

精密制御定常震源装置を用いた
地震波伝播速度変化・減衰変化の高精度モニタリングに関する研究

(On the precise monitoring of seismic velocity and attenuation
with highly-stable artificial seismic sources)

辻 修平
(TSUJI, Shuhei)

名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻学位論文 博士（理学）

2021 年

目次

はじめに.....	6
1. 伝播速度変化と減衰変化に関する先行研究.....	8
1.1. 伝播速度変化.....	8
1.1.1. 伝播速度の変化を引き起こすメカニズム.....	8
1.1.2. 実験室における速度変化の研究.....	9
1.1.3. フィールドでの速度変化の研究.....	10
1.2. 減衰変化.....	12
1.2.1. 減衰変化のメカニズム.....	13
1.2.2. 実験室における減衰変化の研究.....	13
1.2.3. フィールドでの減衰変化の研究.....	15
1.3. 議論.....	17
1.3.1. 発展を促した観測・解析技術.....	17
1.3.2. アクロスの存在意義.....	19
2. 長期連続データの解析による地震波伝播速度の経年変化の発見.....	20
2.1. はじめに.....	20
2.2. 実験.....	20
2.2.1. アクロス震源と伝達関数.....	20
2.2.2. 観測点とその補正.....	21
2.3. 解析手法.....	22
2.4. 結果と考察.....	28
2.4.1. 推定された走時変化について.....	28
2.4.2. 距離依存性と方位依存性の検討.....	28
2.4.3. 経年変化と地震時の変化の推定される原因.....	33
2.5. 結論.....	34
3. アクロスを用いた減衰変化モニタリング手法の開発.....	35
3.1. はじめに.....	35
3.2. 手法.....	35
3.2.1. ノイズレベルの推定.....	35
3.2.2. 振幅変動の推定方法.....	36
3.2.3. 合成データによる性能試験.....	37
3.2.4. 淡路島 ACROSS のデータへの適用.....	38
3.3. 結果.....	42

3.3.1.	観測期間の走時・振幅変化.....	42
3.3.2.	地震時の変化.....	44
3.3.3.	注水実験時の変化.....	45
3.4.	議論.....	46
3.4.1.	地震時の変化の異方性.....	46
3.4.2.	振幅変化の回転不変値.....	52
3.4.3.	Qによる地震変動の比較.....	52
3.5.	結論.....	54
3.6.	付記: 推定誤差の導出.....	54
4.	議論.....	56
4.1.	東海地方における長期間の伝播速度変化・減衰変化推定の試み.....	56
4.1.1.	背景.....	56
4.1.2.	アクロス震源と観測網.....	57
4.1.3.	解析手法.....	58
4.1.4.	八百津観測点($\Delta = 11\text{km}$)における走時変化と振幅変化.....	63
4.1.5.	串原観測点($\Delta = 22\text{km}$)における走時変化と振幅変化.....	68
4.1.6.	鳳来観測点($\Delta = 57\text{km}$)における走時変化と振幅変化.....	71
4.1.7.	まとめ.....	74
4.2.	今後の展望.....	87
	参考文献.....	89
	謝辞.....	97

図の目次

図 2-1 森町アクロスと利用した Hi-net 観測点の位置	21
図 2-2 基準とした伝達関数	26
図 2-3 代表的な 8 観測点の走時変化	27
図 2-4 推定された経変変化率と地震時変化量	29
図 2-5 距離依存性と方位依存性	32
図 3-1 周波数領域でのアクロスの信号の特性	36
図 3-2 性能試験の結果	38
図 3-3 アクロス震源とボアホール地震計、および地震時の変化をもたらした地震の震源位置	40
図 3-4 時間領域の伝達関数と選択した P 波・S 波	41
図 3-5 全観測期間の走時変化と振幅変化	43
図 3-6 2000 年鳥取県西部地震と 2001 年芸予地震の前後 10 日間の振幅変化	45
図 3-7 注水実験が行われた期間の振幅変化	46
図 3-8 地震時の走時変化の方位分布	48
図 3-9 シミュレーションで得られた方位分布の例	49
図 3-10 フィッティング結果とパラメータ推定により求めた主軸方位	50
図 3-11 異方性の主軸方向の振幅変化	51
図 3-12 回転不変量の振幅変化	52
図 4-1 土岐アクロスと周辺の地震観測点(観測点未定につき仮の図)	58
図 4-2 各観測点を代表する時刻ずれ δt とエネルギー変化 $\alpha 2$ 及び、それらから計算した ΔAIC	61
図 4-3 八百津観測点における走時変化と振幅変化	65
図 4-4 串原観測点における走時変化と振幅変化	70
図 4-5 鳳来観測点における走時変化と振幅変化	73
図 4-A1 八百津観測点における、各波群の走時・振幅変化	78
図 4-A2 串原観測点における、各波群の走時・振幅変化	82
図 4-A3 串原観測点における、各波群の走時・振幅変化	86

表の目次

表 2-1 國友 (2014)の手法により校正したサンプリングタイミングのずれの期日の補正量.....	23
表 2-2 観測点更新に伴う走時変化補正量と補正に用いた期日および気象観測点	24
表 2-3 各観測点で推定された経年変化率と地震時の変化量、およびその速度換算値.....	30
表 3-1 地震前後の振幅比.....	53
表 3-2 振幅比から推定された地震時に伴う ΔQ^{-1}	53

はじめに

自然現象を理解するための最も強力な手法の一つに、時間的に連続に観測を行うことでその現象の特性を検出する「モニタリング」がある。この手法は、科学の発展において重要な役割を果たしてきた。例えば、天動説から地動説への転換は、科学史上の大きなパラダイムシフトであるが、この天体の運行という壮大な自然現象の特性も地道なモニタリングにより明らかにされた。当時主流であった天動説を覆し、地動説が出来上がる下地には、ケプラーの三法則やガリレオ衛星の発見があるが、ケプラーの三法則は、ケプラーの師にあたるティコ・ブラーエが残した膨大な観測データの解析によって見出されており、ガリレオ衛星が木星の周りをまわっていることは、ガリレオ自身が望遠鏡で連続的に木星の観測を行ったために発見されている。この手法は現代においても大きな成果を上げている。例えば、GPS に代表される衛星測位システムを用いた長期間に及ぶ地殻変動の連続観測は、プレート境界で発生した地震動を伴わない滑りを検出し(Ozawa et al. 2002)、新たなひずみエネルギーの解消プロセスを明らかにした。また、高感度地震観測網を用いて観測された連続波形データからは、火山周辺で見られるような長周期の地震動が、プレート境界でも発生していることが見いだされ(Obara 2002)、沈み込みに伴い蓄積された歪の解放プロセスの理解を大きく促進した。

現代の研究者たちが興味を持ち、モニタリングを試みているものの一つに、地下構造とその変化がある。地下で起こる岩石の状態や物性の変化は、地球科学・防災・資源探査などの広い分野で注目されている題材である。地球科学の目線では、地震の発生や火山の噴火といった短期的な現象やプレート運動に伴う地殻の変化やマンタルの対流の様子といった長期的で大規模な現象の観測とそのメカニズムの解明が試みられてきている。防災関連に目を向けると、地震の発生や火山活動の活発化の前兆となる現象を見つけ出すことや地震・火山噴火の発生時に被害を受ける、あるいは、受けやすい可能性がある地域を推定することが目的で研究が行われる。資源探査では、石油や天然ガスなどの貯留層の変化を調べ、採掘計画の調整を行うことが試みられてきている。

地下の変化を検出する際に広く使われる物理量に、地震波の伝播速度と減衰の大きさがある。これらは、媒質の状態の変化に伴って変化することが知られている。そのため、ある媒質について、地震波伝播速度や減衰の大きさの変化を観測することができれば、状態の変化を推定できる。例えば、一般に固結が進んだ砂層と未固結の砂地では、砂地の方が伝播速度は遅く、減衰が大きい(Lay and Wallace 1995)。また、伝播速度と減衰の大きさは、媒質中に流体が存在することによっても変化することが知られている(Mavko et al. 2009)。

しかし、地震波伝播速度や減衰の変化を検出し、そこから必要な情報を取り出すことには大きな困難が伴う。これは、地下構造の変化に伴うそれらの変化が極めて小さく、また、様々な要因によって変化してしまうためである。伝播速度の変化を例にとってみると、現在観測されている中で比較的大きな速度変化は地震の揺れに伴う変化である。しかし、日本の広い範囲で強振動が観測された 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う変化でも高々2%に過ぎない(例えば、Minato et al. 2012)。そのため、先に述べたような様々な地下構造変化の観測には非常に高い精度での観測が要求される。その一方で、フィールドで観測される速度変化には、 10^{-3} のオーダーで降雨に伴う変動が観測されることもある。この変化は、地震動に伴う変化を捉えることを目的とした場合にはノイズとなる。そ

のため、ノイズだらけのデータから希望のデータを取り出すことも求められる。

そこで、本研究では、地下構造の微小な変化を検出するために開発された人工震源装置アクロスを用いて、長期間にわたって連続的に、かつ、安定して地震波伝播速度の変化や減衰の変化を調べるための手法開発を行った。本研究により実現したことを列挙すると、以下のようになる。

- 速度変化のモデル化とフィッティング手法の開発

複素領域でモデル化を行うことで、ノイズレベルが高いデータでも安定してモデルフィッティングができる手法を開発した。これにより、信号がノイズに埋もれているようなノイズレベルが高いデータでも安定してモデルフィッティングが行えるようになった。これまでのアクロスの信号解析では、信号から走時変化を計算し、そのあと走時変化のモデルとフィッティングを行っていた。この手順を、走時変化のモデルを用いて信号の変化のモデルを作り、観測された信号変化と直接フィッティングするように改良した。

- 減衰変化検出手法の開発

ノイズレベルの変化に推定値の期待値が影響されない減衰変化推定手法を開発した。減衰の時間変化を、エネルギーに注目して考える際に、ノイズレベルの時間変化は偽の減衰変化を引き起こしてしまう。そこで、アクロスの信号の特徴を生かしてノイズのエネルギーを推定し、ノイズの変化に影響されない信号のエネルギー変化の推定手法を開発した。

これらの成果は、地震波伝播速度の経年的な増加の発見(第 2 章)と、地震動に伴う減衰変化検出及びその異方性の発見(第 3 章)により、それぞれその有効性が確認されている。前者では、長期データ解析手法の実用化と、速度変化のモデル化・フィッティング手法の開発の両者によって、東海地方で 10 年以上にわたり継続する走時の経年変化を発見することに成功した。この経年変化の解析は、アクロスから 35km 以内に位置する 13 観測点を対象にして、日々の伝達関数を直接データとして用いてモデルフィッティングを行ったが、開発した手法は遠距離のノイズの多い観測点でも安定したフィッティングを行うことができた。また、淡路島における研究では、地震時の強振動に伴う走時変化とその異方性が確認されているデータセットに開発した振幅変化推定手法を適用することで、地震に伴う減衰の増加を検出することができ、さらに、減衰変化にも異方性があることが発見できた。これによって、アクロスを用いることで、高精度に減衰変化の推定が行えることが示された。

本論文では、第 1 章で地震波伝播速度の時間変化や減衰の時間変化に関して先行研究で培われた知見をまとめ、第 2・3 章で先ほど示した本研究の成果を述べる。そして第 4 章では、本研究の時点でのアクロスを用いたモニタリングの到達点の確認のため、長期間の伝播速度変化・減衰変化の推定を試み、これを踏まえて今後の展望に関して議論する。

1. 伝播速度変化と減衰変化に関する先行研究

この章では、地震波の伝播速度・減衰の時間変化を扱った先行研究で得られた知見をまとめる。地震波の伝播速度変化や減衰変化は、地下で発生した変化の情報を含むため、盛んに研究が行われてきた。これらの研究は、実験室で行われる岩石実験やフィールドでの観測、あるいはこれらで得られたデータを説明する理論の構築といった形で進められてきている。これらの研究の成果として、速度や減衰を変化させる現象例やそれらを引き起こすメカニズムが解明されている。ここでは、それらの研究成果を、伝播速度変化に注目した研究と減衰変化に注目した研究に分けて、それぞれについて、考えられるメカニズム、それを解明してきた実験室での実験、フィールドで行われた研究の3項目に整理してまとめる。最後に、本分野の発展を支えた観測・解析技術についてその特徴を議論し、本研究で用いる人工震源装置アクロスの使命に関して考える。

1.1. 伝播速度変化

地震波の伝播速度は、剛性率と体積弾性率、密度によって支配されている。剛性率と体積弾性率は、剪断抵抗の大きさと荷載に対する体積変化を示す係数で、弾性定数を表現する組み合わせの一つである。本節では、物理的な振る舞いとの関係が分かりやすいことから、この二つを用いて弾性定数を表現する。ある媒質の弾性定数と密度は、応力変化や流体存在、岩石の接触面の状態変化といった、媒質の状態を反映して変化する。このことは、多くの実験室での岩石実験やその結果を理解するために行われた理論的な研究で確認され、その結果は、今やフィールドで地下構造の変化をモニタリングすることに利用されるまでになった。この節では、地震波伝播速度を変化させるメカニズムに関してまとめ、それを明らかにしてきた実験室における実験を総評する。そして、フィールドで行われてきた様々な研究に関しても、その研究手法に注目し、能動的な手法と受動的な手法に分けて紹介し、得られている知見をまとめる。

1.1.1. 伝播速度の変化を引き起こすメカニズム

伝播速度の変化を引き起こす代表的なメカニズムには、以下のようなものがある。

- 岩石中に存在する微小なクラックの開閉

岩石中に存在する微小なクラックの開閉は、弾性定数の変化をもたらし、地震波伝播速度を変化させる。一般的に、クラックが入ることで、剛性率や体積弾性率は低下し、地震波伝播速度も低下する(O'Connell and Budiansky 1974)。クラックによる剛性率や体積弾性率の変化は、周辺の岩盤の弾性定数とクラックの開閉しやすさの違いによるものであるから、伝播方向に依って変化の大きさが異なる。そのため、クラックが関係する速度変化は異方性を持つ(Nur and Simmons 1969a; Nur 1971)。

- クラック中への流体の流入出

含水率の変化も剛性率や体積弾性率を変化させる。岩石中での間隙水の存在場所は、岩石中のクラックであると考えられている。クラックが空の状態と、水で完全に満たされている状態を比較すると、水で満たされている状態の方が、P波・S波ともに高速度を示す(O'Connell and Budiansky 1974)。しかし、そ

の中間にあたる、液体と気体の両方が混ざってクラック中に存在している場合の挙動は複雑である。先ほどの O'Connell and Budiansky (1974)では、空のクラックと完全に水で満たされたクラックの割合を変えることで、液体と気体が混ざった状態を説明した。しかし、実際に計測される、中途半端に水を含む岩石のサンプルの伝播速度は、完全に乾いているサンプルと完全に水で満たされたサンプルの伝播速度の間に収まるわけではない。そこで、例えば、Mavko et al. (2009)では、液体と気体が混ざったものを「実効的な流体 (effective fluid)」と考え、その体積弾性率を、乾燥した岩石・液体・気体それぞれの体積弾性率と、空隙率、および気体・液体それぞれの飽和率から、Gassmann's relation を用いて推定する、より現実に即した手法が紹介されている。

- 接触面で発生する破壊や治癒

接触面で発生する破壊や治癒は、剛性率と体積弾性率を大きく変化させる。破壊が生じると剛性率・体積弾性率ともに低下し、治癒過程では増加する。治癒過程としては、接触面の変形に伴う場合(Snieder et al. 2017)や、化学的な作用を受けて構造が接着される場合(Adam et al. 2013)が挙げられる。これらの研究では、接触面は面全体がかみ合っているわけではなく、実際に接触している領域とそうではない領域が存在すると考えて、接触面の状態の時間変化を理解しようとする。前者は、外部からかかる応力によって、接触していた領域が粘弾性により変形し、より広い面積で噛み合うようになるという仕組みで、治癒過程を説明した。後者は、接していなかった領域に入り込んだ流体が周辺の岩石を構成する鉱物と化学反応を起こし、生成された沈殿物によって空隙が埋まり、実際に接触する領域になるという仕組みで治癒過程を説明した。

1.1.2. 実験室における速度変化の研究

実験室で行われる岩石実験の動機の一つに、実際に地下で起きていることのメカニズムを目の前で観測し詳細に理解したいというものがある。そのため、実験室で行われる岩石実験は、様々な環境を模すように実験環境を設定し、岩石の物性を測定してきた。研究室で設定される代表的な条件として、温度・圧力・含水率の3つがある。温度・圧力に関しては、地表付近の環境を反映する常温・常圧から、地下深部に対応する高温・高圧までの実験が繰り返された。含水率の変化は、降雨や地下水により水が供給された時の岩石の物性変化を対象とする。また、必ずしも水のみが対象ではなく、石油や天然ガス、二酸化炭素が研究対象とされることも多い。これらは、天然資源の貯留層やその周辺の岩石の物性を調べることで、実地での資源探査につなげることや、二酸化炭素と岩石の反応が二酸化炭素の地下貯留に与える影響を調べることでその目的となる。

地震波の伝播速度とその変化の計測は、ほとんどの実験で行われてきた。これは、実際にフィールドで計測された情報が多くの場合 P 波・S 波速度の形でもたらされるため、実験のデータとフィールドでの現象の対応がつけやすいからである。実験室での計測に利用される弾性波は、多くの場合、岩石サンプルに設置したピエゾ素子によって励起される。そのため、計測が行われる周波数帯域は、ほとんどの実験で数百 kHz を超える超音波の帯域である。初期は、P 波を対象として実験観測が行われ(Tocher 1957; Birch 1960)、S 波を発振可能なピエゾ素子が開発されて以降は S 波についてもさかんに実験観測(Simmons 1964; Nur and Simmons 1969a)が行われるように

なった。さらに、速度の異方性とサンプルの構造の対応に注目した実験も行われた。クラックの配向方向や、切断面の向きと角度に対応して圧力や応力の変化とともにどのような速度変化が計測されるかが調べられた(Tocher 1957; Nur and Simmons 1969b; Nur 1971)。最近では、メカニズムをより詳細に解明するために、実験を行う状況やサンプルに工夫を凝らすことも行われる。例えば、Tillotson et al. (2014)は、コイン状の亀裂が偏向配列するように人工的に作成した砂岩のサンプルを用いて、水とグリセリンで飽和させた際のS波スプリッティングを計測し、その差を示した。

このようにして様々な条件下で計測された伝播速度の変化から、前節の3種類のメカニズムが明らかになった。岩石の圧縮試験時の計測結果は、圧力の増大とともに、P波・S波の両方で伝播速度が増大することを示した(Birch 1960; Birch 1961; Simmons 1964; Christensen and Wang 1985)。空隙率と変化の大きさが良く対応すること、伝播速度やその変化に異方性がみられたことがクラックとの対応を示唆し、圧縮時に発生する微小破壊音(Acoustic Emission: AE)のモーメントテンソル解析によって、クラックの開口・閉塞をメカニズムを持つAEの発生が観測されて決定打となった(Chang and Lee 2004)。これにより、応力の変化に伴う岩石中のクラックの開口・閉塞が、伝播速度変化の原因であることが推測された。岩石の飽水率を変化させる実験では、飽水率の変化に伴って伝播速度の大きな変化が見られ、間隙流体の存在が地震波速度変化をもたらすことがわかった(Nur and Simmons 1969b; Cadoret et al. 1995)。岩石の治癒過程に伴う変化を観測するために、玄武岩と二酸化炭素を含んだ水の反応により、炭酸塩鉱物が玄武岩中のクラックに沈殿し、速度変化を起こす様子を捉えた実験(Adam et al. 2013)も行われた。

1.1.3. フィールドでの速度変化の研究

フィールドで行われる研究のモチベーションとして、地下で起こっている現象のモニタリングがある。初期の研究対象は、地下で起こる応力変化の検出で、これらの研究の最終的な目標は地震予知であった。この背景には、岩石実験の成果として、地震波伝播速度が応力と共に変化することが判明したこと、大きな地震に伴って前兆的な V_p/V_s の変化が報告されたこと(例えば、Aggarwal et al. 1973)がある。実験室での実験からは、岩石サンプルが破壊強度の約半分を超えた応力を受けた際に、相対的な体積膨張を示し、圧縮軸の方向の強度が低下することが分かっていた(例えば、Wawersik and Brace 1971)。観測された速度変化は、このダイヤランシーと呼ばれる現象が実際のフィールドで観測されたものと考えられ、大きな期待をもって観測が行われた。しかし、詳細な検討が行われた結果、地震に先行するような明瞭な変化は確認されず(例えば、McEvelly and Johnson 1974)、パスの変化や震源位置の不確かさによる影響だと考えられるようになった。その後、フィールドでの速度変化計測の対象は、地下の構造変化へとシフトする。そして、地震時(Ikuta et al. 2002)や火山活動の活発化(Wegler et al. 2006)に伴って伝播速度が大きく変化することが判明すると、地震時の強振動や火山活動に伴う地殻変動による地殻構造の変化を地震波伝播速度変化によってモニタリングすることが目的となってきた。また、多くの研究が行われたことにより、最近では、長期間モニタリングを行いその変化を議論することも行われ始めている(Rivet et al. 2014)。

研究の手法としては、自ら励起した地震波を用いる能動的な手法と、自然現象によって励起された地震波を用いる受動的な手法の2つに分けられる。能動的な手法は、受動的な手法と比べて走時変化をより高精度で計測

できるが、その適用範囲は震源装置の周辺に限定されるという特徴がある。一方、受動的手法は、適用可能な範囲が広く利用する信号も一般には強いため、広範囲の解析が可能であるが、時空間分解能を向上させることが困難であるという特徴を持つ。能動的手法で用いられてきた震源には、ダイナマイトや含水爆薬を用いた発破、エアガン、水槽と hidroポンプ、錘を利用した振動装置などが挙げられ、受動的手法で用いられてきた震源には、相似地震や雑微動がある。

これらの手法に共通する課題に、フィールドにおいてどのように微小な速度変化を検出するかというものがある。ほぼすべての速度変化を推定する研究は、地震波の走時変化を計測することで速度変化を捉えているため、走時変化の正確な計測が不可欠である。この問題は、観測される波形に含まれる走時変化をどのように検出するかという信号処理の問題と、発振や震源の変化に起因するばらつきをどう校正するかという信号自体の問題に分けられる。走時変化検出のための信号処理にはクロススペクトルがよく用いられる。クロススペクトルは、数学的には相互相関関数のフーリエ変換にあたり、信号の位相差から走時変化の情報を取り出すことになる。時間領域の相互相関手法では、時間分解能がサンプリング間隔になるが、クロススペクトルを用いることにより、二つの波形の間のサンプリング周波数未満の小さな時間差でも検出できる。なお、この際の最小時間分解能は、信号雑音比(S/N)によって決まる。一方、信号自体の問題は、時期と手法により様々な工夫がなされた。初期の能動的な手法では、発信に際しては発振時刻の制御誤差を詳細に計測し、受信に際しては正確な時計で構成するか、発信側と同じ収録システムで計測する(安藤・他 1980)といった工夫を行うことで、正確な計測を行った。その後、GPS が一般に普及したことで、GPS の時刻情報を用いて非常に正確な時刻が世界中のどこでも得られるようになってからは、この問題は一変した。観測と発信の同期は、すべての機器の時計を GPS に同期させることで実現されるようになった(Korneev 2000; Yamaoka et al. 2001)のである。受動探査でも時刻の正確さは問題になった。相似地震を用いた研究(Poupinet et al. 1984; Schaff and Beroza 2004)では、走時の遅れを地震波形状の時間の関数として計算することで、正確な発信時刻がわからなくても走時変化を計測できるように工夫を行った。この手法では、伝播速度の変化があったならば、コーダ部分のより長い距離を伝播した波形はより大きく走時の遅れを示すだろうという考えに基づいている。

能動的な手法で行われた研究は、計測可能な領域が震源装置の周辺に限られるものの、高精度な計測が行えることから、受動的な手法に先んじて様々な現象を発見してきた。初期の研究で盛んに議論されたのは、地球の潮汐応答に伴う地震波伝播速度の変化である(De Fazio et al. 1973; Leary et al. 1979; 安藤・他 1980)。しかし、これらの研究では、計測期間や間隔、誤差の問題から明確な対応は見えず、はっきりとした潮汐に伴う変化の報告例は、Yamamura et al. (2003)まで達成できなかった。その後、アメリカのパークフィールドでバイブロサイズを震源として用いて 10 年以上にわたり連続して地震波変化を計測し、地震の予知を目指す大規模な計画が行われた(Karageorgi et al. 1992; Karageorgi et al. 1997)。彼らは、P・S 波の走時変化と断層で起こる様々な現象との関連を見つけ出し、地震の発生の前兆現象を見つけることを試みた。その結果、速度変化と対応する現象として、微小な地震活動や断層で観測されたクリープ、地下水位の変化が報告されたが、残念ながら予知に使えるような現象が観測されるということにはなかった。次に注目を集めた現象に、地震に伴う伝播速度の変化がある。淡路島

で行われた断層解剖計画の一環として行われた人工震源装置アクロスの連続運転実験は、実験期間中に発生した震央距離 150-200km の 2 件の地震に伴う走時変化を明瞭に検出した。このような地震時の走時変化は、以後様々な手法・場所で観測されるようになり、現在では一般的な現象として認知されるまでになっている。一方、高精度なデータの蓄積は、長期間にわたり継続するわずかな変化を検出することを可能とした。本論文の第 2 章では、中部地方に展開されたアクロスの信号を用いて 10 年以上にわたり継続する走時変化を検出した研究について詳細を述べる。また、人工震源ならではの時空間分解能の高さを生かす取り組みも行われている。たとえば、Wang et al. (2020)は、気温や気圧の変化に伴う日周変化の振幅が山間部の観測点と盆地にある観測点で異なることを明らかにした。

受動的な手法で行われた研究は、観測のみで計測が行えることから、様々な場所で試みられてきている。初期のころは、相似地震を用いた手法が提案され、活断層周辺で適用されたところ、地震前後で伝播速度が変化したことが報告された(Poupinet et al. 1984)。その後、連続波形データが得られるようになり、散乱場の研究によって、地震波干渉法が考案され、地震波干渉法を応用した速度変化の解析手法(Snieder et al. 2002; Snieder 2004; Sens-Schönfelder and Wegler 2006)が確立すると、その簡便さから一気に利用されるようになった。その結果として、世界各地で地震波干渉法による速度変化の検出が試みられ、地震に伴う地震波伝播速度の遅れが報告された(Brenguier et al. 2008; Hobiger et al. 2012; Minato et al. 2012; Ikeda and Tsuji 2018)。また、火山地域での適用により火山活動に伴う変化も報告された(Brenguier et al. 2008; Clarke et al. 2013)。これらの研究からさらに一歩進んで、変化の空間分布に注目する動きもある。例えば、Brenguier et al. (2014)では、東北地方太平洋沖地震に伴う伝播速度の減少が大きかった領域と東北地方の脊梁山地が重なることを示し、地下の火山性流体の影響を示唆した。また、Pei et al. (2019)では、断層面状の速度変化の分布を推定し、地震時の滑り量と比較を行うことで、地震発生時とその後の回復過程のメカニズムの解明に大きな情報を加えた。

1.2. 減衰変化

一般的に地震学で扱われる減衰は、以下の3つに大別される。

- 幾何減衰

伝播距離に応じて到達するエネルギーが減少する現象。震源で発生したエネルギーは、様々な方向へと放射され、波面上に分配される。そのため、伝播距離が大きくなるにつれて、単位面積当たりの(すなわち観測点で観測される)エネルギーは小さくなる。

- 散乱減衰

構造の不均質により散乱が生じ、直達波として届くエネルギーが減少する現象。そのため、初期に保持されていた直達波の弾性エネルギーは、経路変化して別の場所に到達するか、後続波として届くようになるだけで、波動エネルギーの形のまま保存される。

- 内部減衰

摩擦熱や媒質の破壊にエネルギーが使われることにより生じる。そのため、エネルギーは弾性エネルギーから、熱エネルギーや媒質を構成する結晶の結合エネルギーに形を変える。

ここから減衰の時間変化を論じるにあたり、ここで取り上げる減衰変化を「ある観測点における、ある波群の弾性エネルギーの変化」と定義したい。これは、これまでに行われてきた研究の大半が、ある岩石試料に関する変化や、ある観測点における変化を論じられていることを踏まえている。こうして観測点を固定することで、幾何減衰とそれ以外を切り分けて考えることができるようになったが、ある観測点で観測された減衰変化から、散乱減衰と内部減衰のそれぞれの寄与を分離して考えることは困難である。なぜならば、経路変化を伴う散乱減衰は、ある観測点へと伝播していたエネルギーを別の場所へと運ぶため、観測点で観測されるエネルギーを減少させ、見かけ上内部減衰と同じ波形変化を引き起こしてしまうためである。そのため、先ほどの3種のうち、散乱減衰と内部減衰が合わさったものがこの後取り上げる減衰変化となる。

ここからは、速度変化と同様に、減衰変化を引き起こすメカニズムを整理し、それらを対象にして行われた実験室での実験とフィールドでの実験の総評を行う。

1.2.1. 減衰変化のメカニズム

減衰変化をもたらす代表的メカニズムとして、以下のようなものが挙げられる。

- 岩石中の微小クラックに起因する減衰

クラックの開閉やクラック中の流体の流入出は、弾性波エネルギーを熱エネルギーの形に変換し、減衰を引き起こす。特にクラック中に存在する流体が、弾性波の通過に伴うクラックの開閉によって流動し、その際の粘性抵抗によって弾性波のエネルギーの一部が熱エネルギーになることは、観測されている減衰の大きな要因と考えられている(O'Connell and Budiansky 1977; Piau 1980; Pride et al. 2003)。また、前章で挙げたように流体の存在は地震波の伝播速度を変化させる。そのため、伝播経路の変化をもたらす、散乱特性の変化も同時に起こす。このような散乱減衰は、実際に観測される減衰の大きな要因とみられており (Sato 1982; Xu and King 1990; Shapiro and Kneib 1993)、特に不均質な媒質での減衰で大きく効くとされる。

- 接触面で起こる現象による減衰

岩石中に存在する構造境界(接触面)で発生する、粒子同士の摩擦や、接触面の破壊は、弾性波のエネルギーを消費し、減衰を生じさせる(White 1966; Walsh 1966)。接触面で生じる摩擦は、結晶質な岩石でよく見られ、岩石実験の結果をよく説明する(Winkler et al. 1979; Winkler and Nur 1982)。しかし、実際にフィールドで観測されたデータに弾性波振幅と減衰の大きさの間の相関がみられないことから、フィールドにおける支配的なメカニズムではないという指摘もある(Winkler and Nur 1979)。

1.2.2. 実験室における減衰変化の研究

地震波の減衰は、地震波の伝播速度と共に実際のフィールドでも観測可能で、かつ岩石の性質を特徴付ける物理量であるため、地下構造の解明や地下で発生する現象の理解のために盛んに研究が行われてきた。多くの研究者たちが伝播速度のみならず、減衰にも注目した理由として、減衰が媒質の含水率変化や接触面の状態変

化により敏感であった点が挙げられる(Nur and Simmons 1969c; Toksöz et al. 1979; Winkler and Nur 1982)。初期の実験によって得られたこの特徴によって、計測の困難さを乗り越えて多くの実験が行われた。研究が進み、知見が積み上げられるにつれて、振幅変化は地下に存在するクラックやそのクラック中の流体の有無に非常に敏感であることが判明すると、間隙流体の挙動解明や、地下の石油・天然ガスなどの資源探査といった様々なモチベーションを生み出した。また、接触面の状態変化に敏感であることは、断層で起こる現象の理解に有用であると考えられ、地震発生の物理を研究する研究者たちの興味も集めた。近年では、地震波伝播速度と同様に、二酸化炭素の地下貯留を行う際に、地下に圧入した二酸化炭素の挙動把握への応用が考えられており、環境問題という新たな応用分野が生み出されている。

実験室における減衰変化の計測では、地震波の透過振幅を直接計測する手法と、観測されたスペクトルを利用して計測する手法の2種類が主に用いられてきた。単純な振幅計測という手法があるにもかかわらず、スペクトルを利用した手法が考案されたのは、振幅の直接計測では、受信器や発振器の接触状態の変化によって大きく影響を受けてしまうためである。スペクトルを利用した減衰推定の手法は、観測された共振スペクトルのピークの広がりをもとにクオリティーファクター(Q)を推定する手法と、Qが周波数に依存しないというモデルを用いて基準となるサンプルと測定対象のサンプルの間で観測されたスペクトルの比を計算して推定する手法の2種類が用いられてきている。前者は、減衰がある媒質の中では、観測されるスペクトルの形状が鈍り、発振器で発生させた周波数の周辺に滲み出すことを利用した減衰係数推定手法である(Birch 1975)。減衰係数Qが、発振周波数 f_0 と観測されたスペクトルの半値幅 Δf を利用して、

$$\frac{1}{Q} = \frac{\Delta f}{f} \quad (1-1)$$

と書けることを利用して、スペクトルカーブの裾の広がりからQを推定する。後者のスペクトル比を用いた手法は、Qが周波数に依存せず、一定の値をとるというモデルに基づいて、基準試料と観測対象のQの差を推定する。この手法を、Toksöz et al. (1979)での手法をもとにして説明する。今、基準試料の振幅スペクトル A_1 と観測対象のスペクトル A_2 をそれぞれ、

$$A_1(f) = G_1(x)e^{-\alpha_1(f)x}e^{i(2\pi ft - kx)} \quad (1-2)$$

$$A_2(f) = G_2(x)e^{-\alpha_2(f)x}e^{i(2\pi ft - kx)} \quad (1-3)$$

と書く。ここで、 α は周波数依存した減衰係数、 f は周波数、 x は震源からの距離、 k は波数、 v は伝播速度、 G は観測点配置などの幾何学的要因を示す係数を表す。次に、 A_1 と A_2 の比をとると、

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{G_1}{G_2}e^{-(\alpha_1(f) - \alpha_2(f))x} \Leftrightarrow \ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) = (\alpha_2(f) - \alpha_1(f))x + \ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right) \quad (1-4)$$

α について、Qが周波数に依存せず一定であるとする、

$$\alpha(f) = \frac{\pi f}{Qv} \quad (1-5)$$

と表せるので、これを用いて、

$$\ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) = \left(\frac{1}{Q_2v_2} - \frac{1}{Q_1v_1}\right)\pi xf + \ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right) \quad (1-6)$$

と表せる。こうして、振幅比の対数の周波数に関する比例係数を調べることで、減衰の差を求めることができる。なお、ここで用いた Q が周波数依存せず一定であるという仮定は、単純な透過振幅測定を行った研究や、この共振周波数を利用した研究により、様々な周波数帯域で観測が行われた結果、岩石実験や一般的な構造探査で用いられる帯域において妥当であることが判明している(Knopoff et al. 1964; Jackson and Anderson 1970)。

このように、様々な工夫を用いて行われてきた実験の成果から、先に紹介した変化のメカニズムが解明された。実験で行われた内容は、地震波伝播速度と同じく、圧力変化や応力変化に伴う透過振幅・減衰係数の変化の計測(Peselnick and Outerbridge 1961; White 1966; Gordon and Davis 1968; Birch 1975; Mavko et al. 1979)や、含水率と透過振幅・減衰係数の変化の計測(Clark et al. 1980; Tittmann et al. 1980; Winkler and Nur 1982; Murphy 1982; Vo-Thanh 1995)である。これらの実験の結果、 Q が圧力や応力の増加に伴って増大すること(すなわち減衰が減少すること)や、流体の存在により減衰が変化することが確認された。特質すべき点として、変化率で考えた場合、地震波伝播速度の変化よりも減衰変化のほうが大きいことがあげられる。例えば、(Zaima and Katayama 2018)では、常圧から破壊までの 3 軸圧縮試験の結果、速度変化は高々 30%であったが、振幅は、大きく変化する場合だと一度 120%程度まで増加した後、減少に転じ 0%近くまで減少することが報告されている。

これらの基本的な研究によりメカニズムがある程度絞り込まれたため、ターゲットを絞った研究もおこなわれている。クラックが関連する減衰に関しては、薄い板状の資料を積み重ねる(Chichinina et al. 2007; Pyrak-Nolte et al. 2008)、あるいは、細かい粒子を固めて成型する(Amalokwu et al. 2014; Tillotson et al. 2014)ことによって、偏向したクラックの存在する媒質の特性を調べる研究例がある。これらの研究によって、クラックの存在は減衰係数に異方性を生じさせること、流体の存在は異方性を強調する傾向があること、しかし、その異方性の大きさとクラックの配向方向の関係は単純なものではなく、媒質や流体の種類によって変化するということが判明している。摩擦面での現象に注目した研究では、透過振幅の計測と速度状態摩擦依存則を用いた摩擦強度推定を組み合わせたユニークな研究が行われ、透過振幅と摩擦面の強度に非常明瞭な対応があることが発見された(Nagata et al. 2008)。また、摩擦面に存在する流体や揮発物の存在が、特に高温な条件で、影響することも指摘された(Clark et al. 1980; Tittmann et al. 1980; Pyrak-Nolte et al. 1990)。

1.2.3. フィールドでの減衰変化の研究

フィールドにおける減衰変化の研究のモチベーションは、減衰変化のメカニズム解明から始まり、現在では速度変化の研究と同じく、地下で起きた変化のモニタリングにある。最初にフィールドにおける減衰の時間変化が報告された研究例は Chouet (1979)と思われるが、彼の論文では、その原因に関して、何らかの説明が必要であると述べるにとどまっていた。その後、世界各地で地震の発生や火山活動などのイベントに伴う減衰の時間変化が報告されたことと、岩石実験により減衰変化のメカニズムが解明されたことによって、これらの減衰変化が地下構造起因であることが推測され、減衰を用いた地下構造変化の観測が試みられるようになった。現在の振幅変化を利用した研究対象は、地球科学分野では地震の発生や火山の活動に伴う変化が、工学的な応用例としては、石油・天然ガスの貯留層の状態変化や、二酸化炭素の地下貯留の状態監視が挙げられる。これらの研究対象は伝播速度変化を用いたモニタリングとほとんど同じであるが、減衰変化のほうが伝播速度変化よりも流体の存在や

接触面の状態変化に敏感であることが室内実験の結果で得られているため、減衰変化によるモニタリングに関しても研究が進められている。

フィールドにおける減衰変化の観測は、震源と観測点の状態がより変化しやすいため、室内での実験以上に困難であり、様々な工夫がなされてきた。手法として大別すれば、減衰変化も能動的・受動的手法の両方によって研究されてきている。能動的手法は、震源の情報が比較的良好にわかっているため、実験室で行われるような振幅の計測が可能である。そのため、震源と観測点に近い場合には、特別な仮定を置くこともなく、比較的高精度な計測が可能であった(Yamamura et al. 2003)。一方、受動的手法では、震源や媒質について何らかの仮定を置かなくては、減衰変化の推定ができない。代表的な手法は、Coda 波に注目して走時に伴う振幅変化をモデル化しフィッティングする手法と、岩石実験で用いられてきたスペクトル比を用いる手法である。Coda Q を用いる手法では、コーダ波の振幅が、走時とともに指数関数的に減少することを利用している。例えば、Chouet (1979)では、コーダ波の振幅が、

$$A(\omega|t) = c(\omega)t^{-1} \exp\left[-\frac{\omega t}{2Q_c(\omega)}\right] \quad (1-7)$$

と書けることを用いて、 Q_c を推定し、その時間変化を計測した。なお、 ω は角周波数、 t は地震発生時刻からの経過時間、 $c(\omega)$ は、地震と散乱源の影響を表す係数である。スペクトル比を利用する手法で用いられる仮定は、 Q が周波数によらず一定であるというものである。これに加えて、用いる震源にも工夫を加える。岩石実験では問題にならなかったものの、フィールドで自然地震を震源として用いるときには、震源の位置や震源でのスペクトルの推定に誤差があると、振幅スペクトルの比をとる際に影響を受ける。そこで、同じ断層で同じメカニズムで発生する相似地震を震源として用いることで、この影響を抑える工夫がなされる。また、震源スペクトルをモデル化し、さらに影響を低減させる試みもなされる。

これらの工夫によって観測されるようになったフィールドでの減衰によって明らかにされたことをまとめる。Coda Q による減衰変化研究によって明らかになったこととして、そもそも減衰特性が時間とともに変化していること、そして地震や火山活動に伴い減衰の時間変化があることが挙げられる。先ほども紹介したように、減衰の時間変化が最初に発見されたのは、Coda Q を用いた手法であった。その後、多くの研究者が Coda Q の時間変化を研究したことにより、地震時の変化や、地震に先行した変化が報告され、また、その空間分布も検討されることとなった(Sato 1986; Huang and Kisslinger 1992; Sugaya et al. 2009; Padhy et al. 2013)。この結果として、地震発生に伴い、余震発生域より広い領域で減衰の変化が発生することが突き止められた。この原因については、岩石実験の結果も踏まえて、クラックの生成・再開口やそれに伴う地下水の移動であると解釈された。さらに、同じ試みは火山周辺でも行われ、火山活動に伴う Coda Q の時間変化も報告されることとなった(Fehler et al. 1988; Domínguez R. et al. 2003)。こちらに関しては、周波数依存性があまり大きくないことが多く、散乱特性の変化の形で解釈されることが多い。この散乱特性の変化は、火山活動による地殻変動によるクラックの開閉や流体の移動として説明される。

次に、スペクトル比の比較を用いた手法では、Coda Q を用いた手法で判明していた地震時の変化をより詳細に観測することに成功している(Chun et al. 2004; Allmann and Shearer 2007; Kelly et al. 2013; Wang and Ma 2015)。

これは、Coda Q が散乱波を利用しているため、観測点付近平均的な特性を反映するのに対して、スペクトル比を用いる手法は、直達波が伝播した領域の変化を捉えているためである。このため、地震時の減衰変化を引き起こした領域の特定に挑戦し、地震時の破壊域との対応を議論するところまで行われた(Kelly et al. 2013; Wang and Ma 2015)。また、火山活動に伴う変化を検出しようと試みた例もある(Titzschkau et al. 2010)。彼らの論文では、頻繁に噴火している火山活動が活発な時期に、減衰の増加がみられたことが主張されている。

能動的手法を用いてフィールドで行われた研究では、数こそ少ないものの、高い解像度を生かした微細な減衰変化の検出がなされている。例えば、Liu et al. (1993)では、時間変化を計測したわけではないものの、ボアホール内で運転させたバイブレータータイプの震源と、それを囲むように設置した観測点で観測される伝播速度と減衰の大きさと、地盤のフラクチャーモデルによって合成した波形から推定されるそれらの値とがよく対応することから、クラックやその連続体としてのフラクチャーが大きく影響することを突き止めた。Yamamura et al. (2003)はピエゾ素子を利用して、観測壕内で振幅変化を観測し、月・太陽両方による地球の潮汐応答に対応した振幅変化を検出することに成功した。Daley et al. (2008)は CO₂ の圧入に伴う振幅変化を検出し、数値計算で予想された値とおおむね整合的な振幅変化が得られたことを報告している。また、我々のグループもアクロス信号のエネルギーに注目した振幅変化計測手法を開発し、淡路島で行われた実験のデータに適用する研究を行った。この詳細は、第 3 章にて述べる。

1.3. 議論

ここでは、これまでに紹介してきた先行研究を踏まえて、フィールドでの伝播速度・振幅の変化を取り扱った研究を大きく発展させた要素を考え、本研究で用いる人工震源装置アクロスがどのように位置づけられ、何が求められているかを考える。

