

## Characteristics of sPL and PL phase: Applicability to real-time source depth estimation

\*Keishi OSUGA<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup>

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1. 近地地震波形に見られるsPLとPL相 地殻内または海域のプレート境界で発生する浅発地震において、P波とS波の間に周期数秒～数十秒の、やや長周期の相の発生が顕著に認められる。図1は、2005年11月15日に三陸沖のプレート境界で発生した、深さ14 km、M7.0の地震の、F-net強震観測記録のZ成分のレコードセクションである。震源距離300 km付近においてP波の直後に周期20秒程度の大振幅の相が見られる様子がわかる。この相は、伝播距離とともに震幅が急激に減衰し、震源距離600 km以遠では、より長周期（周期30～50秒）の相に置き換わる様子もわかる。これらの相は、いずれも弱い正分散性を示し、粒子軌跡がPrograde（反時計回り）することから、表面波に分類されるsPL波とPL波と判断できる（図2）。sPLとPL波は、浅い震源から放射されたS波が地表でsP変換し、あるいは震源から放射されたP波が地殻内を多重広角反射しながら伝播する過程で干渉により生成したものと解釈できる。sPLとPL波は、Leaking modeの波と解釈することができ（Oliver and Major, 1960）、伝播の過程で地表において強いPS変換を起こすために、エネルギーがマントルにLeakingすることで一般に距離減衰が大きい。しかし、地表下に低速度層（堆積層）が存在すると、PS変換効率が低下するために遠地までP波が保存されるため（Leakingが抑えられるため）、数百km以上にわたって大きな振幅を保つことができる（Furumura & Kennett, 2018）。なお、巨大地震の際に、遠地（震源距離1000～10000 km）において上部マントルを広角反射により伝わるP波が同様のメカニズムにより超長周期（100～1000秒）の相を形成するが、これはW-phase（Kanamori, 1993）として知られている。本研究では、近地地震波形に見られるsPLとPL波を用いて、震源メカニズム、特に震源の深さを早期推定することを目的として、sPLとPL波の生成メカニズムと波形の震源深さ依存性を、観測データ解析と地震波伝播シミュレーションにより検討した。

2. 地震波伝播シミュレーション 近地地震波形に顕著に見られたsPLとPL波の生成と伝播特性を確認するために、3次元差分法（OpenSWPC; Maeda et al., 2017）を用いて地震波伝播シミュレーションを行った。宮城県沖～東北日本にかけての2300 km × 2300 kmの領域（図1a）を1 kmの格子間隔で離散化し、JIVSM（Koketsu et al., 2012）に基づき堆積層、地殻、マントル、プレート構造を設定した。前述の2005年11月15日の宮城県沖の地震の震源は、GCMT解析結果に基づきパルス幅6秒の三角型の震源時間関数により点震源で近似した。図3に、地震発生から65秒、75秒、85秒後の北西-南東方向の2次元断面の波動場（赤がP波、緑がS波を表す）を示す。震源から放射されたP波が地殻内において広角反射をしながら先行し、震源から放射されたS波が地表に臨界角で入射して大振幅のsP変換波を生成したものがこれに後続する様子が分かる。地殻を伝わるP波は、伝播とともに地表でPS変換を起こしてマントルへとSエネルギーがleakingするため、P波の減衰が大きい。そして、伝播距離が500 kmを超えるとsPLの振幅は急激に弱まり、先行するPL波に続く長い波群を持つPL波へと置き換わる様子もわかる。PL波はsPLより長い周期30～50秒の卓越周期を持ち、1000 km以上遠地まで伝播する。

