

南関東周辺の KiK-net 強震データの緊急地震速報への活用検討

Application of Strong Motion Data Observed in and around Southern Kanto to the Earthquake Early Warning System

岩切一宏¹, 干場充之², 大竹和生³, 下山利浩⁴

Kazuhiro IWAKIRI¹, Mitsuyuki HOSHIBA², Kazuo OHTAKE³ and Toshihiro SHIMOYAMA⁴

(Received April 27, 2011; Accepted November 28, 2011)

ABSTRACT: The Japan Meteorological Agency (JMA) is preparing to utilize strong motion records in boreholes (depths from 500 m to 3,510 m) and on the surface at KiK-net stations (installed and operated by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention) in and around southern Kanto for the Earthquake Early Warning (EEW) system. Application of these strong motion data to the current JMA EEW system may quicken the start of processing and enhance the accuracy of strong motion prediction. In this article, we investigate the arrival time difference and the maximum amplitude ratio between boreholes and the surface using the observed strong motion data. Based on the results, we evaluate the difference in the data characteristics between boreholes and the surface, and the effect produced by earlier detection of seismic waves in boreholes when applying the observed strong motion data to the current JMA EEW procedure.

1 はじめに

緊急地震速報では、震源に近い 1 地点から数地点の観測点に地震波が到達している段階で震源位置やマグニチュード（以下、M）を推定するため、初期ほど推定誤差が大きいのが現状である。その一つの解決策として、リアルタイムでデータを送り出す観測網の密度を高くすることによって、より早く地震波を検知し、緊急地震速報の処理に利用できる観測点数や各観測点の波形データの時間長を増やすことが考えられる。現在、気象庁の緊急地震速報において、地震波の検知や震源要素の推定に用いられている観測網は、気象庁の多機能型地震計（原田, 2007）、防災科学技術研究所（以下、防災科研）の高感度地震観測網 Hi-net（Okada et al., 2004）である。多機能型地震計は、強震観測データを現地においてリアルタイムで処理し、地震波検知直後に震源位置、Mなどを単独観測点で即時に推定するとともに、それらの解析結果を気象庁へ伝送し、中枢における複数観

測点による処理にも用いられている。Hi-net の高感度地震観測データは、防災科研を經由して気象庁へリアルタイムで伝送され、複数観測点による震源位置の推定や、主に中小規模地震の M の推定に用いられる。これらの現行の処理技術を活用した震源位置や M の推定精度の向上のためには、大規模な地震の震源近傍でも波形が振り切れずに観測可能で、観測データをリアルタイムで処理して中枢へ伝送可能な強震観測網の高密度化が有効と考えられる。

現在、全国の広い範囲をカバーする強震観測網の代表的なものの一つとして、防災科研が運用している基盤強震観測網 KiK-net（Okada et al., 2004, 功刀・他, 2009）がある。KiK-net の各観測施設には、観測井の孔底（以下、地中）と地表の 2 か所に強震計が設置されており、地中の強震計は、Hi-net の高感度地震計と共に深さ 100m 以深に設置されている。気象庁では、首都直下で発生する地震に対応した緊急地震速報の高度化を図るため、防災科研と連携し、

¹ 気象研究所地震火山研究部, Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

現所属: 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department

² 気象研究所地震火山研究部, Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

³ 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department

⁴ 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department

現所属: 内閣府 政策統括官 (防災担当) 付, Disaster Management, Cabinet Office

SITH01(岩槻, 地中深度 3510m)
 2009/12/18 05:41 Mj5.1
 D78km 36.33N 139.72E

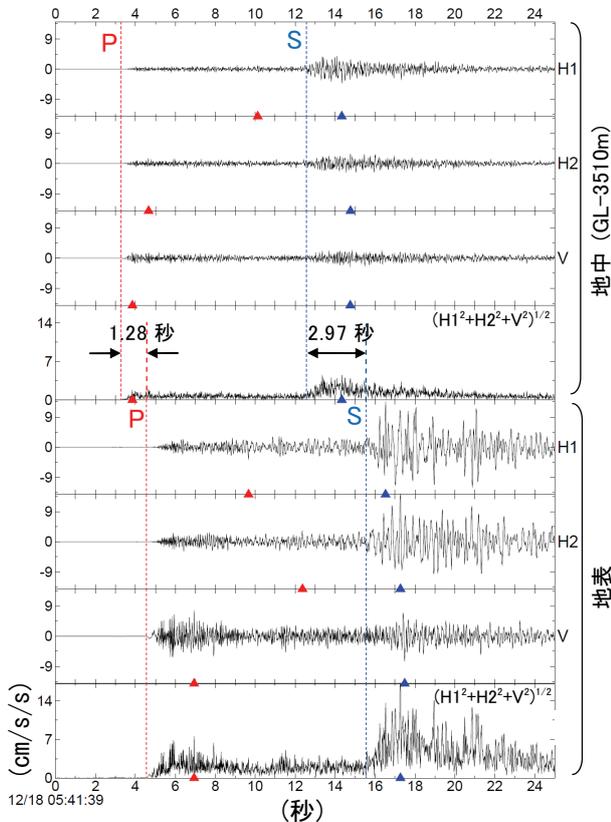


図 1 KiK-net 観測点の SITH01 (埼玉県岩槻, 地中の深度 3510m) で観測された栃木県南部の地震 (Mj5.1, 深さ 78km, SITH01 の震央距離 45km) の地中と地表の加速度記録. 地中と地表の各波形はそれぞれ上から, 水平動の 2 成分, 上下動成分, 3 成分合成の順に並んでいる. 点線は P 波 (赤), S 波 (青) の到着時を示す. 三角は P 波部分 (赤), S 波部分 (青) の最大振幅が現れた時間を示す.

500m 以深に強震計が設置されている南関東周辺の 30 地点の KiK-net の強震観測データを活用する準備を進めている. 地中と地表で観測された強震データは, 気象庁へリアルタイムで伝送され, 現行の緊急地震速報の処理に取り入れられる. これにより, 震源位置の推定や規模の大きな地震の M の推定が, 現行よりも迅速かつ高精度になると期待される. 図 1 に波形例として, KiK-net 観測点の SITH01 (埼玉県岩槻, 地中の深度 3510m) で観測された栃木県南部の地震 (Mj5.1, 深さ 78km, SITH01 までの震央距離

45km) の地中と地表の加速度記録を示す. この記録では, P 波の到着は 1.28 秒, S 波の到着は 2.97 秒地中の方が早く, 3 成分合成の加速度振幅は地表の方が 4 倍程度大きい. 一般に, 地震波の伝播速度は地下深部ほど速く浅部ほど遅いため, 地震波は観測点に対してほぼ鉛直下方から入射し, 図 1 にみられるように地表よりも地中に早く到着する. 地中でより早く地震波を捉えることにより, 特に, 関東地方直下に多い深い地震の検知がより早くなる効果が期待される. 実際の緊急地震速報の処理の際には, 地中と地表の観測データを併合して震源位置の推定に用いる場合, 地中と地表の地震波の到着時間差が震源位置の精度に影響すると考えられる. また, 一般に, 表層地盤により地震波の振幅が増幅され, 図 1 にみられるように地表の方が地中よりも振幅が大きくなるため, 地表の過去の振幅データで回帰された現行の M 推定式を用いて地中の振幅から M を推定する場合, M を過小評価する恐れがある.

そこで, 本稿では, 南関東周辺の 500m 以深の地中に強震計が設置されている KiK-net の観測施設における過去の強震観測データを用いて, 地中と地表の地震波の到着時および最大振幅を調べた. それに基づき, 地中と地表の強震観測データを現行の緊急地震速報の処理へ活用する場合に, 震源位置や M の推定に与える影響を評価する. 次節以降では, まず, 地中と地表の到着時間差から, 地震波の早期検知の効果, テリトリ法による震源位置の推定への影響を考察する. 次に, 地中と地表の最大振幅の比を調べる. また, 地中と地表の M の差から, M の推定への影響を考察する. 最後に, 多機能型地震計で行われている単独観測点での震源位置の推定への影響について評価する.

2 データと解析方法

震源要素は, 気象庁一元化震源カタログを用いた. 解析に用いた強震データは, 地表から深さ 500m 以深の地中に強震計が設置されている南関東周辺の 30 地点の KiK-net の地中と地表の加速度波形データである. 加速度波形データは, 防災科研の WEB サイト (<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>) に公開されている 2010 年 3 月までの地震について, 観測点毎にバイナリ形式で取得した. 1 観測点あたりの加速度波形データのチャンネル数は, 地中と地表のそ

表 1 地表からの深さ 500m 以深に強震計が設置されている南関東周辺の KiK-net 観測点.

No.	Code	Name	Latitude (N, °)	Longitude (E, °)	Elevation (m)	Borehole depth (m)
1	SITH01	岩槻	35.9290	139.7349	8	3510
2	TKYH11	江東	35.6114	139.8125	6	3000
3	TKYH02	府中	35.6539	139.4704	45	2753
4	CHBH04	下総	35.7966	140.0206	23	2300
5	CHBH16	鴨川	35.1384	139.9649	160	2003
6	CHBH10	千葉	35.5458	140.2417	65	2000
7	CHBH11	養老	35.2867	140.1529	80	2000
8	CHBH12	富津	35.3445	139.8554	3	2000
9	GNMH05	伊勢崎	36.3143	139.1847	57	2000
10	KNGH10	横浜	35.4991	139.5195	62	2000
11	KNGH22	山北南	35.3583	139.0910	157	2000
12	SITH04	所沢	35.8028	139.5353	30	2000
13	KNGH11	厚木	35.4040	139.3539	12	1800
14	SITH03	日高	35.8990	139.3843	51	1800
15	TCGH06	真岡	36.4458	139.9509	70	1648
16	CHBH19	蓮沼	35.5943	140.5107	1	1630
17	CHBH13	成田	35.8307	140.2980	12	1300
18	YMNH08	西野原	35.6895	138.7340	375	1206
19	GNMH06	館林	36.2441	139.5443	20	1203
20	IBRH07	江戸崎	35.9521	140.3301	3	1200
21	IBRH08	大洋	36.1188	140.5621	40	1200
22	IBRH21	つくば南	35.9814	140.1050	22	929
23	IBRH20	波崎2	35.8284	140.7323	6	923
24	IBRH10	石下	36.1110	139.9887	15	900
25	CHBH17	勝浦東	35.1714	140.3398	10	822
26	NGNH37	御代田	36.3308	138.4967	845	709
27	CHBH14	銚子中	35.7342	140.8230	2	525
28	IBRH17	霞ヶ浦	36.0864	140.3140	20	510
29	IBRH18	ひたちなか	36.3631	140.6198	20	504
30	CHBH15	館山西	34.9591	139.7885	30	500

※after NIED web page (<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/db/index.html?all>)

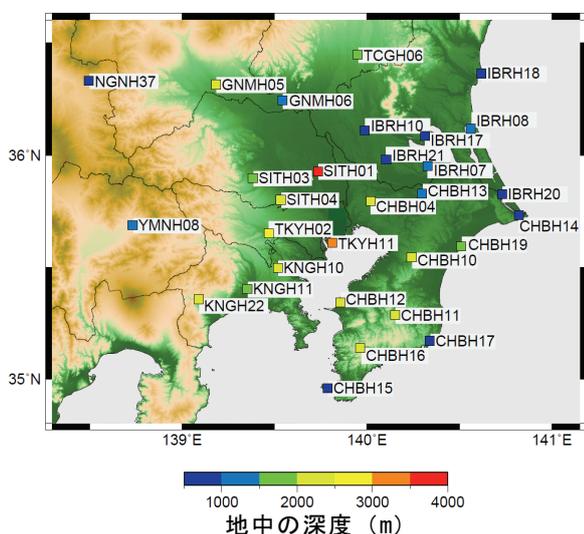


図 2 本解析で用いた、地表からの深さ 500m 以深に強震計が設置されている南関東周辺の KiK-net 観測点の分布. 地図の標高データは、国土地理院の数値地図 250m メッシュを使用.

れぞれに水平動 2 成分と上下動成分があり、計 6 チャンネルである. 表 1 には、解析に用いた観測点のコード、観測点名、緯度、経度、地表の標高、地中の深度(地表から地中の強震計までの距離)を示す. 図 2 には、観測点の分布を地中の深度と共に示す. 最も深い地中の深度は、SITH01(岩槻)の 3510m である. この解析では、地中と地表の地震波の到着時間差、P 波到着から S 波到着までの区間(以下、P 波部分)と S 波到着からその後続波を含む区間(以下、S 波部分)の最大振幅を求めるため、P 波と S 波の正確な到着時が必要である. そこで、加速度波形データの強震 WIN32 フォーマット(功刀・他、2007, http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/man/knet_binary.html#betu2)を WIN フォーマット(ト部、1994)へ変換し、WIN システム(ト部・東田、1992)を用いて、位相の立ち上がりを明瞭に読みとることができる P 波と S 波の到着時を検測する. 規模が小さく観測点からの距離が遠い地震の波形は、S/N 比が悪くなるため位相の立ち上がり不明瞭な場合が多い. そこで、検測する地震は、震央距離 200km 以内で地中データの P 波部分と S 波部分を含んだ波形

