

# 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点 整備における鉛直地震計アレイ観測網の構築

今西 和俊<sup>1)</sup>・武田 直人<sup>1)</sup>・干野 真<sup>1\*)</sup>・桑原 保人<sup>1)</sup>・小泉 尚嗣<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点(小泉ほか, 2009)では, 各地点に3深度(30m, 200m, 600mが基本)の井戸を掘削したのが特徴の一つです。私たちは各井戸の底部に地震計を設置したため, 鉛直方向に配列された地震計による観測が可能になりました。このような観測形態を鉛直地震計アレイと呼びます。

鉛直地震計アレイによる観測は地震探査や地震工学の分野で古くから行われており, 地下構造や地盤特性の推定に有効であることが示されてきました。地震学の分野でも地震波の伝搬特性や震源過程の研究で興味深い研究結果が報告されています。従来, 鉛直地震計アレイ観測は, ある特定の地域を対象にした研究で行われてきました。しかし, 今回のように広範囲に鉛直地震計アレイを展開し, 鉛直地震計アレイ観測網としたのは, 世界でも例がありません。

本論文では, 鉛直地震計アレイの概要, 取得された観測データ, そして, 現在私たちが進めている研究の一例を紹介します。

## 2. 鉛直地震計アレイの概要

東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点における地震観測の最大の目的は, 深部低周波微動(Obara, 2002)のモニタリングにあります。深部低周波微動については後で詳しく説明しますが, 将来発生する巨大地震との関連が示唆されており, 世界各国で精力的に調査がなされています。深部低周波微動は非常に微弱な信号であることが特徴であるため(Obara, 2002), 私たちは人体では感じられないよう

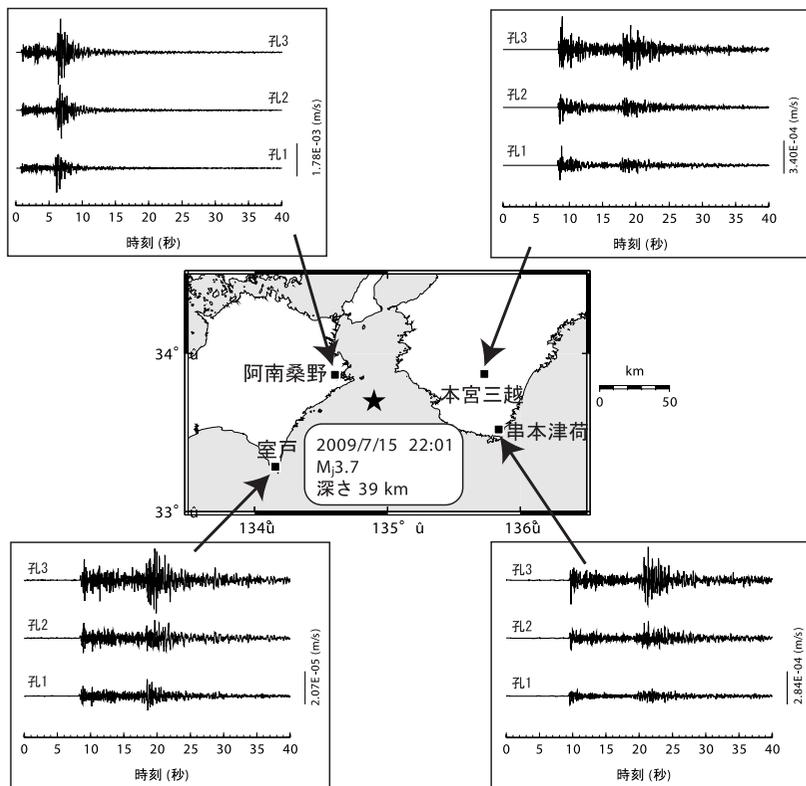
な揺れをも記録できる高感度地震計を設置することにしました。各地点には3本の井戸を掘削しましたが, そのうちの1本の井戸の底部には歪計<sup>ひずみ</sup>を設置しました。歪計は周囲の岩盤の微弱な伸び縮みを計測する必要がありますので, セメントを使って固定して, 岩盤と一体化させます。歪計を入れる井戸では設置上の制約から, 地震計も一緒にセメントで固定しました。一方, その他の2本の井戸の底部には, 地震計のみの設置となります。私たちはいくつかある選択肢の中から, 防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hinet)で使用されている孔底地震観測装置(Obara et al., 2005)と同じタイプのもをを設置することにしました。これは水密耐圧性のステンレス容器に地震計を納めているもので, 地上からの遠隔操作により孔壁に固定するためのアームが装置から押し出されるようになっています。仮に地震計が故障した場合でも,



