原子力発電所の津波評価技術

本編(体系化原案)

平成 14 年 2 月

土木学会原子力土木委員会 津波評価部会

本編 (体系化原案)

本編 目次

第1章 まえ	<u>がき</u> 1-1
【参考文献】	1–1
第2章 評価	対象とする津波の発生源および津波現象·······1-2
【参考文献】·	1–3
	聿波水位評価の流れ1−4
3.1 全体方針	1–4
	項1-10
3.3 用語の定	'義⋯⋯⋯⋯⋯⋯⋯⋯⋯1−14
【参考文献】·	1–16
	皮源の設定1−17
4.1 基本的考	え方·······1−17
4. 1.	評価対象とする津波波源の分類1-17
4. 1. 2	2 地震規模の表現1-18
4. 1. 3	3 断層運動のモデル化1-20
4. 1.	4 震源付近の媒質の剛性率1-22
4.2 既往津波	での波源の設定・・・・・・・・・・1−23
4. 2.	対象津波の選定1-23
4. 2. 2	2 断層モデルの適合度の評価
4. 2. 3	3 既往津波の断層モデルの設定
4.3 想定津波	での波源の設定・・・・・・・・・・1−28
4. 3.	基本事項1-28
4. 3. 2	2 プレート境界付近に想定される地震に伴う津波の波源の設定 1-31
4. 3. 3	3 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の波源の設定 1-34
4. 3. 4	↓ 海域活断層に想定される地震に伴う津波の波源の設定 1-36
4. 3. 9	5 パラメータスタディ······ 1-39
【参考文献】·	1–41

第5:	章	数値計算	<u>算</u> ·······1–42		
5. 1	基	本的考え	方		
5. 2	数值	値計算モ	: デルの選定······ 1-43		
		5. 2. 1	基礎方程式と計算スキーム1-43		
		5. 2. 2	初期条件1-46		
		5. 2. 3	境界条件1-47		
5. 3	5.3 数値計算の実施				
		5. 3. 1	計算領域および空間格子間隔の設定		
		5. 3. 2	時間格子間隔の設定1-52		
		5. 3. 3	地形データ		
		5. 3. 4	諸係数等1-54		
		5. 3. 5	再現時間1-55		
【参考文献】					
第6:	章	あとが	<u>き</u> 1-58		
参考資料					

第1章 まえがき

わが国は、世界でも有数の地震多発帯であるが、人々の居住・活動の場の大部分が海抜 の低い所であるため、特に海洋性地震の場合は、地震そのものによる被害以上に地震に伴 って発生する津波が、人命、公共諸施設、産業財産、家屋等に大きな被害を与えてきた。 そのため、津波に備えることは、かねてより重要な問題と認識されていた。

津波は、通常海岸で見られる風波とは異なって発生頻度の小さい現象であり、しかも 1983 年の日本海中部地震津波のような昼間発生する津波のみとは限らないため、実際の現象を目の当たりにすることはほとんどない。そのため、津波の実態解明は容易でなく、様々な海岸を大津波が襲う度に新たな現象が認識され、それを契機として津波研究が進展してきている。例えば、1983 年に日本海中部地震津波を経験するまでは、津波はリアス式海岸の湾奥部において大きく増幅されるというのが常識であったが、平坦な海岸線のところでも条件によっては遡上高が大きくなるほか、ソリトン分裂、大和堆のレンズ効果、日本海という閉鎖性水域での多重反射等がこの津波から認識させられた。 1993 年には再び日本海で最大遡上高が 10 年前の津波を上回る北海道南西沖地震津波が発生し、島による津波の捕捉現象や複雑地形での遡上高の局所的変化等も改めて認識させられた。

今までの原子力施設を対象とした安全性評価においては、原子力安全委員会決定の「発電用軽水型原子炉施設に関する安全設計審査指針」を踏まえ、個別地点毎に、既往最大の歴史津波および活断層から想定される最も影響の大きい津波を数値計算等により求めて設計津波水位を設定し、これをもとに安全設計が行われてきた。また、水位設定に至る過程では種々の安全側の配慮がなされていること、常に設定時点における最新の知見を反映した検討がなされていることから、今後直ちに問題が発生するとは思われない。

しかしながら、設計津波の設定技術については、先に述べたように最近の発生事象を契機として発展しつつある分野であるため、これらの事象から新たに得られてくる種々の知見等を柔軟に取り込んでいきながら、発電所の安全性、信頼性をより一層高めていくことが重要であると考えられる。

以上のような観点から、本報告書は、原子力施設の設計津波の設定について、これまで に培ってきた知見や技術進歩の成果を集大成して、標準的な方法をとりまとめたものであ る。

なお,次章以降本報告書においては,「津波評価」という表現を「設計津波の設定」という意味合いで用いている。

【参考文献】

原子力安全委員会(1990):発電用軽水型原子炉施設に関する安全設計審査指針

第2章 評価対象とする津波の発生源および津波現象

本体系化原案においては、原則として断層運動が直接の原因で生じる津波による水位変化を評価の対象とする。

「解説]

(1) 評価対象とする津波の発生源

津波の発生原因としては断層運動(地震)のほかに、火山噴火、陸域からの土砂・土石流の海中への突入、海底地すべり、隕石の衝突等が挙げられる。これらの中で海底地すべり等は、断層運動が引き金となり生ずることもあり得るが、発生場所は非常に限られる。例えば、大河川の河口の沖合に大規模海底峡谷がある場合等は、河口から運ばれた堆積物は不安定な状態となることが多く、地震の衝撃により大規模な海底地すべりが生じ得る。過去に、断層運動により誘発された海底地すべりによる津波も断層運動に直接起因する津波に重なって起こった可能性はあるが、海岸の痕跡高に合うように断層モデルが調整されているか、もしくは計算結果と痕跡高の比較において相田による幾何平均 Kおよび幾何標準偏差 κ (Kおよび κ の定義は本編 4.2.2 参照)にすでに反映されているものと思われる。したがって、ここでは断層運動により誘発されるイベントには着目しない。また、火山噴火等断層運動とは独立に生じるイベントによる津波については、断層運動に伴う津波と比べるとその発生割合が小さい(今村(1998))。

上記の理由で、本体系化原案では原則として断層運動が直接の原因で生じる津波のみを 対象とする。ただし、地震動の記録が無いため断層運動によって生じたのか否か定かでは ないものの断層モデルが適用できる津波についても、評価対象とすることができる。

(2) 評価対象とする津波現象

津波は水位変化とともに流れとしての特性も合わせ持つため、施工中ケーソンの移動・ 転倒・損傷、消波ブロックの散乱、海岸林の倒木、港内の渦流による漁船被害、貯木場からの木材の流出・散乱、津波漂流物の衝突による構造物の損傷、堆砂・洗掘、海水の濁り 等を引き起こしてきたが、既往津波災害の最大の原因は、浸水、冠水等の水位上昇にあった。

一方,原子力施設への津波の影響という視点に立てば,重要度の高い安全機能を持つ設備や取水に対し支障を来たさない設計のために,最高水位と最低水位の評価が最も重要であり,水位変化以外の現象による影響は水位変化影響と比較して必ずしも大きなものとは考えられない。

上記の理由で、本体系化原案では津波の水位変化現象のみを評価対象とする。

【参考文献】

今村文彦(1998): 15年間における津波数値解析の発展と今後,月刊海洋,号外 No.15,pp.89-98.

第3章 設計津波水位評価の流れ

3.1 全体方針

設計津波水位の評価にあたっては,以下の全体方針を基本とする。

(1) 設計津波の対象について

評価地点に最も影響を与える<u>想定津波</u>を<u>設計想定津波</u>として選定し、それに適切な潮位条件を足し合わせて設計津波水位を求める。

(2) 想定津波の不確定性の考慮方針について

想定津波の波源の不確定性を設計津波水位に反映させるため、<u>基準断層モデル</u>の諸条件を合理的範囲内で変化させた数値計算を多数実施し(<u>パラメータスタディ</u>),その結果得られる想定津波群の波源の中から評価地点に最も影響を与える波源を選定する。

(3) 設計想定津波の妥当性の確認方法について

設計想定津波の妥当性の確認は、①評価地点において設計想定津波の計算結果と既往 津波の計算結果を比較すること、②評価地点付近において想定津波群の計算結果と既往 津波の痕跡高を比較することによって行う。

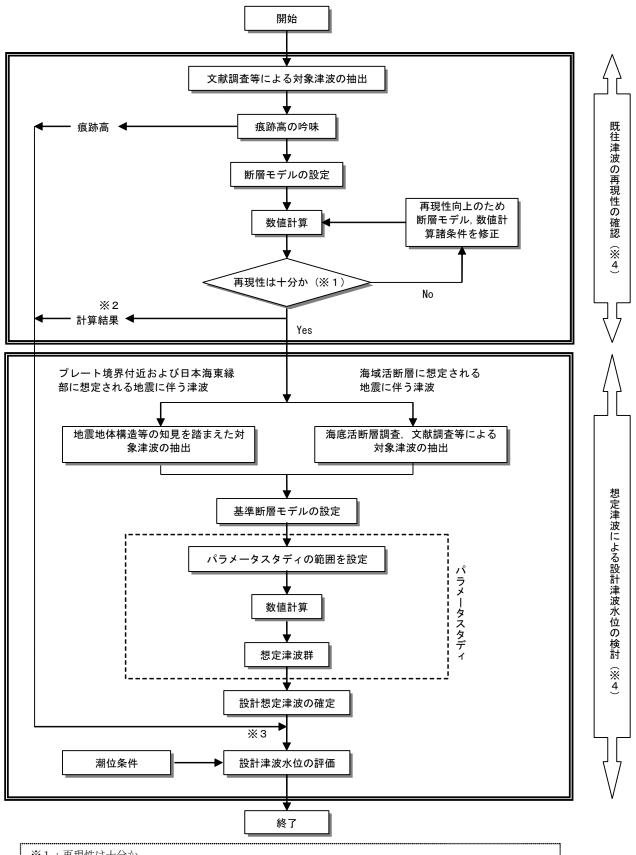
(4) 既往津波による評価方法の妥当性の確認について

(1)~(3) に先立ち、既往津波の痕跡高の再現計算を実施することにより、数値計算に基づく評価方法の妥当性の確認を行う。

なお、下線を施した用語の定義は本編3.3に示す。

「解説〕

本体系化原案では、上記(1)から(4)までの全体方針のもと、図 3-1 に示す「設計津波水位評価の流れ」に従って検討することを原則とする。



- ※1:再現性は十分か
 - ・広域のK, κ について次の条件を目安とする。(K, κ はそれぞれ相田による幾何平均と幾何標準偏差) 0.95< K<1.05, κ <1.45
- ※2:計算結果
 - ・地点周辺のKが 1.0 から離れている場合は計算結果をK倍する。
- ※3:既往津波との比較検討
 - ・評価地点において、設計想定津波の計算結果が既往津波の計算結果および痕跡高を上回っていること。
- ・評価地点付近において、想定津波群の計算結果の包絡線が既往津波の痕跡高を上回っていること。
- ※4:遠地津波の扱い
 - ・近地津波より遠地津波のほうが大きくなることが予想される場合は、遠地津波についても検討する。

図 3-1 設計津波水位評価の流れ

(1) 設計津波の対象について

原子力発電所の設計津波水位の評価にあたっては、これまでは既往津波(近地津波および遠地津波)および海域活断層に想定される地震に伴う津波をその対象としてきた。その後、1993年の北海道南西沖地震津波を契機に、プレート境界付近および日本海東縁部に想定される地震に伴う津波についても念のため検討すべきとの考え方が示されるようになり、参考的な位置づけではあるが、プレート境界付近および日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討が徐々に行われるようになってきている。

一方,一般の海岸施設については,平成8年3月に「日本海東縁部地震津波防災施設整備計画調査報告書(農林水産省ほか)」が,平成9年3月に「太平洋沿岸部地震津波防災計画手法調査報告書(農林水産省ほか)」および「地域防災計画における津波対策強化の手引き(国土庁ほか)」が発表され,上記同様に,既往津波に加えてプレート境界付近および日本海東縁部に想定される地震に伴う津波を検討対象とすることが述べられている。

本体系化原案では、上記のような最近の津波評価に関する状況を考慮し、原子力発電所の津波に対する設計の信頼性を向上させるとの観点から、プレート境界付近、日本海東縁部および海域活断層に想定される地震に伴う津波の検討結果に基づき設計津波水位を評価することを基本とする。

(2) 想定津波の不確定性の考慮方針について

想定津波の予測計算には次に挙げる不確定性や誤差が含まれるため、過小評価とならないように、設計津波水位はこれらの項目を取り込んだものとして評価される必要がある。

- ①波源の不確定性
- ②数値計算上の誤差
- ③海底地形,海岸地形等のデータの誤差

しかしながら、上記誤差をひとつひとつ分解して定量的に示すことは困難であること、将来発生する津波の波源をひとつに限定することができないこと等から、本体系化原案では、断層モデルの諸条件つまり断層パラメータを合理的範囲内で変化させた数値計算を多数実施し(パラメータスタディ)、その結果得られる想定津波群の中から、評価地点における影響が最も大きい津波を設計想定津波として選定することにより、上記①~③を考慮した設計津波水位を得ることができる。

