

令和元年度 修士論文

マルチステップ走時トモグラフィ法による
八丈島の3次元地殻構造推定

首都大学東京大学院

都市環境科学研究科 都市基盤環境学域

安全防災分野 探査工学研究室

18851512 大森 健太郎

指導教官 小田義也 准教授

目次

第1章	序論.....	1
1.1	背景・目的	1
1.2	本論文の構成	1
第2章	八丈島における既往の研究.....	3
2.1	形成史	3
2.2	過去1万年間の火山活動	4
2.3	地殻構造に関する既往の研究	4
第3章	方法.....	6
3.1	走時トモグラフィ法	6
3.1.1	概論	6
3.1.2	順解析 (pseudo-bending 法)	8
3.1.3	逆解析 (非線形ダンプト最小二乗法)	11
3.1.4	NUCM (Non-Uniform Cell Model) と PIM (Partial Inverted Model)	14
3.2	マルチステップ走時トモグラフィ法	15
5.3.1	概論	15
5.3.2	方法	16
第4章	数値実験.....	18
4.1	はじめに	18
4.2	数値実験1 (パラメータ：震源データ)	18
4.2.1	概要	18
4.2.2	データ	18
4.2.3	ケース1. 近地地震を震源データとしたときの結果	21
4.2.4	ケース2. crossing points のみ震源データとしたときの結果	25

4.2.5 ケース 3. 近地地震+crossing points を震源データとしたときの結果	30
4.2.6 まとめ	34
4.3 数値実験 2 (パラメータ: ローカルモデルサイズ)	35
4.3.1 概要	35
4.3.2 データ	35
4.3.3 ケース 1. ローカルモデルサイズ $20 \times 20 \times 30\text{km}$ としたときの結果	37
4.3.4 ケース 2. ローカルモデルサイズ $30 \times 30 \times 30\text{km}$ としたときの結果	40
4.3.5 ケース 3. ローカルモデルサイズ $40 \times 40 \times 30\text{km}$ としたときの結果	43
4.3.6 ケース 4. ローカルモデルサイズ $60 \times 60 \times 30\text{km}$ としたときの結果	46
4.3.7 まとめ	49
 第 5 章 八丈島 3 次元地殻構造推定	 51
5.1 臨時稠密地震観測	51
5.2 データ	53
5.3 地下構造の離散化	53
5.3.1 ラージモデル	54
5.3.2 ローカルモデル	56
5.4 3 次元解析	59
 第 6 章 結論	 63
6.1 考察・まとめ	63
6.2 今後の課題	63
 謝辞	 65
 参考文献	 66

第 1 章 序論

1.1 背景・目的

我が国は 111 の活火山を有する世界有数の火山大国である。歴史を遡ると、国内外において多くの死傷者を伴う火山噴火が発生している。我が国においては、2014 年に発生した御嶽山噴火が記憶に新しい。御嶽山噴火を契機として、我が国における火山研究の重要性が再認識され、現在は来たる火山災害への防御策として、学際的に様々な研究が行われている。その一つとして、地球物理学的アプローチを用いた火山体の内部構造推定がある。内部構造の代表的な推定手法としては走時トモグラフィ法がある。これは地震の初動走時から対象とする地下速度構造を推定するものである。速度構造を推定することにより、マグマの有無やその位置の推定が可能となる。この情報は火山内部で起きている物理現象を解明するために不可欠であり、今後の火山活動の予測、延いては火山防災を講じる上で重要な基礎資料となる。

本学が所在する東京都区域内には、111 の活火山のうち 21 の活火山が存在しており、全て島嶼地域に分布している。東京都島嶼地域の活火山の一つである八丈島は、火山防災体制が必要な火山として、気象庁によって常時観測・監視の対象とされている。1606 年の西山噴火以降、噴火は記録されていないが、2002 年 8 月には西山付近で群発地震が発生し、火山噴火の兆候であるマグマ貫入が示唆された。伊豆諸島の中では伊豆大島に次ぐ人口を有する八丈島において、ひとたびの火山噴火による被害は甚大なものになることは想像に難くない。したがって、研究対象地として八丈島を選定することには大きな意義があるといえる。

そこで本研究では、研究対象地として八丈島を定め、走時トモグラフィ法を応用したマルチステップ走時トモグラフィ法 (Bai and Greenhalgh, 2005) を用いて、3 次元的な地殻構造推定を目的としている。

1.2 本論文の構成

本論文は全 6 章で構成されている。以下に、本論文の構成とその概略を述べる。

第 1 章では、本論文の背景と目的、構成を論述した。

第 2 章では、八丈島における形成史や最近の火山活動、地殻構造の既往の研究について論述した。

第 3 章では、走時トモグラフィ法およびマルチステップ走時トモグラフィ法について論述した。走時トモグラフィ法は、理論走時が観測走時に近似するようにモデルと震源位置の修正を行い、もっともらしいモデルと震源位置を推定する手法である。マルチス

テップ走時トモグラフィ法は、解析対象地域を探索対象の領域（ローカルモデル）とそれを含む広域的な領域（ラージモデル）の2つのモデルに分割した上で、ローカルモデルを細かいセルに分割し、ラージモデルを粗いセルに分割する NUCM (Non-Uniform Cell Model) と、ローカルモデルのみインバージョンを行い、ラージモデルではインバージョンを行わない PIM (Partial Inverted Model)、以上2つの概念の特徴を合わせ持つ手法である。すなわち、近地地震に加えてラージモデル内で発生する遠地地震を活用して解像度の高い解析を可能とする手法である。特筆点としては、ラージモデルで発生する遠地地震の波線経路が、ローカルモデルと交差する点(crossing points)を取得し、その点を新たな震源とみなすことにより、完全にローカルモデルを対象とする逆問題とすることである。狭域的な領域を対象とした逆問題では、広域的な領域と比較して、解くべきパラメータが低減するため高精度の解を得ることができる。

第4章では、実データによる本解析に先立って以下2つの数値実験について論述した。1つめの数値実験（数値実験1）は、本手法の解析精度を評価するために、震源データを近地地震のみ、crossing pointsのみ、近地地震と crossing points の組み合わせの3ケースに分類した上で解析を行った。その結果、近地地震と crossing points の組み合わせを震源データとして用いたとき、最も良好な解析精度が得られ、本手法の優位性を確認できた。2つめの数値実験（数値実験2）は、ローカルモデルサイズが解析結果に与える影響を調べるために、ローカルモデルサイズを $20 \times 20 \times 30 \text{ km}$ 、 $30 \times 30 \times 30 \text{ km}$ 、 $40 \times 40 \times 30 \text{ km}$ 、 $60 \times 60 \times 30 \text{ km}$ の4ケースに分類した上で、それぞれにおいて解析を行った。その結果、ローカルモデルサイズが解析結果に与えた影響について明らかになり、その影響を考慮した上で最適なモデルサイズを選定する必要があることがわかった。

第5章では、マルチステップ走時トモグラフィ法を用いた八丈島の3次元地殻構造推定について論述した。探査工学研究室では2019年9月から2020年3月（予定）までの約7ヶ月間、八丈島および八丈小島の46地点において臨時稠密地震観測を行なっている。解析に使用した地震は2019年9月6日から10月19日までの44日間に震源決定された91地震を用いた。なお、臨時観測点46地点の他に防災科学技術研究所および気象庁の常設観測点を加え合計50地点の検測データを用いた。

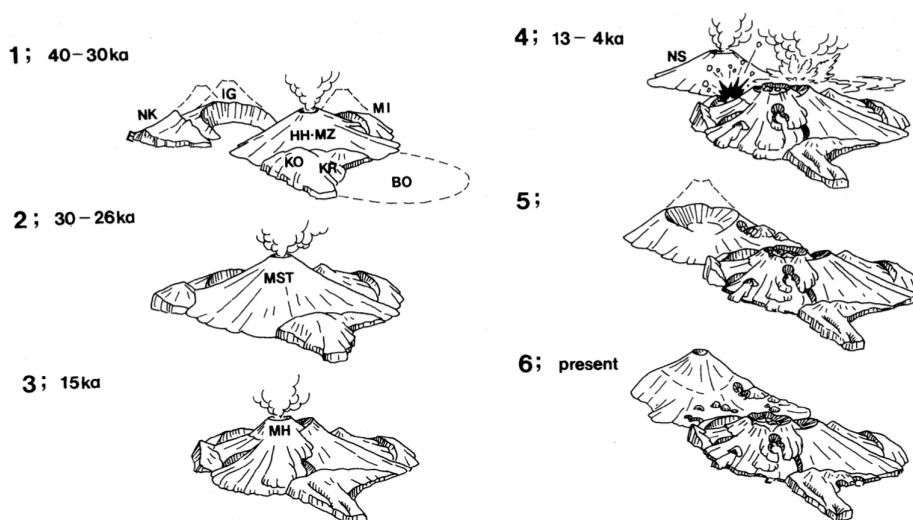
第6章では、本研究のまとめと今後の課題について論述した。

第2章 八丈島における既往の研究

2.1 形成史

東京都島嶼部の伊豆諸島の一角を成す八丈島は、広域的な火山群である伊豆・小笠原・マリアナ島弧北部の隆起帯、「八丈隆起帯」上の火山フロントに位置している。伊豆・小笠原島弧は、太平洋プレートがフィリピン海プレートへの沈み込みにより形成されたものであり、世界的にも大規模な島弧である。島弧には、八丈島を包含する伊豆諸島のほか、硫黄列島やマリアナ諸島などの活動的な火山島が存在している。八丈島周辺一帯も広域的な火山群が形成されており、八丈小島や複数の海底火山が連なっている。

現在の八丈島は、東山及び西山火山から構成されているが、それぞれの活動年代は異なっている。東山は約14万年前の横間ヶ浦火山の噴火に端を発し、約1万5千年前の三原火砕丘の形成により、現在の形となっている。西山は約1万3千年前に火山活動が始まり、一度カルデラが形成された後、さらにその上に山体が成長することにより現在の形となっている。西山の形成に伴い、東山・西山の2火山が接合し、現在の八丈島の全貌が形成されたと考えられている⁶⁾。



BO：洞輪沢沖火山 KR：黒崎火山岩類 KO：小岩戸火山 HH・MZ：東白雲・水海山火山
MI：御正体火山 NK：奈古ノ鼻火山 IG：伊郷名火山 MST：東山主成層火山
MH：三原火砕丘 NS：西山火山

図 2-1 八丈島の形成史（菅加世子，1998）

2.2 過去 1 万年間の火山活動

東山火山においては、過去 1 万年間で計 6 回の噴火が発生しており、その全ては山腹から山麓にかけて発生した側噴火である。最新の噴火は約 3700 年前に発生しており、水蒸気爆発に伴う火砕物降下が堆積物より確認されている。東山火山の活動は、3700 年前を最後に確認されておらず、地質学的観察からは火山活動の終息が示唆されている。

一方、西山火山は有史以前に少なくとも 30 回以上の噴火が発生しており、マグマ水蒸気爆発とそれ以外の噴火による降下スコリアに伴う堆積物が確認されている。有史以降は、計 4 回の噴火が発生している。4 回のうち最も大規模な噴火事例としては、1518 年に西山山頂で発生した噴火である。古文書には「五年続テ焼ル」と記録されており、人的および物的被害は甚大であったと思われる。最近の噴火は、1606 年に発生した八丈島近海での海底噴火である。この噴火により、火山島が生成されたと記録されているが、詳細は不明である。また、この前年（1605 年）にも、火砕物降下および溶岩流を伴う比較的大規模な噴火が発生している。

1606 年以降の噴火は確認されていないが、2002 年 8 月には火山活動が確認され、西山から北西沖にかけての深さ 10~20km 付近を震源とする地震活動が活発化した。また、国土地理院と海上保安庁水路部（当時、現海上保安庁海洋情報部）、名古屋大学が島内にそれぞれ設置している GPS の連続観測データから、八丈島が東方向へ 1-5cm の水平変動と 2-8cm の隆起の上下変動する地殻変動が確認された。東京大学地震研究所（2002）は、その期間における傾斜計記録から、最大で 28 μ rad の東落ちの傾斜変動を記録している。これら一連の地震および地殻変動より西山直下にマグマが貫入したと推定されている。

2.3 地殻構造に関する既往の研究

地球科学分野が発展した 20 世紀頃から、地球物理学や地震学的アプローチより地殻構造推定や噴火予知を目的とした研究が行われてきた。伊豆・小笠原島弧も 50 年以上前から研究の対象とされており、下鶴ほか（1972）では数年間に及ぶ地震観測より地震活動と火山活動の空間的な相関関係を発見している。最近の研究では、高橋ほか（2015）が伊豆・小笠原島弧全体の速度構造および地殻の進化過程を明らかにしている。田村（2015）は地殻構造とマグマの相互関係より、島弧地殻生成および大陸の成因について議論している。

2002 年の群発地震直後、八丈島の地殻構造に着目した研究は増加の兆しをみせた。木股ほか（2004）は、地殻変動からダイクの貫入を示唆している。山谷ほか（2008）は、AMT 法比抵抗探査より、山体中央部での熱水上昇を示唆している。萩原・渡辺（2019）

は、群発地震発生後の 2003 年から 2018 年の微小地震データを使用して、地震波トモグラフィ法で 3 次元速度構造推定と震源の再決定を行った。速度構造推定により、西山直下において固結したマグマと考えられる高速度域が確認され、震源の再決定結果からは、多くの地震活動が西山周辺直下の深さ 10~14km で発生する低周波地震であることが確認された。低周波地震の発生成因としては、固結したマグマから供給された流体の上昇によるものと解釈している（萩原・渡辺, 2019）。以上のように萩原・渡辺（2019）は、震源分布と火山内部の構造との相関関係を明らかにしているが、データとしては常設地震観測網で得られたものを使用している。震源と観測点のジオメトリによって解像度が支配されるトモグラフィにおいて、より高解像に地下構造をイメージするには、既存の観測網より高密度な地震観測を行う必要がある。より少ない期間データセットを用いて、局所的な期間に注目した 3 次元速度構造を推定すると、萩原・渡辺（2019）で推定された構造との時間変化を検出できる可能性もある。そこで本研究では、探査工学研究室が八丈島において行なった臨時地震観測データから、八丈島における現在の 3 次元速度構造を推定した。

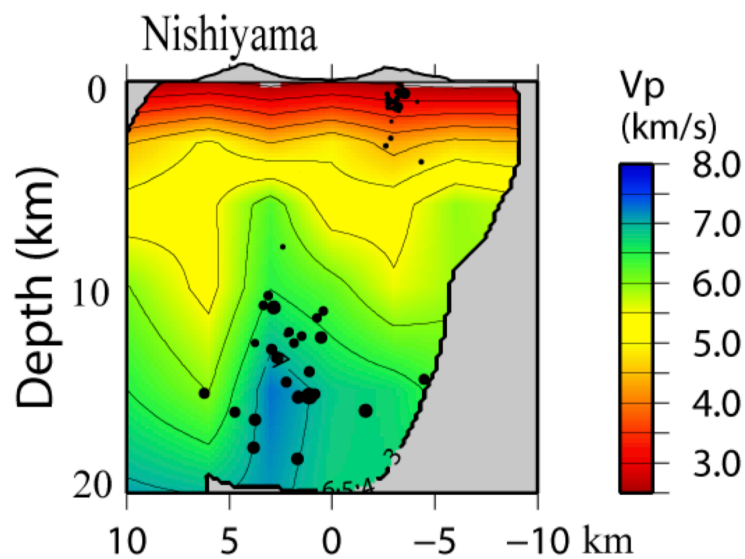


図 2-2 2003 年から 2018 年の震源分布と 3 次元速度構造（萩原・渡辺, 2019）。

第3章 方法

3.1 走時トモグラフィ法

3.1.1 概論

トモグラフィとは、物体の外部の受信点で得られた透過情報や散乱情報を基にマトリックス演算を行い、物体の内部の物理量分布を再構成しイメージングする手法である。トモグラフィを活用した例として最も身近なものは、医療分野で使用される X 線 CT スキャンである。X 線 CT では人体を中心として一方から X 線を照射し、反対側の受信点で人体を通過してきた X 線の強度を測定する。この工程を全方位から行うことによって、各 X 線の強度情報から二次元的な人体内部の断面を再構築することが可能となる。

走時トモグラフィ法は X 線 CT スキャンと同様の原理より成り立っているが、発信点および受信点は、それぞれ震源と観測点（地震計）になる（図 3-1）。走時トモグラフィでは、データとして X 線強度ではなく、地震波の最初の到達時間である初動走時を使用し、対象物の弾性波速度を物理量として再構成およびイメージングしている。自然地震を用いる走時トモグラフィでは震源要素が未知であり、波線方向も震源から観測点までの垂直方向のみに限られる。また、観測点配置も地形的な制約を受ける。すなわち両者の幾何学的配置によって、探査深度や解析精度が支配される。近年の地震活動が低調な八丈島においては、震源データが不十分であるため、高精度に地殻構造をイメージングできない。したがって、本研究では震源データを拡充するために、近地地震に加えて遠地地震を用いることにした。

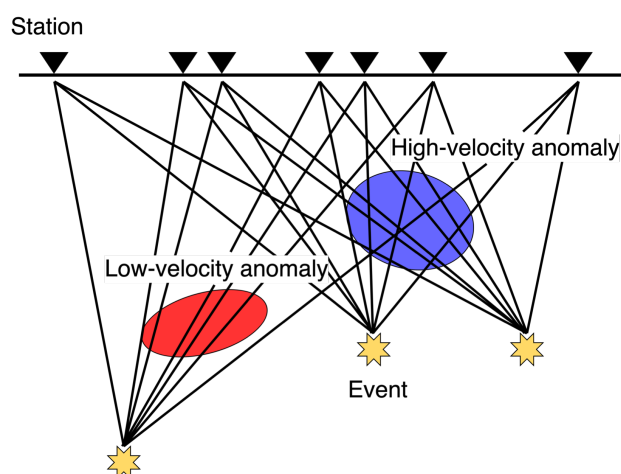


図 3-1 トモグラフィ概念図。

走時トモグラフィの工程を大別すると、順解析（波線追跡）と逆解析の2要素から成り立っている。順解析では波線追跡を行うことにより、波線経路と理論走時を算出し、逆解析では理論走時と観測走時の残差より、速度構造モデルを修正する。理論走時と観測走時の残差が許容値に収束するまで、順解析と逆解析を繰り返し行うことで、最終的な速度構造モデルを推定する。自然地震を用いた走時トモグラフィでは、震源要素である震源の座標と地震発生時刻が未知であり、これらは速度構造によって変化する。したがって、自然地震を用いた走時トモグラフィでは速度構造モデルと同時に、震源要素を修正する必要がある。

自然地震を震源データとして使用した時の、走時トモグラフィ法の解析手順を以下に示す。

1. 解析領域内を離散化し、セルに適切な弾性波速度を与えて初期モデルを作成する。
2. 波線追跡を行い、理論走時と波線経路を算出する。理論走時は、弾性波速度の逆数であるスローネスを線積分することによって求められる。
3. 算出された理論走時と観測走時の残差が、許容範囲内に収束するように速度構造モデルと震源位置を修正する。
4. 2-3 の工程を繰り返して、観測走時と理論走時の残差が許容範囲内に収束した時に解析を終了する。

解析フローチャート（図 3-2）は以下の通りである。

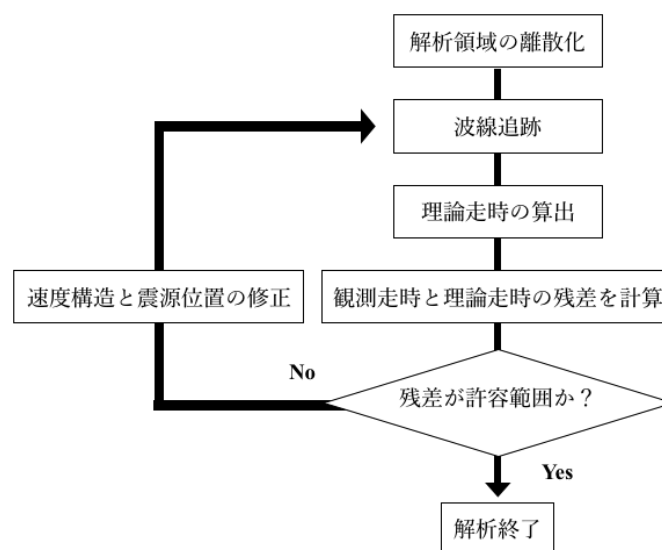


図 3-2 自然地震トモグラフィの解析手順.

3.1.2 順解析 (pseudo-bending 法)

順解析 (波線追跡) は, グラフ理論における最短経路問題として数値解析学分野において 20 世紀初頭より命題化されてきた. 著名なアルゴリズムとしては, 単一始点最短経路問題 (SSSP) を命題としたダイクストラ法やベルマン-フォード法, 全点对最短経路問題を命題としたワーシャル-フロイド法などがある. 地震波の波線追跡アルゴリズムとしては, Shooting 法 (たとえば Jacob, 1970) や Bending 法 (たとえば Wesson, 1971) がある. 本研究で用いるアルゴリズムは, 先験的に選定した射出角からトライアンドエラー的に最短距離となる波線経路を探索する Shooting 法や波線に関する偏微分方程式を差分形式に変換して逐次的に解く Bending 法ではなく, Um and Thurber (1987) によって考案された pseudo-bending 法である.

pseudo-bending 法は, フェルマーの原理を満たすように波線経路に反復的に摂動を与え, 最短となる走時を探索する手法である.

走時は式 (3-1) のように, 震源と観測点を端点として, 弾性波速度の逆数であるスローネスを線積分することによって表現される.

$$T = \int_{source}^{receiver} S \cdot ds \quad (3-1)$$

ここで T は走時, S はスローネス (弾性波速度 V の逆数), ds は波線距離に相当するパラメータを示している. 実際の走時計算は波線経路をセグメントに区分化した上で行われるため, セグメント k ($k=2$) についての走時 T は台形公式を用いると, 式 (3-2) のように示せる.

$$T = \sum_{k=2}^n |\underline{X}_k - \underline{X}_{k-1}| \left(\frac{1}{V_k} + \frac{1}{V_{k-1}} \right) / 2 \quad (3-2)$$

ここで n は区分化したセグメントの総数, \underline{X}_k は k 番目のセグメントの位置ベクトル, V_k は k 番目のセグメントの弾性波速度をそれぞれ示している. 仮に全てのセグメントの節点に対して同時に摂動を与えて走時の最小化を試みるとすると, 膨大な数の非線形解が生成される. pseudo-bending 法は, 膨大な非線形解を生み出さないために, 波線経路上における 3 点間の中点に対して, 反復的に摂動を与える手法 (近似 3 点摂動法) をとっている.