1.3.1. 発展を促した観測・解析技術

初めに、これまでに紹介してきたフィールドでの伝播速度変化・減衰変化の研究において、これらの研究を大きく発展させることになった契機を考える。伝播速度変化の研究において重要な役割を果たしたことは、クロススペクトルによる走時変化計算法が利用されることになったことと、地震波干渉法が実用化され、世界各地で適用されたことだと考える。クロススペクトルは、サンプリング間隔を超えた精緻な走時変化の解析を実現させ、地震波干渉法は、多くのケーススタディーから地下で起きている様々な変化の全体像を浮かび上がらせた。減衰変化の研究においては、Q が周波数によらないというモデルが実用上利用可能と判明したことと、Coda Q を用いた減衰変化推定手法が考案されたことだと考える。Q 一定のモデルは、スペクトル比を用いた減衰変化推定法を岩石実験からフィールドまで幅広い範囲で適用可能にし、Coda Q による推定法は、減衰変化という現象が普遍的に発生することだと明らかにした。

これらの研究を発展させてきた契機から見えることは、様々な場所で適用が可能で、かつ適用に複雑な手順が必要とされない解析手法が開発されることが、我々の自然現象に対する理解を深めてきたということである。ク

ロススペクトルは、相互相関の周波数領域における表現で、数学的にも、計算を行う上でもわかりやすく、時系列データ全般に適用できるため、実用性に富む。地震波干渉法は、その背後にある散乱場の研究は複雑だが、解析として行う処理は単純に相互相関を計算するだけなので、波形データがあれば簡単に適用できる。Q一定のモデルと、Coda Q を用いた手法は、振幅変化という取り扱いの難しい情報に触れることなく、減衰の時間変化を議論できるようにした。このように、発展の契機となった手法は、様々なデータへの適用が簡単に行えるという共通した特徴を備える。

次に、これらの簡易で汎用性の高い手法がどのようにして様々な現象を明らかにしてきたのかを考える。先ほど挙げた地震波干渉法や Coda Q を用いた手法は、伝播速度・減衰の変化を検出するための手段でしかなく、何らかのデータに適用を行わなくては自然現象を観測することができない。また、適用結果が何を示しているのかを検討することができなければ、その研究は地球科学の発展に寄与することができない。そのため、これらの手法をどのようなデータに適用すると何が見えるのかを示唆してきた道しるべや、より原理的な部分でメカニズムと現象を結びつける研究も地球科学の発展には欠かせない要素である。

このような、大量のケーススタディーの道しるべとなり、原因究明のための礎となったものは、数少ないながらもフィールドで行われた能動的手法による高精度な計測であると考えられる。フィールドで行われた能動的手法を用いた研究は、その大半が人工震源ならではの高分解能を生かし、実験室で行われた研究と実地観測された現象との比較を試みている。これら試みにより、実験室で解明された速度変化や振幅変化のメカニズムがより大きなスケールでも適用するかが議論され、それをもとに、どのような変化が観測されるのかの検討ができるようになる。この流れは、特にフィールドで行われた速度変化の研究で顕著であった。能動的手法を用いた研究は、潮汐応答や降雨の影響、地震に伴う変化などを受動的手法に先駆けて発見し、多くの研究をけん引してきた。

最後に、研究の進歩を支える要素として、観測技術の進歩を取り上げたい。研究の発展に大きく寄与した観測技術の進歩として、GPS による正確な時刻同期の実現と、連続波形記録の収録・配信環境の整備があげられる。時刻同期の重要性は、フィールドにおける速度変化の項でも述べたとおりである。一般的な電子機器の内部時計のクロックは水晶発振子を振動子として用いているが、その精度は 1×10^{-4} から 10^{-6} 程度である。フィールドにおける速度変化の計測では、数秒の走時に対するサブ ms の走時変化を計測することが求められるので、水晶発振子では精度が不足している。一方、GPS の時刻を規定するセシウム原子時計の精度は、 1×10^{-10} を超える。そのため、GPS を用いることで機器の時刻精度を十分な精度で担保できる。しかも、この精度は地球上のどの場所でも得ることができるため、発振者と観測者が独立に実験をしていても互いに GPS に同期している限り、原理上は計測が成立する。GPS の持つこのような画期的な精度と汎用性は、データの品質を一気に向上させることとなった。連続波形記録の果たした役割は、地震波干渉法による速度変化の推定や、スペクトル比による振幅変化推定手法といった、2000 年以降に活用が本格化した解析技術が、いずれも連続波形データが利用できることにより成立していることからわかる。連続波形データは 1990 年ごろに収録が始まり、2000 年には GPS を利用した正確な時刻同期が一般的に行われるようになった。国内では、1995 年に発生した阪神淡路大震災を契機として、高感度地震観測網 Hi-net が全国的に整備され、高品質な連続波形データの利用が可能となっている。さらに、

現在では海底地震観測網まで含む観測網が整備されており、これらの観測網の高品位なデータは、現在行われている様々なモニタリングを支えている。

1.3.2. アクロスの存在意義

アクロスとは、精密制御定常信号システム(Accurately Controlled Routinely Operated Signal System : ACROSS)の頭字語で、GPS 時計に正確に同期して偏心錘を回転させることで短期・長期の両方に関して安定性を担保した地震波を発生させることができる震源装置である。アクロスの特色は、送信信号の設計にある。周波数コムと名付けられた思想に基づく信号設計は、ノイズのエネルギーを独立に推定することと、複数台の震源を同時に運用することを可能にした。そのため、計測を中止することなくノイズレベルの推定が行え、かつ、たとえ同じ周波数帯域で送信が行われていたとしても、どの震源装置から送信した信号なのかを判別することができる。

これまで、アクロスは、主に地下構造の微小な変化を検出するために利用されてきた。Yamaoka et al. (2001)では走時変化の分解能が 0.1ms に達することが示され、Ikuta et al. (2002)では、15 か月間のアクロスの連続運転によって、地震に伴う強振動による伝播速度の変化を初めて捉えることに成功している。Tsuji et al. (2018)では、東海地方において、10 年間以上の連続データを解析し、年間変化量が地震時の変化の 10 分の 1 程度の微小な伝播速度の増加が観測期間を通して継続していることを発見した。

このように、アクロスは、新分野の開拓者として、研究分野をリードする成果を上げてきたため、その位置づけは、前節で 2 番目に挙げた、道しるべや礎となる観測技術であると考えられる。実際に、アクロスによって世界に先駆けて解明された現象のうち、地震時の変化(Ikuta et al. 2002)は、地震波干渉法による多くの研究が後を追うようになされており(Brenguier et al. 2008; Sawazaki et al. 2009; Hobiger et al. 2012; Minato et al. 2012)、世界に先駆けて行われたことは明白である。また、経年的な変化(Tsuji et al. 2018)については、海溝付近に設置された海底地震計を用いた研究で類似の現象が報告されており(Ikeda and Tsuji 2018)、海底地震観測網の利用拡大や長期間のデータ解析がより一般的になるにしたがって、報告例が増えると考えている。

これを踏まえると、アクロスが期待される役割としては、本分野で取り組まれている内容を一足先に明らかにし、研究分野を牽引することだと考えられる。現在の速度変化・減衰変化に関する研究は、ここまでに紹介してきたように、速度変化の研究が一步先を進んでおり、連続的な観測に基づいた時空間変化のモニタリングが始まろうとしている、減衰変化に関しては断層近傍や火山地帯などの相似地震が発生する領域でモニタリングが始まった段階である。そこで、本研究では、速度変化の長期間高精度モニタリングの実践を沈み込み帯で行って、これまでに報告されていなかった経年変化という現象を発見した。この詳細は第 2 章で述べる。また、アクロスを用いた安定した振幅変化観測手法の構築も行い、淡路島で行われた準長期データに適用し、その性能を確認した。この詳細は、第 3 章で述べる。さらに、本研究の手法を組み合わせることや、今は活用されていないアクロスの特性を利用することで、さらに多くの貢献が可能である。この詳細に関しては、第 4 章で議論を行う。

2. 長期連続データの解析による地震波伝播速度の経年変化の発見

2.1. はじめに

第一章で述べたように、フィールドでの地震波伝播速度変化の計測は近年盛んにおこなわれている(Sawazaki et al. 2009; Clarke et al. 2013; Brenguier et al. 2014)。地震波伝播速度の変化は、基本的には媒質に含まれるクラック密度の変化や飽水率の変化によって説明される(Nur 1971; O'Connell and Budiansky 1974; Hadley 1976)。そのため、クラック密度を変化させる応力・歪の変化や飽水率を変化させる間隙水圧の変化は地震波伝播速度の変動により計測が可能である。このことは、応力・歪や間隙水圧がトリガープロセスを支配するとされる(例えば、Terakawa 2014)地震発生プロセスと地震波伝播速度の時間変化について長きにわたって興味の対象とされてきた理由の一つである。

しかし、多くの研究で地震の発生(Sawazaki et al. 2009; Nakata and Snieder 2011; Hobiger et al. 2016)や火山活動の活発化(Brenguier et al. 2008; Clarke et al. 2013)といったイベントに伴う速度変化が報告されているにもかかわらず、伝播速度の変化の長期的な傾向に関しては議論されていない。そこで、熊澤・武井 (1994)で提唱された、短期・長期の両方に関して安定性して地震波を発生させることができる震源装置アクロスを用いて、長期的な速度変化モニタリングを試みた。アクロスの変化検出能力については、Yamaoka et al. (2001)で走時変化の分解能が 0.1ms に達することが示され、Ikuta et al. (2002)では、15 か月間のアクロスの連続運転によって、地震に伴う強振動による伝播速度の変化を初めて捉えることに成功している。

そこで、本研究では、静岡県森町に設置されたアクロス震源を用いて、10 年間に及ぶ伝播速度変化を明らかにすることを試みた。アクロスから 30km 以内の観測点で、S 波を解析し、走時変化を連続的に求めたところ、運転期間中に起きた、2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う地震時の変化はもちろん、運転期間を通して継続する経年的な変化を検出することに成功した。

2.2. 実験

2.2.1. アクロス震源と伝達関数

本研究では、静岡県周智郡森町に設置されているアクロス震源(森町アクロス)を用いた(図 2-1)。このアクロス震源は、回転軸が鉛直方向に設置されており、水平方向に加振力を発生させる。森町アクロスは、国内の他のアクロスと比べて、低周波数で大きな加振力が発生できるように設計されており、その加振力は、7.5Hz で 1.8×10^5 [N]である。本研究の実験では、アクロスは、3.5Hz から 7.5Hz の範囲で、50 秒周期の周波数変調を行った。回転方向は、2 時間ごとに時計回りと反時計回りに切り替えられている。これは、のちに異なる回転方向のデータの線形結合によって、任意の方向の線形加振を合成できるようにするためである。アクロスの運転は、2007 年の 3 月に開始され、メンテナンスのための運転休止期間を除き、現在に至るまで 10 年以上にわたって運転され続けている。

森町アクロスが位置する東海地方では、沈み込むフィリピン海プレートと日本列島を構成する地殻の間で、幾度もプレート境界型地震が発生してきた。フィリピン海プレートは東海地方を北西方向に押し上げているため、東海地方の近くでは、北西-南東方向の圧縮ひずみが観測されている(Sagiya et al. 2000; Henry et al. 2001; Kumar et al. 2002)。我々の行っている観測は、この沈み込み過程に起因した地震波伝播特性の変化をとらえることを目論んでいる。

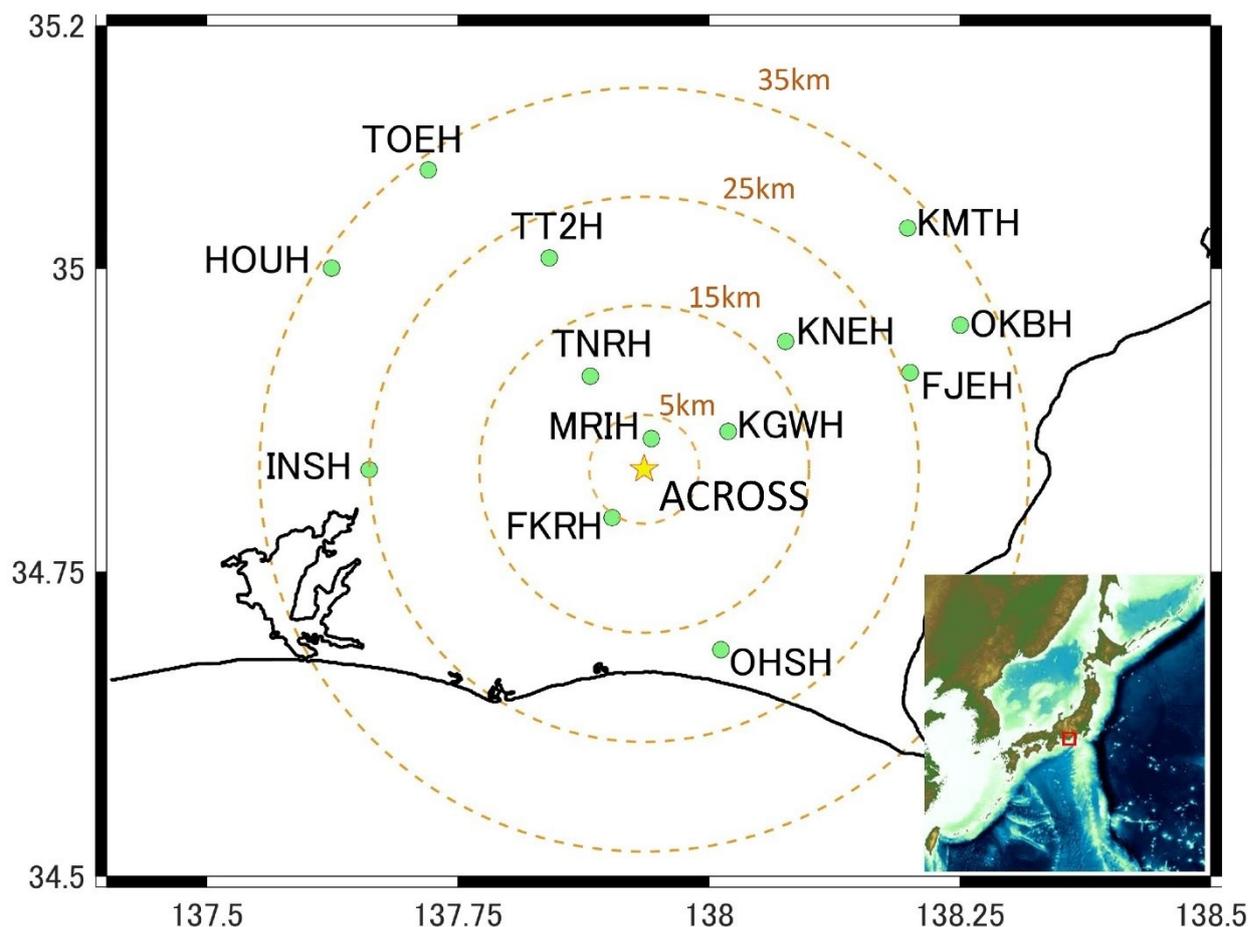


図 2-1 森町アクロスと利用した Hi-net 観測点の位置

黄色星が森町アクロスの位置を、緑丸が Hi-net 観測点の位置をそれぞれ示す。右下に示す地図の赤四角は、地図で拡大した領域の範囲を示している。

2.2.2. 観測点とその補正

本研究では、アクロス周辺に設置されている高感度地震観測網(High Sensitivity Seismograph Network Japan : Hi-net)の観測点を利用してアクロスの信号を観測した。Hi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019) は、防災科学研究所(National Research Institute for Earth Science and Disaster

Resilience : NIED)が配備・運用している高密度地震観測網である。本研究では、森町アクロスからの信号の信号雑音比(SNR)の大きな 13 観測点を利用した(図 2-1)。

Hi-net の記録の利用に際して、高精度の走時変化計測を行うため、國友 (2014)に基づいて、補正を行った。國友 (2014)は、Hi-net 観測点のデータロガーがデータをサンプリングする際に、そのタイミングがずれており、それによって偽の走時変化が生み出されてしまうことを発見した。このサンプリングタイミングのずれは、データロガーがメンテナンスのためにリセットされたときに発生する。そこで、國友 (2014)では、GPS 時計に同期して挿入されているセンサーチェック信号を用いて、サンプリングタイミングのずれを構成する手法を開発した。本研究では、この國友 (2014)による校正を行い、サンプリングタイミングのずれによる見かけの走時変化を取り除いた。各観測点での校正を行った日付と補正量は表 2-1 に示した。

同様の問題は、Hi-net のデータロガー更新のタイミングでも発生する。この場合は、センサーチェック信号を入力するシステムも同時に交換されてしまうため、國友 (2014)の手法では、時刻校正を行うことができない。このため、データロガーの交換前後のごく短期間であれば、構造変化に起因した走時変化は発生しないとみなして、走時変化の校正を行った。校正には、5 から 20 日間の信号を平均した信号を作成し、すべての走時を含む周波数領域の信号の位相差を用いて校正した。校正に用いた期間は、更新から一か月以内で、降雨から 3 から 7 日間たった期日を選択した。これは、先行研究(Ikuta et al. 2002)で、降雨による走時変化が報告されていたからである。各観測点での校正に用いた期日と補正量は表 2-2 に示した。

2.3. 解析手法

伝達関数(グリーン関数)は、各観測点で観測された信号を、運転パラメータから理論的に計算したアクロスの発生力で、デコンボリューションして求めた。本研究では、アクロスは、5.51Hz を中心に、 ± 2 Hz の周波数幅、50 秒の変調周期で周波数変調するような運転(FM 運転)を行った。FM 運転中の加速時間と減速時間の比は 7:1 とした。50 秒周期の FM 運転は、周波数領域で、0.02Hz おきのピークを作り出す。一方、データは 400 秒ごとに区切り解析を行っているため、観測スペクトルの周波数間隔は、0.0025Hz になる。観測スペクトル上にあり、アクロスの信号が現れない周波数系列は、後の解析でノイズ推定を行う際に利用した。

本研究では、2007 年 3 月 29 日から、2017 年 10 月 31 日までの約 10 年間について、日々の伝達関数を計算した。日々の伝達関数は、1 日の中で時計回り・反時計回りで運転している時間それぞれの観測データをノイズ分散の逆数を重みとする加重平均(Nagao et al. 2010)を行うことで求めた。アクロスの運転はメンテナンスや故障、電源供給のトラブルといった理由で時々停止してしまう。そこで、運転時に記録している毎秒の周波数とおもりの位相のログを解析し、正常に運転が行われていた期間を選び出した。その結果として、全観測期間のうち、約 60%が利用可能であると判断された。

表 2-1 國友 (2014)の手法により校正したサンプリングタイミングのずれの期日の補正量

Station	Date of the time shift (Y/M/D)						
ID	Amount of the time shift [ms]						
MRIH	2011/09/22	2014/03/04					
	-2.31	0.04					
FKRH	2008/04/23	2008/12/07	2011/09/14	2015/07/01			
	0.90	0.57	-0.52	1.33			
KGWH	No time shift						
TNRH	2011/09/23	2012/01/30	2012/05/30				
	-0.72	-0.26	0.02				
KNEH	2008/04/27	2008/12/10	2009/11/26	2011/09/23	2014/10/07	2017/04/19	
	0.12	-0.67	-1.19	-0.33	-0.52	1.22	
OHSB	2011/09/23	2016/12/26					
	0.35	1.27					
TT2H	2008/04/22	2008/06/01	2008/12/09	2009/09/13	2009/10/09	2009/11/16	2015/08/09
	-2.62	0.91	0.63	-0.78	0.81	0.27	-1.60
INSH	2007/02/11	2008/04/26	2008/08/13	2008/12/10	2009/11/26		
	-0.47	-1.03	-0.05	0.64	0.08		
FJEH	2008/12/10	2009/11/27	2012/09/19	2013/09/18	2014/07/11	2017/03/21	2017/04/17
	0.62	-0.42	-0.39	-0.74	0.73	1.38	-1.38
OKBH	2011/10/01	2012/05/12					
	0.15	-2.18					
KMTB	2008/09/29	2013/03/14	2015/12/03				
	-0.76	-1.71	1.05				
TOEH	2011/01/01	2016/10/27					
	-2.16	0.80					
HOUB	2008/04/07	2008/08/13	2008/12/10	2013/08/12	2014/01/11		
	1.12	-0.49	0.89	0.84	-8.63		

表 2-2 観測点更新に伴う走時変化補正量と補正に用いた期日および気象観測点

Station ID	Date of replacement of data loggers	Periods used for the correction	meteorological station
	Amount of the time shifts [ms]		
MRIH	2010/11/1	2010/10/11 - 2010/10/15	Mikura
	0.4	2010/11/07 - 2010/11/18	
FKRH	2008/01/11	2007/12/27 - 2008/01/03	Takegawa
	0.4	2008/01/19 - 2008/01/25	
KGWH	2010/03/09	2009/07/11 - 2009/07/17	Mikura
	-1.6	2010/05/18 - 2010/05/24	
TNRH	2010/11/17	2010/10/10 - 2010/10/20	Mikura
	-1.0	2010/12/08 - 2010/12/18	
KNEH	2008/01/18	2007/12/28 - 2008/01/08	Takaneyama
	-2.8	2008/02/10 - 2008/02/28	
OHSH	2010/11/05	2010/10/15 - 2010/10/22	Takegawa
	0.7	2010/11/07 - 2010/11/15	
TT2H	2007/12/10	2007/06/10 - 2007/06/20	Sakuma
	1.9	2008/01/24 - 2008/02/02	
INSH	2007/12/12	2007/11/03 - 2007/11/10	Takaneyama
	-2.5	2007/12/31 - 2008/01/20	
FJEH	2008/01/23	2007/12/27 - 2008/01/03	Takaneyama
	0.4	2008/02/02 - 2008/02/10	
OKBH	2011/02/18	2011/02/08 - 2011/02/15	Takaneyama
	2.0	2011/02/20 - 2011/03/01	
KMTH	2011/02/14	2011/01/28 - 2011/02/10	Kagiana
	-2.3	2011/02/18 - 2011/02/23	
TOEH	2010/03/11	2009/07/12 - 2009/07/20	Sakuma
	1.5	2010/04/03 - 2010/04/15	
HOUH	2008/01/17	2007/12/28 - 2008/01/08	Sakuma
	-2.2	2008/02/01 - 2008/02/10	

伝達関数の変化を推定する際に基準とする伝達関数には、解析した期間中のすべての伝達関数の平均を用いた。平均処理は、ノイズ分散の逆数を重みとした加重平均 (Nagao et al. 2010) を計算することにより行った。こうして求めた基準波形では、アクロスの信号は実に 160km 離れた観測点でも確認できた。しかし、本研究では時間分解能の兼ね合いも考えて、SNR の良い 13 観測点のデータのみを用いることにした。

森町アクロスは水平方向に加振し、S 波を効率よく励起する震源なので、走時変化の計算に際しては S 波に注目して行った。S 波の選択には、気象庁の作成した JMA2001 走時表 (Ueno et al., 2002) を参考にし、基準波形で JMA2001 に基づく到達時刻付近に存在する振幅の大きな波群を、3 秒間の時間窓で取り出した。選択した S 波を図 2-2 に示す。伝達関数の日々の変動は、日々の伝達関数の S 波部分を、基準となる伝達関数の S 波部分で、周波数領域において割り算することで求めた。また、時間窓には、20% のハニング窓を用いた。

図 2-3 に、8 つの代表的な観測点での日々の走時変化を示す。時間変化の変動は、各周波数系列の位相変化をもとに、以下のようにして計算した。

$$\delta t = \frac{\sum_j \bar{A}_j \frac{\delta \phi_j}{\omega_j}}{\sum_j \bar{A}_j} \quad (2-1)$$

ここで、 $\delta \phi_j$ は角周波数 ω_j における位相差で、 \bar{A}_j は、基準となる伝達関数の S 波部分の角周波数 ω_j での振幅を表す。図 2-3 に示されたように、ほとんどの観測点において、観測期間を通して継続する経年的な走時の進みと、2011 年 3 月 11 日にみられる、2011 年東北地方太平洋沖地震に伴うステップ上の走時の遅れが見られた。

経年的な変化と地震に伴うステップは、SNR がよい観測点に共通してみられたため、これらを用いて走時変化のモデルを作り、SNR の悪い観測点に関してもこれらの傾向があるか検討を行った。走時変化のモデルは、日付 T_k の関数として、

$$\delta \tau_k = a T_k + b \cdot H(T_k - T_{eq}) + c \quad (2-2)$$

と表した。ここで、 a は経年変化の割合、 b は地震時の変化量、 T_{eq} は東北地方太平洋沖地震の発生日で、 H はヘビサイドのステップ関数、 c は係数である。

パラメータ a, b, c は、以下の式で示されるように、複素平面上的のデータとモデルの距離の二乗の和が最小になるように、非線形最小二乗法で推定した。

$$\sum_k \frac{\sum_j \bar{A}_j |D_{jk} - e^{i\omega_j \delta \tau_k}|^2}{\sum_j \bar{A}_j} \rightarrow \min. \quad (2-3)$$

ここで、 \bar{A}_j は、 j 番目の角周波数 ω_j における基準波形の振幅で、 D_{jk} は、 k 番目の日付の周波数 ω_j における伝達関数の日々の変動で、日々の伝達関数を基準の伝達関数で、周波数領域において割り算することで求めた複素数の値である。なお、式に示しているように、このモデルの伝達関数の日々の変化の振幅は、すべて 1 とみなした。推定誤差は、伝達関数の日々の変動の誤差から求めており、その誤差は各周波数成分のノイズレベルの大きさから求めた。そのため、たとえ観測点の SNR が小さい場合でも、推定誤差を求めることができる。

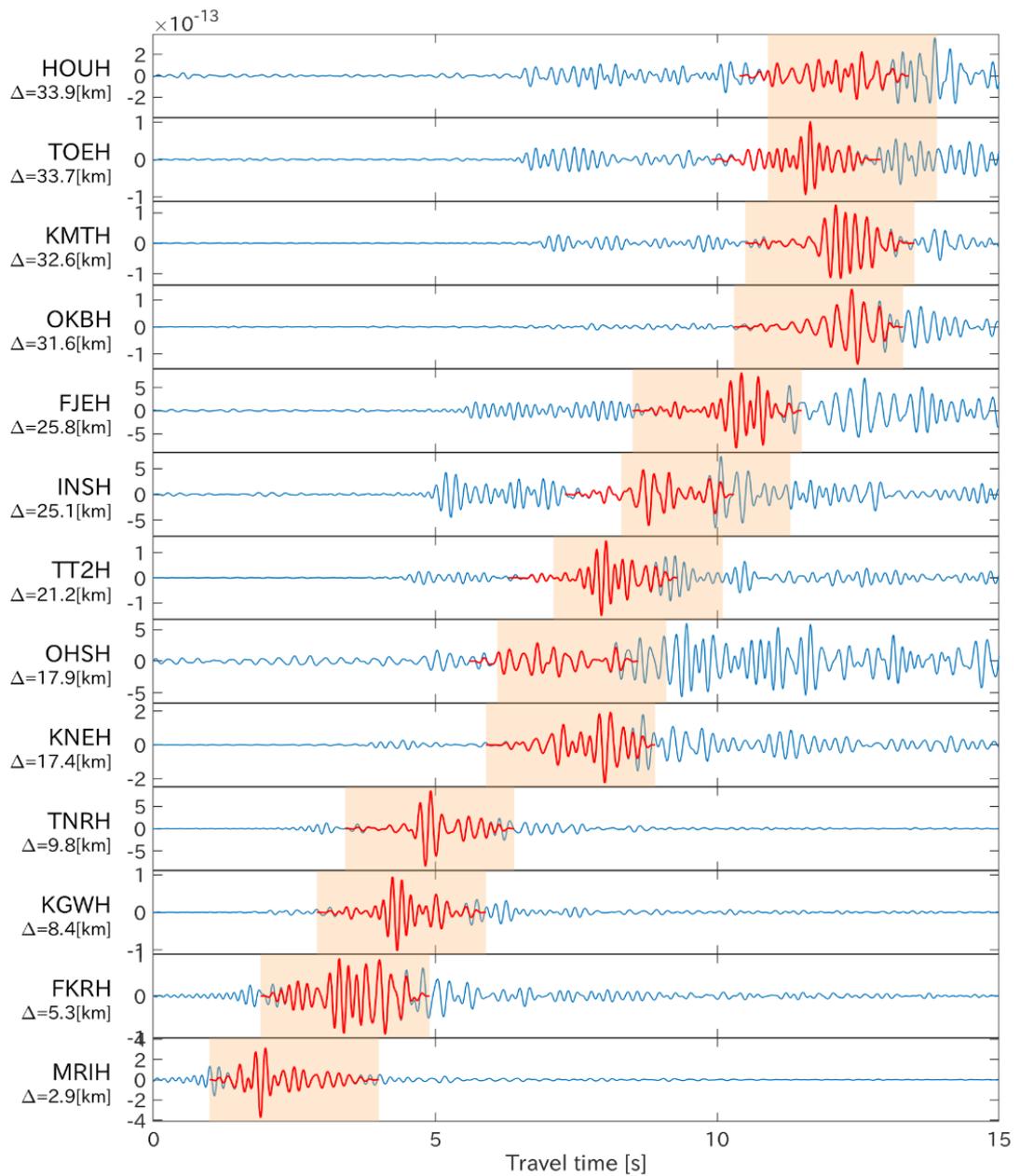


図 2-2 基準とした伝達関数

青線は、基準の伝達関数で、全期間の伝達関数を加重平均して計算した。オレンジの範囲が JMA2001 に基づく到達時刻から 3 秒を示し、赤線が本研究で用いた、ウィンドウをかけて選択した S 波を示す。

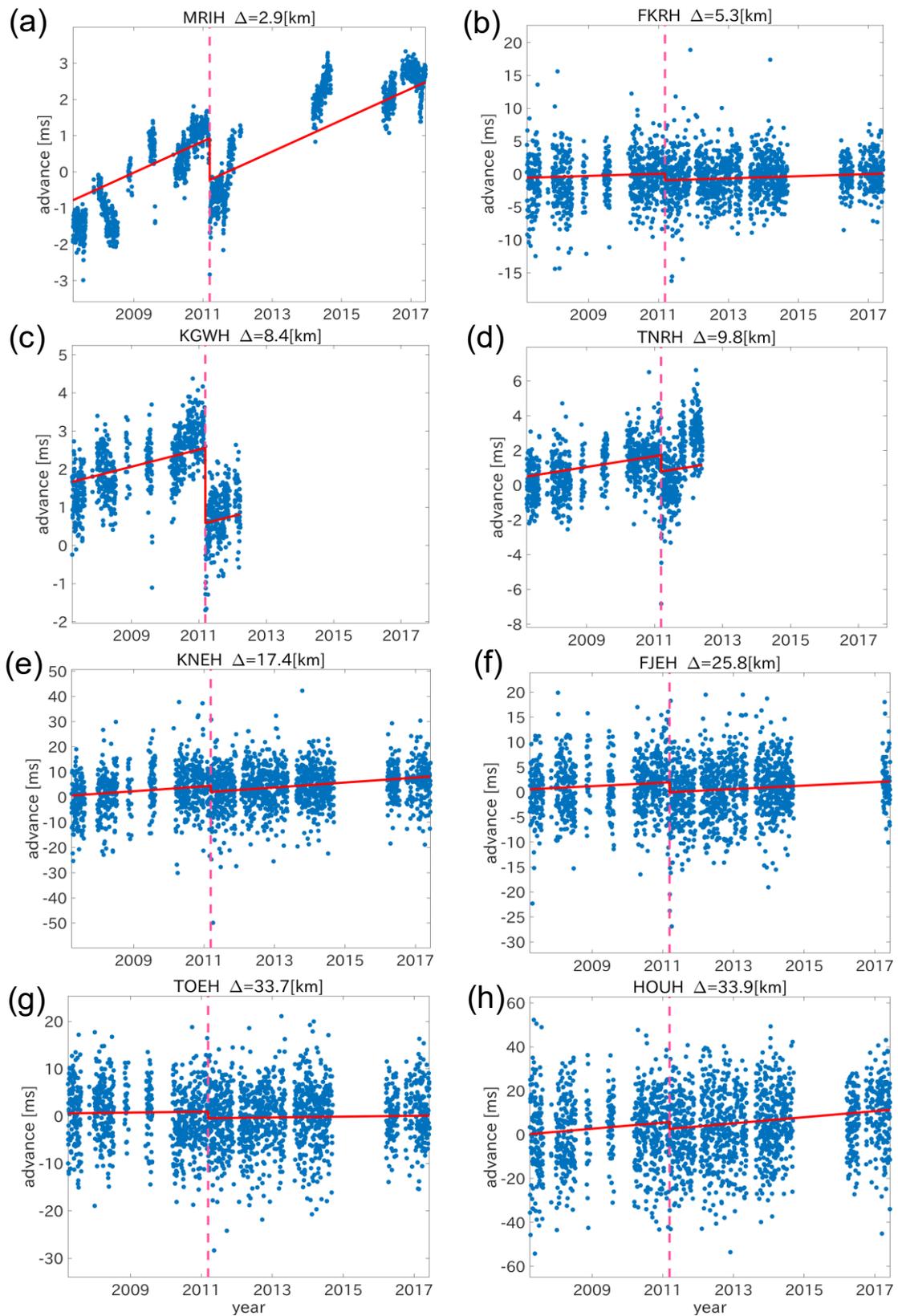


図 2-3 代表的な 8 観測点の走時変化

青点は日々の走時の変動を、赤線はフィッティングによって求められたモデルの走時変化を示す。

縦のピンク色の波線は 2011 年東北地方太平洋沖地震のタイミングを示す。

2.4. 結果と考察

2.4.1. 推定された走時変化について

ほぼすべての観測点で、走時が早まる傾向の経年変化と、走時が遅れる傾向の東北地方太平洋沖地震に伴う変化が推定された(図 2-4)。ここでプロットした走時変化は、ラジアル方向の加振に対する水平 2 成分で観測された伝達関数の成分の平均である。経年変化の変化率は、0.0 から 1.4 ms/yr で、地震時のステップの大きさは、-4.0 から 0.0 であった(表 2-3)。この変化は、JMA2001 による走時を使って、速度変化に換算すると、それぞれ、 $0.0 - 2.2 \times 10^{-2} \%$ と、 $6.0 - 0.0 \times 10^{-2} \%$ に対応する。なお、同様の結果が、トランスバース方向に加振した成分に関しても見られた。

これらについて、10 年以上にもわたり継続する経年的な速度変化は、これまでに報告されていないものの、地震時の変化に関しては、オーダーで同じ大きさの変化が報告されている。東北地方太平洋沖地震に伴う速度の遅れはコーダ波干渉法を用いた解析により日本の広い範囲で見られたことが報告されている (e.g., Minato et al. 2012; Brenguier et al. 2014)。東海地方では、 $-0.02 - 0 \%$ の速度変化が Brenguier et al. (2014)によって報告されており、この大きさは、本研究で行われた推定と整合的であった。ただし、本研究の推定は、先行研究よりも高感度であったため、より小さな変化のばらつきも捉えていた。一方、経年変化に関しては、本研究のような長期的な変化の観測報告は存在しない。経年的な変化は、海溝により近い場所に配置されている海底地震計を用いて、3 年間程度の観測期間中の地震に伴う変化が起こる前の1年間ほどにわたって継続した $0.02-0.05\%$ 程度の変化が報告されているにとどまる(Ikeda and Tsuji 2018)。

2.4.2. 距離依存性と方位依存性の検討

観測された走時変化の性質を明らかにするため、距離依存性を調べた。もし、走時変化がこの地域に一樣に発生している現象によるものであれば、森町アクロスからの距離に比例して走時変化の増加あるいは現象がみられると予想される。図 2-5 の a と c は、経年変化と地震時の変化の距離依存性を示している。図に示されているように、経年変化は正の方向に、地震時の変化が負の方向にそれぞれ伸びる三角形の領域に、データ点がプロットされている。この結果は、経年変化と地震時の変化それぞれについて、一樣なバイアス的な変化と、空間的にばらつくような速度変動の合成によるものとして解釈できる。これは、経年変化や地震時の変化に関して、基本的に同じ傾向の変化を示すものの、その感度は場所によって異なっていたということを意味する。

経年変化や地震時の変化の方位依存性も距離依存性と同様に、変化の原因を考えるカギとなる。そこで、各観測点における、経年変化率と地震時の変化の速度換算値を各観測点と森町アクロスの間方位角の関数としてプロットした(図 2-5 b, d)。その結果、北東方向に位置する観測点の方が北西に位置する観測よりも、経年変化、地震時の変化共に、大きい傾向があることが分かった。図中の速度変化の方位角パターンを楕円でフィッティングし、その変化の主軸の向きを推定したところ、経年変化では $N13^{\circ}E$ 、地震時の変化では $N23^{\circ}E$ と求まった。

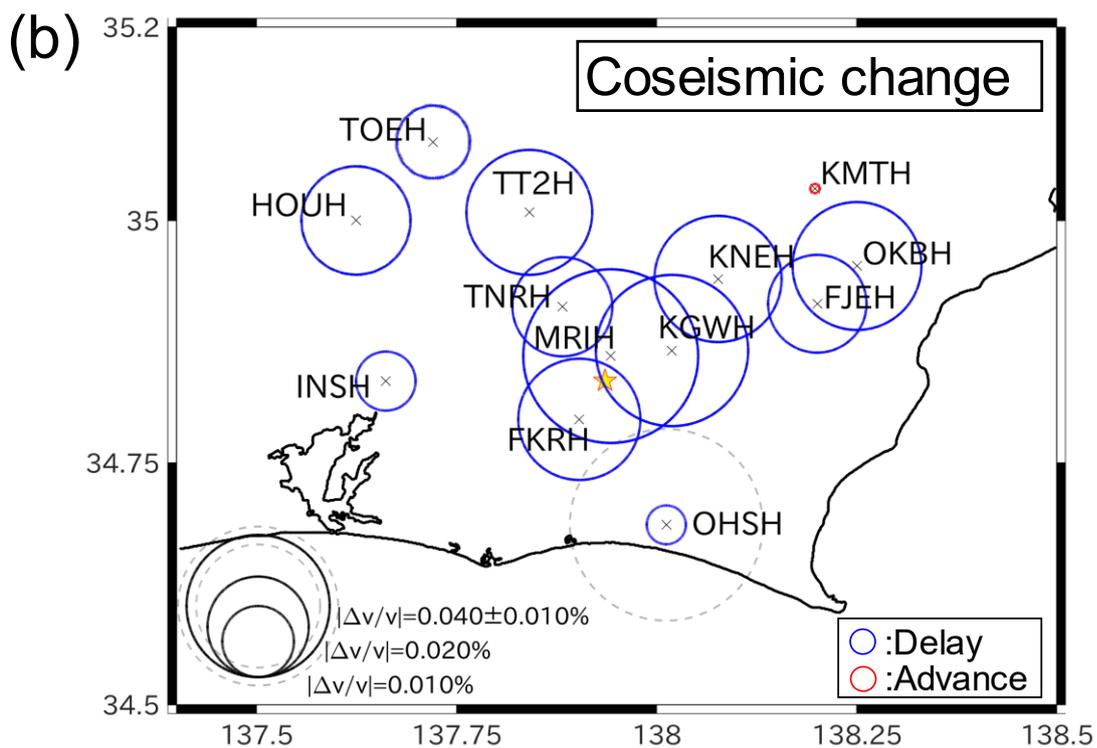
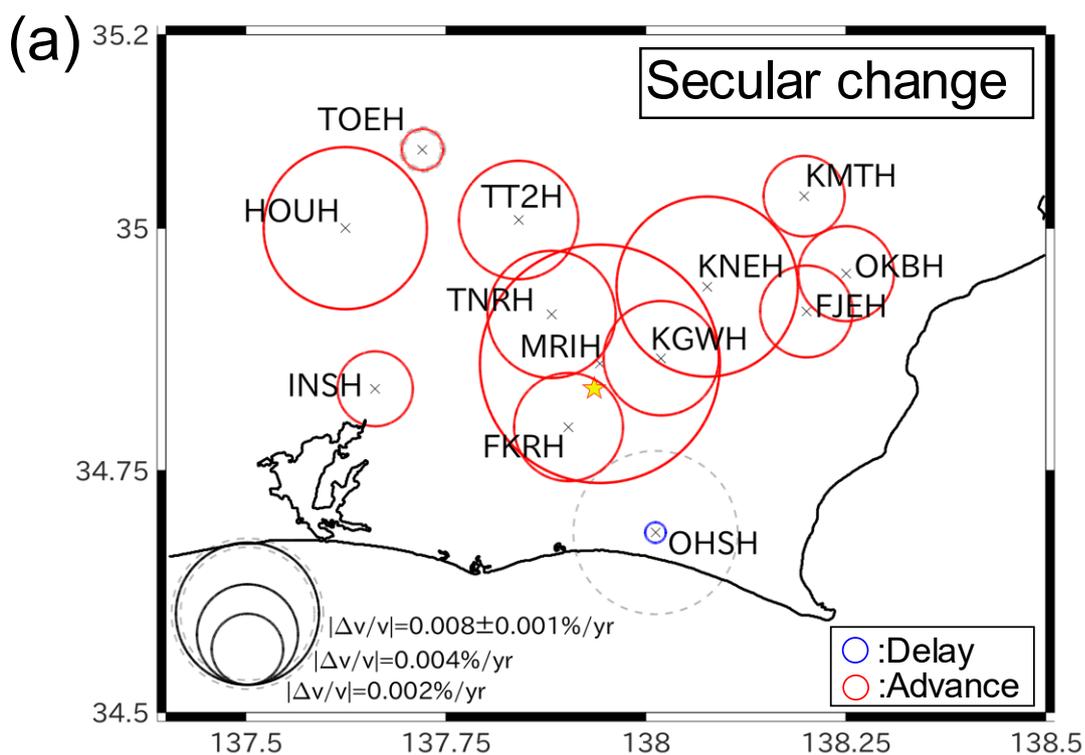


図 2-4 推定された経年変化率と地震時変化量

日々の伝達関数の変化からモデルフィッティングにより推定された経年変化率(a)と地震時の変化量(b)を示す。線の色は、変化が早まり(赤)であったか、遅れ(青)であったかを示しており、変化の大きさが円の面積と比例するように円を描いている。実践の円を挟む波線の円は、推定誤差の大きさを示す。

表 2-3 各観測点で推定された経年変化率と地震時の変化量、およびその速度換算値

Radial excitation				
Station ID	Travel time changes		Velocity changes	
	Secular change rate [ms/yr] (a of the eq.2-2)	Coseismic change [ms] (b of the eq. 2-2)	Secular change rate ($\times 10^{-2}\%$ /yr)	Coseismic change ($\times 10^{-2}\%$)
MRIH	0.433±0.000	-1.150±0.000	2.248±0.000	-5.971±0.000
FKRH	0.163±0.000	-1.027±0.003	0.463±0.001	-2.913±0.008
KGWH	0.225±0.000	-1.971±0.000	0.517±0.000	-4.530±0.001
TNRH	0.309±0.001	-0.940±0.002	0.641±0.002	-1.947±0.005
KNEH	0.974±0.003	-2.393±0.018	1.284±0.003	-3.153±0.024
OHSB	-0.015±0.947	-0.273±6.35	-0.017±1.039	-0.298±6.9742
TT2H	0.448±0.001	-2.491±0.009	0.556±0.002	-3.089±0.011
INSH	0.203±0.003	-0.633±0.016	0.222±0.003	-0.690±0.017
FJEH	0.349±0.006	-1.978±0.029	0.334±0.005	-1.893±0.028
OKBH	0.446±0.007	-4.045±0.031	0.357±0.006	-3.240±0.025
KMTH	0.311±0.001	0.021±0.004	0.257±0.000	0.017±0.003
TOEH	0.089±0.018	-1.389±0.107	0.067±0.014	-1.046±0.081
HOUH	1.386±0.010	-3.093±0.077	1.040±0.008	-2.321±0.058
Transverse excitation				
Station ID	Travel time changes		Velocity changes	
	Secular change rate [ms/yr]	Coseismic change [ms]	Secular change rate ($\times 10^{-2}\%$ /yr)	Coseismic change ($\times 10^{-2}\%$)
MRIH	0.270±0.000	-1.617±0.000	1.404±0.000	-8.394±0.000
FKRH	0.858±0.000	-2.997±0.001	2.436±0.000	-8.492±0.002
KGWH	0.003±0.000	-1.776±0.000	0.008±0.000	-4.082±0.001
TNRH	0.624±0.001	-1.687±0.004	1.294±0.003	-3.496±0.008
KNEH	1.212±0.000	-3.979±0.002	1.598±0.000	-5.244±0.003
OHSB	-0.402±2.464	1.566±15.365	-0.441±2.704	1.724±16.910
TT2H	0.494±0.001	-2.378±0.006	0.613±0.001	-2.949±0.007
INSH	0.252±0.005	-0.346±0.048	0.275±0.005	-0.377±0.053
FJEH	0.205±0.003	-1.487±0.018	0.196±0.003	-1.423±0.017

