

2. 内陸地震および活断層地域における地震の発生機構および関連現象の総合的研究

2.1 東濃地域の地震活動および地殻活動の研究

2.1.1 歪変化の空間分布による短期的スローイベント発生源モデルの再考

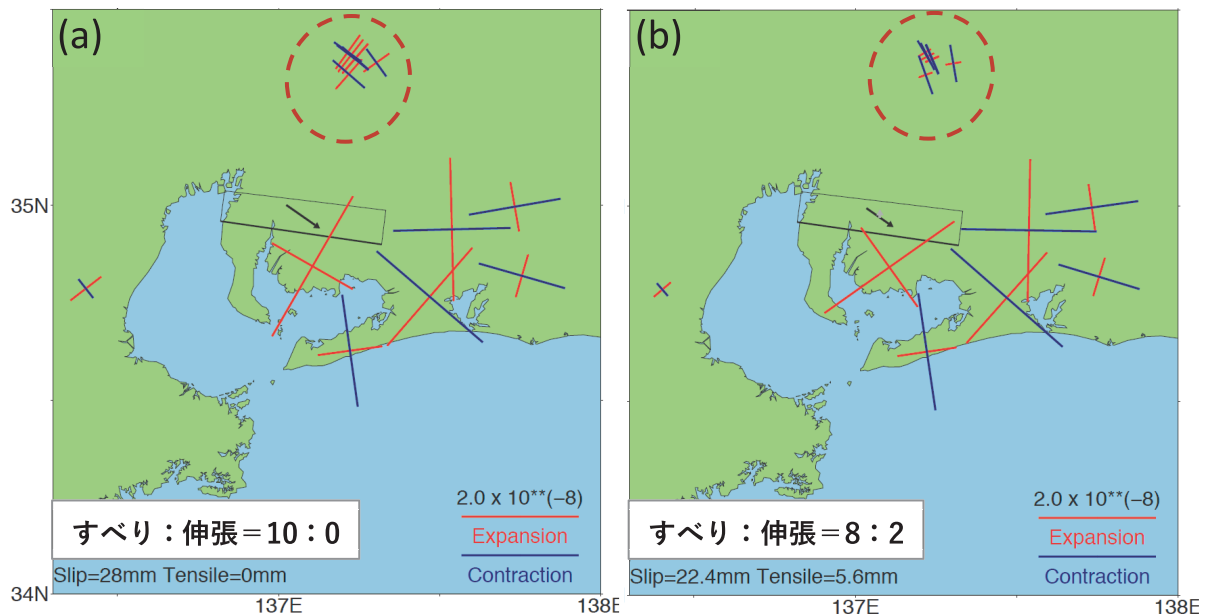
沈み込み帯で検出される各種スロー地震は、通常地震と同様に地殻中の断層運動としてモデル化されている。しかし、これらがスローかつ非定常な現象となる物理的メカニズムは不明である。一方、断層の破壊強度の知見から、深部のスロー地震発生源は温度－圧力条件の深さ依存に伴う脆性－延性遷移域であると示唆されている。この脆性破壊から延性破壊（延性流動）への遷移に伴い、プレート境界岩における塑性変形の増加が予想され、その変形モードは平面で生じる断層すべりと異なり、体積的な変形モードとして生じ得る。この体積的な変形が断層すべりと異なる変形として顕著に現れる場合、その変形成分は断層すべり面に対して法線方向の成分になると予想される。そのため、深部スロー地震の一つである短期的スロースリップイベント（S-SSE）について、その発生源における変形モードを再検討すべく、本研究所所有の地殻活動総合観測点内に設置されている歪計・応力計のデータを使用した発生源モデルの再推定を開始した。

本研究の実施においては、S-SSE 発生源に対する観測点配置が重要となる。例えば、本研究と同様の研究事例である、長期的スロースリップイベント（L-SSE）の一つである 2001 年東海 SSE 発生源モデルの再推定（光井・伊藤、2019）において、断層すべりに加えて法線方向への伸張が存在する結果が得られた。この際、断層面に対して断層すべりの方向（東海 SSE の場合は南東方向）に位置する観測点では法線方向への伸張の有無による変位の差は見られなかった一方、逆方向（北西方向）の観測点では上下成分を主として顕著な差がみられた。

東海地域における深部 S-SSE はこれまでに多数報告されているが（例えば産総研、2018）、これらの震源モデル推定に使用された観測点は、いずれも断層面に対して沿岸側（断層すべりの方向）に位置する。したがって、従来の報告で使用された歪計データに加えて、S-SSE 発生源の内陸側に位置する本研究所所有の歪計データを併用し、S-SSE 発生源における非断層すべり成分の有無を議論する。

