

令 05 原機(温H)003

令和 5 年 7 月 11 日

原子力規制委員会 殿

茨城県那珂郡東海村大字舟石川 765 番地 1

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

理事長 小口 正範

(公印省略)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
大洗研究所（北地区）
原子炉設置変更許可申請書

[H T T R（高温工学試験研究炉）原子炉施設の変更]
の本文及び添付書類の一部補正について

令和 3 年 11 月 15 日付け令 03 原機(安)007 をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所（北地区）原子炉設置変更許可申請書[H T T R（高温工学試験研究炉）原子炉施設の変更]の本文及び添付書類を一部補正いたします。

記

一 氏名又は名称及び住所並びに代表者の氏名

氏名又は名称 国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
住 所 茨城県那珂郡東海村大字舟石川 765 番地 1
代表者の氏名 理事長 小口 正範

二 変更に係る工場又は事業所の名称及び所在地

名 称 国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所（北地区）
所在地 茨城県東茨城郡大洗町成田町 4002 番地

三 変更の内容

令和 3 年 11 月 15 日付け令 03 原機(安)007 をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所（北地区）原子炉設置変更許可申請書[HTTR（高温工学試験研究炉）原子炉施設の変更]について、本文を別紙 1 のとおり、添付書類を別添 1 のとおり一部補正する。

四 変更の理由

1. 試験研究の用に供する原子炉等の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈において準用する実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈の改正等に伴い、HTTR 原子炉施設における基準地震動に、震源を特定せず策定する地震動として標準応答スペクトルを考慮した地震動を追加し、関連する記載事項の一部を変更する。
2. 試験研究の用に供する原子炉等の設置、運転等に関する規則の規定する「五 試験研究用等原子炉施設の位置、構造及び設備」の区分と整合を図るため本文の一部を変更する。
3. 令和 4 年 10 月 31 日付け原規規発第 2210311 号にて認可を受けた設計及び工事の計画（2 次ヘリウム循環機回転数制御装置の更新）における許可との整合性の確認の際に、今後実施するとしていた 2 次ヘリウム循環機に係る設計仕様の記載の適正化を行うため、一部の記載を変更する。
4. 許可後に確認された新知見情報に基づき、火山事象の影響評価の記載の一部を変更する。
5. 技術的能力及び品質管理に必要な体制の整備について最新の状況等に合わせるよ

うに一部記載を見直す。

※令和3年11月15日付け令03原機(安)007をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所（北地区）原子炉設置変更許可申請書[HTTR（高温工学試験研究炉）原子炉施設の変更]の変更の理由に、2. から5. を新たに追加する。

五 工事計画

本変更については工事を伴わない。

別 紙 1

令和3年11月15日付け令03原機(安)007をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所(北地区)原子炉設置変更許可申請書[HTTR(高温工学試験研究炉)原子炉施設の変更]の本文(別冊3)を以下のとおり一部補正する。

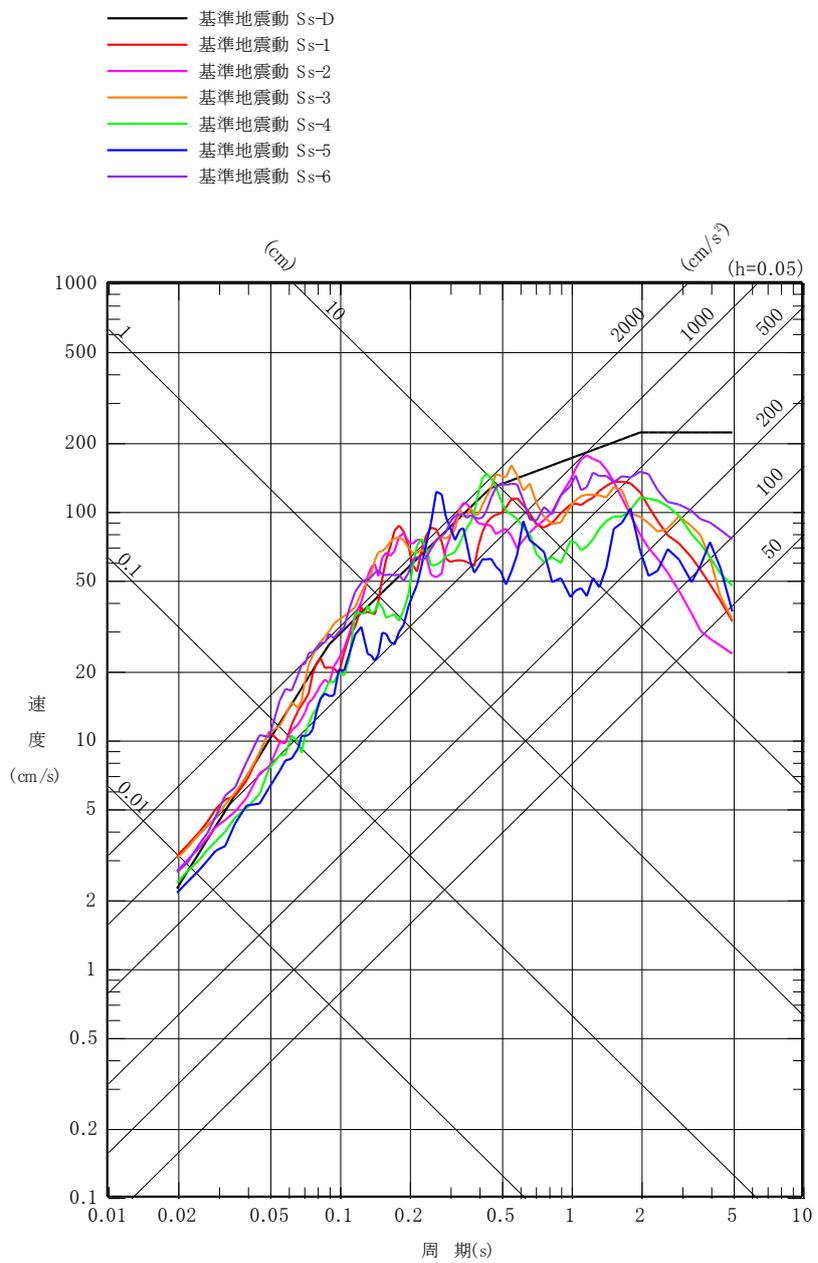
「五 試験研究用等原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備」について、
「ロ 試験研究用等原子炉施設の一般構造」の第5.1図、第5.2図、第5.3図及び第5.10図を別紙1-1のとおり変更する。

「五 試験研究用等原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備」について、
「ハ 原子炉本体の構造及び設備」の「(1)試験研究用等原子炉の炉心」及び「(2)燃料体」の記述を別紙1-2のとおり変更する。

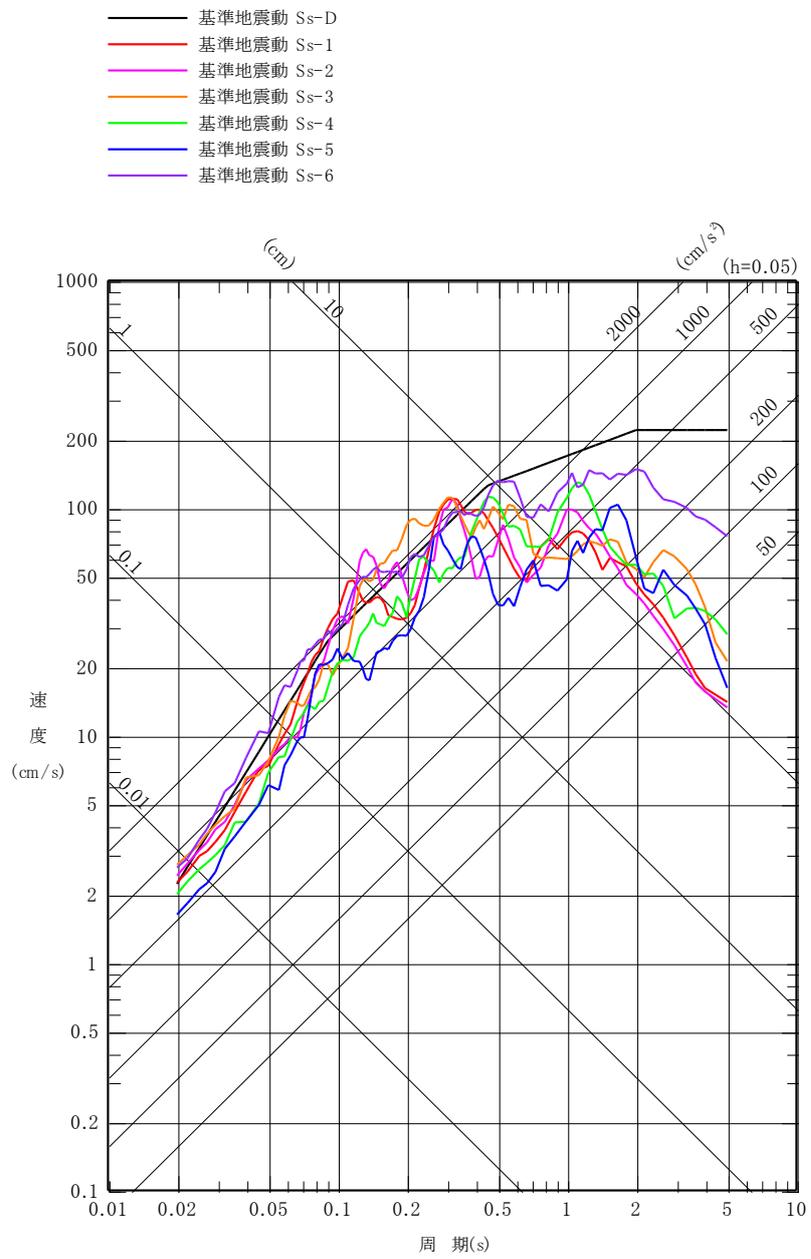
以上

別紙 1-1

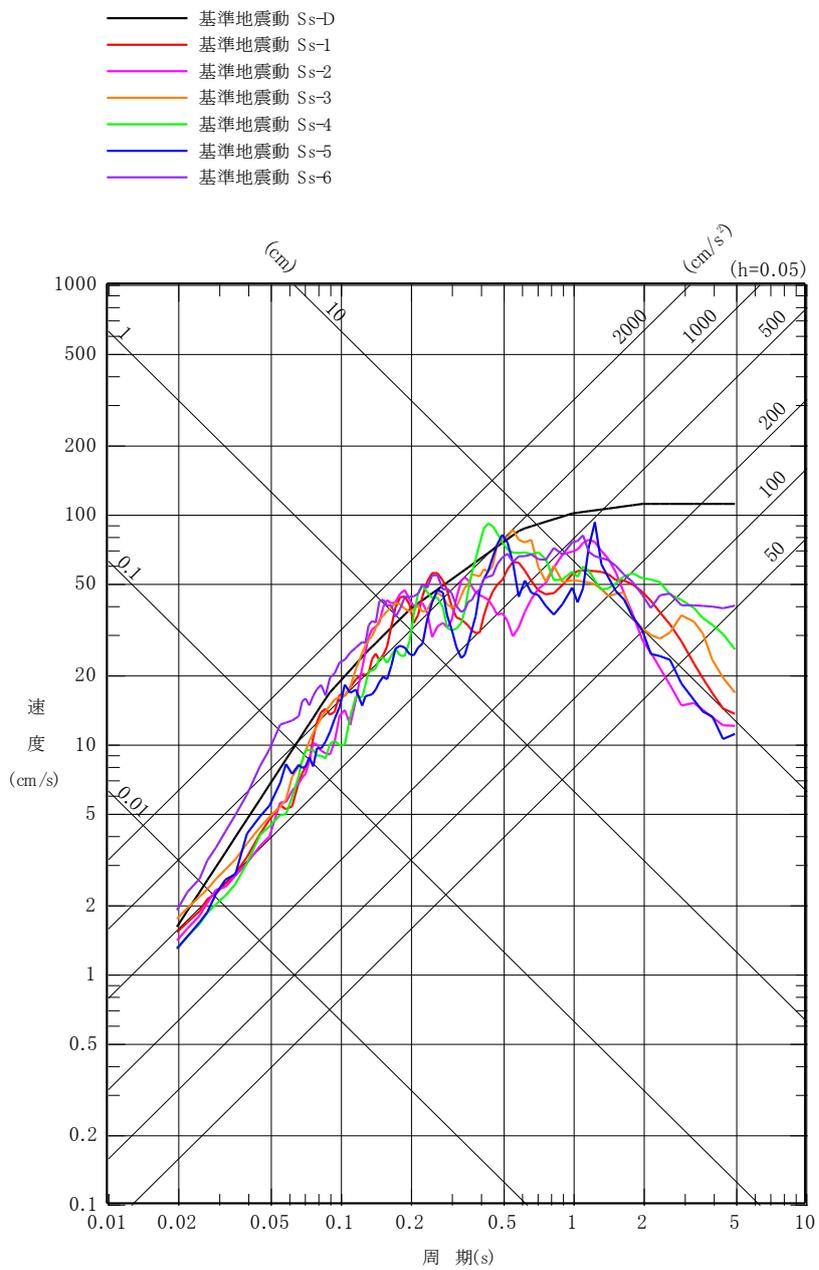
「五 試験研究用等原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備」について、「ロ 試験研究用等原子炉施設の一般構造」の第 5.1 図、第 5.2 図、第 5.3 図及び第 5.10 図を変更する。変更後の記述を以下に示す。



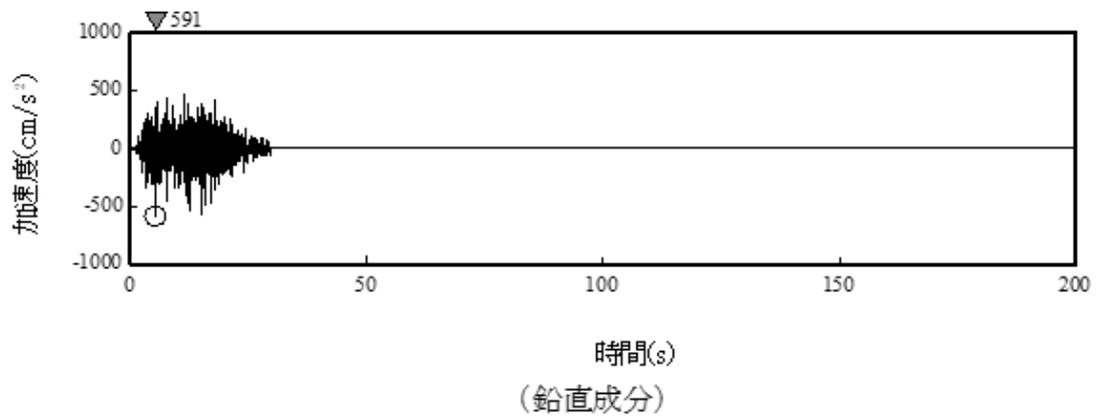
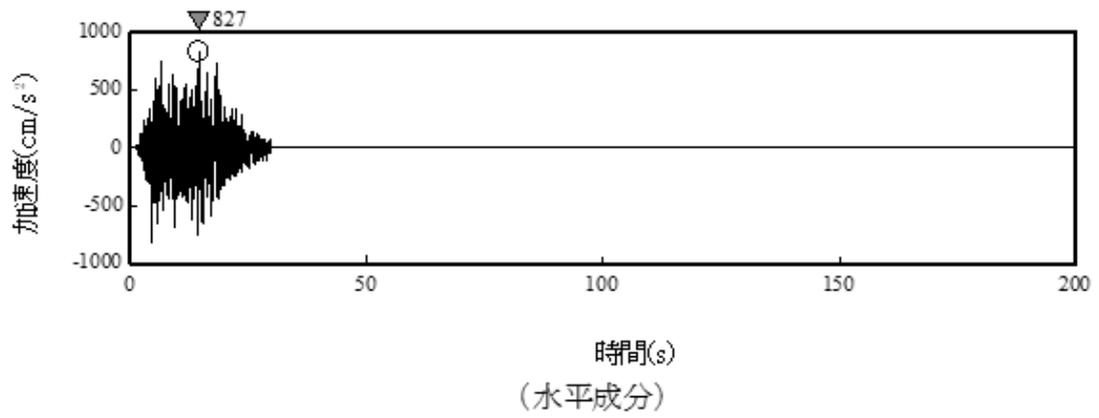
第 5.1 図 基準地震動 Ss の応答スペクトル
(NS 成分)



第 5.2 図 基準地震動 Ss の応答スペクトル
(EW 成分)



第 5.3 図 基準地震動 Ss の応答スペクトル
(UD 成分)



第 5.10 図 基準地震動 Ss-6 の時刻歴波形

別紙 1-2

「五 試験研究用等原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備」について、「ハ 原子炉本体の構造及び設備」の「(2)燃料体」のうち「(v)最高燃焼度」の記述を削除するとともに、「(1)試験研究用等原子炉の炉心」の「(ii)燃料体の最大挿入量」を「(ii)燃料体の最高燃焼度及び最大挿入量」に記述を変更し、最高燃焼度の記述を追記する（最高燃焼度の記載箇所の変更）。なお、記載箇所を変更する「最高燃焼度」の記述内容に変更はない。変更後の記述を以下に示す（下線部は変更箇所を示す。）。

(1) 試験研究用等原子炉の炉心

(i) 構造

- a. 炉心は、燃料体、制御棒案内ブロック、可動反射体ブロック等によって構成し、多数の燃料体、制御棒案内ブロック等をほぼ円柱状に積み上げた燃料領域の側部及び上下部を可動反射体ブロック等で囲む。燃料体には、基準炉心を構成するA型燃料体の他、試験燃料体としてA型燃料体の一部と交換して装荷するB型燃料体がある。制御棒は、炉心内に配置した制御棒案内ブロックの挿入孔に挿入する。炉心は、炉内構造物を介して原子炉圧力容器で支持する。

1次冷却材であるヘリウムガスは、原子炉圧力容器の底部に設けた1次ヘリウムノズルと二重管の内管との間の環状流路から原子炉圧力容器内に入り、原子炉圧力容器の内壁に沿った流路並びに固定反射体と側部遮へい体との間の流路に分かれて上方向に流れ、炉心上部の空間に至る。その後、ヘリウムガスは、炉心内を下降しながら高温となり、炉心下部の高温プレナムで混合した後、二重管の内管へ送られる。

なお、二重管の内管は、1次ヘリウムノズルを通して高温プレナムまで接続されている。

原子炉施設は、原子炉固有の出力抑制特性を有するとともに、原子炉の反応度を制御することにより核分裂の連鎖反応を制御できる能力を有する設計とする。

燃料体、減速材及び反射材並びに炉心支持構造物は、通常運転時、運転時の異常な過渡変化時及び設計基準事故時において、原子炉を安全に停止し、かつ、停止後に炉心の冷却機能を維持し得る設計とする。

燃料体は、原子炉内における使用期間中に生じ得る種々の変化等を考慮してもその健全性を失うことがなく、また輸送及び取扱中において、破損等を生じない設計とする。

- b. 燃料交換は、試験燃料体を除き、原則として全炉心同時取替方式による。
c. 主要寸法

炉心(燃料領域)等価直径	約 2.3 m
炉心(燃料領域)有効高さ	約 2.9 m

(ii) 燃料体の最高燃焼度及び最大挿入量

最高燃焼度	燃料体平均 33,000 MWd/t <u>(高温試験運転のみの場合は 16,500MWd/t)</u> <u>(B-3 型燃料体は 22,000MWd/t)</u>
-------	---

燃料体の個数	150 (うち試験燃料体最大3)
ウラン 235	55 kg(うち試験燃料体最大2kg)
トリウム	11 kg(試験燃料体として装荷)

(iii) 主要な核的制限値

- | | |
|-------------|---|
| a. 最大過剰反応度 | 0.165 Δk/k |
| b. 反応度停止余裕 | 最大反応度効果を有する制御棒 1 対が全引抜位置のまま挿入できない場合でも、反応度停止余裕は 0.01 Δk/k 以上とする。 |
| c. 最大反応度添加率 | 2.4×10^{-4} Δk/k/s |
| d. 出力係数 | 出力係数は、運転モードや燃焼状態等を考慮した全運転範囲において、負になる設計とする。 |
| e. 照射試料の制限 | 照射物 1 対の挿入による負の最大反応度変化 0.01 Δk/k |

(iv) 主要な熱的制限値

通常運転時及び運転時の異常な過渡変化時において、被覆燃料粒子被覆層の有意な破損並びに著しい劣化を生じさせないため、次のような通常運転における熱的制限値を設ける。

燃料最高温度	1,495 °C
--------	----------

(2) 燃料体

(i) 燃料材の種類

	燃料材の種類	ウラン濃縮度
A 型燃料体	二酸化ウラン	約 3~10 wt% (平均 約 6 wt%)
B 型燃料体		
B-1 型及び	二酸化ウラン	約 5 wt%
B-2 型燃料体		
B-3 型燃料体	ウラン・トリウム混合 酸化物(Th/U比 約 4)	約 20 wt%

(ii) 被覆材の種類

被覆燃料粒子被覆層	A 型、B-1 型及び B-3 型 熱分解炭素及び炭化けい素 B-2 型 熱分解炭素及び炭化ジルコニウム
-----------	---

(iii) 燃料要素の構造

- | | |
|---------------|--|
| a. A 型燃料体燃料要素 | A 型燃料体燃料要素は、球形の燃料核を熱分解炭素等で多重被覆した被覆燃料粒子を黒鉛と |
|---------------|--|

炭素の混合物中に分散させた燃料コンパクトを黒鉛スリーブに収納し、上端又は両端を端栓で閉じた燃料棒である。

被覆燃料粒子

形 式	4 重被覆型
直 径	約 920 μm
燃 料 核	
材 質	二酸化ウラン
直 径	約 600 μm
密 度	理論密度の約 95 %
被覆層材質	熱分解炭素及び炭化けい素

燃料コンパクト

外径／内径	約 26 mm／約 10 mm
高 さ	約 39 mm
粒子充填率	約 30 vol%

燃料棒

燃料部有効長さ	約 546 mm(燃料コンパクト 14 個)
黒鉛スリーブ厚さ	約 4 mm
外 径	約 34 mm

b. B 型燃料体燃料要素

B 型燃料体燃料要素は、A 型燃料体燃料要素と同一の外形寸法を有する燃料棒であり、B-1 型、B-2 型及び B-3 型燃料体燃料要素の 3 種類がある。B 型燃料体燃料要素は、燃料コンパクトを黒鉛スリーブに収納した A 型燃料体燃料要素と同一構造のものであるが、被覆燃料粒子の仕様の一部が A 型燃料体燃料要素と異なる。

B-1 型及び B-2 型燃料体燃料要素

被覆燃料粒子

形 式	4 重被覆型
直 径	約 940 μm
燃 料 核	
材 質	二酸化ウラン
直 径	約 570 μm
密 度	理論密度の約 95 %
被覆層材質	熱分解炭素及び炭化けい素 (B-1 型燃料体) 熱分解炭素及び炭化ジルコニウム (B-2 型燃料体)

燃料コンパクト

外径／内径	約 26 mm／約 10 mm
高 さ	約 39 mm
粒子充填率	約 35 vol%
燃 料 棒	A 型燃料体燃料要素に同じ
B-3 型燃料体燃料要素	
被覆燃料粒子	
形 式	4 重被覆型
直 径	約 830 μ m
燃 料 核	
材 質	ウラン・トリウム混合酸化物 (Th/U 比 約 4)
直 径	約 500 μ m
密 度	理論密度の約 95 %
被覆層材質	熱分解炭素及び炭化けい素
燃料コンパクト 及び燃料棒	A 型燃料体燃料要素に同じ

(iv) 燃料集合体の構造

燃料集合体は、燃料棒を六角柱状の黒鉛ブロック内の燃料棒挿入孔に挿入し、1 次冷却材が燃料棒と燃料棒挿入孔の間の環状の冷却材流路を流れる構造(ピン・イン・ブロック型)とする。また、黒鉛ブロック内に、炭化ほう素と黒鉛粉末の混合焼成体からなる反応度調整材を装荷するための孔を設ける。

なお、燃料棒は、燃料棒表面に取り付けたスペーサと黒鉛ブロックの燃料棒挿入孔内に設けた突起とにより支持する。

主要寸法

対面間距離	約 360 mm
高 さ	約 580 mm
燃料棒挿入孔径	約 41 mm
燃料棒本数 (1 燃料体当り)	33 本(ただし、燃料領域最外周 カラム 31 本)

別 添 1

令和3年11月15日付け令03原機(安)007をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所(北地区)原子炉設置変更許可申請書[H T T R (高温工学試験研究炉)原子炉施設の変更]の添付書類を以下のとおり一部補正する。

添付書類五を別添1-1のとおり変更する。

添付書類六を別添1-2のとおり変更する。

添付書類八を別添1-3のとおり変更する。

添付書類十一を別添1-4のとおり変更する。

以上

別 添 1-1

添 付 書 類 五

変更に係る試験研究用等原子炉施設の設置及び運転
に関する技術的能力に関する説明書

令和3年11月15日付け令03原機(安)007をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所(北地区)原子炉設置変更許可申請書[HTTR(高温工学試験研究炉)原子炉施設の変更]の添付書類五の記述を以下のとおり変更する。変更後の記述を以下に示す(下線部は変更箇所(補正箇所)を示す)。

(HTTR原子炉施設における基準地震動の追加)

変更に係る原子炉施設の設置及び運転に関する技術的能力は、次のとおりである。

1. 設計及び工事のための組織

令和5年4月1日現在の大洗研究所(北地区)原子炉施設の管理組織を第1図に示す。

理事長は、「国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 大洗研究所(北地区)原子炉施設保安規定」(以下「原子炉施設保安規定」という。)に基づき、原子炉施設に関する保安活動を統理する。

安全・核セキュリティ統括本部長は、理事長を補佐し、安全管理部長が行う本部としての指導、支援活動及び機構内の総合調整を統理する。また、保安上必要な場合は、理事長への意見具申及び理事長指示に基づく必要な措置を講ずる。

安全管理部長は、大洗研究所の原子炉施設における品質マネジメント活動に関して行う指導、支援及び機構内の総合調整の業務、本部の品質マネジメント活動に係る業務並びに中央安全審査・品質保証委員会の庶務に関する業務を行う。

大洗研究所担当理事は、理事長を補佐し、大洗研究所における原子炉施設に関する保安活動を統理する。

大洗研究所長(以下「所長」という。)は、大洗研究所における原子炉施設に関する保安活動を統括する。

原子力施設検査室長は、独立検査組織の検査責任者として、事業者検査に関する業務を行う。

高温ガス炉研究開発センター長は、所長が行う高温ガス炉研究開発センターにおける原子炉施設に関する保安活動の統括に係る業務を補佐するとともに、高温ガス炉研究開発センターにおける原子炉施設の年間運転計画に係る業務を統括する。

大洗研究所の原子炉施設等安全審査委員会では、所長の諮問に基づき設計及び工事に対する安全性の評価、設計内容の妥当性、原子炉施設の保安に関する基本的事項等を審議する。

中央安全審査・品質保証委員会では、理事長の諮問に基づき原子炉の設置許可及びその変更に関する重要事項、原子炉施設の運転等に伴う安全に関する基本的事項、品質マネジメント活動の基本事項等を審議する。

本変更に係る設計及び工事の主な業務は高温工学試験研究炉部長が所管する組織が実施する。

なお、基準地震動の評価等の耐震評価に係る業務については機構内の専門組織(建設部等)に依頼し、高温工学試験研究炉部長が取りまとめを行う。

高温工学試験研究炉部長は、HTTR技術課長、HTTR運転管理課長及びHTTR計画課長が行う業務を統括する。

安全管理部長は、安全対策課長、施設安全課長、危機管理課長及び核物質管理課長が行う保安活動を

統括する。

契約部長は、本部における原子炉施設の保安に係る調達業務を行う。

管理部長は、調達課長が行う大洗研究所における原子炉施設の保安に係る調達業務を統括する。

2. 設計及び工事に係る技術者の確保

(1) 技術者の数

令和5年4月1日現在における高温工学試験研究炉部の技術者の数は68名であり、このうち20年以上の経験年数を有する管理職は13名おり、10年以上の経験年数を有する技術者は33名在籍している。

(2) 有資格者数

令和5年4月1日現在における高温工学試験研究炉部の原子力関係在籍技術者のうち原子炉主任技術者の有資格者は2名、放射線取扱主任者(第1種)の有資格者は9名、核燃料取扱主任者の有資格者は2名、技術士(原子力・放射線部門)の有資格者は1名であり、今後とも各種資格取得を奨励する。

高温工学試験研究炉部並びに大洗研究所(北地区)及び(南地区)の原子力関係在籍技術者のうち有資格者数を第1表に示す。

3. 設計及び工事の経験

日本原子力研究所と核燃料サイクル開発機構が解散し、平成17年10月1日に独立行政法人日本原子力研究開発機構(平成27年4月1日に国立研究開発法人日本原子力研究開発機構に名称変更)が新たに発足した。国立研究開発法人日本原子力研究開発機構は、旧日本原子力研究所及び旧核燃料サイクル開発機構が長年にわたって蓄積してきた原子炉施設等の建設経験並びに多くの運転及び保守経験の技術的能力を有している。

大洗研究所(北地区)は、JMTR原子炉施設、JMTRC原子炉施設及びHTTR原子炉施設の設計・建設の経験と50年間以上に及ぶ運転及び保守経験を有している。

HTTR原子炉施設は、平成2年から設計及び工事を開始して、平成8年には機器据付を完了し、平成13年12月に定格出力を達成した。また、供用運転は、平成14年5月から開始し、現在に至るまで順調な運転を行ってきており、運転技術の蓄積が図られている。高温ガス炉技術の高度化を目的とした安全性実証試験は、平成14年6月から実施してきており高温ガス炉基盤技術の高度化のために必要な試験データ及び運転技術の蓄積が図られている。また、平成18年9月には安全性実証試験の更なる高度化を図った改造工事を実施している。

さらに、令和2年6月には東京電力福島第一原子力発電所事故を踏まえ規制強化された新規制基準に対する適合性確認の原子炉設置変更許可を受けており、多量の放射性物質等を放出する事故の拡大対策等の安全対策が図られている。

以上により、本変更に係る設計及び工事並びに運転及び保守を行うための経験を十分有している。

4. 設計及び工事に係る品質マネジメント活動

(1) 品質マネジメント活動の確立と実施

原子炉施設の安全性及び信頼性の確保を最優先に位置づけ、「原子力施設の保安のための業務に係る品質管理に必要な体制の基準に関する規則」に適合するように要求事項を定めた「大洗研究所原子炉施設等品質マネジメント計画書」（以下「品質マネジメント計画書」という。）及び原子炉施設保安規定の品質マネジメント計画に基づき、原子炉施設の安全を達成し、維持・向上を図ることを目的に原子炉施設の保安活動に係る品質マネジメントシステム（安全文化を育成及び維持するための活動を含む。）を確立し、実施し、評価確認し、継続的に改善する。

品質マネジメントシステムに関する文書については、「原子力安全のためのマネジメントシステム規程」（JEAC4111）等も参考に、品質マネジメント計画書に定める文書体系の下に作成し、管理する。

(2) 品質マネジメント体制及び役割分担

第1図に示す管理組織により、理事長をトップマネジメントとした品質マネジメント体制の下、以下のように品質マネジメント活動を実施する。

理事長は、原子炉施設の品質マネジメント活動のトップマネジメントとして、品質マネジメント計画書に基づき責任及び権限を明確にして体系的な活動を実施する。また、品質マネジメントシステムの有効性と改善の必要性を評価するマネジメントレビューを実施して品質マネジメント活動を継続的に改善する。

管理責任者は、品質マネジメントシステムに必要なプロセスの確立、実施及び維持、品質マネジメント活動の実施状況及び改善の必要性の有無についての理事長への報告、原子力の安全確保に対する認識の高揚を図るための組織全体にわたる安全文化の育成及び維持並びに関係法令の遵守に係る領域における責任及び権限をもつ。なお、本部（監査プロセスを除く。）においては安全・核セキュリティ統括本部長、大洗研究所においては大洗研究所担当理事、監査プロセスにおいては統括監査の職を管理責任者とする。

中央安全審査・品質保証委員会は、原子炉の設置許可及びその変更に関する重要事項、品質マネジメント活動の基本事項等を審議する。

大洗研究所担当理事は、理事長を補佐し、大洗研究所における原子炉施設に関する保安活動を統理する。

所長は、大洗研究所において、原子炉施設に関する保安活動を統括する。

原子炉施設等安全審査委員会は、原子炉施設の安全性等に関する事項を審議する。

品質保証推進委員会は、品質マネジメント活動に関する事項を審議する。

高温ガス炉研究開発センター長は、所長が行う高温ガス炉研究開発センターにおける原子炉施設に関する保安活動の統括に係る業務を補佐する。

部長及び課長は、責任者として、それぞれ所掌する業務に関してプロセスの確立、実施及び有効性の継続的改善を行う。また、業務に従事する要員の原子炉施設に対する要求事項についての認識を深めさせるとともに、成果を含む実施状況について評価する。さらに、原子力の安全のためのリーダーシップを発揮し、健全な安全文化を育成し、維持する取組を促進するとともに、関係法令を

遵守する。

また、各部長はそれぞれの部署において品質マネジメント活動に関する委員会を設置し、品質マネジメント活動の推進及び評価・改善に関する事項を審議させ、これらの審議事項は適宜業務に反映する。

原子力施設検査室長は、保安活動の重要度に応じて、使用前事業者検査等の中立性及び信頼性が損なわれないよう検査する要員の独立性を確保する。

5. 運転及び保守のための組織

運転及び保守のための組織における、理事長、安全・核セキュリティ統括本部長、安全管理部長、契約部長、大洗研究所担当理事、所長、原子力施設検査室長、高温ガス炉研究開発センター長、管理部長、原子炉施設等安全審査委員会及び中央安全審査・品質保証委員会の役割は「1. 設計及び工事のための組織」において示したとおりである。

高温工学試験研究炉部長は、運転及び保守等を的確に遂行するため、施設管理統括者として保安活動の統括を行う。高温工学試験研究炉部長は、HTTR原子炉施設に係る運転管理等の各業務責任を明確にするものとし、HTTR計画課長、HTTR運転管理課長及びHTTR技術課長が行う業務を統括する。HTTR計画課長は、運転計画の作成に関する業務等を行う。HTTR運転管理課長は、運転及び保守に関する業務等を行う。HTTR技術課長は、炉内燃料体を除く燃料の管理及び安全性実証試験等に係る安全解析に関する業務等を行う。

安全管理部長は、安全対策課長、施設安全課長、危機管理課長及び核物質管理課長が行う保安活動を統括する。

放射線管理部長は、環境監視線量計測課長及び放射線管理第2課長が行う保安活動を統括する。

環境保全部長は、廃棄物管理課長が行う保安活動を統括する。

非常事態が発生した場合には、原子炉施設保安規定及び原子力事業者防災業務計画に基づき、所長は、現地対策本部を設置する。現地対策本部の本部長には、所長をもって充てる。現地対策本部は、人命の救助、避難、非常事態の原因除去、拡大防止等（周辺監視区域内の見学者等に対する避難指示等を含む。）に関する防護活動を行う。

6. 運転及び保守に係る技術者の確保

「2. 設計及び工事に係る技術者の確保」において示した現有の技術者をもって確保している。

なお、大洗研究所の他部署や他事業所と、専門知識及び技術・技能を有する技術者の人材交流を図るほか、新規採用者及び異動者にあつては、各種資格取得の奨励を始め、専門知識及び技術・技能を有する技術者への育成を図り、今後も設計及び工事並びに運転及び保守を行うために必要となる専門知識及び技術・技能を有する技術者の確保に努める。

7. 運転及び保守の経験

「3. 設計及び工事の経験」において示したとおりで、十分な経験がある。

8. 運転及び保守に係る品質マネジメント活動

(1) 品質マネジメント活動の確立と実施

「4. 設計及び工事に係る品質マネジメント活動 (1) 品質マネジメント活動の確立と実施」に示したとおりである。

(2) 品質マネジメント体制及び役割分担

「4. 設計及び工事に係る品質マネジメント活動 (2) 品質マネジメント体制及び役割分担」に示したとおりである。

9. 技術者に対する教育・訓練

原子炉施設における災害の発生を未然に防止し、一般公衆の被ばくを合理的に達成可能な限り低い水準に保つため、原子炉施設に係る設計及び工事を行う者並びに運転及び保守を行う者に対し、関係法令及び保安規定の遵守に関する教育、非常の場合に講ずべき処置に関する教育等の保安教育、他の原子力施設における事故トラブル事例の周知など安全意識の向上に関する教育、技術者として素養を高めるために必要な教育並びに原子炉関連施設等における保安訓練を行う。加えて、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構原子力人材育成センター(旧原子力研修センター及び旧日本原子力研究所国際原子力総合技術センターを含む。)等においても教育・訓練を行う。令和5年4月1日現在における高温工学試験研究炉部の原子力関係在籍技術者のうち国立研究開発法人日本原子力研究開発機構原子力人材育成センター等において教育・訓練を修了した者は、第2表のとおりである。~~これらの原子炉施設に係る設計及び工事並びに運転及び保守に必要な教育・訓練を必要に応じて今後も継続して行っていく。~~

原子炉施設に係る教育・訓練については、今後も継続して行っていく。さらに、保安活動や意識向上のための啓発活動等を通じて、安全文化の育成及び維持を図っていく。

10. 有資格者の選任・配置

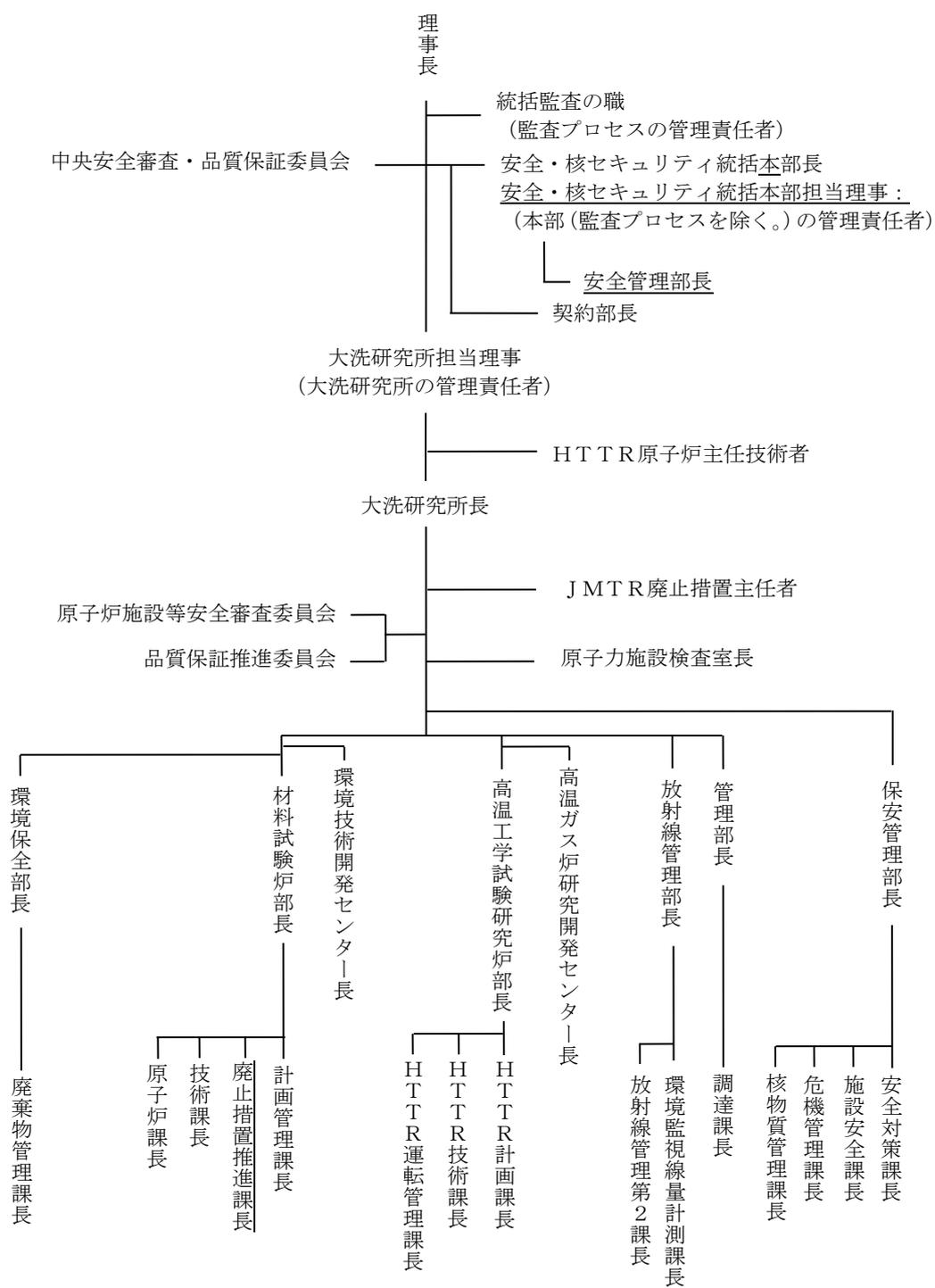
大洗研究所(北地区)では、法令等に基づき、HTTR原子炉施設に原子炉主任技術者を配置している。また、原子炉主任技術者が不在時においても職務に支障がないように、原子炉主任技術者の免状を有する技術者から代行者を1名配置している。

第1表 有資格者数(令和5年4月1日現在)

	資格者数(人)	
	高温工学試験 研究炉部	大洗研究所(北地区) 及び(南地区)
原子炉主任技術者	2	11
放射線取扱主任者(第1種)	<u>9</u>	<u>115</u>
核燃料取扱主任者	2	<u>23</u>
技術士(原子力・放射線部門)	1	<u>9</u>

第2表 高温工学試験研究炉部における研修派遣者数
(令和5年4月1日現在)

	既訓練者数 (人)
原子力人材育成センター	
一般課程	1
基礎課程	11
原子力入門講座	<u>1</u>
原子炉工学専門課程	<u>4</u>
原子炉工学特別講座	<u>5</u>
原子炉理論短期講座	<u>6</u>
核燃料短期講座	3
合 計	<u>31</u>



第1図 大洗研究所(北地区)原子炉施設の管理組織

別 添 1-2

添 付 書 類 六

変更に係る試験研究用等原子炉施設の場所に関する
気象、地盤、水理、地震、社会環境等の状況に関する説明書

令和3年11月15日付け令03原機(安)007をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所(北地区)原子炉設置変更許可申請書[H T T R (高温工学試験研究炉)原子炉施設の変更]の添付書類六の記述を以下のとおり変更する。

(1)「目次」のうち、

「

5.6.2.2 既往の知見

5.6.2.3 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集

5.6.2.3.1 全国共通に考慮すべき地震動

5.6.2.3.2 地域性を考慮する地震動

5.6.2.4 震源を特定せず策定する地震動の設定

」

を

「

5.6.2.2 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集

5.6.2.3 震源を特定せず策定する地震動の設定

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(2) 「目次」のうち「図目次」について、

「

第 5.6.28 図(1) 加藤ほか (2004) に基づき設定した応答スペクトル
(水平成分)

第 5.6.28 図(2) 加藤ほか (2004) に基づき設定した応答スペクトル
(鉛直成分)

第 5.6.29 図 標準応答スペクトル

第 5.6.30 図 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の時刻歴波形

第 5.6.31 図 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比

第 5.6.32 図(1) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル
(水平成分)

第 5.6.32 図(2) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル
(鉛直成分)

第 5.6.33 図(1) 基準地震動 S_s -D の設計用応答スペクトル
(水平成分、 S_s - D_H)

第 5.6.33 図(2) 基準地震動 S_s -D の設計用応答スペクトル
(鉛直成分、 S_s - D_V)

第 5.6.34 図(1) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較 (NS 成分)

第 5.6.34 図(2) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較 (EW 成分)

第 5.6.34 図(3) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較 (UD 成分)

第 5.6.35 図(1) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の比較 (NS 成分)

第 5.6.35 図(2) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の比較 (EW 成分)

第 5.6.35 図(3) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の比較 (UD 成分)

第 5.6.36 図(1) 基準地震動 S_s -D と震源を特定せず策定する地震動の比較
(水平成分)

- 第 5.6. 36 図(2) 基準地震動 S_s -D と震源を特定せず策定する地震動の比較
(鉛直成分)
- 第 5.6. 37 図(1) 基準地震動 S_s の応答スペクトル (NS 成分)
- 第 5.6. 37 図(2) 基準地震動 S_s の応答スペクトル (EW 成分)
- 第 5.6. 37 図(3) 基準地震動 S_s の応答スペクトル (UD 成分)
- 第 5.6. 38 図 設計用応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比
- 第 5.6. 39 図 基準地震動 S_s -D の時刻歴波形
- 第 5.6. 40 図(1) 基準地震動 S_s -1 の時刻歴波形
- 第 5.6. 40 図(2) 基準地震動 S_s -2 の時刻歴波形
- 第 5.6. 40 図(3) 基準地震動 S_s -3 の時刻歴波形
- 第 5.6. 40 図(4) 基準地震動 S_s -4 の時刻歴波形
- 第 5.6. 40 図(5) 基準地震動 S_s -5 の時刻歴波形
- 第 5.6. 40 図(6) 基準地震動 S_s -6 の時刻歴波形

」
を
「

- 第 5.6. 28 図 標準応答スペクトル
- 第 5.6. 29 図 実位相による検討に用いる地震の震央位置
- 第 5.6. 30 図(1) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の時刻歴波形 (乱数位相による検討)
- 第 5.6. 30 図(2) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の時刻歴波形 (実位相による検討)
- 第 5.6. 31 図(1) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比 (乱数位相による検討)
- 第 5.6. 31 図(2) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比 (実位相による検討)
- 第 5.6. 32 図(1) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の応答スペクトル (水平成分)
- 第 5.6. 32 図(2) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の応答スペクトル (鉛直成分)
- 第 5.6. 33 図(1) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の時刻歴波形 (乱数位相による検討)
- 第 5.6. 33 図(2) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の

時刻歴波形（実位相による検討）

- 第 5. 6. 34 図(1) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル
(水平成分)
- 第 5. 6. 34 図(2) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル
(鉛直成分)
- 第 5. 6. 35 図(1) 基準地震動 S_s -D の設計用応答スペクトル
(水平成分、 S_s -D_H)
- 第 5. 6. 35 図(2) 基準地震動 S_s -D の設計用応答スペクトル
(鉛直成分、 S_s -D_V)
- 第 5. 6. 36 図(1) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の
比較 (NS 成分)
- 第 5. 6. 36 図(2) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の
比較 (EW 成分)
- 第 5. 6. 36 図(3) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の
比較 (UD 成分)
- 第 5. 6. 37 図(1) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の
比較 (NS 成分)
- 第 5. 6. 37 図(2) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の
比較 (EW 成分)
- 第 5. 6. 37 図(3) 基準地震動 S_s -D と断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の
比較 (UD 成分)
- 第 5. 6. 38 図(1) 基準地震動 S_s -D と震源を特定せず策定する地震動の比較
(水平成分)
- 第 5. 6. 38 図(2) 基準地震動 S_s -D と震源を特定せず策定する地震動の比較
(鉛直成分)
- 第 5. 6. 39 図(1) 基準地震動 S_s の応答スペクトル (NS 成分)
- 第 5. 6. 39 図(2) 基準地震動 S_s の応答スペクトル (EW 成分)
- 第 5. 6. 39 図(3) 基準地震動 S_s の応答スペクトル (UD 成分)
- 第 5. 6. 40 図 設計用応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比
- 第 5. 6. 41 図 基準地震動 S_s -D の時刻歴波形
- 第 5. 6. 42 図(1) 基準地震動 S_s -1 の時刻歴波形
- 第 5. 6. 42 図(2) 基準地震動 S_s -2 の時刻歴波形
- 第 5. 6. 42 図(3) 基準地震動 S_s -3 の時刻歴波形

第 5.6. 42 図(4) 基準地震動 Ss-4 の時刻歴波形

第 5.6. 42 図(5) 基準地震動 Ss-5 の時刻歴波形

第 5.6. 43 図 基準地震動 Ss-6 の時刻歴波形

」

に変更する。また、

「

第 8.4-3 図 敷地内の赤城鹿沼テフラの層厚

」

を

「

第 8.4-3 図(1) 敷地内の赤城鹿沼テフラの層厚

第 8.4-3 図(2) 敷地内の赤城鹿沼テフラの層厚

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(3) 「3. 地盤」の「3. 2. 2. 3 敷地周辺陸域の地質構造」の「(2) 敷地周辺陸域の断層及びリニアメント」の「b. 棚倉破碎帯東縁付近の推定活断層」の「c) 地表地質調査結果」の記述のうち

「

明神峠から折橋町にかけて判読されたリニアメントは、東側の阿武隈山地に分布する竹貫変成岩類と西側の久慈山地に分布する東金砂山層の礫岩等との不整合境界にはほぼ一致しており、リニアメント付近の東金砂山層の礫岩等の走向傾斜に乱れは認められず、リニアメントと一致する断層は認められない。常陸太田市

