

## 7. 津波

### 7.1 概要

#### 7.1.1 施設の立地的特徴

原子炉施設が設置される大洗研究所の敷地は、T.P. +30 m～40 mの台地を有し、敷地の東側前面には太平洋に面してT.P. +30 m以上の段丘崖が分布している。

原子炉施設はT.P. +約35 m～+約40 mの台地（海岸から約400 m付近）に設置されており、Sクラス施設は原子炉建物・原子炉附属建物及び主冷却機建物に位置する。

敷地の概況を第7.1.1図に示す。

#### 7.1.2 津波評価方針

津波による施設への影響を確認するため、施設の立地的特徴を踏まえて、津波の遡上評価を行う。

評価対象施設は原子炉施設とする。また原子炉施設は海からの取水がなく、取水性に関する水位下降側の評価が不要であるため、水位上昇側の評価のみを行う。

評価にあたっては、大洗研究所の敷地前面にはT.P. +30 m以上の段丘崖が分布することから、保守的にT.P. +30 mへの津波の遡上について検討する。また遡上評価により確認される立地上の余裕に対し、さらなる影響検討を行い、施設への津波の到達可能性を検討する。

### 7.2 文献調査

#### 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)<sup>(1)</sup>、渡辺(1998)<sup>(2)</sup>、宇佐美ほか(2013)<sup>(3)</sup>、宇津ほか編(2001)<sup>(4)</sup>、羽鳥(1975)<sup>(5)</sup>、羽鳥(1987)<sup>(6)</sup>、竹内ほか(2007)<sup>(7)</sup>、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)<sup>(8)</sup>、国立天文台編(2013)<sup>(9)</sup>、Ioki and Tanioka (2016)<sup>(10)</sup>、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)<sup>(7)</sup>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が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5.0 m～6.0 m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7 m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<sup>(11)～(18)</sup>によると、茨城県日立市十王町及び千葉県銚子市で津波堆積物が確認されている。

澤井(2012)<sup>(11)</sup>及びSawai et al. (2012)<sup>(12)</sup>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T.P. +5 m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)<sup>(13)</sup>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. +11.3 m)に浸水したと解釈している。

## 7.2.2 行政機関による津波評価

行政機関による津波評価については、岩手県(2022)<sup>(19)</sup>、宮城県(2022)<sup>(20)</sup>、福島県(2019)<sup>(21)</sup>、茨城県(2012)<sup>(22)</sup>、千葉県(2018)<sup>(23)</sup>、内閣府(2020, 2022)<sup>(24)(25)</sup>等がある。このうち、茨城県(2012)<sup>(22)</sup>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)<sup>(24)(25)</sup>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。

## 7.2.3 潮位

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)<sup>(22)</sup>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。

## 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)<sup>(26)</sup>を参考に実施した。

### 7.3.1 プレート間地震に起因する津波

#### 7.3.1.1 検討対象領域の選定

プレート間地震に起因する津波のうち、千島海溝沿い及び伊豆・小笠原海溝沿いの領域については、既往津波の記録、波源の位置と伝播の指向性を考慮すると敷地への影響が小さいことから、近地津波については過去に敷地へ比較的大きな影響を及ぼした日本海溝沿いの領域を対象に、津波波源を検討した。

遠地津波については、過去に敷地へ最も大きな影響を及ぼしたと考えられる1960年チリ地震津波の津波波源を代表として再現解析を行い、敷地への影響が小さいことを確認した。津波モデルの設定を第7.3.1図、数値シミュレーションの計算条件及び計算領域を第7.3.1表及び第7.3.2図、評価結果を第7.3.3図に示す。

#### 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<sup>(27)~(52)</sup>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。

(1) 2011年東北地方太平洋沖地震に関する知見

固着の程度とすべりについては、大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応しており、海溝軸付近では大きなすべりを生じた（オーバーシュートが生じた）領域が見られ、遠洋性粘土層が連続的に分布している領域に対応しているという見解が示されている。茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込み、遠洋性粘土層を分断しているという見解が示されている。

固着の程度と破壊伝播については、固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっているという見解が示されている。また北米プレートとフィリピン海プレートの境界が余震を含む破壊伝播のバリアとして作用しているという見解が示されている。

地震の発生メカニズムについては、地震前後で応力状態が圧縮状態から引張状態へ変化したことから、三陸沖中部～福島県沖に蓄積されていた巨大地震を引き起こす歪みはほぼ完全に解消されたという見解が示されている。また、津波堆積物調査結果等から、過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生しているという見解が示されている。

(2) 2011年東北地方太平洋沖型地震の特徴

「(1) 2011年東北地方太平洋沖地震に関する知見」を踏まえ、2011年東北地方太平洋沖地震の特徴について整理した。

破壊領域については、複数の領域が連動して破壊した傾向が見られ、余震を含む破壊領域の南限は、北米プレートとフィリピン海プレートの境界に位置している傾向が見られる。

すべりについては、不均一性が認められ、大きなすべりが生じた領域は三陸沖中部の一部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖の一部の4領域及びその沖合の海溝軸付近である傾向が見られる。

地震のメカニズムについては、地震の前後でプレート境界上盤側で発生する地震のメカニズムが大きく変化した傾向が見られる。

7.3.1.3 津波波源の設定

「7.3.1.2 津波波源の設定に反映する知見の分析」を踏まえて、2つの津波波源を設定した。

(1) 東北地方太平洋沖型の津波波源

日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、2011年東北地方太平洋沖地震による津波が敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、東北地方太平洋沖型の津波波源を設定した。東北地方太平洋沖型の津波波源で大きなすべりが生じる領域は、三陸沖中部から福島県沖及びその沖合の海溝軸付近の領域とした。

津波波源の設定結果を第 7.3.4 図に示す。

## (2) 茨城県沖に想定する津波波源

日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、1677 年延宝房総沖地震による津波が敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、茨城県沖に想定する津波波源を設定した。茨城県沖に想定する津波波源については、2011 年東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じていない領域とした。領域の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とした。

津波波源の設定結果を第 7.3.4 図に示す。

### 7.3.1.4 津波評価

#### (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)<sup>(53)</sup>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)<sup>(54)</sup>及び Murotani et al.(2013)<sup>(55)</sup>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)<sup>(53)</sup>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)<sup>(8)</sup>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)<sup>(56)</sup>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  $\kappa$  を用いることとし、土木学会(2016)<sup>(26)</sup>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)<sup>(8)</sup>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)<sup>(26)</sup>の目安値を満足している。



(2) 敷地への影響が大きい津波波源の選定

東北地方太平洋沖型の津波波源及び茨城県沖に想定する津波波源による津波が敷地周辺に与える影響について、敷地北方の沿岸部で影響を比較した。

東北地方太平洋沖型の津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震の再現性が確認されている特性化波源モデルを基に設定し、超大すべり域及び大すべり域の位置について、2011年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえて、三陸沖中部から福島県沖の範囲で南北に移動させ、津波波源の不確かさを考慮して評価した。

茨城県沖に想定する津波波源については、保守性を考慮して茨城県沖から房総沖を波源領域とし、超大すべり域及び大すべり域の位置について、茨城県沖から房総沖の範囲で南北に移動させ、津波波源の不確かさを考慮して評価した。

検討結果を第7.3.8図に示す。敷地北方の沿岸部において、東北地方太平洋沖型の津波波源による津波高さはT.P.+8.1 m、茨城県沖に想定する津波波源による津波高さはT.P.+12.6 mであることから、茨城県沖に想定する津波波源を敷地への影響が大きいプレート間地震に起因する津波の波源として選定し、敷地前面海岸における津波の遡上を詳細に評価することとした。

(3) 茨城県沖に想定する津波波源に関する評価

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)<sup>(57)</sup>及び地震調査研究推進本部(2019)<sup>(58)</sup>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)<sup>(53)</sup>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。

b. 数値シミュレーション

数値シミュレーションの計算条件を第 7.3.3 表に示す。また計算格子について第 7.3.10 図に示す。なお、施設への津波の遡上評価は、敷地前面海岸に T.P. +30 m 以上の段丘崖が分布することから、T.P. +30 m への津波の遡上に着目して評価を実施した。

津波高さは、敷地前面海岸に評価範囲を設定し、範囲内の最大値を評価した。敷地前面海岸の評価範囲について、第 7.3.11 図に示す。

#### c. パラメータスタディ

大すべり域の形状を変えた 2 パターンのモデルを選定し、超大すべり域及び大すべり域の位置について茨城県沖から房総沖の範囲で南北に移動させ、波源位置の不確かさを考慮した。

評価結果を第 7.3.4 表に示す。敷地への影響が最も大きくなるケースでの津波高さは、敷地前面海岸の範囲内最大で T.P. +16.9 m となった。

### 7.3.2 海洋プレート内地震に起因する津波

#### 7.3.2.1 津波波源の設定

波源の設定に当たり、文献調査<sup>(59)~(62)</sup>を実施した。Álvarez-Gómez et al. (2012)<sup>(59)</sup>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)<sup>(39)</sup>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)<sup>(39)</sup>によると 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。

#### 7.3.2.2 津波評価

##### (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)<sup>(60)</sup>、2016<sup>(26)</sup>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)<sup>(26)</sup>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。

##### (2) 数値シミュレーション

数値シミュレーションの計算条件及び計算格子については、「7.3.1.4 津波評価

(3) 茨城県沖に想定する津波波源に関する評価 b. 数値シミュレーション」と同様とした。ただし、立ち上がり時間については 0 秒とした。

##### (3) パラメータスタディ

三陸沖北部から房総沖までの範囲で、断層の位置及び走向の変動を設定し、不確かさを考慮した。パラメータスタディの設定について、第 7.3.13 図に示す。

評価結果を第 7.3.5 表に示す。敷地への影響が最も大きくなるケースでの津波高さは、敷地前面海岸の範囲内最大で T.P. +5.9 m となった。

### 7.3.3 海域活断層による地殻内地震に起因する津波

#### 7.3.3.1 津波波源の設定

「3. 地盤」における調査結果における評価に基づき、津波波源を設定した。

#### 7.3.3.2 津波評価

阿部(1989)<sup>(63)</sup>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)<sup>(63)</sup>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。

### 7.3.4 地震に起因する津波の評価のまとめ

各津波波源による津波の影響を比較した結果、地震に起因する津波のうち、敷地に最も影響を与える地震津波はプレート間地震による津波である。なお、海洋プレート内地震及び海域の活断層については、プレート間地震の水位評価結果と比較して、津波高さが小さいことから、詳細検討を省略した。

プレート間地震による津波高さは、敷地前面海岸の範囲内最大で T.P. +16.9 m であり、遡上検討位置での津波高さでは T.P. +16.6 m である。

## 7.4 地震以外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以外に起因する津波として、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、火山現象に起因する津波を考慮した。

### 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。

塩屋崎から犬吠崎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)<sup>(64)</sup>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)<sup>(65)</sup>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)<sup>(65)</sup>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)<sup>(66)</sup>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)<sup>(67)</sup>に示される考え方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)<sup>(65)</sup>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)<sup>(65)</sup>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)<sup>(68)</sup>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)<sup>(69)</sup>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。

#### 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)<sup>(70)</sup>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)<sup>(71)</sup>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)<sup>(72)</sup>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。

#### 7.4.3 地震以外に起因する津波の評価のまとめ

前節までの検討から、地震以外に起因する津波については、地震に起因する津波と比較して敷地への影響は十分に小さい。

### 7.5 津波発生要因の組み合わせの検討

「7.3 地震に起因する津波の評価」及び「7.4 地震以外に起因する津波の評価」を踏まえ、津波発生要因の組み合わせについて検討した結果、地震以外に起因する津波の敷地への影響は

地震に起因する津波と比較して十分に小さいことから、地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組み合わせの必要はないと評価した。

## 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)<sup>(7)</sup>、澤井(2012)<sup>(11)</sup>、Sawai et al. (2012)<sup>(12)</sup>及び Yanagisawa et al. (2016)<sup>(13)</sup>)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)<sup>(22)</sup>評価、内閣府(2020, 2022)<sup>(24)(25)</sup>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)<sup>(73)</sup>、杉野ほか(2014)<sup>(53)</sup>、Satake et al. (2013)<sup>(74)</sup>、内閣府(2012b)<sup>(75)</sup>、地震調査研究推進本部(2005)<sup>(76)</sup>)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)<sup>(77)</sup>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)<sup>(74)</sup>及び内閣府(2012b)<sup>(75)</sup>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 35 m～+約 40 m に設置される原子炉施設には津波による影響はないことを確認した。

## 7.8 参考文献

- (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](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 卷, 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/](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：千葉県の太平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](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/](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/](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 Tadai, 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-Oki 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-Oki 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/](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11nov_sanriku/)>.
- (40) Lingling Ye, Thorne Lay, Hiroo Kanamori. The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki 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](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 Sheman. 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](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  $M \sim 9$  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](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](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プチスポットを発見. 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 Tohoku Earthquake 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](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](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](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 卷, 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.

第7.2.1表 既往津波の文献調査  
(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

太平洋沿岸に影響を及ぼした主な津波の一覧表(地震規模8.0以上(遠地津波については地震規模9.0以上)を抜粋)

発生年月日 元号	波源域	地震規模 <sup>1)</sup>		津波規模 <sup>2)</sup> m	地震・津波の概要 <sup>3)</sup>	敷地への影響
		Mj	Mw			
869.7.13 貞観11	三陸沖	8.3 ±1/4	—	4, — [4]	三陸沿岸：城郭・倉庫・門櫓・垣壁など崩れ落ち倒潰するもの無数。津波が多賀城下を襲い、溺死約1千。流光屋のごとく隠映すという。三陸沖の巨大地震とみられる。	東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波と同等もしくは下回る規模
1611.12.2 慶長16	三陸沖	≈8.1	—	4, — [3-4]	三陸沿岸および北海道東岸：三陸地方で強震。震害は軽く、津波の被害が大きかった。伊達領内で死1783、南部・津軽で人馬の死3千余という。三陸沿岸で家屋の流出が多く、北海道東部でも溺死が多かった。1933年三陸地震津波に似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1677.11.4 延宝5	房総沖	≈8.0	—	2, — [—]	磐城・常陸・安房・上総・下総：上旬より地震が多かった。磐城から房総にかけて津波があり、小名浜・中之作・葦磯・四倉・江名・豊間などで死・不明130余、水戸領内で溺死36、房総で溺死246余、奥州岩沼領で死123	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5～5.5m、磯浜村で5.0～6.0m以上
1700.1.26 元禄12	北米 北西部沖	—	9.0	—, —	北米北西部沖(カスケード地帯)：三陸～紀伊半島にかけて津波が来た。各地の津波の高さは岩手県宮古3m、同大槌で2m、茨城県那珂湊で約2mと推定される記録がある。宮古で津波の被害があったという。	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m
1793.2.17 寛政5	三陸沖	8.0～8.4	—	2, 2.5 [2]	陸前・陸中・磐城：仙台領内で家屋損壊1千余、死12。沿岸に津波が来た。全体で家潰流失1730余、船流破33、死44以上。余震が多かった。相馬・いわきにおいて引きで津波がはじまっているのは1896年明治三陸地震と似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1896.6.15 明治29	三陸沖	8・1/4	—	4, 3.5 [3-4]	三陸沖：『明治三陸地震津波』：震害はない。津波が北海道より牡鹿半島にいたる海岸に襲来し、死者総数は21959(青森343、岩手18158、宮城3452、北海道6)。家屋流失全半潰8～9千、船の被害約7千。波高は、吉浜24.4m、綾里38.2m、田老14.6mなど。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1933.3.3 昭和8	三陸沖	8.1	8.4	3, 3	三陸沖：『三陸地震津波』：震害は少なかった。津波が太平洋沿岸を襲い、三陸沿岸で被害は甚大。死・不明3064、家屋流失4034、倒潰1817、浸水4018。波高は綾里湾で28.7mにも達した。日本海溝付近で発生した巨大な正断層型地震と考えられている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1952.11.4 昭和27	カムチャツカ半 島南東沖	—	9.0	1, —	カムチャツカ半島南東沖：『カムチャツカ津波』：太平洋沿岸に津波、波高は1～3m程度。広範囲で家屋の浸水があり、三陸沿岸では漁業関係の被害があった。	福島県沿岸で約0.5～1.5m
1960.5.22 昭和35	チリ南部沖	—	9.5	2～3, —	チリ南部沖：『チリ地震津波』：津波が日本各地に襲来、波高は三陸沿岸で5～6m、その他で3～4m。北海道南岸・三陸沿岸・志摩半島付近で被害が大きく、沖縄でも被害があった。日本全体で死・不明142(うち沖縄で3)、家屋全壊1500余、半壊2千余	茨城県久慈港で約2.3m
1964.3.27 昭和39	アラスカ湾	—	9.2	0, —	アラスカ湾：『アラスカ地震津波』：津波は太平洋沿岸各地に波及した。日本沿岸の検潮記録によると、津波の高さは三陸沿岸南部でやや高かった。このため、この沿岸で浅海漁業施設に若干の被害があった。	小名浜で0.35m、銚子で0.36m
1968.5.16 昭和43	青森県東方沖	7.9	8.2	2, 2.5	青森県東方沖：『1968年十勝沖地震』：青森を中心に北海道南部・東北地方に被害。死52、傷330、建物全壊673、半壊3004。青森県下で道路損壊も多かった。津波があり、三陸沿岸3～5m、浸水529、船舶流失沈没127。コンクリート造建築の被害が目立った。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
2011.3.11 平成23	三陸沖	8.4	9.0	—, 4	東北沖：『平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震、東日本大震災』：日本海溝沿いの沈み込み帯の大部分、三陸沖中部から茨城県沖までのプレート境界を震源域とする逆断層型超巨大地震。3月9日にM7.3(Mw7.4)の前震、震源域内や付近の余震・誘発地震はM7.0以上が6回、M6.0以上が97回、死18493、不明2683、傷6217、住家全壊128801、半壊269675。死者の90%以上が水死で、被害の多くは巨大津波(現地調査によれば最大約40m)によるもの。	大洗研究所近傍で約7m

1) 地震規模は、宇佐美ほか(2013)<sup>(3)</sup>を参照した。

2) 津波規模mは、宇佐美ほか(2013)<sup>(3)</sup>による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[ ]内の値は羽鳥(1975)<sup>(6)</sup>による値を参照した。

3) 地震・津波の概要は、宇佐美ほか(2013)<sup>(3)</sup>、渡辺(1998)<sup>(2)</sup>及び国立天文台編(2013)<sup>(9)</sup>を参照した。

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) <sup>(78)</sup> 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) <sup>(79)</sup>
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982) <sup>(80)</sup> 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) <sup>(80)</sup> の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971) <sup>(78)</sup> の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側:後藤・小川(1982) <sup>(80)</sup> 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) <sup>(81)</sup> 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) <sup>(82)</sup> 護岸:相田公式(1977) <sup>(86)</sup>	
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	$\Delta t = 0.5$ 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) <sup>(79)</sup>
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982) <sup>(80)</sup> の方法
計算スキーム	スタッガード格子、リーブ・フロッグ法	後藤・小川(1982) <sup>(80)</sup> の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971) <sup>(78)</sup> の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側：後藤・小川(1982) <sup>(80)</sup> 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) <sup>(81)</sup> 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) <sup>(82)</sup> 護岸：相田公式(1977) <sup>(56)</sup>	
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) <sup>(22)</sup> 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

第7.3.4表 茨城沖から房総沖に想定する津波波源  
(波源位置のパラメータスタディ結果:Aモデル)

位置		敷地前面海岸	遡上検討
		津波高さ(T.P. m)	津波高さ(T.P. m)
基準	A-1	15.5	-
南へ10km移動	A-2	16.3	-
南へ20km移動	A-3	16.6	-
南へ30km移動	A-4	16.3	-
南へ40km移動	A-5	15.7	-
南へ50km移動	A-6	14.5	-
南へ60km移動	A-7	13.0	-
南へ70km移動	A-8	11.8	-
南へ80km移動	A-9	10.7	-
南へ90km移動	A-10	9.4	-

(波源位置のパラメータスタディ結果:Bモデル)

位置		敷地前面海岸	遡上検討
		津波高さ(T.P. m)	津波高さ(T.P. m)
北へ10km移動*	B-1	16.6	-
基準	B-2	16.7	-
南へ10km移動	B-3	<u>16.9</u>	16.6
南へ20km移動	B-4	16.6	-
南へ30km移動	B-5	16.1	-
南へ40km移動	B-6	15.0	-
南へ50km移動	B-7	13.6	-
南へ60km移動	B-8	12.0	-
南へ70km移動	B-9	10.7	-

※大すべり域は基準の位置、超大すべり域のみ移動



第7.3.5表 海洋プレート内の正断層地震  
(パラメータスタディ結果)

ケース		敷地前面海岸	遡上検討
位置	走向	津波高さ(T.P. m)	津波高さ(T.P. m)
北へ192km移動	-10°	4.5	-
	±0°	4.1	-
	+10°	4.0	-
北へ144km移動	-10°	4.7	-
	±0°	4.5	-
	+10°	3.9	-
北へ96km移動	-10°	5.2	-
	±0°	4.7	-
	+10°	3.9	-
北へ48km移動	-10°	4.8	-
	±0°	5.6	-
	+10°	<u>5.9</u>	5.6
基準	-10°	4.4	-
	±0°	4.6	-
	+10°	4.7	-

第7.3.6表 海域の活断層による地殻内地震  
(簡易予測式による推定津波高の評価結果)

	地震モデル	推定津波高 : H (m)
①	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の同時活動	1.2
②	F3断層～F4断層の同時活動	<u>2.9</u>
③	F8断層	0.6
④	F11断層	0.1
⑤	F16断層	0.7

第7.4.1表 海底火山(プチスポット)の文献調査  
(特徴及び津波発生の可能性の検討)

項目	特徴
地学的位置	アウターライズ地形の東側(三陸沖の太平洋プレート上)
水深	5,000~6,000m
長径	1~2km
比高	数100m
体積	1km <sup>3</sup> 程度以下
形状	円錐状
火山形式	単成火山(1回の噴火で形成された火山)
火山活動範囲	日本海溝から600km
活動時期	5万年~850万年前
起源	浅部マントル起源(マグマはアセノスフェアから亀裂に沿って海底に染み出す)
岩質	アルカリ玄武岩
噴出物の特徴	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 枕状溶岩</li> <li>・ 縄状構造</li> <li>・ 山頂の周り数100mの範囲に火山弾</li> <li>・ 著しく発泡した溶岩</li> </ul>

第7.7.1表 茨城沖から房総沖に想定する津波波源  
(破壊開始点、破壊伝播速度のパラメータスタディ結果)

B-3位置	敷地前面海岸 津波高さ (T.P. m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
①	13.8	14.8	15.5	15.9	16.2
②	13.3	14.9	15.5	15.9	16.1
③	14.6	15.6	15.9	16.2	16.4
④	15.9	16.5	16.8	16.9 (16.83)	<u>16.9(16.90)</u>
⑤	14.7	15.6	16.1	16.3	16.5
⑥	14.8	16.4	16.0	16.7	16.7

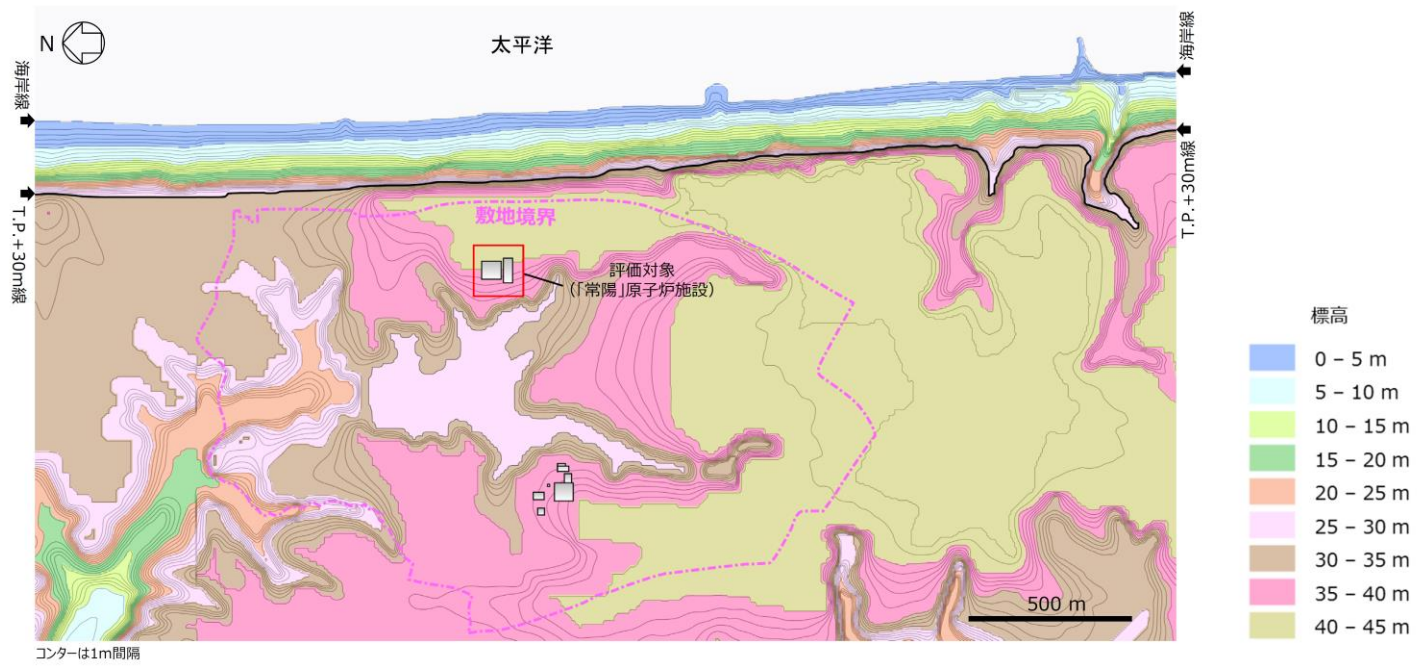
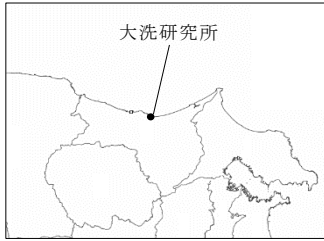
立ち上がり時間：30秒

第7.7.2表 茨城沖から房総沖に想定する津波波源  
(立ち上がり時間のパラメータスタディ結果)

B-3位置	破壊開始点④、破壊伝播速度：3.0km/s	
立ち上がり時間(秒)	敷地前面海岸 津波高さ (T.P. m)	遡上検討 津波高さ (T.P. m)
30	16.9	16.7
60	16.6	-

第7.7.3表 水位上昇側の評価に考慮する影響の検討結果

考慮する影響	加算する水位 (m)
潮位のばらつき	+0.2
高潮の影響	+0.6
断層の破壊伝播現象による影響	+0.1
Total.	+0.9

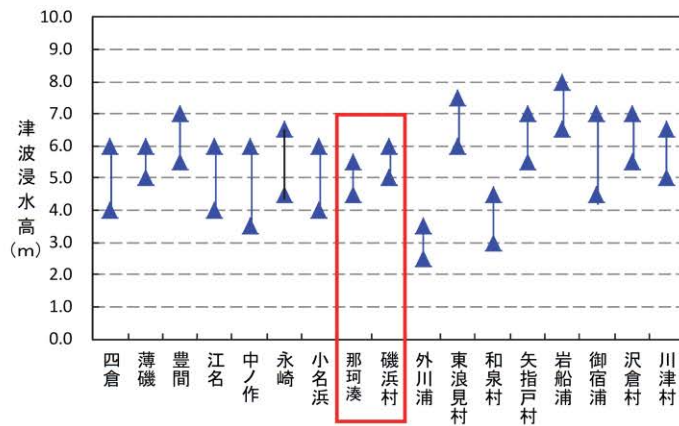


第7.1.1 図 敷地の概況図



(渡辺 (1998) <sup>(2)</sup>)

延宝房総沖津波を発生させた地震の震度分布



1677年延宝房総沖地震による福島県～茨城県及び千葉県の各地の津波浸水高(推定)



