

P波成長の特性に着目した 地震のマグニチュード推定方法

野田 俊太* William L. Ellsworth**

Earthquake Magnitude Estimation Based on a P-Wave Growth Property

Shunta NODA William L. ELLSWORTH

To estimate earthquake magnitude (M) for early warning systems, we propose a new method that uses the departure time (T_{dp}) from P-wave similar growth. Because T_{dp} correlates with the final M before the arrival of the peak amplitude (i.e., the completion of rupture), the proposed technique enables us to determine the final size of earthquakes approximately 70% faster than conventional approaches. By examining a strong-motion dataset observed from events up to $M7+$, we demonstrate that the root mean square (RMS) residual between M_w and M_{Tdp} (M estimated from T_{dp}) is approximately 0.5 in magnitude unit. We conclude that the proposed method can be useful to improve the safety of running trains while earthquake rupture is underway.

キーワード：早期地震警報，マグニチュード

1. はじめに

列車の安全性を向上させるため、大規模地震の発生時には速やかに列車を停止させることが必要である^(例えば1)。これを適切に行なうためには地震の規模（マグニチュード： M ）を可能な限り早く推定する必要があり、これまで様々な手法が提案されてきた。新幹線の早期地震防災システムや気象庁の緊急地震速報では、変位振幅の距離減衰式を利用して M を推定する手法が用いられている^(例えば2)。ただし、この手法では原理的に最大振幅値が観測されるまで最終的な M （以下、最終 M ）を決定することができない。観測記録の解析から、 M 5, 6, 7の地震において最大振幅観測までに必要な時間は、P波開始からそれぞれ約1.5秒、3～4秒、10秒となっており^(例えば3)、これらの値は経験的な地震の破壊継続時間とほぼ等しい。このことは、地震の破壊が完了するまで最終 M を推定することができないということの意味し、一般的にはこれが地震学における技術的限界と考えられてきた。一方、例えば文献4)は初期P波の卓越周期から M が推定できることを示した。この方法では、上記の最大振幅値を用いる方法に比べて M の推定精度が良くないことが指摘されているが^(例えば5)、文献6)は最大振幅観測前に最終 M が推定できる可能性があることを示した。ただし、その根拠は明確にはない。

本論文では、最大振幅観測前の最終 M 推定の可能性について議論を行ない、P波成長の特徴に関する新たな

観点を解説する。次にその特徴を用いることにより、変位振幅の距離減衰式を利用した現行の M 決定手法における技術的限界を打破し、より早い時点で最終 M を推定する方法を提案する。

