原子力発電所の津波評価技術

付属編

平成 14 年 2 月

土木学会原子力土木委員会

津波評価部会

付属編

<u>第1章</u>	津波波	<u>源に関する検討</u>	1
1.1 津	波波源に	:関する基本的事項	1
	1. 1. 1	既往津波の分布と地震の発生様式	1
	1. 1. 2	津波波源断層モデルのパラメータおよび震源付近の媒質の剛性率2-	5
	1. 1. 3	断層面上のすべり量分布の不均質性	8
	1. 1. 4	地震の規模と津波の規模	0
	1. 1. 5	津波の痕跡高と検潮儀記録	5
	1. 1. 6	津波波源モデルの適合度の評価方法	9
1.2 津	波波源の)地域別特徴	4
	1. 2. 1	太平洋プレートの沈み込みに関係した海域2-2	4
	1. 2. 2	フィリピン海プレートの沈み込みに関係した海域2-3	2
	1. 2. 3	日本海東縁部海域	8
	1. 2. 4	西南日本周辺海域	2
	1. 2. 5	遠地津波	3
1.3 想	に津波の)波源設定方法	1
	1. 3. 1	基本的考え方	1
	1. 3. 2	日本海溝沿いおよび千島海溝(南部)沿い海域2-5	3
	1.3.3	南海トラフ沿い 2-6	1
	1. 3. 4	日本海東縁部	7
	1.3.5	海域活断層	4
1.4 津	波波源の)不確定性が津波水位に及ぼす影響の検討例 2-8	1
	1.4.1	モーメントマグニチュードの影響	1
	1.4.2	波源の平面位置の影響	2
	1.4.3	断層上縁深さの影響	4
	1.4.4	走向の影響	6
	1.4.5	傾斜方向および傾斜角の影響	8
	1.4.6	すべり角の影響	0
	1.4.7	地震発生層の厚さの影響	2
	1.4.8	複数のセグメントの組み合わせの影響2-9	3
	1.4.9	断層面の形状および応力降下量の影響2-9	4
	1. 4. 10	断層面のすべり量の不均質性の影響2-9	6
	1. 4. 11	チリ津波(遠地津波)の波源位置・走向の影響2-9	9
【参考】	文献】 ·····	2-10	1

<u>第 2</u>	章 数値計	<u>算に関する検討</u>	2–110
2. 1	近地津波伊	伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム	
	2. 1. 1	後藤の方法・・・・・	2–110
	2. 1. 2	田中の方法	2–111
	2. 1. 3	後藤の方法と田中の方法の比較	2–112
2. 2	遠方海域か	いらの伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム	2–118
	2. 2. 1	基礎方程式	2–118
	2. 2. 2	計算スキーム	2–118
	2. 2. 3	外洋伝播の計算例・・・・・	2–118
2. 3	海底面の鋒	沿直変位分布の計算方法・・・・・	2–121
2.4	陸上遡上均	竟界条件······	2–126
2. 5	空間格子間	『隔の設定	2–127
	2. 5. 1	伝播過程における海域	2–127
	2. 5. 2	評価地点周辺の海域・・・・・・	2–132
2.6	海底地形う	データの信頼度による誤差	2–147
	2. 6. 1	水深データに含まれる主な誤差	2–147
	2. 6. 2	1983 年日本海中部地震津波を対象にした海底地形データの	
		信頼度に関する検討	2–147
	2. 6. 3	1854 年安政東海地震津波を対象にした海底地形の信頼度に	
		関する検討······	2–150
2. 7	摩擦係数と	: 渦動粘性係数が計算水位に与える影響	
	2. 7. 1	摩擦係数	2–153
	2. 7. 2	渦動粘性係数······	2–157
2. 8	分散波理論	₩ 	2–162
	2. 8. 1	分散波理論······	2–162
	2. 8. 2	各理論の比較	2–163
	2. 8. 3	分散波理論の適用条件・・・・・	2–165
	2. 8. 4	池野らの指標に関する適用性の検討	2–167
【参	考文献】····		2–171
<u>第 3</u>	<u>章 想定津</u>	波群による津波水位の評価例	2–174
3. 1	パラメータ	マスタディの手順	2–175
3. 2	三陸沿岸0	D評価例	2–177
	3. 2. 1	条件設定	2–177
	3. 2. 2	概略パラメータスタディの結果	2–179

3.2.3 詳細パラメータスタディの結果 2-182

	3. 2. 4	詳細格子分割による検討
3.3	熊野灘沿岸	◎の評価例
	3. 3. 1	条件設定
	3. 3. 2	セグメントの組み合わせの検討結果
	3.3.3	概略パラメータスタディの結果
	3. 3. 4	詳細パラメータスタディの結果
3.4	日本海東縁	豪部沿岸の評価例
	3.4.1	条件設定
	3. 4. 2	概略パラメータスタディの結果
	3.4.3	詳細パラメータスタディの結果
	3. 4. 4	詳細格子分割による検討
3.5	若狭湾沿岸	◎の評価例
	3. 5. 1	条件設定
	3. 5. 2	パラメータスタディの結果
3.6	評価例に関	するまとめ
【参	考文献】	

第1章 津波波源に関する検討

1.1 津波波源に関する基本的事項

1.1.1 既往津波の分布と地震の発生様式

日本周辺で発生した大規模な既往津波は、図 1.1.1-1に示すようにプレート境界付近お よび日本海東縁部に集中しており、西南日本の日本海側および九州の東シナ海側では極め て乏しい。また、遠地津波の発生域は図 1.1.1-2のように分布しており、これらはプレー ト境界に対応している。



図 1.1.1-1 日本周辺で発生した既往津波の分布とプレート境界



 $\frac{1}{2-\overline{7}\nu}\overline{r}\cdot\overline{r}\nu-1$ $\frac{1}{7}\frac{1}{7}\frac{1}{1}\overline{r}\cdot\overline{r}$ $\frac{1}{7}\frac{1}\frac{1}{$

図 1.1.1-2 外国で発生した津波の分布と世界のプレート境界

- (a):外国の沿岸で発生した津波のうち、日本およびその周辺の沿岸に影響を与えた津波(渡辺(1998)をもとに作成)。●は津波の被害、▽はわずかの被害、○は被害がなかったもの。記号の大きさは、m(津波の規模階級)に対応する。
- (b):世界のプレート境界とプレート運動(力武(1992))

日本列島周辺では、様々な発生様式の地震が発生している(本編4.3.1参照)が、プレート境界地震および地殻内地震いずれについても、地震の発生する場所が限定されることがわかってきている。プレート境界でプレート間地震が発生する領域は地震発生域(seismogenic zone)と呼ばれており、Pacheco et al.(1993)はその範囲を図 1.1.1-3のように定義している。図 1.1.1-3の深さ ds から dd までの範囲が地震発生域であり、この範囲ではプレート境界でスラスト型(低角逆断層型)の地震が発生すると考えられている。

地殻内(内陸)地震についてみても、図 1.1.1-4に示すように、特定の深さ以上に破壊 が進行しない「地震発生層」(seismogenic layer)が存在することが指摘されている (Ito(1990))。したがって、地震規模が一定以上に大きくなると断層の幅は頭打ちになる。 なお、この地震発生層の厚さは、場所により変化する。



図 1.1.1-3 プレート境界地震の発生領域と津波地震の発生領域 (Pacheco et al.(1993))



図 1.1.1-4 地殻構造と内陸大地震発生の模式図(伊藤(1998))

図 1.1.1-3には海底下の浅い範囲にも通常のプレート間地震が発生しない領域が示されているが、谷岡・佐竹(1996)は、その領域を中心に発生するのが津波地震であるとしている。これは、図 1.1.1-5に示すように、プレート付加体付近での断層運動により大きな鉛直地盤変位が生じ、津波地震が発生するという解釈に基づいている。



図 1.1.1-5 典型的なプレート間地震と津波地震の発生様式の模式図(谷岡・佐竹(1996))

 (注)(a),(b)典型的なプレート境界地震,(c)(d)津波地震。地殻変動のグラフでは,縦 軸は横軸の約1万倍に拡大されている。筆者(谷岡・佐竹(1996))らの考えでは, 津波地震は海溝のすぐそばの柔らかいプレート境界近くで発生する。断層運動 はゆっくりしており,地殻変動は大きい。 1.1.2 津波波源断層モデルのパラメータおよび震源付近の媒質の剛性率

津波計算において一般に用いられる一様な矩形断層モデルは,次の9つの静的断層パラ メータで記述される。



これらのパラメータのうち, L, W, Dの3つは, 地震モーメント M_0 と次式で関連付けられる。

 $M_0 = \mu LWD$

ここに μ は震源付近の媒質の剛性率である。



図 1.1.2-1 断層パラメータ(佐藤編(1989)を改変)

震源付近の媒質の剛性率は次式から算定される。

 $\mu = \rho V_s^2$

 $V_s: S$ 波速度, $\rho: 媒質の密度$

剛性率は既往津波のモーメントマグニチュード *M*_wの評価に影響するので,津波評価に あたっては,剛性率を適切に設定することは重要である。

近年,人工・自然地震の観測やボーリング調査に基づき,各地の地震波速度構造あるい は密度構造のモデルが提案されてきている。ただし、S波速度に関する探査事例は、P波 速度(Vp)に比べ少ないため、P波とS波の速度比(Vp/Vs比)およびP波速度を用いて算 定されることが多い。図 1.1.2-2にP波速度構造の検討例,表 1.1.2-1にP波とS波の速度 比の既往研究例を示す。地震波速度構造は位置や深さにより異なっており,このことは剛 性率も位置や深さに応じて変化することを示している。こうしたデータを用いて,位置や 深さに対応する剛性率を見積もると,標準的な値として表 1.1.2-2に示す結果が得られる。







(e)

図 1.1.2-2 P波速度構造に関する既往研究例

 (a)東北日本周辺(吉井(1978))
 (b)東北日本周辺(周藤・牛来(1997))
 (c)日向灘沖(宮町・後藤(1999))
 (d)秋田沖日本海東縁部(西坂ら(1999))
 (e)西南日本周辺(周藤・牛来(1997))

地域	上部地殻	下部地殻	上部マントル	文献·備考
近畿	1.6	7	1.78	Yoshiyama(1957)
西南日本	1.6	8	$1.75 \sim 1.79$	角田(1968)
紀伊半島	$1.716 \pm$	0.021		渡辺·黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	$1.70 \sim 1.71$	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	$1.70 \sim 1.75$	堀内ら(1977)
			$1.75 \sim 1.80$	マントルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯·渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ら(1980) 表層の値
中部東海	1.68 ± 0.02	$1.75 \sim 1.81$	1.77	Ukawa and Fukao(1981)
				真のVp,Vsから求めた値
四国	(1.58 - 1.65)	1.75	1.73	岡野·木村(1983)
	1.73			()内は表層の値
飛騨周辺	1.67 ± 0.01			
長野県	1.69 ± 0.01			
北関東	1.71 ± 0.01			極田•鵜Ⅲ(1995)
甲府周辺	1.69 ± 0.01			
富士箱根	$1.69 \sim 1.78$			
甲府周辺	$1.66 \sim 1.71$			
日光付近	1.682 ± 0.016	1.686*	1.90	大東•伊藤(1995)
長野県西部	1.700 ± 0.053	1.686*		*け直のVn Vcから求めた値
兵庫県南部	1.680 ± 0.023	1.76*	1.76*	

表 1.1.2-1 Vp/Vs 比に関する既往研究例 (伊藤・大東(1996))

表 1.1.2-2 震源付近の媒質の剛性率の標準値

海域	根拠	剛性率
 ・西南日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部(断層面全 体が深さ 20km 以浅に存在 する場合) 	Vp=6.0 km/s $Vp/Vs=1.6\sim1.7$ $\rho=2.7\sim2.8 \text{ g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=3.36\times10^{10}$ $\sim3.94\times10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$3.5 imes 10^{10} \;\; { m N/m^2}$ $(3.5 imes 10^{11} \; { m dyne/cm^2})$
 ・海洋プレート内 ・プレート境界深部(断層面全 体が深さ 20km 以深に存在 する場合) 	$Vp=8.0\sim8.1 \text{ km/s}$ $Vp/Vs=1.75\sim1.80$ $\rho=3.2\sim3.5 \text{ g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=6.31\times10^{10}$ $\sim7.50\times10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$7.0 imes10^{10}~ m N/m^2$ ($7.0 imes10^{11}~ m dyne/cm^2$)
・プレート境界中央部(断層面 が深さ 20km 以浅と以深に またがって存在する場合)	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0 imes10^{10}~ m N/m^2$ (5.0 $ imes10^{11}~ m dyne/cm^2$)

1.1.3 断層面上のすべり量分布の不均質性

地震時の断層運動は一様ではなく,断層面上にはすべり量が局所的に大きな部分(アスペリティ)が存在することが知られている。Somerville et al. (1999)は,1971年~1995年に発生した15の地殻内地震の震源パラメータを統計解析し,表1.1.3-1に示すスケーリング則を得ている。この関係は,強震動予測の分野において,不均質モデルの標準的関係として用いられている。

Rupture Area vs. Seismic Moment	$A(km^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (dyne \cdot cm)$
Average Slip vs. Seismic Moment	$D(cm) = 1.56 \times 10^{-7} \times M_0^{1/3} (dyne \cdot cm)$
Combined Area of Asperities vs. Seismic Moment	$A_a(km^2) = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}(dyne \cdot cm)$
Area of Largest Asperity vs. Seismic Moment	$A_l(km^2) = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}(dyne \cdot cm)$
Radius of Largest Asperity vs. Seismic Moment	$r_l(km) = 1.08 \times 10^{-8} \times M_0^{1/3}(dyne \cdot cm)$
Average Number of Asperities	2.6
Area of Fault Covered by Asperities	0.22
Average Asperity Slip Contrast	2.01
Hypocentral Distance to Center of Closest Asperity vs. Moment	$R_A(km) = 1.35 \times 10^{-8} \times M_0^{1/3}(dyne \cdot cm)$
Slip Duration vs. Seismic Moment	$T_R(sec) = 2.03 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3} (dyne \cdot cm)$
Corner Spatial Wavenumber Along Strike	$log KC_x(km^{-1}) = 1.72 - 0.5M_w$
Corner Spatial Wavenumber Down Dip	$log KC_y (km^{-1}) = 1.93 - 0.5M_w$

表 1.1.3-1 Somerville et al.(1999)による不均質断層モデルのスケーリング則

(注) Somerville et al.(1999)に単位を加筆した。

アスペリティによる断層運動の不均質性は津波にも影響する。津波波形のインバージョ ンにより断層運動の不均質性を求める研究が Satake(1989)以来行われている。インバージ ョン法の概略を図 1.1.3-1に示す。この方法では、断層面をいくつかの小断層に細分化し、 それぞれについて単位すべり量を与えたときの、検潮所での計算津波波形をグリーン関数 とする。各グリーン関数に重みをつけた重ね合わせが観測波形に適合するよう、重み(各 小断層のすべり量)を最小自乗法により決定する。

安中ら(1999)は,評価関数に津波痕跡高を導入するとともに,浅海域での非線形性を反映する方法を提案している。



図 1.1.3-1 津波波形のインバージョンの模式図(佐竹(1991a))

1.1.4 地震の規模と津波の規模

(1) 地震規模を示す各種マグニチュードとそれらの間の関係

地震の規模を表現するために、各種のマグニチュードが提案されている。表 1.1.4-1に は、いろいろな地震に対する各種マグニチュードの値が示してある。同一の地震に対して、 種類の異なるマグニチュードは、必ずしも同一の値をとらない。これは、マグニチュード の算定方法の違いに起因するもので、マグニチュード間には系統的な違いが存在する。

表 1.1.4-1 地震の規模の評価例 (宇津(1999)を一部修正)

地震名	年	月	日	M_J	M_I	M _G	M_s	M_{L}	M_{w}	M_t	$M_s(V)$	m_B	m_b	備考
周東	1923	9	1	7.9	7.9	8.2	8.2	-	7.9	8.0	-	7.7	-	
青森県東方沖	1931	3	9	7.6	7.4	7.7	7.8	-	7.3	7.2	-	7.1	-	
E陸沖	1933	3	3	8.1	8.0	8.5	8.5	-	8.4	8.3	-	8.3	-	
畐島県沖	1938	11	5	7.5	7.8	7.7	7.7	-	7.8	7.6	-	7.4	-	
日向灘	1941	11	19	7.2	7.2	7.8	7.8	-	-	7.6	-	7.5	-	
東南海	1944	12	7	7.9	7.7	8.0	8.0	-	8.1	8.1	-	7.8	-	
南 海	1946	12	21	8.0	8.0	8.2	8.2	-	8.1	8.1	-	7.8	-	日本付近
十勝沖	1952	3	4	8.2	7.6	8.3	8.3	-	8.1	8.2	-	8.0	-	$M_s \ge 7.8$
房総半島沖	1953	11	26	7.4	7.5	-	7.9	-	7.9	7.9	-	7.7	-	または
十勝沖	1968	5	16	7.9	7.9	-	8.1	-	8.2	8.2	-	7.6	6.1	$M_w \ge 7.8$
北海道東方沖	1969	8	12	7.8	7.7	-	7.8	-	8.2	8.2	-	7.9	6.5	の全地震
根室半島沖	1973	6	17	7.4	7.6	-	7.7	-	7.8	8.1	7.7	7.3	6.5	(1923~97
日本海中部	1983	5	26	7.7	7.5	-	-	-	7.7	8.1	7.7	-	6.8	
训路沖	1993	1	15	7.8	-	-	-	-	7.6	-	7.1	-	6.9	
北海道南西沖	1993	7	12	7.8	7.5	-	-	-	7.7	8.1	7.6	-	6.6	
北海道東方沖	1994	10	4	8.2	8.2	-	_	-	8.3	8.2	8.1	-	7.3	
福島県沖	1938	11	14	6.0	5.0	7.0	7.0	-	-	7.1	-	6.9	-	津波地震
色丹島沖	1975	6	10	(7.0)	5.6	-	6.8	-	-	7.9	7.0	-	5.6	の例
San Francisco	1906	4	18	-	-	8 ¹ /4	7.8	$6^{3}/_{4}-7$	7.9	-	-	7.4	-	
Kern County	1952	7	21	-	-	7.7	7.8	7.2	7.5	-	-	7.3	-	
San Fernando	1971	2	9	_	_	_	6.3	6.6	_	_	6.5	_	6.2	California
oma Prieta	1989	10	17	_	_	-	_	6.7	6.8	_	7.1	-	6.5	の地震の
anders	1992	6	25	_	_	-	_	_	7.3	_	7.6	-	6.2	
Northridge	1994	1	17	-	-	-	-	6.7	6.7	-	6.7	-	6.4	

Ms: Gutenberg(1945a)の定義による表面波マグニチュード,

 M_L : Richter(1935)のローカルマグニチュード,

*M*_w:モーメントマグニチュード,

 M_t : Abe(1981)の津波マグニチュード,

Ms(V): ISC, USGS の表面波マグニチュード, *m_B*: Gutenberg(1945b,c)の定義による実体波マグニチュード,

 m_b : ISC, USGS の実体波マグニチュード

(注)気象庁による再評価(2000年4月)に基づき,1994年北海道東方沖地震の MJを8.1 から8.2 に変更した。

ード.

宇津(1999)は、*M*_wに対する各種マグニチュードの系統的差違について調べ、図 1.1.4-1 のようになるとしている。図中、*M*_wが一定以上の領域では、曲線が右下がりとなり、*M*_w が増加しても他のマグニチュードは増加しなくなる。このように、大きい地震では地震の 大小関係をマグニチュードで表せなくなる現象、いわゆるマグニチュードの飽和(例えば、 宇津ら編(2001))が起こる。これは、地震が大きくなるにつれて地震波の長周期成分が卓 越してくるが短周期成分はそれほど大きくならないことに起因して、マグニチュード決定 に用いる地震波の周期が短いマグニチュード・スケールにおいて顕著に現れる。



図 1.1.4-1 Mwと各種マグニチュードの平均的関係 (宇津(1999))

(2) 地震動を説明する断層モデルと津波を説明する断層モデル

一般に、地震動を説明する断層モデルと、津波の痕跡高を説明できる断層モデルは必ず しも整合しない。両者の比較例を図 1.1.4・2に示す。1993年北海道南西沖地震を説明する 断層モデルのうち地震波のみから決定した断層モデルに基づく初期水位分布は、図 1.1.4・2 (a)および(b)のようになる。これらは(c)に示した津波を説明するための初期波形と は形状を異にしている。首藤(1998)によれば、(a)および(b)の初期波形では、沿岸の津波を 十分に説明できない。



図 1.1.4-2 1993 年北海道南西沖地震の初期波形(首藤(1998))

- (a) : ハーバード大学が長周期表面波を用いて算定した CMT 解に基づく初期波形
- (b) : 菊池(1993)が遠地実体波を用いて求めた断層運動に基づく初期波形(Takahashi, et al. (1995))
- (c) : 津波を説明するための断層モデル(Takahashi, et al. (1995))

(3) 地震と津波のモーメントマグニチュードの関係

本体系化原案においては、プレート境界付近および日本海東縁部について、津波の痕跡 高を説明できる断層モデルをもとに想定津波評価の基準となる断層パラメータを設定して いる。地震・津波に関する各種データや既往研究をもとに、本体系化原案において断層モ デルを導出する手順を図 1.1.4-3に示す。ここでは、地震動から決定されるモーメントマ グニチュード(以下、「地震動 *M*_w」)と津波の痕跡高を説明できる断層モデルのモーメン トマグニチュード(以下、「津波 *M*_w」)の関係について述べる。

近年の地震について、地震波解析により決定されている M_w (図 1.1.4-3の④)と、本研 究で設定した津波の痕跡高を説明できる断層モデル(付属編 1.3 参照)の M_w (図 1.1.4-3 の①)との関係は、表 1.1.4-2,図 1.1.4-4のようになる。特に太平洋側では、津波の M_w が地震動の M_w を概ね上回る傾向がある。この理由として、以下の 2 点が考えられる。

- 一般に、痕跡高は検潮儀記録の半振幅よりも大きく記録される傾向がある(付属編
 1.1.5 参照)。したがって、痕跡高を再現するための断層モデルは、検潮儀記録を 再現するための断層モデルに比べ、地震モーメントを大きめに設定する必要がある。
 津波を説明できる断層モデルは、痕跡高の再現性が良好となるように設定されることが多いので、その Mwは検潮儀記録との整合が図られている地震 Mwと比べるとやや大きめとなりやすいと考えられる。
- ・ 地震モーメントが一定でも、断層面上のすべり量に不均質性がある場合、一様すべりの場合より津波の最高水位は一般的に大きくなる。現実の断層運動には不均質性が含まれていると考えられるが、表 1.1.4-2に記載した地震では全て一様すべりの断層モデルを用いており、痕跡高を説明するために、やや大きめのすべり量を設定する必要がある。このため、津波の Mwは地震動の Mwより大きめとなりやすいと考えられる。



図 1.1.4-3 プレート境界付近および日本海東縁部における津波の断層モデル設定手順

表 1.1.4-2 津波 Mwと地震動 Mwの対応関係

千島海溝沿い(南部)

発生年·位置	津波 <i>M</i> "	地震動 <i>M</i> "	地震動による地震モーメント (×10 ²⁰ N·m)
1994年 北海道東方沖	8.33*	8.25	Harvard 30 プレート内逆断層
1973年 根室半島沖	8.01+	7.82	Shimazaki(1974) 6.7
1952年 十勝沖	8.23*	8.09	Kanamori and Anderson(1975) 17

-	十次进入1
н	本海滝沿い

発生年·位置	津波 <i>M_w</i>	地震動 $M_{_{\scriptscriptstyle W}}$	地震動による地震モーメント (×10 ²⁰ N・m)
1994年 三陸はるか沖	7.86+	7.73	Harvard 4.89
1978年 宮城県沖	7.72+	7.59	Seno et al.(1980) 3.1
1968年 岩手沖	7.80+	7.07	Yoshioka and Abe(1976) 0.51
1968年 十勝沖	8.36	8.23	Kanamori(1971a) 28
1938年 塩屋崎沖Ⅳ	7.82+*	7.65	Abe(1977) 3.8 プレート内正断層
1938年 塩屋崎沖Ⅱ	7.87+*	7.83	Abe(1977) 7
1933年 昭和三陸沖	8.35	8.36	Kanamori(1971b) 43 プレート内正断層

相模トラフ沿い・南海トラフ沿い								
発生年·位置	津波 <i>M</i> "	地震動 $M_{_{w}}$	地震動による地震モーメント (×10 ²⁰ N·m)					
1946年 南海道	8.50	8.05	Kanamori(1972) 15					
1944年 東南海	8.36	8.05	Kanamori(1972) 15					
1923年 関東	8.04	7.85	Kanamori(1971c) 7.6					

日本海東縁部								
発生年·位置	津波 <i>M_w</i>	地震動 $M_{_{\!w}}$	地震動による地震モーメント (×10 ²⁰ N·m)					
1993年 北海道南西	中 7.84	7.71	Harvard 4.65					
1002年 日本海中部	7 74	7.71	Harvard 4.55					
1903年 日本海中即	7.74	7.85	Satake(1985) 7.6					
1964年 新潟	7.35, 7.51	7.6	Abe(1975) 3.2					
1940年 積丹沖	7.70	7.48	Fukao and Furumoto(1975) 2.1					

(注) +は検潮儀記録と痕跡高の違い(付属編 1.1.5(2)参照)を考慮して地震モーメントを2倍した。また、*は同様に地震モーメントを相田による幾何平均K倍(付属編 1.1.6 参照)した。



図 1.1.4-4 津波 Mwと地震動 Mwの比較

(a):太平洋側(□:相模・南海トラフ,△:千島海溝,○:日本海溝)
 (b):日本海側

1.1.5 津波の痕跡高と検潮儀記録

(1) 痕跡高の信頼度の分類方法

津波の痕跡高データは痕跡の明確度や情報源の確かさにより,信頼度は個々に異なる。 1960年チリ地震津波後の津波高調査においては,痕跡の明確度と測定誤差の大小により, 表 1.1.5-1のA, B, Cの基準に基づいて痕跡高データが分類された(チリ津波合同調査 班(1961))。その後の調査もほぼこの分類にならっている。さらに,1994年北海道東方沖 地震津波調査時には,表 1.1.5-1のDが付け加えられた。

同様の考え方に基づけば、1960年チリ地震津波以前の津波について、史料等に記載された痕跡高を分類する基準として表 1.1.5-2が得られる。

津波計算との比較に際しては,信頼度A,Bのものを用いる。ただし,痕跡数があまり にも少ない場合には,信頼度C以下のものをも対象とすることがあり得る。

		判断基準					
	А	信頼度大なるもの。 痕跡明瞭にして、測量誤差最も小なるもの。					
信	В	信頼度中なるもの。 痕跡不明につき,聞き込みにより,周囲の状況から信頼ある水位を知るもの。 測量誤差小。					
粮度	С	信頼度小なるもの。 その他砂浜などで異常に波がはい上がったと思われるもの,あるいは測点が 海辺より離れ測量誤差が大なるもの。					
	D	信頼度極小なるもの。 高潮、台風などの影響で痕跡が重複し、不明瞭なもの、等。					

表 1.1.5-1 津波痕跡高の信頼度の分類(1960年チリ地震津波以降)

表 1.1.5-2 津波痕跡高の信頼度の分類(1960年チリ地震津波以前)

		判断基準				
	А	信頼度大なるもの。 古文書・郷土史等に記載され,痕跡の場所を現在でも確認でき,しかも近年 になって測量されて高さの確定されたもの。				
信頼	В	信頼度中なるもの。 古文書・郷土史等に記載され,痕跡の場所を現在でも確認できるが,近年の 再測量のなされていないもの。				
度	С	信頼度小なるもの。 古文書等に記載,或いは言い伝えられてはいるが,字名,集落名などにとど まり,到達地点を確かめることの出来ないもの。				
	D	参考値にとどまるもの。 古文書等の関連現象・被害の記述から推測されたもの。				

【首藤教授作成「古文書記録の信頼度に関する覚え書き」(第7回津波評価部会 資料3)】

(2) 津波の痕跡高と検潮儀記録の関係

検潮井戸の構造に起因する検潮井戸の周波数応答特性により、検潮儀記録は津波の短周 期成分を除外したものとなる(「水理フィルター」と呼ばれる)。日本の典型的な検潮井戸 の構造を図 1.1.5-1に示す。検潮儀そのものは検潮井戸の中に設置されており、井戸は外 海と導水管によって結ばれている。導水管は海洋潮汐よりも短周期の成分を取り除くため の役割を果たす。このため、津波もこの導水管の影響を受ける(佐竹(1991b))。



図 1.1.5-1 日本の検潮井戸の構造 (Satake et al.(1988))

1983年日本海中部地震の後, 検潮井戸の応答特性を調査し, 検潮儀記録を補正する方法 が考案された。検潮井戸の応答特性と検潮儀記録の補正例を図 1.1.5-2に示す。





- 図 1.1.5-2 検潮井戸の応答特性に基づく検潮儀記録の補正(Satake et al.(1988))
 - (a):東日本 40 カ所の検潮所位置。
 - (b):(a)の検潮所で観測した,1mの水位差を回復するのに必要な時間。65~1300 秒の間に広く分布する。
 - (c):水理フィルター特性を考慮して再現した 1983 年日本海中部地震津波の時間 波形(破線)と検潮儀記録(実線)。

Kajiura(1983)は検潮儀記録最大全振幅と付近の遡上高との関係を調べ,図 1.1.5-3のようにプロットしている。ただし,

A = 検潮儀記録による最大全振幅(crest to trough)

H = 検潮所付近の遡上高

 \tilde{H}_n = 海岸線約 20km 長の区間内の幾何平均遡上高

としたときの,

igodot: A/H, \bigcirc : A/\widetilde{H}_n

をプロットしている。いずれも平均的に 1.0 とみなすことができる。つまり,

(遡上高) ≒ (検潮儀記録最大全振幅)

の関係がある。津波による水位上昇量と下降量がほぼ等しいとすれば,このことは,検潮 儀記録による最大水位上昇量は平均的に遡上高の約半分に等しいこと,つまり

(遡上高) ≒ (検潮儀記録最大水位上昇量) ×2 の関係があることを示している。



図 1.1.5-3 検潮儀記録と遡上高の関係(Kajiura(1983))

1.1.6 津波波源モデルの適合度の評価方法

計算結果と痕跡高のばらつきの統計的性質をみるため,表 1.1.6-1に示す 10 個の既往地 震津波のシミュレーション計算結果(計 1505 痕跡地点)を整理し,

- 痕跡高と計算値の差
- 痕跡高と計算値の比(対数値)

の 2 通りに表示した。結果を図 1.1.6-1に示す。ただし、いずれも縦軸は全データの標準 偏差の 18 倍スケールとしている。

	地震津波名	データ数	断層モデル
1707年	宝永	61	本体系化原案
1854年	安政東海	88	本体系化原案
1854 年	安政南海	60	本体系化原案
1896年	明治三陸沖	83	本体系化原案
1933年	昭和三陸沖	325	本体系化原案
1944 年	東南海	41	本体系化原案
1946年	南海道	149	本体系化原案
1968年	十勝沖	273	本体系化原案
1983年	日本海中部	209	相田(1984)Model-10
1993年	北海道南西沖	216	高橋ら(1995)DCRC-26
	計	1505	

表 1.1.6-1 地震ごとの断層モデルとデータ数

(注)計算値 12m 未満のデータに限定した。また、断層モデル欄の「本体系化 原案」とは、付属編表 1.3.2-1 および表 1.3.3-3 に示した津波痕跡高を説明 できる断層モデルを指す。



図 1.1.6-1 痕跡高と計算値の関係の散布図

図 1.1.6-1のデータを表現形式ごとに,差あるいは比(対数値)の頻度分布として表現 すると,図 1.1.6-2のようになる。これに対し正規分布との整合度に関する x²検定を実施 すると,表 1.1.6-2のとおりとなり,比の対数値の方がより正規分布に近いといえる。す なわち,痕跡高と計算値の比は,対数正規分布にほぼ従う。



図 1.1.6-2 痕跡高と計算値の関係のヒストグラム

表 1.1.6-2 正規分布との適合度に関する χ²検定結果

表示形式	χ^2 值	検定結果
痕跡高-計算值	393.53	×
log (痕跡高/計算值)	226.09	\bigcirc

 (注)各形式について、(平均値±2.3×標準偏差)の範囲を200等分して 検定を実施した。検定結果が○とは、「データ分布が正規分布に従う」 という帰無仮説が有意水準5%で棄却できないことを指す。(自由度 201,右片側確率5%に対応するχ²分布の臨界値は235であり、これを χ²値が上回った場合、仮説は棄却される。)

次に,差と比(対数値) それぞれについて,計算値 2m ごとの区間平均値および区間標 準偏差をプロットすると,図 1.1.6·3のようになる。差は計算値の増大とともに,大きな 偏差をもつようになる。一方,計算値の増大に対し,比の対数値はほぼ一定の区間標準偏 差で推移する。つまり,比の対数値を用いたばらつきに関する相田による幾何標準偏差 κ は,津波高に依存しない指標であるといえる。なお,相田による幾何平均 *K*および幾何標 準偏差 κは以下のように定義される。

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \log K_i$$

$$\log \kappa = \left[\frac{1}{n} \left\{ \sum_{i=1}^{n} (\log K_i)^2 - n(\log K)^2 \right\} \right]^{1/2}$$

$$n: 地点数, \ K_i = R_i / H_i$$

$$R_i : i 番目の地点での痕跡高, \ H_i : i 番目の地点での計算値$$



図 1.1.6-3 計算値 2m ごとにみた区間平均と標準偏差

1.2 津波波源の地域別特徴

1.2.1 太平洋プレートの沈み込みに関係した海域

(1) 千島海溝沿い(南部)海域

千島海溝沿い(南部)海域では、図 1.2.1▲1 に示すように連続的で一様に地震が海溝沿 いに発生しており、セグメント区分が比較的明瞭で、比較的短い間隔で地震が発生してい る。図 1.2.1▲2 にセグメント区分および既往地震の発生間隔を示す。既往大地震のほとん どがプレート間地震であるが、1994 年北海道東方沖地震のようなプレート内逆断層地震も 発生している(図 1.2.1▲3)。







図 1.2.1▲1 千島海溝沿い(南部)海域のセグメント区分と地震の発生状況(笠原(1998))
 (注)北海道周辺のプレート境界に発生した浅い大地震(M≥7)の発生域。(A)1900~1950
 年に発生した地震(影付き),点線の楕円は1900年以前の大地震の推定震源域,震源領域は宇津(1972)に加筆。(B)1951年~1974年に発生した地震(影付き)。(C)1975年~1996年に発生した地震(影付き),実線の楕円は(B)の年代の主な大地震の震源域を示す。



図 1.2.1▲2 千島海溝沿い(南部)海域に発生した地震の繰り返し性(島村・森谷(1994) に加筆)



図 1.2.1▲3 千島海溝沿い(南部)海域の既往地震の断層位置と 1994 年北海道東方沖地震の断層パラメータ

(注) 左図には菊池・金森(1995)をプロットしている。

(2) 日本海溝沿い海域

日本海溝沿い海域では、北部と南部の活動に大きな違いがある点が特徴である。図 1.2.1▲4に示すとおり、北部では、海溝付近に大津波の波源域が集中しており(1968年十 勝沖の領域を除く)、後述するように津波地震、正断層地震もみられる。一方、南部では、 1677年房総沖地震を除き、海溝付近に大津波の波源域は見られず、陸域に比較的近い領域 で発生している。



 □ 日本海溝~伊豆・小笠原海溝北部に沿う1896年(37°N以南)/
 1897年(37°N以北)から1982年までの津波波源域の分布. Hatori
 (1981)⁽⁴⁾・羽鳥(1983)⁽⁵⁾に基づいて作製. 斜線をつけたものは今村・ 飯田の津波マグニチュードが1以上. c: 銚子, j: 久慈, k: 勝浦, o: 大原.