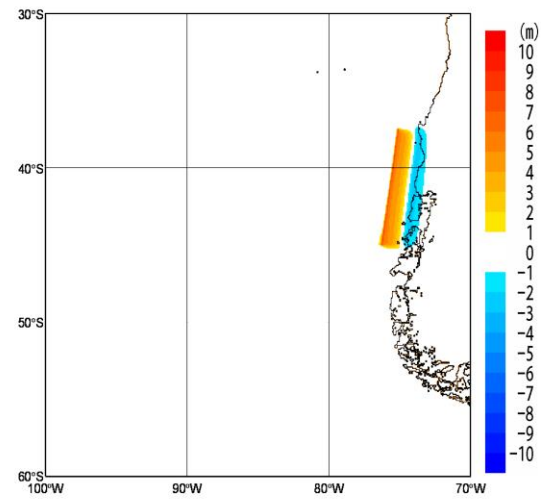
延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査  
(竹内ほか(2007) <sup>(7)</sup>に加筆)

第 7.2.1 図 既往津波の文献調査  
(1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高)



波源モデル位置

破壊開始点 : 無し  
 破壊伝播速度 :  $\infty$   
 立ち上がり時間 : 30秒

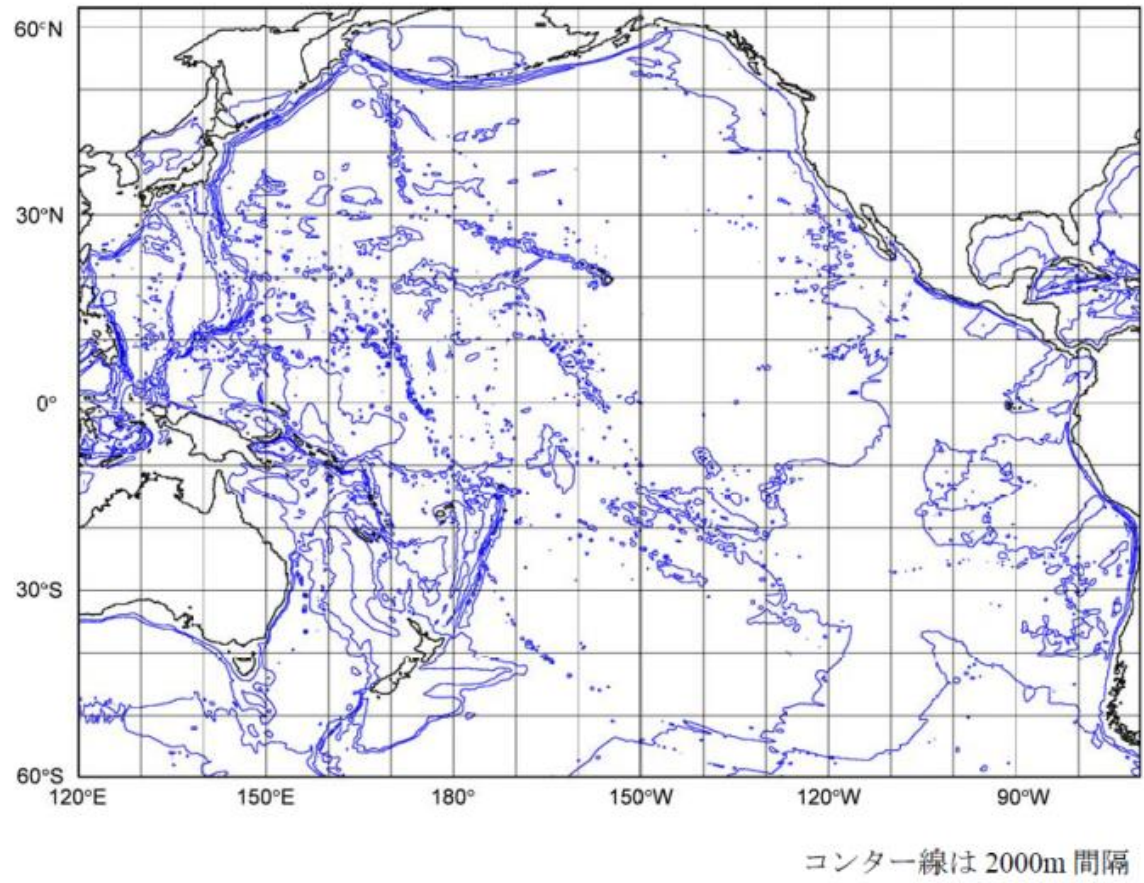


地殻変動量

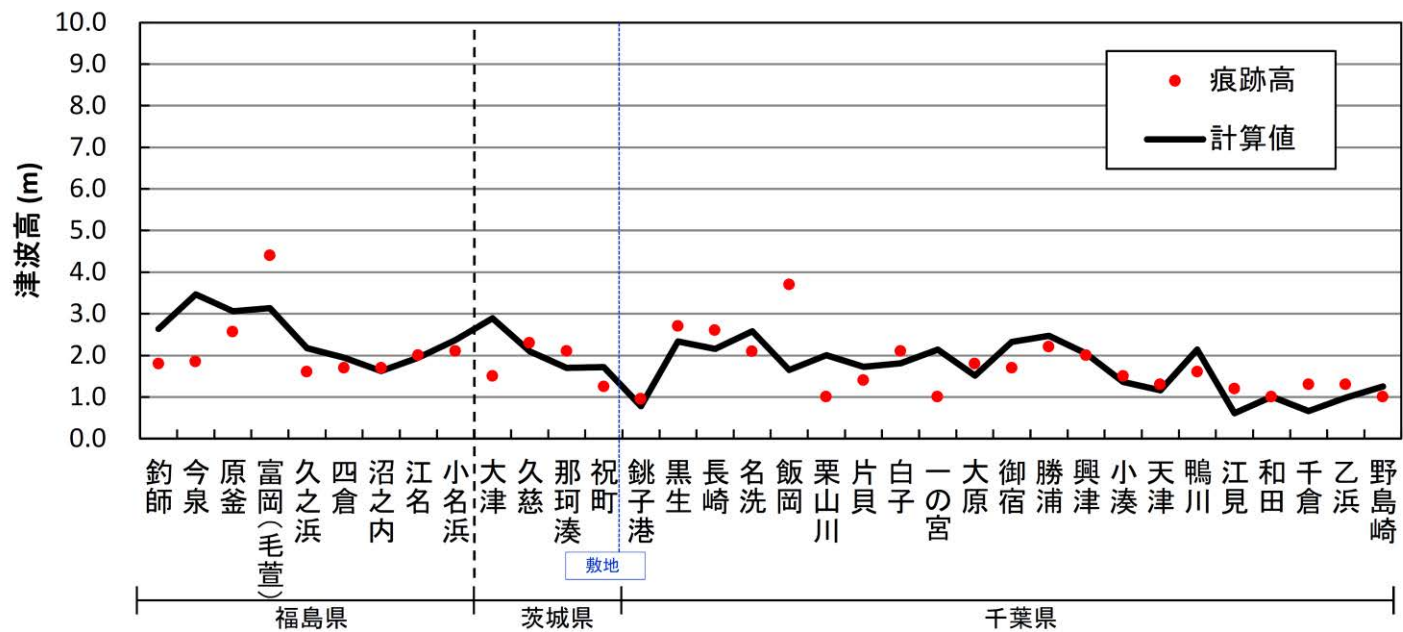
1960年チリ地震津波の諸元

パラメータ	設定値
Mw	9.2
長さ:L (km)	850
幅:W (km)	130
上縁深さ:d (km)	4
すべり量:D (m)	17
傾斜角: $\delta$ (°)	20
すべり角: $\lambda$ (°)	105
走向: $\theta$ (°)	N7° E

第 7. 3. 1 図 1960 年チリ地震の津波波源  
 (波源モデルの設定)



第 7.3.2 図 1960 年チリ地震の津波波源  
(計算領域)



福島県～千葉県南部における1960年チリ地震に伴う津波の痕跡高  
(チリ津波合同調査班(1961)<sup>(83)</sup>のデータを使用)

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 $\kappa$
34	0.96	1.44

【幾何平均K及び幾何標準偏差 $\kappa$ の再現性の目安】

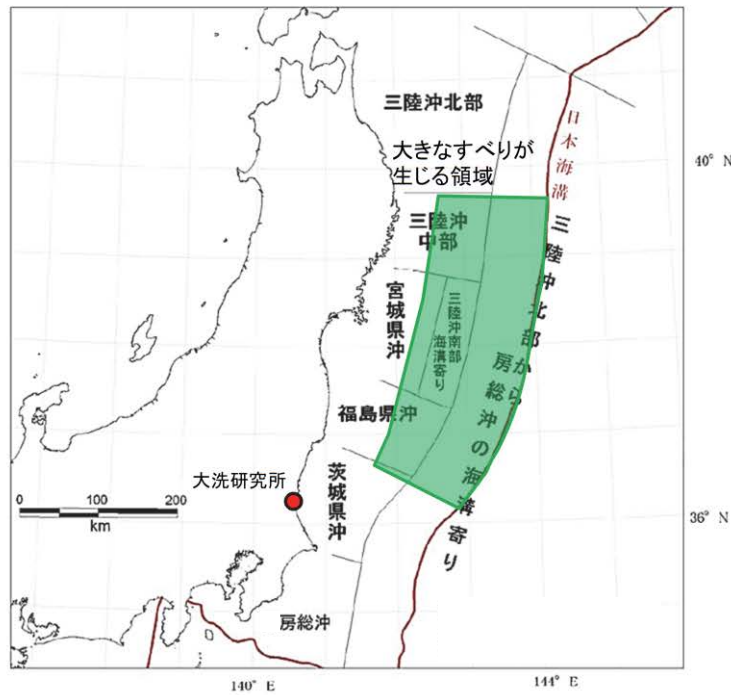
$0.95 < K < 1.05$

$\kappa < 1.45$  (土木学会(2016)<sup>(26)</sup>)

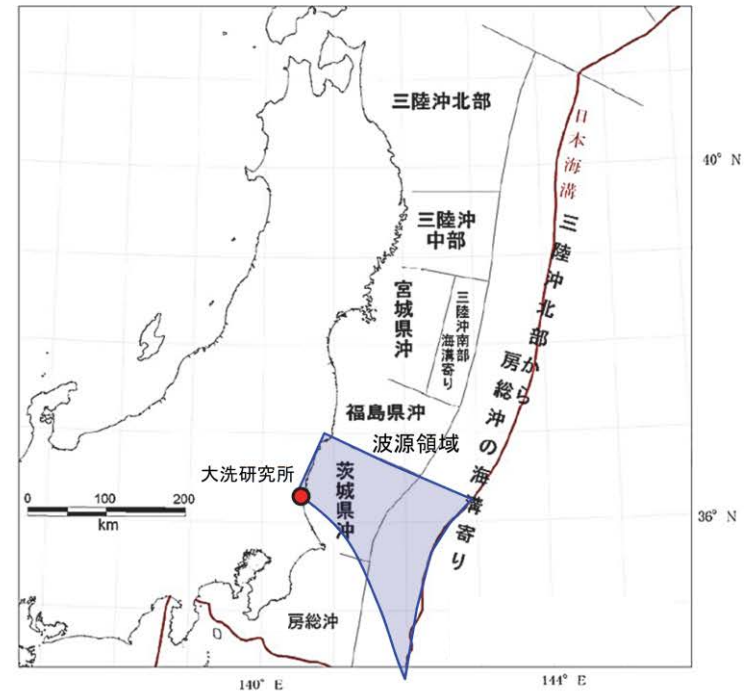
第 7.3.3 図 1960 年チリ地震の津波波源  
(再現性の確認・評価結果)



【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】

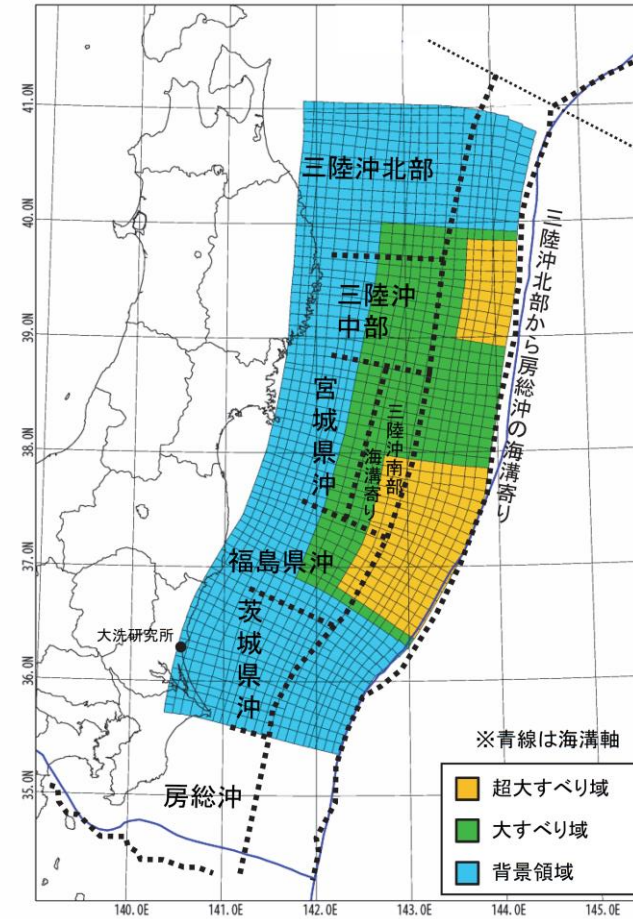


(地震調査研究推進本部(2012)<sup>(39)</sup>に加筆)

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)

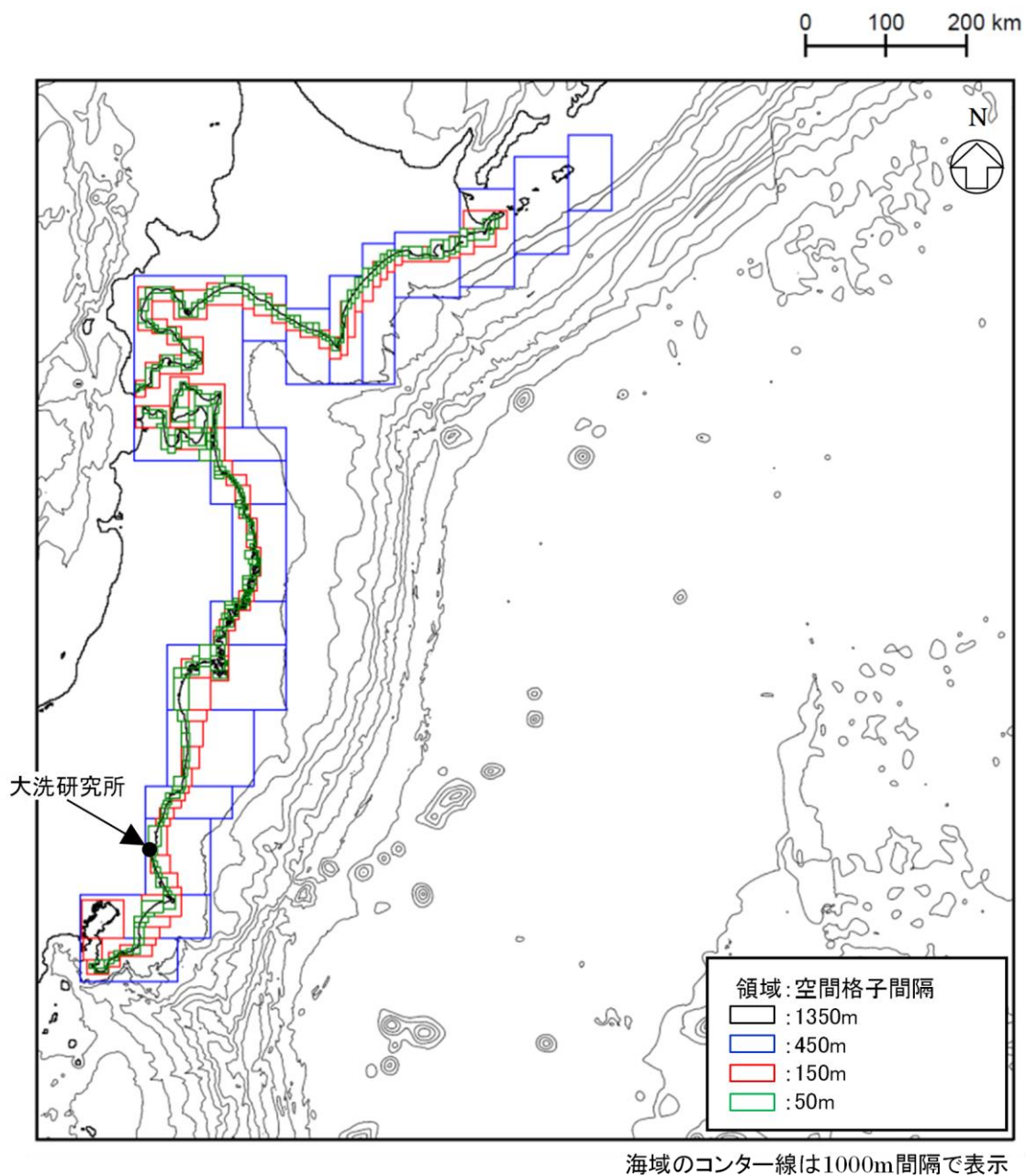
パラメータ	設定値
断層面積: S	134,733 km <sup>2</sup>
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: $\mu$	$4.7 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード: Mw	9.1
平均すべり量: D	9.6 m
地震モーメント: M <sub>0</sub>	$6.1 \times 10^{22}$ Nm

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	28.9 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の15% (20,010 km <sup>2</sup> )
大すべり域	すべり量	13.5 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の25% (33,825 km <sup>2</sup> )
背景領域	すべり量	3.2 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の60% (80,898 km <sup>2</sup> )

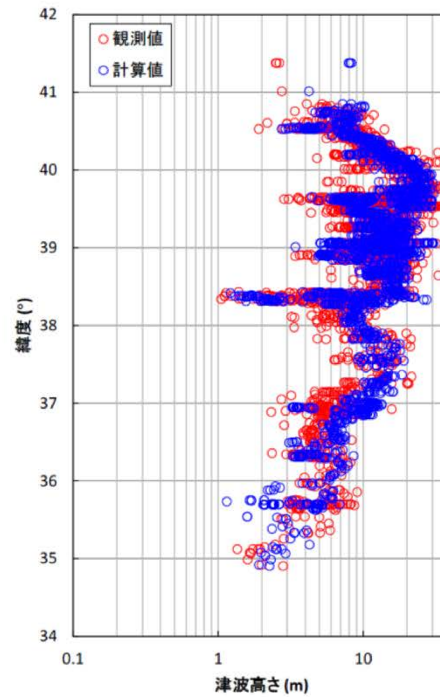
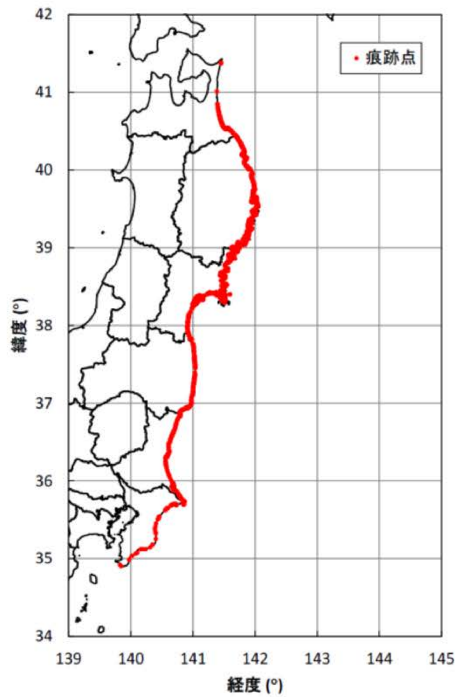


特性化波源モデル

第 7.3.5 図 東北地方太平洋沖型の津波波源  
(再現解析：特性化波源モデルの諸元)



第 7.3.6 図 東北地方太平洋沖型の津波波源  
 (再現解析：計算領域及び格子間隔)



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)<sup>(8)</sup>のデータを使用)

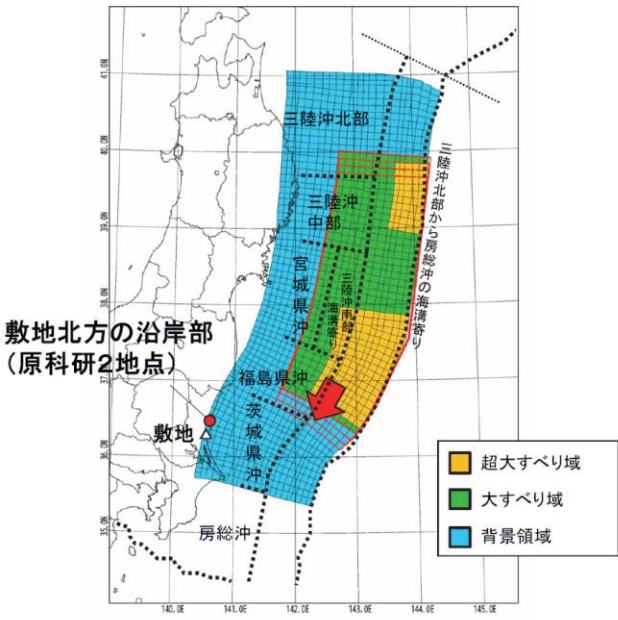
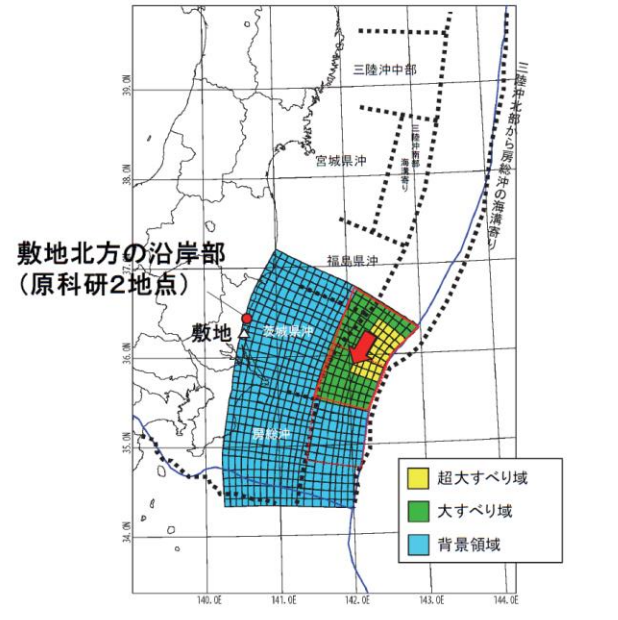
地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 $\kappa$
2,772	0.93	1.42

【幾何平均K及び幾何標準偏差  $\kappa$  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)

検討波源	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
特性化波源モデル	 <p data-bbox="716 654 929 710">敷地北方の沿岸部 (原科研2地点)</p> <p data-bbox="817 973 1220 1013">三陸沖北部～茨城県沖(Mw9.1)</p>	 <p data-bbox="1388 574 1601 630">敷地北方の沿岸部 (原科研2地点)</p> <p data-bbox="1500 973 1859 1013">茨城県沖～房総沖(Mw8.7)</p>
パラメータスタディ	大すべり域, 超大すべり域の位置を約10km単位で移動(赤枠内)	
津波高さ (敷地北方の沿岸部)	T.P.+8.1m	T.P.+12.6m

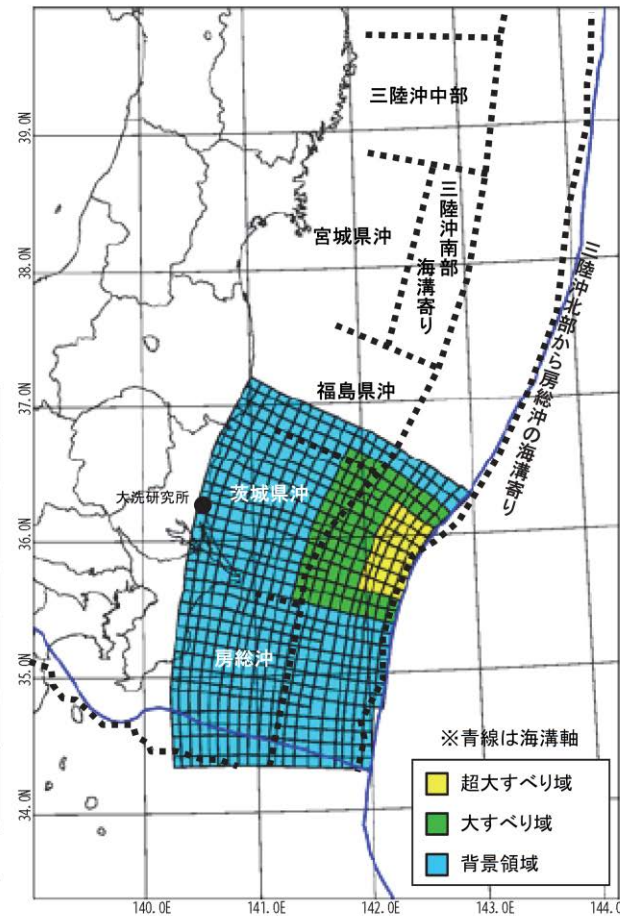
第 7.3.8 図 津波波源の選定



パラメータ	設定値
断層面積: S	53,684 km <sup>2</sup>
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: $\mu$	$4.7 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード: Mw	8.7
平均すべり量: D	6.1 m
地震モーメント: M <sub>0</sub>	$1.5 \times 10^{22}$ Nm

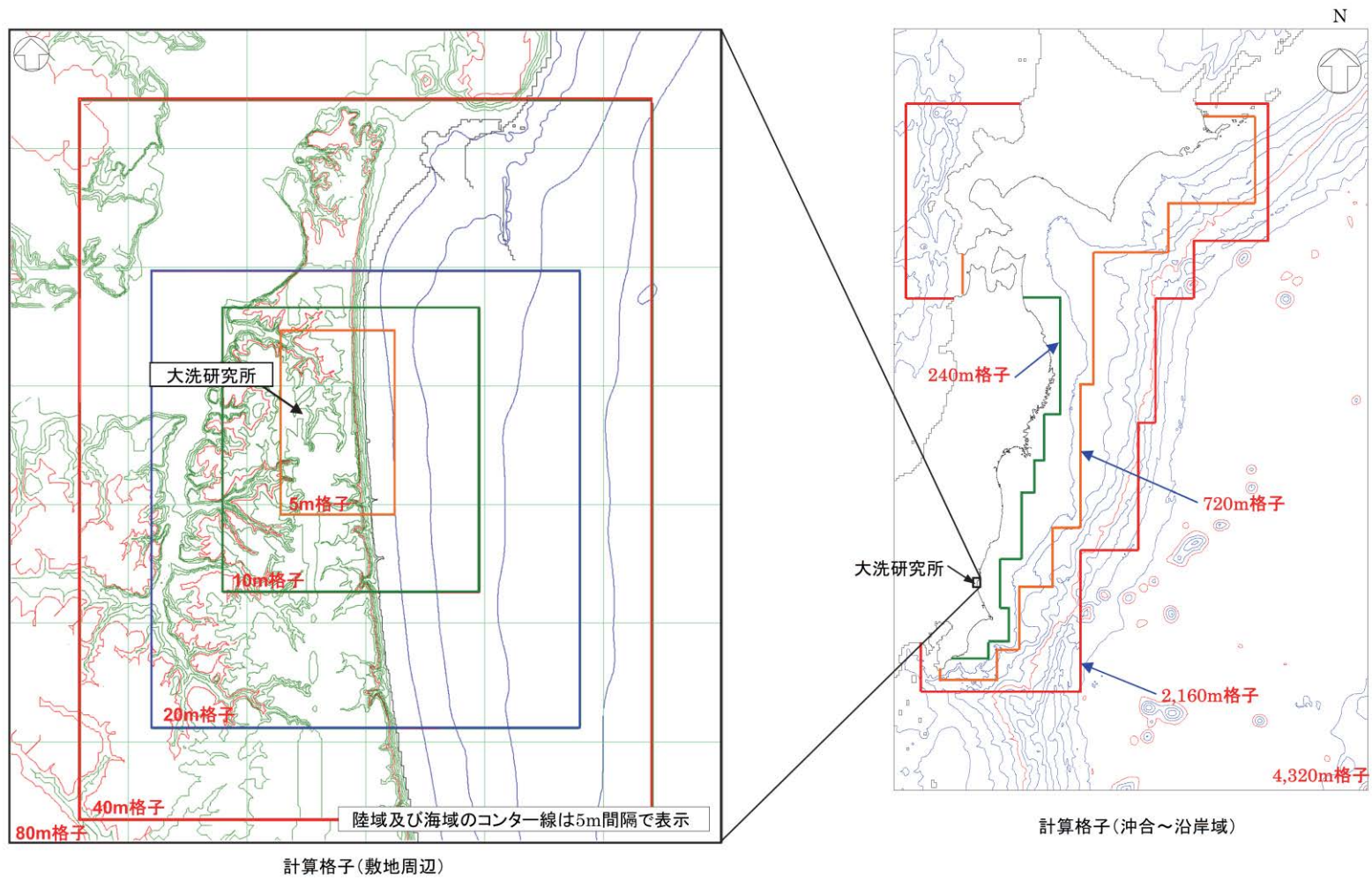
パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	24.3 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の5% (2,659 km <sup>2</sup> )※
大すべり域	すべり量	12.1 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の15% (8,231 km <sup>2</sup> )※
背景領域	すべり量	3.8 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の80% (42,794 km <sup>2</sup> )※