こづまちょう

小妻町では、リニアメント付近で東金砂山層と竹貫変成岩類の不整合面が認められ、東金砂山層には複数の断層が認められるが、いずれも断層面は癒着している

(第3. 2. 62図、第3. 2. 63図、第3. 2. 64図)。さらに、小妻町の今泉ほか編

(2018)⁽²⁹⁾において記載される推定活断層の直下で実施したトレンチ調査では、東金砂山層に破碎部や急傾斜構造は認められない(第3. 2. 65図、第3. 2. 66図)。なお、活断層研究会編(1991)⁽²⁴⁾で古屋敷から小高東方にかけて記載された確実度Ⅲ(活断層の疑いのあるリニアメント)の位置付近には断層は認められず、同リニアメントの東側には先新第三系の竹貫変成岩類(片麻岩)、西側には新第三系の久保田層(砂岩)及び赤坂層(礫岩)が分布し、先新第三系と新第三系が不整合関係で接している。また、上渋井以南の断層近傍の新第三系は層理面が著しく傾斜しているが、同リニアメント付近の新第三系の層理面の傾斜は緩く、断層の存在を示唆する急傾斜構造も認められない。地質図を第3. 2. 67図に、地質断面図を第3. 2. 43図(1)に、露頭スケッチを第3. 2. 68図～第3. 2. 72図に示す。

」

を

「

明神峠から折橋町にかけて判読されたリニアメントは、東側の阿武隈山地に分布する竹貫変成岩類と西側の久慈山地に分布する東金砂山層の礫岩等との不整合境界にはほぼ一致しており、リニアメント付近の東金砂山層の礫岩等の走向傾斜に乱れは認められず、リニアメントと一致する断層は認められない。常陸太田市

こづまちょう

小妻町では、リニアメント付近で東金砂山層と竹貫変成岩類の不整合面が認められ、東金砂山層には複数の断層が認められるが、いずれも断層面は癒着している

(第3. 2. 62図、第3. 2. 63図、第3. 2. 64図)。さらに、小妻町の今泉ほか編

(2018)⁽²⁹⁾において記載される推定活断層の直下で実施したトレンチ調査では、東金砂山層に破砕部や急傾斜構造は認められない(第3.2.65図、第3.2.66図)。なお、活断層研究会編(1991)⁽²⁴⁾で古屋敷から小高東方にかけて記載された確実度Ⅲ(活断層の疑いのあるリニアメント)の位置付近には断層は認められず、同リニアメントの東側には先新第三系の竹貫変成岩類(片麻岩)、西側には新第三系の久保田層(砂岩)及び赤坂層(礫岩)が分布し、先新第三系と新第三系が不整合関係で接している。また、上渋井以南の断層近傍の新第三系は層理面が著しく傾斜しているが、同リニアメント付近の新第三系の層理面の傾斜は緩く、断層の存在を示唆する急傾斜構造も認められない。地質図を第3.2.67図に、地質断面図を第3.2.43図(1)、(2)に、露頭スケッチを第3.2.68図～第3.2.72図に示す。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(4)「3.地盤」の「3.4.2.2 敷地の地質」の「(3)東茨城層群」の記述のうち

「

東茨城層群は、主に砂、礫及びシルトから成り、M1段丘堆積物に覆われて分布する。M1段丘堆積物とは不整合面を成しており、境界付近では亜円礫を主体とする砂礫から成る。層厚は最大約70 mである。本層群は、坂本(1975)⁽²⁾の見和層中部及び石崎層に、山元(2013)⁽⁶⁴⁾の笠神層及び夏海層に相当する。山元(2013)⁽⁶⁴⁾は、笠神層はMIS7eに、夏海層をMIS7c～MIS7aに形成されたものとしている。

」

を

「

東茨城層群は、主に砂、礫及びシルトから成り、M1段丘堆積物に覆われて分布する。M1段丘堆積物とは不整合面を成しており、境界付近では亜円礫を主体とする砂礫から成る。層厚は最大約70 mである。本層群は、坂本(1975)⁽²⁾の見和層中部及び石崎層に、山元(2013)⁽⁶⁴⁾の笠神層及び夏海層に相当する。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(5) 「3. 地盤」の「3. 4. 2. 2 敷地の地質」の「(4) M1 段丘堆積物」の記述のうち

「

M1段丘堆積物は、敷地にM1面を形成して分布する。M1面は、その層相及び敷地近傍陸域の段丘面分布との関係から、南関東の下末吉面から小原台面（MIS5e～MIS5c；貝塚・松田編（1982）⁽⁶⁸⁾等）に対比される。本層群は、坂本（1975）⁽²⁾の見和層上部層に、山元（2013）⁽⁶⁴⁾の見和層及び茨城層に相当する。山元（2013）⁽⁶⁴⁾は、見和層はMIS5eに、茨城層をMIS5cに形成されたものとしている。

」
を
「

M1段丘堆積物は、敷地にM1面を形成して分布する。M1面は、その層相及び敷地近傍陸域の段丘面分布との関係から、南関東の下末吉面から小原台面（MIS5e～MIS5c；貝塚・松田編（1982）⁽⁶⁸⁾等）に対比される。本層群は、坂本（1975）⁽²⁾の見和層上部層に、山元（2013）⁽⁶⁴⁾の見和層及び茨城層に相当する。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(6) 「3. 地盤」のうち、「3. 4. 2. 3 敷地の地質構造」の記述を以下のとおり変更する。

3. 4. 2. 3 敷地の地質構造

変動地形学的調査結果によると、敷地には地すべり地形及びリニアメントは認められない。

ボーリング調査及び反射法地震探査結果によれば、多賀層群及び久米層は、敷地全域の標高-50m以深に分布し、久米層の基底面はほぼ水平に分布する。久米層以浅の地層には断層は認められない。

M1段丘堆積物は、下位の東茨城層群を覆って、敷地に広く分布しており、東茨城層群及びM1段丘堆積物の基底面はほぼ水平に分布しており、断層を示唆する系統的な不連続や累積的な変位・変形は認められない。この

ことから、敷地には、将来活動する可能性のある断層等は認められないと判断される。

(7) 「3. 地盤」のうち、「3.5.1.4 土質試験」の「(2)試験方法」の「a. 三軸圧縮試験」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

a. 三軸圧縮試験

試験は、CUU 条件により破壊時の軸差応力を求める方法、所定の圧力で圧密した後、排水状態で軸荷重を載荷し(以下「CD 条件」という。)、破壊時の軸差応力を求める方法及び非排水状態で軸荷重を載荷し(以下「UU 条件」という。)、破壊時の軸差応力を求める方法で実施した。

供試体寸法は、直径約 5cm、高さ約 10cm 及び直径約 3.5cm、高さ約 7cm とした。

(8) 「3. 地盤」の「3.5.2.1 原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造」の「(1)地質」の記述のうち

「

c. 東茨城層群

東茨城層群は、坂本 (1975) ⁽²⁾ の石崎層及び見和層中部層から成り、山元 (2013) ⁽⁶⁴⁾ の笠神層及び夏海層に相当する。

石崎層は、細砂を主体とした層で、全体として均質塊状であるが、連続性のよいシルト層、シルト混り砂層、砂礫層を挟んでいる。層厚は、約 50m である。

見和層中部層は、河川堆積砂礫層と考えられ、礫種はチャート、砂岩が多く、花崗岩類や安山岩類も含んでいる。層厚は、約 5m であり、ほぼ水平に連続して分布している。本層群は、M1 段丘堆積物に不整合に覆われており、山元 (2013) ⁽⁶⁴⁾ は笠神層及び夏海層を MIS7 に形成されたものとしていることから、中部更新統と判断される。

d. M1 段丘堆積物

M1 段丘堆積物は、坂本 (1975) ⁽²⁾ の見和層上部層から成り、山元 (2013) ⁽⁶⁴⁾ の見和層及び茨城層に相当する。山元 (2013) ⁽⁶⁴⁾ は見和層を MIS5e に、茨城層を MIS5c に形成されたものとしている。

M1 段丘堆積物の下部は海成層から成り、円礫混じり砂、砂礫を挟在する淘汰の

良い砂層、淘汰の悪い砂層と層相が変化し、その上部には白斑状生痕を伴う層準が認められる。下位の東茨城層群とは不整合境界面を成している。中部は比較的均質塊状シルト～粘性の高い粘土から成り淡水環境で堆積したと考えられる。上部は風成層から成り、淘汰の良い砂～中砂から成り、平行葉理が発達し、褐鉄鉱の濃集が認められる。最上部にはローム層が堆積している。層厚は最大約20mである。M1段丘堆積物の分布状況は、敷地周辺の分布状況と整合しており、M1段丘堆積物の下部はMIS5eの堆積物であると考えられる。

」
を
「

c. 東茨城層群

東茨城層群は、坂本（1975）⁽²⁾の石崎層及び見和層中部層から成り、山元（2013）⁽⁶⁴⁾の笠神層及び夏海層に相当する。

石崎層は、細砂を主体とした層で、全体として均質塊状であるが、連続性のよいシルト層、シルト混り砂層、砂礫層を挟んでいる。層厚は、約50mである。

見和層中部層は、河川堆積砂礫層と考えられ、礫種はチャート、砂岩が多く、花崗岩類や安山岩類も含んでいる。層厚は約5mでほぼ水平に連続して分布し、M1段丘堆積物に不整合に覆われる。

d. M1段丘堆積物

M1段丘堆積物は、坂本（1975）⁽²⁾の見和層上部層から成り、山元（2013）⁽⁶⁴⁾の見和層及び茨城層に相当する。

M1段丘堆積物の下部は海成層から成り、円礫混じり砂、砂礫を挟在する淘汰の良い砂層、淘汰の悪い砂層と層相が変化し、その上部には白斑状生痕を伴う層準が認められる。下位の東茨城層群とは層相が異なっており、層相の境界には不連続面が確認される。その不連続面には堆積環境の変化（堆積間隙）が認められることから、両地層は不整合関係で接している。中部は比較的均質塊状シルト～粘性の高い粘土から成り淡水環境で堆積したと考えられる。上部は風成層から成り、淘汰の良い砂～中砂から成り、平行葉理が発達し、褐鉄鉱の濃集が認められる。最上部にはローム層が堆積している。層厚は最大約20mである。M1段丘堆積物の分布状況は、敷地周辺の分布状況と整合しており、M1段丘堆積物の下部はMIS5eの堆積物であると考えられる。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(9) 「3.地盤」の「3.5.2.1 原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造」の「(2)地盤分類」の記述のうち

「

久米層は、鮮新統～下部更新統の砂質泥岩とシルト岩から成り、軟質岩盤に分類され、砂質泥岩(Km)及びシルト質砂岩(Ks)に区分とした。

」

を

「

久米層は、鮮新統～下部更新統の砂質泥岩とシルト岩から成り、軟質岩盤に分類され、砂質泥岩(Km)及びシルト質砂岩(Ks)の区分とした。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(10) 「3.地盤」の「3.6.1.1 評価方法」の「(2)解析条件」の記述のうち

「

e. 入力地震動

入力地震動は、解放基盤表面で定義される基準地震動を第3.6.3図(1)及び第3.6.3図(2)に示す解析モデルの下端に入力する。なお、応答スペクトル手法に基づく基準地震動(Ss-D及びSs-6)については水平地震動及び鉛直地震動の位相反転を考慮する。

」

を

「

e. 入力地震動

入力地震動は、解放基盤表面で定義される基準地震動を第3.6.3図(1)及び第3.6.3図(2)に示す解析モデルの下端に入力する。なお、応答スペクトル手法に基づく基準地震動(Ss-D)及び震源を特定せず策定する地震動による基準地震動(Ss-6)については水平地震動及び鉛直地震動の位相反転を考慮する。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(1 1) 「3. 地盤」のうち、「3.6.1.2 評価内容」の「(1)基礎地盤のすべり」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(1) 基礎地盤のすべり

すべり安全率は、想定すべり線上のせん断抵抗力の和を想定すべり線上のせん断力の和で除して求め、すべり安全率が 1.5 を上回ることを確認する。想定すべり線は対象施設の基礎底面を通り、地表面へ立ち上がる連続したすべり線とする。地表面へ立ち上がるすべり線は局所安全率、応力状態及び受働崩壊角を踏まえて設定する。

すべり安全率算定に用いる地盤強度は、せん断強度に達した要素では残留強度を用いる。また、引張応力が発生する要素ではすべり線の垂直応力が圧縮の場合は残留強度、引張の場合は強度をゼロとしてすべり安全率を算定する。

地下水位を保守的に地表面に設定した評価を基本とし、地盤強度のばらつきを考慮した評価及び埋戻土の強度を保守的にゼロとした評価を行う。なお、すべり安全率が最小となる想定すべり線及び地震動の抽出は解析用地下水位を標高 9.5 m とする。

(1 2) 「3. 地盤」のうち、「3.6.3.2 地殻変動による基礎地盤の変形の影響評価」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

3.6.3.2 地殻変動による基礎地盤の変形の影響評価

敷地には将来活動する可能性のある断層等は認められないことから、地震活動に伴い生じる地殻変動による施設への影響は小さいと考えられるが、「5. 地震」における地震動評価を踏まえ、敷地周辺に想定される断層のうち、すべり量が大きく、かつ、すべり域が敷地に近い「2011 年東北地方太平洋沖型地震」の強震動生成域 (SMGA) 位置の不確かさを考慮したモデルを用いて地殻変動による基礎底面の傾斜を算出し、施設への影響評価を行った。

地殻変動による基礎底面の傾斜については、食い違い弾性論 (Okada (1992) ⁽¹²³⁾) に基づく評価手法によって得られる地殻変動量より算出した。

地殻変動による基礎底面の最大傾斜は 1/17,000 であり、さらに基準地震動による基礎底面の最大傾斜 1/3,800 との足し合わせを考慮した場合においても基礎底面の傾斜は 1/3,100 であり、評価基準値の目安である 1/2,000 を下回ることから、施設の安全機能に支障を与えるものではない。

- (13) 「5.地震」のうち、「5-I地震（HTTR）」の「5.4.2 プレート間地震」及び「5.4.3 海洋プレート内地震」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

5.4.2 プレート間地震

第5.2.1図に示す過去の被害地震のうち、敷地周辺で震度5弱（震度V）程度以上であったと推定されるプレート間地震は、1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震、1703年元禄地震、1896年鹿島灘の地震、1923年関東大地震、1930年那珂川下流域の地震、1938年塩屋崎沖の地震、1938年鹿島灘の地震、1938年福島県東方沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震の本震及び2011年東北地方太平洋沖地震の余震である。これらのうち、1703年元禄地震及び1923年関東大地震はフィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生したプレート間地震（以下「フィリピン海プレート間地震」という。）であり、それ以外の地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生したプレート間地震（以下「太平洋プレート間地震」という。）である。

また、想定される地震について文献調査^{(7)~(11)}を実施した。そのうち、中央防災会議（2013）では、フィリピン海プレート間地震として茨城県南部を震源とするM7.3の地震が想定されている。地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下「地震調査研究推進本部」という。）（2012a）では、太平洋プレート間地震として茨城県沖を震源とするM6.9~M7.6の地震が想定されている。

5.4.3 海洋プレート内地震

第5.2.1図に示す過去の被害地震のうち、敷地周辺で震度5弱（震度V）程度以上であったと推定される海洋プレート内地震は、1895年霞ヶ浦付近の地震及び1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震である。首都直下地震防災・減災特別プロジェクト（2012）⁽¹²⁾では、1895年霞ヶ浦付近の地震は太平洋プレート内で発生した地震であること、1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震はフィリピン海プレート内で発生した地震であることが指摘されている。

また、中央防災会議（2004）⁽¹³⁾では、茨城県南部のフィリピン海プレート内を震源とするM7.3の地震が想定されている。さらに、中央防災会議（2013）に基づけば、茨城県南部においてM7.3の地震を想定できる。また、地震調査研究推進本部（2009a）⁽¹⁴⁾では、「震源断層を予め特定しにくい地震」として、

北関東から東北地方の陸域にかけての太平洋プレート内を震源とするM7.1の地震（以下「震源断層を予め特定しにくい地震（陸域）」という。）及び茨城県沖の太平洋プレート内を震源とするM7.3の地震（以下「震源断層を予め特定しにくい地震（海域）」という。）が想定されている。地震調査研究推進本部

（2019）では、沈み込んだプレート内地震として青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖でM7.0～M7.5程度の海洋プレート内地震が想定されているが、茨城県沖では過去にM7.0を超える沈み込んだプレート内地震は発生していない。さらに、地震調査研究推進本部（2009a）では、茨城県沖の海溝寄りの太平洋プレート内を震源とするM8.2の地震（以下「海溝寄りのプレート内地震」という。）が想定されている。

（14）「5.地震」の「5-I地震（HTTR）」の「5.5.1解放基盤表面の設定」～

「5.5.3敷地周辺の地盤構造」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

5.5.1 解放基盤表面の設定

「3. 地盤」によると、新第三系鮮新統～第四系下部更新統の久米層及び新第三系中新統の多賀層群は敷地及び敷地近傍でほぼ水平で相当な拵がりを持って分布しており、敷地内において久米層は T.P. 約-50m 以深から T.P. 約-130m まで、多賀層群は T.P. 約-130m 以深からボーリング調査下端の T.P. 約-190m まで分布している。また、PS 検層によると T.P. -135.4m 以深で S 波速度が概ね 0.7km/s 以上となり、著しい風化も見られない。以上を踏まえ、T.P. -135.4m の位置に解放基盤表面を設定する。なお、地震動評価のうち応答スペクトルに基づく手法における解放基盤表面での地盤の弾性波速度値を、P 波速度については 2.17km/s、S 波速度については 1.01km/s と設定する。

5.5.2 地震観測

敷地地盤における地震観測は、第 5.5.1 図に示す位置で実施している。観測された主な地震の諸元を第 5.5.1 表に、震央分布を第 5.5.2 図に示す。これらの地震について、地中最深部（T.P. -213m (G.L. -250m)）で得られた観測記録の応答スペクトルを第 5.5.3 図に、各深度で得られた観測記録の応答スペクトルを第 5.5.4 図(1)から第 5.5.4 図(3)に示す。これらの図によると、岩盤内での著しい増幅は認められない。

5.5.3 敷地周辺の地盤構造

第5.5.5図に示す地質調査総合センター編（2013）⁽¹⁵⁾による重力異常分布によると、敷地の北側には重力の高まりが見られるが、敷地においてはほぼ平坦な構造となっている。これらの不整形地盤等が、敷地の地震動に与える影響について、単点微動観測記録及び地震観測記録の分析並びに地盤モデルを用いた解析により検討した。

単点微動観測記録の分析では、第5.5.6図に示す位置で実施した微振動観測で得られた記録からH/Vスペクトルを評価した結果、いずれの観測点においてもおおむね同様の傾向を示すことから、敷地地盤には特異な速度構造等がないことを確認した。

地震観測記録の分析では、第5.5.7図(1)及び第5.5.7図(2)に震央位置を示す地震波の到来方向ごとの応答スペクトル比を比較した結果、第5.5.8図(1)及び第5.5.8図(2)に示すように到来方向によって大きな違いは見られず、ばらつきも小さいことを確認した。

また、敷地及び敷地周辺で実施した屈折法地震探査及び微動アレイ探査結果等に基づき作成した第5.5.9図に示す二次元地盤モデルと、敷地直下の地盤構造に基づく成層地盤モデルを用いて、敷地の解放基盤表面における地震動について検討した結果、第5.5.10図(1)及び第5.5.10図(2)に示すように両地盤モデルの地震波はおおむね対応するものの、一部、入射角が大きい長周期成分の地震波において乖離が見られる。この乖離は不整形地盤に起因すると考えられるが、前述した地震波の到来方向ごとの応答スペクトル比においては到来方向の違いによって長周期成分が特異に増幅する様子は見られず、また、長い固有周期を有する耐震重要施設はないことから、敷地における地震動評価において大きな問題はないと判断した。

これらの結果より、敷地地盤は水平な成層構造と見なすことができることを確認した。

(15) 「5.地震」の「5-I地震（HTTR）」の「5.6.1.1 検討用地震の選定」の記述のうち、

「

5.6.1.1 検討用地震の選定

「5.4 地震の分類」を踏まえ、地震発生様式ごとに敷地に特に大きな影響を

及ぼすと考えられる地震を Noda et al. (2002) ⁽¹⁴⁾ の方法により検討用地震として選定する。Noda et al. (2002) の方法による応答スペクトルの算定に当たっては、震源位置や地震の発生様式ごとに分類した地震観測記録を用いた補正係数を必要に応じて用いる。

」
を
「

5.6.1.1 検討用地震の選定

「5.4 地震の分類」を踏まえ、地震発生様式ごとに敷地に特に大きな影響を及ぼすと考えられる地震を Noda et al. (2002) ⁽¹⁶⁾ の方法により検討用地震として選定する。Noda et al. (2002) の方法による応答スペクトルの算定に当たっては、震源位置や地震の発生様式ごとに分類した地震観測記録を用いた補正係数を必要に応じて用いる。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(16) 「5.地震」のうち、「5-I地震 (HTTR)」の「5.6.1.1 検討用地震の選定」の「(2) 内陸地殻内地震」の「a.地震発生層の設定」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

a. 地震発生層の設定

a) 福島県と茨城県の県境付近以外の断層に対する地震発生層の設定

「気象庁地震カタログ」をもとに「震源として考慮する活断層の分布」とおおむね対応する福島県南部から茨城県南部までの領域における地震発生状況について、地震の震源鉛直分布から求められる D10 及び D90 (その値より震源深さが浅い地震数がそれぞれ全体の 10%、90%となる震源深さ) を検討した結果、それぞれ 5.2km、12.3km となった。

しかしながら、上記の検討は、2011 年東北地方太平洋沖地震以降、福島県と茨城県の県境付近で地震活動が活発化した影響を受けていると考えられる。その影響を受けていない原子力安全基盤機構 (2004) ⁽¹⁷⁾ による D10 及び D90 は、敷地周辺の「福島・茨城」ではそれぞれ 6.1km、18.1km としている。

また、地震発生層と速度構造の関係については、廣瀬・伊藤 (2006) ⁽¹⁸⁾ によると、浅い地殻内で発生する微小地震は P 波速度 5.8km/s~6.4km/s の層に集

中しているとされており、三浦ほか（2000）⁽¹⁹⁾による日本海溝・福島沖前弧域における海底地震計及びエアガンを用いた深部構造探査結果からすると、福島県の海岸線においてP波速度5.5km/s、6.0km/s及び6.5km/sとなる深さは、それぞれ約6km、約9km及び約15kmとなっている。

以上を踏まえ、福島県と茨城県の県境付近以外の断層の地震発生層については、福島県南部から茨城県南部における地震発生状況や原子力安全基盤機構（2004）等を参考に、上端深さを5km、下端深さを18kmに設定する。

b) 福島県と茨城県の県境付近の断層に対する地震発生層の設定

2011年東北地方太平洋沖地震後に地震活動が活発になった地域に着目し、地震発生層を設定する。

青柳・上田（2012）⁽²⁰⁾では、阿武隈南部を対象に2011年東北地方太平洋沖地震後の臨時稠密余震観測により震源再決定が行われている。それらのデータを用いたD10及びD90がそれぞれ深さ3.0km、7.9kmであることから、上端深さは3kmに設定する。また、2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析モデル^{(21)～(23)}や震源域周辺の微小地震分布⁽²⁴⁾から、下端深さは13km～16km程度と推定されるが、保守的に18kmと設定する。

(17)「5.地震」のうち、「5-I地震（HTTR）」の「5.6.1.2 検討用地震の地震動評価」の「(1) 内陸地殻内地震」の「a. F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震」の「a) 基本震源モデルの設定」及び「b) 不確かさを考慮するパラメータの選定」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

a) 基本震源モデルの設定

F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の基本震源モデルは、原則として地震調査研究推進本部（2020）⁽²⁵⁾による震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（以下「強震動予測レシピ」という。）及び地質調査結果に基づき設定する。

F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層面については、地質調査結果を参考に北部と南部に区分する。北部については北方陸域の断層及び塩ノ平地震断層の区間とし、南部についてはF1断層にリニアメントが判読されない区間を含めることで、敷地に近い南部区間の断層面積を保守的に大きく設定する。

地震のタイプについては、2011年福島県浜通りの地震が正断層であること、

F1 断層における音波探査結果から正断層センスのずれが認められること、さらに青柳・上田（2012）において福島県から茨城県にかけての領域は正断層応力場とされていることを踏まえ、正断層とする。

断層上端及び下端深さについては、「5.6.1.1 検討用地震の選定（2）a. 地震発生層の設定」に示す福島県と茨城県の県境付近の断層に対する地震発生層に基づき、断層全長にわたり断層上端深さについては 3km、断層下端深さについては 18km とする。

断層傾斜角については、F1 断層の海上音波探査結果では西傾斜の高角な断層であることや、2011 年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析モデルで設定されている断層傾斜角を参考に、全長にわたり西傾斜 60 度とする。

アスペリティ位置については、北部区間と南部区間に一つずつ設定し、それぞれの区間において敷地に近い位置の断層上端に配置する。具体的には、断層長さ方向の配置については、Manighetti et al.（2005）⁽²⁶⁾ の知見等を踏まえるとアスペリティのような大きなすべりが生じる領域とすべりが生じない領域が隣接することは考えにくいことから、断層端部との間に断層モデル上最小の幅を有する背景領域を設定する。また、断層幅方向の配置については、すべりに追従する表層領域（地表から断層上端まで）は強震動を生成しにくいと考えられることから、その境界位置となる断層上端にアスペリティを配置する。

破壊開始点については、アスペリティ下端及び断層下端のうち、敷地への影響の大きい位置に複数設定する。

断層パラメータの設定フローを第 5.6.5 図に、設定した基本震源モデルの断層パラメータを第 5.6.4 表に、断層モデルを第 5.6.6 図に示す。

b) 不確かさを考慮するパラメータの選定

地震動評価における不確かさとして、短周期レベル、断層傾斜角及びアスペリティ位置について考慮する。

短周期レベルについては、佐藤・堤（2012）⁽²⁷⁾ により正断層の地震である 2011 年福島県浜通りの地震の短周期レベルが、壇ほか（2001）⁽²⁸⁾ の関係式とほぼ同等であることを確認した上で、2007 年新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、強震動予測レシピによる値の 1.5 倍を考慮する。

断層傾斜角については、震源モデルの北部において 2011 年福島県浜通りの地震の震源再決定による余震分布形状が明瞭なトレンドを示していないため、不確かさとして震源モデル全長にわたり 45 度を考慮する。

アスペリティ位置については、震源モデルの北部及び南部のアスペリティを敷

地により近くなるように断層端部に設定するケースを考慮する。

破壊開始点については、基本震源モデルと同様の位置に設定する。

地震動評価において考慮する各検討ケースを第 5.6.5 表に、設定した各検討ケースの断層パラメータを第 5.6.6 表(1)から第 5.6.6 表(3)に、断層モデルを第 5.6.7 図(1)から第 5.6.7 図(3)に示す。

(18) 「5.地震」の「5-I地震(H T T R)」の「5.6.1.2 検討用地震の地震動評価」の「(1)内陸地殻内地震」の「b.F3断層～F4断層による地震」の「a)基本震源モデルの設定」の記述のうち、

「

F3断層～F4断層による地震の断層面については、敷地により近いF3断層の地表面トレス形状を踏まえて設定する。この際、入倉・三宅(2001)⁽²⁷⁾による内陸地殻内地震のスケーリング則の適用範囲を参考に、地震モーメント M_0 が $7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ となるように保守的に地震の規模を嵩上げし、この地震の規模に相当する断層面積となるように設定する。

」
を
「

F3断層～F4断層による地震の断層面については、敷地により近いF3断層の地表面トレス形状を踏まえて設定する。この際、入倉・三宅(2001)⁽²⁹⁾による内陸地殻内地震のスケーリング則の適用範囲を参考に、地震モーメント M_0 が $7.5 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ となるように保守的に地震の規模を嵩上げし、この地震の規模に相当する断層面積となるように設定する。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(19) 「5.地震」のうち、「5-I地震(H T T R)」の「5.6.1.2 検討用地震の地震動評価」の「(1)内陸地殻内地震」の「b.F3断層～F4断層による地震」の「c)応答スペクトルに基づく手法による地震動評価」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

c) 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda et al. (2002) に基づき行う。なお、補正係数の設定に必要な断層近傍の地震が敷地で観測されていないことから補正係数を1倍と設定し、Noda et al. (2002) による内陸地殻内地震に対する補正については考慮しない。また、敷地に対して震源が近いことから、日本電気協会 (2016) ⁽³⁰⁾ を参考に震源近傍における破壊伝播効果 (NFRD 効果) を考慮する。加えて、Noda et al. (2002) の適用範囲を踏まえ、第 5.6.11 表に示す Noda et al. (2002) 以外の距離減衰式も用いて評価する。

第 5.6.9 表に示す検討ケースを対象として、上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第 5.6.14 図(1)及び第 5.6.14 図(2)に示す。

(20) 「5.地震」のうち、「5-I地震 (HTTR)」の「5.6.1.2 検討用地震の地震動評価」の「(2) プレート間地震」の「a. 2011 年東北地方太平洋沖型地震」の「a) 基本震源モデル設定」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

a) 基本震源モデルの設定

2011 年東北地方太平洋沖地震の本震については、諸井ほか (2013) ⁽³¹⁾ により強震動予測レシピの適用性が確認されている。よって、2011 年東北地方太平洋沖型地震の基本震源モデルは、強震動予測レシピに基づき設定する。

震源位置については、長谷川ほか (2013) ⁽³²⁾ に基づけば、陸のプレートと太平洋プレートの境界で発生する地震の破壊が、Uchida et al. (2010) ⁽³³⁾ のフィリピン海プレートの北東端以南へ伝播する可能性は低いと考えられることから、三陸沖中部から茨城県沖にかけての長さ 500km の断層を設定する。

強震動生成域 (以下「SMGA」という。) 位置については、入倉 (2012) ⁽³⁴⁾ によると過去の M8 以下の地震の震源域に対応し、地震調査研究推進本部の領域区分に関連付けられるとされていることを踏まえ、地震調査研究推進本部の領域区分に対応するよう 5 個の SMGA を設定する。なお、茨城県沖の SMGA 位置については、1896 年鹿島灘の地震等、過去に規模が大きい地震が発生している領域であり、2011 年東北地方太平洋沖地震の本震の敷地での観測記録を再現できる位置に設定する。

短周期レベルについては、茨城県沖では他の地域で発生した地震に比べて小さい傾向が見られるものの、諸井ほか (2013) で検討されている宮城県沖、福島県沖及び茨城県沖で発生した地震の平均的な短周期レベルとする。

破壊開始点については、破壊が敷地に向かう位置となる 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震の破壊開始点とする。なお、破壊開始点の設定に当たり、茨城県沖の SMGA 位置等に複数設定して、当該破壊開始点の影響が大きいことを確認した。

断層パラメータの設定フローを第 5.6.16 図に、設定した基本震源モデルの断層パラメータを第 5.6.12 表に、断層モデルを第 5.6.17 図に示す。

(2 1) 「5.地震」の「5-I 地震 (HTTR)」の「5.6.1.2 検討用地震の地震動評価」の「(2) プレート間地震」の「a. 2011 年東北地方太平洋沖型地震」の「b) 不確かさを考慮するパラメータの選定」の記述のうち、

「

短周期レベルの不確かさについては、基本震源モデルにおいて茨城県沖で発生する地震に対しては保守的な設定になっているものの、宮城県沖で発生する短周期レベルが大きい地震と同程度になるように考慮することとし、佐藤 (2010) ⁽³³⁾ や片岡ほか (2006) ⁽³⁴⁾ 等におけるプレート間地震の短周期レベルと地震モーメントの関係を参考に、不確かさとして基本震源モデルで設定した値の 1.5 倍を考慮する。

」
を

「

短周期レベルの不確かさについては、基本震源モデルにおいて茨城県沖で発生する地震に対しては保守的な設定になっているものの、宮城県沖で発生する短周期レベルが大きい地震と同程度になるように考慮することとし、佐藤 (2010) ⁽³⁵⁾ や片岡ほか (2006) ⁽³⁶⁾ 等におけるプレート間地震の短周期レベルと地震モーメントの関係を参考に、不確かさとして基本震源モデルで設定した値の 1.5 倍を考慮する。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(2 2) 「5.地震」の「5-I 地震 (HTTR)」の「5.6.1.2 検討用地震の地震動評価」の「(3) 海洋プレート内地震」の「a. 茨城県南部の地震」の「b) 不確かさを考慮するパラメータの選定」の記述のうち、

「
」
を
「

アスペリティの応力降下量については、笹谷ほか（2006）⁽³⁵⁾ のスケーリング則に基づきパラメータ設定したケースを考慮する。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

（23）「5.地震」のうち、「5-I地震（HTTR）」の「5.6.2.2 既往の知見」の記述を削除するとともに、項目番号を順次繰り上げ、「5.6.2.3 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集」を「5.6.2.2 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集」に、「5.6.2.4 震源を特定せず策定する地震動の設定」を「5.6.2.3 震源を特定せず策定する地震動の設定」に変更する。また、「5.6.2.2 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集」及び「5.6.2.3 震源を特定せず策定する地震動の設定」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

5.6.2.2 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集

「全国共通に考慮すべき地震動」の検討対象地震の選定においては、地震規模のスケーリング（スケーリング則が不連続となる地震規模）の観点から、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」を適切に選定する。また、「地域性を考慮する地震動」の検討対象地震の選定においては、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」についても検討し、必要に応じて選定する。

(1)全国共通に考慮すべき地震動

震源近傍における観測記録を基に得られた「2004年北海道留萌支庁南部の地震において、防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網の港町観測点における観測記録」及び「試験研究の用に供する原子炉等の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈における標準応答スペクトル」を対象とする。標準応答スペクトルを第5.6.28図、そのコントロールポイントを第5.6.19表に示す。

2004年北海道留萌支庁南部地震の記録については、佐藤ほか（2013）⁽³⁸⁾により K-NET 港町観測点において詳細な地盤調査及び基盤地震動の推定が行われ、信頼性の高い基盤地震動が得られていることから、これらを参考に K-NET 港町観測点の地盤構造モデルの不確かさを考慮した基盤地震動を評価する。

(2) 地域性を考慮する地震動

地域性を考慮する地震動は、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」として、震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの、地表地震断層としてその全容を表すまでに至っていない地震（震源の規模が推定できない地震（Mw6.5以上））であり、孤立した長さの短い活断層による地震に起因する地震動に相当する。Mw6.5以上の地震である2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震は、事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部痕跡が確認された地震である。これらの地震の震源域と敷地近傍には、地質・地質構造、変動地形、火山フロント、地震地体構造及び応力場等について地域差があると考えられる。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域と敷地近傍の比較を第5.6.20表に示す。第5.6.20表に示すように、地質に類似性がやや認められるものの、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域で、東西圧縮の逆断層型が卓越する応力場であるのに対し、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域で、敷地周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越する応力場である。また、褶曲構造の有無やカルデラの分布、火山フロントとの位置関係及び地震地体構造の区分について、震源域と敷地近傍には地域差が認められる。以上のように、震源域と敷地近傍の特徴にはおおむね類似性がないことから、敷地近傍において2008年岩手・宮城内陸地震と同様の地震が発生する可能性は低いと考えられるため、観測記録の収集対象外とする。

また、2000年鳥取県西部地震の震源域と敷地近傍の比較を第5.6.21表に示す。第5.6.21表に示すように、震源域近傍は活断層の発達過程としては未成熟な段階であるとともに、花崗岩が分布する地域であり弾性波探査等の調査では断層の存否を確認することは難しく活断層の認識が困難な地域で、東西圧縮の横ずれ断層型が卓越する応力場であるのに対し、敷地近傍については前述のとおりである。また、火山フロントとの位置関係及び地震地体構造の区分について、震源域と敷地近傍には地域差が認められる。以上のように、震源域と敷地近傍の特徴には類

似性がないことから、敷地近傍において 2000 年鳥取県西部地震と同様の地震が発生する可能性は低いと考えられるため、観測記録の収集対象外とする。

5.6.2.3 震源を特定せず策定する地震動の設定

震源を特定せず策定する地震動として、「5.6.2.2(1) 全国共通に考慮すべき地震動」で評価した 2004 年北海道留萌支庁南部地震の基盤地震動及び標準応答スペクトルを考慮する。

(1) 2004 年北海道留萌支庁南部地震(K-NET 港町)に保守性を考慮した地震動

2004 年北海道留萌支庁南部地震については、K-NET 港町観測点と敷地の解放基盤表面相当位置の地盤物性の相違（S 波速度で K-NET 港町観測点 938m/s に対し、敷地は第 5.5.3 表に示す地盤構造モデル（深部）において 1,010m/s）による影響等を考慮して評価した地震動の応答スペクトルを考慮する。

ここで、解放基盤表面相当位置の地盤物性の相違による影響等を考慮する際には、K-NET 港町観測点と敷地の解放基盤表面の地盤物性値を比較し、おおむね同等の地盤であることから、K-NET 港町観測点の地盤構造モデルの不確かさを考慮した基盤地震動に、保守性を考慮する。

(2) 標準応答スペクトルを考慮した地震動

標準応答スペクトルについては、S 波速度 2,200m/s 以上の地震基盤相当面で設定されており、敷地において S 波速度 2,200m/s 以上の層が確認される T.P.-1.255km (S 波速度 3,052m/s) に設定する。

a. 地震基盤相当面における模擬地震動

標準応答スペクトルに適合する模擬地震動は、複数の方法を用いることとし、乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせにより作成する方法（以下「乱數位相による検討」）及び敷地の地震観測記録から得られる位相を用いて作成する方法（以下「実位相による検討」）により作成する。

乱數位相による検討では、振幅包絡線の経時的变化として Noda et al. (2002) の方法に基づき、第 5.6.22 表に示す形状とする。

実位相による検討では、敷地で観測された内陸地殻内地震のうち敷地に最も近い地震の観測記録の位相特性を用いる。実位相による検討で用いた地震の震央位置を第 5.6.29 図に示す。

標準応答スペクトルに適合する模擬地震動の作成結果を第 5.6.23 表、時刻歴波形を第 5.6.30 図(1)及び第 5.6.30 図(2)、標準応答スペクトルに対する模擬地震動の応答スペクトル比を第 5.6.31 図(1)及び第 5.6.31 図(2)に示す。

b. 解放基盤表面における地震動

解放基盤表面の地震動は、地震基盤相当面における模擬地震動を用い、深部の地盤構造モデルによる地盤応答解析を行い算定する。

算定した地震動の応答スペクトルを第 5.6.32 図(1)及び第 5.6.32 図(2)、時刻歴波形を第 5.6.33 図(1)及び第 5.6.33 図(2)に示す。

応答スペクトルについては乱数位相による検討結果と実位相による検討結果はおおむね同程度であり、位相の違いによる特異な地盤の応答増幅は見られない。一方、時刻歴波形については乱数位相による検討結果の方が水平成分と鉛直成分とで強震動部の時間が重複し、かつ強震動部の継続時間が長く、地盤あるいは建物等の水平及び鉛直の組合せ評価や非線形解析において安全側の評価になると考えられることから、標準応答スペクトルを考慮した地震動として乱数位相による検討結果を選定する。

(3) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル

以上を踏まえ算定した「震源を特定せず策定する地震動」の応答スペクトルを第 5.6.34 図(1)及び第 5.6.34 図(2)に示す。

(24) 「5.地震」のうち、「5-I地震 (HTTR)」の「5.6.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動 S_s 」～「5.6.3.4 基準地震動 S_s の時刻歴波形」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

5.6.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動 S_s

(1) 応答スペクトルに基づく手法による基準地震動 S_s

応答スペクトルに基づく手法による基準地震動 S_s は、「5.6.1.2 検討用地震動の地震動評価」における各検討用地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果を全て包絡するように設定した基準地震動 S_s -D とする（水平成分を S_s -DH、鉛直成分を S_s -DV とする）。

各検討用地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果と基準地震動 S_s -D の設計用応答スペクトルを比較したものを第 5.6.35 図(1)及び第 5.6.35 図(2)に示す。また、基準地震動 S_s -D の設計用応答スペクトルのコントロールポイントの値を第 5.6.24 表に示す。

(2) 断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s

断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s は、「5.6.1.2 検討用地震動の地震動評価」における各検討用地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結

果と、前節で示した基準地震動 S_s-D の設計用応答スペクトルを比較し、包絡関係を考慮して選定する。

各検討用地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果と基準地震動 S_s-D の設計用応答スペクトルを比較したものを第 5.6.36 図(1)から第 5.6.36 図(3)に示す。第 5.6.36 図(1)から第 5.6.36 図(3)より、包絡関係を考慮して選定した基準地震動 S_s-1～基準地震動 S_s-5 の応答スペクトルを第 5.6.37 図(1)から第 5.6.37 図(3)に示す。

5.6.3.2 震源を特定せず策定する地震動に基づく基準地震動 S_s

震源を特定せず策定する地震動による基準地震動 S_s は、「5.6.2.3 震源を特定せず策定する地震動の設定」における震源を特定せず策定する地震動の評価結果と、「5.6.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動 S_s」に示す基準地震動 S_s を比較し、包絡関係を考慮して選定する。

震源を特定せず策定する地震動の評価結果と基準地震動 S_s-D の設計用応答スペクトルを比較したものを第 5.6.38 図(1)及び第 5.6.38 図(2)に示す。第 5.6.38 図(1)及び第 5.6.38 図(2)より、包絡関係を考慮して標準応答スペクトルを考慮した地震動を基準地震動 S_s-6として選定する。

5.6.3.3 基準地震動 S_s の応答スペクトル

「5.6.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動 S_s」及び「5.6.3.2 震源を特定せず策定する地震動に基づく基準地震動 S_s」を踏まえて策定した基準地震動 S_s の応答スペクトルを第 5.6.39 図(1)から第 5.6.39 図(3)に示す。

5.6.3.4 基準地震動 S_s の時刻歴波形

基準地震動 S_s の時刻歴波形は、応答スペクトルに基づく手法による基準地震動 S_s-D の設計用応答スペクトルに適合する模擬地震波と、断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s-1～基準地震動 S_s-5 及び震源を特定せず策定する地震動による基準地震動 S_s-6 の地震波とする。

基準地震動 S_s-D の設計用応答スペクトルに適合する模擬地震波は、乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせによって作成するものとし、振幅包絡線の経時的变化については、Noda et al. (2002) の方法に基づき、第 5.6.25 表に示す形状とする。

基準地震動 S_s-D の模擬地震波の作成結果を第 5.6.26 表に、基準地震動 S_s-D の設計用応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトルの比を第 5.6.40 図に示す。

以上より、策定した基準地震動 S_s-D の時刻歴波形を第 5.6.41 図に、断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s-1～基準地震動 S_s-5 の時刻歴波形を第 5.6.42 図(1)から第 5.6.42 図(5)に、震源を特定せず策定する地震動に基づく基準地震動 S_s-6 の時刻歴波形を第 5.6.43 図に示す。また、基準地震動 S_s の最大加速度値を第 5.6.27 表に示す。

(25) 「5.地震」のうち、「5-I地震 (HTTR)」の「5.7 基準地震動 S_s の超過確率の参照」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

5.7 基準地震動 S_s の超過確率の参照

日本原子力学会 (2015) ⁽³⁹⁾ を参考に、敷地における地震動の一樣ハザードスペクトルを評価する。

震源モデルについては、特定震源モデル及び領域震源モデルを設定し、それぞれ調査結果等に基づき設定した震源モデル (以下「調査モデル」という。)及び地震調査研究推進本部 (2012b) ⁽⁴⁰⁾ の知見を参考に設定した震源モデル (以下「推本参考モデル」という。)を考慮する。また、地震動伝播モデルについては、2011 年東北地方太平洋沖型地震については断層モデルを用いた手法による地震動評価を、それ以外の震源については Noda et al. (2002) の方法を用いた地震動評価を行う。作成したロジックツリーを第 5.7.1 図に、これらの設定に基づき評価した敷地における地震動の一樣ハザードスペクトルと基準地震動 S_s との比較を第 5.7.2 図(1)及び第 5.7.2 図(2)に示す。

第 5.7.2 図(1)及び第 5.7.2 図(2)によると、基準地震動 S_s-D の年超過確率は 10^{-4} ～ 10^{-6} 程度である。また、基準地震動 S_s-1～基準地震動 S_s-6 の年超過確率は基準地震動 S_s-D を超過する周期帯で 10^{-5} ～ 10^{-6} 程度である。

(26) 「5.地震」のうち、「5-I地震 (HTTR)」の「5.8 参考文献」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

5.8 参考文献

- (1) 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子. 日本被害地震総覧

- 599-2012. 東京大学出版会. 2013, 724p.
- (2) 気象庁. 地震月報 (カタログ編). 2017-05-31 時点. ほか
 - (3) 気象庁, 消防庁. 震度に関する検討会報告書. 震度に関する検討会, 2009-03-23.
 - (4) 村松郁栄. 震度分布と地震のマグニチュードとの関係. 岐阜大学教育学部研究報告. 自然科学. vol. 4, no. 3, 1969, pp. 168-176.
 - (5) 勝又護, 徳永規一. 震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応. 験震時報. vol. 36, no. 3, 4, 1971, pp. 89-96.
 - (6) 松田時彦. 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震第 2 輯. vol. 28, 1975, pp. 269-283.
 - (7) 中央防災会議. 首都直下地震モデル検討会「首都直下のM7 クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」. 2013-12.
 - (8) 地震調査研究推進本部. 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. 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2012-2-9 変更.
 - (9) 地震調査研究推進本部. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価. 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2019, 2019-2-26.
 - (10) 産業技術総合研究所. 産総研: 千葉県のパ洋洋岸で歴史記録にない津波の痕跡を発見. 産業技術総合研究所, 2021, 2021-09-03,
https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2021/pr20210903/pr20210903.html
 - (11) Jessica E. Pilarczyk, Yuki Sawai, Yuichi Namegaya, Toru Tamura, Koichiro Tanigawa, Dan Matsumoto, Tetsuya Shinozaki, Osamu Fujiwara, Masanobu Shishikura, Yumi Shimada, Tina Dura, Benjamin P. Horton, Andrew C. Parnell, Christopher H. Vane. A further source of Tokyo earthquakes and Pacific Ocean tsunamis. Nat. Geosci. 14, 2021, pp. 796-800.
<https://doi.org/10.1038/s41561-021-00812-2>.
 - (12) 東京大学地震研究所・防災科学技術研究所・京都大学防災研究所. 文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書. 2012-3.
 - (13) 中央防災会議. 中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」(第12回)地震ワーキンググループ報告書. 2004-11-17.
 - (14) 地震調査研究推進本部. 全国地震動予測地図. 地震調査研究推進本部地震調査

委員会. 2009-07-21.

- (15) 地質調査総合センター編. 日本重力データベース DVD 版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター. 2013.
- (16) Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide Watanabe. RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES. OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Istanbul, 16-18 October, 2002.
- (17) 原子力安全基盤機構. 平成 15 年度 地震記録データベース SANDEL のデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(JNES/SAE04-017). 2004-8.
- (18) 廣瀬一聖, 伊藤潔. 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定. 京都大学防災研究所年報. No.49B, 2006, pp.307-321.
- (19) 三浦誠一, 小平秀一, 仲西理子, 鶴哲郎, 高橋成実, 金田義行. エアガンー海底地震計データによる日本海溝・福島沖前弧域の地震波速度構造. JAMSTEC 深海研究. no.16, 2000, pp.87-100.
- (20) 青柳恭平, 上田圭一. 2011 年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴ー臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造ー. 電力中央研究所報告 N11048. 2012.
- (21) 芝良昭, 野口科子. 広帯域地震動を規定する震源パラメータの統計的特性ー震源インバージョン解析に基づく検討ー. 電力中央研究所報告 N11054. 2012.
- (22) 引間和人. 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震 (Mj7.0) の震源過程ー強震波形と再決定震源による 2 枚の断層面の推定ー. 地震第 2 輯. vol.64, 2012, pp.243-256.
- (23) Miho Tanaka, Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata, Hisahiko Kubo. Source rupture process of the 2011 Fukushima-ken Hamadori earthquake: how did the two subparallel faults rupture?, Earth, Planets and Space 2014, 66:101, 2014.
- (24) Aitaro Kato, Toshihiro Igarashi, Kazushige Obara, Shinichi Sakai, Tetsuya Takeda, Atsushi Saiga, Takashi Iidaka, Takaya Iwasaki, Naoshi Hirata, Kazuhiko Goto, Hiroki Miyamachi, Takeshi Matsushima, Atsuki Kubo, Hiroshi Katao, Yoshiko Yamanaka, Toshiko Terakawa, Haruhisa Nakamichi, Takashi Okuda, Shinichiro Horikawa, Noriko Tsumura, Norihito Umino, Tomomi Okada, Masahiro Kosuga, Hiroaki Takahashi, Takuji Yamada.

Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, Vol.40, 1-6. 2013.

- (25) 地震調査研究推進本部. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」). 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2020.
- (26) Isabelle Manighetti, Charles Sammis, Geoffrey Charles Plume King, Michel Campillo. Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, Vol.110, B05302. 2005.
- (27) 佐藤智美, 堤英明. 2011年福島県浜通り付近の正断層の地震の短周期レベルと伝播経路・地盤増幅特性. 日本地震工学会論文集. vol.12, no.7, 2012.
- (28) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透. 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化. 日本建築学会構造系論文集. vol.66, no.545, 2001, pp.51-62.
- (29) 入倉孝次郎, 三宅弘恵. シナリオ地震の強震動予測. 地学雑誌. vol.110 (6), 2001, pp.849-875.
- (30) 日本電気協会. 原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-2015. 原子力規格委員会. 2016, 285p.
- (31) 諸井孝文, 広谷浄, 石川和也, 水谷浩之, 引間和人, 川里健, 生玉真也, 釜田正毅. 標準的な強震動レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現. 日本地震工学会第10回年次大会梗概集. 2013, pp.381-382.
- (32) 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 海野徳仁. 東京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動. 地学雑誌. vol.122, no.3, 2013, pp.398-417.
- (33) Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa. Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto, central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH. vol.115, 2010, B07309.
- (34) 入倉孝次郎. 海溝型巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築. 第40回地盤震動シンポジウム. 2012.
- (35) 佐藤智美. 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則. 日本建築学会構造系論文集. vol.75, no.651, 2010,

pp. 923-932.

