

地震波干渉法により検出された 2007年能登半島地震震源域の地殻構造変化

大見士朗・平原和朗*

*京都大学大学院理学研究科

要 旨

地震波干渉法を応用して、2007年能登半島地震の震源域の地下構造の時間変化を調べた。我々は、震源域とその周辺の微小地震観測点のバックグラウンドノイズ部分の自己相関関数(ACF)を日々計算してそれらを比較した。その結果、いくつかの観測点では、能登半島地震の本震に関係すると考えられるACFの形状の時間変化が捉えられた。これらは、考察している地域の地下の地震波速度構造が変化したことを示唆している。

キーワード: 能登半島地震, 地震波干渉法, バックグラウンドノイズ, 速度構造変化

1. はじめに

最近、地震波干渉法の応用として、微小地震観測波形のノイズ部分の相互相関関数(CCF)または自己相関関数(ACF)を用いて地殻構造のモニタリングをおこなう方法が提唱されている。前者では近接した2点の観測点の波形データの相互相関を、後者では同一観測点の波形データの自己相関を計算し、その時間的な推移を監視するというものである。この方法により、たとえばWegler and Sens-Shoenfelder (2007) は、新潟県中越地震前後の地殻の状態変化をF-netの柏崎観測点のデータを処理して論じている。今回、同様の方法を適用し、2007年能登半島地震前後の地殻の状態変化の検出を試みたので、その結果をOhmi et al. (2008)に基づいて報告する。

2. 地震波干渉法

地震波干渉法は、松岡・白石(2008)の解説などによれば、Claerbout(1968)による先駆的な研究が草分けとされる。Claerbout(1968)は、一次元成層構造において地中に存在する震源からの波動を地表で観測した透過波記録の自己相関関数から、地表に震源及び受振器を設置した場合の反射波記録を合成できることを示した。地震波干渉法は、2000年代初頭より、主に物理探査分野で再認識され、様々な観点から議論が続いており、最近になり、いくつかの詳細なレ

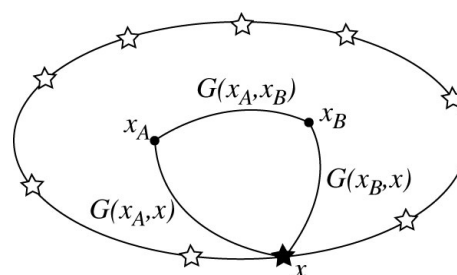


Fig.1: Concept of seismic interferometry based on Wapenaar and Fokkema (2006).

ビューも行われている。たとえば, Sabra et al. (2005), Curtis et al. (2006), Sanchez-Sesma and Campillo (2006), Wapenaar et al. (2006), 中原(2006) などがそうである。

Wapenaar and Fokkema (2006)によれば、震源Xによる波動場を異なる2点 X_A と X_B で観測したとき、それぞれの地震記録を $G(X_A, X)$ および $G(X_B, X)$ とすると、これら2点の $G(X_A, X)$ と $G(X_B, X)$ の相互相関を取ることにより、点 X_B を震源として点 X_A で受振したときの地震波形 $G(X_A, X_B)$ を合成することができる (Fig.1参照)。彼らによれば、地震波干渉法とは「互いに異なる観測点での地動記録の相互相関により、新たにそれら観測点間の応答を生成する原理」を指す。この手法により、複数の受振器により観測された透過波記録を相互相関処理することで、あたかもある受

振点を仮想的な震源として他の受振点で観測を行ったような反射波記録を合成でき、これに対して処理を施すことにより、地下構造のイメージング等の解析を行うことができる(松岡・白石, 2008や横井・マルガリャン, 2008などによる)。観測対象とする波動場は、定常的に励起されている常時微動などの微弱な信号でよく、微弱な入力信号を用いて地下構造のイメージングに資することが可能であることから、大都市部など、爆破地震動などの手法による構造探査が困難な地域での地下構造の解明等に利用できることが期待されている。

3. 単独観測点の自己相関関数による地下構造の時間変化の監視

前節で述べたように、地震波干渉法は、常時微動等の信号を複数受振点で観測し、相関処理を行うことで擬似反射断面を作成し、地下構造のイメージングを行う手法である。通常は、ある特定の短いタイムウインドウの観測データを用いて地下構造を推定する。これは、いわば、ある特定時刻の地下構造のスナップショットとでもいうべきものである。これに対し、観測対象となる微動を励起する入力信号(通常は海洋波浪等と考えられている)が時間的に一定であると仮定すると、地震波干渉法で得られる「擬似反射断面」の時間変化を追うことができることになる。これはすなわち、地下構造の時間変化のモニタリングが可能になることを意味している。これは、自己相関関数がパワースペクトルのフーリエ変換であり、相互相関関数がクロススペクトルのフーリエ変換であるという関係からも容易に類推できる。仮に、微動等を励起する入力信号が一定で、出力信号である微動のスペクトル構造が変化するということは、途中の媒質の状態が変化したため、と考えることができるからである。これに基づき、入力が安定している信号として、微小地震観測データのバックグラウンドノイズを使用し、地下構造の時間変化を追う手法が提唱された。

