



海域で発生する地震による地震波伝播の数値シミュレーションによるケーススタディ

下元, 一輝
寛, 楽磨

(Citation)

神戸大学都市安全研究センター研究報告, 27:124-141

(Issue Date)

2023-03

(Resource Type)

departmental bulletin paper

(Version)

Version of Record

(JaLCD0I)

<https://doi.org/10.24546/0100482524>

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/0100482524>



海域で発生する地震による地震波伝播の数値シミュレーションによるケーススタディ

Case study of seismic wave propagation from the earthquakes
occurring in the sea area based on numerical simulations

下 元 一 輝¹⁾
Kazuki Shimomoto
笥 楽 磨²⁾
Yasumaro Kakehi

概要：震源位置と速度構造が波動場に与える影響を調べるために、東北日本を対象として3種類の速度構造モデルでの波動場の変化を差分法による数値シミュレーションにより系統的に調べた。震源はスラブ内上面の地震を仮定し、観測点は陸域に設置した。震源が近くて深い場合、波形は直達波が卓越し、後続波の振幅の非常に小さい単純なものとなるのに対し、震源が遠くて浅い場合、波形はS波の後続波とRayleigh波の振幅の大きい複雑かつ継続時間の長いものとなった。この結果は、直達波の不連続境界への入射角が高角か低角かの違いで理解できる。この結果から、海岸線から遠くて浅い地震の震源項を正確に評価するためには、震央距離の大きい陸域の観測点のデータは適さず、震源に近づいた海域での観測が重要になることがわかる。

キーワード：波動場, 数値シミュレーション, 震源位置, 速度構造

1. はじめに

東北日本は世界的にみても地震活動が非常に活発な地域である。加えて、近年我が国では1995年の兵庫県南部地震を契機に、K-NET (Kinoshita, 1998) や KiK-net (青井・他, 2000) といった高密度強震動観測網が全国的に展開されているため、東北日本における強震動データが豊富に存在している。観測データを用いた先行研究として、笠谷・笥 (2014) では宮城県沖で発生したスラブ内地震とプレート境界地震の震源特性について、テクトニック環境ではなく震源深さが影響することを明らかにした。また小笠原 (2019) では東北日本で発生したプレート境界地震、スラブ内地震、アウターライズ地震それぞれの地震波の減衰の特徴を詳しく調べた。これらの先行研究はいずれも観測波形を用いた解析であるが、それに対し数値シミュレーションによる波動場のケーススタディも、波動場に対する理解を深めるために有効なアプローチである。数値シミュレーションによる波動場の解析では媒質中の波動伝播の様子が明瞭に可視化されるので、震源や地下構造がどのように観測波形に影響するかの把握が容易になる。また、東北日本の地下構造は日本海溝に沿った方向での構造や物性値の変化がなく、2次元構造で近似できることが知られているため、波動場の議論を進めやすいという利点もある。

以上の点を踏まえて本研究では、東北日本を対象として3次元差分法を用いた数値シミュレーションを行った。差分法は地震動の数値シミュレーションにしばしば用いられる有効な手法で、差分法を用いた既往の研究例としては、内陸地震による波動場の数値シミュレーションを行った研究 (Pitarka *et al.* (1998), Furumura

and Hayakawa (2007)), スラブ内地震による波動場と島弧の減衰構造の関連を論じた研究(瀬藤・古村(2002), 寛・西條(2006))といったものが挙げられる。本研究では、波動場の理解を深めるために単純な速度構造モデルから始めて徐々に現実的な複雑な速度構造モデルに変化させていくという手法をとり、速度構造が波動場にどのような影響を与えるかを系統的に調べた。その際、複数の異なる震源位置での波動場を計算することで震源位置が波動場にもたらす影響も調べた。

2. 計算手法

(1) 波動伝播の計算手法

地震波の波動伝播は 3 次元差分法を用いて計算を行った。差分法の計算には GMS 1.8 を用いた。GMS (Ground Motion Simulator) は、防災科学技術研究所の青井真博士らが開発した、差分法による波動伝播の数値計算システムである(青井・他(2004))。GMS は、空間 4 次、時間 2 次精度の食違い格子を採用した 3 次元差分法で波動伝播の計算を行う。GMS では Aoi and Fujiwara (1999) の不連続格子を採用している。一定の深さより深い領域での格子点間隔を浅部の 3 倍にすることで計算精度を保ちつつ計算負荷や計算時間を抑えられる不連続格子を採用している。ただし、本研究では自由表面付近に堆積層などの低速度層が存在しないこと、格子点間隔が変化する深さでの人為的な反射波の影響を無くしたいことから、モデル領域内は全て格子点間隔を一定に設定した。

GMS では、計算領域端の境界条件として、Cerjan *et al.* (1985) による吸収領域を採用している。これにより、自由表面を除く計算領域の端に数十格子分の領域を設け、その領域内で波の振幅に減衰係数を乗算することで計算領域端からの人為的な反射波を抑えている。また、非弾性減衰のパラメータである Q 値は Graves (1996) に基づいて設定される。この設定では P 波の非弾性減衰 Q_p と S 波の非弾性減衰 Q_s が共通の値を持ち、基準周波数 f_0 に対し $Q = Q_s f / f_0$ の形で表されるように Q 値の周波数依存性を持つ。

(2) 差分計算でのパラメータ設定

本研究における差分計算に関するパラメータの設定は次のとおりである。格子点間隔は 0.9 km、時間刻みは 0.05 秒、総 time step 数は 4000 (200 秒に相当)、上限周波数は 0.5 Hz、吸収領域の厚さは 60 格子分、吸収領域での吸収係数 α は 0.005、非弾性減衰の基準周波数は 0.2 Hz とした。

3. モデル設定

(1) 用いた速度構造モデル

東北日本での波動場伝播の解析を行うため、東北日本の陸域および海域の速度構造を 1 次元および 2 次元でモデル化した。これは、東北日本の速度構造の空間的な変化が日本海溝に平行な向きでは小さいためである。東北日本の速度構造をモデル化するにあたり、次の文献を参考にした。東北日本の陸域の速度構造は佐藤・他(2004)を、東北日本の海域の速度構造は Miura *et al.* (2005) と Fujie *et al.* (2018) を、各層の詳細な物性値は Kubo and Kakehi (2013)、地震調査研究推進本部による全国一次地下構造モデル(暫定版)(2012)を参考にした。

本研究では東北日本の陸域から日本海溝以東までをモデル領域とするので、モデル領域の大きさは radial 方向に 546 km、vertical 方向に 146 km とした(図 1)。深さ断面に直交する方向の厚さは 42 km とした。ただし、実際は吸収領域を含めた東西 600 km、深さ 250 km、南北 150 km の領域で差分計算を行っている。

図 2 は 1 次元モデルで、波動場の評価を平易にするために設けた水平成層構造モデルである。表 1 は 1 次元モデルでの各層の物性値の表である。物性値や境界面深さは佐藤・他(2004)の東北日本の大陸地殻および大陸マントルの値に基づいている。2 次元モデルでの計算は太平洋スラブが波動場に与える影響を評価するため、スラブなしモデル(図 3)とスラブありモデル(図 4)の 2 種類を用意した。それぞれのモデルの各領域での物性値は表 2 と表 3 に示す。なお 2 次元スラブなしモデルは、大陸マントルと海洋マントルの物性値が等しいため、1 次元モデルでの地殻の厚さを空間的に変化させたモデルに等しい。また、本来海域には海水層が存在するべきだが、流体の層を含めた計算の難しさを考慮して海水層を、1 次元モデルで用いた表層に置き換えている。

設定した構造モデルは、1 次元モデル → 2 次元スラブなしモデル → 2 次元スラブありモデルの順に realistic なモデルとなっている。このように、単純な構造モデルから始めてモデルを徐々に複雑化していくことによって、構造モデルが波動場に与える影響を系統的に評価していく。なお、3 つの構造モデルの中で 1 次元モデルが最も reality を欠くが、1 次元モデルは震源のインバージョンの際の理論波形(Green 関数)の計算

に現在でもしばしば用いられること、また波動場に関する教科書的な知識の蓄積が多いことから、比較対象としては有用なモデルであることを明記しておきたい。

(2) 用いた震源モデル

本研究で用いた震源の位置やメカニズム解を図5に示す。震源は全て点震源とした。表4は本研究で用いた震源位置やメカニズム解、モーメントマグニチュード (M_w) の値を示した表である。震源時間関数は滑らかな片側三角パルス、 M_w は 6.5、震源継続時間は 5 秒とした。震源位置は、海野・長谷川 (1975) を参考に、東北日本弧へと沈み込む太平洋スラブ内上面に存在する二重深発地震面の上面を想定した 3 か所に設定した。東北日本の太平洋沿岸から沖合方向への水平距離に応じて「陸寄り」(太平洋沿岸から 0 km)、「中間」(太平洋沿岸から 100 km)、「はるか沖」(太平洋沿岸から 150 km)と呼ぶことにする。このとき、各震源の strike は 180° 、rake は 90° とし、震源の P 軸が Miura *et al.* (2005)の速度構造を基にした太平洋スラブの傾きと平行になるように dip を設定した。

本研究では 3 次元差分法で波動場を計算しており、実際に計算プログラム上では構造モデルは海溝に平行な方向に厚みを持つ 3 次元領域で設定している。しかし速度構造は深さ方向 (vertical 方向) と海溝に直交する水平方向 (radial 方向) にのみ物性値や構造が変化する 2 次元構造であり、かつ本研究では波動場の評価はこの 2 次元構造の深さ断面 (震源と観測点を含む鉛直な面) 上でのみ行う。よって、深さ断面上の波動場の in-plane 成分 (radial 成分と vertical 成分、P 波と SV 波) と anti-plane 成分 (transverse 成分、SH 波) は完全に独立となる。加えて、本研究で用いた震源のメカニズム解の null 軸は anti-plane 方向を向くので、震源から出る anti-plane 成分 (SH 波) の振幅は、radiation pattern がゼロとなるためゼロとなる。すなわち、本研究の状況設定では、深さ断面上の全ての点において、transverse 成分の振幅はゼロとなる。従って、本研究の図では波動場の radial 成分と vertical 成分のみを示す。また、波形に現れる表面波は Rayleigh 波となる。