図 1.2.1▲4 日本海溝周辺海域における既往津波の波源域分布(石橋(1986))

プレート間地震を発生させるプレート境界面の形状が明らかになってきている。図 1.2.1▲5 にプレート境界面の深さ分布を示す。傾斜方向が 38°N 付近で変化している。



図 1.2.1▲5 プレート境界面の深さ分布 (Zhao et al.(1997))

(注) 沈み込む太平洋プレート上面の平均海水面からの深さ分布(km)のコンター図である。A~Cは、プレート断裂帯を表す。○は830~1995年に起きた M7.0以上、深さ 60km 未満のプレート境界型地震の震央位置およびマグニチュードを表す。

北部海域に最近発生した大地震の震源域分布を図 1.2.1▲6 に示す。日本海溝付近では, 1896 年明治三陸津波のような津波地震や 1933 年昭和三陸津波のようなプレート内正断層 地震が発生している。谷岡・佐竹(1996)は典型的なプレート間逆断層地震と津波地震の発 生様式を図 1.2.1▲7 のように推定している。プレート境界面の起伏が多い,粗いプレート 境界面の場合,海溝の陸側で津波地震が,海溝の沖合側で正断層型地震が発生するという 内容である。このことと図 1.2.1▲6 の海底地形断面図とを合わせて考慮すると,津波地震 や正断層型地震の発生する場所が限定されることが示唆される。

1611 年慶長三陸津波は,相田(1977)により正断層地震のモデルが提案されているが,都司(1994)と渡辺(1998)は津波地震の可能性を指摘している。



図 1.2.1▲6 日本海溝付近で最近発生した大地震の震源域と海底地形断面図(谷岡・佐竹 (1996))



プレート境界面の起伏と地震の発生様式との関係の模式図.(a)なめらかなプレート境界の場合、柔らかい堆積物が沈 み込んで海溝近くは無地震域となる.さらに深く沈み込んだところは強い地震結合ゾーンとなり、プレート間大地震を起 こす.(b)粗いプレート境界の場合、正断層型の地震が起こって地塁-地溝構造を発達させ、沈み込んだ地塁が海溝近く でゆっくり地震を起こす.深く沈み込んでも、プレート間の結合が不均質なのでプレート間大地震は起こらない.

図 1.2.1▲7 1896 年明治三陸津波と 1933 年昭和三陸津波の発生様式(谷岡・佐竹(1996))

日本海溝沿いの南部海域に着目すると、図 1.2.1▲8 に示すとおり、宮城県沖では陸域に 非常に近い領域で発生する地震(例えば 1978 年宮城県沖地震)と、その沖側で発生する地 震(例えば 1897 年宮城県沖地震)がある。



(a) data set I							
1616年	9月	9日	00 7470 5				
1646年	6月	9日	29.7479年				
1678年	10月	2日	32.3151年				
1736年	4日	30 H	57.5753年				
1770年	-773	001	34.0740年				
1//0平	5H	2/口	22.7288年				
1793年	2月	17日	42 41 92 年				
1835年	7月	20日	42.4102平				
1861年	10月	21日	26.1726年				
1897年	2月	20日	35.4164年				
1936年	11日	3日	39.7014年				
1070年			41.6055年				
(地)成例	비료에 /Ს	長期	評価部会, 1998)				

図 1.2.1▲8 宮城県沖の既往地震(羽鳥(1987))

福島県沖で記録されている大地震は1938年福島県東方沖(塩屋沖)群発地震のみである。 図 1.2.1▲9に示すように、この地震群には、逆断層地震とともに正断層地震も存在する。



図 1.2.1▲9 Abe(1977)による 1938 年福島県東方沖(塩屋沖) 群発地震の断層面と解釈

房総半島沖では、図 1.2.1▲10 に示すように、海溝付近で津波地震と考えられる 1677 年 地震津波が発生している。



図 1.2.1▲10 房総沖で発生した既往津波(羽鳥(1975))

(3) 伊豆・小笠原海溝沿い海域

伊豆・小笠原海溝周辺の既往地震分布を図 1.2.1▲11 に示す。プレートの三重会合点付 近で 1953 年房総沖地震が、その南で 1972 年八丈島近海地震が発生しているが、それらを 除くと顕著な津波を伴う地震は発生していない。阿部(1978)によるプレート間相互作用の 分類によれば、伊豆からマリアナ海溝にかけての海域は地震を起こしにくい安定なタイプ に属する。



図 1.2.1▲11 伊豆・小笠原海溝周辺の既往地震の震央分布(羽鳥(1991))

 (注) 1900~1990年に発生したマグニチュード5.9以上,震源深さ60km以下の地震の 震央分布である。●は津波を伴った地震,○は津波を伴わない地震。数字は発生 年,地震のマグニチュード,津波の規模階級の順である。
1.2.2 フィリピン海プレートの沈み込みに関係した海域

(1) 相模トラフ沿い海域

表 1.2.2▲1 に,相模湾北西部に起こった津波の高さを示す。地震のマグニチュードに対して,比較的大規模な津波を発生している。1853 年嘉永小田原地震による津波は,相田 (1993)によると,津波による海面低下と河川への流入があったとされている。

相模湾北西部に起こった津波の高さ(m)								
	1633	1703	1853	19	923			
地名	寛永	元禄	嘉永	関	東			
	$M7.0 \pm 1/4$	M7.9~8.2	$M6.7 \pm 0.1$	M	7.9			
一宮		$5 \sim 6$						
浜勝浦		7.4		I	1.2			
館山		5.6			1.8D			
台場		2.		芝浦	0.74U			
鎌倉		8.	I .	I	5.4D			
逗子					$5\sim 6D$			
真鶴			$-(3\sim 4)$		$8.6 \sim 9.2 D$			
福浦					5.6D			
熱海病院					1.5			
旧市街	$4 \sim 5$	7.	I .	I	7.5U?			
港					7.0			
多賀		6.		上多賀	$4.8 \sim 6.4$			
457.75				卜多賀	5.4			
網代	$3 \sim 4$			C 11 mm	3.50			
宇佐美	4D	7∼8U	1	留田	6.4			
/元士				が厚	3.9~5.7			
伊泉		$5 \sim 7$	I	山口河口	6.0			
				八川円日 二))))	3.7~4.70			
山本		0		他	0.0			
川尓		0.		住苏	5.5			
如真北岸				未俗	1.0			
初島西岸			1		3.0			
下田		3~4		枯崎	4.6			
, 14			l	下田	2.1			
内浦		<1		, 14	2.1			
清水三保		1.5						
舞阪		3.						
尾鷲		2.						
U:初めの)	波が上げ潮、	D:初めの波;	が引き潮、-():津波の	最低水位			

地震のマグニチュードは宇佐美(1996)による。

石橋(1994)は、相模トラフ沿い海域を、相模湾内のセグメント、房総沖のセグメント、 西相模湾断裂の3つの領域に区分している。1923年関東地震は、相模湾内のセグメントの 活動あるいは相模湾内のセグメントおよび西相模湾断裂の活動と考えられている。 図 1.2.2▲1に相田・中島(1990)による1923年関東地震の断層モデルを示す。また、1703年元 禄地震は、1923年関東地震の活動セグメントに加え房総沖のセグメントの活動と考えられ ている。図 1.2.2▲2に相田(1993)による1703年元禄地震の断層モデルを示す。さらに、 1633年小田原地震は、西相模湾断裂の活動と考えられている。図 1.2.2▲3に相田(1993) による1633年小田原地震の断層モデルを示す。



図 1.2.2▲1 1923 年関東地震の断層モデル(相田・中島(1990))



図 1.2.2▲2 1703 年元禄地震の断層モデル(相田(1993))

 (注) GR-1は Matsuda et al.(1978), GR-2は笠原ら(1973)によるモデル。津 波の再現性から,相田は GR-2を最適モデルとしている。



図 1.2.2▲3 1633 年寛永小田原地震の断層モデル(相田(1993))

(2) 南海トラフ沿い海域

図 1.2.2▲4 に示すように、南海トラフ沿い海域では、繰り返し大規模な地震が発生している。平均発生間隔は 120~160 年である。地震の繰り返し発生のモデルは、地震前後の応力状態に対応して図 1.2.2▲5 のように大別されるが、そのうち(b)は地震発生時予測可能型モデル(time-predictable model)と呼ばれる。南海トラフ沿いの地震発生履歴は、図 1.2.2▲6 に示すように、地震発生時予測可能型モデルで説明できる。



図 1.2.2▲4 南海トラフ沿い海域における既往地震の時空分布(石橋・佐竹(1998))



図 1.2.2▲5 地震の繰り返し発生のモデル (Shimazaki and Nakata(1980))

(注)上段は応力の時間変化,下段は地震時のすべり量の累積を示す。なお,応力は一定の割 合で蓄積すると仮定されている。地震発生前後の応力レベルが一定の場合が(a),地震 発生前の応力レベルのみが一定の場合が(b),地震発生後の応力レベルのみが一定の場 合が(c)でそれぞれ示されている。(b)の下段の折れ線グラフを地震発生時予測可能型 (タイムプレディクタブル)の繰り返し発生と呼ぶ。(島崎・松田 編(1994))



図 1.2.2▲6 南海トラフ沿い海域の既往地震と地震発生時予測可能型モデルの整合性(藤 井・平原(1998))

 (注)南海道・東海道の巨大地震の階段ダイヤグラム。Kumagai(1996)によるダイヤグラムに 東海道の地震を加筆してある。南海道が図 1.2.2-4 の A~B に,東海道が C~E に対応す る。太い折れ線は Kawasumi(1951)および東京天文台編(1987)によるマグニチュードに基 づく。細い折れ線は宇佐美(1987)によるマグニチュード範囲の最大値に基づく。ただし、 B1イベントは 1498 年明応地震,B2イベントは 1230 年に推定される地震で,Kumagai(1996) による推定マグニチュードに基づく。 図 1.2.2▲4 および図 1.2.2▲7 からわかるとおり,南海トラフ沿い海域は,断層セグメントの区分が明確である。セグメントの組み合わせは地震により変化するが,ほぼ同時期に 東南海と南海道で発生する。東南海が先で南海道が後というパターンである。震源分布等 から,プレート境界面形状が提案されている。各種文献より作成したプレート境界面の深 さ分布を図 1.2.2▲8 に示す。



Active tectonic map of southwest Japan. After SUGIYAMA (1992). "az", "mr", "si", "do" and "om" show the capes of Ashizuri, Muroto, Shio, Daio and Omae, respectively. "a" shows lyo-nada, "b" Hiuchi-nada, "c" Harima-nada and "d" Osaka Bay. MTL shows the Median Tectonic Line. @ shows Hyuga Basin, () Tosa Basin, () Kii Straight, () Kumano Basin and () Enshu Basin.



図 1.2.2▲7 南海トラフ沖の地質構造単元(杉山(1992))

図 1.2.2▲8 プレート境界の深さ分布(石田(1989),山崎・大井田(1985)をもとに作成) (注)プレート境界深さの単位は km である。

(3) 琉球海溝沿い海域

図 1.2.2▲9 に示すとおり、日向灘では、繰り返し大地震が発生している。さらに南方の、 南西諸島周辺における既往津波の波源分布を図 1.2.2▲10 に示す。1771 年八重山津波は、 石垣島で 25m 余という大きな遡上高を生じたとされている。その原因として、松本・木村 (1993)は精密地形調査および音波探査調査から大規模陥没地形の存在を指摘し、地震によ る海底地滑り発生の可能性を指摘している。



図 1.2.2▲9 日向灘の波源分布と津波高さ(羽鳥(1985))



図 1.2.2▲10 1664 年以降に発生した南西諸島周辺の既往津波の波源分布(羽鳥(1988)) (注)波源域横の数値は,発生日,気象庁マグニチュード,今村・飯田スケール m である。

1.1.2 日本海東縁部海域

日本海東縁部では、明確なプレート境界は形成されていないが、図 1.2.3▲1 に示すよう に、M7.5 クラスの地震は日本海東縁のある狭い幅の領域で発生している。その周辺部で発 生している地震の規模はM7.2 程度までである。さらに、多くの学者が秋田沖に大地震の空 白域を指摘している(図 1.2.3▲2)。

岡村(1998)は活断層の走向と特徴に基づき,日本海東縁部を,北東部(積丹半島より北 側の水深 2000m 以浅),中部(津軽半島西方から積丹半島北西方までの日本海盆東縁),南 部(佐渡島周辺から男鹿半島北西方までの大和海盆東縁)に大別している。



			マグニ	チュード
番号	年	地域/地震名	境界軸	周縁部
1	830	出羽		7.0-7.5
2	850	出羽		7.0
3	1694	能代地方		7.0
4	1704	羽後・津軽		7.0
5	1741	渡島大島	-	
6	1751	越後・越中		7.0-7.4
7	1762	佐渡		7.0
8	1766	津軽		7.3
9	1792	後志沖		7.1
10	1793	鯵ヶ沢地震		6.9-7.1
11	1804	象潟地震		7.0
12	1833	庄内沖	7 1/2	
13	1847	善光寺地震	7.4	
14	1894	庄内地震		7.0
15	1896	陸羽地震		7.2
16	1914	秋田仙北地震		7.1
17	1940	積丹半島沖地震	7.5	
18	1964	新潟地震	7.5	
19	1983	日本海中部地震	7.7	
20	1993	北海道南西沖地震	7.8	

日本海東縁部に発生した浅発大地震(M≧7)。糸魚川−静岡線以東で火 山フロントより日本海側の地震を表示。 (注)震源要素は、原則として宇佐美(1996)による。ただし、No.2の地震は 萩原(1989)に従って酒田衝上断層付近とした。No.5は地震ではなく火山噴 火の可能性もある(津波マグニチュード3)。

図 1.2.3▲1 日本海東縁部の既往地震の位置と規模(大竹(1998))



図 1.2.3▲2 秋田沖空白域に関する見解(松澤(1998))

(注) 過去に発生した大地震の震源域(影部)と空白域(破線)の位置。
 0: Ohtake, M:松澤, I(A)・I(A'):石川による空白域。
 斜線部(H.M.T.Z.)は、本荘-松島構造帯のおおよその位置を表す。

1741 年渡島大島津波の成因に関しては断層運動,山体崩壊など諸説ある。佐竹・加藤 (2000)および佐竹(2000)は,最近得られた海底地形と陸上の数値標高データを用いて,渡 島大島北方の崩壊地形から元の山体を復元すると,崩壊体積は3km³程度,下部の崩壊堆積 物の総体積は4~5km³であることを明らかにし,これをもとに津波の数値シミュレーショ ンを実施したところ渡島半島の痕跡高が説明できた,としている。伴ら(2001)は,断層モ デルを用いた数値シミュレーションを行い,断層の長さ・幅を小さくする一方ですべり量 を大きくすることにより,十分な精度の津波高を算出することができ,このような波源は 山体崩壊による津波の特性も有したモデルである,としている。

図 1.2.3▲3 に示した4省庁(農林水産省構造改善局ら(1996))による検討では,富山県 北方沖(想定域D)について,「大規模な地震津波の発生の可能性及び地震津波の規模等に ついて有識者間でも議論がある」ことから参考扱いとしている。この海域周辺の発震機構 の分布は図 1.2.3▲4 のようであり,新潟県と能登との間で発震機構は連続していることが わかる。



図 1.2.3▲3 4省庁による想定空白域(農林水産省構造改善局ほか(1996))



図 1.2.3▲4 能登半島周辺の発震機構分布 (三雲・石川(1987))

図 1.2.3▲5 に示すのは, 1993 年北海道南西沖地震後に実施された活断層探査結果と余震 分布の比較である。活断層分布と余震分布(ほぼ波源域に相当)とは一致していない。



図 1.2.3▲5 活断層分布と大地震の破壊領域の対応(1993年北海道南西沖地震の例)(岡 村(1993))

1.1.3 西南日本周辺海域

本項では、日本列島西南部のうち、プレート境界付近に発生する地震を除く地震(本編 4.3.1に示した「陸域の浅い地震」にあたる)に起因する津波を対象とする。図 1.2.4▲1 に 1498~1993年に日本近海で発生した津波の波源域分布を示しているが、西南日本周辺で は、1792年眉山崩壊による津波、1596年別府湾の津波の2つを除くと大きな津波は生じて いない。このうち 1596年別府湾の津波について、阿部(1999)は、地震の規模に比べ津波の 規模が異常に大きいが津波の原因を特定できない、としている。

日本海側では,海岸線に近いところで発生する M7 クラスの地震により,小規模の津波が 生じる場合がある。



図 1.2.4▲1 1498~1993 年に日本近海で発生した津波の波源域分布(羽鳥(1994))

1.1.4 遠地津波

これまで、太平洋沿岸の各地で発生した津波が日本に到達してきた。従来、日本沿岸に 最大水位をもたらした遠地津波は 1960 年チリ地震津波とされてきたが、近年、図 1.2.5▲1 に示すように 1700 年に北米カスケード沈み込み帯で大規模な津波が発生し、日本沿岸でも 一部 1960 年チリ地震津波を上回る痕跡があることがわかってきた。



図 1.2.5▲1 主要遠地津波の日本沿岸での波高の比較(都司ら(1998))(注)下側図は原論文の図から一部削除している。

表 1.2.5▲1 に発生海域別最大津波の規模と日本における最大津波高を示す。アラスカ・ アリューシャンの津波は、日本沿岸で2m以下である。カムチャッカでは 1952 年に M_w 9.0 の地震が発生し、三陸沿岸で3mの津波高さが記録されているが、1960 年チリ地震津波よ り津波高は小さい。

発生海域	既往最大津波の M _w (M _t)と断層長さ	日本における津波高の最大
チリ	9.5 (9.4):1960 年チリ, <i>L</i> =800km	8.1m:岩手県野田村
ペルー~ エクアドル	8.8 (8.7): 1906 年エクアド ルーコロンビア	0.48m(全振幅):和歌山県串本 〔1.5~ 1.6m(推定):1687 年ペルー,宮城県塩 釜〕
コスタリカ〜 メキシコ	8.1 (8.2):1932 年メキシコ	-:記録なし
カスケード	8.7~8.9(≒9):1700 年カス ケード, L=900km	5.4m(推定):和歌山県田辺
アラスカ	9.2 (9.1):1964 年アラス カ,L =500km	0.75m:岩手県大船渡
アリューシャン	8.7 (8.6):1965 年アリューシャ ン L =700km 8.6 (9):1957 年アリューシャ ン, L =1200km	0.55m:和歌山県串本 1.06m(全振幅):北海道広尾
千島~ カムチャツカ	9.0 (9.0):1952 年カムチャ ツカ, <i>L</i> =650km	3.0m: 岩手県宮古市, 釜石市等
東南アジア・ オセアニア	8.2:1996 年イリアンジャヤ, <i>L</i> =300km <i>M</i> _s 8.3(8.4):1919 年トンガ	1.95m(全振幅):父島 1919 年トンガは不明

表 1.2.5▲1 発生海域別最大津波の規模と日本における最大津波高

(注) M_w:Kanamori (1977), Johnson and Satake(1997), Harvard CMT カタログによる。

M_t:Abe (1979)等による。 津波高:渡辺(1998),都司ら(1998)による。

チリ南部で発生した 1960 年チリ地震津波は記録上既往最大の地震である(M_w =9.5)。チ リ南部の大地震の発生間隔(約 130 年;図 1.2.5▲2)とプレート間速度(年間約 84mm)か ら期待されるすべり量(約 11m)に比べ,1960 年チリ地震津波のすべり量 24m が非常に大 きいことから,1960 年の地震はこの領域で発生する地震の中でも最大級と考えられる。



図 1.2.5▲2 チリ沖における地震の繰り返し間隔(Kelleher(1972))
 (注)横軸は緯度を,縦軸は年を表す。約 130 年間隔で地震を繰り返している。

1700 年北米カスケード沈み込み 帯の地震について, 佐竹・王(1998) は, 津波高の再現性から, 地震時の すべり量は約7mと推定している(図 1.2.5▲3)。Satake et al.(1996) によれば, 1700 年の地震時には図 1.2.5▲4 に示す約900kmの全セグメ ントが破壊した。羽鳥(1998)は現在 の空白域を図 1.2.5▲5 に示す範囲 としており, これは 1700 年の破壊 領域より小さい。



 図 1.2.5▲3 断層モデルによる 1700 年津波のシ ミュレーション例(佐竹・王(1998))
 (注)棒グラフの黒棒は痕跡高,白棒は計算値 である。平均すべり量を約7mとしている。



図 1.2.5▲4 北米カスケード沈み込み帯付近の構造 (Satake et al.(1996))



図 1.2.5▲5 カスケード沈み込み帯における現在の空白域(羽鳥(1998))

東南アジア~オセアニア海域において過去に発生した津波の日本沿岸での波高は,表 1.2.5▲2 に示すとおり,いずれも小規模である。また,表 1.2.5▲3 に示すように,同地域 における最近 100 年間の最大地震マグニチュードは,1938 年インドネシアのバンダ海で発 生した M_w 8.5(M_s 8.2)あるいは 1924 年にフィリピンのミンダナオ島南東沖で発生した M_s 8.3 である。

番	発生日	発生位置	マグニ	日本における津波高さ
号			チュード	(検潮儀記録最大全振幅, cm)
1	1883.8.27	インドネシア		相模湾、四国、九州南部で潮の異常。
		クラカトア火山		
2	1918.9.7	フィリピン	<i>M</i> _s 8.0	細島 13,串本 40
		セレベス海		
3	1968.8.1	フィリピン	7.3	名瀬 12, 土佐清水 16, 室戸 27, 紀伊白浜
		ルソン島東岸		6, 南伊豆 18, 小名浜 13 等
4	1968.8.10	インドネシア	7.6	油津 6, 蒲江 15, 土佐清水 18, 室戸 16,
		モルッカ海峡		串本 20, 浦神 40, 尾鷺 22, 長島 16
5	1972.12.2	フィリピン	7.8	石垣島 14, 油津 24, 蒲江 26, 土佐清水
		ミンダナオ島南東沖		44, 至戶 33, 串本 40, 佃仲 34, 烏羽 7, 歯伊豆 26 八士阜 20 小友近 22 笙
6	1975 10 31	フィリピン	7.6	花咲 18 釧路 10 宮城県江ノ島 9 小名
	10/01/10:01	サマール島北東沖	1.0	浜 27, 銚子 56, 三宅島 44, 八丈島 58,
				南伊豆 24, 尾鷲 46, 串本 48, 室戸 12,
				土佐清水 32, 油津 26 等
7	1976.8.16	フィリピン	7.9	父島 18, 串本 24, 土佐清水 19, 布良
		ミンダナオ島モロ湾		14, 室戸 5
8	1996.2.17	インドネシア	M _w 8.2	花咲 40, 釧路 20, 銚子 40, 布良 130 超,
		イリアン・ジャヤ沖	<i>M</i> _s 8.1	横須賀 22, 八丈島 110, 内浦 88, 清水港
				3∪, 御前呵 39, 四日田 14, 尾篙 132, 佣 抽 122 - 串末 170 和歌山 20 →佐涛水
				164. 延岡 68. 石垣島 25. 父島 195 等
9	1998.7.17	パプアニューギニア	M _w 7.1	館山10,伊豆大島15,三宅島20,父島8,
		本島アイタペ沖	M _s 7.0	室戸 13, 土佐清水 15, 名瀬 12 等

表 1.2.5▲2 東南アジアに発生し日本に影響のあった過去の津波

(注)渡辺(1998)に1998年の津波を加筆

番	発生日	発生地	震	 夏源	マグニチュー
号			(° N)	(° E)	F
1	1914.5.26	インドネシア	-2	137	<i>M</i> _s 8.0
		ニューギニア島北西岸			
2	1918.8.15	フィリピン	5 ¹ / ₂	123	<i>M</i> _s 8.0
		ミンダナオ島			
3	1924.4.14	フィリピン	6 ¹ / ₂	126 ¹ / ₂	<i>M</i> _s 8.3
		ミンダナオ島南東沖			
4	1932.5.14	インドネシア	1/2	126	<i>M</i> _s 8.0
		マラッカ海峡			
5	1938.2.2	インドネシア	$-5^{1}/_{4}$	130 ¹ / ₂	<i>M</i> _s 8.2
		バンダ海			<i>M</i> _w 8.5
6	1948.1.25	フィリピン	10 ¹ / ₂	122	<i>M</i> _s 8.2
		パナイ島沖			
7	1976.8.17	インドネシア	6.22	124.11	<i>M</i> _w 8.1
		ミンダナオ島南方沖			<i>M</i> _s 7.8
8	1977.8.19	インドネシア	-11.16	118.41	<i>M</i> _w 8.3
		スンバワ島沖			<i>M</i> _s 8.1
9	1996.2.17	インドネシア	-0.94	136.95	M _w 8.2
		イリアンジャヤ			<i>M</i> _s 8.1

表 1.2.5▲3 東南アジアに発生した M 8.0 以上の大地震(1900 年以降)

(注) 宇津ら編(2001)「外国の主な地震の表」に 1996 年の地震の Msを加筆

Bautista and 0ike(2000)は、フィリピンの教会に残された地震記録をもとに、1608 年~ 1895 年の485 個の地震について震央・Ms分布を推定している。このうち最大規模は Ms 8.0 である。したがって、フィリピン周辺では過去約400 年間の地震規模は、高々Mw 8.5 Ms 8.3) 程度である。つまり、日本周辺に関し信頼性の高い史料が得られる期間とほぼ同等の期間 に対し、フィリピン周辺の既往最大マグニチュードは Mw 8.5 である。

図 1.2.5▲6 に示すのは、河田ら(1998)による環太平洋の想定津波計算結果である。東南 アジア海域で M_w9.0 の地震を想定した場合でも、日本沿岸での水位はチリ沖に想定したチ リ津波による水位を上回らない。





図 1.2.5▲6 河田ら(1998)による環太平洋の想定津波計算

Okal(1999)によるニューギニア海溝の地震活動に関する知見によれば、134³/4° E~ 139³/4° Eの約550km長の区間では連続的に地震が発生している。ここでは、1996年イリ アンジャヤ(Biak)地震で約300kmのセグメントが破壊されている。環太平洋の津波をとも なう既往大地震について M_wと断層長さの関係をプロットすると,図 1.2.5▲7のようになり、 地域間の格差が大きい。日本周辺の地震に関して提案された佐藤(1989)による式(佐藤編 (1989))

 $\log L(km) = 0.5(M_w - 1/15) - 1.88$

は、断層長さLに対しM_wの上限値に相当しており、1996年イリアンジャヤ地震は、佐藤(1989) による式より地震規模としてはかなり小さめである。したがって、仮に550kmの全長が同 時に破壊したとしても、M_w9以上の地震が発生する可能性は極めて低いとみられる。



図 1.2.5▲7 大津波を伴った世界の既往大地震の断層長さと Mwの関係

 (注) 1707 年宝永, 1854 年安政東海, 1854 年安政南海の各地震津波については, 表 1.3.3-3 に示す本体系化原案で提案した断層面固定モデルの値を, その他の地震津波については表 1.2.5▲1 に示した値をプロットしている。

1.3 想定津波の波源設定方法

1.3.1 基本的考え方

将来発生することが否定できない津波(想定津波)を合理的に想定することを目的とし た波源モデルの設定方法を提示する。具体的には,発生位置とモーメントマグニチュード M₄に対応して,津波の数値シミュレーションに必要な断層パラメータ(付属編1.1.2参照) を設定する方法を提示する。この際,津波をもたらす地震の発生様式(本編4.3.1参照) を考慮する。検討の流れを図 1.3.141に示す。プレート境界付近および日本海東縁部では, 各海域でこれまでに発生した津波の痕跡高を説明できる断層モデルを基準として,適切な スケーリング則を適用することにより,与えられたモーメントマグニチュードに対する断 層モデルを設定する。その際に,各種地震学的知見や既往地震の発震機構を考慮する。西 南日本周辺海域のように,既往津波に対する断層モデルが得られていない海域では,類似 の条件を持つ他の地域の地震に対して得られている関係を適用して,与えられたモーメン トマグニチュードに対する断層モデルを設定する。その際に,各種地震学的知見や既往地 震の発震機構を考慮する。



図 1.3.1▲1 想定津波波源の設定方法検討の流れ

(注)断層パラメータの記号の意味は付属編1.1.2参照。

モーメントマグニチュードと断層パラメータの関係は、地殻構造、津波をもたらす地震の発生様式等に応じた適切なスケーリング則に基づいて定める必要がある。モーメントマ グニチュードに関連する断層パラメータのスケーリング則としては、図 1.3.1▲2 に示す 3 つの考え方がある。

1) 断層長さL, 断層幅 W, すべり量Dのいずれにも限界を設定しない方法

 $\log M_0 (N \cdot m) = 1.5 M_w + 9.1, \quad M_0 = \mu LDW$

 M_0 : 地震モーメント, μ : 震源周辺媒質の剛性率,

L: 断層長さ, W: 断層幅, D: すべり量

であるため、 M_w が 0.1 増加すると M_0 は 10^{0.15}倍となる。L, W, Dのいずれにも限界を設定しない場合、 M_w が 0.1 増加するとL, W, Dがいずれも 10^{0.05}=1.12 倍となる。

2) 断層幅 Wのみに限界を設定する方法

Wが上限に達しているとき, M_wが 0.1 増加すると L, Dがいずれも 10^{0.075}=1.19 倍 となる。

3) 断層長さ Lと断層幅 Wに限界を設定する方法

L,W が上限に達しているとき, M,が 0.1 増加すると D が 10^{0.15}=1.41 倍となる。

1) 限界を設定しない方法



図 1.3.1▲2 3つのスケーリング則

1.3.2 日本海溝沿いおよび千島海溝(南部)沿い海域

(1) 津波の痕跡高を説明できる断層モデル

津波痕跡高との比較を実施している断層モデルを表 1.3.2▲1 に示す。K および κ は相田 による津波痕跡高と計算値の空間的な適合度を表す指標であり、いずれも本検討で実施し た津波計算結果である。備考欄で(参考)と記載されていないモデルは、主に本体系化原 案で津波の痕跡高を再現できるよう断層諸元を設定したモデルである。また,備考欄で(参 考)と記載したモデルは、検潮儀記録との比較を実施している等、津波の痕跡高を再現し ている保証がないモデルである。表 1.3.2▲1 ではさらに、地震の発生位置とメカニズムか ら、地震のタイプを①典型的なプレート間逆断層地震、②プレート間で発生する津波地震、 ③プレート内正断層地震、④プレート内逆断層地震の4とおりに分類している。

海域 小区	対象津波	<i>M</i> _w モデル	S (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	μ (×10 ¹⁰	すべり方 向(°)	データ 数	K	κ	備考	タイプ
分		- / ·	(itili)	(,	()	()	()	` ´	· · /	· · /	N/m ²)						
	1952年十勝沖	8.17	13000	130	100	3.5	1	220	20	76	5.0	144.86	25	1.236	1.462	(参考)七省庁, Aida(1978)モデル	プレート間逆断層地震
千島 海溝	1973年根室半島沖	7.81	6000	60	100	2.2	2.3	230	27	101	5.0	127.69	検潮	1.01	1.18	(参考)電力, 補正	プレート間逆断層地震
沿い	1994年 北海道東方沖	8.41	12800	160	80	5.78	10	230	77	128	7.0	66.06	14	0.752	1.454	(参考)七省庁, 高橋智幸ら(1995)モ デル	プレート内逆断層地震
	1611年慶長三陸沖	8.58	12250	245	50	10.7	1	180	45	270	7.0	270.00	11	1.003	1.368	補正相田(1977)	プレート内正断層地震
	同上	8.32	10500	210	50	10.3	1	190	20	75	3.5	115.92	11	1.003	1.416	本体系化原案	プレート間津波地震
	1677年房総沖	8.17	10000	200	50	6.5	1	210	20	90	3.5	120.00	15	1.00	1.41	電力, 独自モデル	プレート間津波地震
	1793年宮城県沖	8.246	14700	210	70	4.0	10	205	15	90	5.0	115.00	33	0.997	1.479	本体系化原案	プレート間逆断層地震
	1856年十勝沖	8.28	8400	120	70	7.8	26	205	20	90	5.0	115.00	20	1.001	1.362	本体系化原案	プレート間逆断層地震
	1896年明治三陸沖	8.30	10500	210	50	9.7	1	195	20	90	3.5	105.00	100	1.00	1.544	補正Tanioka and Satake(1996)	プレート間津波地震
	1933年昭和三陸沖	8.354	9250	185	50	6.6	1	180	45	270	7.0	270.00	571	0.95	1.39	電力,相田(1977)モ デル	プレート内正断層地震
			5000	50	100	5.9	16	195	20	76	5.0	119.86	273 1.019	1.019 1.405			
	1968年十勝沖	8.36	5000	50	100	5.9	8	195	20	76	5.0	119.86			1.019 1.405 本体系化原案	プレート間逆断層地震	
			5000	50	100	5.9	3	195	20	76	5.0	119.86					
	1897年三陸沖	7.80	3600	120	30	3.5	1	205	20	90	5.0	115.00	13:間接	-	1.6	(参考)相田(1977)	プレート間逆断層地震
日本	1931年青森県東方沖	7.39	3000	100	30	0.74	50	192	20	90	7.0	102.00	検潮	-	-	(参考)相田(1977)	プレート間逆断層地震
海溝 沿い	1938年塩屋沖Ⅱ	7.72	6000	100	60	1.6	30	200	10	95	5.0	284.92	検潮	0.84	1.32	(参考)電力,修正 Abe(1977)	プレート間逆断層地震
	1938年塩屋沖IV	7.753	3825	85	45	2.0	20	190	80	270	7.0	280.00	検潮	0.62	1.95	(参考)電力,補正 Abe(1977)	プレート内正断層地震
	1938年塩屋沖V	7.70	4275	95	45	1.5	20	190	80	270	7.0	280.00	1	0.419	-	(参考)七省庁, Abe(1977)モデル	プレート内正断層地震
	1968年岩手県沖	7.60	3500	70	50	1.8	1	151	30	31	5.0	123.51	検潮	0.99	1.48	(参考)Aida(1978)	プレート間逆断層地震
	1978年宮城県沖	7.516	1690	26	65	2	25	190	20	85	7.0	105.32	检潮	-	-	(参考)相田(1978b)	プレート間逆断層地震
			1800	60	30	0.75	35.4	200	10	90	5.0	110.00	175194		i		T TO SHE FOR THE CLOSE
			1350	30	45	0.65	27.1	200	10	90	5.0	110.00	1			(参考)Tanioka et	
	1994年	7.00	1350	30	45	0.93	27.1	200	10	90	5.0	110.00	14.360	1	1	al.(1996)	一, 182米米日本の
	三陸はるか沖	7.66	1350	30	45	0.73	19.1	200	10	90	5.0	110.00	(便 閉	-	-	(7セグメント:負のす	ノレート间辺断層地震
			1350	30	45	1.71	19.1	200	10	90	5.0	110.00	1			べり除外)	
		I	1900	60	20	0.56	12.4	200	10	00	5.0	110.00	1				I

