

緊急地震速報の概要や処理手法に 関する技術的参考資料

気象庁地震火山部

令和6年4月11日

改訂履歴

平成 18 年 7 月 27 日	第 5 回緊急地震速報検討委員会 資料 3-1 に掲載
平成 20 年 7 月 29 日	初版
平成 28 年 12 月 13 日	IPF 法の導入に伴う改訂
令和 2 年 9 月 30 日	PLUM 法の導入に伴う改訂
令和 6 年 4 月 11 日	長周期地震動階級の予測の導入に伴う改訂

目次

1. 概要	3
2. 単独観測点処理	4
(1) 自動検測・主成分分析法・B- Δ 法.....	4
(2) ノイズ識別.....	5
(3) リアルタイム震度演算.....	5
(4) 中枢へのデータ送信.....	6
3. 中枢処理	7
(1) 震源とMによる予測手法.....	7
① 震源決定手法.....	7
ア. IPF法.....	7
イ. 着未着法.....	8
ウ. EPOSによる自動処理手法.....	9
② マグニチュード計算方法.....	9
③ 震源・Mの品質管理処理.....	10
④ 予測震度および主要動到達予測時刻算出処理.....	12
ア. 入力処理.....	13
イ. 予測震度算出処理.....	13
ウ. 強震動（主要動）到達予測時刻算出処理.....	15
⑤ 長周期地震動階級の予測手法.....	15
(2) 震源要素によらない予測手法.....	16
① レベル法.....	17
② PLUM法.....	17
ア. 手法の原理と仮定.....	18
イ. 震度予測.....	18
ウ. PLUM法のイベント作成・終了処理.....	19
(3) ハイブリッド処理.....	19
4. 発表処理	20
(1) 発表条件等.....	20
(2) 電文.....	21
【参考文献】	23

1. 概要

緊急地震速報は、地震発生直後の震源付近での観測データを元に震源の場所を速やかに決定するとともに、地震の規模（マグニチュード（M））を時々刻々推定し、さらには強い揺れの広がりや捕捉して、予測された各地の揺れの強さ（震度および長周期地震動階級）や到達時刻を提供する情報である。震源や M、予測震度の推定精度が良くなるたびに情報を更新して発表する。その結果、震源と観測点の位置関係によっては対象となる地域に S 波（主要動）等によってもたらされる強い揺れが到達する前に、場合によっては P 波が到達する前に情報を配信することができる。

我々が地震の発生を知るためには、震源に最も近い観測点に P 波が届く必要がある。この届いた P 波を観測点で処理することが、現在の技術で最も早く大地震の発生を知る手法である。個々の観測点において地震波形を逐次処理し、観測点から震央までの距離や最大振幅値などを算出することを「単独観測点処理」と呼ぶ。この結果は処理中枢に直ちに送出される。処理中枢においては、これらの単独観測点処理の結果が集約され、IPF(Integrated Particle Filter)法を用いた震源決定や、PLUM(Propagation Local Undamped Motion) 法による震度予測がなされる。また同時に Hi-net の波形データを用いた着未着法や EPOS(地震活動等総合監視システム：Earthquake Phenomena Observation System)による自動震源処理が動き、各々の震源の同一判定や精度評価、ハイブリッド処理を経て震度および長周期地震動階級を予測し、地震波の到達時間を計算する。これらの処理を「中枢処理」と呼ぶ。地震動の予測手法は、「震源と M による手法」と「震源要素によらない手法」に大別される。それぞれの手法には長短があるが、組み合わせることでお互いの短所を補い、より精度のよい震度予測が可能になると期待される。この結果が緊急地震速報の発表条件、あるいは更新条件を満たした場合に、「発表処理」として緊急地震速報を発信する（図1）。

本資料では緊急地震速報処理の技術的な解説を行う。これらの理論的背景等については参考文献を参照されたい。

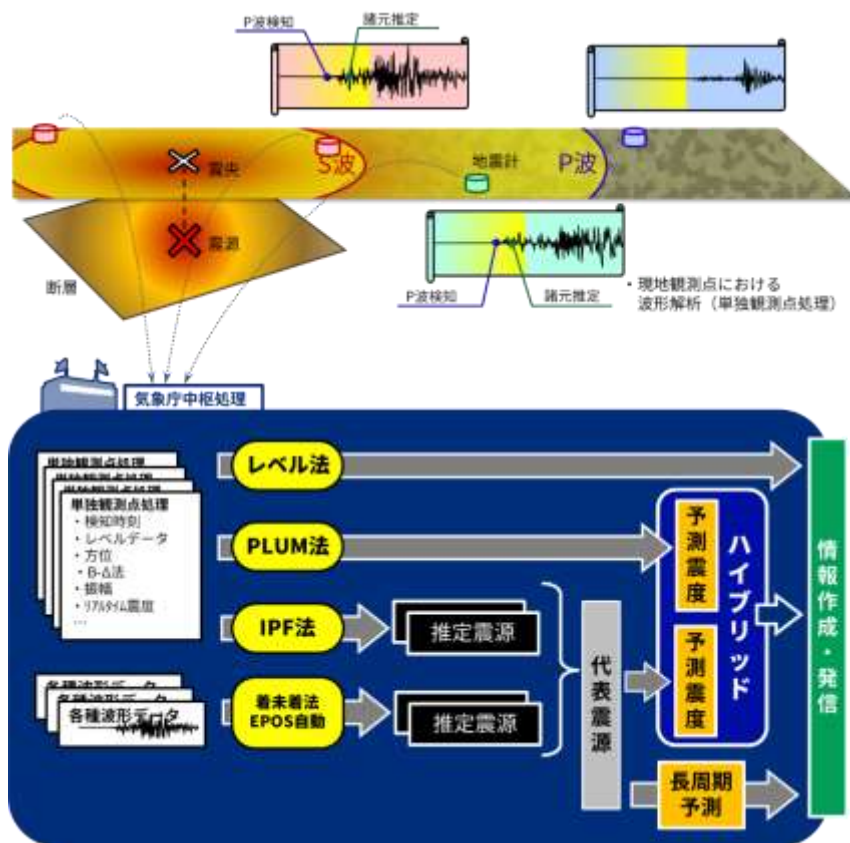


図1：緊急地震速報の処理の流れ

2. 単独観測点処理

P 波が観測点に到達し、基準以上の地動が観測された場合（以下トリガと称する）、単独観測点処理を開始する。この処理は P 波が観測点に到達してから逐次実行し、地動が通常状態に戻るまで毎秒処理中枢に結果を送信するが、振幅のモニターを除いた各処理は、最初の 1 秒間で行う（図 2）。また、振幅の大きさなどについてはこれらトリガの有無によらず常時モニターして通知する機能を有する。

単独観測点処理には主成分分析法（気象研究所地震火山研究部[1985]）、B-Δ 法（Odaka *et al.*[2003], 東田ほか[2004]）と呼ばれる処理があり、震央方位、震央距離などを推定する。また、地震動の強さの指標として最大振幅値やリアルタイム震度を逐次算出する。B-Δ 法などのトリガに伴う諸元値についてはトリガ処理後からトリガ終了時までの毎秒、リアルタイム震度などの振幅値やレベル法に用いる閾値超過データについては逐次、処理中枢に送信する。

単独観測点処理の中核をなす、自動検出・主成分分析法・B-Δ 法、ノイズ識別処理、レベル法のための閾値超過検知およびリアルタイム震度演算は、以下のとおりである。

(1) 自動検出・主成分分析法・B-Δ 法

地震波が観測点に到達し、ノイズレベルの定数倍の振幅を観測したタイミングをトリガとして検知し、処理を開始する。まず、最初にトリガがかかった時点から遡ってノイズレベルを振幅が超えた時刻を読み取る。これを P 波の検出時刻とする。この時刻から 1 秒間の変位波形を用いて地震波がどちらの方向から到来したかを主成分分析により求める（図 3）。