表 1 1次元モデルの物性値

モデル名	1次元モデル				
層番号	層の中身	Vp[m/s]	Vs[m/s]	rho[kg/m ³]	Q(for S)
1	表層	4200	2430	2500	400
2	大陸上部地殻 (上部)	5500	3180	2600	400
3	大陸上部地殻 (下部)	6300	3640	2700	400
4	大陸下部地殻	6800	3930	2900	400
5	大陸マントル	8000	4620	3300	500

表 2 2次元スラブなしモデルの物性値

モデル名	2次元スラブ無しモデル				
層番号	層の中身	Vp[m/s]	Vs[m/s]	rho[kg/m ³]	Q(for S)
1	表層	4200	2430	2500	400
2	大陸上部地殻 (上部)	5500	3180	2600	400
3	大陸上部地殻 (下部)	6300	3640	2700	400
4	大陸下部地殻	6800	3930	2900	400
5	大陸マントル	8000	4620	3300	500
8	海洋マントル	8000	4620	3300	500

表 3 2次元スラブありモデルの物性値

モデル名	2次元スラブありモデル				
層番号	層の中身	Vp[m/s]	Vs[m/s]	rho[kg/m ³]	Q(for S)
1	表層	4200	2430	2500	400
2	大陸上部地殻（上部）	5500	3180	2600	400
3	大陸上部地殻（下部）	6300	3640	2700	400
4	大陸下部地殻	6800	3930	2900	400
5	大陸マントル	8000	4620	3300	500
6	海洋地殻上部	5700	3290	2600	200
7	海洋地殻下部	6700	3870	2900	300
8	海洋マントル	8000	4620	3300	500

表 4 スラブ内上面の地震の震源パラメータ

震源の名前	radial方向の位置y[km]	深さz[km]	strike[°]	dip[°]	rake[°]	M _w
near/陸寄り	200	54.9	180	68	90	6.5
middle/中間	300	22.5	180	54	90	6.5
far/はるか沖	350	16.2	180	50	90	6.5

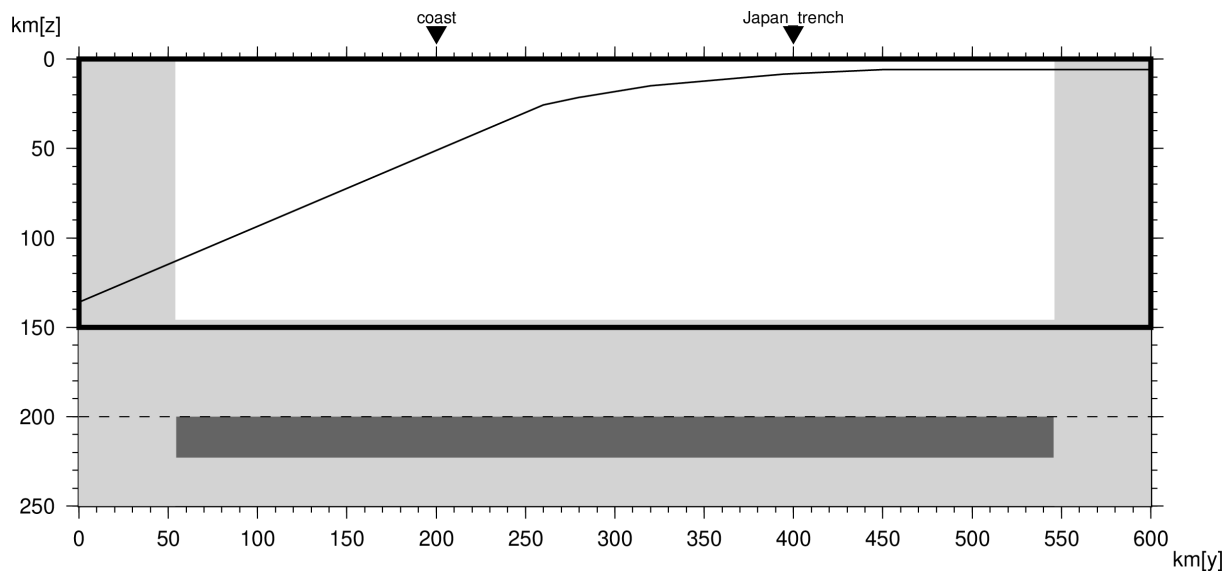


図 1 計算領域とモデル領域の深さ断面。白い領域がモデル領域，薄い灰色領域は吸収領域，濃い灰色は格子点間隔が大きい非吸収領域である。太実線内部は深さ断面での波動伝播図の描画領域，実線はスラブの上面，破線は不連続格子の境界面を表す。縦軸は深さ，横軸は radial 方向の距離を表す。

