11 － 5　スラブ内深発地震による特異な波動伝播と異常震域の形成
Anomalous wave propagation and the formation of anomalous seismic intensity zones from deep in-slab earthquakes

東京大学地震研究所　古村孝志
Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1. はじめに

太平洋スラブ内で起きた深発地震において，震央から遠く離れた北海道～東北～関東の太平洋沿岸の広範囲に大きな震度が現れる現象は「異常震域」と呼ばれる．その原因として，日本海溝から沈み込む冷たいスラブは，地震波の伝播速度が速く減衰が小さく（High-Q/High-V モデル）[1]，遠地まで地震波を良く伝えるという説明が一般に用いられる．

しかし，スラブ内部が低速度（Low-V）であれば光ファイバーのように地震波を閉じ込め遠地まで伝えることができるが，スラブの High-V 構造では周囲の低速度（Low-V）のマントルに地震波が屈折して逃げてしまう．高温のマントルに接するスラブ内部の速度勾配を考えると，地震波の屈折効果はより大きくなる. 従って, スラブ内部に地震波をとじ込める, 別のメカニズムが必要である．

異常震域が見られる東北日本の太平洋側（前弧側）の観測点（KMU）の F-net 広帯域地震計記録を調べると，観測記録には 1 Hz 以上の高周波数成分が強く含まれ，長い P 波・S 波コーダが特徴的に見られる．また，P 波初動には 0.2 Hz 前後の低周波数の先駆波が見られ，2 ～ 4 秒遅れて高周波数の主要動が到着する．日本海側（前弧側）の観測点記録（HSS）とのスペクトル比を取ると，太平洋スラブに誘導されたスラブガイド波は 1 Hz 以上の高周波数地震動が卓越し，背弧側／前弧側の観測波形のスペクトル比は 1 Hz で 2 倍, 5 Hz で 40 倍と直線的に増大する強い導波 (waveguide) 効果とその周波数依存性が確認できる．一方，0.5 Hz 前後の周期帯では，逆に背弧側よりも 1/5 倍に小さく，太平洋スラブの反導波（anti-waveguide）効果も確認できる（第 1 図）．なお，0.5 Hz 前後の地震動は木造家屋と共振し倒壊させる危険性があるが，大加速度で長時間の揺れの体感に対して住宅被害が少ないのはこのためであろう．

2. スラブ内のラミナ構造と高周波数地震波の散乱・導波効果

上述の，高周波数地震動を閉じ込め遠地まで伝える仕組みとして，スラブ内部に短波長の不均質構造が発達し，高周波数の地震波が前方散乱を繰り返しながら不均質構造に閉じ込められるように遠地まで伝わる,「散乱･導波モデル」[2-3] が考えられる．中央海嶺から海底下に噴出したマグマがシート状に積み重なり形成された海洋プレートは，地球表面を移動する過程で下面にアセノスフェアが付着し，堅い／柔らかい岩石が重なり合う互層（ラミナ）構造を形成することが考えられる．さらにプレート内部の部分溶融層や亀裂に閉じ込められた流体が，横長に不均質構造が広がるラミナ構造を強化させることが考えられる [4]．このラミナ構造にて高周波数 S 波が全反射を繰り返し，長いコーダが生成される．観測波形の特徴から，ラミナ構造はプレートの走行方向に長い相関距離（10 km）を持ち, 厚み方向は短い（0.5 km）アスペクト比が大きな構造を有し, その速度変動（揺らぎ）の標準偏差は 2 ～ 4% 程度の大きさを持つと考えられる（第 2 図）．この不均質パラメータを持つ Von Karmann 型のランダム不均質モデルを用いた地震波伝播シミュレーションにより，高周波数地震動がスラブ内のラミナ構造の中を前方散乱を繰り返しながら長いコーダを伴って誘導されるプロ

