

— 報告 —

地震動波形から推定した DONET 地震計の方位

中野 優^{1*}, 利根川 貴志², 金田 義行¹

DONETは来るべき東南海地震の想定震源域直上である紀伊半島沖、熊野灘の深海底に展開された観測ネットワークである。DONETは20観測点で構成され、各観測点には地震計と水圧計が設置されている。地震計は一般に水平動2成分が東西および南北に向くように設置されるが、深海底で地震計を正確に意図した方位に設置することは現在の技術では困難である。地震計の方位は設置時に無人探査機（ROV）のカメラ映像から測定されたが、追試が困難であるため、異なる方法によって検証する必要がある。本報告では、波形記録を用いて地震計方位を推定した結果について述べる。用いた手法は、地震動記録の陸上観測との相関、遠地地震のP波初動の振動方位、そしてエアガンによる振動の粒子軌跡の三種類である。得られた地震計の方位は全ての方法でよく一致した。ROVのカメラ映像から得られた方位との違いは概ね10度程度であったが、観測点によっては最大50度近いずれが見られた。

キーワード：海底地震計，南海トラフ，構造探査

2012年2月10日受領；2012年4月23日受理

- 1 独立行政法人海洋研究開発機構 地震津波・防災研究プロジェクト
- 2 独立行政法人海洋研究開発機構 地球内部ダイナミクス領域

*代表執筆者：

中野 優

独立行政法人海洋研究開発機構 地震津波・防災研究プロジェクト

〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町3173-25

045-778-5276

mnakano@jamstec.go.jp

著作権：独立行政法人海洋研究開発機構

— Report —

Orientations of DONET seismometers estimated from seismic waveforms

Masaru Nakano^{1*}, Takashi Tonegawa², and Yoshiyuki Kaneda¹

DONET is a network of permanent ocean-bottom seismic stations aimed at improving the detection capability and earlier detection of earthquakes and tsunamis off the Kii Peninsula, where the Tonankai mega-thrust earthquake is anticipated to occur in the near future. DONET consists of 20 stations each of which seismometers and pressure gauges are installed. The orientation of the horizontal components of the seismometer at each station has been measured by using video of a remotely operated vehicle (ROV), which is difficult to measure again for the confirmations. We estimated the seismometer orientations by using the seismic observation data based on three methods; correlation of long-period seismic waveforms with observations on land, direction of *P*-wave first motion of distant earthquakes, and particle motion of airgun signal. The obtained results are well consistent with each other. The differences between the estimations are at maximum 5 degrees. The difference from the measurement of the ROV video is up to about 10 degrees for most stations, but in some stations the difference is about 50 degrees.

Keywords: Ocean-bottom seismometer, Nankai trough, seismic investigations

Received 10 February 2012 ; Accepted 23 April 2012

- 1 Earthquake and Tsunami Research Project for Disaster Prevention, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)
- 2 Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)

*Corresponding author:

Masaru Nakano

Earthquake and Tsunami Research Project for Disaster Prevention, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)

2-15 Natsushima-cho, Yokosuka 237-0061, Japan

Tel. +81-45-778-5276

mnakano@jamstec.go.jp

Copyright by Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

1. はじめに

熊野灘は近い将来に起きる事が懸念されている東南海・南海地震の想定震源域の直上に位置する。海洋研究開発機構では、熊野灘において地震・津波検知能力の向上および早期検知を目的として、地震・津波観測監視システム（DONET）の構築を行なった（たとえば Kaneda et al., 2009; Kawaguchi et al., 2010）。DONET観測データの解析から、南海トラフ沿いにおける地震活動のモニタおよび沈み込むフィリピン海プレートの形状などを推定することにより、南海トラフにおける巨大地震の発生メカニズムが明らかになると期待される。

DONET観測点の配置を Fig. 1に示す。DONETの各観測点は、地震計および水圧計のパッケージから構成される。各観測点は光ケーブルで接続され、観測データはほぼリアルタイムで伝送される。DONET観測点は、海洋研究開発機構が所有する無人探査機（ROV）「ハイパードルフィン」を用いて構築された。地震計パッケージは強震計（Metrozet TSA-100S）と広帯域地震計（Guralp CMT-3T）で構成され、

海底に埋設されている。地震計はパッケージ内でジンバル上に設置され、10度以内の傾斜であれば陸上からシグナルを送ることで調整が可能である。地震計の方位について、水平動2成分が東西および南北に向くように設置するのが一般的であるが、ROVによる作業では地震計を意図した方位に精度よく設置するのは現時点では困難である。DONET観測点の構築においては、地震計を設置した時にROVのカメラ映像から、地震計の方位を測定した。Table 1に、測定されたX, Y成分の方位を示す。測定はY成分について行われ、X成分の方位はそれを時計回りに90度回転した方位である。ROVの方位はジャイロセンサーを用いて把握されているため、この方法で地震計の方位を知ることができる。しかし、カメラ映像からの方位の測定は必ずしも容易ではなく、また追試によって検証するためには再びROVの潜航が必要であり、実施には多額の費用を必要とする。

地震動記録の水平動成分は、地殻構造や震源の解析において重要な情報を持っている。したがって波形データの解析には正確な地震計の方位を知る必要がある。本報告では、DONET観測点の地震計方位について、水平動成分の波形を

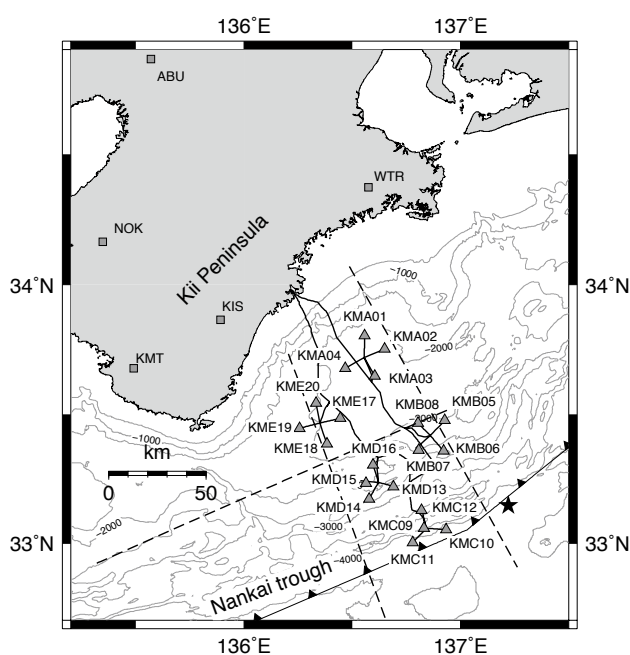


Fig. 1. Map showing the distribution of DONET stations (dark gray triangles) and F-net stations (dark gray squares) with station codes. Thick lines indicate the optical fiber cables connecting the DONET stations. Dashed lines are the seismic survey lines (KR11-09). Filled star indicates the epicenter location of the earthquake that occurred on 14 September, 2011 (M4.2).

図1. DONET（灰色三角印）およびF-net（四角印）観測点の分布。太実線はDONET観測点を繋ぐケーブルのルート、破線は構造探査（KR11-09）における測線を示す。星印は2011年9月14日に起きた地震（M4.2）の震央を示す。

Table 1. Orientation of seismometers obtained from the video of ROV. The angles are clockwise from the North.