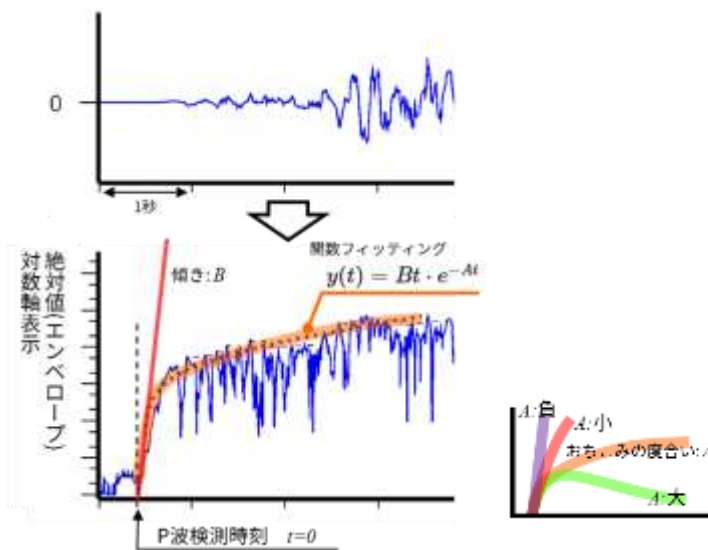


図 4 : P 波初動部（加速度絶対値波形）へ関数(1)式をフィッティングし、係数A、Bを求める

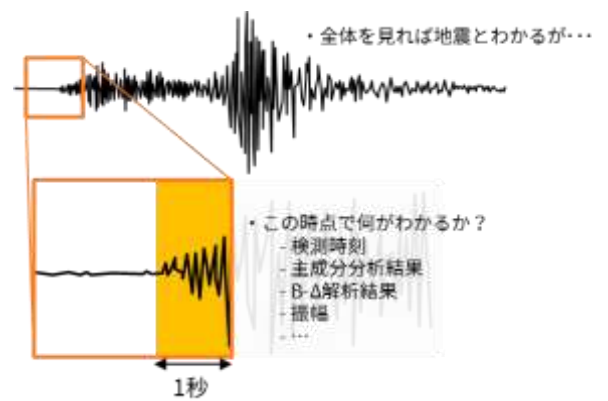


図 2 : 1 秒間で波形を処理するとは？

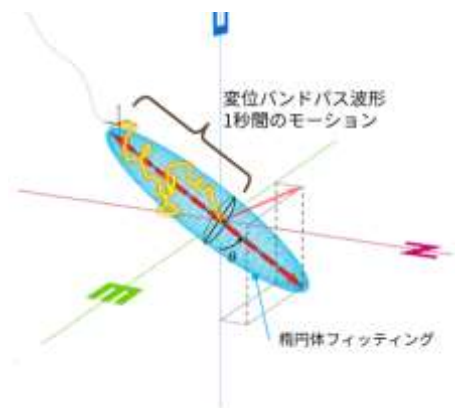


図 3 : P 波初動部（変位波形）1 秒間のパーティクルモーションの主軸から地震波の到来方向を求める

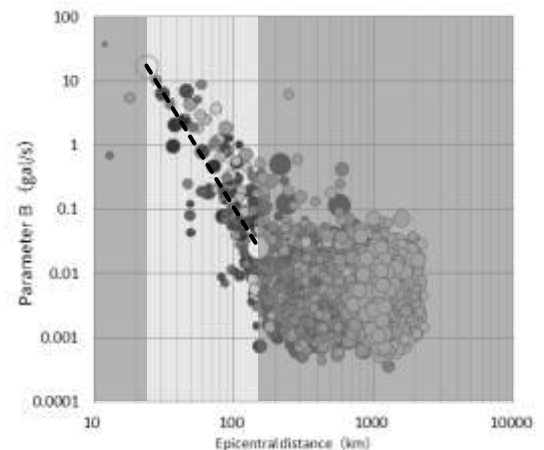


図 5 : 傾きを表す係数 B と震央距離 Δ の関係（東田ほか[2004]）

次に 1 秒間の加速度波形の絶対値波形を作成し、これに、

$$y(t) = Bt \cdot e^{-At}$$

をフィッティングする (図 4)。ここで、係数 B はこの絶対値波形の増加率を反映した数値、係数 A は振幅増加傾向の継続時間を反映した数値である。つまり、係数 B が大きければ大きいほど鋭く立ちあがり、係数 A が小さければ小さいほど振幅増加が長く続くということになる。特に、係数 B は M によらず震央距離 Δ と相関関係があり係数 B からおよそその震央距離 Δ を求めることができる (図 5)。

(2) ノイズ識別

(1) の処理は、地震波による検知だけではなくノイズによる検知を含む場合があることから、各種ノイズ識別処理を並行して実施することで、地震かノイズかを判別することが極めて重要である。このノイズ識別処理では以下の①～⑧の処理を行っている。

- ① 上下動と水平動との振幅比：自然地震の P 波部分では、上下動と水平動の振幅比が一定の範囲内に収まると期待されることから、この範囲を外れる場合にノイズと判定する。
- ② データのばらつき度：自然地震に対して、オフセットずれやパルス性ノイズは移動分散が継続して大きな値とならないことから、ばらつき度が基準に満たない場合にノイズと判定する。
- ③ B- Δ 法における係数 A ：波形が立ち上がった後にすぐに落ちついてしまう場合、B- Δ 法における係数 A は大きくなる。このとき、仮にそのような地震が発生していたとしても、大きな地震ではないと判断しノイズと判定する。
- ④ B- Δ 法における係数 B ：自然地震によって生じた地震動であれば、B- Δ 法における係数 B は一定の範囲内に収まると期待されることから、この範囲を外れる場合にノイズと判定する。
- ⑤ B- Δ 法におけるフィッティング残差：B- Δ 法におけるフィッティング残差があまりにも大きい場合は上記③、④の品質管理ができないため排除する。
- ⑥ 加速度振幅最大値：一定時間を経ても加速度振幅の最大値が大きくならなかった場合は大きな地震ではないと判断しノイズと判定する。
- ⑦ 複数センサのトリガ状況：複数のセンサが併設されている場合、両方のセンサでトリガがかかった場合のみ地震と判断し、片方のセンサでのみトリガ検知した場合はノイズと判定する。
- ⑧ エアガンノイズ識別処理 (海底地震計のみ)：トリガ直後に短周期成分が卓越する場合にはエアガンに伴うノイズと判定する。

(3) リアルタイム震度演算

「リアルタイム震度」は、観測点において地震ごとにただ 1 つの値をとるいわゆる「震度」や「計測震度」とは異なり、逐次的な揺れの大きさを示す計測震度相当の時系列値である (図 6)。計測震度の算出方法 (気象庁[1996]) においては、一定時間蓄積した加速度波形にフーリエ変換を用いて気象庁震度の算出に用いるフィルタを適用するが、周波数領域のフィルタであるためリアルタイムに出力を得ることができない。功刀[2008]による時間領域の漸化式フィルタを用いる演算方法では、最大加速度等その他の強震動指標から回帰式を用いて算出する震度相当値の各種推定方法よりも計算精度と迅速性を高めることができる。また、解析区間を移動しながら行う処理よりも計算量が少なく逐次性が高い。したがって、近似的に設計された時間領域の漸化式フィルタを代替として使用することで、リアルタイム震度を算出する。

また、計測震度の算出には、震度のフィルタを適用した地震波形の 3 成分波形をベクトル合成したのち、トリガ判定後 60 秒を 1 地震として、ベクトル合成の値がある振幅値 a 以上となる時間の合計が 0.3 秒となるような振幅値 a を算出し、

$$I = 2\log_{10} a + 0.94$$

により、計測震度を計算する。リアルタイム震度の算出においても、漸化式フィルタより得られた波形に同様の処理を行うことでリアルタイム震度を算出するが、振幅を得るための時間幅や更新間隔は用途に応じて変更される場合がある。



図6：リアルタイム震度と震度（計測震度・階級震度）の算出タイミングの違い

(4) 中枢へのデータ送信

単独観測点処理によって得られた(1)と(2)の情報は、トリガを検知後1秒のデータをもって計算され、トリガ終了時まで毎秒中枢に送られる。また、(3)のリアルタイム震度や最大振幅などの情報については、トリガの有無によらず連続的に送信することのできる機能を有する。図7に時間経過に従って変化する情報内容を記載する。

観測点直下付近で地震が発生した場合を考慮し、ある観測点で閾値以上の振幅値が検出された場合には、レベル法(3.(2).①参照)により情報発表する。単独観測点処理においては、現在は上下動加速度波形が100gal以上となった場合、上記の連続的なデータ伝送とは別に、処理中枢に閾値超過を伝えるレベルデータを発信する。

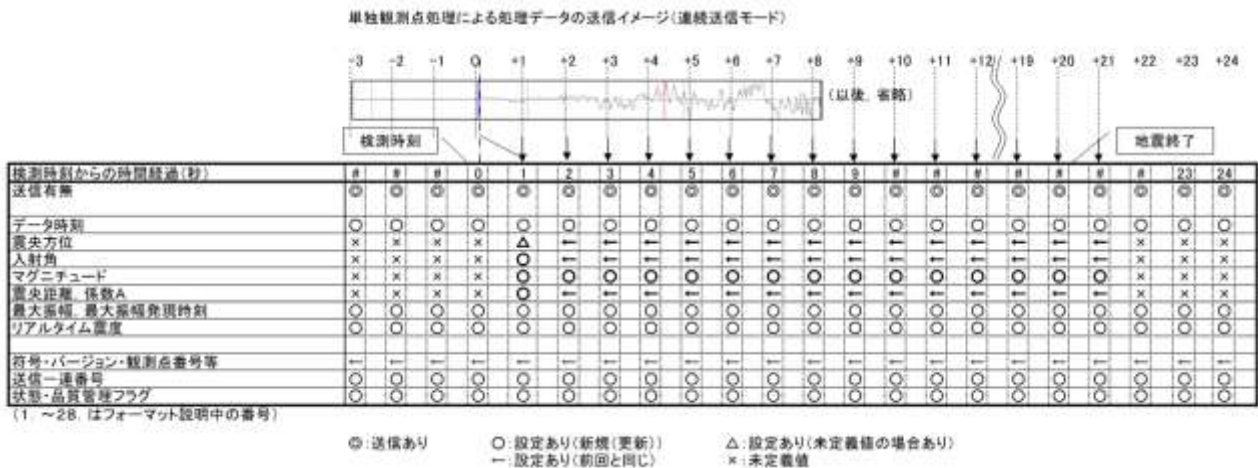


図7：単独観測点処理による処理結果の送信イメージ

3. 中枢処理

処理中枢では単独観測点において処理された情報や波形データを受信し、各種予測処理を行う。

(1) 震源とMによる予測手法

地震波を検出したトリガ情報に基づき、震源およびMを自動決定して震度予測を行う。

① 震源決定手法

ア. IPF法

IPF (Integrated Particle Filter) 法 (溜淵ほか[2014]) は、B- Δ 法や主成分分析法の結果を考慮したテリトリー法・検出時刻に基づくグリッドサーチ法など従前の手法 (横田ほか[2002]、中村[2007]) を統合し改良した新手法である。従前の手法では B- Δ 法や走時残差、振幅の値などを各手法それぞれで処理していたが、IPF法ではこれらを統合して扱い、全体として最もデータを満足する震源をモンテカルロ法の一つであるパーティクルフィルタにより推定する。初期状態として、IPF法はこれまでに発生した地震の分布・回数に基づく大まかな事前確率を緯度・経度・深さグリッドで持つ (図8 (a))。観測点から単独観測点処理データ (検出時刻、震央距離、方位角、振幅値) を受信すると、まずその観測点を含む水平テリトリーおよびその周辺に確率分布を設定する (図8 (b)、テリトリーについては横田ほか[2002]、中村[2007]を参照)。これと事前確率との積により新たな事前確率分布を先見的に与えることができる (図8 (c))。