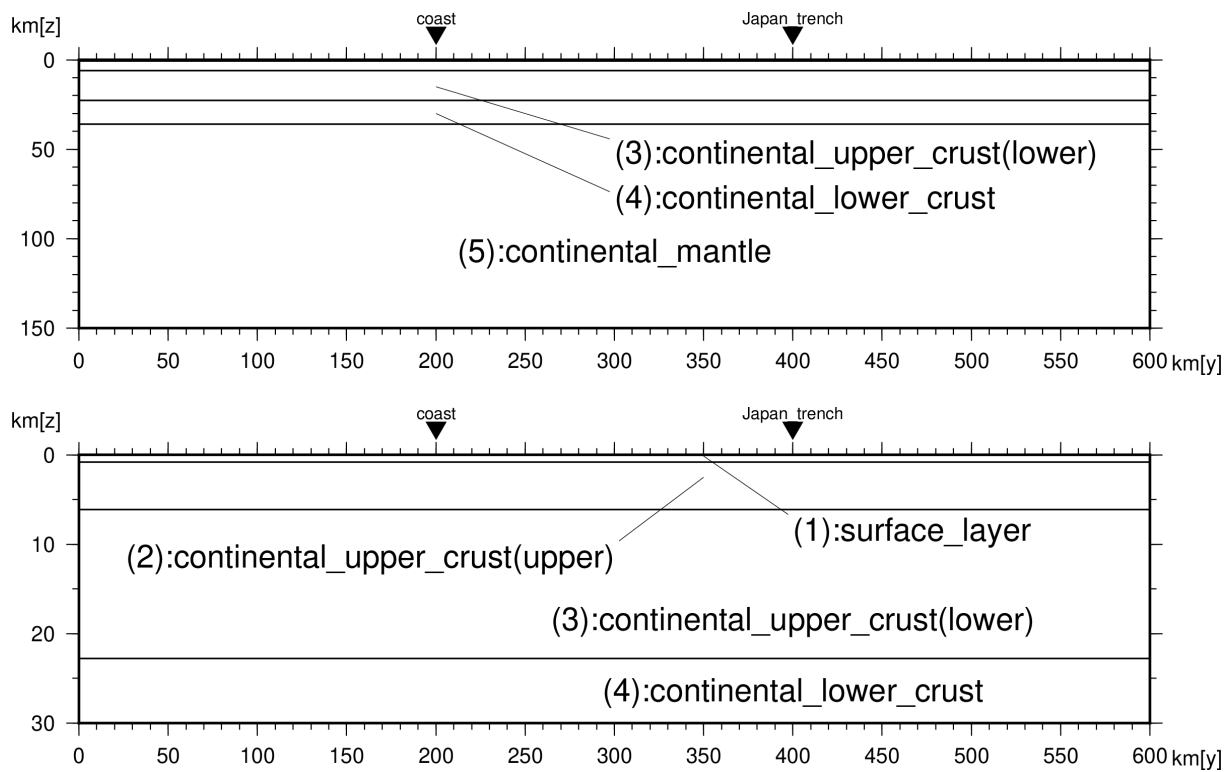


図2 1次元モデルの深さ断面図の全体（上）と浅部の拡大図（下）。

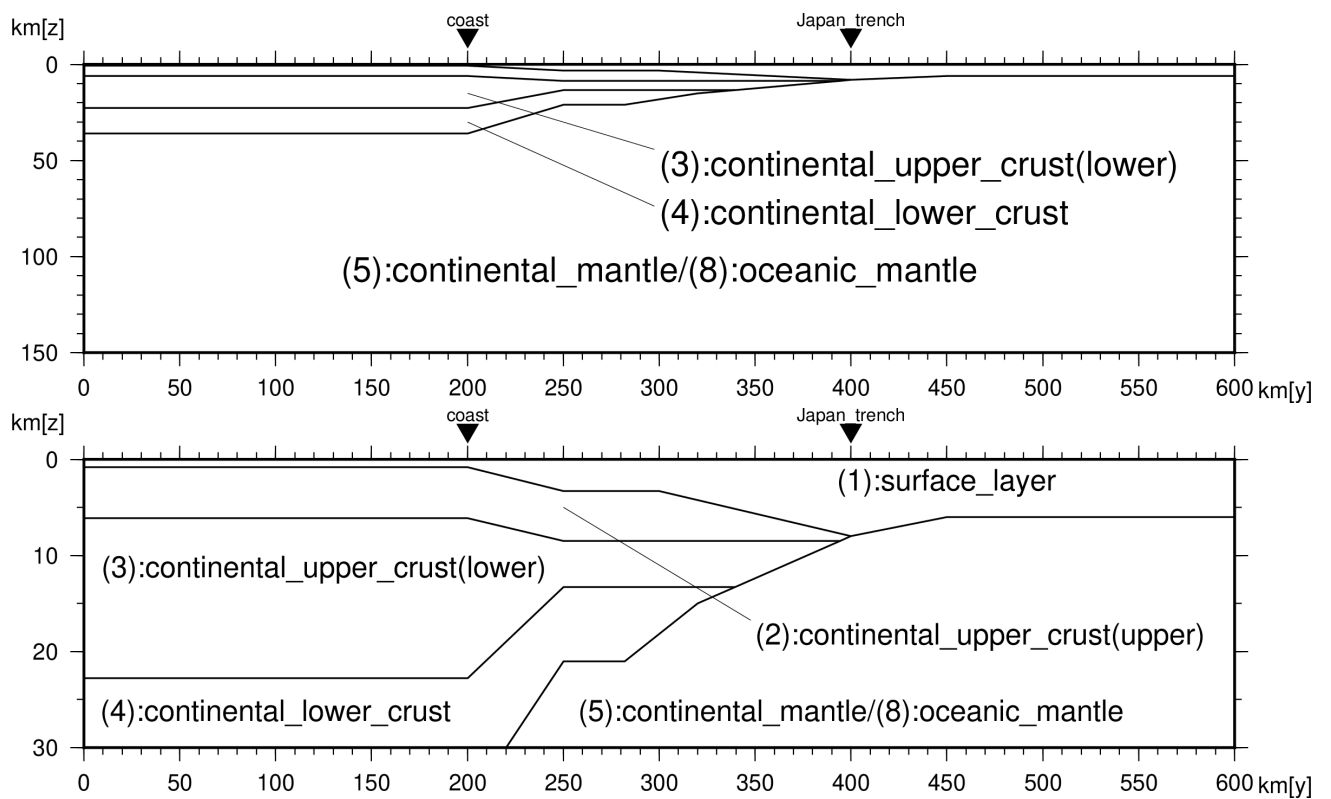


図3 2次元スラブなしモデルの深さ断面図の全体（上）と浅部の拡大図（下）。

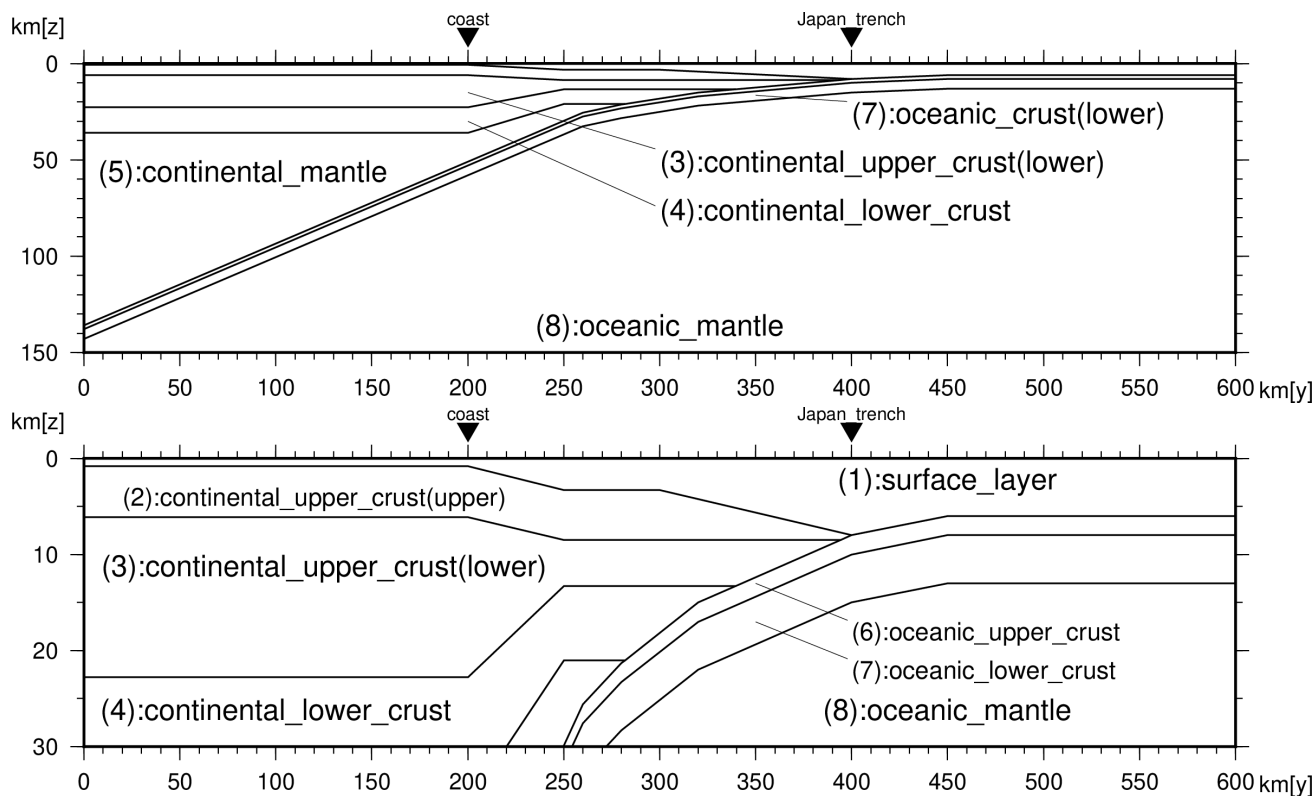


図4 2次元スラブありモデルの深さ断面図の全体（上）と浅部の拡大図（下）。

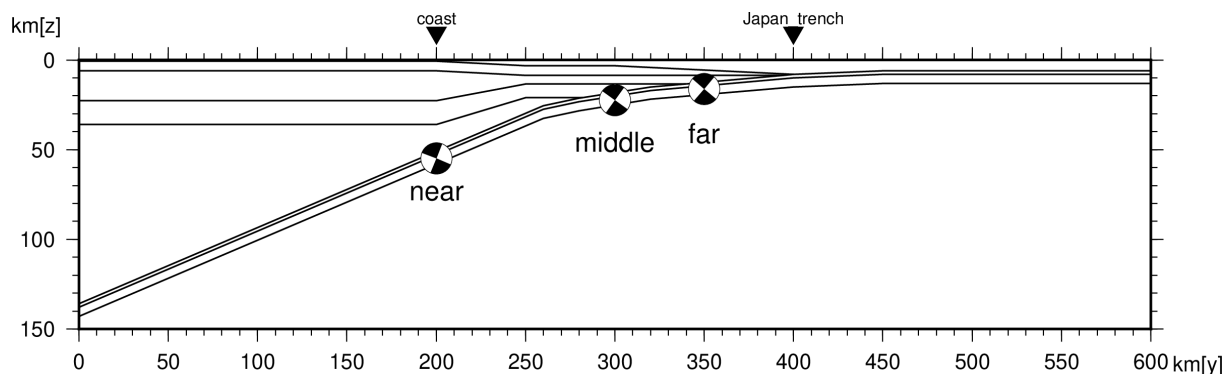


図5 スラブ内上面地震を仮定した場合の震源の位置とメカニズム解の図。本文では、near は「陸寄り」、middle は「中間」、far は「はるか沖」と記す。

4. 計算結果

(1) 陸寄りを震源とする場合の波動場

震源が二重深発地震面の上面（スラブ内上面）に位置すると仮定して、震源の水平位置や速度構造が波動場にどのような影響を与えるか評価する。まず震源が陸寄りに位置する場合、速度構造モデルの変化で波動場がどのように変化するかを評価する。図6、図7、図8は、速度構造をそれぞれ1次元モデル、2次元スラブなしモデル、2次元スラブありモデルとして波動場計算を行った場合の速度波形プロファイル図である。

主な phase として P 波, S 波がすべての構造モデルで確認できた。S 波の後続波は陸域では不明瞭だが, 海域では震央距離が 150 km 以上の領域で顕著になった。この後続波は構造が複雑なほど顕著であった。卓越する phase は 1 次元モデルと 2 次元スラブなしモデルでは S 波, 2 次元スラブありモデルでは震央距離 150 km ~ 200 km 以内で S 波, それ以外では後続波となった。

図 9, 図 10, 図 11 は 1 次元モデル, 2 次元スラブなしモデル, 2 次元スラブありモデルにおける震源を通る深さ断面上での波動伝播の様子を表した図である。速度波形プロファイル図で確認できる各 phase (P 波, S 波) の波面が確認できる。断面図より, 構造が複雑なほど波動場が複雑になることが分かる。2 次元スラブありモデルでは大陸地殻の Moho 面や太平洋プレートの境界面などでの反射波が見られた (図 11)。

(2) 中間を震源とする場合の波動場

震源が中間に位置する場合の, 2 次元スラブありモデルの速度波形プロファイルを図 12 に, 震源を通る深さ断面上での波動伝播の様子を図 13 に示す。主な phase として P 波, S 波, Rayleigh 波が確認でき, 波動場が複雑なものとなっている。1 次元モデル, 2 次元スラブなしモデルの図は省略したが (4-(4)節で陸域観測点において 3 つの構造モデル間の波形の比較を行う), 構造が複雑なほど波動場の複雑さも増すことが確認できた。

(3) はるか沖を震源とする場合の波動場

震源がはるか沖に位置する場合の, 2 次元スラブありモデルの速度波形プロファイルを図 14 に, 震源を通る深さ断面上での波動伝播の様子を図 15 に示す。主な phase として P 波, S 波, Rayleigh 波が確認でき, 波動場が複雑なものとなっている。また, Rayleigh 波が最大の振幅を持つことがわかる。2 次元スラブなしモデルの図は省略したが (4-(4)節で陸域観測点において 3 つの構造モデル間の波形の比較を行う), 構造が複雑なほど波動場の複雑さも増すことが確認できた。

以上の結果をまとめると, 次の事が言える。(i) 構造が複雑になるにつれ波動場の複雑さが増加する。(ii) 震源位置が沖合かつ浅くなるにつれ波動場が複雑になる。(iii) 震源が沖合かつ浅いほど Rayleigh 波が卓越する。

(4) 陸域観測点での波形

続いて, 震源位置や速度構造が波動場に与える影響を特定の観測点での波形の詳細な比較を行うことによって評価する。観測点は, 太平洋沿岸から内陸に 30 km の地点 (陸域観測点と呼ぶことにする) を用いる。

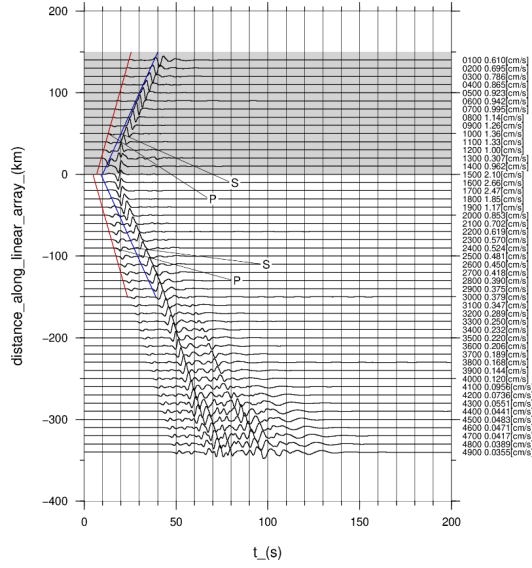
まず, 震源が陸寄りに位置する場合の波形を比較する。図 16 はそれぞれ陸域観測点における各構造での波形を比較した図である。震央距離の小さい ($\Delta = 30$ km) 陸域観測点では波形が単純になり後続波の振幅が非常に小さくなることが確認された。直達波部分の波形は構造による違いがほとんど現れなかった。一方で構造が複雑になるほど後続波の継続時間が長くなる傾向が見られた。