本年度は、発生源モデル推定のための予備計算を行った。産総研（2018）により推定された 2017 年 11 月 S-SSE 発生源のすべり量（図 a）の一部を法線方向への伸長として与え、2 成分存在すると仮定した場合（図 b）に、各観測点の歪変化量がどのように変わるか計算した。その結果、法線方向への伸長成分が増加するにつれて、内陸側の観測点で圧縮歪が増加するのに伴い、主歪の変化の方向にも変化が見られた。この結果から、内陸側の観測データの併用で、より適切な震源モデルが得られる可能性が示唆される。

また、歪計（BYB：屏風山、TGR165：戸狩）・応力計（TOS：陶史の森、SBS：正馬様）の計 4 観測点について、歪計・応力計の電圧値－ひずみ値の換算係数の算出ならびに、S-SSE に伴う歪変化を算出した。この歪変化は上記のモデル計算と整合的であった。今後、これらの結果を使用して S-SSE 発生源モデルを推定する。



2.1 2017年11月26-27日のS-SSE発生源の断層モデルに対する各歪観測点における主歪の変化の計算値（伸張歪を赤、圧縮歪を青で表示）（a）産総研・防災科研(2018)の推定モデルに対する計算値（b）（a）の推定モデルにおけるすべり量（矩形断層内の黒矢印）の2割を法線方向への伸長として与え、発生源の変位が2成分存在すると仮定した場合の計算値

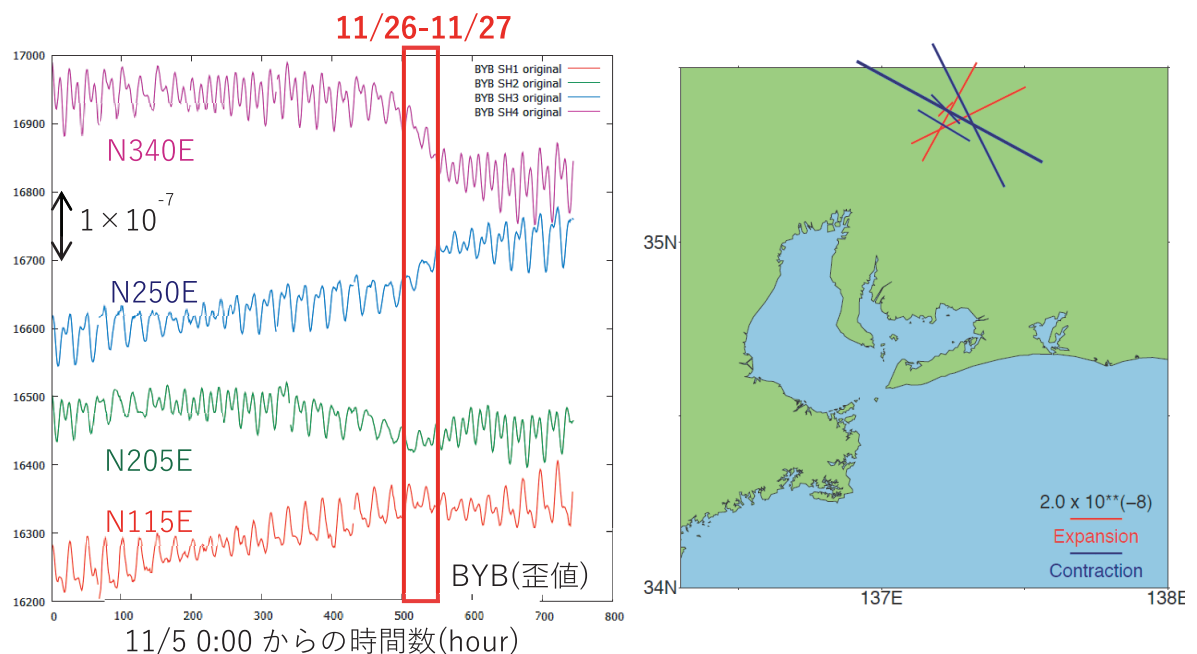


図 2.2 （左）観測点 BYB（屏風山）における歪計 4 成分の時系列データ。今回対象とする短期的 SSE の期間(2017/11/26-27)を赤枠で示している。（右）短期的 SSE 期間における観測点 4 点の主歪の変化。伸張歪を赤、圧縮歪を青で表示している。