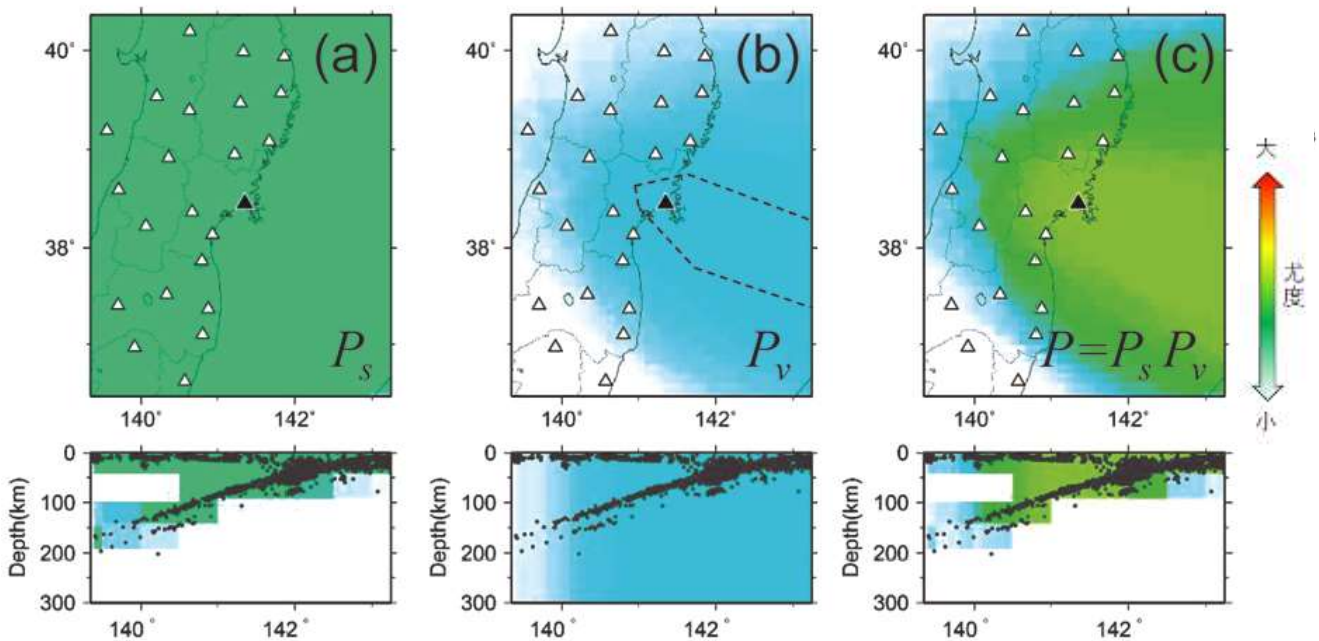


図8 : IPF法処理における事前確率の与え方 (溜淵ほか[2014]より)

この分布に従うように仮想震源を多数個ランダムに散布し、それぞれの仮想震源に対し単独観測点処理データそれぞれに対する尤度を計算する（パーティクルフィルタ、図9）。この尤度が最も高い仮想震源をこの入力時における震源候補とする。尤度関数の設計は、基本的にはある震源パラメータにおける期待値との差が正規分布で近似できるという仮定のもとで行っている。

次に、新たなデータの入力があった時や一定時間が経過した時には、前回計算時に得られた多数個の仮想震源の尤度からその重み分布を計算し、重み分布を元に新たな仮想震源を復元抽出（リサンプリング）したうえで、再度尤度を算出する。このとき、抽出した仮想震源に摂動を与えておき、特定の仮想震源への収束を防いでいる。この動作を繰り返すことで、震源の精度を確率的に高めていく。

さらに、この重み分布の情報は複数地震の識別に利用することができる。新しい観測データの入力があった時、その検出時刻および振幅値についてこれまでの仮想震源との重み付きの誤差が許容範囲よりも大きいかどうかで新しい地震が発生したかどうかを判定する。検出時刻のみを用いていた従前の手法の識別よりも、新たに振幅値を用いることで総合的な複数地震の識別が可能となっている。

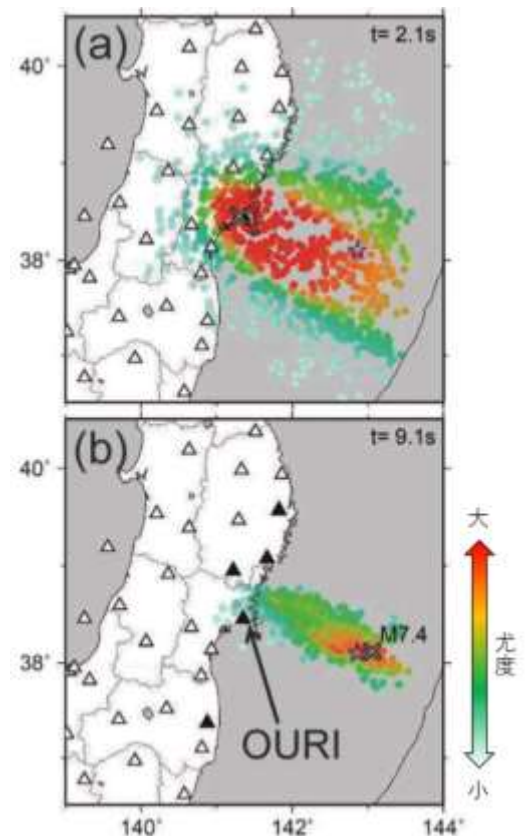


図9：IPF法処理で撒かれたパーティクルとその尤度（溜溜ほか[2014]より）

イ. 着未着法

この手法は国立研究開発法人 防災科学技術研究所において開発されたグリッドサーチ法の一つである（Horiuchi *et al.* [2005]、図10）。緊急地震速報は主に気象庁の地震観測網（多機能型地震計）のデータを用いて処理を行っているが、着未着法は防災科学技術研究所の Hi-net 観測網のデータを用いて処理を行っている。これらの観測網は観測点密度、センサの特性、保守に関する考え方などが異なっているが、互いの特徴を活かせるような形で緊急地震速報の高度化を行っている。

振幅が短期的に変化し地震が到達したとみられる「着状態」の観測点と、まだ波形に変化がなく地震波が到達していないと考えられる「未着状態」の観測点について、周辺2地点以上が「着状態」になったとき、震源決定処理が開始される。それぞれの観測点で波形に変化のあった時刻を検出し、周辺のグリッドに配置した仮想震源群をもとに理論走時との差が小さくなるようグリッドサーチを行う。グリッドは徐々に残差の小さい方へ移動させ、また間隔を狭めながらサーチを繰り返し、十分収束した地点を最終的な推定震源とみなす。

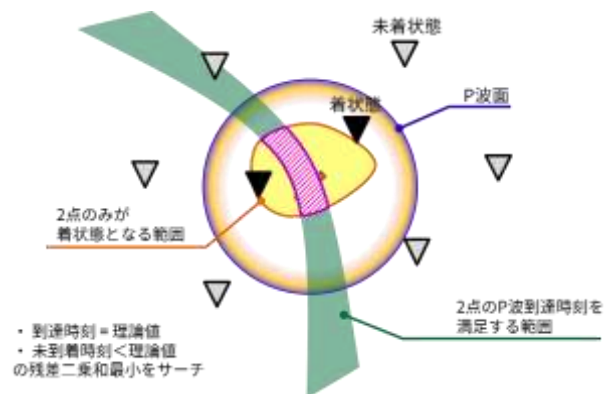


図10：着未着法概念図（図は2地点時）

ウ. EPOS による自動処理手法

気象庁の EPOS による処理では、観測点からの波形データを処理中枢に集めて地震検知処理（トリガ判定）を行い、地震であると判断されると P、S 波の到達時刻および最大振幅の自動検測を行って震源を求めている。この処理は波形データを処理中枢に集め、かつ数観測点での振幅変化が起きないと処理が開始されないため、結果が出る時間が緊急地震速報処理よりも遅い。しかしながら、前述の各震源決定手法と異なり S 波到達時刻も震源決定に用いるため、精度としては前述の各処理よりも高いと考えられる。

② マグニチュード計算方法

前述の処理により得られた震源と各観測点の最大振幅を用いて M 計算を行う。気象庁の一般的な M 計算では、地震波の初動部だけではなく地震波全体の最大振幅によって M を求めるため、即時的な M 計算は不可能である。緊急地震速報処理では地震検知後の早い段階からの M 推定を可能とするため、P 波の部分（P 波 M）と S 波到達以降（全相 M）の 2 種類の M 計算式を設定し、各観測点に S 波が到達したと考えられる時間に対応して計算式を切替えている。

このため、緊急地震速報処理で得られた震源位置と実際の震源位置の差や最大振幅の現れ方の差によって、M が一時的に増減する可能性が考えられる（図 11）。これを防ぐために、

- 各観測点では P 波を検知した後、3 秒後の最大振幅から P 波 M を求める（これ以降、毎秒最大振幅を計算して M 計算を行う）。
- 理論的な S 波が到達すべき時間の 70%までは P 波 M を求める。それ以後は全相 M 式に切替える。但し、全相 M に切替えた途端 M が小さくならないよう、しばらくの間は P 波期間の最大振幅を用いた P 波 M を保持する（固定 M）。固定 M よりも全相 M が大きくなれば全相 M に切替える。全相 M が固定 M を超えない場合にも、S 波が到達すべき時間から、固定 M より算出した破壊継続時間または P 波検知から P 波部分での最大振幅が発現するまでの時間のいずれかを経過した場合、全相 M に切替える。

という更新条件を設け、その結果を緊急地震速報の M としている。P 波 M と全相 M はそれぞれ以下の式で計算する。

P 波 M 式（明田川ほか[2010]より）：

$$0.72M = \log_{10} A + 1.2 \log_{10} R + 5.0 \times 10^{-4} R - 5.0 \times 10^{-3} D + 0.46$$