次に, 震源が中間に位置する場合の波形を比較する。図 17 はそれぞれ陸域観測点における各構造での波形を比較した図である。震央距離が大きい ($\Delta = 130$ km) 陸域観測点ではいずれの構造でも複雑な波形となった。直達 S 波の振幅とその後続波部分の振幅が同程度になることや, 直達 S 波の後続波部分の直後に Rayleigh 波が現れることが確認できた。構造の違いによって, 直達 S 波部分やその後続波部分, Rayleigh 波の波形, 振幅の非常に小さい後続波の継続時間に変化が見られた。

最後に, 震源がはるか沖に位置する場合の波形を比較する。図 18 はそれぞれ陸域観測点と海域観測点における各構造での波形を比較した図である。震央距離が大きい ($\Delta = 180$ km) 陸域観測点では波形が複雑で直達波よりも後続波が卓越した。直達波やその後続波部分や Rayleigh 波の波形, 振幅などが構造モデル間で大きく異なることが確認できた。また, 直達 S 波の後続波部分の振幅が直達 S 波と同程度, あるいは直達 S 波より大きくなり, 後続波の継続時間は構造が複雑なほどわずかに増加した。

以上をまとめると, 次のことが言える。(a) 観測点から見て震源が深く震央距離が小さい場合, 速度構造によらず波形が単純になる。(b) 観測点から見て震源が浅く震央距離が大きい場合, 後続波の振幅が直達波より大きくなる。(c) 構造の違いによる波形の変化は震源が浅くかつ遠くにある場合に顕著になる。(d) 構造が複雑になるほど後続波の継続時間が増加する傾向にある

near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5
1D model radial



near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5
1D model vertical

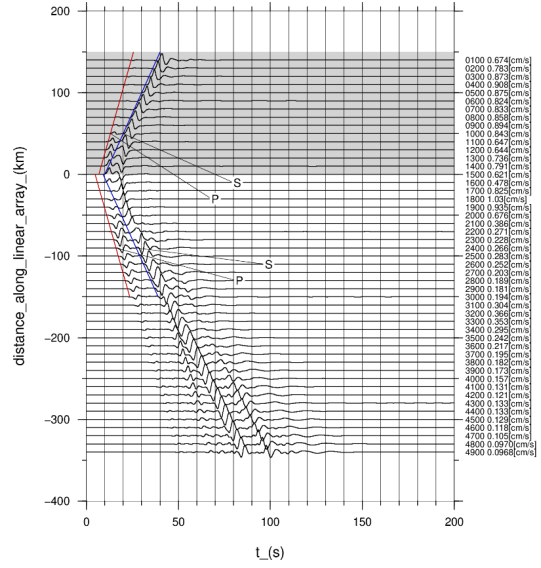
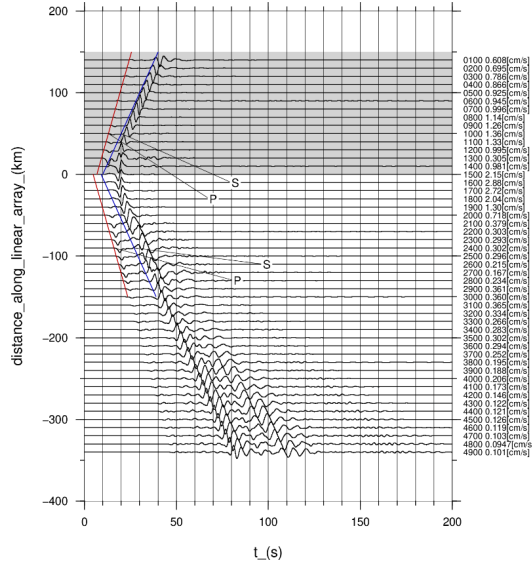


図6 1次元モデル，スラブ内上面の陸寄り震源での波形プロファイル図（上：radial 成分，下：vertical 成分）。縦軸は震央からの距離を表し，震央から陸域方向を正とした。横軸は計算開始からの時刻を表す。振幅は各観測点の最大振幅で正規化した。薄い灰色領域は東北日本弧の陸域を表す。

near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5
2D no-slab model radial



near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5
2D no-slab model vertical

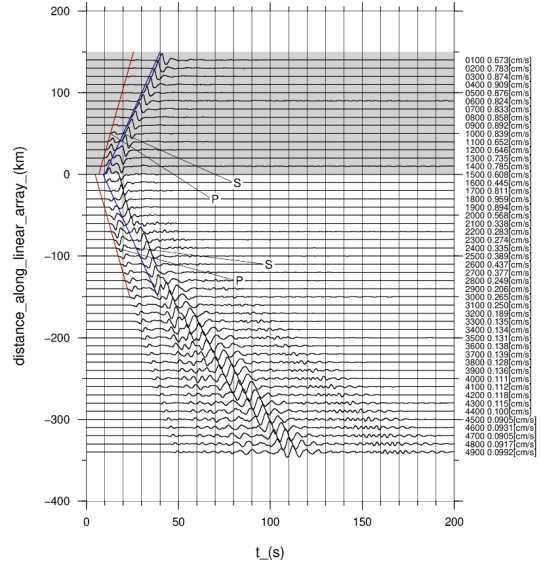
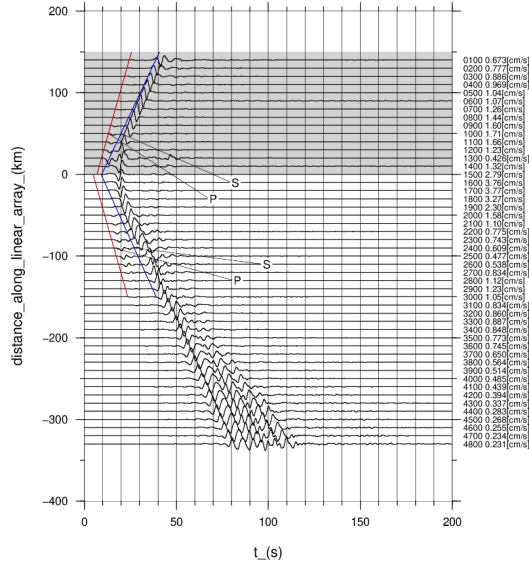


図7 2次元スラブなしモデル，スラブ内上面の陸寄り震源での波形プロファイル図（上：radial 成分，下：vertical 成分）。

near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5
2D with slab model radial



near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5
2D with slab model vertical

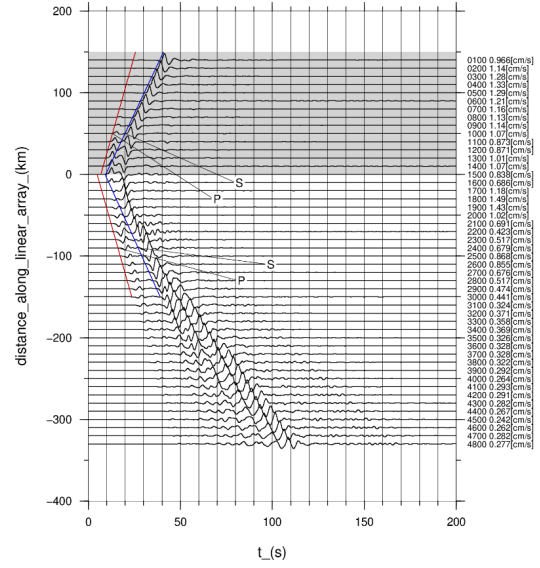
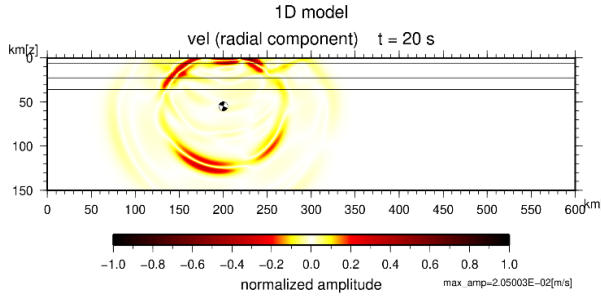
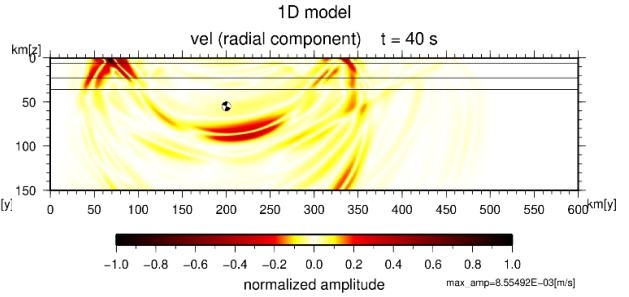


図8 2次元スラブありモデル，スラブ内上面の陸寄り震源での波形プロファイル図（上：radial 成分，下：vertical 成分）。

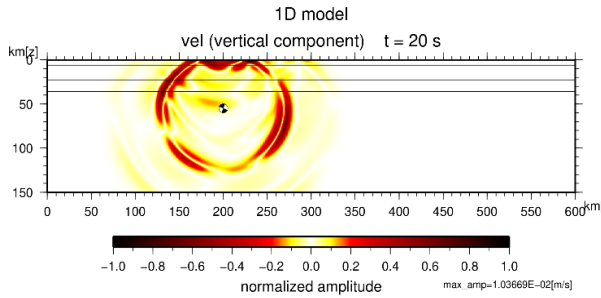
near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5



near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5



near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5



near(0km from coast) intraslab(upper) (depth=54.9km) duration:5s, Mw:6.5

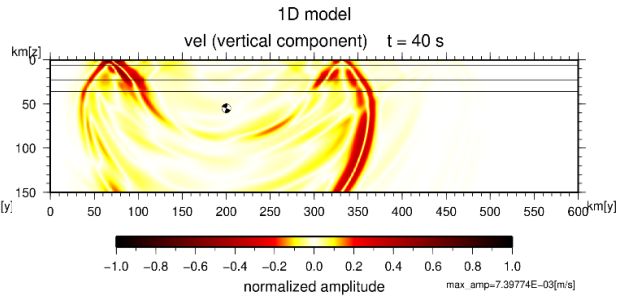


図9 1次元モデル，スラブ内上面の陸寄り震源での深さ断面上の波動伝播のスナップショット（上：radial 成分，下：vertical 成分，左：計算開始から 20 秒後，右：40 秒後）。振幅は各時刻の最大振幅で正規化した。縦軸は深さ，横軸は radial 方向の距離を表す。

