

## 1.2 敷地特性

### 1.2.1 地理及び人口

#### 1.2.1.1 地理

##### (1) 陸域

発電所及びその周辺の地形は、第1.2-1図のとおりである。

発電所が位置する川内地域は、鹿児島県の北西部にあり、市街地を囲むように、東に寺山(上床)、南に日笠山と冠岳(西岳)、西に平原山、北に城上の山々が連なっており、市街地の中央を川内川が流れている。

川内川流域には、三角州性低地が分布し、市街地付近は盆地状となっており、周囲には砂礫台地が分布している。川内川流域の周辺は、中起伏火山地と小起伏火山地が海岸まで連なっており、火山砂礫台地が点在している。

また、発電所は、川内川河口左岸の標高200～500m程度の小起伏火山地に囲まれた、海岸部に位置している。

##### (2) 海域

発電所の周辺海域の海底地形は、第1.2-2図のとおりである。

発電所の周辺は、海岸線が南北に延びており、唐浜海岸、久見崎海岸及び寄田海岸の砂浜海岸及び寄田埼以南の岩礁海岸からなっている。

沿岸域は、岸から沖合に向かって緩やかな勾配となっている。

### 1.2.1.2 人口

#### (1) 人口の状況

薩摩川内市及びいちき串木野市における人口及び人口密度の推移は、第1.2-1表のとおりである。

薩摩川内市及びいちき串木野市の人口は、平成30年1月1日現在において、それぞれ96,206人、28,485人であり、鹿児島県全体の1,655,888人に対し、それぞれ5.8%、1.7%である。

薩摩川内市及びいちき串木野市の人口動態は、第1.2-2表のとおり、平成26～30年でみると、薩摩川内市及びいちき串木野市とも減少傾向にある。

#### (2) 学校、病院等

発電所周辺における学校、病院等の施設は、第1.2-3表のとおりであり、発電所に最も近い施設としては、北東約0.6kmに薩摩川内市立久見崎診療所がある。

また、南約1kmに薩摩川内市立寄田診療所、北東約5.5kmに薩摩川内市立水引小学校がある。

#### (3) 住宅地<sup>1</sup>

発電所及びその近傍は都市計画区域の用途地域には指定されていないが、発電所の近傍には、東に久見崎町の集落があり、最も近い民家までの距離は約80mである。

また、発電所の南には寄田町の集落があり、最も近い民家までの距離は約300mである。

久見崎町及び寄田町の人口は、平成30年10月1日現在において、それぞれ365人、262人である。

---

<sup>1</sup> 出典：「統計さつませんたい 平成30年度版」(薩摩川内市)

## 1.2.2 敷地固有のハザード評価

### 1.2.2.1 敷地

#### (1) 敷地の概況

発電所は、鹿児島県川内市(現薩摩川内市)久見崎町に属し、川内市市街地より西へ約12km、串木野市(現いちき串木野市)市街地より北西約15kmの位置にあり、西側は東シナ海に面している。

敷地面積は、海面埋立予定地(約10万m<sup>2</sup>)を含め約145万m<sup>2</sup>であり、炉心位置は川内川河口中央部より南方約2km、轟川より北方約2kmにある。敷地周辺には、北東から南東方向にかけて、標高(以下EL.と略す)+100～200mの丘陵が、また、南西の海岸線に沿ってはEL.+10～40mの前後の砂丘が点在している。

原子炉設置地点は、この敷地内南側寄りに面積約6万6千m<sup>2</sup>、有効貯水容量約26万m<sup>3</sup>の宮山池がある。敷地付近の海岸線はほぼ南北方向に直線状をなし、遠浅の砂質海岸を形成している。

発電所用地は、約16万m<sup>2</sup>をEL.+13mに、約11万m<sup>2</sup>をEL.+5mに造成した。

2号炉心の位置は、1号炉心から北方へ120m、北緯31°49'51"、東経130°11'33"の位置である。

原子炉本体の中心から発電所敷地境界までの最短距離は、陸側でほぼ東北東方向約650m、周辺監視区域境界までの最短距離は陸側でほぼ東方向約610mである。

発電所敷地概況図を参考資料-1に示す。

### 1.2.2.2 津波

#### (1) 概要

供用中に設計基準対象施設に大きな影響を及ぼすおそれがある津波（以下「基準津波」という。）を策定し、基準津波による発電用原子炉施設への影響を評価する。

基準津波は、最新の科学的・技術的知見を踏まえ、地震に伴う津波、地震以外を要因とする津波及びこれらの組み合わせによる津波を想定し、不確かさを考慮して策定する。

#### (2) 既往津波

文献調査によれば、敷地周辺の沿岸域に被害をもたらした既往津波は認められない。

なお、記録されている敷地周辺の沿岸域における津波高としては、1960年チリ地震津波の中甕における1.65m（全振幅）、2010年チリ地震津波の枕崎における0.84m（全振幅）、2011年東北地方太平洋沖地震津波の枕崎における0.91mがある。

#### (3) 地震に伴う津波

発電所に影響を与える可能性がある地震に伴う津波として、南海トラフ～琉球海溝における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について検討する。

##### a. プレート間地震に伴う津波

プレート間地震に伴う津波については、すべての沈み込み帯でM9クラスの地震が発生し得るとの説や南海トラフ～琉球海溝のテクトニクスの背景は



2004年スマトラ島沖地震が発生したスマトラ島～アンダマン諸島の領域と類似しているとの指摘があること等を踏まえ、南海トラフ～琉球海溝において、プレート境界面における固着域に関する分析を行い、その分析結果に基づき、すべり量等の不確かさを考慮した津波波源を設定し、津波水位を評価する。

更に、2011年東北地方太平洋沖地震津波の教訓を踏まえ、現在の知識・データを超えることが起こりうるとの観点での津波波源を設定し、津波水位を評価する。

#### (a) 固着域に関する分析

南海トラフ～琉球海溝について、垣見ほか(2003)の地震地体構造区分等を参考に、南海トラフ、琉球海溝北部、琉球海溝中部及び琉球海溝南部に区分し、各領域での固着域を評価する。

固着域の評価においては、地震履歴、テクトニクス等に関する情報に着目し、大規模な津波を伴うMw9.0以上の地震(以下「超巨大地震」という。)の記録がある世界の沈み込み帯との比較・分析を行い、超巨大地震を発生させるような大規模な固着域の存否等を検討する。

南海トラフ～琉球海溝において、区分した領域を第1.2-4図に示す。

#### イ 地震履歴に関する情報

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝において、津波堆積物調査等による地震履歴に関する情報を整理し、分析を行う。

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝における地震履歴に関する情報を第1.2-4表に示す。

(イ) 超巨大地震の記録がある沈み込み帯

超巨大地震の記録がある沈み込み帯においては、Mw8.5クラスの巨大地震が、数百年間隔で繰り返し発生していると考えられる。

(ロ) 南海トラフ～琉球海溝

南海トラフでは、津波堆積物調査等による情報から、Mw8.5クラスの巨大地震が繰り返し発生しているとされている。但し、地震調査研究推進本部(2013)によると、約5,000年間の地質記録において、九州・パラオ海嶺までの南海トラフ全域を波源域とする超巨大地震に伴う津波が発生した証拠は認められず、松岡・岡村(2012)等によると、過去7,000年間に超巨大地震が発生していないことを示唆する情報がある。

瀬野(2013)によると、南海トラフで発生した地震の応力降下量は、超巨大地震の記録がある沈み込み帯における地震の応力降下量に比べて小さく、超巨大地震が発生する可能性は低いとされている。

琉球海溝では、地震調査研究推進本部(2004)によると、津波を伴った大地震として、琉球海溝南部ではMt8.5(国立天文台編(2013)によればM7.4)の1771年八重山地震、琉球海溝中部ではM8.0の1911年喜界島地震が確認されている。なお、琉球海溝北部では、津波を伴う大地震の記録はない。

Goto et al.(2013)によると、琉球海溝南部では、直径1m以上の津波石を海岸に打ち上げる規模の大津波が繰り返し発生しているとされているものの、琉球海溝中部では、過去2,300年間に、琉球海溝南部の先島諸島で発生し得る規模の大津波は発生していないとされ、

Mw8.5クラスの巨大地震は発生していないと考えられる。

ロ テクトニクス等に関する情報(測地学的検討)

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝において、測地学的検討による情報を整理し、分析を行う。

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝における測地学的検討による情報を第1.2-5表に示す。

(イ) 超巨大地震の記録がある沈み込み帯

超巨大地震の記録がある沈み込み帯においては、測地データにより、固着域が認められる。なお、西村(2013)の環太平洋とその周辺の測地データから推定されたプレート間カップリングの分布図によると、超巨大地震の記録がある沈み込み帯におけるすべり欠損速度は、年間2cm以上である。

Loveless and Meade(2010)のプレート間のカップリング係数によると、東北地方太平洋沖地震以前に、陸域のGPSにより、震源域に大規模な固着域が検知されており、東北地方太平洋沖地震規模の固着域は、海溝軸から離れた陸域のGPSにより、検知可能と考えられる。

(ロ) 南海トラフ～琉球海溝

Kato and Kubo(2006)のGPSによる日本全国の世界速度分布図によると、南海トラフにおけるユーラシアプレートの変位の方向はフィリピン海プレートの変位の方向と同じであるが、琉球海溝におけるユーラシアプレートの変位の方向はフィリピン海プレートの変位の方向と反対方向であり、南海トラフでは固着が強く、琉球海溝では固着が弱いと考えら

れる。

文部科学省・海洋研究開発機構(2013)のすべり欠損速度分布によると、南海トラフでは、年間2cm以上のすべり欠損速度が認められるものの、九州・パラオ海嶺付近では、すべり欠損速度が年間2cm以下となり、琉球海溝北部及び中部では、すべり欠損速度は認められない。

中村(2012)及びNakamura(2013)によると、海底地殻変動観測による調査結果から、琉球海溝中部の沖縄本島沖に固着域が分布することが推定されており、その最深部は深さ12km～14kmとされている。また、地震調査研究推進本部(2013)によると、南海トラフのカップリング係数は、プレート境界の深度約10km～20kmで最大となり、それより深部では小さくなっていき、深度40kmでほぼ0になると推定されている。このことから、琉球海溝中部における固着域の最深部は、南海トラフと比べて十分浅く、琉球海溝では固着が弱いと考えられる。

#### ハ テクトニクス等に関する情報(沈み込み帯の特徴)

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝において、巨大地震に関連していると考えられている特徴に関する情報を整理し、分析を行う。なお、巨大地震に関連していると考えられている特徴については、上田(1989)におけるチリ型及びマリアナ型を参考とする。

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝における巨大地震に関連していると考えられている特徴に関する情報を第1.2-6表に示す。

(イ) 超巨大地震の記録がある沈み込み帯

海洋プレートの年代、スラブの傾斜、付加体及び海洋プレートの凹凸地形については、超巨大地震の記録がある沈み込み帯に共通性は認められないものの、背弧拡大がないことについては、超巨大地震の記録がある沈み込み帯に共通性が認められる。

Uyeda and Kanamori (1979)によると、マリアナ型では、プレート間が固着していないため、背弧が拡大するとされ、海溝軸に対して直交方向に背弧が拡大する特徴を持つと考えられる。なお、その機構については、上田 (1989)によると、くさび型マントル流モデル等の諸説があるとされている。

超巨大地震の記録がある沈み込み帯のうち、スマトラについては、背弧拡大が認められるものの、Uyeda and Kanamori (1979)によると、leaky transform型の拡大とされ、マリアナにおけるback-arc spreading型の拡大とは区別されている。また、Diehl et al. (2013)によると、アンダマン海は、プルア部分を成因として、海溝軸に対して平行方向に拡大する背弧海盆とされており、マリアナ型の背弧拡大による背弧海盆とは形成メカニズムが異なると考えられる。

(ロ) 南海トラフ～琉球海溝

南海トラフについては、背弧拡大は認められない。

琉球海溝については、Nishimura et al. (2004)の沖縄トラフにおける変位ベクトルの分布図によると、沖縄トラフにおいて、マリアナ型と同様、海溝軸に対して直交成分をもつ方向に背弧が拡大する特徴が認められ、プレート間の固着は弱いと考えられる。

## ニ 分析結果

南海トラフ～琉球海溝の各領域内における最大規模の歴史地震は、南海トラフではMw8.5クラス、琉球海溝北部及び中部ではMw8.0クラス、琉球海溝南部ではMw8.5クラスであるものの、前述の検討結果を踏まえ、それらを超える可能性について、領域毎に検討する。

南海トラフでは、Mw8.5クラスの巨大地震が発生していることなどから、大規模な固着域が存在する可能性があるものの、約5,000年間の地質記録において、超巨大地震が発生した証拠は認められず、応力降下量において、超巨大地震の記録がある沈み込み帯との差異が認められること等から、超巨大地震を発生させるような規模ではないと想定される。

琉球海溝北部では、テクトニクス等に関する情報において、超巨大地震の記録がある沈み込み帯との差異が認められることから、固着域は小規模であると想定される。

琉球海溝中部では、地震履歴、テクトニクス等に関する情報において、超巨大地震の記録がある沈み込み帯との差異が認められることから、固着域は小規模であると想定される。

琉球海溝南部では、Mw8.5クラスの巨大地震が発生していることなどから、大規模な固着域が存在する可能性があるものの、テクトニクス等に関する情報において、超巨大地震の記録がある沈み込み帯との差異が認められることから、超巨大地震を発生させるような規模ではないと想定される。

以上から、南海トラフ～琉球海溝においては、超巨大地震の記録がある沈み込み帯での固着域と同規模の固着域はなく、各領域内における最大規模の歴史地震と整合的な固着域が想定される。

(b) 領域境界を越えて固着域が破壊する可能性の検討

領域境界を越えて固着域が破壊する可能性を検討するために、領域境界毎に構造的境界の有無を検討する。

イ 南海トラフと琉球海溝の構造的境界

文部科学省・海洋研究開発機構(2013)によると、構造探査等の結果、九州・パラオ海嶺付近を境に、海洋プレートの地殻浅部の厚さ等の構造が異なるとされている。

Seno(2000)によると、四国海盆の年代は15Ma~30Ma、西フィリピン海盆の年代は40Ma~49Maとされており、九州・パラオ海嶺付近を境に、プレートの年代が異なると考えられる。

以上から、南海トラフと琉球海溝の領域境界においては、構造的境界が存在すると考えられる。

ロ 琉球海溝内の構造的境界

長宗(1987)の稍深発地震の分布によると、琉球海溝北部と中部で、深発地震面の傾斜が異なるとされている。

NOAA NGDCの「Age of Oceanic Lithosphere (m.y.)」によると、琉球海溝南部から中部にかけて、海洋プレートの年代が古くなっている。

横瀬ほか(2010)及び小西(1965)によると、琉球弧は、トカラ海峡及び宮古凹地における横ずれ断層により、地質学的に3分割されるとされている。

Nishimura et al.(2004)によると、琉球弧は、北部・中部・南部の3ブロックに分かれるモデルにより、GPSによる速度分布が説明できるとされている。

以上から、琉球海溝での各領域境界においては、構造的境界が存在

すると考えられる。

#### ハ 分析結果

固着域の評価結果及び前述の検討結果を踏まえ、領域境界を越えて固着域が破壊する可能性について、領域境界毎に検討する。

南海トラフと琉球海溝との領域境界においては、南海トラフの固着域は超巨大地震を発生させるような規模ではないこと、境界付近ですべり欠損速度が顕著に小さくなること、構造的境界が存在することから、領域境界を越える固着域の破壊を考慮する必要はないと考えられる。

琉球海溝北部と琉球海溝中部との領域境界においては、領域内の固着域が小規模であること、構造的境界が存在することから、領域境界を越える固着域の破壊を考慮する必要はないと考えられる。

琉球海溝中部と琉球海溝南部との領域境界においては、琉球海溝南部の固着域は超巨大地震を発生させるような規模ではないこと、琉球海溝中部においては、過去2,300年間に、Mw8.5クラスの巨大地震が発生していないこと、構造的境界が存在することから、領域境界を越える固着域の破壊を考慮する必要はないと考えられる。

以上から、南海トラフ～琉球海溝において、領域境界を越えた範囲がスケーリング則に従って連動する場合を考慮する必要はないと考えられる。

#### (c) 分析結果に基づく津波波源の設定

南海トラフ～琉球海溝での分析の結果、各領域で想定される地震の最大規模は、琉球海溝北部及び中部ではMw8.0クラス、琉球海溝南部ではMw8.5クラスと考えられるものの、領域内にある複数の固着域が連動破壊することにより、各領域の領域全範囲がスケーリング則に従って連動する



場合を想定し、領域全範囲を断層面積とした津波波源を設定する。

#### イ 琉球海溝における津波波源

琉球海溝における津波波源の断層幅については、琉球海溝の固着域は、南海トラフと比べて十分小さく、浅部に限られると考えられるものの、内閣府(2011)による南海トラフの津波波源と同等の深さから海溝軸までのスラブ面形状に沿った長さを断層幅として設定する。

南海トラフ～琉球海溝におけるスラブ面形状を第1.2-5図に示す。

平均すべり量については、断層面積から、円形クラックの式より算出する。その際の応力降下量については、内閣府(2012)及びMurotani(2013)を基に、基本ケースとして、平均的なパラメータである1.2(MPa)を設定する。また、すべり量の不確かさを考慮し、不確かさケース①及び不確かさケース②として、十分安全側のパラメータである3.0(MPa)を設定する。

すべり量の不均一性については、海溝軸付近でのすべり量が最大となるように、平均すべり量の4倍となる領域、平均すべり量の3倍となる領域、平均すべり量の2倍となる領域を設定する。大すべり域の大きさについては、基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイドに記載される東北地方太平洋沖地震津波のすべり分布の分析結果に基づき、平均すべり量の4倍、3倍及び2倍となる領域が、それぞれ、全体の面積の11%、20%及び40%となるように設定する。

大すべり域の位置については、すべての海溝軸付近に大すべり域を配置した波源を用いて、伝ば過程の検討を行い、発電所に対して安全側となる位置に設定する。

各領域における伝ば過程の検討結果を第1.2-6図に示す。

破壊様式については、基本ケース及び不確かさケース①では瞬時破

壊を考慮し、不確かさケース②では不確かさケース①の最大ケースにおいて破壊伝ぱを考慮した検討を行う。その際の破壊開始点については、大すべり域における中心位置及び発電所から遠い位置に設定する。

分析結果に基づく琉球海溝の津波波源を第1.2-7図、その諸元を第1.2-7表に示す。

#### ロ 南海トラフにおける津波波源

南海トラフについては、内閣府(2012)による津波波源を設定する。すべり量等のパラメータについては、内閣府(2012)において検討されている11ケースのうち、最も安全側と考えられる検討ケース⑤を使用する。

#### (d) 領域境界を越えて固着域が破壊する津波波源の設定

現在の知識・データを超えることが起こりうるとの観点から、琉球海溝の海溝軸付近での固着域が東北地方太平洋沖地震規模の大きさを破壊する場合を想定し、琉球海溝北部～琉球海溝中部までの範囲を断層面積とした津波波源を設定する。

断層幅、平均すべり量、すべり量の不均一性における大すべり域の大きさ及び大すべり域の位置並びに破壊様式については、「1.2.2.2(3)a.(c)分析結果に基づく津波波源の設定」と同様に設定する。なお、平均すべり量を算出する際の応力降下量については、3.0(MPa)を設定する。

伝ぱ過程の検討結果を第1.2-8図に示す。

領域境界を越えて固着域が破壊する津波波源を第1.2-9図、その諸元を第1.2-8表に示す。

(e) 数値シミュレーション

弾性体理論に基づき海面変位を算定し、非線形長波理論に基づき平面二次元の差分法を用いて数値シミュレーションにより津波評価を行う。

数値シミュレーションの計算条件を第1.2-9表に示す。海底地形を第1.2-10図に、計算格子分割を第1.2-11図に示す。

各ケースの取水口位置での最大水位変動量を第1.2-10表に示す。

b. 海洋プレート内地震に伴う津波

海洋プレート内地震に伴う津波については、前述の南海トラフ～琉球海溝での固着域に関する分析結果から、津波発生の可能性を検討し、発電所への影響を評価する。

海洋プレート内地震に伴う津波については、想定される津波の規模及び敷地とプレート境界との位置関係から、琉球海溝におけるプレート間地震に伴う津波に比べ、影響が小さいと考えられる。

c. 海域活断層による地殻内地震に伴う津波

海域活断層による地殻内地震に伴う津波については、「1.2.7.1 地盤」における調査結果及び地震調査研究推進本部における評価に基づき、津波波源を設定し、簡易予測式による津波高の検討から、発電所に及ぼす影響が大きいと考えられる津波波源を抽出する。抽出した津波波源について、不確かさを考慮したパラメータスタディにより、安全側の津波水位を評価する。

敷地周辺の海域活断層の津波波源を第1.2-12図に示す。

(a) 簡易予測式による津波高の検討

阿部(1989)の簡易予測式による津波高の比較により、発電所に及ぼす

影響が大きいと考えられる津波波源を抽出する。

阿部(1989)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1.2-11表に示す。

発電所に及ぼす影響が大きいと考えられる市来断層帯市来区間による地震、甕断層帯甕区間①及び②による地震、市来断層帯甕海峡中央区間による地震、甕島北方断層による地震、甕島西方断層による地震及び長崎海脚断層による地震を、数値シミュレーションによる津波評価の検討対象として抽出する。

