

3.2 制御震源を用いた地殻構造探査

3.2.1 低重合反射法地震探査及び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、制御震源を用いた反射法・屈折法地震探査等を行い、10 km~15km 程度の深さまでの地殻の速度構造や不連続面の形状等を把握する。制御震源のほかに自然地震も併用して詳細な地殻・上部マントル構造断面を明らかにする。

(b) 平成22年度業務目的

九十九里-つくば間の南東側約 55km の区間において、エアガン・パイプロサイスの稠密発震による反射法地震探査を実施する。また、この西部区間 50km において約 1km で稠密アレイを展開して自然地震観測を行う。西部区間に直交する MeSO-net の藤岡-つくば測線の東北部とその延長約 30km 区間で稠密自然地震観測を行う。反射法・屈折法・地震波トモグラフィ・地震波干渉解析法・レシーバ関数解析法により、フィリピン海プレートの詳細な構造を明らかにするための解析を引き続き行う。

(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 | |

(2) 平成22年度の成果

(a) 業務の要約

- 1) 九十九里-つくば間の南東側約 55km の区間(九十九里-霞ヶ浦測線)において、エアガン・パイプロサイスの稠密発震による反射法地震探査を実施した。
- 2) 九十九里-つくば間の西部区間 50km(霞ヶ浦-つくば測線)において約 1km で稠密アレイを展開して自然地震観測を行った。西部区間に直交する MeSO-net の藤岡-つくば測線の東北部とその延長約 30km 区間(つくば-水戸測線)で稠密自然地震観測を行った。
- 3) 反射法・屈折法・地震波トモグラフィ・地震波干渉解析法・レシーバ関数解析法により、フィリピン海プレートの詳細な構造を明らかにするための解析を引き続き行った。

(b) 業務の成果

図1に調査地域全体と測線を、図2に地質図と測線を示す。以下、観測概要と解析結果について記述する。

1) 制御震源を用いた地殻構造調査「九十九里-霞ヶ浦測線」

a) 観測地域及び地殻構造探査測線

フィリピン海プレートは、陸側プレートと太平洋プレートの間に沈み込んでおり、フィリピン海プレートと太平洋プレートの相互作用は、フィリピン海プレートのスラブ内変形や境界部で発生する地震を理解する上で重要である。フィリピン海スラブと太平洋スラブの位置と形状を高い精度で明らかにするために、首都圏北東部において制御震源と稠密自然地震による構造調査を行った。九十九里-つくばに至る北西方向の測線とつくば-水戸に至る北東方向の測線である。九十九里-つくばに至る測線では、九十九里から霞ヶ浦までは、制御震源を用いた構造探査を実施し、より深部を対称とする残りの区間については稠密自然地震観測を実施した。制御震源による構造探査区間は、自然地震によるイメージングのリファレンスとして設定した。

「九十九里-霞ヶ浦測線」は、茨城県稲敷市古渡から利根川を越え、千葉県香取市を周辺の下総台地を北西-南東に横断し、千葉県旭市周辺の九十九里平野に至り、井戸野浜から海域を南南西に延伸する約 55 km の区間である。

本測線では、九十九里浜沖合の海域でエアガン発震作業、陸域区間ではバイブレータ発震作業を実施した。さらに測線全域において計 16 点（ダイナマイト発震...2 点、エアガン集中発震...4 点、バイブレータ集中発震...10 点）の広角反射法及び屈折法データを取得した。陸域においては有線テレメトリー方式の受振システム GDAPS-4A に加えて、独立型データ収録装置 MS-2000D を併用した。また海域においては有線テレメトリー方式の海底着底ケーブル SeaRay を用いた。以下にそれぞれの区間の概要を記述する。図 3 には制御震源区間の受振点、発震点等を記載した詳細調査測線図を示す。またデータ取得手法によって分類される三区間の受振展開仕様を表 1 に示す。

) 九十九里浜沖合区間（受振測線長：約 6 km、発震測線長：約 17 km）

この区間では受振器として海底着底ケーブル SeaRay を用いた。ケーブルの上陸点は千葉県旭市井戸野浜の海岸である。そこから南南東延長部に向かって 6 km の受振測線を設定した。海岸線からおおよそ 4 km 離れた位置から約 17 km のエアガン発震測線を設定した。

) 九十九里平野区間（受振測線長：約 12 km、発震測線長：約 12 km）

九十九里平野内に収まる約 12 km の区間で、有線テレメトリーシステム GDAPS-4A を受振システムとして用いた。受振発震測線は道路（幹線道、地域道、農道）や河川敷に沿って設置した。受振測線には車輛の通行量の少なくノイズレベルの低い農道を優先的に選び、大型バイブレータが通行し、路面に対して起振作業を行う発震測線には、舗装が堅牢で一定の道幅が確保されている幹線道・地域道を優先的に選んだ。

) 下総台地、利根川-霞ヶ浦周辺区間（受振測線長：約 40 km、発震測線長：約 40 km）

GDAPS-4A 区間の北側の終端である旭市万力から東総自動車道経由で下総台地を横断し、利根川を越えて霞ヶ浦南西部に至る、約 40 km の区間である。受振システムとして独立型受振システム MS-2000D を設置した。千葉県香取市大角から桜田までは有料道路である東総自動車道上に測線を設定した。沿線に住宅が少なく、また車輛通行量もそれほど多くないため、受振測線としても発震測線としても好条件であった。

b) データ取得

現地でのデータ取得作業は平成 22 年 7 月 3 日から同年 7 月 13 日にかけて実施した。本調査では、前述の受振展開に対して、バイブレータ、エアガン及びダイナマイトによる発震作業を実施した。表 2 に反射法調査仕様を、表 3 に屈折法及び広角反射法調査仕様を、発震種別毎にそれぞれ一覧を示す。

以下に、)受振器設置、)バイブレータ発震、)エアガン発震、)ダイナマイト発震の各作業について、その概要を記述する。

) 受振器設置

本調査では測線下のフィリピン海プレート、太平洋プレートのイメージングが重要な探查対象であった。従って展開機材については、屈折法及び広角反射法以外のデータ取得でも全展開を使用する固定展開とした。

[1] 有線テレメトリーGDAPS-4A システム設置作業

全測線内で、全期間において有線テレメトリーシステム GDAPS-4A が設置された区間は、九十九里平野内の約 12.2 km である。有線テレメトリーシステムによる受振区間では、主として道路（幹線道、地域道、林道及び農道）の路肩及び河川の河川敷に沿って設置した。受振器、データ伝送装置（RSU）、バッテリーユニット及び本線ケーブルは、調査測線に沿って 25 m 間隔で設置した木杭を目印にして敷設した。各受振点では 9 個もしくは 3 個の受振器（ジオフォン）をバンチング方式で設置した。受振器からの信号が集約されるデータ伝送装置（RSU）では、6 受振点毎のデータに対して A/D 変換、相互相関、ノイズエディットを伴う垂直重合処理が実施され、観測車に伝送された。観測最終日の 7 月 13 日のみ、部分的な機材撤収のため、GDAPS-4A によるデータ収録は行われなかった。