表1. ROVカメラ映像から測定した地震計方位（北から時計回りを正）

Station	Y (deg)	X* (deg)
KMA01	50	140
KMA02	90	180
KMA03	225	315
KMA04	218	308
KMB05	155	245
KMB06	120	210
KMB07	75	165
KMB08	75	165
KMC09	204	294
KMC10	56	146
KMC11	289	19
KMC12	195	285
KMD13	80	170
KMD14	285	15
KMD15	255	345
KMD16	130	220
KME17	204	294
KME18	210	300
KME19	45	135
KME20	120	210

* X = Y + 90 degree

用いて推定する。ここでは、それぞれの観測点について、長周期地震動波形の陸上観測との相関、遠地地震のP波初動の振動方向、そしてエアガンによる短周期振動の粒子軌跡の三種類の方法を用いて推定を行う。それぞれの推定結果について比較を行い、さらにROVカメラ映像による測定方位との比較も行う。最後に、地震動記録を用いて推定された地震計方位について検証を行う。

2. 地震計方位の推定

地震計方位を推定するために、水平動成分の粒子軌跡を用いた次の三種類の方法を用いた。すなわち、(1) 遠地地震の陸上観測波形との相互相関、(2) 遠地地震のP波初動の振動方向、(3) エアガンによるシグナルの振動方向である。手法(1)および(2)は長周期記録に基づくために広帯域地震計の記録を、手法(3)は短周期記録に基づくために広帯域地震計および強震計の両方の記録を用いて推定を行った。ただし、KME18観測点については、広帯域地震計のY成分が利用できないため、強震計のみについて方位を推定した。なお、同じ観測点の広帯域地震計および強震計の方位については、同一の方向を向くようにパッケージが構成されている。また、各成分の波形記録を比較することにより、両地震計の方位がほぼ同一であることをあらかじめ確認した。

2.1. 遠地地震の陸上観測記録との相互相関による推定

地震動を震源から十分離れた地点に設置された複数の観測点で記録した場合、波長が十分長い振動成分の記録は相似になると期待される。したがって方位が既知の観測点の記録との相互相関から、地震計の方位を推定することが可能である。波形を比較する際、観測点近傍の地殻の不均質などの影響により短波長成分の波では波形の相似性が崩れるので、観測点間の距離よりも十分長い波長を用いる必要がある。この手法は、防災科学技術研究所によるHi-netおよびKiK-net地中観測点の地震計方位の推定においても用いられている(汐見ほか, 2003)。ここでは、同じ手法を用いて、防災科学技術研究所によるF-net(たとえばOkada et al., 2004)観測点のうち紀伊半島に設置された5点(ABU, KIS, KMT, NOK, WTR)を基準点とし、DONET各観測点の広帯域地震計の方位を推定した。

DONET地震計の水平動はX, Yの2成分で表記され、(X成分の方位) = (Y成分の方位) + 90度(時計回り)の関係がある。地震計のX, Y成分がそれぞれ東および北に向いているときを標準的な設置方位とし、Y成分の北からの方位(時計回りを正)を推定する。このときX成分は東から同じ角度回転した方位を向いている。

ある観測点において、 i 番目の地震のX成分波形を $X_i(t)$ 、Y成分波形を $Y_i(t)$ とし、座標軸を反時計回りに角度 ϕ_i 回転させた系における波形 $X'_i(t, \phi_i)$ 、 $Y'_i(t, \phi_i)$ は次式で得られる。

$$\begin{pmatrix} X'_i(t, \phi_i) \\ Y'_i(t, \phi_i) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \phi_i & \sin \phi_i \\ -\sin \phi_i & \cos \phi_i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_i(t) \\ Y_i(t) \end{pmatrix} \quad (1)$$

基準観測点の i 番目の地震記録の南北および東西成分波形を $N_i(t)$ 、 $E_i(t)$ とし、それぞれに対する $Y'_i(t, \phi_i)$ 、 $X'_i(t, \phi_i)$ の相互相関係数の和の最大値 $R_i(\phi_i)$ を求める。 $R_i(\phi_i)$ は次式で定義される(汐見ほか, 2003)。

$$R_i(\phi_i) = \max_{\tau} \left(\frac{\overline{N_i(t)Y'_i(t+\tau, \phi_i)}}{\sqrt{N_i(t)^2} \sqrt{Y'_i(t, \phi_i)^2}} + \frac{\overline{E_i(t)X'_i(t+\tau, \phi_i)}}{\sqrt{E_i(t)^2} \sqrt{X'_i(t, \phi_i)^2}} \right) \quad (2)$$

ここで、 τ は観測点間の走時差に対応し、上線は時間に対する平均値を表す。 $R_i(\phi_i)$ の最大値は2である。 ϕ_i を0から359度まで1度刻みで変化させて $R_i(\phi_i)$ を計算し、これが最大となる ϕ_i から広帯域地震計の方位を推定する。

解析に使用した地震は、2010年5月から2011年10月までに起きたマグニチュード(M)7以上の遠地のものである。観測点から見た震源の方位(back azimuth, BAZ, 北から時計回りを正)の分布をFig. 2aに示す。深さについては特に制限

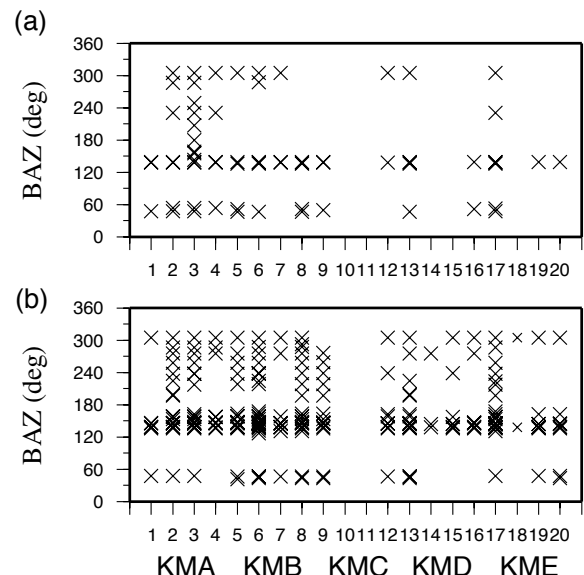


Fig. 2. Back azimuth (BAZ) distribution of events used for the analysis. (a) The analysis based on cross-correlation of seismic waveforms with observations on land. (b) That based on the direction of P-wave first motion of teleseismic earthquakes. Stations are arranged according to the number in the horizontal direction.