後述するパラメータスタディによって設計想定津波の評価を行えば、既往津波の痕跡高を上回る十分な高さの津波が設定されるものと考えられる(付属編3.6参照)。

(3) 設計想定津波の妥当性の確認方法について

本体系化原案で示す評価手順にしたがって設計想定津波の評価を行えば、その設計想定 津波は既往津波の痕跡高を上回る十分な高さを有するものと考えられる。しかし、付属編 第3章で示した検討は日本のすべての沿岸で検証したものではないことから、ここでは念 には念を入れ、次の2項目により設計想定津波評価方法の妥当性の確認を行うことを原則 とする。ただし、評価地点そのものに評価地点に大きな影響を与えたと考えられる既往津 波の痕跡高が存在し、現在の海底・海岸地形等と照らし合わせても有効と判断される場合 は、設計想定津波の計算結果がその痕跡高を上回れば良く、この場合は下記①および②を 行わなくても良い。

- ①評価地点において,設計想定津波の計算結果が既往津波の再現計算結果を上回る こと。
- ②評価地点付近において、想定津波群の計算結果の包絡線が既往津波の痕跡高を上回ること(図 3-2 参照)。ただし、「評価地点付近」は、評価地点に大きな影響を与えたと考えられる既往津波の痕跡高の数と分布状況、評価地点との海岸・海底地形の類似性を検討の上、適切に設定するものとする。なお、評価地点付近に痕跡高のない既往津波は検討対象から外しても良い。

なお、既往津波の痕跡高を上回ることを基準としていることは、一見、設計想定津波が 既往津波の痕跡高と同レベルであるように見えるが、提案する方法に基づいて計算される 設計想定津波は、平均的には既往津波の痕跡高の約 2 倍となっていることが確認されている (付属編 3.6 参照)。

ここで①だけでなく②の確認を行うのは次の理由による。

- i)①に用いる評価地点での既往津波の計算結果については、平均的には痕跡高を良く再現できている場合 (K=1.0) でも、ばらつきが存在する ($\kappa \neq 1.0$) 限り、真値 (実際に生じていたであろう痕跡高)を超えない可能性は 50%ある。すなわち、設計想定津波の計算結果が既往津波を超えていない可能性がある。
- ii) ばらつきを考慮して計算結果を割増せば i) で述べた可能性は小さくなるが, 定量的に割増し量を決める考え方は確立しているとはいえない。
- iii)i)およびii)を踏まえれば、評価地点付近で痕跡高が存在する地点において、 想定津波群と痕跡高を直接比較することがi)で述べた可能性に対処する最良の 方法と考えられる。

なお、上記②については、評価地点における設計想定津波そのものの妥当性を直接確認するものではないが、評価地点付近において本体系化原案で提案する不確定性の考慮方針の妥当性を検証することにより、設計想定津波の妥当性を間接的に確認するという立場をとっている。

下図のように、想定津波群の計算結果の包絡線が評価地点付近の痕跡高を上回ることを確認する。

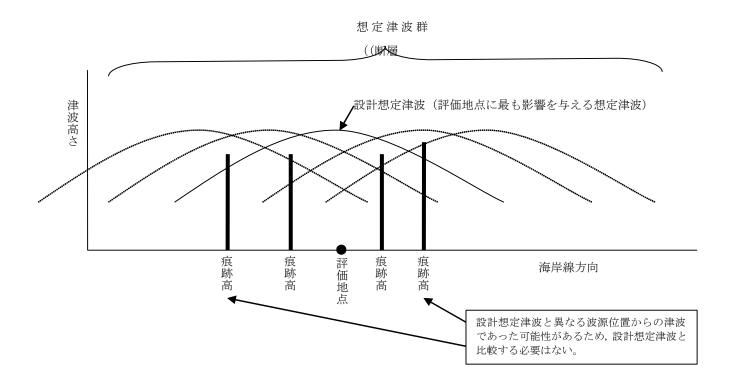


図 3-2 想定津波群と痕跡高の関係

(4) 既往津波による評価方法の妥当性の確認について

これまでは、既往津波と海域活断層に想定される地震に伴う津波のどちらか大きい方を 原子力発電所の設計に用いてきた。すなわち、既往津波と海域活断層に想定される地震に 伴う津波は対等な位置づけであった。

一方,本体系化原案では,新たに定義した想定津波(プレート境界付近,日本海東縁部および海域活断層に想定される地震に伴う津波)を設計津波水位の評価に適用するため, 既往津波の位置づけがこれまでとは異なったものとなる。

一つめは, (3) に述べたように,設計想定津波の妥当性の確認用データとしての位置づけである。本体系化原案では,設計想定津波が十分なものであることを確認する方法として,設計想定津波の計算結果が既往津波の計算結果または痕跡高を上回ることを確認するという方法をとっている。既往津波を妥当性確認の尺度として採用する理由は,既往津波の痕跡高の中に,波源の不確定性や伝播経路における不確定性等のような想定津波で考慮すべき種々の不確定性が含まれると考えるからである。

二つめは、波源の断層モデル、海底地形・海岸地形等のモデル化および数値計算方法の妥当性確認用データとしての位置づけである。本体系化原案では、数値計算により想定津波を求めることを基本とするが、用いた断層モデルおよび数値計算方法が良好な再現性をもたらすものであるかどうかについては、何らかの方法で確認されなければならない。日本沿岸は過去に数多くの津波を経験しており、一般的に比較するに十分な数の痕跡高があることから、既往津波の痕跡高は波源の断層モデル等の妥当性確認用データとして適する。相田(1977)は、痕跡高と計算値の空間的な適合度を表す指標 Kおよび κ (K, κ の定義は本編 4.2.2 参照)に基づきこれらを確認する方法を提案しており、相田の方法は最も広く認められた確認方法であることから、本体系化原案でもこの考え方を採用する。

具体的には、広域のKおよびκに関して下記条件を満たすことを目安とする。

0.95 < K < 1.05 かつ $\kappa < 1.45$

なお、評価地点周辺のKが 1.0 から離れている場合には、評価地点に対する計算結果が 実際に生じたであろう痕跡高を再現するよう既往津波の計算結果をK倍してから(3)で述 べた設計想定津波の妥当性の確認を行う。

3.2 基本的事項

全体方針に基づき、以下に示す基本的事項にしたがって検討を行うこととする。

(1) 既往津波の対象

既往津波の対象は近地津波および遠地津波とする。

(2) 想定津波の対象

想定津波の対象は近地津波とすることを基本とし、プレート境界付近、日本海東縁部および海域活断層に想定される地震に伴う津波を考慮する。なお、必要に応じて、 遠地の想定津波も対象とする。

- (3) プレート境界付近および日本海東縁部に想定される地震の<u>モーメントマグニチュード</u> 太平洋側のプレート境界付近および日本海東縁部に想定される地震の最大モーメン トマグニチュードは、原則として各海域における既往最大の地震規模とする。
- (4) 海域活断層に想定される地震のモーメントマグニチュード 海域活断層に想定される地震のモーメントマグニチュードについては,原則として 断層長さと地震規模との関係式に基づき算定する。
- (5) パラメータスタディ

想定津波の波源の不確定性については、パラメータスタディにより設計津波水位に 反映する。

(6) 数值計算

最大水位上昇量および最大水位下降量は数値計算によって求めることを基本とする。

(7) 潮位条件

設計津波水位の評価にあたっては、上昇側には朔望平均満潮位を、下降側には朔望 平均干潮位を足し合わせる。

(8) 港湾の共振や取水路の応答等の影響

必要に応じて港湾の共振や取水路の応答等の影響について検討を行う。

なお、下線を施した用語の定義は本編 3.3 に、二重下線を施した用語の定義は本編 4.1.2 に示す。

「解説〕

(1) 既往津波の対象

過去,日本沿岸に被害をもたらした津波には,近地津波だけではなく,1960年のチリ津波のように外国の沿岸で発生し日本沿岸に伝播した遠地津波も多数ある。一般的に,既往津波の被害状況をみれば日本沿岸に与えた影響は近地津波のほうが遠地津波より大きいことから,設計という観点では近地津波の方がより重要であると言える。しかし,渡辺(1998)では約200の近地津波に対し約50の遠地津波が記載されており、日本に被害をもたらした

数としては決して少ないとは言えないこと、地域によっては既往最大の痕跡高が遠地津波 で決まっている地点もあることから、遠地津波を無視することはできない。

したがって、本体系化原案では既往津波の波源として近地津波と遠地津波を対象とする。

(2) 想定津波の対象

近地津波については、パラメータスタディによって評価地点の水位が非常に大きな影響を受ける。一方、日本沿岸に与える影響の大きいチリ沖およびカスケード地域で発生する遠地津波については、パラメータスタディによる水位の変動幅が狭く(高岡ら(2001)、付属編 1.4.11 参照)、その影響が近地津波より小さいと考えられる。これらの地域では、既にその地域での最大規模の地震が発生したと考えられている(付属編 1.2.5 参照)。

したがって、想定津波の波源としては、大部分の沿岸では近地津波を対象としておけば 基本的に十分である。しかし、場合によっては遠地津波の方が評価地点における影響が大 きくなることも考えられるので、遠地津波のほうが大きくなることが予想される場合は、 チリ沖およびカスケード地域で発生する津波を主な対象として遠地津波の想定津波も評価 する。

(3) プレート境界付近および日本海東縁部に想定される地震のモーメントマグニチュード 既往最大のマグニチュードを想定される地震の最大マグニチュードとする考え方については、地震地体構造マップで一般的に採用されている考え方である。本体系化原案において参考として用いる萩原マップ(萩原編(1991))も海域については各構造区分における既往最大のマグニチュードをその構造区分において想定する最大マグニチュードとしている。そのため、本体系化原案では、既往最大の津波の痕跡高を説明できる断層モデルに基づくモーメントマグニチュードをもとに、想定津波を起こす地震のモーメントマグニチュードとしてこれと同等以上の値を設定することとしている。本体系化原案ではモーメントマグニチュードの不確定性は陽な形では取り込まないが、パラメータスタディによりカバーするという立場をとる。

(4) 海域活断層に想定される地震のモーメントマグニチュード

内陸活断層の長さとその活断層がもたらす地震規模の関係に関する研究(松田(1975), 武村(1998)等)により、活断層長さと地震規模との関係が示されている。したがって、海 域活断層に想定される地震に伴う津波については、原則として、評価する海域活断層の長 さに基づき、適切なスケーリング則を適用して最大モーメントマグニチュードを設定する ものとする。

(5) パラメータスタディ

まず、基準断層モデルの諸パラメータのうち、より支配的と考えられる因子に関するパ

ラメータスタディを行った後、評価点に最も影響を与えたパラメータをもつ断層モデルを 用いて、その他の従属的な因子に関するパラメータスタディを行うことを基本とする。こ れにより、効率的にパラメータスタディを実施することが可能である。この際、不確定性 が小さいと判断される因子は除くことができるものとする。

パラメータスタディの因子については、基準断層モデルの位置、断層面上縁深さ、走向、傾斜角、傾斜方向、すべり角、セグメントの組合せ等から、各海域の特性に応じて適切に 選定するものとする。なお、パラメータスタディについては本編 4.3.5 で詳細に述べる。

パラメータスタディの範囲については、合理的と考えられる範囲を設定することを基本とする。また、既往地震のデータから統計処理が可能な因子については、その標準偏差程度を範囲の目安としてよいものとする(付属編 3.1 参照)。

なお、必要に応じて遠地津波の想定津波を評価する際は、近地津波に関する考え方に準 じてパラメータスタディを実施すればよい。

波源の設定方法については、本編第4章において詳細に述べる。

(6) 数值計算

対象地点における設計津波水位の評価方法には,簡易予測式を用いる方法,数値計算による方法等が考えられる。簡易予測式については,数値計算の対象とする波源の絞り込みには有効であるが,海底地形,海岸地形等の影響を考慮できない等,厳密性に欠ける面があり,最終的な設計津波水位の評価に用いることはできない場合が多い。そこで,本体系化原案では,数値計算により設計津波水位を評価することを基本とし,評価地点における最大水位上昇量と最大水位下降量が精度よく計算できる適切な数値計算方法を用いることとする。

なお、数値計算方法については、本編第5章において詳細に述べる。

(7) 潮位条件

設計津波水位の設定にあたっては、上昇側の計算結果には朔望平均満潮位を、下降側の計算結果には朔望平均干潮位を足し合わせるものとする。上昇側の計算結果に朔望平均満潮位を足し合わせる方法は、農林水産省構造改善局ほか(1996, 1997)において採用されている考え方である。

ただし、上記は検討の効率化のために、最大水位上昇量と最大水位下降量をある適切な潮位条件(通常は平均潮位)のもとに一度に計算し、その後朔望平均満・干潮位を重ね合わせることを想定している。したがって、設計津波最高水位の評価にあたり朔望平均満潮位のもとに数値計算を行う場合等についてはこの限りではない。

(8) 港湾の共振や取水路の応答等の影響

津波の卓越周期と港湾等における海水の自由振動の固有周期が同程度であれば、港湾等

に生じる共振の影響により地震規模が小さくても水位変化が大きくなる場合がある。本編 **第5章**で示す方法で数値計算を行えば港湾等に生じる共振の影響は含まれるが、必要に応じて、最大モーメントマグニチュード(本編 **4.3** 参照)より小さいモーメントマグニチュードの波源に基づく検討等、共振の影響について検討を行うことが望ましい。

また、取水路等の応答により評価地点における水位変化が大きくなる場合があるので、 必要に応じて取水路の応答等の検討を行うことが望ましい。

3.3 用語の定義

本体系化原案で使用する用語の定義を以下に示す。

(1) 設計津波水位

設計に使用する津波水位を指し、設計想定津波の数値計算結果に適切な潮位条件を 足し合わせたものを設計津波水位と定義する。設計津波最高水位と設計津波最低水位 をあわせて設計津波水位と呼ぶこととする。