2. P波成長の統計的な特徴

上記の技術的限界についての検証を行なうため、文献7)では観測された地震波形記録を解析した。本章では、この文献による結果を概説する。

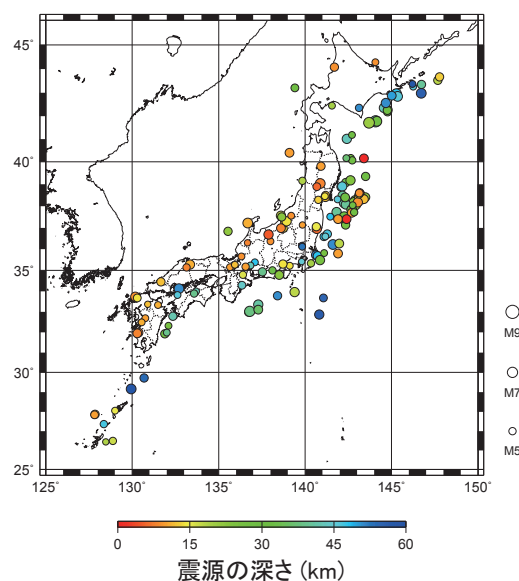


図1 解析に用いた地震の震源分布図

* 鉄道地震工学研究センター 地震解析研究室

** スタンフォード大学

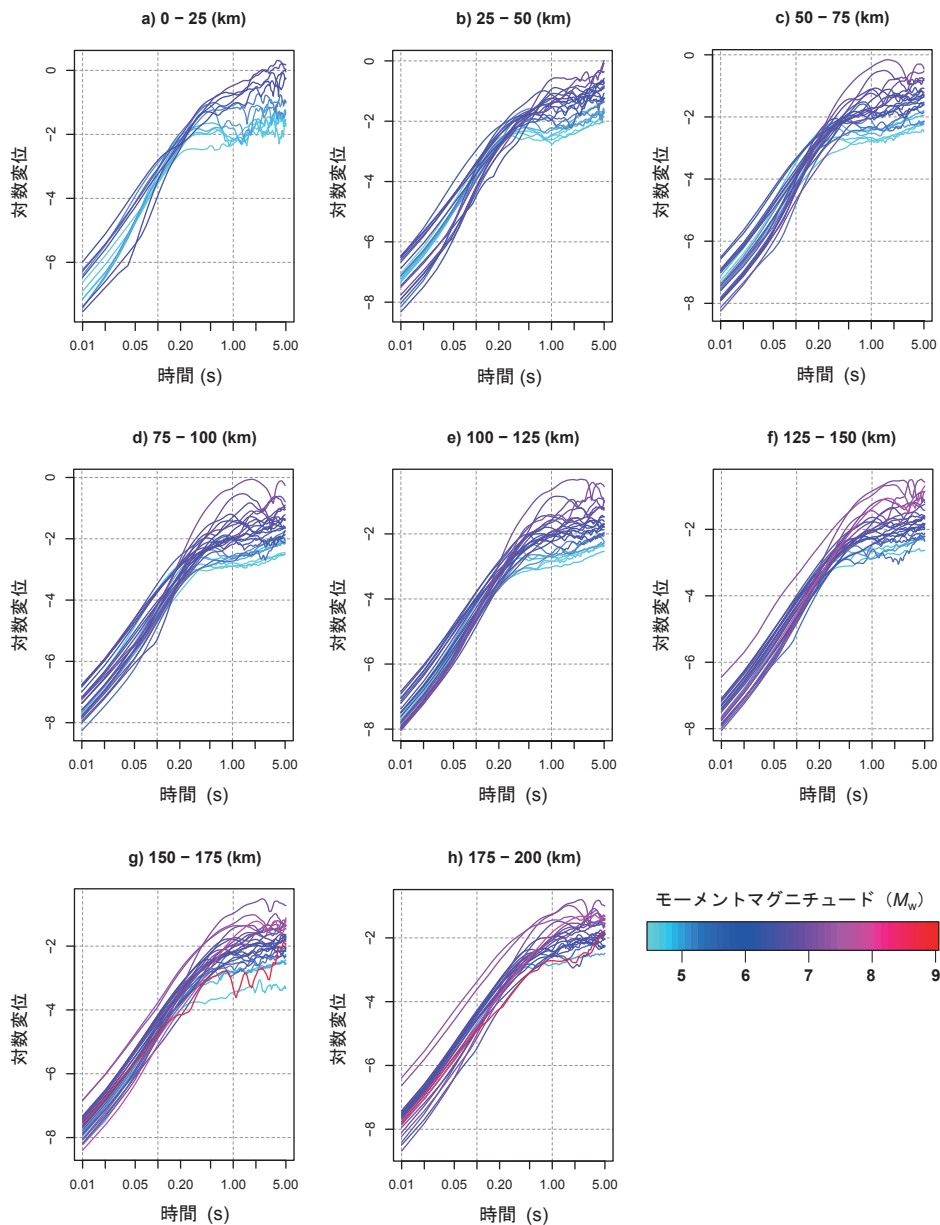


図2 各震源距離範囲における平均化された変位振幅絶対値（変位の単位は cm）

2.1 P波変位振幅の相似的成長とその離脱

解析で使用したデータは、国立研究開発法人防災科学技術研究所（以下、防災科研）の強震観測網 K-NET で記録された強震加速度波形記録である。モーメントマグニチュード (M_w) 4.5 - 8.7 の 150 地震において、震源距離 200 km 以内の観測点で得られた全 7,514 データの上下動成分を用いた。この震源分布を図 1 に示す。 M_w は防災科研が広帯域地震観測網 F-net のモーメントテンソル解析から決定した値を使用した（なおこのデータセットでは、2011 年東北地方太平洋沖地震の M_w は 8.7 となっている）。P 波の開始時刻は、全て手動で読み取りを行なった。各加速度記録を二回積分して変位に変換し、0.075 - 3 Hz の漸化式バンドパスフィルタ処理を施した。