※ 断層面積は右図の特性化波源モデル値  
ただし、超大すべり域、大すべり域の位置により若干変動する

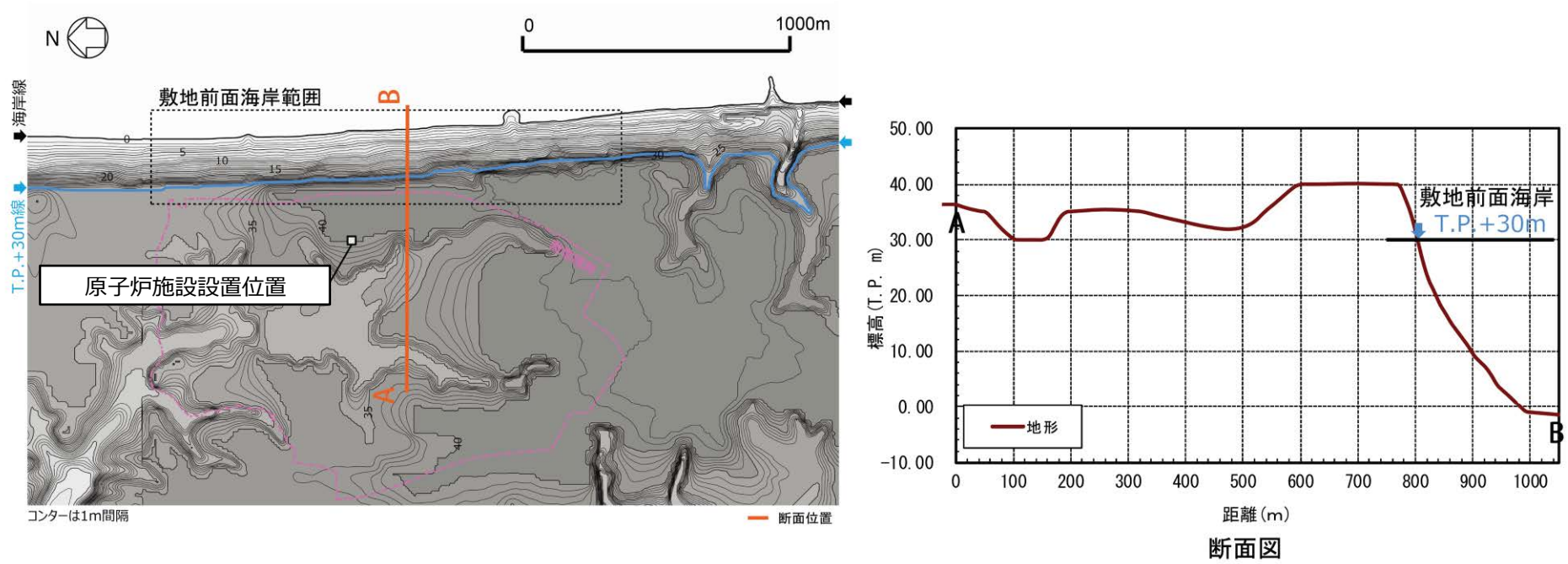


特性化波源モデル

第 7.3.9 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源  
(特性化波源モデルの諸元)



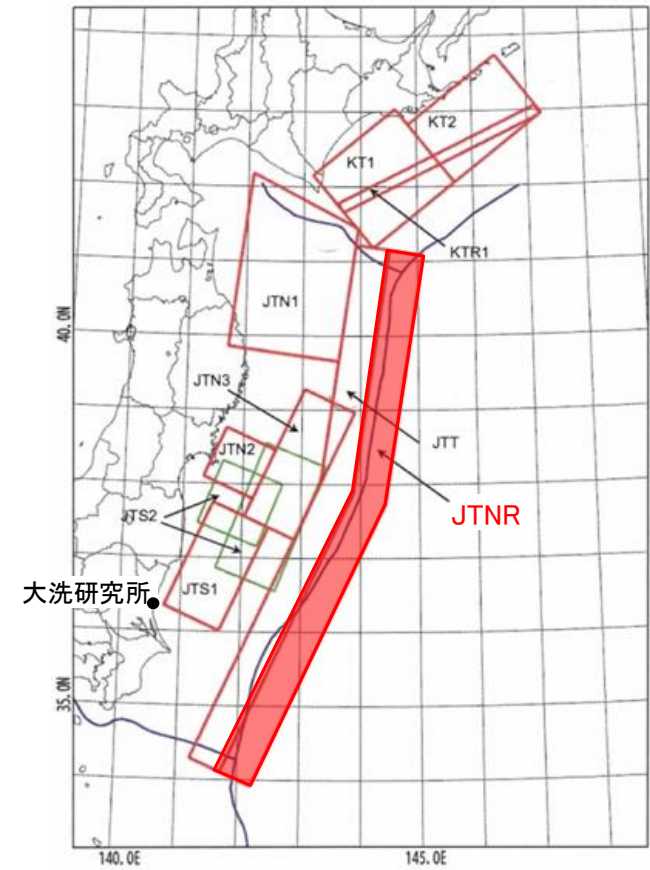
第 7.3.10 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源  
(計算領域及び格子間隔)



第 7.3.11 図 敷地前面海岸での津波高さ評価範囲、地形断面図



パラメータ	設定値
Mw	8.6
長さ:L (km)	283.0
幅:W (km)	50.0
すべり量:D (m)	10.1
剛性率: $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$7.0 \times 10^{10}$
地震モーメント: $M_0$ (Nm)	$1.00 \times 10^{22}$
上縁深さ:d (m)	1.0
傾斜角: $\delta$ (°)	45
すべり角: $\lambda$ (°)	270
走向: $\theta$ (°)	180, 205

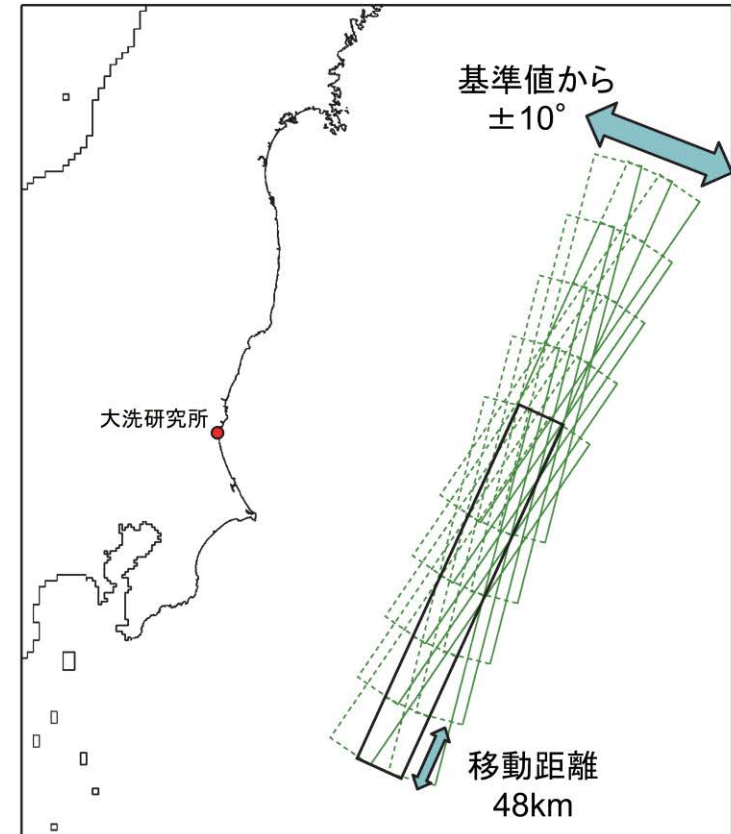


海洋プレート内地震の検討領域

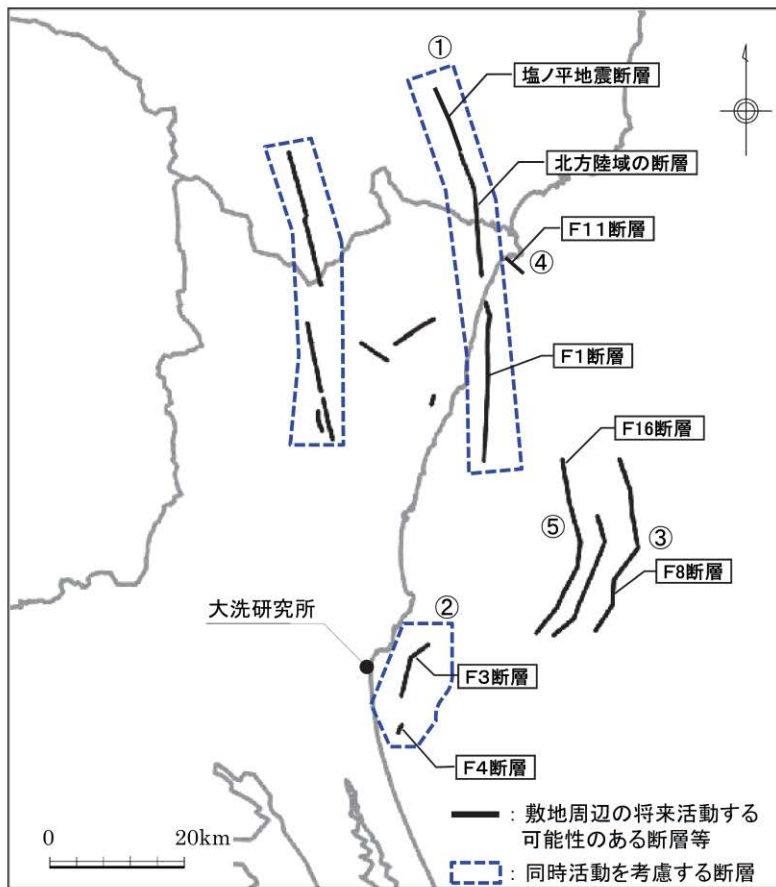
第 7.3.12 図 海洋プレート内の正断層地震  
(波源モデルの諸元)

パラメータスタディー一覧

地震モデル	パラメータ項目	パラメータ変動範囲	ケース数	
正断層型	震源位置	検討領域内に南から北へ走向方向へ48kmごとに移動	5	15
	走向	基準 $\pm 10^\circ$	3	



第 7.3.13 図 海洋プレート内の正断層地震  
(パラメータスタディーの設定)



敷地周辺の活断層分布

敷地周辺の海域活断層

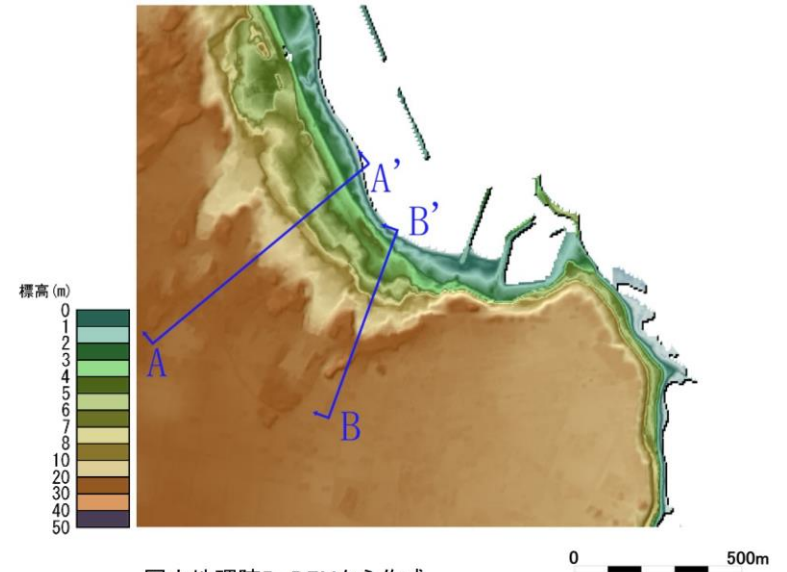
	地震モデル	M <sub>w</sub>	長さ: L (km)	幅: W (km)	すべり 量:D (m)	地震モーメント:Mo (N・m)	敷地からの 距離**: Δ (km)
①	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の同時活動	7.4	59	—	—	1.52 × 10 <sup>20</sup>	63
②	F3断層～F4断層の同時活動	6.6	18	12.0	1.50	1.13 × 10 <sup>19</sup>	4
③	F8断層	6.9	26	—	—	2.95 × 10 <sup>19</sup>	38
④	F11断層	5.5	5	3.3	0.42	2.43 × 10 <sup>17</sup>	63
⑤	F16断層	6.9	26	—	—	2.95 × 10 <sup>19</sup>	32

\*\* 断層中心から敷地までの平面距離。

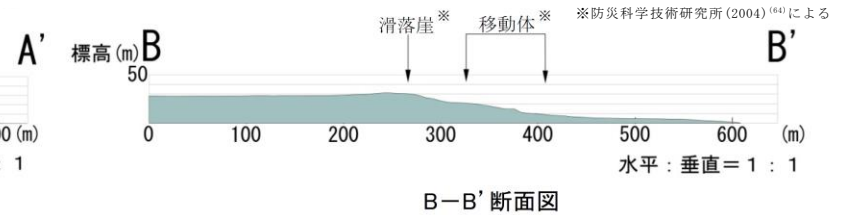
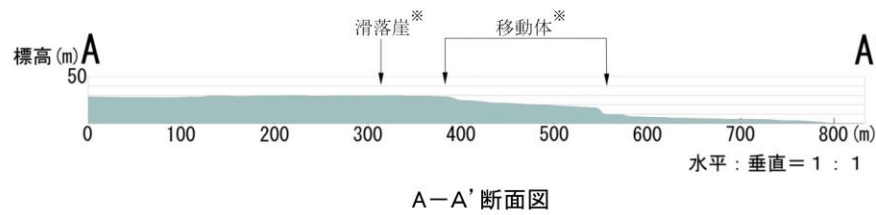
第 7. 3. 14 図 海域の活断層による地殻内地震（波源モデルの諸元）



地すべり地形分布「白河・水戸」  
(防災科学技術研究所(2004)<sup>(64)</sup>に加筆)

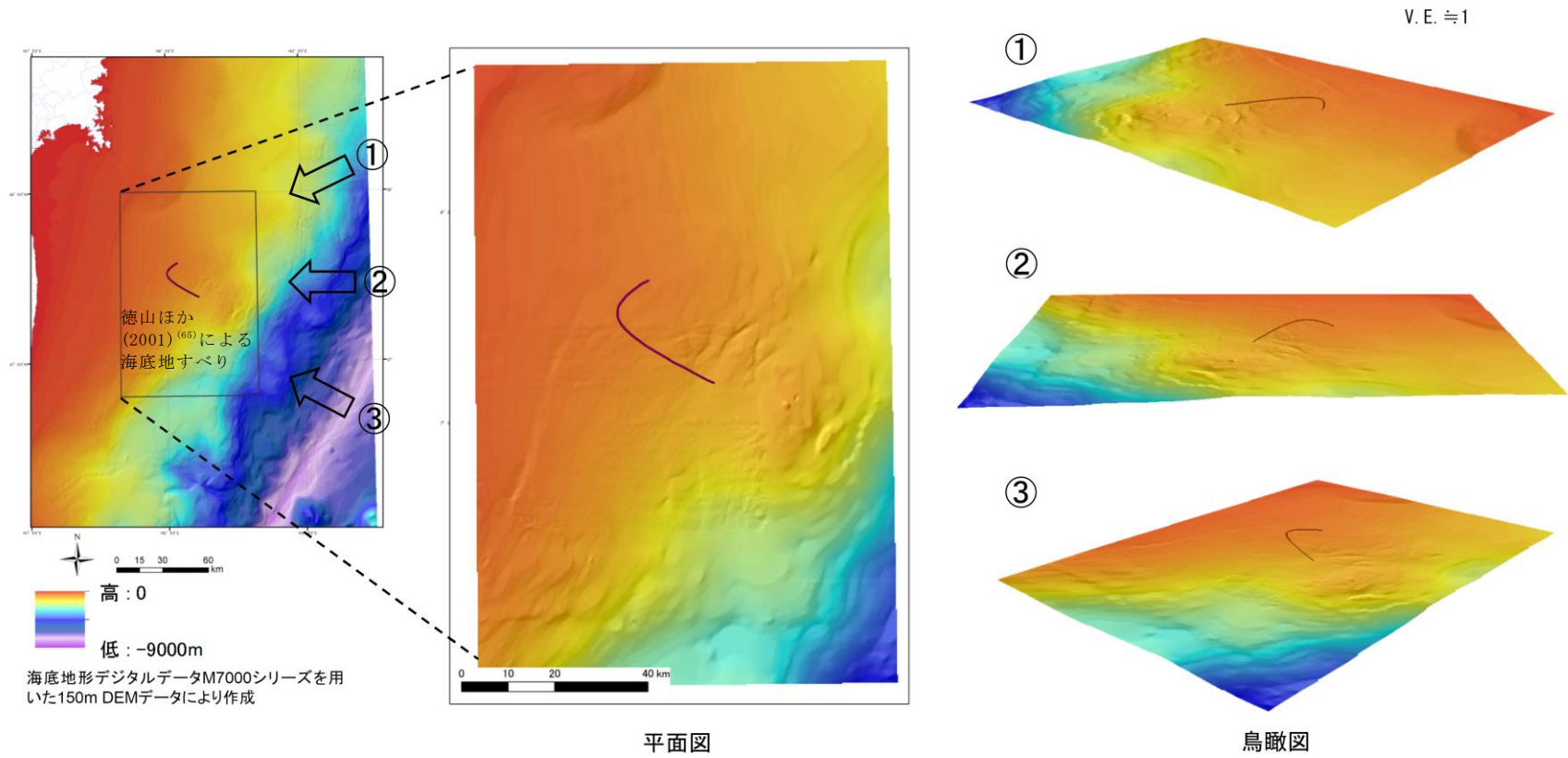


国土地理院5mDEMから作成



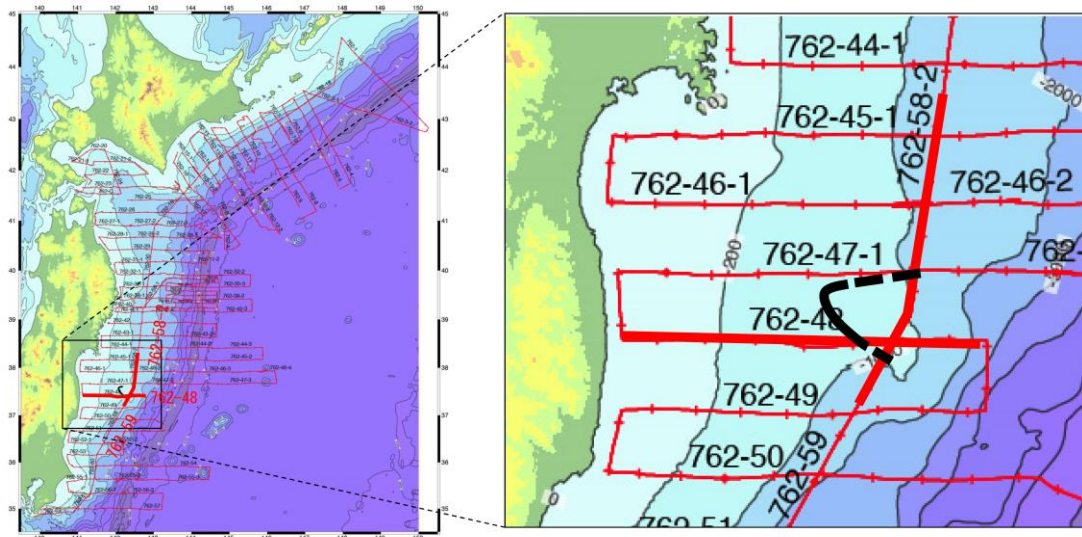
※防災科学技術研究所(2004)<sup>(64)</sup>による

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)



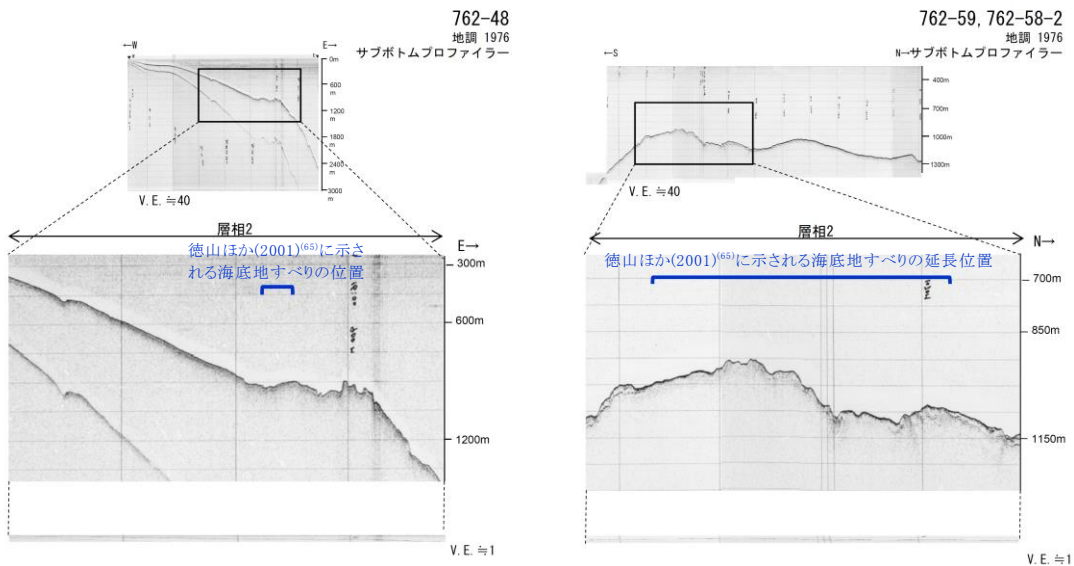
第 7. 4. 2 図 海底地すべり  
(文献に示される海底地すべりに対する海底地形判読結果)





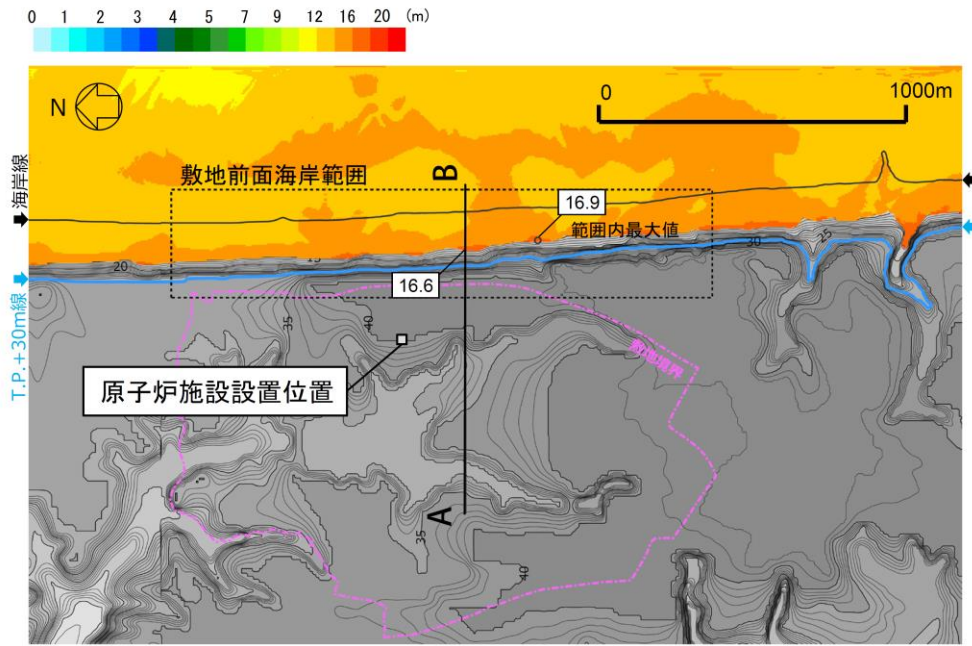
測線図

徳山ほか(2001)<sup>(65)</sup>に示される海底地すべりの位置  
(産業技術総合研究所(2015)<sup>(66)</sup>に加筆)

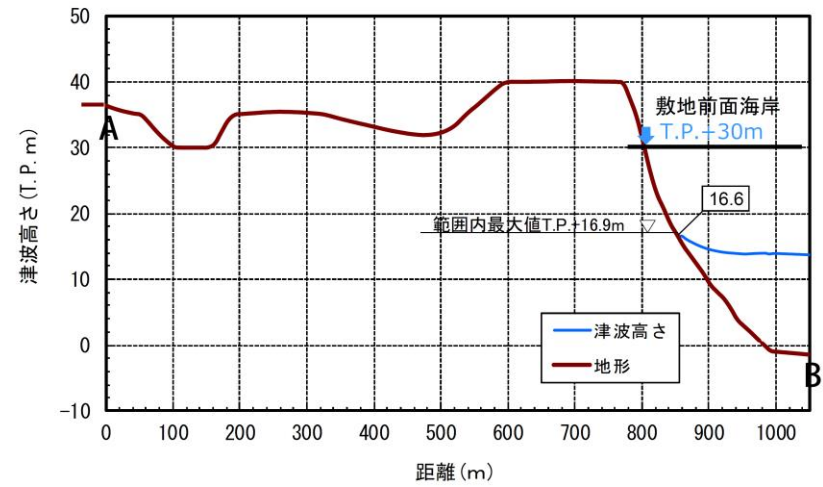


音波探査記録  
(産業技術総合研究所(2015)<sup>(66)</sup>に加筆)

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)

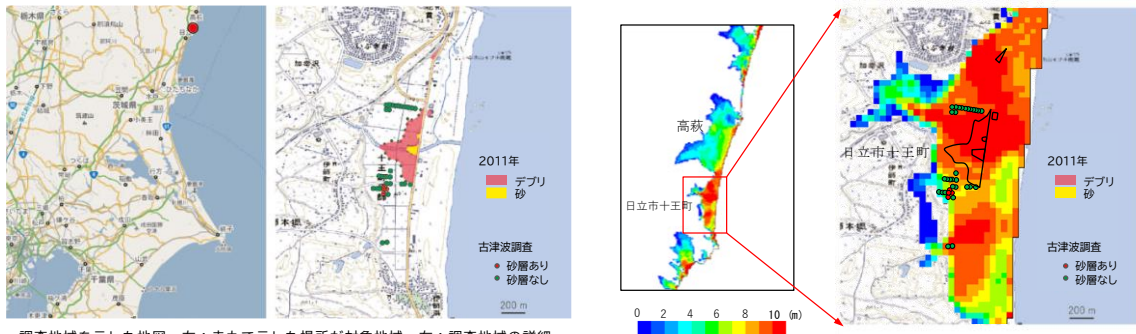


津波高さ分布図



断面図

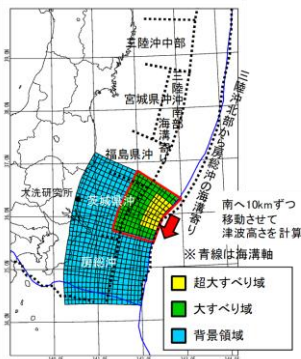
第 7.6.1 図 施設への津波の遡上評価  
(立地上の余裕の確認)