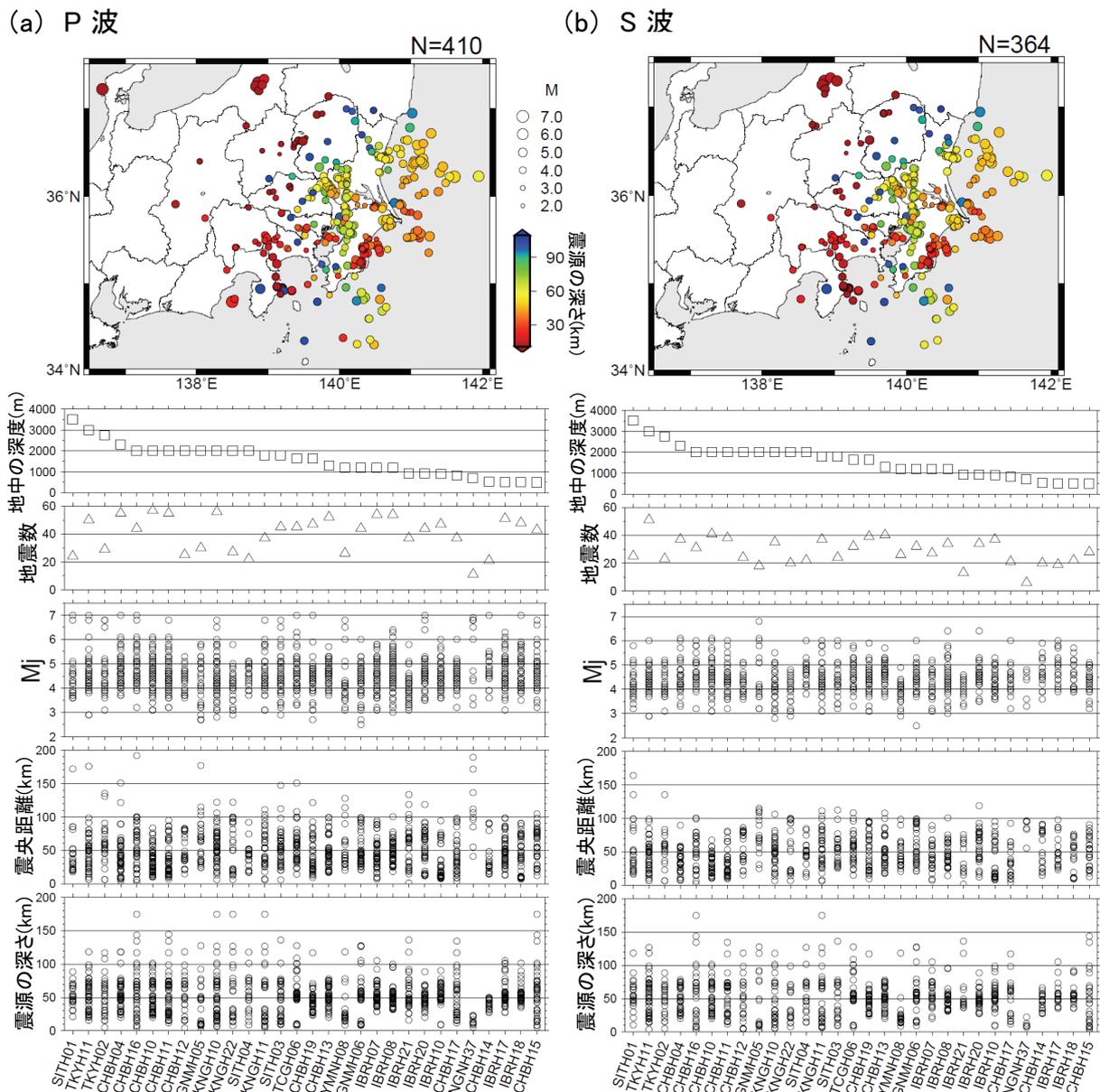


図 3 P波 (a), S波 (b) それぞれの地中と地表の到着時間差 (地表-地中) を求める地震の分布. 上から震源分布, 地中の深度, 観測点毎の地震数, Mj, 震央距離, 震源の深さを示す.

全体の3成分合成最大加速度が大きい20地震を観測点毎に抽出した. さらに, 逆方位角 (観測点から見た震源の方位) の偏りができるだけ小さくなるように, 逆方位角を 45° 毎に8方位に分割し, 1方位あたり震央距離 100km 以内で3成分合成最大加速度の大きい8地震を追加した. なお, KNGH22 の 2008年6月頃以降のデータは, 地中の1つの成分の振幅が異常 (他の成分より1から2桁程小さい) ため, 解析から除外した. 図3には, P波とS波それぞれの地中と地表の到着時間差を求める際に用いた地震

について, 震源分布, 観測点毎の地震数, 気象庁一元化震源カタログの M (Mj), 震央距離, 震源の深さのそれぞれの分布を示す. 地中と地表の到着時間差を求めるのは, 地中と地表で共に位相の立ち上がりを明瞭に読み取ることができた地震が対象である. 検出された地震のほとんどは, Mj3 以上, 震央距離 100km 以内, 震源の深さ 100km 以内である.

M の推定に用いる変位波形データは, 強震観測報告 (気象庁, 2009) にある1倍強震計相当の周波数特性を再現するフィルターを加速度波形データに通

(a) 加速度データ

(b) 変位データ

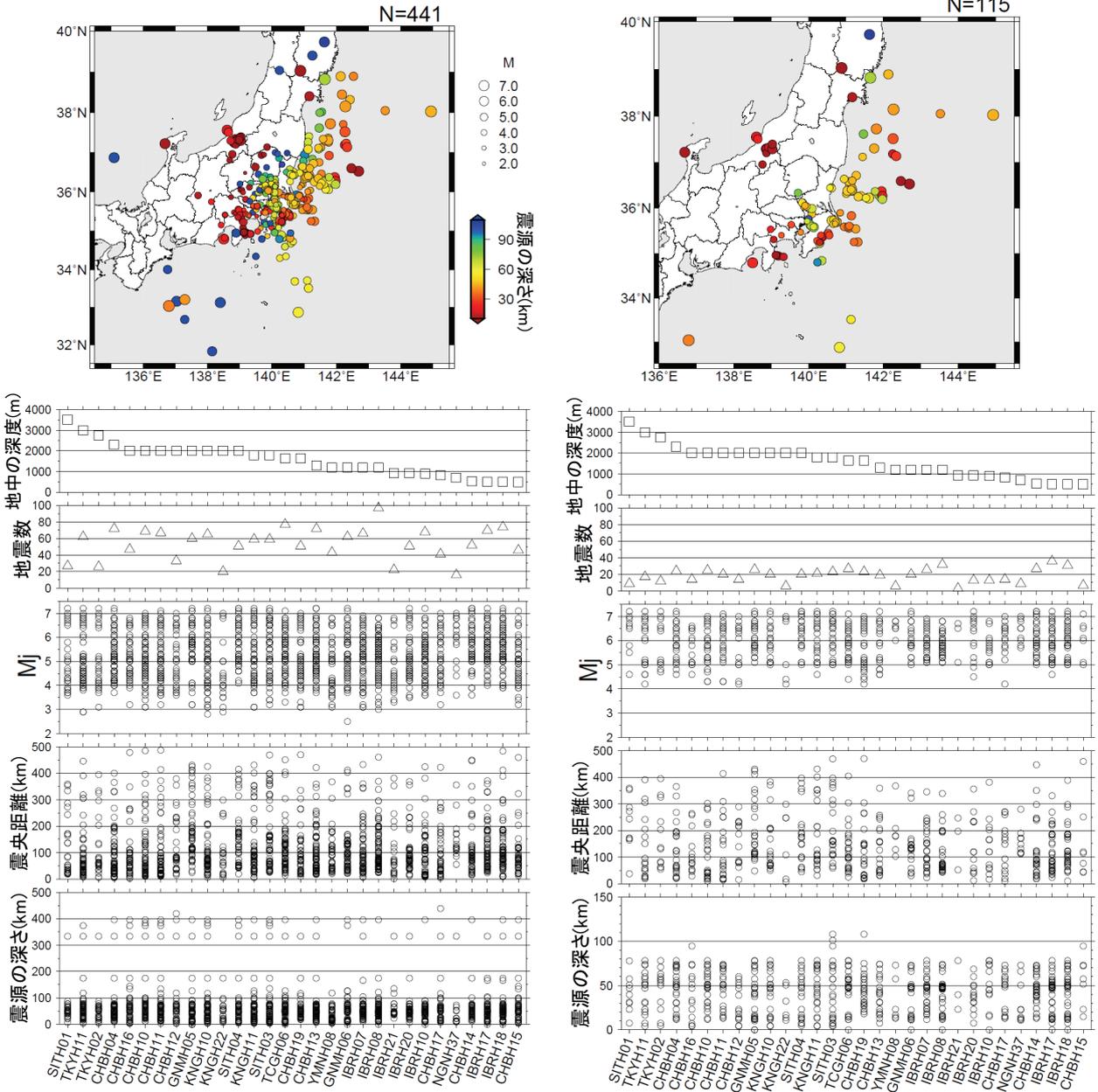


図4 加速度データ (a), 変位データ (b) の最大振幅の検出に用いる地震の分布. 上から震源分布, 地中の深度, 観測点毎の地震数, M, 震央距離, 震源の深さを示す.

して求めた. さらに, 3成分合成変位波形を作成し, その最大振幅を求めた. この最大振幅の求め方は, 気象庁の緊急地震速報の M 推定に用いられている方法と同じである. これまでに抽出されたデータは, 読み取り誤差が小さくなるように, 位相の立ち上がり明瞭な震央距離が比較的近い地震の波形のみを対象であるため, M6, 7クラスの地震が少ない. このため, 長周期成分が卓越する変位波形では, SN

比が低く M の推定精度が悪い地震が多くなる. そこで, 長周期成分の SN 比が高いデータを増やすため, M5 以上の地震を対象に, 緊急地震速報の処理に用いられている P 波部分の M 式 (明田川・他, 2010) の導出時のデータセットと同じ範囲である震央距離 500km 以内, 震源の深さ 150km 以内のデータを追加した. 長周期ノイズの付いた変位波形は, 変位振幅の解析から除外した. 図4には, 加速度と変位それ

ぞれの最大振幅の検出に用いた地震について、図 3 と同様の項目を示す。これらの最大振幅の検出に用いたデータでは、位相の立ち上がり不明瞭な波形でも P 波と S 波の到着時を検出してある。P 波部分と S 波部分の最大振幅の検出は、P 波と S 波が共に検出された地震が対象である。S 波部分の区間は、S 波の到着から S-P 時間の 3 倍とする。

3 地中と地表の地震波の到着時間差

3.1 到着時間差

図 5 には、P 波と S 波それぞれについて、地中と地表の到着時間差、観測点毎の到着時間差の平均と標準偏差を示す。地中の深度が深いほど、到着時間差が大きくなる傾向がみられる。P 波の到着時間差の平均は、深度 3000m で 1.2 秒程度、深度 500m で 0.2 秒程度である。また、S 波の到着時間差の平均は、深度 3000m で 3.0 秒程度、深度 500m で 0.5 秒程度

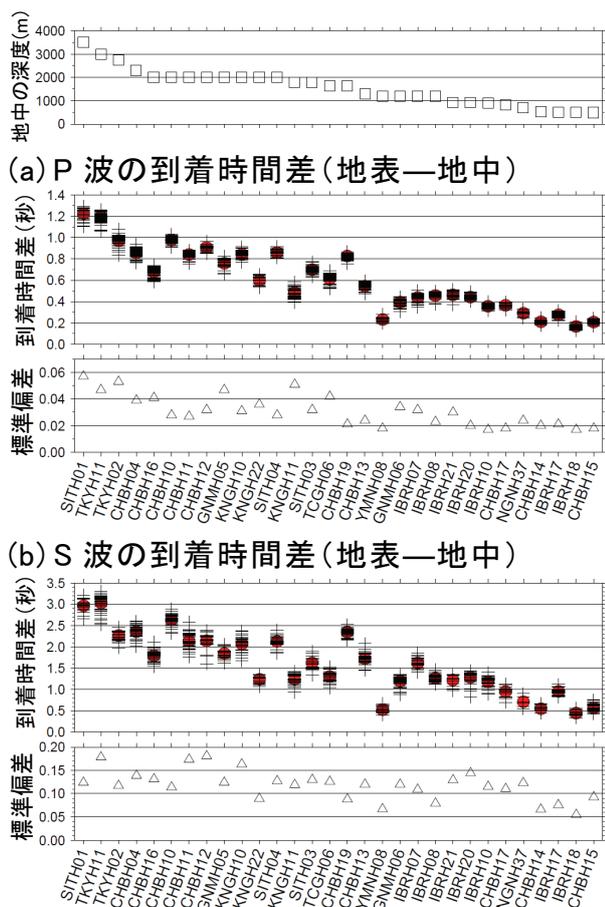


図 5 P 波 (a)、S 波 (b) それぞれの、地中と地表の到着時間差 (地表—地中)、その観測点ごとの平均 (赤丸) と標準偏差。

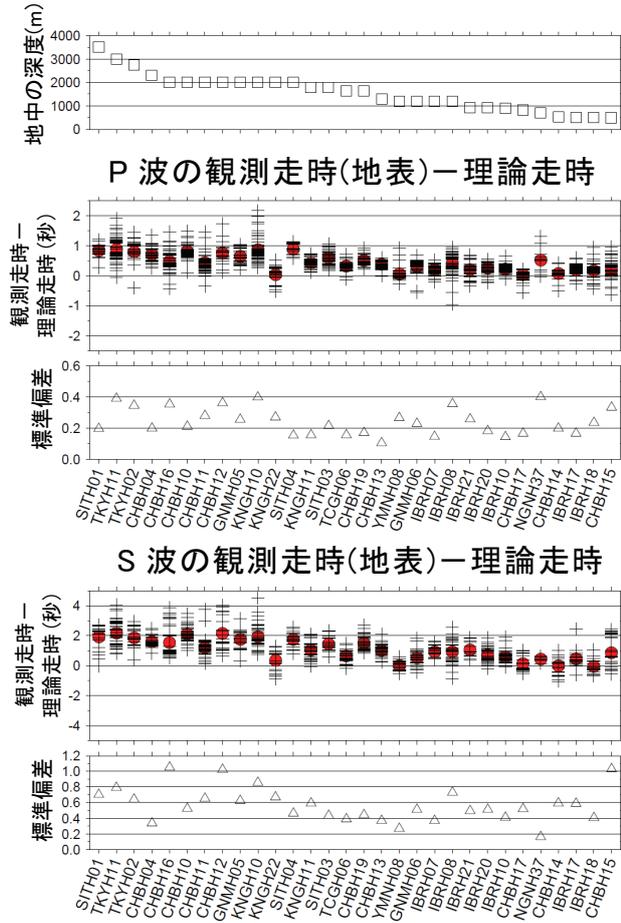
である。地中の深度がほぼ同じ 2000m～2003m の 8 観測点間の到着時間差には、P 波で最大 0.5 秒程度の違いがみられるが、これは地中から地表までの地震波速度構造が観測点毎に異なることが主な原因と考えられる。到着時間差のばらつきは、P 波は標準偏差で 0.02 秒から 0.06 秒、S 波は 0.06 秒から 0.18 秒の範囲にあり、P 波、S 波とも地中の深度が深くなるにつれて大きくなる傾向がある。

