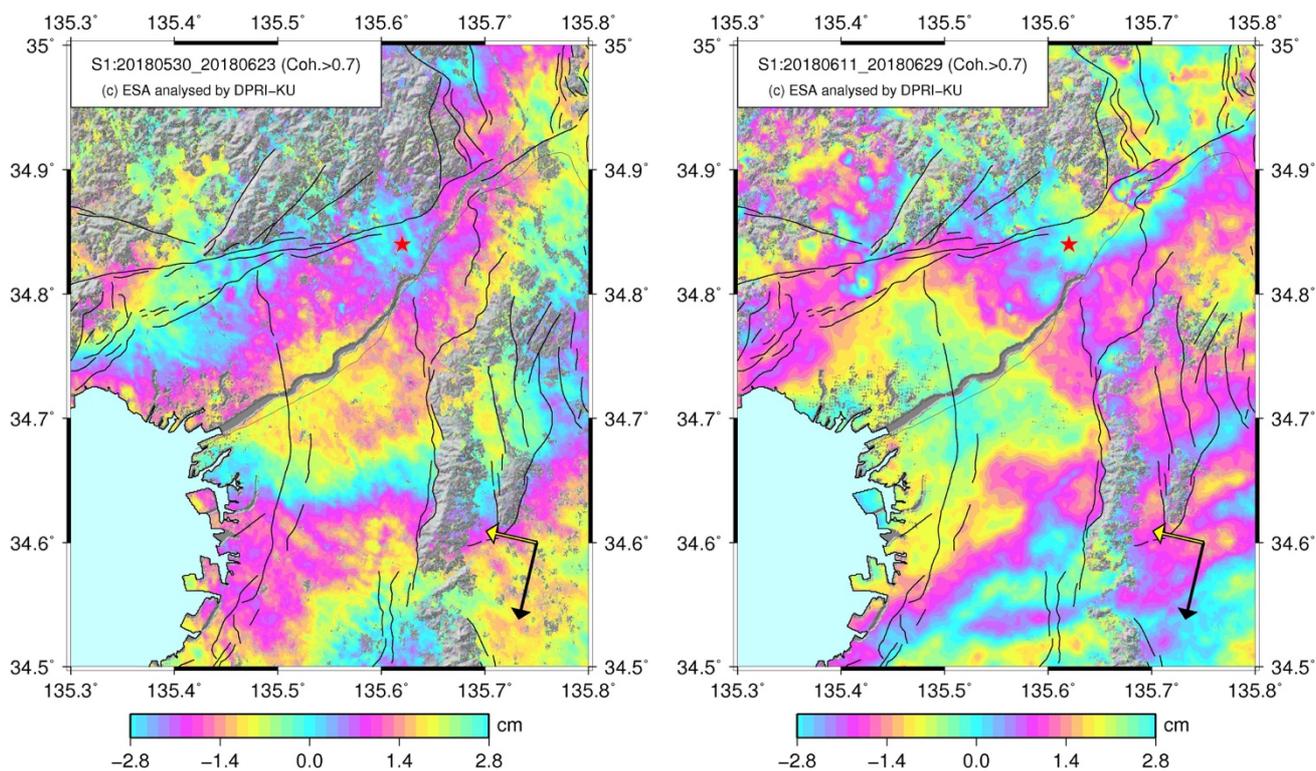


図 2. Sentinel-1 干渉画像. 南行軌道の干渉画像 (左) 2018 年 5 月 30 日と 6 月 23 日のペア. (右) 2018 年 6 月 11 日と 29 日のペアによる. 図 1 参照のこと.