Sens-Schoenfelder and Wegler (2006)は、インドネシアのメラピ火山で100mオーダーの地震計アレイを用いて波動場の観測を行い、観測点間の相互相関関数(Cross-correlation function, CCF)を求め、そのラグタイムの時間変化を検出した。彼らは、特定観測点間のCCFの時間変化が、帯水層の時間変化によるものと結論付けている。この手法をさらに発展させたものとして、Wegler and Sens-Schoenfelder (2007)がある。彼らは、複数観測点間のCCFを計算するのではなく、特定観測点の自己相関関数(Auto correlation function, ACF)を計算することにより、その時間変化を検出す

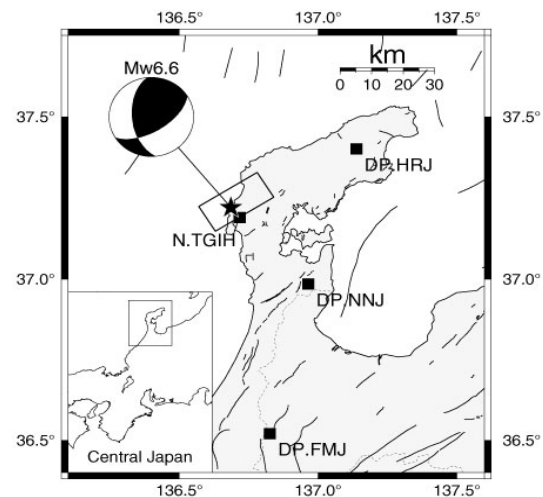


Fig.2: Map around the epicenter of the 2007 Noto Peninsula Earthquake, central Japan. Dotted lines show the prefecture borders and thick lines represent the active faults. Solid star denotes the epicenter of the mainshock, while solid squares represent seismic stations used in this study. Fault plane solution together with the surface projection of the fault plane obtained by Horikawa (2008) are also shown.

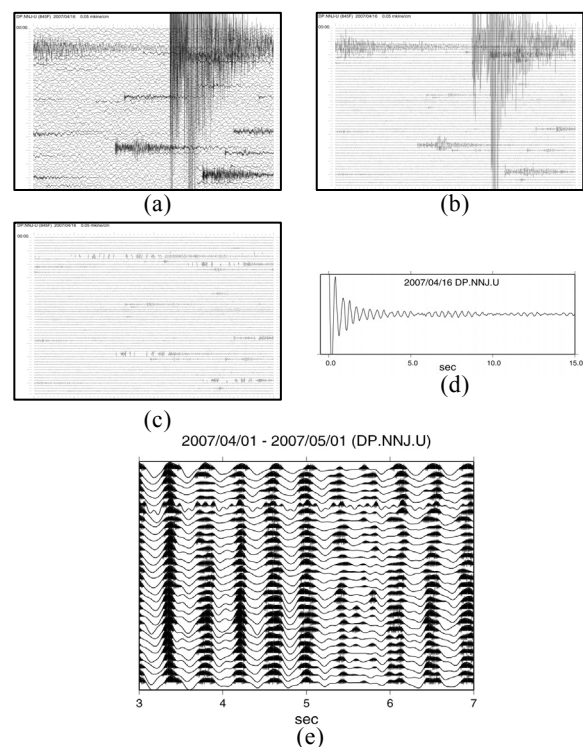


Fig.3: Outline of data processing sequence. (a) Original data. Vertical component of continuous short period seismogram is used. (b) Band-passed seismogram to eliminate low-frequency tremor. (c) Zero-filled data to eliminate deterministic phases such as earthquakes. (d) ACF for one single day. (e) ACF's for the period considered.

る手法を提唱した。発振点と受振点を同一点に設置したと考えると、相互相関を取る操作は自己相関を取る操作に等価となるはずである。彼らは、2004年新潟県中越地震の震源域近傍のF-net観測点のデータを地震前後の長期間にわたり解析し、本震の発生を境にしてACFの形状が変化したことをあきらかにし、これが震源域近傍の地下の地震波速度構造の変化によるものであることを指摘した。

もしも、Wegler and Sens-Schoenfelder (2007)のように、一点の地震観測点のバックグラウンドノイズの自己相関関数を計算するだけで、当該観測点周辺の地下構造の時間変化が検出できるのであれば画期的なことである。現在、日本列島には、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)を中心とする高密度の高感度微小地震観測網が整備運用されており、これらがすべて地下構造の時間変化の監視用途に利用できることになるからである。