図2. 解析に用いた地震の観測点から見た方位角 (back azimuth, BAZ) の分布。(a) 陸上観測との波形の相互相関に基づく解析。(b) 遠地地震のP波初動の振動方向による解析。

しなかった。広帯域地震計記録に対し、応答特性を補正して0.008-0.01 Hz (125-100 s) のバターース型帯域通過フィルタを適用し、積分して変位波形とした。 $R_i(\phi_i)$ の計算にはP波到達の1分前より60分程度の長さの記録を用いた。ただし解析に用いた記録の長さは、波形記録のノイズレベルおよび表面波の継続時間に応じて適宜調整した。周期100秒の地震波の波長は数百 km 程度以上である。一方 DONET 観測網は南北の差し渡しが100 km 程度あり、南に設置された観

測点ほど陸上の観測点からの距離が大きくなるため、精度よく方位が推定できるデータは少なくなる。また、長周期成分のノイズレベルが大きい観測点においても、波形の相関が良くならないために方位の推定に使用できるデータは少なくなる。

Fig. 3に解析の例を示す。Figs. 3a, 3bに示す KMA03観測点の Y, X 成分の波形および粒子軌跡は、F-net KMT 観測点の南北 (N) および東西 (E) 成分 (Figs. 3c, 3d) と明らかに

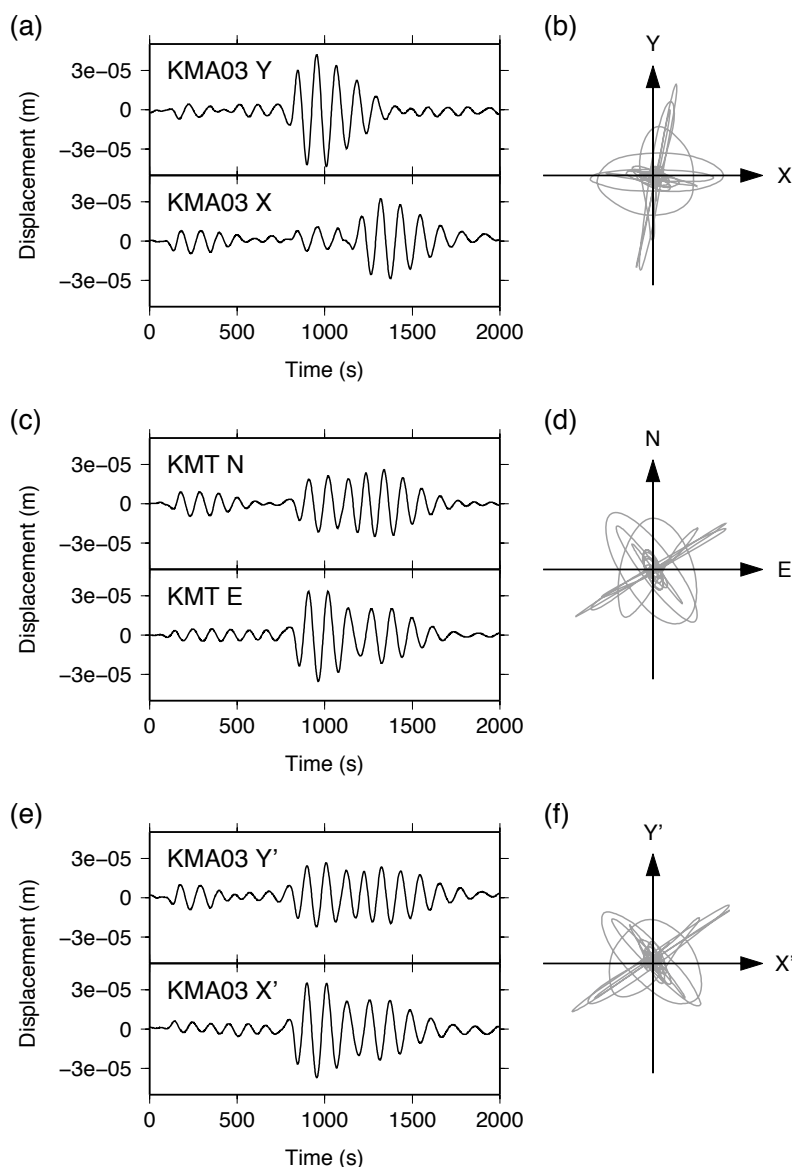


Fig. 3. Displacement seismograms of an earthquake that occurred below the South Island of New Zealand on 3 September, 2010 (UTC) (M7.0, depth 12 km). (a) Horizontal Y and X components of station KMA03. (c) North and East components of F-net KMT station. (e) Horizontal seismograms of station KMA03 rotated by 225 degree (Y' and X' components). (b, d, f) Horizontal particle motions obtained from the seismograms shown in (a, c, e), respectively. Waveforms are band-pass filtered between 0.008 and 0.1 Hz (100-125 s).

図3. 遠地地震による変位記録と粒子軌跡の例。(a) KMA03観測点における水平動YおよびX成分の波形と (b) 水平動成分の粒子軌跡。(c) F-net KMT観測点における水平動南北 (N) および東西 (E) 成分の波形と (d) 粒子軌跡。(e) KMA03観測点の水平動2成分を時計回りに225度回転させた波形 (Y'およびX'成分) と (f) 粒子軌跡。図に示す波形は、2010年9月3日(UTC) にニュージーランド南島で起きた地震 (M7.0, 深さ12 km)。波形には0.008-0.1 Hz (100-125 s) のバンドパスフィルタを適用。

異なる。 ϕ_i を変化させながら式 (2) により計算した $R_i(\phi_i)$ を Fig. 4 に示す。この場合 $\phi_i = 225^\circ$ で $R_i(\phi_i)$ が最大値 1.92 となる。得られた角度だけ回転させた DONET 波形 (Fig. 3e) の Y, X 成分は、それぞれ KMT 観測点の N および E 成分と良く似た波形となっている。水平面上の粒子軌跡 (Fig. 3f) からも、方位の推定に成功していることが分かる。

解析対象としたそれぞれの地震について、DONET 各観測点の 5 つの F-net 基準点全てに対する $R_i(\phi_i)$ を計算した。したがって各地震について、最大 5 つの推定方位が得られる。得られた ϕ_i の単純平均から観測点方位を推定した。ただし、 $R_i(\phi_i)$ の最大値が 1.7 未満の場合は波形の相関が良くないと判断し、解析には使用しなかった。また、F-net 観測点同士の波形についても同様の解析を行った。Fig. 5a に本手法で推定した F-net 観測点同士の相対的な方位を示す。図から、KIS 観測点は他の観測点に対し系統的に約 8 度西に向いていると考えられる。Fig. 5b に、Fig. 3 に示した地震の KIS および KMT 観測点における粒子軌跡の比較を示す。波形全体にわたって、KIS 観測点の軌跡が系統的に時計回りにずれている事が分かる。したがって、KIS 観測点については方位を補正して DONET 観測点の方位の推定を行った。他の F-net 観測点はほぼ同一の方位であり、真北に向いていると仮定した。

得られた DONET 観測点方位を Table 2 に示す。Table 2 には、各観測点について推定された地震計の Y 成分の方位、これを時計回りに 90 度回転させた X 成分の方位、推定結果のばらつきを表す指標として普遍分散の平方根 (standard

deviation, S.D.), 推定に用いたデータの数 (N) を示す。データ数の違いは、観測点の設置時期、陸上観測点からの距離、ノイズレベルの違いなどによる。いくつかの観測点では長周期成分のノイズレベルが高いため、この手法では方位の推定ができなかった。方位が推定できた観測点において、推定値のばらつき (S.D.) は概ね 5 度程度であり、大きくても 10 度以内に収まっている。