近似3点摂動法の概念図を図3-3に示す。3点における節点である \underline{X}_{k-1} と \underline{X}_{k+1} を固定した上で、波線経路上の midpoint である \underline{X}_k に摂動を与えて、セグメント間走時が最短となるように、新しい midpoint となる \underline{X}_k' を求める。 \underline{X}_k' を求めるにあたり、 \underline{X}_{k-1} と \underline{X}_{k+1} の空間的中点にあたる \underline{X}_{mid} から方向ベクトル \underline{n} 、オフセット R が定義される。 \underline{n} はフェルマーの原理より、最短走時となる波線の曲率方向における固有特性を用いることで推定され、 \underline{n} によって R が決定される。波線の曲率は式 (3-3) で示される。

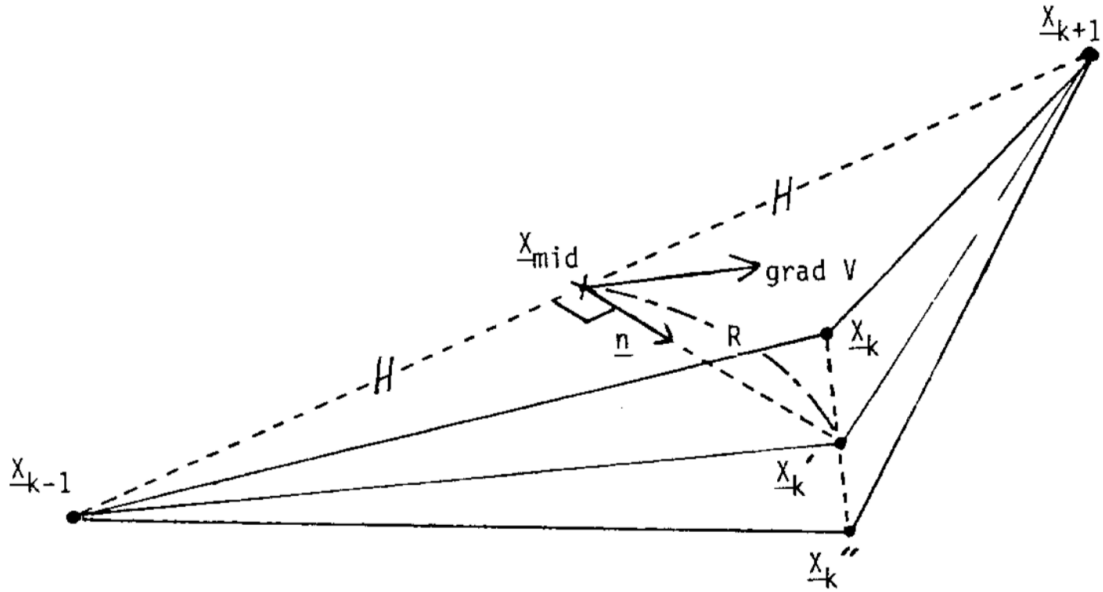


図3-3 pseudo-bending 法（近似3点摂動法）の概念図（Um and Thurber, 1987）.

$$\frac{-d^2 \underline{r}}{ds^2} = [(grad V) - (dV/ds)(d\underline{r}/ds)]/V \quad (3-3)$$

ここで \underline{r} は波線に沿った位置ベクトル、 $grad V$ は勾配を示している。したがって左辺は波線経路の較正、右辺は波線経路に垂直な速度勾配成分をそれぞれ示しており、位置ベクトルに垂直な速度勾配の成分が、波線経路の曲率に対して逆平行であるといえる。また、 \underline{X}_k' の方向は、 \underline{X}_{k-1} と \underline{X}_{k+1} の2つの端点間の線方向によって近似的に与えられる。すなわち、線方向に垂直な速度勾配の成分は曲率方向 \underline{n} を規定することになる。 \underline{X}_k' は式 (3-3) を近似的に満たすことになり、これに対する正しいオフセット方向 R を与えることになる。上述したように、 R は \underline{n} より求められており、式 (3-4) で \underline{n} が求められる。

$$\underline{n} = (\text{grad } V) - [(\text{grad } V) \cdot (\underline{X}_{k+1} - \underline{X}_{k-1})] \cdot (\underline{X}_{k+1} - \underline{X}_{k-1}) / |\underline{X}_{k+1} - \underline{X}_{k-1}|^2 \quad (3-4)$$

ここで右辺第二項は，波線方向に平行な速度勾配の成分を示している．

摂動を与えるにあたり， \underline{X}'_k での弾性波速度を推定する必要があり， \underline{X}_{k-1} と \underline{X}_{k+1} の空間的中点にあたる \underline{X}_{mid} をテイラー展開することにより，式(3-5)のように V'_k が得られる．

$$V'_k = V_{mid} + [\underline{n} \cdot (\text{grad } V)_{mid}] \cdot R \quad (3-5)$$

ここで $(\text{grad } V)_{mid}$ は， \underline{X}_{mid} の速度勾配を示している．以上より \underline{X}_{k-1} ， \underline{X}'_k ， \underline{X}_{k+1} の3点を結ぶセグメントに沿って式(3-2)を最小化することにより，曲率方向 \underline{n} に沿った正しい摂動量 R_c がより得られる（式(3-6)）．

$$R_c = -(cV_{mid} + 1) / \{4c\underline{n} \cdot (\text{grad } V)_{mid}\} + [(cV_{mid} + 1)^2 / \{L^2 / (2cV_{mid})\}]^{1/2} \quad (3-6)$$

ここで L は \underline{X}_{mid} から \underline{X}_{k+1} までの距離を， c は \underline{X}_{k-1} から \underline{X}_{k+1} までのスローネスの平均を示している．波線経路の節点を除くすべての点に対して，新しい中点 \underline{X}'_k を得るために式(3-4)，(3-6)を適用し，算出された走時が最速になるまで繰り返される．

Um and Thurber (1987) は，Bending 法などの従来法で最初に波線追跡を行い，初期波線経路を算出した上で摂動を与えており，摂動後の走時が規定値以内に収束するまで繰り返している．従来法より求めた初期波線経路と摂動を与えた後の波線経路の走時差は，以降の走時の精度を評価する閾値となり，パラメータ P としている．波線経路のセグメントはその後倍加され，その度に摂動を与えられた走時が計算され， P 以下となれば次のセグメントに移る．全てのセグメントに対して摂動が与えられ，なおかつ P 以下となった時に繰り返し計算を終了する．アルゴリズムのフローチャートを図(3-4)に示す．

またこのアルゴリズムの特徴として，セグメントの総数が増えすぎると摂動量が過小評価され，収束速度が遅くなる．また，初期値依存性があり，不均質性が高い構造においては正確な波線経路が得られないことがある．さらに，遠すぎる震源を用いると摂動量が過大評価され，波線距離が最小を取らない場合がある．収束性向上の方策として，セグメントを少数に区分することもできるが，セグメントが少なすぎると摂動後の走時が長くなる場合がある．そこで Um and Thurber (1987) は，摂動量を拡大することによって収束率を強化している．摂動量の拡大における強化係数を F ($F \geq 1$) で表される場合，新たに摂動を与えられた \underline{X}''_k は式(3-7)で示される．

$$\underline{X}_k'' = F(\underline{X}_k' - \underline{X}_k) + \underline{X}_k \quad (3-7)$$

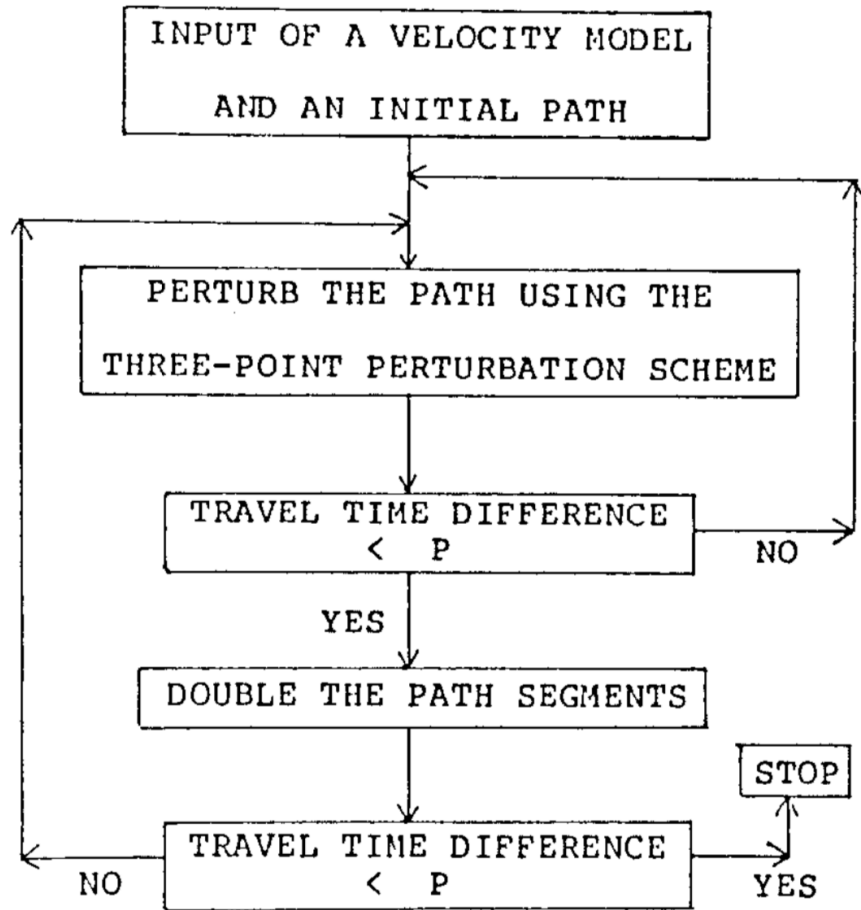


図 3-4 pseudo-bending 法のアルゴリズム (Um and Thurber, 1987).

3.1.3 逆解析 (非線形ダンプト最小二乗法)

最小二乗法は、得られたデータの誤差の二乗和を最小とするモデルパラメータを見つけ出す手法であり、観測や実験などから得られる測定値に理論式を当てはめて解析する場合において広く用いられる。地震波や X 線解析ピーク、赤外線吸収スペクトルなどのような観測波形を分離又は分解する場合においてもこの手法は有効である。最小二乗法は、当てはめようとするモデル関数が未知パラメータに関して線形であるか非線形であるかにより、線形モデルと非線形モデルに区別される。初めに、最小二乗法の基本的概念を以下に示す。

今、 m 回の測定で得られた測定値である $\bar{y}_i (i = 1, 2, 3, \dots, m)$ に、 n 個のパラメータを持つモデル関数 $f_i(\bar{x})$ を当てはめる場合を考える。一般に各測定値における測定条件およ

び方法を指定する量を横座標として表すが、ここでの \bar{x} は測定の横座標ではなく、最適化しようとするパラメータを表している。また重みとして w_i を与えた。最小二乗法は、上述したように観測値と理論値の残差二乗和を式 (3-8) を用いて、最小にするパラメータである $\bar{x}_j = (j = 1, 2, 3, \dots, n)$ を求めるものである。

$$s(\bar{x}) = \sum_{i=1}^m w_i (y_i - f_i(\bar{x}))^2 \quad (3-8)$$

次にこの式を展開していく。容易に展開するため $w_i = 1$ の場合について考える。

$\bar{y}_i (i = 1, 2, 3, \dots, m)$ の残差二乗和が各パラメータ \bar{x}_k に関して最小となるには、その微分が0となればよい。したがって、式 (3-9) を解けばよい。

$$\frac{\partial S(\bar{x})}{\partial \bar{x}_k} = -2 \sum_{i=1}^m \frac{\partial f_i(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j} \{y_i - f_i(\bar{x})\} = 0 \quad (3-9)$$

式 (3-8) の微分係数行列はヤコビアン (Jacobian) 行列と呼ばれ、その各要素は式 (3-10) で定義される。

$$A_{ij} = \frac{\partial f_i(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j} \quad (3-10)$$

次に非線形モデルでの最適パラメータ推定法について論述する。非線形モデルにおける最適パラメータ推定法には、非線形ダンプト最小二乗法を使用した。この方法は、反復解法 (反復改良法 : Gauss-Newton 法) を応用したものである。反復解法は二回微分をするだけで、停留点を見つけ出せるものだが、その関数が最小値とは限らない問題が議論されてきた。その問題を解決したものが非線形ダンプト最小二乗法である。初めに、Gauss-Newton 法を示す。

反復改良 m 回目のとき、近似値 $\bar{x}^{(m)}$ に対する修正ベクトル $\overline{\Delta x}$ は式 (3-11) で表される。

$$\overline{\Delta x} = \bar{x}^{(m+1)} - \bar{x}^{(m)} \quad (3-11)$$

式 (3-11) は Newton-Raphson 法より、式 (3-12) と示せる。

$$\sum_{k=1}^m \frac{\partial^2 S(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j \partial \bar{x}_k} \Delta \bar{x}_k = -\frac{\partial S(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j}, (j = 1, 2, 3, \dots, m) \quad (3-12)$$

式 (3-12) を式 (3-9) を参照して展開すると、式 (3-13) と示せる。

$$\frac{\partial^2 S(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j \partial \bar{x}_k} = 2 \sum_{i=1}^m \left[\frac{\partial f_i(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j} \cdot \frac{\partial f_i(\bar{x})}{\partial \bar{x}_k} - \frac{\partial^2 f_i(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j \partial \bar{x}_k} \{\bar{y}_i - f_i(\bar{x})\} \right] \quad (3-13)$$

Gauss-Newton 法は、式 (3-13) の右辺の第 2 項を除去した上で、式 (3-12) を解く方法である。第 2 項を除去した式 (3-13) と式 (3-9) を、式 (3-12) に代入することにより式 (3-14) を導ける。

$$\sum_{k=1}^m \left\{ \sum_{i=1}^m \frac{\partial f_i(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j} \cdot \frac{\partial f_i(\bar{x})}{\partial \bar{x}_k} \right\} \Delta \bar{x}_k = \sum_{i=1}^m \frac{\partial f_i(\bar{x})}{\partial \bar{x}_j} \{\bar{y}_i - f_i(\bar{x})\} \quad (3-14)$$

ここで変数ベクトル \bar{s} とヤコビ行列 J 、残差のベクトル \bar{F} を用いて、反復公式は式 (3-15) と示される。反復公式よりヤコビ行列を変形すると、式 (3-16) が導ける。

$$\bar{s}_{k+1} = \bar{s}_k + \Delta \bar{s} \quad (3-15)$$

$$J^T J \Delta \bar{s} = -J^T \bar{F} \quad (3-16)$$

式 (3-16) の形は正規方程式と呼ばれる。すなわち非線形関数を線形近似した解が $\Delta \bar{s}$ となり、これを更新式として反復計算を行う。

本研究では観測値（観測走時）と理論値（理論走時）との差を二乗和で評価し、尤度を最大とするパラメータ推定を行うが、一般的に波線の逆解析で使用するガウス関数は、未知パラメータの線形結合で表すことができないため非線形問題となる。非線形性を伴うもっとも大きな要因は、未知の地震（自然地震）を震源データとして用いていることである。これにより、波線経路および再決定された震源と時間の速度構造への依存性、震源位置自体の非線形性、逆解析中のある時点において大きなエラーを含んだデータの重みを小さくする選択などの非線形問題を解くことになる。非線形性をもつ最小二乗解は安定性に欠く。そこで本研究では最小二乗解の安定性を向上させるために、

Thurber (1981) などによって導入されてきた非線形ダンプト最小二乗法を用いて、パラメータ推定を行った。この手法は各セルを通過する波線の総量と方向性からダンピングパラメータを決定するものであり、誤差関数に組み込まれる。

3.1.4 NUCM (Non-Uniform Cell Model) と PIM (Partial Inverted Model)

本研究では、震源データとして近地地震に加えて遠地地震を用いている。遠地地震を震源データとした、火山体の内部構造推定を目的とした研究事例はいくつか存在する。Ellsworth and Koyanagi (1977) はキラウエア火山を対象とし、深さ 70km まで至る地殻構造および上部マントル構造を推定している。Sharp et al. (1980) はエトナ火山を対象とし、火山体直下深部における大規模な溶融体の存在を示唆している。

遠地地震を用いることにより、上記のように近地地震ではほぼ不可能な深部速度構造の推定が可能となるメリットがある。デメリットとしては、逆解析において、velocity unknowns すなわち解くべきパラメータの総数が膨大になることである。一般的な走時トモグラフィ法は、解像度を維持するために観測点密度と同等のセルサイズを用いる必要がある。しかしモデルサイズは、遠地地震を包含するために大きくする必要がある。つまり、小さいセルサイズかつ大きいモデルサイズを用いるために、逆解析において膨大な解くべきパラメータが生成されてしまうのだ。また、これにより逆解析の収束速度が著しく損なわれる。セルサイズを大きくすることにより、対応することも可能ではあるが、解像度の低下と走時誤差の増加を招く。したがって、遠地地震を震源データとして用いる場合、モデルおよびセルサイズのデザインを十分に検討する必要がある。検討事項は以下の通りである。

1. 高解像度維持するために、観測点密度と同等のセルサイズを設定する。
2. 高精度を維持するために、逆解析において解くべきパラメータの総数を低減する。

NUCM と PIM は、遠地地震を用いる時のデメリットを克服するために考案された手法である。NUCM (Non-Uniform Cell Model) は、高解像度の維持を目的として考案されたモデルデザインの手法である（たとえば Thurber, 1987; Sambridge and Gudmundsson, 1998）。この手法は、探査対象の領域（ローカルモデル）とそれを含む広域的な領域（レンジモデル）の 2 つのモデルに分割した上で、ローカルモデルを細かいセルに分割し、レンジモデルを粗いセルに分割するものである。

PIM (Partial Inverted Model) は、逆解析における解くべきパラメータの総数を低減す

るために考案されたモデルデザインの手法である（たとえば Roecker, 1982; Eberhart-Phillips, 1990）. この手法は、探査対象のローカルモデルのみにおいて速度構造の更新を行い、ラージモデルでは速度構造の更新を行わないというものである.

NUCM と PIM を組み合わせることによって、探査対象の領域であるローカルモデルを高解像度に表現することが可能になると同時に、逆解析における解くべきパラメータの総数を低減することが可能になる. しかし、PIM によりラージモデルの速度構造を固定しても、震源の位置は修正されることになる. 速度構造と震源は精度においてカップリング関係にあるため (Thurber, 1992)、震源パラメータに誤差が含まれている場合、速度構造にも誤差が反映される.

3.2 マルチステップ走時トモグラフィ法

5.3.1 概論

マルチステップ走時トモグラフィ法は、探査対象領域における高解像度の維持を目的として考案された NUCM と、逆解析における解くべきパラメータの低減を目的として考案された PIM の組み合わせを拡張した手法であり、Bai and Greenhalgh (2005) によって初めて提唱され、パプアニューギニアのラバウル火山に適用し、マグマ溜まりの推定に成功している. NUCM+PIM との大きな差異は、ラージモデルにおいて順解析を行った後に、ローカルモデルと交差する点 (crossing points) を取得し、遠地地震の震源を crossing points へ置き換えることである. 移行することにより、震源データは近地地震と crossing points のみになり、完全にローカル問題へと帰着することが可能になる.

この手法は NUCM+PIM と比較して、精度を大きく向上させることができる. マルチステップ走時トモグラフィ法における全領域を対象とした順解析は、1 回のイタレーションにおいて 1 回しか行わないため、計算速度を落とすことなくラージモデルを比較的細かいセルに分割することができる. そのため、より高い精度の走時および波線経路を算出することができる. 一般的な走時トモグラフィにおいて、ラージモデルを細かく分割した上で逆解析を行うと、膨大な不確実なパラメータを解く必要がある. しかし crossing points を取得することによって、遠地地震を crossing points に転置した後に限っては、ラージモデルにおける震源および速度構造の不確実性がローカルモデルに及ぼす影響を除外することができるため、解析において精度を維持することができる. すなわち、crossing points を取得することによって、逆解析の対象はローカルモデルのみとなるため、膨大な総数の不確実なパラメータを考慮することなく、順解析においてラージモデルを細かく分割することができる. しかし、ラージモデルにおける誤差が大きすぎると crossing points が誤配置となる可能性がある. 誤配置は滑らかかつ比較的現実的な

速度構造モデルを、初期モデルとして用いることである程度改善することができる。したがって、最初に粗いセルのラージモデルにおいて、逆解析を行うことが必要になる。

5.3.2 方法

マルチステップ走時トモグラフィ法の解析手順を以下に示す。

1. 粗いセルのラージモデルにおいて逆解析を行い、速度構造モデルを取得し、このモデルを初期モデルとする。
2. ラージモデルにおいて順解析を行い、crossing points を取得する。
3. 震源（オリジナル）から crossing points までの理論走時（ $TT_{cal}(org.-cross.)$ ）を取得する。
4. 観測点で得られた観測走時（ $TT_{obs.}(orig.)$ ）と $TT_{cal}(org.-cross.)$ の差分より、crossing points から観測点までの観測走時（ $TT_{obs.}(cross.-rec.)$ ）を取得する。
5. 近地地震および crossing points を震源データとして、ローカルモデルにおいて逆解析を行う。
6. 修正された速度構造を用いて、ラージモデルにおいて再び順解析を行う。
7. 新しい crossing points を取得する
8. 震源(オリジナル)から新しい crossing points までの理論走時($TT_{new-cal}(org.-cross.)$)を取得する。
9. 観測走時（ $TT_{obs.}(orig.)$ ）と $TT_{new-cal}(org.-cross.)$ の差分より、crossing points から観測点までの観測走時（ $TT_{new-obs.}(cross.-rec.)$ ）を取得する。
10. 修正されたローカルモデルにおいて逆解析を行う。
11. 上記 2-10 を繰り返して、走時残差の RMSE 許容値以内であれば解析を終了する。

以下に crossing points を取得する際の留意点を示す。

1. 同一震源と観測点とのジオメトリによって波線の入射角が異なるため、crossing points は観測点の分だけ現れる。すなわち、1 つの crossing points は 1 つの観測点のみに対応する。
2. 遠地地震の波線経路がローカルモデルと交差する地点で crossing points は取得できるが、交差地点における経路の軌跡として 2 つのタイプが考えられる。1 つ目は、上方から入射してくる波、すなわちこの先に下方へ弧を描くような軌跡をたどる波である。2 つ目は、下方から入射してくる波、すなわちこの先は地表の観測点に向かって鉛直上向き方向に延びる軌跡をたどる波である。前者はローカルモデルから出ることも考えられる。すなわち、1 つの波線に対して 2 つの crossing points をマ

ッピングすることになる。本手法における crossing points は上記のタイプについては考慮せず、あくまでも最初に交差するポイント（First crossing points）を crossing points として取得することにした。

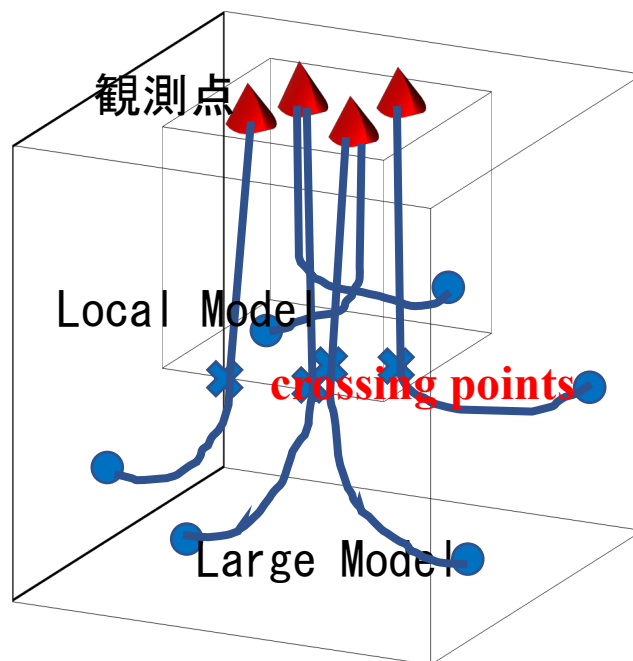


図 3-3 マルチステップ走時トモグラフィ法の概念図.

第4章 数値実験

4.1 はじめに

本研究では、実データを用いた解析に先立ち、以下2つの数値実験を行った。すなわち、震源データセットを変化させる数値実験（数値実験1）とローカルモデルのサイズを変化させる数値実験（数値実験2）である。数値実験1では、震源データとして近地地震に加えて crossing points を用いた時、解析精度が向上するのかを調べた。数値実験2では、ローカルモデルのサイズが解析精度に与える影響について調べた。

4.2 数値実験1（パラメータ：震源データ）

4.2.1 概要

数値実験1におけるパラメータは震源であり、ケース1近地地震のみ、ケース2 crossing points のみ、ケース3近地地震+crossing points の3ケースで解析を行った。手法としては、3ケース共通でローカルモデルに速度不均質を配置した上で、波線追跡を行い、疑似観測走時を作成する。その後トモグラフィを行い、速度不均質の再現度より各震源パラメータを評価する。ケース2および3で用いる crossing points は、疑似観測走時作成の際に取得する。そして疑似観測走時と震源から crossing points までの走時の差分により、crossing points から観測点までの走時を取得し、それを観測走時としている。Bai and Greenhalgh（2005）も震源データをパラメータとしたスタディを行っており、近地地震+crossing points を震源データとして用いることの有用性を示している。したがって、数値実験1においては、モデル、震源データ、観測点を Bai and Greenhalgh（2005）と同様に設定した。

4.2.2 データ

モデルサイズはラージモデルを $500 \times 500 \times 60 \text{ km}$ 、ローカルモデルを $100 \times 100 \times 30 \text{ km}$ とした。ラージモデルにおけるセルサイズは $10 \times 10 \times 10 \text{ km}$ 、ローカルモデルにおけるセルサイズは $5 \times 5 \times 30 \text{ km}$ とした。ラージモデルは滑らかな均一構造としている。ローカルモデルには速度不均質を与えている。深さ 0km 地点の中心部において、20km 四方で +25.00% の速度不均質を、深さ 20km 地点の中心部の東西において、20km 四方で $\pm 16.67\%$ の速度不均質をそれぞれ与えた。観測点は深さ 0km に $\sqrt{2} \times 5 \text{ km}$ の間隔を空けて計 41 地点配置した。震源データとして用いる近地地震と遠地地震は、それぞれ深さ 5km と 0km に 20 個ずつ配置した。なお数値実験1はP波のみを用いている。図4.1、4.2にそれぞれ震源と観測点の分布図と速度不均質を与えたモデル構造を示す。解析に用いた

速度構造は表 4.1 で示す.

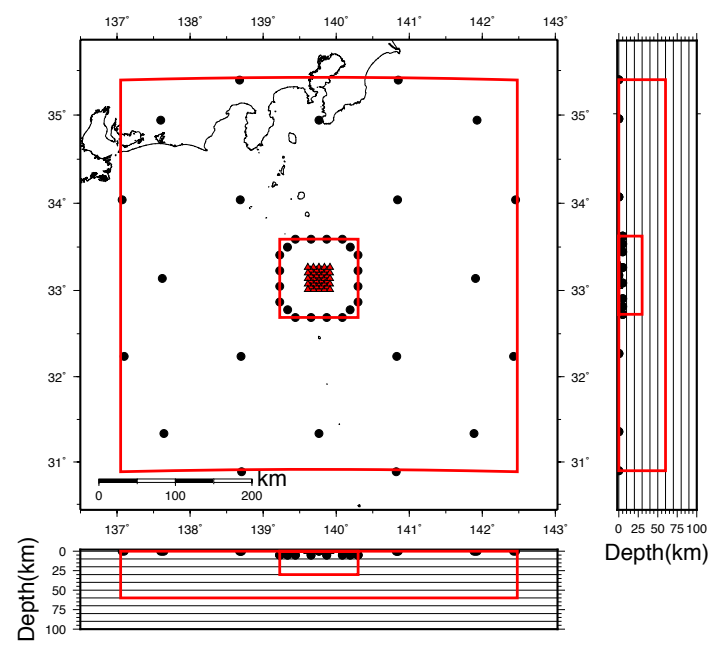


図 4.1 震源および観測点分布図. 大枠：ラージモデル，小枠：ローカルモデル，赤三角：観測点（41 個），黒丸：震源（ローカルモデル内 20 個，ラージモデル内 20 個）

表 4.1 解析に用いた 1 次元速度構造.

深さ	P波速度
0km	4.0km/sec
5・10km	5.0km/sec
15・20km	6.0km/sec
25・30km	7.0km/sec
35・40km	7.5km/sec
45・50km	8.0km/sec
55・60km	8.5km/sec

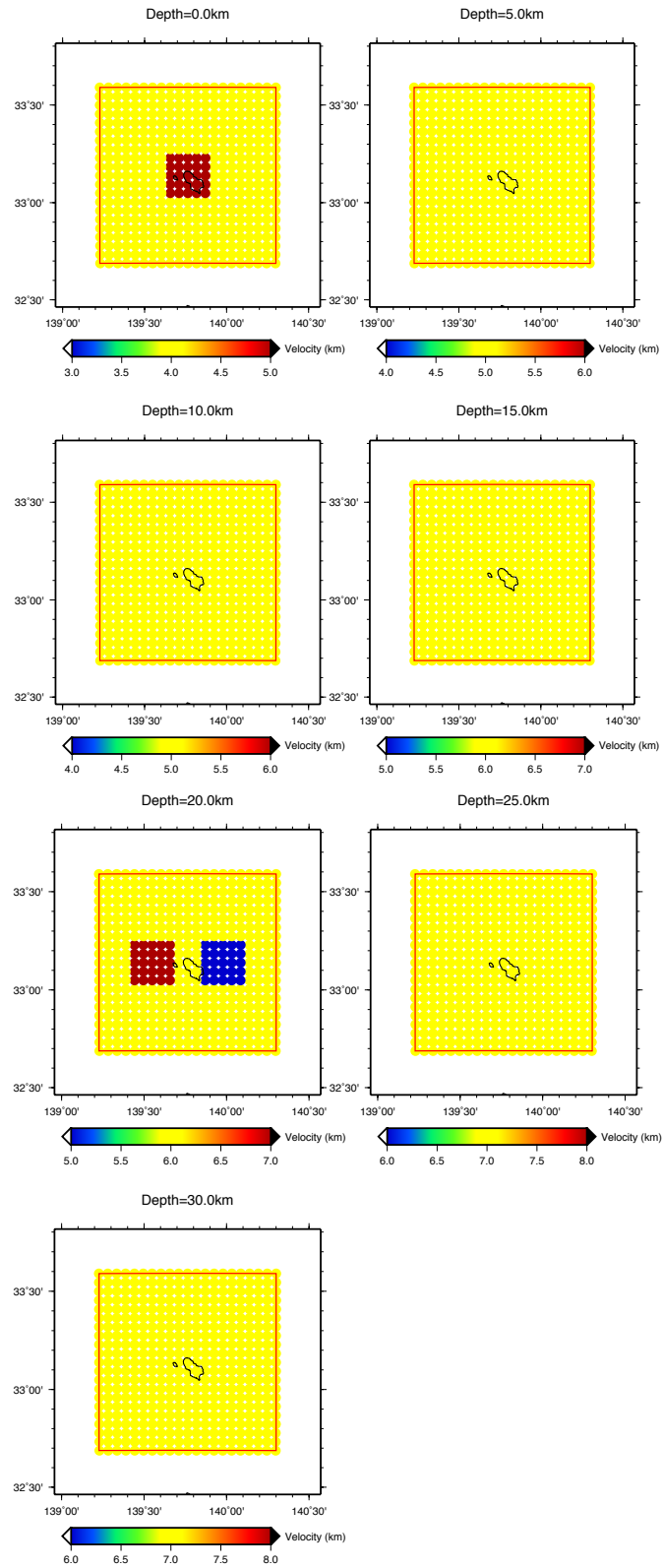


図 4.2 速度不均質を与えたモデル構造.

