島根原子力発電所２号炉 審査資料	
資料番号	EP(E)－080改02
提出年月	令和３年４月15日

島根原子力発電所
火山影響評価について
（参考資料）

令和3年4月15日

中国電力株式会社

Energia

7.　火山

7.1　調査内容

敷地を中心とする半径 160km の範囲（以下「地理的領域」という。）に分布する火山の活動時期，噴出物の種類等に係る文献調査，地質調査等により，敷地への火山事象の影響を検討した。調査対象とする火山は第四紀に活動した火山（以下「第四紀火山」という。）とした。

7.1.1　文献調査

第四紀火山の分布に関する主要な文献としては，第四紀火山カタログ編集委員会編（1999）[1]，気象庁（2005[2]，2013[3]），地質調査総合センター（2021）[4]，西来ほか編（2012）[5]，中野ほか編（2013）[6]，日本地質学会編（2009）[7]，町田・新井（2011）[8] 等があり，主として地質調査総合センター（2021）に拠って火山噴出物の種類，分布，地形，規模，活動間隔等を把握した。

7.1.2　地形・地質調査

「3.　地盤」における調査結果等を参照するとともに，地表地質踏査等を実施し，確認されたテフラの露頭観察，分析等によって降下火砕物の給源，厚さ等を把握した。

7.1.3　地球物理学的調査

地震活動，地震波速度構造等に関する調査を実施し，マグマ溜まりの規模や位置に関連する地下構造等について検討し,火山の活動性を把握した。

7.2　調査結果

7.2.1　原子力発電所に影響を及ぼし得る火山の抽出

7.2.1.1　地理的領域内の第四紀火山

文献調査の結果，地理的領域内には，和久羅山，大根島，シゲグリ，横田火山群，大山，森田山，三瓶山，蒜山，女亀山，北条八幡，大江高山，川本，倉吉，隠岐島後，三朝，槇原，郡家，扇ノ山，佐坊，美方火山群，照来，大屋・轟，神鍋火山群及び上佐野・目坂の第四紀火山が分布する（第 7.2－1 図）。

地理的領域内に分布する第四紀火山のうち，気象庁（2013）は敷地の南西約 55km に位置する三瓶山を活火山としている。

7.2.1.2　将来の火山活動の可能性

完新世に活動を行った三瓶山は，原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。また，和久羅山，大根島，シゲグリ，大山，森田山，女亀山，北条八幡，川本，倉吉，隠岐島後，槇原，郡家，佐坊，美方火山群，大屋・轟，神鍋火山群及び上佐野・目坂は，最大活動休止期間よりも最新活動からの経過時間が短いこと，又は最大活動休止期間が不明であることから，原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した（第 7.2－1 表）。

一方，横田火山群，蒜山，大江高山，三朝，扇ノ山及び照来は，最新活動からの経過期間が，最大活動休止期間より長いことから将来の活動可能性は十分小さいと評価した。

7.2.2　設計対応不可能な火山事象を伴う火山活動の評価

原子力発電所に影響を及ぼし得る火山（以下「検討対象火山」という。）については，原子力発電所の運用期間中における活動可能性が十分小さいと判断できないことから，過去の最大規模の噴火による設計対応不可能な火山事象を伴う火山活動の評価を行った。

7.2.2.1　火砕物密度流

地質調査の結果，敷地には，検討対象火山を起源とする火砕物密度流堆積物は確認されていないとともに，文献調査の結果，確認されている最大到達距離は，検討対象火山と敷地との距離よりも十分に小さいことから，火砕物密度流が敷地に影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.2.2.2　溶岩流

地質調査の結果，敷地には，検討対象火山を起源とする溶岩流は確認されていないとともに，文献調査の結果，確認されている最大到達距離は，検討対象火山と敷地との距離よりも十分に小さいことから，溶岩流が敷地に影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.2.2.3　岩屑なだれ，地滑り及び斜面崩壊

地質調査の結果，敷地には，検討対象火山を起源とする岩屑なだれ，地滑り及び斜面崩壊は確認されていないとともに，文献調査の結果，確認されている最大到達距離は，検討対象火山と敷地との距離よりも十分に小さいことから，岩屑なだれ，地滑り及び斜面崩壊が敷地に影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.2.2.4　新しい火口の開口及び地殻変動

文献調査の結果,敷地と活火山である三瓶山は約 55km と十分な距離があること，敷地近傍において熱水活動が認められないこと及び深部低周波地震が認められないことから，新しい火口の開口及び地殻変動が敷地に影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.2.2.5　火山活動のモニタリング

過去の最大規模の噴火による設計対応不可能な火山事象が敷地に到達・発生した可能性は十分小さく，原子力発電所の運用期間中に設計対応不可

能な火山事象が敷地に到達・発生する可能性は十分小さいと評価したことから，火山活動のモニタリングは不要である。

7.2.3　火山事象の影響評価

検討対象火山が噴火した場合，原子力発電所の安全性に影響を及ぼす可能性について検討した。なお，降下火砕物（火山灰）については，地理的領域外の火山も含めてその影響を検討した。

7.2.3.1　降下火砕物（火山灰）

(1)　敷地における降下火砕物の分布状況（文献調査）

敷地周辺における主な第四紀火山起源の降下火砕物の分布を第 7.2－2 図に示す。

町田・新井（2011）によると，地理的領域内の火山のうち，敷地に到達した可能性のある降下火砕物の給源は三瓶山及び大山とされており，降下火砕物として三瓶木次テフラ及び大山松江テフラが示されている。また，地理的領域外の火山のうち，敷地に到達した可能性のある降下火砕物の給源は，鬼界（きかい）カルデラ，姶良（あいら）カルデラ，阿多（あた）カルデラ，阿蘇（あそ）カルデラ及び鬱陵島とされており，降下火砕物として鬼界アカホヤ火山灰，姶良　Ｔｎ火山灰，阿蘇４火山灰，鬼界葛原火山灰，阿多火山灰，阿蘇３火山灰及び鬱陵隠岐火山灰が示されている。

敷地では，「3.　地盤」に示すとおりボーリング調査等の地質調査を実施した結果，第四紀火山を給源とする降下火砕物（給源不明を含む）は確認されていない。

(2)　地理的領域内の火山による降下火砕物の影響評価

検討対象火山について，原子力発電所の運用期間中の噴火規模を想定し，降下火砕物の影響評価を行った。このうち，三瓶山及び大山については，これらを給源とする降下火砕物が敷地に到達した可能性があること及び過去に火山爆発指数（ＶＥＩ）６規模の噴火が発生していること

を踏まえ，詳細検討を行った。

ａ．三瓶山

文献調査により，三瓶木次テフラが敷地周辺に到達した可能性が示唆されたことから,敷地を中心とする半径約 30km の範囲において三瓶山起源の降下火砕物の層厚を確認するための地質調査を実施した。地質調査の結果，三瓶山起源の降下火砕物のうち，三瓶木次テフラ及び三瓶雲南テフラが火山灰層として認められた。文献調査及び地質調査により三瓶木次テフラが確認された地点及びこれらに基づく等層厚線を第 7.2－3 図に示す。敷地は，三瓶木次テフラの等層厚線で 10cm 程度の範囲に位置している。また，文献調査及び地質調査により三瓶雲南テフラが確認された地点を第 7.2－4 図に示す。陸域における地質調査では三瓶雲南テフラの火山灰層は認められなかったが，松江市島根町沖約 10km に位置する大陸棚において実施した柱状採泥調査では最大４cm の三瓶雲南テフラの火山灰層が確認されている。

三瓶山は，前述のとおり敷地の南西約 55km に位置しており，最大標高約 1,126m の男三瓶（おさんべ）山を最高峰とする。直径約５km のカルデラと，カルデラ形成期の軽石流堆積物及びカルデラ中央のデイサイト溶岩ドーム山体から成る複成火山である（日本地質学会編（2009））。

地質調査総合センター（2021）によると，三瓶山の形式は火砕流台地－カルデラと火砕丘及び溶岩ドームであるとされ，主な岩石はデイサイト及び安山岩であるとされている。

三瓶山の噴火履歴について,階段ダイヤグラムを第 7.2－5 図に示す。なお，地質調査総合センター（2021）によると，三瓶山の北西に位置し，デイサイト溶岩から成る森田山は，カルデラ形成以前の山体で，古三瓶あるいは先三瓶と呼ばれる先カルデラ火山とされていることから，噴火履歴の検討に当たっては，森田山の噴火も含めて評価した。

日本地質学会編（2009）によると，三瓶山の噴出については，第１期から第６期が，それぞれ約 0.11Ma，0.07Ma（フィッション・トラッ

ク法による年代値),0.04Ma(層序による年代値),0.015Ma,0.0045Ma,0.0036Ma（放射性炭素同位体法による年代値）とされており，森田山が約 1.08Ma（約 1.01Ma；松浦・土谷（2003）[9]，約 1.15Ma；Kimura et al.（2003）[10]）とされている。

松浦・土谷（2003）によると，森田山は，三瓶山の最初の噴出物であった可能性があり，三瓶山は山陰地域の鮮新世以降の一般的な火山活動継続時間と同程度の 100 万年に及ぶ長い活動レンジを持っているとされている。

三瓶山の火山活動は,約 110 万年前の森田山の噴火に始まり,約 100 万年間の休止後，約 11 万年前に再び噴火したと考えられる。約 11 万年前の噴火以降については，日本地質学会編（2009）によると，第１期から第６期に区分され，約千年～数万年ごとに噴火を繰り返している。なお，第６期の活動のあとにも，噴火活動を示唆する最新降下火山灰が認められるが，福岡・松井（2000[11]，2002[12]）によると，第６期に噴出した太平山降下火山灰の二次堆積物である可能性があるとされている。

日本地質学会編（2009）によると，第１期から第３期にかけて，３回のプリニー式噴火があったとされ，これらの爆発的噴火により，現在のカルデラが形成されたとされている。また，第２期（約７万年前）においては，多量の大田軽石流堆積物（以下「三瓶大田」という。）及び三瓶雲南テフラが噴出している。カルデラ形成後の第４期（約 1.5 万年前）においては，サブ・プリニー式の噴火が発生し，三瓶浮布テフラを広範囲に噴出している。Maruyama et al.（2020）[13] によると，この三瓶浮布テフラは２つのテフラに細区分されるとし，上部のテフラは中国地方及び近畿地方の広い範囲で薄く堆積し，一方，下部のテフラは近畿地方南部及びその近海，四国東端で見出され，テフラ分布域も異なり，上部のテフラと比較し厚く堆積するとされている。第５期以降は溶岩ドームを形成する活動へと変化し，爆発性が低下してい

るとされている。

階段ダイヤグラムによる検討の結果，約 110 万年前の森田山の噴火以降，噴火規模の最も大きな三瓶木次テフラの噴出までの期間（約 100 万年）は，三瓶木次テフラの噴出からの経過期間（約 11 万年）に比べ十分に長い。一方，数 km^3 以下の規模の噴火については，三瓶木次テフラの噴出以降においても繰り返し発生している。

地球物理学的調査の結果，Zhao et al.（2011）[14] は，三瓶山の北東－南東側の地下深部に広がる低速度層と低周波微小地震の存在から，マグマ溜まりの存在する可能性を示唆しているが，仮にマグマ溜まりとしても，これらの低速度層は 20km 以深に位置しており，東宮（1997）[15]による玄武岩質マグマの浮力中立点の深度 12km よりも深い位置にあると推察される。また，日本原子力研究開発機構（2009）[16] は，三瓶山の南側の地下 20km 付近に低比抵抗体の存在が認められるとしており，これは Zhao et al.（2011）に示される低速度層の存在と調和的である。

現在の活動について，気象庁（2012）[17] 及び火山噴火予知連絡会（2020）[18] によると，火山性地震，噴気・地熱域の観測結果から，火山活動に特段の変化はなく，静穏に経過しており，噴火の兆候は認められないとされている。

以上のことから，原子力発電所の運用期間中には第１期の三瓶木次テフラのような広域火山灰を降下させる規模の噴火を起こす可能性は十分小さいと評価した。また，第２期の三瓶大田は，火砕物密度流主体の噴火であることから，前述のとおり設計対応不可能な火山事象を伴う火山活動として評価した。なお，三瓶大田と同時期の降下火砕物とされる三瓶雲南テフラは，文献調査に基づく同テフラの分布範囲及び降灰層厚を踏まえると三瓶浮布テフラの噴出量を上回るものではないと評価した。原子力発電所の運用期間中の噴火規模として，第１期の三瓶木次テフラの噴出時を除いて降下火砕物の噴出量が最大である

第４期の三瓶浮布テフラを考慮することとし，その噴出量を第四紀火山カタログ編集委員会編（1999）から小田火砕流・浮布降下軽石の４km^3と日影（ひかげ）山（溶岩）0.15km^3を足し合わせた4.15km^3とした。

敷地は三瓶山の風下側に位置し，風向によっては降灰が想定されることから，移流拡散モデルを用いた火山灰シミュレーションにより降灰分布を確認した。三瓶浮布テフラの噴出規模を考慮し，気象庁の鳥取地方気象台及び松江地方気象台の各月の大気パラメータ（1988年１月から2013年６月までの約26年間の月平均風速の平均値及び月平均風向の最頻値）を用いてシミュレーションを実施した結果，偏西風の弱まる８月の降下量が最大となり，敷地における降灰層厚は4.7cmとなった（第7.2－6図）。次に，８月の大気パラメータを基本とし，風向，風速，粒径，密度及び噴煙柱高度のパラメータの不確かさを考慮して降灰層厚への影響を検討した結果，風向の不確かさを考慮した検討として敷地方向への仮想風を考慮したケースが最大となり，敷地における降灰層厚は33.5cmとなった。また，火山の活動様式の不確かさとして，火砕物密度流主体の三瓶大田の噴出規模 6.60km^3（須藤ほか（2007）[19]）を考慮したシミュレーションを実施した結果，敷地における降灰層厚は7.5cmとなった（第7.2－7図）。

前述のとおり，敷地は三瓶山の風下側に位置し，風向によっては降灰が想定される。また，Maruyama et al.（2020）によると，三瓶浮布テフラの分布域は２方向に区分され，その一方（上部）が中国地方の広範囲に分布している。以上のことから，シミュレーションによる検討に加え更なる保守的な検討として，町田・新井（2011）による三瓶浮布テフラの 50cm 等層厚線の主軸は三瓶山から敷地の方向とは異なるが,その主軸上の三瓶山から敷地までの距離に相当する55km地点の降灰層厚を敷地における降灰層厚として考慮した。なお，敷地における降灰層厚の算定式は，50cm等層厚線の主軸方向に対し，降灰層厚が給源からの距離に反比例するものと仮定し,三瓶山から61kmの降灰層