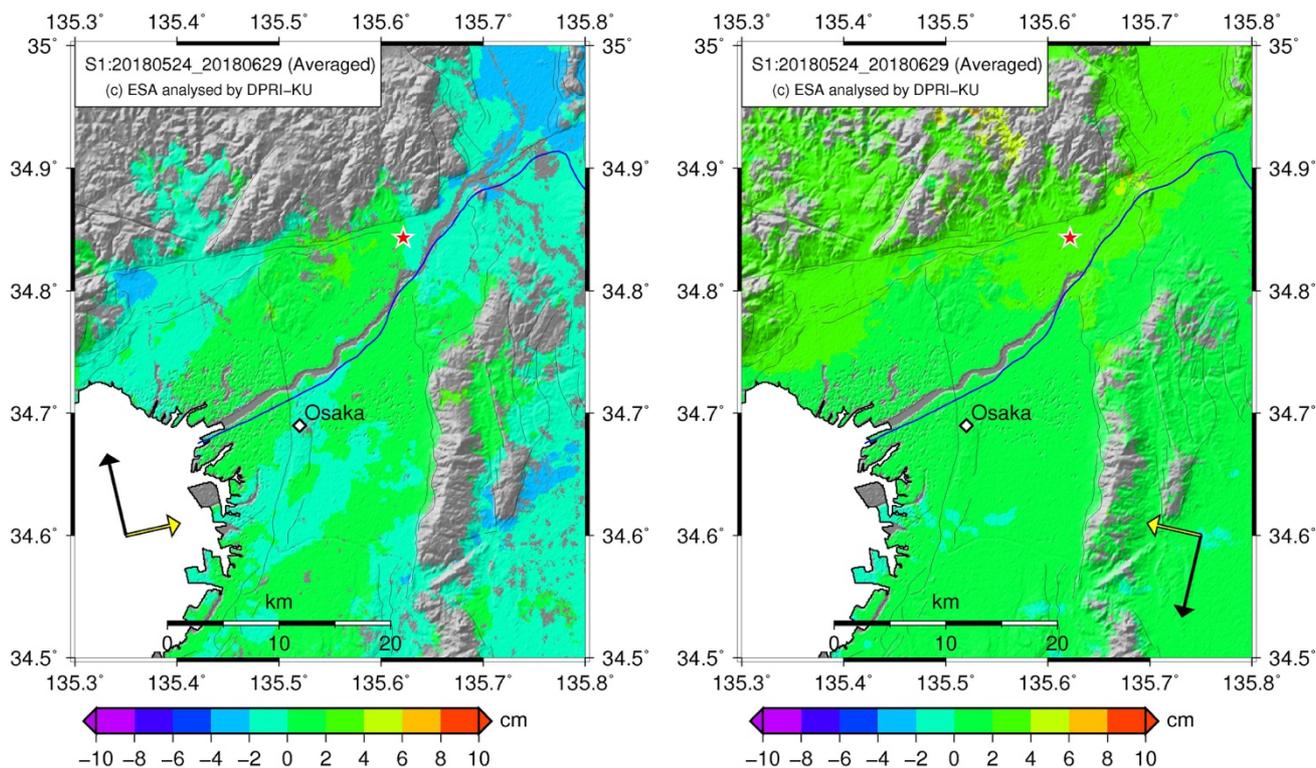


図 3. Sentinel-1 の 2 つの独立のペアのアンラップ干渉画像の平均. (左) 北行軌道の干渉画像. (右) 南行軌道の干渉画像. 負の値は視線距離伸長を示す.

大阪府北部の地震の震源域付近の応力場と周辺の断層への影響について

京都大学防災研究所

大阪北部の地震による周辺の断層への影響を評価するため、震源域周辺に延びている可能性のある断層について、既存研究により求められた応力場の下でのすべりやすさを推定した。

大阪府北部付近の断層に関して、有馬高槻断層帯の高槻-天王山間の部分、および生駒断層の北方延長部の基盤構造の急変部(赤松・他, 2007)が、大阪府北部の地震の横ずれ型の断層(浅野, 2018)に近い方位を持つが、宇治川断層は約 10 度、微小地震活動のリニアメント(京大防災研, 1996)は約 20 度、有馬高槻断層帯主部は約 30 度異なっている(例えば、産業技術総合研究所, 2018)。