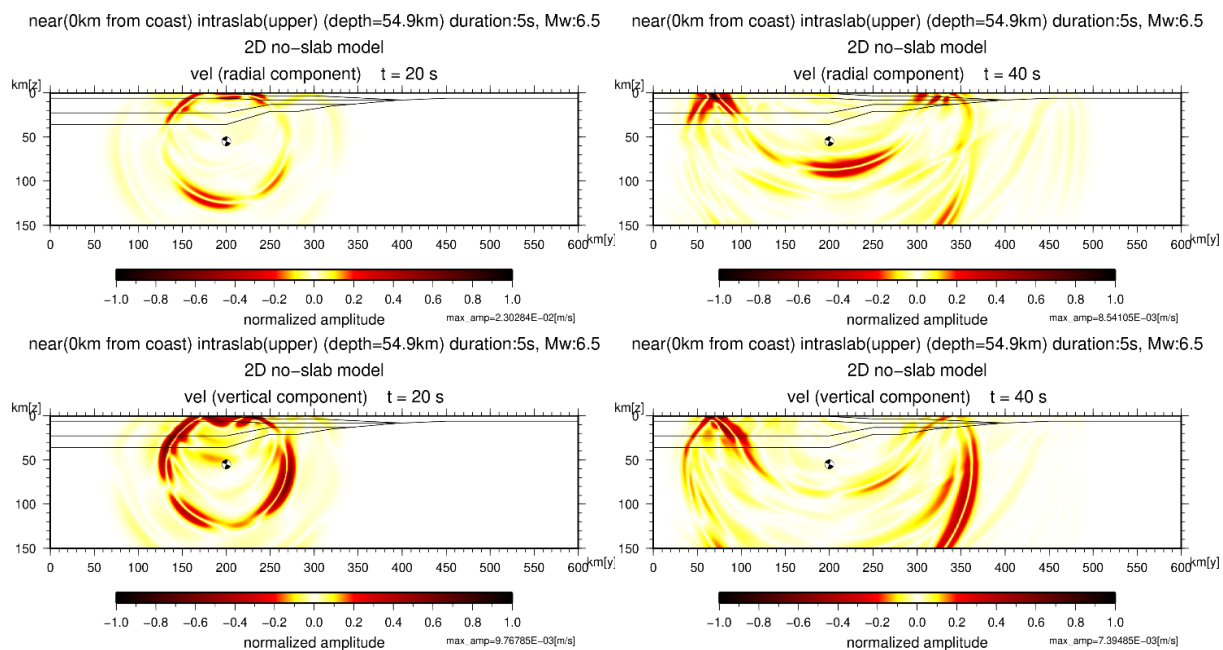


図 10 2 次元スラブなしモデル，スラブ内上面の陸寄り震源での深さ断面上の波動伝播のスナップショット（上：radial 成分，下：vertical 成分，左：計算開始から 20 秒後，右：40 秒後）。

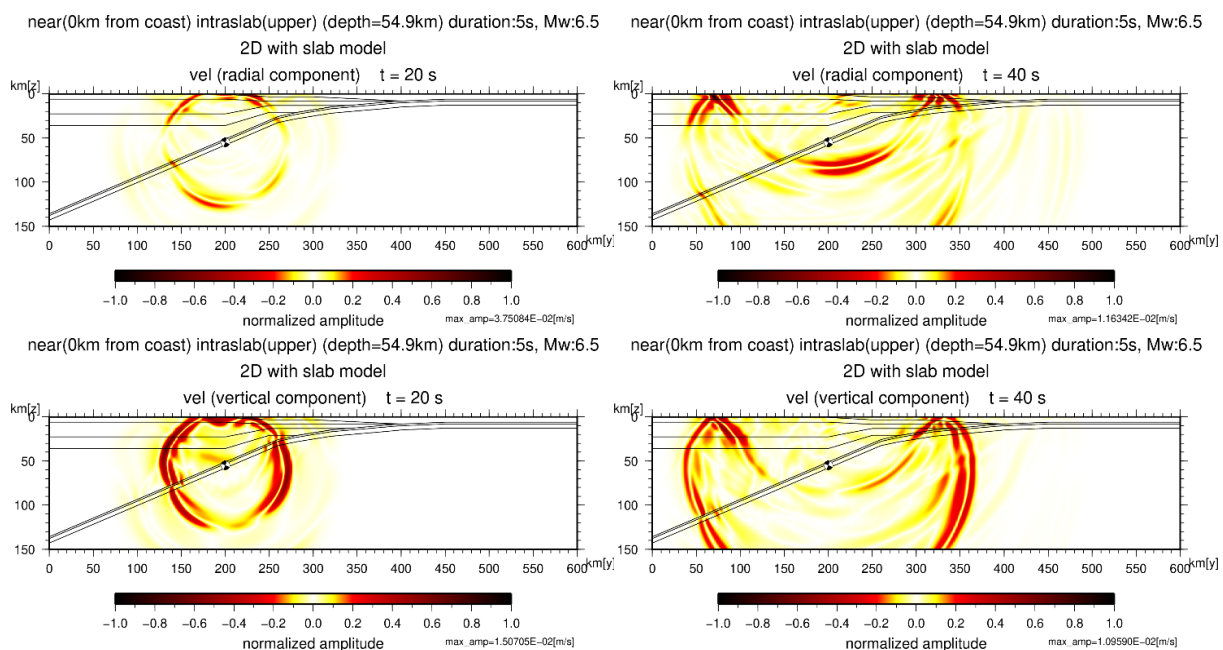


図 11 2 次元スラブありモデル，スラブ内上面の陸寄り震源での深さ断面上の波動伝播のスナップショット（上：radial 成分，下：vertical 成分，左：計算開始から 20 秒後，右：40 秒後）。右上の (1) は直達 S 波が自由表面と太平洋プレート境界または海洋性 Moho 面の間で反射した反射波だと考えられる。

middle(100km from coast) intraslab(upper) (depth=22.5km) duration:5s, Mw:6.5 middle(100km from coast) intraslab(upper) (depth=22.5km) duration:5s, Mw:6.5
2D with slab model radial 2D with slab model vertical

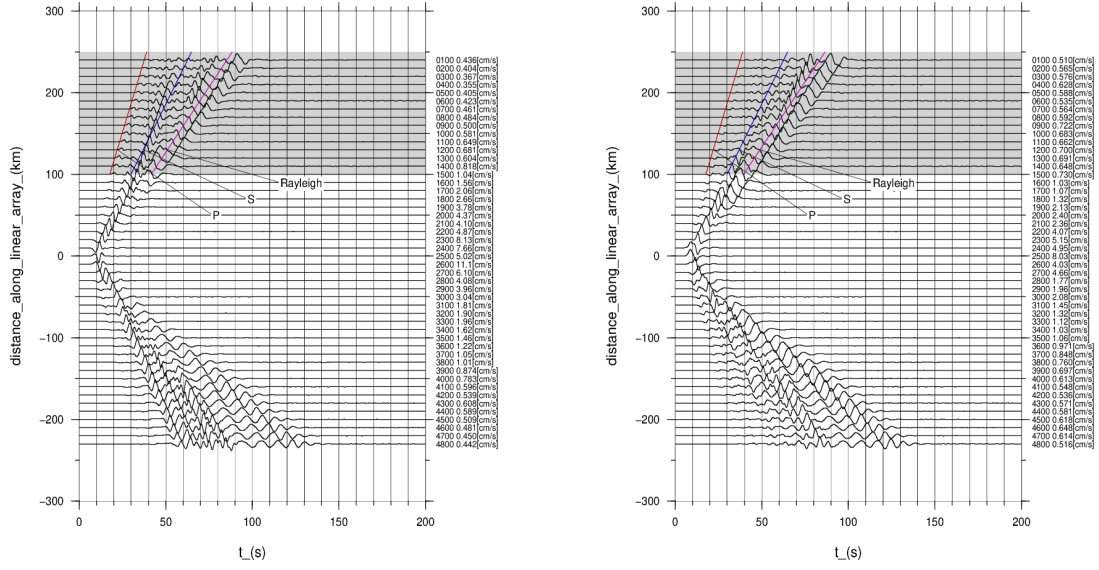


図 12 2次元スラブありモデル，スラブ内上面の中間震源での波形プロファイル図（上：radial 成分，下：vertical 成分）。

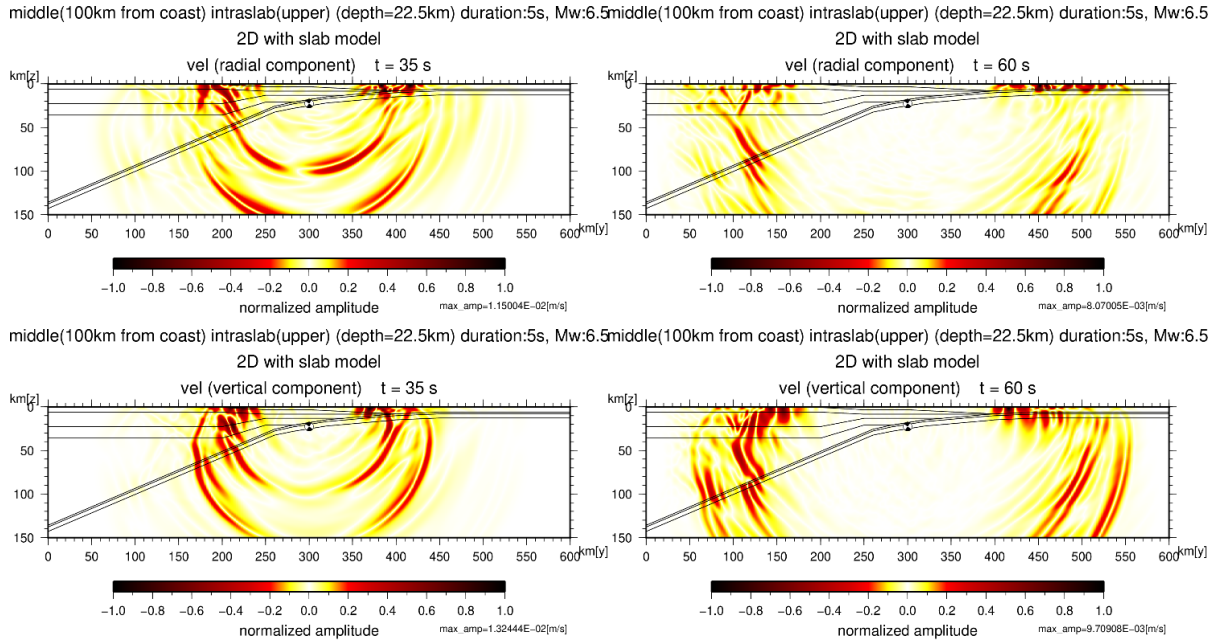
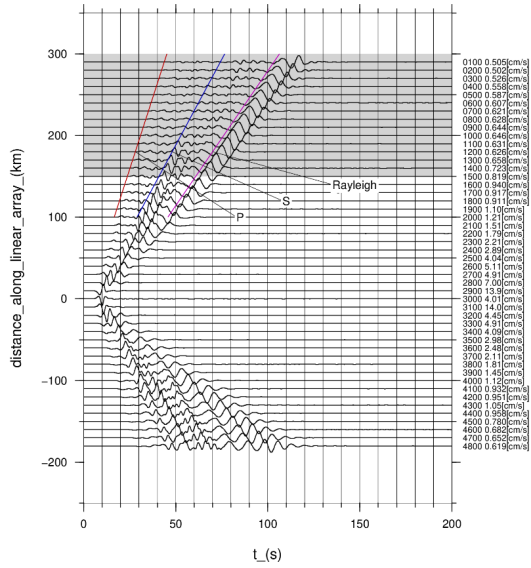