2.2. 遠地地震の P 波初動の振動方向を用いた推定

次に、遠地地震の直達 P 波を用いた推定を行った。震源から観測点に向かう動径方向の水平動成分を radial (R) 成分とすると、遠地地震の直達 P 波はやや角度を持ってほぼ真下から観測点に入射するため、P 波のシグナルは上下動成分と R 成分に現れる。その際、振幅は上下動成分のほうが大きくなるが、両波形の相似性は非常に良く、正の相関を持つ。また、等方媒質の場合、P 波に対応するシグナルは R 成分に直交する transverse (T) 成分には現れない。したがって、ここでは、DONET 広帯域地震計記録の水平動 2 成分を回転して各方位の波形を合成し、その波形と上下動成分の相関の高い方位を求めることで、設置方位の推定を行う。

使用した遠地地震は、2011 年 1 月から 2011 年 11 月に起きた、マグニチュード 5.5 以上、震央距離が 30 から 90 度の範囲のものである。イベントの深さは特に考慮していない。解析には S/N の良いイベントを選別したので、実際に使用したイベントのマグニチュードは、ほとんどが 6.0 以上である。BAZ の分布を Fig. 2b に示す。また、解析に使用した波形の

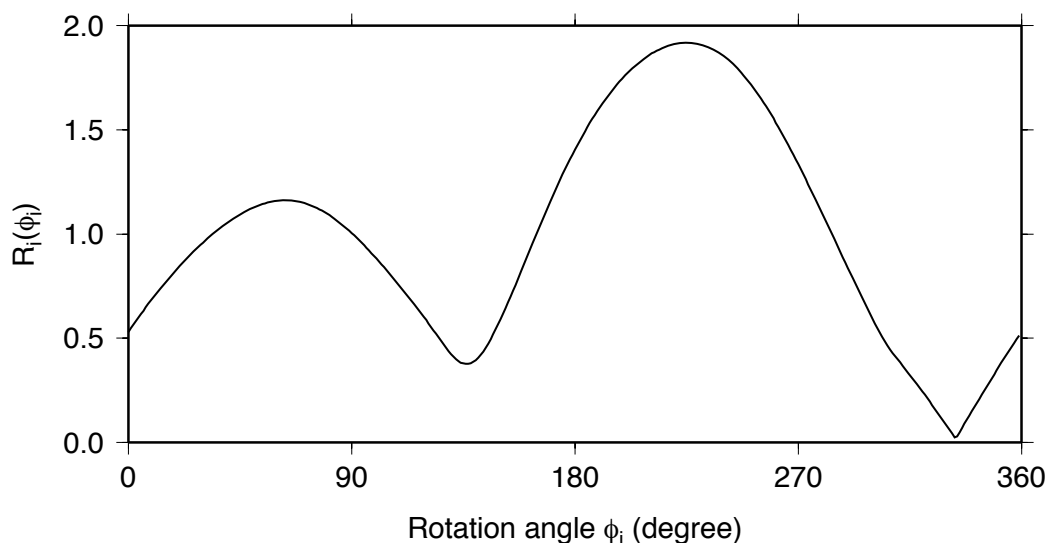


Fig. 4. Cross-correlation coefficient $R_i(\phi_i)$ defined by equation (2) computed for the horizontal seismograms of KMA03 and F-net KMT (shown in Fig. 3), plotted against the rotation angle.

図4. KMA03観測点とF-net KMT観測点の水平動波形 (Fig. 3) に対する、式 (2) で定義される相関係数 $R_i(\phi_i)$ 。

例を Fig. 6 に示す。

i 番目の遠地震記録に対し、式 (1) によって波形を回転させる。地震波形 $X_i(t)$, $Y_i(t)$ に 0.02-0.05 Hz (20-50 s) のバンドパス型帯域通過フィルタを適用し、回転後の波形 $Y'_i(t, \theta_i)$ に対して以下の処理を行う。上下動成分 $Z_i(t)$ および $Y'_i(t, \theta_i)$ の相関の指標として、次の関数を定義する。

$$S_i(\tau, \theta_i) = \frac{\overline{Z_i(t)Y'_i(t+\tau, \theta_i)}}{\overline{Z_i^2(t)}} \quad (3)$$

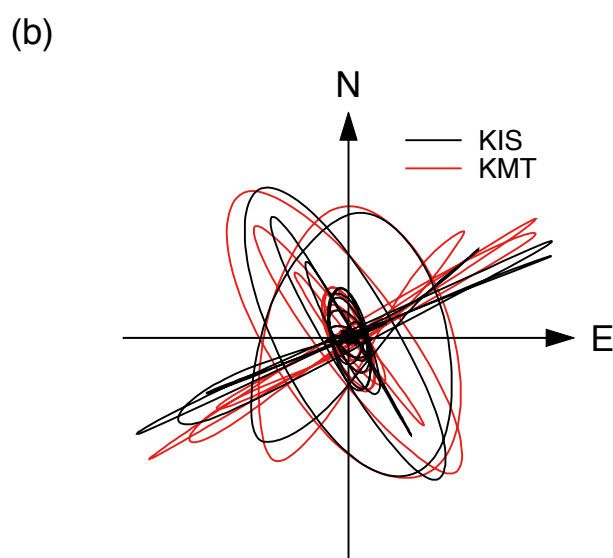
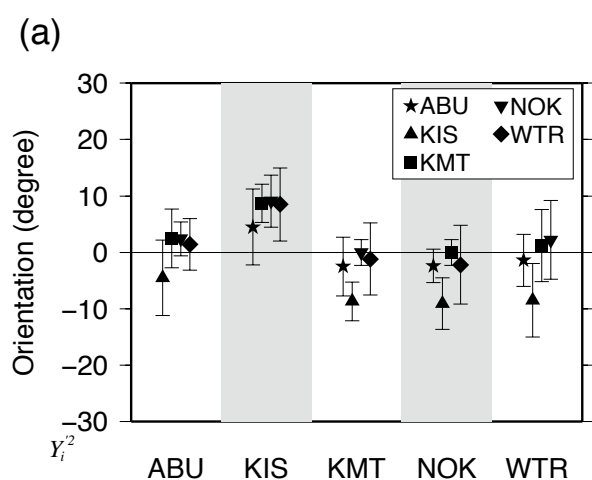


Fig. 5. (a) Relative orientations of F-net stations obtained from cross-correlation of seismic waveforms. Error bar indicates the range of the standard deviation. (b) Comparison of horizontal particle motions at F-net stations KIS and KMT, plotted for the event shown in Fig. 3.

図5. (a)波形の相互相関から得られた、F-net観測点同士の相対的な方位。エラーバーは推定値のばらつきを示す。(b) F-net KIS及びKMT観測点の水平動粒子軌跡の比較。プロットに用いた地震はFig. 3に示したものと同一。

$S_i(\tau, \theta_i)$ の計算に使用した記録の時間長は、上下動・水平動成分共に IASP91速度モデル (Kennett and Engdahl, 1991) で計算される理論 P 波走時から40秒間である (Fig. 6)。ただし、理論走時は実際の初動時刻と数秒程度ずれることがあるので、初動について目視で確認して解析を行った。Fig. 7に、Fig. 6で示した波形に対する $S_i(\tau, \theta_i)$ を示す。この $S_i(\tau, \theta_i)$ が $-5 \leq \tau \leq 10$ 秒の区間で最大となる θ_i を求める。得られた回転角 θ_i に BAZ+180度加えることで、Y成分の方位が得られる。

波形の相関を評価する (3) 式において、分母に $\sqrt{\overline{Z_i^2}} \sqrt{\overline{Y_i'^2}}$ を用いれば相互相関係数となるが、ここでは上下動成分の振幅だけを用いて規格化している。(3) 式のように規格化することで水平動成分の振幅の情報を保持でき、波形の相関性だけでなく振幅の大きい方位を R 成分として検出できる。相互相関係数を用いて評価した場合、Fig. 6の Y 成分のような振幅の小さい方位でも波形の相関性のみで評価するため、必ずしも R 成分の方位が得られるとは限らない。すなわち、相互相関係数では振幅の相対値の情報を除去してしまうため、ここで用いている手法による方位の推定には向いてい

Table 2. Orientation of seismometers estimated from the correlation of seismograms with those on land.