セスが確認できる．このとき，不均質構造中の高速度媒質を回折して高速に伝わる，低周波数の先駆 P 波も再現される．

また，北太平洋上の広帯域海底地震計データの解析により，海溝に沈み込む前の海洋プレートのラミナ構造の空間分布に方位依存性があり，プレートの移動方向には相関距離が 5 km 程度，これに直交する方向には 20 km 程度の横長の分布になっていることが確認された [5]．この分布により，太平洋スラブの動きに直交する方位（北北東―南南西方向）には高周波数地震動が伝わりやすくなり，例えば 2007 年 7 月 16 日の京都府沖の深発地震（376 km, Mw6.8）の際に，この方位にある帯広で最大震度 4 を観測する強い異常震域が発生した原因を説明する [5]．

3．2015 年小笠原西方沖地震（682 km, Mw7.9）による揺れ

2015 年 5 月 30 日の小笠原諸島西方沖の深発地震（682 km, Mw7.9）では，東京都小笠原村と神奈川県二宮町で最大震度 5 強を観測し，全 47 都道府県が有感となった．強い揺れを観測した関東～東北の太平洋沿岸の F-net 広帯域強震計記録を調べたところ，大きな震度をもたらした揺れは，通常考えられるスラブガイド S 波ではなく，深発地震から放射された S 波が地表に臨界角で入射したことで生成した大振幅の sP 変換と，これが地殻内での広角反射の重なり合いにより生成した s-PL 波であることがわかった [6]（第 3 図）．これらの波群は 0.2 ～ 1 Hz 程度が卓越し，スラブガイド波よりずっと低周波数であった．浅い地震においては，入射 S 波が臨界角（約 37 度）となる震央距離は狭い範囲となるが，特に深い深発地震においては，S 波面の曲率，地球表面の曲率，深部マントルの速度構造の影響により，震央距離 1000 ～ 2000 km の広範囲にわたって臨界角入射が続き，大振幅の sP 変換波が広範囲に発生する特性がある．

なお，この深発地震はスラブの下面付近の，上部マントル／下部マントル境界で発生したものであった．この結果，スラブ内部で発生する通常の深発地震よりもスラブガイド波が弱かった．数値シミュレーション結果によれば，同規模の地震がスラブ内部で起きた場合には，関東から福島以北に震度 5 強程度以上の強い揺れ（異常震域）が生成する可能性がある．

4．2013 年オホーツク海深発地震（610 km, Mw8.3）による特異な震度分布

2013 年 5 月 24 日のオホーツク海深発地震（610 km, Mw8.3）では，震央距離が 1400 ～ 3200 km の範囲にある日本列島において最大震度 3 の揺れを観測した．このとき，通常の異常震域と逆に日本海側の稚内や秋田で震度が大きく太平洋側では小さい震度分布となった [7]（第 4 図）．

Hi-net 観測記録のレコードセクションから，秋田（震央距離 2000 km）における大きな揺れは，深い震源から上方に放射された s 波と下方に放射された S 波が重なり振幅が増大した S-caustic により生成したことが確認できた．また震央距離 2400 km 付近の中部日本では sP 変換波が強く発生し，さらに 3000 km 付近の鹿児島では地表で反射した sS 反射波が大きな揺れを生じたことが確認できた [5]．これらの波群の到来により，距離減衰式は震央距離とともに単調に減衰せず，地動振幅が大きく変動する．地震発生から 13 分後には S 波と同振幅を持つ ScS 波が日本列島全域に到着しており，この揺れが余震と勘違いされた可能性もあろう．

この地震の揺れが北海道に到達するまで 1400 km にわたって太平洋スラブを伝わる過程で，高周波数成分は徐々に減衰し，卓越周波数は 1 Hz 以下に下がと考えられる．この結果，スラブの waveguide 効果よりも anti-waveguide 効果が顕著となり，異常震域と逆の震度分布が形成されたと考えられる．

5. 深発地震の揺れの即時予測と課題

スラブの不均質構造をモデル化した高周波数地震動の数値シミュレーションにより，深発地震の震度の予測は可能であるが，大規模な計算を必要とするため予測の即時性には課題が残る．