第1図 孔底地震観測装置(株式会社ミットヨ製)の外観。円筒形のステンレス容器の中に地震計が納められています。写真は井戸に設置する直前に撮影したものです。

1) 産総研 活断層・地震研究センター  
\*) 現 応用地質株式会社

キーワード: 東南海地震, 南海地震, 地下水等総合観測点, 鉛直地震計アレイ, 地震予測, 深部低周波微動, センプランス解析



第2図  
紀伊水道で発生した地震(2009年7月15日22時01分, マグニチュード3.7, 震源の深さ39km)の上下動成分の波形です。波形の開始時刻は22時01分40秒です。

遠隔操作によりアームを引っ込めることで装置が可動となり、回収することができます。セメントで固定する場合に比べて金額は高めになりますが、長期的な観測をする上でのメリットは大きいと言えます。この孔底地震観測装置(株式会社ミットヨ製等)の外観を第1図に示します。

### 3. 観測データの例

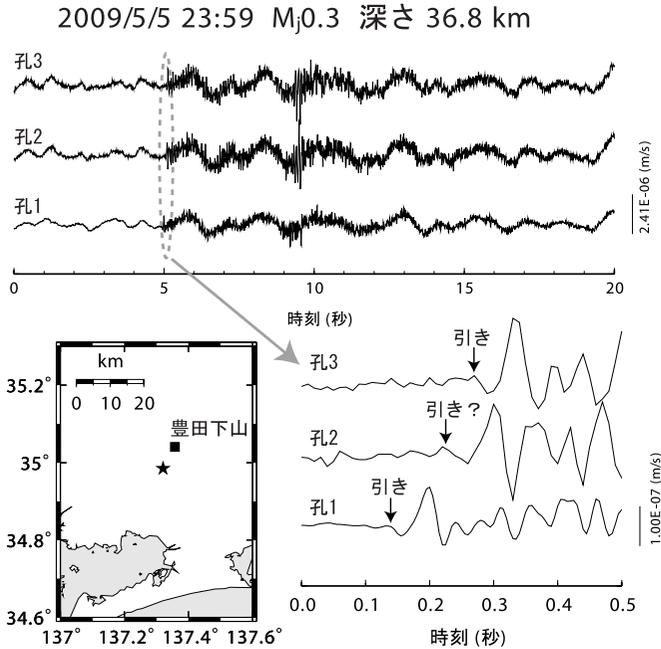
本節では、鉛直地震計アレイで取得されたデータの例をいくつか紹介します。

#### 3.1 普通の地震の波形例

第2図の黒い星印は、2009年7月15日に紀伊水道で発生した地震の震央を示しています。気象庁により決定されたマグニチュード(Mj)は3.7で、震源の深さ(39km)からフィリピン海プレート境界の近傍で発生したことがわかります。図には周辺の4観測点(阿南桑野, 室戸, 本宮三越, 串本津荷)の上下動成分の波形を示しました。ここで、孔1が一番深い井戸、孔3が一番浅い井戸、そして、孔2はその中間の井戸にな