4.2.3 ケース 1. 近地地震を震源データとしたときの結果

ケース 1 では、震源データとして近地地震 20 個のみを使用している。すなわち、全ての震源はローカルモデル内に存在するため、crossing points の取得は行っていない。

図 4.3 に近地地震の震源と観測点の分布図を、図 4.4 に波線経路をそれぞれ示す。

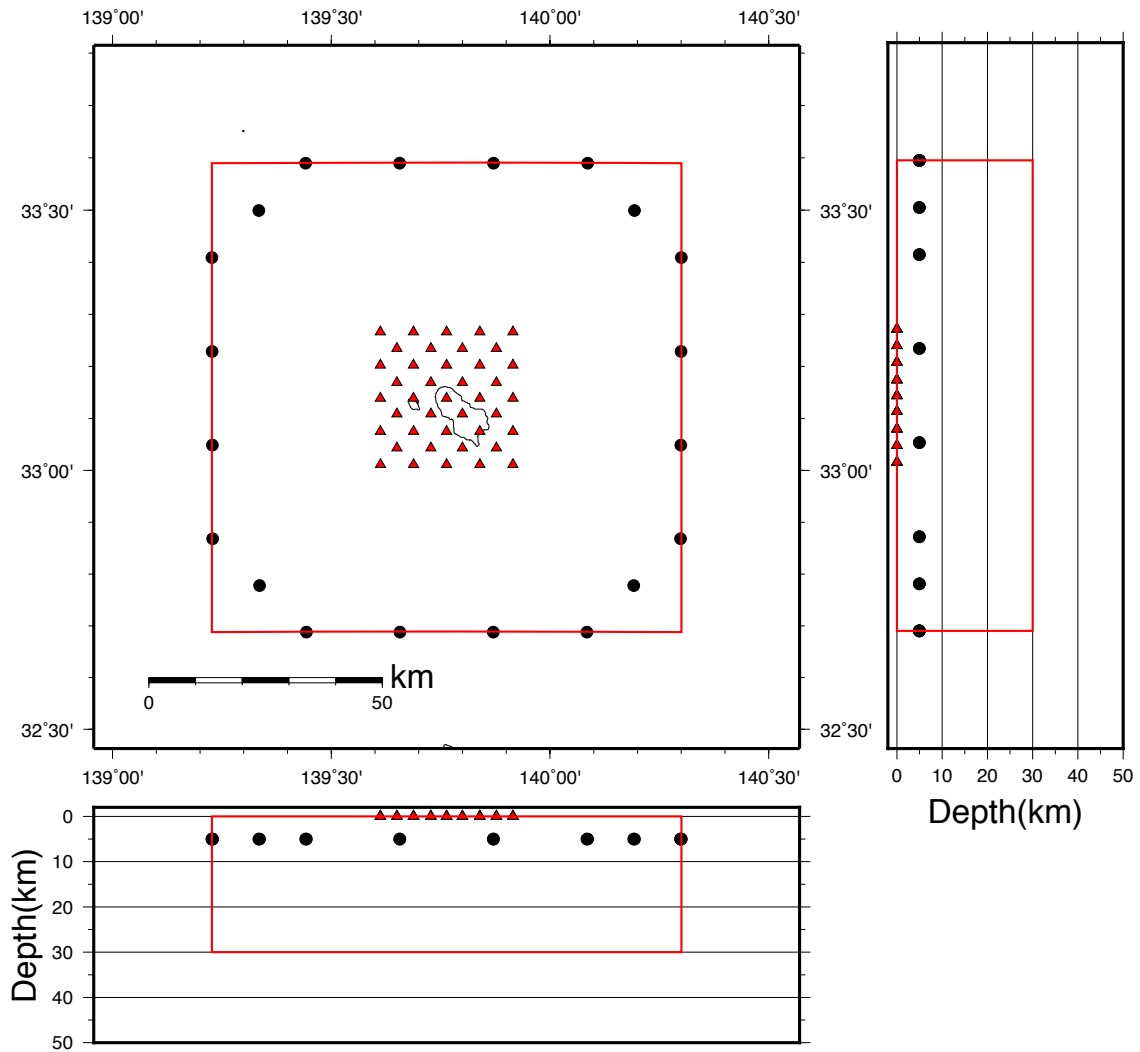


図 4.3 近地地震の震源および観測点分布図. 赤枠：ローカルモデル (100km), 赤三角：観測点 (41 個), 黒丸：近地地震の震源 (20 個)

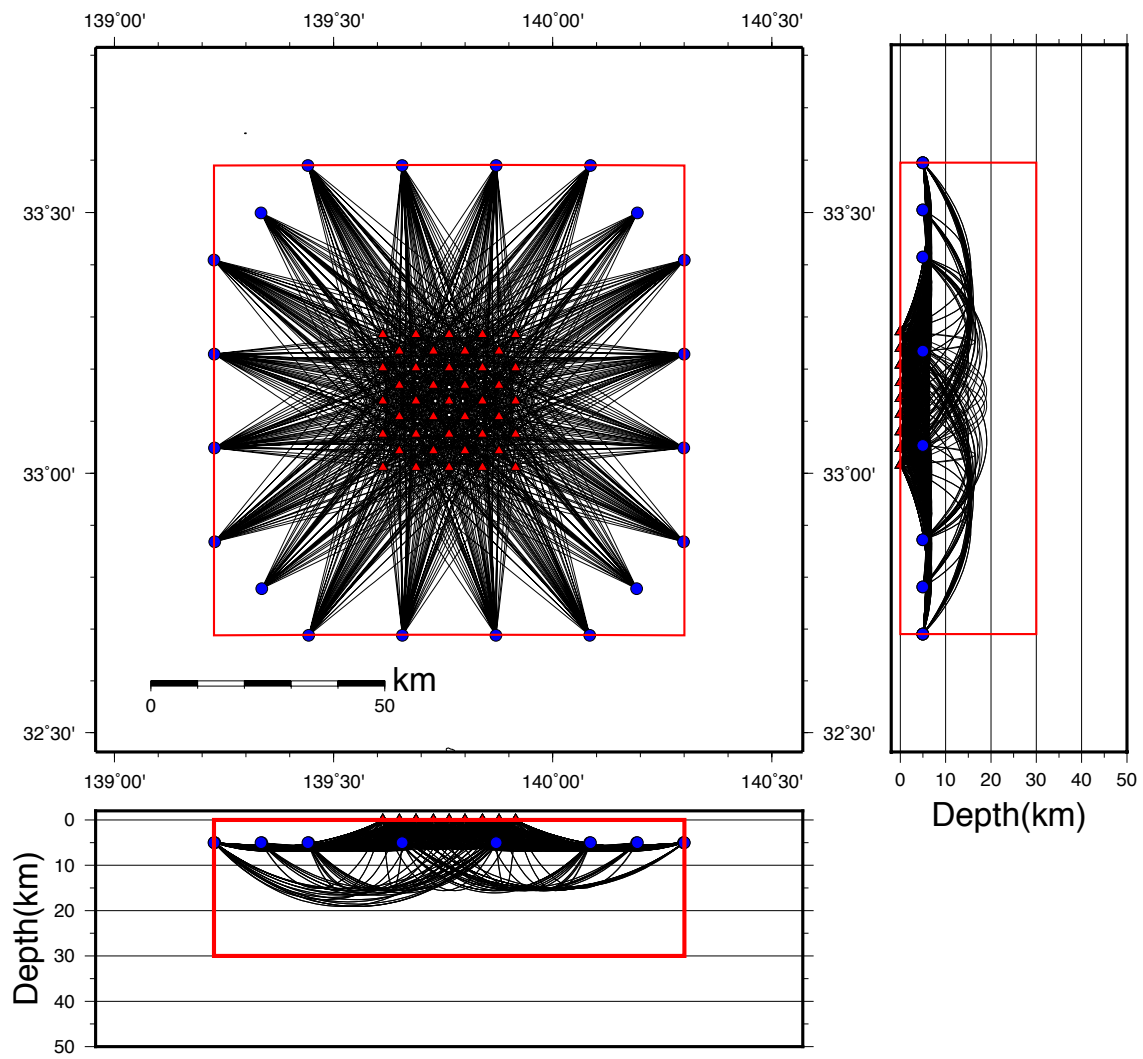
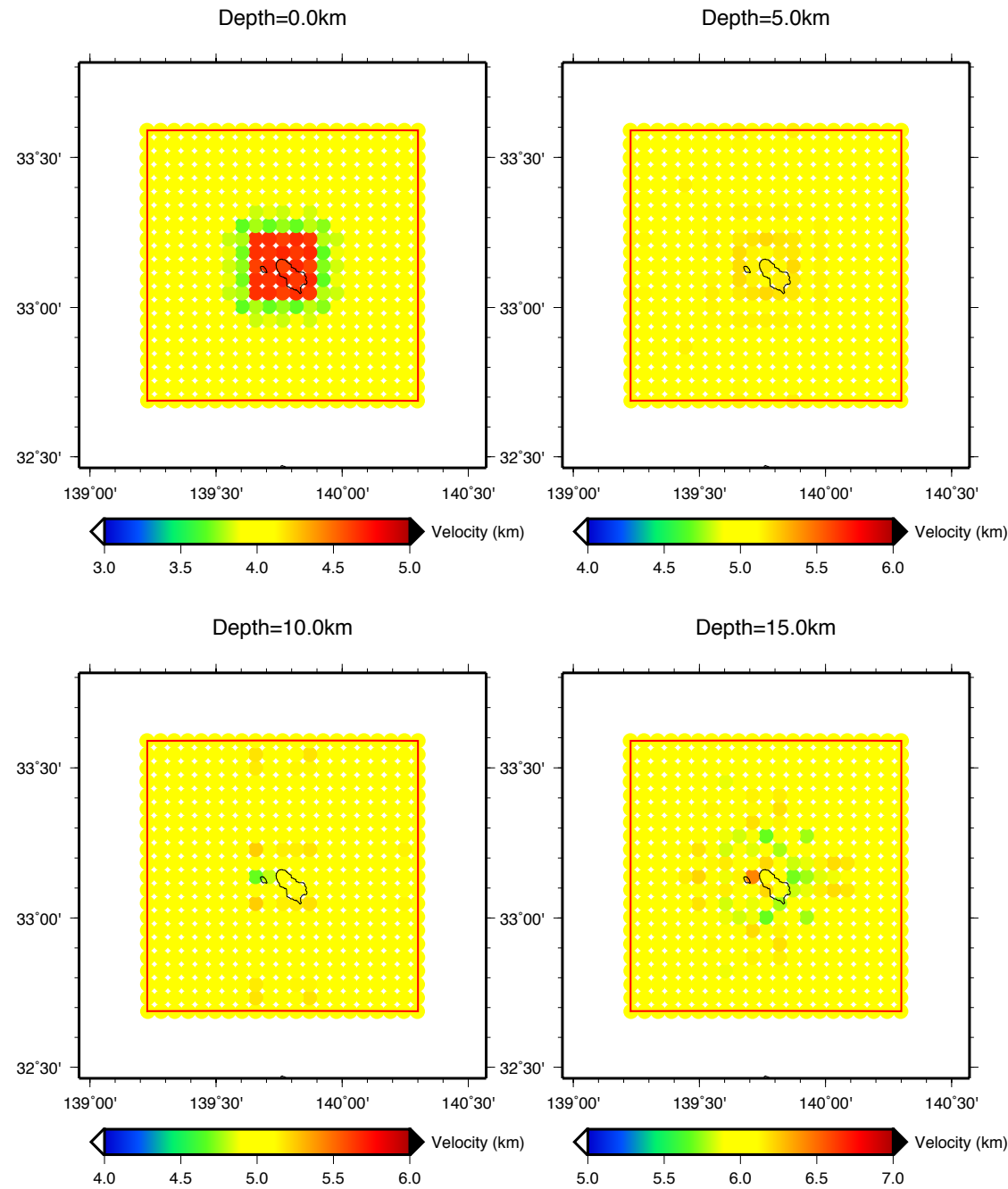


図 4.4 近地地震の波線経路. 赤枠：ローカルモデル (100km), 赤三角：観測点 (41 個), 青丸：近地地震の震源 (20 個)

結果を以下の図 4.5 に示す.



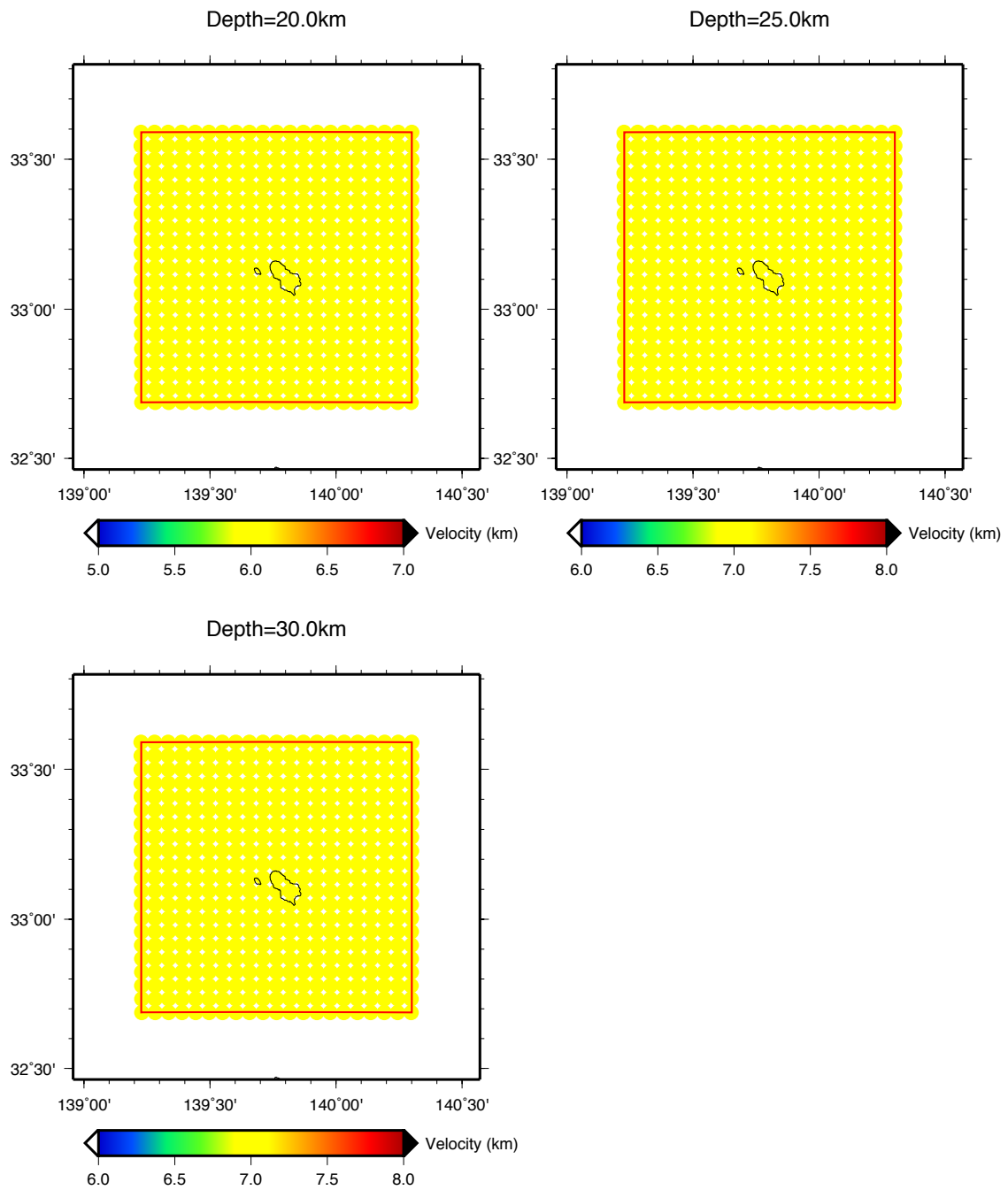


図 4.5 近地地震のみを震源データとしたときの速度構造

図 4.5 より、近地地震のみを使用したとき深さ 20km の速度不均質を表現することができなかった。浅部は波線密度が高く、精度よく表現することができたが、深さ 20km 以深については波線が通過しておらず解析精度が低い結果となった。

4.2.4 ケース 2. crossing points のみ震源データとしたときの結果

ケース 2 では、震源データとして crossing points の 820 個を使用している。crossing points はラージモデルにおいて波線追跡を行い、遠地地震から置き換えられたものである。図 4.6 に遠地地震の震源と観測点の分布図を、図 4.7 に波線追跡後に得られた crossing points と観測点の分布図を、図 4.7 に crossing points を震源としたときの波線経路をそれぞれ示す。

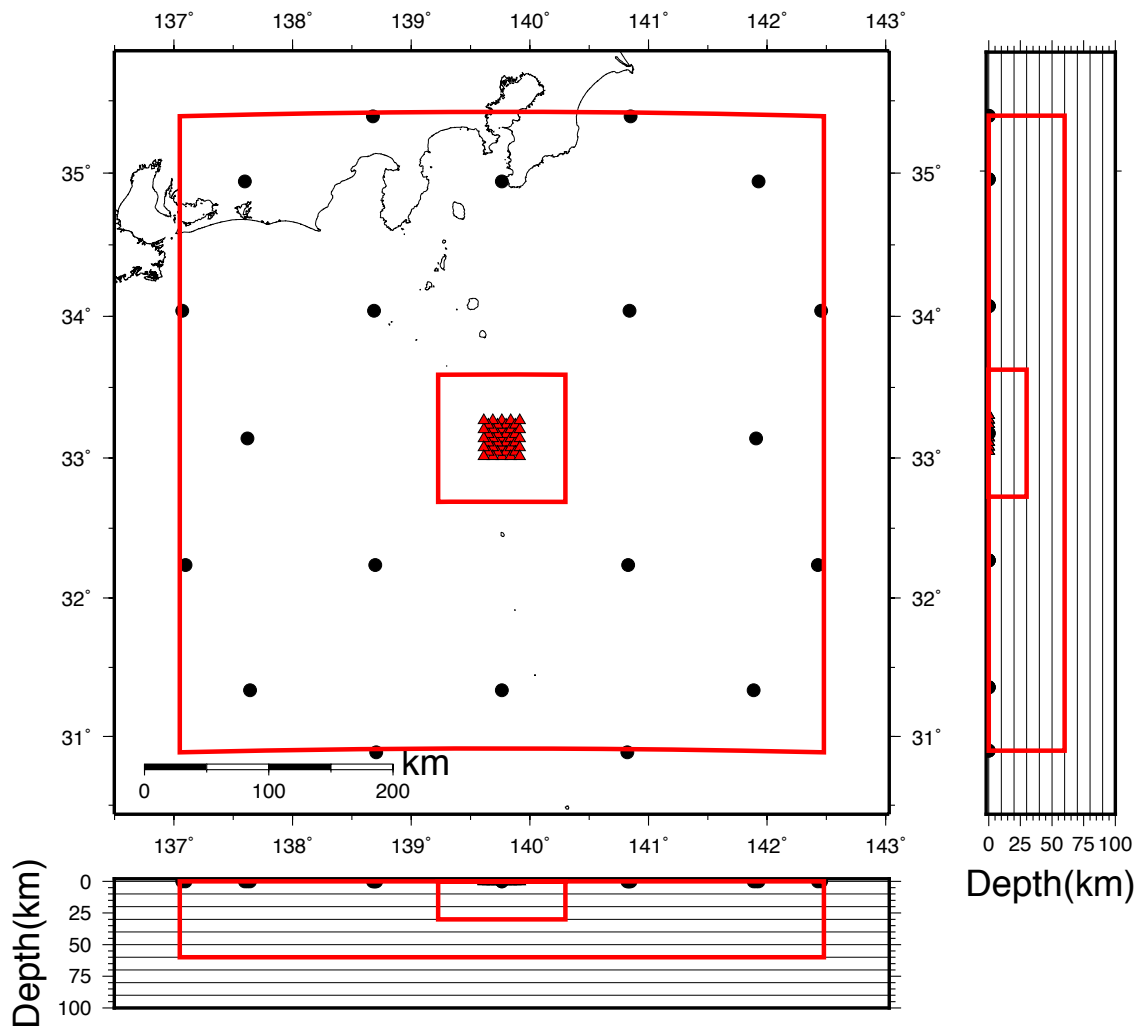


図 4.6 遠地地震の震源および観測点分布図. 赤枠：ラージモデルおよびローカルモデル (500km, 100km), 赤三角：観測点 (41 個), 黒丸：遠地地震の震源 (20 個)

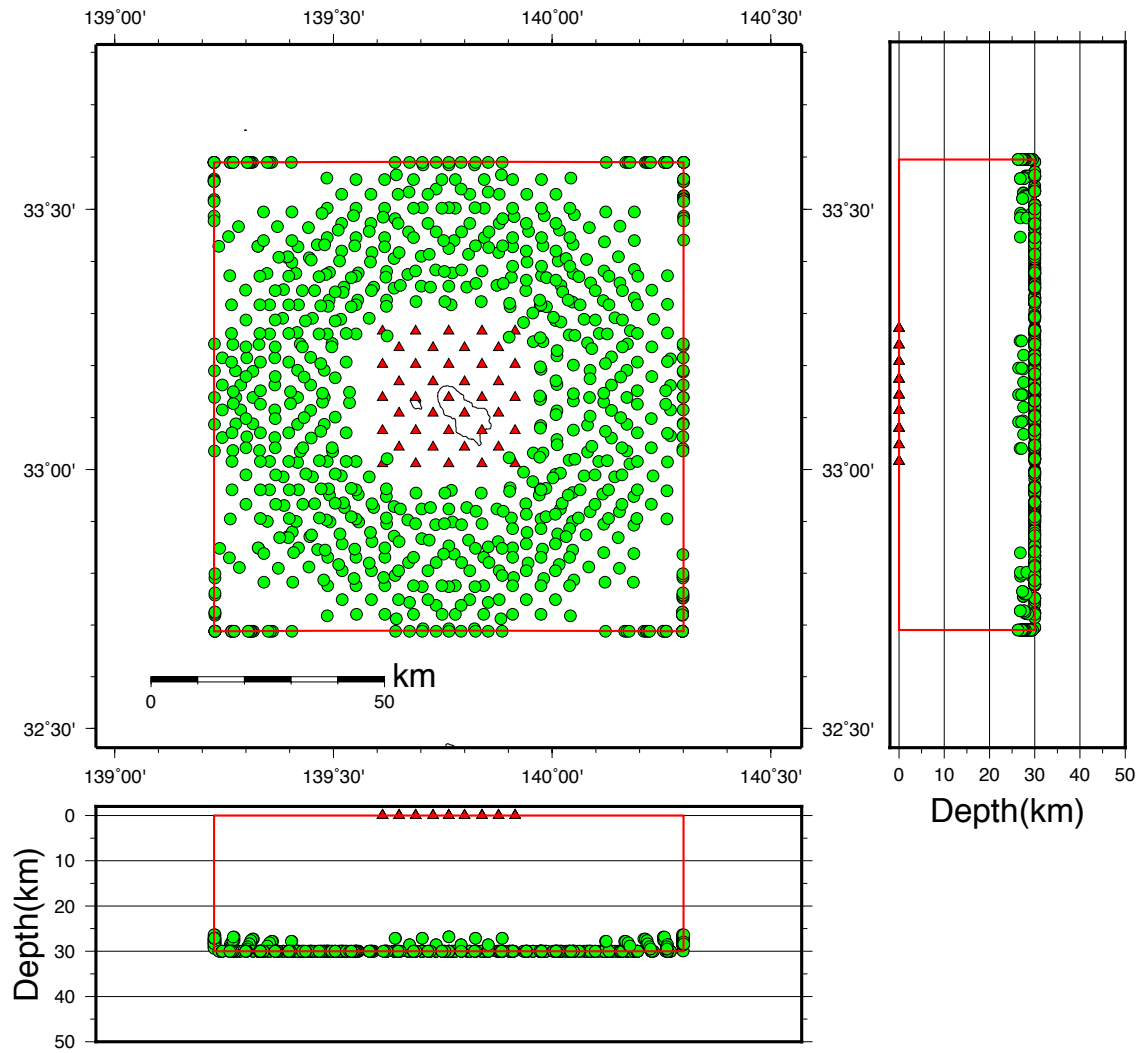


図 4.7 波線追跡後に得られた crossing points と観測点の分布図．赤枠：ローカルモデル (100km)，赤三角：観測点 (41 個)，緑丸：crossing points の震源 (820 個)