地中と地表それぞれについて、観測走時と理論走時の差を図 6 に示す。理論走時の計算の際には、JMA2001 (上野・他, 2002) の走時表を用いた。地表での観測走時と理論走時の差は、P 波で平均 0 秒から 0.9 秒程度、S 波で平均 0 秒から 2.2 秒程度であり、地中の深度が深くなるにつれて大きくなる傾向がみられる。地表での到着時に、このような地中の深度の依存性がみられるのは、KiK-net の地中観測点に併設された Hi-net の高感度地震計を震源決定に用いているためと考えられる。あるいは、地中の観測点が地震基盤の深さに達しているか、地震基盤の深さに近い場合、地中の観測点の深度が深いほど、地震基盤が深くなり、地震基盤上の比較的地震波速度が遅い地盤を地震波が伝搬する距離が長くなることの原因とも考えられる。一方、地中での観測走時と理論走時の差は、P 波で平均 -0.5 秒から 0.2 秒程度、S 波で平均 -1.0 秒から 0.5 秒程度であり、地中の深度への依存性はみられない。このような観測走時と理論走時の差は、観測点直下の地震波速度構造が個々の観測点で異なるサイト特性によるものと考えられる。現行の緊急地震速報の震源位置の推定には、サイト特性に起因するような個々の観測点の到着時のずれは考慮されていないので、震源位置の推定精度をより上げるためには、観測点毎の走時の補正も有効と考えられる。

3.2 到着時間差のばらつき

一般に、震源が深いほど、また、震央距離が遠いほど、地震波は観測点に対してより真下から入射するため入射角が小さくなり、到着時間差が大きくなると考えられる。また、地中から地表までの地震波伝播経路の地震波速度構造が、水平成層構造ではなく水平方向に不均質なため、地震波の入射方位によって到着時間差が異なることも考えられる。このような到着時間差の入射角依存性と入射方位依存性は、

(a) 地表での観測走時－理論走時



(b) 地中での観測走時－理論走時

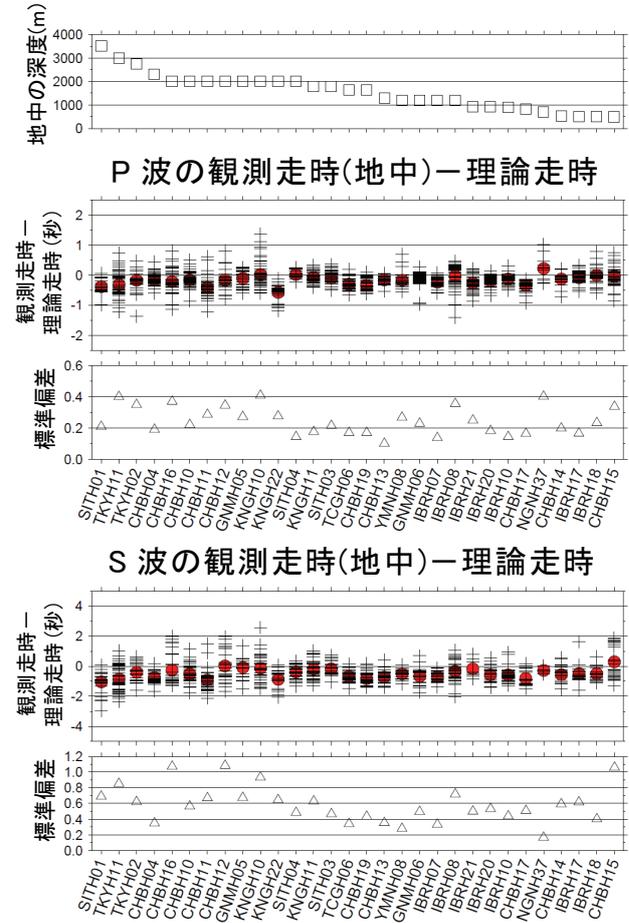


図 6 地表での到着時 (a), 地中での到着時 (b) それぞれの理論走時との差 (観測走時－理論走時). P 波, S 波それぞれの, 観測走時－理論走時, その観測点毎の平均 (赤丸) と標準偏差を示す. 理論走時は JMA2001 による.

検測の際の読み取り誤差と共に, 図 5 でみられたように観測点内における到着時間差のばらつきとして現れると考えられる. 図 7 に, 観測点毎の P 波の着信時間差の平均からのずれに対する, 入射角, 逆方位角の関係を示す. 入射角の算出には, 観測点直下の P 波速度を PS 検層データ (防災科研 WEB サイト <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/db/index.html?all>) を参考に全観測点で同じ 3.5km/sec とし, JMA2001 の速度構造モデルによる震源の深さ付近の地震波速度と, JMA2001 の速度構造モデルに基づいた射出角表 (気象庁, 2008) を用いた. 入射角が小さいほど円の中心に近くなり, 観測点のより真下から地震波が入射することを表す. 図 7 のカラースケールは, 観測点内における個々の地震の到着時間差から観測点毎の平均到着時間差を差し引いた値を

示しており, 暖色系になるほど到着時間差が大きい地震であることを示している. 図 7 をみると, 地中の深度が深くなるにつれて, 入射角の変化に伴う着信時間差の変化が大きくなる傾向がみられる. 入射方位によって到着時間差が異なる傾向がみられる観測点もあるが, 震源分布の偏りもあり, 入射角の変化による場合ほどははっきりとみられない. 図 8 に, 地中の深度が異なる 5 観測点の P 波の到着時間差と入射角の関係を示す. 縦軸は, どの観測点も同じ時間長で示してある. 地中の深度が深くなるにつれて, 到着時間差の入射角依存性が大きくなっている. 地中の深度 3000m において, 入射角が大きい場合と小さい場合の到着時間差の違いは P 波で最大 0.2 秒程度である. これは, 図 5 に示したように地中の深度 3000m における地中と地表の到着時間差 1.2 程度に

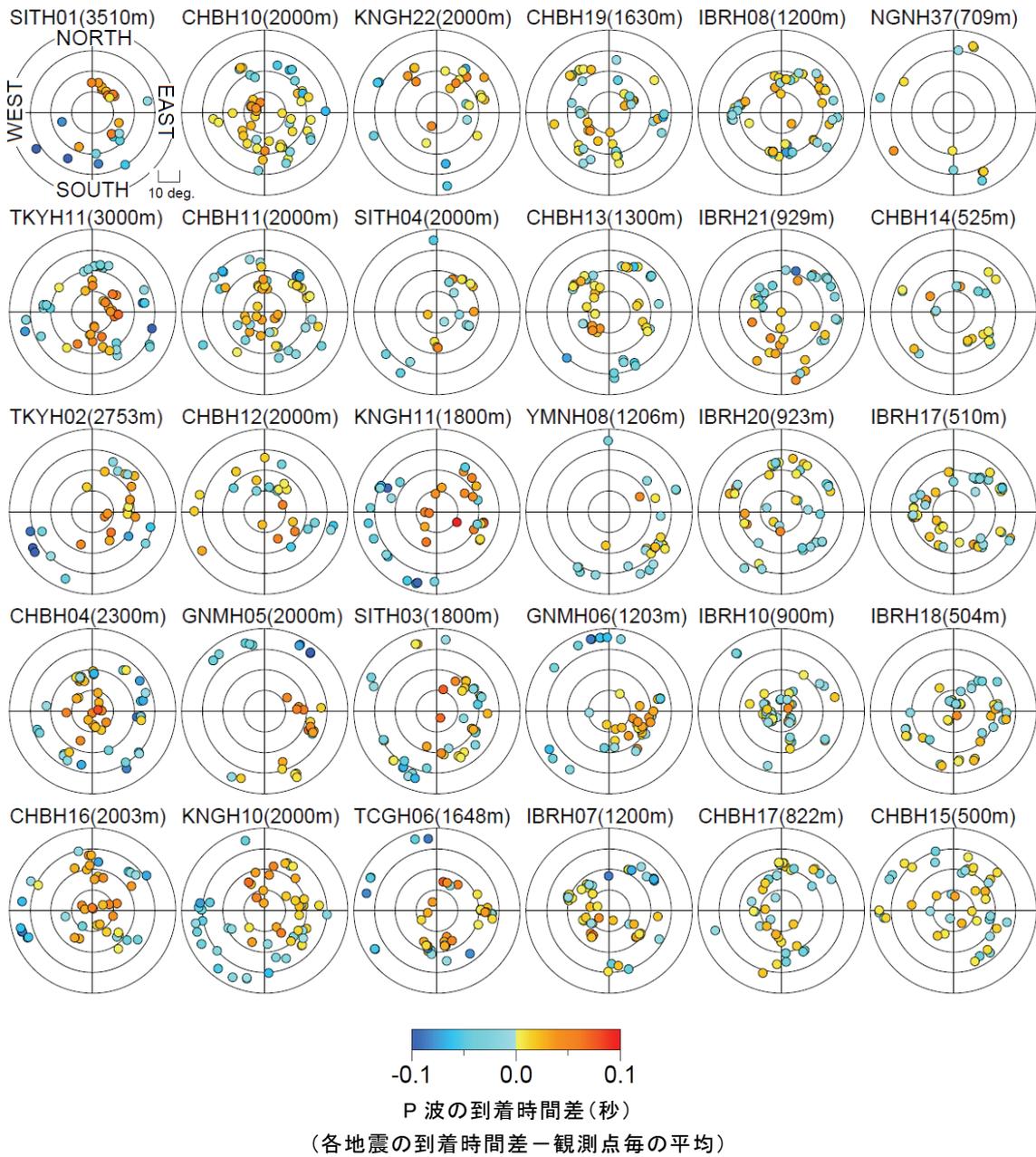


図 7 観測点毎の P 波の地中と地表の到着時間差に対する入射角および逆方位角の関係。入射角が小さいほど円の中心に近くなり、観測点のより真下から地震波が入射することを表す。色分けは、観測点内における各地震の到着時間差から観測点毎の平均を差し引いた値を示している。

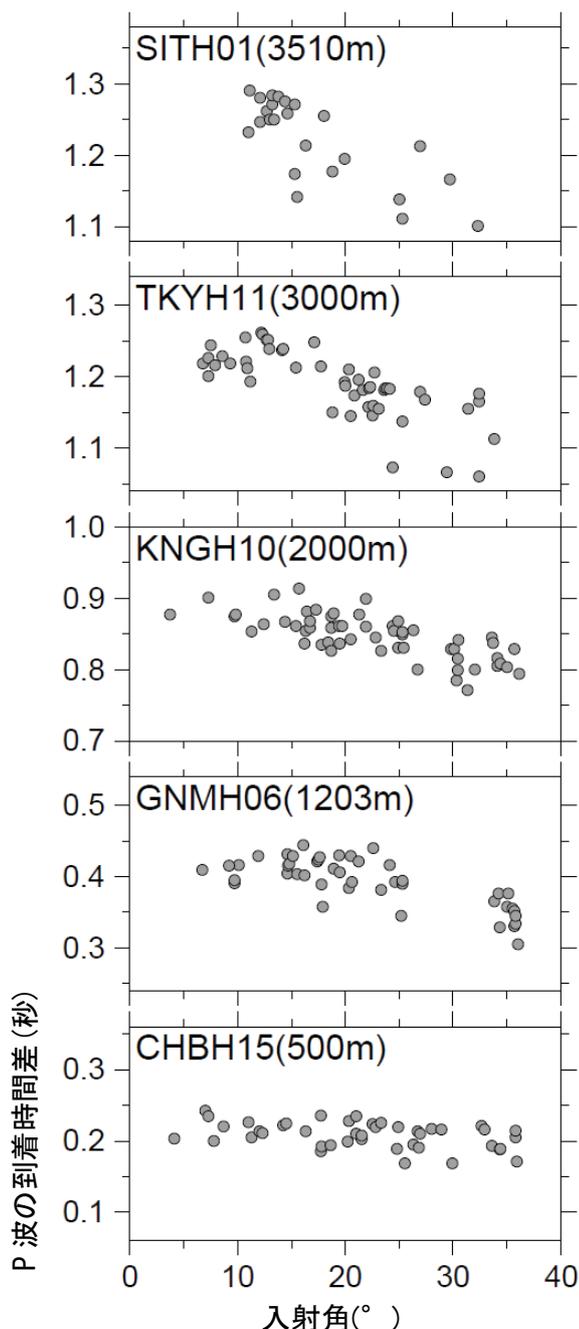


図8 地中の深度が異なる5観測点のP波の到着時間差と入射角の関係。縦軸の時間長はどの観測点も同じ。

比べて小さいため、緊急地震速報の震源位置の推定精度への入射角の違いによる影響は小さいと考えられる。

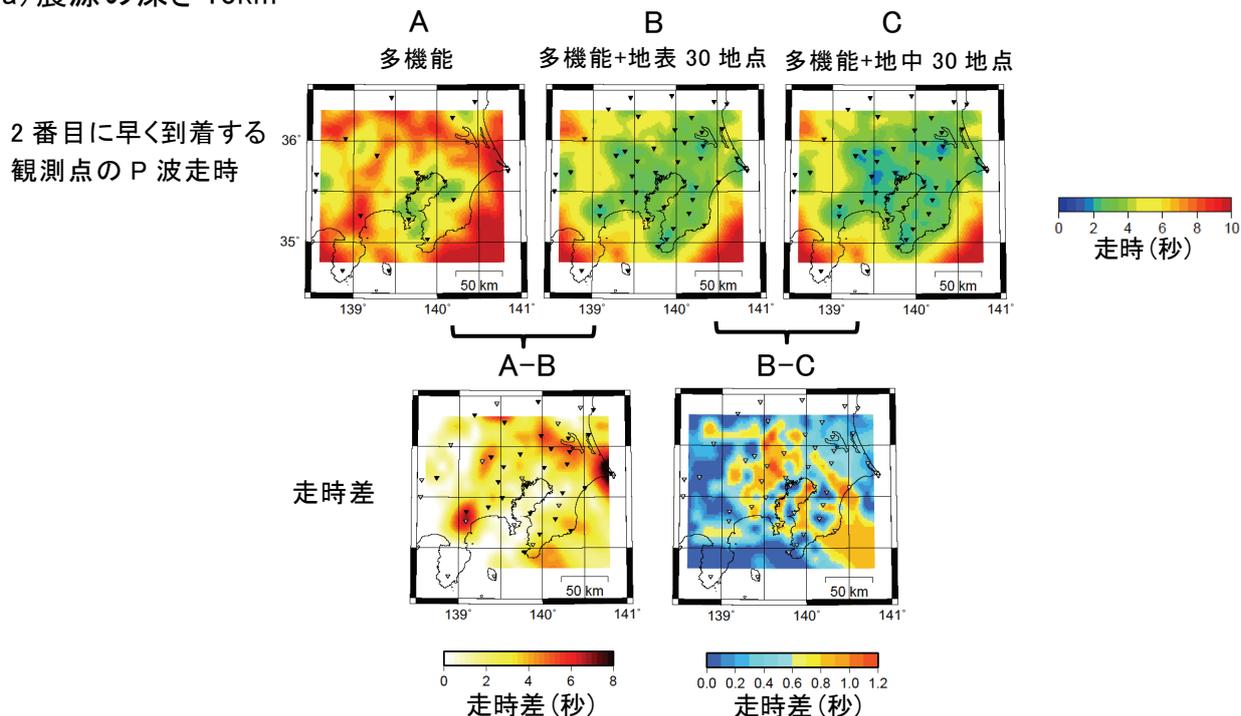
3.3 地震波の早期検知の効果

地中と地表の観測点を追加することにより、緊急

地震速報の処理が何秒早くなるかを考察する。現在、気象庁の緊急地震速報には、気象庁の多機能型地震計のデータによる処理（以下、多機能処理）と、防災科研のHi-netによる処理（防災科研開発による着未着法，Horiuchi et al., 2005）が並行して稼動しており、それらの処理結果に基づき速報を発表しているが、ここでは、それらのうち、多機能処理に地中と地表のデータを加えた場合について試算する。地震波の検知が早くなる効果がより大きいのは、観測点が増える（密度が上がる）ことによるものか、地中での地震波の早期検知によるものか、をそれぞれ求める。なお、関東付近の地震活動（例えば図3(a))を見てみると、神奈川県や東京都の西部で浅い地震も発生しているが、深さが30~70km程度のやや深い活動が多い。特に、東京湾北部沿岸付近では50km程度よりも深い地震活動が活発である。現在、緊急地震速報の警報の発表基準の1つに「2地点以上で地震波を検知」という条件がある（気象庁WEBサイト http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/EEW/kaisetsu/eww_naiyou.html）。そこで、地震発生後、2番目に到着する観測点までの走時に注目する。地表のみの観測点の場合は、震央から2番目に近い観測点までの走時に対応する。この「震源から2番目に到着する観測点までの走時」が、観測点が増えること（密になること）や、地中観測点を用いることで、どれだけ早くなるかを見積もる。なお、走時計算のための走時表にはJMA2001を用いる。