ります。地震計の設置深度が浅くなるにつれて振幅が大きくなり、その大きくなる方が地点によって違うのがわかります。また、図の横軸スケールではわかりづらいですが、浅くなるにつれて波の短周期成分が減衰していきます。これらのデータを詳細に解析すれば、将来の大地震時の地震動予測に不可欠である地盤の特性を推定することができます(例えば、Hauks-son *et al.*, 1987)。

また、アレイの最大の利点として、P波とS波の間及びS波の後に、振幅の大きいものから小さいものまで位相の揃った波群をいくつも確認できます。これらの波群の中にはプレート境界面での反射波や屈折波も含まれているはずですが、このような反射・屈折波を複数地点で同定できると、プレート境界面の形状を推定することが可能になります(例えば、Matsuzawa *et al.*, 1990)。通常の地震観測網のように1地点に1個の地震計しかない場合では、反射・屈折波の振幅が小さくなるにつれ、同定が難しくなります。一方、鉛直地震計アレイのデータを用いれば、反射・屈折波の振幅が小さくても、適切なデータ処理により同定できる可能性があります。鉛直地震計アレイ観測網は、詳細な



第3図 豊田下山観測点(表紙のN1, 地図中■)で観測された極微小地震(2009年5月5日23時59分, マグニチュード0.3, 震源の深さ36.8km, 地図中★)の上下動成分の波形です。波形の開始時刻は23時59分05秒です。P波部分の拡大図を右下に示しています。

プレート境界面の推定にも貢献できると期待していません。

### 3.2 極微小地震の波形

第3図に、2009年5月5日に豊田下山観測点近傍で発生した、気象庁によるマグニチュード0.3の極微小地震の上下動成分の波形を示します。地震の規模が小さいため、海洋波浪を起源とする周期数秒の脈動が目立っています。脈動は微小地震観測にとってはノイズ源となり、震源決定に必要な地震波の到達時刻や発震機構解の推定に使われる初動の振れる方向を不明瞭にしてしまいます。第3図の右下にP波部分を拡大して示します。孔1から孔3に向かい時間ずれを伴って初動が到達している様子が見て取れます。孔1と孔3の波形では、P波の初動は矢印の位置にあり、マイナス側に振れていることがわかります。一方、孔2の波形では初動の読み取り精度が悪くなります。また、初動の振れる方向はマイナス側のようにも思えますが、自信を持って決めることは困難と言えます。

この地震の場合、なぜ孔2の波形データのみ初動が不明瞭なのかは複数の要因が絡んでいるので明らかになっておりませんが、いずれにせよ、微小地震研究にとってアレイ観測(特に、地上からの人為ノイズが少ないボアホールでのアレイ観測)は有効な手段であることが理解できます。