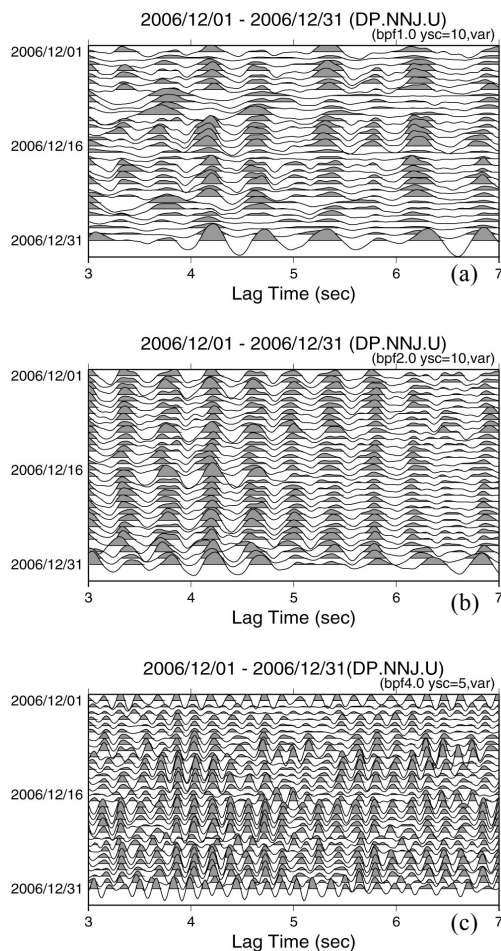


Fig.4: Effect of the band-pass filter applied to the raw data. Pass band of each filter is as follows; (a) 1.0Hz-10.0Hz, (b) 2.0Hz-10.0Hz, and (c) 4.0Hz-10.0Hz.

4. 2007年能登半島地震

ここでは、解析に使用した2007年能登半島地震の概要を紹介する。Fig.2に震源の位置および気象庁により決定された断層面解を示す。本震発生時刻は2007/3/25 09:41:57.91 (JST), 震源位置はLat=37.22067N, Lon=136.6860E, 深さは10.7km, 規模を表すMwは6.6である。この地震により、石川県内で最大震度6強を観測した。本震の発震機構は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ成分を持つ逆断層型であり、地殻内の浅い地震である。

5. データ解析手法

今回の解析では、京大防災研の4観測点とHi-net観測点1点の5点のデータを解析した。利用したデータは、それぞれの観測点の連続観測データの上下動成分である。本解析では、それぞれの観測点の、24時間分の連続記録を1単位として解析を行った。Fig.3(a)に、ある観測点の1時間ぶんの連続記録の例を示す。これは、通常地震波形等が記録されたとく普通の地震波形記録である。本解析において利用するのは、波動の到来方向が確定している地震波形等ではなく、バックグラウンドのノイズ波形である。そのため、まず、脈動等の信号を除去するために、信号のDCオフセットを除いた後に適切なバンドパスフィルタをかけた(ステップ1, Fig.3(b))。さらに、地震波形等の部分を除去するために、ある程度の長期間のデータを用いて、当該観測点の平均的な地動ノイズレベルを求めて基準値とし、基準値のある閾値倍を超える振幅の信号が観測されたらそれは地震等の信号であると判断し、その部分にゼロを満たす操作を行った(ステップ2, Fig.3(c))。このようにして得られた波形の自己相関関数(ACF)を計算し、これを当該日の結果とする(ステップ3, Fig.3(d))。なお、24時間分のデータのACFをFFT法によって計算するため、実際には30時間分のデータを用意し、両端にデータ長の10%のコサインテーパーをかけたものを使用している。この操作を日々の記録に対して繰り返し、日々のACFを並べたもの(ステップ4, Fig.3(e))を考察の対象とする。

ここで任意性が残るのは、ステップ1のバンドパスフィルタの特性と、ステップ2のゼロを満たす際の閾値の設定である。Fig.4にステップ1のバンドパスフィルタの特性を変えた場合の、ステップ4の結果を示す。帯域を適切に選択すると、ACFのパターンが強調されることがわかる。Fig.4の例では、帯域を2.0Hz~10.0Hzに設定した場合に、フェイズが強調されている。そのため、実際の解析では、Fig.4に示すよう

