

3. 2. 2 自然地震波干渉法による地殻・上部マントル構造調査研究

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

首都圏において、つくば - 奥多摩間の首都圏北西部測線とつくば - 九十九里間の首都圏東北部測線に沿って、自然地震の稠密観測を行い自然地震波干渉法構造探査によって、地殻およびプレート構造を明らかにする。測線上では、1km 間隔で地震計が設置され、本計画の中では最も高密度の自然地震観測アレイを構築する。制御震源と同一測線で、構造探査を実施することにより、とくにプレート構造を含む深度までのイメージングを行う。これによって、太平洋プレートと接触するフィリピン海プレートの詳細な構造を解明する。

(b) 平成 19 年度業務目的

稠密アレイによる自然地震観測について、テストデータの取得と観測解析方法の検討を行う。テストデータの取得は、ノイズレベルが低く、他プロジェクトで制御震源での実験が行われる岩手県奥州市（旧水沢市）で実施する。これらの結果にもとづいて、次年度から導入する観測機器の仕様を決定する。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	佐藤比呂志	
東京大学地震研究所	教授	岩崎貴哉	
東京大学地震研究所	助教	蔵下英司	
東京大学地震研究所	産学官連携研究員	加藤直子	

(2) 平成 19 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 20 年度から開始される構造探査のための稠密自然地震観測に使用する観測機器についての検討を行った。検討機器は安価で操作性に優れる MEMS 型加速度センサーである。デジタル出力とアナログ出力の MEMS 型加速度センサーと、1Hz 地震計を同一観測地点に設置し、観測波形について検討した。近地地震の観測波形では、デジタルとアナログ MEMS には大きな違いはない。しかし、高周波除去フィルターをかけるとアナログ MEMS の場合には自己ノイズが顕著である。中距離地震ではデジタル MEMS の波形と、1Hz 地震計の観測波形に大きな差はないが、遠地地震の場合はデジタル MEMS にノイズが顕著である。これらの観測結果から、本プロジェクトのような制御震源から遠地地震までの幅広い観測に対応するため、取り扱い・経済性なども考慮してデジタル MEMS と 1Hz 地震計の組み合わせによる観測が最適と判断できる。また、平成 20 年度以降に実施する自然地震データを用いた地震波干渉法について検討した。既存の観測データを用いて解析を行い、糸魚川-静岡構造線中北部・伊豆衝突帯北部で最上部マントルから地殻内のイメージングの実例を示した。

(b) 業務の成果

制御震源を用いた反射法、広角反射法及び屈折法地震探査は、10-15km の深度までの地震波速度構造及び不連続境界面の形状把握を行い、稠密自然地震観測では地殻中部以深のイメージングを目的としている。また、レシーバ関数及び地震波干渉法によってイメージングを行い、制御震源データによる統合プロファイルを構築することを目標としている。

制御震源による地殻構造探査測線に沿って実施される稠密自然地震観測では、自然地震から制御震源データまで取得できる広帯域受振特性を持ち、かつ可搬性及び耐久性に優れた MEMS (Micro Electro Mechanical System) 型三成分加速度センサーを採用する予定である。この加速度センサーは半導体集積回路製造技術を応用したシリコンを主材料としており、小型化及び軽量化の実現によって、自然地震観測のみならず制御震源による地震探査において広汎に普及しつつある。今年度は、MEMS 型三成分加速度センサーによる自然地震観測データを取得分析し、周波数特性、ノイズ特性等のセンサーの性能を把握した。また、加速度応答を入力とした場合のレシーバ関数及び地震波干渉法によるイメージング解析の基本フローを確定した。

1) MEMS 型三成分加速度センサーの導入と自然地震観測システムの構築

a) MEMS 型加速度センサーの動作原理と構造

近年 MEMS (Micro Electro-Mechanical System) に関する技術開発、産業分野への適用は目覚ましいものがある。MEMS センサーが一般に使用され始めたのは約 20 年前であり、車両のエアバッグ装置を起動するための衝撃検知用センサーとして使われ始めた。今日、携帯電話からハードディスクまで、日常の民生用機器に様々な形で活用されている。これは、MEMS 製品が半導体製造技術の応用であるため、安価で大量生産できることが大きな要因である。数ある MEMS 製品の中で、加速度計に代表されるセンサーは、最も普及している MEMS センサーである。MEMS 加速度センサーの動作原理には、ピエゾ抵抗型、静電容量型、熱検知型などが実用化されているが、大半は静電容量型である (図 1)。センサー本体である差動キャパシタ・センサーは、加速度に応じて移動するビームに取り付けられた可動プレートと、固定プレートにより構成されている。加速度によりビームが移動した量に応じて、可動プレートと固定プレートとの差動容量が変化する。この変化量をオンチップ回路により計測する。このような加速度検出機構をシリコンチップの中に埋め込むことで、MEMS 加速度センサーが製作される。

こうした MEMS 加速度センサーは、小型で低価格な点で多くの需要を創出したが、自然地震観測や地震探査の分野における普及は未だに遅れている。これは、MEMS 加速度センサーの性能、特に測定可能な振動レベルと自己ノイズの関係による。つまり、一般に民生用に開発された MEMS 加速度センサーは、感度が低く (ノイズレベルが高い)、地震探査あるいは地震観測には適していない。図 2 は、各種の地震計とその計測範囲 (振動強度と周波数) を示したもので、MEMS 加速度センサーが、どの領域に位置するかを示したものである。黒点線領域は、一般に量産化及び製品化されている MEMS 加速度センサーの計測領域であり、赤点線領域は地震探査で必要とされる領域であることから、一般の MEMS 加速度センサーに対し、格段の高精度化が必要とされることがわかる。自然地震観測や、

地震探査分野へその他の民生機器と比べ、数量的需要規模は数桁小さく、この分野への応用可能なセンサー開発が進展しなかった。こうした実情に対し、米国及び仏国の物理探査機器メーカー（米国 ION 社と仏国 Sercel 社）は、1990 年代後半から独自の開発により MEMS 加速度センサーを利用することに踏み切った。石油天然ガス資源探査の分野では、三次元陸上地震探査が一般化しており、数万個のセンサーが各調査に使用される。このような計測システムが多数稼動する数量的需要が近年高まったことが、センサー開発の契機となった¹⁾。

図 3 に仏国 Sercel 社が開発した MEMS 加速度センサーの構造図を、図 4 に米国 ION 社が開発した MEMS 加速度センサーの構造図を示す。いずれのセンサーも、図 2 の赤点線領域に相当するセンサー性能を持っている。Sercel 社の構造は、図 1 に示した楕円形をした構造の拡張版で、楕円構造を多数設けることでセンサー感度を向上させている。ION 社の製品は、これとは異なり、'proof mass'と呼ばれる振動を受ける重り部分を形状的に大型化し、感度を高めている。こうした MEMS 加速度センサーは地震探査用探鉱機の一部として組み込まれている。但し、ION 社のセンサー部分については、スイス拠点の Colibrys 社が現在、製造担っている。Colibrys 社では、現在探査用としての性能を有する高精度 MEMS 加速度センサーとして、数種類を製品化しており、アナログ出力型の SF-1500（単一成分）、SF-3000（三成分）、デジタル出力型の Digital-3（三成分）などを提供している。本研究では、制御震源による地震探査のみならず自然地震観測における MEMS 加速度センサーを用いた軽量かつ可搬性に優れた計測システムの実現可能性検証のために、Colibrys 社のアナログ出力型 SF-3000 及びデジタル出力型 Digital-3 のセンサーを評価対象とした。

図 5 は、デジタル出力型 Digital-3 に関わるセンサー部と付属回路の外観である。図の右端に 2 個の MEMS センサーが配置されている。これらと直交する成分のセンサーはこの写真では隠れているが、内部に取り付けられており、合計三成分が内蔵されている。図 6 は、アナログ出力型 SF-1500 の内部ブロック図で、MEMS センサーの周辺に ASIC（Application Specific Integrated Circuit）による電子回路が組み込まれている。Digital-3 は、これらアナログ出力型とは異なり、直接 24 ビット精度のデジタルデータを出力するもので、アナログ出力型よりもさらに高精度化が図られている。図 7 は、この Digital-3 の回路ブロック図である。アナログ型の SF-1500 や SF-3000 とは異なり、デルタシグマ型の A/D 変換モジュールが組み込まれ、128kHz のビットストリームでデジタルデータがデシメーションフィルターへ送られる。Digital-3 では、デシメーションフィルターとして、Cirrus-Logic 社の CS5376A を使用しており、デジタルデータ出力仕様（サンプリング間隔及びフィルター特性）は、この LSI に依存する。デジタル出力という点の他に、Digital-3 で特徴的である点は、16.384MHz の発振器に、デジタル制御式の TCXO（温度補償型水晶発振器）が使用されている点である。この利点を活用し、高精度のサンプリングクロックを確保し、外部制御を通じて GPS 衛星の正確な秒信号とサンプリングクロックを同期させることが可能である。

b) MEMS 型三成分加速度センサーの基本仕様

図 8 にアナログ型及びデジタル型 MEMS 三成分加速度センサーの外観写真を示す。また、表 1 にこれらの基本仕様表を示す。アナログ出力型 MEMS 加速度センサーに関しては、Colibrys 社 SF-3000 をアルミ製防水筐体に収納し、上面に水準器とコネクタ（電源入力、アナログデータ出力）を装備した。大きさ及び重量は、外径 100mm×高さ 100mm、1.0kg と小型で、運搬が容易である。感度は、1.2V/G で、ピーク値としての最大出力は 3G である（G は重力加速度）。また、ノイズレベルは、 $300 \sim 500 \text{ nGrms} / \sqrt{(10-1000) \text{ Hz}}$ で、gal (cm/s²) 換算では、1mgal 以下である。但し、このセンサーは仕様上 DC 成分、すなわち上下動成分では必ず重力加速度に相当する値が約 1.2Volt の DC オフセット電圧として出力される。このため、微小なノイズレベルの振動を観測する場合には、レコーダが DC レベルで飽和しないように注意する必要がある。具体的な回避方法としては、コンデンサーで DC 成分をカットする（ローカットフィルター）か、DC オフセットをキャンセルする回路を組み込むなどの対処が必要である。

デジタル出力型 MEMS 加速度センサーに関しては、Colibrys 社の Digital-3 をステンレス製防水筐体に収納し、上面に水準器とコネクタ（電源入力、デジタルデータ出力）を装備した。表 1 に示す様に、大きさ/重量は、外径 65mm×高さ 175mm、1.4kg と小型で運搬が可能であるが、A/D 変換モジュールに関わる回路が付加されているため、アナログ出力型 MEMS 加速度センサーよりはサイズは大きい。今回採用した Digital-3 では、出力に感度の異なる 3 つのモードがある。最も感度の高いモードでは、ビットの重みが、58nG で、ノイズレベル (Nominal) は、 $100 \text{ nGpeak} / \sqrt{(1-400) \text{ Hz}}$ と規定されている。従って、アナログ出力型 MEMS 加速度センサー (SF-1500、SF-3000) と対比した場合、自己ノイズレベルは 1/5 程度であり、大きく高精度化されていると考えられる。但し、これは仕様表に準拠した値であり、実際の測定データでは後述する様に、1/5 までの差異は見られなかった。この高感度モードでは、測定加速度範囲は±0.2G であり、ダイナミックレンジ 120dB 以上を有している。このモードでは、微動から有感地震まで収録が可能である。この他に、中感度モード (測定加速度範囲: ±0.45G)、低感度モード (測定加速度範囲: ±1.6G) が選択できる。また、デジタル回路部分の仕様は、大部分がデシメーションフィルター (Cirrus Logic 社、CS5376A) に依存している。基本フィルター特性は、直線位相と最小位相の選択が可能であり、サンプリング周波数は最大 2kHz から最小 0.5Hz までが選択できる。尚、Digital-3 はデジタルデータ出力のためのパラメータ設定等に必要な通信インターフェース回路、出力データを受け取るための回路、サンプリングクロックの制御回路など、外部に必要な回路を付加する必要がある。

c) MEMS 型三成分加速度センサーを用いた自然地震観測システム

MEMS 加速度センサーを用いた軽量かつ可搬性に優れた計測システムの実現可能性検証のために、MEMS 型三成分加速度センサーを自然地震観測システムとして、アナログ出力型及びデジタル出力型のセンサーを実装した記録装置を検討対象とした。アナログ出力 MEMS 加速度センサーによるシステムとしては、Colibrys 社の SF-3000 を内蔵した三成分加速度センサーに、(株)地球科学総合研究所製の MS2000 レコーダ及びリチウムイオ

ンバッテリーを接続した記録装置を採用した。図 9 にシステム全体の外観を、また、MS2000 を含む全体の記録システム構成図を図 10 に示す。アナログ出力 MEMS 加速度センサーの防水筐体内には、上下動成分についてのみ重力加速度の DC 成分を除去する電気回路を組み込んである。

次に、デジタル出力 MEMS 加速度センサーによる記録装置は、Colibrys 社の Digital-3 三成分加速度センサーに、(株)地球科学総合研究所製の GPS レシーバ/時刻同期装置、データロガー装置及びリチウムイオンバッテリーを接続し、システム化したものである。図 11 にシステム全体の外観を、また、MS2000 を含む全体の記録システム構成図を図 12 に示す。

d) MEMS 型三成分加速度センサーに関わる性能確認

アナログ出力型 MEMS 加速度センサーとデジタル出力型 MEMS 加速度センサーを用いて同一場所で観測を行った場合に、整合性のある波形が両者とも再現性をもって取得できることは、性能評価の第一要件である。この観点から、同一場所に 2 種類のセンサーを設置し、インパルス振動を人工的に起こし、比較データを取得した。図 13 (a) と図 13 (b) にそれぞれアナログ出力型とデジタル出力型 MEMS 加速度センサーで取得した波形を示す。測定波形は、上から水平動 X 軸、水平動 Y 軸、上下動 Z 軸である。但し、アナログ出力型とデジタル出力型の水平動 Y 軸の実装方向が逆のため、波形が反転している。これらの図から、波形の類似性は明確であり、ピークの時刻も一致していることが確認できる。アナログ出力型 MEMS 加速度センサーの時刻は既存の MS2000 システムによるものであり、この刻時精度は別途検証されている。従って、両者を混在して自然地震を観測する場合にも時刻精度の問題は発生しないと考えられる。