- (36) 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明. 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式. 土木工学会論文集 A. vol.62, No.4, 2006, pp. 740-757.
- (37) 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩. スラブ内地震の震源特性. 北海道大学地球物理学研究報告. no.69, 2006-3, pp.123-134.
- (38) 佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宜浩, 藤原広行. 物理探査・室内試験に基づく 2004 年留萌支庁南部の地震による K-NET 港町観測点 (HKD020) の基盤地震動とサイト特性評価. 電力中央研究所報告. 2013.
- (39) 日本原子力学会. 原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準: 2015, 日本原子力学会標準, 2015.
- (40) 地震調査研究推進本部. 今後の地震動ハザード評価に関する検討~2011 年・2012 年における検討結果~. 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2012.
- (41) Ludwig, W.J., Nafe, J.E., Drake, C.L. Seismic Refraction in the Sea. Wiley-Interscience . vol.4, part.1, 1970, pp.53-84.
- (42) Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. Geophysical Journal International. vol.105, 1991, pp.429-465.
- (43) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明. 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性-仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析-. 日本建築学会構造系論文集. vol.59, No.462, 1994, pp. 79-89.
- (44) Masayoshi Yoshimura, Seishi Fujii, Kenji Tanaka, Ken Morita. On the relationship between P and S-wave velocities in soft rock. SEG Expanded Abstracts 1, 1982, p.143.
- (45) Yoshihiro Fujii, Mitsuhiro Matsu'ura. Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication. Pure and Applied Geophysics. vol.157, 2000, pp.2283-2302.
- (46) Robert J. Geller. Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. Bulletin of the Seismological Society of America. vol.66, 1976, pp.1501-1523.
- (47) Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, Y. Fukushima. A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded

- Data. Bulletin of the Seismological Society of America. vol.96, no.3, 2006, pp.879-897.
- (48) Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H.K. Thio, P. G. Somerville, Y.Fukushima. Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. Bulletin of the Seismological Society of America. vol.96, no.3, 2006, pp.898-913.
- (49) 内山泰生, 翠川三郎. 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式. 日本建築学会構造系論文集. vo.71, no.606, 2006, pp.81-88.
- (50) Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva, Ronnie Kamai. Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1025-1055.
- (51) David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, Gail M. Atkinson. NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1057-1085.
- (52) Kenneth W. Campbell, Yousef Bozorgnia. NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1087-1115.
- (53) Brian S.-J. Chiou, Robert R. Youngs. Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1117-1153.
- (54) I. M. Idriss. An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1155-1177.
- (55) 壇一男, 畑奈緒未, 武藤尊彦, 宮腰淳一, 神田順. シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究(その3)宮城県沖で発生するプレート境界大地震の断層破壊シナリオとそれに基づく強震動の計算. 日本建築学会大会(近畿)学術講演梗概集. B-1, 構造 I, 2005, pp.97-98.
- (56) 佐藤良輔編. 日本の地震断層パラメータ ハンドブック. 鹿島出版会, 1989.
- (57) Thomas C. Hanks, Hiroo Kanamori. A moment magnitude scale. JOURNAL OF

GEOFYSICAL RESEARCH. vol. 84, B5, 1979, pp. 2348-2350.

- (58) 地震調査研究推進本部. 宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について (中間報告) (説明文の訂正). 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2002.
- (59) 地震調査研究推進本部. 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (一部修正版) について (平成 17 年 12 月 14 日公表). 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2005.
- (60) 佐藤智美. 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究. 土木学会地震工学論文集. vol. 27, no. 75, 2003.
- (61) 田力正好, 池田安隆, 野原壯. 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層. 地震第 2 輯. vol. 62, no. 1, 2009, pp. 1-11.
- (62) 防災科学技術研究所. ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 総括成果報告書. 2013-5.
- (63) 岡田篤正. 山陰地方の活断層の諸特徴. 活断層研究. vol. 22 (松田時彦先生古稀記念号), 2002, pp. 17-32.
- (64) 西村卓也. 山陰地方の GNSS データに認められるひずみ集中帯. 日本地球惑星科学連合 2014 年大会. SSS31-06. 2014.
- (65) Paul Somerville, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, Akira Kowada. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. Seismological Research Letters. vol. 70, 1999, pp. 59-80.
- (66) 岩田知孝, 浅野公之. 強震動予測のためのスラブ内地震の特性化震源モデルの構築. 北海道大学地球物理学研究報告. vol. 73, 2010, pp. 129-135.

(27) 「5.地震」のうち、「5-I地震 (HTTR)」の第5.5.2表及び第5.5.3表について「上面 T.P.」を追記、第5.5.3表、第5.6.4表、第5.6.11表、第5.6.12表、第5.6.16表、第5.6.20表及び第5.6.21表については文献番号を変更、第5.6.22表については振幅包絡線を変更、第5.6.23表及び第5.6.26表については表内の図番を変更、第5.6.27表についてはSs-6の最大加速度の値を変更する。変更後の各表を以下に示す。

第5.5.2表 敷地の地盤構造モデル (浅部)

上面 T.P. (m)	上面 G.L. (m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	水平成分			鉛直成分			
				S波速度 ^{*1} (m/s)	減衰定数h ^{*1,2}		P波速度 ^{*1} (m/s)	減衰定数h ^{*1,2}		
					h ₀	α		h ₀	α	
37.1	0.0	1.0	1.33	153 (151, 148)	0.565 (0.641, 0.547)	0.734 (0.266, 0.344)	819 (740)	0.250 (0.484)	1.194 (0.188)	
36.1	-1.0	2.3	1.33	149 (147, 137)			787 (712)			
33.8	-3.3	5.4	1.92	334 (282, 302)	0.726 (0.188, 0.266)	1.125 (0.297, 0.438)	761 (744)	0.918 (0.531)	0.744 (0.344)	
28.4	-8.7	1.5	1.74	300 (240, 240)			940 (1105)			
26.9	-10.2	6.2	1.84	439 (434, 404)			880 (938)			
20.7	-16.4	1.9	1.79	447 (451, 513)			1239 (1227)			
18.8	-18.3	2.6	1.78	415 (391, 480)			1020 (1127)			
16.2	-20.9	5.7	2.02	527 (500, 538)			1118 (1522)			
10.5	-26.6	3.4	1.86	411 (363, 344)			0.156 (0.078, 0.125)			1.347 (0.922, 0.844)
7.1	-30.0	2.0	1.86	411 (450, 382)	1354 (1645)					
5.1	-32.0	7.3	1.86	448 (450, 382)	1435 (1645)					
-2.2	-39.3	1.1	1.89	387 (364, 352)	1696 (1444)					
-3.3	-40.4	25.5	1.84	372 (298, 355)	1633 (1856)					
-28.8	-65.9	6.3	1.81	383 (411, 354)	1595 (1495)					
-35.1	-72.2	12.4	1.92	398 (450, 514)	1768 (1884)					
-47.5	-84.6	1.4	2.05	514 (414, 586)	1664 (1490)					
-48.9	-86.0	5.1	1.97	482 (549, 438)	1735 (1589)					
-54.0	-91.1	2.9	1.79	452 (442, 509)	1668 (1708)					
-56.9	-94.0	1.0	1.79	452 (558, 485)	1668 (1656)					
-57.9	-95.0	42.1	1.79	501 (558, 485)	1670 (1656)					
-100.0	-137.1	23.6	1.82	609 (583, 593)	1928 (1771)	0.667 (0.297)	1.719 (0.953)			
-123.6	-160.7	11.8	1.81	663 (669, 535)	1978 (2090)					
-135.4	-172.5	1.5	1.98	1010 (1010, 1010)	2170 (2170)					
-136.9	-174.0	10.9	1.98	1010 (1010, 1010)	2170 (2170)					
-147.8	-184.9	40.2	2.00	1000 (1000, 1000)	2250 (2250)					
-188.0	-225.1	24.9	1.85	1080 (1080, 1080)	2260 (2260)					
-212.9	-250.0	∞	1.85	1080 (1080, 1080)	2260 (2260)					
					0.064 (0.063, 0.063)			0.859 (0.797, 0.703)		

※1 括弧内の数値は2011年東北地方太平洋沖地震の本震の解析に使用。なお、水平成分の左側はNS成分を、右側はEW成分を示す。

※2 $h=h_0 \times f^{-\alpha}$ ここでfは周波数(Hz)

第 5.5.3 表 敷地の地盤構造モデル（深部）

上面 T.P. (km)	上面 G.L. (km)	層厚 (km)	密度 ^{※1} (g/cm ³)	水平成分			鉛直成分		
				S波速度 (km/s)	減衰定数 ^{※2}		P波速度 ^{※3} (km/s)	減衰定数 ^{※2}	
					Qs	hs		Qp	hp
0.037	0.000	0.173	—	—	—	—	—	—	—
-0.135	-0.173	0.100	1.98	1.010	100	0.005	2.170	100	0.005
-0.235	-0.273	0.350	2.11	1.186			2.590		
-0.585	-0.623	0.670	2.44	2.086			4.100		
-1.255	-1.293	2.708	2.68	3.052	$110 \times f^{0.69}$	$0.0045 \times f^{-0.69}$	5.750	$110 \times f^{0.69}$	$0.0045 \times f^{-0.69}$
-3.963	-4.000	11.900	2.70	3.600			5.960		
-15.863	-15.900	14.600	2.80	4.170			6.810		
-30.463	-30.500	∞	3.20	4.320			7.640		

※1 G.L.-0.273km~G.L.-4.000kmはLudvig *et al.* (1970)⁽⁴¹⁾、G.L.-4.000km以深はiasp91(Kennett *et al.* (1991)⁽⁴²⁾)を踏まえて設定

※2 fは周波数(Hz)、G.L.-1.293km以深は佐藤ほか(1994)⁽⁴³⁾を踏まえて設定

※3 G.L.-0.273km~G.L.-4.000kmはToshimura *et al.* (1982)⁽⁴⁴⁾を踏まえて設定

第 5.6.4 表 F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
断層パラメータ（基本震源モデル）

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(°)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	-	
地震モーメントM ₀ (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	M ₀ ={S/(4.24×10 ⁻¹¹) ² }/10 ⁷ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震調査研究推進本部(2009a)の「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	D=M ₀ /(μS)	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000) ⁽⁴⁵⁾ による	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	2.59	2.59	Vr=0.72 β (Geller(1976) ⁽⁴⁶⁾ による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.98E+19	-	-	A=2.46×10 ¹⁰ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}	
アスペリティ	面積S _a (km ²)	212.9	79.7	133.2	S _a =0.22S
	平均すべり量D _a (cm)	307.7	260.1	336.2	D _a =2D
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	M _{0a} = $\mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma \times S/S_a$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.89E+19	1.16E+19	1.49E+19	A=4 $\pi r_a \Delta\sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S _b (km ²)	755.0	282.7	472.3	S _b =S-S _a
	平均すべり量D _b (cm)	110.5	93.4	120.7	D _b =M _{0b} /(μS_b)
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力 $\Delta\sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta\sigma_b = 0.2 \Delta\sigma_a$

第 5.6.11 表 各距離減衰式の概要

距離減衰式	データベース 対象地域	地震タイプ	主なパラメータ	Mwの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別
Kanno <i>et al.</i> (2006) ⁽⁴⁷⁾	主に国内	内陸 プレート間 プレート内	Mw、断層最短距離、 震源深さ、Vs30 ^{※1}	5.5~8.2	1~500km	100<Vs30<1400m/s
Zhao <i>et al.</i> (2006) ⁽⁴⁸⁾			Mw、断層最短距離、 震源深さ	5.0~8.3	0.3~300km	Soft Soil ~ Hard Rock(Hard Rock Vs=2000m/s)
内山・翠川ほか (2006) ⁽⁴⁹⁾	日本周辺		Mw、断層最短距離、 震源深さ	5.5~8.3	300km以内	150≤Vs30 ^{※1} ≤750m/s
片岡ほか (2006)	国内	内陸 海溝性	Mw、断層最短距離、 短周期レベル	陸: 4.9~6.9 海: 5.2~8.2	250km以内	I種、II種、III種地盤 及び工学的基盤
Abrahamson <i>et al.</i> (2014) ⁽⁵⁰⁾	国内外	内陸	Mw、断層最短距離、 Vs30 ^{※1} 、断層上端深さ	3.0~8.5	0~300km	180≤Vs30 ^{※1} ≤1000m/s
Boore <i>et al.</i> (2014) ⁽⁵¹⁾	国内外	内陸	Mw、断層面の地表投影面 への最短距離、Vs30 ^{※1}	3.0~8.5(横ずれ、逆断層) 3.0~7.0(正断層)	0~400km	150≤Vs30 ^{※1} ≤1500m/s
Campbell <i>et al.</i> (2014) ⁽⁵²⁾	国内外	内陸	Mw、断層最短距離、 Vs30 ^{※1} 、断層上端深さ	3.3~8.5(横ずれ断層) 3.3~8.0(逆断層) 3.3~7.5(正断層)	0~300km	150≤Vs30 ^{※1} ≤1500m/s
Chiou <i>et al.</i> (2014) ⁽⁵³⁾	国内外	内陸	Mw、断層最短距離、 Vs30 ^{※1} 、断層上端深さ	3.5~8.5(横ずれ断層) 3.5~8.0(逆、正断層)	0~300km	180≤Vs30 ^{※1} ≤1500m/s
Idriss (2014) ⁽⁵⁴⁾	国内外	内陸	Mw、断層最短距離、 Vs30 ^{※1}	5≤Mw	≤150km	450≤Vs30 ^{※1}

※1 Vs30: 表層地盤(地表からおよそ30mの深さまで)の平均S波速度

第 5.6.12 表 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層パラメータ
(基本震源モデル)

項目		設定値	設定方法
走向	$\theta(^{\circ})$	200	F-net
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	12	壇ほか(2005) ⁽⁵⁵⁾
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	21	壇ほか(2005)
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	88	F-net
長さ	L(km)	500	断層面積に基づき算定
幅	W(km)	200	断層面積に基づき算定
基準点北緯	N(^{\circ})	38.1035	本震の震源位置(気象庁)
基準点東経	E(^{\circ})	142.8610	本震の震源位置(気象庁)
基準点深さ	H(km)	23.7	本震の震源位置(気象庁)
上端深さ	h_u (km)	12.3	$h_u = H - w_1 \sin \delta_1$, $w_1 = 55$ km
下端深さ	h_d (km)	68.9	$h_d = H + (100 - w_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$
断層面積	S(km ²)	100000	$\log S = M - 4.0$, 佐藤(1989) ⁽⁵⁶⁾
平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	3.08	$M_0 = 16/7 \times (S/\pi)^{3/2} \Delta \sigma$
地震モーメント	M_0 (N·m)	4.00E+22	$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$, Hanks and Kanamori (1979) ⁽⁵⁷⁾
モーメントマグニチュード	M_w	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震
平均すべり量	D(cm)	854.3	$D = M_0 / (\mu S)$
剛性率	μ (N/m ²)	4.68E+10	$\mu = \rho V_s^2$, $\rho = 3.08$ g/cm ³ 地震調査研究推進本部 (2002) ⁽⁵⁸⁾ (2005) ⁽⁵⁹⁾
せん断波速度	V_s (km/s)	3.9	地震調査研究推進本部 (2002), (2005)
破壊伝播速度	V_r (km/s)	3.0	地震調査研究推進本部 (2002), (2005)
SMGA全体	面積	S_a (km ²)	12500 $S_a = cS$, $c = 0.125$
	地震モーメント	M_{0a} (N·m)	1.00E+22 $M_{0a} = \mu D_a S_a$
	すべり量	D_a (cm)	1708.6 $D_a = 2 \times D$
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	24.6 $\Delta \sigma_a = S/S_a \times \Delta \sigma$
	短周期レベル	A_a (N·m/s ²)	2.97E+20 $A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2} = 5^{1/2} A_{a1}$
各SMGA	面積	S_{a1} (km ²)	2500 $S_{a1} = S_a/5$
	地震モーメント	M_{0a1} (N·m)	2.00E+21 $M_{0a1} = M_{0a} S_{a1}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a}/5$
	すべり量	D_{a1} (cm)	1708.6 $D_{a1} = M_{0a1} / (\mu S_{a1})$
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1}$ (MPa)	24.6 $\Delta \sigma_{a1} = \Delta \sigma_a$
	短周期レベル	A_{a1} (N·m/s ²)	1.33E+20 $A_{a1} = 4\pi r_1 \Delta \sigma_{a1} V_s^2$, $r_1 = (S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	ライズタイム	τ_{a1} (s)	8.33 $\tau_{a1} = 0.5 W_a / V_r$, W_a : SMGA幅
背景領域	面積	S_b (km ²)	87500 $S_b = S - S_a$
	地震モーメント	M_{0b} (N·m)	3.00E+22 $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	すべり量	D_b (cm)	732.2 $D_b = M_{0b} / \mu S_b$
	応力降下量	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.9 $\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
	ライズタイム	τ_b (s)	33.33 $\tau_b = 0.5 W / V_r$, W : 断層幅
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤ほか(1994)

第 5.6.16 表 茨城県南部の地震の断層パラメータ
(基本震源モデル)

項目		設定値	設定方法	
基準点 (断層北西端)	N(°)	36.242	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端	
	E(°)	140.11		
上端深さ	h(km)	36~52	フィリピン海プレートの上面位置	
気象庁マグニチュード [*]	M _j	7.3	M _j =M _w	
モーメントマグニチュード [*]	M _w	7.3	中央防災会議(2013)	
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1, Hanks and Kanamori (1979)	
走向	θ(°)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域	
傾斜角	δ(°)	90	中央防災会議(2013)	
ずれの種類	-	右横ずれ	長谷川ほか(2013)	
すべり角	λ(°)	180	長谷川ほか(2013)	
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)	
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)	
長さ	L(km)	45	L=S/W	
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ	
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²	
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003) ⁽⁶⁰⁾	
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)	
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)	
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)	
高周波減断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震	
アスぺリティ	面積	S _a (km ²)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル (参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	750	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤ほか(1994)	

第 5.6.20 表 2008 年岩手・宮城内陸地震の震源域と敷地近傍の比較

項目	比較結果	2008年岩手・宮城内陸地震の震源域	敷地近傍
地質	△	<ul style="list-style-type: none"> 震源域近傍には、主に中新統から鮮新統の堆積岩・火山岩等、第四系の火山岩類が分布する。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 震源域近傍には、中新世以降に形成された褶曲構造が認められる。 カルデラが密集することから、地質構造が複雑である。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍に広く分布する鮮新統～下部更新統(久米層)及びこれを不整合に覆う上部更新統はほぼ水平に分布している。 敷地近傍にカルデラは分布しない。
変動地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 震源域は山間部に位置し、近傍に河成段丘が一部分布するのみであり、指標となる地形が少ない。 大規模地すべりを含めた地すべりが密集している。 田力ほか(2009)⁽⁶¹⁾によると、爪木立付近には短いながら明瞭な断層変位地形があり、低位段丘礫層堆積期以降に複数回、比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。 	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 陸域には後期更新世以降に形成された段丘面が広く分布している。 地すべりが認められない。 海域には堆積層からなる鮮新統及び下部更新統が水平に広く分布している。 変動地形学的調査の結果、敷地近傍陸域に変動地形は認められない。
火山	×	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントに近接する。 	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントの遠方に位置する。
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 東北日本弧内帯(8C)(垣見ほか(2003)) 	<ul style="list-style-type: none"> 東北日本弧外帯(8B)(垣見ほか(2003))
応力場	×	<ul style="list-style-type: none"> 防災科学技術研究所(2013)⁽⁶²⁾において、ひずみ集中帯と指摘されている。 東西圧縮の逆断層型が卓越 	<ul style="list-style-type: none"> ひずみ集中帯と指摘している文献はない。 敷地周辺の茨城県北部では南西-北東引張の正断層型が卓越

【凡例】 ○：類似性あり、△：類似性低い～一部あり、×：類似性なし

第 5.6.21 表 2000 年鳥取県西部地震の震源域と敷地近傍の比較

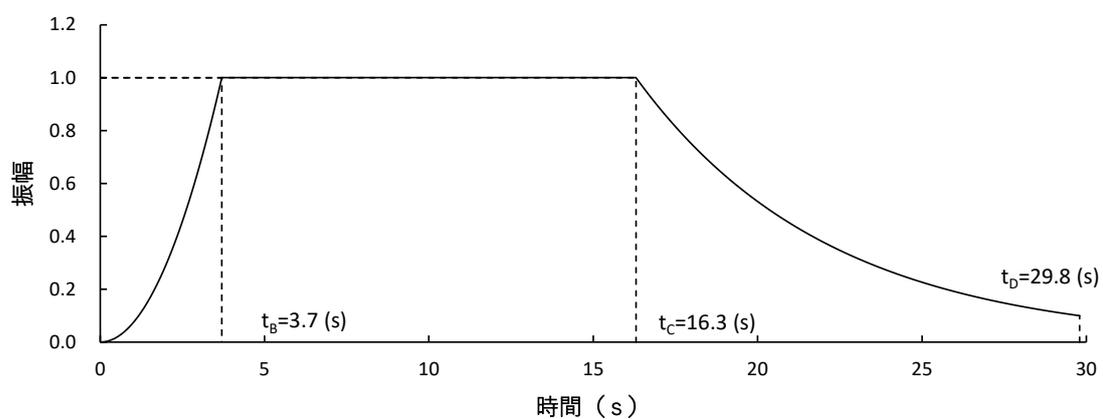
項目	比較結果	2000年鳥取県西部地震の震源域	敷地近傍
地質	×	・ 震源域近傍には、主に白亜系～古第三系の花崗岩及び中新統の安山岩～玄武岩の岩脈が分布する。	・ 敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
地質構造	×	・ 第四紀中期以降に新たに断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。	・ 敷地近傍に広く分布する鮮新統～下部更新統(久米層)及びこれを不整合に覆う上部更新統はほぼ水平に分布している。
変動地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 下記の観点より、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域である。 - 岡田(2002)⁽⁶³⁾によると、震源域近傍の活断層の特徴として、第四紀中期以降に新たな断層面を形成して断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。 ・ 震源域に震源断層の方向とほぼ一致する短く断続するリニアメント群が判読されるとともにリニアメント沿いで水平に近い条線をもつ断層露頭が多く確認され、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈して地下では1本の断層に収斂すると推測されている。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 下記の観点より、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。 - 陸域には後期更新世以降に形成された段丘面が広く分布している。 - 地すべりが認められない。 - 海域には堆積層からなる鮮新統及び下部更新統が水平に広く分布している。 ・ 変動地形学的調査の結果、敷地近傍陸域に変動地形は認められない。
火山	×	・ 火山フロントに近接する。	・ 火山フロントの遠方に位置する。
地震地体構造	×	・ 中国山地・瀬戸内海(10C5)(垣見ほか(2003))	・ 東北日本弧外帯(8B)(垣見ほか(2003))
応力場	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 西村(2014)⁽⁶⁴⁾において、ひずみ集中帯と指摘されている。 ・ 東西圧縮の横ずれ断層型が卓越 	<ul style="list-style-type: none"> ・ ひずみ集中帯と指摘している文献はない。 ・ 敷地周辺の茨城県北部では南西-北東引張の正断層型が卓越

【凡例】 ○：類似性あり、△：類似性低い～一部あり、×：類似性なし

第 5.6.22 表 標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の

振幅包絡線の経時的変化

種別	継続時間 (s)	振幅包絡線の経時的変化 (s)		
		t_B	t_C	t_D
水平成分	29.8	3.7	16.3	29.8
鉛直成分	29.8	3.7	16.3	29.8



M=7.0、 $X_{eq}=10\text{km}$ として評価

$$t_B = 10^{0.5M-2.93}$$

$$t_C - t_B = 10^{0.3M-1.0}$$

$$t_D - t_C = 10^{0.17M+0.54\log X_{eq}-0.6}$$

$$E(t) = \begin{cases} (t/t_B)^2 & 0 \leq t \leq t_B \\ 1 & t_B \leq t \leq t_C \\ \exp[(\ln 0.1)(t-t_C)/(t_D-t_C)] & t_C \leq t \leq t_D \end{cases}$$

第 5.6.23 表 標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の
作成結果

位相	標準応答 スペクトル	作成条件	作成結果			
		応答 スペクトル	最大 加速度 (cm/s^2)	継続 時間等	応答スペクトル比 R(T)	SI 比
乱数位相 による検討	水平成分	第 5.6.28 図	600	第 5.6.30 図(1)	第 5.6.31 図(1)	1.0 以上
	鉛直成分	第 5.6.28 図	400	第 5.6.30 図(1)	第 5.6.31 図(1)	1.0 以上
実位相 による検討	水平成分	第 5.6.28 図	524	第 5.6.30 図(2)	第 5.6.31 図(2)	1.0 以上
	鉛直成分	第 5.6.28 図	350	第 5.6.30 図(2)	第 5.6.31 図(2)	1.0 以上

第 5.6.26 表 設計用応答スペクトルに適合する
模擬地震波の作成結果

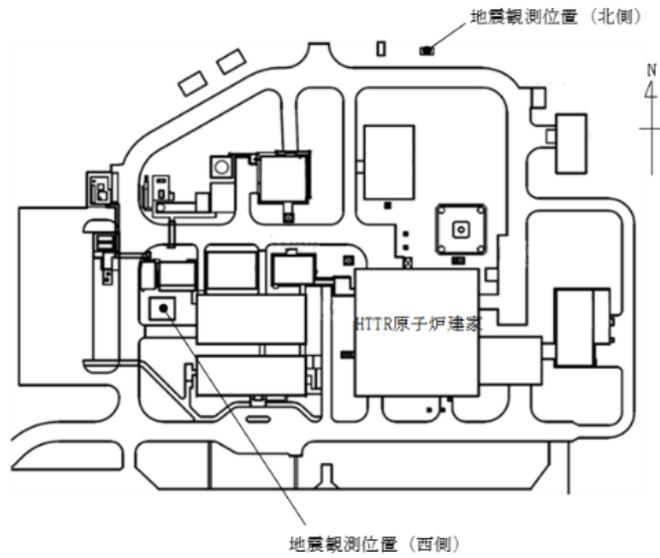
種別	作成条件	作成結果			
	応答スペクトル	最大加速度 (cm/s^2)	継続時間等	応答スペクトル比	SI 比
S _S -D _H	第 5.6.35 図 (1)	700	第 5.6.41 図	第 5.6.40 図	1.0 以上
S _S -D _V	第 5.6.35 図 (2)	500	第 5.6.41 図	第 5.6.40 図	1.0 以上

第 5.6.27 表 基準地震動 Ss の最大加速度

基準地震動		最大加速度 (cm/s ²)		
		NS成分	EW成分	UD成分
Ss-D	応答スペクトル手法による基準地震動	700		500
Ss-1	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)	973	711	474
Ss-2	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)	835	761	436
Ss-3	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)	948	850	543
Ss-4	F3断層～F4断層による地震 (断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)	740	630	405
Ss-5	2011年東北地方太平洋沖型地震 (SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)	670	513	402
Ss-6	標準応答スペクトルを考慮した地震動	827		591

(28) 「5.地震」のうち、「5-I地震 (HTTR)」の第5.5.1図、第5.5.3図、第5.5.4図(1)～第5.5.4図(3)について「T.P.」を追記する。また、第5.6.1図(2)の記述を適正化するとともに、第5.6.5図及び第5.6.23図については文献番号を変更し、規則改定に伴う対応として第5.6.28図(1)及び第5.6.28図(2)を削除し、第5.6.29図の図番号を繰り上げ、第5.6.28図とし、第5.6.29図を新たに追加する。第5.6.30図及び第5.6.31図について、実位相による検討と乱数位相による検討として記述するため、第5.6.30図(1)、第5.6.30図(2)、第5.6.31図(1)及び第5.6.31図(2)に変更し、第5.6.32図(1)、第5.6.32図(2)、第5.6.33図(1)及び第5.6.33図(2)を新たに追加する。図の追加に伴い、第5.6.32図(1)～第5.6.40図(5)の図番を繰り下げ第5.6.34図(1)～第5.6.42図(5)に変更するとともに、図番変更後の第5.6.34図(1)、第5.6.34図(2)、第5.6.38図(1)、第5.6.38図(2)、第5.6.39図(1)、第5.6.39図(2)及び第5.6.39図(3)の記載を適正化する。また、第5.6.40図(6)については、図番を第5.6.43図に変更後、記載を適正化し、第5.7.2図(1)及び第5.7.2図(2)についてはSs-6の記載を変更する。

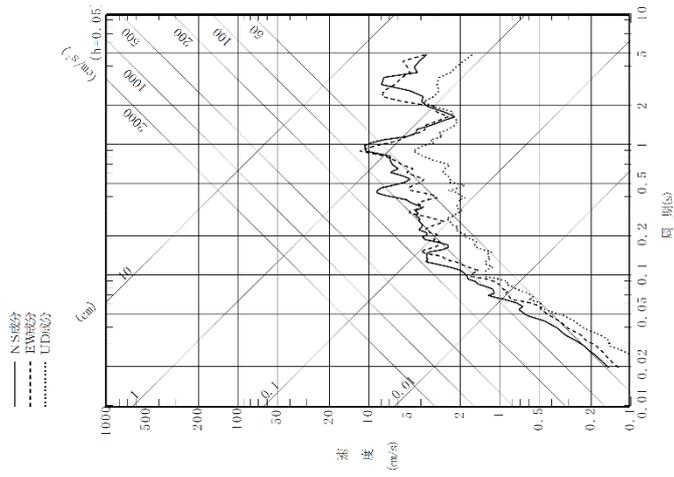
変更後の第5.5.1図～第5.7.2図(2)を以下に示す(変更なしの図、図番号のみ変更する図を除く)。



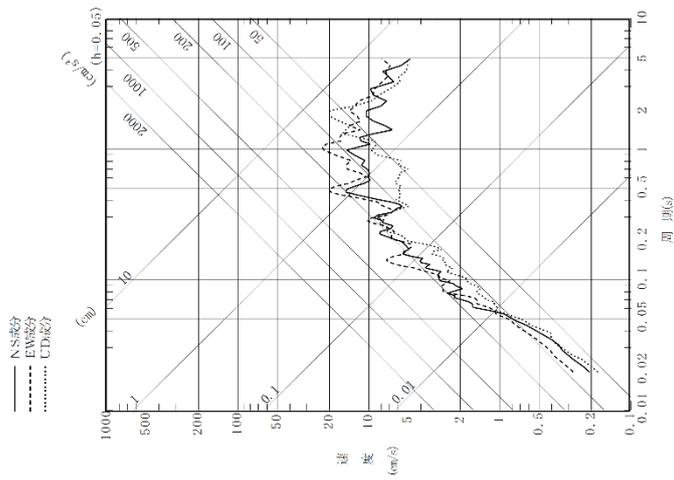
T. P.	G. L.	地震観測位置		
		西側※1	北側※2	
37.1m	0m			地表面
36.1m	-1m	○		
7.1m	-30m		○	
5.1m	-32m	○		
-57.9m	-95m	○		
-135.4m	-172.5m			解放基盤 表面
-136.9m	-174m	○		
-212.9m	-250m		○	

※1 観測期間 1987年～
 ※2 観測期間 1998年～

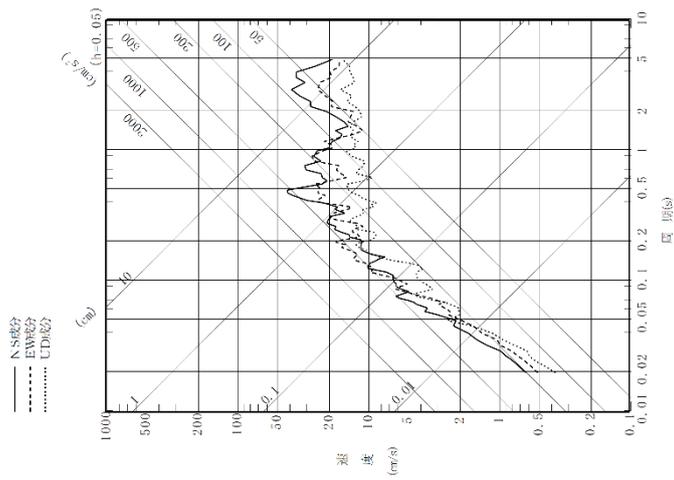
第 5.5.1 図 敷地における地震観測位置



(2011年4月11日福島県浜通りの地震)



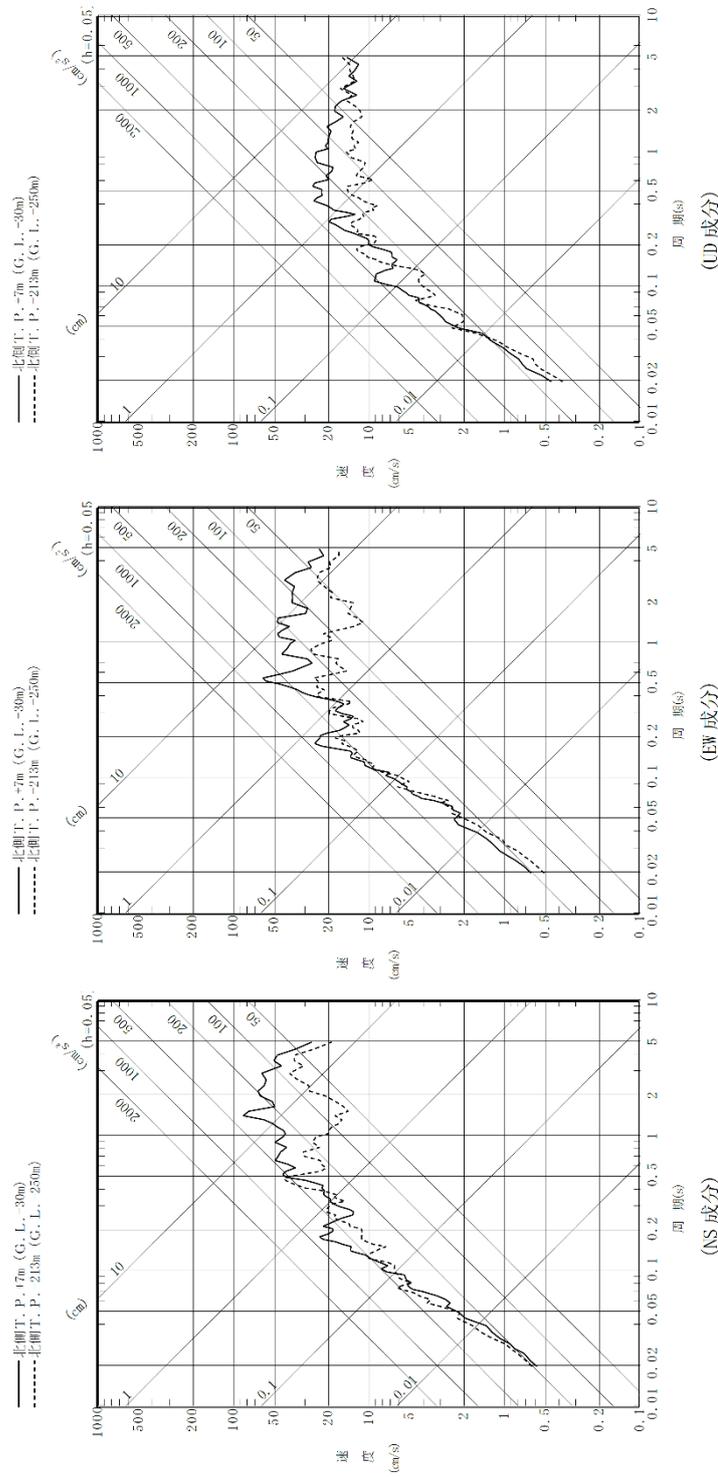
(2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の余震)



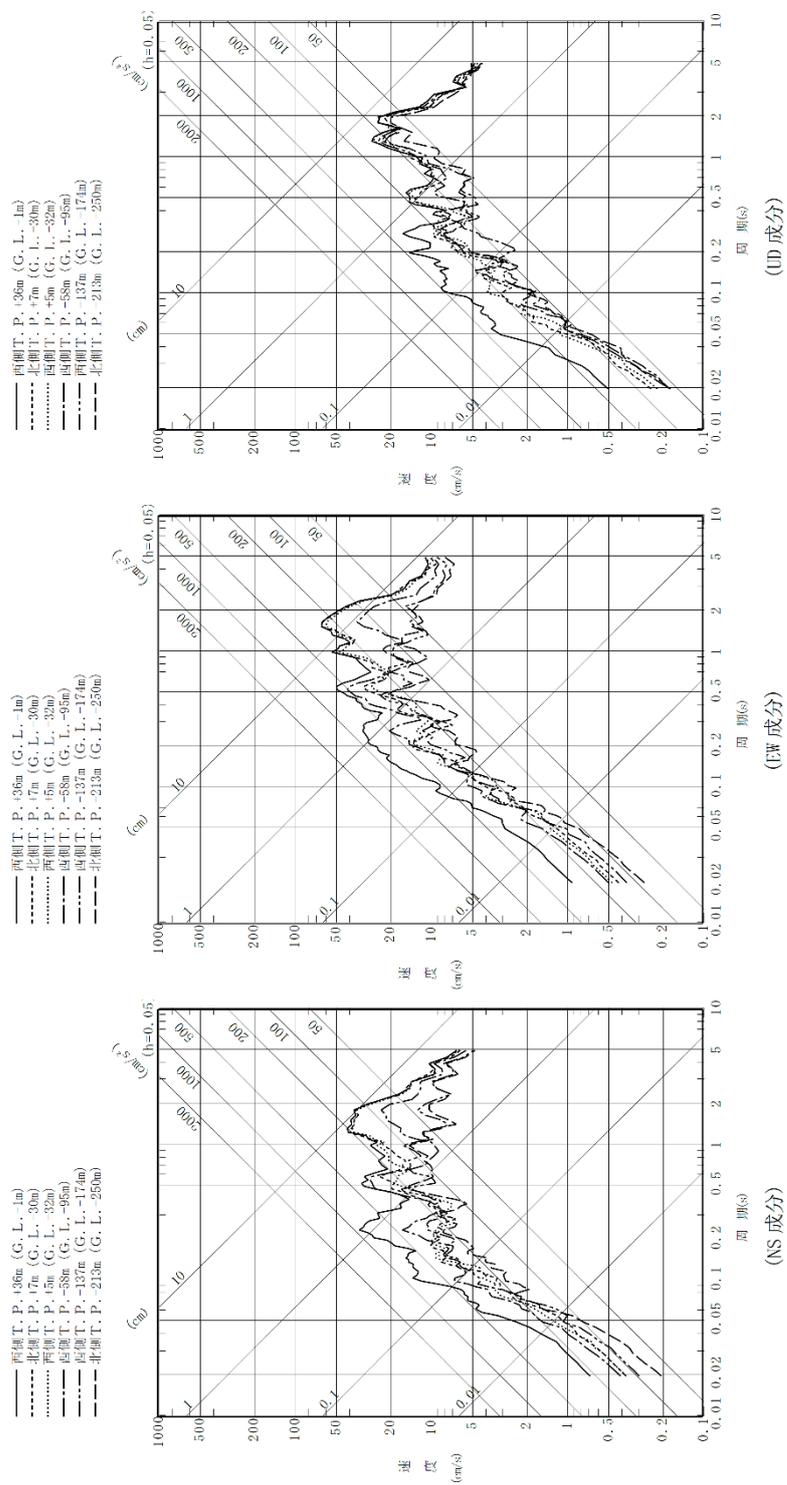
(2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の本震)

第5.5.3 図 観測記録の応答スペクトル

(地中最深部(T.P.-213m (G.L.-250m)))

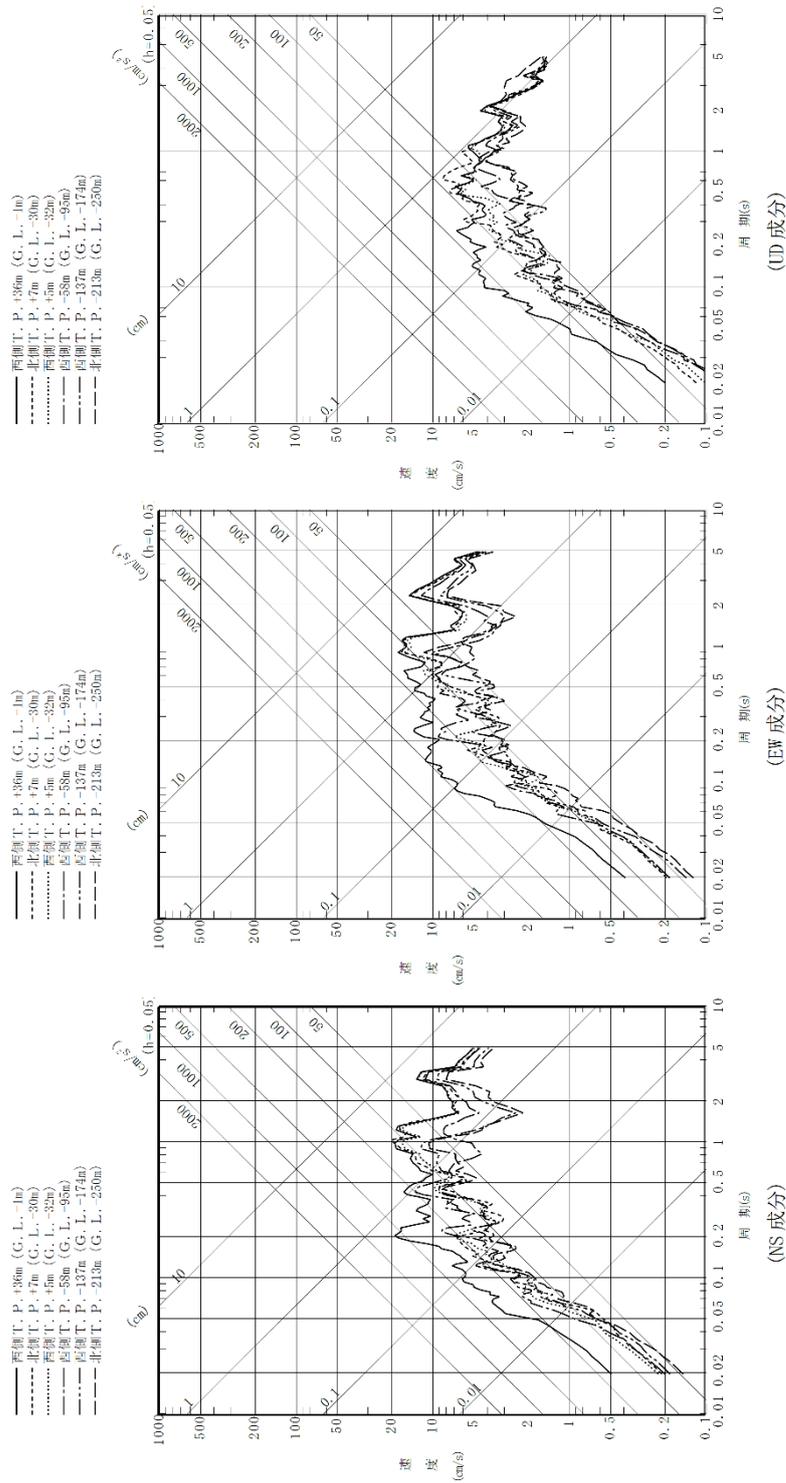


第 5.5.4 図(1) 観測記録の応答スペクトル
(各深度、2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の本震)

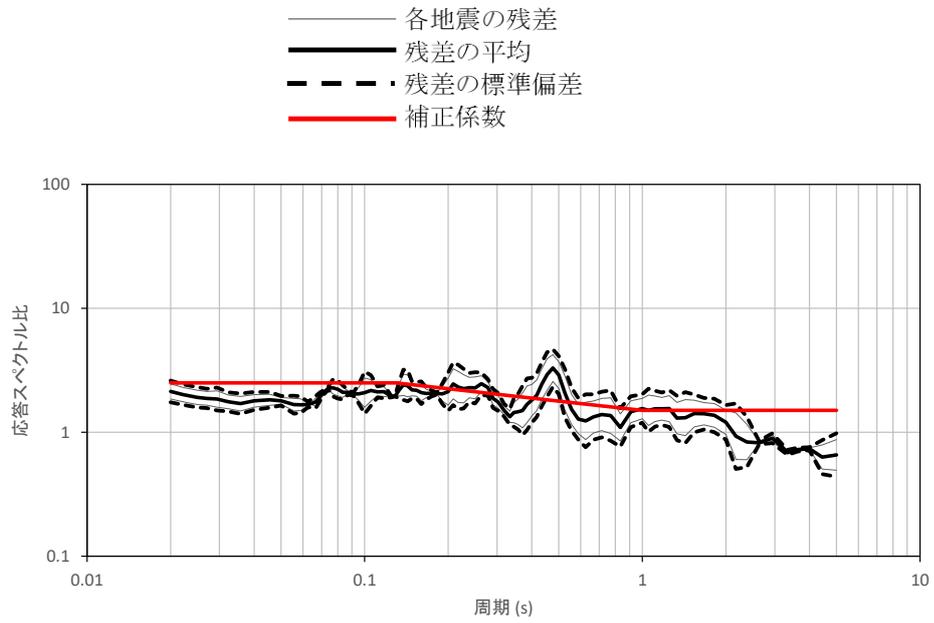


第 5.5.4 図(2) 観測記録の応答スペクトル

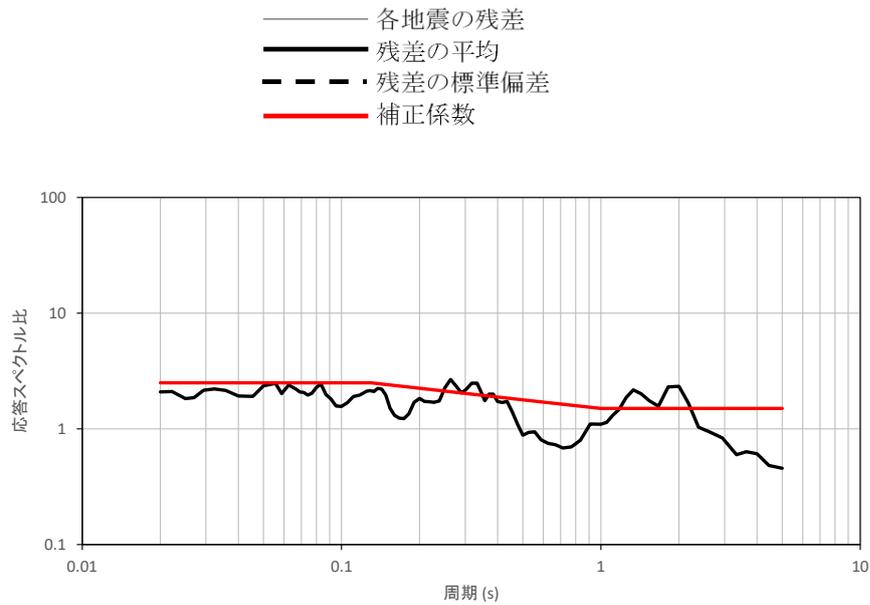
(各深度、2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の余震)



第 5.5.4 図(3) 観測記録の応答スペクトル
(各深度、2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震)



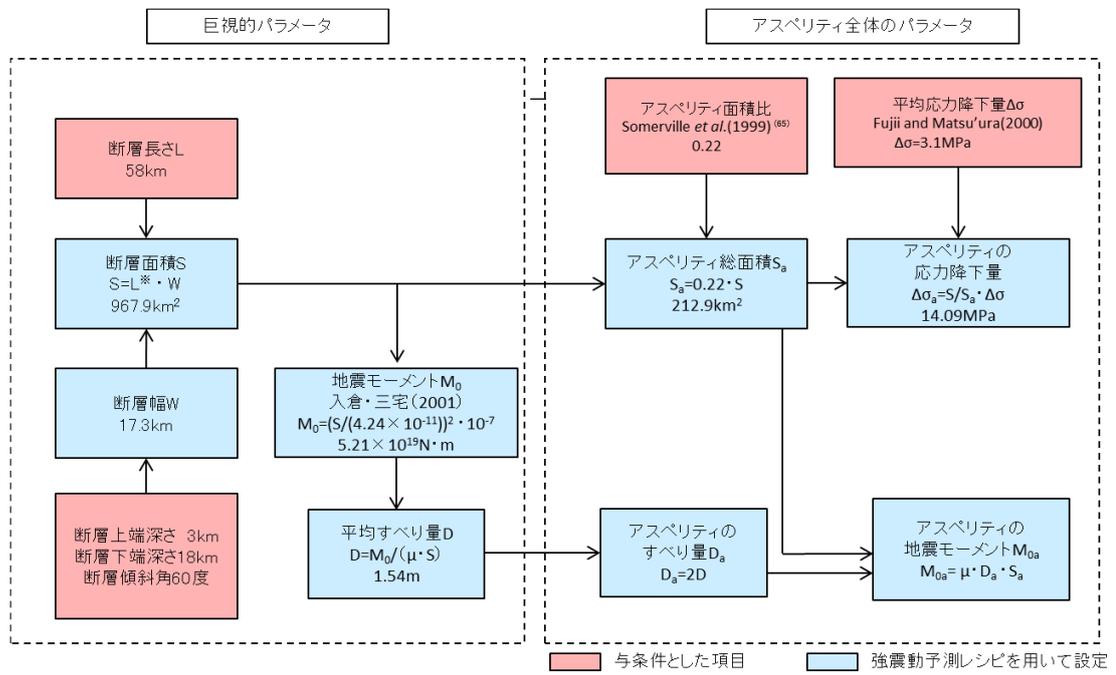
(水平成分)



