

アスペリティによる津波波源不均一性に関する一考察

奥村 与志弘*・高橋 智幸**・鈴木 進吾*・河田 恵昭*

1. はじめに

日本列島は環太平洋造山帯の北西に位置し、4枚のプレートで構成される地震多発地帯である。記憶に新しい1995年1月17日に発生した阪神・淡路大震災では、死者6,245人という甚大な被害が出た(内閣府, 2002)。この震災は、都市災害に分類される人的・物的被害が非常に大きくなる災害であった。その後、このような都市災害による被害を軽減できるようにソフトウェア、ハードウェアの両面から対策が進められている。ソフトウェア、ハードウェアのいずれであるにせよ対策を進めるためには、どのような災害が発生し得るのかを知る必要がある。

震源域に海域を含む地震の場合には津波も同時に発生する。津波が来襲する地域では、地震被害に加えて津波被害も生じるため、その被害は拡大する。例えば、1993年に発生した北海道南西沖地震では日本海側を襲う津波が発生し、東北・北海道等に大きな被害をもたらした。我が国において、このような津波を伴って発生する地震としては、南海トラフ沿いに90年から150年間隔で周期的に発生している地震がある。南海地震、東海地震と呼ばれる地震がそれである。この地震は北海道南西沖地震と同じくプレート間地震であり、阪神・淡路大震災のような直下型地震に比べて再現期間が短い。そのため、これらの地震に関する資料は比較的多く残されており、南海・東海地震を想定し対策をたてることが可能である。また、これらの地震の規模は、南海地震は地震マグニチュード(M)8.0~8.4、

東海地震では7.9~8.4と大きく、例えば1707年に発生した宝永地震では死者が2万人を超える被害が発生している。そのため、次に発生する地震の規模も大きく、被害が広域に渡り甚大なものになると予想される。したがって、その地震による被害及び津波による被害を想定し対策をたて、被害軽減に努める必要がある。

2001年12月に政府の地震調査研究推進本部地震調査委員会(以下推本と呼ぶ)の強振動評価部会は「南海トラフの地震を想定した強振動評価手法について(中間報告)」(推本, 2001)を発表した。この報告書は推本がプレート間地震の強振動評価手法を検討し、事例として南海トラフの地震を取り上げ中間的な検討結果を取りまとめたものである。その中で今回推本が想定している南海・東南海地震が従来の想定地震と異なる点はいくつかある。断層面にアスペリティを考慮していることもその一つである(図1.1)。一方、津波の場合は、想定モデルにおいて従来アスペリティは考慮されてこなかった。また、アスペリティに起因する津波の波源不均一性が沿岸部に来襲する津波にどのように影響するのかについても十分な検討は行われていない。しかし、南海トラフなどのように陸域が近く、震源域に沿岸部が含まれる条件では、三陸沖などと比較して、アスペリティに起因する津波波源不均一性の影響が大きく現れることは容易に想像できる。したがって、津波の数値シミュレーションにおいて、アスペリティを考慮することで影響が出てくるのか、出てくるとするとどのように出てくるのか、またその影響を防災上どのように取り扱うべきなのかを検討する必要がある。

そこで、本研究では南海地震の場合についてアスペリティを考慮した津波数値シミュ

*京都大学防災研究所巨大災害研究センター

**秋田大学工学資源学部土木環境工学科

レーションを行った。その際、推本が発表した想定南海地震を考慮する必要があるため、まずその特徴を捉えて津波数値シミュレーションをするにあたりそれらをどこまで考慮できるのか検討した。そして、考慮可能である特徴を導入したモデルによる数値計算を実施し、アスペリティを考慮することによる沿岸部での津波の変化を考察した。

しかし、アスペリティについては、地震学においても十分な知見が得られているとは言えないため、推本が発表したアスペリティのデータをそのまま採用したものだけについて考えるのは防災上危険である可能性がある。なぜなら、特に各アスペリティの位置とすべり量は津波の初期波形の計算には大きな影響を与えるが、アスペリティの位置とすべり量が推本のモデルの通りであるとは断定できないためである。しかも、推本は許される範囲内で地震被害が大きくなるようにアスペリティを設定している。そこで推本は東西方向に西側、中央、東側と3つのアスペリティを想定し、西側アスペリティの規模が中央・東側アスペリティの規模よりも大きいと想定しているが、本研究ではそれ以外に、中央アスペリティの規模が大きいと想定したシナリオと東側アスペリティの規模が大きいと想定したシナリオも考えた。そして、津波防災を考える上で、これらのシナリオから得られた結果をどのように取り扱うべきか検討した。ただし、本研究ではこの推本の想定南海地震の断層を忠実に再現した断層モデルで津波数値シミュレーションを行い、アスペリティの影響を検討したのではなく、この想定南海地震を考慮した独自のモデルを考え、その上で様々な検討を行った。

なお、本稿は京都大学工学部地球工学科四回生の奥村与志弘が京都大学防災研究所巨大災害研究センターの河田恵昭教授の指導の元に作成した卒業論文を修正したものである。

2. 既往の研究

2.1 Ando及び相田モデル（安政南海地震）

想定南海地震津波を設定する場合、既往最

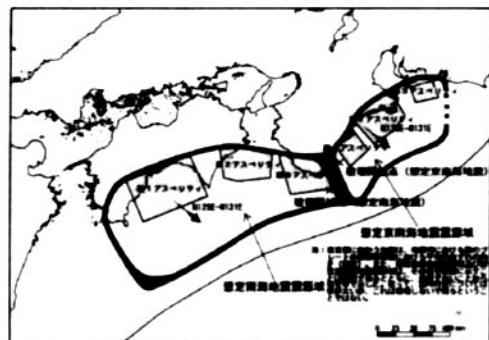


図1.1 推本（2001）による想定南海地震及び想定東南海地震

大のイベントを修正して使用することが多い。1707年の宝永地震、1854年の安政南海地震は地震マグニチュード8.4と既往最大と考えることができるが、被害に関する資料がより多く残っていることから安政南海地震の方が想定を行う上で有利である。しかし、宝永地震が東海地震と東南海地震の同時発生だったことを考えると、南海地震単独ではなく、東海地震や東南海地震との同時発生を対象とする場合はこの宝永地震も検討しなくてはならない。

このように安政南海地震は、規模はやや小さいが比較的記録が多く残っている昭和南海地震（1946年）とともに津波数値シミュレーションにおいて参照されることが多い。その安政南海地震の断層モデルとしては、Ando（1975）モデル、相田モデル（1981）がよく引用されている。Ando（1975）は、安政南海地震が昭和南海地震と同じ場所で発生しており、地殻上下変動の様子も非常によく一致していることから、昭和南海地震の断層モデルと全く同じ断層面からなるモデルを提案した。ただし、この安政南海地震は甚大な津波被害及び広範囲の被害分布をともなった点で、1946年の地震とは様相が大変に異なっている。この解釈として、2つの地震における破壊継続時間の違いを考え、安政の地震では全体の破壊がごくゆっくりと進行したのであろうと述べている。すなわち、両者の動的パラメータは異なっていたと推定している。一方、相田（1981）は、1946年南海地震と同じモデル

及びそれを変更した3つのモデルの計4種を設定して、津波数値実験を行っている。そして、古記録を基に推定した沿岸津波波高分布と比較することで、最も妥当なモデルを選び、それを安政南海地震津波の断層モデルとしている。これらのモデルはいずれもアスペリティに起因する波源不均一性を考慮していない。しかし緒言で述べたように、防災上アスペリティを考慮した断層モデルを考えていく必要がある。

2.2 アスペリティを考慮した津波研究

1993年北海道南西沖で発生した地震は大津波を伴い、奥尻島西岸で局所的ではあるが31.7mという打ち上げ高を記録した。この津波を引き起こした断層運動に関して、地震発生当初は種々の断層パラメータが公表されたが、いずれのモデルも大きく異なるなど、この断層運動の詳細についての定説がなかった。

そこで、津波を説明することを主目的に、どの様な断層運動が望ましいかを高橋ら（1994）は検討した。当初、2枚断層のモデルから出発したが、改良を重ねて北、中央、南の3枚の断層からなるモデルにたどり着いている。そして、北断層の改良の余地は残しながらも、奥尻島に関しては、かなり満足のできる計算結果を得ている。これは津波波源不均一性を考慮した津波研究の一例である。しかし、推本の想定地震は地震学において得られているアスペリティに関するより多くの知見を考慮したものであり、それらも考慮した津波研究が必要である。

2.3 地震調査研究推進本部地震調査委員会 強振動評価部会（2001）が発表した想定南海地震の特徴

緒言で述べたように2001年12月7日に推本は「南海トラフの地震を想定した強振動評価手法について（中間報告）」を発表した。この報告書における想定南海地震を考慮する際には、まずこの想定南海地震の特徴をおさえておく必要がある。その特徴は大きく①地震の規模、②震源断層の不均一性（アスペリティ）、

③形状の3つである。

（1）震源断層の形状について

地震発生領域は、温度100~150°Cに該当する深さから始まり、350~450°Cまでであるとされている。フィリピン海プレートではこの深さは約10kmから約30kmに相当するとされていることから、プレート境界面の深さ10~30kmまでの範囲を想定震源域としている。さらに、過去の震源モデルを参照し、また微小地震等に基づくプレート境界面の推定に関する研究成果及び当該地域の速度構造についての研究成果を利用して、プレート境界面の深さ10kmの位置にあたる南端、深さ30kmにあたる北端、そして東端・西端が推定されている。また、震源断層は曲面になっている（図2.1）。



図2.1 推本（2001）によるプレート境界面の推定等深線図

（2）想定される地震の規模について

これは1498年明応東海地震以降に発生した地震のマグニチュード及び想定震源域の拡がりから判断されている。過去の南海地震のM（マグニチュード）が8.0~8.4、M_t（津波マグニチュード）またはM_w（モーメントマグニチュード）が8.1~8.5となっている。また、想定震源域の拡がりに経験則を適用するとM8.4~8.5となる。これらを総合して、想定南海地震はM8.4前後になると判断されている。ちなみに東南海地震と同時発生のときはM8.5前後になるとされている。また、地震の規模を表す値としてマグニチュードの他に地震モーメントがある。これは、震源断層の面積、地震モーメント及び応力降下量の物理的

な関係式を用いて、過去の南海地震のデータを参照し、応力降下量の目安を設定した上で、震源断層の面積から求められている。

(3) 震源断層の不均一性（アスペリティ）について

アスペリティの数は、過去の南海地震における震源断層の推定すべり量分布、バックスリップ分布、想定震源域の形状及び近年の海溝型地震において推定されているアスペリティの数を参考して、3つとされている。また、それらの位置は、同様にして、土佐湾、紀伊水道の南及び潮岬（和歌山県）周辺となっている。その上で、より大きな地震被害になるようなシナリオが想定されている。そして、アスペリティの総面積は、当該地震全体の地震モーメントと短周期震源加速度スペクトルレベル（アスペリティの総面積を反映した量）との関係の経験則に基づいて、震源断層の面積の約30%とする平均的なケース（ケース1）と、データのばらつきの範囲内においてケース1より小さめに設定したケース（大きめの揺れを予測することになるケース；ケース2）の2つを検討している。アスペリティの平均すべり量は、過去に発生した海溝型地震についてのすべり量の特徴を参考し、想定震源域全体の平均すべり量の2倍としている。また、各アスペリティの平均すべり量は、個々のアスペリティの平均応力降下量と経験的にはほぼ等しいとして求められている。

