

原子力発電所の津波評価技術 2016

平成 28 年 9 月

**公益社団法人 土木学会
原子力土木委員会 津波評価小委員会**

巻頭言

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震はモーメントマグニチュードが 9.0 という日本周辺において観測史上最大のエネルギーを有し、震源域も東西 200 km, 南北 500km という広大なものであった。その被害は未曾有の規模になったが、地盤の揺れに起因する被害は相対的に小さく、ほとんどの人的および経済的被害は千年に一度の規模と言われる津波によるものであった。なかでも、東京電力福島第一原子力発電所の事故は、わが国で最初に経験した格納容器破損に至る過酷事故となり、飛散した放射性物質により多くの人々が避難を余儀なくされ、発災後 5 年以上が経過しても帰還を許されない地域が存在しているなど、大きな爪痕を残した。

この事故の直接的原因は、想定を超える高さの津波の来襲によって防波堤がその機能を果たせず、敷地内の浸水により全交流電源等が喪失したことにあるとされている。福島第一原子力発電所における津波高さの想定には、2002 年に土木学会から刊行された「原子力発電所の津波評価技術」が活用されていたことから、この書籍のとりまとめに関わった技術者、研究者および土木学会は批判を受けることとなった。

実際に生じた地震の規模および津波の規模を想定できなかったことについて、我々技術者、研究者は真摯に向き合い、知識の不足、判断の未熟さを受け入れる必要がある。確かに、地球物理学的な知見の充実には種々の観測機器の発展を待たねばならず、地震の発生メカニズムは 1960 年代後半からようやく実証的な研究が始まったばかりである。津波に関しては、その発生メカニズムが地震の発生メカニズムに大きく依存すると考えられ、本格的な研究は 1970 年代後半に端緒についたものである。

前著である「原子力発電所の津波評価技術」刊行に際しては、津波推定に関する技術は未だ発展途上であったことから、新たな知見を積極的に取り入れることを前提に、既往最大の津波を指標とした。勿論、一定の不確かさを考慮する体系にはなっていたが、結果として、想定を超える津波に襲われた際に原子力発電所のシステムに発生する諸現象についてまでは配慮できていなかった。

津波に関する学問的な発展は正に日進月歩である。2002 年以降も新たな知見が数多く生まれ、津波高さを予測する数値解析技術も格段に進歩している。不幸なことに、それらの成果を十分に活用する前に東北地方太平洋沖地震が発生してしまったが、地震発生から 5 年間をかけて今回の津波の状況を詳細に分析し、これまでの知見を確かめるとともに、津波に関する学問的レベルも高めることができた。これらの成果をとりまとめ、ここに「原子力発電所の津波評価技術 2016」を刊行することとした。なお、ある時点で技術や研究成果をとりまとめるということは、ゴールではなく、次のステップへの出発点である。本書が津波評価技術の更なる発展につながることを期待する。

本書のとりまとめにあたっては、津波評価小委員会の高橋智幸委員長をはじめ、委員、幹事各位の献身的な努力をいただいた。ここに深く感謝の意を表する。

平成 28 年 9 月

原子力土木委員会 委員長 丸山久一

土木学会 原子力土木委員会 構成

(敬称略 50 音順, 平成 28 年 9 月 30 日現在)

委員長	丸山 久一	長岡技術科学大学
副委員長	小長井 一男	横浜国立大学
	蛭沢 勝三	電力中央研究所
幹事長	松村 卓郎	電力中央研究所
委 員	秋山 充良	早稲田大学
	磯部 雅彦	高知工科大学
	江尻 譲嗣	大林組
	大坪 武弘	九州電力
	大野 裕記	四国電力
	小田 満広	北陸電力
	金折 裕司	元山口大学大学院
	北川 陽一	日本原子力発電
	京谷 孝史	東北大学
	越村 俊一	東北大学
	佐藤 慎司	東京大学
	高田 毅士	東京大学大学院
	高橋 一憲	日本原燃
	高橋 智幸	関西大学
	高原 秀夫	鹿島建設
	武村 雅之	名古屋大学
	谷 和夫	東京海洋大学
	佃 榮吉	産業技術総合研究所
	土 宏之	清水建設
	仲村 治朗	中部電力
	奈良 由美子	放送大学
	原口 和靖	関西電力
	伴 一彦	電源開発
	平松 晋一	応用地質
	藤本 滋	東京都市大学
	藤原 正雄	東北電力
	藤原 広行	防災科学技術研究所
	古谷 恵一	北海道電力

委員兼幹事	前川 宏一	東京大学大学院
	松浦 一樹	ダイヤコンサルタント
	三島 徹也	前田建設工業
	村山 正純	五洋建設
	山田 恭平	中国電力
	米山 望	京都大学
	河井 正	東北大学
	庄司 学	筑波大学
	中村 晋	日本大学
	松本 悟	東京電力
幹事	渡辺 和明	大成建設
	審 浩年	関西電力
	東川 直樹	中部電力
	中島 正人	電力中央研究所

以 上

土木学会 原子力土木委員会

津波評価小委員会 構成

(敬称略 50 音順, 平成 28 年 9 月 30 日現在)

※所属は委員等在任時のもの

委員長 顧問	高橋 智幸	関西大学
	磯部 雅彦	高知工科大学
	河田 恵昭	関西大学
	首藤 伸夫	東北大学
幹事長 委員	松山 昌史	電力中央研究所
	天野 智之	中部電力
	有光 剛	関西電力
	安中 正	東電設計
	今村 文彦	東北大学
	蛭沢 勝三	電力中央研究所
	加藤 史訓	国土交通省国土技術政策総合研究所
	後藤 和久	東北大学
	佐竹 健治	東京大学
	嶋原 良典	防衛大学校
	菅原 大助	ふじのくに地球環境史ミュージアム
	高川 智博	国土交通省港湾空港技術研究所
	谷 智之	東京電力ホールディングス
	富田 孝史	名古屋大学
	平田 一穂	東北電力
	平田 賢治	文部科学省防災科学技術研究所
	八木 勇治	筑波大学
	山中 佳子	名古屋大学
	米山 望	京都大学
常時参加者	奥寺 健彦	北海道電力
	柏崎 宏幸	日本原燃
	川真田 桂	電源開発
	清水 雄一	中国電力
	中嶋 光浩	北陸電力
	野瀬 大樹	日本原子力発電
	松崎 伸一	四国電力
	森野 伸崇	九州電力

幹 事	池野 正明	電力中央研究所
	内野 大介	中部電力
	木場 正信	エングローブコンサルタント
	佐藤 嘉則	ユニック
	芝 良昭	電力中央研究所
	玉田 潤一郎	関西電力
	殿最 浩司	ニュージェック
	藤井 直樹	東電設計
	藤田 尚毅	三菱総合研究所
	山木 滋	シーマス
オブザーバー	飯塚 敬一	東電設計
	大平 幸一郎	中部電力
	甲斐田 秀樹	電力中央研究所
	木原 直人	電力中央研究所
	木村 達人	東電設計
	栗田 哲史	東電設計
	佐々木 俊法	電力中央研究所
	佐藤 広章	ニュージェック
	志方 建仁	ニュージェック
	鈴木 義和	原子力安全推進協会
	高吉 啓介	関西電力
	土屋 悟	ユニック
	文屋 信太郎	三菱総合研究所
	保坂 幸一	八千代エンジニアリング
	松田 周吾	関西電力
	森 勇人	中部電力
	吉井 匠	電力中央研究所

退任委員（平成 15 年 4 月以降）

秋山 隆	関西電力
浅野 彰洋	四国電力
伊藤 裕	東北電力
入谷 剛	日本原子力発電
入佐 伸夫	経済産業省
内海 博	東北電力
大津 正士	中部電力
大坪 武弘	九州電力
大宮 宏之	東北電力
梶田 卓嗣	九州電力
金谷 賢生	関西電力
川原 修司	経済産業省
川本 秀夫	中国電力
北川 陽一	日本原子力発電
黒岡 浩平	中国電力
栗山 善昭	国土交通省港湾空港技術研究所
小林 正典	東北電力
佐伯 武俊	四国電力
酒井 俊朗	東京電力
榊山 勉	電力中央研究所
坂本 容	北海道電力
笹田 俊治	九州電力
諏訪 義雄	国土交通省国土技術政策総合研究所
関島 正浩	電源開発
高尾 誠	東京電力
高岡 一章	電源開発
武田 智吉	東京電力
田中 寛好	電力中央研究所
田中 良仁	中部電力
富樫 勝男	日本原子力発電
鳥居 謙一	国土交通省国土技術政策総合研究所
中西 浩和	中部電力
野口 雅之	中国電力
能島 暢呂	岐阜大学
野中 則彦	経済産業省原子力安全・保安院

伴 一彦	電源開発
東川 直樹	中部電力
平石 哲也	京都大学
福濱 方哉	国土交通省国土技術政策総合研究所
藤間 功司	防衛大学校
堀江 正人	関西電力
松本 康男	東北電力
藪 正樹	北海道電力
四家 隆	北海道電力
若松 光希	電源開発

退任幹事（平成 15 年 4 月以降）

稲垣 和男	ユニック
岩森 暁如	関西電力
及川 兼司	東京電力
大鳥 靖樹	電力中央研究所
金戸 俊道	東京電力
橋 和正	中部電力
柳沢 賢	東京電力
柳澤 英明	東電設計

退任オブザーバー（平成 15 年 4 月以降）

本田 中	東電設計
村上 嘉謙	関西電力

以 上

「本書の利用にあたって」

- 本書は、本編、付属編およびレビュー編によって構成されており、これらは原子力発電所において想定津波を設定するための評価の考え方、活用可能な要素技術およびそれらの適用事例をとりまとめたものである。本書で示したこれらの評価の考え方あるいは適用事例は、社会において津波防災・減災等を目的として想定される様々な津波の普遍的な上限規模を示すものではなく、同時に、想定津波として最低限必要な水準を示すものでもない。土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会では、津波の想定にあたって必要となる諸条件について、設計対象や用途等に応じ、関連知見に基づいて個別に設定されるべきものであると考える。
- 本書で示した想定津波の評価手法・手順あるいは適用事例を利用したことにより生じた損害、第三者への被害等の責任は利用者に帰属し、土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会およびその関係者は一切の責任を負わない。

本書の構成

【本編】

- 第 1 章 まえがき
- 第 2 章 津波評価の概要
- 第 3 章 津波評価に必要な調査
- 第 4 章 決定論的津波評価手法
- 第 5 章 確率論的津波評価手法
- 第 6 章 数値計算手法

【付属編】

- 第 1 章 津波に対する安全性確保の考え方の現状
- 第 2 章 津波波源設定に関する検討
- 第 3 章 津波波源の不確定性が津波水位に及ぼす影響の検討
- 第 4 章 津波伝播計算に関する検討
- 第 5 章 確率論的評価手法に関する知見
- 第 6 章 決定論的評価手法の適用事例
- 第 7 章 確率論的評価手法の適用事例
- 第 8 章 波力評価，砂移動計算，漂流物衝突力に関する検討

【レビュー編】

- 第 1 章 津波伝播計算に関する検討
- 第 2 章 波力評価，漂流物評価に関する検討

本 編

目 次

第 1 章 まえがき	1
第 2 章 津波評価の概要	
2.1 東北地方太平洋沖地震の教訓	4
2.2 本書の背景と目的	5
2.3 評価対象とする波源	8
2.4 評価対象とする津波の作用	8
2.5 本書の構成	9
2.6 用語の定義	11
第 3 章 津波評価に必要な調査	
3.1 既往津波に関する調査	13
3.2 津波の伝播経路に関する調査	14
3.3 津波波源モデルの設定に関する調査	15
3.4 津波による砂移動に関する調査	17
3.5 津波漂流物に関する調査	17
第 4 章 決定論的津波評価手法	
4.1 基本事項	19
4.2 検討用津波の作成	21
4.3 想定津波の選定	29
第 5 章 確率論的津波評価手法	
5.1 確率論的津波ハザード評価の概要	31
5.2 モデル設定の基本的考え方	34
5.3 確率論的ハザード解析の手順	58
第 6 章 数値計算手法	
6.1 津波の伝播・遡上計算	77
6.2 海底での地すべり，斜面崩壊，山体崩壊等に起因する津波の計算	96
6.3 取放水設備の水位変動計算	99
6.4 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの策定	106
6.5 波力評価	110
6.6 砂移動計算	115
6.7 漂流物評価	119

第1章 まえがき

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は我が国に甚大な人的および経済的被害をもたらした。これらの被害の大部分は、想定を大きく上回った津波によるものであった。沿岸各地を襲った津波は、自治体が公表していた浸水想定区域を超えて広がり、多くの人や家屋を呑み込んでいった。想定を超えた外力が被害を著しく拡大することをこの津波災害はまざまざと見せつけた。更に、福島第一原子力発電所では津波が敷地に浸入し、大事故を引き起こす主要因となった。原子力事故の被害は極めて広域かつ長期間に及ぶ。我々はこの重大な事故と真摯に向き合い、事故の発生メカニズムを明らかにし、再発防止に努めなければならない。

この事故にはさまざまな要因が関係しているが、想定を大きく超えた津波が来襲したことが直接的な引き金であったことは間違いない。すなわち津波の想定が過小評価であったことが事故の大きな原因であったといえる。そして、それと同等か、もしくは更に問題であったのは、想定を超える津波が襲ってきた時、原子力発電所がどのような状況に陥るのかを十分に想定されておらず、準備が不足していたことであろう。すなわち深層防護の観点から不足していたことも被害の拡大を招いたといえる。東北地方太平洋沖地震の教訓を今後の原子力防災に活かすために、我々はこの2点を真摯に受け止めておかねばならない。

津波の想定に関しては、地震調査研究推進本部や中央防災会議、自治体等の公的機関が既に多く実施しており、各原子力発電所ではそれらの津波を評価対象として検討してきた。ただし、東北地方太平洋沖地震以前の想定も多くは歴史記録に基づく既往最大津波の再現が中心であり、不確定性の考慮においてもそれを基準としていた。しかし、我々が持っている既往津波に関する情報は十分ではなく、我々の知らない最大規模の津波が存在することを東北地方太平洋沖地震は示した。この事実を謙虚に受け止め、決定論的な方法のみに頼るのではなく、確率論的な方法による津波ハザード評価も今後は重視する必要がある。

津波を評価する方法については、既に多くの資料が作成されてきた。その中でも、1998年3月に海岸関連7省庁（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）が発行した「地域防災計画における津波対策強化の手引き」は対象津波の調査方法や評価方法がまとめられており、現在の津波被害想定を築いたものといえる。更に、東北地方太平洋沖地震以降の2012年2月に国土交通省の水管理・国土保全局海岸室と国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室が発行した「津波浸水想定の設定の手引き」では、自治体が津波被害想定を実施する際に必要となる津波浸水シミュレーションの方法等が具体的にまとめられており、地域防災の実務で活用されている。これらの手引きは一般防災を対象としているが、原子力防災を対象としたものとしては、本書の前著である「原子力発電所の津波評価技術」が2002年2月に土木学会原子力土木委員会津波評価部会（当時）の報告書として発行されている。この報告書では、それまでの地震と津波に関する研究から得られたさまざまな知見を集大成し、原子力発電所において

設計津波を設定するために活用可能な方法を取りまとめている。また、防災実務の現場においても活用できるように具体的な解析方法を詳細に説明してあることから、一般防災においても広く活用されてきた。その後、確率論に立脚した津波ハザード評価手法「確率論的津波ハザード解析の方法」（土木学会，2011）が取りまとめられた。本手法は，日本原子力学会の技術的な指針となる規格基準である技術標準（日本原子力学会，2011）に取り入れられた。

前著の発行（2002 年）から 10 年以上が経ち，地震や津波に関する新たな知見が多く得られている。また推定方法や解析方法もより高度になっており，その対象も広がってきている。津波評価部会は 2013 年 9 月に津波評価小委員会と名称を変更しているが，引き続き原子力発電所を対象とした津波評価技術を検討してきた。そこで，前著を全般的に見直し，更に東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえて，新たに本書を発行することとした。上述の深層防護の観点からの評価や確率論的津波ハザード評価を始めとして，地震以外の津波の発生要因の評価方法，例えば波力，砂移動，漂流物等，津波の来襲に伴って発生する複雑な現象の解析方法等，多数の項目を新たに追加した。本書は，前著と同様に，最新の知見を集大成し，原子力発電所における津波評価の技術を取りまとめたものである。

なお，本書には，原子力発電所以外の津波対策に対しても活用することのできる評価技術が含まれる。ただし，津波対策の考え方や手法については，その目的，役割，規模によって異なることに十分留意されたい。

【第 1 章 参考文献】

土木学会原子力土木委員会(2002)：原子力発電所の津波評価技術.

土木学会原子力土木委員会(2011)：確率論的津波ハザード解析の方法,

<http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/39> (2016 年 8 月参照).

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(1998)：
地域防災計画における津波対策強化の手引き.

国土交通省水管理・国土保全局海岸室, 国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室
(2012)：津波浸水想定の設定の手引き.

日本原子力学会(2011)：原子力発電所に対する津波を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準, AESJ-SC-RK004:2011.

第2章 津波評価の概要

2.1 東北地方太平洋沖地震の教訓

東北地方太平洋沖地震は、少なくとも発生時には我が国の歴史上で初めて遭遇したと考えられるマグニチュード 9.0 以上の巨大地震であり、それによって発生した津波は巨大かつ広域に被害をもたらした。この津波は、最大遡上高が約 40m と巨大であり、かつ津波高が 5m 以上となる沿岸距離が 500km 以上と広域にわたる。巨大かつ広域という点で、記録に残る日本最大級の津波と考えられていた 1707 年宝永地震による津波を越える未曾有の規模である。この地震と津波は、太平洋沿岸の原子力発電所に大きな影響を及ぼし、福島第一原子力発電所においては、放射性物質を放出する事故（以下、「福島第一事故」という。）を引き起こした。この事故の主な要因は、津波により敷地内に遡上した海水が原子炉建屋に浸入し、全電源喪失や安全系の機能喪失を引き起こしたこととされている（日本原子力学会，2014）。

福島第一事故を受けて、土木学会原子力土木委員会では「原子力安全土木技術特定テーマ委員会」を組織し、議論を重ね、その結果として地震や津波等の自然外部事象に対する原子力安全のあるべき姿について提言した（原子力安全土木技術特定テーマ委員会，2013）。提言では、まず原子力安全について基本的な考え方である深層防護について国際原子力機関（以下、「IAEA」という。）による 5 層にわたる概念（図 2.1-1）を示した。次に、福島第一事故の主な要因は設計で基準とするレベルを超える津波により、深層防護の第 3 層「設計基準内に事故を制御」が破られたためであるとした。更に、津波の敷地内および建屋への浸水に対して、深層防護の第 4 層「アクシデントマネジメントと影響の格納」にあたる有効な安全機能が存在しなかったことを指摘した。そこで、基準となる地震動・津波を超える事象が発生する可能性を認識し、それに対して深層防護の第 4 層を有効に機能させるために、新たに「危機耐性」という性能を提案した。「危機耐性」とは基準となる外力を超えた場合においても、緊急手段等により原子力発電所のシステム全体として危機的な状況に至る可能性を十分に小さくする性能のことである。この「危機耐性」を確保するためには、原子力発電所のシステム全体の理解が必要であり、各システムに関連する各分野の垣根を越えた議論が必要であるとした。

日本原子力学会の「東京電力福島第一原子力発電所事故に関する調査委員会」は、福島第一事故とそれに伴う原子力災害の実態を科学的・専門的視点から分析し、その背景と根本原因を明らかにするとともに、原子力安全の確保と継続的な安全性の向上を達成するための方策および基本となる安全の考え方を提言することを目的として組織された。その最終報告書によると、事故の直接的な要因として、「自然災害への対応不備」、「過酷事故対策への不足」、「緊急時対応の混乱」の 3 点が指摘されている。

以上より、津波に対する原子力発電所の安全性の確保について、以下の 2 点の教訓が挙げられる。

- A) 設計基準を超える津波に対する備えが不十分であった。
- B) 設計基準となる津波水位の高さが不十分であった。

なお、2013 年に改正された原子炉等規制法においては、重大事故も考慮した安全規制への転換や、最新の知見を既存施設にも反映する規制（バックフィット）への転換が新たに加えられた（原子力規制委員会，2013a）。この法改正を受けて検討・策定された新規規制基準においては、1)設計基準外の事象に対しても重大事故に至らないための対策の強化、また、2)安全機能が一斉に喪失しないように大規模な自然災害に対する対策の強化、が謳われている。自然現象として、地震・津波以外に火山・竜巻等も想定の対象となり、津波についても断層運動以外の要因による津波も対象となった。1)と2)は、先に示した教訓 A)と B)にそれぞれ対応し、危機耐性の確保の考え方と調和的である。

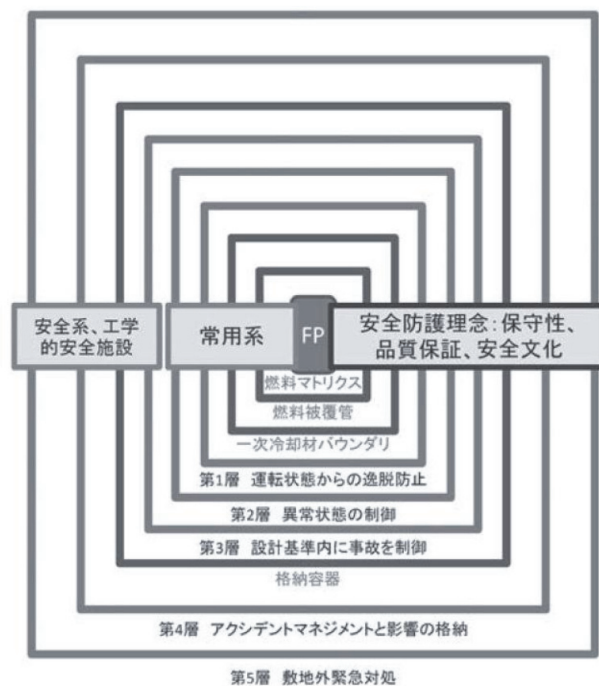


図 2.1-1 IAEA による深層防護（山口，2012）

2.2 本書の背景と目的

深層防護の観点に基づいて津波によるリスクの管理・低減に努めていくことが、危機耐性の確保、すなわち原子力安全の確保のための実用的な方法の一つである。図 2.2-1 に深層防護に対する設計基準の位置づけの例を示す。これによると、①設計基準内の事象に対しては当初の設計による防護および制御、更に②設計基準外の事象に対しては事故の進展防止、③重大事故の影響緩和、の 3 点が挙げられている。これら①～③の各段階に対する具体的な対応例として、①については津波の浸水を軽減する防潮堤等の津波防護施設、②については津波が敷地内に浸入した場合の建屋開口部の水密性の向上による建屋への浸水

防止や電気機器や電源が障害を起こした場合の代替機器による影響緩和、③については住民避難等の原子力防災、がそれぞれ考えられる。

先に示した対応例①や②においては、それぞれの設備や機器に対応した、浸水や波力・波圧等の津波の作用とその影響を評価する必要がある。そのためには、作用を評価する土木分野に加えて、影響を評価する原子力、機械、電気等の多分野の専門家の知見が必要である。また、原子力発電所における地震・津波に対する安全性向上の考え方と評価の流れは新規基準や学協会等からも示されているが（日本原子力学会，2014；亀田，2011；東日本大震災合同調査報告書編集委員会，2013；日本地震工学会，2014），これらの議論は継続されており、今後も更新されていく可能性がある。IAEA は、課題に対して対策等の意思決定を行うシステムを「リスク情報を活用した統合的意思決定」（Integrated Risk Informed Decision Making：IRIDM）として提案している。そこでは津波対策等に関する意思決定に必要なリスク情報として、決定論的津波評価や確率論的津波リスク評価が活用される（図 2.2-2，IAEA，2011；成宮，2014）。

よって、最新知見の反映により今後も更新されていく安全性向上の考え方と評価の流れが構築された時に必要と考えられる、津波の決定論的評価手法、確率論的評価手法、および津波による浸水、波力・波圧等の作用の評価手法、これらに必要な要素技術を取りまとめることを本書の目的とする。

これらの要素技術は、原子炉等規制法で示された安全性向上評価の継続的な充実（原子力規制委員会，2013b）において、例えば、確率論的外的事象リスク評価や津波に関する安全裕度評価において活用されることが期待される。

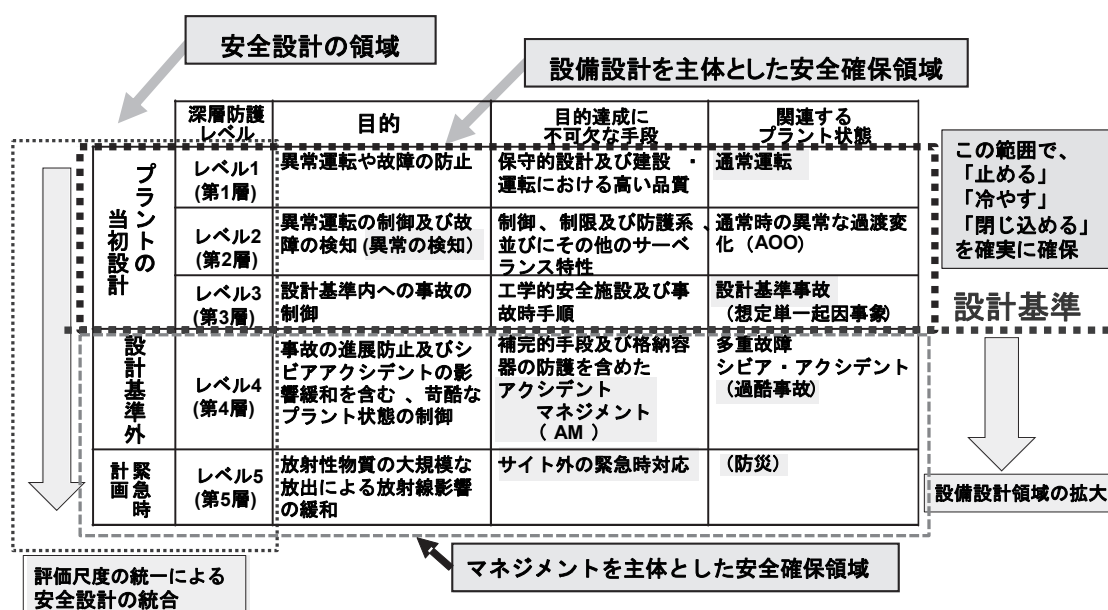


図 2.2-1 IAEA の深層防護の考え方と設計基準の位置づけの例（日本原子力学会，2014）

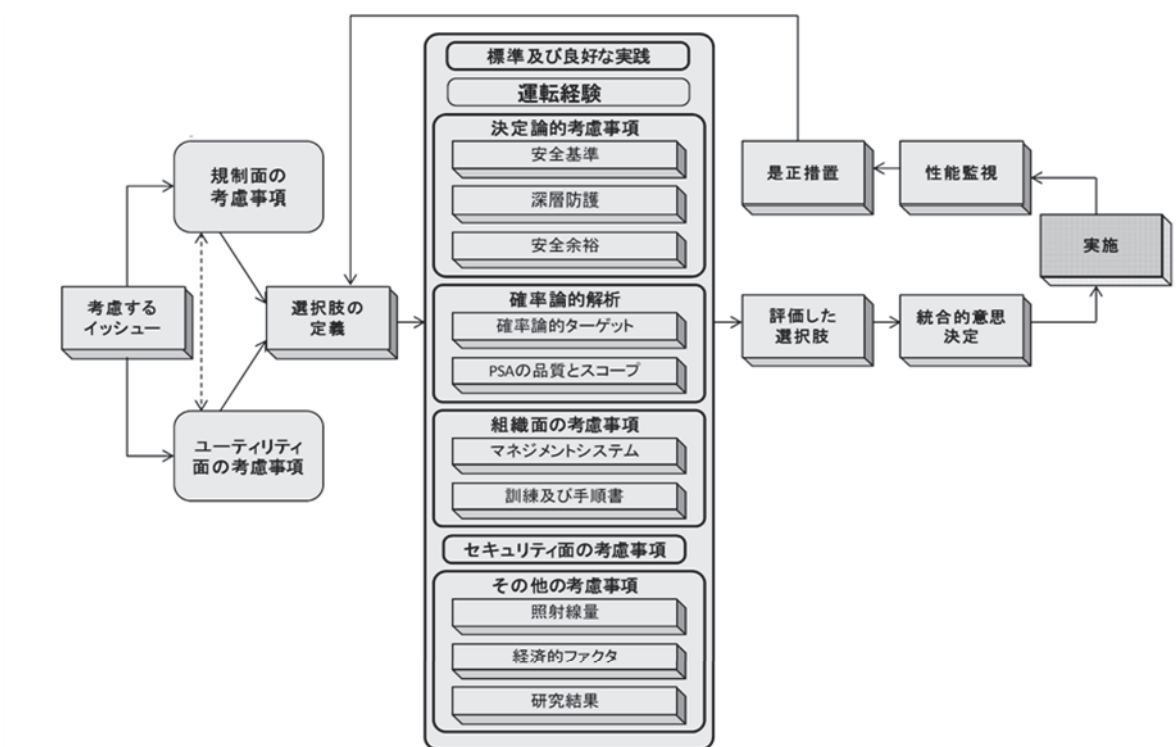


図 2.2-2 リスク情報を活用した統合的意思決定の概要（IAEA，2011；成宮，2014）

2.3 評価対象とする波源

2.3.1 津波の発生要因

本編 2.1 に示したように、今後、原子力発電所の安全性を検討するに際しては、多くの自然現象が検討対象となる。津波においても、その発生要因として、断層運動だけではなく、それ以外も考慮することが必要である。また、必要に応じて、原子力発電所の敷地に大きな影響を与えると予想される要因を複数選定することも検討すべきである。対象と考えられる津波の発生要因を以下に示す。

【断層運動】

- ・プレート境界付近で発生する地震
- ・内陸型地殻内地震

【断層運動以外】

- ・海底での地すべり
- ・斜面崩壊
- ・火山現象（山体崩壊、カルデラ陥没等）

2.3.2 発生要因の組み合わせ

津波の発生要因に係る敷地周辺の地学的背景および発生要因間の関連性を踏まえ、因果関係を有することを前提として、プレート境界付近で発生する地震およびその他の地震、または地震および海底での地すべりもしくは斜面崩壊との組み合わせについて考慮する。火山現象（山体崩壊・カルデラ陥没等）については、独立事象として捉え、組み合わせの対象としないことを基本と考える。

2.4 評価対象とする津波の作用

津波による水位の上昇および下降を対象とする。更に、必要に応じて敷地および敷地周辺における津波による流体力、砂移動、漂流物等の作用を対象とする。

原子力発電所への津波の影響という観点において、重要度の高い施設に支障を及ぼさない設計を行うためには、水位上昇に伴う敷地への浸水の評価することを目的とした最大水位上昇量と、取水性に関わる重要な安全機能への影響を評価するための最大水位下降量または取水に影響を与える時間の評価が重要である。更に、深層防護の観点から、原子力発電所の設計を考える上で、津波による水位変化以外の作用が重要度の高い施設に与える影響を検討する必要がある。津波による代表的な作用を以下に示す。

- ・水位上昇による浸水、被水、没水
- ・取水に影響を及ぼす水位下降
- ・流体力の発生（圧力、波力、浮力等）
- ・砂移動による地形変化（侵食、堆積、洗掘）

- ・漂流物の発生と漂流，その衝突

2.5 本書の構成

図 2.5-1 に津波の評価に関する概要と本編各章の流れを示す。まず，必要な調査（**本編第 3 章**）を実施し，その次に具体的な評価を行う。このときの評価手法は決定論的評価手法と確率論的評価手法の 2 つに分類することができる。

- ・決定論的評価手法（DTHA^{※1}）：対象とする原子力発電所に対して，必要な不確定性を考慮して津波波源を設定し，それによって発生する津波による発電所周辺における作用を数値計算等によって算出する。

※1 DTHA : Deterministic Tsunami Hazard Analysis

- ・確率論的評価手法（PTHA^{※2}）：対象とする原子力発電所に対して，一定の影響が考えられる津波の発生要因を複数選定し，必要な不確定性を考慮して津波水位に関する発生確率を算出する。

※2 PTHA : Probabilistic Tsunami Hazard Analysis

外郭施設の設計および健全性評価における津波水位の評価は DTHA を中心に検討することが一般的である。一方，PTHA の結果を津波による脆弱性解析（PTFA^{※3}）および事故シーケンス解析と結びつけることにより，炉心損傷頻度等の津波リスクを算出することも可能である（津波 PRA^{※4}）。

なお，炉心損傷頻度は，津波リスクを定量的に低減する対策を検討する上での，原子力発電所の安全性を示す指標の一つである。

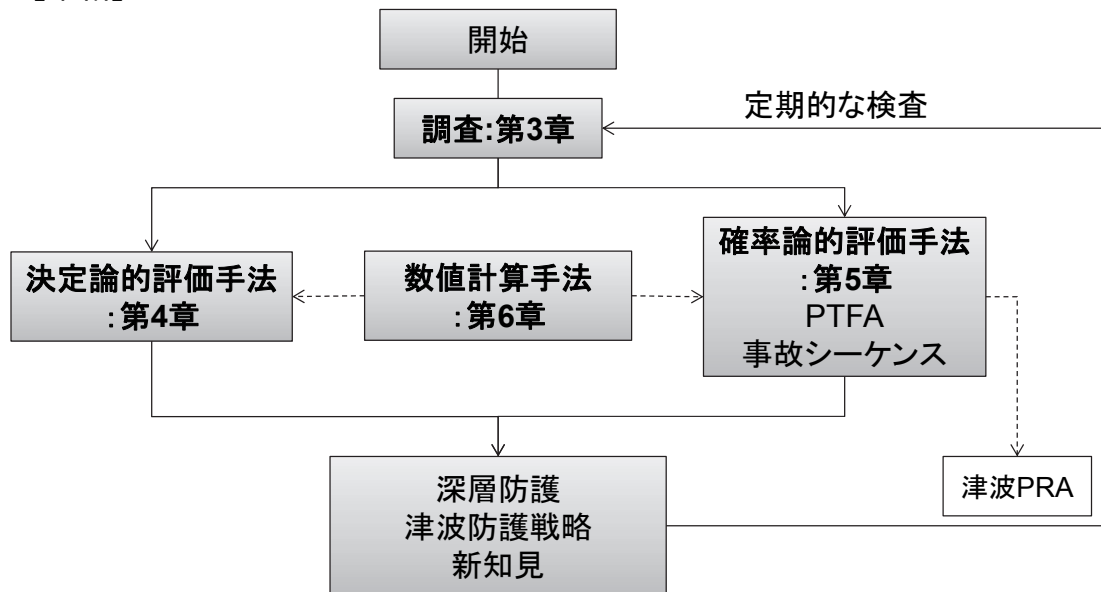
※3 PTFA : Probabilistic Tsunami Fragility Analysis

※4 PRA : Probabilistic Risk Assessment

本編 2.2 に記述した IRIDM の考え方にあるように，DTHA と津波 PRA 等を適切に組み合わせ，津波によるリスクおよび対策によるリスクの変化を評価することにより，より適切な対策案を決定することができると考えられる。本書ではその DTHA と津波 PRA における PTHA について，**本編第 4 章**および**本編第 5 章**にそれぞれ記述する。また，これらの津波のリスクを評価する上で必要となる津波による浸水，波力等の作用の評価については**本編第 6 章**に記述する。

なお，本編を補足するものとして付属編とレビュー編を取りまとめた。付属編には，津波伝播計算，津波波力，海底地形変化や漂流物衝突力等の具体的な評価手法，断層モデルの設定に活用可能な地震学的・地球物理学的知見，DTHA や PTHA の適用事例等を取りまとめた。レビュー編には，付属編の内容と比べて相対的に研究段階に近い項目について取りまとめた。これらの項目については，研究の進展や実務への必要性等に応じて，今後体系化が必要と考えられる。

【本編】



【付属編】

補足する評価手法: 津波の挙動・作用の評価手法,
地震学的・地球物理学的知見, DTHA, PTHAの適用事例

【レビュー編】

将来的な評価手法: 流体三次元解析, 漂流物挙動解析等

図 2.5-1 津波に対する原子力安全評価の概要と各章の関係

2.6 用語の定義

本書で使用する用語の定義を以下に示す。

- ・ 検討用津波

日本海溝・千島海溝沿い海域，南海トラフ沿い海域，日本海東縁部をはじめとする日本近海およびチリ沖等の遠地等で将来発生する可能性がある津波のうち，敷地への影響が最大となる可能性があると考えることが適切な津波を検討用津波と定義する。

- ・ 検討用津波群

検討用津波に対してパラメータスタディを実施した結果として得られる津波の集合体を検討用津波群と定義する。

- ・ 想定津波

検討用津波群のうち，評価地点における最大水位上昇量あるいは最大水位下降量（発電所の状況によっては取水に影響を与える時間）が最大となる津波を想定津波と定義する。

- ・ パラメータスタディ

断層運動に起因する津波に関して，津波発生要因が有する不確定性を想定津波に反映させるため，検討用津波の基本断層モデルの諸条件を合理的と考えられる範囲で変化させた数値計算を複数実施することをパラメータスタディと定義する。

- ・ 基本断層モデル

断層運動に起因する津波に関して，地震学的知見をはじめとする各海域における津波発生要因の特性等を踏まえて適切に設定された，パラメータスタディを実施する際の基本となる断層モデルを基本断層モデルと定義する。

- ・ 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とき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ときのその潮位からの最大下降量
（負の値）

【第2章 参考文献】

- 原子力安全土木技術特定テーマ委員会(2013)：原子力発電所の耐震・耐津波性能のあるべき姿に関する提言（土木工学からの視点），
<http://committees.jsce.or.jp/2011quake/node/158>，（2016年4月参照）。
- 原子力規制委員会(2013a)：実用発電用原子炉および核燃料施設等に係る新規制基準について，http://www.nsr.go.jp/activity/regulation/tekigousei/shin_kisei_kijyun.html，（2016年4月参照）。
- 原子力規制委員会(2013b)：実用発電用原子炉の安全性向上評価に関する運用ガイド，37p.
<http://www.nsr.go.jp/data/000085457.pdf>，（2016年4月参照）。
- 東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2013)：東日本大震災合同調査報告機械編，93p.
- IAEA(2011)：A Framework for an Integrated Risk Informed Decision Making Process(INSAG-25)，The International Nuclear Safety Group，23p，
http://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/Pub1499_web.pdf，（2016年4月参照）。
- 亀田弘行(2011)：原子力発電所の安全に関する地震工学的課題，日本地震工学会誌，第15号，東日本大震災特集号，pp.97-102.
- 成宮祥介(2014)：安全性向上対策の意思決定プロセスの課題，日本原子力学会 2014年秋の大会，13p，
<http://www.aesj.or.jp/committees/gijiroku/etc/sc2014f-0301.pdf>，（2016年4月参照）。
- 日本原子力学会 東京電力福島第一原子力発電所事故に関する調査委員会(2014)：福島第一原子力発電所事故その全貌と明日に向けた提言：学会事故調 最終報告書，448p.
- 日本地震工学会(2014)：原子力安全のための耐津波工学—津波・地震防御の総合技術体系を目指して—，283p.
- 山口彰(2012)：原子炉施設の確率論的リスク評価の動向と今後への期待，日本原子力学会誌，54巻，pp.184-190.