(鉛直成分)

※使用しているデータが1つであるため、各地震の残差及び残差の標準偏差は表示されない。

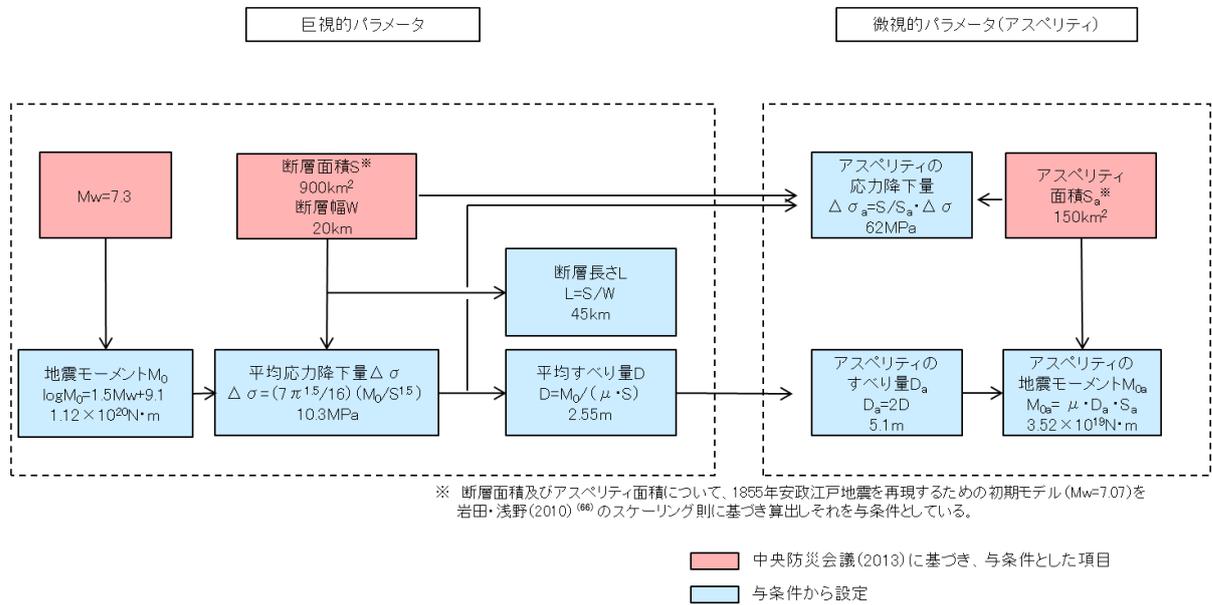
第 5.6.1 図(2) 解放基盤波と Noda et al. (2002) の方法による応答スペクトルの比
 (鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震)



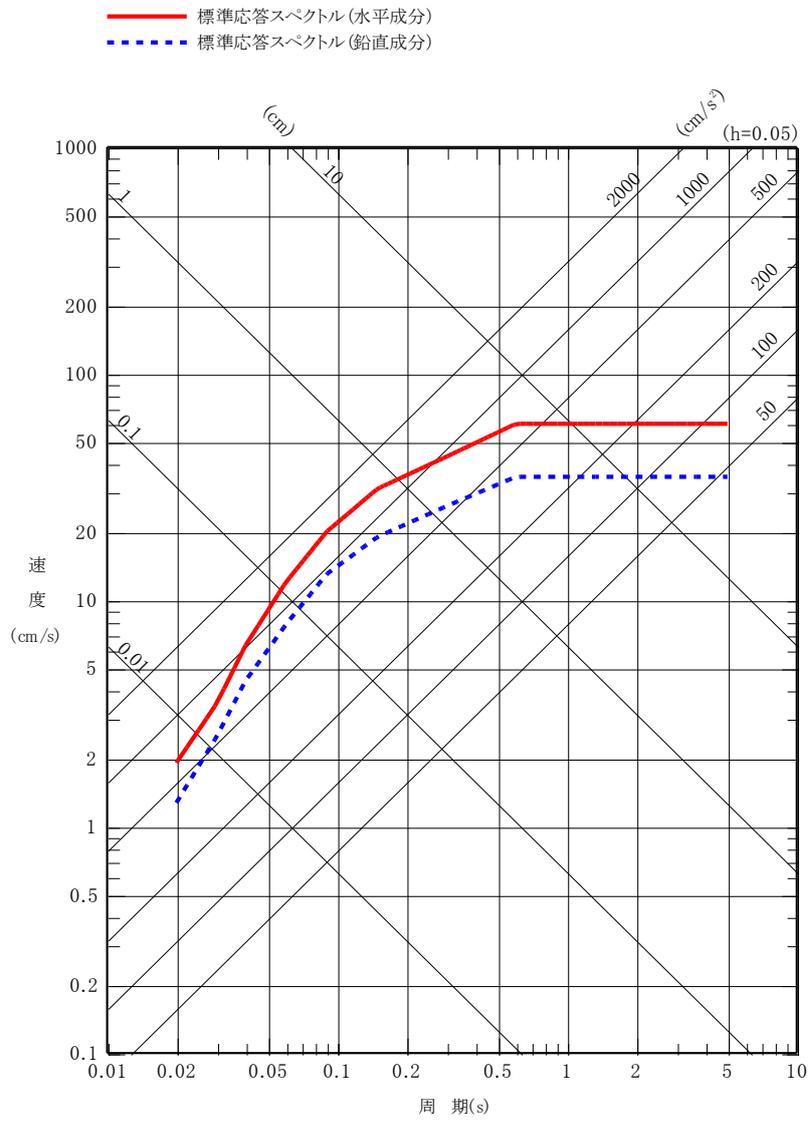
※ 断層形状を台形でモデル化しているため、断層面積を計算する際の断層長さは上辺と下辺の平均値である56.0kmとする。

第 5.6.5 図 断層パラメータの設定フロー

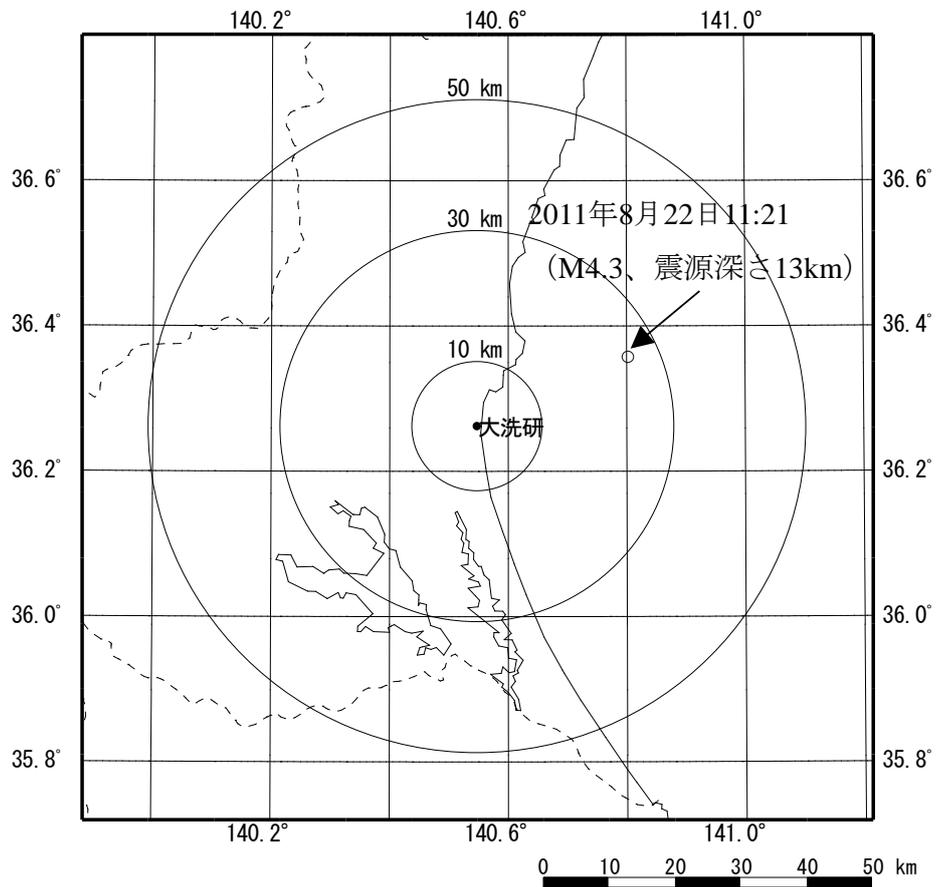
(F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震、基本震源モデル)



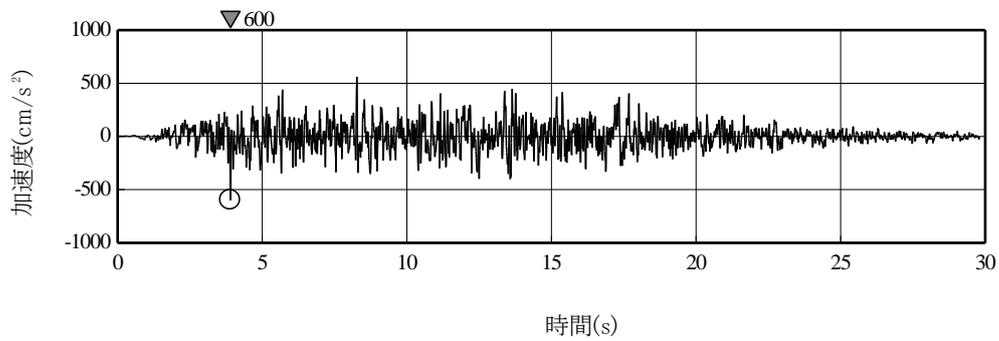
第 5.6.23 図 断層パラメータの設定フロー
(茨城県南部の地震、基本震源モデル)



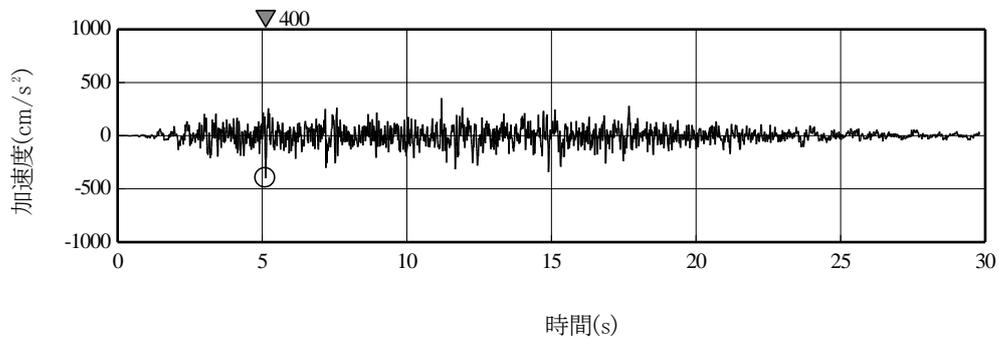
第 5.6.28 図 標準応答スペクトル



第 5.6.29 図 実位相による検討に用いる地震の震央位置

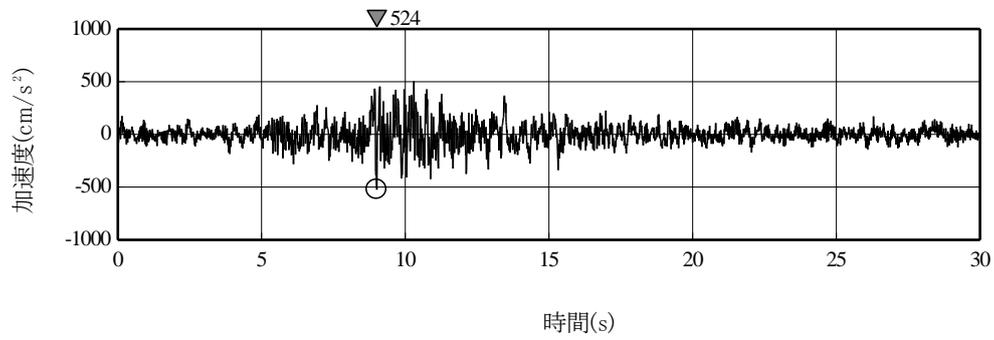


水平成分

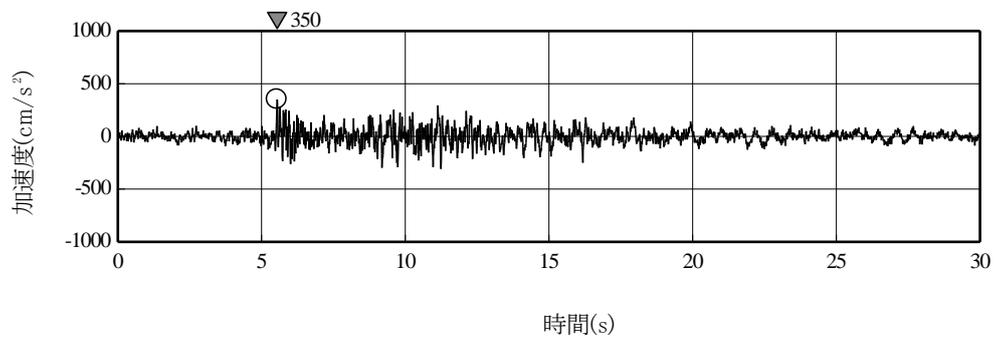


鉛直成分

第 5.6.30 図(1) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する
 模擬地震波の時刻歴波形
 (乱数位相による検討)

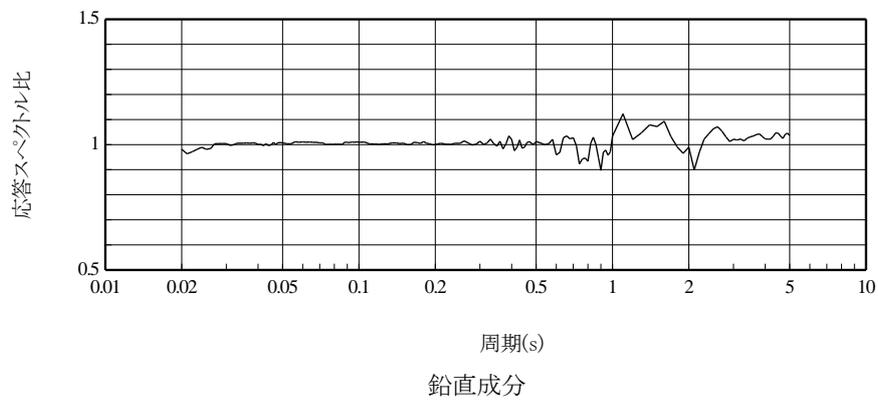
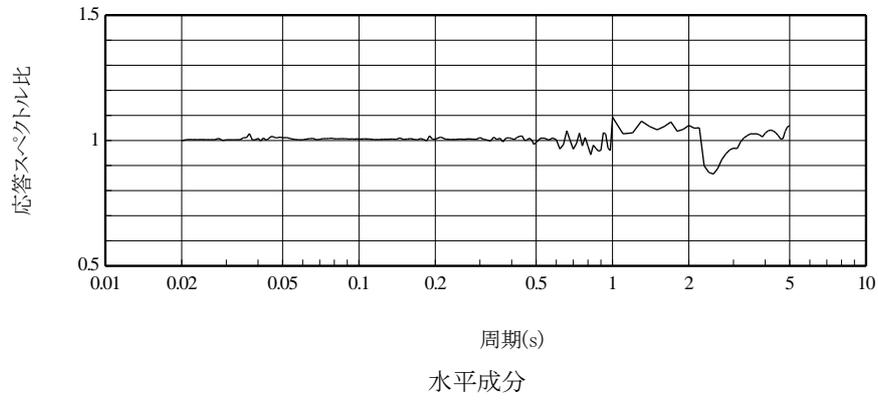


水平成分

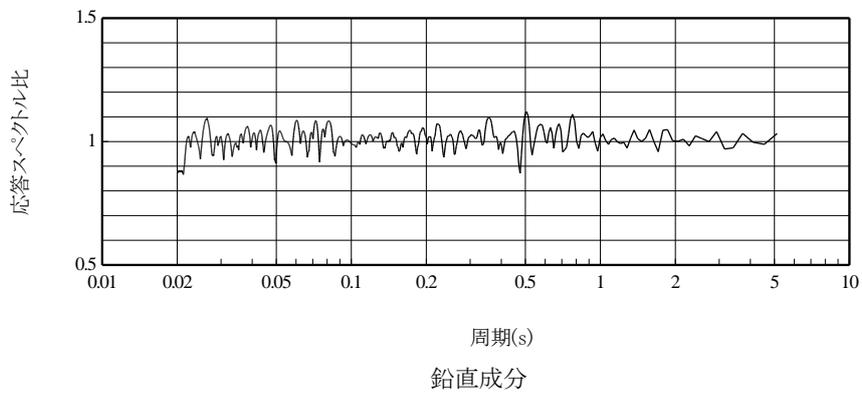
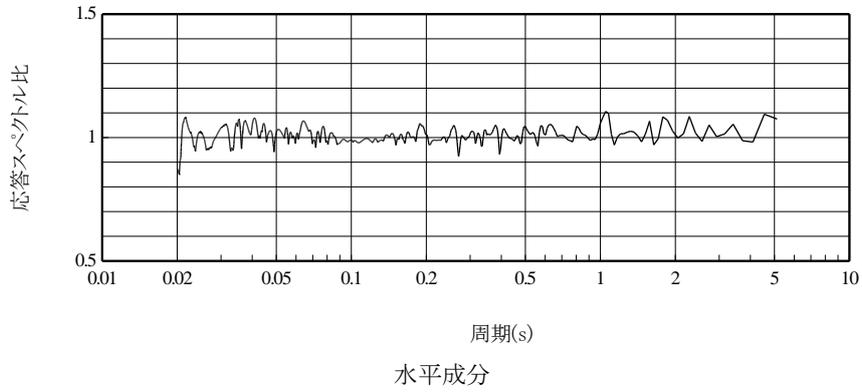


鉛直成分

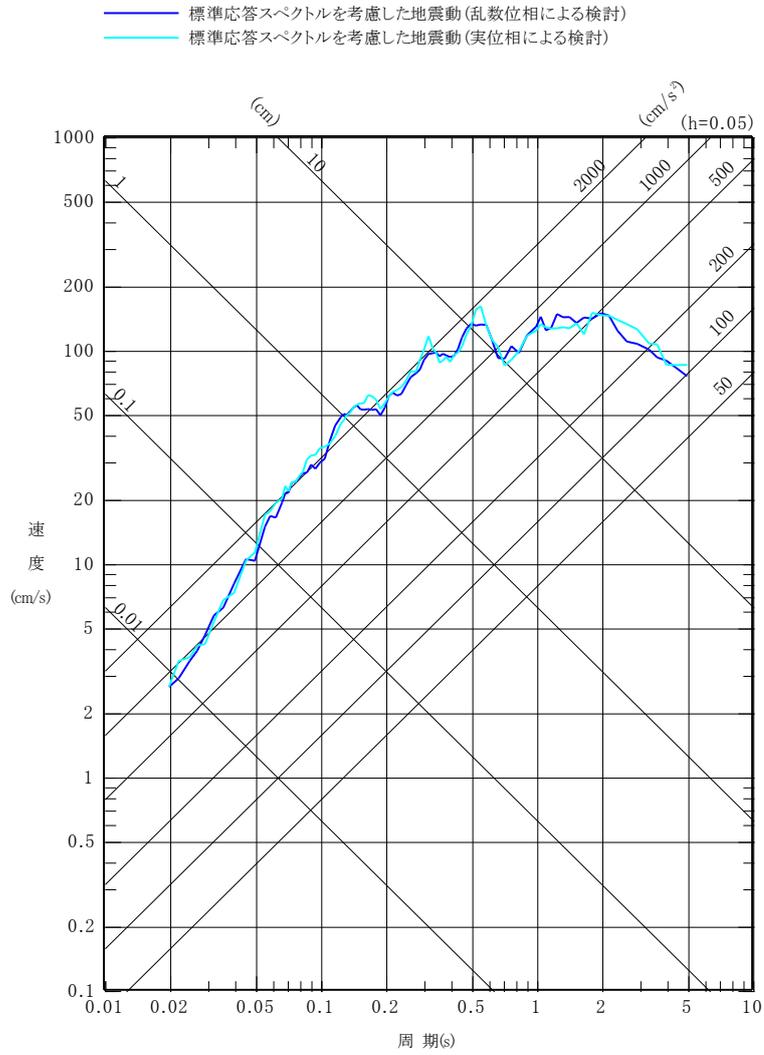
第 5.6.30 図(2) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する
 模擬地震波の時刻歴波形
 (実位相による検討)



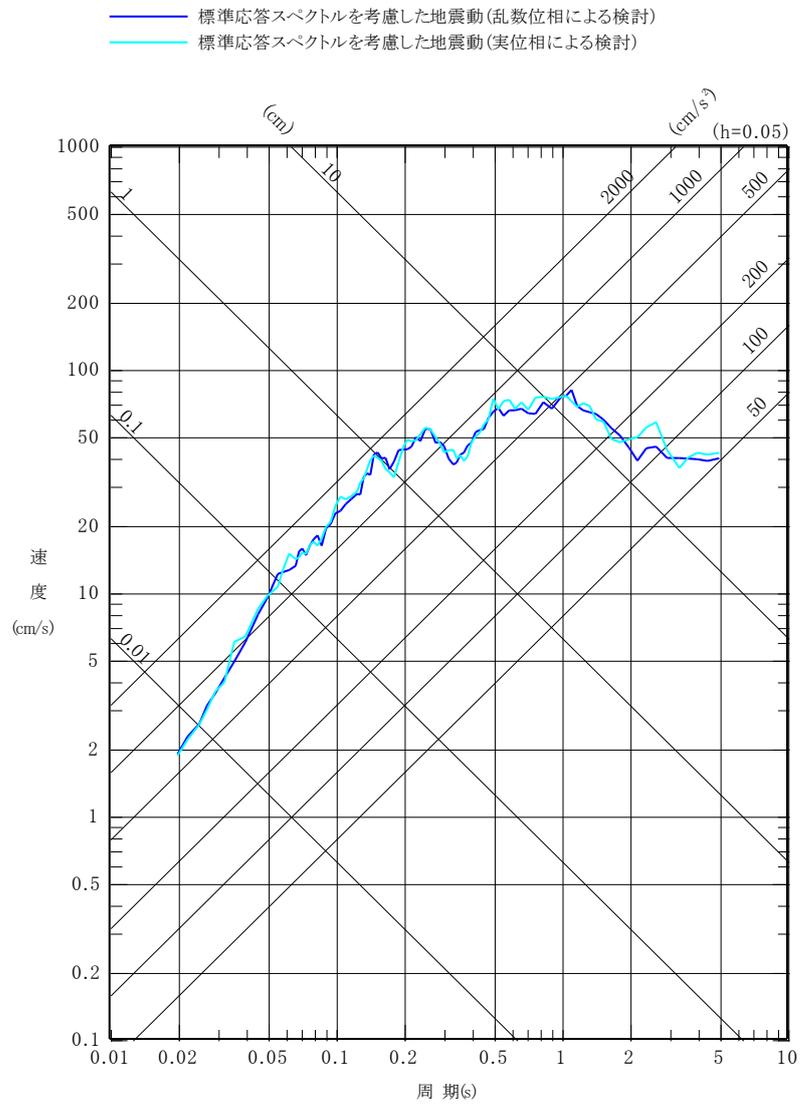
第 5.6.31 図(1) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに対する
 模擬地震波の応答スペクトル比
 (乱数位相による検討)



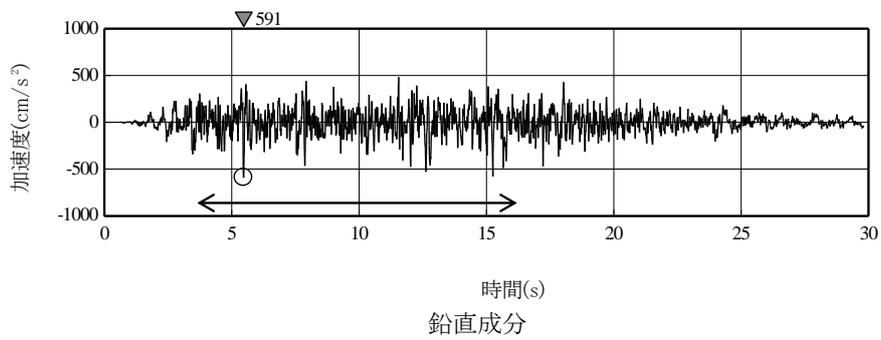
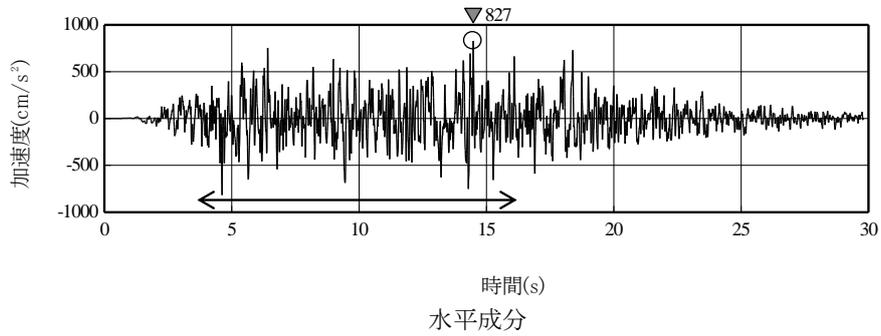
第 5.6.31 図(2) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに対する
 模擬地震波の応答スペクトル比
 (実位相による検討)



第 5.6.32 図(1) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した
地震動の応答スペクトル
(水平成分)

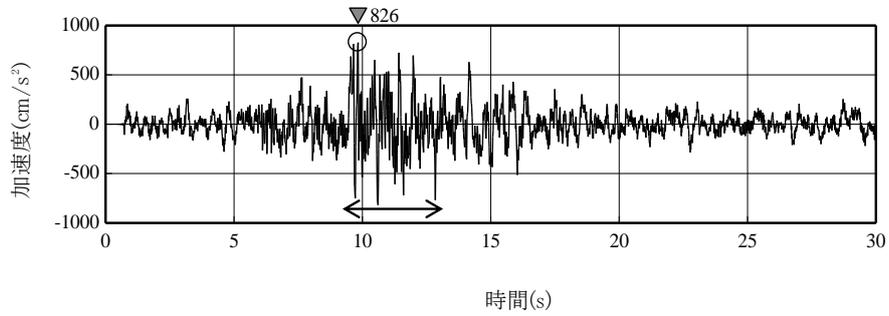


第 5.6.32 図(2) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した
 地震動の応答スペクトル
 (鉛直成分)

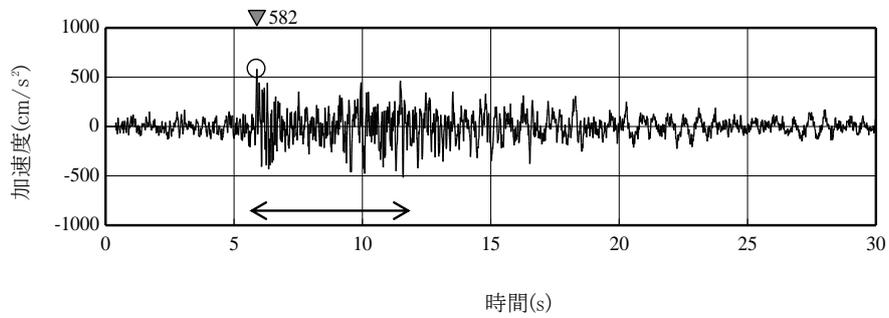


↔ 強震動部

第 5.6.33 図(1) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した
地震動の時刻歴波形
(乱数位相による検討)



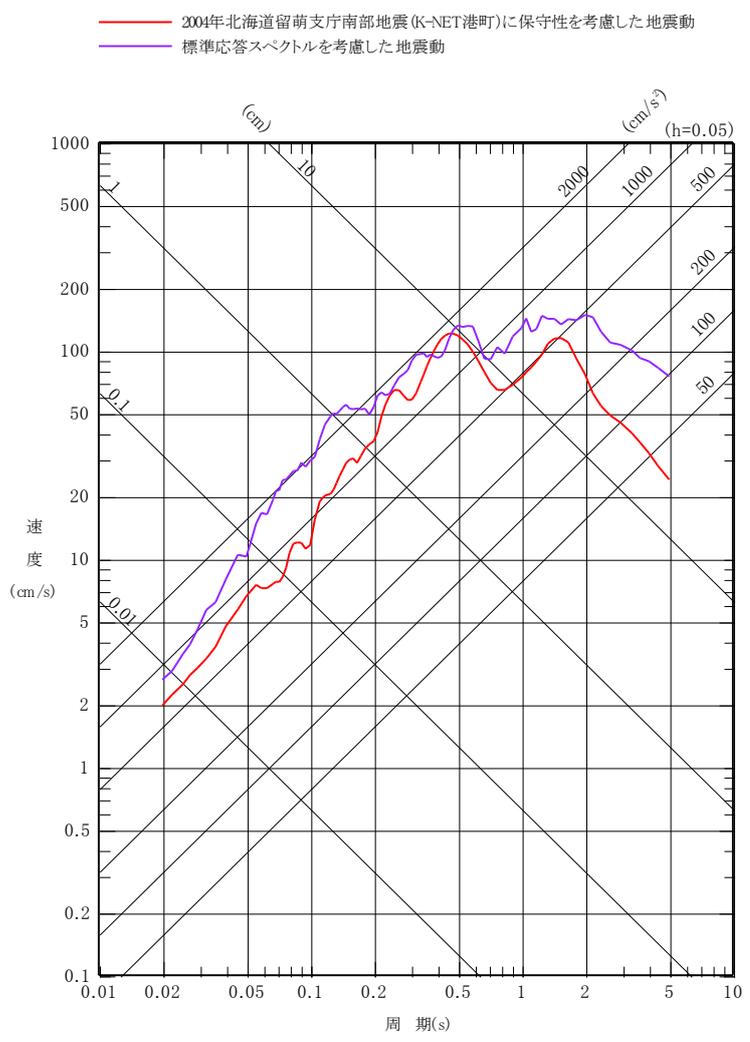
水平成分



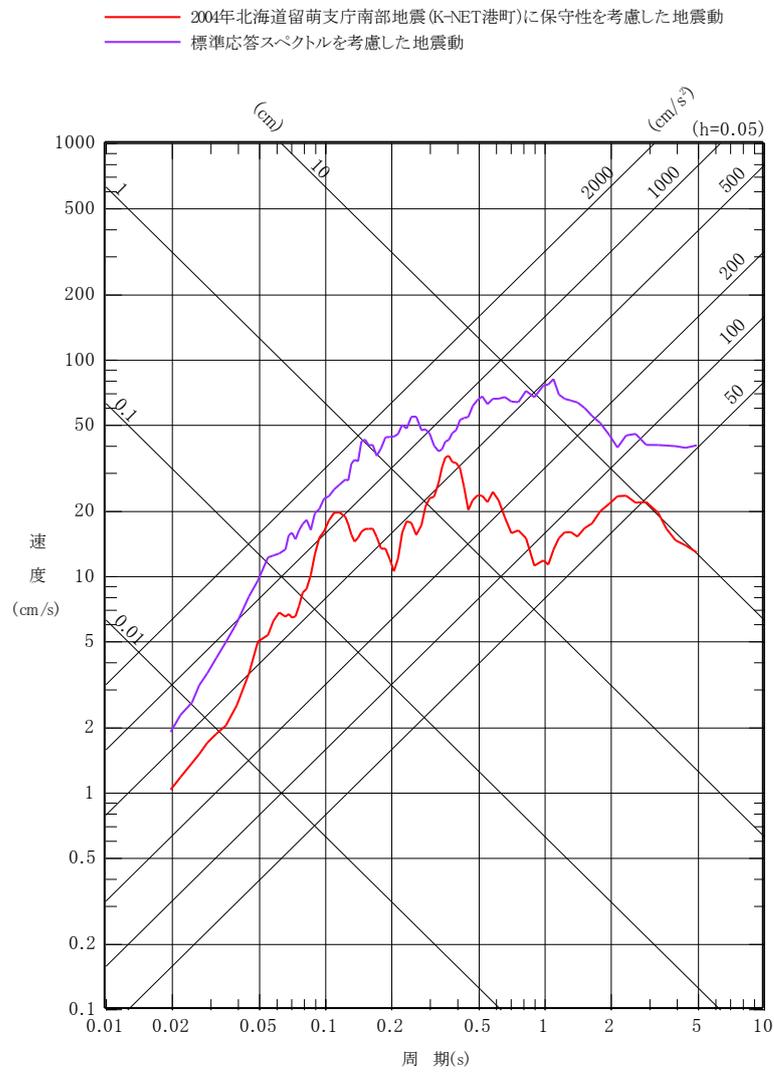
鉛直成分

←→ 強震動部

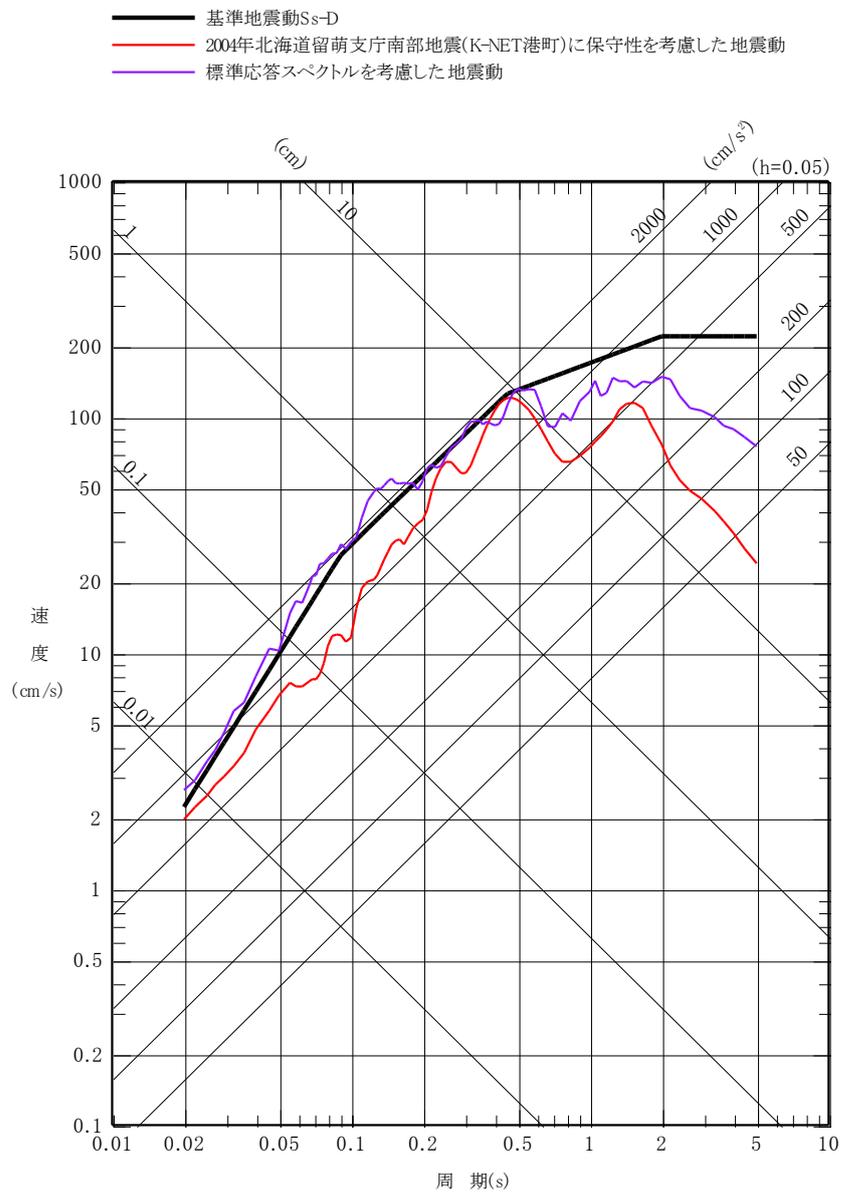
第 5.6.33 図(2) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した
地震動の時刻歴波形
(実位相による検討)



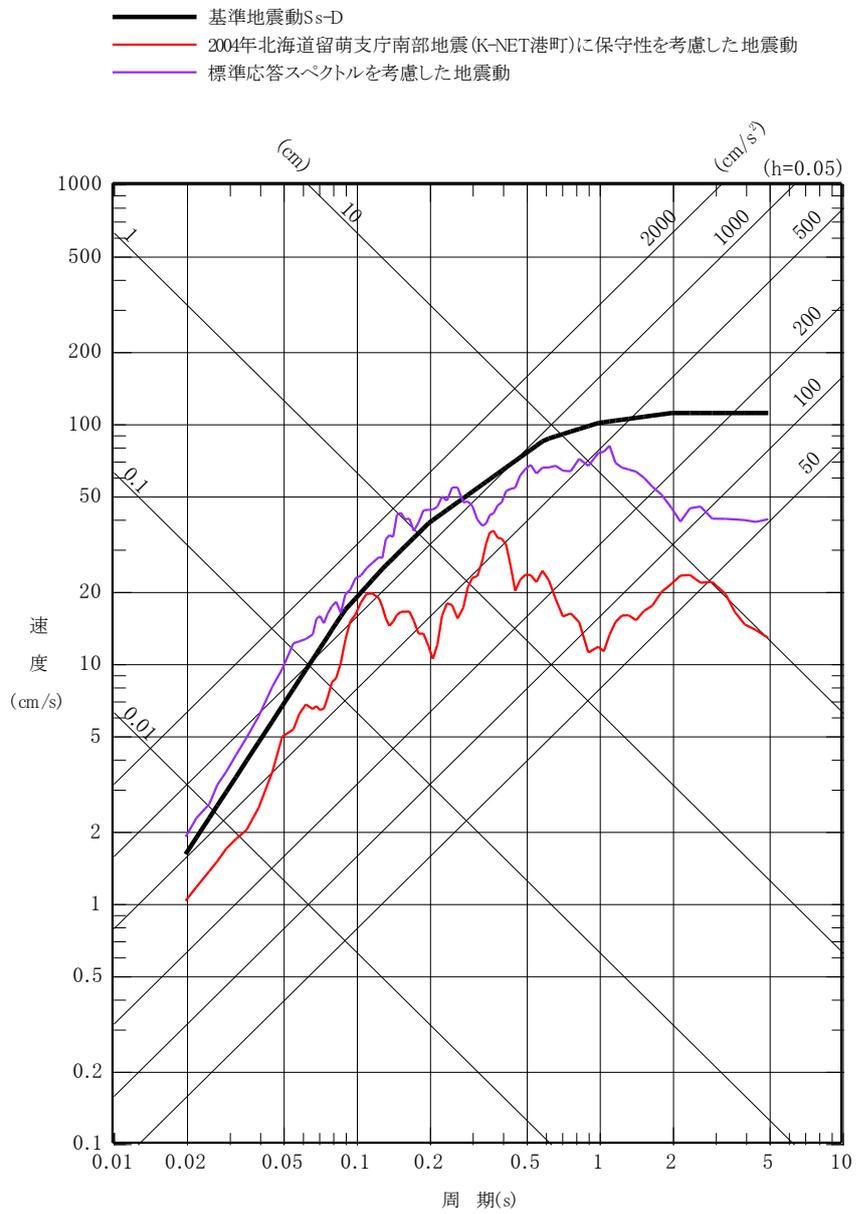
第 5.6.34 図(1) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル
 (水平成分)



第 5.6.34 図(2) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル
 (鉛直成分)

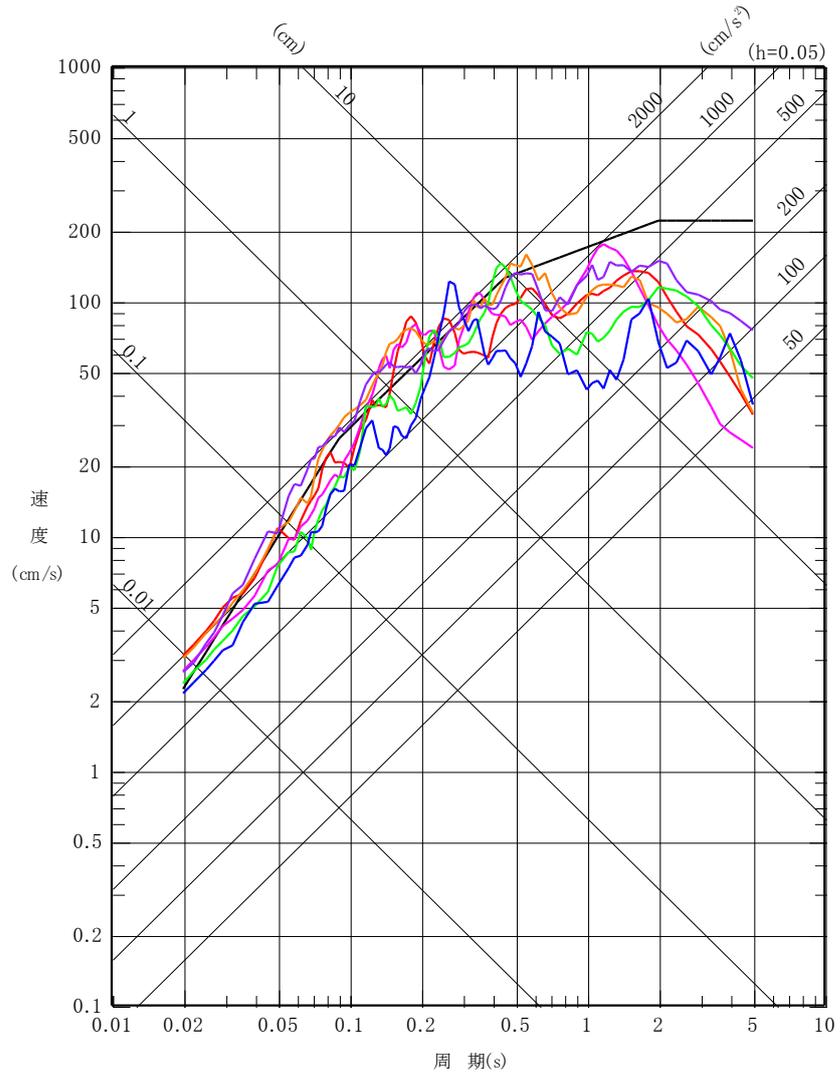


第 5.6.38 図(1) 基準地震動 Ss-D と震源を特定せず策定する地震動の比較
 (水平成分)

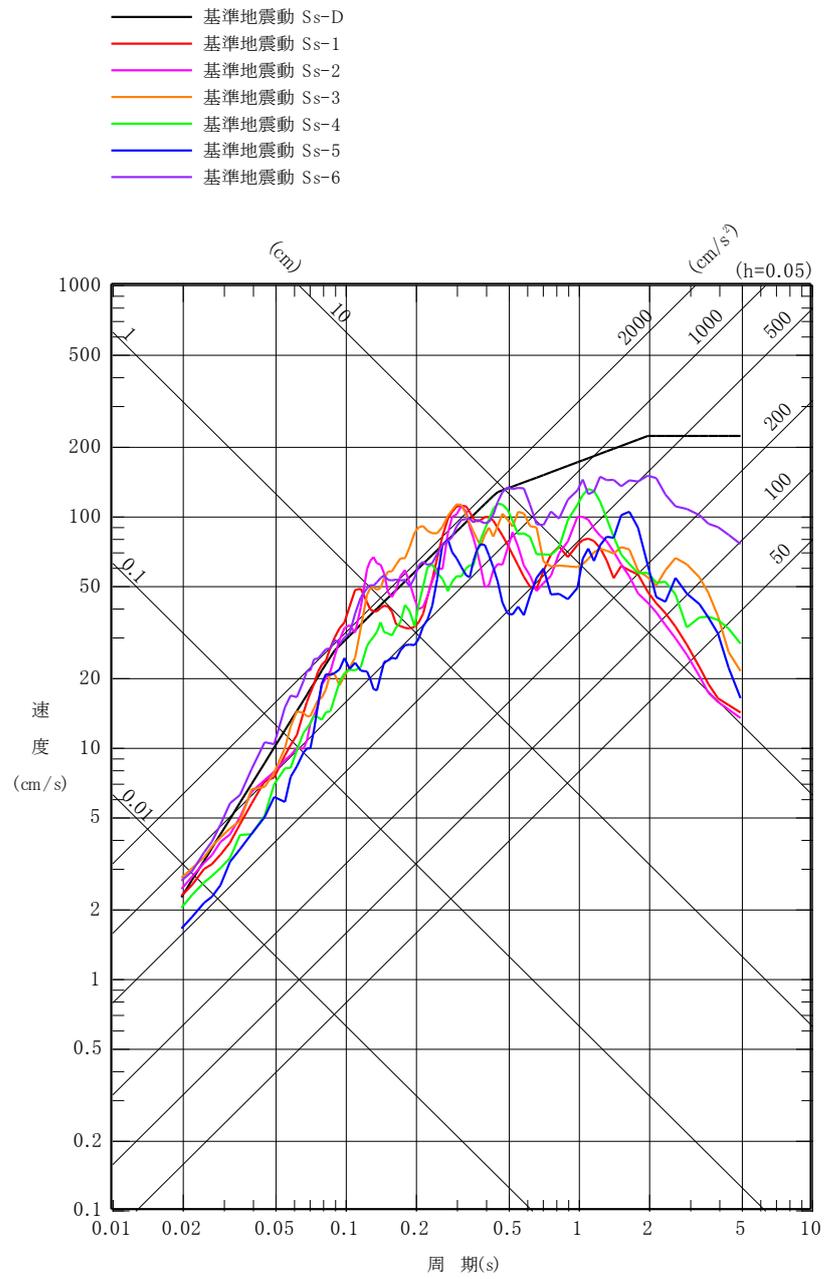


第 5.6.38 図(2) 基準地震動 Ss-D と震源を特定せず策定する地震動の比較
(鉛直成分)

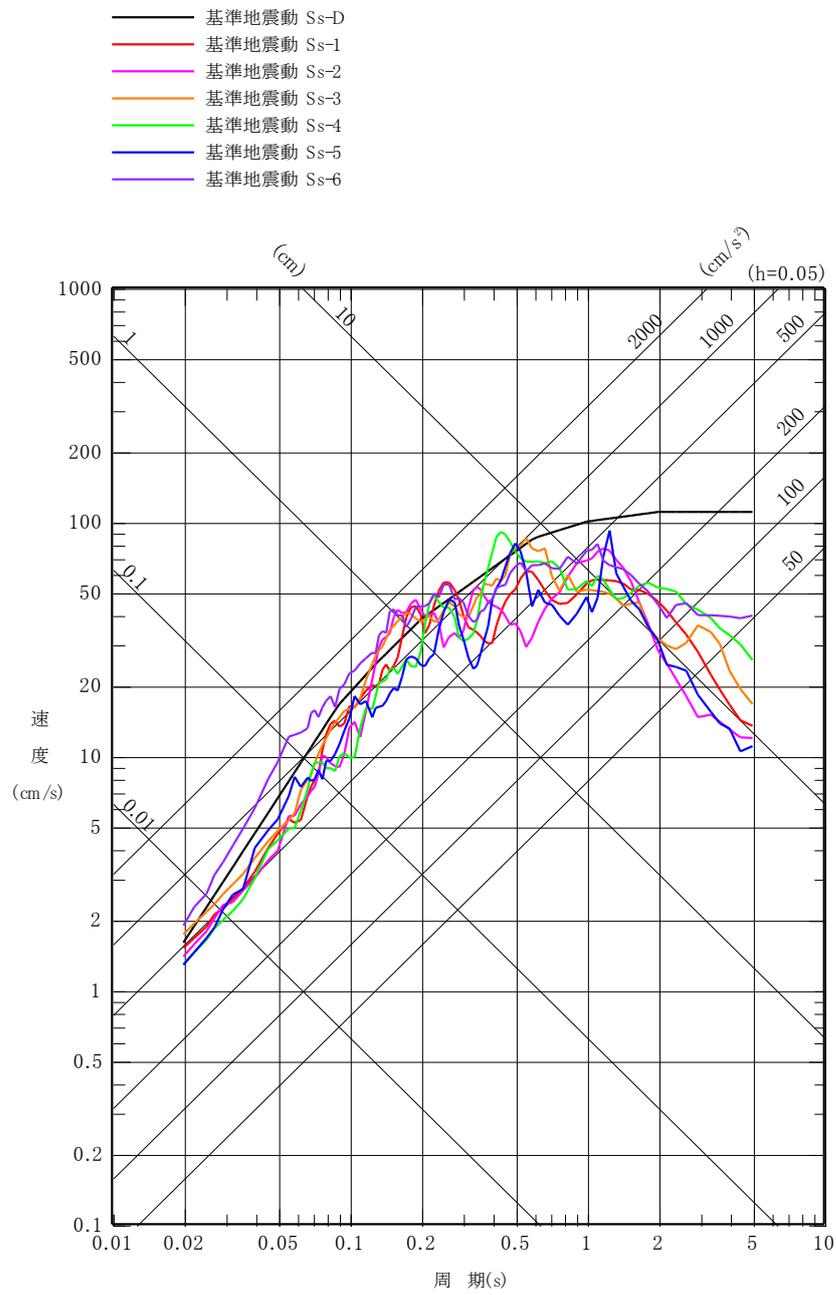
- 基準地震動 Ss-D
- 基準地震動 Ss-1
- 基準地震動 Ss-2
- 基準地震動 Ss-3
- 基準地震動 Ss-4
- 基準地震動 Ss-5
- 基準地震動 Ss-6