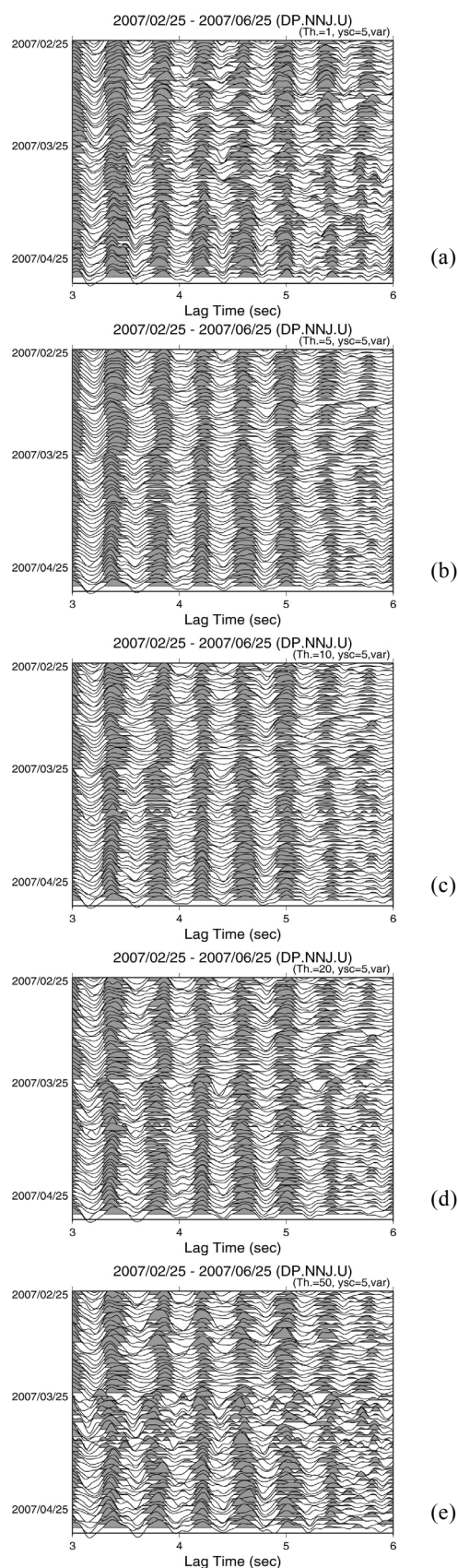


Fig.5: Effect of the threshold value (k) to eliminate the deterministic phases. (a) $k=1.0$, (b) $k=5.0$, (c) $k=10.0$, (d) $k=20.0$, and (e) $k=50.0$.

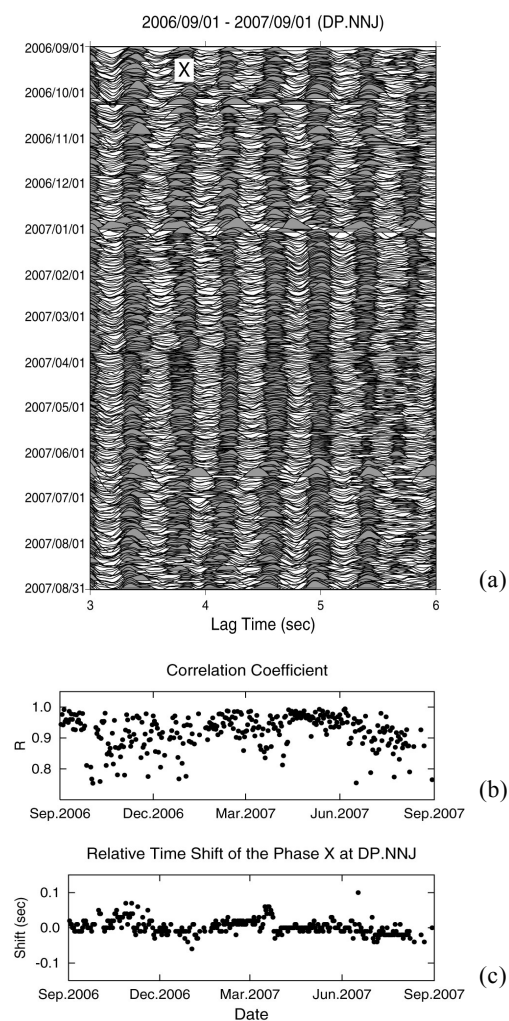


Fig.6: Example of a temporal variation of ACF for one year. (a) Change of the shape of the ACF. (c) Relative time shift of the phase X shown in Fig.6a. (b) Correlation coefficients when calculating the time shift of the phase X.

ないいくつかの帯域でACFを計算し、もっとも適切にACFのパターンが表現できていると考えられるものを使用した。

Fig.5にはステップ2の、記録にゼロを満たす際の閾値を変化させた際の、ステップ4の結果の変化を示す。この閾値は、値を大きくすると、ゼロを満たすデータ長が短くなり有効なデータ長が長くなる。反対に、閾値を小さくすると有効なデータ長が短くなるという性質を持つ。すなわち、この値により、たとえば、余震活動が活発な際とそうでない時の解析に用いるデータの有効長が異なることになり、ACFの推定結果に影響することが懸念される。しかしながら、Fig.5を見る限り、閾値により、ACFの振幅は変化するものの、極端な値を設定しない限り、パターンにはそれほど差は認められないようにみえる。そのため、本解析では、基準値の10倍を超えた場合に、ゼロを満たすという条件で解析を行った。

Fig.6には、このようにして解析した一例を示す。これは、DP.NNJ観測点 (Fig.2参照) の、2006年9月から2007年8月末までの1年間の記録を示す。Fig.6aは縦軸に日付を、横軸にACFのラグタイムを採ったものである。なお、結果を見易くするために、Fig.6aなどのACFの時間変化の図では、ACFのプラス部分に影をつけるという操作を施してある。これを見ると、1年間という比較的長期の記録ながら、時間的にはコヒーレントないくつかのフェイズが存在することが見て取れる。すなわち、ACFの個別のフェイズのラグタイム (つまり、波の山谷の位置) が時間的にはほぼ一定である。しかし、詳しくみると、個別のフェイズのラグタイムは時間とともにわずかに揺らいでいるようにも見える。これを詳しく見たものがFig.6bおよび6cである。これは、Fig.6aでXと表示した特定のフェイズについて、時間的な変化を調べたものである。これは、以下のようにして求めたものである。まず、解析期間内のすべてのACFの、Xと表示したフェイズの周辺1周期程度をスタックして、「マスターACF」を作成した。次に、「このマスターACF」と個別のACFの相互相関をとることにより、波形のシフト量を計算した。Fig.6cが、個別のACFのフェイズXのラグタイムの「マスターACF」のラグタイムからのシフト量、Fig.6bはそれを求めた際の相互相関係数である。なお、Fig.6bおよび6cでは、横軸が時間の経過を示し、縦軸がラグタイムの変化量や相互相関係数を示している。Fig.6cには、相互相関係数が0.75以上の場合にのみ、ラグタイムのシフト量をプロットしてある。Fig.6cをみると、フェイズXのラグタイムは、時間的に緩やかに変動する傾向や、その中で短期的に急変するような現象も見られる。