P 波成長の統計的な特徴を明らかにするため、上記データセットを M_w 0.1 間隔、および震源距離 25 km 間隔でグループ分けし、各グループ内で変位振幅絶対値の平均化を行なった。このとき、最低 5 個以上のデータがあるグループのみを用いた。この処理によって、震源のディレクティビティ（指向性）およびラディエーションパターン（放射特性）の違いは、この後に示す結果に対しては影響が無いものとみなす。平均化された変位波形の結果を図 2 に示す。図 2 (a) - (h) は各震源距離範囲における結果を示し、図の右下に示すスケールにしたがって最終 M_w に応じて色付けを行なっている。この結果から分かる P 波成長の特徴を概説したものが図 3 である。なお図 3 (a) は震源距離 25 - 50 km の結果を示しており、図 2 (b) と同一の結果である。図 3 (a) に示す

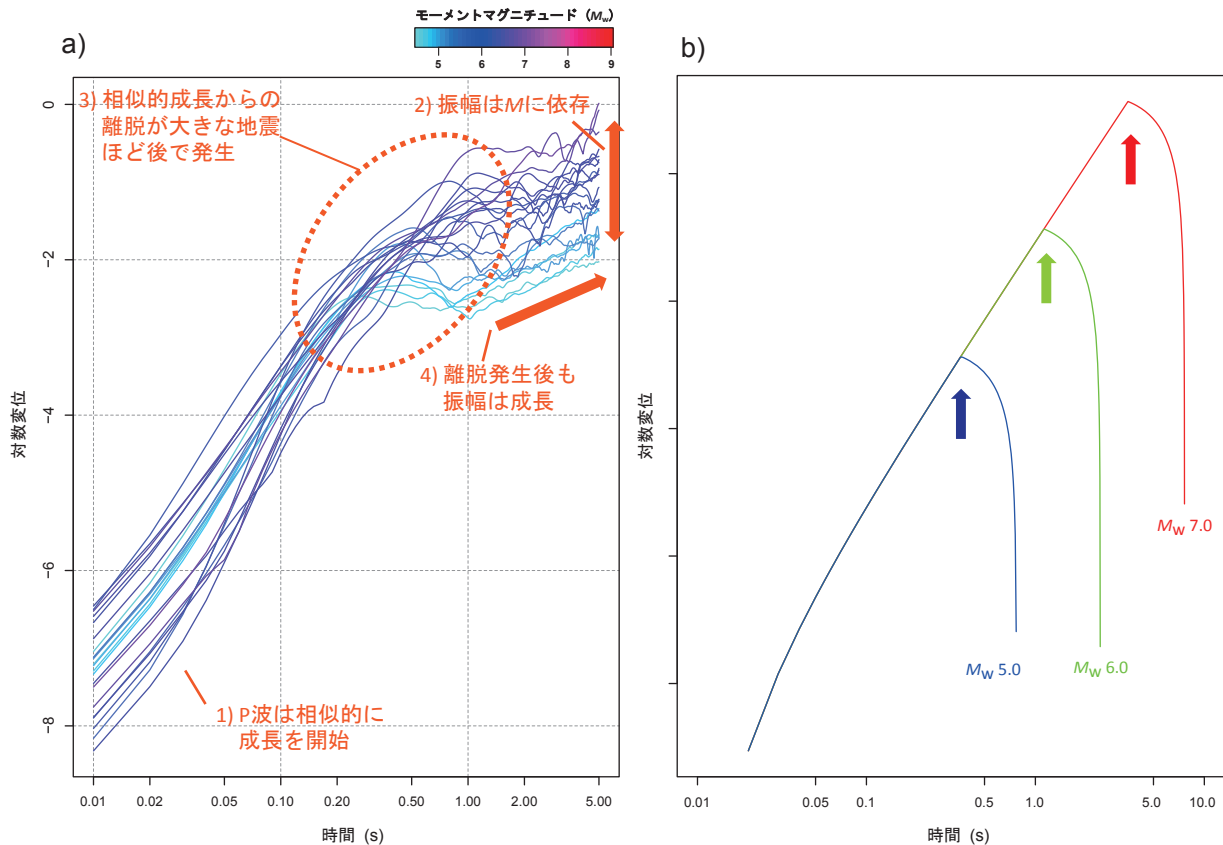


図3 (a)：観測された地震波形の解析から分かるP波成長の特徴、
(b)：理論的な円形破壊震源モデル⁸⁾によるP波変位振幅の例

通り、この結果から以下に示す四つの特徴が指摘される。

- (1) P波振幅の初動部分は、最終Mに依存した特徴が見られずに成長を開始する。ここではこれを相似的成長と呼ぶ。
- (2) 例えばP波開始から5秒の時点では、振幅の大きさが最終Mに依存する。すなわち、P波振幅は(1)で示した相似的成長から、ある時点で離脱していることが分かる。
- (3) 図3(a)の橙色の破線で囲われた領域内で、上記相似的成長からの離脱が発生する。また、これはMが大きい地震ほど時間的に遅れて起こっている。
- (4) 相似的成長からの離脱が発生した後、振幅は一定時間減少に転ずるが、その後再び増加する。なおそのとき、その振幅成長の傾きは離脱発生前より低い。