また、想定震源域において、地震発生時にこの範囲全体が同様の破壊をする（ずれ量となる）のではなく、殆どずれない領域も、周囲に比べ著しく大きくずれる領域もあるとしている。つまり背景領域及び3つのアスペリティそれぞれのすべり量とは平均すべり量のことである。

以上のことまとめると、①震源断層の形状、②地震の規模、③震源断層の不均一性（アスペリティ）は過去のデータとモデルが参考され、その上で近年の研究成果が生かされたものになっている。したがって、本研究では推本の想定南海地震を考慮するという意

味で、これら3つの特徴を考慮して3つのモデルを考えた。詳細は次章で述べるが、それらは

- ・②のみ考慮したモデル
- ・②と③を考慮したモデル
- ・①と②と③を考慮したモデル

である。

2.4 計算条件

津波の波源（初期波形）は断層運動の海底鉛直変位量として与えられる。この断層運動は図2.2に示すように8つの断層パラメータ、すなわち断層面基準点（N, E）、断層深さd、走向θ、傾斜角δ、すべりの方向と断層の走向方向とのなす角λ、断層長さL、断層の幅W、すべり量Uで規定される。これらの断層パラメータを決定すると断層運動による地盤の鉛直変位は、弾性理論によりMansinha and Smylie (1971) モデルを用いて求めている。伝播計算では、線形長波理論をstaggered格子を用いたleap-frogスキームで解いている（高橋, 2002）。また、表2.1に本研究で設定した計算領域、格子間隔、メッシュ数を示す。

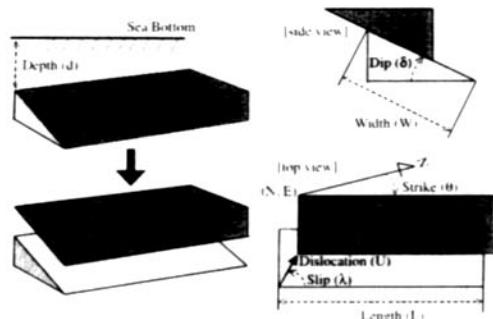


図2.2 断層パラメータ

表2.1 計算条件

東西方向格子数	1400
南北方向格子数	1100
格子間隔	405m
計算領域（南西隅）	東経131.00°
	北緯31.00°
計算領域（北東隅）	東経137.07°
	北緯35.01°

3. アスペリティによる波源不均一性

3.1 アスペリティを考慮した波源域の推定法
 アスペリティとは断層面上での強度の大きい部分を意味し、常時では断層面へ働いているずり応力に抵抗している部分である。また、推本（2001）では、アスペリティはある時急激にすべり周囲に比べて特にすべり量が大きくなる、と述べている。したがって、推本が推定した断層モデル（以下、推本モデル）を考える場合、アスペリティに起因して津波波源に不均一領域が生じると考えられる。では、それ以外の領域で津波波源に不均一領域を生じさせる断層面上の領域はないだろうか。この推本モデルの震源域は強振動を生成するという意味での震源域であるということを考えると、例えばAndo（1975）モデルが安政南海地震と昭和南海地震同じ断層モデルであるにも関わらず津波被害は前者の方が大きくなつた解釈として、前者の破壊継続時間が後者よりもゆっくりであったと考えているように、断層面上に破壊がゆっくり進行する領域があればその領域に起因して津波波源に不均一領域を生じるのではないかと考えられる。しかし、本研究はそのような領域を検討するのが目的ではない。そこで本研究では、津波波源に不均一領域を生じさせる断層面上の領域はアスペリティのみであるとした。

本研究では津波の波源域を推本が想定している震源域に合わせることを考え、以下に示すモデル化を行い、断層の不均一性（アスペリティ）を考慮した。

STEP 1：断層 1（図3.1（a）の右図）によって生じる波源域を震源域（同図の左図）に合わせる。

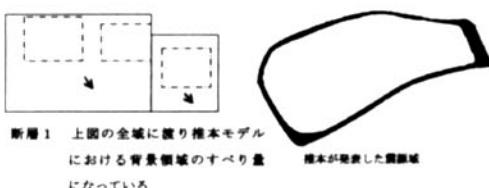


図3.1 (a) アスペリティによる波源不均質性のモデル化 (STEP 1)

STEP 2：断層 2（図3.1（b）） 右図の灰色の領域）によって生じる波源域を同図の左図の灰色で示された推本が想定している西側アスペリティの領域に合わせる。

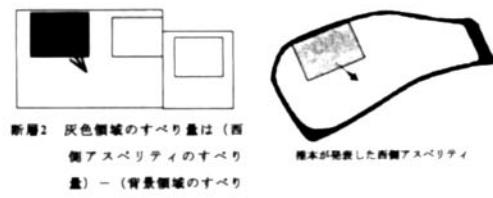


図3.1 (b) アスペリティによる波源不均質性のモデル化 (STEP 2)

STEP 3：断層 3，4についても同様にそれぞれの断層から生じる波源域をそれぞれ図3.1（c）及び（d）の左図で示された灰色の領域に合わせる。

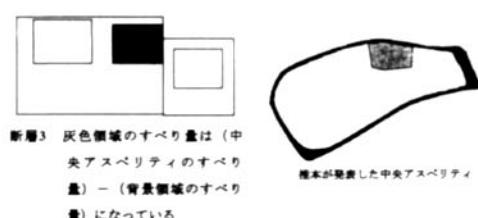


図3.1 (c) アスペリティによる波源不均質性のモデル化 (STEP 3；断層 3)

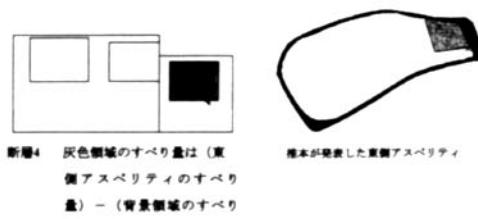
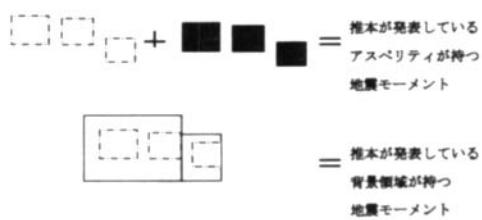


図3.1 (d) アスペリティによる波源不均質性のモデル化 (STEP 3；断層 4)

STEP 4：STEP 3までで設定した断層 1，2，3，4から生じた波源域を線形的に合成し、アスペリティを考慮をした場合の津波の波源域とする。

なお、断層 2，3，4 の深さについては、それぞれの断層が断層 1 のどの位置に重なっているのかに応じて計算した。



3.2 アスペリティを考慮していないモデル

本研究はこのアスペリティに起因する津波波源不均一性が沿岸部に来襲する津波に影響を与えるのか、与えるとするとどのような影響を与えるのか、またその影響を防災上どのように取り扱うべきなのかを論じるのが目的である。それを論じるあたり推本の想定南海地震を考慮することはすでに述べた。そこで推本の想定南海地震が持つ3つの特徴を再確認しておく。それは

- ①地震の規模
- ②断層の不均一性（アスペリティ）
- ③形状

であった。これら3つの特徴を現在の津波解析技術に取り込んでいくまでの段階的考慮として、推本モデルを考慮したモデルを3つ考えた。それは

- i) 規模のみを考慮したモデル
- ii) 規模とアスペリティを考慮したモデル
- iii) 規模とアスペリティと形状を考慮したモデル

である。そして、これらのモデルに加えて、安政南海地震に関するAndo (1975) と相田 (1981) のモデルも検討した。本研究で取り扱う断層モデルはアスペリティを考慮していないモデルと考慮したモデルに大きく分類することができ、本節では前者のモデルについて述べる。

(1) Ando (1975) モデル及び相田 (1981) モデル

安政南海地震に関するAndo (1975) モデル及び相田 (1981) モデルを用いた津波初期波形を計算した。それぞれの断層パラメータを

表3.1 andoモデルと相田モデルの断層パラメータ

	N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
Ando	① 32.68	134.74	0	250	20	117	150	120	600
	② 33.13	136.25	0	250	25	117	150	70	400
相田	① 32.70	134.74	1	250	20	117	150	120	630
	② 33.41	136.15	10	250	10	127	150	70	470

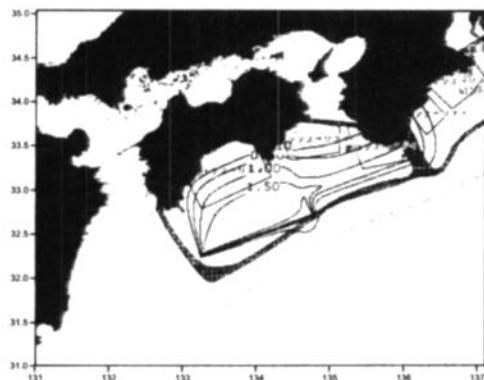


図3.2 相田モデルによる初期波形
(実線：隆起、点線：沈降、単位：m)

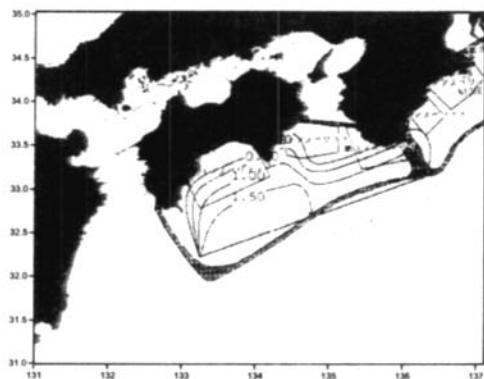


図3.3 Andoモデルによる初期波形
(実線：隆起、点線：沈降、単位：m)

表3.1に示す。Mansinha and Smylie (1971) モデルによる計算結果を図3.2、図3.3に示す。次章においてこれらの初期波形を外力条件として伝播計算を行う。

(2) 規模のみ考慮したモデル

規模のみを考慮したモデルを考えた。これは(1)のAndo(1975)モデル及び相田(1981)モデルの断層パラメータを、地震モーメントを推本モデルでの値と等しくなるように修正したモデルである。なお、地震モーメントは次式で定義されている。

$$(地震モーメント) = (断層面積) \times (すべり量) \times (剛性率) \quad (3.1)$$

相田モデルでのこれら4つのパラメータを表3.2に、Andoモデルでのこれら4つのパラメータを表3.3に示す。ただし、Andoモデルでは剛性率が示されていないため、相田モデルのものを採用した。