3. sPLとPL振幅の深さ依存性 表面波の一種であるsPL及びPL相の振幅は、震源の深さに敏感であると考えられる。また、地表でSP変換により生じるsPLは、震源深さを反映したdepth phaseとして震源決定に特に有効であると期待される（Chong et al., 2010; Bao et al., 2013; Kim et al., 2017）。震源の深さとsPL及びPL相の振幅、そしてP～S初動付近の波形変化を見るために、深さの異なる震源に対する地震波形の差分法シミュレーションを行った。震源は、先の地震と同様の45度の逆断層型の点震源を仮定し、深さ6 km～深さ100 kmまでの震源深さに対する震央距離430 km（図3 a）と1080 km（図3 b）でのZ成分速度波形について相反定理を用いて計算した。震源の深さを関数とするレコードセクションを見ると、深さとともにsPLの波形と振幅が大きく変化し、また、深さとともにP～S間の到着時刻が直線的に遅れる（深いほどP～sPL時間が長くなる）ことから、P～S間の波形全体を用いたCMTインバージョンは、震源深さの拘束に有効と期待できる。一方、PL波は、表面波（Rayleigh波）と同様に震源深さとともに振幅が急激に小さくなるが、その波形変化はsPLほど顕著ではない。しかし、P波直後に到着することや、表面波より振幅が小さく巨大地震でも記録が振り切れにくい特性を活かして、大地震の震源メカニズムの早期推定に

活用できると考えられる。近年、W-phaseによる大地震のCMT解析（e.g. Kanamori & Rivera, 2008）を、M6～7クラスの近地地震に適用する研究が進められており（引用）、これらの研究ではここで議論するsPLやPL波を含めた近地地震波形を解析対象としているものと考えられる。

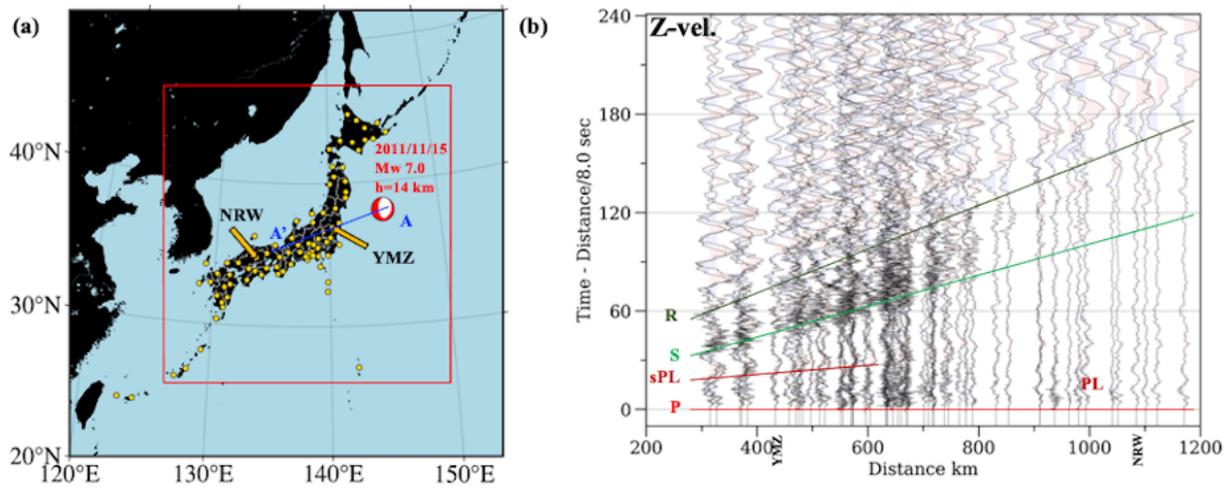


図1 (a) 2005年11月15日に発生した、三陸沖地震(M7.0, 深さ14 km)とF-net観測点、(b) F-netのZ成分のレコードセクション。3次元地震波伝播シミュレーションの範囲とスナップショット断面の側線を表す。