表 1.3.2▲1 津波痕跡高との比較を実施している断層モデル(日本海溝沿いおよび千島海 溝(南部)沿い海域)

(2) 断層パラメータ間の関係

表 1.3.2▲1 に示したデータと、ハーバード大学の CMT による発震機構解(1976 年 1 月~2000 年 1 月に発生した M_w 6.0 以上、深さ 60km 以下の地震)を用い、地震のタイプごとに 断層パラメータの合理的範囲を設定することを目的として、断層パラメータ間の関係およ び断層パラメータの分布を検討した。

津波の痕跡高との比較を実施している断層モデルについて,モーメントマグニチュード に関係するパラメータ間の関係を図 1.3.2▲1 に示す。地震のタイプ別に比較すると,津波 地震では幅に上限がみられ,すべり量が大きい。プレート内正断層地震でも幅に上限がみ られる。

図 1.3.2▲2 に太平洋プレート上面深さと,津波の痕跡高との比較を実施している断層モ デルの断層上縁深さとの関係を示す。プレート上面深さは Zhao et al.(1997)による太平 洋プレート上側境界の深さから水深を差し引いた値としている。プレート間地震について はプレート上面と整合する位置のモデルにより,津波地震については海溝付近の浅いモデ ルにより,津波の痕跡高を説明できている。

ハーバード大学により CMT 解が決められている地震の震央分布を図 1.3.2▲3 に, 北部と 南部に分けた鉛直断面図を図 1.3.2▲4 に示す。発震機構解の重心分布は, プレートの沈み 込み形状にほぼ整合していると考えられるが, 北部海域では海溝付近, 南側では比較的深 部に集中している。

角度に関係するパラメータのうち走向と緯度の関係を図 1.3.2▲5 に示す。断層面の走向 は海溝軸の走向とほぼ一致している。深さと傾斜角の関係を図 1.3.2▲6 に示す。傾斜角は ほぼ 20 度である。ただし、断層が深くなるにつれ増加する傾向がある。すべり方向と緯度 の関係を図 1.3.2▲7 に示す。プレート間逆断層地震のすべり方向は、プレート相対運動の 向きに対応している。



- 図 1.3.2▲1 地震モーメントに関係する断層パラメータ間の関係
- (注) (a)の直線は佐藤編(1989) による $M_w = 2 \log D(m) + 6.87 \, \text{をプロットしたものである}$ 。



太平洋プレート上面深さと断層上縁深さの関係

図 1.3.2▲2 太平洋プレート上面深さと断層上縁深さの関係



図 1.3.2▲3 ハーバードによる発震機構解の分布(日本海溝および千島海溝南部海域)



(注) 深さはハーバードCMTによる発震機構における地震の重心を表しており、断層 面上縁深さとは概念が異なる。





- (a):断層モデルのプロット
- (b):発震機構解(ハーバードCMTによる)のプロット(プレート間逆断



図 1.3.2▲6 深さと傾斜角の関係(日本海溝および千島海溝南部海域)

- (a): 断層モデルのプロット
- (b):発震機構解(ハーバードCMTによる)のプロット(プレート間逆断 層地震に限定し,低角側の節面を採用している。)



図 1.3.2▲7 緯度とすべり方向の関係(日本海溝および千島海溝南部海域)

(a):断層モデルのプロット

(b):発震機構解(ハーバードCMTによる)のプロット(プレート間逆断層 地震に限定し,低角側の節面を採用している。) (3) 想定津波の基準断層モデル設定方法

日本海溝沿いおよび千島海溝(南部)沿い海域では,津波地震,プレート内正断層地 震,プレート間逆断層地震,プレート内逆断層地震が特定の場所に発生しており(付属編 1.2.1 参照),それぞれが断層パラメータに特徴をもっている。したがって,想定津波の断 層モデル設定に際しては,既往津波の痕跡高を最もよく説明する断層モデルをもとに,位 置と M_wに応じた基準断層モデルを設定することとする。

基準断層モデルの断層パラメータ設定のフローを図 1.3.2▲8 に示す。図 1.3.2▲9,表 1.3.2▲2 に示した既往津波の痕跡高を最もよく説明する断層モデルをもとに,図 1.3.2▲10 に示した既往最大モーメントマグニチュードを考慮し,地震の発生様式を反映した適切な スケーリング則を適用する。なお,図 1.3.2▲10の海域区分のうち、3と8が津波地震,4 がプレート内正断層地震を想定する海域であり,他は典型的なプレート間地震に対応して いる。また,海域区分7のMwは,検潮記録との比較を実施している表 1.3.2-1 中の 1938 年塩屋沖地震 II のすべり量 1.6m を K =0.84 倍し,さらに検潮儀記録と痕跡高の関係(付 属編 1.1.5 参照)を考慮して地震モーメントを2倍した値である。



図 1.3.248 日本海溝沿いおよび千島海溝(南部)沿い海域の基準断層モデル設定 フロー

(注) プレート間地震とプレート内地震で異なる流れは破線で示してある。長方形は津波 計算に必要な断層パラメータを、影付きの項目はパラメータ設定に先立って必要な 項目を表す。



図 1.3.249 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの位置

(注)作図には石川・中村(1997) による"SEIS-PC for Windows95"を用いた。

表 1.3.2▲2 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの断層パラメータ

	L	W	D	δ	λ	Ц	M_0	M_w	対応する
番号	(km)	(km)	(m)	(°)	(°)	$\times 10^{10}$	$\times 10^{20}$		既往津波
1-1	60	100	2.2	27	115	5.0	6.6	7.81	1973年
1-2	130	100	3.5	20	115	5.0	22.8	8.17	1952年
2	150	100	6.0	20	80	5.0	45.0	8.37	1968年
3	210	50	9.7	20	75	3.5	35.6	8.30	1896年
4	185	50	6.6	45	270	7.0	42.7	8.354	1933年
5	210	70	4.0	15	85	5.0	29.4	8.246	1793年
6	26	65	2.0	20	85	7.0	2.4	7.52	1978年
7	100	60	2.3	10	85	5.0	6.9	7.83	1938年
8	200	50	6.5	20	95	3.5	22.8	8.17	1677年

単位はN・mである。



領域	既往最大M _w	対応する既往津波
1	8.2	1952年
2	8.4	1968年
3	8.3	1896年
4	8.6	1611年
5	8.2	1793年
6	7.7	1978年
7	7.9	1938年
8	8.2	1677年

図 1.3.2▲10 海域の領域区分と既往最大モーメントマグニチュード

図 1.3.2▲8 に示したフローに従い,表 1.3.2▲3 に示す方法で各断層パラメータを決定す れば,位置と Mwに応じた基準断層モデルを設定することができる。

表 1.3.2▲3 日本海溝沿いおよび千島海溝(南部)沿い海域の基準断層モデルのパラ メータ設定方法

	典型的なプレート間 逆断層地震	津波地震	プレート内正断層地震				
スケーリ ング則	幅に上限あり。	幅に上限あり。	幅に上限あり。				
断層長さ	想定位置近傍に設定された,既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルにス リング則を適用する。						
恒	想定位置近傍に設定され リング則を適用する。	た,既往津波の痕跡高を認	説明できる断層モデルにスケー				
	深さ 50km に達する場 合,幅に制限を設ける。	幅 50km を上限とする。	幅 50km を上限とする。				
すべり量	想定位置近傍に設定された,既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルにスケー リング則を適用する。						
上縁深さ	太平洋プレート上面の 深さに基づき,水深を 考慮して設定する。	太平洋プレート上面の 深さに基づき,水深を 考慮して設定する。	ゼロとする。				
走向	太平洋プレート上面(海	溝)の等深線の走向に基	づき設定する。				
傾斜角	想定位置近傍に設定され する。	た,既往津波の痕跡高を認	説明できる断層モデルと同じと				
すべり角	走向とすべり方向に基 づき設定する。	走向とすべり方向に基 づき設定する。	想定位置近傍に設定された, 既往津波の痕跡高を説明でき る断層モデルと同じとする。				
剛性率	深さ20km 以浅では3.5> 深さ20km 以深では7.0> 上記2領域にまたがる場	<10 ¹⁰ (N/m ²)とする。 <10 ¹⁰ (N/m ²)とする。 合,5.0×10 ¹⁰ (N/m ²)とす	る。				

1.3.3 南海トラフ沿い

(1) 津波の痕跡高を説明できる断層モデル

南海トラフ沿い海域については、プレート境界面と整合する断層面形状固定モデルによって、南海トラフ沿いの既往津波は説明できるかという観点から検討を実施した。検討には、図 1.3.3▲1 に示す4 セグメントからなる断層面形状固定モデルを用いている。これは、既往津波発生時の活動セグメント(付属編 1.2.2 参照)、およびプレート境界面形状に関する既往研究を考慮して設定したものである。この断層面形状固定モデルを用い、すべり量のみを表 1.3.3▲1 のように変化させることにより、表 1.3.3▲2 に示す結果を得た。既往断層モデルと遜色のない再現性が得られている。つまり、活動セグメントを適切に選択し、すべり量を適切に設定することにより、南海トラフ沿いの既往津波は説明可能であると考えられる。



図 1.3.3▲1 断層面形状固定モデルの位置と形状

生	すべり量(m)							
地辰	N1	N2	N3	N4				
1498年明応	7.0	5.3						
1605年慶長		7.0	6.0	9.7				
1707年宝永	5.6	7.0	5.6	9.2				
1854年安政東海	5.27	5.5						
1854年安政南海			4.8	8.7				
1944年東南海		4.25						
1946年南海道			4.9	4.3				

表 1.3.3▲1 既往津波の再現計算に用いた断層面形状固定モデルのすべり量

表 1.3.3▲2 南海トラフ沿い海域の既往津波の再現結果 (κの比較)

地震	データ数		断層面固定 モデル	
1498年明応	7	$1.699 \\ 1.425$	相田(1981a) 相田(1985)	1.494
1605年慶長	8	1.898	相田(1981a)	1.606
1707年宝永	61	1.446	相田(1981a)	1.359
1854年安政東海	88	$\begin{array}{c} 1.661 \\ 1.562 \end{array}$	Ando(1975) 石橋(1976)	1.457
1854年安政南海	60	1.375	相田(1981b)	1.427
1944年東南海	41	$1.519 \\ 1.547$	Inouchi and Sato(1975) 石橋(1976)	1.591
1946年南海道	149	1.565	相田(1981b)	1.599

こうして得られた断層面形状固定モデルを含め、津波痕跡高との比較を実施している断 層モデルを表 1.3.343 に示す。Kおよび κ は相田による津波痕跡高と計算値の空間的な適 合度を表す指標であり、いずれも本体系化原案で実施した津波計算結果である。備考欄で (参考)と記載されていないモデルは、主に本体系化原案で津波の痕跡高を再現できるよ う断層諸元を設定したモデルである。また、備考欄で(参考)と記載したモデルは、検潮 儀記録との比較を実施している等、津波の痕跡高を再現している保証がないモデルである。 さらに、南海トラフ沿い海域については、既往モデルについても参考のため示している。 すべり方向は、スリップベクトルの水平投影が真北より時計回りになす角度である。

海域	対象津波	<i>M</i> _w モデ	S	L	W	D	d	θ	δ	λ	μ (×10 ¹⁰	すべり 方向	データ	K	κ	備考
小区分		N	(km²)	(km)	(km)	(m)	(km)	(°)	(°)	(*)	N/m^2)	(°)	数			
相模トラフ 沿い	1633年寛永小田原	7.16	196 196	14 14	14 14	5.0 5.0	5	170 170	80 80	65 65	3.5	149.6 149.6	3	1.11	1.11	(参考)本体系化原案(相田(1993)モデル)
	1703年元禄	8.12	4675	85 60	55	6.7	0	315	30	153	3.5	338.8	14	1.150	1.255	(参考)本体系化原案(笠原ら(1973)モデル)
	1923年関東	8.04	3025	55	55	5.44	0	301	25	153	3.5	325.8		1.100	1.341	(参考)本体系化原案 (相田・中島(1990)モデル)
			2025 49	45 7	45 7	12.0 5.0	0	301 170	25 80	151 65	3.5 3.5	327.7 149.6	24			
			49	7	7	5.0	1	170	80	65	3.5	149.6	10.740			
	1978年伊豆人局近两	0.01	100	10	10	1.90	0	270	80	180	3.0	89.0	侠哵	_		(参考)相田(1978a)
	1498年明応	8.52	20500	205	100	5.3	5	246	10	113	5.0	123.0	7	1.07	1.494	本体系化原案(断層面固定モデル)
			6000	120	50	5.6	5	193	20	71	5.0	123.0				
	1707宝永	8 80	20500	205	100	7.0	5	246	10	113	5.0	132.7	61	1.071 1.112	1.359 1.475	本体系化原案(断層面固定モデル) 本体系化原案(断層面固定モデル)
	1107宝水 0.0 1854安政東海 8.5	0.00	15500	155	100	5.6	8	251	12	113	5.0	137.5				
			15000	125	120	9.2	11	250	8	113	5.0	136.8				
		8.51	6000	120	50	5.27	5	193	20	71	5.0	123.0	88			
	1854安政南海	8.61	15500	155	100	1.5	8	240	12	113	5.0	132.1	60	1.107	1.427	本体系化原案(断層面固定モデル)
			15000	125	120	8.7	11	250	8	113	5.0	136.8				
	1944東南海	8.36	20500	205	100	4.25	5	246	10	113	5.0	132.7	41	1.050	1.591	本体系化原案(断層面固定モデル)
	1946南海道	8.50	15500	155	100	4.9	8	251	12	113	5.0	137.5	149	1.058	1.599	本体系化原案(断層面固定モデル)
		0.04	15000	125	120	4.3	11	250	8	113	5.0	136.8		4.000	4 405	
	1498年明応	8.31	9100	130	70	8.0	2	201	25	104	5.0	95.6	- 7	1.089	1.425	(参考)本体糸化原案(相田(1985)モアル)
また1 ニコ	1605年慶長 8 同上 8	0.70	20500	205	100	7.0	5	246	10	113	5.0	132.7	8	1 564	1 000	(参考)本体系化原案(断層面固定モデル)(参考)本体系化原案(相田(1981a)モデル)
円/#トノノ 沿し)		0.15	15000	100	120	0.0	8	250	12	113	5.0	137.3		1.004	1.000	
111 4			15000	150	100	7.0	1	230	30	154	5.0	129.9				
		8.64	16000	200	80	8.0	1	250	30	117	5.0	129.5	8	1.515 1.89	1.898	
	1707宝永		8050	115	70	4.0	2	198	34	71	5.0	130.6	61		1.446	(参考)本体系化原案(相田(1981a)モデル)
		k 8.71	15000	150	100	4.0	3	245	24	113	5.0	130.1				
			10500	150	70	5.6	10	250	10	124	5.0	125.6		1.040		
			11200	140	80	7.0	1	220	20	90	5.0	130.0				
			4800	60	80	13.9	1	240	20	90	5.0	150.0				
	1854安政東海	8.38	8050	115	70	4.0	2	198	34	71	5.0	130.6	88	1.297 1.514	1 514	(参考)本体系化原案(石橋(1976)モデル)
			15000	150	100	4.0	3	245	24	113	5.0	130.1			1.514	
	1854安政南海 1944東南海	8.54 8.29	18000	150	120	6.3	1	250	20	117	5.0	131.5	60 41	1.185	1.375	(参考)本体系化原案(相田(1981b)モデル)
			10210	150	70	4.7	10	250	10	127	5.0	122.6				
			6552	104	78	4.70	0	225	30	14 72	5.0	155.6		0.788	1.519	() 今月/平洋市北原条 (Inouchi and Sato(1975)モデル)
	1946南海道	8.44	14400	120	120	5.0	1	250	20	104	5.0	145.1	149	1.116	1.565	(参考)本体系化原案(相田(1981b)モデル)
			10500	150	70	4.0	10	250	10	127	5.0	122.6				
琉球海溝	1968年日向灘	7.31	1925	55	35	1.7	4	270	23	125	3.5	142.7	榆潮	_	- 1	(参考)相田(1974)
心し	1005 东美士良运海	7.57	007	49 G	91.9	4.40	Ē	216	42	205	7.0	979 E	於湖			(会考)堀内心(1006)

表 1.3.3▲3 津波痕跡高との比較を実施している断層モデル(フィリピン海プレートの沈 み込みに関係した海域)

(2) 断層パラメータ間の関係

表 1.3.3▲3 に示したデータと, ハーバード大学の CMT による発震機構解(1976 年 1 月~2000 年 1 月に発生した M_w 6.0 以上, 深さ 60km 以下の地震)を用い, 断層パラメータの特徴について検討した。

南海トラフ沿い海域では、プレート境界面と整合する断層面形状固定モデルによって既 往津波の痕跡高が説明可能であり、想定津波の断層モデルもこれをもとに設定できると考 えられる。課題となるのは、仮に走向や傾斜角が変動した場合、すべり角をどのように設 定すべきかという点である。

図 1.3.3▲2 に,経度とすべり方向の関係を示す。プレート相対運動は,小竹ら(1998) による。断層モデル,発震機構解ともに,すべり方向がプレート相対運動の方向にほぼ整 合することを示している。



図 1.3.3▲2 経度とすべり方向の関係(フィリピン海プレートの沈み込みに関係した海域) (a):断層モデルのプロット

(b):ハーバードCMTによる発震機構解のうち、低角逆断層タイプの解 ただし、(b)の東経 135°以東には、1944 年東南海・1946 年南海道・1923 年関 東の各地震に対する Kanamori(1971c,1972)の発震機構解と Ando(1974,1975)の測 地学的データに基づく断層モデルを併せてプロットしている。 (3) 想定津波の基準断層モデル設定方法

南海トラフ沿い海域では、本体系化原案で提案する断層面固定モデルにより既往津波の 痕跡高が説明できる。このモデルでは、断層面の形状は変化せず、すべり量とセグメント の組み合わせのみが変化する。想定津波の基準断層モデル設定に際しては、フィリピン海 プレート上面に整合する断層面固定モデルを適用することとする。

想定津波の基準断層パラメータ設定の流れを図 1.3.3▲3 に示す。図 1.3.3▲4 の断層面固 定モデルをもとに,想定するモーメントマグニチュードに応じて断層パラメータを設定す ることができる。津波の痕跡高を説明できる断層モデルの既往最大 M_wは,セグメントごと に図 1.3.3▲4 に示されている。

基準断層モデルには、断層長さと幅に上限を設けたスケーリング則を適用し、地震規模の変化に対してセグメントの組み合わせとすべり量の変化が対応する。断層長さ、幅、上縁深さ、走向、傾斜角、すべり角は図 1.3.344 に示した値と同じとする。剛性率は、深さ 20km 以浅では 3.5×10^{10} (N/m²)、深さ 20km 以深では 7.0×10^{10} (N/m²)、上記 2 領域にまたが る場合、 5.0×10^{10} (N/m²)とする。



図 1.3.3▲3 南海トラフ沿い海域の基準断層モデル設定フロー

⁽注)長方形は津波計算に必要な断層パラメータを,影付きの項目はパラメータ設定に先立っ て必要な情報を表す。



セグ	M_{w}	面積 S	L	W	d	θ	δ	λ	参考とした
メント	モデル	(km^2)	(km)	(km)	(km)	(°)	(°)	(°)	モデル
N1	8.1	6000	120	50	5	193	20	71	1854年および1707年
N2	8.5	20500	205	100	5	246	10	113	1854年および1707年
N3	8.4	15500	155	100	8	251	12	113	1707年
N4	8.5	15000	125	120	11	250	8	113	1707年

図 1.3.3▲4 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデル(南海トラフ沿い海域)
 (注)剛性率は5.0×10¹⁰(N/m²)としている。

1.1.2 日本海東縁部

(1) 津波の痕跡高を説明できる断層モデル

日本海東縁部に発生した既往津波の断層モデルを表 1.3.4▲1 に示す。これらは主に痕跡 高を説明することを重視し,必要に応じて既往断層モデルを修正している。表中,モデル M_wは剛性率を3.5×10¹⁰ (N/m²)として断層パラメータより算出したモーメントマグニチュ ードである。Kおよび κ は相田による津波痕跡高と計算値の空間的な適合度を表す指標で あり,いずれも本検討で実施した津波計算結果である。なお,1833 年天保山形沖地震は, 津波の再現性からは位置を特定できないため、2 モデルを併記した。各モデルの位置を図 1.3.4▲1 に示す。

対象津波	モデル <i>M</i> w	面積 (km ²)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (°)	$\stackrel{\delta}{(°)}$	λ (°)	データ 数	Κ	κ	備考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250 1750	50 70	25 25	6.4 6.4	0	10 40	60 60	90 120	27	1.04	1.42	本体系化原案 (相田(1989)を修正;陸岸近く)
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	本体系化原案(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	本体系化原案 (Satake(1986)を修正)
1064年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	I		Noguera and Ku.Abe(1992)
1504平利闷		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	-	—	加藤・安藤(1995)
向上		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1083年日末海山郊	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1084) Model-10
1903年日本海干的		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				1日円(1984) Model 10
	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
1993年北海道南西沖		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

表 1.3.4▲1 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデル(日本海東縁部)



図 1.3.4▲1 日本海東縁部の既往断層モデル位置
(2) 断層パラメータ間の関係

ハーバードCMT解より、1976年1月~2000年1月に発生したM_w5.0以上、深さ60km以下の地 震を抽出し、深さをプロットすると図 1.3.4▲2のようになる。これらは概ね15~20kmの浅 い位置に集中しており、地震発生層厚さに上限があるとみられる。また、表 1.3.4▲1に示 したように、断層幅が30km以下のモデルで既往津波を説明できることから、地震発生層厚 さは15~20km程度と考えられる。



図 1.3.4▲2 ハーバード CMT 解の深さ分布

表 1.3.4▲1の各モデルを,長さ合計・面積・モーメントマグニチュードが保存するよう1 枚断層に換算した。さらに,新潟地震については2モデルの平均をとった。このときMwと断 層長さの関係は図 1.3.4▲3のようになることから,内陸地震に関する武村(1998)の関係

$$\log L(km) = 0.75M_w - 3.77$$

を日本海東縁部に適用できる。なお,武村(1998)は,1885~1995年に日本内陸で発生した マグニチュード4~8の地殻内地震の断層モデルを分析し,上式を導いている。

表 1.3.4▲1に示したように,既往津波の断層モデルの傾斜角は概ね30~60°の範囲で, 痕跡高を説明することができる。日本海東縁部では,既往地震の断層傾斜方向が一定でな く,西傾斜・東傾斜の双方が発生している。

図 1.3.4▲4は,前述のハーバードCMT解より得た走向をプロットしたものである。ここで,「地形の走向」とは,活断層の走向を併せて考慮した等水深線の向きの近似的値であり, 発震機構解はこれを中心に分布している。また,既往津波の断層モデルのすべり角はいず れも90度に近く,図 1.3.4▲5に示した発震機構解のすべり角データもこれを裏付けている。



図 1.3.4▲3 日本海東縁部における既往津波の断層モデルの M_wと断層長さの関係



図 1.3.4▲4 日本海東縁部の地震に対するハーバード CMT 解による断層走向と地形の走向



図 1.3.4▲5 ハーバード CMT 解による日本海東縁部の断層のすべり角

(3) 想定津波の基準断層モデル設定方法

日本海東縁部では、マグニチュード7.5クラス以上の地震は、南北に連なる狭い幅の領 域で発生している。そこで、図 1.3.4▲6 に黒く示した大地震の活動域(既往津波の波源お よび空白域に対応する)に想定する津波の断層パラメータ設定方法を提示する。



図 1.3.4▲6 津波を想定する日本海東縁部における大地震の活動域

日本海東縁部の津波の痕跡高を説明できる波源モデルのモーメントマグニチュードと断 層長さの間には、内陸地震に対する武村(1998)の関係が適用できることが、本体系化原案 において明らかとなった(付属編 1.3.4(2)参照)。また、地震発生層の厚さが限られてい ると考えられることから、地震発生層の厚さを考慮し、武村(1998)に基づくスケーリング 則を適用することにより、基準断層モデルを設定する。さらに、不確定性の大きいパラメ ータは、合理的と考えられる変動範囲を設定することとする。日本海東縁部の想定津波に 関する基準断層パラメータ設定の流れ(木場ら(2001))を図 1.3.447に示す。



図 1.3.4▲7 日本海東縁部の基準断層モデル設定フロー

(注)長方形は津波計算に必要な断層パラメータを,影付きの項目はパラメ ータ設定に先立って必要な情報を表す。

図 1.3.447 に基づき,海域の既往津波の発生様式や断層パラメータ間の関係を考慮して, 表 1.3.442 に示す方法で各パラメータを設定することができる。このうち,スケーリング 則については,幅が上限に達しているかどうかにより,以下のように設定すればよい。な お,地震発生層厚さは,前述した 15~20km の範囲のうち,すべり量が大きくなる 15km に 限定している。

i) 断層幅が上限に達しているとき

$$W = \frac{H_e}{\sin \delta} \tag{1.3.1}$$

 $\log L(km) = 0.75M_w - 3.77, L \propto D, W = const.$ (1.3.2) ii) 断層幅が上限に達していないとき

$$W = \frac{2}{3}L, L \propto W \propto D \tag{1.3.3}$$

ここにL は断層長さ, D はすべり量である。また, M_w はモーメントマグニチュードで, 以下の関係により断層パラメータと結びつけられる。

$$\log M_0(N \cdot m) = 1.5M_w + 9.1 \tag{1.3.4}$$

$$D = M_0 / \mu L W \tag{1.3.5}$$

ここに, μは剛性率である。

断層長さと地震発生層厚さが与えられた場合,断層幅が上限に達しているとき式 (1.3.1),(1.3.2),(1.3.4),(1.3.5)を,上限以下のとき式(1.3.3),(1.3.4),(1.3.5)を適用 し,両領域の関係が連続的に繋がるとすれば,断層幅およびすべり量が算定できる。

明確なプレート境界面が形成されていないことに起因する,位置,傾斜方向,傾斜角の 不確定性を反映する方法としては,図 1.3.4▲8のように鉛直面内の断層位置を複数想定す る方法が考えられる。傾斜方向,傾斜角は東西方向の位置に連動する。

表 1.3.4▲2 日本海東縁部の基準断層パラメータ設定方法

断層長さ	スケーリング則に基づき, Mwから求める。
幅	地震発生層の厚さ(15km)を考慮し傾斜角に応じて決める。
すべり量	$\log M_0(N \cdot m) = 1.5M_w + 9.1, D = M_0/\mu LW$ により算出する。
上縁深さ	Okm とする。
走向	海底地形の走向に基づき設定する。
傾斜角	30~60 °とする。西傾斜と東傾斜の双方を考慮する。
すべり角	90°とする。
剛性率	3.5×10 ¹⁰ (N/m ²)とする。
スケーリ ング則	幅(地震発生層厚さ)に上限あり。 スケーリングの変曲点を境に、 M_w が大きいとき武村(1998)の関係 $\log L(km) = 0.75M_w - 3.77,$ $L \propto D, W = const.$ が、 M_w が小さいとき $W = \frac{2}{3}L, L \propto W \propto D$ の関係が成り立ち、両者が連続的に接続するものとする。



図 1.3.4▲8 鉛直面内における位置と傾斜方向・傾斜角の関係

1.1.2 海域活断層

(1) 検討方針

海域活断層の位置・走向・長さの情報が得られている場合について,津波の数値シミュ レーションに必要な静的断層パラメータを推定する方法を検討する。

沿岸から遠く離れた海洋地殻は比較的安定で,過去にほとんど大地震を発生していない。 一方,比較的沿岸に近い海域では,過去に大地震を含む地震活動が報告されており,今後 も活動する可能性がある。本検討では,沿岸に影響を与える津波の発生原因として,比較 的沿岸に近い海域の活断層に発生する上部地殻内地震を対象とする。近海の海底では,地 殻構造が陸域と似た構造を持ち,震源分布や応力場も陸域と連続していると考えられるた め,内陸地震に関する知見やデータを活用することにより,想定津波の波源モデルを設定 できるものと考える。

(2) 内陸地殻内地震の発生様式

地震の規模とともに断層面の幅は増大するが、場所により一定の幅で頭打ちとなることが指摘されている。浅い地震の破壊領域は「地震発生層(seismogenic layer)」に限定され、 断層幅の頭打ち前後で断層パラメータのスケーリング則が変化する。

矩形断層の破壊が地震発生層厚さ H_e の全層にわたっているとき、断層幅Wは傾斜角 δ に応じた値をとり、次式で表せる。

$$W = \frac{H_e}{\sin\delta} \tag{1.3.6}$$

図 1.3.5▲1に示すように、伊藤ら(1995)による震源深さ分布の分析による近畿地方北部 海域における地震発生層厚さは16km前後である。また、福岡管区気象台(1998)に示された 震源分布図(図 1.3.5▲2)によれば、中国・四国・九州地方の地殻内地震の震源は最大15~ 20kmまでの深さに集中している。したがって、内陸地震の深さ上限は15~20km程度である と考えられる。



 図 1.3.5▲1 近畿地方北部における地震発生層厚さのコンター(伊藤ら(1995))
 (注)京大観測網による 1976~1991 年に発生した地震の深さ分布から推定した地震発 生層厚さのコンター(単位 km)である。



図 1.3.5▲2 九州・四国地方周辺における地震の深さ分布(福岡管区気象台(1998)) (注) 1994.10.1~1997.12.31 に観測された全ての地震の深さ分布である。

気象庁地震月報に記載された発震機構解を用い、内陸地震の傾斜角について検討した。 1973年から1998年8月に近畿~九州の西南日本内陸部で発生した気象庁マグニチュード5.0 以上、震源深さ20km以下の地震34例(解析時点で気象庁データが未整備であった1995年11 月~1997年9月を除く)を抽出した。余震分布や震央付近の活断層の走向に基づき、2つの 節面をもつダブルカップル解から、31例の破壊面を特定した。傾斜角の頻度分布は図 1.3.5▲3のようであり、概ね高角(45~90°)で発生している。



図 1.3.5▲3 西南日本に発生した浅い内陸地震の傾斜角の頻度分布

ハーバード CMT による発震機構解(1976 年 1 月~2000 年 1 月, M_w 5.0 以上,深さ 50km 以下)より得られた主応力軸の分布を図 1.3.5▲4 に示す。P 軸および T 軸の向きは地域ご とに揃っていること,それは地震のタイプによらないことがわかる。すなわち, M_w 5.0 以 上の地震については,断層運動が広域的な応力場に非常によく対応していると言える。



図 1.3.5▲4 浅い地震の発震機構解より得られた主応力軸分布
 (a):横ずれ断層の主圧力軸(P軸),(b):逆断層の主圧力軸(P軸),
 (c):横ずれ断層の主張力軸(T軸),(d):正断層の主張力軸(T軸)

(3) 想定津波の基準断層パラメータ設定方法

内陸地震に関する知見をもとに提案する,海域活断層に想定する津波の断層パラメータ 設定法(木場ら(2001))のフローを図 1.3.5▲5に示す。



図 1.3.5▲5 海域活断層に想定する津波の基準断層モデル設定フロー

(注)長方形は津波計算に必要な断層パラメータを、影付きの項目はパラメータ設定に先立っ て必要な情報を表す。モーメントマグニチュードを断層長さより先に設定する場合は、 破線で示した流れにより、モーメントマグニチュードから断層長さを算出する。 傾斜角等のパラメータについても、活断層調査等から明らかな場合は、確定的に取り扱 うことができる。

各パラメータの設定方法を表 1.3.5▲1 にとりまとめている。浅い地震を想定して断層上 縁深さは0としている。また,地震発生層厚さは,前述した 15~20km の範囲のうち,すべ り量が大きくなる 15km に限定している。

すべり角は,発震機構の原理に基づき,活断層周辺の応力場と走向・傾斜角から幾何学的に推定できる。概念図を図 1.3.5▲6 に示す。主圧力軸(P軸)と主張力軸(T軸)は2 枚の節面 a,b から 45°の傾きをもち,スリップベクトルは補助面(実際の断層面でない節 面 b)の法線の方向に一致する。既往地震の発震度機構解の分析や,日本各地の広域応力 場を示した既往研究例(例えば塚原(1999))を参考に応力軸の向きを推定することができ る。 スケーリング則については、日本海東縁部と同様に、武村(1998)による式のうち断層長 さと地震規模の関係を表す以下の関係式を適用する。

i) 断層幅が上限に達しているとき

 $\log L(km) = 0.75M_w - 3.77, L \propto D, W = const.$ (1.3.7) ii) 断層幅が上限に達していないとき

$$W = \frac{2}{3}L, L \propto W \propto D \tag{1.3.8}$$

ここにL は断層長さ, D はすべり量である。また, M_w はモーメント・マグニチュードで, 以下の関係により断層パラメータと結びつけられる。

$$\log M_0(N \cdot m) = 1.5M_w + 9.1 \tag{1.3.9}$$

$$D = \frac{M_0}{\mu L W}$$
(1.3.10)

ここに, μは剛性率である。

断層長さと地震発生層厚さが与えられた場合,断層幅が上限に達しているとき式 (1.3.6),(1.3.7),(1.3.9),(1.3.10)を,上限以下のとき式(1.3.8),(1.3.9),(1.3.10)を適 用し,両領域の関係が連続的に繋がるとすれば,断層幅およびすべり量が算定できる。

