

***b* 値の時空間分布の可視化手法**

Development of a Method Visualizing Spatiotemporal Variations of the *b* value

新原俊樹¹

SHIMBARU Toshiki¹

(Received November 24, 2020; Accepted July 5, 2021)

1 はじめに

地震活動の特徴として「大きな地震ほど数が少なく、小さな地震ほど数が多い」という関係は一般的にも広く認知されている。この関係は、ある時空間内で発生した地震について、地震の規模 M (マグニチュード) とその規模以上の地震の総数 $N(M)$ を用いて経験的に「グーテンベルク・リヒター則 (G-R 則) (Gutenberg and Richter, 1944) として以下の式で表される。

$$\log_{10} N(M) = a - bM \quad (1)$$

G-R 則は全世界の大地震だけでなく局所的な小地震や微小地震についてもほぼ成り立っており、この式の M の係数である「 b 値」は多くの場合で 0.7~1.1 程度である (宇津, 2001)。 b 値が 1 のとき、 M が 1 つ大きくなると発生頻度が 1/10 になる。また、 b 値は地震規模の大小の相対的な頻度を表しており、相対的に規模の大きな地震が多いと b 値は小さくなる。

先行研究においては、 b 値が深さと共に系統的に減少することが報告されている (Mori and Abercrombie, 1997; Gerstenberger et al., 2001)。これは地下の物質の不均質性によるもの (Mogi, 1962) と解釈されているが、一方で、 b 値が深さと共に増加する事例もあり (Wyss and Matsumura, 2002)、 b 値の深さ依存性について普遍的な知見は得られていない。 b 値と応力との関係については、Scholz (1968) が岩石破壊実験によって、岩石試料に加える差応力の上昇とともに試料が発する微小破壊音の振幅別発生頻度分布から求めた b 値が減少することを明らかにしたほか、Schorlemmer et al. (2005) は b 値が震源のメカニズム解依存性、すなわち、正断層型の地震で b 値が大きく、逆断層型の地震で小

さくなることを示した。これらの研究は b 値が差応力に反比例する応力計として機能することを示唆するものであった。さらに Scholz (2015) は、 b 値と深さ又はメカニズム解との関係が b 値の差応力依存性によるものであるとし、 b 値と差応力との間の線形関係式を示した。

また、近年の大規模な地震を対象とした研究において、Nanjo et al. (2012) は「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」(以下、「東北地震」) と 2004 年のスマトラ沖の地震に共通して、震源周辺で地震発生前の 10 年間の時間スケールで b 値が著しく低下していたことを指摘したほか、Nanjo et al. (2016) は「平成 28 年 (2016 年) 熊本地震」(以下、「熊本地震」) の震源付近において 2000 年から地震発生直前までの地震から求めた b 値が周辺よりも低くなっていたことを明らかにした。地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016) は、過去の地震活動の中で b 値が 0.6 未満となった 4 事例のうち 3 事例が前震活動であったとする調査結果を報告し、安定して求められた b 値が 0.6 未満の場合には当該地震活動が前震活動である可能性を考慮して、最初の地震と同程度又はそれ以上の規模の地震発生に対する注意を呼びかけることが適当であるとした。最近では b 値に基づく大規模地震の危険度予測に関する研究 (Gulia and Wiemer, 2019) も行われている。このように、地震活動と b 値の変化との関連性を指摘した研究は多いが、これらの先行研究から得られた知見を将来発生し得る地震への備えに活用するためには、広範囲にわたる b 値の空間分布とそれらの時間変化 (以下、「時空間分布」) をリアルタイムに把握できる実況監視の体制が必要になる。

そこで、本報告はこれまでの一般的な b 値の時空間

¹ 前 福岡管区気象台, Fukuoka Regional Headquarters, Japan Meteorological Agency

分布の表示手法を分析し、実況監視に適した可視化手法を提案した。その上で、提案手法による過去の地震事例の時空間分布を明らかにし、その有用性について検証した。

2 b 値の一般的な表示手法

2.1 b 値の推定方法

b 値は、もれなく検知できていると考えられる下限の規模 M_c (Magnitude of completeness) 以上の地震の平均規模 \bar{M} を用いて、以下の式で表される最尤法 (宇津, 1965) で求められる。

$$b = \log_{10} e / (\bar{M} - M_c) \quad (2)$$

本報告では、対象とした時空間内で発生した地震の規模別頻度分布が G-R 則に従うものと仮定し、理論的な G-R 則との適合度を示す R 値 (Wiemer and Wyss, 2000) が 90%以上となる最小の規模を M_c とした。ただし、 $R \geq 90$ を満たさない場合や M_c 以上の地震が 50 個に満たない場合は、b 値の推定精度が低いと判断して不明とした。また、 M_c 以上の n 個の地震から算出した b 値の推定誤差 σ は、Shi and Bolt (1982) による以下の式を用いて推定した。

$$\sigma = 2.30 \times b^2 \times \sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2 / n(n-1)} \quad (3)$$