第3章 津波評価に必要な調査

津波を発生させる要因は、プレート境界付近で発生する地震および海域における内陸型地殻内地震等による断層運動に加えて、海底での地すべり、斜面崩壊、火山現象（山体崩壊、カルデラ陥没等）といった断層運動以外の自然現象等、多岐に亘る。よって、津波評価にあたっては、評価地点の地理的特性や津波の発生要因の関連性を踏まえ、適切な調査を実施することが必要である。

津波評価に必要な調査として、その目的に応じて、「既往津波に関する調査」、「津波の伝播経路に関する調査」、「津波波源モデルの設定に関する調査」、「津波による砂移動に関する調査」および「津波漂流物に関する調査」の5つに大別して詳述する。

3.1 既往津波に関する調査

3.1.1 文献調査

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を抽出するため、津波痕跡、津波堆積物、伝承を含む歴史記録、地震発生履歴等に関する文献調査を実施する。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。
- ・ 国立天文台編：理科年表，丸善。
- ・ 宇佐美龍夫ほか(2013)：日本被害地震総覧 599-2012，東京大学出版会。
- ・ 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。
- ・ 宇津徳治ほか編(2001)：地震の事典（第2版），日本の主な地震の表，朝倉書店，pp. 569-641。
- ・ 首藤伸夫ほか編(2007)：津波の事典，付表，朝倉書店，pp. 333-341。
- ・ 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 M_t の決定，地震第2輯，第52巻，pp. 369-377。
- ・ 津波堆積物データベース：https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/
- ・ 津波痕跡データベース：<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/>
- ・ 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）

また、遠地津波を検討する場合には、主にチリ沖またはカスケード地域のプレート境界付近で想定される地震に伴う津波による影響が考えられるため、これらの波源についても

既往津波等の知見を収集する。

津波の痕跡に係る各種記録のうち、1896 年明治三陸地震津波以前の痕跡高については、古文書等の文献記録や伝承等をもとに研究者が推定したものであるため、必要に応じて痕跡高の信頼性を吟味する。それ以降の比較的新しい痕跡高についても、個々の文献における痕跡高の調査方法とその信頼性を吟味するとともに、信頼性が疑わしい場合は、その出典等に立ち戻り精度の検討を実施し、評価における採用の是非を吟味することが望ましい。

なお、既往津波のうち近年発生した津波については、水位波形が観測されている場合があるため、データの収集を行い、観測結果を参照する。また、津波水位評価の際に必要な、各評価点における潮位（朔望平均満・干潮位等）については、気象庁等の潮汐観測データのうち、最寄りの検潮所等の記録を活用することができる。

3.1.2 津波堆積物調査

既往津波の痕跡高について、古記録等による文献調査以外の情報を得るために、必要に応じて津波堆積物調査を実施する。

津波堆積物調査にあたっては、文献調査および地形調査により敷地に影響を及ぼすと想定される古津波および古地震の記録、津波堆積物が残存していそうな地形、堆積物の供給源に関する情報、古環境の変遷等を調査する。次に、文献調査および地形調査結果を踏まえて、踏査により津波堆積物の残存の可能性、堆積環境の確認等を行い、現地調査の有効性を検討する。

現地調査では、津波堆積物の有無や津波の発生頻度、規模等の情報を得るため、縄文海進以降の堆積物を対象として、掘削調査等により試料採取を行う。掘削調査等で得られたイベント堆積物の試料に対して、調査地点の特性や堆積物の状況に応じて、堆積学的な分析、年代分析、古生物学的分析等を適切に組み合わせて、堆積構造、堆積厚さ、粒度分布、堆積物の分布標高および平面的な分布、海起源の含有物の有無、堆積環境変化や地殻変動との同時性等の分析・検討を行うとともに、歴史記録との対比、諸機関調査結果との対比等を行い、津波堆積物の認定を行う。

津波堆積物調査・評価手法については、「津波堆積物調査・評価に関する手引き」（原子力安全基盤機構，2014a）、「津波堆積物ハンドブック」（原子力安全基盤機構，2014b）が参考となる。

3.2 津波の伝播経路に関する調査

津波評価に係る波源から評価地点周辺（陸域遡上を考慮する）までの伝播経路および地形的特徴の把握のため、海域および陸域の地形調査を実施する。海域の地形に関する既存の資料としては、日本周辺海域の地形データとして、

- ・ 日本水路協会：JT0P030
- ・ 日本水路協会：海底地形デジタルデータ（M7000, M5000 シリーズ）

- ・日本水路協会：海底地形地質調査報告
- ・海上保安庁：沿岸の海の基本図
- ・海上保安庁：大陸棚の海の基本図
- ・海上保安庁：各種海図
- ・海上保安庁：J-EGG500
- ・産業技術総合研究所：各種海洋地質図

等を活用することができるほか、評価地点周辺においては、

- ・海岸管理者：深浅測量データ
- ・港湾管理者：港湾平面図
- ・漁港管理者：漁港平面図
- ・河川管理者：河川縦横断測量成果

等も参考になると考えられる。このほか、解析領域が非常に広域となる場合には、

- ・National Geophysical Data Center (NGDC) : ETOPO1, ETOPO2 (Global Relief Model)
- ・International Hydrographic Organization (IHO) ・Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO (IOC) : GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans)

等の、地球全体を対象として整備された地形データを活用することができる。

一方、陸域の地形に関する既存の資料としては、国土地理院の発行する基盤地図情報（数値標高モデル、5m メッシュ、10m メッシュ）のほか、自治体や企業の実施した航空レーザー測量による標高データ、自治体による都市計画基図等が活用できる。

なお、既往津波の再現計算や津波堆積物調査の評価を行うにあたって、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や、断層運動の影響等により評価地点周辺の地形や標高が大きく変化した可能性がある場合には、必要に応じて古地図等により改変前の過去の地形データを復元して用いることを検討する。

3.3 津波波源モデルの設定に関する調査

3.3.1 文献調査

プレート境界付近で発生する地震に起因する津波の波源モデルの設定にあたっては、過去に発生した敷地へ影響を及ぼしたと考えられる地震に関する情報を活用するとともに、国内のみならず世界で発生した大規模な地震の発生機構やテクトニクス背景との類似性についても知見を収集する。特に、プレート境界付近で発生する地震による津波については、東北地方太平洋沖地震を含む世界で発生した巨大地震による津波に関する知見を活用することが重要である。

敷地周辺の海域における内陸型地殻内地震に起因する津波の波源モデルの設定にあたっては、活断層の位置、形状、活動性、長さ（端部）等に関する既往の文献等の知見を収集するとともに、必要に応じて海上保安庁や産業技術総合研究所（以下、「産総研」という。）・

地質調査総合センター等の海上音波探査記録を入手し、再解析による判読を実施する。

日本周辺海域において今後の発生が想定される、大規模な断層運動による津波の波源モデル設定に係る基本的な知見として、中央防災会議、内閣府、国土交通省といった諸機関が設置している地震モデル検討会や各種ワーキンググループの報告書を参考にすることができる。

このほか、地震調査研究推進本部（以下、「地震本部」という。）の地震・津波に関する評価や、活断層と海溝型地震を対象にした長期評価が参考となるほか、第 5 章で述べる確率論的评价にあたっては、震源をあらかじめ特定しにくい地震等に関する評価手法で示されている地震地体構造区分の枠組み等も参考にすることができる。

海底での地すべり、斜面崩壊、火山現象（山体崩壊、カルデラ陥没等）による津波の評価にあたっては、既存の知見や事業者による調査結果を踏まえ、津波波源モデルを適切に設定することが必要である。これらの断層運動以外を要因とする津波の既往事例については付属編 4.6.4 に整理する。

海底での地すべりの分布に関しては、産総研・地質調査総合センターが作成した海底地質図に海底地すべりの痕跡と考えられる地形が示されており、これを参考にすることができる。陸上の斜面崩壊等の分布に関しては、防災科学技術研究所が公開している地すべり地形分布図および地震ハザードステーション（地すべり地形分布図データベースを含む）を参考にすることができる。また、火山現象に関しては、産総研の活火山データベースや、気象庁によって我が国の活火山の分布等の情報が公開されており、これらを活用することができる。

なお、津波波源モデルの設定にあたっては、研究者による学術文献で提案されている各種モデルのほか、行政機関において評価地点またはその周辺の津波が評価されている場合があるため、津波波源モデル設定の考え方、解析条件等に関する知見を収集し、必要に応じて活用することができる。

3.3.2 海域における調査

内陸型地殻内地震に起因する津波の評価にあたり、活断層の位置、形状、活動性、長さ（端部）等を明らかにすることを目的として、必要に応じて敷地周辺海域の海底地形、地質層序、地層分布、地質構造等に関する海域における調査を行う。

なお、過去の海底での地すべりの場所や規模、崩壊・堆積範囲の推定にあっても、海域における調査を行うことが有用である場合がある。

3.3.3 その他の知見の収集・分析

その他の知見として、事業者が行う地震観測、地殻変動観測等があることから、これらの調査で収集したデータを活用することもできる。

3.4 津波による砂移動に関する調査

津波による砂移動が発電所の取水へ及ぼす影響の評価にあたり、海底地形変化予測モデルによる砂移動計算に用いるパラメータを得ることを目的として、文献調査、評価地点前面海域における現地調査等によって、底質の分布およびその特徴を把握する。

底質が、津波により巻き上げられる可能性のある砂等の堆積物で構成されていると判断された場合には、試料を採取し、粒度分布、比重等のデータを取得する。

底質に関する文献には、例えば、底質（表層堆積物）分布図、海の基本図（海上保安庁）、採泥による堆積物の記載データ等がある。また、底質に関する現地調査の手法には、ボーリング、サイドスキャンソナー等がある。

3.5 津波漂流物に関する調査

津波防護施設等の健全性の評価にあたり、津波漂流物の施設への衝突に伴う影響を評価することを目的に、津波漂流物となりうる物体の想定や、その物理量の推定を行う。

津波漂流物となりうる物体としては、発電所周辺を航行する漁船等の船舶や、発電所周辺の津波遡上域に設置されている構造物の一部、各種木材等のほか、敷地内の想定浸水域にある構造物や車両等が考えられる。これらの中から、発電所施設への衝突による影響が考えられる物体を抽出し、大きさ、重量、比重等、漂流物の衝突力の算定に必要な物理量を推定する。

【第3章 参考文献】

防災科学技術研究所：地すべり地形分布図,

http://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied_tech_note/(平成28年8月参照).

防災科学技術研究所：地震ハザードステーション, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>
(平成28年8月参照).

原子力安全基盤機構(2014a)：津波堆積物調査・評価に関する手引き.

原子力安全基盤機構(2014b)：津波堆積物ハンドブック.

第4章 決定論的津波評価手法

4.1 基本事項

4.1.1 決定論的津波評価の流れ

決定論的津波評価の基本的な流れは図4.1.1-1のとおりである。

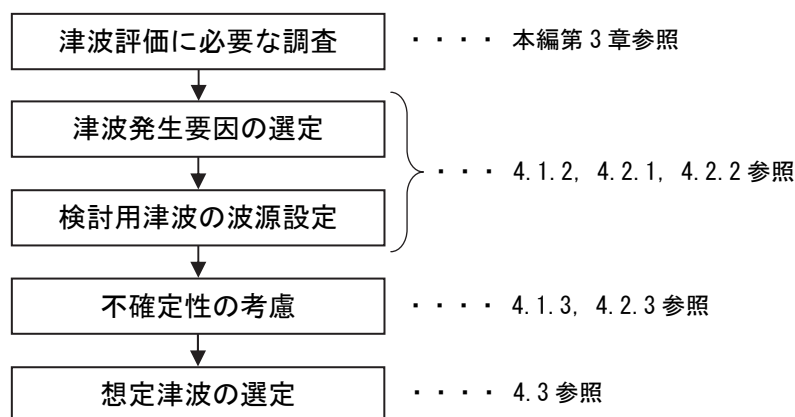


図4.1.1-1 決定論的津波評価の基本的な流れ

4.1.2 津波の発生要因の選定

将来発生する可能性があるもののうち、敷地への影響が最大となる可能性があると考えることが適切な津波を検討用津波とする。また、検討用津波の集合体を検討用津波群という。

津波の発生要因の選定にあたっては、本編2.3に挙げた津波の発生要因およびこれらの組み合わせによるもののうち、調査結果に基づき敷地への影響が大きいと考えられるものを複数選定する。この際、影響が大きいと考えられる発生要因を選定する1つの手法として、次に示す簡易予測手法等がある。

- ・断層運動による津波：阿部(1989)等
- ・斜面崩壊：Huber and Hager(1997)（本編4.2.2参照）

4.1.3 不確定性の考慮

敷地への影響評価にあたっては、津波発生の不確定性を検討する。

断層運動による津波に対しては、基本断層モデルに対するパラメータスタディ（本編4.2.3.1にて詳述）の実施や複数の地震活動域が同時に活動する可能性の検討が考えられる。

断層運動以外を要因とする津波に対しては、1998年パプアニューギニア地震のように地震と海底での地すべりにより津波が増幅した可能性が指摘されている事例を踏まえ（土木学会，2002），断層運動とその他の要因による津波がほぼ同時に発生する可能性についても

検討を行い、同時発生の可能性がある場合には、これらの重畳についても検討する。この例として以下のケースが考えられる。

- ・断層運動による津波と海底での地すべりの重畳
- ・断層運動による津波と斜面崩壊による津波の重畳

なお、最大水位上昇量、最大水位下降量（敷地状況によっては取水に影響を与える時間）に着目し、必要に応じて波の周期や海底地形変化等への影響についても検討する。

4.2 検討用津波の作成

4.2.1 断層運動に起因する津波

4.2.1.1 断層運動に起因する検討用津波の波源設定の基本方針

(1) 地震の発生様式

津波の発生要因となりうる地震の発生様式を考慮し、検討用津波の波源の断層パラメータを設定する。

日本周辺海域で津波の発生要因となりうる地震の発生様式は次のようなものが挙げられる。

1) プレート境界付近で発生する地震

1-1) プレー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) 正断層地震

1-2-b) 逆断層地震

2) 内陸型地殻内地震

2-1) 日本海東縁部で発生する地震

2-2) 海域活断層で発生する地震

および必要に応じて上記 1), 2) の組み合わせも考慮する。

検討用津波の波源としては、大部分の沿岸地域では近地津波が対象となるが、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可能性が考えられる。このため、必要に応じて、チリ沖およびカスケード地域で発生する津波等の遠地津波による影響も加えて検討用津波の波源を設定する。

(2) 位置と規模

地殻構造、活断層の分布、固着の状況、既往地震の発生状況等を踏まえた現在の応力状態等を考慮した地震の発生領域と規模を適切に設定する。

(3) 断層パラメータの設定

検討用津波の波源の断層パラメータの設定にあたっては、地殻構造、海域の特性、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ことができる。

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、次に示す3つの考え方等がある。

- ① 断層長さ L ，断層幅 W ，平均すべり量 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 平均すべり量 D と断層幅 W に限界を設定する方法

プレート間地震については、モーメントマグニチュード 9 程度までの地震の地震モーメント、断層面積および平均すべり量の関係を与える Murotani et al. (2013) の関係式が①の代表的な例である。その他、代表的なスケーリング則を**付属編 2.1.2**、**付属編 2.4.1** に示す。

(4) すべり量の不均質性

既往津波の再現計算や、すべり量の分布に関する知見に基づき、断層面上におけるすべり量の不均質性を設定できる場合には、これを考慮することが望ましい。

すべり量の不均質性を考慮する場合には、既往津波のインバージョン計算や、内閣府(2012)、原子力安全基盤機構(2014)等によるプレート間地震に関する知見に基づき、大すべり領域のすべり量、面積、位置を設定することができる。

4.2.1.2 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

日本周辺のプレートテクトニクスおよび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、日本周辺は次に示す 2 種類の海域に区分できると考えられている。このため、これらの海域を対象としてプレート境界付近に想定される地震に起因する津波の評価を行う。

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

更に、上記海域に加えて、**本編 4.2.1.1** に示したとおり、必要に応じて、チリ沖およびカスケード地域等で発生する遠地津波についても評価対象とする。

(2) 基本断層モデル

地震の発生位置や発生様式を踏まえ、想定する津波のモーメントマグニチュード等に応じた断層モデルを基本断層モデルとして設定する。

海域ごとの基本断層モデル設定方法等の事例を**付属編 2.2.5** に示す。また、海域ごとの基本断層モデルの設定根拠等の詳細を**付属編 2.2.1**～**付属編 2.2.4** に示す。

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、これらの知見も活用し、海域ごとの特徴を反映した基本断層モデルを設定する。モデル化はプレート境界の形状や、運動方向に関する情報を考慮して行う。ただし、プレート境界面からの分岐と考えられる太平洋側の海溝軸付近の断層は、対象とする断層の活動性や発生する津波への影響等を踏まえ、必要に応じモデル化の対象とする。

上記以外の海域における検討用津波を評価する際には、プレート境界形状やプレート境界付近の地震に伴う津波に関するスケーリング則等の知見に基づき、基本断層モデルを設定する。

(3) 波源位置

基本断層モデルの位置は、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。また、波源設定のための領域区分については、地殻構造、地震の発生様式等に基づき適正に設定する。ただし、東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえ、海溝軸付近と典型的なプレート間逆断層地震の領域が同時に活動する可能性についても必要に応じ検討する。

4.2.1.3 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、地殻変動によるひずみが集中しているとみられる領域（ひずみ集中帯）が存在するとされ、周辺より大規模な地震とこれに起因する津波が空間的にはほぼ連続して発生している。このことを考慮し、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、日本海東縁部に想定することが適切な地震に伴う津波を評価対象とする。

(2) 基本断層モデル

地震の発生位置や発生様式を踏まえ、想定する津波のモーメントマグニチュードや断層長さに応じた断層モデルを基本断層モデルとして設定する。日本海東縁部の基本断層モデル設定方法を付属編 2.3.2 に示す。また、基本断層モデルの設定根拠等の詳細を付属編 2.3.1 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、付属編 2.4.1 に示すスケーリング則を適用する。

(3) 波源位置

基本断層モデルの位置は、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。基本断層モデルは、過去の地震の発生状況やひずみ集中帯等に関する知見を踏まえ、合理的と考えられる、更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。

4.2.1.4 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

海域活断層の活動に起因する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、将来における活動の可能性のある海域活断層に想定される地震に起因する津波を評価対象とする。

ここでのいう海域活断層に想定される地震に伴う津波とは、**本編 4.2.1.2(1)**および**本編 4.2.1.3(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。

簡易予測手法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。評価対象を抽出するための簡易予測手法としては、阿部(1989)の M_t 式を用いた方法等がある。ただし、簡易予測手法による評価は、地震規模、伝播距離および津波記録の統計的關係に基づく概算値であり、波源位置の水深や海岸地形の影響が直接考慮されない。このため、簡易予測手法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起因する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) 基本断層モデル

個別の海域活断層の特性を踏まえ、これに応じた基本断層モデルを設定する。海域活断層の基本断層モデル設定方法等を**付属編 2.4.2**に示す。また、基本断層モデルの設定根拠等の詳細を**付属編 2.4.1**に示す。

海域活断層に想定される地震に起因する津波については、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日本海東縁部と同様のスケーリング則を適用することにより、基本断層モデルを設定する。

(3) 断層位置等

海域活断層の断層位置、断層長さおよび走向については、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。同様に、傾斜角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、断層長さや走向と同様に確定的に取り扱うことができる。

なお、断層のすべり角に関しては、広域応力場と断層面の角度の關係等から設定することも可能である（**付属編 2.4.3**参照）。

4.2.2 断層運動以外の要因による津波

4.2.2.1 断層運動以外を要因とする検討用津波作成の基本方針

海底での地すべり，斜面崩壊，火山現象（山体崩壊，カルデラ陥没等）が海水を移動させることにより，津波が発生することがある。このような地形や痕跡がみられる場合には，調査により得られた規模や発生位置の情報に基づき，敷地に影響を及ぼすと考えられるものを評価対象とすることができる。

なお，こうした現象に含まれる過去の事例として，1741 年渡島大島山体崩壊に起因する津波等がある。

4.2.2.2 波源の選定

(1) 検討対象

現象の規模と敷地の位置関係等や簡易予測手法に基づき，複数の評価対象から詳細評価の対象を抽出することができる。例えば，斜面崩壊による津波の初期水位に関する簡易式としては，Huber and Hager(1997)に示された，粒子状突入物を用いた水理実験に基づき導出された次式が挙げられる。

$$\frac{H}{d} = 2 \cdot 0.88 \sin \alpha \cos^2 \left(\frac{2\gamma}{3} \right) M^{1/2} \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right)^{1/4} \left(\frac{r}{d} \right)^{-2/3}$$
$$M = V_s / b d^2$$

ここで，

H ：津波全振幅， d ：突入位置の水深， α ：すべり面の勾配， γ ：進行角，

ρ_s ：土塊の密度， ρ_w ：海水の密度， r ：海中の伝播距離， V_s ：土塊の体積，

b ：土塊の幅

である。

評価対象の抽出にあたっては，簡易予測手法で必要となる斜面勾配，地すべり規模，水深等の情報を，調査に基づき適切に設定する。

(2) 波源位置等

本編第 3 章で述べた調査結果等に基づき位置と規模を設定し，敷地への影響が大きいと考えられる波源を選定する。

一般に，海底での地すべり，斜面崩壊，火山現象（山体崩壊等）に伴う津波は，断層運動に起因する津波に比べ進行方向へのエネルギーの指向性が高いことが知られている。そのため，調査に基づき波源位置等を適切に設定したうえで，敷地との位置関係を考慮し，影響が大きいと考えられる波源を選定する。

4.2.3 不確定性の考慮

4.2.3.1 断層運動による津波に関する不確定性

不確定性を考慮する方法の一つとして、基本断層モデルに対するパラメータスタディが考えられる。パラメータスタディにおいては、基本断層モデルのパラメータ（位置、長さ、幅、走向、傾斜角、すべり量、すべり角、すべり分布、上端深さ、破壊開始点および破壊伝播速度等）のうち不確定性が存在する主要な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、検討用津波群を評価する。検討用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。

その他の不確定性として、**本編 4.1.3** で述べた複数の地震活動域が同時に活動する可能性も考えられるが、以降、本節ではパラメータスタディの基本的な考え方について述べる。

(1) パラメータスタディの手順

基本断層モデルのパラメータのうち、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、その中で敷地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。

なお、パラメータスタディは、水位上昇および水位下降の各々について行う。

(2) パラメータスタディの因子

パラメータスタディは、基本断層モデルを用いて、相対的に不確定性が大きいと判断される因子について行うことを原則とする。この際、波源の不確定性がいずれのパラメータにより表現されているかという点に配慮する。**付属編 3.1** に代表的な因子を示す。

更に、波源の広がりが非常に大きなプレート間地震においては、その影響度に応じて断層運動の時間変化を表す動的なパラメータ（破壊伝播速度、破壊開始点等）についても考慮する。

(3) パラメータスタディの範囲

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合理的と考えられるパラメータの変動範囲で適切に設定する。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することができる。

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起因する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、基本断層モデルにおいてその範囲が示されている（**付属編 3.2** 参照）。このような場合には、この範囲を目安としてパラメータスタディを実施することができる。

4.2.3.2 その他の不確定性

(1) 津波の発生要因の組み合わせの考慮

因果関係を有する複数の要因に起因する津波がほぼ同時に発生する可能性がある場合には、これらの重畳を考慮する。例えば、一つの地震において、断層運動による津波と海底の地すべりによる津波の両方が発生する可能性が認められる場合には、両者が重畳する現象を評価する。この際、想定する津波の発生位置が互いに離れている場合や、規模の小さい津波が含まれる場合には、重畳により敷地に有意な影響が及ぶ可能性について検討したうえで、重畳させる津波を選定する。

(2) 時間差の考慮

敷地への影響の観点から、各要因に起因する津波が発生する時間差を考慮する。例えば地震動により海底の地すべりが誘発される場合において、海底の地すべりの要因となる地震動が継続する時間を勘案する等、時間差を合理的な範囲で設定できる場合には、その範囲内で時間差を考慮することができる。

4.3 想定津波の選定

(1) 想定津波の選定

検討用津波のうち，評価地点における最大水位上昇量あるいは最大水位下降量（敷地状況によっては取水に影響を与える時間）が最大となる津波を，想定津波として選定する。その際，水位上昇側に対しては朔望平均満潮位，水位下降側に対しては朔望平均干潮位を考慮することを基本とする。更に，断層運動に伴う敷地の鉛直変位が想定される場合には，敷地高さに対する相対的な水位変動量が最大となる検討用津波を選定する必要がある。

(2) 必要条件

想定津波については，少なくとも，以下の「(A)」または「(B-1)および(B-2)の両方」のいずれかを満足することを確認する。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。

- (A) 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，想定津波の計算結果がそれを上回ること
- (B-1) 評価地点において想定津波の計算結果が既往津波の計算結果を上回ること
- (B-2) 評価地点付近において検討用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

(A)，(B-1)，(B-2)の条件は，いずれも種々の不確定性を見込んだうえで選定される想定津波の水位上昇量が，評価地点において少なくとも既往津波の痕跡高を上回ることを確認することを意図している。したがって，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する場合は，(A)のみを確認すればよい。評価地点に痕跡記録がない場合には，(B-1)，(B-2)の両方を満足することが望ましいが，既往津波の痕跡高の情報取得に限界がある場合は，(B-1)，(B-2)のいずれかを確認すればよい。この際，評価地点において想定津波を下回ることが明白である規模の小さい既往津波は確認対象から外すことができる。

なお，想定津波が痕跡記録を生じた既往津波と同一の位置や発生様式である必要はないが，「(A)」または「(B-1)および(B-2)の両方」のいずれかを満足することは決定的な想定津波として最低限の必要条件である点に留意する。また，津波堆積物により津波の浸水範囲の情報が得られる場合には，津波堆積物の信頼度を吟味したうえで，これらの分布範囲を包含する浸水計算結果を得ることが望ましい。

【第 4 章 参考文献】

- 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，地震研究所彙報，Vol. 64, pp. 51-69.
- 土木学会原子力土木委員会(2002)：原子力発電所の津波評価技術.
- 原子力安全基盤機構(2014)：確率論的手法に基づく基準津波策定手引き，JNES-RE-Report Series, JNES-RE-2013-2041, 193p.
- Huber, A. and W.H. Hager(1997)：Forecasting impulse waves in reservoirs, in Dix-neuvieme Congres des Grands Barrages, Florence, Commission Internationale des Grands Barrages, pp. 993-1005.
- Murotani, S., K. Satake and Y. Fujii(2013)：Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction-zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol. 40, pp. 1-5.
- 内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会(2012)：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編ー津波断層モデルと津波高・浸水域等についてー，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf（平成 28 年 8 月参照）.

