

海域における地震波干渉法による表面波解析および Rayleigh 波のモード間変換について

竹尾明子（北大理学院自然史部門）・西田究（東大地震研）

メール: akiko-t@mail.sci.hokudai.ac.jp, 発表資料: <http://akiko.umikaze.net/data/ppt20140902.pdf>

1. はじめに

地震波干渉法は地震計記録の相互相関を用いて観測点間の波の伝播を抽出する手法である。近年、表面波トモグラフィーや構造の時間変化推定などに活用され多くの成果が出されている。本研究では特に海域における地震波干渉法の適用について、これまでの発展および陸域との違いなどをまとめる。また、海底地震計記録と差圧計記録の相互相関によって抽出された Rayleigh 波のモード間変換について詳しく述べる。

2. 海域の地震波干渉法の発展

初期の研究は海底地震計記録が豊富な東太平洋中央海嶺地域で行われ、周期約 3-30 秒における Rayleigh 波の解析が行われた(Harmon et al. 2007 BSSA, Yao et al. 2010 CRG)。Takeo et al. (2013)では、(1)海底地震計によって異なるノイズレベルが相互相関関数の振幅に与える影響を補正し、(2)Rayleigh 波に加えて Love 波の位相速度を測定し、(3)四国海盆における鉛直軸対象異方性(Radial anisotropy)を含む構造を推定した。より短周期においては Mordret (2013 GRL)が堆積層内深さ約 100m の方位異方性を推定した。海底記録の時計遅れの補正は多くの観測で必要とされ、地震波干渉法による解決がなされてきた(Hannemann et al. 2013; Gouredard et al. 2014; 一瀬他 2014)。Takeo et al. (2014)では、(1)時計遅れの補正に加えて、(2)観測点間の絶対時刻差補正、(3)差圧計の機器応答補正、(4)表面波 4 モードの波形フィッティングによる同時解析、(5)表面波位相速度への水深の影響の補正、(6)深さ約 10-30km のマントル内の方位異方性推定などを行った。

3. 地震波干渉法の海域および陸域における違い

海域における Rayleigh 波の分散曲線は特に周期約 20 秒以下で海の影響を強く受け、陸域とは異なる(図 1)。以下では簡単のため、位相速度約 2km/s 以下の海にエネルギーが集中する波を海モード Rayleigh 波、2km/s 以上の波を固体にエネルギーが集中する波を固体モード Rayleigh 波と呼ぶ(Takeo et al. 2014)。

海底記録の相互相関関数を計算すると、海・固体モードどちらも抽出される。ただし、差圧計などの(海中)圧力記録では海モードの振幅が大きく、地震計記録では固体モードの振幅が大きい傾向にある。また、固体モードの振幅は地震計上下動に比べて水平動で大きい一方、海モードの振幅は水平動に比べて上下動で大きい傾向にある。これらの原因は、上下動の変位は海と固体の間で連続なため海モードを反映しやすいのに対して、水平動の変位は不連続なため海モードを反映しにくいと考えられる。

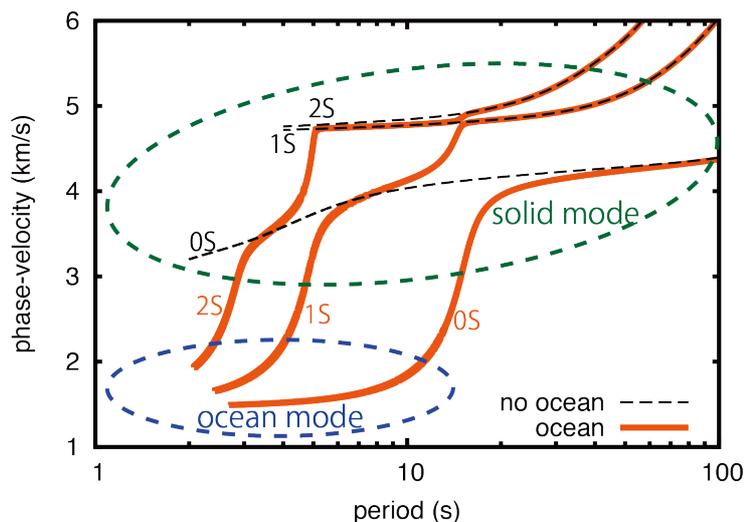


図 1. 海がある場合とない場合の Rayleigh 波基本モード(0S)・1次高次モード(1S)・2次高次モード(2S)の位相速度曲線。水深は 6km を仮定。

