

Near-trench amplification of seismic waves from deep earthquakes in low-frequency band: comparison between observation and 2D simulation

*Yuki Ihara¹, Shiro Hirano¹, Hironori Kawakata¹

1. Ritsumeikan University

地震の揺れは一般に、震央から離れるにつれて弱まるような同心円状の震度分布を示すが、例えば、スラブ内で地震が発生した際には、それとは異なる、「異常震域」と呼ばれる震度分布を示すことがある。遠方での地震動増大は、主に数Hz以上の高周波帯域において顕著に観察され、地下の散乱構造、非弾性減衰構造に起因するとされている (Furumura and Kennett, 2005)。日本陸域において異常震域は観測され議論がなされているが、陸域から海溝にかけての、海域については十分な議論がなされおらず、陸域を離れてどこまでの領域でどのように振幅が増大しているかなどは、よくわかっていない。このことは、海域における地震波観測網が充実していなかったことに起因するが、2016年8月15日以降は、防災科学技術研究所の日本海溝海底地震津波観測網S-net (<https://doi.org/10.17598/nied.0007>) による観測データが公開されている。そこで本研究では、深発地震による地表面最大振幅を陸域-海溝にかけての、地表面の最大振幅分布を高感度地震観測網Hi-net (<https://doi.org/10.17598/nied.0003>) と日本海溝海底地震津波観測網S-netを用いて調べた。その結果、4~8Hzの帯域については、いわゆる異常震域のような振幅増大が陸域から海溝にかけて見られたが、0.25~0.5Hzの帯域については、陸域では振幅が減少し、海溝付近で振幅が増大する現象が見られたため、卓越周波数0.25Hzとして、深発地震についての2D波動伝播シミュレーションを行った。

深発地震の観測データとして、2017年7月13日4時48分頃に日本海で発生した、震源深さ603km, M6.3の地震と、2021年9月29日17時37分頃に日本海で発生した、震源深さ394.4km, M6.1を使用した。ただし、Hi-netとS-netでは計器の周波数応答が異なるため、Maeda et al. (2011) を参考に、S-netのHi-net化処理を行った。S波の最大速度振幅に着目し、海溝軸に直行する方向に最大振幅の分布を確認したところ、4~8Hzの帯域については、いわゆる異常震域のような振幅増大が陸域から海溝にかけて見られた。しかし図1aに例を示すように、0.25~0.5Hzの帯域については、陸域では振幅の減少、海域では振幅の増大が見られた。近地地震で同様の最大速度振幅の分布図を作成したところ、Hi-netとS-netで系統的には、それぞれ幾何減衰が見られるものの、陸域と海域間での明確なステップが確認できた。この原因として、陸域と海陸で地盤増幅率や計器と地盤とのカップリングが異なる可能性が考えられ、これらを除くために、2018年8月19日9時19分にフィジーで発生した、震源深さ600km, M8.2の遠地地震の観測データとの比をとった。そうしたところ、近地地震についてはHi-netとS-netで連続的に海溝にかけて単調に減少する結果が得られた。深発地震については、図1bに例を示すようにHi-net, S-netで震央から離れるにつれて最大振幅は減少していくが、海溝付近において振幅の増大が見られた。

この低周波での振幅増大がどのような地下構造によって引き起こされたものなのかを明らかにするために、卓越周波数0.25Hzとして、深発地震についての2D波動伝播シミュレーションを行った。また放射パターンの影響をなくすために、震源では等方S波を発生させ、数値計算にはMaeda et al. (2017) によるOpenSWPCを使用した。計算領域は、水平2500km、鉛直700kmの断面とした。速度構造はak135 model (Kennett et al., 1995) を参考に作成した。また、プレート形状は双曲線で近似し、プレート内部の値はFurumura et al. (2016) を参考に周囲よりも2%大きいとした。非弾性減衰を示すQ値はFurumura et al. (2016) を参考に、マントルウェッジを $Q_p=150$, $Q_s=100$, その他のマントルを $Q_p=450$, $Q_s=330$, プレート内部を $Q_p=1600$, $Q_s=1200$ とした。以下の4通りの組み合わせについてシミュレーションを行った：

- ①速度構造：均質、非弾性構造：無し、
- ②速度構造：1次元速度構造、非弾性構造：無し、

③速度構造：1次元速度構造&プレート形状，非弾性構造：無し，

④速度構造：1次元速度構造&プレート形状，非弾性構造：あり．

パターン②について，図1cに示すように，-300～0km辺りにおいて振幅増大が見られることから，プレート形状や非弾性減衰に依らず，1次元速度構造の影響により振幅増大が引き起こされていると考えられる．この振幅の増大は地表面でのsP変換がある地点で臨界角を迎え，さらにそれがモホ面やコンラッド面にトラップされることで引き起こされたと考えられる．しかし，この振幅増大域は観測結果よりも広範囲にわたって現れている．プレート形状の影響により，パターン③に示すように，海溝付近の比較的狭い領域で振幅増大が見られ，観測と比較的一致した(図1b)．パターン④について，振幅増大域はパターン③とほぼ一致したが，陸域での振幅の減少が見られない結果となった(図1b)．海溝付近で振幅が増大するという定性的な面は観測とシミュレーションで一致し，これは散乱や非弾性減衰の構造，震源の放射パターンに依らずとも再現が可能な現象であった．