(2) 想定津波

プレート境界付近,日本海東縁部および海域活断層に想定される地震に伴う津波を 想定津波と定義する。

(3) 設計想定津波

想定津波群のうち、評価地点に最も大きな影響を与える津波を設計想定津波と定義する。最も大きな影響を与える津波の波源が上昇側と下降側で異なる場合は、それぞれを設計想定津波(上昇側)、設計想定津波(下降側)と呼ぶこととする。

(4) 基準断層モデル

各海域における地震の特性等を踏まえて適切に設定された、想定津波の数値計算を 行うための断層モデルで、パラメータスタディを実施する際の基準となる断層モデル を基準断層モデルと定義する。

(5) パラメータスタディ

想定津波の不確定性を設計津波水位に反映させるため、基準断層モデルの諸条件を 合理的と考えられる範囲内で変化させた数値計算を多数実施することをパラメータス タディと定義する。

(6) 想定津波群

パラメータスタディを行った想定津波の集合体を想定津波群と定義する。

(7) 設計津波最高水位,設計津波最低水位

次のとおり定義する。

設計津波最高水位=設計想定津波の最大水位上昇量+朔望平均満潮位 設計津波最低水位=設計想定津波の最大水位下降量+朔望平均干潮位

なお、評価地点に最も大きな影響を与える津波の波源が上昇側と下降側で異なる場合は、次のとおり定義する。

設計津波最高水位=設計想定津波(上昇側)の最大水位上昇量+朔望平均満潮位 設計津波最低水位=設計想定津波(下降側)の最大水位下降量+朔望平均干潮位

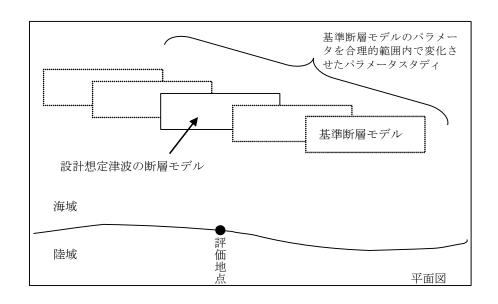
(8) 最大水位上昇量,最大水位下降量

次のとおり定義する。

最大水位上昇量=適切な潮位で計算した時のその潮位からの最大上昇量(正の値) 最大水位下降量=適切な潮位で計算した時のその潮位からの最大下降量(負の値)

[解説]

前述した用語のうち、想定津波,想定津波群、設計想定津波、基準断層モデルおよびパラメータスタディの相互関係の概念図を図 3-3 に示す。



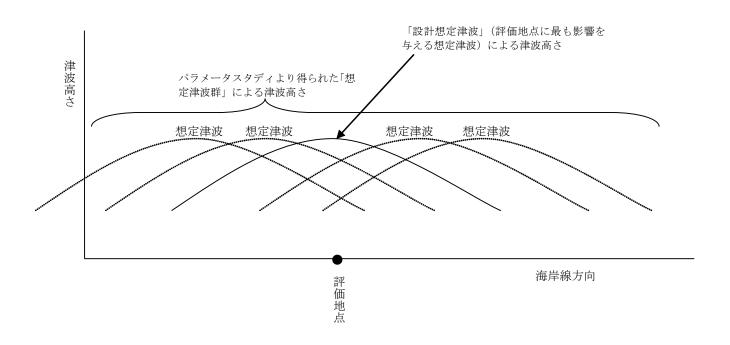


図 3-3 想定津波に関連する用語の説明図

【参考文献】

- 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.
- 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.
- 国土庁・農林水産省構造改善局・農林水産省水産庁・運輸省・気象庁・建設省・消防庁(1997): 地域防災計画における津波対策強化の手引き,99p.
- 松田時彦(1975):活断層から発生する地震の規模と周期について,地震第2輯,第28巻,pp.269-283.
- 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報告書,354o.
- 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(1997):太平洋沿岸部地震津波防災計画手法調査報告書,308p.
- 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.
- 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一地震断層の影響および 地震被害との関連一、地震第2輯、第51巻、pp.211-228.
- 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧(第2版),東京大学出版会,238p.

第4章 津波波源の設定

4.1 基本的考え方

4.1.1 評価対象とする津波波源の分類

原子力発電所の津波評価において、評価対象とする津波波源は次のように分類される。

- (1) 既往津波
- (2) 想定津波

[解説]

設計津波水位の評価の全体方針は、本編3.1に示されているとおりである。

「(1) 既往津波」は、設計想定津波の妥当性、ならびに、その波源の断層モデル、海底地形・海岸地形のモデル化および数値計算を含む津波水位評価法の妥当性の確認用として位置づけられるものである。

一方,最終的に設計津波水位を設定する対象となるのは,種々の不確定性を考慮した「(2) 想定津波」であり、表 4-1 のように区分できる。区分の考え方は、総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編(1999)を参考とした。各区分における想定津波の波源の設定方法については本編 4.3 で述べる。

区分	地震の発生する地域	地震の発生様式
プレート境界付近に想定	太平洋プレートの沈み込	・典型的なプレート間地震
される地震に伴う津波	みに関連した海域の周辺	・津波地震
		・プレート内正断層地震
		・プレート内逆断層地震
	フィリピン海プレートの	・典型的なプレート間地震
	沈み込みに関連した海域	
	の周辺	
日本海東縁部に想定され	日本海東縁部	・陸域の浅い地震(※)
る地震に伴う津波		
海域活断層に想定される	(日本周辺全般)	・陸域の浅い地震
地震に伴う津波		

表 4-1 想定津波の区分

^(※) 日本海東縁部では傾斜方向の異なる地震が発生している等、明確なプレート境界面が形成されていないと考えられることから、本体系化原案では陸域の浅い地震に準じて波源をモデル化する。「陸域の浅い地震」の定義については、本編 4.3.1 参照。

4.1.2 地震規模の表現

津波評価においては、断層パラメータ設定のための地震規模をモーメントマグニチュード Mwで表現することを基本とする。

「解説

地震規模を表現するために多くの種類のマグニチュードが提案されている。ひとつの地 震に対して様々なマグニチュードが算定されるが、それらの値は定義が異なるため同一と はならず、各種マグニチュード間には系統的な違いが存在することが指摘されている(付 属編1.1.4参照)。

津波の数値計算による詳細評価のためには、地震規模を M_w で表現することを基本とする。 また、津波高を概略評価する場合には、津波マグニチュード M_t で表現することもできる。

(1) モーメントマグニチュード Mw

Kanamori(1977)による Mwは、断層パラメータの諸量の関数として定義される地震モーメント Moと直接関連付けられ、地震断層運動の規模を物理的に表現している。

$$\log M_0 \text{ (N·m)} = 1.5 M_w + 9.1$$

 $(\log M_0 \text{ (dyne \cdot cm)} = 1.5 M_w + 16.1)$

ただし、 M_0 は、断層長さL、断層幅W、すべり量D(本編4.1.3参照)および震源断層付近の媒質の剛性率 μ (本編4.1.4参照)から次式のように定義される。

$$M_0 = \mu LWD$$

 M_w は地震波の長周期成分(主に周期 10 秒程度以上)を反映し、津波のように波長の大きな現象をあらわすのに適切であることから、津波の数値計算による詳細評価のためには、地震規模を M_w で表現することを基本とする。

なお、気象庁マグニチュード MJは、中周期地震計または短周期地震計による周期 5 秒以下の最大振幅を用いて定義されており、大きい地震では地震の大小関係を表せなくなる現象(いわゆる飽和現象)が生じ(宇津ら編(2001))、地震断層運動の規模を直接反映できないことから、本体系化原案では、津波評価においては My を適用するほうがより適切であると判断した。

(2) 津波マグニチュード M_t

Abe(1981), 阿部(1999)による M_t は、検潮儀記録による津波の振幅(または痕跡高) および観測点から震央までの距離により次式で与えられる。

 M_t は、津波を発生させた地震の M_w と関連づけられ、津波を使って地震の大きさを測るスケールになる。

<u>検潮儀記録を用いた定義式(Abe(1981))</u>

 $M_t = \log H + \log \Delta + 5.80$

 $M_t = \log H_2 + \log \Delta + 5.55$

H: 検潮儀記録にもとづく津波の最大片振幅 (m)

ℎ:検潮儀記録にもとづく津波の最大両振幅(m)

Δ: 震央から観測点までの海洋上最短距離 (km)

痕跡高を用いた定義式(阿部(1999))

 $M_t = 2 \log H_m + 6.6$

 $M_t=2 \log H_{max} +6.0$

Hm: 区間平均高の最大値 (m)

H_{max}:全域最大津波高 (m)

<u>Mtと Mwの関係</u>

 $M_t = M_w$ (太平洋側, Abe(1985))

 $\mathit{M}_t = \mathit{M}_w$ +0.2 (日本海側,検潮儀記録を用いて M_t を求めた場合,Abe(1985))

 $M_t = M_w + 0.4$ (日本海側,痕跡高を用いて M_t を求めた場合,阿部(1999))

4.1.3 断層運動のモデル化

津波波源を表現するためには、津波をもたらす地震の特性を踏まえて断層運動を適切に モデル化する。

[解説]

津波数値計算の初期海面変動量は断層運動による海底の上下変動量と等しいと仮定され、 その初期海底変動量を求める過程では、一般にはすべり量が一様な矩形断層モデルが用い られることが多い。断層運動による永久変位に着目した場合、すべり量が一様な矩形断層 モデルは、次の9つのパラメータで記述される。(図 4-1 参照)

・基準点位置 (N, E)
 ・断層長さ L
 ・走向 θ
 ・断層幅 W
 ・傾斜角 δ
 ・すべり量 D
 ・断層面上縁深さ d

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。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。

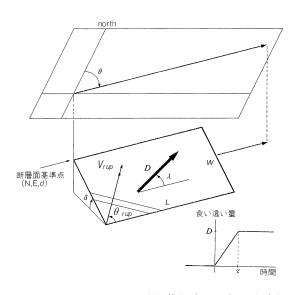


図 4-1 断層パラメータ (佐藤編(1989)を改変)

近年では、断層面上のすべり量が局所的に大きな部分(アスペリティ)を考慮する等、 津波データから逆解析を適用してより精緻な既往地震断層モデルを求める研究が行われて いる(付属編 1.1.3 参照)。 異なった断層パラメータをもつ複数の断層運動を組み合わせることによって、現実の地 殻変動をより忠実に再現することができる。その場合には、各断層から得られた変位を線 形的に重ねあわせればよい。

なお、断層の規模が大きい場合には、断層運動による海底面変動量の経時変化に着目することもある。この場合には、断層面のすべりに要した時間(立ち上がり時間) τ 、破壊の伝播速度 V_{rup} 、破壊の伝播様式等が考慮される。

4.1.4 震源付近の媒質の剛性率

震源付近の媒質の剛性率は、地震の発生位置、断層面の深さ等に応じて適切に設定する。

[解説]

震源付近の媒質の剛性率μは次式から算定される。

 $\mu = \rho V_s^2$

V_s: S 波速度, ρ: 媒質の密度

剛性率は既往津波の 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。

日本周辺の地殻構造については、1950年代以降人工地震調査がさかんに行われ、その全体像が明らかになりつつある。震源付近の媒質の剛性率は、位置および深さによって異なることが知られているが、津波を評価するためには、表 4-2 の値を標準的に用いることができる。(付属編 1.1.2 参照)

表 4-2 震源付近の媒質の剛性率の標準値

海域	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)	$3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ (3.5 × 10 ¹¹ 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)	$7.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ (7.0 × 10 ¹¹ 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)	$5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ (5.0×10 ¹¹ dyne/cm ²)

4.2 既往津波の波源の設定

4.2.1 対象津波の選定

文献調査等に基づき、評価地点に最も大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波を評価対象として選定する。

「解説〕

評価地点に大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波のうち, 概ね信頼性があると判断される痕跡高記録が残されている津波を評価対象として選定する。

(1) 痕跡高の記録の信頼性

1896年明治三陸地震津波より古い津波の痕跡高は、古記録文献等をもとに研究者が推定したものであり、記録の信頼性を吟味する必要がある。それ以降の比較的新しい時代の津波の痕跡高についても、個々の文献における痕跡高の調査方法とその信頼性に留意すべきである。

痕跡高の信頼性が疑わしいものについては、出典等に立ち戻り痕跡高記録の精度の再検討を実施し、信頼度が低い場合には適合度の評価においてそれらを除外することができる。なお、個々の痕跡高の精度の分類方法は、付属編 1.1.5 に示された考え方を参考にすることができる。

(2) 文献調査

既往津波に関する調査文献としては、次のようなものがある。

- ・ 渡辺偉夫(1998): 日本被害津波総覧(第2版), 東京大学出版会, 238p.
- ・国立天文台編:理科年表,丸善.
- · 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(1982):日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表 1885年~ 1980年,東京大学地震研究所彙報,Vol.57,pp.401-463.
- ・宇津徳治編(1987): 地震の事典,日本の主な地震の表,朝倉書店,pp.467-552.
- ・阿部勝征(1988): 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化,東京大学地震研究所報告, Vol.63, pp.289-303.
- ・阿部勝征(1999): 遡上高を用いた津波マグニチュード Mt の決定, 地震第2輯, 第52巻, pp.369-377.
- ・大学等の研究機関や気象庁等の官公庁による調査報告
- ・研究者による学術文献(羽鳥による一連の歴史津波研究文献等)