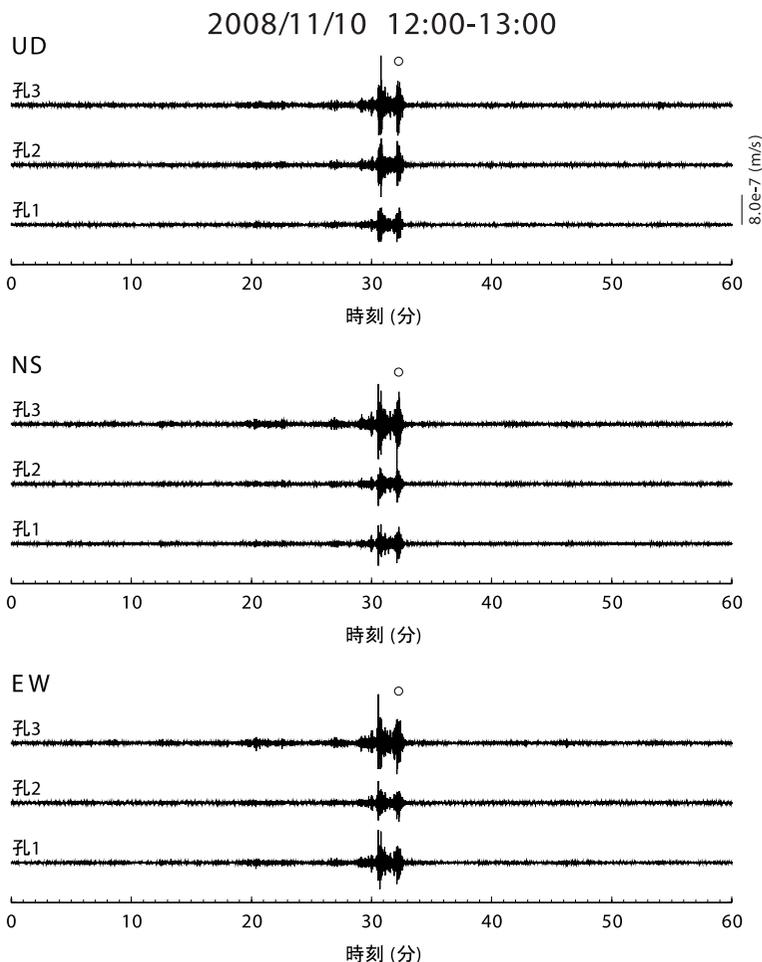
### 3.3 深部低周波微動

深部低周波微動とは西南日本のフィリピン海プレート沈み込み境界で発見された現象で、(1)東海・東南海・南海地震の想定震源域の深部延長部(深さ約30km)において帯状に分布する、(2)固有の活動周期を有するいくつかの領域に分けられる、(3)非常に微弱な信号で、同規模の通常地震に比べて卓越周期が長い、(4)一旦活動すると数時間から数週間ほど継続する、(5)短期的ゆっくり滑りと同期して発生する、などの特徴を持っています(例えば、Obara, 2002; Obara and Hirose, 2006)。その後、同様の現象は世界の様々なプレート沈み込み境界やサンアンドレアス断層において発見されており(Schwartz and Rokosky, 2007)、世界的にも大変注目されています。

第4図に飯高赤桶観測点で記録された深部低周波微動の波形を示します。ここでは深部低周波微動が卓越する0.1秒から0.5秒の周期の波を取り出すようなフィルター処理を行いました。波形の上に表示した丸印は気象庁により決められた深部低周波地震のS波の到達時刻に対応しています。なお、フィリピン海プレート沈み込み境界で発生している深部低周波地震は、深部低周波微動の一部を構成するものであることが示されています(Shelly *et al.*, 2007)。この時間帯では深部低周波地震は1つしか決定されませんでした。ほぼ継続して微動が起こっていたことを次節で紹介します。

### 4. 鉛直地震計アレイを用いた深部低周波微動のモニタリング

現在、国内において深部低周波地震・深部低周波



第4図 飯高赤桶観測点(表紙のN2)で観測された深部低周波微動です。2008年11月10日12時台の波形を示します。UD, NS, EWはそれぞれ、上下方向, 南北方向, 東西方向の振動に対応しています。丸印は気象庁により決められた深部低周波地震のS波の到達時刻に対応しています。

微動の常時モニタリングを行っている機関としては、気象庁、防災科学技術研究所、そして広島大学の3つが挙げられます。気象庁では1999年から、低周波地震を通常地震と区別して気象庁一元化震源カタログに載せています(西出ほか, 2000; Katsumata and Kamaya, 2003)。深部低周波微動の活動中に孤立的に微動が発生した場合はS波(稀にP波)の検出が可能になり、通常地震の場合と同じ手順で震源決定を行うことができます。しかし、深部低周波微動の活動中にS波やP波を検出できる頻度はそれほど多くはありません。そこで、Obara (2002)は個々の位相ではなく観測点間のエンベロープ形状の相関を利用した