調査地域を示した地図。左：赤丸で示した場所が対象地域。右：調査地域の詳細。デブリの分布によって推定された2011年の浸水範囲は赤で示されており、津波によって運搬された砂質堆積物は黄色で示している。2010年までに行っていた過去の津波堆積物に関する調査は、緑色および赤色の丸で示されている。赤い丸で示した場所で、過去の津波堆積物と考えられる砂層が見つかった。

日上市十王町の最大浸水深分布(A-3)

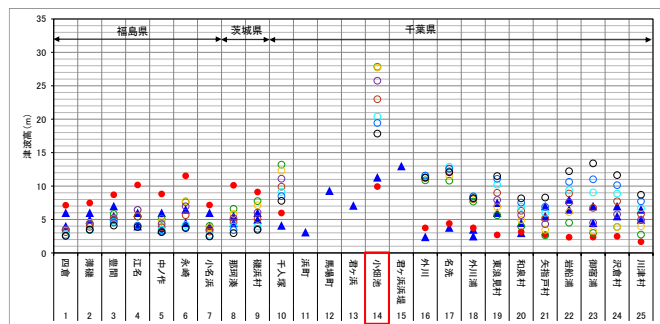
澤井(2012)<sup>(11)</sup>を加工



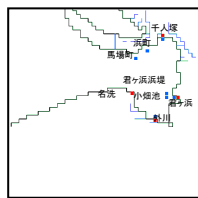
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源



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(竹内他(2007)<sup>(7)</sup>に加筆)



津波堆積物調査に基づき確認された痕跡高。それ以外の地点については古文書による被害記録等により推定された津波浸水高(竹内他(2007)<sup>(7)</sup>、Yanagisawa et al.(2016)<sup>(3)</sup>に基づく)



Yanagisawa et al.(2016)<sup>(13)</sup>の痕跡データ(鏡子市)

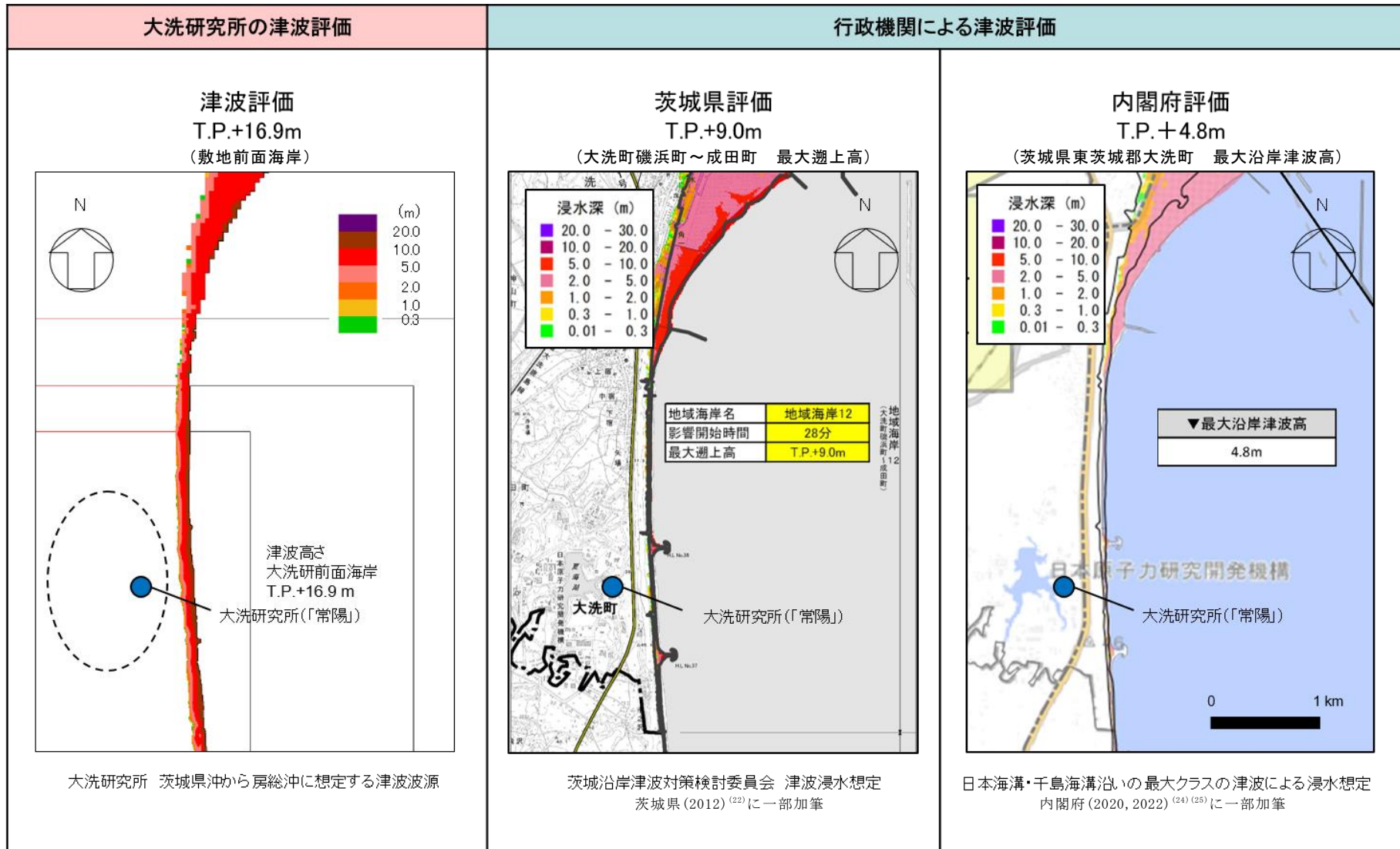
大すべり域及び超大すべり域の位置*			
▲ 痕跡	A-1	基準	A-8
● A-3	A-2	南へ10km移動	A-9
○ A-7	A-3	南へ20km移動	A-10
○ A-8	A-4	南へ30km移動	A-11
○ A-9	A-5	南へ40km移動	A-12
○ A-10	A-6	南へ50km移動	A-13
○ A-11	A-7	南へ60km移動	-
○ A-12	-	-	-
○ A-13	-	-	-

\*灰色字ケースの評価は示していない

1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高と津波高さの比較

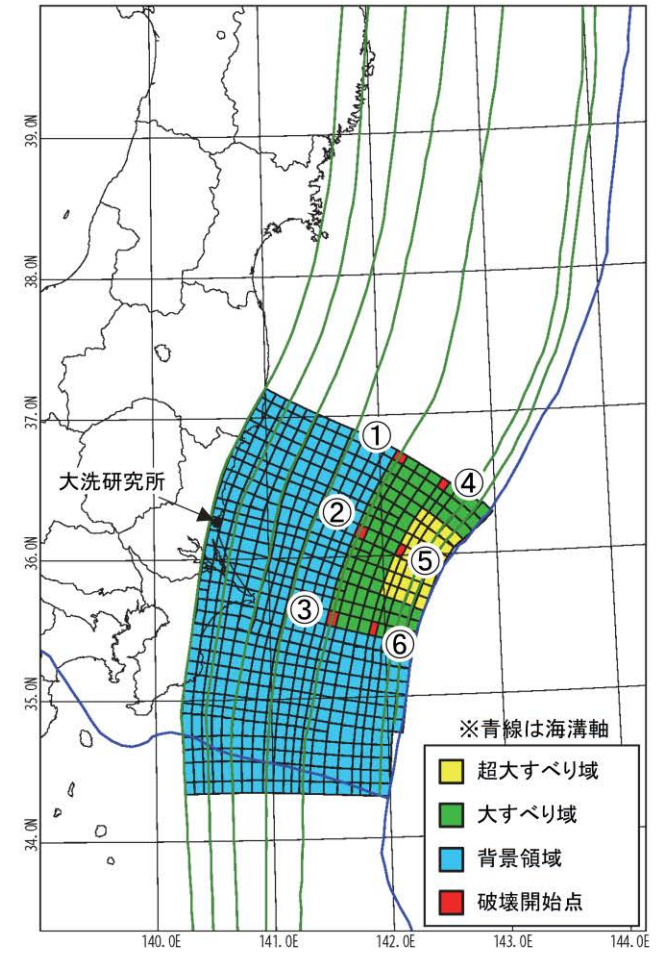
第7.6.2図 地質学的証拠及び歴史記録等による確認(津波堆積物との比較)





第 7.6.3 図 行政機関による既往評価との比較

項目	設定値
破壊開始点	①～⑥(右図参照)
破壊伝播速度	1.0km/s, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間	30秒, 60秒



破壊開始点位置図

第 7.7.1 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源  
(断層の破壊伝播現象を考慮したパラメータスタディの設定)

## 8. 火山

### 8.1 検討の基本方針

自然現象に対する設計上の考慮として、想定される自然現象が発生した場合においても安全機能を損なわないことを確認するため、原子炉施設の運用期間における火山影響評価を実施する。

初めに立地評価として施設に影響を及ぼし得る火山の抽出を行い、抽出された火山を対象に設計対応不可能な火山事象が原子炉施設の運用期間中に影響を及ぼす可能性について評価を行う。次に影響評価として、原子炉施設の安全性に影響を与える可能性のある火山事象について評価を行う。

### 8.2 施設に影響を及ぼし得る火山の抽出

#### 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）<sup>(1)</sup>）、「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース Ver. 1.00」（西来他（2016）<sup>(2)</sup>）、「海域火山データベース」（海上保安庁海洋情報部（2013）<sup>(3)</sup>）、「日本活火山総覧（第 4 版）」（気象庁編（2013）<sup>(4)</sup>）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）<sup>(5)</sup>）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、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、安達太良山、磐梯山、榛名山及び沼沢であり、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、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）<sup>(2)</sup>）。高原山の活動履歴については鈴木（1993）<sup>(6)</sup>、井上他（1994）<sup>(7)</sup>、奥野他（1997）<sup>(8)</sup>、山元（2012）<sup>(9)</sup>、弦巻（2012）<sup>(10)</sup>、山元（2013a）<sup>(11)</sup>及び中野他（2013）<sup>(1)</sup>を参照した。

高原山は、井上他（1994）<sup>(7)</sup>等によれば第 3 期から第 7 期に区分され、奥野他（1997）<sup>(8)</sup>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）<sup>(2)</sup>）。那須岳の活動履歴の評価に当たっては鈴木（1992）<sup>(12)</sup>、伴・高岡（1995）<sup>(13)</sup>、山元（1997）<sup>(14)</sup>、山元（2012）<sup>(9)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、気象庁編（2013）<sup>(4)</sup>及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）<sup>(15)</sup>を参照した。

那須岳は、南月山、茶臼岳、朝日岳、三本槍岳、甲子旭岳、二岐山の成層火山の集合体である（伴・高岡（1995）<sup>(13)</sup>）。最新活動期の茶臼岳は、山元（2012）<sup>(9)</sup>、山元（1997）<sup>(14)</sup>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）<sup>(2)</sup>）。男体・女峰火山群の活動履歴の評価に当たっては村本（1992）<sup>(16)</sup>、鈴木他（1994）<sup>(17)</sup>、佐々木（1994）<sup>(18)</sup>、第四紀火山カタログ委員会編（1999）<sup>(5)</sup>、山元（2013a）<sup>(11)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>及び石崎他（2014）<sup>(19)</sup>を参照した。

男体・女峰火山群は、女峰赤薙火山、日光溶岩ドーム群、男体火山、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）<sup>(11)</sup>）、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、小型楕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）<sup>(2)</sup>）。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）<sup>(20)</sup>、佐々木他（1993）<sup>(21)</sup>、鈴木他（1994）<sup>(17)</sup>、高橋他（1995）<sup>(22)</sup>、第四紀火山カタログ委員会編（1999）<sup>(5)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、気象庁編（2013）<sup>(4)</sup>及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）<sup>(15)</sup>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）<sup>(20)</sup>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）<sup>(21)</sup>）。

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。

#### 8.2.2.5 赤城山

赤城山は、群馬県前橋市北部に位置する第四紀火山であり、複成火山ーカルデラ、溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 126km である。活動年代については、30 万年前より古くから活動し、最新噴火は 1251 年とされている（西来他（2016）<sup>(2)</sup>）。赤城山の活動履歴の評価に当たっては大森編（1986）<sup>(23)</sup>、鈴木（1990）<sup>(24)</sup>、富田他（1994）<sup>(25)</sup>、宇井編（1997）<sup>(26)</sup>、青木他（2008）<sup>(27)</sup>、高橋他（2012）<sup>(28)</sup>、及川（2012）<sup>(29)</sup>、山元（2014a）<sup>(30)</sup>、山元（2014b）<sup>(31)</sup>、山元（2016）<sup>(32)</sup>、気象庁編（2013）<sup>(4)</sup>及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）<sup>(15)</sup>を参照した。

赤城山の活動は中央火口丘形成期、新期成層火山形成期、古期成層火山形成期に分けられる。最新活動期の中央火口丘形成期は 4.4 万年前に開始され、最新の噴火は 1251 年噴火であり、この噴火による降下火砕物が確認されている（山元（2014a）<sup>(30)</sup>、青木他（2008）<sup>(27)</sup>、及川（2012）<sup>(29)</sup>、峰岸（2003）<sup>(33)</sup>）。一方で、早川（1999）<sup>(34)</sup>によれば、1251 年噴火に対応する堆積物は確認されておらず、1251 年噴火の根拠とされる吾妻鏡の記録は、噴火ではなく山火事の記録である可能性が指摘されている。しかし及川（2012）<sup>(29)</sup>、峰岸（2003）<sup>(33)</sup>では、1251 年の水蒸気噴火による堆積物の可能性がある火山灰層が認められ、同時期の噴火を記録した別の歴史記録も報告されている。

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。

#### 8.2.2.6 燧ヶ岳

燧ヶ岳は、福島県檜枝岐村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 136km である。活動年代は約 16 万年前以降で、最新噴火は 1544 年とされている（西来他（2016）<sup>(2)</sup>）。燧ヶ岳の活動履歴の評価に当たっては早川他（1997）<sup>(35)</sup>、山元（1999）<sup>(36)</sup>、山元（2012）<sup>(9)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、気象庁編（2013）<sup>(4)</sup>及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）<sup>(15)</sup>を参照した。

燧ヶ岳は、燧ヶ岳七入テフラ等の噴出から活動を開始したとされ、460 年前には御池岳溶岩ドームを形成したとされる（山元（2012）<sup>(9)</sup>、早川他（1997）<sup>(35)</sup>等）。最新の噴火は、1544 年の水蒸気噴火である。

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。

#### 8.2.2.7 安達太良山

安達太良山は、福島県郡山市北部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 153km である。活動年代は約 55 万年前～1900 年とされている（西来他（2016）<sup>(2)</sup>）。安達太良山の活動履歴の評

価に当たっては第四紀火山カタログ委員会編（1999）<sup>(5)</sup>、山元・阪口（2000）<sup>(37)</sup>、藤縄他（2001）<sup>(38)</sup>、藤縄・鎌田（2005）<sup>(39)</sup>、長谷川他（2011）<sup>(40)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、気象庁編（2013）<sup>(4)</sup>及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）<sup>(15)</sup>を参照した。

安達太良山の活動は早期、ステージ 1、ステージ 2、ステージ 3 に区分され、ステージ 1 は 55 万年前から活動し、最新活動期であるステージ 3 は約 25 万年前から活動したとされる（藤縄他（2001）<sup>(38)</sup>等）。最新の噴火は、1900 年にマグマ水蒸気噴火が発生した（山元・阪口（2000）<sup>(37)</sup>等）。

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。

#### 8.2.2.8 磐梯山

磐梯山は、福島県耶麻郡北東部に位置する第四紀火山であり、複成火山である。敷地からの距離は約 154km である。活動年代は約 70 万年前～1888 年とされている（西来他（2016）<sup>(2)</sup>）。磐梯山の活動履歴の評価に当たっては三村（1994）<sup>(41)</sup>、三村・中村（1995）<sup>(42)</sup>、梅田他（1999）<sup>(43)</sup>、長谷川他（2011）<sup>(40)</sup>、山元（2012）<sup>(9)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、気象庁編（2013）<sup>(4)</sup>及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）<sup>(15)</sup>を参照した。

磐梯山は先磐梯火山、古磐梯火山、磐梯火山に区分され、約 70 万年前から活動を開始したとされる（山元（2012）<sup>(9)</sup>、三村（1994）<sup>(41)</sup>等）。また、最新活動期である磐梯火山は 8 万年前から活動し、最新の噴火である 1888 年の噴火では、水蒸気噴火に伴う山体崩壊による岩屑なだれ、火砕サージ等が発生した（長谷川他（2011）<sup>(40)</sup>等）。

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。

#### 8.2.2.9 榛名山

榛名山は、群馬県高崎市に位置する第四紀火山であり、成層火山ーカルデラ、溶岩ドーム及び火砕丘で構成される。敷地からの距離は約 154km である。活動年代は約 50 万年前以降で、最新噴火は 6 世紀後半～7 世紀初頭とされている（西来他（2016）<sup>(2)</sup>）。

榛名山の活動履歴の評価に当たっては大森編（1986）<sup>(23)</sup>、Soda（1996）<sup>(44)</sup>、第四紀火山カタログ委員会編（1999）<sup>(5)</sup>、下司（2013）<sup>(45)</sup>、山元（2013a）<sup>(11)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、気象庁編（2013）<sup>(4)</sup>及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）<sup>(15)</sup>を参照した。

榛名山は古期榛名火山、新期榛名火山に区分される（下司（2013）<sup>(45)</sup>等）。最新の噴火では、プリニー式噴火により降下火砕物、火砕流として榛名二ツ岳伊香保テフラが噴出したとされる（山元（2013a）<sup>(11)</sup>）。

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。

#### 8.2.2.10 沼沢

沼沢は、福島県金山町に位置する第四紀火山であり、溶岩ドーム、カルデラで構成される。敷地からの距離は約 157km である。活動年代は約 11 万年前～約 5400 年前（西来他（2016）<sup>(2)</sup>）である。沼沢の活動履歴の評価に当たっては山元（1995）<sup>(47)</sup>、山元（2003）<sup>(48)</sup>、山元（2012）<sup>(9)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>を参照した。

沼沢は 11 万年前～約 5400 年前に活動し、沼沢芝原テフラ、惣山溶岩ドーム、沼沢前山溶岩ドーム、沼沢湖テフラ等を噴出したとされる。最新の活動である沼沢湖テフラの噴出に伴ってカルデラが形成された（山元（2003）<sup>(48)</sup>、2012<sup>(9)</sup>等）。

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。

#### 8.2.3 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、子持山と笹森山の 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、群馬県沼田市・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）<sup>(1)</sup>）。子持山の活動履歴の評価に当たっては飯塚（1996）<sup>(49)</sup>及び中野他（2013）<sup>(1)</sup>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）<sup>(49)</sup>及び中野他（2013）<sup>(1)</sup>）。

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）<sup>(2)</sup>、山元（2015）<sup>(52)</sup>）。笹森山の活動履歴の評価に当たっては阪口（1995）<sup>(50)</sup>、第四紀火山カタログ委員会編（1999）<sup>(5)</sup>、長橋他（2004）<sup>(51)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、山元（2015）<sup>(52)</sup>を参照した。

笹森山は笹森山安山岩と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）<sup>(52)</sup>）。

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。

#### 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。

#### 8.4 火山事象の影響評価

施設に影響を及ぼし得る火山（12 火山）について、原子炉施設の運用期間中における活動可能性と規模を考慮し、施設の安全性に影響を与える可能性について検討した。

なお、降下火砕物については、地理的領域外の火山も含めてその影響を評価した。

##### 8.4.1 降下火砕物



#### 8.4.1.1 層厚に関する評価

町田・新井（2011）<sup>(53)</sup>、山元（2013a）<sup>(11)</sup>等に基づき、敷地周辺に分布が確認または推定される降下火砕物を抽出した。そのうち、噴出源が同定できる降下火砕物については、当該火山の将来の噴火の可能性について噴火履歴等から検討した。一方、噴出源が同定できない降下火砕物については、その堆積状況より検討した。敷地周辺で分布が推定される主な降下火砕物の噴出源と敷地の距離、敷地での層厚、噴火規模、原子炉施設の運用期間中における同規模の噴火の可能性の有無について、文献調査の結果の整理を第 8.4.1 表に示し、原子炉施設の運用期間中に同規模の噴火の可能性のある降下火砕物の分布を第 8.4.1 図に示す。

##### (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）<sup>(9)</sup>）。

佐々木（1994）<sup>(18)</sup>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、原子炉施設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）<sup>(11)</sup>）。

西来他（2016）<sup>(2)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、赤石・梅田（2002）<sup>(54)</sup>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、原子炉施設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）<sup>(53)</sup>）。

高橋他（2013）<sup>(55)</sup>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）<sup>(56)</sup>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）<sup>(31)</sup>）から活動を開始したとされる。

山元（2014b）<sup>(31)</sup>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）<sup>(57)</sup>）。

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、原子炉施設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）<sup>(53)</sup>）。

長井・高橋（2008）<sup>(58)</sup>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）<sup>(31)</sup>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、原子炉施設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）<sup>(53)</sup>）。

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）<sup>(59)</sup>）。早津他（2008）<sup>(59)</sup>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）<sup>(59)</sup>）。

以上のことから、原子炉施設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）<sup>(53)</sup>）。

御嶽山の活動は、山元（2014b）<sup>(31)</sup>、及川他（2014）<sup>(60)</sup>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）<sup>(61)</sup>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 テフラをもたらし噴火が発生したステージは O1 ステージ（デイサイトー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）<sup>(60)</sup>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、原子炉施設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）<sup>(62)</sup>）。

及川（2003）<sup>(62)</sup>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、原子炉施設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（樺沢岳）

大町 A p m テフラ群は、樺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）<sup>(53)</sup>）。

西来他（2016）<sup>(2)</sup>、中野他（2013）<sup>(1)</sup>、原山（1990）<sup>(63)</sup>、町田・新井（2011）<sup>(53)</sup>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、樺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、原子炉施設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) <sup>(53)</sup> )。

西来他 (2016) <sup>(2)</sup>、中野他 (2013) <sup>(1)</sup>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) <sup>(64)</sup>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、原子炉施設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) <sup>(53)</sup>)。

鈴木・中山 (2007) <sup>(65)</sup>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) <sup>(43)</sup>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) <sup>(66)</sup>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、原子炉施設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) <sup>(53)</sup>)。

気象庁編 (2013) <sup>(4)</sup>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) <sup>(1)</sup>及び工藤他 (2011) <sup>(67)</sup>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、原子炉施設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）<sup>(53)</sup>）。

守屋（1983）<sup>(68)</sup>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）<sup>(69)</sup>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 km<sup>3</sup>とされる。

また、山元（2014b）<sup>(31)</sup>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 km<sup>3</sup>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）<sup>(70)</sup>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）<sup>(71)</sup>）よりも深い位置に相当する。

以上のことから、原子炉施設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）<sup>(53)</sup>）。

Nagaoka（1988）<sup>(72)</sup>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）<sup>(73)</sup>）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、原子炉施設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）<sup>(53)</sup>）。

現在の始良カルデラの活動期は、Nagaoka（1988）<sup>(72)</sup>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、原子炉施設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. 鬼界アカホヤテフラ、鬼界葛原テフラ（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）<sup>(53)</sup>）。

現在の鬼界カルデラの活動期は、Nagaoka（1988）<sup>(72)</sup>に基づけば、後カルデラ火山噴火ステージ（薩摩硫黄島）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、原子炉施設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涸沼川沿いで確認される「涸沼川テフラ」（山元（2013a）<sup>(11)</sup>）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）<sup>(11)</sup>）。また、涸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、原子炉施設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、男体・女峰火山群を噴出源とする男体今市テフラ、男体七本桜テフラ、赤城山を噴出源とする赤城鹿沼テフラ、赤城行川 2 テフラ、赤城水沼 1 テフラ、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、四阿山を噴出源とする四阿菅平 2 テフラが挙げられる。

一方、噴出源が同定できない降下火砕物として、涸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)<sup>(53)</sup>)によれば10cm~40cm、山元(2013a)<sup>(11)</sup>では32cm~64cmの32cm等層厚線付近に位置する。山元(2013a)<sup>(11)</sup>、茨城県自然博物館(2001)<sup>(74)</sup>、茨城県自然博物館(2007)<sup>(75)</sup>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35cm、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)<sup>(32)</sup>、高橋他(2012)<sup>(28)</sup>、守屋(1979)<sup>(76)</sup>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の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 $2\text{km}^3\text{DRE}$ (見かけ体積 $5\text{km}^3$ )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 $5\text{km}^3$ 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: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。

(4) 設計上考慮する降下火砕物の層厚の設定

上記を踏まえ、降下火砕物の分布状況及び降下火砕物シミュレーションによる検討結果から総合的に判断し、設計上考慮する降下火砕物の層厚を保守的に50cmと設定する。

8.4.1.2 密度に関する評価

富田他（1994）<sup>(25)</sup>によれば、笠間地区における赤城鹿沼テフラの密度は湿潤状態で  $1.0\text{g}/\text{cm}^3$ 、乾燥状態で  $0.3\text{g}/\text{cm}^3$  である。また、地質調査（土質試験）により赤城山から敷地までの距離とほぼ同一な距離における赤城鹿沼テフラの密度を確認した結果、湿潤密度で最大約  $1.1\text{g}/\text{cm}^3$ 、乾燥密度で最小約  $0.3\text{g}/\text{cm}^3$  であった（第 8.4.7 図）。

一方で、宇井編（1997）<sup>(26)</sup>によれば、乾燥した火山灰は密度が  $0.4\text{g}/\text{cm}^3\sim 0.7\text{g}/\text{cm}^3$  であるが、湿ると  $1.2\text{g}/\text{cm}^3$  を超えることがあるとされている。

以上のことから、湿潤密度は  $1.5\text{g}/\text{cm}^3$  と設定する。

#### 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）<sup>(77)</sup>）。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。

#### 8.4.3 火山から発生する飛来物（噴石）

施設に影響を及ぼし得る 12 火山のうち、最も近いものでも敷地から約 98km と十分離れていることから、火山から発生する飛来物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。

#### 8.4.4 火山ガス

施設に影響を及ぼし得る 12 火山のうち、最も近いものでも敷地から約 98km と十分離れていること、敷地は太平洋に面する台地上に位置しており火山ガスが滞留する地形ではないことから、火山ガス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。

#### 8.4.5 その他火山事象

施設に影響を及ぼし得る 12 火山のうち、最も近いものでも敷地から約 98km と十分離れていること、敷地は火山フロントより前弧側（東方）に位置することから、津波及び静振、大気現象、火山性地震とこれに関連する事象、熱水系及び地下水の異常について、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。

### 8.5 参考文献

- (1) 中野俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行（2013）：日本の火山（第 3 版），産業技術総合研究所地質調査総合センター