(3)については、次節にて詳細に述べる。(3)および(4)の特徴は重要である。なぜなら、最終Mを決定するためには、最大振幅の観測を待たなくてもよいことを示唆しているからである。図3(b)には、比較のため、地震学において一般的に使用される理論的な円形破壊震源

モデル⁸⁾から放出されるP波の変位振幅の例を示した。青、緑、赤の実線はそれぞれM_w 5, 6, 7の地震を示す。なおこのとき、応力降下量は一定、極角は45度としている。この結果においても開始時のP波初動は相似的であり、各色の矢印で示す通り、相似性からの離脱は大きな地震ほど後になっていることが分かる。しかしながらこのモデルでは、上記(4)の特徴を説明することができない。つまり、相似的成長から離脱した後は、振幅が増加することはない。

2.2 相似的成長からの離脱時間とM_wの関係

相似的成長からの離脱時間を求める方法を以下に述べる。図4に、例としてM_w 5.0かつ震源距離範囲50-75kmのグループにおける各観測点での変位振幅絶対値データ(灰の線)、およびその平均値(赤の線)を示す。上述した通り、P波変位の平均振幅値は相似的に始まり、ある時点で振幅の低下が起こる(図4の緑色の実線および矢印)。ここでは、この振幅低下が始まるタイミング(図4の橙色の矢印)を、相似性からの離脱が発生した点とみなすこととする。離脱発生後の振幅低下はある一定時間継続し、その後再び振幅は増加に転ずる。離脱発生後の振幅低下が継続する時間を“離脱後遅延時間”と定義する。つまり、図4の緑の矢印が示す長さが、ここでの

離脱後遅延時間となる。ここで、先験的なしきい値として DPD (Departure Delay) を導入し、これと離脱後遅延時間の長さを比較する。離脱後遅延時間が DPD を上回った時点で、相似的成長からの離脱が起こったと判定するものとする。P波開始後、相似的成長からの離脱が発生するまでの時間差を T_{dp} と呼ぶこととする (図4の青矢印)。