厚 50cm 地点をコントロールポイントとして設定した。その結果，敷地における降灰層厚は 55.5cm となった(第 7.2－8 図及び第 7.2－9 図)。

敷地における降灰層厚の算定式の適用に当たり，三瓶山から敷地に相当する範囲（概ね三瓶山からの距離が 50km から 70km までの範囲）の層厚が保守的な評価となることを確認するため，文献調査による降灰層厚と算定式による降灰層厚との関係を確認した結果，広島県北東部（道後山周辺）及び岡山県北西部（新見市神郷）において，文献調査による降灰層厚が算定式による降灰層厚を上回ることを確認した。また，これらの文献調査による降灰層厚は，周辺の降灰層厚と比較し突出して大きい値を示すことから，地質調査により降灰層厚の評価を行った。広島県北東部（道後山周辺）では，野村・田中（1987）[20] によると，三瓶浮布テフラの降灰層厚は 70cm であるとされているが，地質調査の結果，三瓶浮布テフラの降灰層厚は 30cm であり，野村（1991）[21] に示される地質柱状図の三瓶浮布テフラ層の読取り値約 15cm～約 30cm（再堆積を除く）と調和的であることを確認した（第 7.2－10 図)。また，岡山県北西部（新見市神郷）では，林・三浦（1987）[22] によると，地質柱状図の三瓶浮布テフラ層の読取り値では約 155cm とされているが，地質調査の結果，三瓶浮布テフラの降灰層厚は最大 40cm であった（第 7.2－11 図)。三瓶山から敷地に相当する範囲において，地質調査による各降灰報告地点の層厚は，算定式による降灰層厚と比較し小さく，算定式による降灰層厚は，保守的な降灰層厚評価となっていることから，敷地における降灰層厚の算定式を用いることは妥当であると評価した。

以上のことから，原子力発電所の運用期間中の噴火規模として想定した三瓶浮布テフラについて，文献調査，地質調査，火山灰シミュレーション及び敷地周辺の降灰層厚を踏まえた検討結果 55.5cm を踏まえ，敷地における降下火砕物の層厚を 56cm と評価した。

b．大山

文献調査により，大山松江テフラが敷地周辺に到達した可能性が示唆されたことから,敷地を中心とする半径約 30km の範囲において大山起源の降下火砕物の層厚を確認するための地質調査を実施した。地質調査の結果，大山起源の降下火砕物のうち，大山松江テフラが火山灰層として認められた。文献調査及び地質調査により大山松江テフラが確認された地点及びこれらに基づく等層厚線を第 7.2－12 図に示す。大山松江テフラの層厚は，概ね町田・新井（2011）による等層厚線と同等であり，敷地は等層厚線 20cm～35cm の範囲に位置し，敷地における層厚は 30cm 程度と推定される。

大山は,敷地の東南東約 53km に位置し,最大標高約 1,729m の剣ヶ峰を最高峰とする。東西約 35km，南北約 30km，総体積約 120km^3 を超える大型の複成火山である。

地質調査総合センター（2021）によると，大山の形式は溶岩ドームと火砕丘及び溶岩流であるとされ，主な岩石はデイサイト及び安山岩であるとされている。また，Morris（1995）[23] 等によると，大山の位置する山陰地域の地下には，日本列島の中では特異的に中新世の背弧拡大で形成された四国海盆由来のスラブが沈み込んでおり，大山の噴出物は，若いスラブの部分融解に由来するとされるアダカイトから成るとされている。

大山の噴火に関する階段ダイヤグラムを第 7.2－13 図に示す。

津久井（1984）[24] によると，大山の噴出物は，古期と新期に区分され，古期噴出物は厚い溶岩流から成る古期溶岩類，広大な裾野を形成する溝口凝灰角礫岩層及び側火山から成るとされている。新期噴出物は，軽石層，火山灰層，火砕流堆積物，溶岩円頂丘等から成るとされている。

守屋（1983）[25] によると，日本の第四紀火山の発達史的分類が行われており，大山が分類される円錐火山は，火山地形に応じて，前期（第

１期と第２期）と後期（第３期と第４期）の２期にまとめられている。大山の地形は，円錐火山の噴火輪廻のうち，第２期の厚い溶岩流，第３期の中小規模火砕流堆積面の発達を経て，現在は末期である第４期の溶岩円頂丘が発達しているとし，後期型円錐火山とされている。

津久井ほか（1985）[26]によると，大山の噴出物の年代は，Ｋ－Ａｒ放射年代値として，古期噴出物が約 0.96Ma～約 0.30Ma，新期噴出物が約 0.09Ma～約 0.02Ma とされている。また，大山の火山活動は，約 100 万年前の溶岩円頂丘形成や溶岩流出から始まり，約 60 万年前から約 40 万年前にかけて，現在の大山の骨格の大部分を形成した活動（古期溶岩類，溝口凝灰角礫岩層等）があり，約 40 万年前以降に繰り返した噴火は，長期間の噴火休止期間が無く，１万年～数万年ごとに噴火を繰り返したとされている。町田・新井（2011）によると，第四紀後期には６回以上のプリニー式噴火によるテフラが生じたとされ，そのうち，最大規模の噴火は，約 5.5 万年前以前の大山倉吉テフラとされている。また，原子力規制委員会（2018）[27]によると，大山生竹（なまだけ）テフラの噴出規模は，京都市越畑（こしはた）において確認された大山生竹テフラの降灰層厚等を踏まえると 10km^{3}以上と考えられるとされている。

階段ダイヤグラムによる検討の結果，約 40 万年前の溝口凝灰角礫岩の堆積以降，噴火規模の最も大きな大山倉吉テフラの噴出までの期間（約 34.5 万年）は，大山倉吉テフラの噴出からの経過時間（約 5.5 万年）に比べ十分に長い。一方，数 km^{3}以下の規模の噴火については，大山倉吉テフラの噴出以前若しくは以降においても繰り返し発生している。

マグマ供給系に関する検討について，産業技術総合研究所（2018）[28]によると，大山の噴出物（アダカイト）のスラブメルト指標（Sr/Y-Y）から，高噴出率期と低噴出率期では噴出物が異なる組成トレンドを持つことを明らかにし，アダカイトの多様性はマントルースラブメルト反応の相違を反映したものであり，約 10 万年前から始まった高温マン

トルの関与が約２万年前にはほとんどなくなり，噴火が継続できなくなったと理解できるとされている。また，Yamamoto and Hoang（2019）[29]は，大山のアダカイトについて，K_2O 量，（La/Yb）n 比，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 及び $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比の化学組成の時系列変化からも高噴出率期と低噴出率期では異なる組成トレンドを持つとしており，約２万年前の噴火では低噴出率期のトレンドになるとしている。

地球物理学的調査の結果，Zhao et al.（2018）[30]は，大山の地下深部に広がる低速度･高ポアソン比と 2000 年鳥取県西部地震震源域のモホ面付近に集中する低周波微小地震の存在から，マグマ溜まりの存在する可能性を示唆しているが，仮にマグマ溜まりとしても，これらの低速度･高ポアソン比は 20km 以深に位置しており，玄武岩質マグマの浮力中立点の深度 12km よりも深い位置にあると推察される。なお，大見（2002）[31]によると，2000 年鳥取県西部地震震源域の深部低周波地震は，深部のマグマ活動に限定して考えるよりも，スラブから供給された流体の挙動に基づくものと考えるほうが理解しやすいとされている。

以上のことから，原子力発電所の運用期間中には大山倉吉テフラのような広域火山灰を降下させる規模の噴火を起こす可能性は十分小さいと評価した。原子力発電所の運用期間中の噴火規模として，敷地周辺において確認された大山松江テフラを考慮することとし，その噴出量を須藤ほか（2007）から $2.19km^3$ とした。さらに，原子力発電所の運用期間中の噴火規模として，大山倉吉テフラの噴出時を除いて最大規模の噴火である大山生竹テフラについても考慮することとし，その噴出量を原子力規制委員会（2019）[32]及び関西電力（2019）[33]から $11.0km^3$ とした。

現在の気象条件において，敷地の東方に位置する大山を給源とする降下火砕物が大山松江テフラのような西向きの降灰分布となる可能性を確認するため，移流拡散モデルを用いたシミュレーションにより降

灰分布を確認した。大山松江テフラの噴出規模を考慮し，気象庁の鳥取地方気象台及び松江地方気象台の各月の大気パラメータ（1988 年１月から 2013 年６月までの約 26 年間の月平均風速の平均値及び月平均風向の最頻値）を用いてシミュレーションを実施した結果，偏西風の弱まる８月の降下量が最大となり，敷地における降灰層厚は 0.1cm となった（第 7.2－14 図）。現在の気象条件では，敷地の東方に位置する大山を給源とする降下火砕物が町田・新井（2011）や地質調査結果において確認されたような西向きの降灰分布となる可能性は十分小さいことが確認された。また，大山生竹テフラは，敷地及び敷地周辺では確認されていないことから，火山灰シミュレーションにより敷地における降灰層厚を確認した。大山松江テフラの降灰分布の検討と同様の大気パラメータを用いてシミュレーションを実施した結果，偏西風の弱まる８月の降下量が最大となり，敷地における降灰層厚は 1.3cm となった（第 7.2－15 図）。次に，８月の大気パラメータを基本とし，風向，風速，粒径，密度及び噴煙柱高度のパラメータの不確かさを考慮して降灰層厚への影響を検討した結果，風向の不確かさを考慮した検討として敷地方向への仮想風を考慮したケースが最大となり，敷地における降灰層厚は 44.5cm となった（第 7.2－16 図）。

以上のことから，原子力発電所の運用期間中の噴火規模として想定した大山生竹テフラについて，文献調査，地質調査及び火山灰シミュレーションを踏まえた検討結果 44.5cm を踏まえ,敷地における降下火砕物の層厚を 45cm と評価した。

ｃ．その他の火山

三瓶山及び大山を除く地理的領域内の検討対象火山起源の降下火砕物については，文献調査等の結果，島根半島には認められないとされていることから，三瓶山及び大山による敷地における降灰層厚を上回るものではないと評価した。

(3)　地理的領域外の火山による降下火砕物の影響評価

地理的領域外の火山のうち，敷地に到達した可能性のある降下火砕物の給源である鬼界カルデラ，姶良カルデラ，阿多カルデラ，阿蘇カルデラ及び鬱陵島について,原子力発電所の運用期間中の噴火規模を想定し，降下火砕物の影響評価を行った。

鬼界カルデラ，姶良カルデラ，阿多カルデラ及び阿蘇カルデラは，いずれもＶＥＩ７以上の噴火（町田・新井（2011）に従い，以下「破局的噴火」という。）に伴い降下火砕物が敷地に到達した可能性があることから，原子力発電所の運用期間中に破局的噴火が発生する可能性について検討した。

町田・新井（2011）によると，日本列島では，噴出物総量 10km^3～100km^3 に及ぶ大容量のテフラを噴出した噴火は，１つの火山で数万年～十数万年に一度程度の頻度で発生したとされている。

鬼界カルデラは，最近の破局的噴火からの経過時間より，破局的噴火の活動間隔が十分に長く，破局的噴火までには，十分な時間的余裕があると考えられる。また，Nagaoka（1988）[34] によると，鬼界カルデラにおける現在の噴火活動は，薩摩硫黄島における後カルデラ噴火ステージと考えられる。鬼界カルデラの地下構造については，篠原ほか（2008）[35] 等によると，鬼界カルデラのメルト含有物に関する検討から，深度３kmにマグマ溜まりの上面が推定され，火山ガスの放出量から，80km^{3}以上のマグマ溜まりが推定されるものの，火山ガス起源のほとんどを地下深くに潜在している玄武岩質マグマであるとしていることから，マグマ溜まりのほとんどは玄武岩質マグマであり，破局的噴火が発生する可能性は十分小さいと評価した。

姶良カルデラは，最近の破局的噴火からの経過時間より，破局的噴火の活動間隔が十分に長く，破局的噴火までには，十分な時間的余裕があると考えられる。また，Nagaoka（1988）によると，姶良カルデラにおける現在の噴火活動は，桜島における後カルデラ噴火ステージと考えられ

る。姶良カルデラの地下構造については，井口ほか（2014）[36] 等によると，測地学的検討から，姶良カルデラ中央部下の深度 10km にマグマ溜まりを示唆する圧力源が想定されているものの，東宮（1997）による珪長質マグマの浮力中立点の深度７km よりも深い位置にあることから，破局的噴火の可能性を示唆する珪長質マグマ溜まりではなく，破局的噴火が発生する可能性は十分小さいと評価した。

阿多カルデラは，最近の破局的噴火以降，比較的小規模な噴火を継続しており，また，Nagaoka（1988）によると，現在の噴火活動は，開聞岳（かいもん）における後カルデラ噴火ステージもしくは池田（いけだ）におけるプリニー式噴火ステージの初期段階と考えられる。阿多カルデラの地下構造については，気象庁(2013)によると，低周波微小地震は地下 13km 以深から認められ，概ね深度 20km～25km の範囲に集中しており，珪長質マグマの浮力中立点の深度７km よりも深い位置にあることから，破局的噴火が発生する可能性は十分小さいと評価した。

阿蘇カルデラは，最近の破局的噴火以降，比較的小規模な噴火を継続しており，また，Nagaoka（1988）によると，現在の噴火活動は，阿蘇における後カルデラ噴火ステージと考えられる。阿蘇カルデラの地下構造については，三好ほか（2005）[37] によると，阿蘇４の噴火以降の火山岩の分布とそれらの組成から，大規模な珪長質マグマ溜まりは想定されないとされている。また，Abe et al.（2010）[38] によると，阿蘇カルデラ下の深度 15km～25km の範囲に低速度層が認められ，マグマ溜まりの存在を示唆するものとされているが，珪長質マグマの浮力中立点の深度７km よりも深い位置にあることから，原子力発電所の運用期間中に破局的噴火が発生する可能性は十分小さいと評価した。

鬱陵島は，約 10,200 年前（町田・新井（2011））にＶＥＩ６規模の噴火が発生し，鬱陵隠岐火山灰を噴出させている。鬱陵隠岐の噴火以降，少なくとも３回の噴火があったとされているが，それらの詳細な噴火規模は不明であることから，原子力発電所の運用期間中の噴火規模として，

過去最大の噴火規模である鬱陵隠岐火山灰を考慮することとし，その噴出量を須藤ほか（2007）から 12.22km^{3}とした。町田・新井（2011）によると，鬱陵隠岐火山灰の層厚は敷地付近で２cm 以下とされている。現在の気象条件における降灰分布を確認するため，移流拡散モデルを用いたシミュレーションにより降灰分布を確認した。鬱陵隠岐火山灰の噴出規模を考慮し，気象庁の輪島特別地域気象観測所の各月の大気パラメータ（1988 年１月から 2013 年６月までの約 26 年間の月平均風速の平均値及び月平均風向の最頻値）を用いてシミュレーションを実施した結果，偏西風の弱まる７月及び８月の降下量が最大となり，敷地における降灰層厚は 0.1cm となった（第 7.2－17 図）。

(4)　敷地において考慮する降下火砕物の層厚，密度及び粒径

文献調査，地質調査，火山灰シミュレーション及び敷地周辺の層厚を踏まえた検討の結果，敷地における降灰層厚は，三瓶山では 56cm，大山では 45cm と評価し，それ以外の火山については，三瓶山や大山の降灰層厚を上回るものではないことから，敷地において考慮する降下火砕物の層厚を 56cm と評価する。

降下火砕物の密度については，敷地において降下火砕物が確認されていないことから，宇井編（1997）[39] に基づき，湿潤密度を 1.5g/cm^3，乾燥密度を 0.7g/cm^{3}と設定する。また，降下火砕物の粒径については，鈴木ほか（1973）[40] に基づき，4.0mm 以下と設定する。