全相 M 式（清本ほか[2010]より）：

$$0.87M = \log_{10} A + 1.0 \log_{10} R + 1.9 \times 10^{-3} R - 5.0 \times 10^{-3} D + 0.98$$

P 波 M 式や全相 M 式では M を 3 成分合成変位振幅から推定しているが、海底地震計（OBS）に関しては、設置環境による地震波増幅の影響や地震時の姿勢角変化などによる過大振幅混入の影響を避けるため、陸の観測点とは異なり、上下動変位振幅を用いて M 計算を行うこととしているほか、複数観測点の振幅データを待ってから、観測点 M が上位のデータは異常値である可能性を考慮し除外したうえで M 計算に用いている。

上下動変位 M 式（林元ほか[2019]より）：

$$0.90M = \log_{10} A + 0.83 \log_{10} R + 1.7 \times 10^{-3} R - 2.6 \times 10^{-3} D + 1.68$$

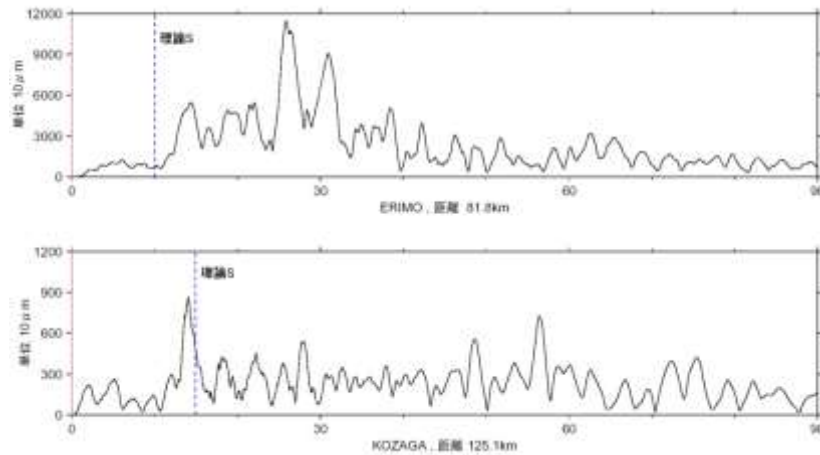


図 11：3成分合成変位 M の時間推移と理論 S 波到達時刻との比較

上図は平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の際のえりも観測点の 3 成分合成変位振幅。青い点線部が理論 S 波到達時刻であり、約 15 秒後に最大振幅が発現していることが分かる。そのため、理論 S 波到達時刻で M 計算式を切替えてしまうと、最大振幅発現までの間は M を小さく見積もることになる。

下図は平成 16 年 9 月 5 日の紀伊半島南東沖地震の和歌山古座川観測点の 3 成分合成振幅。上図と異なり、理論走時よりも前に最大振幅が発現しているため、理論 S 波到達時刻の直前まで P 波 M を求めると、M を過大に見積もることとなる。

緊急地震速報では、これらの事例などから計算式の切替で M が大きく変化しないようにしている。

③ 震源・M の品質管理処理

推定した震源と M については、推定された震源の震央付近の観測点数地点における一定時間内の振幅値を用いた「近傍 M」により品質管理処理を実施している。推定した震源と M に対して、推定した震源近くが実際にその規模相当に揺れているか否かを近傍 M によって評価し、近傍 M が震源の M に対して一定以上小さい場合にはこの震源の位置や M の大きさが不適切であると判定し、震源と M の情報を更新しない。震源と M に基づく震度予測ができない場合にも、揺れから揺れを予測する PLUM 法による予測で情報発表ができるようになったことで、不適切な震源を棄却することが可能となった。

その他、地震計の異常や機器ノイズなどによって過大な振幅値が得られた場合には、1 地点の観測結果のみで予測震度が過大となる予報を発表する場合があることから、地震学的に計測し得ないような変位振幅を M 推定に用いないようにする処理を実装している。

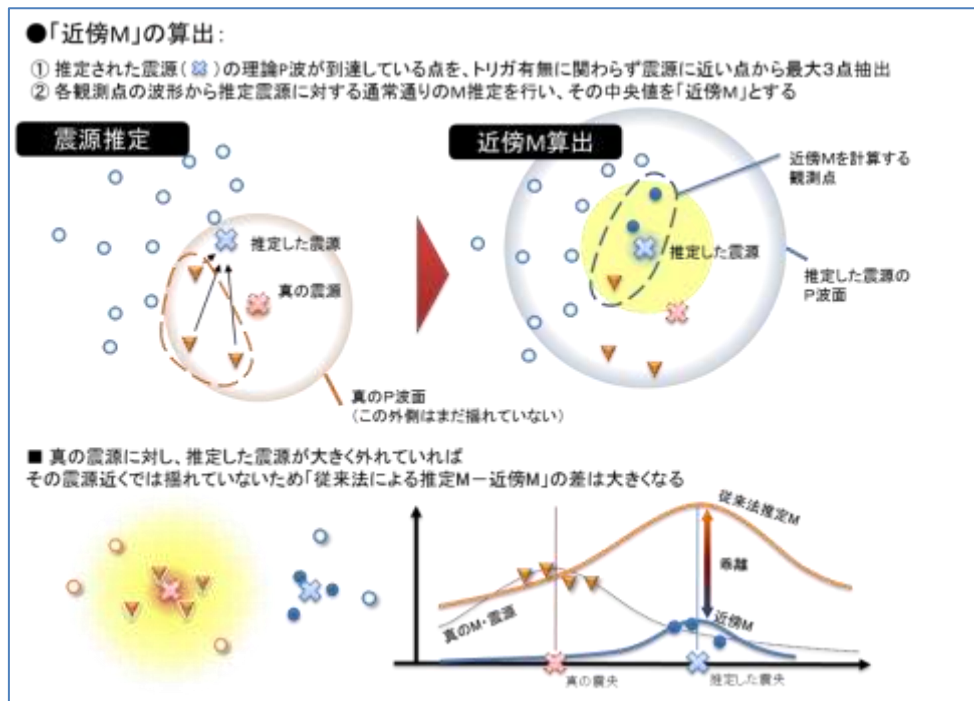


図 12：近傍 M の推定模式図

トリガの得られた観測点（赤の▽）で推定した震源（青の×）が、真の震源（赤の×）から大きく外れて決定された場合、推定した震源を元にトリガの得られた観測点の振幅で M を評価するために推定 M を過大評価することとなる（左上）。このとき、トリガによらず、推定した震源近傍の観測点最大3地点（青の▽）振幅で M を評価（近傍 M）した場合は、真の震源からの揺れが未到達であるため、M が小さく推定されることとなる（右上）。この、震源での推定 M と近傍 M の乖離（下段）が大きく、推定した M よりも近傍 M の値が一定以上小さい場合には、この震源と M を「棄却」し、震源を更新しない。

④ 予測震度および主要動到達予測時刻算出処理

緊急地震速報を地震防災対策に有効に利用するためには、被害を生ずる強震動の強さの程度、および揺れの到達時刻を、実際の揺れがくる前に予測することが極めて重要である。

予測震度算出処理は、前項までの手法により逐次推定される震源位置および M 等をもとに、対象となる地点で予測される強震動の強さの程度を震度に換算するとともに、強震動の到達予測時刻を算出するものである。

震度の予測には、強震動予測手法を活用する。強震動予測手法には、回帰式等の統計的手法から求めた地震動の距離減衰式に代表される経験的手法と地震波の発生・伝播の物理的モデル等を活用し高精度に予測する理論的手法がある。本処理では、簡便かつ迅速に計算できる経験的手法を採用した(図 13)。

その手順を大きく分けると、

- [1] 震源位置および M 等より最大速度の距離減衰式を適用し、対象となる地点(全国震度観測点:約 4,400 地点)の「基準基盤」における推定最大速度を求める
- [2] 国土数値情報にある地盤増幅度を乗じることで対象となる地点での増幅特性を考慮し、地表での推定最大速度を算出する
- [3] 地表での推定最大速度を計測震度に換算する

という 3 段階になる。距離減衰式には、震源までの最短距離を入力するが、緊急地震速報の発表対象となる規模の大きな地震については、震源はもはや点ではなく、空間的に広がりをもった震源域として扱う必要がある一方、緊急地震速報を発表するタイミングで精度の高い断層パラメータ等を確定することは不可能である(断層走向や破壊過程を特定できないなど)という課題がある。そのため防災対応上の安全を見込み、震源を中心として M から相似則により予測される断層の長さの $1/2$ を半径とした球を設定し、対象となる地点までの距離は、その球面からの最短距離を採用している(ただし、情報発表内容に応じて点震源想定 of 単純な震源距離での計算も採用している)。