OKBH	0.337 ± 0.002	-3.953 ± 0.006	0.270 ± 0.001	-3.167 ± 0.005
KMTH	0.383 ± 0.000	-0.789 ± 0.002	0.317 ± 0.000	-0.653 ± 0.002
TOEH	0.066 ± 0.037	-0.868 ± 0.357	0.049 ± 0.028	-0.654 ± 0.269
HOUH	1.998 ± 0.011	-5.479 ± 0.082	1.500 ± 0.009	-4.112 ± 0.062

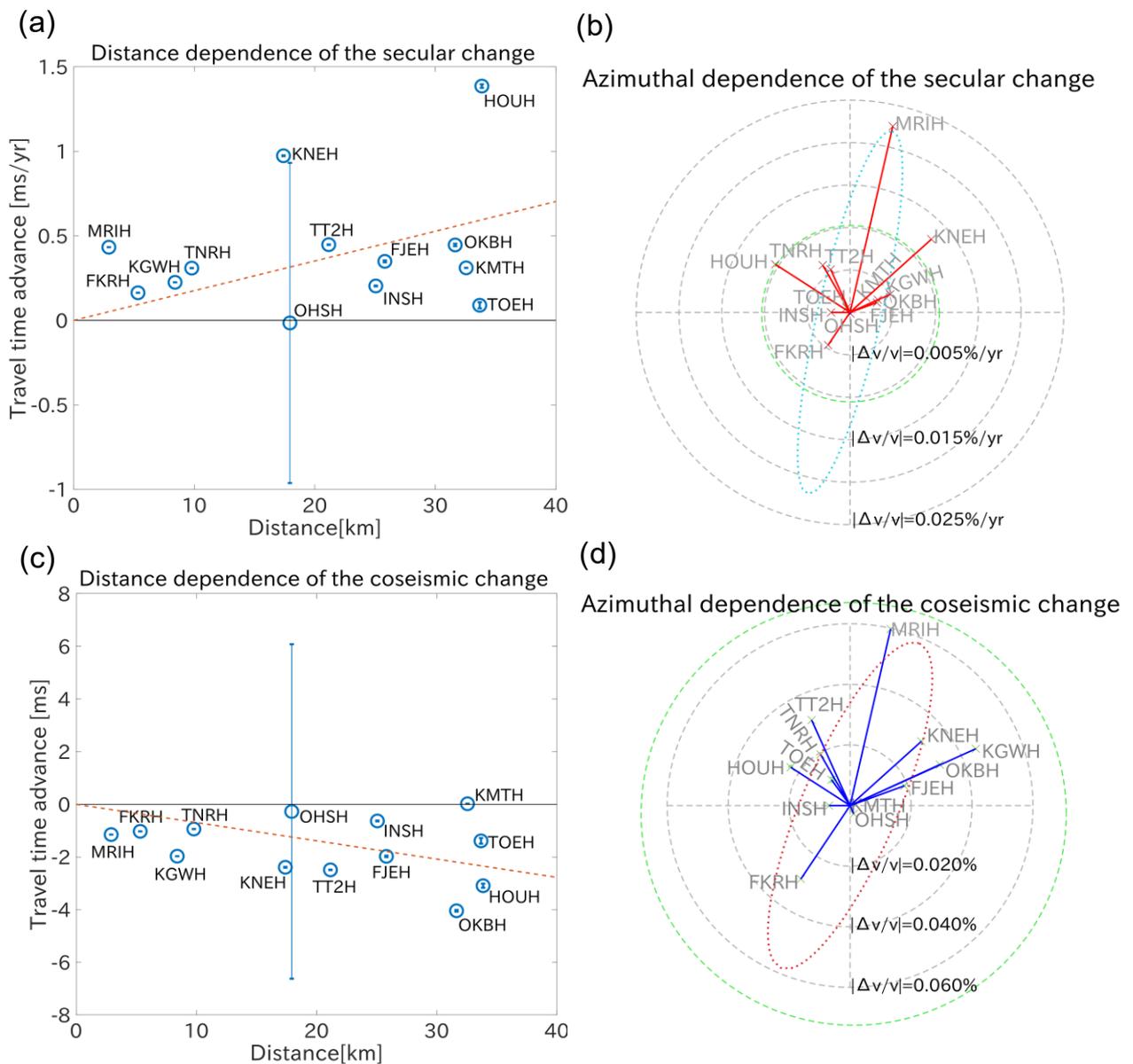


図 2-5 距離依存性と方位依存性

経年変化と地震時の変化の距離依存性(a, c)と方位依存性(b, d)を示す。(a)と(c)では、アクロスからの距離と経年変化率・地震時の変化量をプロットした。図中のオレンジ色の破線は、近似直線である。(b)と(d)では、経年変化率・地震時の変化量の速度換算値を、観測点の震源から見た方位角に合わせて、プロットした。緑の破線で書かれた円は誤差を示す。また、線の色は各観測点の速度変化が増加(赤)だったか減少(青)だったかを示す。赤と青の破線で書かれた楕円は、速度変化の方位依存性の分布を近似したもの。走時変化から速度変化への換算には、JMA2001 走時表を用いた。

2.4.3. 経年変化と地震時の変化の推定される原因

地震に伴う走時の遅れは、広く観測されている現象で、間隙水圧の変化、応力変化、岩石の破壊といったいくつかのメカニズムを用いて解釈されてきた。例えば、Ikuta and Yamaoka (2004) は、地震時の遅れとその後一週間ほどかけて遅れが次第に回復していく過程をアクロスの信号を用いて観測し、異方性解析とひずみ計の記録と合わせて、地震時の強振動による間隙水圧の上昇とそれが引き起こしたクラックの開口が原因であると推定した。Olivier et al. (2015) は、永続的な地震波伝播速度の変化を鉱山で地震波干渉法を用いて観測し、発破による掘削で応力変化に起因するものと解釈を与えた。Sawazaki and Snieder (2013) は、S波速度の遅れと、東北地方太平洋沖地震の最大動歪の大きさの空間分布に良い対応があることを報告し、浅部の岩石の破壊が地震時の速度変化を引き起こすと解釈を与えた。

本研究で検討した結果を踏まえると、ここで観測された地震時の変化は、応力変化によるものか、東北地方太平洋沖地震に伴う浅部の岩石の破壊によるものであると考えられる。なぜならば、間隙水圧の上昇による変化を考えた場合、地震発生から観測期間の終了までの長期間にわたりステップが残り続けていることの説明がつかないからである。間隙水圧が原因として考えられている場合は、間隙水の拡散によって圧力が元に戻り、Ikuta and Yamaoka (2004)で見られたような、伝播速度の回復が観測されるはずである。一方、応力変化 Olivier et al. (2015)や、岩石の破壊(Hobiger et al. 2012; Sawazaki and Snieder 2013)で解釈されてきた変化は、数年という長い期間にわたって変化が残り続けているため、今回の観測と一致する。

本研究で観測された経年変化は、岩石の治癒過程や沈み込みによる応力増加が原因だと考える。今回観測されている経年変化が、10年にもわたって継続しているため、間隙水の影響とは考えづらい。しかし、岩石の治癒過程や応力変化であれば、10年間継続することも考えられる。例えば、クラックの内部で化学成分が沈殿していき、クラックを埋めていくようなメカニズムは、地震波伝播速度の増加を引き起こすと考えられ、また、岩石実験でもこの種の変化は報告されている(Adam et al. 2013)。この解釈は、距離依存性にランダムなパターンが乗ることも整合的である。地震波伝播速度の増加が、もともとの空隙率の差や、前回の地震に伴う破壊の過多によって場所により異なることは十分に考えられ、空間的な速度変化の不均質を示しても不思議ではない。また、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う応力の増大は、クラックの閉塞を引き起こすので、速度増加を引き起こすと考えられる。

本研究で見られた速度変化の方位依存性は、東海地域のクラック分布の異方性を反映している可能性がある。もし、クラックは等方的に分布していれば、東海地方で観測されている北西—南東方向の歪変化は、北西—南東方向の観測点でより速度が変化する傾向を示すはずであるが、これは本研究で得られた結果と整合しない。一方、もしクラックが偏向配列しているのであれば、どのような向きの歪変化に対しても北西—南東方向に大きな速度変化を示すこともありうる。現在のところ、この考えを支持するような地質学的根拠は見つかっていないが、本研究の方位依存性は、このようなクラックの配向に関する情報を含むかもしれない。このような異方的なクラックの分布は、経年変化と地震時の変化がちょうど逆の傾向を示していることも説明する。同じクラックが経年的には閉じ、地震時に開くのであれば、同じような方位依存性を持ち、傾向だけ逆であることがうまく説明できる。

2.5. 結論

東海地方において、2007年3月29日から2017年10月31日までの約10年間にわたりS波の走時変化を調べた。その結果、観測期間を通して継続する経年的な走時の早まり、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う走時の遅れがほとんどの観測点で観測された。経年変化の変化率は、 $0.0 - 1.4 \text{ ms/year}$ でその誤差は、 $0.0 - 0.9 \text{ ms/year}$ 、地震時の変化量は、 $-4.0 - 0.0 \text{ ms}$ で、その誤差は、 $0.0 - 6.4 \text{ ms}$ であった。

距離依存性は、一様なバイアス的な変化と観測点ごとのランダムな変化の重ね合わせとして説明でき、これは、経年変化では、早まる傾向の、地震時の変化では遅れる傾向の一様な速度変化と、空間的にランダムに分布する速度変動場の引き起こしたものと解釈した。北東—南西方向に位置する観測点の方が、北西—南東方向にある観測点よりも変化が大きかった傾向が、経年変化・地震時の変化の両方で見られた。これらの走時変化の原因について、浅部の岩石の治癒や破壊により引き起こされたものと解釈した。

3. アクロスを用いた減衰変化モニタリング手法の開発

3.1. はじめに

フィールドにおける減衰の時間変化は、主に受動的な手法によって観測されてきた。これまで用いられてきた手法は、第一章でも詳しく説明したように、Coda Q を用いる手法(Chouet 1979; Sato 1986; Fehler et al. 1988; Huang and Kisslinger 1992; Domínguez R. et al. 2003)やスペクトル比を用いた手法(Chun et al. 2004; Kelly et al. 2013; Wang and Ma 2015)である。なお、人工震源を用いた手法は、自然地震を用いる手法と比較して、特別な過程を必要とせず、原理的には十分か解像度があるが、これまで地震時の変化を観測する機会には恵まれてきていなかった(Yamamura et al. 2003)。

そこで、本研究では、人工震源装置を利用して、安定して高分解能で振幅の時間変化を測定する手法を開発した。利用する震源は、人工震源の中でも特に安定性が高く、振幅推定に有利な特徴も持つアクロス(Accurately Controlled Routinely Operated Signal System : ACROSS)を採用した。アクロスは、正確に回転を制御しつつ偏心錘を回すことによって地震波を連続的に励起するシステムで、伝播特性の正確な監視を目的として開発された(熊澤・武井 1994)。震源関数が明確に判明しているため、観測波形にごく簡単なデコンボリューション処理を施すだけで、非常に正確な伝達関数を取得できる(Kumazawa et al. 2007)。これらの特徴により、鹿児島県の桜島火山(Yamaoka et al. 2014; Maeda et al. 2015)や南海トラフ沈み込み帯 (Tsuji et al. 2018, 第二章の内容)で成果を上げている。

本研究でアクロスを用いる利点としては、ノイズレベルの推定が、発振を続けたままできる点が挙げられる。信号振幅の推定は、背景雑音の時間変化によって影響を受ける恐れがある。例えば、時間領域でエンベロープを用いて振幅推定を行った場合、ノイズの振幅分過大に推定してしまう。通常のアクロスの運転では、震源の発信周波数を、正確に時間を区切って、周波数変調(FM)させている。これによって、ノイズレベルと震源からの信号の両方を連続して捉えることが実現されている。震源からの信号は、周波数領域ではとびとびのピークをもって表れ、ノイズは、信号のピークの間にある周波数系列にも乗るためである。

本研究では、観測時に独立して得られるノイズの変動による影響を除去することで、振幅の時間変動を推定する方法を提案する。さらに、本手法の有効性を、先行研究 Ikuta et al. (2002)で用いられ、地震時の伝播速度変化が明瞭に報告されているデータセットへと適用することで示す。Ikuta et al. (2002)では、地震時の変化は間隙水圧の上昇に伴うクラックの自発的な開口が原因であると解釈されている。この解釈によれば、クラック中の流体による粘性損失に起因した減衰変化が生じると考えられる。

3.2. 手法

3.2.1. ノイズレベルの推定

本研究の提唱する手法は、アクロスによって励起された地震波のユニークな特徴を余すところなく活用するものである。通常は、アクロス震源は繰り返し周期にきっかりと合わせて FM 運転する。そのため、周波数領域での

アクロスの信号のピークは、FM 運転の周期の逆数の間隔ごとに現れる。この運転において、FM 周期の整数倍の長さの観測データをフーリエ変換することによって、信号のピークの間にはノイズのみが含まれる周波数系列ができる。例えば、10 秒の FM 周期で運転を行い、50 秒長のデータをフーリエ変換したときには、周波数領域のサンプル間隔は $1/50\text{Hz}$ で、アクロスの信号は、5 系列ごとに 1 系列現れることになる(図 3-1)。これらの周波数系列のうち、アクロスの信号が含まれる周波数系列を「信号チャンネル」、ノイズのみが含まれる系列を「ノイズチャンネル」と呼ぶ。

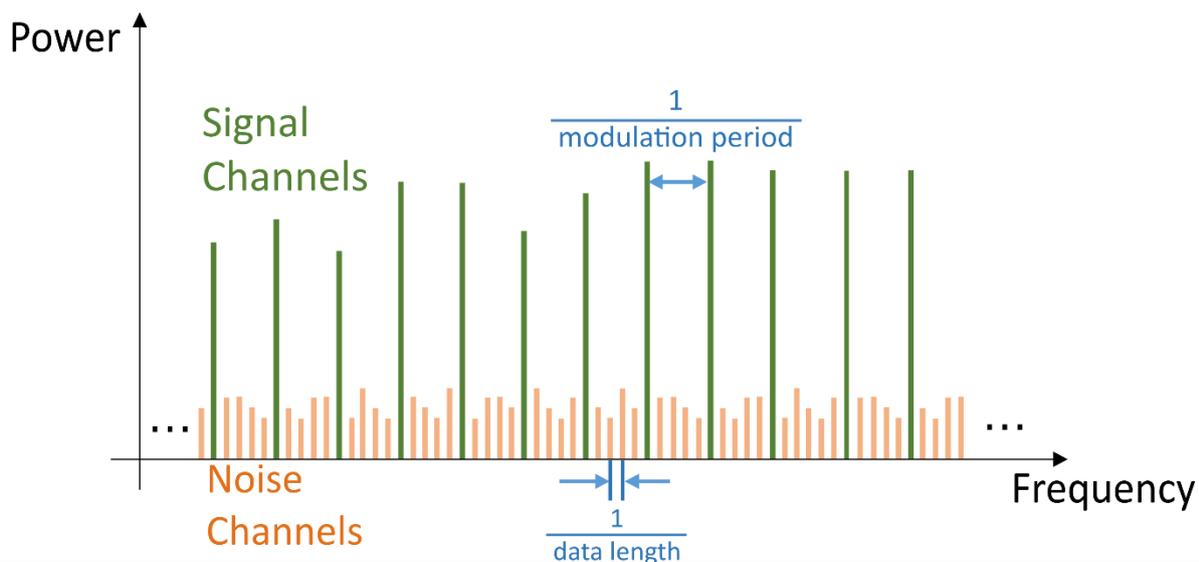


図 3-1 周波数領域でのアクロスの信号の特性

周波数領域での信号チャンネルとノイズチャンネルの分布をイラストで示した。信号チャンネルは、一定間隔で、ノイズチャンネルはその間に現れる。信号チャンネルの間隔は変調周期の逆数で、ノイズチャンネルの間隔はデータ長の逆数となる。

ノイズは信号チャンネルのデータにも載っているため、アクロスの信号振幅を推定するにはノイズはバイアスを作り出す。そのため、信号に重なっているノイズの正確な推定を行う必要がある。信号チャンネルに含まれるノイズは、信号チャンネルとノイズチャンネルのノイズが同じ確率的性質を持つとみなすことで、隣接するノイズチャンネルのデータから推定することができる。

3.2.2. 振幅変動の推定方法

本研究では、ある波群(例えば、P 波や S 波)を対象として、その振幅の時間変化を推定した。ある波群に含まれる信号と、ノイズの分散は、Ikuta et al. (2002)の手法をもとにして計算した。彼らの研究では、対象とする波群の周波数領域の伝達関数 G_k は、以下のように計算される。

$$G_k = \sum_{j=0}^N \frac{X_j}{S_j} H_{k-j} \quad (3-1)$$

ここで、 X_j と S_j は、それぞれ、信号チャンネルと、震源関数の周波数成分で、 H_{k-j} は、ハニング窓をフーリエ変換したもの、 N は解析に用いた信号チャンネルの周波数系列数である。同様に、 G_k に含まれるノイズの分散 σ_k^2 は、

$$\sigma_k^2 = \sum_{j=0}^N \frac{\varepsilon_j^2}{S_j S_j^*} H_{k-j}^2 \quad (3-2)$$

と計算する。ここで、 ε_j^2 は、信号チャンネルに含まれるノイズの分散で、以下のようにして、隣接するノイズチャンネルのデータから計算される。

$$\varepsilon_j^2 = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M X_m X_m^* \quad (3-3)$$

ここで、 X_m は対応する信号チャンネルに隣接するノイズチャンネルの周波数成分で、 $*$ は、複素協約を示す。また、 M は利用したノイズチャンネルの数を表す。

本研究では、振幅の時間変化を、各時刻で取得されたアクロスの信号のエネルギーの和と基準となる信号のその比をとることで表現した。シグナルチャンネルには、信号とノイズの両方が含まれるので、信号そのもののエネルギーは、ノイズのエネルギーを信号チャンネルのエネルギーから引くことで求めた。よって、振幅比 r は、以下の式で計算される。

$$r^2 = \frac{\sum_k (G_k G_k^* - \sigma_k^2)}{\sum_k G_{k0} G_{k0}^*} \quad (3-4)$$

ここで、 G_{k0} は基準とする伝達関数で、 k に関する総和では、アクロスの信号に含まれるすべての利用可能な周波数成分の和をとっている。

求めた振幅比の誤差は、以下の式で表現される。

$$\sigma_{r^2} = \frac{\sqrt{\sum_k \{2G_k G_k^* \sigma_k^2 + 2(G_k^2 + G_k^{2*})(\alpha^2 - \beta^2) + \eta_k^2\}}}{\sum_k G_{k0} G_{k0}^*} \quad (3-5)$$

ここで、 α^2 と β^2 はそれぞれ、ノイズの実部と虚部の分散を示し、 η_k は σ_k^2 の推定誤差を表す。この式の導出は、本章末尾の付記で示した。

3.2.3. 合成データによる性能試験

本研究で提唱した手法の利点を実証するため、計算機で合成した信号とノイズのデータを用いて、性能試験を行った。テストでは、合成したデータの信号の振幅を、提案手法とエンベロープ計算の2手法で推定し、その結果の比較を行った。合成データは、ある周波数帯域に、一定振幅で位相がランダムなスペクトルを用意することで

作り出した。信号は、一度逆フーリエ変換して時間領域に変換し、ハニングウィンドウをかけた。

今回のテストでは、0.01Hz 刻みの周波数領域のデータを用意し、10 から 20Hz の帯域で、0.1Hz 間隔で信号のピークを与えた。これにより、9 個のノイズチャンネルが一つの信号チャンネルの周辺に存在することになる。このデータを時間領域に直したあと、2 秒から 4 秒の 2 秒長のハニング窓をかけて時間領域のデータとした。ノイズは、ゼロ平均で正規分布に従うように生成し、時間領域のデータに加えた。

このように合成した信号の振幅を、本研究の手法とエンベロップ計算の二手法で求め、比較した。与えるノイズの標準偏差は、信号の平均二乗平方根(RMS)に対して 0 から 5 倍までとし、0.1 刻みで与えた。それぞれのノイズレベルでは、1000 回計算を行って推定値のばらつきを得ることで、先ほど理論的に計算した本手法の推定誤差の確認も行った。

性能試験の結果を図 3-2 に示す。本研究の手法で推定した振幅変化は、ノイズ分散の変化に伴う系統的なバイアスを示さなかった。推定された振幅の平均値は、ノイズ分散にかかわらず、ほぼ一定の値であった。また、推定された振幅の個々の結果は、理論的に推定した誤差の範囲に収まるように、ばらついていて、これとは対照的に、エンベロップ計算による推定では、ノイズレベルの増加に伴う推定振幅の増加がみられた。

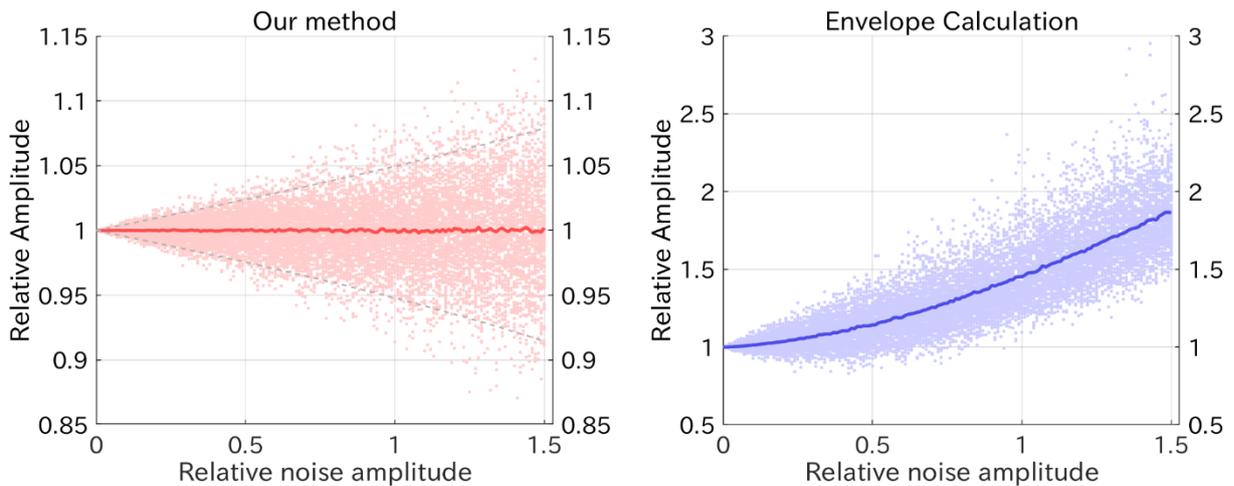


図 3-2 性能試験の結果

本研究の手法(左)とエンベロップ計算(右)により推定した合成信号の振幅を示す。一つ一つの点は、各試行でえられた推定結果をしめし、実線はあるノイズ振幅における推定振幅の平均を示す。横軸は、信号振幅の二乗平均平方根で正規化したノイズ振幅の大きさを、縦軸は、合成した真の信号振幅で正規化した振幅を表す。右図に書かれているグレーの点線は、ノイズ分散の大きさから理論的に推定される推定誤差の 95%信頼区間。

3.2.4. 淡路島 ACROSS のデータへの適用

本研究で用いるデータセットは、兵庫県の淡路島にあったアクロス実験場で行われた実験(Ikuta et al. 2002;

Ikuta and Yamaoka 2004)によって取得された。淡路島には、1995年兵庫県南部地震 ($M_{jma} = 7.3$)によって生じた断層が地表に現れている(Nakata and Yomogida 1995)。淡路島の実験場では、2基のアクロスが2000年1月から2001年4月までの15か月間にわたって運転された。彼らはP波とS波の走時変化をモニタリングし、二つの強振動を伴う地震によって引き起こされた地震時の走時変化を発見した(Ikuta et al. 2002)。

淡路島に設置された2基のアクロス震源は、それぞれ異なる周波数でFM運転して10から23Hzの帯域で地震波を発生させた。FM周期が5秒間に設定されたため、震源からの信号は、周波数領域では、0.2Hz刻みで現れる。最近行われているアクロス震源を用いた実験とは異なり、この段階ではまだ回転方向を切り替える運転は行っていなかった。そのため、震源は実験期間を通して上から見て時計回りに回転させ続けた。

アクロスで送信された地震波は、実験場に掘られた2本のボアホールのそこに設置されている地震計で観測された。ボアホールの地震計は、3成分の速度型地震計で、その固有周期は、800mのボアホールの地震計は、鉛直成分が3Hz、水平成分が2Hzで、1700mのボアホールの地震計は、4.5Hzである。どちらの地震計も、アクロス震源から見て、ほとんど鉛直下向きに位置し、水平距離は50mと120mとわずかである(図3-3)。

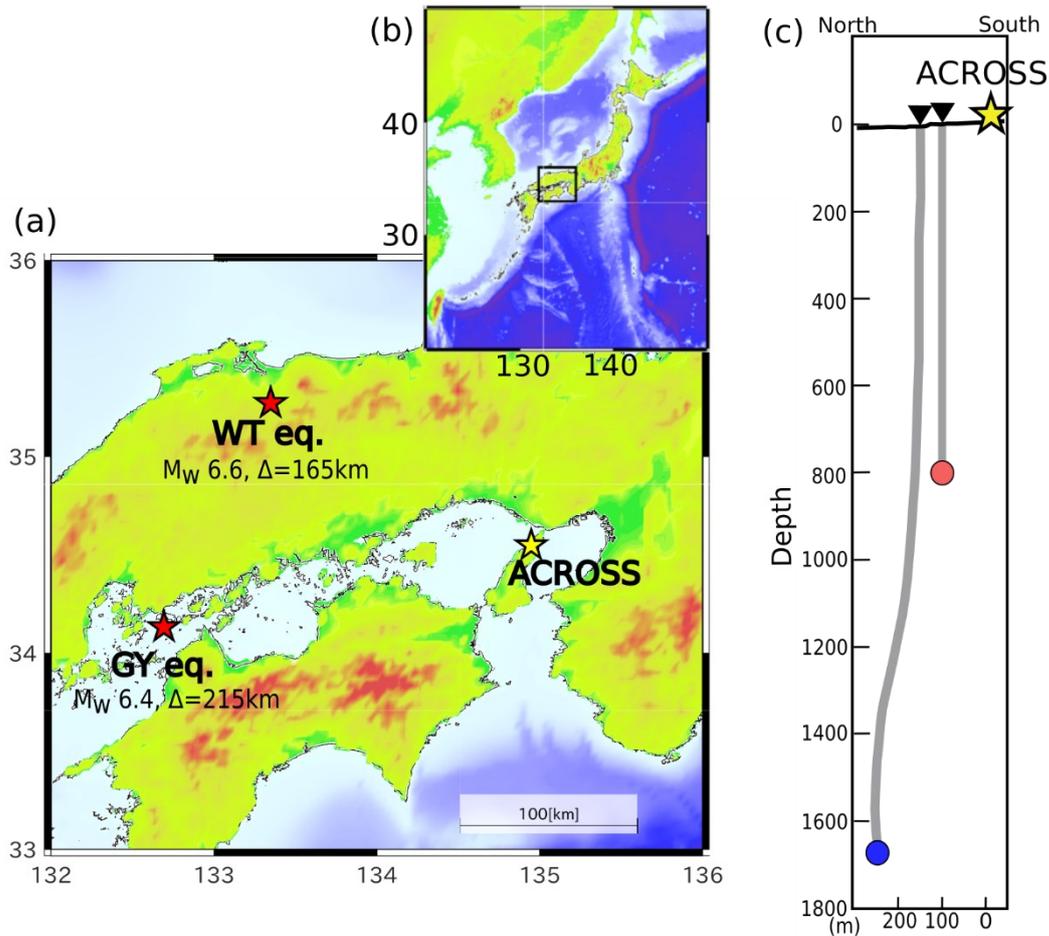


図 3-3 アクロス震源とボアホール地震計、および地震時の変化をもたらした地震の震源位置

(a): アクロス震源の位置(黄色星)と、本文中で述べられている地震時の変化を引き起こした二つの地震の震央(赤星)。(b): (a)の地図で示されている場所を、(b)の地図上に黒枠で示した。(c): アクロス震源とボアホールに設置された地震計の鉛直断面図。黄色の星がアクロス震源を示し、赤丸と青丸が 800m と 1700m のボアホールに設置された地震計の位置を示す。

本研究では、Ikuta et al. (2002)で取得された伝達関数のデータセットを用いて振幅の時間変化を推定した。データセットの利用に際しては、アクロス震源や観測点に異常が生じた期間のデータを取り除くため、独自にデータの精査を行った。第一段階として、アクロス震源の運転ログに基づきスクリーニングを行った。次に、一時間おきに取得されている伝達関数の基準に対する共分散を計算し、共分散の値が 0.75 を下回るデータは用いないようにした。共分散の値が低いデータでは、地震観測設備に何らかの異常が起っていたものと考えられる。

データの精査を行った後、連続波形データを 100 秒長に分割し、一時間ごとにスタッキングした。スタッキングは、各セグメントの最大振幅の逆数を重みとする加重平均を計算することで行った。スタックした波形は、アクロス震源の発信力でデコンボリューションし、伝達関数を求めた。100 秒長のデータを利用したので、周波数領域の観測スペクトルは、0.01Hz 刻みの周波数成分が存在する。一方、FM 周期は 5 秒であるから、震源の信号を含む

周波数成分は、0.2Hz おきに現れる。そのため、アクロスの信号チャンネルは、それぞれの震源について、20 周波数成分の一つ存在する。

得られた伝達関数を逆フーリエ変換して一度時間領域に戻し、P 波と S 波を取り出した。比較を容易にするため、P 波・S 波は、800m、1700m のそれぞれの地震計で、Ikuta et al. (2002)と同じ手法で取り出した。P 波と S 波を含む波形は、周辺の岩石の典型的な地震波伝播速度をもとに計算した到達時刻を中心に、0.3 秒長の 20%ハニングウィンドウを用いて取り出した。なお、P 波は鉛直成分から、S 波は水平成分からそれぞれ取り出した。図 3-4 に示す時間領域の伝達関数は、周波数領域の伝達関数を逆フーリエ変換して得た。時間領域の伝達関数には、800m、1700m 両方の地震計の波形について、P 波・S 波および、いくつかの後続波がみられた。

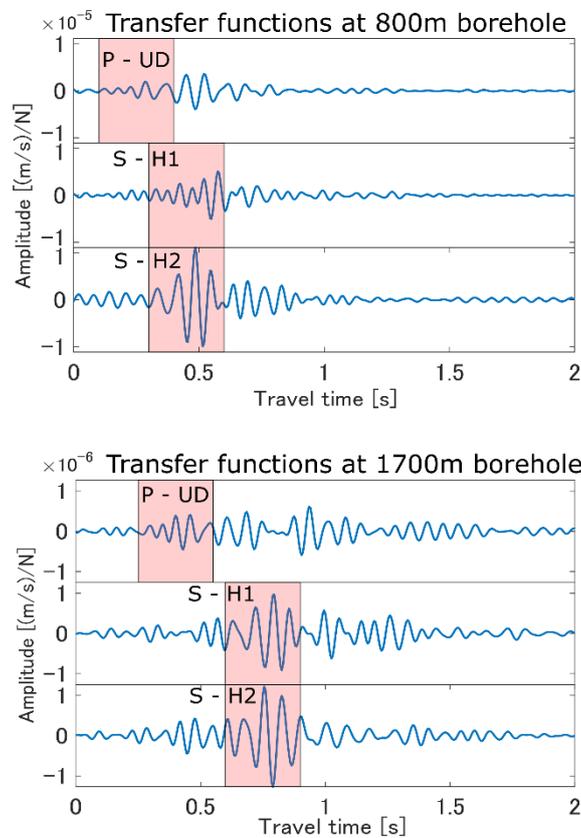


図 3-4 時間領域の伝達関数と選択した P 波・S 波

図に示しているのは、基準として用いた、2000 年 1 月 19 日 14:00 の伝達関数である。赤く塗った領域が振幅変化や走時変化の計算で用いるために取り出した、P 波と S 波で、P 波は UD 成分から、S 波は水平に成分からそれぞれ取り出した。

選択した P 波と S 波に、本研究の手法を適用した。S 波に関しては、地震計の各成分について解析を行い、先行研究が行っていたような Radial 方向と Transverse 方向への変換は行わなかった。このため、水平に成分を、

H1、H2 成分と呼ぶ。なお、800m ボアホール地震計の H1 成分は、N126°E、H2 成分は、N216°E を向いている。1700m の地震計の H1、H2 の方向は、N90°E と N180°E である。また、H1、H2 成分にみられた S 波を、S-H1、S-H2 と呼ぶ。

推定誤差は、式(3-5)に基づいて計算した。Ikuta et al. (2002)で取得され、本研究で利用したデータセットでは、それぞれの信号チャンネルに対するノイズチャンネルの振幅の情報しか含まれていなかった。そこで、ノイズの実部と虚部の分散(式 3-5 の α^2 と β^2)が同一だとし、また、 η_k^2 は無視できるほど小さいとみなした。こうして、本研究では、振幅変化の推定誤差を、以下の式で計算した。

$$\sigma_{r^2} = \frac{\sqrt{\sum_k 2G_k G_k^* \sigma_k^2}}{\sum_k G_{k0} G_{k0}^*} \quad (3-6)$$

3.3. 結果

3.3.1. 観測期間の走時・振幅変化

800m と 1700m のボアホール地震計で観測された P、S-H1、S-H2 の振幅変化と走時変化を図 3-5 に示す。一時間ごとのデータがプロットされており、日変動や長期的な変化、地震などのイベントに伴う変化が見られた。なお、先行研究では、Radial、Transverse 方向に変換し 24 時間の移動平均をプロットしたが、本研究では、地震計の各成分について解析を行い、一時間ごとのデータをそのままプロットした。

得られた走時変化(図 3-5 の上 3 段)からは、Ikuta et al. (2002)で報告されているのとほぼ同じ変動がみられた。P 波・S 波ともに、2000 年 1 月から 3 月にかけて、次第に遅れ、4 月から 5 月にかけては次第に早まるというような、長期的な変動がみられた。すべての成分で、9 月 11 日に発生した豪雨に伴う急激な変化が観測された。その遅れの前、この観測点では、夏場の乾燥した時期に対応する 2 か月間ほどは、走時変化が早まる傾向がみられた。これらの変化は、Ikuta et al. (2002)では、震源のごく近傍で発生したエネルギーの散逸によって、震源の動きに対するおもりの回転が変化したために生じると解釈されている。2000 年 10 月 6 日に発生した地震については、地震時のステップ状の遅れとそれに続く、徐々に走時が早まり回復する過程が観測された。加えて、800m の地震計では、Ikuta et al. (2002)で報告されていなかったものの、4 回行われていた注水実験の 2 回目と 4 回目のタイミングに対応した走時変化も見られた。

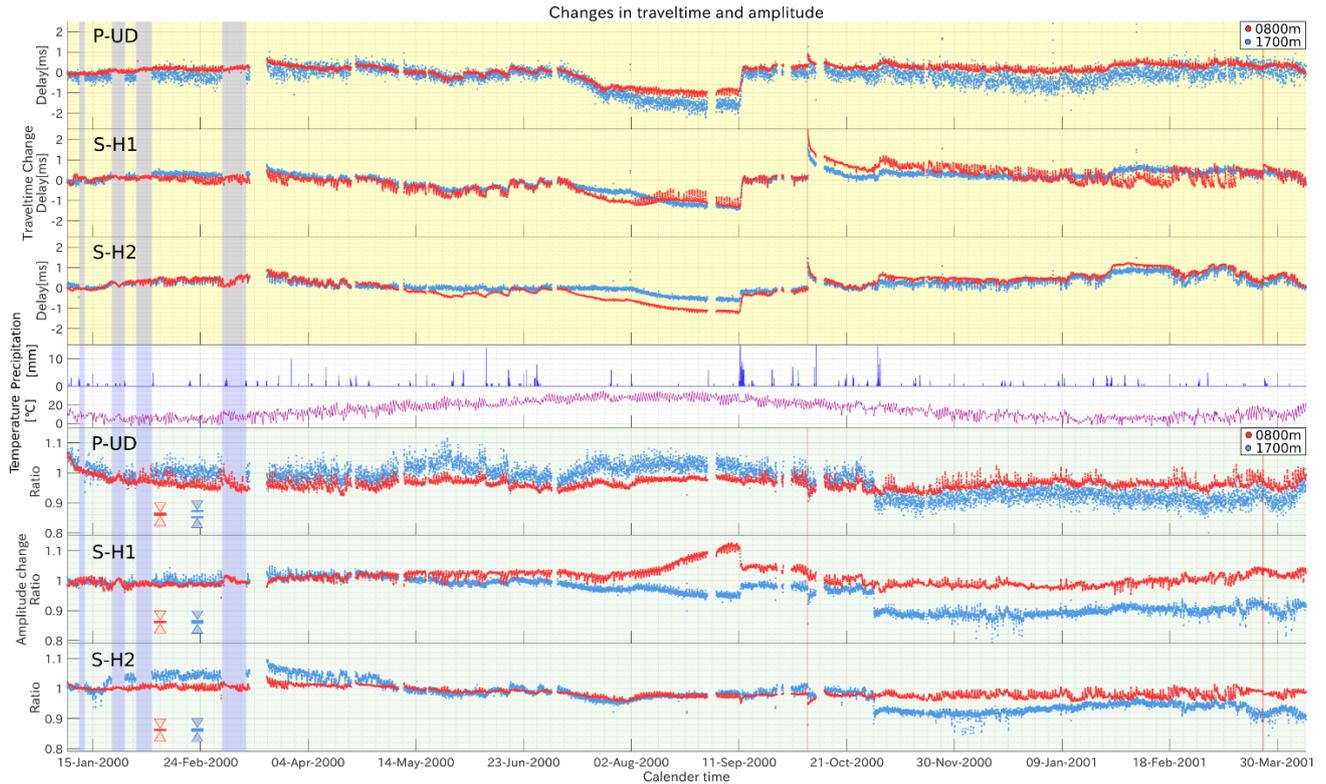


図 3-5 全観測期間の走時変化と振幅変化

走時変化(上 3 段の黄色背景のグラフ)は、Ikuta et al. (2002)に基づいて計算し、振幅変化(下 3 段の緑背景のグラフ)は本研究の提案手法で計算した。中央の 2 段のグラフは、それぞれ、淡路島の実験場から最も近い気象庁の気象観測点(群家)で観測された、気温と降水量。青で網がけした期間は、注水実験が行われたタイミングを示す。また、赤の縦線は、地震の発生タイミングを示している。振幅変化のグラフにある、三角形で挟まれた二本の線の幅は、それぞれの成分の推定誤差の平均を示す。

振幅変化(図 3-5 の下三段)についても、いくつかの特徴的な変化がみられた。全期間を通して、P 波の振幅変化は、800m と 1700m の地震計でほぼ同じ変化を示し、また、アクロス設置直後の 1 月から 2 月にかけて徐々に振幅が減少していた。9 月 11 日の豪雨に伴う振幅変化も S 波で見られた。S-H1 成分の振幅変化は、800m の地震計では、8 月半ば以降続いた振幅の増加の後、豪雨のタイミングで急激に減少した。一方、1700m の地震計では、減少していた振幅が急激に回復する様子が見られた。しかし、P や S-H2 成分では、わずかな変動しか見られていない。そのため、走時変化の場合とは異なり、振幅変化の原因を震源と近傍地盤の相互作用と解釈することは困難である。ほかに挙げられる原因としては、震源近傍で発生した放射特性の変化による干渉の変化が考えられる。

振幅変化では、気温とよく対応する日変動が観測された(図 3-6)。800m の地震計では、すべての波群で振幅変化は気温変化と正の相関があった。P 波と S-H1 で最大で 5%程度の変動がみられ、最大 3%程度だった S-H2 よりも大きく変動する傾向がみられた。1700m の地震計については、P 波と S-H1 は気温と日変動の間で正の相関を示したが、S-H2 は負の相関を示した。P 波の変動幅(最大で約 10%)は S 波の変動幅(約 3%)より大きかった。

2000 年 10 月 31 日に、ステップ状の振幅減少が 1700m の地震計の全成分で見られた。この変動は、温度変化の計測(Yamano and Goto 2005)のために、1700m の地震計が設置されているボアホール(孔口)が解放されたタイミングで発生していた。興味深いことに、走時変化ではこの影響がみられなかった。この振幅変化の原因には、地震計と周辺岩盤の接合状態の変化によって振幅(すなわち、周辺岩盤からの伝播効率)のみが変化したというものが考えられる。Yamano and Goto (2005)では、温度計測のための準備として、孔口を開放したところ、ガスと水が流出したと報告されている。そのため、この変化は、孔口の開放によるボアホール内の流体の流れが変化したことによって生じた可能性がある。

3.3.2. 地震時の変化

アクロスを用いた実験期間中に発生し、実験場で比較的大きな地震動が観測された地震は 4 件であった。これらの中で、2000 年 10 月 6 日に発生した鳥取県西部地震(WT)と、2001 年 3 月 24 日に発生した芸予地震(GY)の 2 件が地震に伴う振幅変化や速度変化を生じさせた。それぞれのマグニチュードと震央距離は、WT が、 M_w 6.6 で 165 km、GY が M_w 6.4 で 215 km である。

図 3-6 に地震前後 10 日間の振幅変化を示す。振幅変化は両方の地震で観測されたが、走時変化と同様に、WT のほうが GY よりも大きな変化を示した。WT に関しては、800m の S-H2 で約 3%、1700m の S-H1 で約 5%の地震時伴うステップ状の振幅減少が観測された。地震後は、約 1 週間にわたって徐々に振幅が回復して増加していく様子が、P 波・S 波ともに見られた。その結果、最終的に振幅は地震前の水準まで回復した(図 3-6 の a)。これとは対照的に、GY では、明確なステップは、800m の S-H2 のみで観測され、約 1%の大きさであった。地震後の回復過程も観測されなかった。