2.2 b 値の時空間分布の表示例

b 値の時空間分布の表示例として、東北地方太平洋沖における東北地震前の各時期のスナップショットを図 1(a)~(c)に示す。いずれも Nanjo et al. (2012) に倣い、緯度・経度方向にそれぞれ 0.05° (概ね 5 km 程度) 間隔の各格子点から半径 60 km、深さ 0~60 km の円柱内で発生した $M_{2.5}$ 以上の地震から求めた。また、図中の領域 A について、b 値とともに推定した M_c の空間分布を別枠に示す。領域 A 内はどの期間でもほぼ全域で M_c が 2.5 となっている。各期間を比較すると、図 1(c)の領域 A 内に示した本震の東側で b 値が低くなっている。Nanjo et al. (2012) も指摘したとおり、この低 b 値の領域が本震時に大きくすべった領域 (国土地理院, 2011; 水藤・他, 2012) と重複している。

領域 A 内の地震から推定した b 値の時間変化を図 1(d)に示す。 $M_{2.5}$ 以上の地震 200 個から成るデータセ

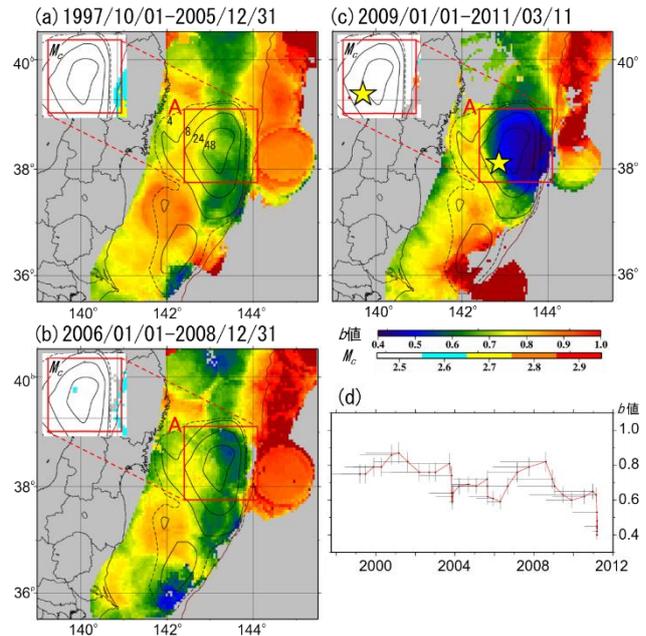


図 1 東北地方太平洋沖の b 値の空間分布。

(a) 1997 年 10 月 1 日~2005 年 12 月 31 日。

(b) 2006 年 1 月 1 日~2008 年 12 月 31 日。

(c) 2009 年 1 月 1 日~2011 年 3 月 11 日

(東北地震の直前)。星印は本震の震央、

等値線は本震時のすべり量 (m) (国土地理

院, 2011; 水藤・他, 2012) を示す。挿入図

は領域 A の M_c の空間分布を示し、大部分

は 2.5 である。(d) 領域 A における b 値の

時間変化。200 個の地震を 50 個ずつ時間

方向に入れ替えながら推定した。横棒は

地震の採取期間、縦棒は b 値の推定誤差

を示す。

ットを時間方向に 50 個ずつ入れ替えながら b 値を繰り返し求め、時系列に並べたものである。横棒は 200 個の地震を採取した期間を示し、縦棒は(3)式から求めた推定誤差を示す。この時系列図から、領域 A 内の b 値は特に東北地震の 2 日前からの前震活動 (Hirose et al., 2011; Kato et al., 2012) によって大きく低下したことが分かる。

このように、過去の地震活動を分析の対象とした遡及的な解析の場合、既に判明した活動の継続期間や広がりに合わせて時空間幅を設定した空間分布図や時系列図を作成できるため、注目した活動に伴う b 値の変化を把握しやすい。しかし、将来どこで発生するか分からない大規模な地震に備えてリアルタイムに b 値を監視することを目的とした場合、発生する地震活動の位置や広がりが不明な中では、b 値の時間変化を求

める空間を手探りで設定しなければならない。設定する空間が広すぎると、その中に異なる地震活動が混在して b 値の変化に対する原因の分析が困難になり、逆に空間が狭すぎると、地震のデータセットを確保する期間が延びて b 値の時間変化に対する感度が犠牲になるほか、多数の空間の時間変化を監視しなければならない。

