

博士論文

紀伊半島下の深部テクトニック微動の
時空間発展に関する研究

[A study on space-time evolution of deep tectonic
tremors beneath the Kii Peninsula, Japan]

東北大学大学院理学研究科
地球物理学専攻

寒河江 皓大

論文審査委員

中原 恒	准教授	(指導教員, 主査)
西村 太志	教授	
日野 亮太	教授	
内田 直希	准教授	
今西 和俊	総括研究主幹	(産業技術総合研究所)

令和3年

謝辞

本研究を進めるにあたり、熱心に指導していただいた指導教員の中原恒准教授に心より感謝申し上げます。先生には、研究結果に関する議論に熱心に応じていただき、参考論文を多数紹介して頂きました。さらに、論文執筆の際に多大なご指導をいただきました。このことは、研究を進めるうえで大きな支えになりました。また、DASを始めとした地震観測に同行させていただいたことは観測の面白さを知る貴重な機会でした。西村太志教授には、研究の節目節目で貴重なご助言をいただき、また議論に応じていただきました。先生のご助言は自分の研究の立ち位置を確認するうえで大きな助けとなりました。ここに深く感謝申し上げます。小園誠史准教授には、学会発表やセミナーの際に多くのご助言をいただき、物理モデル等を考えるうえで大きな助けとなりました。江本賢太郎助教には、研究結果の議論だけでなく日頃から些細な質問にも応じていただきました。また、計算機に関するさまざまなサポートをしていただきました。安定した研究生活を送れたのは先生のおかげです。加納将行助教には、スロー地震に関するさまざまな参考文献を紹介していただくとともに、結果についての議論を熱心にしていただきました。また、先生を通じて多くのスロー地震研究者と議論することができたのは貴重な機会であったとともに、研究を進めるうえで大きな励みになりました。

地震・噴火予知研究観測センターの松澤暢教授、三浦哲教授、趙大鵬教授、日野亮太教授、内田直希准教授、災害科学国際研究所の木戸元之教授をはじめとする先生方には、セミナーや講義を通してご指導いただきました。深く感謝申し上げます。

産業技術総合研究所の今西和俊総括研究主幹には、地震計アレイのデータを提供していただいたことに加え、学会発表などの節目で研究に関するさまざまな議論に応じていただきました。深く感謝申し上げます。産業技術総合研究所の矢部優研究員には、紀伊半島のHi-net 観測点で推定されたサイト増幅特性の値を提供していただきました。心より感謝申し上げます。

固体地球物理学講座ならびに地震・噴火予知研究観測センターの院生・学部生の皆様には、日々の研究生活やセミナーで大変お世話になりました。さまざまな研究内容について議論できたことは貴重な知見を得ることに繋がりました。研究室同期の石川歩氏、手島法子氏、センター同期の田中優介氏、鈴木真奈美氏とともに研究生活を送れたことは日頃の励みになりました。深く感謝するとともに、お互いの今後の活躍を期待いたします。

固体地球物理学講座の先輩である高野智也博士、廣瀬郁博士、杉村俊輔博士には、私が研究室に配属されてからさまざまな場面でご助言をいただきました。博士論文執筆の際も、

先輩方の論文を大いに参考にさせていただきました。

固体地球物理学講座の 鎌田千佳事務補佐員, 佐藤博子技術補佐員, 水田奈緒子事務補佐員, 高橋由美子事務補佐員には, 出張手続きや日頃の研究生生活をサポートして頂くなど大変お世話になりました。心から感謝いたします。

東北大学での学部・大学院生活を家庭面で支えていただいた両親, 妹, 祖父母に心より深く感謝申し上げます。

グローバル萩博士奨学金のご支援により, 博士課程の研究活動を順調に進めることができました。当奨学金をご寄付いただいた皆様には, 心より深く感謝申し上げます。

本研究では, S 波速度構造モデルに上野・他 (2002) の JMA2001 を使用させていただきました。フィリピン海プレートの深さモデルは, Hirose et al. (2008) の公開データを使用させていただきました。防災科学技術研究所の Hi-net 高感度地震観測網のデータを使用させていただきました (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019)。産総研-微動カタログ (Imanishi et al., 2011), 産総研-SSE カタログ (Itaba and Ando, 2011; 板場・他, 2013a,b, 2014a,b, 2015), Supino2020-LFE カタログ (Supino et al., 2020), Sekine2010-SSE カタログ (Sekine et al., 2010), Maury2016-VLF カタログ (Maury et al., 2016), Takagi2019-SSE カタログ (Takagi et al., 2019) は, Slow Earthquake Database (Kano et al., 2018b) よりダウンロードいたしました。記して感謝申し上げます。

概要

プレート沈み込み帯の巨大地震発生域 (固着域) の深部延長では, 深部テクトニック微動 (以降, 微動) と呼ばれる, 卓越周波数が 2–8 Hz の複雑な波群から構成されて, P 波や S 波の位相の判別が困難な現象が観測されている. 微動は低周波地震 (LFE) の連続発生であると考えられており, 継続時間が数日から数年のスローリップイベント (SSE), 継続時間が 10 秒から 100 秒の超低周波地震 (VLFE), そして LFE とともにスロー地震と呼ばれるゆっくりとした断層すべり現象を構成する. スロー地震には, 継続時間が 1 秒から 10 秒と 100 秒から 1 日との間にノイズの影響により検出が困難なギャップ域が存在する. 特に, 継続時間が 100 秒から 1 日のギャップ域は SSE と VLFE との間に対応する. このようなスロー地震に対して, 大別して 2 種類のスケーリング則が提案されている. 一つ目はスロー地震のすべての現象について地震モーメント (M_0) が継続時間 (T) に比例する共通のスケーリング則に従うというもの (e.g. Ide et al., 2007), もう一つはスロー地震の個々の現象が異なるスケーリング則に従うというもの (e.g. Gomberg et al., 2016; Michel et al., 2019) である. このような異なるスケーリング則は, SSE のスケーリング則上に他のスロー地震現象が存在しているかどうかに基づいている. そのため, 継続時間が 100 秒から 1 日の間で起きている現象を検出しその特徴を調べることは, どちらのスケーリング則が正しいかを明らかにするうえで欠かせない. 微動には, 数分から数日の継続時間をもち, 100 km/hr から 10 km/day の速度で震源が移動する現象 (以降, 微動マイグレーション) がある. 微動と SSE が同期して発生する Episodic Tremor and Slip (ETS) を仮定すると, 微動マイグレーションを詳細に調べることによってスロー地震現象のギャップ域を埋められる可能性がある. そこで本研究では, 紀伊半島下の深部微動を対象にその時空間発展を詳しく調べることを目的とする. 特に, 微動マイグレーションに着目することで継続時間が 100 秒から 1 日のギャップ域のスケーリング則を明らかにし, その背後にある物理過程について考察する.

第 1 章では, 微動やスロー地震の特徴, 先行研究で提案されてきたスロー地震のスケーリング則についてまとめ, 微動マイグレーションに対して成り立つスケーリング則を調べる意義について述べた.

第 2 章では, 紀伊半島下の詳細な微動カタログを作成するために, 産業技術総合研究所が 2011 年から 2016 年まで紀伊半島で行った地表地震計アレイ観測のデータを使用して微動の震源決定を行った. 解析期間は 2012 年 7 月から 2014 年 7 月までである. 解析手順は, (1) 全観測点ペアのコヒーレンスの平均を用いた微動検出, (2) 微動を検出した時間窓

に MUSIC 法 (Schmidt, 1986) を適用したスローネスと到来方向の推定, (3) プレート境界面への逆投影による震源決定, である. その結果, エンベロープ相関法 (Obara, 2002) により 1 分ごとに決定された既往の微動カタログと比較して約 2.2 倍多くの微動の検出に成功した (25,155 個). さらに, 高速な微動マイグレーション (3–60 km/hr) を多数確認し, このカタログが微動マイグレーションを詳しく調べるのに適していることがわかった.

第 3 章では, 時空間ハフ変換を用いた微動マイグレーションの自動抽出法を新たに開発した. ハフ変換は, 画像処理で用いられる直線などの特徴抽出法の一つである. 本研究で新たに開発した時空間ハフ変換には, さまざまな継続時間をもつ複数のマイグレーションを自動抽出できる利点がある. 本研究で作成した微動カタログに時空間ハフ変換を適用した結果, 10 分から 1 日までの継続時間をもつ 1,010 個の微動マイグレーションの抽出に成功した. それらの空間分布を調べたところ, マイグレーションの方向の特徴は, プレート走向方向と傾斜方向についてそれぞれ変化することがわかった. 特に, プレート走向方向については, 紀伊半島の北東部では南西方向へのマイグレーションが, 南西部では北東方向のマイグレーションがそれぞれ卓越し, 場所によって正反対の特徴を示した. プレート傾斜方向については, 紀伊半島の北東部と中央部で up-dip 方向のマイグレーションが卓越していることがわかり, 微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションが起きている場所と一致した. さらに, 継続時間 (T) が長くなるにつれてマイグレーション速度 (V_{mi}) は遅くなることが確認され, $V_{mi} \propto \frac{1}{\sqrt{T}}$ に従うことからマイグレーションの背景に拡散過程の存在が示唆された.

第 4 章では, 地震計アレイとその周辺に位置する 4 点の Hi-net 観測点について, 2–8 Hz の波線経路に沿った Q_s の平均値 (経路平均 Q_s 値) とサイト増幅特性をそれぞれ推定することで, 微動エネルギーの空間分布を詳細に調べた. 経路平均 Q_s 値は, 観測点ごとに 167–456 の範囲で推定された. サイト増幅特性は, 東吉野 (HYSH) 観測点を基準として, 地震計アレイでは 2.37, その他 Hi-net 観測点では嬉野 (URSH) で 0.83, 宮川 (MGWH) で 1.17, 松阪 (MASH) で 0.84 と推定された. また, 推定した経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性をもとに計算した微動エネルギーは不確かさ 3 倍以内に収まり, 詳細な微動エネルギー分布を調べることを可能にした. 微動エネルギーの空間分布は微動マイグレーションの空間分布とよく対応することが確認され, プレート走向方向に沿って高エネルギーの場所から低エネルギーの場所へ微動の震源が移動する傾向にあることが確認された. この結果は, プレート境界面上の断層強度がプレート走向方向に沿って変化していることを意味し, 微動マイグレーションの様式がプレート境界面上の断層強度の不均質によって支配されている可能性を示唆した.

第 5 章では, 微動の微細構造をもとに, エネルギー (E), 断層面積 (A), 継続時間 (T) との間に成り立つスケーリング則に関する 3 つのモデルの提案と実証を行った. マイグレーションを構成する微動に対して積算エネルギー (E) を計算するとともに, 微動の空間分

布から凸包を用いて断層面積 (A) を推定した. そして 3 次元の主成分分析により, エネルギーと断層面積, 断層面積と継続時間, エネルギーと継続時間との関係を調べた. いずれのモデルについても応力降下量が一定であることを仮定すると, 一つ目は断層面積が幾何学的な制限なく拡散的に成長する場合であり, $E \propto A^{1.5}$, $A \propto T$, $E \propto T^{1.5}$ のスケーリング則が成り立つ. 二つ目は断層幅が幾何学的に制限された状態で断層面積が拡散的に成長する場合であり, $E \propto A^2$, $A \propto T^{0.5}$, $E \propto T$ のスケーリング則が成り立つ. 最後は, マイグレーション速度が 10 km/hr 以上と高速な現象で成り立つ, 破壊伝播速度が一定のモデルである. このモデルでは, $E \propto A^{1.5}$, $A \propto T^2$, $E \propto T^3$ という通常地震と同じスケーリング則が成り立つ. 特に, 一つ目と二つ目のスケーリング則に関するモデルは本研究で新たに提案するものであり, 微動マイグレーションの背後に非常に小さいが規模によらず一定の応力降下量 (2–235 kPa) をもち, かつ, 拡散的に破壊が成長するという物理過程の存在が示唆された.

第 6 章では, 本研究で提案した応力降下量が一定で断層破壊が拡散的に成長するというモデルと先行研究で提案されたスロー地震のモデルとの比較を行い, 本研究のモデルでスロー地震のスケーリング則をどこまで説明できるかを議論した. また, 今後の展望についてまとめた.

以上のように本研究の結果から, 紀伊半島下の微動マイグレーションの背景には拡散的な断層の破壊過程が存在すると考えられる. またスケーリング則を理解するうえで, 断層面積と継続時間との関係を用いて, 断層がどのような成長過程に従うかを調べることが重要であることも明らかになった. 今後, 本研究で開発した手法をスロー地震が観測されている他の地域へ適用し, 本研究で提案したスケーリング則が普遍的に成り立つのかどうかを調べることで, スロー地震のスケーリング則と物理過程の理解のさらなる深化に貢献できると考えられる.

目次

謝辞		i
概要		iii
第 1 章	序論	1
1.1	深部テクトニック微動とスロー地震の特徴	1
1.2	深部テクトニック微動を含むスロー地震のスケーリング則	4
1.3	本研究の目的	6
第 2 章	稠密地震計アレイを用いた深部テクトニック微動の震源決定	11
2.1	はじめに	11
2.2	データ	13
2.3	解析手順	13
2.4	結果	16
2.4.1	微動の震源分布	16
2.4.2	微動マイグレーション	17
2.5	議論	21
2.5.1	検出閾値による違い	21
2.5.2	微動の背景活動と構造	21
2.6	まとめ	22
第 3 章	時空間ハフ変換を用いて抽出した微動マイグレーションの微細構造	39
3.1	微動マイグレーションの自動抽出に関する先行研究	39
3.2	解析手法	40
3.2.1	ハフ変換の概要	40
3.2.2	時空間ハフ変換の導出	41
3.3	解析手順	43
3.4	結果	45
3.4.1	時空間ハフ変換で抽出したマイグレーションの例	45
3.4.2	微動マイグレーションの時空間的特徴	45
3.5	議論	47

3.5.1	先行研究と微動マイグレーション分布の比較	47
3.5.2	マイグレーション速度と継続時間の関係	48
3.6	まとめ	48
第 4 章	微動エネルギーの空間分布	58
4.1	データ	58
4.2	解析手法	59
4.3	結果	63
4.3.1	経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性	63
4.3.2	微動エネルギーの空間分布	63
4.4	議論	64
4.4.1	先行研究との比較	64
4.4.2	微動マイグレーションとエネルギー分布の比較	65
4.5	まとめ	68
第 5 章	微動マイグレーションから導かれるスケーリング則	78
5.1	解析手法	78
5.2	結果	80
5.2.1	E と A , A と T , E と T の関係	80
5.2.2	スケーリング則の解釈	81
5.3	議論	86
5.3.1	微動マイグレーションの空間分布とスケーリング則	86
5.3.2	応力降下量と平均すべり量の空間分布	87
5.4	まとめ	88
第 6 章	議論	104
6.1	スロー地震のスケーリング則の多様性	104
6.2	スロー地震の物理メカニズム	108
6.3	今後の展望	111
第 7 章	結論	114
	参考文献	117
	付録 A 微動エピソードの時空間発展	129
	付録 B 微動エピソード内で抽出した微動マイグレーションの時空間分布	143

第 1 章

序論

1.1 深部テクトニック微動とスロー地震の特徴

本研究の研究対象である深部テクトニック微動 (以降, 微動) は, 南海沈み込み帯で初めて検出 (Obara, 2002) されて以降, カスケードやメキシコ, アラスカのようなさまざまな沈み込み帯で検出されている (e.g. Rogers and Dragert, 2003; Schwartz and Rokosky, 2007; Payero et al., 2008; Peterson and Christensen, 2009). 微動の基本的な特徴として, (1) 速度振幅が数 100 nm/s と微弱であり, 観測点の信号対雑音 (S/N) 比によっては信号がノイズに埋もれてしまうこと, (2) 卓越周波数が 2–8 Hz の複雑な波群が継続すること, (3) P 波や S 波の位相の判別が困難であること, (4) 活動期間が数時間から数週間まで継続することが挙げられる (小原, 2003). 以降では (4) の特徴のように, 活発な微動活動が継続する期間のことを微動エピソードと呼ぶ. 微動の中には, ときおり孤立的な位相が含まれることがあり, その P 波や S 波の位相の到達時刻を用いて震源決定が行われている (e.g. Katsumata and Kamaya, 2003). この現象は低周波地震 (LFE) と呼ばれ, 微動は LFE の群発的な現象であることが先行研究 (Shelly et al., 2007a,b) から考えられている.

スロー地震とは, 同規模の通常地震に比べて継続時間が長くゆっくりと断層がすべる現象の総称であり, 微動はその一種である. スロー地震は, 世界各地のプレート沈み込み帯における巨大地震発生域 (固着域) の深部延長または浅部延長で発生していることがわかっている (Obara and Kato, 2016; Figure 1). その中でも, 深部微動を含む深部スロー地震発生域は, 固着域と非固着域 (安定すべり域) の間の遷移域 (以降では, 深部微動が発生している領域を遷移域と呼ぶ) で発生していることから, スロー地震で解放された応力が隣接する固着域へ影響を及ぼすことが考えられる. 実際に, 2011 年の東北地方太平洋沖地震 (M_W 9.0) や, 2014 年のメキシコのパパノア地震 (M_W 7.3), 2014 年のチリのイキケ地震 (M_W 8.1) といった巨大地震の発生前にスロー地震を観測した先行研究がいくつか存在する (e.g. Kato et al., 2012; Ito et al., 2013; Radiguet et al., 2016; Socquet et al., 2017). それゆえ, スロー地震の活動周期や空間分布, そして発生メカニズムを理解することは, 巨大地震発生域への影響を評価する手掛かりとなると考えられ非常に重要である.

スロー地震は継続時間が短い現象から順に, 広帯域地震計など地震計を用いた地震学的な手法で検出される LFE や微動 (2–8 Hz), 超低周波地震 (VLFE; 10–100 秒), 傾斜計や

歪計, GNSS 観測点を用いた測地学的な手法で検出される短期的スロースリップイベント (1–10 日), 長期的スロースリップイベント (0.5–5 年) に分けられる (Obara and Kato, 2016). 以降では, スロースリップイベントを SSE と表記する. スロー地震は幅広い時間スケールをもつ現象であるが, 1 秒から 10 秒, 100 秒から 1 日程度の継続時間をもつ現象はその検出が困難であり, このような検出が困難な現象が存在する帯域のことを本研究ではギャップ域と呼ぶ. それぞれの帯域でイベント検出が困難な理由として, 1 秒から 10 秒の場合は脈動帯域に重なっているため信号がノイズに埋もれてしまうこと (Ide et al., 2008), 100 秒から 1 日の場合は地震学と測地学ともに観測機器の検出限界となっていること (e.g. Peng and Gombert, 2010; Ide, 2014) が挙げられる.

いくつかの先行研究では, 困難ながらもギャップ域におけるイベントの検出に成功している. Kaneko et al. (2018) は, 日本の紀伊半島沖の地震・津波観測監視システム (DONET1) を用いて 1 秒から 10 秒の継続時間をもつイベントを初めて検出した. このイベントは 0.01 Hz から 10 Hz まで幅広い周波数成分からなる振動波形を示し, 微動や VLFE を同時に検出した場合もあったことから, スロー地震が広帯域にわたる統一的な現象であることの証明となった. しかしどの観測点でも検出できるわけではなく, 観測点が震源に非常に近接する場所に配置されていたことや, 脈動帯域のノイズレベルが小さかったことが 1 秒から 10 秒の継続時間をもつイベントの検出を可能にしたと述べている. Masuda et al. (2020) は, 四国西部で深部 LFE が発生した時間帯において LFE を検出した観測点の波形のスタックを行い, そのスタックした波形が脈動帯域に信号成分をもつことを報告した. さらに脈動帯域 (1 秒から 10 秒) だけでなく, LFE の帯域 (1 Hz から 8 Hz), VLFE の帯域 (10 秒から 100 秒) でも連続的に信号が存在することも確認された. Kaneko et al. (2018) や Masuda et al. (2020) で観測されたイベントは, スロー地震が同一の断層すべり現象によって広帯域の信号 (LFE や微動, VLFE) を放射していることを意味しており, 「広帯域スロー地震 (broadband slow earthquake)」と呼ばれている. 広帯域スロー地震の概念は, Ide et al. (2007) で報告されたスケーリング則をもとにしており, 1.2 節で説明する. そして 100 秒から 1 日の継続時間をもつイベントについては, 北米のカスケードにおいて, ボアホールひずみ計を用いることで平均して継続時間が 5 時間, モーメントマグニチュード (M_W) 5.1 のイベントの検出に成功している (Hawthorne et al., 2016). しかし, 継続時間が 100 秒から 1 日のギャップ域の一部を表現したにすぎなく, ギャップ域全体でどのような特徴を示す現象であるのかは未解明である.

微動を含むスロー地震には, 震源が移動する現象 (マイグレーション) が確認されている (e.g. Shelly et al., 2007b; Hirose and Obara, 2010; Takemura et al., 2019). 特に, 微動の震源位置が移動する現象を以降では微動マイグレーションと呼ぶ. 微動と SSE が同期して発生する現象は “Episodic Tremor and Slip (ETS)” と呼ばれており (Rogers and Dragert, 2003), 微動と SSE の震源位置がプレート走向方向に沿って約 10 km/day で移動すること

が報告されている (e.g. Hirose and Obara, 2010). このことは、微動マイグレーションの背後に SSE の破壊フロントが存在していることを示唆している (Obara, 2010). そのため、微動マイグレーションはその背後に存在する SSE のプロキシになる可能性がある (Ide et al., 2008). 微動マイグレーションは 3 つの特徴を示すことが報告されており、プレート走向方向に沿ったマイグレーションの概念図を図 1.1 (a) に示す. まず一つ目は数時間から数日の継続時間をもつマイグレーションであり、以降ではメインフロントと呼ぶ. メインフロントは、プレート走向方向に沿って約 10 km/day で移動する特徴を示す (e.g. Obara, 2010; Houston et al., 2011). 二つ目の特徴は “Rapid Tremor Reversal (RTR)” と呼ばれる現象である (Houston et al., 2011). このマイグレーションは、数時間スケールでメインフロントの進行方向とは反対の方向に約 100 km/day と高速で移動する現象である. また、RTR は潮汐荷重によってその発生が助長される可能性が指摘されている (e.g. Ando et al., 2012; Thomas et al., 2013). 三つ目は “tremor streak” である (e.g. Shelly et al., 2007b; Ghosh et al., 2010). このマイグレーションは、数時間スケールでプレート傾斜方向に沿って約 1000 km/day と非常に高速で移動する現象である.

微動エピソード中には、ときおりプレート走向方向に沿って移動距離 (L) の二乗が継続時間 (T) に比例する ($L^2 \propto T$) 拡散的な (放物的な) マイグレーションを示すことが報告されている (e.g. Ide, 2010; Ando et al., 2012). さらに、拡散的なマイグレーションは微動を構成する一部である LFE のマイグレーションでも報告されている (Kato and Nakagawa, 2020). これらの拡散的なマイグレーションの拡散係数は約 $10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ (e.g. Ide, 2010) と報告されており、注水実験によって誘発された地震活動から推定された拡散係数 $0.1 \text{ m}^2/\text{s}$ から $10 \text{ m}^2/\text{s}$ (Talwani et al., 2007) より数桁大きい値である. このことから、微動マイグレーションに見られる震源の拡散現象を流体の関与のみでは説明できない可能性がある. そのほかにも、バースト (e.g. Shelly, 2010; Ando et al., 2012) と呼ばれる微動が数分から数時間で集中的に発生する現象が確認されている (図 1.1a). バーストが起きた後、微動マイグレーションがプレート走向方向に時空間発展することや、バーストが起きている間、微動の放射エネルギーが高いことが報告されている (e.g. Ando et al., 2012; Yabe and Ide, 2014). また、微動エネルギーの大きさの空間的な違いが、プレート境界面上における微動パッチの強度 (摩擦特性) を反映していることが示唆されている (Kano et al., 2018a). そのため、微動マイグレーションや微動エネルギーの空間分布を詳細に調べることが、微動の時空間発展の背後にある物理過程を理解するうえで重要である.

ETS の時空間発展を表現するモデルとして摩擦構成則を考慮したモデルが提案されている (e.g. Ando et al., 2010; Nakata et al., 2011; Ando et al., 2012; Ben-Zion, 2012; Luo and Liu 2019; Luo and Liu, 2021). その中でも Ando et al. (2012) は、ニュートン粘性に従う延性領域内に脆性パッチを埋め込むことで、プレート走向方向に沿った不均質を考慮した応力拡散モデルを提案した. その概念図を図 1.1 (b) に示す. 彼らは、延性の背景領域内

にピーク強度の異なる脆性パッチ (強度の強いパッチと弱いパッチ) を交互の並べることで、プレート走向方向についての摩擦強度の不均質を表現した。そして、脆性パッチの接触面における延性強度がすべり速度のべき乗に従う場合とすべり速度の対数に従う場合で、プレート走向方向に伝播する応力がどのように発展するかを調べた。延性強度がすべり速度の対数に従う場合は速度・状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1992) を表しており、応力の伝播は指数関数的に発展することがわかった。この場合では、ETS のマイグレーションの特徴を十分に再現できなかった。それに対して、延性強度がすべり速度のべき乗に従う場合、特に延性強度がすべり速度に比例するニュートン粘性の性質を示す条件下で、ETS に見られる拡散的なマイグレーションを再現しただけでなく、RTR のような高速なマイグレーションなど、さまざまなマイグレーションの特徴を網羅的に再現した。強度の強い微動パッチが破壊された場合、バーストが発生しメインフロントが発展する (図 1.1a)。そして、プレート境界面上に存在する別の強度の強い微動パッチが破壊された場合 (「セカンドバースト」)、メインフロントが通過した後に回復や再载荷された強度の弱い微動パッチが再び破壊される現象として RTR が表現されている (図 1.1a)。さらに、延性領域がニュートン粘性に従う場合、応力の伝播の移動距離の二乗が継続時間に比例する関係、つまり応力拡散を示すことがわかった。このことは、ETS の成長過程の背景に応力拡散が起きている可能性を示唆した。そのため、微動マイグレーションを詳細に調べることは、プレート境界面上の摩擦特性の不均質との関係やスロー地震の背後に存在する物理過程を理解するうえで重要である。

1.2 深部テクトニック微動を含むスロー地震のスケーリング則

Ide et al. (2007) は数秒から数年までの幅広い継続時間をもつスロー地震に対して、地震モーメント (M_0) が継続時間 (T) に比例する $M_0 [\text{N} \cdot \text{m}] \approx T [\text{s}] \times 10^{12-13} [\text{N} \cdot \text{m/s}]$ というスケーリング則が成り立つことを指摘した。図 1.2 にスロー地震および通常地震の地震モーメントと継続時間の関係を示す。通常地震の場合 (図 1.2 の赤色の塗りつぶし)、応力降下量が一定であることと破壊伝播速度が一定であることを仮定して、 $M_0 \propto T^3$ のスケーリング則が成り立つ (e.g. Kanamori and Anderson, 1975)。それに対して、スロー地震の各現象である LFE, VLFE, SSE (それぞれ図 1.2 中の四角, 星, 丸のシンボル) は概ね $M_0 \propto T$ の関係 (図 1.2 の青色の塗りつぶし) にあり、通常地震とは大きく異なるスケーリング則に従うことがわかる。また、1 秒から 10 秒と、100 秒から 1 日程度の継続時間の帯域にはギャップ域が存在している。そのようなギャップ域において水色の菱形は、カスケードでボアホールひずみ計を用いることで推定された RTR の平均的な地震モーメントと継続時間に関する数少ない検出例である。そのため、スロー地震が $M_0 \propto T$ の関係に従うことは、スロー地震の現象全体で共通の物理メカニズムが存在する可能性を示唆している。

Gomberg et al. (2016) は、スロー地震の現象の中で SSE に着目すると必ずしも地震モーメントと継続時間の間に $M_0 \propto T$ の関係が成り立つわけではないことを指摘した。通常地震では、断層幅やすべり量の飽和によってスケーリング則が $M_0 \propto T^3$ から変化することが報告されている (e.g. Scholz, 1982; Irikura and Miyake, 2011)。彼女らは、SSE についても断層の幾何学的な飽和によってスケーリング則が変化するという考えのもと、応力降下量と破壊伝播速度を一定と仮定して地震モーメントと継続時間の関係を説明するモデルを提案した。日本の南海沈み込み帯と北米のカスケード沈み込み帯のそれぞれで発生した SSE を調べたところ、断層が制限なく成長する場合は $M_0 \propto T^3$ 、断層の成長途中で断層幅 (W) が制限された場合 ($W=W_{\text{lim}}$) は $M_0 \propto T$ の関係を示すことがわかった。図 1.2 中の緑色の塗りつぶし部分は、断層が制限なく成長する場合 ($M_0 \propto T^3$) の関係を表している。ここで、応力降下量 ($\Delta\tau$) は 10 kPa から 100 kPa、破壊伝播速度 (V_r) は 0.1 m/s (~ 10 km/day) を考えており、断層幅の上限が $W_{\text{lim}} = 30$ km の場合のスケーリング則の変化を示している。Gomberg らのモデルを支持する先行研究として Michel et al. (2019) は、カスケードにおける SSE について、地震モーメントと継続時間の間に $M_0 \propto T^3$ の関係が成り立つことを報告した (図 1.2 の緑色の丸)。さらに、彼らは地震モーメントと断層面積 (A) との間に $M_0 \propto A^{1.5}$ の関係が成り立つこと、つまり SSE の応力降下量が一定であることも報告した。これらの先行研究は SSE が通常地震と同じような断層破壊過程に従っていることを意味しており、SSE のスケーリング則上に他のスロー地震現象が存在しないことを示している。言い換えれば、SSE とその他のスロー地震現象の背景には異なる物理メカニズムが存在することを示唆している。

まとめると、スロー地震のスケーリング則には、スロー地震の現象全体で共通の物理メカニズムが存在するという考え方 (e.g. Ide et al., 2007) とスロー地震の個々の現象でそれぞれ異なる物理メカニズムが存在するという考え方 (e.g. Gomberg et al., 2016; Michel et al., 2019) の二つが存在し、どちらの考え方でスロー地震をよく説明できるか否かは未解明のままである。ここで、SSE について $M_0 \propto T^3$ のスケーリング則が成り立つとすれば、SSE の背後に通常地震と同じような断層破壊過程が存在すると考えることは容易であり、SSE のスケーリング則上に他のスロー地震現象が存在しないことを示唆する。しかし、LFE や微動、VLFE、そしてスロー地震のマイグレーション (ETS) の背後にも何らかの断層すべり現象が存在するはずである。他のスロー地震現象が SSE のスケーリング則上に存在しない場合、それらの現象の背後に存在するゆっくりとした断層すべり現象が SSE ではないのかという疑問が生じる。このことを考慮すれば、スロー地震の現象全体で共通の物理メカニズムが存在する考え方が自然であるとも言える。そのため、100 秒から 1 日程度の継続時間をもつ VLFE と SSE との間のギャップ域で起きている現象がどのような物理過程に従っているかを調べるのが、SSE とその他のスロー地震現象との関係性を理解するうえで重要となる。

このような考え方にに基づき、スロー地震のギャップ域に存在するイベントについてスケーリング則を調べようとした先行研究が存在する。Bletery et al. (2017) は、カスケードにおける LFE と微動のカタログを使用して微動マイグレーションの自動抽出を行い、そのマイグレーションの地震モーメントと継続時間の関係を議論している。図 1.3 のピンク色の菱形は彼らの結果を示しており、継続時間が 100 秒から 1 日程度のスロー地震のギャップ域上に位置することがわかる。しかし、その推定結果にはいくつか問題点が存在する。まず、継続時間について複数の横線があるように見えるのは、微動マイグレーションの抽出に使用した時間窓の長さ (0.5, 1, 2, 4, 8, 16, 32 時間) の影響であり、時間窓の長さ程度の継続時間をもつマイグレーションしか抽出できていないことを意味する。次に、地震モーメントについて左端でデータが縦に並んでいるように見えるのは、マイグレーションを構成する LFE や微動の地震モーメントの積算値を計算する際に、全ての LFE と微動について一定の地震モーメントを仮定していることが原因である。つまり、個々の LFE や微動について地震モーメントを推定していないという問題がある。上記のような問題点から、彼らの研究ではスロー地震のギャップ域におけるスケーリング則を調べることができていない。Aiken and Obara (2021) は、日本の南海沈み込み帯において LFE と微動に関する時空間クラスタリングによって 900 個を超える “Slow Earthquake Cluster (SEC)” の抽出を行い、それらの SEC における地震モーメントと断層面積、地震モーメントと継続時間との関係を調べた。地震モーメントと断層面積には $M_0 \propto A^{1.5}$ の関係が推定され、SEC でも通常地震の場合と同じように応力降下量一定の関係が成り立つことを指摘している。しかし地震モーメントと継続時間の関係を調べると、 $M_0 \propto T^2$ という通常地震とは異なるスケーリング則が推定された。さらに、スロー地震に対する $M_0 \propto T$ のスケーリング則に従う同じような継続時間の現象に比べて地震モーメントの値を 3 から 4 桁ほど過小評価してしまっていた (図 1.3 の黄緑色の菱形)。そのため実際には、推定されたスケーリング則がどのような意味をもっているのかが不明である。

1.3 本研究の目的

スロー地震を構成する個々の現象が全体として一つのスケーリング則で表せるのか、あるいは個々の現象が異なるスケーリング則に従うのかは現状で未解明なままである。これは、VLFE と SSE との間に継続時間についての大きなギャップ域 (100 秒から 1 日) が存在することが一つの要因だと考えられる。ただ、Bletery et al. (2017) の問題点を解決しつつ微動マイグレーションの時空間発展を詳細に調べることができれば、100 秒から 1 日程度の継続時間をもつ現象についてスケーリング則を調べることができると考えられる。そこで本研究では、微動マイグレーションの詳細な時空間発展を調べることで、そしてその背後にあるスケーリング則を解明することを目的とする。各章の構成は以下の通りである。

第2章では、紀伊半島に設置された稠密地震計アレイを用いて高分解能の深部テクトニック微動のカタログを作成する。具体的には、全アレイ観測点ペアの平均コヒーレンスに基づくイベント検出を行い、微動を検出した時間窓に MUSIC 法を適用することでスローネスと到来方向を推定する。そして、推定したスローネスと到来方向を用いてプレート境界面上への逆投影を行い震源を決定する。作成した微動カタログをエンベロープ相関法で決定された産総研-微動カタログ (Imanishi et al., 2011) と比較することで、カタログの検出能力や空間分解能を調べる。最後に、微動活動とプレート境界面上の摩擦特性との関係について議論する。

第3章では、時空間ハフ変換を新たに開発し、微動マイグレーションの自動抽出を行う。まず簡単にハフ変換の概要を説明し、その後、時空間ハフ変換の導出について説明する。そして、抽出したマイグレーションについて微動エピソード内の特徴を述べる。さらに、紀伊半島における微動マイグレーションの空間的な特徴を調べ先行研究の特徴と比較する。最後に、微動マイグレーションの速度と継続時間との関係を調べる。

第4章では、微動エネルギーの空間分布を調べる。微動エネルギーの詳細な推定のために、地震計アレイだけでなく周囲に位置する Hi-net 観測点も使用して、観測点ごとの 2–8 Hz における波線経路に沿った Q_s の平均値 (経路平均 Q_s 値) とサイト増幅特性を推定する。推定した経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性を用いて微動エネルギーを推定し、その空間分布を調べ、微動マイグレーションの空間分布との対応関係について議論する。

第5章では、微動マイグレーションの断層面積の推定を行い、マイグレーションが従うスケーリング則について調べる。微動の微細な時空間構造をもとにスケーリング則に関するモデルを提案し、その実証を行う。また、提案したモデルごとに微動マイグレーションがどのように分布し微動エネルギー分布とどう関係するかを議論する。最後に、応力降下量や平均すべり量の空間分布について議論する。

第6章では、先行研究で推定されたスロー地震のスケーリング則を本研究で提案したモデルで説明できるかを議論する。そして、スロー地震の物理メカニズムについても議論する。さらに、今後の展望について述べる。

第7章で本研究の結論を述べる。

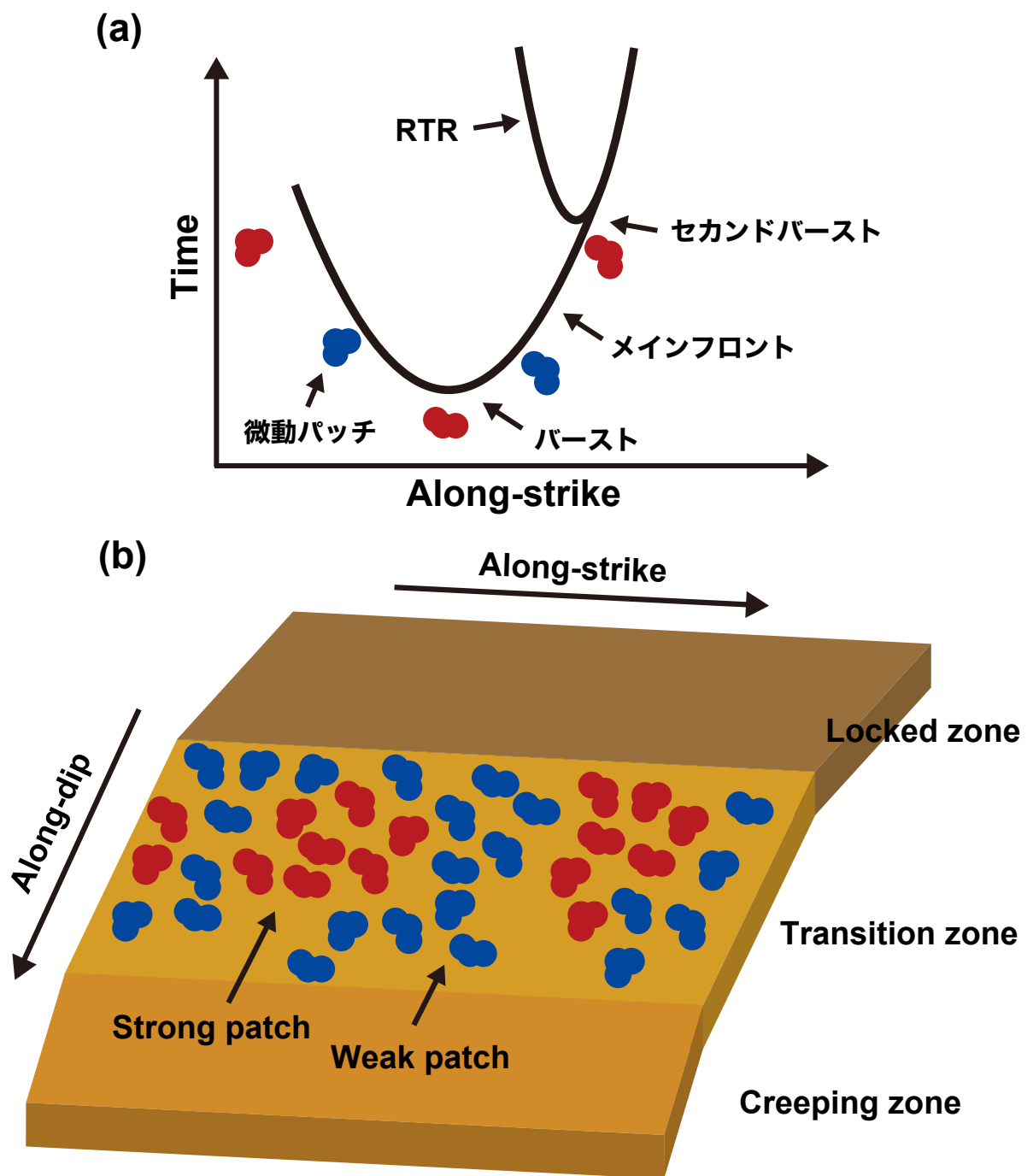


図 1.1 (a) 微動マイグレーションの概念図. 黒色の曲線は、プレート走向方向に沿って震源の位置が双方向に時間変化する場合のメインフロントを示している. 強度の異なる微動パッチ (赤色と青色) ごとに、メインフロントがどの微動パッチを破壊したかを曲線の下に示している. (b) 遷移域における微動パッチの分布の概念図 (Ando et al., 2012 を参考に作成). 固着域と非固着域との間の遷移域に強度の強い微動パッチ (赤色) と強度の弱い微動パッチ (青色) がある. Ando et al. (2012) のモデルでは、固着域は速度弱化の性質をもつ脆性領域、そして非固着域と遷移域の背景には速度強化の性質をもつ延性領域を考えている. 微動パッチは、ピーク強度の異なる脆性パッチを延性領域に埋め込むことで表している.

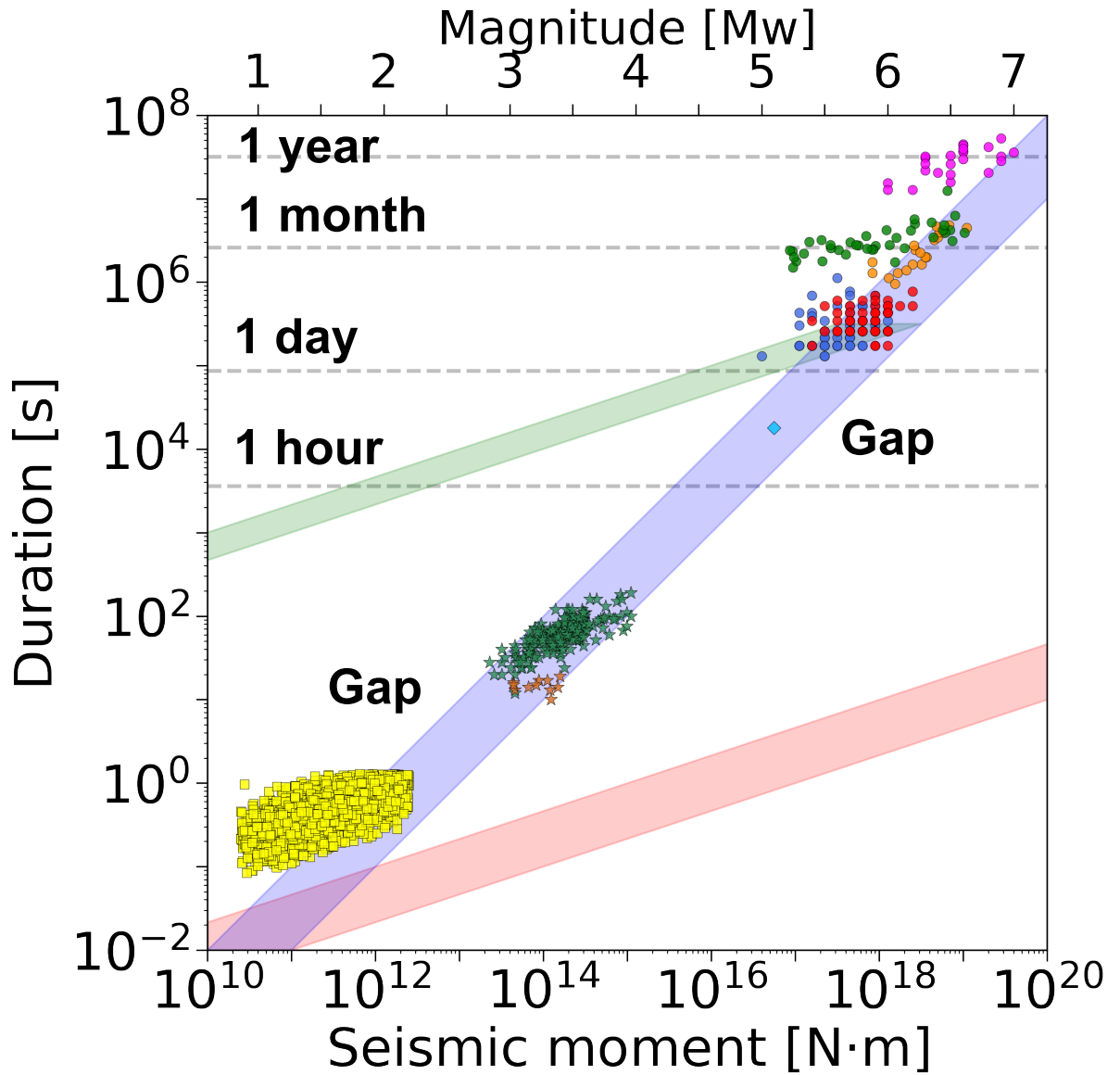


図 1.2 スロー地震のさまざまな現象における地震モーメントと継続時間の関係. 青色の塗りつぶし部分はスロー地震のスケーリング則 ($M_0 \propto T$) を, 赤色の塗りつぶし部分は通常地震のスケーリング則 ($M_0 \propto T^3$) を示す. 緑色の塗りつぶし部分は, 先行研究 (Gomberg et al., 2016) で提案された断層が制限なく成長する (2 次元的に成長する) 場合のスケーリング則である ($M_0 \propto \Delta\tau V_r^3 T^3$). ここで, 応力降下量 ($\Delta\tau$) は 10 kPa から 100 kPa, 破壊伝播速度 (V_r) は 0.1 m/s (~ 10 km/day) を考えている. 図中のシンボルはそれぞれ, LFE (四角), VLFE (星形), SSE (丸), ギャップ域の現象 (菱形) を示す. シンボルの色は先行研究の違いを表している. 黄色の四角は日本の四国の LFE (Supino et al., 2020) の結果である. 緑色の星形は日本の紀伊半島の VLFE (Ide et al., 2008), 茶色の星形はメキシコのゲレロの VLFE (Maury et al., 2016) の結果である. 赤色の丸は日本の南海沈み込み帯の短期的 SSE (Sekine et al., 2010), 青色の丸は南海沈み込み帯の短期的 SSE (産総研-SSE: Itaba and Ando, 2011; 板場・他, 2013a,b, 2014a,b, 2015), オレンジ色の丸は北米のカスケード沈み込み帯の短期的または長期的 SSE (Schmidt and Gao, 2010), 緑色の丸はカスケード沈み込み帯の短期的または長期的 SSE (Michel et al., 2019), 紫色の丸は南海沈み込み帯西部の長期的 SSE (Takagi et al., 2019) の結果である. 水色の菱形はカスケードの RTR (Hawthorne et al., 2016) の結果である.

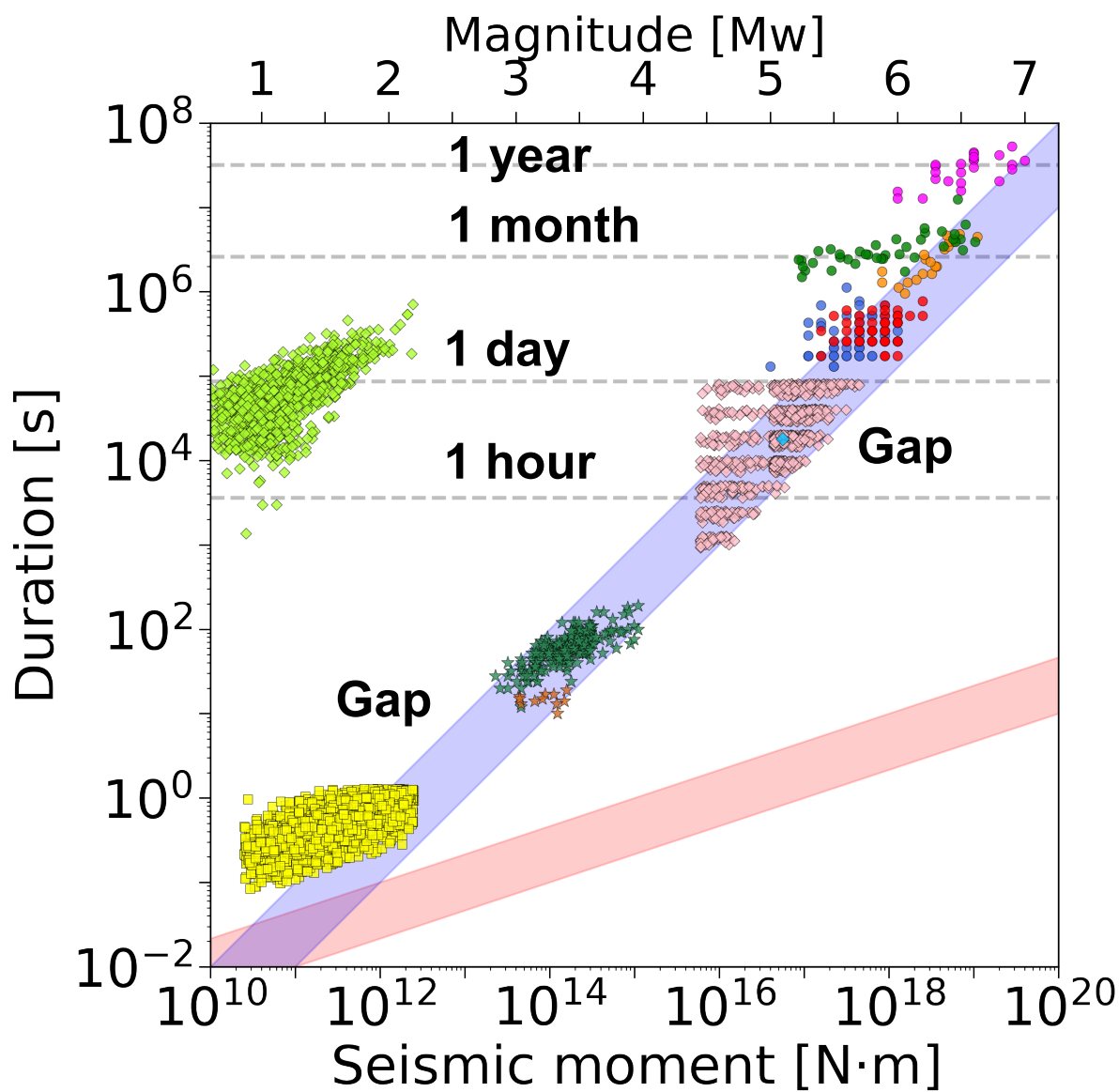


図 1.3 スロー地震のギャップ域における地震モーメントと継続時間の関係. 一部の表記についての説明は図 1.2 と同じである. ピンク色の菱形は, カスケードで微動マイグレーションから推定されたイベントである (Bletery et al., 2017). 黄緑色の菱形は, 日本の南海沈み込み帯で LFE と微動のカタログから時空間クラスタリングによって抽出されたイベントである (Aiken and Obara, 2021).

第 2 章

稠密地震計アレイを用いた深部テクトニック微動の震源決定

2.1 はじめに

深部テクトニック微動は P 波や S 波の位相が不明瞭であるため、通常地震と同じように位相の到達時刻を用いた震源決定法を適用することができない。エンベロープ相関法 (ECM) は、ネットワーク観測点を使用して微動を検出および震源決定するために広く適用されている手法である (Obara, 2002)。エンベロープ相関法では、ネットワーク観測点間のエンベロープ波形の相互相関から到達時刻差を計算し、それを観測点間の S 波の到達時刻差として扱うことで震源決定を行う。そのため、微動のような P 波や S 波の位相が読み取れない連続的な波形に対しても震源決定を行うことができる。エンベロープ相関法を改良した手法として、観測点ごとの振幅情報を組み合わせたハイブリッド法 (Maeda and Obara, 2009) がある。エンベロープ相関法には微動の震源決定を行える利点があるが、S/N 比が低い場合には、ノイズに埋もれた微弱な振幅の微動を検出できない可能性がある。

地震計アレイを用いることにより波形の位相情報を用いた解析を行うことができ、微弱な振幅の微動でも検出できることが先行研究により示された (Ghosh et al., 2009, 2012; Ueno et al., 2010; Imanishi et al., 2011; Sweet et al., 2014, 2019; Peng and Rubin 2016)。Ghosh et al. (2009) は、カスケードに設置された 1 か所の地震計アレイデータにビームフォーミング法を適用し、微動の検出と震源決定を行った。その結果、ECM に比べて約 4 倍の微動の検出に成功した。この検出数の増大は、S/N 比が低いイベントでもビームフォーミング法により検出できていることを意味する。彼らの研究では、1 か所の地震計アレイを使用しているため微動の震源をプレート境界面上に固定する必要があった。Ghosh et al. (2012) は、複数の地震計アレイを使うことで震源の深さも含めた震源決定を行った。その結果、微動がプレート境界面で起きていることを示し、微動の震源をプレート境界面上に固定して震源決定することの妥当性を示した。しかし、Ghosh et al. (2009, 2012) とともに、微動とノイズとを区別する閾値の設定が主観的であった。Ueno et al. (2010) は、四国西部で複数の地震計アレイを用いて微動の震源決定を行った。解析の中で、ビームフォーミング法より正確にスローネスと到来方向を推定するために、Multiple Signal Classification

(MUSIC) 法 (Schmidt, 1986) が使用された。一般に、ビームフォーミング法やセンブランス法は、地震計アレイの配置に依存したアレイ応答関数のメインローブを用いてスペクトルピークを探す手法である (Rost and Thomas, 2002)。そのため、アレイ応答関数によってスペクトルピークは広がりをもってしまう。それに対して、MUSIC 法はクロススペクトル行列の固有値分解に基づく信号とノイズの区別を行い、ノイズの固有ベクトルが信号の固有ベクトルに直交する性質を利用して、ノイズ固有ベクトルと入射波の位相差ベクトルとの内積に対する調和平均値から鋭いスペクトルピークを得る手法である (Schmidt, 1986)。Ueno et al. (2010) の結果では、詳細な微動の震源から微動の時空間分布が VLFE や SSE の分布とよい相関を示し、短期間の微動マイグレーションが VLFE の発生や SSE の小規模の変動と関連していることを示唆した。しかし、ECM で決定された微動の震源と見比べるとその分布には違いが確認でき、微動の震源の絶対値に関しては注意が必要だと考えられる。

本研究の研究対象地域である紀伊半島下の微動活動は、北部紀伊・中央紀伊・西部紀伊、の3つのセグメントに大きく分けられる (Obara, 2010)。この先行研究では、北部紀伊セグメントで微動エピソードの活動周期が3-6か月であることが報告されている。Obara et al. (2012) では、北部紀伊と中央紀伊のセグメントで異なる継続時間をもつ微動マイグレーションの特徴を系統的に調べた。推定されたマイグレーション速度は1-60 km/hr であり、継続時間が長くなるにつれて速度が遅くなる傾向を確認した。しかし、使用した微動カタログは ECM で決定されているため、地震計アレイを用いて決定した微動カタログを使用すれば微動マイグレーションの特徴をより詳細に調べることができると考えられる。

本章では、産業技術総合研究所 (産総研, AIST) によって紀伊半島に設置された地震計アレイを使用して、2012年7月から2014年7月までの2年間にわたり微動の検出と震源決定を行うことで、紀伊半島下の高分解能の微動カタログを作成する。まず、地震計アレイの観測点間で計算した波形コヒーレンスの分布をもとに、微動を検出するための定量的な閾値の設定を行った。その後、MUSIC 法を適用し、正確なスローネスと到来方向の推定を行った。最後に、フィリピン海プレートの境界面への逆投影によって微動の震源決定を行った。作成した微動カタログを ECM で決定された産総研-微動カタログ (Imanishi et al., 2011) と比較することで、カタログの検出能力と空間分解能を調べる。そして、作成した微動カタログをもとに微動マイグレーションを調べ、最後に微動活動とプレート境界面上の摩擦特性との関係について議論する。本章の内容の一部は、Sagae et al. (2021) としてすでに公刊されている。

2.2 データ

本研究では、産総研が三重県松阪市飯高町赤桶に設置した地表地震計アレイを使用した (図 2.1). 地震計は東西と南北の林道に沿って 39 点配置されており、観測点間隔は 50–100 m, アレイ口径は約 1.5 km であった. 使用された地震計は、固有周波数 2 Hz の 3 成分速度型地震計 (CDJ-S2C-2, China Geo-Equipment Corporation Chongqing Geological Instrument Factory 製) である. サンプル周波数は 200 Hz, A/D 分解能は 27 bit で、2011 年から 2016 年まで連続観測された. しかし、観測時期によって使用できる地震計の数が変わるため、本研究では、使用できる地震計の数が 36–38 点 で安定している 2012 年 7 月から 2014 年 7 月までの 2 年間のデータ解析を行った. また、紀伊半島に設置された鉛直地震計アレイを使用した解析 (Imanishi et al., 2011) より、微動の信号がほとんど S 波で構成されていることが分かっているため水平動成分を用いて解析を行った.

2.3 解析手順

本節では、データ処理の手順の詳細を述べる. まず前処理として、地震計アレイ直下の局所的な構造の影響 (表層付近の地震波速度や標高など) を取り除くために S 波走時に関する観測点補正値を計算した. そして Ueno et al. (2010) と似たように、イベント検出と信号の到来方向推定に関する 2 段階の処理を行った. 微動は観測点間の地震波形のコヒーレンスを基準とした閾値によって 10 秒ごとに検出された. 最後に、検出した微動の波形に MUSIC 法を適用することでスローネスと到来方向を推定し、プレート境界面上への逆投影によって震源決定を行った.

観測点補正値

観測点補正値はアレイ直下の局所的な構造の影響を取り除くために必要不可欠である. 紀伊半島下の通常地震活動はアレイ周辺で不活発なため、本研究では気象庁一元化震源カタログ (JMA カタログ) にある LFE を使用して観測点補正値を計算した.

まずリスト内の LFE について、S 波の 1 次元速度構造モデル JMA2001 (上野・他, 2002) を使用して全観測点での S 波の理論走時を計算した. 使用する波形は地震計の機器特性を取り除いた後、2–4 Hz のバンドパスフィルタを適用した. そして東西成分と南北成分のそれぞれについて、全アレイ観測点で S 波位相が明瞭に確認できる LFE を選択した. その結果、目視による確認で東西成分では 103 個、南北成分では 43 個の LFE が選択された. 次に選択した LFE について、地震計アレイ内の基準観測点 (AY10) とその他全ての観測点との間で波形の相互相関を計算した. 各観測点で時間窓の長さは、観測点ごとの S 波理論

走時の 0.5 秒前から 1 秒後までである。相互相関は -0.2 秒から 0.2 秒の時間シフトの範囲内で 0.005 秒ずつずらしながら計算した。そして、基準観測点とその他全てのアレイ観測点との間の時間差を相互相関を最大とするものとして推定した。この各観測点で得られた時間差は、基準観測点に対する観測点下の局所的な構造の相対的な違いを反映している。最後に、全ての LFE について得られた時間差を観測点ごとに平均することで観測点補正值を得た (図 2.2)。以降では、各観測点ごとに観測点補正值の時間シフトを加えた波形を使用して解析を行った。

イベント検出

ここでは、イベント検出の詳細について述べる。Ueno et al. (2010) では、イベント検出と MUSIC 法による到来方向の推定という 2 段階の手順で解析を行った。彼らは隣接する観測点間の相関係数をイベント検出に使用しているが、本研究ではイベント検出にクロススペクトル行列を使用する。クロススペクトル行列は観測点間の波形のコヒーレンスの情報を含むだけでなく、MUSIC 法でも使用されるため、この行列をイベント検出に使用することは効率がよい。微動の信号は $2\text{--}8$ Hz で卓越する (e.g. Obara 2002) が、本研究では 3 Hz に着目して解析を行う。これは波形のコヒーレンスが高周波数になるにつれて悪くなるからである。

まず、長さ T_{sub} の時間窓 (subwindow) をずらしながらクロススペクトルを平均し、長さ T_{main} の時間窓 (Main-window) におけるクロススペクトル行列 $\overline{\mathbf{C}}$,

$$\overline{\mathbf{C}} = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \mathbf{d}_m^\dagger \mathbf{d}_m, \quad (2.1)$$

を計算した。ここで m は m 番目の subwindow、 M は subwindow の全個数、 $\mathbf{d}_m = [U_1, U_2, \dots, U_N]$ 、 U_i は i 番目の観測点でのフーリエスペクトル (3 Hz)、 N は全観測点数、そして \dagger はエルミート共役を表す演算子である。さらに、Main-window と subwindow には $T_{main} = [(1-r)M + r]T_{sub}$ (ここで、 r は subwindow のオーバーラップの割合) の関係が成り立つ。本研究では、 $T_{main}=20$ 秒、 $T_{sub}=1$ 秒、 $r=0.75$ (subwindow を 0.25 秒ずらす) として計算を行った。これは T_{main} が 20 秒以下の場合、クロススペクトル行列から計算されるノイズの固有値分布が不安定になったからである。式 (2.1) を用いて、クロススペクトル行列は 10 秒 (Main-window の半分の長さ) ごとに計算した。

次に、全観測点の波形に関する平均コヒーレンス C_{ave} を導入してイベント検出を行った:

$$C_{ave} = \frac{2}{N(N-1)} \sum_{j=1}^{N-1} \sum_{k=j+1}^N \left| \frac{\overline{C}_{jk}}{\sqrt{\overline{C}_{jj}\overline{C}_{kk}}} \right|. \quad (2.2)$$

\overline{C}_{jk} は式 (2.1) のクロススペクトル行列 ($\overline{\mathbf{C}}$) の (j, k) 成分である. 平均コヒーレンスは 10 秒ごとに計算した. 図 2.3 は, 東西成分を用いて計算した 2 年間の平均コヒーレンスの結果を示す. 微動が発生していないとき, 平均コヒーレンスは安定しており, その分布はガウス分布に従うことが分かった. 外れ値に影響されない閾値を設定するために, 2 年間の平均コヒーレンスについて中央絶対偏差 (MAD) を計算した. ガウス分布に従う場合, 標準偏差 σ と MAD には $1\sigma = 1.4826 * \text{MAD}$ の関係が成り立ち, $+3\sigma$ を超える確率は 0.135 % である. そこで, 本研究では 3σ ($\approx 4.4 * \text{MAD}$) を検出閾値に設定した. 閾値を変えたときの影響については 2.5.1 節で議論する. そして, 以降の解析では東西成分のコヒーレンスが南北成分のものより高いことから, 東西成分を用いて解析を行う.

逆投影による震源決定

アレイ解析では, アレイに入射する波のスローネスと到来方向の推定が可能である (Rost and Thomas, 2002). 本研究では MUSIC 法 (Schmidt, 1986) を微動の信号に適用してスローネスと到来方向を推定した. MUSIC 法はビームフォーミング法よりも高分解能な手法で, 一つの時間窓の中で複数の信号を検出できる可能性をもっている. MUSIC 法ではクロススペクトル行列 ($\overline{\mathbf{C}}$) の固有値分解を行い, 信号の固有値とノイズの固有値を判別する必要がある. そして MUSIC スペクトルは, 信号固有ベクトルとノイズ固有ベクトルが直交する性質を利用して鋭いピークを得ることができる. しかし微動の S/N 比が低いいため, 本研究では信号とノイズの判別は困難である. 到来信号数 (信号固有値の数) を過大評価することは MUSIC 法の解像度の低下を引き起こす可能性がある. そのため本研究では, 微動を検出した時間窓で 1 つの信号のみが含まれると仮定して推定を行なった.

まず, 式 (2.1) に従うクロススペクトル行列 ($\overline{\mathbf{C}}$) の固有値分解を行なった. 次に, 信号固有値 (最大固有値) 以外の固有値 (ノイズ固有値) をもとにノイズの固有ベクトルを定義し, MUSIC スペクトルを計算した. MUSIC スペクトルの計算は, スローネスに関して 0.001 s/km 刻み, 到来方向に関して北から時計回りに 1° 刻みのグリッドサーチを行い, MUSIC スペクトルのピークから微動のスローネスと到来方向を推定した. 図 2.4 は微動を検出した時間窓の波形と MUSIC スペクトルの例を示す. MUSIC 法ではビームフォーミング法よりも鋭いピークが得られていることがわかる.