現在，気象庁による震度の即時予測（緊急地震速報）では，距離減衰式（地震動予測式；GMPE）とサイト増幅係数に基づいて，震源パラメータ（Mw, 震央距離 , 深さ）を入力として各地の震度を即座に推定している．ここで用いられる GMPE は，深さ 150 km 以深の深発地震は対象外である．

GMPE に基づく震度予測を深発地震に拡張するにあたり，スラブ・マントルの減衰（Qs）構造の違いを考慮するために，スラブとマントルの伝播距離を考慮して GMPE の予測値を補正する必要がある [8]．さらに，小笠原海溝の深発地震の震度予測において，東北日本の背弧側，前弧側，西日本，伊豆地方の 4 地域毎に異なる GMPE を用いる手法も提案されている [9]．

震度の即時予測に向けた別の方法として，多数の地震の観測波形を用いた震源スペクトルインバージョンにより，日本列島下の 3 次元 Qs 構造を周波数毎に推定し，このモデルを用いて震源から評価地点までの伝播経路を考慮して地震動のフーリエスペクトルを計算して震度を予測する手法も有効であろう [9-10]．また，近年の機械学習によるアプローチとして，深発地震を含む多数の地震の震度分布を学習し，震源パラメータの入力により各地の震度を推定するニューラルネットの活用も有望である [11]．機械学習により膨大な観測データに基づく予測モデルの非線形最適化が期待できる．その適用範囲は学習データセットに依存するため，観測データのない地震については，地震動シミュレーションを活用して学習を増強する必要がある．

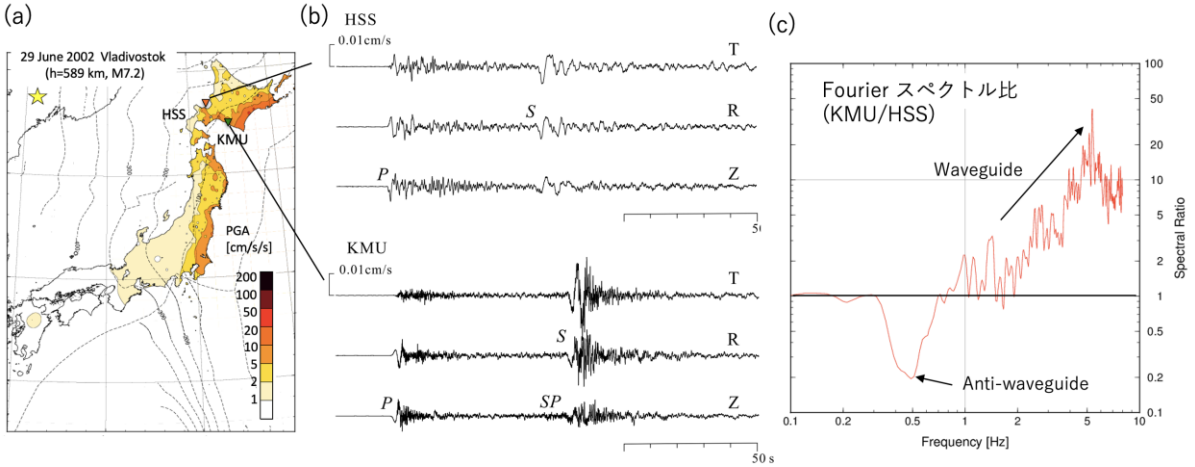
（古村孝志）
FURUMURA Takashi

謝辞

防災科学技術研究所の F-net, Hi-net, K-NET, KiK-net 地震波形データを使用しました．地震波伝播計算には東京大学情報基盤センターの Oakforest-PACS 及び Wisteria-o スパコンシステムを使用しました．