なお、本章では、「工学的基盤」は S 波速度 700m/s の硬質地盤、「基準基盤」は S 波速度 600m/s の硬質地盤のことを表す。

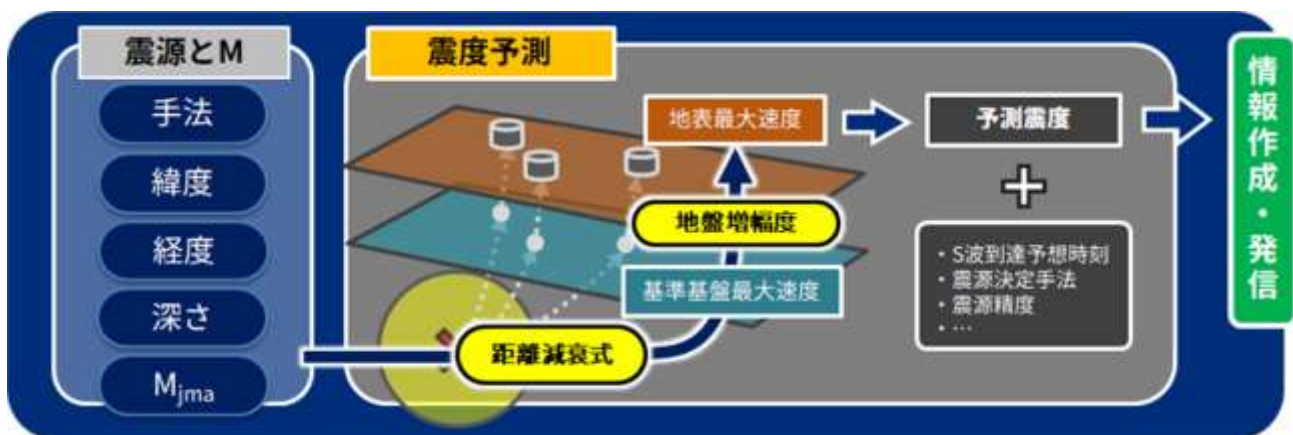


図 13 : 予測震度算出の流れ

ア. 入力処理

予測震度を算出するための入力データは、基本的に震源（緯度、経度、深さ）および M である。ただし、単独観測点処理のレベル法においては、あらかじめ設定している閾値を超えた場合の最大振幅（加速度値）を入力データとする場合もある。予測震度算出、強震動（主要動）到達予測時刻算出の入力データは以下のとおり。

- [1] 予測震度算出のための入力データ
震源（緯度、経度、深さ）、 M 、地盤増幅度
- [2] 強震動（主要動）到達予測時刻算出のための入力データ
震源（緯度、経度、深さ）、地震の発生時刻

イ. 予測震度算出処理

■ 気象庁マグニチュード (M_{jma}) から M_w への変換

以降の式中の M_w はモーメントマグニチュードである。前節の M 計算における M 式は気象庁マグニチュード (M_{jma}) を対象とした関係式であるため、 M_{jma} から M_w へ変換する必要がある。

M_w への変換については各種変換式が提案されているが、本処理では、以下の式を採用している。

$$M_w = M_{jma} - 0.171 \quad (\text{宇津[1982]、宇津[1977]および佐藤[1989]より})$$

■ 最短距離の計算

以下の宇津[1977]の式を用いて M から相似則により予測される断層の長さを算出し、図 14 のように、その $1/2$ を半径とした球を設定し、その球面からの距離を最短距離とする。情報発表内容に応じて点震源想定とする場合は、断層長を考慮しない。

$$\log_{10} L = 0.5M - 1.85$$

L : 断層長, M : マグニチュード (宇津[1977]より)

ここでの M は処理上 M_w とみなしている。なお、最短距離には下限値を設けており、現在は震源からの距離が 3km 未満となる観測点については、一律で最短距離を 3km に設定することとしている。また、ここでは基盤深度については深さ 0km として計算している。

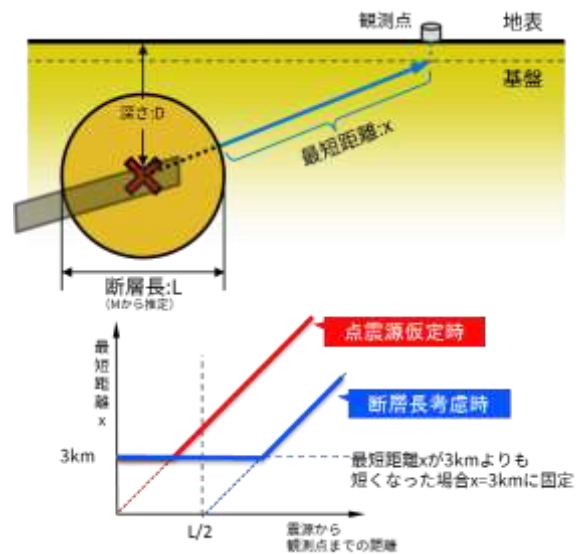


図 14：最短距離の計算方法

■ 対象となる地点の基準基盤上における最大速度の推定

地震動は表層地盤の違い等による影響を大きく受けるため、硬質で一様な地盤において評価することが合理的である。本処理では、基準基盤上の最大速度の推定のために以下の最大速度に対する司・翠川[1999]の距離減衰式を採用している。

$$\log_{10}(PGV_{600}) = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log_{10}(x + 0.0028 \times 10^{0.50M_w}) - 0.002x$$

PGV_{600} : 基準基盤(S波速度 600m/s)での最大速度(cm/s)・・・水平動 2成分のうち大きい方の値
 M_w : モーメントマグニチュード D : 震源の深さ(km) x : 最短距離(km) (司・翠川[1999]より)

ここで、この式は基準基盤を S 波速度 600m/s (地盤増幅度 $ARV = 1.0$) の硬質地盤としている。一方で、本処理では、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (文部科学省) の手法に準拠し、内閣府による 1km メッシュの国土数値情報による工学的基盤からの増幅度を用いて最大速度を補正し、震度推定を行っている。また、対象となる予測地点が気象庁観測点であり、観測値が十分に得られている場合は Iwakiri *et al.* [2011] に基づいて算出された観測点補正係数 (震度予測補正係数) を用いて最大速度の補正・震度推定を行う。ここで、これらの増幅度・補正係数は S 波速度が 700m/s の工学的基盤での最大速度から算出されるものであるため、基準基盤上の値からの変換が必要となる。基準基盤から工学的基盤までの最大速度の増幅率は下記松岡・翠川[1994]の速度増幅度計算式により算定し、基準基盤の最大速度にその増幅率を乗ずる。実際に計算する場合は基準基盤の推定最大速度に $0.90 (\cong (600/700)^{0.66})$ 倍することで工学的基盤上の推定最大速度とする (図 15)。

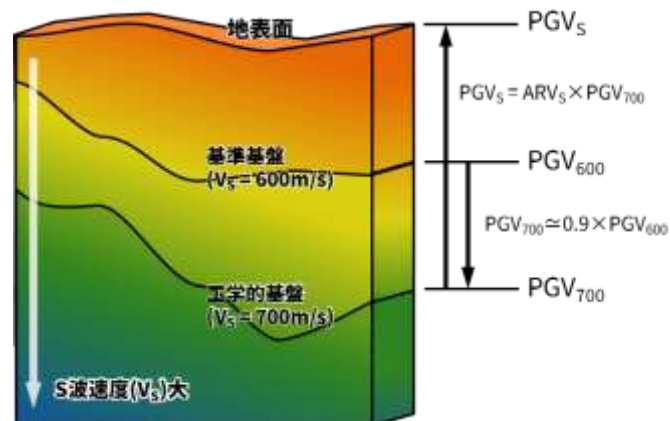


図 15 : 最大速度の工学的基盤及び地表への変換

$$\log_{10}(ARV) = 1.83 - 0.66 \log_{10}(AVS) \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500)$$

ARV : 地表から地下 30m までの速度増幅度 AVS : 地表から地下 30m までの平均 S 波速度(m/s)
(松岡・翠川[1994]より)

■ 地表面での最大速度の推定

工学的基盤上の推定最大速度を求めた後、これから更に、地表の任意の地点での最大速度を求めるため、国土数値情報にある各対象となる地点での地盤増幅度(速度増幅度)を乗ずる (図 15)。

地表での各地点の推定最大速度を PGV_S 、S 波速度 700m/s の工学的基盤からの速度増幅度を ARV_{700} とすると、

$$PGV_S = ARV_{700} \times PGV_{700} \quad (\cong ARV_{700} \times 0.90 \times PGV_{600})$$

PGV_{700} : 工学的基盤上の推定最大速度 PGV_{600} : 基準基盤 (硬質地盤) 上の推定最大速度

となる。このとき、対象地点が気象庁観測点であり、震度観測データが十分に得られている場合には、この ARV_{700} に換わって Iwakiri *et al.*[2011] に基づいて算出した観測点補正係数を用いる。

■ 対象となる地点の計測震度の算出

前述の式で計算された地表での推定最大速度から、翠川ほか[1999]に基づき次の式を用いて地表での最大震度を予測する。なお、この式は震度 4 以上を対象としていることに留意すること。

$$I_{INSTR} = 2.68 + 1.72 \log_{10}(PGV_S) \pm 0.21 \quad (I_{INSTR} = 4 \sim 7)$$

I_{INSTR} : 推定計測震度、 PGV_S : 地表における推定最大速度(cm/s) (翠川ほか[1999]より)

■ 震源の深さに関する制限

ここで利用している司・翠川[1999]の距離減衰式は、概ね 50km 以浅の地震を対象として決定された式であるため、深発地震に対して適用すると最大速度値が大きく計算される。そのため、現在は運用上、震源の深さが 150km より深い場合には震度を予測しないように対処している。なお、これまでに 150km よりも深い震源をもつ地震により震度 5 弱以上を観測した例としては、2014 年 5 月 5 日の伊豆大島近海の地震（深さ 156km, M6.0, 最大震度 5 弱）や、2015 年 5 月 30 日の小笠原諸島西方沖の地震（深さ 681km, M8.1, 最大震度 5 強）などがある。

ウ. 強震動（主要動）到達予測時刻算出処理

気象庁で使用している速度構造(JMA2001)を基に深さ・震央距離ごとに作成した走時表を使用して、対象となる地点単位で S 波の到達予測時刻を算出し、主要動到達時刻としている。

⑤ 長周期地震動階級の予測手法

長周期地震動は、その距離減衰に周期依存性があるほか、深部地盤構造などの影響を受け増幅しやすい周期が場所により異なるなどの特性がある。気象庁では長周期地震動階級を予測するにあたり、防災科学技術研究所が開発した絶対速度応答スペクトル (Sva) 距離減衰式 (Dhakal et al.(2015)) を用いて、推定した震源と M に基づき長周期地震動階級を推定している (図 16)。

■ 絶対速度応答スペクトル (Sva) 距離減衰式

Sva は次の式を用いて推定する。

$$\log_{10} Sva(T) = c(T) + a(T)M_j - \log_{10} R - b(T)R + \text{siteFactor}(T)$$