次に推定したスローネスと到来方向をもとに, 1 次元 S 波速度構造 (JMA2001) を仮定して波線追跡を行なった. 微動がプレート境界面で起きていることを仮定して, 波線とプレート境界面との交点から微動の震源決定を行った (図 2.5). 日本の四国西部 (Shelly et

al., 2006) や 南海沈み込み帯 (Ohta and Ide 2011) で微動の一部である LFE がプレート境界面上に震源再決定されているため、この仮定は妥当だと考えられる。プレート境界モデルには、Hirose et al. (2008) によって Double-Difference Tomography 法で決定されたフィリピン海プレートモデルを使用した。

上記のようにして、150,000 個以上のイベント検出を行い、そして観測点に関するジャックナイフ法で震源位置の不確かさ推定を試みたが、計算コストが非常に高いという問題点があった。先行研究では高速な微動マイグレーションは 0.01 km/s (1 km/min) のオーダーであることが、四国西部 (Shelly et al., 2007b) やカスケード (Ghosh et al., 2010) で報告されている。したがって、1 分間で微動の震源は安定していると考えられる。本研究では 10 秒ごとに微動を検出しているため、1 分間で微動の震源がどれだけ安定しているかを推定することができる。そこで、1 分間の中で 4 個以上のイベントが検出できている場合に、それらの平均的な震源と不確かさ (標準偏差) を推定した。さらに、不確かさが 5 km 以内のイベントのみを選択し、目視による確認で JMA カタログにある通常地震を取り除いたものを本研究の最終的な微動カタログとした。上記の手順に従うため、本研究の微動カタログの時間分解能は 1 分である。

2.4 結果

2.4.1 微動の震源分布

図 2.6 は、2012 年 7 月から 2014 年 7 月までの 2 年間における微動の積算数を示す。本研究のカタログでは、25,155 個の微動が決定されている (図 2.6 の赤線)。また、同解析期間において産総研-微動カタログでは、エンベロップ相関法によって時間分解能が 1 分で 11,475 個の微動が決定されている (図 2.6 の青線)。本研究では、微動の位相情報を用いたアレイ解析のおかげで、エンベロップ相関法に比べて約 2.2 倍多くの微動の震源決定に成功した。微動の積算数の時間変化から、積算数が段階的に増加し、その継続時間が 12 時間以上の期間を「微動エピソード」と定義した。このような定義から 12 個の微動エピソードが微動カタログに含まれることが分かった (表 2.1)。さらに、微動エピソード以外の期間で起きている微動を「微動の背景活動」と定義した。

図 2.7 は、本研究のカタログと産総研-微動カタログで同じ時刻に発生した微動の震源位置の違いを示す。微動の震央分布は 2 つのカタログともに、プレート走向方向に沿って帯状に分布していることがわかる (図 2.7a)。また、産総研-微動カタログでは深さの決定も行なっているため、深さの分布にはばらつきが見られる。2 つのカタログ間で同時刻に発生した微動の震央の違いを計算した結果、それぞれのイベントは約 5 km 以内に分布することが分かった (図 2.7b)。本研究のカタログでは、深さをプレート境界面上に固定して震源決定を行っているため、全ての観測誤差が水平方向の不確かさに反映される。そのため、水平

方向の不確かさについては、産総研-微動カタログよりも本研究のカタログの方が不利な状況である。しかし、そのことを考慮しても 2 つのカタログ間での震央の違いが約 5 km 以内であることと、震央分布がよく一致していることは、本研究のカタログの微動震源の絶対値が精度よく決まっていることを意味する。

図 2.8 (a), (b) は本研究で決定した 2 年間の微動の震央分布を示す。その分布は、深さ 30–35 km の範囲で帯状に分布である。この微動が発生している領域を遷移域と呼び、深さ約 30 km のフィリピン海プレートの等深線は遷移域の上限である (図 2.8a)。震源の不確かさはアレイから震央までの距離が大きくなるほど大きくなり、これは 1 か所の地震計アレイのみで震源決定していることが要因である。また、微動はアレイからの震央距離 60 km 以内で決定された (図 2.7b)。この結果は、1 か所の地震計アレイで震源決定できる範囲の制限を強く示している。そのため、東海地方や紀伊半島南部 (アレイからの震央距離 60 km 以上離れた場所) で起きている微動は、微動の信号が非常に弱くなりイベントを検出することができなかった。

2.4.2 微動マイグレーション

微動の時空間発展を調べるために、微動の震央をプレート走向方向 (図 2.8a の A–B) と傾斜方向 (図 2.8a の C–D) に投影した。走向方向は北から時計回りに 45°, 傾斜方向は走向方向に直交する方向と定義した。微動マイグレーションは異なる時間スケールごとにさまざまな特徴を示す。以下では微動マイグレーションに関して、メインフロント (数日スケール), rapid tremor reversal (RTR) と tremor streak (数時間スケール), 微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションの 3 つの特徴に着目した。

メインフロント

図 2.8 (c) の矢印は、微動エピソード中のプレート走向方向に沿ったメインフロントの方向を示す。走向方向に沿ったメインフロントの様式は以下の 3 つに分類することができる。

- (1) 北東から南西へのマイグレーション (6 エピソード; 図 2.8c の黒矢印)。これらのマイグレーションでは、微動はアレイの北東部で始まり、アレイの周辺で止まる傾向があった。2014 年 7 月の微動エピソード (E12) だけがアレイを超えてさらに南西へと移動した。
- (2) 北東と南西への双方向のマイグレーション (4 エピソード; 図 2.8c の赤矢印)。これらのマイグレーションでは、微動はアレイの周辺の遷移域の down-dip 側から始まる傾向があった。
- (3) 南西から北東へのマイグレーション (2 エピソード; 図 2.8c の緑矢印)。これらのマイグレーションでは、微動はアレイの南西側で始まり、アレイ周辺で止まる傾向が

あった。

上記の3種類のマイグレーションはそれぞれ、(1) 50 % (6/12), (2) 33 % (4/12), (3) 17 % (2/12) の割合で起きており、Obara (2010) で報告されているメインフロントの割合に類似していた。また、微動の背景活動の時空間変化に着目した場合、特定の場所（「背景スポット」と呼ぶ）で微動活動が多く起きていることが分かった（図 2.8c の走向方向 15 km と -15 km, 図 2.8d 中の -10 km から 0 km の場所）。この活動の特徴は、2.5.2 節で詳しく議論する。

3種類のメインフロントのそれぞれの例を示す。図 2.9 は (1) のマイグレーション様式に属する 2014 年 7 月 3 日から 14 日までの微動エピソード (E12) の例を示す。このエピソードは、北東から南西へアレイ周辺で止まることなく震源が移動した珍しい事例である。7 月 3 日から 5 日までは、アレイの北東部で震源が移動することなく震源位置がばらついている微動が確認された。7 月 6 日からは、微動は初め up-dip 方向に移動し、それからプレート走向方向に沿って約 10 km/day で南西方向へと移動した。図 2.10 は (2) のマイグレーション様式に属する 2012 年 8 月 11 日から 16 日までの微動エピソード (E1) の例を示す。8 月 11 日の初めは、震源が移動することなく震源位置がばらついていた微動が確認された。その後、微動はアレイの down-dip 側から始まり、遷移域の上限（図 2.10c の傾斜方向 -5 km から 0 km）へ到達するまで up-dip 方向へ移動した。8 月 12 日からは、微動はプレート走向方向に沿って北東と南西の双方向に移動した。マイグレーション速度は北東方向へ約 5 km/day, 南西方向へ約 10 km/day であった。南西方向へのマイグレーションが北東方向のものよりもわずかに卓越していた。この特徴は別の微動エピソード (E8) でも確認された（付録 A; 図 A6）。図 2.11 は (3) のマイグレーション様式に属する 2012 年 12 月 17 日から 23 日までの微動エピソード (E4) の例を示す。12 月 17 日から 19 日までは、震源が移動することなく震源位置がばらついていた微動が確認された。その後、微動は走向方向に沿って約 10 km/day で北東方向へ移動した。その他の微動エピソードについては、付録 A の図 A1-A9 に示す。

微動エピソードには次のような共通の特徴が見つかった。マイグレーションの様式によらず、メインフロントはプレート走向方向に約 10 km/day で移動した。Ando et al. (2012) で報告されているように、微動エピソードの開始時には震源位置がばらついていた微動活動が確認された。さらに歪み・傾斜・地下水の変化から推定された短期的 SSE は、12 個のエピソード中、10 個のエピソードで確認された (Itaba and Ando, 2011; 板場・他, 2013a,b, 2014a,b, 2015)。結果的に、2 個のエピソードで SSE が検出されていなくても、紀伊半島下では ETS が 3 か月周期で起きていることが分かった。

Rapid tremor reversal と tremor streak

微動エピソードの中には細かい時間スケールのマイグレーションが多数確認される。目視による確認で、微動エピソード E1, E8, E12 の中で rapid tremor reversal (RTR) や tremor streak を確認した (図 2.9, 2.10, A6)。図 2.12 (a) は微動エピソード E1 (図 2.10) で起きた RTR ('RTR4') の詳細な時空間変化を示す。この微動エピソードのメインフロントはプレート走向方向に沿って南西に約 10 km/day で移動している (図 2.10b)。その間、RTR はメインフロントとは反対方向に約 9 km/hr (216 km/day) でおよそ 45 km もの距離を移動していた。それから、RTR の中にも 0.25–1.5 時間の継続時間をもち、マイグレーション速度が 3–15 km/hr (72–360 km/day) でジグザグと移動する複雑なマイグレーション様式が確認された。RTR が伝播する経路は遷移域の up-dip 側に集中していることが確認され、このような特徴は RTR 全般に確認された (図 A10, A11)。本研究で確認された RTR のマイグレーション速度をまとめると、継続時間が 0.5–5 時間で 3–60 km/hr であった。カスケードでは、RTR のマイグレーション速度は、継続時間が 2.5–11 時間で 7–17 km/hr であることが報告されている (Houston et al., 2011)。本研究で確認されたマイグレーション速度は先行研究よりも速いが、継続時間は先行研究のものよりも短かった。このように継続時間が短くなるにつれてマイグレーション速度が速くなる特徴は、Obara et al. (2012) の結果と類似していた。

図 2.12 (b) は微動エピソード E12 (図 2.9) で起きた tremor streak ('Streak2') の詳細な時空間変化を示す。この tremor streak ではプレート傾斜方向成分が卓越していた。微動は、up-dip 方向と down-dip 方向を交互に 4–6 km/hr (96–144 km/day) の速度で 5–10 km の距離を移動していた。微動はときどき、10–11 km/hr (240–264 km/day) のプレート走向方向成分をもっているが、その移動距離は 10 km 未満と短かった。観測された他の tremor streak と 'Streak2' の特徴を比較した結果、'Streak2' と類似する経路を移動する事例 (図 A12) や、'Streak2' とは異なる場所で経路が類似している事例 (図 A13) が確認された。これらの tremor streak はプレート傾斜方向に沿って筋が入っているようにも見えることから、微動パッチがプレート傾斜方向に沿って筋状に分布している可能性を示唆する。本研究で確認された tremor streak のマイグレーション速度をまとめると、4–40 km/hr であった。また、これらの tremor streak は 2.5.2 節で議論する「背景スポット」の周辺で起きていた。先行研究における tremor streak では、カスケードで 25–200 km/hr の速度をもつ事例 (Ghosh et al., 2010) や、四国西部で 7–80 km/hr の速度をもつ事例 (Poiata et al., 2018) が報告されているが、本研究の結果は先行研究より遅い特徴が見られた。

目視で確認した RTR や tremor streak は議論をするには数が少ないが、本研究の観測結果は RTR や tremor streak のメカニズムを理解するうえで重要であると考えられる。断層

強度の不均質性を考慮した応力拡散モデルによる理論計算 (Ando et al., 2012) では, RTR は 応力の拡散フロントが強度の強い微動パッチを破壊した時 (セカンドバースト) に, 拡散フロントの背後で回復や再載荷された強度の弱いパッチが再び破壊される現象として再現されている. Ghosh et al. (2010) では tremor streak について, (1) プレート走向方向に伝播するメインフロントとプレート傾斜方向に並んだ微動パッチとの間の相互作用, (2) プレート傾斜方向の筋に沿った流体の浸透という 2 つのモデルを提案している. RTR や tremor streak をより詳細に調べることによって, これらのモデルの可否を実証できるかもしれない.

微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーション

微動エピソードの初期段階では, 微動は遷移域の down-dip 側で始まり up-dip 方向へ震源が移動することが先行研究で報告されている (e.g. Ando et al., 2012; Obara et al., 2011; Wech and Creager, 2011). 本研究では 6 個の微動エピソードの初期段階で連続的な up-dip 方向のマイグレーションが見つかった (E1, E3, E7, E8, E10, そして E12). 図 2.13 は, 微動エピソードの初期段階におけるプレート傾斜方向に投影した震源の時空間発展を示す. Up-dip 方向のマイグレーションは, 紀伊半島の北部 (図 2.13a,b) とアレイ周辺 (図 2.13c-f) で確認された. 遷移域の上限は深さ 30 km の等深線にほぼ等しく, プレート傾斜方向に震源を投影した場合の距離で見ると, 0–5 km (図 2.13a,b) と –5–0 km (図 2.13 c-f) に等しい. また, up-dip 方向のマイグレーションに着目するために, 微動エピソード開始時に確認された震源位置がばらついた微動に関しては無視し, 目視による確認で up-dip 方向のマイグレーションの開始時刻を決めた. 遷移域の上限に到達した微動エピソード (図 2.13a-e) に着目すると, up-dip 方向のマイグレーション速度は約 1 km/hr (24 km/day) であった. 微動は, 遷移域の上限に到達するまでに 9–15 時間かけて, 10–15 km の距離を移動していた. これらのマイグレーションは, up-dip 方向のマイグレーションが観測された場所によらずほぼ一定の速度であった. 先行研究では, 四国において微動エピソード初期段階の up-dip 方向のマイグレーション速度は 5–15 km/day と報告されており (Obara et al., 2011), 本研究の対象である紀伊半島で確認されたマイグレーション速度よりも遅かった.

微動エピソード E10 (2014 年 4 月 24 日から 25 日) では up-dip 方向のマイグレーションが確認されたが, その後プレート走向方向へ震源が移動することはなかった. このエピソード (図 2.13e) では up-dip 方向のマイグレーション速度は約 0.5 km/hr (12 km/day) であり, 微動は遷移域の上限に到達することができなかった. 遷移域の上限に到達できた微動エピソードにおける up-dip 方向のマイグレーション速度が約 1 km/hr であることから, 微動エピソード E10 は他のエピソードとは異なる特徴をもったエピソードであること

が考えられる.

2.5 議論

2.5.1 検出閾値による違い

本研究では, 定量的なイベント検出を行うために平均コヒーレンスを基準とした閾値を設定した. 本節では, 閾値の設定がイベント検出に与える影響について議論する. ここからの議論では, イベント検出比 (event detection ratio) を本研究で検出したイベントの総数と産総研-微動カタログで検出されている微動の総数との比として定義する. 産総研-微動カタログで検出された微動の総数が 11,475 個であるのに対して, 平均コヒーレンスを基準にした閾値を 1σ から 7σ ($\approx 1.5 \cdot \text{MAD}$ から $\approx 10 \cdot \text{MAD}$) まで変化させた場合のイベント検出比を調べた. はじめに震源の不確かさを考慮せず, 本研究の全イベント検出数を計算した. つまり, この段階ではノイズや通常地震などの誤検出を含んだカタログである. 図 2.14 (a) は異なる閾値ごとのイベント検出比を示す. 図 2.14 (a) 中の赤線を見ると, イベント検出比は 1σ から 3σ の間で急激に変化し, 3σ から 7σ までは緩やかに減少することがわかる. この結果は, 1σ から 2σ までの小さな閾値ではノイズに関連するイベントを微動として多く誤検出してしまっているが, 3σ 以上の閾値ではそのような誤検出を効率的に取り除くことができていることを示唆している. 次に, 以下の 2 段階で誤検出を取り除いた. (1) 震源の不確かさが 5 km 以下のイベントを選択する. (2) JMA カタログにある通常地震を除去する. 図 2.14 (a) 中の青線を見ると, イベント検出比は閾値が大きくなるにつれて線形的に減少することがわかる. 閾値を大きくした場合, アレイからの距離が大きくなるにつれて波形のコヒーレンスが悪くなるので, アレイからの距離が遠いイベントの検出数は減少することもわかった (図 2.14 b,c). 閾値を 3σ 以上に設定することによりロバストなイベント検出を行うことができるが, アレイから遠いイベントを取り除き過ぎてしまう. それゆえ, 検出数を高く保ちながら過不足なく微動を検出するために, 本研究では 3σ の閾値を設定した.

2.5.2 微動の背景活動と構造

継続時間が 12 時間以内の微動活動は, 微動が発生している領域におけるプレート間のすべり特性を反映していることが先行研究で報告されている (Obara et al., 2010). 本研究で定義した微動の背景活動に着目したとき, 紀伊半島の南西部では北東部に比べて微動活動が活発でないことが分かった (図 2.14b). Nakajima and Hasegawa (2016) では, プレート境界面で排水が起きていない状態が間隙水圧をほぼ静岩圧まで上げる役割や, LFE が発生するのに十分なほどプレート境界面上のせん断応力を低下させる役割を担っているこ

とを指摘している。プレート境界面の上部に不透水性のプレートが横たわっている場合、それはプレート境界面からの脱水を妨げ、プレート境界面で排水が起きていない状態を保つと彼らは考えた。地震波トモグラフィーによって推定されたフィリピン海プレートの境界面から 3 km 上部の V_p/V_s 分布は、紀伊半島の北部に比べて南部で相対的に高いことが Nakajima and Hasegawa (2016) の結果からわかる (Nakajima and Hasegawa, 2016; Figure 1d). この結果から、プレート境界面の間隙水圧が南部では小さいと解釈できる。プレート境界面で間隙水圧が高いことは微動の発生を促進すると考えられ、微動の背景活動の分布とよく一致する。それゆえ、微動の背景活動はプレート境界面上における走向方向に沿った摩擦特性の変化を反映している可能性がある。

微動の背景活動の分布は、遷移域の down-dip 側と up-dip 側の 2 つに別れていることが分かった (図 2.14b). この特徴は先行研究の報告と似ている (Obara et al., 2010). 一般的に、遷移域の down-dip 側では連続的な微動活動が観測され、それに対して up-dip 側では間欠的な微動活動が観測されている (Obara et al., 2010; Wech and Creager, 2011). 先行研究によれば、これは深さが深くなるほどプレート境界面の温度や間隙水圧の影響で摩擦強度が低下し、応力集中が頻繁に起こるからである。本研究では、微動の背景活動の数が 2 年間で 1,265 個と少ないため、プレート傾斜方向に沿った微動の背景活動の詳細を調べることができない。しかし、「背景スポット」で微動活動が多く起きていることが分かった (図 2.14b の 'Spot1' や 'Spot2'). 特に, Kurihara et al. (2018) で報告されている遠地震によって誘発された微動活動が起きている場所と 'Spot1' は類似している。誘発微動には、遠地震の動的な応力擾乱による流体の移動や拡散が関連していると考えられる (Miyazawa et al., 2008). さらに、プレートの境界面から 3 km 上部の V_p/V_s が 'Spot1' 周辺で局所的に低いように見える (Nakajima and Hasegawa, 2016; Figure 1d). このことから、'Spot1' ではプレート境界面の間隙水圧が周囲よりも比較的高いと解釈できる。そのため、'Spot1' では周囲に比べて流体に富んでいるだろう。くわえて、'Spot1' と 'Spot2' の周辺では tremor streak が観測されている (図 2. 11b, A12, そして A13). Tremor streak を説明するモデルの一つにプレート傾斜方向に沿った流体の移動が考えられている (Ghosh et al., 2010). そのため、「背景スポット」の周辺で起きている tremor streak を詳細に調べることが、その領域における微動の背景活動に関するメカニズムを解明するうえで手がかりになるかもしれない。

2.6 まとめ

本章では、2012 年 7 月から 2014 年 7 月までの 2 年間で、稠密地震計アレイのデータを用いた紀伊半島下の深部テクトニック微動の震源決定を行った。エンベロープ相関法で震源決定された産総研-微動カタログに比べて約 2.2 倍多くの微動を検出し、高分解能の微動カ

カタログの作成に成功した。これは波形の位相情報を用いたアレイ解析により、微弱な振幅の微動を取り逃がすことなく検出できたためである。本研究で作成した高分解能微動カタログに基づき、紀伊半島下の微動活動について以下のような特徴を明らかにした。

- 微動エピソード中のメインフロントは3つの様式を示した。それらは、北東から南西方向へのマイグレーション (50 %), 北東と南西の双方向へのマイグレーション (33 %), 南西から北東方向へのマイグレーション (17 %) である。これらの中で北東から南西方向へのマイグレーションが卓越していた。プレート走向方向に沿ったマイグレーション速度は約 10 km/day であり、微動エピソードの発生間隔は約 3 か月であった。
- 微動エピソードの中に、rapid tremor reversal (RTR) や tremor streak を確認することができた。RTR は微動のメインフロントとは反対方向に約 3–60 km/hr で移動していた。RTR の伝播経路は遷移域の up-dip 側に集中していた。Tremor streak はプレート傾斜方向に沿って 4–40 km/hr で移動していた。Tremor streak は類似した経路を移動しており、プレート境界面上に微動パッチが筋状に分布している可能性を示唆した。
- 微動エピソードの初期段階に着目すると、up-dip 方向のマイグレーションを確認した。Up-dip 方向のマイグレーション速度は約 1 km/hr (24 km/day) であり、Obara et al. (2011) によって四国で報告されている 5–15 km/hr の速度よりも速い特徴が見られた。
- 微動の背景活動の分布とフィリピン海プレートの境界面から 3 km 上部の V_p/V_s 分布 (Nakajima and Hasegawa, 2016) はよく一致していた。この分布の一致は、微動の背景活動がプレート境界面上における走向方向の摩擦特性の不均質に影響を受けていることを示唆する。また、微動活動が多く起きている「背景スポット」が確認された。そのスポットの周辺で tremor streak が観測されたことは、そこに流体が存在している可能性を示唆する。

以上より、本研究で作成した高分解能微動カタログは、微動マイグレーションの詳細を調べるのに適していると考えられ、微動マイグレーションの物理過程を明らかにする基本的な情報である。

表 2.1 検出された微動エピソード.

Episode number	Date	Number of tremors	Migration pattern	M_W (SSE)
E1	08/11/2012–08/16/2012	3,587	(2) NE and SW	5.7
E2	09/29/2012–10/05/2012	1,597	(1) NE to SW	5.7
E3	12/13/2012	473	(2) NE and SW	N/A
E4	12/17/2012–12/23/2012	1,733	(3) SW to NE	5.3
E5	04/06/2013–04/11/2013	1,789	(1) NE to SW	6.0
E6	07/23/2013–07/27/2013	2,481	(3) SW to NE	5.8
E7	09/07/2013–09/12/2013	1,941	(1) NE to SW	5.8
E8	01/09/2014–01/13/2014	3,323	(2) NE and SW	5.6
E9	01/22/2014–01/27/2014	849	(1) NE to SW	5.8
E10	04/24/2014–04/25/2014	252	(2) NE and SW	5.0
E11	05/03/2014–05/07/2014	1,180	(1) NE to SW	N/A
E12	07/03/2014–07/14/2014	4,685	(1) NE to SW	5.8

- ・ Migration pattern は微動エピソード中にメインフロントが移動した方向を示す.
- ・ 産総研-SSE カタログを ‘Slow Earthquake Database’ (Kano et al. 2018b) からダウンロードして使用した. SSE は歪み・傾斜・地下水の変化を用いて推定された. M_W は SSE のモーメントマグニチュードを示す. N/A は微動エピソード中に SSE が検出されていないことを示す.

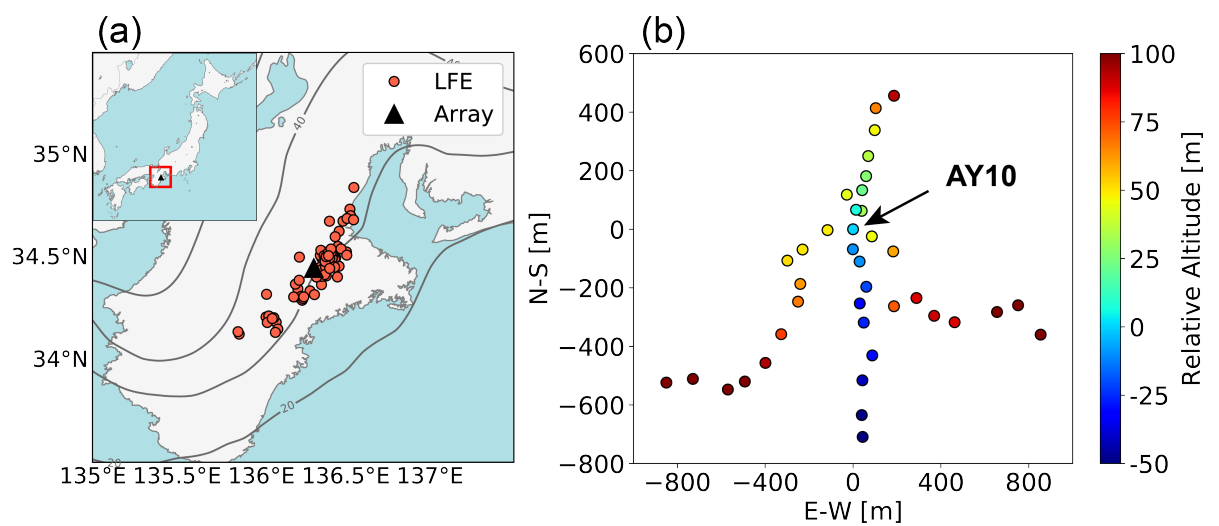


図 2.1 (a) 紀伊半島に配置された地震計アレイの位置と、観測点補正值の計算で使
 用した LFE の分布. 黒三角はアレイの位置を, 赤丸は LFE の位置を示す. フィリ
 ピン海プレートの等深線 (Hirose et al., 2008) を黒の実線で示す. (b) 地震計ア
 レイの配置図. カラーバーは, アレイの基準観測点 (AY10) に対する相対的な高
 度を示す.

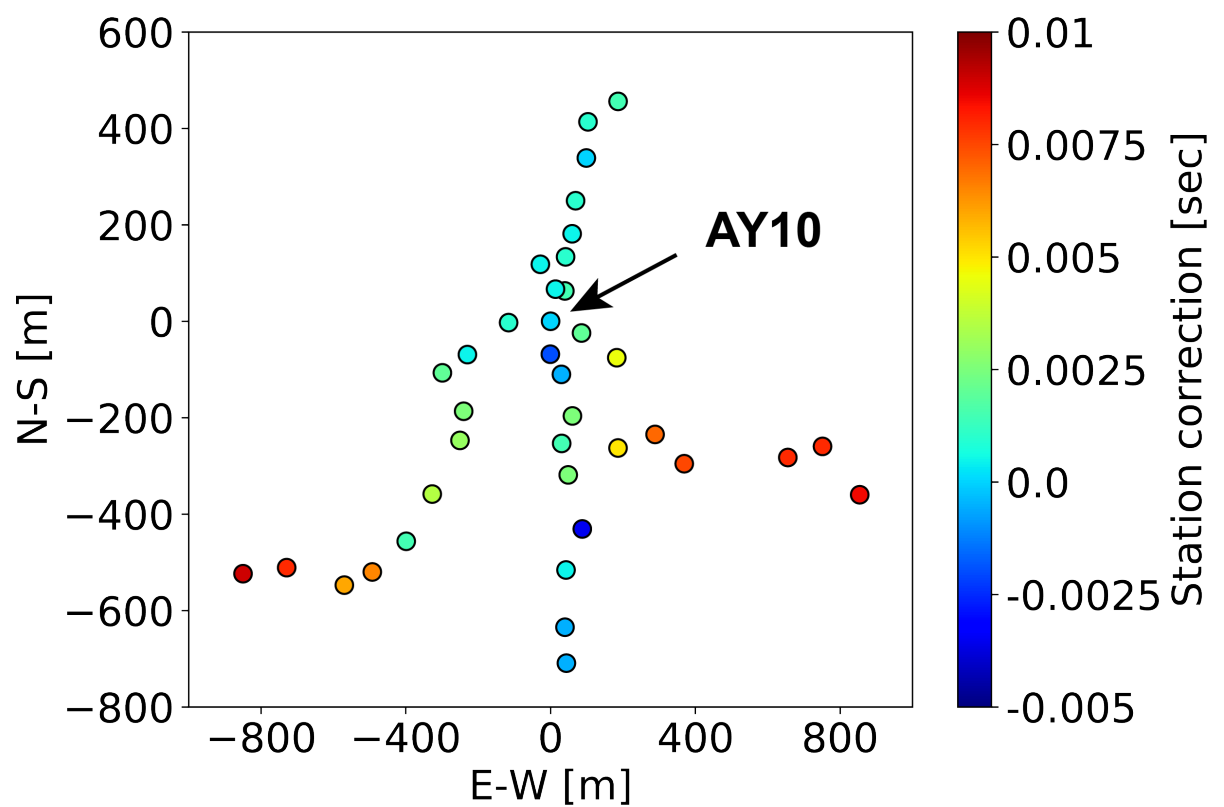


図 2.2 観測点ごとの東西成分の観測点補正值. カラーバーは観測点補正值を示す.

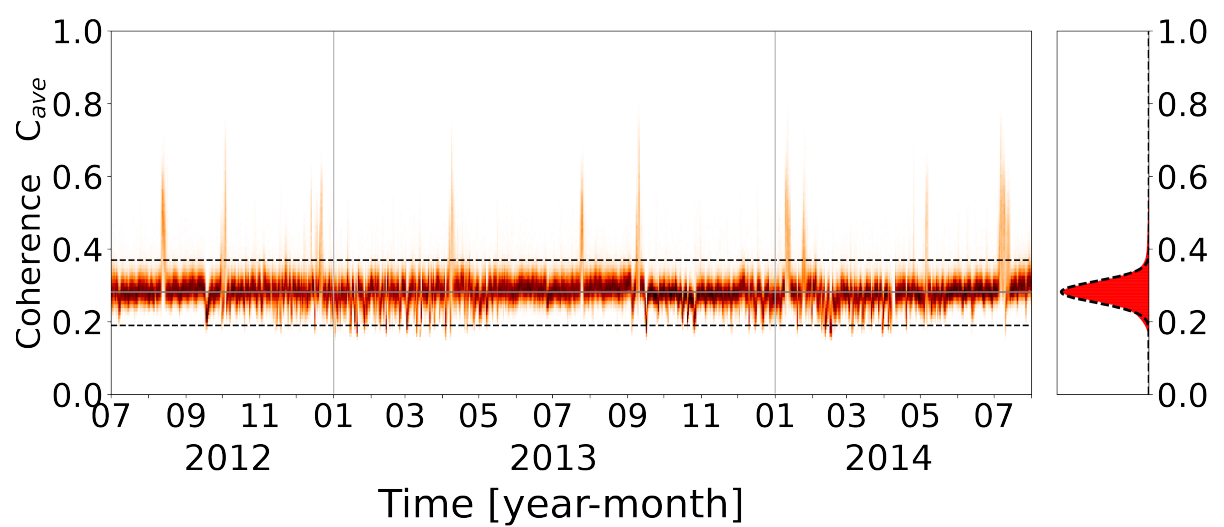


図 2.3 東西成分の平均コヒーレンスの時間変化. 左図で, 灰色の実線は 2 年間の平均コヒーレンスの中央値を示す. 黒の破線は $\pm 3\sigma$ (標準偏差) を示す. 右図に, 2 年間の平均コヒーレンスを赤色のヒストグラムで示す. ヒストグラムに重なった黒の破線はガウス分布曲線を示す.

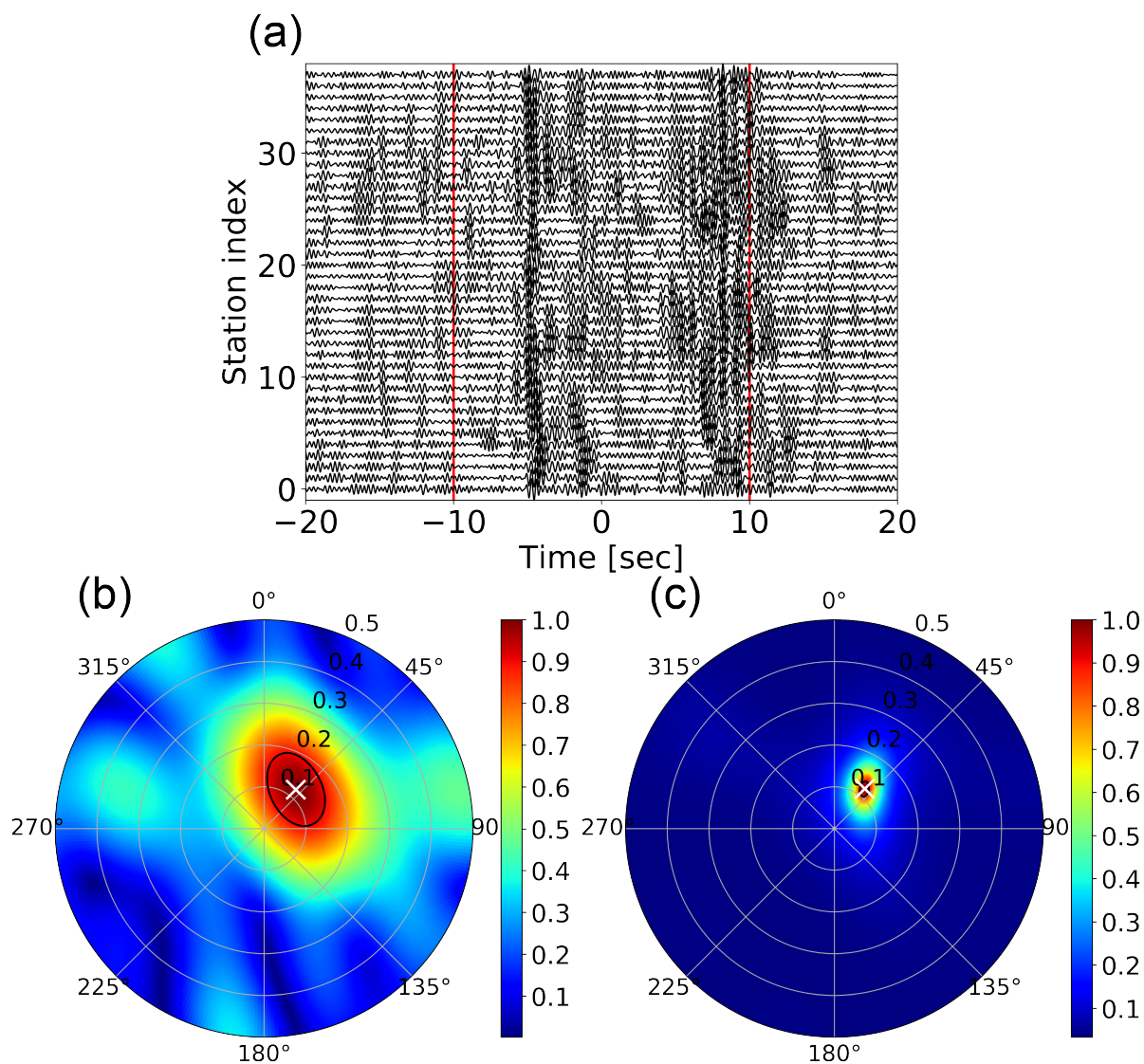


図 2.4 (a) 検出した微動の波形例. 全ての波形は 2-4 Hz のバンドパスフィルタをかけている. -10 秒から 10 秒の間の時間窓にビームフォーミング法, MUSIC 法をそれぞれ適用した. (b) ビームフォーミング法で推定した F-K スペクトル, (c) MUSIC 法で推定した F-K スペクトル. 極座標の動径方向は, 0-0.5 (s/km) までのスローネスを示す. 角度方向は, 北から時計回りに 0-359 ($^{\circ}$) の到来方向を示す. それぞれのスペクトルは最大値で規格化されている. 白の \times 印はスペクトルのピークを示す.

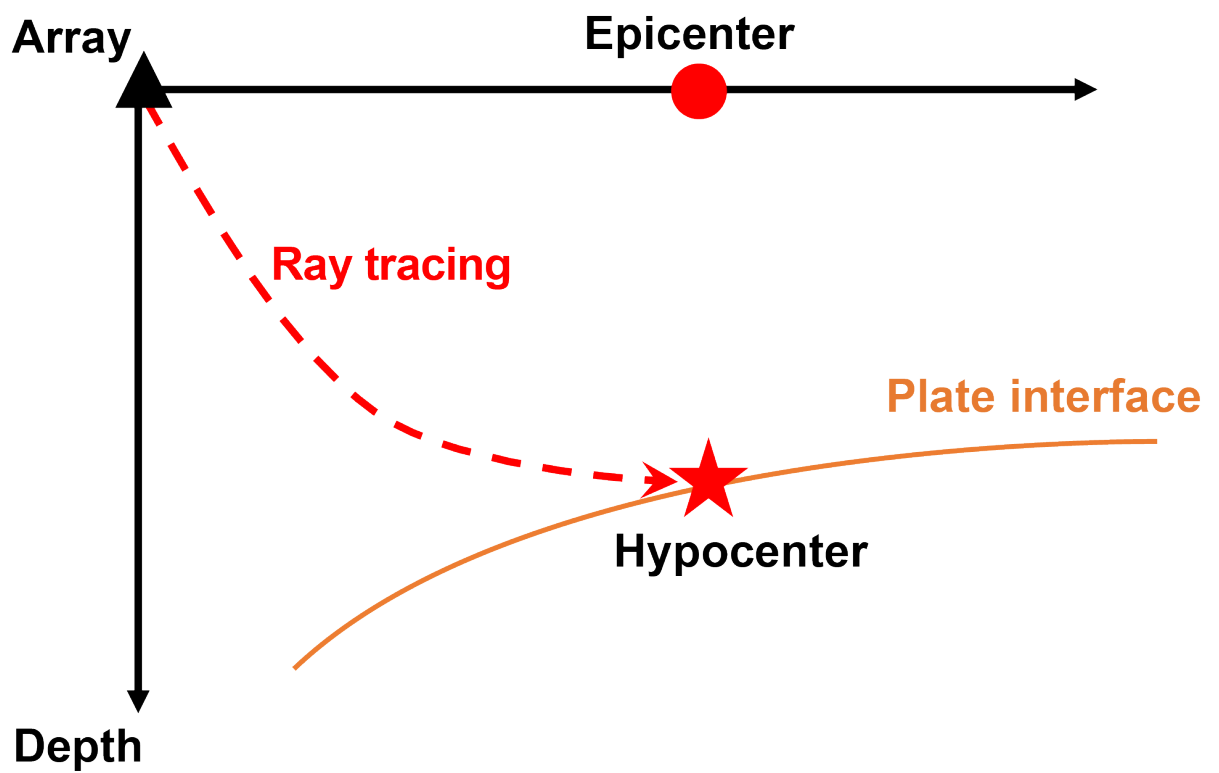


図 2.5 逆投影による震源決定の概念図. 赤の破線は推定したスローネスと到来方向から得られた波線を示す. 茶色の実線はプレート境界面を示す. 震源は波線とプレート境界面の交点に決定される.

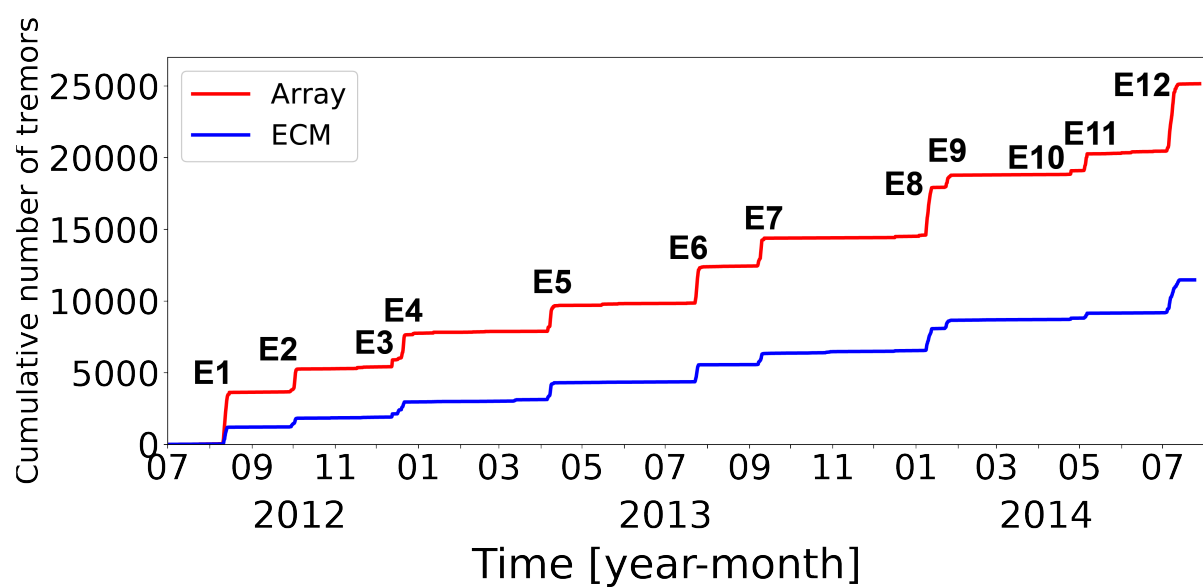


図 2.6 2012 年 7 月から 2014 年 7 月までの 2 年間における微動の積算数. 赤線は, 本研究のカタログにある微動の積算数を示す. 青線は, 産総研-微動カタログのエンベロープ相関法で決定された微動の積算数を示す. E1-E12 は表 2.1 にある微動エピソードを示す.

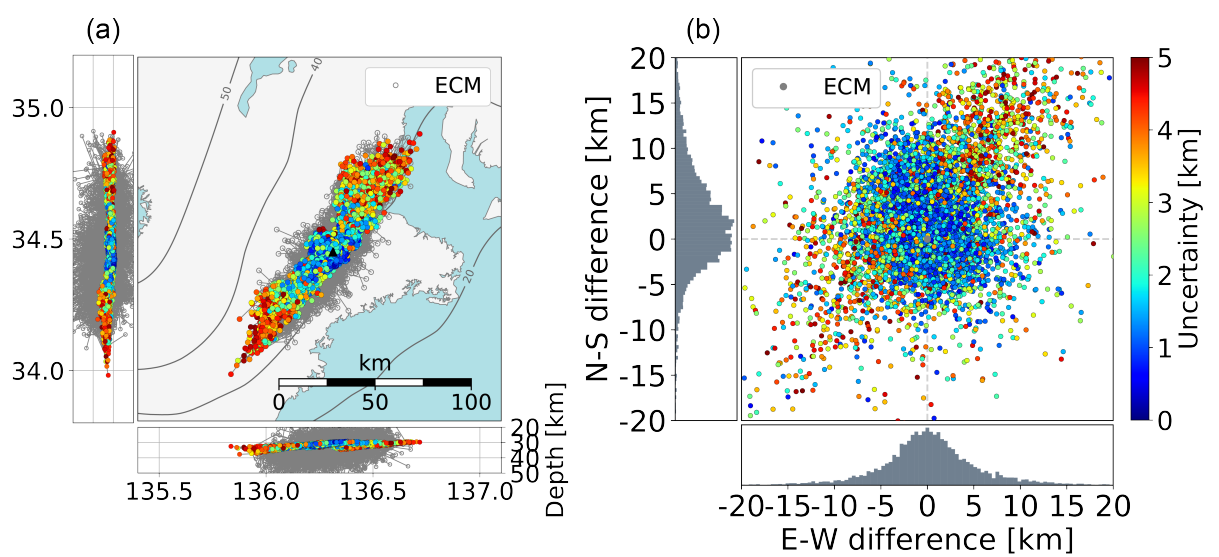


図 2.7 本研究のカタログと産総研-微動カタログにある同時刻に発生した微動の震源の比較. (a) 微動の震央分布の違い. 色付きの点は本研究で決定した微動を示し, その色は震源の不確かさを示す. 灰色の点は, 産総研-微動カタログの微動を示す. フィリピン海プレートの等深線は図 2.1 と同じである. (b) 本研究と産総研-微動カタログの微動の震央との違い. それぞれのヒストグラムは南北方向と東西方向に関する震央の違いを示す.

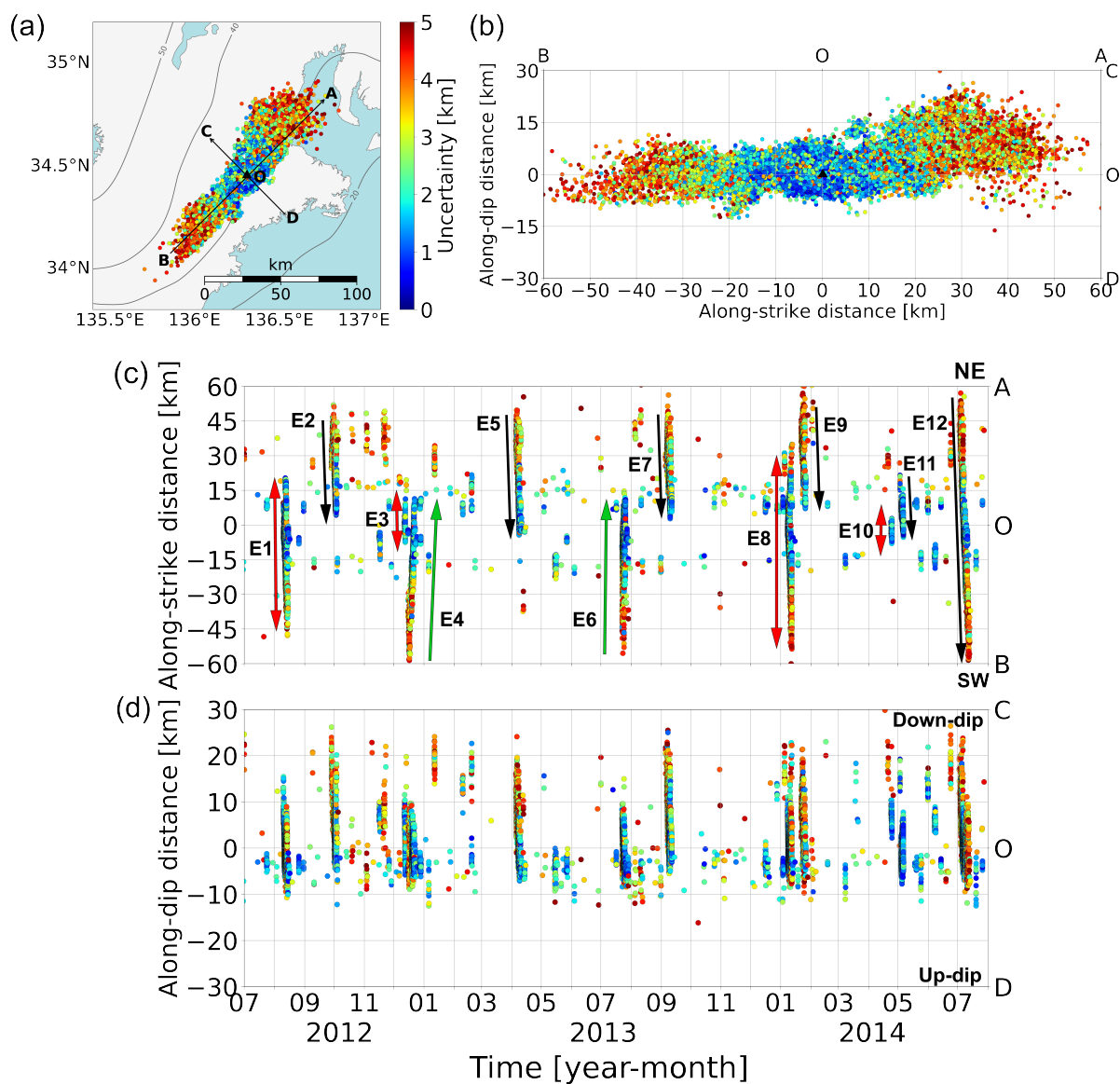


図 2.8 (a) 2012 年 7 月から 2014 年 7 月までの 2 年間における微動の震央分布。黒の三角はアレイの位置を示す。カースケールは震源の不確かさを示す。フィリピン海プレートの等深線は図 2.1 と同じである。(b) プレート走向方向 (A-B) とプレート傾斜方向 (C-D) に沿った微動の震央分布。原点 O はアレイの位置を示す。(c) プレート走向方向 (A-B) に沿った微動の時空間発展。それぞれの色付きの矢印は、微動エピソード (継続時間が 12 時間以上) の中で微動の震源が走向方向に沿って移動する方向を示す。黒の矢印は北東から南西方向、赤の矢印は北東と南西に双方向、緑の矢印は南西から北東方向のマイグレーションを示す。E1-E12 は表 2.1 の微動エピソードである。(d) プレート傾斜方向 (C-D) に沿った微動の時空間発展。

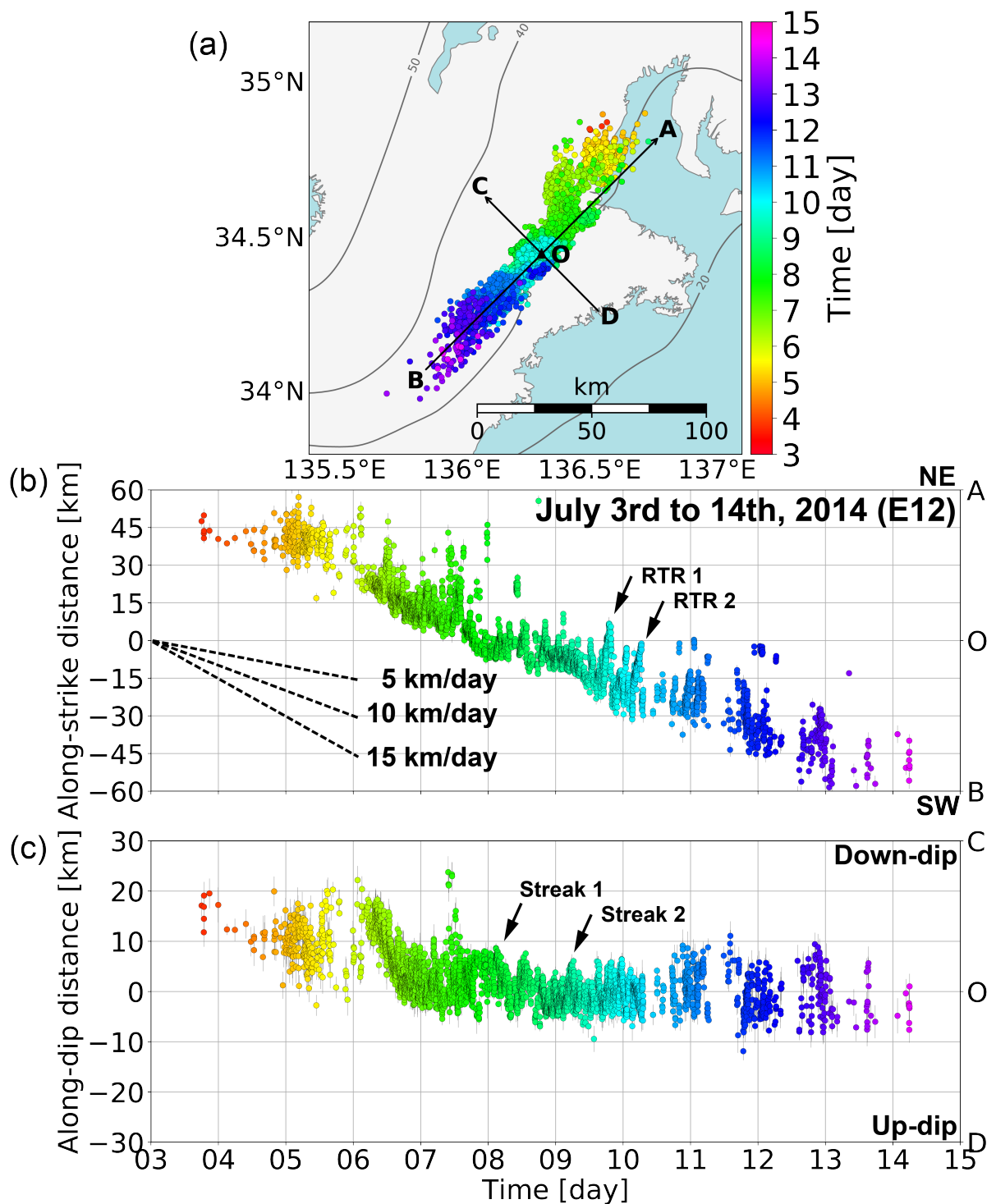


図 2.9 (1) のマイグレーション様式に属する 2014 年 7 月 3 日から 14 日に起きた微動エピソード E12. (a) 微動の震央分布. 黒の三角はアレイの位置を示す. カラーバーは微動の発生時刻を示す. (b) プレート走向方向 (A-B) に沿った微動の時空間発展. (c) プレート傾斜方向 (C-D) に沿った微動の時空間発展. 図中の (b) と (c) で誤差棒を灰色で示す. 原点 O はアレイの位置を示す. 破線はマイグレーション速度の参考値である.

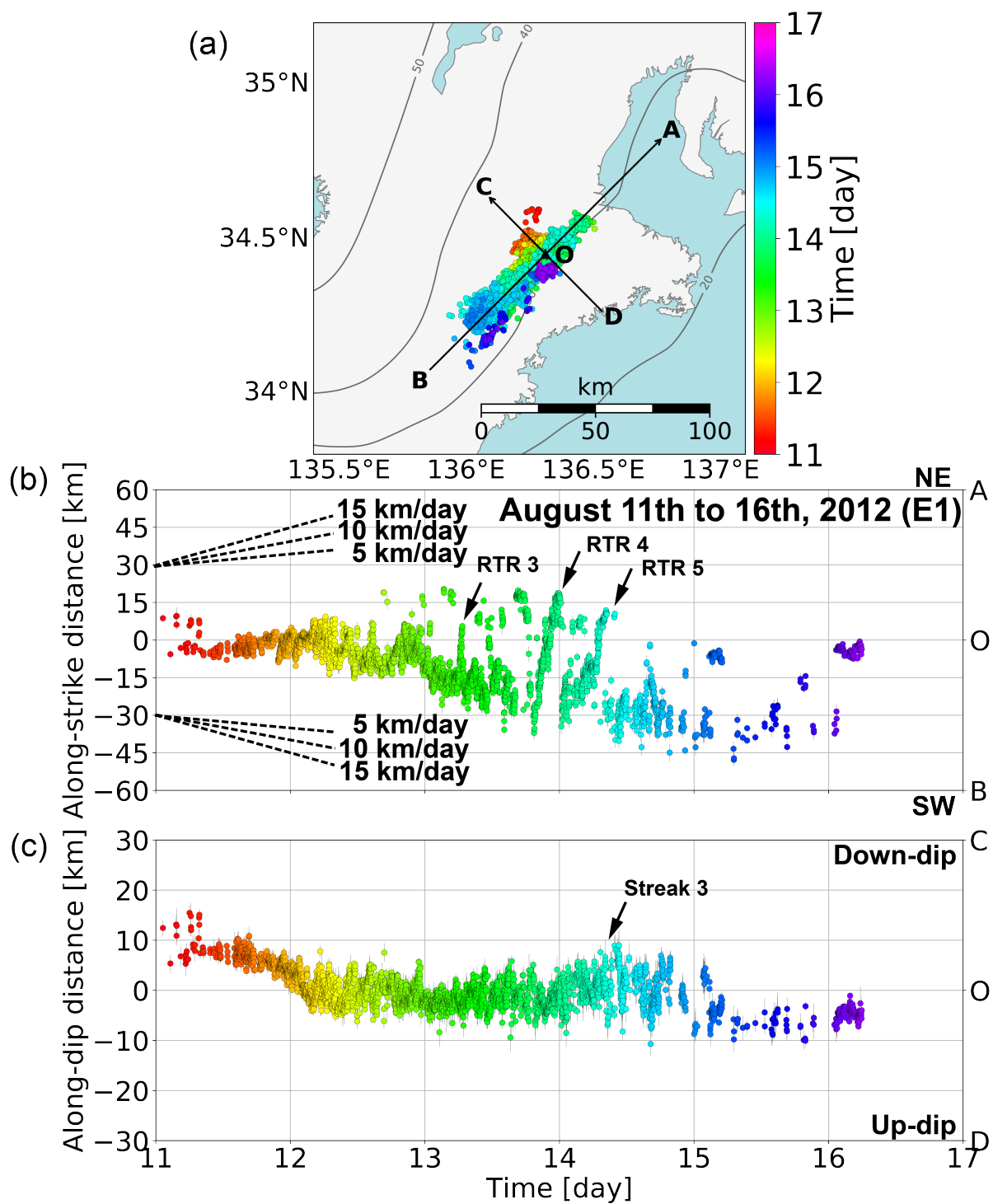


図 2.10 (2) のマイグレーション様式に属する 2012 年 8 月 11 日から 16 日に起きた微動エピソード E1. 図の説明は 図 2.9 と同じ.

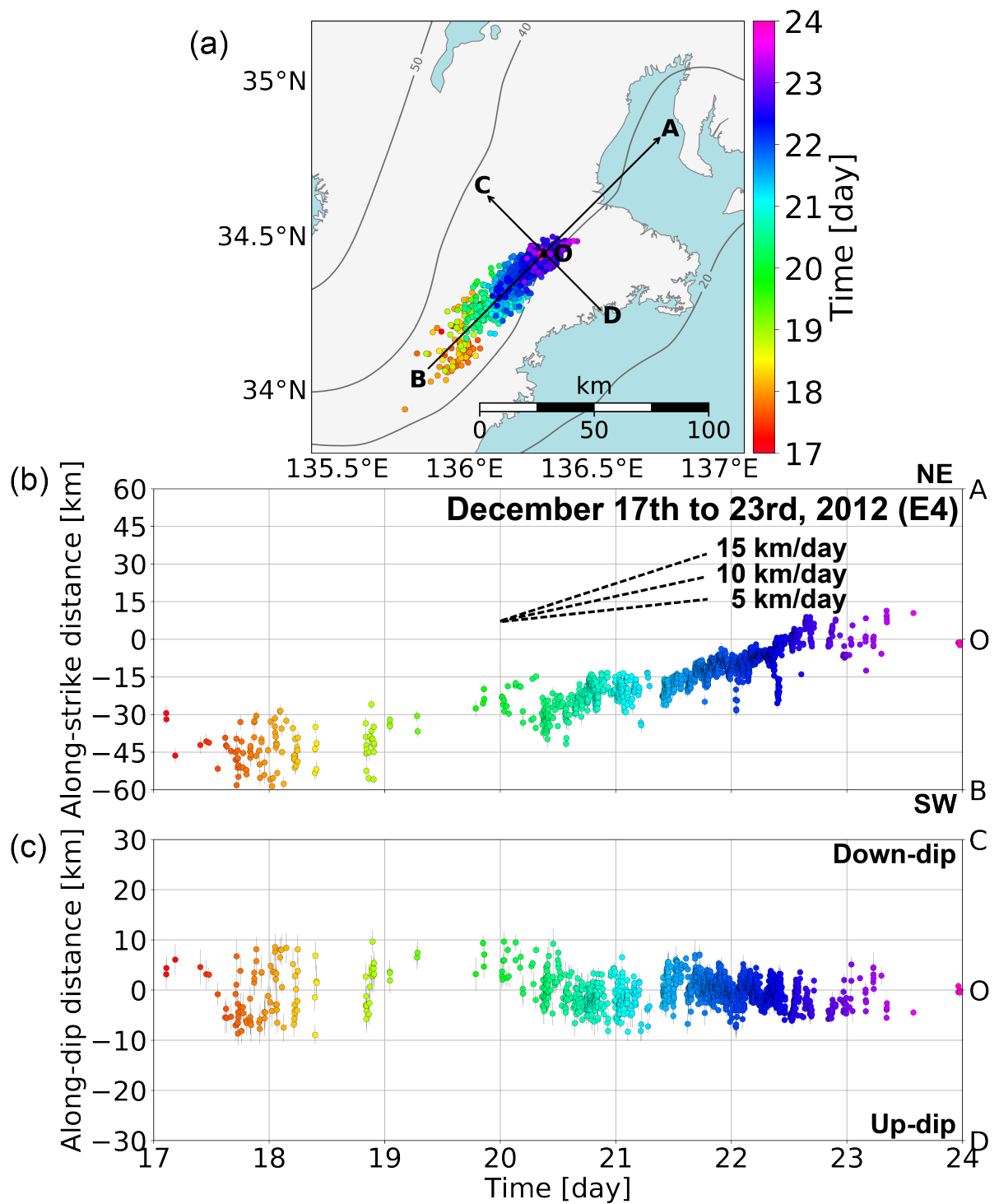


図 2.11 (3) のマイグレーション様式に属する 2012 年 12 月 17 日から 23 日に起きた微動エピソード E4. 図の説明は 図 2.9 と同じ.

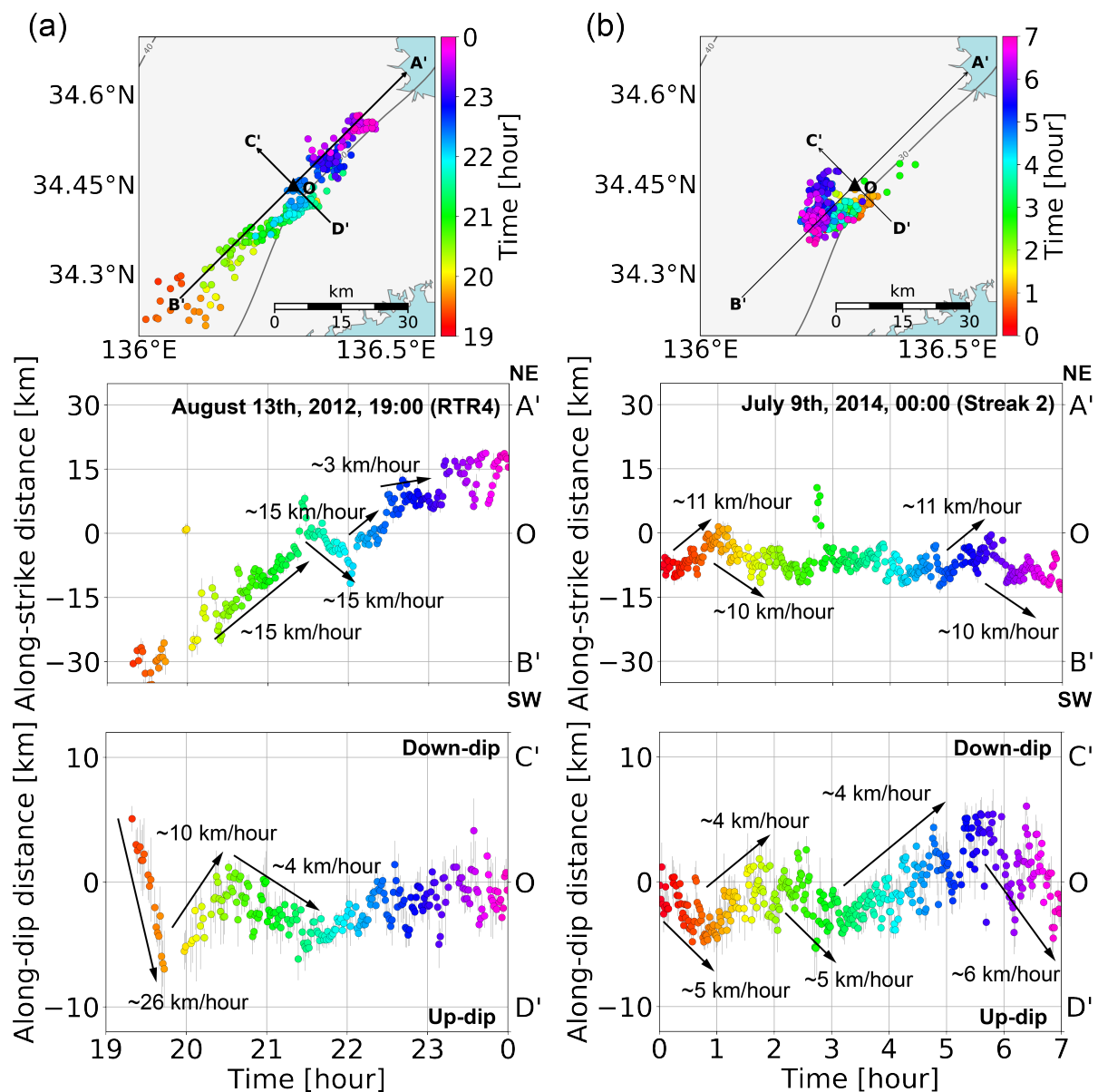


図 2.12 (a) 2012 年 8 月 13 日の 19:00 から 23:59 までに観測された rapid tremor reversal (‘RTR4’). 図は上から順に、微動の震央分布、プレート走向方向 (A'-B') に沿った微動の時空間発、プレート傾斜方向 (C'-D') に沿った微動の時空間発展 をそれぞれ示す. 原点 O はアレイの位置を示す. カラーバーは発生時刻を表す. 誤差棒を灰色で示す. 図中の矢印はマイグレーションの方向と速度を示す. (b) 2014 年 7 月 9 日の 00:00 から 06:59 までに観測された tremor streak (‘Streak2’). 図の説明は (a) と同じ.

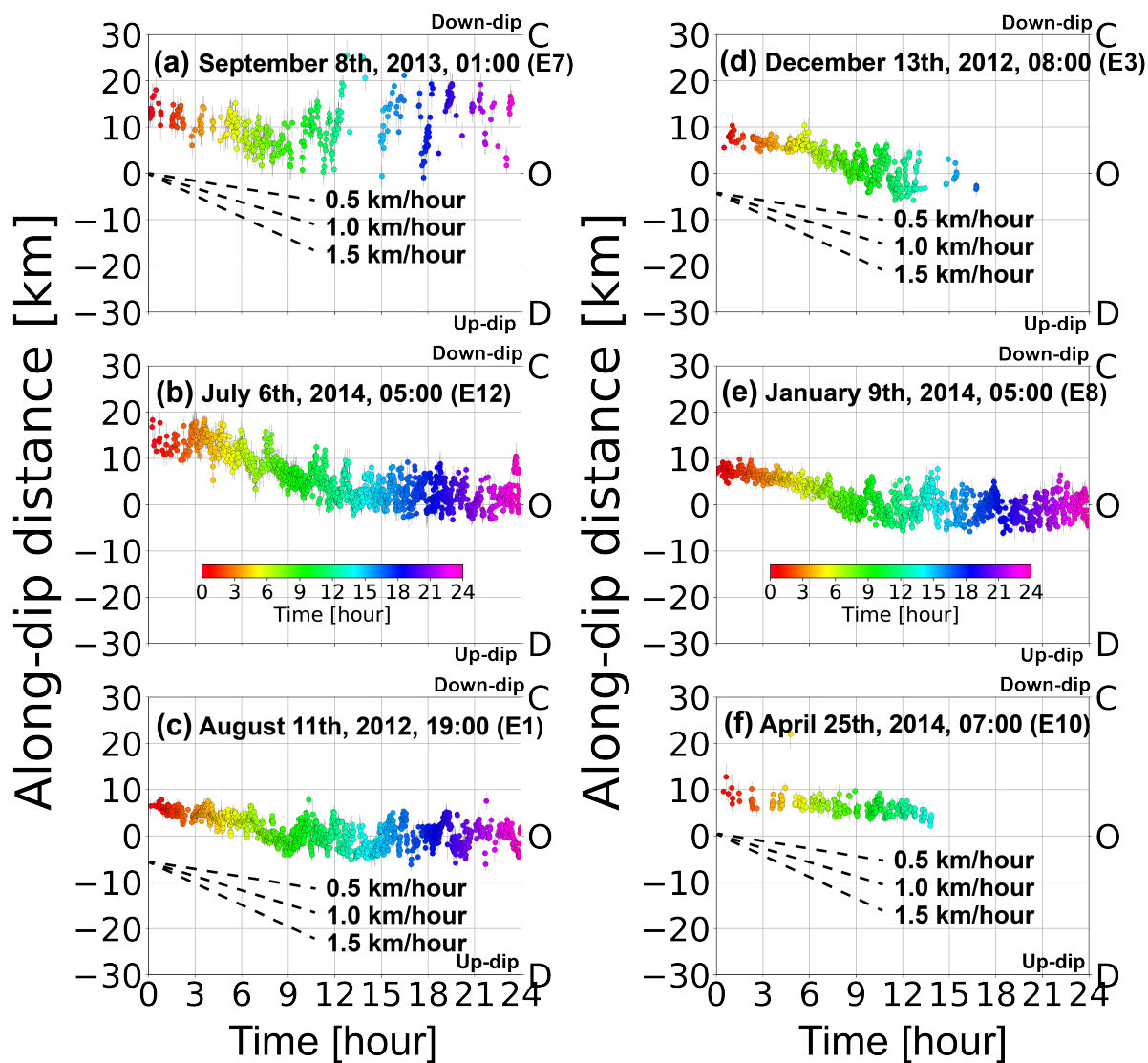


図 2.13 微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーション. それぞれのエピソードごとにプレート傾斜方向に沿った微動の時空間発展を示す. マイグレーションの開始時刻は各図の上部に示し, その開始時刻から 24 時間の変化を示す. (a) 微動エピソード E7, (b) 微動エピソード E12, (c) 微動エピソード E1, (d) 微動エピソード E3, (e) 微動エピソード E8, (f) 微動エピソード E10. カラーバーはイベントの発生時刻を示す. 誤差棒を灰色で示す. 破線はマイグレーション速度の参考値である.