次に、スイープ波形記録による性能評価を目的として、人工震源としてバイブロサイスにより振動を発生させ比較記録を取得した。図 14 (a) と図 14 (b) にそれぞれアナログ出力型とデジタル出力型 MEMS 加速度センサーで取得した波形を示す。波形は、上から水平動 X 軸、水平動 Y 軸、上下動 Z 軸である。振動レベルとしては、有感地震に近い振動であり、スイープ周波数は 8-96Hz に設定している。両センサーとも最大入力範囲に近い振動レベルにおいて飽和せずにデータ収録が可能なが確認できた。

センサー基本性能評価の最終項目として、常時微動に関わる比較データを取得した。図 15 (a) と図 16 (a) にそれぞれアナログ出力型とデジタル出力型 MEMS 加速度センサーで取得した波形を示す。また、この 10 秒間のノイズデータに対する振幅スペクトラム (単位は Grms) を図 15 (b) と図 16 (b) に示す。データは、深夜時間帯 10 秒間のデータを使用した。波形図、スペクトル図共に、上から水平動 X 軸、水平動 Y 軸、上下動 Z 軸の順である。ノイズ波形の RMS レベルを見ると、アナログ出力型とデジタル出力型 MEMS 加速度センサー共に 3~4 μ Grms 程度である。これは加速度計センサーの自己ノイズレベルに近い値であり、センサーはほぼ仕様通りに動作していることが確認できた。尚、このデータには常時微動と加速度計センサーの自己ノイズが混在していると考えられることから、両者の自己ノイズレベルに関わる詳細な比較検討は行っていないが、アナログ出力型

MEMSセンサーにはDC付近の極低周波領域のノイズが波形及びスペクトルに現れており、デジタル出力型 MEMS 加速度センサーのノイズ特性が優れていることが理解できる。常時微動の卓越周波数はスペクトル表示から 10Hz 程度であり、DC に近い成分は加速度センサーの自己ノイズと判断される。

2) MEMS 型三成分加速度センサーによる自然地震アレイ観測結果

a) 自然地震アレイ観測測線の概要

内陸地震を引き起こす震源断層の地震基盤から脆性-延性境界に相当する地震発生層下限までの震源断層の形状把握が重要な課題となっている。こうした震源断層の深部延長に関わる微弱な深部反射波の抽出を目的として、北部本州リフト系の東縁部に相当する北上山地西縁の水沢地域において、制御震源による深部地殻構造探査（MZ-1 測線）が実施された²⁾。この深部構造調査においては、稠密長大展開による反射法、広角反射法及び屈折法データの解析によって、北上低地帯の胆沢扇状地を南北に横断する出店断層の構造が、浅層部から深部に至るまで極めて明瞭にイメージングされた。また、地殻中部のデータタッチメントに相当する深度 12-14 km の深部反射面が調査測線西部において明瞭に認められた。北上低地帯西部から奥羽脊梁山地にかけて西上がりの傾斜を示すこの反射面は、本測線の約 45km 北側に位置する上平断層群を横断して実施された 1997-1998 年奥羽脊梁山地横断プロファイル³⁾で確認された地殻中部の反射面形状及び 1997 年屈折法東北横断プロファイル⁴⁾の速度構造モデルと調和的である。また、出店断層の深部延長部に相当する反射面は深度約 8km までは確認でき、奥羽脊梁山地側において前述のデータタッチメントに収斂する可能性が高いことが見出されている。こうした制御震源による深部地殻構造探査を通じて、北上山地西縁の北上及び水沢地域においては、堆積層及び基盤面の詳細構造、活断層の形状と地震発生層下限までの深部延長、及び広域的な上部地殻構造が把握されている。従って、自然地震波を用いた地殻構造のイメージングに関するポテンシャルを評価検証するフィールドとして、この岩手県水沢地域を選択した。

MEMS 型三成分加速度センサーによる自然地震アレイ観測測線は、制御震源による MZ-1 測線とほぼ重複する。この測線は岩手県奥州市前沢区生母の北上山地を基点として、北上川西岸地域から胆沢川扇状地を東西に横断し、奥羽脊梁山地の秋田-岩手県境に位置する奥州市胆沢町若柳に至る約 40km の測線長を持つ。図 17 に、MEMS 型三成分加速度センサーによる自然地震アレイ観測を実施した調査測線図を示した。

b) MEMS 型三成分加速度センサーの性能検証データ取得内容

MEMS 型三成分加速度センサーを装備した自然地震観測システムに関して、センサー性能に関わる項目の検証を目的として、速度型地震計を含めた比較観測データを取得した。検証項目は、第一に、近地地震及び遠地地震に関する取得データの品質と周波数特性である。特に、自然地震データ取得における 1.5Hz 以下の低周波数領域における分解能確保と自己ノイズレベルの確認が重要である。第二の検証項目として、MEMS 加速度センサーの動作機構の確認が挙げられる。具体的には、アナログ及びデジタル MEMS 加速度センサ

一の鉛直成分に関する DC 成分抑制機構、デジタル MEMS 加速度センサーに関する通信インターフェース回路、データ伝送回路及びサンプリングクロック制御回路等の基本動作の検証が不可欠である。第三は、設置条件、カップリング及び天候状況による出力特性の影響度、実際の観測時の消費電力、さらには筐体の防水性等の、運用上の確認項目である。実際の MEMS 型三成分加速度センサーの性能検証データを取得した期間と機材は以下のようになる。

i) 観測期間

平成 19 年 9 月 28 日～12 月 28 日* (90 日間：設置撤収を含む)

[奥羽脊梁山地を横断する冬季閉鎖区間 10 点分は 11 月 24 日までの 58 日間]

ii) 使用機材 (予備機材を含む)

速度型地震計 A...Lennartz Electric LE-3D lite 1.0Hz.....	15 台
速度型地震計 B...Markproducts L-4-3D 1.0Hz.....	5 台
速度型地震計 C...Markproducts L-22D 2.0Hz.....	10 台
加速度計 A.....アナログ MEMS 型加速度センサー JGI AMS-3C.....	10 台
[素子部 : Colibrys MEMS Si-Flex3000L]	
加速度計 B.....デジタル MEMS 型加速度センサー JGI DMS-3000.....	10 台
[素子部 : Colibrys MEMS Digital-3]	
記録システム A...JGI :MS-2000.....	40 台
記録システム B...JGI :DMS-3000.....	10 台

記録システム A は速度型地震計 A、B、C 及び加速度計 A に関して用いられ、記録システム B は加速度計 B に関して用いられた。また、上記の速度型地震計及び加速度計は約 40.0km の測線において、0.8-1.2km 間隔で分散して設置し、計 2 箇所 (北上山地及び奥羽山地) において、全種類のセンサーを用いた比較観測データを取得した。

c) 近地及び遠地地震観測例

本節では前述のアレイ観測測線において取得された自然地震観測例を示す。全ての表示結果は、アレイ観測測線東端の北上山地内に位置する比較観測点における取得データである。この比較観測点においては、全種類のセンサーによるデータ取得が、全観測期間に亘って実施されている。

取得された地震観測データについて、レシーバ関数及び地震波干渉法等の地殻構造イメージング手法の適用可能性から下記に区分した。

i) Type-A (Local Earthquake)

調査測線から 100km 以内で生じた近地地震。調査測線及びその延長上に震源が位置する場合には、逆 VSP マッピング法あるいは地震波干渉法の適用可能性が高い。

ii) Type-B (Regional Earthquake)

調査測線から 100km 以上かつ震央距離 20 度以内の日本列島周辺で発生したマグニチュード 4.0 以上の地震。調査測線及びその延長上のアジマスに震源が位置する場合には、地震波干渉法の適用可能性が高い。また、深発地震に関してはレシーバ関数解析の適用可能性が高い。

iii) Type-C (Teleseismic Wave)

調査測線から震央距離 25 度以上 80 度未満のマグニチュード 5.7 以上の地震。レシーバ関数解析及び地震波干渉法の適用可能性が高い。

図 18(a)に調査測線東端から約 45km 東方に位置する Type-A の近地地震に関する観測記録例(原記録)を示す。図 18(b)は図 18(a)の観測記録に帯域通過フィルター(0.01-7.0Hz)を適用した結果を示す。この図から全センサーに記録に関して、ほぼ同等の品質を持った記録が得られていることがわかる。但し、帯域通過フィルター適用結果では、アナログ MEMS 型加速度センサーの記録について、0.5Hz 以下の低周波数帯域ノイズが顕著である。今回の観測で使用したアナログ MEMS 型加速度センサーの自己ノイズは $300-500 \text{ nGrms}/\sqrt{\text{Hz}}$ であり、デジタル MEMS 型加速度センサーと対比すると仕様上は 5 倍の自己ノイズレベルを持つ。鉛直成分ではフィードバック回路に至る前段階の入力データでは DC 成分が加算されており、特に自己ノイズの影響を受け易い。図 18(c)及び図 18(d)は Type-B の福島県沖及び茨城県沖地震の記録例(帯域通過フィルター0.01-5.0Hz 適用)である。全般的に、MEMS 加速度センサー記録は良好であるが、図 18(b)の測線近傍における地震記録と同様に、アナログ MEMS 型加速度センサーの鉛直成分にはセンサー自己ノイズの影響が確認される。次に、遠地地震の観測記録例(帯域通過フィルター0.01-3.0Hz 適用)を図 18(e)に示す。この地震のマグニチュードは 7.8Mw であり、デジタル MEMS 型加速度センサーでは P 波初動及び後続波が確認できる。しかしながら、アナログ MEMS に関しては、自己ノイズと遠地地震波の振幅レベルは同等であり、信号の抽出は困難である。従って、アナログ MEMS 型加速度センサーは近地の有感地震を記録する強震計としては使用できるが、現段階では一般的な自然地震観測のセンサーとしては採用すべきではないと判断される。

表 3 には制御震源データ、Type-A、Type-B、Type-C の各自然地震データに関して、イメージング解析法及び解析によって得られるプロファイルの一覧を表示した。併せて、制御震源用速度型地震計(10Hz)、自然地震観測用速度型地震計(1.0Hz)及びデジタル MEMS 型加速度センサーに関して、各データを用いたプロファイル構築に関わる評価結果を示した。デジタル MEMS 型加速度センサーに関しては、自己ノイズレベルが低く、近地地震データの取得に関しては十分な性能を持つものと期待できる。また、制御震源データに関しては、100Hz 以上の有効周波数帯域まで十分に信号を捕捉できると考えられる。

3) 自然地震データに関する地震波干渉法の適用

a) 自然地震波に関する地震波干渉法適用の基礎概念

近年、ポータブル型の観測システムが普及するにつれて比較的稠密な観測アレイが可能となり、遠地地震から求められるレシーバ関数について、P-S 変換点マッピング及びマイグレーションといった反射法地震探査で用いられている技術を応用できる可能性が開かれてきている。モホ面あるいは上部マンツルの境界面における Ps 変換波について、重合前マイグレーションを適用する場合には、速度モデルの構築と波線追跡による P-SV 散乱点から受振点までの P-P 及び P-SV 走時計算等の煩瑣な計算が必要である。一方、Ps 変換波のみならず、地表面におけるゴースト波である PpSs 波あるいは PpPs 波を用いたイメージングが Wilson and Aster (2005) ⁵⁾によって試みられている。

Clearbout (1968) ⁶⁾は水平多層構造において、透過波と反射波が自己相関関数によ

って関係付けられることを示した。近年、不均質媒質において、解析対象である最下層以深に分布する震源からの透過波を含むデータについて、各受振点記録間の相互相関を行い、因果律を満たす記録を抽出することによって、地表にパルス型震源を置いて得られる反射波を合成することが可能であることが示されてきている⁷⁾。これは、P波あるいはPs変換波が地表面で反射して生成されるゴースト波を抽出することに相当し、全受振点位置における発震記録が生成されることと等価である。実際に反射波の波動場を再現するには、最下層以深において相関関係の無い多数のノイズ震源が前提となっているが、隣接する受振点間の位相差のみに注目して光干渉と同様の様々なジオメトリーを想定したイメージングを行うことの可能性が、Schuster (2004)⁸⁾によって示されている。

一般に、自然地震に関する地震波干渉法の適用を考えた場合、解析対象とする地殻下部とモホ面以深から平面波入射が想定される遠地地震波が最も適用可能性が高い。稠密アレイで観測された遠地地震データから地表で生成された擬似反射データの抽出は、相互相関処理の適用によって実現される。図 19 に遠地地震について地表ゴースト波抽出の模式図を示す。特定の受振点 A で測定された透過波記録と他の受振点 B で測定された透過波と地表ゴースト波を含む記録の間の相互相関を計算することによって、受振点 A に擬似発震点を設定した発震記録を生成することができる。この相互相関の過程において、受振点 A に至る透過波の経路の影響は除去されることになる。こうしたデータでは発震-受振系の対称サンプリング⁹⁾が自動的に実現されていると共に、速度解析や重合前マイグレーションを含む反射法地震探査の基本技術を直接的に適用できることが可能となる。遠地地震データに関する擬似反射データを抽出する過程においては、P波あるいはPs変換波が地表面でP波あるいはS波ゴースト反射波を生成する場合と、Ps波あるいはSpゴースト変換波を生成する場合に分類できる。擬似反射記録を生成した場合は、水平多層構造については、前者に関しては反射点が受振点-擬似発震点について対称となるCMP(共通反射点)アンサンブルが、また後者に関しては変換点が非対称となるCCP(共通変換点)アンサンブルが構築される。

