

Slip distributions of the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes estimated from tsunami inversion using a new plate model

メタデータ	言語: English 出版者: 公開日: 2017-10-05 キーワード: 作成者: 馬場, 俊孝 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/2297/16681

氏名	馬場俊孝
生年月日	
本籍	岐阜県
学位の種類	博士(理学)
学位記番号	博乙第265号
学位授与の日付	平成15年9月30日
学位授与の要件	論文博士(学位規則第4条第2項)
学位授与の題目	Slip distributions of the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes estimated from tsunami inversion using a new plate model(新しいプレート形状を用いて津波波形インバージョンから求めた1944年東南海地震・1946年南海地震のすべり量分布)
論文審査委員(主査)	河野 芳輝(理学部・教授)
論文審査委員(副査)	古本 宗充(自然科学研究科・教授) 杉本 幹博(教育学部・教授) 安藤 雅孝(名古屋大学・教授) 平原 和朗(名古屋大学・教授)

学位論文要旨

Abstract

The coseismic slip distributions on the plate boundaries during the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes were estimated from inversions of tsunami waveforms. Although the inversion method was almost identical to that of Tanioka and Satake (2001a, b), we used a more reliable plate model which was constructed by combining 15 seismic survey results. We also included the effect of horizontal displacement of ocean bottom topography. The upper surface of the new plate model is generally 3-5 km shallower than previous estimates, and contains new details of plate boundary structure near the Nankai Trough axis. The slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake seems to be similar with the previous results. Otherwise, in the 1946 Nankai earthquake, the slip amount on subfault (N3C) near Cape Muroto was reduced 41 % from previous estimate of Tanioka and Satake (2001a) due to shallower fault model and horizontal displacement effect. However, we also found reason to suspect the tide gauge closest to the epicenter (at Shimotsu), and this resulted in a much substantial reduction in the maximum slip at the 1946 Nankai earthquake. Our slip model excluding Shimotsu record has maximum slip closet to the ideal value which are expected from the simple consideration of recurrence interval and convergence rate. Furthermore, the asperities coincide with the locations of the large subevents detected by previous seismic wave studies. Judging from many reasons, we feel that the slip model excluding Shimotsu data is a more robust result than that one which includes the Shimotsu data. We also find that our new rupture models correlate well with features of the subducting plate boundary, such as a large subducting seamount off Cape Muroto.

はじめに

南海トラフでは繰り返しプレート間巨大地震が発生している。最近のイベントは 1944 年東南海地震と 1946 年南海地震である。単純には、破壊域の広がりには温度に規定されるが、破壊域上限や水平方向の広がりについてはそのとおりではない。近年、破壊域と沈み込む海山のような特徴的な構造との関係について議論されはじめている(たとえば、Kodaira et al. (2000))。

構造と破壊域の関係についてさらに詳細に議論するためには、より現実的で詳細なすべり量分布を求める必要がある。Tanioka and Satake (2001a, b)によって、津波波形から 1944 年東南海・1946 年南海地震のすべり量分布が明らかとなった。しかし、その最大のすべり量は 6.22m であり、プレートの沈み込み速度と再来間隔から推定される最大すべり量の値を大きく超えてしまっている。Tanioka and Satake (2001a)のすべり量が大きく見積もられている 1 つの原因として、断層面としてもちいたプレート形状があげられる。地震活動のみから推定したプレート形状では、海域下でのプレート形状はあいまいである。そこで、本研究では南海トラフ付近で行われた構造探査結果を用いて新たにプレート形状を推定し、これをそれら地震の断層面とした。さらに、解析方法において下記に示す改善を行った。それらは、津波励起における海底面の水平移動の効果 (Tanioka and Satake, 1996) を考慮した点とチェッカーボード解像度解析をおこなった点である。

本研究では、1944 年東南海・1946 年南海地震のより現実的なすべり量分布を求めることを試みる。また、海山やリッジなどの不整形形状の沈み込みがどのように海溝型巨大地震の破壊域に影響しうるのかを議論する。

新プレートモデル

地震活動のみからプレートの深さを推定する方法では以下の注意すべき点が残る。1) 海域下での震源決定精度は低いために、海域下でのプレート形状はあいまいであること。2) 沈み込みによって発生する地震がスラブ内のどこで発生しているか正確には捉えられない。そのため、厳密に言えば震源分布から推定した形状はあくまでも震源分布上面の形状に過ぎない。

そこで、本研究では震源分布と構造探査結果の双方を用いてプレート形状の推定を推定した。海域下では構造探査結果をもとにプレート深度を推定する。陸域下では従来どおりに地震活動から推定した。しかし、先に述べたように震源分布の上面はあくまでも震源分布の上面であるので、その上面を構造探査の結果をもとに補正することによりプレート上面とした。簡単にプレート形状作成の手順を示す。まず、沈み込むプレート上面を海洋性地殻第 2 層の上面と仮定した。構造探査結果のすべてが測線の端からの距離の関数となっているので、それを緯度、経度の関数に変換する。次に、震源分布の形状を参考にしながら海洋性地殻第 2 層の上面を陸側に伸ばし、陸域下でのプレート深度を推定する。また、トラフ軸とほぼ平行な方向に断面を取り出し、すでに推定済みのプレート深度と震源分布を参考にしながら、プレート上面のデータを作成した。これら緯度、経度、上面震度のデータを曲率最小化アルゴリズムをもとにした補間方法を用いて補間した (Smith and Wessel, 1990)。図 1 にプレート形状を示す。構造探査結果を用いることによって海溝付近での詳細