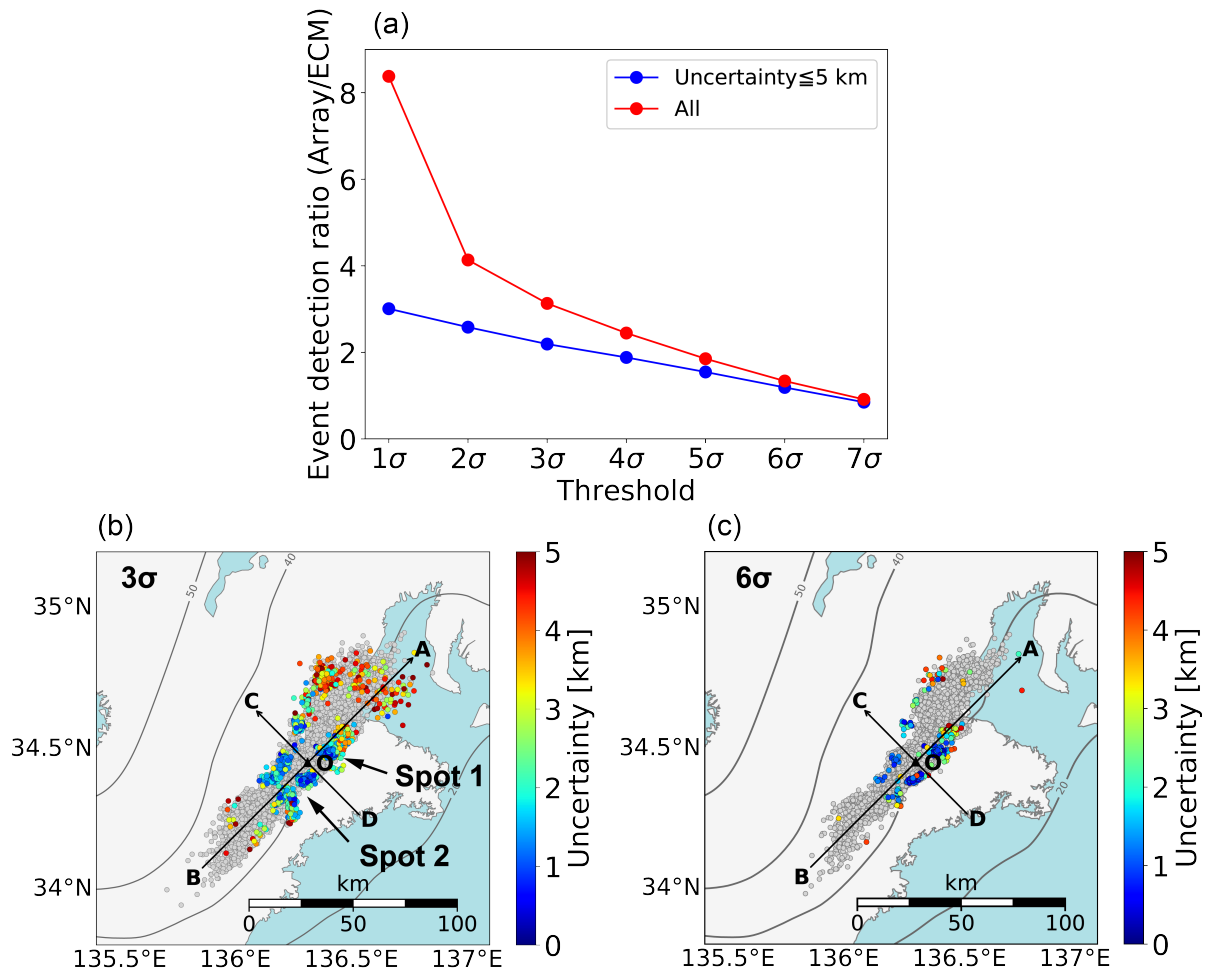


図 2.14 異なる閾値 (1σ – 7σ) に対する本研究と産総研-微動カタログのイベント検出比. 産総研-微動カタログでは 2 年間で 11,475 個の微動が決定されている. 赤線は本研究で検出したすべての微動を使ったイベント検出比である. この中には、ノイズや通常地震といった誤検出がまだ含まれている. 青線は震源の不確かさ 5 km 以内のイベントを使ったイベント検出比である. (b) 閾値 3σ の場合の微動の分布. (c) 閾値 6σ の場合の微動の分布. (b) と (c) の灰色の点は、微動エピソードに含まれる微動の震央分布を示す. 灰色の点の上にある色付きの点は、微動の背景活動 (継続時間 12 時間未満) の分布を示す. 原点 O はアレイの位置を示す. カラーバーは震源の不確かさを示す. 'Spot1' と 'Spot2' は 2.5.2 節で述べる「背景スポット」の位置である.

第 3 章

時空間ハフ変換を用いて抽出した微動マイグレーションの微細構造

本章では微動マイグレーションを自動抽出することを目的に、時空間ハフ変換の新たな手法を開発し、それを用いて抽出したマイグレーションの時空間分布を詳しく調べた。

3.1 微動マイグレーションの自動抽出に関する先行研究

微動マイグレーションは、ある投影軸 (例えば、プレート走向方向など) に震源を投影した際の時空間発展として観測されてきた (e.g. Obara, 2010; Houston et al. 2011). しかし詳細なマイグレーションを調べる場合、1 つの投影軸での時空間発展を調べるだけでは不十分であり、その投影軸と直交する軸での時空間発展なども考慮して総合的に判断する必要がある。マイグレーションは、第 2 章の結果が示すように複雑な時空間構造をしていることが分かっている (例えば、第 2 章の図 2.11 や Houston et al., 2011). そのため、マイグレーションの微細構造を調べるためには、客観的にマイグレーションを抽出する手法が必要である。

マイグレーションの自動抽出を行った 2 つの先行研究を紹介する。Obara et al. (2012) では、本研究と同じく紀伊半島下の微動を対象にマイグレーションの抽出を行った。彼らのマイグレーションの抽出手順は 2 段階である。第 1 段階では、プレート走向方向に投影した微動震源の時空間プロットについて線形回帰を用いて線形トレンドを抽出する。そして第 2 段階では、微動の震央位置 (経度, 緯度) と発生時刻を用いた主成分分析 (PCA) によりマイグレーションが抽出される。このようなマイグレーションの抽出は、時間窓 (0.5, 1, 2, 4 時間) を 50% オーバラップして移動させながら行われた。Bletery et al. (2017) では、カスケードで起きている微動と LFE を対象に、さまざまな長さの時間窓 (0.5, 1, 2, 4, 8, 16, 32 時間) で Obara et al. (2012) とは異なる解析手順でマイグレーションの抽出を行った。抽出手順は大きく 2 段階に分けられる。第 1 段階では、時間窓の長さに対応する時系列のクラスタリングである。そして第 2 段階では、特定したイベントの時空間集合 (クラスタ) に対して、複数の投影軸に対する時空間プロット (例えば、走向方向と時間や、傾斜方向と時間) に線形回帰を適用することでマイグレーションの抽出が行われた。

2つの先行研究では、線形回帰を用いて線形トレンドを抽出しているという共通点が存在している。そのため、1つの時間窓（またはクラスタ）に対して、1つのマイグレーションしか抽出できないという課題が存在する。さまざまな継続時間をもつ微動マイグレーションの微細構造を調べるためには、時間窓の長さにとらわれず複数のマイグレーションを抽出できる方法が必要である。そこで本章では、時空間ハフ変換に基づく手法を新たに開発することでさまざまな継続時間をもつマイグレーションを抽出し、それらの空間的な特徴を調べる。

3.2 解析手法

ここではまず、一般的に導出されている2次元のハフ変換（直線の抽出）と3次元のハフ変換（平面の抽出）について説明する。その後、本研究で開発した時空間ハフ変換について説明する。

3.2.1 ハフ変換の概要

ハフ変換 (Hough, 1962) は、画像処理で用いられる直線などの特徴抽出法の1つである。はじめに、簡単な2次元の直線抽出の場合について説明する。あるイベントの座標を $\vec{p} = (x, y)$ とする。原点から直線までの距離を ρ 、 x 軸と直線の法線ベクトルがなす角度を θ とし、原点から直線へ引いた垂線の足を $\vec{r} = \rho(\cos \theta, \sin \theta)$ 、直線の法線ベクトルを $\vec{n} = (\cos \theta, \sin \theta)$ とする (図 3.1a)。直線の方法ベクトル $(\vec{p} - \vec{r})$ と法線ベクトル \vec{n} は直交するため、

$$\rho = x \cos \theta + y \sin \theta, \quad (3.1)$$

が成り立つ。式 (3.1) は、あるイベント点 (x, y) を通る無数に存在する直線を (ρ, θ) の組み合わせで表しており、これは (ρ, θ) 空間上では正弦曲線として表現できることを意味する。つまり、複数のイベント点を同時に通る直線を抽出したい場合には、イベント点ごとに (ρ, θ) 空間での正弦曲線を計算し、それらの正弦曲線が最も多く交わる (ρ, θ) の組み合わせを探せばよい (図 3.1b)。より具体的なハフ変換の実装では、

1. (ρ, θ) の「ビン」を用意する。
2. イベント点ごとに θ を変えながら式 (3.1) を用いて ρ を計算し、対応する「ビン」に投票する。
3. 最も投票数が多い (ρ, θ) の「ビン」を直線として抽出する。

という手順で直線抽出を行う。ここでハフ変換の重要な特徴として、1つの画像の中に複数の直線がある場合でも異なる (ρ, θ) の組み合わせとして直線抽出が可能である (図 3.1b)。

次に 3 次元の場合には, 平面の抽出となる. あるイベントの座標を $\vec{p} = (x, y, z)$ とする. 原点から平面までの距離を ρ , 天頂角を θ , 方位角を ϕ とし, 原点から平面へ引いた垂線の足を $\vec{r} = \rho(\cos \phi \sin \theta, \sin \phi \sin \theta, \cos \theta)$, 平面の法線ベクトルを $\vec{n} = (\cos \phi \sin \theta, \sin \phi \sin \theta, \cos \theta)$ とする. 平面の方向ベクトル $(\vec{p} - \vec{r})$ と法線ベクトル \vec{n} は直交するため,

$$\rho = x \cos \phi \sin \theta + y \sin \phi \sin \theta + z \cos \theta, \quad (3.2)$$

が成り立つ. あとは, (ρ, θ, ϕ) に関する投票によって平面を抽出する. 地震学では, 震源の位置情報 (経度, 緯度, 深さ) をもとに 3 次元ハフ変換を用いて断層面の自動抽出を試みた先行研究がある (内出・今西, 2016, 2017). しかし, 3 次元の直線を抽出するためにはさらに直線方向ベクトルの情報が必要であり, 新たなハフ変換の導出が必要である.

3.2.2 時空間ハフ変換の導出

天文学の分野では, 観測された画像から天体の移動を検出することを目的としてハフ変換を用いて 3 次元空間の直線検出を行なった先行研究が存在する (森井, 2019). 本研究ではその考え方を参考にして, 空間 2 次元と時間 1 次元の 3 次元における任意の直線を抽出する時空間ハフ変換を導出した. 森井 (2019) との大きな違いは, 座標系の取り方と, 本研究では震源の不確かさの情報を直線抽出に組み込めるようにしたことである. まず, イベントの座標を (x, y, t) とし, x は経度 (東を正), y を緯度 (北を正), t を発生時刻 (または検出時刻) とする. 今, 原点から直線までの距離を ρ , 直線方向ベクトルを t 軸方向とする半径 r の円柱を考える. 3 次元空間における任意の円柱の姿勢を考える場合, オイラー角を用いてその姿勢を表現可能であり, 本研究では zyz 系のオイラー角を考える. 以降では, t 軸は z 軸に対応するものとして考える. 天頂角を θ , 方位角を ϕ , そして回転角を ψ とする場合, zyz 系のオイラー角では t 軸まわりに ϕ 回転, 回転後の y 軸まわりに θ 回転, そして回転後の t 軸まわりに ψ 回転させることを意味する (図 3.2). 具体的な回転行列としては,

$$\begin{aligned} R(\theta, \phi, \psi) &= \begin{pmatrix} \cos \phi & -\sin \phi & 0 \\ \sin \phi & \cos \phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \theta & 0 & \sin \theta \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \theta & 0 & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \psi & -\sin \psi & 0 \\ \sin \psi & \cos \psi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \\ &= \begin{pmatrix} -\sin \phi \sin \psi + \cos \theta \cos \phi \cos \psi & -\sin \phi \cos \psi + \cos \theta \cos \phi \sin \psi & \sin \theta \cos \phi \\ \cos \phi \sin \psi + \cos \theta \sin \phi \cos \psi & \cos \phi \cos \psi + \cos \theta \sin \phi \sin \psi & \sin \theta \sin \phi \\ -\sin \theta \cos \psi & \sin \theta \sin \psi & \cos \theta \end{pmatrix}, \end{aligned} \quad (3.3)$$

で表現することができる. ここで, 方位角 ϕ と回転角 ψ についての回転行列を逆にする

と固定角の回転行列となってしまうため注意が必要である。回転角 ψ による変換を考えない場合、回転行列は $R(\theta, \phi, \psi = 0) = (\vec{e}_\theta^T \ \vec{e}_\phi^T \ \vec{e}_r^T)$ に対応する。ここで、 $\vec{e}_r = (\sin \theta \cos \phi, \sin \theta \sin \phi, \cos \theta)$, $\vec{e}_\theta = (\cos \theta \cos \phi, \cos \theta \sin \phi, -\sin \theta)$, $\vec{e}_\phi = (-\sin \phi, \cos \phi, 0)$ は 3 次元極座標系における単位ベクトル $\vec{e}_r, \vec{e}_\theta, \vec{e}_\phi$ である。簡単のため、原点から円柱の軸への垂線の足が $(x, y, t) = \rho(1, 0, 0)$ の位置にある初期状態を考え、式 (3.3) の回転行列を用いて円柱の任意の姿勢を表すと、

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ t \end{pmatrix} = R(\theta, \phi, \psi) \begin{pmatrix} \rho + r \cos \lambda \\ r \sin \lambda \\ m \end{pmatrix}, \quad (3.4)$$

ここで、 λ は円柱の軸周りの角度、 m は円柱の軸方向に関する任意のパラメータである。式 (3.4) を計算すると、

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ t \end{pmatrix} = (\rho + r \cos \lambda) \vec{\alpha} + (r \sin \lambda) \vec{\beta} + m \vec{\gamma}, \quad (3.5)$$

となる。ここで基底ベクトルはそれぞれ、

$$\begin{aligned} \vec{\alpha} &= \begin{pmatrix} -\sin \phi \sin \psi + \cos \theta \cos \phi \cos \psi \\ \cos \phi \sin \psi + \cos \theta \sin \phi \cos \psi \\ -\sin \theta \cos \psi \end{pmatrix} \\ \vec{\beta} &= \begin{pmatrix} -\sin \phi \cos \psi + \cos \theta \cos \phi \sin \psi \\ \cos \phi \cos \psi + \cos \theta \sin \phi \sin \psi \\ \sin \theta \sin \psi \end{pmatrix} \\ \vec{\gamma} &= \begin{pmatrix} \sin \theta \cos \phi \\ \sin \theta \sin \phi \\ \cos \theta \end{pmatrix}, \end{aligned} \quad (3.6)$$

であり、3 次元極座標系における動径ベクトル $\vec{r} = \vec{e}_r$ を方向ベクトルにもつ、原点からの距離が ρ の円柱を 4 つのパラメータ $(\rho, \theta, \phi, \psi)$ で任意に表現可能である (図 3.2)。ここで、 $\vec{\alpha}$ は原点から円柱の軸への垂線の足 $(\rho \vec{\alpha})$ と同じ方向をもつ単位ベクトル、 $\vec{\beta}$ は $\vec{\alpha}$ と $\vec{\gamma}$ の両方に直交する方向をもつ単位ベクトルである。さらに、 $\tan \theta$ がマイグレーション速度を表していることが重要な特徴である ($0^\circ < \theta < 90^\circ$)。天頂角を $0^\circ < \theta < 90^\circ$ の範囲で考えればよいのでジンバルロックの問題 (ϕ, ψ の回転軸が一致してしまう問題) は考えなくてもよいことにもなる。イベントの座標 (x, y, t) がこの円柱の内部に存在する条件としては、式 (3.5) からパラメータ m を消去して、

$$\begin{cases} X = \rho \sin \psi + r \sin(\lambda + \psi) = -x \sin \phi + y \cos \phi \\ Y = \rho \cos \psi + r \cos(\lambda + \psi) = x \cos \theta \cos \phi + y \cos \theta \sin \phi - t \sin \theta \end{cases}, \quad (3.7)$$

となり, そしてパラメータ λ を消去して,

$$(X - \rho \sin \psi)^2 + (Y - \rho \cos \psi)^2 \leq r^2, \quad (3.8)$$

となる. 式 (3.8) の左辺の平方根は, あるイベントと円柱の軸からの時空間距離を表している. 時空間距離 (D_{st}) とは,

$$D_{st} = \sqrt{\delta x^2 + \delta y^2 + C^2 \delta t^2}, \quad (3.9)$$

であり, δx^2 と δy^2 は円柱の軸からの空間の誤差, δt^2 は時間の誤差, C は時間と空間を結びつける速度の単位をもつパラメータである. 今, 円柱の半径 (r) をイベントの震源の不確かさ程度に設定すると, 時空間ハフ変換では震源の不確かさを考慮した直線の抽出を行うことができる. この場合のパラメータ C は, r/C が使用する震源カタログの時間分解能程度 (本研究では 1 分) になるように設定すればよい. もし, C の設定を上記よりも小さくした場合, 最大 r/C の時間のずれを許容することになるため, 抽出した直線においてイベントの時系列 (イベントの検出時刻) が前後してしまう可能性があることに注意が必要である.

3.3 解析手順

時空間ハフ変換の解析手順について説明する. あらかじめ設定するパラメータ r , C について, 本研究の微動カタログにおける水平方向の平均的な震源の不確かさは約 2.0 km であるため, それよりもわずかに大きい $r=2.5$ km と設定した. また, カタログの時間分解能は 1 分であるため, $C=2.5$ km/1 min=150 km/hr と設定した. 震源の位置 (経度, 緯度) は, European Petroleum Survey Group によるコード (6674) を用いて平面直角座標系に変換した後, 地震計アレイの中心点 AY10 (136.31 ° E, 34.45 ° N) を原点する位置 (x , y) km として扱った. 時空間ハフ変換で探索を行うパラメータ (ρ , θ , ϕ , ψ) については, ρ は 0–120 km まで 0.25 km 刻み, ϕ と ψ は 0–350° まで 10° 刻み, そして θ は $\tan \theta$ が (0.125, 0.25, 0.5, 0.75, 1.0, 1.25, 1.5) km/hr の刻みの速度に加え, 2–60 km/hr まで 1 km/hr 刻みの速度に対応する値として設定した. そして, さまざまな継続時間をもつマイグレーション (直線) を抽出するために, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 24 時間の長さ (T_W) をもつ時間窓を用意する. それぞれの時間窓について, $5 \times T_W$ 分のイベント時間間隔を用いてイベント時系列に関するクラスタリングを行った. 具体的には, あるイベントについてその直前に起きたイベントとの時間間隔を計算する. そして, 時間間隔が $5 \times T_W$ 分以内の場合には前のイベントが

属する「グループ」に分類し、 $5 \times T_W$ 分以上の場合には別の「グループ」を作成するという作業を行なった。時間に関するクラスタリングを行う理由は時空間ハフ変換の性質上、式 (3.8) を満たせば発生時刻がどんなに離れたイベントでも抽出してしまう可能性があるからであり、抽出したマイグレーションを構成するイベントの時間的連続性を保証するためである。クラスタリングを行う際の時間間隔 ($5 \times T_W$ 分) は、 $T_W=1$ 時間の時間窓で抽出されたマイグレーションを目視で確認しながら、試行錯誤で設定した。

それぞれ T_W が異なる時間窓で時空間ハフ変換の解析手順は、

- (1) パラメータ $(\rho, \theta, \phi, \psi)$ の「ビン (メッシュグリッド)」を用意する。
- (2) 長さ (T_W) の時間窓をオーバーラップさせずに移動しながら、10 イベント以上が含まれる時間窓を選択する。
- (3) イベント時系列に関するクラスタリングで分類したグループについて、グループ内のイベントごとに式 (3.8) を満たす場合に「ビン」へ投票を行う。投票数が 8 イベント以上の「ビン」の中で、投票数が最も多い $(\rho, \theta, \phi, \psi)$ の「ビン」をマイグレーションとして抽出する。このとき、投票数が最大となるものが複数ある場合には、投票したイベントの時空間距離 D_{st} の平均が最小となるマイグレーションを抽出する。
- (4) すでに抽出されたマイグレーションに属するイベントをグループ内から取り除く。グループ内にまだ 10 イベント以上が残っている場合には (3) へ戻り、同じグループ内でマイグレーションの抽出を行う。このとき、投票数が 8 イベント以上の「ビン」についてのみ取り除いたイベントも含めた再投票を行い、マイグレーションの抽出を行う。そして、グループ内に残るイベントが 10 未満、または最大投票数が 8 イベント未満の場合には、時間窓内の別のグループでマイグレーションの抽出を行う。時間窓内で全てのグループを探索が終わった場合、(2) に戻る。

という手順でマイグレーションの抽出を行った。全ての時間窓でマイグレーションの抽出が終わった後、重複して抽出したマイグレーションを取り除いた。ある時間窓で抽出したマイグレーションの例を図 3.3 に示す。1 つの時間窓 (2 時間) で 22 分、36 分、53 分の継続時間をもつ 3 つのマイグレーションを時間窓の長さに依らず抽出できた。これは本研究で新たに開発した時空間ハフ変換により、時間窓の長さに依らずさまざまな継続時間をもつ複数のマイグレーションの抽出が可能になったことを意味する。

3.4 結果

3.4.1 時空間ハフ変換で抽出したマイグレーションの例

2年間の解析期間の中で、10分から24時間の継続時間をもつ1,010個のマイグレーションの抽出に成功した。図3.4と図3.5は、2012年8月11日から16日までの微動エピソードE1で抽出したマイグレーションの例を示す。このエピソードは、北東方向と南西方向の双方向に伝播するマイグレーション様式（メインフロント）を示すことが分かっている。このエピソード内では、全171個のマイグレーションが抽出された。図3.4と図3.5の(a), (b), (c)は順に、10分から1時間、1時間から6時間、6時間から24時間の継続時間をもつマイグレーションを示している。まず、継続時間が10分から1時間のイベントは120個存在し、このエピソード全体で抽出したマイグレーションの約70%を占めていた。目視で確認できているRTRやStreak（図2.10; RTR3, 4, 5, Streak3）を抽出できただけでなく、細かなマイグレーションを多数確認できた（図3.5a）。また、この継続時間のマイグレーションは必ずしもメインフロントの特徴を反映していなかったことから、メインフロント内に存在するサブイベント（目視では確認できないRTRなどの現象）としての特徴をもっていると考えられる。次に、継続時間が1時間から6時間、6時間から24時間のイベントは38個、13個と数は少なくなるが、up-dip方向のマイグレーションの後に走向方向に沿って南西に震源が移動するというメインフロントの特徴を反映していた（図3.5b, c）。up-dip方向のマイグレーションについては、傾斜方向の成分だけでなく走向方向の成分（北東方向）をもっていた。この特徴は、似たようなマイグレーション様式をとる微動エピソード（E8）でも確認された（図B13, B14）。さらに、継続時間が6時間から24時間のイベントに着目すると、8月13日に起きているマイグレーションについて複数の直線が平行しているように見えるイベントが存在していた。この現象は規模が大きい（継続時間が長い）マイグレーションの中に、微動震源の不確かさを越えた広がりをもつ面的なマイグレーションが存在することを意味する。本研究で開発した時空間ハフ変換では、震源の不確かさを考慮してマイグレーションを抽出しているため、面的な広がりをもったマイグレーションなのか震源がばらついているだけなのかを判断できることは本手法の利点であると考えられる。そのほかの微動エピソードで抽出したマイグレーションについては、付録Bの図B1–B22にまとめる。

3.4.2 微動マイグレーションの時空間的特徴

図3.6(a)は、マイグレーションを構成する微動の空間分布を示す。図のカラーは、マイグレーションを構成した微動の頻度分布を示している。目視による確認で、北から順に4

つの領域 (R1–R4) で頻度が高いことを確認した。図 3.6 (b) は、マイグレーションの卓越方向の空間分布を示す。北から時計回りに 45° をプレート走向方向、それに直交する方向をプレート傾斜方向としている。 $0\text{--}90^\circ$ と $180\text{--}270^\circ$ の方向をもつマイグレーションの数と、 $90\text{--}180^\circ$ と $270\text{--}360^\circ$ の方向をもつマイグレーションの数の比から卓越方向を計算した。遷移域の up-dip 側ほど走向方向のマイグレーションが卓越する傾向が確認され、この傾向は先行研究 (Obara et al., 2012) と類似していた。また、R1 と R3 では傾斜方向のマイグレーションが、R2 と R4 では走向方向のマイグレーションが卓越する傾向が見られた。特に R2 と R4 は、第 2 章の目視で RTR が確認された場所と一致していた。

図 3.7 は、プレート走向方向とプレート傾斜方向のみに着目した場合のマイグレーションの卓越方向を示す。卓越方向については、走向方向では $0\text{--}90^\circ$ と $180\text{--}270^\circ$ の方向をもつマイグレーションの数の比、傾斜方向では $90\text{--}180^\circ$ と $270\text{--}360^\circ$ の方向をもつマイグレーションの数の比から計算した。走向方向に着目した場合 (図 3.7a)、北東方向のマイグレーションが卓越する場所 (赤色) と南西方向のマイグレーションが卓越する場所 (青色) が存在し、地震計アレイ周辺 (136.31°E , 34.45°N) で特徴が変化していることが確認された。傾斜方向に着目した場合 (図 3.7b)、遷移域の down-dip 側では up-dip 方向のマイグレーション (赤色) が卓越し、遷移域の up-dip 側では down-dip 方向のマイグレーション (青色) が卓越する傾向が確認された。特に、遷移域の down-dip 側で up-dip 方向のマイグレーションが卓越する場所は、微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションが起きている場所と一致していた。

マイグレーションを構成する微動の頻度分布が高かった R1–R4 の領域をもう少し詳しく見ていく。R1 では、傾斜方向のマイグレーションが卓越する (図 3.6b) が、南西方向へと移動する走向方向成分をもっていることが分かった (図 3.7a)。傾斜方向成分については、遷移域の down-dip 側で up-dip 方向、遷移域の up-dip 側で down-dip 方向が卓越することが明瞭に見えた (図 3.7b)。深部で up-dip 方向成分が卓越することは、この領域では微動エピソード E7 と E12 で初期段階における up-dip 方向のマイグレーションが確認されていることと一致していた。浅部において down-dip 方向成分が卓越することは、微動が遷移域の上限に達していることから up-dip 方向にはこれ以上移動できないことを示していると考えられる。

R2 では、走向方向のマイグレーションが卓越し (図 3.6b)、南西方向へと移動する走向方向成分をもっていた (図 3.7a)。この領域については、微動エピソードの終点となる特徴をもつ領域であり、Yabe and Ide (2014) や Nakamoto et al. (2021) で報告されている高エネルギーの微動パッチが存在する場所と一致していた。微動エネルギーの空間分布については本研究でも調べており、第 4 章で詳しく述べる。

R3 では、傾斜方向のマイグレーションが卓越し (図 3.6b)、up-dip 方向へ移動する傾斜方向成分と北東方向へ移動する走向方向成分をもっていた (図 3.7a,b)。この領域の大き

な特徴は、微動エピソード E1, E3, E8, そして E10 で微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションが確認される場所であり, R3 で微動が遷移域の上限に達してからは R2 に移動するよりも R4 へと移動する傾向が見られることである. この傾向は, 図 3.7 (a) の北緯 34.5° 付近で卓越する走向方向成分が変化することとして確認された.

R4 では, 走向方向のマイグレーションが卓越し (図 3.6b), 浅部では南西と北東の両方へ移動する走向方向成分をもっていた (図 3.7a). このことは, R4 で RTR が頻繁に確認されているためだと考えられる. また, down-dip 方向へ移動する傾斜方向成分をもつことが確認された. 面白い特徴として, R3 から R4 へと直接移動する up-dip 方向のマイグレーションはほとんど起きない. この傾向は R4 の深部において, up-dip 方向へ移動する傾斜方向成分と, 南西方向へと移動する走向方向成分をもっていない (北東方向が卓越する) こととして観測された.

3.5 議論

3.5.1 先行研究と微動マイグレーション分布の比較

紀伊半島下の微動マイグレーションを調べた先行研究として Obara et al. (2012) と Wang et al. (2018) があるが, Obara et al. (2012) の空間的な特徴は Wang et al. (2018) でも確認されているため, Wang et al. (2018) の結果に着目して結果の比較を行った.

Wang et al. (2018) では, 紀伊半島と四国の微動活動について調べている. 彼女らは, 隠れマルコフモデルを用いて紀伊半島下の微動分布を細かな 17 個のセグメントに分け, セグメント間の微動活動の特徴について調べている. また, セグメント間の微動活動の遷移確率が高い領域をサブシステムとして 4 つに分類している (Wang et al., 2018; Figure 6). 本研究で微動の頻度分布が高かった 4 つの領域 (R1–R4) は, 彼女らの結果の サブシステム K3 と K4 に対応している. 具体的には, K3 は本研究の結果の R3 と R4 に対応し, K4 は R1 と R2 に対応している. さらに, サブシステム K3 はセグメント 6–12, サブシステム K4 はセグメント 11–15 にそれぞれ細分化されている (Wang et al., 2018; Figure 3). 本研究の結果で述べた R1–R4 までの特徴は, Wang et al. (2018) で報告されているセグメント間の微動活動と一致していた. 特に, 本研究で確認された R3 で北東方向へ移動する走向方向成分をもった up-dip 方向のマイグレーション (Wang et al., 2018; Figure 6, セグメント 10 から 11 への移動) や, R3 から R4 へと直接移動する up-dip 方向のマイグレーションが確認されないこと (Wang et al., 2018; Figure 6, セグメント 10 から 9 への移動) は彼女らの結果と一致していた. しかし, 傾斜方向に沿って深部では up-dip 方向のマイグレーションが卓越し, 浅部では down-dip 方向のマイグレーションが卓越する傾向 (図 3.7b) や, R1 の深部における up-dip 方向のマイグレーション (Wang et al., 2018; Figure 6, セグメント 12 から 15 への移動) は Wang et al. (2018) では確認されていない. これは, 彼女らの結果

でセグメント内のマイグレーションを考えていないことと、時間分解能が1時間のクラスタリングカタログを使用していることが原因であると考えられる。そのため、本研究で時間分解能が1分の微動カタログを作成したことで、時空間ハフ変換を用いてセグメント内外のマイグレーションを抽出できたことが微動分布の微細構造を調べることを可能にしていると考えられる。

3.5.2 マイグレーション速度と継続時間の関係

Obara et al. (2012) では、0.5, 1, 2, 4 時間の時間窓で抽出した微動マイグレーションの速度が、時間窓が長くなるにつれて遅くなることを確認した。このことは、マイグレーションが拡散過程によって支配されることを示唆した。図 3.8 (a) は、本研究で推定したマイグレーション速度の継続時間別ヒストグラムを示す。継続時間が 10 分から 1 時間 (赤色), 1 時間から 3 時間 (青色), 3 時間から 6 時間 (緑色), 6 時間から 24 時間 (黄色) について、最頻値はそれぞれ 3 km/hr, 1.5 km/hr, 0.75 km/hr, 0.5 km/hr であり、先行研究と同じく継続時間が長くなるにつれてマイグレーション速度が遅くなることが確認された。図 3.8 (b) は、継続時間とマイグレーション速度との関係を示す。継続時間 (T) が長くなるにつれてマイグレーション速度 (V_{mi}) は遅くなり、 $V_{mi} \propto \frac{1}{\sqrt{T}}$ の関係が確認された。移動距離を L , 拡散係数を D とするとき、拡散過程に従う場合 $L^2 = DT$ の関係から $V_{mi} = \frac{L}{T} = \sqrt{\frac{D}{T}}$ と概算できる。そのため本研究の結果は、先行研究よりももう少し定量的に微動マイグレーションが拡散過程に支配されていることを示していると考えられる。

3.6 まとめ

本章では時空間ハフ変換を新たに開発し、第 2 章で作成したカタログの中から微動マイグレーションの自動抽出を行い、それらの時空間的な特徴を詳しく調べた。

- 2 年間の微動カタログの中から 10 分から 24 時間の継続時間をもつ 1,010 個の微動マイグレーションを抽出することに成功した。
- 2012 年 8 月 11 日から 16 日までの微動エピソード (E1) では、171 個の微動マイグレーションが抽出された。1 時間から 6 時間, 6 時間から 24 時間の継続時間をもつマイグレーションは、微動エピソードにおけるメインフロントの特徴を反映していた。それに対し、10 分から 1 時間の継続時間をもつマイグレーションはメインフロント内に存在するサブイベントとしての特徴をもつことが示唆された。
- 抽出した微動マイグレーションの空間分布を調べたところ、マイグレーションを構成する微動の頻度が高くなる 4 つの領域 (R1-R4) が存在することが分かった。R1 と R3 では傾斜方向のマイグレーションが卓越し、微動エピソードの初期段階で

up-dip 方向のマイグレーションが起きている場所と一致した。R2 と R4 では走向方向のマイグレーションが卓越し、RTR が頻繁に起きている場所と一致した。本研究では、Wang et al. (2018) では報告されていないマイグレーションの空間分布が確認され、微動マイグレーションの微細構造が明らかになった。

- 継続時間 (T) が長くなるにつれて、マイグレーション速度 (V_{mi}) が遅くなることが確認され、 $V_{mi} \propto \frac{1}{\sqrt{T}}$ の関係式が成り立つことが分かった。このことから、微動マイグレーションが拡散過程に支配されていることが示唆された。

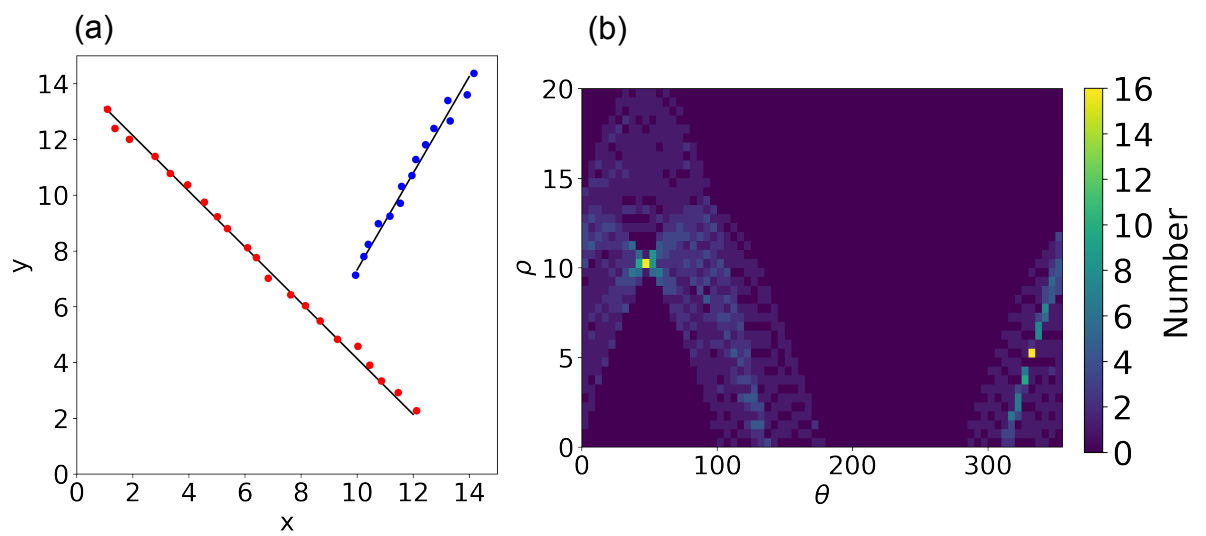


図 3.1 (a) 2 次元の空間内に存在する直線の例. 原点から直線までの距離を ρ , x 軸と直線の法線ベクトルのなす角度を θ とすると, 赤の直線は $(\rho, \theta) = (10, 45)$, 青の直線は $(\rho, \theta) = (5, 330)$ に対応する. (b) ハフ変換による (ρ, θ) 空間の投票. カラーバーは投票数を示し, それぞれの直線に対応する (ρ, θ) の組で投票数が多くなっている.

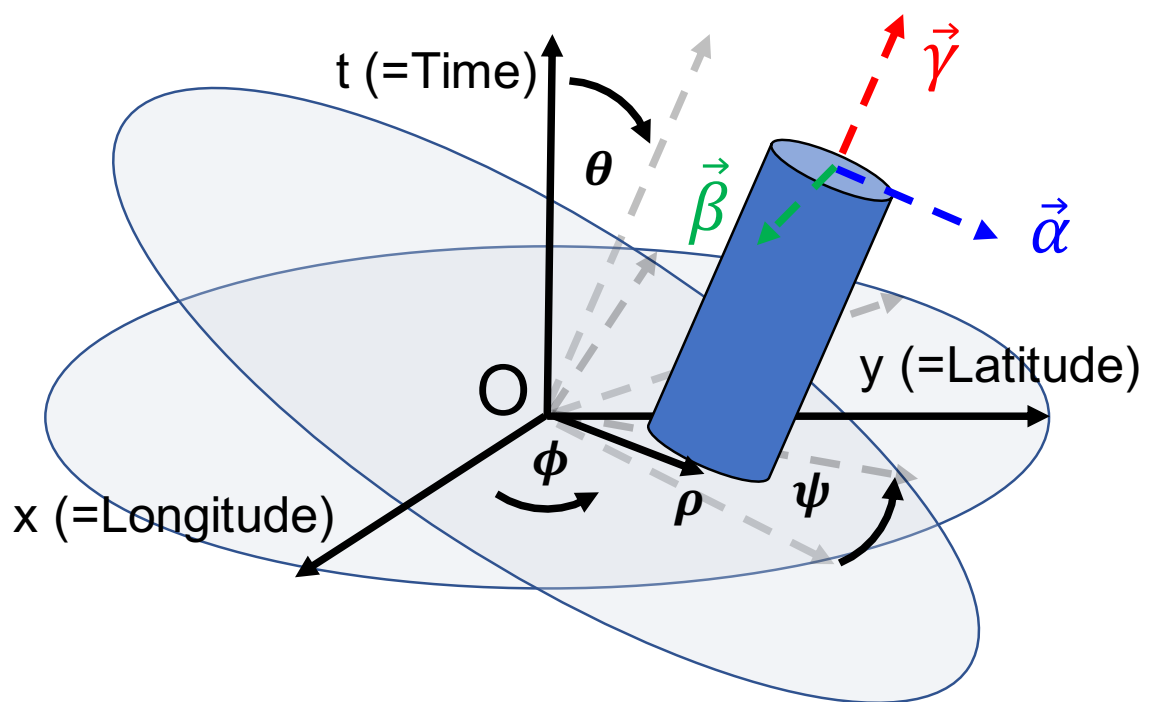


図 3.2 時空間ハフ変換の模式図. x は経度 (東を正), y は緯度 (北を正), t は発生時刻である. 原点からの円柱の軸まで距離が ρ で半径が r の円柱を zyz 系 (tyt) のオイラー角 (ϕ, θ, ψ) を用いて回転させることで, 3次元空間上の任意の直線 (円柱) を表現できる.

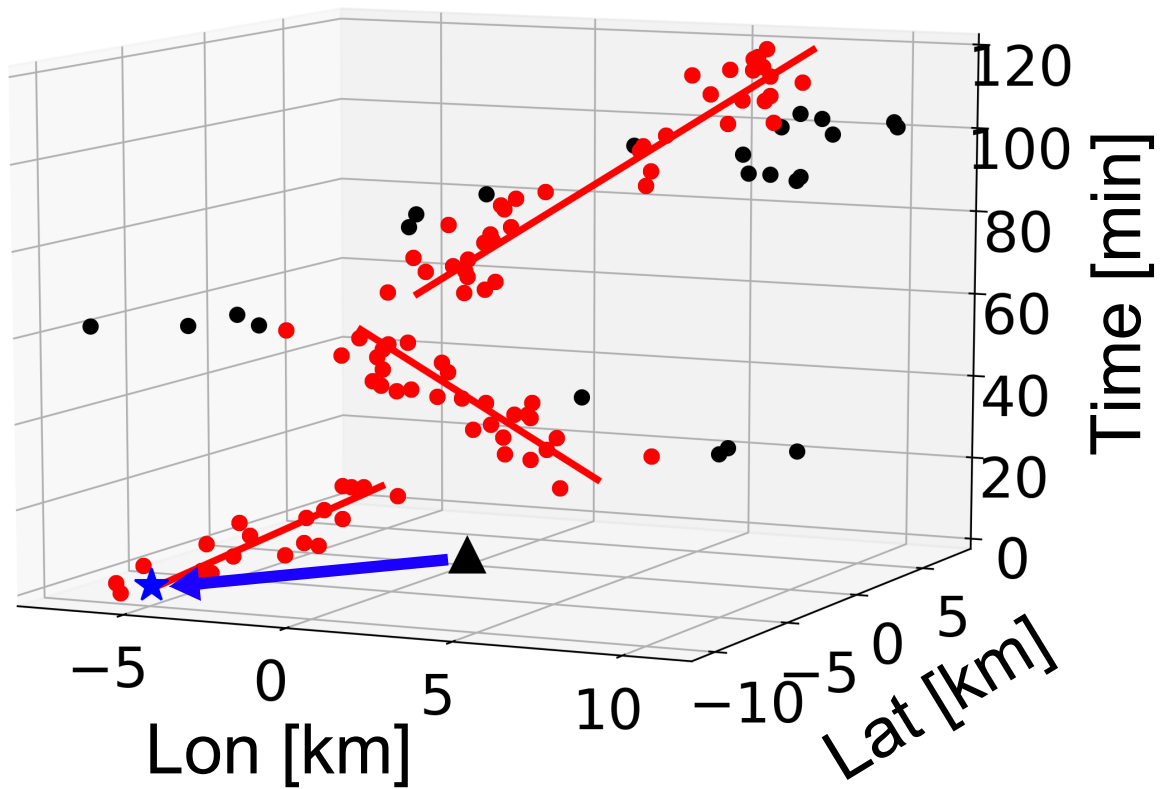


図 3.3 1 つの時間窓で抽出されたマイグレーションの例. 赤の直線が抽出したマイグレーションである. 黒の上三角は原点を示す. 原点は, 地震計アレイの中心点 AY10 (136.31° E, 34.45° N) である. 青の星は原点から直線への垂線の足を示し, 青の矢印はベクトル $\rho \vec{a}$ を示す (ρ は原点から直線までの距離). 黒の点はマイグレーションを構成しないイベント, 赤の点はマイグレーションを構成するイベントを示す.

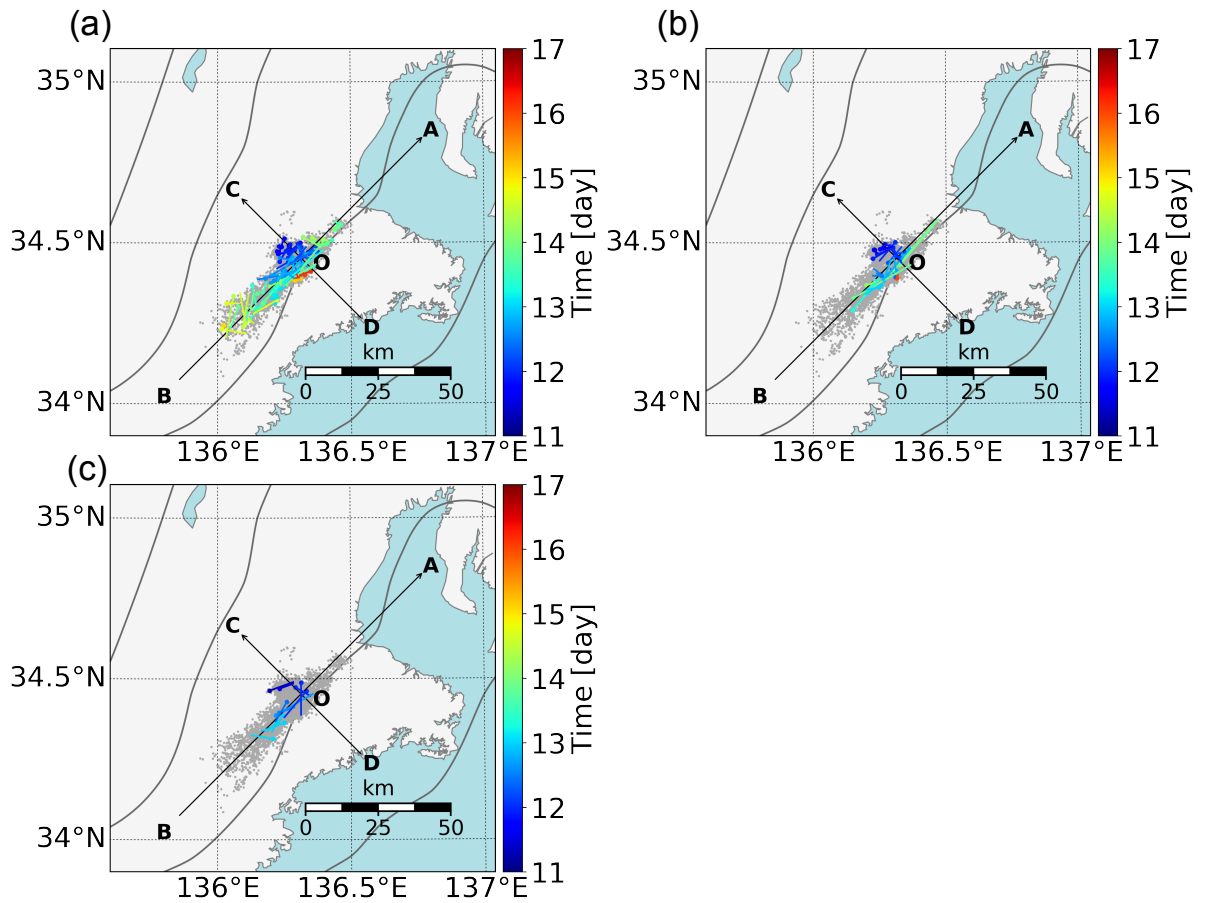


図 3.4 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2012 年 8 月 11 日から 16 日に起きた微動エピソード E1 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

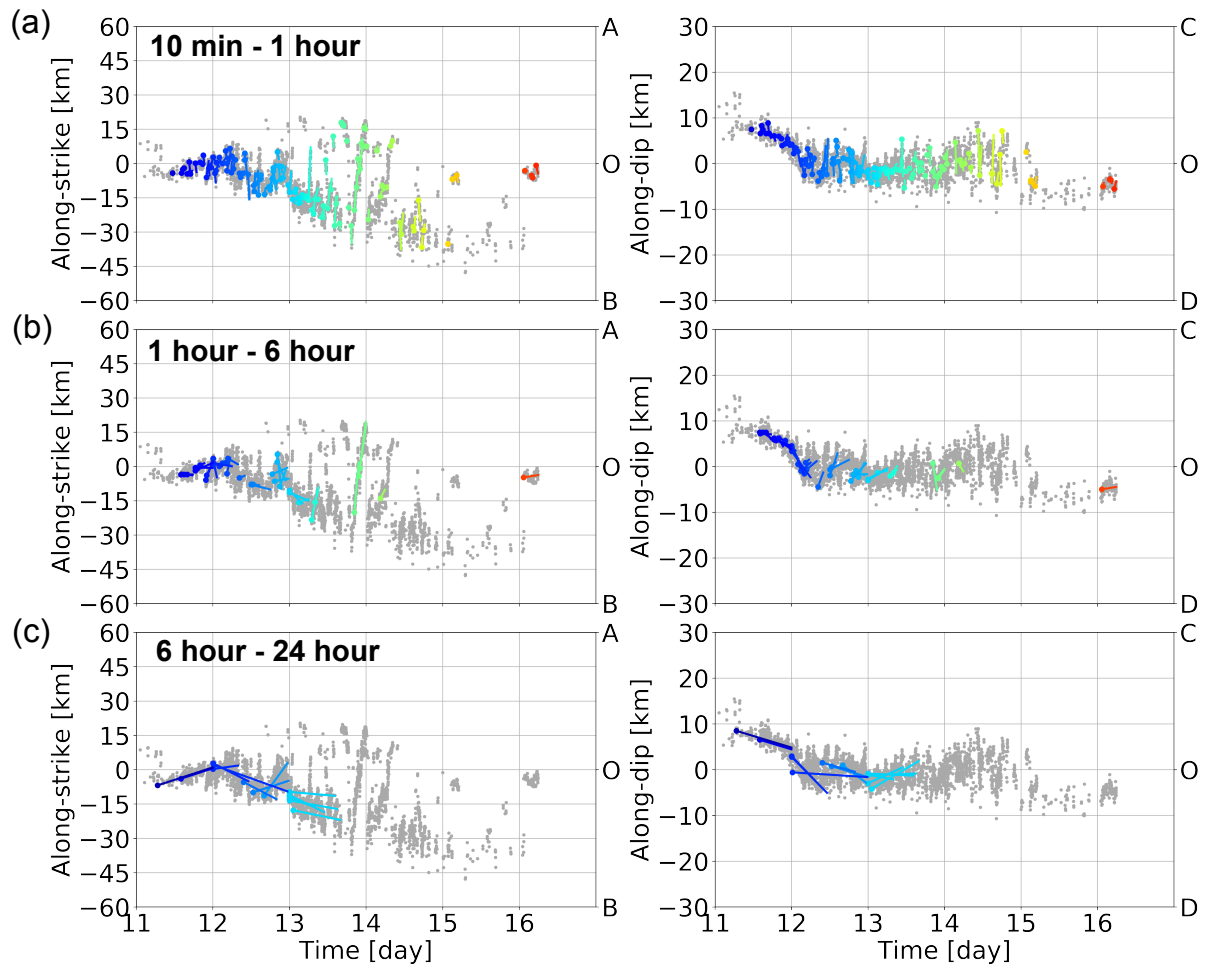


図 3.5 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2012 年 8 月 11 日から 16 日に起きた微動エピソード E1 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 3.4 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図はプレート走向方向の時空間発展, 右図はプレート傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置を示す. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 3.4 と同じである.

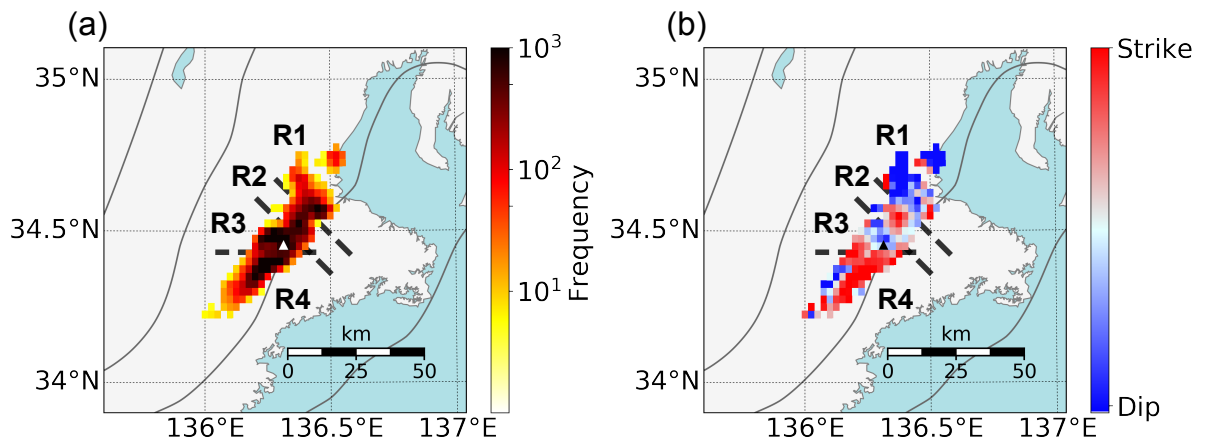


図 3.6 (a) 微動を構成するマイグレーションの頻度分布. 白色の上三角は地震計アレイの位置を示す. カラーバーは微動の頻度を表し, R1-R4 は頻度が高い領域を示す. 図中の破線は R1-R4 を区別する補助線. (b) 微動マイグレーションが卓越する方向の空間分布. 黒色の上三角は地震計アレイの位置を示す. 赤色ほど走向方向のマイグレーションが卓越し, 青色ほど傾斜方向のマイグレーションが卓越することを示す. 走向方向は北から時計回りに $0-90^{\circ}$ と $180-270^{\circ}$ の方向, 傾斜方向は $90-180^{\circ}$ と $270-360^{\circ}$ の方向で定義した.

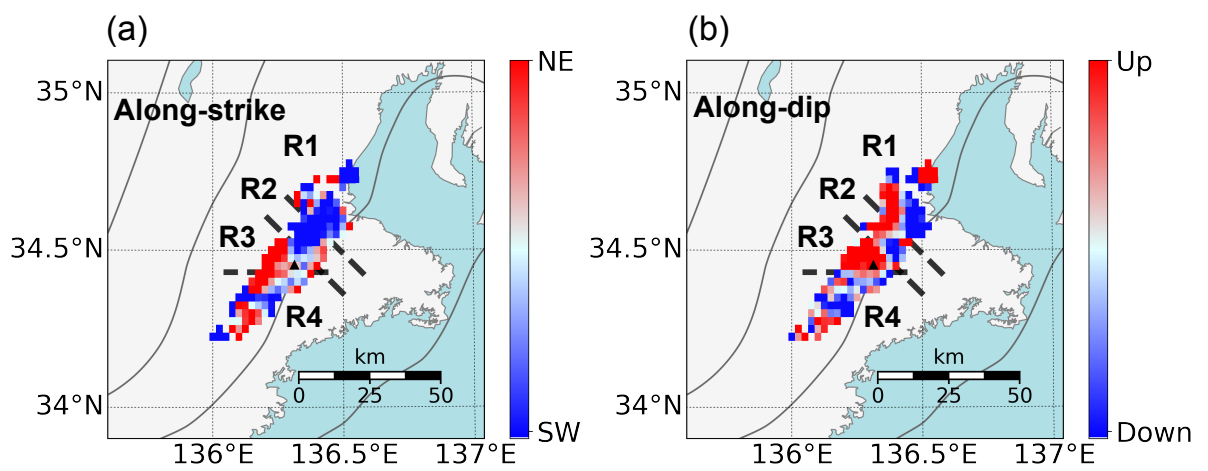


図 3.7 (a) 走向方向に関して微動マイグレーションが卓越する方向の空間分布. 黒色の上三角は地震計アレイの位置を示す. 赤色ほど北東方向 (北から時計回りに 0–90 °) が卓越し, 青色ほど南西方向 (180–270 °) が卓越することを示す. (b) 傾斜方向に関して微動マイグレーションが卓越する方向の空間分布. 黒色の上三角は地震計アレイの位置を示す. 赤色ほど up-dip 方向 (北から時計回りに 90–180 °) が卓越し, 青色ほど down-dip 方向 (270–360 °) が卓越することを示す. R1–R4 の説明は図 3.7 と同じ.

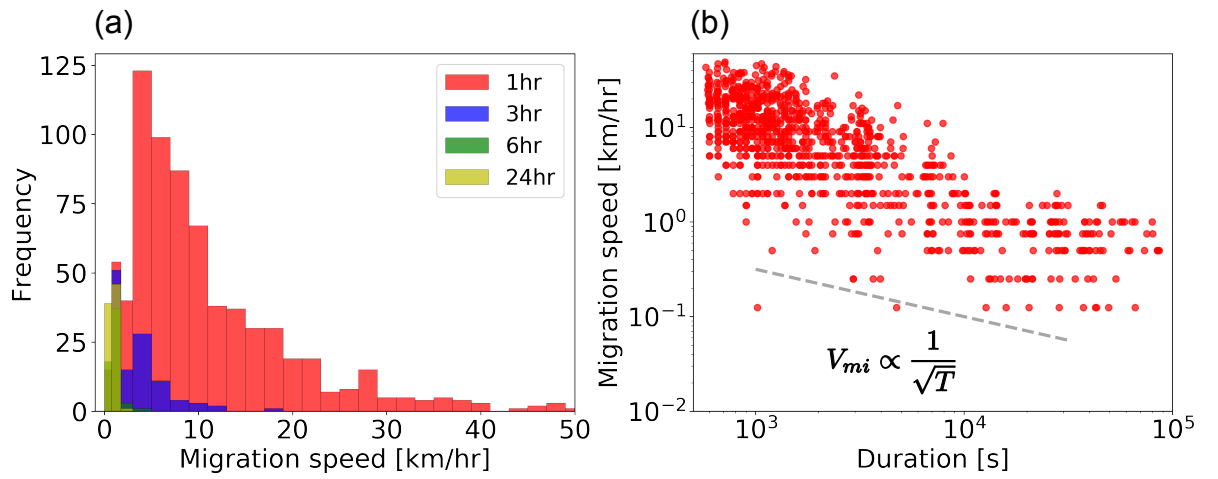


図 3.8 (a) マイグレーション速度の継続時間別ヒストグラム．赤は継続時間が 10 分から 1 時間のイベント、青は継続時間が 1 時間から 3 時間のイベント、緑は継続時間が 3 時間から 6 時間のイベント、黄色は継続時間が 6 時間から 24 時間のイベントを示す．(b) 継続時間とマイグレーション速度 (V_{mi}) の関係図．灰色の破線は $V_{mi} \propto \frac{1}{\sqrt{T}}$ の関係を表している． T は継続時間である．

第 4 章

微動エネルギーの空間分布

微動エネルギーを推定した先行研究 (e.g. Maeda and Obara, 2009; Annoura et al., 2016) では, 全ての観測点で共通の波線経路に沿った Q_s の平均値 (以降, 経路平均 Q_s 値) を用いていた, サイト増幅特性を考慮せずに計算を行っていた. このことは, 微動エネルギーの空間分布を詳細に調べるうえで問題になる可能性があった. Yabe et al. (2014) や Yabe and Ide (2014) では, 経路平均 Q_s 値が震源距離に依存した関数と仮定して, 経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性を同時に推定した. また, Yabe and Ide (2014) では推定した経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性を用いて微動エネルギーを推定し, エネルギーレートの空間分布について詳細に調べた. その結果, 微動エネルギーの大きさの空間的な不均質がプレート境界面上における微動パッチの強度を反映していることがわかった. しかし, 震源距離に依存した経路平均 Q_s 値に関しては全ての観測点で共通のものとして扱っているため, 改善の余地があると考えられる.

本章では, 紀伊半島下の微動エネルギーの空間分布を調べることを目的とする. そのために, 地震計アレイとその周辺に位置する Hi-net 観測点を用いて 2–8 Hz の経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性を観測点ごとに推定した. 推定した値をもとに微動エネルギーを計算し, 第 3 章で求めた微動マイグレーションの空間分布との比較を行うことでそれらの関係性を調べた.

4.1 データ

微動エネルギーを推定するために地震計アレイとその周辺の Hi-net 観測点 4 点を使用した. 図 4.1 に観測点の配置図と, 観測点ごとに得られた微動のスペクトルとノイズ部分のスペクトルの例を示す. Hi-net 観測点は, アレイとの観測点間距離が 30 km 以内の東吉野 (HYSH), 宮川 (MGWH), 嬉野 (URSH), 松阪 (MASH) の 4 観測点を使用した. 度会 (WATH) も観測点間距離が 30 km 以内に位置するが, 微動の信号の S/N 比が他の観測点よりも小さいため今回の解析からは外した. 図 4.1 (a) 中の $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ のセルの色はそのセル内に含まれる微動の積算数を示しており, それぞれのセル内のイベントから各観測点までの経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) の推定を本研究では行った.