#### (b) 津波波源の設定

検討対象として選定した津波波源について、土木学会(2002)を参考に、不確かさを考慮したパラメータスタディを実施する。

すべり量については、断層長さから、武村(1998)及びKanamori(1977)を基に算出する。

傾斜角については、調査結果に基づき設定し、不明な場合は $45^{\circ}\sim 90^{\circ}$ として設定する。

すべり角については、広域応力場T軸( $135^{\circ}\sim 180^{\circ}$ )及び傾斜角・走向から、高角となるすべり角を設定する。

断層上縁深さについては、0kmを基本ケースとし、最大水位変動量が最も大きいケースにおいては、0km及び2.5kmを設定する。

#### (c) 数値シミュレーション

弾性体理論に基づき海面変位を算定し、非線形長波理論に基づき平面二次元の差分法を用いて数値シミュレーションにより津波評価を行う。

数値シミュレーションの計算条件を第1.2-12表に示す。海底地形を第

1.2-13図に、計算格子分割を第1.2-14図に示す。

各ケースの取水口位置での最大水位変動量を第1.2-13表に示す。

#### (4) 地震以外を要因とする津波

発電所に影響を与える可能性がある地震以外を要因とする津波として、地すべり及び斜面崩壊に伴う津波並びに火山現象に伴う津波について検討する。

##### a. 地すべり及び斜面崩壊に伴う津波

地すべり及び斜面崩壊に伴う津波については、沿岸陸域の地すべり地形及び海底地すべり地形を抽出し、発電所への影響を評価する。

##### (a) 沿岸陸域の地すべり地形

沿岸陸域における地すべり地形の調査に当たっては、文献調査及び現地確認を実施し、発電所に影響を与える可能性がある沿岸陸域の地すべり地形を抽出する。

防災科学技術研究所(2008a)及び防災科学技術研究所(2008b)によると、発電所から半径約10km範囲の沿岸陸域において、轟川河口地点に地すべり地形が認められるとされるものの、九州活構造研究会編(1989)によると、地すべり地形は判読されていない。

防災科学技術研究所(2008a)及び防災科学技術研究所(2008b)による沿岸陸域の地すべり地形の位置を第1.2-15図に示す。

轟川河口地点における現地確認の結果、明瞭な地すべり地形は認められない。なお、地すべりによる移動土塊は、轟川方向に流入する地形であり、発電所に影響のある津波を発生させるものではないと考えられる。

## (b) 海底地すべり地形

海底地すべり地形の調査に当たっては、文献調査及び海上音波探査記録等の確認を行い、発電所に影響を与える可能性がある海底地すべり地形を抽出する。

徳山ほか(2001)によると、発電所の位置する九州西岸域及び南西諸島に海底地すべりは認められない。

岩淵・向山(2006)によると、吹上浜沖の大陸棚外縁に沿って断続的に分布する溝状の凹地形が認められ、斜面の走向方向に細長く延びていること、それぞれが閉じた凹地形となっていること、これらが位置するのは入戸火砕流堆積物の二次堆積物からなる地域であること等より、凹地形は海底地すべりの初期に地すべりの頭部で形成された陥没帯であると判断できるとされている。

敷地周辺海域の海上音波探査記録等において、海底面付近の崩落崖や堆積層中の音響的散乱層等の有無を確認した結果、上甕島の西側大陸斜面及び上甕島の北側大陸斜面に海底地すべりの痕跡と考えられる地形が認められる。

海底地すべり地形の位置を第1.2-16図に示す。

上甕島の西側大陸斜面については、大陸斜面近傍の海底谷下に音響的散乱層が認められることから、大陸斜面付近の地層が急激な崩壊を起こし、津波を発生させたと仮定する。

上甕島の北側大陸斜面については、地層のずれの連続性やたわみの状況からクリープ変形により形成された地形と推定され、津波を発生させるものではないと評価する。

また、岩淵・向山(2006)の指摘する凹地形については、敷地南西側の

大陸棚外縁に沿って、凹地形が確認されるものの、凹地形直下の地層に陥没を示唆する反射パターンの食い違い、乱れ等は認められず、大陸斜面の傾斜等に関わらず、概ね水深120m～150m程度に分布していることから、凹地形の形成要因は、海底地すべりによるものではなく、海水準低下時の侵食・堆積作用によるものと考えられ、地すべりの痕跡ではないと評価する。

以上から、津波発生要因となる可能性がある海底地すべりとして、上甕島の西側大陸斜面における海底地すべりを抽出し、数値シミュレーションによる津波評価の検討対象として選定する。

#### (c) 数値シミュレーション

検討対象として選定した、上甕島の西側大陸斜面における海底地すべりについて、音波探査結果等に基づき海底地すべりモデルを設定し、数値シミュレーションにより津波評価を行う。数値シミュレーションは、Watts et al. (2005)の予測式に基づく手法及び二層流モデルに基づく手法を用いる。

海底地すべりのモデル図を第1.2-17図に、その諸元を第1.2-14表に示す。

数値シミュレーションの計算条件を第1.2-15表に示す。海底地形を第1.2-18図に、計算格子分割を第1.2-19図に示す。

2つの手法による取水口位置での最大水位変動量を第1.2-16表に示す。

#### b. 火山現象に伴う津波

火山現象に伴う津波については、「1.2.2.3 火山」における検討結果から、津波発生の可能性を検討し、発電所への影響を評価する。

火山現象に伴う津波については、過去の火山現象の発生状況から想定される津波の規模及び地形的障害を考慮すると、影響を及ぼすような津波が到達することはないと考えられる。

#### (5) 津波発生要因の組み合わせの検討

地震以外を要因とする津波のうち、上甕島の西側大陸斜面における海底地すべりに伴う津波以外は、発電所への影響はないと考えられる。このため、地震動によって、上甕島の西側大陸斜面における海底地すべりが発生する場合を想定し、その周辺にある海域活断層による地殻内地震に伴う津波との組み合わせについて、数値シミュレーションにより津波評価を行う。

敷地周辺の海域活断層の津波波源及び海底地すべりの位置を第1.2-20図に示す。

海底地すべりの開始時間については、同時発生及び時間差発生を考慮する。時間差については、地震動の伝ば時間及び地震の規模を考慮した継続時間を踏まえ、設定する。

設定した時間差及び各ケースの取水口位置での最大水位変動量を第1.2-17表に示す。

#### (6) 基準津波の策定

想定した津波毎の取水口位置での最大水位変動量を第1.2-18表に示す。

想定した津波のうち、発電所に大きな影響を及ぼすおそれがある津波として、琉球海溝におけるプレート間地震(Mw9.1)に伴う津波を選定し、基準津波とする。

基準津波の策定位置を第1.2-21図に、基準津波の時刻歴波形を第1.2-22図に示す。なお、基準津波の策定位置は、時刻歴波形に対して施設からの反



射波の影響が微少となるよう、施設から離れた沿岸域としている。

サイト周辺における基準津波の最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布並びに取水口位置での時刻歴波形を第1.2-23図に示す。

なお、行政機関により想定されている津波評価との比較により、基準津波による津波評価が安全側であることを確認している。

行政機関により想定された津波の最大水位変動量を第1.2-19表に示す。

#### (7) 基準津波に対する安全性

取水口位置での基準津波による最高水位は、朔望平均満潮位を考慮するとT.P.+5m程度である。また、最低水位は、朔望平均干潮位を考慮するとT.P.-5.5m程度である。

重要な安全機能を有する設備を内包する建屋はT.P.+13mの敷地に設置されており、重要な安全機能を有する屋外設備である海水ポンプを設置しているエリアはT.P.+15mの防護壁に囲まれているため、十分な裕度があり、基準津波による遡上波に対して影響を受けるおそれはない。

朔望平均潮位を考慮した場合のサイト周辺における基準津波の最高水位分布及び最低水位分布並びに取水口位置での時刻歴波形を第1.2-24図に示す。

朔望平均潮位を考慮した基準津波について、取水設備の水理特性を考慮した水位変動に関する数値シミュレーションを実施する。

取水設備の水理特性を考慮した水位変動に関する数値シミュレーションの計算条件を第1.2-20表に、取水口～取水ピットの構造図を参考資料-1に、取水ピットでの水位を第1.2-21表に、取水ピットでの時刻歴波形を第1.2-26図に示す。

取水ピットでの最高水位は、T.P.+5.02mである。また、最低水位は、

T.P.-3.40mである。

重要な安全機能を有する屋外設備である海水ポンプを設置しているエリアはT.P.+15mの防護壁に囲まれているため、津波が取水路から流入することはない。また、海水ポンプの取水可能水位はT.P.-5.07mであることから、津波により水位が低下した場合でも、海水ポンプの取水性に影響を及ぼすことはない。

また、基準津波に伴う砂移動による影響について検討する。

取水口の呑口レベルは、カーテン・ウォール前面位置での海底面より3.5m高い位置にあり、呑口前面には、貯留堰が設置されていることから、砂は呑口に到達しにくい。

基準津波について、砂移動に関する数値シミュレーションを実施した結果、取水口位置での砂の堆積はほとんどなく、砂の堆積に伴って、取水口が閉塞することはない。

砂移動に関する数値シミュレーションの計算条件を第1.2-22表に、サイト周辺における砂移動による地形変化量を第1.2-27図に示す。

#### (8) 超過確率の参照

日本原子力学会(2012)及び土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2011)の方法を参考に、確率論的津波ハザード評価を行い、基準津波による水位の超過確率を参照する。

確率論的津波ハザード評価において設定したロジックツリーを第1.2-28図に、水位と年超過確率の関係を第1.2-29図に示す。

基準津波による水位の年超過確率は、基準津波の策定位置においては、水位上昇側で $10^{-5}$ ～ $10^{-6}$ 程度、水位下降側で $10^{-6}$ ～ $10^{-7}$ 程度、取水口位置においては、水位上昇側で $10^{-5}$ ～ $10^{-6}$ 程度、水位下降側で $10^{-5}$ ～ $10^{-6}$ 程度である。

### 1.2.2.3 火山

#### (1) 調査内容

敷地に影響を及ぼす可能性がある火山について、その活動性及び影響範囲を把握するため、文献調査、地形・地質調査及び地球物理学的調査を実施した。

##### a. 文献調査

第四紀火山の位置に関する文献としては、気象庁編の「日本活火山総覧(第4版)」(2013a)、第四紀火山カタログ委員会編の「日本の第四紀火山カタログ」(1999)、独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター(以下「地質調査総合センター」という。)編の「日本の第四紀火山」(2012)及び「日本の火山(第3版)」(2013)、海上保安庁海洋情報部発行の「海域火山データベース」(2013)等がある。

第四紀火山の活動年代及び噴出物の分布に関する文献としては、地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)、日本第四紀学会編の「日本第四紀地図」(1987)、通商産業省工業技術院地質調査所(現 地質調査総合センター。以下「地質調査所」という。)発行の20万分の1地質図幅のうち「野母崎」(1977)、「福江及び富江」(1986)、「長崎(第2版)」(1989)、「鹿児島」(1997)及び「宮崎」(1997)、地質調査総合センター発行の20万分の1地質図幅のうち「甬島及び黒島」(2004)、「熊本」(2004)、「開聞岳及び黒島の一部」(2004)、「屋久島」(2007)、「八代及び野母崎の一部」(2010)、町田・新井編の「新編 火山灰アトラス」(2011)等がある。

これらの文献により、敷地を中心とする半径160kmの範囲(以下「地理的領域」という。)において、第四紀火山の位置、活動年代、噴出物の分布等を把握した。

## b. 地形・地質調査

地形調査では、主に国土地理院で撮影された縮尺4万分の1、2万分の1及び1万分の1の空中写真並びに同院発行の縮尺5万分の1及び2万5千分の1の地形図を使用して、空中写真判読等を実施し、敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺地域において、第四紀火山の可能性のある地形を抽出した。

地質調査では、「1.2.7.1 地盤」における調査結果に加え、第四紀火山の噴出物を対象に地表踏査等を実施し、敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺地域において、第四紀火山の活動年代、噴出物の分布等を把握した。

## c. 地球物理学的調査

地球物理学的調査では、地震活動、地殻変動等に関する検討を実施し、マグマ溜まりの規模、位置等を把握した。

## (2) 調査結果

### a. 敷地に影響を及ぼす可能性のある火山の抽出

文献調査及び地形・地質調査により、地理的領域において、第四紀火山の噴出物の分布等を把握し、敷地に影響を及ぼす可能性のある火山（以下「検討対象火山」という。）を抽出する。なお、始良カルデラ、加久藤カルデラ及び小林カルデラ（以下「加久藤・小林カルデラ」という。）、阿多カルデラ、鬼界並びに阿蘇カルデラについては、カルデラ形成前後に活動した火山も含めて、1つの検討対象火山としている。

地理的領域の検討対象火山の活動年代と敷地からの距離を第1.2-23表に、地理的領域の検討対象火山の位置を第1.2-30図に示す。

## b. 将来の活動性評価

検討対象火山について、将来の活動性を評価し、将来の活動可能性が否定できない火山を抽出する。

検討対象火山のうち、完新世に活動を行った米丸・住吉池、始良カルデラ、加久藤・小林カルデラ、阿多カルデラ、雲仙岳、鬼界、阿蘇カルデラ、口永良部島及び福江火山群については、将来の活動可能性が否定できない火山とする。完新世に活動を行っていない火山のうち、川内、北薩火山群、薩摩丸山、蘭牟田、長島、招川内、雨祈岡、肥薩火山群、尾巡山、輝北、財部、長尾山、横尾岳、大岳、牧島、有喜、黒島、赤井、大峰、虚空蔵山、弘法岳、佐世保火山群、吉ノ本、有田及び萩岳については、活動履歴において最後の活動終了からの期間が過去の最大休止期間より長いこと等から、将来の活動可能性はないと評価し、それ以外のえびの火山群、南島原、金峰山、船野山及び多良岳については、将来の活動可能性が否定できない火山とする。

## c. 運用期間中の活動性評価

将来の活動可能性が否定できない火山のうち、過去にVEI7以上の噴火(町田・新井(2011)に従い、以下「破局的噴火」という。)を発生させた始良カルデラ、加久藤・小林カルデラ、阿多カルデラ、鬼界及び阿蘇カルデラについては、運用期間中の活動性を検討する。

町田・新井(2011)によると、日本列島の各火山における破局的噴火の頻度は、数万年から十数万年に1度程度とされている。また、阿多カルデラ以北、加久藤・小林カルデラ以南の鹿児島地溝において、約60万年前以降に破局的噴火が複数回発生しており、その活動間隔は約9万年の周期性を有し

ている。最新の破局的噴火は始良カルデラにおける約3.0万年前～約2.8万年前の破局的噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、当該地域において、運用期間中の破局的噴火の可能性は十分低いと考えられる。

Nagaoka(1988)によると、始良カルデラ及び阿多カルデラにおいては、破局的噴火に先行して、プリニー式噴火が間欠的に発生するプリニー式噴火ステージ、破局的噴火が発生する破局的噴火ステージ、破局的噴火時の残存マグマによる火砕流を噴出する中規模火砕流噴火ステージ、多様な噴火様式の小規模噴火が発生する後カルデラ火山噴火ステージが認められるとされている。

鍵山編(2003)、東宮(1997)等によるマグマ溜まりの浮力中立点に関する検討及びRoche and Druitt(2001)、篠原ほか(2008)等によるメルト包有物、鉱物組成等に関する分析結果に基づくと、破局的噴火時のマグマ溜まりは少なくとも地下10km以浅にあると考えられる。

Druitt et al.(2012)によると、結晶成長に関する分析から、破局的噴火直前の100年程度の間、急激にマグマが供給されたと推定されている。

以上を踏まえ、活動履歴、火山直下の地下構造等から、現在のマグマ溜まりが破局的噴火直前の状態にあるかを検討し、運用期間中の噴火規模を評価する。

なお、その他の将来の活動可能性が否定できない火山については、運用期間中の噴火規模として、各火山の既往最大規模を考慮する。

#### (a) 始良カルデラ

始良カルデラは、敷地の東南東約50kmに位置する東西約17km、南北約23kmのカルデラである。始良カルデラ周辺の火山としては、カルデラの

北東側に若尊カルデラが、南西縁に桜島が位置し、縁辺部に先始良の火山岩類が分布する。若尊カルデラは、直径約10kmのカルデラであり、桜島は、北岳(標高1,117m)及び北岳の山腹に生じた南岳(標高1,060m)からなる成層火山である。なお、気象庁編(2013a)では、若尊カルデラ及び桜島は活火山に指定されている。

町田・新井(2011)によると、始良カルデラでは、約3.0万年前～約2.8万年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した始良Tn噴火が認められる。始良Tn噴火の際に噴出した入戸火砕流堆積物は九州南部の広い範囲に分布し、始良Tn噴火の噴火規模は破局的噴火とされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、入戸火砕流堆積物が認められるものの、敷地に、同火砕流堆積物は認められない。なお、敷地から半径5kmの範囲に同火砕流堆積物が認められることから、火砕流が敷地に到達した可能性は否定できない。

始良Tn噴火に関する活動について、始良Tn噴火以前の活動としては、長岡ほか(2001)及び町田・新井(2011)によると、約9.0万年前に福山噴火が、約5.0万年前～約4.5万年前に岩戸噴火が、約3.3万年前に大塚噴火が、約3.1万年前に深港噴火が、約3.0万年前に毛梨野噴火が認められ、いずれも降下軽石を主体とする噴火とされている。始良Tn噴火以降の活動としては、西村・小林(2012)によると、約1.9万年前に火砕サージを噴出した高野噴火が、約1.6万年前に火砕流を噴出した新島噴火が認められる。奥野(2002)及び小林ほか(2013)によると、約2.6万年前以降に桜島が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下軽石を主体とする噴火が複数回認められる。なお、地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)によると、約120万年前～約10万年前の間に先始良の火山岩類の活動が認め

られる。

破局的噴火の活動間隔については、始良Tn噴火以前の破局的噴火は明らかになっていないものの、少なくとも福山噴火から始良Tn噴火までに破局的噴火は認められず、破局的噴火の活動間隔は約6万年以上と考えられる。最新の破局的噴火は約3.0万年前～約2.8万年前の始良Tn噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、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、福山噴火、岩戸噴火、大塚噴火及び深港噴火はプリニー式噴火ステージ、始良Tn噴火は破局的噴火ステージ、高野噴火及び新島噴火は中規模火砕流噴火ステージ、桜島の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされており、現在、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ことから、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。

始良カルデラの地下構造については、井口ほか(2011)によると、測地的検討から、桜島直下の深さ6kmに、始良カルデラ中央部の深さ12kmにマグマ溜まりを示唆する圧力源が想定されている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの増大を示唆する基線の伸張傾向が認められるものの、加茂・石原(1980)により示される水準測量結果に基づくマグマ供給量は、Druitt et al.(2012)に示される破局的噴火直前でのマグマ供給量に比べ十分小さい。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである桜島での既往最大噴火規模を考慮する。なお、小林・溜池(2002)及び小林ほか(2013)に



よると、桜島での既往最大噴火は桜島薩摩噴火であり、その噴出物量は約11km<sup>3</sup>～約14km<sup>3</sup>とされている。

(b) 加久藤・小林カルデラ

加久藤カルデラは敷地の東北東約60kmに、小林カルデラは敷地の東北東約80kmに位置し、両カルデラは隣接しており、いずれもカルデラ地形が不明瞭である。加久藤・小林カルデラ周辺の火山としては、加久藤カルデラ南縁付近に霧島山が位置する。霧島山は、韓国岳(標高1,700m)、新燃岳(標高1,421m)、高千穂峰(標高1,573m)等の北西－南東方向に連なる複数の成層火山及び火砕丘からなる火山群であり、その山麓の一部には先霧島の火山岩類が分布する。なお、気象庁編(2013a)では、霧島山は活火山に指定されている。

町田・新井(2011)によると、加久藤・小林カルデラでは、約53万年前～約52万年前に小林笠森噴火が、約33万年前～約32万年前に加久藤噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。小林笠森噴火の際に噴出した小林火砕流堆積物及び加久藤噴火の際に噴出した加久藤火砕流堆積物は鹿児島県北部及び中部、宮崎県中部及び南部並びに熊本県南部の広い範囲に分布する。また、加久藤噴火の噴火規模は破局的噴火とされており、小林笠森噴火についても、火砕流堆積物の分布範囲等から、噴火規模は破局的噴火と考えられる。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、加久藤火砕流堆積物及び小林火砕流堆積物が認められるものの、敷地に、いずれの火砕流堆積物も認められない。なお、敷地から半径5kmの範囲に加久藤火砕流堆積物が認められることから、火砕流が敷地に到達した可能性は否定できない。

加久藤噴火に関する活動について、加久藤噴火以前の活動としては、長岡ほか(2010)によると、約52万年前～約34万年前の間に、降下軽石を主体とする噴火が複数回発生した境別府噴火期が認められる。加久藤噴火以降の活動としては、井村・小林(2001)及び地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)によると、約30万年前に先霧島の火山岩類の活動が認められる。また、約30万年前以降に霧島山が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下火山灰、降下軽石又は降下スコリアを主体とする噴火が複数回認められる。

破局的噴火の活動間隔については、小林笠森噴火と加久藤噴火との間隔は約20万年であり、最新の破局的噴火は約33万年前～約32万年前の加久藤噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて短い。

また、Nagaoka(1988)を参考にすると、現在の霧島山の活動は、多様な噴火様式の小規模噴火を繰り返していることから、後カルデラ火山噴火ステージと判断される。

加久藤・小林カルデラの地下構造については、鍵山ほか(1997)によると、霧島山の比抵抗構造において、マグマに関連すると考えられる低比抵抗域の上面は深さ約10kmとされている。また、Goto et al.(1997)に示される比抵抗構造において、加久藤カルデラの地下10km以浅に大規模な低比抵抗域は認められない。小林カルデラについては、加久藤噴火以降、火山活動が霧島山に限られることから、大規模なマグマ溜まりは存在しないと考えられる。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである霧島山での既往最大噴火規模を考慮する。なお、長岡ほか(2010)によると、霧島山での既往最大噴火は霧島イワオコシ噴火であり、その噴出物量は約 $1\text{km}^3$ とされている。

### (c) 阿多カルデラ

阿多カルデラは、北側に位置するカルデラ(以下「阿多カルデラ(北部)」という。)及び南側に位置するカルデラ(以下「阿多カルデラ(南部)」という。)からなり、阿多カルデラ(北部)は敷地の南東約70kmに位置する東西約11km、南北約10kmのカルデラ、阿多カルデラ(南部)は敷地の南南東約80kmに位置する東西約20km、南北約10kmのカルデラである。阿多カルデラ周辺の火山としては、阿多カルデラ(南部)の西側に指宿火山群及び池田が、南西縁に開聞岳が位置する。指宿火山群は複数の成層火山や溶岩円頂丘からなり、池田は直径約4kmの池田カルデラ、マール群等からなる。開聞岳(標高924m)は、おおむね円錐形をなす成層火山である。なお、気象庁編(2013a)では、池田及び開聞岳は活火山に指定されている。