[2] 有線テレメトリーSeaRay システム設置作業

千葉県旭市井戸野浜海岸を上陸地点として南南東方向の直線状 6 km の海底の区間にケーブルが設置された。調査海域は遠浅となっており、海岸線から 6 km 離れた海底着底ケーブルの南南東端においてさえ、水深は 13m しかない。観測最終日の 7 月 13 日のみ、SeaRay によるデータ収録は行われなかった。

[3] 独立型受振システム設置作業

本調査の陸域受振測線内で、独立型受振システムの設置区間の測線長は 40 km であり約 77%を占めている。今回使用された独立型受振システム MS-2000D は、有線テレメトリー記録装置と比較して可搬性に優れ、交通量の多い幹線道路、河川、標高差を伴う地形変化、ノイズレベル等の測線状況を考慮して、非常に自由度の高い受振点位置の設定が可能である。従って市街地が散在する下総台地および利根川流域の平地部における受振測線の設定には、MS-2000D の柔軟性が大きく寄与したものと考えられる。

)バイブレータ発震

本調査におけるバイブレータ発震は、まず測線の北から南に向かってフィリピン海プレート及び太平洋プレートを対象とした屈折法及び広角反射法のための集中発震を実施した。そのあとに堆積層および先新第三系基盤の内部構造を探查対象とした反射法のための通常

発震を、測線の南から北に向かって実施した。

[1] 反射法発震

九十九里霞ヶ浦測線では、パイプロサイズ 4 台を震源として、100～150m 間隔の標準発震点を 333 点確保した。反射法発震の実施期間は平成 22 年 7 月 7 日から 7 月 13 日である。反射法発震に関しては昼間作業が基本であったが、屈折法及び広角反射法と併せて深夜に実施された発震点もある。7 月 13 日は SeaRay と GDAPS-4A の有線テレメトリー区間を撤収したため、MS-2000D のみによるデータ取得であったが、それ以外は設定された全受振点でデータを取得している。ホールドダウンウェイトに対する制御出力を 80% として 6 回のスイープを標準仕様としたが、調査測線近傍の建造物、構築物、路面強度及び埋設管設置状況についての保安上の配慮から、標準発震エネルギーを確保できなかった発震点もあった。バイブレータのアレイパターンについては、固定発震を標準とした。反射法バイブレータ発震では、表層近傍での起震エネルギーの減衰、低周波帯域に発震エネルギーを集中させることによるバイブレータ起震機構への負荷等を総合的に勘案して、6～40 Hz のスイープ周波数でスタートした。しかしながら地質構造線の堆積層内の構造をより高分解能に再現する必要があるとの判断から、7 月 8 日の VP.1450 以降は 6～50 Hz に変更した。

[2] 屈折法及び広角反射法発震

屈折法バイブレータ集中発震点は、九十九里平野内の 2 点と下総台地に 4 点、利根川および霞ヶ浦南西部に 4 点の計 10 点である。陸域でおおよそ 5 km 間隔となるよう選点した。

屈折法発震においては、反射法発震よりもさらに 30Hz 以下の低周波数帯域におけるエネルギー確保を目的として、スイープ周波数 6-30Hz 及びスイープ長 24 秒を採用した。当初観測車とバイブレータとの間に無線のトラブルがあり、夜間のうちに発震が完了できなくなったため、SP-12V と SP-13V は 2 晩に分けてデータを取得した。

| | |
|----------------|------------------|
| SP-5V... 発震回数 | 100 回(発震台数..4 台) |
| SP-6V... 発震回数 | 100 回(発震台数..4 台) |
| SP-7V... 発震回数 | 100 回(発震台数..4 台) |
| SP-8V... 発震回数 | 100 回(発震台数..4 台) |
| SP-9V... 発震回数 | 100 回(発震台数..4 台) |
| SP-10V... 発震回数 | 50 回(発震台数..4 台) |
| SP-11V... 発震回数 | 100 回(発震台数..4 台) |
| SP-12V... 発震回数 | 132 回(発震台数..4 台) |
| SP-13V... 発震回数 | 125 回(発震台数..4 台) |
| SP-14V... 発震回数 | 150 回(発震台数..4 台) |

)エアガン発震

九十九里浜沖合におけるエアガン発震作業は平成 22 年 7 月 4 日から 7 月 6 日までの 3 日間に実施した。エアガン発震時の受振点展開は、海陸全受振点による固定展開とした。使用したエアガン震源は、相互干渉型エアガン(ガン容量 3020 cu.in.、発震圧力 2000 psi)

であり、総トン数 685 トンの海洋調査船「第七海工丸」に航測システムと共に艀装された。

[1] 反射法発震

7月5日の前半と7月6日全日に反射法データ取得用の発震を実施した。反射法発震における発震震度は8.0mを標準とした。海岸線からおよそ4km離れた位置から約17kmのエアガン発震測線を設定した。海岸線からみて6km~21kmの15kmの区間は発震のみで、海底での受振は行われない区間となる。調査海域は遠浅となっており、海岸線4kmでの水深は約12mである。エアガン深度8.0mとした時の安全性を考慮して、そこから陸側に向かう4kmの区間ではエアガン発震は行わなかった

反射法発震はGDAPS-4Aのデータ転送速度とエアガンの発震能力を考慮して、48秒で50m間隔に発震することとした。発震測線を1往復することにより、最終的に25m間隔の記録を確保した。また反射法データ取得での発震点間隔は25mとしていたが、SP.471~SP.841の約9.25kmの区間においては発震点間隔を12.5mとする追加発震作業を実施した。総発震点数847点の内、この追加発震分は181点である。

[2] 屈折法及び広角反射法発震

7月4日全日と7月5日の後半にSP-1A、SP-2A、SP-3A、SP-4A、4点の屈折法データ取得用の発震作業を行った。SP-4Aは海岸線から5km、SP-3Aは4Aから6km、SP-2Aは3Aから5km、SP-1Aは2Aから5kmの位置にそれぞれ配置されている。(発震測線最南端のSP-1Aは、海岸線から20kmの位置となる) 屈折法発震においては、40Hz以下の低周波数帯域の有効エネルギーを確保するため、標準エアガン発震深度を16.0mとした。ただしSP-4Aでの水深が12mしかないため、SP-4Aのみエアガン深度を8.0mとした。各発震点での発震回数(垂直重合回数)は次の通りである。

| | | |
|----------|------|------|
| SP-1A... | 発震回数 | 100回 |
| SP-2A... | 発震回数 | 132回 |
| SP-3A... | 発震回数 | 132回 |
| SP-4A... | 発震回数 | 132回 |