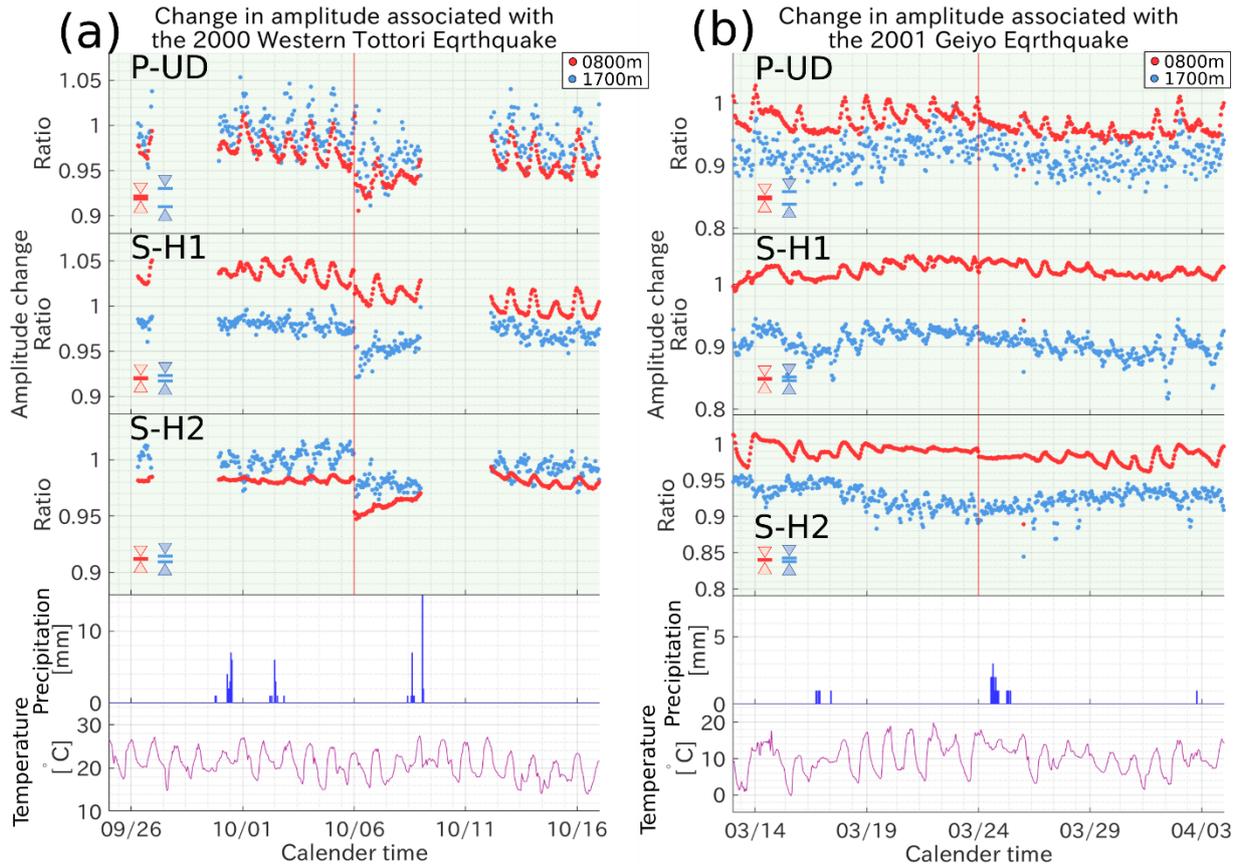


図 3-6 2000 年鳥取県西部地震と 2001 年芸予地震の前後 10 日間の振幅変化

上三段に、本研究の手法で推定した振幅変化を、下二段に気象庁の群家観測点で観測された降水量と気温をそれぞれ描いた。赤の縦線が地震発生のタイミングを示し、振幅変化を描いた各グラフの左下に書かれている三角形に挟まれた線の幅は、図で示した範囲内の振幅変化の推定誤差の大きさを示す。

3.3.3. 注水実験時の変化

淡路島の実験場では、1995 年兵庫県南部地震の後の野島断層の治癒過程を観測することを目的とし、1997 年から繰り返し注水実験が行われている(Ando 2001)。アクロスの実験期間中には、4 回の注水実験が行われた。一回目の実験は、2000 年の 1 月 4 日に行われたが、ボアホールの孔口から漏水したため、中断された。2 回目から 4 回目の実験は、1 月 22 日から 26 日、1 月 31 日から 2 月 5 日、3 月 3 日から 11 日にそれぞれ行われ、注水は成功した。これら 3 回の実験では、それぞれ、2.9、4.0、4.5MPa の圧力で注水され、合計で 457kL の水が注入された(Nishigami 2001)。水は、1700m のボアホールに注入され、光ファイバーを用いた温度計測の結果から、深さ 580m 付近で周辺の岩盤へと漏れ出したと考えられている(Yamano and Goto 2001)。

4 回行われた注水実験のうち、2 回目と 4 回目では、有意な走時変化と振幅変化が観測された(図 3-7)。800m の P と S-H1 成分で、2 回目と 4 回目の実験に伴い振幅の上昇が観測され、同じタイミングで走時の早まりも観測

された。しかし、実験は成功していたものの3回目の注水に伴う変化は見られなかった。観測された振幅変化・走時変化と気温の時間変化が非常によく似ているため、観測された注水実験に伴う変化と思われた変化は、気温変化によるものと考えられる。気温変化はアクロスの震源周りの地表付近の弾性特性と変化させる可能性があり、伝達関数にも影響を与えらる。

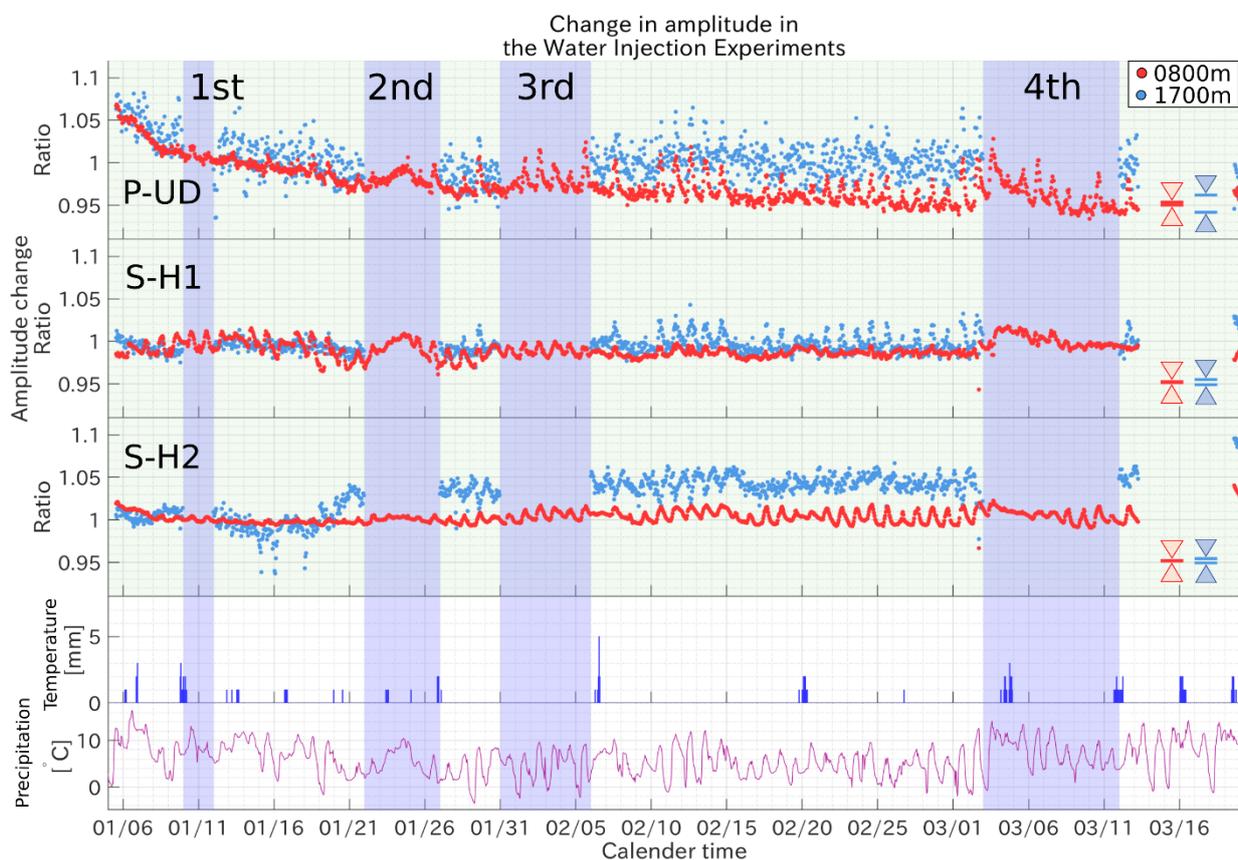


図 3-7 注水実験が行われた期間の振幅変化

上三段に、本研究の手法で推定した振幅変化を、下二段に気象庁の群家観測点で観測された降水量と気温をそれぞれ描いた。背景を青色に塗った時間で注水実験が行われた。振幅変化を描いた各グラフの右下に書かれている三角形に挟まれた線の幅は、図で示した範囲内の振幅変化の推定誤差の大きさを示す。なお、1700mのボアホールで注水が行われているため、実験中は1700mの振幅変化は得られていない。

3.4. 議論

3.4.1. 地震時の変化の異方性

走時変化の異方性の解析は、先行研究 Ikuta and Yamaoka (2004)において、地震時の変化のメカニズムを解明するための、重要な手がかりであった。そこで本研究では、地震時の減衰変化のメカニズム解明のために振幅変化の異方性の解析を行った。異方性の検討は、まず走時変化の異方性の再検討を行い、アクロスのデータに

適用可能な振幅変化の異方性解析手法を構築した。

Ikuta and Yamaoka (2004)では、地震時の変化の S 波スプリッティングを計算することで、異方性の方向を推定した。彼らは、30° 刻みで 6 方位に振動する伝達関数を合成して、S 波について、それぞれの方向の地震時の遅れの大きさを計算した。そして、この遅れの方向分布を楕円でフィッティングすることで、異方性の主軸を推定した。そこで、本研究でも方位の刻み幅を除いて同じ方法で地震時の変化の異方性を解析した。地震時の走時変化の方位分布は、以下に説明する方法で推定し、方位の刻み幅については、一度刻みで計算を行った。

方位分布の計算には、地震の前 100 時間と後 24 時間分の伝達関数を用いた。一度刻みですべての方位に振動する伝達関数を合成し、最初の 24 時間分の伝達関数の平均を基準とする伝達関数としてクロススペクトル法で、各方位の走時変化を計算した。気温変化ときわめてよく対応する走時のばらつきがみられたので、走時変化に気温変化の線形関数に従う変化があるとみなして係数を推定し、気温変化による走時変化の影響を低減した。係数の推定には、地震前 100 時間の走時変化と気温のデータを用いた。

各方位の地震時の変化は、以下の式を用いてモデル化した。

$$M(t) = at + H(t - T) \cdot \{b(t - T) + c\} \quad (3 - 7)$$

ここで、 a は地震前の変化率を、 $H(t)$ は Heaviside の階段関数を、 b は地震後の回復率を、 c は地震に伴う変化量を示す。また、 t はモデル化する期間の開始からの経過時間を、 T は地震の発生日を示す。パラメータ a, b, c は、最小二乗法を用いて推定した。

図 3-8 に一度刻みで推定した地震時の遅れの方位分布を示す。本研究の結果と、Ikuta and Yamaoka (2004) の結果は、彼らが計算した方位角ではほぼ等しかった。しかし、方位分布のパターンは、彼らが行ったような楕円近似が適用できる分布にはならなかった。

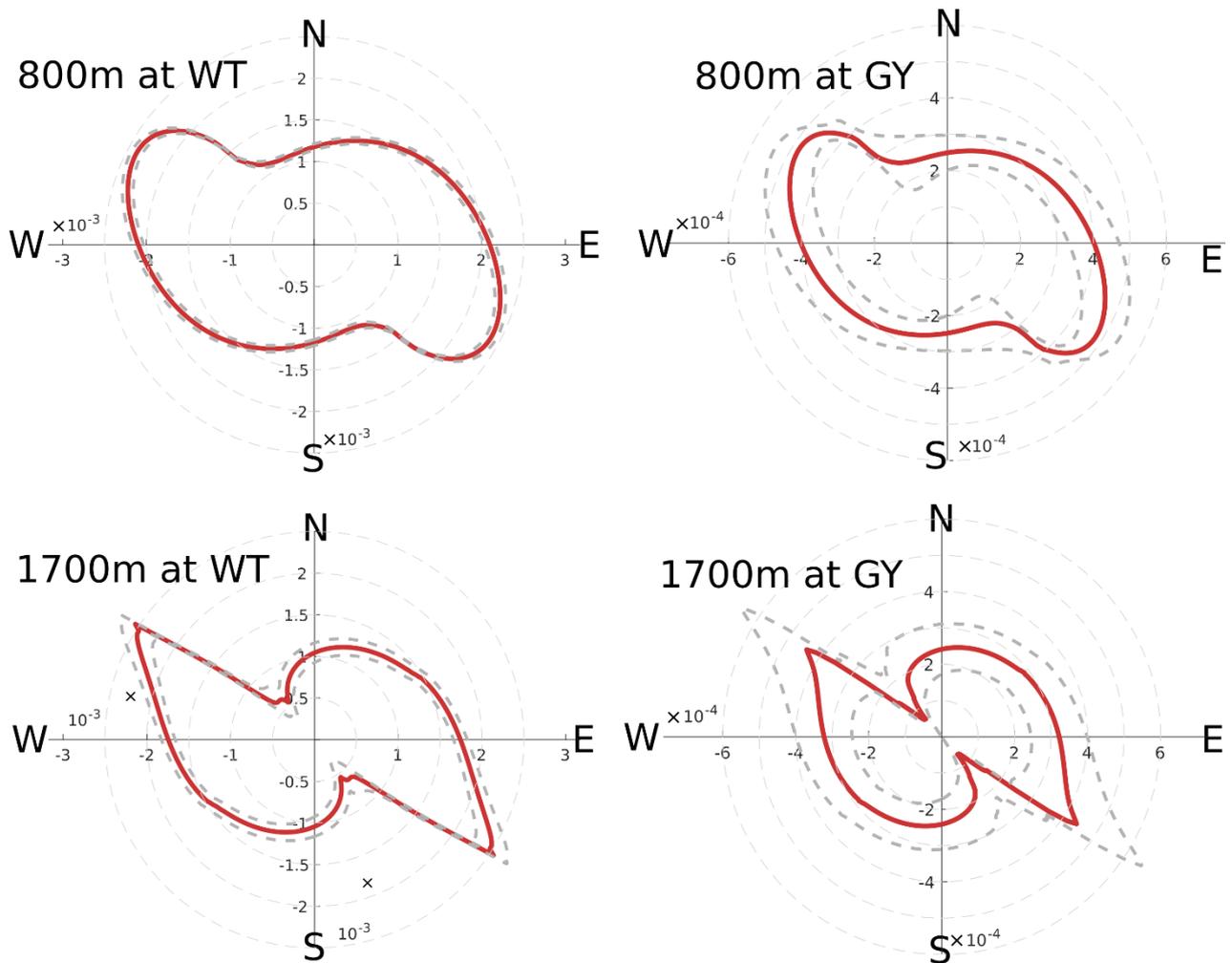


図 3-8 地震時の走時変化の方位分布

赤線は、各方位角での地震時の走時遅れの大きさを示す。グラフの軸は、縦軸が NS、横軸が EW 方向にそれぞれ対応する。中心からの距離の大きさが、地震時の変化量の大きさを示しており、赤線を囲むように書かれている灰色の破線は 95%信頼区間を表している。上二つが、800m の地震計の WT、GY の結果で、下二つが 1700m の地震計の結果である。

この分布のパターンが意味することを明らかにするため、伝達関数のモデルを作成し、シミュレーションを行った。アクロス震源から発信され、均質な媒質を鉛直下向きに伝播する波をモデル化した。アクロス震源からの S 波は、直交する 2 軸の位相が 90° ずれたサイン波として表現できるので、異方性の主軸の方向の伝達関数をモデル化することとした。主軸方向の伝達は、周波数領域で以下のようにあらわす。

$$\begin{cases} S_1(\omega) = \exp\{i\phi(\omega)\} \\ S_2(\omega) = A \exp\left[i\left\{\phi(\omega) + \frac{\pi}{2} + \omega\delta t_0\right\}\right] \end{cases} \quad (3-8)$$

ここで、 ω は、信号の角周波数、 $\phi(\omega)$ は各周波数の初期位相、 δt_0 は、周辺の媒質の異方性によって引き起こされた走時差を示す。ここで、伝達関数の振幅比 A と、周波数 ω は既知の値で、観測や実験条件から与えられるものとし、 $\phi(\omega)$ は、 0 から 2π までの間の一様分布乱数で与える。

地震によって異方性の主軸が変化することはないとみなして、地震後の主軸方向の伝達関数は以下のように表現した。

$$\begin{cases} \tilde{S}_1 = \exp[i\{\phi(\omega)\} + \omega\delta t_1] \\ \tilde{S}_2 = A \exp\left[i\left\{\phi(\omega) + \frac{\pi}{2} + \omega(\delta t_0 + \delta t_2)\right\}\right] \end{cases} \quad (3-9)$$

ここで、 δt_1 と δt_2 は、 S_1 と S_2 方向の地震時の走時変化である。次に、任意の方向の伝達関数を以下のような線形結合により、角度 θ の関数として以下のように合成した

$$S_\theta = S_1 \cos \theta + S_2 \sin \theta \quad (3-10)$$

$$\tilde{S}_\theta = \tilde{S}_1 \cos \theta + \tilde{S}_2 \sin \theta \quad (3-10a)$$

このモデルを用いて、 θ の関数として地震時の走時変化を合成したところ、図 3-8 ときわめて近いパターンが得られた。いくつかのパラメータを与えてモデルにより合成したパターンを、図 3-9 に示す。

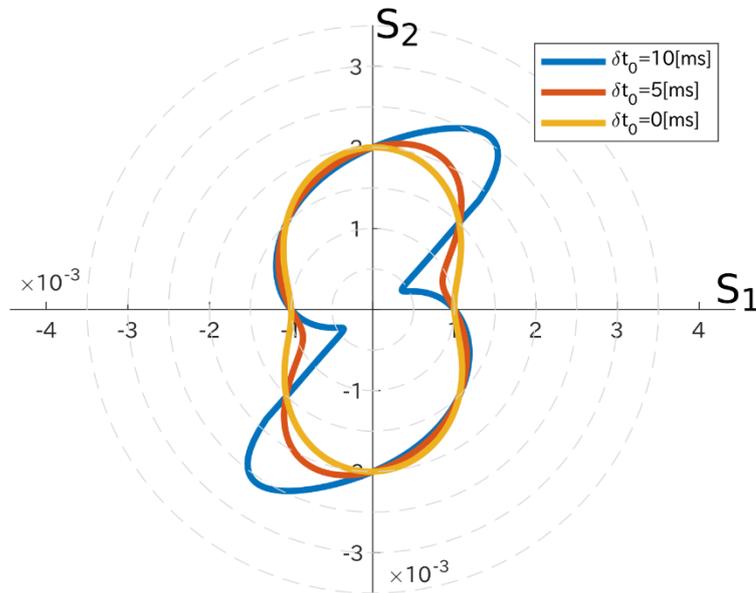


図 3-9 シミュレーションで得られた方位分布の例

合成した伝達関数から計算された方位分布の例。式 3-8 の δt_0 が、10, 5, and 0 ms の場合を例示している。また、この計算では式 3-8、3-9 のパラメータに $A = 1, \delta t_1 = 1 [ms], \delta t_2 = 2 [ms]$ を用いた。

このモデルを用いて異方性の主軸の方向を再解析した。異方性の主軸の向きは、図 3-8 の方位分布と最もよく合うモデルのパラメータを最小二乗法で探索することにより求めた。探索したパラメータは $\delta t_0, \delta t_1, \delta t_2$ 、および、異方性の主軸の長軸の方の方位角である。ここで、長軸とは、より大きな地震時の遅れを示した主軸の向きである。 δt_0 と A の間には、トレードオフの関係があったため、 A は異方性の主軸方向で観測された伝達関数の振幅比から計算することで、独立に求めて使用した。

このフィッティングの結果を、図 3-10 に示す。WT では、長軸の方向は、800m、1700m の両方の地震計について、N90°E であった。GY では、800m と 1700m でそれぞれ、N85°E と N95°E と求まった。Ikuta and Yamaoka (2004)では、800m の地震計に関して、WT・GY とともに、N100°E と推定されており、結果的には本研究の推定とほとんど同じであった。

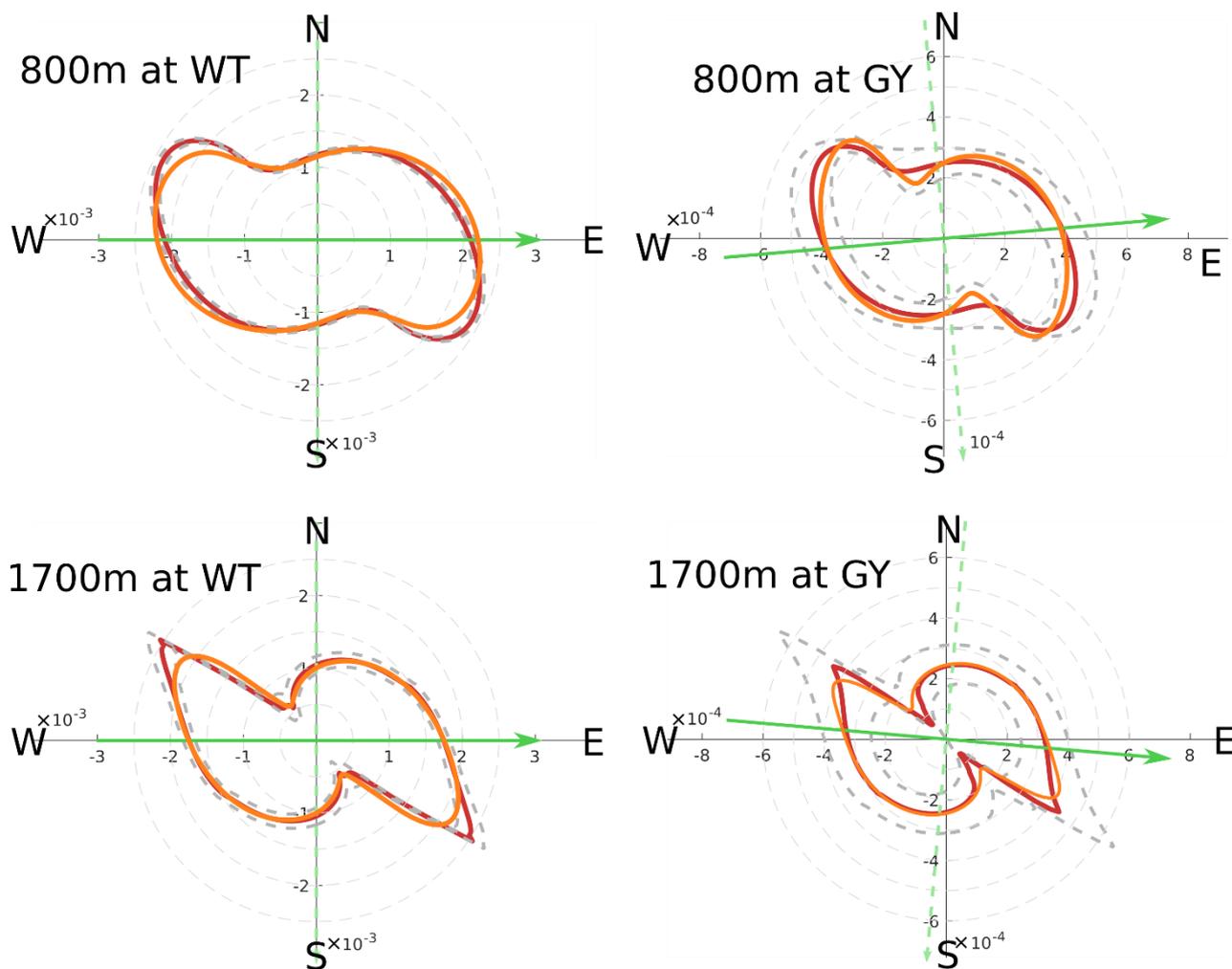


図 3-10 フィッティング結果とパラメータ推定により求まった主軸方位

赤線が観測された方位分布を、オレンジの線がフィッティングした分布をそれぞれ示す。緑色の矢印と破線の方向は推定された主軸方位を示す。上二つが、800m の地震計の WT、GY の結果で、下二つが 1700m の地震計の結果である。

振幅変化の異方性の推定は、速度変化から求めた異方性の方向を利用して行うことができる。先ほどのシミュレーションの結果では、地震前後に振幅変化を設定していないにも関わらず、合成された伝達関数の振幅の方位分布は円形にならなかつた。これは、振幅変化の方位分布は走時変化の影響を受けてしまうことを意味している。しかし、主軸方向では、振幅変化は走時変化の影響を受けない。これは、式 3-8 から式 3-10 までの式からもわかる。したがって、地震時の振幅変化の異方性は、主軸方向の振幅変化を比較することで解析することができ

る。

主軸方向の振幅変化とモデルフィッティングの結果を図 3-11 に示した。主軸方向の地震時の変化は、走時変化と同じ手順を踏んで推定した。気温に伴う日周変化も同様にして除去した。WT に関しては、800m・1700m どちらの地震計についても、長軸方向の振幅変化が短軸方向の変化よりも大きかった。GY に関しては、両方の地震計の結果でも、有意な差はみられなかった。

本研究のより速度が遅れる方向でより大きな減衰が起こるという結果は、クラックを含む湿潤なサンプルを用いた岩石実験の結果と調和的である。そのため、地震時に見られた減衰やその異方性は、Ikuta and Yamaoka (2004)で提唱されたメカニズムによって引き起こされたと考える。

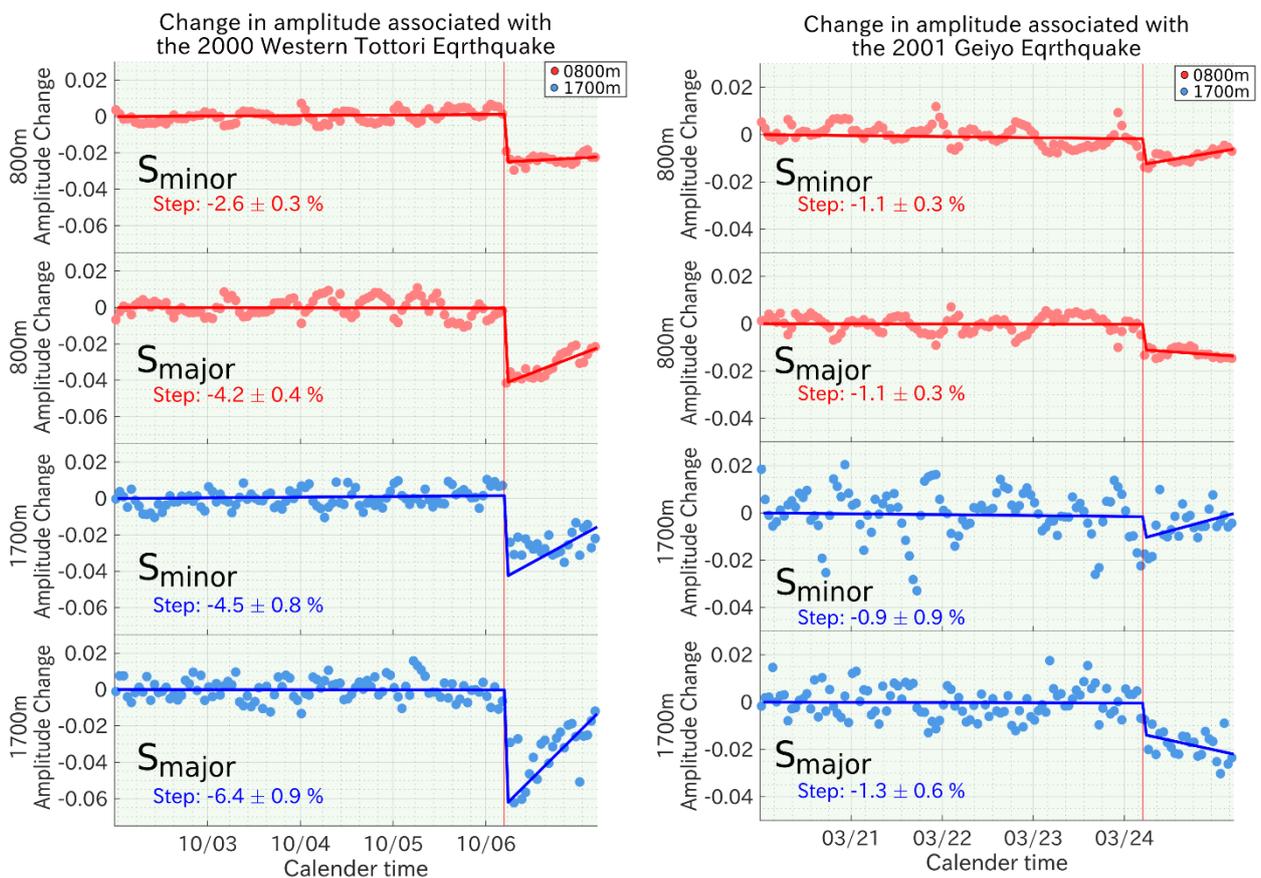


図 3-11 異方性の主軸方向の振幅変化

走時変化の解析により求められた主軸の方向での地震時の振幅変化をプロットした。Minor、Major はそれぞれ、地震時の走時変化量が小さい軸と大きい軸を示す。また、点は一時間ごとの振幅変化で、実線はフィッティングの結果を示す。上 2 段は 800m の地震計の結果で、下 2 段が 1700m の地震計の結果、左が WT、右が GY の結果を示している。また、地震時の変化量とその推定誤差を各図の左下に記載した。

3.4.2. 振幅変化の回転不変値

前項で行ったシミュレーションの結果は、ある成分について推定された振幅変化は、特に S 波については、見かけ上の変化である可能性を示している。そこで、式 3-10 と 3-10a が示す通り、直行する 2 成分の二乗和は、方位角 θ に依存しない量になることを用いる。水平二成分の伝達関数の RMS を計算して、これを回転不変量として用いた。式 3-4 から導出した、S 波の回転不変量を与える式は以下ようになる。

$$\tilde{r}^2 = \frac{\sum_k \{(G_{1k} G_{1k}^* + G_{2k} G_{2k}^*) - (\sigma_{1k}^2 + \sigma_{2k}^2)\}}{\sum_k (G_{1k0} G_{1k0}^* + G_{2k0} G_{2k0}^*)} \quad (3-11)$$

ここで、下付き文字 1 と 2 は、H1 と H2 成分をそれぞれ示し、 G_{1k0} と G_{2k0} はそれぞれの成分の基準とする伝達関数である。図 3-12 に本研究の観測期間全体の回転不変量の振幅変化を示す。結果として、WT・GY に伴う地震時の変化や、各成分で観測されていた豪雨に伴う変化や孔口の開放に伴う変化が確認された。

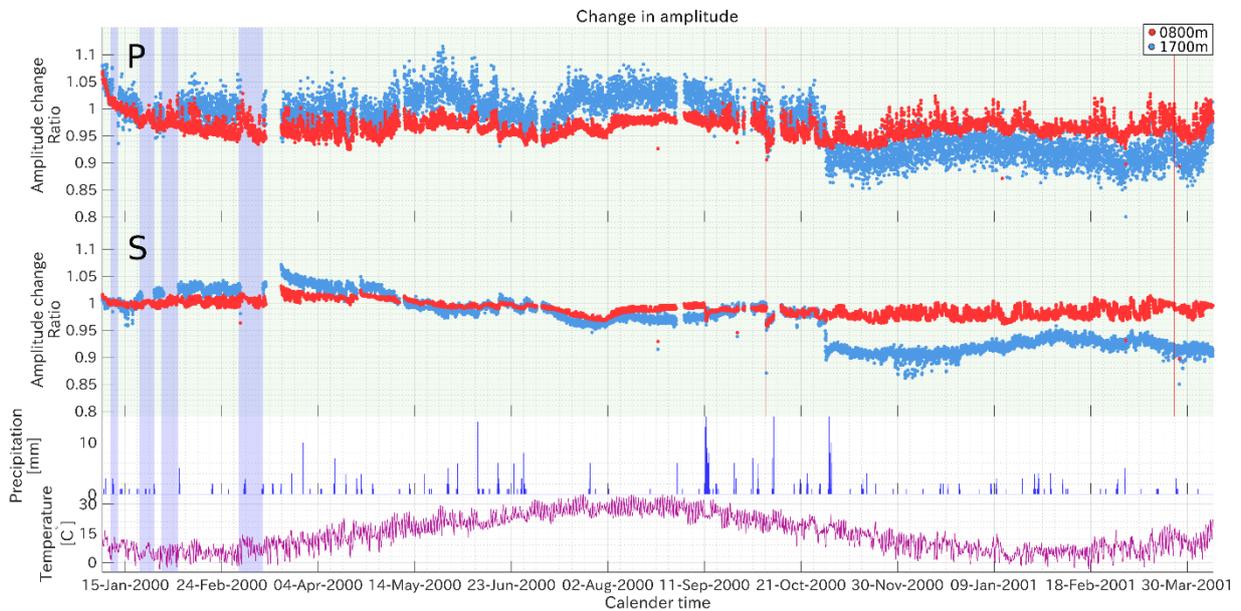


図 3-12 回転不変量の振幅変化

P-UD 成分(最上段)と、回転不変量(2段目)の振幅変化。気温と降水量も示した。青で網がけした期間は、注水実験が行われたタイミングを示す。また、赤の縦線は、地震の発生タイミングを示している。

3.4.3. Q による地震変動の比較

本研究でとらえた地震時の振幅変化を、 Q^{-1} の変化に変換することで、他の観測によってとらえられた地震時の変化と比較を行う。Q は周波数に依存しないとすると、振幅比 γ は、以下のように書ける。

$$\gamma(f) = \frac{\frac{1}{d} A \exp\left(-\frac{2\pi f d}{2c} Q^{-1}\right)}{\frac{1}{d} A \exp\left(-\frac{2\pi f d}{2c} Q_0^{-1}\right)} = \exp\left(-\frac{\pi f d}{c} \Delta Q^{-1}\right) \quad (3-12)$$

ここで、 d は、震源と地震計の間の距離、 A は震源での振幅、 ω は地震波の角周波数、 c は伝播速度、 Q_0^{-1} と Q^{-1} は地震前後のクオリティーファクターの逆数を表す。ここから地震時の変化 $\Delta Q^{-1} = Q^{-1} - Q_0^{-1}$ を求める。

本研究で求められた地震前後の振幅比が、発信周波数の中心値 \bar{f} において、先ほど書いた振幅比 γ と等価だとみなす。すると、 ΔQ^{-1} は、以下のように書き下せる。

$$\Delta Q^{-1} = -\frac{c}{\pi \bar{f} d} \ln(\alpha) \quad (3-13)$$

ここで、 α は本研究で求められた地震前後の振幅変化で、式 3-7 のパラメータ a , T , c を用いて、 $(1 + aT + c)/(1 + aT)$ として計算した。なお、地震波伝播速度の変化に関しては、十分に小さい(<0.5%)ため、無視した。

ΔQ^{-1} は、P-UD成分と、S波の回転不変量を用いて、式 3-13を用いて計算した。計算に際しては、周辺岩盤の代表的な伝播速度から、 $V_p = 4.0$ [km/s], $V_s = 2.5$ [km/s] を c として使い、アクロスの発信周波数の中心値 16 Hz を \bar{f} として用いた。表 3-1 に振幅比を、表 3-2 に式 3-13 によって計算した ΔQ^{-1} をまとめた。

表 3-1 地震前後の振幅比

	Step at WT		Step at GY	
	0800 m	1700 m	0800 m	1700 m
P	0.96	0.98	--	--
S	0.97	0.95	0.99	--

各観測点、各波群の WT・GY それぞれの地震の前後の振幅変化をまとめた。なお、「--」は、有意な変化がみられなかったことを示す。

表 3-2 振幅比から推定された地震時に伴う ΔQ^{-1}

	Step at WT		Step at GY	
	0800 m	1700 m	0800 m	1700 m
P	3.72×10^{-3}	2.00×10^{-3}	--	--
S	0.98×10^{-3}	1.53×10^{-3}	0.34×10^{-3}	--

表 1 にまとめた振幅比をもとに、式 13 によって推定された ΔQ^{-1} 。

計算には、 $V_p = 4.0$ [km/s], $V_s = 2.5$ [km/s]、および $\bar{f} = 16$ Hz を用いた。

求めた ΔQ^{-1} は、スペクトル比を用いた研究で報告されている地震時の変化を調和的な値であった。例えば、Kelly et al. (2013)は、2004 年の Parkfield Earthquake ($M_w = 6.0$)に伴う変化を、 1.0×10^{-3} と報告している。また、Wang and Ma (2015)は、1999 年の Chi-Chi Earthquake ($M_w = 7.6$)に伴い Q_s が 238 から 157 に

変化したことを報告しており、これは、 ΔQ^{-1} に換算すると、 2.2×10^{-3} となる。

3.5. 結論

安定した信号を定常的に励起可能な人工震源装置アクロスの信号を用いて振幅変化を検出する手法を開発し、実データへの適用を行った。振幅変化は、各観測期日の伝達関数のパワーと、基準とする伝達関数の比をとって計算する。この際に、正確な推定のために、ノイズレベルの変化に伴う見かけの振幅変化を取り除くために、ノイズのパワーを信号と独立に推定して、取り除いた。この手法は、Ikuta et al. (2002)で取得されたデータセットに適用した。その結果、2つの地震に伴う、最大で約5%の地震時の振幅減少を検出した。この地震時の振幅変化に関して異方性を調べたところ、大きな走時の遅れがみられた方向で、大きな振幅の低下がみられた。この結果は、クラックが含まれる媒質の実験室での研究結果と調和的である。得られた地震時の変化を、 ΔQ^{-1} に換算したところ、先行研究と調和的な結果が得られた。

3.6. 付記: 推定誤差の導出

本文でもふれたように、これまでに行われてきたアクロスの解析手順では、信号チャンネルとノイズチャンネルが周波数領域において取得される。ここでは、信号チャンネルに含まれるノイズはノイズチャンネルに含まれるノイズと、統計的に同じ性質を持っているとみなし、ノイズを含む信号チャンネルのデータを以下のようにあらわす。

$$G = G_0 + \varepsilon \quad (3 - A1)$$

ここで、 G_0 は信号で、 ε はノイズである。なお、 G_0 と ε は複素数である。ノイズ ε の統計的性質を、

$$\langle \varepsilon \rangle = 0 \quad (3 - A2)$$

$$\langle \varepsilon \varepsilon^* \rangle = \sigma_0^2 \quad (3 - A3)$$

と定める。ここで、 $\langle \rangle$ は、期待値を示し、 $*$ は複素共役を表す。また、 σ_0^2 はノイズの分散である。

ノイズ分散 σ_0^2 は、ノイズチャンネルのデータから推定されるため、それ自身も誤差を持つ。そこで、ノイズ分散を、その誤差 δ を用いて、以下のようにあらわす。

$$\sigma^2 = \sigma_0^2 + \delta \quad (3 - A4)$$

$$\langle \sigma^2 \rangle = \sigma_0 \quad (3 - A5)$$

この時、ノイズ分散の誤差 δ は以下のような統計的性質を持つとする。

$$\langle \delta \rangle = 0 \quad (3 - A6)$$

$$\langle \delta^2 \rangle = \eta^2 \quad (3 - A7)$$

式3-4の分子(信号の2乗から、ノイズ分散を引いたもの)について、期待値を計算すると、以下のようになる。

$$\begin{aligned} \langle GG^* - \sigma^2 \rangle &= \langle (G_0 G_0^* + G_0 \varepsilon^* + G_0^* \varepsilon + \varepsilon \varepsilon^*) - (\sigma_0^2 + \delta) \rangle \\ &= G_0 G_0^* \end{aligned} \quad (3 - A8)$$

また、この分散は、

$$\begin{aligned}
& \langle (GG^* - \sigma^2 - G_0G_0^*)(GG^* - \sigma^2 - G_0G_0^*)^* \rangle \\
&= \langle (G_0\varepsilon^* + G_0^*\varepsilon + \varepsilon\varepsilon^* - \sigma_0^2 - \delta)(G_0\varepsilon^* + G_0^*\varepsilon + \varepsilon\varepsilon^* - \sigma_0^2 - \delta)^* \rangle \\
&= \langle 2G_0G_0^*\varepsilon\varepsilon^* + G_0^2\varepsilon^{*2} + G_0^{*2}\varepsilon^2 + \varepsilon^2\varepsilon^{*2} - 2\varepsilon\varepsilon^*\sigma_0^2 - \sigma_0^4 - 2\varepsilon\varepsilon^*\delta + 2\sigma_0^2\delta + \delta^2 \rangle \\
&= 2G_0G_0^*\sigma_0^2 + G_0^2\langle \varepsilon^{*2} \rangle + G_0^{*2}\langle \varepsilon^2 \rangle + \eta^2 \\
&= 2G_0G_0^*\sigma_0^2 + (G_0^2 + G_0^{*2})(\alpha^2 - \beta^2) + \eta^2 \tag{3-A9}
\end{aligned}$$

と書ける。ここで、 α^2 と β^2 はそれぞれ、 ε の実部と虚部の分散を表す。

式 3-4 は、信号チャンネルの二乗振幅の和を計算する形になっているので、推定された振幅についての誤差は、

$$\sigma_{r^2} = \frac{\sqrt{\sum_k \{2G_{0k}G_{0k}^*\sigma_{0k}^2 + (G_{0k}^2 + G_{0k}^{*2})(\alpha_k^2 - \beta_k^2) + \eta_k^2\}}}{\sum_k G_{k0}G_{k0}^*} \tag{3-A10}$$

となる。ここで、 k は信号チャンネルの系列数を示す添え字。

G_{0k} と σ_{0k}^2 をそれぞれ、 G_k と σ_k^2 で置き換えると、誤差を示す式は最終的に以下のようにになる。

$$\sigma_{r^2} \approx \frac{\sqrt{\sum_k \{2G_kG_k^*\sigma_k^2 + (G_k^2 + G_k^{*2})(\alpha_k^2 - \beta_k^2) + \eta_k^2\}}}{\sum_k G_{k0}G_{k0}^*} \tag{3-A11}$$

4. 議論

ここまでの章では、地震波伝播速度の変化や減衰特性の変化からどのような地下の状態や物性の変化が検出できるかを述べ、実際のデータを用いて伝播速度変化や減衰変化を推定し、そこから推測できる変化のメカニズムを議論してきた。第一章では、先行研究の知見をまとめ、速度変化や減衰変化を引き起こすメカニズムや、そのこれまでに行われてきた探査手法、それらの手法の適用から判明していることを整理した。第二章では、人工震源装置アクロスの信号を用いて東海地方で走時変化を 10 年間にわたり解析し、新たな走時変化のモデル化手法を開発して適用することで、長期間にわたり地震波伝播速度が経年的に増加している現象を発見した。第三章では、アクロス信号を用いて減衰変化を推定する手法を開発し、それを淡路島で取得されたデータに適用することで、地震時の減衰変化を調べ、その異方性を発見した。