町田・新井(2011)によると、阿多カルデラでは、約24万年前に阿多鳥浜噴火が、約10.5万年前に阿多噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。阿多鳥浜噴火の際に噴出した鳥浜火砕流堆積物及び阿多噴火の際に噴出した阿多火砕流堆積物は、九州南部の広い範囲並びに鹿児島県の屋久島及び種子島に分布し、いずれの噴火規模も破局的噴火とされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、阿多火砕流堆積物及び鳥浜火砕流堆積物が認められるものの、敷地に、いずれの火砕流堆積物も認められない。なお、敷地から半径5kmの範囲に阿多火砕流堆積物が認められることから、火砕流が敷地に到達した可能性は否定できない。

阿多噴火に関する活動について、阿多噴火以前の活動としては、Nagaoka(1988)によると、阿多噴火以前の数万年間に上ノ宇都噴火、塩屋噴火及び阿多丸峰噴火が認められ、いずれも降下軽石を主体とする噴火とされている。阿多噴火以降の活動としては、Nagaoka(1988)及び川辺・阪口(2005)によると、約10万年前に今和泉噴火が、約8.0万年前に田代噴火が認められ、いずれも火砕流を主体とする噴火とされている。川辺・阪口(2005)によると、約10.5万年前以降に指宿火山群が新期指宿火山群の活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下火山灰、降下軽石又は降下スコリアを主体とする噴火が複数回認められる。奥野(2002)によると、池田では、約6,400年前に主に降下軽石を噴出した池田噴火が認められる。藤野・小林(1997)及び奥野(2002)によると、約4,400年前以降に開聞岳が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体が認められる。なお、川辺・阪口(2005)及び地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)によると、約110万年前～約10.5万年前の間に、指宿火山群において、古期指宿火山群及び中期指宿火山群の火山岩類の活動が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、阿多噴火と阿多鳥浜噴火との間隔は約14万年であり、最新の破局的噴火は約10.5万年前の阿多噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過

時間に比べて長い。

また、Nagaoka(1988)によると、上ノ宇都噴火、塩屋噴火及び阿多丸峰噴火はプリニー式噴火ステージ、阿多噴火は破局的噴火ステージ、今和泉噴火及び田代噴火は中規模火砕流噴火ステージ、指宿火山群及び開聞岳の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされ、池田については、プリニー式噴火ステージの開始を示す噴火である可能性があるとされている。現在の噴火ステージは後カルデラ火山噴火ステージ又はプリニー式噴火ステージの初期段階であるものの、プリニー式噴火ステージの継続期間は数万年であり、池田噴火からの経過時間に比べて十分長いことから、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。

阿多カルデラの地下構造については、西ほか(2001)に示される地震波速度構造において、マグマ溜まりの存在の可能性を示す低速度異常が認められる。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである開聞岳及び指宿火山群並びにプリニー式噴火ステージである池田での既往最大噴火規模を考慮する。なお、奥野ほか(1995)、藤野・小林(1997)及び第四紀火山カタログ委員会編(1999)によると、池田、開聞岳及び指宿火山群での既往最大噴火は池田噴火であり、その噴出物量は約 $5\text{km}^3$ とされている。

#### (d) 鬼界

鬼界は、敷地の南方約120kmの海域に位置する東西約23km、南北約

16kmのカルデラである。鬼界周辺の火山としては、カルデラの北西縁に薩摩硫黄島が位置し、薩摩硫黄島は硫黄岳(標高704m)及び稲村岳(標高236m)の成層火山からなる火山島である。なお、気象庁編(2013a)では、薩摩硫黄島は活火山に指定されている。

小野ほか(1982)及び町田・新井(2011)によると、鬼界では、約14万年前に火砕流を噴出した小アビ山噴火が、約9.5万年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した鬼界葛原噴火が、約7,300年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した鬼界アカホヤ噴火が認められる。小アビ山噴火の際に噴出した小アビ山火砕流堆積物は竹島及び薩摩硫黄島に、鬼界葛原噴火の際に噴出した長瀬火砕流堆積物は竹島に、鬼界アカホヤ噴火の際に噴出した幸屋火砕流堆積物は鹿児島県南部を含む、カルデラから半径約100kmの範囲に分布する。また、鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火の噴火規模は破局的噴火とされており、小アビ山噴火についても、竹島における火砕流堆積物の層厚が鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火と同程度であることから、噴火規模は破局的噴火と考えられる。なお、Maeno et al.(2006)等によると、鬼界アカホヤ噴火時には、津波が発生したとされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、小アビ山火砕流堆積物、長瀬火砕流堆積物及び幸屋火砕流堆積物は認められない。

鬼界アカホヤ噴火に関する活動について、鬼界アカホヤ噴火以前の活動としては、小林ほか(2010)によると、約1.6万年前～約7,300年前までに、降下火山灰を主体とする噴火が複数回発生した籠港噴火期が認められる。鬼界アカホヤ噴火以降の活動としては、奥野(2002)及び前野・谷口(2005)によると、約6,000年前以降に薩摩硫黄島が活動を開始し、溶岩

や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、小アビ山噴火と鬼界葛原噴火との間隔は約5万年、鬼界葛原噴火と鬼界アカホヤ噴火との間隔は約9万年であり、最新の破局的噴火は約7,300年前の鬼界アカホヤ噴火であることから、いずれの活動間隔も、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、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、小アビ山噴火、鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火は破局的噴火ステージ、薩摩硫黄島の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされている。

鬼界の地下構造については、篠原ほか(2008)等によると、メルト包有物に関する検討から、地下3kmにマグマ溜まりの存在が推定され、現在の火山ガスの放出量が800年間継続していたと仮定した場合、80km<sup>3</sup>以上のマグマ溜まりが存在すると推定されている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである薩摩硫黄島での既往最大噴火規模を考慮する。なお、前野・谷口(2005)によると、層厚数m以上の火砕物は認められないことから、薩摩硫黄島での既往最大噴火の噴出物量は1km<sup>3</sup>以下と考えられる。

#### (e) 阿蘇カルデラ

阿蘇カルデラは、敷地の北東約150kmに位置する東西約17km、南北

約25kmのカルデラである。阿蘇カルデラ周辺の火山としては、カルデラの中央部に阿蘇山が、東側に根子岳が位置し、縁辺部に先阿蘇の火山岩類が分布する。阿蘇山は、高岳(標高1,592m)、中岳(標高1,506m)等の東西方向に連なる成層火山からなる火山群であり、根子岳(標高1,433m)は、開析の進んだ成層火山である。なお、気象庁編(2013a)では、阿蘇山は活火山に指定されている。

小野・渡辺(1983)、松本ほか(1991)及び町田・新井(2011)によると、阿蘇カルデラでは、約27万年前～約25万年前に阿蘇1噴火が、約14万年前に阿蘇2噴火が、約12万年前に阿蘇3噴火が、約9.0万年前～約8.5万年前に阿蘇4噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。阿蘇1噴火の際に噴出した阿蘇1火砕流堆積物及び阿蘇2噴火の際に噴出した阿蘇2火砕流堆積物は、大分県西部並びに熊本県北部及び中部の広い範囲に、阿蘇3噴火の際に噴出した阿蘇3火砕流堆積物は、大分県西部及び中部並びに熊本県北部及び中部の広い範囲に、阿蘇4噴火の際に噴出した阿蘇4火砕流堆積物は、九州北部及び中部並びに山口県南部の広い範囲に分布する。また、阿蘇3噴火及び阿蘇4噴火の噴火規模は、破局的噴火とされており、阿蘇1噴火及び阿蘇2噴火についても、火砕流堆積物の分布範囲等から、その噴火規模は破局的噴火と考えられる。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、阿蘇1火砕流堆積物、阿蘇2火砕流堆積物、阿蘇3火砕流堆積物及び阿蘇4火砕流堆積物は認められない。

阿蘇4噴火に関する活動について、阿蘇4噴火以前の活動としては、小野ほか(1977)によると、阿蘇3噴火及び阿蘇4噴火の間に、降下軽石又は降下火山灰を主体とする噴火が複数回発生した阿蘇4/3噴火期が認めら



れる。阿蘇4噴火以降の活動としては、小野・渡辺(1985)及び宮縁ほか(2003)によると、約9万年前以降に阿蘇山が噴火活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下軽石を主体とする噴火が複数回認められる。なお、三好ほか(2009)及び地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)によると、約80万年前～約40万年前の間に先阿蘇の火山岩類の活動が認められ、約14万年前～約12万年前の間に根子岳の火山岩類の活動が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、阿蘇1噴火と阿蘇2噴火との間隔は約11万年、阿蘇2噴火と阿蘇3噴火との間隔は約2万年、阿蘇3噴火と阿蘇4噴火との間隔は約3万年であり、活動間隔にばらつきはあるものの、最新の破局的噴火は約9.0万年前～約8.5万年前の阿蘇4噴火であることから、破局的噴火の最短の活動間隔は最新の破局的噴火からの経過時間に比べて短い。

また、Nagaoka(1988)を参考にすると、現在の阿蘇山の活動は、多様な噴火様式の小規模噴火を繰り返していることから、後カルデラ火山噴火ステージと判断される。

阿蘇カルデラの地下構造については、Sudo and Kong(2001)に示される地震波速度構造において、地下6kmに小規模なマグマ溜まりは認められるものの、大規模なマグマ溜まりは認められない。高倉ほか(2000)によると、阿蘇カルデラの地下10km以浅にマグマと予想される低比抵抗域は認められない。また、三好ほか(2005)によると、阿蘇4噴火以降の火山岩の分布とそれらの組成から、大規模な流紋岩質～デイサイト質マグマ溜まりは想定されないとされている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである阿蘇山での既往最大噴火規模を考慮する。なお、宮縁ほか(2003)によると、阿蘇山での既往最大噴火は阿蘇草千里ヶ浜噴火であり、その噴出物量は約 $2\text{km}^3$ とされている。

#### d. 敷地において考慮する火山事象

将来の活動可能性が否定できない火山について、運用期間中の噴火規模を考慮し、敷地において考慮する火山事象を評価する。

なお、過去に破局的噴火を発生させたカルデラについては、運用期間中の破局的噴火の可能性が十分低いものの、始良カルデラ、加久藤・小林カルデラ及び阿多カルデラは、火砕流が敷地に到達した可能性は否定できないことから、また、鬼界及び阿蘇カルデラは、自然現象における不確かさを考慮すると敷地への影響は否定できないことから、火山活動のモニタリングを実施する。

モニタリングに当たっては、既存観測網等による地殻変動及び地震活動の観測データ、公的機関による発表情報等を収集・分析し、第三者(火山専門家等)の助言を得た上で活動状況に変化がないことを定期的に確認する。

対象火山の状態に顕著な変化が生じた場合は、第三者(火山専門家等)の助言を得た上で破局的噴火への発展性を評価し、破局的噴火への発展の可能性がある場合は、発電用原子炉の停止、適切な燃料体等の搬出等を実施する。

(a) 降下火砕物

町田・新井(2011)によると、敷地に対して最も影響が大きい降下火砕物は、桜島における桜島薩摩噴火によるものであり、その層厚は敷地付近で12.5cm以下とされている。地質調査結果によると、敷地付近に、桜島薩摩噴火による降下火砕物は認められない。以上のことから、敷地において考慮する降下火砕物の層厚を15cmと評価する。

降下火砕物の諸元については、桜島薩摩噴火による降下火砕物を対象とした各種試験結果から、密度は飽和密度 $1.3\sim 1.5\text{g/cm}^3$ 、湿潤密度 $1.1\sim 1.3\text{g/cm}^3$ 及び乾燥密度 $0.6\sim 0.8\text{g/cm}^3$ であり、粒径は95%以上が4mm以下である。

(b) 火砕物密度流

敷地を中心とする半径160kmの範囲の火山について、火砕流堆積物の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、火砕物密度流が敷地に到達することはなく、火砕物密度流による影響はないと判断される。

(c) 溶岩流

敷地を中心とする半径50kmの範囲の火山について、火山岩の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、溶岩流が敷地に到達することはなく、溶岩流による影響はないと判断される。

(d) 岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊

敷地を中心とする半径50kmの範囲の火山について、Ui et al. (2000)に基づき、標高から算出される岩屑なだれの最大流走距離は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊が敷

地に到達することはない、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊による影響はないと判断される。

(e) 火山土石流、火山泥流及び洪水

火山土石流、火山泥流及び洪水は、河川、谷等に沿って、低所を流下する性質があるため、敷地を中心とする半径120kmの範囲の火山のうち、敷地に流入する川内川流域に分布する火山を検討対象とする。川内川は中流域において河床勾配が緩くなることから、火山土石流、火山泥流及び洪水の影響は川内川中流域の平坦な箇所までと考えられる。更に、敷地周辺の川内川下流域においても、平坦な箇所が認められ、影響は河川低地に限られると考えられることから、火山土石流、火山泥流及び洪水による影響はないと判断される。

(f) 火山から発生する飛来物

敷地を中心とする半径10kmの範囲には火山が分布しないことから、火山から発生する飛来物による影響はないと判断される。

(g) 火山ガス

敷地を中心とする半径160kmの範囲の火山について、火山噴出物の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、影響を及ぼすような火山ガスが敷地に到達することはない。また、仮に到達したとしても、敷地は海に面して開放された土地に位置し、火山ガスが滞留することはないため、火山ガスによる影響はないと判断される。

(h) 新しい火口の開口

敷地を中心とする半径20kmの範囲には火山が分布しないこと並びに敷地近傍において低周波地震が認められないこと(気象庁編、2013b)及び熱水活動が認められないこと(阪口・高橋、2002)から、新しい火口の開口による影響はないと判断される。

(i) 津波

過去の火山事象の発生状況から想定される津波の規模及び地形的障害を考慮すると、敷地に影響を及ぼすような津波が到達することはなく、火山事象に伴う津波による影響はないと判断される。

(j) その他の火山事象

火山と敷地とは十分な離隔があることから、火山活動に伴う大気現象、地殻変動及び静振、火山性地震とこれに関連する事象並びに熱水系及び地下水の異常による影響はないと判断される。

#### 1.2.2.4 竜巻

##### (1) 竜巻

竜巻影響評価は「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド」(平成25年6月19日 原規技発第13061911号 原子力規制委員会決定)に基づき実施する。

基準竜巻及び設計竜巻の設定は、竜巻検討地域の設定、基準竜巻の最大風速の設定及び設計竜巻の最大風速の設定の流れで実施する。

##### a. 竜巻検討地域の設定

発電所が立地する地域と、気象条件の類似性の観点及び局所的な地域性の観点で検討を行い、竜巻検討地域を設定する。

##### (a) 気象総観場毎の整理

気象条件の類似性の観点では、気象総観場毎の竜巻発生場所を整理し、発電所と類似の地域を抽出する。気象総観場は、気象庁「竜巻等の突風データベース」の総観場を基に、独立行政法人原子力安全基盤機構が東京工芸大学に委託した研究の成果(以下「東京工芸大学委託成果」という。)を参考に、低気圧、台風、停滞前線、局地性降雨(局地性擾乱、雷雨含む)、季節風及びその他の6つに分類する。なお、低気圧には、気圧の谷、暖気の移流、寒気の移流及び前線(停滞前線除く)を含めている(第1.2-31図)。

低気圧起因の竜巻は日本全国で発生しており、地域性はないと判断する(第1.2-32図)。次に、停滞前線起因の竜巻は、北海道を除く地域で発生している(第1.2-33図)。同様に、台風起因の竜巻は九州から太平洋側の地域で発生している(第1.2-34図)。残る局地性降雨、季節風及びその他の竜巻については、日本全国で発生していると判断する。

(b) 抽出した地域を対象とした竜巻発生頻度等の分析

竜巻発生地域性が見られる停滞前線起因と台風起因の発生エリアの重なりを考慮すると、九州・山口、太平洋側沿岸において類似性がある。そこで、この九州・山口、太平洋側沿岸を基本として、竜巻の発生頻度の観点から竜巻検討地域の検討を行う。

九州・山口、太平洋側沿岸の海岸線から海側陸側各5kmの範囲を対象として、単位面積当りの竜巻発生数のエリア毎の比較を示す(第1.2-35図及び第1.2-24表)。なお、竜巻の数は、台風に限定せずすべての気象要因による発生数である。

これらより、九州から太平洋側沿岸に拡げていくと、九州(沖縄県含む)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県及び茨城県に当る①+②+③+④のケースが単位面積当りの竜巻発生数が最も大きくなる。

次に、各ケースに含まれるFスケールが比較的大きな竜巻(F1～F2以上)の発生数について、九州(沖縄県含む)から茨城県(①+②+③+④のケース)まで拡げることでF2～F3などの大きな竜巻も取込めていることがわかる(第1.2-25表)。

(c) 集中地域における竜巻の発生頻度の確認

局所的な類似性の観点では、独立行政法人原子力安全基盤機構「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド(案)及び解説」に、全国19個の竜巻集中地域が示されており、発電所は集中地域⑨に立地している(第1.2-36図)。集中地域⑨について、海側陸側各5kmの範囲を対象とした単位面積当りの竜巻発生数の分析を行い、九州(沖縄県含む)から茨城県(①+②+③+④のケース)の地域を下回ることを確認している(第1.2-26表)。

(d) 竜巻検討地域

九州(沖縄県含む)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県及び茨城県の海岸線から陸側及び海側それぞれ5kmの範囲を竜巻検討地域に設定する(面積約 $8.5 \times 10^4 \text{km}^2$ )。第1.2-37図に竜巻検討地域を示す。

b. 基準竜巻の最大風速の設定

基準竜巻の最大風速は、過去に発生した竜巻による最大風速( $V_{B1}$ )及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速( $V_{B2}$ )のうち、大きな風速を設定する。

(a) 過去に発生した竜巻による最大風速( $V_{B1}$ )

過去に発生した竜巻による最大風速の設定に当たっては、現時点で竜巻検討地域で過去に発生した竜巻の最大風速を十分な信頼性のあるデータ等に基づいて評価できるだけの知見を有していないことから、日本で過去に発生した竜巻の観測データを用いて設定する。なお、今後も地域特性に関する検討、新たな知見の収集やデータの拡充などに取組み、より信頼性のある評価が可能なように努力する。

日本で過去に発生した最大の竜巻はF3スケールである。F3スケールにおける風速は70m/s～92m/sであることから、その最大風速を基に過去に発生した最大の竜巻の最大風速 $V_{B1}$ を92m/sとする。第1.2-27表に日本におけるF3スケールの竜巻一覧を示す。

(b) 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速( $V_{B2}$ )

竜巻最大風速のハザード曲線は、「原子力発電所の竜巻影響評価ガイ



ド」(以下「ガイド」という。)に従い、既往の算定方法に基づき、具体的には、東京工芸大学委託成果を参照して算定する。本評価は、竜巻データの分析、竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率密度分布の算定、相関係数の算定、並びにハザード曲線の算定によって構成される。

竜巻最大風速のハザード曲線の算定は、竜巻検討地域(海岸線から陸側及び海側それぞれ5km全域の範囲)で評価及び竜巻検討地域を海岸線に沿って1km範囲ごとに細分化した評価の2とおりで算定し、そのうち大きな風速を設定する。

#### イ 海岸線から陸側及び海側それぞれ5km全域の評価

本評価では、竜巻検討地域外で発生して竜巻検討地域内に移動した陸上発生竜巻も発生数にカウントする。被害幅及び被害長さは、それぞれ被害全幅及び被害全長を用いる。

#### ロ 竜巻の発生頻度の分析

気象庁「竜巻等の突風データベース」(第1.2-38図)をもとに、1961年～2012年6月までの51.5年間の統計量をFスケール別に算出する。なお、観測体制の変遷による観測データ品質のばらつきを踏まえ、以下の(イ)～(ハ)の基本的な考え方に基づいて整理を行う。

(イ) 被害が小さくて見過ごされやすいF0及びFスケール不明竜巻に対しては、観測体制が強化された2007年以降の年間発生数や標準偏差を用いる。

(ロ) 被害が比較的軽微なF1竜巻に対しては、観測体制が整備された1991年以降の年間発生数や標準偏差を用いる。

(ハ) 被害が比較的大きく見逃されることがないと考えられるF2及びF3竜

巻に対しては、観測記録が整備された1961年以降の全期間の年間発生数や標準偏差を用いる。

また、Fスケール不明の竜巻については、以下の取扱いを行う。

陸上で発生した竜巻(以下「陸上竜巻」という。)及び海上で発生して陸上へ移動した竜巻については、被害があつて初めてそのFスケールが推定されるため、陸上でのFスケール不明の竜巻は、被害が少ないF0竜巻と見なす。

海上で発生しその後上陸しなかった竜巻(以下「海上竜巻」という。)については、その竜巻のスケールを推定することは困難であることから、「海岸線から海上5kmの範囲における海上竜巻の発生特性が、海岸線から内陸5kmの範囲における陸上竜巻の発生特性と同様である。」という仮定に基づいて各Fスケールに分類する。

その結果、Fスケール不明の海上竜巻の取扱いにより、第1.2-28表のとおり観測実績に対して保守性を高めた評価としている。

#### ハ 年発生数の確率密度分布の設定

ガイドにて、 $V_{B2}$ 算定の参考になるとされている東京工芸大学委託成果によれば、Wen and Chuが、竜巻に遭遇しかつ竜巻風速がある値以上となる確率モデルの推定法を提案し、竜巻の発生がポアソン過程に従うと仮定した場合、竜巻の年発生数の確率分布はポアソン分布若しくはポリヤ分布に従うとしている。

ポアソン分布は、生起確率が正確に分からないが稀な現象の場合に有用な分布である。一方、ポリヤ分布は、発生状況が必ずしも独立でない稀現象(ある現象が生ずるのは稀であるが、一旦ある現象が発生するとその周囲にもその現象が生じやすくなる性質)の場合に有用な分布であ

る(例えば伝染病の発生件数)。台風や前線により竜巻が発生した場合、同時多発的に複数の竜巻が発生する状況が考えられるため、ポリヤ分布の方が実現象をより反映できると考えられる。

なお、国内を対象とした竜巻の年発生数の分布の適合性に関する検討結果は、東京工芸大学委託成果に示されており、陸上竜巻及び海上竜巻の両方の発生数について、ポリヤ分布の適合性がポアソン分布に比べて優れているとしている。

今回、竜巻検討地域で発生した竜巻を対象に、発生数に関するポアソン分布及びポリヤ分布の適合性を検討した結果、竜巻検討地域においても、ポリヤ分布の適合性がポアソン分布に比べて優れている(第1.2-39図)。