地震波干渉法における擬似反射データに関する重合処理については、通常の反射法地震探査データ解析の処理法と同様に、擬似反射ジオメトリー情報のコンパイル、振幅回復、予測型デコンボリューション、NMO補正及び共通反射点あるいは共通変換点重合処理が適用される。レシーバ関数解析においては、震源及び伝播経路の寄与を除去することを目的としたスペクトラルデコンボリューション、共通P-SV変換点ビンニング、NMO補正及び共通変換点重合が適用されるが、擬似反射データの取り扱いは比較的単純である。共通反射点あるいは共通P-SV変換点ビンニングを伴う重合処理では、各時間サンプルに関して定義されるRMS(平均)速度構造に対する波線を用いた反射波あるいは変換波が考えられるのに対して、マイグレーション処理では点散乱源の分布を仮定し、各点での一次散乱波が扱われる。一般に、レシーバ関数データではイメージングの対象である地下の散乱源に入射する平面波面を考え、散乱源からのPs変換波と波面に垂直な直達P波との走時差が一定となるオペレータが構築される。一方、地震波干渉法における擬似反射データでは擬似発震点から散乱源への走時と散乱源から受振点への走時の和が一定となるオペレータが構築され、走時は各深度における区間速度によって定義される速度プロファイルをもとにした波線計算によって得られる。

近地地震に関する地震波干渉法の適用可能性を考えた場合、遠地地震と比較して、大きな制約が下記のように課せられる。

- ・地震波干渉法の基本前提である「解析対象の最下層以深における無相関震源ジオメトリ」の仮定から近地地震分布は逸脱している。また、偽像抑制には多くの地震を解析に使用することが要請される。
- ・走時差による P 波及び S 波の分離に十分な検討が必要であり、相互相関による擬似発震データの構築においては解析ウィンドー内において相互相関前に波動場分離が望まれる。

b) モデルデータへの適用結果

遠地地震解析に関する擬似反射プロファイリング法を検証するため、弾性波 Pseudospectral 法による二次元合成地震記録を作成した。受振点間隔は 1.0km であり、受振測線長は 480km を想定した。合成した 15 個の遠地地震の入射波線パラメータ範囲は 0.048-0.075sec/km であり、震央距離は 23~37 度に相当する。ウェーブレットは 0.0-0.2-1.0-1.2Hz の Ormsby 型フィルターによって作成した。図 20 (a) は単純なオフセットを伴うモホ面のモデルであり、合成記録に関して鉛直成分間の相互相関処理を適用することによって、地表 P 波震源による擬似反射記録が生成される。また、インライン水平成分間の相互相関処理を適用することによって、地表 S 波震源による擬似反射記録が生成される。各遠地地震について得られる発震記録数は、P 波及び S 波それぞれについて全受振点数に相当する 480 であり、反射法地震探査で用いられる重合前深度マイグレーションが適用された。全遠地地震に関する擬似反射記録は重合処理前に CMP アンサンブルに編集された。

図 20 (b) は全 15 個の遠地地震について生成した P-P 波擬似反射記録に対して重合前深度マイグレーションを適用した断面図、図 20 (c) は S-S 波擬似反射記録に対して重合前深度マイグレーションを適用した断面図、図 20 (d) は P-S 及び S-P 波擬似反射記録に対して重合前深度マイグレーションを適用した断面図である。また、図 20 (e) は P-P、P-S、S-P 及び P-S の全モードを加算したマルチモード型の地震波干渉法による重合前深度マイグレーションを適用した断面図である。また地震波干渉法による重合前深度マイグレーション断面図との比較検討のため、レシーバ関数解析を実施し、スペクトラルデコンボリューション、共通 Ps 変換点ビンニング及び重合前深度マイグレーションを適用した断面図を作成した。図 20 (f) は全 15 個の遠地地震記録から得られた Ps レシーバ関数に対する重合前深度マイグレーション適用断面図、図 20 (g) は 'Ps+PpPs-PsPs-PpSs' マルチモード型レシーバ関数に関する重合前深度マイグレーション適用断面図である。

地震波干渉法による重合前深度マイグレーションによるイメージング結果は、レシーバ関数による結果と同様にモホ面のオフセットを伴うモデル構造が復元されていることがわかる。また、地震波干渉法による結果では、解析に使用する地震の個数を増加させると偽像の生成を抑制する傾向があることが確認でき、マルチモード型イメージングの適用によって偽像の抑制は更に向上すると考えられる。反射面の分解能に関しては、地震波干渉法による結果はレシーバ関数による結果よりも高いことが期待できる。

c) 実データへの適用結果

i) 糸魚川静岡構造線稠密アレイ観測データ

地震波干渉法によるイメージング法の実データへの適用性を検討するために、中部日本における北部フォッサマグナの西縁に位置している糸魚川-静岡構造線を横断する測線で取得された稠密自然地震観測データを用いた。この北部フォッサマグナは日本海拡大の最終期において背弧リフトとして形成された堆積盆地であり、鮮新世において短縮変形を受けている。この稠密自然地震観測データは、制御震源による深部地殻構造探査の測線と重複する東西約 60km の範囲で取得された。図 21 に北部フォッサマグナの位置図と調査測線図を示す。尚、制御震源による深部地殻構造探査の結果は Sato et al. (2004) ¹⁰⁾ に総括されている。この稠密自然地震観測における受振点間隔は約 1.0km であり、一秒計による三成分観測データは 2002 年 9 月から同年 12 月に取得されたデータを用いた。レシーバ関数解析には、マグニチュードが 5.2~7.0 で、震央距離が 23~80 度の 59 個の遠地地震を用いた。一方、地震波干渉法解析には、地表ゴースト波が生成可能なマグニチュード 6.0 以上である比較的規模の大きい遠地地震を選択的に用いた。

地震波干渉法解析では、震源-受振点のアジマス回転後の鉛直成分について受振点間の相互相関処理を適用することによって、主に PpPp ゴースト反射波に関する擬似反射 P 波記録を構築した。さらに、反射法地震探査データ解析における標準処理である、振幅回復、コヒーレントノイズ抑制処理及び予測型デコンボリューションといった事前処理を適用した。特に重要な処理は震源関数補償を目的とした予測型デコンボリューションであり、各地震単位の平均オペレータが最小位相であることを前提として構築した。最終的なイメージング結果として、擬似反射 P 波について NMO 補正、CMP 重合及び深度変換を適用した重合処理断面図と重合前深度マイグレーションを適用した断面図を作成した(図 21 (b)、(d))。一方、レシーバ関数解析においては、震源-受振点のアジマス回転後にスペクトラルデコンボリューションの事前処理を適用した。最終的なイメージング結果として、共通 P-SV 変換点ビンニング、NMO 補正、共通 P-SV 変換点重合及び深度変換を適用した重合処理断面図と重合前深度マイグレーションを適用した比較断面図を作成した(図 21 (c)、(e))。NMO 補正、共通 P-SV 変換点ビンニングあるいは重合前深度マイグレーション処理の前提となる速度構造として、同一測線でデータが取得された近地地震を用いたトモグラフィ解析 ¹¹⁾ によって推定された上部地殻の P 波速度及び S 波速度を参照し、さらに地震波干渉法解析及びレシーバ関数解析における下部地殻に関する速度スキャン結果を用いて外挿した。

これらの構造断面図から見出される事実は以下の様に総括できる。

- ・地震波干渉法解析及びレシーバ関数解析のいずれについても、深度 36~38km において水平な境界面が整合して見出される。Yoshimoto et al. (2004) ¹²⁾ による広域レシーバ関数プロファイルの結果を参照すると、モホ面であることが確認できる。
- ・測線西部の糸魚川-静岡構造線を横断する区間においては、地震波干渉法解析及びレシーバ関数解析のいずれについてもモホ面の連続性が乱されている。
- ・レシーバ関数解析結果よりも地震波干渉法解析の処理断面の方が反射面の分解能はやや高い傾向がある。また、中央隆起帯直下の地震波干渉法解析断面における深度 19-30km における東傾斜の境界面は、制御震源で見出された'Laminated Lower Crust'相当反射群の

上面に相当する。

ii) 大都市圏地殻構造調査小田原-山梨測線自然地震観測データ

マイグレーション処理を中心とした上記のレシーバ関数解析及び地震波干渉法解析フローの実データへの適用性を検討するために、大都市圏地殻構造調査小田原-山梨測線で取得された稠密自然地震観測データを用いた。この稠密自然地震観測データは、制御震源による深部地殻構造探査の測線と重複する北西-南東方向約 40km の範囲で取得された。受振点間隔は約 1.0km であり、一秒計による三成分観測データは 2006 年 1 月から同年 4 月までに取得されたデータである。レシーバ関数解析には、マグニチュードが 5.5~7.0 で、震央距離が 23~80 度の 62 個の遠地地震を用いた。但し、足柄層群上に観測点が設けられた測線東部の 5km の区間ではデータ品質が相対的に低下した。一般にレシーバ関数解析における速度スキャンではモホ面までの平均的は V_p/V_s が推定されるに止まるため、今回は P-SV 変換点のビンニング、NMO 補正及びキルヒホッフマイグレーション処理の前提となる速度構造として、同一測線でデータが取得された近地地震を用いたトモグラフィ解析¹³⁾によって推定された上部地殻の P 波速度を用いた。S 波速度についてはこの P 波速度をスケーリングした値を用いた。また、P-SV 変換点のビンニング及び重合前マイグレーションにおける水平方向ビンサイズは 50m に設定した。最終結果として Sato et al.(2006)¹⁴⁾ に制御震源による深部構造探査プロファイル、レシーバ関数解析を通じて得られた重合前キルヒホッフマイグレーション断面図及び地震波干渉法による重合前キルヒホッフマイグレーション断面図を併せて表示した (図 22)。

これらの構造断面図から見出される事実は以下の様に総括できる。

- ・深度 20~38km に見出される顕著な北傾斜の P-S 変換面 (レシーバ関数解析) 及び P-P 反射面 (地震波干渉法解析) はフィリピン海プレート上面に相当する境界面であり、制御震源プロファイルの結果と整合している。
- ・地震波干渉法に関するプロファイルは、レシーバ関数プロファイルに比較して測線両端部におけるイメージング結果が低下している。これは擬似反射波を用いた重合効果が固定展開中央部に集中していることに起因している。

(c) 結論ならびに今後の課題

制御震源を用いた地殻構造調査では、制御震源と自然地震を震源とした地震波形を解析し、統合的なプレート構造から地殻構造までの詳細な断面を得ることを目的として研究を進めている。この中の「自然地震波干渉法による地殻・上部マントル構造調査研究」として、平成 19 年度は今後のプロジェクトの基礎となる二つの項目についての検討を行った。一つは、制御震源から遠地地震までの観測機器の検討であり、二つめが得られた自然地震波を用いた地殻・上部マントルのイメージング方法についての検討である。

観測機器については、取り扱い・経済性なども考慮してデジタル MEMS と 1Hz 地震計の組み合わせによる観測が最適と判断した。また、自然地震データを用いた地震波干渉法について検討し、既存の観測データを用いた解析を行った。糸魚川-静岡構造線中北部・伊豆衝突帯北部で最上部マントルから地殻内のイメージングの実例を示し、稠密な自然地震観測を行うことによって、上部マントルから地殻内の詳細なイメージングが可能であることを示した。

(d) 引用文献

- 1) Gibson, J., Burnett, R., Ronen, S., and Watt, H.: MEMS sensors: Some issues for consideration, *The Leading Edge*, Vol.24, No.8, pp.786-790, 2005.
- 2) 阿部進, 齊藤秀雄, 佐藤比呂志, 越谷信, 川中卓: 北上低地帯横断地殻構造探査について, 日本地球惑星科学連合学会, S152-P005, 2007.
- 3) Sato, H., et al.: Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone Range, northern Honshu Island, Japan, *Tectonophysics*, 355, 41-52, 2002.
- 4) Iwasaki, T., et al.: Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, *Geophysical Research Letters*, 28,2329-2332, 2001.
- 5) Wilson, D., and R. Aster: Seismic imaging of the crust and upper mantle using regularized joint receiver functions, frequency-wave number filtering, and multimode Kirchhoff migration, *J. Geophys. Res.*, 110, B05305, doi:10.1029/2004JB003430, 2005.
- 6) Claerbout, J.F.: Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics*, 33, 264-269., 1968.
- 7) Wapenaar, K., J. Thorbecke, and D. Draganov: Relations between reflection and transmission responses of three-dimensional inhomogeneous media, *Geophys. J. Int.*, 156, 179-194, 2004.
- 8) Schuster, G.T., J. Yu, J. Sheng, and J. Rickett: Interferometric/daylight seismic imaging, *Geophys. J. Int.*, 157, 838-852, 2004.
- 9) Vermeer, G.: Symmetric sampling, *The Leading Edge of Exploration*, 10, 21-27, 1990.
- 10) Sato, H., Iwasaki, T., Kawasaki, S., Ikeda, Y., Matsuta, N., Takeda, T., Hirata, N. and Kawanaka, T.: Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, Central Japan, *Tectonophysics*, 388, 47-58, 2004.
- 11) Kurashimo, E., and Hirata, N.: P and S wave velocity structure beneath the northern Fossa Magna basin, central Japan, derived from a dense array observation, *Earth Planets Space*, 56, 1301-1308, 2004.
- 12) Yoshimoto, K., et al.: Moho and Philippine sea plate structure beneath central Honshu island, Japan, from teleseismic receiver functions, *Earth Planets Space*, 56, 1271-1277, 2004.
- 13) Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara: Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673, 2005.
- 14) Sato, H., N. Hirata, S. Abe and Research group for the crustal structure of Tokyo and Kinki metropolitan areas: Regional characterization of the crust in metropolitan areas, Kanto and Kinki, Japan, *Proceedings of the 8th SEGJ International Symposium - Imaging and Interpretation-*, Kyoto, Japan, 26-28 November 2006,