図 13 2次元スラブありモデル，スラブ内上面の中間震源での深さ断面上の波動伝播のスナップショット（上：radial 成分，下：vertical 成分，左：計算開始から 35 秒後，右：60 秒後）。

far(150km from coast) intraslab(upper) (depth=16.2km) duration:5s, Mw:6.5
2D with slab model radial



far(150km from coast) intraslab(upper) (depth=16.2km) duration:5s, Mw:6.5
2D with slab model vertical

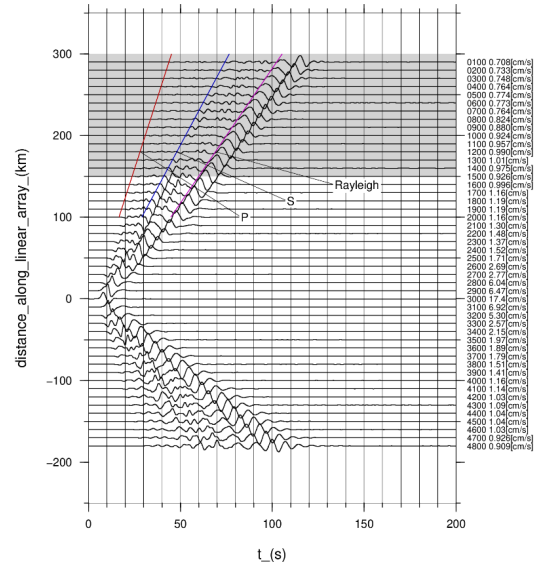
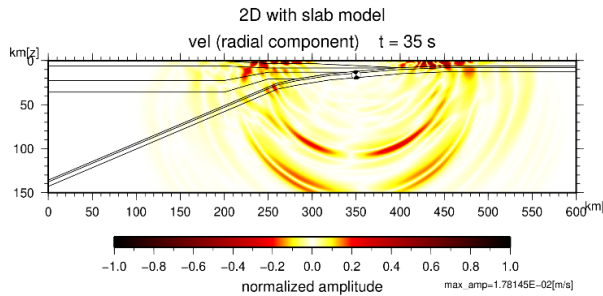
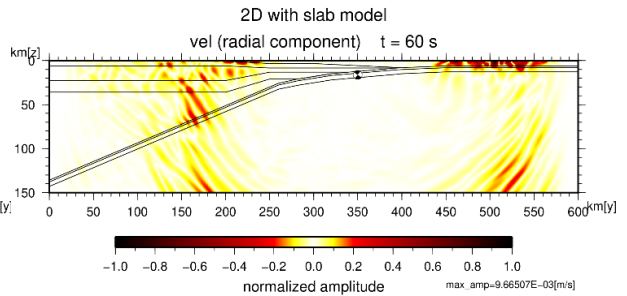


図 14 2次元スラブありモデル，スラブ内上面のはるか沖震源での波形プロファイル図（上：radial 成分，下：vertical 成分）。

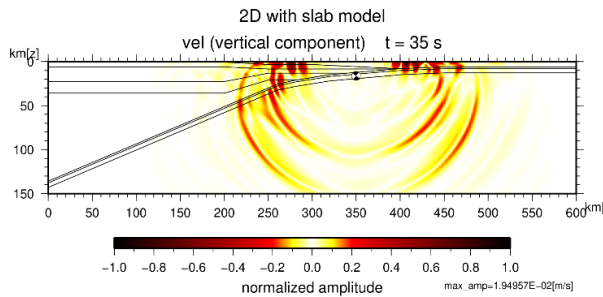
far(150km from coast) intraslab(upper) (depth=16.2km) duration:5s, Mw:6.5



far(150km from coast) intraslab(upper) (depth=16.2km) duration:5s, Mw:6.5



far(150km from coast) intraslab(upper) (depth=16.2km) duration:5s, Mw:6.5



far(150km from coast) intraslab(upper) (depth=16.2km) duration:5s, Mw:6.5

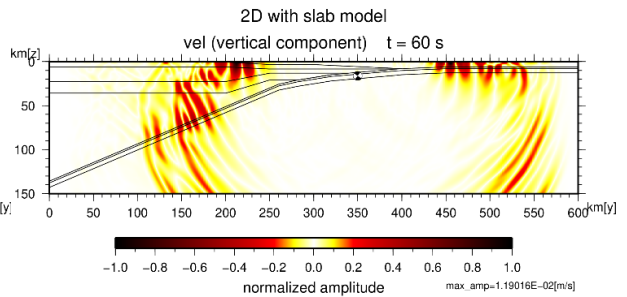


図 15 2次元スラブありモデル，スラブ内上面のはるか沖震源での深さ断面上の波動伝播のスナップショット（上：radial 成分，下：vertical 成分，左：計算開始から 35 秒後，右：60 秒後）。（1）は太平洋スラブの海洋性地殻内（大陸のマントルと海洋性マントルに挟まれた低速度層となっている）にトラップされた波である。

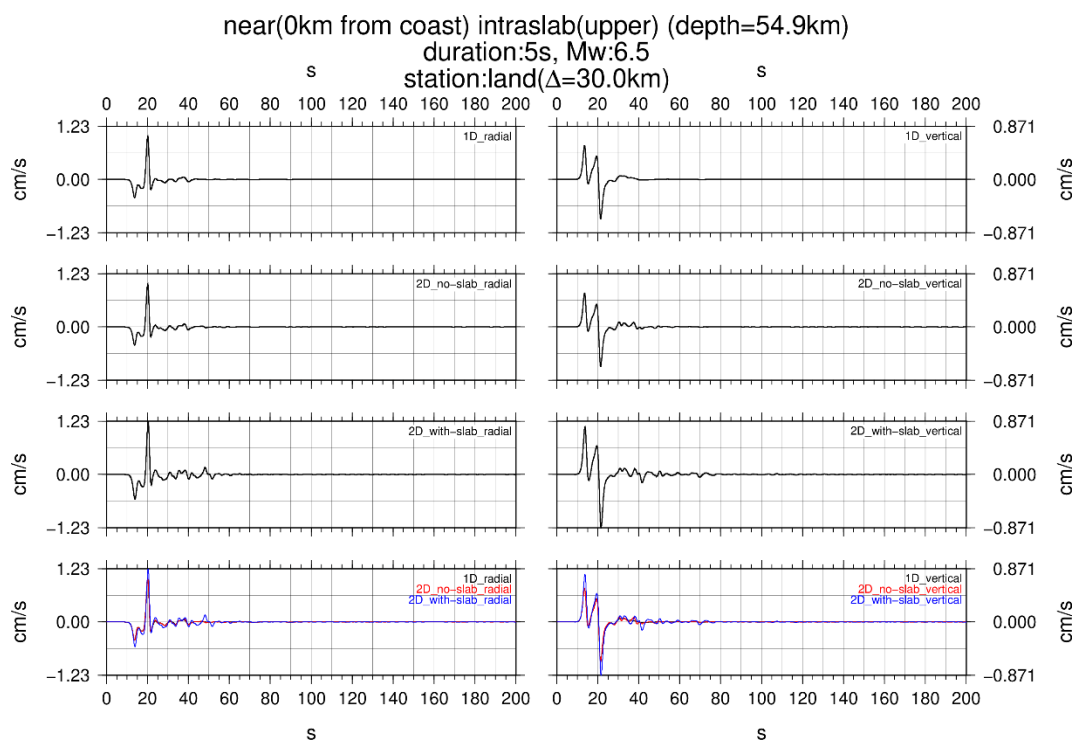


図 16 スラブ内上面での震源が陸寄りに位置する場合の陸域観測点での各構造モデルの波形の比較（左：radial 成分，右：vertical 成分）。各段の波形は，（上から）1 段目：1 次元モデル，2 段目：2 次元スラブなしモデル，3 段目：2 次元スラブありモデル，4 段目：3 つのモデルの波形の重ね合わせに対応する。横軸は計算開始からの時刻を， Δ は震央距離を表す。