以上より、ハザード曲線の評価に当たって使用する竜巻年発生数の確率密度分布は、ポリヤ分布を採用する。

## ニ 竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率分布並びに相関係数

竜巻検討地域における51.5年間の竜巻風速、被害幅及び被害長さを基に、確率密度分布についてはガイド及びガイドが参考としている東京工芸大学委託成果を参照し、対数正規分布に従うものとする(第1.2-40図～第1.2-42図)。

なお、疑似的な竜巻の作成に伴う被害幅又は被害長さの情報がない竜巻には、被害幅又は被害長さを有する竜巻の観測値を与えている。その際は、被害幅又は被害長さが大きいほうから優先的に用いることで、被害幅又は被害長さの平均値が大きくなるように工夫しているとともに、被害幅又は被害長さ0のデータについては計算に用いておらず、保守的な評価を行っている。

このように、前述のFスケール不明の竜巻の取扱い等も含め、データについては保守的な評価となる取扱いを行っている。

また、1961年以降の観測データのみを用いて、竜巻風速、被害幅及び被害長さについて相関係数を求める(第1.2-29表)。

#### ホ 竜巻影響エリアの設定

竜巻影響エリアは、川内原子力発電所1号機と2号機はツインプラントであり建屋及び設備が隣接しているため、1号機と2号機の合計値として評価することとする。川内原子力発電所1号機と2号機の評価対象施設の面積(第1.2-30表)及び設置位置を考慮して、評価対象施設を包絡する円形のエリア(半径170m、面積約 $9.1 \times 10^4 \text{m}^2$ )として設定する(第1.2-43図)。

なお、竜巻影響エリアを円形とするため、竜巻の移動方向には依存性は生じない。

#### ヘ ハザード曲線の算定

T年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速が $V_0$ 以上となる確率を求め、ハザード曲線を求める。

前述のとおり、竜巻の年発生数の確率密度分布としてポリヤ分布の適合性が高い。ポリヤ分布は式(1)で示される(Wen and Chu)。

$$P_T(N) = \frac{(vT)^N}{N!} (1 + \beta vT)^{-(N+1/\beta)} \prod_{k=1}^{N-1} (1 + \beta k) \quad (1)$$

ここで、Nは竜巻の年発生数、vは竜巻の年平均発生数、Tは年数である。βは分布パラメータであり式(2)で示される。

$$\beta = \left( \frac{\sigma^2}{v} - 1 \right) \times \frac{1}{v} \quad (2)$$

ここで、 $\sigma$ は竜巻の年発生数の標準偏差である。

Dを竜巻影響評価となる対象構造物が風速 $V_0$ 以上の竜巻に遭遇する事象と定義し、竜巻影響評価の対象構造物が1つの竜巻に遭遇し、その竜巻の風速が $V_0$ 以上となる確率を $R(V_0)$ としたとき、T年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速が $V_0$ 以上となる確率は式(3)で示される。

$$P_{V_0, T}(D) = 1 - [1 + \beta v R(V_0) T]^{1/\beta} \quad (3)$$

この $R(V_0)$ は、竜巻影響評価の対象地域の面積を $A_0$ (つまり竜巻検討地域の面積約 $8.5 \times 10^4 \text{km}^2$ )、1つの竜巻の風速が $V_0$ 以上となる面積を $DA(V_0)$ とすると式(4)で示される。

$$R(V_0) = \frac{E[DA(V_0)]}{A_0} \quad (4)$$

ここで、 $E[DA(V_0)]$ は $DA(V_0)$ の期待値を意味する。

本評価では、以下のようにして $DA(V_0)$ の期待値を算出し、式(4)により $R(V_0)$ を推定して、式(3)により $P_{V_0, T}(D)$ を求める。風速を $V$ 、被害幅を $w$ 、被害長さを $l$ 及び移動方向を $\alpha$ とし、 $f(V, w, l)$ 等の同時確率密度関数を用いると、 $DA(V_0)$ の期待値は式(5)で示される(Garson et al.)。

$$\begin{aligned}
E[DA(V_0)] = & \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) \ell f(V, w, \ell) dV dw d\ell \\
& + \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \int_0^\infty H(\alpha) \ell f(V, \ell, \alpha) dV d\ell d\alpha \\
& + \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) G(\alpha) f(V, w, \alpha) dV dw d\alpha \\
& + S \int_{V_0}^\infty f(V) dV
\end{aligned} \tag{5}$$

ここで、 $H(\alpha)$ 及び $G(\alpha)$ はそれぞれ、竜巻の被害長さ及び被害幅方向に沿った面に竜巻影響評価対象構造物を投影した時の長さである。竜巻影響エリアを円形で設定しているため、 $H$ 、 $G$ ともに竜巻影響エリアの直径340mで一定（竜巻の移動方向に依存しない）となる。 $S$ は竜巻影響エリアの面積（直径340mの円の面積：約 $9.1 \times 10^4 \text{m}^2$ ）を表す。円の直径を $L$ とした場合の計算式は式(6)で示される。

$$\begin{aligned}
E[DA(V_0)] = & \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) \ell f(V, w, \ell) dV dw d\ell \\
& + L \int_0^\infty \int_0^\infty \ell f(V, \ell) dV d\ell \\
& + L \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) f(V, w) dV dw \\
& + S \int_{V_0}^\infty f(V) dV
\end{aligned} \tag{6}$$

また、風速の積分範囲の上限値は、ハザード曲線の形状が不自然にならない程度に大きな値として120m/sに設定する。

また、 $W(V_0)$ は、竜巻の被害幅のうち風速が $V_0$ を超える部分の幅であり、式(7)で示される。この式により、被害幅内の風速分布に応じて被害様相に分布がある（被害幅の端ほど風速が小さくなる）ことが考慮されている

(Garson et al., Garson et al.)。

$$W(V_0) = \left( \frac{V_{\min}}{V_0} \right)^{1/1.6} w \quad (7)$$

ここで、係数の1.6について、既往の研究では例えば0.5や1.0などの値も提案されている。ガイドにて参照しているGarson et al.では、観測値が不十分であるため保守的に1.6を用いることが推奨されており、本検討でも1.6を用いる。また、発電所の竜巻影響評価では、ランキン渦モデルによる竜巻風速分布に基づいて設計竜巻の特性値等を設定している。ランキン渦モデルは高さ方向によって風速及び気圧が変化しないため、地表から上空まで式(7)を適用できる。なお、式(7)において係数を1.0とした場合がランキン渦モデルに該当する。

また、 $V_{\min}$ は、Gale intensity velocityと呼ばれ、被害が発生し始める風速に位置づけられる。Garson et al.では、 $V_{\min}=40\text{mph} \doteq 18\text{m/s}$  ( $1\text{mph} \doteq 1.61\text{km/h}$ )を提案している。米国気象局NWS(National Weather Service)では、Gale intensity velocity は34～47ノット(17.5～24.2m/s)とされている。また、気象庁が使用している風力階級では、風力9は大強風(strong gale: 20.8～24.4m/s)と分類されており、風力9では「屋根瓦が飛ぶ。人家に被害が出始める。」とされている。

以上を参考に、本検討においては、 $V_{\min}=25\text{m/s}$ とする。なお、この値はF0(17～32m/s)のほぼ中央値に相当する。

海岸線から陸側及び海側それぞれ5km全域を対象に算定したハザード曲線より、年超過確率 $10^{-5}$ における風速を求めると、69.3m/sとなる(第1.2-44図)。

#### ト 1km範囲ごとに細分化した評価

1km範囲ごとの評価は、1km幅は変えずに順次ずらして移動するケース(短冊ケース)を設定して評価する。評価の条件として、発生数は、竜巻検討地域外で発生して竜巻検討地域内に移動した竜巻である通過竜巻もカウントしている。被害幅及び被害長さは、それぞれ1km範囲内の被害幅及び被害長さをを用いている。上記評価条件に基づいて、海岸線から陸側及び海側それぞれ5km全域の評価と同様の方法で算定したハザード曲線より、年超過確率 $10^{-5}$ における風速を求めると、陸側4～5kmを対象とした場合の75.4m/sが最大となる(第1.2-45図)。

#### チ 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速( $V_{B2}$ )

海側及び陸側それぞれ5km全域の評価と、1km範囲ごとの評価を比較して、竜巻最大風速のハザード曲線により設定する最大風速 $V_{B2}$ は、ガイドを参考に年超過確率 $10^{-5}$ に相当する風速とし、75.4m/sとする(第1.2-46図)。

#### (c) 基準竜巻の最大風速

過去に発生した竜巻による最大風速 $V_{B1}=92\text{m/s}$ 及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 $V_{B2}=75.4\text{m/s}$ より、発電所における基準竜巻の最大風速 $V_B$ は92m/sとする。

#### c. 設計竜巻の最大風速の設定

発電所が立地する地域の特性として、周辺の地形や竜巻の移動方向を考慮して、基準竜巻の最大風速の割り増しを検討し、設計竜巻の最大風速を設定する。



(a) 発電所周辺の地形

発電所敷地周辺の地形を第1.2-47図に示す。敷地の陸側は標高約160m～約320m程度の山々が存在している。

竜巻の渦は、地表面粗度の影響を受けやすい。内陸や山岳部での竜巻発生数が海岸線付近に比べて少ないのは、この影響によるところが大きいと考えられる。

力学的な知見としては、風洞を用いた竜巻状流れ場の可視化実験(松井、田村)等において、地表面粗度が大きくなると、旋回流パラメータの1つであるスワール比(上昇流の運動量に対する角運動量の比)が小さくなり、旋回流速度が低下することが分かっている。

最近の知見として、LES(ラージ・エディ・シミュレーション)を用いた非定常乱流の数値解析結果では、スワール比が下がるのと同様の効果として、地表面粗度が接線風速を弱める効果を有することが示唆されている(Natarajan and Hangan)。

したがって、地表面粗度が大きい山間部を越えてくることは考えにくく、山間部以外は平坦な地形であることから、発電所が立地する地形では、竜巻が発生したとしても竜巻が増幅することを考慮する必要はないと考えられる。

一方、斜面における竜巻の増幅については、下り斜面で増幅するという知見と、上り斜面で増幅するという知見の両方が存在しており、現時点で、地形効果による竜巻増幅を十分に評価できるだけの信頼性を有する知見は存在しない。発電所の場合、敷地の東側に山が存在する以外は平坦な地形であることから、敷地東側の山から発電所に進入する場合には、ForbesやLewellenが増幅するとしている下り斜面に該当する。

そこで、敷地東側の山から竜巻が発電所に進入することについては、地

表面粗度が大きい山間部を越えてくることは考えにくいものの、下り斜面で増幅する可能性があることから、竜巻の移動方向について分析を行う。

(b) 九州西部地域で過去に発生した竜巻の移動方向

発電所が立地する九州西部地域(熊本県、鹿児島県)で過去に発生した竜巻のうち、移動方向が記録されている36個の竜巻について、移動方向の実績を整理する(第1.2-48図)。

その結果、北東方向の17個をはじめ、北～東向きに31個(約85%)が集中している。

また、鹿児島県沿岸部で発生した竜巻について、竜巻発生時の気圧配置などを確認したところ、北東方向への風の吹込みによって、竜巻の発生及び移動が起こっていることが支配的である。

なお、北西～南西向きに移動した竜巻が若干数あるが、鹿児島県の離島での発生がほとんどである。また、熊本県において西南西に移動した竜巻が存在するが、その移動距離も僅か0.1km程度である。

竜巻の移動方向の分析結果から、発電所への竜巻の進入ルートは、地形が平坦な海側からとなる可能性が高い(第1.2-49図)。

(c) 設計竜巻の最大風速

発電所では、竜巻は地形が平坦な海側から発電所敷地に進入する可能性が高く、発電所敷地自体も平坦であるため、地形効果による竜巻の増幅を考慮する必要はないと考えられるため、基準竜巻の最大風速に対する割り増しは行わず、設計竜巻の最大風速 $V_D$ は92m/sとする。

なお、今後も継続的に新たな知見等の収集に取り組み、必要な事項については適切に反映を行う。

#### 1.2.2.5 生物

##### (1) 海生生物

発電所周辺海域において、魚等の遊泳動物に関する刺網調査を実施した結果、四季を通じての総出現種類数は47種となっている。また、季節別の出現種類数は12～28種となっており、秋季が最も多く、主な出現種は、ウチワザメ、マルアジ、アカエイ、シログチ、キチヌ等である。

なお、周辺海域において、夏季にクラゲの発生が確認されることがあるが、クラゲ等の襲来により安全施設の安全機能が損なわれた実績はない。

##### (2) 植生

発電所東側(内陸側)の植生は、地方自治体の森林簿によると、天然林の広葉樹が1km程度広がり、更に内陸にはスギ・ヒノキの人工林が広がっている。また、発電所南側の海岸添いにはマツの人工林が分布する。こうした森林内部には、水田、畑等の農用地が点在している。

### 1.2.3 近接する産業、輸送及び他の施設

#### 1.2.3.1 近接する産業

薩摩川内市における主要工場としては、中越パルプ工業株式会社川内工場（敷地東方約9.8km）、京セラ株式会社鹿児島川内工場（敷地東方約9.5km）及び当社川内火力発電所（敷地北方約2.5km）がある。

石油コンビナート施設としては、石油コンビナート等特別防災区域川内地区（敷地北方約1.2km）がある。コンビナート施設の位置図を第1.2-50図に示す。

また、発電所敷地外の半径10kmに存在する危険物貯蔵施設については、発電所間の山林（標高約100m）の障壁がある。

#### (1) 産業構造及び産業配置

薩摩川内市、いちき串木野市及び鹿児島県の産業構造は、平成27年10月における産業別就業者数で見ると、第1.2-31表のとおりである。

薩摩川内市の総就業者数44,892人に対し、第三次産業が63.8%、いちき串木野市の総就業者数13,289人に対し、第三次産業が65.9%であり両市とも第三次産業の従事者の割合が高い。

また、薩摩川内市及びいちき串木野市の産業配置は、総就業者数で見ると、それぞれ44,892人、13,289人であり、鹿児島県の753,855人に対し、それぞれ6.0%、1.8%である。

#### (2) 生産量及び生産額等

##### a. 農業

薩摩川内市及びいちき串木野市の農業産出額は、第1.2-32表のとおり、平成29年において、それぞれ106.4億円、35.8億円であり、米、野菜、肉用牛、鶏等が多い。

## b. 林業

薩摩川内市及びいちき串木野市の林野面積は、第1.2-33表のとおり、平成27年において、それぞれ44,930ha、6,885haである。

林野面積に対する公私有林の占める割合は、薩摩川内市で91.1%、いちき串木野市で81.7%である。

## c. 水産業

### (a) 海域

薩摩川内市及びいちき串木野市の海面漁業の漁獲量の推移は、第1.2-34表のとおりである。また、薩摩川内市及びいちき串木野市の魚種別の漁獲量は、第1.2-35表のとおりである。

平成29年の薩摩川内市における漁獲量は、1,417tである。主な漁獲物は、しらす、ぶり類、まだい、かじき類、えび類である。

また、平成29年のいちき串木野市における漁獲量は、15,759tである。主な漁獲物は、まぐろ類、さめ類、かじき類である。

### (b) 河川

川内川(川内地域)における内水面漁業の漁獲量の推移は、第1.2-36表のとおりである。平成29年の漁獲量は8.9tである。主な漁獲物は、あゆ、うなぎ、かにである。

## d. 商業

薩摩川内市及びいちき串木野市の年間商品販売額は、第1.2-37表のとおり、平成26年7月1日現在において、それぞれ約1,442億円、約306億円である。

なお、鹿児島県全体では約3兆7,106億円であり、県全体に対する販売額の比率は、それぞれ3.9%、0.8%である。

薩摩川内市及びいちき串木野市の卸売・小売業事業所数は、それぞれ1,225事業所、385事業所、従業者数は、それぞれ7,420人、1,797人である。

#### e. 工業

薩摩川内市及びいちき串木野市の製造品出荷額等は、第1.2-38表のとおり、平成28年6月1日現在において、それぞれ約1,952億円、約680億円である。

なお、鹿児島県全体では約2兆1,536億円であり、県全体に対する販売額の比率は、それぞれ9.1%、3.2%である。

薩摩川内市及びいちき串木野市の製造事業所数は、それぞれ257事業所、109事業所、従業者数は、それぞれ8,034人、2,502人である。

### 1.2.3.2 交通の状況

#### (1) 陸上交通

##### a. 主要な道路の状況

発電所及びその周辺の主要な道路は、第1.2-51図のとおり、川内地域を縦断する形で国道3号が通っており、国道267号が東郷地域方面から、県道川内加治木線が樋脇地域方面から合流している。また、発電所へ向かう道路として、県道川内串木野線及び県道京泊草道線がある。

その他、熊本県八代市を起点に薩摩川内市及びいちき串木野市を経由して鹿児島市に至る南九州西回り自動車道の整備が進められており、鹿児島市からは、薩摩川内市の薩摩川内水引ICまでが供用開始されている。

## b. 鉄道

発電所及びその周辺の鉄道は、第1.2-51図のとおり、九州旅客鉄道(株)の九州新幹線及び鹿児島本線、肥薩おれんじ鉄道(株)の肥薩おれんじ鉄道がある。

発電所の最寄り駅は、九州旅客鉄道(株)では川内駅、肥薩おれんじ鉄道(株)では発電所の北東方向約4kmの草道駅である。

## (2) 海上交通

発電所の周辺海域における航路は、第1.2-51図のとおりである。

発電所周辺海域の船舶の航路としては、西方向約2kmに航路があり川内港から甕島までの高速船が運航している。

発電所最寄りの港湾は、北方向約2kmの川内川対岸河口に30,000重量トン級岸壁をもつ重要港湾川内港がある。川内港では、多数の外航商船や内航商船等が入出港している。

川内港の船種別入港船舶数は、第1.2-39表のとおりである。

## (3) 航空交通

航空関係としては、発電所の東方向約50kmに鹿児島空港がある。発電所上空に航空路はないが直行経路、進入経路及び出発経路がある。これらの航空路等に関する平成24年の交通便数の調査によると、直行経路の最大交通便数日(平成24年8月9日)の飛行便数は1日0便、進入経路の最大交通便数日(平成24年8月9日)の飛行便数は1日1便及び出発経路の最大交通便数日(平成24年8月9日)の飛行便数は1日0便である。また、発電所の南東方向約80kmに海上自衛隊鹿屋航空基地があるが、発電所上空に訓練空域は設定されていない。なお、航空機は原則として発電所上空を飛行することを規制され

ている。航空路等図を第1.2-52図に示す。



#### 1.2.4 安全に影響を及ぼす可能性があるプラント敷地での活動

プラントの安全に影響を及ぼす可能性があるプラント敷地での活動には、新燃料及び使用済燃料の運搬、化学物質の貯蔵及び排出並びにばい煙等を排出する補助ボイラーの運転がある。

これらの活動は、プラントの安全に影響を及ぼさないよう、以下のとおり管理された状態で実施される。

##### (1) 新燃料及び使用済燃料の運搬

「1.13.3.3 炉心管理及び燃料取扱い」参照。

##### (2) 化学物質の貯蔵及び排出

補給水処理装置、復水脱塩装置、補助ボイラー等に必要な化学薬品は、「1.17.3 品質マネジメント」に基づく業務要領「川内原子力発電所化学業務要領」に従い、専用のタンクで貯蔵・管理される。

これらの化学薬品を含む排水は、「1.17.3 品質マネジメント」に基づく規定文書「川内原子力発電所技術基準」に従い、排水処理装置で中和、除濁、ろ濁処理した後、放出する。

##### (3) 補助ボイラーからのばい煙

補助ボイラーから排出されるばいじん、硫黄酸化物、窒素酸化物等は、「川内原子力発電所技術基準」に従い測定され、測定結果が制限値を満足することを確認する。

測定結果が、大気汚染防止法の規制値を超えるおそれがある場合には、必要な処置をとる。

## 1.2.5 水文

### 1.2.5.1 水理

#### (1) 陸水

発電所付近の河川として、敷地から北方約2kmの地点に川内川(流域面積約1,600km<sup>2</sup>)がある。また、敷地内の南側寄りには宮山池がある。

#### (2) 海象

##### a. 潮位

発電所周辺海域の潮位については、鹿児島県による当該発電所敷地の南南東約15kmに位置する串木野漁港の潮位観測記録によれば、下記のとおりである。

最高潮位	(H.H.W.L.)	T.P.+1.88m
朔望平均満潮位	(H.W.L.)	T.P.+1.38m
平均潮位	(M.W.L.)	T.P.-0.22m
朔望平均干潮位	(L.W.L.)	T.P.-1.72m
最低潮位	(L.L.W.L.)	T.P.-1.82m

ここに、T.P.:東京湾平均海面

##### b. 流向

発電所周辺海域における流向の調査結果によれば、海岸線にほぼ平行な汀線方向の流れがみられる。

##### c. 波高

###### (a) 波高出現率

敷地前面の海岸は外海に面し、かつ、ほぼ南北に直線状に走る単調な

海岸であるため直接沖波を受ける可能性が強く特に冬期季節風の影響が強い。年間の波浪の卓越周期は7～8s程度である。

昭和47年の一ヶ年間当地点で実施した観測記録によると、波高0.5m以下の静穏が全体の71%を占めており、月別では4～7月に多い。波高1.5m以上は全体の4%あり、冬期に多い。また、季節風により最大有義波高3.0m、最大波高5.7mを記録している。

#### (b) 設計波高

設計波高は、台風の資料によって波浪推算を実施し、水深ごとに決定した。モデル台風の規模としては、枕崎台風級を考え、台風の中心気圧は920hPaとした。

台風のコースとしては、枕崎台風、ルース台風、周防灘台風を採用し、モデル台風が前記3箇の経路を取った場合について、波浪を求めた。

推算結果は次表のとおりである。

設計波高(有義波高)

構造物計画地点における適用水深	15m以上	15~10	9~5	5~3	3以下
波高(周期=9s)	6.2m	5.7	5.5	4.0	2.5

#### d. 海水温度

敷地前面の沖合約700m地点において自記水温計を波高柱に設置して、2時間毎に水温を記録した。それにより得られた昭和46年9月から1ヶ年の水温記録を第1.2-40表に示す。