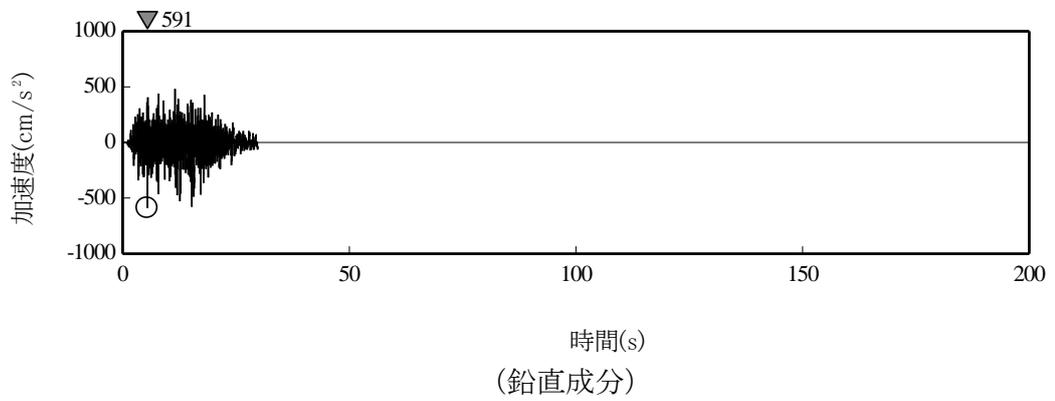
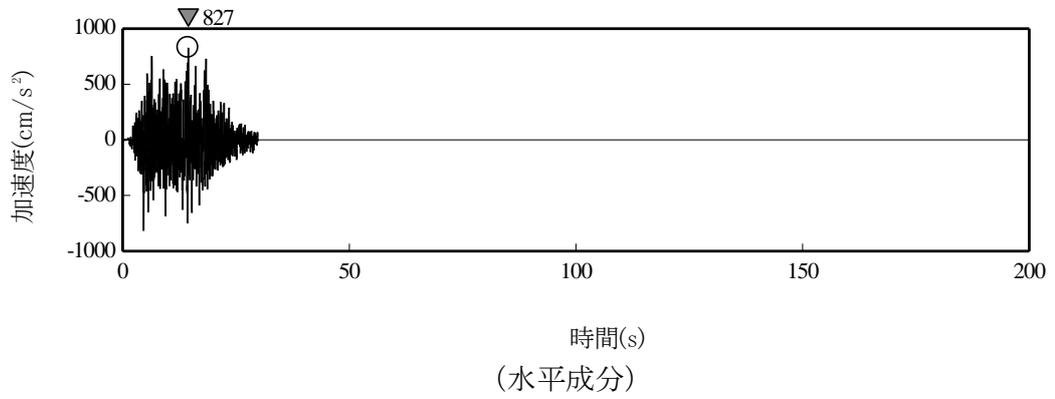
第 5.6.39 図(1) 基準地震動 Ss の応答スペクトル
(NS 成分)



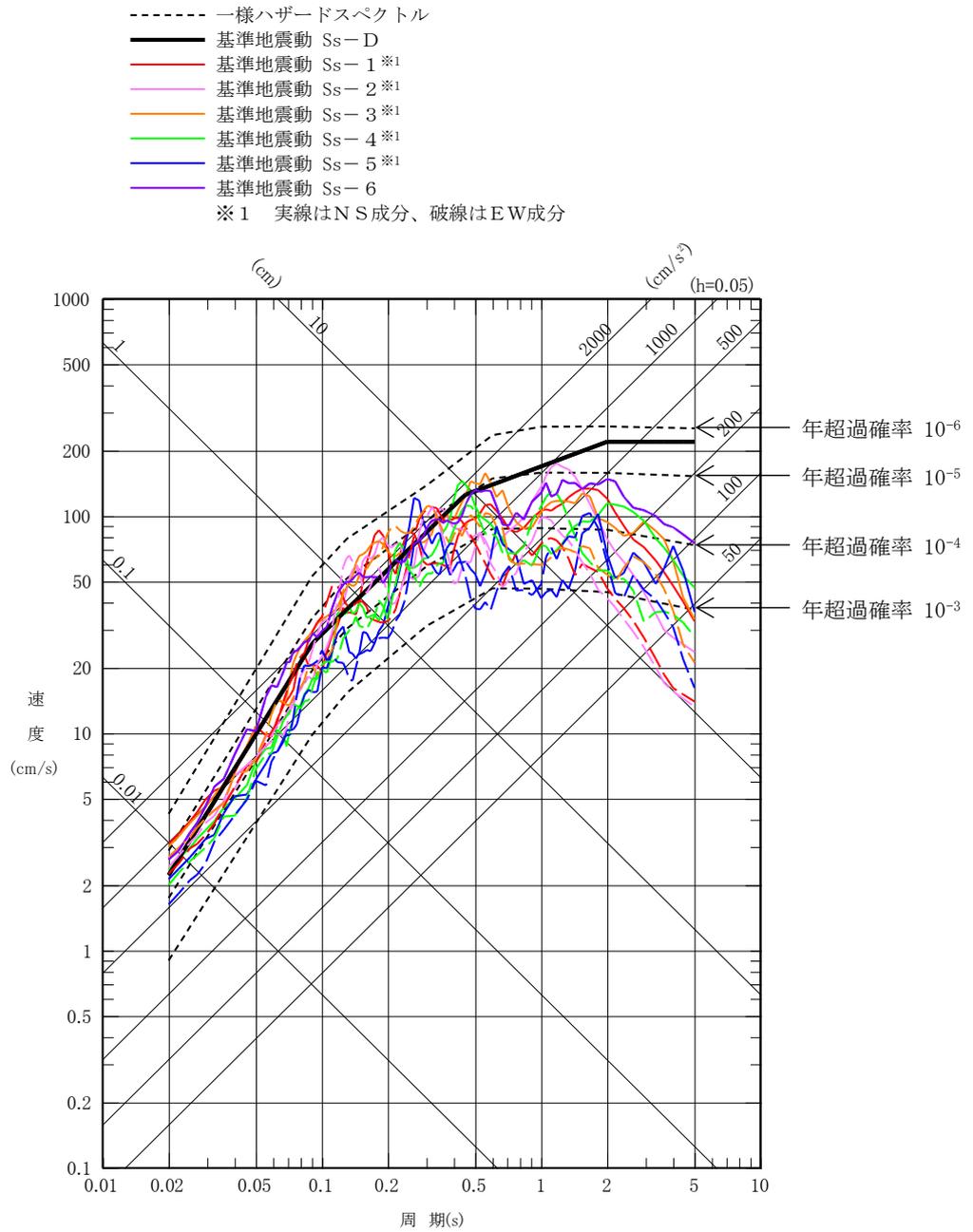
第 5.6.39 図(2) 基準地震動 Ss の応答スペクトル
 (EW 成分)



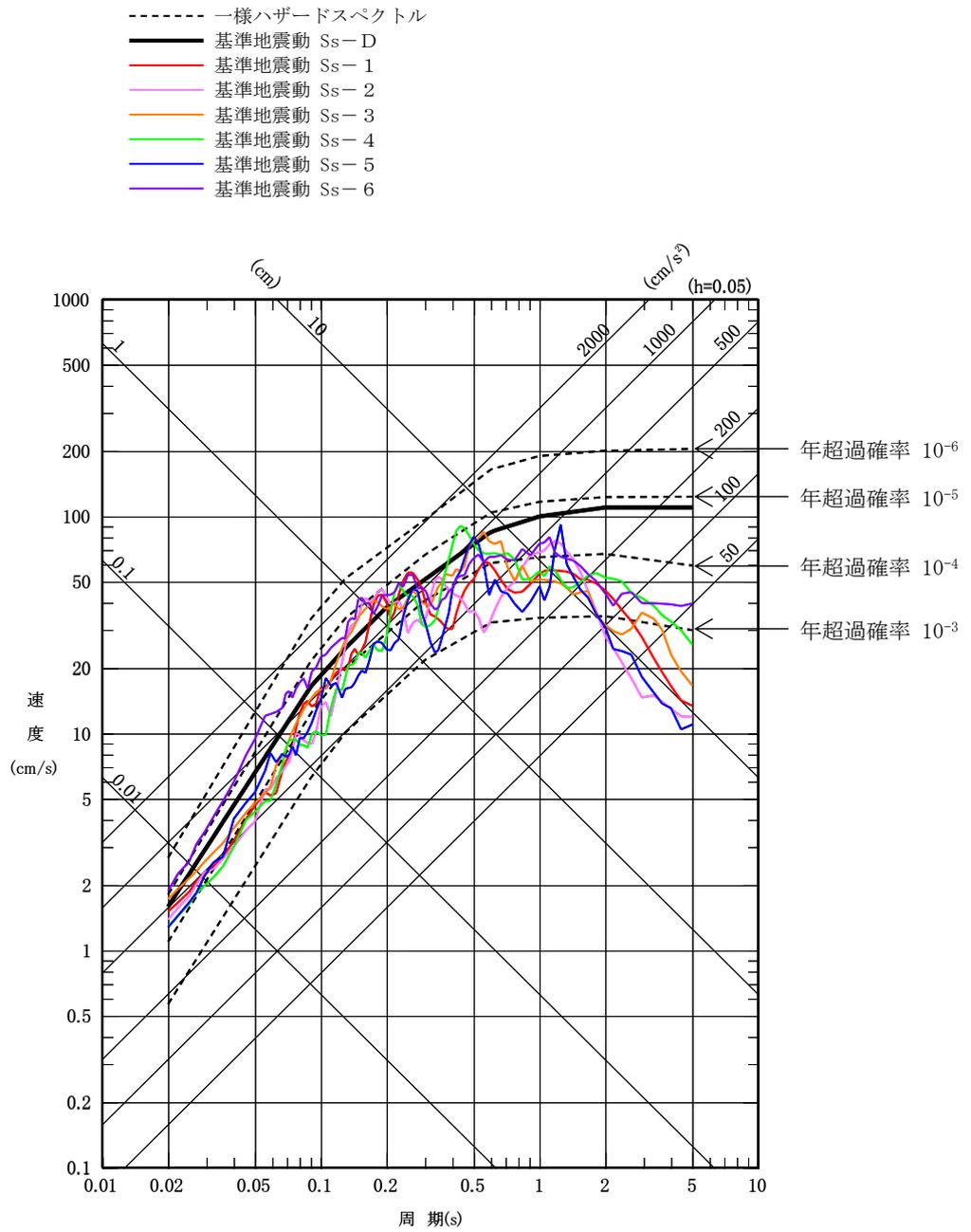
第 5.6.39 図(3) 基準地震動 S_s の応答スペクトル
(UD 成分)



第 5.6.43 図 基準地震動 Ss-6 の時刻歴波形



第 5.7.2 図(1) 一様ハザードスペクトルと
 基準地震動 Ss の応答スペクトルの比較
 (水平成分)



第 5.7.2 図(2) 一様ハザードスペクトルと
 基準地震動 Ss の応答スペクトルの比較
 (鉛直成分)

(29) 「7. 津波 (HTTR)」のうち、「7.2.1 敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

7.2.1 敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波

敷地周辺の既往津波について文献調査を実施した。既往津波に関する主な文献としては、渡辺(1985)⁽¹⁾、渡辺(1998)⁽²⁾、宇佐美ほか(2013)⁽³⁾、宇津ほか編(2001)⁽⁴⁾、羽鳥(1975)⁽⁵⁾、羽鳥(1987)⁽⁶⁾、竹内ほか(2007)⁽⁷⁾、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)⁽⁸⁾、国立天文台編(2013)⁽⁹⁾、Ioki and Tanioka (2016)⁽¹⁰⁾、気象庁の発表等がある。

文献調査によると、敷地周辺に影響を与えたと考えられる津波には、1677年延宝房総沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震がある。

竹内ほか(2007)⁽⁷⁾によると、1677年延宝房総沖地震は福島県、茨城県沿岸では記録の残っている最大の津波であり、水戸紀年、大洗地方史、玄蕃先代集乾等の史料による建物被害等の記載から津波浸水高を推定しており、茨城県磯浜村(現大洗町)で5.0m~6.0m以上としている。2011年東北地方太平洋沖地震については、敷地近傍で約7mの津波痕跡高が確認されている。既往津波に関する文献調査結果を第7.2.1表及び第7.2.1図に示す。

津波堆積物及び地震以外を要因とする津波に関する文献調査^{(11)~(18)}によると、茨城県日立市十王町、千葉県銚子市及び九十九里浜地域で津波堆積物が確認されている。

澤井(2012)⁽¹¹⁾及びSawai et al. (2012)⁽¹²⁾によると、茨城県日立市十王町で確認された津波堆積物から3回のイベントが推定され、いずれも河川近傍の標高5m以下の低地で検出されている。3回のイベントのうち、文献記録と対比できるのは、1677年延宝房総沖地震津波のみである。

Yanagisawa et al. (2016)⁽¹³⁾は、古文書及び津波堆積物調査に基づき、1677年延宝房総沖地震津波が千葉県銚子市の小畑池(T.P. +11.3m)に浸水したと解釈している。

その他、Pilarczyk et al. (2016, 2021)⁽¹⁴⁾⁽¹⁷⁾や産業技術総合研究所(2021)⁽¹⁸⁾では、千葉県の九十九里浜地域(蓮沼、一宮)において津波堆積物が確認され、房総半島沖で発生した地震によるものと示唆されている。

(30) 「7. 津波 (HTTR)」のうち、「7.2.2 行政機関による津波評価」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

行政機関による津波評価については、岩手県(2022)⁽¹⁹⁾、宮城県(2022)⁽²⁰⁾、福島県(2019)⁽²¹⁾、茨城県(2012)⁽²²⁾、千葉県(2018)⁽²³⁾、内閣府(2020, 2022)⁽²⁴⁾⁽²⁵⁾等がある。このうち、茨城県(2012)⁽²²⁾では、東北地方太平洋沖地震津波及びH23 想定津波(茨城県が平成19年に想定した「延宝房総沖地震津波」の波源域等を参考とした津波)を波源とするL2津波を評価しており、茨城県沿岸における浸水深分布図が示されている。内閣府(2020, 2022)⁽²⁴⁾⁽²⁵⁾では、避難を軸とした総合的な津波対策の検討のため、最大クラスの津波波源(日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル)が評価されており、茨城県沿岸における浸水深分布図が示されている。

- (31)「7.津波(H T T R)」のうち、「7.2.3 潮位」の記述を以下のとおり変更する。
なお、下線部は変更箇所を示す。

敷地近傍では潮位の観測が実施されていないため、茨城県(2012)⁽²²⁾において茨城沿岸の朔望平均満潮位として設定されているT.P.+0.7 mを「7.津波」における想定津波の水位評価の潮位条件として適用した。

- (32)「7.津波(H T T R)」の「7.3 地震に起因する津波の評価」の記述のうち、

「

7.3 地震に起因する津波の評価

敷地に影響を与える可能性がある地震に伴う津波として、プレート間地震及び海洋プレート内地震に伴う津波並びに敷地周辺の海域活断層による地殻内地震に伴う津波を考慮した。

水位変動の評価は、土木学会(2016)⁽²²⁾を参考に実施した。

」

を

「

7.3 地震に起因する津波の評価

敷地に影響を与える可能性がある地震に伴う津波として、プレート間地震及び海洋プレート内地震に伴う津波並びに敷地周辺の海域活断層による地殻内地震に伴う津波を考慮した。

水位変動の評価は、土木学会(2016)⁽²⁶⁾を参考に実施した。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(33)「7.津波 (HTTR)」の「7.3.1.2 津波波源の設定に反映する知見の分析」の記述のうち、

「

7.3.1.2 津波波源の設定に反映する知見の分析

プレート間地震について、最新の知見である 2011 年東北地方太平洋沖地震に関連する知見を対象に文献調査^{(23)~(48)}を実施し、2011 年東北地方太平洋沖地震の特徴について、破壊領域、すべり、地震の発生メカニズム及び発生確率に関する情報に着目して分析を行った。

」

を

「

7.3.1.2 津波波源の設定に反映する知見の分析

プレート間地震について、最新の知見である 2011 年東北地方太平洋沖地震に関連する知見を対象に文献調査^{(27)~(52)}を実施し、2011 年東北地方太平洋沖地震の特徴について、破壊領域、すべり、地震の発生メカニズム及び発生確率に関する情報に着目して分析を行った。

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(34) 「7. 津波 (HTTR)」の「7.3.1.2 津波波源の設定に反映する知見の分析」の記述のうち、

「

(2) 2011年東北地方太平洋沖型地震の特徴

」

を

「

(2) 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴

」

に変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(35) 「7. 津波 (HTTR)」のうち、「7.3.1.4 津波評価」の「(1) 既往津波の再現性の確認」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(1) 既往津波の再現性の確認

水位評価にあたり、解析モデル及び計算手法の妥当性について、既往津波の再現計算により確認した。再現計算では、敷地に比較的大きな影響を及ぼしたと考えられ、津波痕跡高の記録も多い2011年東北地方太平洋沖地震津波を対象とし、特性化波源モデルを設定した。

特性化波源モデルの断層面積は、杉野ほか(2014)⁽⁵³⁾を参考に設定した。平均すべり量については、地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定した。その際の平均応力降下量については、内閣府(2012a)⁽⁵⁴⁾及び Murotani et al. (2013)⁽⁵⁵⁾の知見を踏まえて3.0 MPaを設定した。また、剛性率については、2011年東北地方太平洋沖地震のインバージョン解析結果から算出した $4.7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ を設定した。

すべり量の不均一性については、杉野ほか(2014)⁽⁵³⁾を参考に、超大すべり域、大すべり域及び背景領域のすべり量をそれぞれ平均すべり量の3倍、1.4倍、0.33倍に、面積をそれぞれ全体の面積の15%、25%、60%となるように設定した。超大すべり域及び大すべり域の位置については、海溝軸付近に配置した。特性化波源モデルの諸元を第7.3.5図に示す。

再現性は、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)⁽⁸⁾及び敷地内で実施した痕跡高調査結果を用いて評価を実施した。再現性の指標としては、相田(1977)⁽⁵⁶⁾による痕跡高と津波シミュレーションにより計算された津波高さとの比から求める

幾何学平均値 K 及びバラツキを表す指標 κ を用いることとし、土木学会 (2016)⁽²⁶⁾ において再現性の目安とされている「 $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$ 」を参考とした。

数値シミュレーションの計算条件及び計算格子を第 7.3.2 表及び第 7.3.6 図に示す。

東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2012)⁽⁸⁾ 及び敷地内で確認された痕跡高と津波シミュレーションによる津波高さとの比較を第 7.3.7 図に示す。

設定した特性化波源モデルは、青森県北部から千葉県南部の痕跡高に対して計算値の方が大きくなっているが幾何平均 ($K = 0.93$)、幾何標準偏差 ($\kappa = 1.42$) は土木学会 (2016)⁽²⁶⁾ の目安値を満足している。

(36) 「7. 津波 (HTTR)」のうち、「7.3.1.4 津波評価」の「(3) 茨城県沖に想定する津波波源に関する評価」の「a. 津波モデルの設定」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

a. 津波モデルの設定

茨城県沖に想定する津波波源については、固着の程度が小さい領域に大きなすべりを生じる津波波源を想定した。ただし、波源領域の北限については、断層面積が大きくなるように福島県沖の一部まで拡張して考慮した。ここで波源領域の南限を、Uchida et al. (2009)⁽⁵⁷⁾及び地震調査研究推進本部(2019)⁽⁵⁸⁾に基づく北米プレートとフィリピン海プレートの構造境界とすると、茨城県沖から房総沖の一部の領域において、モーメントマグニチュードMw8.5となる「茨城県沖に想定する津波波源」が想定できるが、さらに保守性を考慮し、波源の南限を拡張したモーメントマグニチュードMw8.7の「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」を評価した。また、すべり量の不均一性について超大すべり域を設定し、杉野ほか(2014)⁽⁵³⁾による考え方よりも保守的になるように、超大すべり域、大すべり域及び背景領域のすべり量をそれぞれ平均すべり量の4倍、2倍、0.62倍に、面積をそれぞれ全体の面積の5%、15%、80%となるように設定した。超大すべり域及び大すべり域の位置については、海溝軸付近に配置した。

なお、応力降下量及び剛性率については、「(1) 既往津波の再現性の確認」と同様とした。

以上の設定を踏まえ、保守性を考慮したモーメントマグニチュードMw8.7の津波波源、「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」を評価した。

特性化波源モデルの諸元を第7.3.9図に示す。

(37) 「7. 津波 (HTTR)」のうち、「7.3.2.1 津波波源の設定」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

7.3.2.1 津波波源の設定

波源の設定に当たり、文献調査^{(59)~(62)}を実施した。Álvarez-Gómez et al. (2012)⁽⁵⁹⁾に基づけば、1933年昭和三陸地震は国内外で最大規模の海洋プレート内地震である。また、地震調査研究推進本部(2012)⁽³⁹⁾は、次の地震の規模を1933年昭和三陸地震と同等と評価している。これらを踏まえ、津波波源の設定については1933年昭和三陸地震津波を基本とした。

発生領域については、地震調査研究推進本部(2012)⁽³⁹⁾は1933年昭和三陸地震と同様な地震が三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のどこでも発生するとしていることを踏まえ、三陸沖北部から房総沖までとした。

(38)「7.津波(H T T R)」のうち、「7.3.2.2 津波評価」の「(1) 波源モデルの設定」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(1) 波源モデルの設定

1933年昭和三陸地震津波の波源モデルについては、土木学会(2011⁽⁶⁰⁾、2016⁽²⁶⁾)を参考に設定した。なお、波源モデルについては、土木学会(2016)⁽²⁶⁾において1611年の津波が海洋プレート内地震であった場合の地震規模をMw8.6として評価していることを踏まえ、保守的にMw8.6にスケーリングした一様断層モデルとした。波源モデルの諸元を第7.3.12図に示す。

(39)「7.津波(H T T R)」のうち、「7.3.3.2 津波評価」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

7.3.3.2 津波評価

阿部(1989)⁽⁶³⁾の簡易予測式による推定津波高の比較により、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる津波波源を抽出した。

阿部(1989)⁽⁶³⁾の簡易予測式で用いた津波波源の諸元及び津波高の比較結果を第7.3.6表及び第7.3.14図に示す。

評価の結果、海域活断層で波高が最も高くなるのはF3断層～F4断層の同時活動による津波と推定され、その推定津波高は2.9 mとなった。

(40)「7.津波(H T T R)」のうち、「7.4.1 陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

7.4.1 陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波

文献調査の結果、敷地周辺における陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊による歴史津波の記録はない。

塩屋埼から犬吠埼の範囲における陸域の地すべりに関する文献では、防災科学技術研究所(2004)⁽⁶⁴⁾によって敷地の南方に地すべり地形が示されている。空中写真判読及び国土地理院 5mDEM による地形判読を実施した結果、敷地に影響を及ぼす津波を引き起こす可能性のある陸上の地すべり及び斜面崩壊の地形は認められなかった。地形判読結果を第 7.4.1 図に示す。

海底地すべりに関する文献では、徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾に、いわきの沖合に海底地すべり地形が示されている。徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾が示す地すべりを含む範囲について、一般財団法人日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ M7000 シリーズを用いた 150mDEM データにより海底地すべり地形判読調査を実施した結果、海底地すべり地形は判読されなかった(第 7.4.2 図)。また、産業技術総合研究所(2015)⁽⁶⁶⁾による東日本沖太平洋海域(GH762)の音波探査記録(サブボトムプロファイラー)を用いて、池原ほか(1990)⁽⁶⁷⁾に示される考え方にに基づき海底地すべりの検討を実施した結果、徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾に図示された海底地すべりは層相 2(砂質堆積物)に区分され、海底地すべりを示唆する特徴的な構造は確認されなかった(第 7.4.3 図)。したがって、徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾に図示された位置に海底地すべりはないものと判断した。また「3. 地盤」に示される敷地前面海域の海底地形の判読を実施した結果、海底地すべりの可能性のある地形は認められなかった。

以上のことから、陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波について、敷地への影響はない。

なお、文献調査の結果、Moore et al. (1989)⁽⁶⁸⁾によれば、ハワイ諸島では過去に複数の海底地すべりが発生したことが示されている。過去に発生した海底地すべりの中から、後期更新世以降に発生して巨大津波を伴った可能性があり、面積の大きいハワイ島西部の海底地すべりを評価対象として選定した。

選定した地すべりについて、ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部(S O E S T)による地形デジタルデータ(50m グリッド)を用いて地すべり規模(体積)を算出し、Papadopoulos and Kortekaas(2003)⁽⁶⁹⁾に示されている地すべりの体積と津波水位の関係を参考に日本沿岸における水位を推定した結果、敷地への影響は小さいことを確認した。

(4 1) 「7. 津波 (HTTR)」のうち、「7.4.2 火山現象に起因する津波」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

7.4.2 火山現象に起因する津波

敷地周辺において、火山現象による歴史津波の記録はなく、海底活火山の存在も認められない(「8. 火山」参照)ことから、火山現象に起因する津波について、敷地への影響はない。

なお、阿部・平野(2007)⁽⁷⁰⁾によると、三陸沖で沈み込む太平洋プレート(海洋プレート)上でこれまで分かっている火山活動とは異なる、新しいタイプの火山(プチスポット)の存在が示されている。過去に海中噴火が発生していることから、海中噴火に伴う津波について、平野(2007)⁽⁷¹⁾等に示されているプチスポットの特徴(第7.4.1表)を踏まえ、Levin and Nosov(2009)⁽⁷²⁾の海底火山からの噴出物により発生する水位の推定方法を用いて津波水位を評価した。その結果、敷地への影響は小さいことを確認した。

(4 2) 「7. 津波 (HTTR)」のうち、「7.6 施設への津波の遡上評価」及び「7.7 立地上の余裕に対する検討」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

7.6 施設への津波の遡上評価

以上の検討結果から、敷地に最も大きな影響を及ぼす津波は、プレート間地震による「茨城県沖から房総沖に想定する津波」である。この波源による津波高さは敷地前面海岸の範囲内最大でT.P.+16.9 mであり、T.P.+30 mまで津波が到達しないことから、立地上の余裕を確認した。評価結果について第7.6.1図に示す。

なお、選定された波源による津波高さは、過去に敷地に襲来した津波(2011年東北地方太平洋沖地震津波)を上回っており、また選定された波源と同規模の津波波源による遡上域が、津波堆積物調査結果等(竹内他(2007)⁽⁷⁾、澤井(2012)⁽¹¹⁾、Sawai et al.(2012)⁽¹²⁾及びYanagisawa et al.(2016)⁽¹³⁾を上回っていることから、敷地周辺における津波堆積物等の地質学的証拠及び歴史記録等から推定される津波の規模を超えていることを確認した。また、行政機関による既往評価との比較として茨城県(2012)⁽²²⁾評価、内閣府(2020,2022)⁽²⁴⁾⁽²⁵⁾評価を上回ることを確認した。地質学的証拠及び歴史記録等による確認結果を第7.6.2図に、行政機関による既往評価との比較を第7.6.3図に示す。

7.7 立地上の余裕に対する検討

これまでの評価で確認された立地上の余裕を踏まえ、敷地に最も大きな影響を及ぼす津波の評価結果に対し、潮位のばらつき、高潮及び断層の破壊伝播現象が水位上昇側に与える影響を評価し、施設への津波の到達可能性について検討した。

検討にあたっては、潮位のばらつきについては、敷地近傍では潮位の観測が実施されていないため、茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位観測データ(平成18年～平成22年)に基づき朔望平均満潮位とその標準偏差を求め、影響を評価した。

高潮による影響については、最高潮位の年超過発生確率から再現期間100年の期待値を算出した。年超過確率は茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位観測データ(40年分)を用いて、極値統計解析により評価した。

断層の破壊伝播現象の影響については、茨城県沖から房総沖に想定する津波波源の特性化モデルについて、破壊伝播速度、破壊開始点及び立ち上がり時間を合理的と考えられる範囲で設定し、変化させたパラメータスタディを実施して評価した。

具体的には、破壊伝播速度については、津波インバージョン解析による知見(Fujii and Satake(2007)⁽⁷³⁾、杉野ほか(2014)⁽⁵³⁾、Satake et al.(2013)⁽⁷⁴⁾、内閣府(2012b)⁽⁷⁵⁾、地震調査研究推進本部(2005)⁽⁷⁶⁾を参考に、1.0 km/s～3.0 km/sの範囲で設定した。破壊開始点については、地震調査研究推進本部(2009)⁽⁷⁷⁾を参考に複数設定した。立ち上がり時間については、Satake et al.(2013)⁽⁷⁴⁾及び内閣府(2012b)⁽⁷⁵⁾を参考に30秒及び60秒を設定した。パラメータスタディの設定を第7.7.1図に、評価結果を第7.7.1、7.7.2表に示す。

以上の検討から、水位に与える影響として+0.9 mを評価した。評価結果を第7.7.3表に示す。

敷地に最も大きな影響を及ぼす津波の評価結果(敷地前面海岸の範囲内最大でT.P.+16.9 m)に対し、上記の評価(水位に+0.9 m加算)を考慮しても津波高さはT.P.+17.8 mであり、津波がT.P.+30 m地点まで到達する可能性はない。

以上のことから、T.P.+約36 mに設置されるH T T R原子炉施設には津波による影響はないことを確認した。

(43) 「7. 津波 (HTTR)」のうち、「7.8 参考文献」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

- (1) 渡辺偉夫. 日本被害津波総覧. 東京大学出版会, 1985, 214p.
- (2) 渡辺偉夫. 日本被害津波総覧. 第2版, 東京大学出版会, 1998, 238p.
- (3) 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子. 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会, 2013, 724p.
- (4) 宇津徳治, 嶋悦三, 吉井敏尅, 山科健一郎編. 地震の事典. 第2版, 朝倉書店, 2001, pp.569-642.
- (5) 羽鳥徳太郎. 房総沖における津波の波源: 延宝(1677年)・元禄(1703年)・1953年房総沖津波の規模と波源域の推定. 東京大学地震研究所彙報. vol.50, no.1, 1975, pp.83-91.
- (6) 羽鳥徳太郎. 寛政5年(1793年)宮城沖地震における震度・津波分布. 東京大学地震研究所彙報. vol.62, no.3, 1987, pp.297-309.
- (7) 竹内仁, 藤良太郎, 三村信男, 今村文彦, 佐竹健治, 都司嘉宣, 宝地兼次, 松浦健郎. 延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査. 歴史地震. vol.22, 2007, pp.53-59.
- (8) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ. Tohoku Earthquake Tsunami Survey - FrontPage. 2012, 2012-12-29, <<http://www.coastal.jp/ttjt/>>.
- (9) 国立天文台編. 平成26年第87冊理科年表. 丸善出版, 2013, 1081p.
- (10) Kei Ioki, Yuichiro Tanioka. Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data. Earth and Planetary Science Letters. vol.433, 2016, pp.133-138.
- (11) 澤井祐紀. 堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波－茨城県における痕跡－. AFERC NEWS No.39. 活断層・地震研究センター, 2012, pp.1-4. 2016-09-05, <https://unit.aist.go.jp/ievg/katsudo/ievg_news/aferc_news/no.39.pdf>.
- (12) Yuki Sawai, Yuichi Namegaya, Yukinobu Okamura, Kenji Satake, Masanobu Shishikura. Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. Geophysical Research Letters. Vol.39, 2012, Vol.39, L21309.
- (13) H. Yanagisawa, K Goto, D. Sugawara, K. Kanamaru, N. Iwamoto, Y. Takamori. Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench—Historical and geological evidence for the 1677 earthquake and tsunami. Journal of

- Geophysical Research. Vol.121, 2016, pp. 3504-3516.
- (14) Pilarczyk, J., Y. Sawai, B. Horton, Y. Namegaya, T. Shinozaki, K. Tanigawa, D. Matsumoto, T. Dura, O. Fujiwara, M. Shishikura. Paleoseismic evidence of earthquakes and tsunamis along the southern part of the Japan Trench. EGU General Assembly 2016. Vol.18, EGU2016-749.
- (15) 羽鳥徳太郎. 1975年ハワイ島(Kalapana)津波と日本沿岸での挙動. 地震 第2輯. 第29巻, 1976, pp. 355-363.
- (16) 産業技術総合研究所. 津波堆積物データベース. 2016, 2016-08-15, <https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/>.
- (17) Jessica E. Pilarczyk, Yuki Sawai, Yuichi Namegaya, Toru Tamura, Koichiro Tanigawa, Dan Matsumoto, Tetsuya Shinozaki, Osamu Fujiwara, Masanobu Shishikura, Yumi Shimada, Tina Dura, Benjamin P. Horton, Andrew C. Parnell, Christopher H. Vane. A further source of Tokyo earthquakes and Pacific Ocean tsunamis. Nat. Geosci. 14, 2021, pp.796-800. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00812-2>.
- (18) 産業技術総合研究所. 産総研：千葉県のパ洋洋岸で歴史記録にない津波の痕跡を発見. 産業技術総合研究所, 2021, 2021-09-03, <https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2021/pr20210903/pr20210903.html>
- (19) 岩手県. 最大クラスの津波浸水想定について 令和4年3月29日. 岩手県, 2022, 2022-07-01, <<https://www.pref.iwate.jp/kendozukuri/kasensabou/kaigan/1038410/1053312/index.html>>.
- (20) 宮城県. 津波浸水想定の設定公表について. 宮城県津波浸水想定の設定に関する検討会, 2022, 2022-07-25, <<https://www.pref.miyagi.jp/soshiki/kasen/miyagi-tsunami-shinsuisoutei-published1.html>>.
- (21) 福島県. 津波防災地域づくりに関する法律に基づく津波浸水想定の設定について. 福島県, 2019, 2020-09-02, <<https://www.pref.fukushima.lg.jp/sec/41045a/tsunami-shinsuisoutei.html>>.
- (22) 茨城県. “茨城県津波浸水想定／茨城県” 平成24年8月. 茨城沿岸津波対策検討委員会, 2012, 2016-03-18, <<http://www.pref.ibaraki.jp/doboku/kasen/coast/035100.html>>.
- (23) 千葉県. 「津波防災地域づくりに関する法律」に基づく津波浸水想定の設定について.

- 千葉県, 2018, 2021-03-30, <<https://www.pref.chiba.lg.jp/kendosei/tsunami-shinsuisoutei.html>>.
- (24) 内閣府. 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会概要報告 2020年4月. 内閣府, 2020, 2022-03-22, <https://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/model/>.
- (25) 内閣府. 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会最終報告 2022年3月. 内閣府, 2022, 2022-03-22, <https://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/model/>.
- (26) 土木学会. 原子力発電所の津波評価技術 2016 平成 28 年 9 月. 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会, 2016, 2017-09-06, <<http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/84>>.
- (27) Yoko Suwa, Satoshi Miura, Akira Hasegawa, Toshiya Sato, Kenji Tachibana. Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field. *Journal of Geophysical Research*. Vol.111, B04402, 2006.
- (28) John P. Loveless, Brendan J Meade. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *Journal of Geophysical Research*. Vol.115, B02410, 2010.
- (29) John P. Loveless, Brendan J Meade. Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*. Vol.38, L17306, 2011.
- (30) 西村卓也. 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング. 地震予知連絡会会報. 第 89 巻, 12-15, 2013.
- (31) Satoshi Ide, Annemarie Baltay, Gregory C. Beroza. Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, Vol. 332, Issue 6036, 2011, pp.1426-1429.
- (32) Takeshi TSUJI, Yoshihiro ITO, Kiichiro KAWAMURA, Toshiya KANAMATSU, Takafumi KASAYA, Masataka KINOSHITA, Toshifumi MATSUOKA, YK11-04E and YK11-06E Shipboard Scientists. Seismogenic faults of the 2011 Great East Japan earthquake : insight from seismic data and seafloor observations. *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*. 2012, pp.281-288.
- (33) Takeshi Tsuji, Kiichiro Kawamura, Toshiya Kanamatsu, Takafumi Kasaya, Katsunori Fujikura, Yoshihiro Ito, Tetsuro Tsuru, Masataka Kinoshita.

- Extension of continental crust by anelastic deformation during the 2011 Tohoku-oki earthquake: The role of extensional faulting in the generation of a great tsunami. *Earth and Planetary Science Letters*. vol.364, 2013, pp.44-58.
- (34) Wataru Tanikawa, Takehiro Hirose, Hideki Mukoyoshi, Osamu Tadaï, Weiren Lin. Fluid transport properties in sediments and their role in large slip near the surface of the plate boundary fault in the Japan Trench. *Earth and Planetary Science Letters*. vol.382, 2013, pp.150-160.
- (35) Kohtaro Ujiie, Hanae Tanaka, Tsubasa Saito, Akito Tsutsumi, James J. Mori, Jun Kameda, Emily E. Brodsky, Frederick M. Chester, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists. Low Coseismic Shear Stress on the Tohoku-Okï Megathrust Determined from Laboratory Experiments. *Science*. Vol.342, Issue 6163, 2013, pp.1211-1214.
- (36) J. Casey Moore, Terry A. Plank, Frederick M. Chester, Pratigya J. Polissar, Heather M. Savage. Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate. *Geosphere*, Vol.11, No.3, 2015, pp.533-541.
- (37) Frederick M. Chester, Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson-Schwehr, Santanu Bose, Jun Kameda, James J. Mori, Emily E. Brodsky, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists. Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku-Okï Earthquake. *Science*, Vol.342, Issue 6163, 2013, pp.1208-1211.
- (38) John P. Loveless, Brendan J. Meade. Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan. *Seismological Research Letters*. vol.86, no.1, 2015, pp.202-209.
- (39) 地震調査研究推進本部. “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)”. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2012, 2012-02-09, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11nov_sanriku/>.
- (40) Lingling Ye, Thorne Lay, Hiroo Kanamori. The Sanriku-Okï low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Okï earthquake rupture. *Journal of Geophysical Research*. Vol.117, B02305, 2012.

- (41) Bhaskar Kundu, V. K. Gahalaut, J. K. Catherine. Seamount subduction and rupture characteristics of the March 11, 2011, Tohoku earthquake. *Journal of the Geological Society of India*. Vol.79, Issue 3, 2012, pp.245-251.
- (42) Kimihiro Mochizuki, Tomoaki Yamada, Masanao Shinohara, Yoshiko Yamanaka, Toshihiko Kanazawa. Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating $M \sim 7$ Earthquakes. *Science*. Vol.321, Issue 5893, 2008, pp.1194-1197.
- (43) 望月公廣. 茨城沖におけるアスペリティと地下構造. 地震予知連絡会会報. 第85巻, 12-17, 2011.
- (44) Yukihiro Nakatani, Kimihiro Mochizuki, Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Ryota Hino, Yoshihiro Ito, Yoshio Murai, Toshinori Sato. Changes in seismicity before and after the 2011 Tohoku earthquake around its southern limit revealed by dense ocean bottom seismic array data. *Geophysical Research Letters*. Vol.42, 2015, pp.1384-1389.
- (45) 海洋研究開発機構. “東北地方太平洋沖地震, 震源域南限の地下構造”. 地震津波海域観測研究開発センター, 2011, 2014-04-11,
<http://www.jamstec.go.jp/donet/j/topics/201103tohoku_2/index.html>.
- (46) Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Kazuo Nakahigashi, Shin'ichi Sakai, Kimihiro Mochizuki, Kenji Uehira, Yoshihiro Ito, Ryusuke Azuma, Yuka Kaiho, Tetsuo No, Hajime Shiobara, Ryota Hino, Yoshio Murai, Hiroshi Yakiwara, Toshinori Sato, Yuya Machida, Takashi Shinbo, Takehi Isse, Hiroki Miyamachi, Koichiro Obana, Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda, Kenji Hirata, Sumio Yoshikawa, Kazushige Obara, Takaya Iwasaki, Naoshi Hirata. Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network. *Earth Planets Space*. Vol.63, 2011, pp.835-840.
- (47) Akira Hasegawa, Keisuke Yoshida, Youichi Asano, Tomomi Okada, Takeshi Iinuma, Yoshihiro Ito. Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*. vol.355-356, 2012, pp.231-243.
- (48) 佐竹健治. 第197回地震予知連絡会重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要. 地震予知連絡会会報. 第89巻, 12-6, 2013, pp.414-416.
- (49) 谷岡勇市郎. アラスカ・アリューシャン・カムチャッカ沈む込み帯の巨大地震について. 地震予知連絡会会報. 第89巻, 12-9, 2013, pp.425-428.

- (50) 宍倉正展. 1960年チリ地震(Mw9.5)の履歴と余効変動. 地震予知連絡会会報. 第89巻, 12-7, 2013, pp.417-420.
- (51) Ian Shennan. Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/sea-level Changes in South Central Alaska. Department of Geography, University of Durham, 2007, 39p.
- (52) Kusala Rajendran. On the recurrence of great subduction zone earthquakes. Current Science. Vol.104, No.7, 2013, pp.880-892.
- (53) 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. 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, 2014.
- (54) 内閣府. 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)平成24年3月31日巻末資料. 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012, 2017-03-30, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/kanmatsu_shiryou.pdf>.
- (55) Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii. Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M^9 subduction-zone earthquakes. Geophysical Research Letters. Vol.40, 2013, pp.5070-5074.
- (56) 相田勇. 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, 1977, pp.71-101.
- (57) Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa. What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone. Earth and Planetary Science Letters. vol.283, 2009, pp.111-121.
- (58) 地震調査研究推進本部. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2019, 2019-02-26, <https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/japan_trench.pdf>.
- (59) José A. Álvarez-Gómez, Omar Q. Gutiérrez Gutiérrez, Íñigo Aniel-Quiroga, M. González. Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America. Tectonophysics. Vol.574-575, 2012, pp.133-143.
- (60) 土木学会. 確率論的津波ハザード解析の方法 平成23年9月. 原子力土木委員会津波評価部会, 2011, 2011-09-19, <<http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/39>>.
- (61) K. Obana, G. Fujie, Y. Yamamoto, Y. Kaiho, Y. Nakamura, S. Miura, S. Kodaira.
Seismicity around the trench axis and outer-rise region of the southern Japan

- Trench, south of the main rupture area of the 2011 Tohoku-oki earthquake.
Geophys. J. Int., Vol.226, Issue 1, 2021, pp.131-145, <https://doi.org/10.1093/gji/ggab093>.
- (62) T. Baba, N. Chikasada, Y. Nakamura, G. Fujie, K. Obana, S. Miura, S. Kodaira.
Deep investigations of outer-rise tsunami characteristics using well-mapped
normal faults along the Japan Trench. J. Geophys. Res., Solid Earth, Vol.125,
Issue 10, 2020, e2020JB020060. <https://doi.org/10.1029/2020JB020060>.
- (63) 阿部勝征. 地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測. 東京大学地震研究所
彙報. Vol.64, 1989, pp.51-69.
- (64) 防災科学技術研究所. 5万分の1地すべり地形分布図 第18集 「白河・水戸」図集.
防災科学技術研究所研究資料. 第247号, 2004.
- (65) 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康
人, 徐垣, 日野亮太, 野原壯, 阿部寛信, 坂井眞一, 向山建二郎. 日本周辺海域の中
新世最末期以降の構造発達史. 海洋調査技術. 第13巻, 第1号, 2001, pp.27-53.
- (66) 産業技術総合研究所. 東日本沖太平洋海域 (GH762). 高分解能音波探査断面データベ
ース (3.5kHz SBP). 2015-05-01,
<https://gbank.gsj.jp/sbp_db/GH762HTML/pages/762.html>.
- (67) 池原研, 佐藤幹夫, 山本博文. 高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用.
地質学雑誌. Vol.96, No.1, 1990, pp.37-49.
- (68) J. G. Moore, D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, M. E.
Torresan. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. Journal of
Geophysical Research. Vol.94, 1989, pp.17465-17484.
- (69) G. A. Papadopoulos, S. Kortekaas. Characteristics of Landslide Generated
Tsunamis from Observational Data. Submarine Mass Movements and Their
Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research, vol.19,
2003, pp.367-374.
- (70) 阿部なつ江, 平野直人. 新しい種類の火山活動ブチスポットを発見. 海と地球の情報
誌. 第19巻, 第2号, 2007, p.1.
- (71) 平野直人. 北西太平洋の複数回の火山イベントー白亜紀から現在までー. 日本鉱物科
学会 2007年度年会, セッション ID:G2-04, 2007.
- (72) Boris W. Levin, Mikhail A. Nosov. The Physics of Tsunami Formation by Sources
of Nonseismic Origin. In: Physics of Tsunamis. Springer, 2009, pp.153-195.
- (73) Yushiro Fujii, Kenji Satake. Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman

- Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol.97, No.1A, 2007, pp.S192-S207.
- (74) Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, Yuichi Namegaya. Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 TohokuEarthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol.103, No.2B, 2013, pp.1473-1492.
- (75) 内閣府. 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平成24年8月29日. 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012, 2017-03-30,
<http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf>.
- (76) 地震調査研究推進本部. 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005, 2005-12-14,
<http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05dec_miyagi/index.htm>.
- (77) 地震調査研究推進本部. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(平成21年12月21日改訂). 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009, 2010-12-28, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf>.
- (78) L. Mansinha, D. E. Smylie. The displacement fields of inclined faults. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol.61, No5, 1971, pp.1433-1440.
- (79) 長谷川賢一, 鈴木考夫, 稲垣和男, 首藤伸夫. 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. 土木学会集. 第381号/II-7, 1987, pp.111-120.
- (80) 後藤智明, 小川由信. Leap-frog法を用いた津波の数値計算法. 東北大学土木工学科資料. 1982, 52p.
- (81) 小谷美佐, 今村文彦, 首藤伸夫. 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. Vol.45, 1998, pp.356-360.
- (82) 本間仁. 低溢流堰堤の流量係数. 土木学会誌. 第26巻, 第6号, pp.635-645, 第9号, 1940, pp.849-862.
- (83) チリ津波合同調査班. 1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告. 東京大学地震研究所, 1961, 397p.