7.2.3.2　土石流，火山泥流及び洪水

敷地と検討対象火山の間には，日本海又は標高 100m 以上の東西に延びる狭長な山地及び宍道湖・中海低地帯が位置することから，土石流，火山泥流及び洪水は敷地に到達することはなく，影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.2.3.3　火山から発生する飛来物

敷地を中心とする半径 10km の範囲に検討対象火山がないことから,火山から発生する飛来物が敷地に影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.2.3.4　火山ガス

敷地と検討対象火山の間には,日本海又は標高 100m 以上の東西に延びる狭長な山地及び宍道湖・中海低地帯が位置すること，敷地は日本海に面して位置していることから，火山ガスが敷地に影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.2.3.5　津波及び静振

「6.　津波」に示す。

7.2.3.6　大気現象

竜巻，落雷等による影響評価に包含される。

7.2.3.7　火山性地震及びその関連事象

敷地は検討対象火山と十分に離隔があることから，火山性地震及びその他関連事象が敷地に影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.2.3.8　熱水系及び地下水の異常

敷地は検討対象火山と十分に離隔があることから，熱水系及び地下水の異常が敷地に影響を及ぼす可能性は十分小さいと評価した。

7.3 参考文献

(1) 第四紀火山カタログ編集委員会編(1999):日本の第四紀火山カタログ，日本火山学会

(2) 気象庁（2005）：日本活火山総覧（第３版），(財)気象業務支援センター

(3) 気象庁（2013）：日本活火山総覧（第４版），(財)気象業務支援センター

(4) 地質調査総合センター（2021）：日本の火山，ver.2.35，2021.01.21更新，地質調査総合センター

(5) 西来邦章・伊藤順一・上野龍之編（2012）：第四紀火山岩体・貫入岩体データベース．地質調査総合センター速報，No.60，地質調査総合センター

(6) 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・岸本清行編（2013）：日本の火山（第３版）・200万分の１地質編集図，No.11，地質調査総合センター

(7) 日本地質学会編（2009）：日本地方地質誌６中国地方，朝倉書店

(8) 町田洋・新井房夫（2011）：新編火山灰アトラス，東京大学出版会

(9) 松浦浩久･土谷信之(2003):前期更新世森田山溶岩－古三瓶期火山－，火山，第48巻，第１号，(p.69－73)

(10) Kimura.J･Kunikiyo.T･Osaka.I･Nagao.T･Yamauchi.S･Kakubuchi.S･Okada.S･Fujibayashi.N･Okada.R･Murakami.H･Kusano.T･Umeda.K･Hayashi.S･Ishimaru.T･Ninomiya.A･Tanase.A (2003):Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area,southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction, The Island Arc, vol.12, (p.22－45)

(11) 福岡孝・松井整司（2000）：三瓶火山の山頂火山灰について，島根大学地球資源環境学研究報告，第19号，(p.27－29)

(12) 福岡孝・松井整司（2002）：ＡＴ降灰以降の三瓶火山噴出物の層序，地球科学　56巻，(p.105－122)

(13) Maruyama.S・Yamashita.T・Hayashida.A・Hirata.T・Danhara.T(2020)：Examination of the Relationship between the Ukinuno and Sakate Tephras from Sambe Volcano, Southwest Japan, Journal of Geography, 129(3), (p.375－396)

(14) Zhao.D・Wei.W・Nishizono.Y・Inakura.H（2011）：Low-frequency earthquakes and tomography in western Japan: Insight into fluid and magmatic activity, Journal of Asian Earth Sciences 42, (p.1381－1393)

(15) 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，Vol.19　No11，(p.720－724)

(16) 日本原子力研究開発機構（2009)：火山・地熱活動に関する研究－H20年度の成果およびH21年度の計画について－,地質環境の長期安定性研究検討委員会，第６回（2009年3月9日)，(資料３）

(17) 気象庁（2012)：三瓶山の火山活動解説資料（平成24年12月）

(18) 火山噴火予知連絡会（2020)：第147回火山噴火予知連絡会資料

(19) 須藤茂・猪股隆行・佐々木寿・向山栄（2007)：わが国の降下火山灰データベース作成，地質調査研究報告，第58巻，第9-10号，(p.261－321)

(20) 野村亮太郎・田中眞吾（1987)：兵庫県南部のU2火山灰層－その対比と地形編年上の意義－，神戸大学教養部紀要　39

(21) 野村亮太郎(1991)：中国山地中央部，道後山周辺の麓屑面と岩塊流，地理学評論　64巻　11号，(p.735－758)

(22) 林正久・三浦清（1987)：三瓶火山のテフラの層序とその分布，山陰地域研究（自然環境）　第３号，(p.43－66)

(23) Morris. P. A.（1995)：Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan, Geology 23, (p.395－398)

(24)　津久井雅志（1984）：大山火山の地質，地質学雑誌，第90巻，第９号，（p.643－658）

(25)　守屋以智雄（1983）：日本の火山地形，東京大学出版会

(26)　津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介（1985）：蒜山火山群・大山火山のＫ－Ａｒ年代，地質学雑誌，第91巻，第４号，（p.279－288）

(27)　原子力規制委員会(2018):大山火山の大山生竹テフラの噴出規模見直しに伴う報告徴収命令の発出について（案），第47回原子力規制委員会資料４－２（平成30年12月12日）

(28)　産業技術総合研究所（2018）：平成29年度原子力規制庁委託成果報告書　火山影響評価に係る技術知見の整備

(29)　Yamamoto.T・Hoang.N（2019）：Geochemical variations of the Quaternary Daisen adakites, Southwest Japan, controlled by magma production rate,　Lithos. 2019, Vol.350-351

(30)　Zhao.D・Liu.X・Hua.Y（2018）：Tottori earthquakes and Daisen volcano: Effects of fluids, slab melting and hot mantle upwelling, Earth and Planetary Science Letters 485,（p.121－129）

(31)　大見士朗（2002）：平成12年鳥取県西部地震の余震分布－震源座標の関数としての観測点補正値を用いた震源決定－，地震第２輯，第54巻，（p.575－580）

(32)　原子力規制委員会(2019):大山火山の大山生竹テフラの噴出規模の見直しに係る今後の規制上のアプローチについて，第10回原子力規制委員会　資料２（令和元年５月29日）

(33)　関西電力(2019):大山火山灰に係る新知見を踏まえた噴出規模と原子力発電所ごとの敷地における降下火砕物の最大層厚に関する評価結果について

(34)　Nagaoka.S（1988）：The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, southern kyushu, Japan, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University　23,

(p.49－122)

(35) 篠原宏志・斎藤元治・松島喜雄・川辺禎久・風早康平・浦井　稔・西祐司・斎藤英二・濱崎聡志・東宮昭彦・森川徳敏・駒澤正夫・安原正也・宮城磯治（2008）：火山研究解説集：薩摩硫黄島，産総研地質調査総合センター

(36) 井口正人・太田雄策・中尾茂・園田忠臣・関健次郎・堀田耕平（2014）：桜島昭和火口噴火開始以降のGPS観測－2013年～2014年－,桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究,平成25 年度分報告書

(37) 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成因関係について，火山　第50巻　第５号，(p.269－283)

(38) Abe.Y・Ohkura.T・Shibutani.T・Hirahara.K・Kato.M（2010）：Crustal structure beneath Aso Caldera, Southwest Japan, as derived from receiver function analysis, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.195, (p.１－12)

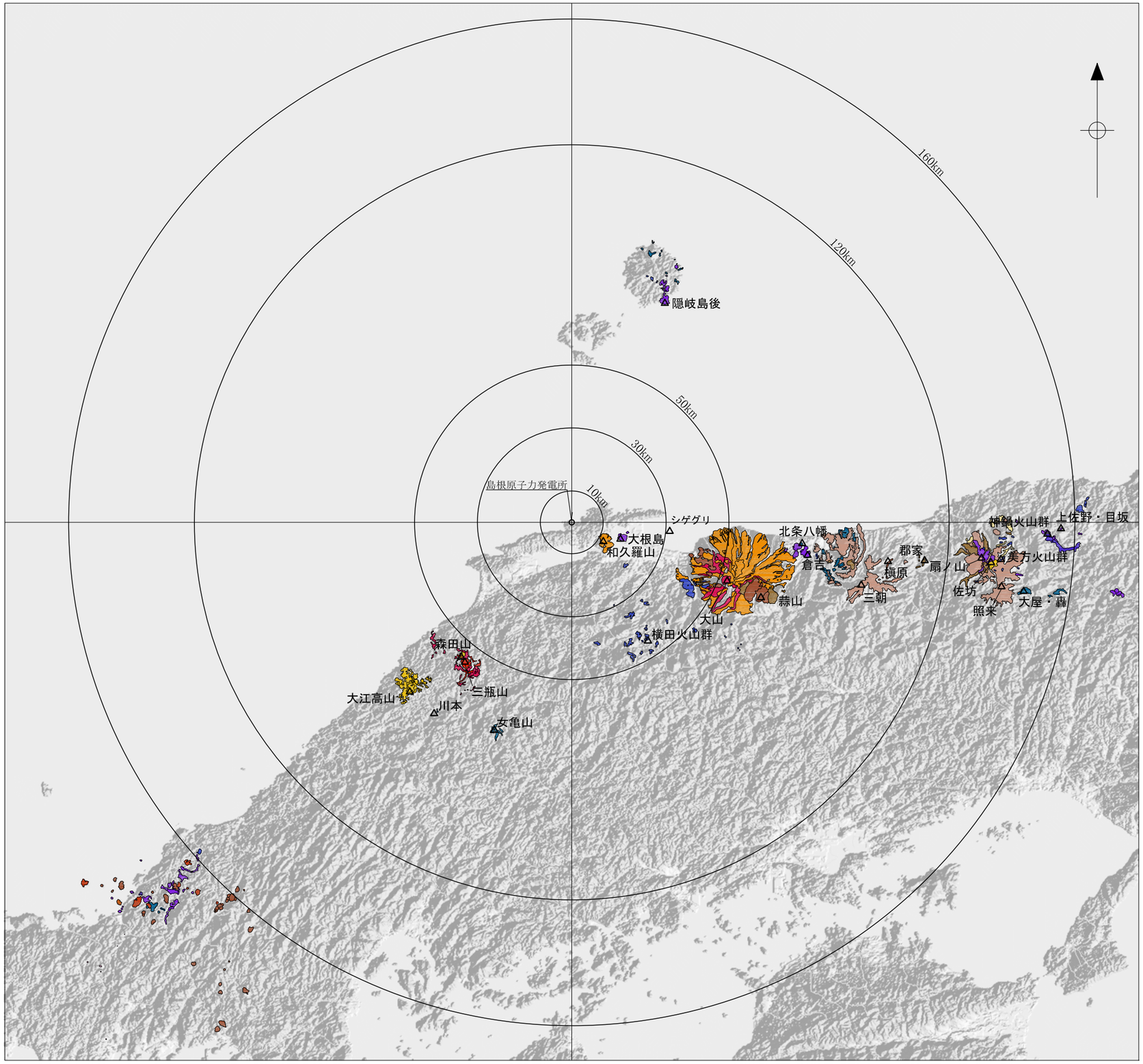
(39) 宇井忠英編(1997)：火山噴火と災害，東京大学出版会

(40) 鈴木建夫・勝井義雄・中村忠寿(1973)：樽前降下軽石堆積物Ta-b層の粒度組成，火山　第２集　第18巻　第２号，(p.47－63)

第7.2－1表　敷地周辺の第四紀火山一覧表

敷地からの距離		該当する第四紀火山		調査対象とすべき火山現象	活動年代（万年前）			最大活動休止期間
10km以内	－	該当無し		火山から発生する飛来物				
	11km	島根県	**和久羅山**		約80	～	約634	約416万年
30km以内	16km		**大根島**	溶岩流	約19			－
	32km	島根県	**シゲグリ**	岩屑なだれ，地滑り及び	約90			－
50km以内	44km	島根県・鳥取県	横田火山群	斜面崩壊	約97	～	約217	約26万年
	53km	鳥取県	**大山**		約2	～	約100	約28万年
	54km	島根県	**森田山**		約101	～	約115	－
	55km		**三瓶山**		約0.36	～	約11	約4万年
	64km	鳥取県・岡山県	蒜山		約42	～	約101	約14万年
	69km	広島県	**女亀山**		約180			－
	73km	鳥取県	**北条八幡**		約221	～	約229	－
	73km	島根県	大江高山		約86	～	約358	約75万年
	74km		**川本**		約209			－
	75km	鳥取県	**倉吉**		約49	～	約183	約51万年
	77km	島根県	**隠岐島後**		約42	～	約468	約104万年
	94km	鳥取県	三朝		約223	～	約590	約140万年
	101km		**槇原**	土石流，火山泥流及び	約77			－
120km以内	113km		**郡家**	洪水	約214			－
	131km	鳥取県	扇ノ山		約44	～	約122	約20万年
	134km	兵庫県	**佐坊**		約170			－
	137km		**美方火山群**		約22	～	約158	約47万年
	139km		照来		約225	～	約313	約28万年
	146km		**大屋・矗**	火山ガス	約241	～	約277	－
	152km		**神鍋火山群**	火砕物密度流：火砕流，	約1	～	約70	約48万年
160km以内	156km		**上佐野・目坂**	サージ及びブラスト	約13	～	約23	－