水深約3.0mの月間平均水温は最高26.5℃(8月)、最低15.0℃(2月)であ

る。水温の鉛直分布は夏季において上層がわずかに高い。春季から夏季、夏季から秋季への水温が上昇並びに下降する時期では、上・下層の水温はほぼ等しく、冬季では下層の水温が上層より少し高くなる。

e. 漂砂

敷地前面の海岸は、ほぼ南北方向に直線状をなす遠浅の砂質海岸である。

漂砂の供給源は主として川内川の流下土砂によるものと考えられ、これが北西の季節風に伴う波浪の影響を受けて南に移動する傾向がある。

漂砂による海底変動は、水深約7m以深では僅少である。

(3) 利水計画

a. 原水所要量

(a) 所要水量

原水の所要水量は、平常運転時では約 $1,000\text{m}^3/\text{d}$ と予想される。

(b) 取水計画

発電所の諸補給水、雑用水、飲料水等の淡水使用量は、平均で約 $1,000\text{m}^3/\text{d}$ 、年間約 $36.5\text{万m}^3$ が見込まれる。

これらの淡水については、宮山池から延長約600mの送水管によって発電所構内の給水処理設備までポンプにより送水する。

なお、宮山池は昭和43年の渇水年で約 $1,300\text{m}^3/\text{d}$ の取水可能量があり、有効貯水容量約 $26\text{万m}^3$ であるので、発電所用水の安定確保が十分可能である。

(c) 水処理計画

宮山池より送水された原水は、除濁槽、ろ過器を通して、ろ過水貯蔵タンクに貯水する。飲料水は、ろ過水を滅菌装置で処理して使用する。

また、プラント補給水は、ろ過水貯蔵タンクの水を純水装置を通した後、純水タンクに貯水して使用する。

昭和48年9月から、昭和52年12月までの原水水質の平均値を第1.2-41表に示す。

b. 復水器冷却水及び補機冷却用水

(a) 取水量

海水取水量は、復水器冷却水として約 $64\text{m}^3/\text{s}$ 、原子炉補機冷却水として約 $2\text{m}^3/\text{s}$ 、合計 $66\text{m}^3/\text{s}$ である。

(b) 取放水計画

敷地前面海域に防波堤を築造し、その内側に取水口を設け、水深約6.5mのカーテン・ウォール式の取水口から循環水ポンプにより取水し、復水器に送水する。

復水器を冷却した後は、南防波堤外に設ける放水口から海域に放水する。また別置きのパンプにより海水を取水し、原子炉補機冷却水システムの冷却水として使用する。

## 1.2.6 気象

### (1) 川内地方の気象

#### a. 地勢と気候

川内地方は、鹿児島県の西部に位置し、紫尾山(1,067m)を始めとする小山塊や大口盆地、川内盆地などが介在している。川内川はこれらの山あいと盆地間を縫って、東シナ海に注ぐ九州第二の川(全長約130km)である。

川内地点は、この川内川の左岸側河口に位置している。

川内地方を含む九州南部は、沿岸を絶えず黒潮暖流に洗われていて、温暖多雨の西海型気候区に属している。

したがって、南国的な気候を持ち、ビロー樹、ソテツなどの熱帯植物が自生し、冬でも雪を見ない年が多い。

#### b. 四季の気候

##### (a) 春(3月～5月)

この地方は3月に入ると、暖かい南風の吹く日が多くなり、また移動性高気圧と低気圧が交互に通過するため、天気は周期的に変化する。

ソメイヨシノの咲き始めも、九州で一番早い地方である。

3月、4月ごろの変わり易い天気も5月に入るとやや安定し、良い天気が続くことがあるが、5月末になると梅雨の走りが現れる。

##### (b) 夏(6月～8月)

九州本土のうちで、入梅の最も早い地方である。梅雨期間や降水量は年によって非常に大きい開きがあるが、梅雨時の大雨により、大きな水害をもたらす年がある。

梅雨があけると安定した天気が続くが、にわか雨は多く、したがって、雷の

発生度数も多い。

8月中旬から下旬にかけては、一年中で一番台風の来襲回数が多い時期に当たっている。

(c) 秋(9月～11月)

9月はなお残暑が厳しいが、朝夕はめっきり涼しくなる。

台風の来襲回数はこの月も多く、特に中旬は大型台風が現れ易く、大きい災害をもたらすことがある。

秋りん現象は必ずしもはっきりと認められない。10月から11月にかけて暑からず寒からずの秋晴れの良い天気が続く。

(d) 冬(12月～2月)

12月に入ると北西の季節風が吹き始めるが、この地方は北部九州ほど厳しい季節風は吹かず、また長続きしない。

雪の降る期間も1月中旬から2月上旬と短く、また、沿岸部では雪はめったに積もらない。

立春を過ぎるころから暖かい南風の吹く日が次第に多くなり、三寒四温の天気変化に変わってゆく。

(2) 最寄りの気象官署の資料による一般気象

a. 気象官署所在地の状況

発電用原子炉施設の一般的設計条件及び異常年検定の資料とするため、最寄りの気象官署の気象資料を用いた。

対象とした気象官署は鹿児島地方気象台、阿久根測候所及び枕崎測候所の3箇所で、各気象官署の所在地及び観測項目を第1.2-42表及び第1.2-

53図に示す。

鹿児島地方気象台は、鹿児島市南部の平たん地にあり、前に鹿児島湾、背後にシラス台地をひかえた所に位置している。

阿久根測候所は、東シナ海に面した鹿児島県北部の阿久根市にあり、測候所の位置は市の丘陵地である。

枕崎測候所は、薩摩半島の西南端にある漁港、枕崎市にあり、測候所の位置は市中央部の丘陵の上に設けられている。

#### b. 鹿児島、阿久根、枕崎各気象官署を選んだ理由

敷地における気象観測期間が、十分長期間の気象を代表しているかどうかを検定するため、及びこの地方の一般的気候を知るため、長期間通年観測が行われている気象官署の資料が必要である。

最寄りの気象官署としては、鹿児島地方気象台、阿久根測候所及び枕崎測候所がある。

これら3気象官署は、気候的に敷地に比較的類似しており、更に、よく管理された長期間の観測資料が得られている。敷地の局地的気象を推定し、発電用原子炉施設の一般的設計条件として必要な気象データを得るために、最寄りの気象官署の鹿児島地方気象台、阿久根測候所及び枕崎測候所の資料を用いることにした。

更に、敷地における気象観測期間が異常年でないかどうかを検定するために、上記3気象官署について資料を利用することにした。

#### c. 最寄りの気象官署における一般気象概況

「日本気候表」に基づいて、鹿児島地方気象台、阿久根測候所及び枕崎測候所における一般気象に関する統計を第1.2-43表に示す。



(a) 一般気象概況

イ 気温

この地方の年平均気温は17℃前後で、南になるほど高くなる。

最高気温の平均は鹿児島が最も高く、また最低気温の平均は鹿児島が最も低い。また、夏、冬の気温差はあまり大きくない。

ロ 風向、風速

鹿児島は年間を通じ北西、西北西の風が多く、暖候期にやや北東の風が加わる。

阿久根は、6月～8月を除き、東北東、北東の風が多い。

枕崎は、6月～8月を除き、北、北北西の風が多い。

この地域の平均風速は阿久根が3.9m/s、枕崎が4.1m/sとかなり強い。

鹿児島は2.6m/sとやや弱くなっているが、これは地形の影響によるものと考えられる。

ハ 降水量

敷地付近で観測された日最大1時間降水量は、枕崎特別地域気象観測所での観測記録(1937～2012年)によれば、127.0mm(2000年6月25日)である。

ニ 台風

敷地付近で観測された最大瞬間風速は、枕崎特別地域気象観測所での観測記録(1942～2012年)によれば、62.7m/s(1945年9月17日)である。

## ホ その他

この地方の他の気象的特徴として、日照時間がやや長く、日射量も多い。暴風日数も比較的多いが、雪日数は少ない。また霧日数も少ない。

## (b) 極値

第1.2-44表に示す最寄りの気象官署の観測記録からみれば、この地域は必ずしも厳しい気象条件が現れる所ではなく、温和な気候を持っている。

鹿児島地方気象台の観測記録によれば、最低気温 $-6.7^{\circ}\text{C}$  (1923年2月28日)、最大瞬間風速 $52.0\text{m/s}$  (1945年9月17日)、最深積雪 $29\text{cm}$  (1959年1月17日)、最大日降水量 $305.7\text{mm}$  (1917年6月16日)である。

阿久根測候所の観測記録によれば、最低気温 $-4.2^{\circ}\text{C}$  (1967年1月16日)、最大瞬間風速 $54.0\text{m/s}$  (1965年8月6日)、最深積雪 $38\text{cm}$  (1963年1月25日)、最大日降水量 $555.5\text{mm}$  (1971年7月23日)である。

枕崎測候所の観測記録によれば、最低気温 $-4.4^{\circ}\text{C}$  (1977年2月19日)、最大瞬間風速 $62.7\text{m/s}$  (1945年9月17日)、最深積雪 $26\text{cm}$  (1963年1月26日)、最大日降水量 $312.2\text{mm}$  (1928年6月21日)である。

これらの極値はいずれも発電用原子炉施設の一般的設計に用いられる気象条件を下回っている。

## イ 凍結

敷地付近で観測された最低気温は、鹿児島地方気象台での観測記録 (1883～2012年)によれば、 $-6.7^{\circ}\text{C}$  (1923年2月28日)である。

## ロ 積雪

敷地付近で観測された積雪の深さの月最大値は、阿久根特別地域気

象観測所での観測記録(1939～2000年)によれば、38cm(1963年1月25日)である。

#### ハ 高潮

敷地付近で観測された最高潮位は、阿久根験潮場での観測記録(1970～2012年)によれば、T.P.+2.12m(2012年9月17日:台風16号)である。

#### ニ その他の資料による一般気象

##### (イ) 森林火災

森林火災検討に関係する、発電所の最寄の気象庁観測所の気象データ(気温、風速、卓越風向、湿度)(2003～2012年)及び発電所の位置する鹿児島県の森林火災発生状況(2007～2011年)について、第1.2-45表に示す。

#### (3) 敷地における気象観測

発電所の安全解析に関連する気象資料を得るために、敷地内において気象観測を行った。

観測地点は、川内原子力発電所気象観測所の1地点でこれらの観測に使用した気象測器の種類、観測項目等を第1.2-46表に示し、観測点の配置図を第1.2-54図に示す。

なお、観測所は、「気象業務法」に基づき届出を行った観測所であり、同法に検定規定のある測器については、同法に基づく検定を受けたものである。

以下に観測点の状況及び観測項目について記す。

a. 気象観測点の状況

(a) 排気筒高さ付近の風向、風速を代表する観測点

排気筒高さ付近を代表する風向、風速の資料を得るため、敷地内に高さ約40mの鉄塔を設置し、地上高40m(標高75m)にて観測を行った。周囲の障害物の影響を受けることなく排気筒高さ付近の風向、風速を代表している。

(b) 地上風を代表する観測点

敷地を代表する地上風の資料を得るため敷地内に高さ約10m鉄塔を設置し、地上高10m(標高45m)にて観測を行った。周囲の障害物の影響を受けることが少なく、敷地の地上風を代表している。

(c) 大気安定度を求める風速、日射量及び放射収支量の観測点

大気安定度を求めるには、風速、日射量及び放射収支量が必要である。風速については、地上風を代表する観測点で観測した値を使用する。

日射量及び放射収支量については、敷地内に開設した露場の観測点(地上高1.5m)で観測した値を使用する。

(d) 気温差観測点

敷地における大気温度の鉛直分布を求めるため、敷地内に高さ約40mの鉄塔を設置し、地上高40m(標高75m)と地上高10m(標高45m)との気温差の観測を行った。

b. 気象観測項目

敷地において次の項目について観測記録を行い、毎時間毎の読取りを行

った。

風向、風速	川内原子力発電所気象観測所	(気象観測鉄塔)
日射量	同 上	(露 場)
放射収支量	同 上	(同 上)
気温差	同 上	(気象観測鉄塔)
気温	同 上	(露 場)
湿度	同 上	(同 上)
降水量	同 上	(同 上)

(各観測点の位置については、第1.2-54図参照)

#### c. 気象測器の検定

観測に使用した気象測器は、温度差計及び放射収支計を除きすべて設置前において「気象業務法」に基づく検定を受けたものである。なお、温度差計及び放射収支計は「気象業務法」の検定項目にないので、温度差計については、毎月1回あらかじめ調整した温度計による比較検査を行い、放射収支計については毎月点検及び必要に応じ比較検査を行った。

#### d. レーウィンゾンデによる観測

敷地内における気温差の測定値が自由大気鉛直方向の温度分布を代表していることを確認するため、敷地においてレーウィンゾンデによる観測を実施した。

第1.2-47表及び第1.2-48表に示すように、敷地内における気温差の測定結果は、自由大気鉛直方向の温度分布とかなり良い対応を示していることが確認された。

#### (4) 敷地における気象観測結果

##### a. 敷地を代表する風

排気筒高さ付近を代表する地点及び敷地の地上風を代表する地点における1年間の観測結果を以下に示す。

##### (a) 風向

地上高40m(標高75m)及び地上高10m(標高45m)における年間及び月別の風配図を第1.2-55図及び第1.2-56図に示す。

地上高40m及び地上高10mにおける風向は、ともに年平均では東南東、北北西及び北の風が多い。

年間の低風速時(0.5~2.0m/s)の風配図を第1.2-57図に示す。

地上高40m及び地上高10mともに東北東、東及び東南東が多く、陸からの風(NE~E~S)の比率は、それぞれ60.4%、75.3%であり、海からの風(SSW~W~NNE)より多くなっている。

##### (b) 風速

地上高40m及び地上高10mにおける年間及び月別の風速別出現頻度を第1.2-58図及び第1.2-59図に示す。

地上高40mでは年平均風速が4.2m/sであり、地上高10mでは年平均風速が2.9m/sである。

また、地上高40m及び地上高10mにおける静穏(風速0.5m/s未満)の年間出現頻度はそれぞれ3.0%、8.1%である。

##### (c) 同一風向の継続時間

地上高40m及び地上高10mにおける年間の同一風向の継続時間別出

現回数を第1.2-49表に示す。

長く続きやすい風向は、地上高40mでは東南東であり、地上高10mでは北である。

最も長い継続時間の風向は、地上高40mでは南南西であり、地上高10mでは北である。

各地上高の各風向とも継続時間は、ほとんどが6時間以内である。

また、静穏の継続時間は、地上高40mでは2時間以内がほとんどであり、地上高10mでは3時間以内がほとんどであるが、まれに5時間を越えて継続することがある。

## b. 大気安定度

### (a) 大気安定度の分類と出現頻度

地上高1.5m(標高36.5m)の日射量、放射収支量、及び地上高10m(標高45m)の風速観測資料を用い、「発電用原子炉施設の安全解析に関する気象指針」(昭和57年1月28日原子力安全委員会決定。以下「気象指針」という。)に従って大気安定度の分類を行った。

年間の大気安定度別風配図及び年間、月別の大気安定度出現頻度を第1.2-60図及び第1.2-61図に示す。

年間の出現頻度は、A、B及びC型を合計した大気安定度(以下「A、B、C型」という。)が23.8%、D型(C-D型も含む)が49.4%、E、F及びG型を合計した大気安定度(以下「E、F、G型」という。)が26.9%となっている。

D型は年間を通じ出現が多く、A、B、C型は4月から10月にかけて比較的多くなっており、E、F、G型は8月から12月にかけて多くなっている。

地上高40mの風向別では、A、B、C型は北及び北北西、D型は東南東及び北北西、E、F、G型は東南東及び東の場合に多く現われる。地上高

10mの風向別では、A、B、C型は北、D型は北、E、F、G型は東南東及び静穏の場合に多く現われる。

(b) 同一大気安定度の継続時間

大気安定度の継続時間別出現回数を第1.2-50表に示す。

なお、A、B及びC型のいずれか又はこれらを組み合わせた大気安定度を「A+B+C型」とし、E、F及びG型のいずれか又はこれらを組み合わせた大気安定度を「E+F+G型」としている。

イ 大気安定度A+B+C型

A+B+C型が10時間以上継続する場合は13.5%である。

ロ 大気安定度D型

D型が10時間以上継続する場合は12.8%である。

ハ 大気安定度E+F+G型

E+F+G型が10時間以上継続する場合は23.7%である。

(c) 気温差

年間における地上高40mと地上高10mとの気温差出現頻度を第1.2-62図に示す。

地上高10mに対して地上高40mの気温が高い(逆転)場合の頻度は32.7%である。

c. 観測結果からみた敷地の気象特性

敷地における気象観測資料を解析した結果によると、敷地の気象特性として、次のような点があげられる。



- (a) 風向については東南東の風が最も多く、次いで北北西及び北が多い。
- (b) 風速については、北北西の風の場合に風速が大きい。
- (c) 大気安定度は、D型の出現頻度が最も多く、東南東、北北西及び北の風が多い。

拡散の大きいA、B、C型が発生しているときは、北及び北北西の風が多い。

拡散の少ないE、F、G型が発生しているときは、東南東の風が多い。

#### (5) 安全解析に使用する気象条件

安全解析に使用する気象条件は、「1.2.6(4)敷地における気象観測結果」に述べた気象資料を使用し、「気象指針」により行った。

##### a. 観測期間の気象データの代表性の検討

安全解析に使用する昭和61年4月から昭和62年3月の1年間の気象資料が、長期間の気象状態を代表しているかどうか統計的手法により定量的検定を行った。

すなわち、風向出現頻度及び風速の階級別出現頻度について、鹿児島地方気象台、阿久根測候所及び枕崎測候所における10年間の資料を用いて、この1年間の資料との間に有意な差があるかどうかを、不良標本の棄却検定に関するF分布検定の手順に従って検定した。棄却検定表を第1.2-51表に示す。

検定の結果、2地点以上で棄却(有意水準5%)された項目はないので、安全解析に使用した観測期間が異常年でなく、十分長期間の気象状態を代表していると判断される。

更に、この観測期間における気象資料の欠測率については、排気筒放出

に係る気象資料で約2.4%、地上放出に係る気象資料で約1.6%となっている。

したがって、安全解析においては、昭和61年4月から昭和62年3月の1年間における敷地を代表する地上風の風向、風速及び排気筒放出に係る高所の風の風向、風速として川内原子力発電所気象観測所の気象資料を使用する。

#### b. 大気拡散の計算に使用する放出源の有効高さ

発電用原子炉施設上部排気筒より放出される放射性物質が敷地周辺に及ぼす影響を評価するに当たって、大気拡散の計算に使用する放出源の有効高さは、建屋及び敷地周辺の地形の影響を考慮するため、以下のような風洞実験により求める。

風洞実験においては、縮尺1/2,000の建屋及び敷地周辺の地形模型を用い、排気筒高さに吹上げ高さを加えた高さからガスを排出し、風下地点における地表濃度を測定する。その地形模型実験で得られた地表濃度の値が、平地実験による地表濃度の値に相当する排気筒高さを、放出源の有効高さとする。

排気筒高さは1号機及び2号機ともに地上高約61mであるが、以上の風洞実験により、平常運転時の線量評価に用いる放出源の有効高さは第1.2-52表のとおりとする。

事故、重大事故及び仮想事故時における原子炉冷却材喪失及び制御棒飛び出しでは、排気筒からの吹上げを考慮せずに、上記と同様の風洞実験を行い放出源の有効高さは第1.2-53表のとおりとする。また、放射性気体廃棄物処理施設の破損、蒸気発生器伝熱管破損及び燃料集合体の落下では、地上放出とし放出源の有効高さは0mとする。

c. 平常運転時の線量評価に使用する気象条件

発電所の平常運転時に放出される放射性気体廃棄物の敷地周辺に及ぼす影響を評価するに当たっては、川内原子力発電所気象観測所における昭和61年4月から昭和62年3月までの1年間の風向、風速及び大気安定度の観測データから以下に示すパラメータを求め、これを用いる。

(a) 風向別大気安定度別風速逆数の総和及び平均

風向別大気安定度別風速逆数の総和及び平均は(1)式、(2)式により計算する。

$$S_{d,s} = \sum_{i=1}^N \frac{d,s\delta_i}{U_i} \quad (1)$$

$$\overline{S}_{d,s} = \frac{1}{N_{d,s}} \cdot S_{d,s} \quad (2)$$

$S_{d,s}$ : 風向別大気安定度別風速逆数の総和 (s/m)

$\overline{S}_{d,s}$ : 風向別大気安定度別風速逆数の平均 (s/m)

$N$ : 実観測回数 (回)

$U_i$ : 時刻*i*における風速 (m/s)

$d,s\delta_i$ : 時刻*i*において風向*d*、大気安定度*s*の場合、 $d,s\delta_i=1$

その他の場合、 $d,s\delta_i=0$

$N_{d,s}$ : 風向*d*、大気安定度*s*の総出現回数 (回)

(b) 風向出現頻度

風向出現頻度は(3)式、(4)式により計算する。

$$fd = \sum_{i=1}^N \frac{d\delta i}{N} \times 100 \quad (3)$$

$$fdT = fd + fd' + fd'' \quad (4)$$

fd: 風向dの出現頻度(%)

N: 実観測回数(回)

d $\delta$ i: 風向がdの場合d $\delta$ i=1、その他の場合d $\delta$ i=0

fd'、fd'': 風向dに隣接する風向d'、d''の出現頻度(%)

fdT: 風向d、d'、d''の出現頻度の和(%)

なお、静穏(風速0.5m/s未満)については、風速は0.5m/sとし、風向は風速0.5~2.0m/sの風向出現頻度に応じて比例配分して求める。

また、欠測については、欠測を除いた期間について得られた統計が、欠測期間についても成り立つものとし、1年間に基準化する。

以上の計算から求めた風向別大気安定度別風速逆数の総和を第1.2-54表に、風向別大気安定度別風速逆数の平均及び風向別風速逆数の平均を第1.2-55表に、また、風向出現頻度及び風速0.5~2.0m/sの風向出現頻度を第1.2-56表に示す。

d. 想定事故時の線量評価に使用する気象条件

事故、重大事故及び仮想事故時に放出される放射性物質が、敷地周辺の公衆に及ぼす影響を評価するに当たって、放射性物質の拡散状態を推定するために必要な気象条件については、現地における出現度数からみて、これより悪い条件がめったに現れないと言えるものを選ばなければならない。