次に推本モデルの断層面積、剛性率、地震モーメントを表3.4に示す。ここで剛性率は相田モデルよりも推本モデルの方が小さくなっている。式(3.1)より同じ規模の地震であつたとしても、剛性率の値を小さな値として評価すると、すべり量または断層面積は大きな値として評価することになる。すべり量及び断層面積は津波初期波形に大きく影響するので、推本モデルの規模を考慮するにあたり、剛性率を推本モデルの剛性率に合わせた。そして、その上でAndoモデル及び相田モデルの地震モーメントを推本モデルの地震モーメントに一致させた。具体的な手法としては、Andoモデルと相田モデルのどちらの場合も、面積は変えずに2枚の断層のすべり量を同じ割合で大きくすることで推本モデルの地震モーメントと等しくした。こうして設定した断層パラメータを表3.5に示す。そして計算された津波初期波形を図3.4、図3.5に示す。

表3.2 相田モデルの断層面積、すべり量、剛性率、地震モーメント

	断層面積 (E + 6 m ²)	すべり量 (cm)	剛性率 (E + 10 N/m ²)	地震モーメント (E + 21 N · m)
相田	① 18000	630	5.0	5.67
	② 10500	470	5.0	2.47
				8.14

表3.3 Andoモデルの断層面積、すべり量、剛性率、地震モーメント

	断層面積 (E + 6 m ²)	すべり量 (cm)	剛性率 (E + 10 N/m ²)	地震モーメント (E + 21 N · m)
Ando	① 18000	600	5.43	5.86
	② 10500	400	5.43	2.28
				8.14

表3.4 推本モデルの断層面積、剛性率、地震モーメント

	断層面積 (E + 6 m ²)	剛性率 (E + 10 N/m ²)	地震モーメント (E + 21 N · m)
推本モデル	35800	4.09	8.34

表3.5 規模を考慮したモデル

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
Ando	① 32.68	134.74	0	250	20	117	150	120	815.7
	② 33.13	136.25	0	250	25	117	150	70	543.8
相田	① 32.70	134.74	1	250	20	117	150	120	789.1
	② 33.41	136.15	10	250	10	127	150	70	588.7

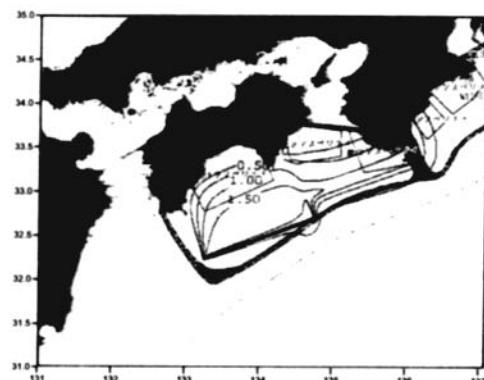


図3.4 規模を考慮した相田モデルによる初期波形
(実線：隆起、点線：沈降、単位：m)

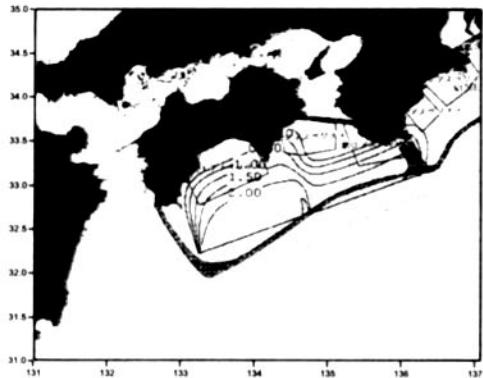


図3.5 規模を考慮したAndoモデルによる初期波形
(実線:隆起, 点線:沈降, 単位:m)

3.3 アスペリティを考慮したモデル

前節でアスペリティを考慮していないモデルについて述べたが、引き続き本節ではアスペリティを考慮したモデルについて述べる。アスペリティを考慮する方法は3.1で述べた通りである。規模については、剛性率、面積及びすべり量を推本モデルと等しくした。そうすることで推本モデルの地震モーメント（規模）と等しくした。

(1) 規模とアスペリティを考慮したモデル

アスペリティを考慮したモデルとして、まず規模とアスペリティに関して推本モデルを考慮したモデルを考えた。3.1で述べた方法で波源域が推本モデルの震源域に合うように断層パラメータを設定した。Andoモデルと相田モデルのどちらを基本に用いても大きな違いは生じないため、本研究ではAndoモデルを用いた。また、規模とアスペリティを考慮したモデルでは、自由度が高くなり過ぎないように傾斜角を全断層で揃えた。Andoモデルにおける2枚の断層の傾斜角は 20° と 25° になっているため、ここでは、断層の傾斜角を断層全体で 20° にしたモデルと 25° にしたモデルの2種類を考えた。

推本モデルには東側・中央・西側というように3つのアスペリティがある。それらアスペリティの面積とすべり量は、西側が中央・東側よりも大きく、そして、中央・東側は同

じ値となっている。アスペリティについては、地震学においても十分な知見が得られているとはいえないため、推本が発表したアスペリティのデータをそのまま採用したものだけについて考えるのは防災上危険となる可能性がある。なぜなら、アスペリティの位置とすべり量は津波の初期波形の計算には大きな影響を与えるが、これらの条件が推本のモデル通りに発生するとは断定できないためである。しかも、推本は許される範囲内で地震被害が大きくなるようにアスペリティを設定しているため、西側、中央、東側と3つのアスペリティを想定し、西側アスペリティの規模が中央・東側アスペリティの規模よりも大きいと想定している。本研究ではそれ以外に、中央アスペリティの規模が大きいと想定したシナリオと東側アスペリティの規模が大きいと想定したシナリオも考えた。そして、津波防災を考える上で、これらのシナリオをどのように取り扱うべきか検討した。

a. 西側アスペリティの規模が大きなモデルーアスペリティの位置関係が推本と同じモデルー

推本と同じ西側アスペリティの規模が大きなモデルを考えた。推本はアスペリティの総面積が震源断層の面積の約30%とするケース（ケース1）とケース1より小さめに設定したケース（ケース2）の2つを検討している。そこで、ケース1とケース2のいずれのモデルも考えた。以上より、傾斜角の違いとケースの違いから西側アスペリティの規模が大きなモデルは合計4通りとなる。

ケース1の傾斜角を 25° にしたモデルの断層パラメータの設定を行った結果、3.1のSTEP1の断層の面積が推本の断層面積の0.98倍となった。震源断層に占めるアスペリティの面積の割合が大きくならないように3つのアスペリティの面積も推本モデルの0.98倍とした。そうすることで地震モーメントが小さくならないように背景領域とアスペリティのすべり量を推本モデルの1.02倍にした。これと同じ西側アスペリティの規模が大きなモ

ルで傾斜角を 20° にしたモデルは、単にその傾斜角だけ変えてそのモデルの断層パラメータとした。また、西側アスペリティの規模が大きなモデルのケース2については、アスペリティの中心が変わらないようにケース1のアスペリティを表す断層を縮小して断層パラメータを設定した。4通り全てのモデルの断層パラメータを表3.6、表3.7、表3.8、表3.9に示す。計算された初期波形も図3.6、図3.7、図3.8、図3.9に示す。

表3.6 西側アスペリティの規模大 ケース1
傾斜角 20°

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	20	117	70.00	81.70	334
②	135.15	32.85	0.00	250	20	117	210.00	140.00	334
③	134.04	33.11	29.26	250	20	117	93.46	56.08	1028
④	135.05	33.48	32.04	270	20	97	65.53	40.00	629
⑤	135.80	33.30	12.27	270	20	97	52.42	50.00	629

表3.7 西側アスペリティの規模大 ケース1
傾斜角 25°

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	25	117	70.00	81.70	334
②	135.15	32.85	0.00	250	25	117	210.00	140.00	334
③	134.04	33.11	29.26	250	25	117	93.46	56.08	1028
④	135.05	33.48	32.04	270	25	97	65.53	40.00	629
⑤	135.80	33.30	12.27	270	25	97	52.42	50.00	629

表3.8 西側アスペリティの規模大 ケース2
傾斜角 20°

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	20	117	70.00	81.70	479
②	135.15	32.85	0.00	250	20	117	210.00	140.00	479
③	133.80	33.17	35.71	250	20	117	46.74	28.04	484
④	134.95	33.48	33.70	270	20	97	46.34	28.28	484
⑤	135.89	33.49	20.36	270	20	97	52.42	50.00	883

表3.9 西側アスペリティの規模大 ケース2
傾斜角 25°

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	25	117	70.00	81.70	479
②	135.15	32.85	0.00	250	25	117	210.00	140.00	479
③	133.80	33.17	35.71	250	25	117	46.74	28.04	484
④	134.95	33.48	33.70	270	25	97	46.34	28.28	484
⑤	135.89	33.49	20.36	270	25	97	52.42	50.00	883

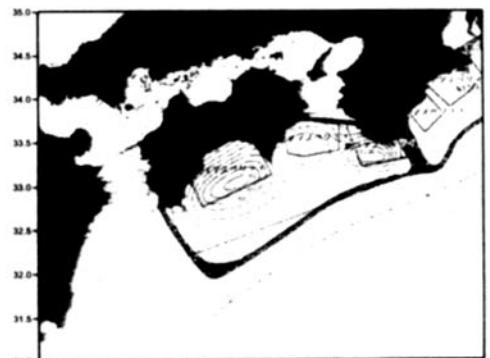


図3.6 西側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 傾斜角 20°)による初期
波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

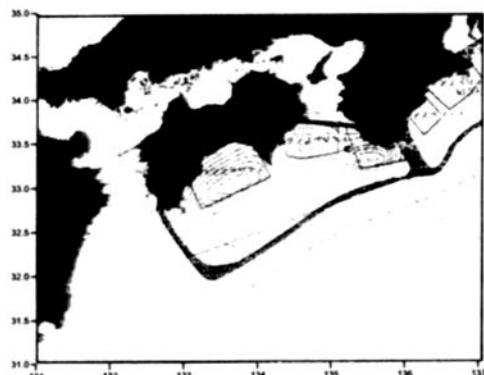


図3.7 西側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 傾斜角 25°)による初期
波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

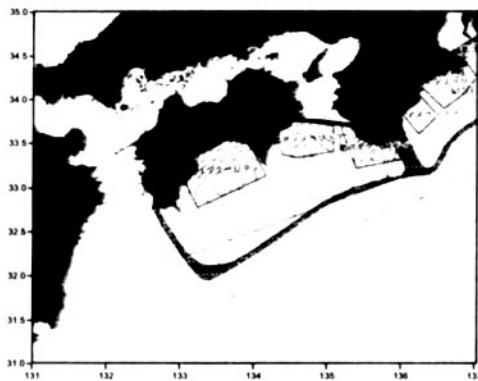


図3.8 西側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 傾斜角20°)による初期
波形

(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

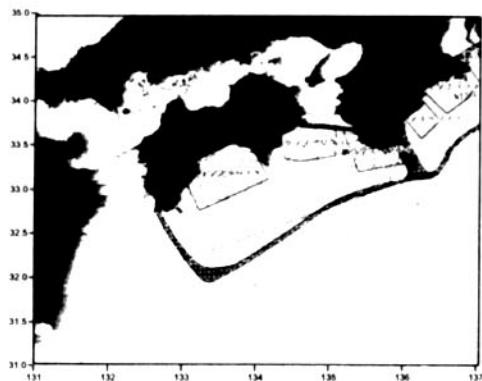


図3.9 西側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 傾斜角25°)による初期
波形

(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

b. 中央アスペリティの規模が大きなモデル
a. で設定した4つのモデル全てに対して、
位置が変わらないように中央アスペリティの
面積を拡大し、すべり量を大きくすることで、
規模が大きなアスペリティが持っている面積
とすべり量を中央アスペリティに持たせた。
そして、西側アスペリティは面積を縮小し、
すべり量を小さくすることで、規模を小さく
した。断層パラメータ及び初期波形をそれ
ぞれ表3.10, 表3.11, 表3.12, 表3.13と図
3.10, 図3.11, 図3.12, 図3.13に示す。