前述の平均化された変位振幅絶対値を用いて、 M_w と $\log T_{dp}$ の関係を示した結果が図5である (\log は常用対数を表す)。このとき DPD は 0.05 秒とした。図5 (a) - (h) は各震源距離範囲における結果を示す。本結果からは T_{dp} に有意な距離依存性は認められなかったため、全ての距離範囲の結果をまとめてプロットした結果が図5 (i) である。これから明らかな通り、 M_w と $\log T_{dp}$ の間には有意な相関性が認められる。これを M_w と $\log T_{dp}$ のスケール関係と呼ぶ。ただしこの有意な相関性が確認できるのは M_w 7 程度までの範囲であり、 M_w 7.9 (2003年十勝沖地震) および M_w 8.7 (2011年東北地方太平洋沖地震) の結果については、この相関性から大きく外れている。そこでこの2地震のデータを除外し、全ての距離範囲の結果を用いて、最小二乗法によって求められる M_w と $\log T_{dp}$ のスケール関係は式 (1) となる。

$$M_w = 2.29 \times \log T_{dp} + 5.95 \quad (1)$$

なお、図5にはそれぞれの震源距離範囲での M_w と $\log T_{dp}$ のスケール関係も示しており、その際にも上記2地震のデータを除いて最小二乗法を行なっている (実線がその結果で、破線がその関係式との誤差の標準偏差 σ に対応している)。式 (1) より、 M_w 5, 6, 7 のときの T_{dp} は、それぞれ 0.38, 1.05, 2.87 秒となる。これらの値は、上述した P 波の開始から最大振幅観測までにかかる時間 (それぞれ約 1.5 秒, 3 ~ 4 秒, 10 秒) のおおよそ 3 割程度であり、最大振幅観測前 (すなわち地震破壊の完了前) に最終 M に依存した特徴を発見できると結論付けることができる。

2.3 P波成長の統計的な特徴に関する議論

ここで示した文献7) による結果は、平均化された変位振幅データを使用しているため、求められたスケール関係 (式 (1)) は、統計的な観点からの P 波成長の特徴であると考えられる。なお 2.1 節で述べた通り、変位波形には 0.075 - 3 Hz のバンドパスフィルタを適用しているが、これによる影響は文献7) で詳しく議論しているため、そちらを参照されたい。

先述した通り、最終 M は地震破壊が完了するまで分からないと考えるのが地震学における常識であった。しかしながら、文献6) では破壊継続時間が約 10 秒となる

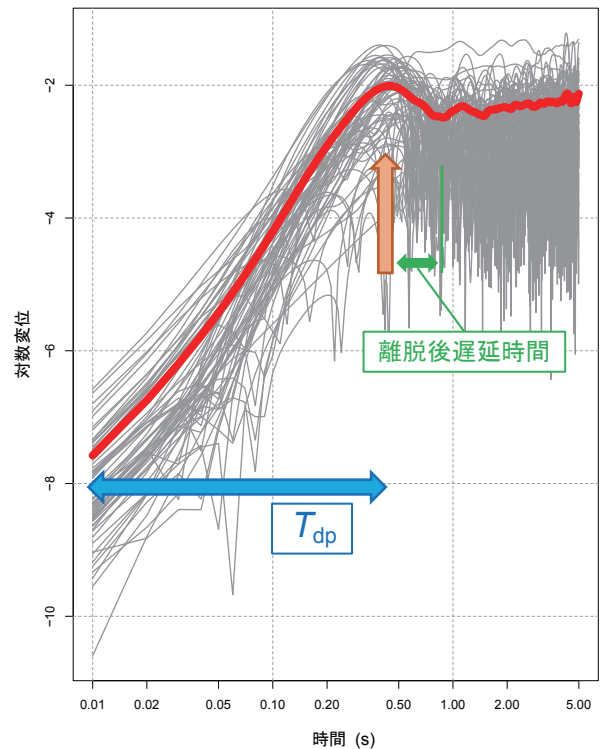


図4 P波変位振幅絶対値 (灰の線) とその平均値 (赤の線) の例 (M_w 5.0 かつ震源距離 50 - 75 km)