※原子力発電所に影響を及ぼし得る火山を，**ゴシック体**で示す。



凡　例

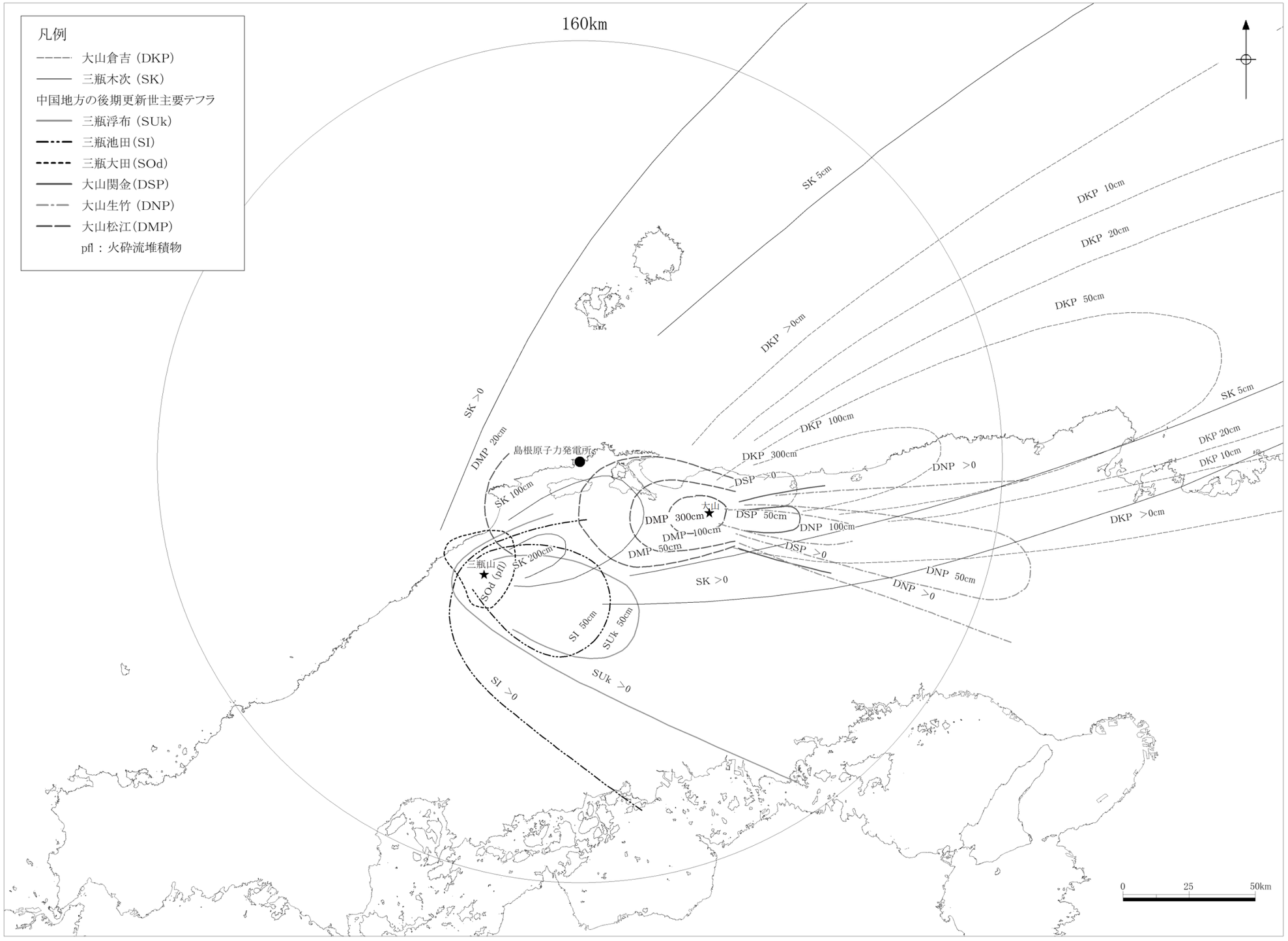
時代区分 Ma	記号	岩相区分 B	M	A	P
	岩相	火山岩(主に溶岩)			火砕流堆積岩
	岩質	苦鉄質 玄武岩	中間質 玄武岩質安山岩・安山岩	珪長質 デイサイト 流紋岩	－
完新世 0.0117	H	H_B	H_M	H_A	H_P
後期更新世 0.129	Q3	Q3_B	Q3_M	Q3_A	Q3_P
中期更新世(チバニアン期) 0.774	Q2	Q2_B	Q2_M	Q2_A	Q2_P
前期更新世後半(カラブリアン期) 1.80	Q1	Q1_B	Q1_M	Q1_A	Q1_P
前期更新世前半(ジェラシアン期) 2.58	G	G_B	G_M	G_A	G_P

敷地からの距離		該当する第四紀火山	
10km以内	－	該当無し	
30km以内	11km	島根県	和久羅山
	16km		大根島
50km以内	32km	島根県	シゲグリ
	44km	島根県・鳥取県	横田火山群
120km以内	53km	鳥取県	大山
	54km	島根県	森田山
	55km		三瓶山
	64km	鳥取県・岡山県	蒜山
	69km	広島県	女亀山
	73km	鳥取県	北条八幡
	73km	島根県	大江高山
	74km		川本
	75km	鳥取県	倉吉
	77km	島根県	隠岐島後
	94km	鳥取県	三朝
	101km		槇原
	113km		郡家
160km以内	131km	鳥取県	扇ノ山
	134km	兵庫県	佐坊
	137km		美方火山群
	139km		照来
	146km		大屋・轟
	152km		神鍋火山群
	156km		上佐野・目坂

この地図及び第四紀火山岩類の分布は，産業技術総合研究所 地質調査総合センター発行の100万分の1日本地質図第3版(CD-ROM第2版)及び産業技術総合研究所地質調査総合センター(編)(2020)20万分の1日本火山図 (ver. 1.0a)を基に作成した。

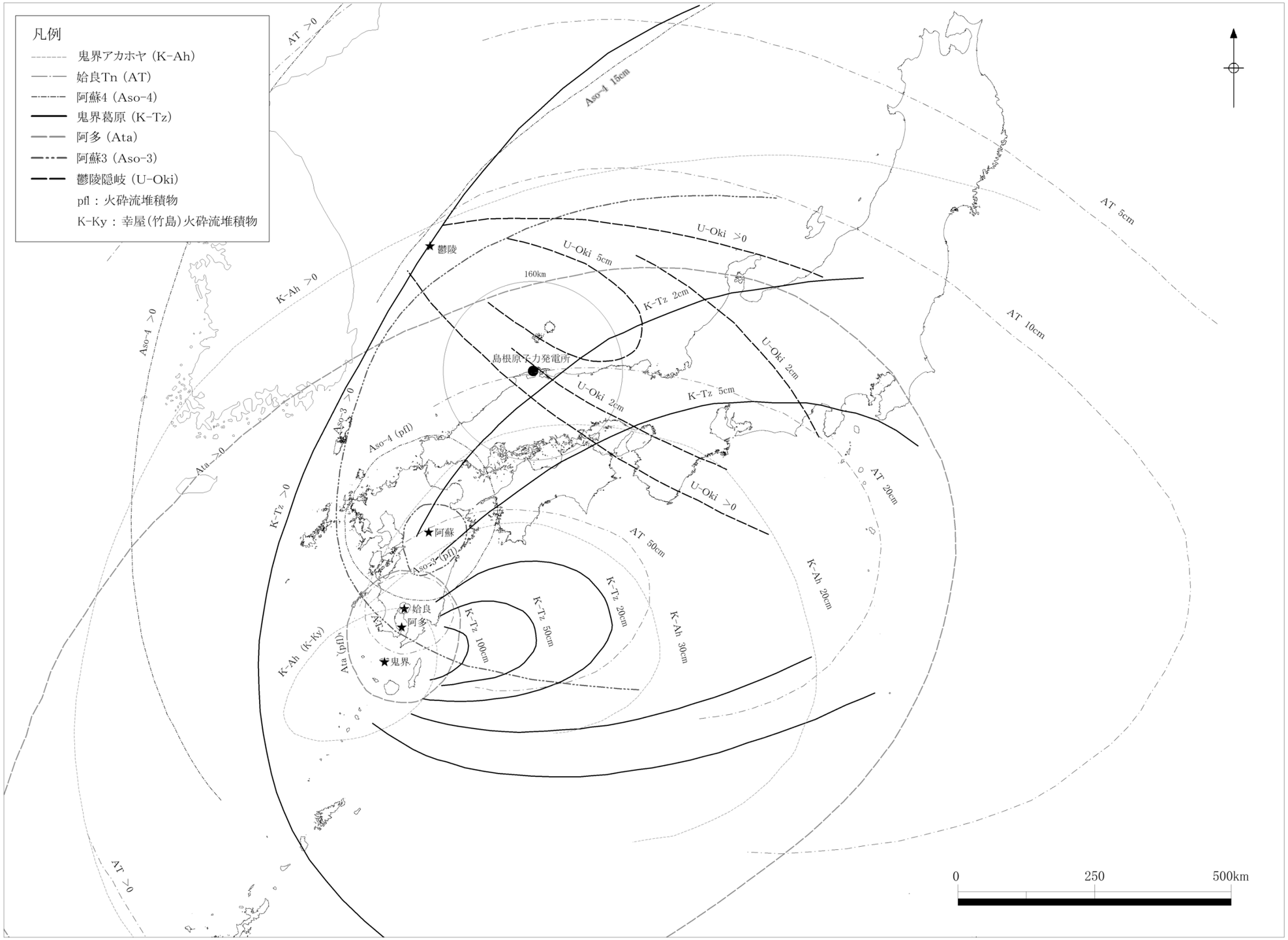
0　100km

第7.2－1図　敷地周辺の第四紀火山分布図



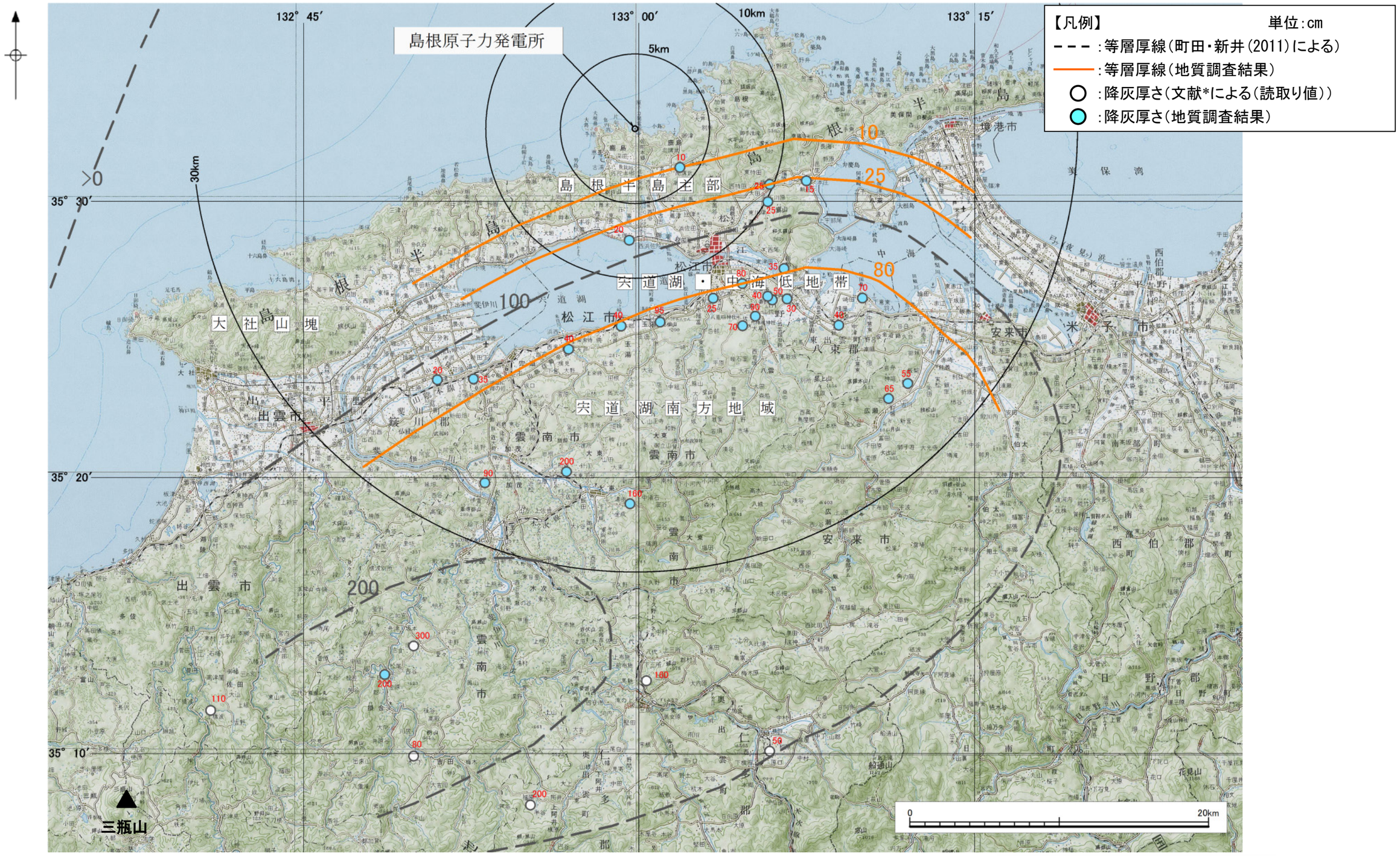
この地図の海岸線は，国土交通省の国土数値情報（海岸線データ）を利用して作成した。
降下火砕物の分布範囲は町田・新井(2011)に基づいて作成した。

第 7.2－2 図(1)　敷地周辺における主な第四紀火山起源の降下火砕物の分布
（地理的領域内の第四紀火山起源）



この地図のうち国内の海岸線は，国土交通省の国土数値情報（海岸線データ）を利用して作成した。
降下火砕物の分布範囲は町田・新井(2011)に基づいて作成した。

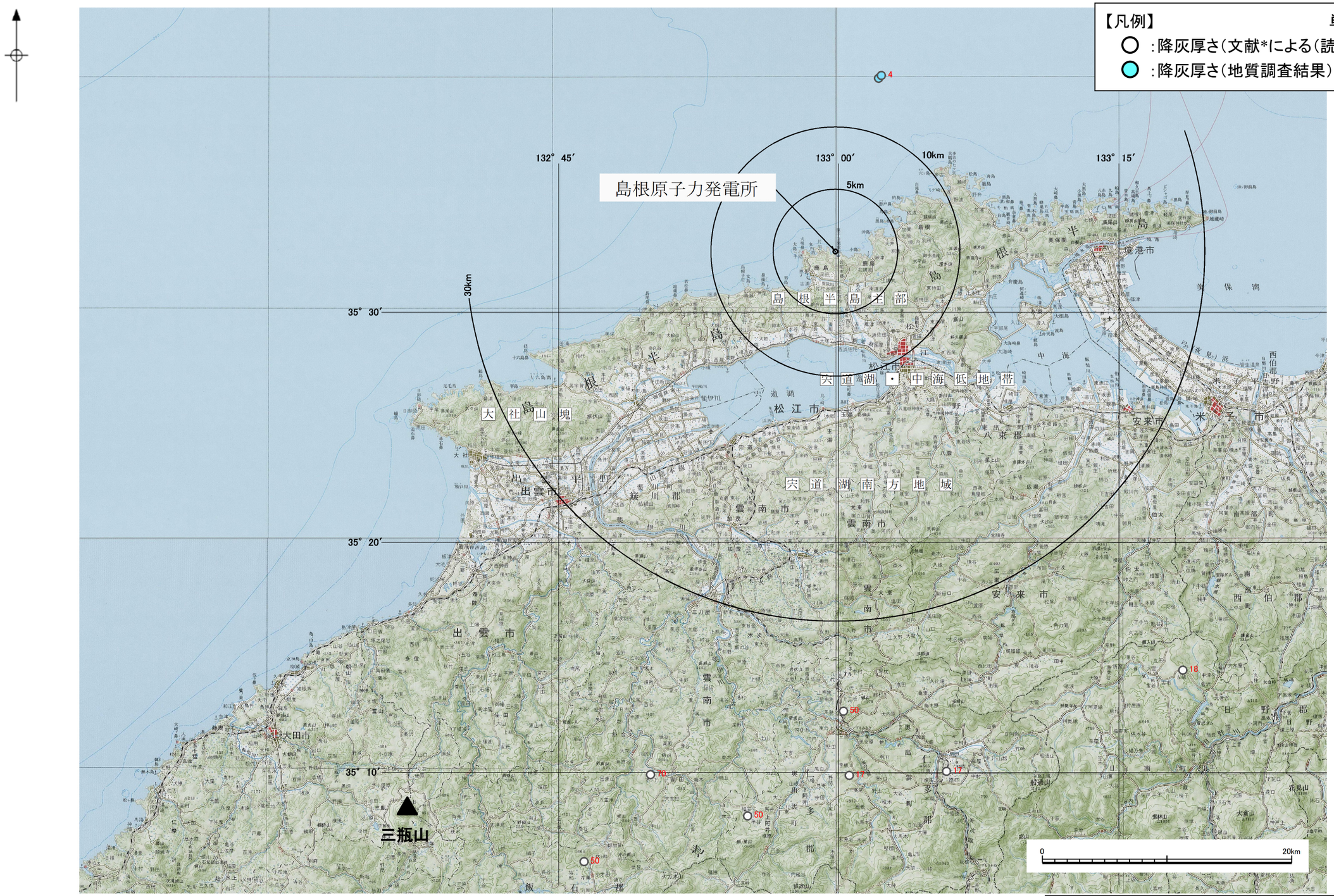
第 7.2－2 図(2)　敷地周辺における主な第四紀火山起源の降下火砕物の分布
（地理的領域外の第四紀火山起源）