図9(a)は、深さ10kmで地震が発生した場合、2番目に早く到着する観測点でのP波の走時を求めたものである。図9(a)のAは、現在の多機能型地震計での状況である。東京湾沿岸で発生した場合には、2番目の観測点におおよそ3秒程度で到着するが、神奈川県西部や茨城県南部で発生した地震には10秒近くかかる。Bは、地表の観測点を追加した場合の状況である。南関東の広い領域で、およそ3秒程度で到着する。また、Cは、地中の観測点を追加した状況を示しており、P波が地表よりも早く地中に到着することを考慮したものである。なお、P波が地表よりも早く地中に到着する時間差として、3.1節で得られた地中と地表の到着時間差の観測点毎の平均値を用いた。Aでの走時とBでの走時の差(A-B)が「観測点が増える（密になる）迅速化の効果」を示し、(B-C)が「地中観測点を用いること

(a) 震源の深さ 10km



(b) 震源の深さ 50km

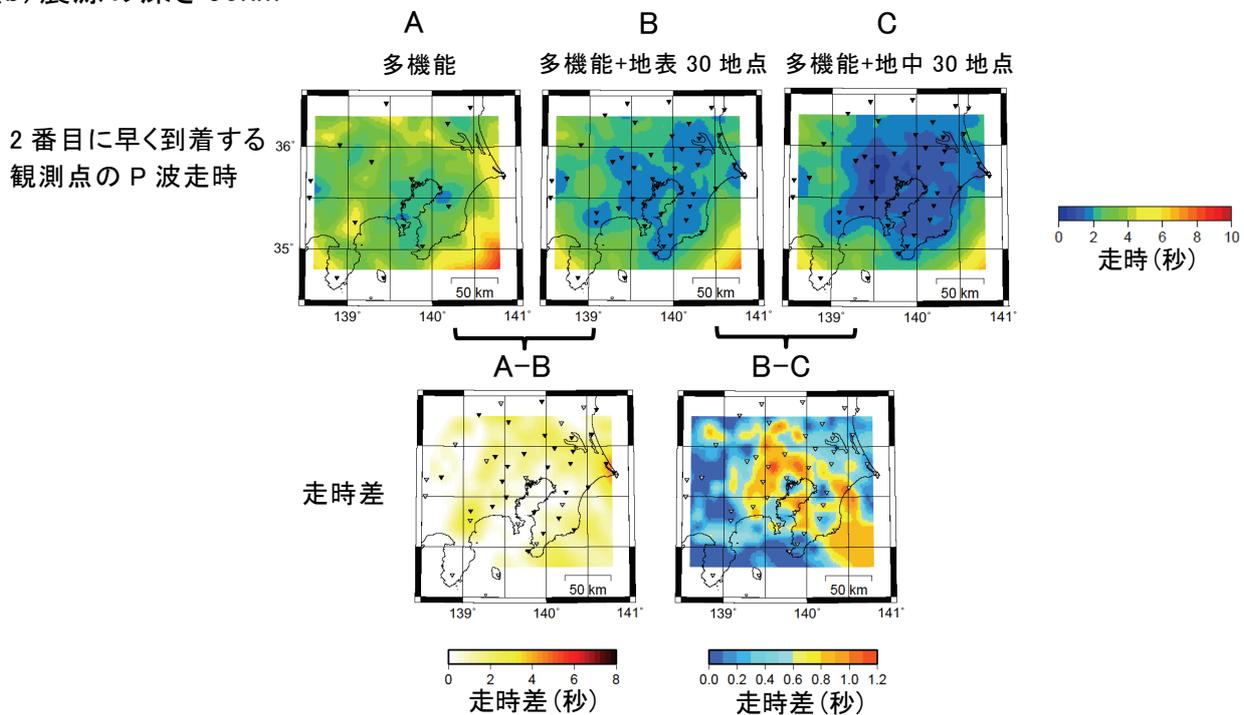


図 9 多機能型地震計へ地中と地表の観測点を追加する場合に、震源の深さ 10km (a)、震源の深さ 50km (b) からの地震波の早期検知の効果。(上) 震源から 2 番目の近い観測点までの P 波走時。A : 多機能型地震計, B : A に地表の 30 観測点を追加した場合。C : A に地中の 30 観測点を追加した場合。(下) A での走時-B での走時, および, B での走時-C での走時。

による効果」を表わしていることに相当する。(A-B)をみると、神奈川県西部や茨城県南部では、6~7秒程度の差があり、観測点が密になる効果が大きい。一方、(B-C)では、おおよそ1秒程度である。震源の深さが10km程度の浅い地震の場合には、地中観測点の効果よりも観測点が密になる効果が大きい。図9(b)は、深さ50kmで地震が発生した場合、2番目に早く到着する観測点でのP波の走時を求めたものである。(A-B)をみると、走時の差は、大きくても2秒程度である。観測点を密にする効果は、浅い地震の場合よりも比較的少なくなる。一方、(B-C)は、おおよそ1秒程度であり、浅い地震の場合とあまり変わらない。つまり、浅い地震では、観測点が増える(密になる)ことの効果は7秒程度とかなり大きい。深い地震では、観測点が増える(密になる)ことの効果は相対的に弱まり(大きくても2秒程度)、地中の観測点による効果(1秒程度)が相対的に大きくなる。深い地震をターゲットにする場合、観測点が増える(密になる)ことの効果に加えて、地中のデータを用いることの効果も寄与する。この様に、震源の深さが50km程度以上のやや深い地震の場合には、地中データを導入する効果が比較的大きくなる。関東地方では、比較的深い地震が多いので地中で観測することの効果は大きい。現行の緊急地震速報では、地中データとしてはKiK-netの地中の強震計に併設されているHi-netの高感度速度計が用いられているが、KiK-netの地中と地表の強震計の追加により、加速度データを用いた震源位置の推定や大きなMの推定の迅速化が期待できる。

3.4 到着時間差を考慮したテリトリ法

現行の緊急地震速報における震源位置の推定手法の一つにテリトリ法(気象庁地震火山部, 2008)がある。テリトリ法は、地震を検知した観測点が1~2地点のときに用いられ、観測点における地震波の着順の情報をもとにテリトリ法の担当領域(テリトリマップ)を作成する。また、現行手法では、どの観測点における遅延時間も一定であることが仮定されている。現行のテリトリ法では、震源の深さは10kmと仮定している。地表よりも早く地震波が到着する地中の観測点では、負の遅延時間を与えることに相当する。大竹・他(2010)は、観測点から中枢への地震波形データの伝送や、地震波速度構造の影

響により生じる遅延時間が原因となる、地震波の着順の変化に対応するため、現行のテリトリ法へ観測点毎の遅延時間を導入する改良を行った。本節は、現行の気象庁の多機能型地震計に対して、地中と地表の観測点を追加し、3.1節で得られた地中と地表の到着時間差を、地中の観測点における負の遅延時間としてテリトリ法へ適用した場合に、テリトリマップに与える影響を調べる。

テリトリ法はボロノイ分割を用いて平面を分割することによってテリトリマップを作成する。図10に示すように、具体的には2点間に垂直二等分線を引き、平面を分割する。これらの線によって囲まれた領域はその中に含まれる唯一の観測点に一番近い領域であり、この観測点での最初の到着は対応する領域内で地震が発生したことを意味する。実際の緊急地震速報の処理では、0.1度単位のグリッドポイントに対して、いずれの観測点のテリトリに入るのかを計算している。以下ではこの方式に従って計算したテリトリマップを示す。

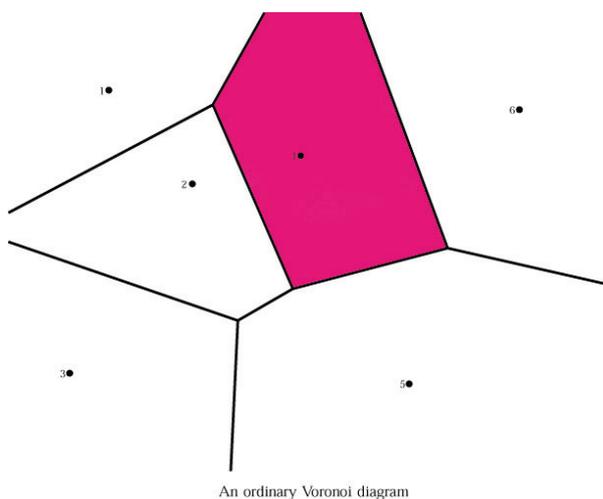


図10 ボロノイ分割の例。South and Boots (1999)に加筆。各観測点間に引いた垂直二等分線で平面を分割する。

図11(a)は現行の多機能型地震計の配置におけるテリトリマップ、図11(b)は(a)に地表の観測点を追加した場合のテリトリマップである。図11の(a)と(b)の違いは、純粋に観測点数の増加に対応したものである。図11(c)は地中観測点の効果として、大竹・他(2010)による方法に基づき、

地中と地表の到着時間差を負の遅延時間として適用したものである。到着時間差は、3.1 節で得られた地中と地表の到着時間差の観測点毎の平均値を用いた。到着時間差の入射角や入射方位の影響は、3.2 節で示したように小さく、地表に対して一定値であるとして考える。到着時間差の効果をはっきりとさ

せるために、図 12 では、図 11 (b) と図 11 (c) で違いのあるグリッドに丸印をつけた。図 12 をみると、地中の観測点を追加することにより、地表の観測点を追加する場合と比べて、地中の深度が比較的深い観測点の周囲を中心に 50 グリッド程度が異なるテリトリへと振り分けられたことが分かる。

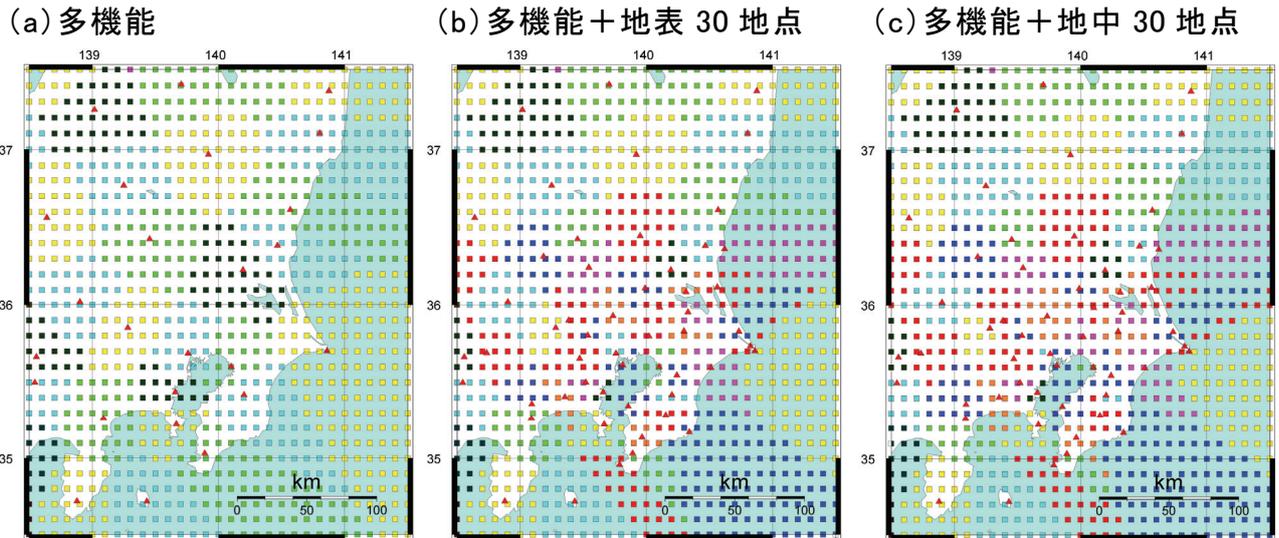


図 11 現行の多機能型地震計の配置へ、地中および地表の観測点を追加する場合に、テリトリマップに与える影響。現行の多機能型地震計の場合 (a)、(a) に地表の 30 観測点を追加した場合 (b)、(a) に地中の 30 観測点を追加した場合 (c) のテリトリマップ。赤い三角は観測点位置を示す。各観測点のテリトリを、観測点別に色分けした 0.1 度単位のグリッドポイントで表す。

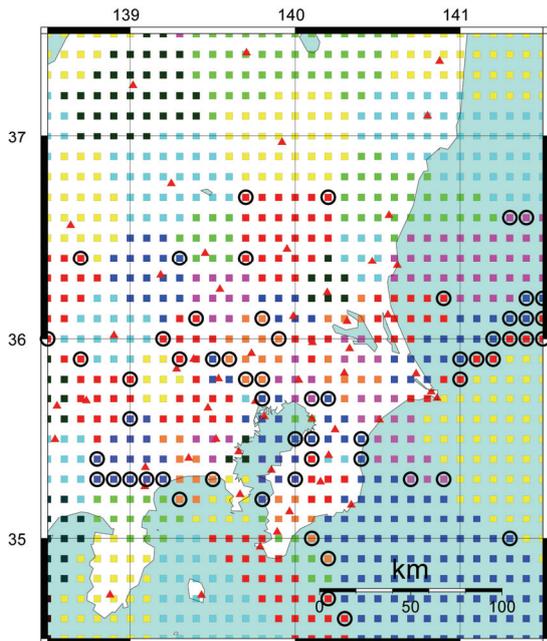


図 12 現行の多機能型地震計の配置へ、地表の 30 観測点を追加した場合 (図 11 (b)) と地中の 30 観測点を追加した場合 (図 11 (c)) のテリトリマップの比較。図 11 (c) のテリトリマップについて、図 11 (b) と (c) を比較してテリトリに違いのあるグリッドを丸で囲んである。