(44)「7.津波(H T T R)」のうち、第7.3.1表、第7.3.2表及び第7.3.3表について文献番号を変更する。変更後の各表を以下に示す。なお、下線部は変更箇所を示す。

第7.3.1表 1960年チリ地震の津波波源
(再現解析:計算条件及び計算領域)

項目	条件	備考
計算領域	太平洋全域 (北緯63度から南緯60度、東経120度から西経70度)	
メッシュ構成	5分間隔格子	
基礎方程式	コリオリ力を考慮した線形Boussinesq理論	
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971) ⁽²⁸⁾ の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側:自由透過陸側:完全反射	
海底摩擦係数	考慮していない	
水平渦動粘性係数	考慮していない	
計算時間間隔	$\Delta t = 10$ 秒	C. F. L. 条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後32時間	十分な計算時間となるように設定

第 7.3.2 表 東北地方太平洋沖型の津波波源
(再現解析：計算条件)

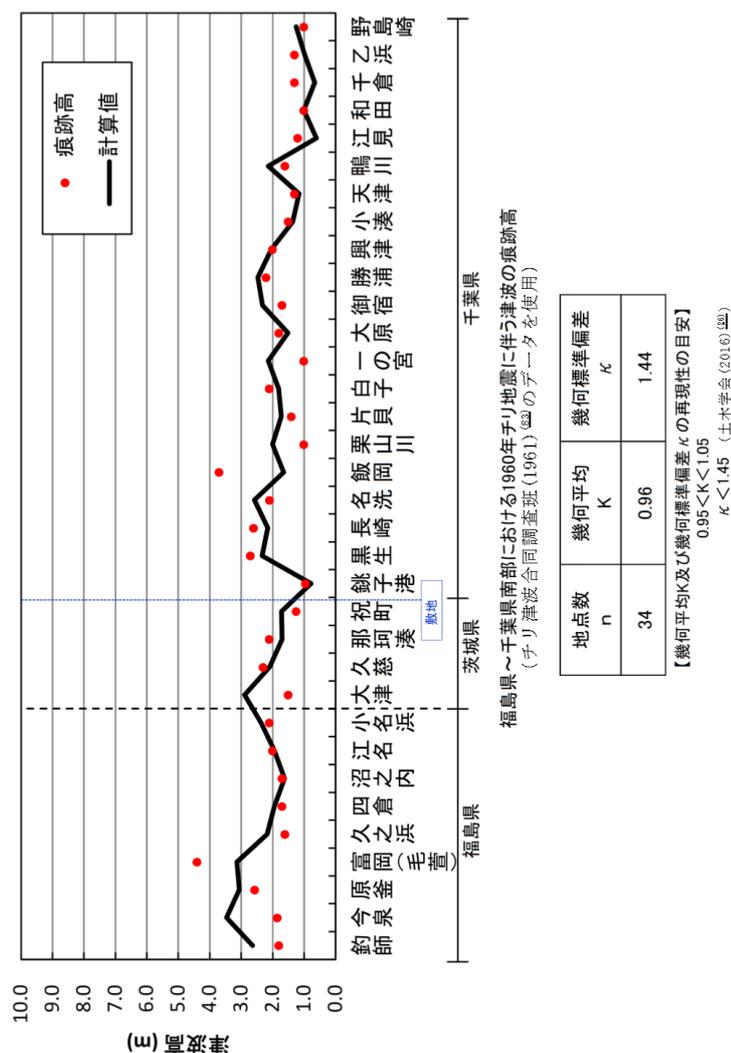
項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋 (南北約1300km、東西約1200km)	
メッシュ構成	沖合1350m→450m→150m→沿岸50m	長谷川ほか(1987) ⁽⁷⁹⁾
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の方法
計算スキーム	スタaggerド格子、リーブ・フロッグ法	後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971) ⁽⁷⁸⁾ の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側：後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の自由透過の条件 陸側：計算格子間隔50m領域は小谷ほか (1998) ⁽⁸¹⁾ の陸上遡上境界条件、それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤：本間公式(1940) ⁽⁸²⁾ 護岸：相田公式(1977) ⁽⁸⁶⁾	
海底摩擦係数	マンニングの粗度係数($n = 0.03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($K_h = 0$)	
計算時間間隔	$\Delta t = 0.5$ 秒	C.F.L. 条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P. -0.4 m	地震発生時の潮位

第 7.3.3 表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(津波予測解析：計算条件)

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋 (南北約1300km、東西約800km)	
メッシュ構成	沖合4320m→2160m→720m→沿岸域240m→敷地周 辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川ほか(1987) ⁽⁷⁹⁾
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の方法
計算スキーム	スタaggerド格子、リーブ・フロッグ法	後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971) ⁽⁷⁸⁾ の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側：後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の自由透過の条件 陸側：敷地周辺(計算格子間隔80m～5m)の領域は 小谷ほか(1998) ⁽⁸¹⁾ の陸上遡上境界条件それ以外 は完全反射条件	
越流条件	防波堤：本間公式(1940) ⁽⁸²⁾ 護岸：相田公式(1977) ⁽⁵⁶⁾	
防潮堤	鉛直無限壁	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数($n = 0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($K_h = 0$)	
計算時間間隔	$\Delta t = 0.05$ 秒	C. F. L. 条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	朔望平均満潮位：T. P. +0.7 m (茨城県(2012) ⁽²²⁾ により設定) 敷地の地盤変動量：0.18 m	

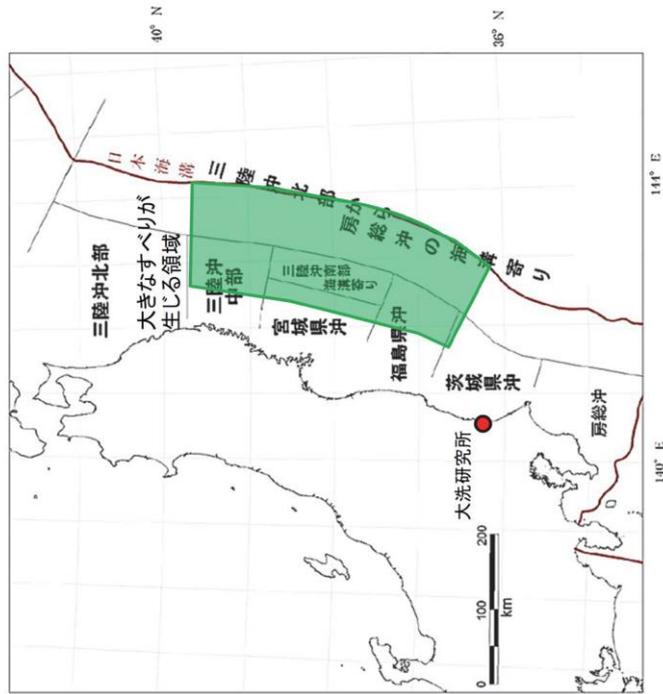
津波高さ = 潮位 + 水位変動量 + 2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量 + 津波予測解析による地殻変動量

(45) 「7.津波 (HTTR)」のうち、第7.3.3図、第7.3.4図、第7.3.7図、第7.4.1図、第7.4.2図及び第7.4.3図について文献番号を変更する。また、第7.6.3図を新たな知見の反映のため変更する。変更後の各図を以下に示す。なお、第7.3.3図～第7.4.3図の下線部は変更箇所を示す。

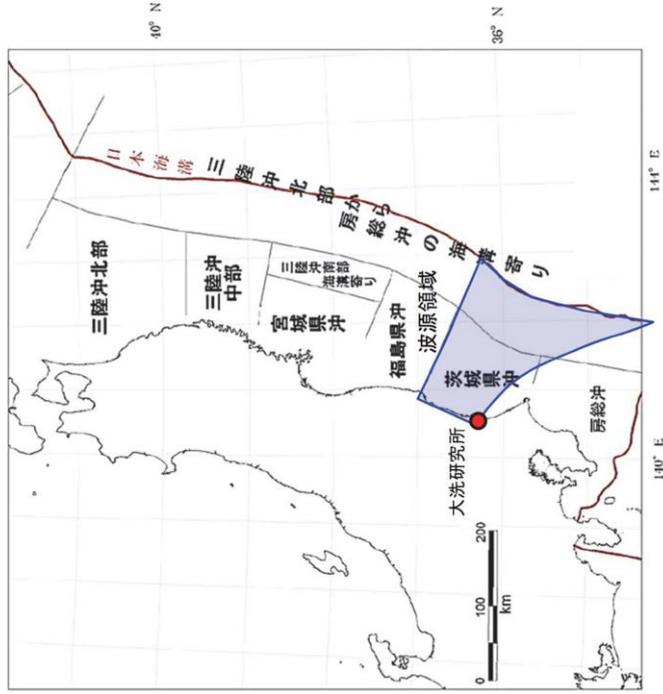


第7.3.3図 1960年チリ地震の津波波源
(再現性の確認・評価結果)

【東北地方太平洋沖型の津波波源】

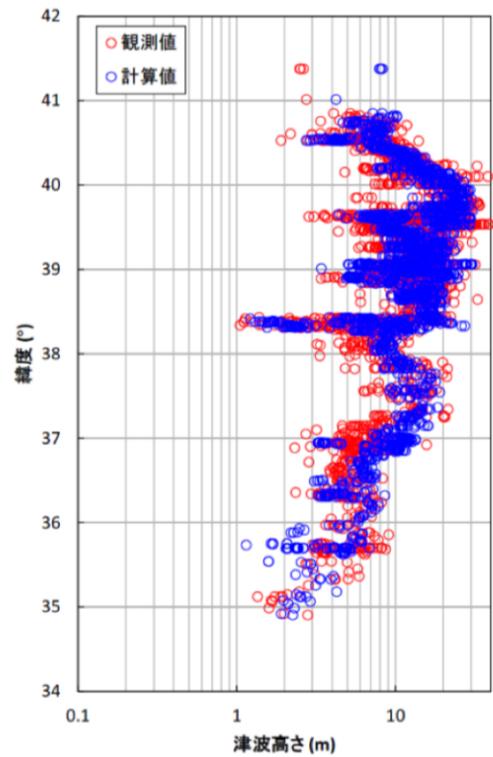
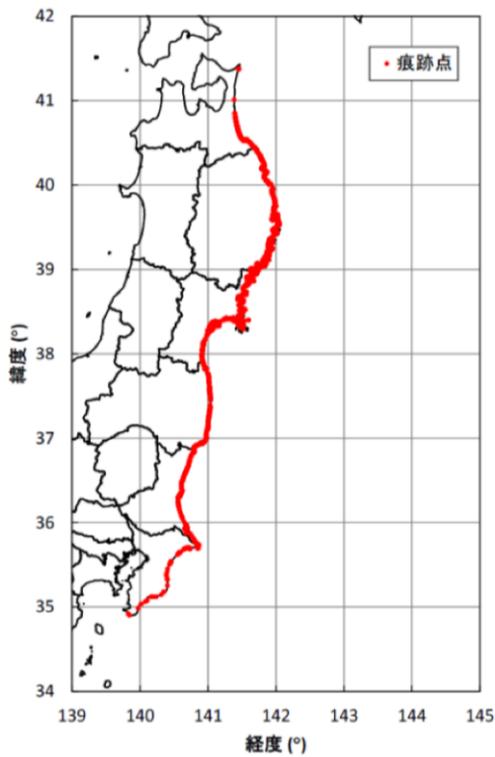


【茨城県沖に想定する津波波源】



(地震調査研究推進本部(2012) (20)に加筆)

第 7.3.4 図 プレート間地震に起因する津波
(想定波源領域の設定)



青森県北部～千葉県南部における2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の
痕跡地点(左図)及び痕跡高(右図)

(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)⁽⁸⁾のデータを使用)

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
2,772	0.93	1.42

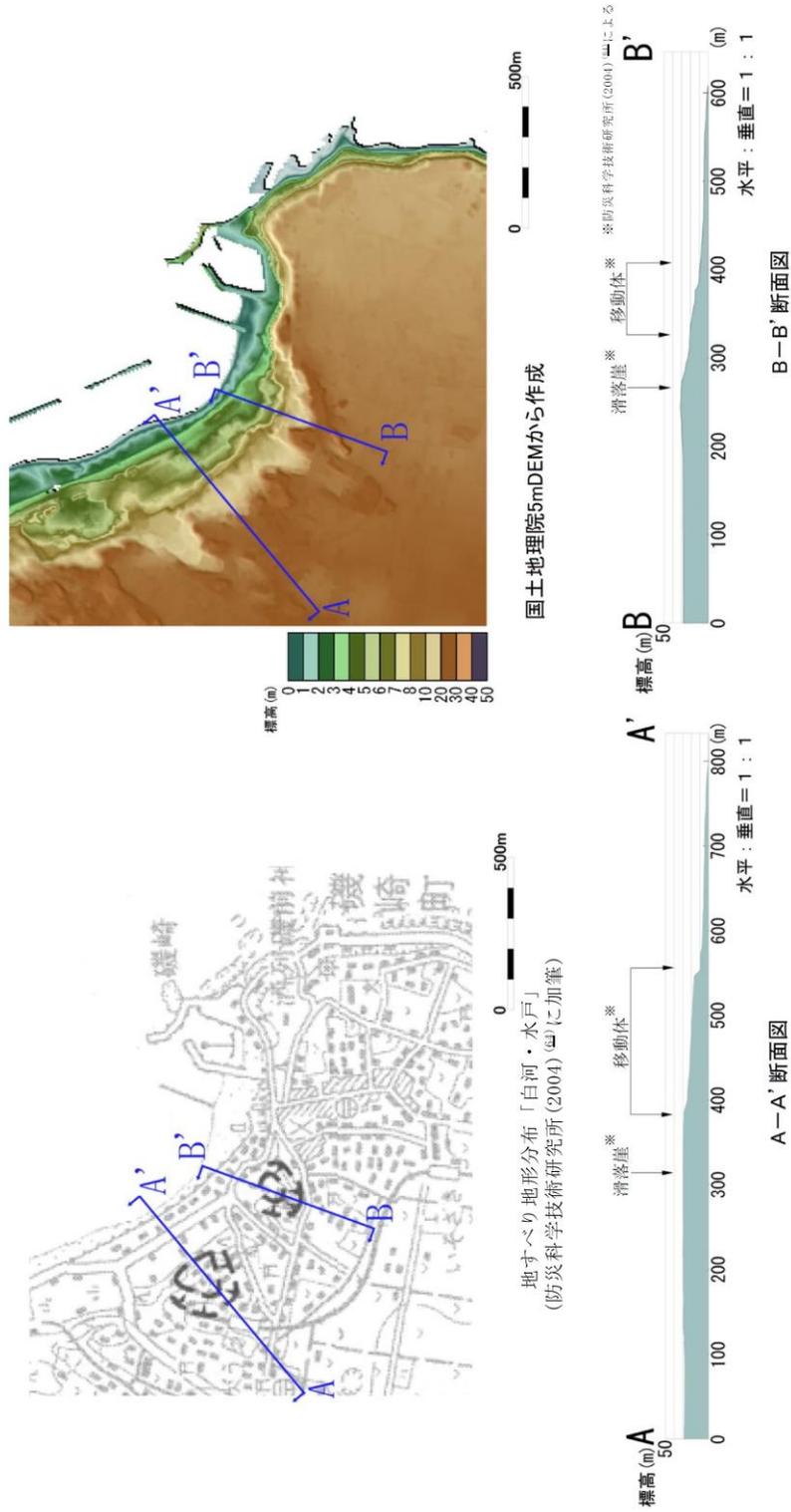
【幾何平均K及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】

$$0.95 < K < 1.05$$

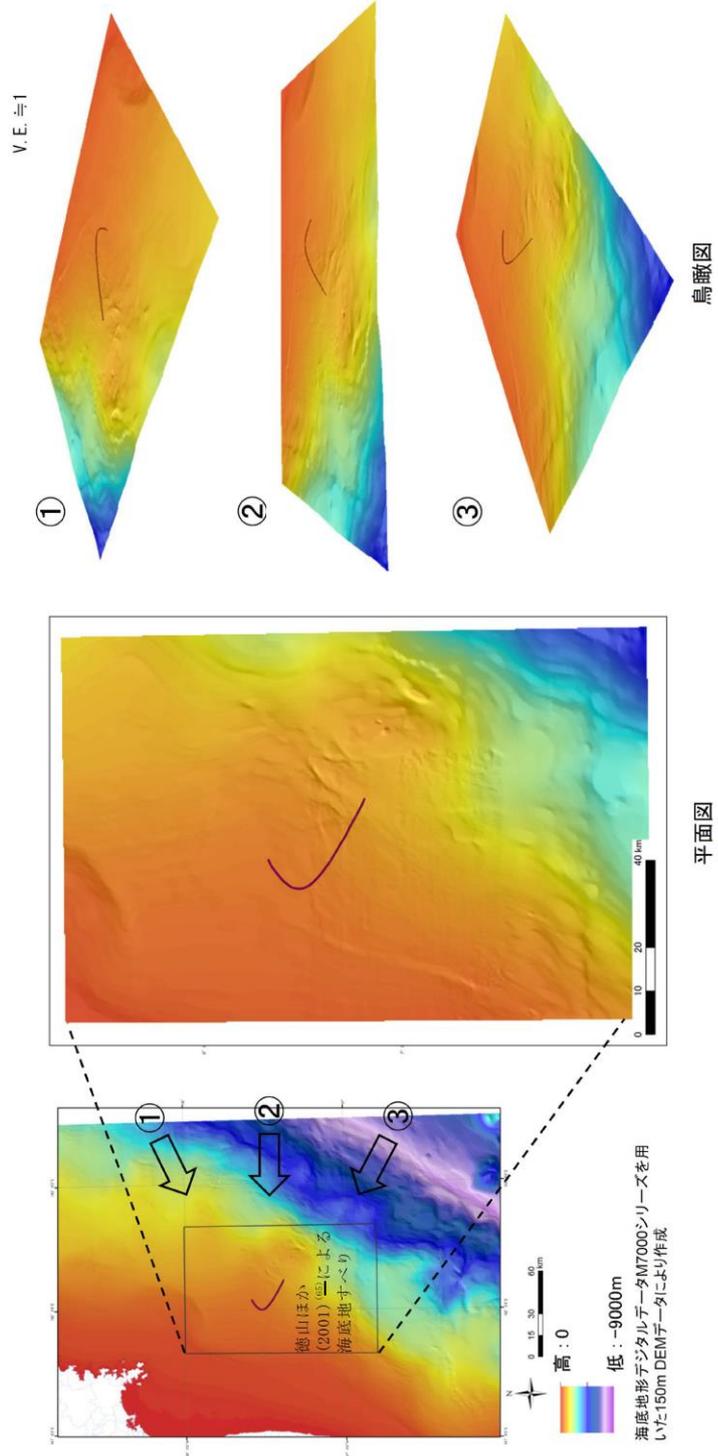
$$\kappa < 1.45 \quad (\text{土木学会(2016)}^{(26)})$$

第 7.3.7 図 東北地方太平洋沖型の津波波源

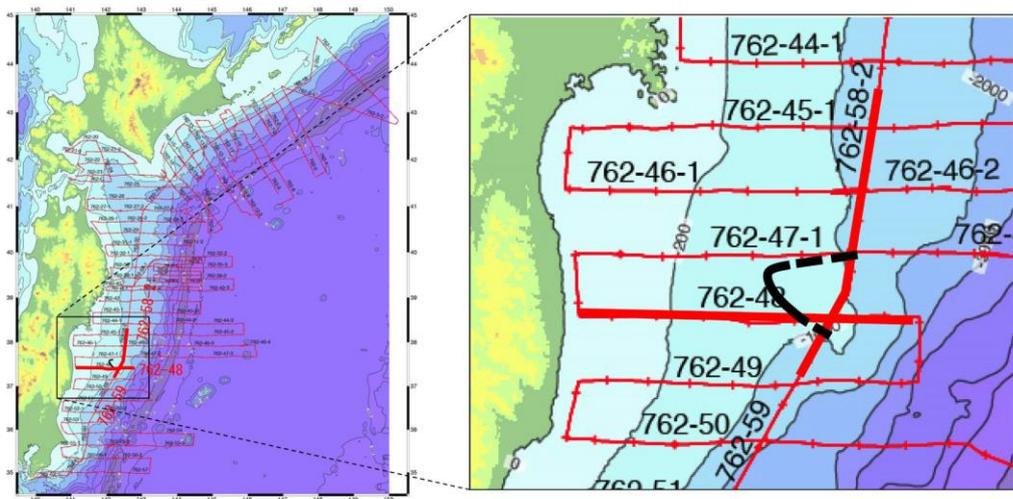
(再現解析：確認結果)



第 7.4.1 図 陸上地すべり及び斜面崩壊
 (文献に示される地すべり地形分布に対する地形判読結果)

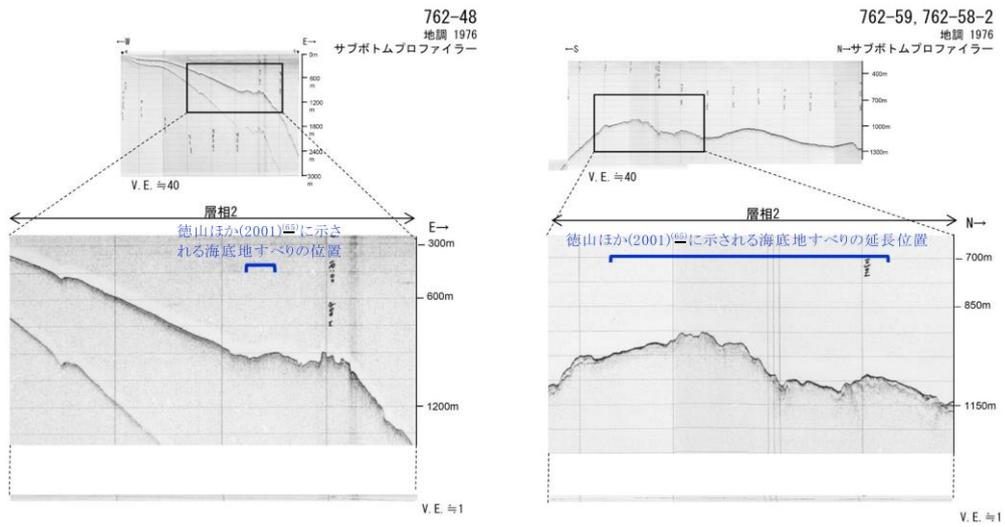


第 7.4.2 図 海底地すべり
(文献に示される海底地すべりに対する海底地形判読結果)



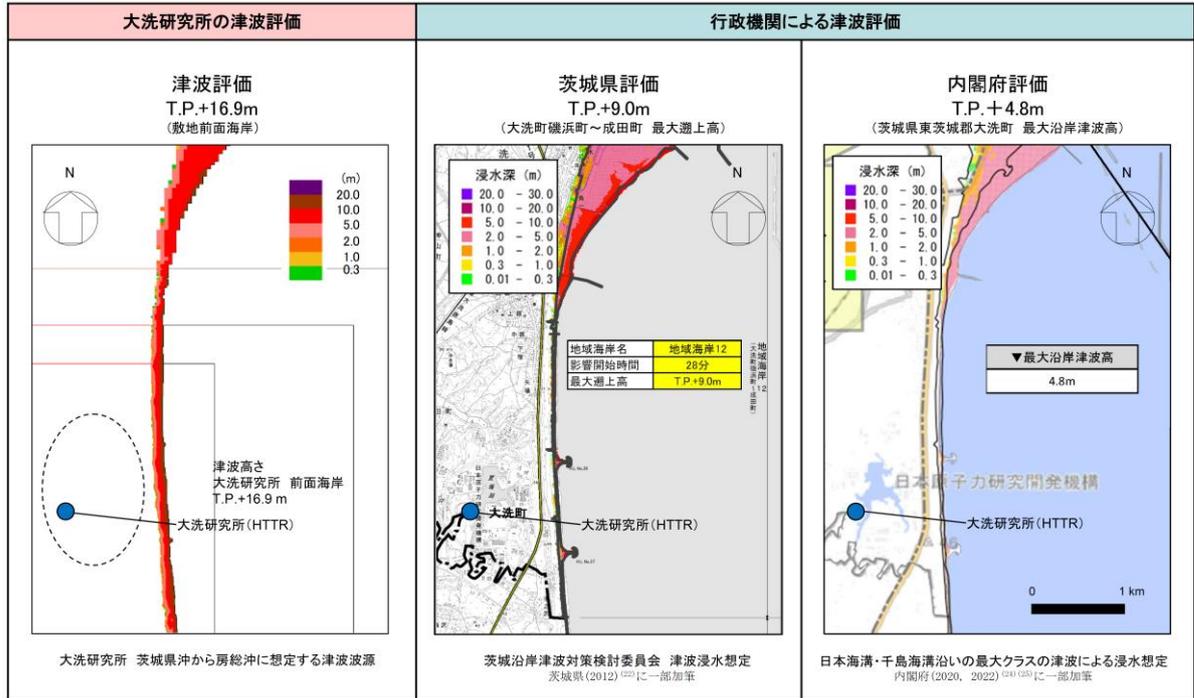
測線図

徳山ほか(2001)^④に示される海底地すべりの位置
(産業技術総合研究所(2015)^⑤に加筆)



音波探査記録
(産業技術総合研究所(2015)^⑤に加筆)

第 7.4.3 図 海底地すべり
(文献に示される海底地すべりに対する音波探査記録による判読結果)



第 7.6.3 図 行政機関による既往評価との比較

(46) 「8. 火山 (HTTR)」のうち、「8.2.1 地理的領域内の第四紀火山」～

「8.2.2.4 日光白根山」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

8.2.1 地理的領域内の第四紀火山

敷地の地理的領域 (半径 160km の範囲) に対して、「日本の火山 (第 3 版)」(中野他 (2013) ⁽¹⁾)、「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース Ver. 1.00」(西来他 (2016) ⁽²⁾)、「海域火山データベース」(海上保安庁海洋情報部 (2013) ⁽³⁾)、「日本活火山総覧 (第 4 版)」(気象庁編 (2013) ⁽⁴⁾) 及び「日本の第四紀火山カタログ」(第四紀火山カタログ委員会編 (1999) ⁽⁵⁾) を参照して 31 の第四紀火山 (第 8.2.1 図) を抽出した。

8.2.2 完新世に活動を行った火山

第四紀火山のうち完新世に活動を行った火山は、^{たかはらやま}高原山、^{なすだけ}那須岳、^{なんたい・にょほうかざんぐん}男体・女峰火山群、^{にっこうしらねかざんぐん}日光白根火山群、^{あかぎざん}赤城山、^{ひうちがたけ}燧ヶ岳、^{あだたらやま}安達太良山、^{ぼんだいざん}磐梯山、^{はるなさん}榛名山及び^{ぬまざわ}沼沢であり、これらの 10 火山を完新世に活動を行った火山として抽出した。各火山の形式、活動年代及び最後の活動からの経過期間等を第 8.2-1 表に示す。

8.2.2.1 高原山

高原山は、^{にっこう}栃木県日光市北部に位置する第四紀火山であり、成層火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 98km である。活動年代は、約 30 万年前～約 6500 年前とされている (西来他 (2016) ⁽²⁾)。高原山の活動履歴については鈴木 (1993) ⁽⁶⁾、井上他 (1994) ⁽⁷⁾、奥野他 (1997) ⁽⁸⁾、山元 (2012) ⁽⁹⁾、弦巻 (2012) ⁽¹⁰⁾、山元 (2013a) ⁽¹¹⁾ 及び中野他 (2013) ⁽¹⁾ を参照した。

高原山は、井上他 (1994) ⁽⁷⁾ 等によれば第 3 期から第 7 期に区分され、奥野他 (1997) ⁽⁸⁾ 等によれば約 6500 年前には (マグマ) 水蒸気噴火が発生したとされる。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.2 那須岳

那須岳は、栃木県・福島県境付近に位置する第四紀火山であり、成層火山で構成される。敷地からの距離は約 108km である。活動年代は、約 50 万年前以降で、最新噴火は 1963 年とされている (西来他 (2016) ⁽²⁾)。那須岳の活動履歴の評価に当たっては鈴木 (1992) ⁽¹²⁾、伴・高岡 (1995) ⁽¹³⁾、山元 (1997) ⁽¹⁴⁾、山元 (2012) ⁽⁹⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾、気象庁編 (2013) ⁽⁴⁾ 及び産業技術総合研究所地質調査総合センタ

一編 (2014) ⁽¹⁵⁾ を参照した。

那須岳は、みなみがっさん 南月山、ちやうすだけ 茶臼岳、あさひだけ 朝日岳、さんぼんやりたけ 三本槍岳、かつしあさひだけ 甲子旭岳、ふたまたやま 二岐山の成層火山の集合体である (伴・高岡 (1995) ⁽¹³⁾)。最新活動期の茶臼岳は、山元 (2012) ⁽⁹⁾、山元 (1997) ⁽¹⁴⁾ 等によれば約 1.9 万年前以降に活動し、1963 年には水蒸気噴火が発生したとされる。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.3 男体・女峰火山群

男体・女峰火山群は、栃木県日光市に位置する第四紀火山であり、成層火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 110km である。活動年代は、約 90 万年前以降で、最新の噴火は約 7000 年前 (男体山) とされている (西来他 (2016) ⁽²⁾)。男体・女峰火山群の活動履歴の評価に当たっては村本 (1992) ⁽¹⁶⁾、鈴木他 (1994) ⁽¹⁷⁾、佐々木 (1994) ⁽¹⁸⁾、第四紀火山カタログ委員会編 (1999) ⁽⁵⁾、山元 (2013a) ⁽¹¹⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾ 及び石崎他 (2014) ⁽¹⁹⁾ を参照した。

男体・女峰火山群は、にょほうあかなぎ 女峰赤雑火山、日光溶岩ドーム群、男体火山、みつだけ 三ツ岳火山により構成され、最新活動期である男体火山は 2.4 万年前から活動し (山元 (2013a) ⁽¹¹⁾)、7 千年前にはマグマ水蒸気噴火が発生したとされる。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.4 日光白根火山群

日光白根火山群は、栃木県・群馬県境に位置する第四紀火山であり、溶岩流、小型楯状火山及び溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 120km である。活動年代は約 2 万年前以降で、最新噴火は 1890 年とされている (西来他 (2016) ⁽²⁾)。日光白根火山群の活動履歴の評価に当たっては奥野他 (1993) ⁽²⁰⁾、佐々木他 (1993) ⁽²¹⁾、鈴木他 (1994) ⁽¹⁷⁾、高橋他 (1995) ⁽²²⁾、第四紀火山カタログ委員会編 (1999) ⁽⁵⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾、気象庁編 (2013) ⁽⁴⁾ 及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2014) ⁽¹⁵⁾ を参照した。

日光白根火山群の活動は新期と古期に区分され、約 2 万年前以降～1890 年に活動したとされる (奥野他 (1993) ⁽²⁰⁾ 等)。また、確認されている有史時代以降の活動は、全て水蒸気噴火であるとされる (佐々木他 (1993) ⁽²¹⁾)。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

(47)「8. 火山 (HTTR)」のうち、「8.2.3 完新世に活動を行っていない火山のうち将来の火山活動可能性が否定できない火山」～「8.3 抽出された火山の火山活動に関する個別評価」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

8.2.3 完新世に活動を行っていない火山のうち将来の火山活動可能性が否定できない火山

完新世に活動を行っていない 21 の火山のうち、最後の活動終了からの期間が、全活動期間もしくは過去の最大休止期間より短いとみなされる場合は、将来の活動可能性が否定できないと判断し、その結果、^{こもちやま}子持山と^{ささもりやま}笹森山の 2 火山を将来の活動可能性が否定できない火山として抽出した。各火山の形式、活動年代及び最後の活動からの経過期間等を第 8.2-1 表に示す。

8.2.3.1 子持山

子持山は、群馬県^{ぬまた}沼田市・^{しぶかわ}渋川市境に位置する第四紀火山であり、複成火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 144km である。活動年代は約 90 万年前～約 20 万年前とされている（中野他 (2013) ⁽¹⁾）。子持山の活動履歴の評価に当たっては飯塚 (1996) ⁽⁴⁹⁾ と中野他 (2013) ⁽¹⁾ を参照した。

子持山の活動は、綾戸活動期、前期子持火山活動期、後期子持火山活動期に区分される。また、綾戸活動期と前期子持火山活動期の間に少なくとも約 30 万年間の休止期があったとされる（飯塚 (1996) ⁽⁴⁹⁾ 及び中野他 (2013) ⁽¹⁾）。

全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が短い火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.3.2 笹森山

笹森山は、福島県福島市南西部に位置する第四紀火山であり、複成火山である可能性がある。敷地からの距離は約 154km である。活動年代は約 370 万年前～約 180 万年前とされている（西来他 (2016) ⁽²⁾、山元 (2015) ⁽⁵²⁾）。笹森山の活動履歴の評価に当たっては阪口 (1995) ⁽⁵⁰⁾、第四紀火山カタログ委員会編 (1999) ⁽⁵⁾、長橋他 (2004) ⁽⁵¹⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾、山元 (2015) ⁽⁵²⁾ を参照した。

笹森山は笹森山安山岩と^{ほうらい}蓬莱火砕流からなるとされ、最新の噴火活動は、最末期の蓬莱火砕流から 1.9Ma～1.8Ma のフィッシュトラック年代が報告されている（山元 (2015) ⁽⁵²⁾）。

全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が短い火山であり、施設に影響を及

ぼし得る火山として抽出した。

8.2.4 将来の活動可能性が否定できない火山の抽出

地理的領域内に分布する第四紀火山について、「完新世に活動を行った火山」及び「完新世に活動を行っていない火山のうち将来の火山活動可能性が否定できない火山」を評価し、施設に影響を及ぼし得る火山として、高原山、那須岳、男体・女峰火山群、日光白根火山群、赤城山、燧ヶ岳、子持山、安達太良山、磐梯山、榛名山、笹森山及び沼沢の12火山を抽出した。

一方、残りの19火山については、最後の活動終了からの期間が全活動期間より長い火山、若しくは最後の活動終了からの期間が過去の最大休止期間より長い火山であることから、将来の活動可能性のない火山として評価した。

8.3 抽出された火山の火山活動に関する個別評価

施設に影響を及ぼし得る火山（12火山）について、活動履歴に関する文献調査により、評価の対象となる設計対応不可能な火山事象の顕著な発生実績及び過去最大規模の噴火による火山噴出物の敷地への到達可能性について第8.3-1表に整理した。

火砕物密度流については、各火山の過去最大規模の火砕物密度流の分布から到達可能性範囲を検討した。まず、高原山と日光白根火山群については、活動履歴上、噴出物は溶岩及び火砕物が主であり、火砕物密度流の発生は認められない。それ以外の火山については、過去最大規模の火砕物密度流の分布はいずれも山体周辺に限られ、敷地周辺までの到達は認められない（第8.3-1図、第8.3-2図）。また、溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊については、施設に影響を及ぼし得る火山（12火山）のうち敷地に最も近い高原山でも敷地から約98kmと十分離れている。したがって、これらの火山事象が敷地に到達する可能性は十分に小さいと判断される。

新しい火口の開口及び地殻変動については、敷地は、火山フロントより前弧側（東方）に位置すること、敷地周辺では火成活動は確認されていないことから、これらの火山事象が敷地において発生する可能性は十分に小さいと判断される。

以上のことから、施設に影響を及ぼし得る火山（12火山）については過去最大規模の噴火を想定しても設計対応不可能な火山事象が施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価し、火山活動のモニタリングは不要と判断した。

(48) 「8. 火山 (HTTR)」のうち、「8.4.1.1 層厚に関する評価」の「(1) 噴出源を同定できる降下火砕物の同規模噴火の可能性」～「(3) 設計上考慮する降下火砕物の層厚の検討」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

(1) 噴出源を同定できる降下火砕物の同規模噴火の可能性

a. 満美穴テフラ、日光早乙女テフラ、日光行川テフラ、日光矢板テフラ (男体・女峰火山群)

満美穴テフラ、日光早乙女テフラ、日光行川テフラ及び日光矢板テフラは男体女峰火山群を噴出源とし、それぞれ約 10 万年前、約 13 万年前、約 14 万年前に噴出したとされる (山元 (2012) ⁽⁹⁾)。

佐々木 (1994) ⁽¹⁸⁾ によれば、男体・女峰火山群において、約 60 万年前から約 7 万年前までは女峰赤薙火山が活動し、日光溶岩ドーム群の活動を経て、約 2 万年前以降に男体火山、三ツ岳火山、日光白根火山が活動したとされる。

上記を踏まえると、満美穴テフラ、日光早乙女テフラ、日光行川テフラ及び日光矢板テフラが噴出されたのは女峰赤薙火山の活動期であり、現在の活動は男体火山の活動期であると考えられる。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における満美穴テフラ、日光早乙女テフラ、日光行川テフラ及び日光矢板テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

b. 真岡テフラ (飯士山)

真岡テフラは飯士山を噴出源とし、約 22 万年前に噴出したとされる (山元 (2013a) ⁽¹¹⁾)。

西来他 (2016) ⁽²⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾、赤石・梅田 (2002) ⁽⁵⁴⁾ によれば、飯士山の活動形式は成層火山であり、その活動年代は約 30 万年前～約 20 万年前とされている。

上記を踏まえると、全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が長いことから、飯士山は将来の活動可能性はない火山と判断される。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における真岡テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

c. 立川ローム上部ガラス質テフラ、浅間板鼻黄色テフラ (浅間山)

立川ローム上部ガラス質テフラは約 1.5 万年前～約 1.6 万年前に、浅間板鼻黄色テフラは約 1.5 万年前～約 1.65 万年前に、浅間山を噴出源として噴出した広域テ

フラである（町田・新井（2011）^(5 3)）。

高橋他（2013）^(5 5)によれば、浅間山の活動は、黒斑火山、仏岩火山、前掛火山に区分される。高橋・安井（2013）^(5 6)によれば、最新活動期である前掛火山は約1万年前（山元（2014b）^(3 1)）から活動を開始したとされる。

山元（2014b）^(3 1)によれば、立川ローム上部ガラス質テフラ及び浅間板鼻黄色テフラは仏岩火山の活動であり、現在は前掛火山の活動となっており、2015年にはごく小規模な噴火が発生し、微量の降灰が確認された（気象庁（2015）^(5 7)）。

なお、現在の活動での最大規模の噴火は、浅間Bテフラであるが、敷地周辺（半径約30km以内）で確認または分布は推定されない。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における立川ローム上部ガラス質テフラ及び浅間板鼻黄色テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

d. 箱根東京テフラ、箱根吉沢下部7テフラ（箱根火山群）

箱根東京テフラは約6.6万年前に、箱根吉沢下部7テフラは約12.8万年前～約13.2万年前の間に、箱根火山群を噴出源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）^(5 3)）。

長井・高橋（2008）^(5 8)によれば、箱根火山群の活動は、初期の陸上火山活動であるステージ1、玄武岩～安山岩質成層火山群形成期のステージ2、安山岩質成層火山群及び独立単成火山群形成期のステージ3、カルデラ及び単成火山群形成期のステージ4、前期中央火口丘形成期のステージ5、爆発的噴火期のステージ6、後期中央火口丘形成期のステージ7に区分される。

山元（2014b）^(3 1)によれば、箱根東京テフラは爆発的噴火を主体としていたステージ6、箱根吉沢下部7テフラはステージ5で発生した降下火砕物である。現在は中央火口丘での溶岩ドームの活動であるステージ7であり、顕著な降下火砕物の発生は確認されない。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における箱根東京テフラ及び箱根吉沢下部7テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

e. 飯縄上樽aテフラ（飯縄山）

飯縄上樽 a テフラは、約13万年前に飯縄山を噴出源として噴出したテフラである（町田・新井（2011）^(5 3)）。

飯縄山は、第I活動期と第II活動期の2つの活動期間に大別され、第I活動期は、約34万年前ごろ、第II活動期は約20万年前にはじまり、飯縄上樽 a テフラは第II活動期に発生した（早津他（2008）^(5 9)）。早津他（2008）^(5 9)によれば、飯縄山は

妙高火山群を構成する火山の 1 つであり、その活動は玄武岩質マグマによって開始し、デイサイト質マグマの活動によって終わるとされ、飯縄山の第Ⅱ活動期においても、噴出するマグマの性質が玄武岩質から安山岩質、安山岩質からデイサイト質へと変化したとされる。また、第Ⅱ活動期は、飯縄上樽 a テフラ噴出後の活動である溶岩ドーム群の活動を最後に急速に衰退し、約 6 万年前の水蒸気爆発の発生以降、噴火の痕跡は確認されず、噴気活動や高温の温泉の湧出等は全く認められないことから、現在、火山活動は完全に停止状態にあると考えられている（早津他（2008）⁽⁵⁹⁾）。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における飯縄上樽 a テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

f. 御嶽第 1 テフラ（御嶽山）

御嶽第 1 テフラは、約 9.5 万年前～約 10 万年前に御嶽山を噴出源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

御嶽山の活動は、西来他（2016）⁽²⁾、山元（2014b）⁽³¹⁾、及川他（2014）⁽⁶⁰⁾、竹内他（1998）⁽⁶¹⁾、によれば、古期御嶽火山と新期御嶽火山に分けられ、現在は新期御嶽火山の活動期であり、御嶽第 1 テフラは約 10 万年前に発生したとされる。また、木村（1993）⁽⁶²⁾によれば、新期御嶽火山の活動は 3 つのステージに分けられ、御嶽第 1 テフラをもたらした噴火が発生したステージは O1 ステージ（デイサイト一流紋岩質のプリニー式噴火と、カルデラ陥没及び溶岩ドームの形成）であり、現在は山頂付近の小円錐火山群の形成期である O3 ステージで、約 2 万年前以降は水蒸気噴火を中心とした活動であるとされる。

なお、及川他（2014）⁽⁶⁰⁾によれば、過去 1 万年以内に少なくとも 4 回のマグマ噴火が確認されている。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における御嶽第 1 テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

g. 谷口テフラ、大峰テフラ（爺ヶ岳）、恵比須峠福田テフラ、丹生川テフラ（穂高岳）

谷口テフラ及び大峰テフラの噴出源である爺ヶ岳、並びに恵比須峠福田テフラ及び丹生川テフラの噴出源である穂高岳はいずれも飛騨山脈に位置する第四紀火山である（及川（2003）⁽⁶³⁾）。

及川（2003）⁽⁶³⁾によれば、飛騨山脈での火成活動は Stage I～Ⅲの 3 つの活動期に区分され、谷口テフラ、大峰テフラ、恵比須峠福田テフラ、丹生川テフラを発生させた時期はいずれも Stage I（2.5Ma～1.5Ma）である。

現在の活動期は Stage Ⅲ（0.8Ma～0Ma）であり、東西圧縮応力場のもとで、成層火

山形成を主体とした活動が継続していることから、飛騨山脈において Stage I で発生した大規模な噴火の発生可能性は十分に小さいと考えられる。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中において谷口テフラ、大峰テフラ、恵比須峠福田テフラ、丹生川テフラと同規模の噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

h. 大町 A p m テフラ群 (縦沢岳)

大町 A p m テフラ群は、縦沢岳を噴出源として噴出した広域テフラ群である (町田・新井 (2011) ^(5 3))。

西来他 (2016) ⁽²⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾、原山 (1990) ^(6 4)、町田・新井 (2011) ^(5 3) 等によれば、火山の活動形式は火砕流であり、その活動年代は約 40 万年～約 30 万年前とされている。

上記を踏まえると、縦沢岳は全活動期間より、最後の活動終了からの期間が長いことから、将来の活動可能性はないと判断される。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における大町 A p m テフラ群と同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

i. 貝塩上宝テフラ (上宝)

貝塩上宝テフラは、上宝を噴出源として噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011) ^(5 3))。

西来他 (2016) ⁽²⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾ によれば、火山の活動形式は火砕流であり、その活動期間は約 60 万年前とされている。また、鈴木 (2000) ^(6 5) 等によれば、約 62 万年前から約 60 万年前の間に大規模な噴火が発生し、貝塩給源火道から上宝火砕流及び貝塩上宝テフラが噴出したとされる。上記を踏まえると、全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が長いことから、将来の活動可能性はないと判断される。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における貝塩上宝テフラと同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

j. 玉川 R 4 テフラ (玉川カルデラ)

玉川 R 4 テフラは、約 200 万年前に玉川カルデラを噴出源とし噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011) ^(5 3))。

鈴木・中山 (2007) ^(6 6) によれば、敷地周辺に玉川 R 4 テフラの分布が示され、その降灰年代は 2.0Ma と推定されるとしている。梅田他 (1999) ^(4 3) によれば、東北日本の 2Ma 以降の火山活動は、活動年代、噴出量、噴火様式、広域応力場変遷の観点から次の 3 ステージに区分される。stage1 (2Ma～1Ma) では、弱圧縮応力場

の環境下で大規模珪長質火砕流の噴出が卓越したとされる。stage2 (1Ma~0.6Ma) では、強圧縮応力場の環境下で成層火山の活動が卓越したとされる。stage3 (0.6Ma以降) では、強圧縮応力場におかれ、脊梁山脈全体で断層運動が活発化し、大規模珪長質火砕流、成層火山の活動が共に認められ、マグマ噴出量が増大したとされる。

現在の東北日本における火山活動は stage3 に相当することに加え、高橋 (1995) ⁽⁶⁷⁾によれば、大量の珪長質マグマを蓄積するには低地殻歪速度が必要であるとされる。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における玉川 R 4 テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

k. 八甲田国本テフラ (八甲田カルデラ)

八甲田国本テフラは、約 76 万年前に八甲田カルデラ (八甲田火山) を噴出源として噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)。

気象庁編 (2013) ⁽⁴⁾によれば、八甲田火山は、南八甲田火山群、北八甲田火山群に区分され、八甲田カルデラは北八甲田火山群の直下~北東に存在するとされている。中野他 (2013) ⁽¹⁾ 及び工藤他 (2011) ⁽⁶⁸⁾によれば、八甲田火山の活動を、南八甲田火山群、八甲田カルデラ、北八甲田火山群の活動に区分し、このうち、八甲田カルデラにおいては、約 1Ma (八甲田中里川)、0.9Ma (八甲田黄瀬)、0.76Ma (八甲田第 1 期)、0.4Ma (八甲田第 2 期) に大規模火砕流を噴出したとされている。八甲田火山は、110 万年前から活動を開始し、南八甲田火山群及び八甲田カルデラの活動後、最近 30 万年間では、北八甲田火山群のみの活動が継続している。八甲田国本テフラは八甲田カルデラの活動で発生したものであり、現在は北八甲田火山群の活動である。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における八甲田国本テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

1. 大山倉吉テフラ (大山)

大山倉吉テフラは、約 5.5 万年前に大山を噴出源として噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)。

守屋 (1983) ⁽⁶⁹⁾の日本の第四紀火山の地形発達過程に基づく分類によれば大山は最終期である第 4 期とされる。また、米倉 (2001) ⁽⁷⁰⁾によれば、一般にこの第 4 期の噴出量は第 1 期~第 3 期と比べて少なく、数 km³とされる。

また、山元 (2014b) ⁽³¹⁾による活動履歴情報の整理に基づけば、約 40 万年前以降、最も規模の大きな噴火は大山倉吉テフラ噴火であるが、これに至る活動間隔は、大山倉吉テフラ噴火以降の経過期間に比べて十分に長い。

ただし、数 km³以下の規模の噴火については、大山倉吉テフラ噴火以前もしくは以降においても繰り返し発生している。また、Zhao et al. (2011)^(7.1)によれば、大山の地下深部に広がる低速度層と、大山の西方地下で発生している低周波地震の存在から、地下深部にはマグマ溜まりが存在している可能性が示唆される。保守的に、この低速度層をマグマ溜まりとして評価した場合、その深度は 20km 以深に位置し、これは爆発的噴火を引き起こす珪長質マグマの浮力中立点の深度 7km (東宮 (1997)^(7.2)) よりも深い位置に相当する。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における大山倉吉テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

m. 阿蘇^{あそ}4、阿蘇3テフラ (阿蘇カルデラ)

阿蘇4テフラは約 8.5 万年前～約 9 万年前に、阿蘇3テフラは約 13 万年前に、いずれも阿蘇カルデラを噴出源として噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011)^(5.3))。

Nagaoka (1988)^(7.3)に基づけば、現在の阿蘇カルデラの活動期は、最新の破局的噴火 (約 9 万年前の阿蘇4テフラの噴出) 以降、阿蘇山において草千里ヶ浜^{くさせんりがはま}軽石等の多様な噴火様式による小規模噴火が発生していることから、阿蘇山における後カルデラ噴火ステージの活動と考えられ、苦鉄質火山噴出物及び珪長質火山噴出物の給源火口の分布 (三好他 (2005)^(7.4)) から、地下に大規模な珪長質マグマ溜まりは存在していないと考えられる。また、破局的噴火の最短の活動間隔 (約 2 万年) は、最新の破局的噴火からの経過期間 (約 9 万年) と比べて短い。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における阿蘇4、阿蘇3テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

n. 始良^{あいら}T nテフラ (始良カルデラ)

始良T nテフラは、南九州の始良カルデラを噴出源とし、約 2.8 万年前～約 3 万年前に噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011)^(5.3))。

現在の始良カルデラの活動期は、Nagaoka (1988)^(7.3)に基づけば、後カルデラ火山噴火ステージであると考えられる。また、破局的噴火の活動間隔 (約 6 年以上) は、最新の破局的噴火である約 3 万年前の始良T nテフラの噴出からの経過期間と比べ十分に長く、現在は破局的噴火に先行して発生するプリニー式噴火ステージの兆候が認められない。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における、始良T nテフラと同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

o. 鬼界^{きかい}アカホヤテフラ、鬼界^{きかいとずらはら}葛原テフラ (鬼界カルデラ)

鬼界アカホヤテフラは約 7,300 年前に、鬼界葛原テフラは約 9.5 万年前に、いずれも鬼界カルデラを噴出源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

現在の鬼界カルデラの活動期は、Nagaoka（1988）⁽⁷³⁾に基づけば、後カルデラ火山噴火ステージ（薩摩硫黄島）^{さつまいおうじま} であると考えられる。また、鬼界カルデラにおける破局的噴火の活動間隔は約 5 万年以上であり、最新の破局的噴火からの経過期間（約 0.7 万年）に比べて十分長い。

以上のことから、試験研究炉の運用期間中における鬼界アカホヤテフラ及び鬼界葛原テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

(2) 噴出源が同定できない降下火砕物

敷地周辺で確認された噴出源が同定できない降下火砕物は、敷地から西北西に約 23km の茨城県笠間市大古山の潤沼川沿いで確認される「潤沼川テフラ」^{ひぬまがわ}（山元（2013a）⁽¹¹⁾）の 1 つである。本テフラは見和層下部のエスチュアリー相泥質堆積物中に再堆積物として挟まれる層厚 15 cm の軽石質の粗粒火山灰であるとされている（山元（2013a）⁽¹¹⁾）。また、潤沼川テフラは敷地近傍においてその分布が認められないことから、敷地への影響は十分に小さいと判断される。

(3) 設計上考慮する降下火砕物の層厚の検討

文献調査結果から、敷地周辺で分布が推定される主な降下火砕物のうち、噴出源が同定でき、試験研究炉の運用期間中における同規模の噴火の可能性のある降下火砕物として、高原山を噴出源とする高原戸室山 2 テフラ^{たかはらとむるやま}、男体・女峰火山群を噴出源とする男体今市テフラ^{なんたいいまいち}、男体七本桜テフラ^{なんたいしちほんざくら}、赤城山を噴出源とする赤城鹿沼テフラ^{あかぎかぬま}、赤城行川 2 テフラ^{あかぎなめかわ}、赤城水沼 1 テフラ^{あかぎみずぬま}、赤城水沼 2 テフラ、赤城水沼 8 テフラ、赤城水沼 9 - 10 テフラ、燧ヶ岳を噴出源とする燧ヶ岳七入テフラ、沼沢を噴出源とする沼沢芝原テフラ、榛名山を噴出源とする榛名八崎テフラ^{はるなほつき}、四阿山を噴出源とする四阿菅平 2 テフラ^{あずまやさん}が挙げられる。