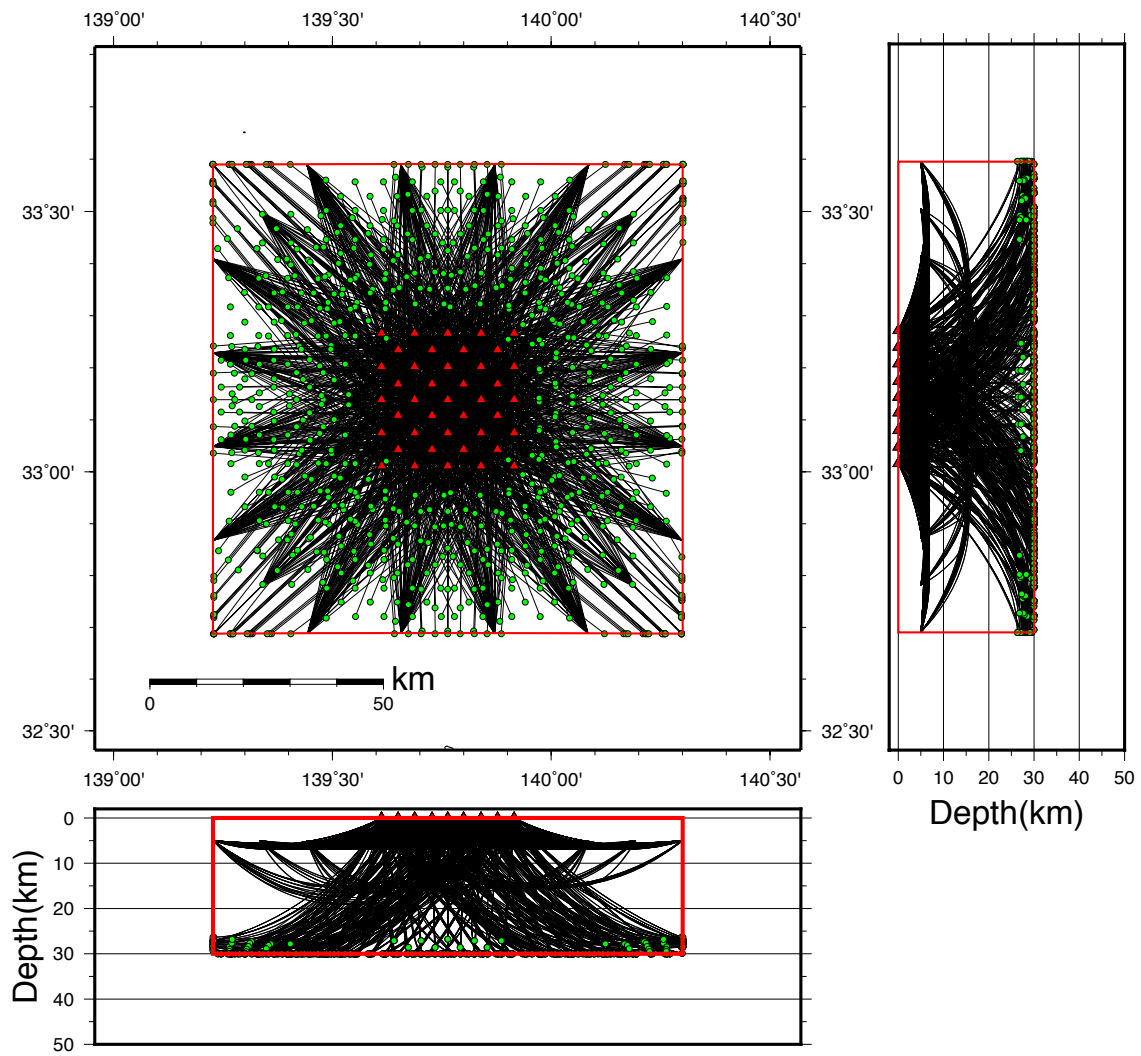
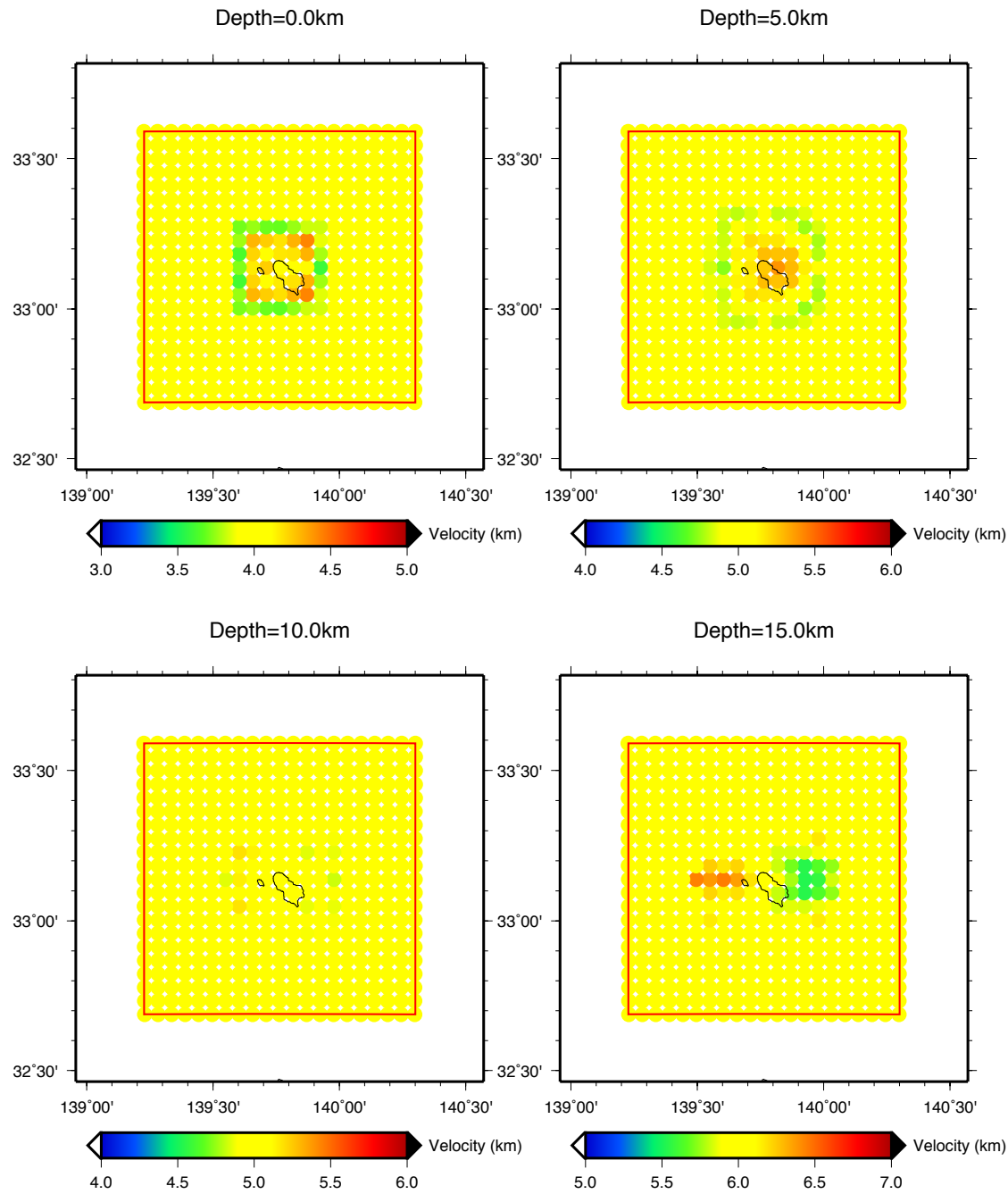


図 4.8 crossing points の波線経路. 赤枠：ローカルモデル (100km), 赤三角：観測点 (41 個), 緑丸：crossing points の震源 (820 個)

結果を以下の図 4.9 に示す.



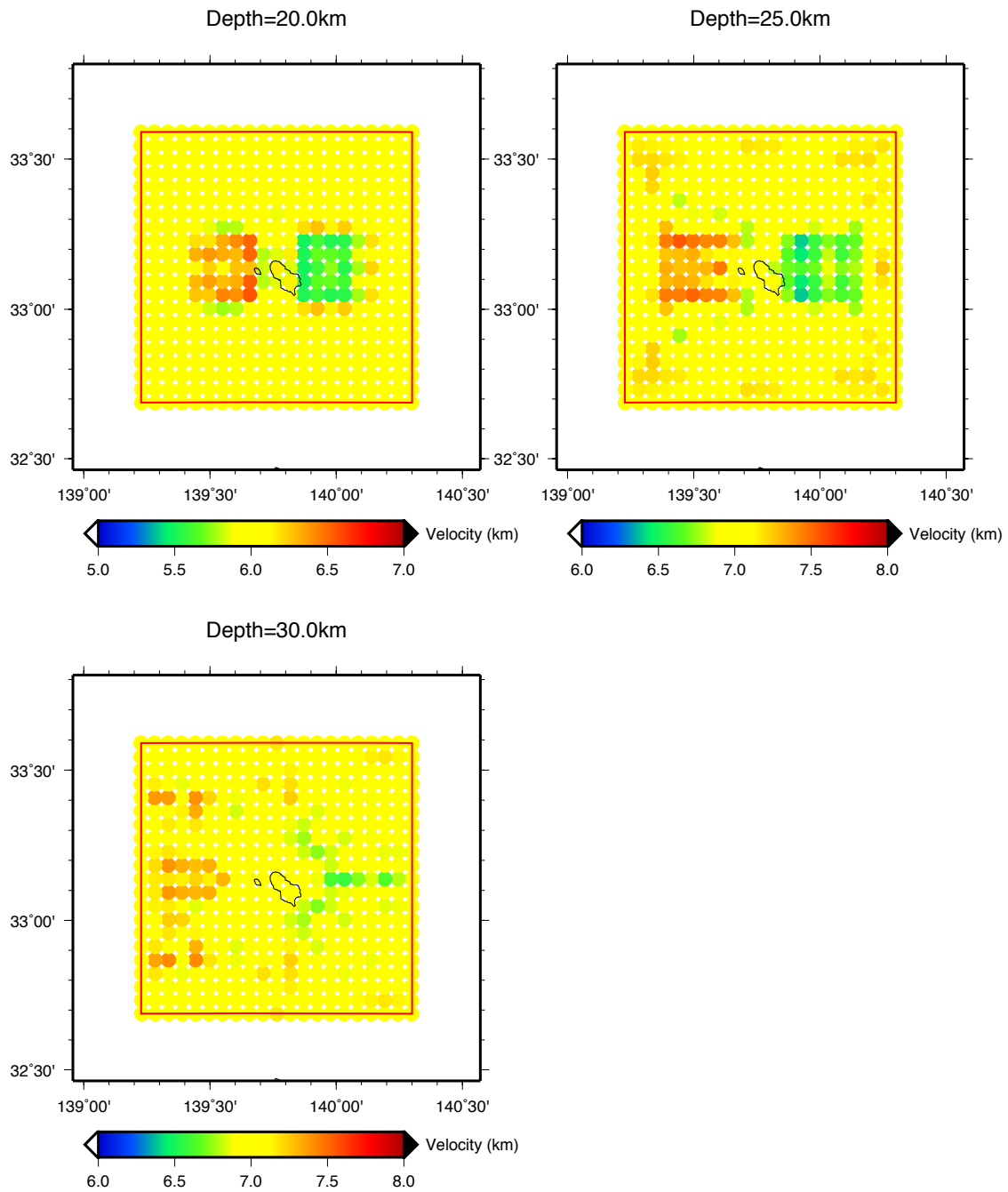


図 4.9 遠地震のみ（crossing points）を震源データとしたときの速度構造

図 4.9 より crossing points のみを震源データとして用いたとき、ケース 1 よりも深部の速度不均質を表現することができた。しかし 10km より浅い構造では、屈折波が著しく不足し、鉛直上向きの波しか通過しないため解析精度が低下している。結果として深さ 0km に配置した速度不均質を表現することはできなかった。

4.2.5 ケース 3. 近地地震+crossing points を震源データとしたときの結果

ケース 3 では、震源として近地地震と crossing points をそれぞれ 20 個と 820 個使用している。crossing points はラージモデルにおいて波線追跡を行い、遠地地震から置き換えられたものである。図 4.10 に近地地震と波線追跡後に得られた crossing points と観測点の分布図を、図 4.11 に crossing points を震源としたときの波線経路をそれぞれ示す。

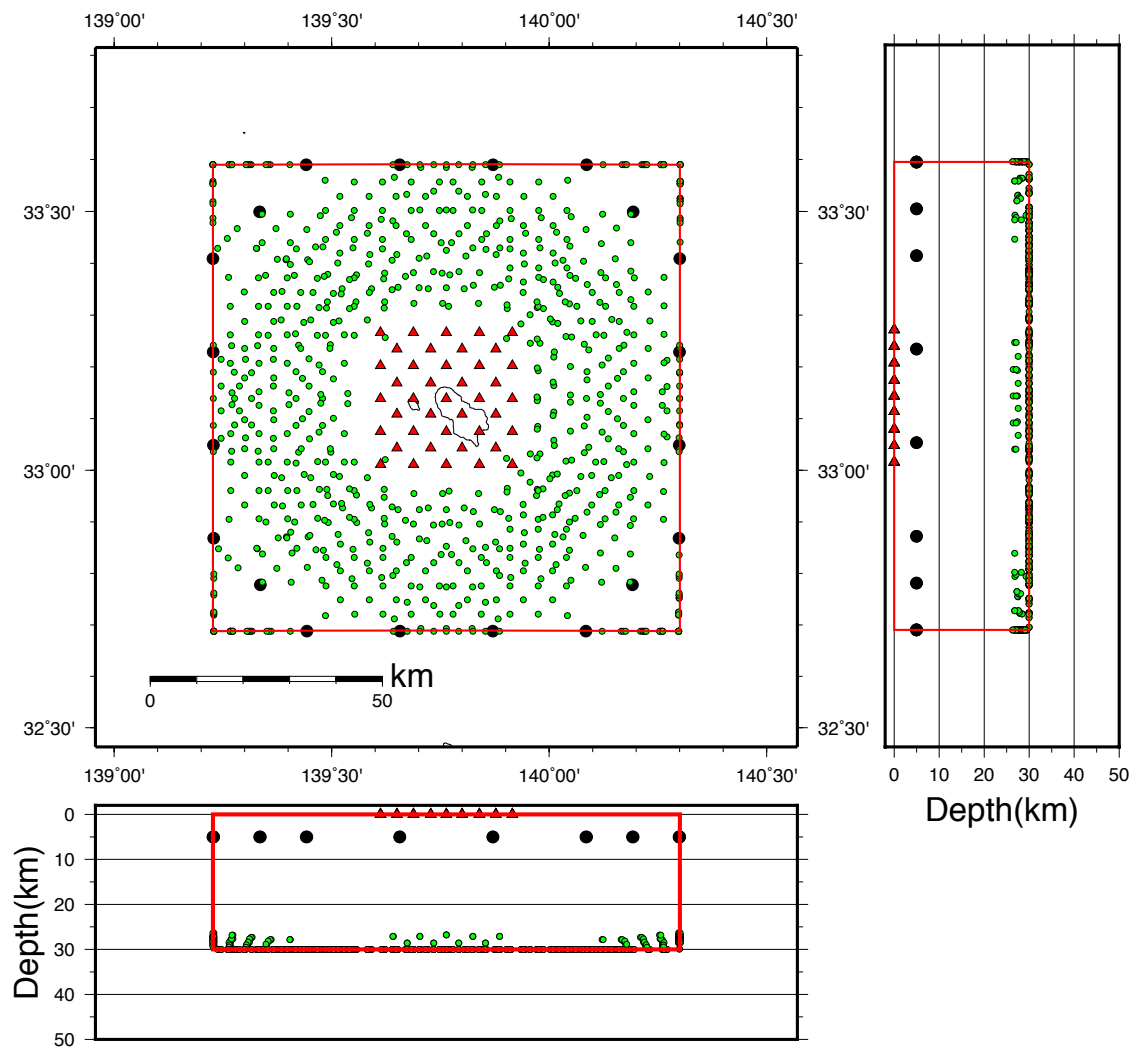


図 4.10 近地地震と波線追跡後に得られた crossing points と観測点の分布図。赤枠：ローカルモデル (100km)，赤三角：観測点 (41 個)，黒丸：近地地震 (20 個)，緑丸：crossing points の震源 (820 個)

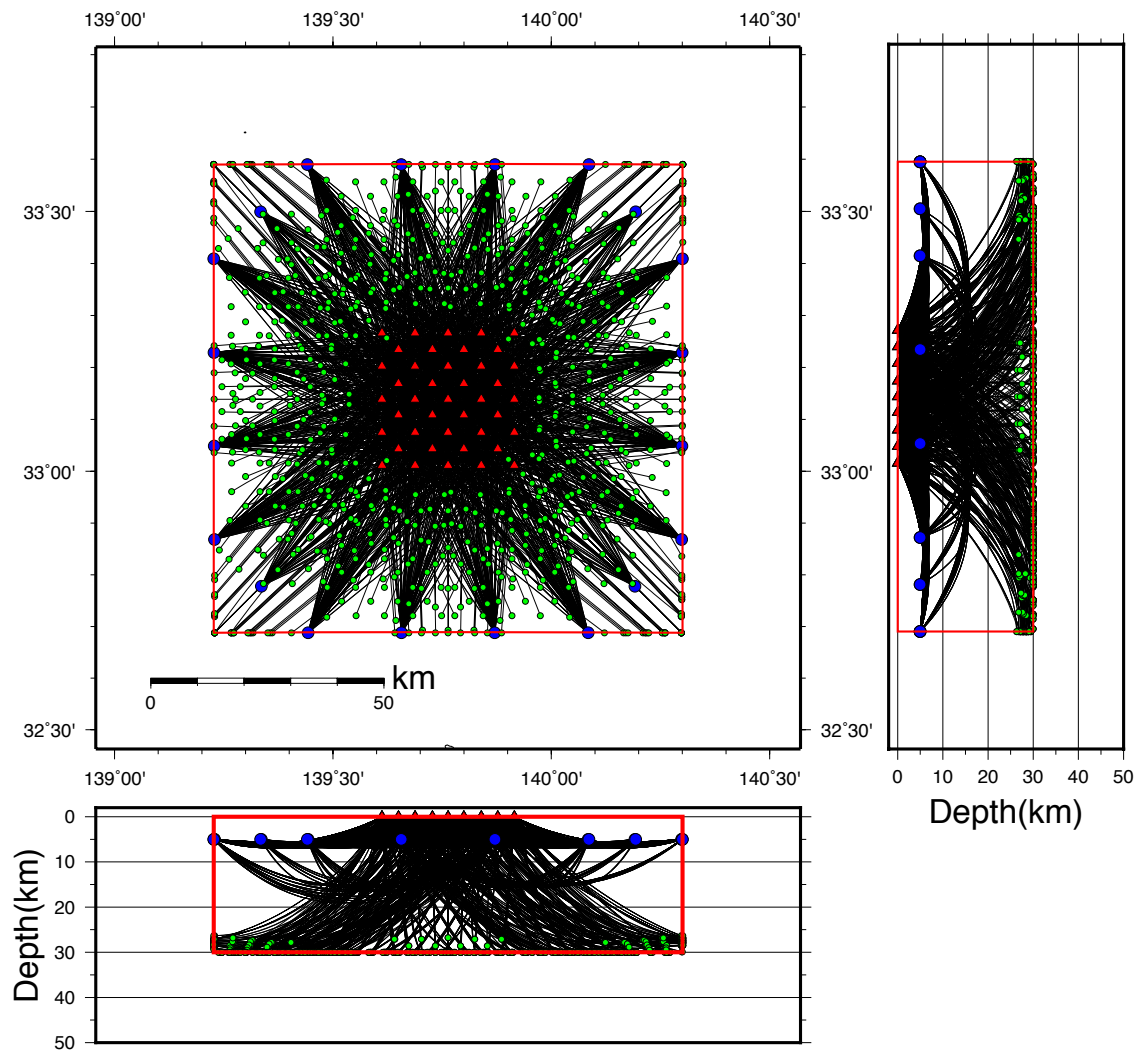
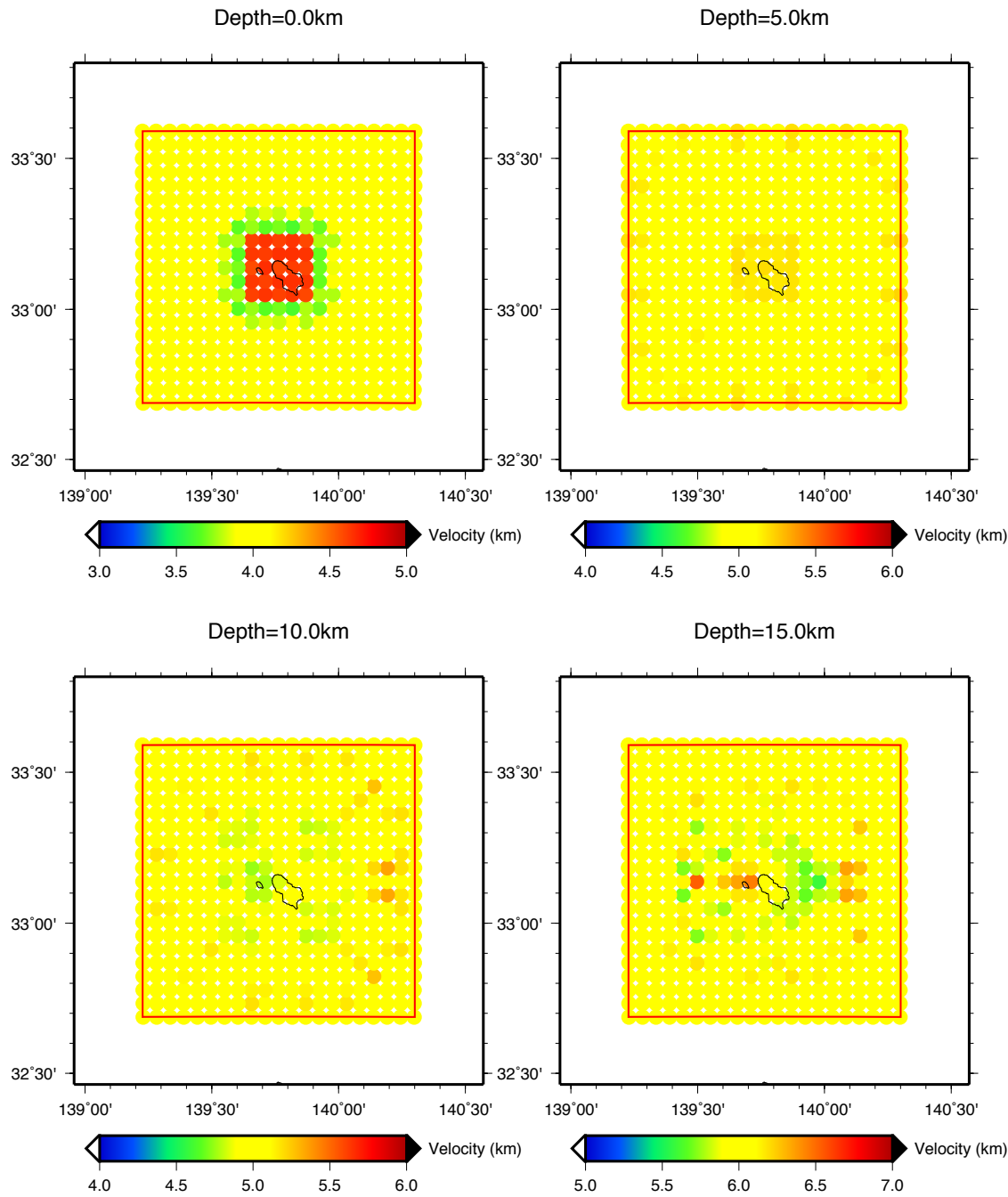


図 4.11 近地地震と crossing points の波線経路. 赤枠：ローカルモデル (100km), 赤三角：観測点 (41 個), 黒丸：近地地震 (20 個), 緑丸：crossing points の震源 (820 個)

結果を以下の図 4.12 に示す.