- Society of Exploration Geophysics of Japan, 317-322, 2006.
- 15) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Iwasaki, T., Ito, T., Kasahara, K., Ikawa, T., Abe, S., Kawanaka, T., Matsubara, M., Kobayashi, R., Harder, S.: Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, 309, pp.462-464, 2005.
 - 16) Wilson, D., and Aster, R.: Seismic imaging of the crust and upper mantle using regularized joint receiver functions, frequency-wave number filtering, and multimode Kirchhoff migration, *J. Geophys. Res.*, 110, B05305, doi:10.1029/2004JB003430, 2005.
 - 17) Chavez-Perez, S., and Louie, J.: Crustal imaging in southern California using earthquake sequences, *Tectonophysics*, 286, pp.223-236, 1998.
 - 18) Shragge, J., Artman, B., and Wilson, C.: Teleseismic shot-profile migration, *Geophysics*, 71, SI221-229, 2006.
 - 19) Abe, S., Kurashimo, E., Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., and Kawanaka, T.: Interferometric seismic imaging of crustal structure using scattered teleseismic waves, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19305, doi:10.1029/2007GL030633, 2007.
 - 20) 大竹雄次: 地震計の現状と MEMS への期待, 日本機械学会 No.04-76 講習会教材 pp.41-46, 2004.
 - 21) Sercel, Inc.: Digital sensor unit 3C DSU / 428XL, Company Brochure, 2007.
 - 22) Colibrys, Ltd. : Product Description, Company Brochure, 2006.
 - 23) Abe, S., Kurashimo, E., Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., and Kawanaka, T.: Interferometric seismic imaging of crustal structure using scattered teleseismic waves, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19305, doi:10.1029/2007GL030633, 2007.
 - 24) Asano, S., Wada, K., Yoshii, T., Hayakawa, M., Misawa, Y., Moriya, T., Kanazawa, T., Murakami, H., Suzuki, F., Kubota, R., Suyehiro, K.: Crustal structure in the northern part of the Philippine Sea Plate as derived from seismic observations of Hatoyama-off Izu Peninsula explosions, *Journal of Physics of the Earth*, vol.33, no.3, pp.173-189, 1985.
 - 25) Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K., Kasahara, K.: Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific Plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *Journal of Geophysical Research*, vol.110, no.B12, 15 pp., 2005.
 - 26) Ozel, O., Iwasaki, T., Moriya, T., Sakai, S., Maeda, T., Piao, C., Yoshii, T., Tsukada, S., Ito, A., Suzuki, M., Yamazaki, A., Miyamachi, H.: Crustal structure of central Japan and its petrological implications, *Geophysical Journal International*, vol.138, no.1, pp.257-274, 1999.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果	発表者氏名	発表場所	発表時期	国内・外の別
遠地地震波の重合前イメージング解析 - マルチモード型レシーバ関数法と'Seismic Interferometry'の対比 - (口頭)	阿部進・佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・伊藤谷生・川中卓	地球惑星科学関連学会2007、幕張	平成19年 5月24日	国内
Interferometric seismic imaging of sedimentary basins using local-earthquake coda (ポスター)	Abe, S., H. Sato, N. Hirata, T. Iwasaki, and T.Kawanaka	American Geophysical Union, Fall meeting, 2007	平成19年 12月12日	国外
伊豆-丹沢衝突帯北東部道志川沿いにおけるレシーバー関数解析 (口頭)	菊池伸輔・津村紀子・伊藤谷生・平田直・佐藤比呂志・岩崎貴哉・阿部信太郎・青柳恭平・阿部 進	地球惑星科学関連学会2007	平成19年 5月23日	国内

学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載論文	発表者氏名	発表場所	発表時期	国内・外の別
Interferometric seismic imaging of crustal structure using scattered teleseismic waves	Abe, S., E.Kurashimo, H. Sato, H. Hirata, T. Iwasaki, and T. Kawanaka,	<i>Geophys. Res. Lett.</i> , Vol. 34, No. 19, L19305, doi: 10.1029/2007GL030633	平成19年	国外

マスコミ等における報道・掲載

なし

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 20 年度業務計画案

首都圏においては平成 14 年度以来、延べ 3 ヶ年に亘って大都市圏地殻構造探査が実施され、プレート境界の震源断層や内陸活断層の深部延長が明らかにされてきた¹⁵⁾。足柄平野北部から丹沢山地を経て関東平野を南北に縦断し足尾山地に至る関東山地東縁測線においては、伊豆小笠原弧由来の丹沢山地が北側の本州弧地殻に楔型形状を伴って付加している構造が明確となった。また、丹沢山地下 12-22km で北に傾斜する明瞭な反射面は、フィリピン海プレート上面に対応することが推定された(図 23)。一方、足柄平野南部から北西方向に丹沢山地、御坂山地を経て甲府盆地北部に達する小田原-山梨測線では、御坂山地から甲府盆地下の 30-40km に見出された北傾斜の明瞭な反射波群が、フィリピン海プレートの沈み込みに関連している丹沢山地下の深度 15-25km の微小地震領域に連続することが明らかとなった(図 24)。さらに同時期に実施された稠密アレイによる地震観測データを用いて、遠地地震を用いたイメージングによって抽出されたフィリピン海プレートの形状は、制御震源データによる深部反射面及び微小地震分布と調和的であることが確認された。このイメージング結果は Ps 変換波によるレシーバ関数解析と'PpPp+PsPp'ゴースト反射波による地震波干渉法解析をハイブリッド化して得られている(図 22)。

従来、箱根火山北西領域は深い地震活動が観測されておらず、この地域におけるフィリピン海プレートスラブの存否を含めて、その形状には様々な議論がある。関東平野下におけるスラブの運動方向に拘束条件を与える上で、関東山地東縁から箱根火山北西領域におけるスラブの形状把握は重要な検討課題である。2003 年の関東山地東縁測線で見いだされたフィリピン海プレート上面からの反射面と、2005 年の小田原-山梨測線での非地震性のフィリピン海スラブの出現深度は、小田原-山梨測線で 30-40km と深く、スラブ上面が連続するかどうかについては、明瞭ではない。こうした問題の解決も含め、本プロジェクトにおける制御震源による深部地殻構造探査測線として、図 25 に示す筑波-山梨測線及び常陸-房総測線を計画している。

平成 20 年度の自然地震観測を主体とした調査測線は、平成 21 年度にデータ取得が予定されている筑波-山梨測線の関東平野西縁から奥多摩地域を経て甲府盆地に至る区間に設定した。具体的な目的はフィリピン海スラブの連続性を含めた形状を明らかにすることである。測線は図 26 に示す約 50km の区間である。500-600m 間隔で計 80 点の受振点を配置し、デジタル MEMS 型加速度計及び 1.0Hz 速度型地震計の交互配置によって、近地地震に関しては約 500m、遠地地震については約 1000m の空間サンプリングを実現し、地殻構造イメージングに必要なデータを網羅的に収録する。データ取得期間は平成 20 年 8 月末から平成 20 年 12 月末までの約 4 ヶ月の予定である。こうした稠密アレイによる自然地震観測を通じて、地殻中部以深の構造をマルチモードレシーバ関数解析¹⁶⁾、逆 VSP 解析¹⁷⁾及び地震波干渉法¹⁸⁾、¹⁹⁾等の手法によってイメージングを行い、制御震源データとの統合プロファイルを構築する。

「図の説明」

表 1 MEMS 加速度センサーの主要仕様

表 2 デジタル MEMS 加速度センサーを用いた記録システム基本仕様

表 3 制御震源及び自然地震データに関するイメージング解析解析によって得られる地殻構造プロファイルの一覧、及びプロファイル構築に関わるセンサー対応表

図 1 静電容量型 MEMS 加速度センサーの作動概念図

図 2 加速度センサーの測定加速度領域と周波数：MEMS 加速度センサーの位置付け²⁰⁾に加筆

図 3 MEMS 加速度センサーの構造²¹⁾

図 4 MEMS 加速度センサーの構造²²⁾

図 5 Digital-3 MEMS 加速度センサー及びエレクトロニクス部分の外観²²⁾

図 6 アナログ出力型 MEMS 加速度センサーの内部構成図²²⁾

図 7 デジタル出力型 MEMS 加速度センサーの内部構成図²²⁾

図 8 MEMS 加速度センサーの筐体外観 (左) アナログ出力型 (右) デジタル出力型

図 9 アナログ出力型 MEMS 加速度センサーによる自然地震観測システムの外観

図 10 アナログ出力型 MEMS 加速度センサーによる自然地震観測システムの構成

図 11 デジタル出力型 MEMS 加速度計センサーによる自然地震観測システムの外観

図 12 デジタル出力型 MEMS 加速度計センサーによる自然地震観測システムの構成

図 13 (a) インパルス振動波形 (アナログ型 MEMS センサー)

図 13 (b) インパルス振動波形 (デジタル型 MEMS センサー) [CH.2 の極性はアナログ型とデジタル型で異なる]

図 14 (a) バイプロサイス震源によるスイープ振動波形 (アナログ型 MEMS センサー) [スイープ周波数帯域 8-96Hz、スイープ長 10 秒、テーパー長 0.3 秒]

図 14 (b) バイプロサイス震源によるスイープ振動波形 (デジタル型 MEMS センサー) [スイープ周波数帯域 8-96Hz、スイープ長 10 秒、テーパー長 0.3 秒]

図 15 (a) 深夜時間帯におけるバックグラウンドノイズ波形 (アナログ型 MEMS センサー)

図 15 (b) 深夜時間帯のノイズスペクトル (アナログ型 MEMS センサー)

図 16 (a) 深夜時間帯におけるバックグラウンドノイズ波形 (デジタル型 MEMS センサー)

図 16 (b) 深夜時間帯のノイズスペクトル (デジタル型 MEMS センサー)

図 17 自然地震アレイ観測測線図

図 18 (a) 自然地震観測例 (Type-A)

図 18 (b) 自然地震観測例 (Type-A) 帯域通過フィルター (0.01-7.0Hz) 適用

図 18 (c) 自然地震観測例 (Type-B) 帯域通過フィルター (0.01-5.0Hz) 適用

図 18 (d) 自然地震観測例 (Type-B) 帯域通過フィルター (0.01-5.0Hz) 適用

図 18 (e) 自然地震観測例 (Type-C) 帯域通過フィルター (0.01-3.0Hz) 適用

図 19 遠地地震に関する地震波干渉法の適用概念図

図 20 合成地震記録に関する地震波干渉法及びレシーバ関数法比較図²³⁾

図 21 遠地地震を用いた地震波干渉法及びレシーバ関数法のプロファイル比較図²³⁾. (a)

調査測線位置図、 (b) 地震波干渉法による CMP 重合断面図、 (c) Ps レシーバ関数による CCP 重合断面図、 (d) 地震波干渉法による重合前深度マイグレーション断面図、 (e) Ps レシーバ関数による重合前深度マイグレーション断面図

図 22 制御震源と自然地震による小田原-山梨測線プロファイル比較対応図

図 23 関東山地東縁測線プロファイル

図 24 制御震源による小田原-山梨測線プロファイルと地震分布対比図

図 25 首都圏直下減災プロジェクトにおける制御震源による統合地震探査測線

図 26 平成 20 年度自然地震アレイ観測測線図

表1 MEMS 加速度センサーの主要仕様

	アナログ出力型MEMS加速度計	デジタル出力型MEMS加速度計
測定成分	水平2成分及び鉛直1成分	水平2成分及び鉛直1成分
出力	±3.0Gpeak	±0.2 / ±0.45 / ±1.6Gpeak(可変)
感度	1.2Volt/G	58nG/bit
分解能	—	60nG(高分解能モード)
周波数特性	DC-1500Hz	DC-1000Hz
自己ノイズ	300-500nGrms/√Hz	100nGpeak/√Hz(高分解能モード)
耐衝撃性能 (衝撃限界..0.5ms 1/2)	1500Gpeak	1500Gpeak
寸法	外径100mm×高さ100mm	外径65mm×高さ175mm
重量	1000gram	1400gram

表2 デジタル MEMS 加速度センサーを用いた記録システム基本仕様

データレコーダ	
チャンネル数	3ch
記録様式	WIN圧縮フォーマット(ヘッダ一部独自)
サンプリング周波数	100/250/500/1000/2000Hz
記録媒体	コンパクトフラッシュ
波形記録時間	40日以上(4msサンプリング時)
刻時修正	GPS 1PPSIによる自動修正
刻時精度	2マイクロ秒以下
通信ポート	シリアル、Bluetooth(BT)、LAN
外部入出力	連続波形出力(LAN) パルス制御・簡易波形(BT)
電源	DC+12V、停電補償機能内蔵
(駆動時間)	リチウムイオンバッテリー 2個並列接続可 連続400時間以上 (リチウムイオンバッテリー2個並列接続時)
寸法	L270mm×W246mm×H174mm
重量	2kg以下

デジタルMEMS 3C加速度計 (センサー部: Colibrys Digital-3)	
測定成分	水平2成分、上下1成分
測定範囲	±1.6Gpeak
(高感度モード選択可)	±0.2Gpeak / ±0.45Gpeak
周波数範囲	DC - 1,000Hz
分解能 (高感度モード)	60 nG
耐衝撃 (0.5ms, 1/2-sine)	1,500Gpeak
駆動電力	12 VDC/0.12A
筐体	防塵・防水仕様
寸法	外径65mm 長さ175mm
重量	1.4kg

バッテリー	
形式	リチウムイオンバッテリー
容量	DC+12V/72Ah
寸法	L207mm×W140mm×H232mm
重量	7kg

表 3 制御震源及び自然地震データに関するイメージング解析解析によって得られる地殻構造プロファイルの一覧、及びプロファイル構築に関わるセンサー対応表

Combination of Various Profiling Method

	Processing	Profiles	Geophone (10Hz)	Geophone (1Hz)	Digital MEMS
<i>Active Seismic Profiling</i>	CMP Stack / Prestack Imaging Migration V/A RAP Processing Refraction Analysis	P-wave Seismic Reflection Profile Migration Velocity Profile AVO Response Tomographic Velocity Profile	◎	▲	◎
<i>Local Earthquake Imaging</i> [Type-A]	Prestack Imaging (Analogous to Reverse VSP) Interferometric Seismic Imaging	Reverse-VSP-CDP Profile P-wave Acoustic Seismic Profile	○	◎	◎
<i>Regional Earthquake Imaging</i> [Type-B]	Interferometric Seismic Imaging	P-wave Acoustic Seismic Profile	▲	◎	○
<i>Teleseismic Wave Imaging</i> [Type-C]	Prestack Imaging (Analogous to P-SV Converted Wave Analysis) Interferometric Seismic Imaging	S-wave Structure Ps Receiver Function Profile PpPp Seismic Profile	x	○	x