(3) 詳細評価対象とする津波の抽出

簡易予測式等を用いて評価地点における津波高の概算値を比較することにより、複数の 既往津波から詳細評価の対象とする津波を抽出することができる。評価対象津波を抽出す るための簡易予測手法としては、阿部(1989)による次式を用いた方法等がある。

 $\log H_t = M_w - \log \Delta - 5.55 + C$ $\log H_r = 0.5M_w - 3.3 + C$

H_t:数十km程度の区間での平均津波高(m)

 $H_r: 区間平均高の最大値(m)$

Mw: モーメントマグニチュード

Δ: 震央から観測点までの海洋上最短距離 (km)

C: 地域補正係数(太平洋側は0, 日本海側は0.2)

ただし、簡易予測手法による評価では、波源位置の水深や海岸地形の影響が直接考慮されないこと等、厳密性に欠ける面があることから、簡易予測式による絞り込みの結果、評価地点における影響が大きいと考えられる既往津波が複数ある場合には、これらについて数値計算による詳細な評価を実施することが望ましい。

4.2.2 断層モデルの適合度の評価

断層モデルの適合度は、相田による幾何平均 Kおよび幾何標準偏差 κに基づき評価する。

「解説〕

(1) 相田による幾何平均 K, 幾何標準偏差 κ

津波痕跡高と計算値の空間的な適合度を表す指標として、従来相田 (1977)による幾何平均 K および幾何標準偏差 κ が適用されてきた。K および κ の定義式は次のとおりである (付属編 1.1.6 参照)。

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

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

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

なお、 κ の推定誤差は標本の数に依存するため、K、 κ の算出にあたっては、参考として標本の数を明記するべきである。

(2) 留意事項

痕跡高の信頼性が疑わしいものについては、出典等に立ち戻り痕跡高記録の精度の再検 討を実施し、信頼度が低い場合には適合度の評価において除外することができる。

なお、津波の周期と検潮儀の応答特性等によっては、検潮記録は痕跡高よりも小さくなることがあるため (付属編 1.1.5 参照)、痕跡高のかわりに検潮記録の最大値に対して断層モデルの適合度を評価する場合には、検潮記録と痕跡高の系統的な違いについて十分留意する必要がある。

4.2.3 既往津波の断層モデルの設定

既往津波の断層モデルについては、沿岸における津波の痕跡高をよく説明できるように 断層パラメータを設定する。

「解説〕

一般に、地震動を説明できる断層モデルと、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(付属編 1.1.4 参照)。本体系化原案では津波の評価に主眼を置いているので、既往津波の断層モデルを設定するにあたっては、沿岸における津波の痕跡高をよく説明できるように断層パラメータを設定することが第一に重要である。

(1) 一般

既往津波の断層モデルを設定する際には、沿岸における津波の痕跡高をよく説明できるように、すなわち、相田による幾何平均 Kがほぼ 1 となるように、かつ、相田による幾何標準偏差 κ が可能な限り小さくなるように断層パラメータを設定する。

広域のK, κ については、次の条件を目安とする。

$$0.95 < K < 1.05$$
 $\kappa < 1.45$

広域にわたる痕跡高分布の全体的傾向を説明できるようにすることが重要であるととも に、評価地点周辺で十分な再現性を持つようにも留意すべきである。

評価地点周辺に着目して再現性を評価するための痕跡高を選定する場合には、評価地点からの距離が近いことに加えて、評価地点周辺の海岸・海底地形が類似していること、また、K、 κ を算出するに必要な痕跡の数を確保できること等を考慮する。

また、検潮記録を参考にできる場合には、津波の波長や位相等を表現できるように断層 パラメータを設定する。

なお、津波の記録に加えて地震の記録が豊富に残されている最近の津波については、津 波をもたらした地震の諸特性(余震分布、発震機構解、地震前後の地殻変動量等)を参考 にすることができる。

(2) 研究文献で提案されている既往津波の痕跡高を説明できる断層モデル

主要な既往津波については、研究文献で津波を説明できる断層モデルが提案されていることが多い。既往津波を評価するにあたっては、これらのモデルを参考にすることができる。このような断層モデルをとりまとめたものとして、佐藤編(1989)がある。

これらのモデルのうち特に出典が古いものは、プレート境界面の深さとの整合性等、近年の地震学的知見に照らしてモデルの設定が不適切な場合もあるので、必要に応じて断層 モデルのパラメータを修正することができる。 なお、研究文献で提案されている津波を説明できる断層モデルの中には、痕跡高ではなく、検潮記録を説明できるように設定されたものがある。津波の周期と検潮儀の応答特性等によっては、検潮記録は痕跡高よりも小さくなることがあるため(付属編 1.1.5 参照)、検潮記録を用いて設定された断層モデルを使用する場合には、検潮記録と痕跡高の系統的な違いについて十分留意する必要がある。

4.3 想定津波の波源の設定

4.3.1 基本事項

(1) 津波を伴う地震の発生様式

想定津波波源の設定にあたっては、津波をもたらす地震の発生様式を考慮する。

(2) スケーリング則

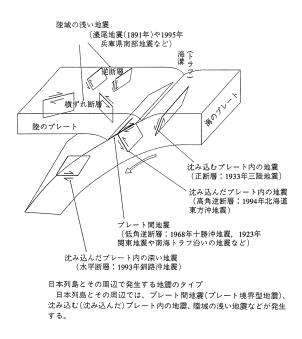
モーメントマグニチュード Mw と断層パラメータの関係は、地殻構造、津波をもたらす地 震の発生様式等に応じた適切なスケーリング則に基づいて定める。

「解説]

(1) 津波を伴う地震の発生様式

日本列島周辺で発生する津波を伴う地震の発生様式は次のように分類することができる。 (図 4-2 参照)

- 1) プレート境界付近で発生する地震
 - 1-1) プレートの沈み込みによるプレート間地震
 - 1-1-a) 典型的なプレート間逆断層地震
 - 1-1-b) 津波地震
 - 1-2) 沈み込むプレート内の地震
 - 1-2-a) 沈み込むプレート内の正断層地震
 - 1-2-b) 沈み込んだプレート内の逆断層地震
- 2) 陸域の浅い地震(※)



(※) ここでいう「陸域の」とは、地殻構造的に大陸型の地殻がある地域であり、陸側のプレートのうちプレート境界やそのごく近くを除いた範囲を示している。地理的な陸・海の区分とは異なる。

図 4-2 地震の発生様式

(総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編(1999))

上に示した地震の発生様式に関する知見を踏まえ、津波をもたらす地震の発生位置や発生様式ごとに、断層モデルを設定するものとする。

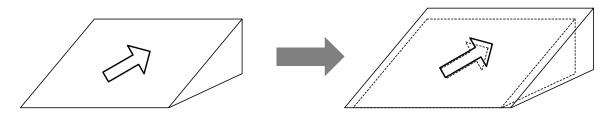
なお、本体系化原案で言う津波地震とは、谷岡・佐竹(1996)が示すような、「海溝のすぐ そばの柔らかいプレート境界近くで発生し、断層運動はゆっくりしており、地殻変動が大 きい」プレート間逆断層地震を指している。(付属編 1.1.1 参照)

(2) スケーリング則

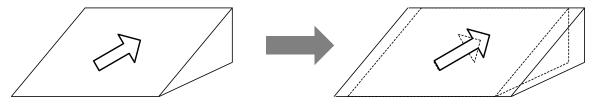
 M_w に関連する断層パラメータのスケーリング則としては、次の3つの考え方がある。(図 4-3、付属編 1.3.1 参照)

- 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
- 2) 断層幅 Wのみに限界を設定する方法
- 3) 断層長さ L と断層幅 Wに限界を設定する方法

1) 限界を設定しない方法



2) 断層面の幅のみに限界を設定する方法



3) 断層面の長さと幅に限界を設定する方法

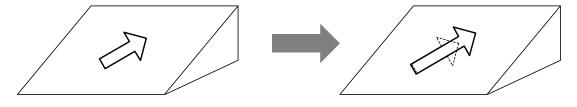


図 4-3 3つのスケーリング則

各スケーリング則は、それぞれ次のような場合に適用される。

1) 限界を設定しない方法

地震による破壊領域が,破壊可能な範囲に比較して小さく,長さ・幅が上限に達 していない場合。

2) 断層面の幅のみに限界を設定する方法

地震発生層の厚さに限界があり、地震による破壊が地震発生層厚さの上限に達している場合。(海域活断層、プレート内正断層等)

3) 断層面の長さと幅に限界を設定する方法

地震発生層の厚さおよび断層面の長さに限界があり、地震による破壊が地震発生 層厚さおよび断層面長さの上限に達している場合。

想定津波の評価にあたっては、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を適用する。

4.3.2 プレート境界付近に想定される地震に伴う津波の波源の設定

(1) 評価対象

プレート境界付近に将来発生することを否定できない地震に伴う津波を評価対象とする。

(2) 基準断層モデル

津波をもたらす地震の発生位置や発生様式を踏まえたスケーリング則に基づき、想定するモーメントマグニチュード Mw に応じた基準断層モデルを設定する。

(3) 波源位置

波源設定のための領域区分は、地震地体構造の知見に基づくものとする。また、基準断層モデルの波源位置は、過去の地震の発生状況等の地震学的知見等を踏まえ、合理的と考えられる位置に津波の発生様式に応じて設定することができる。

(4) 最大モーメントマグニチュード

基準断層モデルの最大モーメントマグニチュードは、津波をもたらす地震の発生位置や発生様式ごとに既往最大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 Mw と同等以上の値とする。

「解説〕

(1) 評価対象

太平洋沿岸のようなプレート境界型の地震が歴史上繰返し発生している沿岸地域については、各領域で想定される最大級の地震津波をすでに経験しているとも考えられるが、念のため、プレート境界付近に将来発生することを否定できない地震に伴う津波を評価対象とし、地震地体構造の知見を踏まえて波源を設定する。

プレート境界付近に想定される地震に伴う津波については、日本周辺のプレートテクト ニクスならびに発生する地震の特性とこれを表現する断層モデルの特徴に関する知見に基 づき、日本周辺を次に示す2つの海域に区分することができる。

- 1) 太平洋プレートの沈み込みに関連した海域
- 2) フィリピン海プレートの沈み込みに関連した海域

そこで、本体系化原案では、プレート境界付近に想定される地震に伴う津波を表 4-1 に示すように 2 種類に区分して波源を設定する。

(2) 基準断層モデル

津波をもたらす地震の発生位置や発生様式を踏まえたスケーリング則に基づき、想定する津波の Mwに応じた基準断層モデル(本編 3.3 参照)を設定する。海域ごとの基準断層モデル設定方法等を本編参考資料 1~2 に示す。また、海域ごとの基準断層モデルの設定根拠等の詳細を付属編 1.3.2 および 1.3.3 に示す。

本体系化原案では、既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルおよび各種地震学的知見に関する検討から得られた地震・断層モデルの特徴を反映できるよう、海域ごとに異なる 断層パラメータ設定方法を採用している。

日本海溝沿いおよび千島海溝(南部)沿い海域,南海トラフ沿い海域では,過去に繰り返し津波が発生しており,また,プレート境界形状等に関する知見が比較的豊富であるため,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ことにより,海域ごとの特徴を反映した基準断層モデルを設定する。

なお、ここでは限られた海域についての考え方を示しているが、他海域の想定津波を評価する際には、同様の検討方法に基づき、基準断層モデルを設定することができる。

(3) 波源位置

波源設定のための領域区分は、地震地体構造の知見に基づくものとする。

日本列島周辺については、これまでに、様々な着眼点に基づいた地震地体構造区分図が提案されている。これらのうち、海域まで区分され、津波評価にも適用しうるものとして、萩原編(1991)の地震地体構造区分図がある。(図 4-4 参照)

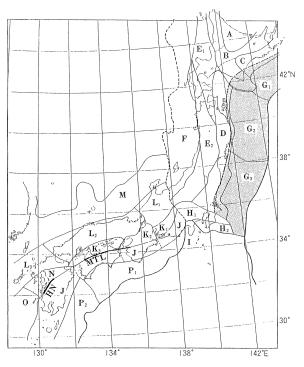


図 4-4 萩原編(1991)の地震地体構造区分図

萩原編(1991)の地震地体構造区分図は、地形・地質学的あるいは地球物理学的な量の共通性をもとにした比較的大きな構造区分でとりまとめられているが、過去の地震津波の発生状況をみると、各構造区の中で一様に特定の地震規模、発生様式の地震津波が発生しているわけではない。

そこで、実際の想定津波の評価にあたっては、基準断層モデルの波源位置は、過去の地震の発生状況等の地震学的知見等を踏まえ、合理的と考えられるさらに詳細に区分された位置に津波の発生様式に応じて設定することができるものとする。各基準断層モデルの波源位置を本編参考資料 1~2 に示す。

(4) 最大モーメントマグニチュード

海域によっては、地震動を説明する断層モデルの Mw と、津波の痕跡高を説明する断層モデルの Mw は必ずしも整合しない(付属編 1.1.4 参照)。本体系化原案では津波の評価を主眼に置いているので、基準断層モデルの最大モーメントマグニチュードは、津波をもたらす地震の発生位置や発生様式ごとに、既往最大津波の痕跡高を説明できる断層モデルの Mw と同等以上の値とする。各基準断層モデルの最大モーメントマグニチュードを本編参考資料 1~2 に示す。