2.1.2 長周期表面波に同期した地磁気変動の観測

短周期地震波の通過に伴い地下水を含む岩体内部で界面動電 (electrokinetic) 現象が起き、電磁気変動が発生することが知られている。この現象は地下における地下水の状態を調べるために利用されている。一方長周期帯域での観測例はほとんどなく、その観測が地下水の研究にどの程度可能かも分かっていない。そこで東濃地震科学研究所が深地層施設内および近傍に設置している観測機器のデータを利用して、長周期地震波に伴う地磁気変動の検出を試みた。

解析に利用したのは2011年東方地方太平洋沖地震 ($M=9.0$) とその最大余震 ($M=7.8$)、および $M=7$ クラスの前震と余震からの長周期表面波である。深地層研究施設の地下 200m 坑道に設置された水圧計と研究所の観測孔 (深さ 500 m) に設置された磁力計で観測したデータを利用した。地震波データとして水圧計を利用したのは、他の計器例えば地震計の場合センサー部分にコイル等があり、地震に無関係な地磁気変化の混信を受ける可能性があるからである。また水圧データを使うことで、長周期 Rayleigh 波と Love 波のうち体積変化を伴う Rayleigh 波のみを対象とできるメリットもある。

図1に本震と最大余震を含む1時間(2011年3月11日 14:45-15:45 JST)の地磁気上下成分と水圧変化を示してある。この時期に磁気嵐が発生しており、地磁気変動が大きく、直達表面波部分と地磁気とで波形に対応関係があるかは分からない。そこで表面波のコーダ波部分において、水圧変化と地磁気変化の相互相関関数を計算し、同期した変動成分があるかどうかを調べた。

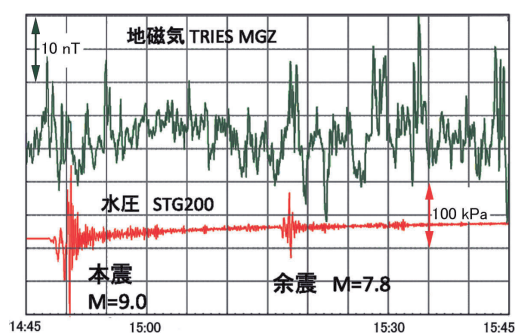


図1 2011年3月11日の記録

緑曲線は地磁気、赤曲線は水圧を表す。

水圧記録には本震と最大余震が見えている。

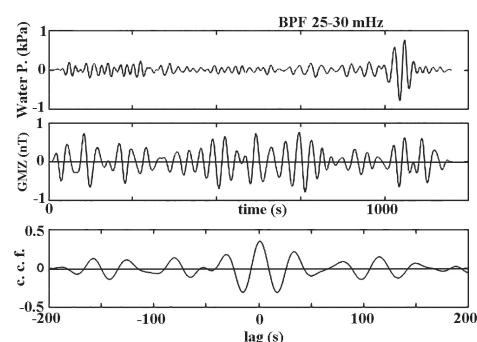


図2 水圧、地磁気、相互相関関数

上段：水圧、中段：地磁気、下段：相互相関関数

数で正の lag は地磁気が遅れることを表す。

主要動終了後のコーダ波部分 20 分間の水圧と地磁気データに各々バンドパスフィルターを施したのち、両者の相互相関関数を計算した。図2に示したのは、周波数帯域 25-30 mHz の結果である。相互相関関数は lag time = 0 sec において最大値をとり、両側に向かって振幅が減少する傾向を示す。これは水圧と地磁気に同期した成分がある、つまり地震波により地下の岩石中に電磁気変動が引き起こされたことを意味している。この同期は、周波数帯域 15-40 mHz で見られる。これより短周期側では地震波の振幅がより大きい傾向があるにも関わらず地磁気変動の同期は認められなかった。最大余震の波形でも同様の帯域で同期した成分があることが示された。よって大振幅の表面波では再現性があると考えられる。一方 $M=7$ クラスの地震では同期した信号は認められなかった。これは地震波の振幅が小さく、励起された地磁気変動も小さかったからだと考えられる。

2.1.3 断層パラメーターと活動度を用いた累積地震性地殻変動に関する考察

近畿地方中央部と富山平野において、地震調査委員会の活断層の長期評価における断層パラメーターと活動度を用いた累積地震性地殻変動と、反射法探査などによる地盤構造がどれだけ調和的かを検討した。その結果、次の結果が得られた。

近畿地方中央部は、あくまで0次の近似であるが、「180万年程前から70m/10万年の定常的沈降が進行していたが、50万年程前に停止した」という仮説を媒介に、近畿地方の活断層の長期評価は、過去180万年の地盤の堆積構造と調和的であることがわかった。