表2. 陸上観測波形との相互相関から推定した地震計方位。

Station	Y (deg)	X* (deg)	S.D.	N
KMA01	39	129	4	14
KMA02	67	157	5	34
KMA03	225	315	6	63
KMA04	219	309	8	24
KMB05	156	246	4	18
KMB06	114	204	5	24
KMB07	66	156	5	13
KMB08	73	163	6	21
KMC09	155	245	6	8
KMC10	-	-	-	0
KMC11	-	-	-	0
KMC12	189	279	3	5
KMD13	62	152	7	21
KMD14	-	-	-	0
KMD15	-	-	-	0
KMD16	121	211	7	10
KME17	199	289	6	33
KME18	-	-	-	0
KME19	23	113	1	5
KME20	122	212	1	5

* X = Y + 90 degree

ない。

得られた観測点方位を Table 3 に示す。観測点ごとの使用イベント数のばらつきは、観測期間および長周期成分のノイズレベルなどの違いによる。KME18 観測点に関して、広帯域地震計記録での推定ができなかったため、強震計記録を用いて同様の解析を行った。ただし、強震計では長周期成分のノイズレベルが広帯域地震計と比べて大きいため、マグニチュードが 7.0 以上のイベントを使用した。実際に使用できたイベントは 2 つであったが、推定値の差は約 5 度であった。KMC10, KMC11 観測点は長周期成分のノイズが大きく、遠地 P 波による推定ができなかった。

Fig. 7 に示す $S_i(\tau, \theta_i)$ において、最大値が $\tau = 0$ s ではなく 1.3 s に求まっているのは、後続 P_s 変換波の影響であると

考えられる。すなわち、堆積層の低速度構造の影響により入射 P 波の波線が垂直に近くなると、 R 成分に現れる P 波の振幅が小さくなって後続 P_s 変換波の影響が無視できなくなる。したがって、 $S_i(\tau, \theta_i)$ の評価において、 R 成分に現れる P 波および P_s 変換波の両方の影響を含むことになり、このことが位相遅れの原因となっていると考えられる。一方、観測点下に高角度の傾斜面がある場合は、 P_s 変換波が R 成分から外れた方位に現れ、 $S_i(\tau, \theta_i)$ も R 成分から外れた方位で最大値をとる可能性がある。しかし、熊野灘付近において付加体底部はほとんど傾斜がなく、フィリピン海プレートの傾斜も低角度である（例えば、Nakanishi et al., 2002, 2008; Kodaira et al., 2006）。観測点直下の構造が水平成層構造の場合、 P_s 変換波は R 成分にしか現れないので、本解析における方位の推定への影響は無視できると考えてよい。また、本手法では様々な到来方向の遠地 P 波を用いているが、方位推定のばらつきは概ね 5 度程度、大きくても 10 度以内であ

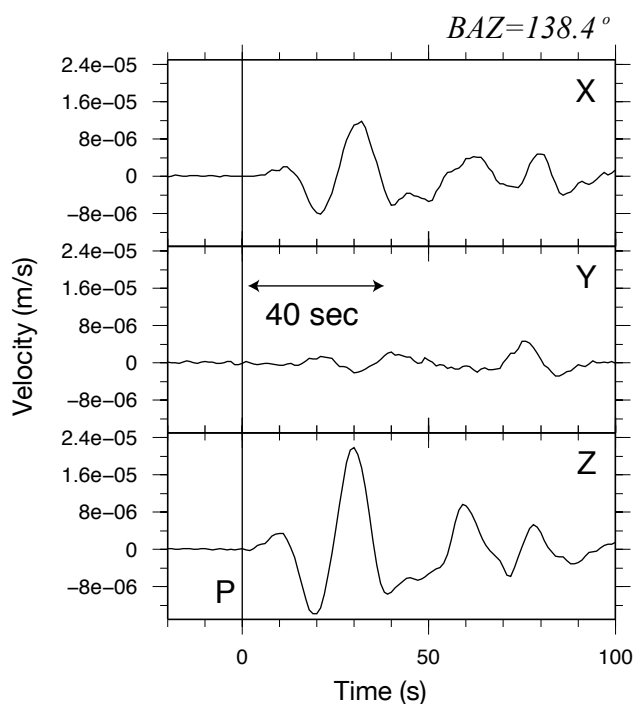


Fig. 6. Three-component velocity seismograms at P -wave arrival obtained from the broadband seismometer of station KMA04, of the earthquake that occurred below the Kermadec Islands, New Zealand on 21 October, 2011 (UTC) (M7.4, depth 32 km). The time is measured from the theoretical arrival time of the direct P -wave. The waveforms of 40 sec from the P arrival are used for the estimation of the seismometer orientation. Waveforms are band-passed between 0.02 and 0.05 Hz (20–50 s).

図6. DONET広帯域地震計で観測された遠地地震の3成分速度波形の例（KMA04観測点、 P 波初動部分）。時刻は P 波の理論走時を基準とした。地震計方位の推定には P 波理論走時から40秒間の波形を用いた。図に示すイベントは2011年10月21（UTC）にニュージーランド・ケルマディック諸島で起きた地震（M7.4、深さ32 km）。波形には0.02–0.05 Hz（20–50 s）のバンドパスフィルタを適用した。

Table 3. Orientation of seismometers estimated from the direction of P -wave first motion.

表3. 遠地地震の P 波初動の振動方向から推定した地震計方位。

Station	Y (deg)	X* (deg)	S.D.	N
KMA01	36	126	5	8
KMA02	65	155	6	21
KMA03	224	314	4	19
KMA04	221	311	6	10
KMB05	156	246	4	18
KMB06	114	204	5	32
KMB07	65	155	5	11
KMB08	74	164	5	23
KMC09	158	248	6	15
KMC10	-	-	-	0
KMC11	-	-	-	0
KMC12	197	287	9	10
KMD13	67	157	4	17
KMD14	265	355	7	3
KMD15	268	358	3	8
KMD16	119	209	1	9
KME17	201	291	6	24
KME18**	203	293	3	2
KME19	26	116	4	9
KME20	123	213	3	10

* X = Y + 90 degree

** Angle is obtained from strong-motion seismometer

る (Table 3). ばらつきの大きい観測点はむしろ、長周期成分のノイズレベルの高いところに対応する。したがって、方位推定に対する傾斜面の影響はほとんどないと考えられる。