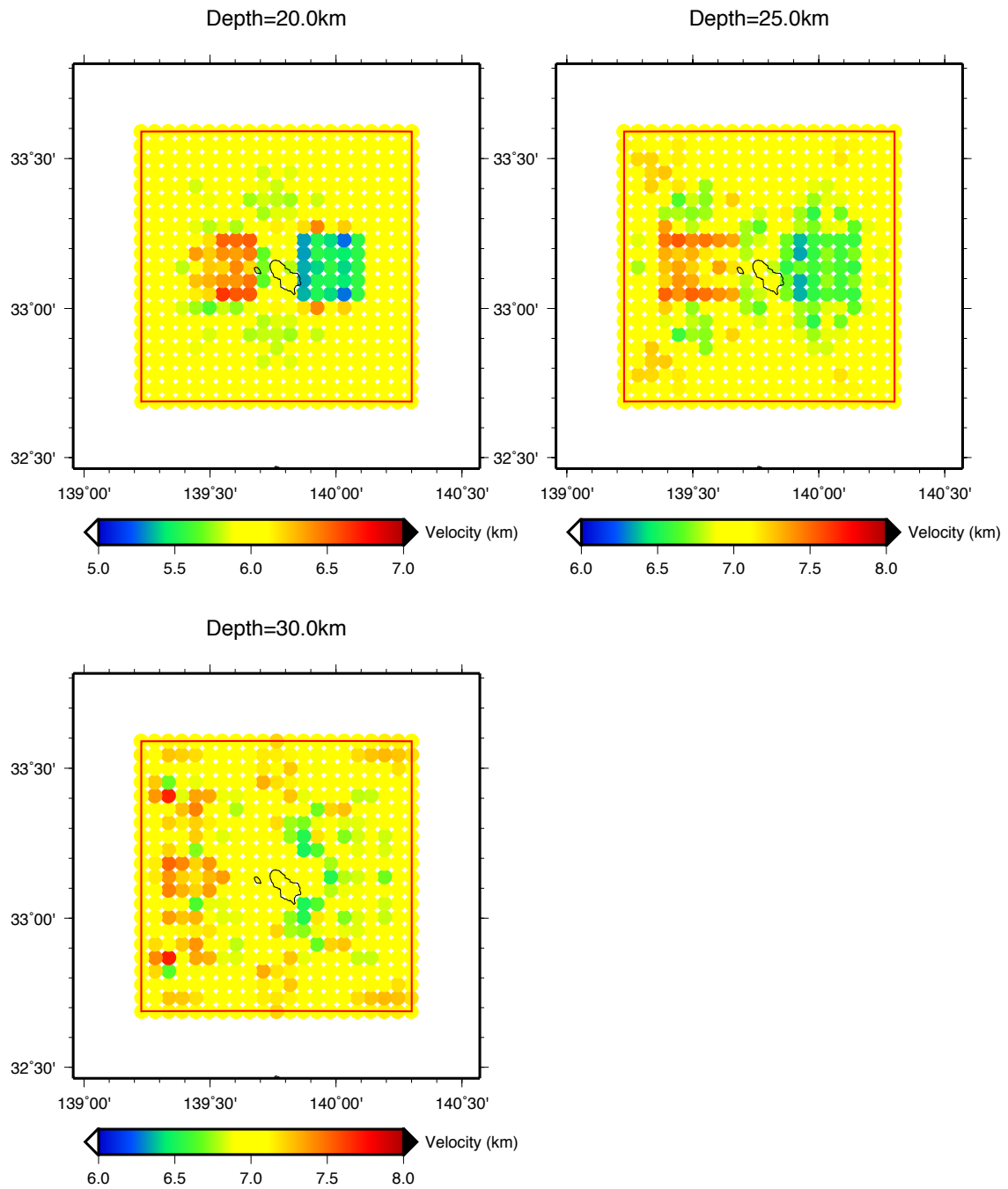


図 4.12 近地地震+遠地地震（crossing points）を震源データとしたときの速度構造

図 4.12 を，ケース 1，2 と比較すると，最も良好に速度不均質を表現できている．深さ 0km から 20km については，近地地震により屈折波が増加したことで解析精度が向上した．ケース 2 でも同様の事象が見てとれるが，crossing points のほとんどはローカルモデルの底にマッピングされている．したがって 25km 以深においては，ほぼ鉛直上

向きの波が通過している．その結果波線経路に沿う垂直方向に‘滲み’が発生した．

4.2.6 まとめ

数値実験 1 では，近地地震に加えて **crossing points** を震源データとして用いたときの優位性を確認することができた．しかし，**crossing points** のほとんどがローカルモデルの底面にマッピングされることにより，波線のほとんどが鉛直上向きになり，波線経路に沿う垂直方向に‘滲み’が発生した．数値実験 1 において近地地震および遠地地震の深さは，それぞれ 5km と 0km の浅部に配置しているため，波線経路がある程度制限されている．そのため **crossing points** はローカルモデル底面にマッピングされ，結果として厳しい条件下での解析だったといえる．実データを使った解析においては，稠密地震観測などを行い地震数を増やすことで，波線密度が大きくなるため，より高精度の解析結果が得られると考えられる．また，同様の数値実験を行った Bai and Greenhalgh (2005) と，本数値実験 1 を比較すると，近地地震と **crossing points** を震源として用いたときの高精度や，‘滲み’の発生などについて同様の結果が得られた．Bai and Greenhalgh (2005) で行ったパラメトリックスタディの結果を図 4.13 に示す．

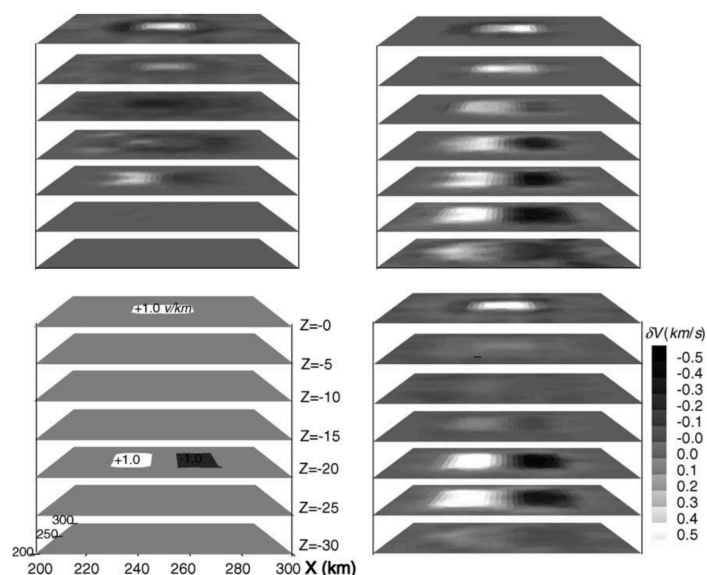


図 4.13 Bai and Greenhalgh (2005) による数値実験結果．左下：速度構造モデル，左上：近地地震のみを震源データとして得られた速度構造，右上：**crossing points** のみを震源データとして得られた速度構造，右下：近地地震+**crossing points** を震源データとして得られた速度構造

4.3 数値実験 2 (パラメータ：ローカルモデルサイズ)

4.3.1 概要

数値実験 2 ではローカルモデルサイズをパラメータとして、サイズを変更することによって、解の不確実性の増減および解像度に与える影響を調べることを目的としている。ローカルモデルサイズでは、 $20 \times 20 \times 30 \text{ km}$ (ケース 1)、 $30 \times 30 \times 30 \text{ km}$ (ケース 2)、 $40 \times 40 \times 30 \text{ km}$ (ケース 3)、 $60 \times 60 \times 30 \text{ km}$ (ケース 4) の 4 ケースで解析を行った。各ケースにおいて checkerboard resolution test (以下、CRT) を行い、得られた結果の解像度より評価した。CRT は得られたトモグラフィにおける解像度を評価する手法であり、Humphreys and Clayton (1988) によって考案されたものである。CRT では摂動 ($\pm 10\%$ など) を与えたモデルを真の地殻構造と仮定する。この地殻構造において波線追跡を行い、疑似観測走時を作成し、得られた疑似データからインバージョンを行い、解析結果の再現性から解像度を評価する。波線密度が低くなると、再現性は低くなるため、ローカルモデルサイズを変更することで再現性も大きく変化すると考えられる。一般的には、解析領域内のセルサイズを変化させて解析を行い、各サイズにおける解像度から最適なセルサイズを決定するために用いられる。

4.3.2 データ

震源データは、防災科研 Hi-net の気象庁一元化処理震源リストで公開されているもののうち、2019 年 6 月 1 日から 12 月 6 日までに八丈島周辺で発生した地震 111 個を使用した。なお数値実験 2 は P 波のみを用いている。観測点は、探査工学研究室が八丈島にて行った臨時稠密地震観測 (第 5 章参照) で設置した 46 地点とした。観測点分布図と震源分布図を、それぞれ図 4.14 と 4.15 で示す。ラージモデルサイズは、 $200 \times 200 \times 100 \text{ km}$ としている。セルサイズは、西山を中心とした $20 \times 20 \times 30 \text{ km}$ の範囲を $2 \times 2 \times 2 \text{ km}$ で区切り、 $60 \times 60 \times 30 \text{ km}$ までの範囲を $5 \times 5 \times 2 \text{ km}$ で区切った。その外側は $10 \times 10 \times 10 \text{ km}$ で区切った。各セルに与えた摂動は $\pm 10\%$ とした。

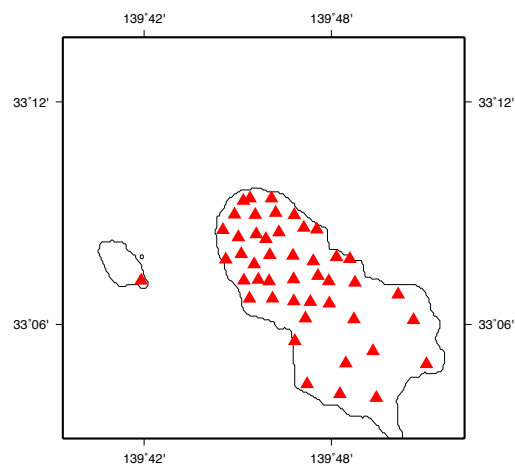


図 4.14 八丈島の観測点分布図. 赤三角：臨時観測点

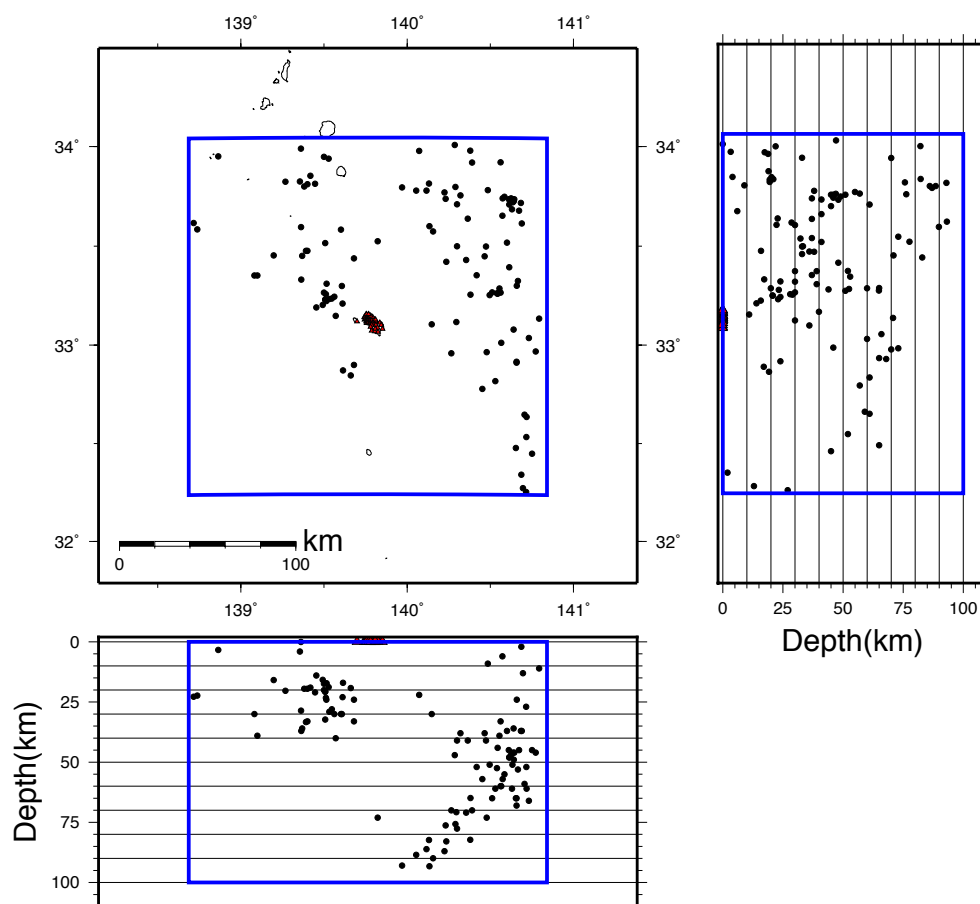


図 4.15 震源および観測点の分布図. 黒丸：震源 (111 個), 赤三角：観測点 (46 地点), 外枠：ラージモデル (200×200×100km)

4.3.3 ケース 1. ローカルモデルサイズ $20 \times 20 \times 30\text{km}$ としたときの結果

震源データは、ラージモデル内で発生した遠地地震 111 個であり、ラージモデルにおいて波線追跡を行うことで、crossing points が 5,106 個得られた。インバージョンは、crossing points の合計 5,061 個を震源データとして行った。波線追跡によって得られた crossing points の分布図と、CRT の結果をそれぞれ図 4.16 と図 4.17 に示す。

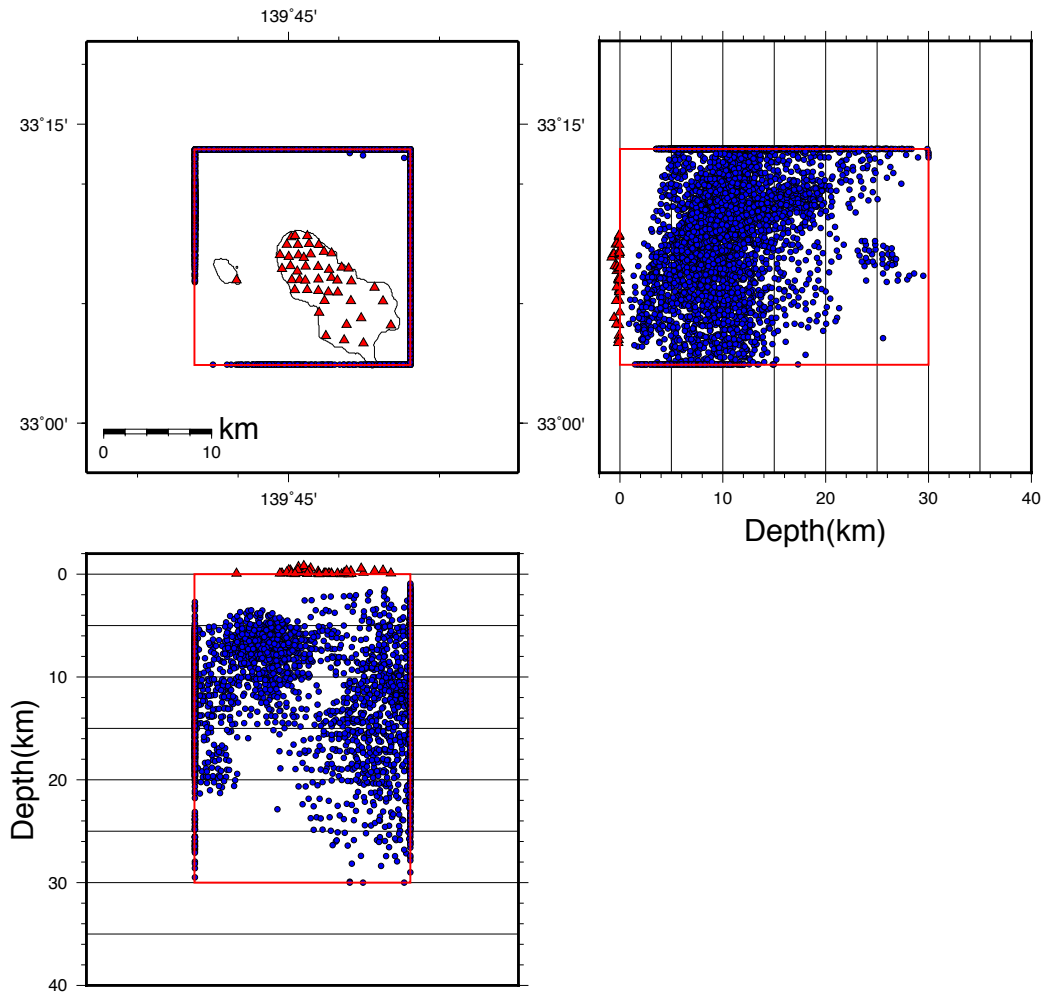


図 4.16 crossing points の分布図. 青丸 : crossing points (5,106 個), 赤三角 : 観測点 (46 個), 外枠 : ローカルモデル ($20 \times 20 \times 30\text{km}$)

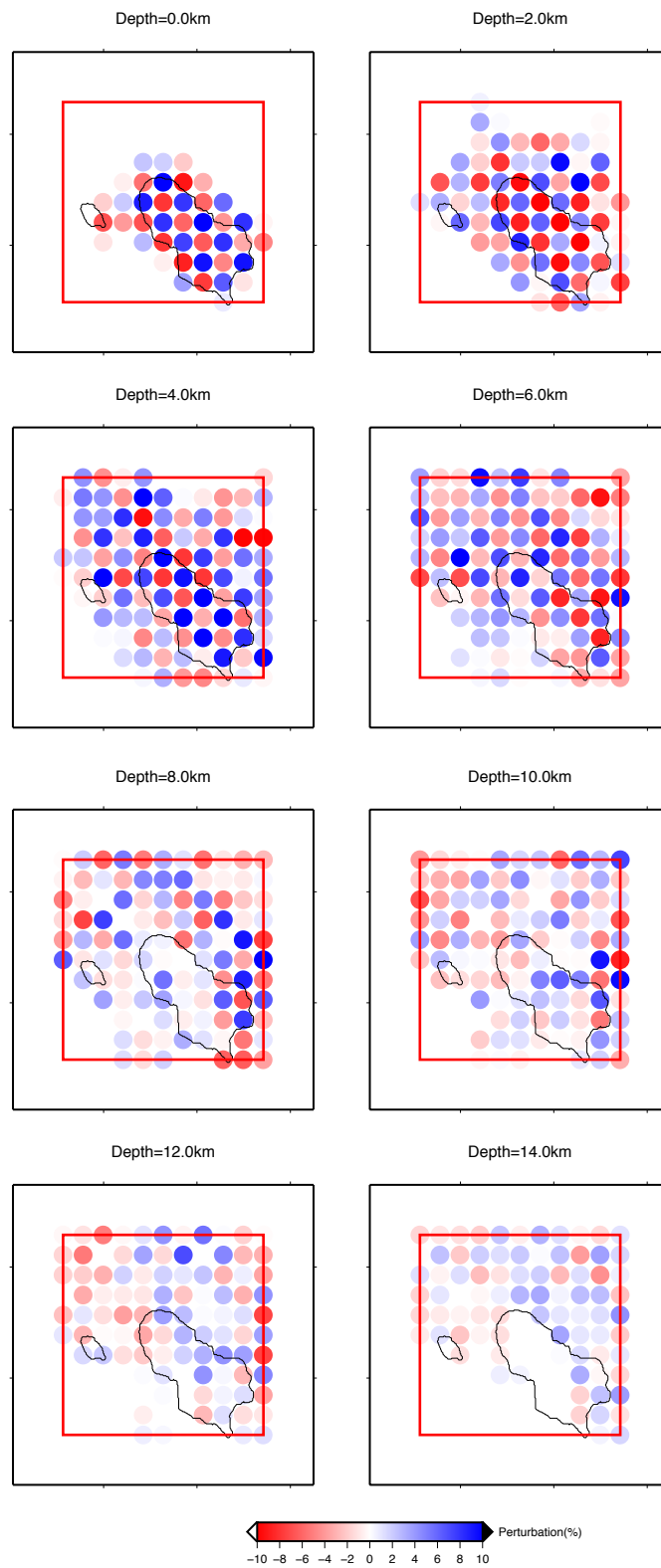




図 4.17 ローカルモデルサイズ $20 \times 20 \times 30 \text{ km}$ のしたときの CRT の結果

図 4.17 より島直下深さ 0km から 6km 程度までは高解像度で表現でき、深さ 8km から 12km までは色のパターンは表現できたが信頼性は低い。深さ 14km 以深においては低解像度となった。これらは、crossing points のほとんどが 20km 以浅にマッピングされたことによって、深部における波線密度が小さくなったことに起因すると考えられる。

4.3.4 ケース 2. ローカルモデルサイズ $30 \times 30 \times 30\text{km}$ としたときの結果

震源データは、ラージモデル内で発生した遠地地震計 111 個であり、ラージモデルにおいて波線追跡を行うことで、crossing points が 5,106 個得られた。インバージョンは、crossing points の合計 5061 個を震源データとして行った。波線追跡によって得られた crossing points の分布図と、CRT の結果をそれぞれ図 4.18 と図 4.19 に示す。

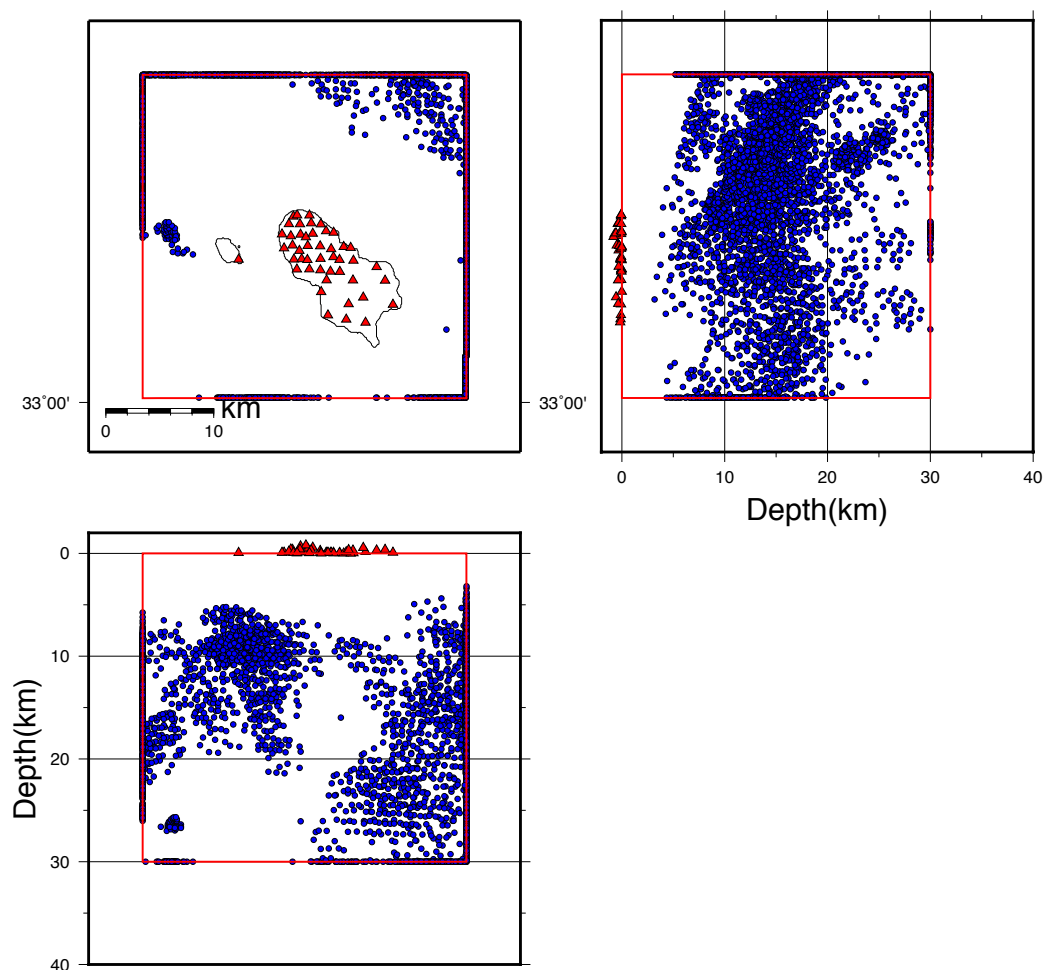
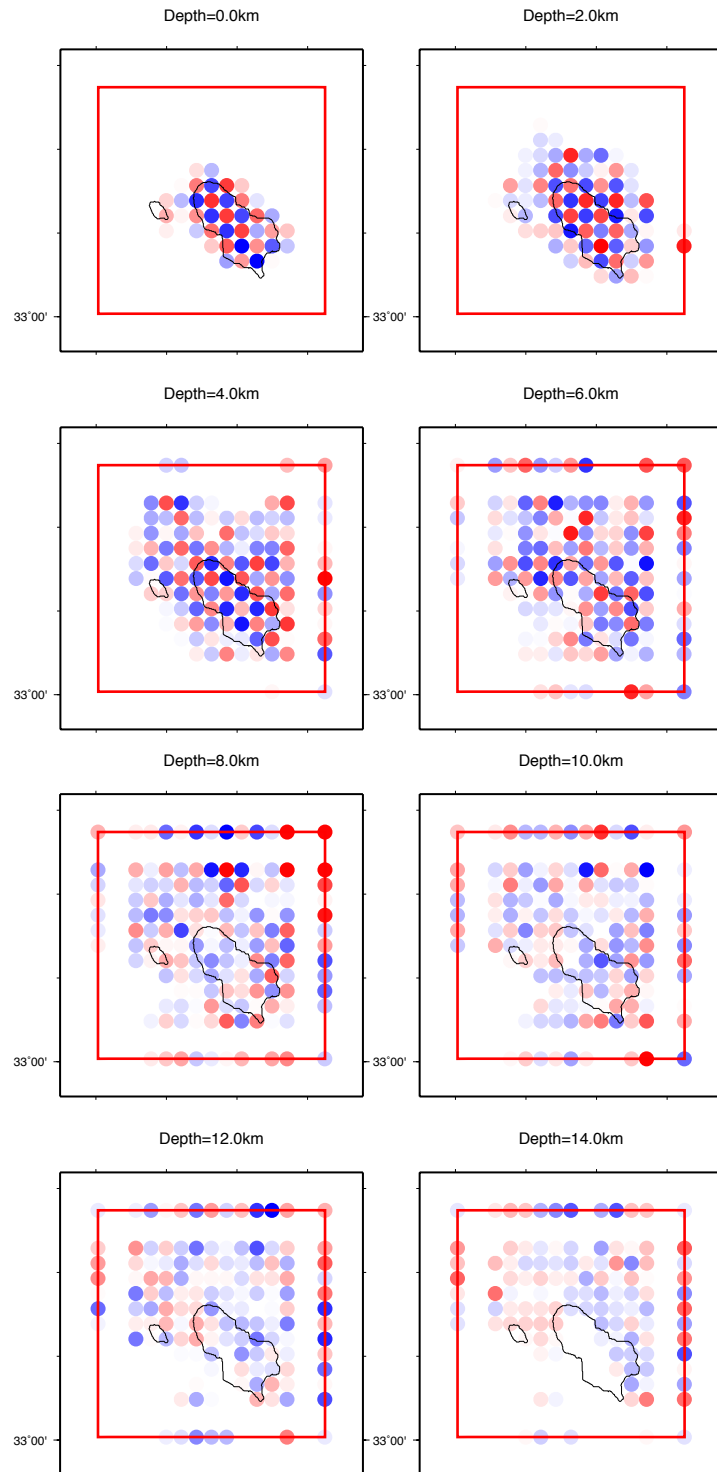


図 4.18 crossing points の分布図。青丸：crossing points (5,106 個)，赤三角：観測点 (46 個)，外枠：ローカルモデル ($30 \times 30 \times 30\text{km}$)