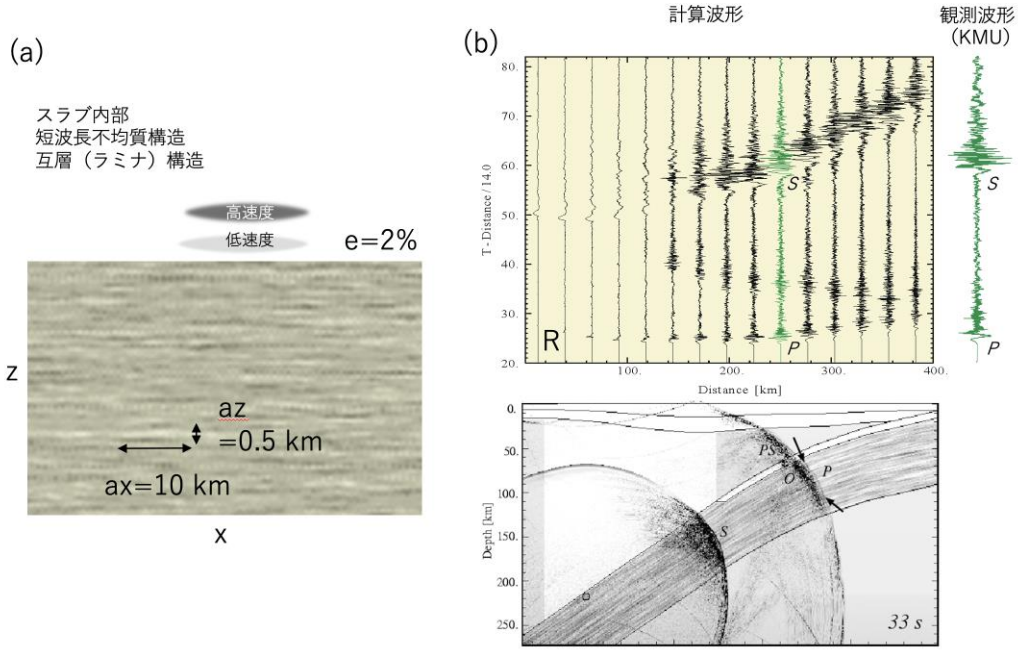
参考文献

1) Utsu, T., and H. Okada (1968), *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ*., Ser. VII, 3, 65–84.
2) Furumura, T., and BLN. Kennett (2005), *J. Geophys. Res*., **110**, B10302.
3) Furumura, T., and BLN. Kennett (2008), *Adv. Geophys*., **50**, 195–217, Elsevier, Amsterdam.
4) Furumura, T. and BLN. Kennett (2015), *Geochem. Geophs. Geosys*.,**16**, 3129-3141.
5) Furumura, T. and BLN. Kennett (2021), *J. Geophys. Res*., **126**, 5.
6) Furumura, T. and BLN. Kennett (2017), *J. Geophys. Res*., **122**, 8143–8162.
7) Furumura, T., and BLN. Kennett (2019), *J. Geophys Res*., **24**, 9075-9094.
8) 森川信之・他 (2003), *日本地震工学会論文集* , **3**，第 4 号，15-26.
9) 中村亮一・他（1994），*地震* , **47**，21-32.
10) 中村亮一・植竹富一（2002）, *地震* , **54**, 475-488.
11) 本田栞 (2024), 日本地震工学会・大会，B21-4, 20240044.