断層長さ	基本的には活断層文献調査を行う。 Mwから長さを決定する際には、スケーリング則にしたがう。
幅	地震発生層の厚さを考慮し傾斜角に応じて決める。地震発生層厚さは 15km。
すべり量	$\log M_0(N \cdot m) = 1.5Mw + 9.1, D = M_0/\mu LW$ により算出する。
上縁深さ	Okm とする。
走向	活断層調査結果にしたがう。
傾斜角	発震機構解の分析等により設定する。45~90°とする。
すべり角	断層面の走向・傾斜角と主応力軸方向範囲に基づき設定する。
剛性率	3.5×10 ¹⁰ (N/m ²)とする。
スケーリ ング則	幅(地震発生層厚さ)に上限あり。 スケーリングの変曲点を境に、 M_w が大きいとき武村(1998)の関係 log $L(km) = 0.75M_w - 3.77, L \propto D, W = const.$ が、 M_w が小さいとき $W = \frac{2}{3}L, L \propto W \propto D$ の関係が成り立ち、両者が連続的に接続するものとする。

表 1.3.5▲1 海域活断層に想定する津波の基準断層パラメータ設定方法





1.4 津波波源の不確定性が津波水位に及ぼす影響の検討例

1.4.1 モーメントマグニチュードの影響

津波水位の大きさが主に断層面上のすべり量の大きさに支配されることから、モーメントマグニチュード(*Mw*)の影響は適用するスケーリング則により変化する。3つのスケーリング則に対する *Mw*とすべり量 *D*の関係は次の通りである。

- ① 断層面に限界を設定しない場合: log D∝0.5 Mw
- ② 断層面の幅のみに限界を設定する場合: log D∝0.75 Mw
- ③ 断層面の長さと幅に限界を設定する場合: log D∝1.5 Mw

この関係を用いると, *Mw*が 0.1 増加した場合, すべり量は①で 1.12 倍, ②で 1.19 倍, ③で 1.41 倍となる。

実際に数値計算を実施した例を図 1.4.1-1~図 1.4.1-3 に示す。各図にすべり量の増加から 期待される倍率(傾き)を示している。図から明らかなように,数値計算による最大水位 上昇量の増加率はすべり量の増加率にほぼ対応している。



図 1.4.1-1 限界を設定しない場合の例(日本海溝沿い海域)



図 1.4.1-2 幅の限界を設定する場合の例(西南日本周辺海域)



図 1.4.1-3 長さと幅の限界を設定する場合の例(南海トラフ海域)

1.4.2 波源の平面位置の影響

(1) 日本海溝沿い海域の例

図 1.4.2-1 に検討した波源の平面位置と沿岸での最大水位上昇量の分布を示す。断層モデルは、 M_W =7.6、断層長さ L=77km、断層幅 W=46.3km、すべり量 D=1.81m は同じとし、傾斜角 10°のプレート境界面に沿うように沖合方向に3ケース(断層深さ3ケース:断層上縁深さ d=15, 27, 39km)、南北3ケースの計3×3ケースを設定した。傾斜角 δ =10°, すべり角 λ =85° は共通とした。

汀線沿いの格子間隔は 320m を基本としている。ただし、▲で 160m、★で 80m と局部 的にやや詳細な格子を用いている。沿岸での最大水位上昇量の分布には、波源が着目点の 正面に位置するほど大きくなる傾向があることや波源が沖合の水深が深い海域に位置する ほど大きくなる傾向があることなどの特徴が見られる。

(2) 日本海東縁部海域の例

図 1.4.2-2 に検討した波源の平面位置と沿岸での最大水位上昇量の分布を示す。断層モデルは、Mw=7.8、L=120km、W=17.3km、D=8.66m、西傾斜で δ =60°、 λ =90°は共通とし、位置のみを変えた 5 ケースを設定した。

7線沿いの格子間隔は基本的には 800m とし、大和堆や隠岐諸島等が津波伝播特性にお よぼす影響を考慮して部分的に 400m 格子を用いている。沿岸での最大水位上昇量の分布 には、波源が着目点の正面に位置するほど大きくなる傾向があることや着目点が波源から 遠い場合は波源の位置よりも伝播経路の影響が大きいことなどの特徴が見られる。



図 1.4.2-1 日本海溝沿い海域における津波波源位置と沿岸での最大水位上昇量分布の関係



図 1.4.2-2 日本海東縁部海域における津波波源位置と沿岸での最大水位上昇量分布の関係

1.4.3 断層上縁深さの影響

他の条件は変えずに、断層上縁深さだけを変化させた場合の検討例を図 1.4.3-1(日本海 東縁部海域の地震)と図 1.4.3-2(日本海溝沿い海域の地震)に示す。

図 1.4.3-1 の検討で, 断層モデルは, *Mw*=7.8, *L*=120km, *W*=17.3km, *D*=8.66m, *λ*=90°, 平面位置を共通とし, 傾斜方向と傾斜角を変えた4ケースを設定した。図の縦軸は全ケースの最大値に対する比であり, 断層上縁深さが最大水位上昇量に与える影響は着目地点によってまちまちである。

図 1.4.3-2 の検討では、断層①(正断層地震)と断層②(津波地震)を考慮した。正断層 地震の断層モデルは、*Mw*=8.5、*L*=219km、*W*=59.2km、*D*=7.81m、る=45°、え=270°、 津波地震の断層モデルでは、*Mw*=8.2、*L*=200km、*W*=50.0km、*D*=7.18m、る=20°、え



図 1.4.3-1 日本海東縁部海域における断層上縁深さの影響の検討例

=95°とした。断層上縁深さの影響は単純ではなく,深くなるほど最大水位上昇量が大きくなる傾向の地点および逆の地点がともに存在する。



図 1.4.3・2 日本海溝沿い海域における断層上縁深さの影響の検討例

1.4.4 走向の影響

他の条件は変えずに、走向だけを変化させた場合の検討例を図 1.4.4-1(日本海東縁部海域の地震)と図 1.4.4-2(日本海溝沿い海域の地震)に示す。

図 1.4.4-1 には、検討した波源の平面位置と沿岸での最大水位上昇量の分布、地点毎の走向の影響が示されている。断層モデルは、*Mw*=7.8、*L*=120km、*W*=17.3km、*D*=8.66m、



西傾斜で δ =60°, λ =90°, 断層面上縁深さd=1kmを同じとし,走向を変化させた5ケースを設定した。走向の変化により,基準走向の0.6~1.8倍程度変化している地点も見られる。また,着目地点に断層が正対する走向で最大水位上昇量が大きくなる傾向がある。

図 1.4.4-2 には、検討した波源の平面位置と沿岸での最大水位上昇量の分布、地点毎の走向の影響が示されている。断層モデル(海溝沿いの津波地震)は、Mw=8.2、L=200km, W=50.0km, D=7.18m, δ =20°, λ =95°, d=1km を同じとし、走向を変化させた 5 ケースを設定した。走向の変化により、基準走向の 0.6~1.5 倍程度変化している地点も見られる。また、図 1.4.4-1 と同様に、着目地点に断層が正対する走向で計算最大水位上昇量が大きくなる傾向がある。



図 1.4.4-2 日本海溝沿い海域における津波波源位置と沿岸での最大水位上昇量分布の関係

1.4.5 傾斜方向および傾斜角の影響

(1) 断層傾斜方向の影響

図 1.4.5-1 に日本海東縁部における 5 つの波源を対象とした断層傾斜方向の影響の検討例 を示す。傾斜方向以外のパラメータは同一なモデルで、西傾斜と東傾斜の場合の最大水位 上昇量の比を算出し、その頻度分布を着目点位置(積 岬、松前、深浦、 田)毎に示し ている。断層モデルは、*Mwを* 7.4~7.8、地震発生層厚さを 15km と 20km、 *δ*を 30° と 60°, *λ*=90°, *d*=0km の条件を組み合わせて設定した。断層が西傾斜の場合と東傾斜の 場合との最大水位上昇量の相対比較における傾向は着目地点によって異なるが、基本的に はいずれの地点でも最大水位上昇量の比は 1.0 を中心に分布しており、極端に大きな差異は 認められない。



図 1.4.5-1 日本海東縁部海域の波源における傾斜方向の影響例

(2) 断層傾斜角の影響

図 1.4.5-2 に、日本海溝沿いの 2 つの波源を対象とした、断層傾斜角の影響の検討例を示 す。断層①の断層モデルは、*Mw*=7.6、*L*=77km、*W*=46.3km、*D*=1.78m、*λ*=85°, *d*=27km を共通とし、断層②(津波地震)の断層モデルでは、*Mw*=8.2、*L*=200km、*W*=50.0km、 *D*=7.18m、*λ*=95°, *d*=1km を共通とした。勝浦のように、着目位置によって傾斜角の影 響が最大水位上昇量に大きく現れる場合とほとんど影響しない場合がある。また、同一の 着目地点でも、波源位置によって傾斜角の影響の強 があったり、変化の傾向が逆になっ たりする場合がある。



図 1.4.5-2 日本海溝沿い海域における断層傾斜角と最大水位上昇量との関係の検討例

1.4.6 すべり角の影響

日本海東縁部の波源を対象としたすべり角の影響の検討例を図 1.4.6-1 に,西南日本の活 断層を波源とした場合の検討例を図 1.4.6-2 に示す。

図 1.4.6-1 には、検討した波源の平面位置と着目点の関係、地点毎のすべり角の影響が示 されている。断層モデルは、*Mw*=7.8、*L*=120km、*W*=17.3km、*D*=8.66m、西傾斜で δ=60°、 *d*=0km を同じとし、すべり角を変化させた 5 ケースを設定した。すべり角が 90°の時に最 大水位上昇量が最も大きくなる地点が多い。

図 1.4.6-2 には、同様に、検討した波源の平面位置と着目点の関係、地点毎のすべり角の 影響が示されている。断層モデルは、L=50km、W=15km、D=4.16m、 $\delta=90^{\circ}$ 、d=0km を同じとし、すべり角を広域応力場から推定されている 105[°] と 180[°] の範囲で変化させた



図 1.4.6・1 日本海東縁部海域におけるすべり角と最大水位上昇量分布の関係



図 1.4.6-2 西南日本の活断層を波源とした場合のすべり角と最大水位上昇量の関係

1.4.7 地震発生層の厚さの影響

日本海東縁部の地震活動域及び西南日本の活断層を波源とする場合,地震発生層の厚さは 15km~20km と想定される。地震モーメント(モーメントマグニチュード)を同じとすると,地震発生層の厚さが 20km から 15km に変化した場合,すべり量の変化は,断層面の幅の変化 0.75 倍に反比例して,1.33 倍程度となる。西南日本の活断層を波源とした場合の計算例を図 1.4.7-1 に示す。

図 1.4.7-1 の検討の断層モデルは、*Mwを* 7.1~7.5、*δを* 45°, 67.5°, 90°, *λを* 105~180° (AF1) と 110~180° (AF2), *d*=0km の条件を組み合わせて設定した。地震発 生層の厚さを 15km とした場合の計算水位が 20km の場合に比べて 1~1.3 倍程度になる傾向が顕著である。



図 1.4.7-1 西南日本の活断層を波源とした場合における地震発生層の厚さの影響例

1.4.8 複数のセグメントの組み合わせの影響

南海トラフは複数のセグメントにより構成されている。セグメント区分と想定される組 み合わせ(N1単, N2単, N1+N2, N3+N4, N2+N3+N4, N1+N2+N3+N4)による 沿岸着目地点の最大水位上昇量の変化を図 1.4.8-1 に示す。複数のセグメントを考慮した場 合,各セグメントから到達する津波は地点によって波形も重なり合うタイミングも異なる。 そのため、地震のエネルギーと沿岸での最大水位上昇量に明確な相関関係は求めにくく、 セグメント区分や着目地点によって個別の関係となる。



図 1.4.8-1 南海トラフ沿いにおけるセグメントの組み合わせの影響例

1.4.9 断層面の形状および応力降下量の影響

日本海溝沿いで、断層幅と断層長さの比を $0.3 \sim 0.7$ と変化させて、断層面形状の影響を 検討した例を図 1.4.9-1 に示す。断層モデルは、Mw=8.1、D=3.15m、 $\delta=10^{\circ}$ 、d=15km、 $\lambda=85^{\circ}$ を同じとし、幅と長さの比を変化させた 5 ケースを設定した。着目地点によって最 大水位上昇量の変化傾向が異なるのは、波源との相対的な位置関係に伴う伝播特性や基本 周期の変化に伴う応答特性の変化等によるものと思われる。

日本海東縁部の波源について、地震モーメントを一定とし、断層長さの変化に応じてすべり量を変化させ、静的応力降下量の影響を検討した例を図 1.4.9・2 に示す。断層モデルは、Mw=7.8, W=17.3km, $\delta=60^{\circ}$, d=0km, $\lambda=90^{\circ}$ を同じとし、断層長さを基準モデル



図 1.4.9-1 日本海溝沿い海域の波源における断層面形状の影響

(*L*=120km)の0.8倍,1.0倍,1.25倍とした3ケースを設定した。応力降下量の増加に
 伴い最大水位上昇量が大きくなる傾向を示す場合が多い。静的応力降下量はΔσ=(16/3)
 μ*D*/*W*により与えられる。



図 1.4.9-2 日本海東縁部海域における応力降下量の影響の検討例

1.4.10 断層面のすべり量の不均質性の影響

すべり量の不均質分布が推定されている地震(1968年十勝沖,1946年南海道,1983年 日本海中部地震)を対象に,すべり量分布の行と列を一つずつ移動することにより,複数 のすべり量分布パターンを設定し数値計算を行い,均質モデルに対する不均質モデルの最 大水位上昇量比の空間分布から,両者間の平均倍率とばらつきの範囲を評価した。また, 不均質モデル(アスペリティの面積及びすべり量等)を Somerville et al.(1999)が示した関 係を用いて設定し,アスペリティの位置を移動することにより複数のすべり量分布パター ンを設定した場合についても同様の検討を行った。

推定されている既往の不均質モデルを図 1.4.10-1 に, Somerville et al.(1999)に基づき設 定した断層モデルの諸元を表 1.4.10-1 に, アスペリティの配置方法を図 1.4.10-2 に示す。 表 1.4.10-1 では, アスペリティの数を2個, アスペリティの形状を正方形と仮定して, Somerville et al.(1999)により諸量を設定している。図 1.4.10-2 では, 断層を2×3の小ブ ロックに分割し, 任意のブロックの中央に最大アスペリティを配置し, 残りの5ブロック のうち, 任意のブロック中央に残余のアスペリティを配置する方法を用いた。結果的に ×5=3 通りの断層モデルが想定される。



1968年十勝沖地震 (安中ら(1999))



1946年南海道地震 (谷岡・佐竹(1999)より作成)





1983 年日本海中部地震 (Fukuyama and Irikura (1986)) 簡単のため南側断層を平 化

図 1.4.10・1 推定されている既往の不均質モデルに基づくすべり量分布の基本モデル

地震	1968年	1983年	1946年
項目	十勝沖地震	日本海中部地震	南海道地震
基本断層モデル	Aida(1978)	Satake(1985)	谷岡·佐竹(1999)
断層モデルの面積(km ²)	15,000	4,800	48,600
地震モーメント(N・m)	$1.74\! imes\!10^{21}$	$3.16 imes 10^{20}$	$1.02\! imes\!10^{22}$
平均すべり量(cm)	405	229	729
アスペリティの全面積(km ²)	3,363	1,076	10,915
最大アスペリティの面積(km ²)	2,448	784	7,946
アスペリティのすべり量(cm)	813	460	1,465
地震モーン	:面積Aを既知として	````	

表 1.4.10-1 Somerville et al.に基づき設定した不均質断層モデルの諸元

地震モーメント

平均すべり量 アスペリティの全面積 最大アスペリティの面積 : A1=1.69×10⁻¹¹×Mo^{2/3} アスペリティのすべり量 : Da=D×2.01

A=1.04×10⁻¹⁰×M₀^{2/3}より算出

: $D = 3.36 \times 10^{-5} \times M_0^{1/3}$

 $: Aa = 2.32 \times 10^{-11} \times M_0^{2/3} (A O 22\%)$



図 . . 0-2 アスペリティの配置方法

均質モデルによる評価地点の最大水位上昇量に対する不均質モデルの最大水位上昇量の平 均倍率とばらつきの評価結果を表 1.4.10-2 に示す。幾何平均 Kと幾何標準偏差の定義は 下記の通りである。

$$\log K = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \log(K_i)$$
$$\log \zeta = \left[\frac{1}{N-1} \left\{ \sum_{i=1}^{N} (\log K_i)^2 - N(\log K)^2 \right\} \right]^{\frac{1}{2}}$$

ただし、 $K_i = \frac{地点iの不均質モデルによる最大水位上昇量計算結果}{地点iの均質モデル(平均モデル)による最大水位上昇量計算結果}$

評価は個々の不均質モデル毎に行っており,表には全ケースの範囲と幾何平均,中央値, 84%非超過値が示されている。比較地点は各地震で津波痕跡高が記録されている地点とした。 なお、均質・不均質両モデルの断層面積と地震モーメントが等しければ、表のように均質 モデルは不均質モデルより平均的に小さな最大水位上昇量を与える。

表 1.4.10-2 均質モデルによる最高水位に対する不均質モデルの最大水位上昇量の 平均倍率とばらつき

		Somerville et al. \mathcal{O}	安中モデル	
		モデル		
計算	īケース数	30	10	
比	較地点数	273 273		
	範囲	$1.280 {\sim} 1.597$	$1.060 \sim 1.358$	
幾何平均	幾何平均	1.446	1.268	
K	中央値(50% 加)	1.466	1.325	
	84% 加	1.566	1.348	
	範囲	$1.191 \sim 1.385$	$1.221 {\sim} 1.355$	
幾何標準偏差	幾何平均	1.289	1.267	
ζ	中央値(50% 加)	1.279	1.251	
	84% 加	1.340	1.310	

1968年十勝沖地震津波

1946年南海道地震津波

		Somerville et al. \mathcal{O}	谷岡・佐竹モデル
		モデル	
計算	「ケース数	30	24
比	較地点数	149	149
	範囲	$1.100 \sim 1.542$	$1.589 \sim 2.510$
幾何平均	幾何平均	1.330	1.987
K	中央値(50% 加)	1.351	2.023
	84% 加	1.445	2.303
	範囲	$1.267 {\sim} 1.453$	$1.338 {\sim} 1.670$
幾何標準偏差	幾何平均	1.364	1.542
5	中央値(50% 加)	1.376	1.570
	84% 加	1.409	1.591

1983年日本海中部地震津波

		Somerville et al. \mathcal{O}	Fukuyama and	
		モテル	Irikura モテル	
計算	重ケース数	30	16	
比	較地点数	320 320		
	範囲	$1.053 \sim 1.310$	$0.998 {\sim} 1.162$	
幾何平均	幾何平均	1.173	1.095	
Κ	中央値(50% 加)	1.168	1.099	
	84% 加	1.239	1.151	
	範囲	$1.186 \sim 1.379$	$1.130 \sim 1.240$	
幾何標準偏差	幾何平均	1.271	1.175	
ζ	中央値(50% 加)	1.266	1.169	
	84% 加	1.347	1.223	

1.4.11 チリ津波(遠地津波)の波源位置・走向の影響

チリ津波を例に遠地津波の波源の不確定性によるばらつきを、感度解析的に評価した。 図 1.4.11-1 に断層位置図と初期変位分布図を示す。1960 年チリ津波の波源断層モデル①の 位置を、プレート境界およびセグメント境界を考慮して北方向に 200, 400, 600km ずらし た波源を設定した。また、走向についても±10°とした波源を設定した。断層パラメータ は Kanamori and Cipar (1974) によるが、断層上縁深さ *d*は 1km とした。

最大水位上昇量の沿岸分布の比較を図 1.4.11-2 に,痕跡高との比較結果を表 1.4.11-1 に 示す。痕跡高に対する再現性として,ばらつき κ(相田の幾何標準偏差)の値はいずれの 波源でもそれほど変わらない。また,波源断層モデル①に対するパラメータスタディの感 度は表に示すとおりである。



図 1.4.11-1 チリ津波の波源モデル位置と初期変位分布



図 1.4.11・2 想定チリ津波による最大水位上昇量の沿岸分布の比較注) 痕跡高はチリ津波合同調査班(1961)による

比較方法		ケース①	ケース② 200km北	ケース③ 400km北	ケース④ 600km北	走向 —10°	走向 +10°	〇 比較地点数 n=586
痕跡高/計算値	К	1.19	1.15	1.32	1.29	1.34	1.10	○ 比較に用いた 計質格子問隔け
	к	1.43	1.41	1.39	1.42	1.43	1.41	計算借 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
計算値/ケース①	К	1	1.03	0.90	0.92	0.89	1.08	OK:幾何平均
	ζ	_	1.18	1.20	1.28	1.15	1.18	
	K×ζ	_	1.21	1.08	1.17	1.02	1.28	

表 ... - 幾何平均 (K) 及び幾何標準偏差 (κ) による比較結果

【参考文献】

- Abe, Ka.(1975) : Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, Journal of Physics of the Earth, Vol.23, pp.349-366.
- Abe, Ka.(1977) : Tectonic implications of the large Shioya-oki earthquakes of 1938, Tectonophysics, Vol.41, pp.269-289.
- 阿部勝征(1978):第3章近代的地震学,(金森博雄編),岩波講座地球科学8 地震の物理,岩 波書店, pp.89-167.
- Abe, Ka.(1979) : Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, Journal of Geophysical Research, Vol.84, pp.1561-1568.
- Abe, Ka.(1981) : Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.27, pp.194-205.
- 阿部勝征(1999): 遡上高を用いた津波マグニチュード *M*t の決定, 地震第 2 輯, 第 52 巻, pp.369-377.
- 相田勇(1974): 地震の断層モデルによる津波の数値実験, 地震第 2 輯, 第 27 巻, pp.141-154.
- 相田勇(1977): 三陸沖の古い津波のシミュレーション,東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.71-101.

Aida, I.(1978) : Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, Journal of Physics of the Earth, Vol.26, pp.57-73.

- 相田勇(1978a):1978 年伊豆大島近海地震に伴った津波の数値実験,東京大学地震研究所彙 報, Vol.53, pp.863-873.
- 相田勇(1978b): 1978 年宮城県沖地震に伴った津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, Vol.53, pp.1167-1175.
- 相田勇(1981a): 東海道沖におこった歴史津波の数値実験,東京大学地震研究所彙報, Vol.54, pp.367-390.
- 相田勇(1981b): 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.
- 相田勇(1984): 1983 年日本海中部地震津波の波源数値モデル,東京大学地震研究所彙報, Vol.59, pp.93-104.
- 相田勇(1985): 東海地震津波の挙動-その数値実験-, 月刊地球, Vol.7, No.4, pp.204-215.
- 相田勇(1989):第9章付 天保四年の庄内沖地震による津波に関する数値実験,(萩原尊禮 編著),続古地震,東京大学出版会, pp.204-215.
- 相田勇(1993):相模湾北西部に起こった歴史津波とその波源数値モデル,地学雑誌, Vol. 102, No.4, pp.427-436.
- 相田勇・中島徹(1990): 1923 年関東地震津波の波源モデル, 地震学会講演予稿集, No.1, C11-06.

- Ando, M.(1974) : Seismo-tectonics of the 1923 Kanto earthquake, Journal of Physics of the Earth, Vol.22, pp.173-186.
- Ando, M.(1975) : Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, Tectonophysics, Vol.27, pp.119-140.
- 安中正・太田孝平・茂木寛之・吉田郁政・高尾誠・曽良岡宏(1999):浅水変形効果を考慮した津波インバージョン手法に関する研究,海岸工学論文集,第46巻,pp.341-345.
- 伴一彦・高岡一章・山木滋(2001):数値シミュレーションによる 1741 年(寛保元年)津波の波源モデルに関する考察,津波工学研究報告,第 18 号, pp.131-140.
- Bautista, M.L.P. and K. Oike(2000) : Estimation of the magnitudes and epicenters of Philippine historical earthquakes, Tectonophysics, Vol.317, pp.137-169.
- チリ津波合同調査班(1961): 1960 年5月 24 日チリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善, 397p.
- 藤井直之・平原和朗(1998): 地殻変動総合観測線によるプレート間カップリングの変動の解 明,月刊地球,号外, No.20, pp.66-70.
- Fukao, Y. and M. Furumoto(1975) : Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, Tectonophysics, Vol.25, pp.247-266.
- 福岡管区気象台(1998):九州・山口県の地震・津波,福岡管区気象台要報,第53号,435p.
- Fukuyama E. and K. Irikura(1986) : Rupture process of the 1983 Japan Sea(Akita-Oki) earthquake using a waveform inversion method, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol76, pp.1623-1640.
- Gutenberg, B. (1945a) : Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.35, pp.3-12.
- Gutenberg, B. (1945b) : Amplitudes of P, PP and magnitudes of shallow earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.35, pp.57-69.
- Gutenberg, B. (1945c) : Magnitude determination for deep-focus earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.35, pp.117-130.
- Gutenberg, B. and C.F. Richter (1954) : Seismicity of the earth and associated phenomena, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 310p.
- 萩原尊禮編著(1989):続古地震-実像と虚像-, 鹿島出版会, 434p.
- Harvard Seismology Centroid Moment Tensor Catalog:

http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html

- 橋田幸浩・鵜川元雄(1995):本州中部の上部地殻内 Vp/Vs 比の地域性,地球惑星科学関連学会 1995 年合同大会予稿集, C22-09.
- Hashizume, M.(1970): Investigation of microearthquakes—On the nature of the crust
 —, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University,
 Vol.20, Part2, No.172, pp.53-64.

- 堀内信哉・今村文彦・首藤伸夫(1996):1995 年喜界島地震津波の解析, 土木学会東北支部技術研究発表会(平成7年度), pp.170-171.
- 堀内茂木・佐藤俊也・堀修一郎・山本明・河野俊夫・橋本恵一・村上栄寿(1977):東北地方の Vp/Vs について(I),(II), 地震学会春季大会講演予稿集, pp.8-9.
- 羽鳥徳太郎(1975): 房総沖における津波の波源-延宝(1677)・元禄(1703)・1953 年房総沖 津波の規模と波源域の推定-,東京大学地震研究所彙報, Vol.50, pp.83-91.
- 羽鳥徳太郎(1985):九州東部沿岸における歴史津波の現地調査-1662年寛文・1769年明和 日向灘および 1707 年宝永・1854 年安政南海道津波-,東京大学地震研究所彙報, Vol.60, pp.439-459.
- 羽鳥徳太郎(1987): 寛政5年(1793年)宮城沖地震における震度・津波分布, 東京大学地震研 究所彙報, Vol.62, pp.297-309.
- 羽鳥徳太郎(1988): 琉球列島における津波の規模と波源域, 地震第 2 輯, 第 41 巻, pp.541-547.
- 羽鳥徳太郎(1991): 伊豆諸島周辺における津波の規模 1990年2月20日大島近海津波・ 1990年9月24日東海道はるか沖津波, 地震第2輯, 第44巻, pp.297-303.

羽鳥徳太郎(1994):歴史津波-危険度の地域性,地震工学振興会ニュース, No.135, pp.5-9. 羽鳥徳太郎(1998):アラスカ南東部~北米西岸における津波の規模スケール,地震第2輯,

第 51 巻, pp.203-210.

- Inouchi, N. and H. Sato(1975) : Vertical crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944, Bulletin of the Geographical Survey Institute, Vol.21, pp.10-18.
- 石橋克彦(1976): 東海地方に予測される大地震の再検討-駿河湾大地震について-, 地震 学会講演予稿集, No.2, pp.30-34.
- 石橋克彦(1986): 房総沖海溝三重点付近のプレート力学境界,月刊地球, Vol.8, No.4, pp.241-251.
- 石橋克彦(1994):大地動乱の時代-地震学者は警告する-,岩波書店,234p.
- 石橋克彦・佐竹健治(1998):古地震研究によるプレート境界大地震の長期予測の問題点-日本付近のプレート境界沈み込み帯を中心として-,地震第2輯,第50巻別冊, pp.1-21.
- 石田瑞穂(1989): 沈み込むフィリピン海プレートの形状, (中村一明著),火山とテクトニ クス, pp.257-264.
- Ishida, M.(1992) : Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai District, Japan, Journal of Geophysical Research, Vol.97, pp.489-513.
- 石川有三・中村浩二(1997): SEIS-PC for Windows95, 地球惑星科学関連学会 1997 年合同 大会予稿集, p.78.
- Ito, K. (1990) : Regional variations of cutoff-depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland earthquakes., Journal of Physics of the Earth, Vol.38, No.3, pp.223-250.
- 伊藤潔(1998): 合同地震観測と内陸地震発生過程の解明,日本地震学会ニュースレター,第 10巻,第2号, pp.17-21.
- 伊藤潔・大東明子(1996): 地殻および上部マントルにおける Vp/Vs 比,日本地震学会講演予 稿集, No.2, B83.
- 伊藤潔・梅田康宏・大見士朗・大東明子・松村一男(1995): 地震発生層の厚さ変化と 1995 年兵庫県南部地震, 日本地震学会講演予稿集, No.2, A79.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(1998): (試案)長期的な地震発生確率の評価手法及びその適用例について, 71p.
- Johnson, M.J. and K, Satake (1997) : Asperity distribution of Alaska-Aleutian earthquakes: Implications for seismic and tsunami hazards, G. Hebenstreit (ed.), Perspectives on Tsunami Hazard Reduction, Kluwer Academic Publishers, pp.67-81.
- Kajiura, K.(1983) : Some statistics related to observed tsunami heights along the coast of Japan, Tsunamis-Their Science and Engineering, Iida,K. and T. Iwasaki (ed.), pp.131-145.
- 角田寿喜(1968):日本西南部におけるみかけポアソン比について, 鹿児島大学理学部紀要, No.1, pp.79-88.
- Kanamori, H.(1971a) : Focal mechanism of the Tokachi-oki earthquake of May 16, 1968 : Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, Tectonophysics, Vol.12, pp.1-13.
- Kanamori, H. (1971b) : Seismological evidence for a lithosperic normal faulting-the Sanriku earthquake of 1933, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.4, pp.289-300.
- Kanamori, H.(1971c) : Faulting of the great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.49, pp.13-18.
- Kanamori, H.(1972) : Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.5, pp.129-139.
- Kanamori, H.(1977) : The energy release in great earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.82, No.20, pp.2981-2987.
- Kanamori, H. and J. J. Cipar(1974) : Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.9, pp.128-136.
- Kanamori, H. and D.L. Anderson(1975) : Theoretical basis of some empirical relations

in seismology, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.65, pp.1073-1095.

- 笠原稔(1998):3 つのプレートの相互作用する地域(北海道周辺)の地震予知研究,月刊地 球,号外, No.20, pp.16-21.
- 笠原慶一・山田重平・安藤雅孝(1973):9.南関東の地殻変動-展望と作業仮説-,関東大地 震 50 周年論文集, 1973, pp.103-116.
- 加藤哲朗・安藤雅孝(1995):1964 年新潟地震の断層モデルの再考,日本地震学会講演予稿集, B371.
- Kawasumi, H. (1951) : Measure of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.29, pp.469-482.
- 河田恵昭・小池信昭・嘉戸重仁・井上雅夫(1998): 我が国沿岸部における遠地津波の伝播特 性について,海岸工学論文集,第45巻,pp.336-340.
- Kelleher, J.A.(1972) : Rupture zones of large South American earthquakes and some prediction, Journal of Geophysical Research, Vol.77, pp.2087-2103.
- 菊池正幸(1993): 遠地実体波による北海道南西沖地震の破壊過程, 日本地震学会講演予稿 集, No.2, p.28.
- 菊池正幸・金森博雄(1995):広帯域地震記録による 1994 年北海道東方沖地震の震源メカニ ズム,月刊地球, Vol.17, No.5, pp.322-328.
- 木場正信・安中正・稲垣和男・田中寛好・曽良岡宏(2001):海域活断層に想定される津波の 波源モデル設定法,海岸工学論文集,第48巻(印刷中).
- 越村俊一・今村文彦・首藤伸夫・高橋智幸(1996):1994 年北海道東方沖地震津波の数値解 析,東北地域災害科学研究, Vol.32, pp.145-155.
- 小竹美子・加藤照之・宮崎真一・仙石新(1998): GPS 観測に基づくフィリピン海プレート の相対運動と西南日本のテクトニクス, 地震第2輯, 第51巻, pp.171-180.
- Kumagai, H. (1996) : Time sequence and the recurrence models for large earthquakes along the Nankai trough revisited, Geophysical Research Letters, Vol.23, No.10, pp.1139-1142.
- 黒磯章夫・渡辺晃(1977):阿武山地震観測所の微小地震テレメータシステムについて,地震 第2輯,第30巻, pp.91-106.
- Matsuda, T., Y. Ota, M. Ando, and N. Yonekura(1978) : Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto District, Japan, as deduced from coastal terrace data, Geological Society of America Bulletin, Vol.89, pp.1610-1618.

松本剛・木村政昭(1993):1771年八重山地震津波発生域における精密地形調査と津波発生

のメカニズムに関する一考察, 地震第2輯, 第45巻, pp.417-426.

- 松澤暢(1998):日本海東縁に発生する地震の特徴と発生域,月刊地球, Vol.20, No.8, pp.483-489.
- 三雲健・石川有三(1987):日本海沿岸の地震と広域テクトニクス及び長期的地震予知,地震 予知研究シンポジウム, pp.259-264.
- 宮町宏樹・後藤和彦(1999): 島弧としての九州の構造探査, 月刊地球, 号外, No.27, pp.222-226.
- 溝上恵(1977):地殻底地震活動の特性,地震予知シンポジウム(1976), pp.97-105.
- 中村一明(1983): 日本海東縁新生海溝の可能性,東京大学地震研究所彙報,Vol.58, pp.711-722.
- 中村一明・島崎邦彦(1981):相模・駿河トラフとプレートの沈み込み,科学, Vol.51, pp.490-498.
- 中村正夫・渡辺晃・許斐直・木村昌三・三浦勝美(1997): 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性,京都大学防災研究所年報,第40号, B-1, pp.1-20.
- 西坂弘正・篠原雅尚・日野亮太・笠原順三・佐藤利典・望月公廣・末広潔(1999):海底地震 計と制御震源を用いた秋田沖日本海東縁部海陸境界域のP波速度構造,月刊地球, 号外, No.27, pp.75-82.
- 野口伸一(1985):フィリピン海プレートの形状と茨城地震活動の特徴,月刊地球, Vol.7, No.2, pp.97-104.
- 野口伸一(1994): 駿河湾西岸と周辺のプレート境界とプレート内変形, 日本地震学会講演 予稿集, No.2, p.70.
- Noguera, E. · 阿部邦昭(1992): Numerical experiment of the 1964 Niigata earthquake tsunami on a fine grid space, 地震学会講演予稿集, No.1, p.81.
- 農林水産省構造改善局・農林水産省水産庁・運輸省港湾局・建設省河川局(1996):日本海東 縁部地震津波防災施設整備計画調査 調査結果の概要, 50p.
- 大東明子・伊東潔(1995):日光付近における Vp/Vs,地球惑星科学関連学会 1995 年合同大 会予稿集,E11-P37.
- 岡野健之助・木村昌三(1983):四国地方における Vp/Vs と地震活動の関連, 地震第2輯, 第 36巻, pp.431-437.
- 岡村行信(1993): 白嶺丸による北海道南西沖地震震源域の海底地質調査, 地質ニュース, 471 号, pp.13-18.
- 岡村行信(1998):日本海東縁海域の逆断層と地殻短縮量推定の試み,月刊地球, Vol.20, No.8, pp.460-465.
- Okal, E.A.(1999) : Historical seismicity and seismotectonic context of the great 1979 Yapen and 1996 Biak, Irian Jaya Earthquakes, Pure and Applied Geophysics, Vol.154, No.3/4, pp.633-675.