第5章 確率論的津波評価手法

5.1 確率論的津波ハザード評価の概要

5.1.1 確率論的津波ハザード評価の基本的な流れ

確率論的津波ハザード解析は、ある特定期間における津波高さと超過確率の関係を求める手法であり、既存の確率論的地震ハザード解析の方法を参考として提案されている（安中ほか，2006；Annaka et al., 2007；Geist and Parsons, 2006；Sugino et al., 2008；土木学会，2011；原子力安全基盤機構，2014等）。

確率論的津波ハザード評価は、不確定性の存在を前提として、推定に関する各種の不確定性を系統的に処理し、ある特定の期間における津波高さと超過確率の関係を求め、工学的判断のための資料を提供することを目的としている。決定論的な方法との重要な違いとしては、考え得るすべての事象を評価に反映していること、時間（発生頻度）を明確に考慮していることが挙げられる。

評価にあたっては、原子力発電所周辺における過去の地震データ等に基づき、不確定性を考慮したロジックツリーを設定して、将来、来襲する可能性がある津波の水位の超過確率（発生頻度）を算出する。図5.1.1-1に確率論的津波ハザード評価の基本的な流れを示す。

なお、津波や地震の確率論的ハザード評価においては、地震や津波に関する認識の変化が生じた場合には、設定したロジックツリーも変化することに留意する。

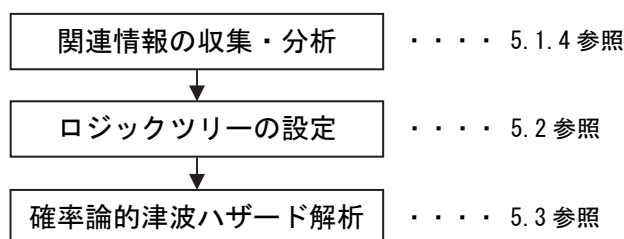


図 5.1.1-1 確率論的津波ハザード評価の基本的な流れ

5.1.2 2種類の不確定性とロジックツリー手法

確率論的津波ハザード解析は、不確定性の存在を前提としており、その条件下で工学的な意思決定を行うための資料を提供するものである。この不確定性については、偶然的な不確定性と認識論的不確定性の2つに分けて考えることが一般的である。

偶然的な不確定性は、物理現象固有のランダム性に起因する不確定性であり、予測不可能と考えられるもので、確率論的津波ハザード評価においては、1本の津波ハザード曲線の中で考慮する。

認識論的不確定性は、知識や認識不足に起因する不確定性であり、活断層であるかないかという問題や発生するマグニチュード範囲等のように研究が進展すれば確定させることができるが現状では予測不可能なもので、ロジックツリーの分岐として考慮し、複数の津波ハザード曲線で表現する。

認識論的不確定性を考慮することは、認識論的不確定性に対応した複数の組み合わせに基づき、重みを持った津波ハザード曲線群を作成することである。これを系統的に行うための方法としてロジックツリー手法があり、その結果は主にフラクタイル表示される。フラクタイルハザード曲線（パーセンタイルハザード曲線）は、ハザード曲線の集合に対して、等非超過確率レベルを示すものである。ロジックツリーのイメージを図5.1.2-1に示す。

なお、ロジックツリー手法は、専門家の間でも複数の見解が存在する個別の問題について、現時点における見解ごとの確からしさを定量的に評価に反映できるため、地震や津波の確率論的ハザード評価において一般的に用いられている。そのため、本書ではロジックツリー手法を用いることを前提とした記述を行っているが、認識論的不確定性を定量的に取り扱うことが可能なほかの手法があれば、ロジックツリー手法に対する代替的な手法とすることができる。

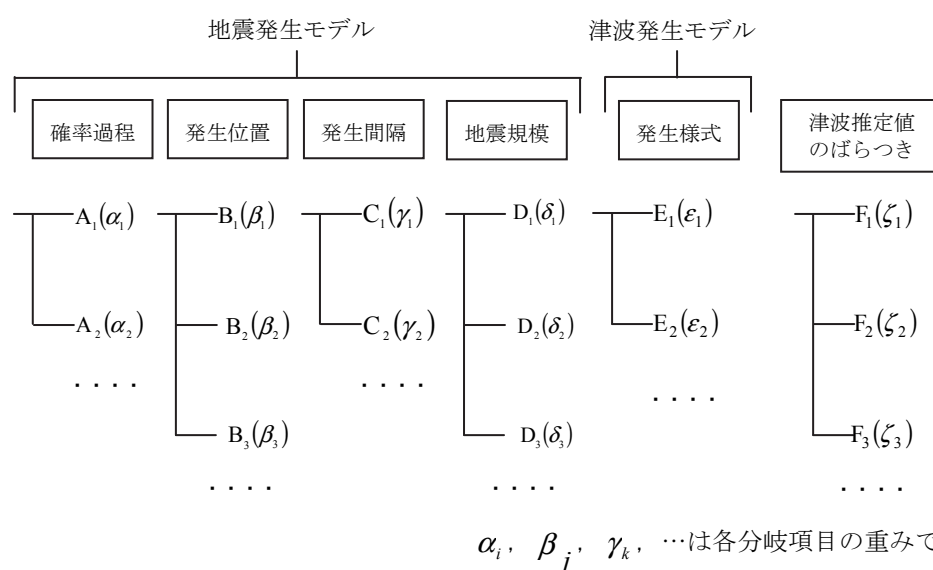


図5.1.2-1 ロジックツリーのイメージ

5.1.3 評価対象

本書における確率論的津波ハザード評価では、断層運動が直接の原因で生じる津波を対象とする。海底での地すべり、斜面崩壊、火山現象（山体崩壊、カルデラ陥没等）のような断層運動以外に起因して生じる津波の確率論的津波ハザード解析への反映は今後の研究課題と考えられる。ただし、発生頻度、規模および発生様式の不確定性の範囲を適切に設定できる対象があれば、これら进行评估に反映することも可能となる。

確率論的津波ハザード評価では、長期間の平均的なハザードと、現時点からある特定の期間のハザードを求める手法がある。前者では、長期間の平均的な年超過確率进行评估する。後者では、評価対象時点から、ある特定の期間での超過確率进行评估する。前者で求めた地震発生確率（頻度）の情報が後者の評価のための基礎となる。前者の評価では、地震発生確率において、平均活動間隔（発生頻度）のデータを用いて、定常過程（例えば、ポアソン過程）によって地震発生確率を求める。一方、後者の評価では平均発生間隔に加えて最新発生時期（ラストイベント）のデータを用いて、更新過程（例えば、BPT (Brownian Passage Time) 分布）によって、ある特定の期間での超過確率进行评估する。

5.1.4 関連情報の収集・分析

発電所に影響を与え得る津波を発生させる地震発生様式（活断層データおよび過去の地震データ等）に関する情報を収集する。認識論的不確定性をロジックツリーの分岐として表すために、専門家から情報を収集することも有効である。

なお、確率論的津波ハザード評価に非常に大きな影響を及ぼす可能性がある最新知見などが公開された場合には、適切に反映する必要がある。

5.2 モデル設定の基本的考え方

本章では、本編 5.3 で記述する原子力発電所を対象とした確率論的津波ハザード解析に必要な地震のモデル化，津波高さ分布の評価手順，津波評価に関する分岐と重みの設定方法について具体的に示す。

5.2.1 震源を特定できる地震のモデル化

震源を特定できる地震に関してモデル化しなければならない項目は下記のとおりである。

- ・地震がどの範囲で発生するのか（発生領域）
- ・どのような規模の地震がどのような割合で発生するのか（マグニチュード分布）
- ・どのような頻度で発生するのか（平均発生間隔とばらつき）

1つの活動域内で1種類の地震が発生する場合は上記の3項目を設定すればよいが，複数のセグメントが存在し，かつ，単独セグメントでの破壊や複数セグメントの連動破壊等が混在するような場合については，以下の項目をモデル化で考慮する。

- ・各セグメントがどのような頻度で破壊するのか
- ・同時に破壊するセグメントの組み合わせにはどのようなものがあるのか
- ・同時に破壊するセグメントの組み合わせはそれぞれどのような頻度で発生するのか
- ・同時に破壊するセグメントの組み合わせはそれぞれどのような規模の地震をどのような割合で発生するのか

(1) 発生領域

過去に地震が発生している領域において，過去の地震に基づき今後発生する地震の発生領域を設定することは一般的に行われている。ただし，テクトニクス的に類似した環境にあるものの，地震が発生している領域とそうでない領域がある場合には適切な領域設定は簡単でない。このような例は，日本海溝沿いの津波地震や正断層地震の場合に見られる。このような問題に対してはロジックツリーで対処するのが有効と考えられる。

日本海溝沿いの津波地震や正断層地震，および日本海東縁部等では，地震が発生する領域が完全に分割されている（領域をまたいだ断層はない）か，あるいは連続しているかが議論になる。このような問題に対してもロジックツリーで対処するのが有効と考えられる。

なお，海域活断層では，評価地点個別の海域活断層調査や文献調査によって発生領域を設定することができる。

(2) マグニチュード分布

固有地震のマグニチュードについては，現実には1つの値に限定されないと考えら

れること、津波への影響が大きいことから、マグニチュードの分布幅を考える。

ほぼ同じ領域が破壊したと考えられる過去の固有地震の規模範囲を表 5.2.1-1 に示す。マグニチュード幅は 0.3~0.5 程度の範囲に分布していることから、マグニチュードの分布幅として 0.3 と 0.5 を設定する。

マグニチュードの分布幅を決めるためには、各海域の想定の基本とする M_w (以下、本項では、「 M_c (中央マグニチュード)」という。) を設定し、 M_c が分布のどこに位置しているかを定める必要がある。この際、 M_c は各海域の特性 (地殻構造、活断層の分布、固着の状況、既往地震の発生状況等) を踏まえて設定する。分布幅に対して M_c がとりうる可能性を図 5.2.1-1 に示す。全部で 8 パターンの可能性があるが、確定的に決めるのは困難なため、ロジックツリーで対処するのが有効と考えられる。この際、 M_c が各海域の特性を踏まえて適切に設定されているのであれば、 M_c が分布幅の下限付近となる 3 パターンを除外し、図 5.2.1-1 に示す 5 パターンを設定すればよいと考えられる。また、プレート間地震に対しては、応力降下量と活動域面積から地震モーメントを算出することもできる。この場合には、世界のプレート間地震の応力降下量を検討した結果が利用できる。内閣府(2012)による検討結果では図 5.2.1-2 に示すとおり平均値 1.2MPa が得られており、Murotani et al. (2013) のスケーリング則によれば平均値は 1.6MPa となる (付属編 2.1.2 参照)。ばらつきとして $+1\sigma$ を考慮した場合には、内閣府(2012)では 2.2MPa、Murotani et al. (2013) では 3.0MPa となる。以上の結果より、ロジックツリーで応力降下量の分岐を考えることもできる。

(3) 平均発生間隔とばらつき

平均発生間隔は長期間平均のハザード評価にも現時点でのハザード評価にも必要であるが、ばらつきは現時点でのハザード評価だけに必要である。

1) 対数正規分布と BPT 分布

固有地震の発生間隔のモデル化は対数正規分布や BPT 分布により行われる。

BPT 分布は、「プレート運動による定常的な応力蓄積過程において、着目する震源域周辺での地震やスローイベントの発生などブラウン運動として表現される応力場の擾乱が加わる中で、応力蓄積が一定値に達し、断層が活動する (地震が発生する)」という物理的過程 (ブラウン緩和振動過程) を踏まえたモデルであり、式で表現すると次のようになる (Ellsworth et al., 1999 ; Matthews et al., 2002)。

$$Y(t) = \lambda \cdot t + \delta \cdot W(t)$$

ここで、 $Y(t)$ は状態変数、 t は最後に Y_f に達してからの経過時間であり、 $Y(t)$ が Y_f に達すると地震が発生し、 Y_0 という状態に落ちる。 $\lambda \cdot t$ が定常的な応力蓄積による項、 $\delta \cdot W(t)$ が応力場の擾乱による項である。 $W(t)$ は標準的なブラウン運動、 δ は負でない定数であり、 δ^2 は拡散係数と呼ばれる。

最後に Y_f に達してから (地震が発生してから) 次に Y_f に達する (地震が発生する)

までの経過時間 t の分布関数が BPT 分布と呼ばれる。分布の密度関数は次の式で与えられる。

$$f(t; \mu, \alpha) = \{\mu / (2\pi\alpha^2 t^3)\}^{1/2} \exp\left\{- (t - \mu)^2 / (2\mu\alpha^2 t)\right\}$$

この分布の平均は μ 、分散は $(\mu\alpha)^2$ である。また、 λ や δ と次の関係がある。

$$\mu = (Y_f - Y_0) / \lambda$$

$$\alpha = \delta / \{(Y_f - Y_0)\lambda\}^{1/2}$$

$$\text{分散} = (Y_f - Y_0)\delta^2 / \lambda^3$$

なお、BPT 分布は、統計学の分野では逆ガウス分布やワルド分布とも呼ばれ、株価の変動や製品の寿命などに適用されている。

BPT 分布の概要は以上のとおりであるが、実用的には BPT 分布と対数正規分布には大きな違いはない。その例を図 5.2.1-3 に示す。

固有地震の発生間隔のデータが n 個ある場合、対数正規分布の m (中央値) は

$$m = \sum_{i=1}^n \frac{\ln T_i}{n}$$

であり、BPT 分布の μ (平均値) は

$$\mu = \sum_{i=1}^n \frac{T_i}{n}$$

であり、どちらも相加平均により求められる。平均発生間隔のばらつきを表現するのは、対数正規分布では対数標準偏差 $\sigma_{\ln}$ 、BPT 分布では α であり、対数正規分布の $\sigma_{\ln}$ は

$$\sigma_{\ln} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(\ln T_i - m)^2}{n}}$$

BPT 分布の α は

$$\alpha^2 = \mu \sum_{i=1}^n \frac{1/T_i}{n} - 1$$

により求められる。地震本部 (2001) による評価例を表 5.2.1-2 に示す。 $\sigma_{\ln}$ の方が少し小さいが両者の値はほぼ等しい。この表からばらつきの値は 0.2~0.4 程度である。

2) 固有地震の平均発生間隔の誤差

固有地震の平均発生間隔がデータに基づいている場合には誤差に基づき分岐を設定するのが自然である。

分布の平均の真値が x で相加平均が x_0 の場合、 $x_0 - x$ の平均値はゼロ、標準偏差 (真値 x の分布の標準誤差) は

$$\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

となる。 σ は x の標準偏差である。平均発生間隔のデータ数が少ないことから、標準偏差として前述した値を用いれば、データ数に応じた推定値の信頼度（誤差）を評価することができる。

3) ポアソンとした場合の誤差

平均発生間隔がポアソン過程として与えられる場合も、データ数で決まる標準偏差の評価に基づいて信頼区間を評価することが可能である。ポアソン変数の分散は発生頻度が大きくなると平均発生頻度に等しくなり、発生頻度 X の信頼区間は

$$X \pm \sqrt{X}$$

で表現される。 X が小さい場合の誤差は Weichert (1980) により与えられている。それを図 5.2.1-4 および表 5.2.1-3 に示す。

(4) 連動に関するモデル

過去に南海トラフ沿いで発生した地震は、それぞれ連動するセグメントの組み合わせが変化している。このような現象は宮城県沖や十勝・根室沖でも見られる。宮城県沖では、陸側の地震と海溝寄りの地震が連動して発生する場合や別々に発生する場合があることが報告されている。また、三陸沖から房総沖にかけての日本海溝については、東北地方太平洋沖地震において、三陸沖南部海溝寄り、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの一部、三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖などが震源域とされており、発生領域については現在研究途上にある（地震本部，2011）。十勝・根室沖では、400～500 年程度の間隔（6 回に 1 回程度の割合）で、十勝沖と根室沖のセグメントが連動した地震が発生していると推定されている（中央防災会議，2006）。内陸の活断層についても、濃尾断層帯主部では、過去の活動時期が異なることから根尾谷断層帯、梅原断層帯および三田洞断層帯の 3 つの区間に分かれて活動してきたと推定されるが、より古い活動において断層帯主部全体が 1 つの活動区間として活動した可能性もあるとされる（地震本部，2005）。

このような現象の模式図を図 5.2.1-5 に示す。こうしたモデルを WGCEP (1995) はカスケードモデル（直列モデル）、小田切・島崎 (2000) は連動セグメントモデルと呼んでいる。

比較的長期にわたって複数回の地震の履歴が得られる場合、長期的な連動確率は過去の実績（連動率）から推定することが可能と考えられるが、過去に発生が確認されていない、あるいは連動率が明確でないパターンの連動を想定する場合には、以下のような方法が考えられる。

① 近接する海域あるいは地球科学的に類似した海域において得られた連動率から類

推する。

② 連動地震を独立した固有地震とし、想定すべり量とひずみ蓄積速度（すべり欠損）から再来期間を独立に設定する。

③ 地域で求めた G-R 式（Gutenberg-Richter 式, Gutenberg and Richter, 1944）を用い、セグメントごとの活動頻度から連動地震の頻度を外挿する。

このうち③は、地震本部(2014)において九州の活断層に適用した方法である。

なお、連動パターンの全てを一意に決定するのに十分な情報が得られない場合も多いと考えられる。そのような場合には、複数の組み合わせをロジックツリーの分岐に反映することが望ましい。

現時点のハザード評価において、組み合わせごとの発生確率をどのように推定するかという方法は今後の研究課題である。各セグメントの破壊確率が、各セグメントの平均破壊間隔とばらつき、最新発生時期から求められるとして、それをセグメントの組み合わせごとの発生確率に変換する方法が必要である。

地震本部(2014)では、十勝沖の地震と根室沖の地震が連動する場合について、

- ・対象期間に同時に発生する確率を求める。
- ・求めた確率に過去の実績等に基づく連動率を乗じる。

という方法を用いている。

WGCEP(1995)では

- ・マルチセグメント地震には過去の発生頻度の半分を与える。
— T 年間に n 回発生していれば $0.5n/T$ を与える。
- ・シングルセグメント地震には発生期待値の半分を与える。
- ・残りの部分は地震数が最小になるように、大きな地震を優先して配分する。

という方法を示している。

安中ほか(2001)では、WGCEP(1995)を一部修正する方法として、

- ・マルチセグメント地震には過去の発生頻度の半分を与える。
— T 年間に n 回発生していれば $0.5n/T$ を与える。
- ・シングルセグメントの地震には発生期待値に過去においてシングルで破壊した確率をかけた値を与える。
- ・残りの部分は地震数が最小になるように、大きな地震を優先して配分する。

という方法（修正 WGCEP 法）を示している。安中ほか(2001)による房総沖、相模湾内、西相模湾断裂の組み合わせごとの平均的な発生頻度の評価例を表 5.2.1-4 に示す。

なお、島崎ほか(1998)は拘束条件を与える考え方を示している。上記の方法が各セグメントの破壊確率を満足するように配分を決めるのに対し、島崎ほか(1998)のように特定の拘束条件を与えると各セグメントの破壊確率は必ずしも満足されなくなる。

連動確率以外に、マルチセグメント地震のマグニチュードをどう決めるかというスケールリング関係に関する問題がある。

各セグメントのすべり量が連動にあまり依存しない場合は、モーメントマグニチュードに関しては地震モーメントの足し合わせが可能であることから、各セグメントのモーメントマグニチュードを設定し、それを足し合わせるによりマルチセグメント地震のモーメントマグニチュードを設定することが可能と考えられる。

各セグメントのすべり量が連動により大きく変わる場合には、各セグメントとは別にモーメントマグニチュードの範囲を設定する必要がある。

(5) プレート境界付近で発生する巨大地震への G-R モデルの適用

プレート境界付近で発生する巨大地震については、固有地震モデルに基づく方法と、領域震源で発生する地震の規模と頻度を確率・統計から算定する G-R モデルに基づく方法があり、認識論的不確定性を踏まえてロジックツリーの分岐とすることができる。両者のイメージを図 5.2.1-6 に示す。図 5.2.1-6 のうち、a が G-R モデル、b が最大マグニチュード $M_{\max}$ を含む 1 つの地震サイクルにおけるマグニチュードと地震数の関係を表している。また、マグニチュードごとの地震数を n 、マグニチュードが大きい方からの累積地震数を N で表示している。G-R モデルは最大マグニチュードまで連続的な分布を示すが、固有地震モデルは最大マグニチュード $M_{\max}$ と 2 番目に大きな地震のマグニチュード M_a との間には地震が存在しない。

G-R モデルを使用する場合には、あらかじめマグニチュードの分布をモデル化しておく必要がある。G-R モデルと固有地震モデルのロジックツリーのイメージを図 5.2.1-7 に示す。検討内容の詳細を付属編 7.1.1 に示す。

表 5.2.1-1 過去の固有地震の規模範囲

海域	Mj の範囲
宮城県沖：5 地震	7.3～7.5
三陸沖北部：4 地震	7.4～7.9
十勝沖：2003, 1952, 1843	8.0～8.2
南海：1946, 1854	8.0～8.4

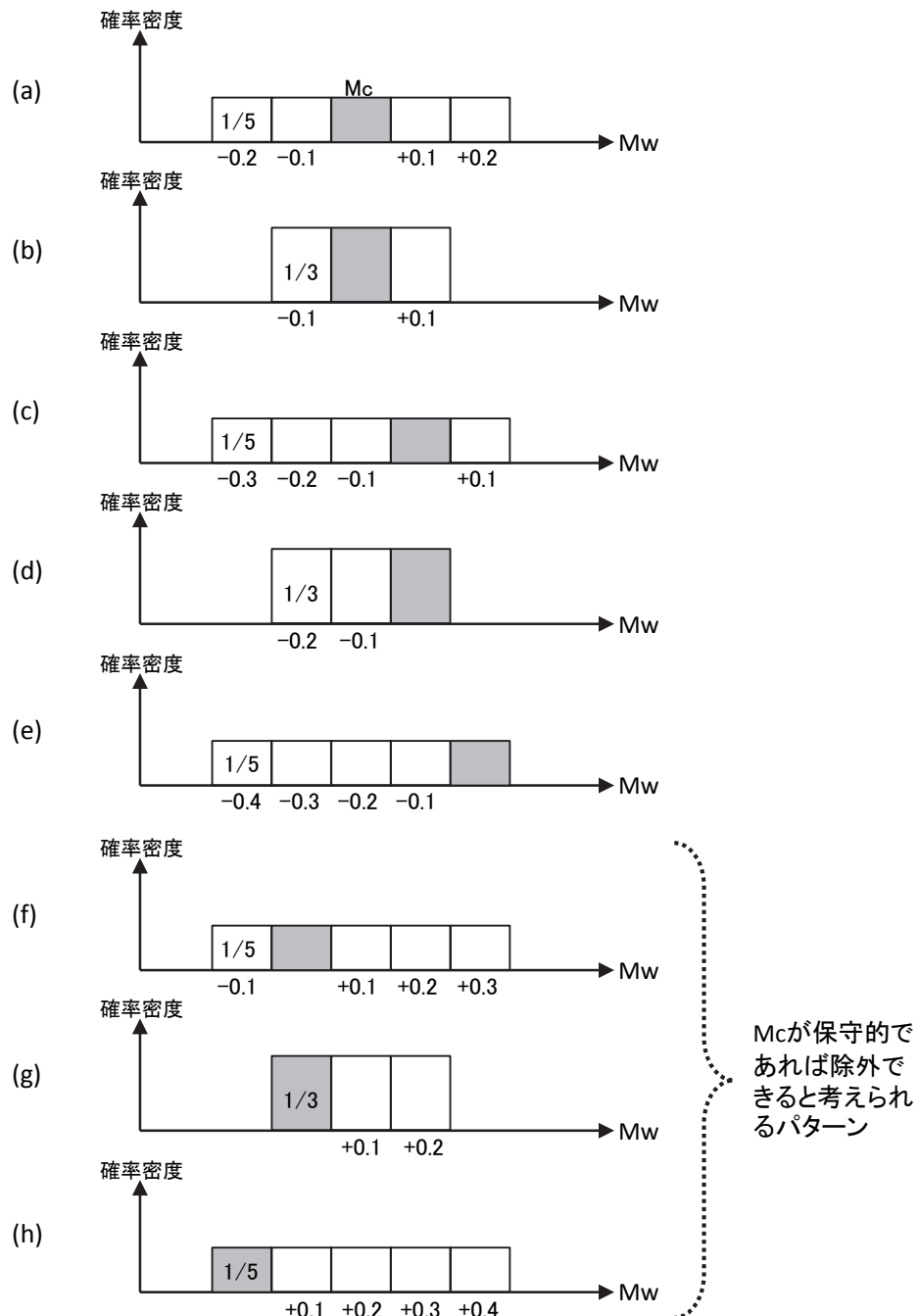


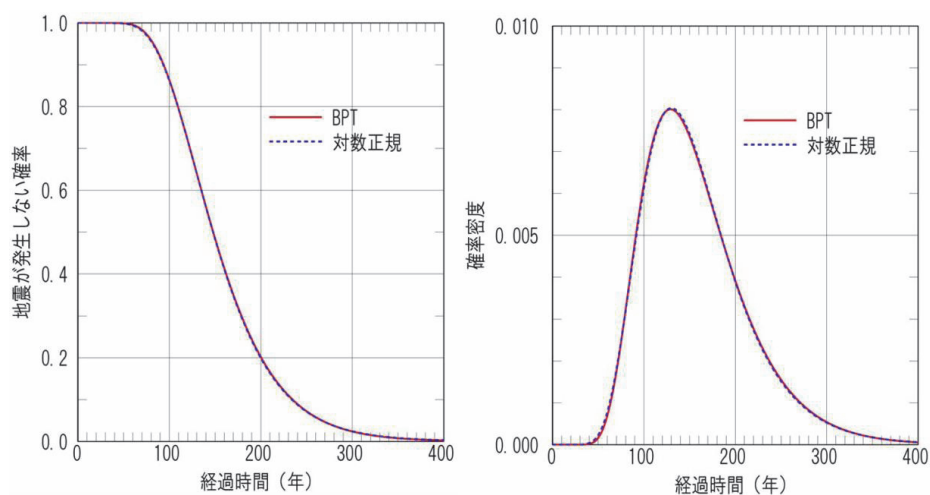
図 5.2.1-1 マグニチュードの分布幅に対する M_c の位置の可能性

Earthquake	Reference	data	MO (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	$\log_{10}(\angle\sigma)$	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41	2.60	0.00	0.000	0.108
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05	0.89	0.01	0.006	0.018
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10			0.00		
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04			0.01		
	Baba et al. (2002)	Tu	4.90E+21	8.4	52650	1	0.00			0.00		
1944 Tonankai	Satake (1993)	Tu, G	2.00E+21	8.1	48600	0.5	-0.30	-0.22	0.60	0.01	0.004	0.095
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10			0.02		
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.6	-0.22			0.00		
東北地方太平洋沖地震	内閣府	Tsunami+GPS	4.21E+22	9.0	1.20E+05	2.5	0.39	0.39	2.47	0.00	0.000	0.093
2010年チリ地震	Lorito et al.(2011)	GPS+Tsunami+InSAR	1.55E+22	8.8	130000	0.8	-0.08	-0.08	0.83	0.00	0.000	0.029
2004年スマトラ地震	Lorito et al.(2010)	GPS+Tsunami+衛星	6.63E+22	9.15	315000	0.9	-0.03	0.07	1.17	0.01	0.009	0.000
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16			0.01		

中央値の平均値	分散
$\log(\angle\sigma)$	0.09
$\angle\sigma$	1.2
+標準偏差	22
-標準偏差	0.7

分散	標準偏差
0.069	0.26

図 5.2.1-2 津波観測データを用いた解析による平均応力降下量の整理（内閣府，2012）



(BPT: $\mu = 157.8$ 、 $\alpha = 0.367$ 、対数正規: $m = 4.996$ 、 $\sigma = 0.358$)

図 5.2.1-3 BPT 分布と対数正規分布の比較例

表 5.2.1-2 ばらつきの評価例（地震本部，2001）

対象	σ_{ln}	α
南海	0.358	0.367
宮城県沖	0.176	0.177
阿寺	0.287	0.293
丹那	0.211	0.213
跡津川	0.164	0.165
長野盆地西縁	0.247	0.250

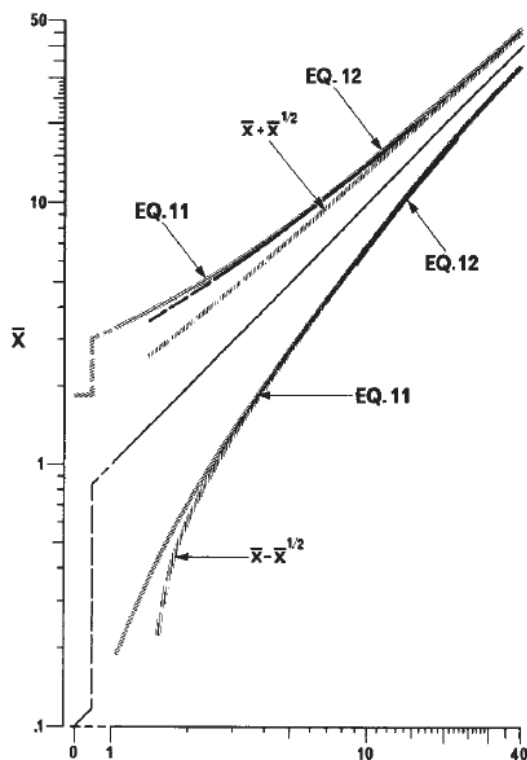


FIG. 1. ± 1 S.D. confidence intervals, 15.9 and 84.1 percentiles, for an estimated average $\bar{x}$ of a Poisson variable, calculated from equations (11) and (12) and from $\bar{x} + \sqrt{x}$.

図 5.2.1-4 ポアソン変数の信頼区間 (Weichert, 1980)

表 5.2.1-3 ポアソン変数の信頼区間 (Weichert, 1980)

CONFIDENCE INTERVALS FOR POISSON MEAN, N^*		
μ_U	N	μ_L
1.84	0	0
3.30	1	0.173
4.64	2	0.708
5.92	3	1.37
7.16	4	2.09
8.38	5	2.84
9.58	6	3.62
10.8	7	4.42
12.0	8	5.23
13.1	9	6.06
14.3	10	6.89

* Lower and upper ± 1 S.D. confidence intervals, i.e., 15.9 and 84.1 percentiles use μ_L and μ_U from equation (11). Above $N = 9$, use Figure 1 or $N - N^{1/2}$ for the lower bound and $N + 3/4 + (N + 1/2)^{1/2}$ from equation (12).

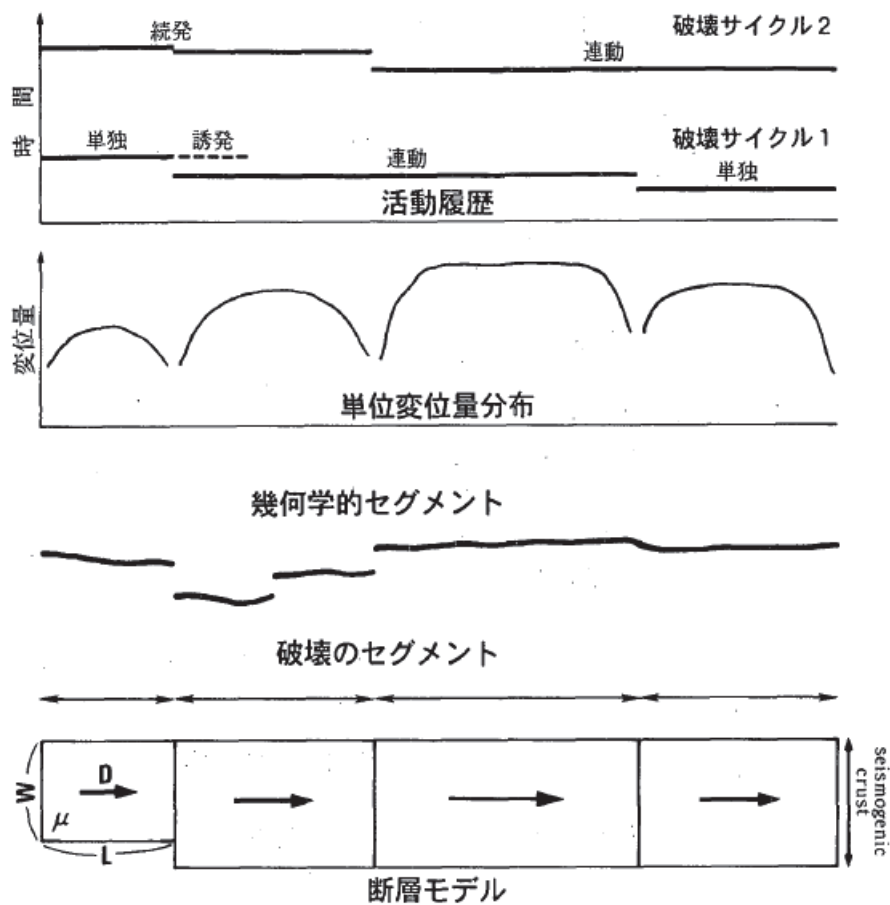


図 5.2.1-5 連動セグメントモデル（カスケードモデル）の概念図（杉山，1998）

表 5.2.1-4 連動セグメントモデルにおける発生頻度の設定例（安中ほか，2001）

	方法 1 (WGCEP 法)			方法 2 (修正 WGCEP 法)		
セグメント	A 房総沖	B 相模湾	C 西相模湾断裂	A 房総沖	B 相模湾	C 西相模湾断裂
破壊頻度	0.80	4.54	13.70	0.8	4.54	13.70
単独破壊	0.00	2.27	11.43	0.00	0.00	9.16
A+B	0.00		—	0.00		—
B+C	—	1.47		—	3.74	
A+B+C	0.80			0.80		

※ 数字は 1,000 年あたりの地震数

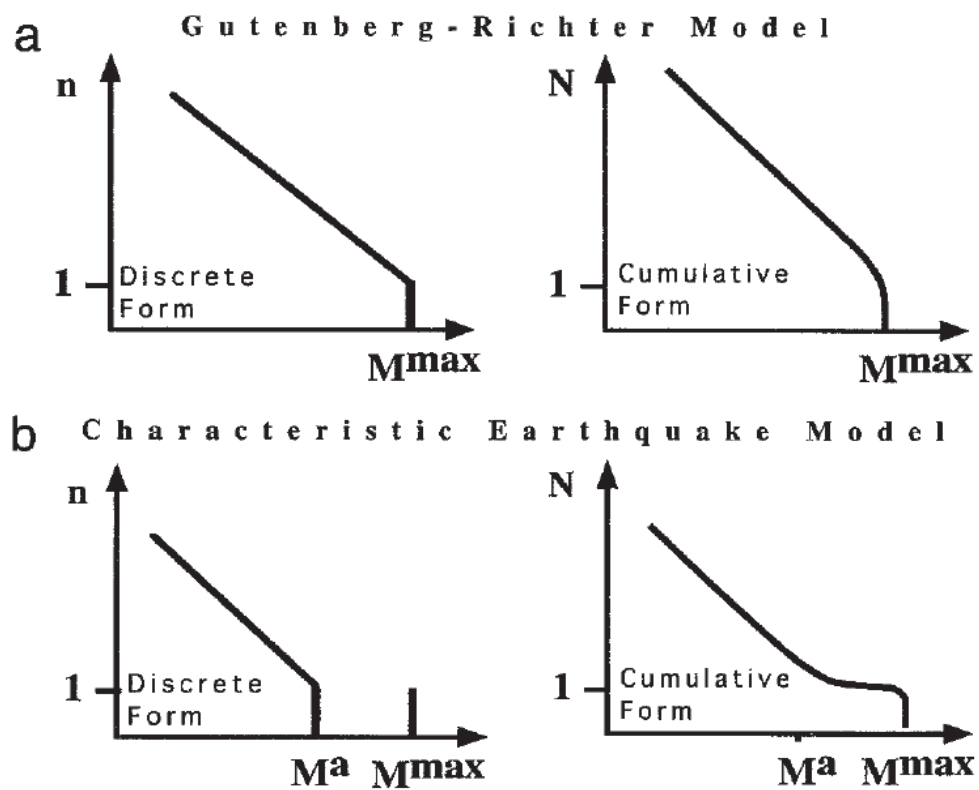


図 5.2.1-6 G-R モデルと固有地震モデル (Wesnousky, 1994)

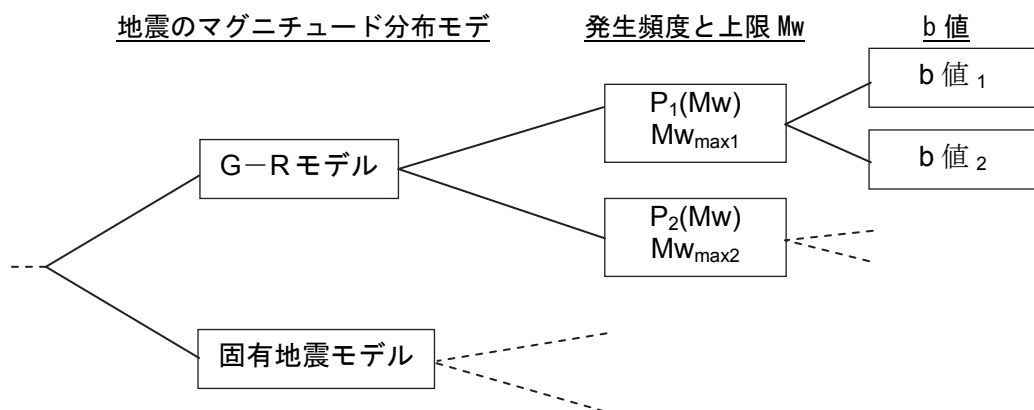


図 5.2.1-7 G-R モデルと固有地震モデルのロジックツリーのイメージ

5.2.2 背景的地震のモデル化

背景的地震（震源を特定できる地震以外の地震）については、プレート境界や地殻内等に連続的に分布すると考えられることから、活動域の区分、各活動域のマグニチュード頻度分布の設定が必要である。以下に基本的な流れを示す。

(1) 活動域の区分

活動域の区分は、対象地点ごとに設置する必要があるが、地震本部モデルの区分（例えば地震本部，2014）における震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価のための区分等を参考とすることができる。

(2) マグニチュード頻度分布のモデル

活動域の区分が設定されると、各活動域に対してマグニチュード頻度分布を設定する必要がある。現時点で用いられている主要な方法は次の2つである。

1 つは、切断 G-R 式（切断 Gutenberg-Richter 式）であり、通常の G-R 式を上限マグニチュード $M_{\max}$ で打ち切る。式の形は

$$\log n = a - bM (M \leq M_{\max})$$

であり、 n はマグニチュードが M の地震数（密度、区間頻度）である。

もう 1 つは、改良 G-R 式 (Utsu, 1971) であり、式の形は

$$\log n = a - bM + \log(M_c - M)$$

であり、 M_c が上限マグニチュードとなる。

図 5.2.2-1 に示すとおり、実際の頻度分布は M が大きくなるにつれ下方に折れ曲がり、規模の大きな地震の発生頻度は G-R 式による直線関係より少なくなることが知られている。改良 G-R 式は上限マグニチュードを超えない曲線とすることにより、これを修正したものである。

(3) マグニチュード頻度分布の評価

マグニチュード頻度分布に適用するモデルが決まれば、残るのはデータに基づきパラメータを決めることと、その誤差を適切に評価することである。

1) 独立でない地震の除去

地震のデータからは、独立でない地震（余震や前震、群発地震の最大規模以外の地震）を除く必要がある。

そうした独立でない地震の除去方法として簡易的な方法（建設省土木研究所，1983；安中ほか，2002）が提案されているが、個々に判断してもよい。

2) マグニチュード頻度分布の評価

期間により完全に記録されている地震のマグニチュード範囲に違いがある。通常，1885 年以降は M6.0 以上，1923 年以降は M5.0 以上の地震がほぼもれなく記録されて

いると考えられている。

切断 G-R 式を用いる場合、地震数（一般に M5.0 以上の年発生頻度）、 b 値、上限マグニチュードをデータに基づいて設定する必要がある。

マグニチュード頻度分布の誤差を評価する方法は確立していないが、1つの方法が Annaka and Yashiro(2000)により提案されており、M5.0 以上の地震数を正規分布、 b 値を正規分布、上限マグニチュードを一様分布（あるいは重み付分布）とする方法が示されている。モンテカルロ手法を用いる場合には、それらの条件からサンプルを必要なだけ発生させることが可能である。また、離散的な分岐とすることも可能である。

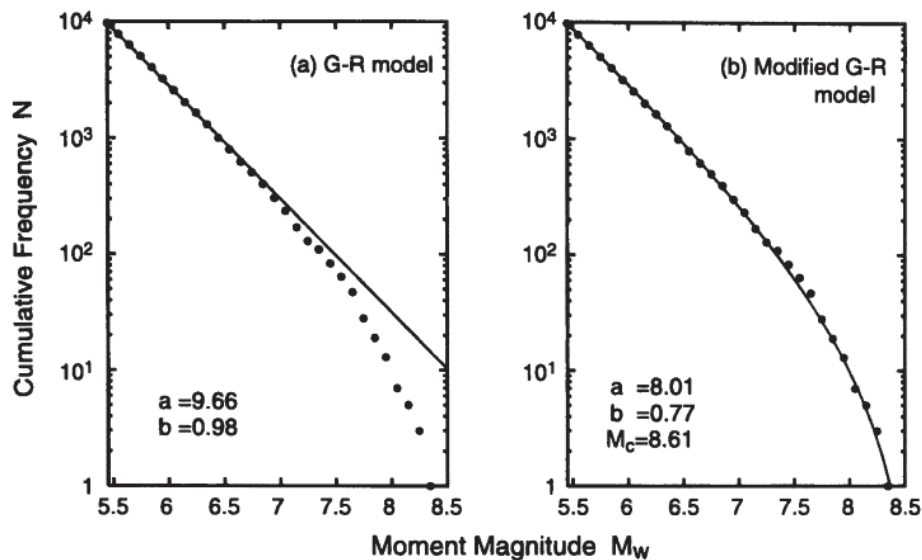


Fig. 4. Fitting of (a) G-R model and (b) modified G-R model to magnitude-frequency distribution of all earthquakes. The figure is shown by using cumulative frequency. Estimated values of model parameters are given in each frame.