震源域付近の応力場について、微小地震データの逆解析から推定されたものを図 1 に示した(藤野・片尾, 2009)。震源域付近では、 σ_1 はほぼ東西、 σ_2 と σ_3 の方位はうまく決まらず、それらの大きさがほぼ等しいことが示唆されている。このことは、有馬高槻断層帯の北側の微小地震活動域において、横ずれ型と逆断層型のメカニズム解が混在していることと調和的である。この活動域において応力場の空間変化は小さく、領域全体で σ_1 はほぼ東西と推定されている。琵琶湖付近では逆断層型の応力場が卓越している。問題は、有馬高槻断層帯や宇治川断層の大局的な走向が、 σ_1 に近いことである。

この応力逆解析の結果から、震源域において、 σ_1 は東西、 σ_2 は鉛直でその大きさは被り圧 ρgh に等しく、応力比 R は $1(\sigma_3$ と $\sigma_2(\sigma_v)$ は同じ大きさ)という、一様な応力場を仮定した。 σ_1 と σ_3 は摩擦係数 0.2 としたときの最適な断層面に対する値とした。この応力場の下でそれぞれの断層のすべりやすさを計算してみた。

大阪府北部の地震の断層面の向きは強震動波形から推定された浅野(2018)から、兵庫県南部地震は Ide et al. (1996)から得た。有馬高槻断層帯主部および高槻-天王山間、有馬高槻断層帯の南側の微小地震のリニアメント(京大防災研, 1996)、宇治川断層については、地表トレースの平均的な方位を取り、傾斜は 80 度と仮定した。上町断層の走向は $N10^\circ W$ 、傾斜については、上町断層重点的調査観測報告書(2013)を参考に 60 度とした(参考までに 45 度の場合も点線で表示)。生駒断層の北方延長の基盤構造の急変部については(赤松・他, 2007)、急変部の方位をとり、傾斜は 80 度と仮定した。

各断層上の最大せん断応力と法線応力の比を図2に示す。大阪府北部の地震の両方の断層はともに、法線応力に対するせん断応力の比が大きく、今回の地震でほぼ同時にすべったと推定されていること(例えば、浅野, 2018)と調和的である。

上町断層の傾斜が 45 度であり、大阪府北部の地震の震源域周辺にまで延びている場合は、せん断応力の比が大きい。それに対して、他の断層は走向が東西に近づくほどせん断応力の比が小さいことがよく分かる。有馬高槻断層帯(主部)は、仮定した応力場の下ではせん断応力の比が非常に小さくなっている。一方、有馬高槻断層帯の高槻-天王山間および生駒断層の北方延長部の基盤構造の急変部の方位は $N50^\circ E$ 程度であり、これらの部分ではせん断応力の比が大きい。兵庫県南部地震の断層は、今回の震源域から遠く離れているので、あくまで参考データであるが、同様にせん断応力の比は大きい。各断層の強度が同程度で、今回の地震のすべり域からの距離も同程度であるならば、この比が大きい断層ほどすべりやすく、今回の地震による影響を受けやすいことになる。

得られた結果は仮定した応力場によって異なってくる。例えば、応力比を 0.8 とすると、横ずれ型と逆断層型の断層でせん断応力の比が同程度で無くなる。また、有馬高槻断層帯の南側の微小地震のリニアメントのメカニズ

ム解から、付近で σ_1 の方位が局所的に変化している可能性も示唆される。より確からしい評価のためには、震源域周辺の応力場を正確に推定する必要がある。また、深さ十数 km と言った深部での断層の向きを推定することも重要である(飯尾能久)。