表3.10 中央アスペリティの規模大 ケース1
傾斜角20°

	N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	20	117	70.00	81.70	334
②	135.15	32.85	0.00	250	20	117	210.00	140.00	334
③	133.90	33.15	33.24	250	20	117	66.10	39.66	629
④	135.20	33.48	29.80	270	20	97	92.66	56.56	1028
⑤	135.80	33.30	12.27	270	20	97	52.42	50.00	629

表3.11 中央アスペリティの規模大 ケース1
傾斜角25°

	N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	25	117	70.00	81.70	334
②	135.15	32.85	0.00	250	25	117	210.00	140.00	334
③	133.90	33.15	33.24	250	25	117	66.10	39.66	629
④	135.20	33.48	29.80	270	25	97	92.66	56.56	1028
⑤	135.80	33.30	12.27	270	25	97	52.42	50.00	629

表3.12 中央アスペリティの規模大 ケース2
傾斜角20°

	N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	20	117	70.00	81.70	479
②	135.15	32.85	0.00	250	20	117	210.00	140.00	479
③	133.80	33.17	35.71	250	20	117	46.74	28.04	484
④	135.05	33.55	35.63	270	20	97	65.52	40.00	883
⑤	135.85	33.40	16.40	270	20	97	37.07	35.36	484

表3.13 中央アスペリティの規模大 ケース2
傾斜角25°

	N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	25	117	70.00	81.70	479
②	135.15	32.85	0.00	250	25	117	210.00	140.00	479
③	133.80	33.17	35.71	250	25	117	46.74	28.04	484
④	135.05	33.55	35.63	270	25	97	65.52	40.00	883
⑤	135.85	33.40	16.40	270	25	97	37.07	35.36	484

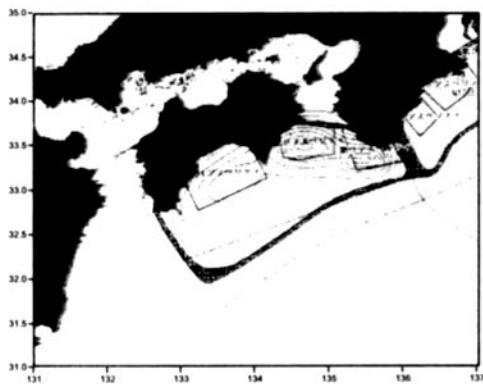


図3.10 中央アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 傾斜角20°)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

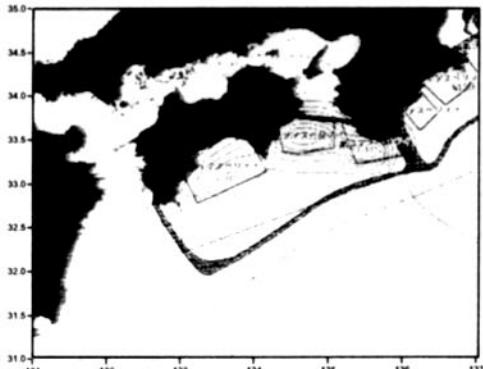


図3.11 中央アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 傾斜角25°)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

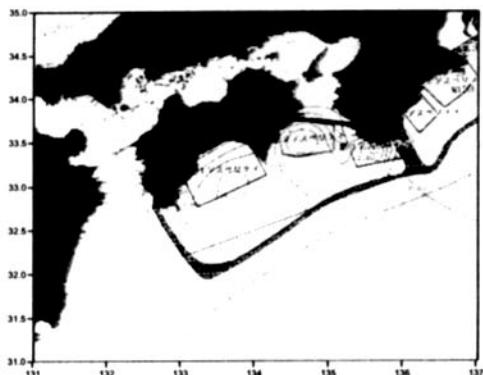


図3.12 中央アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 傾斜角20°)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

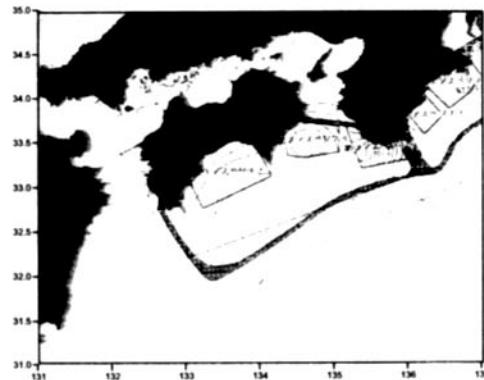


図3.13 中央アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 傾斜角25°)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

c. 東側アスペリティの規模が大きなモデル
b. で中央アスペリティに対して行った作業を東側アスペリティに対して行った。断層パラメータ及び初期波形をそれぞれ表3.14、表3.15、表3.16、表3.17と図3.14、図3.15、図3.16、図3.17に示す。

表3.14 東アスペリティの規模大 ケース1
傾斜角20°

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	25	117	70.00	81.70	334
②	135.15	32.85	0.00	250	25	117	210.00	140.00	334
③	133.90	33.15	33.24	250	25	117	66.10	39.66	629
④	135.05	33.48	32.04	270	25	97	65.53	40.00	629
⑤	136.00	33.40	14.17	270	25	97	74.13	70.70	103

表3.15 東アスペリティの規模大 ケース1
傾斜角25°

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	20	117	70.00	81.70	334
②	135.15	32.85	0.00	250	20	117	210.00	140.00	334
③	133.90	33.15	33.24	250	20	117	66.10	39.66	629
④	135.20	33.48	29.80	270	20	97	92.66	56.56	1028
⑤	135.80	33.30	12.27	270	20	97	52.42	50.00	629

表3.16 東アスペリティの規模大 ケース2
傾斜角20°

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	20	117	70.00	81.70	479
②	135.15	32.85	0.00	250	20	117	210.00	140.00	479
③	133.80	33.17	35.71	250	20	117	46.74	28.04	484
④	134.95	33.48	33.70	270	20	97	46.34	28.28	484
⑤	135.89	33.49	20.36	270	20	97	52.42	50.00	883

表3.17 東アスペリティの規模大 ケース2
傾斜角25°

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	135.86	33.07	0.00	250	25	117	70.00	81.70	479
②	135.15	32.85	0.00	250	25	117	210.00	140.00	479
③	133.80	33.17	35.71	250	25	117	46.74	28.04	484
④	134.95	33.48	33.70	270	25	97	46.34	28.28	484
⑤	135.89	33.49	20.36	270	25	97	52.42	50.00	883

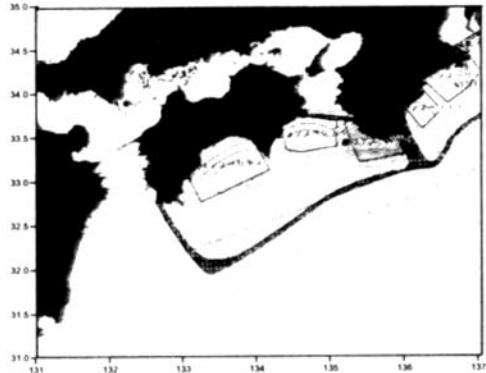


図3.14 東側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 傾斜角20°)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

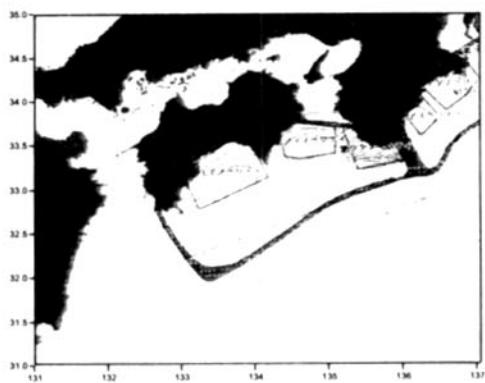


図3.15 東側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 傾斜角25°)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

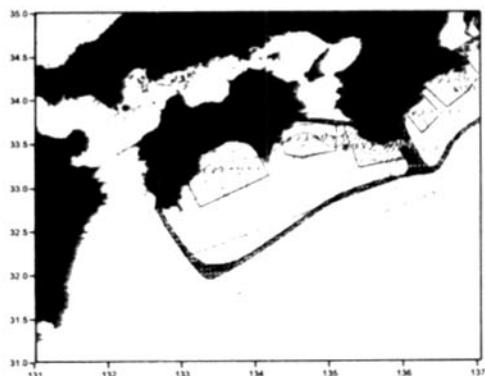


図3.16 東側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 傾斜角20°)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

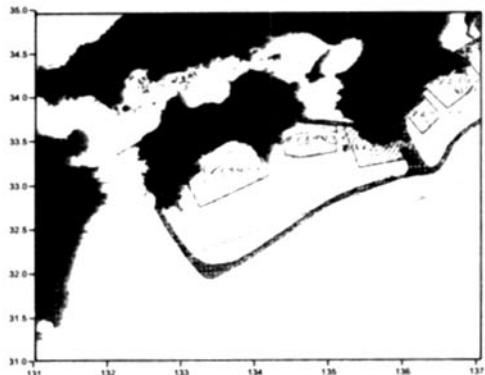


図3.17 東側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 傾斜角25°)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

(2) 規模とアスペリティと形状を考慮したモデル

(1) で規模とアスペリティを考慮したモデルについて述べたが、ここでは規模、アスペリティ及び形状に関して推本モデルを考慮したモデルを考えた。推本モデルの形状は、断層の南端が深さ10km、そして北端が深さ30kmになっている。そこで、推本が想定している震源域を一つずつアスペリティが含まれるように3枚の矩形断層に分け、それら3枚とも断層の南端が深さ10kmに北端が深さ30kmに収まるようにモデル化した。また、本研究のモデルにおいては、東側アスペリティと中央アスペリティの長さはこの矩形断層の長さと同じにした(図3.18 (1), (2)を参照)。いずれの矩形断層も南端と北端が固定されるため自動的に傾斜角は決まる。したがって、規模とアスペリティを考慮したモデルとは異なったものになっている(ちなみに、このモデルではAndoモデルと同様、断層の南端の深さは0kmとなっており傾斜角は断層全体で25°または20°となっている。ゆえに、北端の深さは30kmで抑えられていない。そういう意味から(1)で考えたモデルは形状を考慮していない)。また、推本は陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向きをN125E～N131Eと想定しているから、本研究におけるモデルではその中間値をとってN128Eとした。なお、規模とアスペリティを考慮したモデルと同様、西側アスペリティの規模が大きなモデル以外に、中央アスペリティの規模が大きなモデルと東側アスペリティの規模が大きなモデルも考えた。そして、それぞれのモデルに対してケース1とケース2を考えた。