そこで、線量評価に用いる放射性物質の相対濃度( $\gamma/Q$ )を地上高40m(標

高75m)及び地上高10m(標高45m)における昭和61年4月から昭和62年3月までの1年間の観測データを使用して求めた。すなわち、(5)式に示すように風向、風速、大気安定度及び実効放出継続時間を考慮した $\chi/Q$ を陸側方位について求め、方位別にその値の小さい方から大きい方へ累積度数を求め、年間のデータ数に対する出現頻度(%)で表すことにする。横軸に $\chi/Q$ 値を、縦軸に累積出現頻度を取り、着目方位ごとに $\chi/Q$ 値の累積出現頻度分布を書き、この分布から、累積出現頻度が97%に当たる $\chi/Q$ 値を方位別に求め、そのうち最大のものを安全解析に使用する相対濃度とする。

但し、 $\chi/Q$ の計算の着目地点は、各方位とも炉心から最短距離となる敷地境界とする。

$$\chi/Q = \frac{1}{T} \sum_{i=1}^T (\chi/Q)_i \cdot d\delta_i \quad (5)$$

$\chi/Q$ : 実効放出継続時間中の相対濃度 ( $s/m^3$ )

T: 実効放出継続時間 (h)

$(\chi/Q)_i$ : 時刻*i*における相対濃度 ( $s/m^3$ )

$d\delta_i$ : 時刻*i*において風向が当該方位*d*にあるとき $d\delta_i=1$

時刻*i*において風向が他の方位にあるとき $d\delta_i=0$

ここで、原子炉冷却材喪失及び制御棒飛び出しでの $(\chi/Q)_i$ の計算に当たっては、(6)式、(7)式により行う。

短時間放出の場合、

$$(\chi/Q)_i = \frac{1}{\pi \cdot \sigma_{yi} \cdot \sigma_{zi} \cdot U_i} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_{zi}^2}\right) \quad (6)$$

長時間放出の場合、

$$(\chi/Q)_i = \frac{2.032}{\sigma_{zi} \cdot U_i \cdot x} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_{zi}^2}\right) \quad (7)$$

$\sigma_{yi}$ : 時刻*i*における濃度分布の*y*方向の拡がりのパラメータ(m)

$\sigma_{zi}$ : 時刻*i*における濃度分布の*z*方向の拡がりのパラメータ(m)

$U_i$ : 時刻*i*における風速(m/s)

$H$ : 放出源の有効高さ(m)

$x$ : 放出地点から着目地点までの距離(m)

また、放射性気体廃棄物処理施設の破損、蒸気発生器伝熱管破損及び燃料集合体の落下での $(\chi/Q)_i$ の計算に当たっては、建屋等の影響を考慮して(8)式、(9)式により行う。

短時間放出の場合、

$$(\chi/Q)_i = \frac{1}{\pi \cdot \Sigma_{yi} \cdot \Sigma_{zi} \cdot U_i} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\Sigma_{zi}^2}\right) \quad (8)$$

長時間放出の場合、

$$(\chi/Q)_i = \frac{2.032}{\Sigma_{zi} \cdot U_i \cdot x} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\Sigma_{zi}^2}\right) \quad (9)$$

$$\Sigma_{yi} = (\sigma_{yi}^2 + C \cdot A / \pi)^{1/2}$$

$$\Sigma_{zi} = (\sigma_{zi}^2 + C \cdot A / \pi)^{1/2}$$

$A$ : 建屋等の風向方向の投影面積(m<sup>2</sup>)

$C$ : 形状係数

方位別 $\chi/Q$ の累積出現頻度を求めるとき、静穏の場合には風速を0.5m/sとして計算し、その風向は静穏出現前の風向を使用する。

実効放出継続時間としては、各事故について $\chi/Q$ はよう素の、また、 $D/Q$ は希ガスの、それぞれ事故期間中の全放出量を1時間当たりの最大放出量で除して求めた第1.2-57表及び第1.2-58表に示す値を用いる。

建屋等の風向方向の投影面積としては、計算の便宜上、最小投影面積4,450 $m^2$ を使用し、形状係数としては0.5を用いる。

また、放射性雲からの $\gamma$ 線による空気カーマについては $\chi/Q$ の代わりに空間濃度分布と $\gamma$ 線による空気カーマ計算モデルを組み合わせた相対線量( $D/Q$ )を用いて同様に求める。この場合の実効放出継続時間としては、第1.2-57表及び第1.2-58表に示す値を用いる。 $\gamma$ 線による空気カーマ計算には、1.12.4.1(1)b.(a)の(a)式を使用する。

以上の方法により、陸側方位について求めた方位別 $\chi/Q$ 及び $D/Q$ の累積出現頻度を第1.2-63図に示す。

また、累積出現頻度が97%に当たる方位別 $\chi/Q$ 及び $D/Q$ を第1.2-57表及び第1.2-58表に示す。

このうち、各事故の線量評価に用いる $\chi/Q$ 及び $D/Q$ は、1号機及び2号機の陸側方位のうち線量が最大となる値を使用する。但し、原子炉冷却材喪失(事故)及び制御棒飛び出しの線量評価に用いる $\chi/Q$ 及び $D/Q$ は、原子炉格納容器内の浮遊核分裂生成物からの $\gamma$ 線による線量を考慮して線量が最大となる値を使用する。

また、原子炉冷却材喪失(重大事故及び仮想事故)の線量評価に用いる $D/Q$ は原子炉格納容器内の浮遊核分裂生成物からの $\gamma$ 線による線量を考慮して線量が最大となる値を使用する。(「1.15 安全解析」の「設計基準事故の解析」並びに「重大事故及び仮想事故の解析」に該当する箇所を参照)。

以上の各事故の線量評価に用いる $\chi/Q$ 及びD/Qと着目方位を第1.2-59表及び第1.2-60表に示す。



## 1.2.7 地質、地震及び地盤工学

### 1.2.7.1 地盤

#### (1) 調査の経緯

##### a. 敷地周辺の調査

敷地周辺の地質及び地質構造を把握するため、陸域については、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査及び地球物理学的調査を、海域については、文献調査、海上音波探査、海上ボーリング調査等を実施した。

##### b. 敷地近傍の調査

敷地近傍の地質及び地質構造を把握するため、陸域については、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査及び地球物理学的調査を、海域については、海上音波探査等を実施した。

##### c. 敷地の調査

敷地の地質及び地質構造を把握するため、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査及び地球物理学的調査を実施した。

##### d. 発電用原子炉施設設置位置付近の調査

原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎地盤の特性を把握するとともに、発電用原子炉施設の設計及び施工に必要な検討資料を得るため、ボーリング調査、試掘坑調査等を実施した。

また、基礎地盤の物理的・力学的特性を把握するため、試掘坑、ボーリングコア等から採取した供試体による室内試験及び試掘坑内、ボーリング孔内等において原位置試験を実施した。

## (2) 敷地周辺の地質・地質構造

### a. 調査内容

#### (a) 文献調査

敷地からおおむね半径100km範囲における敷地周辺陸域の地質及び地質構造に関する文献としては、通商産業省工業技術院地質調査所(現 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター)(以下「地質調査所」という。)発行の5万分の1地質図幅及び説明書のうち「西方」(1963)、「中甕」(1982)、「羽島」(1971)、「川内」(1971)、20万分の1地質図幅のうち「鹿児島」(1997)、独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター(以下「地質調査総合センター」という。)発行の20万分の1地質図幅のうち「甕島及び黒島」(2004)、「熊本」(2004)、「八代及び野母崎の一部」(2010)、鹿児島県発行の10万分の1「鹿児島県地質図」(1990)、社団法人熊本県地質調査業協会発行の10万分の1「熊本県地質図」(2008)、通商産業省(現 経済産業省)資源エネルギー庁発行の広域調査報告書「北薩・串木野地域」(1979)、鹿児島大学発行の「鹿児島県火砕流分布図1:200,000」(1985)、地質調査所発行の「日本活断層図」(1978)、九州活構造研究会編の「九州の活構造」(1989)、活断層研究会編の「日本の活断層」(1980)、「[新編]日本の活断層」(1991)、中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」(2002)、文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会(以下「地震調査委員会」という。)の「出水断層帯の長期評価について」(2004)、「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価(一部改訂)」(2013)、「緑川断層帯の長期評価」(2013)、「甕断層帯の長期評価」(2013)、「市来断層帯の長期評価」(2013)、「人吉盆地南縁断層の長期評価について」(2006)、千田・中田の「2万5千分の1都市圏活断層図 出水断層帯とその周辺」(2012)等がある。

敷地からおおむね半径100km範囲における周辺海域の地質及び地質構造に関する文献としては、地質調査所発行の20万分の1海洋地質図のうち「甬島周辺海域海底地質図」(1975)、地質調査所編の「日本地質アトラス(第2版)」(1992)、運輸省海上保安庁水路部(現 国土交通省海上保安庁海洋情報部)(以下「海上保安庁水路部」という。)発行の沿岸の海の基本図(5万分の1海底地形図・海底地質構造図及び調査報告書)のうち「佐多岬」(1980)、「枕崎」(1981)、「橘湾」(1994)、「野間岬」(1996)、「阿久根」(2001)、「牛深」(2001)、「鹿児島湾北部」(1990)、「鹿児島湾南部」(1993)、海上保安庁水路部発行の大陸棚の海の基本図(20万分の1海底地形図)のうち、「野間岬沖」(1976)、「五島列島」(1976)、「天草灘」(1976)、「男女群島」(1976)、「宇治群島」(1976)、同部発行の大陸棚の海の基本図(20万分の1海底地質構造図)のうち、「野間岬沖」(1976)、「五島列島」(1977)、「天草灘」(1977)、「男女群島」(1977)、「宇治群島」(1978)、国土交通省海上保安庁海洋情報部(以下「海上保安庁海洋情報部」という。)発行の沿岸の海の基本図(5万分の1海底地形図・海底地質構造図及び調査報告書)「串木野」(2002)、建設省(現 国土交通省)国土地理院(以下「国土地理院」という。)発行の沿岸海域基礎調査報告書のうち「八代海南部地区」(1974)、「八代海北部地区」(1974)、「三角地区」(1979)、「熊本地区」(1979)、「島原地区」(1982)、「水俣地区」(1982)、「出水地区」(1984)、「口之津地区」(1985)、「肥前小浜地区」(1988)、「長崎東部地区」(1989)、「天草中部地区」(2000)、国土交通省国土地理院(以下「国土地理院」という。)発行の沿岸海域基礎調査報告書のうち「長島東部地区」(2002)、活断層研究会編の「日本の活断層」(1980)、「[新編]日本の活断層」(1991)、徳山ほかの「日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史」(2001)、地震調査

委員会の「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価(一部改訂)」(2013)、「甌断層帯の長期評価」(2013)、「市来断層帯の長期評価」(2013)等がある。

また、重力異常に関する文献としては、地質調査総合センター編の「日本重力データベース DVD版」(2013)、Shichi and Yamamotoの「Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM)」(2001)、海上保安庁海洋情報部海洋情報課日本海洋データセンター(以下「日本海洋データセンター」という。)編の「MGD77データ」(2006)等が、微小地震に関する文献としては、気象庁の「地震年報」(2013)等が、測地に関する文献としては、大竹ほか編の「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(2002)等がある。

これらの文献により、敷地周辺の地質及び地質構造並びに重力異常及び微小地震の分布等について、その概要を把握した。

#### (b) 敷地周辺陸域の地質調査

敷地を中心とするおおむね半径100km範囲の文献調査の結果を踏まえ、敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺陸域において、変動地形学的調査、地表地質調査及び地球物理学的調査を実施した。

変動地形学的調査としては、主に国土地理院で撮影された縮尺4万分の1、2万分の1及び1万分の1の空中写真並びに同院発行の縮尺5万分の1及び2万5千分の1の地形図を使用して、空中写真判読等を行った。変動地形学的調査においては、地形発達過程を重視し、段丘面等の地形面を抽出し、分類するとともに、広域的な変位及び変形も考慮した上で、活断層及び活褶曲に起因した変動地形の可能性のある地形(以下「リニアメント」という。)を抽出した。

地表地質調査としては、文献に示されている活断層、推定活断層及び

リニアメント並びに空中写真判読によるリニアメントを対象に地表踏査等を実施し、これらの調査結果に基づいて敷地周辺陸域の地質及び地質構造の検討を行った。

地球物理学的調査としては、反射法地震探査を実施するとともに、重力異常に関しては、地質調査総合センター(2004)、Shichi and Yamamoto(2001)、日本海洋データセンター(2006)等による重力データを用いて海域を含めた範囲の重力異常図を作成し、微小地震分布については、気象庁(2013)により敷地周辺の微小地震分布の概要を把握した。また、これらの地球物理学的調査結果と地質構造、リニアメント等との関連性について検討を行った。

これらの調査結果に基づいて、敷地周辺陸域の地質図、地質断面図、リニアメント分布図等を作成した。

### (c) 敷地周辺海域の地質調査

敷地を中心とするおおむね半径100km範囲の文献調査の結果を踏まえ、敷地周辺海域については、敷地を中心とする半径30kmの範囲を含むその北方の長島、西方の甕島列島にほぼ囲まれる海域(以下「敷地前面海域」という。)並びに敷地を中心とするおおむね半径100kmの範囲のうち甕島列島西側海域及び八代海において海上音波探査等を実施した。

敷地前面海域においては、ウォーターガンを音源としたシングルチャンネル方式の音波探査を、約2km～約4km間隔の格子状の測線配置で実施した。また、GIガンあるいはウォーターガンを音源としたマルチチャンネル方式の音波探査を、約10km～約12km間隔の格子状の測線配置で実施した。敷地近傍の半径5km範囲の海域及び川内川では、ウォーターガンあるいはスパークを音源としたシングルチャンネル方式の音波探査を、ウォー

ターガンを音源としたマルチチャンネル方式の音波探査等をそれぞれ実施した。敷地前面海域で実施した音波探査測線の総延長は、約2,000kmである。

敷地前面海域以遠の海域においては、文献に示されている主要な断層を対象として、甕島列島西側海域では、GIガンを用いたマルチチャンネル方式の音波探査を、八代海では、ウォーターガンあるいはスパーカを用いたシングルチャンネル方式の音波探査及びGIガンを用いたマルチチャンネル方式の音波探査をそれぞれ実施した。音波探査測線の総延長は、甕島列島西側海域で約1,300km、八代海では約400kmである。

また、海域に分布する地層の堆積年代を検討するため、海上ボーリング調査、採泥調査等を実施した。

上記音波探査記録等の他に、地質調査所、海上保安庁水路部、石油公団（現 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構）（以下「石油公団」という。）及び国土地理院によって実施された音波探査記録等もあわせて解析を実施した。

これらの調査結果に基づいて、敷地前面海域の海底地形図、海底地質図、海底地質断面図等を作成した。また、甕島列島西側海域及び八代海については、断層分布図等を作成した。

## b. 陸域の調査結果

敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺における地質及び地質構造は、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査及び地球物理学的調査の結果によると以下のとおりである。

(a) 敷地周辺陸域の地形

敷地周辺陸域の地形図を第1.2-64図に示す。

敷地周辺陸域は、薩摩半島の基部に位置し、西方の東シナ海上に分布する甌島列島のうち上甌島東半部が敷地から半径30kmの範囲に位置する。

敷地周辺陸域の中央部を川内川が西方に向かってほぼ東西に流下しており、川内川の流域には低地が連続し、河口から10数km上流部には小規模な沖積平野が分布する。川内川の北側には、長島、笠山山地、出水平野及び出水山地が、川内川の南側には、弁財天山－冠岳山地がおおむね東西方向に連続し、その南側には市来台地及び日置台地が、東側には八重山山地が分布する。また、川内川の河口部、市来台地西側の海岸部等には小規模な砂丘が発達する。

敷地は川内川河口左岸の弁財天山－冠岳山地の北西側端部に位置する。

イ 長島・笠山山地

長島は、標高400m程度以下の溶岩台地状の丘陵地形を呈し、リアス式海岸及び高い海食崖が発達する。島の南端部において黒之瀬戸を挟んで笠山山地と面しており、笠山山地は長島と同様、溶岩台地状の丘陵地形を呈する。

ロ 出水平野

出水平野は、出水山地から北西方向に流れる米ノ津川等の河口部に発達する沖積平野であり、南部及び西部には扇状地性の平坦面が広く分布する。

#### ハ 出水山地

出水山地は、紫尾山(標高1,067m)を最高峰とし、分水嶺がENE-WSW方向に連なり、南北幅が20km程度、標高は300m程度～600m程度の山地であり、急峻な地形を呈する。出水山地の北縁には急崖がENE-WSW方向に直線状に連続し、北側の出水平野と接しており、同山地の西縁ではリアス式海岸及び高い海食崖が発達する。

#### ニ 弁財天山－冠岳山地

弁財天山－冠岳山地は、弁財天山(標高519m)、平原山(標高506m)、冠岳(標高516m)等がWNW-ESE方向に連なる山地であり、標高300m程度～標高500m程度を示し、丘陵状を呈する。同山地の南縁は、WNW-ESE方向あるいはE-W方向に直線状に連続する急崖により限られ、南側の市来台地と接しており、同山地の西縁ではリアス式海岸及び高い海食崖が発達する。

#### ホ 八重山山地

八重山山地は、八重山(標高677m)を最高峰とし、円錐状を呈する山地である。山麓斜面は、平坦性があり、緩い傾斜を示す。

#### ヘ 市来台地・日置台地

市来台地は、標高200m程度～標高400m程度の台地であり、開析が進み、台地面は凹凸を示し、同台地の東側には、火山体状を呈する八重山が分布する。日置台地は、標高200m程度以下の平坦な台地であり、いわゆるシラス台地である。



## ト 上甕島

上甕島は、遠目木山(標高423m)を最高峰とし、比較的急峻な地形を呈する山地であり、リアス式海岸及び高い海食崖が発達する。

## (b) 敷地周辺陸域の地質

敷地周辺陸域における地質層序を第1.2-61表に、地質図を第1.2-65図に、地質断面図を第1.2-66図に示す。

敷地周辺陸域の地質は、下位より、中生代～新生代古第三紀の秩父帯に属する地層(以下「秩父層群」という。)、四万十帯に属する地層(以下「四万十層群」という。)、御所浦層群、姫浦層群、上甕島層群、弥勒層群、及び本渡層群、新第三紀中新世の紫尾山花崗岩類、後期中新世～第四紀前期更新世の北薩火山岩類、阿久根火山岩類、肥薩火山岩類、長島火山岩類、これらの火山岩類に挟在する火砕流堆積物及び郡山層等の湖成堆積物、第四紀前期更新世の川内玄武岩類、中期更新世の藺牟田火山岩類及び丸山火山岩類、中期更新世～後期更新世の段丘堆積物及び火砕流堆積物並びに完新世の沖積層、砂丘堆積物等からなる。

## イ 中生界～新生界古第三系

### (イ) 秩父層群

秩父層群は、阿久根市西部及び川内川河口部にいずれも小規模に分布する。主に泥質岩、酸性凝灰岩及びチャートからなり、塩基性火砕岩類、石灰岩等を含む。本地域の秩父層群の年代はジュラ紀～前期白亜紀とされている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

(ロ) 四万十層群

四万十層群は、出水山地に広く分布するほか、日置市日吉町付近に小規模に分布する。主に砂岩、頁岩及びそれらの互層からなり、礫岩、緑色岩類等を挟在する。本地域の四万十層群の年代は白亜紀～古第三紀とされている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

(ハ) 御所浦層群

御所浦層群は、長島北部及びその北西に位置する伊唐島の海岸付近において小規模に分布し、主に砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。本層群の年代は後期白亜紀とされている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

(ニ) 姫浦層群

姫浦層群は、上甕島の茅牟田崎及び長島の北部において小規模に分布し、主に泥岩、砂岩及び礫岩の不規則な互層からなる。本層群の年代は後期白亜紀とされている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

(ホ) 上甕島層群

上甕島層群は、上甕島に広く分布し、姫浦層群を不整合に覆う。主に礫岩、砂岩及び泥岩の互層からなり、泥岩は赤紫色を呈する。本層群の年代は古第三紀とされている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

(へ) 弥勒層群

弥勒層群は、長島北部に小規模に分布する。主に赤紫色の砂岩及び泥岩をマトリックスにした礫岩層からなり、泥岩を挟在する。本層群の年代は前期始新世～中期始新世とされている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

(ト) 本渡層群

本渡層群は、長島北端部の海岸部に極めて小規模に分布する。主に暗灰色シルト岩からなり、砂岩を互層状に挟在する。本層群の年代は中期始新世とされている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

ロ 新生界新第三系

(イ) 紫尾山花崗岩類

紫尾山花崗岩類は、出水山地最高峰の紫尾山を中心とする東西約4km、南北約11kmの範囲に分布する。花崗閃緑岩質～花崗岩質であり、四万十層群の構造に斜交して貫入しており、同層群に接触変成作用を与えている。本花崗岩類の放射年代については、約13MaのK-Ar年代値(河野ほか、1966)、約13Ma～約12Maのフィッシュオントラック年代値(Miyachi、1985)等が報告されている。また、上甕島では上甕島層群に、日置市日吉町付近では四万十層群に、本花崗岩類とほぼ同時期の花崗岩類(以下、それぞれ「石英閃緑岩」、「薩摩半島酸性岩体群」という。)が貫入している。

## ハ 新生界新第三系～新生界第四系

### (イ) 北薩火山岩類

北薩火山岩類は、弁財天山－冠岳山地、阿久根市南部以南の東シナ海沿岸地域、川内川右岸地域等に分布し、敷地近傍では秩父層群を、東シナ海沿岸地域及び川内川右岸地域では四万十層群をいずれも不整合に覆う。主に角閃石安山岩溶岩、輝石安山岩溶岩及びそれらと同質の火山碎屑岩からなる。弁財天山－冠岳山地の南部における本火山岩類は変質していることが多く、基底部には秩父層群あるいは四万十層群起源の角礫～亜角礫を多く含む火山碎屑岩(馬込礫岩等)を伴う。