M 7の地震について、P波の卓越周期を求めるためのタイムウィンドウを4秒とした場合でもその最終 M が推定可能であることを指摘し、彼らはそれを地震破壊の“決定論的性質”と呼んだ。文献6) ではその根拠が明確になっていないが、ここで示した文献7) による指摘はそれを説明することができる。すなわち、 M 7の地震における相似的破壊成長は、統計的には2.87秒の時点で終了しているため、4秒のタイムウィンドウからでもその卓越周期は最終 M に依存した値となったと考えられる。すなわち、P波の卓越周期を求めるためのタイムウィンドウの長さが T_{dp} に対して適切であれば、破壊完了前にその最終 M を推定することが可能である。なお、上記タイムウィンドウの長さが T_{dp} に対して長すぎる場合、もしくは短すぎる場合、P波の卓越周期はそれぞれ底打ちまたは頭打ちすることが考えられるが、これらの事実は例えば文献5) や9) などで既に報告されている。

M_w と $\log T_{dp}$ のスケール関係を解釈するための物理的な背景については、現時点で明確にはなっていない。また、スケール関係が現時点で M 7程度までの範囲でしか確認できない理由も不明である。前述の通り、単純でスムーズな破壊過程を仮定した理論的震源モデル⁸⁾ ではこの結果を説明することはできない (図3)。したがってこれを説明するためには、より複雑なモデルが要求されると考えられる。候補として、例えば文献10) によって示された動力的破壊モデルなどが挙げられるが、こ