活構造の研究から、50万年程前に六甲変動の活動が始まったとされているが、50万年前に活断層の活動が始まったのではなく、定常的沈降の停止によって活断層の活動が表層地形に顕著に現れるようになったからと考えることができる。

2.1.4 立山・黒部地域の構造とダイナミクスのまとめ

1990年代に行われた立山・黒部アルペンルート構造探査、GPS観測研究などの成果と東北沖地震後の誘発群発地震活動を素材に、立山・黒部地域の構造とダイナミクスのまとめを行った。

1989年に勝俣によって行われた立山黒部アルペンルート地震観測による「低速度異常体」（勝俣，1996），1996年中部山岳稠密地震観測に伴う立山黒部アルペンルート臨時測線の観測に基づく低速度層（Matsubara et al., 2000）などを基礎として、河野グループの立山・飛騨山地脊梁部縦走重力観測に基づく超低密度域（源内・他，2002），350℃前後におけるシリカの溶解度の逆転による自己閉塞層（Kusakabe et al., 2003），黒部川花崗岩体のU-Pb年代（Ito et al., 2013），富山平野東縁の高位段丘の高速隆起（中村，2005），アルペンルートGPS（道家・他，2008；西村卓也・国土地理院穂高岳測量班，2013），2011年東北沖地震による誘発群発地震，深部低周波地震の分布などを総合して第四紀後半の立山隆起の検討を行い、「立山隆起の中軸は黒部川花崗岩（立山尾根部ではない）で中心部の隆起速度は7mm/年（700m/10万年）程，立山と室堂平の隆起速度は4mm/年（400m/10万年）程」との結論を得た。図は，十二貫野と東福寺野の高位段丘の定常的地殻変動，曽根原の80万年前の花崗岩の同位体年代，GPSなどによる10万年当たり隆起速度などをプロットしたものである。

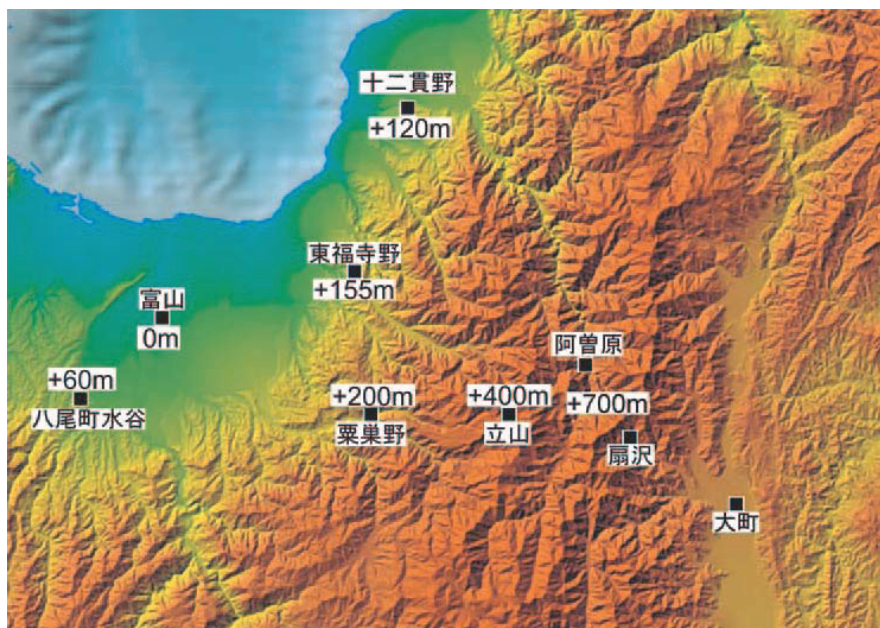


図1．本研究による，黒部川花崗岩体の中心部の阿曾原，国土地理院のGEONET観測点の大町，扇沢，立山，栗巣野，高位段丘の東福寺野，十二貫野，八尾町水谷などの10万年当たりの隆起速度。基図は国土地理院電子地形図。

2.1.4 1984 年長野県西部地震の余震の地震波放射エネルギーの推定

2017 年 6 月 25 日に長野県南部において、M5.6 の地震が発生した。この地震は、1984 年長野県西部地震 (M6.8) の震源付近を震源とする地震であった。また、その規模 (M5.6) のわりに有感だった領域が比較的広がったことに着目し、平成 29 年度には、この地震の地震波放射エネルギーの推定を行った。その結果、他の日本の内陸地震と比べても、この地震の地震波放射エネルギーは高い方のグループに属することがわかった。