一方、噴出源が同定できない降下火砕物として、潤沼川テフラが認められる。

これらの降下火砕物のうち、敷地周辺において層厚とその噴火規模が最も大きい降下火砕物は赤城鹿沼テフラであり、設計上考慮する降下火砕物として詳細に検討を行った。

a. 降下火砕物の分布状況

赤城鹿沼テフラの分布に関する以下の敷地周辺の層厚調査及び敷地内の地質調査の結果から、赤城鹿沼テフラの敷地及び敷地近傍での層厚は約 35cm であるが、

敷地周辺で最大 50cm が確認され、保守性を考慮して 50cm と評価される。

(a) 敷地周辺の層厚調査

降下火砕物の等層厚線図から、敷地において最も層厚が大きい降下火砕物は赤城鹿沼テフラと判断される。その分布主軸は敷地の方向を向いており、「新編 火山灰アトラス」(町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)によれば 10cm~40cm、山元 (2013a) ⁽¹¹⁾では 32cm~64cm の 32cm 等層厚線付近に位置する。山元 (2013a) ⁽¹¹⁾、茨城県自然博物館 (2001) ⁽⁷⁵⁾、茨城県自然博物館 (2007) ⁽⁷⁶⁾ 及び敷地周辺の地質調査結果より敷地周辺の赤城鹿沼テフラの層厚を調査したところ、敷地近傍で約 35 cm、敷地周辺で概ね 40cm 以下、敷地から噴出源方向に約 10km の地点で最大 50cm が確認される。(第 8.4-2 図)

(b) 敷地内の地質調査

敷地での赤城鹿沼テフラの層厚を把握するため、地質調査を実施した。ボーリング調査において、ローム層中に黄褐色の軽石層が認められ、火山灰分析の結果、赤城鹿沼テフラに対比される。また、ボーリング調査による層厚は 25~30cm、露頭で層厚 30~35cm であり、文献で示される層厚に整合している。(第 8.4-3 図)

b. 降下火砕物シミュレーション

現在の気象条件での敷地における降下火砕物の層厚を検討するため、敷地周辺における堆積厚さが最も大きい赤城鹿沼テフラの噴出源である赤城山を対象に降下火砕物シミュレーションを行った。

山元 (2016) ⁽³²⁾、高橋他 (2012) ⁽²⁸⁾、守屋 (1979) ⁽⁷⁷⁾によれば、赤城山の活動は約 50 万年前から溶岩と火砕物を主とした噴火様式 of 古期成層火山の活動から始まり、約 22 万年前の山体崩壊を境に、その後、新期成層火山の活動となっている。新期成層火山についても 3 つの活動期に分けられ、赤城鹿沼テフラは現在の活動ステージである後カルデラ期に発生した降下火砕物であるとされる。現在の赤城山の活動ステージにおいて最大規模の噴火による降下火砕物噴出は赤城鹿沼テフラであり、その噴出量は 2km³DRE (見かけ体積 5km³) とされている (第 8.4-4 図)。このことを踏まえ、解析条件の噴出量には見かけ体積 5km³ を設定した。主な解析条件については第 8.4-2 表に示す。

風向・風速は、気象庁が行っているラジオゾンデの定期観測データ (観測地点：^{たての}館野) を用いて行った。

月別平年解析の結果、1 年を通じて偏西風の影響を受け、分布主軸が東から東北東に向く傾向があり、敷地における降下火砕物の堆積厚さは 7 月の 21 時の風のケースで最大 (約 12cm) となる (第 8.4-5 図)。さらに、層厚が最大となった 7 月の

21時を基本ケースとして、噴煙柱・風速・風向の3つの要素について、不確かさに関する検討を行った(第8.4-6図)。その結果、風速の不確かさを考慮した場合が最大で層厚は約22cmであり、敷地及び敷地周辺の調査で確認された層厚を上回らない。

(49)「8. 火山(H T T R)」のうち、「8.4.2 火山性土石流、火山泥流及び洪水」の記述を以下のとおり変更する。なお、下線部は変更箇所を示す。

8.4.2 火山性土石流、火山泥流及び洪水

施設に影響を及ぼし得る12火山のうち、敷地から120kmの範囲内には高原山、那須岳、男体・女峰火山群、日光白根火山群の4火山が位置する。敷地は那珂川流域に位置し、上流域に対象火山が存在する。

文献調査の結果、那珂川に沿う瓜連丘陵に火山性土石流堆積物である栗河軽石が分布する(坂本・宇野沢(1976)⁽⁷⁸⁾)。しかしながら、那珂川の流下方向は敷地へ向かっていない。また、那珂川と敷地の間には鹿島台地が分布し敷地は台地上に位置する。(第8.4-8図)。このことから、火山性土石流、火山泥流及び洪水が施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと判断される。

(50)「8. 火山(H T T R)」のうち、「8.5 参考文献」の記述のうち、(61)~(91)の番号を繰り下げ(62)~(92)に変更するとともに、新たに(61)を加える。変更後の(61)~(92)の記述を以下に示す。なお、下線部は変更箇所を示す。

- (61) 竹内誠, 中野俊, 原山智, 大塚勉(1998): 木曾福島地域の地質, 地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅, 地質調査所, p94.
- (62) 木村純一(1993): 後期更新世の御岳火山: 火山灰層序と火山層序学を用いた火山活動史の再検討, 地球科学, 47, p301-321
- (63) 及川輝樹(2003): 飛騨山脈の隆起と火成活動の時空的関連, 第四紀研究 42(3) p. 141-156
- (64) 原山智(1990): 上高地地域の地質, 地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅, 地質調査所, p175
- (65) 鈴木毅彦(2000): 飛騨山脈貝塚給源火道起源の貝塚上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年, 地理学評論, 73A-1, p1-25
- (66) 鈴木毅彦, 中山俊雄(2007): 東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする2.0Maに噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ, 火山, 第52巻(2007), 第1号, p. 23-38
- (67) 高橋正樹(1995): 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度, 火山, 第40巻(1995), p. 33-42

- (68) 工藤崇, 檀原徹, 山下透, 植木岳雪, 佐藤大介 (2011): 八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の層序の再検討, 日本第四紀学会講演要旨集, p144-145
- (69) 守屋以智雄 (1983): 日本の火山地形, 東京大学出版会, p135
- (70) 米倉伸之 (2001): 日本の地形〈1〉総説, 東京大学出版会, p349
- (71) Zhao Dapeng, Wei Wei, Nishizono Yukihisa, Inakura Hirohito (2011): Low-frequency earthquakes and tomography in western Japan: Insight into fluid and magmatic activity, *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, p. 1381-1393
- (72) 東宮昭彦 (1997): 実験岩石学的手法で求めるマグマ溜まりの深さ, 月刊地球, Vol19, No11, p720-724
- (73) Nagaoka Shinji (1988): The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan, 23, p. 49-122
- (74) 三好雅也, 長谷中利昭, 佐野貴司 (2005): 阿蘇カルデラ形成後に活動した多様なマグマとそれらの因果関係について, 火山, 第50巻 (2005), 第5号, p. 269-283
- (75) 茨城県自然博物館 (2001): 茨城県自然博物館 第2次総合調査報告書 (2001) 関東ローム層, p. 87-102
- (76) 茨城県自然博物館 (2007): 茨城県自然博物館 第4次総合調査報告書 (2007) 関東ローム層, p. 85-99
- (77) 守屋以智雄 (1979): 日本の第四紀火山の地形発達と分類, 地理学評論, 52-9, p479-501, 1979
- (78) 坂本亨, 宇野沢昭 (1976): 茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史, 地質調査所月報, 第27巻, 第10号 p655-664, 1976
- (79) 三村弘二 (2002): 東北日本, 猫魔火山の地質と放射年代, 火山, 第47巻 (2002), 第4号, p217-225
- (80) 大石雅之 (2009): 四阿火山を起源とする噴出物の岩石記載的特徴とテフラ分布, 地学雑誌, 118 (6), p. 1237-1246, 2009
- (81) 鈴木毅彦 (2001): 海洋酸素同位体ステージ5-6境界に降下した飯縄上樽テフラ群とその編年学的意義, 第四紀研究, 40 (1), p. 29-41
- (82) Tamura Itoko, Yamazaki Haruo, Mizuno Kiyohide (2008): Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephras in central Japan, *Quaternary International* 178 (2008), p. 85-99
- (83) 鈴木毅彦・早川由紀夫 (1990): 中期更新世に噴出した大町 Apm テフラ群の層位と年代, 第四紀研究, 29 (2), p. 105-120
- (84) 鈴木毅彦, 檀原徹, 藤原治 (2001): 東北日本の大規模火砕流は広域テフラを生産したか?, 月間地球, Vol23, No9, p. 610-613
- (85) Newhall and Self (1982): The Volcanic Explosivity Index (VEI) 'An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 87, NO. C2, p1231-1238, FEBRUARY 20, 1982
- (86) 萬年一剛 (2013): 降下火山灰シミュレーションコード Tephra2 の理論と現状 - 第四紀学での利用を視野に, 第四紀研究, 52 (4), p. 173-187
- (87) 山崎正男 (1958): 日光火山群, 地球科学, 第36号 (1958年2月), p. 27-35
- (88) 山元孝広 (2011): 磐梯火山最初期噴出物におけるマグマ組成の時間変化: 裏磐梯高原コアの化学分析結果, 火山, 第56巻 (2011), 第6号, p. 189-200
- (89) 山元孝広, 須藤茂 (1996): テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動史, 地質調査所月報, 第47巻, 第6号, p335-359, 1996

- (90) 小荒井衛，津沢正晴，星野実（1995）：磐梯山の地形発達史，「火山地域における土砂災害発生予測手法の開発に関する国際共同研究」「岩屑流発生場に関する研究」分科会研究成果，磐梯火山，p135-143
- (91) 早田勉（1989）：6世紀における榛名火山の2回の噴火とその災害，第四紀研究，27（4），p. 297-312
- (92) 山元孝広，長谷部忠夫（2014）：福島県只見町叶津の埋没化石林の放射性炭素年代：沼沢火山水沼噴火年代の再検討，地質学雑誌，第120巻，第1号，p1-9

(51) 「8. 火山 (HTTR)」のうち、第8.2-1表(1)、第8.2-1表(2)及び第8.3-1表について、新知見の情報に変更するとともに、第8.4-1表(1)、第8.4-1表(2)及び第8.4-2表に記述している参考文献の番号を変更する。変更後の各表は以下のとおり。

第8.2-1表 (1) 地理的領域内の第四紀火山における活動可能性

No.	火山名 ^{※1}	敷地からの距離 (km)	火山の形式 ^{※2}	活動年代 ^{※3} (千年前)	全活動期間 (千年)	最後の活動からの期間 (千年前)	施設に影響を及ぼし得る火山 (12火山)	
							完新世に活動を行った火山 (10火山)	将来の活動可能性が否定できない火山 (2火山)
1	高原山	98	複成火山, 溶岩ドーム	300 ~	300	6.5	○	-
2	塩原カルデラ	103	カルデラ-火砕流	350 ~	50	300	×	×
3	那須岳	108	複成火山	500 ~	500	AD1963	○	-
4	男体・女峰火山群	110	複成火山, 溶岩ドーム	900 ~	900	3.3	○	-
5	甲子	114	複成 (複合) 火山	1300 ~	100	1200	×	×
6	塔のへつり カルデラ群	115	カルデラ-火砕流, 溶岩ドーム	1400 ~	400	1000	×	×
7	皇海山	118	複成火山	1600 ~	700	900	×	×
8	二岐山	120	複成火山, 溶岩ドーム	140 ~	50	90	×	×
9	日光白根火山群	120	溶岩流及び 小型桶状火山, 溶岩ドーム	20 ~	20	AD1890	○	-
10	根名草山	121	溶岩ドーム	300	-	300	×	×
11	鷗ヶ岳	121	複成火山?	2700 ~	600	2100	×	×
12	鬼怒沼	125	溶岩流, 火砕流	240	-	240	×	×
13	赤城山	126	複成火山-カルデラ, 溶岩ドーム	300 ~	300	AD1251	○	-
14	四郎岳	126	複成火山?	2500 ~	-	2200	×	×
15	沼上山	127	複成火山	1100	-	1100	×	×
16	会津布引山	127	複成火山	1400	-	1400	×	×

※1. 2 火山名, 火山の形式は中野地(2013)⁽¹⁾に基づく。
 ※3 活動年代は, 中野地(2013)⁽¹⁾及び「第四紀噴火・貫入岩体データベース」(西来他(2016)⁽²⁾)に基づき評価した。
 ○: 該当する ×: 該当しない -: 検討対象外

第8.2-1表 (2) 地理的領域内の第四紀火山における活動可能性

No.	火山名 ^{※1}	敷地からの 距離 (km)	火山の形式 ^{※2}	活動年代 ^{※3} (千年前)	全活動期間 (千年)	最後の活動からの 期間 (千年前)	施設に影響を及ぼし得る火山 (12火山)	
							完新世に活動 を行った火山 (10火山)	将来の活動可能性が 否定できない火山 (2火山)
17	縫ヶ岳	136	複成火山	160 ~	160	AD1544	○	-
18	アヤマ平	136	複成火山	1600	-	1600	×	×
19	上州武藏山	140	複成火山	1200 ~ 1000	200	1000	×	×
20	博士山	142	複成火山	2800 ~ 2500	300	2500	×	×
21	子爵山	144	複成火山, 溶岩ドーム	900 ~ 200	700	200	×	○
22	奈良原カルデラ	146	カルデラ-火砕流	2100	-	2100	×	×
23	小野子山	149	複成火山	1300 ~ 1200	100	1200	×	×
24	安藤大良山	153	複成火山, 溶岩ドーム	550 ~	550	AD1900	○	-
25	砂子原カルデラ	153	カルデラ, 溶岩ドーム	290 ~ 220	70	220	×	×
26	磐梯山	154	複成火山	700 ~	700	AD1888	○	-
27	榛名山	154	複成火山-カルデラ, 溶岩ドーム, 火砕丘	500 ~	500	6世紀中頃	○	-
28	笹森山	154	複成火山?	3700 ~ 1800 ^{※4}	1900	1800	×	○
29	猫魔ヶ岳	156	複成火山	1430 ~ 400 ^{※5}	1030	400	×	× ^{※5}
30	西鶴川	157	複成(複合)火山	1850 ~ 1140	710	1140	×	×
31	沼沢	157	溶岩ドーム, カルデラ	110 ~	110	5.4	○	-

※1, 2. 火山名, 火山の形式は中野他(2013)⁽¹⁾に基づく。
 ※3. 活動年代は, 中野他(2013)⁽¹⁾及び「第四紀噴火・貫入岩体データベース」(西来他(2016)⁽²⁾)に基づき評価した。
 ※4. 笹森山起源の火砕流堆積物のフィッシュン・トラップ年代を示している山元(2015)⁽³⁾による。
 ※5. 活動休止期間が明確に記載される知見である三村(2002)⁽⁴⁾に基づき, 最後の活動からの経過期間が活動期間中の最大休止期間よりも長いとみなせる火山として評価した。

○: 該当する ×: 該当しない -: 検討対象外

第8.3-1表 設計対応不可能な火山事象とその噴出物の敷地への到達可能性

No.	火山名	敷地からの距離 (km)	火砕物密度流 (160km)		新しい火口の開口 地殻変動
			到達可能性 範囲 (km)	評価結果	
1	高原山	98	-	活動履歴上、噴出物は溶岩や火砕物が主であり、火砕物密度流の発生実績は認められない。	溶岩流 岩屑なだれ、地すべり及び 斜面崩壊 (50km)
3	那須岳	108	約17	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	敷地は、火山フロントより前 弧側（東方）に位置すること、 敷地周辺では火成活動は確認さ れていないことから、この事象 が試験研究炉の運用期間中に影 響を及ぼす可能性は十分に小さ い。 敷地と火山の距離から、施設に 影響を及ぼす可能性はない。
4	男体・女峰 火山群	110	約18	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
9	日光白根火山群	120	-	活動履歴上、噴出物は溶岩や火砕物が主であり、火砕物密度流の発生実績は認められない。	
13	赤城山	126	約24	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
17	燧ヶ岳	136	約6	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
21	子持山	144	約6	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
24	安達太良山	153	約16	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
26	磐梯山	154	約10	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
27	榛名山	154	約23	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
28	笹森山	154	約13	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
31	沼沢	157	約17	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	

第8.4-1表(1) 降下火砕物の文献調査結果

敷地と火山との距離	敷地及び敷地近傍で確認される主な降下火砕物	記号	火山から敷地への方向(距離(km))	給源火山	試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性 (○:あり, ×:可能性は十分に小さい)		敷地の層厚	降下火砕物の噴火規模(VEI)※
半径160km内	高原戸室山2テフラ	Tk-TM2	南東(約98km)	高原山	○	—	8cm以下*1	5
	男体七本桜テフラ	Nt-S	東南東(約110km)	男体・女峰火山群	○	—	0~20cm*2	4
	男体今市テフラ	Nt-I					0~20cm*2	4
	満美穴テフラ	Nk-Ma	東南東(約110km)	男体・女峰火山群	×	女峰赤蓮火山の活動で発生した降下火砕物であり、現在は男体山、三ツ岳火山の活動が継続	32cm以下*3	5
	日光早乙女テフラ	Nk-SO					16cm以下*3	4
	日光行川テフラ	Nk-NM					16cm以下*3	5
	日光矢板テフラ	Nk-YT					16cm以下*3	4
	赤城鹿沼テフラ	Ag-KP	東南東(約126km)	赤城山	○	—	32cm~64cm*1	5
	赤城行川2テフラ	Ag-NM2					4cm以下*1	4
	赤城水沼1テフラ	Ag-MzP1					5cm~20cm*2	4
	赤城水沼2テフラ	Ag-MzP2					4cm以下*1	4
	赤城水沼8テフラ	Ag-MzP8					8cm以下*1	4
	赤城水沼9-10テフラ	Ag-MzP9-10					16cm以下*1	4
	燧ヶ岳七入テフラ	Hu-NN	南東(約136km)	燧ヶ岳	○	—	8cm以下*3	5
	沼沢芝原テフラ	Nm-SB	南東(約157km)	沼沢	○	—	16cm以下*3	4
	榛名八崎テフラ	Hr-HP	東(約154km)	榛名山	○	—	0cm~10cm*2	4
鬼怒沼黒田原テフラ	Kn-KD	東南東(約125km)	鬼怒沼	×	将来の活動可能性のない火山	16cm以下*3	5	

※噴火規模(VEI)の定義は町田・新井(2011)⁽⁵³⁾に基づく

- 試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性あり。
 試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性が十分に小さい。

*1: 山元(2013a)⁽¹¹⁾, *2: 町田・新井(2011)⁽⁵³⁾, *3: 山元(2012)⁽⁹⁾, *4: 大石(2009)⁽⁸⁰⁾, *5: 鈴木(2001)⁽⁸¹⁾,
 *6: Tamura et al(2008)⁽⁸²⁾, *7: 鈴木・早川(1990)⁽⁸³⁾, *8: 鈴木・中山(2007)⁽⁶⁶⁾, *9: 鈴木他(2001)⁽⁸⁴⁾,
 *10: 山元(2013b)⁽⁴⁶⁾

第8.4-1表(2) 降下火砕物の文献調査結果

敷地と火山との距離	敷地及び敷地近傍で確認される主な降下火砕物	記号	火山から敷地へ方向(距離(km))	給源火山	試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性 (○:あり, ×:可能性は十分に小さい)	敷地の層厚	降下火砕物の噴火規模(VEI)※	
半径160km外	真岡テフラ	MoP	東南東(約172km)	飯士山	×	将来の活動可能性のない火山	32cm~16cm*1	5
	立川ローム上部 ガラス質テフラ	UG	東(約183km)	浅間山	×	仏岩期の活動で発生した降下火砕物であり、現在は前掛火山の活動が継続	0cm以上*2	6
	浅間板鼻黄色テフラ	As-YP					0cm以上*2	5
	四阿菅平2テフラ	Azy-SgP2	東(約194km)	四阿山	○	-	0cm以上*4	5
	箱根東京テフラ	Hk-TP	北東(約180km)	箱根火山群	×	現在は溶岩ドームの活動が継続(顕著な降下火砕物発生はない)	0cm以上*2	6
	箱根吉沢下部7テフラ	Hk-K1p7					0cm以上*2	5
	飯縄上榎aテフラ	In-Kta	東(約223km)	飯縄山	×	現在は活動停止期が継続	0cm以上*5	?
	御岳第1テフラ	On-Pm1	東北東(約280km)	御嶽山	×	山頂付近における小規模の噴火活動が継続	10cm~0cm*2	6
	谷口テフラ	Tng	東(約254km)	飛騨山脈(爺ヶ岳)	×	将来の活動可能性のない火山	30cm以下*6	?
	大峰テフラ(大峰-SK110)	Omn(0mn-SK110)					10cm以下*6	6?
	大町Apmテフラ群	Tky-Ng1	東(約265km)	飛騨山脈(権沢岳)	×	将来の活動可能性のない火山	0cm以上*7	6?
	恵比須峠福田テフラ	Ebs-Fkd	東(約261km)	飛騨山脈(穂高岳)	×	将来の活動可能性のない火山	約30cm*6	7?
	丹生川テフラ(穂高-Kd39)	Nyg(Htk-Kd39)					20cm~10cm*6	?
	貝塩上宝テフラ	KMT	東(約275km)	飛騨山脈(上宝)	×	将来の活動可能性のない火山	0cm以上*2	6?
	玉川R4テフラ	Tmg-R4	南(約412km)	玉川カルデラ	×	将来の活動可能性のない火山	0cm以上*8	6
	八甲田1テフラ(八甲田国本テフラ, Ku1)	Hkd1	南(約491km)	八甲田カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	0cm以上*9	?
	大山倉吉テフラ	DKP	東北東(約641km)	大山	×	数km ³ 以下の噴火活動が継続	5cm~0cm*2	6
	阿蘇3テフラ	Aso-3	東北東(約943km)	阿蘇カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	0cm以上*2	7
	阿蘇4テフラ	Aso-4					15cm以下*2	7
	始良Tnテフラ	AT	東北東(約1045km)	始良カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	20cm~10cm*2	7
鬼界アカホヤテフラ	K-Ah	北東(約1126km)	鬼界カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	20cm~0cm*2	7	
鬼界葛原テフラ	K-Kz					5cm~2cm*2	7	
噴出源不明	涸沼川テフラ	-	-	-	-	(再堆積)*1,10	-	

※噴火規模(VEI)の定義は町田・新井(2011)⁽⁵³⁾に基づく

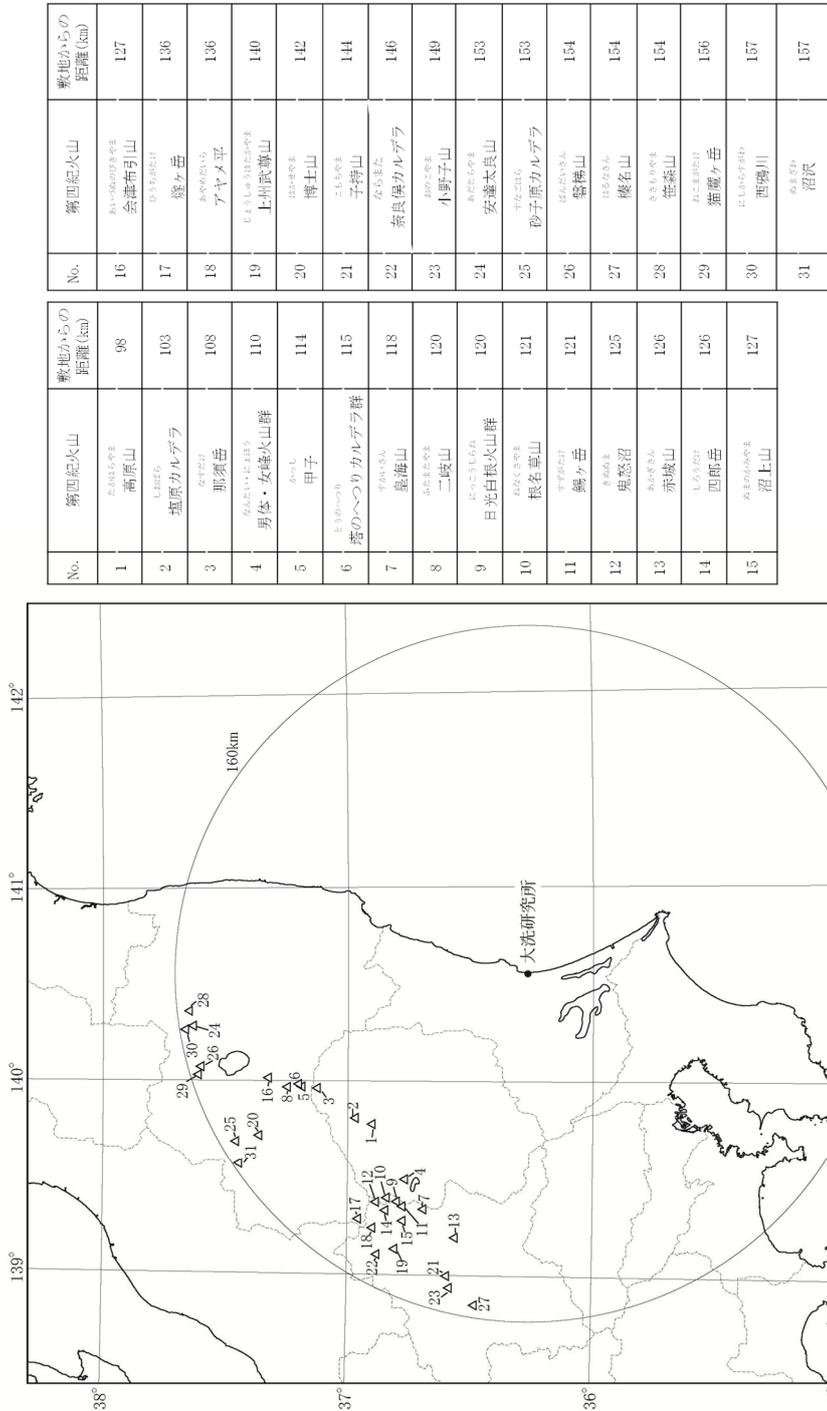
試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性あり。
 試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性が十分に小さい。

*1: 山元(2013a)⁽¹¹⁾, *2: 町田・新井(2011)⁽⁵³⁾, *3: 山元(2012)⁽⁹⁾, *4: 大石(2009)⁽⁸⁰⁾, *5: 鈴木(2001)⁽⁸¹⁾, *6: Tamura et al(2008)⁽⁸²⁾, *7: 鈴木・早川(1990)⁽⁸³⁾, *8: 鈴木・中山(2007)⁽⁶⁶⁾, *9: 鈴木他(2001)⁽⁸⁴⁾, *10: 山元(2013b)⁽⁴⁶⁾

第8.4-2表 降下火砕物シミュレーションの主な解析条件

設定噴火規模	パラメータ	単位	設定値	設定根拠等	
赤城鹿沼テフラ (Ag-KP)	噴出量(見かけ体積量)	km ³	5	山元(2016) ⁽⁸²⁾ 及び山元(2013a) ⁽¹¹⁾ に基づき設定 (見かけ体積量に降下火砕物の密度800kg/m ³ を乗じた4.0×10 ¹⁴ kgを設定)	
	噴煙柱高度	km	25	同程度の規模の噴火(VEI5)の一般値(Newhall and Self(1982) ⁽⁸⁵⁾ による)に基づいて設定	
	噴煙柱分割高さ	m	100	萬年(2013) ⁽⁸⁶⁾ より設定	
	粒 径	最大	mm (Φ)	1,024 (-10)	Tephra2のconfigfileに示された珪長質噴火の一般値
		最小	mm (Φ)	1/1,024 (10)	Tephra2のconfigfileに示された珪長質噴火の一般値
		中央	mm (Φ)	1/2 (1.0)	Tephra2のconfigfileに示される他の噴火事例に基づいて設定(エトナ1998年噴火の例を参照)
		標準偏差	mm (Φ)	1/3 (1.5)	Tephra2のconfigfileに示される他の噴火事例に基づいて設定(エトナ1998年噴火の例を参照)
		粒子密度	t/m ³	1.0	噴出物を構成する粒子が全て軽石と想定 なお、山元(2013a) ⁽¹¹⁾ において赤城鹿沼テフラは発泡の良い軽石火山礫からなるとされており、 地質調査においても軽石主体であることが確認されている。
	見かけの渦拡散係数	m ² /s	0.04	萬年(2013) ⁽⁸⁶⁾ より設定	
	拡散係数	m ² /s	10,000	萬年(2013) ⁽⁸⁶⁾ より設定	
	Fall Time Threshold	s	3,600	萬年(2013) ⁽⁸⁶⁾ より設定	
	Plume Ratio	-	0.1	Tephra2のconfigfileに示された事例に基づく一般値	
	噴 出 源	X(東距)	m	338,296	「日本の火山(第3版)」(中野他(2013) ⁽¹⁰⁾)より設定
		Y(北距)	m	4,047,614	
		標高	m	1,828	

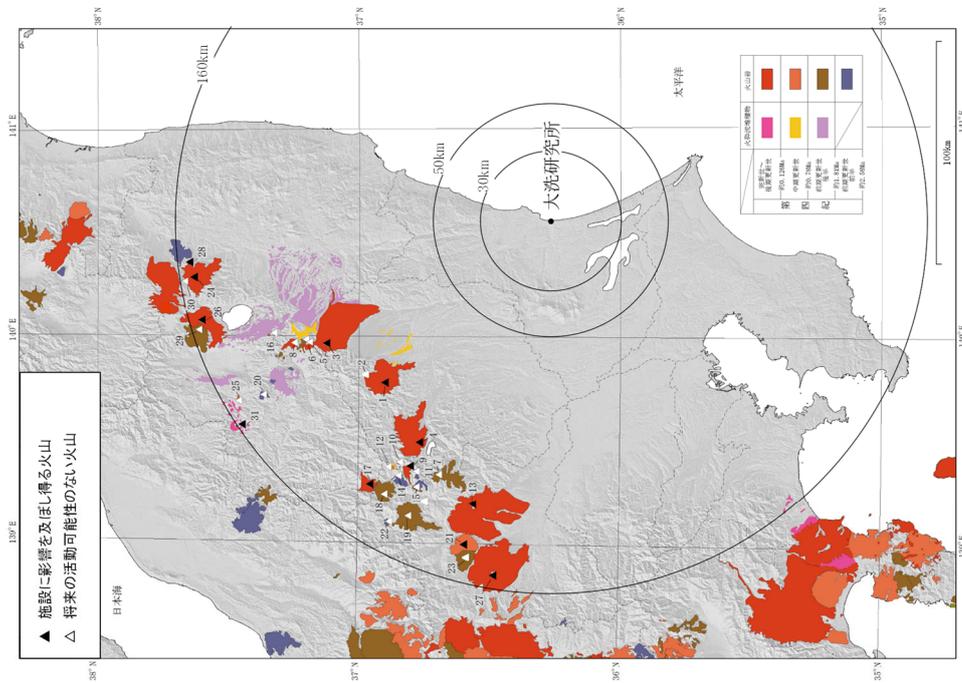
(52)「8. 火山 (HTTR)」のうち、第 8.2-1 図、第 8.3-1 図及び第 8.4-8 図について、新知見の情報に変更するとともに第 8.4-3 図(2)を追加し、第 8.4-3 図の図番を第 8.4-3 図(1)に変更する。また、第 8.3-2 図(1)、第 8.3-2 図(2)、第 8.3-2 図(7)、第 8.3-2 図(8)、第 8.3-2 図(10)、第 8.4-2 図、第 8.4-4 図(1)及び第 8.4-8 図について、参考文献の番号変更等の記載の適正化を行う。変更後の各図は以下のとおり。



中野他(2013) (1) に基づき作成

第8.2-1図 地理的領域内の第四紀火山

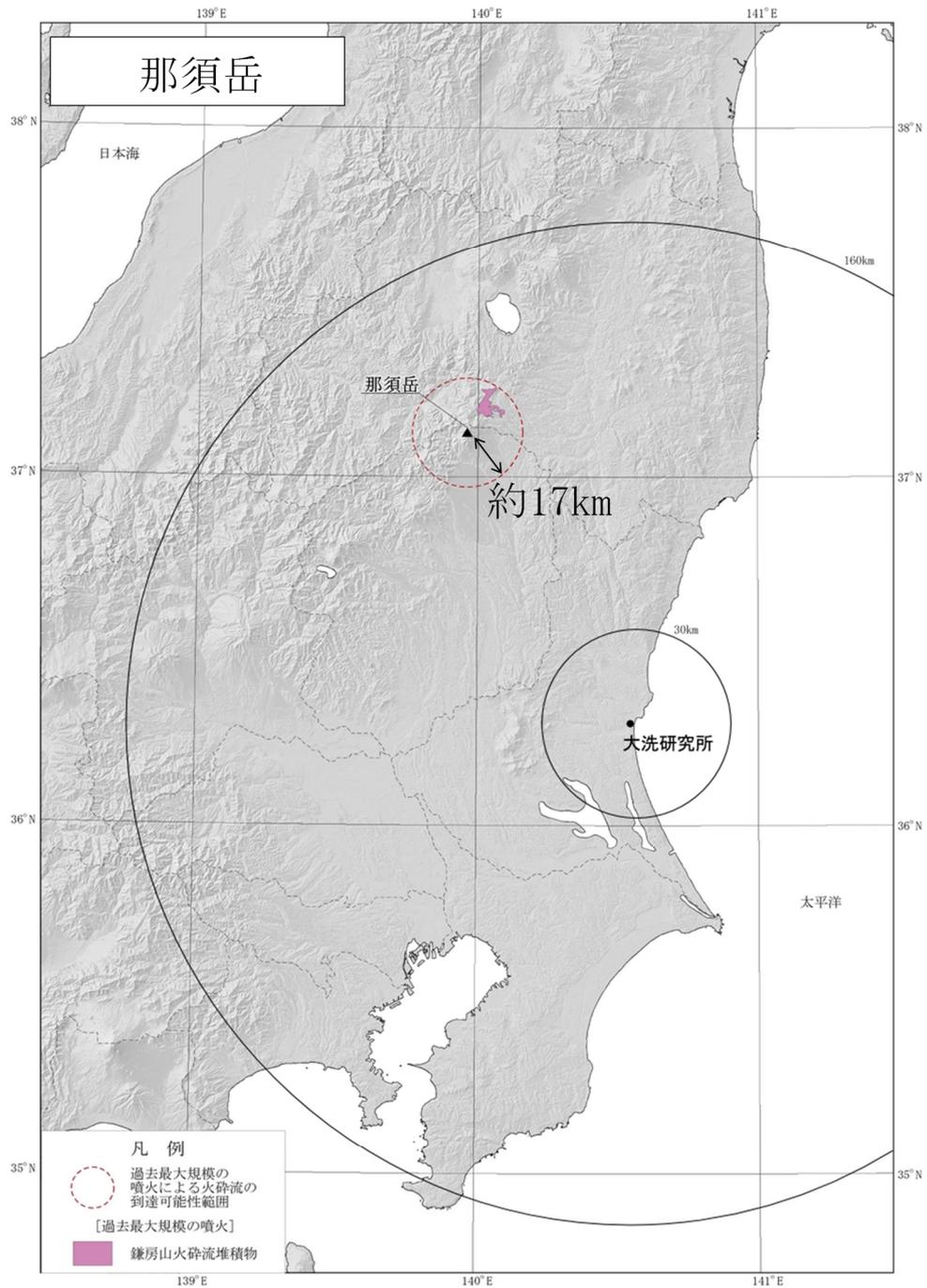
No.	第四紀火山	靴地からの距離(km)	No.	第四紀火山	靴地からの距離(km)
1	たかほろやま 高原山	98	16	あいのほろやまやま 会津布引山	127
2	しほねら 塩原カルデラ	103	17	むらさきだて 燧ヶ岳	136
3	なすだて 那須岳	108	18	あやのひら アヤマ平	136
4	おんたけ 男体・女峰火山群	110	19	むすしほ 上州武蔵山	140
5	かみ 甲子	114	20	はなやま 博士山	142
6	とうのつり 霧のへつりカルデラ群	115	21	こもやま 子持山	144
7	すかいさん 泉海山	118	22	ならまた 奈良傳カルデラ	146
8	あたまやま 二岐山	120	23	おのこやま 小野子山	149
9	ひのこしらね 日光白根火山群	120	24	あだらやま 安達太良山	153
10	ねがきやま 根名草山	121	25	すなほら 砂子原カルデラ	153
11	すずたけ 燭ヶ岳	121	26	はらたけ 磐梯山	154
12	きぬめ 鬼怒沼	125	27	はるなさん 榛名山	154
13	あかぎさん 赤城山	126	28	あさひやま 笠森山	154
14	しらすだて 四郎岳	126	29	むさしほ 御蔵ヶ岳	156
15	おんたけやま 沼上山	127	30	にしらやま 西郷川	157
			31	ぬまやま 沼沢	157



中野他(2013)(1)に基づき作成

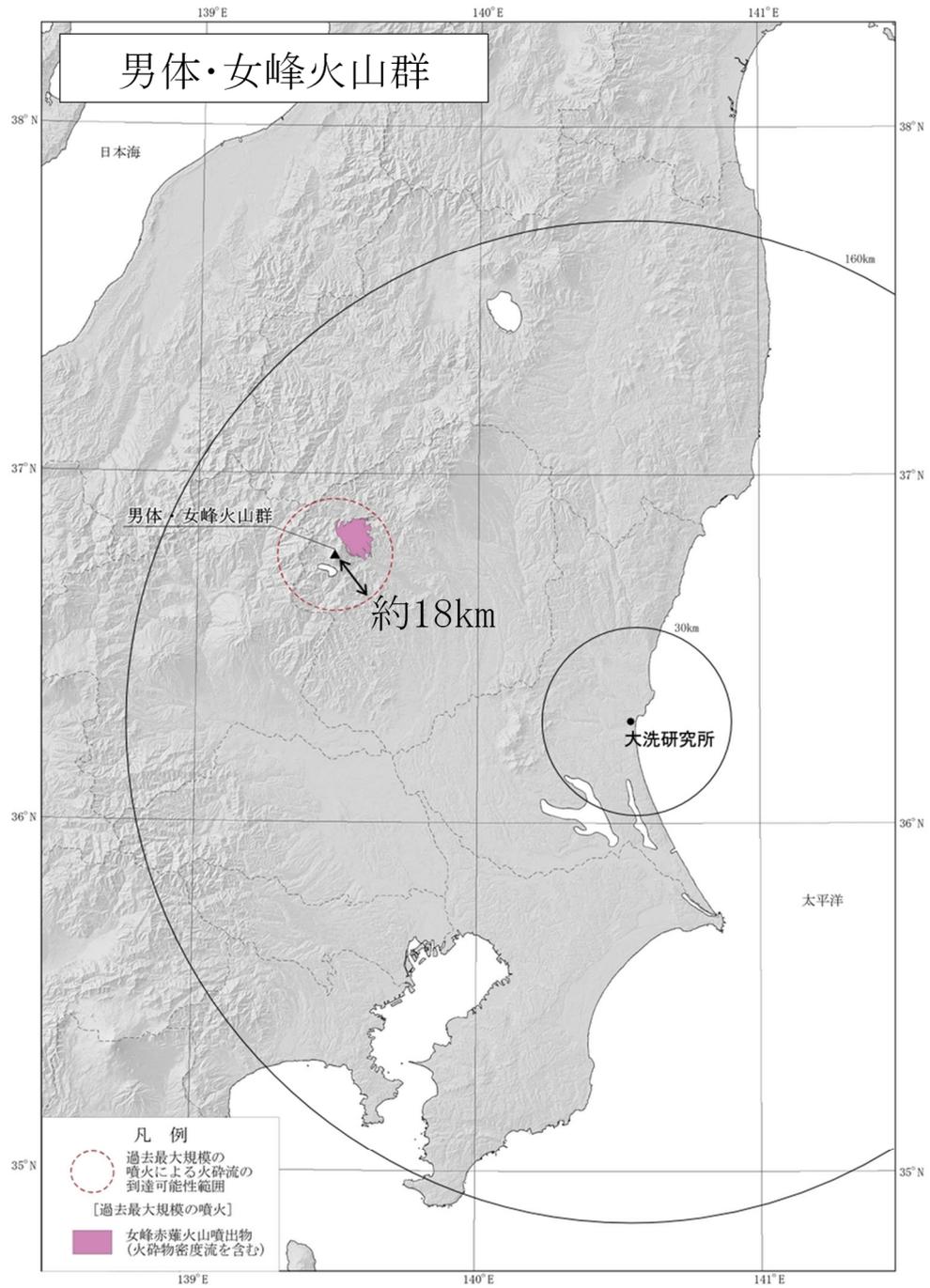
No.	第四紀火山	敷地からの距離(km)	No.	第四紀火山	敷地からの距離(km)
1	なかつらのやま 高原山	98	16	あいつのほみやま 会津布引山	127
2	しほらの 塩原カルデラ	103	17	ひらのたけ 鹽ヶ岳	136
3	なすだけ 那須岳	108	18	あやのたいら アヤメ平	136
4	なみない・はまほり 男体・女峰火山群	110	19	じょうりのほみやま 上州武蔵山	140
5	かし 甲子	114	20	はかのやま 博士山	142
6	とりのへつら 塔のへつりカルデラ群	115	21	こもりのやま 子母山	144
7	せいのたね 臺海山	118	22	ならまた 奈良俣カルデラ	146
8	あなまのやま 二岐山	120	23	かたごやま 小野子山	149
9	にのこうしらね 日光白根火山群	120	24	あだらのやま 安達太良山	153
10	ねなくさやま 根名草山	121	25	すなのごはら 砂子原カルデラ	153
11	すずのたけ 鹽ヶ岳	121	26	ほんだいでん 磐梯山	154
12	きぬまほ 鬼怒沼	125	27	はるなみん 榛名山	154
13	あかぎさん 赤城山	126	28	あさりのやま 佐藤山	154
14	しろうたけ 四郎岳	126	29	ねこまのたけ 猫魔ヶ岳	156
15	ぬまのひのみやま 沼上山	127	30	にしらのやま 西鶴川	157
			31	ぬまのやま 沼沢	157

第8.3-1図 地理的領域内の火山地質図



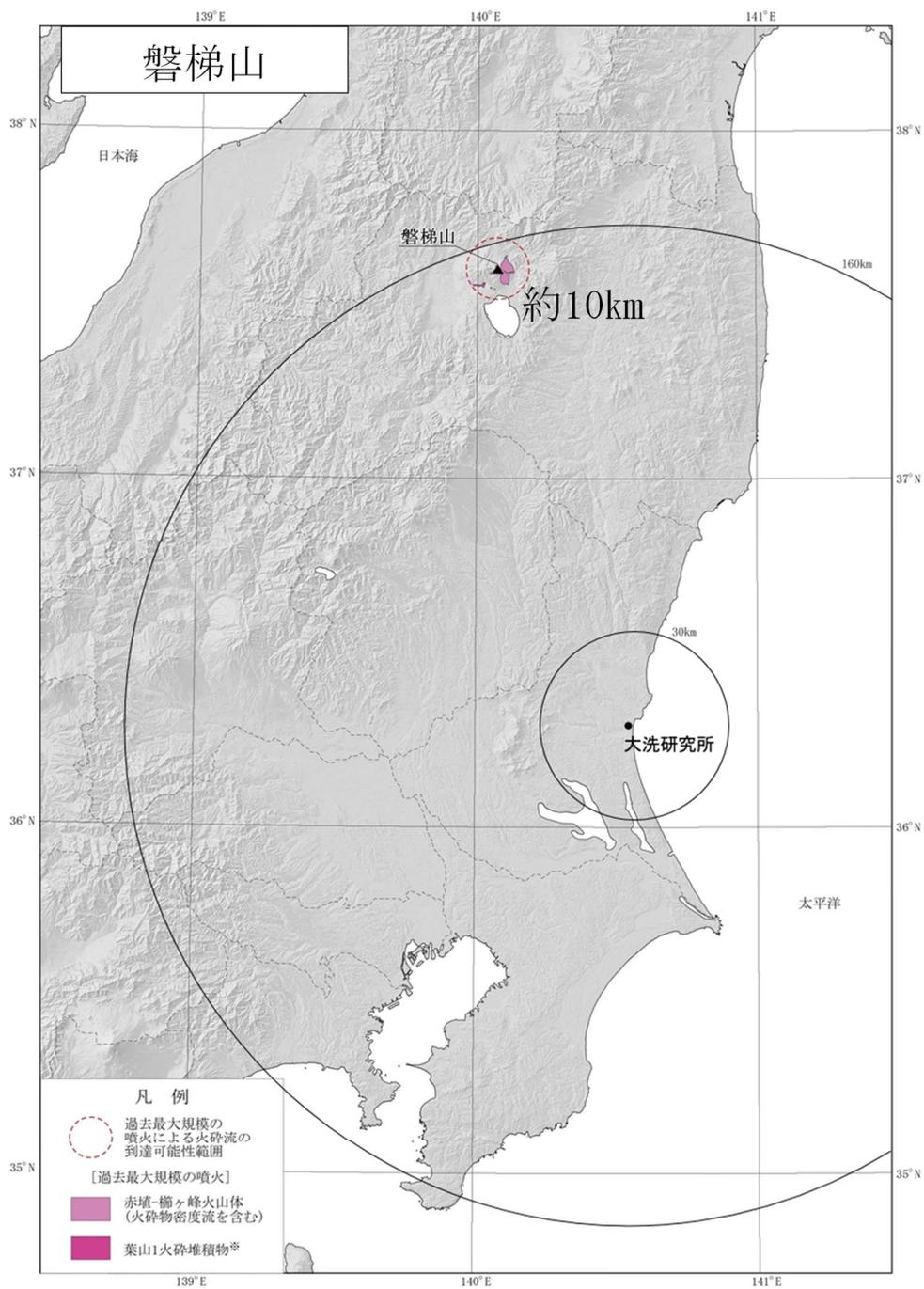
伴・高岡(1995)⁽¹³⁾に基づき作成

第8.3-2図 (1) 火砕物密度流の到達可能性範囲(那須岳)



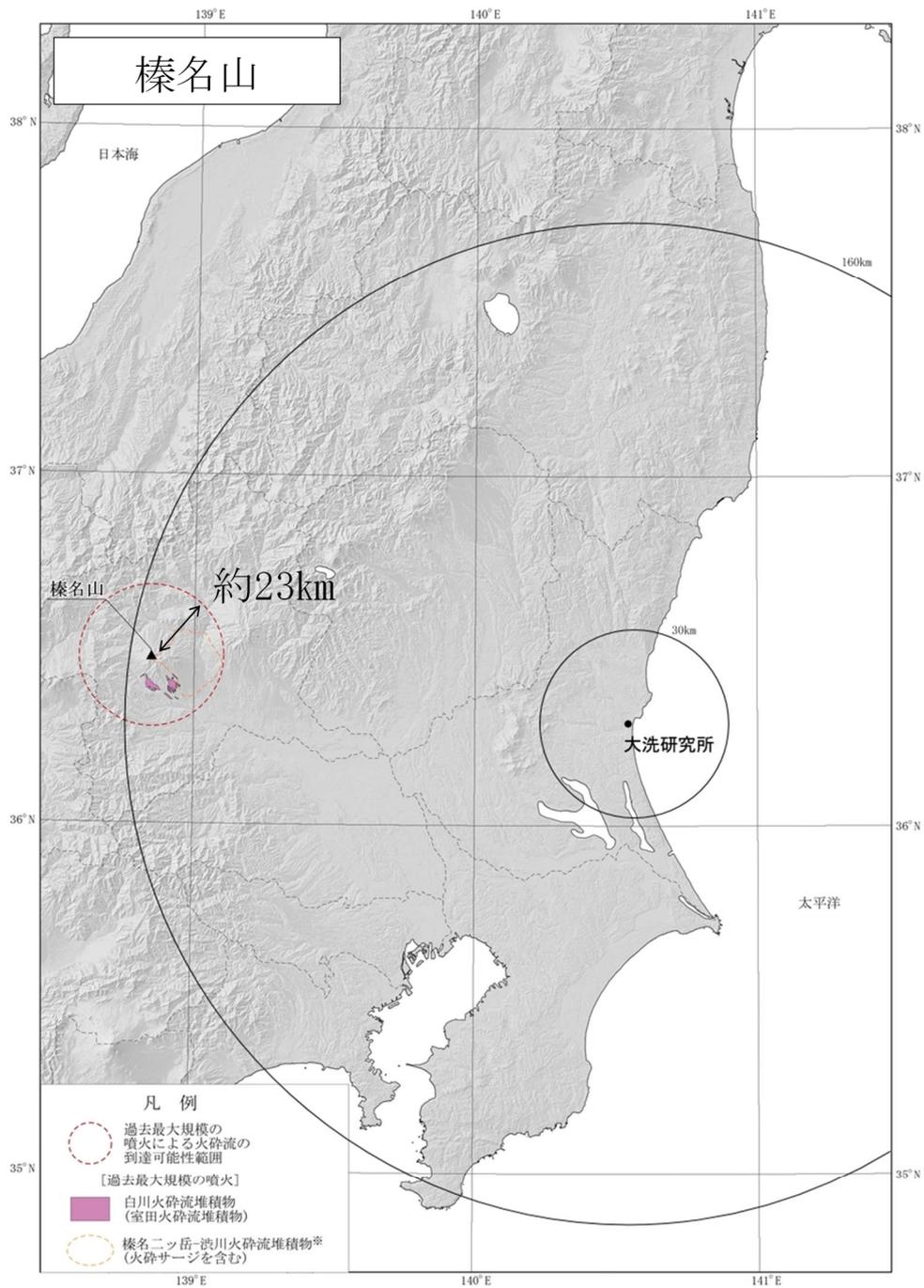
佐々木(1994)⁽¹⁸⁾、山崎(1958)⁽⁸⁷⁾に基づき作成

第8.3-2図(2) 火砕物密度流の到達可能性範囲(男体・女峰火山群)