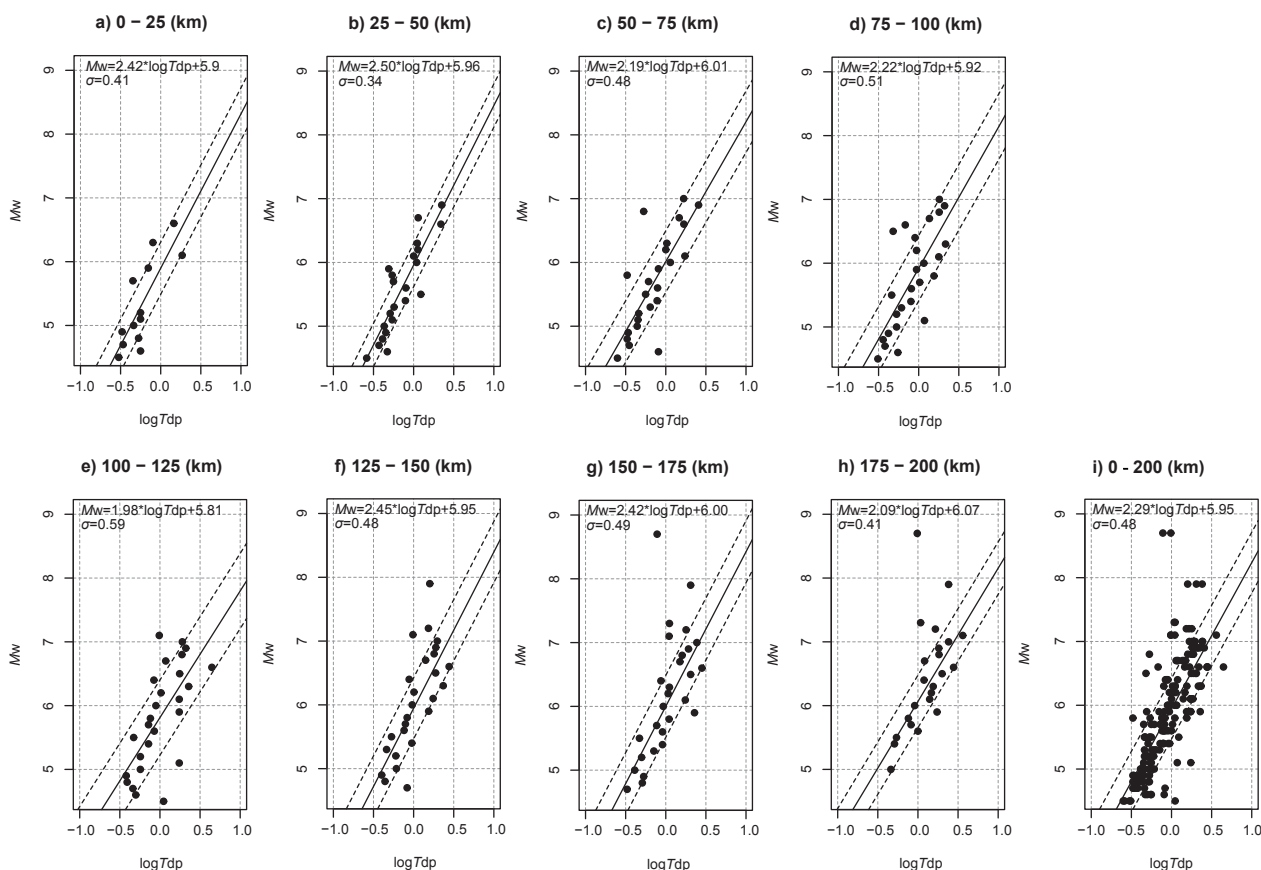


図5 (a) - (h)：各震源距離範囲における M_w と T_{dp} の関係, (i)：全距離範囲のデータを用いた M_w と T_{dp} の関係

の問題の論証は今後の課題である。ただし次章で示すように、この経験的な特性から M を推定することは技術的に可能である。

3. T_{dp} からの最終 M の推定

3.1 推定手法と結果

前章に示した P 波の相似的成長からの離脱時間 (T_{dp}) を用いて M の推定を行なう。使用するデータは基本的に前章と同様だが、上述の通り、2003 年十勝沖地震 (M_w 7.9) と 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 8.7) においては T_{dp} と M_w の間に有意な相関性は認められなかったため、ここではこれらのデータを精度評価の対象から除外することとする。実際の地震時における結果を模擬するため、イベント毎の震源近傍 5 観測点の記録を用いる。なおこの 5 観測点という基準は、 M を求める際に気象庁の緊急地震速報が用いているものと同様である¹¹⁾。また、ここでは推定精度の評価のため、前章から引き続き P 波の開始時刻は目視で確認した値を用いる。ただし、実際の早期地震警報システムにおいては自動読み取りによる開始時刻を使用することになるため、この誤差が M 推定精度の誤差となる可能性がある。

まず上記各 5 観測点で T_{dp} を求めた。その際、用いた

フィルタおよび DPD は前章と同様である (それぞれ、0.075 - 3 Hz および 0.05 秒)。この T_{dp} から式 (1) を用いて M を決定し、これらの中央値を各地震の推定 M (以下、 M_{Tdp}) とした。この結果を図 6 に示す。この図では横軸を M_w 、縦軸を $M_{Tdp} - M_w$ としている。すなわち、図の上側に位置している地震は M を過大推定、下側の地震は M を過小推定していることを表す。結果として、 $M_{Tdp} - M_w$ の RMS (root mean square: 二乗平均平方根) は 0.48 となる。この RMS の水準は、文献 12) で提示された最大振幅到達時間からの M 推定方法と同程度であり、本研究で提案された方法は早期地震警報において有用性を持つことが期待される。

3.2 議論

本提案手法による M 推定結果は、図 6 の結果で見られる通り、大きな地震ほどより過小推定してしまう傾向が見られる。なお、今回用いたデータセット、および手法によれば $M_{Tdp} - M_w$ の平均値は -0.17 (赤の実線)、同標準偏差は 0.45 (青の点線) となっている。これは、用いているフィルタおよび DPD が一定であるためだと考えられる。すなわち、大きな地震ほどより長周期、より長い DPD 値を使うことが理想的であるが、この問題の解決は今後の課題である。

なお先述の通り、二つの巨大地震（2003年十勝沖地震および2011年東北地方太平洋沖地震）は今回の精度評価対象から除外しているが、防災上の観点からは当然このような地震に対しての対応が必要である。しかしながら、現状の結果では、今回の提案手法をそのような巨大地震に対して適用することは困難である。したがって、このような事象に対しては別の手法との組み合わせが有効であると考えられる。例えば、文献12)が提案した方法では、変位振幅の最大値が飽和してしまう M_w 8.3を越えるような巨大地震においても、その M を適切に推定することができる。

