

Mon. Sep 16, 2019

Room D | General session : S01. Theory and Analysis Method

9:30 AM - 10:30 AM JST | 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S01]AM-1

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S01-01] Generalized asymptotic ray theory without high-frequency approximation: Application to singular regions of seismic wavefield

*Kiyoshi Yomogida¹ (1. Earth & Planet. Dyna., Fac. Sci., Hokkaido Univ.)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S01-02] Statistical characteristics of seismic velocity changes (3)

*Hisashi Nakahara¹ (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S01-03] Comparison of Stress Tensor Inversion Methods Using Seismological Data

*Yukitoshi Fukahata¹, Takaki Iwata², Keisuke Yoshida³ (1. DPRI, Kyoto University, 2. Faculty of Life and Environmental Science, Prefectural University of Hiroshima, 3. Graduate School of Science, Tohoku University)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S01-04] On the Optimum Solution of Bayesian Inversions

*Daisuke Sato¹, Yukitoshi Fukahata¹ (1. DPRI, Kyoto University)

Room D | General session : S01. Theory and Analysis Method

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S01]AM-2

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S01-05] An application of extended Kalman filter for ambient noise monitoring of seismic velocity changes

*Kiwamu Nishida¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S01-06] Full-waveform Inversion (FWI) approach to the imaging of geothermal reservoirs

*Junzo Kasahara^{1,2}, Yoko HasaHa^{3,2}, Haruyasu Kuzume² (1. University of Shizuoka, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd.)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S01-07] Effects of quasi-laminated random heterogeneity on surface wave propagation and apparent radial anisotropy

*Yunao XU¹, Kazunori Yoshizawa^{1,2}, Takashi Furumura³ (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University, 3. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S01-08] New acoustic approximation for the transversely isotropic media with a vertical symmetry axis

*Shibo Xu¹, Hitoshi Mikada¹ (1. Kyoto University)

11:45 AM - 12:00 PM JST | 2:45 AM - 3:00 AM UTC

[S01-09] Seismic activity in Western Tottori area by array analysis for the "0.1 Manten" hyper dense seismic observation dataset

*Satoshi Matsumoto¹, Yoshihisa Iio², Shinichi Sakai³, Aitaro Kato³, Group for 0.1 Manten hyper dense seismic observation (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Room D | General session : S02. Seismometry and Monitoring System

2:45 PM - 3:45 PM JST | 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S02]PM-2

chairperson: Masanao Shinohara (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Masayuki Tanaka (MRI, JMA)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S02-01] The Observation Environments of Broadband Seismograph in Minami-Tori-shima (Marcus Island)

*Masayuki Tanaka¹ (1. Meteorological Research Institute)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S02-02] New Era of Ocean Bottom Broadband Seismology with the Autonomous BBOBS-NX : NX-2G

*Hajime Shiobara¹, Aki Ito², Hiroko Sugioka³, Masanao Shinohara¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University)

3:15 PM - 3:30 PM JST | 6:15 AM - 6:30 AM UTC

[S02-03] Distributed Acoustic Sensing measurement by using seafloor optical fiber cable system off Sanriku

*Masanao Shinohara¹, Tomoaki Yamada¹, Takeshi Akuhara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Shin'ichi Sakai¹, Takeo Ksajima², Takahiro Arioka², Masayuki Hamakawa³, Shunsuke Kubota⁴ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Fujitsu Laboratories Ltd., 3. Fujitsu Limited, 4. YK Giken Co. Ltd.)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S02-04] Seismic observation at Azuma volcano using fiber optics and DAS system

*Takeshi Nishimura¹, Kentaro Emoto¹, Hisashi Nakahara¹, Satoshi Miura¹, Mare Yamamoto¹, Shunsuke Sugimura¹, Takahiro Ueda¹, Ayumu Ishikawa¹, Tsunehisa Kimura² (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Schlumberger)

Room D | General session : S02. Seismometry and Monitoring System

4:00 PM - 5:15 PM JST | 7:00 AM - 8:15 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S02]PM-3

chairperson:Ryoichi Iwase(JAMSTEC), Kazuo Ohtake(Meteorological college)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S02-05] Video Transmission System using WIN networks*Kazuo Ohtake¹ (1. Meteorological college)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S02-06] Proposal of two-point seismic observation for detecting weak signal*Shigeki Horiuchi¹, Aitaro Kato² (1. Home Seismometer Corporation, 2. Univ.Tokyo)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S02-07] Effect of seafloor inclination on the estimation of OBS installation direction and seismic wave velocity from observed waveform of air gun*Ryoichi Iwase¹ (1. JAMSTEC)

4:45 PM - 5:00 PM JST | 7:45 AM - 8:00 AM UTC

[S02-08] Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 2Hisamitsu Kajikawa¹, *Ryotaro Shirai², Yuka Okada³, Haruhiko Ogawa⁴, Ayumu Mitsuhashi⁴ (1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S02-09] Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 3Hisamitsu Kajikawa¹, *Yuka Okada³, Ryotaro Shirai², Haruhiko Ogawa⁴, Ayumu Mitsuhashi⁴ (1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.)

Room D | General session : S01. Theory and Analysis Method

📅 Mon. Sep 16, 2019 9:30 AM - 10:30 AM JST | Mon. Sep 16, 2019 12:30 AM - 1:30 AM UTC | 🏢 ROOM D
International Conference Halls I

[S01]AM-1

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S01-01] Generalized asymptotic ray theory without high-frequency approximation:
Application to singular regions of seismic wavefield

*Kiyoshi Yomogida¹ (1. Earth & Planet. Dyna., Fac. Sci., Hokkaido Univ.)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S01-02] Statistical characteristics of seismic velocity changes (3)

*Hisashi Nakahara¹ (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S01-03] Comparison of Stress Tensor Inversion Methods Using Seismological Data

*Yukitoshi Fukahata¹, Takaki Iwata², Keisuke Yoshida³ (1. DPRI, Kyoto University, 2. Faculty of Life and Environmental Science, Prefectural University of Hiroshima, 3. Graduate School of Science, Tohoku University)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S01-04] On the Optimum Solution of Bayesian Inversions

*Daisuke Sato¹, Yukitoshi Fukahata¹ (1. DPRI, Kyoto University)

Generalized asymptotic ray theory without high-frequency approximation: Application to singular regions of seismic wavefield

*Kiyoshi Yomogida¹

1. Earth & Planet. Dyna., Fac. Sci., Hokkaido Univ.

高周波の地震波動場の表現には、漸近波線理論 (asymptotic ray theory, ART) が古くから知られており、波長が不均質性のサイズより小さいなどの条件下で、複雑な媒質に広く応用されてきた (e.g., Cerveny, 2001)。近年は差分法など純数値的手法の適用範囲がますます広がりつつあるものの、高周波領域での観測結果の解釈やモデル化におけるARTの重要性はむしろ高まっている。(地震波はベクトル場として性質も重要であるが、ここでは速度 c に対する(1)式のスカラー波しか扱わない。ただし、本研究の主要な結果はそのまま適用できる。) 従来ARTでは周波数 ω において、走時 τ による位相遅れと振幅のべき乗展開の(2)式の解を仮定した。高周波近似の解として ω を大きくし、べき乗の上位項だけを考える。こうして、位相部分の波線追跡と走時のeikonal equationと、振幅を決定するtransport equationが得られる。

従来ARTが適用できない特異領域 (例: 焦点や影の部分、edge diffraction) では ω の整数のべき乗ではなく、解析解が得られる場合には $\omega^{-2/3}$ などであることがわかっている (例: Table 0.3のcanonical signals, Chapman, 2004)。そこで、本研究では(2)式のようなべき乗展開をあらわに用いない解を考える。(1)式は偏微分方程式なので、その一般的解法の一つである変数分離だけを用い、またその際に現れる未定定数に特別な制約を与えない。

まず解の形式として、(3)式のように変数分離する。未定定数 λ を介して、 τ と x についての(4)式の二つが得られる。従来ARTでは $\lambda = -\omega^2$ で(2)式のフーリエ変換に対応するが、ここでは正負を限定せず、さらに複素数として扱う。一般解は λ ごとの解の重ね合わせの(5)式となり、ARTではフーリエ逆変換による時間領域の解の表現に対応する。次に、従来ARTの(2)式の一般化として高周波数領域では激しく振動する部分のみ分離した、(6)式を空間変動として仮定する。 A は振幅、 τ は走時に対応する関数となる。これを(4)の2番目の式に代入すると、実部と虚部から(7)と(8)の2つの式が得られる。ここで強調すべきは、この操作ではARTのように ω の大きな項を捨てていく (高周波極限) 従来近似操作は含まれていない点である。(7)式は右辺の第2項を除けば、ARTのeikonal equationと、(8)式はtransport equationと同一となっている。(7)式第2項は振幅 A の空間2階微分と ν^2 (ARTでは ω^2) により、高周波極限で振幅が大きく空間変動する特異領域以外では無視でき、ARTと一致する、すなわち、(7), (8)式はARTの一般化であることがわかる。

しかし、これでは走時 τ と振幅 A がカップルした形式で、不都合である。そこで、空間座標を波線の接線成分の走時 τ とそれに直交するray-centered座標 (q_1, q_2) を導入し (Cerveny, 2001)、(9)式のような変数分離として、(7), (8)式に代入すると、新たな未定定数 m を用いて、(10), (11)式が得られる。(10)式より、新しいeikonal equationは(12)式のようになる。ここで、 D と h は(13)式に従う。先のeikonal eq.の(7)式と比べて、新たな(12)式では振幅によって変動する項 D が、走時 τ とその微分のみで表現される。つまり走時のみの完全に分離した定式化である点が重要である。(10)式は従来transport eq.と同じく、(14)式のように波線の幾何学的拡がり J で振幅が計算できる。従来ARTでは ω が無限大の近似として特異領域で J がゼロの困難があったが (h は τ のラプラシアンに比例し発散する)、ここではその制約を課さないため h は有限となり、この困難が回避される。この形式では有限な周波数に当たる未定定数を選択することで、特異領域で特徴的な周波数依存性も表現できる。

$$\frac{\partial^2 v(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} = c^2(\mathbf{x}) \nabla^2 v(\mathbf{x}, t) \quad (1) : \quad v(\mathbf{x}, t) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n(\mathbf{x})}{(-i\omega)^n} e^{i\omega(\tau(\mathbf{x})-t)} \quad (2)$$

$$v(\mathbf{x}, t) \equiv u(\mathbf{x})f(t) \quad (3) : \quad \frac{d^2 f}{dt^2} = \lambda f, \quad \nabla^2 u = \frac{\lambda}{c^2} u \quad (4)$$

$$v(\mathbf{x}, t) = \int d\lambda f(t; \lambda) u(\mathbf{x}; \lambda) \quad (5) : \quad u(\mathbf{x}; \lambda) = A(\mathbf{x}; \lambda) e^{i\nu\tau(\mathbf{x}; \lambda)} \text{ with } \nu^2 \equiv |\lambda| \quad (6)$$

$$(\nabla\tau)^2 = -\frac{\text{sgn}(\lambda)}{c^2(\mathbf{x})} + \frac{1}{\nu^2} \frac{\nabla^2 A}{A} \quad (7) : \quad 2\nabla\tau \cdot \nabla \ln A + \nabla^2 \tau = 0 \quad (8)$$

$$A(\tau, q_1, q_2) = G(\tau)H(q_1, q_2) \quad (9) : \quad \frac{d}{d\tau} \ln G = h \equiv -\nabla^2 \tau / 2(\nabla\tau)^2 \quad (10)$$

$$\nabla_q^2 H \equiv \left(\frac{\partial^2}{\partial q_1^2} + \frac{\partial^2}{\partial q_2^2} \right) H = \nu^2 \mu H \quad (11) : \quad (\nabla\tau)^2 = -\frac{\text{sgn}(\lambda)}{c^2} + \frac{D(\tau)}{\nu^2} + \mu \quad (12)$$

$$D(\tau) = (\nabla\tau)^2 \left[\frac{dh}{d\tau} - h^2 \right], \quad \frac{d}{d\tau} \ln h = \nabla\tau \cdot \nabla \ln \left[\nabla^2 \tau / (\nabla\tau)^2 \right] \quad (13)$$

$$G(\tau) = G(0) \sqrt{\frac{J(0)}{J(\tau)}}, \quad J(\tau) = J(0) \exp \left(-2 \int_0^\tau h(t) dt \right) \quad (14)$$

Statistical characteristics of seismic velocity changes (3)

*Hisashi Nakahara¹

1. Graduate School of Science, Tohoku University

はじめに

地震波干渉法に基づき地震波速度変化のモニタリングを行い、地震や火山噴火に伴う異常を検出するには、平常時の振る舞いを理解し、その統計的な特徴を事前に調べておくことが重要である。中原（2017, 2018, とともに地震学会）では、日本の複数の地域に対して求められた地震波速度変化の平常時の確率密度分布を調査した。しかしその際、地震波速度変化の平均値の時間変化は考慮していなかったため、年周変動などのゆっくりとした変化が確率密度分布に影響を及ぼす可能性が残った。そこで本研究では、観測された地震波速度変化のゆっくりと変化する成分を低次の自己回帰（AR）過程でモデル化し、観測値とその値との残差の確率密度分布を調べることにした。