図 5. 2. 2-1 G-R 式と改良 G-R 式の世界の地震へのあてはめ結果（馬淵ほか，2002）

※ 点はハーバード大学の CMT カタログによる 1977 年 1 月～2001 年 12 月のデータ，線はあてはめた結果である。

5.2.3 津波高さ分布の評価

津波ハザード曲線の評価においては、特定の位置で特定の規模の地震が発生した場合の津波高さ分布を推定する必要がある。津波高さ分布の推定に関するロジックツリーを図 5.2.3-1 に示す。以下、各分岐項目の背景を示す。

(1) 断層モデルの設定

断層モデルは、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。文献調査などにに基づき、評価地点に影響を及ぼすと考えられる断層モデルを設定する。公的機関などから提案された断層モデルを参考に設定することも可能である。

なお、歴史地震データ以外に、液状化の痕跡や津波堆積物の検討など地質学的成果にも留意する。

(2) パラメータ変動の考慮の有無

津波高さの推定には、上記(1)で設定した断層モデルを用いていることから、観測値と計算値のばらつきを考慮するため「断層モデルの変動によるばらつき」を付加するか、あるいは「断層モデルの変動」を別に考慮することが必要になると考えられる。

現実には発生する断層モデルが同じ場所でも変動するのであれば、パラメータ変動による影響は考慮しなければならない項目である。本編第 4 章における決定論的な評価では「不確定性の考慮」において考慮することとしている。確率論的評価で断層モデルの変動によるばらつきを考慮する必要があるかどうかには議論があることから、現状では、この変動を考慮するか、しないかを分岐として処理するのが有効と考えられる。

なお、断層モデルの変動を考慮したパラメータスタディを実施する場合でも、本編 4.2.3.1 に示した決定論的评价と同様に、相対的に不確定性が大きいと判断される因子について行えばよい。

(3) 誤差の標準偏差と打ち切り範囲

推定値の不確定性は対数正規分布あるいは打ち切りのある対数正規分布で表現し、そのパラメータとして対数標準偏差 (β) と打ち切り範囲 (σ) を設定する(推定値のばらつきが対数正規分布で近似できることの詳細は、付属編 5.1.1 に示す)。

対数標準偏差 (β) は、相田(1977)の幾何標準偏差 κ (以下、本章では「 κ 」という。)で表現し、両者の関係は次式のとおりである (κ の詳細は、「6.4 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの策定」に記載。)。

$$\ln(\kappa) = \beta$$

ここで、 $\ln(\cdot)$ は自然対数を表す。

表 5.2.3-1 に既往の津波に対する κ の検討結果を示す。また、東北地方太平洋沖地

震を踏まえた検討結果として、杉野ほか(2014)は特性化波源モデルを用いた場合に、サイト周辺の最小格子サイズを5.5mとする条件下においては対数標準偏差 $\beta=0.2\sim0.3$ ($\kappa=1.22\sim1.35$ に相当)とできるとしている(図5.2.3-2参照)。一方、東北地方太平洋沖地震の各種インバージョンモデルを用いた広域のばらつき評価結果からは、図5.2.3-3に示すとおり $\kappa=1.3\sim1.4$ 程度との結果を得ており、いずれも既往の検討結果(表5.2.3-1)よりもばらつきが小さいことを示している。

沿岸部の最小格子サイズを50mとした本書の検討(図5.2.3-4)によると全ての点が平均 ± 4 倍の対数標準偏差(β)に収まっている。このうち、平均 ± 3 倍の対数標準偏差(β)を超える結果はごく少数であり、使用した格子サイズでは表現しきれない局所的な地形の影響が表れていると考えられる。検討内容の詳細を付属編5.1.2に示す。

打ち切り範囲(σ)の設定については、現実には観測値を計算値で除した値が無限に大きくなることは考えられないことから、対数正規分布を有限の範囲で打ち切ることができる。

例えば、平均 $\pm 2.3\beta$ あるいは平均 $\pm 3\beta$ で打ち切る場合、それぞれ対数正規分布の片側約1%、あるいは約0.1%は出現しないとみなしていることとなる。これらを κ と組み合わせたときの関係は、次のようになる。 $\kappa=1.25\sim1.55$ かつ 3β で打ち切りとしたとき、数値計算結果の $1.25^3=1.95\sim1.55^3=3.72$ 倍を超える真値は出現しないとみなすことと等価である。あるいは、 $\kappa=1.25\sim1.35$ かつ 3β で打ち切りとしたとき、数値計算結果の $1.25^3=1.95\sim1.35^3=2.46$ 倍を超える真値は出現しないとみなすことと等価である。打ち切り範囲に関する諸機関の設定内容の詳細は付属編5.1.2に示す。

このように、対数標準偏差(β)と打ち切り範囲(σ)の組み合わせにより、計算結果から推定される真値の範囲が変わるため、評価対象地点周辺の地形の複雑さ、適用する格子間隔、既往津波の再現性等を勘案し、分岐を設定することが望ましい。

(4) エルゴード仮定

κ は、空間的に広がっている多数の点で実測値が推定値に対してどの程度ばらついているかを示す指標である。確率論的津波ハザード解析で用いるばらつきは、同じ波源(特定の場所で特定の規模の地震(津波)が発生した場合)による特定地点の津波高さが、時間的に推定値に対してどの程度ばらついているかを表現するものである。

確率論的津波ハザード解析や確率論的地震ハザード解析では、通常、上記の2つが等しいと仮定(エルゴード仮定)しているが、仮定の妥当性については議論がある。

南海トラフ沿いの地震は、同じ波源ではないが、波源が重複した地震が複数発生している。複数地震に対する同一地名地点の κ の相関を検討することにより、エルゴード仮定の妥当性を検討した。

波源が重複している2つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係を図5.2.3-5に、波源が重複していない2つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係を図5.2.3-6に示

す。各図には相関係数(ρ)を示している。ただし、相関係数は各地震の K の平均を 1.0 として求めた。

2つの図から、波源が重複している2つの地震に対する相関係数の方が、波源が重複していない2つの地震に対する相関係数よりも大きな傾向が見られる。平均をとると、波源が重複している場合の6個の組み合わせが0.58、波源が重複していない場合の4個の組み合わせが0.26である。0.58という数字は、波源が重複している2つの地震の K_i にある程度の相関があることを示していると考えられる。

K_i に相関があるということは、エルゴード仮定が完全には成立していないことを意味すると考えられる。極端なケースとして、もし完全相関で、かつ、1つの地震に対する K が既知であれば、そこで発生する他の地震の K_i も同じになり、 K_i に関してばらつきがないことになる。

津波 i 、地点 j に対する K_{ij} が、地点に対する平均値とそのまわりのばらつき（正規分布）で表現されたとすると

$$\log(K_{ij}) = K_j + \varepsilon_{ij}$$

となる。そして、 $\log(K_{ij})$ に関するばらつき（標準偏差）を σ 、 K_j に関するばらつきを σ_s 、 ε_{ij} に関するばらつきを σ_o とすると

$$\sigma^2 = \sigma_s^2 + \sigma_o^2$$

となり、2つの地震間の相関係数は

$$\rho = \sigma_s^2 / \sigma^2$$

となる。相関係数が0.58として σ_o と σ の関係を求めると

$$\sigma_o^2 = 0.42\sigma^2 = (0.65\sigma)^2$$

となる。このことは、 K_j が既知であれば、その周辺のばらつきは既往津波データから推定した κ よりも小さくなることを示している。

σ が $\kappa=1.45$ に対応していると、エルゴード仮定が成立しないとして上式の σ_o は $\kappa=1.27$ に対応する。

本評価では、エルゴード仮定が成立しない可能性を $\kappa=1.25$ とし、分岐として考慮する。

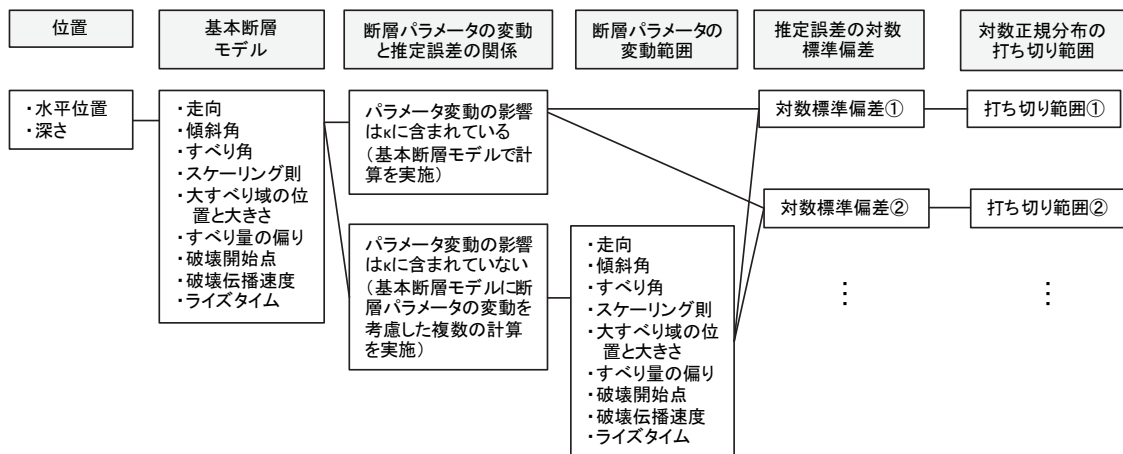


図 5.2.3-1 津波高さ分布の推定に関するロジックツリー

表 5.2.3-1(1) 一様すべりモデル※の場合の κ

海域	地震津波	κ	比較した痕跡点数
日本海溝沿い	1933 年昭和三陸	1.40	572
	1896 年明治三陸	1.45	257
	1968 年十勝沖	1.41	273
南海トラフ	1946 年南海	1.60	159
	1944 年東南海	1.58	43
	1854 年安政東海	1.47	89
	1854 年安政南海	1.42	60
	1707 年宝永	1.35	61
日本海東縁部	1993 年北海道南西沖	1.47	216
	1983 年日本海中部	1.48	209
南米沖	1960 年チリ	1.37	764

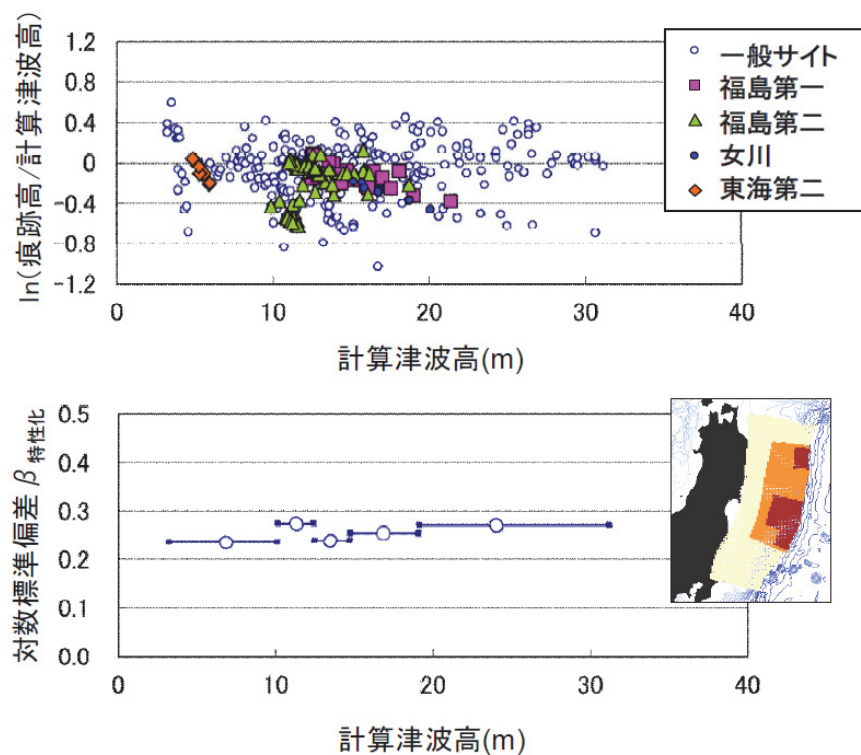
(11 津波の中央値 : 1.453, 中央値±標準偏差 : 1.380~1.529)

※ 断層面のすべり量を一様に設定したモデル

表 5.2.3-1(2) 不均質モデル※の場合の κ

海域	地震津波	κ	比較した痕跡点数
日本海溝沿い	1896 年明治三陸	1.38	143
	1611 年慶長三陸	1.37	17
	1968 年十勝沖	1.38	264
	1856 年安政三陸	1.45	71
南海トラフ	1946 年南海	1.42	96
	1944 年東南海	1.44	64
	1854 年安政東海	1.48	85
	1854 年安政南海	1.32	42
	1707 年宝永	1.37	49

※ 断層面のすべり量を不均質に設定したモデル



注) 特性化波源モデル×地形モデルの最小格子サイズ 5.5m

図 5.2.3-2 特性化波源モデルによるばらつき評価検討結果 (杉野ほか, 2014)

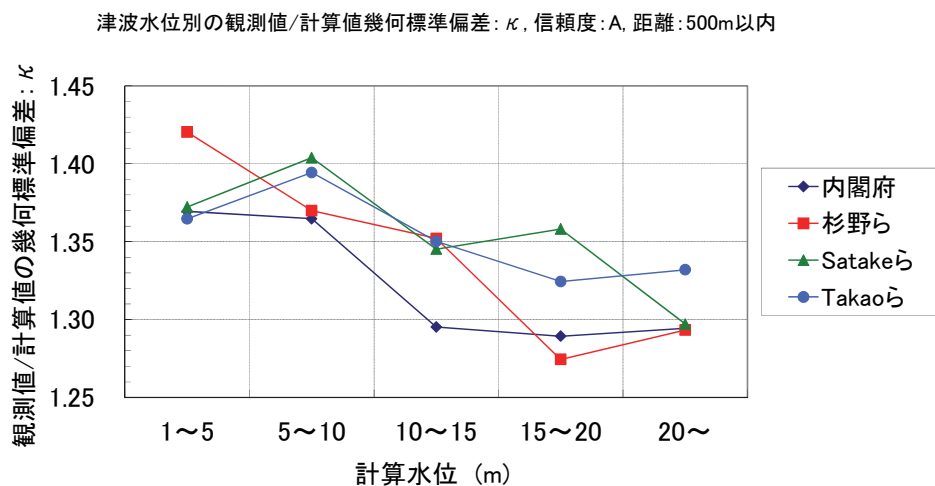


図 5.2.3-3 インバージョンモデルによるばらつきの評価結果 (栗田ほか, 2013)

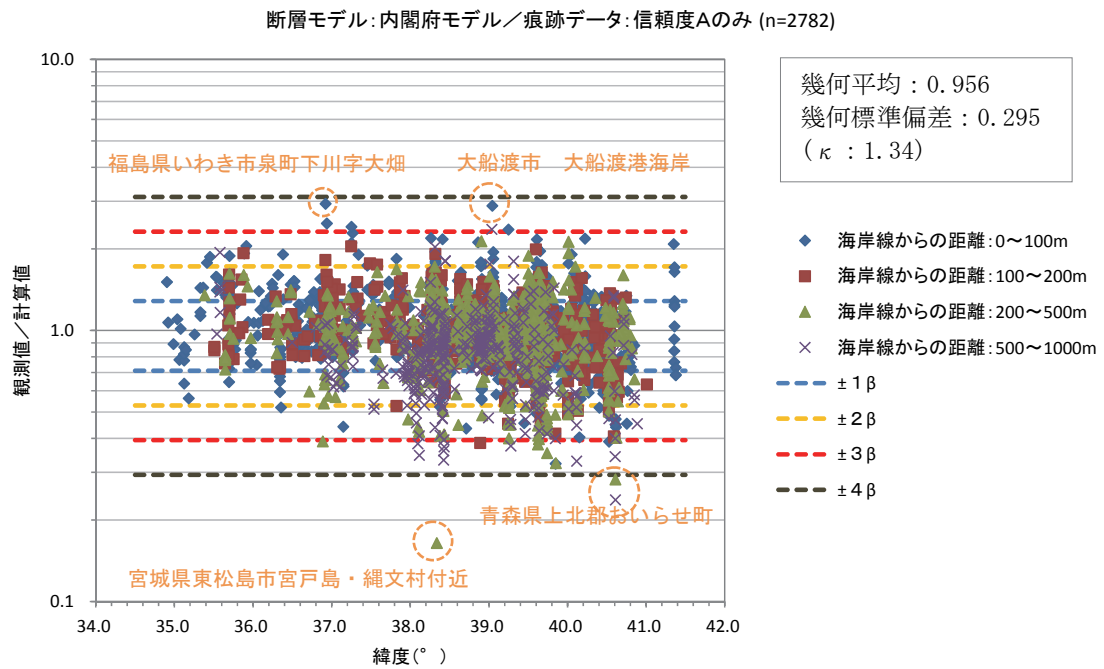


図 5.2.3-4 東北地方太平洋沖地震の再現計算結果の観測値/計算値の分布

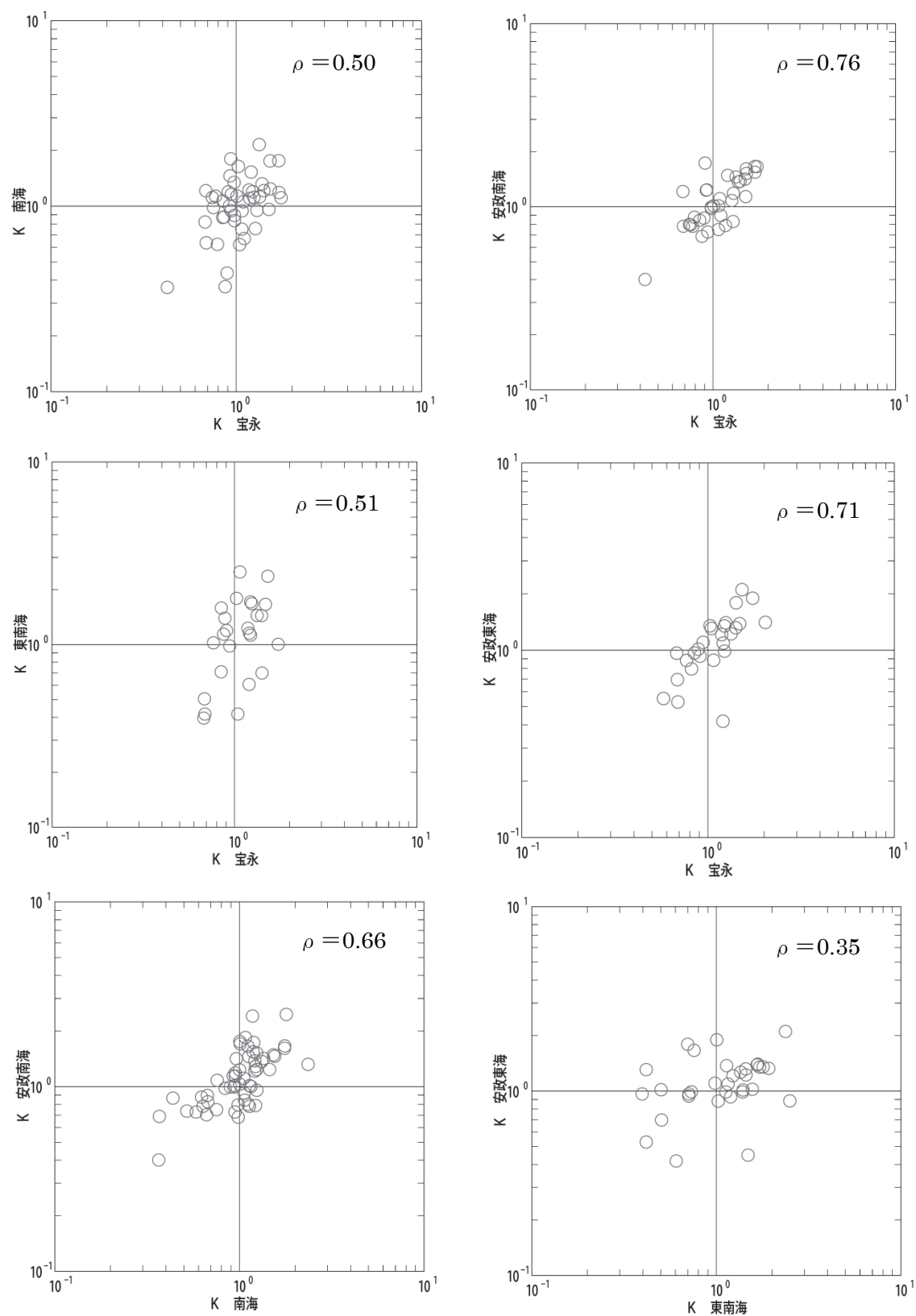


図 5.2.3-5 2つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係 (波源域が重複する場合)

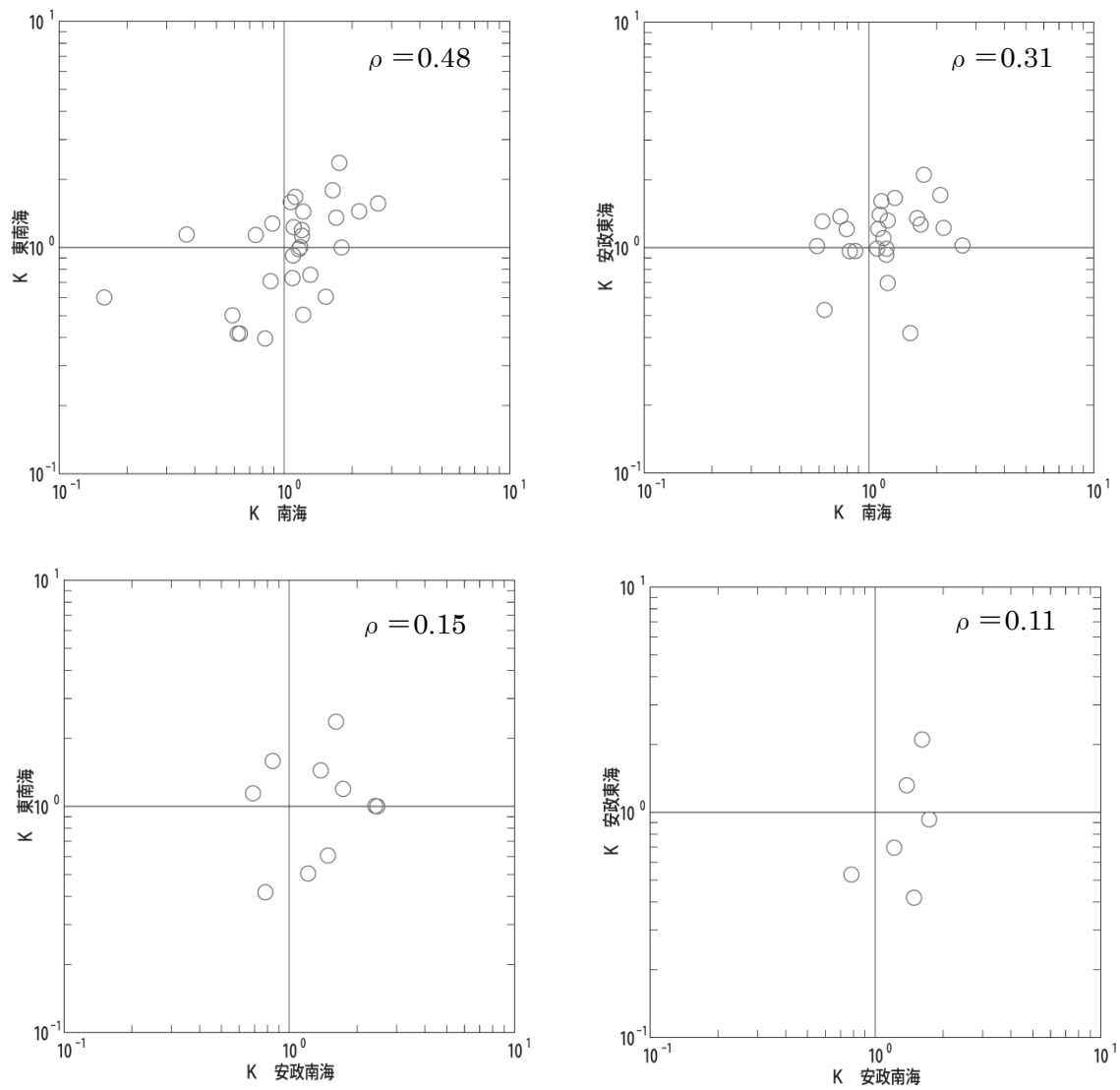


図 5.2.3-6 2つの地震に対する同一地名地点の K_f の関係（波源域が重複しない場合）

5.2.4 ロジックツリーの分岐の分類および重みの設定方法

ロジックツリーを用いて確率論的津波ハザード評価を実施する目的は、ハザード評価に関する現時点での不確定性とその影響を系統的に評価するためであり、不確定性が存在する条件下で工学的な意思決定を行うための材料を提供することにある。そのためには、現時点での不確定性を適切に反映した分岐を設定することと分岐に対して適切な重みを設定することが重要である。ただし、重みは将来の正しさの可能性に対する現時点での判断を示すものであり、自然科学的な意味での正しさとは直接関係しないと考えられる。

ロジックツリーの分岐の項目は、「主に判断の違いに基づく分岐で離散的な分岐とした方がよい項目」と「主にデータによる推定値の誤差に基づく分岐で連続的な分岐とした方がよい項目」の2つに区分できると考えられる。前者は、現状の研究の到達段階では結論が1つに決められない項目であり、日本海溝沿いにおけるM8クラスの津波地震や正断層地震の発生領域をどのように考えるかというような問題が含まれる。後者は、本来はデータに基づき決定可能であるが、現状ではデータの不足等により推定誤差がある項目であり、固有地震の平均発生間隔などが含まれる。

「主に判断の違いに基づく分岐で離散的な分岐とした方がよい項目」に対して重みを決めるのは「現時点での専門家集団の見解の分布」であり、重みを決める方法としてアンケート等が考えられる。「専門家」の活用に関しては、日本原子力学会(2012)等の考え方が参考となる。これらの詳細を**付属編 5.2**に示す。また、アンケートに基づかない場合の重み配分の方法としては、**表 5.2.4-1**のように設定することもできる。

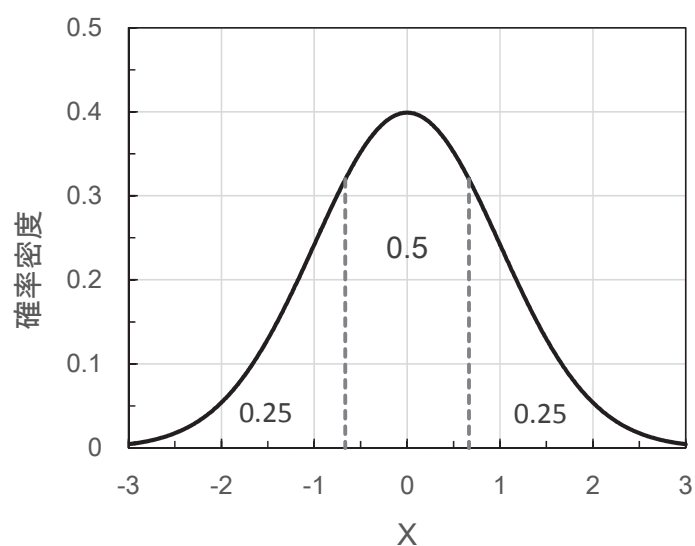
「主にデータによる推定値の誤差に基づく分岐で連続的な分岐とした方がよい項目」については、データに基づき誤差を適切に評価することが重要である。**本編 5.2.1**に示した固有地震の平均発生間隔に関する誤差評価の方法のように、個々の項目に関して誤差評価の方法を明確にする必要があると考えられる。

連続的な分布をそのまま用いる場合には、分布形に基づき乱数によりサンプルを発生させるモンテカルロ手法を用いる必要があるが、連続的な分布の代わりに離散的な分岐を用いることが可能と考えられる。本書では下記の考え方に基づいて、連続的な分岐（正規分布の場合）を離散的な分岐に置き換えた。

正規分布に対して重みを0.25 : 0.50 : 0.25とする分岐設定の考え方を**図 5.2.4-1**に示す。正規分布を面積が0.25, 0.50, 0.25になるように3分割し、各領域の重みつき平均を求めると -1.27σ , 0.0, $+1.27\sigma$ になる。これらの数字を直接用いる方法もあるが、 σ の推定精度があまり高くないこと、近似的な扱いであることを考慮すると、1.27のかわりに1.0としてもよいと考えられる。

表 5.2.4-1 アンケートに基づかない場合の重みの配分の例

重みの配分 (2分岐の場合)	前提条件
0.5 : 0.5	現時点の知見で重み付けを判断するのが困難な場合
0.3 : 0.7	関連情報に基づけば片方の重みが高いと考えられる場合
0.1 : 0.9	関連情報に基づけば分岐を設ける必要が無いと考えられるが、 分岐として成立する可能性を考慮する場合



※各領域の重み付き平均は-1.27, 0.0, +1.27 である

図 5.2.4-1 正規分布に対する分岐設定方法の説明図

5.3 確率論的ハザード解析の手順

5.3.1 計算手順

確率論的津波ハザード解析における計算の流れは下記のとおりである。

① 地震の発生確率の計算

地震発生活動域あるいは活断層ごとに、地震の発生確率を計算する。以下のいずれかの方法がとられる。

- ・ 長期間平均のハザード評価では年発生頻度を与える。ポアソン過程を仮定すれば、年発生頻度と年超過確率は1対1に対応する。
- ・ 現時点でのハザード評価では、地震の発生履歴と最新活動時期のデータから更新過程を考慮して、現時点からある特定の期間（例：50年）の発生確率を計算する。

② 津波高さ分布の計算

計算設定の異なる全シナリオについて、サイト前面での水位を数値シミュレーションにより計算する。更に、個々の計算結果に数値解析の誤差を考慮し、水位超過確率分布への変換を行う。

③ 潮位分布の考慮

潮汐を確率過程として考慮に加え、個々のシナリオが起きたときの条件付き水位超過確率分布を作成する。

④ 津波水位ハザード曲線の作成

③の水位超過確率分布に地震の発生確率を反映し、個々のシナリオに対する水位の年超過確率を表す多数の津波水位ハザード曲線を作成する。

⑤ フラクタイルハザード曲線の作成

各地点の津波水位ハザード曲線群に、個々のシナリオに対応するロジック分岐の重みを考慮し、水位に対して与えられる超過確率を超えないとみなす専門家のコンセンサスがどれくらいの割合で得られるかを表すフラクタイルハザード曲線を作成する。