今回提案した T_{dp} から M を推定する手法により、 $M7$ 級までのイベントに対し、その推定速度を向上させることが期待できると結論付ける。上述した通り、 T_{dp} は最大振幅観測時までの3割ほどの時間で発生するため、最大振幅の大きさを使う従来方法に比べ、その所要時間が大きく短縮されると考えられる。

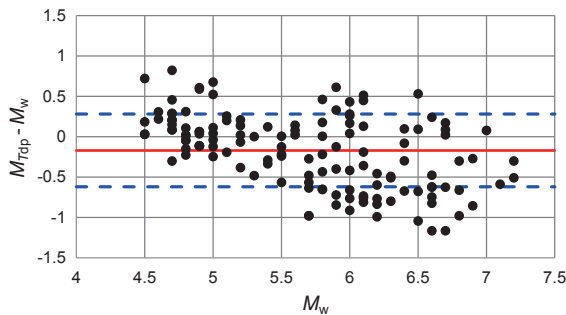


図6 M_w と $M_{Tdp} - M_w$ の関係

4. 結論

早期地震警報における地震規模 (M) の推定速度を向上させるため、P波変位振幅の相似的成長からの離脱時間 (T_{dp}) を用いることを提案する。防災科研 K-NET で観測された $M7$ クラスまでの地震波形記録を解析した結果 (推定値を M_{Tdp} とする)、 $M_{Tdp} - M_w$ の RMS は約 0.5 となる。提案手法では、最終 M 推定までの所要時間が従来手法に比べ約 70% 程度減少するため、地震発生時により早く列車を停止させることが可能となる。

謝辞

本研究では、国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET で観測された地震波形記録を使用さ

せていただきました。記して感謝いたします。

文献

- 1) Yamamoto, S., and Tomori, M., “Earthquake early warning system for railways and its performance”, *Journal of JSCE*, Vol.1, pp.322-328, 2013.
- 2) Odaka, T., Ashiya, K., Tsukada, S., Sato, S., Ohtake K., and Nozaka, D., “A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, No.1, pp.526-532, 2003.
- 3) Colombelli, S., and Zollo, A., “Fast determination of earthquake magnitude and fault extent from real-time P-wave recordings”, *Geophys. J. Int.*, Vol.202, pp.1158-1163, 2015.
- 4) Allen, R. M., and Kanamori, H., “The potential for earthquake early warning in southern California”, *Science*, Vol.300, pp.786-789, 2003.
- 5) Kuyuk, H. S., Allen, R. M., “A global approach to provide magnitude estimates for earthquake early warning alerts”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.40, pp.6329-6333, doi: 10.1002/2013GL058580, 2013.
- 6) Olson, E. L., and Allen, R. M., “The deterministic nature of earthquake rupture”, *Nature*, Vol.438, pp.212-215, 2005.
- 7) Noda, S., and Ellsworth, W. L., “Scaling relation between earthquake magnitude and the departure time from P-wave similar growth”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.43, doi: 10.1002/2016GL070069, 2016.
- 8) Sato, T., and Hirasawa, T., “Body wave spectra from propagating shear cracks”, *J. Phys. Earth*, Vol.21, pp.415-431, 1973.
- 9) Lancieri, M., Fuenzalida, A., Ruiz, S., and Madariaga, R., “Magnitude scaling of early-warning parameters for the M_w 7.8 Tocopilla, Chile, earthquake and its aftershocks”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.101, No.2, pp.447-463, 2011.
- 10) Murphy, S., and Nielsen, S., “Estimating earthquake magnitude with early arrivals: A test using dynamic and kinematic models”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.99, No.1, pp.1-23, 2009.
- 11) 明田川保, 清本真司, 下山利浩, 森脇健, 横田崇: 緊急地震速報における P 波マグニチュード推定方法の改善, 験震時報, Vol.73, pp.123-134, 2010
- 12) 野田俊太, 山本俊六, Ellsworth, W. L.: 地震波の最大振幅到達時間による非飽和のマグニチュード推定手法, 鉄道総研報告, Vol.31, No.5, pp.41-46, 2017