＊：日本第四紀学会編（1996）「第四紀露頭集」，林正久・三浦清（1987）「三瓶火山のテフラ層序とその分布」

「測量法に基づく国土地理院長承認（複製）R　2CGf　8」
「本製品を複製する場合には、国土地理院の長の承認を得なければならない。」

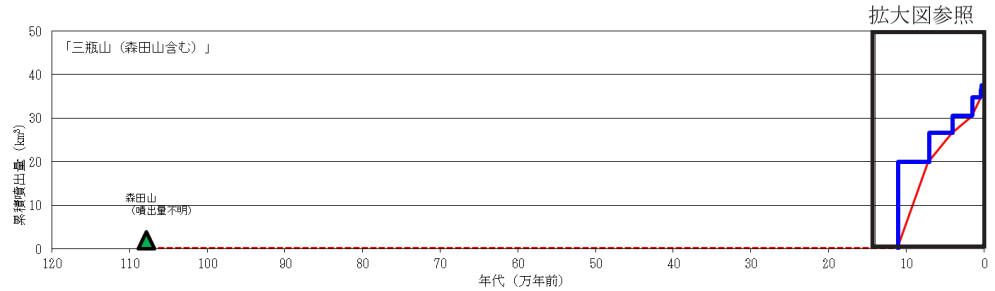
第 7.2－3 図　敷地周辺における三瓶木次テフラの分布



＊：杉山雄一・宮下由香里・伏島祐一郎・小林健太・家村克敏・宮脇明子・新谷加代（2004）「鳥取県西部，日南湖リニアメント上でのトレンチ調査」，日本第四紀学会編（1996）「第四紀露頭集」，林正久・三浦清（1987）「三瓶火山のテフラ層序とその分布」

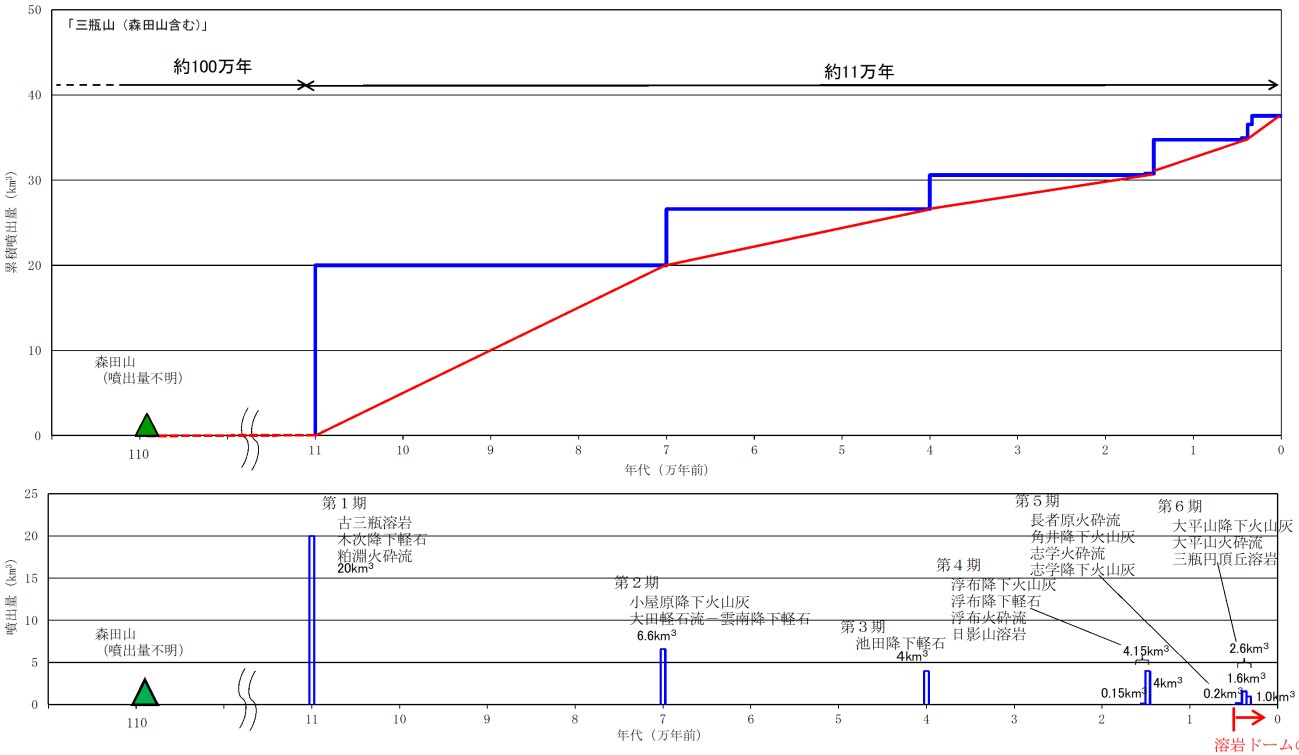
「測量法に基づく国土地理院長承認（複製）R　2CGf　8」
「本製品を複製する場合には、国土地理院の長の承認を得なければならない。」

第 7.2－4 図　敷地周辺における三瓶雲南テフラの分布



＊1：服部ほか(1983)によると，森田山の噴火（約 110 万年前）から第 1 期の噴火（約 11 万年前）までの期間は，三瓶カルデラより小型の成層火山あるいは単成火山群が存在していた可能性が高いとされていることから，この期間の噴出物については破線で記載した。

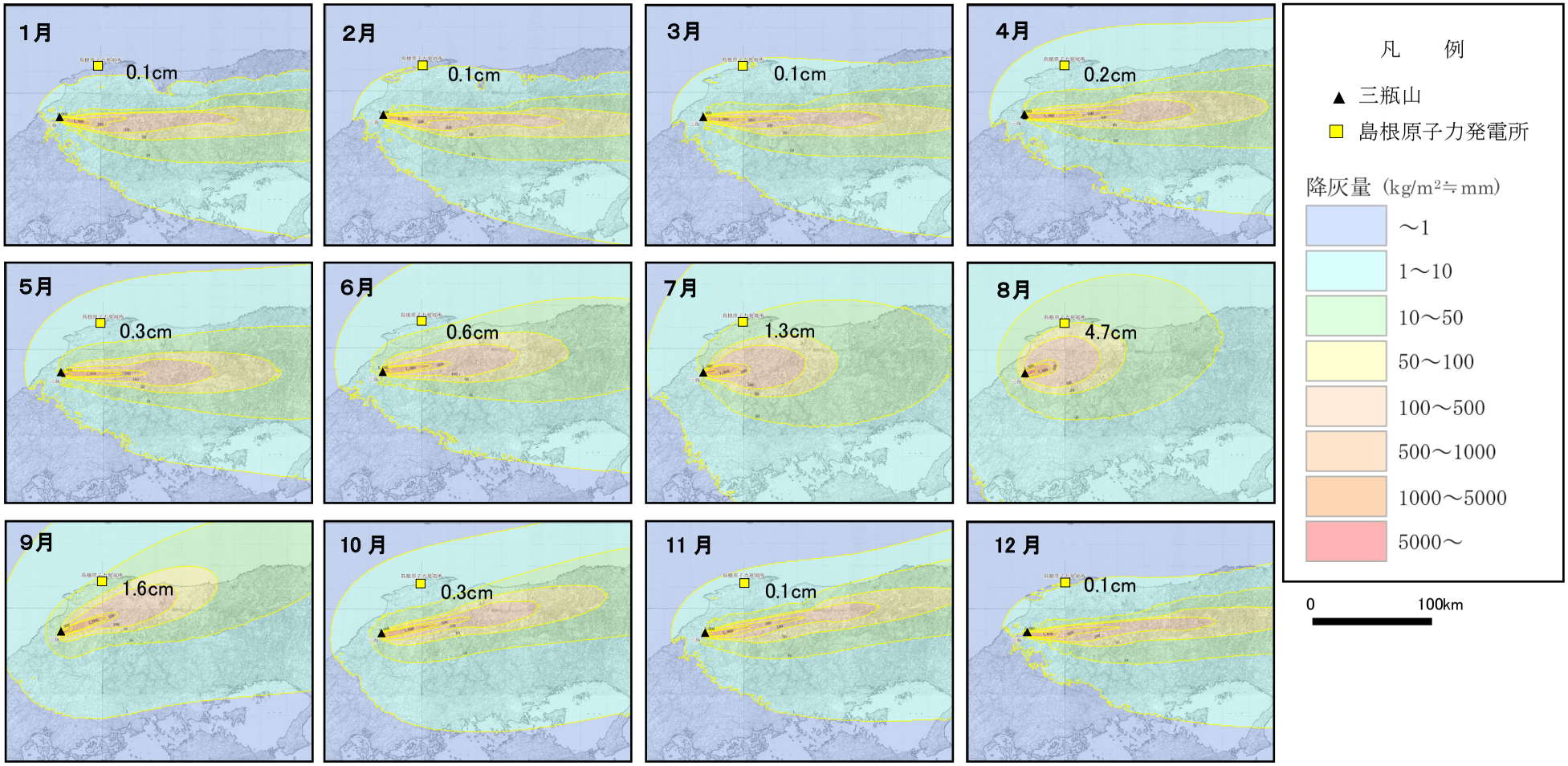
[拡大図]



＊2：噴出量及び年代は，第四紀火山カタログ編集委員会編(1999)，須藤ほか(2007)，町田・新井(2011)及び西来ほか編(2012)に基づいて作成した。また，約 11 万年前以降の噴火活動を，日本地質学会編(2009)に基づいて，第 1 期から第 6 期に区分した。

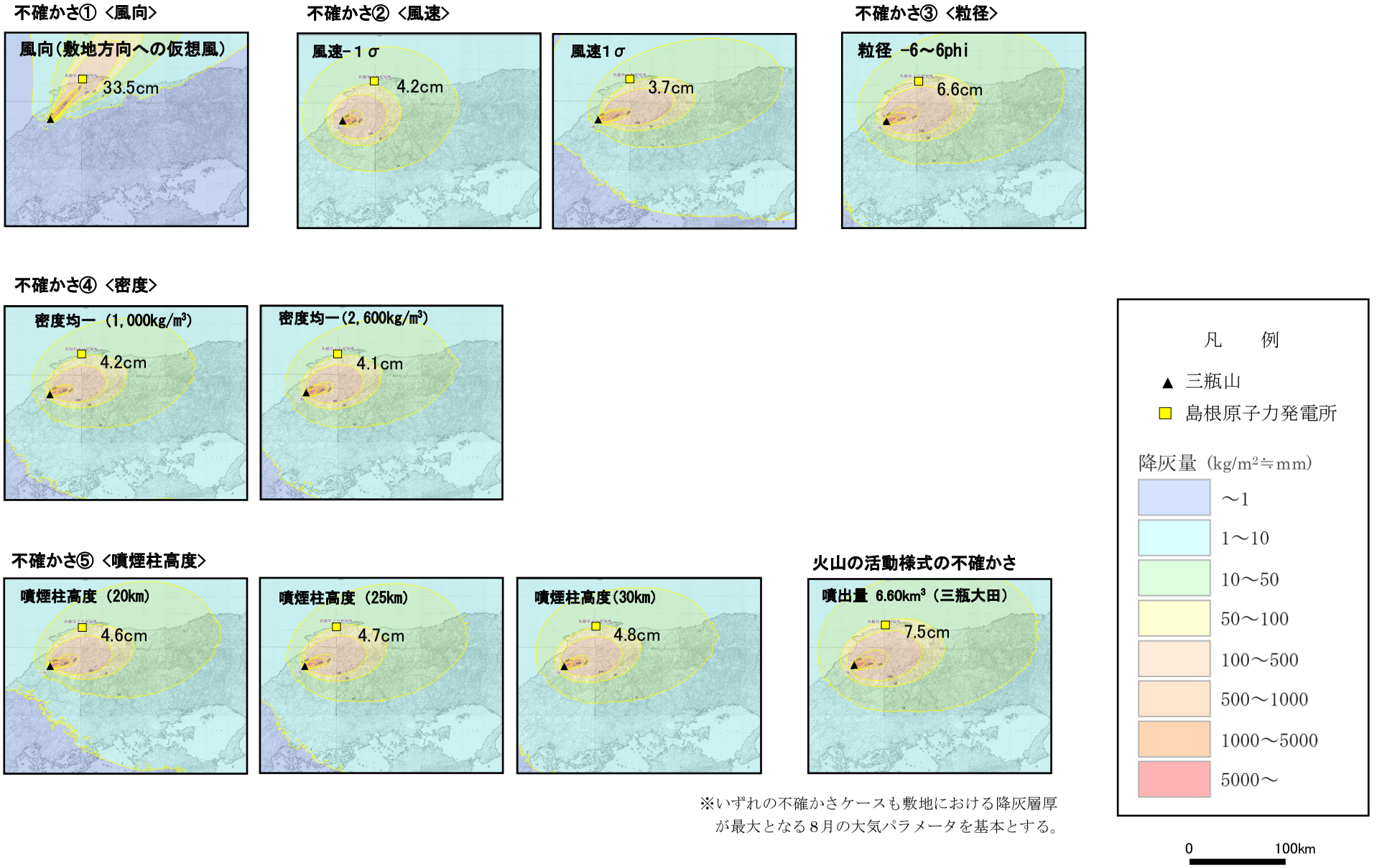
参考文献：服部仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之(1983)「三瓶山地域の地質，地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)」，
第四紀火山カタログ編集委員会編(1999)「日本の第四紀火山カタログ」，須藤茂・猪股隆行・佐々木寿・向山栄(2007)「わが国の降下火山灰データベース作成」，
町田洋・新井房夫（2011）「新編火山灰アトラス（第 2 刷)」，西来邦章・伊藤順一・上野龍之編（2012）「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」，
日本地質学会編（2009）「日本地方地質誌 6 中国地方」