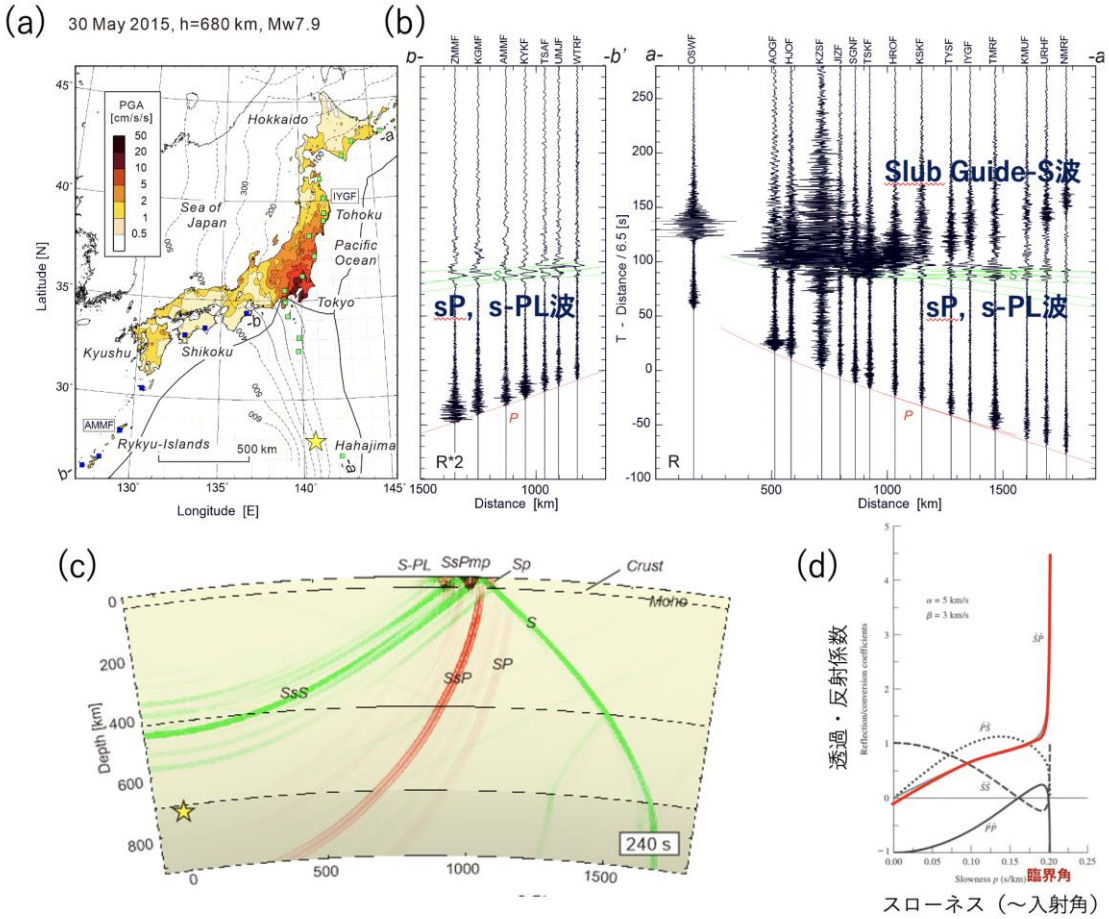
第 1 図　ウラジオストックの深発地震（589 km, M7.2）における地震動の特徴．(a) 最大加速度分布，(b) 背弧側観測点（HSS）と前弧側観測点（KMU）の 3 成分（T, R, Z 成分）広帯域地震計記録．(c) 2 観測点記録のフーリエスペクトル比 (KMU/HSS).

Fig. 1　Characteristics of seismic motions during the Vladivostok deep focus earthquake (589 km, M7.2). (a) Maximum acceleration distribution; (b) Three component (T, R, Z components) broadband seismograph records from a back-arc station (HSS) and a fore-arc station (KMU). (c) Fourier spectral ratio (KMU/HSS) of the two station records.