データ

解析には、Wang et al. (2017)により日本全国のHi-net観測点の連続データを用いて計算された地震波速度変化を使用した。0.15-0.9Hzの周波数帯における9成分の相互相関テンソルのラグタイム-60sから60sの部分を用いて各観測点での地震波速度が計算されている。各観測点から30km以内の観測点とのペアに対する相互相関テンソルが使われている。相互相関テンソル9成分のコーダ部分と複数の観測点ペアを用いることで、地震波速度変化の推定が安定化されている。Wang et al. (2017)では、近畿地方中部を境に北東側480点においては2008年から2012年にかけての期間が解析され、南西側214点では2011年から2012年にかけての期間が解析された。

AR過程による地震波速度変化のモデル化

中原（2014, 地震学会）は、観測された地震波速度変化のスペクトル解析を最大エントロピー法（MEM）に基づき行ったが、本研究ではAR過程の次数を10以下に拘束してAR係数を推定した。その理由は、観測された地震波速度変化のゆっくりとした変化をモデル化したいためである。

確率密度分布

本研究では「平常時」の地震波速度変化の確率密度分布を調べたいため、地震による明瞭なステップ変化が見られない期間のデータを利用した。北東側の観測点では2009-2010年の2年間、南西側の観測点では2011-2012年の2年間を選んだ。観測値からAR過程でモデル化された値を差し引いた残値に対して、平均ランク法により図1のようなガウス確率プロットを作成し、その直線性を確認することによりガウス分布に従うかどうかを調べた。700点近いすべての観測点に対して、ガウス確率プロット上での直線性が極めて高いことが分かった。これは、中原（2018）で確認した様に、平常時の地震波速度変化がガウス分布に従っていると仮定してもよいことを意味する。

定量的モニタリングに向けて

今回の結果から、平常時の地震波速度変化の平均値と標準偏差 σ が分かるので、例えば閾値を平均値 $\pm 4\sigma$ に設定すると、それを超える確率はガウス分布に基づき約0.01%と定量的に計算できる。さらに時間的に連続して閾値を超えると、そのような確率はさらに小さくなる。つまり異常がどの程度稀であるかを確率的に表現できることになる。確率を用いることにより、モニタリングを定量化でき、自動的な異常検知も可能になる。またAR係数は、観測点周辺の地下構造の情報を含んでいると考えられ、観測点によっては大地震前後で変化している可能性が示唆された。

まとめ

本研究では、日本全国で求められた平常時の地震波速度変化のデータについて、まず低次のAR過程でモデル化し、そこからの残差の確率密度分布を求めた。その結果、すべての観測点で残差はガウス分布に従うことが分かった。この知見は、今後定量的かつ自動的なモニタリングを行う際に不可欠である。異常を知るには平常を知ること、定量化するには確率を用いること、の重要性を改めて認識した。

謝辞 フランス・グルノーブルアルプ大学のQingyu Wang氏には、地震波速度変化のデータを提供していただいた。ここに記して感謝いたします。

Comparison of Stress Tensor Inversion Methods Using Seismological Data

*Yukitoshi Fukahata¹, Takaki Iwata², Keisuke Yoshida³

1. DPRI, Kyoto University, 2. Faculty of Life and Environmental Science, Prefectural University of Hiroshima, 3. Graduate School of Science, Tohoku University

観測データを基に地殻の応力状態を推定する応力インバージョンは、地質学的データ（断層面と条線の方角）を解析することからスタートしたが、その後、地震学的データの利用へと、その応用が大きく広がっている。しかし、地震学的データを用いた応力インバージョンにはいくつかの手法があり、それぞれの手法がどのような関係にあるのかが明らかでなかった。我々は、各手法が依って立つ原理に立ち戻り、その違いや特徴について理解を深めたので、ここに報告する。なお、詳細については、「新学術領域研究：地殻ダイナミクス」に関する地学雑誌の特集第1号（2019年10月号）に掲載される「地震学的データを用いた応力インバージョン」（著者：岩田、吉田、深畑）を参照して頂きたい。

地震学的データを用いた応力インバージョンは、用いるデータの違いにより、3種類に大別される。メカニズム解から得た滑りデータを用いる「滑りデータインバージョン」、P波初動の極性データを用いる「P波初動データインバージョン」、地震のCMT解を用いる「CMTデータインバージョン」である。

滑りデータインバージョンとP波初動データインバージョンは、「ある面に対する滑りは、その面内において剪断応力が最大となる方向（接線応力方向）に生じる」とするWallace-Bott (WB) 仮説を共に基本的原理として採用している。加えて「複数の地震を生じさせた応力場が一定」という仮定を補助的に置くことにより、複数の断層滑りデータによる拘束を重ね合わせ、可能な応力場のパラメータ範囲を絞り込む。このように、両者は共通の原理 (WB仮説) と仮定 (応力場一定) に基づいており、基本的に似た手法と言える。その両者の本質的な違いは、滑りデータインバージョンは、地震波データからいったんメカニズム解を求める一方、P波初動データインバージョンは、メカニズム解を経由せずに応力場を直接推定する点にある。インバージョン解析では、なるべく1次データ（解析上の処理を経ない直接の観測データ）に近いものを解析した方がよいという原則があり、滑りデータインバージョンよりもP波初動データインバージョンの方が、原理的に優れていると考えられる。実際、前者の手法では、断層面の選択および解の誤差評価が重大な問題となるが、後者ではそれらの問題は原理的に克服されている。その一方、滑りデータインバージョンは計算負荷が小さく解析の見通しも良いという利点がある。結局、簡便に解が得られればよい場合には、滑りデータインバージョンで良いと考えられるが、より精確に応力場を求めたい場合にはP波初動データインバージョンを用いるべきだろう。

一方、CMTデータインバージョンは、「地震による応力解放がその場の応力に比例する」(Terakawa & Matsu'ura, 2008, eq. 12)という考えを基本原理に据えている。即ち、前2手法が、地震が断層面上での滑り運動であるといういわばミクロの側面に注目している一方、CMTデータインバージョンは、地震が蓄積された応力の解放過程であるといういわばマクロな側面に注目しているという違いがまず背景としてある。そして、その原理の違いから派生して、CMTデータインバージョンは、応力場一定の仮定が不要、断層面の選択の必要がない、という優れた特質を持つ。その一方で、小地震の解析には不向きなことに加え、弱面の向きの分布が等方的でない場合に上で述べた基本原理が破れることからバイアスを持った解が得られてしまうという問題を抱えている。まとめると、CMTデータが十分にあり、かつ弱面の等方性の近似がよく成り立つあるいは弱面が最適断層面の方向をおおよそ向いていると期待される場合には、CMTデータインバージョンは他の2手法と比べ優れていると考えられる。例えば、日本列島の広域の応力場を推定したTerakawa & Matsu'ura (2010)は、CMTデータインバージョンが得意とする解析であろう。その一方、比較的狭い領域の解析で、CMT解が求まるような比較的大きな地震の発生数が少なかったり、あるいは特定の向きをもつ弱面が偏って発達したりしているような場合には、CMTデータインバージョンはあまり適切でないだろう。さら

に、観測点数が少なく、メカニズム解を求めることが難しい場合には、*P*波初動インバージョンが優れていると考えられる。

On the Optimum Solution of Bayesian Inversions

*Daisuke Sato¹, Yukitoshi Fukahata¹

1. DPRI, Kyoto University

種々の逆解析で得られる推定値は往々にして食い違う。本発表でも述べるように、モデルパラメタの事前分布と観測方程式を同様に与えた場合でも、最適な推定値の分布(逆問題の最適解)を得るためのモデルパラメタおよび超パラメタの推定法は一意ではない。本研究で我々は特に、地球物理で頻出する観測方程式が連続自由度で記述される逆問題に焦点を当て、この場合に最適解を得るための統計学的指標を明らかにしたい。

地球物理で逆問題を取扱う際にはベイズ推定の枠組みがよく用いられる。ベイズ推定では、観測データとモデルパラメタの関係を記述する観測方程式と、モデルパラメタに関する事前分布とをベイズの定理を用いて結合し、事後分布を構成する。さらに、フルベイズと呼ばれる枠組みでは、モデルパラメタの事前分布を規定する超パラメタについてもその事前分布(超事前分布と呼ぶ)を考慮し、モデルパラメタと超パラメタに関する同時事後分布を構成する。但し、多くのフルベイズの解析では、超事前分布として無情報事前分布(一様分布)が用いられており、その場合、フルベイズと超事前分布を考慮しないベイズとで、同時事後分布の関数形は同じになる。この事後分布からモデルパラメタおよび超パラメタの最適値を得るには情報の縮約が必要となる。縮約の方法は自明ではなく、少なくとも3つの流儀がこれまで用いられてきている。まず1つ目が、超パラメタおよびモデルパラメタの事後確率最大(MAP)を最適値とみなすものである。これは最も直観的な方法と言えるだろう。もう1つが、モデルパラメタを積分することにより、超パラメタに関して周辺化された事後分布を求め、その最大値を最適値とするというものである。赤池ベイズ情報量基準(ABIC)そのものであり、地球物理では幅広く用いられてきた(Yabuki & Matsu'ura, 1996)。なお、ABICで得られる超パラメタの推定値は一致性(真値への漸近収束性)という優れた性質を持つことが知られる(渡辺, 2005)。そしてもう1つは、超パラメタに関して事後分布を積分することにより、モデルパラメタに関して周辺化した事後分布を用いるものである。Fukuda & Johnson (2008)などフルベイズ推定を行っている研究では、しばしばこの指標が用いられている。(そのため、この方法により最適値を推定することを、MAP, ABICと対置して以後従来のフルベイズと呼ぶ。)

MAP, ABIC, 従来のフルベイズは、その推定値からのばらつきの分布関数(分散など)を含め、多くの問題で似たような結果を与える(e.g., Fukuda & Johnson, 2008)。しかし、モデルパラメタの数を多くした場合にはこれらの解に明瞭な乖離が生じることを発見したので報告する。

まず無情報超事前分布でのフルベイズ推定に関して、MAPおよび従来のフルベイズでの最適解(およびばらつきの分布)の解析的表現を線形逆問題に対して導出した。導出した解析解から、モデルパラメタ自由度とデータ自由度が大きくなるにつれ、モデルパラメタに関して従来のフルベイズの推定値がMAPの推定値に漸近一致することが明らかとなった。さらに、それらの実効的超パラメタの値はABICによる推定値と異なっていることが見出された。

次に、ABICとそれ以外の場合とで得られた2つの異なる推定値のうち、どちらが良い推定値かをsynthetic testで検討した。検討の際は、roughnessが小さいという事前分布(Yabuki & Matsu'ura, 1992)を用いた。検討の結果、MAP推定の分布は、離散化のメッシュサイズを細かくするにつれ、データにオーバーフィットした解にデルタ関数的に収束すること、つまりモデルパラメタの事前分布をほとんど無視する傾向があることがわかった。これは正則化パラメタを0にした場合に劣(混合)決定問題となる設定で一般に生じる問題であることがMAP推定の性質から示唆された。MAP推定でのオーバーフィット傾向はすでに統計学界限では認知されており、ABIC提案の背景となった経緯があるらしい(伊庭, 1992)。一方、ABICを用いた場合には上記の問題は生じず、メッシュサイズを細かくした(離散化誤差の小さい)高解像度な解がフルベイズ推定よりも有意に真の解に

近くなるのがいくつかの数値解析例から示された。現時点では、ABICを基準とした最適値推定が最良と示唆される。

誤差を減らしたつもりのメッシュの細かい解にオーバーフィットによる精度劣化が隠れているということは、真値との残差を知り得ない実問題への応用では致命的となりうる。ABICよりも一般的な枠組みと思われているMAPや従来のフルベイズ推定でなぜこのようなことが起きたのだろうか。ラプラス法を用いた鞍点解析を行うと、フルベイズ推定では(一致性を持つ)超パラメタの期待値とMAP/従来フルベイズでの超パラメタの実効値とが(線形非線形にかかわらず)一般に漸近的にすら一致しないという、MAPおよび従来のフルベイズに関する極めてネガティブな性質が導き出された。これがMAPおよび従来のフルベイズ推定でのモデルパラメタのオーバーフィットを生じさせていると考えられる。

Room D | General session : S01. Theory and Analysis Method

📅 Mon. Sep 16, 2019 10:45 AM - 12:00 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 1:45 AM - 3:00 AM UTC | 🏢 ROOM D
International Conference Halls I

[S01]AM-2

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S01-05] An application of extended Kalman filter for ambient noise monitoring of seismic velocity changes

*Kiwamu Nishida¹ (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S01-06] Full-waveform Inversion (FWI) approach to the imaging of geothermal reservoirs

*Junzo Kasahara^{1,2}, Yoko HasaHa^{3,2}, Haruyasu Kuzume² (1. University of Shizuoka, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd.)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S01-07] Effects of quasi-laminated random heterogeneity on surface wave propagation and apparent radial anisotropy

*Yunao XU¹, Kazunori Yoshizawa^{1,2}, Takashi Furumura³ (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University, 3. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S01-08] New acoustic approximation for the transversely isotropic media with a vertical symmetry axis

*Shibo Xu¹, Hitoshi Mikada¹ (1. Kyoto University)

11:45 AM - 12:00 PM JST | 2:45 AM - 3:00 AM UTC

[S01-09] Seismic activity in Western Tottori area by array analysis for the “0.1 Manten” hyper dense seismic observation dataset