年超過確率からフラクタイル曲線を作成するには、あらゆる断層毎のロジックの組み合わせを尽くして重みつき平均をとる総あたり法と、ランダムに組み合わせを発生させて、確率を近似するモンテカルロ法がある。

上述①～⑤の流れを式で表現すると以下ようになる。

断層 l ，マグニチュード番号 i ，ロジック分岐 j ，モニタリング地点 k における計算結果（最高水位）を

$$h_{l,i,j,k}^{cal}$$

とする。

ばらつき κ ，対数平均 h^{cal} で対数正規分布する確率変数 h の確率密度関数は

$$p(h; h^{cal}, \kappa)$$

となる。また、潮位 h_0 の確率密度関数を $t(h_0)$ とすると、潮位を考慮した水位 $h' = h_{cal} + h_0$ の確率密度関数 $p'_{l,i,j,k}(h')$ は、

$$p'_{l,i,j,k}(h') = \int_{h_0=h_0^{\min}}^{h_0^{\max}} p(h' - h_0; h_{l,i,j,k}^{cal}, \kappa) t(h_0) dh_0$$

となる。

そうすると、断層 l 、マグニチュード番号 i 、ロジック分岐 j 、モニタリング地点 k において、潮汐、計算結果のばらつきを考慮したとき、水位 H^{th} を超過する確率 $q_{l,i,j,k}(H^{th})$ は、

$$q_{l,i,j,k}(H^{th}) = \int_{H^{th}}^{\infty} p'_{l,i,j,k}(h') dh'$$

となる。

断層 l 、ロジック分岐 j におけるマグニチュード番号 i の地震発生確率を $w_{l,i,j}$ とし、ロジック分岐 j における地震発生頻度を o_j とすると、断層 l 、ロジック分岐 j 、モニタリング地点 k において、水位 H^{th} を超過する頻度 $Q_{l,j,k}(H^{th})$ は、

$$Q_{l,j,k}(H^{th}) = \sum_i w_{l,i,j} q_{l,i,j,k}(H^{th}) o_j$$

となる。

断層 l 、地点 k に関するロジック j のハザード曲線（＝年超過確率） $f_{l,j,k}(H^{th})$ は、

$$f_{l,j,k}(H^{th}) = 1 - e^{-Q_{l,j,k}(H^{th})}$$

となる。

すべて（ L 個）の断層に関するロジックの組み合わせ $(j_1, j_2, \dots, j_L)$ に対する年超過確率 $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ は、

$$F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th}) = \sum_l f_{l, j_l, k}(H^{th})$$

となる。

5.3.2 地震の発生確率の計算

(1) 固有地震の平均発生間隔の評価方法

固有地震の発生間隔のモデル化については本編 5.2.1(3)で述べたとおりである。表 5.2.1-2 より、地震発生間隔モデルのばらつき（対数正規分布で対数標準偏差 $\sigma_{\ln}$, BPT 分布で α ）は 0.2~0.4 程度である。この結果から、地震発生間隔のばらつきに関する分岐は、「0.2, 0.3, 0.4」の 3 分岐程度が標準的と考えられる。

1) 平均発生間隔のデータがある場合

固有地震の平均発生間隔がデータに基づいている場合には、誤差に基づき分岐を設定し、対数正規分布とする。分布の平均の真値が x で相加平均が x_o の場合、 $x_o - x$ の平均値はゼロ、標準偏差（真値 x の分布の標準誤差）は、 $\sigma/\sqrt{n}$ となる。 σ は x の標準偏差である。現状では、平均発生間隔のデータ数が少ないことから、標準偏差として前述の標準的な値（ $\sigma_{\ln} = 0.2, 0.3, 0.4$ ）を用いれば、データ個数に応じた推定値の信頼区間を評価することができる。この地震発生間隔に関する推定値の信頼区間に基づいて、平均発生間隔の分岐を設定する。

対数正規分布の場合、発生間隔のデータ個数に応じた推定値の信頼区間は表 5.3.2-1 に示すとおりである。

表 5.3.2-1 ばらつきと推定値の信頼区間の関係

データ個数	信頼区間	$\sigma_{\ln}$		
		0.2	0.3	0.4
1	下限	0.819	0.741	0.670
	上限	1.221	1.350	1.492
2	下限	0.868	0.809	0.754
	上限	1.152	1.236	1.327
3	下限	0.891	0.841	0.794
	上限	1.122	1.189	1.260
4	下限	0.905	0.861	0.819
	上限	1.105	1.162	1.221
5	下限	0.914	0.874	0.836
	上限	1.094	1.144	1.196
6	下限	0.922	0.885	0.849
	上限	1.085	1.130	1.177
7	下限	0.927	0.893	0.860
	上限	1.079	1.120	1.163
8	下限	0.932	0.899	0.868
	上限	1.073	1.112	1.152
9	下限	0.936	0.905	0.875
	上限	1.069	1.105	1.143
10	下限	0.939	0.909	0.881
	上限	1.065	1.100	1.135

※ $\sigma_{\ln}$: 対数正規分布の対数標準偏差

例として、対数正規分布の中央値を T_m とし、地震発生間隔のデータ個数が 1 個の場合、ばらつきによる推定値の信頼区間は次のとおりである。

$$\sigma_{\ln}=0.2 \text{ の場合} : 0.819 T_m \sim 1.221 T_m$$

$$\sigma_{\ln}=0.3 \text{ の場合} : 0.741 T_m \sim 1.350 T_m$$

$$\sigma_{\ln}=0.4 \text{ の場合} : 0.670 T_m \sim 1.492 T_m$$

データ数が 5 個の場合には、同様に次のような結果が得られる。

$$\sigma_{\ln}=0.2 \text{ の場合} : 0.914 T_m \sim 1.094 T_m$$

$$\sigma_{\ln}=0.3 \text{ の場合} : 0.874 T_m \sim 1.144 T_m$$

$$\sigma_{\ln}=0.4 \text{ の場合} : 0.836 T_m \sim 1.196 T_m$$

データ個数が 5 個の方が、データ個数が 1 個の場合よりも、推定値の信頼区間が狭くなることが分かる。

2) 平均発生間隔のデータがない場合

海域活断層の活動度に関しては有力な情報がないときは、1mm/year（活動度 A 級の下限）～0.1mm/year（活動度 C 級の上限）の一様分布を基本とする。

平均繰り返し間隔は、マグニチュード分布から得られる 1 地震あたりモーメント放出量の期待値を、平均モーメント蓄積速度で割ることにより得られる。

一様分布の場合は単純であるが、G-R 型の場合、マグニチュードの上・下限をそれぞれ m_U , m_L とすると、 $m_L \leq m \leq m_U$ なるマグニチュード m に対する地震発生頻度の確率密度関数は、

$$f(m) = \frac{\beta \exp\{-\beta(m - m_L)\}}{1 - \exp\{-\beta(m_U - m_L)\}} \quad \text{for} \quad m_L \leq m \leq m_U$$

となる。ただし、 $\beta = b \ln 10$, b は b 値である。 b 値は不明の場合、標準的な値である 0.9 とする。

3) 発生間隔をポアソン過程とした場合の信頼区間

地震のサンプル期間（記録の得られる期間）と地震の発生個数に応じ、発生頻度の信頼区間は、表 5.3.2-2 のようになる。これは、Weichert (1980) により与えられている信頼区間の表をもとに作成したもので、サンプル期間を T_s としたとき、信頼区間は

$$T_s / \mu_U \sim T_s / \mu_L$$

で求めている。地震発生データのデータ数が多いときは、発生頻度 X の信頼区間は $X \pm \sqrt{X}$ に漸近する。

サンプル期間を 400 年とした場合と 1,000 年とした場合の地震発生数に応じた信頼区間の算定例を表 5.3.2-2 に示す。例えば、400 年間で 3 個の地震が発生している場合、地震発生数の上下限は 1.37～5.92 となり、400 年のサンプル期間内に 3 個

の地震が発生することが十分考えられるということである。これを考慮すると、平均発生間隔の信頼区間は 68 年～292 年程度となる。

表 5.3.2-2 ポアソン変数の信頼区間 (Weichert, 1980)

発生した地震数 N	μ_L	μ_U	サンプル期間 400 年		サンプル期間 1,000 年	
			信頼区間下限	信頼区間上限	信頼区間下限	信頼区間上限
0	0.00	1.84	217.39	∞	543.48	∞
1	0.17	3.30	121.21	2,312.14	303.03	5,780.35
2	0.71	4.64	86.21	564.97	215.52	1,412.43
3	1.37	5.92	67.57	291.97	168.92	729.93
4	2.09	7.16	55.87	191.39	139.66	478.47
5	2.84	8.38	47.73	140.85	119.33	352.11
6	3.62	9.58	41.75	110.50	104.38	276.24
7	4.42	10.8	37.04	90.50	92.59	226.24
8	5.23	12.0	33.33	76.48	83.33	191.20
9	6.06	13.1	30.53	66.01	76.34	165.02
10	6.89	14.3	27.97	58.06	69.93	145.14

※ μ_L および μ_U : 地震発生数の信頼区間の上下限

(2) 長期間平均のハザード評価における地震の発生確率（発生頻度）

長期間平均のハザード評価の場合には、地震の発生がポアソン過程に従うものとす。これは、ある地震活動域に着目したとき、地震が時間的にランダムに発生すると仮定するものである。最新活動時期が不明であったり、地震の発生時系列の性質を判断できない場合には、時間更新の要素を考慮した確率モデルを適用できないため、ポアソン過程をあてはめる。

ポアソン過程にしたがう地震の単位時間あたりの平均発生回数を ν とすると、期間 t 内で地震が k 回以上発生する確率 p_k は、次式のようにになる。

$$p_k = \frac{e^{-\nu} (\nu t)^k}{k!}$$

したがって、期間 t 内で地震が 1 回以上発生する確率は、

$$1 - p_0 = 1 - e^{-\nu t}$$

となる。

十勝沖と根室沖、宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りなどのように連動の可能性を考慮している領域では、連動確率が用いられる。長期的な連動確率は過去の実績（連動率）から推定することが可能と考えられる。

十勝沖と根室沖では 17 世紀や 12～13 世紀に連動した地震が発生したと推定されており、400～500 年程度の間隔で発生すると推定されている（中央防災会議，2006）。十

勝沖と根室沖のそれぞれのセグメントにおける平均発生間隔は 80 年程度であり、連動の割合は 6 回に 1 回程度と考えられる。

宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りでは、三陸沖南部海溝寄りで発生した 2 回の地震 (1897 年と 1793 年) の中で 1 回連動しており、連動の割合は 2 回に 1 回程度と考えられる。

(3) 現時点でのハザード評価における地震の発生確率

地震の周期性を考慮した BPT 分布や対数正規分布を用いて今後 t 年間の地震の発生確率を個々に評価した場合には、次のように評価する必要がある。

BPT 分布とは、応力の蓄積過程に不規則性を考慮し、応力の蓄積がある値に達したときに地震が発生するというモデルに対応しており、地震の発生確率は地震の平均活動間隔 $\bar{T}$ と活動間隔のばらつき α によって求まる。

$$f(t) = \left\{ \bar{T} / (2\pi\alpha^2 t^3) \right\}^{1/2} \exp \left\{ - (t - \bar{T})^2 / (2\bar{T}\alpha^2 t) \right\}, t \geq 0$$

このとき、時刻 T から ΔT 年後までに次の地震が起こる確率は、

$$P(T, \Delta T) = \int_T^{T+\Delta T} f(t) dt / \int_T^{\infty} f(t) dt$$

以下に、BPT 分布を用い、2015 年の年初から 50 年間の地震発生確率を評価した例を示す。

例：平均発生間隔が 75 年で最新活動時期が 2014 年 9 月 26 日のとき

- ・最新活動時期から 2015 年の年初まで 0.2657 年であるので $T=0.2657$ とする。
- ・ $\alpha=0.3$ としたとき、 $\Delta T=50$ 、 $T=0.2657$ のもとで上述の式を解くと、 $P(T, \Delta T) = 0.11$ となる。すなわち、2015 年の年初から 50 年間の地震発生確率は 11%と求められる。

各セグメントの破壊確率が BPT 分布を用いて求められ、複数セグメントの連動を考慮する場合、連動の確率は長期平均の場合と異なり **本編 5.2.1** で述べた方法で求める。

以下に例を示す。

例：2 つのセグメント (A, B) で今後 30 年間の破壊確率がともに 20%であり、過去 6 回に 1 回の割合で連動している場合。

- ・地震本部試作版手法

(i) 対象期間に同時に発生する確率を求める。

$$0.2 \times 0.2 = 0.04$$

(ii) 求めた確率に連動率を掛ける。

$$0.04 \times 1/6 = 0.007 = 0.7(\%)$$

・修正 WGCEP 手法

(i) 連動地震には過去の平均的な発生確率の半分を与える ($=1/12$)。

$$0.2 \times 1/12$$

(ii) 単独地震には発生確率 $\times$ 単独率 を与える。

$$0.2 \times 5/6 = 0.17$$

(iii) 残りの部分は地震数が最小になるように配分

残りの部分で地震数が最小となるようにするためには、全て連動とする。したがって、連動確率は $0.2 \times 1/12 + 0.2 \times 1/12 = 0.033 = 3.3(\%)$ となる。

5.3.3 地震発生モデル・津波伝播モデルの設定

(1) 発生領域

評価対象とする津波発生領域および波源は，評価地点への影響を考慮して適切に設定する。津波高さ推定値のばらつきを考慮したとき，着目する水位の超過確率に有意な影響を与える波源を評価対象とすればよいので，着目する水位に応じ，解析に反映する津波群の構成が変化することがあり得る。例えば，活動域で最も津波が大きくなるケース（傾斜角・すべり角）で計算を実施したとき，評価地点前面の最大水位上昇（下降）量 H が，

$$|X| > |H| \cdot \kappa^{2.3}$$

となる活動域は，水位の超過確率に地震の発生頻度の-2 オーダー以下の影響しか及ぼさないため，評価対象外とするといった考え方である。ここで， X は評価対象となる水位（敷地高や取水可能レベル）， κ は津波高さに含まれるばらつきである。このような場合，津波高さに含まれるばらつきを評価したとしても，最終的な津波水位超過確率に与える影響は微小であると考えられる。また，ハザードに対して支配的な波源があれば，このほかの発生領域や波源の相対的な重要性が低下することもあり得る。

(2) 地震発生モデル

波源モデル設定の基本的考え方は，**本編第 4 章**に示した決定論的津波評価手法と共通である。ただし，着目する水位の超過確率に支配的なパラメータの不確定性を解析に反映する場合には，影響の軽微なその他のパラメータの不確定性は解析に含めなくてよい。

(3) 津波伝播モデル

津波が伝播する現象および陸上に遡上する現象の評価にあたっては，その水理現象を適切に表現できるよう計算精度等を考慮して，基礎方程式と計算スキームを選定し，初期条件と境界条件を設定する。これらに関する基本的考え方は**本編第 6 章**に示した。

なお，確率論的津波ハザード評価に基づき防潮壁等の高さを設計する目的で評価を実施する等，構造物の設計を目的とする際には，評価地点周辺は現在の地形である必要はなく，海岸線の境界条件を無限高さの鉛直壁とする等のモデル化を行うことが可能である。

5.3.4 津波高さ分布の計算

(1) 津波シミュレーションの実施

ロジックツリーの分岐のシナリオ全てに対し、発電所前面における津波の高さの中央値が必要である。中央値は、シナリオに応じた津波の数値シミュレーションにより得られた発電所前面の最大水位上昇（下降）量とする。

(2) ばらつきの考慮

中央値が得られたとき、津波シミュレーションに含まれる各種の誤差を考慮し、真の値（シナリオに沿った地震が発生したとき実際に発電所に来襲する津波の高さ）の確率分布を求める。これには、シナリオに含まれる津波高さのばらつき κ を用いる。この段階で得られる確率分布は、シナリオどおりの地震が発生したときの条件付き確率である。

対数正規分布の確率密度関数は、次式で与えられるため、 μ に中央値の対数値を、 σ に κ の対数値を適用すればよい。例えば、「分布の両側 1 % に入る現象は実際に起こらない」とするロジック分岐を選択しているシナリオでは、分布の両側 1 % をカットする。

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma x} \exp\left\{-\frac{(\log x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right\}, & x > 0 \\ 0, & x \leq 0 \end{cases}$$

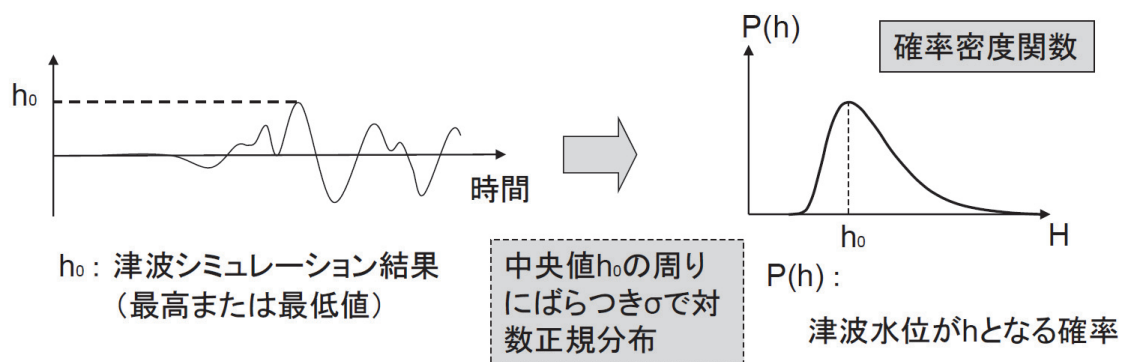


図 5.3.4-1 中央値にばらつきを考慮するイメージ

更に、確率密度関数から津波高さごとの超過確率を求めることにより（図 5.3.4-2）、超過確率分布を算出できる。

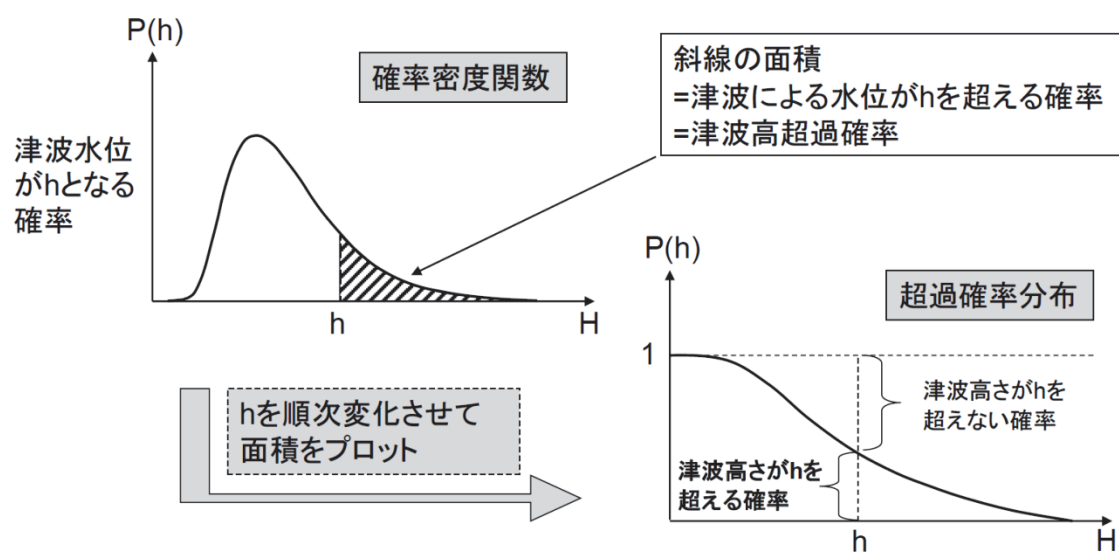


図 5.3.4-2 水位超過確率分布の概念

5.3.5 潮位分布の考慮

(1) 潮汐データの設定

潮位は頻度分布に従う確率変数とみなすことができる。適切に取得された発電所周辺の潮位記録を用いて、以下のような処理を行うことにより、潮位の確率密度関数を求めることができる。

なお、高潮が確率論的津波ハザード解析結果に及ぼす影響に関する詳細は、**付属編 5.4**に示す。

1) 長期間の潮位記録がある場合

発電所周辺において長期間の潮位記録がある場合、潮位を区間に分け、時系列データから区間ごとの潮位出現頻度分布を作成する。出現頻度分布図全体の面積が 1 となるような比率を乗じれば、潮位の確率密度関数となる。

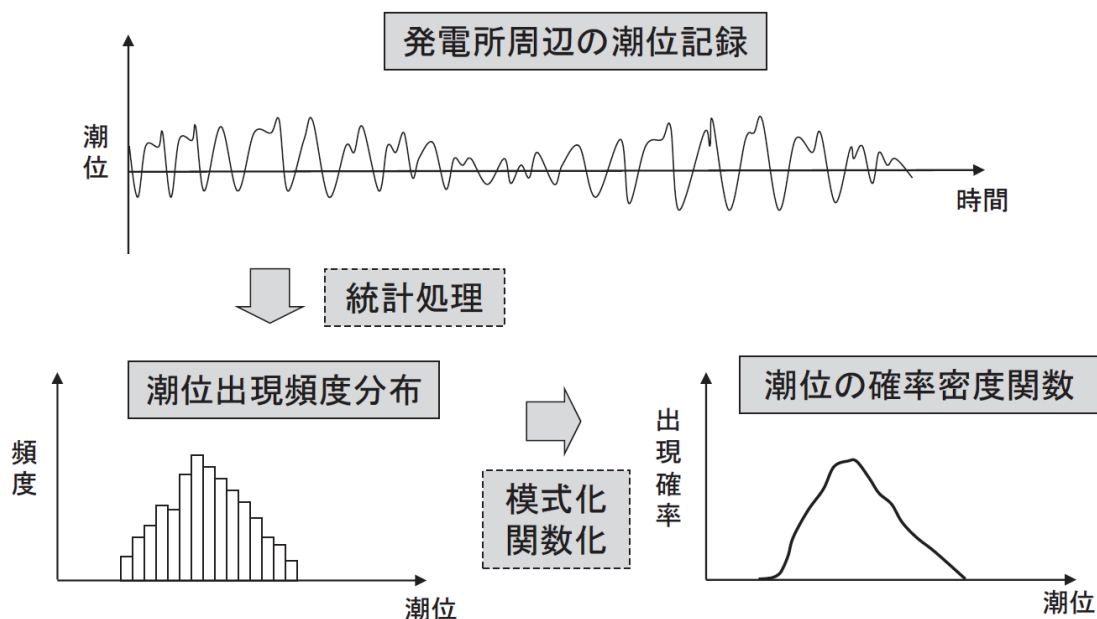


図 5.3.5-1 潮位の時刻歴から確率密度関数に変換する手順

2) 潮汐調和定数のみが得られる場合

潮位記録は、地球、月および太陽の位置関係によって生起される天文潮と、主に気圧の影響を含む気象潮がともに含まれており、前者には周期性がある。確率論的津波ハザード解析に用いる潮位においては、発電所周辺の現実の潮位を表すため、気象潮が含まれていることが望ましい。しかし、適切な長期の潮位記録が入手できない場合には、発電所に近い検潮所等に対して求められている潮汐調和定数から、

天文潮位の時系列データを復元することが可能である。ただし、この場合には、気象潮が含まれないことに留意する必要がある。

以下に調和分解値からの復元式を示す（海上保安庁，1992）。

$$\begin{aligned}\text{潮位 } \eta(t) &= \sum_i f_i H_i \cdot \cos([V_i + u_i] - \kappa_i) + Z \\ [V_i + u_i] &= \{(V_{0i} + u_i) - n \cdot L + \sigma_i \cdot S\} + \sigma_i \cdot t\end{aligned}$$

添え字 i は分潮の種類を表し、 Σ は各分潮の和を示す。

ここで、

- f_i, u_i : 振幅と位相に対する補正
- H_i, κ_i : 潮汐の観測値から計算された振幅と遅角（調和分解値）
- V_i : 天文引数（添え字 0 は、0:00UT（世界時）を表す）
- n : 各分潮記号の添え字（例：M₂分潮のとき、 $n = 2$ ）
- L : 経度（西経＋，東経－）
- σ_i : 各分潮の角速度
- S : 時差（日本標準時 $S = -9$ ）
- Z : 平均水面の高さ（基本水準面からの高さ）

(2) 潮汐と計算結果の合成

通常の津波ハザード曲線の評価では、最終的に津波ハザード曲線が得られた後で潮位分布を考慮することが可能である。津波ハザード曲線の評価における潮位分布の考慮方法を図 5.3.5-2 に示す。潮位分布が(a)，潮位分布を考慮しない場合の津波ハザード曲線が(b)，それぞれを区間の頻度に変換したのが(c)と(d)である。(c)と(d)の分布を足し合わせる（畳み込みを行う）ことにより(e)が得られ、それを累積の形にすると(f)になる。

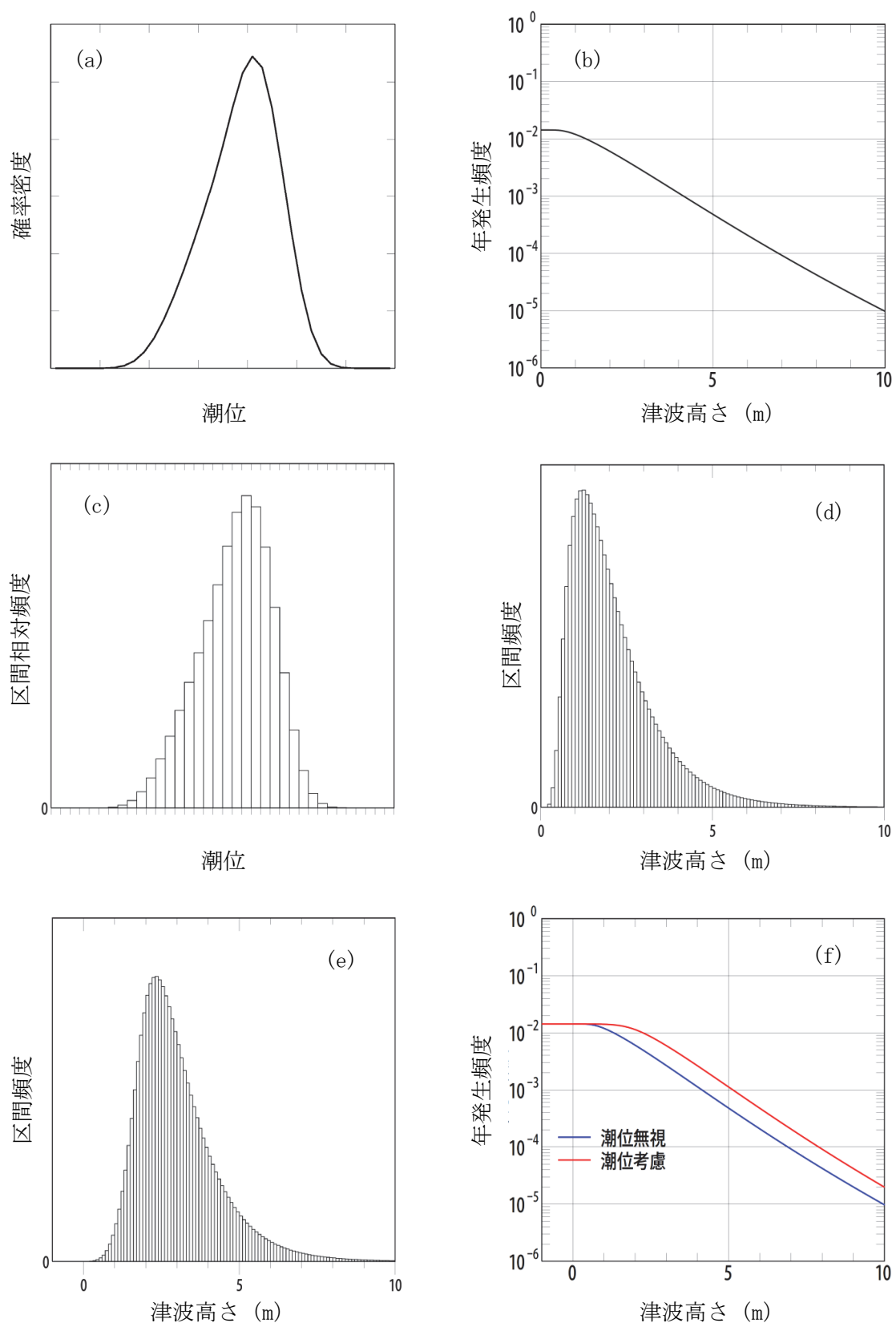


図 5.3.5-2 津波ハザード曲線の評価における潮位分布の考慮方法

5.3.6 フラクタイル曲線の作成

確率論的津波ハザード解析において最終的に求めるのは、各地点において、ある津波高さに達する頻度がどの程度あるか（年超過確率）であり、これを超えないとみなす専門家のコンセンサスがどの程度の割合で得られるかをパラメータとして整理する（例えば、8割の人がこれより小さいと認めるような年超過確率を示した曲線を80%フラクタイルという）。

すなわち、フラクタイル曲線の横軸は津波高さ（最高水位または最低水位）、縦軸はその津波高さを越える年超過確率（1/年）であり、この曲線がコンセンサスの割合（%）をパラメータとして複数描かれることになる。

なお、各シナリオの重みつき平均を行うことにより、超過確率の算術平均の曲線を描くことも可能である。算術平均の場合、重みが非常に小さくても極端に大きな超過確率を生じるシナリオがある場合、そのシナリオが超過確率を大きく引き上げる場合がある。しかし、結果を直感的に理解しやすいことや、適切なコンセンサスの割合をどうするかという問題が避けられるという利点もあるため、確率論的津波ハザード評価に際しては、フラクタイル曲線と算術平均の両方を計算することがある。

ハザード曲線群からフラクタイル曲線を作成する概念は図5.3.6-1のとおりであるが、実際には以下の手順で実施することができる。

- ・着目する津波高さごとに、年超過確率の曲線（ハザード曲線）群を値の大きい順に並べ替える。
- ・大きい方から数えて、N%のところにあるハザード曲線の超過確率を N%フラクタイルとする。

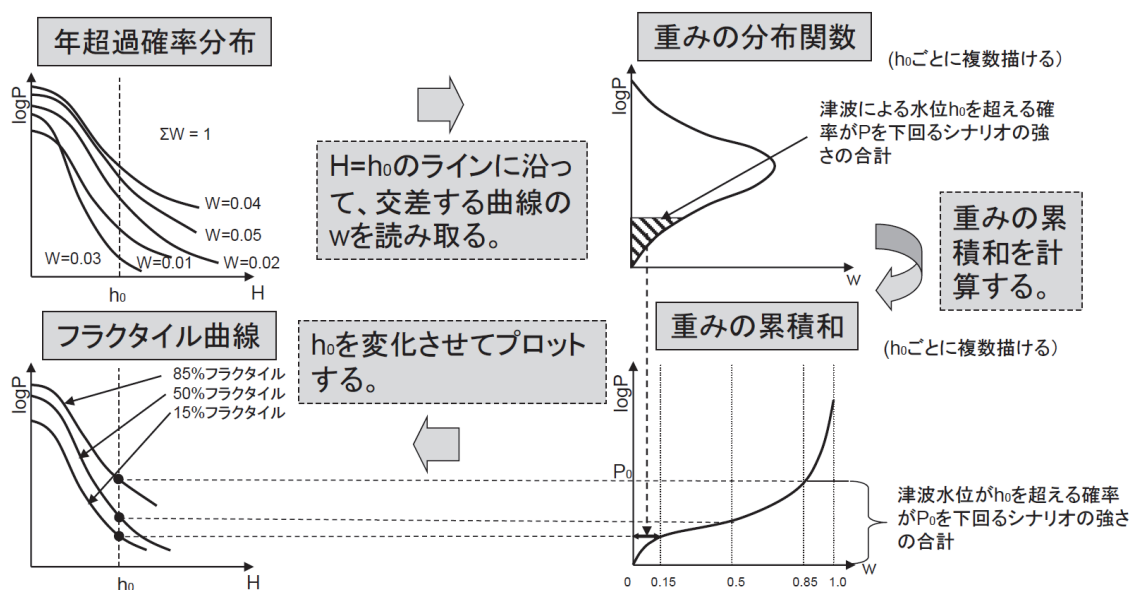


図 5.3.6-1 ハザード曲線群からフラクタイル曲線の作成方法

以下に、フラクタイル曲線の算定アルゴリズムの詳細を示すととともに、無作為にロジックを発生させる2手法（総あたり法、モンテカルロ法）についても示す。

(1) 総あたり法

$F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ を値の小さい順に並べ替えたものを $F'_{j', k}(H^{th})$ とかき、ロジック分岐組合せ j' の重みを $v'_{j'} = \prod_l v_{l, j'_l}$ とする。

$$\sum_{j'=1}^{J-1} v'_{j'} < V \leq \sum_{j'=1}^J v'_{j'}$$

を満たすように J をとる（図 5.3.6-2）。

すると、 $V \times 100\%$ フラクタイル曲線 $G_k(H^{th})$ は、

$$G_k(H^{th}) = F'_{J, k}(H^{th})$$

で求められる。

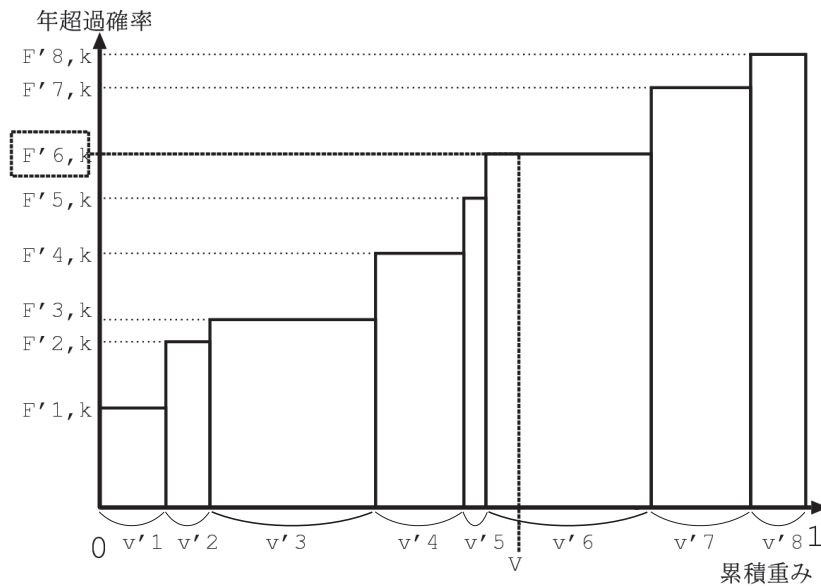


図 5.3.6-2 総あたり法によって年超過確率からフラクタイルへ変換する概念

(2) モンテカルロ法

各断層 l に対して、一様乱数を発生して確率 v_{l, j_l} でロジック j_l が生じるようにする。

（ $\sum_{l=1}^{j_1-1} v_{l, j_l} \leq \text{一様乱数} < \sum_{l=1}^{j_l} v_{l, j_l}$ ならば、ロジック j を採用 ）