4 地中と地表の最大振幅の比

4.1 加速度、変位の 3 成分合成最大振幅の比

4.1, 4.2 節では、加速度と変位それぞれの 3 成分合成最大振幅について述べる。変位の 3 成分合成最大振幅は、M 推定 (5 節) に用いられる。一方、加速度の 3 成分合成最大振幅は現行の緊急地震速報の処理には用いられていないが、ここではその解析結果を参考に示す。図 13 には、観測点毎の加速度の 3 成分合成最大振幅の P 波部分と S 波部分それぞれについて、地中と地表の最大振幅、地中と地表の最大振幅の比 (地表の最大振幅 / 地中の最大振幅) とその幾何平均値を示す。変位の 3 成分合成最大振幅についても、同様に図 14 に示す。加速度、変位共に最大振幅の比は、平均で 2 倍から 10 倍程度であり、観測点間で比べると違いがみられる。また、加速度の最大振幅の比は地中の深度にはほとんど依存していないが、変位でみると、大局的には地中の深度が深くなるにつれて最大振幅の比が大きくなる傾向がみられる。増井・翠川 (2006) は、関東平野を対象に、地震基盤に対する工学的基盤における地盤増幅率のスペクトルと、地震基盤の深さととの関係を検討した結果、地震基盤の深さが深くなるにつれて地盤増幅率が増加し、周期 6 秒程度以下では基盤深度 1000m 以深で地盤増幅率が一定となること、周期 5 秒～10 秒では地盤増幅率が一定となる基盤深度が 2000m 程度以深となることを示した。PS 検層データによると、地中の深度が地震基盤にまで達していないとみられる観測点もあるが、加速度の最大振幅の比が地中の深度にあまり依存していないこと (図 13)、加速度よりもより長周期成分が卓越する変位の最大振幅の比には地中の深度に依存する傾向があること (図 14)、と増井・翠川 (2006) の結果は概ね調和的である。

図 15 に、地中と地表の加速度の 3 成分合成最大振幅の関係を、P 波部分と S 波部分について、観測点毎に示す。変位についても、同様に図 16 に示す。図 15 と図 16 の観測点毎に描かれた傾き 45 度の直線はそれぞれ、図 13 と図 14 に示した地中と地表の最大振幅の比の幾何平均値を表している。一般に 100gal 以上になると、表層地盤の非線形応答が現れ始める場合がある (例えば、翠川 (1993))。図 15 と図 16 をみると、地中と地表の関係は、概ね線形となっている。但し、今回用いたデータは大振幅のデータが

少ないため、大振幅の際の地中と地表の振幅の関係を検討するには、データの蓄積を待つ必要がある。

4.2 最大振幅の比のばらつき

図 13, 図 14 をみると、最大振幅の比のばらつきの程度は、地中の深度にはあまり依存していないが、観測点毎に違いがみられる。一般に、地震波は、軟弱な地盤では固有周期が長い長周期成分が増幅され、硬質な地盤では固有周期が短い短周期成分が増幅される。また、地震波の卓越周期は、震源特性や地震波の伝播経路特性に支配される。このため、最大振幅の比のばらつきは、入射する地震波の周波数特性、入射角、入射方位などの違いによるものと考えられる。また、本稿では、特定の位相ではなく、波形の時刻歴のある時間区間内における最大振幅に着目しているため、特に後続波部分では、最大振幅となる位相が地中と地表で異なる場合があるが、これが最大振幅の比のばらつきの原因の一つと考えられる。波形の時刻歴のどの時点で最大振幅となるかを確認するため、図 17 に、最大振幅が得られた波形データについて、地震発生時刻から最大振幅が現れるまでの経過時間を、P 波と S 波が到着するまでの経過時間と共に、震源距離順に並べて示す。最大振幅が現れるのは、多くの場合、P 波部分、S 波部分共に、直達波の到着直後であるが、より後の後続波にも現れている。このような後続波の大きな振幅の位相は、表層地盤とのインピーダンス比が大きい地震基盤で現れることが多い変換波 (例えば、青井・他 (2002)) や、表層地盤内での多重反射波であると考えられる。

4.3 加速度上下動成分の最大振幅の比

高度利用者向けの緊急地震速報 (予報) の発表基準の一つに、「気象庁の多機能型地震計設置のいずれかの観測点において、P 波または S 波の振幅が 100 ガル以上となった場合」という条件がある (気象庁 WEB サイト http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/EEW/kaisetsu/ew_naiyou.html)。ここで振幅とは、多機能型地震計に設置してある強震計の上下動成分の加速度である (気象庁地震火山部, 2008)。この発表条件の判定に、地中と地表の強震計を活用することを想定する。地表で 100gal 以上となる前に地中でそれが分かれば、発表の迅速化が期待できる。そこで、地

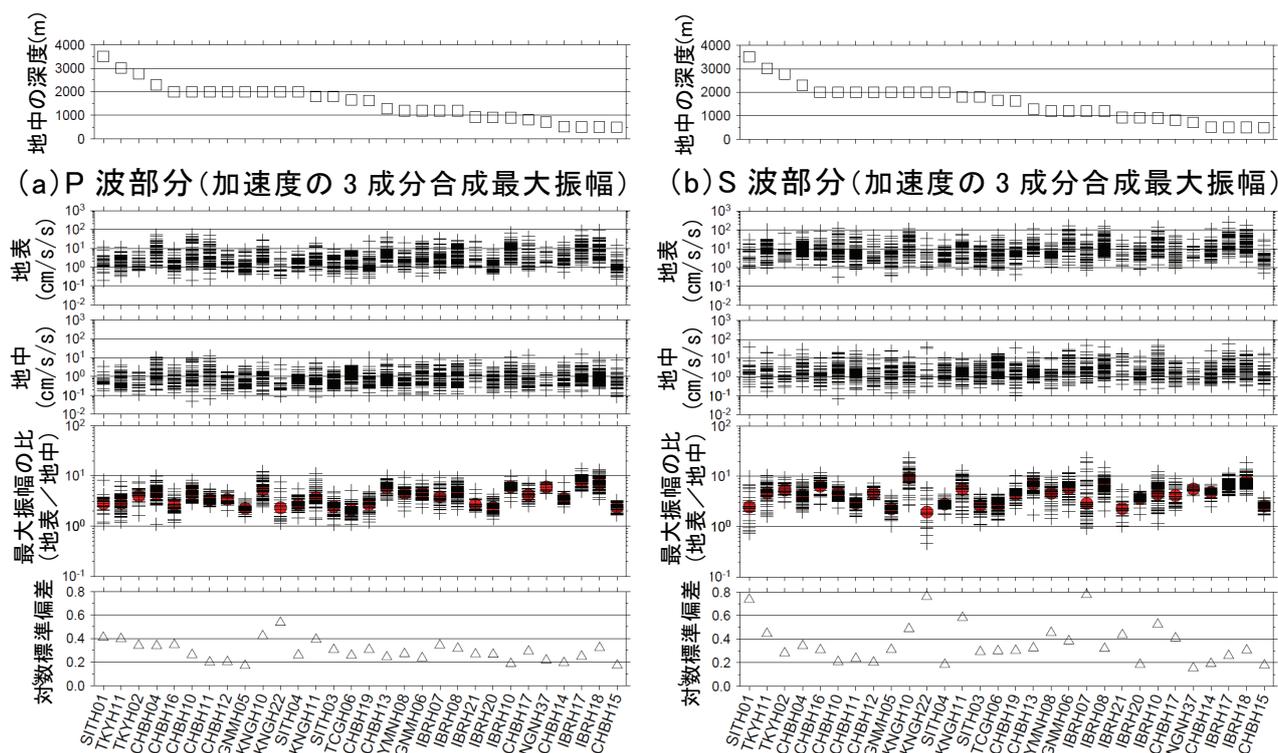


図 13 加速度の 3 成分合成最大振幅について、P 波部分 (a)、S 波部分 (b) それぞれの、地表と地中の最大振幅、最大振幅の比 (地表/地中)、その観測点毎の幾何平均 (赤丸) と対数標準偏差。

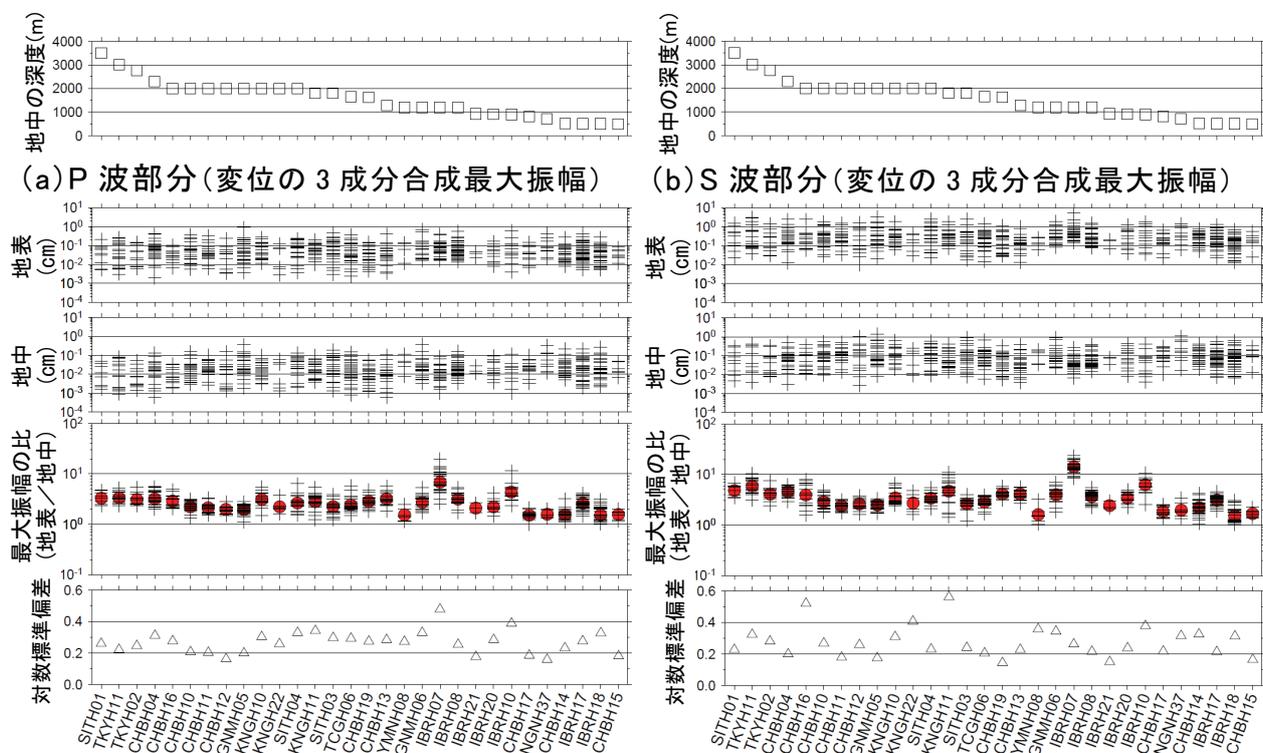


図 14 変位の 3 成分合成最大振幅について、P 波部分 (a)、S 波部分 (b) それぞれの、地表と地中の最大振幅、最大振幅の比 (地表/地中)、その観測点毎の幾何平均 (赤丸) と対数標準偏差。

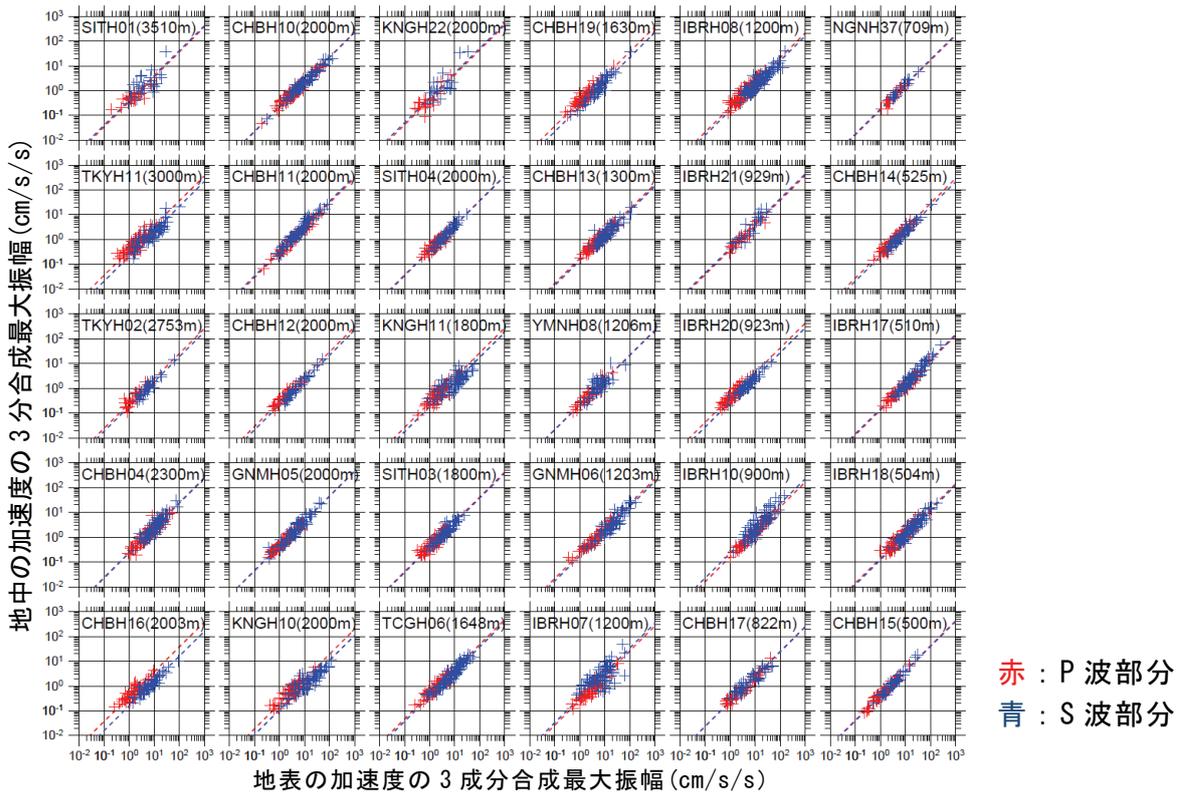


図 15 地中と地表の加速度の 3 成分合成最大振幅の関係。P 波部分を赤，S 波部分を青で示す。図 13 で求めた観測点毎の最大振幅の幾何平均を表す直線を点線で示す。