謝辞：本研究はJSPS科研費JP22H01336の助成を受けたものである．

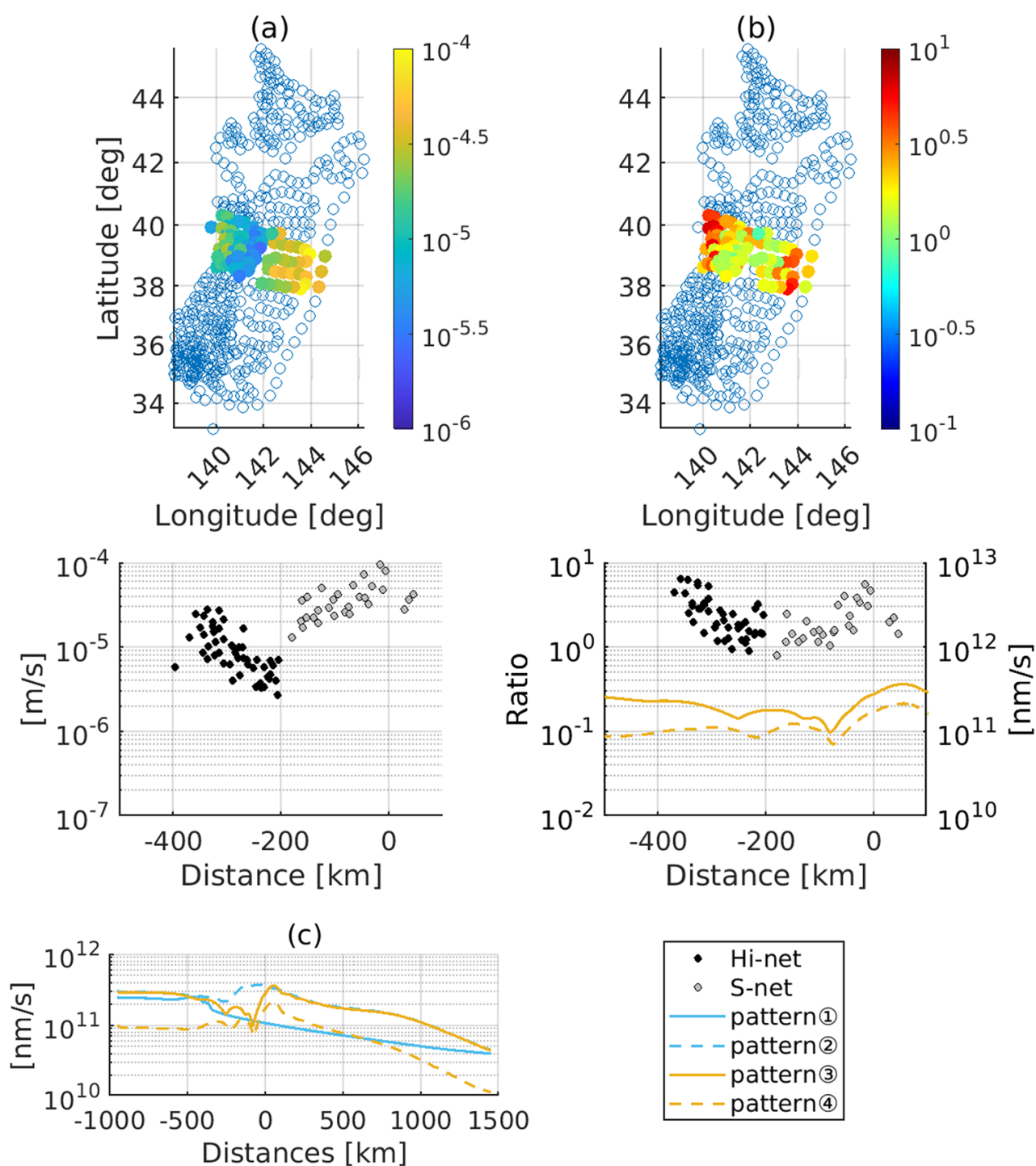


図1. (a): 2017年7月13日4時48分に日本海で発生した、震源深さ603 km、M6.3の深発地震の最大振幅分布図. 横軸は沖側を正とする、海溝からの距離. (b): (a)を2018年8月19日9時19分にフィジーで発生した、震源深さ600 km、M8.2の遠地地震で規格化した図. (c): シミュレーションによる地表面最大振幅図.