図 4.1 (b) の微動のスペクトルは以下のように計算した. (1) 観測した波形から地震計の

機器特性を取り除く。(2) 微動の理論走時から ± 30 秒の中で、10 秒の時間窓を重複なしで移動させながら 3 成分合成パワースペクトルを計算する。合計 6 つの窓で得られたパワースペクトルのアンサンブル平均を求める。地震計アレイについては微動のスローネスと到来方向を用いて全観測点の地震波形を重合し、3 成分合成パワースペクトルを計算した。なお、本研究の微動カタログにあるデータは 60 秒間の中でスローネスと到来方向が安定している震源を決定して得られたため、60 秒間のアンサンブル平均を計算することは理にかなっている。(3) パワースペクトルをさらに 1 Hz 幅の Parzen ウィンドウで平滑化し、その平方根を取ることでスペクトル振幅を計算した。

ノイズのスペクトルについては、12 個の微動エピソードが始まる 1 週間前の通常地震と微動が起きていない任意の時間帯について上記と同じ手順で計算した。地震計アレイに関しては AY10 観測点を用いてノイズのスペクトルを計算した。以降の解析では、全ての観測点で S/N 比が 2 以上のイベント (13,443 個) を使用した。

4.2 解析手法

経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性の推定

一般に、あるイベント i に対して、観測点 k で観測される S 波スペクトル振幅 $F_k^i(f)$ は、

$$F_k^i(f) = (r_k^i)^{-1} R_k^i S^i(f) G_k(f) I_k(f) \exp\left(-\frac{\pi f T_k^i}{Q_k^i(f)}\right), \quad (4.1)$$

とかける。ここで上付き文字 i はイベント、下付き文字 k は観測点を表し、 r_k^i は震源距離、 R_k^i は震源の S 波放射パターン、 $S^i(f)$ は震源スペクトル、 $G_k(f)$ はサイト増幅特性、 $I_k(f)$ は地震計の機器特性、 T_k^i は S 波走時、そして $Q_k^i(f)$ は経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) である。本研究では微動発生域を $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ のセルに分割し、そのセル内で起きた微動から各観測点までの Q_{ave} をそれぞれ計算する。図 4.2 にその概念図を示す。

式 (4.1) から経路平均 Q_s 値、震源特性、サイト増幅特性の情報を分離するために、二重スペクトル比法 (e.g. Matsuzawa et al., 1986) を用いて 3 つの要因の分離を行なった。セル内のイベント i について、異なる観測点 k, l でスペクトル比を計算すると震源スペクトルを取り除くことができ、

$$\frac{F_k^i(f)}{F_l^i(f)} = \left(\frac{r_k^i}{r_l^i}\right)^{-1} \frac{R_k^i G_k(f)}{R_l^i G_l(f)} \exp\left[-\pi f \left(\frac{T_k^i}{Q_k^i(f)} - \frac{T_l^i}{Q_l^i(f)}\right)\right], \quad (4.2)$$

とかける。地震計の機器特性についてはデータ処理の段階で取り除かれているものとした。次に、同じセル内にある異なるイベント i, j について式 (4.2) で計算したスペクトル比を使

い、二重スペクトル比を計算するとサイト増幅特性を取り除くことができる。その式は、

$$\frac{F_k^i(f)/F_l^i(f)}{F_k^j(f)/F_l^j(f)} = \left(\frac{r_k^i/r_l^i}{r_k^j/r_l^j} \right)^{-1} \frac{R_k^i/R_l^i}{R_k^j/R_l^j} \exp \left[-\pi f \left(\frac{T_k^i}{Q_k^i} - \frac{T_k^j}{Q_k^j} - \frac{T_l^i}{Q_l^i} + \frac{T_l^j}{Q_l^j} \right) \right], \quad (4.3)$$

とかける。式 (4.3) から原理的には $Q_k^i, Q_k^j, Q_l^i, Q_l^j$ をそれぞれ推定することが可能である。しかし、微動の震源決定精度や使用するイベントの S/N 比の影響で、セル内の各イベントから観測点への経路平均 Q_s 値を推定することは難しい。そこで、セル内にあるイベントから観測点までの経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) をイベントによらず一定とし、 $(Q_{\text{ave}})_k = Q_k^i = Q_k^j$, $(Q_{\text{ave}})_l = Q_l^i = Q_l^j$ を仮定する。

同じセル内における経路平均 Q_s 値の仮定、 $(Q_{\text{ave}})_k = Q_k^i = Q_k^j$, $(Q_{\text{ave}})_l = Q_l^i = Q_l^j$ を用いて、

$$\frac{F_k^i(f)/F_l^i(f)}{F_k^j(f)/F_l^j(f)} = \left(\frac{r_k^i/r_l^i}{r_k^j/r_l^j} \right)^{-1} \frac{R_k^i/R_l^i}{R_k^j/R_l^j} \exp \left[-\pi f \left(\frac{T_k^i - T_k^j}{(Q_{\text{ave}})_k} - \frac{T_l^i - T_l^j}{(Q_{\text{ave}})_l} \right) \right], \quad (4.4)$$

を導出した。式 (4.4) の両辺で自然対数を取ると、

$$\ln \left(\frac{F_k^i(f)/F_l^i(f)}{F_k^j(f)/F_l^j(f)} \cdot \frac{r_k^j/r_l^j}{r_k^i/r_l^i} \right) = -\pi f \left[\frac{1}{(Q_{\text{ave}})_k} (T_k^i - T_k^j) - \frac{1}{(Q_{\text{ave}})_l} (T_l^i - T_l^j) \right] + \ln \left(\frac{R_k^i/R_l^i}{R_k^j/R_l^j} \right), \quad (4.5)$$

と表せる。式 (4.5) を用いれば周波数ごとに経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) を推定することが可能だが、 Q_{ave} の推定結果が安定しなかった。そのため、微動の信号が卓越する 2–8 Hz (e.g. Obara 2002, Yabe and Ide 2014) の範囲で Q_{ave} が一定であるという仮定のもと以降の解析を行った。式 (4.5) 中の S 波の放射パターンに関する項 $\beta = \ln \left(\frac{R_k^i/R_l^i}{R_k^j/R_l^j} \right)$ については、微動や VLFE の発震機構のほとんどが低角逆断層型 (e.g. Takeo et al., 2010; Imanishi et al., 2016) であることから、同じセル内にある微動については発震機構がほぼ同じだと考えられる。つまり、式 (4.5) での放射パターンに関する項は $\beta = 0$ になることが期待される。以降では同じセルで 1 つの β も未知数として、推定した β についての確認をする。あるセル内で式 (4.5) は単純な線形逆問題で表すことができ、

$$\|\mathbf{d} - \mathbf{A}\mathbf{m}\|_1 \rightarrow \min., \quad (4.6)$$

$$\begin{aligned}
\mathbf{d} &= \left[D_{12}^{12}(f_p), \dots, D_{1M}^{12}(f_p), \dots, D_{12}^{(N-1)N}(f_p), \dots, D_{(M-1)M}^{(N-1)N}(f_p) \right]^T \\
\mathbf{A} &= -\pi \begin{bmatrix} f_p \Delta T_1^{12} & -f_p \Delta T_2^{12} & \dots & 0 & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ f_p \Delta T_1^{12} & 0 & \dots & 0 & -f_p \Delta T_M^{12} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ f_p \Delta T_1^{(N-1)N} & -f_p \Delta T_2^{(N-1)N} & \dots & 0 & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & f_p \Delta T_{M-1}^{(N-1)N} & -f_p \Delta T_M^{(N-1)N} & 1 \end{bmatrix} \\
\mathbf{m} &= \left[1/(Q_{\text{ave}})_1, 1/(Q_{\text{ave}})_2, \dots, 1/(Q_{\text{ave}})_{M-1}, 1/(Q_{\text{ave}})_M, \beta \right]^T,
\end{aligned} \tag{4.7}$$

$$\begin{aligned}
D_{kl}^{ij}(f_p) &= \ln \left(\frac{F_k^i/F_l^i}{F_k^j/F_l^j} \cdot \frac{r_k^i/r_l^i}{r_k^j/r_l^j} \right) (f_p) \\
\Delta T_q^{ij} &= T_q^i - T_q^j \\
\beta &= \ln \left(\frac{R_k^i/R_l^i}{R_k^j/R_l^j} \right),
\end{aligned} \tag{4.8}$$

とかける．ここで N は全微動イベント， M は全観測点数， f_p は周波数である．式 (4.6) の L1 ノルム残差を最小化する問題を考える． \mathbf{d} は式 (4.8) の $D_{kl}^{ij}(f_p)$ (二重スペクトル比に震源距離の二重比をかけた項) を成分にもつデータベクトルである． \mathbf{A} は，周波数成分の総数 (P) \times イベントペア数 \times 観測点ペア数 ($P \times \frac{(N-1)N}{2} \times \frac{(M-1)M}{2}$) の行成分，観測点数 +1 ($M+1$) の列成分からなる行列で，各行列成分は異なるイベントに対する観測点ごとの走時差の情報 (式 (4.8) の ΔT_q^{ij}) で表される． \mathbf{m} は観測点ごとの経路平均 Q_s 値と式 (4.8) の放射パターンに関する項 β を成分にもつモデルベクトルである．経路平均 Q_s 値の不確かさは，観測点に関するジャックナイフ法で標準偏差から計算した．使用したイベントは $N=13,443$ 個，観測点は $M=5$ 観測点，そして周波数は， $f_p = (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8)$ Hz の周波数成分 ($P=7$) である．

セルの大きさは，同じセル内に 100 個以上の微動が含まれるように $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ と設定した (図 4.1a)．また，同じセル内のほぼ同じ位置で起きた微動を使用することを避けるために，震源間距離が 5 km 以上離れたイベントをペアとして使用した．

全てのセルで観測点ごとの経路平均 Q_s 値の推定が終わった後，サイト増幅特性の推定を行った．式 (4.2) にその Q_{ave} を代入し，

$$\ln \left(\frac{F_k^i(f)}{F_l^i(f)} \cdot \frac{r_k^i}{r_l^i} \right) = -\pi f \left[\frac{T_k^i}{(Q_{\text{ave}})_k} - \frac{T_l^i}{(Q_{\text{ave}})_l} \right] + \ln \left(\frac{R_k^i}{R_l^i} \cdot \frac{G_k(f)}{G_l(f)} \right), \quad (4.9)$$

サイト増幅特性をモデルパラメータとする L1 ノルムを使用した線形逆問題を解くことで、観測点ごとのサイト増幅特性の推定を行った。このとき、式 (4.9) を一意的に解くために、東吉野 (HYSH) のサイト増幅特性を 1 と固定して計算を行った。また、放射パターンの影響が式 (4.9) には残っているが、式 (4.8) の β からはイベントごとの S 波の放射パターンはわからない。そのため、観測点から見てさまざまな方向の微動を使うことでその影響を軽減できるものとして解析を行った。サイト増幅特性の不確かさは経路平均 Q_s 値の計算と同様に、観測点に関するジャックナイフ法を用いて標準偏差から計算した。

微動エネルギーの推定

微動カタログ内のイベントのエネルギーは、推定した Q_{ave} とサイト増幅特性を使って以下のように計算した。観測点 k でのあるセル n 内のイベント i のエネルギーは、

$$E_k^i \sim 4\pi V_s \rho (r_k^i)^2 \int_{t_0-30}^{t_0+30} dt |\dot{u}_k^i(t)|^2 \times \exp \left(\frac{2\pi f_0 T_k^i}{(Q_{\text{ave}})_k^n} \right) \times \frac{1}{G_k^2}, \quad (4.10)$$

で表せる。ここで、 E_k^i はエネルギー、 ρ と V_s はそれぞれ媒質の密度と S 波速度、 t_0 は微動の理論走時、 $|\dot{u}_k^i(t)|^2$ は 2–8 Hz の 3 成分合成速度振幅の二乗値、 r_k^i は震源距離、 T_k^i は S 波走時、 G_k はサイト増幅特性、 f_0 は中心周波数 ($f_0 = 4$ Hz)、そして $(Q_{\text{ave}})_k^n$ は n 番目のセルから観測点 k への経路平均 Q_s 値である。Maeda and Obara (2009) と同じように $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$, $V_s = 3500 \text{ m/s}$ を仮定して計算した。微動の放射パターンについては正確にわからないため、先行研究と同様に計算には含めなかった (e.g. Maeda and Obara, 2009; Yabe and Ide, 2014)。また、セルの範囲外にあるイベントについてはその震源から最も近いセルにおける経路平均 Q_s 値を使用してエネルギーを計算した。最終的に、イベント i のエネルギーは観測点ごとに計算したエネルギーの幾何平均を考えて、

$$\log_{10}(E^i) = \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M \log_{10}(E_k^i) \quad (4.11)$$

のように計算した。また、 $\log_{10}(E^i)$ の不確かさは $\log_{10}(E_k^i)$ に対する標準偏差 (σ) として計算し、あるイベントに対する観測点ごとに計算されたエネルギーのばらつき 10^σ を用いて、エネルギーの推定精度を評価した。

4.3 結果

4.3.1 経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性

図 4.3 にセル内の微動から各観測点までの経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) と、S 波の放射パターンに関する項 $\exp(\beta)$ の分布を示す。 Q_{ave} は 167–456 の範囲で推定された。 図 4.3 (a)–(e) は観測点ごとの経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) を示す。ほとんどの観測点でその直下では Q_{ave} がやや小さく、観測点から遠くなるにつれて Q_{ave} が大きくなるような特徴が見られた。一方、東吉野 (HYSH) では観測点の直下で Q_{ave} が大きい特徴が見られた。 図 4.3 (f) は S 波の放射パターンに関する項 $\exp(\beta)$ を示す。セル内の $\exp(\beta)$ は、セル内にある微動の発震機構がほぼ同じであるという仮定から 1 になることが期待される。紀伊半島の南西部では $\exp(\beta)$ がわずかに小さく推定されたが、紀伊半島全体では 0.93–1.01 の範囲で推定され、概ね期待通りの結果となった。

図 4.4 に震源距離と経路平均 Q_s 値の関係、そしてサイト増幅特性の結果を示す。観測点ごとの経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) は震源距離に依らずにばらついているように見える (図 4.4a)。 図 4.4 (a) の黒の破線は、震源距離 10 km ごとの Q_{ave} の調和平均を計算したものである。 Q_{ave} の調和平均値は、震源距離が大きくなるにつれて値が大きくなるような傾向が確認され、Yabe et al. (2014) や Yabe and Ide (2014) の結果と特徴が一致していた。 図 4.4 (b) は観測点ごとのサイト増幅特性を示す。サイト増幅特性は Hi-net 観測点の嬉野 (URSH) で 0.83、宮川 (MGWH) で 1.17、松阪 (MASH) で 0.84 とそれぞれ推定された。Hi-net 観測点は地表から深さ数十 m の観測井戸内に配置されていることから、自由表面の効果を受けていないと考えられる。それに対して、地震計アレイのサイト増幅特性は 2.37 と Hi-net 観測点に比べて大きく推定された。地震計アレイのサイト増幅特性が大きいのは、アレイが地表に配置されているために自由表面の効果が含まれているからだと考えられる。アレイについて自由表面の効果を補正したサイト増幅特性は 1.19 であることから、本研究で使用した地震計アレイの観測環境がよいことがわかる。先行研究で推定された経路平均 Q_s 値やサイト増幅特性との比較については、4.4.1 節で議論する。

4.3.2 微動エネルギーの空間分布

推定した経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性を使って計算した微動エネルギーの結果を示す。 図 4.5 は、すべての微動に対する推定した微動エネルギーの不確かさのヒストグラムを示す。本研究では Yabe and Ide (2014) と同様に微動の放射パターンの影響を考慮していないが、推定したエネルギーのばらつきは中央値で 1.62 倍となり、ほとんどが 3 倍以内に収まった。 図 4.6 は微動の発生数とエネルギーの空間分布を示す。微動のエネルギー分

布を詳細に調べるために、 $0.025^\circ \times 0.025^\circ$ のセルごとに 5 個以上の微動が含まれる場合、エネルギーの幾何平均値 (E_{cell}) を $\log_{10}(E_{cell}) = \frac{1}{N_{cell}} \sum_{n=1}^{N_{cell}} \log_{10}(E_n)$ のように計算した。 N_{cell} はセル内の微動の発生数、 E_n はセル内の n 番目のイベントのエネルギーである。ここで、エネルギーの幾何平均値を計算しているのは、セル内の微動エネルギーの頻度分布を見ると高エネルギー側に裾が伸びており、エネルギーの対数の頻度分布を見ると正規分布に従っているように見えたからである。微動の発生数は、第 3 章の図 3.6 (a) に対応してマイグレーションを構成する微動の頻度が高いところで多かった (図 4.6a)。このことは、微動の発生数が多いところでは微動マイグレーションが起きやすいことを表す。図 4.6 (b) は微動エネルギーの空間分布を示す。微動エネルギーはプレート走向方向に沿って変化していることが確認され、先行研究で推定された微動のエネルギーレートの空間分布とよく一致していた (Yabe and Ide 2014; Figure 7)。第 3 章の図 3.6 (b) において、微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションが観測されている領域 R1 (136.4° E , 34.7° N の位置付近) と R3 (136.3° E , 34.5° N の位置付近) では、遷移域の深部で微動はエネルギーが小さく、浅部の微動ほどエネルギーが大きくなる。また、その領域で up-dip 方向のマイグレーションが最終的に到達する遷移域の上限には、(136.4° E , 34.5° N) の位置付近に微動エネルギーが高い領域が存在する。この微動エネルギーが高い領域は、図 3.6 (b) における R2 に対応しており、先行研究 (Yabe and Ide, 2014; Nakamoto et al, 2021) でも高エネルギーの微動パッチが存在する場所として報告されていた。図 4.6 (c) はセル内の微動の発生数とエネルギーの幾何平均値の関係を示す。この関係からは、微動エネルギーの幾何平均値が大きいほど微動の発生数が少なくなることがわかる。日本の四国で微動エネルギーとプレート境界面上の微動パッチの強度との関係を調べた先行研究 (Kano et al., 2018a) でもこの関係を指摘しており、微動の発生数とエネルギーとの関係について四国と紀伊半島で似たような特徴を示すことがわかった。

4.4 議論

4.4.1 先行研究との比較

ここでは、本研究で推定した経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性について先行研究と比較する。

サイト増幅特性

図 4.7 は先行研究 (Yabe et al., 2014; Yabe and Ide, 2014) で推定された Hi-net 観測点のサイト増幅特性と本研究の結果との違いを示す。Yabe et al. (2014) では 2–8 Hz の微動の最大地表面速度 (PGV) を使用して、震源距離に依存する経路平均 Q_s 値とサイト増幅

特性を同時に推定した。また, Yabe and Ide (2014) では 2–8 Hz の微動エネルギーを使用して, 震源距離に依存する経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性を同時に推定した。特に, Yabe and Ide (2014) については, サイト増幅係数を計算する際の基準観測点を本研究で基準にした東吉野 (HYSH) と異なる観測点にとっていたが, 本研究と同じく東吉野を基準とした相対的なサイト増幅特性に変換して比較を行った。本研究と先行研究で推定したサイト増幅特性を比較した結果, 基準観測点の東吉野 (青色) に対して, 嬉野 (緑色), 宮川 (黄色), 松阪 (紫色) は正の相関を示すことがわかった。Yabe and Ide (2014) では四国の観測点について, Maeda and Obara (2009) がコーダ規格化法で推定したサイト増幅特性との比較を行い, 2 つの研究で推定結果がよい一致を示した (Yabe and Ide 2014; Figure 3)。そのため, 本研究では先行研究とは異なる手法でサイト増幅特性を推定しているが, その値は概ねよい一致を示していると考えられる。

経路平均 Q_s 値

本研究では, 経路平均 Q_s 値は $Q_{ave} = 167\text{--}456$ の範囲で推定された。この結果は, Maeda and Obara (2009) で仮定されている $Q_{ave} = 184$ よりも大きく, Yabe and Ide (2014) で推定された紀伊半島の結果, $Q_{ave} = 289\text{--}1346$ (Yabe and Ide 2014, Table1 より計算した) より小さい値であった。本研究で推定した経路平均 Q_s 値は全観測点の平均で見れば震源距離に依存しているように見えるが, 観測点ごとに見ればばらついているように見えた (図 4.4a)。Yabe et al. (2014) や Yabe and Ide (2014) では, 震源距離が大きくなるにつれて経路平均 Q_s 値が大きくなるような傾向を確認し, その傾向を地震波減衰構造の深さ依存性に起因するものと解釈した。具体的には, 深い場所で Q_s 値が大きく, 浅い場所で Q_s 値が小さいというモデルで説明が可能である。本研究でも全観測点の平均で見れば震源距離が大きくなるにつれて経路平均 Q_s 値が大きくなるような傾向が確認されたことは, 上記の地震波減衰構造の深さ依存性のモデルで紀伊半島下の地下構造を説明できることを示唆する。観測点ごとに経路平均 Q_s 値がばらついてみえたのは, 先行研究では震源距離に依存した経路平均 Q_s 値をすべての観測点で共通に扱っていたが (e.g. Yabe et al., 2014; Yabe and Ide, 2014), 本研究では観測点ごとに経路平均 Q_s 値が異なることが一つの要因であると考えられる。そして, このような観測点ごとの違いは紀伊半島下における Q_s 値の空間分布の違いによるものかもしれない。

4.4.2 微動マイグレーションとエネルギー分布の比較

本研究で推定した微動のエネルギーからは, プレート走向方向に沿って不均質なエネルギー分布を確認することができた。先行研究では, 空間的な微動エネルギーの大きさの違いがプレート境界面における微動パッチの強度の不均質性を反映していることが示唆され

ている (Yabe and Ide 2014; Kano et al. 2018a). ここでは、微動エネルギー分布と微動マイグレーションの特徴について議論する。まず、微動エネルギー分布とマイグレーションとの関係を調べるために、走向方向に沿ったエネルギー分布と微動の発生数をもとに紀伊半島を 4 つの領域 (ST1–ST4) に分割した (図 4.8a). この場合分けの中には、第 3 章の 3.4.2 節で微動マイグレーションの特徴を調べた R1–R4 の領域が含まれている。ここで R1 から R4 の特徴を簡単にまとめると、R1 ではプレート傾斜方向のマイグレーションが卓越するとともに南西へ移動する成分をもつ。R2 ではプレート走向方向のマイグレーションが卓越し、主に南西方向に移動する、また、微動エピソードの終点となる特徴をもつ。R3 ではプレート傾斜方向のマイグレーションが卓越するとともに北東方向へ移動する成分をもつ。最後に R4 ではプレート走向方向のマイグレーションが卓越し、南西方向と北東方向の双方向へ移動する。図 4.8 (a) で分割した領域で、ST1 には R1, ST2 には R2, ST3 には R3 と R4, ST4 には R4 がそれぞれ含まれている。図 4.8 (b) に微動エネルギーの分布とマイグレーションとの関係を示す。走向方向のマイグレーションの特徴を北から順に ST1 から ST4 までそれぞれ述べると、ST1 では南西方向のマイグレーションが 76 %, ST2 では南西方向のマイグレーションが 57 % (北東方向のマイグレーションが 43 %), ST3 では北東方向のマイグレーションが 62 % (南西方向のマイグレーションが 38 %), ST4 では北東方向のマイグレーションが 78 % を占めていた。また、ST2 を ST2-s1 と ST2-s2, ST3 を ST3-s3 と ST3-s4 へさらに分割しマイグレーションの特徴を調べた (図 4.9). その結果 ST2 では高エネルギーの場所を境に、ST2-s1 で南西方向のマイグレーションが 52 %, ST2-s2 で南西方向のマイグレーションが 59 % とわずかにマイグレーションの傾向が変化していた。上記の結果をまとめると、プレート走向方向に沿ってマイグレーションが卓越する方向は、微動エネルギーの高い場所から微動エネルギーの低い場所へ向かう方向とよく一致していた。

Yabe and Ide (2014) では微動エピソードが起きている間、初めの 10 個のイベントの震源位置の重心を開始点と定義し、開始点から 6 時間以内に 50 個以上のイベントが集中的に発生した場合、それらの震源位置の重心をバースト点と定義することで、開始点とバースト点の空間分布を調べた。開始点は遷移域の深部に位置する低エネルギーの場所、バースト点は遷移域の浅部に位置する高エネルギーの場所に存在することを彼らは述べている (Yabe and Ide, 2014; Figure 8d). 彼らは、微動エピソードの成長過程を以下のようにまとめている。(1) 遷移域の深部に位置する低エネルギーの微動パッチで微動が始まり、遷移域の浅部に位置する高エネルギーの微動パッチへと移動する。(2) その後、高エネルギーの微動パッチで微動バースト (e.g. Shelly, 2010) が起きた場合に、プレート走向方向に沿ったマイグレーション (メインフロント) になる。本研究の結果でも、微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションが低エネルギーの場所から高エネルギーの場所へと移動することを確認できる (図 3.6b の R1, R3; 図 4.8b の ST1, ST3). そのため、

プレート走向方向に沿って微動エネルギーの高い場所から微動エネルギーの低い場所へ向かう特徴は、微動バーストが起きた後のメインフロントの特徴を見ていると考えられる。Nakamoto et al. (2021) では本研究と同じ地震計アレイを使用して微動の震源決定をセンブランス法で行い、微動パッチのエネルギーと ETS の成長過程について調べている。彼らの震源決定では、本研究とは異なる観測点補正值を使用しているため、震源の位置が本研究の微動カタログやエンベロープ相関法で決定されたカタログに比べてずれているが、相対的な震源の位置については議論できる。プレート走向方向に沿った高エネルギーの微動パッチの分布は、本研究で推定された微動エネルギー分布とおおよそ一致していた。彼らは ETS の成長過程が高エネルギーの微動パッチを破壊できるかどうかで決まることを提案している。このようにいずれの研究においても、プレート境界面上で高エネルギーの微動パッチの存在が微動エピソード (または、ETS) の成長過程を左右することを指摘している。ST2 (または、第 3 章の R2) に着目すると、この領域は微動エピソードの終点となる特徴を持っており、ST2 に存在する高エネルギーの微動パッチの存在がプレート走向方向に沿った微動の時空間発展様式を決める重要な要因になっていると考えられる (図 4.8b の ST2)。また、本研究で RTR が観測された場所は ST2 から ST4 までの低エネルギーの領域に対応しており、ニュートン粘性に従う延性領域に脆性パッチを埋め込むことで、プレート走向方向の不均質性を考慮した応力拡散モデル (Ando et al., 2012) によって十分に説明することができる。

Kano et al. (2018a) は、四国西部を対象にして強度が異なる微動パッチでそれぞれ以下の特徴があることを示した。強度の弱い微動パッチでは、(1) 微動の発生数が多い、(2) 微動エネルギーが小さい、(3) プレート境界面で流体圧が高い (プレート境界面上盤で V_p/V_s が低い)、(4) 潮汐応答が高い、(5) マイグレーション速度が遅い。強度の強い微動パッチではその逆が成り立つ。本研究でも似たような特徴が確認でき、特に ST3 では、(1) 微動の発生数が多い (図 4.6a)、(2) 微動エネルギーが小さい (図 4.8a)、(3) プレート境界面上盤で V_p/V_s が低い (Nakajima and Hasegawa, 2016, Figure 1d) という特徴が見られる。ST3 では RTR が多く確認されており、潮汐荷重が RTR の発生を助長することが先行研究 (e.g. Ando et al., 2012; Thomas et al., 2013) で示唆されていることから (4) 潮汐応答が高いという条件を満たすかもしれない。最後にマイグレーション速度に関しては、速度が継続時間に依存して変化することを 3.5.2 節で確認しているため、(5) の条件の判断は簡単ではない。しかし、ST3 ではメインフロント (~ 10 km/day) から RTR (~ 100 km/day) までさまざまなマイグレーション速度をもつ現象を確認している。Ando et al. (2012) のモデルを考慮すると、RTR は応力の拡散フロントが強度の強い微動パッチを破壊した場合に、拡散フロントの背後で回復や再載荷された強度の弱いパッチが再び破壊される現象であるため、RTR は主に強度の弱い微動パッチで起きていると考えることができる。まとめると、ST3 は強度の弱い微動パッチの条件を満たしていると考えられ、Kano et al. (2018a) と同

様の結果が紀伊半島でも得られることがわかった。

以上の議論をまとめると、詳細な微動エネルギーの空間分布はプレート境界面上の摩擦特性を調べるうえで手掛かりになると考えられる。また、本研究の結果は、プレート境界面上において微動パッチが不均質に分布していることが微動マイグレーションの様式を支配する重要な要因であることを強く示唆する。

4.5 まとめ

本章では、地震計アレイとその周辺に位置する Hi-net 観測点を用いて 2–8 Hz の経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性をそれぞれ推定し、それをもとに微動エネルギーを計算しその空間分布を詳細に調べた。

- 経路平均 Q_s 値は観測点ごとに 167–456 の範囲で推定され、先行研究 (Yabe et al., 2014; Yabe and Ide, 2014) のように震源距離依存性は明瞭には確認できなかった。サイト増幅特性は東吉野 (HYSH) 観測点を基準として、地震計アレイでは 2.37, その他の Hi-net 観測点では嬉野 (URSH) で 0.83, 宮川 (MGWH) で 1.17, 松阪 (MASH) で 0.84 と推定された。
- 推定した経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性をもとに計算した微動エネルギーは不確かさ 3 倍以内に収まり、詳細な微動エネルギーの空間分布を調べることを可能にした。微動エネルギーの分布は、微動の発生数の分布や第 3 章の結果の微動マイグレーションの分布とよい対応関係が確認された。また、プレート走向方向に沿った微動エネルギー分布の明瞭な変化を確認することができた。
- プレート走向方向のマイグレーションと微動エネルギー分布には、高エネルギーの領域から低エネルギーの領域へと震源が移動する特徴が確認された。また、微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションは遷移域の深部に位置する低エネルギーの領域から始まり、遷移域の浅部の高エネルギーの領域へ移動し、そして高エネルギーの領域を破壊した後にプレート走向方向へ伝播することが確認された。微動エネルギーの空間分布はプレート境界面上における微動パッチの強度を反映していると解釈することができ、強度の異なる微動パッチが不均質に分布していることが微動マイグレーションの様式を強く支配していることを示唆する。

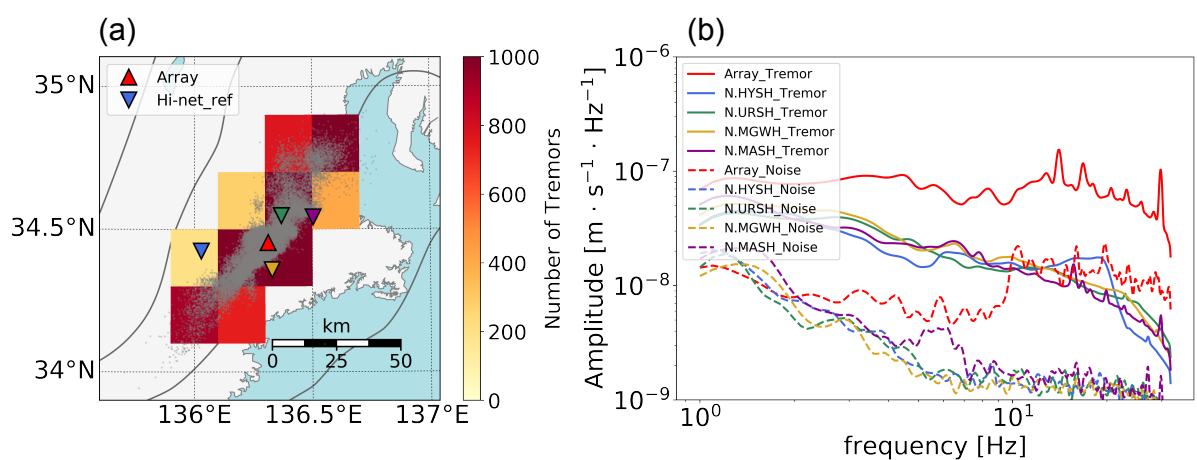


図 4.1 (a) 微動分布と観測点の配置. 灰色の点は 2012 年 7 月から 2014 年 7 月までの微動の震央を示す. 赤色の上三角はアレイの位置, その他の下三角形は Hi-net 観測点に対応し, 青色は東吉野 (HYSH), 緑色は嬉野 (URSH), 黄色は宮川 (MGWH), 紫色は松阪 (MASH) を表す. 背景のセルは, 観測点ごとの経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) を推定するセルであり, カラーバーはセル内に含まれる微動の数を示している. (b) 観測点ごとの速度振幅スペクトルの例. 破線はノイズスペクトルを表し, 実線は微動のスペクトルを示す. 色は (a) の観測点に対応している.

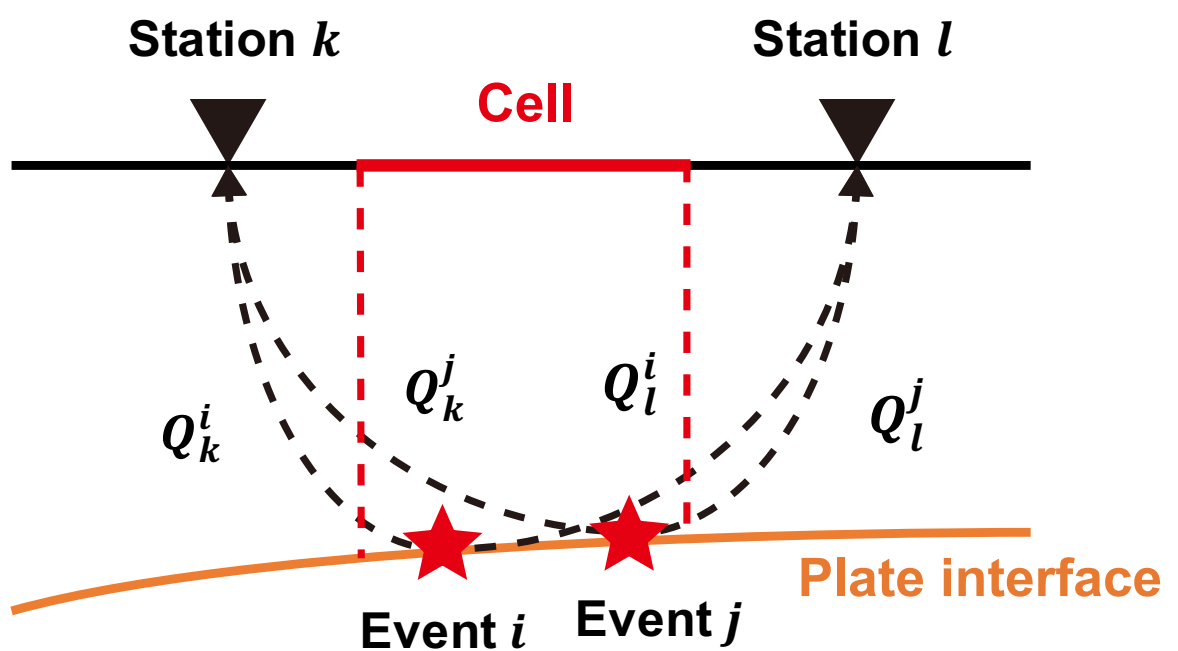


図 4.2 観測点ごとに経路平均 Q_s 値を計算する概念図. 赤のセル内にあるイベント i, j を使用して観測点ごとに経路平均 Q_s 値を $(Q_{\text{ave}})_k = Q_k^i = Q_k^j$ と仮定して計算した. 黒の三角は観測点, 赤の星はセル内のイベントを示す.

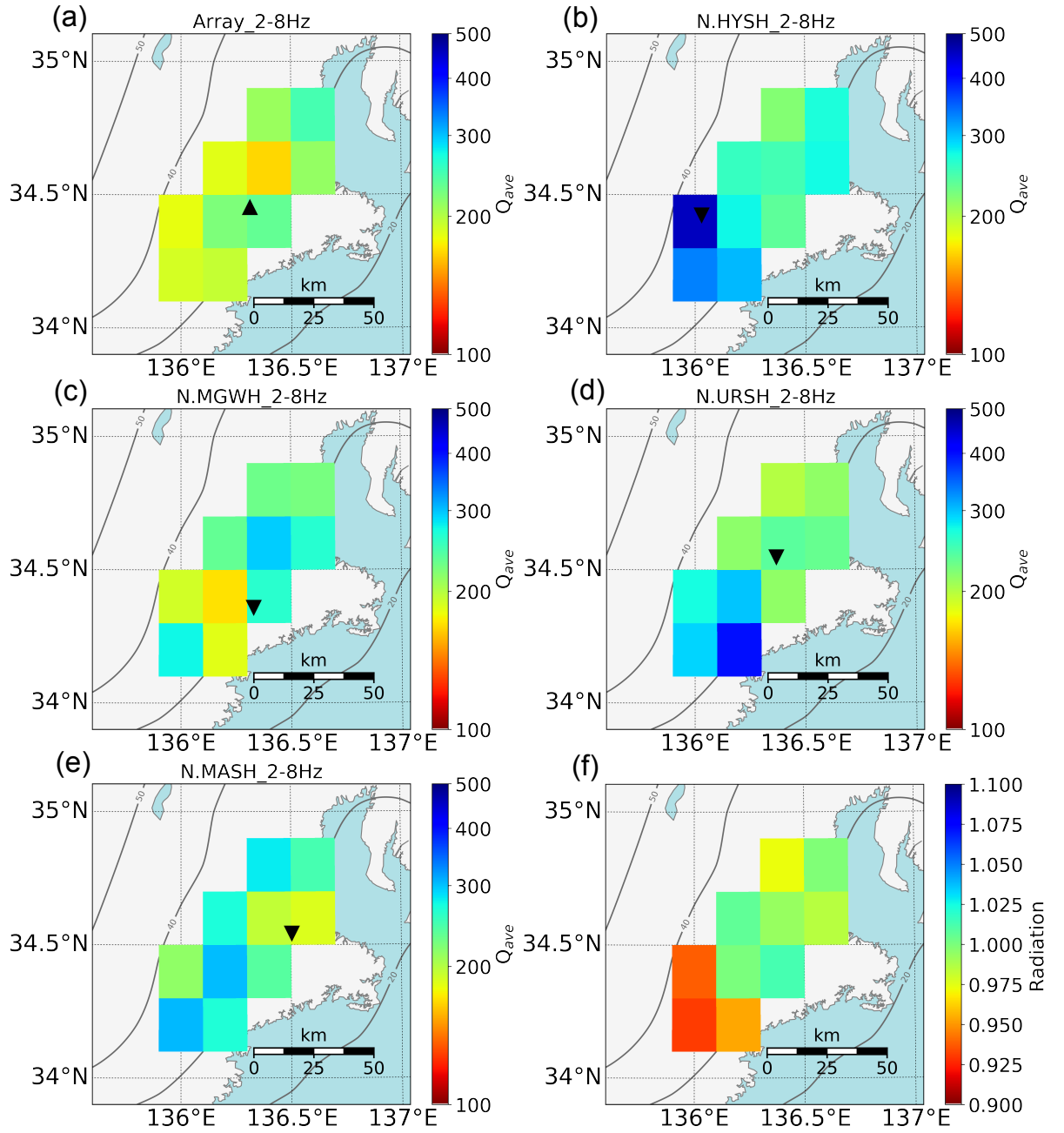


図 4.3 観測点ごとの 2-8 Hz の経路平均 Q_s 値 (Q_{ave}) の分布図. (a) は地震計アレイ, (b) は東吉野 (HYSH), (c) は宮川 (MGWH), (d) は嬉野 (URSH), (e) は松阪 (MASH) における 2-8 Hz の経路平均 Q_s 値を示す. (a)–(e) の図のカラーバーは経路平均 Q_s 値を表す. (f) は S 波の放射パターンに関する項 $\exp(\beta)$ の結果であり, カラーバーはその値を表す.

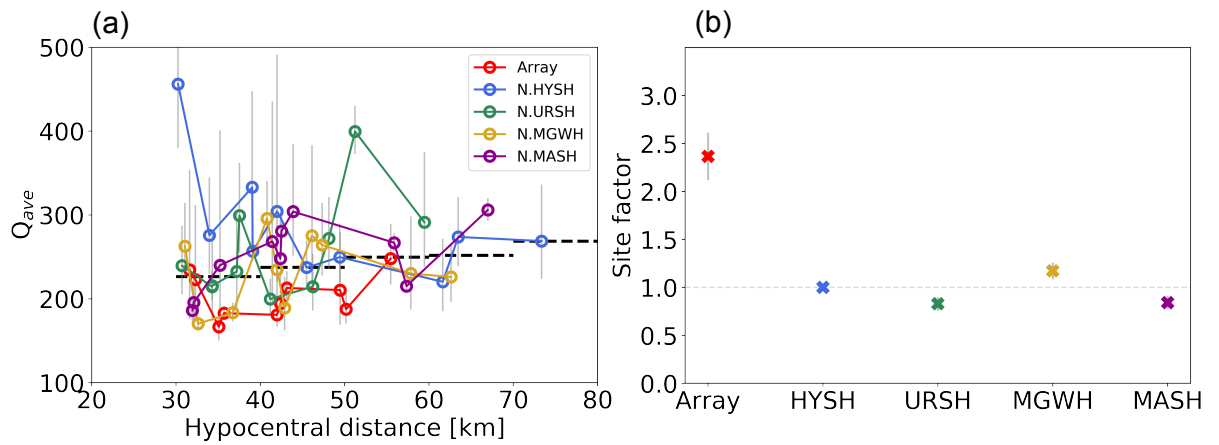


図 4.4 (a) 震源距離と経路平均 Q_s 値の関係. 赤色はアレイ, 青色は東吉野 (HYSH), 緑色は嬉野 (URSH), 黄色は宮川 (MGWH), 紫色は松阪 (MASH) を表す. 経路平均 Q_s 値の不確かさを灰色の誤差棒で示す. 黒の破線は, 震源距離 10 km ごとに計算した経路平均 Q_s 値の調和平均値である. (b) 観測点ごとの 2-8 Hz におけるサイト増幅特性. 観測点の色は (a) と同じである. サイト増幅特性の不確かさを灰色の誤差棒で示す.

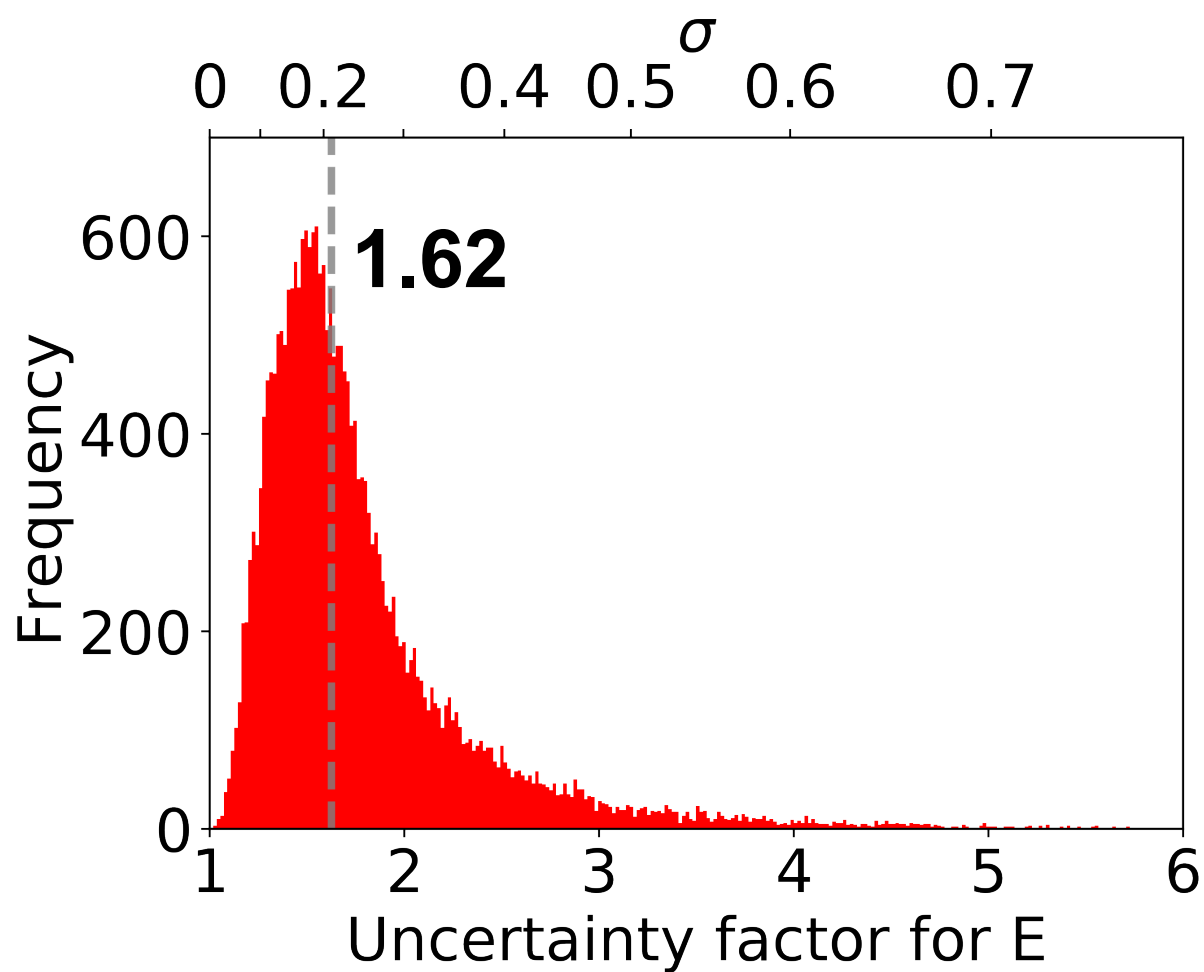


図 4.5 推定した微動エネルギーのばらつき (10^σ). σ は観測点ごとのエネルギーの幾何平均値に対する標準偏差である. 灰色の破線はエネルギーのばらつきの中央値を示す.

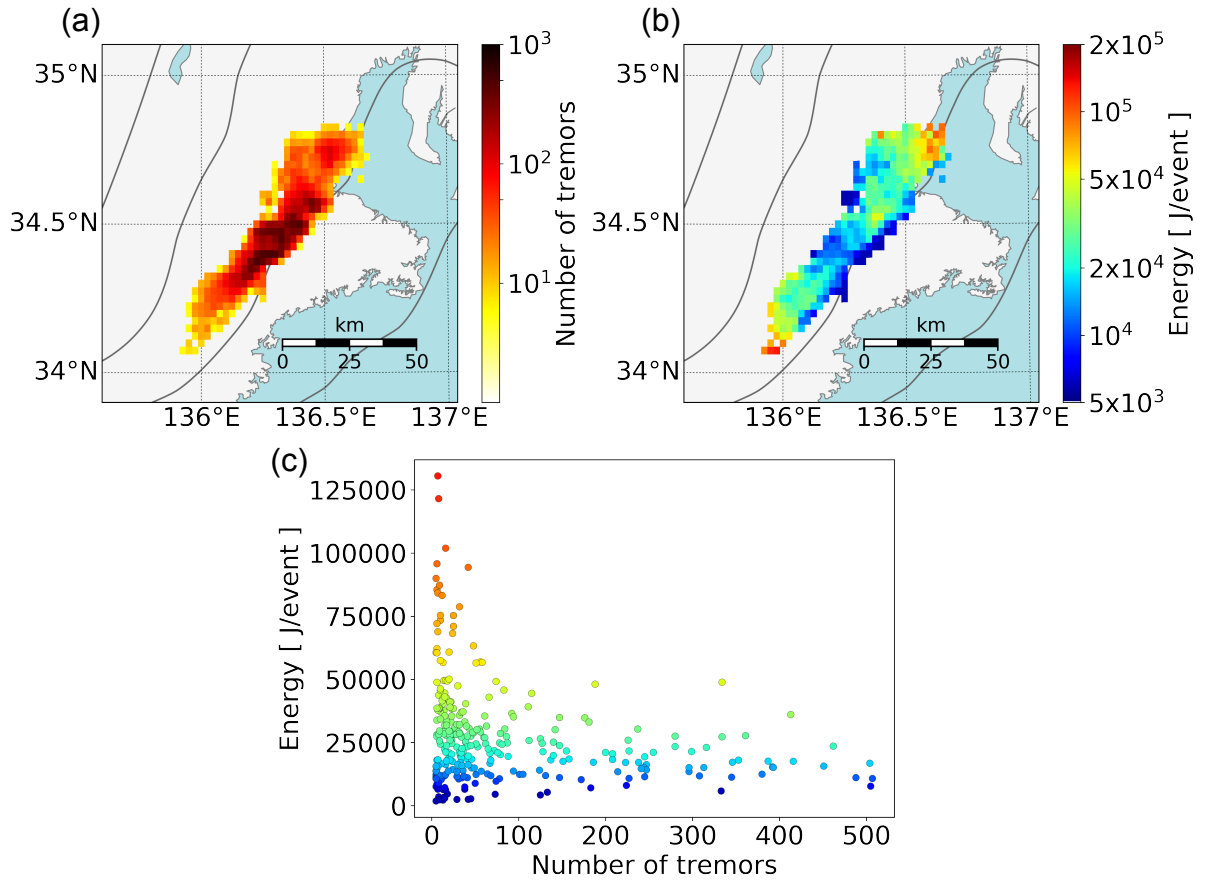


図 4.6 (a) 微動の発生数の空間分布. セルのサイズは $0.025^\circ \times 0.025^\circ$ である. カラーバーはセル内で発生した微動の総数を示す. (b) 微動エネルギーの空間分布. カラーバーはセル内の微動エネルギーの幾何平均値を示す. (c) 微動の発生数とエネルギーの幾何平均値の関係. 色は (b) と同じである.

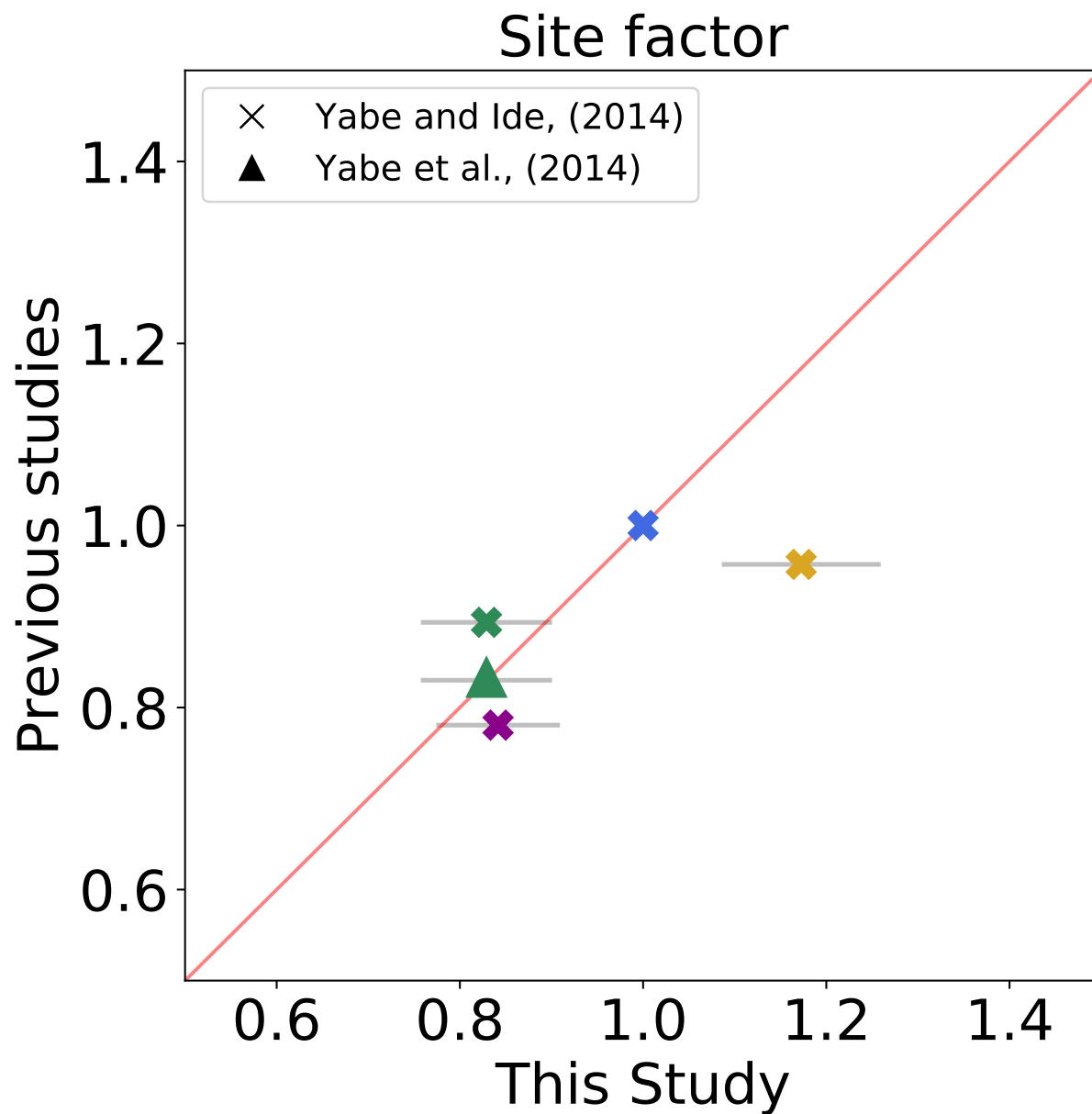


図 4.7 先行研究と本研究で推定したサイト増幅特性の比較. 三角は Yabe et al. (2014) で推定された結果, ばつ印は Yabe and Ide (2014) で推定された結果である. 青色は東吉野 (HYSH), 緑色は嬉野 (URSH), 黄色は宮川 (MGWH), 紫色は松阪 (MASH) のサイト増幅特性である. 本研究の結果の不確かさを灰色の誤差棒で示す.

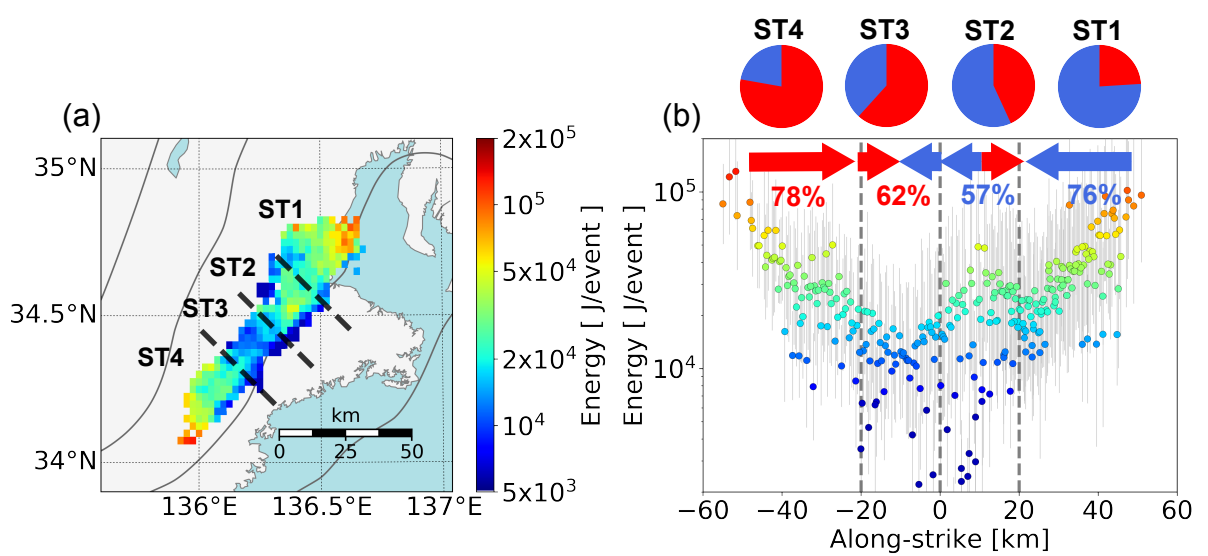


図 4.8 (a) 微動のエネルギー分布. ST1-ST4 は微動マイグレーションとエネルギーの関係を調べた領域を表す. 黒の破線はそれぞれの領域を分ける補助線. (b) 走向方向に沿った微動エネルギーの分布とマイグレーションの方向の関係. 灰色の破線は ST1-ST4 を分ける補助線. 図の上部の円グラフと矢印は ST1-ST4 の領域におけるマイグレーションの方向の割合を示す. 赤色は北東方向, 青色は南西方向へのマイグレーションを示す. $0.025^{\circ} \times 0.025^{\circ}$ のセル内の微動エネルギーのばらつきを灰色の誤差棒で示す.

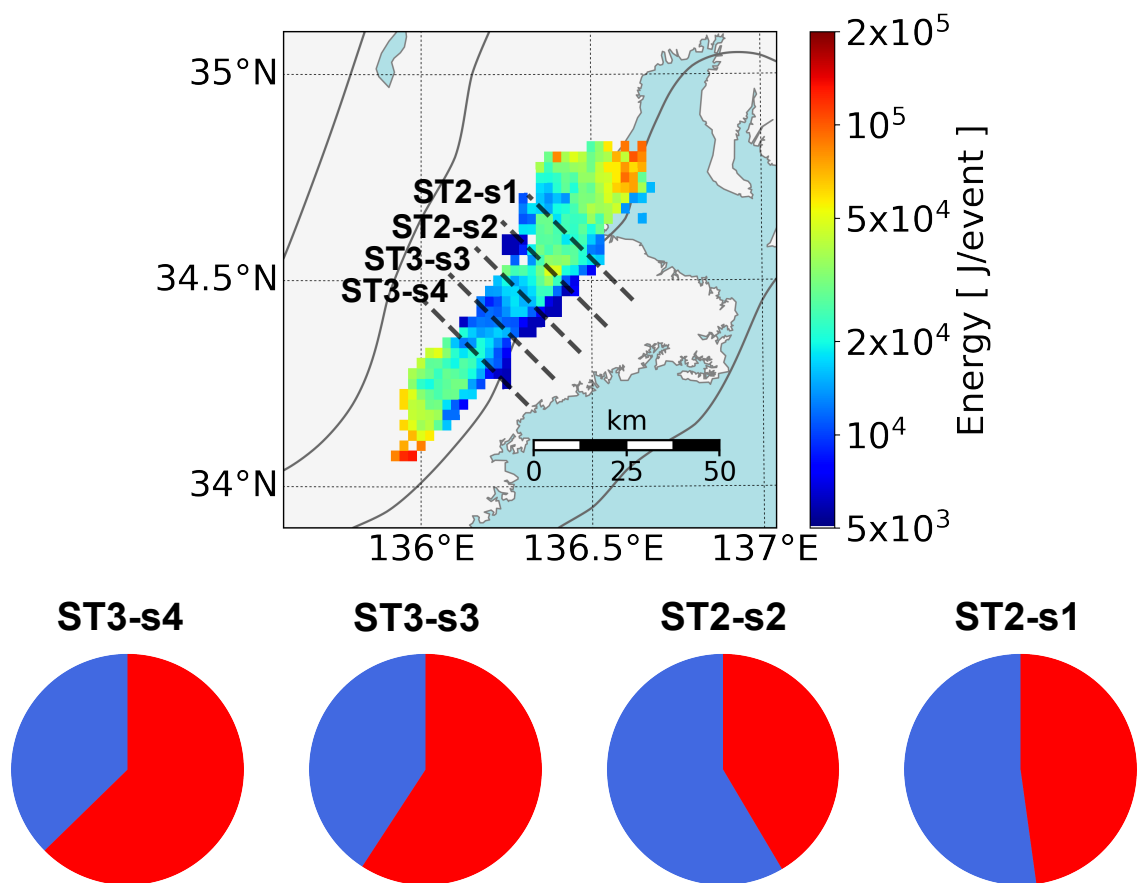


図 4.9 ST2 と ST3 における微動エネルギーの分布とマイグレーションの方向の関係. ST2-s1 と ST2-s2 は ST2 を分けた領域, ST3-s3 と ST3-s4 は ST3 を分けた領域を示す. 上の図の微動のエネルギー分布に示した黒の破線はそれぞれの領域を分ける補助線を表す. 下の図の円グラフはマイグレーションの方向の割合を示す. 赤色は北東方向, 青色は南西方向へのマイグレーションを表す.

第 5 章

微動マイグレーションから導かれるスケーリング則

現在, スロー地震に関するさまざまなスケーリング則が報告されているが, スロー地震の個々の現象が全体として一つのスケーリング則に従うのか (e.g. Ide et al., 2007), またはスロー地震の個々の現象がそれぞれ異なるスケーリング則に従うのか (e.g. Gomberg et al., 2016; Michel et al., 2019) という問題は完全には解決されていない. スロー地震の現象には, 継続時間が 100 秒から 1 日の間に大きなギャップ域が存在する. このギャップ域が存在するため, 測地学的な手法で検出される SSE と地震学的な手法で検出される LFE, 微動, そして VLFE の間にどのような関係 (スケーリング則) が成り立つのか未解明なままであり, スロー地震に関するさまざまなスケーリング則が乱立している原因にもなっていると考えられる. いくつかの先行研究で, このギャップ域で起きている現象の特徴を調べる試みが行われてきたが (e.g. Bletery et al., 2017; Aiken and Obara, 2021), その帯域の現象に成り立つ関係を理解しうる決定的な結果は未だ得られていない. 第 3 章で推定した微動マイグレーションの継続時間は 10 分から 1 日であったため, VLFE と SSE との間のギャップ域 (継続時間が 100 秒から 1 日) における現象を微動マイグレーションを用いて推測することが可能である. また, 本研究では第 3 章で微動マイグレーションの微細時空間構造を抽出できていることから, 微動マイグレーションに対して成り立つスケーリング則について調べることも可能でもある. そこで本章では, 微動マイグレーションに対して成り立つスケーリング則に関するモデルの提案と実証を行った.

5.1 解析手法

微動マイグレーションのエネルギー (E) と 断層面積 (A) の推定

第 3 章では, 時空間ハフ変換を用いて震源の不確かさを考慮した微動マイグレーションの抽出を行い, マイグレーションの震源分布, 継続時間, そしてマイグレーション速度を推定した. 抽出したマイグレーションの中には, 規模が大きい (継続時間が長い) イベントほど微動の震源の不確かさを超えた広がりをもつ面的なマイグレーションが存在することが分かった. そこで, 抽出した微動マイグレーションごとにエネルギーと断層面積の推定を行った. 特に, この推定は規模の大きいマイグレーションほど重要である. 図 5.1 に微動マ

マイグレーションのエネルギーと断層面積の推定の例を示す。推定を行う手順は以下の通りである。

- (1) 微動マイグレーションの継続時間内の微動を選択する。
- (2) マイグレーションの進行方向とその直交方向へ微動の震源位置を投影し、微動の位置と時間の関係図を作成する (図 5.1a, b)。
- (3) 各投影軸で直線のトレンドを取り除いた後、進行方向の軸から $\pm 2\sigma$ 、直交方向の軸から $\pm 3\sigma$ 以内の微動を抽出する (図 5.1c, d)。
- (4) 抽出した微動について凸包 (Convex hull; de Berg et al., 2008) を用いて、それらの震源位置を囲むような断層面積 (A) を図 5.1 (e) の赤色の多角形の面積から計算するとともに、微動の 2–8 Hz における積算エネルギー (E) を計算する。
- (5) 断層長 (L) と断層幅 (W) をマイグレーションの進行方向の長さ、直交方向の長さとして推定する (図 5.1 e)。

手順 (3) で進行方向に関する閾値を $\pm 2\sigma$ としているのは、RTR のようなメインフロントの進行方向とは逆方向に高速で移動する現象の影響による面積の過大評価を防ぐためである (例えば、図 5.1c の 15–20 時)。

規格化エネルギーの計算

微動マイグレーションの背後には SSE のような断層すべり現象が存在すると考え (e.g. Bletery et al., 2017), 短期的 SSE の地震モーメント (M_0) と微動の積算エネルギーとの比である規格化エネルギー (Scaled energy) を計算した。短期的 SSE に関しては産総研-SSE カタログ (Itaba and Ando 2011; 板場・他 2013a,b, 2014a,b, 2015) を使用した。微動カタログは第 2 章で作成したものを使用した。まず、次の 2 つの条件を満たす短期的 SSE と微動を選択した。(1) 短期的 SSE の継続時間内に発生している微動。(2) 短期的 SSE の断層面積内に存在する微動。そして、その SSE に選択した微動が 100 以上含まれる場合に規格化エネルギーの計算を行った。規格化エネルギーは (微動の 2–8 Hz における積算エネルギー) を (SSE の地震モーメント) で割ること (E/M_0) で計算し、SSE の地震モーメントについては、産総研-SSE カタログにあるモーメントマグニチュード (M_W) をもとに $M_0=10^{1.5M_W+9.1}$ の変換式を用いて計算した。また、SSE の断層面積 (A_{SSE}) と SSE の断層面積内に存在する微動を囲む面積 (A_{Tremor}) との比を面積比 ($= A_{Tremor} / A_{SSE}$) と定義して、規格化エネルギーの平均値を計算する際の重みとして使用した。 A_{Tremor} は凸包を用いて計算した。図 5.2 に規格化エネルギーの計算結果を示す。8 個の SSE について面積比は 0.26 から 0.72 の範囲で推定された。その面積比で重みつき平均した規格化エネルギーは $(1.34 \pm 0.64) \times 10^{-10}$ と推定され、先行研究 (e.g. Ide et al., 2008; Maeda and

Obara, 2009; Ide and Yabe, 2014) と同じく $10^{-10} \sim 10^{-9}$ の範囲内に推定された. Ide and Yabe (2014) では微動のエネルギーレートと VLFE の地震モーメントレートとの比を用いて規格化エネルギーを計算し, その空間分布を調べている. しかし, 本研究では規格化エネルギーを計算できる SSE が 8 個と少ないため, その空間分布については考慮せず, 紀伊半島における平均的な規格化エネルギーを用いる. 以降の解析では, 基本的に微動マイグレーションのエネルギー (E) を使用して結果を述べるが, 応力降下量やすべり量の計算を行う際には, エネルギー E を推定した規格化エネルギーの平均値 ($=1.34 \times 10^{-10}$) で割ることにより地震モーメント (M_0) に変換して使用した.

5.2 結果

5.2.1 E と A , A と T , E と T の関係

図 5.3 はエネルギー (E), 断層面積 (A), 継続時間 (T) のそれぞれの関係を示す. 図 5.3 (a) は, エネルギーと断層面積との関係を表している. 灰色の直線は, 応力降下量を一定と仮定した時の $M_0 \propto E \propto A^{1.5}$ の関係 (Kanamori and Anderson, 1975) を示し, ほとんどのイベントがこの関係式に従うことが分かった. そして, エネルギーが約 2×10^6 J ($M_W \approx 4.7$ N·m) より大きく, 断層面積が約 70 km^2 よりも大きいイベントでは $E \propto A^{1.5}$ の関係式からわずかにずれて, $E \propto A^2$ の関係式に近くなるようにも見える.

図 5.3 (b) は, 断層面積と継続時間との関係を表している. 通常地震の場合, 破壊伝播速度 (V_r) が一定の仮定から断層長 (L) を $L = V_r T$ と表すことができる. そして, 断層の幾何学的な相似則から断層長 (L) と断層幅 (W) はほぼ等しく, 断層面積を $A = L^2$ で表せることから, $A = L^2 \propto T^2$ の関係式が成り立つことが期待される. しかし, 本研究の結果からは断層面積が小さい場合, $A \propto T$ の関係式に従っているように見える. $A \propto T$ の関係式は断層長 (L) と断層幅 (W) を用いて $A = LW \propto T$ と表すことができ, 断層が破壊伝播速度一定で成長をするのではなく拡散的に成長していると考えることができる. 灰色の直線は拡散係数 D (m^2/s) を一定としたときの $A = DT$ の関係式を示し, $D=5000\text{--}20000 \text{ m}^2/\text{s}$ の範囲内にイベントが収まっていることが分かった. また, 断層面積が約 70 km^2 より大きく, 継続時間が約 10000 秒 (約 3 時間) よりも長いイベントでは $A \propto T$ からずれて $A \propto T^{0.5}$ に従っているようにも見える.

最後に図 5.3 (c) はエネルギーと継続時間との関係を示す. 灰色の直線は $M_0 = 10^{12} \times T$ と $10^{13} \times T$ の関係であり, スロー地震全体で成り立つスケーリング則 ($M_0 \propto E \propto T$) である (Ide et al., 2007). 本研究の結果は, スロー地震のスケーリング則 ($M_0 \propto T$) 上に推測されている. さらに, 10 分から 1 日の継続時間をもつイベントであることから, スロー地震のギャップ域に成り立つ関係を調べることができると考えられる.

5.2.2 スケーリング則の解釈

本研究の結果からはエネルギーが約 2×10^6 J, 断層面積が約 70 km^2 , 継続時間が約 10000 秒付近で, エネルギーと断層面積, 断層面積と継続時間との間にスケーリング則の折れ曲がりのような現象を確認することができた. 通常地震の場合にも, 地震の規模が大きくなるにつれて地震モーメントと断層面積との間にスケーリング則の折れ曲がりが見測されており (e.g. Murotani et al., 2015; Miyakoshi et al., 2015), このスケーリング則の折れ曲がりには断層パラメータの飽和 (断層幅 W や 平均すべり量 \bar{d} の飽和) によって説明されている. そこで, 断層パラメータの幾何学的な飽和の考えを取り入れて, 本研究の結果を説明するようなスケーリング則のモデルを考えた. 断層面積 (A) が断層長 (L) と断層幅 (W) を使って, $A = LW$ と表せるとする. 地震モーメント (M_0) は 剛性率 (μ) と平均すべり量 (\bar{d}) を用いて,

$$M_0 = \mu \bar{d} A, \quad (5.1)$$

で表せる. 応力降下量 ($\Delta\tau$) は,

$$\Delta\tau = C\mu\frac{\bar{d}}{L}, \quad (5.2)$$

で表せ, ここで C は地中にある矩形の縦ずれ断層を考えて, $C = \frac{16}{3\pi}$ (e.g. Starr 1928; Aki 1972) である. このとき, 応力降下量が $\frac{\bar{d}}{L}$ に比例するモデルは L モデル, $\frac{\bar{d}}{W}$ に比例するモデルは W モデルと呼ばれるが (Scholz, 1982), 規模の大きい地震のスケーリング則の変化が L モデルに従うことが主張されていることから (e.g. Scholz, 1982; Irikura and Miyake, 2011), L モデルで表される応力降下量を使用する. 地震モーメントと断層面積との関係は式 (5.1) と式 (5.2) を用いて,

$$M_0 = C^{-1}\Delta\tau L^2 W = C^{-1}\Delta\tau L A, \quad (5.3)$$

と表せる. そこで本研究では, 規格化エネルギーが一定 ($M_0 \propto E$), そして応力降下量が一定という仮定のもと, 以下の 3 つのモデルを提案する.