な形状を明らかにすることができた。また、過去のプレートモデルと比較して、3km-5kmほど浅いものとなった。

津波解析

得られたフィリピン海プレートの形状を用いて、1944年東南海地震と1946年南海地震のすべり量分布を津波波形インバージョンから求める。断層面を図2と表1、2に示す小断層に分割した。小断層の長さとは幅は45km×45kmである。すべての小断層において、東南海地震では走向240°、すべり角(食い違い方向)110°とし、南海地震では走向は250°、すべり角は120°とした。津波波形データとして、東南海地震では10検潮記録、南海地震では8検潮記録をもちいた。解析方法はそれぞれの小断層について、単位すべり量を与えて水平動の効果を検討した海底の地殻変動を計算し、線形長波の式をもちいて津波の数値計算を行った。海底地形は20秒のグリッドデータを用い、検潮所付近では4秒のものを用いた。各検潮所で計算された津波波形をグリーン関数としてインバージョンを行い、各小断層のすべり量を求めた。インバージョンには非負の拘束条件を付加した。

チェッカーボードテスト(図3)は、海溝軸付近の小断層ではほぼ解けていることを示したが、南海地震時の四国の陸地付近ではその信頼度がやや乏しいことを示した。

すべり量分布

得られたすべり量分布を図4と表1、2に示し、観測波形と理論波形の比較を図5に示す。東南海地震では志摩半島沖に最大のすべりが存在し、そのすべり量は3.40 mであった。紀伊半島沖は海溝軸付近にまですべりが達しているのに対して、東半分の領域では陸地付近にすべりが制限されている。このすべり量分布は過去の津波解析の結果(Tanioka and Satake, 2001b)とほぼ一致し、アスペリティの位置は地震波解析、その他の津波解析結果と矛盾しない。地震モーメントは 1.9×10^{21} Nmであった。

南海地震のすべり量分布は室戸岬を境にして、東西2つの領域に分けることができる。東領域では海溝軸付近にまで大きなすべりがみられるのに対して、西領域では陸地付近にすべりが制限されている。東南海地震にも同様な傾向がみられたが、南海地震がより極端である。東領域の最大のすべりは室戸岬付近の3.65 mであった。この小断層はTanioka and Satake (2001a)では、6.22 mの大きなすべりが得られた小断層であり、約40%程度すべり量が減少したことになる。これは、Tanioka and Satake (2001a)で用いられたプレート形状よりも、本研究で用いたプレート形状が浅いこと(この周辺には海山が沈み込んでいて、特にプレートの深さが浅い)、室戸岬に付近の急変している海底地形によって、大きな水平変動の効果が生まれたものと解釈できる。3.65 mはプレートの沈み込み速度と再来間隔から推定される最大すべり量の値と矛盾しない。一方、西領域での最大すべりは8 mを超えてしまったが、チェッカーボード解像度解析の結果からその領域での信頼度は低いので、この値についての取り扱いには注意が必要であると思われる。地震モーメントは 4.2×10^{21} Nmであった。

下津のデータをはずした 1946 年南海地震津波波形インバージョン

南海地震の解析の過程において、下津での波形がまったく説明できないことに気付いた。到着時刻が観測波形よりも計算値の方が 10 分程度も早く、到着時刻すら説明できない。しかし、下津の観測波形はその正当性を疑う理由がある。それらは下津での観測波形（図 6）は、ほとんど正の方向にしか触れていないことや、地震発生以前に理論潮位と観測波形がずれてしまっていることである。また、短波長成分が他の観測点よりも卓越しているのも特徴である。下津は橋本・菊池(1999)や Cummins et al. (2002)によって見積もられた最大のサブイベントの位置の近傍に位置しているため、地震動によって何らかの被害をこうむった可能性も否定できない。

そこで、ここでは下津のデータをはずして行ったインバージョンの結果を示す(図 7)。下津ありのインバージョン結果(図 3)と比較して、以下の点においてよりもっともらしい結果となった。(1) このすべり量分布から推定される堺（堺は下津よりも湾内に存在する検潮所）での計算波形は、下津を使用したインバージョンの場合よりも、観測波形とよく一致する。(2) すべり量分布がよりスムーズになった。滑ってない領域の中で 1 つだけ有意に滑っていたサブフォルトのすべり量(N2A: 1.23 m)が 0.56 m に減少した。また、8.0m であった最大すべりも 4.65m に減少し、プレートの沈み込み速度と再来間隔から推定される最大すべり量の値に近づいた。(3) 下津なしの解析結果ではアスペリティは、潮岬付近と土佐湾付近に 2 つ存在する。これらは橋本・菊池(1999)や Cummins et al. (2002)の地震波形を用いたサブイベント解析で得られたサブイベントの位置とよい一致を示す。

下津の観測波形を否定する決定的な証拠はないことは強調しておかなければならない。しかし、下津の観測波形がほとんど説明できていないにもかかわらず、不可解なすべり量分布は下津の波形によるものであったことは間違いがない。本研究では下津の観測データを用いなかったインバージョンの結果を最終的な結果とした。

プレートの不整形形状とすべり量分布

得られた 1944 年東南海地震と 1946 年南海地震のすべり量分布とプレートの不整形形状は関係があるように見える（図 8）。1946 年の南海地震は海溝軸付近まで広くすべりが存在する東領域と、陸地付近に制限されている西領域の 2 つに分けられる。その境界部には海山が沈み込んでいることが確認されている(Kodaira et al., 2000)。1944 年東南海地震は南海地震ほど明らかではないが、古銭州海嶺が沈み込んでいる地域(Le Pichon et al., 1996)ではすべりは発生していない。また、Cummins et al.(2002)は西南日本での震源メカニズムを調べ、紀伊半島の西端付近に沈み込んでいるスラブに、裂け目が存在する可能性があるとして指摘した。そのスラブの裂け目は、本研究で求めた南海地震破壊域の北東側の境界とほぼ一致している。東南海地震破壊域の西側境界と南海地震破壊域の東側境界は、このスラブの裂け目によって規定されている可能性を示唆する。