)ダイナマイト発震

屈折法及び広角反射法用のダイナマイト発震は、以下に示す計2点で実施した。

SP-10D..千葉県香取市大戸字通崎 12-5

座標 ...北緯 35° 52' 23.83"、東経 140° 27' 47.76"
発震薬量...100kg、坑底深度...45.75m、薬頭深度...36.01m
発震時刻...平成 22 年 7 月 5 日 00 時 02 分 10.706 秒
表層地質...17.5m 以深が含水量が非常に多い砂層

SP-15D..茨城県桜川市真壁町長岡字富士山 1253-3

座標 ...北緯 36° 17' 28.40"、東経 140° 08' 15.40"
発震薬量...200kg、坑底深度...36.57m、薬頭深度...26.71m
発震時刻...平成 22 年 7 月 5 日 03 時 02 分 10.765 秒
表層地質...8.5m 以深が風化した花崗岩

発震制御は、発震側及びレコーディング側の双方に高精度 GPS 刻時装置を用いた時刻発破方式とし、受振展開は全受振展開による固定展開とした。

c) 測量作業

)陸上測量作業

陸上測量はネットワーク型 RTK-GPS 測位 (VRS 方式) によって実施した。以下に作業の概要を記述する。

[1] 測線設定

計画に基づき、測線上に指定された間隔 (GDAPS-4A 受振区間は標準 25m、MS-2000D 受振区間は標準 50m、オフセット VP 発震区間 50m) で、受振点及び発震点の位置を木杭もしくはマーキングチョークで表示した。また、独立型観測装置 (MS-2000D) を使用した区間については、1 ユニット 6 チャンネルを受振点の標準単位として、全体の仮想測線に投影した位置に受振点杭を設置した。

[2] 位置測量

受振点、発震点の位置測量についてはネットワーク型 RTK-GPS 測量 (VRS 方式) にて観測を実施し、各測点の緯度・経度および標高を求めた。なお樹木等により GPS 衛星の受信が困難な測点については、携帯 GPS 測量にて観測を実施した。受発震点位置を示す測線図の作成には、下記の測地システムを用いている。

)海上測量作業

海上測量作業は、ディファレンシャル GPS 測位 (以下、DGPS) を利用して行った。必要となる DGPS 補正データは、海上保安庁が運用している DGPS 局 (全国に 27 局配置) からの DGPS 補正信号を毎秒受信することで得た。

ケーブル敷設及びエアガン発震を行う船舶 (作業船) の誘導は、小型航法システム CHiPS2 を用いて行った。このシステムは、GPS 受信機から送信される位置データ、ジャイロコンパスからの方位データ、測深器からの水深データ等を毎秒取り込んで、船舶と測線の位置関係をグラフィック及び数値表示しており、この表示を見ながら観測作業を実施した。

また発震船では、発震予定位置にエアガンが到達したときに発震させる必要があるためジャイロコンパスの方位データを用いて GPS 測位位置 (GPS 受信アンテナ位置) から洩航しているエアガン位置へステップバックさせ、常にこの震源位置での発震制御を行った。

[1] 事前準備作業

艀装作業終了後、観測作業実施前に予定測線上の予察 (測深) 作業を行い、その結果を基にしてエアガン発震深度や発震可能なショット位置、ケーブル敷設が可能な場所等を決定した。受振測線のケーブル海陸接続部分については、ケーブル船が侵入できる水深まで岸に近づいたところで船の後部を陸に向けケーブルを敷設し、小型作業船を用いて陸からケーブル敷設し繋ぎ込みを行った。

[2] OBC 測量作業

敷設したケーブルの各受振器位置を測定するために、音響測位システムを用いた。音響測位システムは、ケーブルに一定間隔で取り付けられたトランスポンダ装置と測量船の間で音波による距離測定を行い、各トランスポンダ装置の位置測量を行うシステムである。測量船は、ケーブル敷設した後に測線の左右両側を測線に沿って一定のオフセット距離を保って航行し、1~2秒間隔で質問信号を送出して、各トランスポンダ装置からの応答信号を受信している。今回の作業では、各ケーブル(1本あたり10チャンネル)の2、5、8チャンネルの受振器近傍にトランスポンダを取りつけて、全トランスポンダ装置の位置測量を行った。この方法により受振点位置を確定し、その結果により残りの受振点位置を内挿及び外挿計算して最終的な全受振点位置を確定した。

d) 発震記録

図4~図9に屈折法及び広角反射法発震記録例、図10にエアガン発震記録例、図11、図12にバイブレータ発震記録例を示す。以下に発震記録の特徴を記述する。

i) 屈折法及び広角反射法記録

計4点のエアガン集中発震記録は、水深の都合でエアガン深度(集中発震の標準16m)を8mと浅くしたため出力エネルギーが他点より落ちるSP-4Aを除いて、測線全域で明瞭な初動が認められる。各点での発震数は92~132回である。SP-1A(図4)、SP-2A、SP-3Aでは往復走時11~14秒、受振区間2500~3364の広角反射領域において、反射イベントを確認することができる。これは他の震源(バイブレータ、ダイナマイト)にも共通することだが、見掛け速度約1.6km/sの変換S波が非常に卓越している。

計2点のダイナマイト発震記録の屈折初動は、九十九里平野区間など一部不明瞭な部分があるものの、測線全域で明瞭に捉えられている。筑波山系内に設定されたSP-15D(図9)は受振測線最南端まで85km、震源エネルギーが到達したことになる。往復走時12~16秒、受振点1000~2900の範囲に、海洋プレートに対応する可能性のある非常に明瞭な深部反射イベントを確認することができる。一方、測線の中央北寄りにあるSP-10D(図7)については、これに対応する反射波は認められない他、地殻中部以深に明瞭なイベントを見出すことはできない。

陸域でおおよそ5km間隔で実施したバイブレータ集中発震については、測線から3km離れたSP-10Dを補足するため設定されたSP-10V(スイープ回数50)を除き、いずれの集中発震点も100回以上のスイープ回数が確保された。バイブレータ集中発震記録に関しては、SP-14Vを除いて屈折波初動はオフセット20km程度まで確認できる。ただしSeaRay区間に関しては陸上に比べてノイズレベルが低いため、SP-9V、SP-11Vではオフセット距離が20kmを越えてもSeaRay受振点において屈折波初動を確認できた。SP-9V(図6)においては断片的ではあるが先新第三系基盤下においても、往復走時4秒近傍に反射イベントが認められる。測線北部のSP-13V、SP-14Vと発震の効きが悪い。この両点は土地改良区内に設定されており、道路下の地盤の悪さを反映したものである可能性が高い。

)反射法記録

発震地点の条件により発震記録の品質に差はあるものの、以下を本測線の記録に共通する特徴としてあげることができる。

- ・先新第三系基盤上面の垂直往復走時は 0.7 秒から 1 秒の間で緩やかに変化しており、測線全域で追跡できる。
- ・堆積層内を透過する屈折波初動の見掛け速度は 1.7~2.3km/s 程度である。堆積層下の先新第三系基盤を透過した屈折波初動の見掛け走時は 4.7~5.2km/s となっている。
- ・変換 S 波が卓越している。