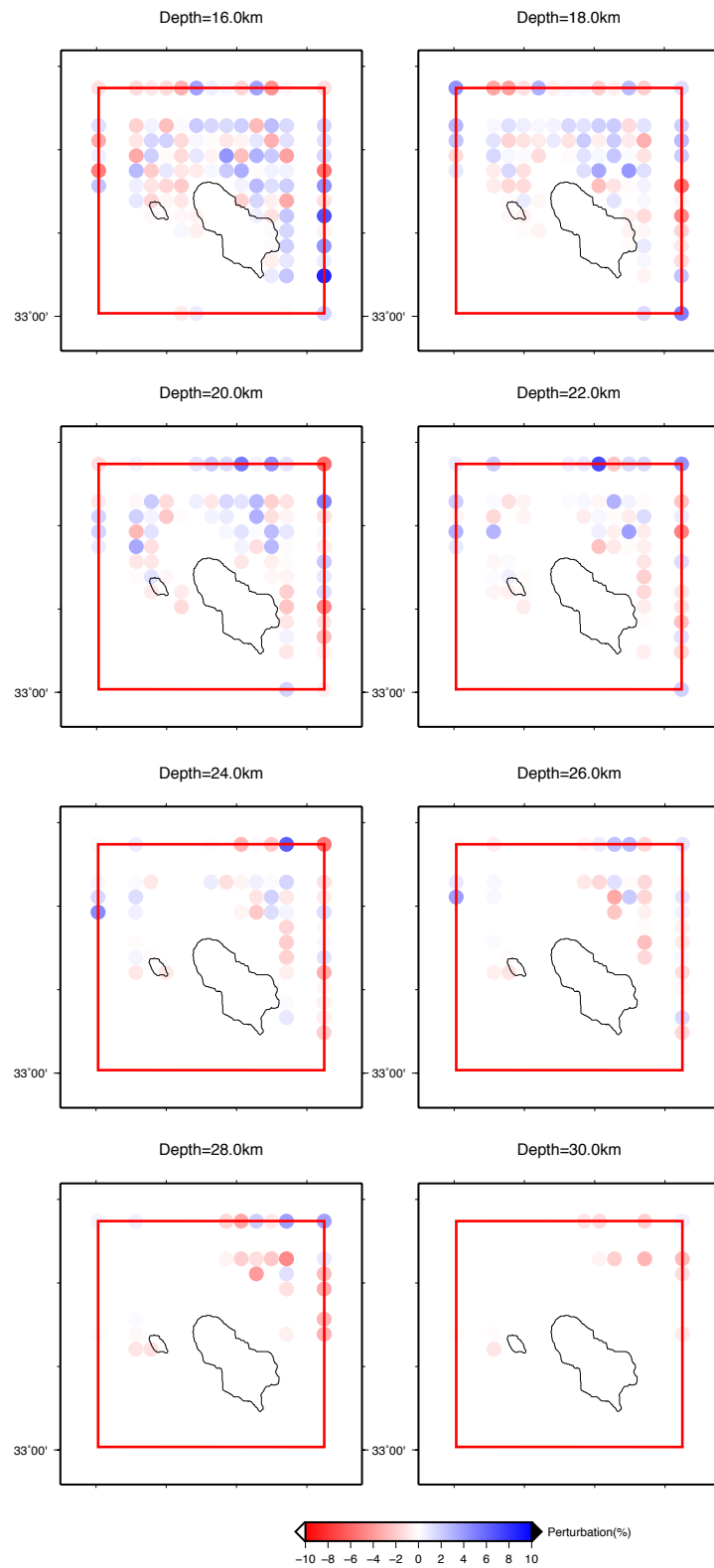


図 4.19 ローカルモデルサイズ 30×30×30km のしたときの CRT の結果

図 4.19 より、島直下においては深さ 0km から 6km 程度まで高解像度で表現でき、深さ 8km から 12km までは色のパターンは表現できたが信頼性は低い。島の北部においては信頼性は低い、深さ 18km まで色のパターンは表現できた。またケース 1 よりも crossing points が深部にマッピングされている。しかし、島直下および島の南部の深さ 14km 以深においては、ケース 1 と同様に低解像度となった。またモデルサイズを拡張することによって、ケースと比較して波線密度が小さいセルの総数が増加し、velocity unknowns の総数も増加している。

4.3.5 ケース 3. ローカルモデルサイズ $40 \times 40 \times 30\text{km}$ としたときの結果

震源データは、ローカルモデル内で発生した近地地震 3 個と、ラージモデル内で発生した遠地地震 108 個の計 111 個であり、ラージモデルにおいて波線追跡を行うことで、crossing points が 4,968 個得られた。インバージョンは、近地地震と crossing points の合計 5,061 個を震源データとして行った。波線追跡によって得られた crossing points および近地地震の分布図と、CRT の結果をそれぞれ図 4.20 と図 4.21 に示す。

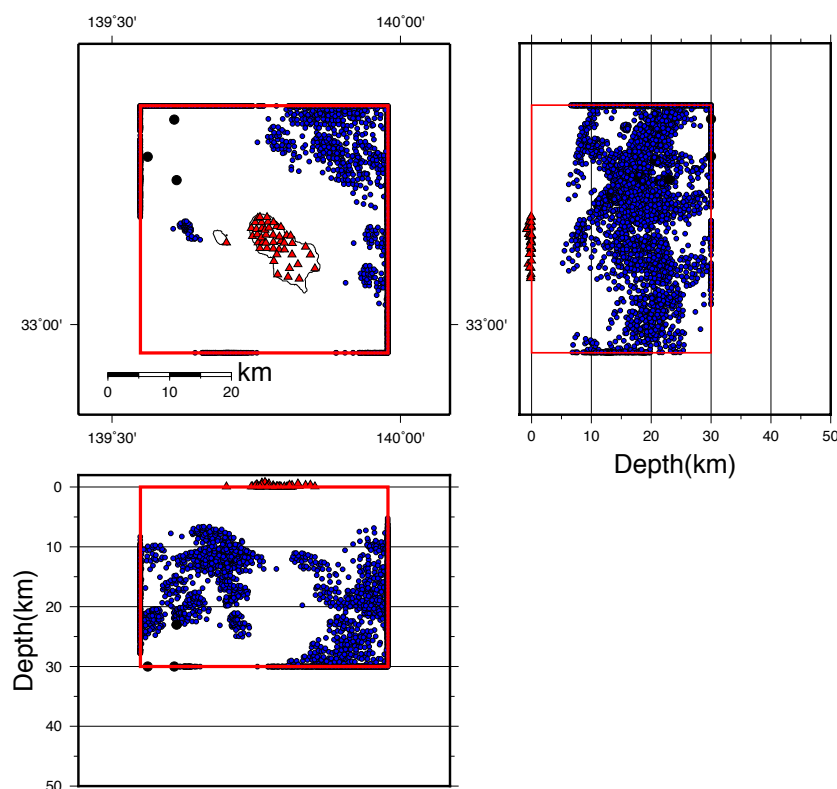
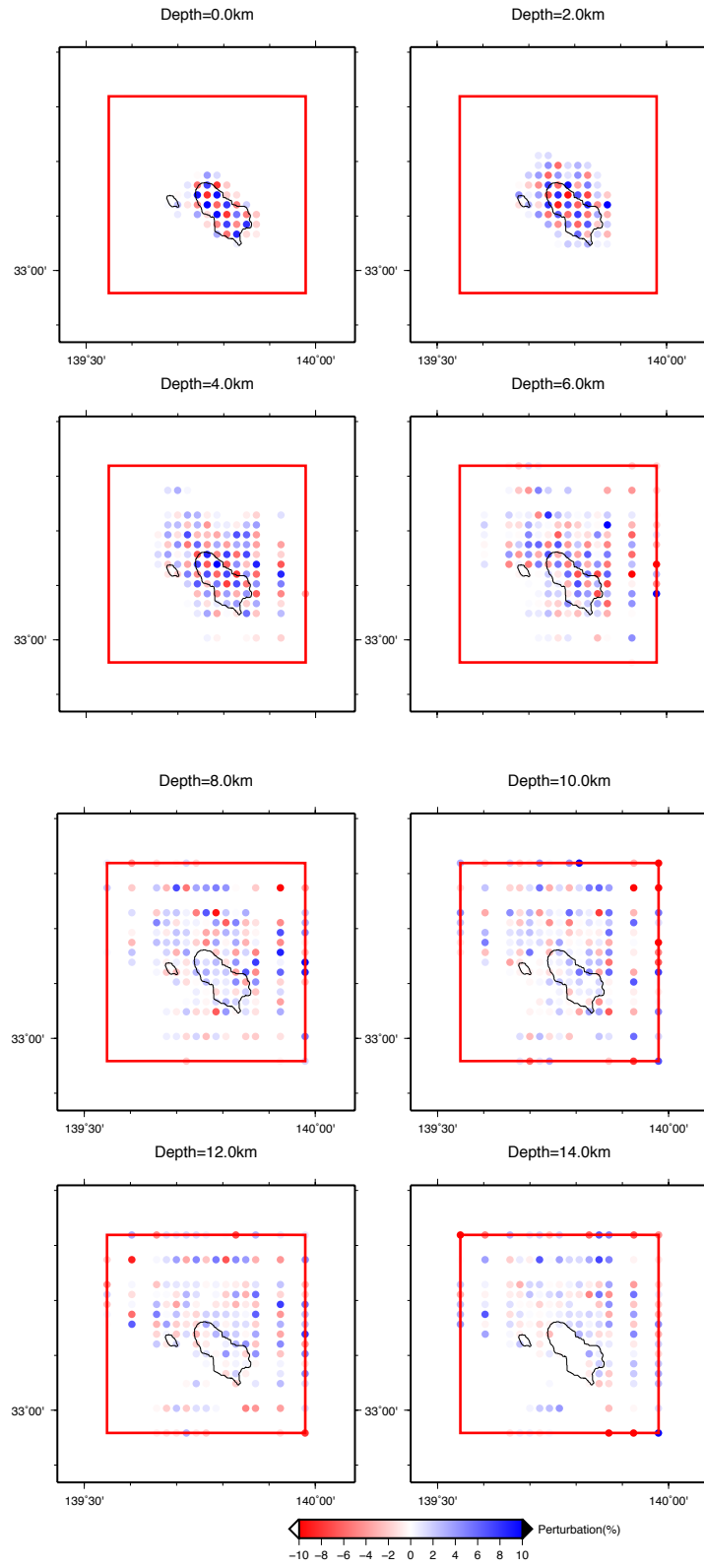


図 4.20 近地地震と crossing points の分布図。黒丸：近地地震（3 個）、青丸：crossing points（4,968 個）、赤三角：観測点（46 個）、外枠：ローカルモデル（ $40 \times 40 \times 30\text{km}$ ）



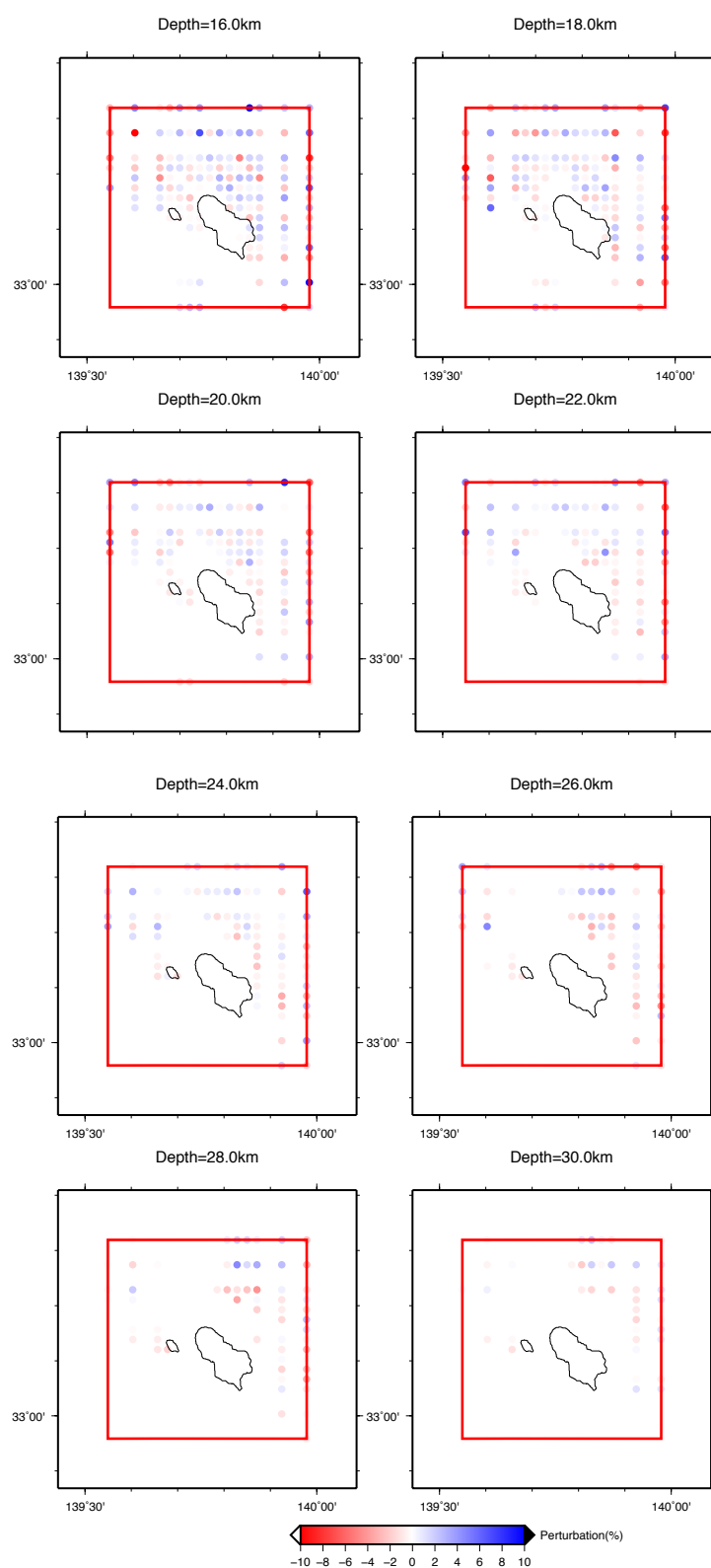


図 4.21 ローカルモデルサイズ $40 \times 40 \times 30 \text{ km}$ のしたときの CRT の結果

図 4.21 より，島直下においては深さ 0km から 6km までは高解像度で表現でき，深さ 8km から 12km までは色のパターンは表現できたが信頼性は低い．島の北部および東部においては，信頼性は低いが高さ 18km まで色のパターンは表現できた．またケース 1・ケース 2 と比較して crossing points は深部にマッピングされている．しかしモデルサイズを拡張することによって，ケース 1・ケース 2 と比較して波線密度が小さいセルの総数が増加し，velocity unknowns の総数も増加している．

4.3.6 ケース 4. ローカルモデルサイズ 60×60×30km としたときの結果

震源データは近地地震 15 個と遠地地震 96 個の計 111 個であり，ラージモデルにおいて波線追跡を行うことで，crossing points が 4,416 個得られた．インバージョンは，近地地震と crossing points の合計 4,431 個を震源データとして行った．波線追跡によって得られた crossing points および近地地震の分布図と，CRT の結果をそれぞれ図 4.22 と図 4.23 に示す．

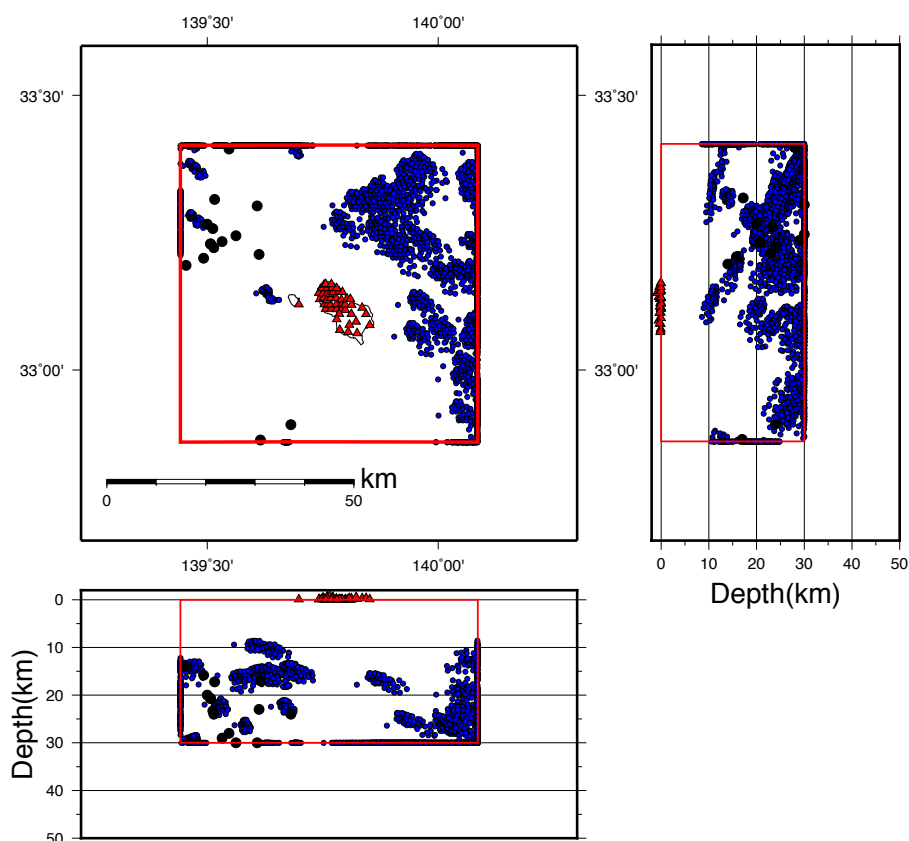
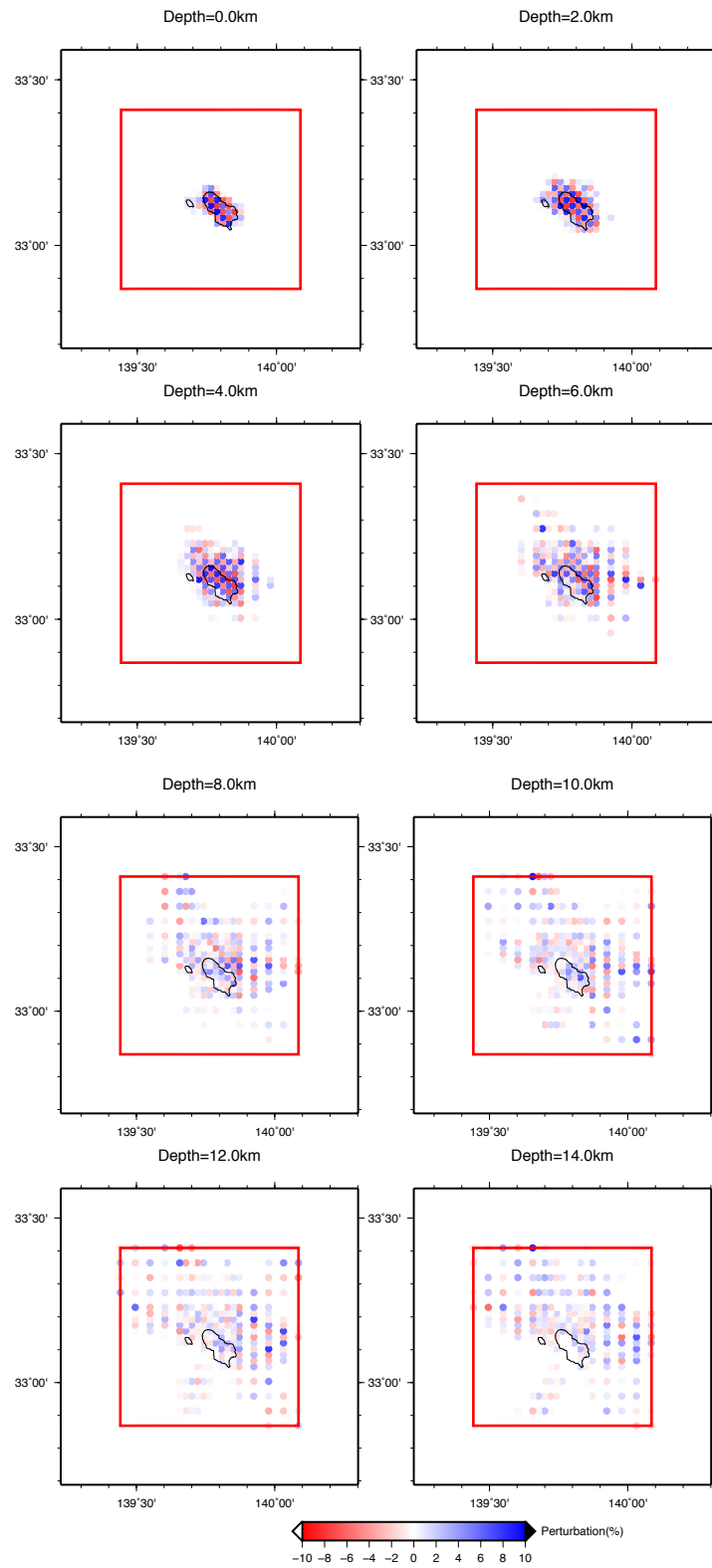


図 4.22 近地地震と crossing points の分布図．黒丸：近地地震（15 個），青丸：crossing points（4,416 個），赤三角：観測点（46 個），外枠：ローカルモデル（60×60×30km）



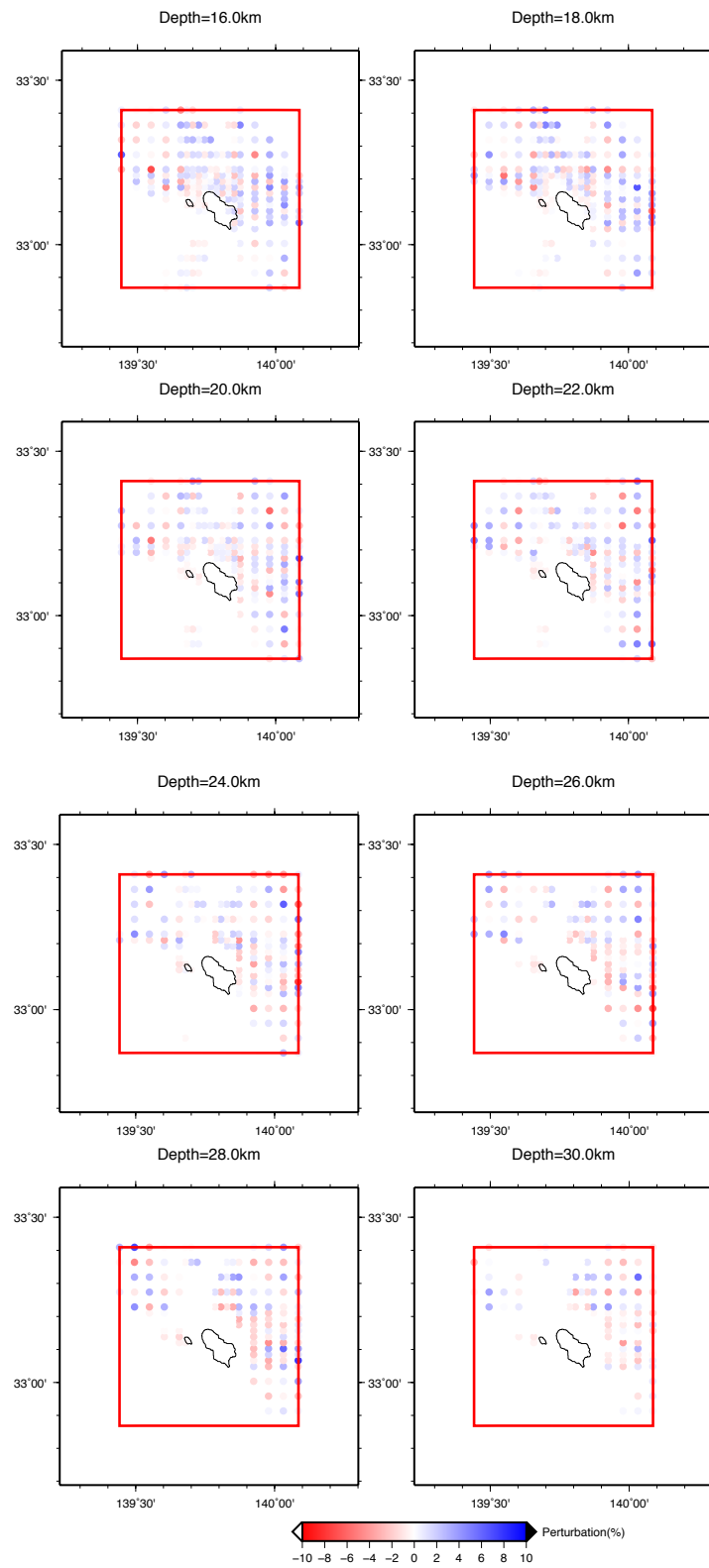
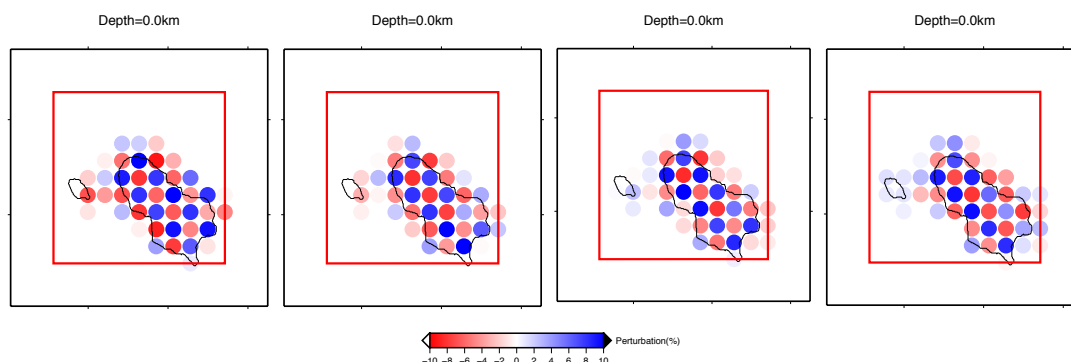


図 4.23 ローカルモデルサイズ $60 \times 60 \times 30 \text{ km}$ のしたときの CRT の結果

図 4.23 より、島直下においては深さ 0km から 6km までは高解像度で表現でき、深さ 8km から 12km までは色のパターンは表現できたが信頼性は低い。島の北部においては深さ 20km まで、島の東部においては 28km まで、信頼性は低い。色のパターンは表現できた。またケース 1・ケース 2・ケース 3 と比較して crossing points は深部にマッピングされている。しかしモデルサイズを拡張することによって、ケース 1・ケース 2・ケース 3 と比較して波線密度が小さいセルの総数が増加し、velocity unknowns の総数も増加している。