3 b 値の時空間分布の可視化手法の提案

井筒・長尾 (2016) は、地震災害予測を目的とした b 値の実況監視に資する時空間分布の表示手法 (以下、著者のイニシャルから「IN 法」と呼ぶ) を報告している。IN 法は、緯度・経度方向にそれぞれ 0.04° 間隔で設定した各格子点から半径 150 km、深さ 0~100 km の円柱状の空間内で、過去 1 年間に発生した $M2.5$ 以上の地震のデータセットから b 値を推定して空間分布を作成し、これを毎日更新して時系列で比較することで各地域の b 値の変化を検知するものである。図 2(a) は、IN 法により各格子点で b 値の計算に用いられる地震を模式的に示したものである。図 2(a) の時刻 T_{A2} において、 T_{A1} から T_{A2} までの期間 A の間に各格子点 (GP) 1~3 の周辺で発生した地震のデータセットから b 値を推定する。また、その Δt_2 後の時刻 T_{B2} でも同様に、期間 B の間に GP1~3 の周辺で発生した地震のデータセットから b 値を推定し、各格子点の b 値の変化を監視する。

直近の地震活動に伴う b 値の変化を感度良く検出するためには、各格子点で地震を採取する時空間の幅は狭い方が望ましいが、一方で、地震が少ない場所や時期でも安定して b 値を算出し、連続的にその変化を監視するためには、一定数以上の地震を常に確保できるように時空間の幅は広い方が良い。このとき、IN 法で地震活動が低調な領域や時期でも安定して b 値を算出するためには、全格子点に共通して設定する時空間の幅を広めに決める必要がある。

また、図 2(a) の時刻 T_{A2} と T_{B2} でそれぞれ作成する空間分布において、 T_{A2} から T_{B2} までの間 (直近の Δt_2) に空間内で地震が発生している GP1 と GP2 では、地震のデータセットが変わるため b 値も変化し得る。一方、GP3 の周辺では Δt_2 で地震は発生していないが、過去の T_{A1} から T_{B1} までの間 (過去の Δt_1) に発生した地震がデータセットから外れるため、やはり b 値が変化することがある。このように、IN 法では、検知さ

れる b 値の変化の中に直近の Δt_2 で発生した地震に関

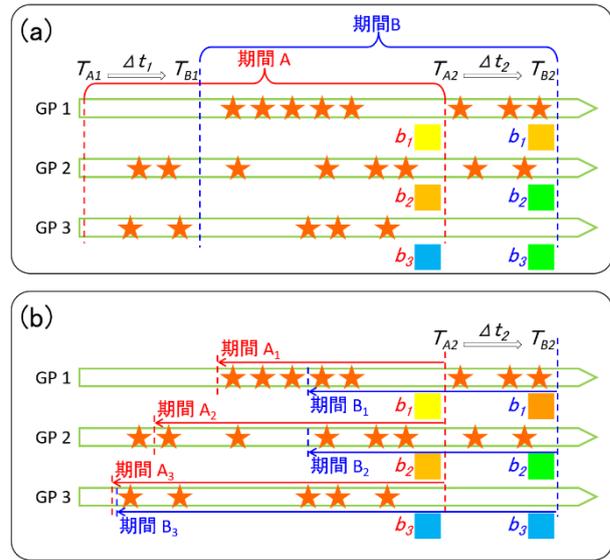


図 2 各格子点 (GP) で b 値の計算に用いられる地震の模式図。(a) IN 法。(b) 提案手法。星印は地震、四角は b 値を示す。IN 法は全格子点にわたり時間幅を固定するのに対し、提案手法は地震数を固定する。

係する変化と、単に過去の Δt_1 で発生した地震が計算から除外されたことのみによる変化が混在し、実況監視中にこれらの違いを即座に判別することは難しい。

これらの課題を解決するため、各格子点の周辺で発生した地震の多寡に応じて、それぞれ個別に地震の採取期間を設定する手法を提案する。図 2(b) は、提案手法により各格子点で b 値の計算に用いられる地震を模式的に示したものである。図 2(b) の GP1~3 それぞれで b 値の計算に必要な一定数の地震が確保できる期間を設定することから、 T_{A2} から過去に遡る期間の長さが格子点ごとに異なる。また、 T_{B2} でも同様に格子点ごとに一定数の地震を採取して b 値を推定する。このとき、直近の Δt_2 の間に周辺の空間内で地震が発生した GP1 と GP2 では、地震のデータセットが変わるため b 値の値も変化し得る。しかし、 Δt_2 で地震が発生しなかった格子点 3 では、期間 A3 の始点と期間 B3 の始点が一致し、地震のデータセットが変わらないため b 値は変化しない。本手法により、 Δt_2 で地震が発生した GP1 と GP2 のみで b 値の変化を表現することができる。これは、 Δt_2 で地震が発生したことに伴う b 値の変化に注目する実況監視においては利点となる。また、別の利点として、格子点ごとに地震の採取期間を決めるた