第 7.2－5 図　三瓶山の噴火履歴



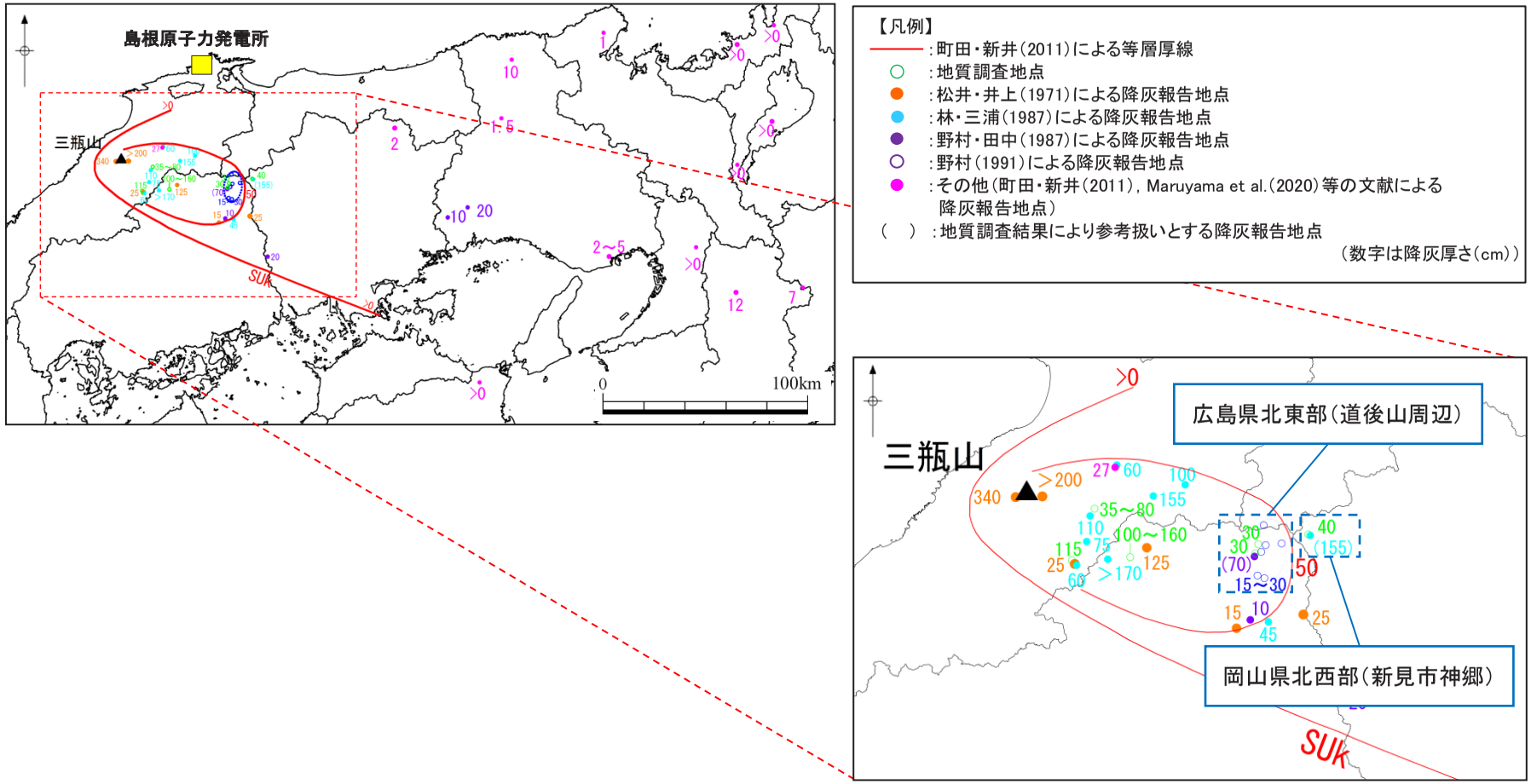
○パラメータ
想定する噴火規模：総噴出量 4.15km^3（溶岩を含む）
噴煙柱高度：27km
風向：高度毎の月平均風向の最頻値（気象庁鳥取地方気象台・松江地方気象台（1988 年 1 月～2013 年 6 月）による）
風速：高度毎の月平均風速の平均値（気象庁鳥取地方気象台・松江地方気象台（1988 年 1 月～2013 年 6 月）による）
密度：1,000～2,600kg/m^3（軽石の見かけ密度 1,000kg/m^3，岩片の見かけ密度 2,600kg/m^3）
粒径：-10～10phi

第 7.2－6 図　三瓶山に関する火山灰シミュレーション結果（基本ケース）



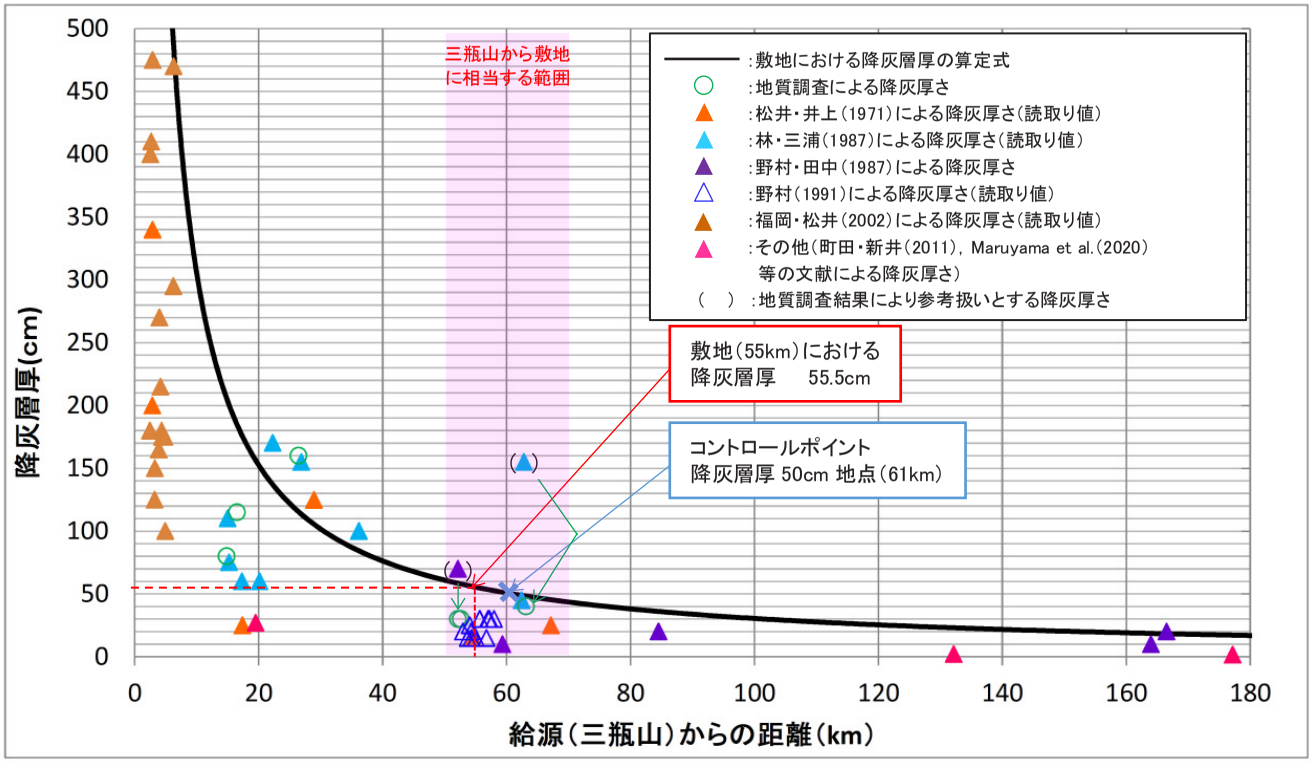
※いずれの不確かさケースも敷地における降灰層厚が最大となる８月の大気パラメータを基本とする。

第 7.2－7 図　三瓶山に関する火山灰シミュレーション結果（不確かさの考慮）



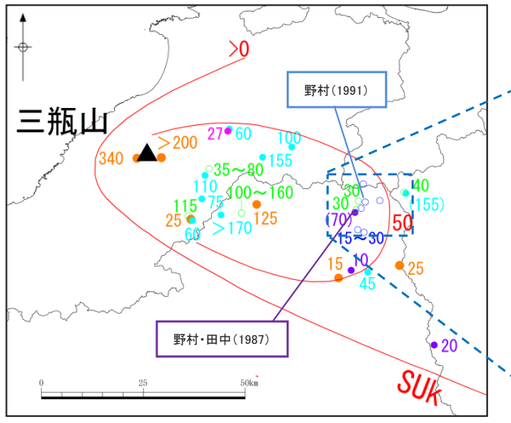
参考文献：町田洋・新井房夫（2011）「新編火山灰アトラス（第２刷）」，松井整司・井上多津男(1971)「三瓶火山の噴出物と層序」，
林正久・三浦清（1987）「三瓶火山のテフラの層序とその分布」，野村亮太郎・田中眞吾（1987）「兵庫県南部の U_2 火山灰層－その対比と地形編年上の意義－」，
野村亮太郎（1991）「中国山地中央部，道後山周辺の麓層面と岩塊流」，
Maruyama.S・Yamashita.T・Hayashida.A・Hirata.T・Danhara.T（2020）「Examination of the Relationship between the Ukinuno and Sakate Tephras from Sambe Volcano, Southwest Japan」

第 7.2－8 図　敷地周辺における三瓶浮布テフラの分布



参考文献：松井整司・井上多津男(1971)「三瓶火山の噴出物と層序」，林正久・三浦清（1987）「三瓶火山のテフラの層序とその分布」，
野村亮太郎・田中眞吾（1987）「兵庫県南部のU_2火山灰層－その対比と地形編年上の意義－」，野村亮太郎（1991）「中国山地中央部，道後山周辺の麓屑面と岩塊流」，
福岡孝・松井整司（2002）「ＡＴ降灰以降の三瓶火山噴出物の層序」，町田洋・新井房夫（2011）「新編火山灰アトラス（第２刷）」，
Maruyama.S・Yamashita.T・Hayashida.A・Hirata.T・Danhara.T（2020）「Examination of the Relationship between the Ukinuno and Sakate Tephras from Sambe Volcano, Southwest Japan」

第 7.2－9 図　三瓶浮布テフラの敷地周辺における降灰層厚を踏まえた検討結果

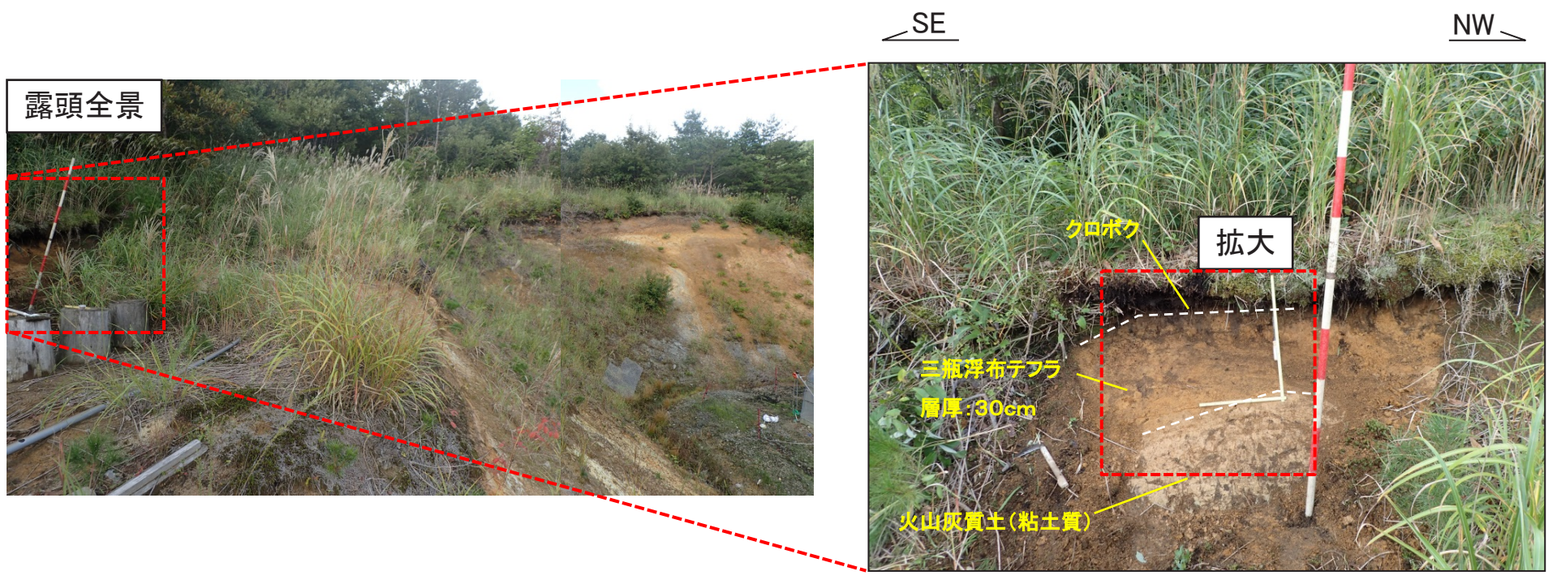


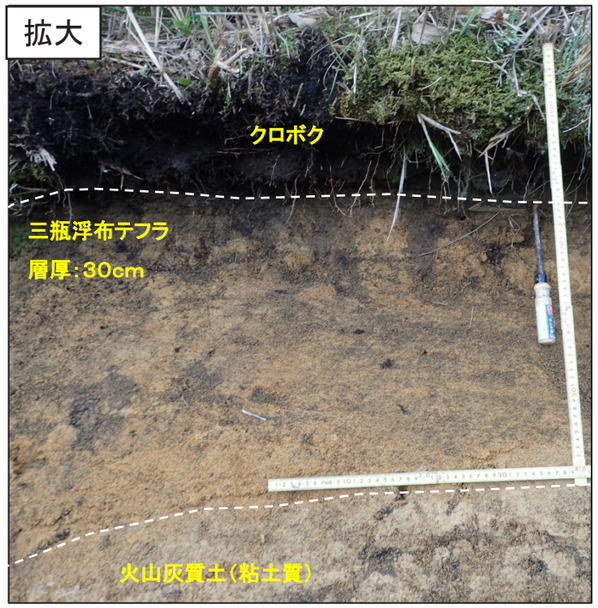


出典:国土地理院地図　地図・空中写真閲覧サービスに加筆

【凡例】
- :町田・新井(2011)による等層厚線
- :地質調査地点
- :松井・井上(1971)による降灰報告地点
- :林・三浦(1987)による降灰報告地点
- :野村・田中(1987)による降灰報告地点
- :野村(1991)による降灰報告地点
- :その他(町田・新井(2011), Maruyama et al.(2020)等の文献による降灰報告地点)
- ( ) :地質調査結果により参考扱いとする降灰層厚

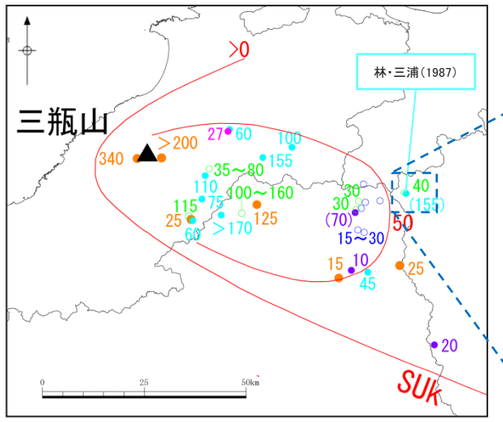
(数字は降灰厚さ(cm))





参考文献：町田洋・新井房夫（2011）「新編火山灰アトラス（第２刷）」，松井整司・井上多津男(1971)「三瓶火山の噴出物と層序」，
林正久・三浦清（1987）「三瓶火山のテフラの層序とその分布」，野村亮太郎・田中眞吾（1987）「兵庫県南部の U_2 火山灰層－その対比と地形編年上の意義－」，
野村亮太郎（1991）「中国山地中央部，道後山周辺の麓層面と岩塊流」，
Maruyama.S・Yamashita.T・Hayashida.A・Hirata.T・Danhara.T（2020）「Examination of the Relationship between the Ukinuno and Sakate Tephras from Sambe Volcano, Southwest Japan」