西側アスペリティの規模が大きなモデルでのケース1がもつ断層パラメータの設定を行った結果、3.1で示した方法のSTEP1の段階で断層の面積が推本の断層面積の0.97倍となった。震源断層に占めるアスペリティの面積の割合が大きくなないように、3つのアスペリティの面積も推本モデルの0.97倍とした。そうすることで地震モーメントが小さくならないように背景領域とアスペリティのす

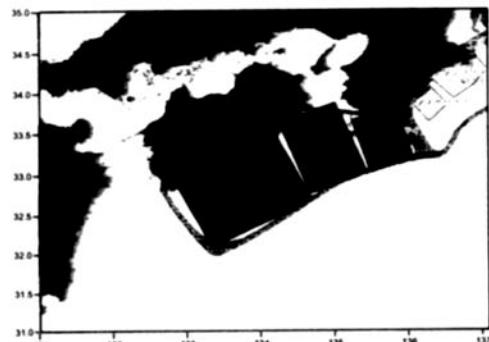


図3.18 (1) 形状も考慮したモデルにおける矩形断層

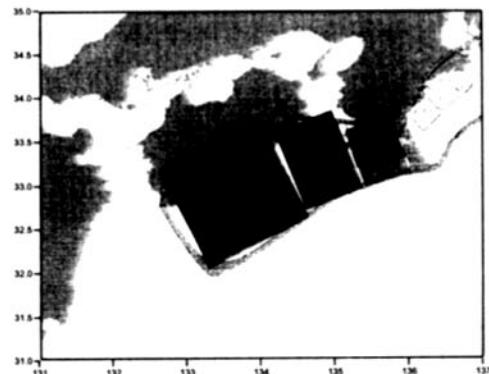


図3.18 (2) 形状も考慮したモデルにおける矩形断層にアスペリティを重ねた図

べり量を推本モデルの1.03倍とした。

a. 西側アスペリティの規模が大きなモデル —アスペリティの位置関係が推本と同じモデル—

前述したように、このモデルでは傾斜角は自動的に決まる。その結果、この西側アスペリティの規模が大きなモデルの断層パラメータは表3.18, 3.19のようになっている。ただし、このモデルも規模とアスペリティを考慮したモデルと同様にケース1, ケース2の2パターンあるので、その2つのケースとも表記した。また、これらの断層パラメータから計算された津波初期波形を図3.19, 図3.20に示す。

表3.18 形状考慮 西側アスペリティの規模大
ケース1

	N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	134.70	32.55	10.00	243	7.95	101	145.40	144.64	337
②	135.40	33.00	10.00	248	10.31	106	79.79	111.73	337
③	136.10	33.25	10.00	252	14.17	110	61.80	79.22	337
④	134.20	33.25	12.68	243	7.95	101	97.01	53.60	1036
⑤	135.09	33.65	24.11	248	10.33	106	79.14	32.86	634
⑥	135.97	33.57	19.60	252	14.18	110	61.27	42.44	634

表3.19 形状考慮 西側アスペリティの規模大
ケース2

	N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	134.70	32.55	10.00	243	7.95	101	145.40	144.64	483
②	135.40	33.00	10.00	248	10.31	106	79.79	111.73	483
③	136.10	33.25	10.00	252	14.17	110	61.80	79.22	483
④	134.02	33.20	13.05	243	7.95	101	68.61	37.90	890
⑤	135.02	33.78	27.06	248	10.33	106	79.14	16.43	488
⑥	135.90	33.75	24.80	252	14.18	110	61.27	21.22	488

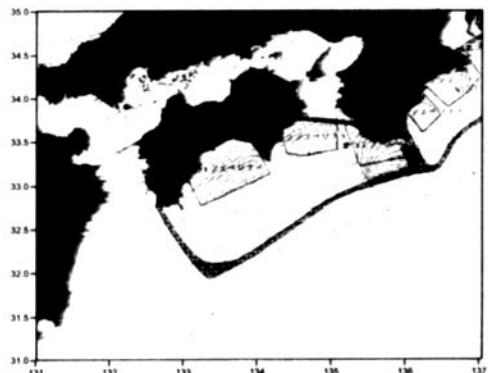


図3.19 西側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 形状を考慮)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位: m)

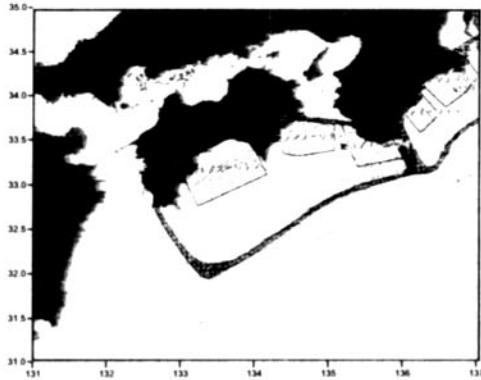


図3.20 西側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 形状を考慮)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位: m)

b. 中央アスペリティの規模が大きなモデル

a. で設定した4つのモデル全てに対して、位置が変わらないように中央アスペリティの面積を拡大し、すべり量を大きくすることで、規模が大きなアスペリティが持っている面積とすべり量を中央アスペリティに持たせた。そして、西側アスペリティは面積を縮小し、すべり量を小さくすることで、規模を小さくした。但し、このモデルは中央アスペリティにあたる断層の長さとその断層を持つ矩形断層の長さが同じになっているので、面積を大きくする際、幅のみを大きくした。西側アスペリティについては、アスペリティに重なっている断層が比較的大きいのでそのまま縮小した。設定した断層パラメータ及び初期波形をそれぞれ表3.20, 表3.21, 図3.21, 図3.22に示す。

表3.20 形状考慮 中央アスペリティの規模大
ケース1

	N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	134.70	32.55	10.00	243	7.95	101	145.40	144.64	337
②	135.40	33.00	10.00	248	10.31	106	79.79	111.73	337
③	136.10	33.25	10.00	252	14.17	110	61.80	79.22	337
④	134.02	33.20	13.05	243	7.95	101	68.61	37.90	634
⑤	135.21	33.78	18.22	248	10.33	106	79.14	65.70	1036
⑥	135.97	33.57	19.60	252	14.18	110	61.27	42.44	634

表3.21 形状考慮 中央アスペリティの規模大
ケース2

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	134.70	32.55	10.00	243	7.95	101	145.40	144.64	483
②	135.40	33.00	10.00	248	10.31	106	79.79	111.73	483
③	136.10	33.25	10.00	252	14.17	110	61.80	79.22	483
④	133.91	33.25	14.38	243	7.95	101	48.51	26.80	488
⑤	135.09	33.65	24.11	248	10.33	106	79.14	32.85	890
⑥	135.91	33.75	24.80	252	14.18	110	61.27	21.22	488

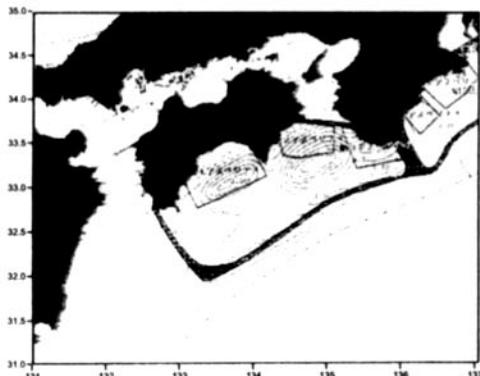


図3.21 中央アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 形状を考慮) による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位: m)

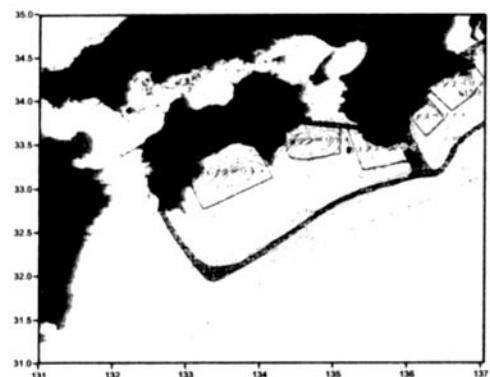


図3.22 中央アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 形状を考慮) による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位: m)

c. 東側アスペリティの規模が大きなモデル

b. において中央アスペリティに対して行った作業を東側アスペリティに対して行った。しかし、東側アスペリティにあたる断層を持つ矩形断層の面積が規模の大きなアスペリティが持つ面積よりも小さかったため、面積を大きくできない分はすべり量を大きくすることで、規模の大きなアスペリティが持つ地震モーメントにした。設定した断層パラメータ及び初期波形をそれぞれ表3.22, 表3.23, 図3.23, 図3.24に示す。

表3.22 形状考慮 東側アスペリティの規模大
ケース1

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	134.70	32.55	10.00	243	7.95	101	145.40	144.64	337
②	135.40	33.00	10.00	248	10.31	106	79.79	111.73	337
③	136.10	33.25	10.00	252	14.17	110	61.80	79.22	1437
④	134.02	33.20	13.05	243	7.95	101	68.61	37.90	634
⑤	135.09	33.65	24.11	248	10.33	106	79.14	32.86	634

表3.23 形状考慮 東側アスペリティの規模大
ケース2

	N (°N)	E (°E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
①	134.70	32.55	10.00	243	7.95	101	145.40	144.64	483
②	135.40	33.00	10.00	248	10.31	106	79.79	111.73	483
③	136.10	33.25	10.00	252	14.17	110	61.80	79.22	483
④	133.91	33.25	14.38	243	7.95	101	48.51	26.80	488
⑤	135.09	33.78	27.06	248	10.33	106	79.14	16.43	488
⑥	135.91	33.57	19.60	252	14.18	110	61.27	42.44	890

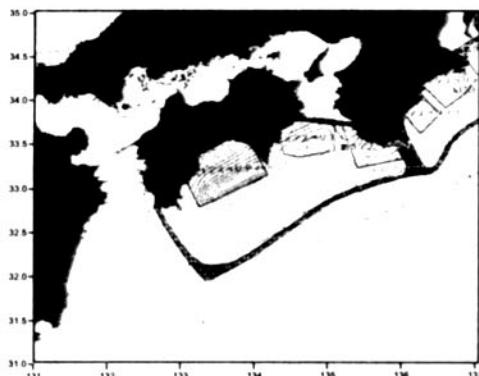


図3.23 東側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース1, 形状を考慮)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