*Satoshi Matsumoto¹, Yoshihisa Iio², Shinichi Sakai³, Aitaro Kato³, Group for 0.1 Manten hyper dense seismic observation (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

An application of extended Kalman filter for ambient noise monitoring of seismic velocity changes

*Kiwamu Nishida¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

はじめに

地震・火山現象を理解する上で、地震波速度構造の時間変化を捉える事は重要である。地震や火山噴火に伴った応力変化や流体の移動は近傍の地下構造に大きな影響を与えるため、地震波速度構造の変化から応力状態や流体の分布などに制約を与えることが期待できるためである。実際に地下構造の時間変化を求めようとする場合、例えばコントロールソースを用いて繰り返し地震波速度構造推定を繰り返す事ができれば理想的である。しかし多くの場合現実的ではない。一方自然地震を使う場合、震源の不確定性や震源分布の偏りなどに起因する不確定性が、速度構造に大きな不確定性を引き起こす。そのため、たとえ時間変化が検出できたとしても、それはただのノイズなのか本当の速度変化なのか判然としがたい。

地震波干渉法による解析を用いれば、一方の観測点を仮想的な震源とみなすことができるためこの問題を回避することが可能である。原理的には、2点で連続地震観測を行い、その雑微動記録の相互相関関数の変化を見続ければその2点間の局在化された地震波速度構造変化を時々刻々モニターすることができる。しかし、励起源の分布がランダムかつ一様と仮定できる必要がある。実際には励起源の時分布には偏りがあるため、見かけの時間変化を検出する可能性がある。この効果を低減するため、コーダ波干渉法 (e.g. Poupinet et al. 1984) が合わせて用いられることが多い。この手法では、抽出された相互相関関数のコーダ波部分は、励起源の偏りの影響を受けづらいという性質を利用している (e.g. Hadziioannou et al. 2009)。実際近年多くの、地震・火山噴火に伴う地震波速度構造変化が検出され、多くの観測例が蓄積されつつある (e.g. Sens-Schönfelder and Wegler 2006, Brenguier et al. 2008)。また観測された地震波速度構造の時間変化は地震・火山現象以外にも、降水量に伴う変化等表層付近の現象に強く影響されていることも分かってきた (e.g. Wang et al. 2017)。地震波速度構造の時間変化をモデリングし、かつ降水量等の影響を定量的に評価するためには、状態空間モデルが有効であると考えられる。そこで本研究では、拡張カルマンフィルターの適応を試みたので報告する。

解析手法

地震波速度構造の時間変化の測定にはストレッチング法 (e.g. Sens-Schönfelder and Wegler 2006) を用いた。ここでは、ある1つの観測点ペアに注目し、以下のような解析を行こなう。

- (1) まず1日毎に相互相関関数 ϕ_i を計算する。3成分x3成分、のペアで計算する。
- (2) Secondary microseisms の周波数帯での解析を想定している。
- (3) 全観測期間相互相関関数を平均化し、基準となる相互相関関数 $\phi_0(t)$ を計算する。
- (4) 直達波付近は付近は励起源分布の時間変化の影響を受けやすいため、lag time 20-100秒程度の coda 波に注目する。

地震波速度構造の時間変化を一様に起こっていると仮定し、時刻 i での相互相関関数 $\phi_i^{\text{synth}}(t) = A_i \phi_0(t(1+\alpha_i))$ とかけるとする。 $(A_i - A_{i-1})$ と $(\alpha_i - \alpha_{i-1})$ が十分に小さいとしてテーラー展開すると、

$$\phi_i^{\text{synth}}(t) = (A_{i-1} + (A_i - A_{i-1})) \phi_0(t(1+\alpha_{i-1})) + t(\alpha_i - \alpha_{i-1}) \sim \phi_{i-1}^{\text{synth}}(t) + (A_i - A_{i-1}) \phi_0(t(1+\alpha_{i-1})) + A_{i-1} \phi_{0,t}(t(1+\alpha_{i-1})) t(\alpha_i - \alpha_{i-1})$$

と書くことができる。ここで $\phi_{0,t}$ は ϕ_0 の時間微分を表す。

A_i と α_i を状態変数、 ϕ_i を観測値とみなすことで、線形化した観測方程式を構成することができる。状態方程式として1次のトレンドモデルを仮定し、拡張カルマンフィルターを構成した。事前確率として観測データの共分散行列、状態擾乱項の共分散行列とモデルの共分散行列を仮定する必要がある。また、計算の高速化のため、予め基準となる相互相関関数 ϕ_0 の時間微分値 ($d^n \phi_0 / dt^n$) を5次まで計算しておき、各時刻ステップで $\phi_0(t(1+\alpha_{i-1}))$ をテーラー展開から計算した。

予察的な解析結果によると、通常のスプレッティング解析と統合的な結果が得られた。状態空間モデルの利点として、(1)欠測値を自然に取り扱うことができる、(2)降水量の影響等、他の地球物理学的観測量を柔軟に取り入れることが可能な点が挙げられる。今後、降水量の効果を適切にモデリングし、地震・火山起源のシグナルと分離する手法を開発する予定である。

Full-waveform Inversion (FWI) approach to the imaging of geothermal reservoirs

*Junzo Kasahara^{1,2}, Yoko HasaHa^{3,2}, Haruyasu Kuzume²

1. University of Shizuoka, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd.

Introduction

In the geothermal development, seismic approaches have not frequently used. There are several reasons for this. The first reason might be the cost for doing seismic reflection survey in the geothermal field. The cost of seismic survey is thought to be more expensive than the EM and/or gravity surveys. In the oil exploration, costs for surveys are less important because the profits by oil and gas are huge. The second reason is probably difficulty to find the geothermal reservoirs due to complex geological circumstances and weak reflection signals. Usually oil/gas reservoirs tend to have large impedance contrast to the surrounding layers. Our approach is to use the temporal change of physical properties and location of reservoirs. By use of temporal change, large seismic property changes could be generated. We assume to use stable seismic sources enabling us to do long duration stacking enhancing S/N and full-waveform inversion method. In this study, we show the result of simulations using full-waveform inversion.

FWI imaging of geothermal reservoirs

To estimate the physical properties at the geothermal reservoirs, we applied the full-waveform inversion (FWI). Among many FWI methods we used adjoint approach developed by Tromp *et al* (2005). In the survey, we propose to use fiber optical distributed acoustic sensor (DAS) receivers along the borehole. We carried out three simulations: 1) a seismic active source(s) placed in the borehole and supercritical water reservoir at the 4km depth, 2) more realistic field study model and 3) natural earthquakes surrounding an igneous intrusion. In the first case, we used a geothermal reservoir model at the 4 km depth. We examined three source locations at 2km buried source depth. In the second case, we used a case of more realistic seismic observation system. We used a single force, surface seismometers and DAS in the borehole. In the third case, we assume an igneous intrusion with the top at the 4km depth. We tested nine natural earthquakes surrounding the igneous intrusion.

Result

First case: The reconstructed images assuming three source locations of 5 km, 3 km and 1 km from the drilling borehole show satisfactory retrieval of the assumed zone. The 3 km location case gave the best results. The V_p , V_s and density were retrieved as nearly the assumed model at the almost exact location and thickness.

The second case: We used two steps for inversion. By the first step, we estimated location of assumed reservoir model and retrieved appropriated shape and location of the model. Using this result, we calculated physical properties of the model. The result showed that V_p is partly estimated but the V_s is poorly retrieved.

The third case: The surface of igneous intrusion was imaged for V_s , but the smearing of intrusion was

identified for V_p and density. Recovery of physical properties inside of the intrusion are not satisfactory.

Discussion and Conclusions

The result of FWI strongly depends on location and energy of the seismic source(s) and the location of seismic observation system(s). The aperture of seismic system is important. When we consider any realistic study field, good aperture coverage is difficult to be satisfied. The poor aperture might lose the FWI performance. Compared to the controlled seismic sources, natural earthquakes are difficult to choose the locations and size. Although controlled sources are mostly less energy, we can enhance the power of seismic waves by long duration stacking.

Acknowledgements

This presentation is based on results obtained from a project commissioned by the New Energy and Industrial Technology Development Organization (NEDO). We also express our great thank to NEDO and officers in NEDO.

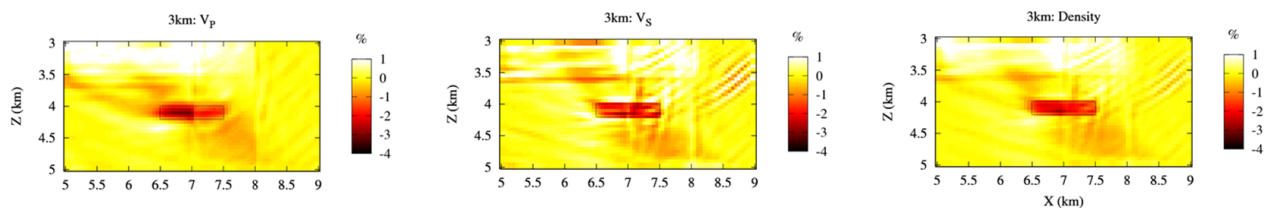


Figure : Simulation result of FWI model-1 for the source location at the 3 km distance from the drilling borehole. Left to right are V_p , V_s and density.

Effects of quasi-laminated random heterogeneity on surface wave propagation and apparent radial anisotropy

*Yunao XU¹, Kazunori Yoshizawa^{1,2}, Takashi Furumura³

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University, 3. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo

Large-scale tomographic studies using long-period surface waves have revealed strong radial anisotropy with faster SH wave speed than SV in the upper mantle (e.g., Nettles & Dziewonski, 2008; Yoshizawa & Kennett, 2015). It has been well known that such radial anisotropy or transverse isotropy with SH>SV can also partly be generated by horizontal finely-layered structure (e.g., Aki, 1968). Some recent body-wave studies (e.g., Kennett & Furumura 2008) have suggested the existence of randomly-distributed quasi-laminated heterogeneity in the lithospheric mantle, which is required to explain the observations of strong high-frequency coda waves.

To investigate the effects of such fine-scale laminated heterogeneity on the propagation of long-period surface waves, we performed a series of two-dimensional finite-difference method simulations using velocity models with stochastic random heterogeneity with the background velocity from IASP91 model (Kennett & Engdahl, 1991). Following Kennett and Furumura (2008, GJI), we considered finely quasi-laminated heterogeneities with RMS 2% velocity deviations from the background model in three different depth ranges; (1) Moho~100km (equivalent to oceanic lithosphere), (2) Moho~200km (equivalent to continental lithosphere) and (3) 150km~250km (equivalent to asthenosphere). The velocity deviation is controlled by a von Karman type distribution function with a Hurst number of 0.5 and different correlation scales vertically and horizontally. The vertical correlation length is fixed to 0.5 km, but the horizontal correlation lengths are varied from 10 km (as suggested by Furumura & Kennett, 2005) to 500 km (equivalent to a 1-D velocity profile as the lateral variation is smoothed out.). We also used three different event depths for our numerical simulations (5km, 50km and 100km) to check the effects of source depth.

Then, we measured average phase speeds of the fundamental-mode surface waves using inter-station non-linear waveform fitting method by Hamada & Yoshizawa (2015, GJI), using about 100 synthetic seismograms located at the epicentral distances between 800 and 2000 km for each model. Through the comparisons of the average inter-station phase speeds between different models, we quantitatively investigate the effects of finely-laminated heterogeneity with various horizontal correlation lengths on surface wave propagation, in particular, on the phase speeds of Love and Rayleigh waves.

These numerical experiments suggest the strong influence of the horizontal correlation length of quasi-laminated random heterogeneity on the phase speed drop of Rayleigh waves, resulting in the generation of apparent radial anisotropy; as we employ the longer horizontal correlation length, the apparent radial anisotropy becomes greater. While the Love wave phase speeds are less affected by such quasi-laminated heterogeneity at any scales, Rayleigh wave phase speeds decreased more than 1% compared to the isotropic case in the period range 50-80s for the heterogeneous continental model (quasi-laminated random heterogeneity in the depth of 35-200km) with a relatively large horizontal correlation length (500 km) and a shallow source at 5 km depth. Such effects become much weaker in the case of shorter horizontal correlation length (10 km), for which phase speed reduction of Rayleigh waves is reduced to about 0.2%. For models with all the correlation scales, we have observed strong high

frequency (>1 Hz) body wave signals with coda waves, which coincides well with earlier studies (e.g., Kennett & Furumura, 2013, GJI).

These results indicate that finely quasi-laminated structure with intermediate to long horizontal scales (several hundred kilometers) may cause non-negligible phase speed reduction of Rayleigh waves, resulting in apparent radial anisotropy with $SH > SV$ in the upper mantle. Changing the source depths also affects the strength of velocity drop of Rayleigh waves; e.g., for an event at 50 km depth located within the heterogeneous layer, Rayleigh wave phase speeds are reduced nearly 2 % at the maximum, which may indicate the strong influence of near-source heterogeneities. Further investigations with such numerical simulations incorporating realistic 3-D mantle structure models from latest tomographic studies in comparisons with observed waveform data will be of help in the better understanding of the nature of apparent radial anisotropy.