め、地震活動が活発な領域では最近の短い期間の地震活動から b 値を推定できるようになる一方、地震活動が低調な領域でも安定して b 値を求めることができる。すなわち、 b 値を求める地震を抽出するに当たり、IN 法が全格子点にわたり時間幅を固定して b 値を推定するのに対し、本手法は地震数を固定している。

また、 b 値の空間分布の表現方法について、井筒・長尾 (2016) は円柱形の空間を緯度・経度方向に並べて水平面上の分布を表現したが、このほかにも深さ別に階層化した複数の平面 (村越・宮下, 2019) や地下の想定される断面層 (Nanjo, 2020), 特定の面を決めずに 3 次元分布 (Murru et al., 2007) で表現する方法がある。

本報告では、東北沖などの海域ではプレート境界付近に限定した円柱形の空間を配置して b 値を推定する方法を提案する。また、熊本地方など震源決定精度の高い陸域では円柱形ではなく深さ方向も考慮した球形の空間を配置して b 値を推定し、ここでは b 値が低い領域に注目しているため、同じ緯度・経度上の各深さで求めた b 値の中の最小値を採用して水平分布として表現する方法を提案する。異なる深さの地震活動を区別して b 値を求めることで、 b 値が低い深さの値に注目することができる。

4 提案手法の検証

4.1 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」

提案手法による東北地震直前の図 1 領域 A 内の b 値の時空間分布を図 3 に示す。図 3(a) は IN 法による結果で、地震の採取期間は 10 年とした。 b 値の推定に用いた地震数は格子点により 50~904 個と異なる。図 3(b) は本手法による結果で、各格子点で 200 個の地震を採取して b 値を推定した。採取期間は格子点により 16 日~10 年となった。図 3(a), (b) とともに緯度・経度方向にそれぞれ 0.05° 間隔の各格子点から、水平方向に半径 30 km、深さ方向にはプレート境界 (Nakajima and Hasegawa, 2006) から ±10 km の範囲の円柱内で発生した $M2.5$ 以上の地震を用いた。また、各スナップショットは 2011 年 3 月 9 日 11 時の時点 (最大前震 $M7.3$ の直前) で b 値が得られた範囲に注目し、この時点の b 値からの変化量 (Δb) を示した (本震直前のみ b 値の分布を併せて示した)。図 3(c) は図 3(b) の b 値とともに推定した M_c を示す。