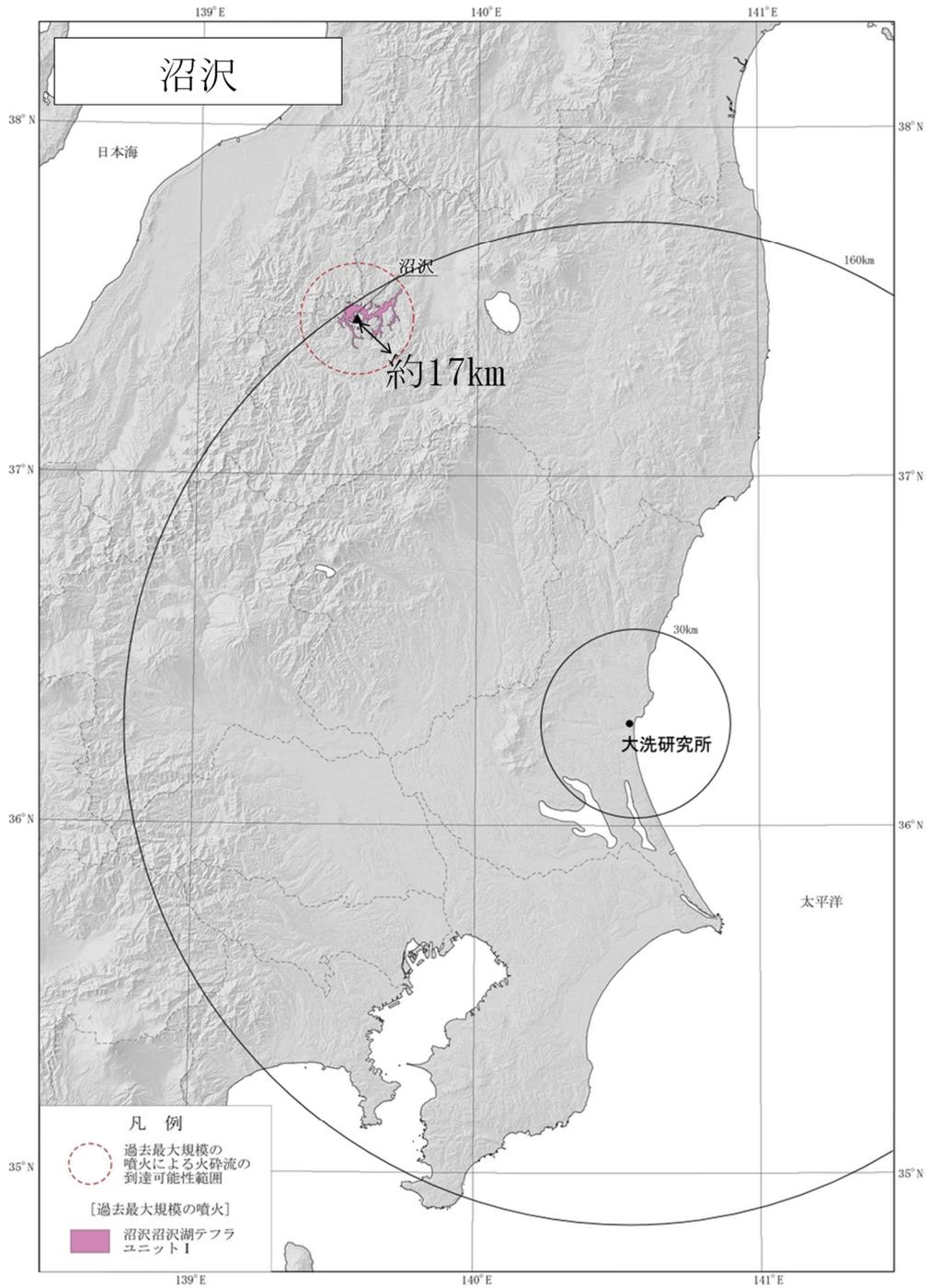
山元(2011)⁽⁸⁸⁾、山元・須藤(1996)⁽⁸⁹⁾、小荒井他(1995)⁽⁹⁰⁾に基づき作成
 ※葉山1火砕流は過去最大規模の噴火ではないが、到達距離としては最大であるため併記した

第8.3-2図(7) 火砕物密度流の到達可能性範囲(磐梯山)



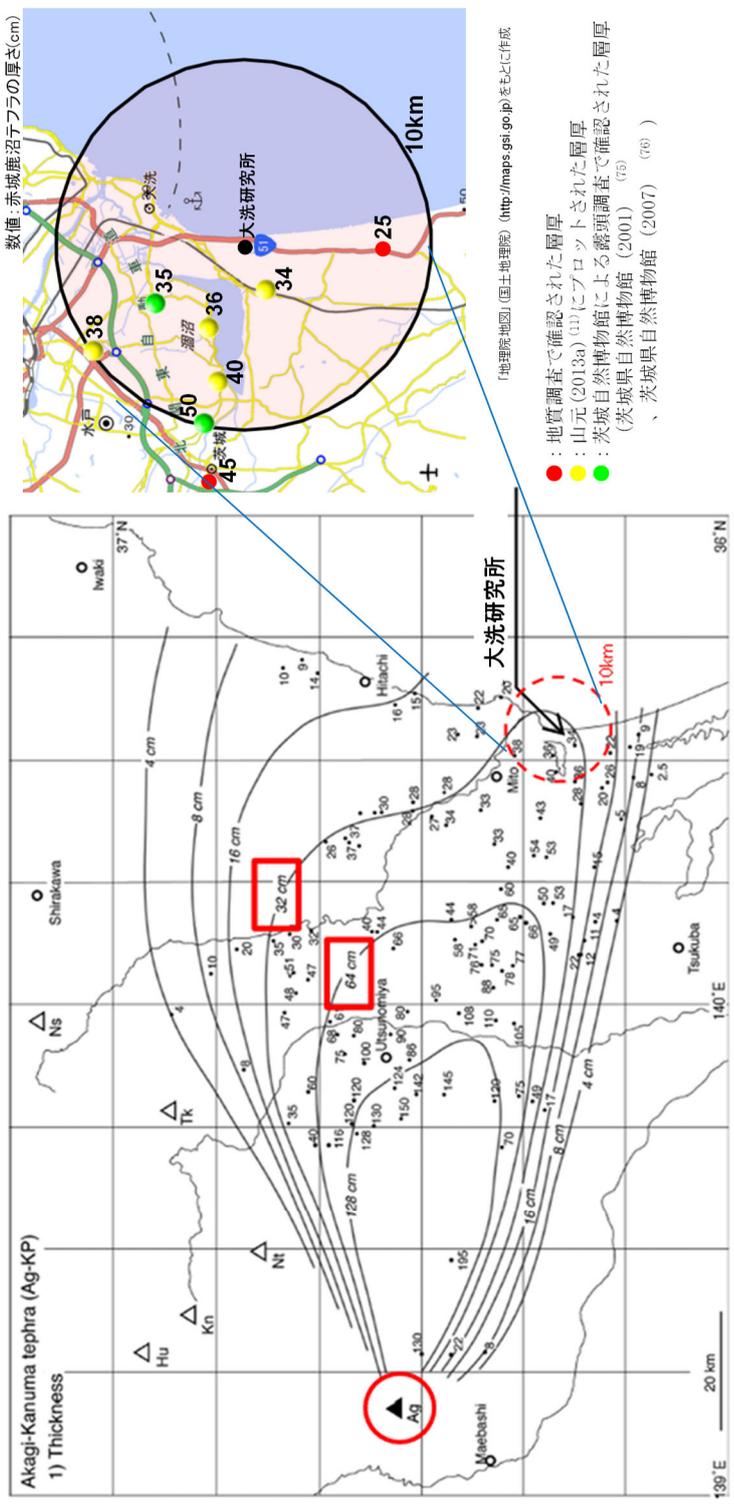
大森編(1986)⁽²³⁾、早田(1989)⁽⁹¹⁾に基づき作成
 ※榛名二ツ岳-洪川火砕流堆積物(火砕サージを含む)は過去最大規模の噴火ではないが、到達距離としては最大であるため併記した

第8.3-2図(8) 火砕物密度流の到達可能性範囲(榛名山)

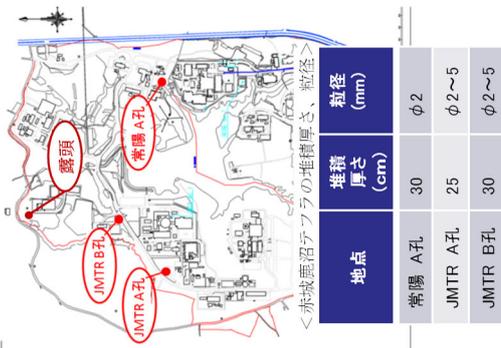


山元(2003)⁽⁴⁸⁾，山元・長谷部(2014)⁽⁹²⁾に基づき作成

第8.3-2図(10) 火砕物密度流の到達可能性範囲(沼沢)



第8.4-2図 敷地周辺の赤城麓沼テフラの層厚分布



敷地内ボーリング調査結果

標尺	標高	層厚	深度	柱状図	土質区分	色相	相対密度	相対稠密	相対	記	孔内水位	測定日	深	10cm毎の打撃回数	打撃回数	貫入量	N 値	
1	31.14	0.38	0.56	ローム	暗茶褐					表層部 草根混入、φ30mm程度の堆積物から成り、粘性強い、含水少量。若干スゴリアを混入。	10/23	2.15	0	10	2	4	4.0	
2	30.84	0.30	0.10	軽石	黄褐					φ2~5mm程度で、相対により容易に潰れる。均質、全体的に粘土質となる。	10/23	2.45	1	1	2	4	4.0	
3	30.09	1.15	3.25	ローム	暗茶褐~茶褐					粘性強い、砂分多量に混入。	10/23	3.48	1	2	2	5	15.0	

JMTR B孔柱状図

敷地内の露頭



地表から約95cmの深度にAg-KPが認められ、上面は凹凸を示すが、基底面は比較的水平で平滑な状態で堆積している。

平均最大粒径約3.2mm (上位10層の平均)

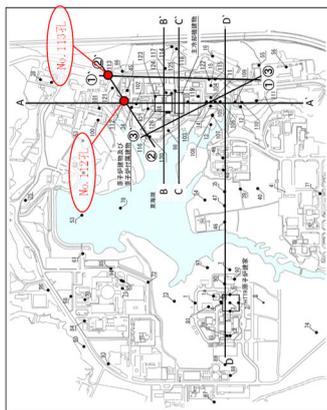
テフラ分析結果

	重鉱物組成※	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
軽石 (JMTR B孔)	Ho, Opx	1.706-1.711	1.670-1.680
Ag-KP (町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)	Ho, Opx, (Cpx)	1.707-1.710	1.671-1.678

Ho : 普通角閃石
Opx : 斜方輝石
Cpx : 単斜輝石
※含有量が多いものから順に記載
() 内は含有量が僅少ななもの

第8.4-3図 (1) 敷地内の赤城鹿沼テフラの層厚

敷地内ボーリング調査結果



地点	堆積厚さ (cm)
No.112孔	27
No.113孔	(試験により攪乱)

テフラ分析結果

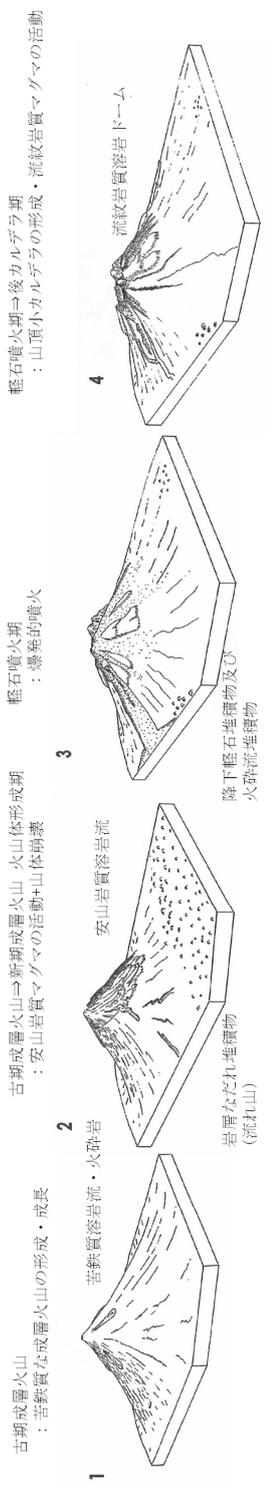
	火山ガラスタイプ	火山ガラスの屈折率	重鉱物組成※	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
軽石 (No.112孔)	軽石型	1.502-1.505	Gho,Opx	1.704-1.713	1.671-1.680
Ag-KP (町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)	軽石型	1.504-1.508	Ho,Opx, (Cpx)	1.707-1.710	1.671-1.678

Ho: 普通角閃石 Gho: 緑色普通角閃石 Opx: 斜方輝石
Cpx: 単斜輝石 ※含有量が多いものから順に記載
() 内は含有量が僅かなもの

第8.4-3図 (2) 敷地内の赤城麓沼テフラの層厚

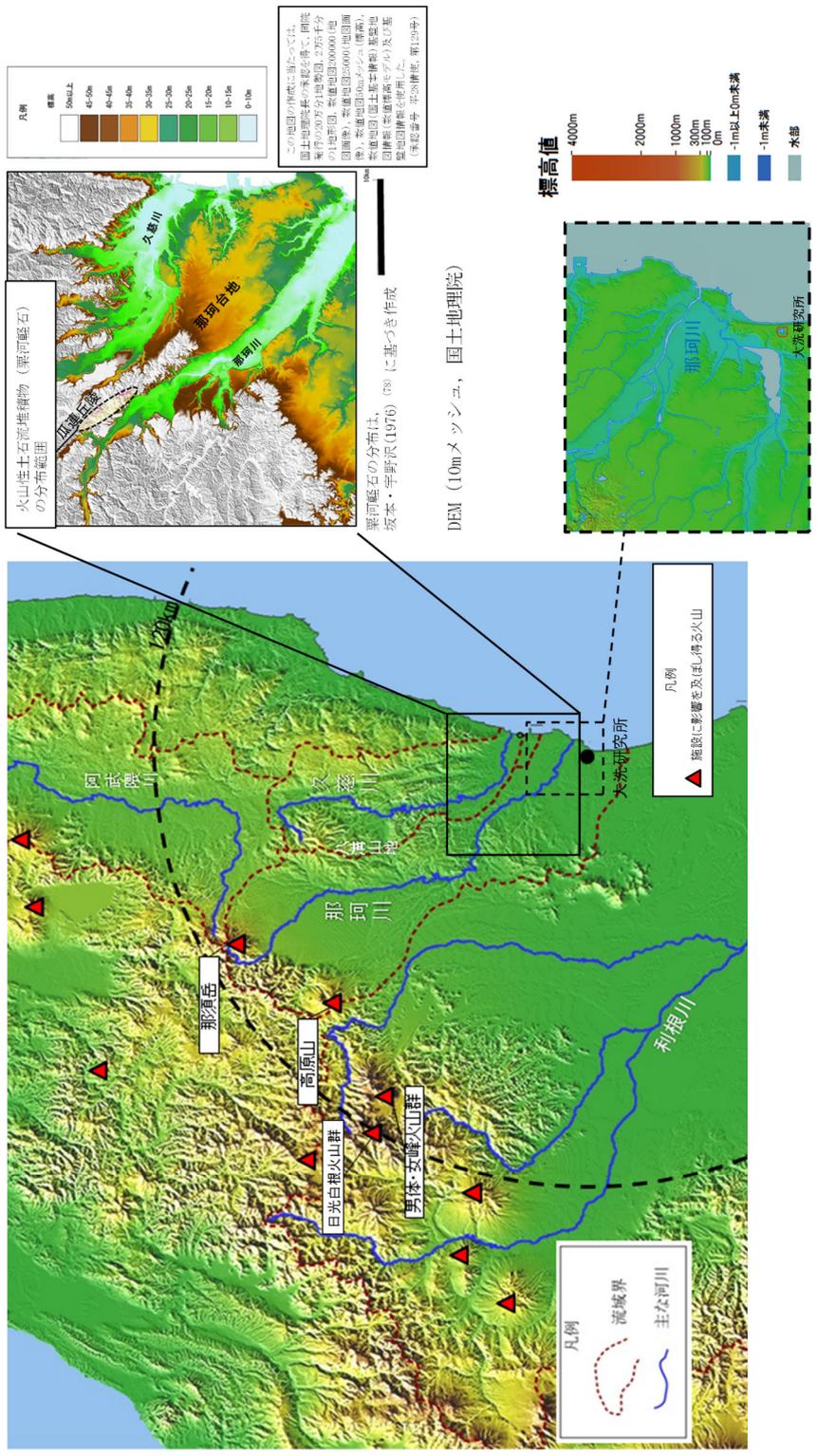
新期成層火山			
活動期	古期成層火山	—	火山体形成期
活動期間	50万年前～22万年前	22万年前	15万年前～4.4万年前
マグマ噴出量	約46 DRE km ³ (第四紀火山口カタログ委員会編 (1999) ⁽³⁵⁾ を引用し集計)	—	約8 DRE km ³ (カルデラ形成時期(約90万年前の大御監石流 噴火を基準でマグマ噴出量が急増)
山体形成様式	成層火山の形成・成長	山体崩壊	火山麓扇状地の拡大、 山頂カルデラの形成
主な噴火様式	溶岩・火砕岩の流出	(水蒸気 噴火に 起因)	プリニー式噴火 (降下軽石、火砕流)
主な噴出物	荒山溶岩、 利豆茶蓋溶岩、 沼尾川溶岩 等	黒木岩層 なだれ	大御監石流・赤城水沼1降下軽石、 棚下軽石流・赤城水沼8降下軽石 等
マグマ組成	玄武岩～デイサイト	—	安山岩、 一部デイサイト

赤城山の火山発達史の概念図



活動期整理表は山元(2016)⁽³²⁾、高橋他(2012)⁽²⁸⁾、発達モデル図は守屋(1979)⁽⁷⁷⁾に基づき作成

第8.4-4図(1) 赤城山の火山発達史の整理



第8.4-8図 敷地周辺の地形及び火山灰土石流堆積物の分布状況

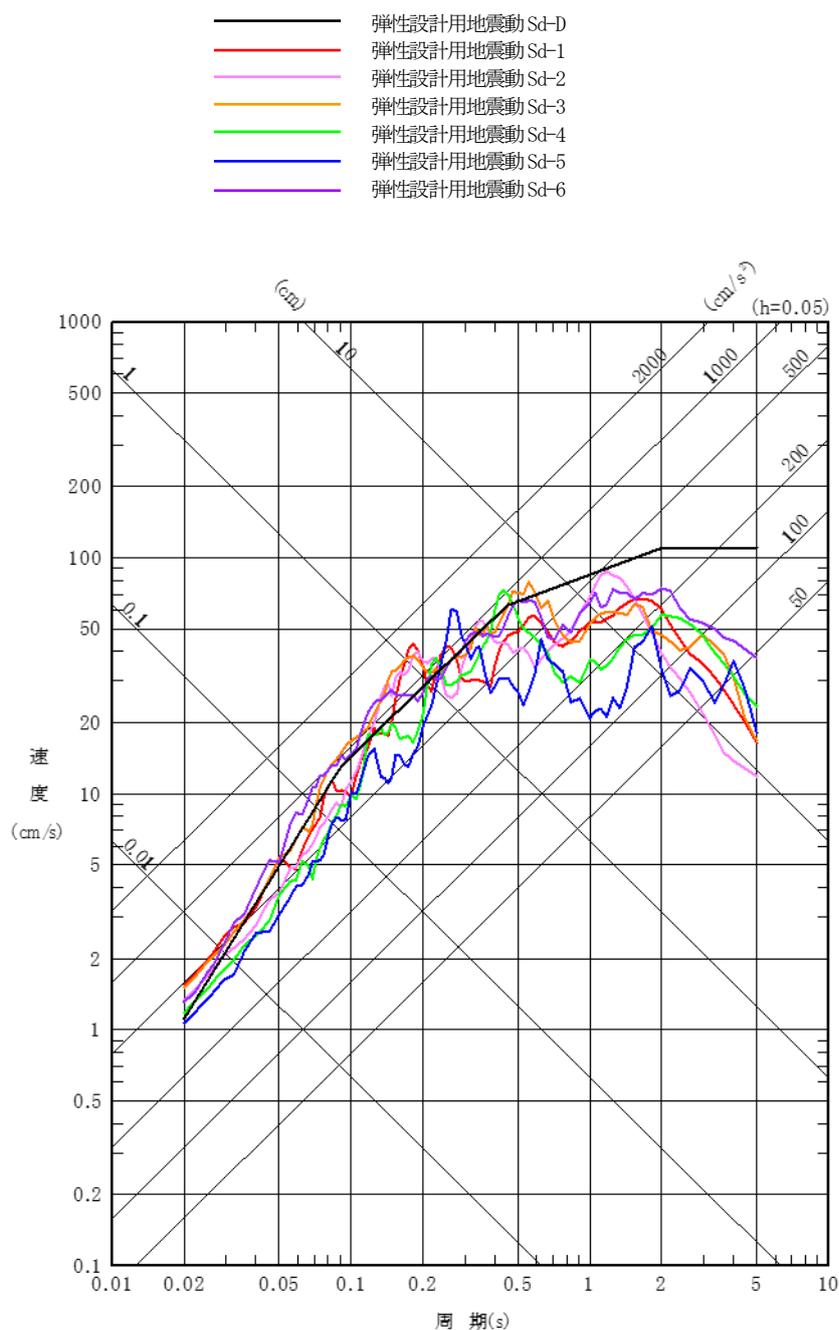
別 添 1-3

添 付 書 類 八

変更後における試験研究用等原子炉施設の安全設計
に関する説明書

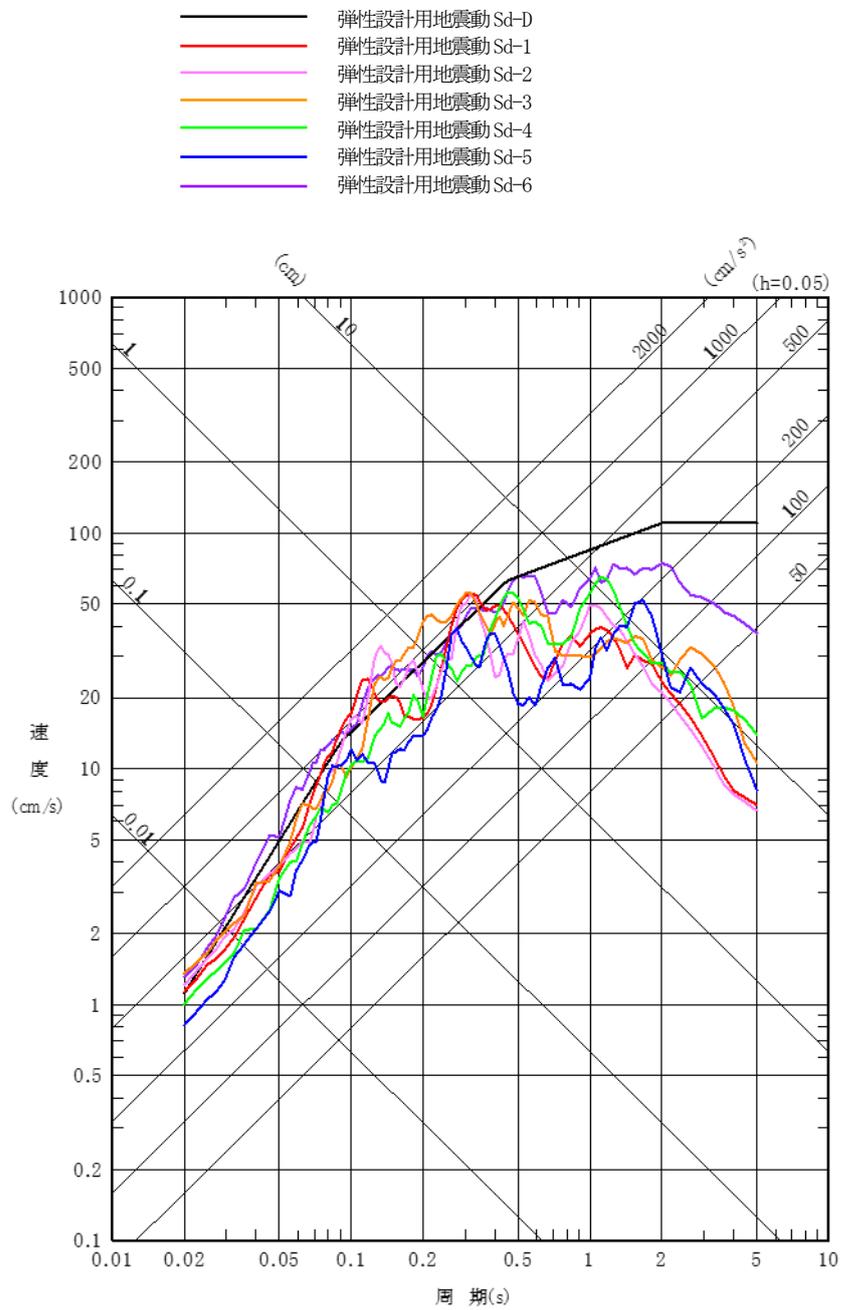
令和3年11月15日付け令03原機(安)007をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所(北地区)原子炉設置変更許可申請書[HTTR(高温工学試験研究炉)原子炉施設の変更]の添付書類八の記述を以下のとおり変更する。

(1)第1.4.3図、第1.4.4図、第1.4.5図、第1.4.12図、第1.4.14図及び第1.4.15図を、以下のとおり変更する。



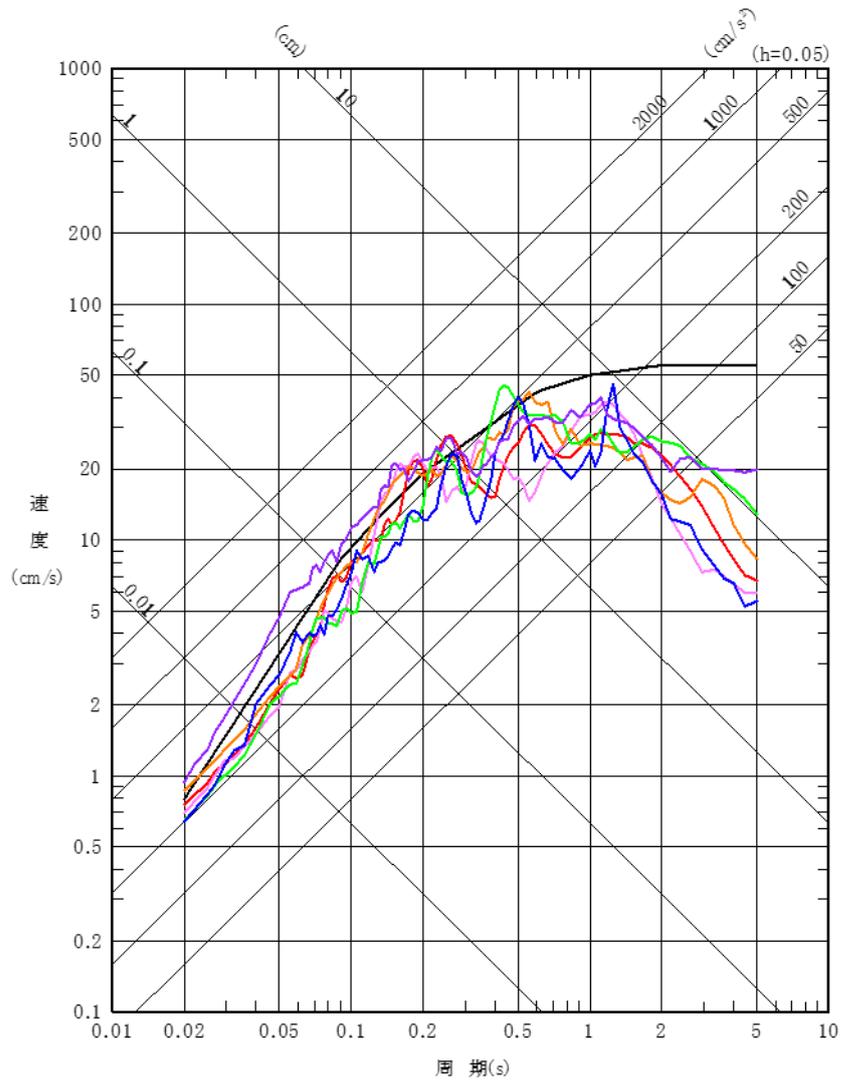
第1.4.3図 弾性設計用地震動 Sd の応答スペクトル(NS成分)

別添 1-3-1

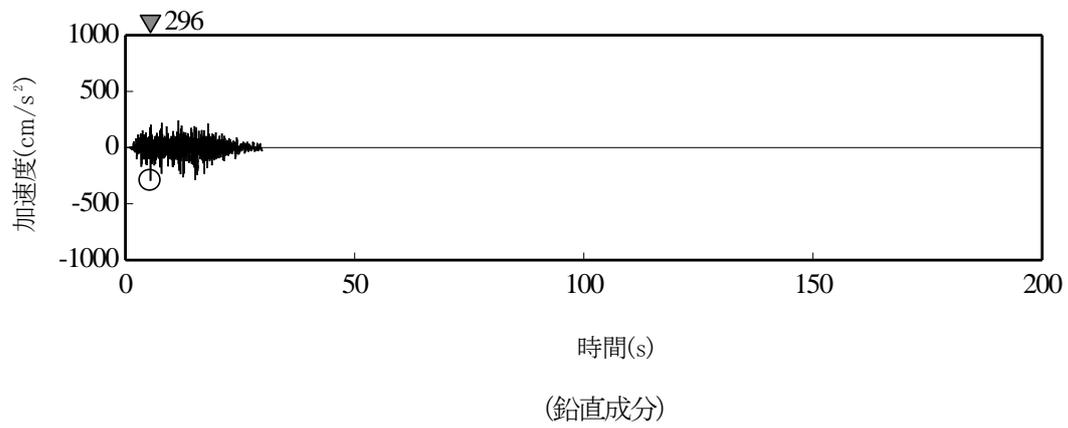
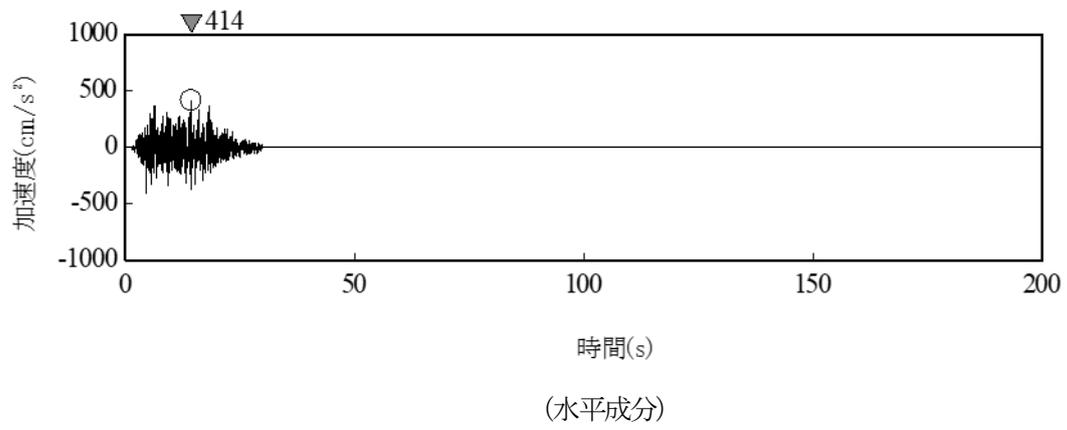


第 1. 4. 4 図 弾性設計用地震動 Sd の応答スペクトル(EW 成分)

- 弾性設計用地震動 Sd-D
- 弾性設計用地震動 Sd-1
- 弾性設計用地震動 Sd-2
- 弾性設計用地震動 Sd-3
- 弾性設計用地震動 Sd-4
- 弾性設計用地震動 Sd-5
- 弾性設計用地震動 Sd-6



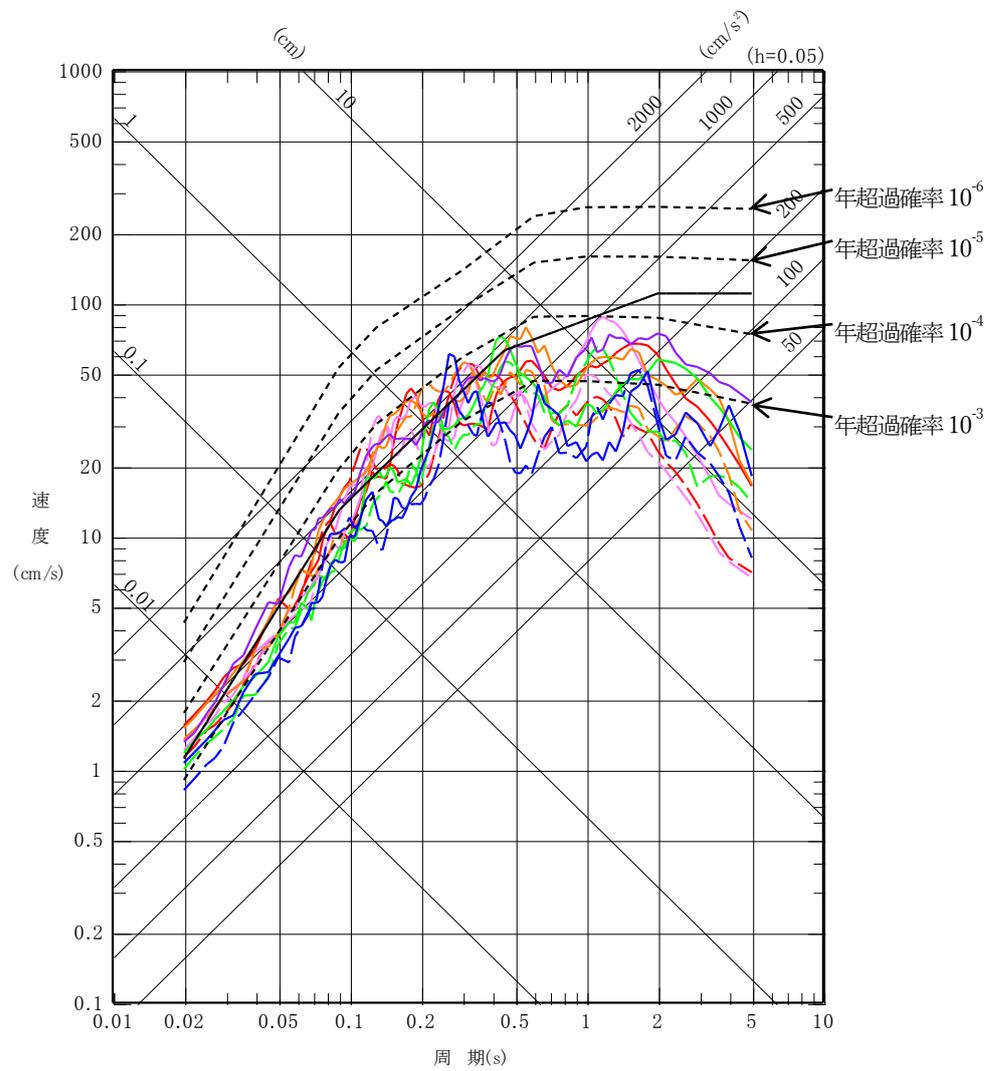
第 1. 4. 5 図 弾性設計用地震動 Sd の応答スペクトル(UD 成分)



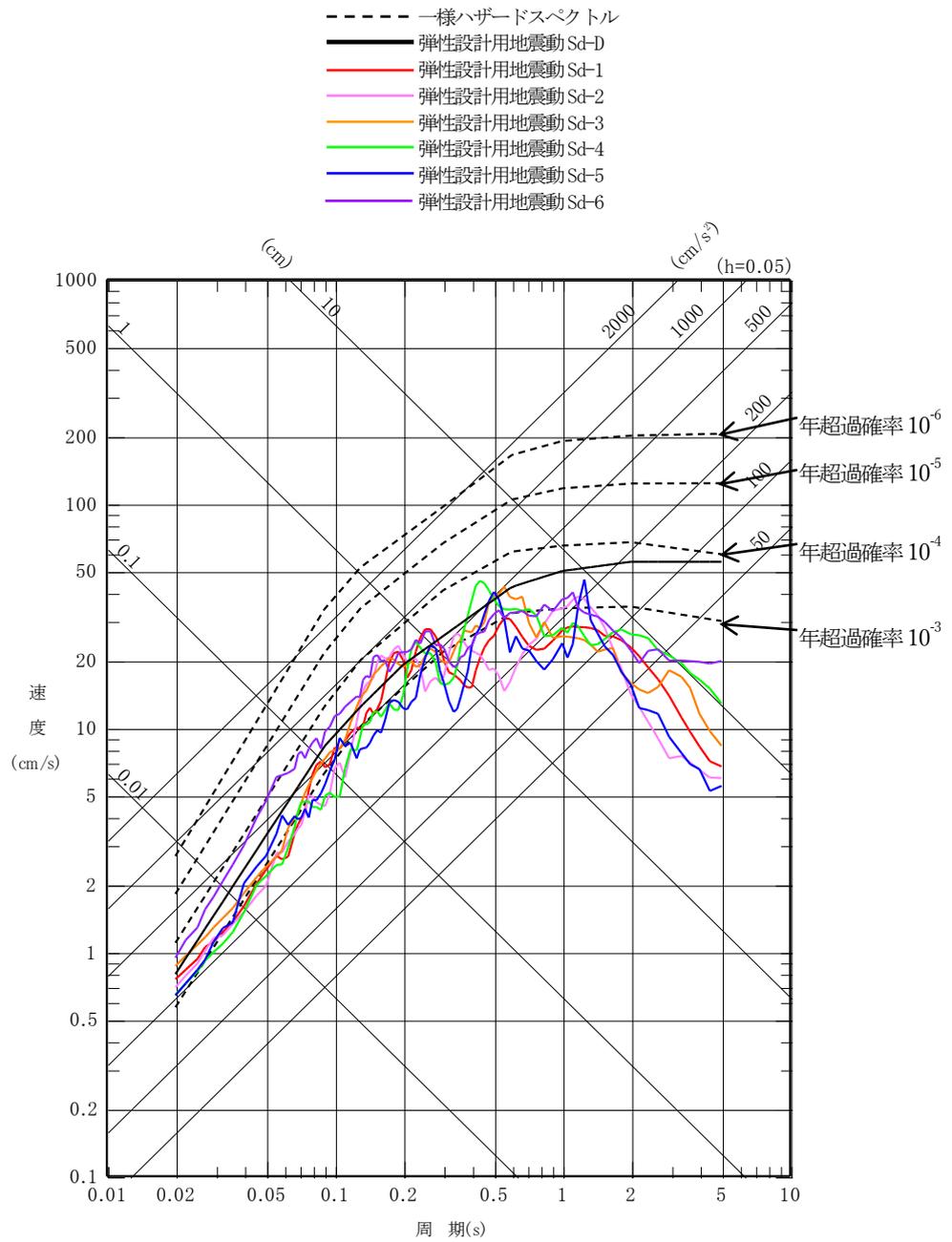
第 1. 4. 12 図 弾性設計用地震動 Sd-6 の時刻歴波形

- 一様ハザードスペクトル
- 弾性設計用地震動 Sd-D
- 弾性設計用地震動 Sd-1^{※1}
- 弾性設計用地震動 Sd-2^{※1}
- 弾性設計用地震動 Sd-3^{※1}
- 弾性設計用地震動 Sd-4^{※1}
- 弾性設計用地震動 Sd-5^{※1}
- 弾性設計用地震動 Sd-6

※1 実線はNS成分、破線はEW成分



第 1. 4. 14 図 弾性設計用地震動 Sd の一様ハザードスペクトル(水平成分)



第 1. 4. 15 図 弾性設計用地震動 Sd の一様ハザードスペクトル(鉛直成分)

(2)第4.3.3表及び第5.3.1表において、「周波数変換器の形式」に係る記載を削除する。変更後の第4.3.3表及び第5.3.1表を以下に示す。

第4.3.3表 1次ヘリウム循環機の設備仕様

	中間熱交換器用	1次加圧水冷却器用
形 式	たて型遠心式 動圧ガス軸受型	たて型遠心式 動圧ガス軸受型
台 数	1	3
流 量(最大)	約 15 t/h/台	約 15 t/h/台
昇 圧(最大)	約 79.4 kPa(約 0.81 kg/cm ²)	約 107.9 kPa(約 1.1 kg/cm ²)
最高使用圧力	4.7 MPa[gage](48 kg/cm ² g)	4.7 MPa[gage](48 kg/cm ² g)
最高使用温度	430 ℃	430 ℃
材 料		
ケーシング	低合金鋼	低合金鋼
主 軸	低合金鋼	低合金鋼
電 動 機		
形 式	かご型誘導電動機	かご型誘導電動機
出 力	約 190 kW	約 260 kW
回 転 数(可変)	約 3,000～12,000 rpm	約 3,000～12,000 rpm
フィルタ		
形 式	焼結金属型	焼結金属型
材 料	オーステナイト系 ステンレス鋼	オーステナイト系 ステンレス鋼

第5.3.1表 2次ヘリウム循環機の設備仕様

形 式	たて型遠心式動圧ガス軸受型
台 数	1
流 量(最大)	約 15 t/h
昇 圧(最大)	約 107.9 kPa (約 1.1 kg/cm ²)
最高使用圧力	5.0 MPa[gage] (51 kg/cm ² g)
最高使用温度	350 °C
材 料	
ケーシング	低合金鋼
主 軸	低合金鋼
電 動 機	
形 式	かご型誘導電動機
出 力	約 200 kW
回転数(可変)	約 3,000~12,000 rpm
フィルタ	
形 式	焼結金属型
材 料	オーステナイト系ステンレス鋼

別 添 1-4

添 付 書 類 十 一

変更後における試験研究用等原子炉施設の保安のための業務に係る品質管理に必要な体制の整備に関する説明書

令和3年11月15日付け令03原機(安)007をもって申請した国立研究開発法人日本原子力研究開発機構大洗研究所(北地区)原子炉設置変更許可申請書[HTTR(高温工学試験研究炉)原子炉施設の変更]の添付書類十一の記述を以下のとおり変更する。変更後の記述を以下に示す(下線部は変更箇所(補正箇所)を示す)。

1. 保安活動における品質管理に必要な体制

大洗研究所(北地区)の原子炉施設における保安管理組織を第1図に示す。

大洗研究所(北地区)の原子炉施設における保安活動は、本文の「九 試験研究用等原子炉施設の保安のための業務に係る品質管理に必要な体制の整備に関する事項」を踏まえ、大洗研究所(北地区)原子炉施設保安規定(以下「保安規定」という。)に基づき、保安管理部、管理部、放射線管理部、高温工学試験研究炉部、材料試験炉部、環境保全部及び原子力施設検査室が実施する。また、原子炉施設に関する保安活動の統括に関する業務は、保安管理部が担当し、使用前事業者検査等の独立検査は、原子力施設検査室が担当する。

これら保安管理組織に基づき、保安活動の計画、実施、評価及び継続的な改善を行う。

2. 設計及び工事等に係る品質マネジメント活動

(1) 品質マネジメント活動の確立と実施

大洗研究所では、原子炉施設の安全性及び信頼性の確保を最優先事項と位置付け、本文の「九 試験研究用等原子炉施設の保安のための業務に係る品質管理に必要な体制の整備に関する事項」に整合するように策定した保安規定の品質マネジメント計画及び「大洗研究所原子炉施設等品質マネジメント計画書」(以下「品質マネジメント計画書」という。)に基づき、原子炉施設の安全に係る品質マネジメントシステム(安全文化を育成及び維持するための活動を含む。)を確立し、文書化し、実施し、維持するとともに、その有効性について評価し、継続的に改善する。

(2) 品質マネジメント体制及び役割分担

大洗研究所では、保安規定に基づく保安管理組織に従い、理事長をトップマネジメントとした品質マネジメント体制の下、以下のように品質マネジメント活動を実施する。

理事長は、原子炉施設の品質マネジメント活動のトップマネジメントとして、品質マネジメント計画書に基づき責任及び権限を明確にして体系的な活動を実施する。また、品質マネジメントシステムの有効性と改善の必要性を評価するマネジメントレビューを実施して品質マネジメント活動を継続的に改善する。

管理責任者は、品質マネジメント活動に必要なプロセスの確立、実施及び維持、品質マネジメント活動の実施状況及び改善の必要性の有無についての理事長への報告、原子力の安全確保に対する認識の高揚を図るための組織全体にわたる安全文化の育成及び維持並びに関係法令の遵守に係る領域における責任及び権限をもつ。

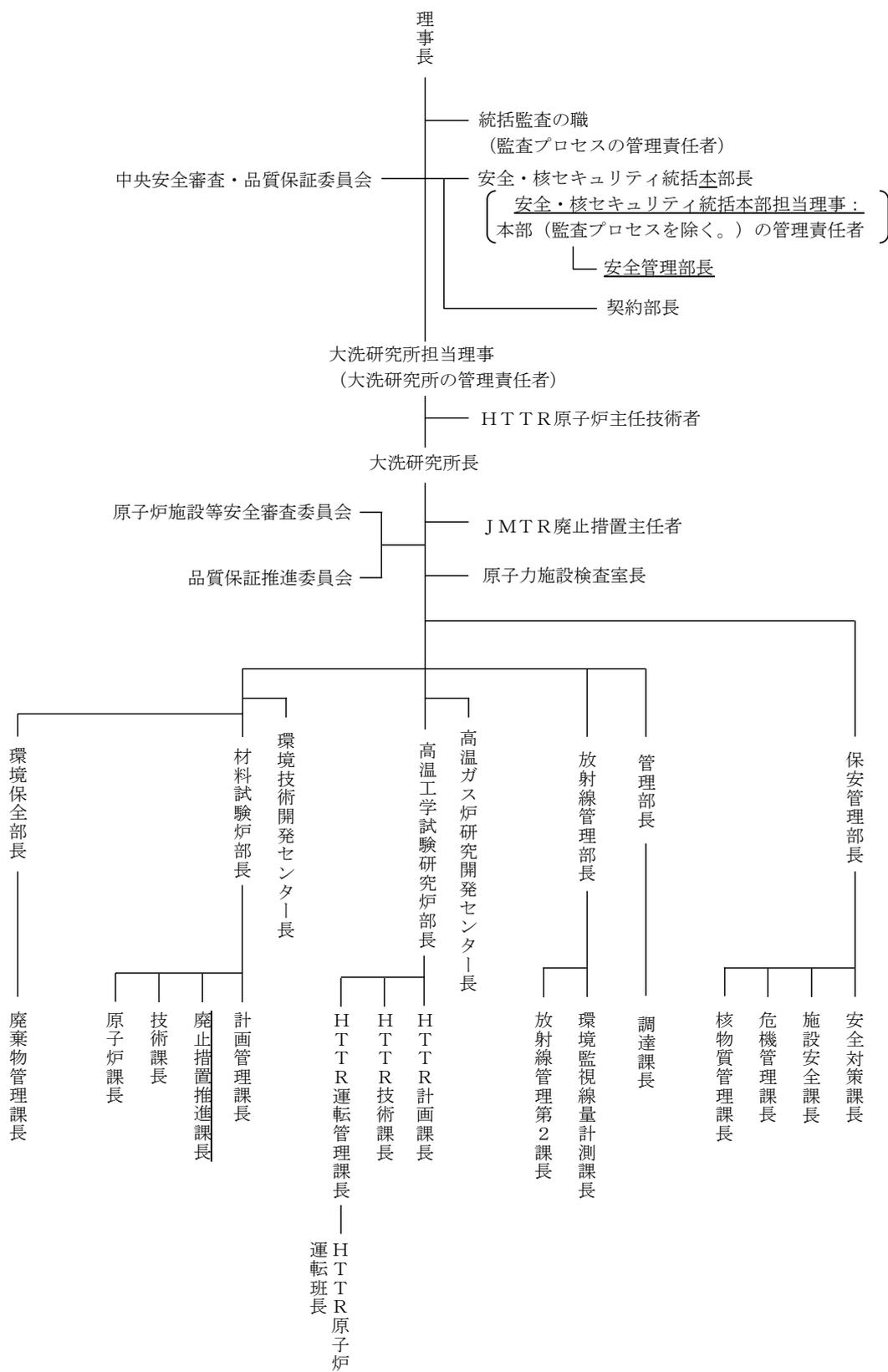
中央安全審査・品質保証委員会は、原子炉の設置許可及びその変更に関する重要事項、品質マネジメント活動の基本事項等を審議する。

大洗研究所長は、大洗研究所における原子炉施設に関する保安活動を統括する。

原子炉施設等安全審査委員会は、原子炉施設の安全性等に関する事項を審議する。

品質保証推進委員会は、品質マネジメント活動に関する事項を審議する。

部長及び課長は、責任者として、それぞれ所掌する業務に関してプロセスの確立、実施及び有効性の継続的改善を行う。また、業務に従事する要員の原子炉施設に対する要求事項についての認識を深めさせるとともに、成果を含む実施状況について評価する。さらに、原子力の安全のためのリーダーシップを発揮し、健全な安全文化を育成し、維持する取組を促進するとともに、関係法令を遵守する。



第1図 大洗研究所（北地区）原子炉施設保安管理組織（令和5年4月1日現在）