第 7.2－10 図　三瓶浮布テフラに関する地質調査結果（広島県北東部（道後山周辺））



【凡例】
- ——— :町田・新井(2011)による等層厚線
- ○ :地質調査地点
- ● :松井・井上(1971)による降灰報告地点
- ● :林・三浦(1987)による降灰報告地点
- ● :野村・田中(1987)による降灰報告地点
- ○ :野村(1991)による降灰報告地点
- ● :その他(町田・新井(2011), Maruyama et al.(2020)等の文献による降灰報告地点)

( ) :地質調査結果により参考扱いとする降灰層厚

(数字は降灰厚さ(cm))

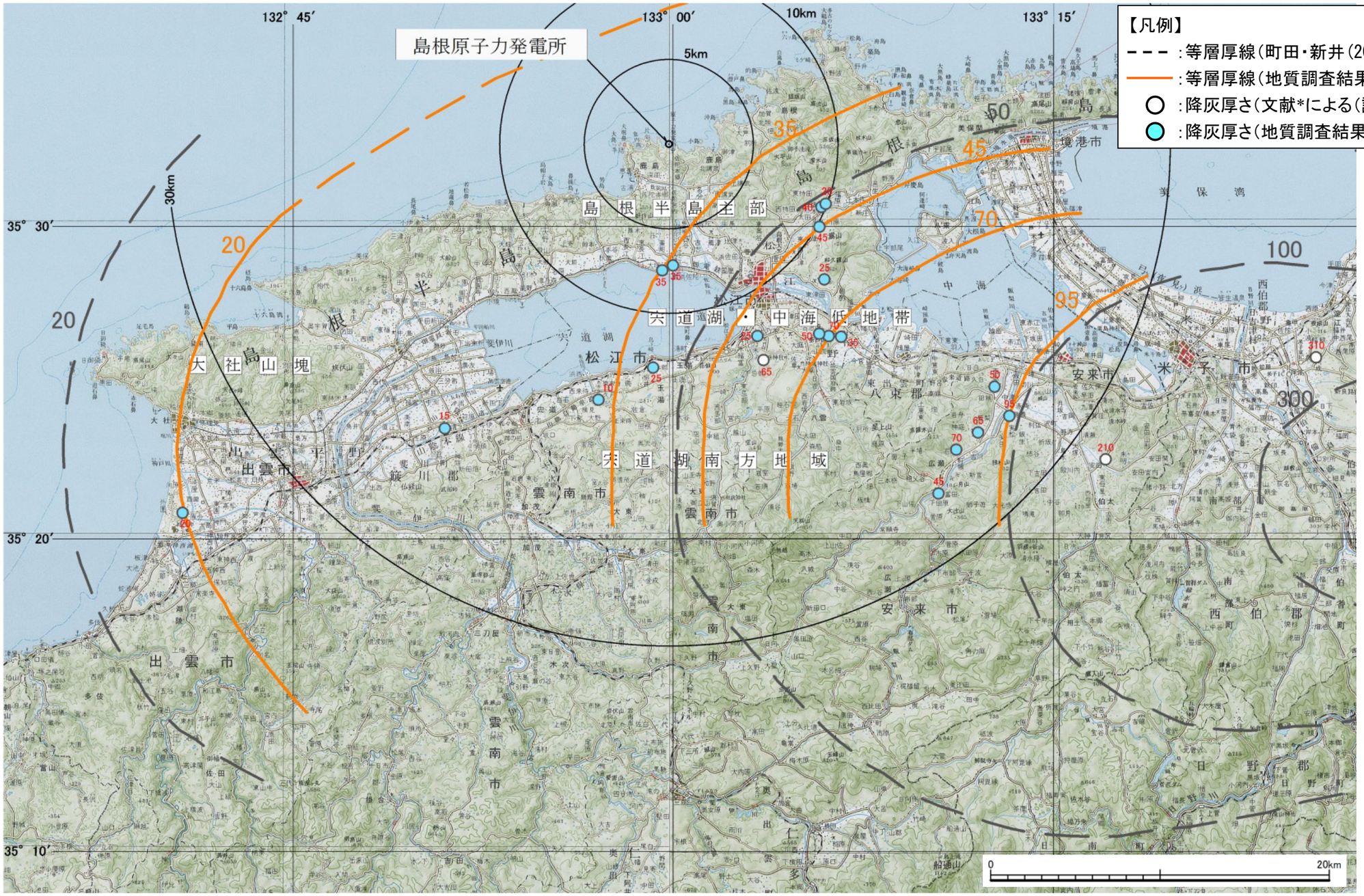


出典:国土地理院地図　地図・空中写真閲覧サービスに加筆



参考文献：町田洋・新井房夫（2011）「新編火山灰アトラス（第２刷）」，松井整司・井上多津男(1971)「三瓶火山の噴出物と層序」，
林正久・三浦清（1987）「三瓶火山のテフラの層序とその分布」，野村亮太郎・田中眞吾（1987）「兵庫県南部の U_2 火山灰層－その対比と地形編年上の意義－」，
野村亮太郎（1991）「中国山地中央部，道後山周辺の麓層面と岩塊流」，
Maruyama.S・Yamashita.T・Hayashida.A・Hirata.T・Danhara.T（2020）「Examination of the Relationship between the Ukinuno and Sakate Tephras from Sambe Volcano, Southwest Japan」

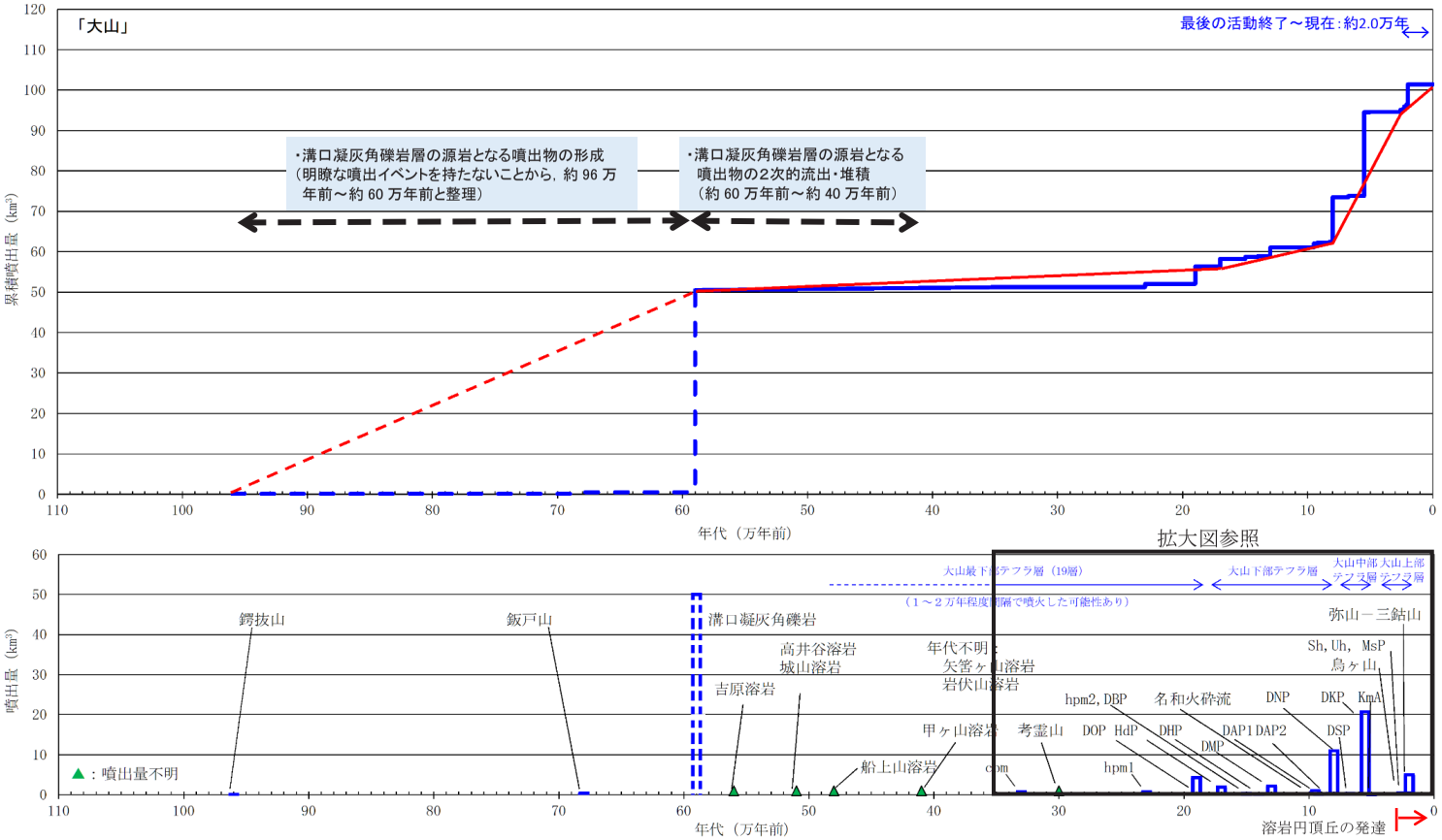
第 7.2－11 図　三瓶浮布テフラに関する地質調査結果（岡山県北西部（新見市神郷））



＊：松井整司・井上多津男（1971）「三瓶火山の噴出物と層序」，林正久・三浦清（1987）「三瓶火山のテフラ層序とその分布」，
木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原徹（1999）「大山および三瓶火山起源テフラのフィッショントラック年代とその火山活動史における意義」

「測量法に基づく国土地理院長承認（複製）R　2CGf　8」
「本製品を複製する場合には、国土地理院の長の承認を得なければならない。」

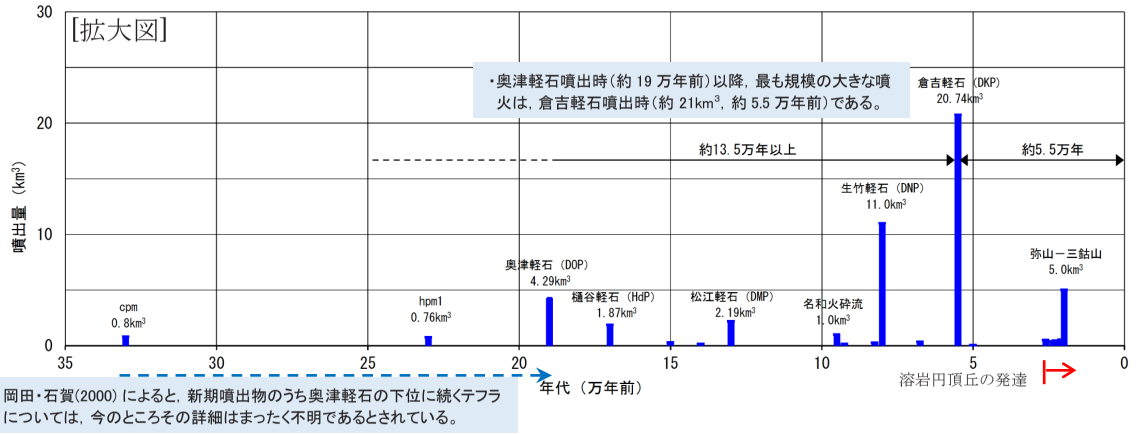
第 7.2－12 図　敷地周辺における大山松江テフラの分布



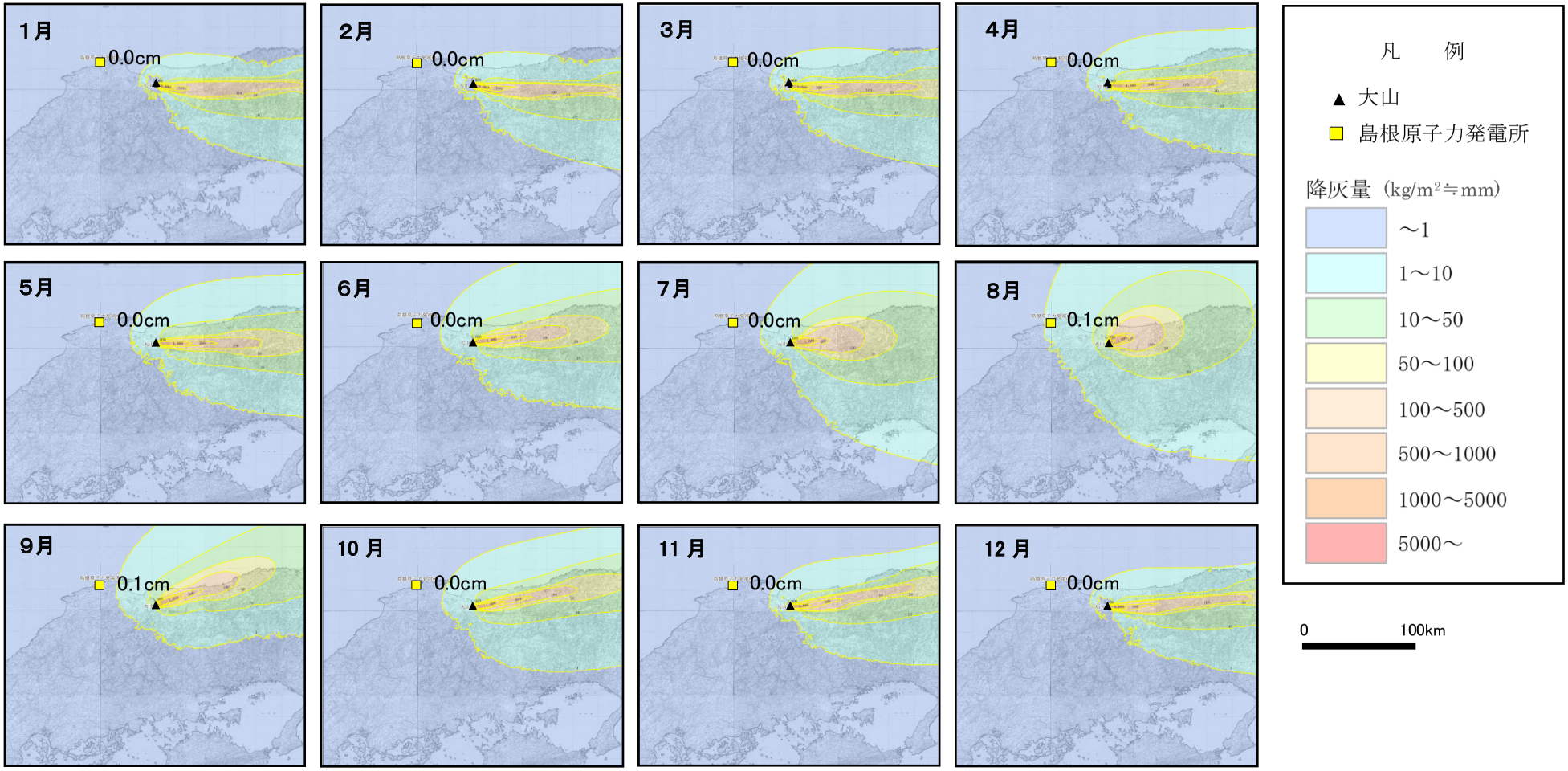
＊1：噴出量及び年代は第四紀火山カタログ編集委員会編(1999)，津久井ほか(1985)，岡田・石賀(2000)，須藤ほか(2007)，日本地質学会編(2009)，原子力規制委員会（2019）及び関西電力（2019）に基づいて作成した。