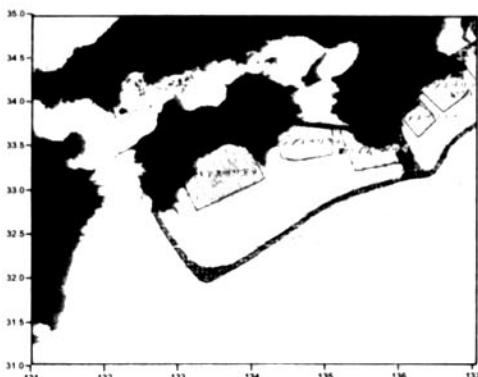


図3.24 東側アスペリティが最大のシナリオ
(ケース2, 形状を考慮)による初期波形
(実線: 隆起, 点線: 沈降, 単位:m)

4. 波源不均一性が南海地震津波に与える影響

前章では既往のモデルとして安政南海地震の Ando モデルと相田モデル、そして推本が発表した想定南海地震が持つ 3 つの特徴を現在の津波解析技術に取り込んでいく上での段階的考慮として (1) 規模を考慮したモデル、(2) 規模と断層の不均一性 (アスペリティ) を考慮したモデル、(3) 規模とアスペリティと形状を考慮したモデルの大きく分けて 4 つのモデル取り上げ、津波初期波形を計算した。本章ではこれらの津波初期波形を外力条件として津波伝播計算

を行い、汀線沿いの津波高分布を求め、モデルの違いによって津波高分布に違いが生じるのか、生じた場合どのような違いがあるのか、さらにそのような違いを踏まえて防災上そのモデルを使うことができるのかを考察する。

なお、以下に示す津波高分布は、計算された汀線沿いの津波高をグリーンの式を用いて水深 10m の値に変換したものである。また、数値計算での地形条件の離散化に伴って発生する格子間隔に依存した高周波成分を除去するため、移動平均を行っている。これは、本研究の目的がアスペリティに起因する波源不均一性の影響を広域で調べることであり、局所的な地形の影響を考察するのが目的ではないためである。変換例として、移動平均を行う前の相田モデルから計算された四国汀線沿いの津波高分布を図4.1 に示す。そして、このデータに対して 10 区間移動平均、20 区間移動平均及び 30 区間移動平均を行った結果を図 4.2、図 4.3、図 4.4 に示す。それぞれの比較から、10 区間移動平均では局所的な津波高が十分には除去されておらず、一方 30 区間移動平均では広域的な情報も失われている場合があると判断し、以降は 20 区間移動平均を行ったものを示すこととする。

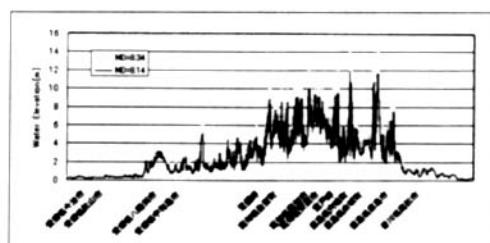


図4.1 移動平均を取っていないグラフ

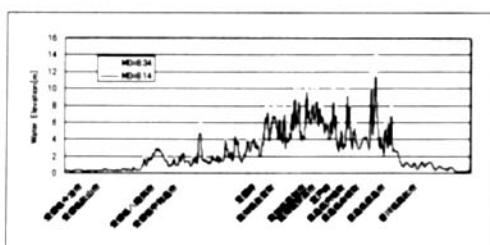


図4.2 10区間移動平均を取ったグラフ

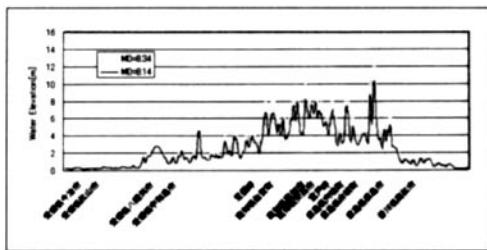


図4.3 20区間移動平均を取ったグラフ
(地震の規模と津波高の関係
—四国—相田モデル)

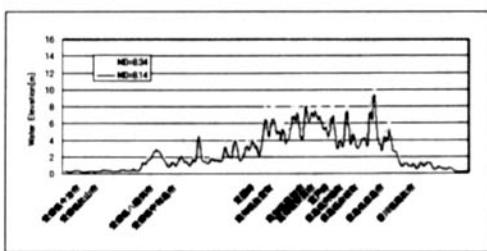


図4.4 30区間移動平均を取ったグラフ

4.1 相田モデルとAndoモデルの比較
両モデルから計算した汀線沿い津波高分布を図4.5に示す。津波高は四国の南側及び東側で若干相田モデルの方が高くなっている。これは四国の南東沖にある津波初期波形の最大鉛直変位が、相田モデルでは2.99m、Andoモデルでは2.80mと前者の方が19cm大きくなっているためであると考えられる。逆に潮岬東部ではAndoモデルの方が若干高くなっている。これは、相田モデルはAndoモデルに比べて東側断層を北方向にずらして設定しているため、潮岬東部の海域に生成される津波初期波形の面積がAndoモデルの方が大きくなると考えられる。その結果、東側断層から生じる津波初期波形の最大鉛直変位は相田モデルの方が大きいにも関わらず、Andoモデルの方が波の重ね合わせにより、より高い津波高になったと考えられる。

しかし、全体的にみると非常によく一致している。これは2枚の断層の位置がほぼ同じであること、そしてその2枚の断層の長さと幅が相田モデルとAndoモデルで同じであるため、同じような周波数の波が生じているためであると考えられる。

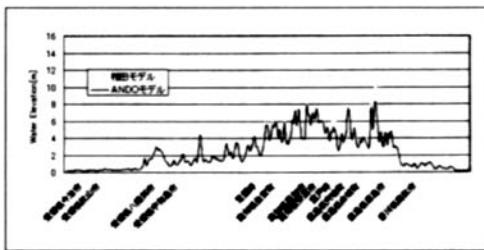


図4.5—四国 Andoモデルと相田モデルの比較

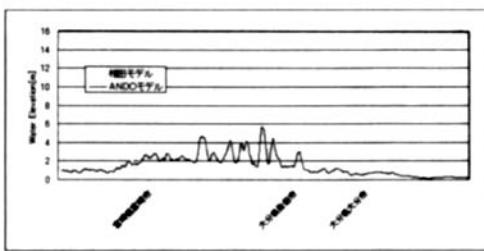


図4.5—九州 Andoモデルと相田モデルの比較

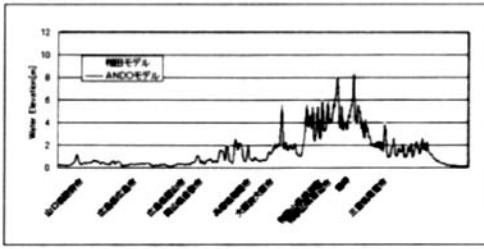


図4.5—本州 Andoモデルと相田モデルの比較

以上より、既往のモデルを用いる場合、潮岬以東ではAndoモデル、四国の南側及び東側では相田モデルを使うことにより危険側の想定が可能となる。その他の地域は両モデルで大きな違いがなく、どちらを採用することも可能である。

4.2 地震の規模の違いによる影響

規模のみを考慮するとどのような違いが生じるのかを調べるために、Andoモデル及び相田モデルについて、推本モデルでの8.34(E+21N·m)に修正した場合としない場合の比較を行った(図4.3、図4.6、図4.7)。その結果、両モデルとも四国、九州、本州全ての汀線沿い津波高分布で地震モーメントとして推本モデルの値を採用した方が高くなること

を確認した。また、いずれの分布でも局的に著しい増大を示す場所は無く、全体的に増大していることが分かる。これは規模のみ考慮しており、断層面積と位置はそのまますべり量のみ大きくしたモデルのためである。

以上より、Andoモデルと相田モデルどちらを採用するにしても、防災上危険側で想定を行う場合は推本が想定している地震モーメント考慮する必要がある。

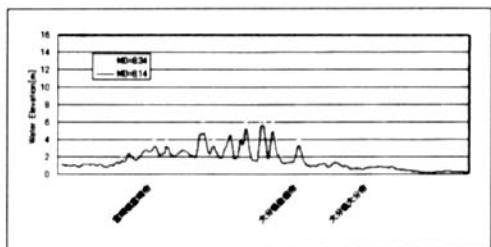


図4.6－九州 地震の規模と津波高の関係
－相田モデル

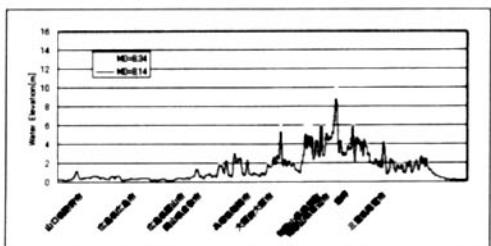


図4.6－本州 地震の規模と津波高の関係
－相田モデル

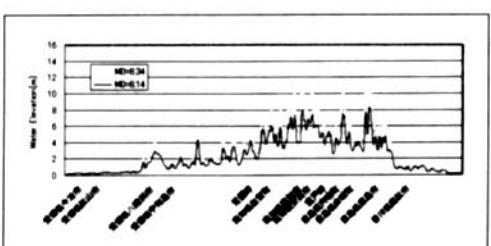


図4.7－四国 地震の規模と津波高の関係
－Andoモデル

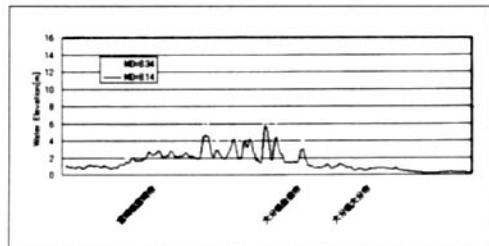


図4.7－九州 地震の規模と津波高の関係
－Andoモデル

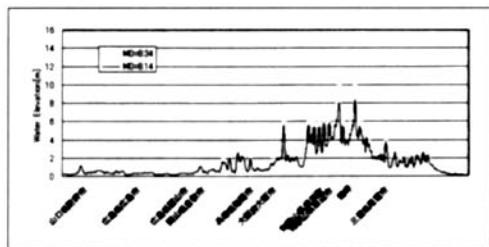


図4.7－本州 地震の規模と津波高の関係
－Andoモデル

4.3 アスペリティを考慮することによる影響

推本が発表した想定南海地震の特徴の1つである断層の不均一性（アスペリティ）を考慮することで汀線沿いの津波高分布が影響を受けることは容易に想像できるが、本節ではそれを確かめ、さらにその違いにはどのような特徴があるのか、またどうしてそのような特徴が現れるのかを考察した。ちなみに本節では、西側のアスペリティの規模が大きいとする推本が想定しているものと同じものを考えた。本研究で考えたその他のシナリオである中央アスペリティの規模が大きなシナリオと東側アスペリティの規模が大きなシナリオに関しては次節で述べる。

(1) 断層の傾斜角が津波高分布に及ぼす影響

規模とアスペリティを考慮したモデルには傾斜角が 20° のモデルと 25° のモデルがある。これは、規模とアスペリティを考慮したモデルが傾斜角を全断層で一定にしていること、そして計算して求まった津波初期波形が推本の想定している震源域に合うようにAndoモ