図 3(a), (b) とともに最大前震 (3 月 9 日 11 時 45 分の $M7.3$) は低 b 値領域に隣接して発生している。さらに

その後、活発な地震活動に伴って b 値の低下が見られるが、より直近に発生した地震活動から b 値を得た本

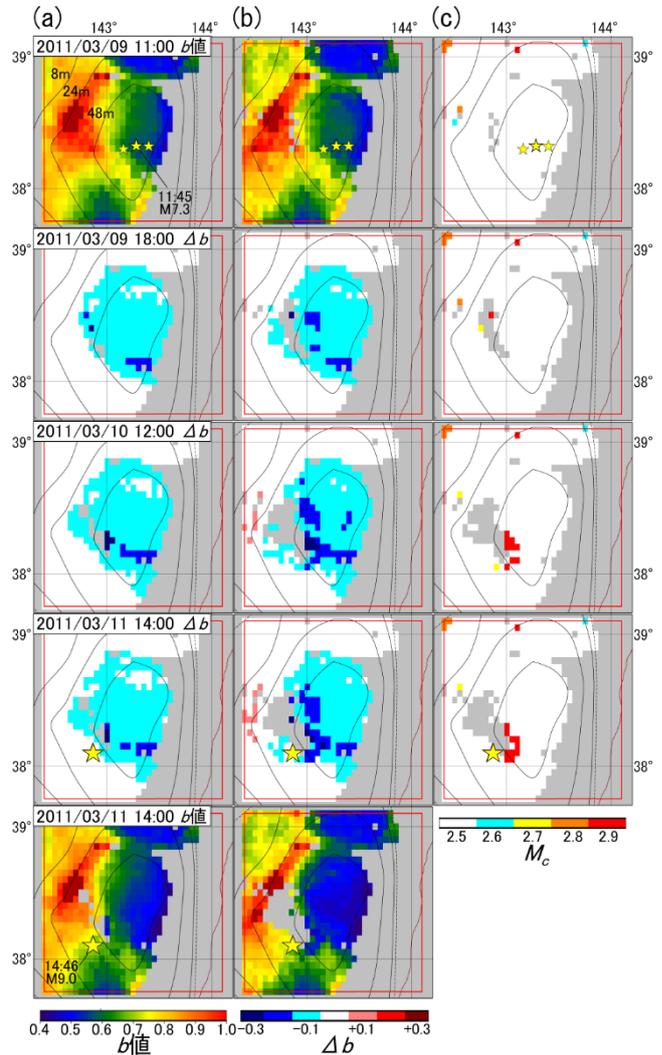


図 3 東北地震直前の図 1 領域 A 内の b 値の時空間分布。(a) は IN 法, (b) は本手法による。(c) は (b) の b 値とともに推定した M_c を示す。星印は各図の作成時点の後、1 時間以内に発生した $M6$ 以上の震央を示す。3/9 18:00 以降は 3/9 11:00 の b 値を基準とした変化量 (Δb) を示す。

手法による図 3(b) の方が大きく低下しており、その変化を把握しやすい。なお、図 3(c) の M_c を見ると、期間を通じて多くの格子点で 2.5 とほぼ一定であることが分かる。また、本震直前 (図 3(b) 下 2 段) までに b 値が低下した領域が本震によって大きくすべった領域 (国土地理院, 2011; 水藤・他, 2012) と重なっていることが本手法によって明らかになった。この結果は

Nanjo et al. (2012)も指摘したとおり、低 b 値の領域の広がり在今后発生し得る地震の規模の予測において有益な情報になることを示唆しており、この情報をリアルタイムで入手できることは防災上大きな意味がある。

4.2 「平成 28 年（2016 年）熊本地震」

熊本地震では、4 月 14 日 21 時 26 分に $M6.5$ 、翌 15 日 00 時 03 分に $M6.4$ などの前震が発生した後、16 日 01 時 25 分に $M7.3$ の本震が発生した（気象庁, 2018）。

熊本地方における熊本地震の直前までの b 値の時空間分布を図 4 に示す。図 4(a)は IN 法、図 4(b)と図 4(c)は本手法による。図 4(a), (b)ともに緯度・経度方向にそれぞれ 1 km 間隔の各格子点から水平方向に半径 4 km、深さ 0~20 km の円柱内で発生した $M0.5$ 以上の地震を対象とした。これに対して図 4(c)は異なる深さの地震を区別するため、深さ方向にも 1 km 間隔で格子点を設定し、各格子点から半径 4 km の球内の地震から b 値を求め、各深さで求めた b 値の中の最小値を表示した。図 4(a)~(c)の各スナップショットは 2004 年 4 月