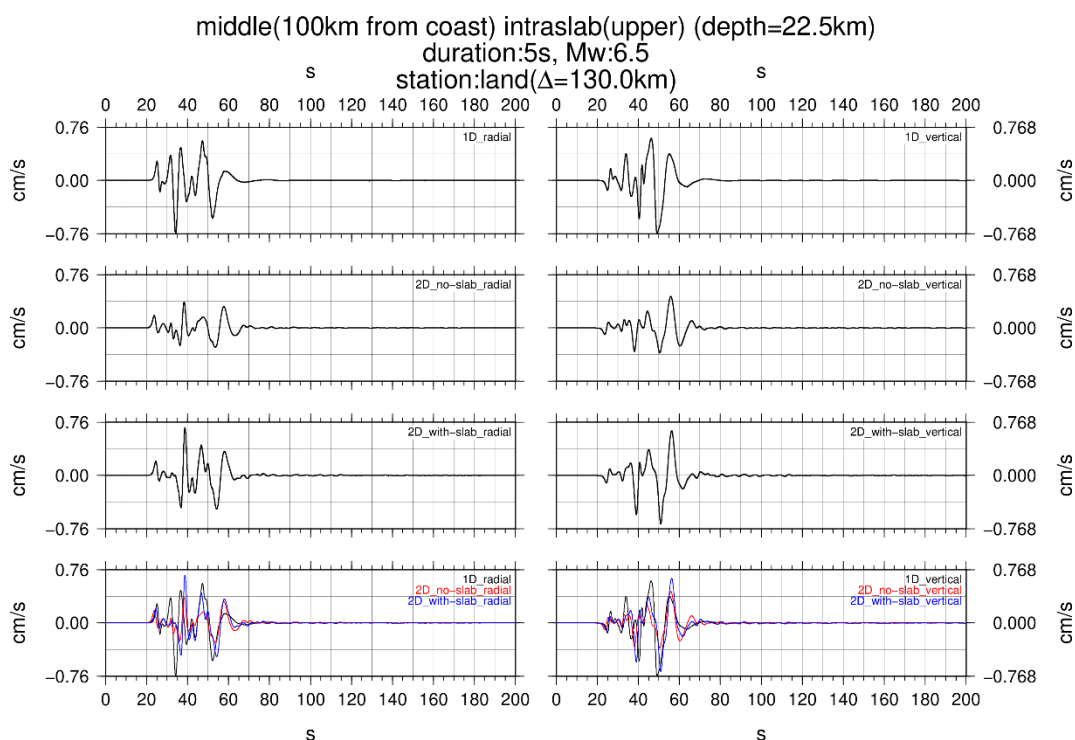


図 17 スラブ内上面での震源が中間に位置する場合の陸域観測点での各構造モデルの波形の比較（左：radial 成分，右：vertical 成分）。

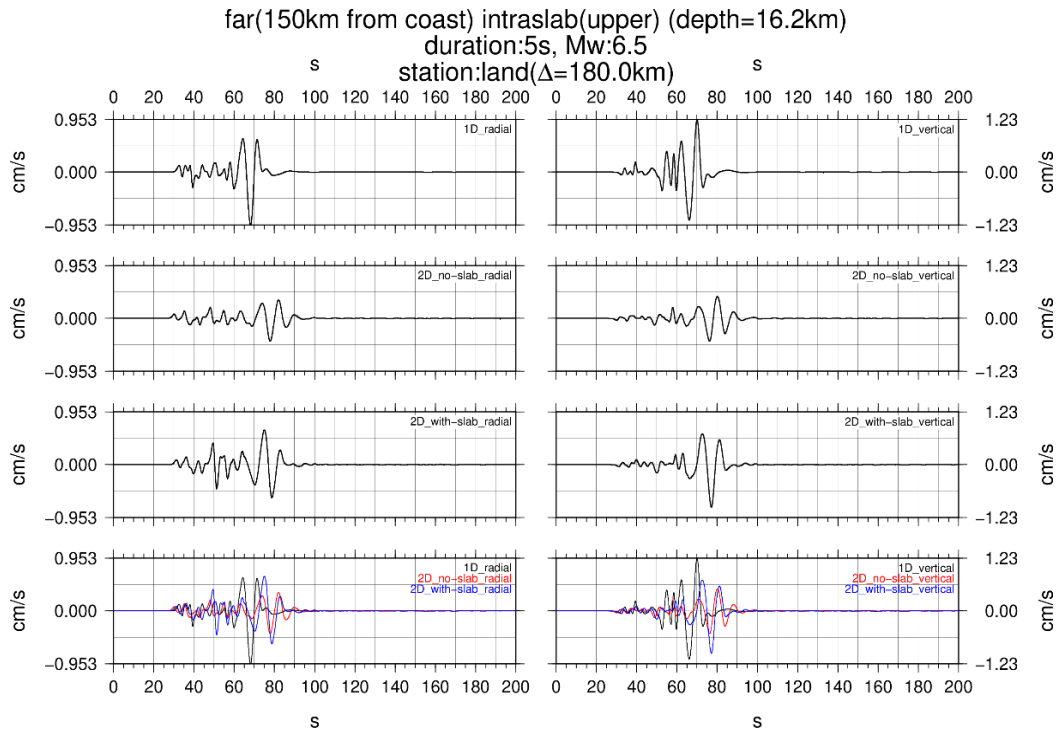


図 18 スラブ内上面での震源がはるか沖に位置する場合の陸域観測点での各構造モデルの波形の比較（左：radial 成分，右：vertical 成分）。

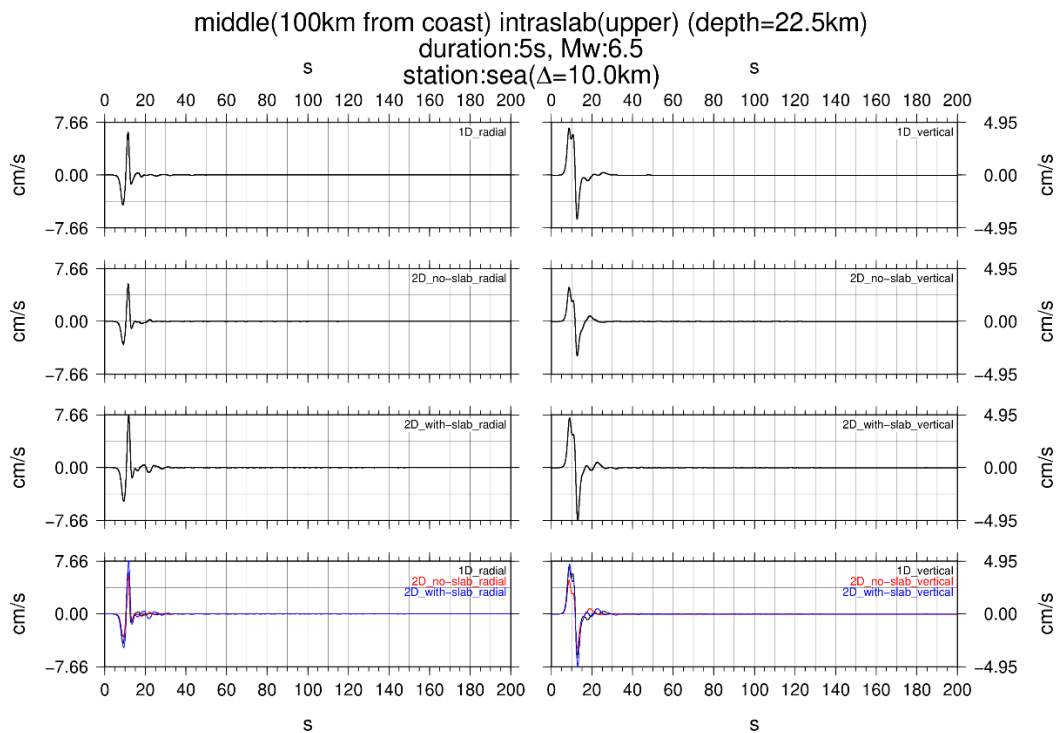


図 19 スラブ内上面での震源が中間に位置する場合の海域観測点での各構造モデルの波形の比較（左：radial 成分，右：vertical 成分）。

5. 議論

(1) 震源位置が与える影響

ここでは震源位置と速度構造が陸域観測点での波形に与える影響について考察する。まず、「(a) 観測点から見て震源が深く震央距離が小さい場合、速度構造によらず波形が単純になる」ことについて考察する。陸寄り震源による地震波を陸域観測点で観測する場合、観測点から見て震源が深く震央距離が小さい状況となり、直達波が不連続境界に対し高角に入射する。そのため直達波の反射係数が小さくなり不連続境界での反射波や変換波の振幅が小さくなる。そのため構造が変化しても波形が単純であるとともに、後続波の振幅が非常に小さくなると考えられる。

次に、「(b) 観測点から見て震源が浅く震央距離が大きい場合、後続波の振幅が直達波より大きくなる」原因について考える。観測点から見て震源が浅くて遠い状況では、不連続境界に対する地震波の入射角が低角になり反射係数が大きくなる。そのため直達波は全反射や全反射に近い反射を起こし、反射波などの振幅が大きくなる。実際、陸域観測点で中間震源による地震波を観測する場合やはるか沖震源による地震波を観測する場合では、4.4 で述べたように直達 S 波の振幅とその後続波部分の振幅が同程度または後続波の振幅が大きくなる。加えて震源が浅い位置に存在すると表面波が励起され、震央距離が大きいほど発達する。とくに震央距離が大きい場合は沖震源の場合、表面波の振幅が増加する。こうした理由で反射波などから成る後続波や表面波などの振幅が直達波よりも大きくなると考えられる。

これまで陸域観測点で波形の比較を行ってきたが、ここで太平洋沿岸から沖合に 90 km の地点（海域観測点と呼ぶことにする）での波形の比較を行う。中間震源の場合の海域観測点における各構造での波形の比較を図 19 に示す。観測点を海域に設定したため震央距離が小さくなり（ $\Delta = 10$ km）、直達波の不連続境界への入射角が高角となる状況となり、波形は直達波の卓越する単純なものとなった。異なる構造では振幅の変化がわずかに見られるものの波形の変化はほとんど見られず、後続波の振幅は非常に小さくなった。このことから、遠くて浅い地震を陸域で観測すると複雑な波形が観測されることになるが、震源ににじり寄った観測、すなわち海域での観測を行えば、直達波が卓越する単純な波形が観測されることがわかる。

(2) 速度構造が与える影響

次に、「(c) 構造の違いによる波動場の変化は震源が浅くかつ遠くにある場合に顕著になる」原因について考察する。先ほど述べたように、観測点から見て震源が浅くかつ遠くにある場合は反射波などの振幅が大きくなる。つまり不連続境界の構造の影響が反射波などに強く表れると言える。また震源が浅くて遠いため表面波が発達する。表面波は浅部の速度構造の影響を強く受けるので、浅部の速度構造が変化すると表面波の伝播速度や振幅に変化が生じる。これらの要因によって震源が浅くかつ遠くにある場合は速度構造が変化した際の波動場の変化が顕著になると考えられる。

続いて、「(d) 構造が複雑になるほど後続波の継続時間が増加する傾向にある」原因について考える。構造が複雑になると地震波が様々な不連続境界で反射などを複雑に起こし反射波などの伝播経路が複雑になる。そのため反射波などから成る後続波の継続時間が増加すると考えられる。このことは 5-(3) 節にて詳細に述べる。中間やはるか沖震源の場合は Rayleigh 波が大きな振幅を持つ。本研究では構造が複雑であるほど、やや低速度である表層の厚さが増加して浅部の平均伝播速度が下がる。そのため表面波の伝播速度が下がり表面波の継続時間が増加すると考えられる。