4.3.7 まとめ

数値実験 2 では、4 ケースのローカルモデルサイズで CRT を行い、解析精度と解像度の関係について調べた。ケース 1 のような小さなローカルモデルを設定すると、velocity unknowns の総数は非常に少なくなり、CRT 結果は良好となった。ケース 4 のような大きなモデルを設定すると velocity unknowns の総数は膨大になり、CRT 結果においても未知数が多かった。一方で、ケース 4 のような大きなモデルにおいては、ケース 1 と比較して、ローカルモデル内の近地地震数が増加し、ラージモデルにおける不確実性の影響が減じられる利点もある。また全てのケースの CRT より、八丈島直下の解像度に関しては、モデルサイズによる影響を受けないことが確認できた(図 4.24)。図 4.24 は、全てのケースにおける八丈島直下の 6km までの CRT 結果を示している。数値実験 2 より、ローカルモデルサイズが解析結果に与える影響が明らかになった。この影響は、震源と観測点のジオメトリによって大きく変化すると考えられる。したがって、実データを用いた解析に先立ち、ローカルモデルサイズをパラメータとしたケーススタディを行った上で、最適なモデルサイズを選定する必要があることがわかった。



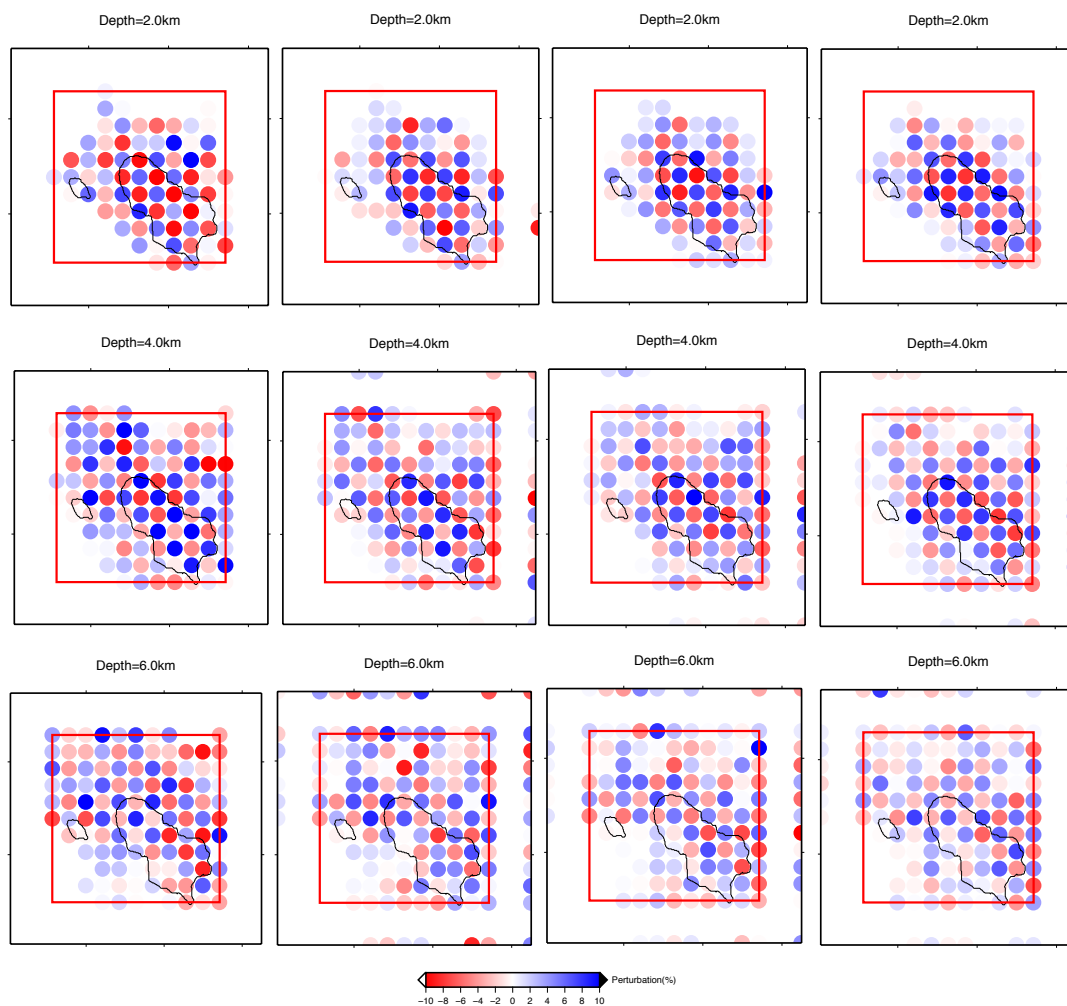


図 4.24 深さ 0~6km の CRT 結果. 左 : ケース 1, 左中 : ケース 2, 右中 : ケース 3, 右 : ケース 4

第5章 八丈島3次元地殻構造推定

5.1 臨時稠密地震観測

八丈島には現在、気象庁および防災科研の4つの地震計が設置されている。これらの常設地震観測網のデータを使用して、震源と観測点のジオメトリによって解像度が支配されるトモグラフィを行ったとしても、解像度の高い結果を得ることはできない。高解像度で地下構造をイメージングし、高精度で震源分布を推定するためにも、既存の観測網より高密度な地震観測を行い、データを取得する必要がある。

そこで、探査工学研究室では2019年9月から2020年3月（予定）までの約7か月間、八丈島内46地点において臨時稠密地震観測を行っている。観測に先立ち、Omori and Oda (2018) は、近年地震活動が低調な八丈島を対象として、高解像度で地下構造をイメージングするためには、どの程度の観測期間および観測点が必要になるのかを数値実験で検討している。その結果、観測点を30点以上設置し、期間として6か月の観測を行う必要があると指摘している。観測日程および観測点数は、数値実験結果を反映している。臨時観測点のジオメトリは、2002年に群発地震が発生し、ダイクの貫入が示唆された西山山頂付近を中心としている。臨時観測点および常設観測点分布図と各観測点情報を、それぞれ図5.1と表5.1に示す。

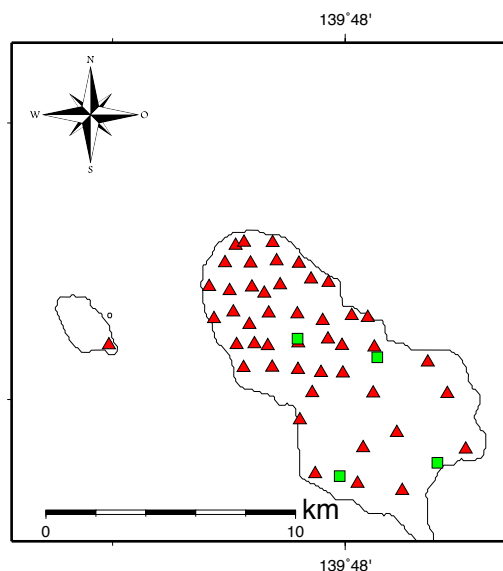


図 5.1 観測点分布図 (50 地点)。赤三角：臨時観測点 (46 地点)，緑四角：常設観測点 (4 地点)

表 5.1 臨時観測点情報

観測点番号	緯度(°N)	経度(°E)	観測開始日	海拔高度(m)	設置方法
1	33.111617	139.756268	2019/09/04	24.6	地表
2	33.111645	139.768553	2019/09/04	44.8	地中
3	33.110442	139.779908	2019/09/03	56.1	地中
4	33.110120	139.788765	2019/09/03	64.1	地中
5	33.109432	139.798892	2019/09/02	51	地中
6	33.119737	139.753280	2019/09/03	79.2	地表
7	33.120093	139.760990	2019/09/03	141.8	地中
8	33.119407	139.766698	2019/09/03	136.6	地表
9	33.120290	139.779807	2019/09/03	128.1	地表
10	33.121810	139.792800	2019/09/04	79.3	地表
11	33.119457	139.798608	2019/09/02	61.5	地中
12	33.118792	139.812558	2019/09/02	36.8	地中
13	33.129188	139.743588	2019/09/03	93.5	地表
14	33.131618	139.751845	2019/09/02	367.4	地中
15	33.127040	139.758773	2019/09/02	305.3	地中
16	33.131183	139.767090	2019/09/02	500.4	地中
17	33.130913	139.779438	2019/09/04	265.9	地表
18	33.128405	139.790290	2019/09/04	84.7	地中
19	33.130252	139.802720	2019/09/03	19.5	地中
20	33.129433	139.809827	2019/09/03	10.1	地表
21	33.142457	139.742082	2019/09/03	80.7	地中
22	33.139180	139.750318	2019/09/02	406.4	地中
23	33.140525	139.759882	2019/09/03	715	地中
24	33.138382	139.765007	2019/09/03	808.9	地中
25	33.141417	139.771993	2019/09/02	579.5	地中
26	33.143480	139.785278	2019/09/04	76.9	地表
27	33.142672	139.792193	2019/09/03	25.6	地表
28	33.149382	139.748270	2019/09/02	198.3	地中
29	33.149225	139.759327	2019/09/02	408.3	地表
30	33.150168	139.770227	2019/09/02	325.8	地中
31	33.149182	139.780172	2019/09/02	68.4	地中
32	33.155548	139.752977	2019/09/02	93.7	地表
33	33.156673	139.756510	2019/09/05	73.3	地中
34	33.156640	139.768010	2019/09/02	64.1	地表
35	33.119727	139.698420	2019/09/03	72.4	地表
36	33.113443	139.835600	2019/09/02	312.2	地中
37	33.102715	139.786153	2019/09/03	63.2	地中
38	33.102338	139.812015	2019/09/02	300.7	地中
39	33.101957	139.843820	2019/09/02	367.3	地中
40	33.073183	139.787035	2019/09/02	92.9	地中
41	33.068692	139.804520	2019/09/02	136.9	地中
42	33.082142	139.850762	2019/09/02	95.6	地中
43	33.066992	139.823978	2019/09/02	162.4	地中
44	33.087997	139.822178	2019/09/02	565	地中
45	33.092540	139.780470	2019/09/02	17.6	地中
46	33.082507	139.807678	2019/09/02	355.7	地中

5.2 データ

解析に使用した観測点は、臨時観測点に気象庁および防災科研の常設観測点を合わせた 50 地点、使用した地震は 2019 年 9 月 6 日から 10 月 19 日までの 44 日間に観測したデータを用いて、震源決定された 91 地震である。震源決定は、WIN システム（ト部・束田, 1992）より P 波・S 波の到達時刻と P 波初動極性の自動検測を行った後、hypomh（Hirata and Matsu'ura, 1987）を用いて行っている。P 波初動データは 1,421 個、S 波初動データは 1,326 個であった。震源分布を図 5.2 に示す。

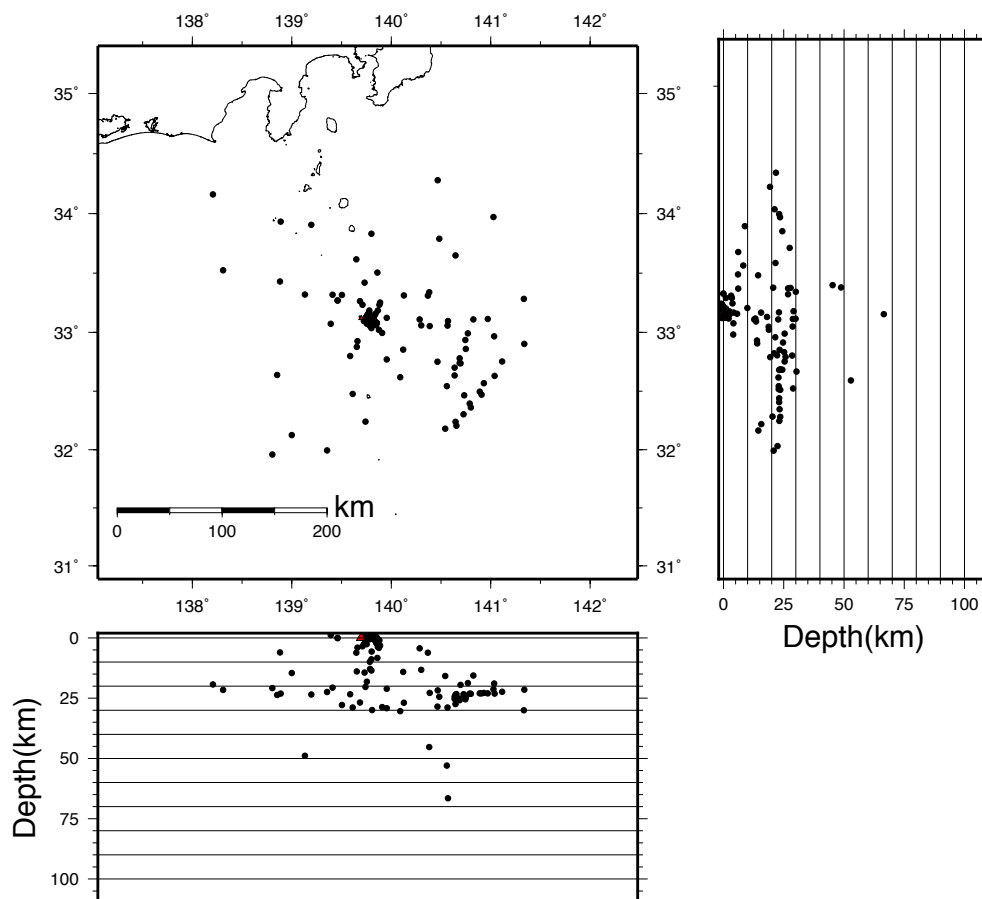


図 5.2 震源分布図（103 個）。黒丸：震源（103 個）、赤三角：観測点（50 地点）

5.3 地下構造の離散化

マルチステップ走時トモグラフィ法では、モデルをそれぞれの格子点間隔が異なるラージモデルとローカルモデルに分割する。それぞれのモデルのセルサイズは、波線密度

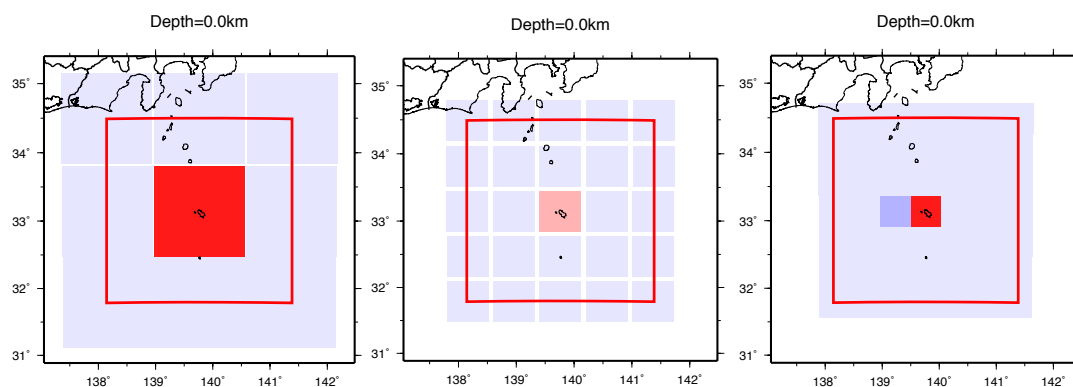
および解像度に応じ、最適に決定しなければならない．そのため、ラージモデルおよびローカルモデル双方において CRT を行い、離散化（最適なセルサイズの決定）を行った．モデルにおける速度値は、萩原・渡辺（2019）で推定された値を使用した．初期モデルにおける速度値を表 5.2 に示す．

表 5.2 初期モデルにおける速度値.

深さ	P波速度
0km	2.20km/sec
2km	3.25km/sec
4km	3.90km/sec
6km	4.44km/sec
8km	4.92km/sec
10km	5.40km/sec
12km	5.76km/sec
14km	6.11km/sec
16km	6.25km/sec
18km	6.39km/sec
20km	6.53km/sec
30km	7.00km/sec
60km	8.00km/sec

5.3.1 ラージモデル

モデルサイズは $300 \times 300 \times 60\text{km}$ とし、水平方向における最適なセルサイズを決定するために CRT を行った．ここではセルサイズが、 $150 \times 150\text{km}$ 、 $75 \times 75\text{km}$ 、 $50 \times 50\text{km}$ の 3 ケースについて検討している．図 5.4 が CRT の結果である．



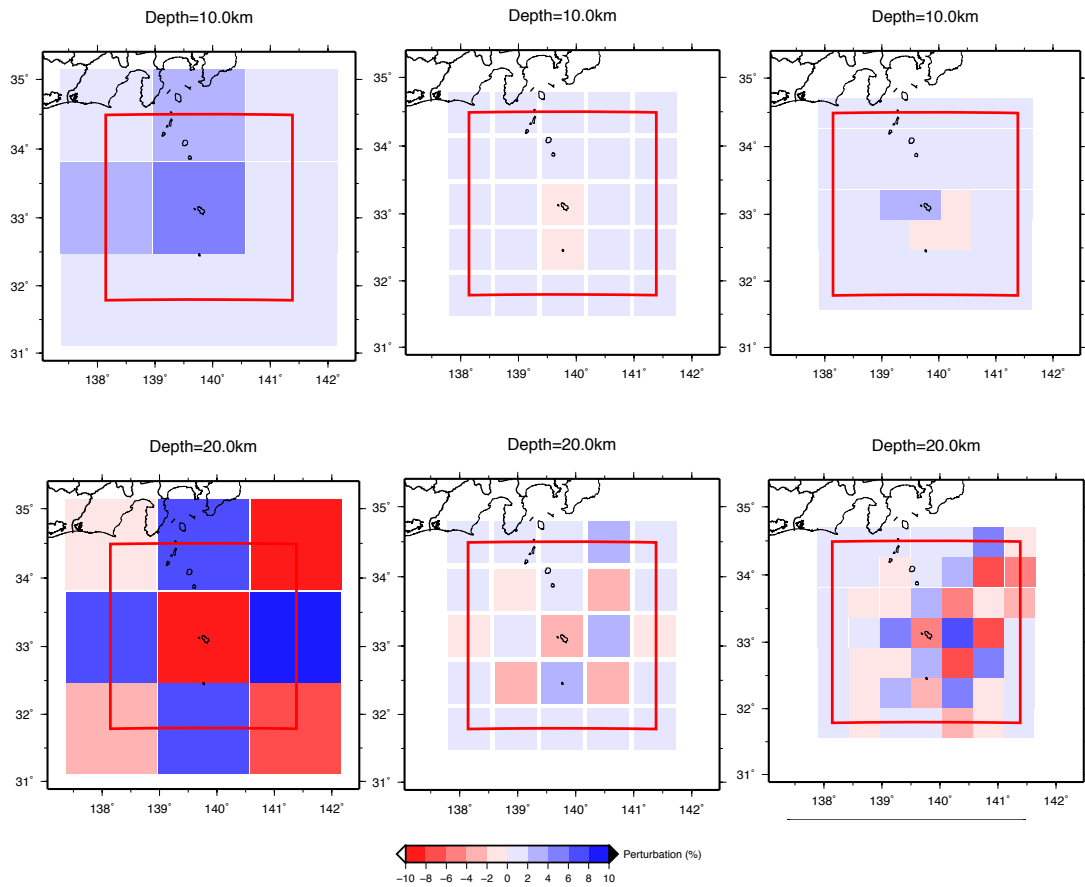


図 5.3 ラージモデルにおける CRT 結果. 左 : $150 \times 150 \text{ km}$, 中 : $75 \times 75 \text{ km}$, 右 : $50 \times 50 \text{ km}$

図 5.3 より, 浅部においては全ケースにおいて良好な解像度が得られなかった. 深部においては, 水平方向のセルサイズを $150 \times 150 \text{ km}$ とした時, 最も良好な解像度が得られた. したがって, 本解析におけるラージモデルのセルサイズは $150 \times 150 \text{ km}$ とした. また, ラージモデルにおける波線経路を図 5.5 に示す.

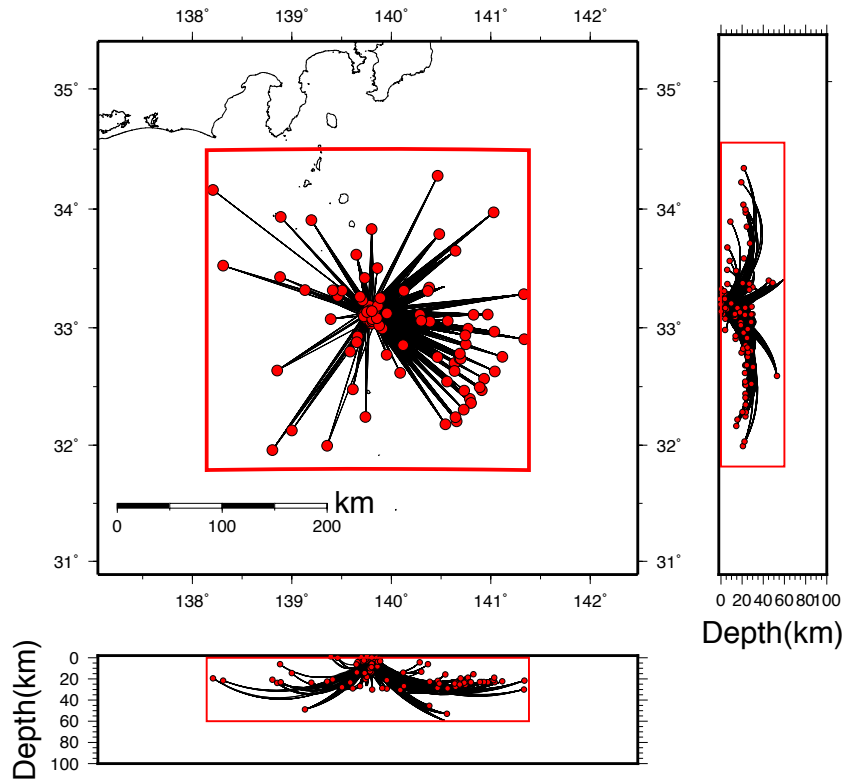


図 5.4 地震の波線経路。赤枠：ラージモデル，赤丸：震源

5.3.2 ローカルモデル

ローカルモデルにおけるモデルサイズは，ケース 1. $20 \times 20 \times 30 \text{ km}$ ，ケース 2. $30 \times 30 \times 30 \text{ km}$ ，ケース 3. $40 \times 40 \times 30 \text{ km}$ ，ケース 4. $60 \times 60 \times 30 \text{ km}$ の 4 ケースを検討した．ケース 1 における近地地震は 19 個，ケース 2 は 26 個，ケース 3 は 26 個，ケース 4 は 28 個であった．モデルサイズを大きくすると，velocity unknowns が増加し解像度が落ちる．一方，小さくするとローカルモデル内の地震が減少し，ラージモデルの不確実性の影響を受ける．これらのモデルサイズの影響を考慮し，モデルサイズはケース 2. $30 \times 30 \times 30 \text{ km}$ とした．ローカルモデルサイズをケース 2 としたときの，震源データは近地地震 26 個と crossing points 2035 個になった．図 5.5 に，近地地震と crossing points の震源分布を示す．

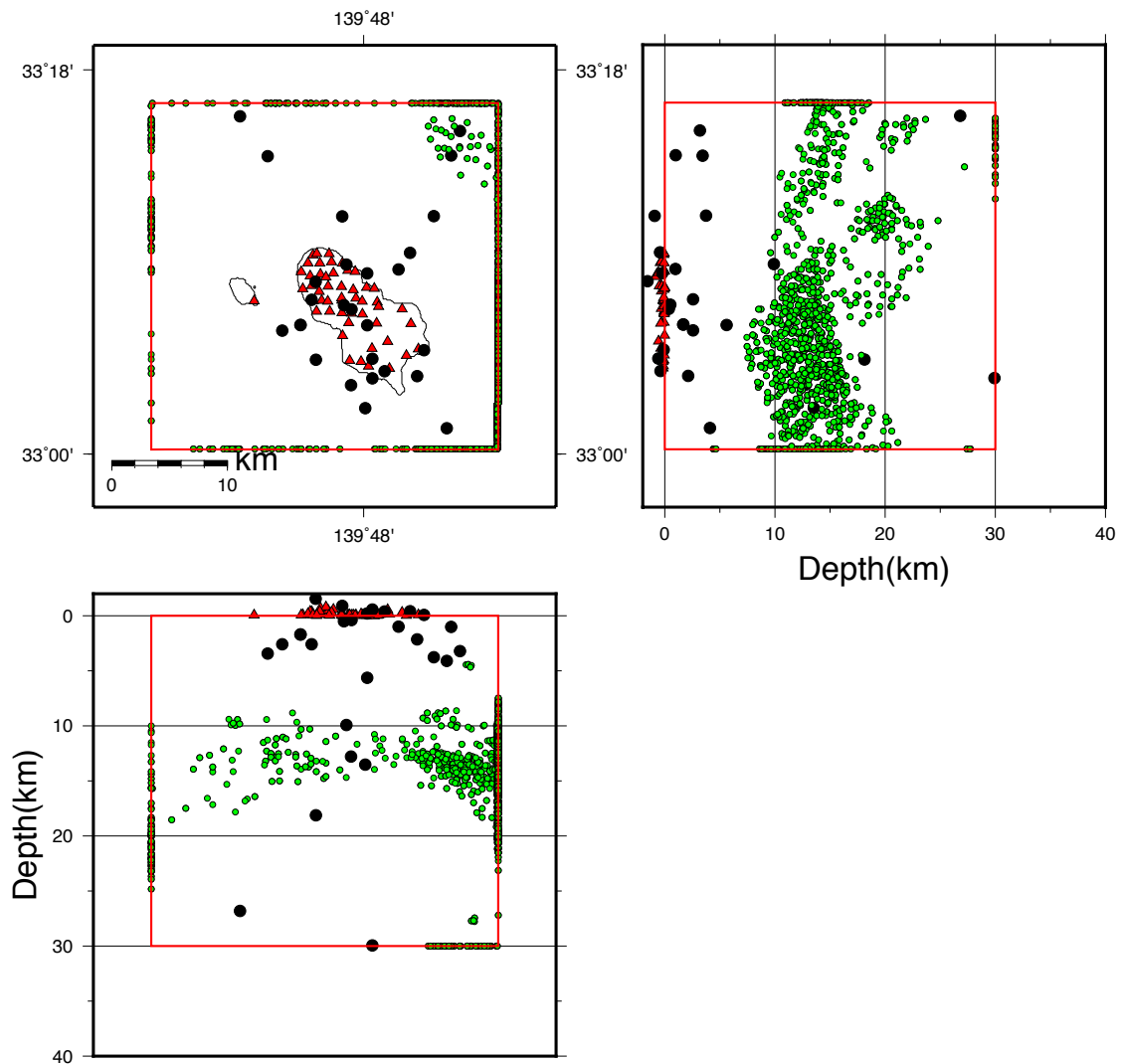


図 5.5 ローカルモデルにおける近地地震と crossing points の震源分布図. 黒丸：近地地震 (26 個), 緑丸：crossing points (2035 個), 赤三角：観測点 (50 地点)

セルサイズは西山を中心に水平方向 10×10km の範囲では水平方向のセルサイズを 2×2km とし, その外側のセルサイズを 5×5km とした. 図 5.6 に CRT の結果を示す. 島の東部においては深さ 8km まである程度の解像度で表現することができた. 一方深さ 10km 以深においては, 低解像度となった. しかし本解析はわずか 44 日間分の震源データで, 6 か月の震源データに対して従来法を適用した Omori and Oda (2018) よりも, 良好な解像度を得ることができた (図 5.7).