上記式のうち、定数 c や係数 a, b は周期 T ごとにそれぞれ定数、M の回帰係数、非弾性減衰の回帰係数である (Dhakal et al.(2015)、図 16)。

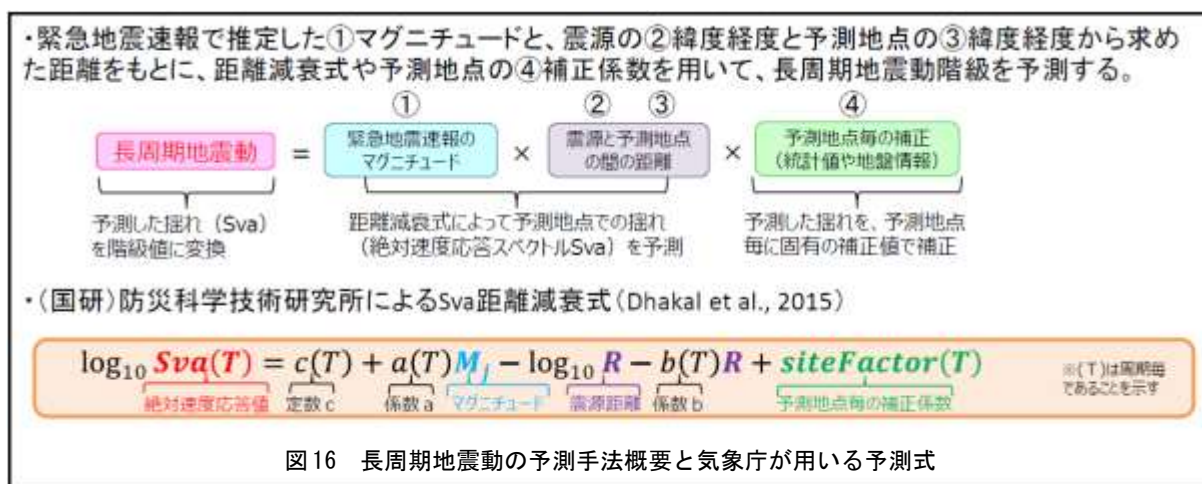


図 16 長周期地震動の予測手法概要と気象庁が用いる予測式

■ 予測地点ごとの補正係数

距離減衰式のうち予測地点ごとの補正係数 (siteFactor(T)) については、「A. 統計的に得られる補正係数」と「B. 地盤情報から推定される補正係数」の 2 種類を用いることが可能である (Dhakal et al.(2015)、図 17)。

A. 統計的に得られる補正係数

顕著な地震イベントにおける強震波形の観測記録をもとに求めたもの。

B. 地盤情報から推定される補正係数

防災科学技術研究所が提供する地震ハザードステーションの S 波速度 1.3 km/s 層下面の深さ、

及び地下 30mまでの表層における平均 S 波速度を用いて求めたもの。

過去の検証（気象庁地震火山部（2017））で A.B.両者の予測適合度を比較すると、方法 A を用いた場合の方が適合度が高かった。このことから、気象庁の長周期地震動予測では方法 A の補正係数が得られた予測対象地点では方法 A を用い、方法 A の補正係数が得られない予測地点では方法 B を採用している。

A. 統計的に得られる補正係数	B. 地盤情報から推定される補正係数
$\log Y_{ij} = c + aM_i - \log R_{ij} - bR_{ij} + \eta_i + \varepsilon_{ij}$	$\text{siteFactor}(T) = \text{DSC}(T) + \varepsilon'(T)$
<ul style="list-style-type: none"> ・Y: 地震イベント<i>i</i>において地点<i>j</i>で観測したSva値 ・M: 地震イベント<i>i</i>のマグニチュード ・R: 地震イベント<i>i</i>の震源と地点<i>j</i>の間の距離 ・η_i: 地震間誤差 ・ε_{ij}: 地震内誤差 	<ul style="list-style-type: none"> ・DSC(T): 周期Tにおける深部地盤データによる補正係数 ・$\varepsilon'(T)$: 周期Tにおける表層地盤データによる補正係数
<p>周期1.0-10.0秒のうち0.2秒きざみの各周期について、上記式を用いてε_{ij}を求め、それらを平均することで周期ごとの補正係数を得る。</p>	<p>図 17 予測地点ごとの補正係数の求め方</p>

■ 長周期地震動階級

長周期地震動階級は4つあり、対照表は表1に示すとおりである。

表1：長周期地震動階級を与える絶対速度応答スペクトル（Sva）の範囲

長周期地震動階級	Sva 値
1	$5 \text{ cm/s} \leq \text{Sva} < 15 \text{ cm/s}$
2	$15 \text{ cm/s} \leq \text{Sva} < 50 \text{ cm/s}$
3	$50 \text{ cm/s} \leq \text{Sva} < 100 \text{ cm/s}$
4	$100 \text{ cm/s} \leq \text{Sva}$

気象庁では構造物に影響の出る周期 1.6-7.8 秒の周期帯で長周期地震動階級を予測している。まずこの周期帯のうち 0.2 秒きざみにそれぞれ Sva 値（Sva(T)）を算出し、それらのうち最大となる Sva 値（maxSva）を得る。ただし 0.2 秒きざみのサンプリングで予測が過小とにならない様にするため、maxSvaに補正を加えて得た Sva 値（Sva）をもとに長周期地震動階級を求める（Dhakal et al.(2015)）。

■ 長周期地震動予測の発表条件

長周期地震動の予測精度は、震源（緯度・経度・深さ）および M の精度に大きく依存する。そのため、「M 決定に係る観測点数が3地点以上、または地震検知から 15 秒経過した以降の緊急地震速報震源」を警報の発表に利用することで、予測精度を担保している（気象庁地震火山部（2017））。また、長周期地震動階級の予測手法は 50km 以浅の地震データに基づいて作られており、過去の検証では 150km より深い地震で予測適合度が低下したことから、深さ 150km 以浅の地震を対象として長周期地震動階級を予測している（気象庁地震火山部（2017））。

（2）震源要素によらない予測手法

地震動は一般に、[1]震源の破壊過程（震源特性）、[2]震源から観測点までの伝播経路特性、そして [3]観測点における基盤から地表までの地震波増幅特性（サイト特性）の3つの特性によって表現される。震源から地震波が伝播していく過程において、ある時点までに得られた観測記録から予測対象地点の震度を予測することを考えたとき、推定された“震源と M による予測手法”は、観測されたデー

タを一旦その原因である震源に遡り、少ないパラメータ（震源位置、 M 、観測点の増幅特性）で表現したうえで、任意の地点の震度を予測する手法である。震源近傍の少ない観測データから震源を計算することで猶予時間をもって任意の地点が予測可能となるため、緊急地震速報技術において非常に強力であるが、一方で、[1]震源特性や[2]伝播経路特性については経験式に基づき平均化されることから、以下のような場合には震度予測誤差が大きい場合がある。

- 地震初期のごくわずかなデータで震源と M を算出したときなど震源要素が大きな誤差を持つ場合、そこからさらに震度を予測するため、震度予測誤差が大きい場合がある。
- 広い震源域を持つような巨大地震が発生した場合や、地震波の輻射に異方性がある場合などには、強震域の広がりを正しく推定できず、震度予測が大きく外れてしまう場合がある。
- 地震が多発するなど、適切に検測値が利用できない場合には、震源決定が正常に行えず情報を発表することができない。

このような課題を解決するため、“震源要素によらない予測手法”を併用する。揺れから揺れを直接予測する地震動予測の考え方では、観測結果を一旦震源に遡ることなく、周辺で観測された地震動そのものから直接予測したい観測点での震度を予測する。この時、観測地点と予測地点が十分に近接しているならば、[1]震源特性や[2]伝播経路特性の仮定を必要とせず、震源要素が分からなくても精度の高い地震動予測が可能となる。さらにこの方法では、相検測などの必要がないために観測点環境に対する要件は従来のものと比べて低く、ノイズレベルが比較的高い都市部に設置された震度計などの活用が可能となる。より稠密な観測網を構築できることから、震源位置や観測点配置などによっては震源と M による手法より早い段階で揺れを観測し、より速い情報発表が可能となる場合がある。一方で、一般的に、強い揺れを予測するためには強い揺れの観測を待たねばならず、振幅の小さな P 波時点で強い揺れを予測する、震源と M による予測手法よりも猶予時間は短くなる。

① レベル法

震源によらない予測手法のひとつにレベル法がある。震源決定に用いる観測点から単独観測点処理により発信された上下動振幅 100gal 以上のレベルデータ（2.（1））を受けると、中枢では迅速性を優先し、震源決定や周辺への震度予測等の処理を介さずに「観測点近傍で震度 5 弱以上の揺れ」として直ちに情報発表を行う。図 18 に示すように、計測震度 4.5 以上（震度 5 弱以上）の場合、ほぼ 100gal 以上となる。なお、レベル法は、地震との因果関係も分からず、ただ強く揺れたことを知らせる、最も早いながらも信頼性の低い情報であるため、観測された振幅レベルに対応するような情報発表が既になされている段階であれば、レベル法による新たな情報発表は行わない。

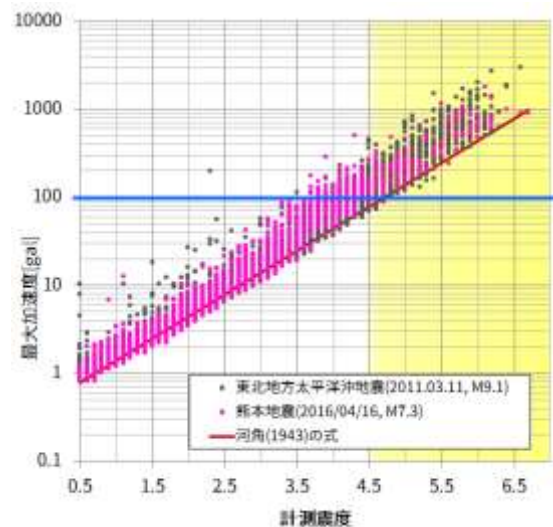


図 18：震度計で観測された最大加速度振幅と計測震度の関係

② PLUM 法

PLUM(Propagation of Local Undamped Motion)法は、観測された揺れの情報から震源推定を介さず直接将来の揺れを予測する Hoshiba [2013]の実時間地震動予測理論に基づき、リアルタイム震度を入力として構築された簡易的震度予測手法 (Kodera *et al.* [2018]) である。