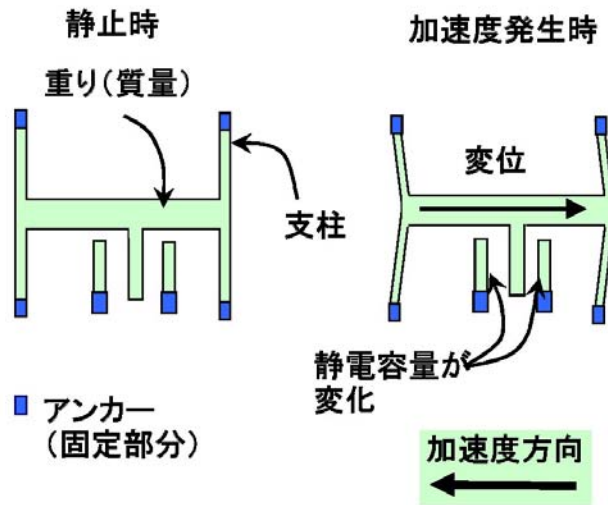


図 1. 静電容量型 MEMS 加速度センサーの作動概念図。

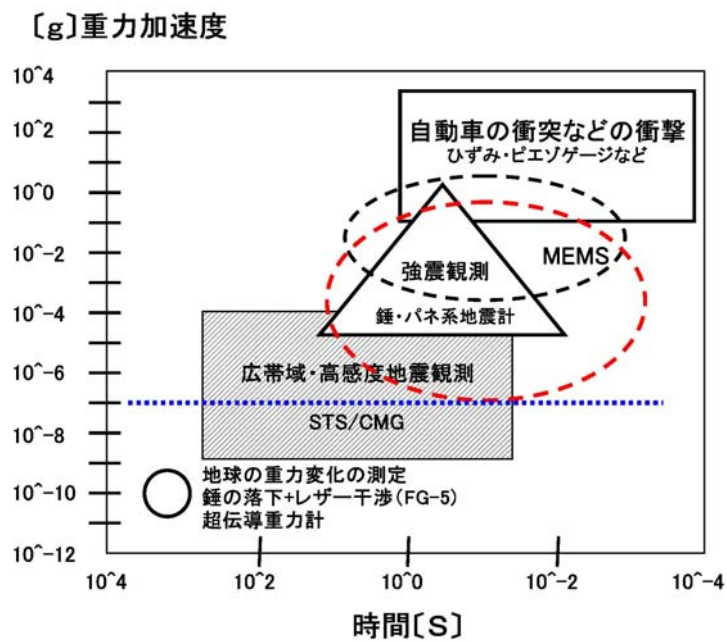


図 2. 加速度センサーの測定加速度領域と周波数: MEMS 加速度センサーの位置付け²⁰⁾に加筆。

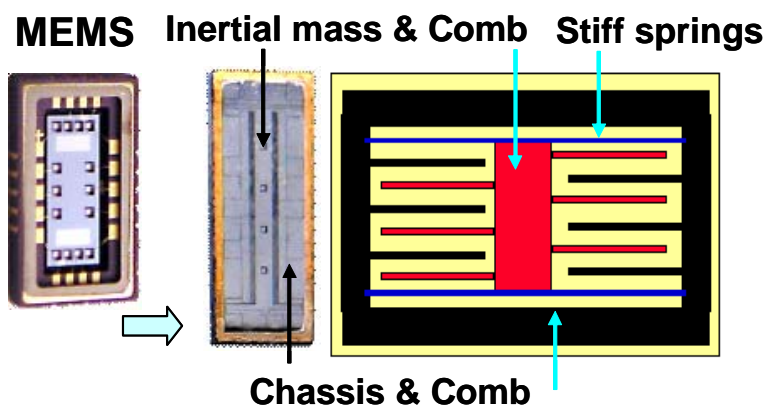


図 3. MEMS 加速度センサーの構造 21)。

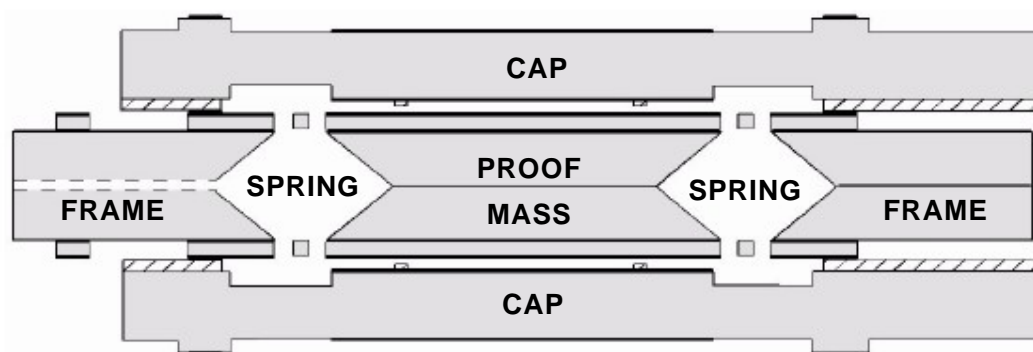


図 4. MEMS 加速度センサーの構造 22)。

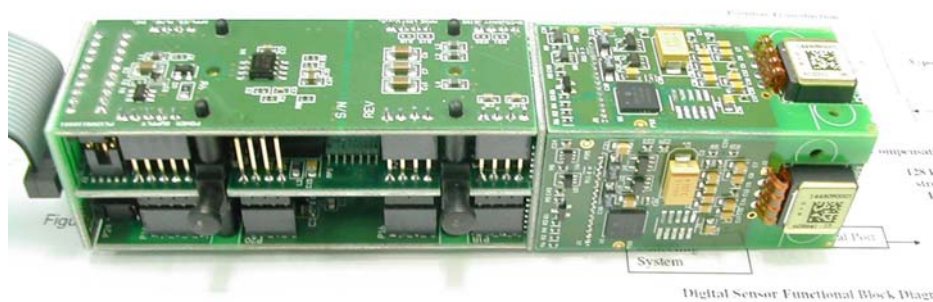


図 5. Digital-3 MEMS 加速度センサー及びエレクトロニクス部分の外観 22)。

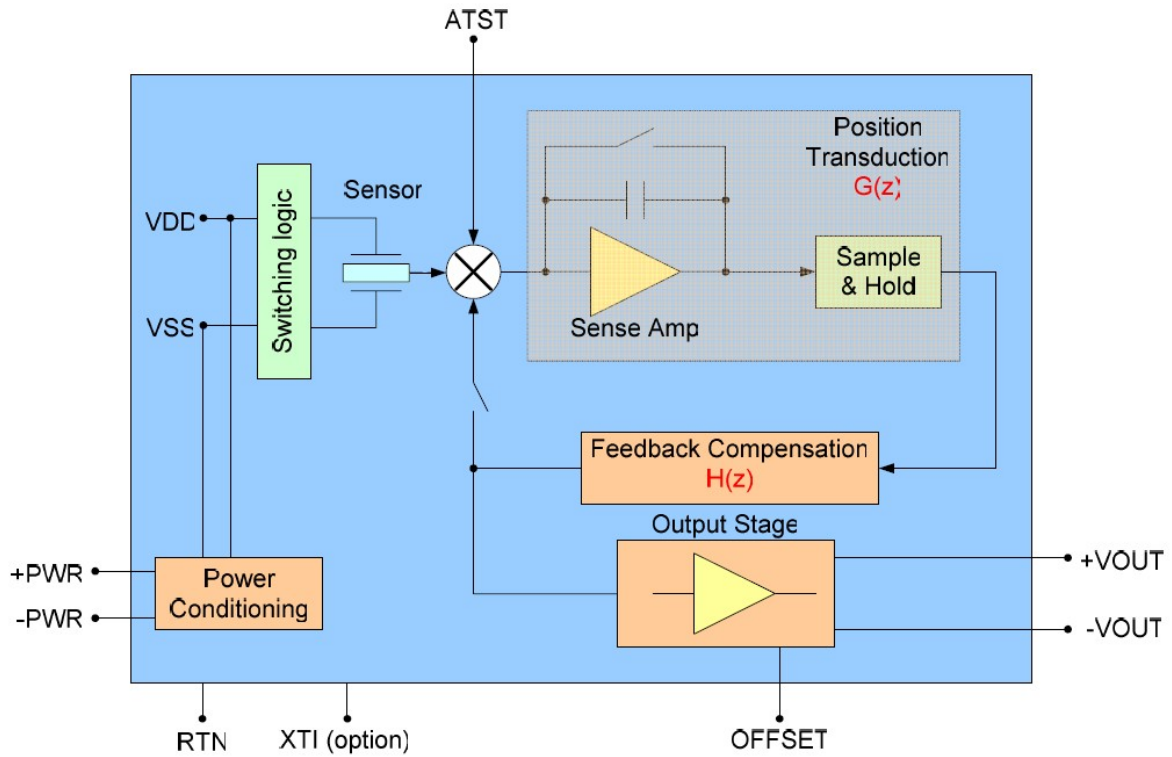


図 6. アナログ出力型 MEMS 加速度センサーの内部構成図²²⁾。

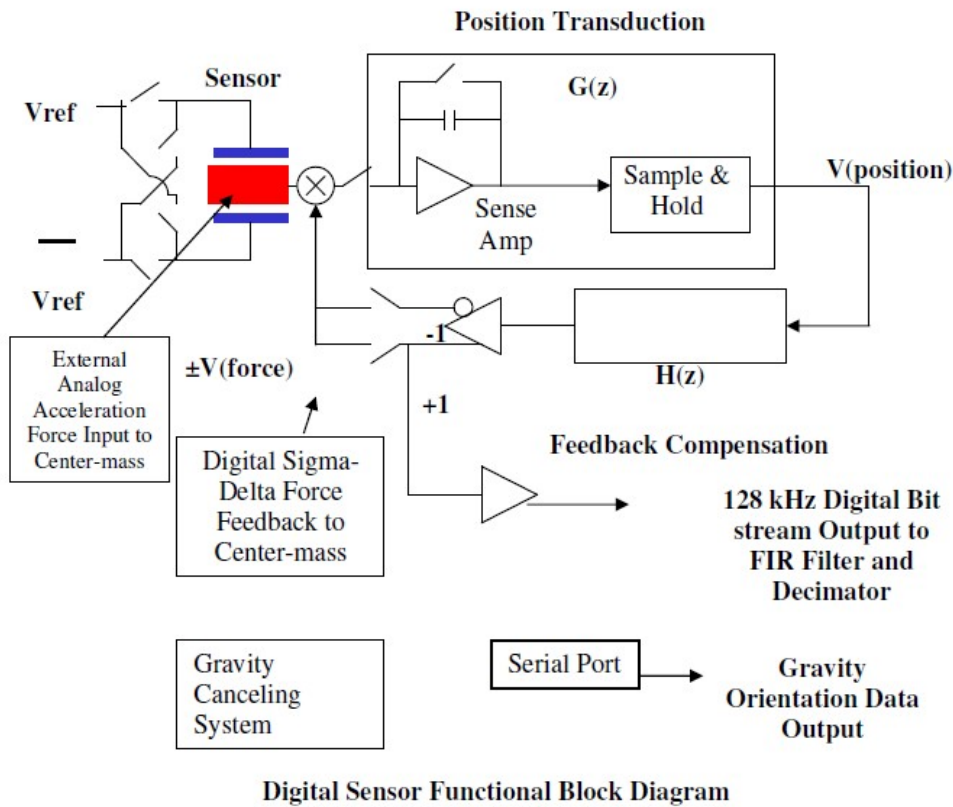


図 7. デジタル出力型 MEMS 加速度センサーの内部構成図²²⁾。



図 8. MEMS 加速度センサーの筐体外観 (左) アナログ出力型 (右) デジタル出力型。