本火山岩類は、広域に分布する火砕流堆積物、K-Ar年代値等から、下位より後期中新世～前期鮮新世の北薩火山岩類I、鮮新世の北薩火山岩類II、同火山岩類III、前期更新世の北薩火山岩類IV及び同火山岩類Vに区分される。層厚は、北薩火山岩類Iが700m程度以上、同火山岩類IIが450m程度、同火山岩類IIIが500m程度、同火山岩類IVが400m程度、同火山岩類Vが200m程度である。北薩火山岩類Iと同火山岩類IIとは不整合関係にあるものの、北薩火山岩類II～同火山岩類Vの間には明瞭な不整合は認められない。

北薩火山岩類IIと同火山岩類IIIとの間には阿久根1火砕流堆積物、舟川火砕流堆積物、阿久根2火砕流堆積物等の火砕流堆積物が、北薩火山岩類IIIと同火山岩類IVとの間には川内火砕流堆積物、草木段火砕流堆積物、楠元火砕流堆積物等の火砕流堆積物が、北薩火山岩類IVと同火山岩類Vとの間には三方塚山火砕流堆積物、湯之元火砕流堆積物等の火砕流堆積物が、それぞれ挟在する。また、北薩火山岩類Iと同火山岩類IIの間にはみやま層が、北薩火山

岩類IIIと同火山岩類IVとの間には郡山層が、北薩火山岩類IVと同火山岩類Vとの間には草渡層が、北薩火山岩類Vの上位には山之口層が挟在しており、これらの地層はいずれも湖成相を呈する。

#### (ロ) 肥薩火山岩類

肥薩火山岩類は、矢筈岳周辺から鹿児島県と熊本県の県境にかけて広く分布し、同県境付近では四万十層群を不整合に覆う。主に角閃石安山岩溶岩、輝石安山岩溶岩及びそれらと同質の火山砕屑岩からなる。

本火山岩類は、火砕流堆積物により下部及び上部に2分される。下部は阿久根2火砕流堆積物の直上に分布することなどから北薩火山岩類IIIに、上部はK-Ar年代値等から同火山岩類Vにそれぞれ対比され、前者を肥薩火山岩類III、後者を同火山岩類Vとした。肥薩火山岩類IIIの層厚は400m程度、同火山岩類Vの層厚は500m程度である。

なお、阿久根市周辺には、阿久根火山岩類、愛宕山火山岩類及び鷹首山火山岩類が小規模に分布しており、阿久根火山岩類は阿久根2火砕流堆積物の直上に分布することから北薩火山岩類IIIに、愛宕山火山岩類及び鷹首山火山岩類はK-Ar年代値から同火山岩類Vにそれぞれ対比される。

#### (ハ) 長島火山岩類

長島火山岩類は、長島及び笠山山地に広く分布し、長島北部の海岸部において御所浦層群、姫浦層群、弥勒層群及び本渡層群を不整合に覆う。主に角閃石安山岩溶岩、輝石安山岩溶岩及びそれ

らと同質の火山砕屑岩からなる。

本火山岩類は、阿久根2火砕流堆積物の上位に分布すること、K-Ar年代値等から、北薩火山岩類IVに対比されるものと推定され、本火山岩類を長島火山岩類IVとした。その層厚は、長島及び笠山山地のいずれにおいても400m程度である。

## ニ 新生界第四系

### (イ) 川内玄武岩類

川内玄武岩類は、川内川流域に分布し、小起伏を示す台地の頂部を形成している。その分布高度は川内川の上流に向かって高くなり、八重山では約680mに達する。主に玄武岩溶岩からなり、一部では本火山岩類基底部に玄武岩質火山砕屑岩類を伴う。宇都・内海(1997)等による本玄武岩類のK-Ar年代値は約2.7Ma～約0.8Maの値を示し、約2Maの値を示すグループ及び約1Maの値を示すグループに2分できることから、前者を川内玄武岩1、後者を川内玄武岩2とした。層厚は、川内玄武岩1が50m程度～150m程度、川内玄武岩2が50m程度～100m程度であり、川内玄武岩2は川内玄武岩1に比べてその分布がより東側に偏る。

### (ロ) 鶴川内層

鶴川内層は、出水平野西側の笠山山地と出水山地との間の丘陵地域に広く分布し、高位段丘堆積物に不整合に覆われる。主に四万十層群起源の砂岩及び頁岩の円礫を主とする半固結の礫層からなり、シルト層を挟在する。本層の堆積年代は、後述の樋脇火砕流堆積物(0.58Ma～0.57Ma; 町田・新井、2003)に覆われることなどから、

前期更新世の末期ないし中期更新世初期と推定され、層厚は50m程度～100m程度である。

#### (ハ) 丸山火山岩類・藺牟田火山岩類

丸山火山岩類は、薩摩川内市市比野北方に小規模に分布する。角閃石安山岩溶岩からなり、樋脇火砕流堆積物(0.58Ma～0.57Ma; 町田・新井、2003)を覆う。本火山岩類の噴出年代について、宇都・内海(1997)は、約0.5MaのK-Ar年代値を報告している。

藺牟田火山岩類は、藺牟田池周辺に分布する。主に角閃石安山岩溶岩及び同質の火山砕屑岩類からなり、最下部には樋脇火砕流堆積物(0.58Ma～0.57Ma; 町田・新井、2003)のブロックを含む。本火山岩類のK-Ar年代値は約0.7Ma～約0.4Maの値を示し、松本・藤井(1989)も約0.45Ma～約0.35MaのK-Ar年代値を報告している。

#### (ニ) 火砕流堆積物

敷地周辺陸域における更新世の火砕流堆積物として、下位より、樋脇火砕流堆積物(0.58Ma～0.57Ma; 町田・新井、2003)、小林火砕流堆積物(0.53Ma～0.52Ma; 町田・新井、2003)、加久藤火砕流堆積物(0.34Ma～0.33Ma; 町田・新井、2003)、阿多鳥浜テフラ(約0.24Ma; 町田・新井、2003)、阿多火砕流堆積物(0.110Ma～0.105Ma; 町田・新井、2003)及び入戸火砕流堆積物(0.029Ma～0.026Ma; 町田・新井、2003)が分布する。入戸火砕流堆積物及び阿多火砕流堆積物は、川内川流域及び市来台地に広く分布し、その他の火砕流堆積物は主に川内川流域に分布する。

#### (ホ) 段丘堆積物

敷地周辺陸域の段丘面分布図を第1.2-67図に示す。なお、同図には、比較的分布の広い扇状地面等も示した。

敷地周辺陸域に分布する段丘面については、空中写真判読結果、地表地質調査結果等により、段丘面の分布形態、保存状況、高度、堆積物の層相、テフラとの関係等について検討を行い、高位より、高位面をH<sub>h</sub>面、H<sub>1</sub>面、H<sub>1</sub>'面、H<sub>2</sub>面、H<sub>3</sub>面及びH<sub>4</sub>面に、中位面をM<sub>1</sub>面、M<sub>1</sub>'面及びM<sub>2</sub>面に、また、低位面をL<sub>1</sub>面、L<sub>2</sub>面、L<sub>3</sub>面、L<sub>4</sub>面及びA面に区分した。高位面及び中位面は、長島及び笠山山地の海岸部並びに出水平野に比較的連続して分布する。これらの段丘面のうち、M<sub>1</sub>面は、最も分布が広くかつ連続が良く、原面の保存も良いこと、阿多火砕流堆積物(0.110Ma～0.105Ma; 町田・新井、2003)等との対比結果等から、海洋酸素同位体比ステージ(以下「MIS」という。)5cに対比される。M<sub>1</sub>面の低位にあり、同様に比較的連続良く分布するM<sub>2</sub>面はMIS5cに対比される。H<sub>4</sub>面及びそれより高位の段丘面は、M<sub>1</sub>面の高位に分布し、面の開析が進んでいることなどからMIS7あるいはそれ以前のステージに対比される。低位面は、いずれも現河川沿いに分布し、原面の保存が良いこと、河川縦断方向の面の傾斜が現河床勾配よりも急であることなどからMIS4～MIS2に対比される。また、A面は、現河川沿いに分布し、極めて平坦な面であること、現河床から僅かな比高であり、河川縦断方向の面の傾斜は現河床勾配とほぼ同程度であることなどからMIS1に対比される。



#### ホ 沖積層・砂丘堆積物

沖積層は、河川沿い及び海岸付近に分布し、未固結のシルト、砂、礫等からなる。また、砂丘堆積物は、川内川河口等の海岸沿いに分布し、淘汰の良い未固結の砂からなる。

### (c) 敷地周辺陸域の地質構造

#### イ 概要

敷地周辺陸域の地質構造図を第1.2-68図に示す。

敷地周辺陸域の基盤岩類としては、主にジュラ紀～古第三紀の秩父層群及び四万十層群が分布しており、両層群を境する仏像構造線は、阿久根市南方の海岸線に沿って確認される。本構造線は、阿久根市以南では、新第三紀中新世以降の地層下に伏在し、敷地東方を経て、いちき串木野市付近において海域に連続しているものと推定される。四万十層群は、紫尾山周辺に広く分布し、その走向は、紫尾山の北東側ではNE-SW方向を、南西側ではN-S方向を示し、敷地南東の日置市日吉付近ではNE-SW方向を示す。

敷地周辺陸域においては、上記の基盤岩類を不整合に覆って、後期中新世以降の北薩火山岩類、阿久根火山岩類、肥薩火山岩類、長島火山岩類、川内玄武岩類等が広く分布し、これらの火山岩類等はおおむね水平ないし緩傾斜の構造を示す。

敷地周辺陸域における主な断層としては、出水断層系、五反田川断層等が分布する。

出水断層系は、出水山地とその北側の出水平野との地形境界に沿っておおむねNE-SW方向に連続し、南側の四万十層群と北側の鮮新世以降の火砕流堆積物、火山岩類及び堆積岩類とを境する。

五反田川断層は、冠岳山地の南縁に沿って、おおむねE-W方向に連続しており、北側の主に後期中新世～前期鮮新世の北薩火山岩類Iと南側の鮮新世以降の火砕流堆積物とを境しており、冠岳山地とその南側の市来台地との地形境界をなす。

その他の断層としては、長島及び笠山山地には長島火山岩類中にNE-SW方向～ENE-WSW方向の断層が、阿久根市東方には阿久根火山岩類中等にNNE-SSW方向の断層が、薩摩川内市周辺には北薩火山岩類中にN-S方向～NNE-SSW方向の断層が、弁財天山－冠岳山地には北薩火山岩類中にE-W方向～ENE-WSW方向の断層が、また、市来台地から八重山山地にかけて北薩火山岩類中にNE-SW方向～ENE-WSW方向の断層がそれぞれ分布する。

#### ロ 敷地周辺陸域の活断層及びリニアメント

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)によると、敷地を中心とする半径30kmの陸域のうち、半径5kmの範囲にはリニアメントは示されておらず、半径5km以遠の北方には出水断層系、長島西断層、長島断層群及び笠山周辺断層群が、東方及び南東には上床断層、愛宕山西方断層、浦之名断層系及び市来断層系(五反田川断層を含む。)が、西方の上甕島には辻の堂断層が示されている。これらの文献によると、出水断層系は「活断層であることが確実なもの(確実度I)」、一部「活断層であると推定されるもの(確実度II)」及び「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度III)」、辻の堂断層及び愛宕山西方断層は確実度II、上床断層は確実度III、その他は確実度II及び一部確実度IIIとされている(第1.2-62表及び第1.2-69図)。また、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)は上記断層のうち、出水断層系及び辻の堂断層のみを示し、活

断層としている(第1.2-69図)。また、千田・中田(2012)は上記出水断層系とほぼ同一に出水断層帯を活断層として示し、上記長島断層群及び笠山周辺断層群を推定活断層としている。

地震調査委員会(2013)によると上述の文献等を基に、敷地を中心とする半径30kmの範囲及び周辺陸域において、出水断層帯、辻の堂断層及び市来断層帯を評価している。

敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺陸域において、空中写真判読により、リニアメントを抽出した。リニアメントについては、井上ほか(2002)及び武田ほか(2006)に示されている判読基準に基づき新たな判読基準を作成し、変動地形である可能性が高いものから、L<sub>A</sub>、L<sub>B</sub>、L<sub>C</sub>及びL<sub>D</sub>の4ランクに区分した。リニアメントの判読基準を第1.2-63表に示す。

敷地周辺陸域におけるリニアメントの分布図を第1.2-70図に、その判読内容を第1.2-64表に示す。

空中写真判読結果によると、上記文献に示されている活断層、推定活断層及びリニアメントにほぼ対応してリニアメントが判読され、その他に、以下のリニアメントが判読される。

出水断層系の南西側延長部にはNNE-SSW方向、長さ約10kmあるいはそれ以下の数条のL<sub>D</sub>リニアメント及び一部L<sub>C</sub>リニアメント(以下「阿久根東方リニアメント群」という。)が、川内川流域の上床西方に、N-S方向、長さ約2kmのL<sub>D</sub>リニアメント及び一部L<sub>C</sub>リニアメント(以下「上床西リニアメント」という。)が判読される。出水山地においては、その中央部にE-W方向、長さ約7km及び約3kmの2条のL<sub>D</sub>リニアメント(以下「紫尾山南・泊野リニアメント」という。)が、南部にNNW-SSE方向、長さ約7kmのL<sub>D</sub>リニアメント(以下「樋渡川リニアメント」という。)及びN-S方向、長さ約9kmのL<sub>D</sub>リニアメント(以下「田海リニアメント」という。)が、南西部にN-S方向、長さ約4km

のL<sub>D</sub>リニアメント(以下「大迫リニアメント」という。)が判読される。弁財天山ー冠岳山地においては、その西部にE-W方向、長さ約7kmのL<sub>D</sub>リニアメント(以下「弁財天山南リニアメント」という。)が、その東部の日笠山周辺にNE-SW方向、長さ約6kmあるいはそれ以下の数条のL<sub>D</sub>リニアメント(以下「日笠山リニアメント」という。)が判読される。

また、敷地近傍においては、敷地南東側のみやま池北東から薩摩川内市寄田町付近に至る約3km間にN-S方向のL<sub>D</sub>リニアメント(以下「寄田東リニアメント」という。)が、同市寄田町南西から犬辻鼻に至る約3km間にNNE-SSW方向のL<sub>D</sub>リニアメント(以下「犬辻鼻リニアメント」という。)が判読される。

敷地周辺の重力異常図を第1.2-71図に、微小地震分布図を第1.2-72図に示す。

出水山地の四万十層群及び紫尾山花崗岩類分布域は高重力異常域、その北側の出水平野は低重力異常域であり、両者の境界はNE-SW方向に比較的直線的に連続する急勾配域となっており、この急勾配域は出水断層系に対応する。また、弁財天山ー冠岳山地は高重力異常域、その南側の市来台地は低重力異常域であり、両者の境界はE-W方向に比較的直線的に連続する急勾配域となっており、この急勾配域は市来断層系の北縁の五反田川断層に対応している。その他では、直線的に連続する重力異常の急変帯は認められず、重力異常と文献に示されている活断層、推定活断層及びリニアメント並びに空中写真判読によるリニアメントとの対応は認められない。

敷地周辺の微小地震としては、鹿児島県北西部地震の余震が明瞭であるものの、その他の地域における微小地震は少なく、活断層の存在を示唆するような微小地震分布の直線状の配列は認められず、前述の重

力異常急勾配域で地震活動が顕著となる傾向も認められない。

以上の文献調査結果、変動地形学的調査結果並びに重力異常及び微小地震分布の検討結果に基づき、断層及びリニアメントの長さ、走向、敷地からの距離等を検討した結果、敷地を中心とする半径30kmの範囲の陸域における主要な断層及びリニアメントとして、市来断層系（五反田川断層を含む。）、浦之名断層系、上床断層、上床西リニアメント、出水断層系、阿久根東方リニアメント群、長島西断層・長島断層群、笠山周辺断層群及び辻の堂断層があり、敷地近傍の半径5kmの範囲には、寄田東リニアメント及び犬辻鼻リニアメントがある。これらの主要な断層及びリニアメント並びにその他のリニアメントの調査結果は以下のとおりである。なお、敷地近傍に分布する寄田東リニアメント及び犬辻鼻リニアメントの調査結果については、「1.2.7.1(3) 敷地近傍の地質・地質構造」の「b. 調査結果」において詳述する。

#### (イ) 市来断層系（五反田川断層を含む。）

##### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、冠岳山地南縁から市来台地にかけての東西約14km、南北約7kmの範囲に、NE-SW方向～E-W方向の長さ0.4km～14kmの多数の断層からなる確実度IIあるいは確実度IIIの市来断層系を示している。また、同文献は、市来断層系のうち、北縁の断層を五反田川断層と呼び、長さ約14km、確実度IIIあるいは確実度IIとしている。五反田川断層を含めた市来断層系では、川内玄武岩類(2.6Ma～1.1Ma)に変位地形が認められないことから川内玄武岩堆積面形成以降における活動はないとしている。

一方、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)によると、当該地域に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

地震調査委員会(2013)は、五反田川断層を含む「市来断層帯市来区間」について、地下における断層面の長さは25km程度の可能性があるとしている。

## II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-73図に示す。

空中写真判読結果によると、冠岳山地の南縁に沿って、いちき串木野市愛宕山南方の海岸部から同市上石野付近を経て、阿母峠付近に至る約13km間に、E-W方向あるいはENE-WSW方向のL<sub>c</sub>及びL<sub>D</sub>リニアメントが判読される(1-a、1-b及び1-c)。同リニアメントは市来断層系のうちその北縁の五反田川断層に対応しており、山地南縁の急崖、山地と低地との地形境界、鞍部等からなり、西側では、山地高度に約50m～約70mの南側低下の不連続が認められる。また、入戸火砕流(0.029Ma～0.026Ma;町田・新井、2003)堆積面上にリニアメントは認められないものの、同リニアメントは、入戸火砕流堆積面の北縁を規制するように分布する。なお、一部の小河川に右屈曲が認められるものの、系統的ではない。

一方、冠岳山地南方の市来台地には、5km程度以下のL<sub>B</sub>、L<sub>c</sub>及びL<sub>D</sub>リニアメントが判読され、これらのリニアメントはおおむねENE-WSW方向及びNE-SW方向の2系統に大別される。ENE-WSW方向のうち、2-cリニアメント及び2-dリニアメントは、急崖、たわみ状の崖、直線状の谷等からなり、小起伏平坦面に南側低下約30m～約50mの高度不連続が認められる。2-gリニアメント～2-jリニアメントは、台地状小

起伏面上の逆向きの崖、鞍部及び直線状の谷からなり、平坦面に約5m～約20mの北側低下の高度不連続が認められる。2-eリニアメントは、南側のたわみ状の崖及び北側の逆向きの崖からなり、両者の間はバルジ状の高まりをなす。NE-SW方向の2-aリニアメント及び2-fリニアメントは、崖、鞍部及び直線状の谷からなり、約25m～約70mの北西側低下の高度不連続が認められる。なお、2-cリニアメントでは、一部の河川及び小沢にやや系統的な右屈曲が認められ、2-fリニアメントでも、一部の尾根状小起伏面の分布に右方向の食い違いが認められるものの、系統的ではない。

### III 地表地質調査結果及び地球物理学的調査結果

市来断層系周辺においては、地表地質調査の他に地球物理学的調査として反射法地震探査を実施した。

当該地域の地質図を第1.2-74図に、地質断面図を第1.2-75図及び第1.2-76図に、反射法地震探査による深度断面及びその解釈を第1.2-77図に示す。

本地域北側の冠岳山地には主に中新世～鮮新世の北薩火山岩類I及び同火山岩類IIが、南側の市来台地には主に同火山岩類IIを覆う鮮新世～前期更新世の火砕流堆積物及び川内玄武岩類が広く分布し、これらを開析する河川沿いには、中期更新世～後期更新世の火砕流堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、冠岳山地に広く分布する北薩火山岩類I及び同火山岩類IIは山地南縁付近を境に南側の市来台地には分布せず、同台地には北薩火山岩類IIを覆う鮮新世の火砕流堆積物が分布することから、市来断層系北縁のリニアメント(五反田川

断層)に対応して、層序的に南落ちの規模の大きな断層が推定される。また、同リニアメントに対応する位置に、北薩火山岩類I、同火山岩類II及びその上位の火砕流堆積物に変位を与える断層が確認され、いずれの断層も、約30°～約70°の南落ちの正断層であり、断層面は平滑で、断層面沿いに数mm～数cmの軟質なガウジを伴う(第1.2-78図)。

阿母峠付近では、五反田川断層の南側に分布する川内玄武岩1は本断層の北側には分布せず、川内玄武岩1の北縁は断層により分布を規制されている。また、阿多火砕流堆積物(0.110Ma～0.105Ma;町田・新井、2003)及び入戸火砕流堆積物(0.029Ma～0.026Ma;町田・新井、2003)についても、本断層の南側にのみ分布が限られ、入戸火砕流堆積物は、断層付近まで連続して分布していることから、同断層が同火砕流堆積物に変位を与えている可能性は否定できない(第1.2-79図)。

反射法地震探査結果によると、リニアメントの位置付近に規模の大きな断層が推定され、この断層は、e測線では少なくとも地下300m程度以浅、D測線では少なくとも地下1,000m程度以浅において断層面が60°程度の南傾斜の正断層であり、上盤の北薩火山岩類IIあるいはその上位の火砕流堆積物に断層活動に伴うと推定される引きずりが認められる(第1.2-77図)。地表地質調査結果との対比に基づくと、この断層は五反田川断層に対応している。また、五反田川断層の南側の市来断層系については、D測線の南部における反射法地震探査結果によると、これらの断層系に対応する規模の大きな断層は推定されない(第1.2-77図(1))。

五反田川断層の東側延長については、薩摩川内市阿母付近にお



いて、断層延長位置を横断して郡山層が広く分布しており、同層内の各層及び同層を覆う市比野玄武岩質火砕岩類の基底面に有意な高度不連続はなく、同層内にも断層の存在を示唆する構造は認められない(第1.2-80図)。一方、西側延長については、いちき串木野市愛宕山南方の海岸部まで断層の推定が可能であることから、本断層は西方の海域に延長している可能性が高いものの、後述のように、断層延長海域のIK5測線において、断層の存在を示唆する構造は認められない(第1.2-81図)。

一方、五反田川断層の南側の市来断層系については、地表地質調査の結果、リニアメントに対応する位置に、北薩火山岩類II、鮮新世の火砕流堆積物等に変位を与える断層が確認され、各層の高度不連続から、いずれも鉛直変位量が10m程度～25m程度の正断層である(第1.2-74図及び第1.2-76図)。これらの断層は互いに分岐・合流の関係にあることから、その活動時期は同じものと考えられ、確認されるいずれの断層も、破砕部は固結しており、新しい活動を示唆する性状は認められない(第1.2-82図)。