図 10 に示したエアガン発震の記録例 (SP.761) では、海底の SeaRay 区間においては堆積層内および先新第三系基盤上面の反射波が明瞭に確認できている一方、九十九里平野は市街地でノイズレベルが高いこともあり、海岸線から陸側では 2km 程度まで屈折波初動を追跡するのが限度である。海岸線を境界に記録品質に大きな差が出ている。

図 11 は下総台地におけるバイブレータ記録例 (VP.2183) である。微弱ではあるがオフセット距離 25km を超える測線の末端近傍まで屈折波初動の到達が確認できる。特に SeaRay 区間は海底でノイズレベルが非常に低いことで、よりオフセット距離の短い九十九里平野区間と比べても明瞭に屈折波初動を確認できる。SeaRay 受振区間の存在より、海陸接続部の反射断面が得られるだけでなく、長大オフセットの屈折波初動データが得られることになり、深部速度構造の解明に貢献するところが大きいと考えられる。また変換 S 波に覆われているものの、往復走時 1 秒から 1.5 秒の間に先新第三系基盤内の反射イベントも認められる。一方で発震点が VP.6373 (図 12) のように測線北部の利根川流域・霞ヶ浦南西部に入ると、屈折波の透過もオフセット距離 10km 程度までとどまり、地下に透過する地震波の減衰が大きな認められる。これはバイブレータの集中発震でも確認できたが、発震点下の地盤の影響と考えられる。

2) 首都圏北東部における稠密アレイによる自然地震観測

a) 観測地域及びアレイ観測測線 (霞ヶ浦-つくば測線・つくば-水戸測線)

関東地域下では、フィリピン海プレートが陸側プレートと太平洋プレートとの間に沈み込むという複雑なプレート配置を形成している。フィリピン海プレートのスラブは、関東北東部下で太平洋スラブと接触し、沈み込むスラブを変形させ、首都圏下の被害地震の要因になる可能性がある¹⁾。関東北東部下におけるフィリピン海プレートと太平洋プレートの接合部の構造を高い精度で把握することは、関東地方下におけるプレートの運動方向に拘束条件を与える上で重要であり、首都直下地震を考察する上でも必要不可欠である。そこで、プレート接触域の詳細な構造を得るために、稠密自然地震観測を、茨城県稲敷市から加波山山塊北端に至る「霞ヶ浦-つくば測線」、および茨城県つくば市から那珂市に至る「つくば-水戸測線」で実施した。測線長が約 50km の「霞ヶ浦-つくば測線」は、制御震源を用いた地殻構造探査測線「九十九里-霞ヶ浦測線」の西方延長上に設定し、測線長が約

65km の「つくば-水戸測線」は、MeSO-net の藤岡-つくば測線の東北部とその延長上に設定した。

b) 測定作業

「霞ヶ浦-つくば測線」は、茨城県稲敷市から加波山山塊北端を結ぶ測線長約 50km の区間に設定した(図 13)。観測期間は、2010 年 6 月 10 日から 2010 年 10 月 10 日までで、観測点は測線上に 500-750m の間隔で、計 65 カ所に設定した。「つくば-水戸測線」は、茨城県つくば市から那珂市を結ぶ測線長約 65km の区間に設定した(図 13)。観測期間は、2010 年 6 月 8 日から 2011 年 1 月 24 日までで、観測点は測線上に 1-2km の間隔で、計 45 カ所に設定した。各観測点座標は、携帯 GPS 測定によって確定した。

c) 使用機器

自然地震観測「霞ヶ浦-つくば測線」では、主システム(1.0 Hz 速度型地震計)と副システム(デジタル MEMS 型加速度計)²⁾を原則として交互に設置し、近地地震に関しては両システムによる約 500m、遠地地震については主システムによる約 1000m の空間サンプリングを実現した。以下にシステム構成を記述する。

) 主システム使用機材

| | | |
|---|-------|------|
| 速度型地震計 A...Lennartz Electric LE-3D lite | 1.0Hz | 27 台 |
| 速度型地震計 B...Markproducts L-4-3D | 1.0Hz | 4 台 |
| 速度型地震計 C...Markproducts L-22D | 2.0Hz | 4 台 |
| 記録システム A....JGI MS-2000 | | 35 台 |

) 副システム使用機材

| | | |
|----------------------------|--|------|
| 加速度型地震計 デジタル MEMS 型加速度センサー | | 30 台 |
| 記録システム B....JGI DMS-3000 | | 30 台 |

自然地震観測「つくば-水戸測線」では、1.0 Hz 速度型地震計(Lennartz Electric LE-3D lite) とオフラインレコーダ³⁾を用いた観測を実施した。

d) 自然地震観測波形例

「つくば-水戸測線」において取得した自然地震観測例を図 14 と図 15 に示す。図 14 は測線北端下の深さ約 89 km で発生した地震($M_j2.2$)の観測記録例である。時間軸は、上下動成分は 6km/s でリデュースし、波形記録にはフィルター処理を施していない。得られた記録からは、P 波初動や S 波初動が明瞭に確認でき、それらの相の間にも幾つか相を確認できる。図 15 は、測線南端下の深さ約 62 km で発生した地震($M_j2.3$)の観測記録例である。時間軸は、上下動成分は 6km/s でリデュースし、波形記録にはフィルター処理を施していない。P 波初動や S 波初動が明瞭に観測され、全センサー記録に関して、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。

e) 高精度震源決定

「つくば-水戸測線」と「霞ヶ浦-つくば測線」近傍の震源分布を得るために、両測線上に設置した観測点で得た観測データを用いた震源決定を実施した。本観測で得た記録は連続記録であるため、震源決定を実施する震源リストに基づき、地震毎のデータに編集する必要がある。気象庁一元化処理震源カタログによると、観測期間中の2010年6月8日から2011年1月24日の間では、図16で示す範囲で2,796個のマグニチュード1.0以上の地震の震源が決定されている。これらの地震から、測線上の観測点で得られた波形のS/Nが良い180個の地震を抽出し、解析に使用する震源リストを作成した。作成した震源リストに従って、連続記録から地震毎のデータに編集する作業を行った。さらに、編集後のデータと、図13で示す周辺の95点のテレメータ観測点で得られたデータとの統合作業を行った。統合したデータから作成した180個の地震波形データから、各観測点におけるP波到達時刻、S波到達時刻、最大振幅、P波初動振動方向を読み取った。読み取り個数は、P相が14,351個、S相が11,970個、最大振幅が14,498個、P波初動振動方向が6,615個である。得られたP波到達時刻、S波到達時刻にHypoMH⁴⁾を使用して震源決定を行った。その際、図17で示す1次元P波速度構造を使用した。また、 V_p/V_s 比を1.73と仮定したS波速度を用いた。最初の震源決定後、観測走時と計算走時の差の平均値を基に観測点補正値を決定した。この観測点補正値を用いて再び震源決定を行った。観測点補正値を用いた震源決定により得られた震源分布を図18に示す。震源分布図から、茨城県下館市・下妻市・つくば市や霞ヶ浦西方のそれぞれの地域で地震の密集域が確認できる。東西方向断面図の深さ60km以深には、太平洋プレートの沈み込みに伴う西傾斜の二重深発地震面が確認できる。