地震波放射エネルギーの推定の研究は、2000 年代以降に広く行われている (e.g., Abercrombie et al., 2006)。これは、高密度な常設地震観測網の展開が進展したことによる。そのため、それ以前に発生した地震について地震波放射エネルギーを推定した事例は多くない。そこで、1984 年長野県西部地震の余震の地震波放射エネルギーの推定を試みた。推定にあたっては地震波形データが不可欠であるが、IRIS-DMC に Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS (1976) による Modified High Gain Long Period Observatory (ASRO) の観測網で展開されていた観測点 MAJO の SHZ 成分の波形データが収録されており、今回この波形データを利用した。解析期間は、1983/3/3 から 1988/8/22 までの約 5 年間とした。これは、1983/3/3 に地震計の感度設定の変更が行われ、1988/8/23 に地震計の入れ替えが行われているためである。気象庁震源カタログでは、この期間に発生した M4.0 以上のイベントは 33 個あるが (1984 年の本震も含む; M3.5 以上は 81 個)、地震波形記録のない地震、P 波部分で波形の振り切れているイベント、対象イベント付近で小地震 ($3.5 \leq M \leq 4.0$) のない地震を除いた 20 個の地震を解析対象とした。

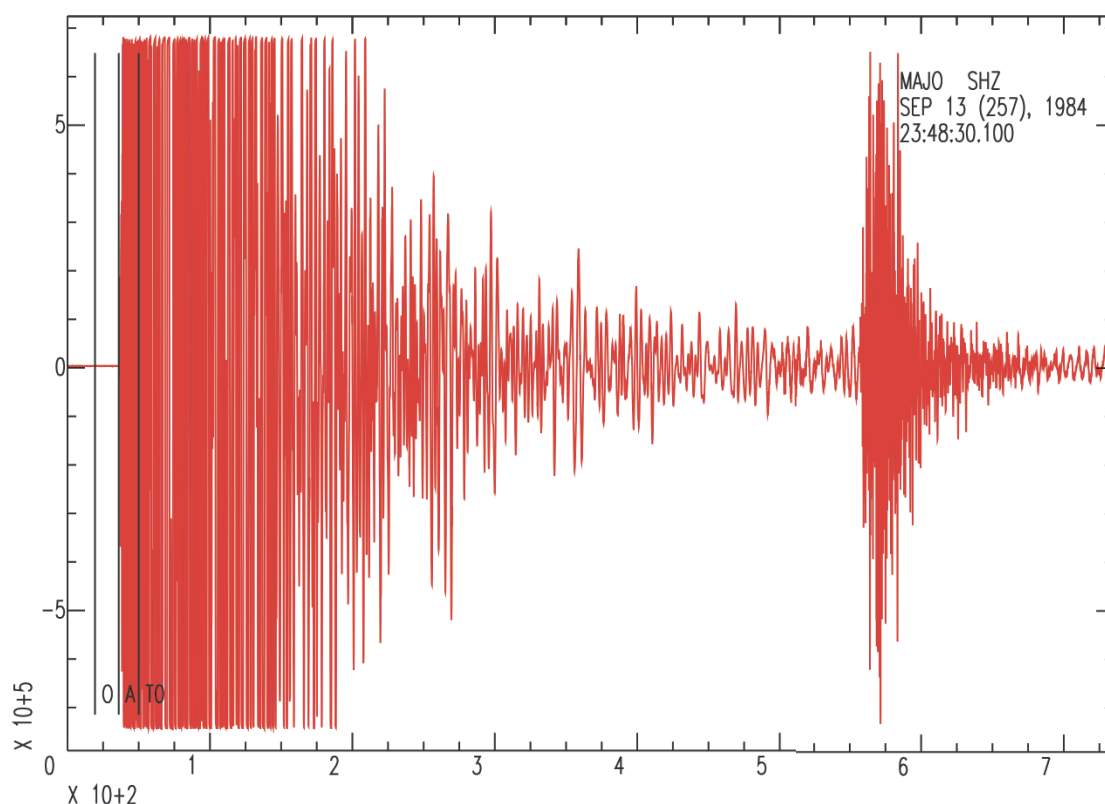


図 1 観測点 MAJO の SHZ 成分の観測波形。横軸は時間 T [秒] で、 $T=0$ は 1984/9/13 23:48:30.00 (UT) である。縦軸は変位 [counts]。図中、3 本の縦線があるが、O は Origin Time を、A は P 波到達時間、T0 は S 波到達時間 (いずれも JMA による 1984 年長野県西部地震本震についての検測結果と震源決定結果) を示している。 $T=550$ [秒] 付近のフェーズは、本震後に発生した M3.5 の地震。