2.3. エアガンによる振動波形を用いた推定

DONET全観測点の設置が完了した後の2011年9月から10月にかけて、紀伊半島沖のDONET観測網周辺においてエアガンを用いた構造探査が行われた (KR11-09「かいいい」平成23年度受託研究「紀伊半島沖における地震探査および自然地震観測調査研究」2011年9月13日-10月10日)。エアガンによる水中音波は海底面から地殻に入射して地震波に変換されるので、水圧計だけでなく地震計でその振動を観測することができる。エアガンによる水中音波は縦波だけであるので、波の到来直後の振動方向は音波の到来した方向となる。地震計の方位は、水平動成分の粒子軌跡と、エアガン発信点と観測点の座標から得られる波の到来方向 (BAZ) を用いて推定できる。対象とする波の性質は2.2. 節で扱ったP波初動と良く似ているが、エアガンのシグナルは数Hz以上の高周波成分が卓越する。ここでは以下のように、水平動成分の粒子軌跡を直線で近似することで地震計方位を推定する。

エアガンによる i 番目のシグナルの水平動波形について、粒子軌跡を次のように直線で近似する。

$$Y_i(t) = a_i X_i(t) + b_i \quad (4)$$

ここでエアガンによる振動波形 $X_i(t)$, $Y_i(t)$ について、DCオフセットはあらかじめ除去しておく。最小二乗法により係数 a_i , b_i を推定し、係数 a_i から次の式によってエアガンのシグナルの地震計に対する振動方向を推定する。

$$\psi_i = \tan^{-1} a_i \quad (5)$$

エアガン発信点は移動するので、ショットごとの発信点座標を用いてBAZを算出し、地震計の方位を推定した。なお、 b_i は理想的には0となる。

エアガンの発信時刻から各観測点における波の到達時刻を計算し、振動波形を切り出す。振動波形に対し、4-20 Hz のバターース型帯域通過フィルタを適用する。シグナル到達時刻の2~4秒前の波形の振幅の標準偏差 σ を計算し、シグナル到達時刻から5秒以内の波形について、 3σ より振幅の大きい区間で振動方向を推定した。Fig. 8に解析に用いた波形の例を示す。最終的な観測点方位の推定においては、エアガンのシグナルの最大振幅がある閾値以上の場合の結果を用いた。これは、エアガンのシグナルが弱い場合は、

ノイズなどの影響によって推定値が安定しないためである。ノイズレベルは観測点ごとに異なるので、個別に閾値を設定した。

この手法で得られる方位は式 (5) から分かるように、180度の任意性がある。したがって2.1. 節および2.2. 節における推定結果に近い方位を採用した。推定結果が得られていないKMC10, KMC11観測点については、ROVカメラ映像による測定値 (Table 1) を参照して方位を決定した。

得られた観測点方位を広帯域地震計、強震計それぞれについて、Table 4およびTable 5に示す。エアガンによる発振は地震データを用いた場合よりもデータ数はるかに多いが、ばらつきの程度に大きな差は見られず、概ね5度程度となっている。データ数の違いは、ノイズレベルの違いなどによる。KMD15観測点は強震計方位の推定値のばらつきが大きい。2.2. 節の推定とはほぼ同じ方位が得られている。

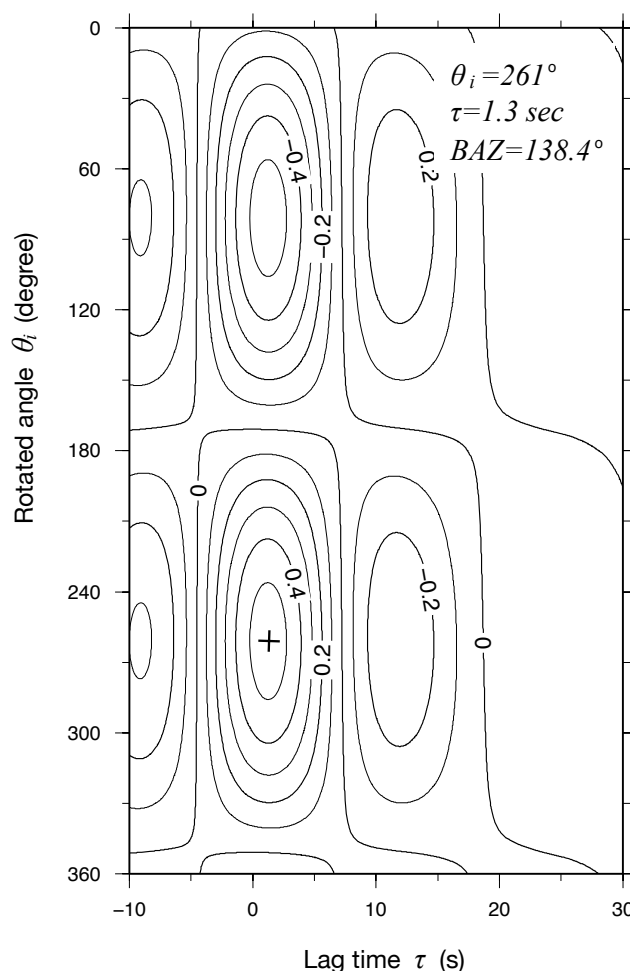


Fig. 7. Contour map of the function $S_i(\tau, \theta_i)$ defined by eq. (3) computed for the waveforms shown in Fig. 6. Plus symbol indicates the location of the maximum value of the function.

図7. Fig. 6で示す波形に対する、式 (3) で定義される関数 $S_i(\tau, \theta_i)$ のコンター。+ 記号は最大値の場所を示す。

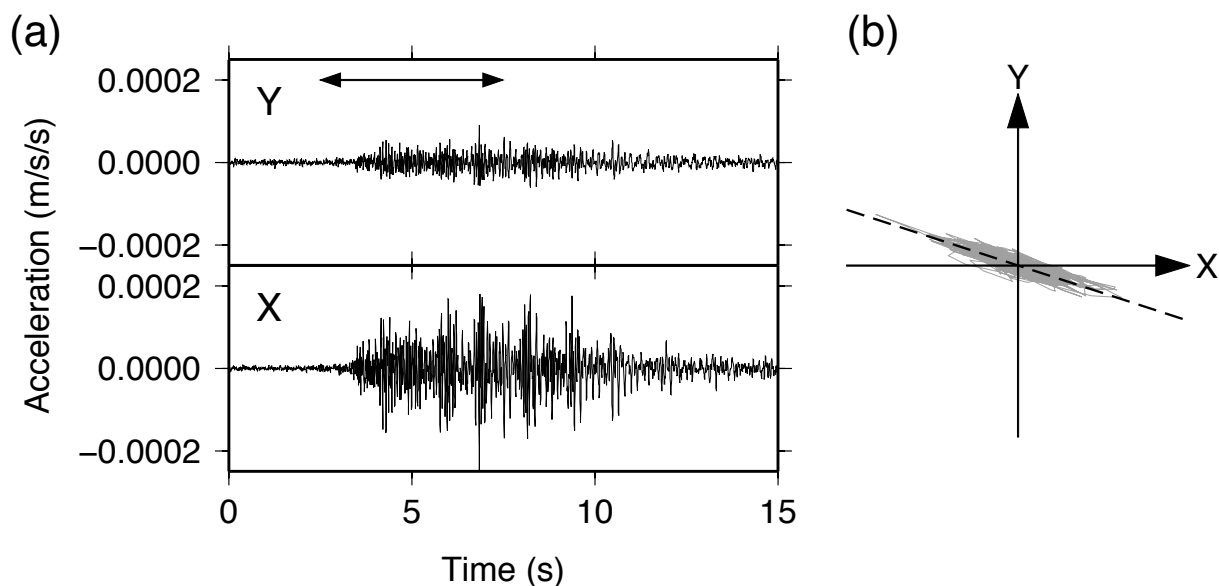


Fig. 8. (a) Horizontal waveforms of airgun signal obtained from the strong-motion seismometer of station KMC10. (b) Horizontal particle motion of the airgun signal shown in Fig. 8a for the range indicated by an arrow. Black dashed line indicates the line fitted to the particle motion. Waveforms are band-pass filtered between 4 and 20 Hz.