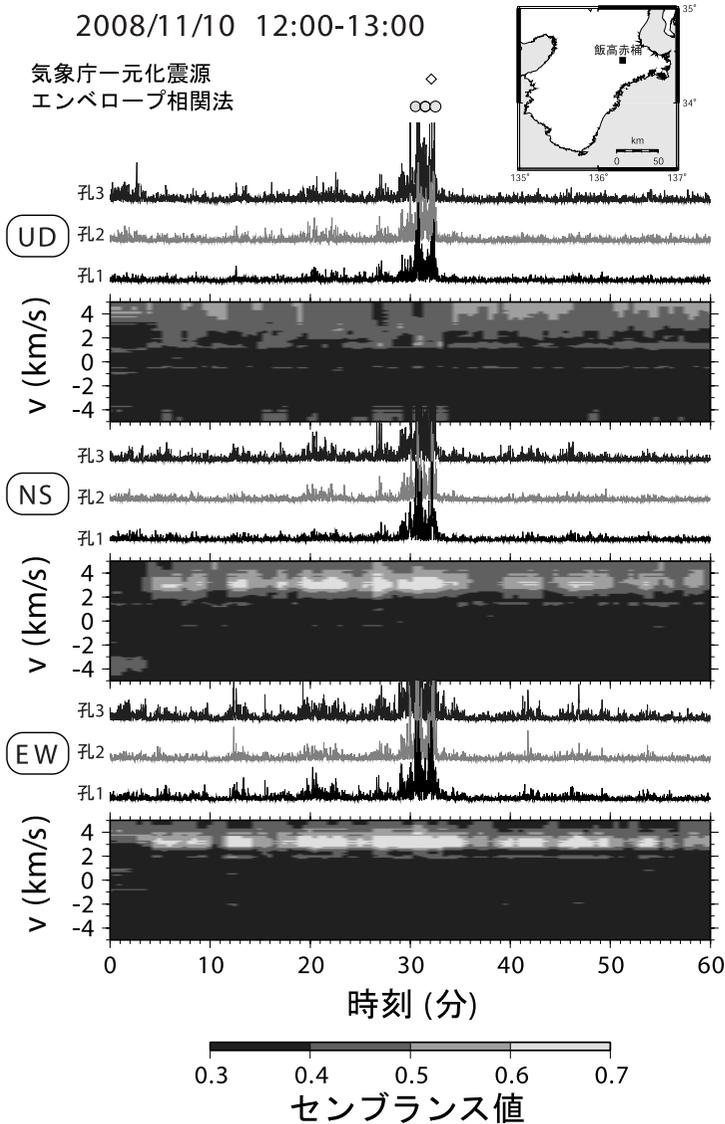
エンベロープ相関法を考案しました。なお、エンベロープとは波形の包絡線のことで、周期約1秒よりも短い波の特徴を調べる時に有効です。エンベロープ相関法の震源決定精度は気象庁一元化カタログのものに比べて良くありませんが、微動の検知能力が圧倒的に高くなりました。防災科学技術研究所ではエンベロープ相関法により決定された深部低周波微動について、2001年以降の活動概況をウェブサイトにて公開しています。広島大学でもエンベロープ相関法を用いた低周波微動自動モニタリングシステム(ATMOS)を開発し、深部低周波微動のリアルタイム検出、震源の決定を行っています(須田ほか, 2005; Nakata *et al.*, 2008)。ウェブサイトで2006年以降の結果を見ることができます。

以上のように、気象庁一元化震源カタログやエンベロープ相関法により、大局的な微動活動の様子を把握することができるようになりました。しかし、これらの方法を用いても、規模の小さな微動活動まで捉えることはできていません。Imanishi *et al.* (2008)は、規模の小さな微動活動の検出に、鉛直地震計アレイを用いたセンブルス解析

(Niedel and Taner, 1971)が有効であることを示しました。センブルス解析は微弱な信号であっても位相が揃っている波を検出できる利点があります。地震波が観測点の鉛直真下方向から来ると仮定し、地震計間の地震波速度を $v$ とすると、センブルス値 $S(v)$ は次式のように表されます。

$$S(v) = \frac{1}{N} \frac{\sum_{t=-W/2}^{W/2} \left[ \sum_{i=1}^N f_i(t+D_i/v) \right]^2}{\sum_{t=-W/2}^{W/2} \sum_{i=1}^N f_i(t+D_i/v)^2} \quad (1)$$