1. 拡散的な破壊成長の場合 (2 次元的な成長)

断層の幾何学的な相似則 ($L \approx W$) を考え, 式 (5.3) を用いると, エネルギーと断層面積との間には,

$$E \propto \Delta\tau L^3 \propto A^{1.5}, \quad (5.4)$$

の関係が成り立つ。断層が一定の拡散係数 (D) で拡散的に成長することを仮定すると、断層面積と継続時間との間には、

$$A = DT \propto T, \quad (5.5)$$

の関係が成り立つ。そして、式 (5.4) と式 (5.5) から、エネルギーと継続時間との間には、

$$E \propto T^{1.5}, \quad (5.6)$$

の関係が成り立つ。

2. 拡散的な破壊成長かつ W が制限される場合 (1 次元的な成長)

断層の成長途中で断層幅が制限される場合 ($W = W_{\text{lim}}$)、断層面積は $A = LW_{\text{lim}}$ で表せる。式 (5.3) を用いると、エネルギーと断層面積との間には、

$$E \propto \Delta\tau L^2 W_{\text{lim}} = \Delta\tau A^2 / W_{\text{lim}} \propto A^2, \quad (5.7)$$

の関係が成り立つ。断層幅は制限されているが、断層長は拡散係数が一定で拡散的に成長する場合 ($L = \sqrt{DT}$) を仮定すると、断層面積と継続時間との間には、

$$A = LW_{\text{lim}} = W_{\text{lim}} \sqrt{D} T^{0.5} \propto T^{0.5}, \quad (5.8)$$

の関係が成り立つ。そして、式 (5.7) と式 (5.8) から、エネルギーと継続時間との間には、

$$E \propto T, \quad (5.9)$$

の関係が成り立つ。

3. 通常地震と同じ場合

式 (5.4) と同じように断層の幾何学的な相似則を考えて、エネルギーと断層面積との間には、

$$E \propto \Delta\tau L^3 \propto A^{1.5}, \quad (5.10)$$

の関係が成り立つ。破壊伝播速度 (V_r) が一定だと仮定すると $L = V_r T$ が成り立ち、断層面積と継続時間との間には、

$$A = V_r^2 T^2 \propto T^2, \quad (5.11)$$

の関係が成り立つ。そして、式 (5.10) と式 (5.11) から、エネルギーと継続時間との間には、

$$E \propto T^3, \quad (5.12)$$

の関係が成り立つ。

3つのモデルのうち、式 (5.4) から式 (5.6) で表される断層が拡散的な破壊成長をする場合と、式 (5.7) から式 (5.9) で表される断層幅が幾何学的に制限された状態で断層が拡散的な破壊成長する場合のスケーリング則に関するモデルは本研究で新しく提案するものであり、断層幅が制限されることで2次元から1次元への断層の成長過程の遷移を表現している。

提案した3つのモデルは、全ての場合で応力降下量が一定と仮定している。そのため、微動マイグレーションで応力降下量が一定であるのかを調べた。本研究のモデルにおける応力降下量は、式 (5.3) を用いて $\Delta\tau = CM_0/LA$ で計算することができる。そして、応力降下量が一定のイベントは規格化エネルギーが一定の仮定から、 $E \propto LA$ に従うことが期待される。図 5.4 は計算した応力降下量の結果を示す。応力降下量は 2–400 kPa の範囲 (図 5.4a) で推定され、世界各地で起きたスロー地震の応力降下量の平均値である 10 kPa から 1 MPa (Gao et al., 2012) と概ね一致していた。また、図 5.4 (b) はエネルギー (E) と断層長 (L) \times 断層面積 (A) の関係を示し、 $E \propto LA$ の直線上では応力降下量が一定であることを確認した。式 (5.3) より、応力降下量は同じ規模のイベントでも断層面積が小さいほど大きく推定される。そして、図 5.4 (a) で応力降下量の頻度が小さいイベントはサンプル数が少ないせいで、応力降下量が一定の仮定に基づくスケーリング則を考えるうえで外れ値となる。そこで、応力降下量の十分なサンプル数を確保できるように、全イベントで計算した応力降下量の中央値 $+3\sigma$ 以内にある 2–235 kPa のイベント (920 個) を使用して以降の解析を行った。

また、本研究のモデルでは、断層幅 (W) が制限されることで2次元から1次元への断層成長過程の遷移を表現しているため、断層長 (L) と断層幅 (W) との関係を調べた (図 5.5a)。イベントのエネルギーが小さい時は、 L と W はほぼ等しいことが分かった。これ

は、断層の幾何学的な相似則を示していると考えられる。そして、イベントのエネルギーが大きくなると W の変化が小さくなり、 L のみが成長するようにみえた。この結果は、断層の成長過程で W が制限されていることを示している。図 5.5 (a) の結果からは $W = 8$ km 付近で W が制限され始めていると確認することができた。また、断層面積が拡散的に成長する場合、マイグレーション速度を $V_{mi} = \frac{L}{T} = \sqrt{\frac{D}{T}}$ から概算することができる。この関係式からは、継続時間の短いイベントはマイグレーション速度が非常に大きくなってしまう可能性があることがわかり、ある継続時間におけるマイグレーション速度の上限を調べることができる。そこで、 $D=10000 \text{ m}^2/\text{s}$, $T=1200 \text{ s}$ としてマイグレーション速度を概算すると $V_{mi} \approx 10 \text{ km/hr}$ である。そのため、本研究で抽出した微動マイグレーションの継続時間の範囲内 (10 分から 1 日) において、このマイグレーション速度の値は断層が拡散的な破壊成長をする中でのおよそその速度の上限と考えることができる。以上より、本研究では以下の 4 つの場合に分けてスケーリング則 (E と A , A と T , E と T の関係) を調べることにした。

- (1) W が制限されていない拡散的な破壊成長の場合 ($V_{mi} < 10 \text{ km/hr}$, $W < 8 \text{ km}$, $A \geq 3000 T$).
- (2) W が制限された拡散的な破壊成長の場合 ($V_{mi} < 10 \text{ km/hr}$, $W \geq 8 \text{ km}$).
- (3) マイグレーション速度が高速な場合 ($V_{mi} \geq 10 \text{ km/hr}$).
- (4) W は制限されていないが拡散係数が小さい場合 ($V_{mi} < 10 \text{ km/hr}$, $W < 8 \text{ km}$, $A < 3000 T$).

である。

図 5.5 (b) は上記の場合分けに従うイベントについて色分けした断層面積と継続時間との関係図である。特に、(4) の場合については 5.3.1 節で議論する。 $E \propto A^n$, $A \propto T^n$, $E \propto T^n$ に関するそれぞれのスケーリング指数 (n) については、 $\log_{10} E$, $\log_{10} A$, $\log_{10} T$ を用いた 3 次元の主成分分析 (PCA) を行い、第一主成分に対応する固有ベクトルから推定した。また、図 5.3 (b) の A と T の関係から、拡散係数が $D = 5000\text{--}20000 \text{ m}^2/\text{s}$ の範囲内で変化しているように見えるが、図 5.4 から応力降下量は 2–235 kPa と 2 桁も変化していることがわかる。応力降下量のばらつきは主に、式 (5.4) と式 (5.6), 式 (5.7) と式 (5.9), そして式 (5.10) と式 (5.12) から $E \propto A^n$, $E \propto T^n$ の関係に影響を与えることがわかる。そこで応力降下量について、10% パーセンタイルから 90% パーセンタイルの範囲 (15.2–152.4 kPa) にあるイベントを使ってスケーリング指数の推定を行った。

断層面積が拡散的な破壊成長過程に従う (1) と (2) の場合の結果を説明する。図 5.6 にエネルギー (E), 断層面積 (A), 継続時間 (T) のそれぞれの関係を示す。まず、(1) のように断層の成長過程に幾何学的な制限がないと考えられる場合 (図 5.6 の赤丸), それぞれのパラメータ間に成り立つスケーリング則は $E \propto A^{1.58}$, $A \propto T^{0.96}$, $E \propto T^{1.53}$ と推定され

た (表 5.1). 主成分分析で推定された第一主成分の寄与率は 0.88 であった. これは, 提案したモデル 「1. 拡散的な破壊成長の場合 (2 次元的な成長)」 の式 (5.4) から式 (5.6) をよく満たす. 次に, (2) のように断層の成長過程に W の幾何学的な制限があると考えられる場合 (図 5.6 の青丸), それぞれのパラメータ間に成り立つスケーリング則は $E \propto A^{2.16}$, $A \propto T^{0.49}$, $E \propto T^{1.07}$ と推定された (表 5.2). 第一主成分の寄与率は 0.86 であった. これは, 提案したモデル 「2. 拡散的な破壊成長かつ W が制限される場合 (1 次元的な成長)」 の式 (5.7) から式 (5.9) をよく満たす. さらに W の制限値を 7, 9, 10 km と変えたとしても, 上記のスケーリング則を満たす結果が得られ, スケーリング指数をロバストに推定できていると考えられる. それらの結果は表 5.1 と 表 5.2 にまとめた.

マイグレーション速度が高速な場合 (3) の結果を説明する. 図 5.7 にエネルギー (E), 断層面積 (A), 継続時間 (T) のそれぞれの関係を示す. それぞれのパラメータ間に成り立つスケーリング則は $E \propto A^{1.52}$, $A \propto T^{1.92}$, $E \propto T^{2.92}$ と推定された (表 5.3). また, 第一主成分の寄与率は 0.85 であった. これは, 提案したモデル 「3. 通常地震と同じ場合」 の式 (5.10) から式 (5.12) をよく満たす. ここで注意すべきことは, $E \propto A$ の関係を調べるだけでは提案したモデル 「1. 拡散的な破壊成長の場合 (2 次元的な成長)」 と区別することができないことが挙げられる. そのため, A と T の関係を調べることで断層の成長過程を明らかにすることが非常に重要である.

ある微動エピソードに着目した際に, 本研究で提案した 3 つのモデルに従う微動マイグレーションの特徴を調べた. 図 5.8 は 微動エピソード E1 に関するマイグレーションの特徴を示す. 図 5.8 (a) は断層面積の分布を示しており, 断層の成長が 1 次元に制限されたイベント (青色の矩形) の中に, 断層が 2 次元的に成長しているイベント (赤色の矩形) が含まれているような分布をしていることが分かった. これはプレート走向方向に沿った微動マイグレーションの時空間変化 (図 5.8b) から, 継続時間の長いマイグレーション (青色の直線) の中に, 複数の継続時間の短いマイグレーション (赤色の直線) が分布していることにも表れている. 図 5.8 (c) はそれぞれのモデルに従う微動マイグレーションの方向に関するローズダイアグラムを示している. 断層が 1 次元で成長しているイベントのマイグレーション方向 (青色) は微動エピソードのメインフロントを反映していると考えられるが, 断層が 2 次元的に成長しているイベントのマイグレーション方向 (赤色) はさまざまな方向を向いていることが分かった. これは断層が 2 次元的に成長しているときに, 寄り道をしながら破壊が進展していることを示しており, 拡散的に断層が成長している特徴を反映していると考えられる. プレート走向方向に沿って投影した微動の震源の時空間発展が, ときおり拡散的な (放物的な) マイグレーションを示すことは先行研究 (e.g. Ide, 2010; Ando et al., 2012) で報告されているが, 本研究では同様に断層面積が拡散的に成長している様子を観測していると考えられる. さらに高速なマイグレーションの方向 (緑色) に着目すると, メインフロントの方向 (青色) に対してほぼ反対方向を向いていることが分かった. こ

これは RTR の特徴である。RTR が強度の弱い微動パッチの破壊現象 (Ando et al., 2012) であると考え、RTR は強度の弱い微動パッチの分布に沿った方向を向くと考えられ、実際に低エネルギーの微動分布 (図 4.6b) とよく一致する。このことは、RTR の方向が完全にはメインフロントの方向を向いていない理由であると考えられる。図 5.9 はエネルギー、断層面積、継続時間のそれぞれの関係を示す。イベントのサンプル数が少ないためスケーリング指数の推定は行っていないが、断層面積が拡散的に成長している場合 (赤色から青色) についてはスケーリング則の折れ曲がりが見える。面白いことに高速なマイグレーションに着目した場合 (緑色) でも、エネルギーが約 5×10^5 J, 断層面積が約 30 km^2 , 継続時間が約 2000 秒付近でスケーリング則が変化しているようにみえた。この微動エピソードの中には、規模の大きい RTR (全体でプレート走向方向におよそ 45 km も移動する現象) が観測されている (図 2.12 a)。このことは高速なマイグレーションの成長過程にも、断層幅などの断層パラメータに関する幾何学的な飽和が起きている可能性を示唆していると考えられる。

5.3 議論

5.3.1 微動マイグレーションの空間分布とスケーリング則

ここでは、拡散係数が小さいマイグレーション ($A < 3000 \text{ T}$) と高速なマイグレーション ($V_{mi} \geq 10 \text{ km/hr}$) についてそれらの断層面積の空間分布を調べた。図 5.10 は拡散係数が小さいマイグレーションの断層面積の空間分布を示す。拡散係数が小さいイベントは局所的に分布し (図 5.10a), 低エネルギーの微動パッチが存在する場所に一致する (図 5.10b)。また、面白いことに断層面積が (136.4° E , 34.5° N) の位置付近に存在する高エネルギーの微動パッチの手前で止まっているようにも見える (図 5.10b)。本研究で定義した拡散係数が小さいイベントは、Ando et al. (2012) によるプレート境界面上の微動パッチの強度の不均質性を考慮した応力の伝播シミュレーションの結果にも出てくる “sudden delay” と呼ばれる現象と、強度の強い微動パッチ (または、高エネルギーの微動パッチ) の手前で減速するという共通点で一致している。そのため、拡散係数が小さいイベントは、高エネルギーの微動パッチを破壊できない場合における、断層幅 (W) だけでなく断層長 (L) にも幾何学的な飽和が起きていることを意味しているかもしれない。

図 5.11 は高速なマイグレーションの断層面積の空間分布を示す。マイグレーション速度が速いイベントになるにつれて up-dip 側で断層破壊が卓越するような特徴が見られた (図 5.11a, b, c)。これは、低エネルギーの微動パッチの分布と非常によく一致する (図 5.11d)。Ando et al. (2012) で提案されたニュートン粘性に従う延性領域に脆性パッチを埋め込むことでプレート走向方向の不均質性を考慮した応力拡散モデルに基づくと、RTR は応力の拡散フロントが強度の強い微動パッチを破壊したときに、拡散フロントの背後で回復や再

載荷された強度の弱いパッチが再び破壊される現象だと考えられる。RTR は主に強度の弱い微動パッチで起きていると考え、本研究の結果で低エネルギーの微動パッチと高速なマイグレーションの分布が一致していることは、RTR が繰り返し同じところで起きていることを示唆している。一方で、図 5.11 (a) や (b) に着目すると、高速なマイグレーションは高エネルギーの微動パッチが分布する場所でも起きており (図 5.11d の 136.4°E , 34.5°N の位置付近)、これは微動バースト (e.g. Shelly, 2010) を示していると考えられる。RTR や微動バーストの発生する位置がプレート境界面上の不均質によって決まることは、速度強化の背景領域に速度弱化的アスペリティを配置してプレート走向方向の不均質を考慮した速度・状態依存摩擦則に基づくモデル (Luo and Liu, 2019) でも再現されており、微動マイグレーションとプレート境界面上の断層強度との間には密接な関係が存在することを示唆する。

Houston et al. (2011) はカスケードで起きた ETS を詳細に調べ、RTR を初めて発見した。彼女らは、RTR の移動距離と継続時間には拡散的な関係があるように見えるが、そのマイグレーション速度はほぼ一定である傾向にあり、移動速度と継続時間との間には拡散的な関係が見られないという移動距離と継続時間の関係とは矛盾した結果を示した。本研究の結果からは、高速なマイグレーションには通常地震と同じく、応力降下量が一定かつ破壊伝播速度が一定の場合のスケーリング則、 $E \propto A^{1.5} \propto T^3$ が成り立つことが分かった。このことは、RTR や微動バーストが一定の破壊伝播速度で成長することを示しており、先行研究の計算結果にもその傾向が表れている (Ando et al., 2012; Figure 7)。しかし、図 5.9 の結果からは RTR にも断層パラメータの飽和が起きている可能性が見られた。さらに、本研究では 10 分から 1 日の継続時間をもつ微動マイグレーションを抽出したものの、それよりも継続時間の短いマイグレーションも存在するはずであり、本研究では抽出の対象外である。もし、より継続時間が短いマイグレーションも含めてスケーリング則を調べることができれば、RTR や微動バーストも拡散的な成長過程をしているという結果になる可能性は完全には否定できない。そのため、微動の震源の決定精度と時間分解能がさらによりカタログを作成して微動マイグレーションの特徴を調べるのが今後必要となる。

5.3.2 応力降下量と平均すべり量の空間分布

本研究の解析では応力降下量のばらつきを考慮して、解析に使用するイベントに応力降下量の制限 ($15.2\text{--}152.4\text{ kPa}$) を与えた。そこで比較のため、 $2\text{--}235\text{ kPa}$ までの全てのイベントを使用してスケーリング指数の推定を試みた。表 5.4 にその結果を示す。ここで強調したいのが、 $E \propto A^n$, $E \propto T^n$ のスケーリング指数は応力降下量のばらついた値が外れ値として影響し、モデルから期待されるスケーリング指数の値からずれて推定されてしまうが、 $A \propto T^n$ のスケーリング指数の値はほぼ変わらず推定できたことである。これは紀伊半

島下の微動マイグレーションでは、拡散係数が大きく変化しないことを示唆している。そこで、応力降下量のばらつきは場所による違いだと考えて、以降ではその空間分布を調べた。また、平均すべり量も計算し、その空間分布を調べた。平均すべり量は式 (5.1) を用いて、 M_0 はエネルギーを規格化エネルギーで割った値、剛性率は $\mu = 30$ GPa と仮定して計算した。

図 5.12 (a) は応力降下量と平均すべり量との関係を示す。応力降下量が大きくなるにつれて、平均すべり量も大きくなることがわかる。さらに、式 (5.2) から応力降下量が一定の場合には、断層長 (L) が大きくなるにつれて平均すべり量も大きくなる。実際に、応力降下量が一定のイベントに着目すると、断層幅が制限されていないイベント (赤色) から断層幅が制限されたイベント (青色) へと断層が成長するにつれて、平均すべり量が大きくなっていた (図 5.12a)。応力降下量が約 10 kPa 付近では、断層幅が制限されたイベント (青色) はほとんどなく、断層幅が制限されていないイベント (赤色) と高速なマイグレーション (緑色) が多い。約 10 kPa 付近で応力降下量が一定のイベントをみると、高速なマイグレーションの平均すべり量は他のイベントよりわずかに大きい。このことは、カスケードでボアホールひずみ計を用いることで RTR を検出した先行研究 (Hawthorne et al., 2016) の結果で示された応力降下量が 8 kPa、平均すべり量が 0.4 cm とよく似ていた。図 5.12 (b) と (c) は応力降下量と平均すべり量の空間分布を示す。応力降下量と平均すべり量の分布はともに、高エネルギーの微動パッチが位置する場所で大きいという特徴が見られた (図 5.11d の 136.4° E, 34.5° N の位置付近)。紀伊半島の北東部に位置する高エネルギーの微動パッチは微動バーストの開始点となる場所であることから (Yabe and Ide, 2014; Figure 8d)、その場所で応力降下量が高いということは断層強度が大きいことを示唆している。この結果は、日本の四国において微動エネルギーと微動パッチの強度の関係を調べた Kano et al. (2018a) の結果と調和的であった。また、紀伊半島の北東部で平均すべり量が大きく南西部で小さい特徴は、先行研究で推定された短期的 SSE のすべり量分布と類似していた (Kano and Kato, 2020; Figure 5)。微動活動をともなわない SSE が観測されている (e.g. Obara et al., 2011; Wech and Bartlow, 2014) ことから、必ずしも微動活動が SSE のプロキシになるわけではないことは先行研究で指摘されている (Yabe and Ide, 2014)。それを考慮しても本研究の結果は、微動マイグレーションを用いて SSE のスケーリング則を推測できる可能性があることを示唆している。

5.4 まとめ

本章では微動マイグレーションを用いて、継続時間が 100 秒から 1 日のスロー地震のギャップ域で起きている現象を推測した。そして微動の微細構造をもとにして、そのギャップ域で起きている現象のエネルギー (E)、断層面積 (A)、継続時間 (T) に対して成り立つス

ケーリング則に関する 3 つのモデルを提案した.

- 応力降下量が一定, かつ断層面積が拡散的に成長する場合 (2 次元の成長の場合),
 $E \propto A^{1.5}$, $A \propto T$, $E \propto T^{1.5}$ の関係が成り立つ.
- 応力降下量が一定, かつ断層幅 (W) が制限されて断層長 (L) のみが拡散的に成長する場合 (1 次元の成長の場合),
 $E \propto A^2$, $A \propto T^{0.5}$, $E \propto T$ の関係が成り立つ.
- 応力降下量が一定, かつ破壊伝播速度が一定の場合 (通常地震と同じ場合),
 $E \propto A^{1.5}$, $A \propto T^2$, $E \propto T^3$ の関係はマイグレーション速度 (V_{mi}) が高速なイベント ($V_{mi} \geq 10 \text{ km/hr}$) に対して成り立つ.

微動マイグレーションが一定の小さな応力降下量 (2–235 kPa) かつ拡散的な破壊過程によって支配されていることが示唆された. 上記の複雑なスケーリング則を理解するうえで最も重要なことは, A と T の関係から断層面積がどのような成長過程に従っているかを調べることであり, E と T や, E と A だけの関係を調べるだけでは微動マイグレーションの成長過程を十分に理解できないことがわかった.

表 5.1 W が制限されていない拡散的な破壊成長の場合のスケーリング則の結果.

	$n \pm 2\sigma$			
	$W < 8 \text{ km}$	$W < 7 \text{ km}$	$W < 9 \text{ km}$	$W < 10 \text{ km}$
$E \propto A^n$	1.58 ± 0.09	1.67 ± 0.10	1.57 ± 0.08	1.56 ± 0.07
$A \propto T^n$	0.96 ± 0.08	0.99 ± 0.09	0.94 ± 0.07	0.90 ± 0.06
$E \propto T^n$	1.53 ± 0.14	1.66 ± 0.17	1.48 ± 0.12	1.41 ± 0.10

Notes : E はエネルギー, A は断層面積, T は継続時間である. n はスケーリング指数を示し, σ は標準偏差を示す.

表 5.2 W が制限された拡散的な破壊成長の場合のスケーリング則の結果.

	$n \pm 2\sigma$			
	$W \geq 8 \text{ km}$	$W \geq 7 \text{ km}$	$W \geq 9 \text{ km}$	$W \geq 10 \text{ km}$
$E \propto A^n$	2.16 ± 0.27	2.04 ± 0.18	2.26 ± 0.32	2.28 ± 0.43
$A \propto T^n$	0.49 ± 0.06	0.52 ± 0.06	0.49 ± 0.10	0.44 ± 0.11
$E \propto T^n$	1.07 ± 0.15	1.06 ± 0.12	1.11 ± 0.24	1.01 ± 0.27

Note : 表 5.1 と同じ.

表 5.3 マイグレーション速度が高速な場合のスケーリング則の結果.

	$n \pm 2\sigma$
$E \propto A^n$	1.52 ± 0.16
$A \propto T^n$	1.92 ± 0.33
$E \propto T^n$	2.92 ± 0.68

Note : 表 5.1 と同じ.

表 5.4 応力降下量が 2–235 kPa までの全てのイベントを使った場合のスケーリング則の結果.

	$n \pm 2\sigma$		
	Unbounded ($W < 8$ km)	Bounded ($W \geq 8$ km)	High speed
$E \propto A^n$	1.82 ± 0.13	2.22 ± 0.28	1.76 ± 0.24
$A \propto T^n$	0.93 ± 0.07	0.50 ± 0.06	1.75 ± 0.28
$E \propto T^n$	1.70 ± 0.17	1.11 ± 0.15	3.10 ± 0.68

Note : 一部は表 5.1 と同じ. Unbounded は W の制限のない拡散的な破壊成長の場合, Bounded は W が制限された拡散的な破壊成長の場合, High speed は高速なマイグレーションの場合 ($V_{mi} \geq 10$ km/hr) を示す. 断層幅の制限は, $W_{lim} = 8$ km を考えている.

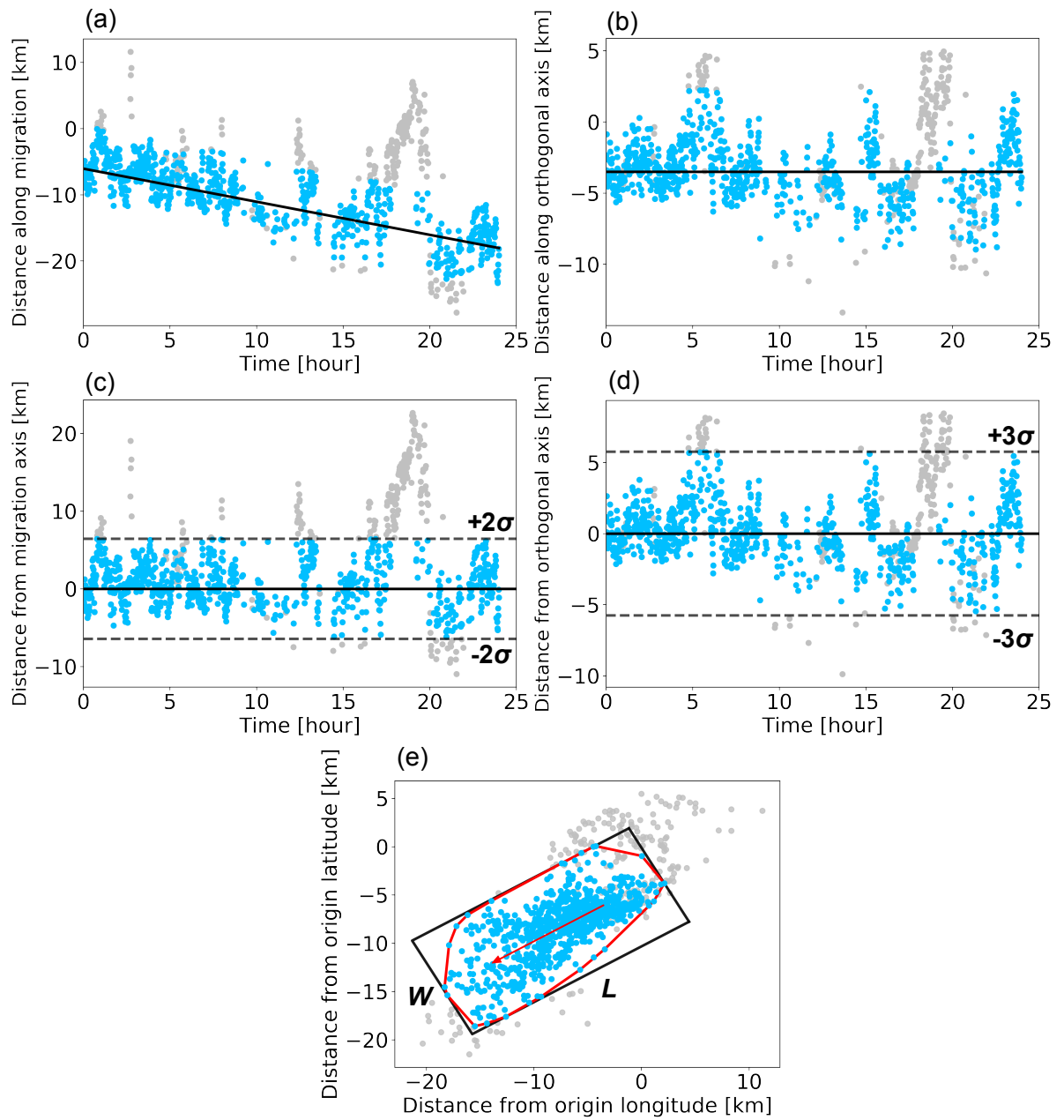


図 5.1 微動マイグレーションのエネルギーと断層面積の推定を行う手順. 灰色と水色の点は、微動マイグレーションの継続時間内にあるイベントである. (a) と (b) 微動震源の時空間発展. (a) は微動の位置をマイグレーションの進行方向に投影した図. (b) はその直交方向に微動の位置を投影した図. 黒の実線は微動マイグレーションの時空間発展を示す. (c) と (d) それぞれの投影軸で直線のトレンドを取り除いた図. 黒の破線は、(c) マイグレーションの進行方向では $\pm 2\sigma$, (d) マイグレーションの直交方向では $\pm 3\sigma$ の閾値を示す. ここまでで、灰色の点は閾値によって取り除かれたイベント、水色の点は断層パラメータの推定に使用するイベントである. (e) 断層面積のパラメータの推定. 赤の矢印はマイグレーションの方向を示す. 赤の実線は凸包 (Convex hull) で計算した断層面積 (A), 黒の実線は凸包で計算した面積を囲むような矩形断層である. (L) は断層長, (W) は断層幅である.

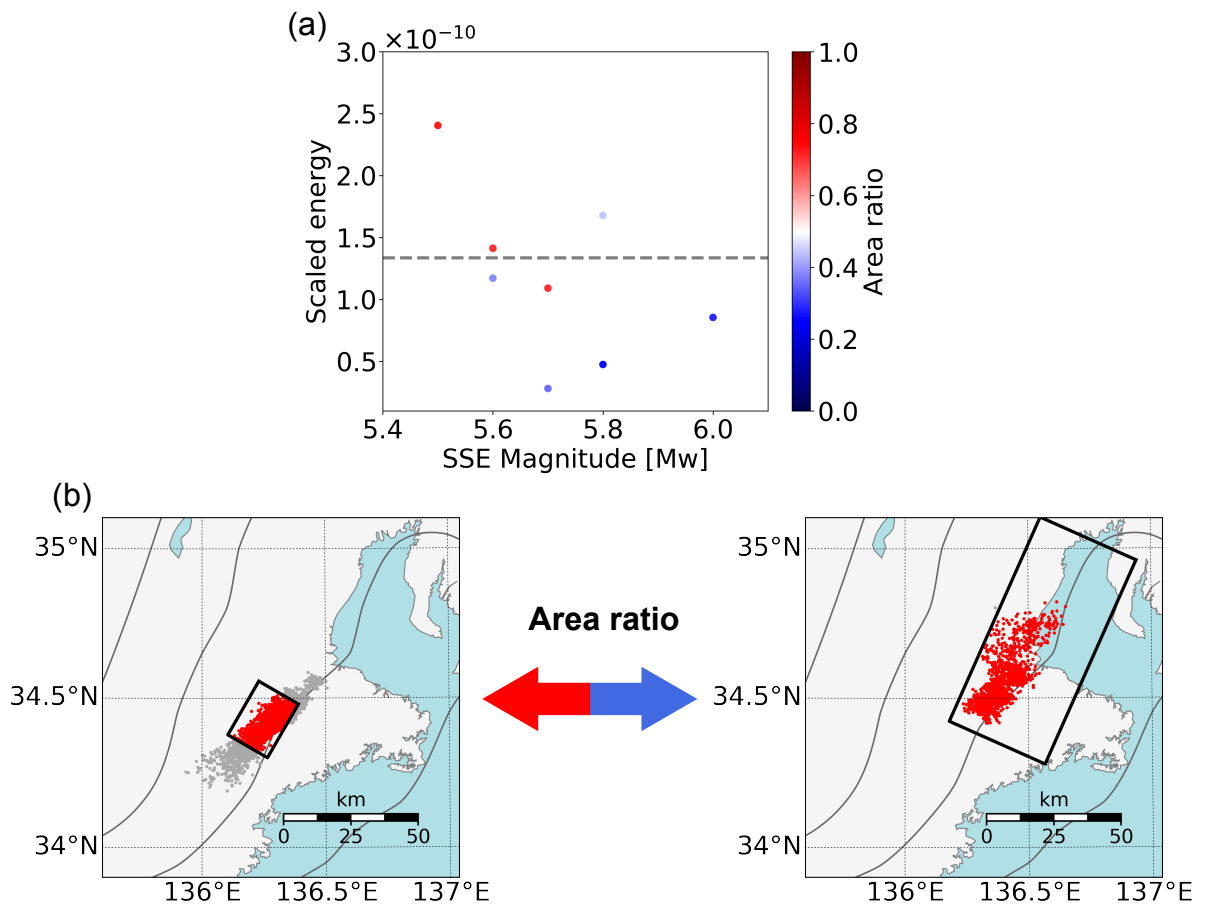


図 5.2 (a) 規格化エネルギーの計算結果. モーメントマグニチュード (M_W) は産総研-SSE カタログにある短期的 SSE のものである. 色付きの点は SSE ごとに計算した規格化エネルギーの値である. カラースケールは SSE の断層面積と微動を囲む断層面積の比 (面積比) の値を表す. 灰色の破線は, 面積比を使って重みづけ平均した規格化エネルギーの値 1.34×10^{-10} である. (b) 規格化エネルギーの計算例. SSE (黒の矩形) の地震モーメントとその継続時間内および断層面内部にある微動 (赤点) の積算エネルギーを使って規格化エネルギーを計算した. 左図は面積比が高い場合の例, 右図は面積比が低い場合の例を示す.

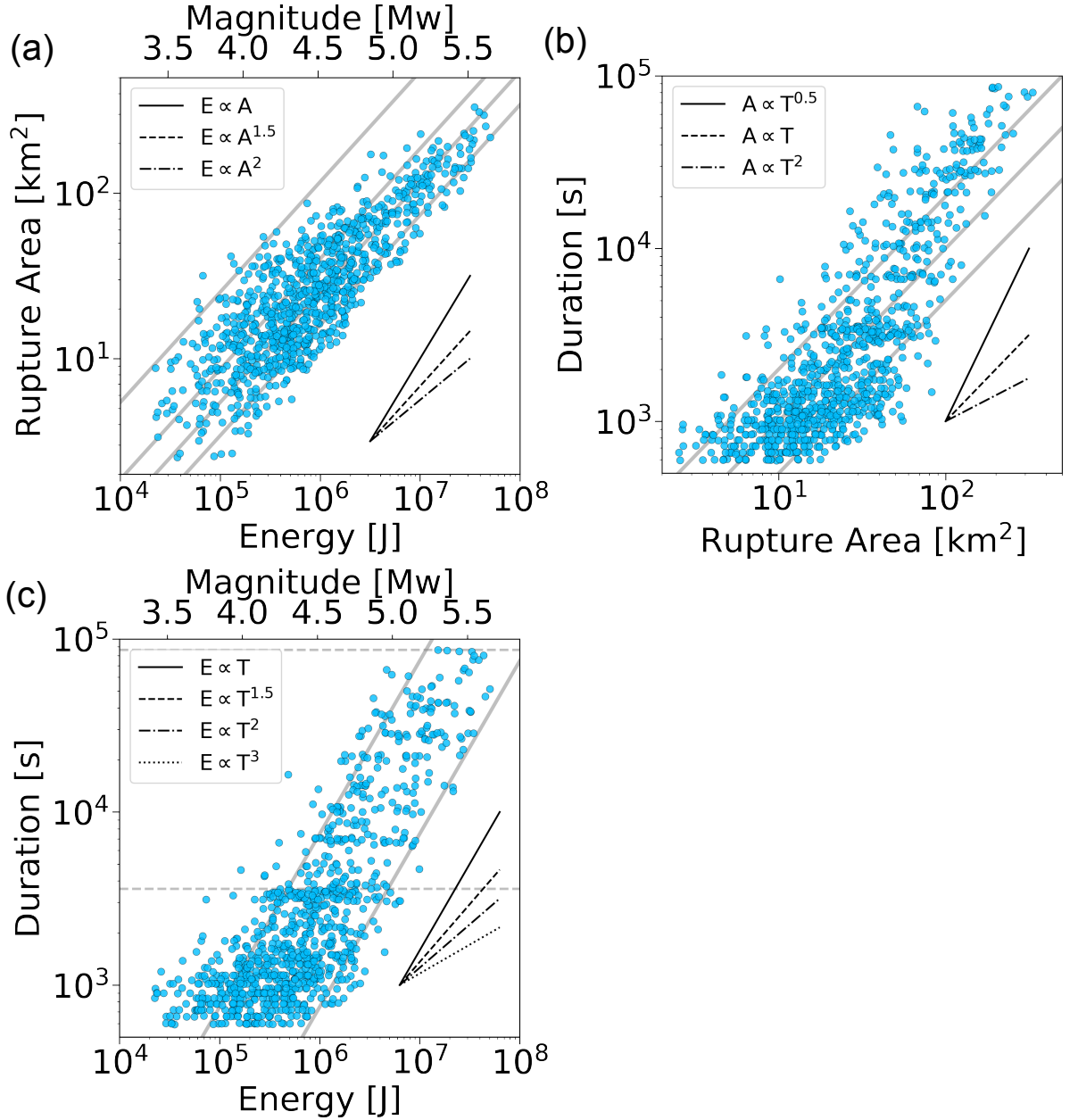


図 5.3 エネルギー (E), 断層面積 (A), 継続時間 (T) の関係図. 水色の点は微動マイグレーションを示す. (a) E と A との関係. 灰色の線は応力降下量 ($\Delta\tau$) が 10, 50, 100, 200 kPa の $M_0 \propto E \propto \Delta\tau A^{1.5}$ を満たす関係を表す. 黒の実線・破線は $E \propto A^n$ ($n=1, 1.5, 2$) の場合の参考値を示す. (b) A と T との関係. 灰色は拡散係数 (D) が 5000, 10000, 20000 m^2/s の $A = DT$ の関係を表す. 黒の実線・破線は $A \propto T^n$ ($n=0.5, 1, 2$) の場合の参考値を示す. (c) E と T との関係. 灰色はモーメントレートが 10^{12} J/s と 10^{13} J/s (Ide et al., 2007) の場合の $M_0 \propto E \propto T$ の関係を表す. 黒の実線・破線は $E \propto T^n$ ($n=1, 1.5, 2, 2$) の場合の参考値を示す.

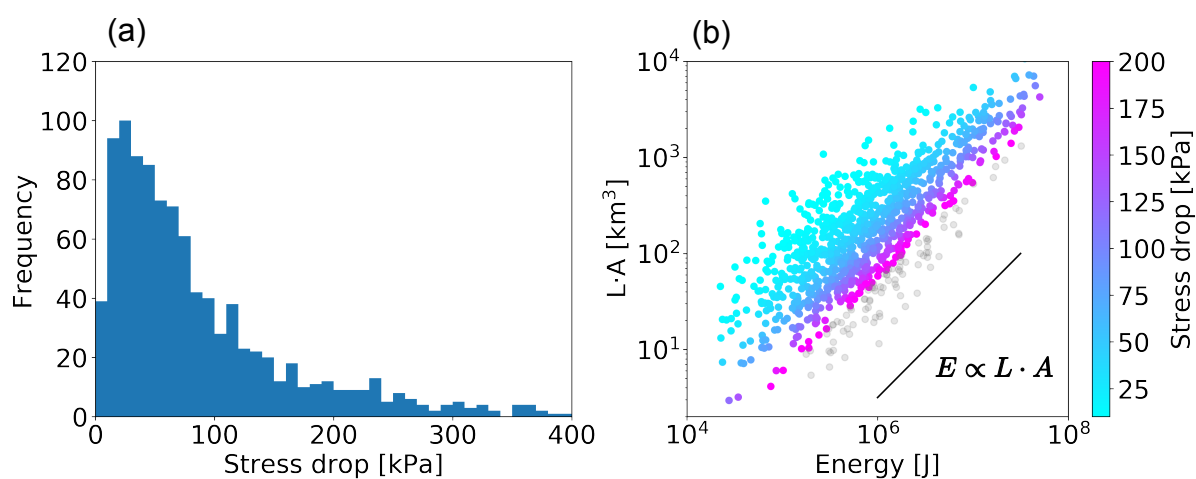


図 5.4 応力降下量の推定結果. (a) 推定した応力降下量のヒストグラム. (b) 微動エネルギー (地震モーメント) と 断層面積 (A) \times 断層長 (L) との関係. カラースケールは応力降下量を示す. 黒の実線は $E \propto LA$ の関係を示す. 灰色は解析から外したイベントである.

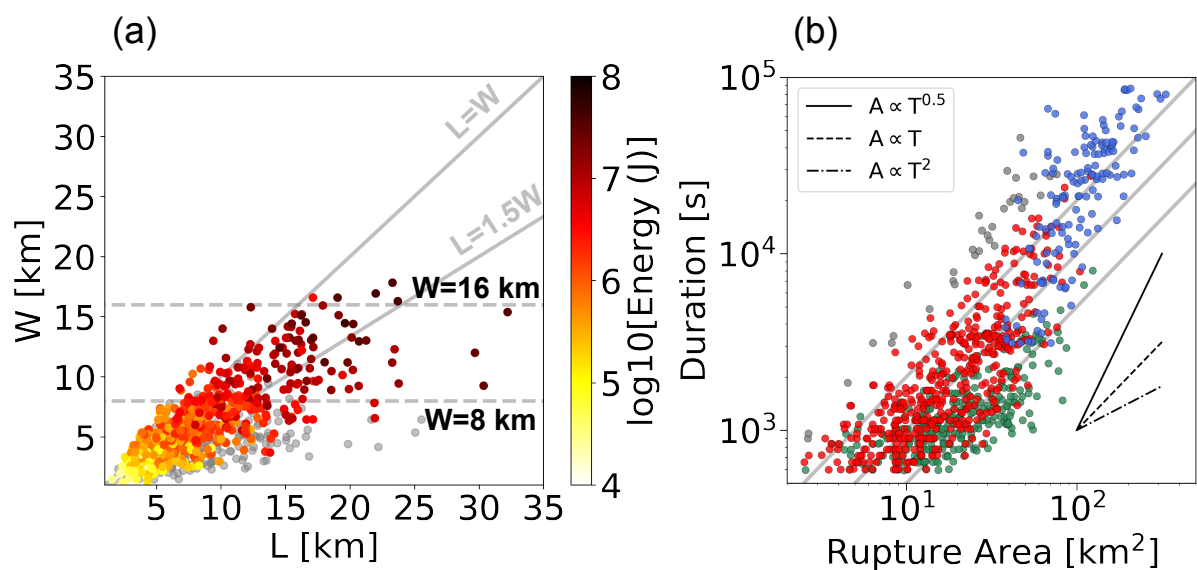


図 5.5 (a) 断層長 (L) と断層幅 (W) との関係. 灰色の点はマイグレーション速度が 10 km/hr 以上のイベントを示す. カラースケールはエネルギー ($\log_{10} E$) を示す. 灰色の実線は, $L = W$, $L = 1.5W$ の関係を示す. 灰色の破線は $W = 8, 16$ km を示す. (b) スケーリング則に関するモデルの場合分けに従う A と T の関係. それぞれ, W が制限されていない拡散的な破壊成長の場合 (赤色), W が制限された拡散的な破壊成長の場合 (青色), マイグレーション速度が高速な場合 (緑色), 拡散係数が小さい場合 (灰色) である.

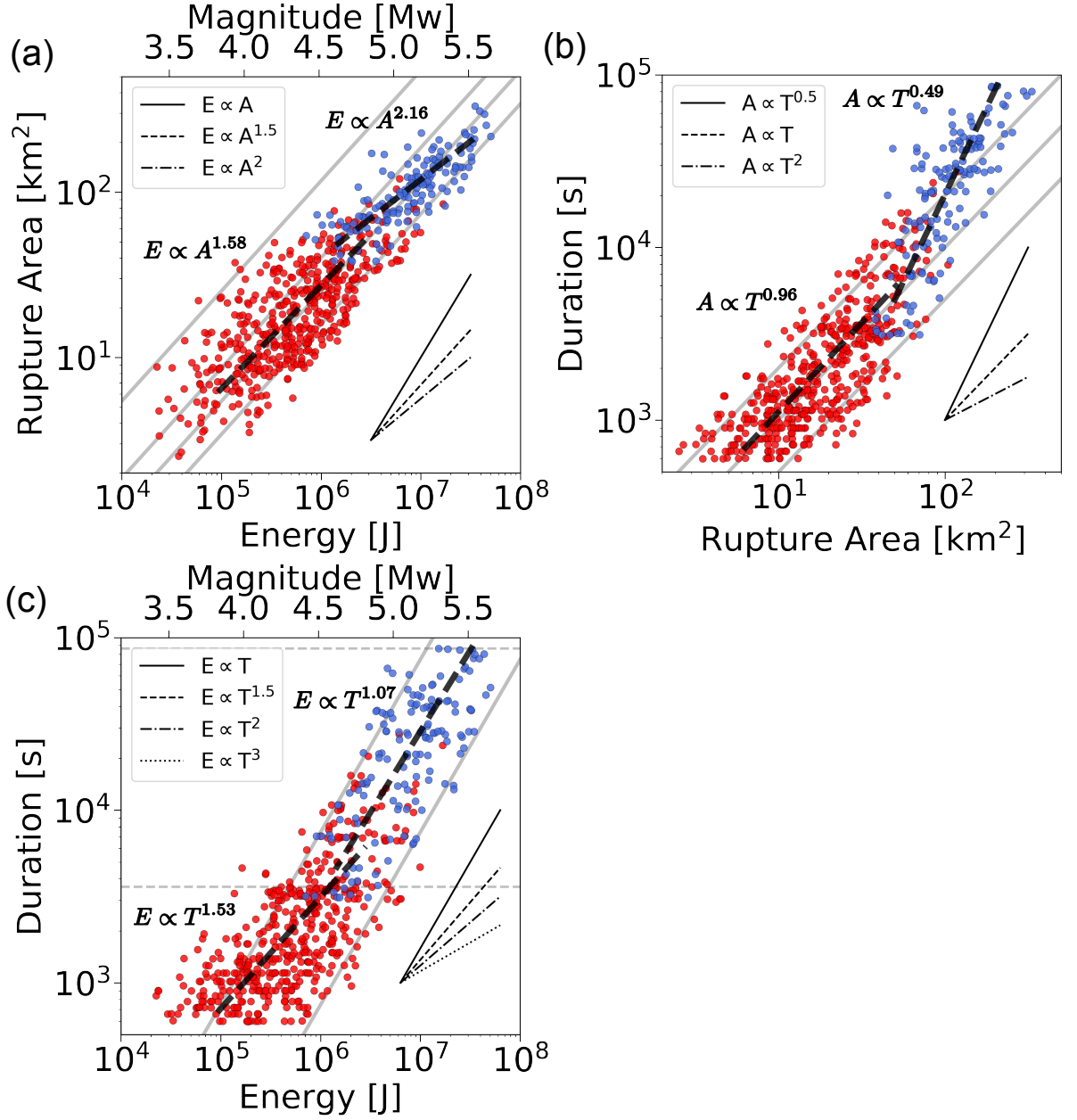


図 5.6 断層面積が拡散的な破壊成長をする場合のスケーリング則. (a) E と A との関係. (b) A と T との関係. (c) E と T との関係. 各図で、赤色の点は W が制限されていないイベント ($W < 8$ km), 青色の点は W が制限されたイベント ($W \geq 8$ km) を示す. 黒色の太い破線は、スケーリング指数の推定を行った結果を示す. 灰色の実線や黒の実線は、図 5.3 と同じくそれぞれの関係の参考値を示す.

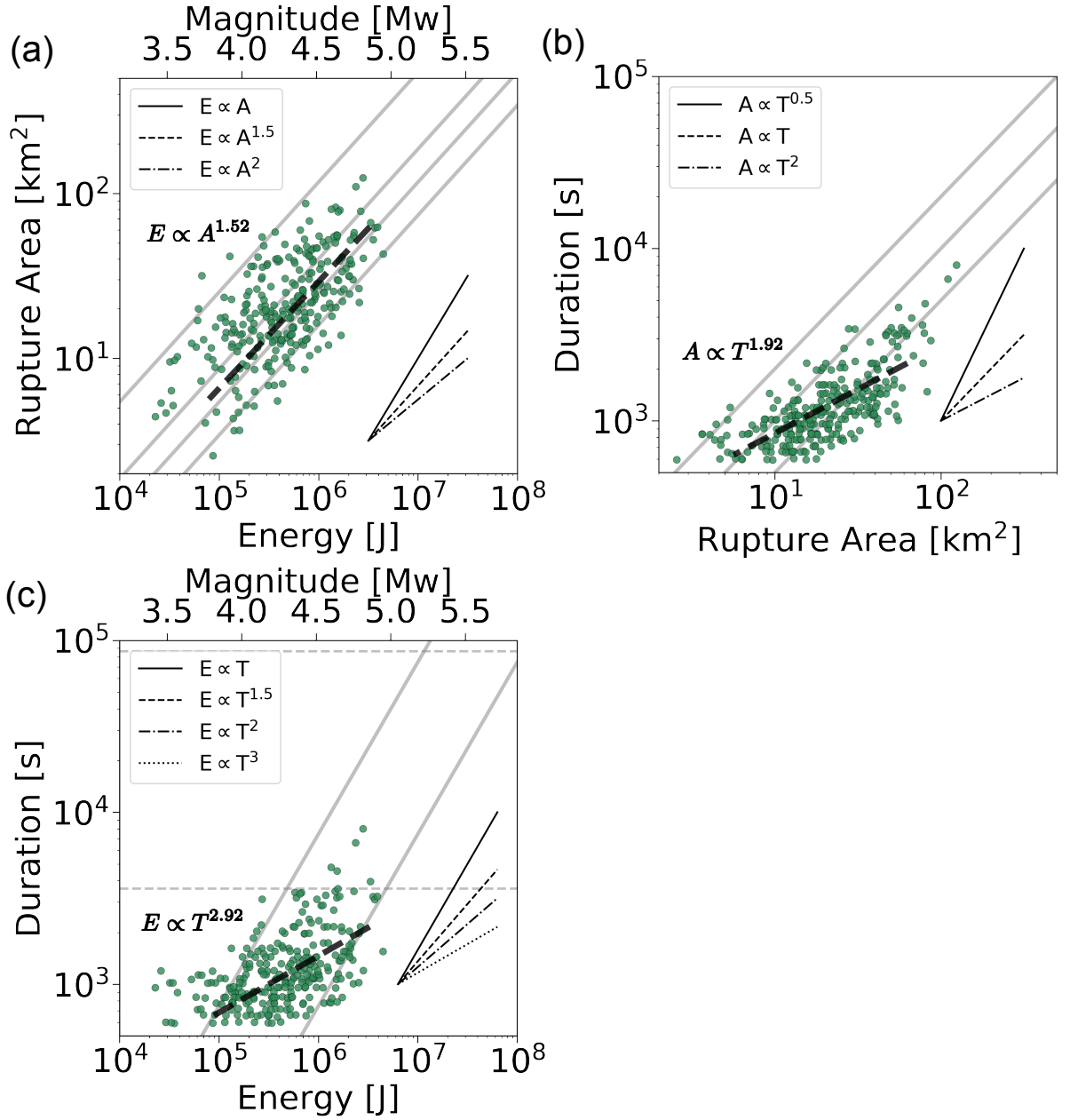


図 5.7 高速なマイグレーションに対して成り立つスケーリング則. (a) E と A との関係. (b) A と T との関係. (c) E と T との関係. 緑色の点は高速なマイグレーションを示す. 黒色の太い破線は, スケーリング指数の推定を行った結果を示す. 灰色の実線や黒の実線は, 図 5.3 と同じくそれぞれの関係の参考値を示す.

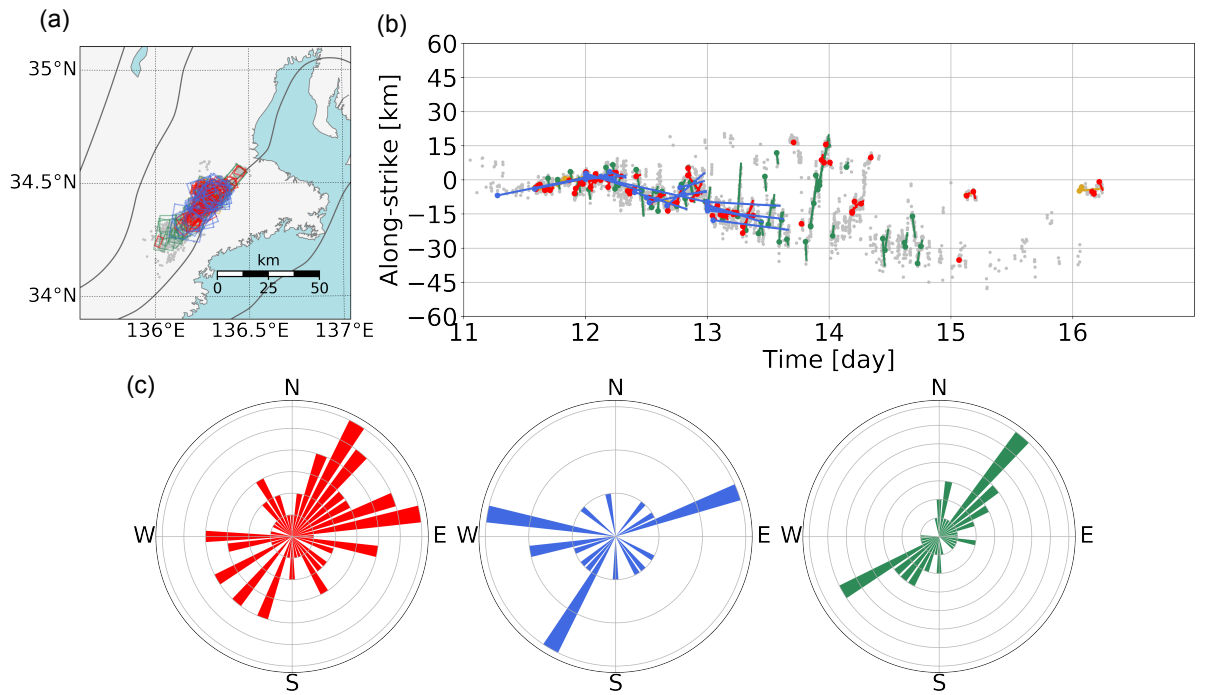


図 5.8 スケーリング則のモデルごとに見た微動エピソード内のマイグレーション. 2012 年 8 月 11 日から 16 日に起きた微動エピソード E1 の例を示す. 灰色の点はエピソード内の微動の震源位置を示す. (a) 断層面積の空間分布. (b) プレート走向方向に沿った微動マイグレーションの時空間発展. それぞれの図で, 赤色は W が制限されていない拡散的な成長に従うイベント ($W < 8$ km), 青色は W が制限された拡散的な成長に従うイベント ($W \geq 8$ km), 緑色は高速なマイグレーション ($V_{mi} \geq 10$ km/hr), 黄色は拡散係数が小さいイベント ($A < 3000$ T) を表す. (c) はそれぞれのイベントに対するローズダイアグラムを示し, 色は (a) や (b) と同じである.

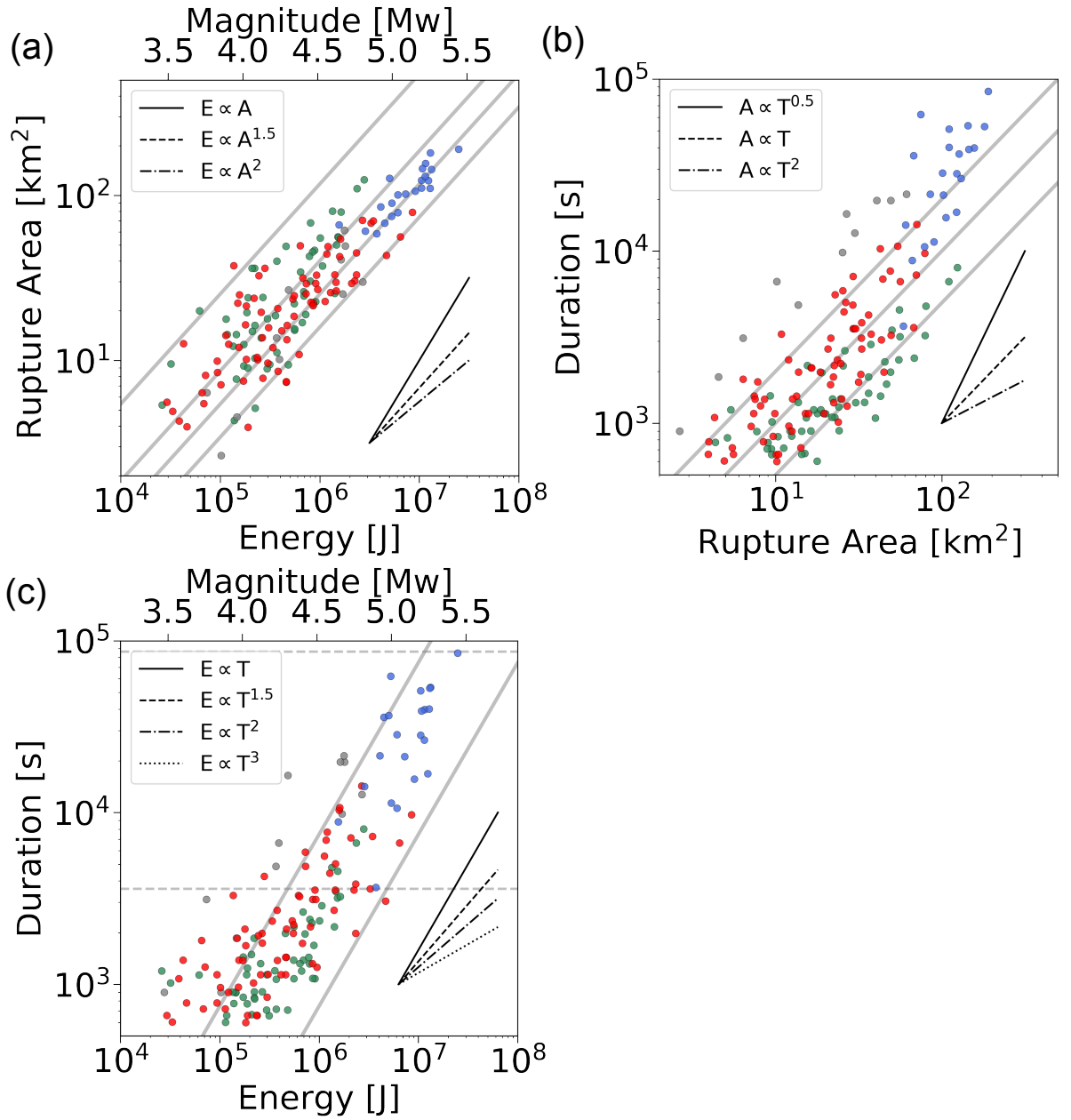


図 5.9 微動エピソード内で成り立つスケーリング則. 2012 年 8 月 11 日から 16 日に起きた微動エピソード E1 の例を示す. (a) E と A との関係. (b) A と T との関係. (c) E と T との関係. それぞれ, W が制限されていない拡散的な破壊成長の場合 (赤色), W が制限された拡散的な破壊成長の場合 (青色), マイグレーション速度が高速な場合 (緑色), 拡散係数が小さい場合 (灰色) である. 灰色の実線や黒の実線は, 図 5.3 と同じそれぞれの関係の参考値を示す.

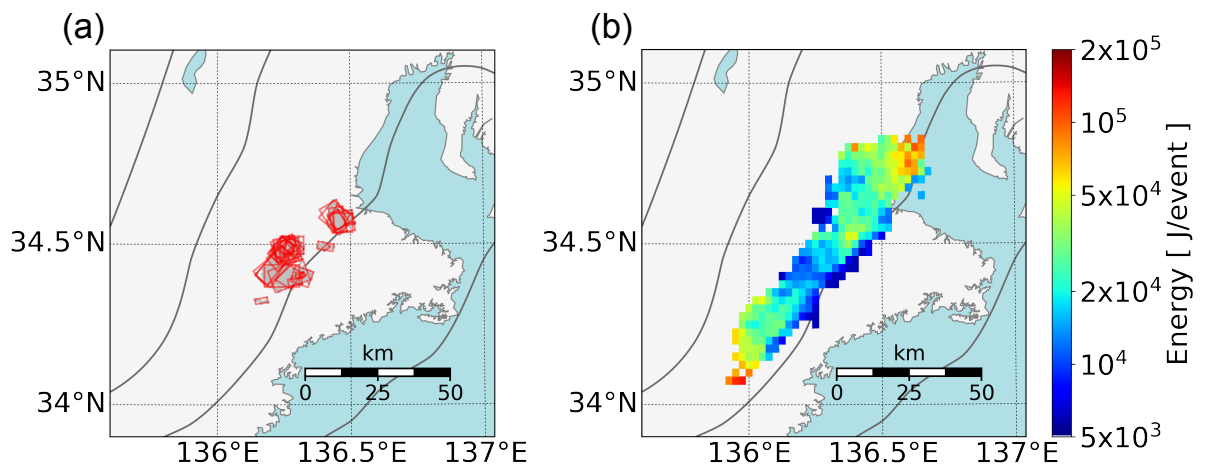


図 5.10 (a) 拡散係数が小さいイベント ($A < 3000 T$) の断層面積の分布. 灰色の点は微動の震央を示す. (b) 微動のエネルギー分布.

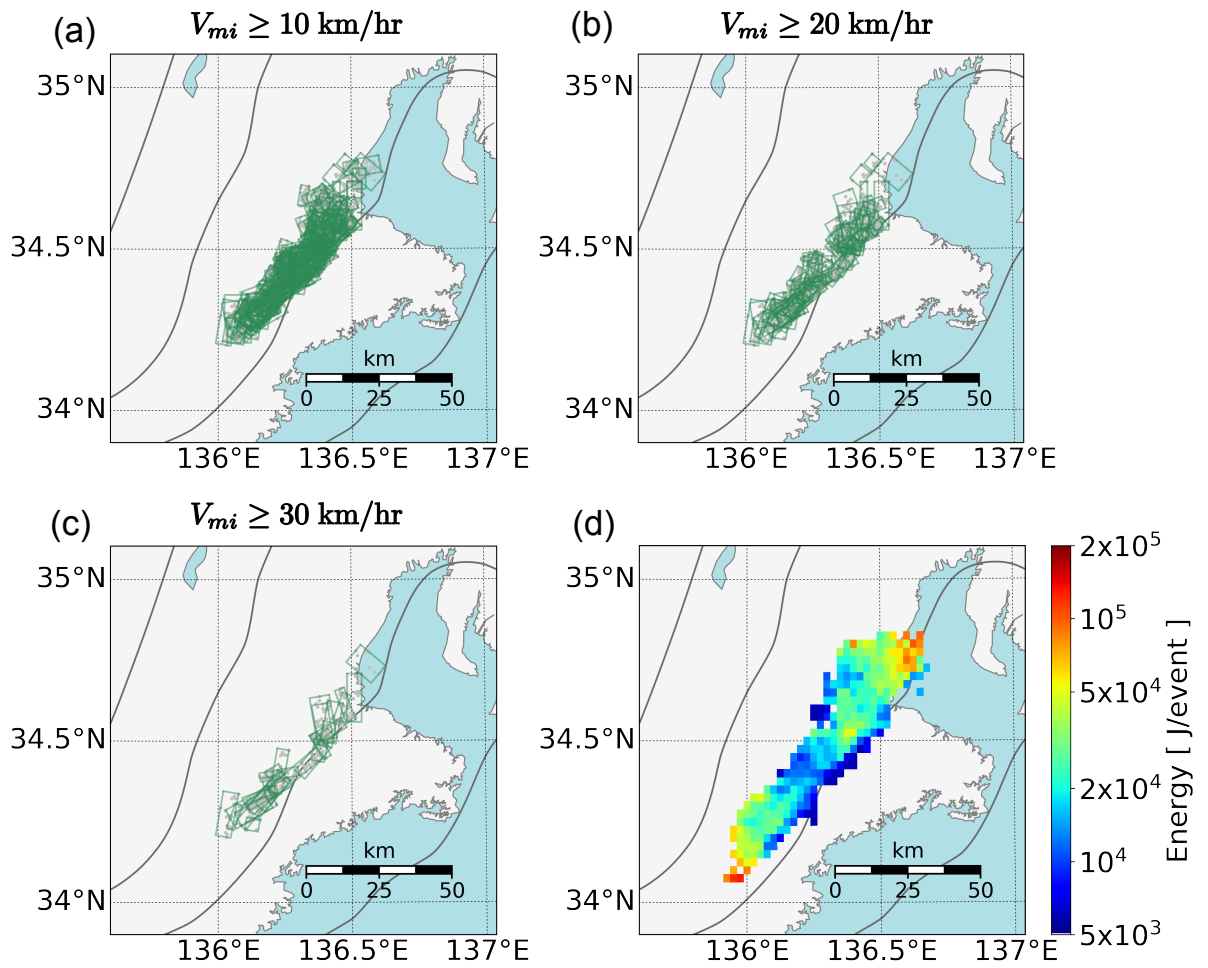


図 5.11 高速なマイグレーションに関する断層面積の空間分布. 灰色の点は微動の震央を示す. (a) マイグレーション速度 ($V_{mi} \geq 10 \text{ km/hr}$) のイベント. (b) マイグレーション速度 ($V_{mi} \geq 20 \text{ km/hr}$) のイベント. (c) マイグレーション速度 ($V_{mi} \geq 30 \text{ km/hr}$) のイベント. (d) 微動エネルギーの分布.

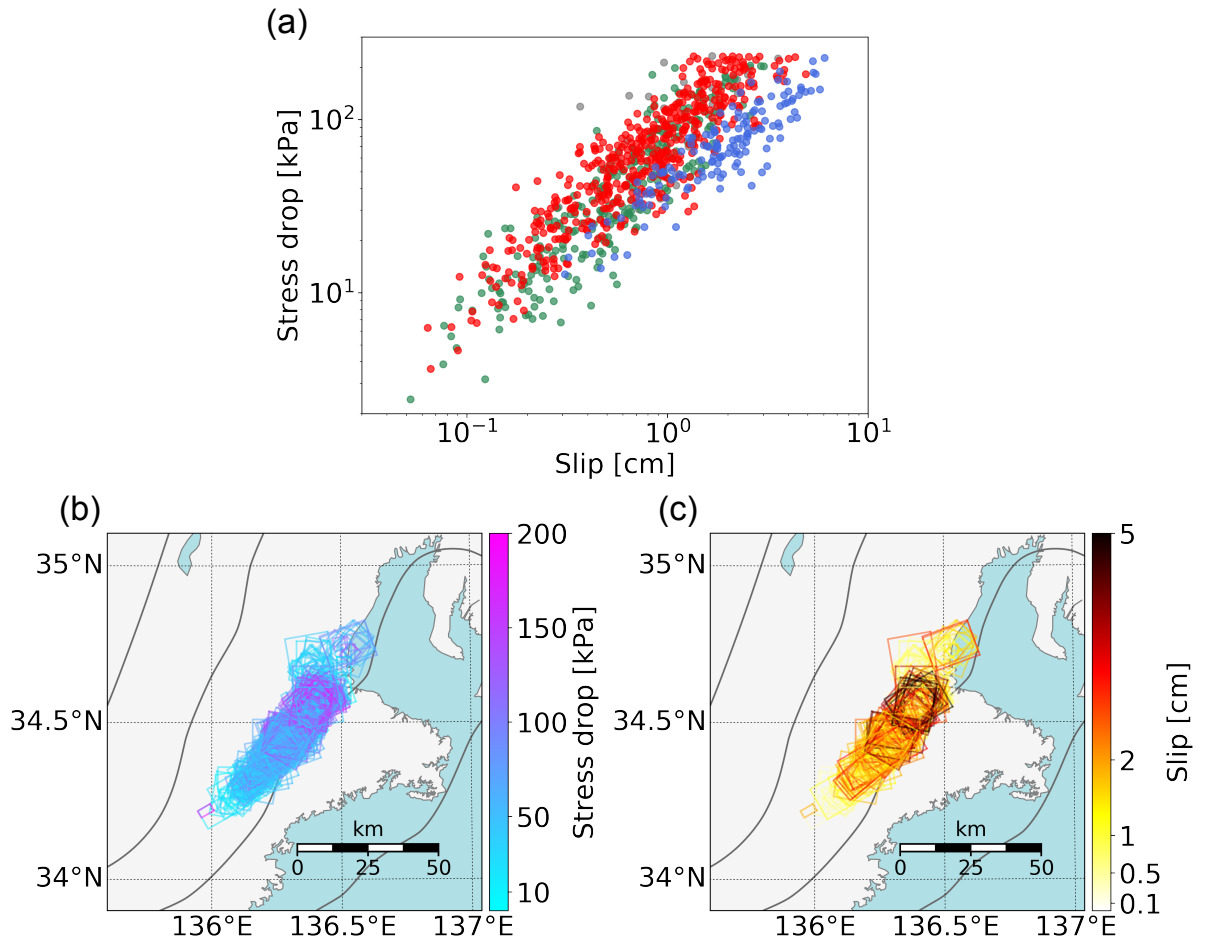


図 5.12 (a) 応力降下量と平均すべり量との関係. 赤色の点は W が制限されていない拡散的な成長をするイベント ($W < 8$ km), 青色の点は W が制限された状態で拡散的な成長をするイベント ($W \geq 8$ km), 緑色の点は高速なマイグレーション ($V_{mi} \geq 10$ km/hr), 灰色の点は拡散係数が小さいイベント ($A < 3000$ T) を表す. (b) 応力降下量の空間分布. 矩形は断層面積を示す. カラースケールは応力降下量の値を表す. (c) 平均すべり量の空間分布. 矩形は断層面積を示す. カラースケールは平均すべり量を表す.