そこで、本章では、第二章で得た長期間の伝達関数を解析するノウハウと、第三章で開発した減衰変化の解析手法を組み合わせ、長期間の地震波速度変化・減衰変化の解析を行い、その過程や結果を踏まえて、将来の発展のために必要な技術やデータを議論する。第二章では、森町アクロス信号を長期間にわたって解析するために、震源の運転状態と、観測点の観測状況の監視手法を確立した。この観測状況監視手法は、日本全国に展開されている、防災科学技術研究所の運用する Hi-net 観測網の観測点では普遍的に用いることができる手法である。そのため、Hi-net 観測点で走時変化・振幅変化の高精度解析に耐えうる伝達関数を取得する技術は確立している。また、第三章では、ノイズの変化に影響されない減衰変化推定手法を開発した。長期間のモニタリングを行うにあたり、季節変動やさらに長期的なノイズの特性の変化が起こることが予想される。しかし、開発した手法は人工震源アクロス信号特性を活用してノイズの振幅変化が推定値の期待値に及ぼす影響を取り除くため、ノイズ振幅が変動するデータにおいても安定して適用できることが期待される。そこで、この両者を組み合わせ、長期間にわたる走時変化・振幅変化を計算することで、速度変化・減衰変化を推定し、今後開発が必要な解析技術や、より多くの情報を引き出すために必要とされる観測データについて検討を行う。

4.1. 東海地方における長期間の伝播速度変化・減衰変化推定の試み

4.1.1. 背景

国内で長期間にわたって運用されたアクロスは 5 点存在し、それぞれ、北から岐阜県土岐市(以後、土岐アクロスと呼ぶ)、静岡県森町、愛知県豊橋市、兵庫県の淡路島、鹿児島県の桜島に設置されている。設置場所からもわかるように、東海地方では沈み込み帯の監視を目標として、特に注力して運用が行われており、3 点でアクロスが連続的に運用されていた。なお、この 3 点のうち、土岐アクロスは 2018 年度をもって運用が終了しており、現在も東海地方で稼働中のアクロスは、森町アクロスと三河アクロスの 2 点となっている。

今回の解析では、土岐アクロス信号を用いて走時変化・振幅変化のモニタリングを行った。これは、土岐アクロスが 3 基の中で最も連続的に運転が行えており、さらに、先行研究(國友・他, 2014)によって周辺観測点における波群の特定が容易に行うことができると期待されるためである。國友・他 (2014)は、土岐アクロスと森町のアクロ

スの 2 基を用いて、東海地方の P 波 S 波速度構造の探査を行った。彼らはアクロスの信号を、土岐アクロスから御前崎に至る、臨時観測点 75 点、既設観測点 6 点の 81 観測点からなる測線を用いて解析し、直達の P 波・S 波、および、下部地殻上面からの反射波、島弧モホ面からの反射波、フィリピン海プレート上面からの反射波を検出した。そして、これらの波群を用いて、走時解析を行うことで、東海地方の P 波・S 波の 2 次元速度構造を推定した。そこで、本解析では、彼らの測線に近い、防災科学技術研究所の運用する観測網 Hi-net の観測点 3 点を選んで、走時変化と振幅変化を推定した。解析を行う期間は 2007 年から 2018 年までの約 12 年間とした。

4.1.2. アクロス震源と観測網

土岐アクロスは、鉛直の回転軸に対して、偏心した錘を水平回転させ、約 10 から 20Hz までの周波数帯域で、弾性波を送信していた。アクロスは、2002 年末から、連続的な弾性波の送信を開始し幾度かの送信信号の調整を経つつ 2018 年度まで連続的に行われた。第二章で説明した森町アクロスの場合と同様に、土岐アクロスでも、偏心錘の回転周波数を時間とともに変化させる(FM 変調させる)ことで、様々な周波数の信号を送信している。FM 運転の中心周波数は、13.005Hz で、FM 変調は 50 秒周期で行われた。そのため、発信される地震波は、加振方向まで含めると 400 秒周期で等しくなる。また、任意の方向への直線加振に対応する振動を合成するため、錘の回転方向を 2 時間ごとに切り替えている。土岐アクロスの信号の特徴としては、周波数領域での加振力がより一定に近くなるように工夫されていることが挙げられる。アクロスでは、偏心錘を回転させ、遠心力を利用して発振を行っているため、発信周波数の 2 乗に比例して単位時間当たりの加振力が大きくなる。そこで、土岐アクロスでは、周波数ごとの加振時間を調整することで加振力が周波数に依らず一定になるような送信信号を開発し、それを用いて弾性波の送信が行われていた。

本実験の期間において、土岐アクロスの信号と、三河アクロスの信号が 2017 年 12 月 7 日から混信してしまっていた。通常アクロスは互いの信号が混信しないように運転パラメータを調整しているが、2017 年 12 月 7 日に行ったメンテナンスに伴って、三河アクロスの運転パラメータの設定を誤って設定してしまった。そのため、三河アクロスは、約 5Hz から 15Hz までの周波数帯域で発振を行っているため、10Hz から 15Hz の帯域では、土岐アクロスの信号と、三河アクロスの信号は、まったく同じ周波数に現れ、周波数の違いを用いて分離することができない。この混信は、土岐アクロスが停止する 2019 年 4 月まで継続した。そのため、本解析で得られた結果のうち、2017 年末以降の結果の解釈には注意が必要となる。

本研究では、アクロスで発振した地震波を、図 4-1 で示した 3 観測点について解析した。これらの観測点は、防災科学技術研究所の高感度地震観測網 Hi-net 観測点である。Hi-net 八百津観測点(N.YOTH)は、土岐アクロスから最も近い Hi-net 観測点であるため、選択した。Hi-net 串原観測点(N.KSHH)と Hi-net 鳳来観測点は、先行研究(國友・他、2014)の側線に近い観測点から、20km 程度の中距離に位置している観測点と、60km 程度の遠距離に位置しながら周辺のノイズが小さく高い信号雑音比(SN 比)が期待できる観測点を選んだ。

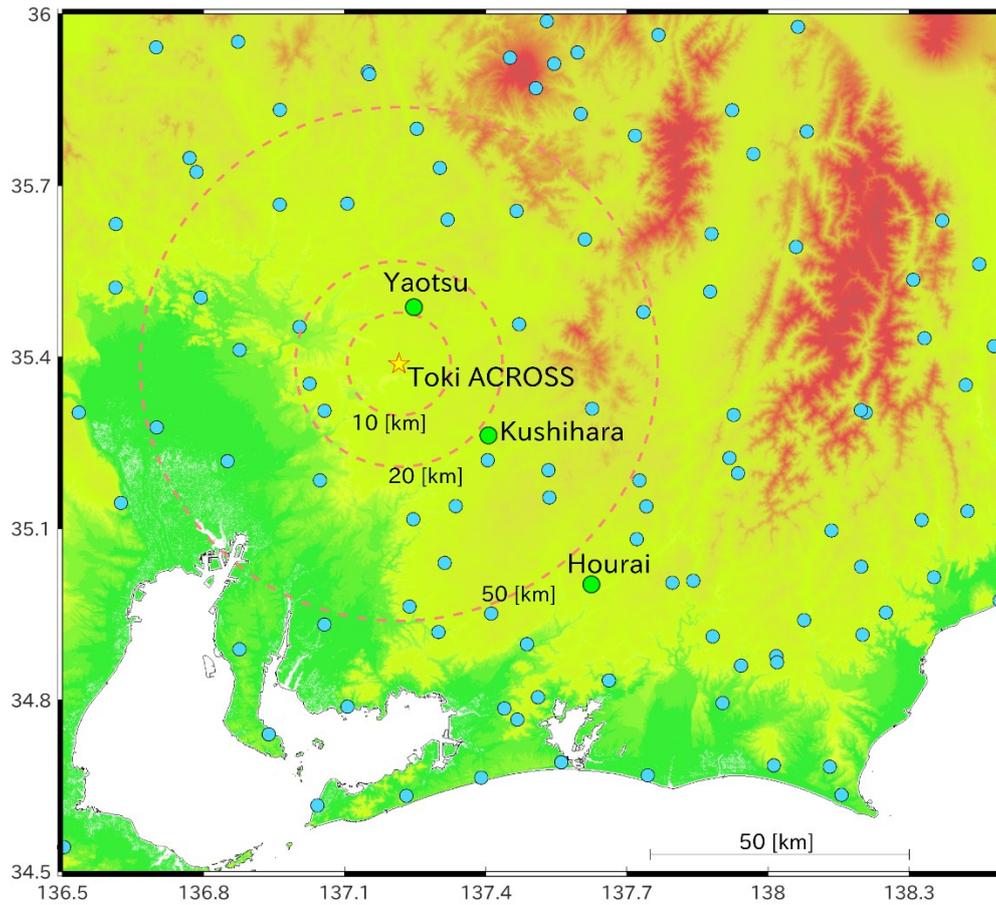


図 4-1 土岐アクロスと周辺の地震観測点(観測点未定につき仮の図)

土岐アクロス(黄色星)とその周辺の観測点を示す。丸は定常観測点を示し、緑丸で示されている 3 観測点について本研究では解析した。なお、赤色の土岐アクロスを中心とした同心円は、アクロス震源からの距離を示す。

4.1.3. 解析手法

- 伝達関数の取得と精査

伝達関数は、連続波形データから第 2 章で行った手順に準じて解析を行って得た。伝達関数の計算には、名古屋大学の地震火山センターで毎日定常的に計算されている、一日分スタックされた観測波形を用いた。各観測点の連続波形データは、アクロスの運転に合わせて時計回り・反時計回りそれぞれの時間帯について分け、さらに、各時間帯のデータをアクロスの運転周期 400 秒ごとに分割した。分割した波形データは、一日分スタッキングを行い、以後の解析で利用した。この時のスタッキングでは、自然地震の影響を減らすため、分散の逆数を重みとして用いて、加重平均されている。これにより、時計回り・反時計回りそれぞれの時間帯の一日分スタッキングした観測波形が得られた。なお、この一連の処理では、静岡大学の生田領野准教授が作成したプログラムが運用されており、本研究では、その成果を利用した。この一日分の観測波形を、アクロスの加振力でデコンボリュー

ジョンし、各日付の伝達関数を得た。この伝達関数は、アクロスの時計回り(Clockwise)・反時計周り(Anti-clockwise)それぞれの加振に対する、観測点での上下・南北・東西方向の応答を示している。以後この成分を、観測方向の頭文字の大文字と回転方向の頭文字の小文字を組み合わせ、「Uc, Nc, Ec, Ua, Na, Ea」成分と呼ぶ。

得られた伝達関数の精査も、第2章で行った手順に準じて行った。以後の解析で、震源や観測点の異常が何らかの現象に伴う変化だと誤って検出されないように、震源の運転状態と観測点の観測状況の両方を確認し、両方ともに異常がない期間の伝達関数のみを次から行う走時変化と振幅変化の計算に使用した。震源の運転状態の確認には、震源の制御装置で一秒ごとに記録されているログファイルを利用した。ログファイルには、偏心錘と直結されているモーターの位相と直前一秒間の平均周波数が記録されている。それらの値を、基準とした正常に運転できている期間のログデータを比較することで、震源装置の運転状態を解析し、正常に運転できていなかった期間を割り出した。結果として、解析した期間のうち、95%が正常に運転されていた期間であった。これは、国内で運転されていたアクロスの中で、もっとも良い運転成績であった。観測点の観測状況の確認には、センサーチェック信号に対する地震計の応答波形を利用した。センサーチェック信号とは、地震計の応答特性の監視のために防災科学技術研究所が入力している信号で、毎日午前9時ちょうどから約10秒程度の間入力される。各観測点の各センサーで毎日収録されているセンサーチェック信号の波形を、基準とする波形と比較することで、観測点の観測状況を調べ、波形の乱れが確認された期間の該当成分の波形を用いて計算された伝達関数は、以後の走時・振幅変化の計算には利用しないようにした。

- 伝達関数の補正

第二章でも取り上げたように、観測された伝達関数には、観測点の更新や収録装置のリセットに伴う人為的な変化(國友 2014)が乗ってしまうことがある。地震計の交換が行われると、応答特性が変化するため、見かけ上の振幅変化や走時変化が発生してしまう可能性がある。また、第二章で取り上げたように、収録装置の更新や収録装置のリセットに伴って、見かけ上の走時変化が見られてしまうことが判明している。今回の解析で利用しているHi-netの観測点でも、地震計の故障に伴う交換工事や、収録装置の更新が行われている。また、解析の対象期間が10年という長期間にわたるため、収録装置のリセットも行われている可能性が高い。そのため、解析期間を通して安定して走時変化や振幅変化を求めるためには、これらの観測状況の変化に伴う人為的な変化を取り除く必要がある。このような人為起源の変化は、更新やリセット操作のタイミングでステップ状の変化として、観測された走時変化や振幅変化に現れることが期待される。

そこで、このような人為起源のステップ状の変化が起こったタイミングを調べるため、Nishimura et al. (2013)の手法を用いた。彼らは、ステップを含むモデルと含まないモデルのAICの差を用いてステップが起こったタイミングとそのステップ量を求める方法を開発し、GPSの時系列データに含まれるスロースリップによるステップ状の変動を検出した。彼らの手法は、時系列データに含まれるステップを検出することができるため、本研究で求められているステップ検出にも適用可能である。そこで、本研究でも彼らの手法に倣って、ステップを含まないモデル(Model 1)とステップを含むモデル(Model 2)の2種類を以下のように用意した。

$$\text{Model1: } M_i = at_i + b \quad (4-1)$$

$$\text{Model2: } M_i = at_i + b + h(T_i - T) \cdot c \quad (4-2)$$

ここで、 a, b, c は係数で、 t_i はフィッティングを行う期間内での、 i 番目のデータの時刻を、 T はステップが発生した時刻を表す。 h は、ヘビサイドのステップ関数を表す。これらのモデルを用いて、ある期間の観測データをフィッティングし、それぞれのモデルに対して以下のように AIC を計算する。

$$AIC = n \ln(2\pi) + n \ln \frac{\sum(O_i - M_i)^2}{n} + n + 2k \quad (4-3)$$

ここで、 O_i と M_i は、 i 番目の観測データとモデルの値で、 n は、フィッティングに用いた期間内のデータ数である。また、 k は、モデルのパラメータ数で、Model1、Model2 で、それぞれ、2と3である。もしステップがフィッティングした期間内に存在すれば、Model2 のほうがよくデータを説明するため、Model2 と Model1 の AIC の差(ΔAIC)は負の値を持つ。そこで、この ΔAIC が大きいタイミングを探すことで、ステップ状の変化があった期日とそのステップ量を推定した。フィッティングに用いる期間は、彼らの研究に倣い、180 日間とした。

この手法を用いて、人為起源のステップが発生した候補日を求めるため、伝達関数の時刻ずれ δt とエネルギー変化 α^2 を以下の式で与え、伝達関数の $U_c, N_c, E_c, U_a, N_a, E_a$ 各成分について計算した。

$$\delta t = \left\langle \frac{\text{Arg}[G \cdot \bar{G}^*]}{\omega} \right\rangle_{\omega} \quad (4-4)$$

$$\alpha^2 = \frac{\sum_{\omega} (GG^* - \sigma^2)}{\sum_{\omega} \bar{G}\bar{G}^*} \quad (4-5)$$

ここで、 G は各成分の伝達関数を、 \bar{G} は全期間の伝達関数の平均を表す。 ω は、各周波数、*は複素共役を表し、 Arg は位相角を計算する演算子を、 $\langle \rangle_{\omega}$ は、各周波数に対する平均を示す。また、 σ^2 は、ノイズチャンネルから求めた、伝達関数のノイズ分散を表す。最後に、各成分について求めた時刻ずれとエネルギー変化を、全成分について平均し、各観測点を代表する時刻ずれとエネルギー変化の値を得た。これは、人為起源のステップが存在するのであれば、全成分に同様の変化が発生することが期待されるからである。

各観測点を代表する時刻ずれとエネルギー変化の値について、 ΔAIC を計算して人為起源のステップが発生した候補日を求め、それらの候補日の中から、人為起源のステップが発生した日を手動で特定して補正を行った。各観測点を代表する時刻ずれとエネルギー変化、および、それらから計算した ΔAIC を図 4-2 に示す。候補日から、実際に人為起源のステップが発生したとみなして補正を行う日付を探し出す際には、各成分で計算した時刻ずれとエネルギー変化の ΔAIC も参考にした。人為起源のステップの原因として挙げた、観測点やデータロガーの更新・リセットは、観測点の全成分に影響を及ぼすと考えられる。そのため、全成分で同時にステップが観測され、大きな AIC の差が見られることは、そのステップが人為起源のステップかどうかを判断する基準となる。

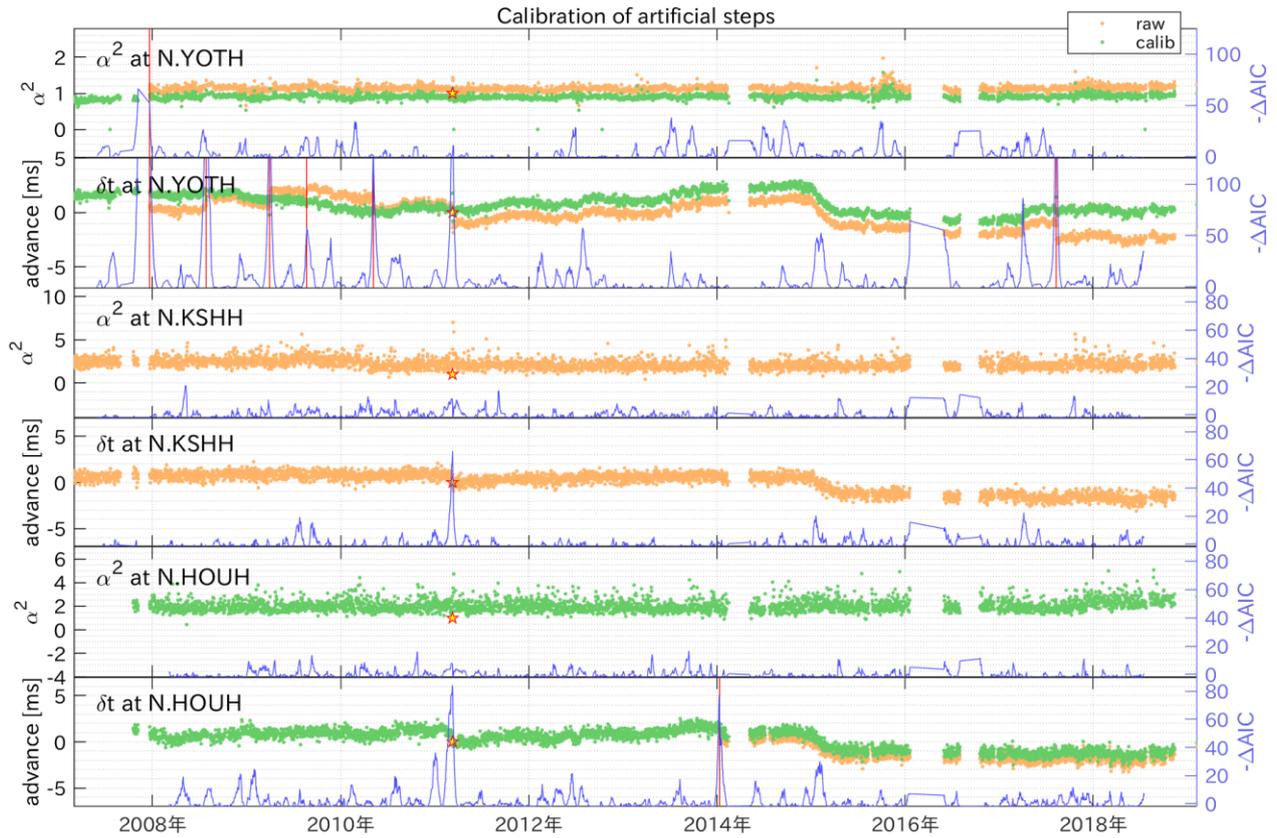


図 4-2 各観測点を代表する時刻ずれ δt とエネルギー変化 α^2 及び、それらから計算した ΔAIC

八百津観測点(上 2 段)、串原観測点(中央 2 段)、鳳来観測点(下 2 段)の観測点を代表する時刻ずれと、エネルギー変化、ステップ状の変化を検出するために計算した ΔAIC の値を示す。横軸は日付を、縦軸は左側の軸が式 4-4 で計算した時刻ずれ δt やエネルギー変化 α^2 の値を示し、右側の軸が Model 1 と Model 2 の AIC の差 ΔAIC の値を示す。時刻ずれに関しては、基準に対し進む傾向が正になるように示した。補正前の値は黄色の点で示されており、赤の縦線が人為起源と考え、補正を行ったステップの期日を示す。また、赤星は、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生日を示す。青の線は、日々の時刻ずれの値から計算した ΔAIC の値を示す。緑の点は、赤線のタイミングのステップを、式 4-2 の係数 c を用いて補正した後の時刻ずれを示す。

図 4-2 中で、赤線で示したタイミングについて、Model 2 のパラメータ c の値を用いて、人為起源のステップの補正を行った。振幅のステップは、八百津観測点の観測点更新のタイミングのみで見られた。ステップは観測点更新と同期して起こり、全成分のステップ量はほぼ等しかった。このような自然起因の振幅変化が発生する可能性は極めて低いため、このステップは取り除いた。走時変化のステップは、八百津観測点で 8 回、串原観測点で 1 回、鳳来観測点で 2 回見られた。これらのステップには東北地方太平洋沖地震と同時に発生したステップが含まれる。本来はその特性の差から自然起因の変化と観測起因の変化は後述するように、区別できるはずだが、今回解析した 3 観測点では、ノイズの影響が大きく区別できなかった。そこで、10 年間に高々 7 回の人為起源のステップ状の変化が東北地方太平洋沖地震とまったく同じタイミングで発生する確率は無視できるほど小さいとみ

なし、東北地方太平洋沖地震のタイミングで発生したステップは地震に伴う変化を表すとみなした。また、八百津観測点で、2017年中旬にみられたステップは、各成分で計算された ΔAIC を確認したところ、一部の成分に大きな変化が見られ、かつ成分ごとに $-\Delta AIC$ が最大値となるタイミングが異なっていた。そのため、このステップは人為起源ではないと判断し補正は行わなかった。

ステップ状の走時変化のうち、観測起因の変化は、収録装置の時計のずれによるものと考えられ、自然現象に伴う走時変化とは性質が異なるはずである。時計のずれは、全周波数系列で時計の時刻変化に対応する位相変化を示すはずであるが、自然地震に伴う走時変化は、様々な波群の走時変化が含まれるため、周波数系列ごとの位相変化は様々な走時変化の影響を反映してばらつくことが期待される。そこで、ステップ前後の位相変化の周波数依存性を調べることで、時計のずれによる変化と自然現象に伴う変化を区別することを考えた。しかし、最も SN 比が高い八百津観測点の結果を用いても、ノイズの影響が大きく両者を区別することができなかった。

最終的にステップの補正は、八百津観測点と、鳳来観測点で行った。八百津観測点では、2007年12月21日からの時刻ずれ・エネルギー変化の両方にステップがみられ、このタイミングは、12日から13日にかけて行われた観測点更新の工事と同期していた。そのほか、6件のステップ状の時刻ずれがみられた。これは同じタイミングで振幅変化がみられなかったことから、収録装置のリセットに伴う時刻ずれであると考えられる。串原観測点では、時刻ずれ・エネルギー変化の両方に関して、ステップはみられなかった。鳳来観測点では、時刻ずれにのみ変化がみられた。この変化も時刻ずれのみに現れたことから、収録装置のリセットに伴うものだと考えられる。

● 走時変化・振幅変化の計算

走時変化・振幅変化の推定を行うにあたり、一定期間の伝達関数をスタッキングし、信号雑音比(S/N)の向上を試みた。スタッキングに関しては、スタック長を定めて、伝達関数の移動平均を計算した。スタック長は、年周変化や半年周変化を見ることができる90日と、より長期的な変化を検出し、年周変化を低減することを目的とした1年の2種類とした。移動平均には、スタックを行う期間内に観測され、精査された伝達関数を用い、伝達関数のノイズ分散の逆数を重みとして加重平均を行うことで、ある期間についてスタックした伝達関数を計算した。

さらに、伝達関数の解釈を容易にするため、各回転方向の伝達関数を組み合わせ、震源と観測点を結ぶ方向(Radial 方向)と、それに直行する方向(Transverse 方向)への直線加振に対する応答に変換した。さらに、観測方向に関しても、水平成分を Radial・Transverse 方向へと変換した。これにより、アクロスの Radial 方向・Transverse 方向の加振に対する、観測点の上下・Radial・Transverse 方向の全6成分の伝達関数が得られた。この伝達関数は、観測方向を大文字で、加振方向を小文字で表し、「Ur, Rr, Tr, Ut, Rt, Tt」成分と呼ぶ。なお、加振方向に上下が存在しないのは、震源での偏心錘を利用した加振は回転軸の方向へは行えないためである。

こうして得られた伝達関数の成分のうち、同じ加振方向の伝達関数すべてを代表する走時・振幅変化を計算し、さらなる S/N の向上を試みた。走時変化の代表値は、各伝達関数の成分について計算した走時変化の平均を用いた。走時変化の代表値は、Radial 加振の全成分の平均、Transverse 加振の全成分の平均のそれぞれについて、以後、Xr 成分、Xt 成分の走時変化と呼ぶ。振幅変化の代表値の計算は、伝達関数の各成分の二乗和と基

準とする伝達関数の各成分の二乗和の比を用いて以下のように計算した。

$$r_x^2 = \frac{G_{Ux}G_{Ux}^* + G_{Rx}G_{Rx}^* + G_{Tx}G_{Tx}^* - \sigma_{Ux}^2 - \sigma_{Rx}^2 - \sigma_{Tx}^2}{\bar{G}_{Ux}\bar{G}_{Ux}^* + \bar{G}_{Rx}\bar{G}_{Rx}^* + \bar{G}_{Tx}\bar{G}_{Tx}^*} \quad (4-6)$$

ここで、 G は、各期日のスタックされた伝達関数を、 σ^2 は伝達関数に含まれるノイズの分散を、 \bar{G} は基準の伝達関数をそれぞれ示し、添え字は、大文字が観測方向を、小文字が加振方向を示す。加振方向の x は、radial 方向の加振を示す r か、transverse 方向の加振を示す t のどちらかとなる。こうして求めた振幅変化の代表値も走時変化と同様に、 X_r, X_t 成分の振幅変化と呼ぶ。なお、走時変化・振幅変化共に、基準とする伝達関数には、利用可能な全期間の伝達関数をすべてスタックしたものをを用いた。なお、このスタッキングでも、各伝達関数のノイズ分散の逆数を重みとして用い、加重平均を計算して行った。

この手法を用いて、求めた 90 日・1 年スタックした伝達関数について、直達 P 波の到達時刻の 1 秒前から直達 S 波の到達時刻の 15 秒後までを、1 秒ごとのウィンドウに区切り、基準とする伝達関数に対する走時変化と振幅変化を計算した。直達 P 波や直達 S 波の到達時刻は、基準とする伝達関数を用いて読み取った。この読み取りに際しては、國友・他 (2014)で推定された直達波の到達時刻も参考にした。

4.1.4. 八百津観測点($\Delta = 11\text{km}$)における走時変化と振幅変化

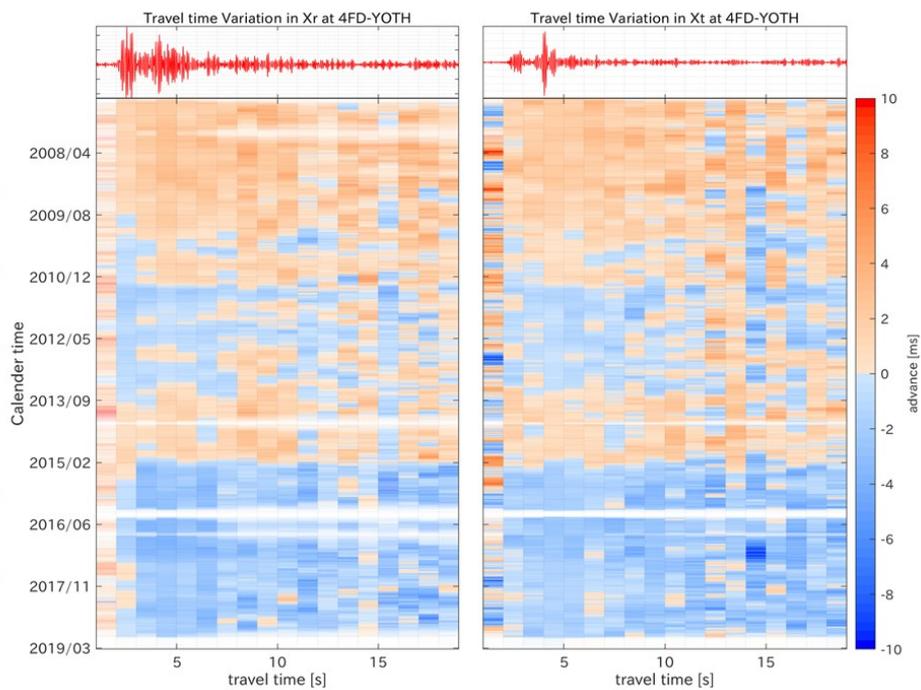
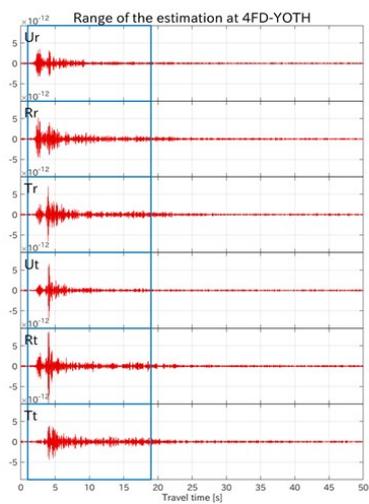
八百津観測点での、走時変化・振幅変化の解析結果を図 4-3 に示す。90 日スタック・1 年スタックの走時変化を図 4-3 の(a)と(c)に、90 日スタック・1 年スタックの振幅変化を図 4-3 の(b)と(d)にそれぞれ示した。

● 走時変化・振幅変化の全体像

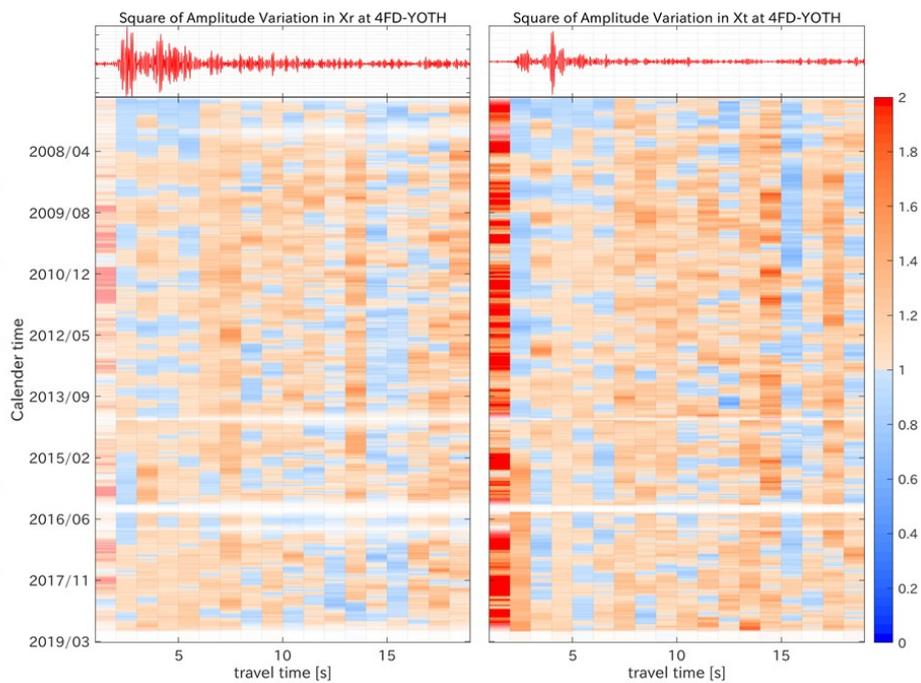
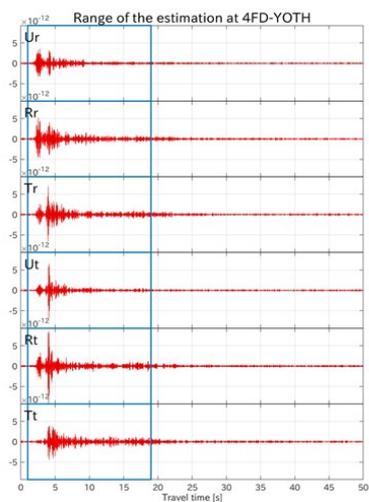
振幅変化の推定結果を示した図 4-3 の(a)と(c)は、全体的にみて、2007 年から 2010 年までは赤色が目立ち、2015 年以降 2018 年までは青色が目立つ。これは、10 年分の走時変化を通して、経年的に走時が遅れる傾向があることを示している。 X_r 成分・ X_t 成分それぞれの変化に注目すると、2 秒から 3 秒の窓に対応する、P 波の走時変化と、そのあとに続く 3 秒から 7 までの S 波周辺の 4 つの時間窓では、変化の傾向が異なることがみられる。なお、さらに遅い走時の基準波形で振幅が小さい時間窓では、赤青が頻繁に反転している様子が見て取れる。これは、時間窓に含まれる信号が十分ではないために、走時が安定して求められていないためと考えられる。

振幅変化の推定結果を示した、図 4-4 と図 4-6 からは、走時変化に見られたような長期的な傾向はみられなかった。一方で、走時変化と同様に、P 波の見られる時間窓と、S 波の見られる時間窓では、異なる傾向を示していた。走時変化とは異なる点として、異なる時間窓が同じ傾向の変化を示す場合がみられないことが挙げられる。例えば、1 年スタックの X_t 成分の走時変化では、3 秒から 7 秒までの 4 つの時間窓は、ほとんど同じ時間変化を示しているが、振幅変化では、異なる時間窓が同じような変化を示している走時は見つからなかった。その他の特徴として、全体的に赤色で塗られている領域が多いことが挙げられる。特に赤色が目立つ時間窓は、基準波形の振幅が小さく SN 比が小さい。このような場合、第 3 章で行った性能評価に基づけば推定される振幅比 r^2 は、1 を中心にしてばらつくことが期待されるが、結果からでは、1 より大きな値をとり続けている。これは、ノイズの推定にまだ何らかの問題があることを示している可能性がある。

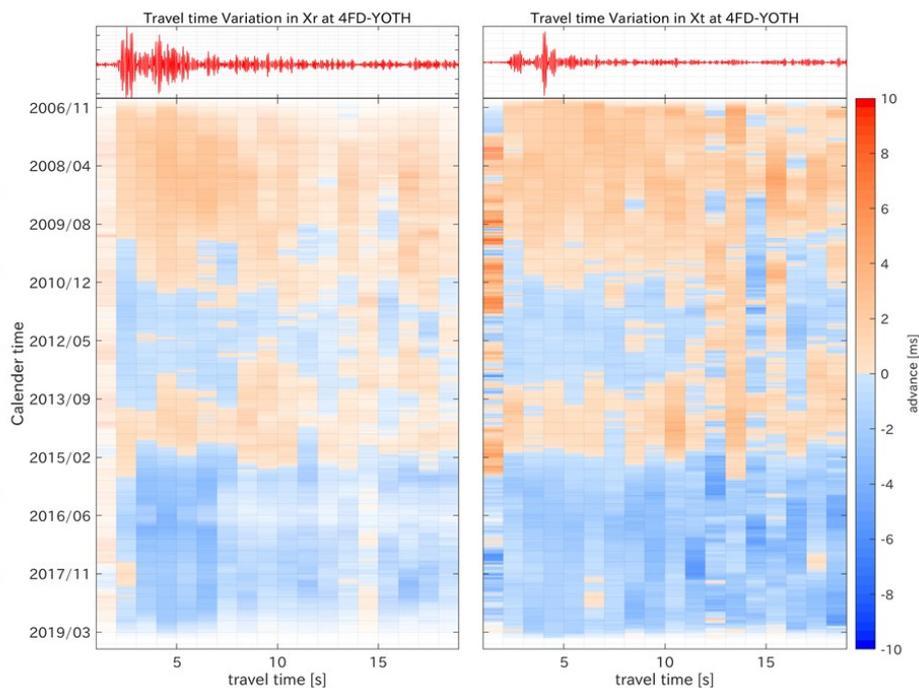
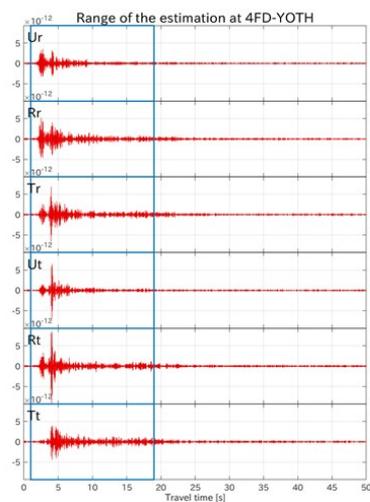
(a) 走時変化
(90日スタック)



(b) 振幅変化
(90日スタック)



(c) 走時変化
(1年スタック)



(d) 振幅変化
(1年スタック)

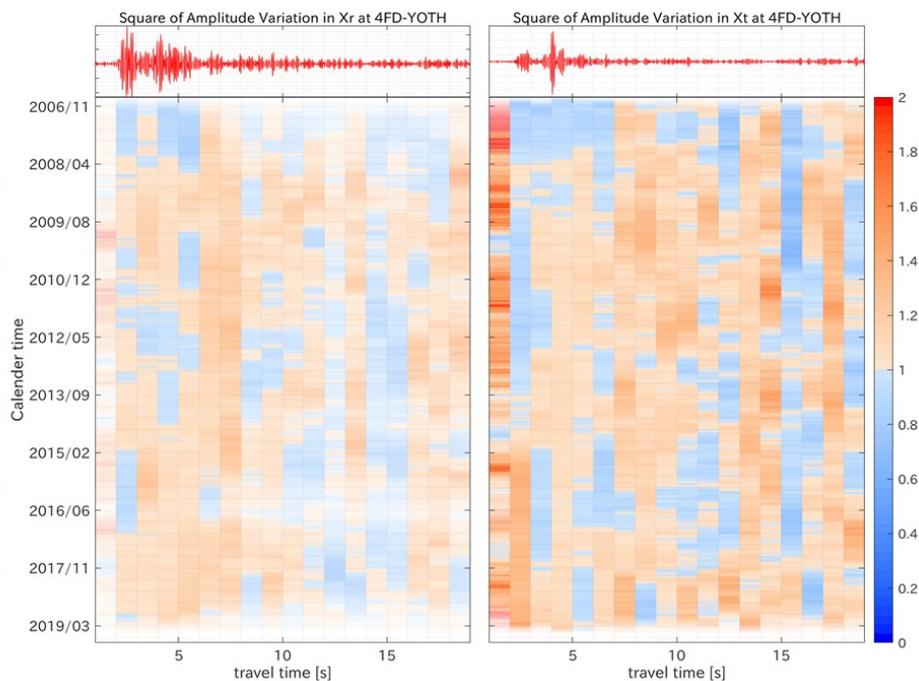
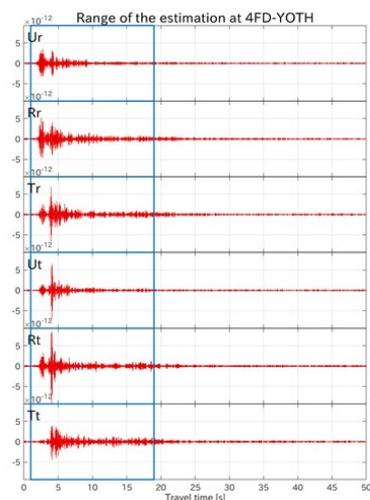


図 4-3 八百津観測点における走時変化と振幅変化

八百津観測点での、90日スタックした伝達関数の走時変化(a)と振幅変化(b)、および、1年スタックした伝達関数の走時変化(c)と振幅変化(d)を示す。それぞれの図中では、左に伝達関数の各成分の基準波形を、中央に radial 成分の走時変化・振幅変化を代表する値を、右に transverse 成分の走時変化・振幅変化を代表する値を、それぞれ示している。基準波形を示した図の青枠で囲まれた範囲は、走時変化・振幅変化の計算に用いた範囲を示す。推定結果の図では、横軸に走時を、縦軸に日付をとって、走時変化・振幅変化を色の变化で表した。色

は、走時変化については、早まりを赤色、遅れを青色で示し、振幅変化については、増加を赤色、減少を青色で示した。図中の白抜きになっている箇所は、アクロス震源が観測システムの不具合によりデータの欠測が生じている期間である。スタッキングに用いた期間に対する実際に利用できたデータ長が8割に満たない日付が白く抜けるように表示した。図の最上部には走時と波群の対応を容易にするため、radial 加振と transverse 加振それぞれに対して、基準とした伝達関数の R_r と R_t 成分を描いた。

● 各波群の走時変化・振幅変化

走時変化・振幅変化をさらに詳しく調べるため、基準として用いた伝達関数に明瞭な波群がみられた走時に関して、その時間窓の走時変化・振幅変化の時系列変化をグラフに描き起こした。このグラフは、図 4-A1 として本節の末尾に載せた。90 日間スタックした伝達関数を用いて計算した走時変化と振幅変化を、図 4-A1 の(a)から(d)に、1 年間スタックした伝達関数を用いて計算した走時変化と振幅変化を、(e)から(h)に示す。この際に、得られた走時変化が、その波群で特に顕著に起こっているかを調べるため、波群を切り出していない伝達関数そのものに対して、走時変化・振幅変化の X_r, X_t 成分を求める計算を適用し、その結果も併せて図示した。

各波群の走時変化には、長期的な変動や、イベントに伴う変化が観測された。 X_r, X_t ともに、時間の経過とともに走時が遅れる長期的な傾向が見みられた。この傾向は、波群を切り出していない伝達関数全体に対して走時変化の計算を適用した結果にも見られた。そのため、この変化は震源付近の地盤の経年的な変化を反映している可能性がある。また、90 日スタックの伝達関数(図 4-A1 a および b)では、 X_r 成分の 3-4s、4-5s、5-6s、6-7s、9-10s と、 X_t 成分の 4-5s、5-6s、6-7s の時間窓で、2011 年付近に走時の遅れがみられる。この走時遅れは、2011 年 3 月 11 日の伝達関数をスタック期間に含む期間でみられるため、東北地方太平洋沖地震に伴う変化だと考える。この変化は、1年スタックを行うと、見えなくなった(図 4-A1 e および f)。また、注目したすべての波群について、 X_r, X_t 成分ともに、2012 年頃にそれまで遅れていた走時が早まり始め、2014 年末から 2015 年末まで、走時が大きく遅れていた。この変化は、90 日スタックの結果にも、1年スタックの結果にも表れていた。これらのうち、2014 年末からの変化は、先行研究(國友・他, 2017b)で報告されており、後述する東農鉦山の閉山に伴う坑道再冠水による変化と考えられる。一方、2012 年ごろの走時変化の傾向の変化は、國友・他 (2017b)で報告されていないため他の原因によるものと考えられる。東農鉦山の閉山に伴って、坑道の充てん作業が、2012 年 3 月から行われており、このタイミングは、走時が遅れる傾向から早まる傾向に変化したタイミングとは一致している。しかし、震源のごく近傍で走時変化を観測した國友・他 (2017b)で走時変化がみられていないにもかかわらず、八百津観測点で見られるのは不自然であるため、坑道充填による変化とか考えにくい。現在のところ、この変化を説明できるような現象は見つけられていない。