まとめ

構造探査結果から新たにプレート形状を推定し、それを用いて 1944 年東南海地震、

1946年南海地震のすべり量分布を推定した。解析方法、データは Tanioka and Satake (2001a, b)と同様であるが、以下の点を改善した。1) 構造探査から推定したプレート形状を断層モデルとして採用した。2) 海底面の水平変動による津波励起の効果を考慮した。3) 観測データ(下津)の信頼性を再度チェックした。4) チェッカーボード解像度解析を行った。得られた1944年東南海地震のすべり量分布は、津波解析や地震波解析を行った過去の研究と矛盾しない結果になった。1946年南海地震では Tanioka and Satake (2001a)と比較して、より単純なすべり量分布となった。最大のすべり量は4.65mに減少し、プレートの沈み込み速度と再来間隔から推定される最大すべり量の値とほぼ矛盾しない値になった。また、本解析で得られたアスペリティの位置は、地震波解析で得られたサブイベントの位置と良好一致がみられた。得られたすべり量分布は沈み込む海山や海嶺、またはプレートの沈み込み角度の急変のような不整形形状と関係があるように見える。このようなプレートの不整形形状は地震時の破壊伝播や応力蓄積過程において、大きな影響を及ぼす可能性がある。

参考文献

- Ando, M., 1982, A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 28, 320-336
- Cummins P. R., T. Baba, S. Kodaira, and Y. Kaneda, 2002, The 1946 Nankaido earthquake and segmentation of the Nankai Trough, *Phys. Earth Planet. Inter.*, in press
- 橋本徹夫・菊池正幸, 1999, 地震記象から見た1946年南海地震の震源過程, *月刊地球*, 24, 16-20
- Kanamori, H., 1972, Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet Inter.*, 5, 129-139
- Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda, 2000, Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido Earthquake, *Science*, 289, 104-106
- Le Pichon, X., S. Lallemant, H. Tokuyama, F. Thoue, P. Huchon, P. Henry, 1996, Structure and evolution of the backstop in the eastern Nankai Trough area (Japan): Implications for the soon-to-come Tokai earthquake, *The Island Arc*, 5, 440-454
- Smith, W. H. F., and P. Wessel, 1990, Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, 55, 293-305
- Tanioka, Y. and K. Satake, 1996, Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 861-864
- Tanioka, Y. and K. Satake, 2001a, Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth Planets Space*, 53, 235-241
- Tanioka, Y. and K. Satake, 2001b, Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1075-1078

表1 小断層のパラメータとすべり量 (1944年東南海地震)

Subfault	depth of top edge km	dip angle dgree	slip m	std. error m
T1A	3	6.4	0.87	0.04
T2A	4	7.7	1.41	0.06
T3A	4	6.4	0.65	0.08
T4A	4	6.4	0.06	0.04
T5A	4	6.4	0.00	0.01
T6A	4	6.4	0.01	0.02
T1B	10	11.5	0.16	0.04
T2B	11	10.2	0.71	0.06
T3B	9	10.2	2.62	0.07
T4B	10	8.9	3.40	0.09
T5B	10	7.7	0.22	0.05
T6B	11	6.4	0.00	0.00
T7B	10	8.9	0.00	0.01
T1C	20	15.5	0.62	0.03
T2C	20	15.5	0.00	0.00
T3C	19	15.5	0.68	0.07
T4C	18	12.8	2.11	0.05
T5C	17	11.5	1.37	0.03
T6C	17	11.5	1.70	0.12
T7C	17	11.5	0.00	0.00
T4D	28	12.0	1.03	0.04
T5D	26	12.0	0.00	0.00
T6D	26	12.0	1.16	0.15

RMS residual = 12.2 cm

表2 小断層のパラメータとすべり量 (1946年南海地震)

Subfault	depth of top edge km	dip angle dgree	slip m	std. error m
N1A	8	8.0	0.00	0.00
N2A	7	8.0	1.23	0.14
N3A	5	6.0	0.04	0.07
N4A	3	4.0	0.29	0.19
N5A	1	6.0	0.00	0.00
N6A	1	9.0	2.18	0.11
N7A	1	9.0	3.02	0.15
N8A	1	9.0	0.00	0.00
N1B	14	9.0	0.18	0.04
N2B	13	8.0	0.62	0.13
N3B	10	9.0	0.31	0.14
N4B	6	9.0	0.68	0.14
N5B	6	9.0	0.86	0.15
N6B	8	14.0	2.41	0.10
N7B	8	18.0	2.27	0.10
N8B	8	19.0	0.17	0.07
N1C	21	8.0	1.32	0.06
N2C	19	9.0	1.92	0.30
N3C	17	6.0	8.05	0.33
N4C	13	9.0	2.40	0.20
N5C	13	14.0	3.65	0.15
N6C	19	14.0	0.94	0.10
N7C	22	22.0	1.95	0.24
N8C	23	22.0	0.79	0.12
N2D	26	9.0	0.00	0.00
N3D	22	10.0	3.89	0.29
N4D	20	13.0	0.63	0.33
N5D	24	14.0	0.07	0.05
N6D	30	26	1.12	0.08

RMS residual = 13.7 cm

表3 小断層のパラメータとすべり量

(1946年南海地震：下津の記録を除いた場合)

Subfault	depth of top edge km	dip angle dgree	slip m	std. error m
N1A	8	8.0	0.00	0.00
N2A	7	8.0	0.56	0.11
N3A	5	6.0	0.33	0.14
N4A	3	4.0	0.75	0.18
N5A	1	6.0	2.21	0.29
N6A	1	9.0	2.36	0.27
N7A	1	9.0	2.71	0.11
N8A	1	9.0	0.01	0.01
N1B	14	9.0	0.65	0.05
N2B	13	8.0	0.11	0.05
N3B	10	9.0	0.48	0.16
N4B	6	9.0	0.00	0.00
N5B	6	9.0	1.13	0.12
N6B	8	14.0	2.44	0.16
N7B	8	18.0	3.37	0.11
N8B	8	19.0	0.73	0.10
N1C	21	8.0	0.90	0.05
N2C	19	9.0	4.07	0.23
N3C	17	6.0	4.65	0.32
N4C	13	9.0	3.18	0.17
N5C	13	14.0	2.69	0.22
N6C	19	14.0	2.36	0.07
N7C	22	22.0	0.00	0.00
N8C	23	22.0	0.18	0.09
N2D	26	9.0	0.00	0.00
N3D	22	10.0	2.09	0.32
N4D	20	13.0	1.86	0.48
N5D	24	14.0	0.83	0.09
N6D	30	26	0.00	0.00