図8. (a) KMC10観測点の強震計におけるエアガン振動の水平動波形. (b) Fig. 8aに示す矢印の範囲についての粒子軌跡. 破線は粒子軌跡に直線をフィットしたもの. 波形には4-20 Hzのバンドパスフィルタを適用.

Table 4. Orientation of seismometers estimated from the particle motion of airgun signal (broad-band seismometer).

表4. エアガンによる振動の粒子軌跡から推定した地震計方位 (広帯域地震計).

Station	Y (deg)	X* (deg)	S.D.	N
KMA01	41	131	1	1187
KMA02	69	159	3	1467
KMA03	227	317	3	1635
KMA04	221	311	2	1221
KMB05	154	244	7	1326
KMB06	112	202	5	1489
KMB07	64	154	4	934
KMB08	75	165	3	1342
KMC09	152	242	5	1036
KMC10	32	122	6	1178
KMC11	277	7	9	362
KMC12	190	280	6	982
KMD13	64	154	5	1033
KMD14	263	353	4	352
KMD15	262	352	4	421
KMD16	121	211	4	1980
KME17	202	292	1	1537
KME18	-	-	-	0
KME19	27	117	5	1513
KME20	125	215	3	1393

* X = Y + 90 degree

Table 5. Orientation of seismometers estimated from the particle motion of airgun signal (strong-motion seismometer).

表5. エアガンによる振動の粒子軌跡から推定した地震計方位 (強震計).

Station	Y (deg)	X* (deg)	S.D.	N
KMA01	41	131	2	1233
KMA02	68	158	2	1508
KMA03	229	319	3	1671
KMA04	221	311	2	1221
KMB05	155	245	6	1326
KMB06	110	200	3	1523
KMB07	65	155	4	749
KMB08	76	166	3	1375
KMC09	153	243	7	1045
KMC10	33	123	4	1205
KMC11	281	11	6	872
KMC12	191	281	6	1039
KMD13	64	154	3	1068
KMD14	264	354	3	515
KMD15	270	0	29	195
KMD16	121	211	2	1979
KME17	204	294	1	1535
KME18	202	292	3	1989
KME19	27	117	5	1513
KME20	125	215	3	1393

* X = Y + 90 degree

3. 議論とまとめ

本報告では DONET 地震計の設置方位について、三種類の手法を用いて推定を行った。得られた方位の比較を Fig. 9 に示す。波形を用いて推定された地震計の方位は、各推定におけるばらつきの範囲でよく一致している。得られた方位は ROV 映像による測定値と良く合っているが、いくつかの観測点では 10 度以上、最大 50 度近いずれが見られた。ROV 映像による地震計設置方位の測定は有効であるものの、測定値の再検証や追試は容易ではなく、また潜航して再測定を行うには多大なコストを要する。本報告の結果は、地震動波形を用いた地震計方位の推定と検証が必要であり、また有効であることを示している。

KMC10 および KMC11 観測点の方位はエアガンの振動波

形に基づくが、これは 180 度の任意性がある。推定結果として ROV 映像による測定値に近い方位 (Table 1) を採用したが、この測定値は再チェックが困難である。したがって、近地地震記録の短周期波形を用いて検証を行った。2.2. 節で示したように、*P* 波初動において上下動成分と *R* 成分の波形は相似となり、正の相関を持つ。2011 年 9 月 14 日午前 3 時ごろに熊野灘、DONET 観測網のほぼ真下で起きた地震 (M4.2, 深さ約 36km, 震央を Fig. 1 に示す) の波形を Fig. 10 に示す。震源と観測点の座標から地震波の到来方向 (BAZ) を計算し、観測点方位の推定値を用いて *R* 成分の波形を計算した。波形には、2-20 Hz のバンドパスフィルタを適用した。どちらの観測点においても上下動及び *R* 成分波形の初動部分は相似であり、正の相関を持つ。したがって観測点方位の推定値はこれでよいことが分かる。図は示さないが、