これを、すべての断層に関して繰り返して、

$$F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th}) = \sum_l f_{l, j_l, k}(H^{th})$$

を算定する。

この操作を何度も行えば、段々 $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{\text{th}})$ の値が揃ってくる。もともと、発生させた $(j_1, j_2, \dots, j_L)$ の組み合わせは、重みを考慮したものであることから、 $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{\text{th}})$ は均等な重みを持っているとしてよい（図 5.3.6-4 参照）。このため、例えば $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{\text{th}})$ がモンテカルロ法で 100 個求まっていた場合、多い方から数えて 20 番目の値が 80% フラクタイルの値となる。

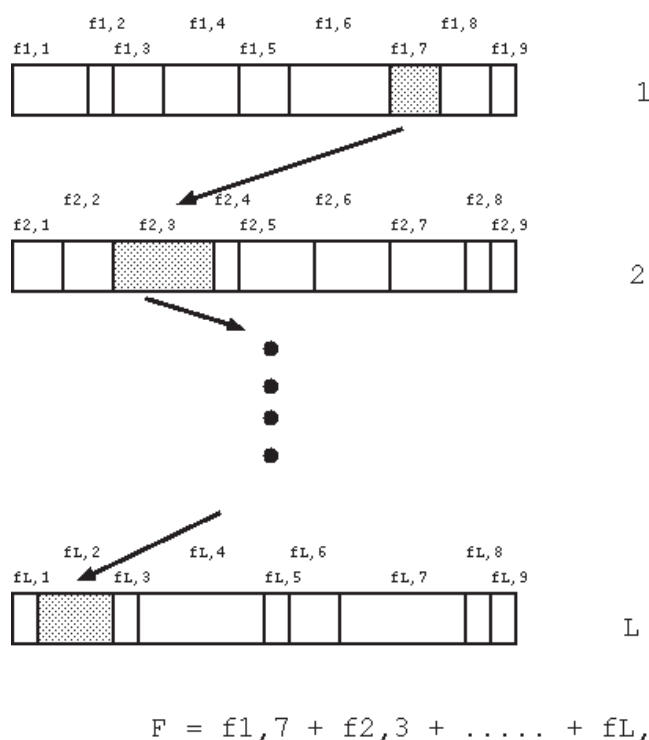


図 5.3.6-3 モンテカルロ法

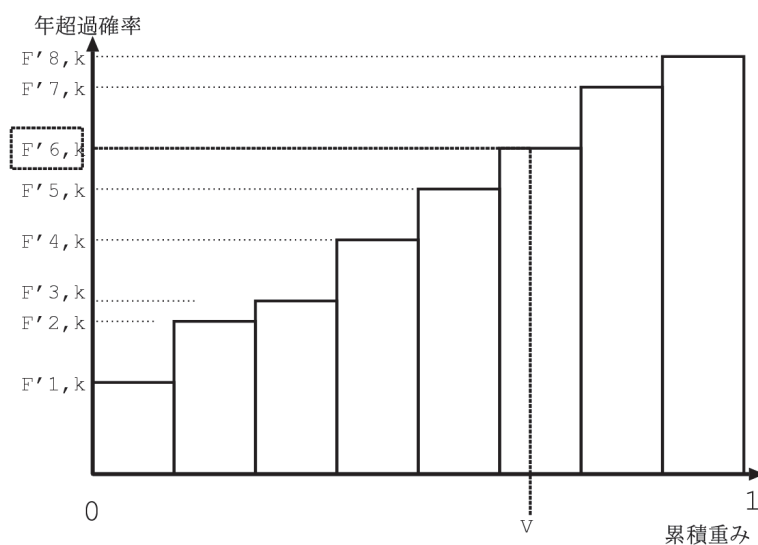


図 5.3.6-4 モンテカルロ法によって年超過確率からフラクタイルへ変換する概念

【第 5 章 参考文献】

- 相田勇(1977)：三陸沖の古い津波シミュレーション，東京大学地震研究所彙報，Vol. 52，pp. 71-101.
- 安中正・佐竹健治・榊山勉・柳沢賢・首藤伸夫(2006)：確率論的津波ハザード解析の方法，第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集，No. 0013，pp. 158-161.
- Annaka T., K. Satake, T. Sakakiyama, K. Yanagisawa, and N. Shuto(2007)：Logic-tree Approach for Probabilistic Tsunami Hazard Analysis and its Applications to the Japanese Coasts, Pure and Applied Geophysics, Vol.164, pp. 577-592.
- 安中正・嶋田昌義・弘重智彦(2001)：モンテカルロ手法に基づく地震ハザード曲線の不確定性評価方法，土木学会第 56 回年次学術講演会，I-A016，pp. 32-33.
- 安中正・末広俊夫・弘重智彦(2002)：モンテカルロ手法に基づく地震ハザードの不確定性評価方法，第 11 回日本地震工学シンポジウム講演論文集，No. 15，pp. 73-78.
- Annaka, T. and H. Yashiro(2000)：Uncertainties in a probabilistic model for seismic hazard analysis in Japan, Risk Analysis II, WITPRESS, Boston, pp. 369-378.
- 中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(2006)：日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告について.
- 土木学会原子力土木委員会(2011)：確率論的津波ハザード解析の方法，<http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/39> (2016 年 8 月参照) .
- Ellsworth, W.L., M.V. Matthews, R.M. Nadeau, S.P. Nishenko, P.A. Reasenberg and R.W. Simpson(1999)：A Physically-based Earthquake Recurrence Model for Estimation of Long-term Earthquake Probabilities, Workshop on EARTHQUAKE RECURRENCE: STATE OF THE ART AND DIRECTIONS FOR THE FUTURE, Istituto Nazionale de Geofisica, Rome, Italy, pp. 22-25.
- Geist, E. and T. Parsons(2006)：Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards, Natural Hazards, Vol. 37, pp. 277-314.
- 原子力安全基盤機構(2014)：確率論的手法に基づく基準津波策定手引き.
- Gutenberg, B. and C.F. Richter(1944)：Frequency of earthquakes in California, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 34, No. 4, pp. 185-188.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)：長期的な地震発生確率の評価手法について (平成 13 年 6 月 8 日) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)：濃尾断層帯の長期評価について (平成 17 年 1 月 12 日) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011)：三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について (平成 23 年 11 月 25 日，平成 24 年 2 月 9 日変更) .

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014)：全国地震動予測地図 2014 年版～全国の地震動ハザードを概観して～（平成 26 年 12 月 19 日）。
- 海上保安庁(1992)：日本沿岸潮汐調和定数表
- 建設省土木研究所地震防災部振動研究室(1983)：前・余震の頻度および規模に関する調査，土木研究所資料，第 1995 号。
- 栗田哲史・松山昌史・内野大介(2013)：東北地方太平洋沖地震津波の痕跡値を用いた津波解析のばらつき評価，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol. 69, No. 2, pp. I_216-I_220.
- 馬淵弘靖・大竹政和・佐藤春夫(2002)：規模別頻度分布の改良 G-R モデルに基づく最大地震規模 M_c のグローバルな分布，地震第 2 輯，第 55 巻，pp. 261-273.
- Matthews, M.V., W.L. Ellsworth and P.A. Reasenber(2002)：A Brownian model for recurrent earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 6, pp. 2233-2250.
- Murotani, S., K. Satake and Y. Fujii(2013)：Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol. 40, pp. 5070-5074.
- 内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会(2012)：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編ー津波断層モデルと津波高・浸水域等についてー，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf（平成 28 年 8 月参照）。
- 日本原子力学会(2012)：原子力発電所に対する津波を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準：2011.
- 小田切聡子・島崎邦彦(2000)：活断層で起きた歴史地震の大きさ，地震第 2 輯，第 53 巻，pp. 45-56.
- 島崎邦彦・河瀬和重・青木元(1998)：長大活断層系における活動区間設定の一モデル，日本地震学会秋季大会講演予稿集，C52，112p.
- 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭澤勝三・亀田弘行・今村文彦(2014)：プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案，日本地震工学会論文集，第 14 巻，第 5 号，pp. 1-18.
- Sugino, H., Y. Iwabuchi, M. Nishio, H. Tsutsumi, M. Sakagami and K. Ebisawa(2008)：Development of probabilistic methodology for evaluating tsunami risk on nuclear power plants, The 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, 145 2008, Beijing, China.
- 杉山雄一(1998)：活断層・古地震研究の現況と今後の課題，地質ニュース，523号，pp. 12-20.

- Utsu, T. (1971) : Aftershocks and earthquake statistics (III)-Analyses of the Distribution of Earthquakes in Magnitude, Time, and Space with Special Consideration to Clustering Characteristics of Earthquake Occurrence (1)-, Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Vol. VII, No. 5, pp. 379-441.
- Weichert, D. H. (1980) : Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 70, No. 4, pp. 1337-1346.
- Wesnousky (1994) : The Gutenberg-Richter or Characteristic Earthquake Distribution, Which Is It ?, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 6, pp. 1940-1959.
- WGCEP (1995) : Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No. 2, pp. 379-439.

第 6 章 数値計算手法

6.1 津波の伝播・遡上計算

6.1.1 基本的考え方

(1) 数値計算モデルの選定

津波が伝播する現象および陸上に遡上する現象の評価にあたっては，その水理現象を適切に表現できるよう計算精度等を考慮して，基礎方程式と計算スキームを選定すること，初期条件と境界条件を設定することが重要である。

なお，数値計算モデルの選定については本編 6.1.2 で詳しく述べる。

(2) 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，数値計算領域および計算格子間隔，地形・構造物データ，基礎方程式中の諸係数，計算時間および計算時間間隔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 6.1.3 および本編 6.1.4 で詳しく述べる。

6.1.2 数値計算モデルの選定

6.1.2.1 基礎方程式と計算スキーム

(1) 津波伝播計算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、長波近似による理論式で記述される場合が多い。津波伝播計算でよく用いられる理論は三次元の基礎方程式を水底から水面まで鉛直方向に積分して導かれた平面二次元場の基礎方程式であり、静水圧近似を仮定して積分された線形長波理論および非線形長波理論、波の曲率を考慮して静水圧近似を仮定しないで積分された分散波理論の3種類に分けられる。津波伝播計算の際は、以下の各理論の特性を把握した上で、再現すべき現象に応じて適切に使い分ける必要がある。

なお、近年、流体解析技術の発達に伴い、三次元の基礎方程式を直接計算する三次元流体解析モデル（以下、「三次元モデル」という。）を適用することも可能になりつつある。今後の計算機のさらなる発達により、将来的には三次元モデルが実用的になると考えられることから、三次元モデルについても本編 6.1.4 にて概括する。

① 線形長波理論

波高と水深の比が小さい（非線形性を無視できる）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、移流項および圧力項（静水圧分布）からなり、浅海域における波の前傾化を考慮することができる。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。また、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。運動方程式は非定常項、移流項、圧力項および分散項からなり、分散項は積分の過程で静水圧近似を用いないことにより誘導される。分散波理論には、遠地津波の外洋伝播計算のような深海域を対象とする線形分散波理論、近地津波の遠浅な浅海域を対象とする非線形分散波理論がある。ただし、遠地津波でも分散性の影響が小さい場合は線形長波理論を適用することができる（柳澤ほか、2012）。

津波が水深の小さい海域を伝播するのに伴い、波形や水深等の条件によっては、波の峰が前傾化する非線形効果と周期の短い波が波本体から後方に取り残される分散効果の相乗効果により、津波本体が周期の短い複数の波に分裂し波高が増幅

する現象が生じることがある。これをソリトン分裂という。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波源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を行う限りにおいては、分裂に伴う水位上昇は波源モデルのすべり量を大きめに設定することにより考慮されている。したがって、少なくとも水位を論じる上では、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評価可能である。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、分裂開始位置を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もあり（岩瀬ほか，1998；原ほか，1998），砕波減衰項等を組み込み，現地計算へ適用することにより実用性について確認した例もある（原子力土木委員会津波評価部会，2007）。

なお，深海域における分散効果の影響を考慮する判断基準としては岩瀬ほか（2002）の波数分散効果指標があり，**付属編 4.1.4.2** に詳細な検討例を示す。

(2) 近海伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム

1) 非線形長波理論

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）に非線形長波理論を適用した基礎方程式を選定する。計算スキームとしては，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ことから，平面二次元の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。

実務では，後藤・小川(1982)の方法（以下，「後藤の方法」という。）と田中(1985)の方法（以下，「田中の方法」という。）のいずれかを適用することが多い（**付属編 4.1.1.1** および**付属編 4.1.1.2** 参照）。両者とも浅水理論であることに変わりはないが，**表 6.1.2-1** に示すような若干の差異がある。

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 4.1.1.3** 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，有限要素法等を適用する場合は，あらかじ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する必要がある。

2) 非線形分散波理論

沖合に設置する防波堤等，ソリトン分裂による波力の増大の影響を受ける場合の構造物の設計においては，非線形分散波理論式を用いてこの影響を考慮する。

なお，防波堤の耐津波設計ガイドライン（国土交通省，2013）では，「これを考慮

する条件は、おおむね入射津波高さが水深の 30%以上（数値計算等による津波高さが水深の 60%以上）で、かつ海底勾配が 1/100 以下程度の遠浅である場合と考える」とされている。

表 6.1.2-1 後藤の方法と田中の方法の比較

		後藤の方法	田中の方法
基礎 方程式	移流項	保存型を採用	非保存型を採用
	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
計算 スキーム	変数配置	スタaggerド格子	同左
	連続式および運動方程式の圧力項の差分	リーブフロッグ法 （空間、時間とも中央差分のため打ち切り誤差は 2 次の精度）	同左
	移流項の差分	一次の風上差分法 （前進又は後退差分のため打ち切り誤差は 1 次の精度）	ラックスヴェンドロフ法 （打ち切り誤差は 2 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）

(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長波理論が適用できる。ただし、初期波形が様々な周期成分を含んでいる場合、水深の大きい海域では周波数ごと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ほど遅れが生じてくることから、この効果の影響に応じて分散項を含む運動方程式の適用が必要となる場合がある。更に、遠地津波に対しては運動方程式中にコリオリ力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見捨てることはできないため球座標系を採用する必要がある（付属編 4.1.2.1 参照）。計算スキームとしては、スタaggerド格子で、かつ連続式には陽的差分法、運動方程式には陰的差分法が採用されることが多い（付属編 4.1.2.2 参照）。

6.1.2.2 初期条件

(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な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 4.2 参照）や岡田の方法（Okada, 1985）が一般的に採用されている。このことから、近地津波および遠地津波とも、これらの方法により鉛直変位分布の計算を行うことが多い。

なお、上記方法は地盤構造を均質地盤として扱うため、三次元地下構造が津波に与える影響について検討する場合は、三次元不均質構造を考慮できる海底地殻変動解析による方法（レビュー編 1.2）を適用することができる（土屋ほか, 2013）。

(2) 変位の継続時間

津波を発生させる場合の断層の破壊時間は数十～120 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・楊, 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。また、2011 年東北地方太平洋沖地震や 2004 年スマトラ島沖地震等のように大規模で複数の断層が連動して津波を発生させる場合の断層の破壊時間は数百秒以上に達するため、例えば内閣府(2012)では、不均質な波源モデルに対して、破壊開始点から断層の破壊が伝わる速度（破壊伝播速度）および断層変位の継続時間（ライズタイム）の双方が考慮されている。

(3) 初期条件の設定

津波計算の初期水位条件については、(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ることが一般的である。海底地盤変動の時間変化を考慮する場合には、静水面を初期水位条件とする。また、海溝付近の断層の傾斜角はかなり小さいため、鉛直変位に比べ水平変位が大きくなる。そのため、海底斜面の水平変位による津波が無視できなくなる。Tanioka and Satake(1996)では、初期水位を求める際に、海底斜面の水平変位による水位への影響を考慮している。

なお、上記いずれの場合も、津波による初期流速はないものとする。

6.1.2.3 境界条件の設定

(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、津波が境界の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、沖側境界条件としては、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

解析領域内に波源域が存在する場合の境界条件として、特性曲線法をもとに誘導される自由透過条件（後藤・小川，1982）を与えることができる。また、適切なパラメータを設定することによって吸収境界条件（例えば，Cerjan et al., 1985）等を適用することもできる。

その他の自由透過条件として、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・仲座，1988）して与えることができる。このとき、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（今村ほか，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。

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、波源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長波理論あるいは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。

なお、この方法は、別途計算された沖合で設定した想定津波の水位時系列波形を沖側境界から入射する場合にも適用することができる。

(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。

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海域の引き波の場合等では、津波先端部での地形を計算格子間隔幅の階段状に近似し、計算過程で時刻ステップごとに階段上に水が存在するか否かを判別する。小谷ほか(1998)は岩崎・真野(1979)を改良した方法を提案しており、実務で広く用いられている（付属編 4.3 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（四辺）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
- ・流量を計算するための全水深は、先端部での水位と水のない格子中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

(3) 越流境界条件

防波堤、海岸堤防・護岸等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。

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、前項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等が存在し、水位がその天端高を越えた場合、天端高を基準とした防波堤等の前後の水深を h_1 、 h_2 （ $h_1 > h_2$ ）とすると、越流状態に応じ単位幅

あたりの越流量 q を以下のように求めることができる (岩崎ほか, 1981; 後藤・小川, 1982)。

(完全および不完全越流)

$$q = \mu h_1 \sqrt{2gh_1} \quad h_2 \leq \frac{2}{3} h_1$$

(潜り越流)

$$q = \mu' h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} \quad h_2 > \frac{2}{3} h_1$$

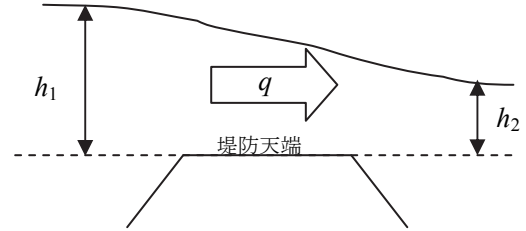


図 6.1.2-1 本間公式の説明図

ここに, $\mu = 0.35$, $\mu' = 2.6\mu$, 重力加速度 g

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

② 相田公式 (相田, 1977a)

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, 護岸内側への単位幅あたりの越流量 q を以下のように求めることができる。

$$q = C_1 H_1 \sqrt{g\Delta H}$$

ここに, H_1 : 護岸上面からの水位

ΔH : 不連続箇所での水位差

$$C_1 = 0.6$$

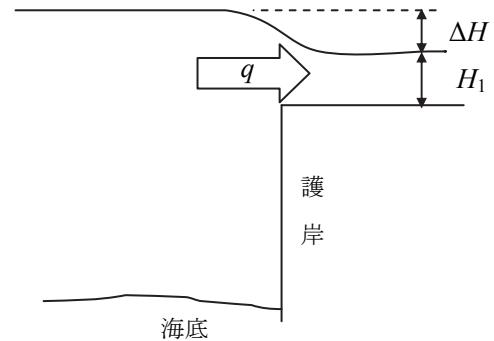


図 6.1.2-2 相田公式の説明図

6.1.3 数値計算の実施

6.1.3.1 数値計算領域の設定

津波の数値計算における計算領域は、波源域の大きさ、津波の空間波形、海底・海岸地形の特徴、構造物等を考慮し、屈折、反射、回折、セイシュ、遡上等の津波の挙動を精度よく計算できるよう適切に設定することが重要である。

6.1.3.2 計算格子間隔の設定

津波の数値計算においては、津波の空間波形および地形の状況に応じて異なる計算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、海域では津波空間波形の1波長は数十 km～数百 km のオーダーであるが、沿岸部で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計算格子間隔を適切に設定する必要がある。

計算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必要がある。

(1) 計算格子間隔

各部分領域において精度の良い計算結果が得られるよう、以下のように計算格子間隔を設定する。ただし、以下に示すのは最も一般的なスタaggerド格子・リーブフロ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計算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計算格子間隔を設定する。

津波の空間波形に基づき計算格子間隔を設定する際の目安として、長谷川ほか(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以下を計算格子間隔として設定する方法がある。

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計算格子間隔を設定する。

海底地形が単純である場合には、計算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、津波の空間波形の

1 波長の 1/100 以下の計算格子間隔が必要となる場合もある（付属編 4.4.1 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・形状等に着目して計算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計算格子間隔を 100m 程度から 10m 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間隔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 4.4.2 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 に応じて計算格子間隔を設定する必要がある。この場合、 $L_v/\ell < 6$ 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 以下の計算格子間隔が必要となる場合もある（付属編 4.4.2 参照）。

4) 陸域

地形が複雑でない条件下における陸域においては、斜面勾配 α 、周期 T 、重力加速度 g を用いた次式によって、計算格子間隔 (Δx) を設定してもよい（付属編 4.4.2 参照）。

$$\frac{\Delta x}{\alpha g T^2} \leq 7 \times 10^{-4} \quad (\text{マニングの粗度係数 } n=0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s の場合})$$

$$\frac{\Delta x}{\alpha g T^2} \leq 4 \times 10^{-4} \quad (\text{摩擦項を考慮しない場合, Goto and Shuto, 1983})$$

(2) 計算格子間隔の異なる部分領域の接続

津波の数値計算においては、津波の空間波形および地形の状況に応じて、異なる計算格子間隔の領域を接続して同時に計算する方法（ネスティング）が用いられることが多い。このような接続計算では、小領域で発生した短波長成分の一部が大領域に伝播せず再反射することによる影響を軽減するため、格子間隔を 1/3 あるいは 1/2 等の割合で小さくしていくことが多い。

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。このような場合を考慮して、側方接続境界と陸岸が鋭角で交わらないように接続領域を設定することが望ましい。

6.1.3.3 地形データの作成

(1) 海域地形データ

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、津波の数値計算においては、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が望ましい。

海底地形データとしては、**本編 3.2** で示した海底地形デジタルデータ等を活用することができる。また、深浅測量等の個別の測量データについてもその精度を確認のうえ用いることができる。

(2) 陸域地形データ

陸域地形データも最新の地形図等をもとに作成することが望ましく、陸域地形データとしては、**本編 3.2** で示した資料を活用することができる。また、個別の測量データについてもその精度を確認のうえ用いることができる。

(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（構造物設置、埋立等）が最新地形データに反映されている場合には、評価地点での津波水位を痕跡高等と比較する際、あるいは、既往津波水位の再現計算の際、改変前の地形が記載されている**本編 3.2** で示した古地図等の地形データを活用できる。

6.1.3.4 構造物データの作成

(1) 建物等の構造物および二次元構造物（線的構造物）

津波の伝播過程や遡上過程に存在する建物等の構造物や海岸堤防および防波堤等の二次元構造物は、津波の挙動に影響を与えることがある。特に二次元構造物は、津波の流れを遮り、方向を変える等、比較的影響が大きいため構造物データの作成においては十分に注意する必要がある。二次元構造物としては、海岸堤防・盛土、防潮堤・防波堤、河川堤防等がある。

津波計算においては、構造物の大きさに応じて以下のように取り扱う場合が多い。

1) 地形データとして取り扱う場合

海岸堤防および防波堤等の二次元構造物について、計算格子間隔より構造物の幅が広い場合は、その高さを各計算格子に与えて地形データとして取り扱う。

2) 越流条件として取り扱う場合

海岸堤防および防波堤等の二次元構造物について、計算格子間隔より構造物の幅が狭い場合は、計算格子間に壁があるものとして整理し、その高さを越流条件で考慮する。

3) 地形データと越流条件を組み合わせる場合

計算格子間隔より幅が広い防波堤等の構造物上にパラペット等の幅が狭い構造物が設置されている場合は、1)の地形データと2)の越流条件を組み合わせる場合もある。

4) 構造物がないものとして取り扱う場合

消波ブロックを積み上げた透過性の離岸堤等については、構造物がないものとして取り扱う場合が多い。

(2) 耐震性・耐津波性の考慮

津波は多くの場合、地震後に来襲することから、構造物の耐震性に応じてその地震後の状況を考慮することが必要な場合がある。また、盛土構造物等では津波が越流した場合に洗掘が想定されることもあるため、必要に応じて数値計算に反映する場合もある。

(3) ゲートやカーテンウォール等の水中部に開口がある構造物

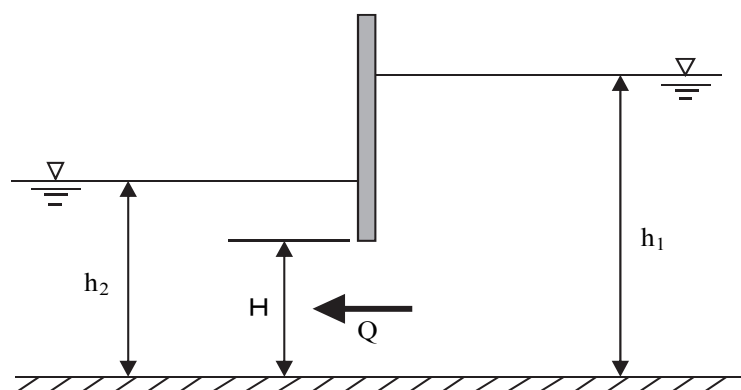
ゲートやカーテンウォール等の水中部に開口がある構造物が存在する場合には、必

要に応じて開口部を通過する流量を適切に算定できる手法を用いてモデル化を行う。
この通過流量を算定する手法としては、以下に示す栗城ほか(1996)の算定式がある。

なお、津波がゲートやカーテンウォールの天端を越える場合には、本編 6.1.2.3 で示した本間(1940)から求まる越流量をこの開口部通過流量に加算する。

表 6.1.3-1 水中部に開口がある構造物の通過流量の算定式（栗城ほか，1996）

	水位の関係		計算式	流量係数C
①	$h_2 < H$	$h_1 < \frac{3}{2}H$	自由流出： $Q = CBh_2\sqrt{2g(h_1 - h_2)}$ ただし、 $\frac{h_1}{h_2} \geq \frac{3}{2}$ の場合は $h_2 = \frac{2}{3}h_1$ とする	0.79
②		$h_1 \geq \frac{3}{2}H$	中間流出： $Q = CBH\sqrt{2gh_1}$	0.51
③	$h_2 \geq H$		潜り流出： $Q = CBH\sqrt{2g(h_1 - h_2)}$	0.75



h_1, h_2 : 施設前後の水位(m) H : 開口部高さ(m) Q : 流量(m^3/s)

B : 開口幅(m) C : 流量係数 g : 重力加速度(m/s^2)

図 6.1.3-1 栗城ほか(1996)の算定式の説明図

6.1.3.5 諸係数等の設定

(1) 摩擦項に関係する係数

摩擦項に与える係数は表 6.1.3-2 に示す文献等を参照して設定することができる。

表 6.1.3-2 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 ($\text{m}^{-1/3}\text{s}$)	岩崎・真野(1979)：海域 0.03 後藤・佐藤(1993)：海域 0.025 小谷ほか(1998)：遡上域 (次のとおり) 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 0.025, 0.03 遡上域 0.025, 0.03 評価地点周辺の遡上域：地形状況に 合わせて設定
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に設定することが望ましい。

(2) 水平渦動粘性係数

水平渦動粘性係数が $10\text{m}^2/\text{s}$ ($10^5\text{cm}^2/\text{s}$) 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 4.5.2 参照）ので、水位変化を評価対象とする場合には、最大値として $10\text{m}^2/\text{s}$ ($10^5\text{cm}^2/\text{s}$) を目安とすることができる。

なお、田中の方法では、水平渦動粘性係数としては経験的に $10\text{m}^2/\text{s}$ ($10^5\text{cm}^2/\text{s}$) が採用されている。

(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の位置が露出域となるが、実際には、数値計算誤差に起因した微小水深により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、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」を設定する方法、更に、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。今津ほか(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。

6.1.3.6 計算時間および計算時間間隔の設定

(1) 計算時間

津波は第一波が最大とは限らず、津波の初期水位や評価地点周辺の地形条件等によって、最大の発生時刻は変わってくる。例えば、湾水の固有振動が励起される場合や、反射波と後続波が重なり合うような場合には、数波目以降に最大水位が生じることもあり、これらを把握することのできる十分な計算時間を設定することが重要である。

(2) 計算時間間隔の設定

本編 6.1.3.2 で述べた考え方に従って適切に設定された計算格子間隔に対して、計算の安定性等を考慮して次に示す CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) 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) を満たすように計算時間間隔を設定する。

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

ここに、 Δx : 計算格子間隔

Δt : 計算時間間隔

$h_{\max}$: 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計算時間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 以下を計算時間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、浸水深が小さくなる沿岸域等で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。

6.1.4 三次元モデル

6.1.4.1 基本的考え方

三次元モデルは、構造物周辺等の津波の三次元的な流況を再現する場合や、波力をより精密に評価する場合の有用な手段として用いることができる。ただし、津波の発生、海洋伝播、陸上遡上の 3 つの過程をすべて三次元モデルで実施するには膨大な計算資源が必要となる。そのため、計算領域の限定、現象の再現時間の適切な設定、平面二次元モデルとの適切な連結等の工夫が必要となる。

6.1.4.2 代表的な三次元モデル

三次元モデルの適用にあたっては、水面を持った三次元的な流体挙動および波力評価について検証された解析コードを使用することが望ましい。代表的な三次元流体解析コードの概要および妥当性確認事例を、表 6.1.4-1 に示す。

6.1.4.3 数値計算の実施

通常、三次元モデルの水平方向の計算格子間隔は、平面二次元モデルよりも細かくする必要がある。また、鉛直方向の計算格子間隔が粗いと水理量の計算精度が低下する場合がある。しかしながら、現時点で三次元モデルの格子分割に関する明確な指標は提案されていないため、予備計算等によって水理実験結果や実証済みの解析結果と比較して適切な計算精度が得られることを確認することが望ましい。

なお、三次元モデルの妥当性確認については、レビュー編 1.1 に示す水理模型実験を対象とした解析事例を参考とすることができる。

表 6.1.4-1 (1) 代表的な三次元流体解析コードの既往研究事例

解析コード名 (出典)	概要	妥当性確認事例
CADMAS-SURF/3D (沿岸技術研究センター, 2010)	・ 三次元非圧縮性粘性流体を対象とした連続式およびナビエ・ストークス方程式をポーラスモデルに基づき拡張したものを基礎方程式とした非静水圧三次元モデル ・ 時間方向の離散化はオイラー法, 運動方程式と連続式の連成は SMAC^{*1} 法, 自由表面解析モデルに VOF^{*2} 法を使用 ・ 陸上遡上した津波の挙動, 波圧の計算のほか, 気体・地盤・固体との連成も可能	流体挙動および波圧について, 遡上津波に関する模型実験結果との比較から妥当性を検証(有川ほか, 2005)
OpenFOAM (OpenFOAM Foundation)	・ 水と空気の不混和流体の非圧縮性の二相流を対象とした解析コード (interFoam ソルバ) ・ 非圧縮性流体の連続式およびナビエ・ストークス方程式を基礎方程式として, 有限体積法によって離散化し, PISO^{*3} 法を用いて流速と圧力を計算 ・ 気液界面の追跡には VOF 法を使用 ・ 遡上津波等の沿岸の津波挙動が計算可能	水柱崩壊問題, 遡上津波水理実験の再現計算に OpenFOAM を適用し, 流体挙動や波圧の実験結果と比較検証(ファムほか, 2012; 川崎ほか, 2013)
高潮津波シミュレータ (STOC ^{*4}) (富田・柿沼, 2005; 高橋・富田, 2013)	・ 三次元非静水圧流動モデル STOC-IC に準三次元静水圧多層レベルモデル STOC-ML を必要に応じて接続できるハイブリッドモデル ・ 遠地津波および近地津波の伝播・遡上, ソリトン分裂, 構造物との干渉, 津波漂流物の解析が可能 STOC-IC ・ ポーラスモデルを適用した連続式とレイノルズ方程式を基礎方程式として, スタッガードメッシュで空間を離散化しリープフロッグ法により時間発展させた非静水圧三次元モデル ・ 砕波モデルに時間発展型ボアモデルを準用 STOC-ML ・ 計算領域を鉛直方向に多層に分割し, 各層で静水圧を仮定した準三次元モデルで単層での計算も可能 ・ 圧力を解かないこと, 砕波を考慮しないこと以外は STOC-IC と同じ	斜面上の津波に関する模型実験, 長方形堰の越流実験, 津波防波堤に関する模型実験, 実地形による模型実験との比較から, モデルの妥当性及精度を検証(富田・柿沼, 2005; 富田・本多, 2008; 高橋・富田, 2013)
DOLPHIN-3D (川崎・袴田, 2007)	・ 不等間隔格子, 複数剛体の運動解析手法, ダイナミック二変数混合モデル DTM^{*5} を導入した CIP^{*6} 法と拡張 SMAC 法に基づく三次元固気液多層乱流数値モデル ・ 基礎方程式は圧縮性粘性流体に対する質量保存式, 運動方程式, 圧力方程式, 異相間の割合を示す密度関数の移流方程式, バロトロピー流体に対する状態方程式で構成 ・ 遡上津波等の挙動, 構造物と津波の相互干渉, 漂流物の動的挙動を計算可能	流体挙動および波圧について, 水柱崩壊に伴う段波と矩形剛体の衝突・漂流に関する模型実験結果と比較検証(川崎ほか, 2006; 川崎・袴田, 2007)

表 6.1.4-1 (2) 代表的な三次元流体解析コードの既往研究事例

解析コード名 (出典)	概要	妥当性確認事例
津波複合災害予測モデル (米山・永島, 2009)	・非圧縮流体を対象として, 水面挙動の予測に VOF 法, 境界形状の取扱いに FAVOR^{※7} 法を用いた非静水圧三次元モデル ・基礎方程式は連続方程式, レイノルズ方程式, 流体体積の移流方程式, 乱流評価式で構成され, これらを直交座標系上で離散化して SIMPLE^{※8} 法に基づいて解析 ・流体運動のほか, 船舶運動, 係留索張力の計算が可能	模型実験結果との比較から, 遡上津波の挙動や漂流物挙動の妥当性を検証 (米山ほか, 2008 ; 米山・永島, 2009)
C-HYDR03D (木原・松山, 2010 ; 木原ほか, 2013 ; Kihara et al., 2012)	・地形準拠座標系に基づく局所的な連続式, 路床から水面まで鉛直積分した連続式, 静水圧近似を用いた水平方向の運動方程式を基礎方程式とし, 静水圧近似を仮定した三次元数値モデル ・乱流モデルには, 鉛直方向に Mellor・Yamada level2 モデル, 水平方向に Smagorinsky モデルを採用 ・基礎方程式の離散化に有限差分法, 変数の配置にスタッガード配置, 時間発展に半陰解法である FSC 法を使用 ・津波波源域から沿岸に至る津波伝播, 越流・遡上流れの計算のほか, 津波による地形変化, 漂流物の運動の計算も可能	・模型実験および, 2004 年スマトラ沖地震津波によるスリランカの港湾周辺を対象に, 津波挙動, 地形変化の再現性を検証 ・移動床開水路実験との比較により, 浮遊砂濃度の鉛直分布を検証(木原・松山, 2010 ; Kihara et al., 2012)