Keywords: random heterogeneity, surface waves, seismic anisotropy, numerical simulation

New acoustic approximation for the transversely isotropic media with a vertical symmetry axis

*Shibo Xu¹, Hitoshi Mikada¹

1. Kyoto University

Seismic data processing in the elastic anisotropic model is complicated due to multi-parameters-dependency. Approximations to the P-wave kinematics are necessary for practical purposes. The acoustic approximation for P-waves in a transversely isotropic medium with a vertical symmetry axis (VTI) simplifies the description of wave propagation in elastic media, and as a result, it is widely adopted in seismic data processing and analysis. However, finite difference implementations of that approximation are plagued with shear wave artifacts. Specifically, the resulting wavefield also includes artificial diamond-shaped S-waves resulting in a redundant signal for many applications that require pure P-wave data. To derive a totally S-wave free acoustic approximation, we propose a new acoustic approximation for pure P-waves that is totally free of S-wave artifacts in the homogenous VTI model. To keep the S-wave velocity equal to zero, we formulate the vertical S-wave velocity to be a function of the model parameters, rather than simply setting it to zero. Then, the corresponding P-wave phase and group velocities for the new acoustic approximation are derived. For this new acoustic approximation, the kinematics is described by a new eikonal equation for pure P-wave propagation, which defines the new vertical slowness for the P-waves. The corresponding perturbation-based approximation for our new eikonal equation is used to compare the new equation with the original acoustic eikonal. The accuracy of our new P-wave acoustic approximation is tested on numerical examples for homogeneous and multilayered VTI models. We find that the accuracy of our new acoustic approximation is as good as the original one for the phase velocity, group velocity and the kinematic parameters like the vertical slowness, traveltime and the relative geometrical spreading. Therefore, the S-wave-free acoustic approximation could be further applied in seismic processing that requires pure P-wave data. Our newly proposed acoustic approximation is meant to be an alternative to the original formula (Alkhalifah, 1998) in representing the elastic VTI model for P-waves. The SV shear phase velocity is set to zero for all phase angles while for standard acoustic approximation (Alkhalifah, 1998) only vertical S velocity is zero. Compared with the original equation (Alkhalifah, 1998), the expression becomes more complicated while it may not improve the accuracy of P-wave description. However, it provides a S-wave free wavefield necessary for many applications. It can be used for imaging applications. The corresponding eikonal equation for the new acoustic approximation is a sixth-order nonlinear PDE, which can be used to describe the pure P traveltimes. The corresponding perturbation-based approximation for the new eikonal equation is used to compare the accuracy of this new approximation as compared with the original formula. The new approximation yields accurate traveltimes free of shear wave artifacts, but potentially at an additional cost considering the higher-order nature of the formula.

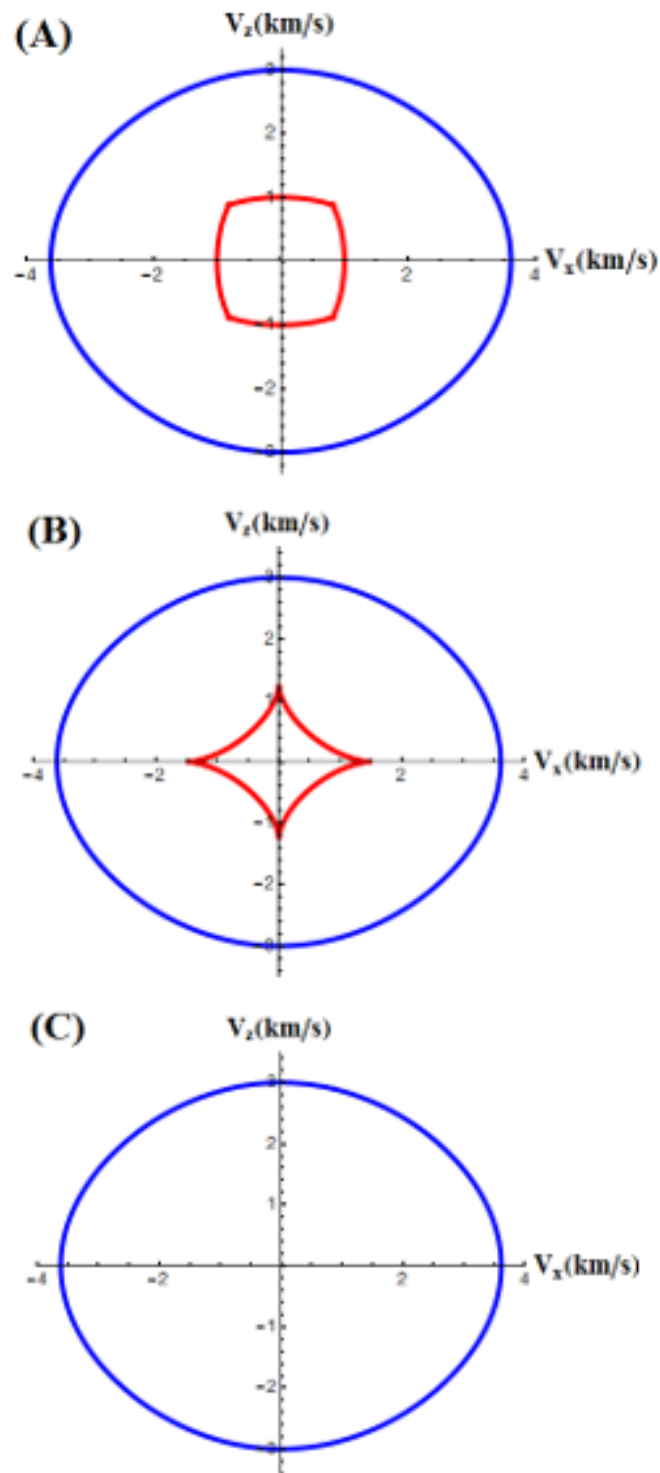


Figure The snapshot for the elastic VTI case (a), the original acoustic approximation (b) and our new acoustic approximation (c), top, middle and bottom, respectively. The P and S-wave velocities are shown in blue and red lines, respectively.

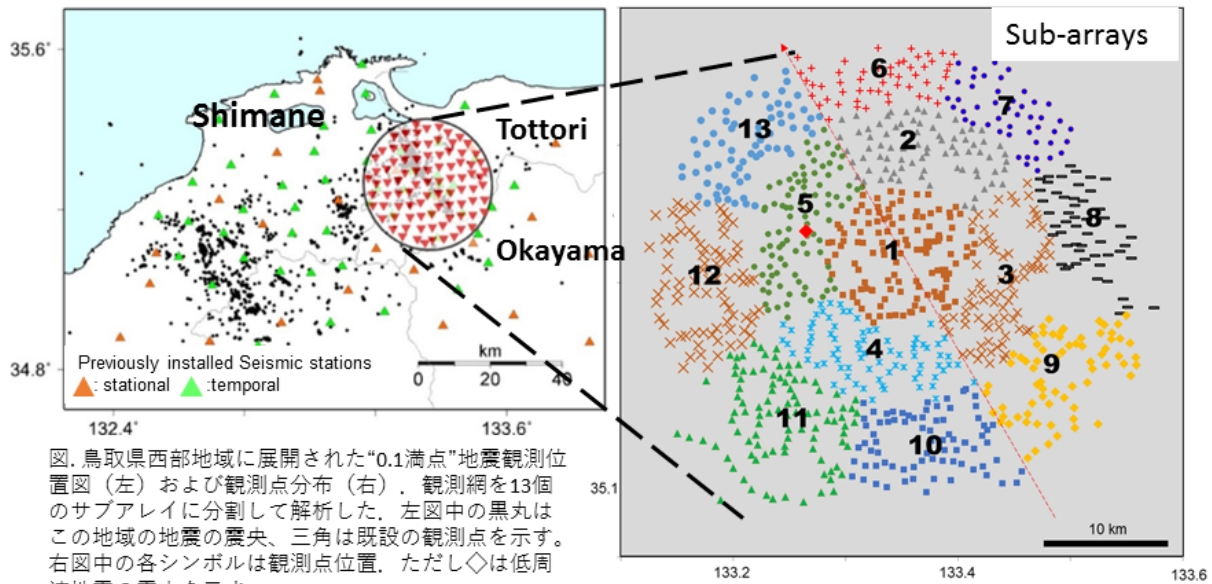
Seismic activity in Western Tottori area by array analysis for the “0.1 Manten” hyper dense seismic observation dataset

*Satoshi Matsumoto¹, Yoshihisa Iio², Shinichi Sakai³, Aitaro Kato³, Group for 0.1 Manten hyper dense seismic observation

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

2017年3月から2018年4月まで2000年鳥取県西部地震震源域をカバーする範囲に1,000点の地震計を展開した（0.1満点観測）。この観測の持つ高い検知能力と分解能により、得られたデータから微小地震のメカニズム解の高精度推定、非ダブルカップル成分検出、小地震断層形状の推定などが行われた（松本・他、林田・他、加藤・他、2018）。本研究では得られたデータにアレイ解析手法を適用し、観測網に到達する波動場や特異な活動検出を試みた。

地震観測は2もしくは4.5Hz上下動地震計を用い、連続記録を得ることができた。地震計の固有周波数は数Hz以上であるものの、0.1Hz程度のフィルターをかけると、遠地地震の波動場を明瞭にイメージすることができた。一方、地震計アレイ解析は波動場の特性を把握するために有効な手法であり、微弱な信号も検出可能である。このことから、0.1満点観測データにアレイ解析手法を適用した。観測点の間隔が1km程度であること、観測網が35km程度の広がりを持つことを考慮し、1,000点の観測点を図に示すとおり、13のサブアレイに分割し、それぞれで解析を行った。遠地地震の記録に対して通常のBeam-forming法、MUSICスペクトラム法を適用した。この結果、すべてのサブアレイで震源方向からの波の伝播を把握することができた。さらに、微弱な活動を検出する目的で、2018年3月にこの地域で発生したモホ面近傍の低周波地震の検出を行った。地震記録は数Hz程度の信号が卓越しており、観測点間隔以下の波長であるため、通常のアレイ解析は適用できない。このため、速度波形にバンドパスフィルター、MSエンベロープにした後、時系列を微分し、エンベロープの時間変化（つまり、エネルギー密度時間変化）を検出することとした。その結果、13のサブアレイにおいて、それぞれおおむね震源方向からの信号を推定することができた。この方法により検知しにくい低周波地震などを検出できるものと期待できる。



Room D | General session : S02. Seismometry and Monitoring System

📅 Mon. Sep 16, 2019 2:45 PM - 3:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 5:45 AM - 6:45 AM UTC | 🏢 ROOM D
International Conference Halls I

[S02]PM-2

chairperson: Masanao Shinohara (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Masayuki Tanaka (MRI, JMA)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S02-01] The Observation Environments of Broadband Seismograph in Minami-Tori-shima (Marcus Island)

*Masayuki Tanaka¹ (1. Meteorological Research Institute)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S02-02] New Era of Ocean Bottom Broadband Seismology with the Autonomous BBOBS-NX: NX-2G

*Hajime Shiobara¹, Aki Ito², Hiroko Sugioka³, Masanao Shinohara¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University)

3:15 PM - 3:30 PM JST | 6:15 AM - 6:30 AM UTC

[S02-03] Distributed Acoustic Sensing measurement by using seafloor optical fiber cable system off Sanriku

*Masanao Shinohara¹, Tomoaki Yamada¹, Takeshi Akuhara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Shin'ichi Sakai¹, Takeo Ksajima², Takahiro Arioka², Masayuki Hamakawa³, Shunsuke Kubota⁴ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Fujitsu Laboratories Ltd., 3. Fujitsu Limited, 4. YK Giken Co. Ltd.)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S02-04] Seismic observation at Azuma volcano using fiber optics and DAS system

*Takeshi Nishimura¹, Kentaro Emoto¹, Hisashi Nakahara¹, Satoshi Miura¹, Mare Yamamoto¹, Shunsuke Sugimura¹, Takahiro Ueda¹, Ayumu Ishikawa¹, Tsunehisa Kimura² (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Schlumberger)

The Observation Environments of Broadband Seismograph in Minami-Tori-shima (Marcus Island)