4. Rayleigh 波のモード間変換

ここでは、PLATE プロジェクトにより北西太平洋で得られた海底地震計・差圧計記録の解析結果について述べる。この記録では、差圧計記録間や地震計記録間の相互相関を計算することで、Rayleigh 波の基本・1 次高次・2 次高次モード(OS, 1S, 2S モード)および Love 波基本モード(OT モード)が抽出された。

さらに、差圧計と地震計上下動間の相互相関の周期 5-10 秒において、未知のシグナルが現れた (Takeo et al. 2014; 図 2)。このシグナルの走時は海モード(この周期帯では OS モード)で伝播していた波が観測点間距離約 300km で固体モード(1S モード)に変換したとすれば説明できる。また、時間非対称であり差圧計から地震計に向かって伝播する波は現れる一方、地震計から差圧計に向かう波は現れない。この点も差圧計に記録されやすい海モードから地震計に記録されやすい固体モードへ変換された、という解釈と一致する。

変換点を特定するため、バックプロジェクション解析を行った。変換点までは OS モードの伝播速度、変換点からは 1S モードの伝播速度で伝播すると仮定し envelope 波形をスタックしてシグナルの振幅を求めた。この操作を様々な変換点を仮定して行った結果、観測点アレイ南端の海山およびアレイ北東のシャツキー海台南西端で振幅が強く現れた。どちらも水深が浅くなっている海域であり、固体モードから海モードに遷移する周期が周りに比べて短い。このため、周期 5-10 秒の海モードが存在できず入射した海モードが固体モードに変換された可能性が高い。同様の変換は海洋の海モード Rayleigh 波が陸域に伝わる際にも発生すると考えられる。

5. まとめ

海域における地震波干渉法の適用は堆積層からマントルまでの構造や、海底記録自体の品質確認にも有用であり様々な手法改良がなされてきた。これらを元に、今後はトモグラフィーなど様々な研究が行われると期待される。また、海モードから固体モードへの変換シグナルは、海域で励起された脈動と陸域で観測されている脈動の関係を理解するためにも今後の研究が必要である。

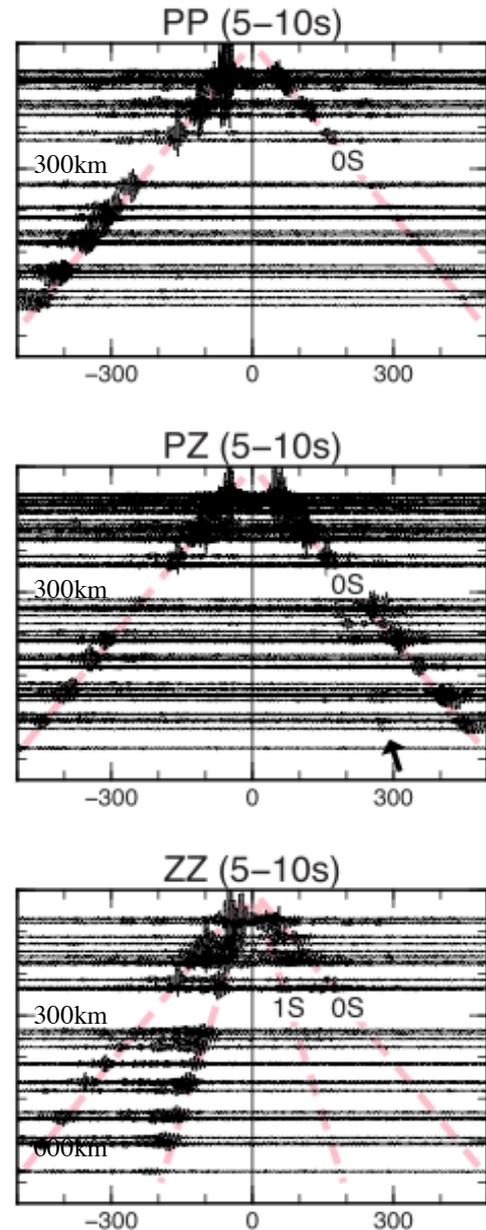


図 2. 差圧計間(PP)、差圧計と地震計上下動間(PZ)、地震計間(ZZ)の相互相関関数(単位 s)を観測点間距離で並べたもの。PZ の黒矢印が未知のシグナルを示す。Takeo et al. (2014) Fig. 2 の一部。

参考文献 Takeo et al. (2013), “Radially anisotropic structure beneath the Shikoku Basin from broadband surface wave analysis of ocean bottom seismometer records”, JGR, doi: 10.1002/jgrb.50219.

Takeo et al. (2014), “Estimation of azimuthal anisotropy in the NW Pacific from seismic ambient noise in seafloor records”, GJI, doi: 10.1093/gji/ggu240.