3) 制御震源・自然地震波形データを用いたフィリピン海プレートのイメージング解析

a) 反射法データ解析

本データ解析では陸域及び海陸境界域で取得された全ての反射法データを用いて解析をおこなった。反射法データ解析フローを図19に示す。また個別のデータ解析パラメータを表4に示す。

本データ解析において特記すべき事項を下記[1]と[2]に記す。

[1] 基礎物理探査「房総沖浅海」データの取り込み

本データ解析には、平成10年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「房総沖浅海域」(石油公団、現石油天然ガス・金属鉱物資源機構)のSB98-1測線のデータを併せて実施している。SB98-1測線の標準発震点間隔25mで有効発震点数1081点、海岸から沖合に向けて17kmの区間で、データが取得されている。九十九里-霞ヶ浦測線では取得できていない海岸線から4km沖合までの発震データ、沖合6kmから17kmの間の受振データの補完に貢献した。

[2] 海域における浮動基準面の設定と静補正量の定義

本調査は受振発震ともに海陸にまたがるデータが取得されている。浮動基準面の設定及び静補正量の算出にあたっては、全てのデータに対して陸上反射法における枠組みを準用

した。即ち、各受振点発震点における静補正量は標高補正量及び表層補正量の和とし、浮動基準面に対する静補正を実施した。発震点の表層補正は陸上発震点についてのみ発震点タイムターム値を基に算出し、海上発震ではゼロと見做す。同様に受振点についても、陸上受振についてのみ受振点タイムターム値を基に算出し、海底受振についてはゼロと見做す。

解析の結果、重合時間断面（図 20）、重合後時間マイグレーション断面（図 21）、重合時間断面に対する深度変換断面（図 22）、重合後時間マイグレーション断面に対する深度変換断面（図 23）を得た。測線北端の霞ヶ浦南西部では先新第三系基盤の深度は約 650 m でそこから南に行くに従い緩やかに深くなり、下総台地および九十九里平野下では 750 m 前後である。

b) 広角反射法データ解析

広角反射法データの解析対象は、「九十九里-霞ヶ浦測線」の全区間で取得した広角反射法データ 12 点（ダイナマイト発震 2 点、エアガン集中発震 4 点及びバイブレータ集中発震 10 点）のデータである。データ解析フローを図 24 に示し、重合後マイグレーション深度断面図を図 25 に示す。

c) 屈折法データ解析

本調査で取得された屈折法・広角反射法記録、反射法記録を用い、図 26 のフローに従って、Turning-ray を仮定した屈折波初動走時トモグラフィ解析を行った。本研究で用いた解析手法を下記[1]–[3]に示す。

[1] 速度モデルに対する屈折波線及び走時計算

第一段階における屈折波線及び走時の計算法として、走時線型近似法（LTI 法）を用いた。この手法はアイコナル方程式の差分解法の一般型であり、波線が節点に拘束されないため屈折角が節点間隔の制約を受けないこと、及び格子の境界内部ではなく境界面が分割されるため計算効率が良い利点がある。LTI 法では、前進過程に於いては発震点から格子境界面上の走時評価点までの走時が計算され、境界面上の総ての点での走時は計算走時を線型内挿することによって得られる。また後進過程においては受振点からの最小走時点を求めて波線経路が計算される。

[2] 屈折法インバージョンのアルゴリズム

観測走時、計算走時及び速度モデルを用いてインバージョンを実施し、速度モデルの更新を行った。インバージョンでは速度モデルの格子を通過する全波線について速度値の修正を行い、各格子の平均値を用いて修正量を決定する SIRT 法(Simultaneous Iterative Reconstruction Method)を採用した。一般に、格子間隔を小さくすると波線密度は低下して解の安定性は低下し、逆に格子間隔を大きくすると分解能が低下する傾向を示す。従って、本解析では以下に示す様に、波線に重み関数を持たせて内側の格子点について速度値の更新を実施した。これは屈折波の波線経路上にスローネス修正量が集中して、インバージョン結果が不安定となることを回避する効果を持つ。

$$S^{k+1} = S^k \cdot \Delta S = S^k \cdot \sum_{i=1}^N \left[\left(\frac{w-R}{R} \right)^2 \cdot \frac{T_{S,i}}{T_{C,i}} \right] / \sum_{i=1}^N \left(\frac{w-R}{R} \right)^2$$

ここに、 S^k は(k-1)回の反復修正を経たスローネス分布、 ΔS はスローネスの修正係数、 w は波線が通過する格子点からの反復修正有効範囲、 R は波線が通過する格子点からの距離、 $T_{S,i}$ は i 番目の波線に関する観測走時及び $T_{C,i}$ は i 番目の波線に関する計算走時である。こうした速度(スローネス)の修正後に、速度モデルの更新及びインバージョンを実施し、残差が平均誤差以下になった時点で解析を終了する。

[3] 初期モデルランダム化によるトモグラフィ解析結果の信頼性評価

屈折トモグラフィ解析結果の信頼性を評価する方法として初期モデルランダム化によるモンテカルロ確度解析をおこなう。図 27 にその概念図を示す。ある条件下でランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグラフィ解析を実施し、すべての結果を平均化した速度分布およびその平均値からのバラつき度合いを示す標準偏差分布が得られる。これら二つの情報は、トモグラフィ解析による速度構造モデルとその確からしさの指標として提供される。

本解析では、想定される地質構造境界走行とデータ取得ジオメトリ(測線の屈曲、オフセット長)を考慮して、北区間、中央区間、南区間の三区間に解析区間を分割した(図 28)。地殻内の速度構造を考えるにあたって、多くの場合鉛直方向に単調に増加する速度構造モデルを想定するのが一般的である。本調査地域では既存の坑井で得られた音波検層もしくは VSP により、P 波速度 1.7~2.3km/s の堆積層の下に P 波速度 4.7~5.2km/s 程度の速度を有する先新第三系基盤が存在し、堆積層から基盤に変わるところで P 波速度が不連続に近い形で急激に増加すると考えられる。しかし屈折波を用いたトモグラフィ解析においては、波線の分布、到来方向が限定されるため、鉛直方向に速度の急激な増加が想定されても、その速度構造を解析で再現することは難しい。そこで本解析では、この問題を解決するために、堆積層を対象とする解析と先新第三系基盤以深を対象にする解析を分離することにした。すなわち通常のトモグラフィ解析で堆積層の速度構造を推定した後、安定して解が求まったと判断される堆積層の速度構造を固定し、これを既知として基盤以深の速度構造を推定する。具体的には下記 ~ で示す手順で解析を行った。