図 9. アナログ出力型 MEMS 加速度センサーによる自然地震観測システムの外観。

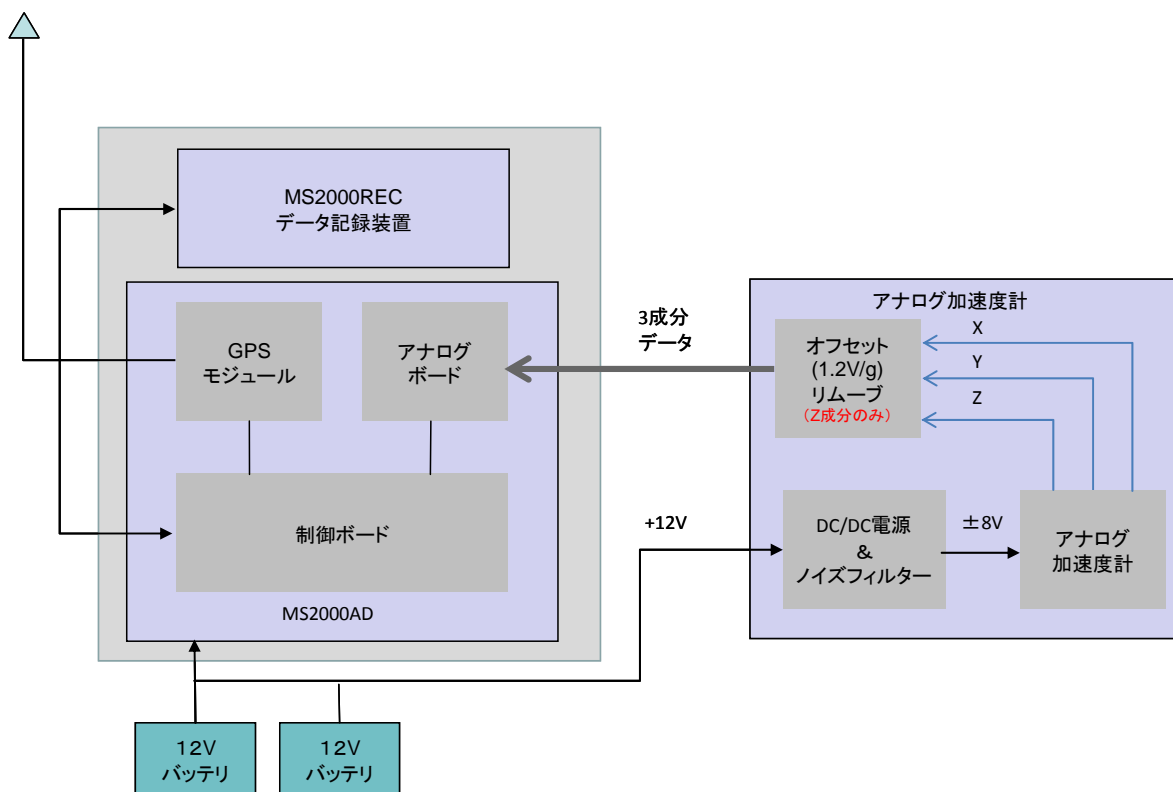


図 10. アナログ出力型 MEMS 加速度センサーによる自然地震観測システムの構成。



図 11. デジタル出力型 MEMS 加速度計センサーによる自然地震観測システムの外観。

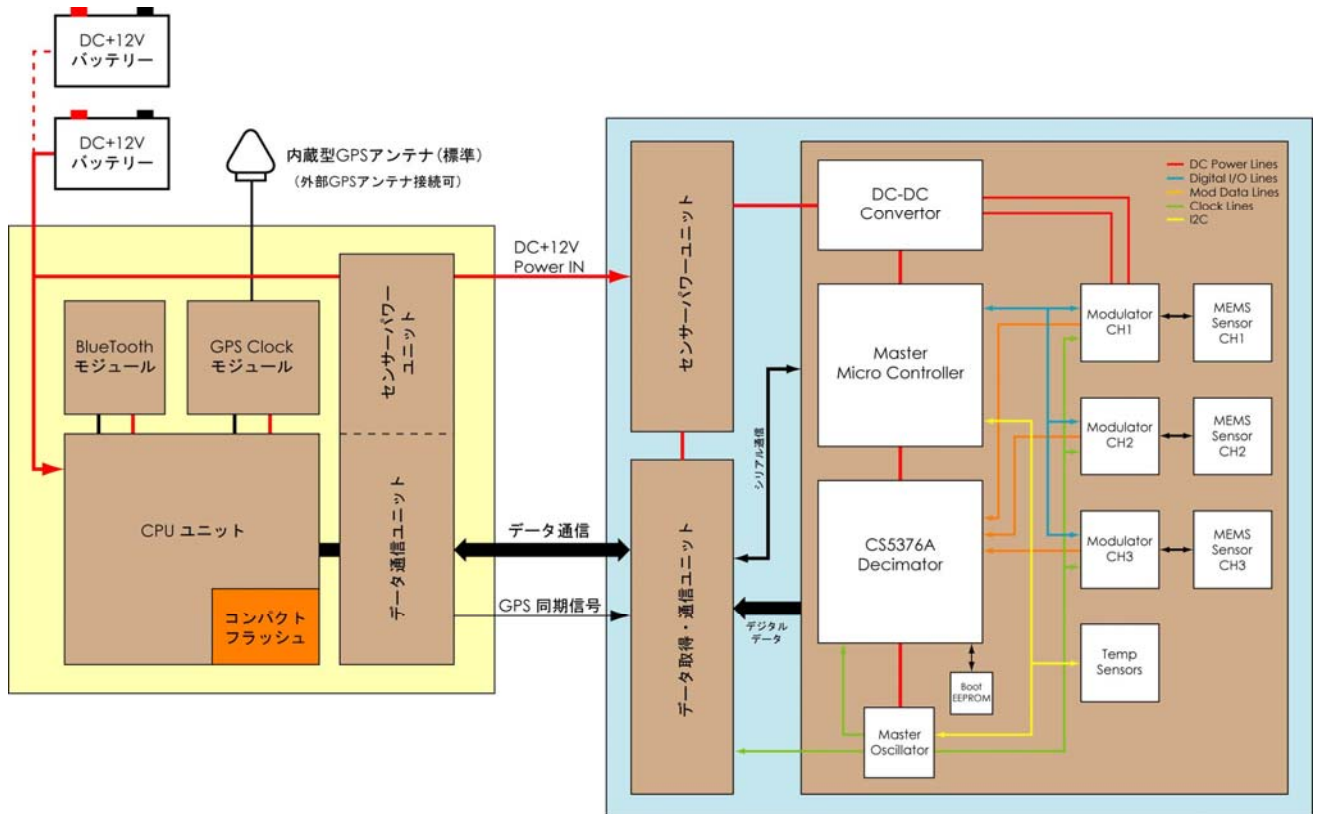


図 12. デジタル出力型 MEMS 加速度計センサーによる自然地震観測システムの構成。

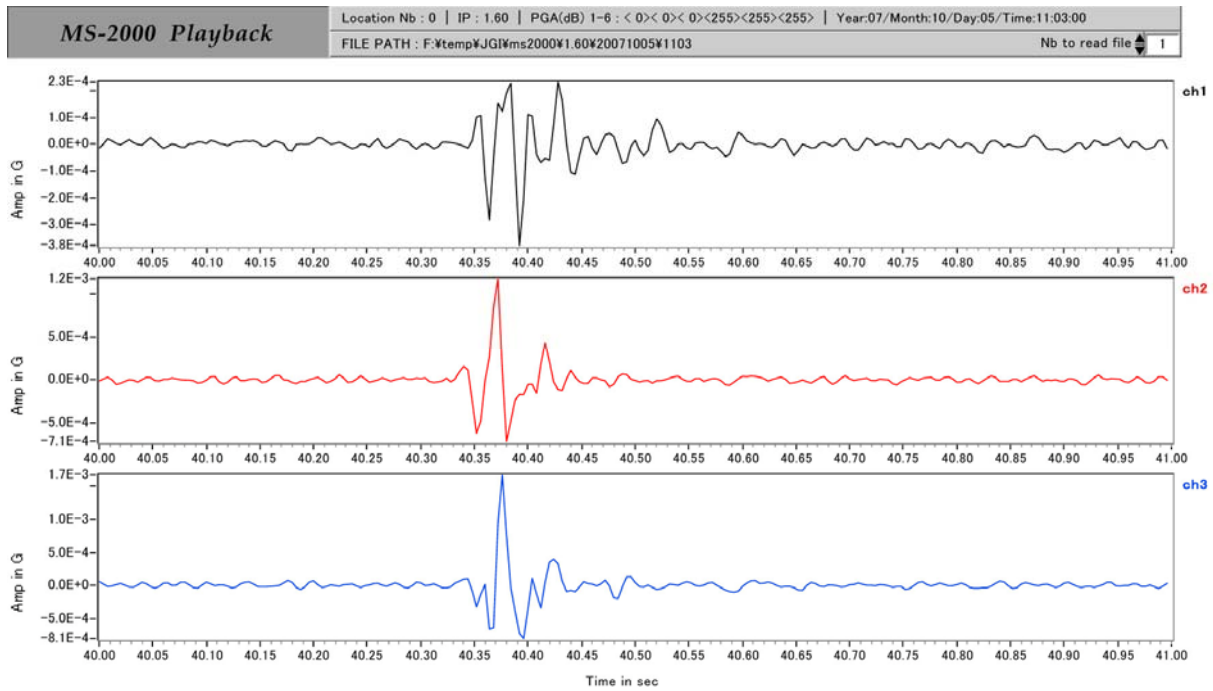


図 13 (a). インパルス振動波形 (アナログ型 MEMS センサー)。

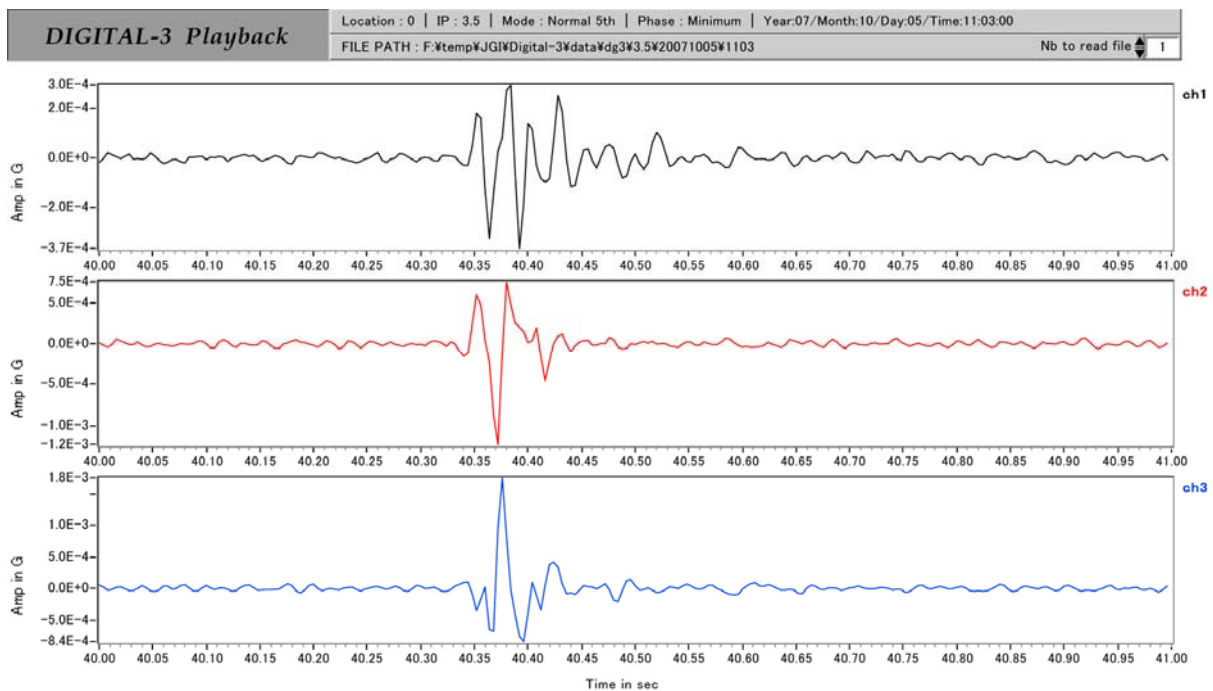


図 13 (b). インパルス振動波形 (デジタル型 MEMS センサー)。

[CH.2 の極性はアナログ型とデジタル型で異なる]

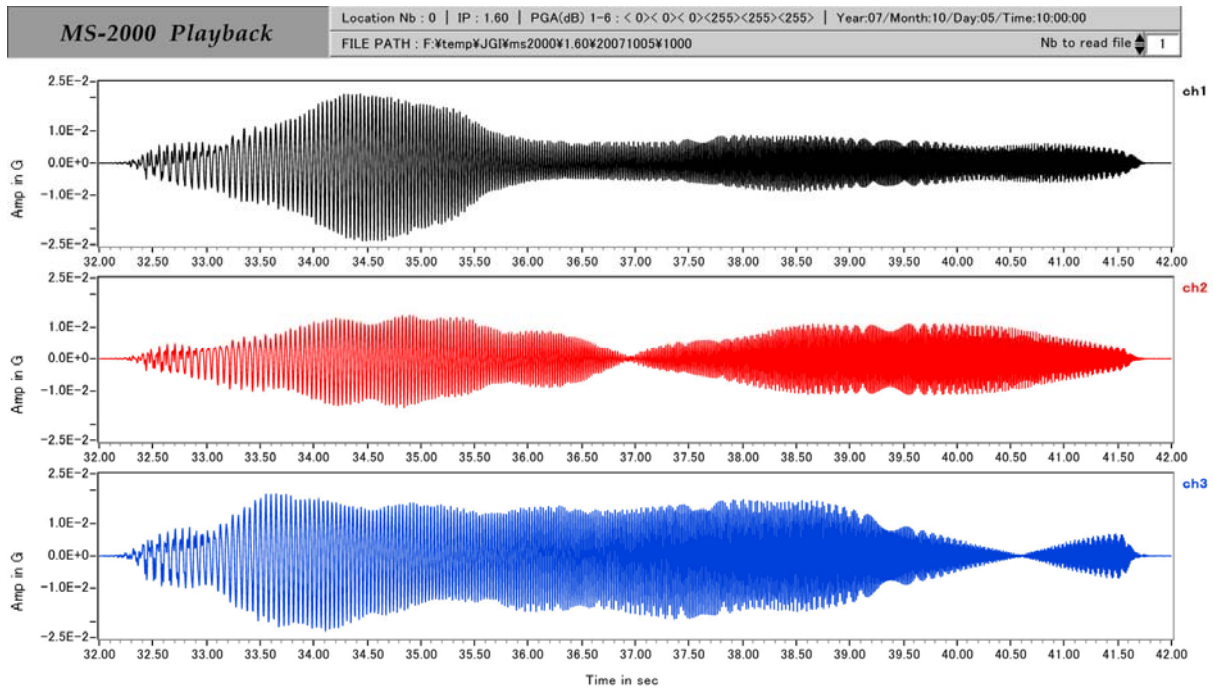


図 14(a). バイブロサイス震源によるスイープ振動波形(アナログ型 MEMS センサー)。
 [スイープ周波数帯域 8-96Hz、 スウィープ長 10 秒、 テーパー長 0.3 秒]