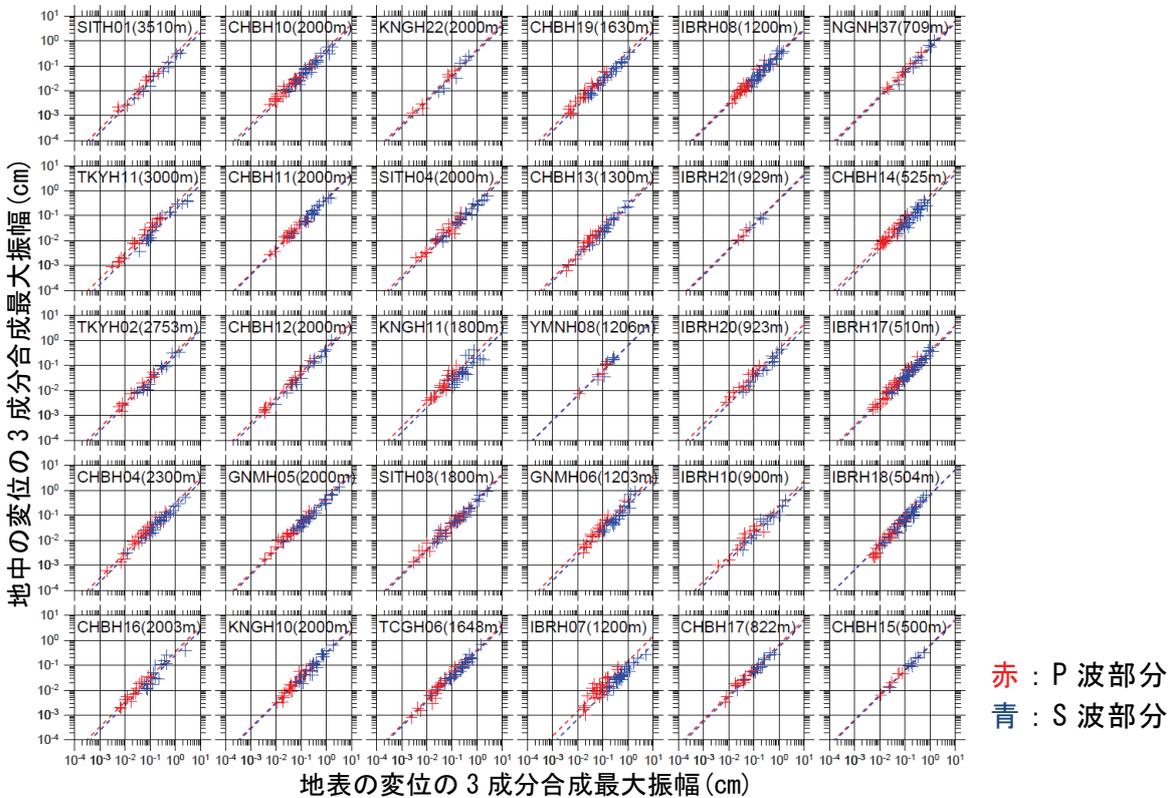


図 16 地中と地表の変位の 3 成分合成最大振幅の関係。P 波部分を赤，S 波部分を青で示す。図 14 で求めた観測点毎の最大振幅の幾何平均を表す直線を点線で示す。

(a) P 波部分

(b) S 波部分

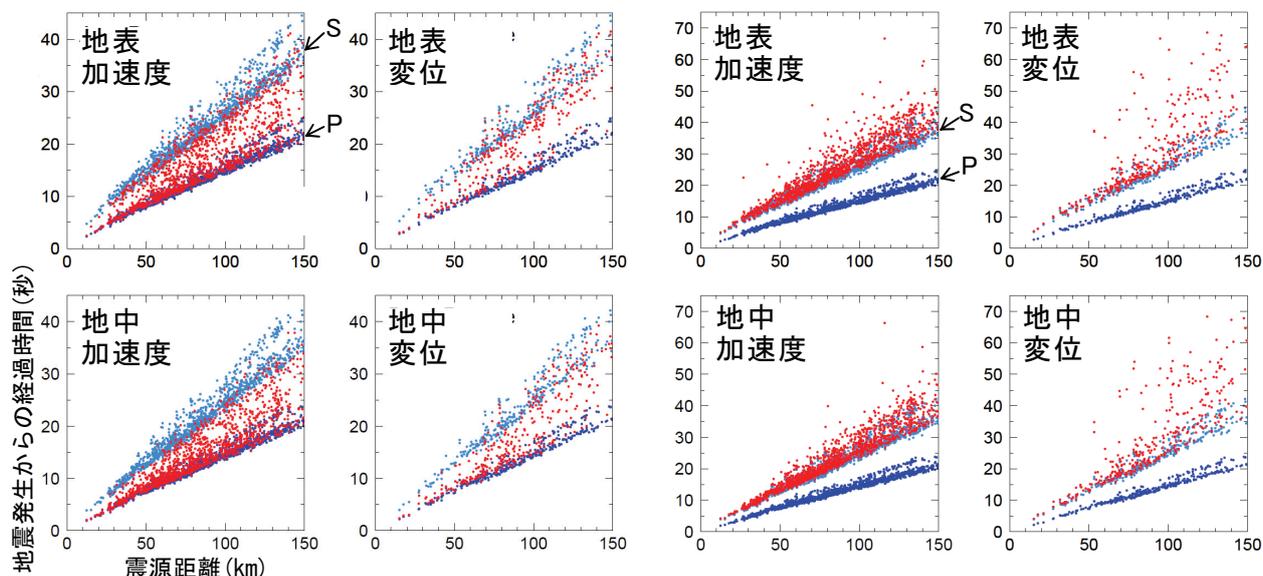


図 17 地中と地表の P 波部分 (a), S 波部分 (b) において, 加速度と変位それぞれの 3 成分合成最大振幅が現れる時間と震源距離の関係. 赤丸は 3 成分合成最大振幅が現れる時間, 濃い青丸は P 波の到着時, 薄い青丸は S 波の到着時を表す. 縦軸は, 地震発生時刻からの経過時間を表す.

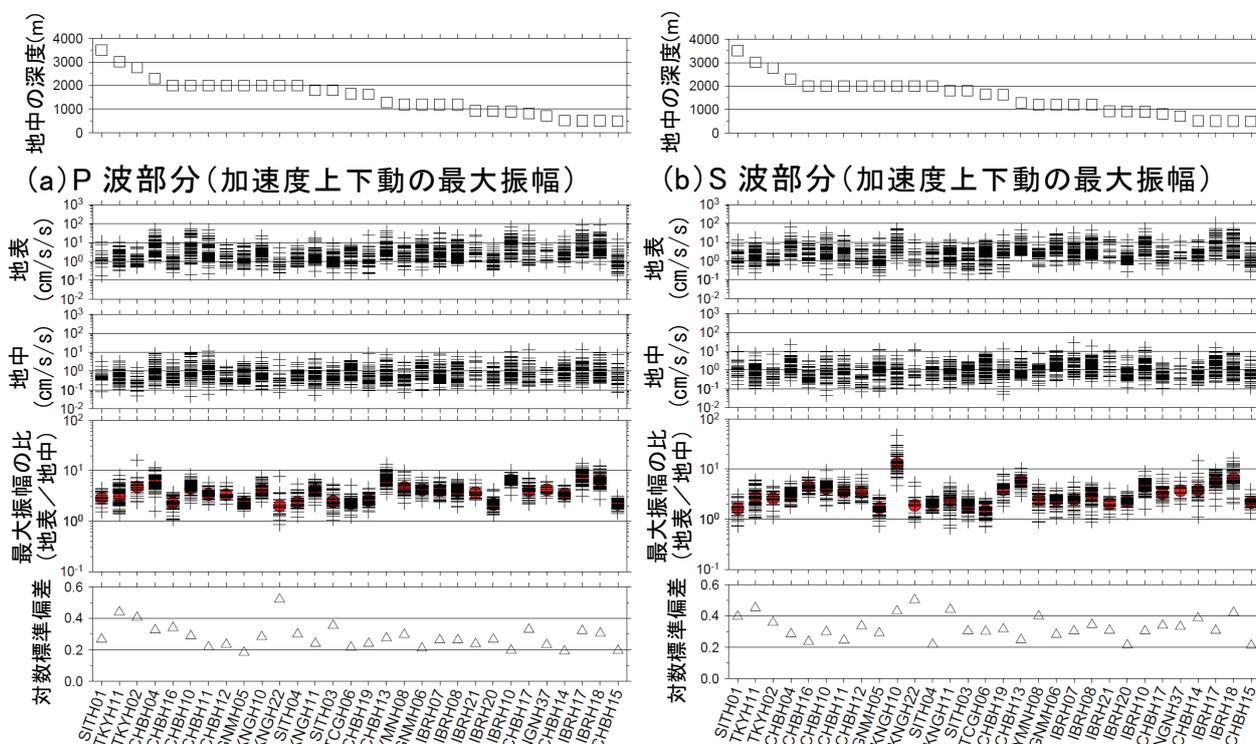


図 18 加速度上下動の最大振幅について, P 波部分 (a), S 波部分 (b) それぞれの, 地表と地中の最大振幅, 最大振幅の比 (地表/地中), その観測点毎の幾何平均 (赤丸) と対数標準偏差.

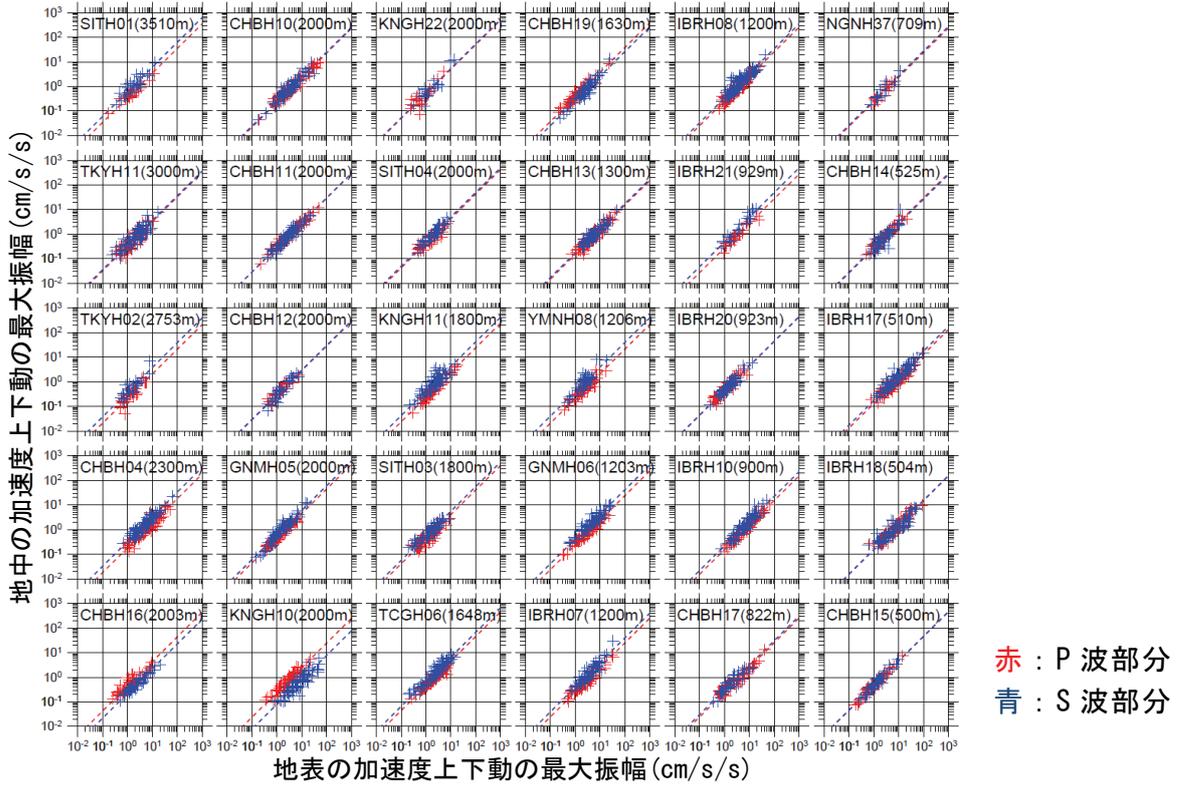


図 19 地中と地表の加速度上下動の最大振幅の関係．P 波部分を赤，S 波部分を青で示す．図 18 で求めた観測点毎の最大振幅の幾何平均を表す直線を点線で示す．

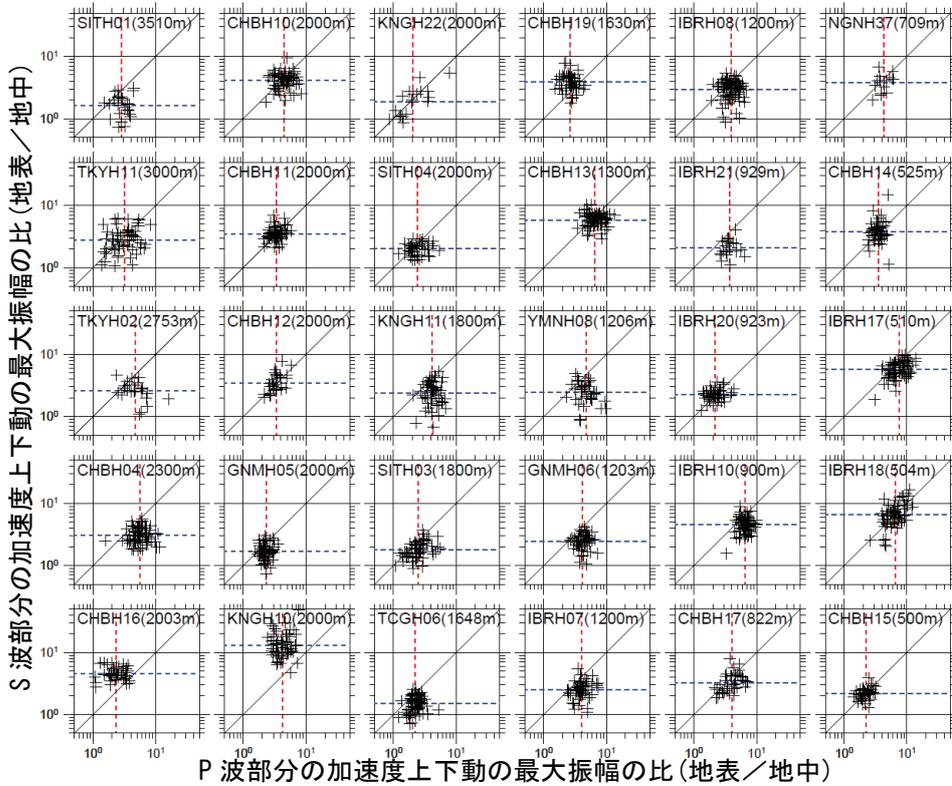


図 20 P 波部分と S 波部分の加速度上下動の最大振幅の比 (地表/地中) の関係．図 18 で求めた観測点毎の最大振幅の幾何平均を表す直線を点線 (P 波部分を赤，S 波部分を青) で示す．