*Masayuki Tanaka¹

1. Meteorological Research Institute

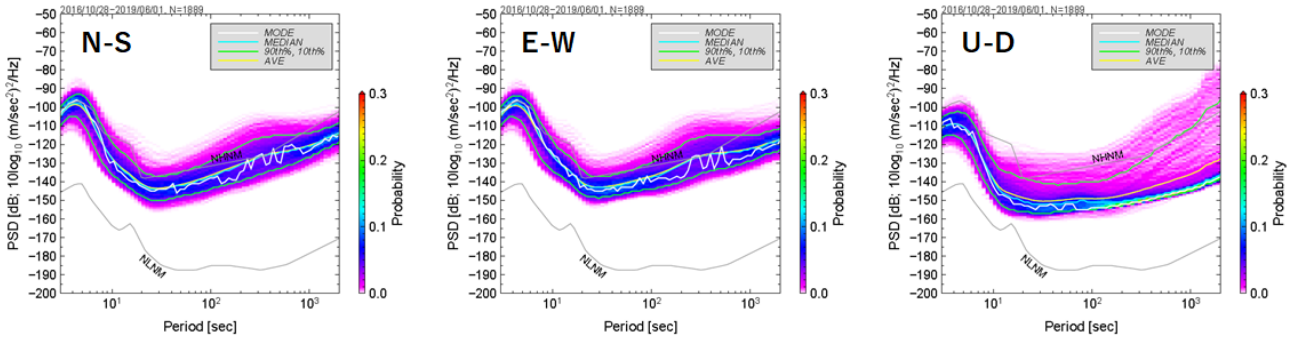
南鳥島は、本州や小笠原諸島から1,000 km以上離れた日本最東端の島で、太平洋プレート上に存在する唯一の領土である。太平洋プレートは年間約10 cmの速さで概ね西進し、日本海溝及び伊豆・小笠原海溝などから沈み込んでいる。安定した長期観測が困難な海域をカバーする地球物理観測の拠点としての役割が期待されている。東京大学地震研究所と気象研究所は共同で、1996年にSTS-2広帯域地震計(以下、STS-2)とLS-8000WDデータロガーからなる観測システムを現地に整備し、観測を開始した。2014年10月以降はTrillium Compact All-Terrain広帯域地震計(以下、TCAT)とLS8800データロガーからなる観測システムに変更し、JAMSTEC・地震研・気象研の三者共同で運用している。SDカードの交換及び送付は気象庁南鳥島気象観測所の支援を得て行われている。観測によって概ねM4.5以上の太平洋プレート周辺域の地震のT相やM5を超える地震の実体波が捉えられている[石原・他(The 2015 fall meeting)、田中・他(The 2016 fall meeting)]。しかし、現在のTCATは固有周期120秒の仕様ではあるが、簡易観測型の機器のため、周期10秒までの帯域が実用的と言われている。そこで、2016年10月より、STS-2とLS8800データロガーからなる臨時観測システムを設置して比較観測を行っている。TCATは屋外の深さ約1 mの所に置かれた800 mm×400 mm×200 mmのコンクリート土台の上にプラスチックバケツを被せて埋設されている。また、臨時のSTS-2は潮位計機器が置かれている温度22~24°Cで空調管理されている室内の厚さ約1 mのコンクリート基礎床の上に設置し、空調の風が直接当たらないようにウレタン材で覆われている。2016年10月下旬から2019年6月初旬までの周期3秒~2000秒の24時間平均パワースペクトル密度(PSD)を比較した(図1)。短周期側では海洋起源のmicroseismsの変動が共に見られる。周期10秒から600秒では、屋外埋設のTCATよりも室内設置のSTS-2の方が上下動成分で10PSD[10log₁₀m²/sec⁴/Hz dB]程度ノイズレベルが低い。時間変化で見ると、共に季節による変化が確認できる。なお、2018年11月頃から、TCATによる観測システムにおいて、上下動成分の波形記録に異常が見られる。現在、原因を調査中である。また、広帯域地震計は温度に敏感で、温度ドリフトが生じると記録は非線形になる。そこで、温度環境についても併せて調査した。STS-2の置かれた室内2か所(データロガー付近とウレタン材で覆ったSTS-2の脇)に温度ロガーを設置し、屋外埋設のTCAT内部の温度や南鳥島アメダスの気温等と併せて、TCATとSTS-2の出力電圧とデータのある2016年10月下旬から2018年10月中旬までについて比較した(図2)。屋外埋設のTCAT内部の温度は、南鳥島アメダスの気温の日最高気温とほぼ同じ値で変化している。一方、室内設置のSTS-2はウレタン材で覆ったことによる効果と思われるが、空調管理された室内よりもウレタン材で覆った内部の方が温度変化は小さい。ただし、期間中に数回空調が停止しており、停止したときは室内の温度は一気に上昇する。STS-2を覆っているウレタン内部の温度も室内ほどではないが上昇する。STS-2は、長周期の変動に対して±10°C以内、短周期は2~22°Cにおいて、センサーの中心位置を調整せずに測定することができ、15~35°Cの範囲ではドリフトはごく僅かであることが仕様に記されている。比較期間において、平時のSTS-2は24±3°Cの温度環境にあり、ドリフトはほとんどなく、地球潮汐による変動が見られる。TCATには温度ドリフトの調整機能はなく、全観測期間において季節によって変動する気温と対応するドリフトが見られる。加えて、季節変動よりも短い周期のドリフトも見られる。そのため、地球潮汐がSTS-2によるにははっきりとは確認できない。質の良いデータを得るにはひとつには温度対策は必須である。

謝辞

本調査は、東京大学地震研究所の一般共同研究等の支援を受けています。

国立研究開発法人防災科学技術研究所のパワースペクトル密度計算と作図ツールを使用させて頂きました。資料作成にGeneric Mapping Tools (GMT, Wessel & Smith, 1991) と Seismic Analysis Code (SAC) を使用しました。

Trillium Compact All-Terrain (通常観測システム)



STS-2 (臨時観測システム)

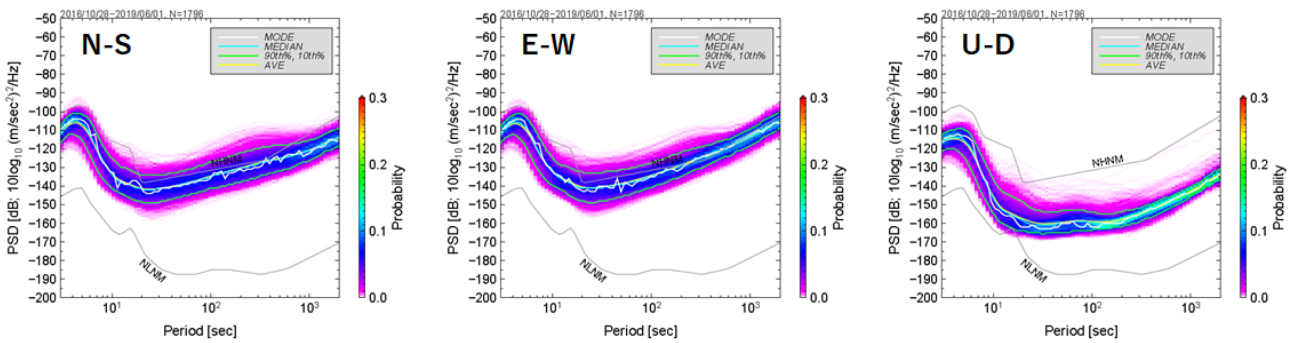


図1. 24時間平均パワースペクトル密度 [表示期間：2016/10/28~2019/6/1]

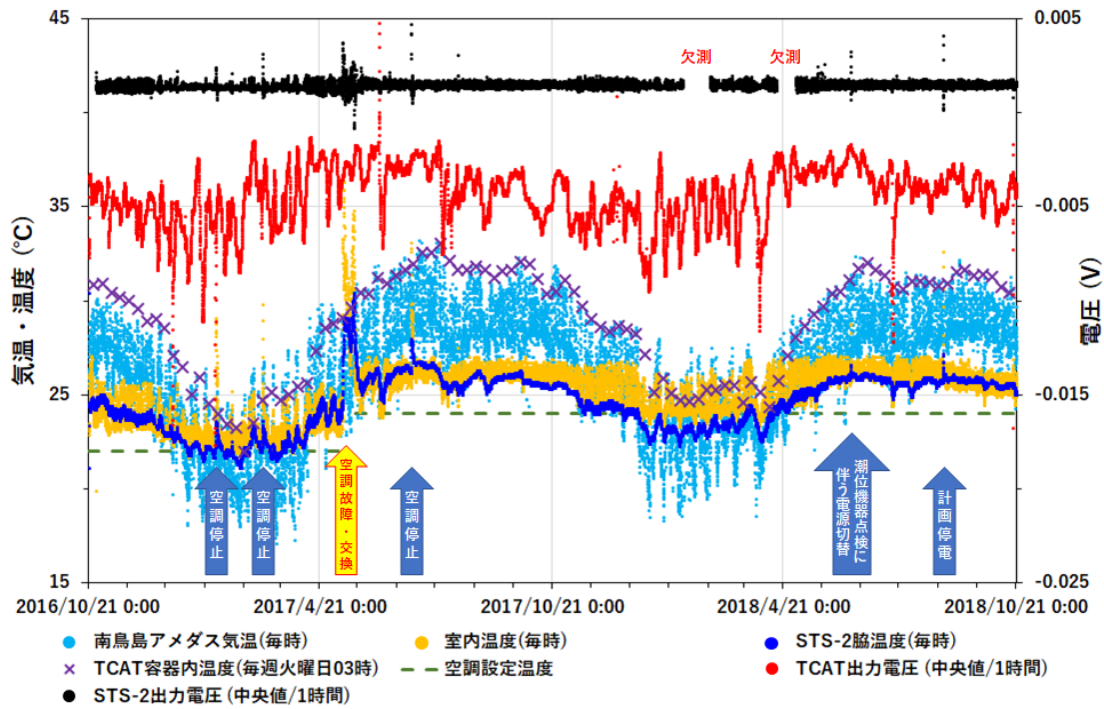


図2. 南鳥島気温、室内温度、地震計出力電圧 [表示期間：2016/10/21~2018/10/21]

New Era of Ocean Bottom Broadband Seismology with the Autonomous BBOBS-NX : NX-2G

*Hajime Shiobara¹, Aki Ito², Hiroko Sugioka³, Masanao Shinohara¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University

1.はじめに

著者らは自己浮上型の広帯域海底地震計(BBOBS)を開発し大規模観測に適用しつつ、海底での広帯域海底地震観測を陸上観測と同等な質で行える新型の広帯域海底地震計(BBOBS-NX)を近年に開発・実用化してきた[1]。また、その応用版である広帯域海底地震・傾斜計(BBOBST-NX)の開発により、海底面での機動的傾斜観測が可能であることを実証しつつある[2]。しかしながら、これらの新型観測機器は潜水艇利用を前提としたものであるため、その利用機会と観測実施可能な海域に大きな制約がある。多数の観測研究成果を挙げてきた、機動性の高いBBOBSと同様な設置・回収方法を、この新型観測機器でも可能とすることが本研究の目的である。これの実現により、海底地震・測地分野での観測研究の大幅な観測機会・対象領域の拡大につながり、国内だけではなく、国際的にも多大な研究の進展と波及効果が期待される。

2.自律動作実現における既知の問題点と課題

BBOBS-NXは広帯域センサー部を記録部から独立させ、各成分毎に分離・小型化することで海底面へ容易に貫入可能な構造としている。これを海面から自由落下させ重力により海底面へ貫入・自己埋設させ、底層流の影響を受け難い状態を得ている。但し、2015年7月まで計16回の設置で約半数が、センサーに許容される傾斜($\pm 8^\circ$)を越えて着底した。また、海底と良い結合状態のセンサー部を、回収時には浮力で引き抜く必要がある。更に、設置時の機器展開と同等な動作も含め、自律動作を確実に実行できる全体構造が必須で、かつBBOBS-NXで改善された観測記録の質は維持しなければいけない。

3. NX-2Gの構造と問題点への対応

2016年にひとまず完成したNX-2Gの全体構造・動作概念を左図に示す。着底時の過大な傾斜の問題に対しては、海中を降下中に起きる大きな周期的傾斜変化が原因であったので、センサー部を引き抜くのに必要な浮力体と記録部を繋ぐ際に複数のロープを耐圧球の赤道部からとることで、傾斜変化の発生を効果的に抑制できることが実証できている。また、回収時にセンサー部を海底から引き抜くのに要する力を複数回実測し(65-80kgf)、必要な浮力を追加した。機器の展開方法については、センサー部との結合が弱ければ、大きな物体が近く在っても記録への影響がないことも実地試験で確認し、決定した。観測中はセンサー部の中央に置かれる錘の直上に記録部が配置され、センサー部と記録部を繋ぐものは水中ケーブルのみとなる。錘も堆積物中には深く入らないように、その底面の高さや形状を設定した。

4.試験観測

2016年に試作機の実海域での動作試験を実施し、2017年4月に実用機の長期試験を福島県沖の日本海溝陸側斜面(水深4500m)で開始、2018年10月に回収した。設置時は自由落下で投入後、船上から観測状態へ移行し観測開始させた。回収時は観測状態(右写真)、および回収状態への移行動作の確認のため、ROVで観察後に吊り下げて揚収した。投入～着底～観測開始までの様子を映像記録するためNX-2Gに取り付けた深海ビデオカメラも無事回収し、観測状態への移行動作が正常であったことも確認できた。