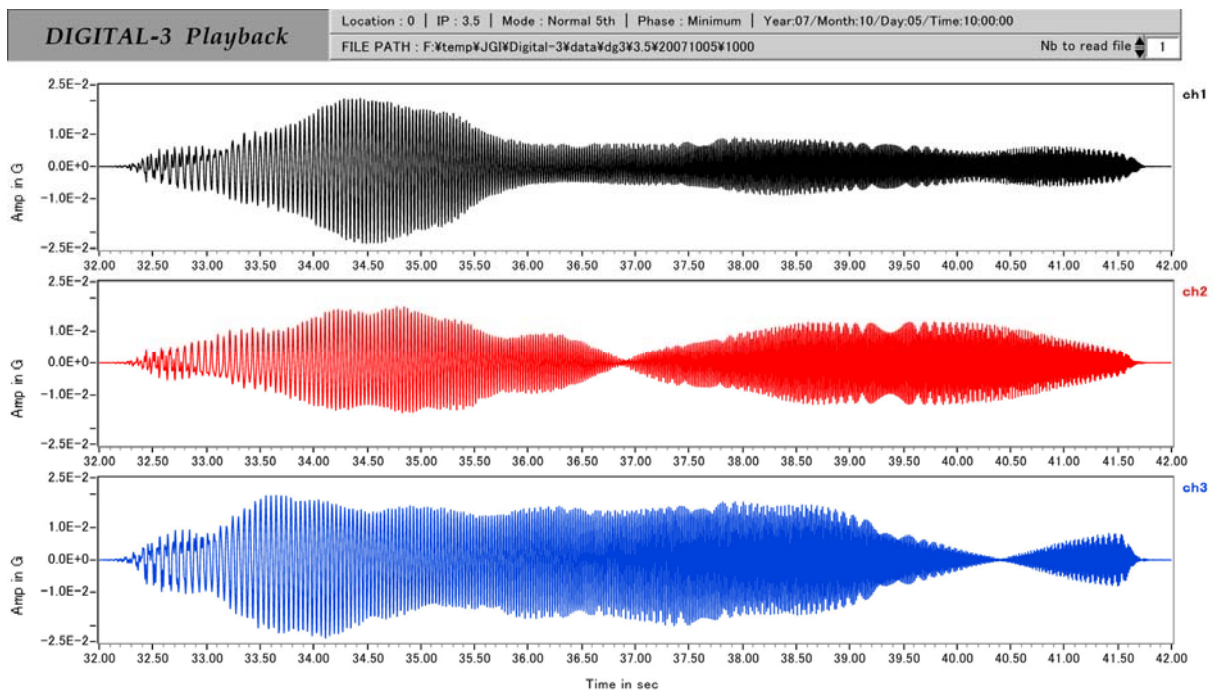


図 14(b). バイブロサイス震源によるスイープ振動波形(デジタル型 MEMS センサー)。
 [スイープ周波数帯域 8-96Hz、 スウィープ長 10 秒、 テーパー長 0.3 秒]

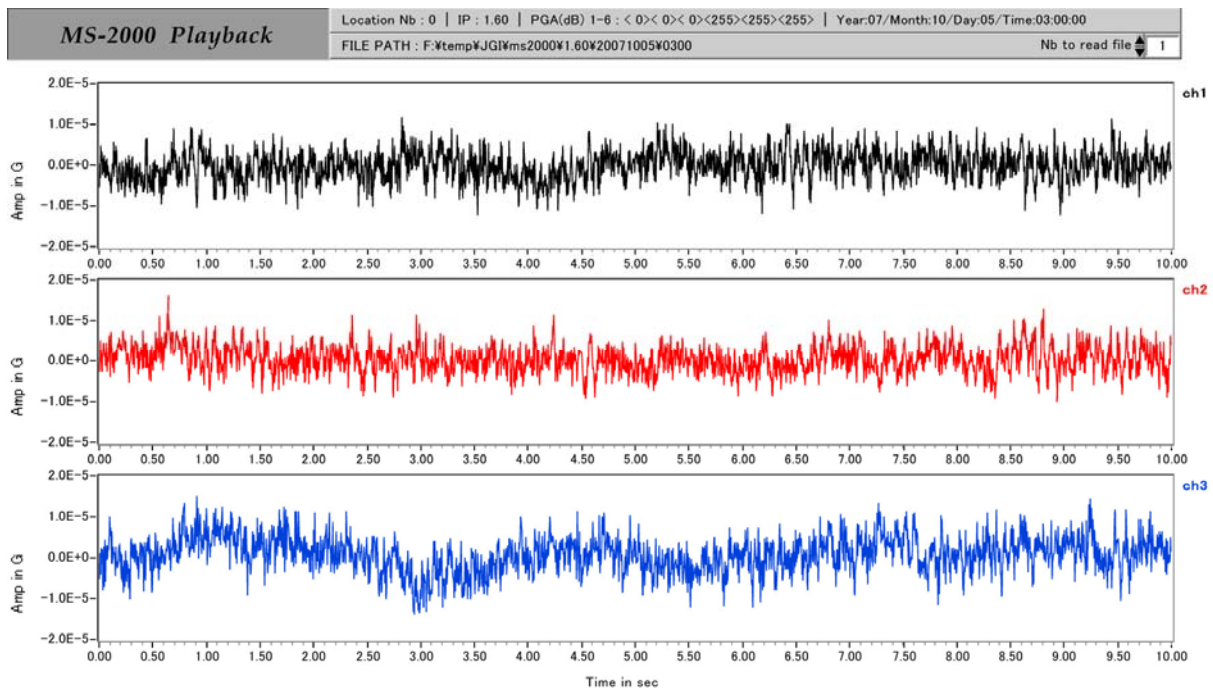


図 15 (a). 深夜時間帯におけるバックグラウンドノイズ波形（アナログ型 MEMS センサー）。

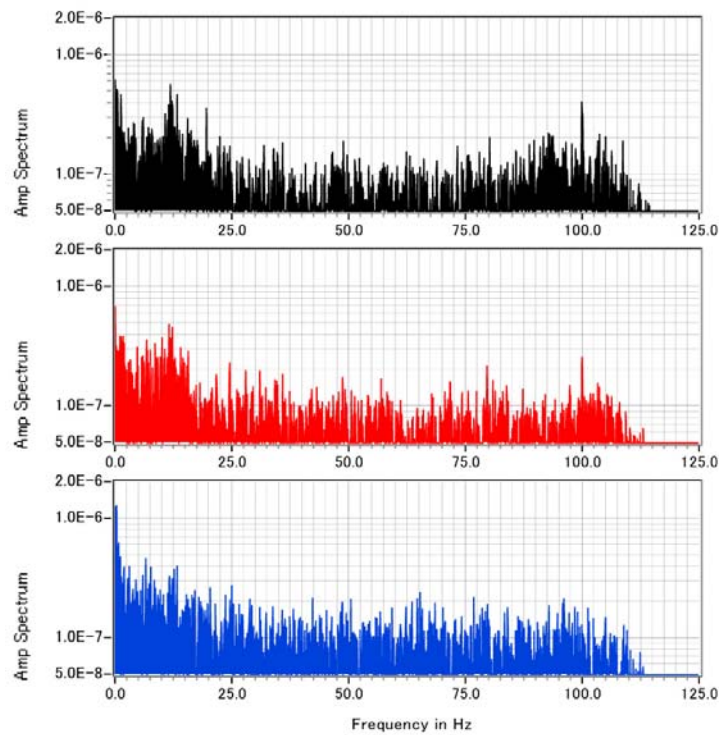


図 15 (b). 深夜時間帯のノイズスペクトル（アナログ型 MEMS センサー）。

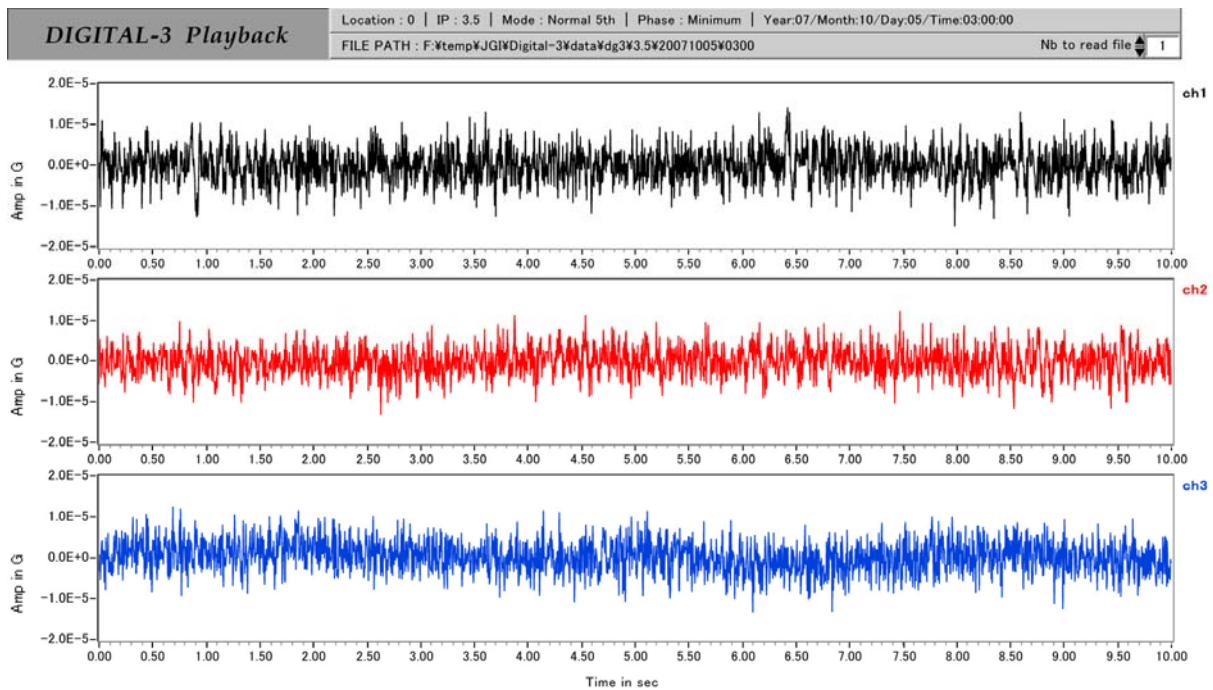


図 16 (a). 深夜時間帯におけるバックグラウンドノイズ波形（デジタル型 MEMS センサー）。

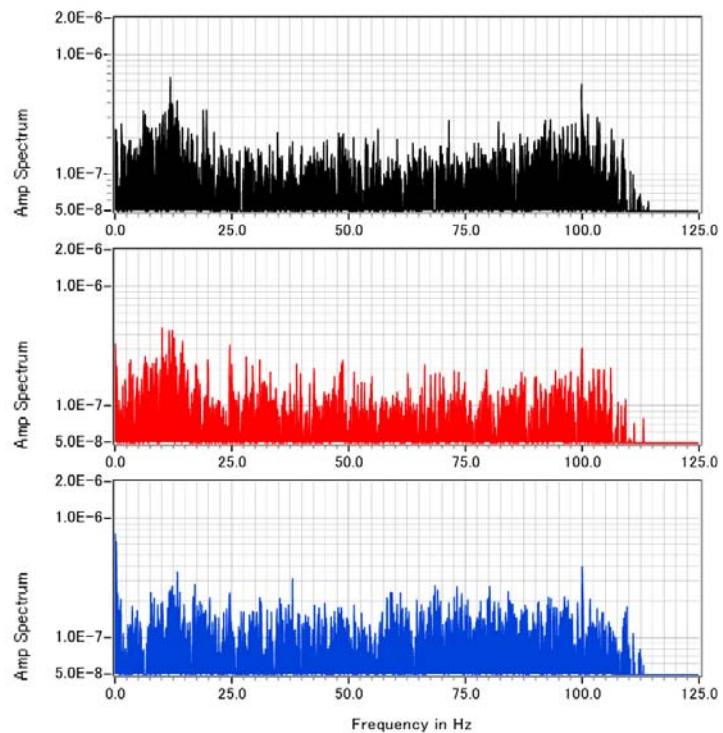


図 16 (b). 深夜時間帯のノイズスペクトル（デジタル型 MEMS センサー）。

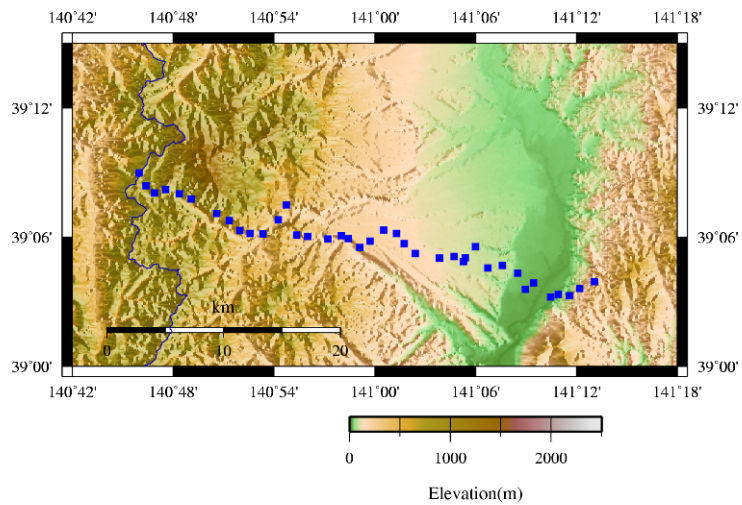
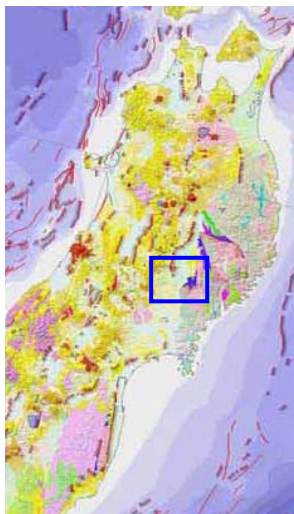


図 17. 自然地震アレイ観測測線図。

Example..Local Earthquake

Station : Kitakami Mt.(M-2) / (Lat., Lon.) = (39.060, 141.203)
 Event : (Lat., Lon., Depth(km), Magnitude)
 = (38.875, 141.600, 73.8, 3.0) South Iwate Inland
 Event time : 2007-12-6 05:55:43.65JST
 Display : BPF..N/A / Trace Max Scaling