中と地表の加速度上下動の最大振幅の比を P 波部分、S 波部分のそれぞれで調べる。図 18 に、加速度上下動成分の最大振幅、地中と地表の最大振幅の比を示す。最大振幅の比は、観測点間で比べると地中の深度によらず、平均で 2 倍から 10 倍程度であり、図 13、図 14 とほぼ同様の結果である。図 19 に、地中と地表の加速度上下動成分の最大振幅の関係を、P 波部分と S 波部分について、図 15 と同様に示す。今回用いたデータの範囲では、加速度上下動成分で 100gal 以上を観測した例はないが、地中と地表の関係はほぼ線形となっている。図 20 に、地中と地表の加速度上下動成分の最大振幅の比について、P 波部分と S 波部分の関係を示す。P 波部分と S 波部分で最大振幅の比が大きく異なる観測点がある。これは P 波と S 波の伝播特性や周波数特性の違いによるものと考えられる。地中データから地表の振幅を推定するために、今回得られた最大振幅の比を地中のデータに掛ける場合には、P 波と S 波の完全な識別は現在のところ難しいため、P 波部分と S 波部分のどちらか大きい方の最大振幅の比の平均値か、または、両者の平均的な値を用いることなどが考えられる。

5 地中と地表の M の差

緊急地震速報の処理で用いられている M 推定式によって推定した P 波部分と S 波部分の M について、地中と地表の差などを調べる。現行の緊急地震速報における M は、変位の 3 成分合成最大振幅を用いて、P 波部分を対象とする P 波 M 式(明田川・他, 2010)、地震波形全体を対象とする全相 M 式により求められる (Kamigaichi, 2004 ; 中村, 2007)。両者の M 推定式はいずれも、回帰モデルは M_j をパラメータとしているため、推定される M は M_j 相当値として求められる。ここでは、P 波部分の M (以下、P 波 M) は P 波 M 式により、S 波部分の M (以下、S 波 M) は全相 M 式により求める。

変位の 3 成分合成最大振幅を用いて P 波 M と S 波 M を求め、それぞれの M の地中と地表の差を図 21 に示す。P 波 M、S 波 M 共に各観測点の平均で 0.2 から 1.3 程度、地表よりも地中の M が小さい。ばらつきは、標準偏差で 0.1 から 0.3 の範囲であり、地中の深度に依らず概ね一定である。地中と地表の M の平均的な差は、観測点間で違いがみられ、地中の深度が深いほど大きくなる。これは、変位の最大

振幅の比 (地表/地中) が地中の深度に依存すること (図 14) と同じ傾向である。図 22 には、P 波 M、S 波 M それぞれの、 M_j との差を示す。地表の M は M_j に比べて同程度か大きい観測点がほとんどで、平均的な差は観測点間で違いがみられる。図 23 に、関東周辺の地震 3 例について、本稿の解析対象ではない観測点を含めた KiK-net の地表における M と M_j の差の分布を示す。ここで、M の推定には、地震波形全体を対象として全相 M 式を用い、震央距離 250km 以内、変位の 3 成分合成最大振幅 $10 \mu m$ 以上のデータを用いた。図 23 をみると、本稿で解析対象とした南関東の観測点では、他の地域に比べて地表の M が大きい観測点が多いことが分かる。図 21 にみられた地中と地表の M の差、図 22 にみられた地表の M と M_j の差は、個々の観測点におけるサイト増幅特性によるものと考えられる。緊急地震速報の M 推定では、1 点から数点の少数の観測点の M を用いるため、個々の観測点の M の精度が最終的な地震

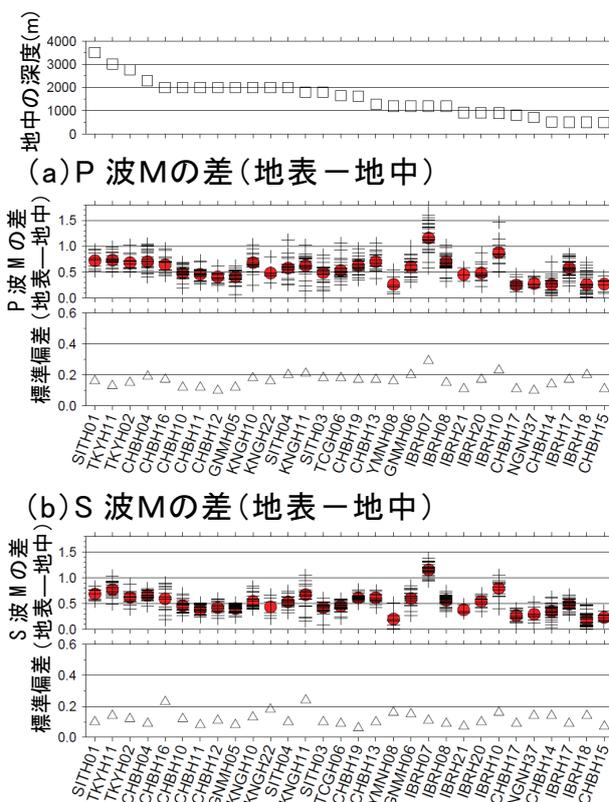


図 21 P 波 M (P 波部分の M)、S 波 M (S 波部分の M) それぞれの、地表と地中の M の差 (地表 - 地中)、その観測点毎の平均 (赤丸) と標準偏差。

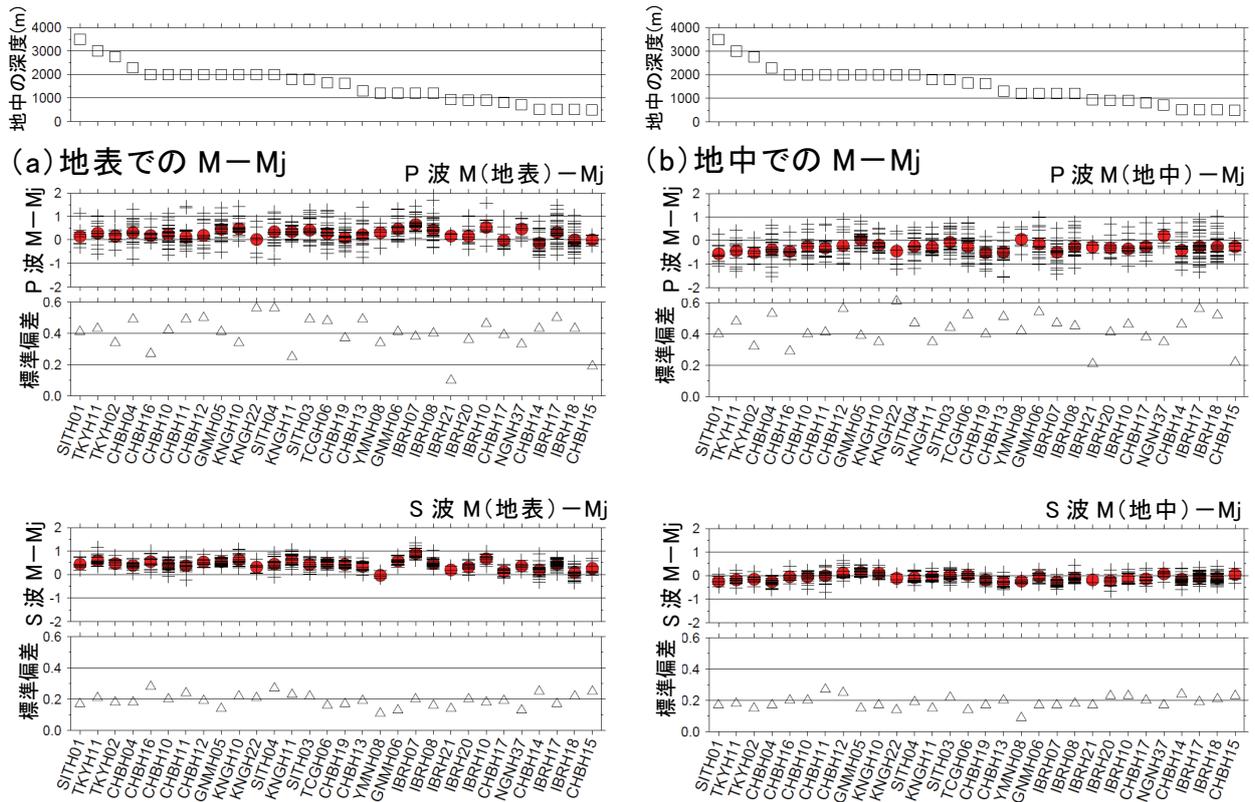


図 22 地表での M (a), 地中での M (b) それぞれの Mj との差 (M-Mj) の分布. P 波 M (P 波部分の M), S 波 M (S 波部分の M) それぞれの, M-Mj, その観測点毎の平均 (赤丸) と標準偏差. Mj は気象庁カタログのマグニチュード.

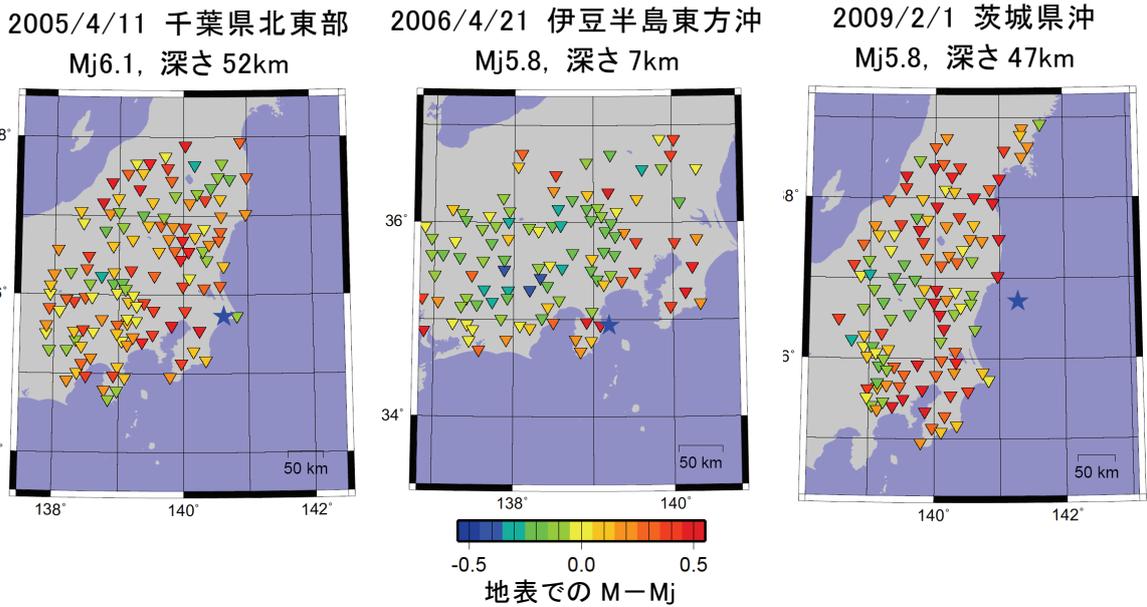


図 23 関東周辺の地震 3 例について, KiK-net の地表の M と Mj との差. M の計算には, 地震波形全体を対象として, 全相 M 式を用い, 震央距離 250km 以内, 変位の 3 成分合成最大振幅 10 μ m 以上のデータを用いた.

の M に大きく影響するが、今のところサイト増幅特性の影響は考慮されていない。 M の推定精度をより上げるためには、サイト増幅特性に起因するような M の増幅を考慮し、観測点毎に M を補正することも有効と考えられる。

6 単独観測点での震源位置推定

現行の緊急地震速報の震源位置と M の推定では、複数の観測点を用いた処理の他に、より即時性を高めるため、単独観測点による処理が気象庁の多機能型地震計で行われている。単独観測点による震源位置の推定では、強震観測データをリアルタイムで処理し、地震波の検知直後に P 波の初動部分を用いて $B-\Delta$ 法 (Odaka et al, 2003 ; 東田・他, 2004) により震央距離 Δ を求め、主成分分析法 (気象研究所地震火山研究部, 1985) により地震波の到来方向を求める。この節では、単独観測点での震源位置の推定処理を地中と地表の強震観測データに適用し、その結果を評価する。

ここで解析に用いるプログラムは、多機能型地震計で実際に用いられているものである。このプログラムは、波形の振幅に基づいたトリガ処理により P 波の到着を検知する機能を有し、また、100Hz サンプリングの波形データを入力とする。そのため、ここでは 2 節で述べた防災科研の WEB サイトから取得したデータのうち、100Hz サンプリングで収録されている 2007 年 7 月 1 日以降を対象とし、2010 年 12 月 31 日までのデータを追加して解析に用いた。

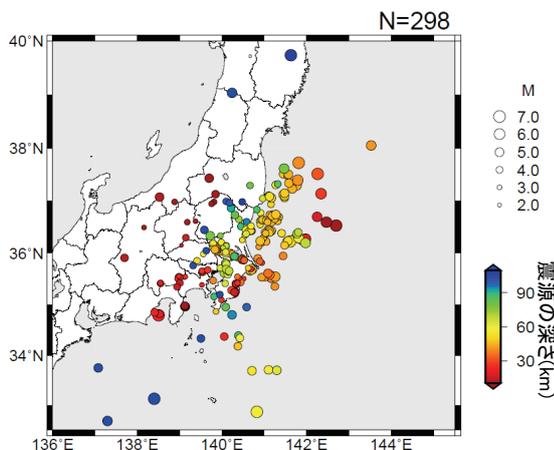


図 24 $B-\Delta$ 法と主成分分析法の解析に用いた震源分布。

解析した地震の震源分布を図 24 に示す。なお、本解析では、 P 波の到着を自動検知することから行っており、地中では B や地震波の到来方向が求まっても、地表では検知失敗、あるいは、その逆の場合もあり、得られる結果のデータ数は地中と地表で一致しない。