ここで、 $N$ は地震計の総数(本研究の場合は3)、 $W$ は



第5図 飯高赤桶観測点の鉛直地震計アレイを用いたセンブルス解析結果です。3つの異なる深さに設置された地震計のエンベロープ波形もあわせて表示しています。縦軸はセンブルス計算の際に仮定する地震計間の地震波速度 ( $v$ ) を表し、鉛直アレイの下方(上方)から波がやってくる場合にプラス(マイナス)の値になります。口絵3も参照してください。

時間幅、 $f_i(t)$  は  $i$  番目の地震計の観測波形、 $t$  は時刻、 $D_i$  は基準となる地震計からの距離を示しています。位相の揃った波がタイムウィンドウ内にあると大きなセンブルス値が得られ、最大で1になります。一種の相関係数と考えてください。

第4図の飯高赤桶観測点の波形にセンブルス解

析を適用した結果を第5図に示します。また、第5図をカラー表示にしたものを口絵3に示しました。参考として、3つの異なる深さに設置された地震計のエンベロープ波形も表示しています。解析においては、時間幅  $W$  を60秒としました。センブルス解析の縦軸は(1)式で仮定する地震波速度  $v$  を表し、鉛直アレイの下方から波がやってくる場合がプラス、上方からやってくる場合がマイナスの値になります。水平動成分(NS, EW)の結果を見ると、 $v$  が約3km/sの時に大きいセンブルス値が継続して見られます。 $v$  がプラスであることから、地表からの人為ノイズではなく地下からやってきた現象であることがわかります。掘削時に行った速度検層の結果によると、地震計間のP波速度は5km/s前後、S波速度は3km/s前後です。このことから、微動によるS波が継続してアレイの下方から入射していることがわかりました。これに対して、上下動成分(UD)のセンブルス解析では、 $v$  が3km/s以上の広い範囲で比較的大きな値を示します。これは、上下動成分には微動のS波に加えてP波も含まれていることを示唆しているのかもしれませんが、とても重要なことです。他地点の結果も含めて検討しているところです。上下動成分のエンベロープ波形の上に示しているダイヤ印と丸印は、気象庁により決められた深部低周波地震と私たちがエンベロープ相関法で決定した深部低周波微動のS波の到達時刻に対応しています。前述のとおり、センブルス

解析では継続的に微動の信号を捉えていましたが、エンベロープ相関法であっても3個の震源が決定されたに過ぎません。センブルス値だけでは震源位置までは決められませんが、鉛直地震計アレイの観測点近傍での小規模な微動活動をモニターする上では有効な手段となります。産業技術総合研究所では

在, センプランス解析を組み込んだ深部低周波微動のモニタリングシステムを構築中です(武田ほか, 2009).

## 5. おわりに

本論文では, 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備の一環として構築した鉛直地震計アレイ観測網について紹介しました. 現在, 12地点において観測が行われており, 新規に2地点の整備を行っているところです(表紙参照). 鉛直地震計アレイを用いた研究例として深部低周波微動のモニタリングを紹介しましたが, このほかにもアイデア次第では, 従来の地震観測網ではできなかったような研究にも踏み込むことができるはずで, 今後の研究の成果にご期待ください.