RMS residual = 12.0 cm

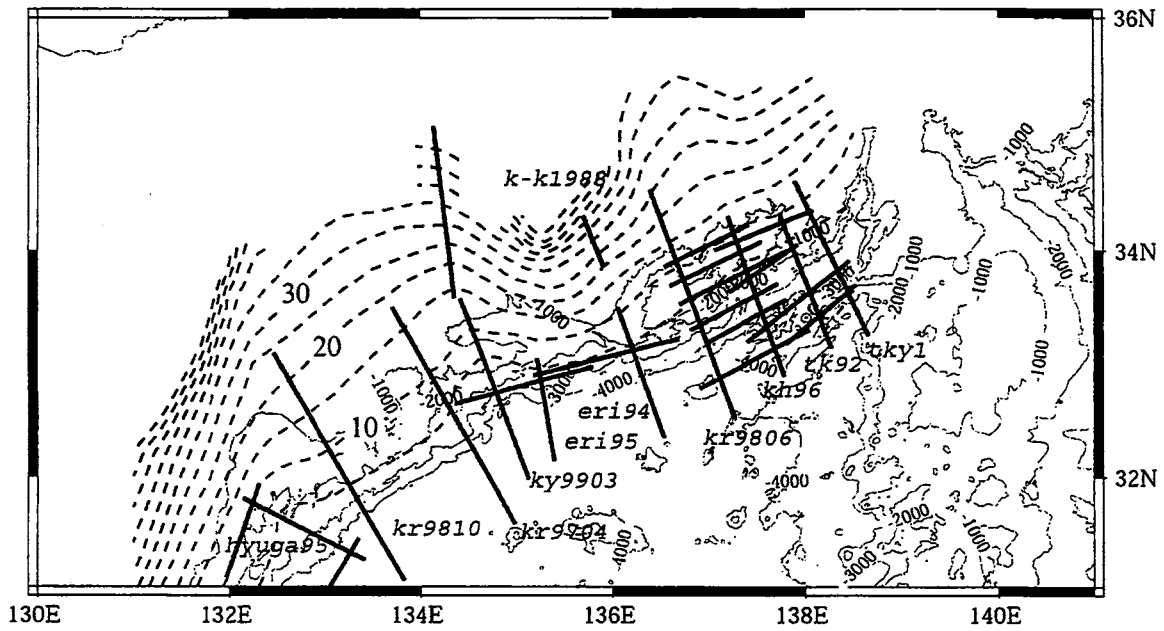


図1 構造探査結果と震源分布から推定した沈み込むフィリピン海プレートの上面：実線は使用した構造探査の測線を示し、点線はプレートの上面深度（単位：km）を示している。