6.1 $B-\Delta$ 法による震央距離の推定

$B-\Delta$ 法では、 P 波初動部分のエンベロープ波形 (加速度振幅の絶対値) を関数

$$f(t) = Bt \exp(-At) \quad (1)$$

にフィッティングさせ、最小二乗法で係数 A , B を求める。ここで、 t は P 波の到着時からの時間であり、現行の設定値は 2 秒までである (気象庁地震火山部, 2008)。震央距離の推定は、あらかじめ経験的に得られている B と震央距離の関係式より求められる。図 25 には、地中と地表それぞれの強震観測データに、 $B-\Delta$ 法を適用して得られた全ての観測点の B と震央距離の関係を示す。実線は、現行用いられている B と震央距離の関係式 (以下、現行 $B-\Delta$ 式) である。破線は、中村・他 (2006) により、全国の KiK-net の地中のデータ (500m より浅い深度の地中観測点も含む) から導出された関係式 (以下、地中 $B-\Delta$ 式) である。なお、 $B-\Delta$ 式の有効範囲は震央距離 24~150km である (東田・他, 2004)。図 25 ではこの範囲外は灰色で網掛けしてある。地表の B と震央距離の関係は、現行 $B-\Delta$ 式と概ね調和的である。一方、地中の場合、同じ震央距離でみると B が比較的小さいため、現行 $B-\Delta$ 式を用いて震央距離を推定すると、過大評価となる。地中の B が小さい理由を次に考察する。地中のエンベロープ波形は、(1)式を変形して(2)式のように近似できる。

$$g(t) = (1/C) Bt \exp(-At) \quad (2)$$

ここで C は、地中から地表への振幅の増幅率である。よって、

$$B' = B/C \quad (3)$$

とおくと、(2)式は、

$$g(t) = B't \exp(-At) \quad (4)$$

となる。これは、地中での B は、地表のおおよそ $1/C$ になることを示している。つまり、 B は地盤の増幅率に依存する値であるため、図 25 にみられたように、地中の B が比較的小さいと考えられる。以上より、本稿で対象とした地中観測点では、 $B-\Delta$ 式の新たな係数の決定が必要と考えられる。なお、図 13 に示

したように、地表と地中の最大振幅の比は観測点毎に異なるため、 $B-\Delta$ 式の係数を観測点毎に求めることで、震央距離の推定精度がより向上することが期待される。

6.2 主成分分析法による地震波到来方向の推定

主成分分析法は、P波初動部分の3成分の変位波形を用いて3次元のパーティクルモーションを描き、その主軸から地震波の到来方向を推定する手法である。現行の緊急地震速報では、P波の到着から1.1秒間を用いる（気象庁地震火山部、2008；大竹、20

10）。図26には、地表と地中それぞれの観測点の変位波形に主成分分析法を適用して推定した地震波の到来方向と、気象庁一元化震源カタログに基づいた逆方位角との差（逆方位角－推定した到来方向）の頻度分布を示す。なお、KiK-netの地中強震計の水平動2成分は、必ずしも正確な方位を向いていない（汐見・他、2003）ので、地中の結果（図26(b)）は、防災科研WEBサイトの情報（http://www.hinet.bosai.go.jp/st_info/detail/）に基づき方位を補正してある。図26をみると、地表よりも地中の方が、推定した到来方向と逆方位角との差が小さい場合が多い。これ

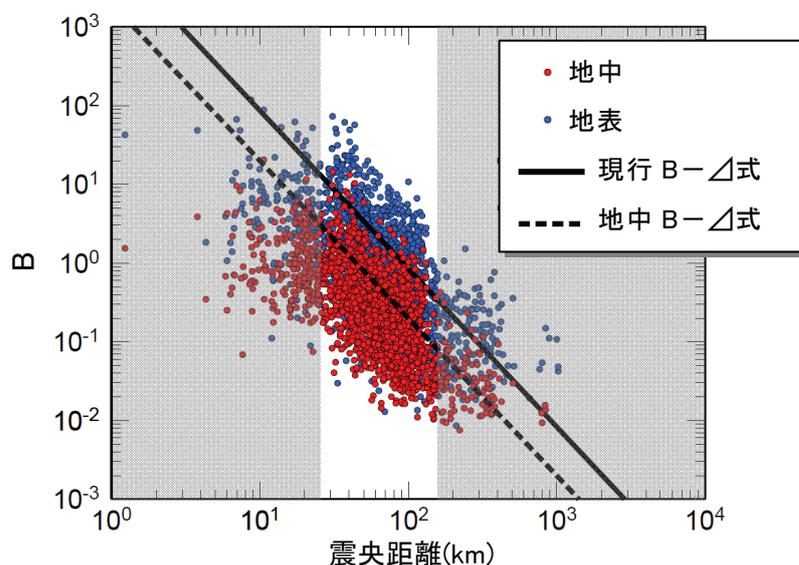


図25 B- Δ 法を適用して得られた全ての観測点のBと震央距離の関係。B- Δ 式の有効範囲（震央距離24～150km）外は灰色で網掛けしてある。

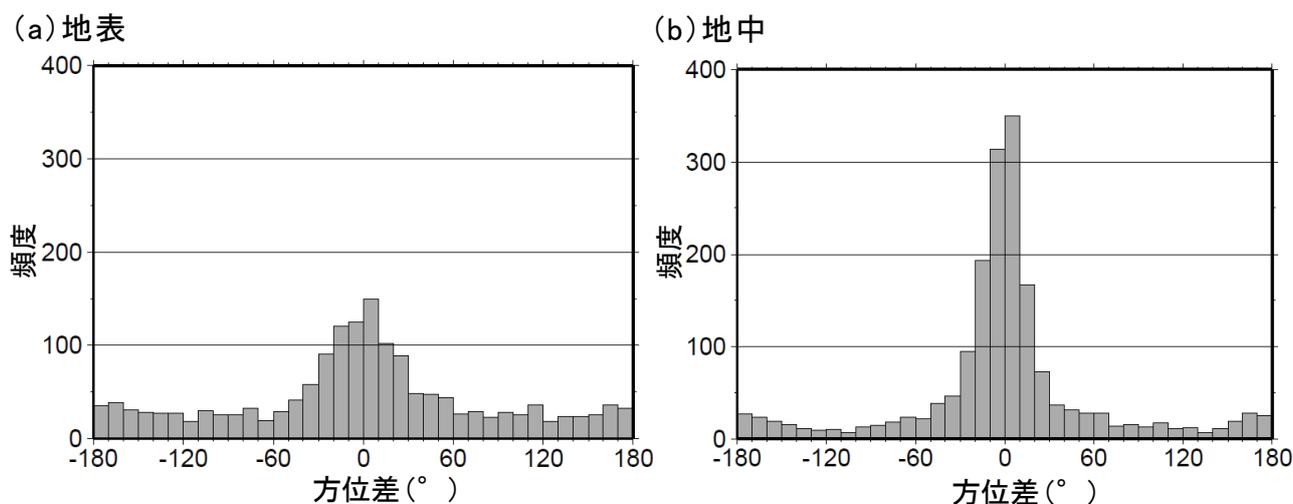


図26 地表(a)、地中(b)それぞれの観測点について、主成分分析法により推定した地震波の到来方向と、気象庁一元化震源カタログに基づいた逆方位角との差（逆方位角－推定した到来方向）の頻度分布。

は、地表のノイズレベルが地中に比べて高いため、また、地表付近の構造の不均質性のため、地表の波形のパーティクルモーションから得られる主軸の方向が、地中の場合と比べて不安定であるためと考えられる。地中データの活用により、地表より早くかつ精度良く地震波の到来方向の推定が可能となる。

7 まとめ

南関東周辺の防災科研 KiK-net の地中（深度 500m～3510m）と地表の強震観測データを現行の緊急地震速報の処理への活用する場合に、震源位置や M の推定に与える影響などを評価した。次に、得られた主な結果を示す。

- (1) 地中と地表の P 波の到着時間差の平均は、地中の深度 3000m で 1.2 秒程度、500m で 0.2 秒程度である。S 波の到着時間差の平均は、地中の深度 3000m で 3.0 秒程度、500m で 0.5 秒程度である。地中の深度が深いほど、地震波の入射角による到着時間差の違いが大きくなり、地中深度 3000m において、入射角が大きい場合と小さい場合の到着時間差の違いは、P 波で最大 0.2 秒程度である。サイト特性に起因する個々の観測点における観測走時と理論走時の差が確認された。
- (2) 地中と地表の到着時間差を用いて、地中の観測点を追加することによる早期検知の効果を吟味した。浅い地震では、観測点密度が上がる効果が卓越し、深い地震になるにつれて、地中で観測することが比較的効果的になる。関東地方では、比較的深い地震が多いので地中で観測することの効果は大きい。
- (3) 現行の緊急地震速報の震源位置の推定手法の一つであるテリトリ法に、地中と地表の到着時間差を適用した。地中の観測点を活用することにより、地表の観測点を活用する場合と比べて、地中の深度が深い観測点の周囲を中心に 50 グリッド程度（グリッドポイントは 0.1 度単位）が異なるテリトリへと振り分けられる。
- (4) 地中と地表の最大振幅の比（地表の最大振幅／地中の最大振幅）は、多くの観測点は平均で 2 倍から 10 倍程度である。緊急地震速報（予報）の発表基準の一つである「加速度上下動成分で 100gal 以上」を観測したデータはないが、解析

に用いたデータの範囲内では、地中と地表の最大振幅の関係はほぼ線形である。P 波部分と S 波部分で最大振幅の比が大きく異なる観測点がある。

- (5) 緊急地震速報の M でみると、地中と地表の M の差（地表 M－地中 M）の平均は、P 波 M、S 波 M 共に、各観測点の平均で 0.2 から 1.3 程度で、地中の深度が深いほど大きくなる。本稿で解析対象とした南関東の観測点では、他の地域に比べて地表の M が大きい観測点が多い。

以上より、震源位置や M の推定の際に、サイト特性に起因すると考えられる走時差や M の増幅を考慮し、観測点毎に補正することが推定精度の向上に有効であると期待される。

また、単独観測点による震源位置の推定手法（B－ Δ 法、主成分分析法）への適用についても検討した。B は地盤の増幅率に依存するため、地中観測点用の B－ Δ 式の係数を決定する必要がある。主成分分析法は、地中の方が地表よりも地震波の到来方向の推定精度が良い。

謝辞

査読者の東田進也博士には、本稿を改善する上で大変有益なご意見をいただいた。波形データは、独立行政法人防災科学技術研究所による基盤強震観測網 KiK-net のデータを使用した。震源要素は気象庁一元化震源カタログを使用した。図の一部は Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) によって作成した。記して、感謝いたします。

文献

- 青井・他 (2002) : KiK-net で観測される大阪平野における SP 変換波, 第 11 回日本地震工学シンポジウム論文集, 277-280.
- 明田川 保・清本真司・下山利浩・森脇 健・横田 崇 (2010) : 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.
- 上野 寛・畠山信一・明田川 保・舟崎 淳・浜田信生 (2002) : 気象庁の震源決定方法の改善－浅部速度構造と重み関数の改良－, 験震時報, **65**, 123-134.
- ト部 卓・東田進也 (1992) : win - 微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 日本地震学会講演予稿集, No.2, 331.

- ト部 卓 (1994) : 多チャンネル地震波形データのための共通フォーマットの提案, 日本地震学会講演予稿集, No.2, 384.
- 大竹和生・干場充之・岩切一宏 (2010) : 気象庁の緊急地震速報へのOBSデータの導入にかかわる改良, 第13回日本地震工学シンポジウム論文集, 4313-4317.
- 大竹和生 (2010) : 気象庁南西諸島観測点への方位推定精度向上策の適用, 日本地球惑星科学連合2010年大会予稿集, HDS023-P01.
- 気象庁 (2008) : 地震・火山月報 (カタログ編) 2008年1月
- 気象庁 (2009) : 強震観測報告2008 (平成20年)
- 気象庁地震火山部 (2008) : 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, http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/EEW/kaisetsu/Whats_EEW/reference.pdf.
- 功刀 卓・青井 真・中村洋光・藤原広行・安達繁樹・森川信之 (2007) : 強震 WIN32 フォーマット, 日本地球惑星科学連合2007年大会予稿集, S145-P001.
- 功刀 卓・青井 真・中村洋光・藤原広行・森川信之 (2009) : 強震観測 ー歴史と展望ー, 地震2, **61**, S19-S34.
- 汐見勝彦・小原一成・青井真・笠原敬司 (2003) : Hi-net / KiK-net 観測点における地中地震計設置方位の推定, 地震2, **56**, 99-110.
- 東田進也・小高俊一・芦谷公稔・大竹和生・野坂大輔 (2004) : 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.
- 中村浩二 (2007) : 緊急地震速報について, 物理探査, **60**, 367-374.
- 中村洋光・山本俊六・堀内茂木・功刀卓・青井真・藤原広行・芦谷公稔 (2006) : 表層地盤がP波初動の振幅増加率に与える影響, 日本地震学会講演予稿集, P060.
- 原田智史 (2007) : 多機能型地震観測装置の概要, 験震時報, **70**, 73-81.
- 増井大輔・翠川三郎 (2006) : 工学的基盤での地震動にみられる深い地盤構造による増幅特性, 土木学会論文集A, **62**, 225-232.
- 翠川三郎 (1993) : 強震時にみられる地盤特性の非線形性, 地震2, **46**, 207-216.
- Horiuchi, S., H. Negishi, K. Abe, A. Kamimura, and Y. Fujiwara (2005) : An Automatic Processing System for Broadcasting Earthquake Alarms, Bull. Seismol. Soc. Am., **95**, 708-718.
- Kamigaichi, O. (2004) : JMA earthquake early warning, Journal of Japan Association for Earthquake Engineering, **4**, 134-137
- Odaka, T., K. Ashiya, S. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake, and D. Nozaka (2003) : A New Method of Quickly Estimating Epicentral Distance and Magnitude from a Single Seismic Record, Bull. Seismol. Soc. Am., **93**, 526-532.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004) : Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, Earth Planets Space, **56**, xv-xxviii.
- South, R. and Boots, B. (1999) : Relaxing the nearest centre assumption in central place theory, Papers in Regional Science, **78**, 157-177.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998) : New, improved version of the Generic Mapping Tools Released, EOS Trans. AGU, **79**, 579.