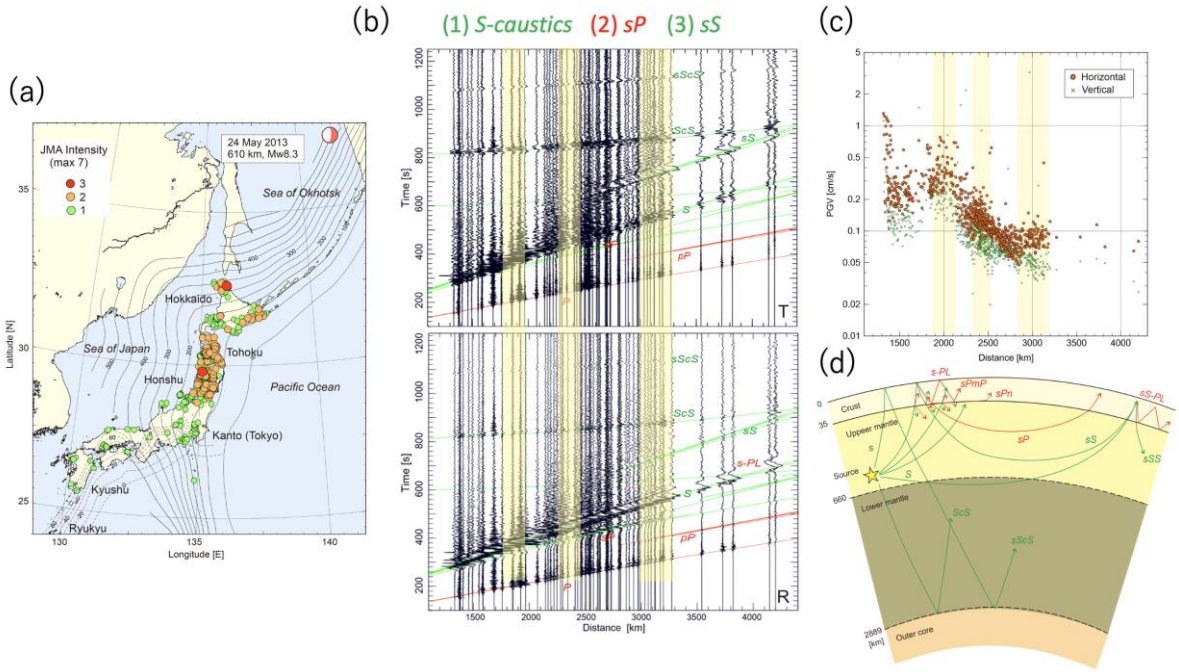
第 2 図　(a) スラブ内の短波長不均質（ラミナ）構造のイメージ. (b) ストックの深発地震の地震波伝播シミュレーション結果．レコードセクション（R 成分）と波動伝播のスナップショット（地震発生後 33 秒後）．右に比較のために観測波形（F-net KMU）を示す．

Fig. 2　(a) Image of the small-scale heterogeneous (lamina) structure in the plate. (b) Simulation results of seismic wave propagation for a Vladivostok deep earthquake; Record section of R component ground motion and snapshot of wave propagation (33 s after the earthquake). Observed waveforms (KMU) are shown on the right for comparison.



第 3 図　(a) 2015 年小笠原諸島西方沖地震における最大加速度分布，(b)F-net 観測点（左図緑■，青■）における広帯域強震計記録（R 成分）と sP 波（s-PL）波及びスラブガイド S 波．(c) 地震波伝播シミュレーション結果（地震発生後 240 秒），赤は P 波，緑は S 波を表す．(d) 地表への入射角（スローネス）と反射係数（赤線は地表での SP 変換波を表す）．

Fig. 3　(a) Maximum ground acceleration distribution during the 2015 Ogasawara Islands West Offshore Earthquake, (b) Broadband strong-motion seismograph (R comp.) at F-net (green and blue squares in the left panel); sP waves (s-PL) and slab-guided S waves are indicated. (c) Simulation results of seismic wave propagation (240 s after the earthquake), red represents P-waves and green represents S-waves. (d) Incident angle (slowness) and reflection coefficient at the surface (red line represents SP-converted wave).



第 4 図　(a) 2023 年オホーツク海深発地震における震度分布，(b) F-net 広帯域地震計記録（T, R 成分）強い揺れを観測した地域を黄色ハッチで示す．(c) 距離減衰特性（オレンジ：水平動，緑：上下動），(d) 地殻・マントルにおける地震波の伝播と反射・変換の模式図.

Fig. 4　(a) Seismic intensity distribution for the 2023 Okhotsk deep earthquake, (b) F-net broadband seismograph records (T, R components); areas of strong shaking are indicated by yellow hatching. (c) Distance attenuation characteristics of ground velocity motion (orange: horizontal motion, green: vertical motion); (d) Schematic diagram of seismic wave propagation, reflection and transformation in the crust and mantle.