6. 解析結果

ここからは、個別の観測点の解析結果を示す。

観測点DP.NNJにおける結果をFig.7に示す。DP.NNJは、本震からの震央距離が約36kmの点である。Fig.7aは、本震を含む計6ヶ月間のACFの変化を示したものである。DP.NNJの解析においては、ステップ1のバンドパスフィルタは、2.0Hz~10.0Hzの8次のバターワースフィルタを用いた。これによって得られたACFには周期0.4sec程度のフェイズが卓越している。Fig.7aのAからEの5つのフェイズについて、ラグタイムの変化量を測定したものがFig.7bである。これによれば、本震発生(2007/3/25)の周辺で、フェイズA、B、およびCにラグタイムの変化が見られる。Fig.7cには本震の前後一ヶ月ずつの変化を拡大したものを示す。フェイズAやBは、本震の2週間ほど前から次第にわずかながらラグタイムが長くなり始め、地震

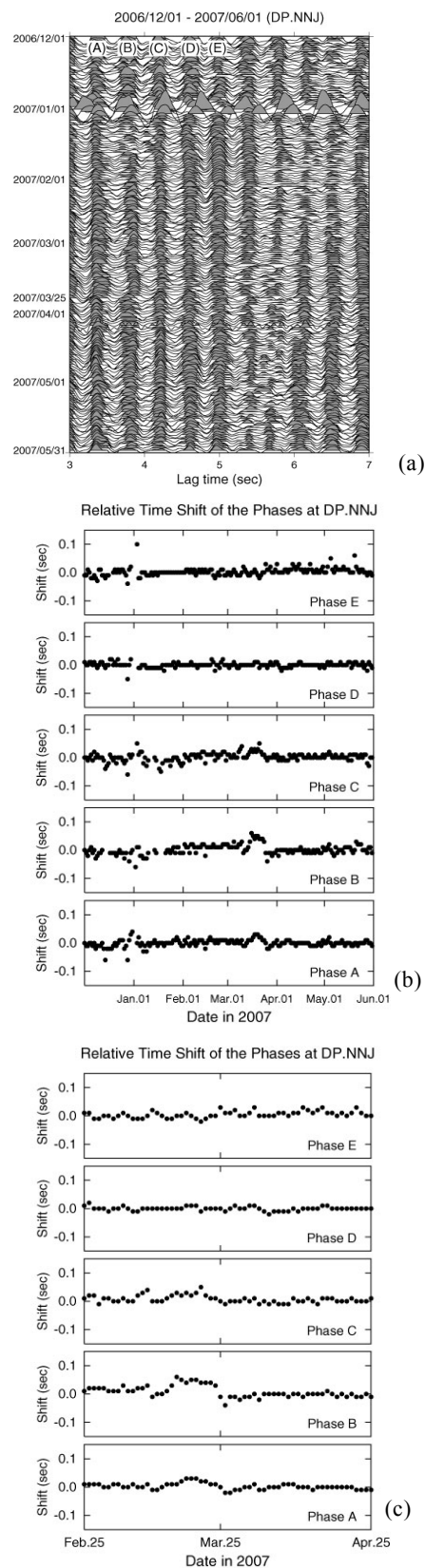


Fig.7: Temporal variation of ACF at station DP.NNJ for six months. (a) Change of the shape of ACF's. (b) Change of the lag time of each phase. (c) Same as (b), but just for two months around the mainshock.

とともに元に戻ったように見える。

観測点DP.HRJにおける結果をFig.8に示す。DP.HRJは、本震からの震央距離が約45kmの点である。Fig.8a, 8bは、本震を含む計6ヶ月間のACFの変化を示したもので、Fig.8cは2ヶ月間の変化を示したものである。ステップ1のバンドパスフィルタは、1.5Hz～10.0Hzの8次のバターワースフィルタを用いた。これによって得られたACFには周期0.8sec程度のフェイズが卓越している。これによると本震発生の周辺で、フェイズC, D, およびEにラグタイムの変化が認められる。これらのフェイズは、本震の2週間ほど前からラグタイムが徐々に減少をはじめ、本震とともに元に戻ったように見える。しかし、ACFの形状は、DP.NNJのそれほどには安定していない。

Fig.9にDP.FMJ観測点（震央距離80km）の6ヶ月間のACFの変化を示す。ステップ1のバンドパスフィルタは、2.0Hz～10.0Hzの8次のバターワースフィルタである。ここでは0.3sec程度の周期のフェイズが卓越しているが、全般にフェイズの形状は時間的に安定していない。また、DP.NNJやDP.HRJで認められたような時間変化は認められないようである。