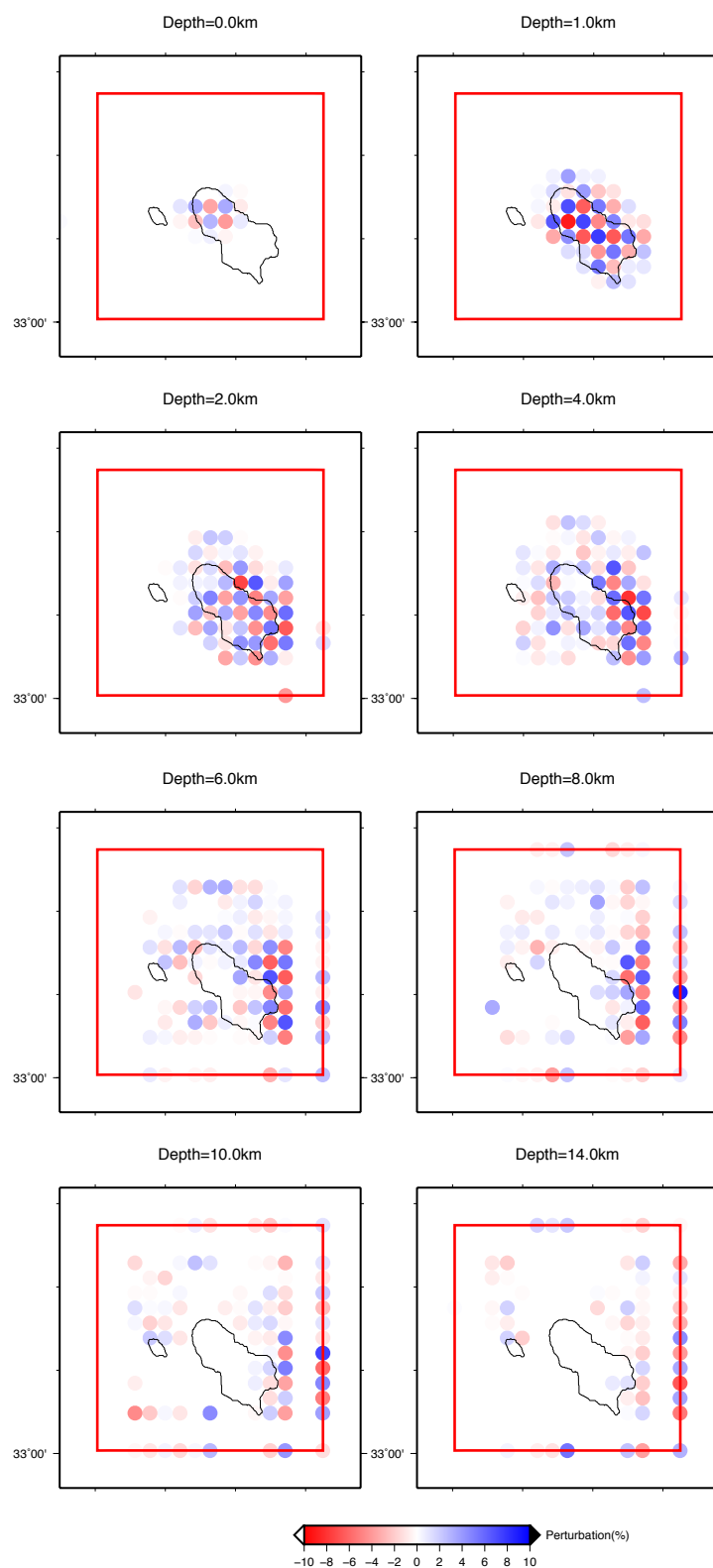
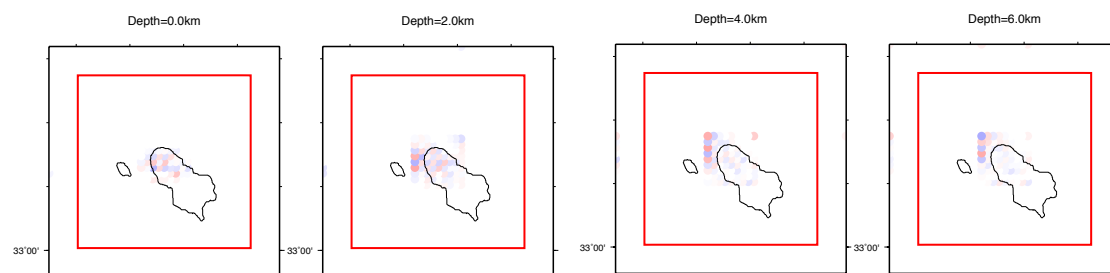
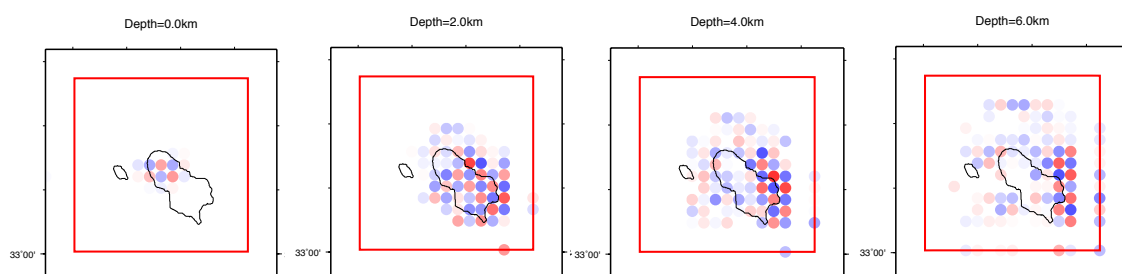


図 5.6 CRT 結果



(a) Omori and Oda (2018)



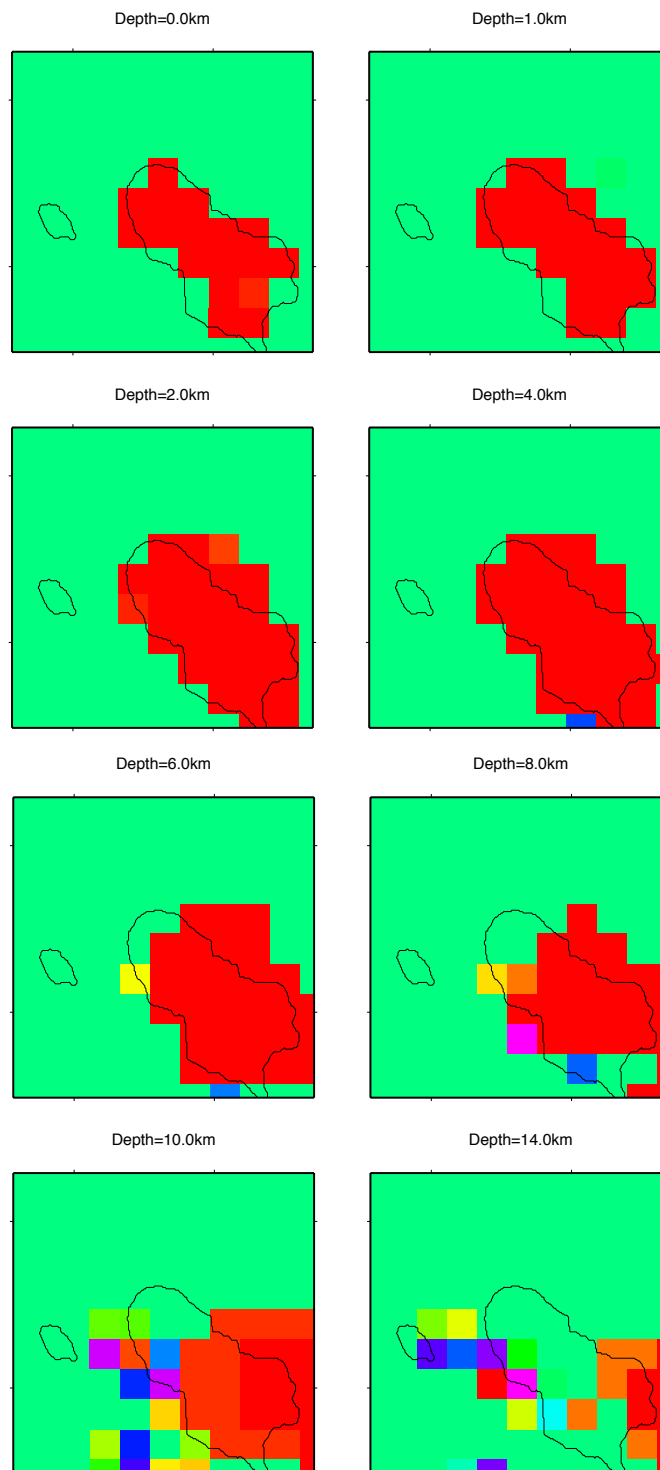
(b) 本研究

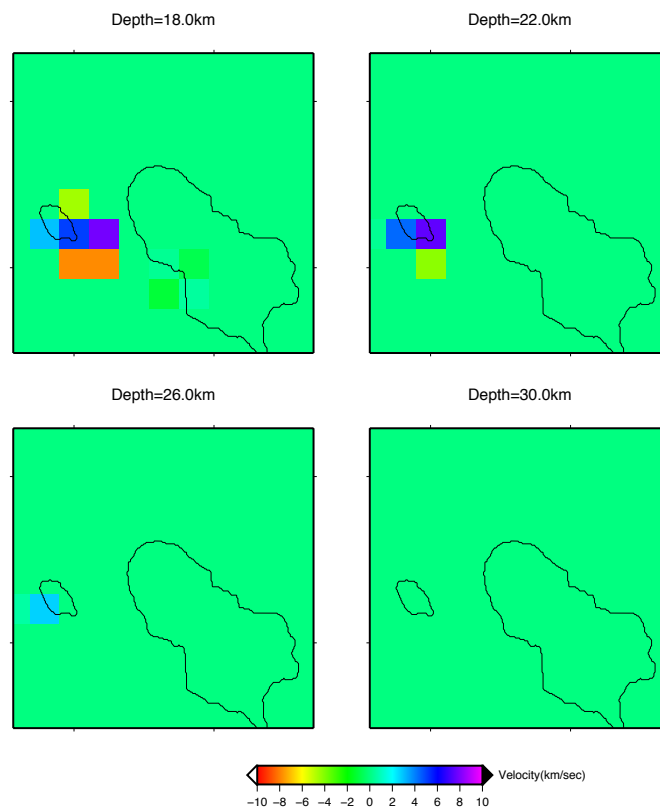
図 5.7 CRT による解像度の比較

5.4 3次元解析

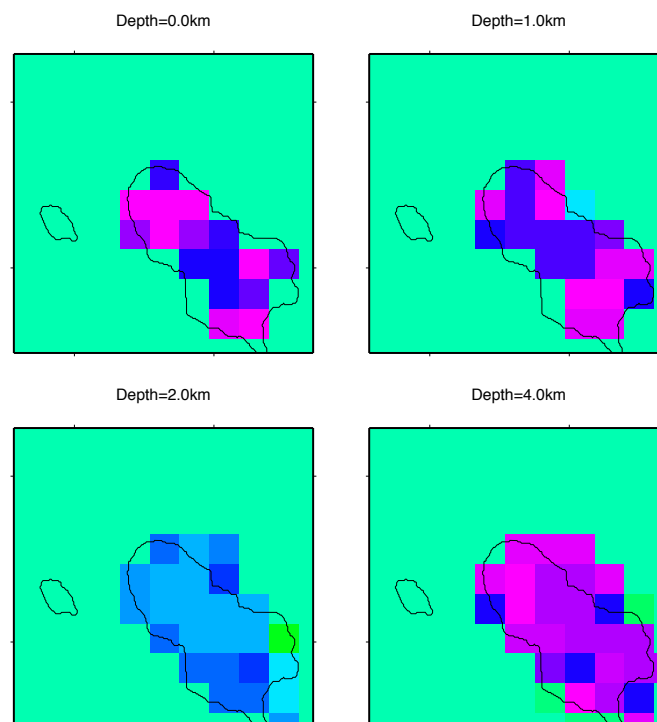
マルチステップ走時とモグラフィ法により得られた八丈島の P 波速度構造および V_p/V_s を、図 5.8 に示す。P 波速度構造は初期モデルを基準とした変化率 (%) で表している。初期モデルとしては、萩原・渡辺 (2019) より推定された 3 次元構造を使用した。

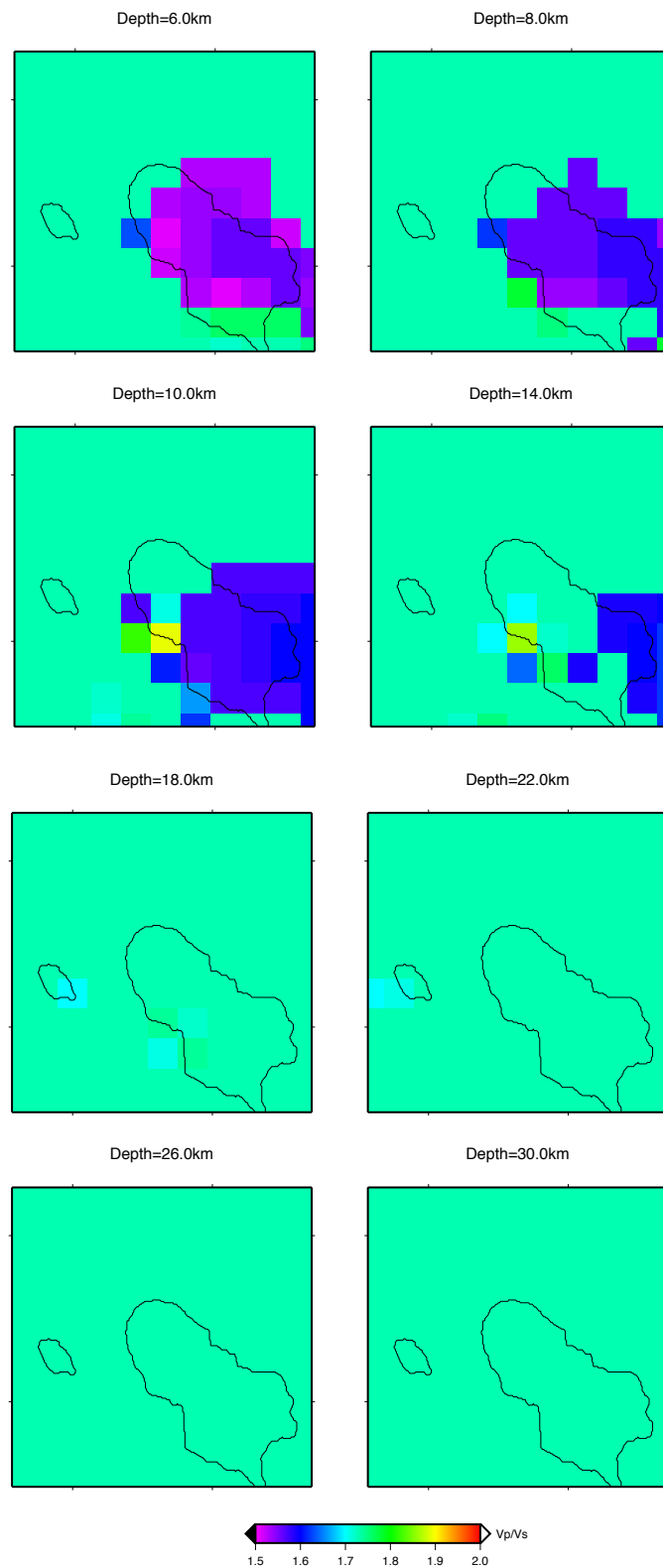
図 5.8a より八丈島直下の深さ 0~10km までの浅部構造は初期速度構造と比較して、低速度の領域が広がっている。八丈島西部の深さ 10km においては低速度領域があり、その周辺部は高速度域が囲んでいる。この付近は木俣ほか (2004) においてダイクの貫入が示唆されている領域である。 V_p/V_s は高い値を示しており、溶融体の存在が考えられる。しかし、この領域は解像度が十分とはいえないため、今後詳細な検討が必要である。





(a) P 波速度構造





(b) Vp/Vs 構造

図 5.8 マルチステップ走時トモグラフィによる地殻構造

第 6 章 結論

6.1 考察・まとめ

第 4 章の数字実験では 2 つのパラメトリックスタディを行い、数値実験 1 ではローカルモデルに速度不均質を配置し、得られた速度構造の再現性より各パラメータを評価した。数値実験 1 よりマルチステップ走時トモグラフィ法を適用し、近地地震と **crossing points** を震源データとしたときに、もっとも高い再現性を得ることができ、本手法の優位性を確認できた。数値実験 2 ではローカルモデルサイズをパラメータとし、解の不確実性の増減および解像度に与える影響を CRT より評価した。数値実験 2 より八丈島直下の解像度に関しては、モデルサイズの影響を受けないことが確認できた。一方で、モデルサイズの大きさの差異による、メリット・デメリットを確認できた。以上より、実データを用いた解析に先立ち、最適なモデルサイズを選定する必要があることがわかった。

第 5 章では、八丈島における実データを用いた 3 次元解析に先立ち CRT を行った。CRT では、島の東部において深さ 8km まである程度の解像度で表現することができた。また深さ 10km 以深においては、低解像度での表現となった。しかし本解析は 44 日間の震源データで、6 か月の震源データに対して従来法を適用した Omori and Oda (2018) よりも、良好な解像度を得ることができた。

3 次元解析では、浅部構造における低速度領域の広がりや、八丈島西部の深さ 10km における低速度領域とそれを囲む高速度領域を確認した。後者は木俣ほか (2004) においてダイクの貫入が示唆されている領域とほとんど一致している。この領域における V_p/V_s は高い値を示したため、熔融体の存在が考えられる。しかし、この領域は解像度が十分とはいえないため、今後詳細な検討が必要である。

6.2 今後の課題

本研究における八丈島の 3 次元地殻構造推定はわずか 44 日間のデータより推定している。Omori and Oda (2018) よりも高い解像度となったが、深さ 10km 以深の深部構造においては低解像度となった。信頼性の高い地殻構造を得るためには、全ての観測期間のデータを用いた解析を行う必要があると考えられる。

また、マルチステップ走時トモグラフィ法において用いた波線追跡手法は、**pseudo-bending** 法である。3.1.2 で示したが、この手法は、初期値依存性があり、不均質性が高い構造においては正確な波線経路が得られない場合があることが指摘されている。さらに震源が遠すぎると摂動量が著しく大きくなるため、正しい波線経路とならない場合が

ある．したがって，理論走時における誤差が発生することになり，結果として逆解析においても誤差が生じることになる．今後は，異なる波線経路手法を用いたケーススタディなどを行うことで解の信頼性を向上させる必要がある．

謝辞

本修士論文は、筆者が首都大学東京大学院都市環境科学研究科都市基盤環境学域在学中に、探査工学研究室において取り組んだ研究を取りまとめたものです。

本論文をまとめるにあたり、終始暖かい激励とご指導、ご鞭撻をいただいた小田義也准教授、吉嶺充俊准教授、東宏幸博士に深く感謝の意を表します。指導教官である小田准教授には、学部時代より物理探査全般、特にトモグラフィに関して熱心なご指導をいただきました。研究および今後のキャリアへの道を照らしてくださったことに重ねて感謝申し上げます。

また、八丈島における稠密臨時地震観測では、名古屋大学大学院環境学研究科 附属地震火山研究センター 渡辺俊樹教授に同行していただき、その際にご指導およびご助言をいただきました。ここに感謝の意を申し上げます。

さらに、同研究室の学生各位および秘書の福原順子様には、地震観測等の研究活動やそれに伴う諸手続きにおいて多大なご協力をいただきました。ありがとうございます。

最後に、本研究成果をここにまとめることができたことをご報告するとともに、ご協力いただきました全ての皆様に感謝の意を表し、謝辞とさせていただきます。

2020 年 2 月 大森 健太郎

参考文献

- Aki, K. and W. H. K. Lee (1976) : Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model., *J. Geophys. Res.* **81**, 4381-4399
- Aki, K., A. Christoffersson and E. S. Husebye (1977) : Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere., *J. Geophys. Res.* **82**, 277-296
- Bai, C-Y. and Greenhalgh, S.A. (2005) : 3D multi-step travel time tomography: Imaging the local, deep velocity structure of Rabaul volcano, Papua New Guinea., *Phys. Earth Planet. Inter.*, **151**, 259-275
- Eberhart-Phillips, D. (1990) : Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California., *J. Geophys. Res.*, **95(B10)**, 15343-15363
- Ellsworth, W. L. and R. Koyanagi (1977) : Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii., *J. Geophys. Res.*, **82(33)**, 5379-5394
- 萩原弘子, 渡辺秀文 (2019) : 三宅島・神津島・八丈島周辺の震源分布の特徴：速度構造との関連性, 日本地球惑星科学連合 2019 年大会, P23
- Hirata, N., Matsu'ura, M. (1987) : Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50-61
- Humphreys, E. D. and Clayton, R. W. (1988) : Tomographic image of the Southern California Mantle., *J. Geophys. Res.*, **95**, 6553-6562
- Jacob, K. H. (1970) : Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical Earth., *J. Geophys. Res.*, **75**, 6675-6689
- 気象庁, 日本活火山総覧(第 4 版) Web 掲載版 メニュー, 最終閲覧日 (2019 年 2 月 10 日) https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/souran/menu_jma_hp.html
- 木股文昭, メイラノ イルワン, 深野慶太 (2004) : GPS により観測された八丈島における地殻変動とそのダイク貫入モデルの推定, 火山, **49**, 13-22
- Kumagai, H., Miyakawa, K., Negishi, H., Inoue, H., Obara, K., and Suetsugu, D. (2003) : Magmatic Dike Resonances Inferred from very-long-period seismic signals., *Science*, **299**, 2058-2061
- 小田義也, 棚田俊收, 八巻和幸, 伊藤博 (2002) : 箱根火山の 3 次元速度構造と震源の再決定, 物理探査, **55**, 145-156
- 小田義也 (2004) 自然地震と人工地震を用いたハイブリッド走時トモグラフィ法の開発と適用に関する研究—箱根火山の深部地殻構造の可視化—東京都立大学博士学位論

文

- 小田義也 (2008), 地震波で見た箱根火山の地下構造, 神奈川博調査研報 (自然), **13**, 171-186
- Omori, K., Oda, Y. (2018) : Checkerboard resolution test for natural earthquake tomography of volcanic islands in Hachijojima, Proceeding of the 13th SEGJ International Symposium, P4
- Roecker, S. W. (1982) : Velocity structure of the pamir-Hindu Kush region; possible evidence of subducted crust., *J. Geophys. Res.*, **87(B2)**, 945-959
- Sambridge, M. S. and Gudmundsson, O. (1998) : Tomographic systems of equation with irregular cells., *J. Geophys. Res.*, **103(B1)**, 773-781
- Sharp, A. D. L., Davis, P. M. and Gray, F. (1980) : A low velocity zone beneath Mount Etna and magma storage., *Nature*, **287**, 587-591
- 下鶴大輔, 長田昇, 堀米和夫, 沢田宗久, 岡田惇, 柴野睦郎, 松本滋夫, 佐々木幸一, 細谷与一 (1972) : 伊豆諸島の地震活動の特質, 火山, **17**, 66-87
- 菅香世子 (1998) : 八丈島火山群の形成過程とその特徴, 第四世紀研究(*The Quaternary Research*), **37(1)**, 59-75
- 杉原重夫, 嶋田繁 (1998) : 八丈島, 西山火山南東麓における最近 2,500 年間の噴出物の層序と噴火年代, 地学雑誌, **107**, 695-712
- 高橋成実, 小平秀一, 佐藤壮, 山下幹也, 海宝由佳, 三浦誠一, 野 徹雄, 瀧澤薫, 野口直人, 下村典夫, 金田義行 (2015) : 伊豆・小笠原島弧の速度構造, 地学雑誌, **124**, 813-827
- 田辺国土 (1980) : 非線形最小二乗法のアルゴリズム., 応用統計学, **Vol. 9, No.3**, 119-140
- 田村芳彦 (2016) : 島弧マグマと地殻形成 : マントルから大陸を創る, 火山, **61**, 79-89
- Thurber, C. H. (1981) : Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, central California, Ph.D. thesis, Mass, Inst. of Technol., Cambridge, **332**
- Thurber, C. H. (1987) : Seismic structure and tectonics of Kilauea volcano Hawaii., *Volcanism in Hawaii*, *US Geological Survey*, 919-934
- Thurber, C. H. (1992) : Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography., *Phys. Earth Planet. Inter.*, **75**, 55-62
- 東京大学地震研究所 (2002) : 伊豆半島および伊豆諸島周辺の地震活動 (2002 年 5 月～2002 年 10 月), 地震予知連絡会会報, **69**, 216-218
- 東京都防災会議 (1992) : 伊豆諸島における火山噴火の特質及び火山防災に関する調査研究
- 東京都防災会議 (1992) : 伊豆諸島における火山噴火の特質及び火山防災に関する調査研究資料集 (地学編)

- Um, J. and Thurber, C. H. (1987) : A fast algorithm for two-point seismic ray tracing., *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 972-986
- ト部卓, 束田進也 (1992) : win- 微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 地震学会講演予稿集, **No.2**, 41
- Wesson, R. L. (1971) : Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models., *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 729-746
- 山谷祐介, 長谷英彰, 長尾年恭, 原田誠, 谷口裕紀, 中村憲二, 舩津崇 (2008) : 八丈島西山(八丈富士)火山の AMT 法比抵抗探査, 日本火山学会 2008 年秋季大会, P70
- Zhang, H. and C. H. Thurber (2003) : Double-Difference Tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California., *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1875-1889