ア. 手法の原理と仮定

通常、地震波は震源からの距離に応じて減衰しながら伝播する。すなわち予測地点の揺れは、地震波の到来方向に存在する観測点での観測結果が得られたならば、その地震波が予測地点に向かって伝播してくるものとして、揺れから揺れの予測が可能となる。このとき、予測のためには地震波の到来方向と減衰の程度の情報が必要であるが、十分に短い距離において地震波の減衰が概ね無視できるとみなすことで減衰を考慮せずに、また、近傍の観測点で観測された揺れの最大値が今後予測地点に到来するとみなすことで到来方向を考慮せずに予測が可能となる。PLUM 法は、“距離 R[km]以内で観測された地震波が、工学基盤上で減衰しないで伝播する”と仮定して震度予測を行う手法である。リアルタイムでデータ取得可能な気象庁観測点（多機能型地震計+震度計）のデータをもとに、予測地点から半径 R 以内で得られたリアルタイム震度を集め、地盤増幅度を考慮したうえでの最大値を予測対象地点の予測震度とする。これにより、予測地点周辺で観測された強い揺れを震度予測に反映することが可能となる。PLUM 法の震度予測においては、予測精度と猶予時間において、予測地点からの距離 R[km]の設定が鍵となるが、観測点密度と猶予時間の確保から最適と考えられる値として R=30km と設定している。なお、内陸の浅い地震などでは、震源近傍での急峻な距離減衰を考慮しないことによる過大評価や、周辺に観測点がないことによる過小評価が発生する場合もあるが、震源や破壊の成長によらず揺れを捉えた直後から迅速に発表可能な PLUM 法の利点を優先している。

イ. 震度予測

PLUM 法による震度予測では、硬質地盤上に換算したリアルタイム震度を用いる。観測点で得られたリアルタイム震度の時間的な最大値(Irobs)を算出し、翠川ほか[1999]の最大速度振幅と計測震度の換算式を用いて最大速度振幅 (PGVobs) に換算する。そのうえで、その地点の地盤増幅度を用いて補正し、S 波速度 600m/s の硬質地盤上での最大速度振幅 (PGVobs600) を得る。硬質地盤上での最大速度振幅に対してさらに翠川ほか[1999]の換算式を適用することにより、硬質地盤上に換算したリアルタイム震度最大値 (Irobs600) を算出する。

得られた硬質地盤換算のリアルタイム震度最大値について、非減衰・伝播方位不定の仮定に基づき、予測適用半径 (R) 以内のデータの最大値を予測地点の硬質地盤での予測震度 (Ir600) とみなす。

$$Ir600 = \max_i \{ Irobs600_i \}$$

硬質地盤での予測震度 (Ir600) について、震源と M による予測手法と同様に地盤増幅度を考慮することで、地表面の予測震度 (IrS) を算出して PLUM 法による地点予測震度とする (図 19)。

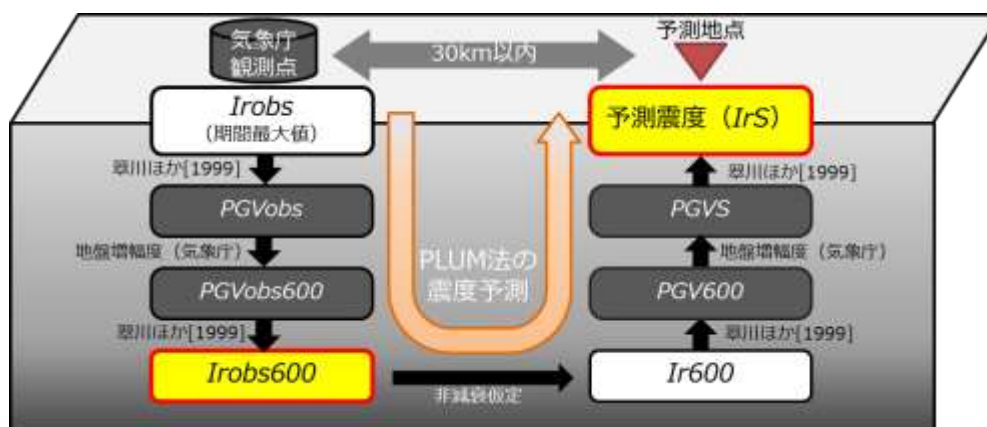


図 19 : PLUM 法による予測震度の算出手法の模式図

気象庁観測点において算出されたリアルタイム震度を、地盤増幅度を考慮することで硬質地盤でのリアルタイム震度を求める。このとき、予測地点から半径 Rkm 以内の最大値を予測地点の硬質地盤でのリアルタイム震度とみなし、地盤増幅度を考慮して地表の予測震度として算出する。

ウ. PLUM 法のイベント作成・終了処理

PLUM 法による震度予測は、周辺観測点で得られたリアルタイム震度を元に、常にその時点の震度予測値を算出するものである。しかしながら、緊急地震速報は地震イベント単位で発表される情報であるため、予測震度を最大値でホールドしたり震源要素からの予測最大震度とハイブリッド処理したりするために、PLUM 法においても地震イベントの識別処理が必要となる。

そこで PLUM 法では、観測点のリアルタイム震度の値により震度トリガオン・震度トリガオフの判定を行う。観測点において [トリガオン閾値] 以上のリアルタイム震度が観測された場合に当該観測点を震度トリガオンと判定し、PLUM 法の予測に利用する。震度トリガオン状態においてリアルタイム震度が [トリガオフ閾値] を一定時間以上下回った場合に当該観測点を震度トリガオフと判定する。新たに震度トリガオン観測点が発生した場合には PLUM 法の新規イベントを作成し、既に空間的に近接した PLUM 法のイベントがあれば震度トリガした観測点を既存イベントに取り込む処理を行う。イベントに所属するデータがすべて震度トリガオフとなった場合に PLUM 法のイベントを終了する。

(補足) 猶予時間の予測

PLUM 法においては、予測半径 $R[\text{km}]$ のデータのみから震度を予測するため、猶予時間は限定的である (例えば、 $R=30\text{km}$ のとき強震動が 3km/s で伝播するとするならば、最大で 10 秒)。また、震度予測において震源や地震波伝播速度を仮定しないため、原理的に予測される揺れまでの猶予時間を計算することはできない。

(3) ハイブリッド処理

■ 予測震度のハイブリッド処理

緊急地震速報の震度予測においては、(1) 震源と M による予測手法と、(2) 震源要素によらない予測手法の、それぞれの予測震度が時間的・空間的に同一のイベントとみなせた場合、両者の予測震度の大きい方を採用することで両手法を統合した震度予測を行う。

なお、ハイブリッド処理と共に実装された「震源の棄却」ロジックについては、(1). ④の「震源・ M の品質管理処理」で触れたとおり、震源と M による震度予測の処理の中で実施されるものである。

■ PLUM 法の同一イベント判定

PLUM 法によるイベントが新たに検知された場合、既存イベントが存在しないならば、ハイブリッド処理において新しいイベントとして認識し発表する。震源と M による予測手法やハイブリッド処理による既存イベントが存在したならば、PLUM 法が検知した新たなイベントと既存イベントとを同一判定して、同一と判定された場合には既存イベントに取り込まれる。PLUM 法と、震源と M による予測手法との同一判定は、各手法で閾値以上の震度予測がなされた予報区に重複がある場合、または PLUM 法での発表対象予報区内に震源と M による予測手法における推定震源に所属する観測点が存在する場合に、同一とみなすこととしている。

4. 発表処理

発表する緊急地震速報には「緊急地震速報（予報）」と「緊急地震速報（警報）」の2種類がある。また、電文に関しても「予報」と「警報」それぞれで発表条件や発信する電文が異なる。この章ではそれらの現状の概略を述べる。特に条件など基準については、運用状況に鑑み変更される場合もあるため注意。電文に関する詳細は各種電文フォーマット資料等を参照のこと。

（1）発表条件等

以下では「予報」と「警報」の発表条件・更新条件等について述べる。なお、「警報」発表時には同タイミングで「予報」も発表する。

■ 緊急地震速報（予報）

「予報」を発表する条件は、現在以下のとおりである。

発表条件：

- [1] 観測点における加速度振幅が 100gal 以上となったとき（レベル法）
- [2] 推定 M が 3.5 以上、予測最大震度が 3 以上、または予測長周期地震動階級が 1 以上となったとき

更新条件：

- [1] 前回の発表時と比較したときに、震源要素・M・最大震度に表 2 のいずれかの条件を満たす変化があったとき
- [2] 前回の発表時と比較したときに、新たに震度 4 以上または長周期地震動階級 1 以上を予測した予報区が現れたとき
- [3] 前回の発表時と比較したときに、予報区毎の予測震度（震度 4 以上）が ± 1 階級以上変化したとき（発表していた予報区が発表対象外（震度 4 未満）となったときも含む）、または予報区毎の予測長周期地震動階級（階級 1 以上）が + 1 階級以上変化したとき
- [4] 警報の発表または更新条件を満たしたとき
- [5] 震源・M の解析手法が変化したとき
- [6] 一定時間が経過したとき（定時報）

終了条件：

- [1] 最初の地震波の検出から M に応じた時間が経過したとき、かつ閾値以上のリアルタイム震度が一定時間以上観測されないとき
- [2] 一定時間（600 秒）が経過したとき