なお、各地体構造区分に起こりうる地震規模の最大値の設定方法については、いろいろな考え方があるが、萩原編(1991)の地震地体構造区分では、海域については過去の地震の最大地震規模に基づいて評価する考え方を示している。

先に述べたように、本体系化原案では、Mwの値自体は津波の痕跡高を説明することができる断層モデルの値としているものの、最大値設定の方法については、萩原編 (1991)の考え方(過去の記録のうち最大規模のものを最大値とする)を踏襲している。

4.3.3 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の波源の設定

(1) 評価対象

日本海東縁部に将来発生することを否定できない地震に伴う津波を評価対象とする。

(2) 基準断層モデル

津波をもたらす地震の発生位置や発生様式を踏まえたスケーリング則に基づき、想定するモーメントマグニチュード Mw に応じた基準断層モデルを設定する。

(3) 波源位置

波源設定のための領域区分は、地震地体構造の知見に基づくものとする。また、基準断層モデルの波源位置は、過去の地震の発生状況等の地震学的知見等を踏まえ、合理的と考えられる位置に津波の発生様式に応じて設定することができる。

(4) 最大モーメントマグニチュード

基準断層モデルの最大モーメントマグニチュードは、津波をもたらす地震の発生位置や発生様式ごとに既往最大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 Mw と同等以上の値とする。

「解説〕

(1) 評価対象

日本海東縁部については明確なプレート境界面は形成されていないと考えられているが、 北海道西方沖~新潟県西方沖にかけて、M7.5 クラスの地震とこれに伴う津波が空間的にほ ぼ連続して発生していることを考慮し、海域活断層に想定される地震に伴う津波の評価と は別に地震地体構造の知見を踏まえた想定津波を評価する。

(2) 基準断層モデル

津波をもたらす地震の発生位置や発生様式を踏まえたスケーリング則に基づき、想定する津波の Mwに応じた基準断層モデルを設定する。基準断層モデル設定方法等を本編参考資料 3 に示す。また、基準断層モデルの設定根拠等の詳細を付属編 1.3.4 に示す。

日本海東縁部では、傾斜方向の異なる地震が発生している等、明確なプレート境界面が 形成されていないと考えられるため、傾斜角等のパラメータの不確定性を反映するととも に地震発生層の厚さの限界を考慮し、次式に示す武村(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。

 $\log L = 0.75 M_w - 3.77$

L: 断層長さ (km)

Mw: モーメントマグニチュード

(3) 波源位置

波源設定のための領域区分は、地震地体構造の知見に基づくものとする。

実際の想定津波の評価にあたっては、基準断層モデルの波源位置は、過去の地震の発生 状況等の地震学的知見等を踏まえ、合理的と考えられるさらに詳細に区分された位置に津 波の発生様式に応じて設定することができるものとする。基準断層モデルの波源位置を本 編参考資料3に示す。

(4) 最大モーメントマグニチュード

基準断層モデルの最大モーメントマグニチュードは、津波をもたらす地震の発生位置や 発生様式ごとに、既往最大津波の痕跡高を説明できる断層モデルの Mw と同等以上の値とす る。

4.3.4 海域活断層に想定される地震に伴う津波の波源の設定

(1) 評価対象

将来における活動を否定できない海域活断層に想定される地震に伴う津波を評価対象とする。

(2) 基準断層モデル

個別の海域活断層の性状を踏まえるとともに、適切なスケーリング則に基づき、想定するモーメントマグニチュード Mw に応じた基準断層モデルを設定する。

(3) 波源位置等

基準断層モデルの位置、断層長さ L および走向 θ は、評価地点個別の海域活断層調査や 文献調査等によって設定する。

(4) 最大モーメントマグニチュード

基準断層モデルの最大モーメントマグニチュードは、評価する海域活断層の長さに基づき設定する。

「解説]

(1) 評価対象

海域活断層の地震に伴う津波による大規模な被害事例はこれまで知られていないが、念のため、将来における活動を否定できない海域活断層に想定される地震に伴う津波を評価対象とする。

ここでいう海域活断層に想定される地震に伴う津波とは、本編 4.3.2 の (1) および 4.3.3 の (1) に示す海域区分とは別に、日本周辺海域全域について考慮するものである。

ただし、太平洋側の海溝部付近の海域活断層は、プレート境界部付近の地震の海底への 反映と考えられるので、海域活断層に想定される地震に伴う津波の波源として考慮しなく ともよい。

また、日本海東縁部のうち、本編参考資料 3 に示す北海道西方沖~新潟県西方沖に示す 海域付近の海域活断層については、これらの海域活断層から想定される地震に伴う津波の 規模が、本編 4.3.3 に示した地震地体構造の知見を踏まえた想定津波の規模を下回る場合 には、「海域活断層に想定される地震に伴う津波」の波源として考慮しなくともよい。

海域活断層に関する調査文献としては、次のようなものがある。

- ・ 海上保安庁水路部:沿岸の海の基本図
- ・ 海上保安庁水路部:大陸棚の海の基本図
- 海上保安庁水路部:海底地形地質調査報告
- ・活断層研究会編(1991):新編 日本の活断層,東京大学出版会,437p.
- ・ 地質調査所(1993):日本地質アトラス 第2版
- · 地質調查所:各種海洋地質図

簡易予測式等を用いて評価地点における津波高の概算値を比較することにより、複数の活断層から詳細評価の対象とする津波を抽出することができる。評価対象津波を抽出するための簡易予測手法としては、阿部(1989)による方法(本編 4.2.1 参照)等がある。

ただし、簡易予測手法による評価では、波源位置の水深や海岸地形の影響が直接考慮されないこと等、厳密性に欠ける面があることから、簡易予測式による絞り込みの結果、評価地点における影響が大きいと考えられる海域活断層に想定される地震に伴う津波が複数ある場合には、これらについて数値計算による詳細な評価を実施することが望ましい。

(2) 基準断層モデル

個別の海域活断層の性状を踏まえるとともに、適切なスケーリング則に基づき、想定する津波の M_wに応じた基準断層モデルを設定する。海域活断層の基準断層モデル設定方法等を本編参考資料 4 に示す。また、基準断層モデルの設定根拠等の詳細を付属編 1.3.5 に示す。

本体系化原案では、海域活断層に想定される地震に伴う津波については、地震発生層の厚さの限界を考慮し、傾斜角等のパラメータの不確定性を反映して武村 (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考え方を採用している。

(3) 断層位置等

海域活断層の断層位置、断層長さ L および走向 θ については、評価地点個別の海域活断層調査や文献調査等によって設定する。なお、傾斜角 δ 等のその他のパラメータについても、評価地点個別の海域活断層調査や文献調査等から明らかな場合には、断層長さ L や走向 θ と同様に確定的に取り扱うことができる。

(4) 最大モーメントマグニチュード

海域活断層に想定される地震に伴う津波については、原則として、評価する海域活断層の長さに基づき、適切なスケーリング則を適用して最大モーメントマグニチュードを設定するものとする。

活断層長さ Lと Mwの関係について,武村(1998)による次式が提案されている。

 $log L = 0.75 M_w - 3.77$

L:断層長さ (km)

Mw: モーメントマグニチュード

従来,活断層から生じる地震規模の推定にあたっては, Lと M_Jの関係として,松田(1975)による次式が用いられることが多かった。

 $\log L = 0.6 M_{\rm J} - 2.9$

M.: 気象庁マグニチュード

武村(1998)に述べられているとおり、 M_J 6.8以上では、 M_W を M_J に換算すれば、武村式は 松田式とほぼ同じである。そこで、本体系化原案では、海域活断層に想定される地震につ いて、次式により M_J と M_W を換算するものとする。

 $M_W = 0.8 M_J + 1.16$

4.3.5 パラメータスタディ

パラメータスタディは、断層モデルの諸条件のうち不確定性が存在する主要な因子について、最大水位上昇量および最大水位下降量の各々について行うことを原則とする。また、パラメータスタディの範囲については、不確定性の程度を考慮して適切に定めるものとする。

「解説〕

基準断層モデルをもとに、断層モデルの諸条件のうち不確定性が存在する因子について パラメータを変動させて数値計算を実施し、想定津波群を評価する。

想定津波群の評価にあたっては、パラメータスタディを実施する因子を適切に選定する とともに、その範囲を合理的に定めることが重要である。

(1) パラメータスタディの手順

基準断層モデルの諸パラメータのうち、より支配的と考えられる因子に関するパラメータスタディを行った後、その中で評価地点に最も影響を与えた断層モデルを用いて、その他の従属的な因子に関するパラメータスタディを行うことを基本とする。

(2) パラメータスタディの因子

パラメータスタディは、基準断層モデル(本編参考資料 1~4 参照)を用いて、表 4-3 に示す因子(○印)について行うことを原則とするが、不確定性が小さいと判断される因子は除くことができる。

各因子の及ぼす影響の程度を試算した例を、付属編1.4に示す。

なお、表 4-3 では限られた海域についての考え方を示しているが、他海域の想定津波を 評価する際には、同様の検討方法に基づき、パラメータスタディを実施する因子を選定す ることができる。

走 地震の 断層面上縁 セグメント 付 海域 向 傾斜角 δ 傾斜方向 すべり角ん の組合せ 発生様式 深さす 置 θ 典型的なプ (すべり方向のばらつ レート間地 \bigcirc \bigcirc \bigcirc \bigcirc 日本海 きを考慮して走向に連 震 溝沿い ~千島 (すべり方向のばらつ 海溝沿 津波地震 \bigcirc \bigcirc \bigcirc \bigcirc い(南 きを考慮して走向に連 部) 動) プレート内 \bigcirc \bigcirc \bigcirc \bigcirc (270°に固定) 正断層地震 \bigcirc 典型的なプ 南海ト (すべり方向のばらつ ラフ沿 レート間地 \bigcirc \bigcirc \bigcirc \bigcirc \bigcirc きを考慮して走向に連 い 震 動) \bigcirc 陸域の浅い 日本海 \bigcirc \bigcirc (西傾斜, 東 (90°に固定) 東縁部 地震 傾斜) \bigcirc \bigcirc \bigcirc \bigcirc 海域活 陸域の浅い (調査により (調査によ (不明な断 (応力場のばらつきを 明確な場合は 断層 地震 り明確な場 層は両方向) 考慮して傾斜角に連動) 合は固定) 固定)

表 4-3 パラメータスタディを実施する因子

〇は原則実施する因子。断層面上縁深さd,走向 θ ,傾斜角 δ ,すべり角 λ 等については,本編参考資料 $1\sim4$ 参照。セグメントの組合せについては本編参考資料2参照。

(3) パラメータスタディの範囲

パラメータスタディについては、合理的と考えられるパラメータの変動範囲で実施することを基本とする。また、既往地震のデータから統計処理が可能な因子については、その標準偏差程度を範囲の目安としてよい(付属編 3.1 参照)。

なお、日本海東縁部および海域活断層に想定される地震に伴う津波の波源については、 不確定性が比較的大きいと考えられる因子に関して、基準断層モデルにおいてその範囲が 示されており(本編参考資料 3~4 参照)、この範囲を目安としてパラメータスタディを実 施すればよい。

【参考文献】

- Abe, K.(1981): Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern pacific, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.27, pp.194-205.
- Abe, K. (1985): Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan sea, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.38, pp.214-223.
- 阿部勝征(1989): 地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測,東京大学地震研究 所彙報, Vol.64,pp.51-69.
- 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,3号, pp.369-377.
- 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.
- 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.
- Kanamori, H.(1977): The energy release in great earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.82, No.20, pp.2981-2987.
- 松田時彦(1975):活断層から発生する地震の規模と周期について,地震第2輯,第28巻,pp.269-283.
- 佐藤良輔編(1989):日本の地震断層パラメター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390p.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編(1999):日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴-追補版,財団法人地震予知総合研究振興会地震調査研究センター,pp.21-27.
- 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.
- 谷岡勇一郎・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.
- 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,pp.60-62.