第 6 章

議論

6.1 スロー地震のスケーリング則の多様性

微動マイグレーションから推定した現象とスロー地震の各現象について比較を行うために、微動マイグレーションのエネルギー (E) を規格化エネルギーで割ることで地震モーメント (M_0) に変換して考える。地震モーメントと継続時間の関係を図 6.1 に示す。本研究で提案した応力降下量が一定で断層が拡散的に成長するモデルのスケーリング則を定量的に示す。まず、断層が制限なく拡散的に成長する場合、地震モーメント (M_0) と断層面積 (A)、そして継続時間 (T) には、 $M_0 = C^{-1}\Delta\tau A^{1.5} = C^{-1}\Delta\tau D^{1.5}T^{1.5}$ の関係が成り立つ。ここで、 $\Delta\tau$ は応力降下量 (Pa)、 D は拡散係数 (m^2/s)、 C は地中にある矩形の縦ずれ断層を考慮して $C = \frac{16}{3\pi}$ (e.g. Starr 1928) である。そして、断層幅 (W) が幾何学的に制限された状態で断層長 (L) のみが拡散的に成長する場合、 $M_0 = C^{-1}\Delta\tau A^2/W_{\text{lim}} = C^{-1}\Delta\tau W_{\text{lim}}DT$ の関係が成り立つ。図 6.1 には、これらのスケーリング則を赤色と青色の塗りつぶし部分で示し、応力降下量 ($\Delta\tau$) を 10 kPa から 100 kPa、拡散係数 (D) を 10000 m^2/s 、断層幅の上限を $W_{\text{lim}} = 10 \text{ km}$ とした場合を考えている。以降では、本研究で提案したスケーリング則と先行研究で推定されたスケーリング則との間の共通点と相違点について議論する。

数秒から数年まで幅広い時間スケールをもつスロー地震現象について、地震モーメント (M_0) が継続時間 (T) に比例する関係 (Ide et al., 2007) が成り立つことが発見されて以降、 $M_0 [\text{N} \cdot \text{m}] \approx T [\text{s}] \times 10^{12-13} [\text{N} \cdot \text{m}/\text{s}]$ のスケーリング則が一つの基準として扱われている。Ide et al. (2007) では $M_0 \propto T$ の関係をもとに、「応力降下量が一定のモデル」と、すべり量を一定と仮定した場合に成り立つ「拡散地震モデル」を提案している。まず応力降下量一定のモデルでは、 $M_0 \propto A^{1.5} \propto T$ の関係が成り立つと彼らは考えたが、 $A^{1.5} \propto T$ の関係は断層の成長がどのような物理過程に従っているかが不明である。次に拡散地震モデルでは、すべり量を一定として $M_0 \propto A \propto T$ の関係が成り立つと考えられている。断層が拡散的な破壊成長をする考えは本研究と同じだが、 $M_0 \propto A$ の関係は本研究の結果からは見られなかった。そして断層に幾何学的な制限がないまま $A = DT$ で成長し続けると、拡散係数 $D = 10000 \text{ m}^2/\text{s}$ でマイグレーション速度が 5–15 km/day ($\sim 0.1 \text{ m/s}$) なるころには $L = W = 100 \text{ km}$ に到達し、断層面が遷移域を超えて巨大地震の発生域に及んでしまう可能性も考えられる。このように Ide et al. (2007) で提案されたどちらのモデルの場

合でも断層の成長を考えるうえで不都合が生じる。本研究で提案した応力降下量が一定かつ断層が拡散的に成長をするモデルでは、上記の 2 つのモデルの特徴を含んでいる。また、スロー地震全体で成り立つ $M_0 \propto T$ のスケーリング則は断層幅が幾何学的に制限された時に現れるものであり、断層の成長が幾何学的な制限を受けない場合には $M_0 \propto E \propto T^{1.5}$ のスケーリング則が成り立つことが本研究の結果から考えられる。それゆえ本研究の結果は、スロー地震における $M_0 \propto T$ のスケーリング則がどんな場合においても成り立つものではないことを示唆している。

Ide et al. (2008) は、日本の紀伊半島で起きた VLFE の地震モーメントと継続時間との間に $M_0 \propto T^{1.5}$ の関係が成り立つことを発見した (図 6.1 緑色の星)。彼らは、この結果に限られた継続時間のイベントを使用していることによって生じる見かけのスケーリング則かもしれないと述べている。しかし、微動マイグレーションから導かれたスケーリング則にも同じような関係が成り立っていることと、VLFE の継続時間が本研究で抽出した微動マイグレーションの継続時間よりわずかに小さいことから、 $M_0 \propto T^{1.5}$ の関係は微動マイグレーションだけでなく VLFE にも成り立っている可能性がある。ただし、この VLFE のスケーリング則は図 6.1 の赤色の塗りつぶし部分より下に位置しているので、応力降下量または拡散係数を図 6.1 の場合よりも大きくする必要がある (例えば、 $D = 50000 \text{ m}^2/\text{s}$ や $\Delta\tau = 1 \text{ MPa}$)。

Gomberg et al. (2016) は、日本の南海沈み込み帯と北米のカスケード沈み込み帯のそれぞれで発生した SSE に対して、スケーリング則の折れ曲がりを見出した (例えば、図 6.1 の赤色の丸、オレンジ色の丸)。彼女らが提案したモデルと本研究のモデルには 2 つの違いがある。1 つ目は破壊伝播速度が一定の断層成長を仮定するか、拡散的な断層成長を仮定するかである。彼女らが考えている SSE は継続時間が 1 日以上であり、マイグレーション速度は 10 km/day と一定の場合である。拡散的な断層成長では継続時間が長くなるにつれてマイグレーション速度はほぼ変化しなくなり、破壊伝播速度をほぼ一定と考えることができる。実際に、マイグレーション速度は拡散係数を $D = 10000 \text{ m}^2/\text{s}$ とすると、継続時間が 1 日程度で 30 km/day 、継続時間が約 9 日程度で 10 km/day となる。そのため、破壊伝播速度が一定の断層成長は拡散的な断層成長でも説明可能である。2 つ目は応力降下量を一定と仮定したときに、平均すべり量が断層幅 (W) に比例するか (W モデル)、断層長 (L) に比例するか (L モデル) である。この W モデルと L モデルは Scholz (1982) が提案したモデルであり、規模の大きい地震は L モデルに従うと主張されている。また、通常地震で議論されている 3 段階のスケーリングモデル (e.g. Irikura and Miyake, 2011; Murotani et al., 2015) でも L モデルを考えている。一方、Gomberg et al. (2016) では W モデルを使って、SSE のスケーリング則が $M_0 \propto T^3$ から $M_0 \propto T$ に変わるモデルを提案したが、地震モーメントや断層面積、そして継続時間との間に成り立つ関係のスケーリング指数を推定していない。本研究のモデルは、エネルギー (地震モーメント) と断層面積、断層面積と

継続時間, エネルギーと継続時間の全ての関係を見て L モデルで説明できると判断している. 仮に W モデルを仮定した場合を考えてみると, W が幾何学的に制限されたとき, 平均すべり量も同時に飽和されてしまいエネルギーと断層面積の関係には $E \propto A$ の関係が成り立つはずであるが, 本研究の結果 (図 5.6) からは考えにくい. そのため, Gombert et al. (2016) のモデルは, 本研究のモデルで SSE のみに着目したときに成り立つ特殊な場合だと考えられる. そのことを考えると, カスケードの短期的または長期的 SSE について通常地震と同じスケーリング則が成り立つことを調べた Michel et al. (2019) の場合も, 応力降下量が一定かつ拡散的な断層成長をするという本研究のモデルにおいて, 継続時間が長くなりマイグレーション速度がほぼ一定となった特殊な場合だと考えることができる. 彼らの研究では地震モーメントと断層面積の間に $M_0 \propto A^{1.5}$ の関係が成り立つこと, つまり SSE の応力降下量が一定であることを示すとともに, その応力降下量が 0.9 kPa から 18 kPa であることも報告した. これらの値は解析に使用している SSE は異なるが, 同じカスケードを対象にした先行研究 (Schmidt and Gao, 2010) で報告された 10 kPa から 50 kPa という値よりも最大で 1 桁程度小さく推定されている. その一つの要因として彼らは SSE の推定手法の違いがあるだろうと述べている. しかし, 地震モーメントと継続時間との間に成り立つ関係に着目すると, Schmidt and Gao (2010) の結果 (図 6.1 のオレンジ色の丸) と Michel et al. (2019) の結果 (図 6.1 の緑色の丸) は大きく異なっていることもわかる. そのため, カスケードにおける SSE が通常地震と同じように $M_0 \propto T^3$ に従うかどうかはさらに調査が必要である.

スロー地震の中で最も時間スケールが小さい LFE についてもどのようなスケーリング則に従っているかが調べられている (e.g. Bostock et al., 2015; Farge et al., 2020; Supino et al., 2020). 先行研究では, 地震モーメントとコーナー周波数 (f_c) の関係が議論されているが, ここではコーナー周波数を継続時間に置き換えて述べる ($f_c^{-1} = T$). LFE に対して成り立つスケーリング則については, カスケードにおいて Bostock et al. (2015), メキシコのゲレロにおいて Farge et al. (2020) が, 継続時間 (T) が地震モーメント (M_0) にほとんど依存しない ($M_0 \propto T^{10}$) ことを主張している. 四国においては Supino et al. (2020) が LFE に対して成り立つスケーリング則を調べており, 通常地震と同じような $M_0 \propto T^3$ の関係を明らかにしている. 先行研究によって異なるスケーリング則が推定されている要因として, $M_0 \propto T^{10}$ の結果が出ている研究では Matched filter 法で検出された LFE を使用していることが挙げられる. これは, 継続時間は類似しているが規模の異なるイベントを多数検出しているため, 地震モーメントだけがばらついたイベントを使用してスケーリング則を推定した影響だと考えられる. つまり, 地震モーメントが大きく変わっても継続時間は変化しない ($T \propto M_0^{-10}$) が, 継続時間が少しでも変わると地震モーメントが大きく変わってしまうことになる ($M_0 \propto T^{10}$). それに対して, Supino et al. (2020) では BackTrackBB 法 (e.g. Poiata et al., 2016, 2018) と呼ばれる周波数ごとに信号の高次統計量の特徴を調べ

て震源決定を行う手法で決定されたイベントを使用しているため、Matched filter 法のように似たような継続時間をもつイベントで解析を行う影響を受けていない。LFE はスロー地震の中でも最も時間スケールの小さいイベントのため、スロー地震の素過程を表していると考えられる。その LFE で通常地震と同じスケーリング則が成り立つということは、微動マイグレーションが拡散的な成長をする過程の一つ一つの LFE の破壊に着目すれば、応力降下量が一定かつ破壊伝播速度が一定の破壊が起きている可能性を示唆している。また断層が拡散的に成長する場合、そのマイグレーション速度は $V_{mi} = \frac{L}{T} = \sqrt{\frac{D}{T}}$ で表され、継続時間の短いイベントは非常に大きな速度をもってしまう問題がある。そのため、マイグレーション速度には、例えば S 波速度に相当するような速度の上限が存在すると考えられる。LFE の破壊伝播速度は、通常地震の破壊伝播速度よりも遅く、S 波速度の 0.4 倍以下であることが示唆されている (e.g. Hawthorne et al., 2019; Supino et al., 2020)。このことから、LFE で応力降下量が一定かつ破壊伝播速度が一定の破壊が起きているとすれば、その LFE の破壊伝播速度が断層の拡散的な成長で考えうる速度の上限である可能性がある。

LFE や微動を用いて SSE を推測し、そのスケーリング則を調べた例について議論する。Frank and Brodsky (2019) ではメキシコのゲレロにおいて、SSE が発生している期間内で SSE のモーメントレートと LFE のモーメントレートとの比較を行い、その二つのデータに関する補正値を推定することで LFE から SSE を推測することに成功した。推測したイベントについて、地震モーメントと継続時間には $M_0 \propto T^3$ の関係、地震モーメントとイベント時間間隔 (T_{interval}) には $M_0 \propto T_{\text{interval}}^6$ の関係が成り立つことを示した。 $M_0 \propto T^3$ は通常地震と同じスケーリング則であり、地震モーメントとイベント時間間隔に関しては、繰り返し地震に対して成り立つスケーリング則に一致している。これは一見、本研究のモデルで表現できる一部の現象であるようにも思えるが、地震モーメントと継続時間の関係をよく見ると $M_0 \approx T \times 10^{12-13}$ からずれた位置 (図 6.1 の $M_W=4-7$, $T=1-1000$ s) に分布している (Frank and Brodsky, 2019; Figure 4)。この原因については不明だが、もし本当であるならば通常地震とスロー地震との間の観測ギャップ (Ide, 2014) を埋めることができるイベントなのかもしれない。Aiken and Obara (2021) は本研究と同様に、スロー地震のギャップ域 (100 秒から 1 日) を埋めることを目的とした研究である。彼女らは LFE と微動の時空間クラスタリングをもとに、地震モーメント (M_0)、断層面積 (A)、継続時間 (T) を推定し、時空間クラスタリングで得られたイベントについてスケーリング則を調べた。その結果、継続時間が 1 日未満のイベントも検出し、そのイベントには地震モーメントと断層面積に $M_0 \propto A^{1.5}$ の関係が成り立つことを示し、応力降下量がほぼ一定だと主張した。しかし、 M_0 の値は $M_0 \approx T \times 10^{12-13}$ の関係から考えられるものよりも 3-4 桁ほど過小評価しているだけでなく、地震モーメントと継続時間に $M_0 \propto T^2$ という関係が現れてしまっていた (図 1.3 の黄緑色の菱形)。このスケーリング則からはどのような破壊の成長過程をしているかの判断が困難であった。

ここまで述べたように、スロー地震に関する複数のスケーリング則の結果が近年報告されており、それぞれが乱立している状態である。本研究で提案した応力降下量が一定かつ断層が拡散的に成長するモデルでは、微動マイグレーションだけでなく他のスロー地震についてのスケーリング則も説明できる可能性があることがわかった。また、さまざまなスケーリング則が乱立する中で本研究では、エネルギー（地震モーメント）、断層面積、継続時間との間のどれか一つの間接性を見てスケーリング則を判断するのではなく、それぞれの間接性を同時に調べるということが重要であるということを強く主張したい。また、その中でも特に、断層面積と継続時間に成り立つ間接性を調べ、断層がどのような破壊成長過程に従っているのかを見極めることが重要である。

6.2 スロー地震の物理メカニズム

スロー地震の物理メカニズムを理解するために、多くの先行研究 (e.g. Ide, 2008; Ando et al., 2010; Colella et al., 2011; Hawthorne and Bartlow, 2018) によりさまざまなモデルが提案されてきたが、スロー地震の物理メカニズムについては未解明のままである。本研究の結果からは、応力降下量を一定と仮定して幾何学的な制限がなく断層が拡散的に成長する場合、微動マイグレーションのエネルギー (E) または地震モーメント (M_0)、断層面積 (A)、継続時間 (T) には $M_0 \propto E \propto A^{1.5} \propto T^{1.5}$ の間接性が成り立つことが分かった。そこで、本研究の結果が先行研究のモデルでどのように説明できるかの議論する。

スロー地震のモデルには数理的なモデルや摩擦構成則を考えたモデルなどが存在している。まずは、数理的なモデルについて議論する。Ide (2008) は、Brownian Slow Earthquake (BSE) モデルという確率微分方程式に従って震源サイズがランダムに変動するモデルを提唱した。このモデルは広帯域スロー地震を数理的に表現するようなモデルでもある。ここからは、Ide and Maury (2018) を参考にして考える。モーメントレート (\dot{M}_0) が、剛性率 (μ)、面積 (A)、すべり速度 (v_{slip}) を用いて表せるとする。すべり速度を一定と考えると、 $\dot{M}_0 \propto \mu v_{\text{slip}} A = \mu v_{\text{slip}} \pi r^2$ で表せ、 r は円形断層の半径である。このモデルは S モデルと呼ばれる (Ide and Maury, 2018 では断層面積 A を S で表しているため S モデルと呼ばれる)。また、すべり速度が $|r|$ に比例するようなモデルの場合には、 $\dot{M}_0 \propto \mu \dot{\epsilon} |r| A = \mu \dot{\epsilon} |r|^3$ で表せ、 $\dot{\epsilon}$ は歪み速度である。このモデルはモーメントレートが体積 ($\propto |r|^3$) に比例するため、V モデルと呼ばれている。 r の時間変化を確率微分方程式で表すと、

$$dr = -\alpha r dt + \sigma dB, \quad (6.1)$$

となる。ここで、 α^{-1} は特徴的な時間、 $\sigma^2 (=D)$ は拡散係数、 dB は $N(0, dt)$ のガウス分布に従う確率変数である。式 (6.1) の右辺の第一項は震源のサイズに比例するダンピングの項を示す。また、 r^2 や $|r|^3$ の時間変化を確率微分方程式で表すと、

$$d(r^2) = (\sigma^2 - 2\alpha r^2)dt + 2\sigma r dB \quad (6.2)$$

$$d(|r|^3) = (3\sigma^2|r| - 3\alpha|r|^3)dt + 3\sigma r^2 dB \quad (6.3)$$

のようになる (Ide and Maury, 2018). 震源のサイズが十分に小さい場合, 式 (6.1) の確率微分方程式の右辺の第一項は無視でき, r^2 の期待値は $\sigma^2 T$ に比例し, r^3 の期待値は $\sigma^3 T^{1.5}$ に比例する. ここで, T は継続時間である. そのため, モーメントレートは S モデルで $\dot{M}_0 \propto T$, V モデルで $\dot{M}_0 \propto T^{1.5}$ に従う. 言い換えれば, S モデルの地震モーメント (M_0) は $M_0 \propto T^2$, V モデルでは $M_0 \propto T^{2.5}$ に従う. そしてどちらの場合でも継続時間 (T) が特徴的な時間 α^{-1} よりも大きくなった場合, モーメントレートは一定となり $M_0 \propto T$ に従うようになる. ここで本研究のモデルとの違いは, BSE モデルが時間のみ (1 次元) を考えているのに対して, 本研究のモデルでは断層パラメータの飽和という空間 (2 次元) を考慮しているという点である. Ide (2008) の考えで, 式 (6.1) の右辺の第一項のような震源のサイズに比例するダンピングの項を入れているのは, 震源のサイズが大きくなりすぎることを防ぐためである. 空間で考える場合には, プレート境界面上の断層強度の不均質などを考慮すれば, 破壊の停止メカニズムを自然に考慮できるはずである. Ide (2008) や Ide and Maury (2018) ではモーメントレート \dot{M}_0 からモデルを構成し始めているが, ここで, 地震モーメント M_0 からモデルを構成することを考える. 応力降下量 ($\Delta\tau$) が一定だとすると, 地震モーメントは $M_0 \propto \Delta\tau A^{1.5} = \Delta\tau |r|^3$ で表せる. この定式化は V モデルと同様に考えることができ, 震源サイズが十分小さい場合を考えると r^3 の期待値は $\sigma^3 T^{1.5}$ に比例するため, $M_0 \propto \Delta\tau A^{1.5} \propto \Delta\tau \sigma^3 T^{1.5}$ と表せる. これは本研究の結果の $M_0 \propto A^{1.5} \propto T^{1.5}$ の関係式を満たし, 応力降下量が一定で断層が拡散的に成長するモデルを再現できている. また拡散係数が $D = \sigma^2$ であることから, $M_0 \propto \Delta\tau A^{1.5} \propto \Delta\tau D^{1.5} T^{1.5}$ と表すことができる. 本研究では微動マイグレーションのスペクトル構造についてはまだ検討できていない. しかし, BSE モデルで微動マイグレーションに対して成り立つスケーリング則を説明できるということは, 継続時間がより短いイベントでも同等のスケーリング則が成り立ち, スロー地震全体の背景に応力降下量が一定で断層が拡散的に成長するという物理過程が存在する可能性を示唆している. そして, 時間 1 次元で考えている BSE モデルを空間 2 次元に拡張すること (e.g. Ide and Yabe, 2019) で拡散的な破壊成長を生み出す物理メカニズムを解明できるかもしれない.

次に摩擦構成則を考慮したモデルについて議論する. その中でも, 速度・状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1992) を用いた先行研究は多数存在している (e.g. Ben-Zion, 2012; Colella et al., 2012; Hawthorne and Rubin, 2013). Colella et al. (2011) ではプレート傾斜方向に

沿って、固着域・遷移域・安定滑り域の3つの領域に分けて、速度・状態依存摩擦構成則をもとに SSE の特徴を調べた。彼女らの結果からは、モーメントマグニチュード (M_W) が $M_W < 5.6$ の場合には $M_0 \propto T^{1.5}$ の関係、 $M_W \geq 5.6$ の場合には $M_0 \propto T^2$ の関係が導き出されている。しかし、地震モーメントと断層面積との関係を見ると、 $M_W \geq 5.6$ で応力降下量が一定になっており、 $M_W < 5.6$ のときは規模が大きくなるにつれて応力降下量が徐々に減少しているようにも見られた。これは、本研究の主張の一つである断層面積と継続時間との関係も含めて判断しなければならないということを考慮していないため、見かけのスケーリング則が求められてしまっている可能性がある。Luo and Ampuero (2018) や Luo and Liu (2019) では、速度強化の性質をもつ媒質内に速度弱化の性質をもつパッチを埋め込むことによってプレート境界面上の走向方向に沿った不均質を考慮したモデルを作成し、速度・状態依存摩擦構成則をもとにして ETS の時空間発展を調べた。彼らの研究では、メインフロントや RTR など ETS 内で起きるさまざまなイベントを再現した。そして、プレート走向方向に沿った ETS の時空間発展が拡散的な(放物的な)振る舞いであることを再現しており、その結果は拡散的な断層破壊をとらえている可能性がある。ここまでは速度・状態依存摩擦構成則をもとにした先行研究を上げてきたが、異なる考え方に基づいた先行研究も存在する。Ando et al. (2012) では、ニュートン粘性に従う延性領域内に脆性パッチを埋め込むことでプレート走向方向に沿った不均質を考慮した応力拡散モデルを提案した。Ando et al. (2012) でも プレート走向方向に沿った拡散的なマイグレーションや RTR、微動バーストなど ETS 内で見られる現象を網羅的に再現した。また、背景領域にニュートン粘性を仮定した場合と速度・状態依存摩擦構成則を仮定した場合で、応力の伝播の仕方の違いについても調べている。ニュートン粘性の場合には応力の伝播距離の2乗が継続時間に比例する放物的な伝播の様子(応力拡散)が見られたのに対し、速度・状態依存摩擦構成則の場合には応力は基本的に指数関数的な伝播を示し、最終的には放物的な伝播に漸近していく様子が確認されている。これは Luo and Liu (2019) で見られた放物的なマイグレーションが、応力の指数関数的な伝播の一部を見ている可能性があるとして解釈できる。拡散的な断層破壊の背後に存在する物理メカニズムが応力拡散だとすると、本研究で観測した微動マイグレーションの特徴と Ando et al. (2012) の理論計算で得られたマイグレーションの特徴が調和的であることを説明できる。その他のモデルとして、微動マイグレーションに流体が関与するモデル(e.g. Cruz-Atienza et al., 2018; Farge et al., 2021)も提案されているが、ETS の一部の現象しか再現できていない(例えば、RTR など)。プレート境界面上で局所的に存在する流体がスロー地震の発生過程に影響を与える可能性は否定しきれないが、プレート境界面全域で流体がスロー地震の成長に関与している可能性は低いと考えられる。微動エネルギーの不均質な分布(本研究; Yabe and Ide, 2014; Kano et al., 2018a) やプレート境界面上の V_p/V_s の分布(Nakajima and Hasegawa, 2016) から流体がプレート境界面上のどこにでも存在するわけではないことが支持される。以上よ

り、微動マイグレーションが拡散的な成長をする背景には応力拡散が存在している可能性が高いものとする。

6.3 今後の展望

本研究では、紀伊半島下で発生した微動の震源を使用して微動マイグレーションの抽出を行い、それに対して成り立つスケーリング則を明らかにしたが、他のスロー地震発生域においても本研究で提案したスケーリング則が普遍的なものであるのかを調べる必要があると考えられる。Maury et al. (2018) では、プレート沈み込み帯ごとに微動発生域のおおよその分布幅が指摘されている。このデータをもとにすれば、スケーリング則の折れ曲がりが起こりうるおおよその断層幅の目安を立てることができるはずである。さらに、本研究で開発した時空間ハフ変換は、空間 2 次元 (緯度と経度) と時間 1 次元の 3 次元空間の直線 (円柱) を抽出する手法であるが、震源の深さの情報も含めた 4 次元空間の場合に手法を拡張する必要があると考えられる。この手法の開発に成功すれば、より複雑な微動マイグレーションの抽出や、そのマイグレーションの背景にある物理過程・地下構造との議論が可能になると考えられる。

微動マイグレーションを抽出したりスケーリング則を調べたりするためには、使用するカタログデータが十分な時空間分解能をもっているのかが問題になる。そのため、高分解能の微動カタログを作成することは引き続き必要であると考えられる。具体的には、本研究で稠密地震計アレイを用いて高分解能の微動カタログを作成できたように、稠密地震計アレイを複数箇所に設置して、微動や LFE をモニタリングすることである。スロー地震の広帯域にわたる現象をとらえるという点で、使用する地震計は広帯域地震計を使用することが望ましい。また近年、地震学で積極的に取り入れられている光ファイバーケーブルを使用した “Distributed Acoustic Sensing (DAS)” によって、超稠密な地震観測を行うことも考えられる。さらに、震源決定の精度を上げるという点では、P 波や S 波の位相の到達時刻を正確に読み取る必要があるため、機械学習などを地震学に積極的に取り入れて、位相の抽出技術の向上をはかる必要がある。

6.2 節の議論で BSE モデルをもとにして本研究の結果と同様のスケーリング則が得られることが分かった。しかし実際には、時間 1 次元のままの BSE モデルではスケーリング則の関係が成り立ったとしても、メインフロント や RTR という微動マイグレーションの特徴を再現できない。Ide and Yabe (2019) では BSE モデルを 2 次元のセルオートマトンモデルに拡張している。このモデルを使用すれば 2 次元的な断層成長の様式を調べることが可能だが、モーメントレートから構成されたモデルを使用している。そこで、本議論で述べたように、地震モーメントから構成したモデルでどの程度 2 次元的な断層の成長を再現できるか数理モデルの面からもアプローチすることが今後の課題であると考えられる。

また、スロー地震の広帯域にわたる震源スペクトル構造も調べる必要がある。Hawthorne and Bartlow (2018) は、GPS を用いてすべりインバージョンから求めた SSE のスペクトルや、観測波形を重合して求めた微動のスペクトルといった観測スペクトルと、SSE とその中に含まれるサブイベント (LFE, VLFE, RTR など) のモーメントレートを足し合わせることでモデル化したスペクトルとの比較を行い、観測とモデルで得られたスペクトルが似ていることを示した。サブイベントの足し合わせでスペクトルをモデル化するには、グーテンベルグ・リヒター則 (e.g. Utsu, 2002) の b 値を仮定してサブイベントごとの地震モーメントの発生頻度を表し、地震モーメントと継続時間との関係 ($M_0 \propto T^m$) に従いスケーリング指数 m を仮定することでサブイベントの継続時間を表した。しかし、彼女らのスペクトルモデルでは、 b 値やスケーリング指数 m の厳密性については確かめられていない。スケーリング指数に関しては、本研究で提案したモデルに従い $m=1.5$ とし、微動マイグレーションを含めたスロー地震現象の b 値を調べることができれば、本研究の結果を用いてスロー地震の震源スペクトルをモデル化できる可能性があり、今後の課題である。

以上のような課題を解決し、スロー地震には普遍的なスケーリング則が存在するのか、あるいは個々の現象で異なるスケーリング則に従うのか、そしてスロー地震と通常地震とはそもそも何が異なるのかといった地震発生物理の重要な課題の解決に繋げる必要がある。

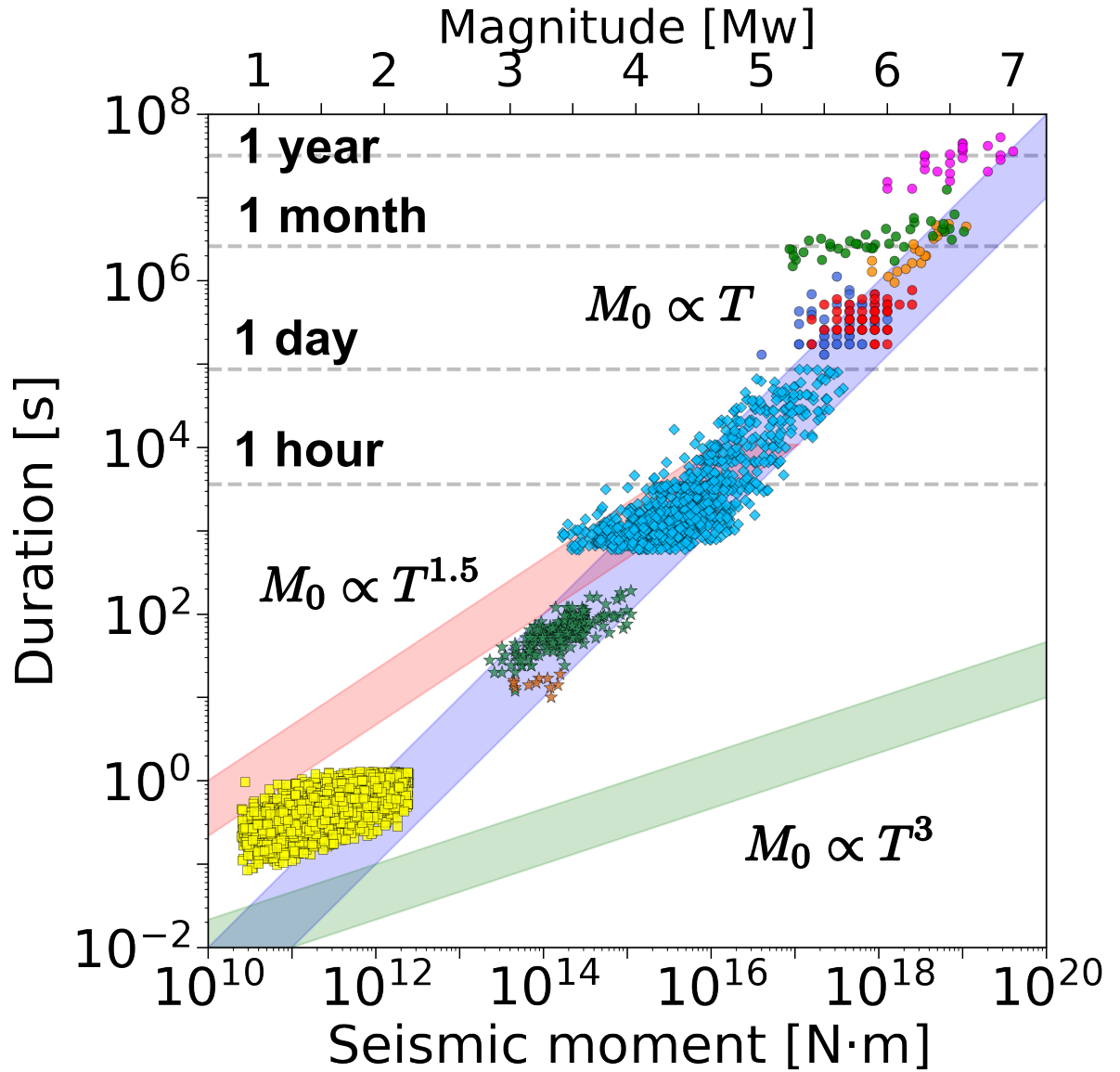


図 6.1 微動マイグレーションを含むスロー地震のさまざまな現象における地震モーメントと継続時間との関係. 緑色の塗りつぶし部分は、通常地震のスケールリング則 ($M_0 \propto T^3$) を示す. 赤色の塗りつぶし部分はスロー地震について断層が制限なく拡散的に成長する場合のスケールリング則 ($M_0 \propto \Delta\tau D^{1.5} T^{1.5}$) を、青色の塗りつぶし部分はスロー地震について断層幅が制限された状態 ($W = W_{\text{lim}}$) で拡散的に成長する場合のスケールリング則 ($M_0 \propto \Delta\tau A^2 / W_{\text{lim}} \propto \Delta\tau W_{\text{lim}} D T$) を示す. ここで、応力降下量 ($\Delta\tau$) は 10 から 100 kPa を、拡散係数 (D) は 10000 m²/s を、断層幅の上限は $W_{\text{lim}} = 10$ km を考えている. 水色の菱形は本研究で微動マイグレーションから推測したイベントである. 図中のシンボルはそれぞれ、LFE (四角), VLFE (星形), SSE (丸) を示す. シンボルの色は先行研究の違いを表している. 黄色の四角は日本の四国における LFE (Supino et al., 2020) の結果である. 緑色の星形は日本の紀伊半島の VLFE (Ide et al., 2008), 茶色の星形はメキシコのゲレロの VLFE (Maury et al., 2016) の結果である. 赤色の丸は日本の南海沈み込み帯の短期的 SSE (Sekine et al., 2010), 青色の丸は南海沈み込み帯の短期的 SSE (産総研-SSE: Itaba and Ando, 2011; 板場・他, 2013a,b, 2014a,b, 2015), オレンジ色の丸は北米のカスケード沈み込み帯の短期的または長期的 SSE (Schmidt and Gao, 2010), 緑色の丸はカスケード沈み込み帯の短期的または長期的 SSE (Michel et al., 2019), 紫色の丸は南海沈み込み帯西部の長期的 SSE (Takagi et al., 2019) の結果である.

第 7 章

結論

本研究では、稠密地震計アレイを用いた高分解能の微動カタログを作成し、その中から微動マイグレーションを客観的に自動抽出する時空間ハフ変換を新たに開発した。抽出した微動マイグレーションの微細構造と微動エネルギーの空間分布を比較することによって、微動マイグレーションがプレート境界面上の断層強度の不均質性を強く反映していることが明らかになった。そして、微動マイグレーションをもとに、継続時間が 100 秒から 1 日のスロー地震のギャップ域におけるイベントを推測し、そのイベントに対して成り立つスケーリング則に関するモデルの提案と実証を行った。以下ではその成果をまとめる。

- (1) 2012 年 7 月から 2014 年 7 月までの 2 年間の稠密地震計アレイデータを用いて、紀伊半島下の深部テクトニック微動の震源決定を行った。エンベロープ相関法で震源決定された産総研-微動カタログに比べて約 2.2 倍多くの微動を検出し、高分解能の微動カタログの作成に成功した。2 年間の中で検出された 12 個の微動エピソードからは、微動活動のメインフロントの特徴が明らかになっただけでなく、複雑な振る舞いをする RTR や tremor streak を多数観測することに成功した。また、微動エピソードの初期段階では、プレート傾斜方向の深部から始まる up-dip 方向のマイグレーションを明瞭にとらえることができた。さらに、微動エピソード以外の期間で起きている微動の背景活動は、フィリピン海プレートの 3 km 上部の V_p/V_s 分布 (Nakajima and Hasegawa, 2016) とよく一致しており、微動の背景活動がプレート境界面上における断層強度の不均質性を反映している可能性を示唆した。本研究で作成した高分解能のカタログは、微動マイグレーションの背後に存在する物理過程を明らかにする基本情報である。
- (2) 時空間ハフ変換を新たに開発し、微動カタログの中からさまざまな継続時間をもつ微動マイグレーションを自動抽出することに成功した。2 年間の微動カタログの中から、10 分から 24 時間の継続時間をもつ 1,010 個の微動マイグレーションを抽出することに成功した。ある微動エピソードに着目すると、継続時間が長いイベントほど微動活動のメインフロントの特徴を反映し、継続時間が最も短い 10 分から 1 時間のイベントはメインフロント内に存在するサブイベントとしての特徴を示すことがわかった。抽出した微動マイグレーションの空間分布を調べたところ、プレート走向

方向と傾斜方向によってマイグレーションの方向の特徴がそれぞれ変化することがわかった。プレート走向方向のマイグレーションに着目すると、遷移域の up-dip 側で卓越することがわかった。そして、紀伊半島の北東部では南西方向へのマイグレーションが、南西部では北東方向のマイグレーションがそれぞれ卓越するという場所によって正反対の特徴を示した。プレート傾斜方向のマイグレーションは、紀伊半島の北東部と中央部の 2 か所で卓越していることがわかり、微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションが起きている場所と一致した。そして、プレート傾斜方向の down-dip 側では up-dip 方向のマイグレーションが卓越し、逆に up-dip 側では遷移域の最上部で跳ね返るかのよう down-dip 方向のマイグレーションが卓越していた。さらに、継続時間 (T) が長くなるにつれてマイグレーション速度 (V_{mi}) が遅くなることが確認され、 $V_{mi} \propto \frac{1}{\sqrt{T}}$ の関係式が成り立つことが分かった。このことから、微動マイグレーションが拡散過程に支配されていることが示唆された。

- (3) 微動エネルギーの空間分布を詳細に調べるために、二重スペクトル比法 (Matsuzawa et al., 1986) を用いて地震計アレイとその周辺に位置する Hi-net 観測点に関する 2–8 Hz の経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性をそれぞれ推定した。経路平均 Q_s 値は観測点ごとに 167–456 の範囲で推定され、サイト増幅特性は東吉野 (HYSH) 観測点を基準として、地震計アレイでは 2.37、その他の Hi-net 観測点では嬉野 (URSH) で 0.83、宮川 (MGWH) で 1.17、松阪 (MASH) で 0.84 と推定された。推定した経路平均 Q_s 値とサイト増幅特性をもとに計算した微動エネルギーは不確かさ 3 倍以内に収まり、詳細な微動エネルギー分布を調べることを可能にした。微動エネルギーの空間分布は、微動の発生数の空間分布や微動マイグレーションの方向の空間分布とよい対応関係が確認され、プレート走向方向に沿って高エネルギーの場所から低エネルギーの場所へ微動震源が移動する傾向にあることがわかった。このことは、プレート走向方向の断層強度の不均質によってマイグレーションの様式が左右されることを示唆する。また、微動エピソードの初期段階における up-dip 方向のマイグレーションについて、遷移域の浅部に存在する高エネルギーの微動パッチを破壊できるかどうかは後のマイグレーションの振る舞いを支配することがわかった。
- (4) 微動マイグレーションをもとに、継続時間が 100 秒から 1 日のスロー地震のギャップ域で起きている現象について推測した。そして微動の微細構造をもとにして、そのギャップ域で起きているイベントのエネルギー (E)、断層面積 (A)、継続時間 (T) との間に成り立つ、スケーリング則に関する 3 つのモデルを提案した。いずれのモデルも応力降下量が一定だと仮定して、一つ目は断層面積が拡散的に成長するモデルである。このモデルでは 2 次元的に破壊が成長し、 $E \propto A^{1.5}$ 、 $A \propto T$ 、 $E \propto T^{1.5}$ の関係が成り立つことがわかった。二つ目は断層幅 (W) が制限されて断層長 (L) のみが拡散

的に成長するモデルである。このモデルでは L 方向の破壊のみが 1 次元的に成長し、 $E \propto A^2$, $A \propto T^{0.5}$, $E \propto T$ の関係が成り立つことがわかった。最後は通常地震と同じく破壊伝播速度が一定のモデルである。このモデルではマイグレーション速度 (V_{mi}) が高速なイベント ($V_{mi} \geq 10$ km/hr) に対してのみ、 $E \propto A^{1.5}$, $A \propto T^2$, $E \propto T^3$ の関係が成り立った。一つ目と二つ目のモデルは本研究で新しく提案するものであり、微動マイグレーションが一定の小さい応力降下量 (2–235 kPa) かつ拡散的な破壊過程によって支配されていることが示唆された。また、複雑なスケーリング則を理解するうえで、 A と T の関係から断層面積がどのような成長過程に従っているかを調べることが重要であることがわかった。

本研究では、スロー地震のスケーリング則に関するモデルとして、応力降下量が一定かつ断層破壊が拡散的に成長するというものを新たに提案した。このモデルによると、スロー地震の現象全体に対して成り立つと考えられてきた地震モーメントと継続時間との関係は、断層幅が飽和した拡散的な破壊によって引き起こされるものであると解釈できた。また、提案したモデルは微動マイグレーションよりも継続時間が短いイベントでも成り立つ可能性があり、スロー地震の物理過程の理解の深化に大きく貢献するものと考えられる。

参考文献

- Aiken, C., and K. Obara (2021), Data-driven clustering reveals more than 900 small magnitude slow earthquakes and their characteristics, *Geophysical Research Letters*, *48*(11), e2020GL091764, <https://doi.org/10.1029/2020GL091764>.
- Aki, K. (1972), Earthquake mechanism, *Tectonophysics*, *13*(1), 423–446, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(72\)90032-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(72)90032-7).
- Ando, R., R. Nakata, and T. Hori (2010), A slip pulse model with fault heterogeneity for low-frequency earthquakes and tremor along plate interfaces, *Geophysical Research Letters*, *37*(10), <https://doi.org/10.1029/2010GL043056>.
- Ando, R., N. Takeda, and T. Yamashita (2012), Propagation dynamics of seismic and aseismic slip governed by fault heterogeneity and newtonian rheology, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B11), doi:10.1029/2012JB009532.
- Annoura, S., K. Obara, and T. Maeda (2016), Total energy of deep low-frequency tremor in the nankai subduction zone, southwest japan, *Geophysical Research Letters*, *43*(6), 2562–2567, <https://doi.org/10.1002/2016GL067780>.
- Ben-Zion, Y. (2012), Episodic tremor and slip on a frictional interface with critical zero weakening in elastic solid, *Geophysical Journal International*, *189*(2), 1159–1168, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05422.x.
- Bletery, Q., A. M. Thomas, J. C. Hawthorne, R. M. Skarbek, A. W. Rempel, and R. D. Krogstad (2017), Characteristics of secondary slip fronts associated with slow earthquakes in cascadia, *Earth and Planetary Science Letters*, *463*, 212–220, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.046>.
- Bostock, M. G., A. M. Thomas, G. Savard, L. Chuang, and A. M. Rubin (2015), Magnitudes and moment-duration scaling of low-frequency earthquakes beneath southern vancouver island, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *120*(9), 6329–6350, <https://doi.org/10.1002/2015JB012195>.
- Colella, H. V., J. H. Dieterich, and K. B. Richards-Dinger (2011), Multi-event simulations of slow slip events for a cascadia-like subduction zone, *Geophysical Research Letters*, *38*(16), <https://doi.org/10.1029/2011GL048817>.
- Colella, H. V., J. H. Dieterich, K. Richards-Dinger, and A. M. Rubin (2012), Complex characteristics of slow slip events in subduction zones reproduced in multi-cycle simu-

- lations, *Geophysical Research Letters*, *39*(20), <https://doi.org/10.1029/2012GL053276>.
- Cruz-Atienza, V. M., C. Villafuerte, and H. S. Bhat (2018), Rapid tremor migration and pore-pressure waves in subduction zones, *Nature Communications*, *9*(1), 2900, doi:10.1038/s41467-018-05150-3.
- de Berg, M., O. Cheong, M. van Kreveld, and M. Overmars (2008), *Computational Geometry*, Springer Berlin Heidelberg, doi:10.1007/978-3-540-77974-2.
- Dieterich, J. H. (1992), Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength, *Tectonophysics*, *211*(1), 115–134, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90055-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90055-B).
- Farge, G., N. M. Shapiro, and W. B. Frank (2020), Moment-duration scaling of low-frequency earthquakes in guerrero, mexico, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *125*(8), e2019JB019,099, <https://doi.org/10.1029/2019JB019099>.
- Farge, G., C. Jaupart, and N. M. Shapiro (2021), Episodicity and migration of low frequency earthquakes modeled with fast fluid pressure transients in the permeable subduction interface, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *126*(9), e2021JB021,894, <https://doi.org/10.1029/2021JB021894>.
- Frank, W. B., and E. E. Brodsky (2019), Daily measurement of slow slip from low-frequency earthquakes is consistent with ordinary earthquake scaling, *Science Advances*, *5*(10), eaaw9386, doi:10.1126/sciadv.aaw9386.
- Gao, H., D. A. Schmidt, and I. Weldon, Ray J. (2012), Scaling Relationships of Source Parameters for Slow Slip Events, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *102*(1), 352–360, doi:10.1785/0120110096.
- Ghosh, A., J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager, and A. G. Wech (2009), Tremor patches in cascadia revealed by seismic array analysis, *Geophysical Research Letters*, *36*(17), doi:10.1029/2009GL039080.
- Ghosh, A., J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager, A. G. Wech, H. Houston, and E. E. Brodsky (2010), Rapid, continuous streaking of tremor in cascadia, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *11*(12), doi:10.1029/2010GC003305.
- Ghosh, A., J. E. Vidale, and K. C. Creager (2012), Tremor asperities in the transition zone control evolution of slow earthquakes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B10), doi:10.1029/2012JB009249.
- Gomberg, J., A. Wech, K. Creager, K. Obara, and D. Agnew (2016), Reconsidering earthquake scaling, *Geophysical Research Letters*, *43*(12), 6243–6251, <https://doi.org/10.1002/2016GL069967>.
- Hawthorne, J. C., and N. M. Bartlow (2018), Observing and modeling the spectrum of

- a slow slip event, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(5), 4243–4265, <https://doi.org/10.1029/2017JB015124>.
- Hawthorne, J. C., and A. M. Rubin (2013), Tidal modulation and back-propagating fronts in slow slip events simulated with a velocity-weakening to velocity-strengthening friction law, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(3), 1216–1239, <https://doi.org/10.1002/jgrb.50107>.
- Hawthorne, J. C., M. G. Bostock, A. A. Royer, and A. M. Thomas (2016), Variations in slow slip moment rate associated with rapid tremor reversals in cascadia, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *17*(12), 4899–4919, <https://doi.org/10.1002/2016GC006489>.
- Hawthorne, J. C., A. M. Thomas, and J.-P. Ampuero (2019), The rupture extent of low frequency earthquakes near parkfield, ca, *Geophysical Journal International*, *216*(1), 621–639, doi:10.1093/gji/ggy429.
- Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008), Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the philippine sea slab in southwestern japan estimated by double-difference tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B9), doi:10.1029/2007JB005274.
- Hirose, H., and K. Obara (2010), Recurrence behavior of short-term slow slip and correlated nonvolcanic tremor episodes in western shikoku, southwest japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B6), doi:10.1029/2008JB006050.
- Hough, P. V. C. (1962), Method and means for recognizing complex patterns, *U.S. Patent, no.3069654*.
- Houston, H., B. G. Delbridge, A. G. Wech, and K. C. Creager (2011), Rapid tremor reversals in cascadia generated by a weakened plate interface, *Nature Geoscience*, *4*(6), 404–409, doi:10.1038/ngeo1157.
- Ide, S. (2008), A brownian walk model for slow earthquakes, *Geophysical Research Letters*, *35*(17), <https://doi.org/10.1029/2008GL034821>.
- Ide, S. (2010), Striations, duration, migration and tidal response in deep tremor, *Nature*, *466*(7304), 356–359, doi:10.1038/nature09251.
- Ide, S. (2014), Modeling fast and slow earthquakes at various scales, *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, *90*(8), 259–277, doi:10.2183/pjab.90.259.
- Ide, S., and J. Maury (2018), Seismic moment, seismic energy, and source duration of slow earthquakes: Application of brownian slow earthquake model to three major subduction zones, *Geophysical Research Letters*, *45*(7), 3059–3067, <https://doi.org/10.1002/2018GL077461>.
- Ide, S., and S. Yabe (2014), Universality of slow earthquakes in the very

- low frequency band, *Geophysical Research Letters*, *41*(8), 2786–2793, <https://doi.org/10.1002/2014GL059712>.
- Ide, S., and S. Yabe (2019), Two-dimensional probabilistic cell automaton model for broadband slow earthquakes, *Pure and Applied Geophysics*, *176*(3), 1021–1036, doi:10.1007/s00024-018-1976-9.
- Ide, S., G. C. Beroza, D. R. Shelly, and T. Uchide (2007), A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, *447*(7140), 76–79, doi:10.1038/nature05780.
- Ide, S., K. Imanishi, Y. Yoshida, G. C. Beroza, and D. R. Shelly (2008), Bridging the gap between seismically and geodetically detected slow earthquakes, *Geophysical Research Letters*, *35*(10), <https://doi.org/10.1029/2008GL034014>.
- Imanishi, K., N. Takeda, Y. Kuwahara, and N. Koizumi (2011), Enhanced detection capability of non-volcanic tremor using a 3-level vertical seismic array network, va-net, in southwest japan, *Geophysical Research Letters*, *38*(20), doi:10.1029/2011GL049071.
- Imanishi, K., T. Uchide, and N. Takeda (2016), Determination of focal mechanisms of nonvolcanic tremor using s wave polarization data corrected for the effects of anisotropy, *Geophysical Research Letters*, *43*(2), 611–619, <https://doi.org/10.1002/2015GL067249>.
- Irikura, K., and H. Miyake (2011), Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure and Applied Geophysics*, *168*(1), 85–104, doi:10.1007/s00024-010-0150-9.
- Itaba, S., and R. Ando (2011), A slow slip event triggered by teleseismic surface waves, *Geophysical Research Letters*, *38*(21), doi:10.1029/2011GL049593.
- 板場 智史・北川 有一・小泉 尚嗣・高橋 誠・松本 則夫・武田 直人・木村 尚紀・木村 武志・松澤 孝紀・汐見 勝彦 (2013a), 東海・紀伊半島・四国における短期的スロースリップイベント (2012 年 5 月～10 月), 地震予知連絡会 会報, 第 89 巻, 226–238.
- 板場 智史・北川 有一・小泉 尚嗣・高橋 誠・松本 則夫・武田 直人・木村 尚紀・木村 武志・松澤 孝紀・汐見 勝彦 (2013b), 東海・紀伊半島・四国における短期的スロースリップイベント (2012 年 11 月～2013 年 4 月), 地震予知連絡会 会報, 第 90 巻, 254–269.
- 板場 智史・小泉 尚嗣・高橋 誠・松本 則夫・北川 有一・武田 直人・木村 尚紀・木村 武志・松澤 孝紀・汐見 勝彦 (2014a), 東海・紀伊半島・四国における短期的スロースリップイベント (2013 年 5 月～10 月), 地震予知連絡会 会報, 第 91 巻, 230–242.
- 板場 智史・小泉 尚嗣・高橋 誠・松本 則夫・北川 有一・落 唯史・武田 直人・木村 尚紀・木村 武志・松澤 孝紀・汐見 勝彦 (2014b), 東海・紀伊半島・四国における短期的スロースリップイベント (2013 年 11 月～2014 年 4 月), 地震予知連絡会 会報, 第 92 巻, 238–249.
- 板場 智史・小泉 尚嗣・高橋 誠・松本 則夫・北川 有一・落 唯史・武田 直人・木村 尚紀・木村 武志・松澤 孝紀・汐見勝彦 (2015), 東海・紀伊半島・四国における短期的スロース

- リップイベント (2014 年 5 月 10 月), 地震予知連絡会 会報, 第 93 巻, 245–257.
- Ito, Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Iinuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji, and J. Ashi (2013), Episodic slow slip events in the japan subduction zone before the 2011 tohoku-oki earthquake, *Tectonophysics*, *600*, 14–26, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.022>.
- Kanamori, H., and D. L. Anderson (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *65*(5), 1073–1095, doi:10.1785/BSSA0650051073.
- Kaneko, L., S. Ide, and M. Nakano (2018), Slow earthquakes in the microseism frequency band (0.1–1.0 hz) off kii peninsula, japan, *Geophysical Research Letters*, *45*(6), 2618–2624, <https://doi.org/10.1002/2017GL076773>.
- Kano, M., and A. Kato (2020), Detailed spatial slip distribution for short-term slow slip events along the nankai subduction zone, southwest japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *125*(7), e2020JB019613, <https://doi.org/10.1029/2020JB019613>.
- Kano, M., A. Kato, R. Ando, and K. Obara (2018a), Strength of tremor patches along deep transition zone of a megathrust, *Scientific Reports*, *8*(1), 3655, doi:10.1038/s41598-018-22048-8.
- Kano, M., N. Aso, T. Matsuzawa, S. Ide, S. Annoura, R. Arai, S. Baba, M. Bostock, K. Chao, K. Heki, S. Itaba, Y. Ito, N. Kamaya, T. Maeda, J. Maury, M. Nakamura, T. Nishimura, K. Obana, K. Ohta, N. Poiata, B. Rousset, H. Sugioka, R. Takagi, T. Takahashi, A. Takeo, Y. Tu, N. Uchida, Y. Yamashita, and K. Obara (2018b), Development of a Slow Earthquake Database, *Seismological Research Letters*, *89*(4), 1566–1575, doi:10.1785/0220180021.
- Kato, A., and S. Nakagawa (2020), Detection of deep low-frequency earthquakes in the nankai subduction zone over 11 years using a matched filter technique, *Earth, Planets and Space*, *72*(1), 128, doi:10.1186/s40623-020-01257-4.
- Kato, A., K. Obara, T. Igarashi, H. Tsuruoka, S. Nakagawa, and N. Hirata (2012), Propagation of slow slip leading up to the 2011 $\mu\text{m}/\text{s}$ 9.0 tohoku-oki earthquake, *Science*, *335*(6069), 705–708, doi:10.1126/science.1215141.
- Katsumata, A., and N. Kamaya (2003), Low-frequency continuous tremor around the moho discontinuity away from volcanoes in the southwest japan, *Geophysical Research Letters*, *30*(1), 20–1–20–4, <https://doi.org/10.1029/2002GL015981>.
- Kurihara, R., K. Obara, A. Takeo, and T. Maeda (2018), Migration of deep low-frequency tremor triggered by teleseismic earthquakes in the southwest japan subduction zone, *Geophysical Research Letters*, *45*(8), 3413–3419, doi:10.1002/2017GL076779.

- Luo, Y., and J.-P. Ampuero (2018), Stability of faults with heterogeneous friction properties and effective normal stress, *Tectonophysics*, *733*, 257–272, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.006>.
- Luo, Y., and Z. Liu (2019), Rate-and-state model casts new insight into episodic tremor and slow-slip variability in cascadia, *Geophysical Research Letters*, *46*(12), 6352–6362, <https://doi.org/10.1029/2019GL082694>.
- Luo, Y., and Z. Liu (2021), Fault zone heterogeneities explain depth-dependent pattern and evolution of slow earthquakes in cascadia, *Nature Communications*, *12*(1), 1959, doi:10.1038/s41467-021-22232-x.
- Maeda, T., and K. Obara (2009), Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western shikoku, japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *114*(B10), doi:10.1029/2008JB006043.
- Masuda, K., S. Ide, K. Ohta, and T. Matsuzawa (2020), Bridging the gap between low-frequency and very-low-frequency earthquakes, *Earth, Planets and Space*, *72*(1), 47, doi:10.1186/s40623-020-01172-8.
- Matsuzawa, T., A. Hasegawa, and A. Takagi (1989), Qp structure beneath the northeastern japan arc estimated from twofold spectral ratio method, *Tohoku Geophys. J.*, *32*, 21–33.
- Maury, J., S. Ide, V. M. Cruz-Atienza, V. Kostoglodov, G. González-Molina, and X. Pérez-Campos (2016), Comparative study of tectonic tremor locations: Characterization of slow earthquakes in guerrero, mexico, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(7), 5136–5151, <https://doi.org/10.1002/2016JB013027>.
- Maury, J., S. Ide, V. M. Cruz-Atienza, and V. Kostoglodov (2018), Spatiotemporal variations in slow earthquakes along the mexican subduction zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(2), 1559–1575, <https://doi.org/10.1002/2017JB014690>.
- Michel, S., A. Gualandi, and J.-P. Avouac (2019), Similar scaling laws for earthquakes and cascadia slow-slip events, *Nature*, *574*(7779), 522–526, doi:10.1038/s41586-019-1673-6.
- Miyakoshi, K., K. Irikura, and K. Kamae (2015), Re-examination of scaling relationships of source parameters of the inland crustal earthquakes in japan based on the waveform inversion of strong motion data, *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, *15*(7), doi:10.5610/jaee.15.7_141.
- Miyazawa, M., E. E. Brodsky, and J. Mori (2008), Learning from dynamic triggering of low-frequency tremor in subduction zones, *Earth, Planets and Space*, *60*(10), e17–e20, doi:10.1186/BF03352858.
- 森井 幹雄 (2019), Hough 変換を用いた移動天体の検出, 統計数理研究所 オープンハウス,

2019-06-05.

- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015), Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure and Applied Geophysics*, *172*(5), 1371–1381, doi:10.1007/s00024-014-1010-9.
- Nakajima, J., and A. Hasegawa (2016), Tremor activity inhibited by well-drained conditions above a megathrust, *Nature Communications*, *7*(1), 13,863, doi:10.1038/ncomms13863.
- Nakamoto, K., Y. Hiramatsu, T. Uchide, and K. Imanishi (2021), Cascading rupture of patches of high seismic energy release controls the growth process of episodic tremor and slip events, *Earth, Planets and Space*, *73*(1), 59, doi:10.1186/s40623-021-01384-6.
- Nakata, R., R. Ando, T. Hori, and S. Ide (2011), Generation mechanism of slow earthquakes: Numerical analysis based on a dynamic model with brittle-ductile mixed fault heterogeneity, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *116*(B8), <https://doi.org/10.1029/2010JB008188>.
- 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.
- Obara, K. (2002), Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest japan, *Science*, *296*(5573), 1679–1681, doi:10.1126/science.1070378.
- 小原 一成 (2003), 深部低周波微動の時系列的特徴 –トリガー現象と周期性–, 地学雑誌, *112*(6), 837–849, doi:10.5026/jgeography.112.6.837.
- Obara, K. (2010), Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B8), doi:10.1029/2008JB006048.
- Obara, K., and A. Kato (2016), Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, *Science*, *353*(6296), 253–257, doi:10.1126/science.aaf1512.
- Obara, K., S. Tanaka, T. Maeda, and T. Matsuzawa (2010), Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest japan, *Geophysical Research Letters*, *37*(13), doi:10.1029/2010GL043679.
- Obara, K., T. Matsuzawa, S. Tanaka, T. Kimura, and T. Maeda (2011), Migration properties of non-volcanic tremor in shikoku, southwest japan, *Geophysical Research Letters*, *38*(9), doi:10.1029/2011GL047110.
- Obara, K., T. Matsuzawa, S. Tanaka, and T. Maeda (2012), Depth-dependent mode of tremor migration beneath kii peninsula, nankai subduction zone, *Geophysical Research Letters*, *39*(10), doi:10.1029/2012GL051420.

- Ohta, K., and S. Ide (2011), Precise hypocenter distribution of deep low-frequency earthquakes and its relationship to the local geometry of the subducting plate in the Nankai subduction zone, Japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *116*(B1), doi:10.1029/2010JB007857.
- Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Pérez-Campos, and R. W. Clayton (2008), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophysical Research Letters*, *35*(7), doi:10.1029/2007GL032877.
- Peng, Y., and A. M. Rubin (2016), High-resolution images of tremor migrations beneath the Olympic Peninsula from stacked array of arrays seismic data, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *17*(2), 587–601, doi:10.1002/2015GC006141.
- Peng, Z., and J. Gomberg (2010), An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena, *Nature Geoscience*, *3*(9), 599–607, doi:10.1038/ngeo940.
- Peterson, C. L., and D. H. Christensen (2009), Possible relationship between nonvolcanic tremor and the 1998–2001 slow slip event, south central Alaska, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *114*(B6), doi:10.1029/2008JB006096.
- Poiata, N., C. Satriano, J.-P. Vilotte, P. Bernard, and K. Obara (2016), Multiband array detection and location of seismic sources recorded by dense seismic networks, *Geophysical Journal International*, *205*(3), 1548–1573, doi:10.1093/gji/ggw071.
- Poiata, N., J.-P. Vilotte, P. Bernard, C. Satriano, and K. Obara (2018), Imaging different components of a tectonic tremor sequence in southwestern Japan using an automatic statistical detection and location method, *Geophysical Journal International*, *213*(3), 2193–2213, doi:10.1093/gji/ggy070.
- Radiguet, M., H. Perfettini, N. Cotte, A. Gualandi, B. Valette, V. Kostoglodov, T. Lhommé, A. Walpersdorf, E. Cabral Cano, and M. Campillo (2016), Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanao earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico, *Nature Geoscience*, *9*(11), 829–833, doi:10.1038/ngeo2817.
- Rogers, G., and H. Dragert (2003), Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip, *Science*, *300*(5627), 1942–1943, doi:10.1126/science.1084783.
- Rost, S., and C. Thomas (2002), Array seismology: Methods and applications, *Reviews of Geophysics*, *40*(3), 2–1–2–27, doi:10.1029/2000RG000100.
- Sagae, K., H. Nakahara, T. Nishimura, and K. Imanishi (2021), High resolution location of deep low-frequency tremors beneath the Kii Peninsula, Nankai subduction zone, Japan, using data from a dense seismic array, *Geophysical Journal International*, *225*(2), 775–

- 788, doi:10.1093/gji/ggab004.
- Schmidt, D. A., and H. Gao (2010), Source parameters and time-dependent slip distributions of slow slip events on the cascadia subduction zone from 1998 to 2008, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B4), <https://doi.org/10.1029/2008JB006045>.
- Schmidt, R. (1986), Multiple emitter location and signal parameter estimation, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, *34*(3), 276–280, doi:10.1109/TAP.1986.1143830.
- Scholz, C. H. (1982), Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *72*(1), 1–14, doi:10.1785/BSSA0720010001.
- Schwartz, S. Y., and J. M. Rokosky (2007), Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones, *Reviews of Geophysics*, *45*(3), doi:10.1029/2006RG000208.
- Sekine, S., H. Hirose, and K. Obara (2010), Along-strike variations in short-term slow slip events in the southwest japan subduction zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B9), <https://doi.org/10.1029/2008JB006059>.
- Shelly, D. R. (2010), Migrating tremors illuminate complex deformation beneath the seismogenic san andreas fault, *Nature*, *463*(7281), 648–652, doi:10.1038/nature08755.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura (2006), Low-frequency earthquakes in shikoku, japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, *442*(7099), 188–191, doi:10.1038/nature04931.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide (2007a), Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, *446*(7133), 305–307, doi:10.1038/nature05666.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide (2007b), Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western shikoku, japan, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *8*(10), doi:10.1029/2007GC001640.
- Socquet, A., J. P. Valdes, J. Jara, F. Cotton, A. Walpersdorf, N. Cotte, S. Specht, F. Ortega-Culaciati, D. Carrizo, and E. Norabuena (2017), An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 chile megathrust, *Geophysical Research Letters*, *44*(9), 4046–4053, <https://doi.org/10.1002/2017GL073023>.
- Starr, A. T. (1928), Slip in a crystal and rupture in a solid due to shear, *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, *24*(4), 489–500, doi:10.1017/S0305004100014626.
- Supino, M., N. Poiata, G. Festa, J. P. Vilotte, C. Satriano, and K. Obara (2020), Self-similarity of low-frequency earthquakes, *Scientific Reports*, *10*(1), 6523, doi:10.1038/s41598-020-63584-6.

- Sweet, J. R., K. C. Creager, and H. Houston (2014), A family of repeating low-frequency earthquakes at the downdip edge of tremor and slip, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *15*(9), 3713–3721, doi:10.1002/2014GC005449.
- Sweet, J. R., K. C. Creager, H. Houston, and S. R. Chestler (2019), Variations in cascadia low-frequency earthquake behavior with downdip distance, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *20*(2), 1202–1217, doi:10.1029/2018GC007998.
- Takagi, R., N. Uchida, and K. Obara (2019), Along-strike variation and migration of long-term slow slip events in the western nankai subduction zone, japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *124*(4), 3853–3880, <https://doi.org/10.1029/2018JB016738>.
- Takemura, S., A. Noda, T. Kubota, Y. Asano, T. Matsuzawa, and K. Shiomi (2019), Migrations and clusters of shallow very low frequency earthquakes in the regions surrounding shear stress accumulation peaks along the nankai trough, *Geophysical Research Letters*, *46*(21), 11,830–11,840, <https://doi.org/10.1029/2019GL084666>.
- Takeo, A., K. Idehara, R. Iritani, T. Tonegawa, Y. Nagaoka, K. Nishida, H. Kawakatsu, S. Tanaka, K. Miyakawa, T. Iidaka, M. Obayashi, H. Tsuruoka, K. Shiomi, and K. Obara (2010), Very broadband analysis of a swarm of very low frequency earthquakes and tremors beneath kii peninsula, sw japan, *Geophysical Research Letters*, *37*(6), <https://doi.org/10.1029/2010GL042586>.
- Talwani, P., L. Chen, and K. Gahalaut (2007), Seismogenic permeability, ks, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B7), <https://doi.org/10.1029/2006JB004665>.
- Thomas, T. W., J. E. Vidale, H. Houston, K. C. Creager, J. R. Sweet, and A. Ghosh (2013), Evidence for tidal triggering of high-amplitude rapid tremor reversals and tremor streaks in northern cascadia, *Geophysical Research Letters*, *40*(16), 4254–4259, <https://doi.org/10.1002/grl.50832>.
- 内出 崇彦・今西 和俊 (2016), 発震機構解と震源分布を用いた断層面形状の検出, 日本地震学会 2016 年秋季大会, S09–16.
- 内出 崇彦・今西 和俊 (2017), 発震機構と震源分布を用いた断層面の自動決定, 日本地震学会 2017 年秋季大会, S09–P05, <https://www.zisin.jp/publications/pdf/2017yokousyuu.pdf>.
- 上野 寛, 畠山 信一, 明田川 保, 舟崎 淳, 浜田 信生 (2002), 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, *65*, 123–134.
- Ueno, T., T. Maeda, K. Obara, Y. Asano, and T. Takeda (2010), Migration of low-frequency tremors revealed from multiple-array analyses in western shikoku, japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B9), doi:10.1029/2008JB006051.
- Utsu, T. (2002), Statistical features of seismicity, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, International Geophysics*, vol. 81, pp. 719–732,

- Academic Press, [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(02\)80246-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(02)80246-7).
- Wang, T., J. Zhuang, J. Buckby, K. Obara, and H. Tsuruoka (2018), Identifying the recurrence patterns of nonvolcanic tremors using a 2-d hidden markov model with extra zeros, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(8), 6802–6825, <https://doi.org/10.1029/2017JB015360>.
- Wech, A., and K. Creager (2011), A continuum of stress, strength and slip in the cascadia subduction zone, *Nature Geoscience*, *4*, 624–628, doi:10.1038/ngeo1215.
- Wech, A. G., and N. M. Bartlow (2014), Slip rate and tremor genesis in cascadia, *Geophysical Research Letters*, *41*(2), 392–398, <https://doi.org/10.1002/2013GL058607>.
- Yabe, S., and S. Ide (2014), Spatial distribution of seismic energy rate of tectonic tremors in subduction zones, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(11), 8171–8185, doi:10.1002/2014JB011383.
- Yabe, S., A. S. Baltay, S. Ide, and G. C. Beroza (2014), Seismic - Wave Attenuation Determined from Tectonic Tremor in Multiple Subduction Zones, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *104*(4), 2043–2059, doi:10.1785/0120140032.