表 2：緊急地震速報（予報）の更新条件

	緯度・経度	深さ	マグニチュード	最大震度 (計測震度)	最大 長周期地震動階級
内陸	±0.2 度以上	±20km 以上	+0.5 以上 or	+0.5 以上 or	+ 1 階級以上
海域	±0.4 度以上	±40km 以上	-1.0 以上	-1.0 以上	

■ 緊急地震速報（警報）

「警報」の発表に関する条件は、現状次のとおりである。

発表条件：

- [1] 2 観測点以上での解析結果により、予測最大震度が 5 弱以上または最大予測長周期地震動階級が 3 以上となったとき

更新条件：

- [1] 警報が発表されていない予報区で新たに予測最大震度が 5 弱以上または最大予測長周期

地震動階級が3以上となったとき

「警報」は最大震度4以上または最大長周期地震動階級3以上が予測される地域に対して発表する。ただし、震源決定や PLUM 法による震度予測に用いた観測点数が1地点の間は「警報」は発表しない。加えて、M 計算に使用する観測点数が3地点未満かつ地震検知から15秒未満の場合、長周期地震動の予測情報に基づく「警報」の発表は行わない。また、震源の深さを150kmよりも深く推定した場合には、震源と M による予測手法のみでは震度予測および長周期地震動階級予測を行わないことから「警報」は発表しないが、PLUM 法により震度が予測された場合には警報の発表が可能である。更新条件については、それまでに発表した「警報」の発表時において予測震度が3以下であった地域に対し、新たに震度5弱以上が予測された場合に「警報」の続報を発表する。

■ キャンセル報

地震以外の理由で「予報」または「警報」を発表したと判断された場合、すでに発表した「予報」・「警報」を取り消す「キャンセル報」を発表する場合がある。

なお、「予報」については、所定の時間内に2地点目の観測点が検知できない場合は自動的に「キャンセル報」を発表する。ただし、島嶼部では一定以上の揺れが続いたと判断できた場合は、2地点目の検知が無い場合も「キャンセル報」を発表しない。

■ PLUM 法のみで情報発表する場合の震源の取扱い

PLUM 法の予測震度のみで「予報」または「警報」を発表する場合においては、推定された震源が存在しないため、電文中の震源要素には「仮定震源要素」として以下の震源要素を記載する。

震源の緯度経度	: PLUM 法で最初に震度トリガオン条件を満たした観測点の緯度経度
震源の深さ	: 10km (固定)
M	: 1.0 (固定)

* 予測震度・長周期地震動階級および主要動到達予測時刻の発表単位について

予測震度の計算は全国約4,400地点、予測長周期地震動階級の計算は全国約670地点の、地震情報で発表している震度観測点毎に計算するが、現在のところ「予報」・「警報」は対象となる地点が所属する「地域」単位で発表している。この地域の中には複数の震度観測点があり、各々の観測点について、予測される震度・長周期地震動階級と主要動到達予測時刻を計算し、震度および長周期地震動階級については最も大きく予測された地点の震度・長周期地震動階級を、主要動到達予測時刻については最も早い地点での到達予測時刻を、それぞれ地域の代表として発表する。このことから、予測最大震度・長周期地震動階級と主要動到達予測時刻は同一の場所で推定された結果とはならない場合がある。

(2) 電文

震源決定手法、震源精度および時間経過等により予測震度算出用の入力データの精度を評価し、それぞれの震源決定手法別に電文種別番号を変えることで震度の予測値の精度を表現している。

震源決定手法(表3の発表パターン3)における予測震度の上限と下限については、点震源想定での予測値を下限、断層長(1/2)考慮による予測値を上限として表現する。震源が推定されていない場合に PLUM 法のみで電文を発表する際には、震源要素には「仮定震源要素」を記述するが、このときの表現は発表パターン2に準拠する。

緊急地震速報が1観測点での震源推定結果や1観測点での PLUM 法予測結果によって発表される場合には、地震以外の揺れ(事故、落雷)や機器障害により誤った緊急地震速報(予報)を発表する可能性があることから、電文中に予測震度や予測長周期地震動階級を記載しないこととしている。

なお、XML 電文では電文種別番号のような区分は無いが、コード電文等と同様に震源決定手法(観測点数)に応じて M や予測震度の表現が変わる。

表 3 : 震源決定手法と電文の表現

	発表パターン1	発表パターン2	発表パターン3
震源決定手法	レベル法	IPF法 (1~2地点処理)、仮定震源要素	IPF法 (3地点以上処理)、着未着法、EPOSによる自動処理手法
コード電文の電文種別番号	35	36	37
デコード文での表現	最大震度予測のみ	M、震度、到達予測時刻	M、震度、緯度経度、深さ、到達予測時刻
・M	(なし)	M〇〇程度以上	M〇〇程度
・予測震度	震度5弱程度以上	震度〇〇程度以上	震度〇〇から〇〇
・到達予測時刻	(なし)	〇〇時〇〇分 〇〇秒頃以降	〇〇時〇〇分 〇〇秒頃以降

出力である電文フォーマット等の詳細については、以下を参照のこと。

・XML電文

気象庁防災情報XMLフォーマット 技術資料 http://xml.kishou.go.jp/tec_material.html
で「電文毎の解説資料」で検索

・コード電文

配信資料に関する技術情報 <https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/cgi-bin/jyouhou/jyouhou.cgi>
で「電文解説資料」で検索

例えば「予報」には新形式の「地震動予報」も含まれるが、これは「予報」に以下の3要素が追加されたものになる。また表4のとおり、この「地震動予報」ではコード電文の提供が無い。

- ・Head部の警報事項 (緊急地震速報 (警報) 電文と同様の内容)
- ・長周期地震動階級の予測値
- ・最大予測長周期地震動階級の変化

表 4 : 緊急地震速報に係る電文一覧

	コード電文	XML電文
緊急地震速報 (警報)	キンキュウジン 13	VXSE43
緊急地震速報 (予報)	ナウキャスト 13	VXSE44
緊急地震速報 (地震動予報)	—	VXSE45
リアルタイム震度電文	ナウキャストリアル 3	VXSE47
緊急地震速報 (警報) (かな漢字)	キンキュウジン 4	—
緊急地震速報 (予報) (かな漢字)	ナウキャスト 4	—

【参考文献】

- 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, 73, 123-134, 2010.
- Iwakiri K., M. Hoshiba, K. Nakamura and N. Morikawa: Improvement in the accuracy of expected seismic intensities for earthquake early warning in Japan using empirically estimated site amplification factors, Earth Planets Space, 63, 57-69, 2011.
- 宇津徳治: 地震学, 共立出版, 1977.
- 宇津徳治: 各種マグニチュードの間の関係, 地震研究所彙報, 57, 465-497, 1982.
- Odaka T., K. Ashiya, S. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake and D. Nozaka: A New Method of Quickly Estimating Epicentral Distance and Magnitude from a Single Seismic Record, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 526-532, 2003.
- 功刀卓, 青井真, 中村洋光, 藤原広行, 森川信之: 震度のリアルタイム演算法, 地震2, 60, 243-252, 2008.
- 気象研究所地震火山研究部: 自動検測手法の研究, 気象研究所技術報告, No.16, 56-100, 1985.
- 気象庁: 震度を知る (気象庁・監修), ぎょうせい, 238pp, 1996.
- 気象庁地震火山部: 長周期地震動に関する情報のあり方について, 長周期地震動に関する情報検討会, 資料2-1, 19-22, 2017.
- 清本真司, 明田川保, 大竹和生, 新原俊樹, 下山利浩, 森脇健, 土井恵治, 横田崇: 緊急地震速報における技術的検討事項について, 験震時報, 73, 135-150, 2010.
- 河角広: 震度と震度階 (続), 地震, 15, 5-12, 1943.
- Kodera Y., Y. Yamada, K. Hirano, K. Tamaribuchi, S. Adachi, N. Hayashimoto, M. Morimoto, M. Nakamura, and M. Hoshiba: The Propagation of Local Undamped Motion (PLUM) Method: A Simple and Robust Seismic Wavefield Estimation Approach for Earthquake Early Warning, Bull. Seism. Soc. Am., 108, 983-1003, 2018.
- 佐藤良輔, 岡田義光, 鈴木保典, 阿部勝征, 島崎邦彦: 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390pp, 1989.
- 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文報告集, [523] 63-70, 1999.
- 溜瀨功史, 山田真澄, Stephen Wu: 緊急地震速報のための同時多発地震を識別する震源推定手法, 地震2, 67, 41-55, 2014.
- Dhakal, Y.P., W. Suzuki, T. Kunugi, and S. Aoi: Ground Motion Prediction Equations for Absolute Velocity Response Spectra (1 - 10s) in Japan for Earthquake Early Warning, 日本地震工学会論文集, 15 巻, 91-111, 2015.
- 東田進也, 小高俊一, 芦谷公稔, 大竹和生, 野坂大輔: P波エンベロープ形状を用いた早期地震諸元推定法, 地震2, 56, 351-361, 2004.
- 中村浩二: 緊急地震速報について, 物理探査, 60, 367-374, 2007.
- 林元直樹, 中村武史, 干場充之: 海域地震観測網を含む様々な地震観測網に適用可能な緊急地震速報のための上下動マグニチュード推定手法, 験震時報, 83:1, 2019.
- Hoshiba M.: Real-time prediction of ground motion by Kirchhoff-Fresnel boundary integral equation method: Extended front detection method for Earthquake Early Warning, J. Geophys. Res., 118, 1038-1050, 2013.
- Horiuchi S., H. Negishi, K. Abe, A. Kamimura, and Y. Fujinawa: An Automatic Processing System for Broadcasting Earthquake Alarms, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 708-718, 2005.
- 松岡昌志, 翠川三郎: 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34, 1994.
- 翠川三郎, 藤本一雄・村松郁栄: 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 51-56, 1999.
- 横田崇, 上垣内修, 加藤孝志: 『ナウキャスト地震情報』の実用化に向けて, 地震ジャーナル, 34, 41-49, 2002.