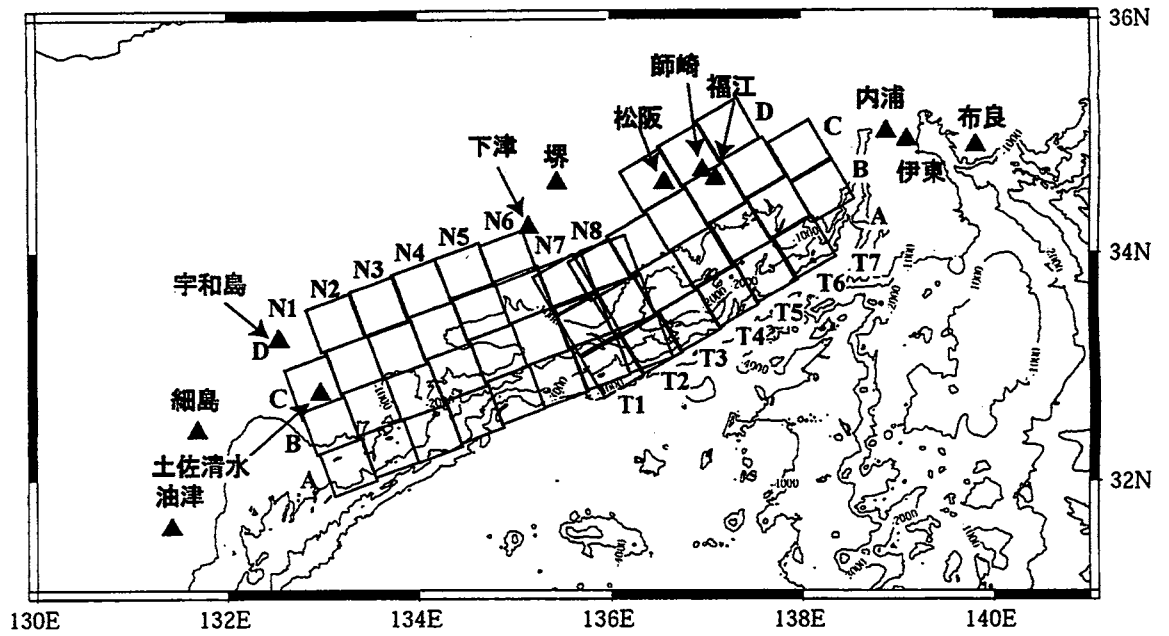
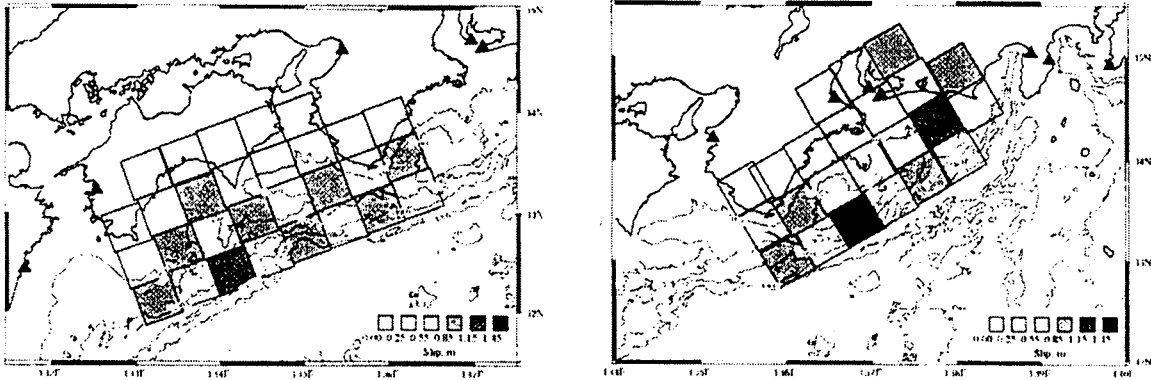
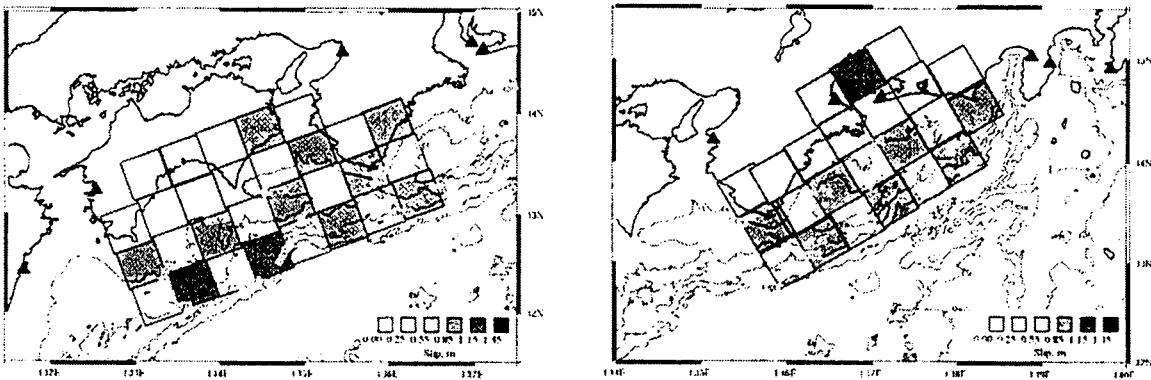


図2 津波計算領域：三角は検潮所を表し、四角は1944年東南海地震、1946年南海地震の解析に用いた小断層を示す。

チェッカーボードテスト 1 結果



チェッカーボードテスト 2 結果



$$1.0 - (|m_i - m_{true1}| + |m_i - m_{true2}|) / 2$$

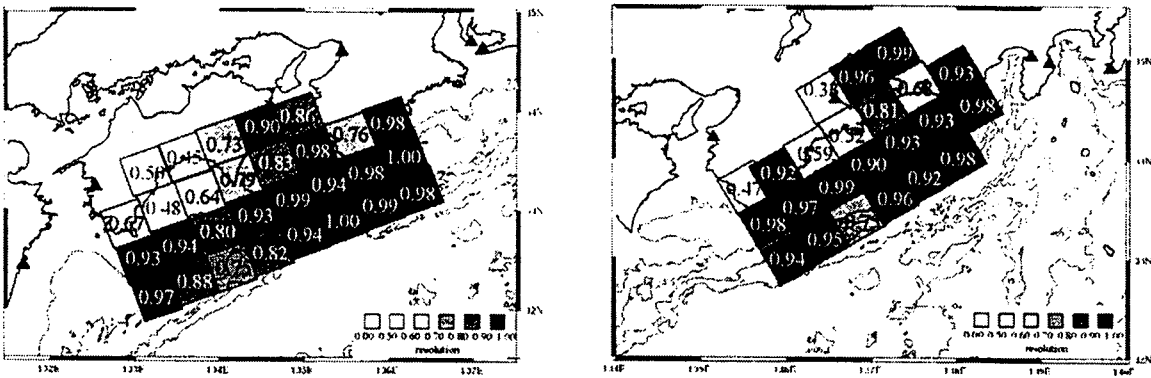
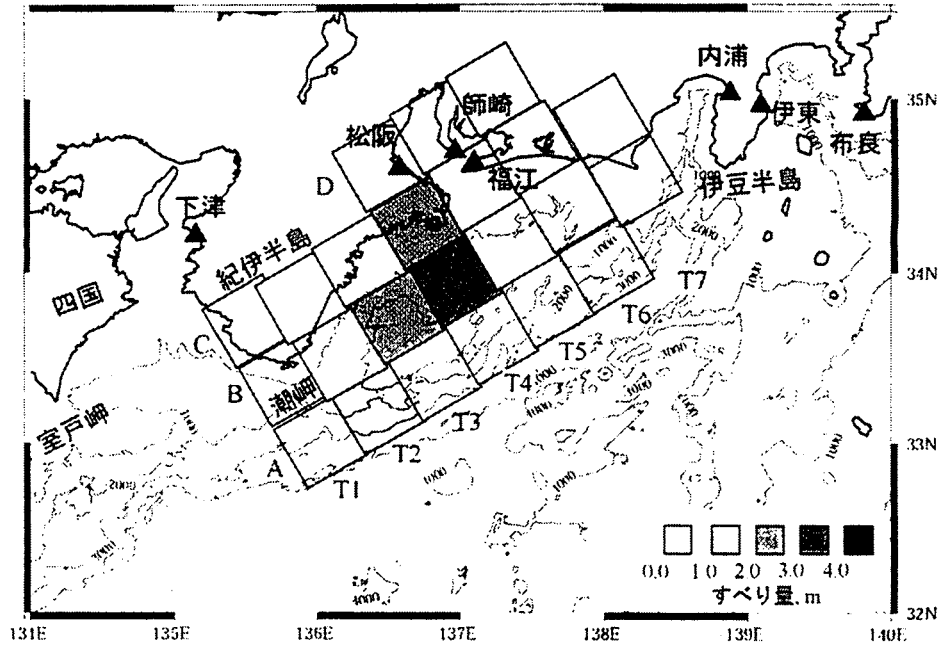