付録 A 微動エピソードの時空間発展

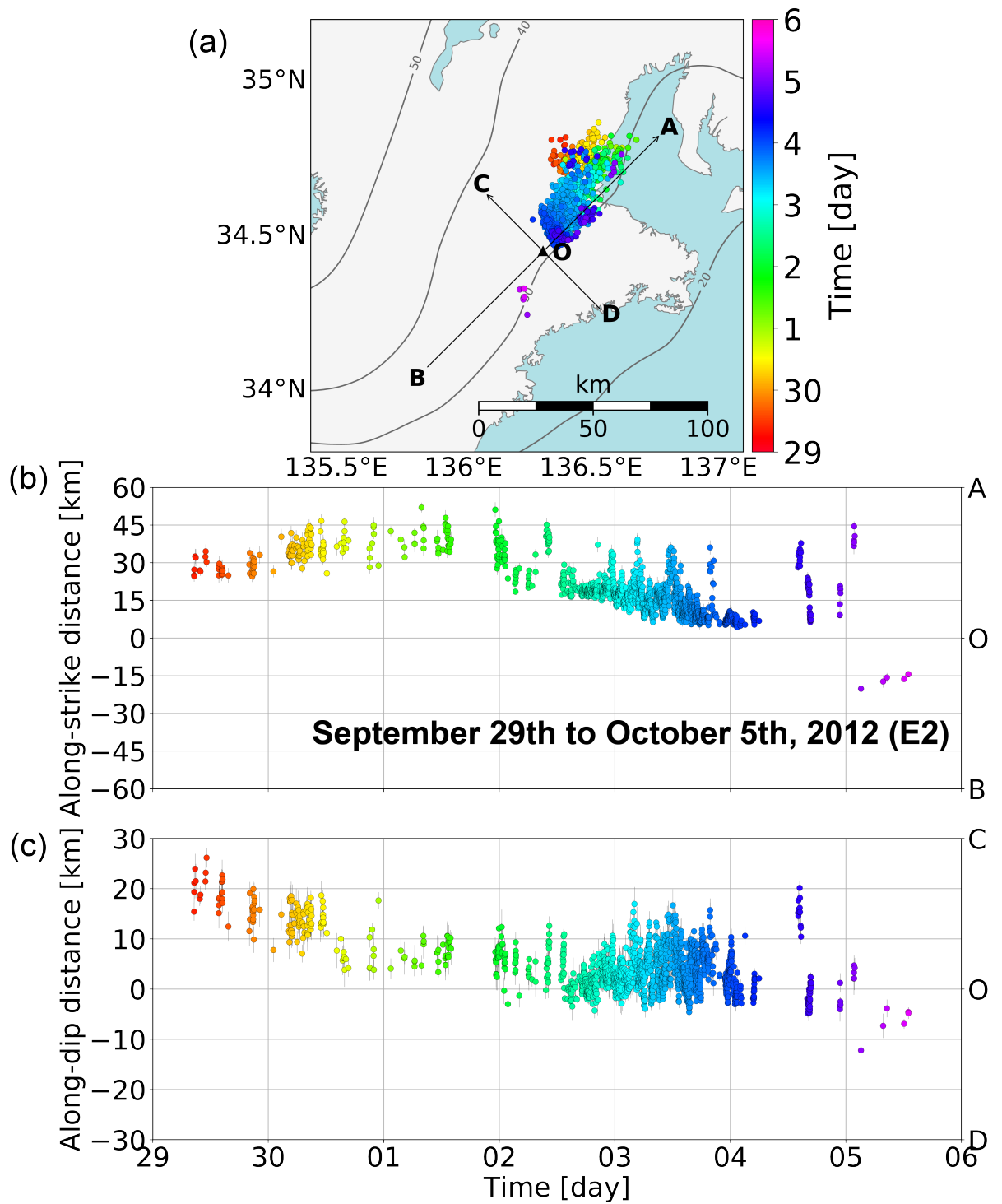


図 A1 2012 年 9 月 29 日から 10 月 5 日までの微動エピソード E2. (a) 微動の震央分布. カラーバーは微動の発生時刻を示す. (b) プレート走向方向 (A-B) に沿った微動の時空間発展. (c) プレート傾斜方向 (C-D) に沿った微動の時空間発展. 図中の (b) と (c) で誤差棒を灰色で示す.

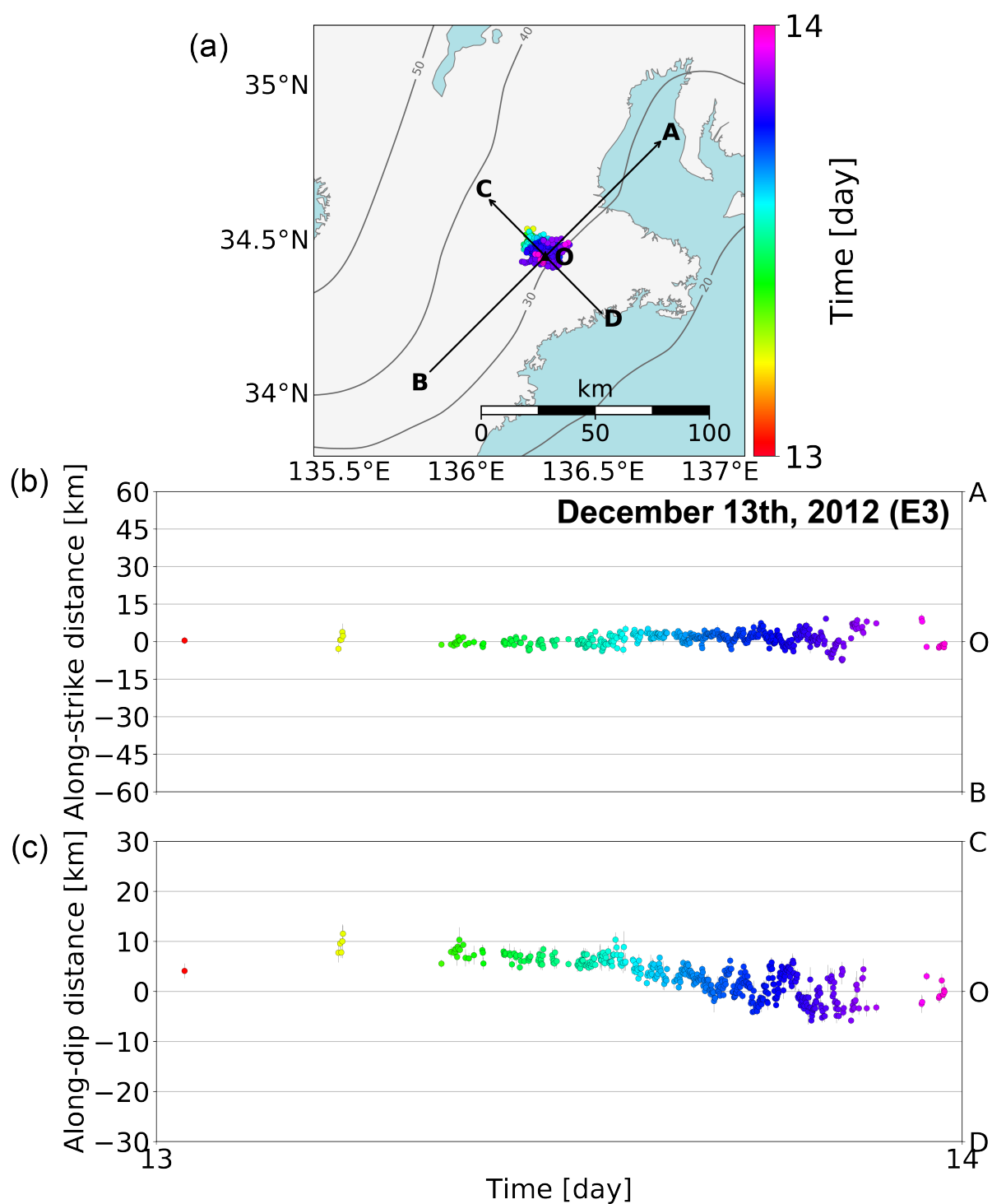


図 A2 2012 年 12 月 17 日の微動エピソード E3. 図の説明は 図 A1 と同じ.

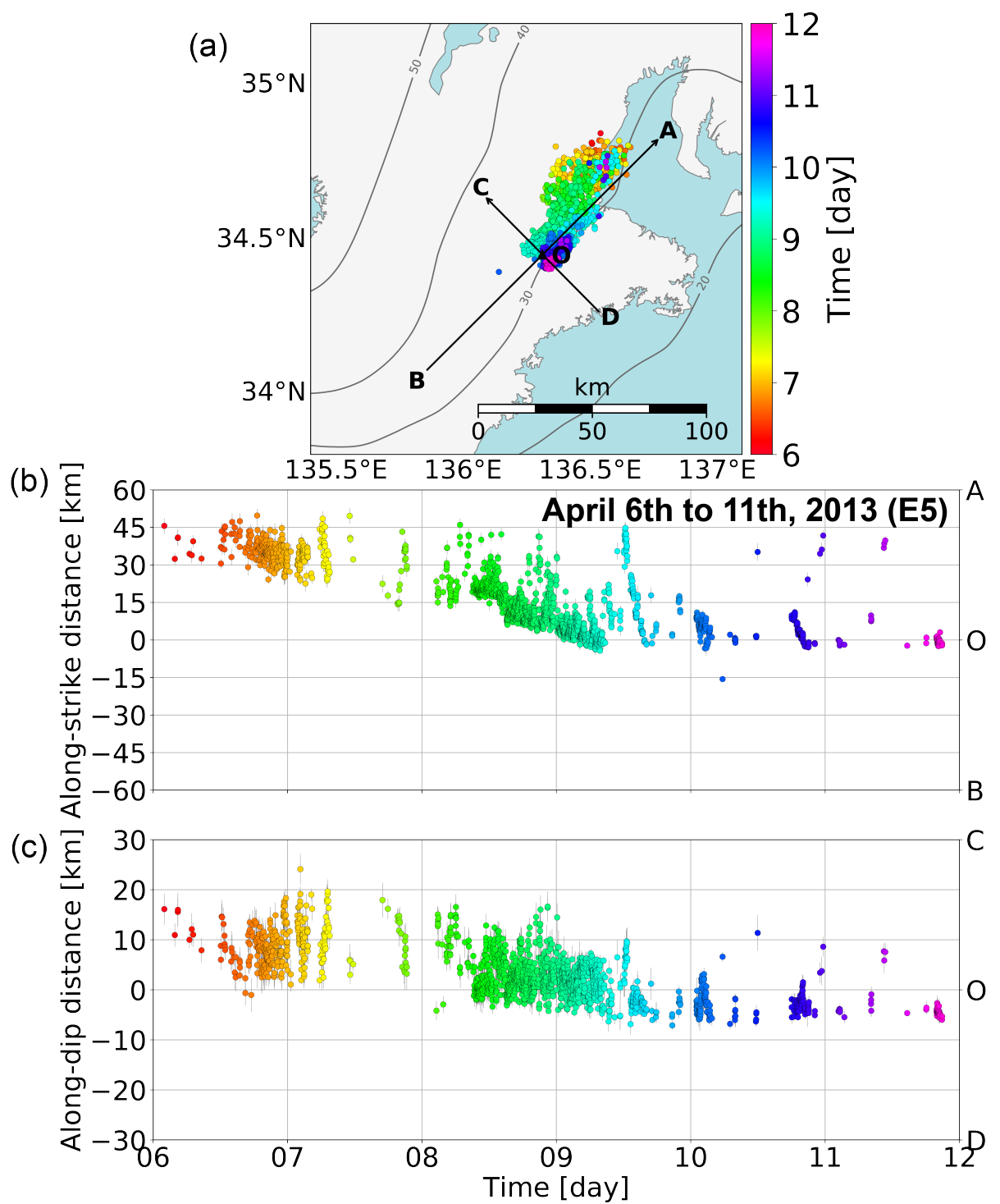


図 A3 2013 年 4 月 6 日から 11 日までの微動エピソード E5. 図の説明は 図 A1 と同じ.

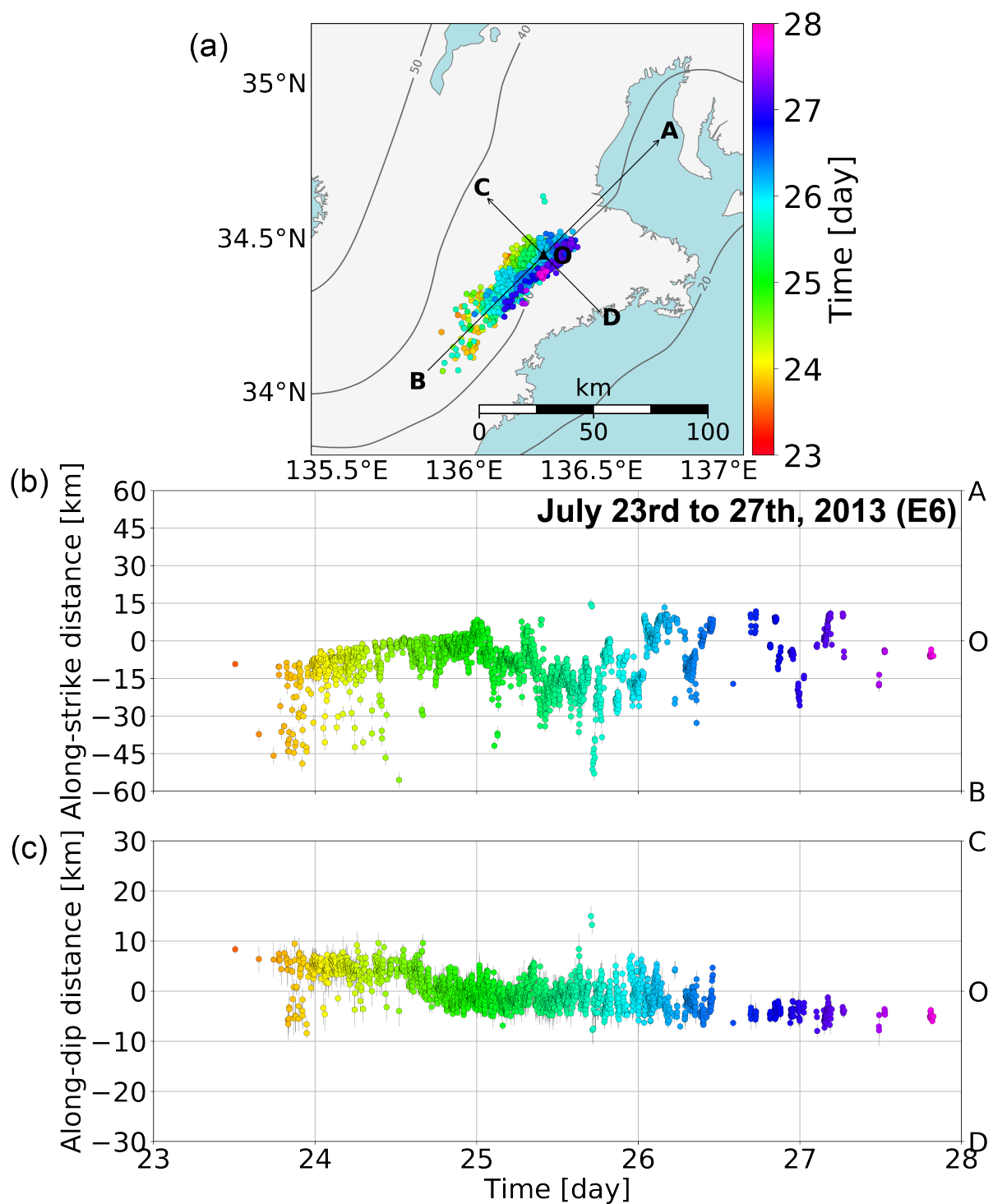


図 A4 2013 年 7 月 23 日から 27 日までの微動エピソード E6. 図の説明は 図 A1 と同じ.

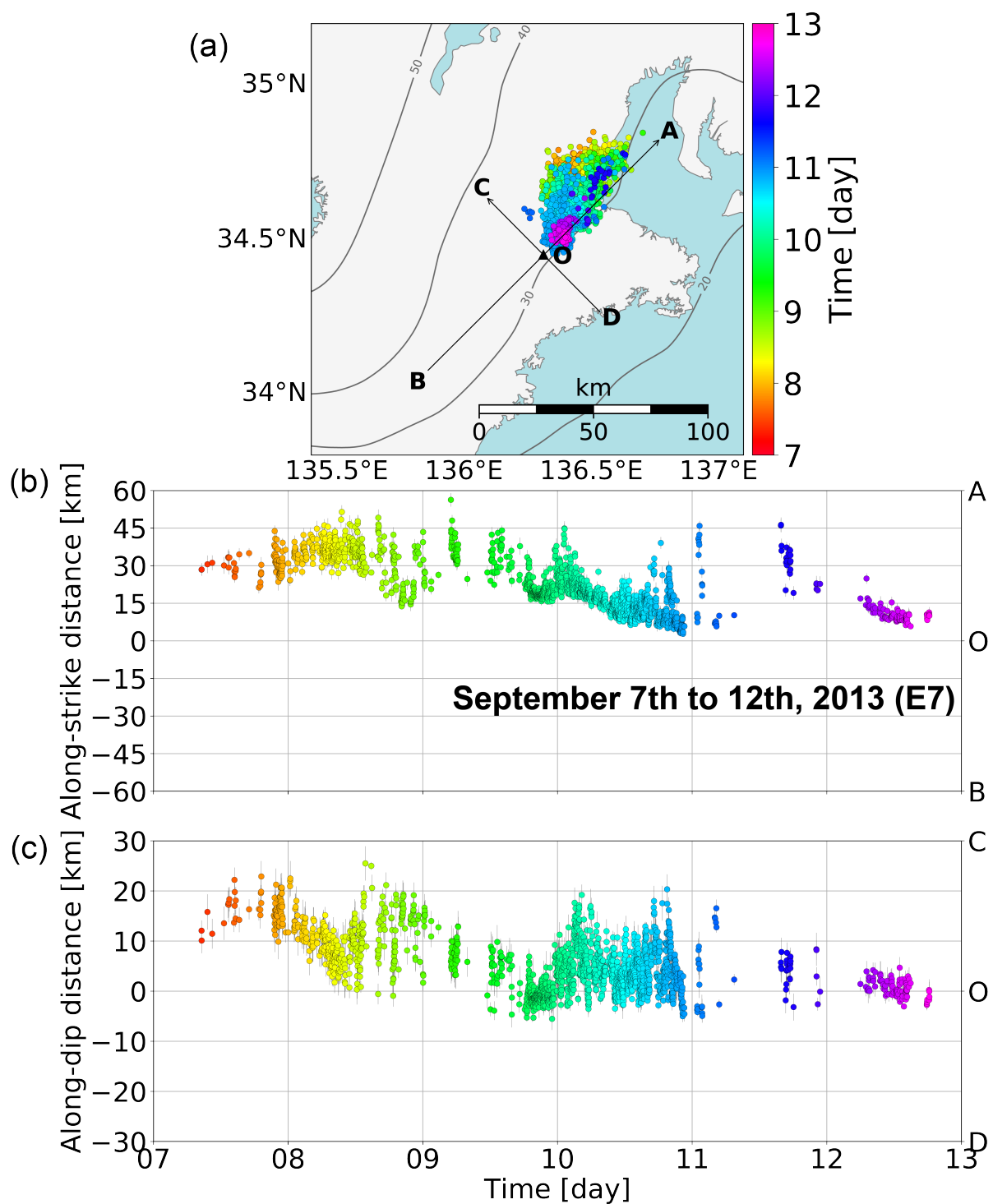


図 A5 2013 年 9 月 7 日から 12 日までの微動エピソード E7. 図の説明は 図 A1 と同じ.

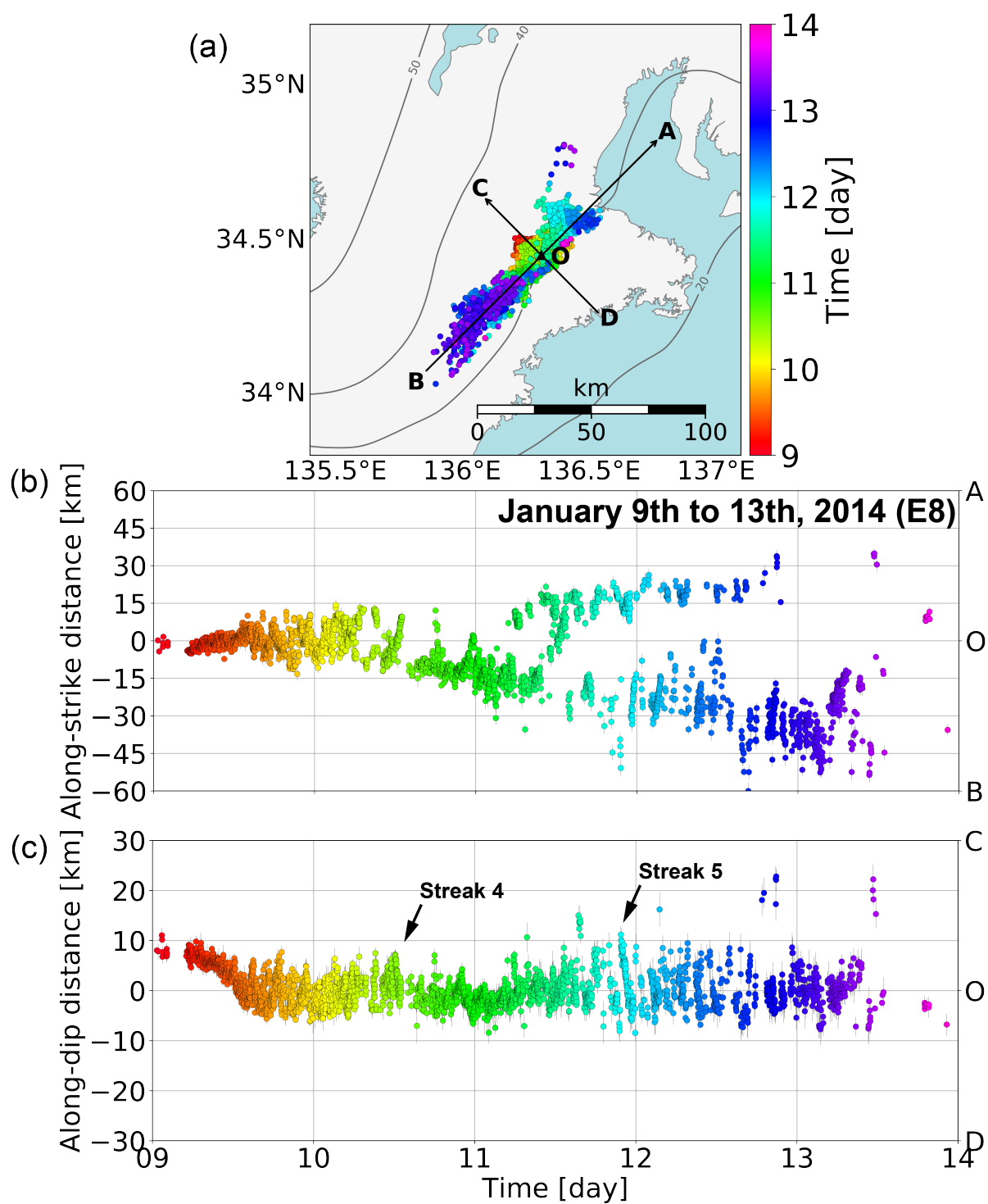


図 A6 2014 年 1 月 9 日から 13 日までの微動エピソード E8. 図の説明は 図 A1 と同じ.

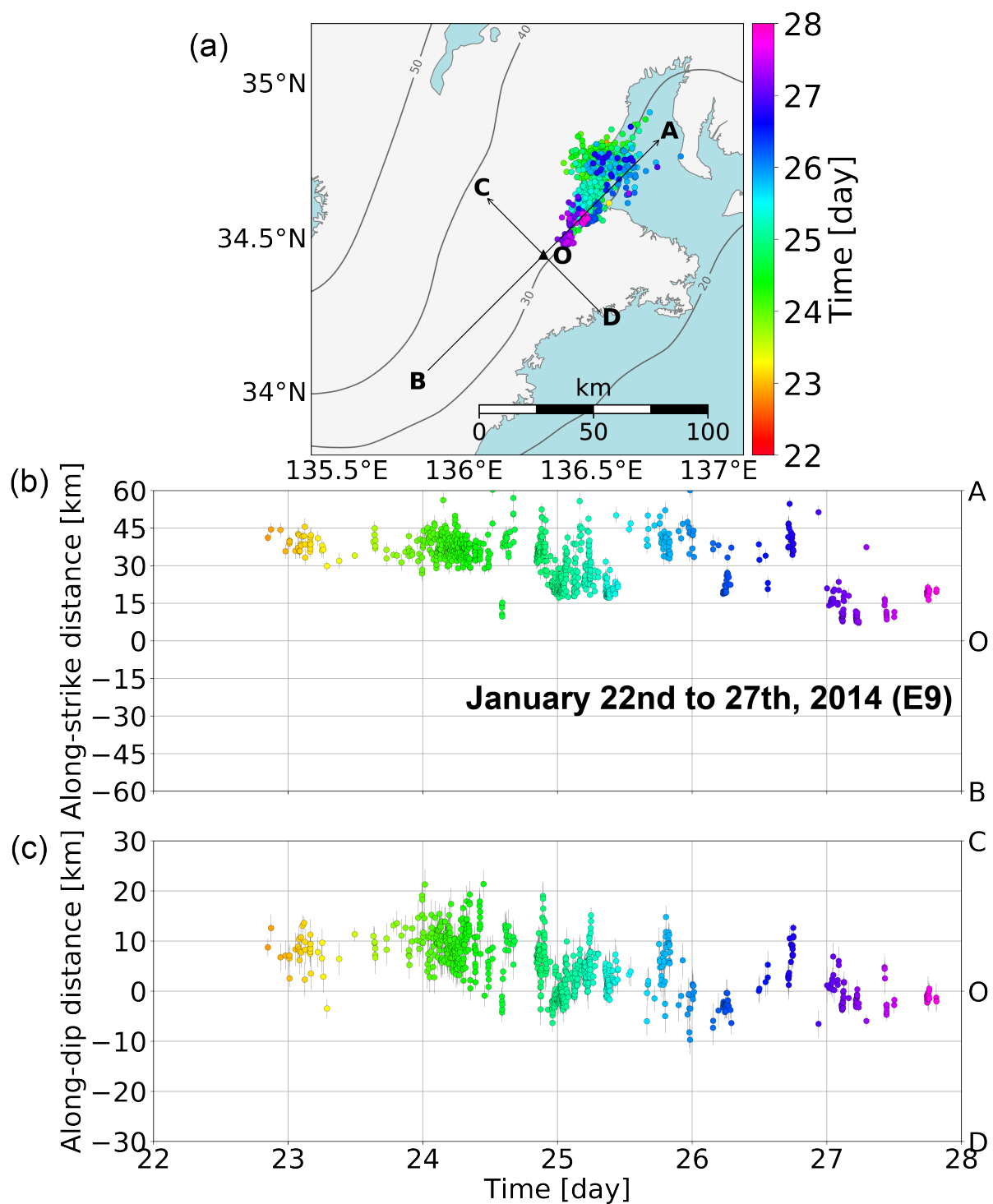


図 A7 2014 年 1 月 22 日から 27 日までの微動エピソード E9. 図の説明は 図 A1 と同じ.

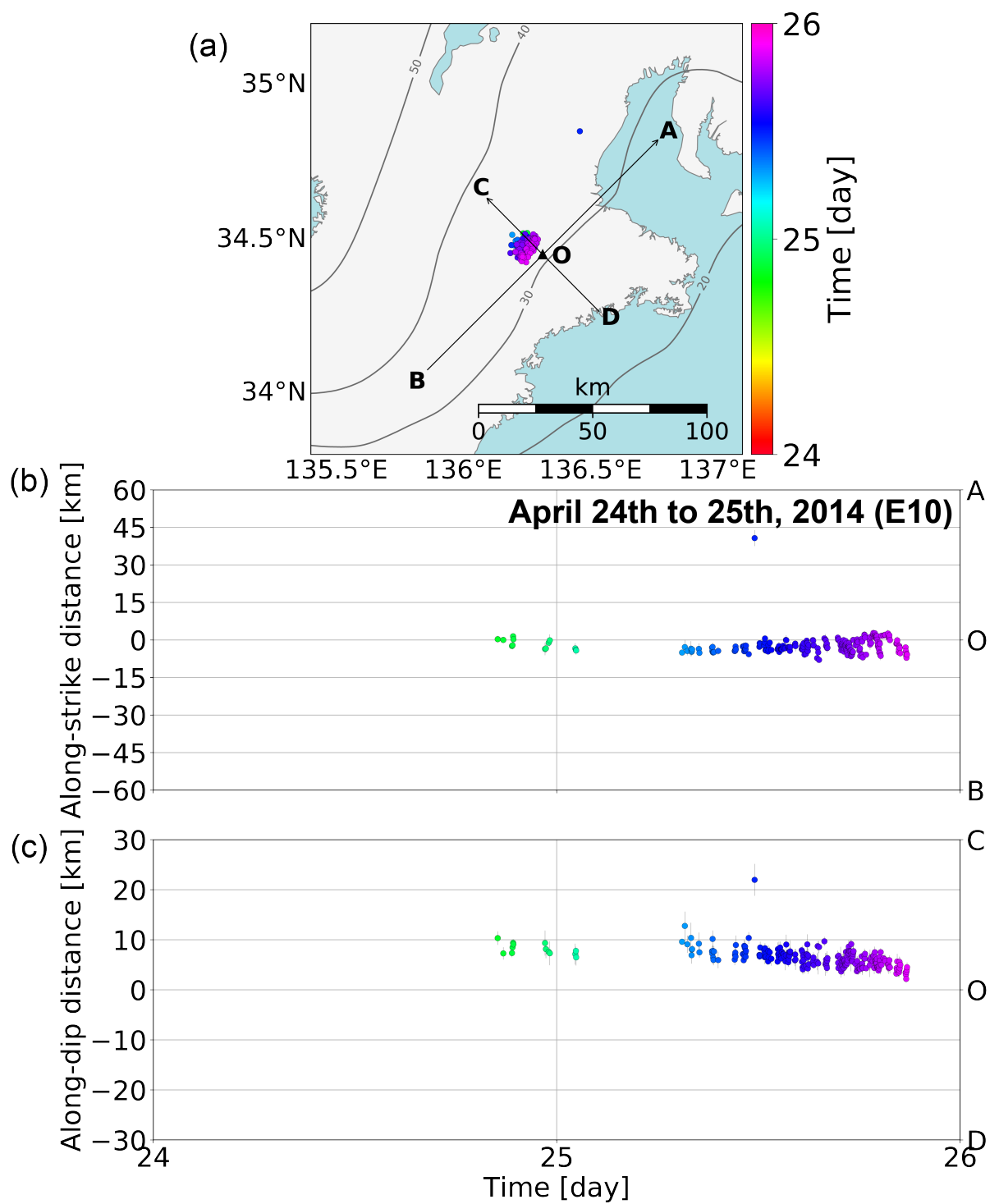


図 A8 2014 年 4 月 24 日から 25 日までの微動エピソード E10. 図の説明は 図 A1 と同じ.

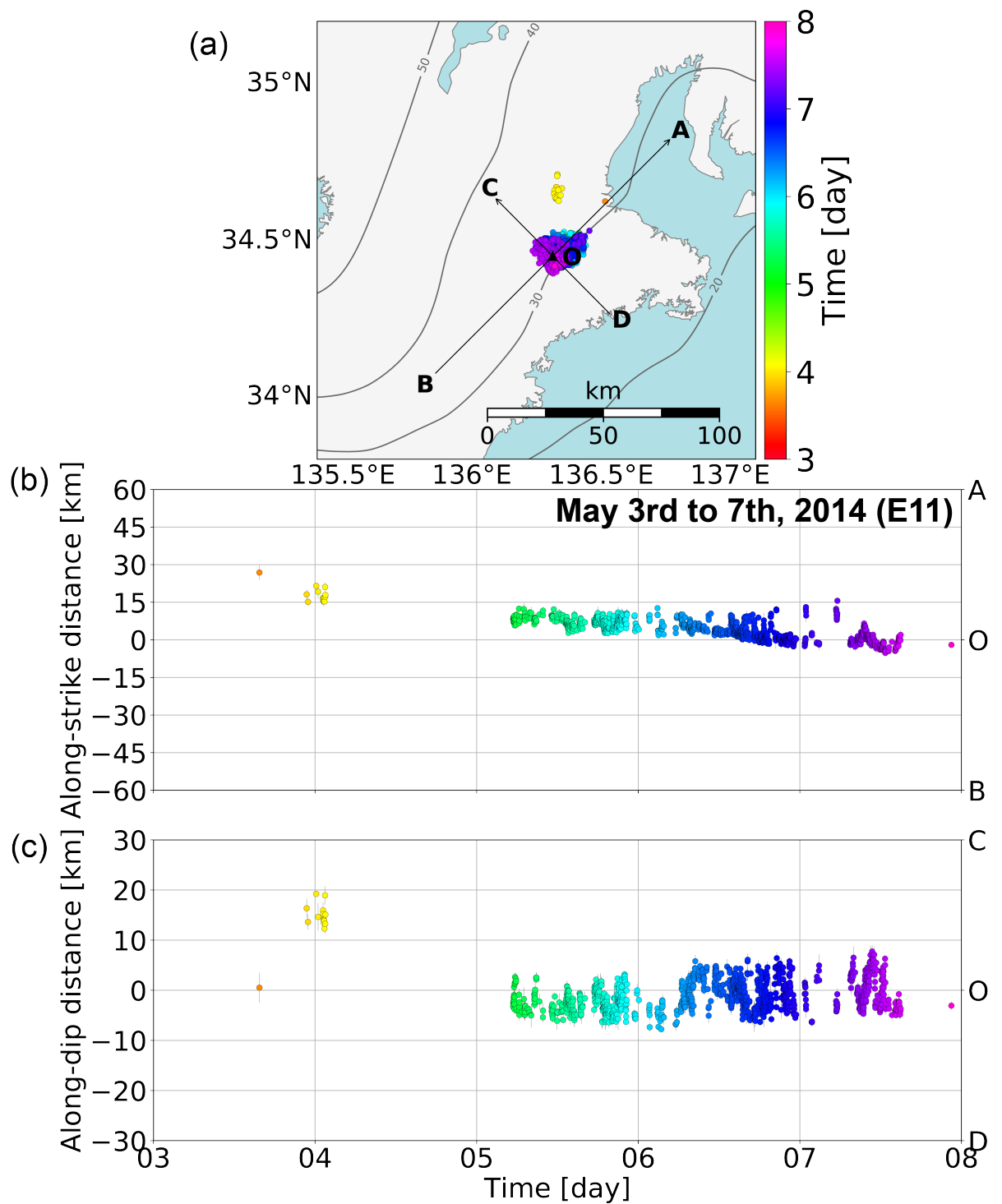


図 A9 2014 年 5 月 3 日から 7 日までの微動エピソード E11. 図の説明は 図 A1 と同じ.

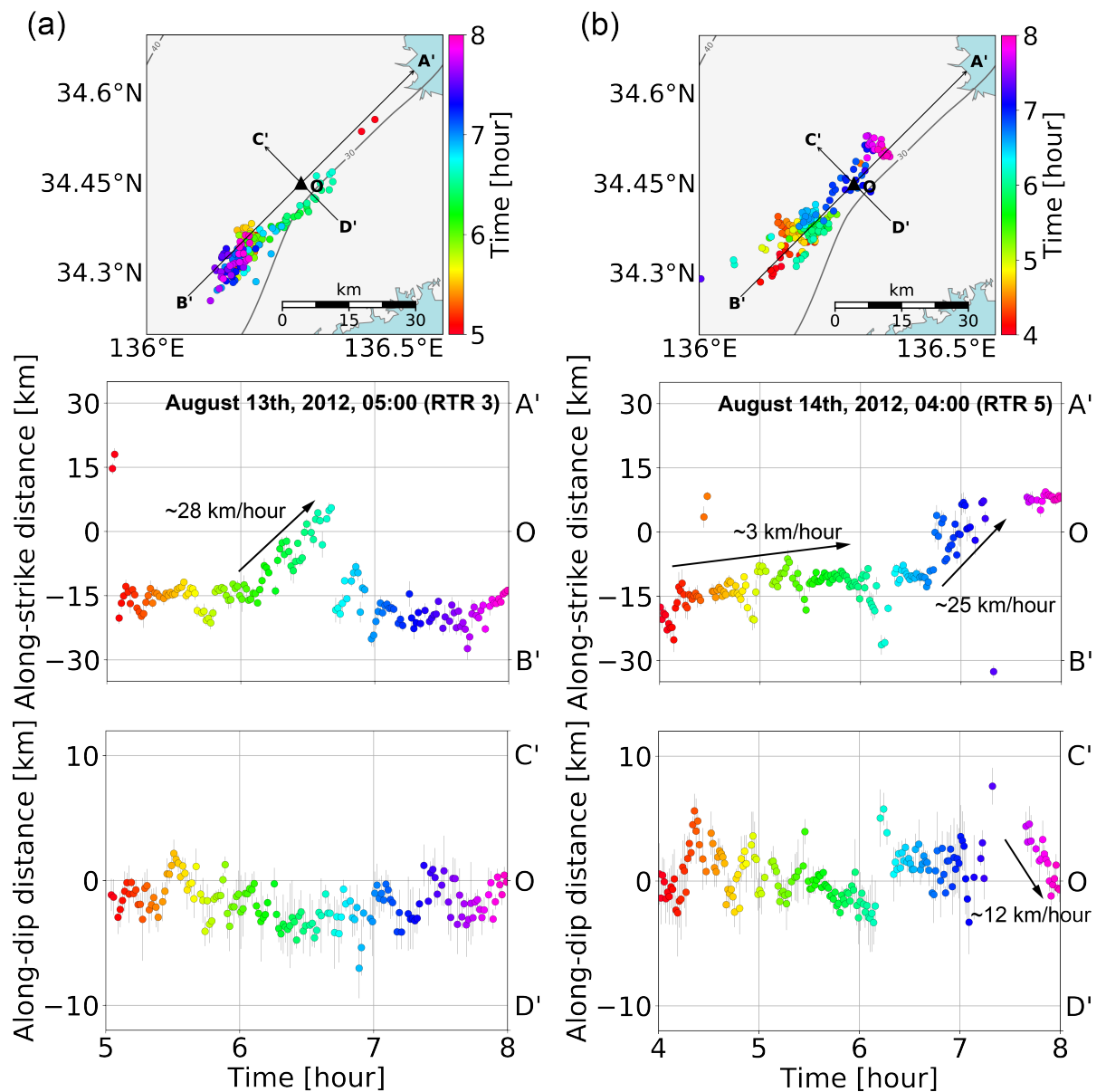


図 A10 (a) 2012 年 8 月 13 日の 05:00 から 07:59 までに観測された rapid tremor reversal (‘RTR3’). 図は上から順に、微動の震央分布、プレート走向方向 (A’-B’) に沿った微動の時空間発展、プレート傾斜方向 (C’-D’) に沿った微動の時空間発展をそれぞれ示す。カラーバーは発生時刻を表す。誤差棒を灰色で示す。図中の矢印はマイグレーションの方向と速度を示す。(b) 2012 年 8 月 14 日の 04:00 から 06:59 までに観測された ‘RTR5’。図の説明は (a) と同じ。

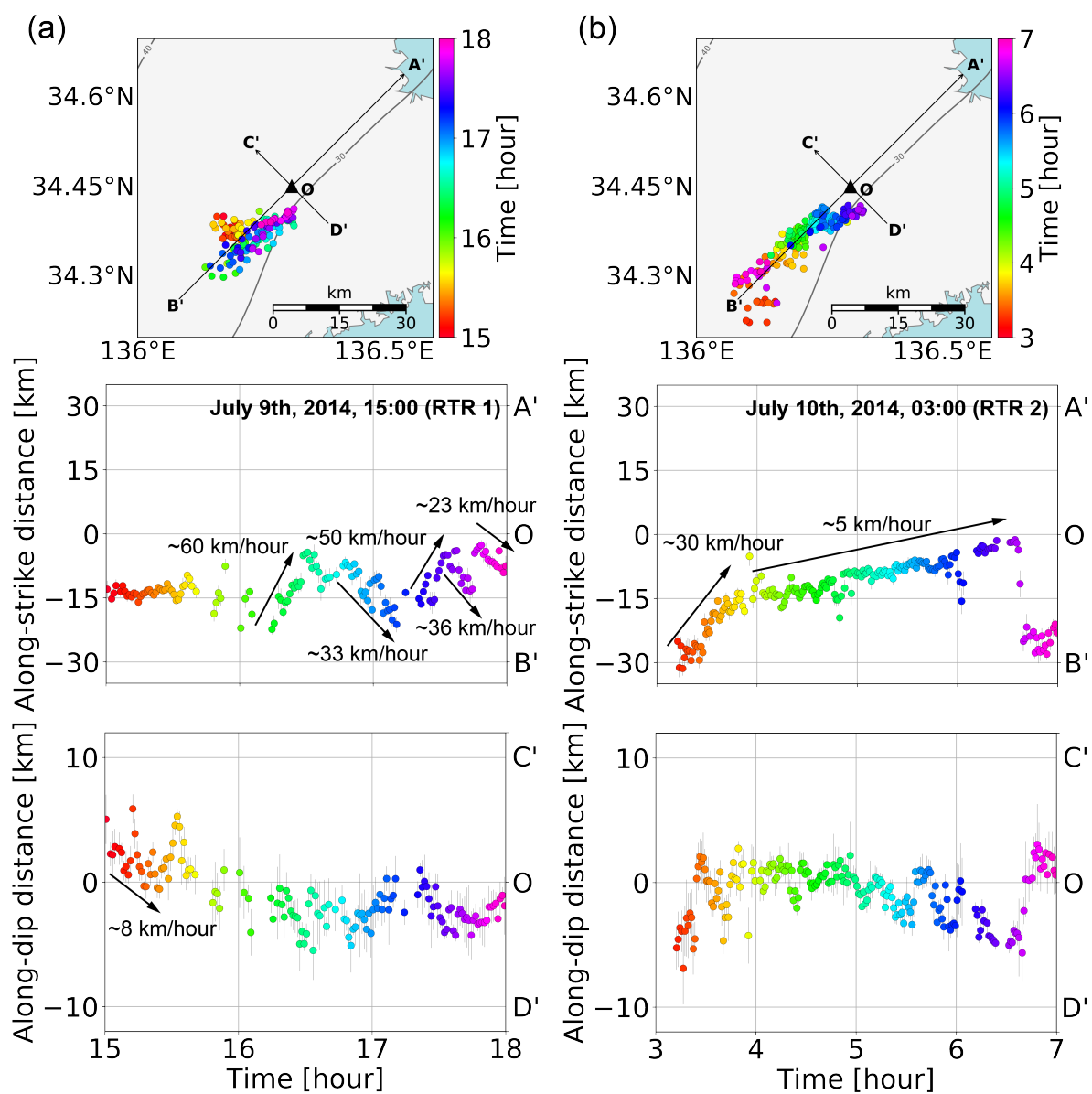


図 A11 (a) 2014 年 7 月 9 日の 15:00 から 17:59 までに観測された 'RTR1'. (b) 2014 年 7 月 10 日の 03:00 から 06:59 までに観測された 'RTR2'. (a) と (b) の説明は 図 A10 と同じ.

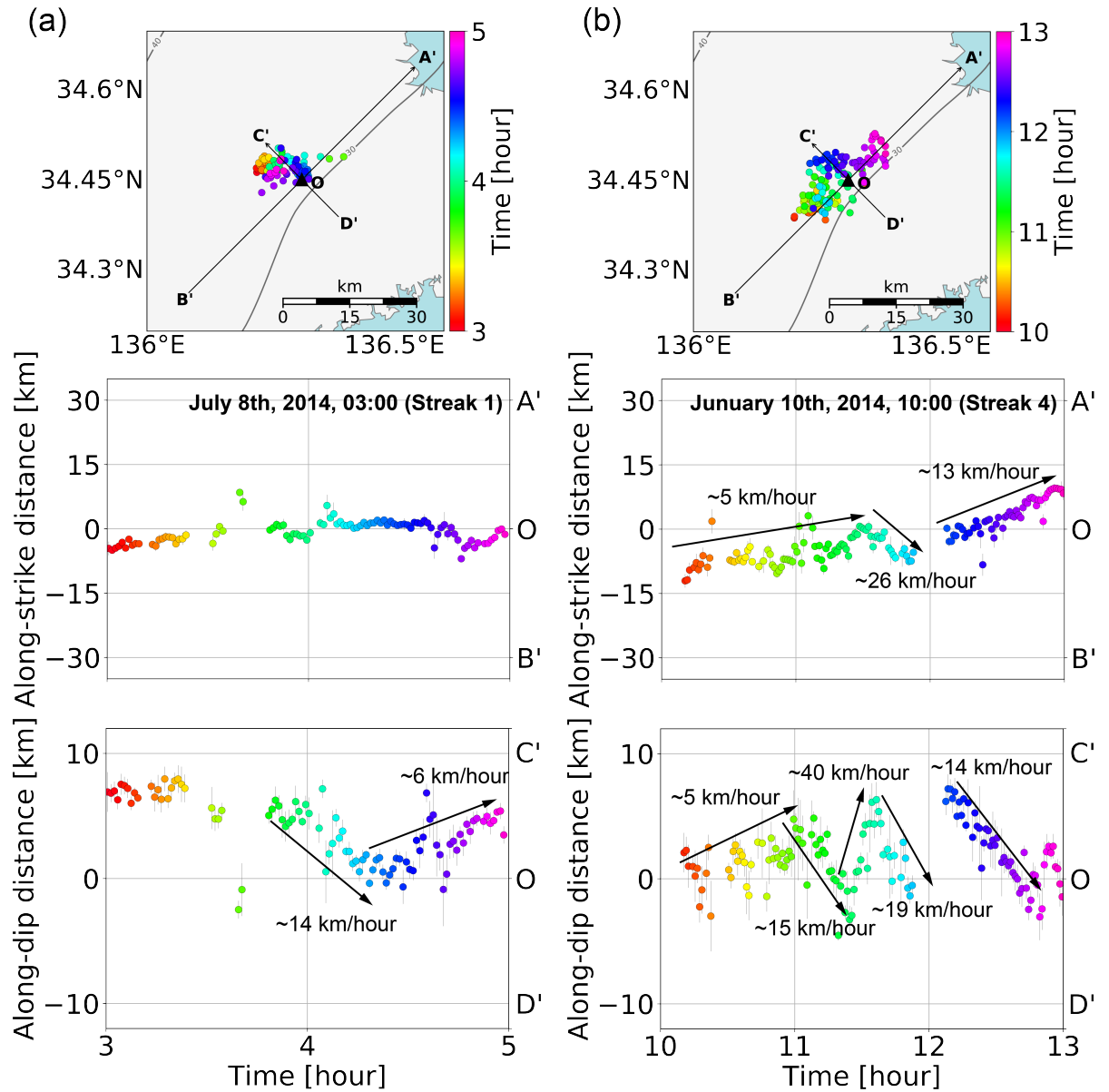


図 A12 (a) 2014 年 7 月 8 日の 03:00 から 04:59 で観測された tremor streak (‘Streak1’). 図は上から順に、微動の震央分布、プレート走向方向 (A'-B') に沿った微動の時空間発、プレート傾斜方向 (C'-D') に沿った微動の時空間発展をそれぞれ示す. カラーバーは発生時刻を表す. 誤差棒を灰色で示す. (b) 2014 年 1 月 10 日の 10:00 から 12:59 で観測された ‘Streak4’. 図の説明は (a) と同じ.

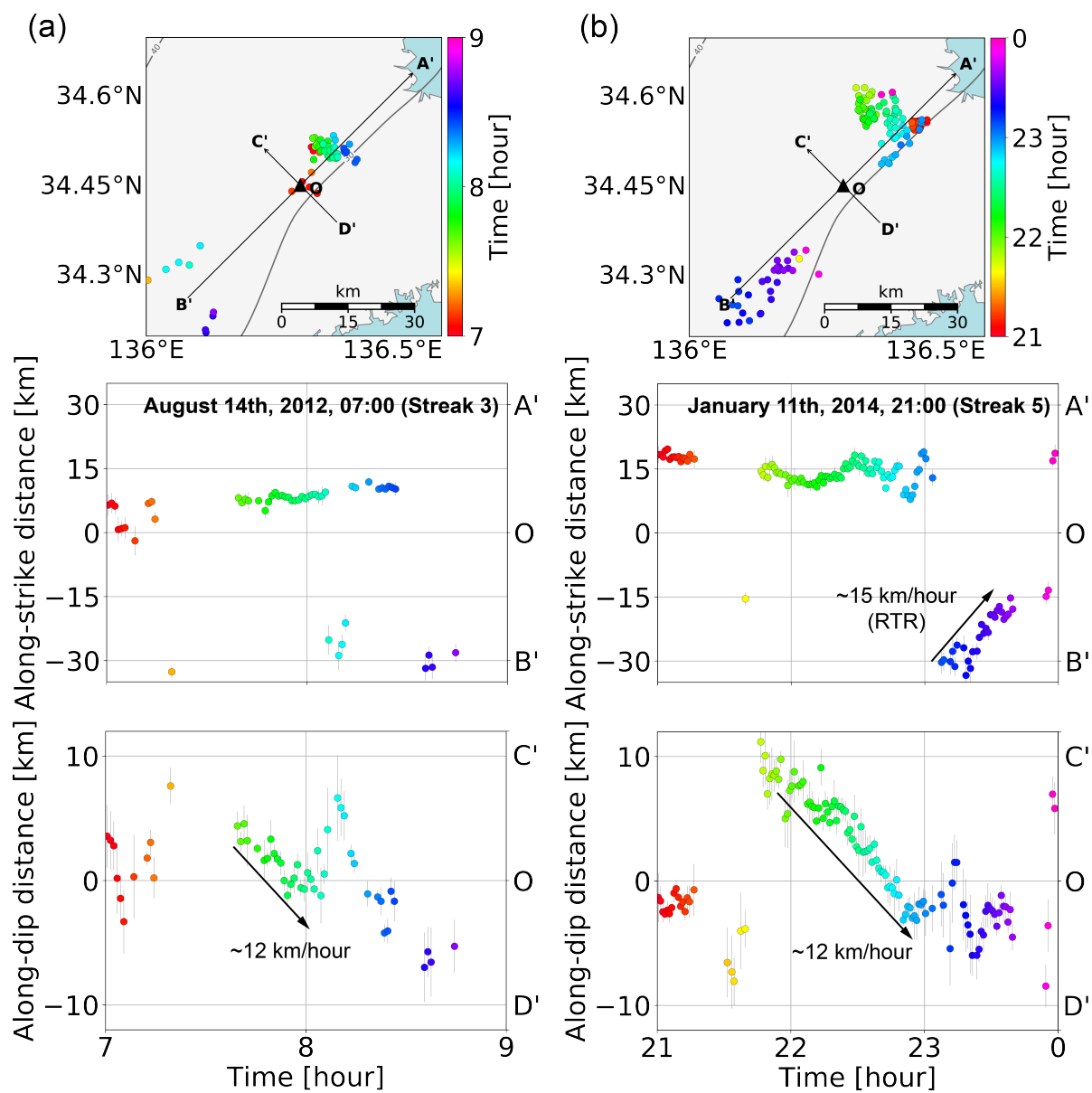


図 A13 (a) 2012 年 8 月 14 日の 07:00 から 08:59 で観測された 'Streak3'. (b) 2014 年 1 月 11 日の 21:00 から 23:59 で観測された 'Streak5'. (a) と (b) の説明は 図 A12 と同じ.

付録 B 微動エピソード内で抽出した微動マイグレーションの時空間分布

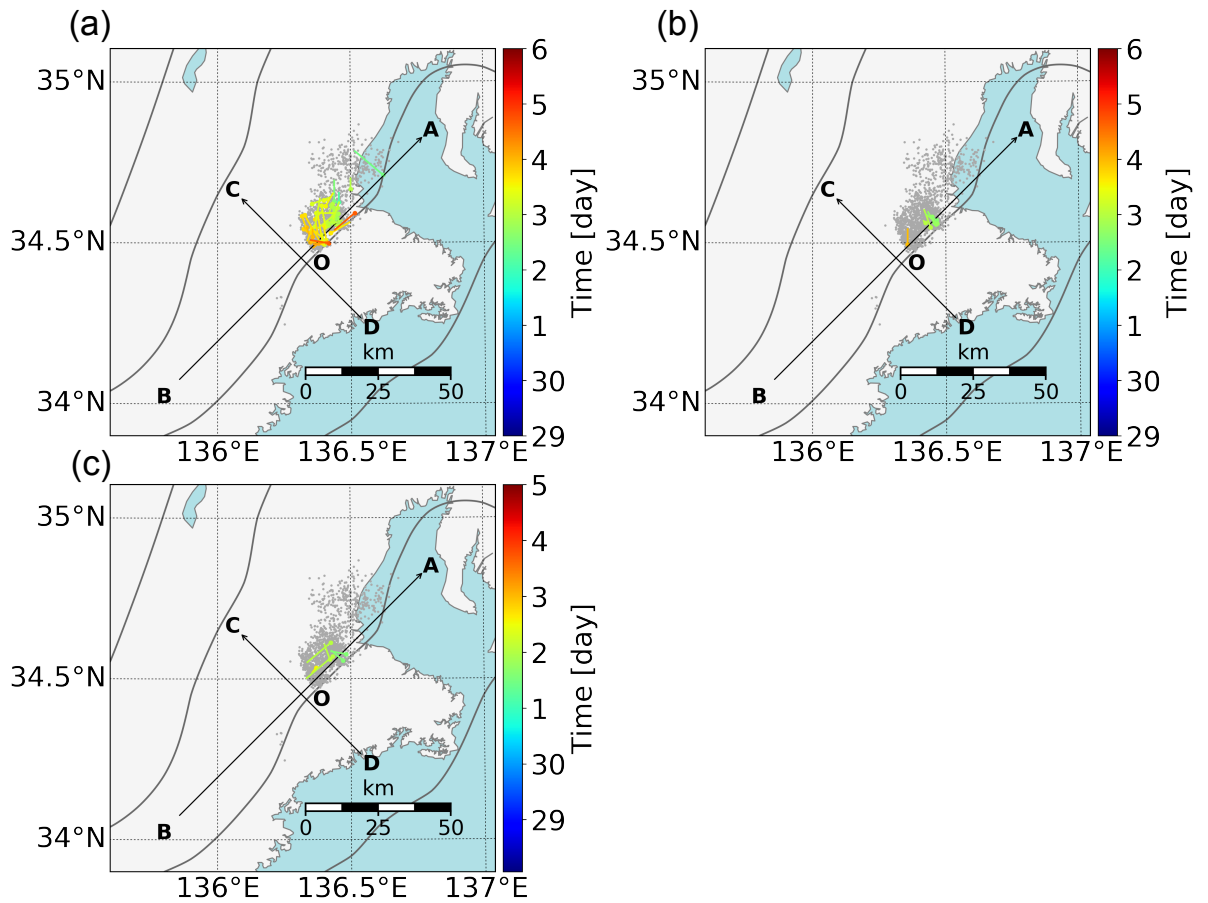


図 B1 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2012 年 9 月 29 日から 10 月 5 日に起きた微動エピソード E2 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

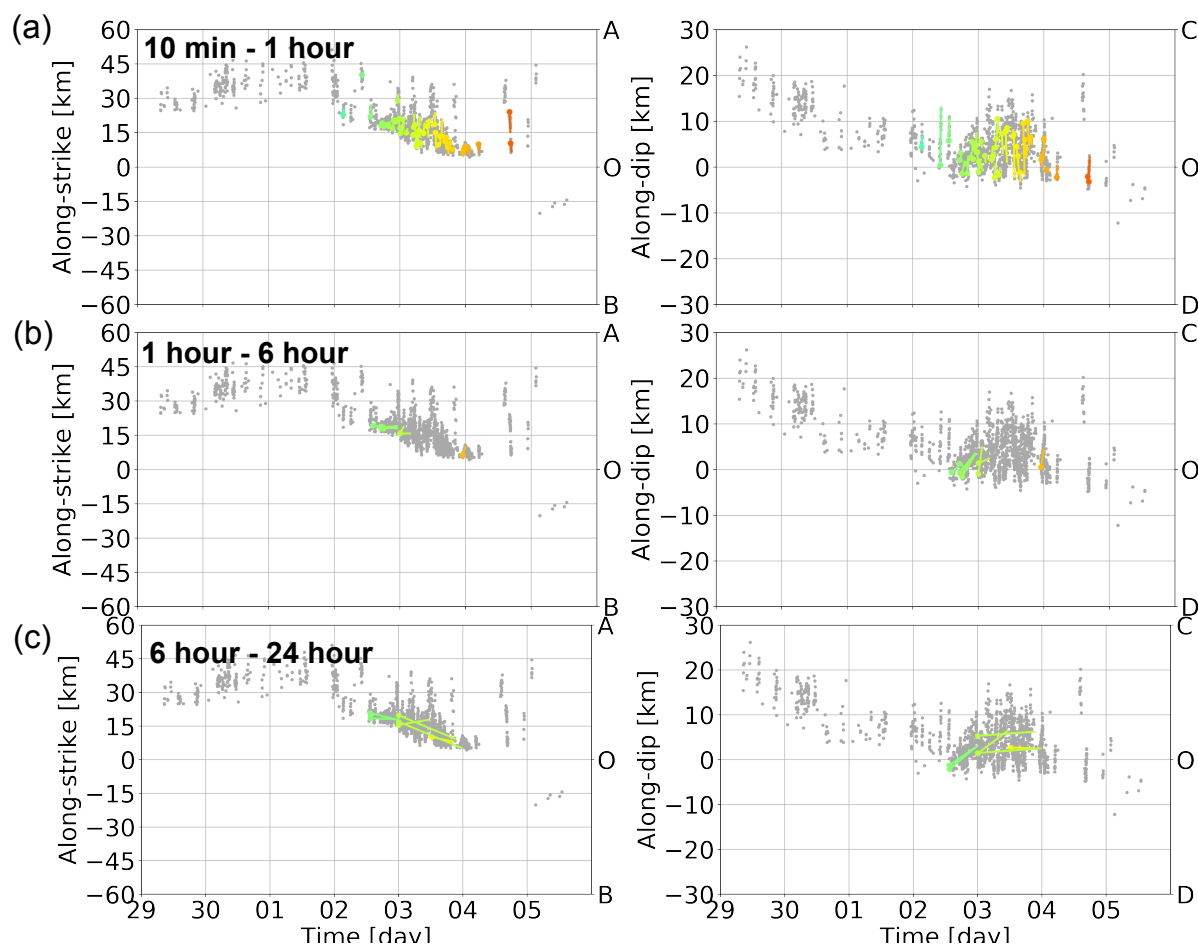


図 B2 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2012 年 8 月 11 日から 16 日に起きた微動エピソード E2 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B1 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B1 と同じである.

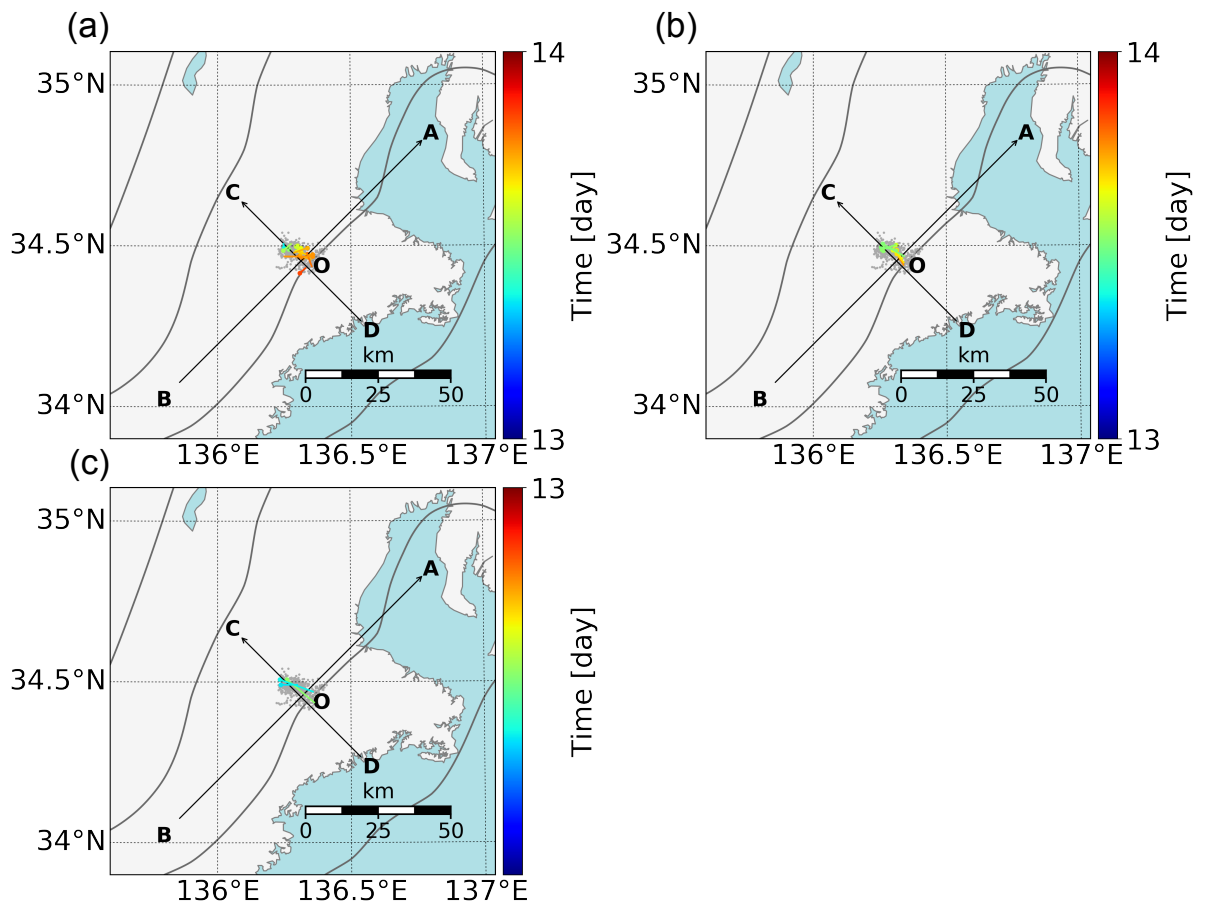


図 B3 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2012 年 12 月 13 日に起きた微動エピソード E3 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

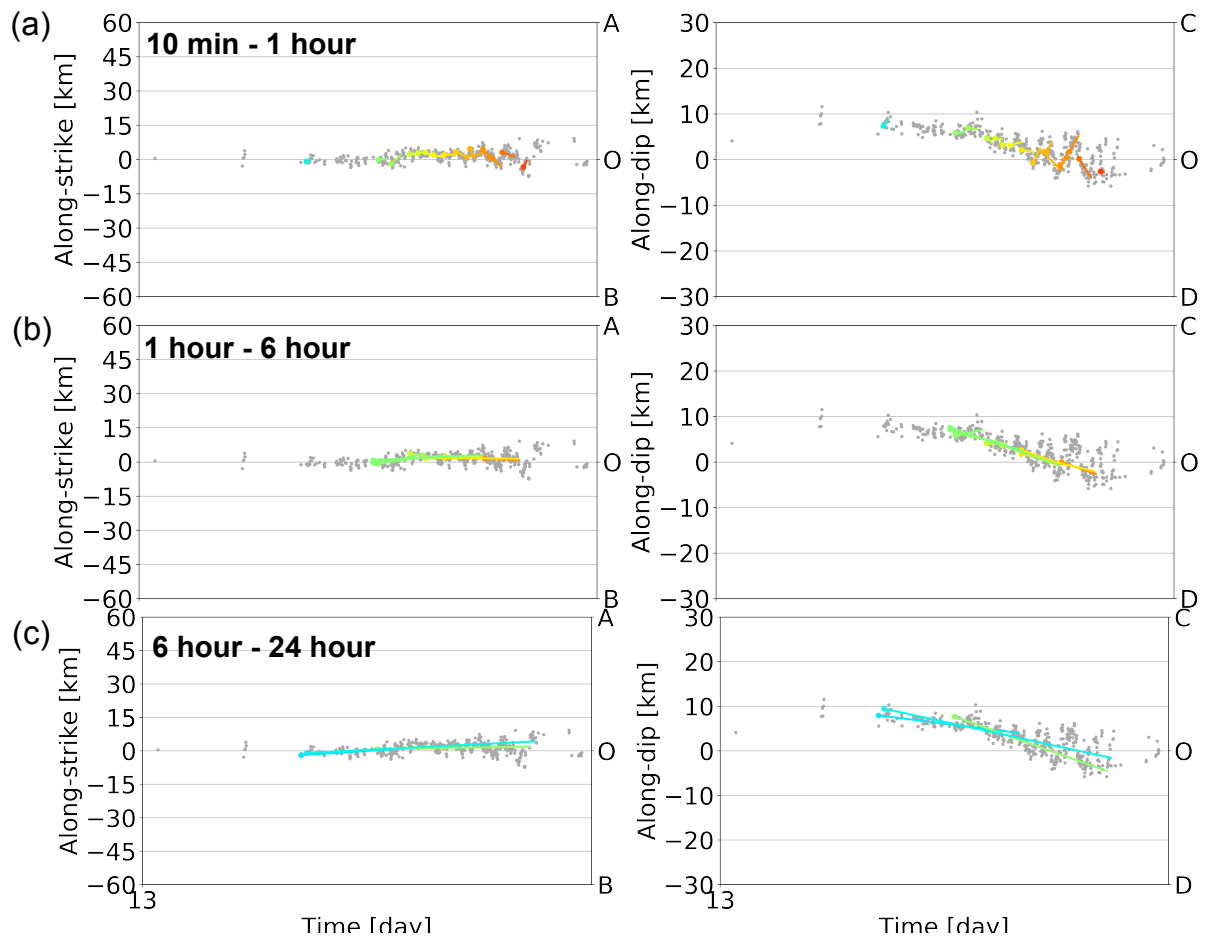


図 B4 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2012 年 12 月 13 日に起きた微動エピソード E3 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B3 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B3 と同じである.