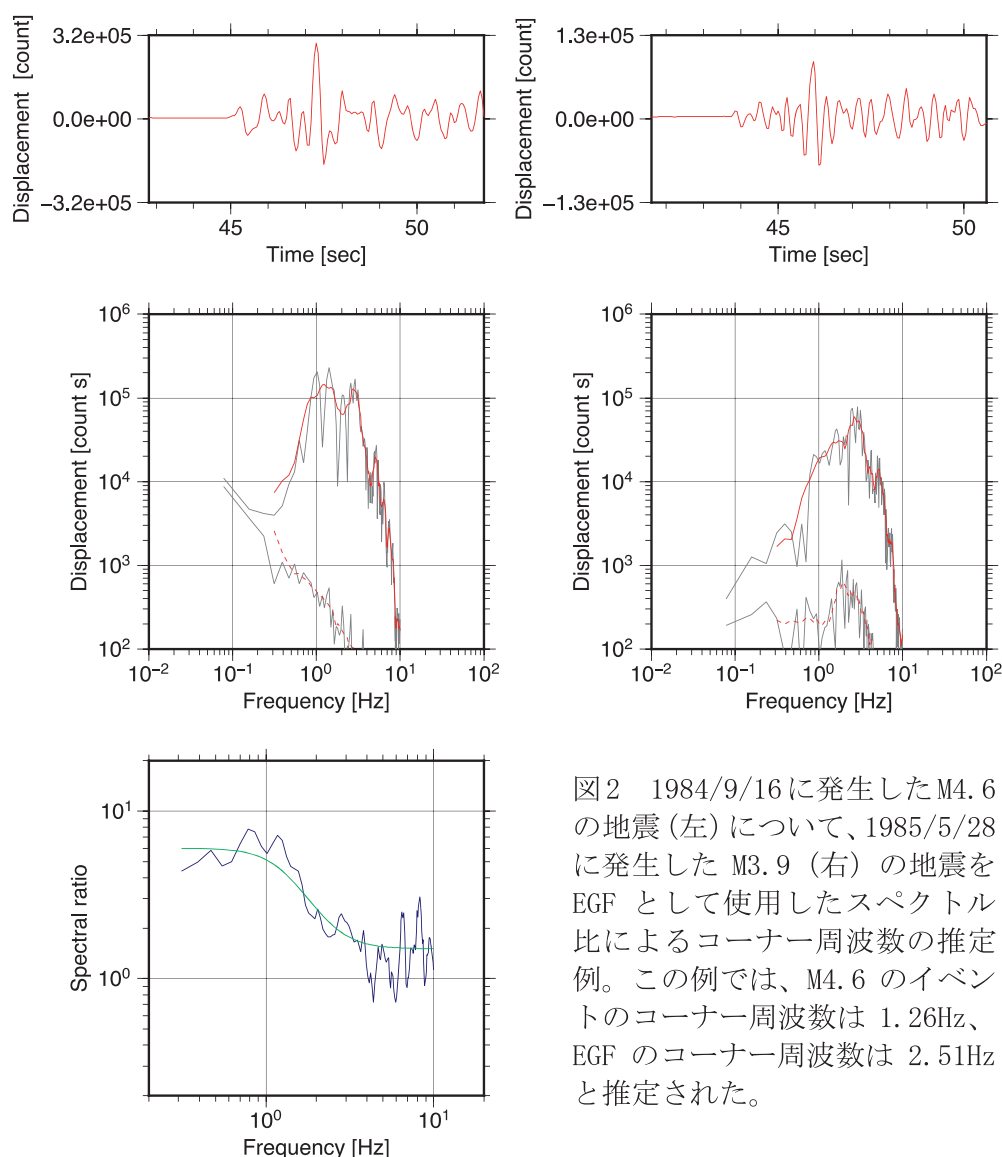


図2 1984/9/16に発生したM4.6の地震(左)について、1985/5/28に発生したM3.9(右)の地震をEGFとして使用したスペクトル比によるコーナー周波数の推定例。この例では、M4.6のイベントのコーナー周波数は1.26Hz、EGFのコーナー周波数は2.51Hzと推定された。

観測波形の例を図1に示す。震源域から観測点MAJ0までの震源距離は90km程度であり、本震(M6.8)の波形は振り切れているが、余震(M3.5)の波形は、かろうじて振り切れていないことがわかる。