- (2) 西来邦章, 伊藤順一, 上野龍之, 内藤一樹, 塚本齊 (2016) : 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2016) : 第四紀噴火・貫入活動データベース, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, [https://gbank.gsj.jp/quaternary/index\\_qvir.php](https://gbank.gsj.jp/quaternary/index_qvir.php)
- (3) 海上保安庁海洋情報部 (2013) : 海域火山データベース, <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>
- (4) 気象庁編 (2013) : 日本活火山総覧 (第4版), 気象業務支援センター
- (5) 第四紀火山カタログ委員会編 (1999) : 日本の第四紀火山カタログ, 日本火山学会
- (6) 鈴木毅彦 (1993) : 北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層, 地学雑誌, 102, p. 73-90
- (7) 井上道則, 吉田武義, 藤巻宏和, 伴雅雄 (1994) : 東北本州弧, 高原火山群における山体形成史とマグマの成因, 核理研研究報告, 第27巻, 第2号, 1994年12月, p169-198
- (8) 奥野充, 守屋以智雄, 田中耕平, 中村俊夫 (1997) : 北関東, 高原火山の約6500cal yr BPの噴火, 火山, 42, p393-402
- (9) 山元孝広 (2012) : 福島-栃木地域における過去約30万年間のテフラの再記載と定量化, 地質調査研究報告, 63, p35-91
- (10) 弦巻賢介 (2012) : 東北日本弧南部, 高原火山における山体形成史とマグマ供給系の発達, 日本火山学会講演予稿集, p56
- (11) 山元孝広 (2013a) : 栃木-茨城地域における過去約30万年間のテフラの再記載と定量化, 地質調査研究報告, 第64巻, 第9/10号, p251-304, 2013
- (12) 鈴木毅彦 (1992) : 那須火山のテフロクロロジー, 火山, 37, p251-263
- (13) 伴雅雄, 高岡宣雄 (1995) : 東北日本弧, 那須火山群の形成史, 岩鉱, 90, p195-214, 1995
- (14) 山元孝広 (1997) : テフラ層序から見た那須茶臼岳火山の噴火史, 地質学雑誌, 103, p676-691
- (15) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2014) : 1万年噴火イベントデータ集 (ver. 2.2), <https://gbank.gsj.jp/volcano/eruption/index.html>
- (16) 村本芳英 (1992) : 日光火山群東方地域に分布する中・後期更新世テフラ-日光火山群の噴火史-, 静岡大学地球科学研究報告, 18, p59-91
- (17) 鈴木毅彦, 奥野充, 早川由紀夫 (1994) : テフラからみた日光火山群の噴火史, 月刊地球, 16, p. 215-221
- (18) 佐々木実 (1994) : 日光火山群の岩石学, 月刊地球, 116, p221-230
- (19) 石崎泰男, 森田考美・岡村裕子・小池一馬・宮本亜里沙・及川輝樹 (2014) : 男体火山の最近17000年間の噴火史, 火山, 59, 3, p185-206
- (20) 奥野充, 中村俊夫, 守屋以智雄 (1993) : 那須・高原・日光白根火山の完新世テフラの加速器14C年代, 日本火山学会講演予稿集, p6, p92
- (21) 佐々木実, 橋野剛, 村上浩 (1993) : 日光火山群, 日光白根火山および三ツ岳火山の地質と岩石, 弘前大学理学部地球科学科報告, 40, p101-117 (1993)
- (22) 高橋正樹, 小堀容子, 矢島有紀子 (1995) : 日光白根火山下マグマ供給システムの岩石学的モデル, 月刊地球, 17, p113-119

- (23) 大森昌衛編 (1986) : 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, p335
- (24) 鈴木毅彦 (1990) : テフロクロロジーからみた赤城火山最近 20 万年間の噴火史, 地学雑誌, 99, 2 (1990), p60-75
- (25) 富田平四郎, 中野政詩, 鈴木敬 (1994) : 地域, 深さによる鹿沼土の物理的構成と各種物理性の差異について, 土壌の物理性, 第 69 号, p11-21 (1994)
- (26) 宇井忠英編 (1997) : 火山噴火と災害, 東京大学出版会
- (27) 青木かおり, 入野智久, 大場忠道 (2008) : 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序, 第四紀研究, 47, (6), p391-407
- (28) 高橋正樹, 関慎一郎, 鈴木洋美, 竹本弘幸, 長井雅史, 金丸龍夫 (2012) : 赤城火山噴出物の全岩化学組成-分析データ 381 個の総括-, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 47, p341-400
- (29) 及川輝樹 (2012) : 赤城山と栗駒山の歴史時代の噴火記録, 日本火山学会講演予稿集, p140
- (30) 山元孝広 (2014a) : 赤城火山の噴火履歴の再検討と定量化, 日本火山学会講演予稿集
- (31) 山元孝広 (2014b) : 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図, 地質調査総合センター研究資料集, 613, 産総研地質調査総合センター
- (32) 山元孝広 (2016) : 赤城火山軽石噴火期のマグマ噴出率と組成の変化, 地質学雑誌, 122, p109-126
- (33) 峰岸純夫 (2003) : 中世における赤城山於呂嶽(荒山)の噴火と富士山浅間信仰, 日本中世史の再発見, 吉川弘文館, p. 132-144.
- (34) 早川由紀夫 (1999) : 赤城山は活火山か?, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), As-012
- (35) 早川由紀夫, 新井房夫, 北爪智啓 (1997) : 燧ヶ岳火山の噴火史, 地学雑誌, 106, p660-664
- (36) 山元孝広 (1999) : 福島-栃木地域に分布する 30-10 万年前のプリニー式降下火砕物: 沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序, 地質調査所月報, 50, p743-767
- (37) 山元孝広, 阪口圭一 (2000) : テフラ層序からみた安達太良火山, 最近約 25 万年間の噴火活動, 地質学雑誌, 106, p865-882
- (38) 藤縄明彦, 林信太郎, 梅田浩司 (2001) : 安達太良火山の K-Ar 年代: 安達太良火山形成史の再検討, 火山, 46, p95-106
- (39) 藤縄明彦, 鎌田光春 (2005) : 安達太良火山の最近 25 万年間における山体形成史とマグマ供給系の変遷, 岩石鉱物科学, 34, p35-58
- (40) 長谷川健, 藤縄明彦, 伊藤太久 (2011) : 磐吾妻, 安達太良: 活火山ランク B の三火山, 地質学雑誌, 117, p33-48
- (41) 三村弘二 (1994) : 磐梯火山の放射年代-概報-, 地質調査所月報, 第 45 巻, 第 10 号, p565-571, 1994
- (42) 三村弘二, 中村洋一 (1995) : 磐梯山の地質形成史と岩石, 磐梯火山, p87-101 (1995)
- (43) 梅田浩司, 林信太郎, 伴雅雄, 佐々木実, 大場司, 赤石和幸 (1999) : 東北日本, 火山

- フロント付近の2.0Ma以降の火山活動とテクトニクスの推移, 火山, 第44巻(1999), p233-249
- (44) Soda, Tsutomu. (1996) : Explosive activities of Haruna volcano and their impacts on human life in the sixth century A.D, Geograph. Rep. Tokyo Metropolitan Univ, 31, p37-52
- (45) 下司信夫(2013) : 詳細火山データ集: 榛名火山, 日本の火山, 産業技術総合研究所地質調査総合センター ([https://gbank.gsj.jp/volcano/Act\\_Vol/haruna/index.html](https://gbank.gsj.jp/volcano/Act_Vol/haruna/index.html))
- (46) 山元孝広(2013b) : 東茨城台地に分布する更新統の新層序と MIS5-7 海面変化との関係: 地下地質とテフラ対比による茨城層, 見和層, 夏海層, 笠神層の再定義, 地質調査所報告, 第64巻, 第9/10号, p225-249
- (47) 山元孝広(1995) : 沼沢火山における火砕流噴火の多様性, 沼沢湖および水沼火砕堆積物の層序, 火山, 40, p6.7-81
- (48) 山元孝広(2003) : 東北日本, 沼沢火山の形成史: 噴出物層序, 噴出年代及びマグマ噴出量の再検討, 地質調査研究報告, 54, p323-340
- (49) 飯塚義之(1996) : 子持火山の地質と活動年代, 岩鉱, 91, p73-85
- (50) 阪口圭一(1995) : 5万分の1地質図幅「二本松地域の地質」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p66
- (51) 長橋良隆, 木村裕司, 大竹二男, 八島隆一(2004) : 福島市南西部に分布する鮮新世「笹森山安山岩」のK-Ar年代, 地球科学, 58, p407-412
- (52) 山元孝広(2015) : 新たに認定された第四紀火山の放射年代: 笹森山火山, 地質調査研究報告, 66, p15-20
- (53) 町田洋・新井房夫(2011) : 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺, 東京大学出版会
- (54) 赤石和幸, 梅田浩司(2002) : 新潟県飯士火山の形成史とK-Ar年代(演旨) 日本鉱物学会年会, 日本岩石鉱物床学会学術講演会講演要旨集, P304
- (55) 高橋正樹, 市川寛海, 金丸龍夫, 安井真也, 間瀬口輝浩(2013) : 浅間黒斑火山崩壊カルデラ壁北部仙人岩付近のプロキシマル火砕岩相ー牙溶岩グループの火山角礫岩・凝灰角礫岩および仙人溶岩グループの溶結火砕岩ー, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 48, p.141-168
- (56) 高橋正樹・安井真也(2013) : 浅間前掛火山のプロキシマル火山地質学及び巡検案内書ー浅間前掛火山黒豆河原周辺の歴史時代噴出物ー, 火山, 58, p.311-328
- (57) 気象庁(2015) : 浅間山の火山活動解説資料, 火山活動解説資料(平成27年6月24日18時30分), 気象庁地震火山部火山監視・情報センター, p.1-10
- (58) 長井雅史, 高橋正樹(2008) : 箱根火山の地質と形成史, 神奈川県立博物館研究調査報告(自然), 13, p.25-42.
- (59) 早津賢二, 新井房夫, 小島正巳, 大場孝信(2008) : 妙高火山群ー多世代火山のライフヒストリー, p424
- (60) 及川輝樹, 鈴木雄介, 千葉達郎(2014) : 御嶽山の噴火ーその歴史と2014年噴火, 科学, 岩波書館, p1218-1225

- (61) 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
- (62) 及川輝樹 (2003) : 飛驒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
- (63) 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
- (64) 鈴木毅彦 (2000) : 飛驒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
- (65) 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 卷 (2007), 第 1 号, p. 23-38
- (66) 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 卷 (1995), p. 33-42
- (67) 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
- (68) 守屋以智雄 (1983) : 日本の火山地形, 東京大学出版会, p135
- (69) 米倉伸之 (2001) : 日本の地形 (1) 総説, 東京大学出版会, p349
- (70) 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
- (71) 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, Vol119, No11, p720-724
- (72) Nagaoka Shinji (1988) : The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around kagoshima bay, southern kyushu, Japan, 23, p. 49-122
- (73) 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 卷 (2005), 第 5 号, p. 269-283
- (74) 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
- (75) 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
- (76) 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
- (77) 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 卷, 第 10 号 p655-664, 1976
- (78) 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 卷 (2002), 第 4 号, p217-225
- (79) 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
- (80) 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<sup>(1)</sup>, p. 29-41

- (81) 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
- (82) 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
- (83) 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
- (84) 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
- (85) 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
- (86) 山崎正男 (1958) : 日光火山群, 地球科学, 第 36 号 (1958 年 2 月) , p. 27-35
- (87) 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 卷 (2011) , 第 6 号, p. 189-200
- (88) 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 卷, 第 6 号, p335-359, 1996
- (89) 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
- (90) 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
- (91) 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 卷, 第 1 号, p1-9

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 <sup>※1</sup>	敷地からの距離 (km)	火山の形式 <sup>※2</sup>	活動年代 <sup>※3</sup> (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 ~ 300	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 ~ 1200	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 ~ 1000	400	1000	×	×
7	皇海山	118	複成火山	1600 ~ 900	700	900	×	×
8	二岐山	120	複成火山, 溶岩ドーム	140 ~ 90	50	90	×	×
9	日光白根火山群	120	溶岩流及び小型楯状火山, 溶岩ドーム	20 ~	20	AD1890	○	-
10	根名草山	121	溶岩ドーム	300	-	300	×	×
11	錫ヶ岳	121	複成火山?	2700 ~ 2100	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	-	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, 火山の形式は中野ほか(2013)に基づく。

※3 活動年代は, 中野ほか(2013)及び「第四紀噴火・貫入岩体データベース」(西来ほか(2016))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 <sup>※1</sup>	敷地からの距離 (km)	火山の形式 <sup>※2</sup>	活動年代 <sup>※3</sup> (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	燧ヶ岳	136	複成火山	160 ~	160	AD1544	○	-
18	アヤマ平	136	複成火山	1600	-	1600	×	×
19	上州武尊山	140	複成火山	1200 ~ 1000	200	1000	×	×
20	博士山	142	複成火山	2800 ~ 2500	300	2500	×	×
21	子持山	144	複成火山, 溶岩ドーム	900 ~ 200	700	200	×	○
22	奈良俣カルデラ	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	安達太良山	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 <sup>※4</sup>	1900	1800	×	○
29	猫魔ヶ岳	156	複成火山	1430 <sup>※5</sup> ~ 400 <sup>※5</sup>	1030	400	×	× <sup>※5</sup>
30	西鴉川	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, 火山の形式は中野ほか(2013)に基づく。

※3 活動年代は, 中野ほか(2013)及び「第四紀噴火・貫入岩体データベース」(西来ほか(2016))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ョン・トラック年代を示している山元(2015)による。

※5 活動休止期間が明確に記される知見である三村(2002)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火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)		溶岩流 岩屑なだれ、地すべり及び 斜面崩壊 (50km)	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。	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。	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。
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。		
4	男体・女峰 火山群	110	約18			
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、施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。		
17	燧ヶ岳	136	約6			
21	子持山	144	約6			
24	安達太良山	153	約16			
26	磐梯山	154	約10			
27	榛名山	154	約23			
28	笹森山	154	約13			
31	沼沢	157	約17			



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) <sup>*</sup>	
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 <sup>*1</sup>	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 <sup>*2</sup>	4
	男体今市テフラ	Nt-I					0~20cm <sup>*2</sup>	4
	満美穴テフラ	Nk-Ma	東南東(約110km)	男体・女峰火山群	×	女峰赤薙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 <sup>*3</sup>	5
	日光早乙女テフラ	Nk-SO					16cm以下 <sup>*3</sup>	4
	日光行川テフラ	Nk-NM					16cm以下 <sup>*3</sup>	5
	日光矢板テフラ	Nk-YT					16cm以下 <sup>*3</sup>	4
	赤城鹿沼テフラ	Ag-KP	東南東(約126km)	赤城山	○	—	32cm~64cm <sup>*1</sup>	5
	赤城行川2テフラ	Ag-NM2					4cm以下 <sup>*1</sup>	4
	赤城水沼1テフラ	Ag-MzP1					5cm~20cm <sup>*2</sup>	4
	赤城水沼2テフラ	Ag-MzP2					4cm以下 <sup>*1</sup>	4
	赤城水沼8テフラ	Ag-MzP8					8cm以下 <sup>*1</sup>	4
	赤城水沼9-10テフラ	Ag-MzP9-10					16cm以下 <sup>*1</sup>	4
	燧ヶ岳七入テフラ	Hu-NN	南東(約136km)	燧ヶ岳	○	—	8cm以下 <sup>*3</sup>	5
	沼沢芝原テフラ	Nm-SB	南東(約157km)	沼沢	○	—	16cm以下 <sup>*3</sup>	4
	榛名八崎テフラ	Hr-HP	東(約154km)	榛名山	○	—	0cm~10cm <sup>*2</sup>	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 <sup>*3</sup>	5	

※噴火規模(VEI)の定義は町田・新井(2011)<sup>(53)</sup>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。

<sup>\*1</sup>: 山元(2013a)<sup>(11)</sup>, <sup>\*2</sup>: 町田・新井(2011)<sup>(53)</sup>, <sup>\*3</sup>: 山元(2012)<sup>(9)</sup>, <sup>\*4</sup>: 大石(2009)<sup>(79)</sup>, <sup>\*5</sup>: 鈴木(2001)<sup>(80)</sup>  
<sup>\*6</sup>: Tamura et al(2008)<sup>(81)</sup>, <sup>\*7</sup>: 鈴木・早川(1990)<sup>(82)</sup>, <sup>\*8</sup>: 鈴木・中山(2007)<sup>(65)</sup>, <sup>\*9</sup>: 鈴木他(2001)<sup>(83)</sup>  
<sup>\*10</sup>: 山元(2013b)<sup>(46)</sup>

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) <sup>※</sup>	
半径160km外	真岡テフラ	MoP	東南東(約172km)	飯土山	×	将来の活動可能性のない火山	32cm~16cm <sup>*1</sup>	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 <sup>*2</sup>	6
	浅間板鼻黄色テフラ	As-YP					0cm以上 <sup>*2</sup>	5
	四阿菅平2テフラ	Azy-SgP2	東(約194km)	四阿山	○	—	0cm以上 <sup>*4</sup>	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 <sup>*2</sup>	6
	箱根吉沢下部7テフラ	Hk-K1p7					0cm以上 <sup>*2</sup>	5
	飯縄上樽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 <sup>*5</sup>	?
	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 <sup>*2</sup>	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 <sup>*6</sup>	?
	大峰テフラ(大峰-SK110)	Omn(Omn-SK110)					10cm以下 <sup>*6</sup>	6?
	大町Apmテフラ群	Tky-Ng1	東(約265km)	飛騨山脈(樺沢岳)	×	将来の活動可能性のない火山	0cm以上 <sup>*7</sup>	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 <sup>*6</sup>	7?
	丹生川テフラ(穂高-Kd39)	Nyg(Htk-Kd39)					20cm~10cm <sup>*6</sup>	?
	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 <sup>*2</sup>	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 <sup>*8</sup>	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 <sup>*9</sup>	?
	大山倉吉テフラ	DKP	東北東(約641km)	大山	×	数km <sup>3</sup> 以下の噴火活動が継続	5cm~0cm <sup>*2</sup>	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 <sup>*2</sup>	7
	阿蘇4テフラ	Aso-4					15cm以下 <sup>*2</sup>	7
	始良In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 <sup>*2</sup>	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 <sup>*2</sup>	7	
鬼界葛原テフラ	K-Kz					5cm~2cm <sup>*2</sup>	7	
噴出源不明	洞沼川テフラ	—	—	—	—	(再堆積) <sup>*1,10</sup>	—	

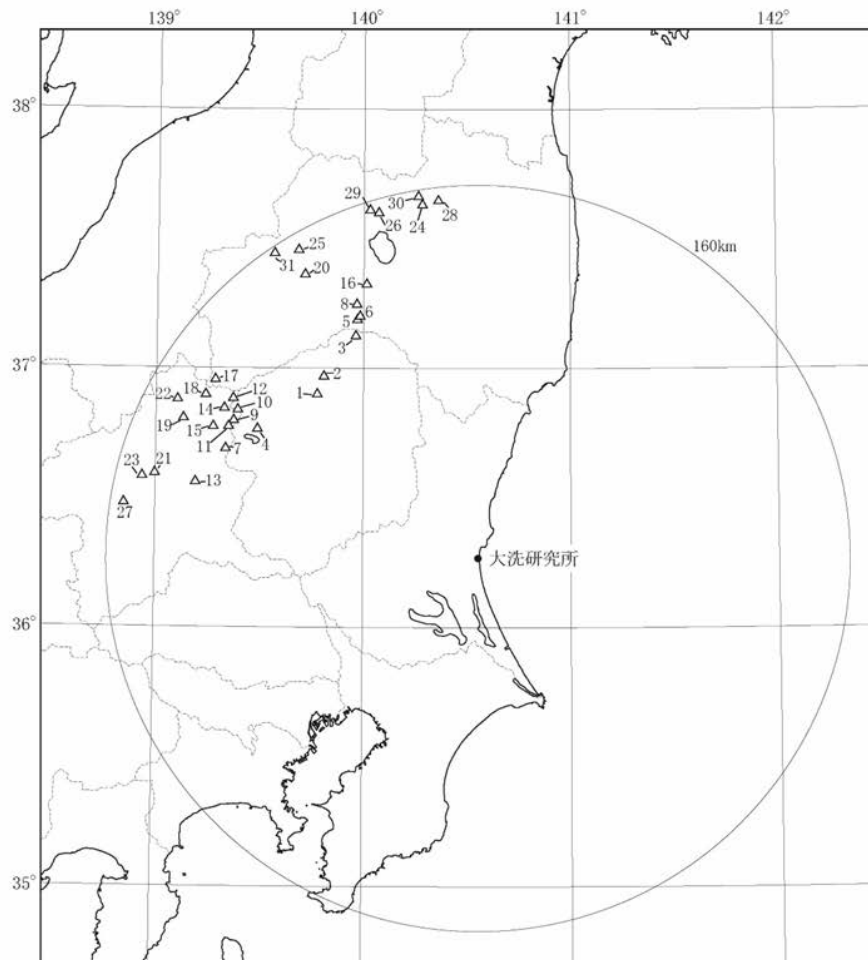
※噴火規模(VEI)の定義は町田・新井(2011)<sup>(53)</sup>に基づく

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。

<sup>\*1</sup>: 山元(2013a)<sup>(11)</sup>, <sup>\*2</sup>: 町田・新井(2011)<sup>(53)</sup>, <sup>\*3</sup>: 山元(2012)<sup>(9)</sup>, <sup>\*4</sup>: 大石(2009)<sup>(79)</sup>, <sup>\*5</sup>: 鈴木(2001)<sup>(80)</sup>  
<sup>\*6</sup>: Tamura et al(2008)<sup>(81)</sup>, <sup>\*7</sup>: 鈴木・早川(1990)<sup>(82)</sup>, <sup>\*8</sup>: 鈴木・中山(2007)<sup>(65)</sup>, <sup>\*9</sup>: 鈴木他(2001)<sup>(53)</sup>  
<sup>\*10</sup>: 山元(2013b)<sup>(46)</sup>

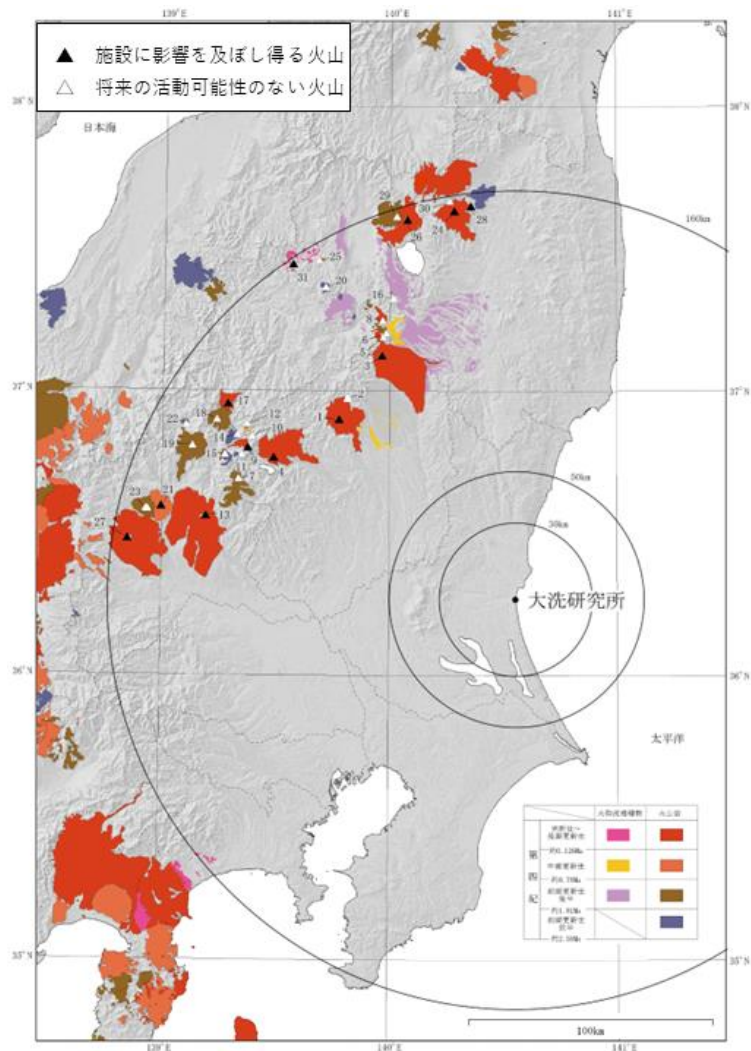
第 8. 4. 2 表 降下火砕物シミュレーションの主な解析条件

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 <sup>3</sup>	5	山元(2016) <sup>(32)</sup> 及び山元(2013a) <sup>(11)</sup> に基づき設定 (見かけ体積量に降下火砕物の密度800kg/m <sup>3</sup> を乗じた4.0×10 <sup>12</sup> 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) <sup>(84)</sup> による)に基づいて設定	
	噴煙柱分割高さ	m	100	萬年(2013) <sup>(85)</sup> 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 <sup>3</sup>	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) <sup>(11)</sup> 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 <sup>2</sup> /s	0.04	萬年(2013) <sup>(85)</sup> より設定	
	拡散係数	m <sup>2</sup> /s	10,000	萬年(2013) <sup>(85)</sup> より設定	
	Fall Time Threshold	s	3,600	萬年(2013) <sup>(85)</sup> 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) <sup>(1)</sup> )より設定
Y(北距)		m	4,047,614		
標高		m	1,828		



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	たかはらやま 高原山	98	16	あいづぬのびきやま 会津布引山	127
2	しおぼら 塩原カルデラ	103	17	ひうちがたけ 燧ヶ岳	136
3	なすだけ 那須岳	108	18	あやめだいら アヤメ平	136
4	なんたい・によほう 男体・女峰火山群	110	19	じょうしゅうほたかやま 上州武尊山	140
5	かつし 甲子	114	20	はかせやま 博士山	142
6	とうのへつり 塔のへつりカルデラ群	115	21	こもちやま 子持山	144
7	すかいさん 皇海山	118	22	ならまた 奈良俣カルデラ	146
8	ふたまたやま 二岐山	120	23	おのごやま 小野子山	149
9	にっこうしらね 日光白根火山群	120	24	あだたらやま 安達太良山	153
10	ねなくさやま 根名草山	121	25	すなごほら 砂子原カルデラ	153
11	すずがたけ 錫ヶ岳	121	26	ぼんだいさん 磐梯山	154
12	きぬぬま 鬼怒沼	125	27	ほるなさん 榛名山	154
13	あかきさん 赤城山	126	28	さきもりやま 笹森山	154
14	しろうだけ 四郎岳	126	29	ねこまがたけ 猫魔ヶ岳	156
15	ぬまのかみやま 沼上山	127	30	にしからすがわ 西鴉川	157
			31	ぬまざわ 沼沢	157

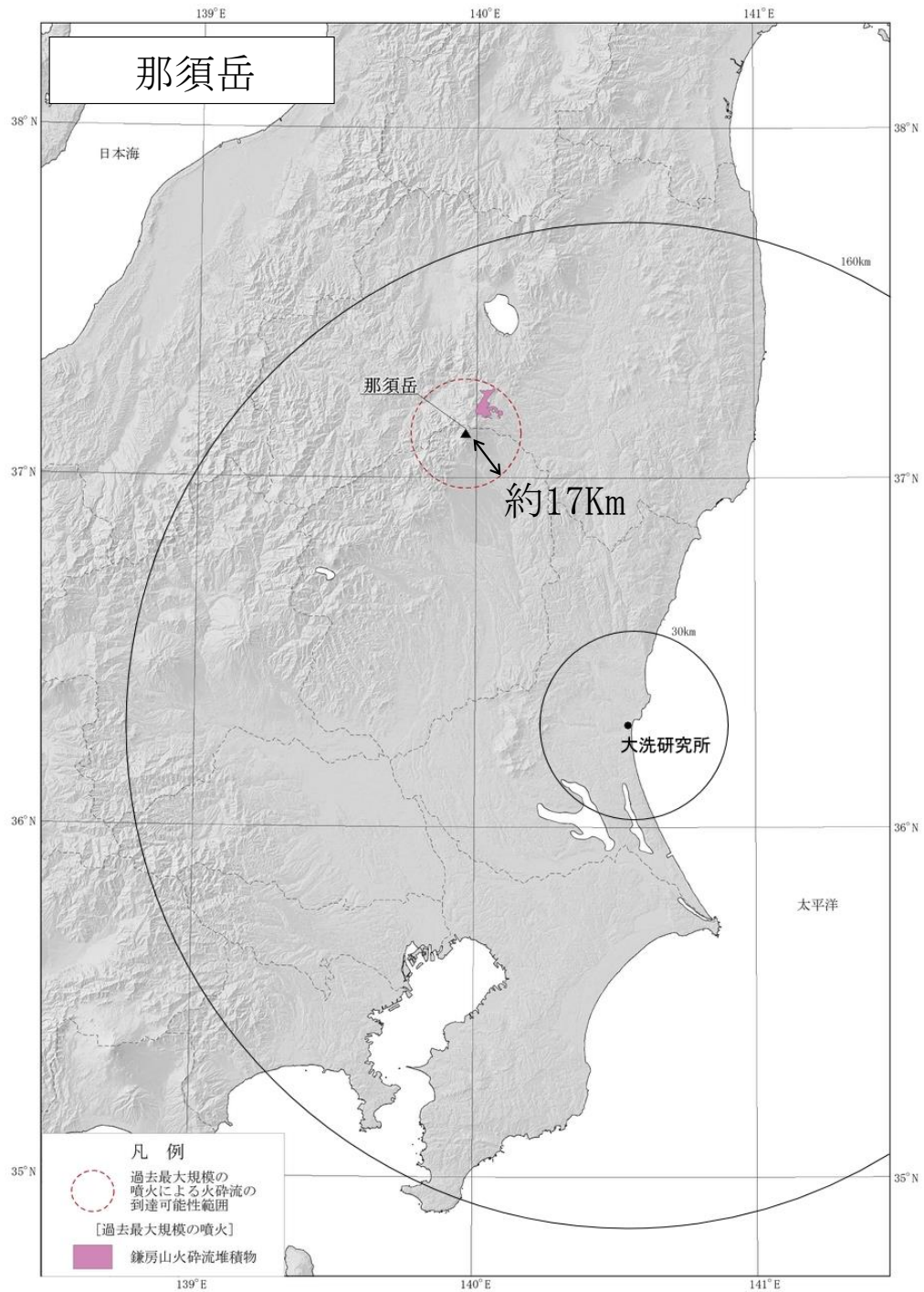
第 8.2.1 図 地理的領域内の第四紀火山



(中野ほか(2013)に加筆)