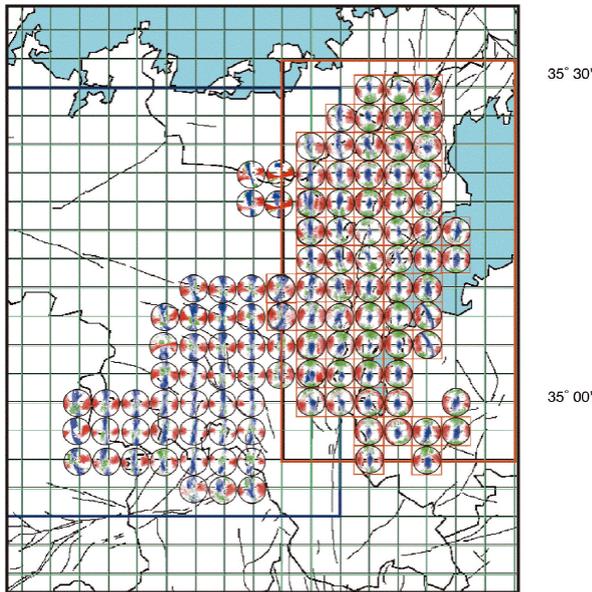


図1 近畿地方中北部における応力逆解析結果(藤野・片尾, 2009)

赤、緑、青は σ_1 、 σ_2 、 σ_3 の方位の95%信頼区間。

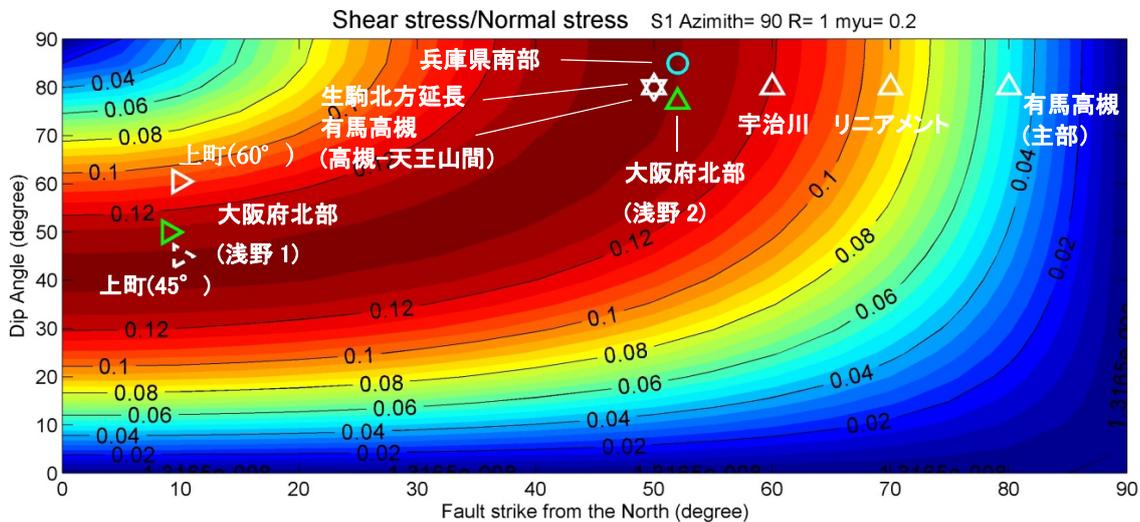


図2 大阪北部の地震の震源域付近における、断層の走向・傾斜とせん断応力と法線応力の比との関係 (断層の向きは走向の北からの角度を絶対値で表示、△は北傾斜、▽は南傾斜)

文献

赤松純平・中村佳重郎・西村敬一・駒澤正夫, 大阪盆地北東部の脈動による地盤震動特性と重力基盤構造との関係について, 京都大学防災研究所年報, 50B, 133-142, 2007.

浅野公之, 強震動解析(2018年6月18日所内情報交換会資料), http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/k-asano/pdf/20180622osaka_rep.pdf, 2018.

京都大学防災研究所, 兵庫県南部地震余震域周辺の地震活動, 地震予知連絡会会報, 55, 508-515, 1996.