ルの断層パラメータを変えていったこと、そしてそのAndoモデルは西側断層の傾斜角が 20° 東側断層の傾斜角が 25° であるということによる。そこで、推本が想定しているものと同じ 3 つのアスペリティのうち西側アスペリティが最大規模になっているモデルにおいて断層の傾斜角が 20° のモデルと 25° のモデルの津波高分布にどのような違いがあるのか比較した(図4.8)。

全体的な傾向は類似しているが、四国南部、九州の大分県佐伯市から宮崎県宮崎市にかけて及び紀伊水道の 3 つの領域において傾斜角 25° のモデルの方がやや高くなっている。これは津波初期波形の最大鉛直変位が傾斜角 20° のモデルで 3.65m 、傾斜角 25° のモデルで 3.79m と後者の方が 14cm 高いためであると考えられる。しかし、西側アスペリティの中央で生じている最大鉛直変位の位置は比較的北であり、水深が浅いところとなっている。そのため汀線沿いの津波高分布にあまり大きな影響は出でていないものと考えられる。ちなみに相田モデルとAndoモデルを比較した際は津波初期波形の最大鉛直変位の差である 19cm が今回の比較よりも大きく影響している。一つに、単に差が 19cm と 14cm よりも大きいからであるとも言えるが、その差を生じている位置が水深の深いところであったことも無視できない。というのも、深いところで生じた水位変動の方が浅いところで生じた同じだけの水位変動よりも、水深の浅い沿岸部まで伝播していったとき、大きく増幅されるためである。したがって、地域によってはやや高い津波高を想定することになる傾斜角 25° のモデルを使う方が良い。

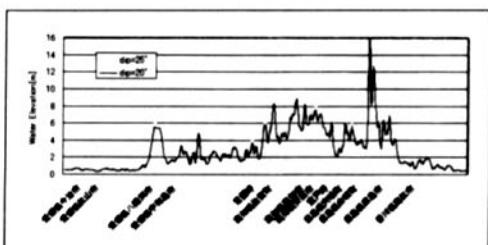


図4.8-四国 断層の傾斜角と津波高分布の関係
- 規模の大きなアスペリティは西

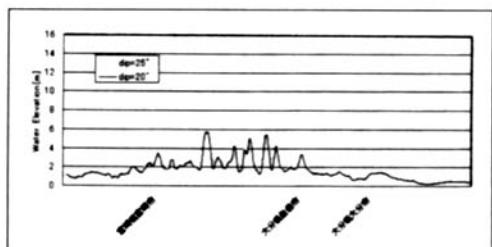


図4.8-九州 断層の傾斜角と津波高分布の関係
- 規模の大きなアスペリティは西

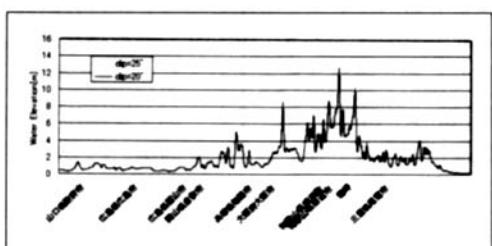


図4.8-本州 断層の傾斜角と津波高分布の関係
- 規模の大きなアスペリティは西

(2) 波源不均一性が津波高分布に与える影響

ここでは断層面の不均一性であるアスペリティを考慮することで生じる津波波源不均一性が津波高分布に与える影響を調べるために、規模とアスペリティを考慮した場合と規模のみを考慮した場合の比較を行った。規模とアスペリティを考慮したモデルは、西側アスペリティの規模が大きいとする推本が想定しているものと同様のもので、傾斜角は 25° としたモデルである。規模のみを考慮したモデルは、Andoモデルで地震モーメントを $8.34 \times 10^{21}\text{N} \cdot \text{m}$ としたモデルである。これらのモデルから計算された津波高分布を比較したグラフを図4.9に示す。

津波高は九州の大分県佐伯市以南、四国の南側及び本州潮岬以東で全体的に規模のみ考慮したモデルの方が高くなっている。一方、九州の大分県佐伯市以北、四国西側、瀬戸内海、大阪湾及び紀伊水道で全体的に規模とアスペリティを考慮したモデルの方が高くなっている。これらの特徴は次のように解釈できる。

津波初期波形の最大鉛直変位は 2 つのモ

ルの間ではほぼ等しいが、規模のみ考慮したモデルの方がその最大鉛直変位を生じている位置が南の水深の深い位置であるために、四国南側での津波高は規模のみ考慮したモデルの方が高くなる。また、規模とアスペリティを考慮したモデルの方が断層全体のすべり量をアスペリティに集中させているため、中央アスペリティと東側アスペリティの影響で紀伊水道、大阪湾、及び瀬戸内海での津波高は規模とアスペリティを考慮したモデルの方が高くなると考えられる。さらに、規模のみ考慮したモデルの津波初期波形の最大鉛直変位は足摺岬より南にあり、その一部がこの佐伯市以南に伝わってきており、その後この波の多くは反射して太平洋へと進路を変えるが、一方規模とアスペリティを考慮したモデルにおける初期波形の最大鉛直変位は足摺岬より北にあり、その一部が汀線に沿って東西方向へ移動し、そのまま一部が北の瀬戸内海の方へと進路をとっていくと考えられる。このことにより、九州の大分県佐伯市以北及び四国西側での津波高は規模とアスペリティを考慮したモデルの方が高くなり、九州の大分県佐伯市以南での津波高は規模のみ考慮したモデルの方が高くなると考えられる。

以上より、アスペリティを考慮することで生じる波源不均一性は津波高に影響を与え、その影響は無視できないことが分かった。例えば、この西側アスペリティの規模が大きいモデルでは、九州の大分県佐伯市以北、四国西側、瀬戸内海、大阪湾及び紀伊水道の津波高が高くなった。したがって、これらの地域ではアスペリティを考慮する必要がある。逆に、九州の大分県佐伯市以南、四国の南側及び本州潮岬以東の津波高は低くなかった。しかし、これらの地域ではアスペリティを考慮したモデルを使わない方が良いというわけではない。なぜなら、本研究で考案した中央アスペリティの規模が大きなシナリオや東側アスペリティの規模が大きなシナリオを考えることで、これらの地域の津波高が高くなる可能性があるからである。また、本研究でのアスペリティの位置は地震被害が大きくなるように

設定している推本モデルを比較的尊重したものであり、実際にはもっと南にある可能性もある。アスペリティの位置を推本モデルより南に設定することで、これらの地域の津波高が高くなる可能性があることもその理由である。したがって、この西側アスペリティの規模が大きなモデルでアスペリティを考慮したことによって津波高が低くなった地域はもちろん、高くなった地域もこのシナリオ以上に高くなるようなシナリオがあるという可能性を考慮し、そういったシナリオがないか調べる必要がある。そのため、本研究では次節で行うように、中央アスペリティの規模が大きなモデルや東側アスペリティの規模が大きなモデルも考案した。

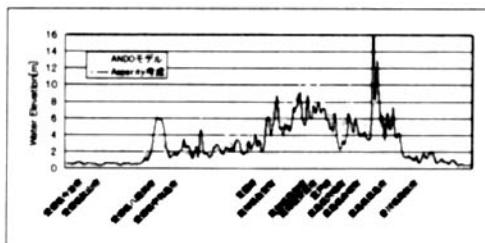


図4.9－四国 波源不均一性が津波高分布に与える影響

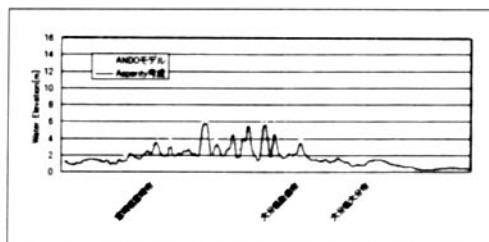


図4.9－九州 波源不均一性が津波高分布に与える影響

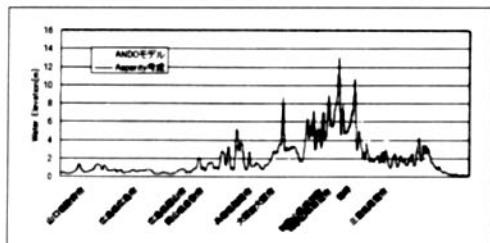


図4.9－本州 波源不均一性が津波高分布に与える影響

4.4 中央アスペリティの規模が大きなシナリオ・西側アスペリティの規模が大きなシナリオ

前節でアスペリティに起因する波源不均一性が来襲する津波に影響を与えるということ、そして津波高想定を行う地域にとって最も高い津波高になるようなシナリオが他にないか、調べる必要があるということが分かった。そこで、本節では規模の大きなアスペリティが中央アスペリティであるシナリオと東側アスペリティであるシナリオを考えた。

(1) 西側アスペリティの規模が大きなシナリオと中央アスペリティの規模が大きなシナリオの比較

この2つのシナリオの津波高分布を比較したグラフを図4.10に示す。九州、本州の広島県福山市以西及び四国の愛媛県今治市から半時計回りに室戸岬にかけての津波高は全体的に西側アスペリティの規模が大きなシナリオの方が高くなっている。

また、四国の室戸岬から半時計回りに愛媛県今治市にかけてと本州の広島県福山市から潮岬にかけての津波高は中央アスペリティの規模が大きなシナリオの方が高くなっている。このあたりは明らかに中央アスペリティの影響が大きく効いてくるためにこのようになつたと考えられる。

本州潮岬以東ではこの2つのシナリオの間で特に目立った特徴は読み取れない。これは、この地域の津波高は主に東側アスペリティの影響を受けていると考えられるが、今比較しているモデルの東側アスペリティの規模が同じだからであろう。

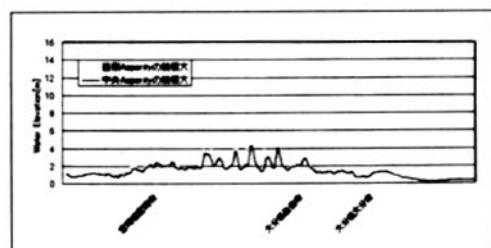


図4.10-九州 シナリオの違いによる津波高分布の違い

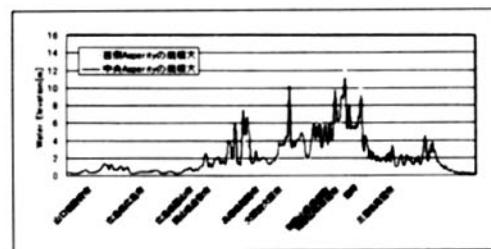


図4.10-本州 シナリオの違いによる津波高分布の違い

(2) 西側アスペリティの規模が大きなシナリオと東側アスペリティの規模が大きなシナリオの比較

この2つのシナリオの津波高分布を比較したグラフを図4.11に示す。九州、本州の倉敷以西及び四国の西側と南側での津波高は西側アスペリティの規模が大きなシナリオの方が高くなっている。