第5章 数値計算

5.1 基本的考え方

設計津波水位の評価にあたっては、評価地点における最大水位上昇量および最大水位下 降量を精度よく計算できる適切な数値計算方法を用いることとする。

[解説]

(1) 適切な数値計算モデルの選定

適切に与えられた初期条件と境界条件に対して、評価地点での最大水位上昇量および最大水位下降量を精度よく計算できる基礎方程式を適用すること、並びに基礎方程式の型に応じた適切な計算スキームを適用することを基本とする。

なお、数値計算モデルの選定方法については本編5.2で詳しく述べる。

(2) 適切な数値計算の実施

津波の空間波形と波源から対象地点にかけての地形特性等に応じて、計算領域および空間格子間隔、時間格子間隔、地形データ、基礎方程式中の諸係数、再現時間を適切に設定し数値計算を行う。

なお、数値計算の実施方法については本編5.3で詳しく述べる。

5.2 数値計算モデルの選定

5.2.1 基礎方程式と計算スキーム

数値計算の際は、再現すべき現象に関する計算精度と計算に要する時間等を考慮して、 適切な基礎方程式と計算スキームを選択する。

「解説]

(1) 津波に適用される基礎方程式

津波は、水深に比べて波長が長いことから、長波として記述される。長波の理論には以下の各理論があり、三次元の基礎方程式を鉛直方向に積分した平面二次元場を基本として再現すべき現象に応じて適切に使い分けるものとする。

①線形長波理論

波高と水深の比が小さい(非線形性が無視できる)場合に適用する。運動方程式は 非定常項と圧力項(静水圧分布)からなる。海底摩擦が無視できない場合は摩擦項を 考慮する。

②非線形長波理論(浅水理論)

波高と水深の比が小さくない(非線形性が無視できない)場合に適用する。運動方程式は非定常項、圧力項(静水圧分布)および移流項からなり、浅海域における波の前傾化が考慮できる。通常、海底摩擦も無視できないため、摩擦項も同時に考慮する。水平渦動粘性項を導入することもある。

③分散波理論

伝播に伴い津波波形の曲率が大きくなり水粒子の鉛直方向加速度が無視できず、波の分散性が現れる場合に適用する。①に分散項を加えたものを線形分散波理論、②に分散項を加えたものを非線形分散波理論といい、遠地津波の外洋伝播計算には線形分散波理論を適用する。

近地津波については、ソリトン分裂波を伴う津波が発生しても遡上時には砕波減衰が生じ得る。また、仮に過去に分裂しない津波に比べて高い痕跡高を残していたとしても、その痕跡高を説明する断層モデルの設定で採用した基礎方程式と同じ方程式で再現計算する限りにおいては、分裂に伴う水位上昇は断層モデルのすべり量を大きめに設定することにより考慮している。したがって、少なくとも水位を論じる上では、原則としてソリトン分裂波を再現する分散波理論を導入しなくとも良い。分散項は津波の前傾化を抑制する等の効果を有するため、ソリトン分裂波発生領域に限ることなく深海域より一貫して分散波理論を用いた方が、分裂開始位置はじめ海岸部での水位変化を精度よく評価できるとする考え方も最近提案されており(岩瀬ら(1998)、原ら(1998))、将来的には、砕波減衰項等を組み込み、より実用性の高い計算手法に発展することが期待される。

なお、津波計算は上記のような平面二次元での計算を基本とするが、評価地点が北海道

南西沖地震津波の最高遡上高記録地点(奥尻島藻内)のような急勾配かつ曲率の大きい谷 状地形等特殊な海岸地形条件を有する場合には、領域を限って三次元場で定式化された基 礎方程式を用いることが望ましい場合もある(米山・松山(2001))。

(2) 近海伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム

近海伝播を対象とする場合、水深 200m 以浅の海域を目安(首藤(1986)) に浅水理論を適用した基礎方程式を選定する。その場合の計算スキームとしては、スタッガード格子を用いた陽的差分法が採用されることが一般的である。その理由は差分化の際の計算誤差を評価する方法がほぼ確立しているからである。

実務では、後藤・小川(1982)の方法(以下、後藤の方法)と田中(1985)の方法(以下、田中の方法)のいずれかが適用されている(付属編 2.1.1 および 2.1.2 参照)。両者とも浅水理論であることに変わりはないが、表 5-1 に示すような若干の差異がある。

		後藤の方法	田中の方法			
	移流項	保存型を採用	非保存型を採用			
基礎方程式	摩擦項	マニングの粗度係数を適用	一般的な摩擦係数を適用			
	水平渦動粘性項	導入する場合もある	導入している			
	変数配置	スタッガードシステム	同左			
	連続式および運動方程式	リープフロッグ法				
	の圧力項の差分	(空間, 時間とも中央差分のため	同左			
		打ち切り誤差は2次の精度)				
計算スキーム	移流項の差分	一次の風上差分法	ラックスヴェンドロフ法			
		(前進又は後退差分のため打ち	(打ち切り誤差は2次の精度)			
		切り誤差は1次の精度)				
	摩擦項の差分	陰的に近似	陽的に近似(時間前進差分)			
	水平渦動粘性項の差分	_	陽的に近似(時間前進差分)			

表 5-1 後藤の方法と田中の方法の比較

しかしながら、海底勾配が 1/100 以下かつ周期が 5 分以下のような特殊な条件を除けば、両者にほとんど差がないことが確認できている(付属編 2.1.3 参照)ことから、実用上はいずれの方法を用いても問題はない。

なお、実務で用いられている上記二つの方法以外の数値計算方法や有限要素法等を適用 してもよいが、適用する場合は、予め計算誤差を適切に評価し、上記の方法と同等以上の 計算精度を有することを確認しておかなければならない。

(3) 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

遠方海域から伝播する遠地津波に対しては、波高が水深に比べて小さいため線形理論が 適用できる。ただし、初期波形が様々な周期成分を含んでいる場合、水深の深いところで は周波数毎に波速が少しずつ異なるため、長時間伝播すると次第に短周期成分程遅れが生 じてくることから、この効果を再現するためには分散項を含む運動方程式の適用が必要と なる。さらに、遠地津波に対しては運動方程式中にコリオリカを考慮する必要があること に加え、地球が球形である効果を無視できないため球座標系を採用する必要がある(付属編 2.2.1 参照)。計算スキームとしては、スタッガード格子で、かつ連続の式には陽的差分法、運動方程式には陰的差分法が採用されることが一般的である(付属編 2.2.2 参照)。

5.2.2 初期条件

数値計算の初期水位条件として、断層モデルによって計算される鉛直変位分布を海面に 与える方法を用いることを基本とする。

[解説]

(1) 海底面の鉛直変位分布

数値計算の初期条件設定に必要となる海底面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の仮定のもとで地震断層運動に伴う変位分布を計算するMansinha and Smylie(1971)の方法(付属編 2.3 参照)が一般的に採用されている。このことから、本体系化原案では、近地津波および遠地津波とも、この方法により鉛直変位分布の計算を行ってよいものとする。

なお、この解析結果は、地盤のポアソン比 ν が 0.25 (Lame の定数 μ と λ が互いに等しい) の条件下で得られることに注意する必要がある。 $\nu \neq 0.25$ の条件および割れ目噴火に対応する開口断層にも適用できるさらに汎用性の高い地殻変位解析方法としては、岡田の方法 (0kada(1985)) がある。

(2) 変位の継続時間

大規模津波を発生させる場合の断層の破壊時間は数 10~120 秒程度とされるが,この程度の海底変位継続時間では瞬時に海底が変化した場合と比べて津波計算結果はほとんど差がないとされている (Aida(1969),岩崎ら(1974))。したがって,現実的な変位継続時間を考慮しても変位が瞬時に生じると仮定してもいずれでも良い。なお,瞬時に海底変位が生じるとして計算した場合には海面に短周期振動が現れることがあるが,時間をかけて海底変位を与えたときにこの振動が生じないのであれば,津波本体とは関係がないので無視して良い。

一方、海底面の変位継続時間 T_v 、断層幅方向の津波波長 L、線形長波の伝播速度 C として、 $CT_v/L>4\times10^{-2}$ の場合に、 T_v の間の時系列的な海底鉛直変位分布を基礎方程式中に与えるのがよいとする考え方もある(今村(1989))。

(3) 初期条件の設定

(1) で述べた海底面の鉛直変位分布をその直上の海面に与え、これを津波計算の初期水位条件とするのが一般的であり、これを基本とする。海底地盤変動の時間変化を(基礎方程式中等において)考慮する場合には、静水面を初期水位条件とする。

なお、上記いずれの場合も、津波による初期流速はゼロと設定する。

5.2.3 境界条件

数値計算にあたっては、計算領域、海底・海岸地形、構造物等を考慮して、次に示す境界条件を適切に設定するものとする。

- (1) 沖側境界条件
- (2) 陸側境界条件
- (3) 越流境界条件

「解説

(1) 沖側境界条件

計算領域は有限の範囲を選択せざるを得ないため、人為的に沖側・側方に開境界を設け、 津波が境界がない場合と同じ挙動を示すよう適切な条件を与える必要がある。なお、本体 系化原案では沖側境界と側方境界を含めて沖側境界と称する。

1) 計算領域内から領域外へ向かう波が存在する場合の境界条件

従来は,進行波の条件(Aida(1969),相田(1970,1974),岩崎・楊(1974))を用いて線流量を表現する方法が用いられてきたが,この条件が成立しない場合の対処方法として,特性曲線法をもとに誘導される自由透過の条件(後藤・小川(1982))が考案されている。

その他の自由透過の条件としては、境界に仮想的な完全反射の壁面を設定し、そこで発生する重複波の半分が透過波成分と等しいという原理を利用(日野ら(1988))して、与えることが出来る。この時、壁面の位置を工夫して設置すると高い精度の結果が得られる(今村(2001))。

なお、特性曲線法と仮想的完全反射条件については、領域外から計算領域内へ向かう波 が共存する場合にも適用できる。ただし、後者については、沖合境界に対する入射角が直 角に近い条件で適用可能である。

2) 近海での沖側境界から波を入射する方法

遠地津波の計算にあたって、外国沿岸に設定した断層モデルから得られた初期条件のもと、球座標系で定式化された線形分散波理論に基づき日本沿岸における津波波形を計算した場合は、その波形の入射波成分を沿岸計算用の計算格子(近地津波と同様の格子)の沖側境界に与えることができる。また、検潮記録から逆算した時系列波形を上記同様に沖側境界に与える方法もある。

(2) 陸側境界条件

海域と陸域の境界条件については、次に示す各条件を参照して適切に設定するものとする。

1) 完全反射条件

陸上部への遡上を考慮しない場合は、汀線を鉛直無限壁と考えて汀線に直角な方向の線流量をゼロとする。つまり、完全反射の条件を採用する。ただし、この条件を用いる場合は、汀線に隣接する海側格子の海底が引き波の際に露出しないように十分な水深が存在する必要がある。この水深が小さい場合は、引き波時に海底面の露出を考慮し、次の押し波時に次項で述べる陸上遡上境界条件を用いることができる。

2) 陸上遡上境界条件

陸上斜面への遡上を考慮する場合や浅い海域の引き波の際等は、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。実務では、岩崎・真野(1979)の方法が広く用いられている(付属編 2.4 参照)。この方法の要点は次のとおりである。

- ・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。

最近では、遡上計算で線流量を求める際の全水深や移流項の扱いに関して岩崎・真野の 方法を見直した先端条件を提案している例もある(小谷ら(1998)、付属編 2.4 参照)。

(3) 越流境界条件

防波堤、海岸堤防・護岸等の構造物を越流する際の境界条件については、次に示す各条件を参照して適切に設定するものとする。

1) 防波堤等を格子の地盤高で表現する場合

防波堤等を格子地盤高で表現できる場合には、防波堤等を越流する際の境界条件として、 前節で述べた陸上遡上境界条件を適用することができる。

2) 防波堤等を格子間の境界で表現する場合

①本間公式(本間(1940))

計算領域内に防波堤・防潮堤が存在し、水位がその天端高を越えた場合、天端高を基準とした堤前後の水深を h_1 、 h_2 ($h_1 > h_2$)とすると、越流状態に応じて堤単位長さ当たり越流量qを以下のように求めることができる(岩崎ら(1981)、後藤・小川(1982))。

(完全および不完全越流)

$$q=\mu h_1\sqrt{2gh_1}$$
 $h_2\leq \frac{2}{3}h_1$ (潜り越流) $q=\mu'h_2\sqrt{2g(h_1-h_2)}$ $h_2>\frac{2}{3}h_1$ \mathbb{Z} ここに、 $\mu=0.35$ 、 $\mu'=2.6\mu$ 、重力加速度 q 図 5-1 本間公式の説明図

なお,越流しない防波堤・防潮堤では,それを鉛直無限壁とする完全反射条件を与え, 堤に直角方向の線流量をゼロとする。

②相田公式(相田(1977))

汀線に護岸が存在する場合には、潜堤の場合のように流量係数 C_1 を用い、護岸内側への 堤単位長さ当たり越流量 Q を以下のように求めることができる。

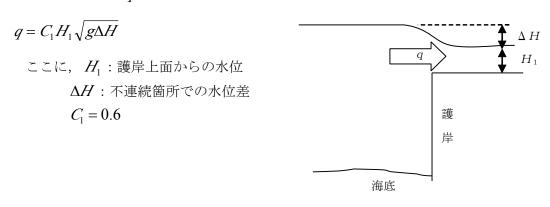


図 5-2 相田公式の説明図

5.3 数値計算の実施

5.3.1 計算領域および空間格子間隔の設定

数値計算に用いる計算領域および空間格子間隔については、波源域の大きさ、津波の空間波形、海底・海岸地形の特徴、評価地点周辺の構造物等を考慮して、適切に設定するものとする。

[解説]

津波の計算領域については、その中に波源域を含み、評価地点での最大水位上昇量および最大水位下降量に影響を及ぼす屈折(レンズ効果を含む)、反射(多重反射を含む)、回折、セイシュ、捕捉効果、遡上等が精度よく再現できるような領域を設定する必要がある。 津波計算においては、このような観点から、津波の空間波形および地形の状況に応じて異なる格子間隔の領域を接続して同時に計算する方法が用いられる。すなわち、外洋では津波空間波形の 1 波長は数 10 km~数 100 km のオーダーであるが、水深が小さくなるにつれて波長が短くなるため、これに合わせて順次細かいものを用いる必要がある。また、海岸付近については、地形が入り組んでいる場合が多いため、津波の空間波形に加えて、対象とする海岸の特徴的な地形または人工構造物のスケールに応じて空間格子間隔を適切に設定する必要がある。

計算領域と空間格子間隔の設定および接続にあたっては以下の点に留意する。

(1) 空間格子間隔

各部分領域において精度良い計算結果が得られるよう以下のように空間格子間隔を設定する。だだし、以下に示すのは、最も一般的なスタッガード格子・リープフロッグ差分法を基本とした数値計算モデルを適用した場合の目安値であり、有限要素法等の他の数値計算モデルを適用する場合の要素寸法や格子間隔については、それらと計算誤差の関係を十分検討してから適切な値を設定する必要がある。