※1 SMAC : Simplified Marker and Cell

※2 VOF : Volume of Fluid

※3 PISO : Pressure-Implicit with Spiltting of Operators

※4 STOC : Storm Surge and Tsunami Simulator in Oceans and Costal Areas

※5 DTM : Dynamic Two-parameter Mixed model

※6 CIP : Cubic Interpolated Propagation

※7 FAVOR : Fractional Area/Volume Obstacle Representation

※8 SIMPLE : Semi-Implicit Method for Pressure-Linked Equation

6.2 海底での地すべり，斜面崩壊，山体崩壊等に起因する津波の計算

6.2.1 基本的考え方

海底での地すべり，斜面崩壊，火山活動に起因する山体崩壊等（以下，「地すべり等」という。）に起因して発生する津波の計算にあたっては，**本編 6.1**に記載した津波の伝播・遡上計算に関する要件を踏まえたうえで，特に津波の発生過程のモデル化や解析条件の設定に留意する必要がある。

6.2.2 数値計算モデルの選定

地すべり等に起因して発生する津波については各種計算手法が提案されているものの，断層運動に起因して発生する津波と比べて適用事例が少ない。そのため，手法の選定にあたっては，各手法が想定する現象と適用範囲に注意する必要がある。

計算手法が有する不確定性を考慮するための方法として，想定する現象に対して複数の手法を選定して適用することが考えられる。複数の計算結果を相互に比較する等により手法の選定や設定の妥当性を確認する必要がある。

地すべり等に起因して発生する津波の数値計算手法として**表 6.2.2-1**に示すものが知られている。各手法の解説を**付属編 4.6.1**に示す。

6.2.3 数値計算の実施

6.2.3.1 数値計算領域および計算格子間隔の設定

断層運動に起因して発生する津波と同様に，津波の空間波形と波源から評価地点にかけての地形特性等に応じて，数値計算領域および計算格子間隔を適切に設定し，数値計算を行う。地すべり等の発生を想定する波源域では，崩壊域・堆積域の大きさや発生する津波の波長を考慮して，選定した数値計算モデルに応じた適切な計算格子間隔を設定する必要がある。

例えば，地すべり土塊の分布形状や運動を入力する Kinematic Landslide モデルや，地すべり土塊の初期の分布形状を入力しその後の分布と運動を計算する二層流モデルのように，地すべり土塊の分布形状や運動を入力ないし計算するモデルを使用する場合には，津波を発生させる地すべり土塊の移動領域（＝波源域）を包含するように計算領域を設定したうえで，地すべり土塊の分布形状や運動を表現するために適切な計算格子間隔を設定する必要がある。

波源域の適切な計算格子間隔に関する参考情報を**付属編 4.6.2**に示す。

6.2.3.2 計算時間間隔の設定

計算時間間隔を設定するにあたっては，津波伝播計算一般に求められる CFL 条件を満足

することに加え、選択した津波発生過程の数値計算モデルに応じた条件を満足させる必要がある。ただし、計算時間間隔に関する条件が明らかな手法は限られていること、数値誤差や非線形性等が介在することから、実際の計算において計算時間間隔が適切に設定されているかどうかは、計算結果の妥当性や収束を確認することで判断する必要がある。

6.2.3.3 地形条件

地すべり等に起因して発生する津波の数値計算の入力条件として、崩壊土砂量や崩壊前後の地形、すべり面の地形といった地すべり等に係る地形条件が必要になる場合がある。過去に発生した地すべり等について、その発生域近傍の地形情報から発生前の地形を復元した事例として平石ほか(2001) (海底地すべり)、Satake and Kato(2001) (山体崩壊)が挙げられる。斜面崩壊の崩壊面を作成する方法には高速道路調査会(1985)がある。また、地形条件を設定する際に参考になる資料については**本編 3.3.1**に整理する。

6.2.3.4 諸係数等

諸係数等については、選択する計算手法と評価対象とする現象の特性に応じて適切に設定する必要がある。**付属編 4.6.1**に既往検討における諸係数の設定値を示す。また、幾つかの計算手法について計算条件と計算津波水位との関係を調査した結果を**付属編 4.6.3**に示す。

既往検討では諸係数を計算結果と痕跡高との比較により試行錯誤的に決めているものが多い。諸係数の設定にあたっては、既往検討で再現性が確認されている設定値を参考にしつつ、想定する事象の特性を加味して、考慮する値の幅を検討する必要がある。地すべり後の地形や地すべり運動に係る諸係数を設定するにあたっては、地すべり運動を解析するために用いられるモデル (LSFLOW, TITAN2D, FLOW3D 等) による解析の結果を参考にすることも有効と考えられる。例えば、笹原(2004)は、LSFLOW を用いて山体崩壊シミュレーションを実施しており、崩壊堆積物の分布範囲について計算結果と海底地形図からの判読結果とを比較し整合性を確認している。

表 6.2.2-1 地すべり等に起因して発生する津波の数値計算モデル

モデル名称	概要	入力条件	適用例
流量モデル	崩土の海中への流入を海岸線における海水流量として与える方法	崩土体積, 崩土が流入する海岸線の位置・幅, 流入の継続時間等	1792 年島原眉山崩壊 (相田, 1975), 1640 年駒ヶ岳崩壊 (西村・清水, 1993)
円弧すべり法	円弧すべり法により抽出される不安定斜面の地すべり前後の地形を与え, 海面水位に反映する方法	地すべり断面地形, 地すべり量倍率, 地すべり時間等	1771 年明和八重山 (平石ほか, 2001)
Kinematic Landslide モデル	地すべり前後の地形, 地すべりの移動速度, 地すべりの継続時間から海底地形変化を求め, 海面変動として時系列的に与える方法	地すべり前後の地形, 地すべりの移動速度, 地すべりの継続時間等	1741 年渡島大島山体崩壊 (佐竹・加藤, 2002 ; Satake, 2007), オアフ島沖海底地すべり (Satake and Kato, 2001)
地すべり運動解析モデル	地すべり運動を解析モデル (例えば LSFLOW, TITAN2D, FLOW3D) で解くことにより得られる崩土の層厚変化を海面変動として時系列的に与える方法	初期の崩土分布, 地すべり運動解析に必要な諸係数 (すべり面の摩擦角, 崩土の密度・粘性係数等) 等	1792 年島原眉山崩壊 (笹原, 2004)
二層流モデル	土砂を下層, 海水を上層とする上下二層の浅水方程式を層間の相互作用を考慮して解く方法	初期の土砂層厚分布, 土砂の密度, 層間相互作用に関する諸係数 (界面抵抗力の係数等) 等	1998 年パプアニューギニア海底地すべり (橋・今村, 2000), 1741 年渡島大島山体崩壊 (Kawamata et al., 2005) 等
Watts et al. (2005) の初期水位推定式	海底での地すべりを対象として波源域での津波の最大振幅・波長を与える予測式と津波水位の平面 2 次元分布を与える式を組み合わせて初期の水位分布を推定する方法	地すべり地形の特性値 (長さ, 厚さ, 幅等), 波源域の特性値 (水深, 斜面勾配等) 等	1994 年 Skagway, 1998 年パプアニューギニア, 1999 年 Izmit 等の海底での地すべり (Watts et al., 2005) (ただし, 既往津波との比較による検証が実施されているのは最大振幅の予測式のみ)
個別要素法	固相を個別要素法で扱い, 流体抗力を相互作用として流体相 (粒子法) とカップリングする二相流モデルを用いる方法	固相粒子の物性値 (粒子径, 抗力係数, 粒子流動層の空隙率), 流体の物性値 (密度, 粘性係数)	水槽実験の再現 (後藤ほか, 2011)

6.3 取放水設備の水位変動計算

6.3.1 基本的な考え方

(1) 計算の目的

津波が原子力発電所へ到達した際に想定されるリスクのうち、取放水設備に関連したリスクとして、取放水設備内の水位上昇による設備上部からの溢水や、ポンプモーター部への浸水、取水槽の水位低下によるポンプ取水不能等が挙げられる（図 6.3.1-1）。これらのリスクが原子力発電所に及ぼす影響を検討するためには、設備内の水位変動の程度を把握する必要があるが、取放水口に到達する津波波形に対象設備の固有周期と同程度の成分が含まれていると、設備内の水位変動が増幅される場合がある。したがって、津波が取放水設備内の水位変動をもたらすと考えられる場合には、取放水設備内の水位変動計算を実施する必要がある。

なお、取放水口位置での津波振幅が小さく、かつ、対象とする津波の卓越周期と各取放水設備の固有周期が大きく異なる等、評価地点への津波による影響がないことが明らかな場合には、該当する取放水設備の水位変動計算を省略することができる。

(2) 数値計算手法の選定

津波による取水設備（取水口～取水路～取水槽）および放水設備（放水槽～放水路～放水口）の水位変動の計算方法は、取水口または放水口での計算津波波形を水位境界条件として行うのが一般的である。取水路および放水路内の流れは、水路に沿った一次元流れとして取り扱うことができ、開水路流れのみの場合と、管路流れ（自由水面を持たない満管状態の流れ）のみの場合、更には両者が共存する場合にも、これらを精度よく計算できる適切な基礎方程式および計算手法を適用する。

(3) 取放水設備のモデル化と数値計算の実施

取放水設備の水位変動計算の実施にあたっては、外力である津波の固有周期と取放水設備系の水理応答特性（固有周期）が重なることにより、取水槽・放水槽の水位変動が増幅される場合があることから、取放水設備を精度よくモデル化することが重要である。

取放水設備のモデル化にあたっては、設備の構造図面等に基づき水路の流路長・流水断面積、水槽形状等を設定するとともに、水路の摩擦損失や形状損失（屈折・曲がり等）、設備内構造物（スクリーン、越流堰等）を適切に設定する。

なお、貝等の海生生物の壁面への付着による影響についても、評価対象に応じて適切に反映することが望ましい。また、取放水量や潮位条件、地震による地殻変動も水理応答特性等に影響を及ぼす可能性があるため、必要に応じ計算条件として含める。

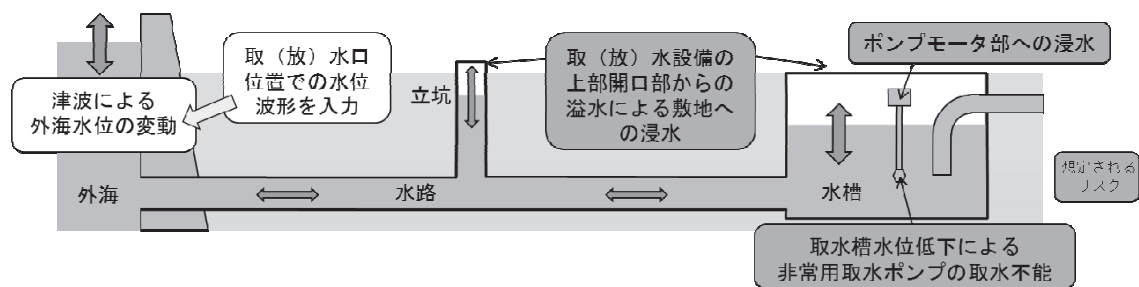


図 6.3.1－1 取放水設備に関連したリスクと水位変動計算の概要

6.3.2 数値計算手法の選定

6.3.2.1 水路部分の計算手法

水路部分の流れは，水路構造や津波来襲時の水位変動に応じて，(1)全区間が常時管路流れ（満管状態の流れ）の場合，(2)全区間が常時開水路流れの場合，更には(3)開水路流れの区間と管路流れの区間（満管状態の区間）が共存する場合に分類され，それぞれの流れ場に適用可能な計算手法を選定する必要がある。

(1) 全区間が常時管路流れの場合

水路部分が全区間常時管路流れ（満管状態の流れ）の場合は，水路内に自由水面が生じないため，取水口（もしくは放水口）水位と取水槽（もしくは放水槽）水位を境界条件として，管路流れの一次元不定流の式を用いて水路区間の流量計算を行うことができる。取水槽（もしくは放水槽）の水位は，前ステップの水路区間の計算流量を用いて逐次計算されることとなる（本編 6.3.2.2 を参照）。

(2) 全区間が常時開水路流れの場合

全区間が常時開水路流れの場合，以下の計算手法のいずれかを用いることが多い。

- ・ 河川の洪水流解析等で用いられる開水路の一次元不定流の式を適用した手法
- ・ 水路を平面二次元格子でモデル化し，非線形長波理論等を適用した手法

(3) 開水路流れの区間と管路流れの区間が共存する場合

水路内に開水路流れの区間と管路流れの区間（満管状態の区間）が共存する場合，以下の二つの計算手法のいずれかを用いることが多い。

- ・ スロットモデルによる計算手法

スロットモデル（例えば大谷ほか，1998）は，図 6.3.2-1 に示すように，管の上部に仮想スロットを設定することにより，管路区間も開水路流れとして取り扱うことができる。したがって，開水路区間と管路区間を区別する必要がなくなり，全区間で開水路の一次元不定流の式を適用する手法である。スロット幅は，満管断面積と圧力波の波速（100m/s 程度）によって設定される。

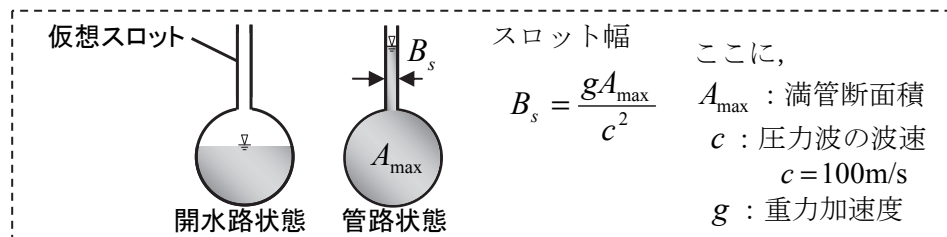


図 6.3.2-1 スロットモデルの概要

- ・開水路区間と管路区間を分離する計算手法

図 6.3.2-2 に示すように、微小区間に分割した水路の各部分が、開水路状態か管路状態かを逐次判定し、管路区間はその上下流端の開水路区間の水位（自由水面の水位）を境界条件として流量計算を行う（管路区間では圧力波の波速を無限大と仮定し、管路区間内の断面流量は同じとする）。開水路区間は、スロットモデルと同様に開水路の一次元不定流の式を適用する。

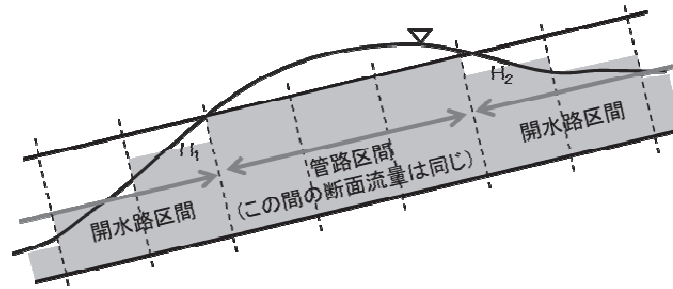


図 6.3.2-2 開水路区間と管路区間を分離する計算手法の概要

6.3.2.2 取放水槽や立坑部分の計算手法

取放水槽や立坑（以下、これらの施設を総じて「水槽」という。）は、以下に示す計算手法のうち、モデル化する水槽の形状や計算条件に応じて適切な手法を選択する必要がある。いずれの手法も、水槽に接続する水路の流量を境界条件として、水槽内部の水位や流速、上部からの溢水量等を算定することとなる。ただし、水槽内部の算定水位は次ステップの水路部分の流量の算定に使用されるため、いずれの手法も水路部分との連成問題として取り扱う必要がある。

- ・水槽内の水容積変化のみを考慮したモデルによる計算手法

水槽内部の水面面積を鉛直方向に積算した水位－容積関係を用いて、水槽に接続する水路の流量合計値から水槽内の水容積および水位を算定する手法である。

- ・一次元水路モデルによる計算手法

水槽内を開水路でモデル化し、一次元不定流の連続式および運動方程式を用いて、水槽内の流下方向の水位と流量を算定する手法である。

- ・平面二次元モデルによる計算手法

平面二次元の津波計算で使用する計算手法と同様の手法である。水槽内を平面二次元格子でモデル化し、非線形長波理論等で水槽内の水位、流速分布を算定する手法である。

- ・三次元モデルによる計算手法

水槽内を三次元格子（構造格子もしくは非構造格子）でモデル化し、水槽内の水位・圧力・流速を三次元的に算定する手法である。

6.3.3 取放水設備のモデル化と数値計算の実施

(1) 取放水設備のモデル化

構造図面等から以下に示す諸元に基づき取放水設備のモデル化を行う。

- ・水路部：水路底高，水路勾配，水路長，水路断面形状等
- ・水槽部：湛水エリアの断面形状，高さ別の水面面積または水容積，水槽上部からの溢水高さ等

取放水設備の水位変動計算では，モデル化した水路部や水槽部を接続して，通常は系全体を一括で計算を行う。

取放水設備の水位変動計算で評価対象となる事象は，取水ポンプ設置位置での水位低下と水槽上部からの溢水等である。ともに，評価地点での水位変動を算定する必要があり，この水位変動の大小に密接に関わってくるものが取放水設備の水理応答特性（固有周期）である。単一水路と取水槽の単純な構造で損失を無視した場合，管路流れ（全区間満管状態）での設備の固有周期は以下で表される（例えば椿，1974）。

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{AL}{ga}}$$

ここに，

T ：固有周期(s)， A ：取水槽平面積(m²)， a ：満管断面積(m²)

L ：満管区間の水路長(m)， g ：重力加速度(m/s²)， π ：円周率

である。

取水口や放水口で入力される津波の卓越周期と設備の固有周期が同程度の場合には，設備内の水位変動が増幅される。また，水槽内にポンプ軸受用スラブ等が設置してある場合等，取水槽の水面面積が急変するような構造では，設備の固有周期も水位によって変化するため，水位変動が増幅される要因ともなり得る。したがって，設備の構造図面等に基づき，適切にモデル化を行うことは重要である。

(2) 水路の摩擦損失および形状損失の考慮

取水路および放水路の摩擦損失は，通常マニング則で適用される。マニング則による摩擦損失水頭は次式で示される（電力土木技術協会編，1995）。

$$h_f = n^2 \cdot V^2 \frac{L}{R^{4/3}}$$

ここに，

h_f ：摩擦損失水頭(m)， n ：マニングの粗度係数(m^{-1/3}・s)， V ：断面流速(m/s)

L ：水路長(m)， R ：径深(m)

である。

表 6.3.3-1, 表 6.3.3-2 および表 6.3.3-3 に, 電力土木技術協会編(1995)に示される取放水路の貝の付着代とマンニングの粗度係数の設定例を示す(図 6.3.3-1 は表 6.3.3-1 および表 6.3.3-2 の取放水路形式の参考資料として示す)。これらについては, 評価対象に応じて, 適切に設定する必要がある。

曲がりや屈折等の形状損失は, 電力土木技術協会編(1995) や土木学会編(1999)等に示される公式を適用し, 数値計算においてもこうした形状損失を適切にモデル化した計算が必要となる。

表 6.3.3-1 取水路の貝等の付着代と粗度係数(電力土木技術協会編, 1995)

取水路の形式	断面流速	貝等の付着代	粗度係数
暗 渠	0.8~2.2m/s	0~20cm (0, 5, 10cmが多い)	0.014~0.027 (0.015, 0.020が多い)
管 路	2.0~3.6m/s	0~10cm	0.015~0.018

表 6.3.3-2 放水路の貝等の付着代と粗度係数(電力土木技術協会編, 1995)

放水路の形式	断面流速	貝等の付着代	粗度係数
暗 渠	1.6~3.6m/s	0~20cm (0cmが多い)	0.014~0.027
ト ン ネ ル	1.8~3.0m/s	0~20cm (0cmが多い)	0.014~0.027

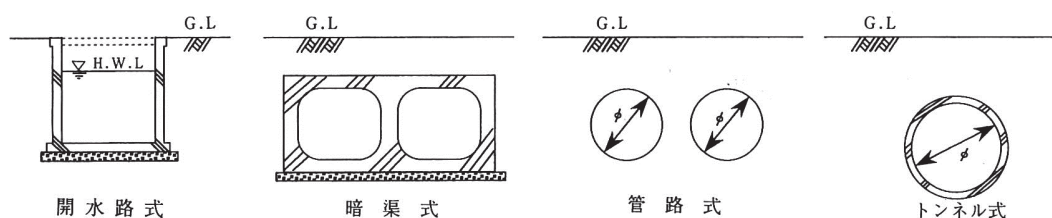


図 6.3.3-1 取放水路の構造形式例(電力土木技術協会編, 1995)

表 6.3.3-3 マンニングの粗度係数 n(電力土木技術協会編, 1995)

材 料	n の範囲
鋼製型枠を使用して施工した良好なコンクリート巻立水路	0.011~0.014
普通のコンクリート巻立水路	0.012~0.016
敷だけコンクリートを打った無巻トンネル	0.020~0.030
全断面無巻トンネル	0.030~0.040
溶 接 鋼 管	0.010~0.014
リベット接合鋼管	0.013~0.017
普通コンクリート貝類付着水路	0.017~0.020

(3) 越流堰等の構造物の取り扱い

越流堰やゲート等の構造物を有する場合には、これらの水理特性をモデル化に含めた数値計算が必要となる。越流公式や流量係数等は、土木学会編(1999)等を参考に設定することを基本とするが、水理模型実験等で実測値が得られているような場合には、これらの結果に基づいて設定することが望ましい。

(4) 取放水流量、潮位条件等を考慮した水位変動計算の実施

取放水流量は、津波来襲前の初期水位や水理応答特性に影響を及ぼすため、境界条件として設定して、その影響を把握する必要がある。

潮位による水槽内の水位変化は、水理応答特性に影響を及ぼす可能性があることから、取放水設備内の初期水位や取放水口の津波波形に潮位条件を考慮した計算が必要である。更に、地震によって取放水設備とその周辺で生じる地殻変動量が無視できない場合には、地殻変動による対象設備高さの変化を考慮した水位変動計算が必要となる。地殻変動の考慮にあたっては、対象設備に対して安全側の評価となるようにする等、評価方法に応じて適切な方法を選択する必要がある。

(5) 取放水設備からの溢水を考慮した敷地への浸水解析

取放水設備の水位変動計算において、水槽上部の開口部標高よりも水槽水位が上昇する場合には、水槽からの溢水量を算定するとともに、必要に応じて発電所敷地内への浸水解析を実施する。敷地への浸水解析を実施する場合には、敷地内を平面二次元モデル等でモデル化し、取放水設備からの溢水箇所の該当格子に、算定した溢水量を流量境界条件として与える手法が一般的である。ただし、浸水後の敷地からの排水状況を検討する場合には、敷地内から取放水設備への排水量が取放水設備内の水位によって変動するため、敷地内の計算と取放水設備の水位変動計算を同時に行う連成計算として実施する必要がある。

6.4 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの策定

6.4.1 計算モデルの適合度の評価

計算モデルの適合度は、適切な地形条件と波源モデルを用いて津波の解析を実施し、精度の高い痕跡高データを用いて、相田(1977b)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。

(1) 評価基準

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(1977b)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。

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

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 の推定誤差は地点数に依存するため、 K および κ の算出にあたっては、参考として地点数を明記するべきである。

(2) 地形再現の必要性

再現性の確認に用いる津波痕跡地点周辺の地形は、可能な限り津波発生時の実地形を反映したモデルとするべきである。海岸付近の地形の変貌や、港湾・漁港の整備状況等を調査し、津波発生時の地形条件の設定を行うことが望ましい。

(3) 痕跡地点と対比する計算遡上高の選択方法

津波痕跡高と陸上に遡上した計算遡上高とを対比する場合、計算遡上高は痕跡地点の含まれる格子付近の値を用いることが原則である。ただし、計算における津波遡上範囲が痕跡地点にまで及ばなかった場合やモデル化における地形表現上の制約がある場合、痕跡地点に近い計算遡上高で代用させてもよい。

遡上計算を実施していない場合においては、想定される痕跡地点への進入経路となる海岸線の格子周辺の値を用いる。また、痕跡高のデータ分布数に地域的な偏りがあり総合的な再現性が得られないと考えられる場合、これらの影響を排除する工夫を施

すことが望ましい。

(4) 留意事項

再現性の確認に際しては、**本編 3.1** で示した既往津波に関する調査で得られた痕跡高を用いることができる。ただし、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、信頼性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（**付属編 4.8.1** を参照）。

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（**付属編 4.8.2** を参照）。このため、断層モデルの適合度の評価において、痕跡高のかわりに検潮記録の最大値を用いる場合には、痕跡高と検潮記録の系統的な違いについて十分留意する必要がある。

津波堆積物調査結果に対する再現性の確認を行うにあたっては、相田(1977b)による幾何平均 K および幾何標準偏差 κ を適用する必要はない。ただし、津波堆積物調査結果は過去の津波の最低限の高さもしくは遡上範囲の拡がりに係る情報であるため、計算結果はこれを上回る結果となっている必要がある。

6.4.2 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの策定

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

一般に、地震に起因する津波の場合、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波源モデルは必ずしも整合しない。本書では津波の評価に主眼を置いているため、既往津波の波源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波源のパラメータを設定することが第一に重要である。

(1) 一般

既往津波の波源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(1977b)による幾何平均 K がほぼ 1 となるように、かつ、幾何標準偏差 κ が可能な限り小さくなるようにパラメータを設定する。

広域の K および κ については、次の条件を目安とする（土木学会，2002）。

$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

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、評価地点周辺で良好な再現性を持つこと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、また、 K および κ を算出するため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

位相等も表現できるようにパラメータを設定する。

なお、地震による津波の記録に加えて当該地震の諸特性（余震分布、発震機構解、地震前後の地殻変動量等）が把握できている場合には、それらを参考にすることができる。

一方、痕跡高記録の信頼性の低い歴史津波を対象とする場合、最近の津波と同水準の再現性を期待することはできない。

(2) 文献で提案されている断層モデル

主要な既往津波については、文献で津波の現象を再現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や、津波の計算格子間隔が粗く精度の低い津波解析となっている場合もあるので、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、文献で提案されている断層モデルの中には、痕跡高ではなく、検潮記録を再現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、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。

(3) 津波インバージョン解析による断層モデルの策定

既往津波に対する適切な断層モデルが提案されていない場合、津波インバージョン解析によって断層モデルを策定する方法が有効である。代表的な手法として、以下がある。

① 非線形インバージョン手法

ガウス・ニュートン法による非線形モデルの線形近似反復解法（例えば中川・小柳, 1991）であり、数値計算モデルとして非線形長波理論を用いることができるが、計算時間が膨大となる。中央防災会議(2003)はこの手法を応用（粗メッシュと詳細メッシュとの水位比率を換算係数として用いる）して使用している。

② 線形インバージョン解析

数値計算モデルを線形長波理論とした線形インバージョン解析は、計算が高速であり容易に計算できるが、非線形性を考慮できない。Satake(1987)の手法に対し、谷岡・馬場(2004)では推定パラメータの平滑化や拘束条件を与えた手法も提案されている。

③ 浅水変形効果を考慮した線形インバージョン解析

安中ほか(1999)による津波インバージョン手法である。浅水変形効果を除去した観測値を目標値として、グリーン関数を用いたインバージョン解析の繰り返しの、非線形長波理論による順解析を組み合わせ非線形効果を考慮した波源モデルとして収束させていく手法である。

津波インバージョン解析で推定するパラメータは、すべり量とするのが一般的である。走向、傾斜角、すべり角等はあらかじめ地震学的知見等に基づき設定しておき、想定される波源域を包絡する領域を複数の小断層に分割し、個々の小断層のすべり量分布をインバージョン解析によって求める。小断層の数が多い場合は、すべり量を同じと仮定するグループごとに分割する等により、未知数（すべり量を推定するグループの数）の軽減を図ってもよい。

津波インバージョン解析の再現対象には、津波検潮記録や津波痕跡高、地殻変動記録等が用いられ、これらの観測値と計算値との残差二乗和が最小となるような断層すべり量を最適解として求める。ただし、検潮記録等の観測記録が十分得られない歴史津波等では、未知数を多くすると解が不安定となるため、未知数の制限や、谷岡・馬場(2004)による平滑化や拘束条件を与える等の工夫が必要となる。

東北地方太平洋沖地震の津波インバージョン解析では、十分な観測記録が得られていることもあり、断層面上の破壊伝播やタイムラグを考慮したインバージョン解析を行った事例として、Satake et al. (2013)、杉野ほか(2013)、Takao et al. (2012)等が報告されている。

6.5 波力評価

6.5.1 基本的考え方

防潮堤、建屋等に津波が到達する場合、その施設へ津波が及ぼす影響を把握するために、津波波力（以下、「波力」には「波圧」を含む。）を適切に算定することが必要となる。津波波力については、評価対象とする構造物の設置位置（海中、陸上）を踏まえたうえで、津波水位、浸水深、流速の時間変化等の情報に基づき、適切な評価式を用いて波力を算定する。

なお、構造物近傍の地盤に作用する波力については、十分な知見が得られていないものの、研究事例をレビュー編 2.1 に示す。また、既往の評価式の適用が困難と考えられる場合等には、水理模型実験や三次元数値解析を行うことがある。

6.5.2 波力の算定

構造物に作用する津波波力は、津波伝播・遡上計算から得られる水理量（水位、浸水深、流速）を用いて、波圧の種類、津波の作用条件（ソリトン分裂の有無等）、対象構造物の形状等に応じて、適切な評価式により算定する。津波波力の評価式を適切に選定するための留意点を以下に示す。

(1) 波力の算定に用いる水理量

津波波力の算定には、津波伝播・遡上計算から得られる水位（海中構造物の場合）もしくは浸水深（陸上構造物の場合）を用いるものと、これらに加え流速も用いるものがある。そのため、用いる評価式に応じて適切な水理量を算出する必要がある。

(2) 波圧の種類

有川ほか(2005)は、直立壁に作用する津波波圧を時系列的に図 6.5.2-1 のように分類している。すなわち、津波波圧は、津波先端部作用時に発生する波圧（動波圧）と入射波の連続的な到達により発生する波圧（重複波圧）に分類される。これまで提案されてきた評価式には、時系列的に動波圧と重複波圧が評価できるもの、最大重複波圧のみを対象としているもの、波圧の種類に関係なく最大波圧を評価するもの等がある。そのため、各評価式の導出過程を吟味したうえで、評価すべき波圧の種類に応じて適切な評価式を選択する必要がある。

なお、傾斜型の海中構造物については、図 6.5.2-1 に示す分類の他、斜面を遡上する際に発生する波圧や入射波と反射波が斜面上で衝突する際に発生する波圧等があり、波圧の分類がより複雑になる。水谷・今村(2000)、水谷・今村(2002)は、傾斜型の構造物に作用する波圧の分類を行い、それぞれの評価式を提案している（付属編 8.1.1 参照）。

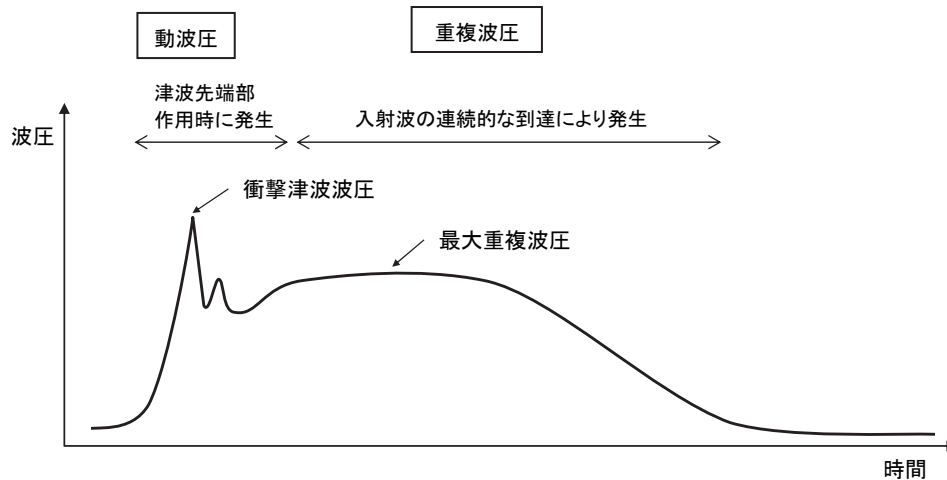


図 6.5.2-1 津波波圧の分類 (有川ほか, 2005)

(3) ソリトン分裂の有無

波長の長い津波先端部が短周期の複数の波に分裂（ソリトン分裂）しながら段波形状になった波状段波が発生する場合は，衝撃波力が大きくなる。そのため，ソリトン分裂の発生の有無を評価し，ソリトン分裂の発生が予想される場合にはそれが考慮されている評価式を用いる必要がある。

(4) 対象構造物の形状

構造物の形状は，建屋のように構造物の側方を通して背後へ津波が流入する三次元構造物と，防潮壁のように幅方向に一様で，越流を除いて背後への津波の流入がない二次元構造物（線的構造物）に分類できる。波力算定においては，対象構造物の形状（三次元構造物，二次元構造物）に応じて適切な評価式を用いる必要がある。

6.5.3 波力評価式の特徴

海中構造物に作用する津波波力と陸上構造物に作用する津波波力に分けて、既往の評価式とその特徴を示す。それぞれの評価式の詳細については、付属編 8.1.1 および付属編 8.1.2 に示す。また、波力評価式の妥当性確認事例を、付属編 8.1.3 に示す。

6.5.3.1 海中構造物に作用する津波波力

(1) 直立型の海中構造物に作用する津波波力評価式の分類

国土交通省(2013)では、東北地方太平洋沖地震の経験も踏まえて、混成堤の直立部の安定性照査に用いる津波波力を表 6.5.3-1 のように分類して、それぞれについての評価式が提案されている。

表 6.5.3-1 直立型の海中構造物に作用する津波波力評価式の分類

津波波力評価式	津波計算における対象構造物の有無	波力算定に用いる水理量	波圧の種類	ソリトン分裂の有無	対象構造物の形状	越流の有無
池野ほか(2005)	構造物あり	最大津波水位	衝撃津波波圧	分裂	二次元構造物	越流・非越流
谷本ほか(1984)	構造物あり	最大津波水位	衝撃津波波圧	非分裂	二次元構造物	非越流
国土交通省(2013)	構造物あり	最大水位差	最大重複波圧	非分裂	二次元構造物	越流