- Ohtake, M. (1995) : A seismic gap in the easternmargin of the Sea of Japan as inferred from the time-space distribution of past seismicity, The Island Arc, Vol.4, pp.156-165.
- 大竹政和(1998):日本海東縁部の地震発生ポテンシャル,月刊地球, Vol.20, No.8, pp.449-453.
- Pacheco, J.F., L.R. Sykes, and C.H. Scholz(1993) : Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, Journal of Geophysical Research, Vol. 98, No. B8, pp.14,133-14,159.
- Richter, C.F. (1935) : An instrumental magnitude scale, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.25, pp.1-32.
- 力武常次(1992): 簡明地球科学ハンドブック,聖文社, 296p.
- Satake, K.(1985) : The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 37, pp.249-260.
- Satake, K.(1986) : Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 43, pp.137-147.
- Satake, K.(1989) : Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: The 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan Sea earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.94, No.B5, pp.5627-5636.
- Satake, K., M. Okada, Ku. Abe(1988) : Tide gauge response to tsunamis: measurements at 40 tide gauge stations in Japan, Journal of Marine Research, Vol.46, pp.557-571.
- Satake, K., K. Shimazaki, Y. Tsuji, and K. Ueda(1996) : Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami records of January 1700, Nature, Vol.379, pp.246-249.
- 佐竹健治(1991a):津波と震源過程,科学, Vol.61, No.9, pp.576-583.
- 佐竹健治(1991b):最近の津波研究,地震第2輯,第44巻特集号, pp.99-112.
- 佐竹健治(2000):津波・深海調査から海底下の断層運動をしらべる,月刊地球,号外,No.31, pp.99-109.
- 佐竹健治・加藤幸弘(2000):1741 年渡島大島山体崩壊の体積と寛保津波の発生原因,地球惑 星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集, Vb-020.
- 佐竹健治・王克林(1998): 1700 年北米カスケディア巨大地震の断層面上のすべり量とサイ スミック・カップリング,日本地震学会講演予稿集, No.2, B28.
- 佐藤良輔編(1989):日本の地震断層パラメター・ハンドブック,鹿島出版社,390p.

- Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo, and T. Eguchi(1980) : Rupture process of the Miyagi-oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.23, pp.39-61.
- 瀬野徹三(1996): プレートテクトニクスと日本列島付近の地震, 東京大学地震研究所広報, No.14, pp.5-16.

島村英紀・森谷武男(1994):北海道の地震,北海道大学図書刊行会,224p.

- Shimazaki, K.(1974) : Nemuro-oki earthquake of June 17, 1973 : A lithospheric rebound at the upper half of the interface, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.9, pp.315-327.
- Shimazaki, K. and T. Nakata (1980) : Time-predictable recurrence model for large earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.7, No.4, pp.279-282.

島崎邦彦・松田時彦編(1994):地震と断層,東京大学出版会,239p.

- 周藤賢治・牛来正夫(1997):地殻・マントル構成物質,共立出版株式会社,330p.
- 首藤伸夫(1998):津波研究の現状と津波対策,沿岸海洋研究,第35巻,第2号,pp.147-157.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Vol.70, No.1, pp. 59-80.
- 杉山雄一(1992): 西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクス, 地質学論集, 第40号, pp.219-233.
- Takahashi, To., Ta. Takahashi, N.Shuto, F. Imamura, and M.Ortiz (1995) : Source models for the 1993 Hokkaido nansei-oki earthquake tsunami, Pure and Applied Geophysics, Vol.144, pp.747-767.
- 高橋武之・高橋智幸・首藤伸夫(1995):津波数値計算による北海道南西沖地震の検討,地球 惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, F31-06.
- 高橋智幸・首籐伸夫・越村俊一(1995):北海道東方沖で発生する地震津波の災害アセスメント,海岸工学論文集,第42巻, pp.356-360.
- 高波鉄夫・島村英紀・本谷義信(1980):1978年函館群発地震初期の地震観測, 地震第2輯, 第 33 巻, pp.269-287.
- 武村雅之(1998):日本列島における地殻内地震のスケーリング則-地震断層の影響および 地震被害との関連-,地震第2輯,第51巻,pp.211-228.
- Tanioka, Y., L. Ruff, and K. Satake(1996) : The Sanriku-oki, Japan, earthquake of December 28, 1994 (Mw 7.7): Rupture of a different asperity from a previous earthquake, Geophysical Research Letters, Vol. 23, No.12, pp. 1465-1468.
- Tanioka, Y. and Satake, K.(1996) : Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, Geophysical Research

Letters, Vol.23, No.13, pp.1549-1552.

谷岡勇市郎・佐竹健治(1996):津波地震はどこで起こるか 明治三陸津波から100年,科学, Vol.66, No.8, pp.574-581.

谷岡勇市郎・佐竹健治(1999): 津波記録からみた 1946 年南海地震のすべり量分布, 月刊地 球, 号外, No.24, pp.21-25.

- 東京天文台編(1987):理科年表 第61冊(昭和63年), 丸善, 1011p.
- 都司嘉宣(1994):歴史上に発生した津波地震,月刊地球, Vol.16, No.2, pp.73-85.
- 都司嘉宣・上田一枝・佐竹健治(1998):日本で記録された1700年1月(元禄12年12月) 北米巨大地震による津波,地震第2輯,第51巻,pp.1-17.

塚原弘昭(1999):日本列島の現在の地殻応力場,月刊地球, Vol.21, No.10, pp.660-666.

- Ukawa, M. and Y. Fukao (1981) : Poisson's ratio of the upper mantle and lower crust and the sub-Moho mantle beneath central Honshu, Japan, Tectonophysics, Vol. 77, pp.233-256.
- 宇佐美龍夫(1987):新編日本被害地震総覧,東京大学出版会,435p.
- 宇佐美龍夫(1996):新編日本被害地震総覧 [増補改訂版],東京大学出版会,493p.
- 宇津徳治(1969): 西日本の異常震域, 北海道大学地球物理学研究報告, 第21号, pp.45-52.
- 宇津徳治(1972):北海道周辺における大地震の活動と根室南方沖地震について,地震予知

連絡会会報, 第7巻, pp.7-13.

宇津徳治(1999): 地震活動総説, 東京大学出版会, 876p.

宇津徳治・嶋悦三・吉井敏尅・山科健一郎編(2001): 地震の事典[第2版], 朝倉書店, 657p. 渡辺晃・黒磯章夫(1967): 紀伊半島西部の局地地震の二, 三の性質について, 地震第2輯, 第 20巻, pp.180-191.

- 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版],東京大学出版会,238p.
- 山崎文人・青木治三(1994): PHP プレート形状の再検討-スラブは連続か不連続か-,地球 惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, p.198.
- 山崎文人・大井田徹(1985):中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状,地震 第2輯,第38巻, pp.193-201.

吉井敏剋(1978): 東北日本の地殻・マントル構造, 科学, Vol.47, pp.170-176.

- Yoshioka, N. and Abe, K.(1976) : Focal mechanism of the Iwate-oki earthquake of June 12, 1968, Journal of the Physics of the Earth, Vol.24, No.3, pp.251-262.
- Yoshiyama, R. (1957) : The ratio of the velocity of P and S waves, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.35, pp.627-640.
- Zhao, D., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa(1997) : Morphology of the subduction slab boundary in the northeastern Japan arc, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.102, pp.89-104.

2.1 近地津波伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム

2.1.1 後藤の方法(後藤・小川(1982))

(1)基礎方程式

①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

②運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D}\right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - K_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right) + \gamma_b^2 \frac{M \sqrt{M^2 + N^2}}{D^2} = 0$$
$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D}\right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - K_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right) + \gamma_b^2 \frac{N \sqrt{M^2 + N^2}}{D^2} = 0$$

ここに、t:時間、x, y:平面座標、 η :静水面から鉛直上方にとった水位変動量、M:x方向の線流量、N:y方向の線流量、h:静水深、D:全水深($D = h + \eta$)、g:重力加速度、 K_h :水平渦動粘性係数、 ${\gamma_h}^2$:摩擦係数($= gn^2 / D^{1/3}$ 、n:マニングの粗度係数)である。

(2)計算スキーム

計算スキームの概要を以下に示す。

- ・時間積分スキームは主にリープフロッグ法による。
- ・変数の配置はスタッガードシステムによる。
- ・保存型移流項に一次風上差分法を用いる。

・摩擦項は不安定にならないように陰的に近似する。



図2.1.1-1 変数の配置

図2.1.1-2 スタッガードシステムの変数配置

(3)打ち切り誤差

簡単のため支配方程式を

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0$$
$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D}\right) + gD\frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$

とすると, 打ち切り誤差は次式で示される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{1}{24} \left\{ (\Delta t)^2 \frac{\partial^3 \eta}{\partial t^3} + (\Delta x)^2 \frac{\partial^3 M}{\partial x^3} \right\} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{24} \left\{ (\Delta t)^2 \frac{\partial^3 M}{\partial t^3} + g D (\Delta x)^2 \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} \right\} - \Delta x \left| \frac{M}{D} \right| \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{24} \left\{ (\Delta t)^2 \frac{\partial^3 M}{\partial t^3} + g D (\Delta x)^2 \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} \right\} - \Delta x \left| \frac{M}{D} \right| \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} = 0$$

上式中に下線で示した A,B は数値分散項,C は数値粘性項である。数値粘性項 C は,移 流項から生じ,波高を減衰させるように作用するもので,Δx が大きいほどその影響も大き くなる。数値分散項は波の前傾化が大きい時に影響が大きくなる。

2.1.2 田中の方法 (田中(1985))

(1)基礎方程式

①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

②運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + U \frac{\partial M}{\partial x} + V \frac{\partial M}{\partial y} + g(h+\eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} - K_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) + k_b U \sqrt{U^2 + V^2} = 0$$
$$\frac{\partial N}{\partial t} + U \frac{\partial N}{\partial x} + V \frac{\partial N}{\partial y} + g(h+\eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} - K_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) + k_b V \sqrt{U^2 + V^2} = 0$$

ここに、U: x 方向の平均流速、V: y 方向の平均流速、 $k_b:$ 海底摩擦係数であり、その他の変数は後藤の方法と同様である。

(2)計算スキーム

計算スキームの概要を以下に示す。

・線形項の時間積分スキームはリープフロッグ法とし、非保存型移流項のスキームに ラックスヴェンドロフ法を用いる。

- ・変数の配置はスタッガードシステムによる。
- ・摩擦項および渦動粘性項は時間方向に前進差分を用いる。

(3)打ち切り誤差

簡単のため支配方程式を

$$\begin{aligned} &\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0\\ &\frac{\partial M}{\partial t} + U \frac{\partial M}{\partial x} + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0, \qquad U = \frac{M}{D} \end{aligned}$$

とすると,打ち切り誤差は次式で示される。ここでは,圧力項と移流項に関する時間積分 法の違いを無視して,時間方向は中央差分に統一して以下に示す擬似微分方程式第一近似 を求めた。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{1}{24} \left\{ (\Delta t)^2 \frac{\partial^3 \eta}{\partial t^3} + (\Delta x)^2 \frac{\partial^3 M}{\partial x^3} \right\} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + U \frac{\partial M}{\partial x} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{24} \left\{ (\Delta t)^2 \frac{\partial^3 M}{\partial t^3} + gD (\Delta x)^2 \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} \right\} + \frac{(\Delta x)^2}{6} U \frac{\partial^3 M}{\partial x^3} - \frac{\Delta t}{2} U^2 \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + U \frac{\partial M}{\partial x} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{24} \left\{ (\Delta t)^2 \frac{\partial^3 M}{\partial t^3} + gD (\Delta x)^2 \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} \right\} + \frac{(\Delta x)^2}{6} U \frac{\partial^3 M}{\partial x^3} - \frac{\Delta t}{2} U^2 \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} = 0$$

なお,移流方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + U \frac{\partial M}{\partial x} = 0, \qquad U = \frac{M}{D}$$

を対象にラックスヴェンドロフ法を用いた場合、第一微分方程式近似は

$$\frac{\partial M}{\partial t} + U \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{U}{6} \left((\Delta x)^2 - (\Delta t)^2 U^2 \right) \frac{\partial^3 M}{\partial x^3} = 0$$

となり、一次の打ち切り誤差(数値粘性 C)は生じない。

2.1.3 後藤の方法と田中の方法の比較

後藤の方法と田中の方法の相違を、一次元モデルを用いて比較し以下に示す。

(1)基礎方程式

移流項の表現および数値計算スキームの相違を検討するために,以下の基礎方程式を用 いる。

①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0$$

②運動方程式

【後藤の方法】

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{M^2}{D} \right\} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$

【田中の方法】

$$\frac{\partial M}{\partial t} + U \frac{\partial M}{\partial x} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - K_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \right) = 0$$

ここに、x:静水面にとった空間座標、t:時間座標、M:x方向の線流量、 η :静水面からの水位変動、h:静水深、D: $D=h+\eta$ で表される全水深、g:重力加速度、U:断面平均流速(M/D)、 K_h :水平渦動粘性係数である。なお、数値計算スキームは先述の通りである。

(2) 検討条件

下図に示す一次元水路について検討する。



図 2.1.3-1 初期波形と対象地形

主な検討条件を以下に示す。

- ・初期波形の片振幅 2a:2m (伝播する入射波の片振幅は 1m)
- ・海底勾配:1/10,1/50,1/100
- ·入射波周期T(分): 5,10,20,30
- ・格子間隔 *Δx*: 22.1359 m

(周期5分の入力波の波長の1/300)

・計算時間間隔 Δt: 後藤の方法-0.5 秒, 田中の方法-0.025 秒

沖合に片振幅 2a の正弦波を初期波形として与え、この初期波形が岸・沖方向にそれぞれ 片振幅 a の正弦波として伝播し入射する。なお、沖側には十分な伝播距離を設定し計算に 雑音が入らないように配慮した。 (3)比較計算結果

後藤の方法と田中の方法で計算結果を比較してその特徴を以下に示す。

- ・後藤の方法と田中の方法との相違が最大水位上昇・下降量に与える影響は,水深 10m 以深ではほとんど生じない,
- ・海底勾配が小さく入射波の周期が短い場合は水深 10m 未満の浅海域で両者に僅かで はあるが相違が生じる。
- ・田中の方法では用いた数値計算スキームの性質から、水平渦動粘性項を考慮しているが、これを 1m²/s、10m²/s と変化させても、最大水位上昇量にはほとんど相違が見られない(下表は 10m²/s の場合を記載した)。

	計算方法	周期 T と最大水位上昇・下降量(m)								
海底勾配		T=5 分		T=10 分		T=20分		T=30 分		
		上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降	
1/10	後藤の方法	2.45	-2.23	2.01	-2.09	2.01	-2.01	2.01	-2.01	
	田中の方法	2.44	-2.19	2.06	-2.05	2.02	-2.01	2.02	-2.00	
1/50	後藤の方法	4.77	-4.71	3.65	-3.40	2.53	-2.41	2.42	-2.09	
	田中の方法	4.68	-4.17	3.79	-3.41	2.59	-2.31	2.22	-2.14	
1/100	後藤の方法	5.27	-4.39	4.88	-4.83	3.56	-3.50	2.92	-2.55	
	田中の方法	4.79	-2.44	5.02	-4.27	3.75	-3.47	3.02	-2.57	

表 2.1.3-1 計算方法の相違による最大水位上昇・下降量の比較

(田中の方法の場合:K_h:10m²/s)



図 2.1.3-2 最大水位上昇・下降量分布の比較(田中の方法の場合: K_h: 10m²/s)



図 2.1.3-3 空間波形の比較 その1



図 2.1.3-3 空間波形の比較 その 2

2.2 遠方海域からの伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム

2.2.1 基礎方程式

コリオリカを考慮した線形 Boussinesq 理論を用いる。 ①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \lambda} \left[\frac{\partial (M \cos \lambda)}{\partial \lambda} + \frac{\partial N}{\partial \phi} \right] = 0$$

②運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = -fN + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\frac{h^3}{3} F \right]$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R\cos\lambda}\frac{\partial\eta}{\partial\phi} = fM + \frac{1}{R\cos\lambda}\frac{\partial}{\partial\theta}\left[\frac{h^3}{3}F\right]$$

ただし,

$$F = \frac{1}{R\cos\lambda} \left[\frac{\partial^2}{\partial t\partial\lambda} (u\cos\lambda) + \frac{\partial^2 v}{\partial t\partial\phi} \right]$$

$$u = M/((\eta + h), v = N/((\eta + h)))$$

ここに, λ, ϕ :緯度,経度, η :静水面から鉛直上方にとった水位変動, $M,N:\lambda, \phi$ 方向の線流量,h静水深,g:重力加速度,f: コリオリ係数,R:地球の半径である。

2.2.2 計算スキーム

後藤・佐藤(1993)および後藤ら(1988)によれば,

- ・計算点の配置 :スタッガードシステム
- ・時間積分スキーム:陰解法

である。

2.2.3 外洋伝播の計算例(高岡ら(2001))

(1)対象津波と波源モデル

- ・対象津波 : 1960 年チリ津波
- ・波源モデル: Kanamori and Cipar(1974)

(2)計算領域·痕跡記録

- ・海底地形: NOAA/NGDC(1994)による5分メッシュデータ(日本近海は最新の 海図による)
- ・計算領域:太平洋全域および北海道・東北の日本近海(図 2.2.3-1 参照)

・格子間隔:太平洋では Δx=10'(緯度,経度とも),日本沿岸では Δx=5km~93m
 ・痕跡記録:チリ津波合同調査班(1961)による



図 2.2.3-1 太平洋伝播計算の計算領域(高岡ら(2001))

(3)計算結果の再現性

- ・北海道浦河町から岩手県釜石までの広範囲に渡って痕跡高と計算値を 93m メッ シュで比較した場合はK=1.06, κ=1.40(データ数 117 個)であり,全体として 計算値がやや小さいがばらつきは小さく良好な再現性が得られている。
- ・最大水位上昇量と痕跡高の対比は表 2.2.3-1 に示すとおりである。
- ・主な検潮所における観測波形と計算波形を図 2.2.3-2 に比較すると、各地点とも 長時間にわたって良好に一致している。

領域	地点または地域名	K值	κ値	データ数
	浦河	1.09	—	1
	函館	0.63	1.34	8
	大畑	0.63	—	1
	大間	0.81	—	1
93m格子	青森	0.71	1.05	2
	大湊	0.61	1.32	4
	八戸	1.36	1.39	10
	野田	1.28	1.30	11
	宮古	1.32	1.21	43
	大槌	0.92	1.12	23
	釜石	0.86	1.14	13
93m格子の領域全体 (浦河~釜石)		1.06	1.40	117

表 2.2.3-1 痕跡高と最大水位上昇量との比較(高岡ら(2001))



図 2.2.3-2 日本沿岸各地での観測波形と計算波形(高岡ら(2001))

2.3 海底面の鉛直変位分布の計算方法

津波伝播計算の初期条件として,海底面の鉛直変位分布を設定する必要がある。この鉛直 変位分布については,地震発生地盤が等方で均質な弾性体であると仮定して地震断層運動に 伴う周辺地盤の変位分布を計算する Mansinha and Smylie(1971)の方法が一般的に用いら れている。この方法を以下に示す。

半無限弾性体において任意の閉曲面 Σ におけるくいちがい量 Δu_j を与えることによる周辺の変位 u_i は、Volterraの式を用いてSteketee(1958)は以下のとおりとした。

$$u_{i} = \int_{\Sigma} \Delta u_{j} \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_{i}^{\ell}}{\partial \xi_{\ell}} + \mu \left(\frac{\partial u_{i}^{j}}{\partial \xi_{k}} + \frac{\partial u_{i}^{k}}{\partial \xi_{j}} \right) \right] v_{k} dS$$
(2.3.1)

ここで、 δ_{jk} はクロネッカーのデルタ、 $\lambda \geq \mu$ はラメの定数、 v_k はdSの法線の方向余弦、 u_i^j は点(ξ_1,ξ_2,ξ_3)における j方向に働く単位力による点(x_1,x_2,x_3)のi方向変位である。

Local な直交座標として,図 2.3-1 に示すように断層面を延長し海底面と交わる線(走向) を x_1 ,断層面の長軸方向中央をとおり x_1 と交わる点を原点(O)とし,Oより右方向に x_2 ,下 向きに x_3 軸を採る。また,Oと断層面の中央をとおる線をζ軸とする(ζ軸は x_2-x_3 平面内 にある)。



図2.3-1 断層モデルのlocal座標システム

断層諸元の定義として、断層の長さを2*L*、図2.3-2に示すように*を*軸に沿って原点からの 断層上端までの長さを h_1 、断層下端までの長さを h_2 ($h_2 - h_1$ が断層の幅*W*)、 x_2 軸から時計廻 りに測った断層傾斜角を δ とする。また、図2.3-3に示すようにすべりの方向と断層の方向の なす角を λ 、すべりの大きさを*D*、走向角を ϕ とする。なお、地盤はポアソン固体($\lambda = \mu$ 、 ポアソン比=1/4)を仮定する。







Strike slip
$$D_s = D \cdot \cos \lambda$$

Dip slip $D_d = D \cdot \sin \lambda$
とすると、Strike slip に対して、
$$(2.3.2)$$

$$u_{i} = \mu D_{s} \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_{i}^{1}}{\partial \xi_{2}} + \frac{\partial u_{i}^{2}}{\partial \xi_{1}} \right) \sin \delta - \left(\frac{\partial u_{i}^{1}}{\partial \xi_{3}} + \frac{\partial u_{i}^{3}}{\partial \xi_{1}} \right) \cos \delta \right] dS$$
(2.3.3)

Dip slip に対して,

$$u_{i} = \mu D_{d} \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_{i}^{2}}{\partial \xi_{2}} - \frac{\partial u_{i}^{3}}{\partial \xi_{3}} \right) \sin 2\delta - \left(\frac{\partial u_{i}^{2}}{\partial \xi_{3}} + \frac{\partial u_{i}^{3}}{\partial \xi_{2}} \right) \cos 2\delta \right] dS$$
(2.3.4)

(2.3.3), (2.3.4)を ξ 座標系に変換すると, Strike slip に対して,

$$u_{i} = \mu D_{s} \int_{h_{1}}^{h_{2}} \int_{-L}^{L} \left[\left(\frac{\partial u_{i}^{1}}{\partial \xi_{2}} + \frac{\partial u_{i}^{2}}{\partial \xi_{1}} \right) \sin \delta - \left(\frac{\partial u_{i}^{1}}{\partial \xi_{3}} + \frac{\partial u_{i}^{3}}{\partial \xi_{1}} \right) \cos \delta \right] d\xi_{1} d\xi$$

$$(2.3.5)$$

Dip slip に対して,

$$u_{i} = \mu D_{d} \int_{h_{1}}^{h_{2}} \int_{-L}^{L} \left[2 \left(\sin \delta \frac{\partial u_{i}^{2}}{\partial \xi} - \cos \delta \frac{\partial u_{i}^{3}}{\partial \xi} \right) + \left(\frac{\partial u_{i}^{3}}{\partial \xi_{2}} - \frac{\partial u_{i}^{2}}{\partial \xi_{3}} \right) \right] d\xi_{1} d\xi$$

$$(2.3.6)$$

ここで、 $-L \leq \xi_1 \leq L$, $h_1 \leq \xi \leq h_2$ である。式(2.3.5)、(2.3.6)の積分にあたり、以下のように変数を定める。

$$\begin{aligned} \xi_{2} &= \xi \cos \delta \\ \xi_{3} &= \xi \sin \delta \\ R^{2} &= (x_{1} - \xi_{1})^{2} + (x_{2} - \xi_{2})^{2} + (x_{3} - \xi_{3})^{2} \\ Q^{2} &= (x_{1} - \xi_{1})^{2} + (x_{2} - \xi_{2})^{2} + (x_{3} + \xi_{3})^{2} \\ r_{2} &= x_{2} \sin \delta - x_{3} \cos \delta \\ r_{3} &= x_{2} \cos \delta + x_{3} \sin \delta \\ q_{2} &= x_{2} \sin \delta + x_{3} \cos \delta \\ q_{3} &= -x_{2} \cos \delta + x_{3} \sin \delta \\ h^{2} &= q_{2}^{2} + (q_{3} + \xi)^{2} \\ k^{2} &= (x_{1} - \xi_{1})^{2} + q_{2}^{2} \end{aligned}$$

$$(2.3.7)$$

また、不定積分を
$$u(\xi_1,\xi)$$
とすれば、定積分は

$$\begin{bmatrix} \left[u(\xi_1,\xi) \right]_{-L}^{L} \end{bmatrix}_{h_1}^{h_2} = u(\xi_1,\xi) \| = u(L,h_2) - u(L,h_1) - u(-L,h_2) + u(-L,h_1)$$
(2.3.8)

で与えられる。 Strike slip D_s による x_1, x_2, x_3 方向の変位量を U_{1s}, U_{2s}, U_{3s} , Dip slip D_d によるものを U_{1d}, U_{2d}, U_{3d} とすれば,任意の点 (x_1, x_2, x_3) の変位は断層面に亘 る定積分の形によって次式で与えられる。

$$12\pi \frac{U_{1s}}{D_{s}} = \left[(x_{1} - \xi_{1}) \left\{ \frac{2r_{2}}{R(R + r_{3} - \xi)} - \frac{4q_{2} - 2x_{3}\cos\delta}{Q(Q + q_{3} + \xi)} - \frac{3\tan\delta}{Q + x_{3} + \xi_{3}} + \frac{4q_{2}x_{3}\sin\delta}{Q^{3}} - 4q_{2}q_{3}x_{3}\sin\delta\frac{(2Q + q_{3} + \xi)}{Q^{3}(Q + q_{3} + \xi)^{2}} \right\} - 6\tan^{2}\delta\tan^{-1}\left\{ \frac{(k - q_{2}\cos\delta)(Q - k) + (q_{3} + \xi)k \cdot \sin\delta}{(x_{1} - \xi_{1})(q_{3} + \xi)\cos\delta} \right\} + 3\tan^{-1}\frac{(x_{1} - \xi_{1})(r_{3} - \xi)}{r_{2}R} - 3\tan^{-1}\frac{(x_{1} - \xi_{1})(q_{3} + \xi)}{q_{2}Q} \right] \right|$$
(2.3.9)

$$12\pi \frac{U_{2s}}{D_{s}} = \left[\sin\delta\left\{3\tan\delta\cdot\sec\delta\cdot\ell n(Q+x_{3}+\xi_{3})-\ell n(R+r_{3}-\xi)-(1+3\tan^{2}\delta)\ell n(Q+q_{3}+\xi)\right\}\right.\\ \left.+\frac{2r_{2}^{2}\sin\delta}{R(R+r_{3}-\xi)}+\frac{2r_{2}\cos\delta}{R}-2\sin\delta\frac{\left\{2x_{3}(q_{2}\cos\delta-q_{3}\sin\delta)+q_{2}(q_{2}+x_{2}\sin\delta)\right\}}{Q(Q+q_{3}+\xi)}\right.\\ \left.-3\tan\delta\frac{(x_{2}-\xi_{2})}{Q+x_{3}+\xi_{3}}+2\frac{(q_{2}\cos\delta-q_{3}\sin\delta-x_{3}\sin^{2}\delta)}{Q}\right.\\ \left.+4q_{2}x_{3}\sin\delta\frac{\left\{(x_{2}-\xi_{2})+q_{3}\cos\delta\right\}}{Q^{3}}-4q_{2}^{2}q_{3}x_{3}\sin^{2}\delta\frac{2Q+q_{3}+\xi}{Q^{3}(Q+q_{3}+\xi)^{2}}\right]\right| \qquad (2.3.10)$$

$$12\pi \frac{U_{3s}}{D_{s}} = \left[\cos \delta \left\{ \ell n(R+r_{3}-\xi) + (1+3\tan^{2}\delta)\ell n(Q+q_{3}+\xi) - 3\tan\delta\sec\delta\cdot\ell n(Q+x_{3}+\xi_{3}) \right\} \\ + \frac{2r_{2}\sin\delta}{R} + 2\sin\delta\frac{(q_{2}+x_{2}\sin\delta)}{Q} - \frac{2r_{2}^{2}\cos\delta}{R(R+r_{3}-\xi)} \\ + \frac{4q_{2}x_{3}\sin^{2}\delta - 2(q_{2}+x_{2}\sin\delta)(x_{3}+q_{3}\sin\delta)}{Q(Q+q_{3}+\xi)} + 4q_{2}x_{3}\sin\delta\frac{\{(x_{3}+\xi_{3})-q_{3}\cos\delta\}}{Q^{3}} \\ - 4q_{2}^{2}q_{3}x_{3}\cos\delta\sin\delta\frac{2Q+q_{3}+\xi}{Q^{3}(Q+q_{3}+\xi)^{2}} \right] \right|$$
(2.3.11)

$$12\pi \frac{U_{1d}}{D_d} = \left[(x_2 - \xi_2) \sin \delta \left\{ \frac{2}{R} + \frac{4}{Q} - 4 \frac{\xi_3 x_3}{Q^3} - \frac{3}{Q + x_3 + \xi_3} \right\} - \cos \delta \left\{ 3\ell n(Q + x_3 + \xi_3) + 2 \frac{(x_3 - \xi_3)}{R} + 4 \frac{(x_3 - \xi_3)}{Q} + 4 \frac{\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)}{Q^3} \right\} + \frac{3}{\cos \delta} \left\{ \ell n(Q + x_3 + \xi_3) - \sin \delta \cdot \ell n(Q + q_3 + \xi) \right\} + 6x_3 \left\{ \frac{\cos \delta}{Q} - \frac{q_2 \sin \delta}{Q(Q + q_3 + \xi)} \right\} \right] \right|$$

$$(2.3.12)$$

$$12\pi \frac{U_{2d}}{D_d} = \left[\sin \delta \left[-\ell n(R+x_1-\xi_1) + \ell n(Q+x_1-\xi_1) - \frac{4\xi_3 x_3}{Q(Q+x_1-\xi_1)} + \frac{3(x_1-\xi_1)}{(Q+x_3+\xi_3)} + (x_2-\xi_2)^2 \left\{ \frac{2}{R(R+x_1-\xi_1)} + \frac{4}{Q(Q+x_1-\xi_1)} - 4\xi_3 x_3 \left(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2} \right) \right\} \right] - \cos \delta \left[(x_2-\xi_2) \left\{ \frac{2(x_3-\xi_3)}{R(R+x_1-\xi_1)} + \frac{4(x_3-\xi_3)}{Q(Q+x_1-\xi_1)} + 4\xi_3 x_3(x_3+\xi_3) \left(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2} \right) \right\} \right] + 6\tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(x_2-\xi_2)}{(h+x_3+\xi_3)(Q+h)} \right\} - 3\tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(r_3-\xi)}{r_2 R} \right\} + 6\tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)}{q_2 Q} \right\} \right] + 6 \left[\frac{1}{\cos \delta} \tan^{-1} \left\{ \frac{(k-q_2\cos \delta)(Q-k) + (q_3+\xi)k\sin \delta}{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)\cos \delta} \right\} + x_3 \left\{ \frac{(\sin^2 \delta - \cos^2 \delta)(q_3+\xi) + 2q_2\cos \delta\sin \delta}{Q(Q+x_1-\xi_1)} + \frac{(x_1-\xi_1)\sin^2 \delta}{Q(Q+x_1-\xi_1)} \right\} \right] \right]$$
(2.3.13)

$$12\pi \frac{U_{3d}}{D_{d}} = \left[\sin\delta\left[\left(x_{2}-\xi_{2}\right)\left\{\frac{2(x_{3}-\xi_{3})}{R(R+x_{1}-\xi_{1})} + \frac{4(x_{3}-\xi_{3})}{Q(Q+x_{1}-\xi_{1})} - 4\xi_{3}x_{3}(x_{3}+\xi_{3})\left(\frac{2Q+x_{1}-\xi_{1}}{Q^{3}(Q+x_{1}-\xi_{1})^{2}}\right)\right\}\right]$$
$$-6\tan^{-1}\left\{\frac{(x_{1}-\xi_{1})(x_{2}-\xi_{2})}{(h+x_{3}+\xi_{3})(Q+h)}\right\} + 3\tan^{-1}\left\{\frac{(x_{1}-\xi_{1})(r_{3}-\xi)}{r_{2}R}\right\} - 6\tan^{-1}\left\{\frac{(x_{1}-\xi_{1})(q_{3}+\xi)}{q_{2}Q}\right\}\right]$$
$$+\cos\delta\left[\ell n(R+x_{1}-\xi_{1}) - \ell n(Q+x_{1}-\xi_{1}) - \frac{2(x_{3}-\xi_{3})^{2}}{R(R+x_{1}-\xi_{1})} - \frac{4\left\{(x_{3}+\xi_{3})^{2}-\xi_{3}x_{3}\right\}}{Q(Q+x_{1}-\xi_{1})}\right\}\right]$$
$$-4\xi_{3}x_{3}(x_{3}+\xi_{3})^{2}\left(\frac{2Q+x_{1}-\xi_{1}}{Q^{3}(Q+x_{1}-\xi_{1})^{2}}\right)\right]$$
$$+6x_{3}\left[\cos\delta\sin\delta\left\{\frac{2(q_{3}+\xi)}{Q(Q+x_{1}-\xi_{1})} + \frac{x_{1}-\xi_{1}}{Q(Q+q_{3}+\xi)}\right\} - q_{2}\frac{(\sin^{2}\delta-\cos^{2}\delta)}{Q(Q+x_{1}-\xi_{1})}\right]\right]\right]$$
(2.3.14)

ここに, x_1, x_2, x_3 方向の変位 u_1, u_2, u_3 は,

$$\begin{array}{c} u_{1} = U_{1s} + U_{1d} \\ u_{2} = U_{2s} + U_{2d} \\ u_{3} = U_{3s} + U_{3d} \end{array} \right\}$$
(2.3.15)