振幅変化には、全体としては走時変化で見られたような長期的な傾向はみられなかった。また、東北地方太平洋沖地震に伴う変化も見られなかった。90 日スタックの振幅変化(図 4-A1 c および d)では、 X_t, X_r 成分ともに、全期間を通して、年周変化とみられる周期 1 年の振幅変化が見られた。年周変化は特に X_t 成分の S 波を含む 3-4s の時間窓で、2008 年から 2014 年まで大きな振幅で見られ、1 年の間に振幅が 60%近く変化している場合も

あった。Xt 成分の P 波を含む 2-3s の時間窓では、その時間窓で切り出して計算した振幅変化と、全伝達関数を用いて計算した振幅変化の間に大きな差が見られた。2014 年までは、全伝達関数を用いた結果に対して、波群を切り出した結果が小さく、2014 年末から 2015 年にかけて振幅が 50%程度急激に上昇し、波群を切り出した結果が全伝達関数の結果を上回るようになった。このタイミングでは、Xr 成分の PiP を含む 6-7s と、Xt 成分の 6-7s の時間窓にもわずかながら変化が見られているが、同程度の変化はほかの時期にもみられるため、はっきりしない。この変化は 1 年スタック(図 4-A1 g および h)では、Xr 成分の 3-4s の時間窓と Xt 成分の P 波を含む 2-3s の時間窓、および、6-7s の時間窓で、2014 年末からの変化が見られた。また、全伝達関数のエネルギー変化には、これらのタイミングの影響は見られなかった。走時変化で見られた 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う変化は、振幅変化では観測できなかった。また、走時変化では、2013 年ごろに走時変化の傾向が遅れから早まりに変化していたが、振幅変化では、該当する変化は見られなかった。

● 東北地方太平洋沖地震と東農鉱山の地下坑道冠水に伴う変化

本研究で見られた、東北地方太平洋沖地震と、東農鉱山の地下坑道再冠水に伴う走時変化は、土岐アクロス近傍の観測点を用いた先行研究で報告されている。東北地方太平洋沖地震に伴う走時変化の研究は、國友・他 (2017a)で行われている。彼らは、震源から 10km 以内に位置する 8 点のボアホール地震計を用いて、東北地方太平洋沖地震前後の 2 年間の記録を解析し、地震に伴って、S_V波で 1-3ms、S_H波で 1-8ms の走時の遅れが生じたことを報告している。東農鉱山の再冠水に伴う走時・振幅変化は、國友・他 (2017b)で報告されている。東農鉱山は、閉山に向けて、地下構造の充填作業を 2012 年 3 月から行い、2014 年 12 月に排水ポンプの運転が停止された。ポンプ停止後は、坑道は地下水により冠水したとみられている。彼らはこれに伴う走時変化の検出を試み、震源から約 200m の距離に位置するボアホール地震計を用いて S_V波と S_H波の走時変化と最大振幅の変化を 2009 年から 2015 年まで調べた。その結果、排水ポンプの停止に伴う 4ms の走時遅れが観測され、S_H波で約 3%の最大振幅の減少がみられた。

この結果は、本研究で得られた走時変化と調和的であった。八百津観測点の東北地方太平洋沖地震と、東農鉱山の地下坑道再冠水に伴う走時変化は、どちらも伝達関数全体の変化に現れている。これは、これらの変化が震源付近で発生していることを示唆する。また、観測された変化の大きさは、東北地方太平洋沖地震に伴う変化について、90 日スタックの Xr, Xt 成分で、2-5ms 程度、再冠水に伴う変化については、90 日スタックの Xr, Xt 成分で、3-5ms 程度であった。この変化の大きさは、先行研究が報告した震源近くの変化の大きさとほぼ等しい。

振幅変化についても、いくつかの成分で見られた、2014 年末からの変化は、東農鉱山の坑道再冠水のタイミングと等しいため、冠水に伴う変化を捉えている可能性がある。振幅変化では、全伝達関数で計算した振幅変化で変化が観測されず、また、変化が見られた波群の変化は、振幅の増加と減少の両方が見られた。このことは、ある波群として伝播していたエネルギーが、別の波群に移るような変化をしたと考えれば説明できる。もしそうであれば、本研究は坑道の水没による散乱特性の変化をとらえた可能性がある。

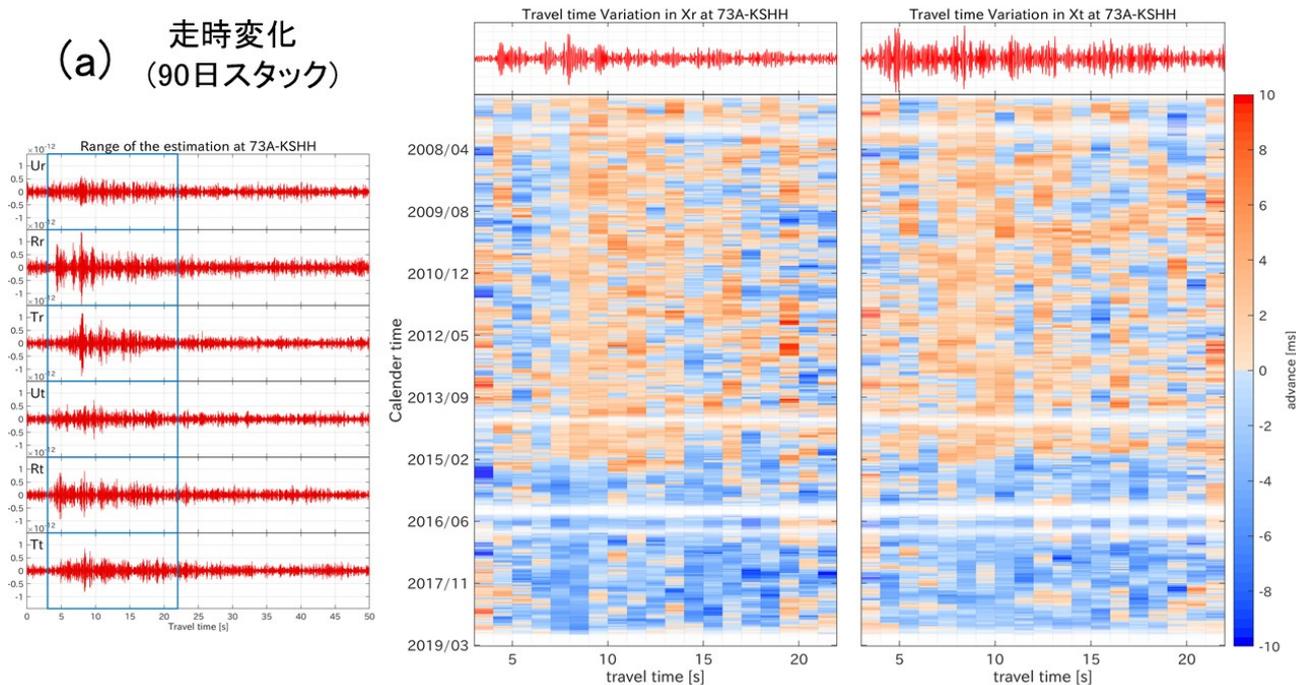
4.1.5. 串原観測点($\Delta = 22\text{km}$)における走時変化と振幅変化

串原観測点での、走時変化・振幅変化の解析結果を図 4-4 に示す。90 日スタック・1 年スタックの走時変化を図 4-4 の(a)と(c)に、90 日スタック・1 年スタックの振幅変化を図 4-4 の(b)と(d)にそれぞれ示した。

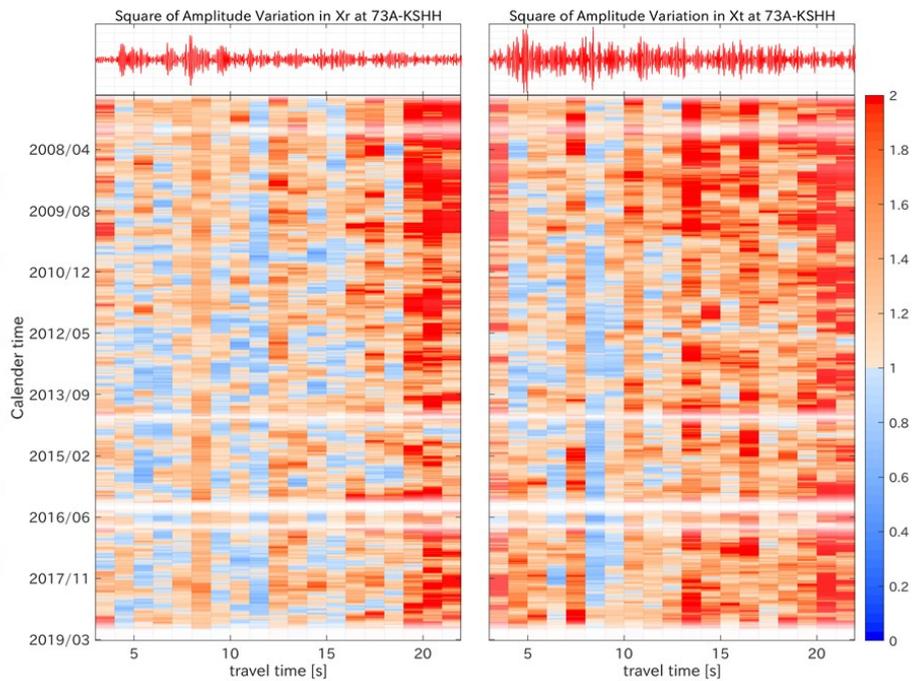
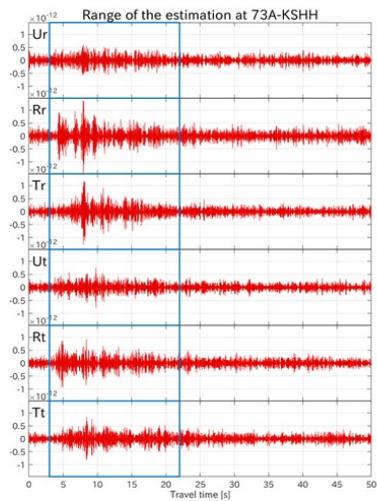
● 走時変化・振幅変化の全体像

走時変化の推定結果(図 4-4 a および c)では、2015 年初めを境に走時の遅れが示されている。また、八百津観測点では異なる時間窓で同様の傾向の走時変化が見られていたが、本観測点では、そのような傾向を示す時間窓の組み合わせは見られなかった。

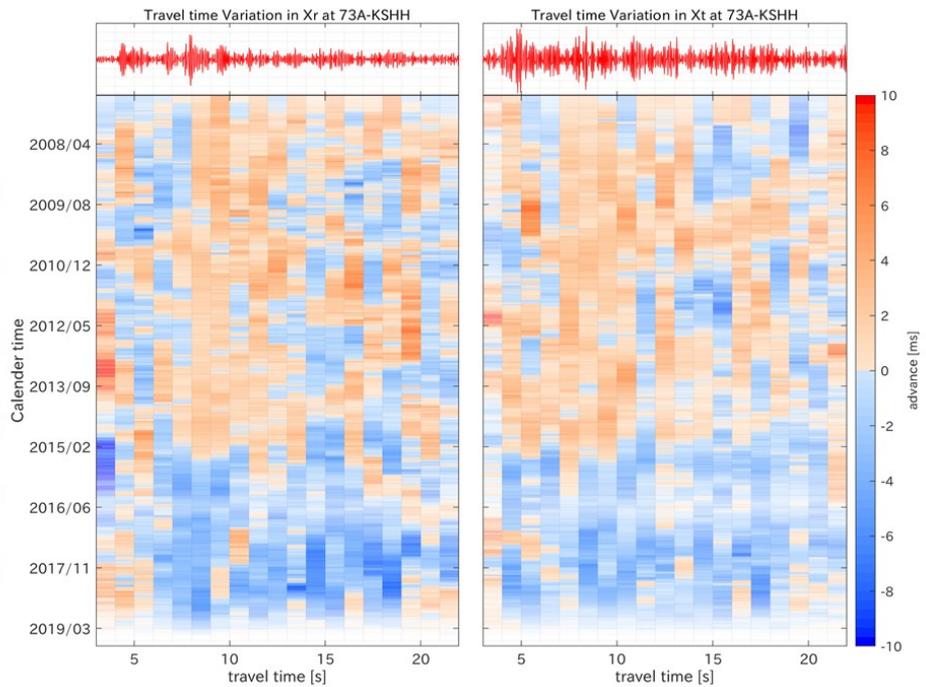
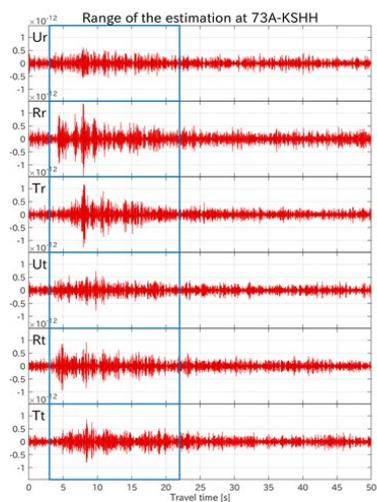
振幅変化の推定結果(図 4-4 b および d)からは、走時変化に見られたような全時間窓にわたってみられる傾向はみられなかった。また、本観測点でも、全体的に赤色で塗られている領域が多くみられ、特に基準波形の振幅が小さく SN 比が小さい時間窓が顕著に濃い赤色を示している。そのため、本観測点の振幅変化推定結果からも、ノイズの推定の問題が示唆される。



(b) 振幅変化
(90日スタック)



(c) 走時変化
(1年スタック)



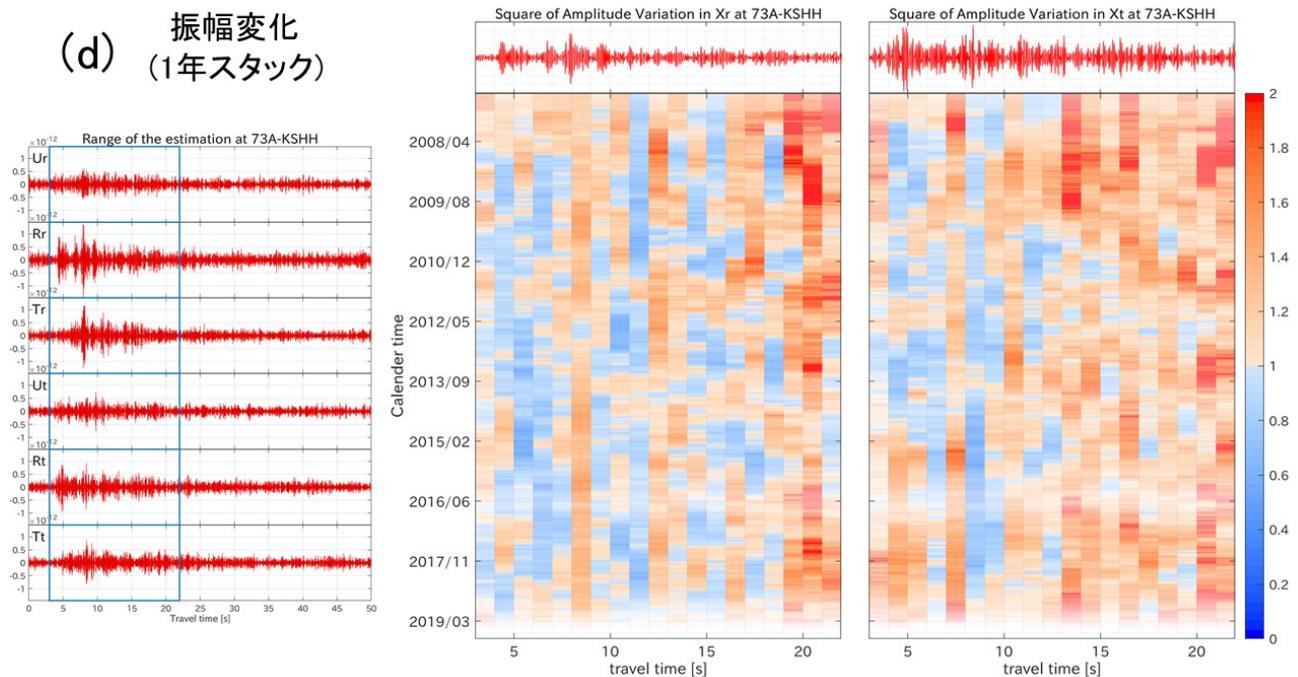


図 4-4 串原観測点における走時変化と振幅変化

串原観測点での、90日スタックした伝達関数の走時変化(a)と振幅変化(b)、および、1年スタックした伝達関数の走時変化(c)と振幅変化(d)を示す。表示方法は、八百津観測点について描いた図 4-3 と同様で、それぞれの図中では、左に伝達関数の各成分の基準波形を、中央に radial 成分の走時変化・振幅変化を代表する値を、右に transverse 成分の走時変化・振幅変化を代表する値を、それぞれ示している。

● 各波群の走時変化・振幅変化

本観測点でも、より詳細に時間変化を調べるため、基準として用いた伝達関数に明瞭な波群がみられた時間窓の走時変化・振幅変化の時系列変化をグラフに書き起こした。この結果を、本項末尾の図 4-A2 に示す。

串原観測点の走時変化では、八百津観測点で見られたような長期的な走時の経年変化は見られなかった。全体的な傾向としては、八百津観測点よりも各時間窓の走時変化と全伝達関数に走時変化計算を適用した結果との差が全体的に大きくなったことがあげられる。これは、震源からの距離が大きくなったために、経路上で起きた変化の寄与が増えたためだと考えられる。八百津観測点で議論した、2014年末から2015年にかけてみられた東農鉾山の坑道冠水に伴う変化は、串原観測点でも確認できた。その変化は $X_r \cdot X_t$ 成分ともに S 波が含まれる 7-8s の時間窓と、PmP が含まれる 9-10s の時間窓で、顕著見られ、特に、一年スタックの結果(図 4-A2 e および f) では明確な走時の遅れが見られた。一方、八百津観測点で見られた 2013 年頃の走時変化の傾向変化は、串原観測点では確認できなかった。

振幅変化に関しても、長期的な傾向は見られなかった。全体を通した傾向としては、全伝達関数で計算した振幅変化と波群を取り出して計算した振幅変化の差が見られることがあげられる。八百津観測点では、各波群の振

幅変化は全伝達関数の結果に沿ってばらつくように求まっていたが、串原観測点では、オフセットがかかったように求まっている。この傾向は、90 日スタックの X_t 成分(図 4-A2 d)の S 波を含む 8-9s の時間窓で顕著で、P_mP を含む 10-11s の時間窓ではほとんど見られなかった。オフセットが大きくみられる成分・時間窓は振幅が大きい傾向があるため、このオフセットはノイズ推定の誤差が影響している可能性がある。一年スタックの振幅変化の X_r 成分(図 4-A2 g)の S 波を含む 7-8s の時間窓と X_t 成分(図 4-A2 h)の S 波を含む 8-9s の時間窓では、2014 年末から 2015 年にかけての坑道冠水と同じタイミングで振幅の減少が見られたが、ほかの期間でも同程度の変化が見られているため、関連ははっきりしない。

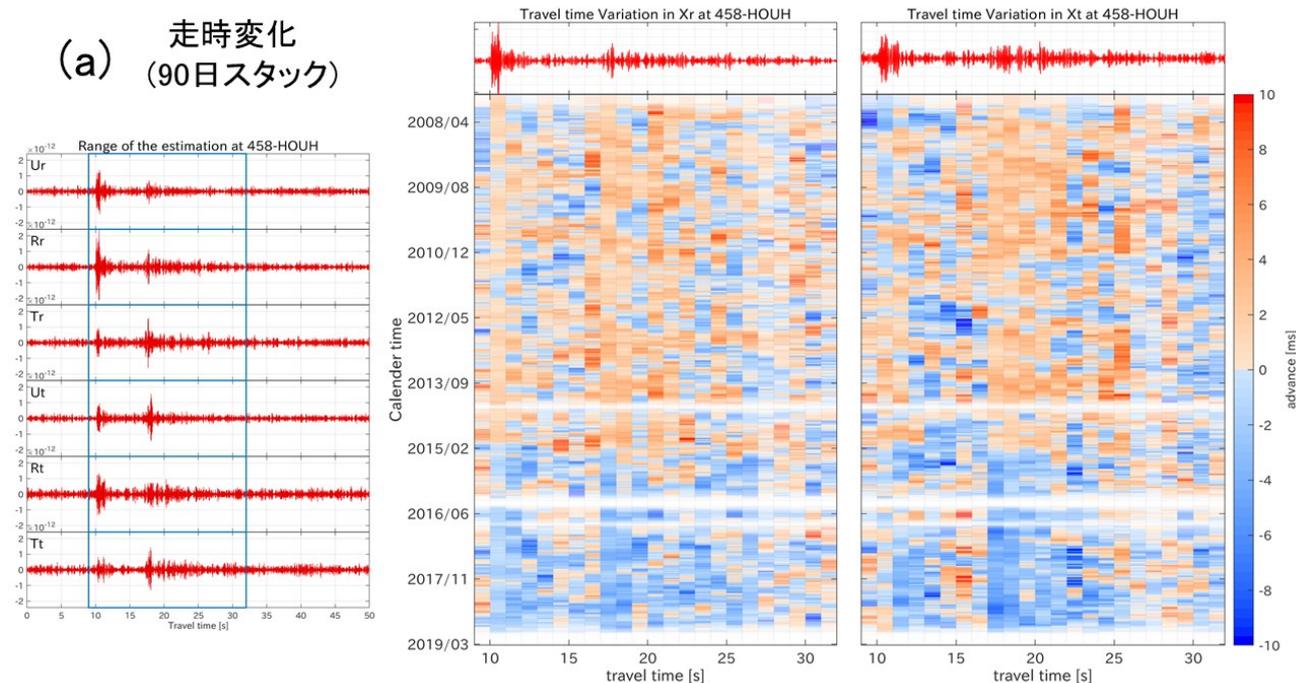
4.1.6. 鳳来観測点($\Delta = 57\text{km}$)における走時変化と振幅変化

鳳来観測点での、走時変化・振幅変化の解析結果を図 4-5 に示す。90 日スタック・1 年スタックの走時変化を図 4-5 の(a)と(c)に、90 日スタック・1 年スタックの振幅変化を図 4-5 の(b)と(d)にそれぞれ示した。

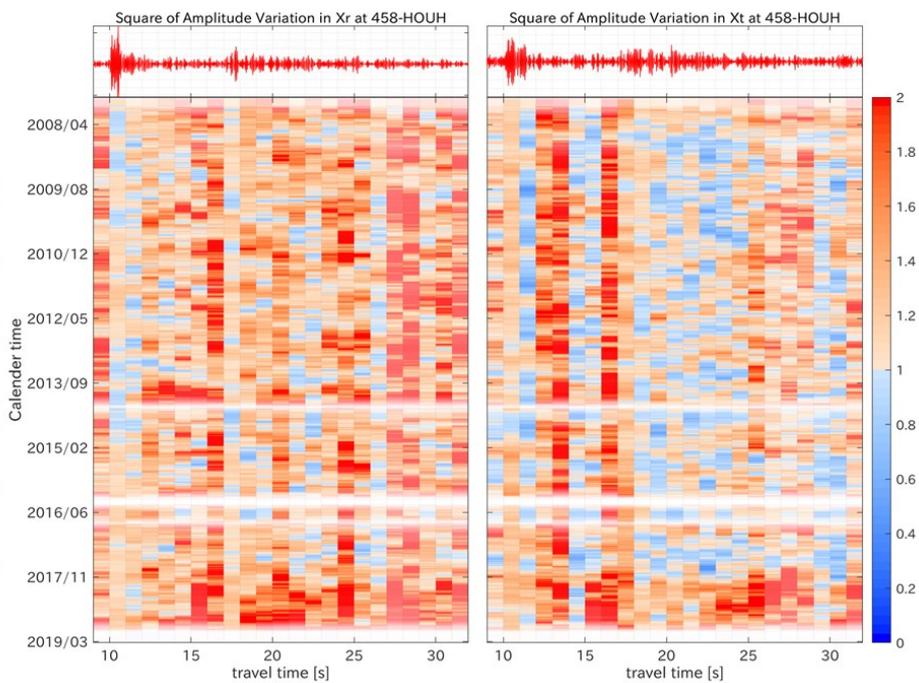
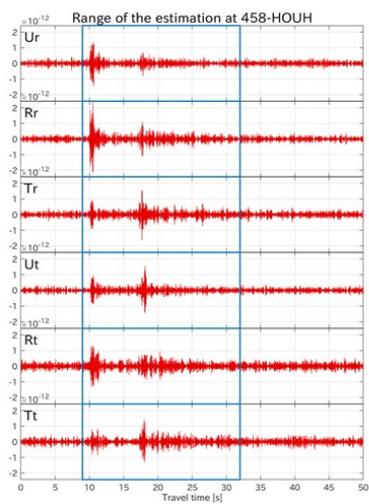
● 走時変化・振幅変化の全体像

走時変化の推定結果(図 4-5 a および c)では、2015 年初めを境に走時の遅れが示されている。また、八百津観測点では異なる時間窓で同様の傾向の走時変化が見られていたが、本観測点でも、串原観測と同様に、そのような傾向を示す時間窓の組み合わせは見られなかった。

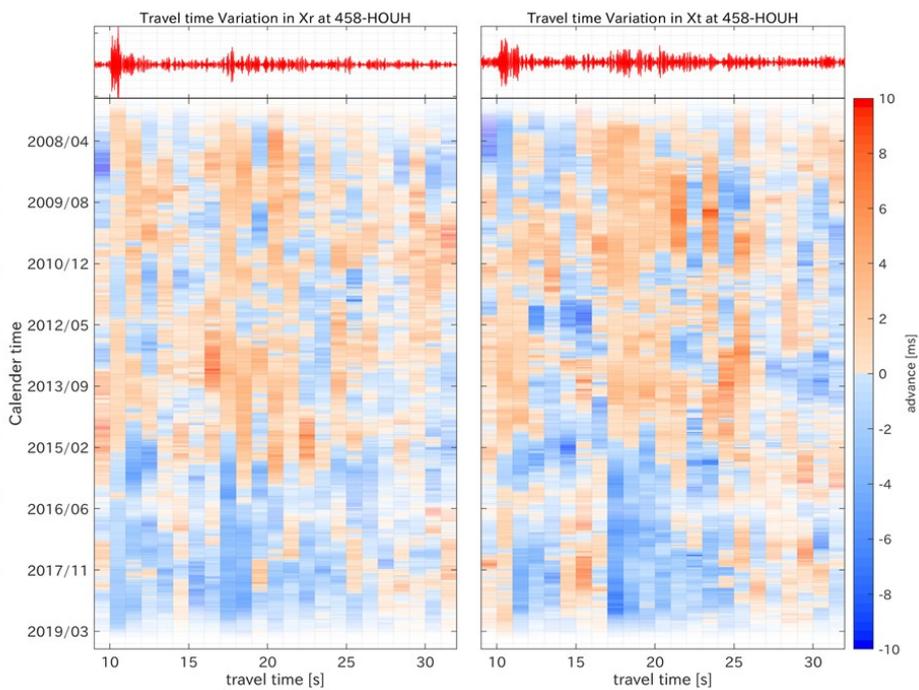
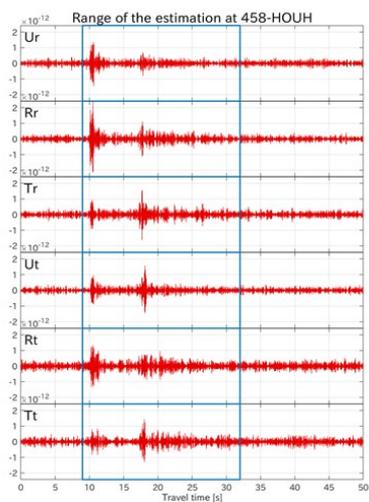
振幅変化の推定結果(図 4-5 b および d)では、走時変化に見られたような全時間窓にわたってみられる傾向はみられなかった。また、本観測点でも、全体的に赤色で塗られている領域が多くみられ、既出の 2 観測点と同様に、特に基準波形の振幅が小さく SN 比が小さい時間窓が顕著に濃い赤色を示している。



(b) 振幅変化
(90日スタック)



(c) 走時変化
(1年スタック)



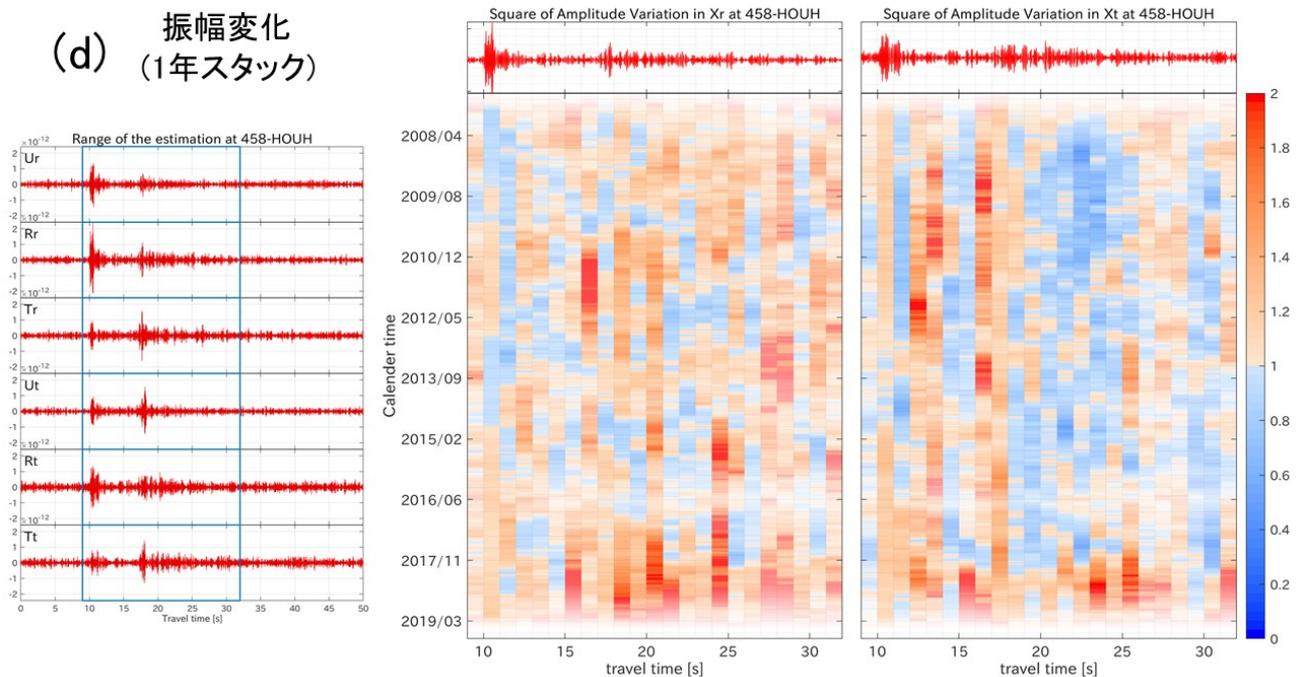


図 4-5 鳳来観測点における走時変化と振幅変化

鳳来観測点での、90日スタックした伝達関数の走時変化(a)と振幅変化(b)、および、1年スタックした伝達関数の走時変化(c)と振幅変化(d)を示す。表示方法は、八百津観測点について描いた図 4-3 と同様で、それぞれの図中では、左に伝達関数の各成分の基準波形を、中央に radial 成分の走時変化・振幅変化を代表する値を、右に transverse 成分の走時変化・振幅変化を代表する値を、それぞれ示している。

● 各波群の走時変化・振幅変化

鳳来観測点でも、より詳細に時間変化を調べるため、基準として用いた伝達関数に明瞭な波群がみられた時間窓の走時変化・振幅変化の時系列変化をグラフに書き起こした。この結果を、本項末尾の図 4-A3 に示す。

鳳来観測点の走時変化(図 4-A3 a, b, e, f)では、串原観測点同様、八百津観測点で見られたような長期的な走時の経年変化は見られなかった。また、2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う変化も同様に見られなかった。全体的な傾向としては、ほかの 2 観測点と比べて、直達波の変化の大きさと反射波の変化の大きさに明確な差が見られた。このような明確な差はほかの 2 観測点で見られなかったため、この変化は鳳来観測点に特有のものであると考えられる。この変動の大きさの差は、例えば、図 4-A3 (b)で、Xt 成分で S 波より振幅の大きな 11-12s の時間窓の走時変化が、S 波のそれより大きな変動を示すことから、SN 比による差ではない。鳳来観測点は、硬い基盤に掘られたボアホールに設置された観測点であり、距離に対して SN 比が良好であるという特徴がある。そのため、安定した硬い岩盤を通り抜けてくる直達波は、あまり変化せず、反射波として到達する波群は、ほかの観測点と同様に変化しやすい領域が存在するため、結果として直達波の変化が小さく見えているのかもしれない。八百津観測点で議論した、2014 年末から 2015 年にかけてみられた東農鉦山の坑道冠水に伴う変化は、鳳来観測点

では明瞭には観測されなかった。Xr・Xt 成分ともに 11-12s の時間窓と S 波が含まれる 17-18s の時間窓について、90 日スタックと 1 年スタックの両者で、2014 年末に傾向の変化がみられるが、他期間の年周変化やさらに長周期の変動と同程度で区別がつかなかった。

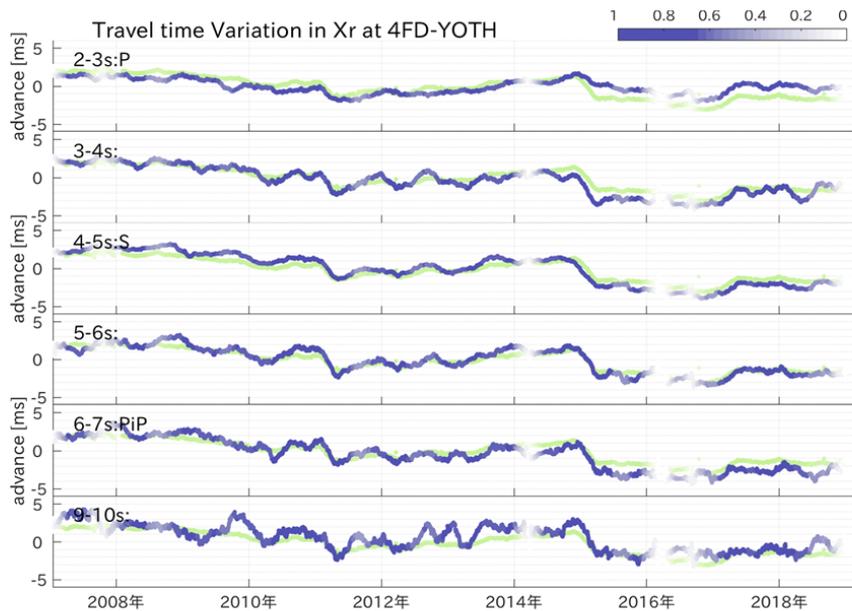
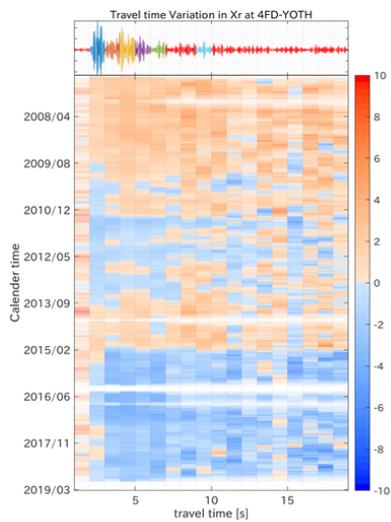
振幅変化(図 4-A3 c, d, g, h)に関しては、一年スタックの Xr 成分(図 4-A3 g)では、振幅が大きくなるような経年変化が見られた。この変化は、それぞれ、直達 P 波と S 波を含む、10-11s と 17-18 秒の時間窓で見られた。全伝達関数の振幅変化には、全成分で 2017 年末から、振幅が大きくなる傾向がみられた。この傾向は、特に 1 年スタックでは顕著に確認できる。これは、三河観測所に設置されているアクロス震源の信号が混信してしまったことによる人為的な変化であった。鳳来観測点は、三河観測所から約 30km の距離に位置していたため、この混信の影響が明瞭に振幅推定の結果に表れることとなった。2014 年末から 2015 年にかけての坑道冠水に同期するような変化は、はっきりとは確認されなかった。一年スタックの Xr 成分では、2013 年初めから 2014 年中ごろまで振幅の増加が見られたが、ほかの期間の変化量と比べて同程度の変化であったため、関連ははっきりしない。

4.1.7. まとめ

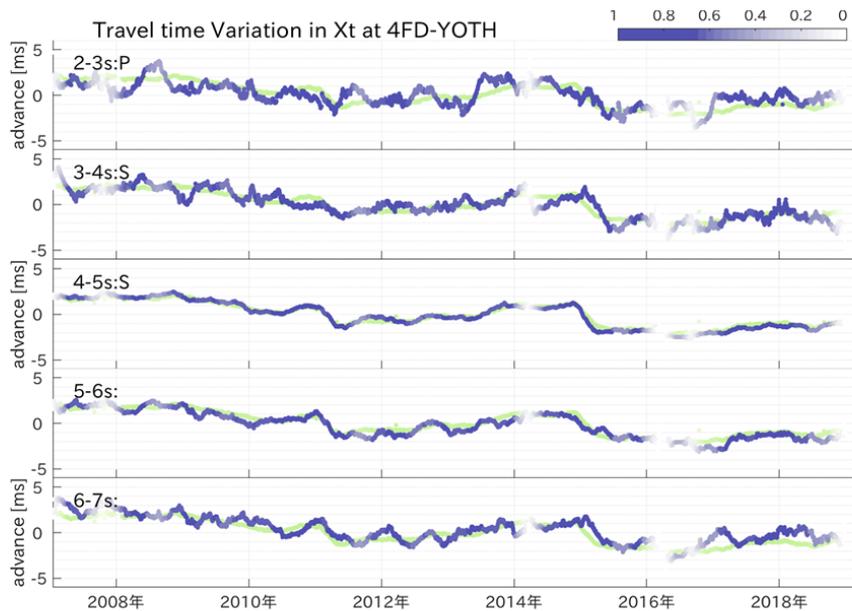
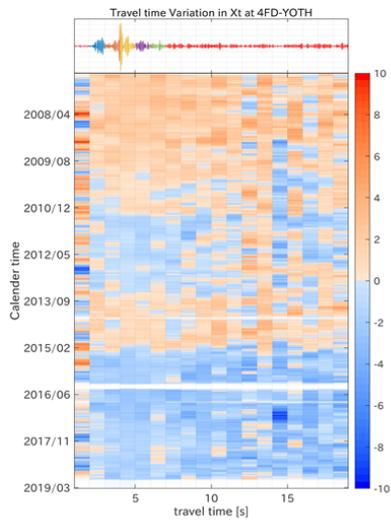
岐阜県土岐市に設置されていた人工震源装置「土岐アクロス」から送信した信号を、近距離(約 10km)、中距離(約 20km)、遠距離(約 50km)に位置する 3 点の Hi-net 観測点で観測し、各観測点における走時変化と振幅変化を調べた。解析期間は、2007 年から 2018 年までの 12 年間で、SN 比を向上させるため、日々求めた伝達関数を移動平均した。移動平均をとる期間には、短期的な変化とより長期間の変化を調べるため、90 日間と 1 年間の 2 種類を用いた。また、利用する伝達関数は、震源装置の運転と観測点の観測状況を解析して精査を行い、両者が正常に稼働している期間のみを解析に用いた。

解析の結果、P・S 波の直達波や反射波の走時変化・振幅変化を 10 年以上にわたって安定して求めることができた。求めた走時変化・振幅変化には、東北地方太平洋沖地震に伴う走時変化や、地下坑道の冠水に伴う走時・振幅変化が観測された。これらの変化は、最も SN 比が良好だった近距離の観測点で顕著にみられ、中・遠距離の観測点では不明瞭であるか観測されなかった。また、一部の成分・波群の走時変化や振幅変化には、経年的な変化や大振幅の年周変動がみられた。さらに解析を進めれば、このような変化からも何らかの情報が取り出せることが期待される。

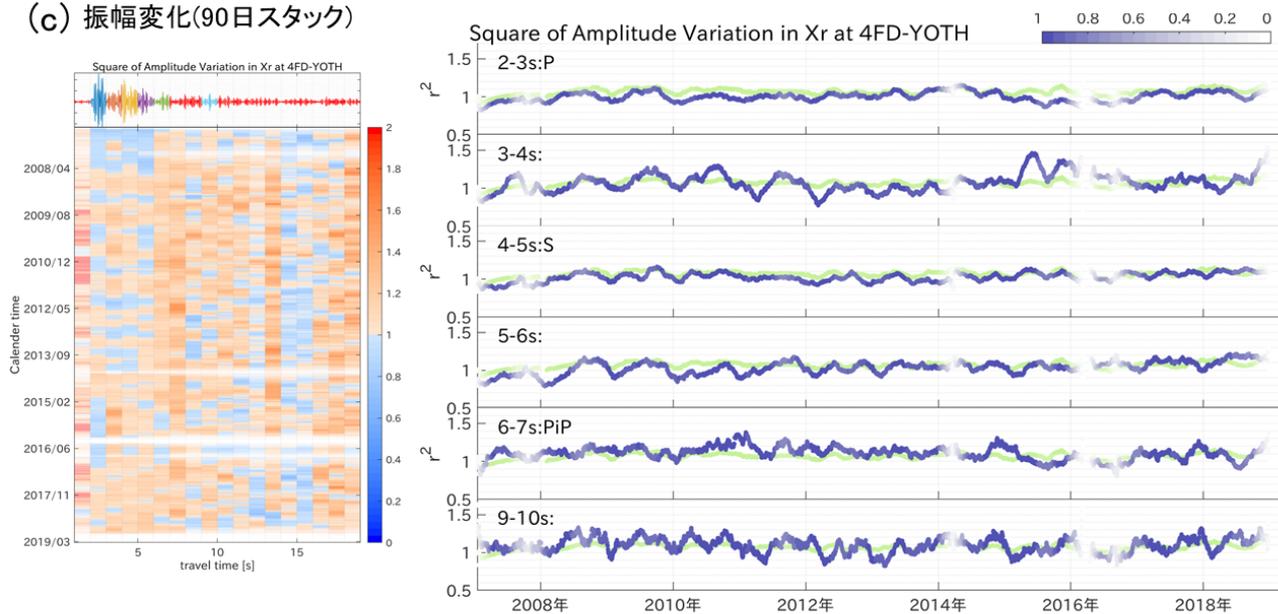
(a) 走時変化(90日スタック)