産業技術総合研究所, 平成 30 年(2018 年)6 月 18 日に大阪府北部で発生した地震の関連情報,

<https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/osakafuhokubu2018/index.html>, 2018.

文部科学省, 上町断層帯における重点的な調査観測 平成22~24年度 成果報告書,

https://www.jishin.go.jp/database/project_report/uemachi_juten-h24/, 2012.

2018 年 6 月 18 日 7 時 58 分大阪府北部の地震の震源過程

○ K-NET、KiK-net(地中)、F-net(強震計)、気象庁震度計、関西地震観測研究協議会及び京都大学防災研究所の 18 観測点での速度波形 3 成分(0.1~1.5Hz)を使用した。

○ CMT 解(Miroslav HALLO 氏私信)や余震分布を考慮して、①**走向 351 度、傾斜 50 度**及び②**走向 52 度、傾斜 77 度**の 2 枚の断層面を仮定し、破壊開始点は、気象庁一元化震源の位置(深さ 12.98 km)に固定した(図中の☆印)。

○ マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法(Hartzell and Heaton, 1983)で震源過程を推定した。サブ断層サイズは 1 km×1 km、サブ断層の基底関数は 0.6 秒の smoothed ramp 関数を 0.3 秒間隔で 5 個置いた。平滑化条件(Sekiguchi et al., 2000)の強さと第 1 タイムウィンドウ破壊フロント伝播速度は ABIC 最小規準で決定した。

○ Green関数計算のための速度構造モデルは地震本部全国 1 次地下構造モデル(JIVSM)及び上町断層帯における重点的な調査観測(平成22~24年度)による大阪堆積盆地地下構造モデルをもとに、観測点毎に設定した。