で与えられる。また Global な座標(計算座標系)として、図2.3-4に示すように原点は (x_1, x_2, x_3) 系と同じとし、E方向にX軸、N方向にY軸、下向きにZ軸をとり、Y軸と x_1 軸のなす角を ϕ (Y軸から東廻りを正)とすれば、 (x_1, x_2, x_3) 系の変位量 (u_1, u_2, u_3) と、(X, Y, Z)系の変位量 (u_x, u_y, u_z) の変換は次式で与えられる。

$$u_{x} = u_{1} \sin \phi + u_{2} \cos \phi$$

$$u_{y} = u_{1} \cos \phi - u_{2} \sin \phi$$

$$u_{z} = u_{3}$$

$$Y(N)$$

$$Y(N)$$

$$Y(N)$$

$$X(E)$$

$$X(E)$$



なお,式(2.3.14)はMansinha and Smylie(1971)の原論文における誤植を,Okada(1985) に従って修正したものである。

2.4 陸上遡上境界条件

津波の陸上遡上や引き波に伴う海底露出を表現するためには移動境界を設定する必要が ある。移動境界に関する離散形式とアルゴリズムについては岩崎・真野の方法(岩崎・真野 (1979))が広く用いられている。これは、津波先端部での地形を格子間隔幅の階段状に近似 し、計算過程で時刻ステップ毎に階段上に水があるか否かを判別する方法である。その具体 的な要点を以下に示す(図 2.4-1)。

- ・津波の先端は、水位と格子境界(4辺)での最大静水深の和が正の格子とゼロまたは 負の格子の境界にある。
- ・線流量を計算するための格子境界での全水深は,両側の格子の高い方の水位と格子境 界での静水深の和として求める。
- ・水のない格子中点とその背後格子の水位を結ぶ直線が水面勾配の一次近似であるとして線流量を計算する。全水深がゼロまたは負の場合には線流量をゼロとする。



・全水深がゼロに近づいた場合には移流項を省略する。

小谷ら(1998)は、上述の計算方法を見直し、下記の方法を提案した。



- ・流量を計算するための全水深は、先端部での 水位と dry 計算点の地盤高の差とする。その 差が負の場合には流量をゼロとする(遡上し ない)。
- ・移流項の計算の際に全水深がゼロまたはある
 下限値より小さくなった場合には、その全水
 深を分母として持つ項のみを省略し、移流項の計算を行う。

2.5 空間格子間隔の設定

2.5.1 伝播過程における海域

海底地形が単純である場合は、津波の空間波形の1波長の1/20以下を格子間隔として設 定すればよいが(長谷川ら(1987))、複雑な海底地形については

- ・津波伝播計算の精度を向上させるためには、波の屈折を正確に表現することが重要 である(佐山ら(1986))、
- ・粗い格子間隔では実際の地形を十分表現出来ずに、計算結果が大きく変化してしま うことが多い(今村・李(1998))、

等の指摘があり注意を要する。

ここでは、下田沖の実地形を対象に、伝播過程の海域における空間格子間隔が最大水位上 昇量に与える影響について、後藤の方法を用いて実証的に検討して示す。

(1)対象海域と検討津波

①検討対象海域

- ・海底地形による屈折現象を表すことが難しいとされている下田沖を検討海域とする。
- ・計算対象とした領域は、伊豆半島南端付近から下田市北部までの東西約 16km 南北 24km の海域である。

2検討津波

1854年安政東海地震津波とする。

(2)格子モデルと境界条件

①格子モデル

・50m, 100m, 200m, 400m, 800m および 1600m の 6 ケースの一様な格子モデル を設定した。

②境界条件

- ・開境界における入射波:広域を対象として実施した石橋(1976)モデルによる 1854 年 安政東海地震津波の計算結果を開境界上で与える。
- ・汀線 :鉛直壁

(3)最大水位上昇量の比較

①津波の伝播経路

用いた格子間隔と津波の伝播経路を相互に比較して図 2.5.1-1 に示す。格子間隔を 50m, 400m および 800m とした場合の伝播時間および伝播経路を水深と併せて図 2.5.1-2 に示す。これらの比較から,

- ・本海域の地形的特徴から,津波は伝播過程で大きく回り込みながら下田市へ向かうため,精度の良い計算を行うには波の屈折を精度よく再現することが必要である。
- ・波の屈折現象については水深 100m で 400m 格子程度,水深 50m 以浅では 200~50m
 の格子寸法を用いれば良好な精度の計算が可能である。
 等の知見が得られた。

②波向き線沿いの最大水位上昇量

4本の波向き線沿いに格子間隔と最大水位上昇量を比較した結果(図 2.5.1-3),水深 100m 以深では格子寸法を 800m としても影響はほとんどみられないが,水深 100~ 50m では格子寸法を 200m 以下に,50m 以浅では格子寸法を 50m にとる必要がある。

③まとめ

・ 収束値を得るためには,

水深 100m 以深の浅海域	: 最大 800m,
水深 100~50m	: 最大 200m,
水深 50m 以浅域	: 100m から 50m

程度の格子寸法を選択する必要がある。









図 2.5.1-2 水深, 伝播時間および伝播経路



2 - 131

2.5.2 評価地点周辺の海域

(1)港湾(稲垣ら(2001))

原子力発電所の専用港を想定して,格子分割間隔が港内の岸壁等における最大水位上昇量 に与える影響について後藤の方法を用いて感度解析を行い,格子分割に関して得られた知見 を以下に示す。

1)検討条件

主な検討条件を表 2.5.2-1 に示す。

表 2.5.2-1 主な検討条件

項目	内容
対象地形	一般的な港湾(図 2.5.2-1)
1. 答/ 后 试	岸沖方向:3000m, 汀線平行方
訂 昇	向:6000m
水深	10m(一様)
	25, 50, 75, 150m
	防波堤の形状は最大格子(150m)
格子間隔	による近似に合わせた場合と、そ
	れぞれの格子間隔で最良な近似を
	施した場合の両者について検討。
1.11111の1月前, 注形	片振幅 2m の正弦波を初期波形と
八别 仮 ^の 派 帕 · 仮 形	して沖に与える。
入射波の周期	5, 10, 20分
入射方向	汀線に直交
渦動粘性係数	0m²/s
マニング粗度係数	$n: 0.03 \mathrm{m}^{\cdot 1/3} \cdot \mathrm{s}$
运用 久 <u></u>	陸岸·防波堤:完全反射
児が禾件	開境界・自由透過



図 2.5.2-1 港湾形状



図 2.5.2-2 格子分割例

2)感度解析結果

①流動パターンおよび最大水位上昇量の比較

計算開始6分後の流速分布と水位分布を併せて図2.5.2-3に示す。また,港湾内の代表地 点における最大水位上昇量を比較して図2.5.2-4に,最大水位上昇量分布を図2.5.2-5にそ れぞれ示す。さらに,港口中央部における水位・流向・流速の時系列を図2.5.2-6に示す。 これらの計算結果から,

- ・港内の水位は格子間隔が大きいほど高く,特に港口部を一格子でモデル化した場合 (*Δx*=150m)は,その傾向が顕著である
- ・流速ベクトルと水位分布に着目すると、港口部周辺では格子間隔が小さいほど複雑 な流動パターンとなり、水位分布の特徴も流動パターンの相違と調和的である
- ・港口中央部の水位・流速の時系列は,格子間隔を75m以下とした場合の相違はそれ 程顕著ではないが,流速分布パターンには明らかに相違がある
- ・流向については表示上の制約から格子間隔が 25m および 150m の場合について比較 したが、両者の位相は大きく異なっている

等の特徴が見られる。格子間隔が小さい方が港内の水位が低くなるのは,格子間隔が小さい ほど港口部の渦とそれに伴う死水域が顕著となり,主流部の流入幅が狭くなって津波に伴う 流れの進入が阻害されるためと思われる。

以上の解析結果から判断して,一波長当たりの格子間隔が基本的な条件を満足する場合で も(このモデルでは,格子間隔を150m,入射波周期を5分とした場合でも一波長当たりの 格子数は20),港口幅に比べて相対的に大きい格子幅とした場合は流動パターンに大きな制 約を受けるため,港口幅の1/5程度の格子間隔で港湾部周辺をモデル化することが望ましい。



図 2.5.2-3 流速ベクトルと水位分布(入射波周期 5 分の場合)

単位:m



図 2.5.2-4 格子間隔 25m の場合を基準とした最大水位上昇量の比較

最大水位上昇量分布 格子間隔 $\Delta x:75m$ 格子間隔 $\Delta x: 25m$ 格子間隔 ⊿x:150m 格子間隔 $\Delta x:50m$))) |10分 3.0 $)^{2.5}$ 2.5 $\frac{2.5}{2.5}$ 3.5 3. 2:5 2.5 2.5 20分 3.5 単位:m

図 2.5.2-5 最大水位上昇量分布の比較(入射波周期 上段:5分,中段:10分,下段:20分)



②それぞれの格子間隔で港湾を表現した場合

現実にはある判断のもとに港湾を表す格子モデルを作成し用いている。そのため、それぞ れの格子間隔を用いて港湾を表現するモデル化を行って相互の相違について比較した。計算 結果は、計算開始後6分の流速分布および水位分布を図2.5.2-7に、港湾内の代表地点にお ける最大水位上昇量を比較して図2.5.2-8 および表2.5.2-2にそれぞれ示す。また、最大水 位上昇・下降量分布を図2.5.2-9に示す。これらの計算結果を比較し、以下の知見を得た。

- ・最大水位上昇量はそれぞれの格子間隔で港湾を表現した場合の方が大きい(波の出 入りがなめらかになる)。
- ・全体として 25m 格子の場合の方が最大水位上昇量が低い傾向にあるが、入射波周期

5分では逆の傾向がみえる(港口部,岸壁前)。周期が短い場合は最大水位上昇量の 空間分布の変化が著しいため,定点ではそのような傾向が見られることがあるが, 全体としての分布は必ずしも矛盾するとは言えない。

 入射波周期が短く格子間隔が小さいほど、港内の最大水位上昇・下降量分布は場所 的な変化が著しくなるため、重要施設の港内配置等を考慮して詳細な格子分割を行 うことが重要である。



表 2.5.2-2 格子モデル毎の最大水位上昇量の変化率

	T=5 分			T=10 分			T=20 分		
地点									
	25	50	75	25	50	75	25	50	75
港口部	1.14	1.06	1.12	1.12	1.13	1.21	1.06	1.07	1.09
中央部	1.22	1.07	1.10	1.05	1.07	1.11	1.02	1.04	1.06
岸壁部	1.31	1.11	1.14	1.05	1.04	1.08	1.04	1.04	1.04

(それぞれの格子間隔で港湾をモデル化/同一形状モデル)



最大水位上昇量の分布 格子間隔 $\Delta x: 150m$ 格子間隔 $\Delta x: 75m$ 格子間隔 $\Delta x: 50m$ 格子間隔 $\Delta x: 25m$

5分

V

図 2.5.2-9 最大水位上昇・下降量分布の比較 (入射波周期 上段:5分,中段:10分,下段:20分)

(2)V字状湾(稲垣ら(2001))

歴史津波の痕跡高には、リアス式海岸域の V 字状の小湾で周辺に比べて一際大きい値が 見られることがある。このような痕跡高を再現するためには、少なくとも詳細な格子モデル を用いる必要がある。また、粗な格子モデルで再現性を得るために断層すべり量を調整する ことは却ってすべり量の過大評価が危惧されるため、不適切な格子を用いた海域は再現性の 評価対象から除外すべきである。

このような背景から,高波高が生じると思われる V 字状の小湾を対象に,後藤の方法を 用いて感度解析を行い,格子分割に関して得られた知見を以下に示す。

1)検討条件

検討条件の概要を表 2.5.2-3 および図 2.5.2-10 に示す。

項目		内 容				
湾奥行きℓ	1000m	2000m	4000m			
湾口幅 B	2000m					
$B \nearrow \ell$	2	1	0.5			
湾の海底勾配	1/20	1/40	1/80			
格子間隔	25, 50, 100, 200 および 400m					
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える				
入射波の周期	5, 7.5, 10, 15, 20分					
渦動粘性係数	0m²/s					
マニング粗度係数	$n: 0.03 { m m}^{-1/3} \cdot { m s}$					
境界条件	陸岸:完全反射,開境界:自由透過					

表 2.5.2-3 検討条件



図 2.5.2-10 V 字状湾地形



図 2.5.2-11 格子分割(*∆x*=100m)

参考として,格子間隔を100mとした場合の格子モデルを図2.5.2-11に示す。また,梶 浦(1963)によれば,湾水振動の特性について検討する場合,湾口部面積が外海の全断面積 の0.1~0.2のところで議論する必要があるとしている。ここでは,事前に外海の幅を変え て湾口部および湾奥部の最大水位上昇量について比較した結果,面積比を0.2としても外 海の影響を受けないことを確認した。いま,沖波を初期波形として一波だけ想定している ため,この比率が比較的大きい値でも影響が見られなかったものと思われる。

2)比較計算結果

計算結果を整理するために、以下に示す変数を活用する。

湾内平均波長 : *Lv*(=*T*·(*g*·*h*/2)^{1/2})

湾中央部より奥の平均波長:Lo(=T・(g・h/4)^{1/2})

ここに,T:入射波周期,g:重力加速度,h:湾口水深とし, ℓ :湾口~湾奥の距離, Δx :空間格子間隔である。

また,最小格子間隔(25m)による最大水位上昇量を収束値として計算結果を整理した。格 子間隔と最大水位上昇量の関係に見られる特徴を以下に示す。

①湾内の最大水位上昇量分布

湾内の最大水位上昇量は、ほとんどの場合、湾の形状および入射波長の如何に関わらず湾中央部よりも奥で大きく増幅する傾向にある。ただし、湾内平均波長 Lv と湾奥までの距離 ℓ の比 Lv / ℓ が 20 程度の場合は湾全体としてほとんど増幅しない。入力波の波長や湾奥長さ ℓ が異なっても、 Lv / ℓ が同一となるケースでは(例えば ℓ =1000m: T=5 分、 ℓ =2000m: T=10 分、 ℓ =4000m: T=20 分)最大水位上昇量は水平距離を無次元化してみればほぼ同一となる(図 2.5.2-12)。

②湾ロ~中央部の最大水位上昇量分布

ここに設定したような格子サイズの範囲では最大水位上昇量は大きく変化せず,格 子サイズ Δx を湾内平均波長の1/40程度とすれば Lv/ℓ の値に係わらず 5%程度の誤 差で計算することが出来る(図 2.5.2-13)。

③湾奥の最大水位上昇量

湾ロ~湾奥距離 ℓ と湾内平均波長 Lv との関係に大きく依存する (図 2.5.2-14~16)。 ・ $Lv \neq \ell < 6$ の場合

入射波は湾奥で急激に増幅し,格子サイズによって計算結果は大幅に変化する。 湾中央部から徐々に格子を密にし,湾奥部では Lo の 1/100 以下の格子サイズが必 要になることがある。

・ $6 \leq Lv / \ell < 10$ の場合

入射波の増幅は湾奥でやや急になるが Lo の 1/50 程度の格子サイズを湾奥部で 用いれば 5%程度の計算誤差におさめることが可能である。
・10≦Lv/ℓの場合

入射波の増幅は緩やかで,湾奥部では湾中央部より奥における平均波長 Lo の 1/40 程度の格子サイズとすれば 5%以内の誤差で計算することが出来る。









の誤差と格子間隔の関係 ($6 \leq Lv / \ell < 10$ の場合)

 $(10 \leq Lv / \ell$ の場合)

(3) 遡上域

遡上計算の場合の波先端付近については,格子間隔を Δx ,周期をT,斜面勾配を α とすると, $\Delta x / \alpha g T^2 < 4 \times 10^{-4}$ を満足するように格子間隔を与える必要がある(Goto and Shuto(1983)),などの知見が得られている。ここでは,浅海域から遡上域の範囲に着目して格子間隔に関する感度解析を行い,これらの領域で用いられている格子間隔が含んでいると思われる誤差に関する目安を得る。

1)基礎方程式と数値計算スキーム

①基礎方程式

以下の基礎方程式を用いる。

・連続式

注) η_v:湾中央部における最大水位上昇量, η_{v25}: Δx=25m の場合の湾中央部における最大水位上昇量 η_o:湾奥における最大水位上昇量, η_{c25}: Δx=25m の場合の湾奥における最大水位上昇量

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0$$

• 運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D}\right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + (gn^2 / D^{1/3}) \frac{M|M|}{D^2} = 0$$

ここに, x:静水面にとった空間座標, h:静水深, $D: D=h+\eta$ で表される全水深, t: 時間座標, g:重力加速度, M: x 方向の線流量, η :静水面からの水位変動, n: マニングの粗度係数である。

②数値計算スキーム

スタッガードリープフロッグ法を基本とし、移流項は一次風上差分を用いる。



図 2.5.2-17 初期波形と対象地形

図 2.5.2-17 に示す一様水深の一次元水路と岸側斜面を対象とする。入射波は片振幅 2a の 正弦波を初期波形として与え,この初期波形が岸・沖方向にそれぞれ片振幅 a の正弦波と して伝播することにより与える。また,沖側には十分な伝播距離を設定し計算に雑音が入ら ないように配慮した。

検討条件を表 2.5.2-4 に示す。なお,波先端での格子間隔について Goto and Shuto(1983) によれば、5%以内の誤差を許容するとした場合、周期 3 分で Δx =1.27m、周期 5 分で Δx =3.53m、周期 10 分で Δx =14.13m にとる必要がある。さらに、理論解とほぼ一致する解 を得るためには、Goto and Shuto(1983)が示す図から読みとると格子間隔はこの約 1/4 程度 にとる必要がある。このため、周期 3、5 分では最小格子間隔を 1m、周期 10 分では 2m と し、400m まで徐々に大きくしてそれぞれの格子間隔の感度を調べた。また、これらの格子 間隔を組み合わせて不等間隔の場合についても比較した。

項目	内容
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える
入射波の周期 T	3, 5, 10分
入射波の波数	初期波形として与える1波
海底勾配	1/100
マニング粗度係数	$n: 0.03 \mathrm{m}^{\cdot 1/3} \cdot \mathrm{s}$
枚乙問隔 <i>4</i> x	1m~400m(T=3,5 分)
1日 1 月11日 ムル	2m~400m(T=10 分)

表 2.5.2-4 主な検討条件

3)感度解析結果

感度解析の結果,以下に示す知見が得られた。なお,最大水位上昇量の正解は,格子間隔 を徐々に小さくして,最大水位上昇量がほぼ一定に落ち着いた値を以て「収束解」とした。 また,不等間隔格子の場合の収束解もこれを用いた。

一様格子間隔の場合

- ・ 遡上計算の場合の格子間隔は、最大水位上昇量の誤差を 5%程度とするためには
 周期 3 分で 16m
 周期 5 分で 20m
 - 周期 10 分で 25m

程度とする必要がある(表 2.5.2-6)。

- ・同様に,完全反射の場合の格子間隔は周期5分以上ならば,200m程度の格子間隔 でも5%以内の誤差となる(表 2.5.2-6)。
- ・底面摩擦を省略した Goto and Shuto(1983)に比べて、粗度係数を n=0.03 m^{-1/3}・s とした場合はやや格子間隔を大きく設定できて、最大水位上昇量の誤差を 5%程度 とするためには、格子間隔 $\Delta x \ \epsilon \ \Delta x / \ \alpha g T^2 \leq 7 \times 10^{-4}$ となるように設定すればよ い(図 2.5.2-18)。

表 2.5.2-5 最大水位上昇量の収束解に対する比率 (部分)

(沖合水深:50m, n=0.03m^{-1/3}・sの場合)

		陸上遡上		完全反射			
格士面隣⊿x (m)	周期 T(分)						
()	3	5	10	3	5	10	
1	1.00	1.00			1.00	1.00	
2	1.03	1.00	1.00		1.00	1.00	
4	0.99	0.99	1.00		1.00	1.00	
8	0.97	0.98	0.99		1.00	1.00	
10	0.96	0.98	0.98		1.00	1.00	
16	0.95	0.95	0.99		1.00	1.00	
20	0.91	0.95	0.98		1.00	1.00	
25	0.92	0.94	0.95		1.00	0.99	
50	0.85	0.88	0.92		1.02	0.98	
100	0.78	0.79	0.90		1.03	0.96	

表 2.5.2-6 最大水位上昇量の誤差を 5%としたときの最大格子間隔

(単位 m, *n*=0.03 m^{-1/3}·s)

	陸上遡上			完全反射		
冲合水床 (m)	周期 7(分)					
	3	5	10	3	5	10
50	16	20	25	_	200	200
100	20	25	25		200	400
200	25	25	50	—	200	400



注) -: ギブス振動が生じ評価不能

図 2.5.2-18 最大水位上昇量の収束解に対する比率と Goto and Shuto(1983)のパラメータ (Δx/ αgT²) との関係

②不等間隔格子の場合

- ・周期 5 分以上では,図 2.5.2-19 に示した分割パターンから適切なものを選べば 5%程度以内の計算誤差とすることが出来る(表 2.5.2-7 参照)。
- ・周期3分の場合は、5%以内の計算誤差とするためには、図2.5.2-19に示した分割パ ターンより詳細な格子間隔を用いる必要のある場合が多い(表2.5.2-8参照)。



図 2.5.2-19 比較計算の対象とした不等分割パターン

油ヘーン元	按フ八中国		陸上遡上		完全反射					
冲合水深 (m)	格士分割 パターン		周期T(分)							
(111)		3	5	10	3	5	10			
	1	0.87	0.91	0.95	1.00	1.02	0.99			
50	2	0.92	0.94	0.97	1.02	1.00	1.00			
	3	0.85	0.88	0.92	0.98	1.02	0.99			
	4	0.93	0.97	0.98	1.00	0.97	0.98			
100	5	0.93	0.97	0.98	1.00	1.03	0.99			
	6	0.90	0.94	0.97	0.94	1.05	0.99			
	\overline{O}	0.99	1.00	1.00	0.92	1.03	0.99			
	8	0.98	0.99	1.00	0.99	1.06	0.99			
200	9	0.93	0.98	0.99	0.66	1.02	0.97			
	10	0.96	0.96	0.98	0.81	1.06	1.00			
	1	0.75	0.93	1.00	0.58	0.84	1.04			

表 2.5.2-7 不等分割パターンと最大水位上昇量の誤差との関係

4)計算のエネルギー収支

「収束解」の設定に当たり、エネルギー収支から一様格子による遡上計算を対象に計算誤 差について検討した。最大水位上昇量出現時におけるエネルギー収支誤差を以下に示す。こ れらの計算結果から、周期 3 分の場合はエネルギー収支誤差が約 10%程度に達するが、5 分以上の周期では空間格子間隔が 100m でも誤差は 5%以下になり、問題がないことがわか る。

周期	格子間隔	エネルギー
(分)	(m)	収支誤差(%)
	1	11.3
3	16	10.6
	100	12.8
	1	2.4
5	20	2.8
	100	5.0
	2	0.9
10	25	0.8
	100	1.1

表 2.5.2-8 エネルギー収支誤差

5) 厳密解の推定方法(永野ら(1989))

Richardson により示唆された事後接近の方法(藤川(1982))を用いて,数値計算による 近似解から微分方程式の厳密解を推定することが出来る。ただし,ここでいう厳密解とは格 子間隔をゼロの極限に近づけたときの数値解の収束値である。

uを厳密解とし、格子間隔 Δx_1 、 Δx_2 、 Δx_3 に対する近似解を u_1 、 u_2 、 u_3 とする。離 散化誤差が Δx のべき乗に比例すると仮定すると、

 $u - u_1 = A(\Delta x_1)^p$ $u - u_2 = A(\Delta x_2)^p$

 $u - u_3 = A(\Delta x_3)^p$

と表され,uを求めるにはこの連立方程式を解けばよい。例えば, $\Delta x_1 = \Delta x_2/2 = \Delta x_3/4$ であれば,

$$p = \log_2 \left(\frac{u_3 - u_2}{u_2 - u_1} \right)$$
$$u = \frac{(\Delta x_2)^p u_1 - (\Delta x_1)^p u_2}{(\Delta x_2)^p - (\Delta x_1)^p}$$

となる。

2.6 海底地形データの信頼度による誤差

海底地形データが持っている誤差が津波伝播計算結果に与える影響について,定量的に把 握する。

2.6.1 水深データに含まれる主な誤差

津波伝播計算に用いる水深データを作成する際に生じる主な誤差は,

- ・海図からの水深データの読みとり誤差
- ・海図自体が持つ誤差

等による。これらの誤差のうち,海図に含まれる主な誤差の要因となる測深および位置測定 法の問題点と精度を要約し,表 2.6.1-1 に示す。

測	量	手 法	測定手法および問題点と精度
			水深測定方法のうち最もプリミテイブな「物差しを当てる」方法。
			音響測深が普及する第2次大戦後までは唯一の方法であった。物差
			しとして、レッドと呼ばれる錘をぶら下げたワイヤーが用いられた。
			この方法ではワイヤーの長さで直接測定するので、流されなければ正
		錘測	確な値が得られる。しかし、深海域では
			(a)一点の測定に何時間も要する,
			(b)ワイヤーの自重が大きくなるためレッドの着底がわかりに
			くい,
			(c)ワイヤーが海流で流されやすい,
2004	\unt		等の困難があった。
測	深		音波の海底までの往復時間を計測する。この測深方法は,
			(a) 水温, 塩分, 水圧によって変化する水中での音波の速度(概
			ね 1500m/s)を正確に求め補正することが必要,
		音響測深	(b) 調査船から発射した音波が広がっていくため, 海底のどこ
			で反射した音波を計測しているのかわからない,
			等の問題があった。
			1960年代以降に開発され, 1980年代から急速に普及し始めたマル
		音響掃海機	チナロービーム技術は、上述の問題を解決したのみならず、斜めビー
		による測深	ムにより調査船の直下以外の水深も同時に計測できるため、調査効
			率、精度の両面で海底地形学に革新的な進歩をもたらした。
沿岸	域での測位	三角測量等	精度はメートルのオーダ
		天体観測	精度はキロメートルのオーダ
NAL 1		電波航法の利用	徐々に精度向上
 「 上	の位置測位	GPS 測位システム	精度は 100 メートル以内
		DGPS	精度は 10 メートル以内(小野(1996))

表 2.6.1-1 海上保安庁水路部(1990)による測深および位置測定方法の問題点と精度

注) DGPS は平成 11 年度までに日本周辺海域をカバーする計画(小野(1996))

2.6.2 1983年日本海中部地震津波を対象にした海底地形データの信頼度に関する検討

(1)水深データの相違

比較計算に用いる水深データは

・旧水深データ:1994年までに発行された海の基本図等より作成した水深

・新水深 : 1995年以降に発行された海の基本図等を用い、旧水深を更新(沿岸 域の更新海域は北海道道南地方から山形県の沿岸)。

である。両者の相違を表 2.6.2-1 に示す。また、これらの水深データを比較して図 2.6.2-1 および 2.6.2-2 に示す。

項目	旧水深	新 水 深
水深データ 作成に用い た主な海図	 1994年までに発行された海の基本図。 沿岸部分は北海道道南部分~若狭湾の 1/20万の海の基本図(6325~6331, 6333 ~6337)を用いて作成。 沖合は、1/100万の基本図(6312)と海上保 安庁から購入した1km格子のデジタルデ ータ。 	 ・ 沿岸部は 1995 年以降に発刊された 1/20 万 の海の基本図(6658~6660)で旧水深の該当 海域を置き換え。 ・ 沖合は、1/100 万の基本図(6312)と海上保安 庁から購入した 500m 格子のデジタルデー タ。
入力方法	CAD によるイメージ入力	同左
汀線形状	 ・ 1/20 万の海の基本図による。 ・ 汀線の最浅水深は 2m (2m より浅い場合は一律 2m) 	同左
格子間隔	・新水深と同じとした。	_
解析領域	・新水深と同じとした。	

表 2.6.2-1 旧水深データと新水深データとの相違





図 2.6.2-2 旧水深 h_{old} と新水深 h_{new} の長波伝播速度の差($\sqrt{gh_{old}} - \sqrt{gh_{new}}$)

(2)計算条件

①計算領域

・日本海全域

②格子モデル

- ・1600, 800, 400 および 200m の格子間隔でモデル化
- ・北海道道南地方から山形県の沿岸は 200m 格子

③断層モデル

・相田(1984)の Model-10

(3)計算結果の比較

再現性の比較

- ・計算結果と比較する痕跡記録地点は北海道茂津多岬から山形県鶴岡の区間(沿岸の 海底地形図が改訂された区間)
- ・痕跡記録は首藤・卯花(1984)を用いた。ただし、奥尻島の痕跡記録は土木学会日本海 中部地震震害調査委員会編(1986)による。
- ・痕跡高と最大水位上昇量を比較した結果,水深の相違が再現性に与える影響はほとんど見られない(表 2.6.2-2 参照)

表 2.6.2-2 水深の相違と再現性との比較

水深データ	K	κ	地点数
旧水深	1.008	1.456	213
新水深	1.019	1.478	213

②水深データの相違に関する相互比較

・新水深による最大水位上昇量を真と考え、これを痕跡高と見なしたときの旧水深による計算結果の再現性は

 $K: 0.989 \sim 1.001, \kappa: 1.117 \sim 1.196$

となり, κは 1.2 程度である。

 ・大きな痕跡高となった峰浜周辺の汀線沿いの最大水位上昇量および前面海域の最大水位上昇量分布を比較したところ、沿岸における最大水位上昇量分布はほとんど相 似形で、ピークの位置の特徴的なずれは見られない(図 2.6.2-3, 2.6.2-4)。





図 2.6.2-4 最大水位上昇量分布(左図:新水深,右図:旧水深)

2.6.3 1854 年安政東海地震津波を対象にした海底地形の信頼度に関する検討

(1)水深データの相違

1983年に当時の最新の海底地形データを用いて作成した水深データ(旧水深データ)と, 1998年11月に最新の海底地形データを用いて作成した水深データ(新水深データ)とを 比較する。水深データは、海底地形データが異なるだけではなく、データ作成に関する様々 な相違が含まれる(表 2.6.3-1)。

(2)計算条件

①計算領域

・南海トラフ沿いの遠州灘〜熊野灘沖の海域

- ②格子モデル
 - ・6400, 3200, 1600, 800, 400, 200 および 100m の格子間隔でモデル化
 - ・最小格子 100m でモデル化したのは熊野灘沿岸および遠州灘沿岸の痕跡高が残され ている地域

③断層モデル

・1854年安政東海地震津波を対象として、石橋モデル(1976)を適用

項目	旧水深	新 水 深
水深データ作成年	1983年	1998年11月
水深データ作成に用 いた主な海図	 ・沿岸部は昭和 58 年以前に刊行の海の基本図(1/20 万)。 ・外側の海域は、1/300 万の基本図。 ・波源位置より外洋側では 1000m 毎の等水深データを読みとり。 	 ・ 沿岸部は最新版海の基本図(1/5 万, 1/20 万, 1/50 万) ・ それ以外の外洋域は,3次メッシュデー タを内挿して作成されているデジタル データを利用。
入力方法	 ・大部分はデジタイザによる等水深線の入力。 	 ・大部分はデジタイザによる等水深線の入力。
デジタイザ精度	・機械の精度は±1.0mm 程度。	・ 機械の精度は±0.1mm 程度。
汀線形状	 ・作成当時の格子データでは、1/20万の海の基本図を明治時代の地形図(1/5万,大日本帝國陸地測量部刊)で補正して作成。 ・比較計算に際して、汀線位置を現水深と一致させるための調整を加えた。 ・汀線の最浅水深は0mとした。 	 ・ 国土地理院による 50m メッシュの数 値地図によりデジタル値で入力。 ・ 埋め立て等による人工的地形について は,可能な限り除去。 ・ 汀線の最浅水深は 0m とした。
格子間隔	 ・新水深と同じとした。旧水深データにおいて格子間隔の異なる海域は、内挿して 作成。 	-
解析領域	・旧水深による解析領域は現水深より狭い ため,周辺部の不足する海域は新水深の データを接続した。	_

表 2.6.3-1 旧水深データと新水深データとの相違



図 2.6.3-1 旧水深 h_{old} と新水深 h_{new} の差 $(h_{old} - h_{new})$

図 2.6.3-2 旧水深 h_{old} と新水深 h_{new} の長波伝播 速度の差 ($\sqrt{gh_{old}} - \sqrt{gh_{new}}$)

(3)計算結果の比較

再現性の比較

- ・計算結果と比較する痕跡記録地点は鴨川~御坊の区間である。
- ・痕跡記録は羽鳥(1976,1977,1978,1980)を用いた。
- ・痕跡高の再現性を見ると、Kは旧水深で1.366,新水深で1.297であり大差ない。κ も旧水深で1.525,新水深で1.514であり大差ない(地点数88)。すなわち,痕跡高

に対する感度としてはその他の誤差要因の中に吸収され,水深データの誤差が浮き 上がってきてはいない。

②水深データの相違に関する相互比較(図 2.6.3-3)

・新水深の結果を痕跡高とみなして求めた K および κ によれば,

 $K: 1.003 \sim 1.060, \ \kappa: 1.159 \sim 1.190$

であり、日本海中部地震津波の場合とほとんど等しい。

・最大水位上昇量を相互に比較すると,

- 7. 最大水位上昇量が大きい地点で大きい水位差が生じる場合が多い(駿河湾奥の 内浦では,約2mの水位差が生じている),
- 新水深による計算値に対する水位差の割合をみると、最大約 38%(相賀浦、水 位差 0.73m)である、

等の特徴が見られる。



図 2.6.3-3 御坊~鴨川間の最大水位上昇量の比較

2.7 摩擦係数と渦動粘性係数が計算水位に与える影響

2.7.1 摩擦係数

非線形長波理論式では海底摩擦項は鉛直渦動粘性項の海底におけるせん断力成分($\tau s / \rho$, $\tau s / \rho$)を示しており、等流の類推から

$$\tau_x / \rho = \frac{f}{D^2} MQ, \quad \tau_y / \rho = \frac{f}{D^2} NQ$$

と表される。ここに、f: 摩擦係数、M: 線流量 x 方向成分、N: 線流量 y 方向成分、Q: 線流量、D: 全水深である。

岩崎ら(1979)は摩擦係数fとマニングの粗度係数nとの間に,f=gn²/D^{1/3}なる変換式を導入してマニングの粗度係数nを用いて摩擦項を表している。原子力発電所を対象とした津 波伝播計算でもこれらの用い方はまちまちであるため、それぞれの係数について比較計算 を行い、計算水位に及ぼす影響について検討する。

(1)比較計算の方法

1)基礎方程式

摩擦係数の影響を検討するために以下の一次元基礎方程式を用いる。

①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0$$

②運動方程式

・摩擦項をマニングの粗度係数 n で表した運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + (gn^2 / D^{1/3}) \frac{M |M|}{D^2} = 0$$

・摩擦項を摩擦係数 f で表した運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + f \frac{M|M|}{D^2} = 0$$

ここに,x:静水面にとった空間座標,t:時間座標,M:x方向の線流量, η :静水面からの水位変動,h:静水深,D: $D=h+\eta$ で表される全水深,g:重力加速度,n:マニングの粗度係数,f:摩擦係数である。