解析にあたっては、最初にP波到達時の2.0秒前から7.0秒後までのタイムウィンドウを設定し、フーリエスペクトルを計算した。対象とするイベントとの震源距離が5km以内で、フィルターをかけない波形の相関係数が0.29以上のイベントをEGFとした。なお、相関はP波到達時2.0秒前から20秒後までの22秒間のタイムウィンドウ(S波も含む)で計算した。同一観測点、別イベントの観測スペクトル比に、オメガ二乗モデルをfittingすることで、2つのイベントのコーナー周波数を推定した。イベントペア毎に推定されたコーナー周波数は、EGFの違いにより異なるが、単純算術平均により、対象イベントのコーナー周波数(fc_p)を推定した。推定した fc_p から、応力降下量、地震波放射エネルギー(E_R)、 E_R/M_0 を推定した(図2)。この際、いくつかの基準を設定し基準を満たさないイベントペアの解析結果が除外し、最終的に13個の地震の E_R/M_0 が推定された。

13個の余震の E_R/M_0 は、Venkataraman et al. (2006)によるこの地域の小地震の E_R/M_0 (図3の★と☆)よりも大きかった。ほぼ同じ地域のイベントであるにもかかわらず、推定された fc_p による応力降下量にかなりばらつきがあることから、 fc_p の推定にさらな

る検討が必要かもしれない。本研究ではP波部分を使用した。S波については、振り切れている波形が多いが、S波のコーダ部（概ねS波走時の2倍以降）では、規模の大きい地震（M5後半）であっても振り切れていずに解析可能な地震がある。今後、これらの地震についても調べていきたい。また、本震や最大余震のような規模の大きい地震の解析は、使用した地震波形が振り切れていたため本研究ではできなかった。これらの地震の震源パラメータについては、アナログの地震波形を使用せざるを得ないだろう。