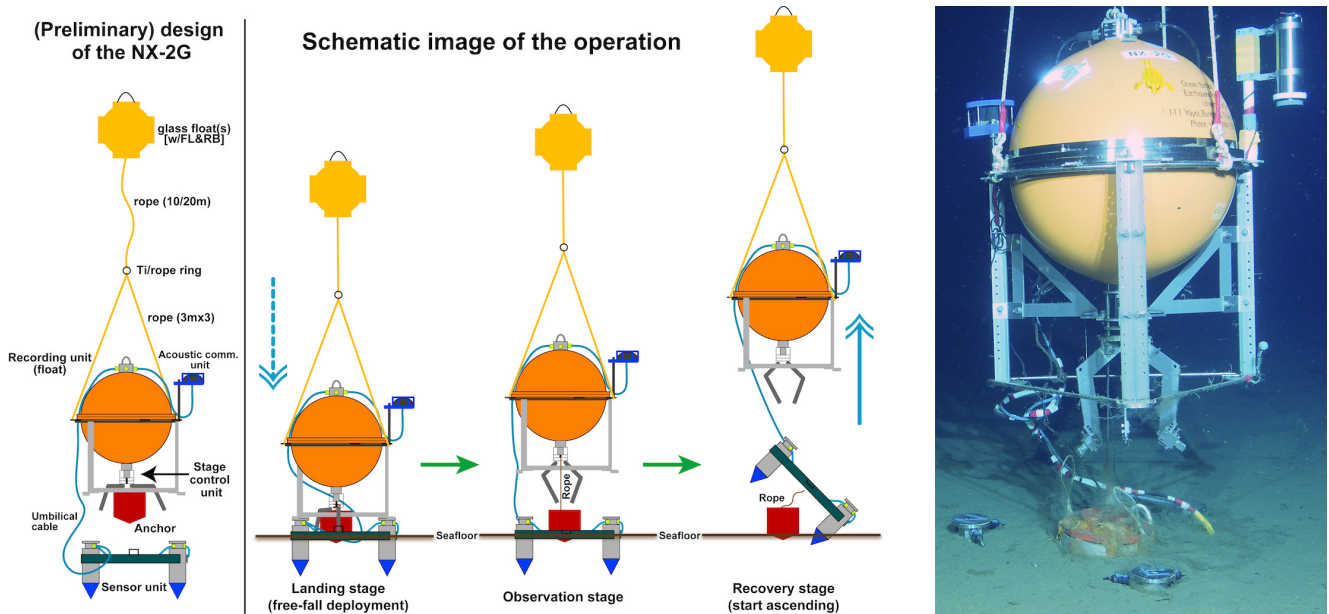
NX-2Gの機械的動作については想定通りであったが、隣接して設置していたBBOBSと比較して、埋設センサーとしてのノイズ低減効果が見られなかった。これは、非常に柔らかい底質および余長が不足した水中ケーブルの取り回しに起因するものと思われる。センサーの1成分に故障もあったので、再度の長期比較評価試験を今年8月に開始する予定である。

謝辞

多数の試験観測では、海洋研究開発機構・日本海洋事業の関係者にお世話になっていることを感謝する。本研究は科研費(基盤A,15H02122)の補助を受けている。

参考文献

- [1] H. Shiobara, T. Kanazawa and T. Isse, IEEE-JOE, 38, 396-405, 2013.
 [2] 塩原・他, 日本地震学会秋季大会, S02-07, 10月26日, 2017.
 [3] H. Shiobara et al., AGU-FM, S43E-0654, 13 Dec., 2018.



Distributed Acoustic Sensing measurement by using seafloor optical fiber cable system off Sanriku

*Masanao Shinohara¹, Tomoaki Yamada¹, Takeshi Akuhara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Shin'ichi Sakai¹, Takeo Ksajima², Takahiro Arioka², Masayuki Hamakawa³, Shunsuke Kubota⁴

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Fujitsu Laboratories Ltd., 3. Fujitsu Limited, 4. YK Giken Co. Ltd.

近年、光ファイバをセンサとして用いるDistributed Acoustic Sensing(DAS)計測が、パイプラインや送電線などのセキュリティー監視や設備管理に用いられている。さらに、DAS計測は、資源探査のためにVertical Seismic Profilingなどの地震探査にも使われ始めてきている。DAS計測は自然地震観測にも有効であると考えられることから、これまでに陸上または海底に設置された光ファイバケーブルを用いた地震観測の試みが行われている。しかし、現在までに、海底におけるDAS計測技術を用いた地震観測については十分には行われていない。DAS計測は光ファイバセンシング技術の一つで、コヒーレントな光の短いパルスを、シングルモードファイバに連続して入射して、後方散乱を観測する。ファイバ近傍で発生した振動により発生したファイバの微小な変形が、後方散乱波のパターンを変化させることから、振動を検出する。パルスを送出してから時間が計測を行っている位置に対応し、パルス幅が空間分解能に対応する。現在は、空間分解能は短い場合では数mである。すなわち、地震計を数m間隔で設置した、長さが敷設されているファイバに対応する直線アレイ観測を実施することが可能である。現状では、70km以遠まで散乱波を観測することが可能である。一方、得られるデータのうち振幅情報などについては、これまでの振り子型地震計によるデータとは性質が異なり、データ処理手法についても、検討・開発が必要である。

東京大学地震研究所は、平成8年に三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システムを設置した。このシステムは3つの地震計と2つの津波計が接続されており、ケーブルの全長は約120kmである。2011年東北地方太平洋沖地震の被災による中断を経て、現在も観測を行っている。このシステムは将来の拡張用として、海底ケーブルに6本(3組)の予備ファイバが用意されている。予備ファイバには中継器などは接続されていないので、この予備ファイバを用いて、陸上局からケーブル先端までのDAS計測が適用可能である。また、予備ファイバはDAS計測に適した分散シフト・シングルモードファイバである。そこで、我々は、次期海底ケーブル式観測システムの新技術として、DAS技術を用いた海底地震観測システムの開発を、三陸沖光ケーブル観測システムを用いて開始した。DAS技術による海底観測は、海底ケーブル上に短い間隔でセンサを取り付けた状態と同じであり、これまで「点」であった観測を、「線」での観測に変化させるものである。

平成8年に設置した三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システムの予備ファイバを用いて、2019年2月13日から15日の間に、初めてのDAS計測を実施した。DAS計測に先立ち、光パルス試験器(OTDR)により、DAS計測を実施す予備ファイバの状態が良好であることを確認した。DAS計測の送受信機を陸上局に設置し、陸上局から100kmの地点まで、サンプリング周波数500Hz、観測チャンネル間隔を5mと設定して計測を実施した。計測の空間分解能を示すゲージ長は、10mまたは40mである。計測の結果、約46時間の連続したデータを収録することができた。収録されたデータには、観測システム近傍で発生した比較的規模の小さな地震や、深発地震を含めて多数の地震が観測された。これらの記録は、三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システムの地震計の記録と比較することが可能である。今後、得られたデータを用いて、解析手法の検討・開発を行う。

Seismic observation at Azuma volcano using fiber optics and DAS system

*Takeshi Nishimura¹, Kentaro Emoto¹, Hisashi Nakahara¹, Satoshi Miura¹, Mare Yamamoto¹, Shunsuke Sugimura¹, Takahiro Ueda¹, Ayumu Ishikawa¹, Tsunehisa Kimura²

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Schlumberger

通信用に開発された光ファイバー内を伝播する光の散乱波を利用したDistributed Acoustic Sensing(DAS)systemを用いることで、ファイバーに生じた歪みの時間変化を数メートルから数十メートル間隔で測定することができる。この光ファイバーを利用した震動計測が物理探査や地熱開発で利用され、浅部構造や亀裂状況等が高精度で測定できるだけでなく、自然地震の観測例も国内外で報告されるようになってきた。光ファイバーによる観測は、数mから数十m間隔で測定点を設置可能であるだけでなく、ファイバーの端点のみに計測器を設置することにより最大40kmの測線長のデータが得られるメリットがある。一方、光ファイバーと地面とのカップリング状況が不明であったり、3成分方向の観測は難しくケーブル敷設方向の震動(歪み)成分のみ計測できるという難点もある。今回、吾妻山地域で光ファイバーを利用した地震観測を開始した。上記の長所短所に関連付けながら観測の概要と得られた地震波データについて紹介するとともに、今後の発展性について議論する。

磐梯吾妻スカイラインの道路沿いに敷設されている、国土交通省所有のシングルモード光ファイバーケーブルを借用して、使用した。土湯温泉ゲートから浄土平までほぼ南北方向に伸びる総長14.2kmの測線である。山道であるため、測線上の中央および南側でつづら折りとなっている箇所がある。光ファイバーは、深さ50cmほどに埋設された管内に敷設されている。南端の土湯温泉ゲートにシュルンベルジェ社のheterodyne Distributed Vibration Sensing (hDVS)を設置し、サンプリング周波数1000Hz、サンプル箇所の間隔10mで、7月4日より連続観測を開始した。観測終了は8月末を予定している。1 Hzのハイパスフィルターがかけられ、SEGY形式で記録される。また、光ファイバーケーブルが敷設されている道路沿い4カ所に広帯域地震計1台と周期地震計3台を設置し、並行観測を行った。

7月4日の開始直後から、吾妻山で発生する低周波地震、周辺で発生する構造性地震、遠地地震などが記録された。福島県と岩手県沖で発生したマグニチュード4クラスの地震について、地震計の速度波形と光ファイバーによる歪み波形を比べたところ、1Hz以下の低周波成分から10Hz程度までのスペクトル構造は類似していることがわかった。吾妻山の微小な火山性地震も記録されていることから、道路沿いに敷設した光ファイバーとDASを用いた計測により、火山性地震や微動、自然地震を十分記録することができるといえる。このシステムでは、ケーブル敷設方向の1成分のみしか震動を記録できないものの、コーダ波を利用した解析や、先行研究では報告されているように地震波干渉法が適用できると考えられる。火山地域だけに限らず、屈折・反射法や地盤特性の把握など、幅広い分野の解析に利用できると考えられる。

謝辞

国土交通省の光ファイバーを借用した。観測に当たって、国土交通省東北地方整備局福島河川国道事務所の方々に便宜を図っていただいた。

Room D | General session : S02. Seismometry and Monitoring System

📅 Mon. Sep 16, 2019 4:00 PM - 5:15 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 7:00 AM - 8:15 AM UTC | 🏢 ROOM D
International Conference Halls I

[S02]PM-3

chairperson:Ryoichi Iwase(JAMSTEC), Kazuo Ohtake(Meteorological college)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S02-05] Video Transmission System using WIN networks

*Kazuo Ohtake¹ (1. Meteorological college)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S02-06] **Proposal of two-point seismic observation for detecting weak signal**

*Shigeki Horiuchi¹, Aitaro Kato² (1. Home Seismometer Corporation, 2. Univ.Tokyo)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S02-07] Effect of seafloor inclination on the estimation of OBS installation direction and seismic wave velocity from observed waveform of air gun

*Ryoichi Iwase¹ (1. JAMSTEC)

4:45 PM - 5:00 PM JST | 7:45 AM - 8:00 AM UTC

[S02-08] Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 2

Hisamitsu Kajikawa¹, *Ryotaro Shirai², Yuka Okada³, Haruhiko Ogawa⁴, Ayumu Mitsunashi⁴ (1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S02-09] Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 3

Hisamitsu Kajikawa¹, *Yuka Okada³, Ryotaro Shirai², Haruhiko Ogawa⁴, Ayumu Mitsunashi⁴ (1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.)

Video Transmission System using WIN networks

*Kazuo Ohtake¹

1. Meteorological college

概要

大久保(2018)はWIN パケットに波形ではなく任意のzip ファイルを埋め込んでWIN ネットワークに送信できることを示した。また、大竹(2018)はその応用としてWIN ネットワークを用いたファイル配信システムのプロトタイプを作成した。

本発表では、観測点の監視を念頭に置いた、WIN システムをデータ流通基盤として用いる、安価で実用的な映像伝送システムを作成したことを報告する。

システムの概要

システムの構築にあたっては、既存のWIN ネットワークを活用できることに加え、安価に構築できること、シンプルな構成であることを目指した。

Web カメラにはドン・キホーテの「スマモッチャー」IP001-WH (4298 円) を利用する。また、WIN フォーマットへの変換はRaspberry Pi 3 Model B+ 上で動作するプログラムを記述した。受信側ではffmpeg を用いて動画ファイルをHLS (HTTP Live Streaming) 形式に変換し、Apache ウェブサーバから配信する。なお、このWeb カメラは本来はクラウドでの利用を想定しているものであり、本システムの用途に合うように <https://github.com/ant-thomas/zsgx1hacks> で公開されているプログラムを導入しておくものとする。

プログラム

Web カメラからの動画はrtsp 形式で取得できる。WIN 3.0.2 をベースとして、この動画をWIN パケット形式にして共有メモリに書き込むプログラムを作成した。ただし通常の設定ではビットレートが不足するので、4 ビット無圧縮 (サンプルサイズ情報5)、4095Hz サンプリングで複数チャンネルを束ねてデータを送出することにした (リンク集約)。受信側はrecvt の書き込む共有メモリ領域を走査し、ffmpeg コマンドによるフォーマット変換を経て、Apache からHLS 形式で配信する。

本システムを構築したLAN 内の試験環境では、10 秒程度の遅延で正しく配信されることを確認している。

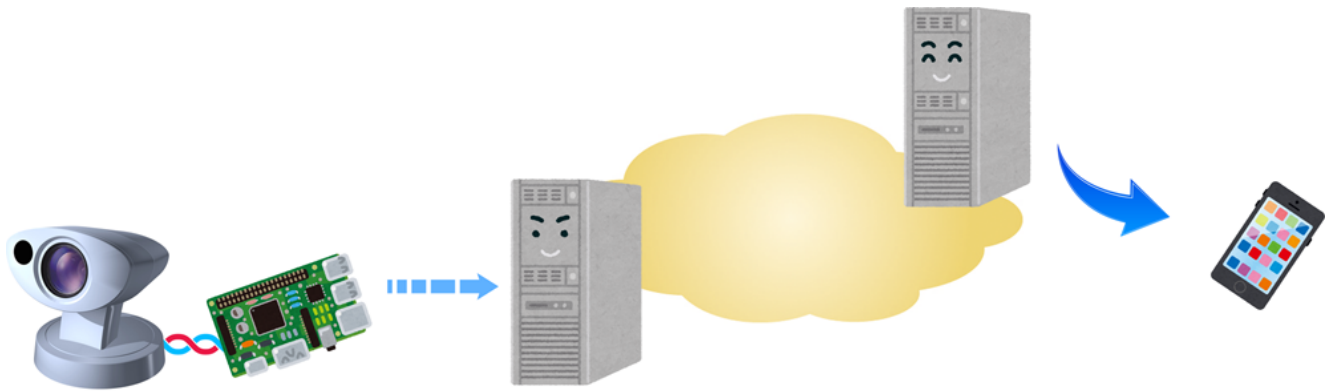
今後の課題

現在のところリンク集約にかかる調整は手作業で行なっている。これを自動で最適な状態にする仕組みを作る必要がある。また、動画は必要な通信帯域が大きくなりがちであるため、解像度の削減やフレームレートの間引きなどを手軽に実施できるインターフェースも必要であろう。このWeb カメラは本来リモートからレンズの方向を変えるなどのコントロールが可能であるが、本システムでは対応していない。

参考文献

大久保(2018): WIN format を利用した地震動波形以外の格納, データ流通ワークショップ発表要旨集.