使用する読みとり走時を堆積層内のみを透過するものに限定するため、最大オフセット距離の制約を 1500m(北区間)もしくは 2000m(中央区間と南区間)に設定し、初期モデルランダム化トモグラフィ解析を実施する。

で求まった堆積層内の速度構造を固定とし、先新第三系基盤以深の 2.5km における P 波速度を 2000~7500m/s の範囲でランダムに変化させた初期モデルを生成する。全読みとり走時を用いて、の初期モデルを使ったトモグラフィ解析を実施する。このとき堆積層部分の速度は固定する。

本解析で用いた初動走時を図 29、トモグラフィ解析で用いたパラメータを表 5 に、初期モデルのランダム化のパラメータを表 6 に示す。屈折波初動走時トモグラフィ解析によっ

て得られた P 波速度構造を図 30 に示す。

d) 自然地震データを用いたトモグラフィ解析

「つくば-水戸測線」と「霞ヶ浦-つくば測線」近傍で発生した地震から抽出した 180 個の地震波形データから得られた走時データを用いてトモグラフィ解析を行い、地震波速度構造の推定を試みた。トモグラフィ解析には、プログラム simul2000⁵⁾を使用し、3次元速度構造の推定と震源再決定を行った。解析を行う際には、調査地域に X-Y-Z 座標系を設定し(図 31)、その領域内に格子を 3 次的に作成した。設定した座標系の X 軸は、「つくば-水戸測線」に沿った方向とし、格子点は X 方向、Y 方向が 5km 間隔に設定した。また、Z 方向には、-3、0、5、10、20、30、40、50、60、70、80、90、100、120、140、160、200km にそれぞれ設定した。トモグラフィ解析の初期モデルには、連係震源決定法⁶⁾を用いて計算した 1 次元速度構造モデルを使用した。トモグラフィ解析により再決定された震源分布を図 32 に、最終的に得られた 3 次元速度構造から、「つくば-水戸測線」下の V_p/V_s 構造を図 33 に示す。図 33 では、Uchida et al.(2010)⁷⁾で示されたフィリピン海プレートと太平洋プレートが接する深さ 60km 付近での V_p/V_s 値は水平方向に変化し、特に地震の発生が集中している領域で V_p/V_s 値が大きくなる傾向が確認できる。

本解析では、稠密アレイと定常観測点で得られた自然地震観測データから読み取った走時データしか使用していない。今後、「九十九里-霞ヶ浦測線」での深部地殻反射法地震探査時に実施された発破・パイプレイタ震源からの信号を、「九十九里-霞ヶ浦測線」・「つくば-水戸測線」・「霞ヶ浦-つくば測線」上の観測点で取得した観測データから読み取った走時データも加えたトモグラフィ解析を実施することで、さらに詳細な地震波速度構造を得ることが期待できる。

e) レシーバ関数解析

制御震源による地殻構造探査では、高エネルギー震源による稠密長大展開の採用によって、浅部の堆積盆から地震発生基底面までの上部地殻構造に関するプロファイル構築できる可能性は比較的高い。しかしモホ面に至る中下部地殻構造及び島弧下に沈み込むスラブのイメージングについては、制御構造データはエネルギー透過度及びノイズレベル等によってデータ品質は大きな影響を受けるため、自然地震データを補完的に用いて確実度の高い統合プロファイルの構築が望まれる。近年可搬型の観測システムが普及してきたことにより稠密な観測アレイが可能になり、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の解析技術を適用することが定着してきている。また各地表受振点記録間の相互相関を行い、二点間のグリーン関数を抽出する地震波干渉法も、遠地地震に対して適用されている。

本報告におけるレシーバ関数解析では、反射法地震探査における P-SV 変換波重合処理に準拠した標準的な手法を用いた。図 34 に地震波干渉法とあわせた遠地地震に関する解析フローを提示する。レシーバ関数解析の処理ステップは順に、ジオメトリ情報のコンパイル、震源-受振点間のアジマス回転、スペクトラルデコンボリューション、2.5 次元速度構造を前提とした共通 P-SV 変換点ビンニング NMO 補正および共通変換点重合である。

また信号処理である SVD フィルターで K-L (Karhunen-Loeve) 変換処理を適用した。

レシーバ関数解析には、観測期間中の平成 22 年 6 月 16 日～平成 22 年 10 月 8 日において、マグニチュードが 5.8～7.4 で、震央距離が 23～85 度の 49 個の遠地地震が用いられた。但し、受振点条件及びノイズ環境によって有意なレシーバ関数を推定できなかった場合は、最終的なイメージング対象から除外した。今回は P-SV 変換点のピンニング、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、既存の関東地域東部の地震波速度構造^{8),9)}を敷衍して利用した。また、P-SV 変換点のピンニング(重合前マイグレーション)における水平方向ピンサイズは 195m に設定した。図 35 に遠地地震を用いた Ps レシーバ関数プロファイルを示す。尚、地震観測測線の南部(RP.1-30)に関しては、制御震源プロファイルから推定される様に、観測点下の堆積層は浅層部程低い S 波速度が特徴的であり、先進第三系基盤面あるいは表層基底面において、変換波及び Reverberation 卓越の傾向が顕著であった。従って、零位相ではなく、時間遅れを伴うレシーバ関数が出力され、Reverberation を積極的に扱うマルチモード型解析によっても対応が困難であった。今回、ここに示した解は八溝層群及び筑波・加波山花崗岩類が分布する測線北側(RP.31-65)の領域に限定した暫定的なものであり、今後、より詳細な検討が必要である。

f)地震波干渉法解析

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部分を抽出することによって、地表震源によるグリーン関数を抽出する試みが提示されてきている¹⁰⁾。これは、透過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。こうしたデータでは発震-受振系の対称サンプリングが自動的に実現されていることから、速度解析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。本報告では、反射法地震探査の基本技術を直接応用する視点から、遠地地震及び近地地震波が地表面に到達後に生成される Surface-related Multiple(SRM)を抽出し、擬似反射記録を生成して、上部地殻のイメージング解析への応用を試みた。地震波干渉法型のデータ解析においては、擬似発震記録の生成以外の解析フロー及びパラメータは一次反射波に関する解析内容と同一である。但し、地表震源データに関しては、地震波干渉法の基本仮定である「イメージング対象下方に多数のランダム震源が存在する」条件を満たしていないため、偽像生成の可能性は排除できない。従って、十分な高重合数を維持する擬似発震記録を生成し、こうした偽像を抑制する必要がある。また、相互相関処理によって生成される擬似発震記録は SRM であり、測線周辺で生じた近地地震に関しては、相対的に卓越周波数が高いため、減衰によってエネルギーは大きく減退する。従って、抽出可能な構造は堆積盆から地殻上部に限定され、レシーバ関数解析よりは浅層部に対象深度が限定される。