(3) スラブの有無が与える影響

最後に、スラブの有無が波形に与える影響について考察する。震源が陸寄りに位置する場合、1 次元モデルでは主に「地表面で反射したのち Moho 面で反射した実体波」が後続波となることが、深さ断面での波動伝播の様子から確認できた。2 次元スラブなしモデルではこれに加えて、陸域の Moho 面が浅くなる（大陸地殻が薄くなる）領域で、陸から離れる方向に射出され地表面で反射した実体波が傾斜した Moho 面で陸に向かう方向へと反射されることが確認できた。これら 2 つの構造モデルの場合、地表面や大陸地殻の Moho 面などで反射しマントル内を鉛直下方へ伝播する反射波等が再び地表面に向かって伝播することは無かった。対して 2 次元スラブありモデルでは、先述した反射波等に加えて大陸マントル内を鉛直下方へ伝播する反射波などがスラブ上面や海洋性地殻の Moho 面で反射することが確認できた（図 11）。つまりスラブが存在することで Moho 面の実質的な深さが大きくなり、長い時間をかけて陸域の地下で実体波が反射を繰り返す。そのため反射波などから成る後続波の継続時間が増加したと考えられる。

(4) 速度構造の精度良いモデリングと海域での観測の重要性

地震の観測は、観測点の設置、データ伝送、観測点の維持管理にかかる労力と費用を考慮すると、陸域で行われることが圧倒的に多い。陸域の観測を前提にした場合、海岸線から遠く離れたところで発生する浅い地震の観測波形は、上述の通り速度構造の影響を強く受けた、後続波や表面波が卓越する非常に複雑なものとなる。よってこのような遠くて浅い地震に対して、陸域の観測点の波形を用いて波動場の評価を行う場合、正確な評価を行うためには速度構造のモデリングを精度良く行うことが重要になる。計算の容易さ等の理由から、現在でもさまざまな状況で1次元構造が使われることが多いが、遠くて浅い地震の波動場の評価を正確に行うには、1次元構造のような単純化しすぎた構造モデルを仮定することは望ましくないと言える。また、遠くて浅い地震を陸域で観測して波形は、直達波の振幅が小さく、速度構造の影響を強く受ける後続波や表面波の振幅が卓越するので、震源に関する情報を抽出するためのデータとしては適さない。震源項の正確な評価には、反射波などの振幅が小さく、かつ伝播経路が複雑にならない状況で観測された波形を使う必要がある。それには震源に近い観測点を設けて、震央距離を小さくしてかつ直達波が高角に不連続境界へ入射するようにしなければならない。つまり観測波形から震源の情報を的確に抽出するためには、海域での観測が重要となることが分かる。

6. まとめ

震源位置と速度構造が波動場に与える影響を詳しく調べるために、東北日本を対象として構造の複雑さが異なる3種類の速度構造モデルでの波動場の変化の様子を、3次元差分法による数値シミュレーションで系統的に調べた。震源は二重深発地震面上面のスラブ内地震を対象にし、震源の水平位置によって陸寄り、中間、はるか沖と区別してそれぞれ波動場計算を行った。

震源が陸寄りである場合、主な phase は直達波（P 波と S 波）であった。震央距離の小さい陸域観測点では波形が単純となり、直達 S 波の後続波の振幅は非常に小さくなった。震源が中間に位置する場合、主な phase は直達波（P 波と S 波）と Rayleigh 波であった。震央距離がやや大きい陸域観測点では波形が複雑になり、後続波の振幅は直達波の振幅よりやや大きくなった。速度構造の変化によって直達波の振幅、Rayleigh 波の振幅などに変化が見られた。震源がはるか沖の場合、主な phase は直達波（P 波と S 波）、Rayleigh 波であった。震央距離の大きい陸域観測点では波形が複雑になり、後続波の振幅は直達波の振幅より大きくなった。また、構造モデルが変化すると直達波や Rayleigh 波などの後続波の振幅や到達時刻、波形が大きく変化した。震源位置によらず速度構造が複雑になるほど波動場が複雑になり、後続波の継続時間が増加する傾向が見られた。

計算結果から、震源位置は「震源深さ及び震央距離」と「不連続境界への直達波の入射角度」という形で、速度構造は「不連続境界の複雑さ」という形で波動場に影響していると考えられる。観測点から見て震源が近くて深い位置にある場合、直達波が速度の不連続境界に入射する角度が高角になるので反射係数が小さく反射波などの振幅が非常に小さくなる。また震源が深いので表面波が発達しない。よって観測点が震央に近く震源が深い場合、波動場は直達波が卓越した単純な波動場になると考えられる。それに対して観測点から見て震源が浅く遠くに位置する場合、直達波は不連続境界へ低角入射をするので反射係数が大きくなり、反射波などの振幅が大きく直達波の振幅が小さくなる。さらに震源が浅く遠くに位置するので表面波がよく発達する。よって遠くて浅い震源の場合、直達波の振幅が小さく反射波や表面波などが卓越して波動場は複雑化すると考えられる。速度構造がよりリアルな構造に近づくと、不連続境界（自由表面、大陸地殻および海洋性地殻の Moho 面、太平洋スラブ上面等）の構造が複雑になる。それにより不連続境界での地震波の反射などの発生の仕方が多様になり反射波などの伝播経路が複雑になるので、波動場が複雑になると考えられる。

遠くて浅い地震に対して、陸域の観測点の波形を用いて波動場の評価を行う場合、正確な評価を行うためには速度構造のモデリングを精度良く行うことが重要になる。従って、そのような場合に1次元構造のような単純化しすぎた構造モデルを仮定することは望ましくないと言える。遠くて浅い地震の震源の情報を正確に抽出するためには、直達波の振幅が小さく、速度構造の影響を強く受ける後続波や表面波の振幅が卓越する陸域観測点の波形は適さない。その目的のためには、直達波が卓越する単純な波形を観測することが可能な震源ににじり寄った観測、すなわち海域での観測を行うことが重要となる。

謝辞：差分法による数値シミュレーションは防災科学技術研究所の青井真博士をはじめとした関係者の方々が開発された GMS（Ground Motion Simulator）1.8 を用いて行いました。図は GMT（Generic Mapping Tools, Wessel and Smith, 1995）を用いて作成しました。記して感謝いたします。

参考文献

- 青井真・早川俊彦・藤原広行, 地震動シミュレータ: GMS, 物理探査, 57, 651-666, 2004.
- 青井真・小原一成・堀貞喜・笠原敬司・岡田義光, 基盤強震観測網 (KiK-net), 日本地震学会ニュースレター, **12**, 31-34, 2000.
- Aoi, S., and H. Fujiwara, 3-D finite-difference method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 918-930, 1999.
- Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff, and M. Reshef M., A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, *Geophysics*, **50**, 705-708, 1985
- Fujie, G., S. Kodaira, Y. Kaiho, Y. Yamamoto, T. Takahashi, S. Miura, and T. Yamada, Controlling factor of incoming plate hydration at the north-western Pacific margin, *Nature Communications*, **9**, 3844, 2018.
- Furumura, T., and T. Hayakawa, Anomalous propagation of long-period ground motions recorded in Tokyo during the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-ken Chuetsu, Japan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 863-880, 2007.
- Graves, R. W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106, 1996.
- 地震調査研究推進本部, 全国一次地下構造モデル (暫定版) 地下構造モデルの物性値, <https://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/dat/nankai/lp2012nankai_str_val.pdf>, 2012. (参照 2023/01/29)
- 寛 楽麿・西條裕介, 2003 年宮城県沖スラブ内地震による強震動と東北日本弧の減衰構造, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, **0025**, 1-4, 2006.
- 笠谷 直矢・寛 楽麿, スペクトルインバージョンに基づく宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の震源特性, 地震 2, **67**, 57-79, 2014.
- Kinoshita, S., Kyoshin Net (K-NET), *Seismol. Res. Lett.*, **69**, 309-332, 1998.
- 瀬戸 一起・古村 孝志, 2001 年芸予地震の強震動分布と深部地下構造, 地震 2, **55**, 97-105, 2002.
- Kubo, H. and Y. Kakehi, Source process of the 2011 Tohoku earthquake estimated from the joint inversion of teleseismic body waves and geodetic data including seafloor observation data: source model with enhanced reliability by using objectively determined inversion settings, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **103**, 1195-1220, doi:10.1785/0120120113, 2013.
- Miura, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, T. Tsuru, S. Kodaira, and Y. Kaneda, Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, **407**, 165-168, doi: 10.1016/j.tecto.2005.08.001
- 小笠原 勇, 東北日本太平洋沖で発生する震源の浅い地震による地震波の減衰の特徴, 神戸大学大学院理学研究科博士課程前期課程修士論文, 2019.
- Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi, Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-Ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 428-440, 1998.
- 佐藤比呂志・吉田武義・岩崎貴哉・佐藤時幸・池田安隆・海野徳仁, 後期新生代における東北日本中部背弧域の地殻構造発達 - 最近の地殻構造探査を中心として -, 石油技術協会誌, **69**, 145-154, doi: 10.3720/japt.69.145, 2004.
- 海野 徳仁・長谷川 昭, 東北日本にみられる深発地震面の二層構造について, 地震 2, **28**, 125-139, 1975.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith, New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **76**, 329, 1995.

筆者: 1) 下元 一輝, 理学研究科, 学生 (博士前期課程); 2) 寛 楽麿, 理学研究科, 助教

CASE STUDY OF SEISMIC WAVE PROPAGATION FROM THE EARTHQUAKES OCCURRING IN THE SEA AREA BASED ON NUMERICAL SIMULATIONS

Kazuki Shimomoto
Yasumaro Kakehi

Abstract

In order to investigate the effects of source location and underground structure on seismic wavefield in detail, we systematically study the changes of seismic wavefield for three different velocity structure models in northeastern Japan by numerical simulations using finite difference method. For the source, upper intraslab earthquake is assumed, and the station is put in the land area. In case of the close and deep source, direct wave is dominant in the calculated wave and the waveform is simple, accompanied with later phases of very small amplitudes. In case of far and shallow source, the later phases of S-wave and the Rayleigh wave have larger amplitudes, waveforms becomes more complex, and the waveform duration becomes longer. This result is comprehended based on whether the incident angle of the direct wave to the discontinuous boundaries is high or low. For the evaluation of the source term of the shallow source far from the coastline, the observed data at the land-area stations with large epicentral distances are not suitable, and the observation at the sea-area stations close to the source is significant.

©2023 Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, All rights reserved.