Fig.10には、Hi-netのN.TGIH観測点（震央距離4km）の6ヶ月間のACFの変化を示す。バンドパスフィルタの帯域は1.5Hz～10.0Hzである。本震前は比較的にコヒーレントなフェイズが認められるが、本震後数日間はラグタイム4秒前後以降のフェイズについてはコヒーレンスを認めがなくなっている。その後は全体的にラグタイムが長くなった傾向が見える。

Fig.10bには、Fig.10aに付したフェイズAからEのラグタイムのシフト量を示すが、ラグタイムが大きいほど、シフト量も大きくなるような傾向が認められる。

7. 議論

解析したACFには以下の特徴がみられた。第一に、各観測点毎でACFの形が異なるが、時間的には安定したコヒーレントないくつかのフェイズが存在する、第二に、観測点によっては、特定のフェイズのラグタイムに地震前後での変化が見られる、である。

前章で概観したように、能登半島地震震源域周辺の観測点の数点において、バックグラウンドノイズの自己相関関数（ACF）の特定のフェイズのラグタイムに、本震発生前後で何らかの変化が認められた。ここでは、ACFのラグタイムの変化の原因について考察する。

第2章で述べたように、ある観測点での観測波形の自己相関関数（ACF）は、その地点での擬似反射断面

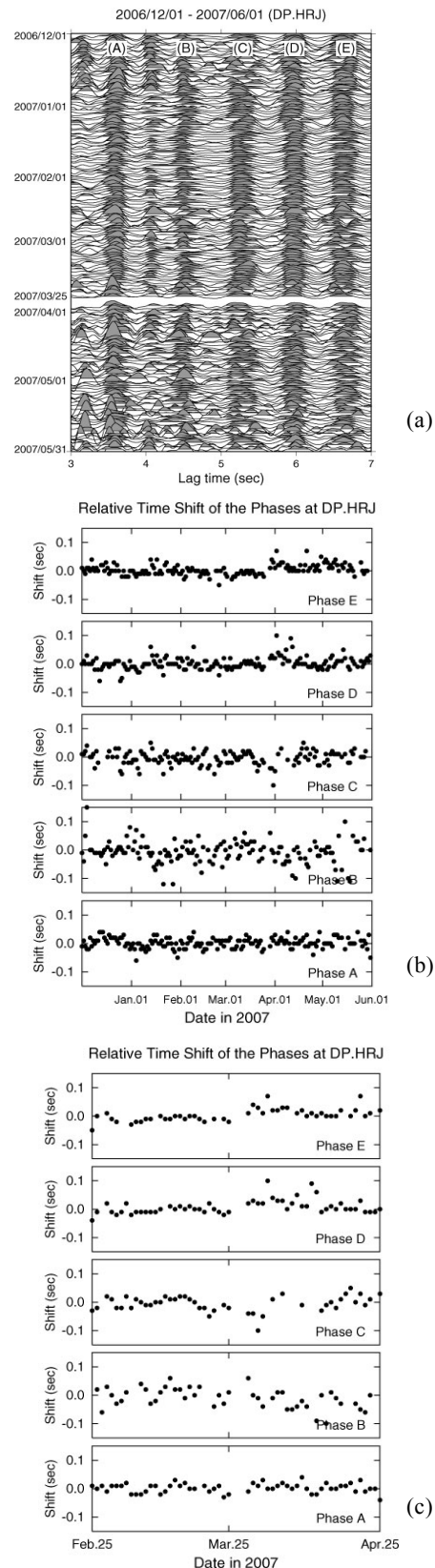


Fig.8: Temporal variation of ACF at station DP.HRJ for six months. (a) Change of the shape of ACF's. (b) Change of the lag time of each phase. (c) Same as (b), but just for two months around the mainshock.

を表すというのが地震波干渉法概念である。この場合、ACFの特定のフェイズは、地下の特定の反射体からの反射波であり、そのラグタイムはその反射体までの往復走時であると解釈される。したがって、ACFのラグタイムが変化することは、地下の反射体の位置が不変であるとすれば、そこまでの地震波速度の変化に対応することになる。すなわち、考察している地域の地震波速度構造が変化すれば、ACFのラグタイムは変化する。さらに、地震波速度が減少するとラグタイムは増加し、地震波速度が増加するとラグタイムは減少することが、往復走時の増減の観点から予想される。

次に、地震波速度の変化の原因であるが、これはいくつかの要因が考えられる。まず、考察している地域の地殻応力が変化した場合には、地震波速度の変化が予想される。応力が増加すると、岩石中の微細なクラックが閉じる方向に変化し、地震波速度の増加をもたらす。逆に、応力が減少すると、微細クラックが開口するため、地震波速度は減少することが期待される。また、これ以外にも、水などの流体の浸入に伴う地震波速度変化や、強震時の激しい振動による地盤の圧密状態の変化等によっても地震波速度は変化することが予想される。