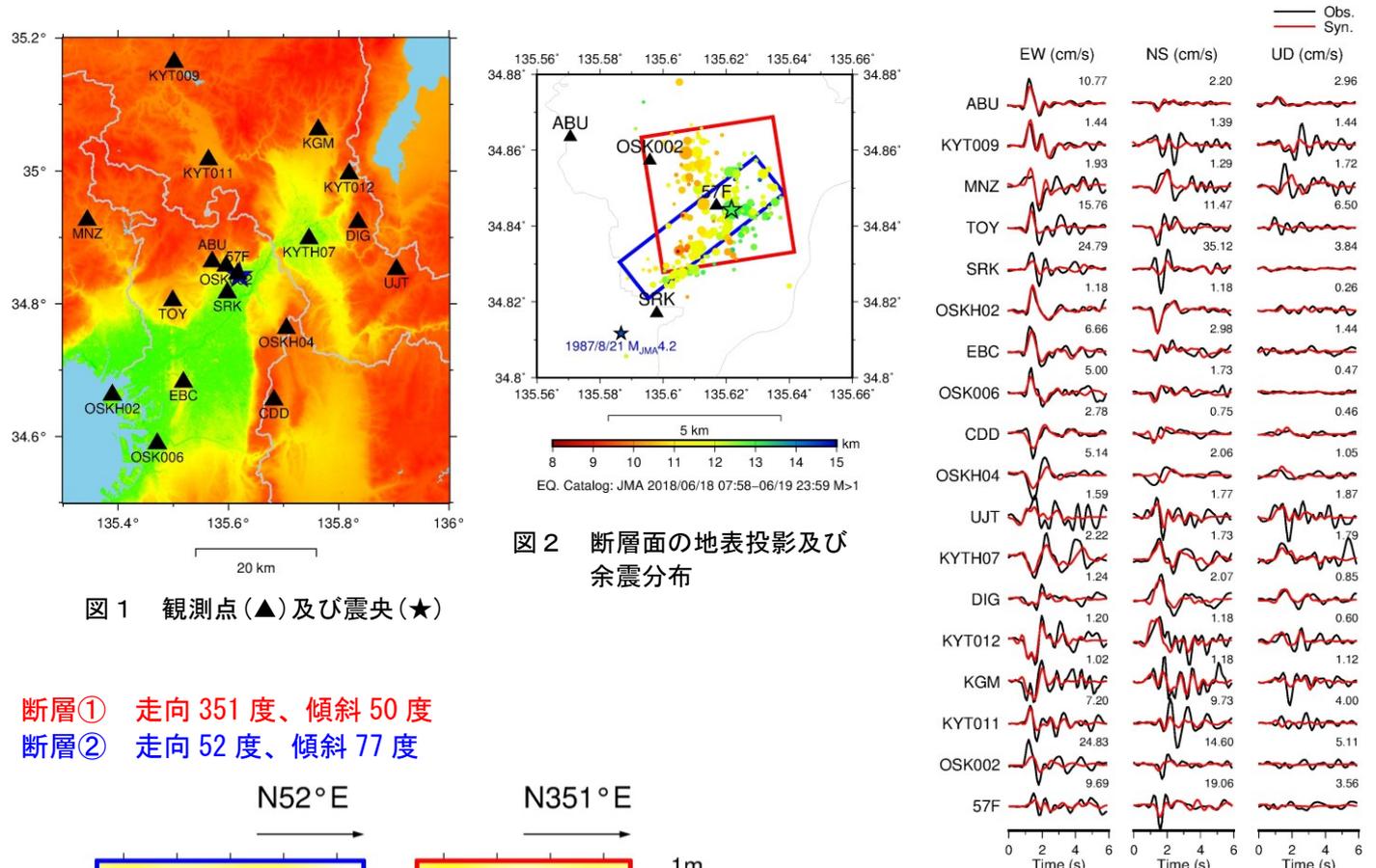


図 2 断層面の地表投影及び余震分布

図 4 速度波形(0.1~1.5Hz)の比較(黒:観測、赤:合成)

断層① 走向 351 度、傾斜 50 度
断層② 走向 52 度、傾斜 77 度

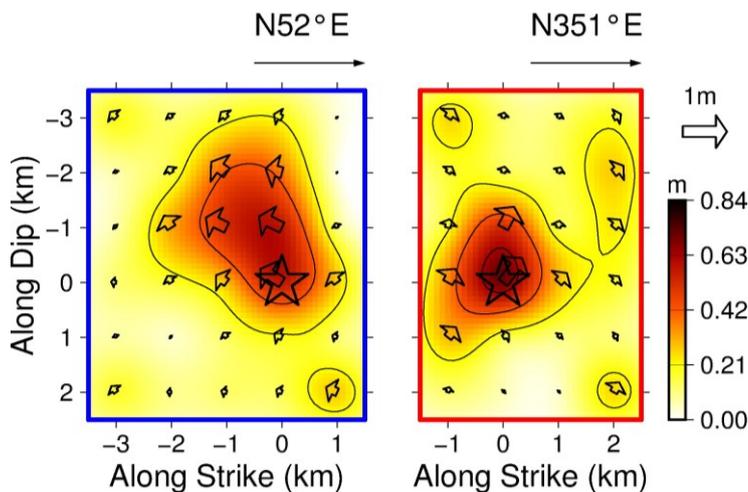


図 3 最終すべり分布 (☆: 共通の破壊開始点)

- ・ $M_0 = 4.06 \times 10^{17} \text{ Nm}$ (M_w 5.67)
- ・ 最大すべり量: 0.70 m
- ・ 第 1 タイムウィンドウ破壊フロントの伝播速度: 2.9 km/s
- ・ 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
- ・ 断層②の破壊は主として南西方向の浅い側に向かって伝播した
- ・ 断層②の方が地震モーメントはやや大きい

【謝辞】 国立研究開発法人防災科学技術研究所陸海統合地震津波火山観測網、気象庁、関西地震観測研究協議会及び京都大学防災研究所の強震波形記録、気象庁と文部科学省が協力して処理した震源情報を使用しました。記して感謝します。