本報告においては、遠地地震に関わる干渉法型解析には、観測期間中の平成 22 年 6 月 16 日～平成 22 年 10 月 8 日において、マグニチュードが 6.0～7.4 で、震央距離が 0～70 度の 14 個の遠地地震を用いた。データ解析においては、アジマス回転後のデータを入力として、各遠地地震に関する平均スペクトルを用いた震源時間関数の推定及び除去が、最小位相を前

提とした予測型デコンボリューション処理によって適用した。その後、稠密受振展開における各受振トレース間の相互相関処理を通じて、SRM($PpPp+PsPp+PpPs$)を含む擬似発震記録を抽出した。この擬似発震記録に対して、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情報の適用、幾何減衰補償、コヒーレントノイズ抑制、NMO 補正及び共通反射点重合処理を適用した。

遠地地震解析において高 S/N の SRM を抽出するには、受振測線に関して inplane データ確保に十分な観測期間を要し、かつ、表層近傍における SRM の地震波減衰が低い硬岩質の地表条件が望ましい。今回のデータに関しては、SRM についての干渉テストを実施した。図 36 に深度マイグレーションを経た干渉距離スキャン結果を示す。本干渉結果では、深度 30km 及び 75km に特徴的な反射波列が存在するものの、有意な干渉位相抽出は困難であると判断せざるを得ず、プレート構造のイメージングに資する SRM データの集積に至らなかったことが示唆される。今後、近地深発地震を中心として SRM についての干渉位相抽出の可能性を検討する必要がある。

e) 九十九里-つくば測線における地殻プレート構造

これまで述べたようなデータ取得と解析によって、多様な分解能の地殻・プレート構造断面が得られた。ここでは、総合的にそれらの地学的な解釈を行う。

九十九里-霞ヶ浦測線での稠密発震で得られた反射法地震探査は、先新第三系に不整合で重なる鮮新統～第四系の地質構造を描き出した(図 37)。屈折波初動トモグラフィによって得られた速度構造(図 30)では、3.7km/s より大きな P 波速度を示し、連続性のよい反射面に乏しいユニットは、先新第三系に相当する。それより上位には振幅の大きな反射波群を隔てて、連続性の良好な反射面に富む層が重なる。防災科学技術研究所の江戸崎観測井での記載によれば、上総層群に相当する¹¹⁾。上総層群の層理面は北西傾斜で先新第三系にオンラップし、測線北西側が低下するような地殻変動を表している。測線南端部には、この北傾斜の上総層群を不連続的に覆って、ほぼ水平な反射面を示すユニット(U_n)が分布する。測線の陸域に分布する下総層群との関係は不明であるが、構造差を示すことから、第四系と判断される。

九十九里-霞ヶ浦測線の稠密発震と低重合発震を統合して断面図を作成した(図 38)。測線南端部のエアガンと海底ケーブル型受振器を使用した区間では、深さ 23km に西傾斜の波群が分布する。この西傾斜の波群は、フィリピン海プレートからの反射面群と解釈される。同様の傾斜でほぼ測線中央部まで追跡される。地殻内の反射面は不明瞭ながら存在し、顕著なものを図中の破線で示した。測線北半部の中部地殻は反射面に富み見かけ上北西傾斜の反射面に富む。この領域は、地質構造的には三波川帯の分布が推定されている他¹²⁾、防災科学技術研究所の江戸崎観測井のボーリングコアの分析から、基盤の岩石は三波川帯に対比される可能性が高いことが指摘されている¹³⁾。他方、九十九里平野のボーリングによれば、秩父帯に対比される岩石が掘削されている¹⁴⁾。屈折トモグラフィ法による先新第三系上部の速度構造は、測線南部では地下 3km まで V_p 4-5 km/s であるが、北部(図 38 の A から)では 5km 以上と増大する。この領域はほぼ三波川変成岩の分布域に相当する。

レシーバ関数解析プロファイルと反射法断面との比較(図 39)では、反射法地震探査断面

で北西に傾斜したフィリピン海スラブの延長で同様の傾斜を示す低速度領域が 40-50km の深度に存在し、フィリピン海プレート上部の地殻部分からなる低速度領域と判断される。さらにこの下位に同様に北西側に傾斜する低速度領域が地下 55-65km の深度に分布する。形状から太平洋プレート上部と推定した。反射断面では測線北部の地殻内に北傾斜の反射面が見られるが、これらの反射面とほぼ平行して、延長部のレシーバ関数解析プロファイルでも北西側に傾斜した構造が見られる。ボーリング資料を参考にすれば、霞ヶ浦以北は領家帯に対比され、中央構造線は稠密発震区間とレシーバ関数プロファイル断面の間の区間に存在する可能性が高い。大局的にはこの領域よりも南東側では北西側に傾斜した構造が卓越し、北西側では地殻内でほぼ水平な構造をとる。こうした特徴は地殻構造探査によって明らかになった四国・中国地方での大局的な地殻構造¹⁵⁾と類似する。

(c) 結論ならびに今後の課題

首都圏北東部において、フィリピン海プレートと太平洋プレートの位置・形状を明らかにするために、九十九里-つくば測線とそれに直交するつくば水戸測線において、制御震源と稠密自然地震観測による地殻・プレート構造調査を行った。九十九里-霞ヶ浦測線では、制御震源によって、フィリピン海プレート上面に相当する北西側に傾斜する反射面群が、地下 25~35km の深さに見いだされた。その北西延長である霞ヶ浦-つくば測線でのレシーバ関数解析プロファイルでは、調和的に北西側に傾斜する PS 変換面によって示される低速度領域が 40~50km の深度で分布し、フィリピン海プレートの深部延長に相当する。さらに、太平洋スラブに相当する PS 変換面が見いだされた。

つくば-水戸測線についても良好な自然地震データが取得されており、この南東部の MeSO-net の藤岡-つくば測線の統合的なトモグラフィ解析によって、フィリピン海プレートと太平洋プレート接合部のイメージングが可能である。今後、今年度、観測された自然地震データのレシーバ関数解析や自然地震干渉法なども含め、首都圏北東部のフィリピン・太平洋両スラブのイメージングを行っていく予定である。

[謝辞] 本調査・研究は、千葉県、茨城県をはじめとする数多くの関係諸機関の協力によって完遂することができた。ここに記して謝意を表する。

(d) 引用文献

- 1) Wu, F., Okaya, D., Sato, H., and Hirata, N.: Interaction between two subducting plates under Tokyo and its possible effects on seismic hazards, *Geophys. Res. Letts.*, 34, L18301, doi:10.1029/2007GL30763, 2007.
- 2) 村上文俊, 佐藤比呂志, 黒田徹, 阿部進, 加藤直子: 自然地震観測におけるMEMS型加速度センサーの特性評価、*東京大学地震研究所彙報*, 251-266, 2009.
- 3) 篠原雅尚・平田直・松田滋夫:GPS時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダ, *地震*, 50, 119-124. 1997.
- 4) Hirata, N. and Matsu'ura M.: Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet*,