**謝辞:** 鉛直地震計アレイネットワークの構築においては, 各掘削地点担当者, 防災科学技術研究所Hi-netチームの皆様をはじめ, 多く方々からのご協力をいただきました. 震源情報は気象庁一元化震源(北海道大学, 弘前大学, 東北大学, 東京大学, 名古屋大学, 京都大学, 高知大学, 九州大学, 鹿児島大学, 独立行政法人防災科学技術研究所, 独立行政法人産業技術総合研究所, 東京都, 静岡県, 神奈川県温泉地学研究所, 横浜市, 海洋科学技術センター及び気象庁のデータを気象庁・文部科学省が協力して処理した結果)を利用しました. エンベロープ相関法による微動の震源決定では, 防災科学技術研究所(Hi-net), 気象庁, 東京大学, 名古屋大学, 京都大学, 高知大学の波形データを使用しました. 図の作成には, Generic Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998)を使用しました. ここに記して感謝いたします.

## 参考文献

Hauksson, E., T. Teng and T. Henyey (1987) : Results from a 1500 m deep, three-level downhole seismometer array: Site response, low Q values, and  $f_{max}$ , *Bull. Seis. Soc. Am.*, 77, 1883-1904.  
 Imanishi, K., N. Takeda, Y. Kuwahara, M. Hoshino, N. Koizumi and S. Ide (2008) : Wavefield and source spectra of non-volcanic low-frequency tremors in a southwest Japan subduction zone, *Eos Trans. AGU*, 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract U33A-0031.

Katsumata, A. and N. Kamaya (2003) : Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30(1), 1020, doi: 10.1029/2002GL015981.  
 小泉尚嗣・高橋 誠・松本則夫・佐藤 努・大谷 竜・北川有一・板場智史・梅田康弘・武田直人・重松紀生・桑原保人・佐藤隆司・今西和俊・木口 努・関 陽児・塚本 斉・山口和雄・加野直巳・住田達哉・風早康平・高橋正明・高橋 浩・森川徳敏・角井朝昭・下司信夫・中島 隆・中江 訓・大坪 誠・及川輝樹・干野 真(2009) : 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備について, 地質ニュース, 本特集号.  
 Matsuzawa, T., T. Kono, A. Hasegawa and A. Takagi (1990) : Subducting plate boundary beneath the northeastern Japan arc estimated from SP converted waves, *Tectonophysics*, 181, 123-133.  
 Nakata, R., Suda, N. and Tsuruoka, H. (2008) : Non-volcanic tremor resulting from the combined effect of Earth tides and slow slip events, *Nature Geoscience*, 1, 676-678, doi: 10.1038/ngeo288.  
 Nield, N. S. and Taner, M. T. (1971) : Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, 36, 482-297.  
 西出則武・橋本徹夫・舟崎 淳・中沢博志・岡 正善・上野 寛・山田尚幸・笹川 巖・前田憲二・杉本和信・高嶋鉄也(2000) : 地震データの一元的処理により把握された地殻下部の低周波地震活動, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sk-P002.  
 Obara, K. (2002) : Non-volcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681.  
 Obara, K., K. Kasahara, S. Hori and Y. Okada (2005) : A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Review of Scientific Instruments*, 76, 021301.  
 Obara, K. and H. Hirose (2006) : Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone, *Tectonophysics*, 417, 33-51.  
 Schwartz and Rokosky (2007) : Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones, *Review of Geophysics*, 45, RG3004.  
 Shelly, D. R., G. C. Beroza and S. Ide (2007) : Non-volcanic tremor and low frequency earthquake swarms, *Nature*, 446, 305-307.  
 須田直樹・中田令子・久須見健弘(2005) : 低周波微動の自動モニタリング(2), 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, S048-002.  
 武田直人・今西和俊・桑原保人・小泉尚嗣・高橋 誠・松本則夫(2009) : 地震計鉛直アレイを用いた深部低周波微動リアルタイムモニタリングシステムにおける検出レベルの向上, 日本地球惑星科学連合2009年大会, S156-P014.  
 Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998) : New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU*, 79, 579.

IMANISHI Kazutoshi, TAKEDA Naoto, HOSHINO Makoto, KUWAHARA Yasuto and KOIZUMI Naoji (2009) : Vertical seismic array network in southwest Japan constructed as part of the integrated groundwater observatories.

<受付: 2009年8月10日>