1) 波源域

波源域においては、波源域の大きさおよび津波の空間波形に着目して格子間隔を設定する。

津波の空間波形に基づき格子間隔を設定する際の目安として,長谷川ら(1987)が提案した方法,すなわち,津波空間波形の1波長の1/20以下を格子間隔として設定する方法を採用してよい。

2) 伝播過程における海域

伝播過程における海域においては、津波の空間波形に加え、海底地形の影響で生じる屈 折現象に着目して格子間隔を設定する。

海底地形が単純である場合には、格子間隔を設定する際の目安は 1) と同じであるが、屈

折現象の影響が大きいと判断される領域については、1波長の1/100以下の格子間隔が必要となる場合もある(付属編2.5.1参照)。

3) 評価地点周辺の海域

評価地点周辺の海域においては、津波の空間波形、海底勾配、海底・海岸地形、防波堤等の構造物の規模・形状等に着目して格子間隔を設定する。

海岸地形が複雑ではなく、構造物の影響がほとんどない条件下において、水深 50m 以浅から汀線までについて格子間隔を 100m 程度から 25m 程度まで徐々に小さくすることを目安とする。

港湾等が存在する場合については、その港口部付近では港口幅の 1/5 程度以下の計算格子を用いれば港内水位を精度良く計算できることがわかっている(付属編 2.5.2 参照)。

また、評価地点付近がV字状の湾になっている場合については、湾内平均波長 L_v と湾奥行き ℓ の比 L_v / ℓ に応じて格子間隔を設定する必要がある。この場合、 L_v / ℓ < 6 では湾奥部で津波あるいは誘発されたセイシュの1波長の 1/100以下の格子間隔が必要となる場合もある(付属編 2.5.2 参照)。

4) 遡上域

地形が複雑でない条件下における遡上域の格子間隔 Δx の設定にあたっては、斜面勾配 α 、周期 T、重力加速度 q を用いた次式によって設定してもよい(付属編 2.5.2 参照)。

$$\frac{\Delta x}{\alpha g T^2} \le 7 \times 10^{-4}$$
 (マニングの粗度係数 $n=0.03$ m $^{-1/3}$ s の場合) $\frac{\Delta x}{\alpha g T^2} \le 4 \times 10^{-4}$ (摩擦項を考慮しない場合, Goto and Shuto(1983))

(2) 空間格子間隔の異なる部分領域の結合

接続計算では、空間格子間隔の選定に注意が必要である。あまり格子間隔の違いのある領域を接続させると、小さな格子間隔の領域(小領域)で誤差が蓄積する場合がある。これは、各領域で再現できる限界波長が格子間隔の2倍となるために、小領域で発生した短い波長成分が大領域へ接続できずに内部に残されてしまうためである。格子間隔の選定としては、1/3 あるいは 1/2 等の割合で減少させることが必要である。

なお,各計算領域を接続する際に、側方接続境界が陸岸と鋭角で交わる場合は、陸岸からの反射波がすぐ側方境界に達し、地形が粗いままで得られた外側の大格子領域での計算 結果との差が大きく不安定となる場合もある。

5.3.2 時間格子間隔の設定

時間格子間隔については、計算の安定性等を考慮して適切に設定するものとする。

「解説]

本編 5.3.1 で述べた考え方に従って適切に設定された空間格子間隔に対して、計算の安定性等を考慮して次に示す CFL 条件(波動数値計算における一般的な安定条件であり、以下には平面二次元数値計算の場合の条件を示す)を満たすように時間格子間隔を設定する。

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{2gh_{\max}}}$$

ここに、 Δx : 空間格子間隔

 Δt : 時間格子間隔

 h_{max} :最大水深

g: 重力加速度

通常、複数の大きさの格子を接続して時間格子間隔一定で一度に数値計算を行うことから、まず Δx が同じである領域ごとに CFL 条件を満たすように Δt を求め、最終的には最小の Δt 以下を時間格子間隔として採用することになる。

ただし、実際に計算を行う場合は、数値誤差や現象の非線形性が介在するため、 Δt は $\Delta x/\sqrt{2gh_{max}}$ に比べて余裕をもって小さく設定する必要がある。特に、津波の引き波時に高速流が現れる場合の計算を行う際には、津波伝播速度 $\sqrt{gh_{max}}$ よりも流速値の方が大きくなり計算の発散につながることもある。

5.3.3 地形データ

計算に用いる地形データは、最新の海底地形図、陸上地形図等をもとに作成することを 基本とする。

[解説]

(1) 水深データ

近年の広範囲を対象とする音響測深技術の発達や衛星通信による位置測定技術により, 水深分布の測定技術は飛躍的に向上している。そのため,既往津波の再現計算および想定 津波の計算においては,精度向上の観点から,用いる水深データは,最新の測定結果をも とに作成することを基本とする。

海底地形データとしては、海上保安庁水路部の海図や海の基本図、財団法人日本水路協会の日本周辺 1km メッシュ海底地形デジタルデータ等が活用できる。さらに、評価地点周辺で深浅測量が既に実施されていれば、その測量データを用いることができる。

遠地津波等海洋の広範囲を対象とする場合は NOAA(1988)による 5 分メッシュの地形データ等が、また、広範囲かつ深海域を対象とする場合は Smith and Sandwell (1997a, 1997b)) による 2 分メッシュの地形データが活用できる。

(2) 遡上域地形データ

遡上域の計算に用いる陸域地形データも最新の地形図をもとに作成することを基本とする。陸域地形データとしては、国土地理院や財団法人日本地図センターの数値地図を活用することができるが、海岸付近の地形精度は必ずしも十分ではないことに注意する必要がある。

(3) 過去の地形データ

既往津波来襲時に存在しなかった人工改変(構造物等)が最新地形データに反映されている場合には、評価地点での想定津波水位を痕跡高と比較する際、並びに既往津波水位の再現計算の際、改変部分のみ改変前の地形が記載されている地形データを用いることとする。

なお、以上の地形デジタルデータの基準となる座標系については、国内で作成されたものは日本測地系を、アメリカの衛星データは世界測地系 WGS84 が用いられており、併用する場合には、それに留意するべきである(今井(2000)、仙石ら(2000)、高橋(1999))。

5.3.4 諸係数等

数値計算に用いる諸係数等は文献等を参照して適切に設定する。

[解説]

(1) 摩擦項に関係する係数

摩擦項に与える係数は表 5-2 を参考に設定する。

表 5-2 摩擦項に与える係数

係数の名称	文献で示されている値	原子力発電所の設計津波水位評価で よく用いられる値				
マニングの粗度係数 n (m ^{-1/3} s)	岩崎・真野(1979):海域 0.03 後藤・佐藤(1993):海域 0.025 小谷ら(1998):遡上域(次の通り) 高密度居住区 0.08 中密度居住区 0.06 低密度居住区 0.04 森林域 0.03 田畑域 0.02	海域 0.03 遡上域 0.03				
摩擦係数 k _b	田中(1985): 深海域 0.0026 浅海域 0.005~0.01 遡上域 0.01~0.5	深海域(15m以深目安)0.0026 浅海域(15m以浅目安)0.00637 遡上域 0.01				

ただし、摩擦係数を水深によって変化させる場合、不連続に変化させるとその場所で流速場の計算結果が不自然な状況になることもあるため、滑らかに変化するよう設定するのが望ましい。

(2) 渦動粘性係数

渦動粘性係数が $10m^2/s(10^5cm^2/s)$ 以下であれば,ゼロの場合に比べて水位低下率が 5%程度以下である(付属編 2.7.2 参照)ので、本体系化原案のように水位変化を評価対象とする場合には、最大値として $10m^2/s(10^5cm^2/s)$ を目安とすることができる。なお、田中の方法では、渦動粘性係数としては経験的に $10m^2/s(10^5cm^2/s)$ を採用している。

(3) 津波先端に関係する水深

理論上は、津波先端部の水深がゼロとなったときに新たにそこを露出域と判定するわけであるが、実際には、数値計算誤差により微小水深が残ってしまい意味のない計算を継続することもある。また、遡上した津波の先端部は水深がごく小さいため、摩擦項および移流項の分母が小さくなり、数値計算が発散しやすくなる。そこで、①先端の水深をゼロとみなして計算を実行しないように「打ち切り水深」を設定したり、さらに、②摩擦項および移流項に代入する水深をある水深より小さくならないように「仮想水深」を設定する方法が用いられる。今津ら(1996)は打ち切り水深および仮想水深に関する研究を行っており、設定にあたって参考とすることができる。

5.3.5 再現時間

再現時間については、津波の特性、地形条件等を考慮して適切に設定するものとする。

[解説]

津波は第一波で最大水位上昇量または最大水位下降量が発生するとは限らず、波源での水位変化時系列および対象地点やその周辺・周囲の地形条件等によって、それらが生ずる時刻は変わってくる。例えば、湾内固有振動が励起される場合や、対岸からの第一波の反射波と後続の津波が重なり合うような場合には、数波め以降に最大水位上昇量や最大水位下降量を生じることもあり、これらを捉えることのできる十分な再現時間を選択することが重要である。

【参考文献】

- Aida, I. (1969): Numerical Experiments for the Tsunami Propagation the 1964 Niigata Tsunami and the 1968 Tokachi—oki Tsunami, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 47, pp. 673—700.
- 相田勇(1970): 1923 年関東地震津波の数値実験,東京大学地震研究所彙報, Vol.48, pp.73-86.
- 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):陸上に溢れる津波の数値実験-高知県須崎および宇佐の場合-,東京大学 地震研究所彙報,Vol.52,pp.441-460.
- 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資料,52p.
- Goto, C. and N. Shuto(1983): Numerical simulation of tsunami propagation and run-up, Tsunamis.—Their Science and Engineering, pp.439-451.
- 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.
- 原信彦・岩瀬浩之・後藤智明(1998): 非線形分散波理論式に関する多段階混合差分スキームの提案, 海岸工学論文集, 第 45 巻(1), pp.26-30.
- 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/Ⅱ-7,pp.111-120.
- 日野幹雄・仲座栄三(1988):数値波動解析における新しい無反射境界スキームの平面 2次元問題への適用,第35回海岸工学講演会論文集,pp.262-266.
- 本間仁(1940):低溢流堰堤の流量係数,土木学会誌,第 26 巻,第 6 号,pp.635-645.,第 9号,pp.849-862.
- 今井健三(2000):海図と測地系-世界測地系海図への移行-,地図ニュース,No.331,pp.19-21.
- 今村文彦(1989): 数値計算による津波予警報の可能性に関する研究, 東北大学工学研究科学位論文, 161 p.
- 今村文彦(2001): 石垣島における 1771 年明和大津波と津波石移動の数値解析, 津波工学研究報告, 第 18 号, pp.61-72.
- 今津雄吾・今村文彦・首藤伸夫(1996):氾濫計算を安定に行うための先端条件の検討,土 木学会第51回年次学術講演会講演概要集 第2部,pp.242-243.
- 岩崎敏夫・楊沢民(1974):三陸大津波の数値実験,第21回海岸工学講演会論文集,pp.83-89.
- 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.
- 岩崎敏夫・真野明・荒井唯(1981): 綾里湊における津波の数値計算,第 28 回海岸工学講演会論文集,pp.79-83.

- 岩瀬浩之・見上敏文・後藤智明(1998): 非線形分散波理論を用いた実用的な津波計算モデル, 土木学会論文集, No.600/Ⅱ-44, pp.119-124.
- 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,第 45 回海岸工学講演会論文集,pp.356-360.
- Mansinha, L. and D.E. Smylie (1971): The displacement field of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.
- NOAA(1988): Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the surface of the Earth, NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado
- Okada,Y.(1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.75, No.4, pp.1135-1154.
- 仙石新・加藤剛・福良博子・小山薫・藤田雅之・矢吹哲一朗(2000): Lageos 1 および Lageos 2 の long-arc 解析による本土海洋測地基準点座標決定と日本測地系と世界測地系の変換パラメータの再決定,水路部研究報告,第 36 号,pp.97-109.
- 首藤伸夫(1986):津波と防災,土木学会論文集,No.369/Ⅱ-5,pp.1-11.
- Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell(1997a): Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, Science, Vol.277, pp.1956-1962.
- Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell(1997b): Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry, Journal of Geophysical Research, Vol.102, pp.10039-10054.
- 高橋保博(1999): 測地成果 2000-日本測地系の現状と問題点-,国土地理院時報,第 91 集,pp. 1-8.
- 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.
- 米山望・松山昌史(2001): 1993 年北海道南西沖地震津波における局所遡上現象の数値解析, 電力中央研究所報告, U01002, 17p.