図3 チェッカーボードテスト：1,0パターン（上段）、0,1パターン（中段）の結果を示す。下段の図は、1.0から真値との差の2回の平均を引いたもので、1に近いほど信頼度が高いことを表している。

a) 1944年東南海地震のすべり量分布



b) 1946年南海地震のすべり量分布

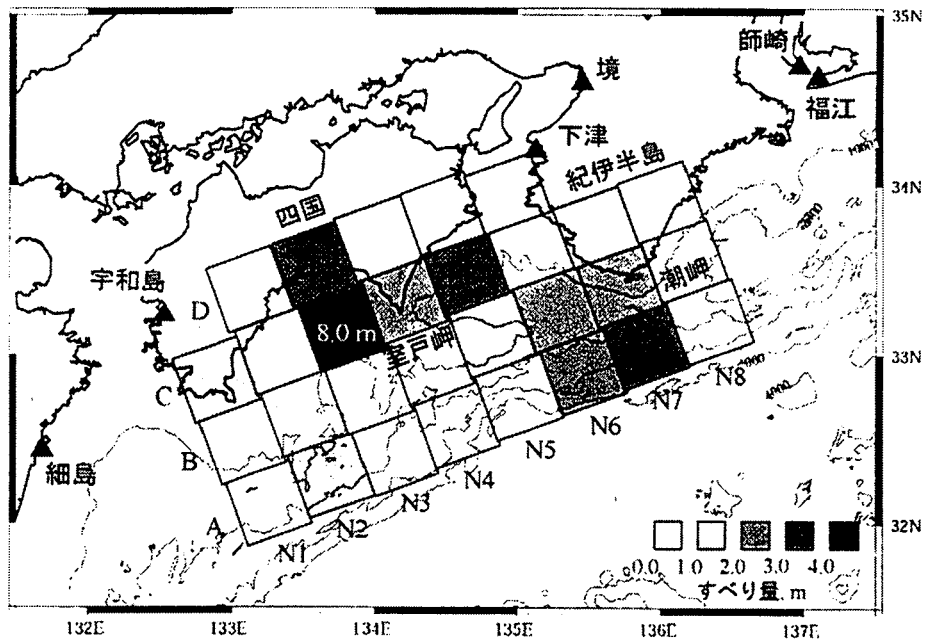
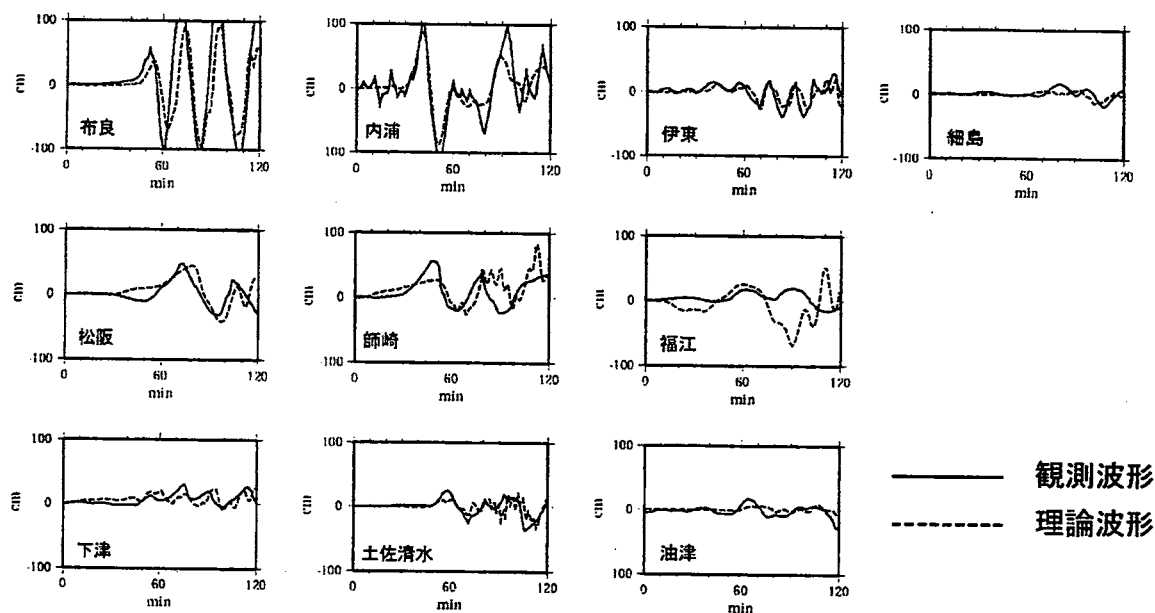