＊2：津久井(1984)によると，溝口凝灰角礫岩の主体は、噴火活動に由来するものではなく，すでに山体を構成していた，噴出物が二次的に流動・堆積したものであるとされている。また，津久井ほか(1985）によると，溝口凝灰角礫岩は約 60 万年前～約 40 万年前に堆積したとされている。
以上のことから，溝口凝灰角礫岩は，明瞭な噴出イベントを持たないと考えられ，溝口凝灰角礫岩の源岩と判断される火山噴出物の年代を約 96 万年前～約 60 万年前と便宜上整理し，破線で記載した。

参考文献：第四紀火山カタログ編集委員会編(1999)「日本の第四紀火山カタログ」，津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介（1985）「蒜山火山群・大山火山の K-Ar 年代」，岡田昭明・石賀敏（2000）「大山テフラ」，須藤茂・猪股隆行・佐々木寿・向山栄(2007)「わが国の降下火山灰データベース作成」，日本地質学会編（2009）「日本地方地質誌６中国地方」，原子力規制委員会(2019)「大山火山の大山生竹テフラの噴出規模の見直しに係る今後の規制上のアプローチについて」，関西電力(2019)「大山火山灰に係る新知見を踏まえた噴出規模と原子力発電所ごとの敷地における降下火砕物の最大層厚に関する評価結果について」，津久井雅志（1984）「大山火山の地質」

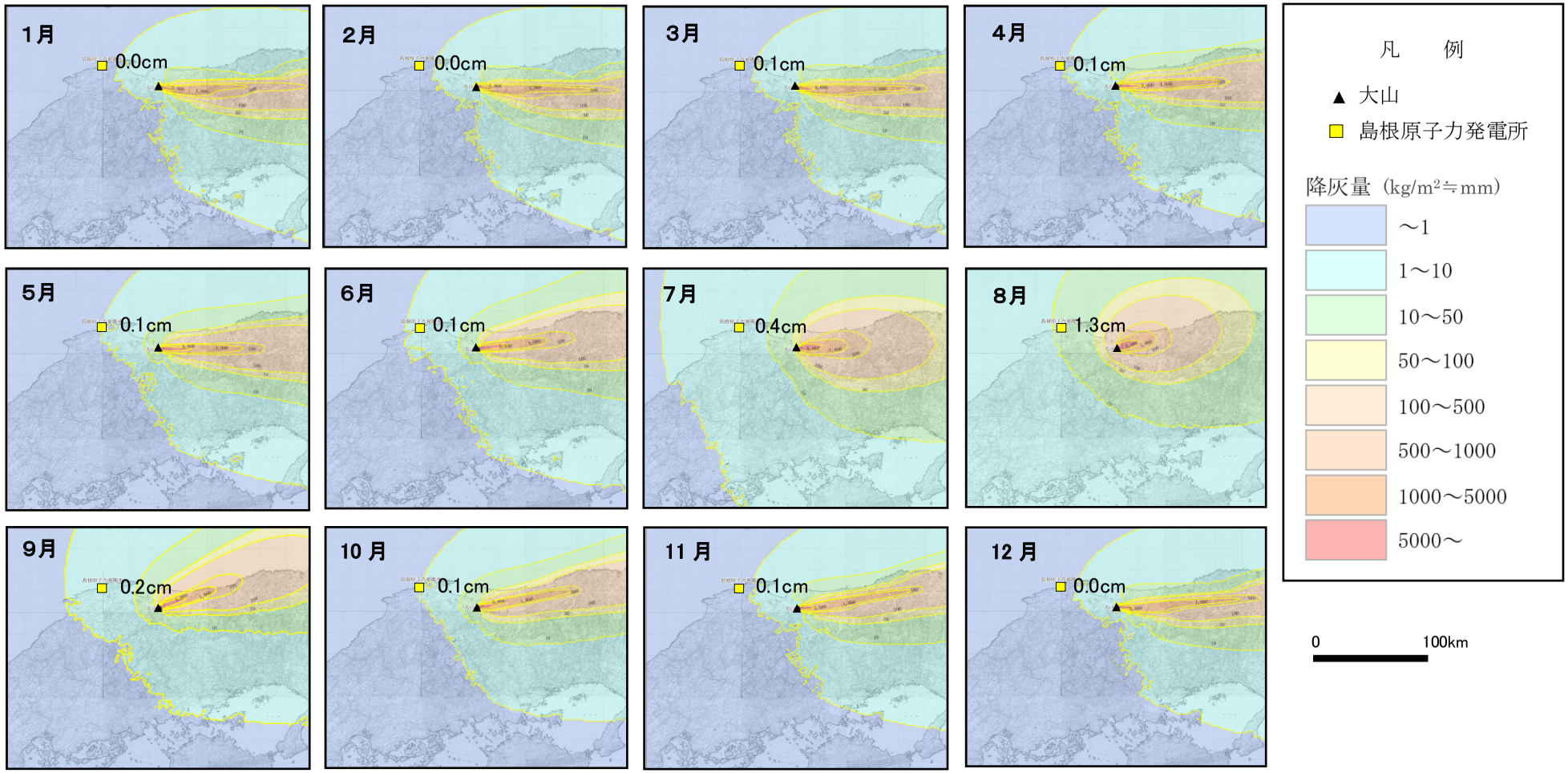


第 7.2－13 図　大山の噴火履歴



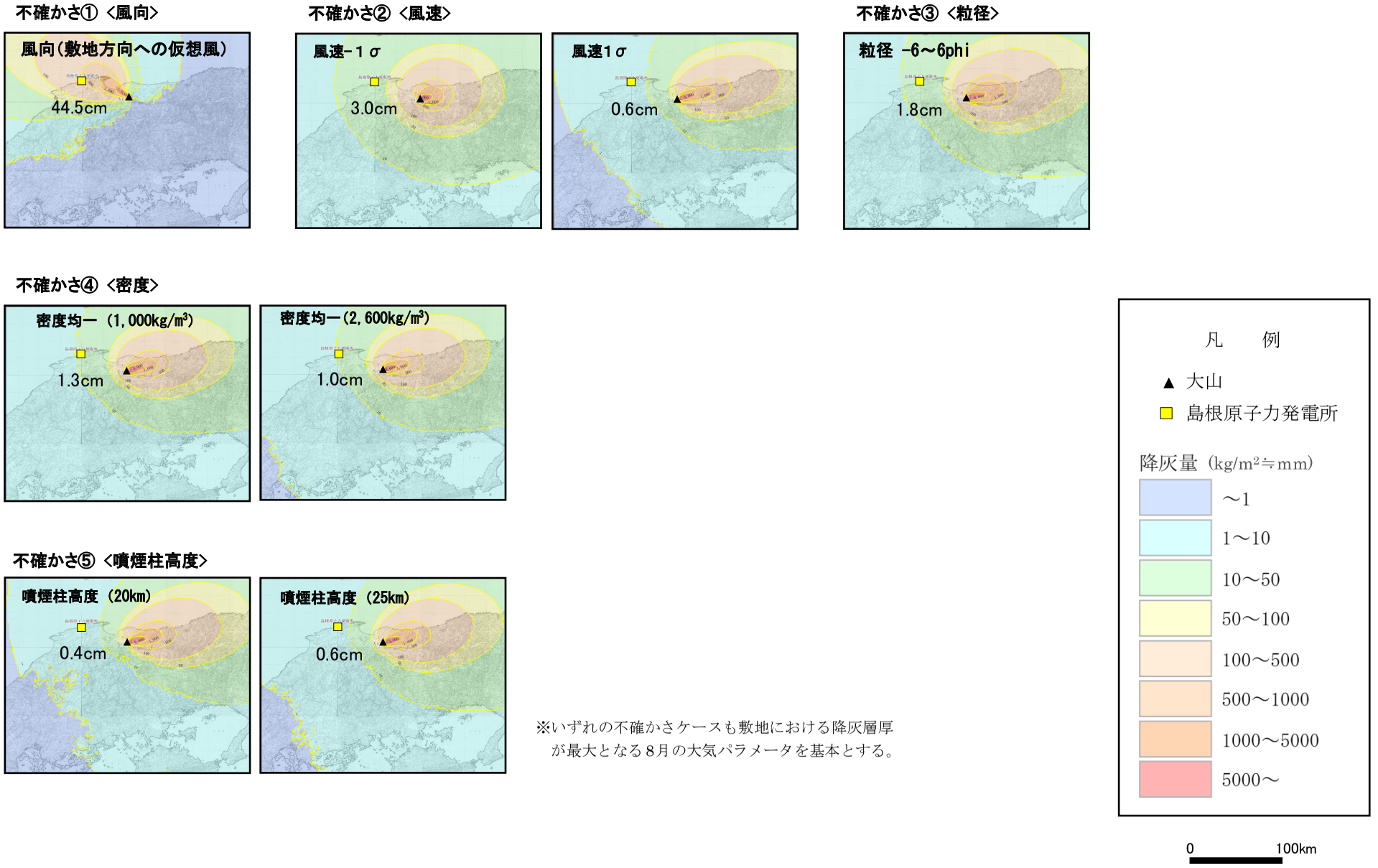
○パラメータ
想定する噴火規模：総噴出量 2.19km^3
噴煙柱高度：25km
風向：高度毎の月平均風向の最頻値（気象庁鳥取地方気象台・松江地方気象台（1988 年 1 月～2013 年 6 月）による）
風速：高度毎の月平均風速の平均値（気象庁鳥取地方気象台・松江地方気象台（1988 年 1 月～2013 年 6 月）による）
密度：1,000～2,600kg/m^3（軽石の見かけ密度 1,000kg/m^3，岩片の見かけ密度 2,600kg/m^3）
粒径：-10～10phi

第 7.2－14 図　大山松江テフラに関する火山灰シミュレーション結果（基本ケース）

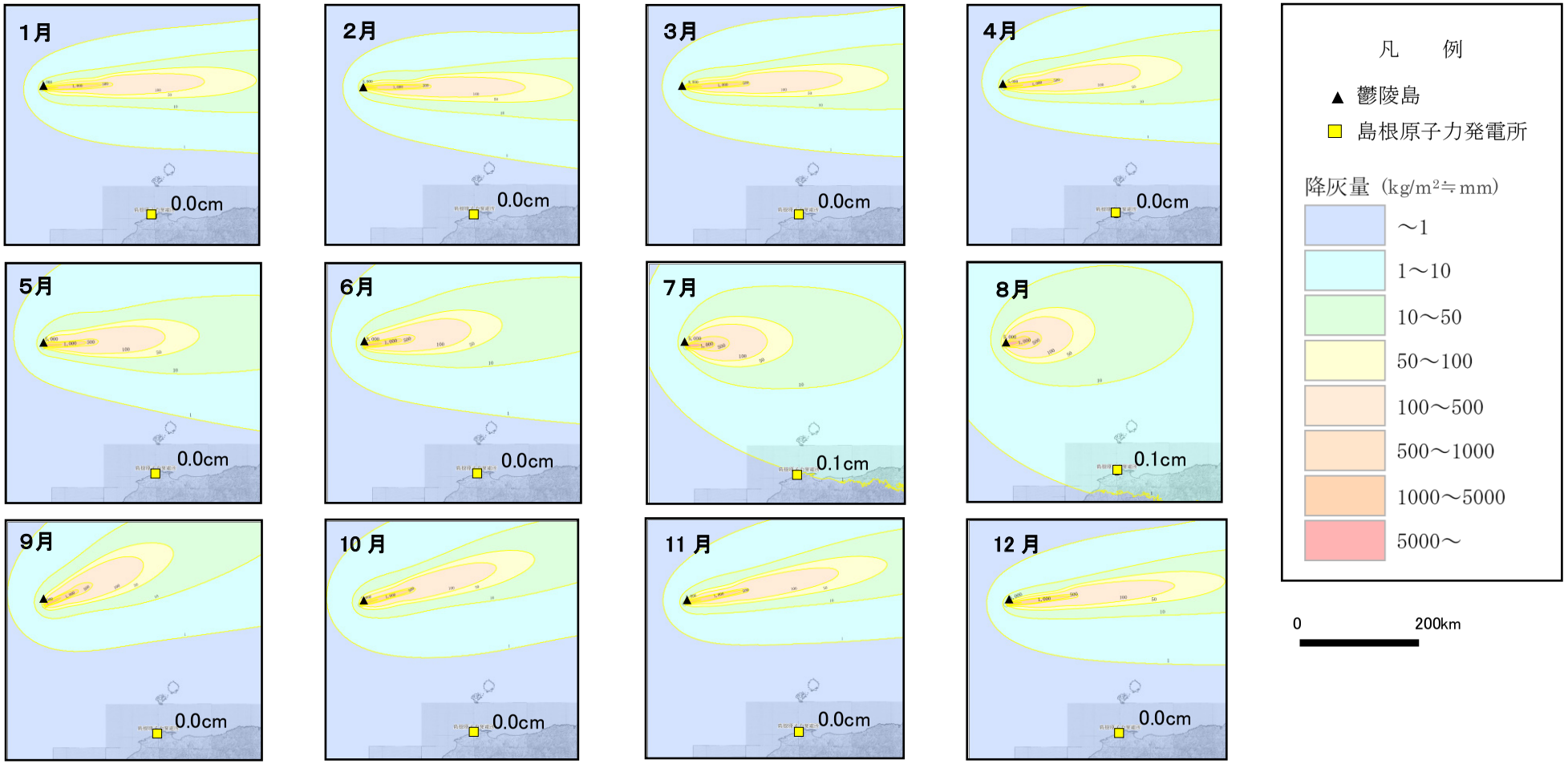


○パラメータ
想定する噴火規模：総噴出量 11.0km³
噴煙柱高度：30km
風向：高度毎の月平均風向の最頻値（気象庁鳥取地方気象台・松江地方気象台（1988 年 1 月～2013 年 6 月）による）
風速：高度毎の月平均風速の平均値（気象庁鳥取地方気象台・松江地方気象台（1988 年 1 月～2013 年 6 月）による）
密度：1,000～2,600kg/m³（軽石の見かけ密度 1,000kg/m³，岩片の見かけ密度 2,600kg/m³）
粒径：-10～10phi

第 7.2－15 図　大山生竹テフラに関する火山灰シミュレーション結果（基本ケース）



第 7.2－16 図　大山生竹テフラに関する火山灰シミュレーション結果（不確かさの考慮）



○パラメータ
想定する噴火規模：総噴出量 12.22km³
噴煙柱高度：30km
風向：高度毎の月平均風向の最頻値（気象庁輪島特別地域気象観測所（1988 年 1 月～2013 年 6 月）による）
風速：高度毎の月平均風速の平均値（気象庁輪島特別地域気象観測所（1988 年 1 月～2013 年 6 月）による）
密度：1,000～2,600kg/m³（軽石の見かけ密度 1,000kg/m³，岩片の見かけ密度 2,600kg/m³）
粒径：-10～10phi

第 7.2－17 図　鬱陵島に関する火山灰シミュレーション結果