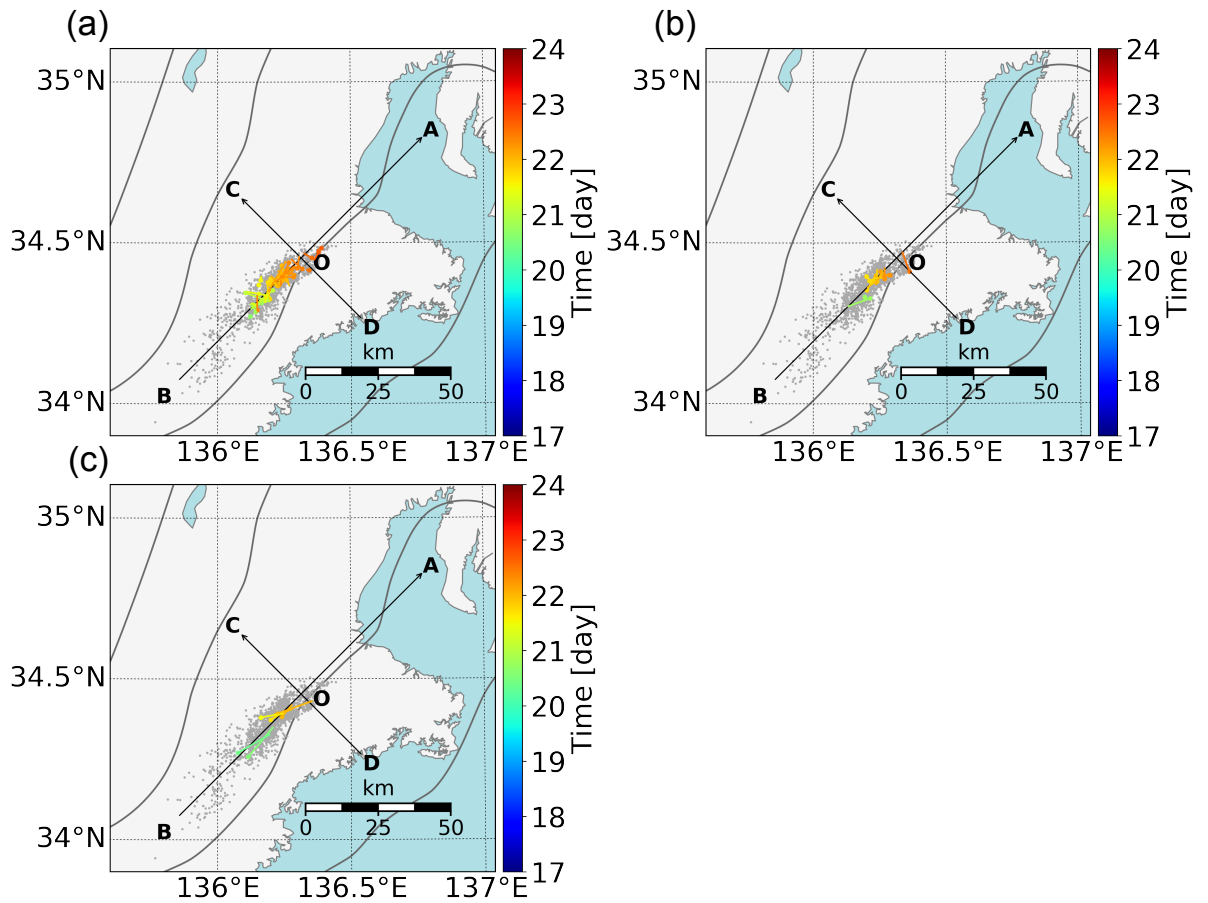


図 B5 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2012 年 12 月 17 日から 23 日に起きた微動エピソード E4 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

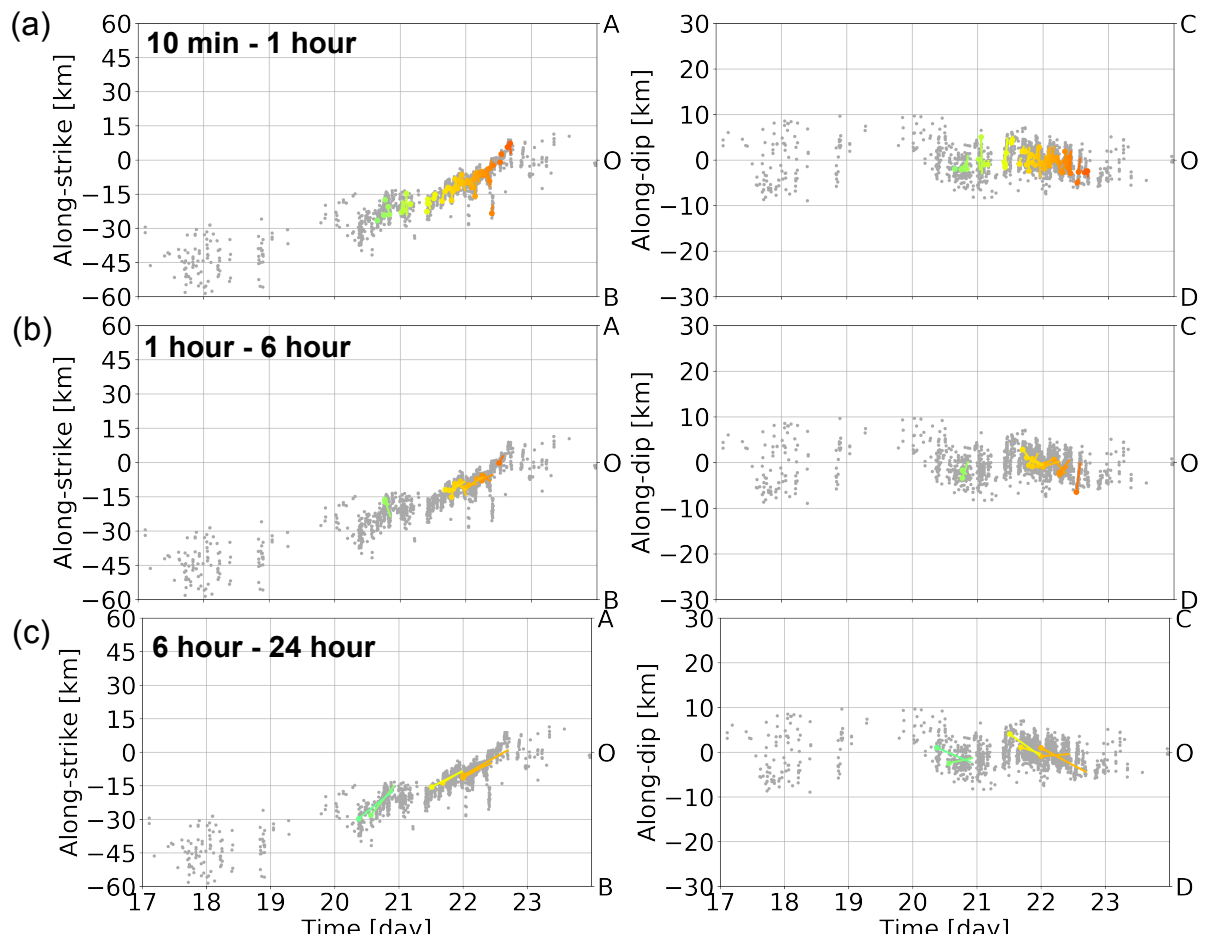


図 B6 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2012 年 12 月 17 日から 23 日に起きた微動エピソード E4 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B5 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B5 と同じである.

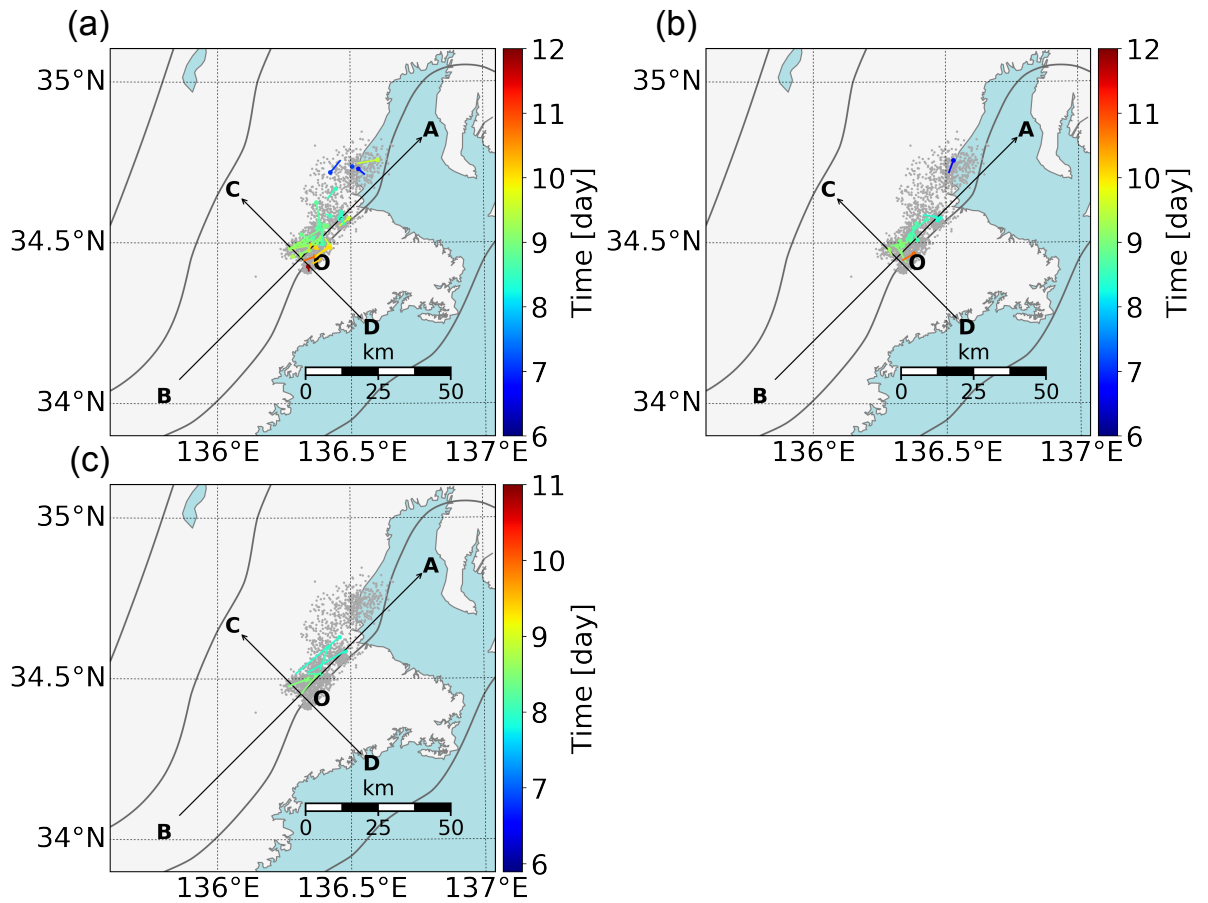


図 B7 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2013 年 4 月 6 日から 11 日に起きた微動エピソード E5 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

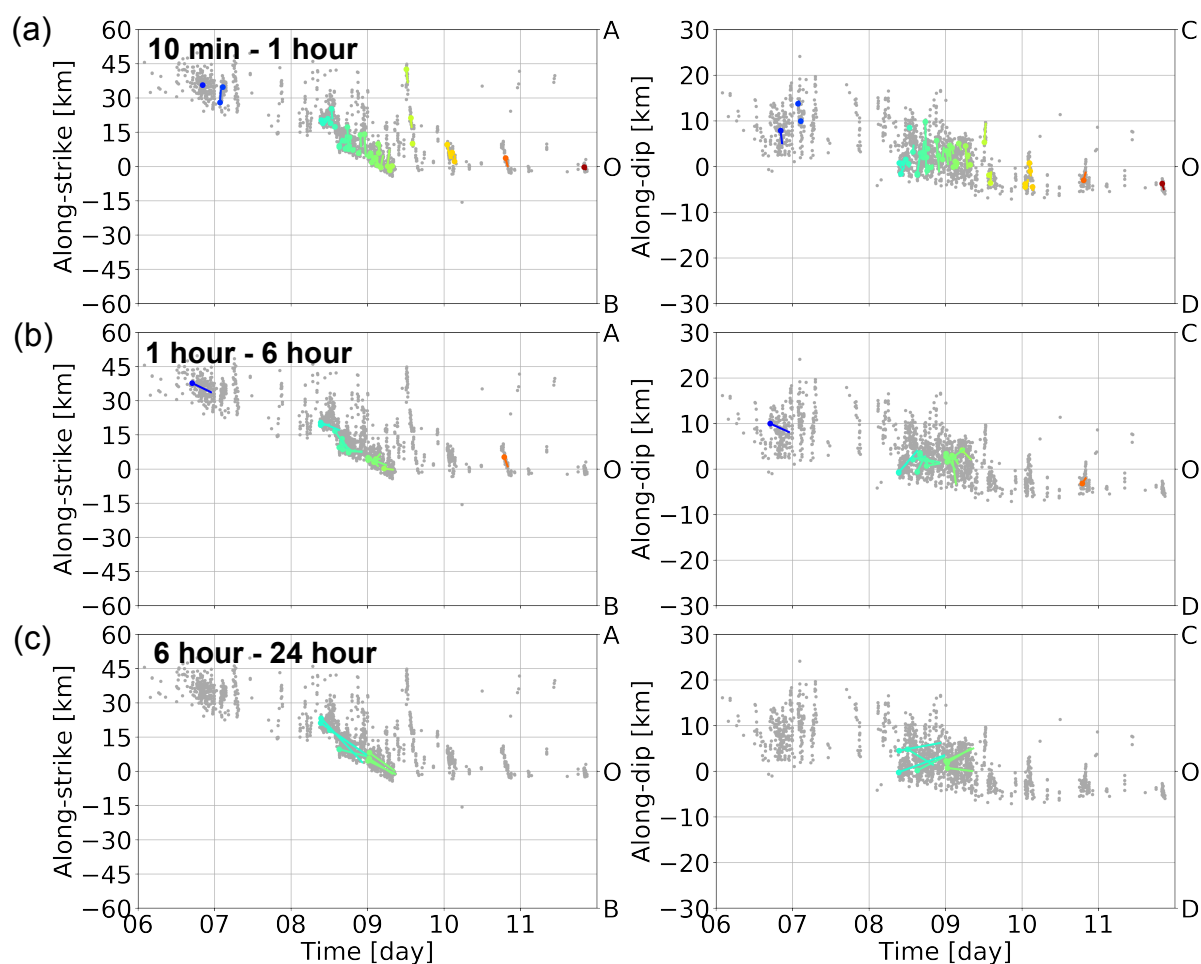


図 B8 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2013 年 4 月 6 日から 11 日に起きた微動エピソード E5 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B7 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B7 と同じである.

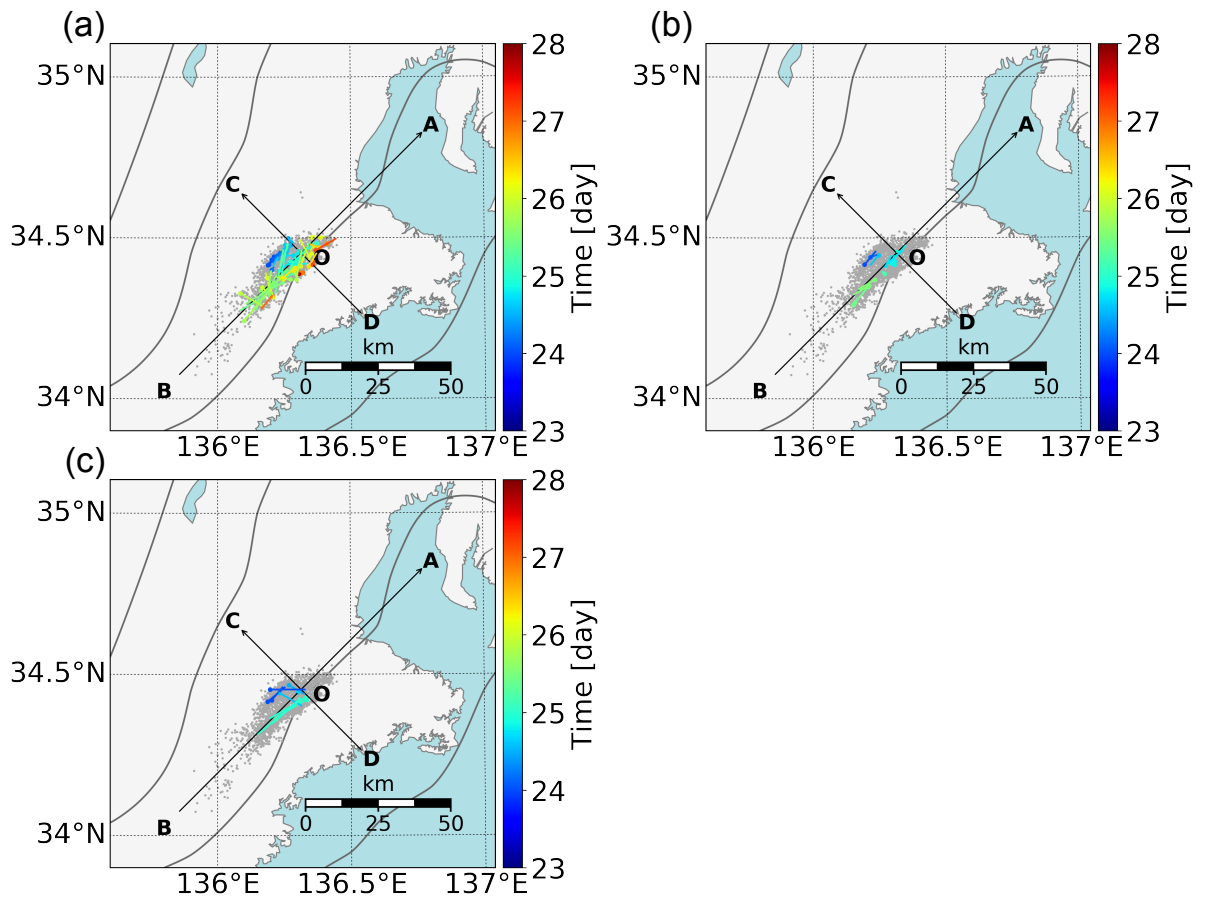


図 B9 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2013 年 7 月 23 日から 27 日に起きた微動エピソード E6 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

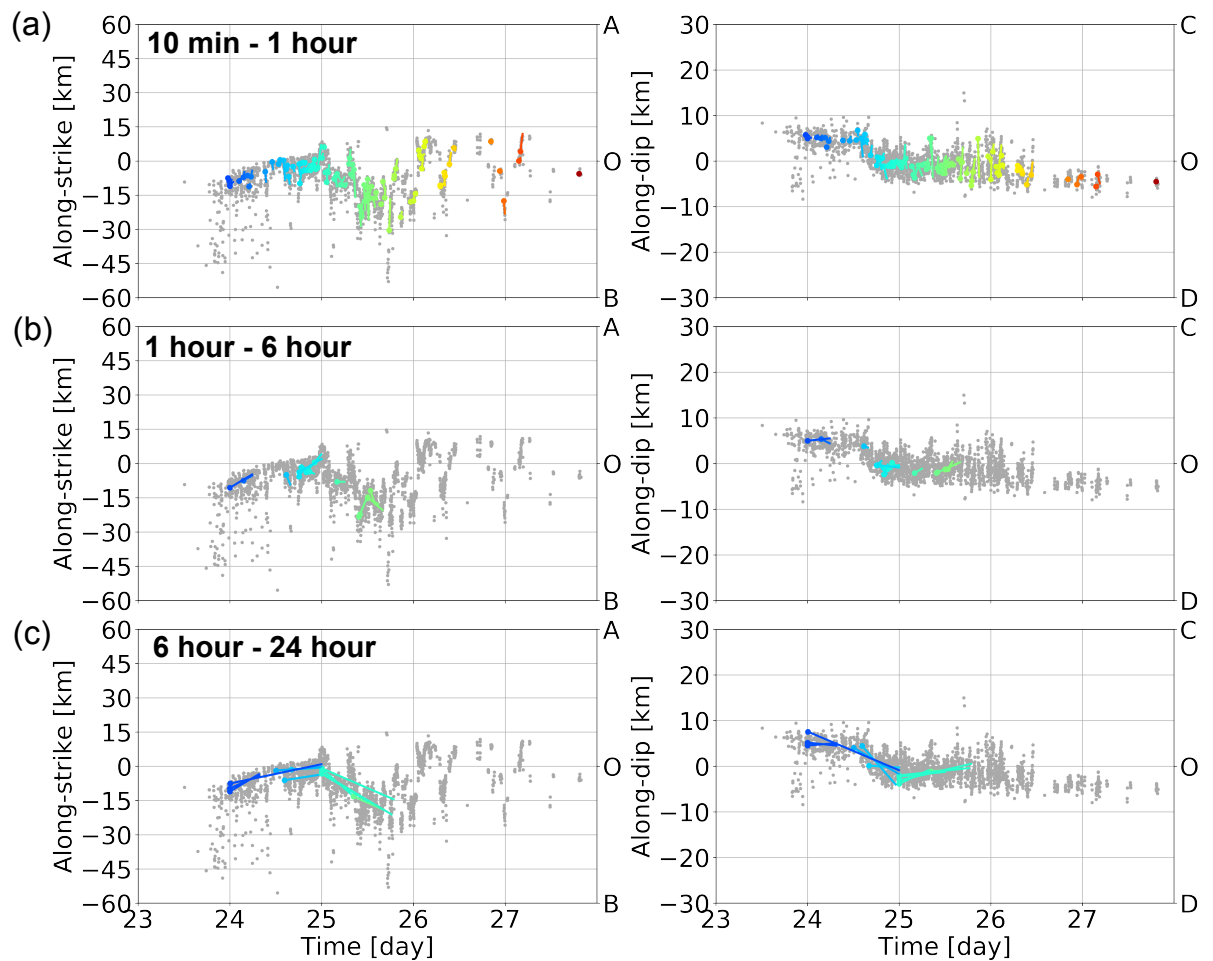


図 B10 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2013 年 7 月 23 日から 27 日に起きた微動エピソード E6 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B9 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B9 と同じである.

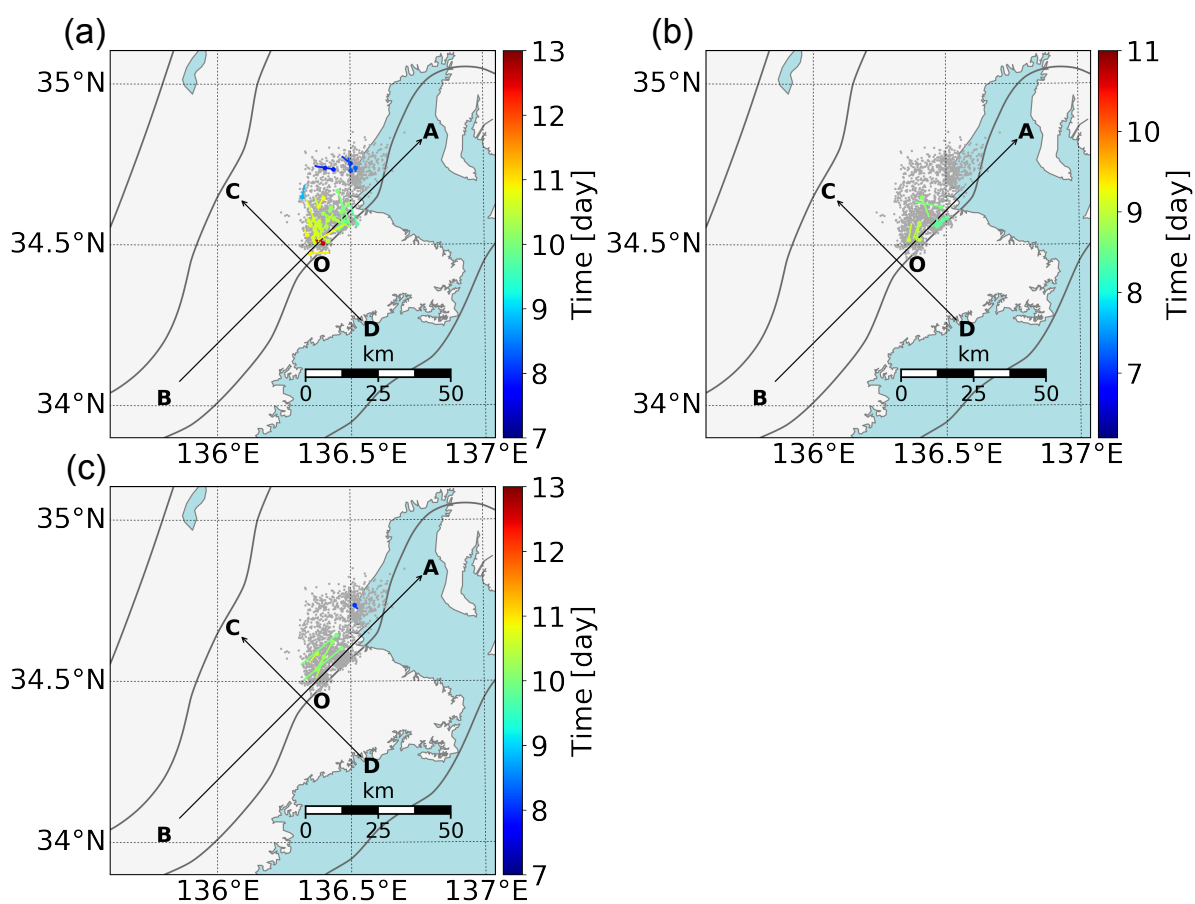


図 B11 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2013 年 9 月 7 日から 12 日に起きた微動エピソード E7 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

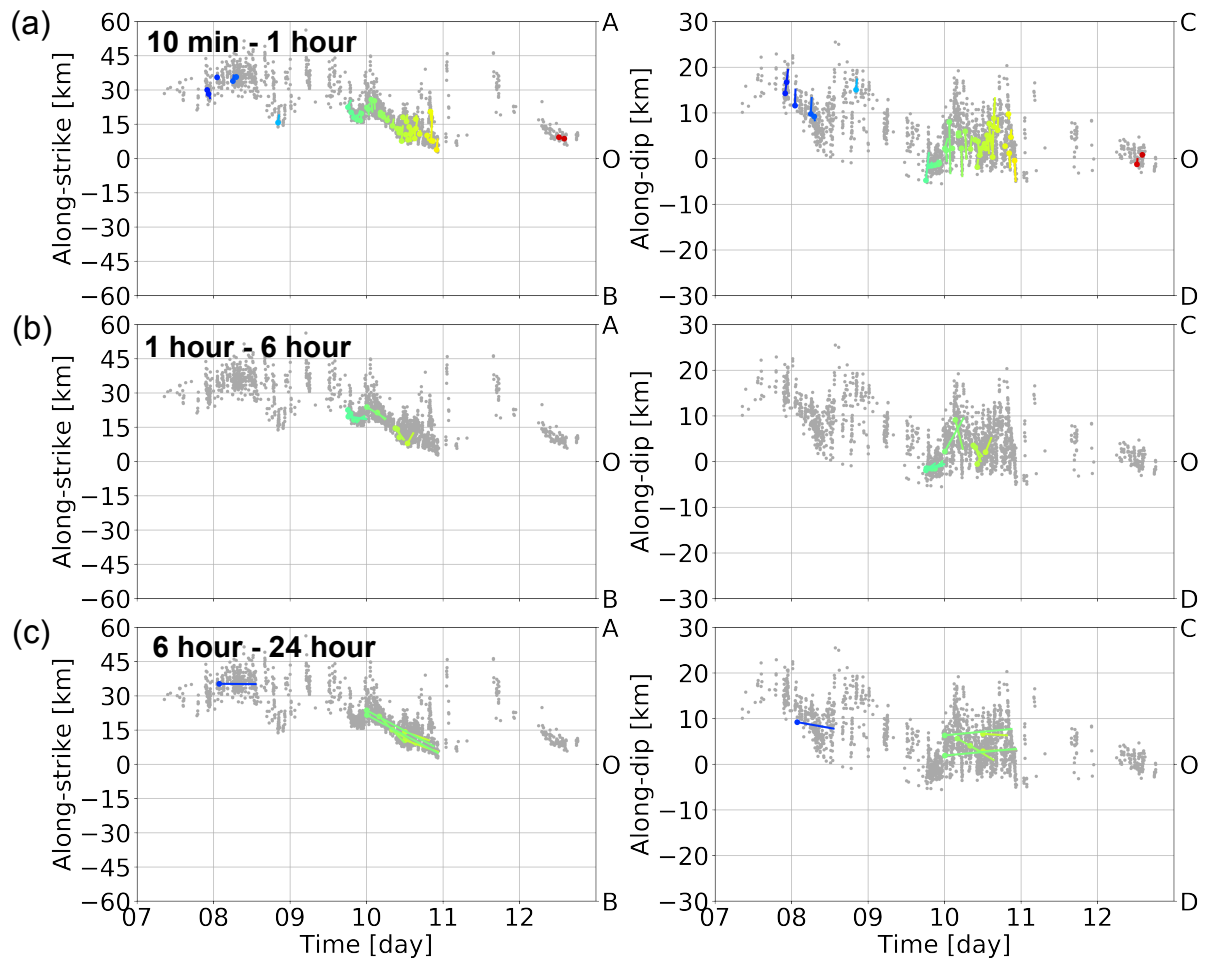


図 B12 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2013 年 9 月 7 日から 12 日に起きた微動エピソード E7 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B11 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B11 と同じである.

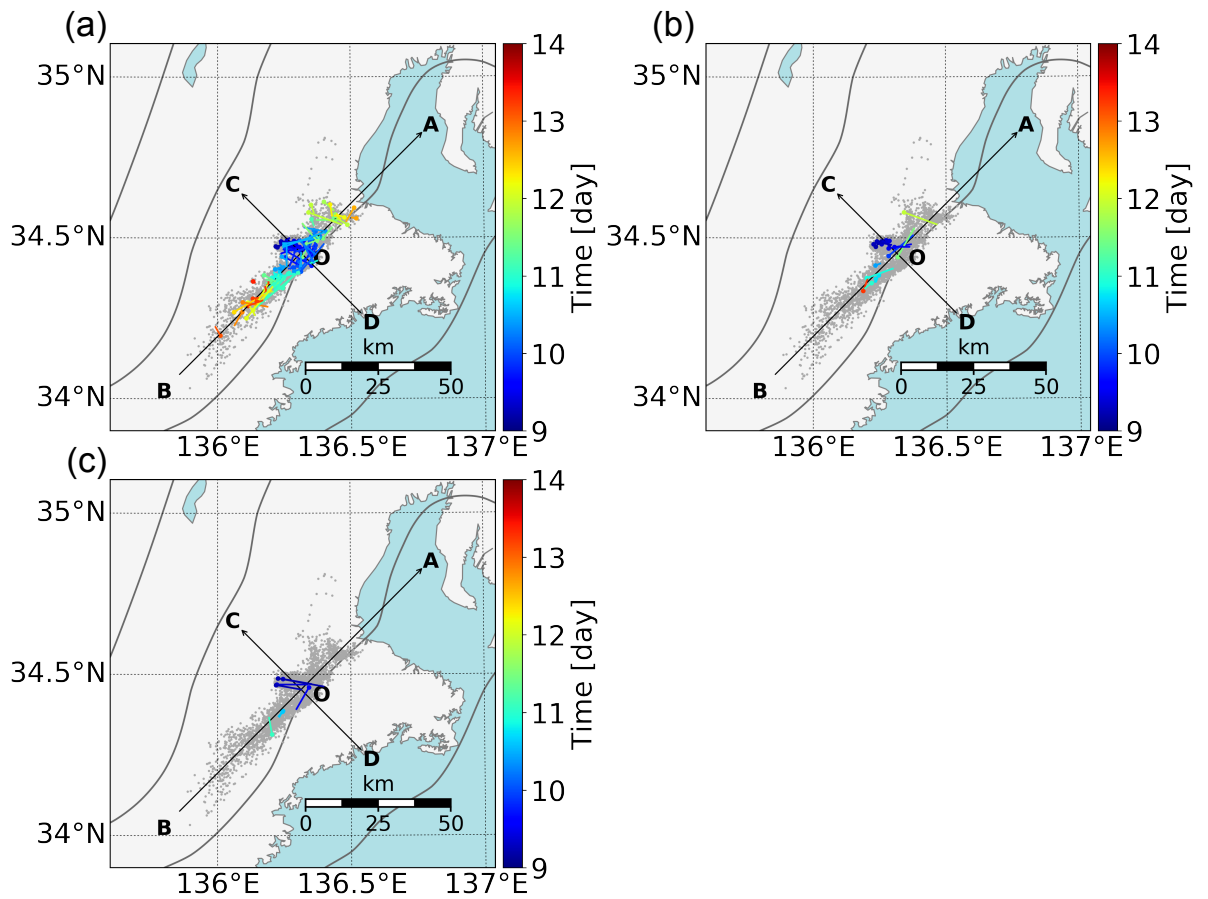


図 B13 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2014 年 1 月 9 日から 13 日に起きた微動エピソード E8 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

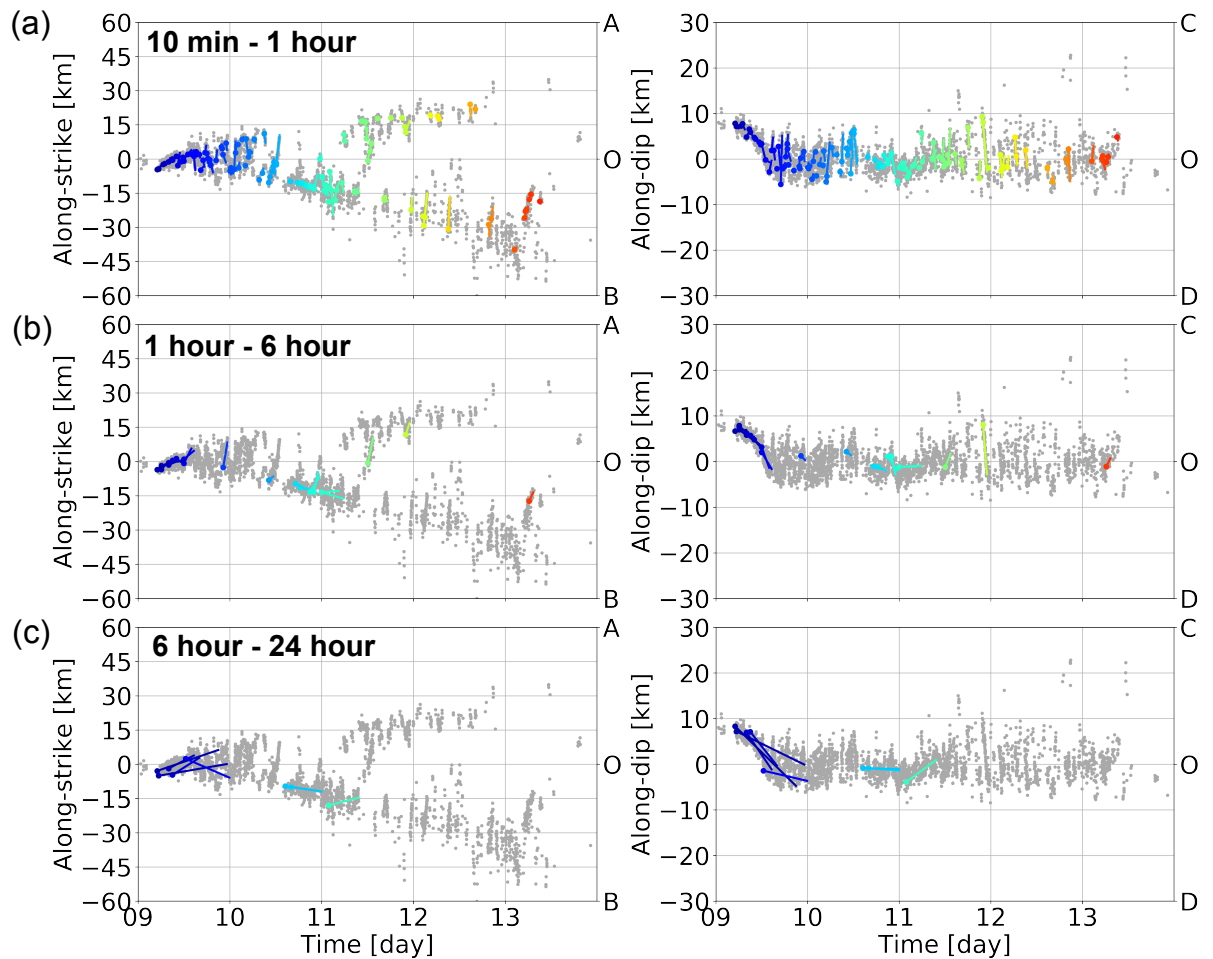


図 B14 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2014 年 1 月 9 日から 13 日に起きた微動エピソード E8 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B13 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B13 と同じである.

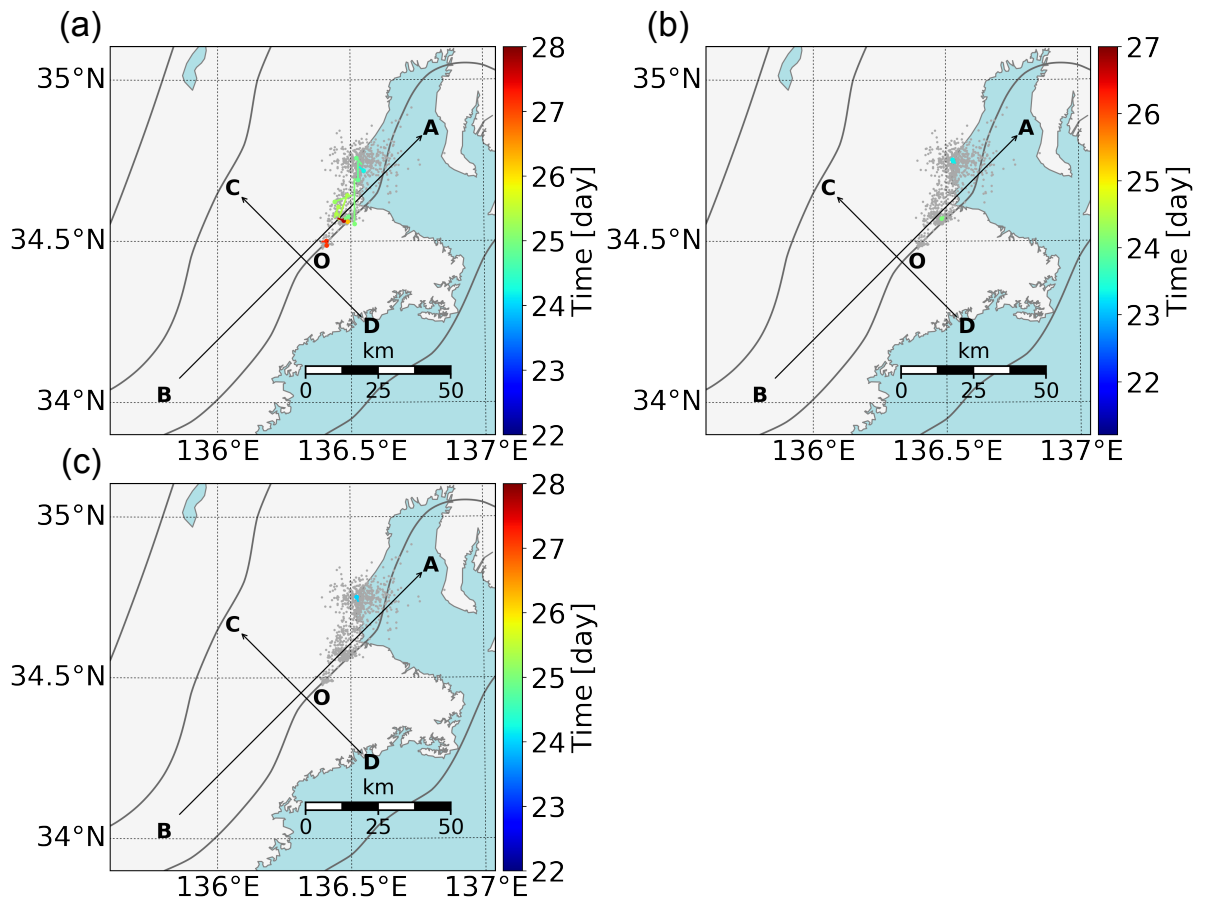


図 B15 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2014 年 1 月 22 日から 27 日に起きた微動エピソード E9 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

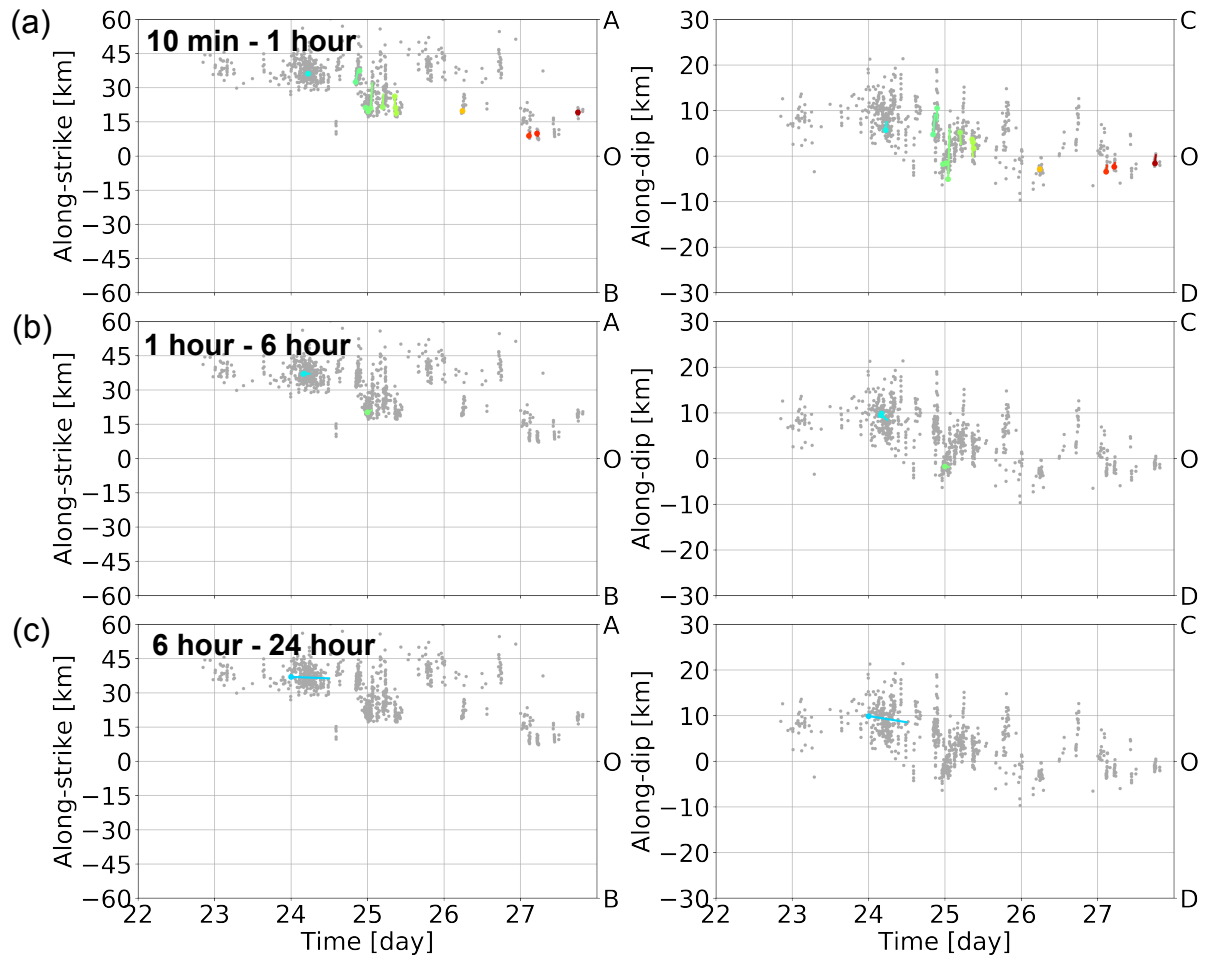


図 B16 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2014 年 1 月 22 日から 27 日に起きた微動エピソード E9 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B15 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B15 と同じである.

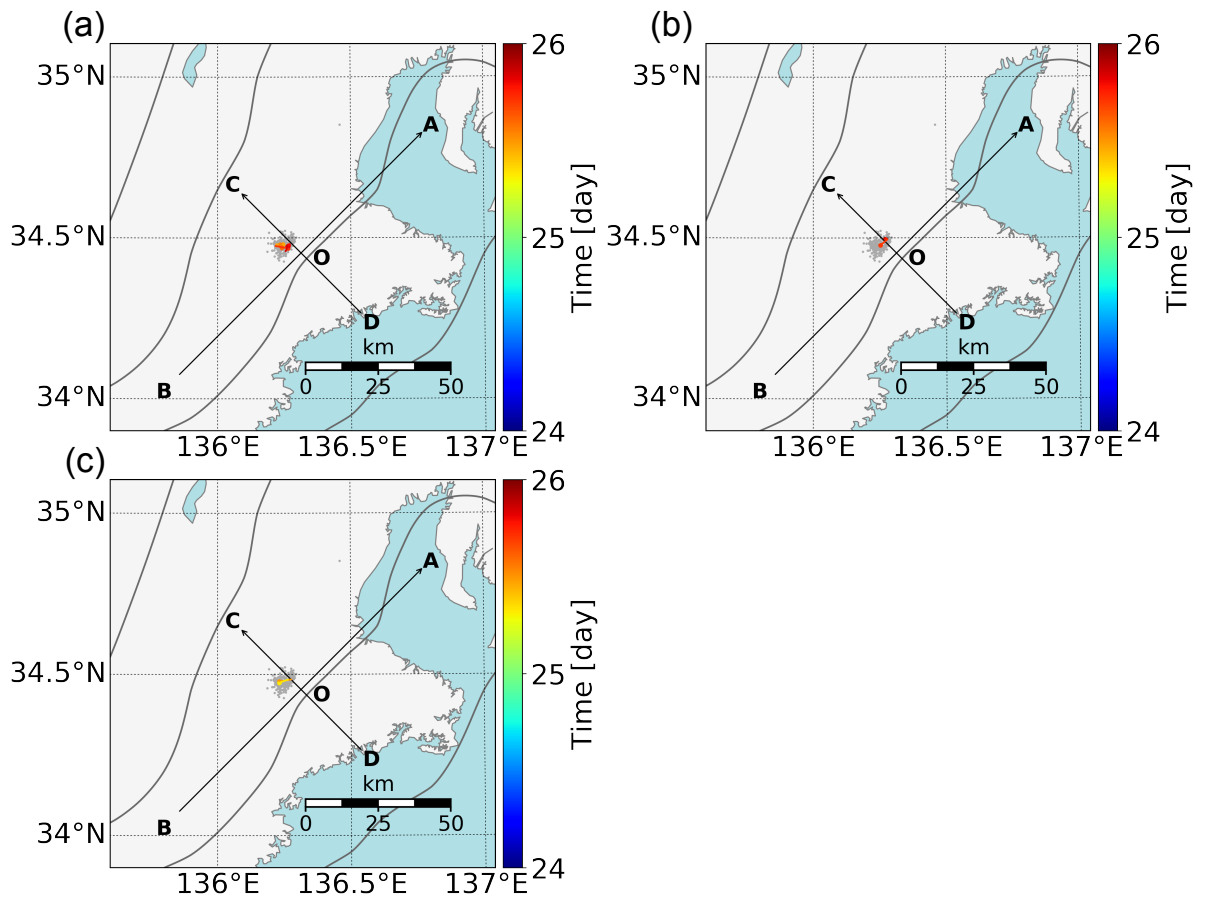


図 B17 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2014 年 4 月 24 日から 25 日に起きた微動エピソード E10 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

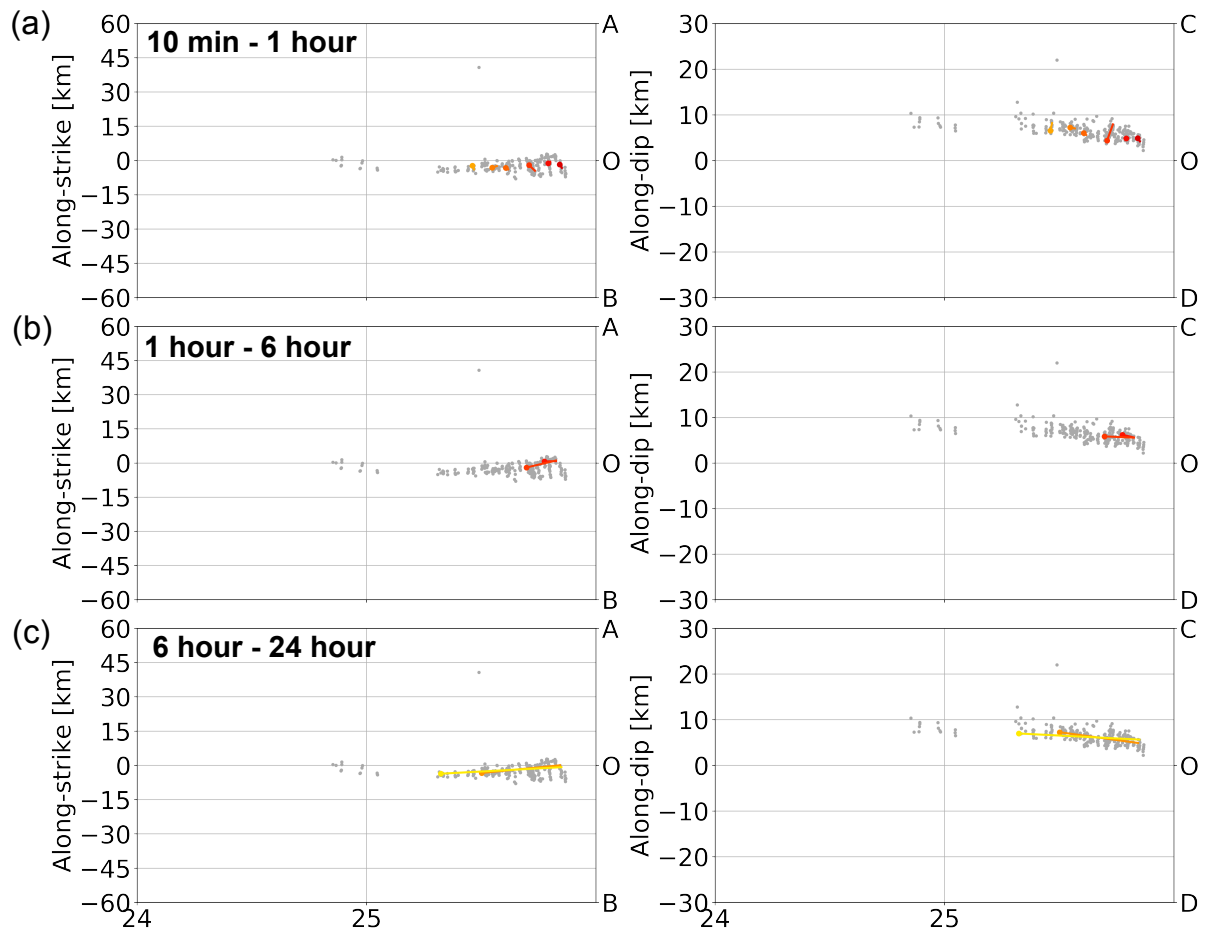


図 B18 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2014 年 4 月 24 日から 25 日に起きた微動エピソード E10 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B17 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B17 と同じである.

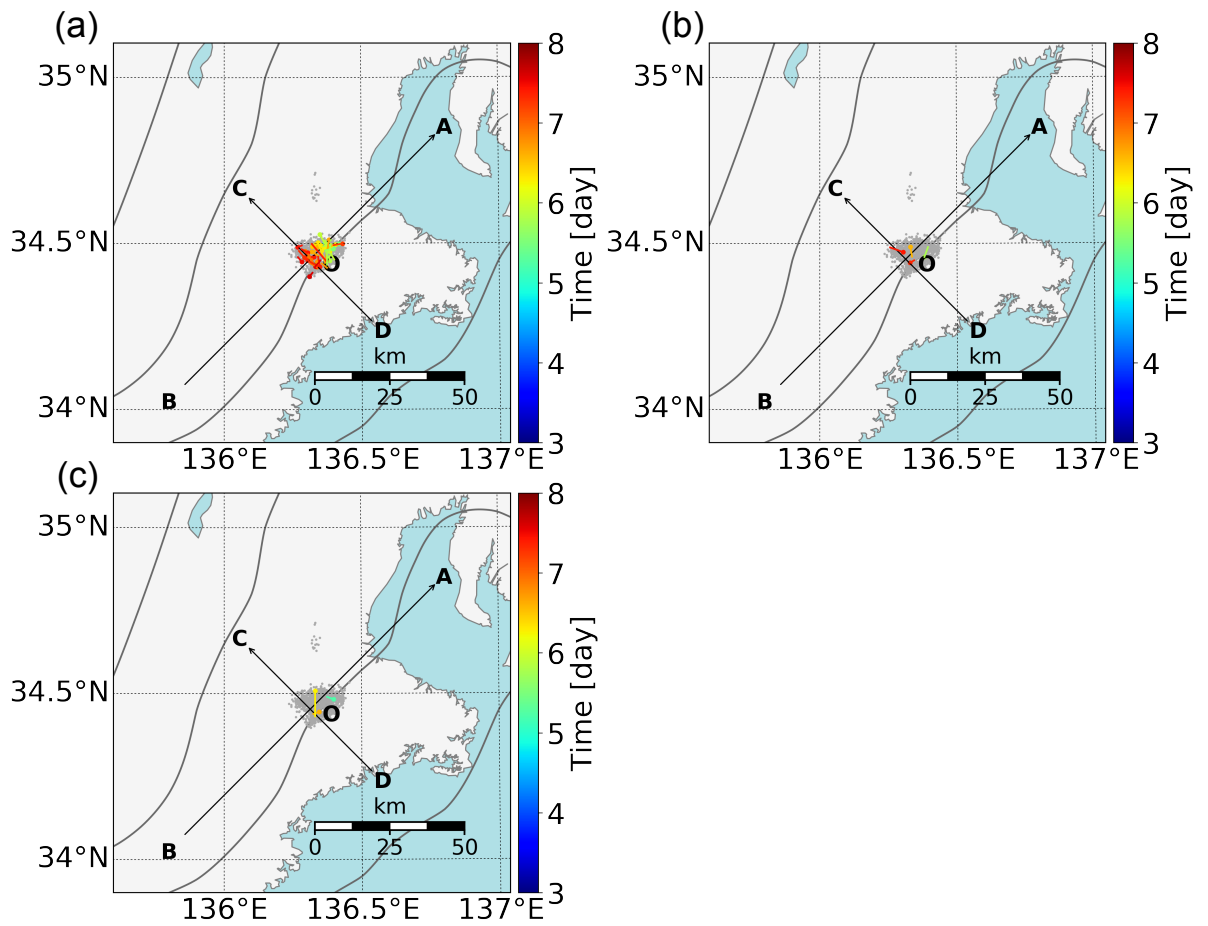


図 B19 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2014 年 5 月 3 日から 7 日に起きた微動エピソード E11 の例. (a) 10 分–1 時間, (b) 1–6 時間, (c) 6–24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

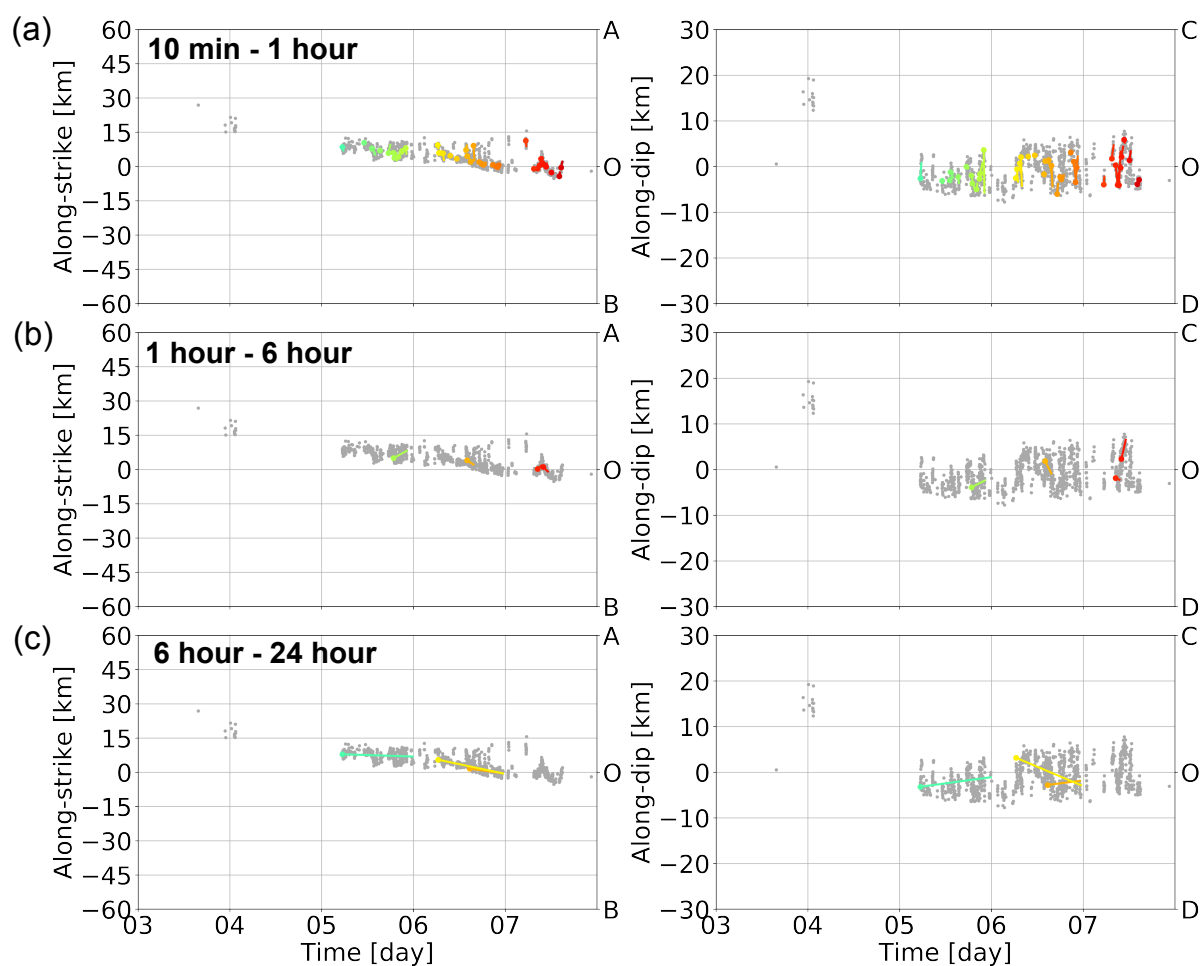


図 B20 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2014 年 5 月 3 日から 7 日に起きた微動エピソード E11 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B19 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B19 と同じである.

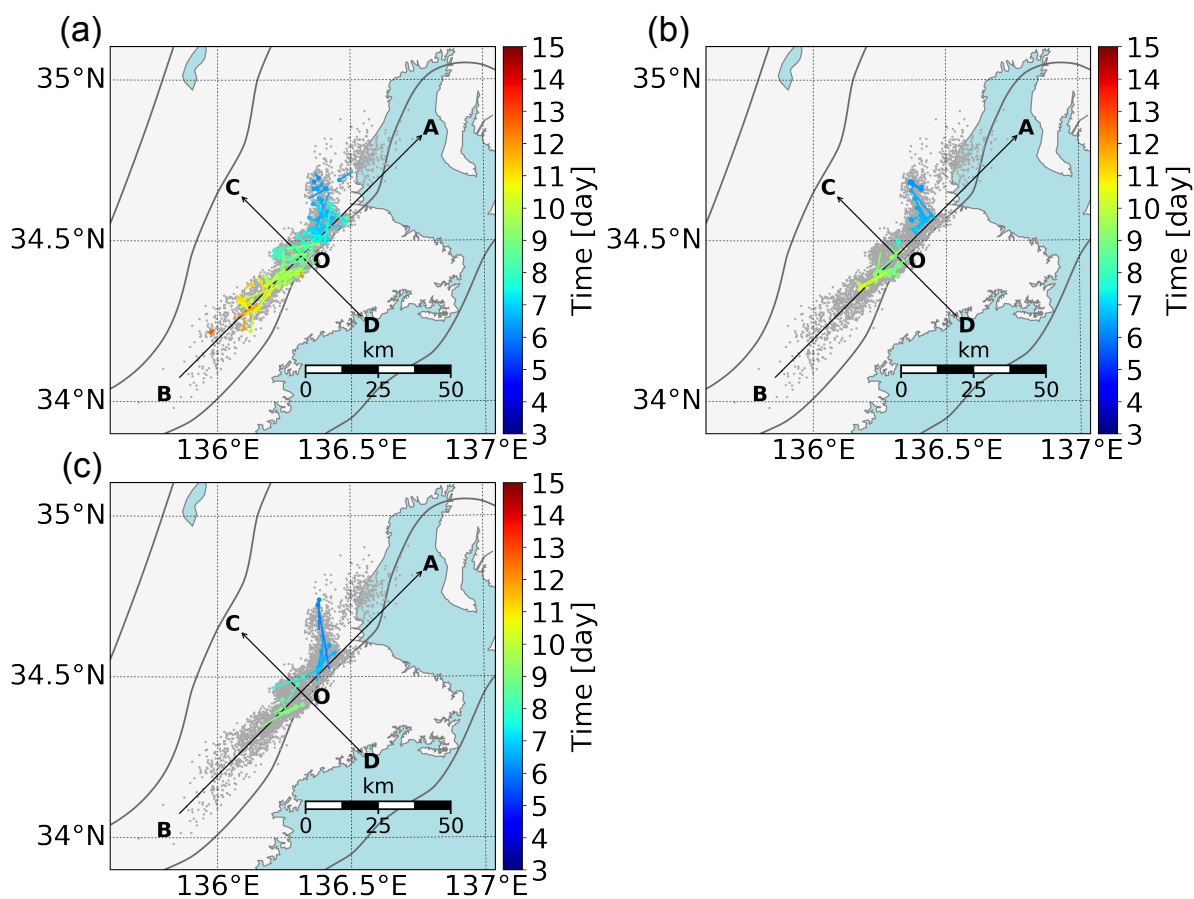


図 B21 継続時間ごとの微動マイグレーションの空間分布. 2014 年 7 月 3 日から 14 日に起きた微動エピソード E12 の例. (a) 10 分-1 時間, (b) 1-6 時間, (c) 6-24 時間 の継続時間をもつマイグレーションを示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源位置. 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を表し, 色は開始時刻である. A-B はプレート走向方向, C-D はプレート傾斜方向を示す.

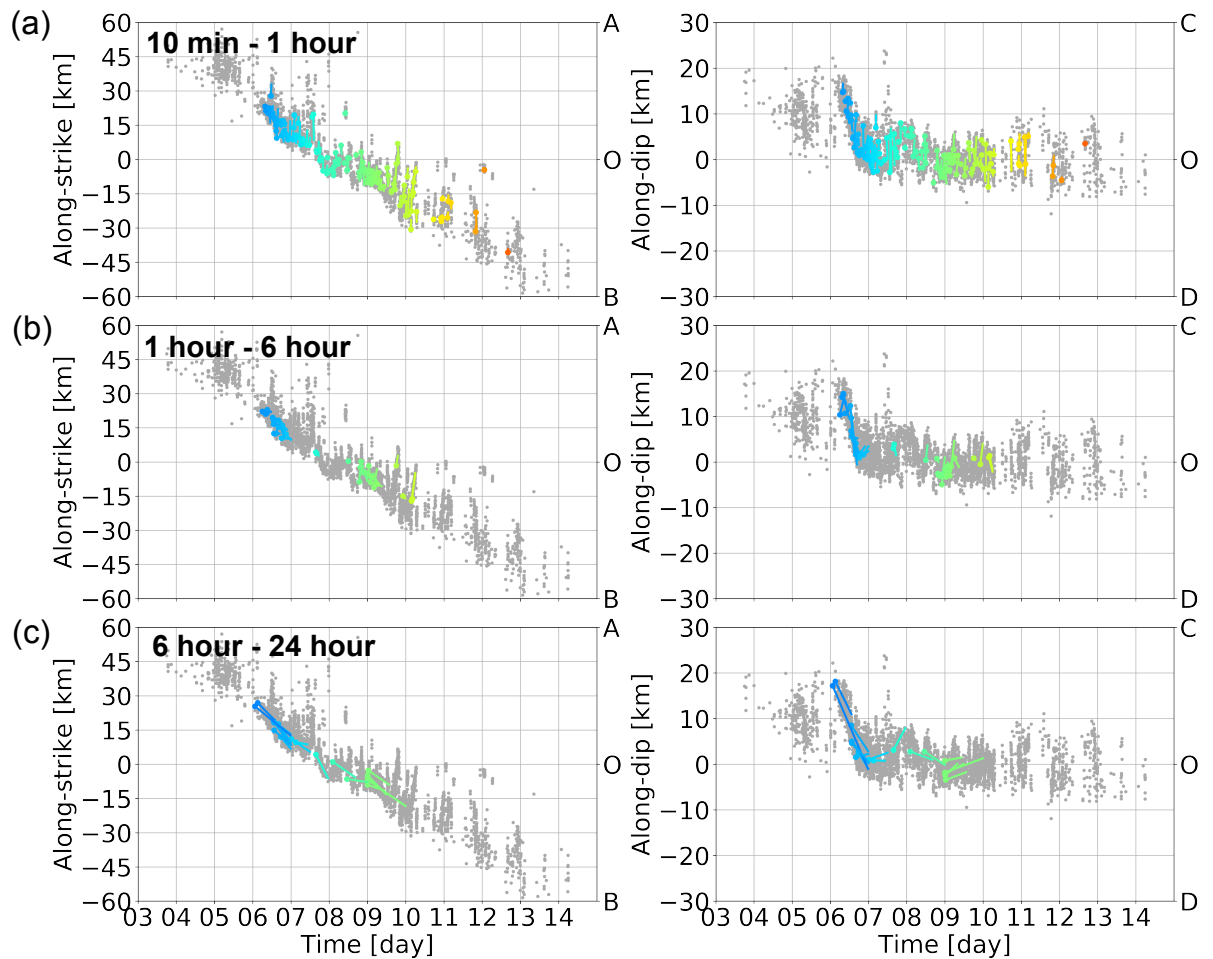


図 B22 プレート走向方向と傾斜方向に沿った微動の時空間発展. 2014 年 7 月 3 日から 14 日に起きた微動エピソード E12 の例. (a)–(c) はそれぞれ, 図 B21 と同じ継続時間をもつマイグレーションを示す. 左図は走向方向の時空間発展, 右図は傾斜方向の時空間発展を示す. 灰色の点は微動エピソード中に起きた微動の震源を投影した位置, 色付きの点は微動マイグレーションの開始点を示し, 色は図 B21 と同じである.