Fig.11に、能登半島地震本震に伴う、体積歪変化の分布を示す。これは、Horikawa(2008)の断層モデルを用い、Okada(1992)の手法により計算を行ったものである。実線の領域は膨張領域で、本震発生に伴い応力が減少する地域を、破線の領域は収縮領域で、本震に伴い応力が増加することが期待される地域である。今回解析を行った4観測点は、DP.NNJ, DP.HRJ, N.TGIHの3点が膨張領域に、DP.FMJが収縮領域に位置し、前者では本震発生後に地震波速度の低下が、後者では増加が期待される。このような観点から前章の結果を検討した場合、N.TGIHにおける本震後のACFのラグタイム増加が唯一調和的な傾向を示すのみで、他の3点については応力変化の傾向との調和は見られない。

応力変化以外の要因の候補として、降水量との相関の有無を検討したのがFig.12である。これは、DP.NNJでの解析結果を、同観測点近傍に位置する、気象庁のアメダス七尾観測点での日別降水量と比較したものである。比較の手法が適切かどうかの議論は残るが、一見しただけではACFの変化と降水量の相関を見出すのは困難である。

DP.NNJやDP.HRJでは、本震発生の約2週間前から特定のフェイズのラグタイムに変化が見られ、本震発生とともに変化前の状態に復する現象が観測された。しかしながら、これらの現象を説明できる要因は現状では見当たらない。もしも、本震発生前の地

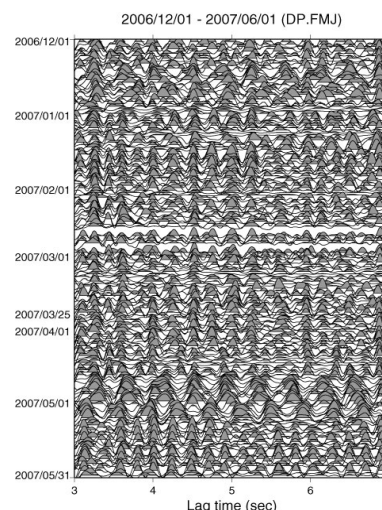


Fig.9: Temporal variation of ACF at station DP.FMJ for six months.

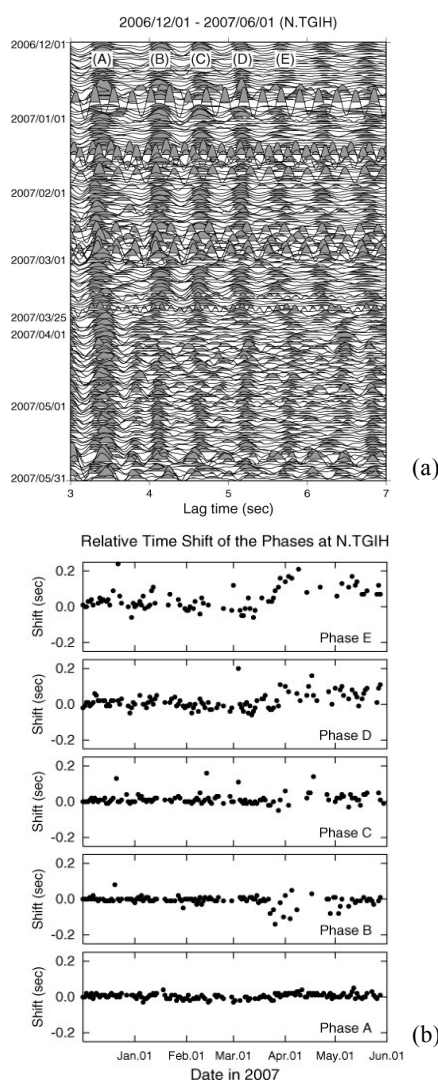


Fig.10: Temporal variation of ACF at station N.TGIH for six months. (a) Change of the shape of ACF's. (b) Change of the lag time of each phase.

殻応力の情報を反映しているのであれば興味深いことである。

8. まとめと今後の展望

能登半島地震震源域周辺の数点の微小地震観測点のバックグラウンドノイズの自己相関関数 (ACF) の時間変化を調べた。解析したACFには以下の特徴がみられた。(1)各観測点毎でACFの形が異なるが、時間的には安定したコヒーレントないくつかのフェイズが存在する、(2)特定のフェイズのラグタイムに地震前後での変化が見られることがある。

震央距離36kmのDP.NNJ観測点と45kmのDP.HRJ観測点では、本震発生の約2週間前からACFの特定のフェイズのラグタイムに変化が現れ、本震発生とともに従前の状態に復帰した。震央距離4kmのN.TGIH観測点では、本震後に全体として、フェイズのラグタイムが長くなる傾向がみられた。震央距離80kmのDP.FMJでは、本震発生に伴う特段の変化は検出されなかった。

ACFのラグタイムの変化は、考察している領域の地震波速度構造の変化によると考えられるが、今回は、能登半島地震の本震発生による地殻応力の変化や、降水量との相関は必ずしも明瞭ではなかった。今後、他の地球物理学的要因を含め、ACFの変化の要因を検討する必要がある。また、現状では解釈不能ながら、DP.NNJのように、地震前から地震波速度構造の変化が見られることが事実ならば、地震前の地殻応力変化の検出の可能性などと相俟って大変に興味深い。