図4 1944年東南海地震(上図)と1946年南海地震(下図)のすべり量分布

a) 観測波形と理論波形：1944年東南海地震



b) 観測波形と理論波形：1946年南海地震

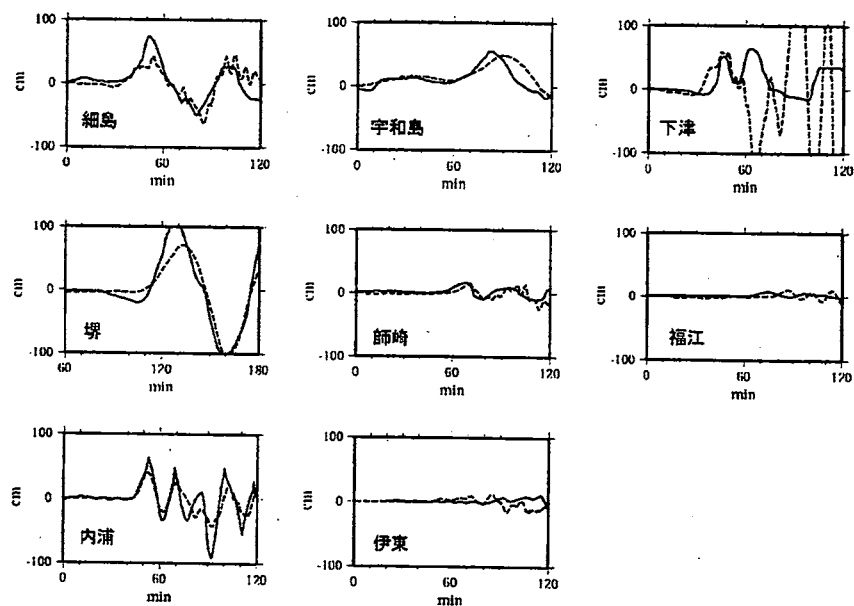


図5 1944年東南海地震(上図)と1946年南海地震(下図)の観測波形とすべり量分布から推定される理論波形

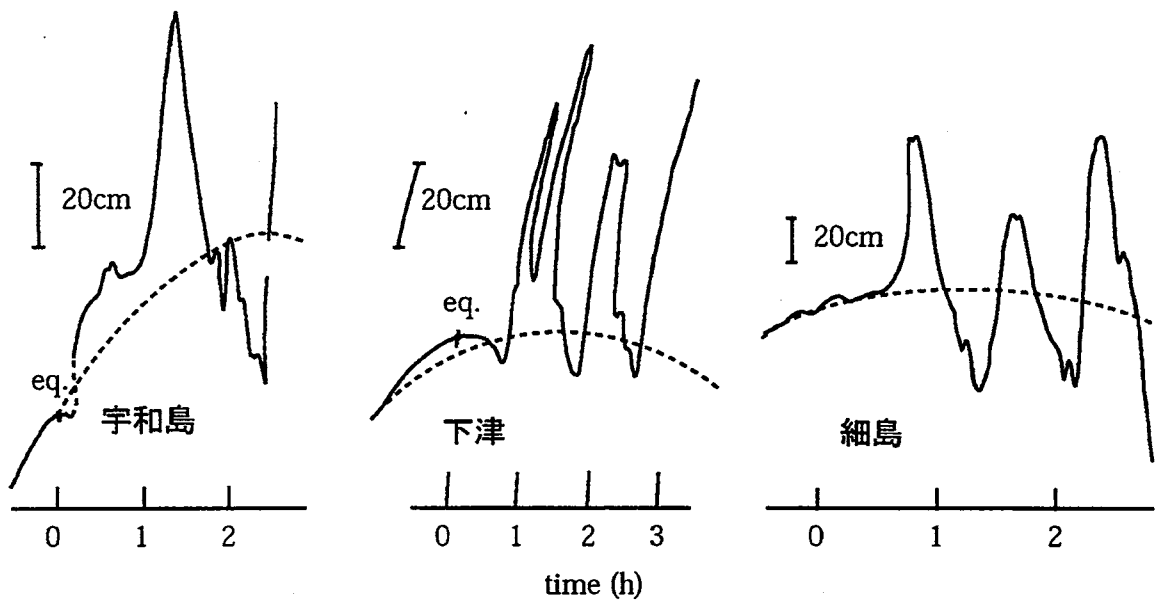


図6 宇和島、下津、細島での観測波形（南海地震時のもの、Ando, 1982 より引用）

1946年南海地震のすべり量分布 (下津の観測データを除いた場合)