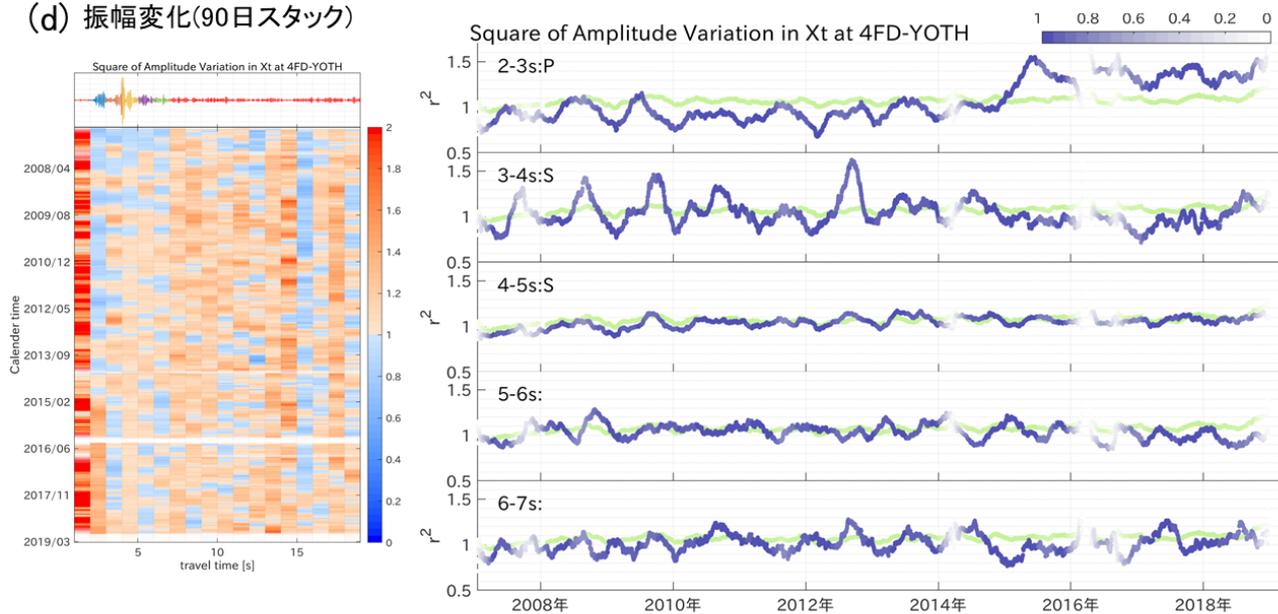
(b) 走時変化(90日スタック)



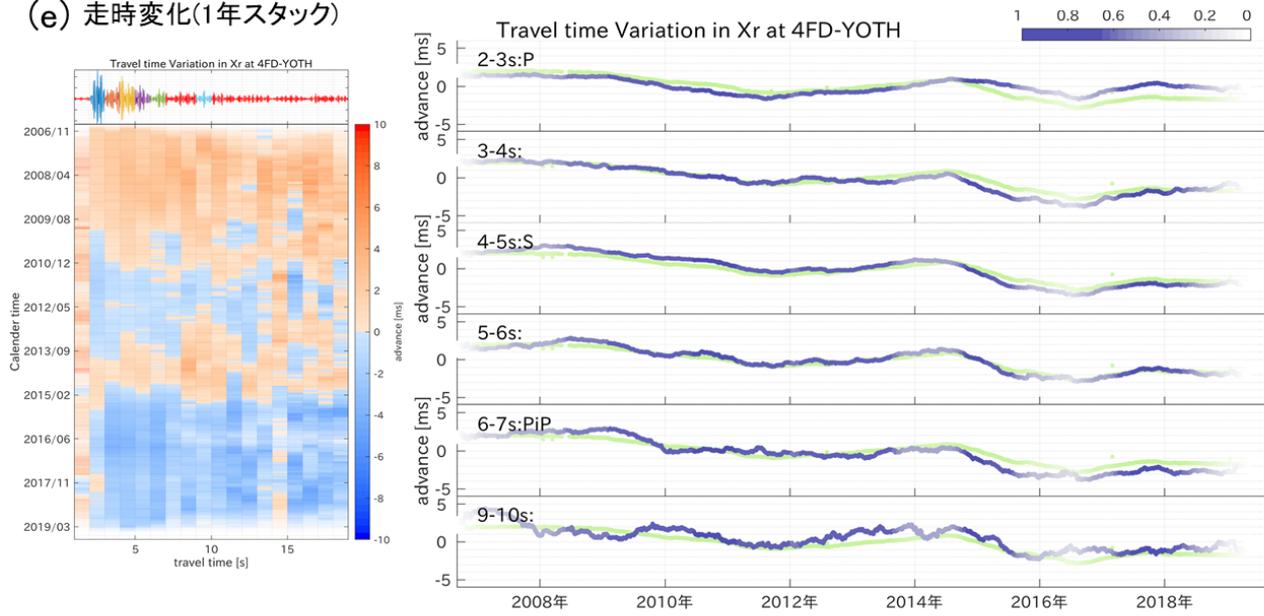
(c) 振幅変化(90日スタック)



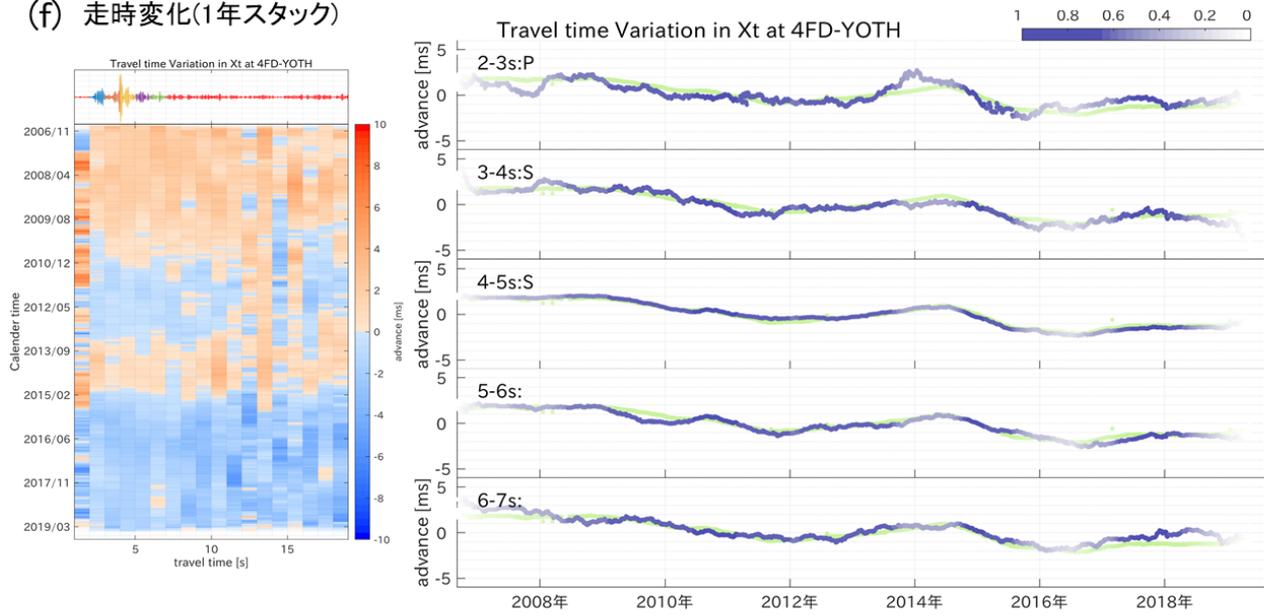
(d) 振幅変化(90日スタック)



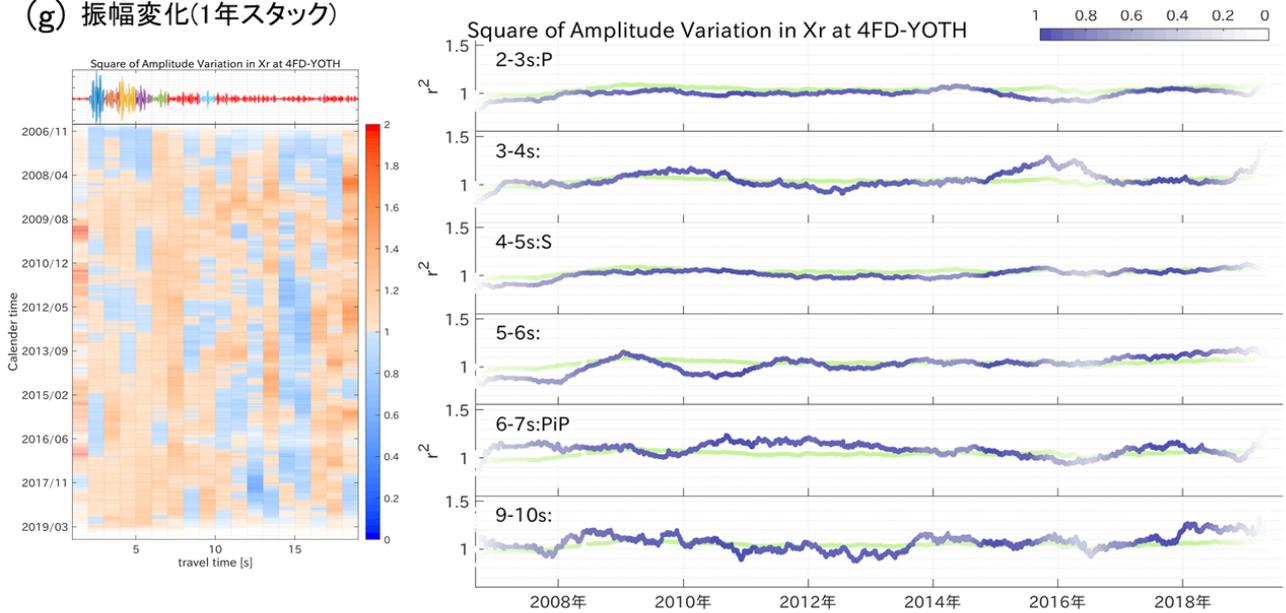
(e) 走時変化(1年スタック)



(f) 走時変化(1年スタック)



(g) 振幅変化(1年スタック)



(h) 振幅変化(1年スタック)

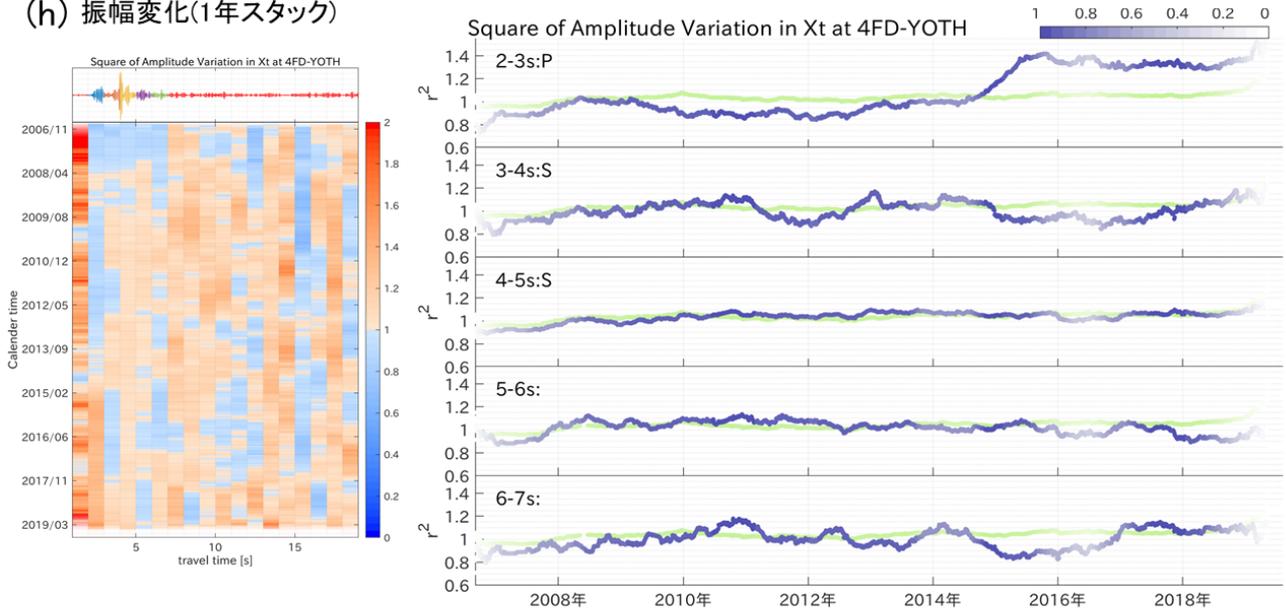
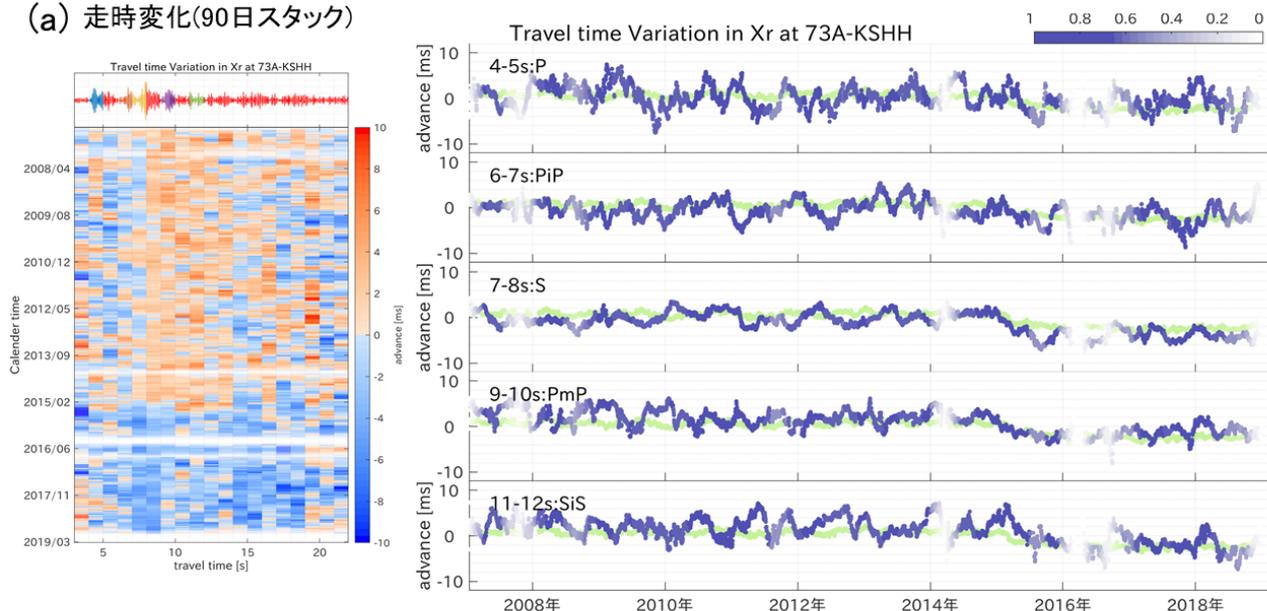


図 4-A1 八百津観測点における、各波群の走時・振幅変化

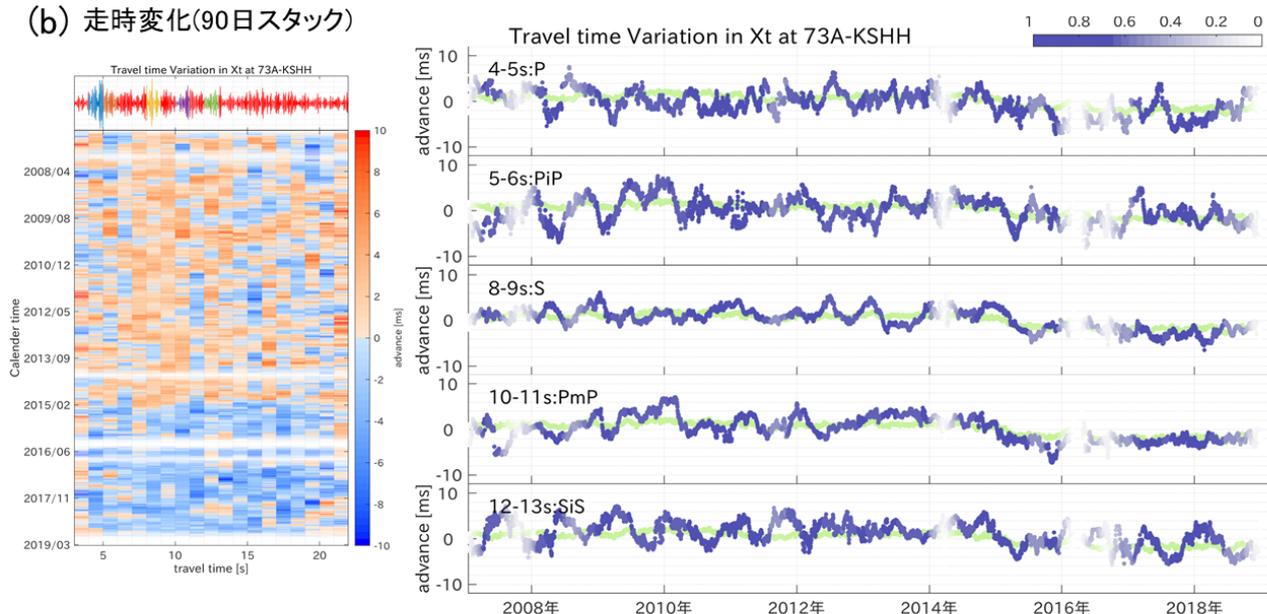
八百津観測点において、基準波形で明瞭な波群が見られた時間窓に注目し、走時変化・振幅変化を時系列のグラフに描き起こした。各図はそれぞれ、90日スタックの X_r ・ X_t 成分の走時変化(aとb)、90日スタックの X_r ・ X_t 成分の振幅変化(cとd)、1年スタックの X_r ・ X_t 成分の走時変化(eとf)、1年スタックの X_r ・ X_t 成分の振幅変化(gとh)を示す。各図の左側には、図 4-3 で示した変化を色分けして表示した図を示した。右側の図は、左側の図の上部に示した基準波形で色付けされている、比較的明瞭な波群に注目して、走時変化・振幅変化を横軸

に日付をとって時系列プロットしたグラフである。一部の時間窓で見られた後続波の波群の走時は、國友・他(2014)と対応していたため、その波群については、グラフ内に対応する波群の呼称を示した。青色の点が各時間窓の走時変化や振幅変化を示し、点の色の濃さは、スタック長に対して実際に利用できたデータ長の割合を表す。割合と色の濃さの対応は、左上のカラーバーで示した。背景に示した緑色の点は、波群を取り出さず伝達関数全体の時刻変化(走時変化の場合)やエネルギー変化(振幅変化の場合)を計算した結果を示す。

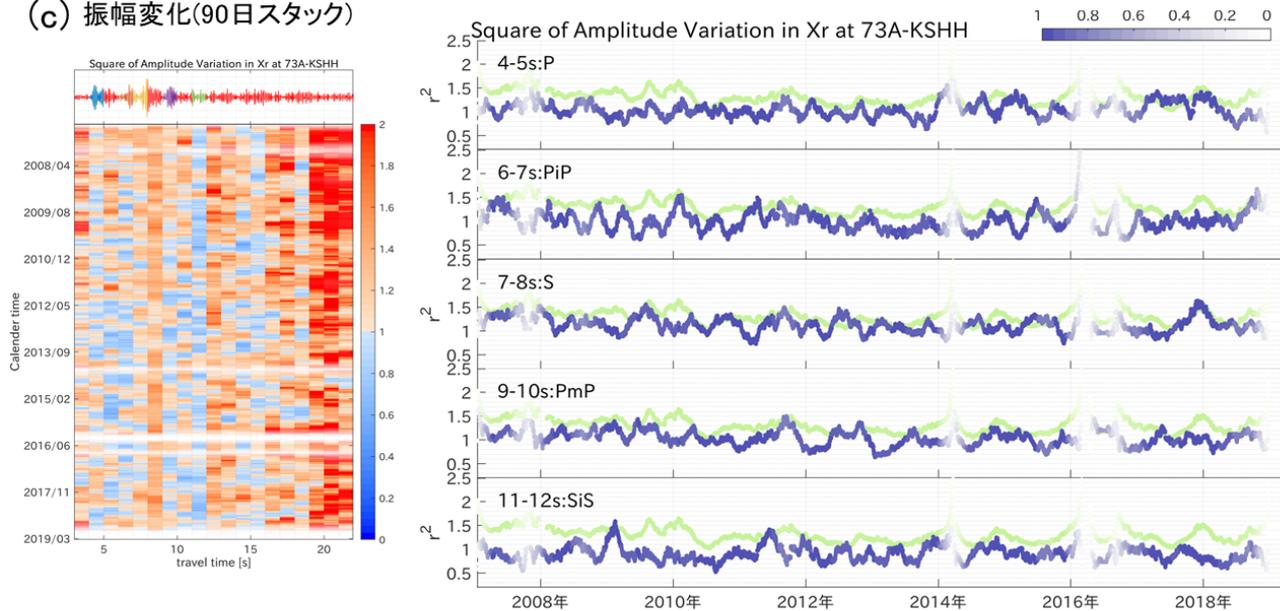
(a) 走時変化(90日スタック)



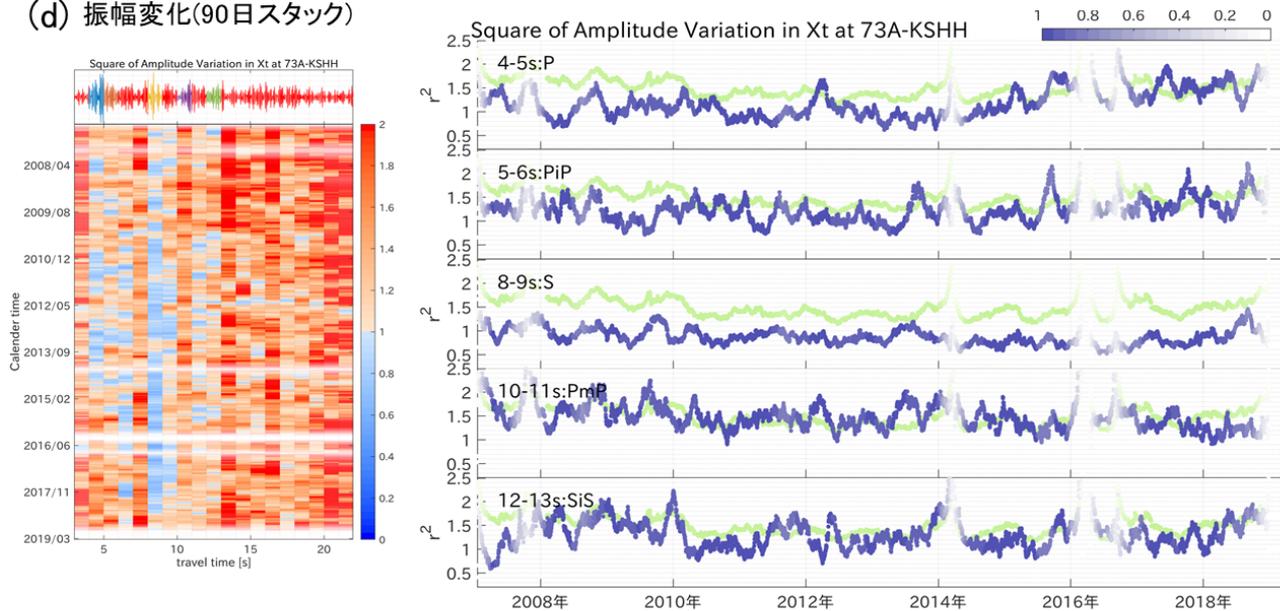
(b) 走時変化(90日スタック)



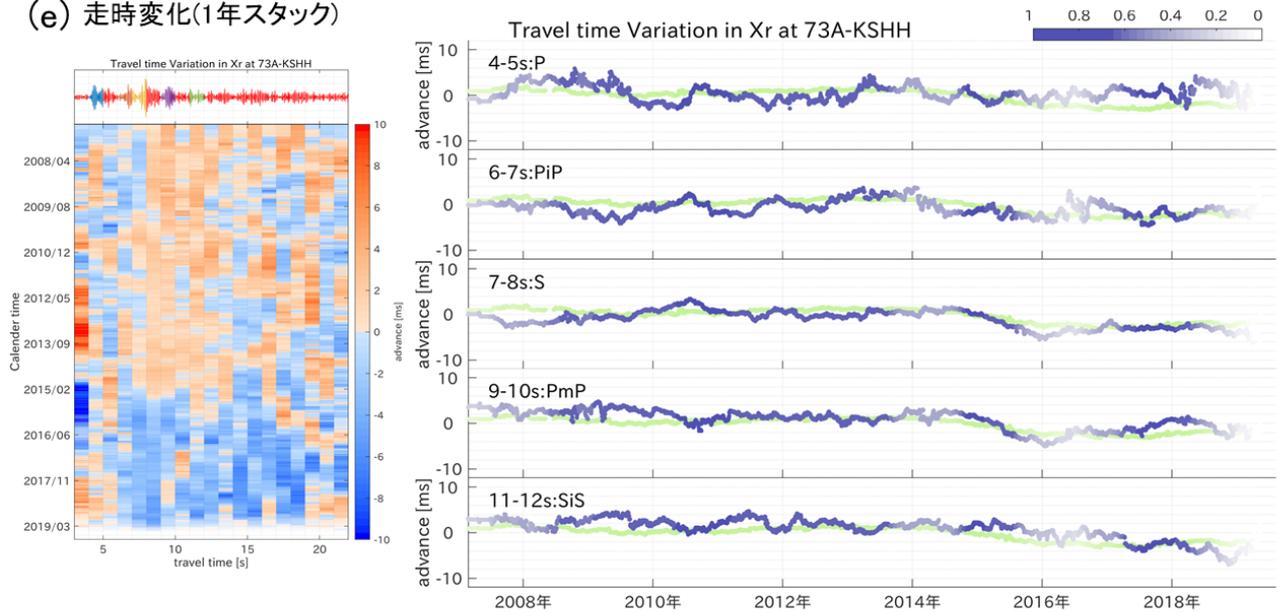
(c) 振幅変化(90日スタック)



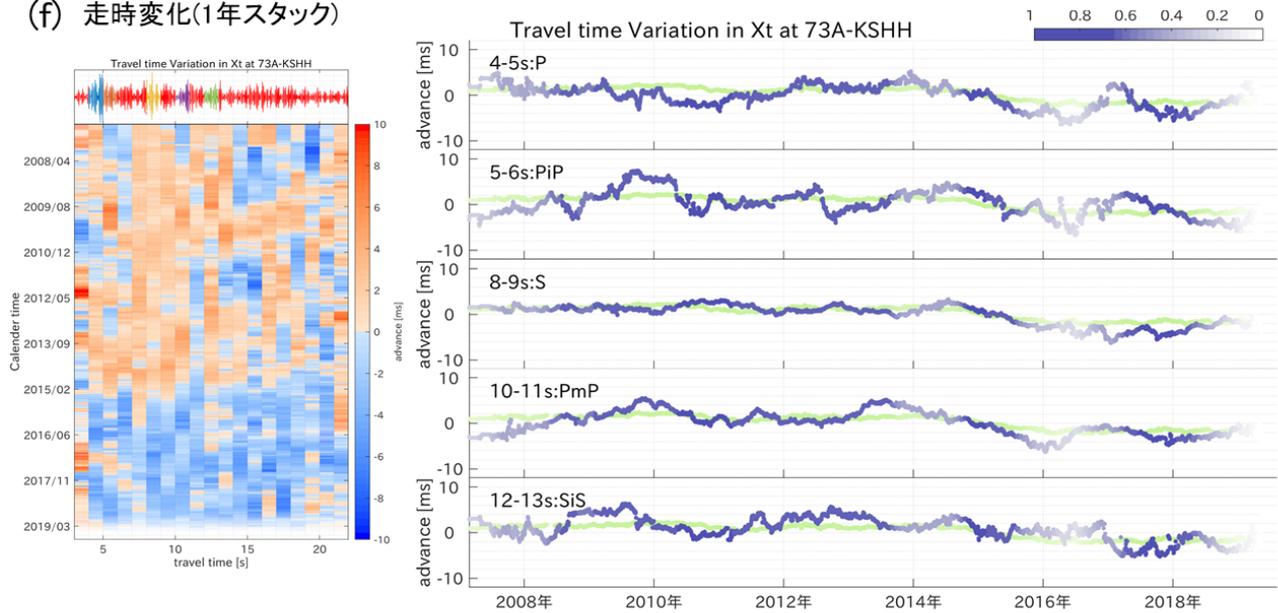
(d) 振幅変化(90日スタック)



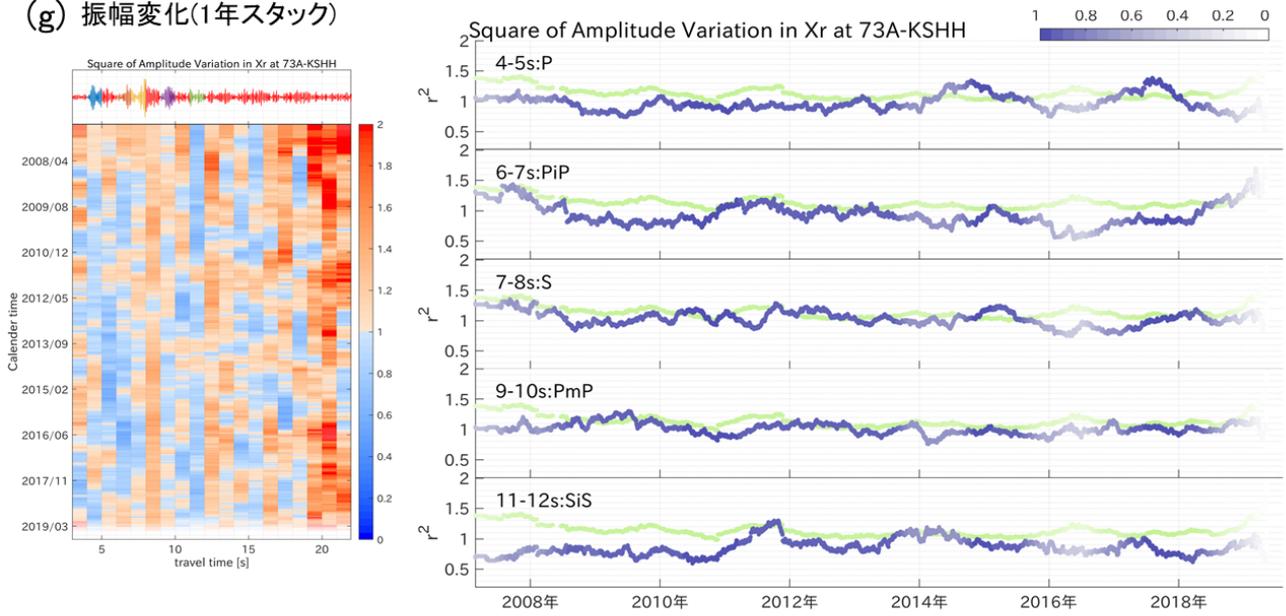
(e) 走時変化(1年スタック)



(f) 走時変化(1年スタック)



(g) 振幅変化(1年スタック)



(h) 振幅変化(1年スタック)

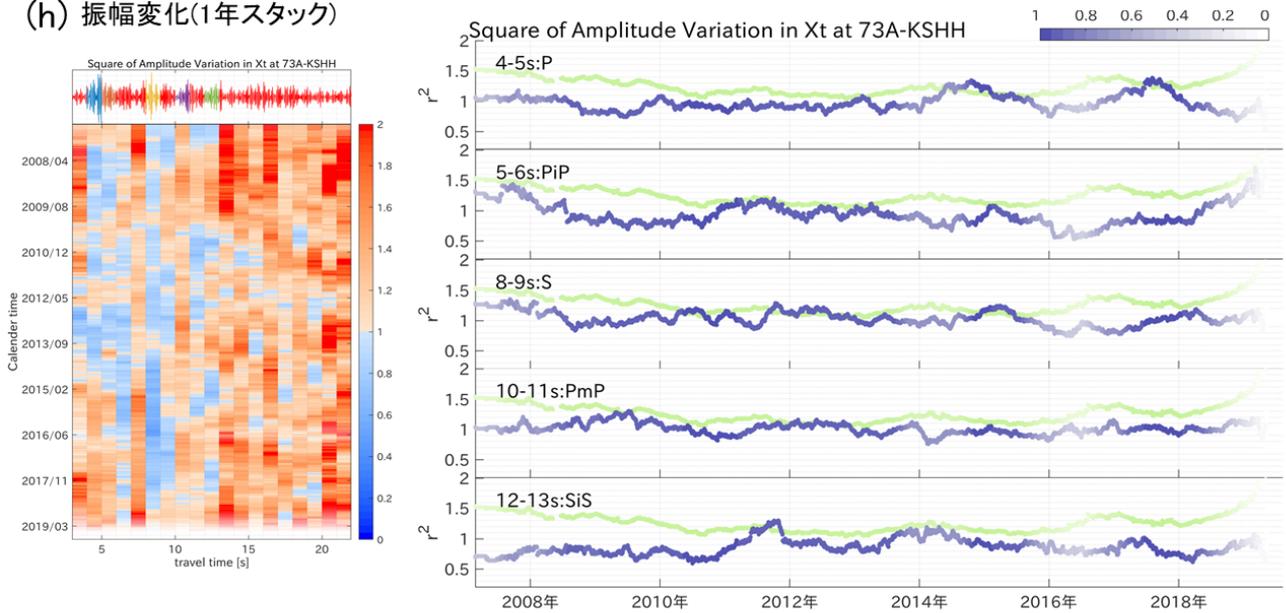
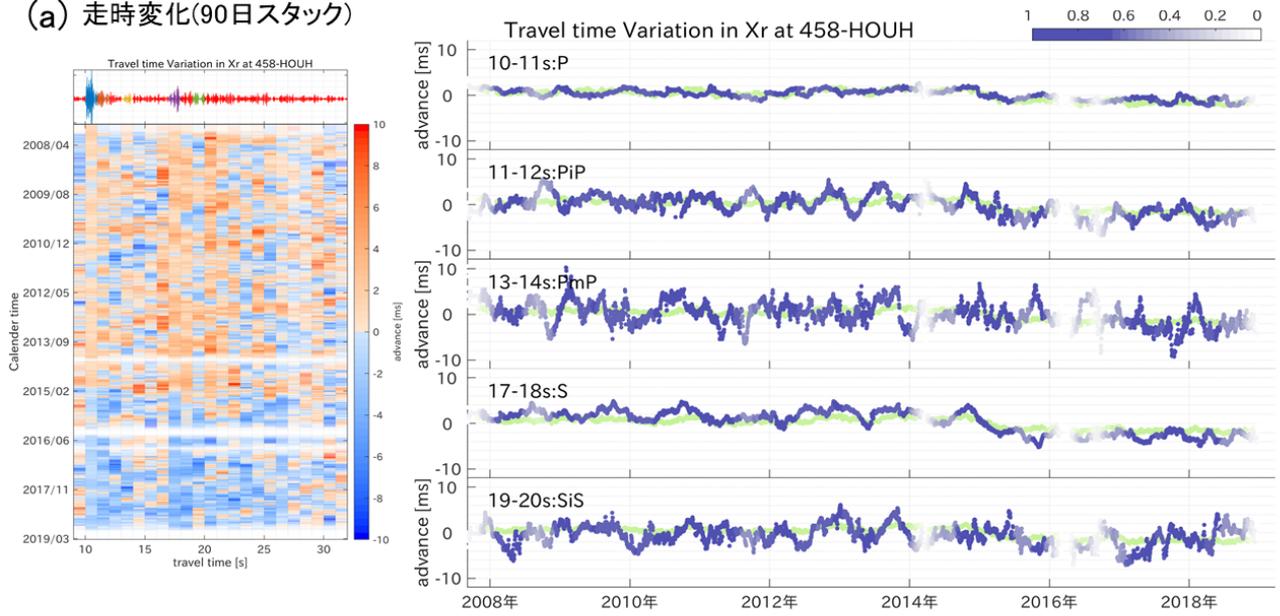


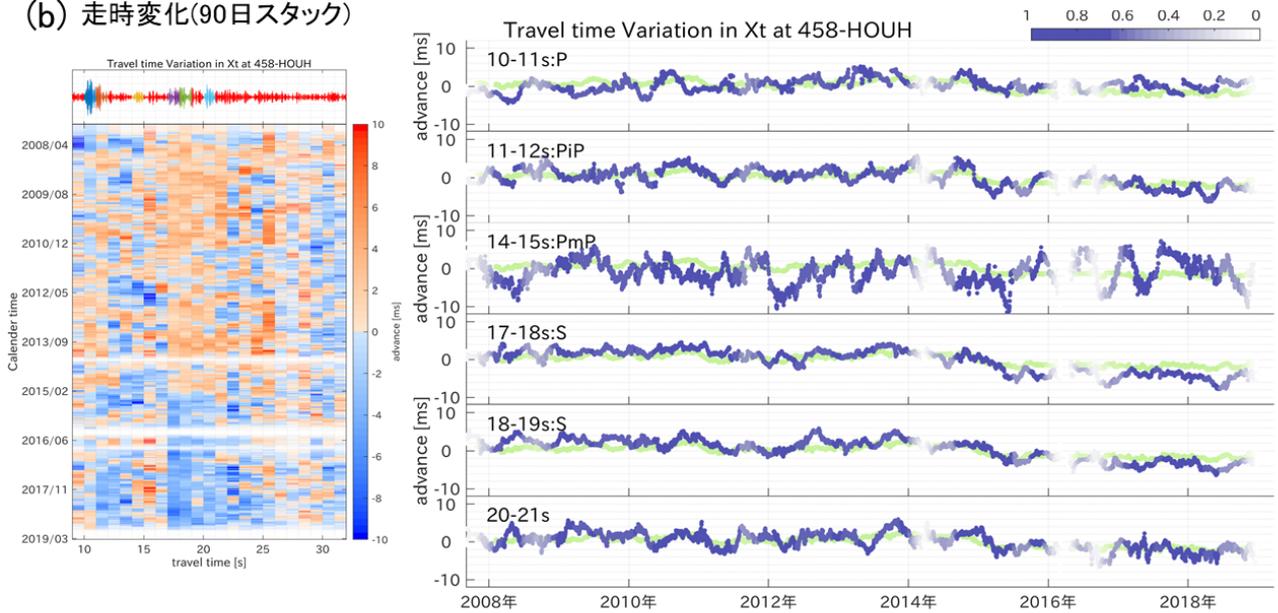
図 4-A2 串原観測点における、各波群の走時・振幅変化

串原観測点において、基準波形で明瞭な波群が見られた時間窓に注目し、図 4-A1 と同様の表示方法で、走時変化・振幅変化を時系列のグラフに描き起こした。

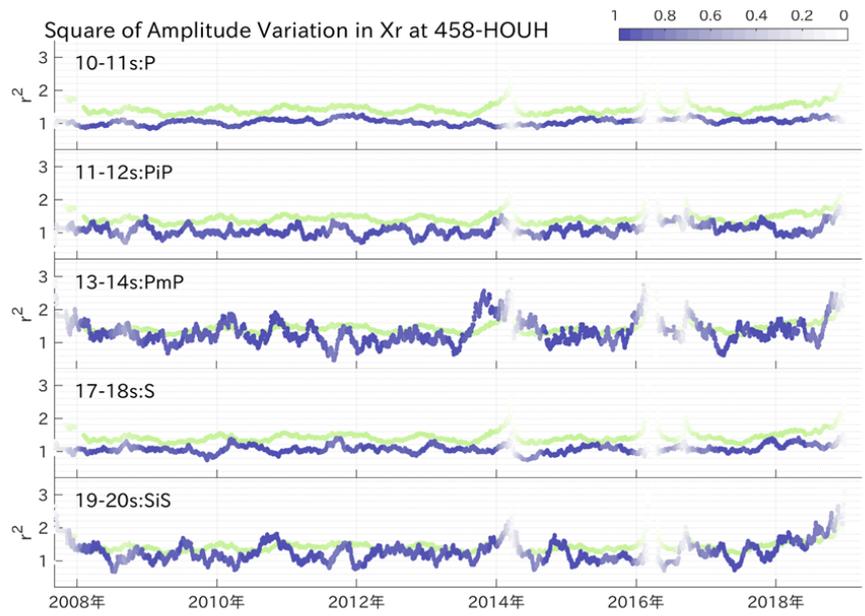
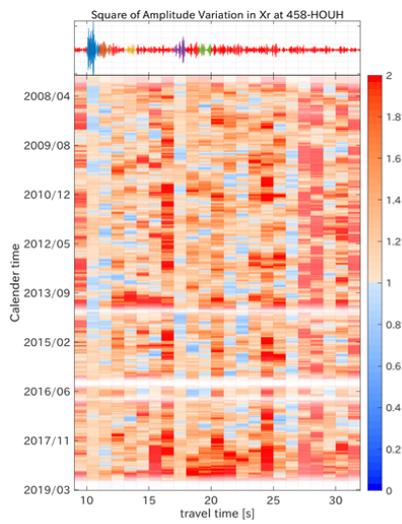
(a) 走時変化(90日スタック)



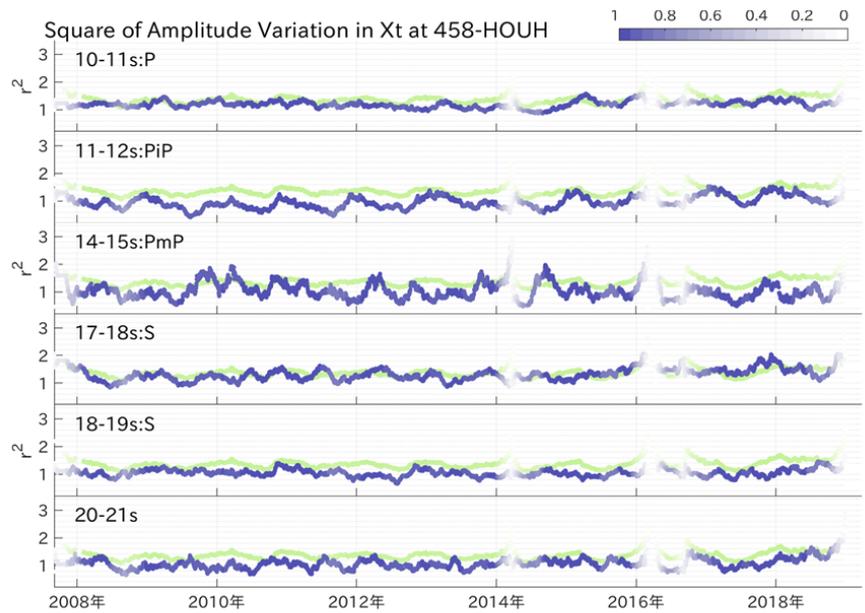
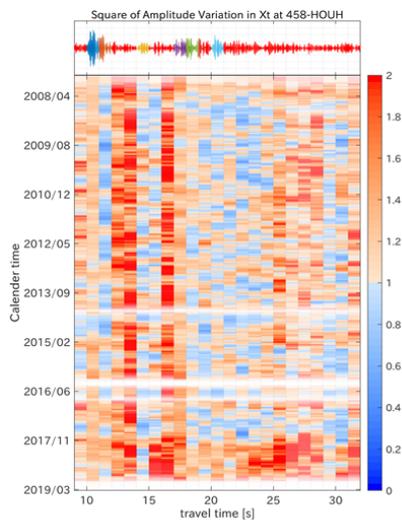
(b) 走時変化(90日スタック)