謝 辞

本解析では、防災科学技術研究所の高感度地震観測網Hi-netの富来観測点(N.TGIH)を利用した。記して謝意を表す。作図にはGeneric Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998)を使用した。

参考文献

- 中原 恒 (2006) : 波動場の相互相関とグリーン関数との関係のスローネス法に基づく導出: 等方入射するランダムスカラー波の場合, 地震 2, pp.159-166.
- 松岡俊文・白石和也 (2008) : 地震波干渉法におけるグリーン関数合成と地下構造イメージング, 物理探査, 第61巻, 第2号, pp. 133-144.
- 横井俊明・ソス マルガリヤン (2008) : 地震波干渉法理論に基づくSPAC法の再検討, 物理探査, 第61巻, 第2号, pp.87-99.

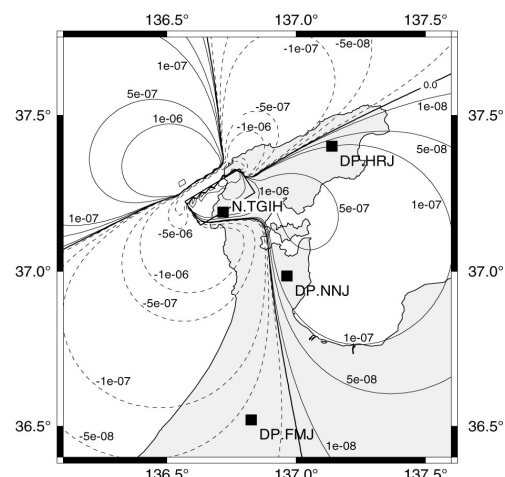


Fig.11: Change in volumetric strain caused by the mainshock. Fault parameters obtained by Horikawa (2007) are assumed. Open rectangle shows the surface projection of the fault plane model. Solid line contours denote dilatation while dashed line contours show contraction.

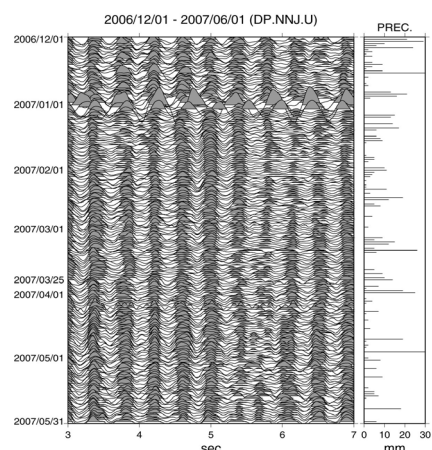


Fig.12: Temporal change of ACF's at station DP.NNJ together with daily precipitation at station JMA Nanao (AMEDAS).

- Clearbout, J. F. (1968): Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, Geophysics, 33, pp.264-269.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., and Wapenaar, K. (2006): Seismic Interferometry – turning noise to signal, The Leading Edge, 25, pp.1082-1092.
- Horikawa, H. (2008): Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, Earth Planets Space, 60, pp.1017-1022.
- Ohmi, S., Hirahara, K., Wada, H., and Ito, K. (2008): Temporal variations of crustal structure in the source region of the 2007 Noto Hanto Earthquake, central

- Japan, with passive image interferometry, *Earth Planets Space*, 60, pp.1069-1074.
- Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, pp.1018-1040.
- Sabra, K., Gerstoft, P., Roux, P., and Kuperman, W. (2005): Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03310.
- Sanchez-Sesma, F. J. and Campillo, M. (2006): Retrieval of the Green's function from cross correlation: The canonical elastic problem, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, pp.1182-1192.
- Sens-Schoenfelder, C. and Wegler, U. (2006): Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21302.
- Wapenaar, K. and Fokkema, J. (2006): Green's function representations for Seismic Interferometry, *Geophysics*, 71, pp.S133-S146.
- Wapenaar, K., Draganov, D., and Robertson, J. (2006): Introduction to the supplementary to Seismic Interferometry, *Geophysics*, 71, pp.S11-S14.
- Wegler, U. and Sens-Schoenfelder, C. (2007): Fault zone monitoring with passive image interferometry, *Geophys. J. Int.*, 168, pp.1029-1033.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998): New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. AGU*, 79, p.579.

Temporal Change of the Crustal Structure in the Source Region of the 2007 Noto Peninsula Earthquake Detected by Seismic Interferometry Technique

Shiro OHMI and Kazuro HIRAHARA*

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The seismic interferometry technique is applied to the continuous seismic waveform data obtained around the source region of the 2007 Noto Peninsula earthquake. We computed the autocorrelation function (ACF) of band-pass filtered seismic noise portion recorded with each seismometer at several seismic stations for each one day. In some stations, comparing each one-day ACF, we recognize temporal evolutions of the ACF, which are interpreted as the change of seismic velocity structure in the volume considered.

Keywords: Noto peninsula earthquake, seismic interferometry, ambient noise, change of subsurface structure