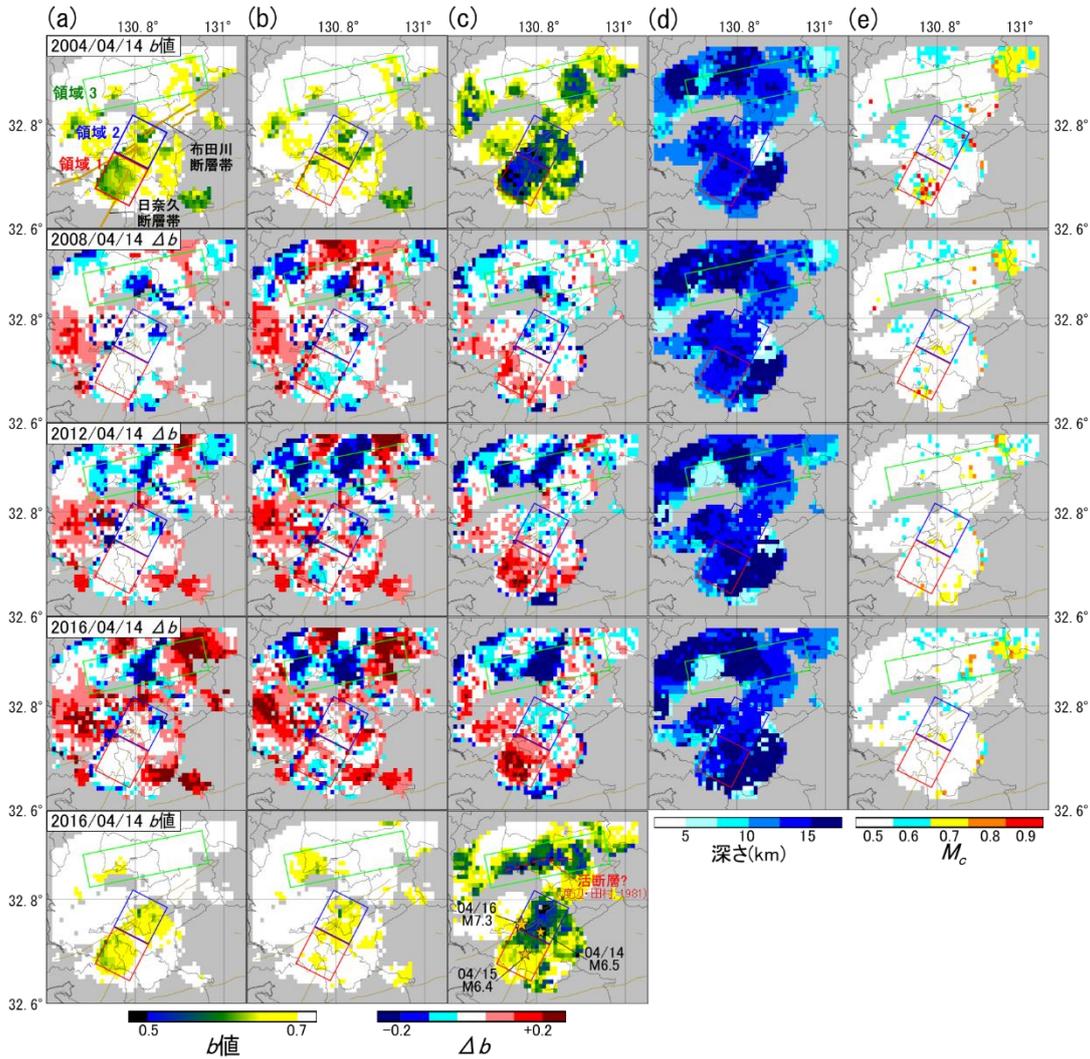


図 4 熊本地方における熊本地震の直前までの b 値の時空間分布. (a)は IN 法, (b)は円柱形空間に本手法を適用した結果. (c)は球形空間に本手法を適用し、同じ緯度・経度における各深さの b 値の中の最小値を表示したもの. (d)は(c)の b 値を採用した深さを示し, (e)は b 値とともに推定した M_c を示す. 2008 年 4 月以降は 2004 年 4 月の b 値を基準とした変化量 (Δb) を示す.

14 日時点の b 値からの変化量 (Δb) を示した (熊本地震直前のみ b 値の分布を併せて示した). 図 4(d)は図 4(c)の b 値を採用した深さを示し, 図 4(e)は b 値とともに推定した M_c を示す.

熊本地震の活動域では 2000 年 1 月～熊本地震直前の地震から求めた b 値が周辺より低かったことが報告されており (Nanjo et al., 2016), 図 4(a)でも領域 1～2 で b 値が低くなっているが, 2004 年 4 月から熊本地震直前にかけて b 値の変化は特に見られない. また, 図 4(b)では領域 1, 2 ともに b 値の時間変化が見られるが, その傾向は明瞭ではない. 一方, b 値が低い深さの値に注目した図 4(c)では, 2004 年 4 月時点で領域 1 の b 値が特に低い, その後は緩やかに回復している. その代わりに北側に隣接する領域 2 で b 値が徐々に低下し, 熊本地震の最初の前震 (図 4(c)最下段に記載の $M6.5$ の地震) と本震 (同 $M7.3$ の地震) が領域 2 内の低 b 値の領域のごく近傍で発生したことが分かる. また, 熊本地震直前には布田川断層帯の北側の領域 3 で東西に帯状に延びる低 b 値の領域が認められる (図示していないが, この帯状の領域は 2015 年 11 月頃から明瞭に確認できるようになった). この東西に延びる低 b 値の領域では, 熊本地震後に活動は見られなかったが, 渡辺・田村 (1981) などが存在を指摘した活断層の位置 (図 4(c)最下段に記載) と重複しており, 伏在断層の存在を議論する際の有益な情報となる可能性がある. なお, 図 4(d)を見ると, b 値は概ね 15 km 前後の深さの値が示されており, 期間を通じて大きな変化は見られない. また, 図 4(e)の M_c を見ると, 2004 年 4 月の領域 1 の一部で M_c が 0.7～0.9 とやや高くなっているが, その後は概ね 0.5 で推移しており, 期間を通じて安定的に b 値が得られている. 今回観測された現象の解釈については別稿であらためて検証する必要があるが, これらは本報告の提案手法によって確認できたものである.

4.3 今後の課題

実際に東北地震のように活発な前震活動が継続する中でリアルタイムに b 値の時空間分布を監視する場合, 平常時と同程度の地震の検知力を維持できなければ b 値を求める際に推定する M_c が不安定になり, 信頼できる b 値が得られなくなるおそれがある. 現在, 気象庁は自動震源決定技術である「PF 法 (Phase combination Forward search 法)」(溜淵・他, 2016) を活

用するなどして大規模な地震の直後でも迅速に地震活動の状況を把握できるよう努めているところであり, リアルタイムでの震源決定能力のさらなる向上が期待される. また, 今回の結果は地震の位置や規模を後日精査した気象庁地震カタログを用いたものであるが, それでも図 3(b)のように本震の北側で b 値が推定できなかった領域が目立った. 活発な前震活動中でも安定して b 値が得られるように, 確保する地震の数や空間サイズなどのパラメータの調整も今後の課題である.