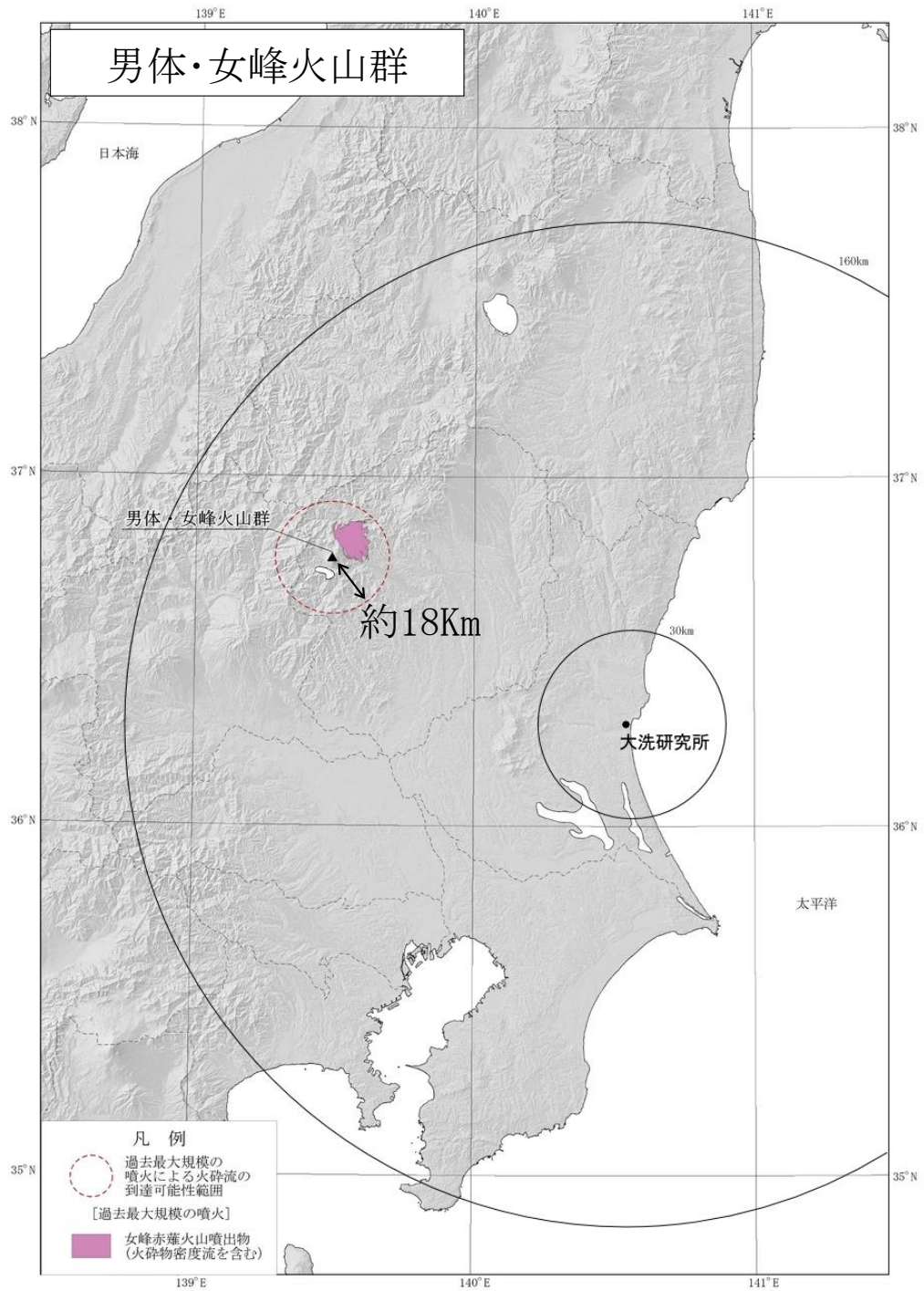
No.	第四紀火山	敷地からの距離 (km)	No.	第四紀火山	敷地からの距離 (km)
1	たかはらやま 高原山	98	16	あいづぬのびきやま 会津布引山	127
2	しおばら 塩原カルデラ	103	17	ひうちがたけ 燧ヶ岳	136
3	なすだけ 那須岳	108	18	あやめだいら アヤマ平	136
4	なんたい・によほう 男体・女峰火山群	110	19	じょうしゅうほたかやま 上州武尊山	140
5	かっし 甲子	114	20	ほかせやま 博士山	142
6	どうのへつり 塔のへつりカルデラ群	115	21	こもちやま 子持山	144
7	すかいさん 皇海山	118	22	ならまた 奈良俣カルデラ	146
8	ふたまたやま 二岐山	120	23	おのこやま 小野子山	149
9	にっこうしらね 日光白根火山群	120	24	あだたらやま 安達太良山	153
10	ねなくさやま 根名草山	121	25	すなごほら 砂子原カルデラ	153
11	すずがたけ 錫ヶ岳	121	26	ぼんだいさん 磐梯山	154
12	きのぬま 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	ささもりやま 笹森山	154
14	しろうだけ 四郎岳	126	29	ねこまがたけ 猫魔ヶ岳	156
15	ぬまのかみやま 沼上山	127	30	にしからすがわ 西鴉川	157
			31	ぬまざわ 沼沢	157

第 8.3.1 図 地理的領域内の火山地質図



伴・高岡(1995) <sup>(13)</sup> に基づき作成

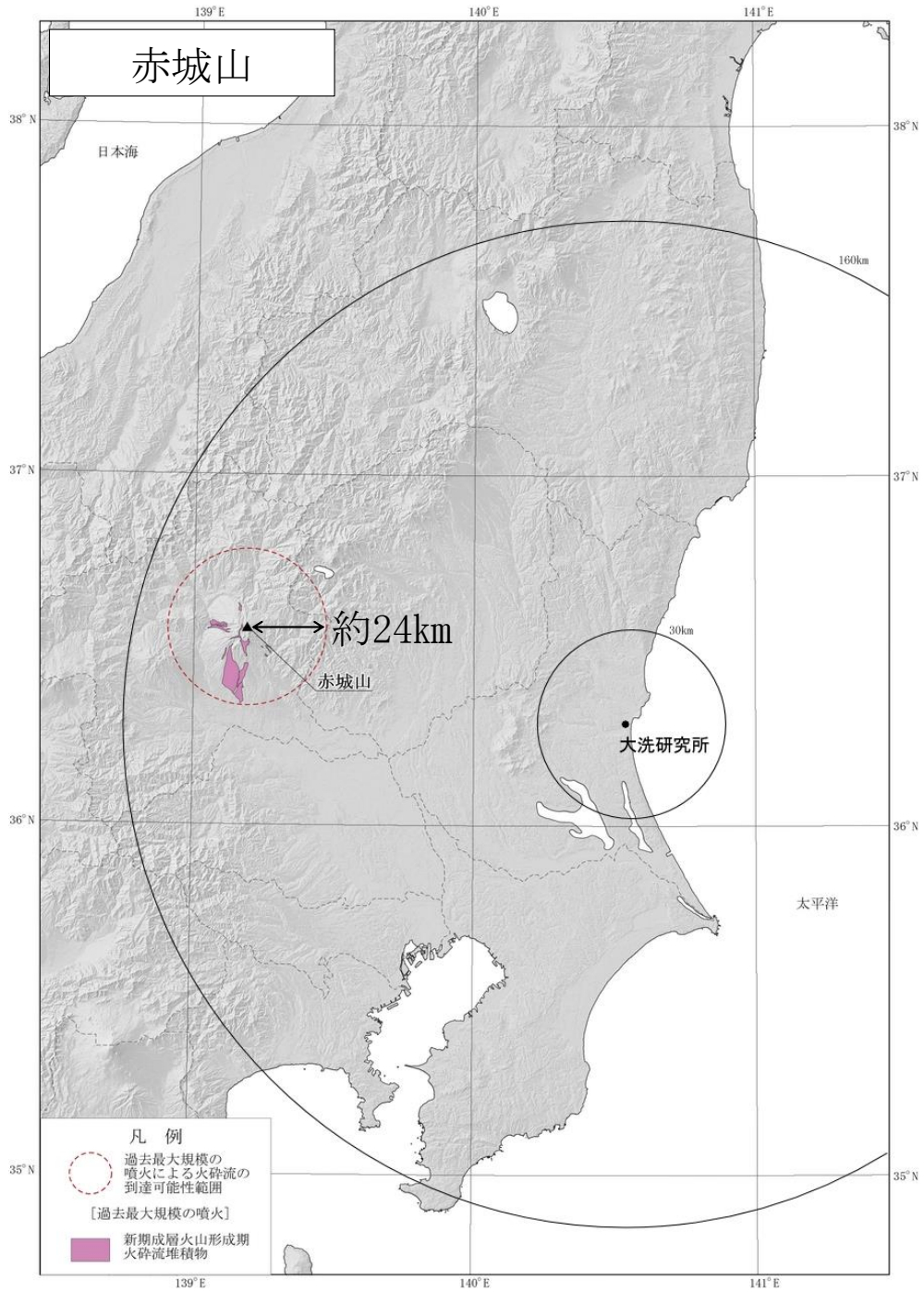
第 8.3.2 図(1) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (那須岳)



佐々木(1994)<sup>(18)</sup>，山崎(1958)<sup>(86)</sup>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)

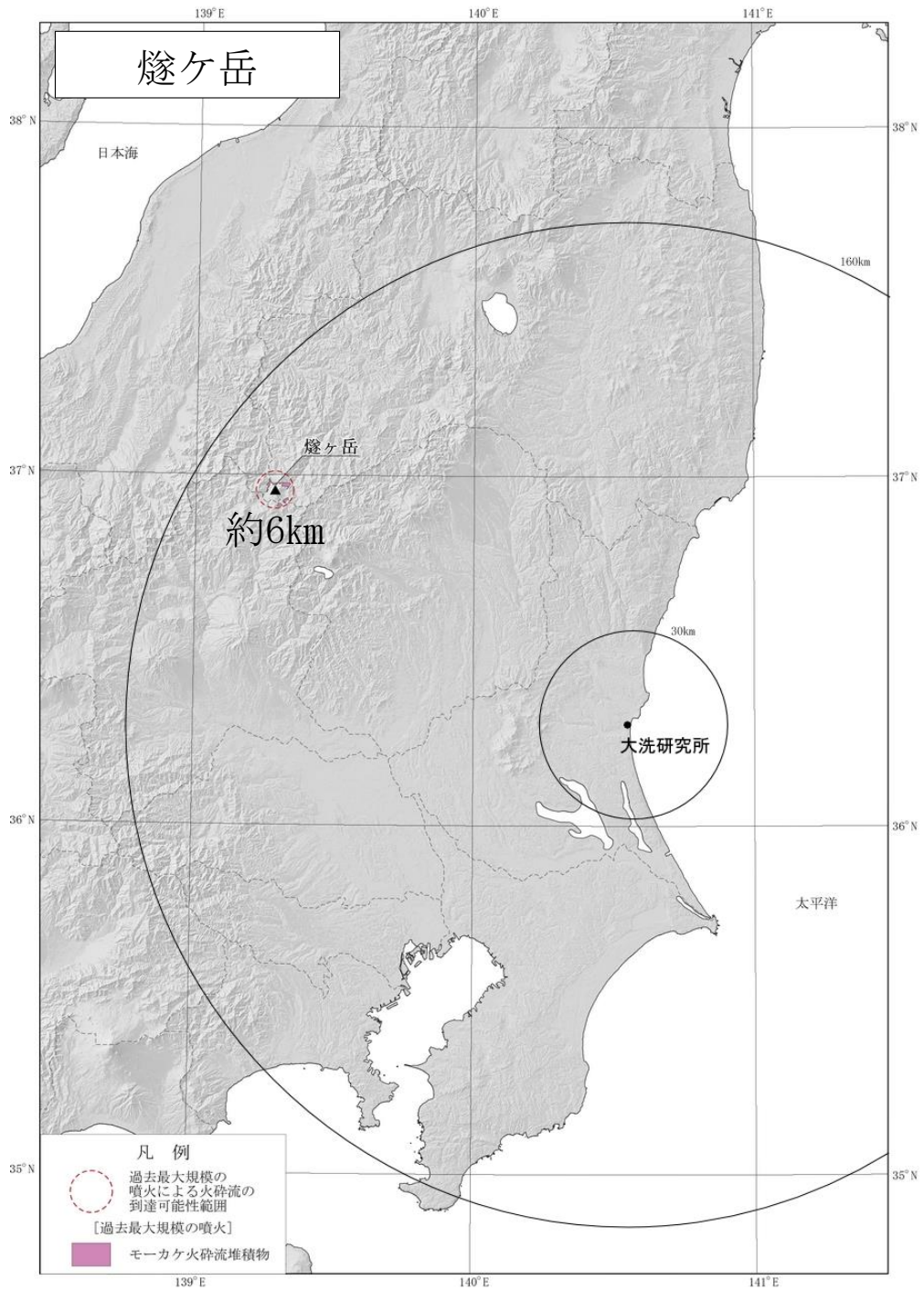




高橋他(2012)<sup>(28)</sup>に基づき作成

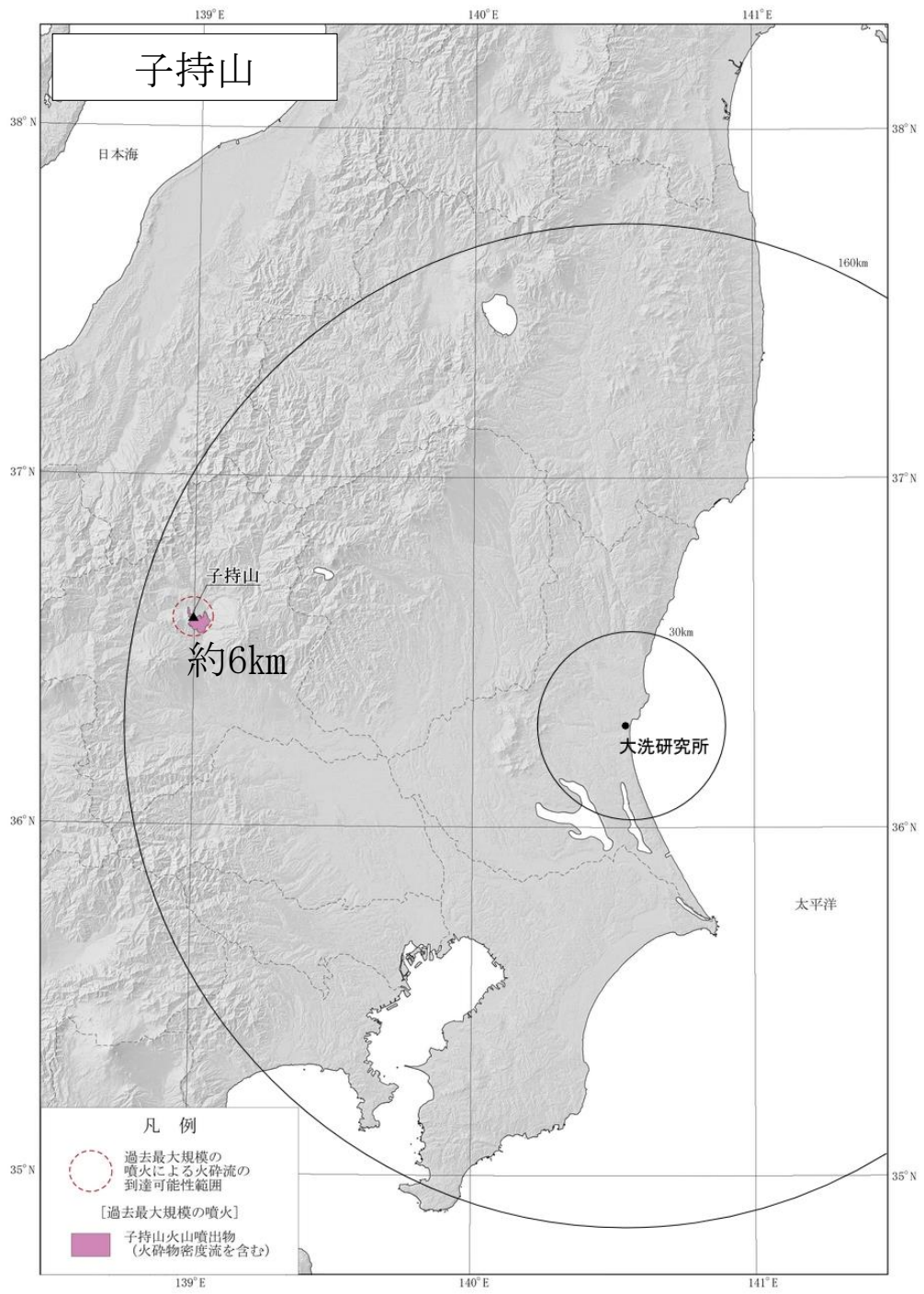
第 8.3.2 図(3) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (赤城山)



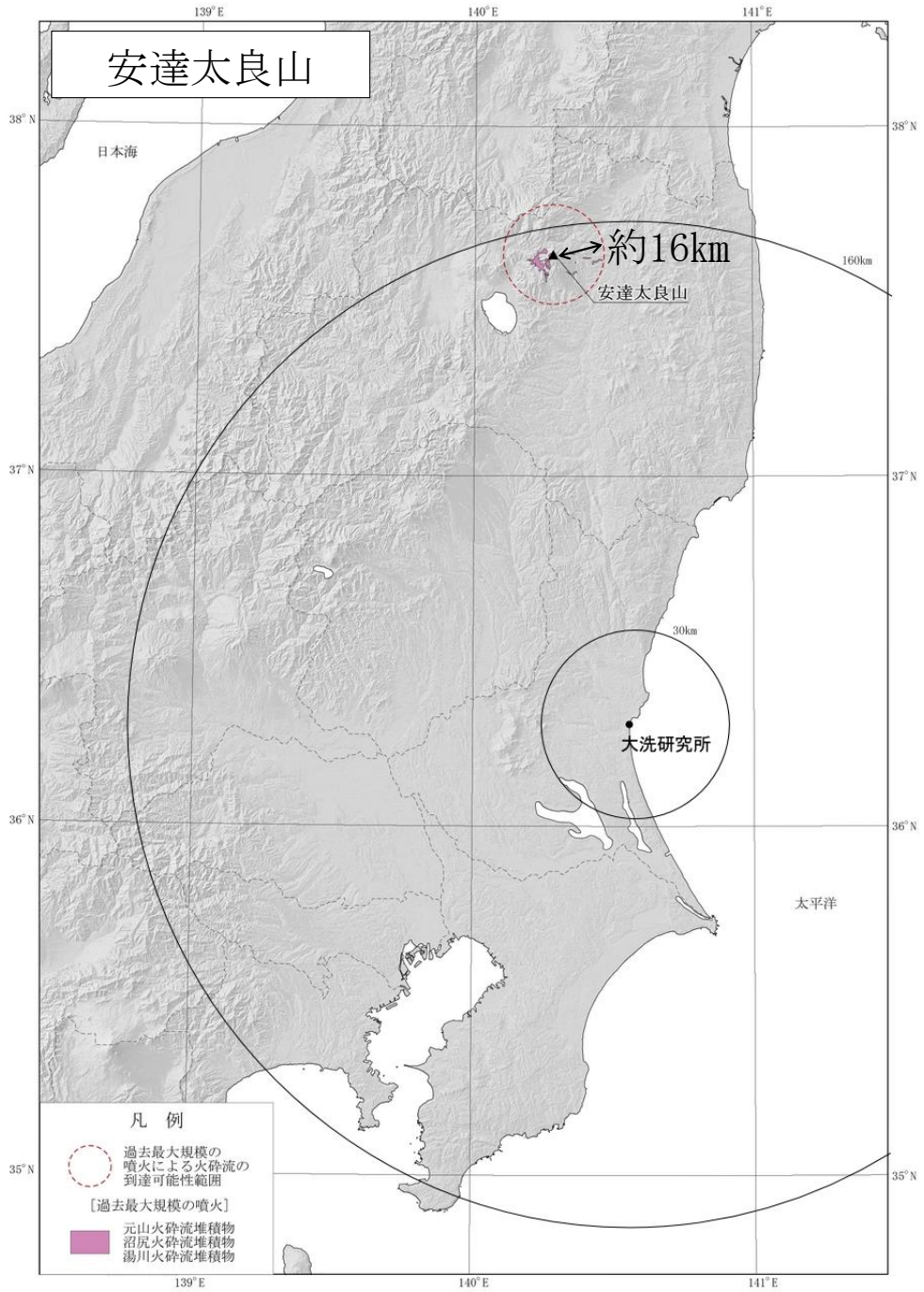


早川他(1997) <sup>(35)</sup> に基づき作成

第 8.3.2 図(4) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (燧ヶ岳)



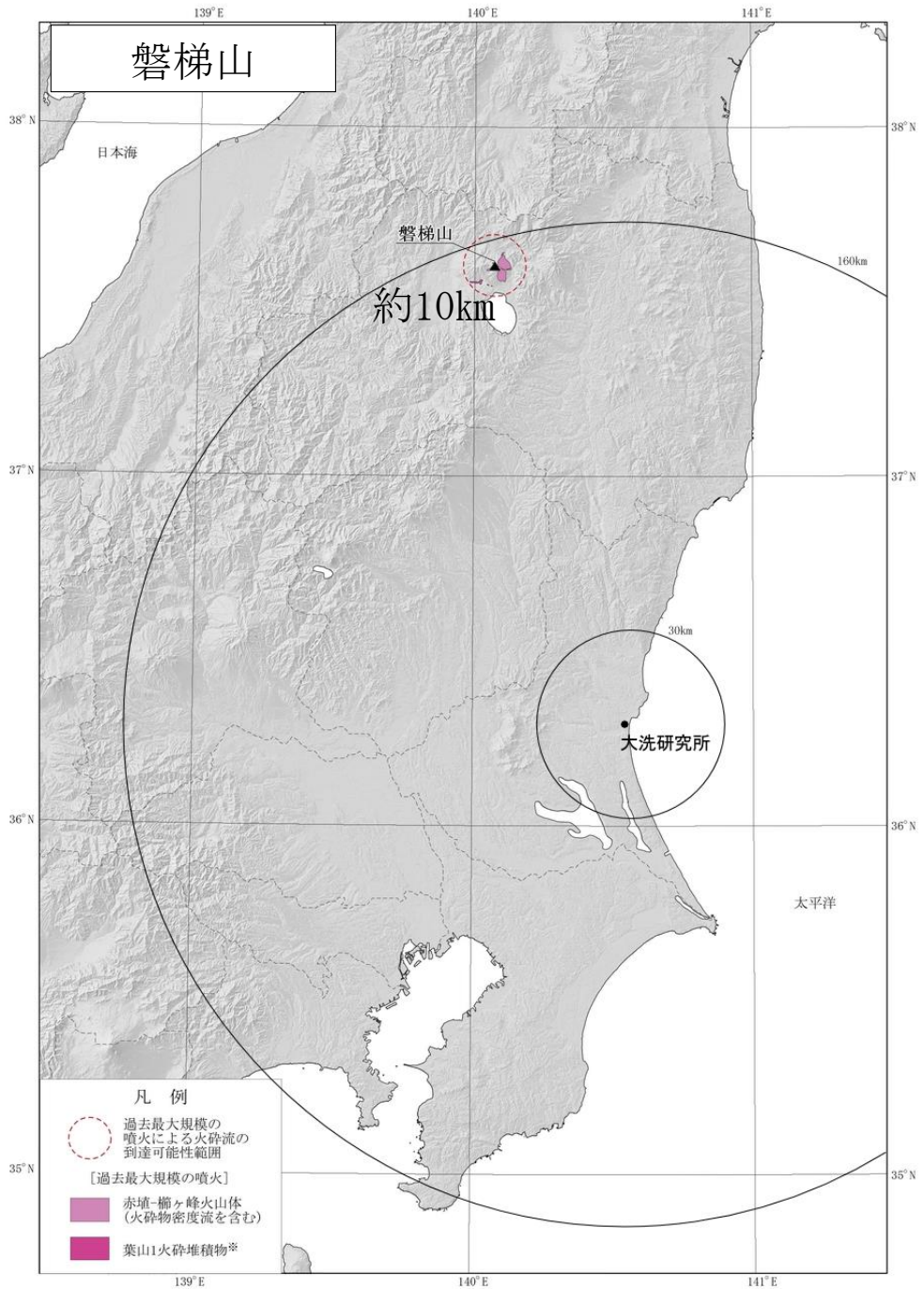
第 8.3.2 図(5) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (子持山)



山元・阪口(2000)<sup>(37)</sup>に基づき作成

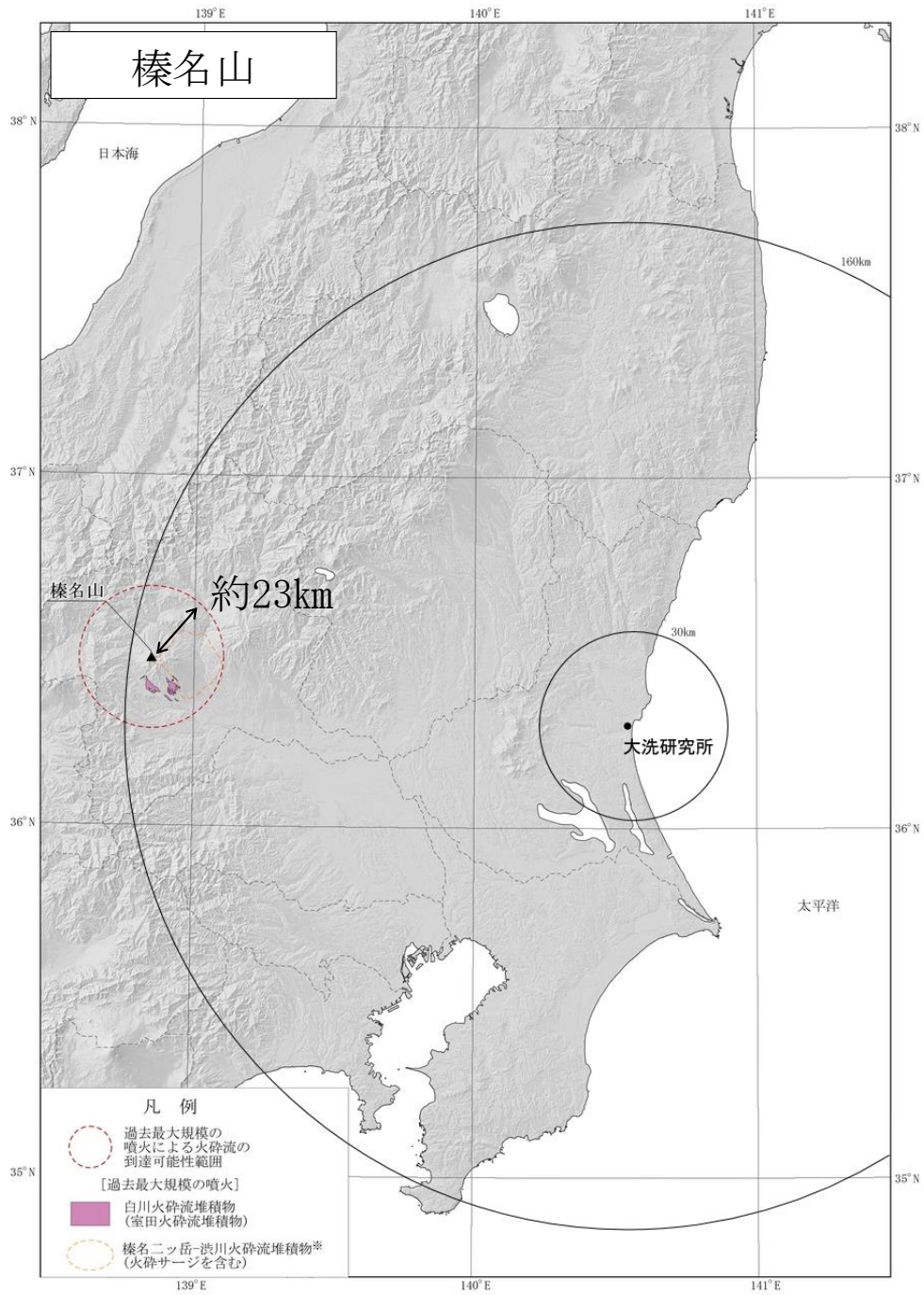
第 8.3.2 図(6) 火砕物密度流の到達可能性範囲(安達太良山)