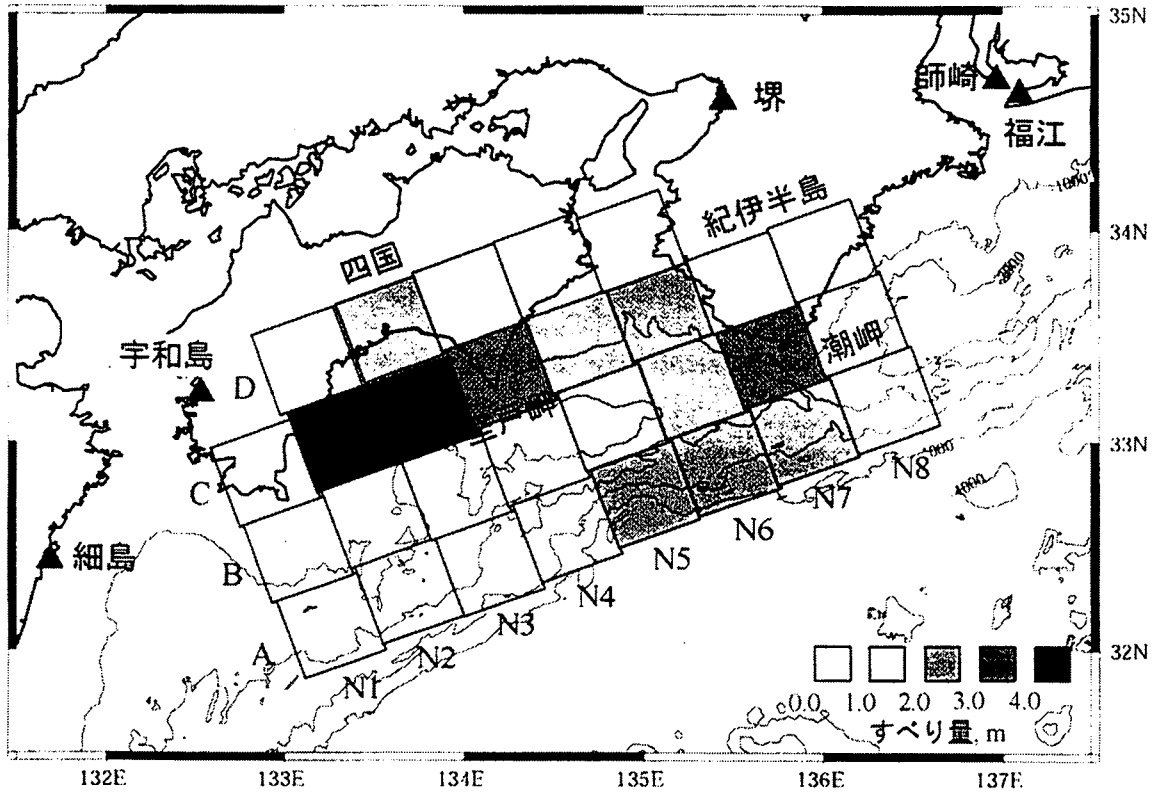


図 7 下津の観測データを解析から除いて得られた 1946 年南海地震(下図)のすべり量分布

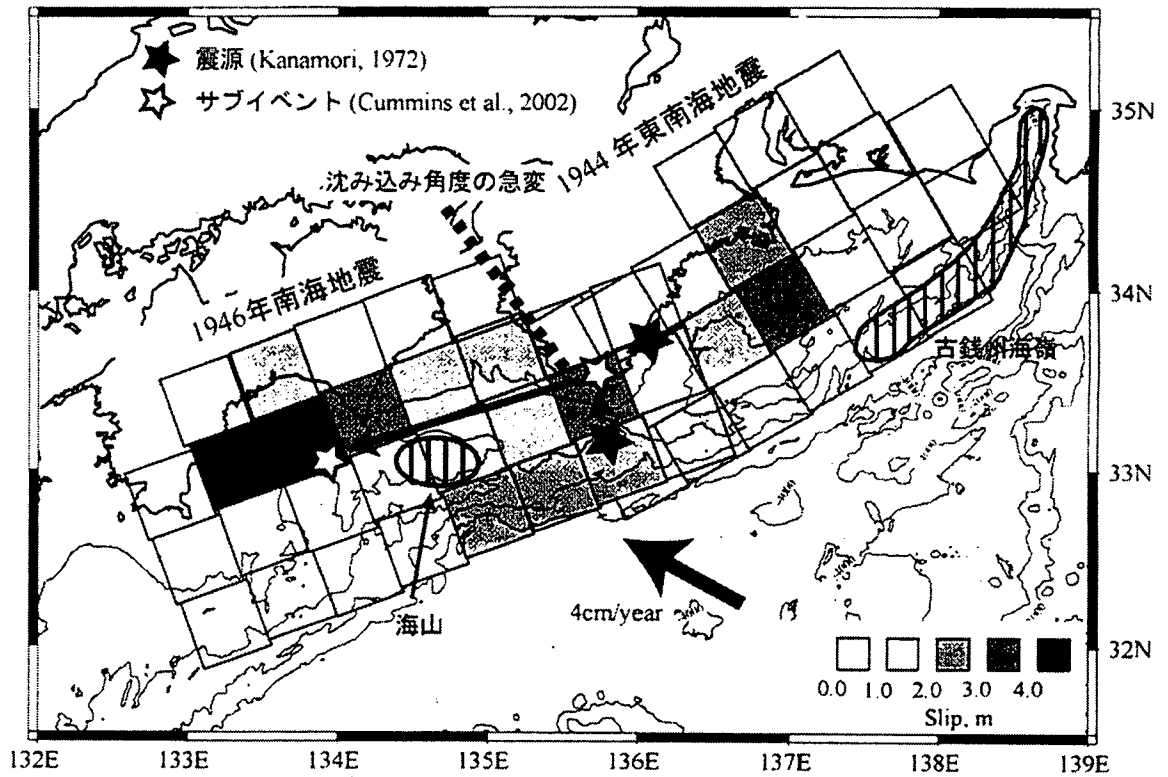


図 8 すべり量分布とプレートの不整形形状：斜線の領域は沈み込んでいく海山、海嶺の位置を示す。点線は沈み込み角度の急変の位置を示す。また、星印は震源とサブイベントの位置を示す。

学位論文審査結果の要旨

本論文はフィリピン海プレートの沈み込みによって1944年東南海、1946年南海トラフで発生した巨大地震に伴う津波の観測データを基に、逆値問題として地震発生過程（断層運動）を解明したものである。この研究は次の巨大地震発生が接近しているとされる現在、その地震発生予測のための観測計画立案にとって重要な意義を持っている。

先の地震が発生した時期は第二次大戦終結前後にあたり観測資料は極めて限られていた。その中で幾つかの験潮所に於ける津波波高データもこの地震の発生過程を復元できる可能性を残していた。本研究は南海トラフの沈み込み上面を多数の断層面で近似し、地震発生に伴う上下および水平方向の不均等断層運動を考慮に入れた津波発生モデルを構築し、観測波形を説明できる現実的な震源過程を復元した。この研究は最新の地殻構造探査結果を取り入れ、かつ上下だけでなく水平方向の断層運動も考慮に入れており、解の信頼性が極めて高いものとなっている。

申請者はすでに定評のある国際誌に第一著者として2篇、第二著者として1編発表しており、現在も1編審査中（第一著者）である。また国際学会での口頭発表も3件あるほか、3編の非査読論文（いずれも筆頭のもの）がある。このように、限られた期間に多数の論文発表と口頭発表を行った実績は、課程在籍の学生以上の努力を要するものであり、研究者としての能力を有することを示している。

審査委員会は申請された論文の質ならびにここまでの研究実績を評価して論文博士（乙）に十分ふさわしいものと判断した。