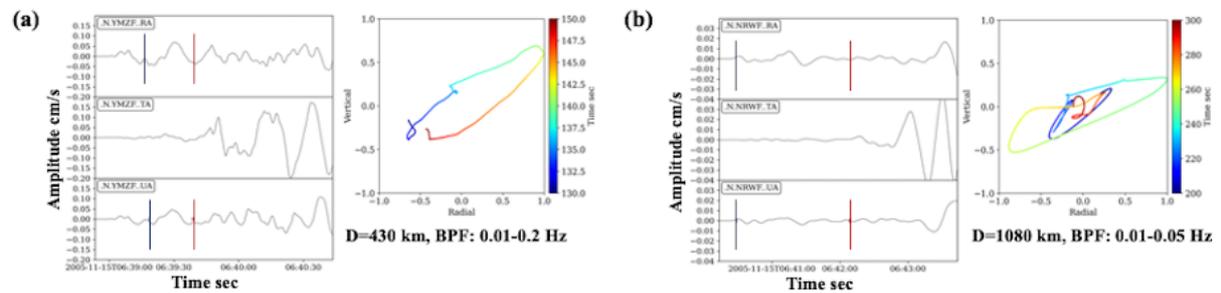


図2 (a) F-net YMZ (八満) 観測点 (D=430 km) および、(b) F-net NRW (成羽) 観測点 (D=1080 km)での3成分速度波形および、sPLとPL波の粒子軌跡。

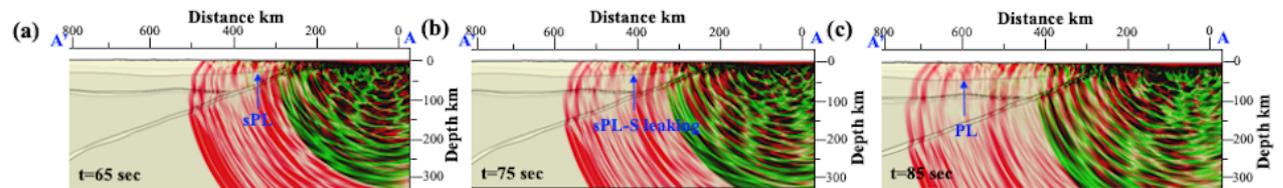


図3 3次元地震波伝播シミュレーションによる、北西-南東断面(図1a)の地震波伝播のスナップショット(赤はP波、緑はS波動場を表す)。地震発生から65秒、75秒、85秒後。

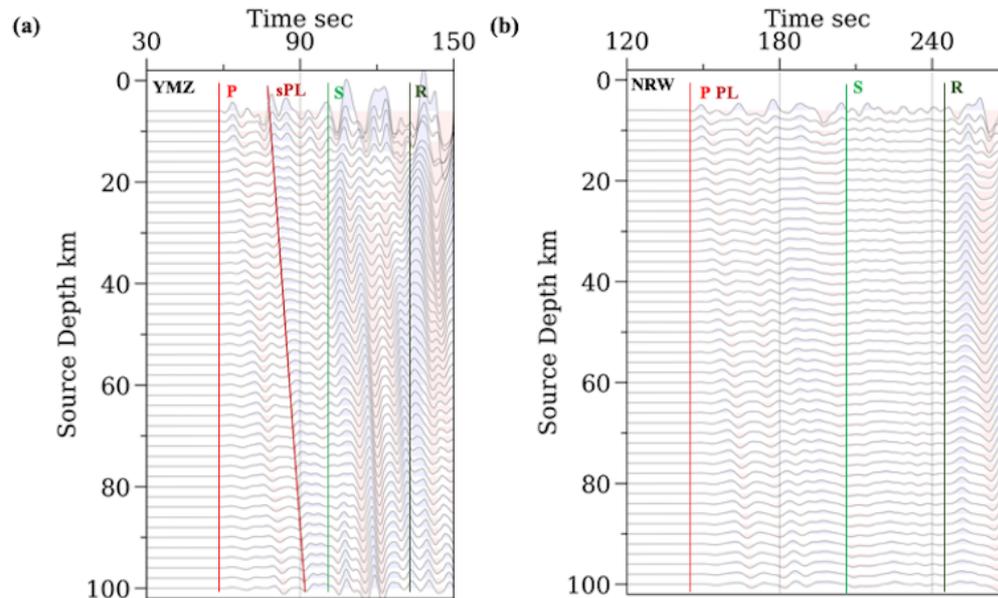


図4 震源の深さとZ成分速度波形。(a) 震源距離D=430 km、(b) D=1080 km。sPL波とPL波の最大振幅、及びS波の最大振幅の深さ変化を右に示す。