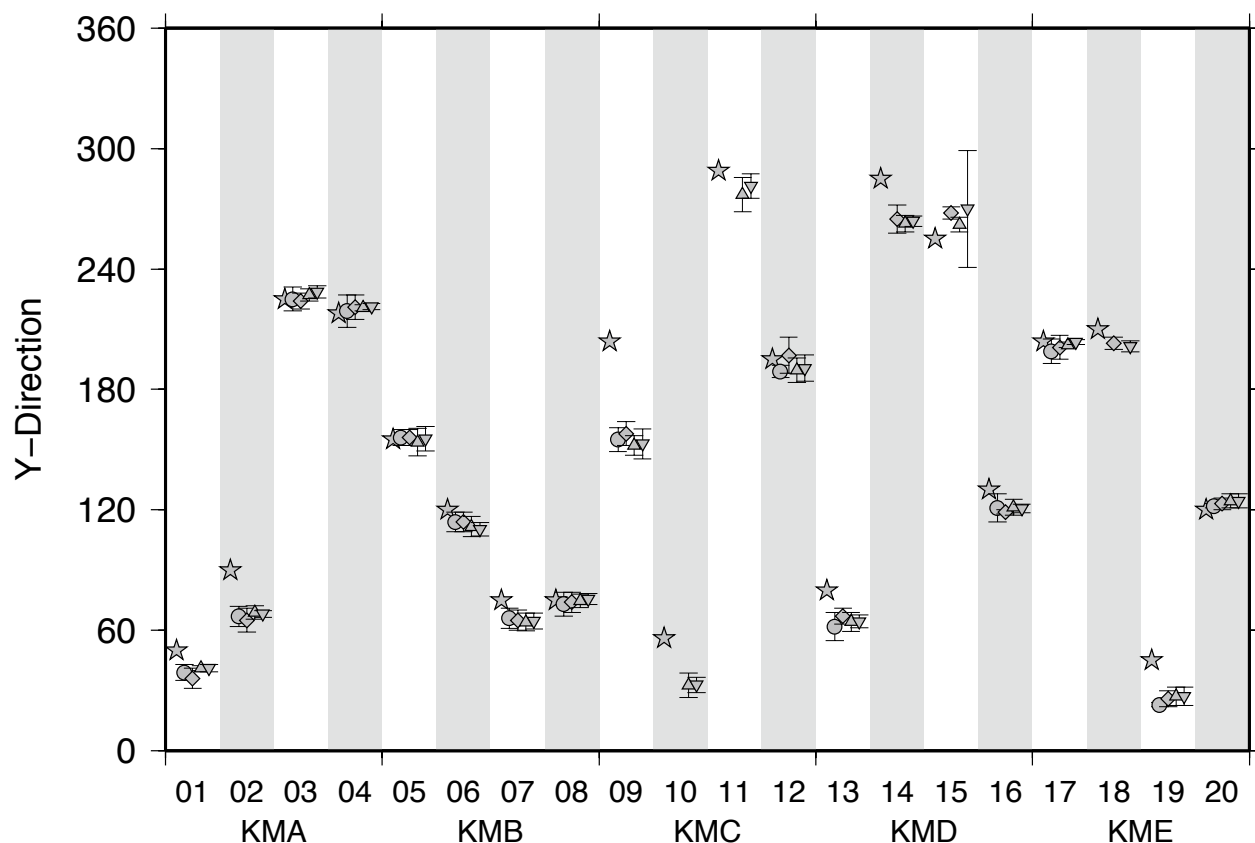


Fig. 9. Comparison of estimated orientations of DONET seismometers (direction of Y axis, clockwise from the North). Stations are arranged according to the number in the horizontal direction. Stars indicate the direction obtained from the video of ROV (Table 1). Circles, diamonds, triangles, and inverted triangles indicate the directions estimated by using the correlation of seismograms (Table 2), *P*-wave first motion (Table 3), airgun particle motion (broad-band seismometer, Table 4), and airgun particle motion (strong-motion seismometer, Table 5), respectively. Error bar indicates the range of the standard deviation (S.D.).

図9. DONET各観測点の地震計方位 (Y成分, 北から時計回りを正) の推定値の比較. 星印はROV映像による測定値 (Table 1) を示す. 丸, 菱形, 三角, 逆三角はそれぞれ遠地地震の陸上観測波形との相互相関 (Table 2), 遠地地震の*P*波初動 (Table 3), エアガンによる振動 (広帯域地震計, Table 4), およびエアガンによる振動 (強震計, Table 5) による推定方位を示す. エラーバーは各推定におけるばらつきの範囲 (S.D.) を示す.

他の観測点についても同様の検証を行い、推定方位に問題が無いことを確認した。

ここでは各観測点の地震計方位について、最大4つの推定値が得られた。これらの推定結果を単純に平均したものを Table 6 に示す。4つの推定結果の平均からのずれは最大5度、ほとんどは3度以内である。これは汐見ほか（2003）における Hi-net/KiK-net 地中地震計設置方位の推定における誤差と同程度である。ただし、水平動を用いた地震波解析において本解析結果を利用する際は推定誤差を考慮し、十分注意を払った取り扱いが必要である。

謝辞

査読者の一瀬建日氏及び匿名の査読者には原稿の改善に役立つ大変有益なコメントをいただきました。本解析では防災科学技術研究所による F-net の観測データを使用しました。記して感謝いたします。

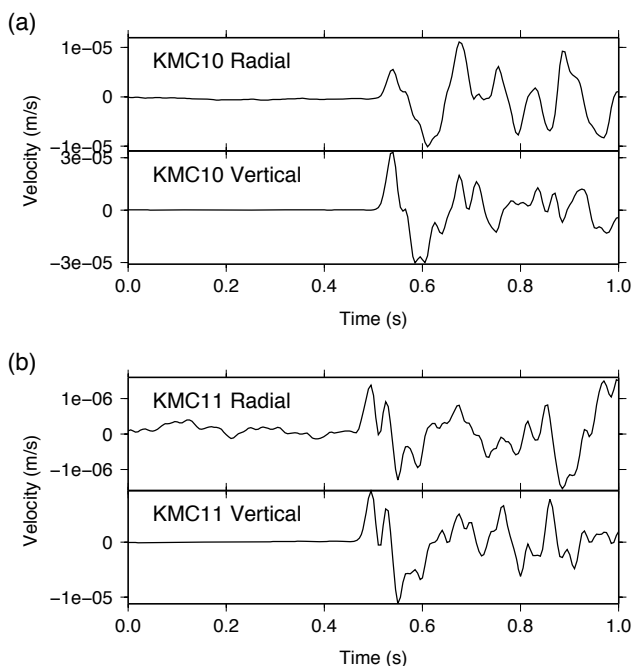


Fig. 10. The radial and vertical components obtained from the broad-band seismometers of stations KMC10 (a) and KMC11 (b), for the event that occurred off the Kii Peninsula (M4.2). The radial component is computed by using the estimated direction of the seismometers shown in Table 6. The velocity seismograms are band-pass filtered between 2 and 20 Hz.

図10. 紀伊半島沖で起きた地震（M4.2）における水平動動径（radial）方向成分および上下動成分波形。(a) KMC10観測点、(b) KMC11観測点。動径方向成分の計算には、Table 6に示す観測点方位を用いた。波形には2-20 Hzのバンドパスフィルタを適用した。

Table 6. Orientation of seismometers. Average of the estimations listed in Tables 2-5.

表6. Table 2からTable 5に示す推定値の単純平均による地震計方位。

Station	Y (deg)	X* (deg)
KMA01	39	129
KMA02	67	157
KMA03	226	316
KMA04	220	310
KMB05	155	245
KMB06	112	202
KMB07	65	155
KMB08	74	164
KMC09	155	245
KMC10	33	123
KMC11	279	9
KMC12	192	282
KMD13	64	154
KMD14	264	354
KMD15	267	357
KMD16	120	210
KME17	201	291
KME18	202	292
KME19	26	116
KME20	124	214

* X = Y + 90 degree

参考文献

- Kaneda, Y., K. Kawaguchi, E. Araki, A. Sakuma, H. Matsumoto, T. Nakamura, S. Kamiya, K. Ariyoshi, T. Baba, M. Ohori, and T. Hori (2009), Dense Ocean floor Network for Earthquakes and Tsunamis (DONET) -Development and Data application for the mega thrust earthquakes around the Nankai trough-, *Eos Trans. AGU*, 90(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S53A-1453.
- Kawaguchi, K., E. Araki, S. Kaneko, T. Nishida, and T. Komine (2010), Subsea engineering ROV and seafloor observatory construction, Proceedings of International Symposium on Underwater Technology 2010 / International Workshop on Scientific Use of Submarine Cables and Related Technologies 2010, SSC11-1019, CD-ROM.
- Kennett, B. L. N., and E. R. Engdahl (1991), Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, 105, 429–465.
- Kodaira, S., T. Hori, A. Ito, S. Miura, G. Fujie, J.O. Park, T. Baba, H. Sakaguchi, and Y. Kaneda (2006), A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 111, B09301, doi:10.1029/2005JB004030.
- Nakanishi, A., N. Takahashi, J.O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, and M. Nakamura (2002), Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1994 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JB000424.
- Nakanishi, A., S. Kodaira, S. Miura, A. Ito, T. Sato, J.O. Park, Y. Kido, and Y. Kaneda (2008), Detailed structural image around splay-fault branching in the Nankai subduction seismogenic zone: Results from a high-density ocean bottom seismic survey, *J. Geophys. Res.*, 113, B03105, doi:10.1029/2007JB004974.
- 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 and Space*, 56, xv-xxviii.
- 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*, 56, 99-110.