大竹(2018): WIN ネットワーク上でのファイル交換, 日本地震学会2018 年度秋季大会予稿集, S02-06.



図：本システムの概念図

Proposal of two-point seismic observation for detecting weak signal

*Shigeki Horiuchi¹, Aitaro Kato²

1. Home Seismometer Corporation, 2. Univ.Tokyo

1. はじめに 地震計を地表に設置した場合と、地下深部に設置した場合の違いは、ノイズの発生源から離れているか否かである。地震計を地表に設置すると、観測される波形に、風雨や人工的ノイズの混入が避けられない。しかし、センサー近傍で発生するノイズを除去することができれば、地表設置のセンサーでも、地下深部に設置した地震計と同程度に高精度の観測データが得られる可能性がある。本発表では、数mから数10m離れた2地点にセンサーを設置し、2点の観測波形のconvolutionを連続的に計算（以下convolution波形と呼ぶ）すると、convolution波形には、センサー近傍で発生するノイズがほぼ含まれなくなり、到着時刻の読み取りや、地下構造推定に適した記録が得られることについて述べる。

2. Convolution波形の計算法 数mから数10m離れたA点、B点の2カ所に地震計が設置されているとする。A点の地震計では、A点の近傍に発生源を持つノイズの振幅は大きい。しかし、両者の設置位置が離れていることから、B点の近傍で発生するノイズの振幅は小さい。B点でも、同様である。また、ノイズの発生源が異なることから、両者の波形の相関は低いと考えられる。一方、地震は、地下深部で発生することから、両観測点での波形は、到着時刻の僅かな差はあっても、相関は高いと思われる。

A点、B点の地震計で観測されるとノイズ波形と、地震波形を分離して $Ua(t)=Na(t)+Sa(t)$ 、 $Ub(t)=Nb(t)+Sb(t)$ と表す。ここに、 $Na(t)$ 、 $Nb(t)$ は、A点、B点でのノイズ波形 $Sa(t)$ 、 $Sb(t)$ は、地震波形である。 $Ua(t)$ と $Ub(t)$ との区間長 w のconvolutionは、因果律を満足するよう積分範囲を変更して表すと、

$$f(t,p)=\int_{t-w}^t ua(T)Ub(T-p)dT \quad (1)$$

と表せる。地震によるP波がA点に到着する時刻と、B点に到着する時刻との差の最大値を Δt とすると、 p を $-\Delta t$ から Δt まで変動させた場合の $f(t,p)$ の最大値は、

$$G(t)=\max\{f(t,p)\}, \quad -\Delta t < p < \Delta t \quad (2)$$

と表される。本報告のconvolution波形とは、 $G(t)$ のことである。簡単のため、A点、B点でのノイズとノイズ、地震波とノイズの相関は0、地震波の相関は1であると仮定すると

$$G(t)=\int_{t-w}^t Sa(T)^2 dT \quad (3)$$

と表される。(3)式は、ノイズとノイズとの相関、地震波とノイズとの相関が低ければ、convolution波形は、センサーの近傍で発生するノイズを含まないことを示している。

3. 結果 加藤(2018)による熊本での1000点のアレイ観測データを用いて、convolution波形の有効性について調べた。図1に熊本でのアレイ観測のconvolution波形と生波形との比較が示す。Convolution波形は、S/Nが極めて高く、到着時刻の読み取りに適している。また、convolution波形は、コヒーレントな位相が到来すると、振幅が大きくなる性質があることから、反射法探査の解析にも利用できるものと期待される。

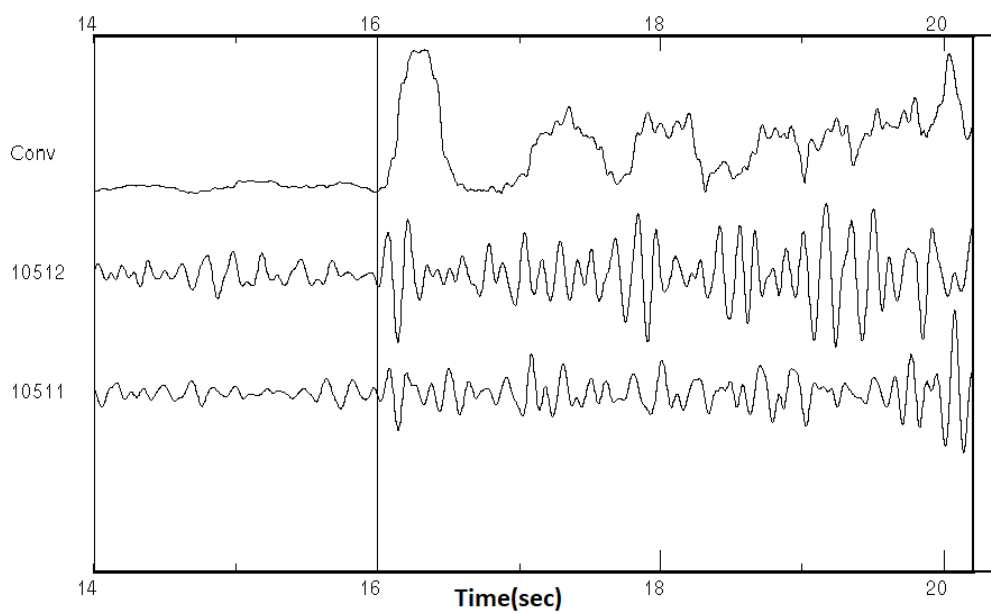


図1. 隣接する2観測点(10511,10512)で記録された地震のP波部分の波形と、そのConvolution波形

Effect of seafloor inclination on the estimation of OBS installation direction and seismic wave velocity from observed waveform of air gun

*Ryoichi lwase¹

1. JAMSTEC

筆者は、地殻構造探査の測線が観測点近傍を通過した防災科学技術研究所の「日本海溝海底地震津波観測網」(S-net)の一部の観測点について、いずれもwebで公開されている連続波形データにおけるエアガン観測波形の初動部分の3次元パーティクル・モーション、及び地殻構造探査の航跡データを用いて、地震計(加速度計)の設置方位及び各観測点における海底表層の地震波速度、即ちP波及びS波速度の推定を行った(岩瀬, 2019)。その際、航跡データから求めたエアガン音源の方位とパーティクル・モーションから推定されるエアガン信号の入射方位について、音源が観測点に近づくと、両者の間にずれが生じることが確認された。この現象は、東京大学地震研究所の「三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システム」を対象として、同様の解析手法を用いた地震計設置方位と地震波速度の現場推定でも確認されており(lwase, 2016のFig. 3)、方位角のずれは最大で9度となっている。当該文献ではその原因を機器特性の影響と推定している。設置方位推定を行ったS-net観測点のうち一部の観測点については、近傍の海山の影響と推定される不規則なずれも確認されている。しかしながら、大半の観測点で系統的なずれが見られることから、観測点周辺海底の傾斜の影響が推定された。

そこで今回は、観測点周辺海底の傾斜が、エアガンの観測波形による加速度計の設置方位及び海底表層地震波速度推定に及ぼす影響について、その発生原因を考察した。

地震波形から得られるパーティクル・モーションは、水中を伝搬してきた水中音波そのものを描き出しているわけではなく、水中音波が海底面に入射して海底下に透過した地動を表している。そしてその地動は、入射臨界角内では疎密波(P波)と変換された横波(SV波)の合成波である。そのため、パーティクル・モーションの鉛直成分の角度は、水中音波の海底面への入射角ではなく、P-SV合成波による透過波の見かけの出射角に対応する。水中音波の入射角は航跡から推定できるので、lwase(2016)及び岩瀬(2019)では、この特徴を利用して、この透過波の見かけの出射角に関して、平面波の流体-固体境界入射を仮定した際のZoeppritz方程式に基づく理論値との比較を行い、地震波速度を推定している。

音源の入射方位についても、同様のことが考えられる。即ち、海底に傾斜がある場合、透過波(P-SV合成波)の振動方向は、入射した水中音波の音線を含み傾斜した海底面と垂直な平面内に存在するが、それは必ずしも鉛直平面内にあるわけではない。一方、加速度計では、重力の方向から鉛直軸の向きを求めており、これは傾斜した海底面法線方向とは異なる。

以上の考察を元に、比較的簡単なケースとして、海底の傾斜面(傾斜角10度と仮定)の走向上の入射臨界角(60度と仮定)に対応する位置の音源からの入射音波に対し、加速度計のパーティクル・モーションから得られる「見かけの」音源方位の入射方位からのずれを求めたところ、6度程度と見積もられた。

両者の関係式には、海底の傾斜角、音波の入射方位及び入射角、透過波の見かけの出射角といったパラメータを含むことになる。岩瀬(2019)以降に実施したS-net観測点の設置方位及び海底表層地震波速度推定結果を含め、観測データと比較した結果を報告する。

謝辞

本研究の実施にあたり、防災科学技術研究所が公開している地震波形データ、及びJAMSTECが公開している各調査航海のデータを利用しました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

R.lwase, Jpn. Jour. App. Phys, 55, 07KG01, 2016.
岩瀬, JpGU2019, STT43-P04, 2019.

Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 2

Hisamitsu Kajikawa¹, *Ryotaro Shirai², Yuka Okada³, Haruhiko Ogawa⁴, Ayumu Mitsuhashi⁴

1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.,

1.はじめに

本報は2018年度に発表したその1の続報である。その1では、徳島県における実証実験の概要と被災度判定計の設置について述べた。本報は、この実証実験で計測したデータ（以下、計測入力データという）とその利活用についての報告を行う。計測入力データについては、計測震度と入力加速度軌跡図に関する検証を行う。

2.計測入力データについて

本実証実験は、徳島県（徳島市、阿南市、美馬市）で行い、我々の研究グループが管理しているデータベースに計測入力データを現在も集積し続けている。本報で扱う計測入力データの期間は、2017年10月～2019年6月とする。この期間に、気象庁の発表で徳島県内に震度1以上の観測があった場合が56件あった。このうち実証実験の対象建物で計測があったものが31件であり、37棟のうち20棟以上で計測があったものに絞り、阿南市の結果を表1に示す。また、併せて同市内にある防災科学研究所強震観測網（K-NET）にて計測されたデータを示す。

2.1.計測震度に関する検討

計測震度の分布状況は、県内広域に渡っていることから最大で2.5のばらつきが確認された。また、同市内のK-NETで計測していなくても被災度判定計で計測している場合もあれば、その逆の場合もあった。また、表1に示す阿南市の場合、同一市内でも0.5～1.9のばらつきがあった。ばらつき具合には、建物、震源の方向や規模等に関連している様子はなく、建物ごと地震ごとに大きくなったり小さくなったりしていることが分かった。

2.2.入力加速度軌跡図に関する検討

図1に表1の地震No.11における建物No.25～29及び同市内K-NETの加速度軌跡図（3面）を示す。加速度軌跡図は三軸合成の最大加速度を記録した時刻までを黒色の実線、それ以降を灰色の実線で描いている。図中の最外円はその平面での最大加速度を半径とした円であり、NSEW面の円上にある×印はたたえ物から見た水平の震源方向を示している。基準化はNSEW平面の二軸合成の最大加速度を1としたものである。同一市内であっても軌跡の形状は建物ごとに大きく異なっている。また、NSEW面における最大加速度ベクトルの最大値は約6倍の差がある。建物ごと地震ごとに性状が異なっていると考えられる。

3.情報開示ツール

計測入力データの利活用の1つとして情報開示のツールとして防災一括管理システム、スマートフォンによる防災アプリ、防災情報モニターの開発を行った。また実証実験では関係者および協力していただいた市民により模擬データを用いた防災訓練を行った。そのうえで、アンケート調査を実施し、意見をまとめ分析した。

4.まとめ及び今後の課題

本報では、計測入力データとその利活用の1例として情報開示ツールについて示した。計測入力データについては、計測震度の分布状況と入力加速度軌跡図を示し、建物ごと地震ごとに大きくなったり小さくなったり性状が異なっていることを示した。また、計測入力データの利活用の1つである防災一括管理システム、スマートフォンによる防災アプリ、防災情報モニターによる防災訓練を実施したアンケート結果を示し有効性を示した。今後の課題としては、計測入力データの計測震度及び入力加速度軌跡図に関する検討については、今後さらにビッグデータを集積し、この性状に関して統計的に分析することで、建物の入力（揺れやすさ）についての傾向を明らかとする可能性があると考えられる。情報開示ツールについては、改善や行政の防災対応へ導入及び運用の検討を行う必要がある。