また、紀伊水道と大阪湾での津波高は東側アスペリティの規模が大きなシナリオの方が若干高くなっている。(1)で述べたようにこのあたりは中央アスペリティの影響が大きく効いていると考えられる。ゆえに、中央アスペリティの規模が同じであるこの2つのシナリオ間に大きな違いは出てこないはずである。それにも関わらず、東側アスペリティの規模が大きなシナリオの津波高の方が高くなっているのは、東側アスペリティもその位置から考えて、これらの地域の津波高に多少は影響があるためであると考えられる。

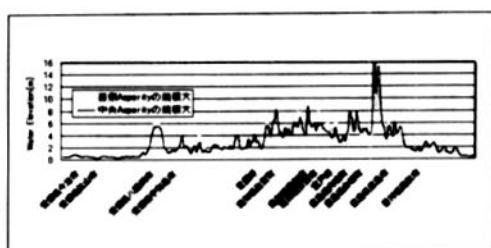


図4.10-四国 シナリオの違いによる津波高分布の違い

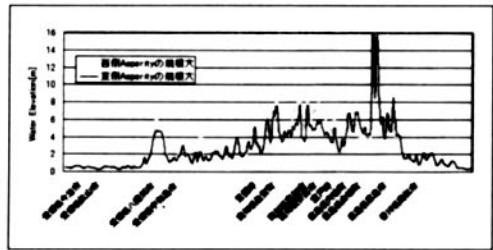


図4.11－四国 シナリオの違いによる津波高分布の違い

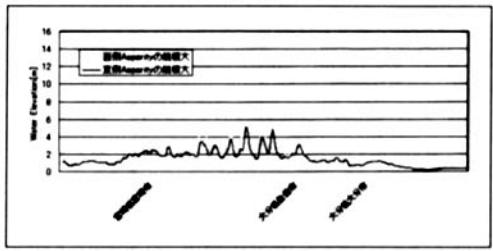


図4.11－九州 シナリオの違いによる津波高分布の違い

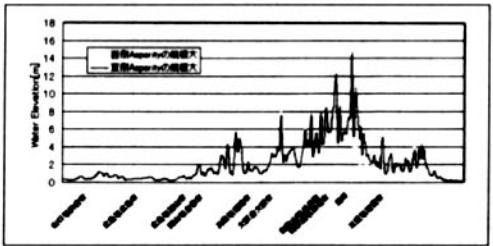


図4.11－本州 シナリオの違いによる津波高分布の違い

以上、(1)、(2) 及び4.3 (2) をまとめると、以下のようなになる。

i) 西側アスペリティの規模が大きなシナリオを考えるべき地域

九州の大分県佐伯市以北、本州の広島県福山市以西、及び四国の愛媛県今治市から半時計回りに足摺岬にかけて

ii) 中央アスペリティの規模が大きなシナリオを考えるべき地域

本州の広島県福山市以東及び四国の室戸岬から半時計回りに愛媛県今治市にかけて

iii) 東側アスペリティの規模が大きなシナリオを考えるべき地域

本州の潮岬以東

4.5 アスペリティの面積の違いによる影響

本節では、アスペリティの総面積を大きく設定しているケース1と小さく設定しているケース2との間にどのような違いがあるのか比較した。そこで規模とアスペリティを考慮したモデルの中の西側アスペリティの規模が大きなモデルで比較した結果(図4.12)、全体的にケース2の方が津波高が小さくなる傾向が見られた。すなわち、ケース1の方が津波に対しては危険側の想定となる。

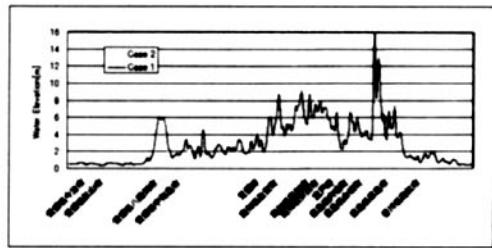


図4.12－四国 アスペリティの面積の違いによる津波高分布の違い

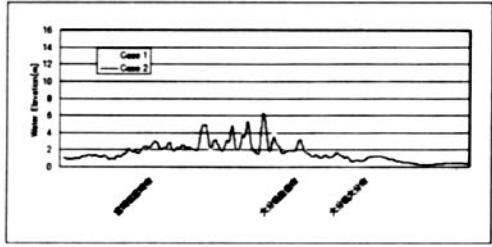


図4.12－九州 アスペリティの面積の違いによる津波高分布の違い

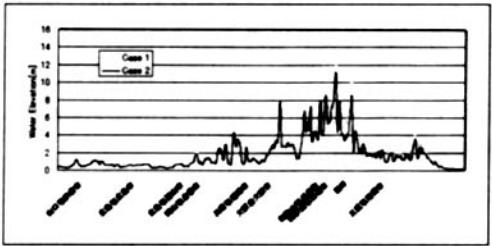


図4.12－本州 アスペリティの面積の違いによる津波高分布の違い

4.6 形状を考慮することによる影響

これまで規模とアスペリティの2つを考慮したモデルを考えてきた。本節ではさらに形状を考慮したモデルの評価を行う。ちなみ

に本節では、推本が想定しているものと同じ西側アスペリティの規模が大きなモデルを考えた。また形状を考慮していないモデルの傾斜角は 25° とした。形状を考慮したモデルと考慮していないモデルを比較したグラフを図4.13に示す。

四国の南側及び九州の佐伯市以南では全体を通して捉えると2つのモデルの最大津波高に大きな違いは現れていない。しかし、紀伊水道や大阪湾、そして瀬戸内海では規模を考慮しないモデルの最大津波高の方が高くなっている。

よって本研究で考えた形状を考慮するモデルは安全側となるので、津波想定としては相応しくないことが分かる。それは傾斜角が小さくなっていることが原因であると考えられる。ゆえに形状を考慮する場合、南北方向により細かな断層に分け、細かく傾斜角を設定する必要があると考えられる。

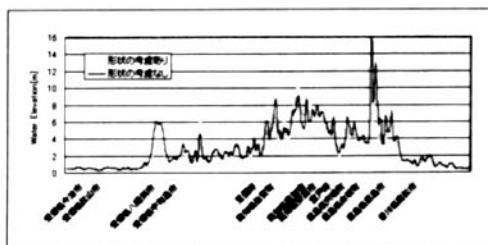


図4.13－四国 形状を考慮することによる津波高分布の違い

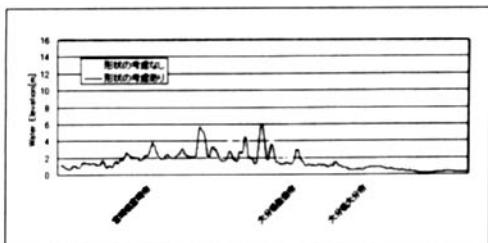


図4.13－九州 形状を考慮することによる津波高分布の違い

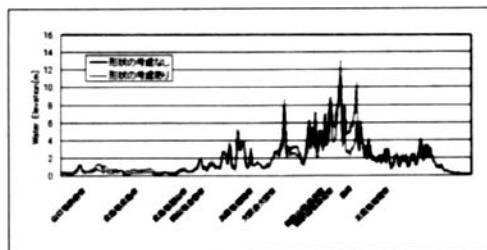


図4.13－本州 形状を考慮することによる津波高分布の違い

5. おわりに

本研究では、従来の研究で十分に検討されてこなかった津波波源不均一性、とりわけアスペリティに起因する津波波源不均一性を考慮する必要があるのか、あるとすれば津波防災上それをどのように取り扱うべきかについて検討した。検討にあたっては、推本の想定南海地震モデルを考慮しながら様々なモデルを考え、津波数値シミュレーションを実施した。

アスペリティに関しては、地震学において近年益々知見が得られているとは言え、現在ではまだ十分でなく、実際に起こる南海地震の震源域が今回推本の想定している震源域と全く同じようになるとは限らない。したがって、推本が想定しているようなシナリオのみを考えることは防災上危険である。そこで、西側アスペリティの規模が大きいと想定している推本モデルに加え、本研究では中央アスペリティの規模が大きいとしたシナリオ及び東側アスペリティの規模が大きいとしたシナリオも考えた。これらの検討より、図5.1に示したような分布を得た。

また、推本が大きめの揺れを予測することになるケースとして検討しているケース2についても、モデル化し伝播計算を行った。その結果、全体的に低い津波高を想定することになり、津波防災上はこのようなケースは逆に危険になることが分かった。しかし、ケース2は推本が震源断層の面積におけるアスペリティの面積をデータのばらつきの範囲内においてケース1より小さめ設定したケースで

あることを考えると、逆にデータのばらつきの範囲内で大きめに設定したケースも今後検討する必要がある。

ところで、推本は強振動を発生させる領域を想定地震の震源域としている。したがって、仮に地震波は発生させないが津波初期波形に影響を与えるようなすべりを生じている領域があったとしても、このモデルでは評価されない。地震による津波のなかには地震波解析結果から推定されるよりもずっと大きな規模の津波になるものがあり、それを津波地震と

呼ぶが、上で仮定したようなすべりを生じている領域がこの津波地震の1つの要因になっていると考えられる。

最後に市町村レベルの詳細な計算について述べる。本研究ではアスペリティに起因する津波波源不均一性が及ぼす影響を広域に渡る傾向として捉えたものである。そこで、その不均一性が及ぼす影響を市町村レベルで検討するためには、より詳細な地形データで、非線形形を考慮した支配方程式を使って数値計算をする必要がある。

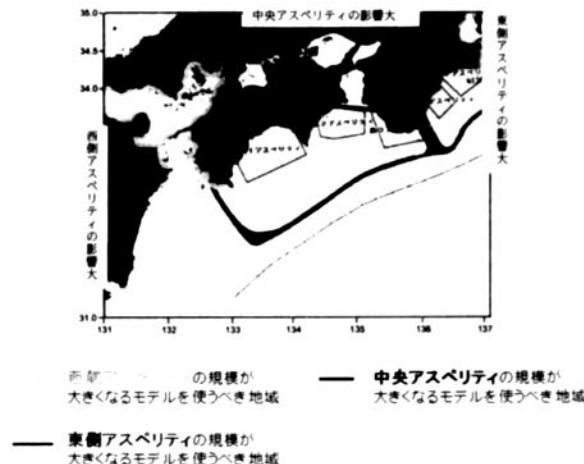


図5.1 想定すべきシナリオの地域的相違

謝 辞

京都大学防災研究所の岩田知孝助手と川方裕則助手には地震及びアスペリティに関してご指導をいただきました。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

相田勇（1981）：南海道沖の津波の数値実験、東京大学地震研究所彙報、Vol.56, pp.713-730.

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）：南海トラフの地震を想定した強振動評価手法について（中間報告）、平成13年12月7日。

高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦（1994）：津

波を説明するための北海道南西沖地震断層モデル、海岸工学論文集、第41巻, pp.251-255.

高橋智幸（2002）：津波の解析技術欄 C 地震津波を例として浴 C 2002年度水工学に関する夏期研修会講義集唯コース浴 Cpp.B-5-1-B-5-20.

内閣府（2002）：防災白書6p.

Ando, M. (1975) : Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, *Tectonophysics*, Vol.27, pp.119-140.

Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971) : The displacement fields of inclined faults, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.