- Inter., 47 50-61, 1987.
- 5) Thurber, C. and D. Eberhart-Phillips: Local earthquake tomography with flexible gridding, *Comp. Geosci.*, **25**, 809–818, 1999.
 - 6) Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, and U. Kradolfer: Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, **99**, 19635–19646, 1994.
 - 7) Uchida, N., Matsuzawa T., Nakajima J., and Hasegawa A.: Subduction of a wedge shaped Philippine Sea plate beneath Kanto, central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JB006962, 2010.
 - 8) Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A.: Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B08309, doi:10.1029/2008JB006101, 2009.
 - 9) Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K., and 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, *Jour. Geophys. Res.*, **110**, B12304, doi:10.1029/2005JB003673, 2005.
 - 10) 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.
 - 11) 鈴木宏芳・小村健太郎: 関東地域の孔井データ資料集, 防災科学研究資料, 191, 1-80, 1999.
 - 12) 山北聡・大藤茂: 伊豆弧の衝突に伴う西南日本弧・東北本弧の地殻変形と日本海拡大以前の両弧の連続性の復元, 東京大学地震研究所彙報, 77, 249-266, 2002.
 - 13) 久田健一郎・太田佳奈子・奥澤康一・棚瀬充史: 江戸崎観測井の先新第三系砂岩のモード組成と帰属, 地質雑, 112, 72-83, 2006.
 - 14) 鈴木宏芳: 関東平野の地下地質構造, 防災科学研究報, 63, 1-19, 2002.
 - 15) Ito T., Y. Kojima, S. Kodaira, H. Sato, Y. Kaneda, T. Iwasaki, E. Kurashimo, N. Tsumura, A. Fujiwara, T. Miyauchi, N. Hirata, S. Harder, K. Miller, A. Murata, S. Yamakita, M. Onishi, S. Abe, T. Sato, T. Ikawa: Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002, *Tectonophysics*, **472**, 124-134, 2009.

(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(発表題目、口頭・ポスター発表の別) | 発表者氏名 | 発表場所 (学会等名) | 発表時期 | 国際・国内の別 |
|---|---|--|----------------|---------|
| 関東山地下でのフィリピン海プレートの形状について: 飯能-笛吹測線地殻構造探査,(口頭) | 佐藤比呂志・阿部進・蔵下英司・岩崎貴哉・新井隆太・加藤直子・平田直 | 日本地球惑星科学連合(千葉市) | 平成22年 5月26日 | 国内 |
| 稠密地震観測による首都圏西部地域の地殻構造(口頭) | 蔵下英司・佐藤比呂志・阿部進・加藤直子・石川正弘・小原一成 | 日本地球惑星科学連合(千葉市) | 平成22年 5月26日 | 国内 |
| 丹沢・伊豆地塊の衝突・沈み込み構造と地震活動との関係(口頭)) | 新井隆太・岩崎貴哉・佐藤比呂志・阿部進・平田直 | 日本地球惑星科学連合(千葉市) | 平成22年 5月26日 | 国内 |
| 伊豆衝突帯丹沢・御坂地塊のP波S波速度構造(ポスター) | 新井隆太・岩崎貴哉・佐藤比呂志・阿部進・平田直 | 日本地球惑星科学連合(千葉市) | 平成22年 5月26日 | 国内 |
| Geometry of the Philippine Sea slab beneath the Izu Collision Zone, central Japan(口頭) | Sato, H., S. Abe, E. Kurashimo, T. Iwasaki, R. Arai, N. Kato, N. Hirata | 14th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins (Cairns, Australia) | 平成22年 9月2日 | 国際 |
| Crustal structure of the Izu Collision zone, central Japan, revealed by dense seismic array observations (ポスター) | Kurashimo, E., H. Sato, S. Abe, N. Kato, M. Ishikawa, K. Obara | 14th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins (Cairns, Australia) | 平成22年 8月30日 | 国際 |
| 九十九里-霞ヶ浦測線 | 佐藤比呂志・ | 日本地震学会(広島) | 平成22年 | 国内 |

| | | | | |
|---|--|---|-------------|----|
| 地殻・プレート構造探査速報(ポスター) | 蔵下英司・阿部進・溝畑茂治・岩崎貴哉・酒井慎一・中川茂樹・平田直 | 市) | 10月28日 | |
| Late Cenozoic tectonic evolution of Japanese islands and key questions on geodynamic problems (口頭) | Sato, H. | The ERI International Symposium on Subduction systems: Structure, Seismicity and Geodynamics(Tokyo) | 平成22年11月10日 | 国際 |
| Multiple collision and subduction structure of the Izu collision zone: arc-arc collision in central Japan(口頭) | Arai, R., T. Iwasaki, H. Sato, N. Hirata | The ERI International Symposium on Subduction systems: Structure, Seismicity and Geodynamics(Tokyo) | 平成22年11月11日 | 国際 |
| 首都圏における地下構造探査:堆積平野からプレートまで(口頭) | 佐藤比呂志・笠原敬司・平田直・岩崎貴哉・加藤直子・伊藤谷生・木村尚紀・中山俊雄・阿部進・須田茂幸・川崎慎治・斎藤秀雄・大西正純・川中卓・井川猛・太田陽一 | 日本地質学会関東支部(東京) | 平成22年11月20日 | 国内 |
| Characterization of the upper surface of the Philippine Sea plate | Sato, H., S. Abe, T. Iwasaki, E. | American Geophysical Union (San Francisco, | 平成22年12月16日 | 国際 |

| | | | | |
|---|---|-----------|--|--|
| beneath Kanto, central Japan: insight from seismic reflection profiling | Kurashimo, D. Okaya, S. Sakai, T. Kawanaka, N. Hirata | CA, USA) | | |
|---|---|-----------|--|--|

学会誌・雑誌等における論文掲載
なし

マスコミ等における報道・掲載

| 報道・掲載された成果 (記事タイトル) | 対応者氏名 | 報道・掲載機関 (新聞名・TV名) | 発表時期 | 国際・国内の別 |
|------------------------|---------------|----------------------|----------------|---------|
| ナマズはどこだ？ | 佐藤比呂志, 平田直 | 読売新聞夕刊 | 平成22年8月 19日 | 国内 |

(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23年度業務計画案

平成 22 年度の霞ヶ浦-つくば測線とつくば-水戸測線で取得した稠密自然地震観測データを地震波トモグラフィ法・地震波干渉解析法・レシーバ関数解析法により解析し、首都圏の地殻とフィリピン海プレートの詳細な構造（地殻の速度構造や不連続面の形状等）を明らかにする。平成 20 年・21 年に関東山地周辺で取得した制御震源による構造探査データと、稠密自然地震観測データについて協調的な統合解析を行い、首都圏の地殻とその下に沈み込むフィリピン海スラブの詳細な構造を明らかにする。大都市大震災軽減化特別プロジェクトで取得した大深度地殻構造探査データを含めて、首都圏の地殻・プレート構造データを検討し、構造的な弱面を抽出する。