(2) 傾斜型の海中構造物に作用する津波波力評価式の分類

傾斜型の海中構造物に作用する津波波力の評価式について、これまで提案されている評価式を分類したものを表 6.5.3-2 に示す。

表 6.5.3-2 傾斜型の海中構造物に作用する津波波力評価式の分類

津波波力評価式	津波計算における対象構造物の有無	波力算定に用いる水理量	波圧の種類※	ソリトン分裂の有無	対象構造物の形状	越流の有無
福井ほか(1962) 水谷・今村(2000) 水谷・今村(2002)	構造物なし	入射波高・波速	段波波圧・衝撃段波波圧	非分裂	二次元構造物	非越流
水谷・今村(2000)	構造物なし	入射波高・波速	遡上波圧	非分裂	二次元構造物	非越流
水谷・今村(2000)	構造物なし	入射波高・波速	重複衝突波圧・衝撃重複衝突波圧	非分裂	二次元構造物	非越流
水谷・今村(2002)	構造物あり	天端最大流速	越流波圧・衝撃越流波圧	非分裂	二次元構造物	越流

※ 水谷・今村(2000)、水谷・今村(2002)による分類（付属編 8.1.1 参照）

6.5.3.2 陸上構造物に作用する津波波力

(1) 陸上構造物に作用する津波波力評価式の分類

これまで提案されている陸上構造物に作用する津波波力評価式を分類したものを表

6.5.3-3 に示す。津波波力の評価式は、津波遡上計算における対象構造物の考慮の有無、波力算定に用いる水理量、波圧の種類、ソリトン分裂の有無、対象構造物の形状によって分類される。

表 6.5.3-3 陸上構造物に作用する津波波力評価式の分類

津波波力 評価式	津波計算における 対象構造物の有無	波力算定に 用いる水理量	波圧の種類	ソリトン分裂 の有無	対象構造物 の形状
朝倉ほか(2000)	構造物なし	最大浸水深	衝撃津波波圧・ 最大重複波圧	分裂・非分裂	二次元構造物
池野ほか(2006)		最大浸水深	衝撃津波波圧・ 最大重複波圧	分裂・非分裂	二次元構造物 三次元構造物
内閣府(2005)		最大浸水深	衝撃津波波圧・ 最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
国土交通省(2012)		最大浸水深	衝撃津波波圧・ 最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
消防庁(2009)		最大浸水深	衝撃津波波圧・ 最大重複波圧	非分裂	二次元構造物 (防油堤)
		最大浸水深・ 流速	衝撃津波波圧・ 最大重複波圧	非分裂	三次元構造物 (屋外タンク)
Asakura et al. (2002)		最大浸水深・ 流速	衝撃津波波圧・ 最大重複波圧	非分裂	二次元構造物 三次元構造物
榊山(2012)		最大浸水深・ 流速	衝撃津波波圧・ 最大重複波圧	非分裂	二次元構造物
大森ほか(2000)		浸水深・流速	動波圧・重複波圧 (時系列)	非分裂	三次元構造物
飯塚・松富(2000)	構造物あり	最大浸水深	最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
有光ほか(2012)		浸水深・流速	動波圧・重複波圧 (時系列)	非分裂	二次元構造物 三次元構造物
木原ほか(2012)		浸水深・流速	重複波圧 (時系列)	非分裂	三次元構造物
高島ほか(2013)		浸水深・流速	重複波圧 (時系列)	非分裂	二次元構造物

(2) 遡上計算における対象構造物の有無と評価式の適用方法

これまで提案されている津波波力の評価式は、構造物の影響がない条件での入射津波の諸元から津波波力を評価する式と、構造物の影響が考慮された条件での津波の諸元から津波波力を評価する式とに区別される。

津波遡上計算において敷地内の主要な構造物は地形データとして考慮されるため、構造物なしの遡上計算結果を用いて津波波力を算定する場合は、対象構造物またはすべての構造物を取り除いた条件で計算を行う。構造物ありの遡上計算結果を用いる評価式は、構造物の影響を受けた水理量を用いて津波波力を算定するため、構造物を考慮した津波遡上計算結果を用いることができる。

前者の評価式の適用が容易でない事例としては、水路中の構造物を対象とするケースが挙げられる。このとき、水路幅に比して構造物の幅が大きくなるにつれて水路の

閉塞率が高くなり、構造物前面での水深が大きくなる。その結果、流入津波・通過津波の諸元は一定であったとしても、構造物前面に作用する波圧は大きくなる。すなわち、波圧は流入津波・通過津波の諸元のみ依存せず、前者の適用が容易ではない。

次に、後者の評価式の適用が容易でない事例としては、対象構造物のサイズに比べて数値解析の格子サイズが大きいケースが挙げられる。このとき、構造物が流れに与える影響を数値計算では適切に表現することができない。したがって、この場合後者の評価式への入力情報の精度が低くなり、結果的に推定される波圧の精度が低下する。このため、後者の評価式は、ある程度の格子数で表現することができる構造物に作用する津波波力の算定に適している。例えば、数 m の格子解像度で発電所敷地内の津波流れを解く数値計算において、防潮堤や幅が数十 m の建屋等の津波波力の算定に適している。

6.6 砂移動計算

6.6.1 基本的考え方

津波による砂の移動が原子力施設に与える影響として、例えば、取水口前面への砂の堆積による取水機能の低下や、防波堤等の構造物周辺の砂の洗掘による構造物の倒壊・流失等が挙げられる。このような現象の影響を評価する場合には、適切な海底地形変化予測モデルを用いて砂移動計算を実施し、取水口前面での砂の堆積、構造物周辺での洗掘等を評価することが必要となる。

津波発生時の海底土砂移動による侵食・堆積・洗掘は、護岸等の港湾・海岸施設の安全性に影響を与えるため、再現性の高い海底地形変化予測モデルが必要とされており、モデルの開発や妥当性検証に関する研究が行われてきた。

津波による海底地形変化予測に関しては、高橋ほか(1992)、高橋ほか(1999)および藤井ほか(1998)により研究が行われ、予測モデルが開発された。また、池野ほか(2009)は、砂移動実験から得られる流速と浮遊砂濃度のデータに基づき、粒径依存の効果を考慮した新しい浮遊砂巻上量式を提案した。高橋ほか(2011)は、粒径依存性を考慮した掃流砂量式および巻上砂量式を水理実験により求めた。森下・高橋(2014)は、土砂移動に支配的な影響を及ぼす因子に着目しモデル改良の可能性を示唆した。

モデルの検証という観点からは、藤井ほか(1998)や、高橋ほか(1999)が、1960年チリ地震津波来襲時の気仙沼湾における海底地形変化再現計算を実施し、現地適用性の評価を行っている。また、藤井ほか(2009)は、池野ほか(2009)の実験から得られた海底地形変化の再現計算による検証を実施している。

6.6.2 数値解析モデルの選定

砂移動計算における数値解析モデルの選定にあたっては、津波による砂の侵食・堆積・洗掘をより精度良く計算できる適切な数値解析モデルを選定する。

津波による砂移動計算の流れを図 6.6.2-1 に示す。砂移動計算は、流体層と砂層に分けて行う。初めに流体層である津波伝播計算を行い、せん断力を計算する。次に砂層で海底地形変化計算を行う。

砂層の地形変化計算では、流砂量式と砂の連続式を解き、流砂量式では流体層から受け渡された底面せん断力を用いて、流砂量を見積っている。砂の連続式では、見積もられ

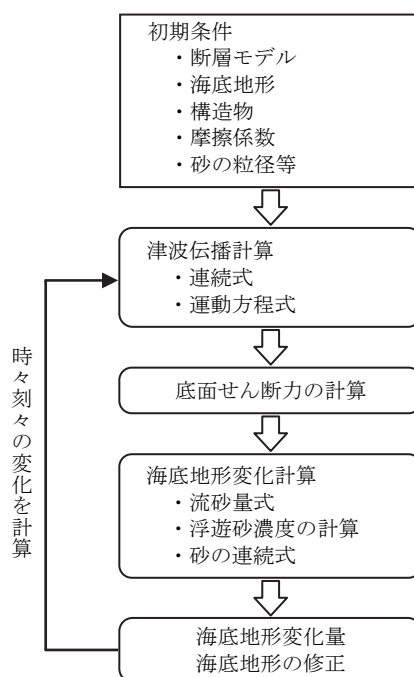


図 6.6.2-1 津波による砂移動計算の流れ

た流砂量から海底地形変化を求め、海底地形を更新する。

砂移動計算に共通するフローは上述のとおりであるが、適用するモデルにより以下の 3 点が大きく異なる。

- ・ 底面せん断力の評価
- ・ 流砂量式
- ・ 卷上量算定式および沈降量算定式

掃流砂と浮遊砂を考慮した主なモデルとして、藤井ほか(1998)、池野ほか(2009)、高橋ほか(1999)および高橋ほか(2011)の手法がある。これらの手法について、流砂量連続式、浮遊砂濃度連続式、流砂量式、卷上量算定式、沈降量算定式および摩擦速度算定式を表 6.6.2-1 に示す（詳細な解説については付属編 8.2.1 参照）。砂移動計算の計算事例を付属編 8.2.2 および付属編 8.2.3 に示す。

表 6.6.2-1 各砂移動計算手法の概要

	藤井ほか(1998)の手法	高橋ほか(1999) (2011)の手法	池野ほか(2009)の手法
流砂量連続式	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \alpha \left(\frac{\partial Q}{\partial x} \right) + \frac{E-S}{\sigma(1-\lambda)} = 0$	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{E-S}{\sigma} \right) = 0$	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} + E-S \right) = 0$
浮遊砂濃度 連続式	$\frac{\partial C}{\partial t} + \alpha \left(\frac{\partial UC}{\partial x} \right) - \frac{E-S}{D} = 0$	$\frac{\partial (C_s D)}{\partial t} + \frac{\partial (MC_s)}{\partial x} - \frac{E-S}{\sigma} = 0$	$\frac{\partial \bar{C} D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{C} M}{\partial x} - E + S = 0$
流砂量式	小林ほか(1996)の実験式 $Q = 80\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3}$	高橋ほか(1999)の実験式 $Q = 21\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3}$ 高橋ほか(2011)の実験式 $Q = 5.6\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3} \ (d = 0.166mm)$ $Q = 4.0^{1.5} \sqrt{sgd^3} \ (d = 0.267mm)$ $Q = 2.6\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3} \ (d = 0.394mm)$	芦田ほか(1972)の実験式 $\frac{Q}{\sqrt{sgd^3}} = 17\tau^{1/2}(1-\tau_c/\tau)\{1-(\tau_c/\tau)^{1/2}\}$
巻上量算定式	$E = \frac{(1-\alpha)Qw^2\sigma(1-\lambda)}{Uk_z \left[1 - \exp\left(-\frac{wD}{k_z}\right) \right]}$	高橋ほか(1999)の実験式 $E = 0.012\tau^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma$ 高橋ほか(2011)の実験式 $E = 7.0 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma \ (d = 0.166mm)$ $E = 4.4 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma \ (d = 0.267mm)$ $E = 1.6 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma \ (d = 0.394mm)$	$\frac{E}{\sqrt{sgd}} = a(\nu^2 / sgd^3)^{0.2} \{w / \sqrt{sgd}\}^{0.8} (\tau - \tau_c)^{\frac{1}{2}}$ ※係数aは既往の実験結果より0.1~0.2の範囲
沈降量算定式	$S = wC_b$	$S = wC_s \cdot \sigma$	$S = wC_b$
摩擦速度 算定式	log-wake 則を鉛直方向に 積分した式より算出	マニング則より算出 $u_* = \sqrt{gn^2 U^2 / D^{1/3}}$	log-wake 則を鉛直方向に 積分した式より算出

記号等の説明

Z : 水深変化量[m]	t : 時間[s]
Q : 単位幅、単位時間あたりの掃流砂量[m ³ /s/m]	x : 平面座標
τ : シールズ数	σ : 砂の密度[kg/m ³]
τ_c : 限界シールズ数	d : 砂の粒径[m]
s : 土砂の水中比重 ($\sigma / \rho - 1$)	ρ : 海水の密度[kg/m ³]
g : 重力加速度[m/s ²]	D : 全水深[m]
U : 流速[m/s]	λ : 空隙率
M : 線流量 U×D[m ² /s]	ν : 動粘性係数[m ² /s]
n : マニングの粗度係数[m ^{-1/3} ・s]	
α : 局所的な外力のみに移動を支配される成分が全流砂量に占める比率 (=0.1 ; 藤井ほか(1998)より)	
w : 土砂粒子の沈降速度 (Rubey, 1933) [m/s]	
Z ₀ : 粗度高さ (=k _s /30) [m]	
k _z : 鉛直拡散係数 (=0.2 κ u*h ; 藤井ほか(1998)より) [m ² /s]	
k _s : 相当粗度[m]	
κ : カルマン定数 (=0.4 ; 藤井ほか(1998)より)	
h : 水深[m]	
C, C _b : 浮遊砂濃度, 底面浮遊砂濃度[kg/m ³]	
$\bar{C}$: 平均浮遊砂濃度	
C _s : 浮遊砂体積濃度	
log-wake 則 : 対数則 $u_* / U = \kappa / [\ln(h / Z_0) - 1]$ に wake 関数 (藤井ほか, 1998) を付加した式	

6.6.3 計算条件および諸係数

砂移動計算に際して、本編 3.4 で示した評価地点周辺の地質分布図やボーリング調査結果等の情報を収集・分析することにより、計算条件等の設定を行う。

(1) 初期砂層分布・堆積厚さ

周辺海域の底質調査結果等から、平面的な砂層分布を確認する。堆積厚さの情報が得られる場合には、侵食・洗掘限界厚さを設定する。また、堆積厚さの情報が得られない場合には、侵食・洗掘限界厚さを無限厚さと設定することもできる。

(2) 粒径・密度

周辺海域の底質調査結果等から、砂の中央粒径と密度を設定する。

(3) 浮遊砂上限濃度

浮遊砂上限濃度については、手法の特性を考慮し、既往研究の結果に基づいて、適切に設定する。浮遊砂上限濃度に関する既往研究事例を付属編 8.2.4.3 に示す。

浮遊砂上限濃度の設定については、実海域における検証が行われており、これらの研究結果を参考とすることができる。藤田ほか(2010)では、高橋ほか(1999)と池野ほか(2009)の手法を用いて 1960 年チリ津波による八戸港内の地形変化量を対象として検証を行い、浮遊砂上限濃度 1~2% の場合に再現性が良好となる結果を得ている。また、今井ほか(2015)は、飽和浮遊砂濃度が水の乱れに追随して変化することを考慮するため、飽和浮遊砂濃度を流速の関数として定式化している。

(4) 空隙率

土砂の空隙率は一般的な値から設定する。

なお、高橋ほか(1992)では 0.4 を用いている。

(5) 沈降速度

土砂粒子の沈降速度は、Rubey(1933)等から算定する。

(6) 計算格子間隔

砂移動計算にとって重要な津波流速の再現が可能となるよう、適切な計算格子間隔を設定する。

6.7 漂流物評価

6.7.1 漂流物の挙動

6.7.1.1 基本的考え方

津波により発生する漂流物に関して、構造物・機器等への衝突や取水経路等を閉塞する可能性が考えられる場合には、漂流物の挙動について把握することが必要となる。

津波時における漂流物の挙動については、非線形長波理論に基づいた平面二次元モデルから求まる浸水深、流速、流向等の時間変化の情報に基づき、適切に設定することを基本とする。近年、津波の挙動と漂流物の挙動（浮遊、衝突、水没等）を同時に解析する手法の研究が進められており、これらの解析手法の適用性を確認したうえで用いることもできる。

6.7.1.2 漂流物解析手法に関する既往研究事例

木材については、後藤(1983)によって、木材の水平方向の運動を慣性、水流の圧力勾配、付加質量、流木抵抗および拡散を考慮した移動シミュレーションが提案されている。

船舶については、藤井ほか(2005)によって、個別要素法（DEM）により船舶の漂流挙動を計算し、実験結果との比較が行われている。また、この手法は、船舶だけでなく他の漂流物にも適用可能としている。そのほか、小林ほか(2005)、本多ほか(2009)および橋本ほか(2010)は、船舶の前後動・左右動・重心軸回りの回転運動を考慮した運動方程式により、船舶の挙動を計算する方法を提案している。また、近年では、固気液多相モデルを用いて固相も含めた流動解析を行う方法（川崎ほか、2007）、並進3自由度および回転3自由度を考慮した運動方程式を解く方法（米山・永島、2009）、粒子法を応用して津波漂流物の挙動を計算する方法（後藤ほか、2009）、気液二相モデルに個別要素法（DEM）を連成させて漂流挙動を計算する方法（池田・有川、2014）等が提案されている。

漂流物解析手法に関する既往解析事例をレビュー編 2.2 に示す。

6.7.2 漂流物による衝突力の算定

6.7.2.1 漂流物・被衝突物の選定

漂流物による衝突力を算定するにあたり、本編 3.5 で示した津波漂流物に関する調査の結果および津波水位、流速等の水理量に基づき漂流物化する物体を選定する。漂流物化する物体の選定については、池野・田中(2003)の評価方法が参考となる。また、衝突力の算定に被衝突物の諸元が必要となる場合は、評価対象とする被衝突物の選定も併せて行う。

6.7.2.2 衝突力の算定方法

漂流物の衝突力の評価にあたっては、漂流物の諸元および漂流速度から適切な衝突力算定式を用いて算定する。漂流速度については、非線形長波理論に基づく数値解析結果から得られる水理量（津波水位，浸水深，流速，流向等）を基に適切に設定する。

これまで提案されている主な漂流物の衝突力算定式の詳細を**付属編 8.3.1**に示す。漂流物の衝突については、「力」により評価する算定式と「エネルギー」により評価する算定式が提案されているが，ここでは漂流物の衝突を「力」により評価する算定式を**付属編 8.3.1**に取りまとめた。

6.7.2.3 衝突力算定式の選定

漂流物の衝突力については、流木やコンテナを対象とした各種算定式が提案されているものの、現状では十分に解明されていない点が多く、検証・実用例が限定的であり、定量的評価手法が確立されていない。したがって、漂流物による衝突力の算定にあたっては、漂流物の種類や漂流・衝突の状態等の各算定式的前提条件を吟味したうえで用いることが望ましい。衝突力算定式の妥当性確認事例を**付属編 8.3.2**に示す。

【第 6 章 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(1975) : 1792 年島原眉山崩壊に伴った津波の数値実験, 地震第 2 輯, 第 28 巻, pp. 449-460.
- 相田勇(1977a) : 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.
- 相田勇(1977b) : 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.
- 安中正・太田孝平・茂木寛之・吉田郁政・高尾誠・曾良岡宏(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.
- 有川太郎・池辺将光・山田文則・下迫健一郎・今村文彦(2005) : 護岸・陸上構造物に対する津波力の大規模実験, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp. 746-750.
- 有川太郎・鷲崎誠(2010) : 津波による漂流木のコンクリート壁面破壊に関する大規模実験, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 66, No. 1, pp. 781-785.
- 有川太郎・山田文則・秋山実(2005) : 3 次元数値波動水槽における津波波力に関する適用性の検討, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp. 46-50.
- 有光剛・大江一也・川崎浩司(2012) : 平面 2 次元津波遡上計算結果を用いた津波波圧算定方法の提案, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_781-I_785.
- Asakura, R., K. Iwase, T. Ikeya, M. Takao, N. Fujii and M. Ohmori(2002) : THE TSUNAMI WAVE FORCE ACTING ON LAND STRUCTURES, Proceedings of 28th International Conference on Coastal Engineering, Vol. 28, pp. 1191-1202.
- 朝倉良介・岩瀬浩二・池谷毅・高尾誠・金戸俊道・藤井直樹・大森政則(2000) : 護岸を越流した津波による波力に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp. 911-915.
- 芦田和夫・道上正規(1972) : 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第 206 号, pp. 59-69.
- Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshef(1985) : A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, Geophysics, Vol. 50, No. 4, pp. 705-708.
- 中央防災会議(2003) : インバージョンによる津波波源域の計算手法, 東南海・南海地震等に関する専門調査会 (第 16 回), 参考資料 2-7.
- 電力土木技術協会編(1995) : 火力・原子力発電所土木構造物の設計－補強改訂版－, pp. 786-833.

- 土木学会原子力土木委員会(2002)：原子力発電所の津波評価技術.
- 土木学会編(1999)：水理公式集 [平成 11 年版], pp. 373-377.
- 沿岸技術研究センター(2010)：数値波動水槽の研究・開発：CADMAS-SURF/3D：数値波動水槽の耐波設計への適用に関する研究会報告書, 沿岸技術ライブラリー, No. 39.
- 藤井直樹・池野正明・榊山勉・松山昌史・高尾誠・向原健(2009)：津波による港湾内の流況と地形変化に関する実験およびその数値計算, 海岸工学論文集, 第 56 巻, pp. 291-295.
- 藤井直樹・大森政則・池谷毅・朝倉良介・武田智吉・柳沢賢(2005)：港湾における津波漂流物の数値解析, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp. 296-300.
- 藤井直樹・大森政則・高尾誠・金山進・大谷英夫(1998)：津波による海底地形変化に関する研究, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 376-380.
- 藤田尚毅・稲垣和男・藤井直樹・高尾誠・金戸俊道(2010)：津波による海底地形変化評価モデルの現地適用性に関する研究, 海洋開発論文集, 第 26 巻, pp. 213-218.
- 福井芳朗・白石英彦・中村充・佐々木泰雄(1962)：津波の研究 (II) 段波津波の堤防におよぼす影響, 第 9 回海岸工学講演会講演集, pp. 50-54.
- ファム バン フック・長谷部雅伸・高橋郁夫(2012)：VOF 法を用いた 3 次元津波解析に関する研究, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_071-I_075.
- 原子力土木委員会津波評価部会(2007)：津波評価手法の高精度化研究, 土木学会論文集 B, Vol. 63, No. 2, pp. 168-177.
- Goto, C. and N. Shuto(1983)：Numerical Simulation of Tsunami Propagation and Run-up, Tsunamis: -Their Science and Engineering, pp. 439-451.
- 後藤仁志・五十里洋行・松原隆之・伊藤孝(2011)：高精度粒子法に基づく固液二相流モデルによる山体崩壊津波の発生過程解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 67, No. 2, pp. I_196-I_200.
- 後藤仁志・五十里洋行・殿最浩司・柴田卓詞・原田知弥・溝江敦基(2009)：粒子法によるエプロン上のコンテナ漂流挙動追跡のシミュレーション, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. B2-65, No. 1, pp. 261-265.
- 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.
- 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.
- 後藤智明(1983)：津波による木材の流出に関する計算, 第 30 回海岸工学講演会論文集, pp. 594-597.
- 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, 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.
- 橋和正・今村文彦(2000)：複合型津波発生メカニズムの解明－1998 年パプアニューギニア津波を例として－，海岸工学論文集，第 47 卷，pp. 346-350.
- 橋本貴之・越村俊一・小林英一・藤井直樹・高尾誠(2010)：津波来襲時における船舶漂流・座礁モデルを用いた臨海都市域危険度マップの開発，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 66，No. 1，pp. 236-240.
- 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.
- 平石哲也・柴木秀之・原信彦(2001)：円弧滑り法を利用した地滑り津波波源による明和八重山地震津波の再現，海岸工学論文集，第 48 卷，pp. 351-355.
- 本多和彦・富田孝史・西村大司・坂口章(2009)：多数の津波漂流物を解析する数値モデルの開発，海洋開発論文集，第 25 卷，pp. 39-44.
- 本間仁(1940)：低溢流堰堤の流量係数，土木学会誌，第 26 卷，第 6 号，pp. 635-645.，第 9 号，pp. 849-862.
- 飯塚秀則・松富英夫(2000)：津波氾濫流の被害想定，海岸工学論文集，第 47 卷，pp. 381-385.
- 池田剛・有川太郎(2014)：数値波動水槽と DEM の連成モデルを用いたコンテナ漂流挙動に関する検討，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 70，No. 2，pp. I_331-I_335.
- 池野正明・木原直人・高畠大輔(2013)：津波漂流物の簡易移動判定と実用的な衝突力推定法，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 69，No. 2，pp. I_861-I_865.
- 池野正明・松山昌史・榊山勉・柳沢賢(2005)：ソリトン分裂と碎波を伴う津波の防波堤に作用する波力評価に関する実験的研究，海岸工学論文集，第 52 卷，pp. 751-755.
- 池野正明，松山昌史，榊山勉，柳沢賢(2006)：陸上に遡上したソリトン分裂津波の波力に関する実験的研究，海岸工学論文集，第 53 卷，pp. 776-780.
- 池野正明・田中寛好(2003)：陸上遡上津波と漂流物の衝突力に関する実験的研究，海岸工学論文集，第 50 卷，pp. 721-725.
- 池野正明・吉井匠・松山昌史・藤井直樹(2009)：津波実験に基づく浮遊砂巻上量の算定と巻上量式の提案，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. B2-65，No. 1，pp. 506-510.
- 今井健太郎・菅原大助・高橋智幸・岩間俊二・田中仁(2015)：2011 年東北津波における北上川河口部の大規模洗掘・堆積に関する数値的検討，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 71，No. 2，pp. I_247-I_252.
- 今村文彦・吉田功・アンドリュウ・ムーア(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・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・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.
- 岩瀬浩之・後藤智明・藤間功司・飯田邦彦(2002)：深海域における波数分散効果が近地津波の伝播に及ぼす影響に関する考察，土木学会論文集，No. 705/Ⅱ-59，pp. 101-114.
- 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.
- 川崎浩司・袴田充哉(2007)：3 次元固気液多相乱流数値モデル DOLPHIN-3D の開発と波作用下での漂流物の動的解析，海岸工学論文集，第 54 巻，pp. 31-35.
- 川崎浩司・松浦翔・坂谷太基(2013)：3 次元数値流体力学ツール OpenFOAM における自由表面解析手法の妥当性に関する検討，土木学会論文集 B3 (海洋開発)，Vol. 69，No. 2，pp. I_748-I_753.
- 川崎浩司・山口聡・袴田充哉・水谷法美・宮島正悟(2006)：段波と矩形物体の衝突・漂流過程における作用波圧特性，海岸工学論文集，第 53 巻，pp. 786-790.
- Kawamata, K., K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki and E. Kobayashi(2005)：MODEL OF TSUNAMI GENERATION BY COLLAPSE OF VOLCANIC ERUPTION: THE 1741 OSHIMA-OSHIMA TSUNAMI, Tsunamis: Case Studies and Recent Developments, pp. 79-96.
- Kihara, N., N. Fujii and M. Matsuyama(2012)：Three-dimensional sediment transport processes on tsunami-induced topography changes in a harbor, Earth Planets Space, Vol. 64, pp. 787-797.
- 木原直人・松山昌史・藤井直樹(2013)：漂流物挙動解析による津波漂流物衝突に関する確率論的評価手法，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 69，No. 2，pp. I_341-I_345.
- 木原直人・松山昌史(2010)：津波による土砂移動問題に対する静水圧 3 次元津波解析システム C-HYDR03D Tsunami の適用性の検討—インド洋大津波による Kirinda 港周辺における土砂移動解析—，電力中央研究所報告，N09004.
- 木原直人・高畠大輔・吉井匠・池野正明・太田一行・田中伸和(2012)：陸上構造物に対する津波流体力評価（その 1）—有限幅構造物に対する非越流条件での数値的検討—，電力中央研究所報告，N12010.
- 栗城稔・末次忠司・海野仁・田中義人・小林裕明(1996)：氾濫シミュレーション・マニュアル（案），土木研究所資料第 3400 号，137p.
- 小林昭男・織田幸伸・東江隆夫・高尾誠・藤井直樹(1996)：津波による砂移動に関する研究，海岸工学論文集，第 43 巻，pp. 691-695.

- 小林英一・越村俊一・久保雅義(2005)：津波による船舶の漂流に関する基礎的研究，関西造船協会論文集，第 243 号，pp. 49-56.
- 国土交通省国土技術政策総合研究所(2012)：津波避難ビル等の構造上の要件の解説.
- 国土交通省(2013)：防波堤の耐津波設計ガイドライン，35p.
- 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.
- 高速道路調査会(1985)：地すべり地形の安定度評価に関する研究報告書，日本道路公団.
- 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.
- 水谷将・今村文彦(2000)：構造物に作用する段波波力の実験，海岸工学論文集，第 47 巻，pp. 946-950.
- 水谷将・今村文彦(2002)：津波段波の衝撃性および越流を考慮した設計外力算定フローの提案，海岸工学論文集，第 49 巻，pp. 731-735.
- 森下祐・高橋智幸(2014)：2011 年東北地方太平洋沖地震津波来襲時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，第 70 巻，pp. 491-495.
- 内閣府(2005)：津波避難ビル等に係るガイドライン.
- 内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会(2012)：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編ー津波断層モデルと津波高・浸水域等についてー，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf（平成 28 年 8 月参照）.
- 中川徹・小柳義夫(1991)：最小二乗法による実験データ解析，東京大学出版会，206p.
- 西村裕一・清水洋(1993)：火山性津波の災害予測ー1640 年北海道駒ヶ岳噴火と津波ー，北海道地区自然災害科学資料センター報告，Vol. 8, pp. 17-28.
- 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.
- 大森政則・藤井直樹・京谷修・高尾誠・金戸俊道・池谷毅(2000)：直立護岸を越流した津波の水位・流速および波力の数値計算，海岸工学論文集，第 47 巻，pp. 376-380.
- 大谷英夫，酒井雅史，石野和男，荒川茂樹，水向直人(1998)：放水路内の段波による立坑の水位変動現象と段波の抑止方法，水工学論文集，第 42 巻，pp. 667-672.
- OpenFOAM Foundation：OpenFOAM User Guide，<http://www.openform.org/docs/>（2016 年 4 月参照）.
- Rubey, W. W. (1933)：SETTLING VELOCITY OF GRAVEL, SAND, AND SILT PARTICLES, American Journal of Science, Vol. 25, pp. 325-338.
- 榊山勉(2012)：陸上遡上津波の伝播と構造物に作用する津波波圧に関する研究，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 68, No. 2, pp. I_771-I_775.

- 笹原昇(2004)：山体崩壊による津波シミュレーションー1792 年眉山ー，海洋情報部報告，Vol. 40, pp. 63-72.
- Satake, K. (1987)：INVERSION OF TSUNAMI WAVEFORMS FOR THE ESTIMATION OF A FAULT HETEROGENEITY: METHOD AND NUMERICAL EXPERIMENTS, Journal of Physics of the Earth, Vol. 35, pp. 241-254.
- Satake, K. (2007)：Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, Earth Planets Space, Vol. 59, pp. 381-390.
- Satake, K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya(2013)：Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.103, No. 2B, pp. 1473-1492.
- Satake, K. and Kato, Y. (2001)：The 1741 Oshima-Oshima Eruption: Extent and Volume of Submarine Debris Avalanche, Geophysical Research Letters, Vol.28, No. 3, pp. 427-430.
- 佐竹健治・加藤幸弘(2002)：1741 年寛保津波は渡島大島の山体崩壊により生じた，月刊海洋 号外, No. 28, pp. 150-160.
- 佐藤良輔編(1989)：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版社，390p.
- 消防庁(2009)：危険物施設の津波・浸水対策に関する調査検討報告書.
- 首藤伸夫(1986)：津波と防災，土木学会論文集，No. 369/Ⅱ-5, pp. 1-11.
- 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩淵洋子・蛭沢勝三(2013)：原子力サイトにおける 2011 東北地震津波の検証，日本地震工学会論文集，第 13 巻，第 2 号，pp. 2-21.
- 高畠大輔・木原直人・田中伸和(2013)：陸上構造物前面に作用する津波波圧に関する数値実験，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 69, No. 2, pp. I_851-I_855.
- 高橋研也・富田孝史(2013)：3 次元非静水圧流動モデルを用いた久慈湾における東北地方太平洋沖地震津波の再現計算，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 69, No. 2, pp. I_166-I_170.
- 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫(1992)：土砂移動を伴う津波計算手法の開発，海岸工学論文集，第 39 巻，pp. 231-235.
- 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭(2011)：津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 67, No. 2, pp. I_231-I_235.
- 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔(1999)：掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発，海岸工学論文集，第 46 巻，pp. 606-610.
- Takao, M., T. Tani, T. Kaneto, K. Yanagisawa and T. Annaka(2012)：TSUNAMI INVERSION ANALYSIS OF THE GREAT EAST JAPAN EARTHQUAKE, Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, pp. 622-631.

- 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.
- 谷本勝利・鶴谷広一・中野晋(1984)：1983 年日本海中部地震津波における津波力と埋立護岸の被災原因の検討，第 31 回海岸工学講演会論文集，pp. 257-261.
- Tanioka, Y. and K. Satake(1996)：Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 8, pp. 861-864.
- 谷岡勇市郎・馬場俊孝(2004)：津波波形インバージョンによる 1944 年東南海地震のすべり量分布再解析，月刊地球，Vol. 26, No. 11, pp. 755-758.
- 富田孝史・本多和彦(2008)：臨海部における津波解析への 3 次元非静水圧流動モデルの適用，海岸工学論文集，第 55 巻，pp. 231-235.
- 富田孝史・柿沼太郎(2005)：海水流動の 3 次元性を考慮した高潮・津波数値シミュレータ STOC の開発と津波解析への適用，港湾空港技術研究所報告，第 44 巻，第 2 号，pp. 83-98.
- 椿東一郎(1974)：基礎土木工学全書 7 水理学Ⅱ，16p.
- 土屋悟・佐藤嘉則・松山昌史・田中良仁(2013)：海底変位の計算方法が津波評価に与える影響～3 次元海底地殻変動解析～，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 69, No. 2, pp. I_441-I_445.
- Watts, P., S. T. Grilli, D. R. Tappin and G. J. Fryer(2005)：Tsunami Generation by Submarine Mass Failure II: Predictive Equations and Case Studies, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 131, No. 6, pp. 298-310.
- 柳澤英明・藤井直樹・金戸俊道(2012)：我が国における遠地津波の襲来特性に関する検討－1700 年カスケード地震津波を対象として－，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 69, No. 2, pp. I_441-I_445.
- 米山望・永島弘士・戸田圭一(2008)：FAVOR 法を用いた陸上遡上津波に伴う漂流物挙動の数値解析，水工学論文集，第 52 巻，pp. 1399-1404.
- 米山望・永島弘士(2009)：複雑な移動・回転を考慮した津波漂流物の三次元数値解析手法の開発，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. B2-65, No. 1, pp. 266-270.