2)数値計算方法 数値計算方法は後藤の方法を用いる。 3)検討条件

一様水深の一次元水路と岸側斜面(遡上計算)を対象とする(図 2.7.1-1)。入射波は片振幅 2a の正弦波を初期波形として与え,この初期波形が岸・沖方向にそれぞれ片振幅 a の正弦波として伝播することにより設定する。なお,沖側には十分な伝播距離を設定し計算に雑音が入らないように配慮した。主な検討条件を表 2.7.1-1 に示す。



図 2.7.1-1 初期波形と対象地形

項目	内容
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える(入射波の片 振幅は 1m)。
入射波の周期 T (分)	5, 10, 20, 30
入射波の波数	初期波形として与える1波
海底勾配	1/10, 1/50, 1/100
格子間隔 Δx	22.1359 m(周期 5 分の入力波長の 1/300)
マニングの粗度係数 n	0.0, 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, $0.05(m^{-1/3} \cdot s)$
摩擦係数 <i>f</i>	0.0, 0.001, 0.0026, 0.00637, 0.01

(2)比較計算結果

マニングの粗度係数を用いた場合と摩擦係数を用いた場合とについて,最大水位上昇・下降量を比較して表2.7.1-2および2.7.1-3に示す。また,両条件について海底斜面勾配を1/100とした場合の最大水位上昇・下降量分布を図2.7.1-2に示す。これらの比較計算結果から特徴を要約して以下に示す。

①マニングの粗度係数を用いる場合

- ・海底勾配が 1/10 の場合, 粗度係数 n を 0 から 0.05 まで変化させても最大水位上昇・ 下降量は最大約 9%程度の変化にとどまる。
- ・海底勾配を 1/50 とした場合は入射波の周期が 5 分および 10 分, 1/100 とした場合は
 5 分, 10 分および 20 分のとき,水深約 10m 以浅の浅海域で最大 50%近い相違が生じる。

②摩擦係数を用いる場合

・摩擦係数を0から0.01まで変化させた場合の最大水位上昇・下降量の特徴はマニン グの粗度係数を用いた場合と同様である。

表 2.7.1-2 最大水位上昇・下降量の比較(マニングの粗度係数を用いた場合)

	マニングの	周期 T と最大水位上昇・下降量(m)							
海底勾配	粗度係数	T=5	5分	T=1	0分	T=2	0分	T=3	0分
	$n(m^{-1/3} \cdot s)$	上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降
	0.00	2.45	-2.23	2.01	-2.09	2.01	-2.01	2.01	-2.01
	0.01	2.45	-2.23	2.01	-2.09	2.01	-2.01	2.01	-2.00
1 / 10	0.02	2.45	-2.22	2.01	-2.08	2.01	-1.99	2.01	-1.98
1/ 10	0.03	2.44	-2.21	2.01	-2.06	2.01	-1.97	2.01	-1.94
	0.04	2.43	-2.20	2.01	-2.03	2.01	-1.94	2.00	-1.89
	0.05	2.42	-2.17	2.01	-2.00	2.00	-1.89	2.00	-1.84
	0.00	4.77	-4.71	3.65	-3.40	2.53	-2.41	2.42	-2.09
	0.01	4.60	-4.63	3.48	-3.39	2.53	-2.40	2.42	-2.08
1/50	0.02	4.21	-4.28	3.46	-3.38	2.52	-2.37	2.42	-2.06
	0.03	3.84	-4.11	3.42	-3.35	2.52	-2.16	2.41	-2.04
	0.04	3.49	-3.58	3.36	-3.30	2.52	-2.13	2.41	-2.02
	0.05	3.33	-3.25	3.27	-3.10	2.52	-2.10	2.39	-2.00
1/100	0.00	5.27	-4.39	4.88	-4.83	3.56	-3.50	2.92	-2.55
	0.01	4.66	-3.85	4.48	-4.66	3.55	-3.49	2.92	-2.55
	0.02	3.79	-3.23	4.00	-4.09	3.37	-3.47	2.92	-2.53
	0.03	3.18	-2.77	3.57	-3.56	3.33	-3.40	2.91	-2.42
	0.04	2.74	-2.42	3.17	-3.13	3.12	-3.21	2.89	-2.38
	0.05	2.44	-2.14	2.91	-2.80	2.91	-2.97	2.69	-2.34

表 2.7.1-3 最大水位上昇・下降量の比較(海底摩擦係数を用いた場合)

	海底摩	周期 T と最大水位上昇・下降量(m)							
海底勾配	擦係数	T=5	5分	<i>T</i> =1	0分	T=2	0分	T=3	0分
	f	上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降
	0.00000	2.45	-2.23	2.01	-2.09	2.01	-2.01	2.01	-2.01
	0.00100	2.45	-2.23	2.01	-2.08	2.01	-2.00	2.01	-1.98
1/10	0.00260	2.44	-2.21	2.01	-2.06	2.01	-1.97	2.01	-1.97
	0.00637	2.42	-2.18	2.00	-2.01	2.00	-1.90	2.00	-1.95
	0.01000	2.41	-2.16	2.00	-1.98	1.99	-1.85	1.99	-1.93
1/50	0.00000	4.77	-4.71	3.65	-3.40	2.53	-2.41	2.42	-2.09
	0.00100	4.57	-4.54	3.48	-3.39	2.53	-2.39	2.42	-2.06
	0.00260	4.26	-4.26	3.45	-3.36	2.52	-2.16	2.42	-2.03
	0.00637	3.84	-3.88	3.39	-3.30	2.52	-2.09	2.41	-2.00
	0.01000	3.58	-3.56	3.33	-3.08	2.51	-2.05	2.39	-1.98
1/100	0.00000	5.27	-4.39	4.88	-4.83	3.56	-3.50	2.92	-2.55
	0.00100	4.60	-3.77	4.44	-4.73	3.39	-3.47	2.92	-2.54
	0.00260	3.98	-3.25	4.03	-4.21	3.36	-3.43	2.92	-2.40
	0.00637	3.30	-2.63	3.56	-3.42	3.15	-3.22	2.90	-2.34
	0.01000	2.89	-2.30	3.18	-3.01	3.12	-3.02	2.70	-2.20



マニングの粗度係数を用いた場合

図 2.7.1-2 摩擦係数の相違による最大水位上昇・下降量の比較

2.7.2 渦動粘性係数

水平渦動粘性項は,津波の水位が主な対象であるならば無視しても十分な精度の解が得ら れる(首藤(1986))という立場がとられている場合が多いが,基礎方程式にこの項を考慮し てシミュレーションを実施する例もみられる(例えば,田中(1985),柴木ら(1994)など)。 また、

- ・数値計算スキームと打ち切り誤差の項に示すように、渦動粘性項の影響は数値計算 スキームとセットで検討する必要がある
- ・渦動粘性項の影響は平面問題で検討する必要がある

等の認識に基づき,渦動粘性係数が計算水位に与える影響について比較計算を行い,得られ た知見を以下に示す。なお,比較計算は後藤の方法および田中の方法について行った。

(1)検討条件

主な検討条件を表 2.7.2-1 に示す。

項目	内容
対象地形	図 2.7.2-1 に示す港湾を想定する。
計算領域	岸沖方向:3000m, 汀線平行方向:6000m
水深	10m (一様)
格子間隔	25m(参考として 50, 75, 150m を一部用いた)
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える
入射波の周期	5, 10, 20分
入射方向	汀線に直交
渦動粘性係数	$0.0 \sim 10^2 \text{m}^2/\text{s}$
マニング粗度係数	$n: 0.03 { m m}^{-1/3} \cdot { m s}$
境界条件	陸岸・防波堤:完全反射、開境界:自由透過

表 2.7.2-1 検討条件



図 2.7.2-1 港湾形状

(2)比較計算結果

1)後藤の方法による場合

①最大水位上昇量に及ぼす渦動粘性係数の影響(図 2.7.2-2)

- ・渦動粘性係数が 1m²/s 以下では,最大水位上昇量は渦動粘性係数の相違による影響 がほとんど見られない。
- ・格子間隔を変化させると、最大水位上昇量の絶対値のレベルは変わるが、渦動粘性 係数による影響は同一の傾向を示す。
- ・最大水位上昇量は渦動粘性係数が 10m²/s でゼロの場合に比べ 5~10%程度低下し, 10²m²/s になると大幅に小さくなる。
- ・渦動粘性係数は流速のオーダー,地形変化および計算スキーム等によって影響度が 異なるので一般論は難しいが,ここに示すモデルのスケールでは10m²/s以上で最大 水位上昇量が小さくなる。



(後藤の方法)

②流動パターンに及ぼす渦動粘性係数の影響(図 2.7.2-3, 2.7.2-4)

- ・流動パターンは、渦動粘性係数が 10m²/s 以下ではほとんど相違が見られないが、 10²m²/s では港口部の循環流が消滅する。
- ・港口中央部における流速の絶対値に着目すると、渦動粘性係数が 10m²/s 以下では同様にほとんど相違が見られないが、10²m²/s では大幅に流速値が小さくなり、流向も変化する。



2 - 159

比較(後藤の方法:入射波周期5分)

2)田中の方法による場合

①後藤の方法と田中の方法との最大水位上昇量の比較(*Δx*=25mの場合)

渦動粘性係数をゼロとして,後藤の方法と田中の方法の最大水位上昇量を比較して 表 2.7.2・2 に示す。この表から,渦動粘性係数をゼロとした場合は両者にはほとんど相 違が見られない。

表 2.7.2-2 代表地点の最大水位上昇量(*Δx*=25m の場合) 単位:m

			周	期		
着目点	5分		10分		20 分	
	後藤の方法	田中の方法	後藤の方法	田中の方法	後藤の方法	田中の方法
港口部	2.13	2.11	2.64	2.61	3.60	3.62
中央部	1.54	1.45	2.63	2.48	3.70	3.66
岸壁前	1.97	1.99	3.05	3.25	4.00	4.04

②渦動粘性係数が最大水位上昇量に与える影響(図 2.7.2-5)

- ・基本的な傾向は後藤の方法による場合と同様であるが、渦動粘性係数を 10m²/s としても最大水位上昇量が低下しない場合がある。
- ・格子間隔を 150m とした場合,最小格子間隔に比べ極端に最大水位上昇量が小さくなる傾向がある。これはラックスヴェンドロフ法で周囲 8 点の流速を用いるため、入り組んだ壁があると、境界条件により与えられる近似値を多く使ってしまい、結果的に精度が維持しづらくなることによるものと思われる。

③流動パターンに及ぼす渦動粘性係数の影響(図 2.7.2-6)

流動パターンは後藤の方法とほとんど相違が見られないので、参考として渦動粘性 係数を省略した場合について図 2.7.2-6 に示す。



図 2.7.2-5 格子間隔 25m・渦動粘性係数 0.0m²/s の場合を基準とした最大水位上昇量の比較 (田中の方法)



- 2.8 分散波理論とその適用条件
- 2.8.1 分散波理論

(1)線形分散波理論

各水理諸量が,

- ・波高水深比 $\epsilon = \eta / h \ll 1$
- ・相対水深 $\sigma = h/L \ll 1$
- ・アーセル数 $U_r = \epsilon / \sigma^2 \ll 1$

なる条件の場合は、以下に示す線形 Boussinesq の式が用いられる。

$$\begin{split} & \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \\ & \frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{h^3}{3} Q_1 \right) - \frac{\partial h}{\partial x} \left(\frac{h^2}{2} Q_1 \right) \\ & \frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{h^3}{3} Q_1 \right) - \frac{\partial h}{\partial y} \left(\frac{h^2}{2} Q_1 \right) \\ & \Box \subset i \subset, \\ & Q_1 = \frac{\partial^2 \overline{u}}{\partial t \partial x} + \frac{\partial^2 \overline{v}}{\partial t \partial y} \end{split}$$

(2)非線形分散波理論

各水理諸量が,

- ・波高水深比 $\epsilon = \eta / h \ll 1$
- ・相対水深 $\sigma = h/L \ll 1$
- ・アーセル数 $U_r = \epsilon / \sigma^2 \sim 1$

なる条件の場合は、以下に示す Peregrine の式が用いられる。

$$\begin{split} &\frac{\partial\eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0\\ &\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D}\right) + g(h+\eta)\frac{\partial\eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{h^3}{3}Q_1 + \frac{h^2}{2}Q_2\right) - \frac{\partial h}{\partial x} \left(\frac{h^2}{2}Q_1 + hQ_2\right)\\ &\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D}\right) + g(h+\eta)\frac{\partial\eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{h^3}{3}Q_1 + \frac{h^2}{2}Q_2\right) - \frac{\partial h}{\partial y} \left(\frac{h^2}{2}Q_1 + hQ_2\right)\\ &\subset \subset VC,\\ &Q_1 = \frac{\partial^2 \overline{u}}{\partial t \partial x} + \frac{\partial^2 \overline{v}}{\partial t \partial y}\\ &Q_2 = \frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{u}\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{v}\frac{\partial h}{\partial y}\right) \end{split}$$

さらに,

・波高水深比 $\epsilon = \eta / h \sim 1$ ・相対水深 $\sigma = h / L \ll 1$ ・アーセル数 $U_r = \epsilon / \sigma^2 \gg 1$

となる場合は、以下に示す後藤の式が提案されている。

$$\begin{split} &\frac{\partial\eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0\\ &\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D}\right) + g(h+\eta)\frac{\partial\eta}{\partial x}\\ &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{(h+\eta)^3}{3}H_1 + \frac{(h+\eta)^2}{2}H_2\right) - \frac{\partial h}{\partial x} \left(\frac{(h+\eta)^2}{2}H_1 + (h+\eta)H_2\right)\\ &\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D}\right) + g(h+\eta)\frac{\partial\eta}{\partial y}\\ &= \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{(h+\eta)^3}{3}H_1 + \frac{(h+\eta)^2}{2}H_2\right) - \frac{\partial h}{\partial y} \left(\frac{(h+\eta)^2}{2}H_1 + (h+\eta)H_2\right)\\ &\subset \subset V \subset \\ &H_1 = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \overline{u}\frac{\partial}{\partial x} + \overline{v}\frac{\partial}{\partial y}\right) \left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v}}{\partial y}\right) - \left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v}}{\partial y}\right)^2\\ &H_2 = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \overline{u}\frac{\partial}{\partial x} + \overline{v}\frac{\partial}{\partial y}\right) \left(\overline{u}\frac{\partial h}{\partial x} + \overline{v}\frac{\partial h}{\partial y}\right) \end{split}$$

2.8.2 各理論の比較(土木学会海岸工学委員会編(1994))

(1)深海域の伝播

今村ら(1986)によれば,アラスカ津波の波形を水平床上(*h*=4000m)で伝播させて比較し, 以下に示す知見を得ている(図 2.8.2-1)。

- ・線形分散波理論と非線形分散波理論の計算結果にほとんど差はなく、深海域では非 線形項は無視できる。
- ・伝播距離が長い場合には、線形長波理論と線形分散波理論の計算結果は大きく異なる。長距離を伝播するときは分散効果が無視できないためであり、長距離伝播に関しては線形分散波理論を用いる必要がある。



図 2.8.2-1 深海域の伝播における各理論における比較(今村ら(1986))

(2)一様勾配斜面における変形

①波高水深比が小さい場合

波高水深比が小さければ、浅海域においても線形・非線形長波および非線形分散波理論長 波による差はほとんどなく、線形理論により長波の挙動をかなり再現できる(図2.8.2-2(a))。 ②波高水深比がさらに大きい場合(図2.8.2-2(b))

- ・線形理論では長波の変形を再現できなくなる。
- ・浅水理論では波速が速く、前傾化の著しい波形が計算される。
- ・非線形分散波理論を用いれば、ほぼ実験と一致する。
- ・入射波の波高水深比を更に大きくし、 $U_r \sim 1$ の Peregrine 式では波高増幅が過大評価 されるため、すなわち $\epsilon \sim 1$ 、 $\sigma \ll 1$ の場合は、 $U_r \gg 1$ の式を使わなければならなく なる。



図 2.8.2-2 一様勾配斜面上の変形に関する各理論の比較

2.8.3 分散波理論の適用条件

(1)非線形項と分散項の比較(首藤(1976))

首藤(1976)は、角谷の式から分散項が非線形項の q%になる水深の条件として次式を与えた。

$$H^{2} - \left[\frac{\sqrt{gh_{0}}mT}{2\pi A} + 1\right]H + \frac{\sqrt{gh_{0}}mT}{2\pi A} \left[\frac{16\pi^{2}}{9}\frac{h_{0}^{2}}{gAT^{2}}\frac{100}{q}\right]^{1/3} = 0$$

ここに, $H = (h_0 / h)^{3/4}$, h_0 :境界条件を与える地点の静水深, A:水深 h_0 での津波の波高 (入射正弦波の振幅の 2 倍), T:周期, m:海底勾配である。更に,分散項の効果の大きく なる水深の条件は,波形勾配,海底勾配,およびアーセル数の 3 つのパラメータで表現で きるとして上式を変形し次式を示した。

$$H^{2} - \left(\frac{m}{\pi\alpha} + 1\right)H + \left(\frac{m}{\pi\alpha}\right)\left[\left(\frac{4\pi}{3}\right)^{2}\frac{1}{U_{r}}\frac{100}{q}\right]^{1/3} = 0$$

ここに, a:前面波形勾配(=2A/L), U_r :アーセル数(= gAT^2/h_0^2)である。後藤ら(1993) はこの式を具体的な海岸に適用し、下図のような関係を示した。



(2)ソリトン分裂の限界指標(池野ら(1998))

池野ら(1998)は,長さ205mの大型造波水路による「無ひずみ模型」を用いた実験(1/100~1/200)により,以下に示すソリトン分裂の限界指標を求めた。

$$\frac{a_{H}}{h} = \alpha \left[0.01 + 0.20 \left\{ \frac{9}{4} \log_{10} \left(\frac{h^{*}}{h_{0}} \right) + \log_{10} U_{r}^{*} \right\} \right] \qquad \dots \dots + 1 \text{ for all } (2)$$

 $\alpha = 1.7 - 3.8 \times 10^2 \tan \beta + 4.8 \times 10^4 \tan^2 \beta \quad , \quad \left[1/200 \le \tan \beta \le 1/100 \right] \ensuremath{\,\eq \ensuremath{,\ensuremath{\,\eq \ensuremath{\,\eq \ensuremath{\,\ensuremath{\$

- *a_H* : ソリトン分裂が生じる段波振幅
- h : ソリトン分裂が生じる水深
- *h*^{*} : 沖合の水深
- *h*₀ : 実験造波水深換算値(常に 800m)
- *L*^{*} : 沖合の波長
- U_r^* : 沖合でのアーセル数であり $U_r^* = a^* (L^*)^2 / (h^*)^3$ で定義される
- *a*^{*} : 沖合での段波振幅
- α : 海底勾配により定まる係数
- β : 海底斜面勾配

図 2.8.3-2 変数の定義

なお、この指標の適用に当たって、著者らは対象地点で想定した津波が両指標のうちどち らか一方でソリトン分裂が発生し得ると判定される場合は、その津波がソリトン分裂する可 能性があると判断すべきであるとしている。





2.8.4 池野らの指標に関する適用性の検討

(1)検討方法

緩傾斜の実地形を対象に一次元シミュレーションを行い,分散波の発生の有無について池 野ら(1998)の判定指標を用いた場合と比較する。

(2)基礎方程式

分散項を一次近似し、摩擦項を考慮した Peregrine 式を用いる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D}\right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M |M| = \frac{\partial}{\partial x} \left\{\frac{h^3}{3} \frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{M}{D}\right)\right\}$$

(3)検討対象断面

以下に示す3種類の実地形断面を用いる。それぞれの平均勾配は概略1/100,1/200,1/300 である。なお、いずれの断面も沖合水深は100mとした。



図 2.8.4-1 検討対象断面

(4)入射波形

入射波形の作成方針を以下に示す。

- ・実際の津波計算を想定して、断層モデルによる地盤の鉛直変動パターンを設定した
 (図 2.8.4.-2)。
- ・それぞれの地盤変動パターンが生じる水深を 1000m,2000m,3000m,4000m と設定した。ただし、日本海中部地震を模擬したパターン h については 2500m とした。
- ・波源における空間波形分布はそれぞれ 1/2の波高成分で岸・沖方向に伝播する。

- ・波源から計算の沖合境界まで、津波の周期は変わらずに伝播するものとする(波源 と沖合境界での波長の比は波速の比と等しいと仮定する)。
- ・波源から計算の沖合境界まで、波高は Green の定理により変形するものとする。



衣	$2.8.4^{-1}$	人射波形設定のための

断層モデル諸元

断層タイプ名					d
断層長さ (k	m)	60	60	60	60
断層幅 (k	m)	30	30	30	30
すべり量 (n	n)	4.0	4.0	4.0	4.0
傾斜角 (°)	30	60	90	60
すべり角(゜)		270	270	270	90
断層上端深さ(ku	m)	0	0	0	0
断層タイプ名					h
断層長さ (k	m)	60	60	60	40
断層幅 (k	m)	30	30	30	30
すべり量 (n	n)	4.0	4.0	4.0	7.6
傾斜角 (°)	30	60	30	40
すべり角(゜)		90	90	90	90
断層上端深さ(ku	m)	0	3	3	2

図 2.8.4-2 入射波形の基本パターン

(5)その他の計算条件

沖合の水深 100m の場所に長さ 1km の水平床を仮定し、この水平床の沖側からの伝播波 形を入力し、反射波については自由透過の条件を用いた。なお、汀線近傍において、 立波 の極限波の式から 7 0.732h となる場合は浅海長波方程式を用いた。その他の条件は以 下の通りである。

- ・計算格子間隔 : 10m
- マニングの粗度係数 : 0.03m^{-1/3}・s
- ・時間格子間隔 : 0.3 秒



(6)判別式の適用方法

判別式の適用は以下の手順で行う。

- ・沖波波形と地形条件から判別式(1)または(2)の右辺の値を計算し、これをとする。
- ・有意な水深(ここでは h=5m 地点を仮定)での想定段波波高をたとえば Green の定 理で計算しこれを a_G とする。
- ・ソリトン分裂が生じる段波振幅を a_{μ} として,

 $a_H = h < a_G$

の場合にソリトン分裂が発生すると判断する。

(7)計算結果と判定指標の比較

・数値シミュレーション結果

検討ケース数 : 174 ケース

分散波発生ケース: 102 ケース

- ・判別式(1)による判定結果
 - 分散波発生と判定したケース:140 ケース
 - → 計算でも発生:101 ケース
 - 分裂すると判定したときの的中率: 101/140(72%)
 - 分裂と判定したが計算で分裂しなかったケースは安全側に正解とした場合
 - の的中率: 173/174(99%)

・判別式(2)による判定結果

- 分散波発生と判定したケース:173 ケース
- → 計算でも発生:102 ケース

分裂すると判定したときの的中率: 102/173(59%)

分裂と判定したが計算で分裂しなかったケースは安全側に正解とした場合

の的中率: 174/174(100%)

以上より,池野ら(1998)の判定指標によれば,危険側に判定されたのは判別式(1)で174 例中1例のみであり,判別式(2)ではすべてのケースで安全側に判定された。



図 2.8.4-3 数値シミュレーションにおける分散波の発生例

【参考文 】

相田勇(1984):1983年日本海中部地震の波源数値モデル,東京大学地震研究所彙報, Vol.59, pp.93-104.

Boussinesq, J.(1872) : Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, au communiquant an liquide contenue dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond, Liouvilles Journal of Mathematics, Vo.17, pp.55-108.

チリ津波合同調査班(1961):1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告,丸善,397p. 土木学会海岸工学委員会編(1994):海岸波動-波・構造物・地盤の相互作用の解析法-,土木 学会,520p.

土木学会日本海中部地震震害調査委員会編(1986):1983年日本海中部地震震害調査報告書, 土木学会,933p.

藤川洋一郎(1982):電算機による偏微分方程式の解法, サイエンス社, pp.144-145.

後藤智明(1984):アーセル数が大きい場合の非線形分散波の方程式,土木学会論文集, No.351/II-2, pp.193-201.

後藤智明・今村文彦・首藤伸夫(1988):遠地津波の数値計算に関する研究-その1 支配方程式 と差分格子間隔-,地震第2輯,第41巻, pp.515-526.

後藤智明・小川由信(1982):Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法,東北大学工学部土木工 学科,52p.

後藤智明・佐藤一央(1993):三陸海岸を対象とした津波計算システムの開発,港湾技術研究所報告,第32巻,第2号,pp.3-44.

Goto, C. and N. Shuto (1983): Numerical simulation of tsunami propagations and run-up, Tsunamis: Their Science and Engineering, pp.439-451.

長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤伸夫(1987):津波の数値実験における格子間隔と時間積 分間隔に関する研究,土木学会論文集, No.381 号/Ⅱ-7, pp.111-120.

羽鳥徳太郎(1976):安政地震(1854 年 12 月 23 日)における東海地方の津波・地殻変動の記録, 東京大学地震研究所彙報, Vol.51, pp.13-28.

羽鳥徳太郎(1977):静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査,静岡県地震対策基礎 調査報告書,静岡県地震対策課, pp.14-38.

羽鳥徳太郎(1978):三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査,東京大学地震研究所 彙報, Vol.53, pp.1191-1225.

羽鳥徳太郎(1980):宝永・安政津波の現地調査による波高の検討,海洋科学,Vol.12,pp.495-503. 池野正明・松山昌史・田中寛好(1998):無ひずみ実験に基づくソリトン分裂津波の発生条件・防波

堤波圧の評価,電力中央研究所報告,U98006,31p.

今村文彦·後藤智明·首籐伸夫(1986):1964 年アラスカ津波の外洋伝播計算,第33回海岸工学 講演会論文集, pp.209-213. 今村文彦·李 俊(1998):津波発生・伝播の数値モデルの現状と課題,沿岸海洋研究,第36 巻,第4号, pp.91-101.

稲垣和男・木場正信・田中寛好・高尾誠(2001):V字状湾および港湾内の空間格子間隔が津波数 値計算結果に及ぼす影響に関する検討,海岸工学論文集,第48巻,(印刷中).

- 石橋克彦(1976):東海地方に予想される大地震の再検討-駿河湾大地震について-, 地震学会 講演予稿集, No.2, pp.30-34.
- 岩崎敏夫・真野明(1979):オイラー座標による二次元津波遡上の数値計算,第 26 回海岸工学講 演会論文集, pp.70-74.

海上保安庁水路部(1990):水深総合データカタログ(J-BIRD),日本海洋データセンター,161p. 梶浦欣二郎(1963):湾水振動におよぼす防波堤の効果,東京大学地震研究所彙報,Vol.41, pp.403-418.

Kanamori, H. and J. J. Cipar (1974): Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960., Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.9, pp.128-136.

小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998):GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法,海岸工学論 文集,第 45 巻, pp.356-360.

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

- 永野修美・今村文彦・首籐伸夫(1989):数値計算による沿岸域でのチリ津波の再現,海岸工学論 文集,第36巻, pp.183-187.
- 長尾昌朋・後藤智明・首藤伸夫(1985):非線形分散波の数値計算,第32回海岸工学講演会論文 集,pp.114-118.

NOAA/NGDC(1994): 5-minute global DTM (Terrain Base CD-ROM).

- Okada Y.(1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.75, No.4, pp.1135-1154.
- 小野房吉(1996):海上保安庁が展開を図るDGPSの精度,水路,日本水路協会, Vol.25, No.2, pp.25-30.
- Peregrine,D.H.(1967):Long waves on a beach, Journal of the Fluid Mechanics, Vol.27, Part4, pp.815-827.
- 佐山順二・後藤智明・首藤伸夫(1986):屈折に関する津波数値計算の誤差,第 33 回海岸工学講 演会論文集, pp.204-208.
- 首藤伸夫(1976):津波の計算における非線形項と分散項の重要性,第 23 回海岸工学講演会論 文集, pp.432-436.
- 首藤伸夫・卯花政孝(1984):1983 年日本海中部地震津波の痕跡高,東北大学工学部津波防災 実験所研究報告,第1号.

首藤伸夫(1986):津波と防災, 土木学会論文集, No.369/Ⅱ-5, pp.1-11.

柴木季之・見上俊文・後藤智明(1994):北海道南西沖地震津波の伝播特性について, 海岸工学

論文集,第41巻,pp.226-230.

- Steketee, J.A. (1958) : On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium, Canadian Journal of Physics, Vol.36, pp.192-205.
- 高岡一章・伴一彦・山木滋(2001):数値シミュレーションによる遠地津波予報の可能性-1960 年 チリ地震津波の例-,津波工学研究報告,第18号, pp.113-130.
- 田中寛好(1985):沿岸部における津波予測モデルの開発,電力中央研究所報告,U385017,46p.

第3章 想定津波群による津波水位の評価例

本章では、本体系化原案で提案する想定津波評価手法による評価値が、既往津波の痕跡 高と比較してどの程度のレベルにあるかを調べるために試計算を行う。

各海域区分の評価例として,表 3-1 に示す各地域沿岸を対象とした検討を行った。これら のうち若狭湾沿岸については,顕著な被害津波を経験していないことから,既往津波との 比較を行っていない。

区分	地震の発生する地域	評価例とした地域沿岸			
プレート境界付近に想定	太平洋プレートの沈み込みに 関連した海域の周辺	三陸沿岸			
される地震に伴う津波	フィリピン海プレートの沈み 込みに関連した海域の周辺	熊野灘沿岸			
日本海東縁部に想定され る地震に伴う津波	日本海東縁部	北海道南部~秋田県北部沿岸			
海域活断層に想定される 地震に伴う津波	(日本周辺全般)	若狭湾沿岸			

表 3-1 各海域区分の評価例

なお、本章に示す評価例では、主として検討の時間的な制約から、まず全ての痕跡高記 録地点を対象として粗い空間格子間隔のもとで数値計算を行い、その後、痕跡高記録を上 回る想定津波による最大水位上昇量が得られなかった地点を対象に、痕跡高記録の吟味な らびに詳細メッシュを用いた数値計算による評価を実施した。

実地点を対象とした津波評価においては,数値計算の実施に先立って評価地点近傍の空 間格子間隔等の計算条件の検討ならびに痕跡高の信頼性の分類を行うことを前提としてお り,本章の検討とは手順が異なる。

3.1 パラメータスタディの手順

図 3.1-1 にパラメータスタディによる津波水位の評価手順を示す。南海トラフ沿いに想定 する津波の場合, 概略パラメータスタディの前にセグメントの組み合わせに関する検討が 必要となる。



図 3.1-1 パラメータスタディによる津波水位の評価手順

パラメータスタディを実施する各因子について、ハーバード CMT による発震機構解およ び既往の断層モデルからばらつきを評価すると表 3.1-1 のとおりである。また、日本海溝・ 千島海溝(南部)の傾斜角について深さの関数として回帰分析を行った結果(図 3.1-2)、 標準偏差は 5°程度と見積もられる。パラメータスタディの合理的な範囲を設定する場合、 これらが目安となる。
海域	√= ±	武正区八	萩原マップ	解析対象	データ	走	向(°)	すべり)方向(°)	すへ	ジ角(゜)	傾翁	斜角(°)
大区分	伊马	或小区力	海域区分	データ	数	平均	標準職	平均	標準記述	平均	標準職業	平均	標準記述
口木海港。	千島海 溝南部 41°N 以北 G1 プレート間	43	222.3	14.1	304.3	10.8			21.7	6.4			
日本海禰• 千島海溝 (南部)	日本海 溝北部	38~41 ° N	G2	逆断層地震 のハーバー ド解	29	185.4	12.1	295.0	7.7			16.0	5.7
	日本海 溝南部	35.3∼38°N	G3		14	204.2	13.5	292.3	12.2			21.1	5.1
日本海	北部	40°N以北	F	新国ナデル	6(3)	-2.7	9.6			91.7	11.3	43.3	14.0
東縁部	南部	40°N以南 138°E以東	1,	例信にノル	5(3)	25.2	6.3			96.0	13.4	57.0	6.7

表 3.1-1 既存断層パラメータのばらつきの評価結果

(注)・日本海溝および千島海溝(南部)沿い海域では、ハーバード CMT による発震機構解(1976年1月 ~2000年1月に発生した M_w6.0以上、深さ 60km 以下の地震)を解析対象とした。

・日本海東縁部では,発震機構解の節面の特定が困難であるため,津波の痕跡高を説明できる断層モ デルのパラメータを用いてばらつきを評価した。

・「すべり方向」は、スリップベクトルの水平投影が真北から時計回りになす角度である。

・日本海東縁部のデータ数のうち括弧内の値は、走向に対して適用した1枚断層換算のモデル数である。

・日本海東縁部(南部)の新潟地震モデルには Noguera and Abe (1992) を採用している。天保山形 沖地震(1833) は沖合・沿岸近くの両モデルを採用している。

・萩原マップは萩原尊禮編(1991)による。



- 日本海溝沿いおよび千島海溝沿い(南部)海域-

3.2 三陸沿岸の評価例

三陸沿岸を対象として想定津波群による津波水位の評価例を示す。

3.2.1 条件設定

計算対象海域の格子分割を図 3.2.1-1 に示す。この海域のうち北海道東南部〜三陸沿岸に かけて設定した 80・160・320m 間隔格子の汀線での最大水位上昇量を評価対象とする。な お,図 3.2.1-2 に示す三陸沿岸の活動域のうち,対象とした 2〜4 の領域番号に対する基準 断層モデルのパラメータを表 3.2.1-1 に示す。図 3.2.1-3 に計算対象とした既往津波に対応 する基準断層モデルの位置を,図 3.2.1-4 には概略パラメータスタディにおける基準断層モ デルの位置を示す。概略パラメータスタディは、以下のように設定した。

- ① 基準断層モデルの位置を図 3.2.1-4 のように逐次移動する。
- ② 領域2は16カ所,領域3は10カ所,領域4は10カ所の位置に基準断層モデルを設 定する。



領域番号	2	3	4
$M_{\scriptscriptstyle W}$	8.4	8.3	8.6
<i>L</i> (km)	155	210	283
$W(\mathrm{km})$	104	50	50
<i>d</i> (km)	12	1	1
$D(\mathbf{m})$	6.21	9.7	10.1
δ (°)	20	20	45
heta (°)	193	188	188
λ (°)	80	75	270
領域に対応する既	1000 年	1000 年	1933年
往最大地震津波	1968年	1996 年	1611 年

表 3.2.1-1 三陸沿岸の基準断層パラメータ





- (注) 図中の(i)~(iii)は, 3.2.3において詳細パラメータ スタディの対象とした断層位置を表す。
- 図 3.2.1-3 既往津波に対応する基準 断層モデルの位置
- 図 3.2.1-4 概略パラメータスタディにおけ る基準断層モデルの位置

3.2.2 概略パラメータスタディの結果

(1)既往津波の断層位置に基準断層モデルを設定した場合の比較

図 3.2.2-1 に既往津波の断層位置に基準断層モデルを設定した場合の最大水位上昇量と 痕跡高を比較して示す。



折れ線は最大水位上昇量を,点は痕跡高を表す。痕跡高は渡辺(1998)による。 痕跡高のプロット色は,痕跡地点が含まれる計算格子サイズを表す。 黒-320m,青-160m,赤-80m