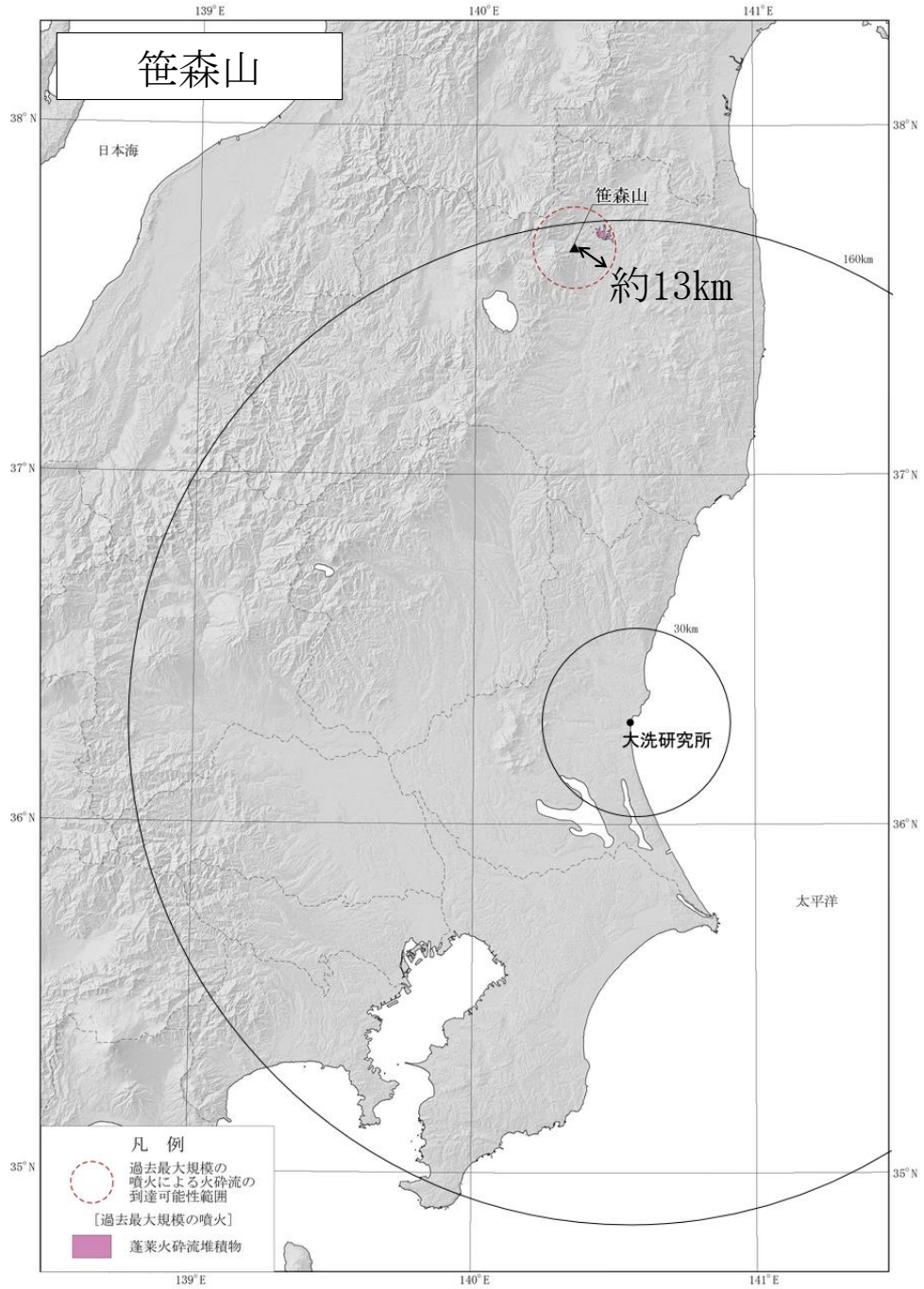
山元(2011)<sup>(87)</sup>、山元・須藤(1996)<sup>(88)</sup>、小荒井他(1995)<sup>(89)</sup>に基づき作成  
 ※葉山1火砕流は過去最大規模の噴火ではないが、到達距離としては最大であるため併記した

第 8.3.2 図(7) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (磐梯山)



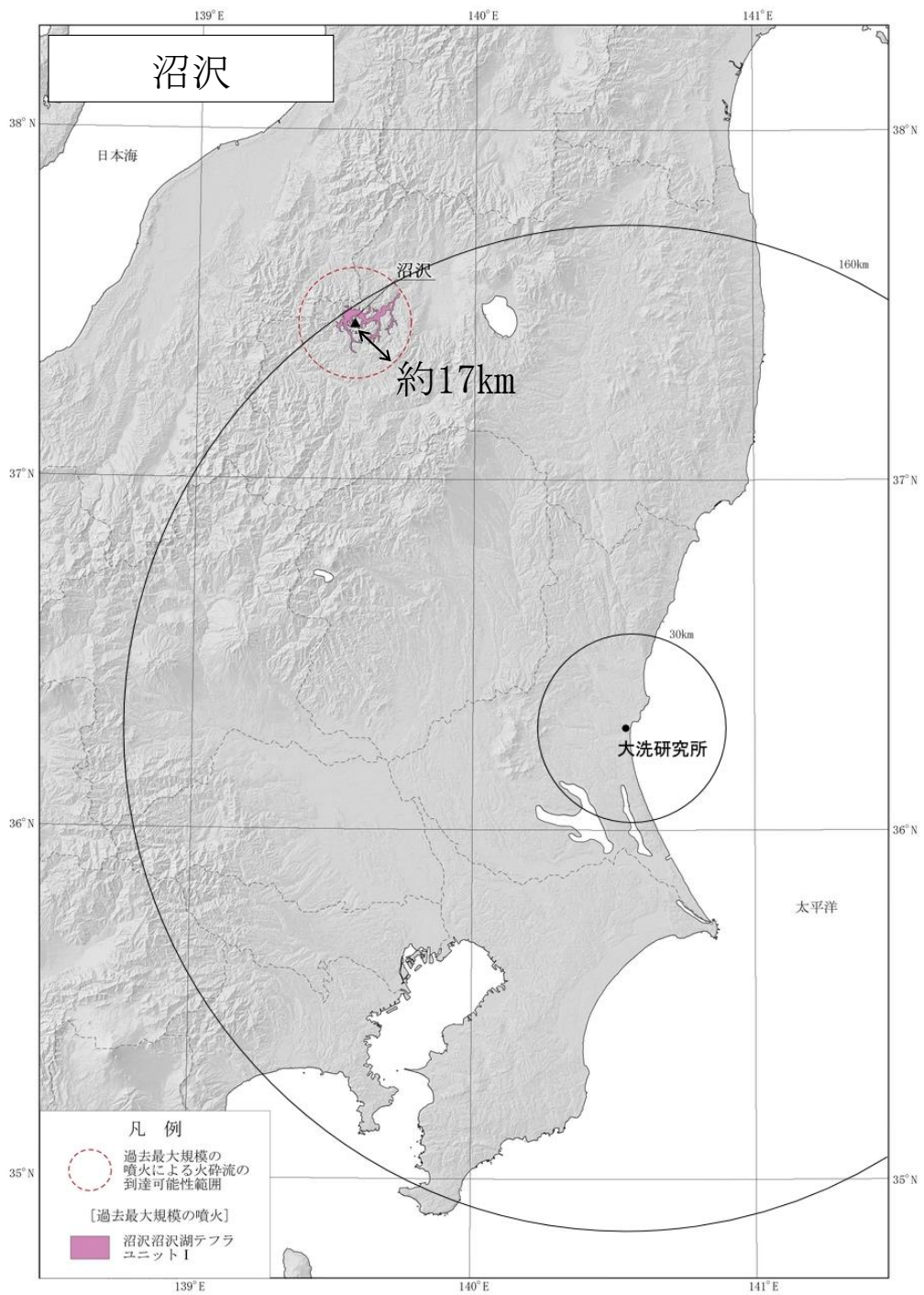
大森編(1986)<sup>(23)</sup>，早田(1989)<sup>(90)</sup>に基づき作成  
 ※榛名ニッ岳-渋川火砕流堆積物(火砕サージを含む)は過去最大規模の噴火ではないが、到達距離としては最大であるため併記した

第 8.3.2 図(8) 火砕物密度流の到達可能性範囲(榛名山)



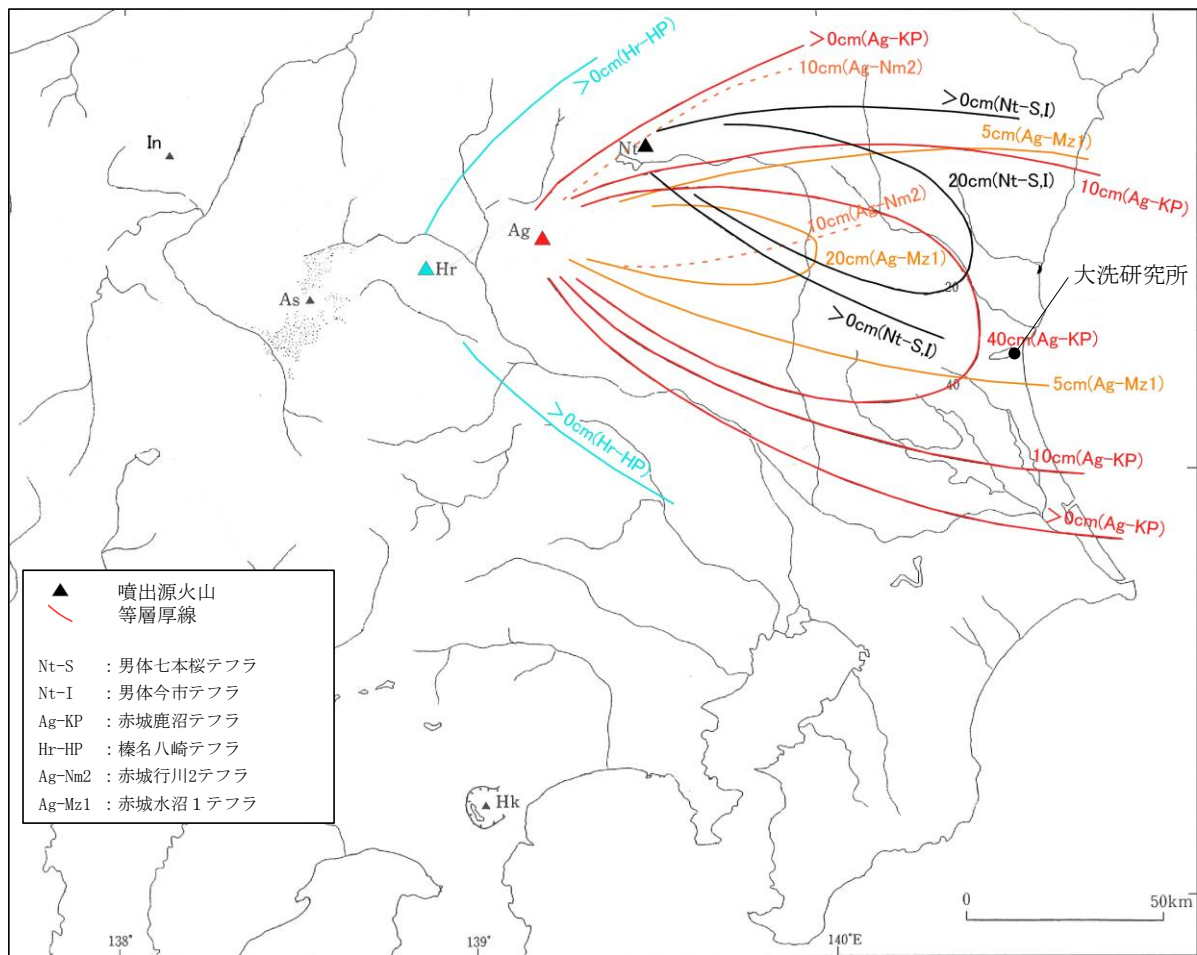
第 8.3.2 図(9) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (笹森山)





山元(2003)<sup>(48)</sup>, 山元・長谷部(2014)<sup>(91)</sup>に基づき作成

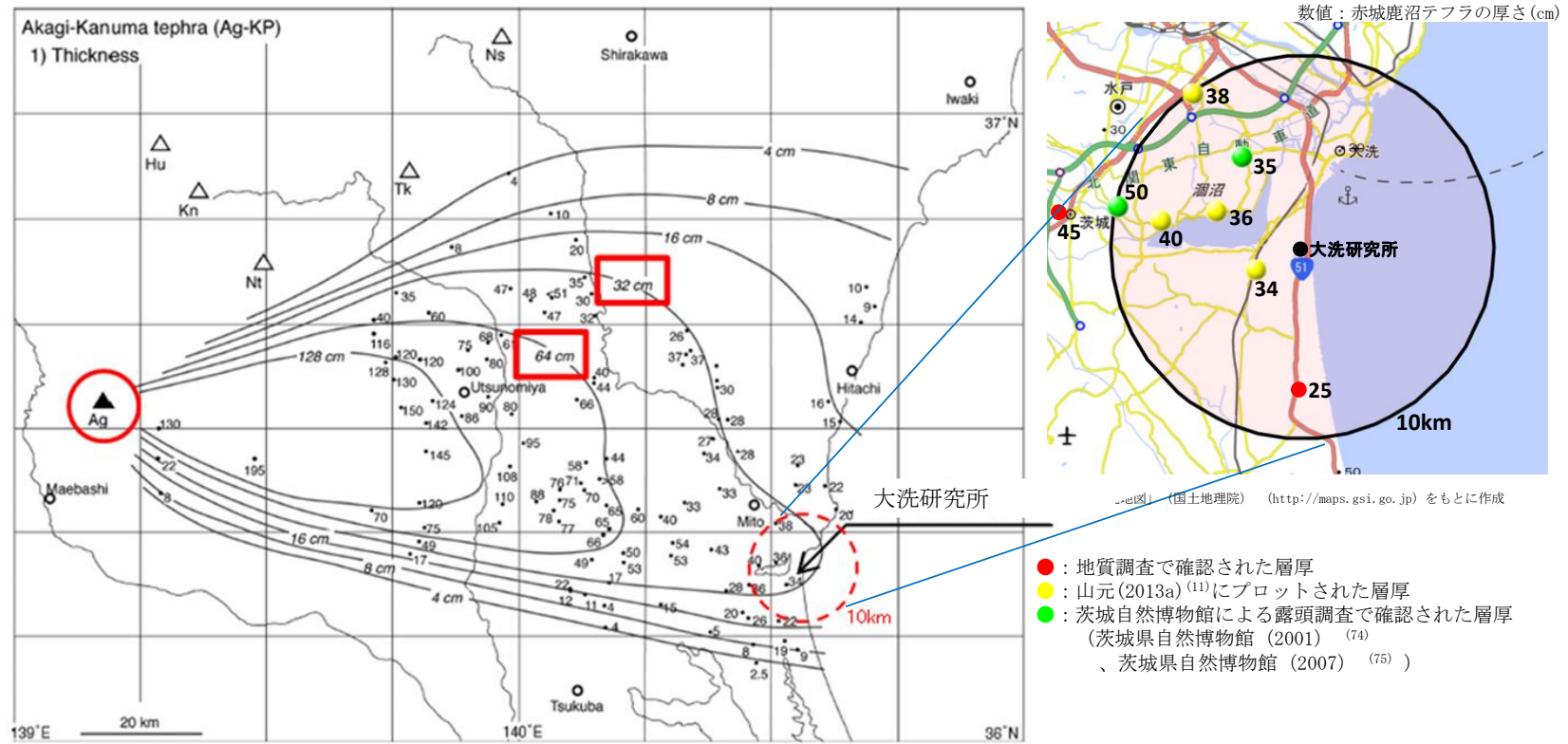
第 8.3.2 図(10) 火砕物密度流の到達可能性範囲(沼沢)



町田・新井(2011)<sup>(53)</sup>に基づき作成

第 8.4.1 図 敷地周辺の主な降下火砕物の分布





第17図 赤城鹿沼テフラ(Ag-KP)の分布。  
 1) 数字は降下火砕堆積物の層厚で、単位はcm。2) 数字は本質粒子の平均最大粒径で、単位はmm。Ag = 赤城火山；  
 Hu = 燧ヶ岳火山；Kn = 鬼怒沼火山；Ns = 那須火山；Nt = 男体火山；Tk = 高原火山。

赤城鹿沼テフラの等層厚線図 (山元 (2013a) (11))

第 8.4.2 図 敷地周辺の赤城鹿沼テフラの層厚分布



敷地内ボーリング調査結果

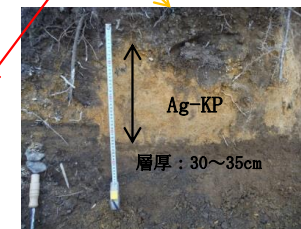
標尺	標高	層厚	深	柱状	土質	色	相対	相対	記	孔内水位 m / 測定月日	標準貫入試験									
											深	10cm毎の打撃回数			N 値					
												0	10	20						
m	m	m	m	図	区分	調度	稠度	事												
1					ローム	暗茶褐			表層部、草根混入、φ30mm程度の垂円礫少量混入 以深、均質・粘性弱い、含水少量 若干スコリアを混入											
2	33.84	0.30	2.10		軽石	黄褐			φ2~5mm程度で、指圧により容易に潰れる	2.15										
3	32.68	1.15	3.25		ローム	暗茶褐~茶褐			均質、全体的に粘土質となる 粘性強い、 3.25m付近、砂分多量に混入	2.45	1	1	2	4	30	4.0				
										10/2	3.15									
										3.48	1	2	2	5	15.0					

JMTR B孔柱状図

敷地内の露頭



平均最大粒径約3.2mm  
(上位10個の平均)



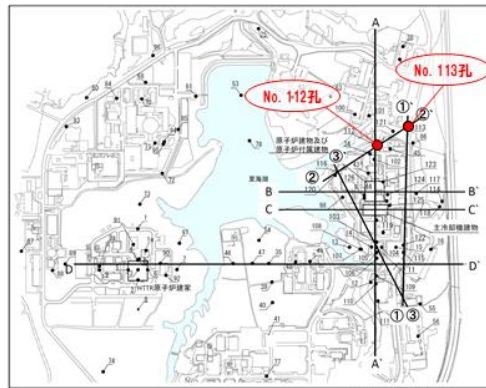
地表から約95cmの深度にAg-KPが認められ、上面は凹凸を示すが、基底面は比較的水平で平滑な状態で堆積している。

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

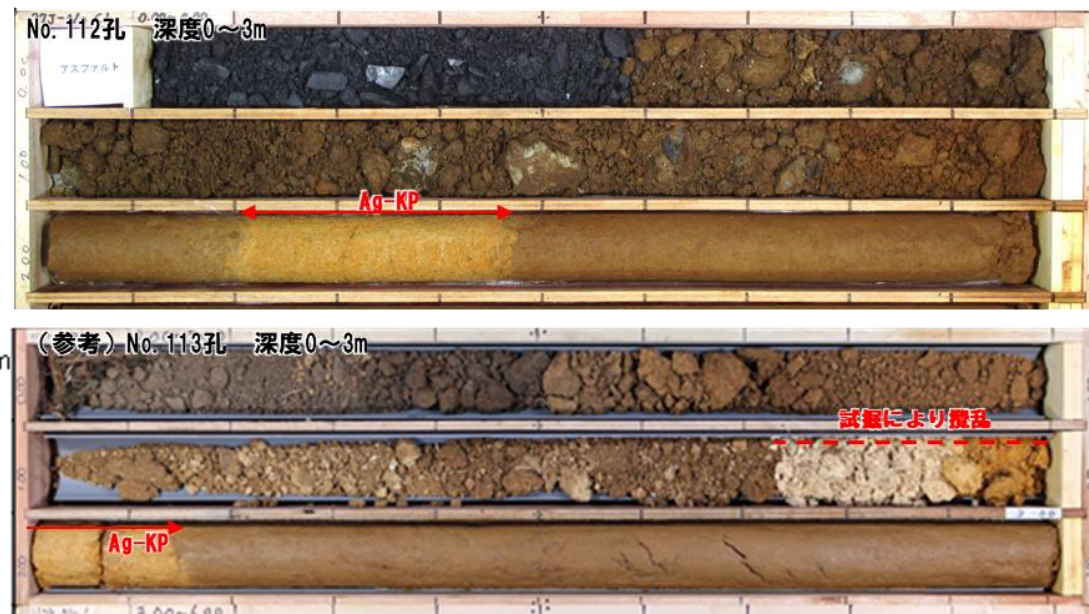
Ho : 普通角閃石  
Opx : 斜方輝石  
Cpx : 単斜輝石  
※含有量が多いものから順に記載  
( ) 内は含有量が僅少ななもの

第 8. 4. 3 図 (1) 敷地内の赤城鹿沼テフラの層厚



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

### 敷地内ボーリング調査結果（全体の結果は第396回審査会合資料に掲載）



### テフラ分析結果

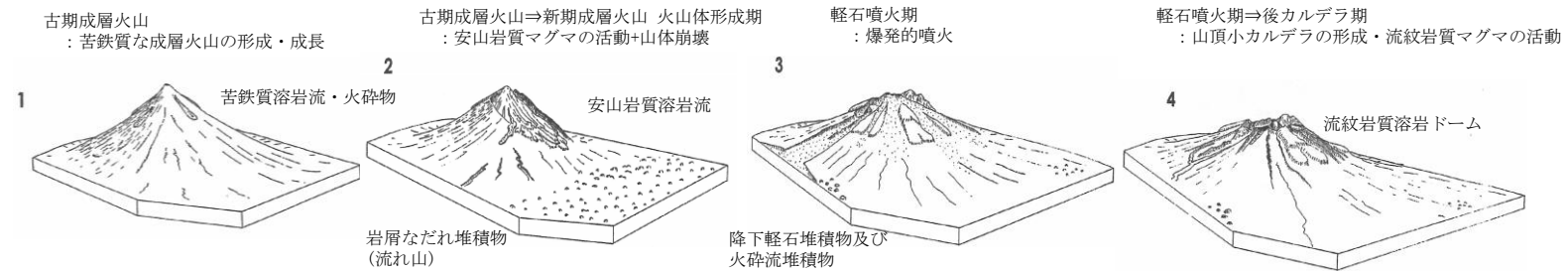
	火山ガラス タイプ	火山ガラスの 屈折率	重鉱物組成※	斜方輝石の 屈折率	角閃石の 屈折率
軽石 (No. 113孔)	軽石型	1.502-1.505	Gho, Opx	1.704-1.713	1.671-1.680
Ag-KP (町田・新井, 2011)	軽石型	1.504-1.508	Ho, Opx, (Cpx)	1.707-1.710	1.671-1.678

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  
( )内は含有量が僅少ななもの

第 8.4.3 図(2) 敷地内の赤城鹿沼テラフの層厚

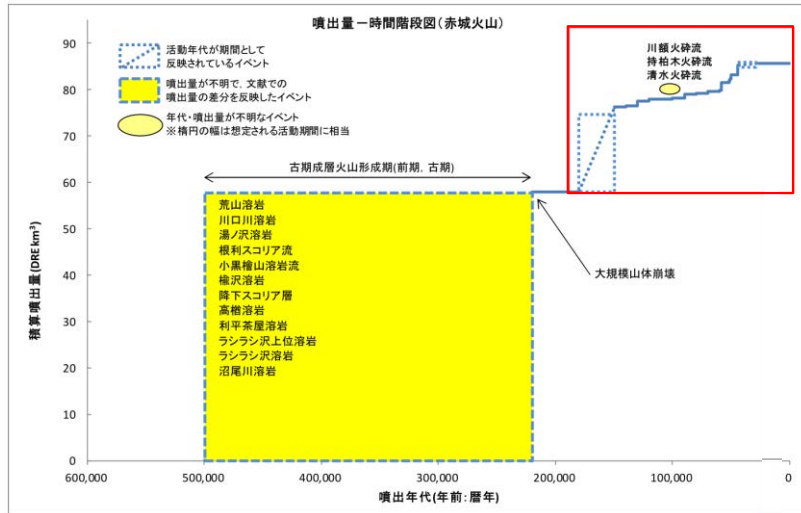
活動期	古期成層火山	—	新期成層火山		
			火山体形成期	軽石噴火期 (山頂カルデラの形成)	後カルデラ期 (中央火口丘形成期)
活動期間	50万年前～22万年前	22万年前	22万年前～15万年前	15万年前～4.4万年前	4.4万年前以降 (溶岩ドームはATに覆われる)
マグマ噴出量	約46 DRE km <sup>3</sup> (第四紀火山カタログ委員会編 (1999) <sup>(50)</sup> を引用し算出)	—	20 DRE km <sup>3</sup>	約8 DRE km <sup>3</sup> (カルデラ形成時期(約6万年前の大胡軽石流 噴火)を挟んでマグマ噴出率が急増)	2.5 DRE km <sup>3</sup>
山体形成様式	成層火山の形成・成長	山体崩壊	成層火山体の再生	火山麓扇状地の拡大, 山頂カルデラの形成	中央火口丘の形成
主な噴火様式	溶岩・火砕物の噴出	(水蒸気 噴火に 起因)	溶岩・火砕物の噴出	プリニー式噴火 (降下軽石, 火砕流)	溶岩・火砕物の噴出
主な噴出物	荒山溶岩, 利平茶屋溶岩, 沼尾川溶岩 等	梨木岩屑 なだれ	下田沢泥流, 花見ヶ原下火砕流, 榊形山溶岩 等	大胡軽石流・赤城水沼1降下軽石, 棚下軽石流・赤城水沼8降下軽石 等	赤城鹿沼テフラ 1251年噴火噴出物(?) 小沼溶岩, 小沼(降下)火山礫 等
マグマ組成	玄武岩～デイサイト	—	安山岩, 一部デイサイト	安山岩～デイサイト	デイサイト～流紋岩

赤城山の火山発達史の概念図



活動期整理表は山元(2016)<sup>(32)</sup>, 高橋他(2012)<sup>(28)</sup>, 発達モデル図は守屋(1979)<sup>(76)</sup>に基づき作成

第 8.4.4 図(1) 赤城山の火山発達史の整理



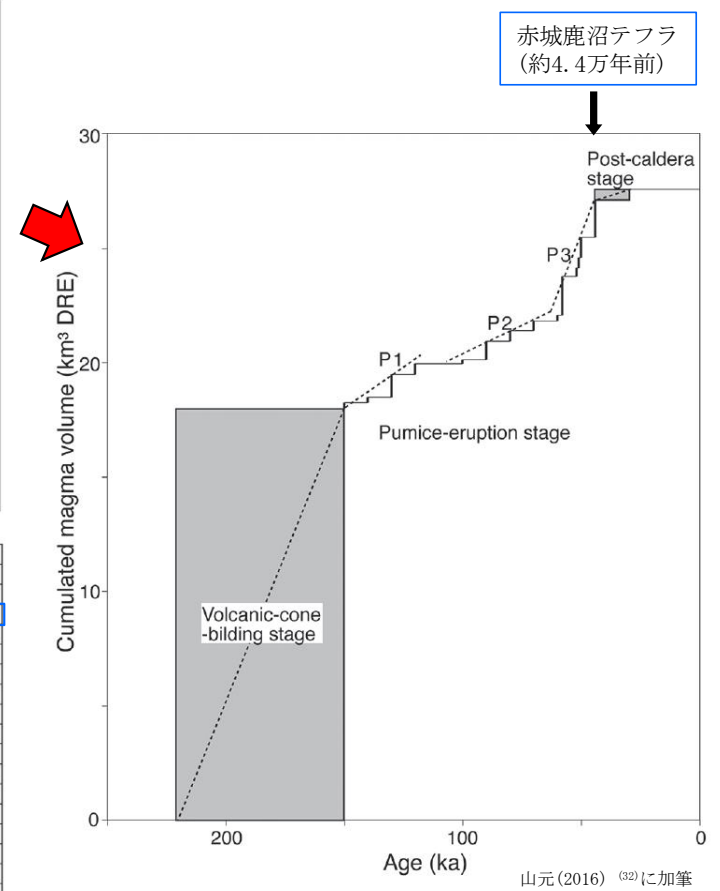
山元 (2014b) <sup>(31)</sup>に加筆

赤城鹿沼テフラ

Unit	Dense-rock equivalent volume in km <sup>3</sup> (2300 kg/m <sup>3</sup> )			
	Lava & pyroclastics	Pumice flow	Pumice fall	Total
Post-caldera lavas	5.E-01			5.E-01
Ag-KP			2.E+00	2.E+00
Garan Pyroclastics	6.E-01			6.E-01
Ag-UP			2.E-01	2.E-01
Ag-NM1 + Nagumo PFD		7.E-03	4.E-01	4.E-01
Ag-NM2 + Toshimaru PFD		1.E-01	3.E-01	4.E-01
Ag-MzP1 + Ogo PFD		2.E+00	1.E-01	2.E+00
Ag-MzP2			3.E-01	3.E-01
Ag-MzP3			4.E-01	4.E-01
Ag-MzP4 + Wakubara PFD		4.E-01	5.E-02	5.E-01
Ag-MzP5			8.E-01	8.E-01
Ag-MzP6			2.E-01	2.E-01
Ag-MzP7 + Fujiki PFD		6.E-02	4.E-01	5.E-01
Ag-MzP8 + Tanashita PFD		8.E-01	2.E-01	1.E+00
Ag-MzP9-10 + Fudo PFD		1.E-02	2.E-01	2.E-01
Ag-OrP + Itoi PFD		1.E-01	1.E-01	2.E-01
Lava & pyroclastics of younger stratovolcano	2.E+01			2.E+01

Table 2. Dense-rock equivalent volumes of the eruption units from younger Akagi Volcano. Data for the pumice falls are taken from Yamamoto (2012, 2013a).