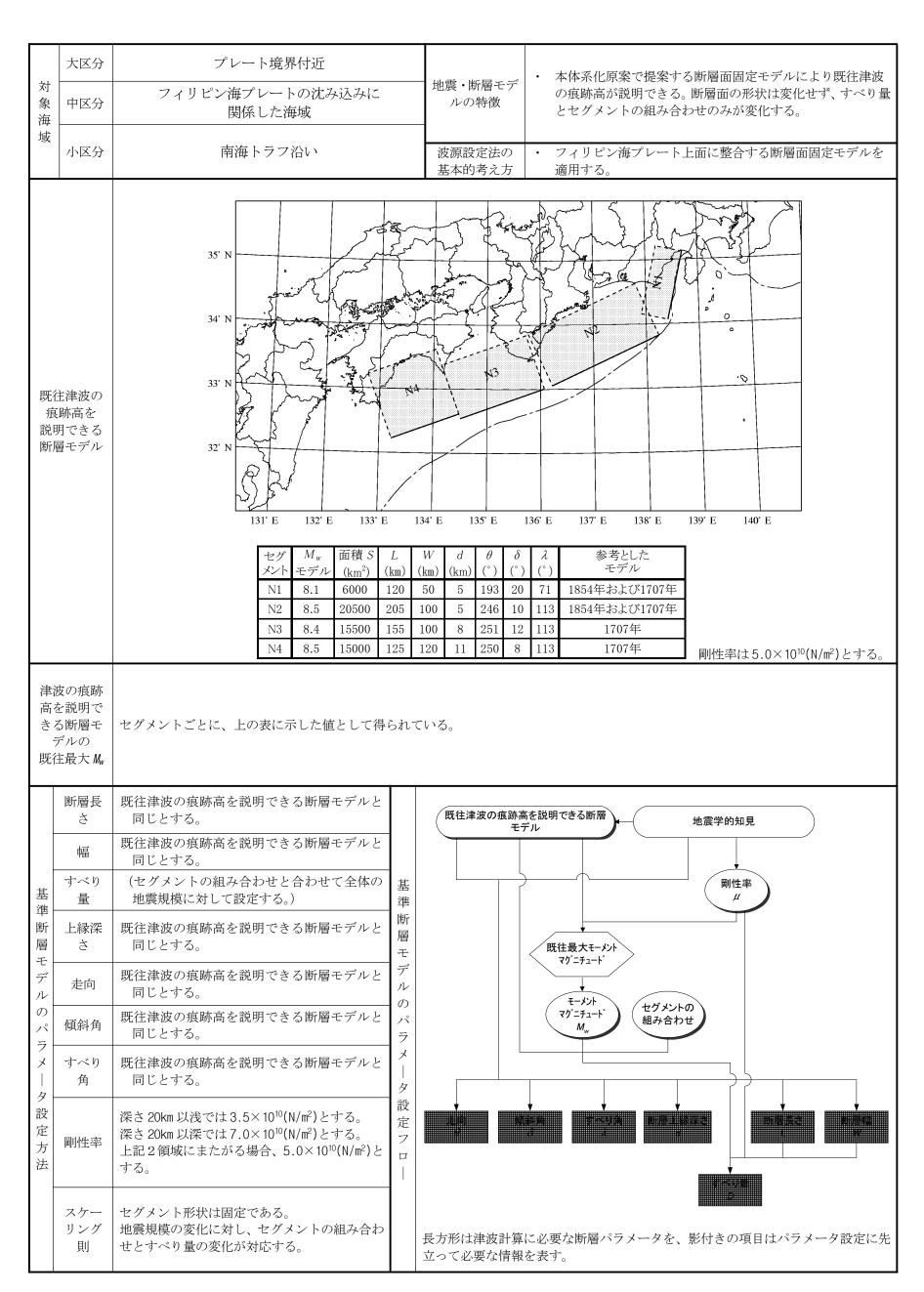
第6章 あとがき

想定津波の予測には種々の不確定性や誤差が含まれるが、それらをひとつひとつ分解して定量的に示すことは困難であること、将来発生する津波の波源をひとつに限定することができないこと等から、本体系化原案では、波源の断層モデルの諸パラメータを合理的な範囲で変化させたパラメータスタディを多数実施することにより、種々の不確定性を設計に反映することができる津波評価方法を提案した。提案した設計津波評価方法については、日本沿岸の代表的な痕跡高との比較・検討に基づき、全ての対象痕跡高を上回ることを確認することで妥当性を確認した。

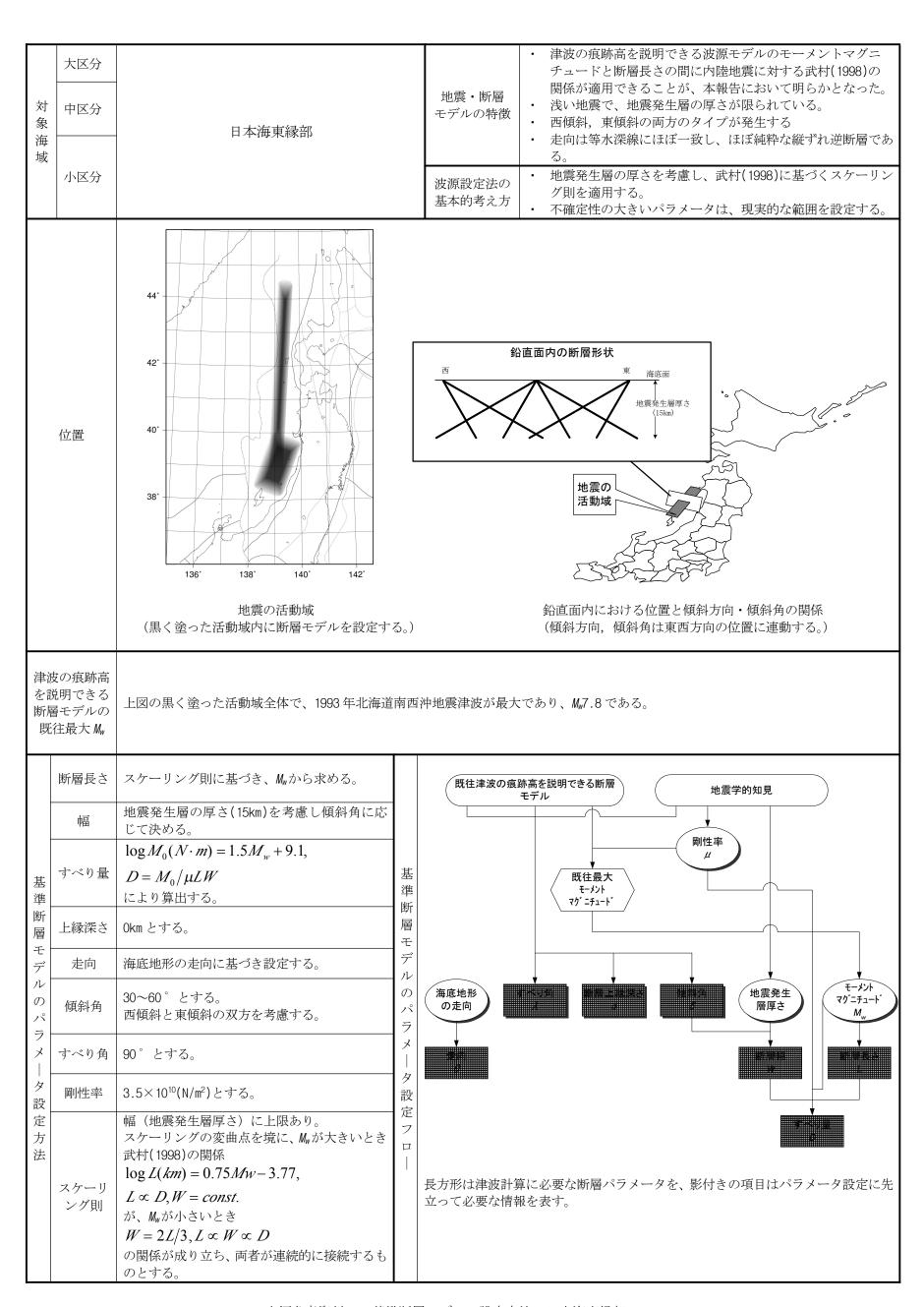
今後の課題としては、波力、海底土砂移動等、水位変化以外の津波現象に関する検討等が挙げられる。これらの課題については、解決に向けて現在鋭意研究が進められており(研究動向等についてはレビュー編参照)、近い将来、それらの成果を実務に適用することにより、設計の効率化および信頼性の向上が図られることが期待される。

_	T		_										
	大区分	プレート境界付近										間逆断層地震、	
対象海4	中区分	太平洋プレートの沈み込みに関係した海域	地) 	地震・断層モデルの特徴 波源設定法の基本的考え方		- 1 が附属バフメータに特徴をもつ							
域	小区分	日本海溝沿い及び千島海溝(南部)沿い				・ 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 Myに応じた基準断層モデルを設定する。							
痕 説	生津波の いいできる 弱モデル	44 43 44 41 40 39 2 41 40 39 2 37 40 5 5 5 5 6 7 38 38 38 38 38 38 38 38 38 38	-1 -2 2 3 4 5 6	L (km) (km) (km) 60 10 130 10 150 10 50 1210 70 26 66 100 60 200 50 100 100 100 100 100 100 100 100 10	n) 200 200 300 600 600 600 600 600 600 600 600 6	D (m) 2.2 3.5 6.0 9.7 6.6 4.0 2.0 2.3 6.5	$ \begin{array}{c} \delta \\ (°) \\ 27 \\ 20 \\ 20 \\ 45 \\ 15 \\ 20 \\ 10 \\ 20 \\ 8 > h M_0 \sigma \end{array} $	よ (°) 115 115 80 75 270 85 85 85 95	ル ×10 ¹⁰ 5.0 5.0 5.0 3.5 7.0 5.0 7.0 5.0 3.5	M_0 $\times 10^{20}$ 6.6 22.8 45.0 35.6 42.7 29.4 2.4 6.9 22.8	M_{w} モデル 7.8 8.2 8.4 8.3 7.5 7.8 8.2	対応する 既往津波 1973年 1952年 1968年 1896年 1933年 1793年 1978年 1938年 1677年	
津波の痕跡 高を説明で きる断層 デル大 M _w		44' 42' 40' 38' 5 7 36' 41' 42' 140' 142' 144' 146'			領 1 2 3 4 5 6 7 8	域	既往最 8. 8. 8. 8. 7. 7. 8.	2 4 3 6 2 7 9		ける既往 1952年 1968年 1896年 1611年 1793年 1978年 1938年 1677年	津波		
	断層長	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。			既往海		弥高を説明 モデル	できる断層) —(Ħ	也震学的知見	1	
+	幅	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。	基					■性率					
基準断層	上縁深	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。 プレート間地震は、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。	準断層モ				既往最大モマグニチュ・)			プレート内地震	
モデルのパラメータ設定方法	さ 走向	プレート内地震はゼロとする。 太平洋プレート上面(海溝)の等深線の走向に基づき記字する	デル				₹ - メント マグニチュー		<u>_</u>		プレー	+	
	傾斜角	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。	のパラ				77 = 71 - M _w)	7	り方向	境界形		
	すべり 角	プレート間地震は、走向とすべり方向に基づき設定する。 プレート内地震は、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。	メータ設定フ	14. 14.		V			▼ 				
	剛性率	深さ 20km 以浅では 3.5×10 ¹⁰ (N/m²)とする。 深さ 20km 以深では 7.0×10 ¹⁰ (N/m²)とする。 上記 2 領域にまたがる場合、5.0×10 ¹⁰ (N/m²)とする。	/ ロ -					プレート内地		→			
	スケー リング 則	津波地震・プレート内地震は幅50kmを上限とする。 通常のプレート間地震は、深さ50kmに達する場合、 幅に制限を設ける。他の場合、制限なし。		プレート間 長方形は酒 に先立って	津波計算	算に必	要な断層					ある。 パラメータ設定	

本編参考資料1 基準断層モデルの設定方法-日本海溝沿い及び千島海溝(南部)沿い-



本編参考資料2 基準断層モデルの設定方法-南海トラフ沿い-



本編参考資料3 基準断層モデルの設定方法-日本海東縁部-

				İ						
対象海域	大区分 中区分	海域活断層		地震・断層 モデルの特徴	・ 活断層による大規模な既往の地震津波はない。・ 地震発生層の厚さが限られている。・ 地殻構造は陸域から連続すると考えられる。					
		*海域活断層による津波が沿岸で最大規	目描し去うこれる		・ 傾斜角は高角側に集中している。					
	小区分	のは、ほぼ西南日本周辺海域に限定されに西南日本周辺海域に関する記述である。	るため、以下は主	波源設定法の 基本的考え方	・ 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。 ・ 不確定性の大きいパラメータは、現実的な範囲を設定する。					
	位置	・ 位置は活断層調査結果に基づいる	て設定する。							
	ーメントマニチュード	断層長さから、スケーリング則を	を適用して設定す	ける。						
基準断層	断層長さ	基本的には活断層調査結果に基づいて設定する。 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。	文章	献調査等	地震学的知見					
	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。	V	脚性率 地震発生 原厚さ 方向 方向 カー・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・						
	すべり量	$\log M_0(N \cdot m) = 1.5 M_w + 9.1,$ $D = M_0/\mu LW$ により算出する。	基準							
	上縁深さ	Okm とする。	断 層	M _w						
層モデル	走向	活断層調査結果に基づいて設定する。	モデル							
ルのパラ	傾斜角	発震機構解の分析等により設定する。45~90°とする。	のパラ							
メ	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。	メ タ							
夕設定方法	剛性率	3.5×10 ¹⁰ (N/m²)とする。	長方形は津を情報を表がれた。 流れに 領斜角等の	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						
法 -	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 $\log L(km) = 0.75 Mw - 3.77$, $L \propto D, W = const.$ が、 M_w が小さいとき $W = 2L/3, L \propto W \propto D$ の関係が成り立ち、両者が連続的に	1 / ができる。 							

本編参考資料4 基準断層モデルの設定方法-海域活断層-