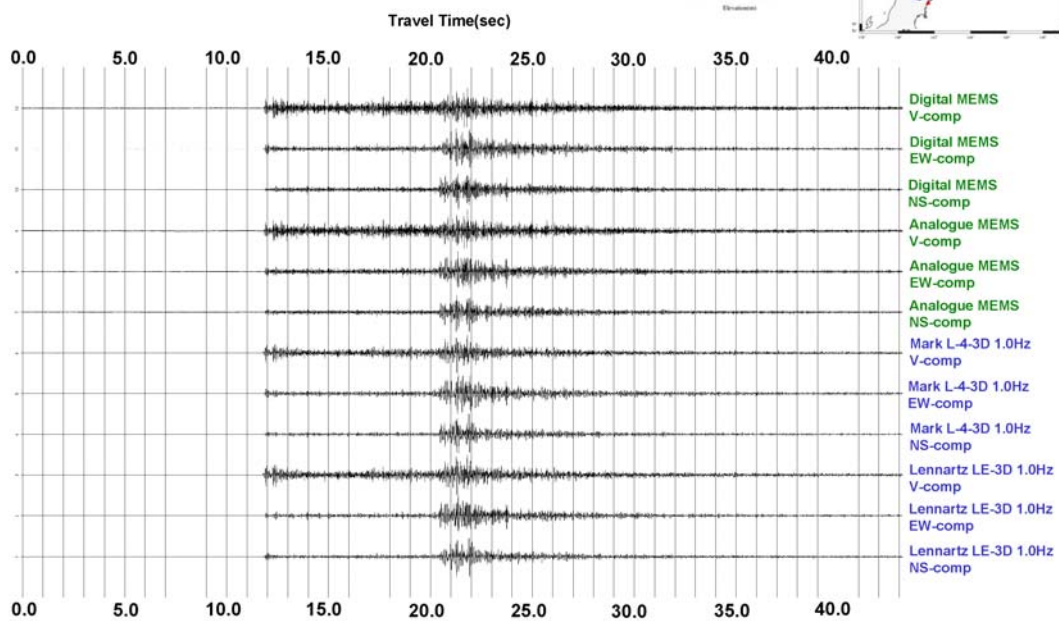
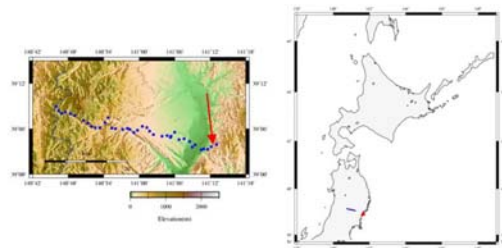


図 18 (a). 自然地震観測例 (Type-A)。

Example..Local Earthquake

Station : Kitakami Mt.(M-2) / (Lat., Lon.) = (39.060, 141.203)
 Event : (Lat., Lon., Depth(km), Magnitude)
 = (38.875,141.600,73.8,3.0) South Iwate Inland
 Event time : 2007-12-6 05:55:43.65JST

Display : BPF..0.01-7.0Hz / Trace Max Scaling

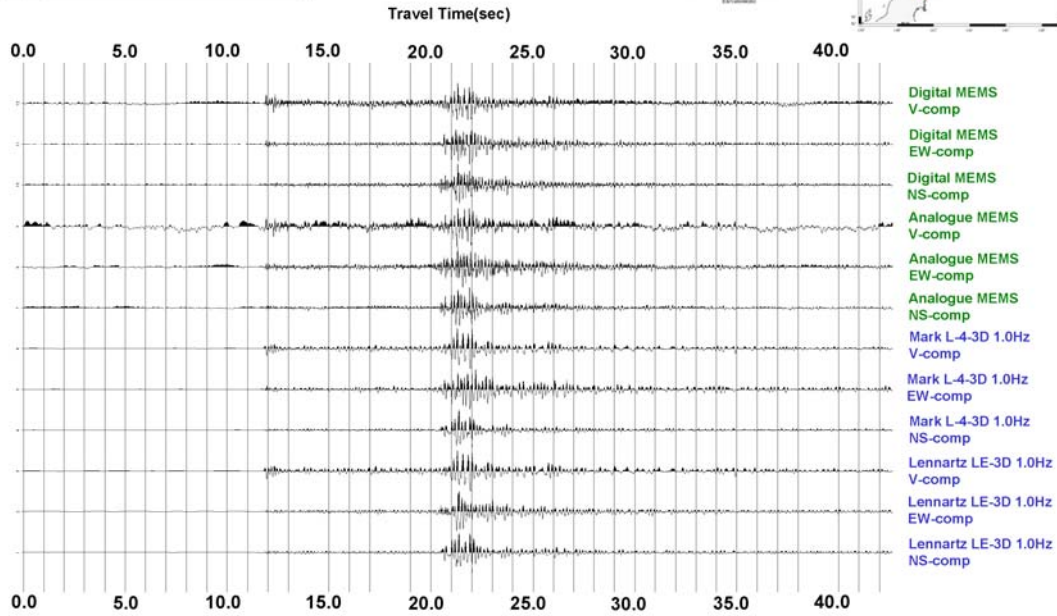
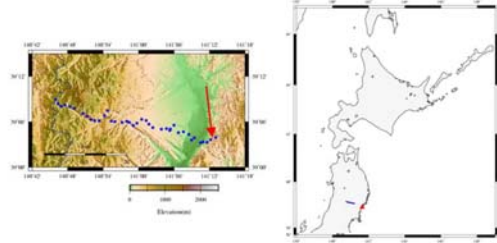


図 18 (b). 自然地震観測例 (Type-A) 帯域通過フィルター (0.01-7.0Hz) 適用。

Example..Regional Earthquake[1]

Station : Kitakami Mt.(M-2) / (Lat., Lon.) = (39.060, 141.203)
 Event : (Lat., Lon., Depth(km), Magnitude)
 = (37.304,141.757,44.1,5.9) Offshore Fukushima Pref.
 Event time : 2007-11-26 22:51:37.56JST

Display : BPF..0.01-5.0Hz / Trace Max Scaling

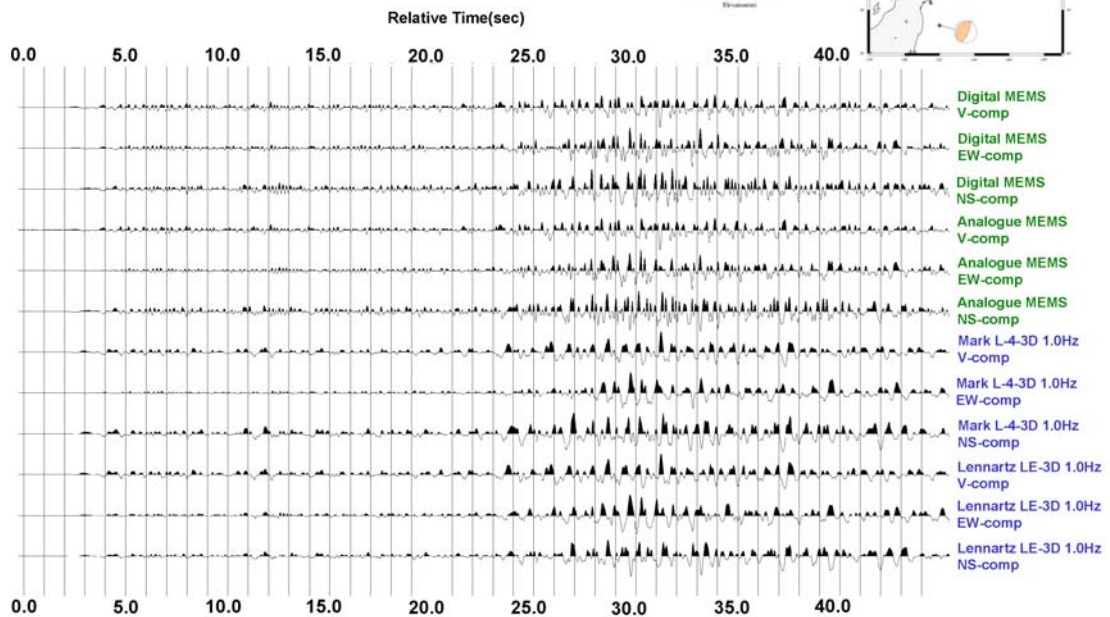
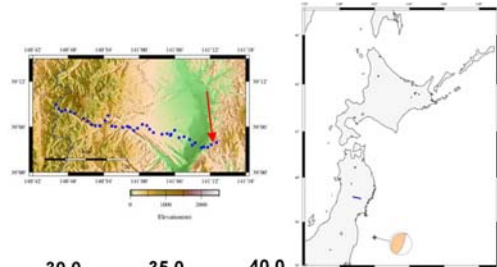


図 18 (c). 自然地震観測例 (Type-B) 帯域通過フィルター (0.01-5.0Hz) 適用。

Example..Regional Earthquake[2]

Station : Kitakami Mt.(M-2) / (Lat., Lon.) = (39.060, 141.203)
 Event : (Lat., Lon., Depth(km), Magnitude)
 = (36.427, 140.696, 52.9, 4.7) Northern Ibaragi Pref.
 Event time : 2007-11-30 18:36:58.08JST
 Display : BPF..0.01-5.0Hz / Trace Max Scaling

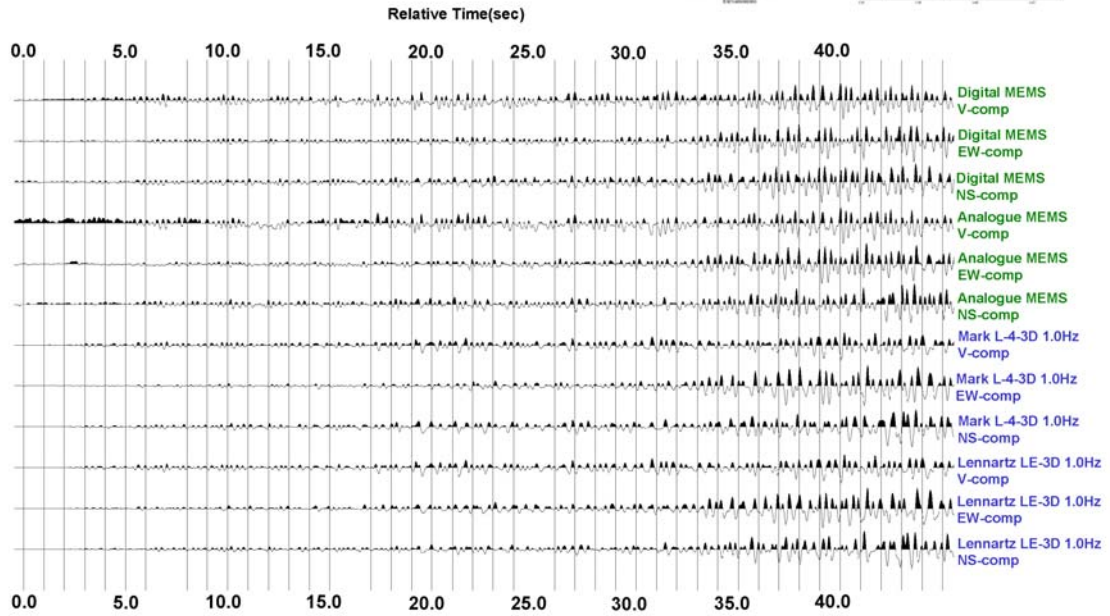
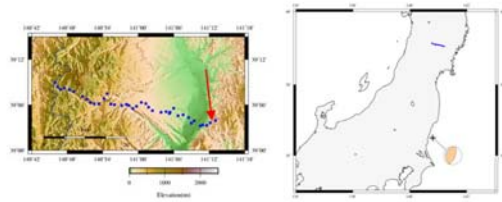


図 18 (d). 自然地震観測例 (Type-B) 帯域通過フィルター (0.01-5.0Hz) 適用。

Example..Teleseismic Wave

Station : Kitakami Mt.(M-2) / (Lat., Lon.) = (39.060, 141.203)
 Event : (Lat., Lon., Depth(km), Magnitude)
 = (-25.810, 177.270, 144.1, 7.8Mw) South Fiji Island
 Event time : 2007-12-9 7:28:39.00GMT
 Display : BPF..0.01-3.0Hz / Trace Max Scaling

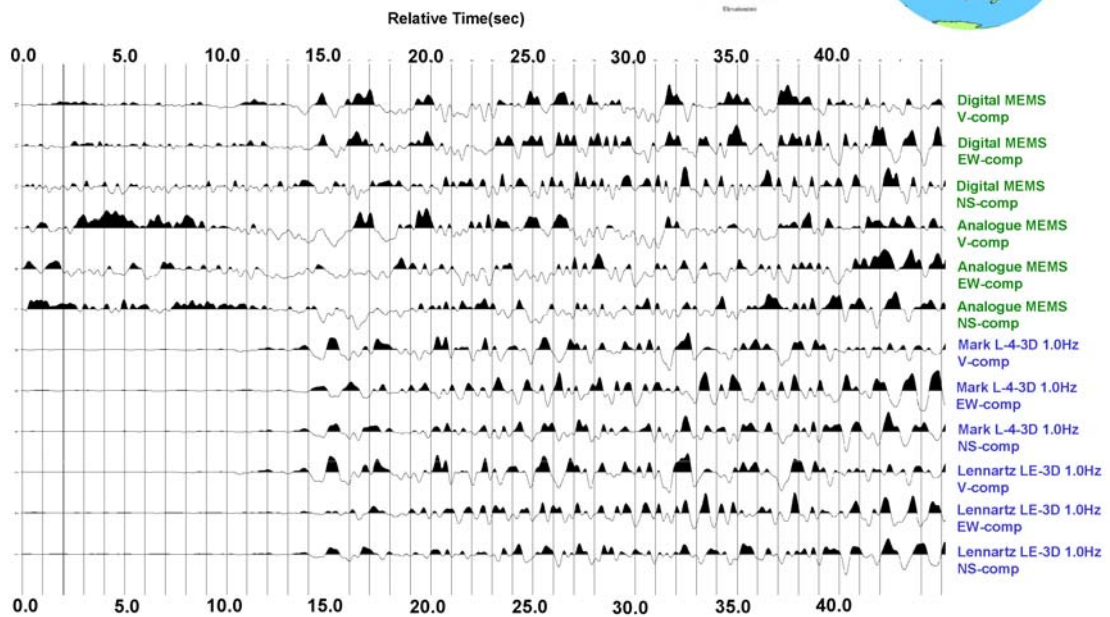
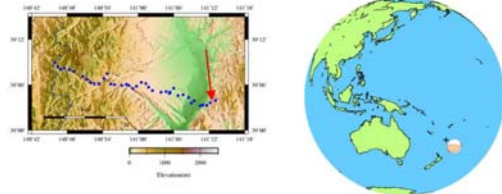


図 18 (e). 自然地震観測例 (Type-C) 帯域通過フィルター (0.01-3.0Hz) 適用。