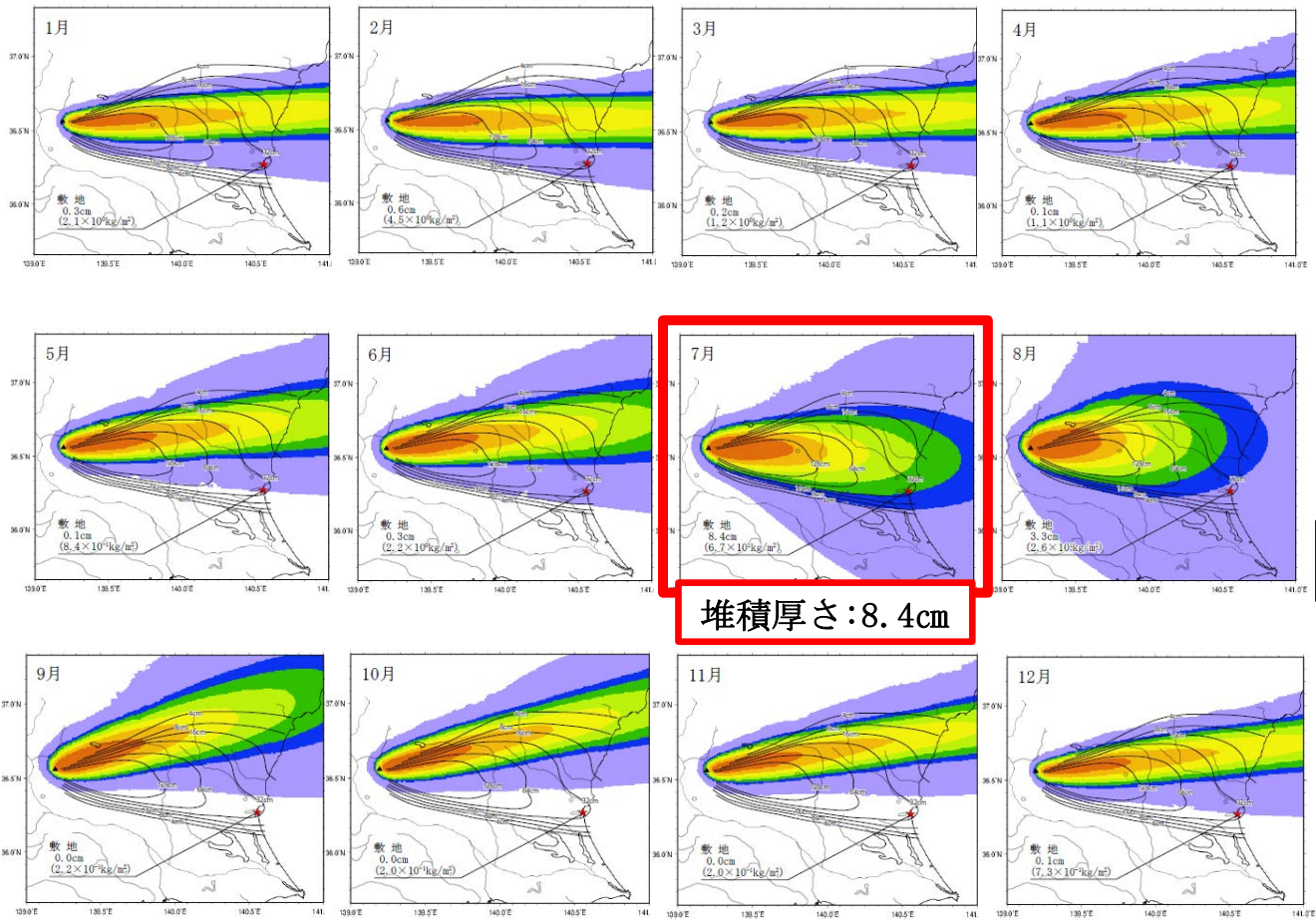
山元 (2016) <sup>(32)</sup>に加筆



山元 (2016) <sup>(32)</sup>に加筆

第 8.4.4 図(2) 赤城山の活動履歴





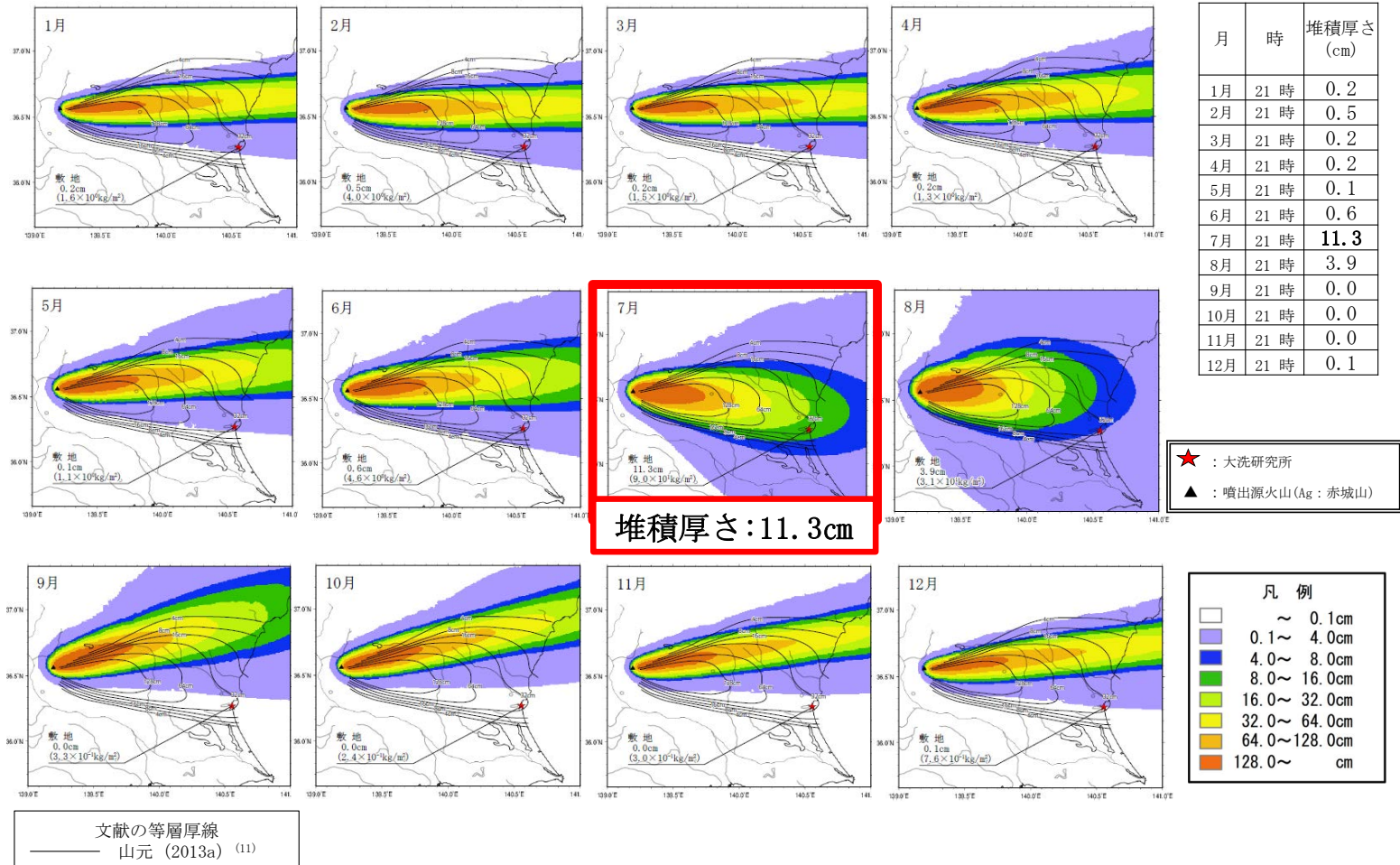
月	時	堆積厚さ (cm)
1月	9時	0.3
2月	9時	0.6
3月	9時	0.2
4月	9時	0.1
5月	9時	0.1
6月	9時	0.3
7月	9時	<b>8.4</b>
8月	9時	3.3
9月	9時	0.0
10月	9時	0.0
11月	9時	0.0
12月	9時	0.1

★ : 大洗研究所  
 ▲ : 噴出源火山 (Ag : 赤城山)

凡例	
□	~ 0.1cm
□	0.1~ 4.0cm
□	4.0~ 8.0cm
□	8.0~ 16.0cm
□	16.0~ 32.0cm
□	32.0~ 64.0cm
□	64.0~ 128.0cm
□	128.0~ cm

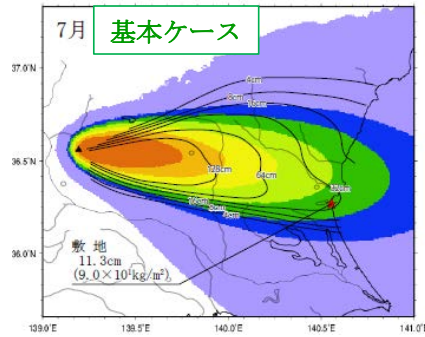
文献の等層厚線  
 山元 (2013a) (11)

第 8.4.5 図 (1) 月別平年解析結果 (9 時)



第 8.4.5 図(2) 月別平年解析結果 (21 時)

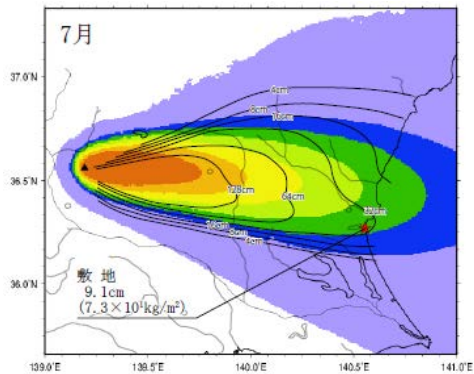
■噴煙柱高度25km



★ : 大洗研究所  
▲ : 噴出源火山 (Ag : 赤城山)

凡例	
□	~ 0.1cm
■	0.1~ 4.0cm
■	4.0~ 8.0cm
■	8.0~ 16.0cm
■	16.0~ 32.0cm
■	32.0~ 64.0cm
■	64.0~128.0cm
■	128.0~ cm

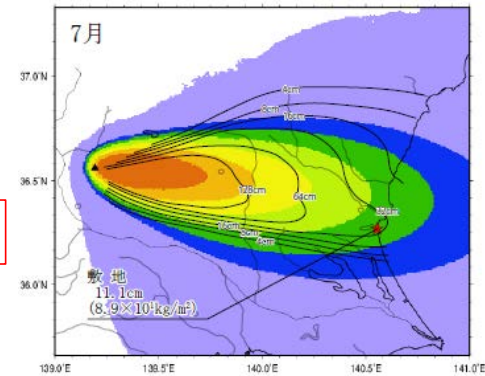
◇噴煙柱高度:20km



堆積厚さ:9.1cm

堆積厚さ:11.3cm

◇噴煙柱高度:30km



堆積厚さ:11.1cm

←  
- 5 km

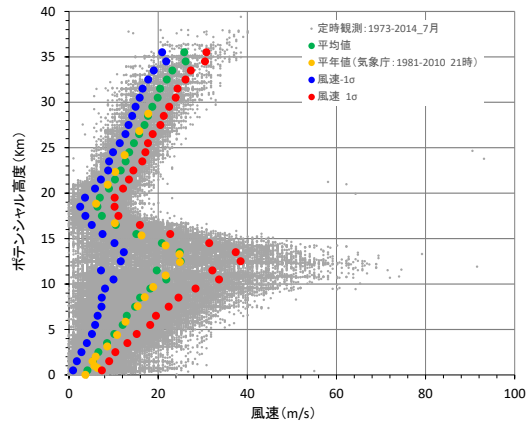
→  
+ 5 km

7月 (21時) の平年値の風 (1981年~2010年)

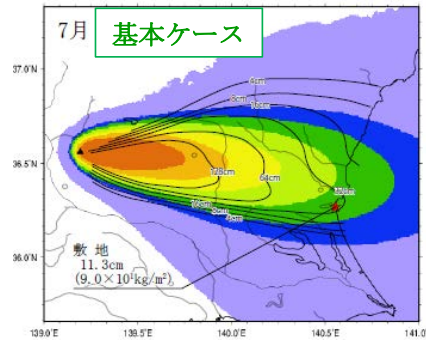
文献の等層厚線  
—— 山元 (2013a) <sup>(11)</sup>

第 8.4.6 図(1) 不確かさの検討結果 (噴煙性高度)





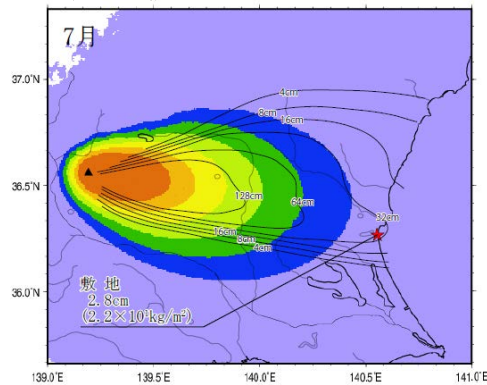
■ 7月(21時)の平年値の風



★ : 大洗研究所  
▲ : 噴出源火山 (Ag: 赤城山)

凡例	
□	~ 0.1cm
■	0.1~ 4.0cm
■	4.0~ 8.0cm
■	8.0~ 16.0cm
■	16.0~ 32.0cm
■	32.0~ 64.0cm
■	64.0~ 128.0cm
■	128.0~ cm

◇ 平均値に対して-1σの風速



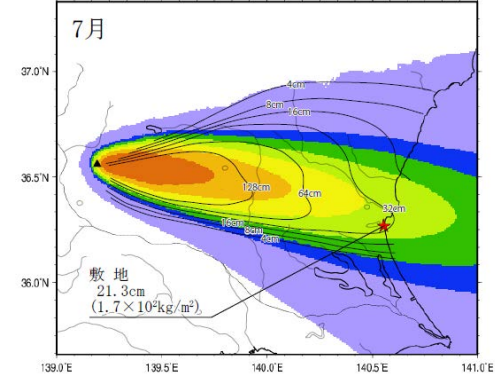
堆積厚さ: 2.8cm

堆積厚さ: 11.3cm

風速 [小]

風速 [大]

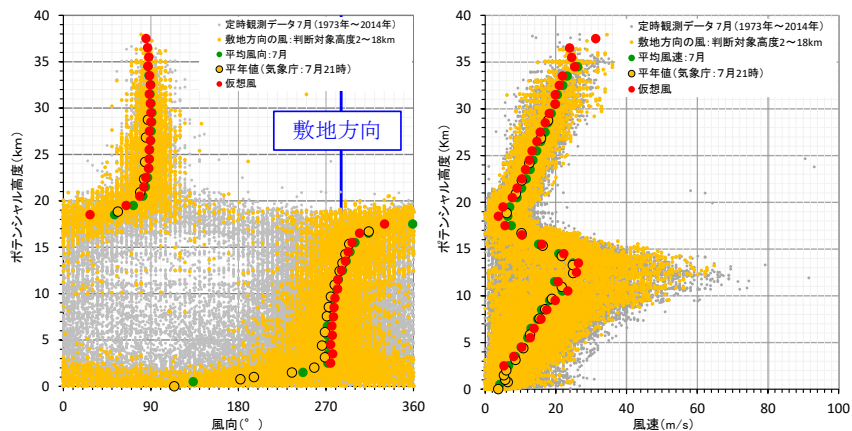
◇ 平均値に対して+1σの風速



堆積厚さ: 21.3cm

文献の等層厚線  
—— 山元 (2013a) (11)

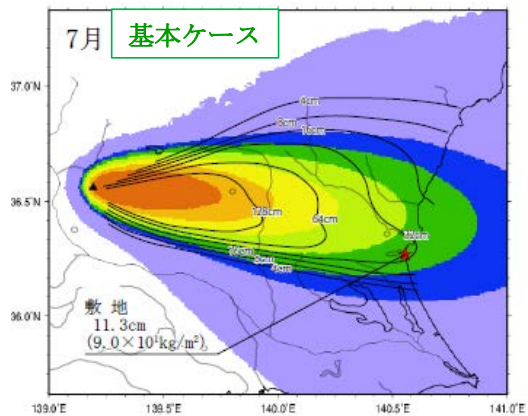
第 8.4.6 図(2) 不確かさの検討結果 (風速)



★ : 大洗研究所  
▲ : 噴出源火山 (Ag : 赤城山)

凡例	
□	~ 0.1cm
■	0.1~ 4.0cm
■	4.0~ 8.0cm
■	8.0~ 16.0cm
■	16.0~ 32.0cm
■	32.0~ 64.0cm
■	64.0~128.0cm
■	128.0~ cm

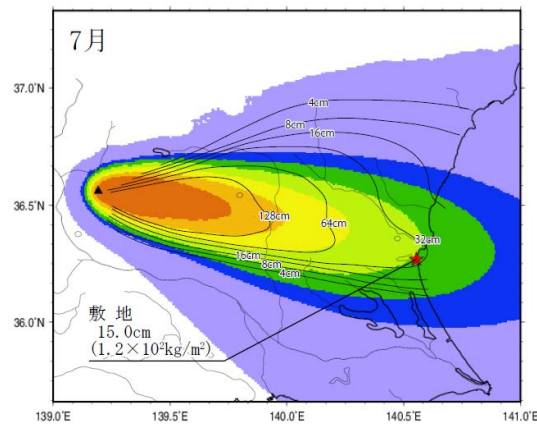
■7月(21時)の平年値の風



堆積厚さ:11.3cm

文献の等層厚線  
—— 山元 (2013a) (11)

◇敷地方向の風



堆積厚さ:15cm

第 8.4.6 図(3) 不確かさの検討結果 (風向)

Table 2 鹿沼土の物理的性質  
Physical properties of Kanumatsuchi

項目	鹿沼地区			真岡地区		笠間地区	関東ローム	
	上層	中層	下層	上層	下層			
採取深さ (m)	0.390 0.765	0.765 1.290	1.290 1.845	0.760 1.135	1.135 1.480	0.500 0.700		
自然含水比 $\omega_s$ (%)	213.2	191.5	220.0	175.6	194.0	167.8	109.7	
湿潤密度 $\rho_w$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.062	1.051	1.006	1.039	0.937	0.994	1.301	
乾燥密度 $\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	0.339	0.361	0.315	0.378	0.318	0.367	0.620	
比重 $G_s$	2.674	2.650	2.653	2.718	2.701	2.776	2.794	
間隙比 $e_s$	6.902	6.362	7.442	6.212	7.488	6.730	3.507	
間隙率 $n_s$ (%)	87.3	86.4	88.15	86.13	88.21	87.06	77.81	
飽和度 $S_r$ (%)	82.7	79.8	78.4	76.7	70.0	69.2	87.4	
三相比	固相 (%)	12.70	13.60	11.85	13.83	11.81	13.29	22.19
	液相 (%)	72.37	68.98	69.12	66.10	61.73	62.50	68.07
	気相 (%)	14.93	17.42	19.03	20.07	26.46	24.21	9.74
液性限界 $\omega_L$ (%)	95~120	82.0	87.0	99.0	87.0	80.0	118.4	130.0
塑性限界 $\omega_P$ (%)	85	67.0	70.0	79.0	68.0	89.8	88.0	

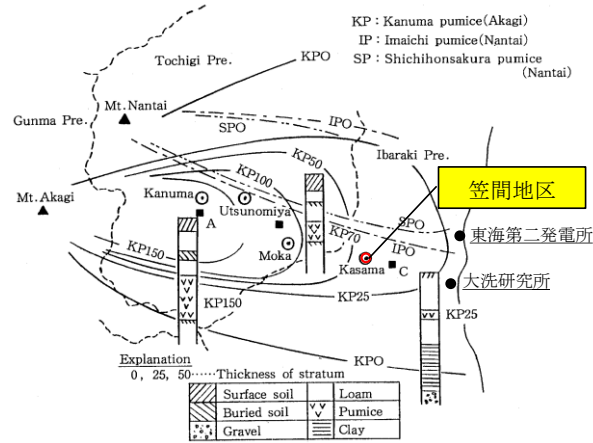
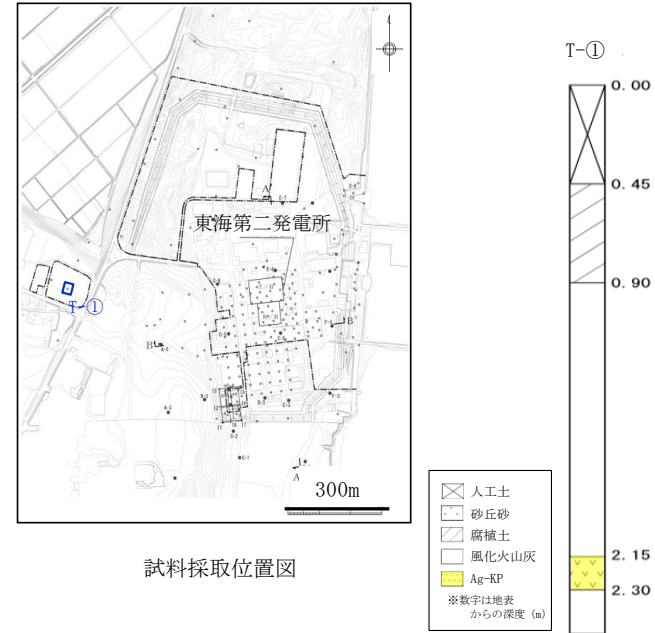


Fig. 1 栃木県における軽石層の分布  
Distribution chart of the volcanic pumice strata in Tochigi prefecture

富田他(1994)<sup>(25)</sup>に加筆

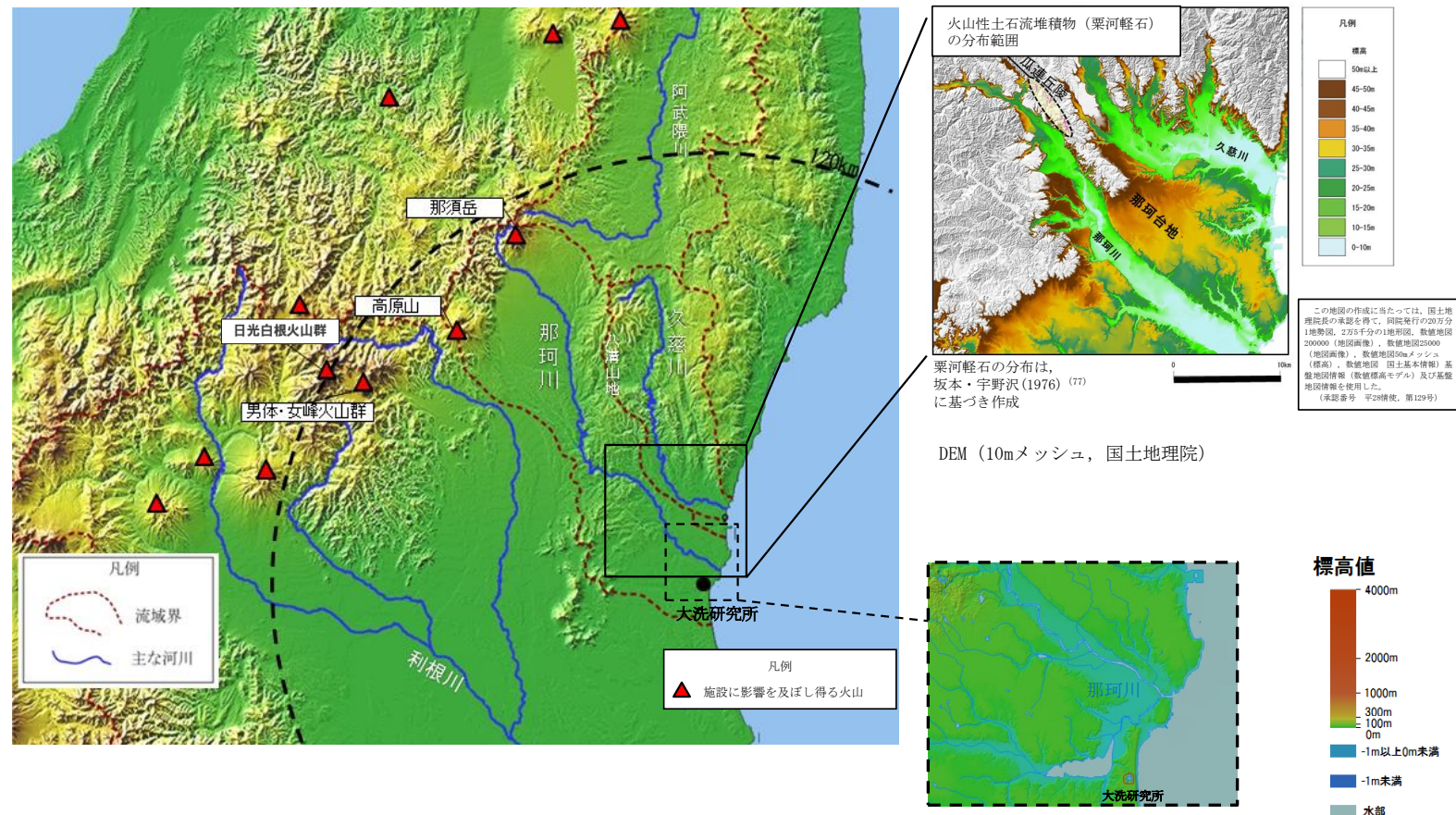
【地質調査】

	最小	最大
湿潤密度	0.9g/cm <sup>3</sup>	1.1g/cm <sup>3</sup>
乾燥密度	0.3g/cm <sup>3</sup>	0.5g/cm <sup>3</sup>



第 8.4.7 図 敷地周辺の赤城鹿沼テフラの密度





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