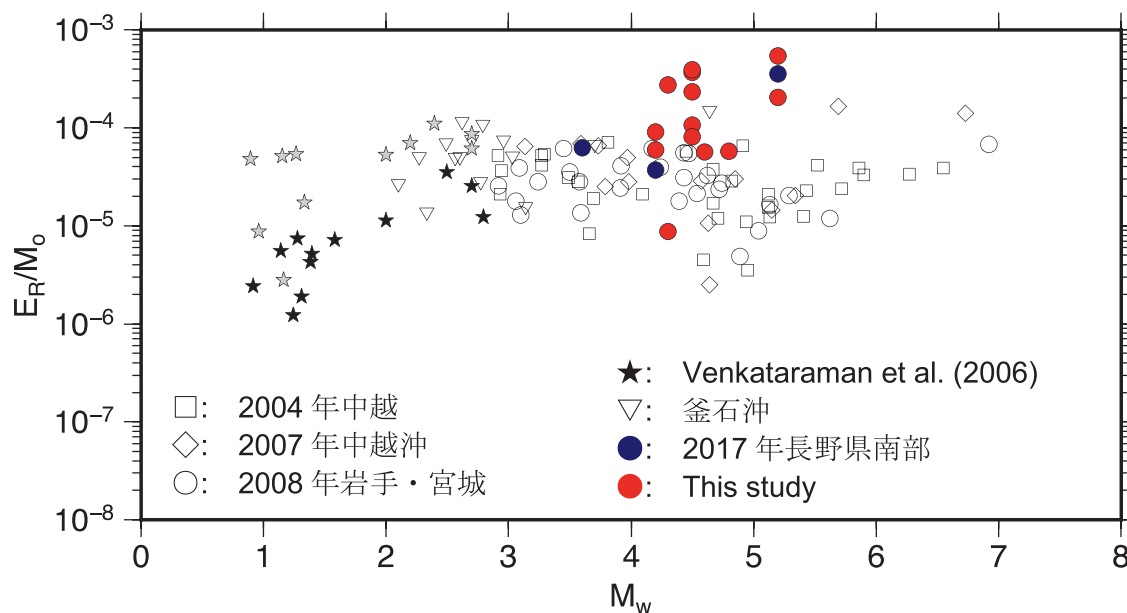


図3 推定した E_R/M_0 の分布。Baltay et al. (2011) のデータに加筆した。

2.1.5 東海地域に沈み込むフィリッピン海プレートスラブ内地震の線状配列

東海地域のスラブ内地震については既に詳しく調べられているが、その後、気象庁による震源データが増えてきたことや、Suzuki et al.(2018)によってそれらの精度良い震源とスラブ構造との関係が調べられたので、今回はそれらの特性の一つである線状配列に注目し調べた。図1は東海地域で発生した深さ60 km より浅い地震の震源分布である。震源の深さが30km から50km の間の地震（黄色-緑色-青色の小子丸）がスラブ内地震である。これらの地震の分布は均一ではなく、図中の破線楕円で示されているように、幾つかの線状配列がみられる。主要な2つの線状配列のGroupをAとB、小さなものにc-fと名づけた。主要な線状配列に注目すると、線状配列Bは伊勢湾名古屋港付近から北北東に伸びて、Aと水平面で約70°の角をなしている。さらに線状配列AとBに属する地震のメカニズム解を調べた。それぞれのGroupごとのP軸とT軸の方位(azimuth)を調べ、それぞれの平均値を図1に赤矢印(P軸)と青矢印(T軸)で示した。Group AではP軸の方位の平均値=171°と350°、T軸の方位の平均値=91°と256°であり、Group BではP軸の平均値=172°と358°、T軸の平均値=82°と254°であった。つまりGroup AとBの平均的メカニズム解に大きな違いがないことが分かった。このことはGroup AとBとの間に起震力の違いがほとんどないことを示している。つまり線状配列AとBの向き(方位)が異なっているのに、地震発生の力学的な違いがないということである。したがって線状配列ができる原因を、その周辺に働く広域応力に帰することはできず、他の原因を考える必要がある。例えば、フィリッピン海プレートが陸側に沈み込む以前に出来た古傷のようなものが、線状配列に反映されているのかも知れない。

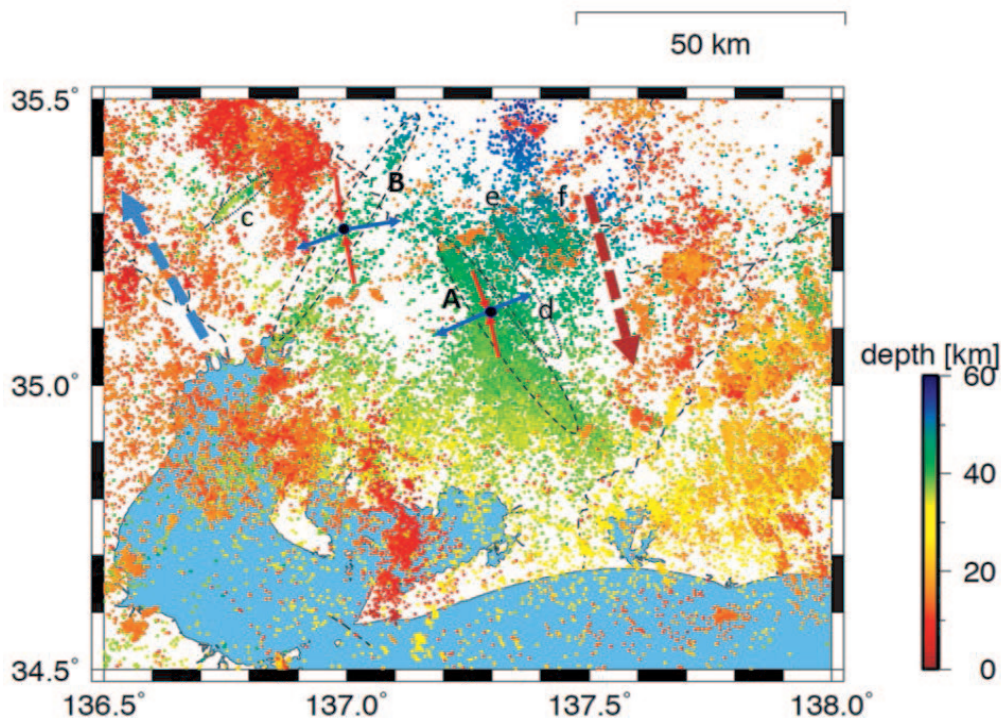


図1. 東海地域で発生した深さ60 km より浅い地震の震央分布（気象庁震源による。図は村上 理氏より提供）。期間は2002年6月より2018年4月まで。AとBの楕円で囲まれた震央分布は、スラブ内地震の比較的明瞭な線状配列。c - f の楕円で囲まれた震央分布は短い線状配列。AとBには、平均的メカニズム解のP軸（赤矢印）とT軸（青矢印）の方位を矢印で示した。図右側の茶色太矢印はスラブの谷軸で、図左側の伊勢湾から琵琶湖北方に向かう灰色太矢印はスラブの尾根軸。