東北地震と熊本地震の解析結果は, 低 b 値域と本震の発生場所や規模との関連性を示唆するものであった. この特徴は先行研究 (Nanjo et al., 2012, 2016) でも既に指摘されているが, 本手法によってより明瞭な低 b 値域の同定に成功した. また, 布田川断層帯の北側の東西に延びる低 b 値域の観測結果は, 伏在断層の存在を議論する際の有益な情報となる可能性がある. ただし, これらの観測結果について詳細を検証するためには, b 値と共に推定した M_c だけでなく, 地震のデータセットの採取期間や, 陸域においては b 値を採用した深さなどの情報が欠かせない. また, 地震活動の推移を総合的に監視するシステムが構築されている (見須・廣田, 2020) が, 本手法による b 値の時空間分布の情報も組み込むことが望まれる.

図 4(c)の領域 1 でも見られたように, 地震の前駆的現象に関する先行研究の中には地震発生直前に b 値が大きくなることを報告した研究 (Fiedler, 1974; Li et al., 1978; Ma, 1978) もあり, 未だ統一的な見解は得られていない. このため, 本提案手法による事例を増やして知見を蓄積する必要がある.

5 まとめ

b 値の時空間分布の可視化手法として, 各格子点周辺の空間内で発生した地震の多寡に応じて, それぞれ個別に地震の採取期間を設定する手法 (補足すると, 全格子点にわたり地震数を固定して b 値を推定する手法) を提案した. これにより, 直近の地震活動が関係する b 値の変化のみを表現できるようになるほか, 地震活動が活発な領域では最新の地震活動に基づく b 値を推定でき, 地震活動が低調な領域でも安定して b 値を算出できるようになる. また, 陸域などでより詳細な時空間分布を表現する際に, 異なる深さの地震活動を区別して b 値を求めた上で, b 値が低い深さの値に

注目して時空間分布を表示する手法を提案した。

提案手法により、東北地震の事例では、本震直前までに低 *b* 値の領域が拡大する様子が従来の IN 法よりも明瞭に把握できるようになった。低 *b* 値の領域の広がりに関する情報をリアルタイムに得られることは、防災上大きな意味を持つ。また、熊本地震の事例では、低 *b* 値の位置が地震活動の経過とともに変化する様子や、熊本地震の発生前に布田川断層帯の北側で東西に延びる低 *b* 値の領域が現れる様子など、これまで報告されていない変化が観測された。これらの観測結果の詳細については、今後さらに検証する必要がある。

謝辞

本報告では、国立研究開発法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、国立研究開発法人海洋研究開発機構、公益財団法人地震予知総合研究振興会、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、2016 年熊本地震合同観測グループのオンライン臨時観測点（河原、熊野座）、米国家間地震学研究連合（IRIS）の観測点（台北、玉峰、寧安橋、玉里、台東）及び気象庁のデータを用いた気象庁地震カタログを使用しました。一部の図の作成には GMT（Wessel and Smith, 1998）及び地震活動解析プログラム（横山, 1997）を使用しました。また、匿名の査読者の方には本稿を改善するために有益な助言を頂きました。記して感謝いたします。

文献

井筒潤・長尾年恭 (2016): 地震災害予測のための *b* 値の空間分布マッピングと時系列変化, 東海大学海洋研究所研究報告, **37**, 21-28.

宇津徳治 (1965): 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 *b* を求める一方法, 北海道大学地球物理学研究報告, **13**, 99-103, doi:10.14943/gbhu.13.99.

宇津徳治 (2001): 地震学, 第 3 版, 共立出版, 145-146.

気象庁 (2018): 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震調査報告, 気象庁技術報告, 第 135 号.

国土地理院 (2011): 東北地方太平洋沖地震の陸域及び海域の地殻変動と滑り分布モデル, <https://www.gsi.go.jp/cais/topic110520-index.html>, (参照 2020-11-01).

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016): 大地震後の地震活動の見通しに関する情報のあり方, https://www.jishin.go.jp/reports/research_report/yosoku_info/, (参照 2020-11-01).

水藤尚・西村卓也・小林知勝・小沢慎三郎・飛田幹男・今給黎哲郎 (2012): 2011 年 (平成 23 年) 東北地方太平洋沖地震に伴う地震時および地震後の地殻変動と断層モデル, 地震 **2**, **65**(1), 95-121, doi:10.4294/zisin.65.95.