(2)概略パラメータスタディによる最大水位上昇量

想定津波の発生域で基準断層モデルを逐次移動してそれぞれの位置における沿岸の最大 水位上昇量の分布を比較して図 3.2.2-2 に示す。



(3)概略パラメータスタディの結果と痕跡高との関係

図 3.2.2・2 に示した概略パラメータスタディの結果を包絡した最大水位上昇量の分布と1611 年,1896年,1933年および1968年の津波による痕跡高を比較して図 3.2.2・3 に示す。



折れ線は最大水位上昇量を、点は痕跡高を表す。痕跡高は渡辺(1998)による。 痕跡高のプロット色は、痕跡地点が含まれる計算格子サイズを表す。 黒-320m、青-160m、赤-80m

図 3.2.2-3 概略パラメータスタディの結果による最大水位上昇量の包絡線と既往痕跡高との比較

3.2.3 詳細パラメータスタディの結果

3 領域で基準断層モデルを位置移動した概略パラメータスタディでの計算ケースのうち, 以下の3波源を詳細パラメータスタディの基準断層モデルとした(図3.2.1-4参照)。

(i)領域4の断層を最も南に配置したケース(岩手県南部~宮城県北部で最大水位上昇量)
(ii)領域3の断層を最も北に配置したケース(北海道南部~岩手県北部で最大水位上昇量)
(iii)領域3の断層を南から2番目に配置したケース(宮城県北部で最大水位上昇量)

上記基準断層モデルについて,同位置で以下のように断層パラメータを変化させた計算 を実施した。

- (1)領域4(プレート内正断層)
 - ・断層上縁面深さ :0, 1, 2km
 - ・傾斜角 δ
 : 基準, 基準±5°
 - ・走向 θ
 : 基準,基準±10°

(2)領域3(逆断層)

- ・傾斜角 δ : 基準, 基準±5°
- ・走向 θ :基準,基準±10°
- ・すべり方向 : 基準、基準±10°

(すべり角はすべり方向を満足するよう変動する。)

領域4のケースについて詳細パラメータスタディの計算結果による最大水位上昇量の変動と断層パラメータとの関係を図3.2.3-1に示す。また、図3.2.3-2~3.2.3-4に上記3ケースの基準断層 モデルに対する詳細パラメータスタディによる最大水位上昇量の推移を示す。なお、図3.2.3-2の 領域4のケースでは、詳細パラメータスタディの基準モデルとなった概略パラメータスタディのケー スが詳細パラメータスタディでも最大水位上昇量となったため、図中に概略パラメータスタディの計 算結果(右下がりの斜線)は記されていない。

図 3.2.3-2~3.2.3-4 における痕跡高/最大水位上昇量によると、1.0 を越えている地点がいく つか見受けられる。このような地点に関しては、より詳細な格子間隔を施したり、遡上計算を実施し たりすることで計算結果の精度を向上させ、場合によっては痕跡高の信頼性を吟味することによっ て、最大水位上昇量が痕跡高を上回ることを確認しておく必要がある。



図 3.2.3-1 パラメータスタディによる最大水位上昇量の変動 (領域 4:プレート内正断層,最も南においたケース)



2-184



(ii)領域:3番(逆断層),位置:最も北においたケース図 3.2.3-3 基準断層モデル(ii)に対するパラメータスタディによる最大水位上昇量の推移



(iii)領域:3番(逆断層),位置:南から2番目のケース図 3.2.3-4 基準断層モデル(iii)に対するパラメータスタディによる最大水位上昇量の推移

3.2.4 詳細格子分割による検討

3.2.3の検討で,詳細パラメータスタディによる最大水位上昇量が痕跡高を下回る 11 地 点について,図 3.2.4-1 に示すような格子間隔を 80m あるいは 20m の詳細な計算格子を用 いた追加計算を実施した。表 3.2.4-1 に詳細格子による計算結果と痕跡高を比較して示す。



図 3.2.4-1 三陸沿岸の追加検討に用いた詳細格子分割

	(c) (c)	最大水位上昇量(m)					
地点	限跡局(m))))))))))))))	沿岸を鉛直壁とした計算					
		320m 格子	80m 格子	20m 格子			
小子内	20.0	13.10	17.29	18.46			
田浜	9.2	8.50	11.87	—			
船越	12.0	8.89	11.00	10.97			
本郷	14.0	10.72	15.01	_			
吉浜	24.4	20.25	24.33	26.58			
浦浜	12.3	11.74	15.21	—			
館	10.2	8.76	18.10	—			
甫嶺	15.3	13.94	15.46	_			
鬼沢	12.0	9.65	13.00	_			
綾里白浜	38.2	21.27	28.12	34.57			
泊里	11.1	10.28	12.06	_			

表 3.2.4-1 詳細格子分割による計算結果と痕跡高の比較

詳細格子設定を用いれば,詳細パラメータスタディの最大水位上昇量が痕跡高を概ね上回る。ここで用いた詳細格子は通常用いられる程度の格子サイズであり,これによって最大水位上昇量は増大し,ほとんどの地点で痕跡高を上回ることが確認された。なお,痕跡高を下回る3地点(小子内,船越,綾里白浜)については,首藤教授作成「古文書記録の信頼度に関する覚え書き」(第7回津波評価部会資料3)を参考として、さらに詳しく検討する。

(1)小子内の痕跡記録に関する考察

痕跡データに関する検討結果を要約すると以下のとおりである。

- ①渡辺(1998)によれば、1896年明治三陸津波の小子内における津波高さは20mであった。 渡辺(1998)の記述のもととなったのは、内務大臣官房都市計画課(1934)による20mという値である。
- ②内務大臣官房都市計画課(1934)による調査は 1933 年昭和三陸津波後に実施されたもの であり、明治三陸津波の津波高さの根拠は明示されていない。
- ③同じ時期に実施された調査として松尾(1933)がある。松尾(1933)は、土地の人々の記憶 に基づいて明治三陸津波の痕跡高を測定しており、「記憶によったものが多いから必ず しも正確は期しがたい」としている。内務大臣官房都市計画課(1934)も同様の手法に基 づき、同程度の精度をもつものと推定できる。
- ④明治三陸津波直後の痕跡高調査としては、山奈(1897)、伊木(1897)がある。これらは被 災直後に実施された測量結果であり、測量精度の低さを差し引いても、記憶に基づく値 より信憑性が高いと考えられる(図 3.2.4-2)。
- ⑤内務大臣官房都市計画課(1934)の値は,明治三陸津波直後の調査結果との乖離が大きい (表 3.2.4-2)。



図 3.2.4-2 山奈(1897)による水子内の浸水記録 (破線は浸水拡充素がら,昭和三陸準波後の調査結果である小子内で 20m という値は測定根 拠が不明である。また,明治三陸津波直後の調査結果との乖離が大きく,信頼性に乏しい。 したがって,小子内は,想定津波の評価値と痕跡高の比較による検定から除外する。

(2)船越の痕跡記録に関する考察

痕跡データに関する検討結果を要約すると以下のとおりである。

- ①渡辺(1998)は、1611 年慶長三陸津波の船越における津波高さについて、羽鳥(1975a)による 10~12m という値を採用している。
- ②羽鳥(1975a)が 10~12m とした根拠は明確ではなく,船越では「水死 50」という被害 記録が存在するのみである(表 3.2.4-3)。
- ③1611年当時,船越集落は船越地峡の須賀に位置しており,当該地域の地盤高は1~2m 程度である。明治三陸津波を契機に集落の高地移転がなされ,現在の市街は当時より高 所に位置する(図 3.2.4-3)。
- ④1611 年当時の集落位置と被害程度からみれば, 5m 以上の津波であったという推定は成 り立つが, 10~12m とする明確な根拠はない。
- ⑤都司・上田(1995)は船越地峡西端にある海蔵寺の伝承に基づき,「この寺の敷地の標高は 3.8m であるが,ここにあった建築物すべての流失はここで地上3m以上の冠水があった ことを示しており,ここでの浸水高さは7mかそれ以上であったはずである。」と推定し ている。

	津波の高さ(推定値)						
地名	Si	事	震度	津波の高 さ (m)	備	考	
北海道	東部沿岸で和人・勇	夏人の死者多し、浦河で					
田老	田老・小湊・下摂谷	Fでは津波で全滅(町は B.M. 5.36 m, 14.07 m)		15~20	1896年津波: 流家 230, 1933年津波: 流家 492,	13.6m, 水死 1,400. 10m, 水死 958.	
宮 古	28日昼八ッ時(14眼 (17時)ごろ大方お のうち残ったものは の B.M. 3.62 m)。	約) 大津波. 同七ツ下刻 さまる. 民家 1,100 戸 :6軒. 水死 110 (市内		6~8	1896年津波: 流家 20, 1933年津波: 流家 4, 水	4.6m, 水死 12, 4m, (死 2.	
磯鶏	海岸から 500 m ほ れの B.M. 9.04 m)	と津波上がる(町はず ・		6~7			
津軽石	払川地域まで遡上, (浜から 2 km 奥の	祭で人出多く水死 150 B.M. 6.12 m).		7~8	1896年津波: 流家 221, 1933年津波: 流家 2, 水	5~6m, 水死 1,028. 3~5m, 死 1.	
山田	28日大地震3回, 房 km 内陸の町内 B.J がり, 第2波は寺派 で上がる. 水死 20	4ヶ沢 (海岸から 1.1 M. 6.88m)まで津波上 1、第3波は山田川橋ま	4	6~7	1896年津波: 流家 660, 1933年津波: 流家 220,	5.5m, 水死 1,000. 3m, 水死 6.	
織笠	札堂まで津波上がる			3~4			
小谷鳥	津波は小谷鳥から峙 に浸入.	を越え,山田湾の大浦		15~20	1896年津波: 1933年津波:	8m, 6.6m,	
船越	水死50.			10~12			
大槌	朝から度々津波上が 波で木・家流失、小 鎚〜鵜住居間で水死	る。川を遡上し,引き 龍神社下まで漫水。大 ; 800.		4~5	1896年津波: 流家 500, 1933年津波: 流家 105,	4.2m, 水死 900. 3.5m, 水死 28.	
根 白 (三陸町)	集落高地にあり、津	波達せず		8~10	1933年津波: 流家わずか	8.8m, に 1.	
越喜来	大地震1時間続き, スカイノ探険船海上 余の津波村に浸水.	17時ごろ津波 3 回. ビ で激動 を 感 じ, 4 m 水死者多数. 沈船 2.	4	8~10	1896年津波: 流家 120, 1933年津波: 流家 67, 5	9.6m, 水死 802. 8m, 水死 60.	
仙台	大地震		4				
宮城・ 刈田郡	28日已刻(10時)大	地震.	4				
岩 沼	28日巳刻過ぎ,名取 押寄せ,民家残ら 1,783).阿武隈川ド (海岸から7kmの (岩沼市 B.M. 4.47	海岸へ大山の如き津波 ず 流失(伊達領の水死 - 津波遡 上 し,千貫松 内陸)まで津波上がる m).		6~8	1896年津波: 1933年津波: 浸水家 20.	2.4m. 1.8m,	
今 泉 (相馬)	村内の家ほとんど流 つかる.	失, 50余人の水死者み		5~6	1933年津波: 津波被害な	2.3m, L.	
中村 (相馬)	- 城破損,海岸の村落	で津波被害.	5				

表 3.2.4-3 羽鳥(1975a)による慶長三陸津波の高さ Table 2. 慶長 16 年 10 月 28 日 (1611 年 12 月 2 日) #彼における各地の質度・

以上の検討結果から 10~12m という値は根拠に乏しいと考えられる。比較的信頼度の高 い構造物との対比に基づく近年の研究でも、7m またはそれ以上という推定がなされる程度 であり、津波高さを積極的に規定する史料は見つかっていない。したがって、船越は、想 定津波の評価値と痕跡高の比較による検定から除外する。

(3) 綾里白浜の痕跡記録に関する考察と遡上計算

痕跡データに関する検討結果を要約すると以下のとおりである。

①渡辺(1998)は1896年明治三陸津波の綾里白浜

における津波高さを 38.2m としている。この値

は,松尾(1933)による値である(図 3.2.4-4)。

②山奈(1897)の記録では,打ち上げ高は「自百三 +尺(39.4m) 至百八十尺(54.5m)」とされる。

+尺単位であること,値に幅があることから, 目測である可能性が高い。

③松尾(1933)は地図に位置を明示し、38.2m と測定しており、精度は高いとみられる。



図 3.2.4-4 松尾(1933)による痕跡高 括弧内は 1896 年, 括弧なしは 1933 年の痕跡高

38.2m の記録は信頼度が高い。しかし、痕跡地点が海岸線から離れており、陸上にあがってから次第に幅が狭くなる地形であるため、再現には遡上計算を要する。そこで、10m 格子を用いた遡上計算を実施する(図 3.2.4-5)。

地形データは 1916 年の地形図を基に作成した。ただし、1916 年の地形図は 20m 間隔の 等高線になっているため、10m の等高線は最新の地形図を参考に設定した。



図 3.2.4-5 計算格子分割と 10m 格子内に設定した地形(破線の格子は 100m 間隔)

詳細格子を用いた場合の計算結果を表 3.2.4・4 に示す。10m 格子を用いた遡上計算を実施 することにより,痕跡高 38.2m を上回る最大水位上昇量が得られることが確認された。

		最大水位上昇量(m)					
地点	痕跡高(m)	沿岸を釣	遡上計算				
		320m 格子	80m 格子	20m 格子	10m 格子		
綾里白浜	38.2	21.27	28.12	34.57	40.11		

表 3.2.4-4 詳細格子による計算結果と痕跡高の比較

3.3 熊野灘沿岸の評価例

熊野灘沿岸を対象として想定津波群による津波水位の評価例を示す。

3.3.1 条件設定

熊野灘沿岸では、最初にセグメントの組み合わせに関する検討を行う。図 3.3.1-1 に解析 領域の格子分割を示す。また、南海トラフにおける N1~N4 セグメントの基準断層モデル パラメータおよび位置を表 3.3.1-1、図 3.3.1-2 に示す。



セグメントの組み合わせには次の 10 とおりを想定し, 基準断層モデルパラメータを用い

て計算することにより,試験海域と検討対象とするセグメントの組み合わせを設定した。 なお,括弧内はセグメントの組み合わせに対応する既往地震を示す。

・各セグメント単独	\rightarrow	N1, N2(1944 年東南海), N3, N4
・既往の歴史津波における組み合わせ	\rightarrow	N1+N2(1854 年安政東海, 1498 年明応)
	\rightarrow	N3+N4(1854 年安政南海, 1946 年南海道)
	\rightarrow	N2+N3+N4(1605 年慶長)
	\rightarrow	N1+N2+N3+N4(1707 年宝永)
・連続するセグメントの組み合わせ	\rightarrow	N2+N3, N1+N2+N3

セグメント	$M_{\scriptscriptstyle W}$	長さ (km)	幅 (km)	すべり 量(cm)	走向 (°)	傾斜 角(°)	すべり 角(°)	断層面 上縁深さ (km)
N1	8.1	120	50	596	193	20	71	5
N2	8.5	205	100	691	246	10	113	5
N3	8.4	155	100	646	251	12	113	8
N4	8.5	125	120	944	250	8	113	11

表 3.3.1-1 セグメントの基準断層モデルパラメータ



3.3.2 セグメントの組み合わせの検討結果

(1)既往津波とセグメントの組み合わせ

南海トラフ沿いの既往地震の断層モデルを表 3.3.2-1 に示す基準断層モデルによるセグメントの組み合わせで表し、これに基づく津波の計算結果を各津波の痕跡高(表 3.3.2-1 に示す) す資料による)と比較して図 3.3.2-1 に示す。なお、1854 年安政東海地震津波はほぼ満潮 位上に襲来しているため、実質津波高さとして、痕跡高-0.5m として評価する。



図 3.3.2-1 セグメントの組み合わせを考慮した最大水位上昇量と既往津波の痕跡高との比較

e		
対象地震	セグメントの組み合わせ	対象とした痕跡資料
1498年明応地震	N1+N2	地震予知総合研究振興会(1982)
1605年慶長地震	N2+N3+N4	萩原編(1995)
1707 年宝永地震	N1+N2+N3+N4	羽鳥(1974,1976,1977a,1977b,1979,1980,1981,1985,1988)
1854年安政東海地震	N1+N2	羽鳥(1974,1976,1977a,1978,1980)
1854年安政南海地震	N3+N4	羽鳥(1974,1977b,1979,1980,1981,1985,1988)
1944 年東南海地震	N2	羽鳥(1975b,1980)
1946年南海道地震	N3+N4	渡辺(1998), 羽鳥(1974,1977b,1979,1980)

表 3.3.2-1 既往地震のセグメントの組み合わせと痕跡資料

(2)セグメントの組み合わせの選択

図 3.3.2-2 にセグメントの組み合わせによる検討結果を示す。



図 3.3.2-2 セグメントの組み合わせに対する最大水位上昇量の変動

セグメントの組み合わせに関する計算結果の特徴として,

・関東~東海沿岸 : N1	L+N2 が大きい
---------------	-----------

- ・熊野灘沿岸 : N2+N3 が大きい
- ・紀伊半島西部から四国沿岸:N3+N4が大きい

等があげられる。

セグメントの組み合わせに関する最大水位上昇量を上回る痕跡高が多数みられ,痕跡地点数も 豊富にあることから,熊野灘沿岸域を試験海域とし,N2+N3の組み合わせを想定津波の基準モ デルとする。

N2+N3で最大水位上昇量の出現した痕跡地点数は34地点であり、これを概略パラメータスタディの対象地点とする。

3.3.3 概略パラメータスタディの結果

計算ケースの設定は次のとおりとした。

・走向直交軸方向の位置移動に関するパラメータスタディでは、断層はプレート境界面に沿うもの



図 3.3.3-1 位置移動の考え方

それぞれ独立に, 1.5km 間隔で

0.5, 2.0, 3.5, 5.0, 6.5, 8.0, 9.5 km → 7×7=49 ケース d=1.5kmに相当する水平移動距離は,

> N2 セグメント _____ 8.51km 間隔 N3 セグメント _____ 7.06km 間隔



図 3.3.3-2 N2+N3 セグメントの概略パラメータスタディにおける断層位置

図3.3.3-3に概略パラメータスタディの計算結果を示す。計算結果によると、N3のd=9.5kmの 場合に最大水位上昇量となるケースが多い。



図 3.3.3・3 概略パラメータスタディの結果による最大水位上昇量の包絡線と基準位置における 基準断層モデルの最大水位上昇量および最大痕跡高との関係

3.3.4 詳細パラメータスタディの結果

詳細パラメータスタディは、概略パラメータスタディで実施した計算ケースのうち、以下の2ケースを基準断層モデルとする。

(1) N2 O d = 0.5km, N3 O d = 9.5km

7つの痕跡記録地点で最大水位上昇量が出現している

② N2の d=5.0km, N3の d=9.5km
 6つの痕跡記録地点で最大水位上昇量が出現するとともに, 概略パラメータスタディモデル対象地点のうちの最大痕跡高地点を含む

詳細パラメータスタディの対象地点は、上述した 13 地点とする。これらの 2 ケースにおける N2 セグメントに対し、

・断層傾斜角 $\delta:5^{\circ}$, 7.5° , 10° , 12.5° , 15°

・走向 θ:基準, 基準±10°

 ・すべり角 *λ*: *λ*, *λ*±10°(*λ*は基準断層モデルの運動方向に一致するように走向, 傾斜 角より計算)

と設定した。N3 セグメントに関しては、概略パラメータスタディで設定された位置(断層 面上縁深さ *d* = 9.5km)で基準断層モデルの値をそのまま与えた。

詳細パラメータスタディによる最大水位上昇量の変動と断層パラメータとの関係を図 3.3.4-1 に 示す。また,図 3.3.4-2 には基準断層モデルに対するパラメータスタディによる最大水位上昇 量の推移を示す。



図 3.3.4・2 によると、いずれの地点でも最大水位上昇量は痕跡高を上回っている。





3.4 日本海東縁部沿岸の評価例

日本海東縁部沿岸を対象として想定津波群による津波水位の評価例を示す。

3.4.1 条件設定

図 3.4.1-1 に日本海の格子分割を示す。解析領域のうち北海道南部,青森県沿岸および秋 田県北部沿岸域に設定した 200m 間隔格子の汀線での最大水位上昇量を評価対象とする。 表 3.4.1-1 に基準断層モデルのパラメータを,図 3.4.1-2 に概略パラメータスタディにおけ る断層位置の配置を示す。概略パラメータスタディは、基準断層モデルを図 3.4.1-2 のとお り 15 カ所に設定し、それぞれの位置で図 3.4.1-3 のとおりの 8 パターン(東西位置・傾斜方向・ 傾斜角)を仮定している。



3.4.2 概略パラメータスタディの結果

(1)既往津波の断層位置に基準断層モデルを設定した場合の比較

図 3.4.2-1 は基準断層モデルによる 1 枚断層を 1983 年日本海中部地震津波および 1993 年 北海道南西沖地震津波の波源位置に設置して計算した水位と, それぞれの地震津波に対して設 定された既存断層モデル(相田(1984)による Model-10 および高橋ら(1995)による DCRC-26)に よる計算結果を比較したものである。図中の太線が既存断層モデルの計算結果を, 細線が基準断 層モデルによる結果を, 黒丸が痕跡高を示している。

1 枚断層による基準断層モデルを基にした津波の計算結果は痕跡高の分布や既存断層モデル に基づく計算結果と良く対応している。



<1983年日本海中部地震津波>基準断層モデルの傾斜角30°

図 3.4.2-1 既往津波の断層位置に基準断層モデルを設定した場合の最大水位上昇量と 痕跡高および既存断層モデルによる最大水位上昇量との比較

(2)概略パラメータスタディによる最大水位上昇量

図 3.4.2-2 に波源位置と各波源位置における最大水位上昇量分布との関係を示す。また,図 3.4.2-3 に概略パラメータスタディの結果を包絡した最大水位上昇量分布と1983年日本海中部地 震津波の痕跡高を比較して示す。







図 3.4.2-3 概略パラメータスタディの結果を包絡した最大水位上昇量分布と 1983 年日本海中部地震津波の痕跡高との関係

3.4.3 詳細パラメータスタディの結果

詳細パラメータスタディでは、概略パラメータスタディの計 算ケースのうち,峰浜海岸~能代周辺で最大水位上昇量 を形成する前面の波源(図3.4.2-2の波源位置9)を基準断層 モデルとした。モデルの諸元を表 3.4.3-1 に示す。

上記基準断層モデルについて,同位置で以下のように断 層パラメータを変化させ、27ケース(うち1ケースは概略パラメ ータスタディで実施済み)の計算を実施した。

・断層面上縁深さ d	: 0, 2.5, 5km
・傾斜角 δ	: 45° , 52.5° , 60°
・走向 $ heta$: 基準,基準±10°

表 3.4.3-1 基準断層モデル

走向(゜)	3°
<i>d</i> (km)	0
<i>D</i> (m)	9.44
δ (°)	60
傾斜方向	東傾斜
λ (°)	90

詳細パラメータスタディの計算結果による最大水位上昇量の変動と断層パラメータとの関係を図 3.4.3-1 に示す。また、基準断層モデルのパラメータスタディによる最大水位上昇量の推移を図 3.4.3-2 に示す。

図 3.4.3-2 における痕跡高/最大水位上昇量によると、1.0を越えている地点がいくつか見受け られる。このような地点に関しては、更に詳細な格子間隔を施し、計算結果の精度を向上させ、最 大水位上昇量が痕跡高を上回ることを確認しておく必要がある。



図 3.4.3-1

パラメータスタデイによる最大水位上昇量の変動



図 3.4.3-2 基準断層モデルに対するパラメータスタディによる最大水位上昇量の推移

3.4.4 詳細格子分割による検討

3.4.3の検討で,水沢川河口北および大沼の2地点で詳細パラメータスタディの最大水位 上昇量が痕跡高より小さいため,該当箇所周辺の格子間隔を200mから25mへと変更して 追加計算(汀線で鉛直壁を仮定)を実施した。計算格子の変更箇所を図3.4.4-1に示す。

水沢川河口北および大沼地点の詳細格子による計算結果を表 3.4.4-1 に示す。詳細な格子 設定を用いれば、両地点においても詳細パラメータスタディの最大水位上昇量が痕跡高を 上回ることが確認された。



100m 以下の格子領域が変更箇所で ある。なお,図示した領域は図 3.4.1-1 に示した領域の一部である。

図 3.4.4-1 詳細格子分割とした地点

	1983年痕跡高	最大水位上昇量(m)		
地点	(m)	200m 格子	25m 格子	
水沢川河口北	12.98	12.47	14.44	
大沼	沼 13.75		14.47	

表 3.4.4-1 詳細格子による計算結果

3.5 若狭湾沿岸の評価例

海域活断層により想定される津波水位の評価例として若狭湾沿岸を対象に示す。

3.5.1 条件設定

計算領域の格子分割と着目地点を図 3.5.1-1 に示す。若狭湾内に設定した 200m 間隔格子の汀線上の 56 点を評価地点とする。



図 3.5.1-1 格子分

格子分割と評価地点

基準断層モデルとして,表 3.5.1-1 および図 3.5.1-2 に示す 7 断層を想定する。なお,す べり角 *λ*は,広域応力場から推定した主圧縮軸の範囲(90~120°;北から時計廻り)に対 し、走向,傾斜角との組み合わせにより算出している。

パラメータスタディの方針は以下のとおりである。

- ・各海域活断層に基準断層モデルを設定する。
- ・地点ごとの最大水位上昇量を求めることを目的としているため,基準断層モデルパラメ ータのうち,すべり角,傾斜角ともに高角側に着目して検討を実施する。
- ・各活断層に対し、基準断層モデルパラメータのうち大きめの津波を発生させると考えられるパラメータを設定して津波計算を行い、評価地点に最も大きな津波を与える活断層

を抽出する(概略パラメータスタディに相当)。

・抽出した活断層について,断層面上縁深さ等についての検討を追加的に実施し,評価地 点での最大水位上昇量を決定する(詳細パラメータスタディに相当)。

断層	AF1			AF2			AF3			AF4		
Mw	7.29			7.29			7.09			7.09		
L (km)	50			50			35			35		
W(km)	$15/\sin\delta$			$15/\sin\delta$			$15/{ m sin}\delta$			$15/\sin\delta$		
d (km)	0			0			0			0		
$\theta(^{\circ})$	45			230			55			56		
$\delta(^{\circ})$	90	67.5	45	90	67.5	45	90	67.5	45	90	67.5	45
λ (°)	105-180	110-170	110-160	110-180	120-180	120-170	120-180	125-180	125-180	120-180	125-180	125-180
$D(\mathbf{m})$	4.16	3.87	2.94	4.16	3.87	2.94	2.91	2.69	2.06	2.91	2.69	2.06

表 3.5.1-1 基準断層モデルのパラメータ

断層		AF5			AF6		BF1			
Mw		7.09			7.00		7.29			
L (km)		35			30		50			
W(km)		$15/{ m sin}\delta$			$15/\sin\delta$		$15/\sin\delta$			
d (km)		0			0		0			
$\theta(^{\circ})$		46			30		64			
$\delta(^{\circ})$	90	67.5	45	90	67.5	45	90	67.5	45	
λ (°)	105 - 180	110 - 175	115 - 160	90-125	90-135	90-135	130-180	140 - 180	140 - 180	
$D(\mathbf{m})$	2.91	2.69	2.06	2.49	2.3	1.76	4.16	3.87	2.94	





3.5.2 パラメータスタディの結果

(1)概略パラメータスタディ

ここでは、最大水位上昇量を求めることを目的としているため、各活断層について、高 角側の傾斜角 67.5°,90°の2とおり、すべり角は表 3.5.1-1 で最も高角の値、断層面上縁 深さはゼロとしている。計算結果による評価地点の水位を図 3.5.2-1 に示す。



図 3.5.2-1 概略パラメータスタディの結果による最大水位上昇量

(2)詳細パラメータスタディ

AF1 断層, 傾斜角 90°のケースで最大水位上昇量を示す 33 地点を対象に, 詳細パラメータスタディを実施する。

表 3.5.2-1 に示す断層パラメータをもとに, 基準断層モデルの範囲内でより細かな検討を実施した。

傾斜角 :基準,基準-7.5°,基準-15°
すべり角:基準,基準-15°,基準-30°
断層面上縁深さ:0,2.5,5km
計算結果による最大水位上昇量を図 3.5.2·2 に示す。

表 3.5.2-1 抽出された 断層パラメータ

断層	AF1				
Mw	7.3				
<i>L</i> (km)	50				
<i>W</i> (km)	$15 / \sin \delta$				
<i>d</i> (km)	0				
<i>D</i> (m)	4.16				
δ (°)	90				
θ (°)	45				
λ (°)	105				





3.6 評価例に関するまとめ

既往最大規模の地震の基準断層モデルとパラメータスタディによる津波水位評価手法と を組み合わせた手法を,三陸沿岸,熊野灘,日本海東縁部,若狭湾沿岸の4つの海域に適 用した。

パラメータスタディは、断層位置などのより支配的と考えられる因子に関する概略的評価を行った後、概略的な評価で最大津波を発生させたモデルについてその他の従属的な因子に関する詳細評価を行い、最終的に最も影響の大きなモデルを抽出するという手順で行った。

三陸沿岸,熊野灘沿岸,日本海東縁部の評価例で示した全185地点における(痕跡高)/(詳細パラメータスタディによる最大水位上昇量)の頻度分布および非超過百分率分布を図 3.6-1, 3.6-2に示す(詳細格子による検討を実施した地点については,その計算結果を採用 している)。これらの検討より,

①既往最大津波の痕跡高は,詳細パラメータスタディによる最大水位上昇量に対し,幾何 平均で約0.46倍であり,最大で0.99倍である(図3.6-1)。すなわち,パラメータスタデ ィによる最大水位上昇量は既往最大津波の痕跡高に対し平均で約2倍の大きさになって いる。

②詳細パラメータスタディによる最大水位上昇量は、既往最大津波の痕跡高を100%超過する(図3.6-2)。

などの結果が得られた。

以上の結果より,本手法により得られる最大水位上昇量は,波源の不確定性によるばら つき等が考慮できる十分大きな津波高として評価できると考えられる。



図 3.6-1 「痕跡高/詳細パラメータスタディによる最大水位上昇量」の頻度分布



図 3.6-2 「痕跡高/詳細パラメータスタディによる最大水位上昇量」の非超過百分率分布

【参考文献】

- 相田勇(1984):1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル,東京大学地震研究所彙報, Vol.59, pp.93-104.
- 萩原尊禮編(1991):日本列島の地震-地震工学と地震地体構造-,鹿島出版会,215p. 萩原尊禮編著(1995):古地震探究-海洋地震へのアプローチ,東京大学出版会,pp.160-251. 羽鳥徳太郎(1974):東海・南海道沖における大津波の波源-1944年東南海,1946年南海道津
 - 波波源域の再検討と宝永・安政大津波の波源域の推定-,地震第2輯,第27巻,

pp.10-23.

- 羽鳥徳太郎(1975a):三陸沖歴史津波の規模と推定波源域,東京大学地震研究所彙報, Vol.50, pp.397-414.
- 羽鳥徳太郎(1975b):明応7年・慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源,東京大学地 震研究所彙報, Vol.50, pp.171-185.
- 羽鳥徳太郎(1976):安政地震(1854 年 12 月 23 日)における東海地方の津波・地殻変動の記録, 東京大学地震研究所彙報, Vol.51, pp.13-28.
- 羽鳥徳太郎(1977a):静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査,静岡県地震対策基礎調査報告書,静岡県地震対策課, pp.14-38.
- 羽鳥徳太郎(1977b):高知・徳島における慶長・安政・南海道津波の記念碑-1946年南海道津 波の挙動との比較-,東京大学地震研究所彙報, Vol.53, pp423-445.
- 羽鳥徳太郎(1978): 三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査, 東京大学地震研究所 彙報, Vol.53, pp.1191-1225.
- 羽鳥徳太郎(1979):大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査,東京大学 地震研究所彙報, Vol.55, pp.505-535.
- 羽鳥徳太郎(1980): 宝永・安政津波の現地調査による波高の検討, 海洋科学, Vol.12, pp.495-503. 羽鳥徳太郎(1981): 高知県南西部の宝永・安政南海道津波の調査-久礼・入野・土佐清水の津

波の高さ-,東京大学地震研究所彙報, Vol.56, pp.547-570.

- 羽鳥徳太郎(1985):九州東部沿岸における歴史津波の現地調査-1662 年寛文・1769 年明和日 向灘および 1707 年宝永・1854 年安政南海道津波-,東京大学地震研究所彙報, Vol.60, pp.439-459.
- 羽鳥徳太郎(1988):瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永(1707)・安政(1854)・昭和(1946)南海 道津波の挙動,歴史地震,第4号, pp.37-46.
- 伊木常誠(1897):三陸地方津波実況取調報告,震災予防調査会報告,第11号, pp.5-34.
- 地震予知総合研究振興会(1982):遠州灘沖の歴史地震に関する規模等の調査, pp.363.
- 活断層研究会編(1991):新編 日本の活断層-分布図と資料-,東京大学出版会,437p.
- 北原糸子・今村文彦・関桂昭・高橋智幸・長尾正之・千田健一・野路正浩・高橋武之・松山昌史(1998):
 - 昭和8年津波と住宅移転-岩手県下閉伊郡山田町船越・田ノ浜地区の事例-,津波工学研究報告,第15号, pp.51-76.
内務大臣官房都市計画課(1934):三陸津浪に因る被害町村の復興計画報告書, pp.24-30. 松尾春雄(1933):三陸津浪調査報告, 内務省土木試験所報告, 第24号, pp.1-34.

- Noguera, E. · 阿部邦昭(1992): Numerical experiment of the 1964 Niigata earthquake tsunami on a fine grid space, 地震学会講演予稿集, No.1, pp.81.
- 首藤伸夫・卯花政孝(1984):1983年日本海中部地震津波の痕跡高,東北大学工学部津波防災 実験所研究報告,第1号, pp.88-267.
- 高橋武之・高橋智幸・首藤伸夫(1995):津波数値計算による北海道南西沖地震の検討,地球惑星 科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, F31-06, pp.370.
- 都司嘉宣·上田和枝(1995):慶長 16 年(1611), 延宝 5 年(1677), 宝暦 12 年(1763), 寛政 5 年
 - (1793), および安政3年(1856)の各三陸地震津波の検証, 歴史地震, 第11号,

pp.75-106.

通商産業省工業技術院地質調査所編(1993):日本地質アトラス 2版,朝倉書店.

渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版],東京大学出版会,238p.

山奈宗真(1897):明治29年6月5日 三陸沿岸大海嘯被害調査記録(東北大学工学部津波防 災実験所研究報告,第5号(1988)に復刻, pp.57-379).