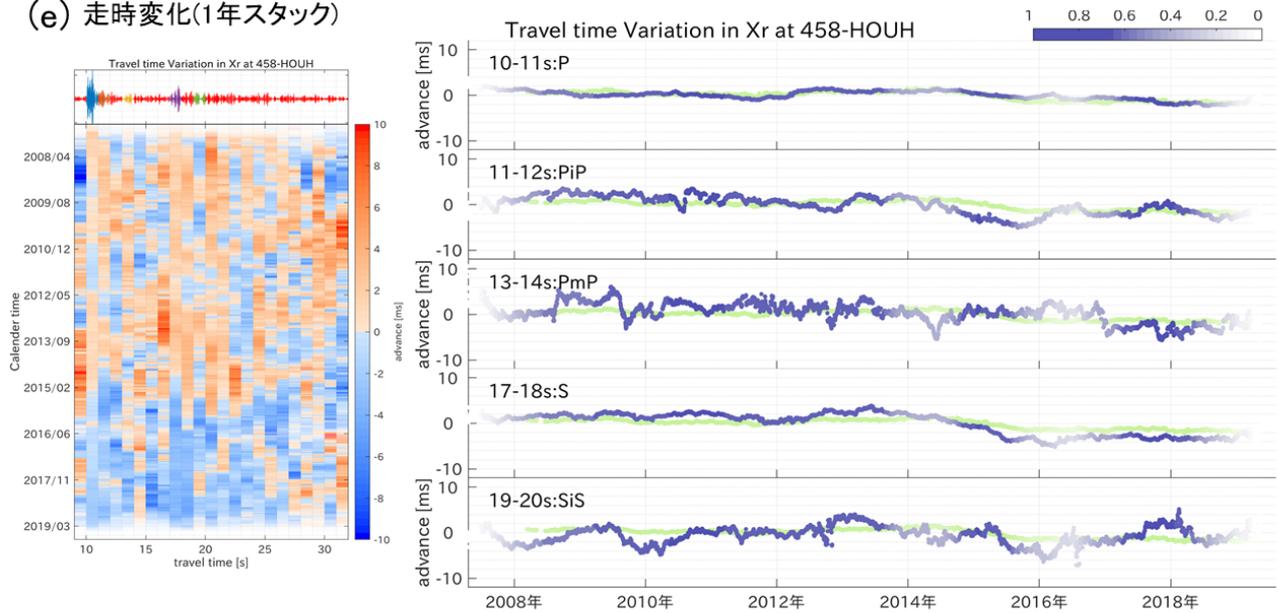
(c) 振幅変化(90日スタック)



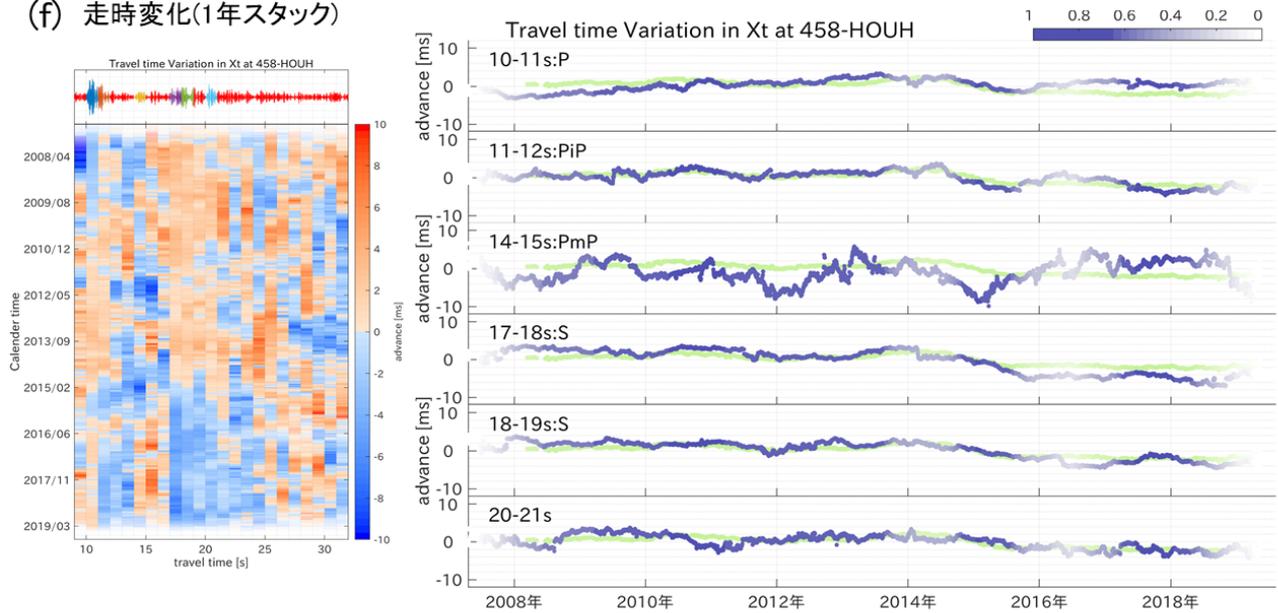
(d) 振幅変化(90日スタック)



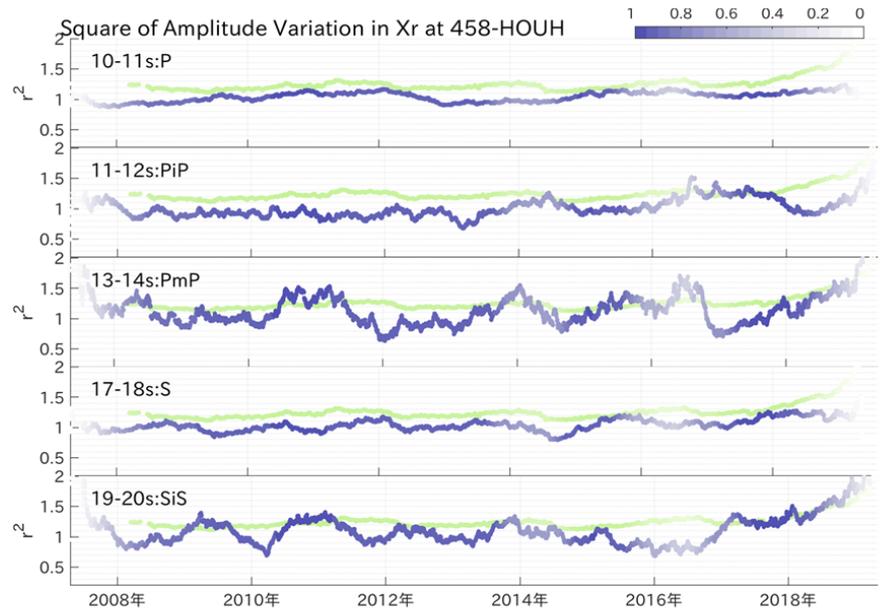
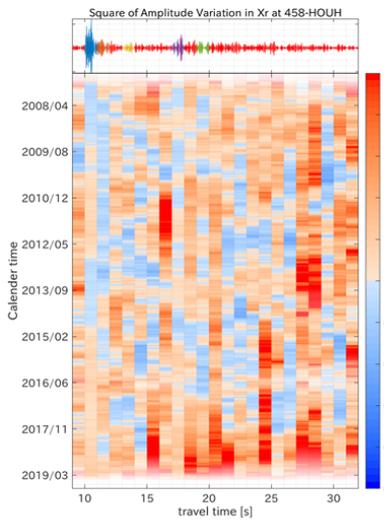
(e) 走時変化(1年スタック)



(f) 走時変化(1年スタック)



(g) 振幅変化(1年スタック)



(h) 振幅変化(1年スタック)

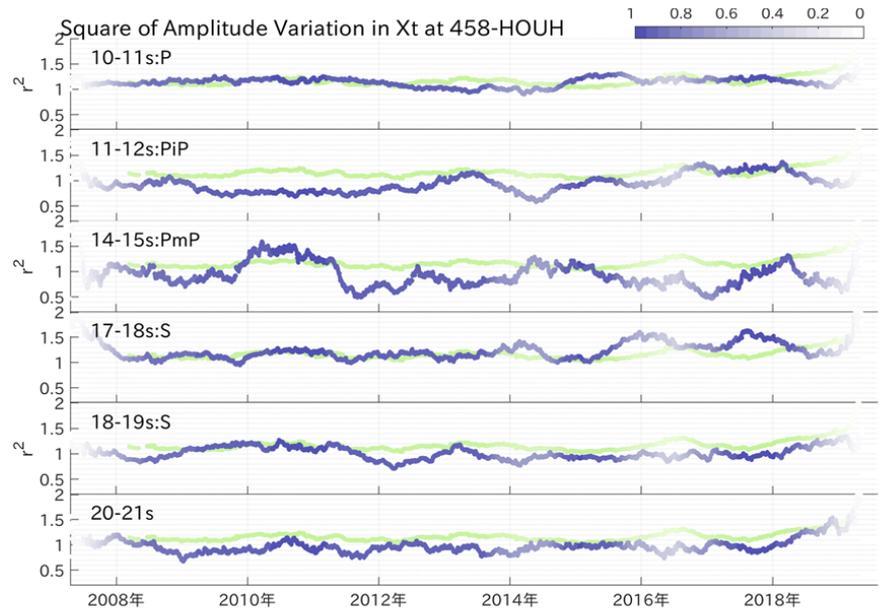
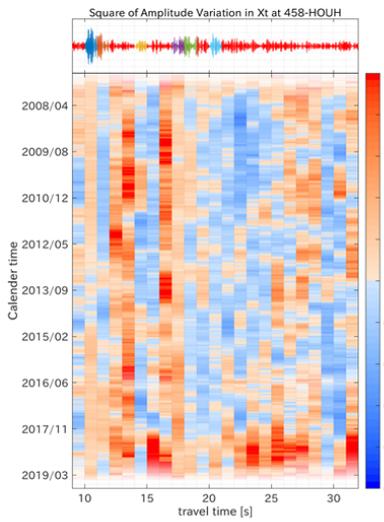


図 4-A3 串原観測点における、各波群の走時・振幅変化

鳳来観測点において、基準波形で明瞭な波群が見られた時間窓に注目し、図 4-A1 と同様の表示方法で、走時変化・振幅変化を時系列のグラフに描き起こした。

4.2. 今後の展望

この項では、複数台の震源を運用し、トモグラフィー手法を適用することで、変化が起きた場所の情報も推定する技術「リアルタイムトモグラフィー」の可能性を議論し、アクロスを用いた地下構造モニタリングの将来展望を述べる。リアルタイムトモグラフィーは、探査対象地域でアクロスを複数台同時に運用して伝達関数を取得し、これにトモグラフィー手法を適用することで、地震波伝播速度や減衰係数、さらには、それらの変化の空間分布の推定を目指す手法である。この手法でアクロスを用いる利点は、同時に複数台の震源で加振できることにある。アクロスの信号特性のうち周波数領域で複数震源の信号を分離することができるという特性を利用することで、発振する装置を時間によって切り替えることなく(すなわち、時間領域で信号の分離を行うことなく)、各震源に対する伝達関数を取得することができる。

アクロスを用いたこれまでの研究は、一か所に設置された震源しか用いていなかったため、トモグラフィー的な手法で変化が起こった場所を推定することはできなかった。アクロスの特徴の一つに、複数震源の同時運用があるにもかかわらず、この利点を生かせていなかったのである。原理上、無数の震源・観測点の組み合わせが作れる地震波干渉法では、すでにトモグラフィー的な手法を組み合わせることにより変化が起こった場所の推定が試みられている(Cl Clarke et al. 2013; Pei et al. 2019)。

これまで、ある探査対象について複数台のアクロス震源を用いる同時加振が実現しなかった原因として、これまで用いられてきたアクロスの震源装置が大規模であったことが挙げられる。これまでに名古屋大学が運用してきたアクロスは、設置場所に数 m 立方の大規模な基礎を必要とする大規模なもので、それに伴って運用に要するコストも高額であった。また、それらの震源は可搬性に関しても考慮されておらず、ある地点に設置した場合、その場所から移設するには大きな労力が必要であり、これにも同様にコストがかかっていた。しかし、2014 年に開発され、2017 年末より名古屋大学の三河観測所で運用が開始されたアクロス(Suzuki et al. 2021)は、従来のアクロスに比べて小さな基礎で運転が可能で、モジュール化も試みられているため、コスト面でも、可搬性に関しても、改善されている。また、筆者を含む名古屋大学のグループでは、制御システムの再設計も行っており、従来の制御システムより、小型で安価な制御システムが試作されている。これらの成果を組み合わせると、複数台のアクロスを用いた同時加振は、現実的に実現可能な手法である。

もし複数台のアクロスの同時・連続運用が実現し、トモグラフィーの手法を用いて伝播速度・減衰変化を解析する手法を開発すれば、地下で発生している現象の時間発展を準リアルタイムで観測できるようになる。さらに、現在盛んに用いられるようになってきた光ファイバーによる振動計測(DAS)は、稠密な観測が行えるため、アクロスでよく利用される 10-20Hz 程度の周波数帯域でも波群の伝播が問題なく追えると考えられる。そのため、DAS とアクロスの組み合わせで伝播速度・減衰変化のトモグラフィーを行えば、これまでにない高時空間分解能で伝播速度・減衰変化のモニタリングが実現するだろう。

速度変化・減衰変化が地下のどこで、どの程度大ききで起こったのかが推定できるようになると、変化の原因推定の面でも大いに進歩が見込まれる。何の変化がどこで起こったかという観測量を蓄積し、伝播速度・減衰変化以外の地球物理学的な観測、例えば、降水量や地下水位、地殻変動や地震活動、噴火回数などと比較を行う

ことで、地下で発生している現象の理解がさらに深まると考える。

第一章で見たように、研究の進展は、誰かが新分野を切り開けば、そこから加速度的に進んでいく傾向がある。リアルタイムトモグラフィの実現により、アクロスを用いて時間的・空間的に高い分解能で地下構造やその変化が観測されるようになれば、その研究は本分野の発展の新たな道しるべになると考える。フィールドで行われる研究は、計測技術や解析技術の進歩と、実験室での実験や理論面から行われる研究の成果により、その精度や観測可能領域が飛躍的に広がっている。アクロスが2000年から始まった淡路島での運用で発見した地震時の伝播速度変化は、もはや地震波干渉法などの様々な手法で全世界的に観測されるものである。本研究で実現した、伝播速度変化と減衰変化の長期間のモニタリングは、今はまだ先進的な観測手法であるが、すぐに様々な手法で広く行われるようになり、全世界で観測されるようになるだろう。アクロスは2000年の淡路島での運用開始以来、最先端の知見をもたらし続けてきた。しかし、その可能性は20年たった今でも失われておらず、さらには本項で将来の活用に関する展望を提案している。本研究の成果や本項で提案したような手法、あるいはその応用は、今後も本分野の研究をけん引するような成果をもたらすと考える。

参考文献

- Adam L, van Wijk K, Otheim T, Batzle M (2013) Changes in elastic wave velocity and rock microstructure due to basalt-CO₂-water reactions. *J Geophys Res Solid Earth* 118(8):4039–4047. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50302>
- Aggarwal YP, Sykes LR, Armbruster J, Sbar ML (1973) Premonitory Changes in Seismic Velocities and Prediction of Earthquakes. *Nature* 241(5385):101–104. <https://doi.org/10.1038/241101a0>
- Allmann BP, Shearer PM (2007) Spatial and temporal stress drop variations in small earthquakes near Parkfield, California. *J Geophys Res Solid Earth* 112(4):1–17. <https://doi.org/10.1029/2006JB004395>
- Amalokwu K, Best AI, Sothcott J, Chapman M, Minshull T, Li XY (2014) Water saturation effects on elastic wave attenuation in Porous rocks with aligned fractures. *Geophys J Int* 197(2):943–947. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu076>
- Ando M (2001) Geological and geophysical studies of the Nojima Fault from drilling: An outline of the Nojima Fault zone probe. *Isl Arc* 10(3–4):206–214. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2001.00349.x>
- Birch F (1960) The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 1. *J Geophys Res* 65(4):1083–1102. <https://doi.org/10.1029/JZ065i004p01083>
- Birch F (1961) The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 2. *J Geophys Res* 66(7):2199–2224. <https://doi.org/10.1029/JZ066i007p02199>
- Birch F (1975) Velocity and attenuation from resonant vibrations of spheres of rock, glass, and steel. *J Geophys Res* 80(5):756–764. <https://doi.org/10.1029/JB080i005p00756>
- Brenguier F, Campillo M, Takeda T, Aoki Y, Shapiro NM, Briand X, Emoto K, Miyake H (2014) Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops. *Science* (80-) 345(6192):80–82. <https://doi.org/10.1126/science.1254073>
- Brenguier F, Shapiro NM, Campillo M, Ferrazzini V, Duputel Z, Coutant O, Nercessian A (2008) Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nat Geosci* 1(2):126–130. <https://doi.org/10.1038/ngeo104>
- Cadoret T, Marion D, Zinszner B (1995) Influence of frequency and fluid distribution on elastic wave velocities in partially saturated limestones. *J Geophys Res Solid Earth* 100(B6):9789–9803. <https://doi.org/10.1029/95JB00757>
- Chang SH, Lee CI (2004) Estimation of cracking and damage mechanisms in rock under triaxial compression by moment tensor analysis of acoustic emission. *Int J Rock Mech Min Sci* 41(7):1069–1086. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2004.04.006>
- Chichinina TI, Obolentseva IR, Ronquillo-Jarillo G, Sabinin VI, Gik LD, Bobrov BA (2007) Attenuation anisotropy of P- and S-waves: Theory and laboratory experiment. *J Seism Explor* 16(2–4):235–264
- Chouet B (1979) Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California. *Geophys Res Lett* 6(3):143–146. <https://doi.org/10.1029/GL006i003p00143>
- Christensen NI, Wang HF (1985) The Influence of pore pressure and confining pressure on dynamic elastic properties of Berea sandstone. *GEOPHYSICS* 50(2):207–213. <https://doi.org/10.1190/1.1441910>
- Chun K-Y, Henderson GA, Liu J (2004) Temporal changes in P wave attenuation in the Loma Prieta rupture zone. *J Geophys Res Solid Earth* 109(B2):1–15. <https://doi.org/10.1029/2003jb002498>

- Clark VA, Tittmann BR, Spencer TW (1980) Effect of volatiles on attenuation (Q^{-1}) and velocity in sedimentary rocks. *J Geophys Res* 85(B10):5190. <https://doi.org/10.1029/jb085ib10p05190>
- Clarke D, Brenguier F, Froger JL, Shapiro NM, Peltier A, Staudacher T (2013) Timing of a large volcanic flank movement at Piton de la Fournaise Volcano using noise-based seismic monitoring and ground deformation measurements. *Geophys J Int* 195(2):1132–1140. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt276>
- Daley TM, Myer LR, Peterson JE, Majer EL, Hoversten GM (2008) Time-lapse crosswell seismic and VSP monitoring of injected CO₂ in a brine aquifer. *Environ Geol* 54(8):1657–1665. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0943-z>
- De Fazio TL, Aki K, Alba J (1973) Solid earth tide and observed change in the in situ seismic velocity. *J Geophys Res* 78(8):1319–1322. <https://doi.org/10.1029/JB078i008p01319>
- Domínguez R. T, Flores C. F, Reyes D. G (2003) Temporal change in coda wave attenuation observed at Volcán de Colima, México before the 1998 eruption. *J Volcanol Geotherm Res* 125(3–4):215–223. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00096-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00096-9)
- Fehler M, Roberts P, Fairbanks T (1988) A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens. *J Geophys Res Solid Earth* 93(B5):4367–4373. <https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04367>
- Gordon RB, Davis LA (1968) Velocity and attenuation of seismic waves in imperfectly elastic rock. *J Geophys Res* 73(12):3917–3935. <https://doi.org/10.1029/JB073i012p03917>
- Hadley K (1976) Comparison of calculated and observed crack densities and seismic velocities in westerly granite. *J Geophys Res* 81(20):3484–3494. <https://doi.org/10.1029/JB081i020p03484>
- Henry P, Mazzotti S, Le Pichon X (2001) Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS. *Earth Planet Sci Lett* 184(2):443–453. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00335-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00335-6)
- Hobiger M, Wegler U, Shiomi K, Nakahara H (2012) Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Japan. *J Geophys Res Solid Earth* 117(9):1–19. <https://doi.org/10.1029/2012JB009402>
- Hobiger M, Wegler U, Shiomi K, Nakahara H (2016) Coseismic and post-seismic velocity changes detected by passive image interferometry: Comparison of one great and five strong earthquakes in Japan. *Geophys J Int* 205(2):1053–1073. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw066>
- Huang ZX, Kisslinger C (1992) Coda-Q before and after the 1986 Andreanof Islands earthquake. *Pure Appl Geophys PAGEOPH* 138(1):1–16. <https://doi.org/10.1007/BF00876711>
- Ikeda T, Tsuji T (2018) Temporal change in seismic velocity associated with an offshore MW 5.9 Off-Mie earthquake in the Nankai subduction zone from ambient noise cross-correlation. *Prog Earth Planet Sci* 5(1):62. <https://doi.org/10.1186/s40645-018-0211-8>
- Ikuta R, Yamaoka K (2004) Temporal variation in the shear wave anisotropy detected using the Accurately Controlled Routinely Operated Signal System (ACROSS). *J Geophys Res Solid Earth* 109(B9):B09305. <https://doi.org/10.1029/2003JB002901>
- Ikuta R, Yamaoka K, Miyakawa K, Takahiro K, Mineo K (2002) Continuous monitoring of propagation velocity of seismic wave using ACROSS. *Geophys Res Lett* 29(13):1627. <https://doi.org/10.1029/2001GL013974>

- Jackson DD, Anderson DL (1970) Physical mechanisms of seismic-wave attenuation. *Rev Geophys* 8(1):1. <https://doi.org/10.1029/RG008i001p00001>
- Karageorgi E, Clymer R, McEvelly T V. (1992) Seismological studies at Parkfield. II. Search for temporal variations in wave propagation using vibroseis. *Bull Seismol Soc Am* 82(3):1388–1415
- Karageorgi E, McEvelly T V., Clymer R (1997) Seismological studies at Parkfield IV: Variations in controlled-source waveform parameters and their correlation with seismicity, 1987 to 1995. *Bull Seismol Soc Am* 87(1):39–49
- Kelly CM, Rietbrock A, Faulkner DR, Nadeau RM (2013) Temporal changes in attenuation associated with the 2004 M6.0 Parkfield earthquake. *J Geophys Res Solid Earth* 118(2):630–645. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50088>
- Knopoff L, Aki K, Archambeau CB, Ben-Menahem A, Hudson JA (1964) Attenuation of dispersed waves. *J Geophys Res* 69(8):1655–1657. <https://doi.org/10.1029/JZ069i008p01655>
- Korneev VA (2000) Seismological Studies at Parkfield VIII: Modeling the Observed Travel-Time Changes. *Bull Seismol Soc Am* 90(3):702–708. <https://doi.org/10.1785/0119990038>
- Kumar KV, Miyashita K, Li J (2002) Secular crustal deformation in central Japan, based on the wavelet analysis of GPS time-series data. *Earth, Planets Sp* 54(2):133–139. <https://doi.org/10.1186/BF03351713>
- Kumazawa M, Kunitomo T, Nakajima T, Tsuruga K, Hasada Y, Nagao H, Matsumoto H, Kasahara J, Fujii N, Shigeta N (2007) JAEA-Research-2007-033.pdf. Tokai Mura, Naka-gun, Ibaraki-ken, Japan
- Kumazawa M, Takei Y (1994) Active method of monitoring underground structures by means of Accurately Controlled ROTary Seismic Source (ACROSS). 1. Purpose and principle. *Abstract Seismol. Soc. Japan* p158
- Lay T, Wallace TC (1995) Modern global seismology
- Leary PC, Malin PE, Phinney RA, Brocher T, VonColln R (1979) Systematic monitoring of millisecond travel time variations near Palmdale, California. *J Geophys Res* 84(B2):659. <https://doi.org/10.1029/JB084iB02p00659>
- Liu E, Crampin S, Queen JH, Rizer WD (1993) Velocity and attenuation anisotropy caused by microcracks and microfractures in a multiazimuth reverse VSP. *Can J Explor Geophys* 29(1):177–188
- Maeda Y, Yamaoka K, Miyamachi H, Watanabe T, Kunitomo T, Ikuta R, Yakiwara H, Iguchi M (2015) A subsurface structure change associated with the eruptive activity at Sakurajima Volcano, Japan, inferred from an accurately controlled source. *Geophys Res Lett* 42(13):5179–5186. <https://doi.org/10.1002/2015GL064351>
- Mavko G, Kjartansson E, Winkler K (1979) Seismic wave attenuation in rocks. *Rev Geophys* 17(6):1155. <https://doi.org/10.1029/RG017i006p01155>
- Mavko G, Mukerji T, Dvorkin J (2009) *The Rock Physics Handbook*. Cambridge University Press, Cambridge
- McEvelly T V, Johnson LR (1974) Stability of P and S velocities from Central California quarry blasts. *Bull Seismol Soc Am* 64(2):343–353
- Minato S, Tsuji T, Ohmi S, Matsuoka T (2012) Monitoring seismic velocity change caused by the 2011 Tohoku-oki earthquake using ambient noise records. *Geophys Res Lett* 39(9):1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL051405>
- Murphy WF (1982) Effects of partial water saturation on attenuation in Massillon sandstone and Vycor porous glass. *J Acoust Soc Am* 71(6):1458–1468. <https://doi.org/10.1121/1.387843>
- Nagao H, Nakajima T, Kumazawa M, Kunitomo T (2010) Stacking Strategy for Acquisition of an ACROSS Transfer Function. In: *Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration*. Pergamon, pp 213–227

- Nagata K, Nakatani M, Yoshida S (2008) Monitoring frictional strength with acoustic wave transmission. *Geophys Res Lett* 35(6):1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL033146>
- Nakata N, Snieder R (2011) Near-surface weakening in Japan after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys Res Lett* 38(17):1–5. <https://doi.org/10.1029/2011GL048800>
- Nakata T, Yomogida K (1995) Surface Fault Characteristics of the 1995 Hyogoken-Nambu Earthquake. *J Nat disaster Sci* 16(3):1–9
- Nishigami K (2001) Summary of the wather injection experiment, shallow structure of the Nojima fault and its healing process. *Chikyu Mon* 23(4):232–235
- Nishimura T, Matsuzawa T, Obara K (2013) Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data. *J Geophys Res Solid Earth* 118(6):3112–3125. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50222>
- Nur A (1971) Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks. *J Geophys Res* 76(8):2022–2034. <https://doi.org/10.1029/JB076i008p02022>
- Nur A, Simmons G (1969a) Stress-induced velocity anisotropy in rock: An experimental study. *J Geophys Res* 74(27):6667–6674. <https://doi.org/10.1029/JB074i027p06667>
- Nur A, Simmons G (1969b) The effect of saturation on velocity in low porosity rocks. *Earth Planet Sci Lett* 7(2):183–193. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90035-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90035-1)
- Nur A, Simmons G (1969c) The effect of viscosity of a fluid phase on velocity in low porosity rocks. *Earth Planet Sci Lett* 7(2):99–108. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90021-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90021-1)
- O’Connell RJ, Budiansky B (1974) Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *J Geophys Res* 79(35):5412–5426. <https://doi.org/10.1029/JB079i035p05412>
- O’Connell RJ, Budiansky B (1977) Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J Geophys Res* 82(36):5719–5735. <https://doi.org/10.1029/JB082i036p05719>
- Obara K (2002) Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan. *Science* (80-) 296(5573):1679–1681. <https://doi.org/10.1126/science.1070378>
- Olivier G, Brenguier F, Campillo M, Roux P, Shapiro NM, Lynch R (2015) Investigation of coseismic and postseismic processes using in situ measurements of seismic velocity variations in an underground mine. *Geophys Res Lett* 42(21):9261–9269. <https://doi.org/10.1002/2015GL065975>
- Ozawa S, Murakami M, Kaidzu M, Tada T, Sagiya T, Hatanaka Y, Yarai H, Nishimura T (2002) Detection and Monitoring of Ongoing Aseismic Slip in the Tokai Region, Central Japan. *Science* (80-) 298(5595):1009–1012. <https://doi.org/10.1126/science.1076780>
- Padhy S, Takemura S, Takemoto T, Maeda T, Furumura T (2013) Spatial and temporal variations in coda attenuation associated with the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku, Japan (Mw 9) earthquake. *Bull Seismol Soc Am* 103(2 B):1411–1428. <https://doi.org/10.1785/0120120026>
- Pei S, Niu F, Ben-Zion Y, Sun Q, Liu Y, Xue X, Su J, Shao Z (2019) Seismic velocity reduction and accelerated recovery due to earthquakes on the Longmenshan fault. *Nat Geosci* 12(5):387–392. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0347-1>
- Peselnick L, Outerbridge WF (1961) Internal friction in shear and shear modulus of Solenhofen limestone over a

frequency range of 10⁷ cycles per second. *J Geophys Res* 66(2):581. <https://doi.org/10.1029/JZ066i002p00581>

Piau M (1980) Crack-induced anisotropy and scattering in stressed rocks: Effective elastic moduli and attenuation. *Int J Eng Sci* 18(4):549–568. [https://doi.org/10.1016/0020-7225\(80\)90129-9](https://doi.org/10.1016/0020-7225(80)90129-9)

Poupinet G, Ellsworth WL, Frechet J (1984) Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California. *J Geophys Res Solid Earth* 89(B7):5719–5731. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05719>

Pride SR, Harris JM, Johnson DL, Mateeva A, Nihel KT, Nowack RL, Rector JW, Spetzler H, Wu R, Yamamoto T, Berryman JG, Fehler M (2003) Permeability dependence of seismic amplitudes. *Lead Edge* 22(6):518–525. <https://doi.org/10.1190/1.1587671>

Pyrak-Nolte LJ, Myer LR, Cook NGW (2008) Anisotropy in seismic velocities and amplitudes from multiple parallel fractures. *J Geophys Res* 95(B7):11345. <https://doi.org/10.1029/jb095ib07p11345>

Pyrak-Nolte LJ, Myer LR, Cook NGW (1990) Transmission of seismic waves across single natural fractures. *J Geophys Res* 95(B6):8617. <https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08617>

Rivet D, Brenguier F, Clarke D, Shapiro NM, Peltier A (2014) Long-term dynamics of Piton de la Fournaise volcano from 13 years of seismic velocity change measurements and GPS observations. *J Geophys Res Solid Earth* 119(10):7654–7666. <https://doi.org/10.1002/2014JB011307>

Sagiya T, Miyazaki S, Tada T (2000) Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan. *pure Appl Geophys* 157(11):2303–2322. <https://doi.org/10.1007/PL00022507>

Sato H (1982) Attenuation of S waves in the lithosphere due to scattering by its random velocity structure. *J Geophys Res* 87(B9):7779. <https://doi.org/10.1029/JB087iB09p07779>

Sato H (1986) Temporal change in attenuation intensity before and after the Eastern Yamanashi Earthquake of 1983 in central Japan. *J Geophys Res* 91(B2):2049. <https://doi.org/10.1029/JB091iB02p02049>

Sawazaki K, Sato H, Nakahara H, Nishimura T (2009) Time-lapse changes of seismic velocity in the shallow ground caused by strong ground motion shock of the 2000 Western-Tottori earthquake, Japan, as revealed from coda deconvolution analysis. *Bull Seismol Soc Am* 99(1):352–366. <https://doi.org/10.1785/0120080058>

Sawazaki K, Snieder R (2013) Time-lapse changes of P- and S-wave velocities and shear wave splitting in the first year after the 2011 tohoku earthquake, Japan: Shallow subsurface. *Geophys J Int* 193(1):238–251. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs080>

Schaff DP, Beroza GC (2004) Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes. *J Geophys Res B Solid Earth* 109(10). <https://doi.org/10.1029/2004JB003011>

Sens-Schönfelder C, Wegler U (2006) Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophys Res Lett* 33(21):1–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL027797>

Shapiro SA, Kneib G (1993) Seismic Attenuation By Scattering: Theory and Numerical Results. *Geophys J Int* 114(2):373–391. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb03925.x>

Simmons G (1964) Velocity of shear waves in rocks to 10 kilobars, 1. *J Geophys Res* 69(6):1123–1130. <https://doi.org/10.1029/JZ069i006p01123>

Snieder R (2004) Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Phys Rev E - Stat Physics, Plasmas, Fluids, Relat Interdiscip Top* 69(4):8.

<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610>

Snieder R, Grêt A, Douma H, Scales J (2002) Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity. *Science* (80-) 295(5563):2253–2255. <https://doi.org/10.1126/science.1070015>

Snieder R, Sens-Schönfelder C, Wu R (2017) The time dependence of rock healing as a universal relaxation process, a tutorial. *Geophys J Int* 208(1):1–9. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw377>

Sugaya K, Hiramatsu Y, Furumoto M, Katao H (2009) Coseismic change and recovery of scattering environment in the crust after the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan. *Bull Seismol Soc Am* 99(1):435–440. <https://doi.org/10.1785/0120080012>

Suzuki R, Yamaoka K, Tsuji S, Watanabe T (2021) Ground water-induced changes in velocities of P and S waves (V_p and V_s) measured using an accurately controlled seismic source. *Earth, Planets Sp* 73(1):152. <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01484-3>

Terakawa T (2014) Evolution of pore fluid pressures in a stimulated geothermal reservoir inferred from earthquake focal mechanisms. *Geophys Res Lett* 41(21):7468–7476. <https://doi.org/10.1002/2014GL061908>

Tillotson P, Chapman M, Sothcott J, Best AI, Li XY (2014) Pore fluid viscosity effects on P- and S-wave anisotropy in synthetic silica-cemented sandstone with aligned fractures. *Geophys Prospect* 62(6):1238–1252. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12194>

Tittmann BR, Clark VA, Richardson JM, Spencer TW (1980) Possible mechanism for seismic attenuation in rocks containing small amounts of volatiles. *J Geophys Res* 85(B10):5199. <https://doi.org/10.1029/jb085ib10p05199>

Titzschkau T, Savage M, Hurst T (2010) Changes in attenuation related to eruptions of Mt. Ruapehu Volcano, New Zealand. *J Volcanol Geotherm Res* 190(1–2):168–178. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.07.012>

Tocher D (1957) Anisotropy in rocks under simple compression. *Trans Am Geophys Union* 38(1):89. <https://doi.org/10.1029/TR038i001p00089>

Toksöz MN, Johnston DH, Timur A, Toksöz MN, Timur A (1979) Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. *GEOPHYSICS* 44(4):681–690. <https://doi.org/10.1190/1.1440969>

Tsuji S, Yamaoka K, Ikuta R, Kunitomo T, Watanabe T, Yoshida Y, Katsumata A (2018) Secular and coseismic changes in S-wave velocity detected using ACROSS in the Tokai region. *Earth, Planets Sp* 70(1):146. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0917-2>

Ueno H, Hatakeyama S, Aketagawa T, Funasaki J, Hamada N (2002) Improvement of hypocenter determination procedures in the japan meteorological agency. *Q J Seism* 65:123–134

Vo-Thanh D (1995) Influence of fluid chemistry on shear-wave attenuation and velocity in sedimentary rocks. *Geophys J Int* 121(3):737–749. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06435.x>

Walsh JB (1966) Seismic wave attenuation in rock due to friction. *J Geophys Res* 71(10):2591–2599. <https://doi.org/10.1029/JZ071i010p02591>

Wang B, Yang W, Wang W, Yang J, Li X, Ye B (2020) Diurnal and Semidiurnal P- and S-Wave Velocity Changes Measured Using an Airgun Source. *J Geophys Res Solid Earth* 125(1). <https://doi.org/10.1029/2019JB018218>

Wang Y-J, Ma K-F (2015) Investigation of the Temporal Change in Attenuation Within the Ruptured Fault Zone

of the 1999 Mw7.3 Chi-Chi, Taiwan Earthquake. *Pure Appl Geophys* 172(5):1291–1304.

<https://doi.org/10.1007/s00024-014-0854-3>

Wawersik WR, Brace WF (1971) Post-failure behavior of a granite and diabase. *Rock Mech* 3(2):61–85.

<https://doi.org/10.1007/BF01239627>

Wegler U, Lühr B-G, Snieder R, Ratdomopurbo A (2006) Increase of shear wave velocity before the 1998 eruption of Merapi volcano (Indonesia). *Geophys Res Lett* 33(9):L09303. <https://doi.org/10.1029/2006GL025928>

White JE (1966) STATIC FRICTION AS A SOURCE OF SEISMIC ATTENUATION. *GEOPHYSICS* 31(2):333–339. <https://doi.org/10.1190/1.1439773>

Winkler K, Nur A (1979) Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophys Res Lett* 6(1):1–4.

<https://doi.org/10.1029/GL006i001p00001>

Winkler K, Nur A, Gladwin M (1979) Friction and seismic attenuation in rocks. *Nature* 277(5697):528–531.

<https://doi.org/10.1038/277528a0>

Winkler KW, Nur A (1982) Seismic attenuation: effects of pore fluids and frictional sliding. *Geophysics* 47(1):1–15. <https://doi.org/10.1190/1.1441276>

Xu S, King MS (1990) Attenuation of elastic waves in a cracked solid. *Geophys J Int* 101(1):169–180.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb00766.x>

Yamamura K, Sano O, Utada H, Takei Y, Nakao S, Fukao Y (2003) Long-term observation of in situ seismic velocity and attenuation. *J Geophys Res Solid Earth* 108(B6):1–15. <https://doi.org/10.1029/2002JB002005>

Yamano M, Goto S (2005) Long-term monitoring of the temperature profile in a deep borehole: Temperature variations associated with water injection experiments and natural groundwater discharge. *Phys Earth Planet Inter* 152(4):326–334. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.010>

Yamano M, Goto S (2001) Long-term temperature monitoring in a borehole drilled into the Nojima Fault, Southwest Japan. *Isl Arc* 10(3–4):326–335. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2001.00331.x>

Yamaoka K, Kunitomo T, Miyakawa K, Kobayashi K, Kumazawa M (2001) A trial for monitoring temporal variation of seismic velocity using an ACROSS system. *Isl Arc* 10(3–4):336–347. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2001.00332.x>

Yamaoka K, Miyamachi H, Watanabe T, Kunitomo T, Michishita T, Ikuta R, Iguchi M (2014) Active monitoring at an active volcano: amplitude-distance dependence of ACROSS at Sakurajima Volcano, Japan. *Earth, Planets Sp* 66(1):32. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-32>

Zaima K, Katayama I (2018) Evolution of Elastic Wave Velocities and Amplitudes During Triaxial Deformation of Aji Granite Under Dry and Water-Saturated Conditions. *J Geophys Res Solid Earth* 123(11):9601–9614. <https://doi.org/10.1029/2018JB016377>

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (2019), NIED Hi-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, doi:10.17598/NIED.0003, <https://doi.org/10.17598/NIED.0003>

安藤 雅孝, 須藤 研, 橋田 俊彦, 入倉 孝次郎, 五十嵐 千秋, 地震波速度の精密連続観測 (1), 地震第2輯, 1980, 33 巻, 4 号, p. 501-515

熊澤 峰夫, 武井 康子, 精密制御音波放射による能動的地下構造常時モニター手法の研究 その1

目的と原理, 日本地震学会アブストラクト, 1994, B66, p158

國友 孝洋, Hi-net データによる走時変化計測の高精度化, 地震 第2輯, 2013-2014, 66 巻, 4 号, p. 97-112, <https://doi.org/10.4294/zisin.66.97>

國友 孝洋, 山岡 耕春, 渡辺 俊樹, 吉田 康宏, 勝間田 明男, 生田 領野, 加藤 愛太郎, 飯高 隆, 津村 紀子, 大久保 慎人, 弾性波アクロスによる東海地域地殻の P 波および S 波速度構造の推定, 地震 第2輯, 2014-2015, 67 巻, 1 号, p. 1-24, <https://doi.org/10.4294/zisin.67.1>

國友孝洋, 浅井康広, 石井紘, 弾性波アクロスによる S 波速度変化から推定される東北地方太平洋沖地に伴うクラック異方性の変化, 東農地震科学研究所報告, 2017, Sep. No. 38, p.39-50

國友孝洋, 山岡耕春, 渡辺俊樹, 浅井康広, 石井紘, 弾性波アクロスの S 波走時変化観測による地下坑道閉後の再冠水のモニタリング, 東農地震科学研究所報告, 2017, Sep. No. 38, p.51-56

謝辞

本論文は、筆者の博士前期課程・後期課程で行った研究をまとめたものです。これらの研究を行うにあたって、数多くの方々に、並々ならぬお力添えをいただきました。

指導教官の山岡 耕春教授には、研究を行うということを一から教えていただきました。研究を行う際にデータを取り扱う姿勢から始まり、研究を進める際の方針決定の仕方、セミナーや学会などでの発表方法や論理展開の方法、論文をまとめる際の文章の書き方まで、事細かに、かつ、明確な指導を行っていただきました。また、本論文ではまとめることができませんでしたが、研究室で行った数多くの実験に立ち合わせていただき、様々なデータに触れる機会をいただきました。さらに、装置開発や機械工作などの実験を行う上で欠かせない事柄に関する技能と経験を積む機会をいただきました。ご多忙の中、多くの時間を割き、忍耐強く丁寧に指導していただけたことには感謝の念に堪えません。

静岡大学の生田 領野准教授には、学部生で研究室に配属されて以降、様々なことにお力添えをいただきました。本研究で用いているデータも、その大半は生田先生のご協力がなければ到底得ることができないものです。また、解析の根幹を担う手法の開発や性質の理解を行う場面で、何度も議論に参加していただき、核心的なご指摘をいただきました。常に親身になって議論に参加していただけたこと、研究者としての姿勢を示してくださったことには、頭が上がりません。

名古屋大学環境学研究科地球惑星ダイナミクス講座の渡辺俊樹教授、國友孝洋特任准教授には、アクロスの安定運用と、観測データの提供や定常解析のシステムの運用など、研究の基盤を支える形での支援をしていただきました。当然ながら、人工震源装置であるアクロスは、人の手によって運転を続けなければ研究を行うことができません。また、日々観測されている膨大なデータをサーバーに集め、利用可能な形で提供し続けていただきたことは、研究の円滑な進行には欠かせませんでした。非常に長期間にわたり、アクロスの解析の基礎を支え続けていただいている先生方に感謝を示したいと思います。

また、研究に利用したデータのうち、連続波形データは防災科学技術研究所の Hi-net の観測点で観測されたもので、降雨や気温などのデータは気象庁の運営する気象観測網の観測点で観測されたものです。これらの観測網を運用し、データを提供し続けている防災科学技術研究所と気象庁にも、感謝の意を表したいと思います。

名古屋大学環境学研究科地球惑星ダイナミクス講座の田所敬一准教授、前田裕太講師、市原寛助教には様々な形でご指導いただきました。セミナーでの発表のたびに、研究の方針やデータの示し方、解析手法や関連するデータの紹介といった重要な情報を提供し、熱意をもって指導していただきました。また、実地で行われる観測で、経験を積む機会を与えていただいたり、学外の方を招くセミナーに参加する機会を与えてくださったりと、様々な機会を提供していただきました。

当時、名古屋大学環境学研究科地球惑星ダイナミクス講座の特任助教で、現神戸大学理学研究科の南拓人助教や、名古屋大学環境学研究科地球惑星ダイナミクス講座の大田優介特任助教にも、研究手法や解析結果の検討にご協力いただいたり、最新の成果に関して情報をいただいたり、様々な形でお力添えをいただきまし

た。

また、名古屋大学環境学研究科付属地震火山センターの事務補佐員の皆様にも大変お世話になりました。不注意なことが多い私が無事に大学生活を過ごすことができたのは、皆様のお力添えのおかげだと思っております。

在学中に、ともに勉強・研究した、名古屋大学環境学研究科地球惑星ダイナミクス講座の学生の皆様にも、大変お世話になりました。特に、当時博士課程の学生だった、張 学磊氏、修士から博士課程までをともにした木村洋氏、当時修士課程の学生で、現在は名古屋大学環境学研究科付属地震火山センターの技術職員の小池遥之氏には、大学院で研究生活を送る上で大変お世話になりました。また、共に山岡先生の指導を受けた、渡辺将史氏、鈴木里奈氏、馮晨氏にも相談に乗っていただいたり、議論に付き合っていたいただいたりと、お世話になりました。感謝の意を表したいと思います。

最後になりましたが、私を産み育ててくれた、母と父、そして祖母にも感謝を示したいと思います。金銭的な面でも、精神的な面でも常に傍に立ち、忍耐強く支え続けてくれました。両親の力強い支えがなければ、大学院に進学し、博士研究を進めることは到底できませんでした。深く感謝の意を示します。