溜瀧功史・森脇健・上野寛・東田進也 (2016): ベイズ推定を用いた一元化震源のための自動震源推定手法, 験震時報, **79**, 1-13.

見須裕美・廣田伸之 (2020): 最新の地震活動推移を監視するための統合的なツールの開発, 験震時報, **83**: 4.

村越匠・宮下智成 (2019): 静岡県東部地震 (2011 年 3 月 15 日, Mj6.4) による富士山周辺域の G-R 則の *b* 値の空間分布への影響, 地学雑誌, **128**(3), 377-389, doi:10.5026/jgeography.128.377.

横山博文 (1997): X ウインドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.

渡辺一徳・田村実 (1981): 阿蘇外輪西麓の段丘堆積物について, 熊本大学教育学部紀要 (自然科学), **30**, 19-27.

Fiedler, G. B. (1974): Local *b*-values related to seismicity, Tectonophysics, **23**(3), 277-282, doi:10.1016/0040-1951(74)90027-4.

Gerstenberger, M., Wiemer, S., and Giardini, D. (2001): A systematic test of the hypothesis that the *b* value varies with depth in California, Geophys. Res. Lett., **28**(1), 57-60, doi:10.1029/2000GL012026.

Gulia, L. and Wiemer, S. (2019): Real-time discrimination of earthquake foreshocks and aftershocks, Nature, **574**, 193-200, doi:10.1038/s41586-019-1606-4.

Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1944): Frequency of earthquakes in California, Bull. Seism. Soc. Am., **34**(4), 185-188.

Hirose, F., Miyaoka, K., Hayashimoto, N., Yamazaki, T., and Nakamura, M. (2011): Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) —Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity—, Earth Planets Space, **63**, 513-518, doi:10.5047/eps.2011.05.019.

Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., and Hirata, N. (2012): Propagation of slow slip leading up to the 2011 M(w) 9.0 Tohoku-Oki earthquake, Science,

- 335(6069), 705-708, doi:10.1126/science.1215141.
- Li, Q., Cen, J., Yu, L., and Hao, B. (1978): Time and space scanning of the b-value — a method for monitoring the development of catastrophic earthquakes, *Acta Geophysica Sinica*, **21**, 101-125.
- Ma, H. (1978): Variations of the b-values before several large earthquakes occurred in North China, *Acta Geophysica Sinica*, **21**, 126-141.
- Mogi, K. (1962): Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **40**, 125-173.
- Mori, J. and Abercrombie, R. E. (1997): Depth dependence of earthquake frequency - magnitude distributions in California: Implications for rupture initiation, *J. Geophys. Res.*, **102**(B7), 15081-15090, doi:10.1029/97JB01356.
- Murru, M., Console, R., Falcone, G., Montuori, C., and Sgroi, T. (2007): Spatial mapping of the b value at Mount Etna, Italy, using earthquake data recorded from 1999 to 2005, *J. Geophys. Res.*, **112**, B12303, doi:10.1029/2006JB004791.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2006): Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16309, doi:10.1029/2006GL026773.
- Nanjo, K. Z., Hirata, N., Obara, K., and Kasahara, K. (2012): Decade-scale decrease in b value prior to the M9-class 2011 Tohoku and 2004 Sumatra quakes, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L20304, doi:10.1029/2012GL052997.
- Nanjo, K. Z., Izutsu, J., Orihara, Y., Furuse, N., Togo, S., Nitta, H., Okada, T., Tanaka, R., Kamogawa, M., and Nagao, T. (2016): Seismicity prior to the 2016 Kumamoto earthquakes, *Earth Planets Space*, **68**(1), 187, doi:10.1186/s40623-016-0558-2.
- Nanjo, K. Z. (2020): Were changes in stress state responsible for the 2019 Ridgecrest, California, earthquakes?, *Nature Communications*, **11**, 3082, doi:10.1038/s41467-020-16867-5.
- Scholz, C. H. (1968): The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- Scholz, C. H. (2015): On the stress dependence of the earthquake b value, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1399-1402, doi:10.1002/2014GL062863.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M. (2005): Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, **437**(7058), 539-542, doi:10.1038/nature04094.
- Shi, Y. and Bolt, B. A. (1982): The standard error of the magnitude-frequency b value, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**(5), 1677-1687.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998): New, improved version of generic mapping tools released, *EOS trans. AGU*, **79**(47), 579, doi:10.1029/98EO00426.
- Wiemer, S. and Wyss, M. (2000): Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**(4), 859-869.
- Wyss, M. and Matsumura, S. (2002): Most likely locations of large earthquakes in the Kanto and Tokai areas, Japan, based on the local recurrence times, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **131**(2), 173-184, doi:10.1016/S0031-9201(02)00036-5.

(編集担当 宮岡一樹)