謝辞：本報の内容に一部は総務省平成28年度補正予算IoTサービス創出支援事業によるものである。また、関係者の方々には多大なるご協力を得た。ここに記して謝意を表する。

表 1 計測入力データ (計測震度)

地震 No.	地震の発生日時		震央地名	深さ	マグニチュード	最大震度	建物No.										K-NET	
							阿南市										阿南市	
							24	25	26	27	28	29	30	31	32	33		34
1	2018/4/9	1:32:31	島根県西部	12	6.1	5強	0.6	1.9	0.6	1.3	1.5	0.8	1.5	1.5	1.4	1.4	0.6	0.9
2	2018/5/30	6:10:08	徳島県南部	11	3.8	2	1.4	1.3	-	1.4	1.3	1.6	1.1	0.9	1.3	0.9	1.5	1.1
3	2018/6/16	18:13:07	紀伊水道	43	3.8	2	1.1	1.2	0.7	1.6	1.4	1.6	1.3	1.0	1.6	1.0	1.6	1.6
4	2018/6/18	7:58:34	大阪府北部	13	6.1	6弱	1.6	2.4	1.6	2.1	2.2	1.7	2.4	2.4	2.4	2.2	1.4	1.7
5	2018/11/2	16:53:54	紀伊水道	44	5.4	4	2.8	3.2	2.4	3.5	2.9	3.5	3.0	2.9	3.0	3.0	2.8	3.3
6	2018/11/5	8:19:17	紀伊水道	45	4.6	3	1.7	1.9	1.1	2.0	1.5	1.8	1.9	1.6	1.7	1.9	1.6	2.1
7	2018/11/21	4:09:50	種子島近海	123	5.2	3	-	-	-	0.5	-	-	-	-	0.6	0.5	-	1.1
8	2018/11/25	18:19:04	徳島県南部	42	4.1	3	2.0	1.9	1.8	1.8	1.5	2.0	2.0	1.4	1.4	2.2	2.3	2.6
9	2018/12/3	17:08:23	和歌山県北部	48	4	3	1.2	1.0	0.6	1.2	1.1	1.8	1.2	1.0	1.8	0.9	1.6	1.3
10	2019/1/29	3:22:57	徳島県北部	37	3.9	2	-	0.6	-	0.9	0.9	0.8	0.6	-	0.9	-	1.1	0.9
11	2019/3/13	13:48:49	紀伊水道	43	5.3	4	-	3.5	2.2	3.5	3.3	4.1	3.2	3.4	3.6	3.3	2.8	3.1

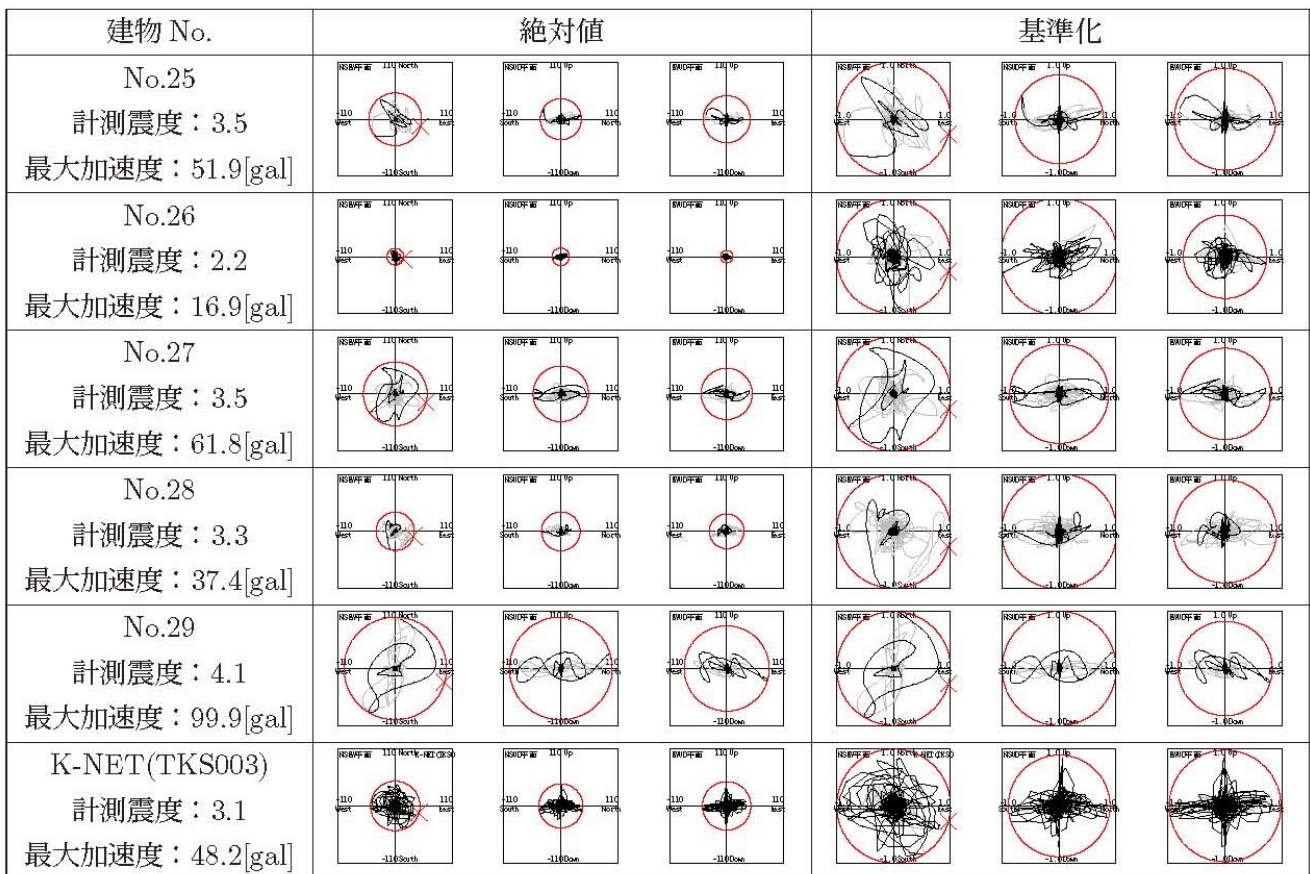


図 1 2019/3/13 13:48 発生地震における阿南市内の建物と K-NET(TKS003) の加速度入力軌跡図

Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 3

Hisamitsu Kajikawa¹, *Yuka Okada³, Ryotaro Shirai², Haruhiko Ogawa⁴, Ayumu Mitsushashi⁴

1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.

1.はじめに

筆者らは、被災度判定計で計測したデータ（以下、計測入力データという）の活用方法の1つとして巨大地震時被災度予測法の研究開発を行っている¹⁾。この巨大地震時被災度予測手法には、地震応答スペクトルを用いている。本報では、この地震応答スペクトルを用いたSa-Sd曲線の形状や応答値について検証を行う。なお、本報はその1：実証実験の概要と被災度判定計の設置（2018年度発表）、その2：計測入力データとその活用（2019年度発表）の続報である。

2.計測入力データについて

本実証実験は、徳島県（徳島市、阿南市、美馬市）で行い、我々の研究グループが管理しているデータベースに計測入力データを現在も集積し続けている。本報で扱う計測入力データの期間は、その2と同様に、2017年10月～2019年6月とする。この期間に、気象庁の発表で徳島県内に震度1以上の観測があった場合が56件あった。このうち実証実験の対象建物で計測があったものが31件であり、対象建物37棟のうち20棟以上で計測があった地震は11件であった。また、併せて同市内にある防災科学研究所強震観測網（K-NET）にて計測されたデータとも比較検証を行う。

3.Sa-Sd曲線に関する検討

2.計測入力データで述べた地震11件のうち、計測震度が最も大きかった2019年3月13日震央地名：紀伊水道の地震（被災度判定計の最大計測震度4.1）における阿南市建物No.25～29の建物と同市内のK-NETにおけるSa-Sd曲線を図1に示す。図1の左側は絶対値、右側は設計用応答スペクトルに基準がしたSa-Sd曲線である。Sa-Sd曲線作成方法は、参考文献2）をもとに変位応答スペクトル（Sd）と加速度応答スペクトル（Sa）を算出し、x軸にSd、y軸にSaをプロットすることで作成する。

絶対値のSa-Sd曲線を比較してみると、建物ごとに形状や応答変位、応答加速度の大きさが大きく異なることがわかる。No.26とNo.29の建物の応答変位を比較すると約3倍以上、応答加速度を比較すると約5倍以上である。次に基準化した場合、応答加速度は概ね一致しているが、No.25、26、28の建物においては最大応答変位が7.5cmを超えている。また、絶対値と同様に形状についても建物ごとに大きく異なっていることがわかる。同一市内の建物であっても、建物ごとにSa-Sd曲線の性状が大きく異なることが確認された。

4.まとめ及び今後の課題

本報では、計測入力データの活用の1例として巨大地震時被災度予測手法に用いる地震応答スペクトルで作成したSa-Sd曲線について検証を行った。その結果、建物ごとにSa-Sd曲線の形状も、最大応答変位、最大応答加速度も大きく異なることが確認された。今後は、ビッグデータを集積し、地盤の揺れやすさ及びその建物のSa-Sd曲線の形状の特徴を統計的に分析することで、建物の入力（揺れやすさ）についての傾向が明らかとなる可能性がある。また、現在の建物の設計法は1方向のみを考慮したスペクトルを用いているが、建物の設計にはXY方向やNSEW方向など2方向を考慮した設計を行う必要があると考えられる。

謝辞：本報の内容の一部は総務省平成28年度補正予算IoTサービス創出支援事業によるものである。また、関係者の方々には多大なるご協力を得た。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 梶川久光,その他：建築物の被災度判定計による防災ネットワークの研究開発 その13,日本建築学会大会梗概集,2018年
- 2) 柴田明德：最新耐震構造解析,森北出版株式会社,2009

謝辞：本報の内容の一部は総務省平成28年度補正予算IoTサービス創出支援事業によるものである。また、関係者の方々には多大なるご協力を得た。ここに記して謝意を表す。

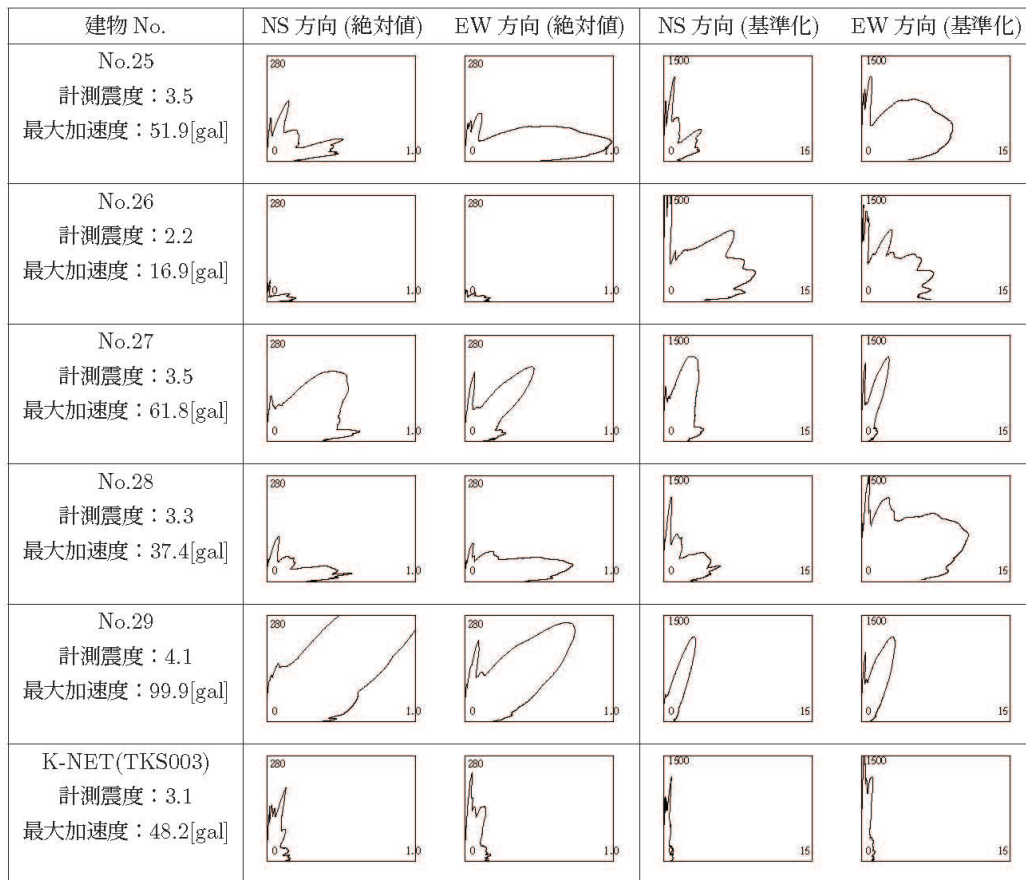


図 1 2019/3/13 13:48 発生の地震における阿南市内の建物と K-NET(TKS003) の Sa-Sd 曲線