市来断層系南部に位置する日置市皆田西北方においては、リニアメントを横断して、阿多火砕流堆積物(0.110Ma～0.105Ma;町田・新井、2003)が連続的に確認され、同火砕流堆積物の分布域に断層及び地層の不連続は認められない(第1.2-83図)。また、市来断層系南部に判読されるリニアメントのいずれについても、その端部付近あるいは延長位置付近における阿多火砕流堆積物分布域では、リニアメントは判読されない(第1.2-73図及び第1.2-74図)。

#### IV 総合評価

市来断層系北縁の五反田川断層については、地表地質調査結果及び反射法地震探査結果によると、リニアメントに対応する位置に、北薩火山岩類I、同火山岩類II、その上位の鮮新世の火砕流堆積物等に変位を与える断層が確認される。空中写真判読結果によると、本断層に対応するリニアメントは入戸火砕流堆積面の北縁を規制するように分布しており、地表地質調査結果によっても、本断層が同火砕流堆積物に変位を与えている可能性は否定できない。本断層の東側延長については、薩摩川内市阿母付近において、断層延長位置を横断して広く分布する郡山層凝灰質シルト岩及びその上位の市比野玄武岩質火砕岩類に変位は認められない。また、西側延長については、断層延長海域のIK5測線において、断層は認められない。

以上のことから、五反田川断層は、入戸火砕流堆積物に変位を与えている可能性を否定できないため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを薩摩川内市阿母付近から本断層の西側沖合のIK5測線に至る約19kmと評価する。

また、地震の震源及び津波の波源としては、地震調査委員会(2013)における評価も考慮する。

一方、五反田川断層の南側の市来断層系については、地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、北薩火山岩類II、鮮新世の火砕流堆積物等に変位を与える断層が確認される。これらの断層は互いに分岐・合流していることから、その活動時期は同じものと考えられ、確認されるいずれの断層においても断層破碎部が固結しており、同断層系のうち、リニアメントのランクが高い南部では阿多火砕流堆積物に変位は認められない。これらのことから、五反田川

断層南側の市来断層系については、少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される。

## (ロ) 浦之名断層系

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、市来断層系の北東側延長の薩摩川内市八重周辺に3条又は2条の並走するNE-SW方向の長さ0.8km～1.1kmの浦之名断層系を示し、确实度IIあるいは一部确实度IIIとしている。同文献では、浦之名断層系の北東側にNE-SW方向の長さ0.7kmないし1kmの愛宕山西方断層を示し、确实度IIとしている。これらの断層系を含めた市来断層系では、川内玄武岩類(2.6Ma～1.1Ma)に変位地形が認められないことから川内玄武岩堆積面形成以降における活動はないとしている。

一方、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)によると、当該地域に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-84図に示す。

空中写真判読結果によると、薩摩川内市草渡南方の約1km区間及び同市八重南方の約4km区間に、ENE-WSW方向の並走する2条のL<sub>D</sub>リニアメントが判読される。同市八重南方のリニアメントの東側延長には、同市小豆迫西方の約1km間にNNE-SSW方向のL<sub>D</sub>リニアメントが、同市中山北方の約0.3km間にENE-WSW方向のL<sub>D</sub>リニアメントがそれぞれ判読される。これらのリニアメントは、逆向きの崖、直線状の谷及び鞍部からなるものの、崖面及び谷壁は直線性に欠ける。い

ずれのリニアメントにおいても、火山麓斜面に約10m～約20mの南側あるいは東側低下の高度不連続が認められる。

なお、「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)に示されている愛宕山西方断層については、同位置付近を境に尾根高度は、東側が低下しているものの、その境界付近には、直線状の谷、崖等の変動地形の可能性のある地形要素が認められないことから、リニアメントは判読されない。

### III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-85図に、地質断面図を第1.2-86図に示す。

本地域には、丘陵及び山地斜面には鮮新世の郡山層、前期更新世の北薩火山岩類IV、草渡層、北薩火山岩類V、山之口層及び火砕流堆積物が、丘陵及び山地頂部には前期更新世の川内玄武岩類が広く分布し、これらを開析する河川沿いには中期更新世～後期更新世の火砕流堆積物、岩屑なだれ堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、薩摩川内市草渡南方の戸板野川支流左岸において、リニアメントに対応する位置に、郡山層と北薩火山岩類IVとを境する断層が確認される(第1.2-87図)。この断層は、北薩火山岩類IVの基底面の分布状況から、鉛直変位量が10m程度の南落ちの正断層と判断されるものの、その東側の同市八重付近には岩屑なだれ堆積物が広く分布しており、その堆積面に高度不連続は認められない(第1.2-88図)。この岩屑なだれ堆積物の年代は、礫及び基質ともに赤色風化が進んでいること、堆積面の高度も樋脇火砕流(0.58Ma～0.57Ma;町田・新井、2003)堆積面よりも高いことから、

中期更新世と推定される。

薩摩川内市八重南方のリニアメントについても、北薩火山岩類Ⅴ、山之口層等に南側低下の高度不連続が推定され(第1.2-85図及び第1.2-86図)、同市中山北方においても、リニアメントに対応する位置に、山之口層に南落ちの変位を与える断層が推定されるものの、同断層を覆う樋脇火砕流堆積面及びその堆積物に高度不連続は認められない(第1.2-89図)。

なお、文献で指摘されている愛宕山西方断層については、前述のとおり、リニアメントが判読されず、同断層が示されている位置に断層も認められない。同位置は、西側の山之口層輝石安山岩溶岩及び山之口層礫岩と東側の山之口層泥岩及び湯之元火砕流堆積物非溶結部との岩石境界に対応する。

#### IV 総合評価

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、北薩火山岩類Ⅳ等に変位を与える断層が確認されるものの、同断層を横断して分布する樋脇火砕流堆積物あるいはその下位と推定される岩層なだれ堆積物に変位は認められない。

以上のことから、浦之名断層系の少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

なお、愛宕山西方断層については、リニアメントは判読されず、地表地質調査の結果、両側に分布する岩石の岩質の差を反映した侵食地形と判断される。

## (ハ) 上床断層

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、薩摩川内市吉野山付近から同市田崎町付近に至る2.6kmないし3.4km間にNE-SW方向の上床(寺山)断層を示し、確実度IIIとしている。「九州の活構造」(1989)によると、同断層は変位基準の年代が古く(川内輝石安山岩:2.9Ma)、より新期の変位地形は認められないことから、活動時期はかなり古いとしている。

一方、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)によると、当該地域に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-90図に示す。

空中写真判読結果によると、薩摩川内市吉野山付近から同市田崎町付近に至る約3km間に、NNE-SSW方向～NE-SW方向のL<sub>D</sub>リニアメントが判読される。リニアメントは、急崖、直線状の谷及び鞍部からなり、溶岩台地状平坦面に、50m程度の高度不連続が認められる。

### III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-91図に、地質断面図を第1.2-92図に示す。

上床(寺山)は台地状の丘陵であり、その斜面には鮮新世の北薩火山岩類II、同火山岩類III及び前期更新世の北薩火山岩類IV並びに各火山岩類の間には火砕流堆積物、郡山層等が、台地頂部には前期更新世の川内玄武岩類が分布している。また、台地脚部の河川沿

いには中期更新世～後期更新世の火砕流堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、リニアメントを境して、川内玄武岩類、北薩火山岩類IV、その下位の火砕流堆積物、郡山層等に20m程度～50m程度東側低下の高度不連続が推定され、薩摩川内市吉野山南方のリニアメント近傍において、北薩火山岩類IVの輝石安山岩溶岩とその上位の同火山岩類IVの角閃石安山岩溶岩とを境する東落ちの正断層が確認される(第1.2-93図及び第1.2-94図)。同断層は、断層を覆って分布する崖錐堆積物に変位を与えておらず、テフラ分析の結果、この崖錐堆積物基底付近に阿多テフラ(0.110Ma～0.105Ma;町田・新井、2003)降下層準が認められる(第1.2-94図)。

また、川内川と樋脇川との合流部においては、同断層の北側延長部を横断して川内川沿いに分布する河成礫層の基底面及び上面並びにそれを覆う阿多火砕流堆積物(0.110Ma～0.105Ma;町田・新井、2003)の基底面に高度不連続は認められない(第1.2-95図)。

#### IV 総合評価

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、北薩火山岩類IV等に変位を与える断層が確認されるものの、同断層は阿多テフラ降下期の崖錐堆積物基底面に変位を与えておらず、同断層を横断して分布する阿多火砕流堆積物及びその下位の礫層にも変位は認められない。

以上のことから、上床断層の少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される。

## (二) 上床西リニアメント

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、当該地域に活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-90図に示す。

空中写真判読結果によると、薩摩川内市皿山北方から同市田崎町北方に至る約2km間に、N-S方向のL<sub>D</sub>及び一部L<sub>C</sub>リニアメントが判読される。リニアメントは、急崖、直線状の谷及び鞍部からなり、小起伏を示す尾根高度に40m程度の不連続が認められる。

### III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-91図に、地質断面図を第1.2-96図に示す。

上床(寺山)は台地状の丘陵であり、その斜面には鮮新世の北薩火山岩類II、同火山岩類III及び前期更新世の北薩火山岩類IV並びに各火山岩類の間には火砕流堆積物、郡山層等が、台地頂部には前期更新世の川内玄武岩類が分布している。また、台地脚部の河川沿いには中期更新世～後期更新世の火砕流堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、薩摩川内市皿山北東のリニアメント北端部近傍において、北薩火山岩類III及び同火山岩類IVに変位を与える断層が確認される。この断層は、リニアメントと同走向であるものの、リニアメントの地形的センスとは逆の南東落ちの正断層であり、



本地点付近において、北薩火山岩類III及び同火山岩類IVにリニアメントと同じセンスである北西側低下の構造は認められない(第1.2-97図及び第1.2-98図)。本地点付近の台地頂部では、リニアメントの南東側では厚い川内玄武岩類が分布し、北西側では同玄武岩類は欠如ないし僅かに分布するのみである(第1.2-91図及び第1.2-97図)。

また、リニアメント南部に位置する薩摩川内市皿山南方では、リニアメントに対応する位置に断層は確認されず、リニアメントは西側の北薩火山岩類IIIの凝灰角礫岩と東側の同火山岩類輝石安山岩溶岩との岩石境界にほぼ対応している(第1.2-91図及び第1.2-96図)。

薩摩川内市楠元町付近においては、リニアメントの北東側延長位置を横断して川内川沿いに阿多火砕流堆積物(0.110Ma～0.105Ma;町田・新井、2003)が広く分布し、同火砕流堆積物の堆積面に高度不連続は認められない(第1.2-99図)。

#### IV 総合評価

地表地質調査結果によると、上床西リニアメントに対応する断層は認められず、リニアメントは川内玄武岩類の堆積面に起因した地形、あるいは北薩火山岩類IIIの凝灰角礫岩と同火山岩類輝石安山岩溶岩との岩石境界に対応している。

以上のことから、リニアメントは川内玄武岩類の堆積地形あるいはリニアメント両側に分布する岩石の岩質の差を反映した侵食地形と判断される。

## (ホ) 出水断層系

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、出水山地北西縁から鷹首山付近に至る約23km～約24km間にNE-SW方向の出水断層系(確実度I～確実度III)を示し、活動度をB級～C級としている。

また、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)及び千田・中田(2012)においてもほぼ同位置に活断層が示されている。

地震調査委員会(2004)は、本断層系を「出水断層帯」と呼び、その長さを約20km、上下成分の平均的なずれの速度を0.1m～0.2m/1,000年程度、最新活動時期を約7,300年前以後、約2,400年前以前、1回のずれ量を上下成分で1m程度～2m程度、平均活動間隔をおおむね8,000年等と評価している。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-100図に示す。

空中写真判読結果によると、熊本県水俣市湯出付近から阿久根市鶴川内付近に至る約23km区間において、NE-SW方向～ENE-WSW方向のL<sub>B</sub>、L<sub>C</sub>及びL<sub>D</sub>リニアメントが判読される。これらは長さ5km程度で雁行状に配列しており、矢筈峠、日添、宇都野々、内木場及び下特手の5つのセグメントに区分される。いずれも山地高度に北側低下あるいは北西側低下の高度不連続が認められる。

矢筈峠セグメントから内木場セグメントにかけては、山地北西縁の急崖が明瞭であり、崖の比高は約250m～約300mで比較的一定である。また、比高が約40m～約100mの三角末端面状の急崖が直線状

に連続し、崖面は基部から上方まで平滑かつ新鮮である。内木場セグメントにおいては、小河川及び尾根に比較的系統的な右屈曲が認められる。下特手セグメントにおいては、崖及び鞍部は断続的であり、全体的に大きく湾曲している。下特手セグメントと内木場セグメントの間には、高尾野川付近にH<sub>1</sub>面が小規模に、また、出水市尾毛無付近にH<sub>2</sub>面が広くそれぞれ分布しており、いずれの段丘面上にもリニアメントは判読されない。

### III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-101図に、地質断面図を第1.2-102図に示す。

出水断層系周辺においては、出水山地には主に白亜紀の四万十層群が分布し、その北西側の出水平野には主に鮮新世の火砕流堆積物が小規模に、前期更新世～中期更新世の鶴川内層、後期更新世の低位段丘堆積物、入戸火砕流堆積物(0.029Ma～0.026Ma; 町田・新井、2003)が広く分布している。また、米ノ津川以北では四万十層群を覆って主に鮮新世の肥薩火山岩類III及び前期更新世の肥薩火山岩類Vが分布している。

地表地質調査結果によると、いずれのセグメントにおいてもリニアメントに対応する位置に断層が確認される(第1.2-103図)。宇都野々セグメント中央部の鍋野川左岸においては、リニアメントに対応する位置に南側の四万十層群と北側の入戸火砕流堆積物とを境する北落ちの正断層が確認される(第1.2-103図(2))。

断層の北東側延長については、熊本県水俣市薄原付近まで断層が確認されるものの、更に北東側の同市宝川内付近においては、断

層延長位置を横断して肥薩火山岩類IIIがほぼ水平に分布し、同火山岩類に高度不連続は認められない(第1.2-104図)。

一方、南西側延長については、出水市内木場西方の高尾野川右岸付近において、リニアメントは2条に分岐し、リニアメントに対応する位置に、断層が存在するものの(第1.2-105図)、高尾野川付近及び同市尾毛無付近において、これら2条の断層を覆って分布するH<sub>1</sub>面及びH<sub>2</sub>面並びにその堆積物に高度不連続は認められない(第1.2-106図)。

#### IV 総合評価

地表地質調査結果によると、いずれのセグメントにおいてもリニアメントに対応する位置に断層が確認される。出水断層系の活動性については、地震調査委員会(2004)によると完新世における活動があったとされており、地表地質調査によっても宇都野々セグメント中央部の鍋野川左岸においては、入戸火砕流堆積物に変位を与える断層が確認される。本断層の北東側延長については、熊本県水俣市宝川内付近において、断層延長位置を横断して広く分布する肥薩火山岩類IIIに変位は認められない。一方、南西側延長については、高尾野川付近及び出水市尾毛無付近において、本断層を覆って分布する高位段丘面及びその堆積物に変位は認められない。

以上のことから、出水断層系については、少なくとも入戸火砕流堆積物堆積以降における活動があったものと判断され、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを熊本県水俣市宝川内付近から出水市尾毛無付近に至る約23kmと評価する。

## (へ) 阿久根東方リニアメント群

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、当該地域に活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-107図に示す。

空中写真判読結果によると、阿久根市東方地域には、主にNNE-SSW方向のおおむね3条のL<sub>D</sub>及び一部L<sub>C</sub>リニアメントが判読される。これらのリニアメントは、主に崖及び鞍部からなる。同市長谷付近から同市高之口付近に至るリニアメントは、主に東側の山地と西側の段丘面分布域とを境する急崖からなり、小起伏平坦面に約10m～約20mの西側低下の高度不連続が認められる。上床山北方から同市馬見塚付近に至る間のリニアメントは、急崖及び鞍部からなり、上床山の西側では山地高度の西側低下が明瞭である。同市下田代付近から同市的場付近に至るリニアメントについては、同市弓木野以北では急崖及び鞍部からなり、尾根頂部の小起伏平坦面に約30m～約50mの北西側低下の高度不連続が、鷹首山東方では一部の尾根に右方向の屈曲が認められる。同市弓木野以南では主に鞍部及び直線状の谷からなり、2条～3条が並走しており、直線的な連続性に乏しく、地形的変位方向及びその量も一様ではない。

### III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-108図に、地質断面図を第1.2-109図に示す。

当該地域には、海岸部にジュラ紀～白亜紀の秩父層群が、出水山地西縁の山地に主として白亜紀の四万十層群が分布し、これらを覆って丘陵及び低地には、鮮新世の火砕流堆積物、阿久根火山岩類、前期更新世の愛宕山安山岩類等、前期更新世～中期更新世の鶴川内層、中期更新世～後期更新世の火砕流堆積物、段丘堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、いずれのリニアメントにも対応して、鶴川内層以下の各地層に変位を与える高角度の正断層あるいは逆断層が確認され、阿久根1火砕流堆積物等の基底面の分布状況から、いずれも鉛直変位量が30m程度以上となる(第1.2-109図及び第1.2-110図(1)、(2))。

阿久根市長谷付近においては、これらのリニアメントの北側延長位置を横断して、高位段丘面が広く分布しているものの、同段丘面にリニアメントは認められない。また、同段丘面分布域にも上記断層の延長部が鶴川内層内に確認されるものの、同断層を覆う高位段丘堆積物に高度不連続は認められない(第1.2-110図(3)及び第1.2-111図)。

また、阿久根市陳之尾付近から同市根比付近にかけては、リニアメントは判読されないものの(第1.2-107図)、走向が本リニアメント群と同方向であり、上記のリニアメントに対応する断層と同様の高角度の断層が多く認められる。これらの断層も高位段丘堆積物に広く覆われており、同段丘面上にリニアメントは判読されない(第1.2-108図及び第1.2-109図(2))。

#### IV 総合評価

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、鶴川内層等に変位を与える断層が確認されるものの、同断層を横断して分布する高位段丘面及びその堆積物に変位は認められない。また、高位段丘面の分布域においては、鶴川内層以下の地層に本リニアメント群と同走向の断層が多数認められるものの、同段丘面上にリニアメントは判読されない。

以上のことから、阿久根東方リニアメント群に対応する断層の少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される。

#### (ト) 長島西断層・長島断層群

##### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、長島西側の長島町三船付近から鳥屋崎付近に至る約9km間に、NE-SW方向の長島西断層(確実度II)及びその東側に並走する、おおむね4条の長島断層群(確実度II及び確実度III)を示し、活動度をC級としている。

「九州の活構造」(1989)では、長島に認められる断層は、火山岩類の噴出時ないし、その後間もない頃に活動し、第四紀後期の活動は認められないとしている。

一方、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)によると、当該地域に活断層あるいは推定活断層は示されていない。また、千田・中田(2012)は、長島断層群を推定活断層としている。

## II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-112図に示す。

空中写真判読結果によると、長島を縦断してNNE-SSW方向～NE-SW方向に並走するおおむね5条のL<sub>B</sub>、L<sub>C</sub>及びL<sub>D</sub>リニアメントが判読される。また、長島の南部及び北部には、これらに直交するNW-SE方向の延長の短いL<sub>D</sub>リニアメントが判読される。NNE-SSW方向～NE-SW方向の5条のリニアメントは、急崖、逆向きの崖、直線状の谷等からなり、山地斜面、小起伏平坦面、高位段丘面等にいずれも東側低下の高度不連続を伴う。5条のうち西端のリニアメントでは、小起伏平坦面に約40m～約50m、H<sub>2</sub>面に約10m～約20mのいずれも東側低下の高度不連続が認められ、その東側のリニアメントでは、長島町犬鹿倉西方の一部の尾根に右屈曲が認められるが、系統的ではない。

## III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-113図に、地質断面図を第1.2-114図に示す。

長島には、その北部の海岸部に白亜紀～古第三紀の御所浦層群、姫浦層群、弥勒層群及び本渡層群が小規模に分布し、これらを覆って前期更新世の長島火山岩類IVが広く分布する。海岸部及び河川沿いには、中期更新世～後期更新世の段丘堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、長島火山岩類IVに変位を与える断層が確認され(第1.2-115図)、これらの断層はいずれも鉛直変位量が10m程度～150m程度で、南東落ちの高角度の断層である。確認されるいずれの断層も、破碎部は固結しているものの、一部で軟質なガウジを伴う(第1.2-115図(1))。これら



の断層の南方に位置する長島南西側海岸部においては、中期更新世～後期更新世の段丘面が分布しているものの、いずれの断層についても、断層と段丘面との明確な関係を確認することはできない。

断層あるいはリニアメントの北側延長については、リニアメント北端部の長島町薄井付近より北側において、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献においても活断層、推定断層あるいはリニアメントは示されていない。一方、断層あるいはリニアメントの南側延長については、後述のように、断層延長海域において後期更新世以降の活動が否定できない断層が確認されるものの、更に沖合のs03測線においては、確認されるいずれの断層も鮮新世のD<sub>1</sub>層上部に変位は認められない(第1.2-116図)。

#### IV 総合評価

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、長島火山岩類IVに変位を与える断層が確認されるものの、後期更新世以降の地層あるいは地形面との関係は不明である。本断層の北側延長については、リニアメント北端部の長島町薄井付近より北側においては、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献においてもリニアメントは認められない。一方、南側延長については、断層延長海域のs03測線において数条の断層が認められるものの、いずれの断層もD<sub>1</sub>層上部に変位は認められない。

以上のことから、長島西断層・長島断層群は、後期更新世以降の地層あるいは地形面との関係が不明であるため、後期更新世以降の

活動を考慮することとし、その長さを長島町薄井付近から、本断層群の南側沖合のs03測線に至る約20kmと評価する。

## (チ) 笠山周辺断層群

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、笠山山地に5条の並走するENE-WSW方向の笠山周辺断層群(確実度II及び確実度III)を示し、活動度をC級としている。「九州の活構造」(1989)によると、笠山周辺断層群は、同地域の火山岩類が鮮新世のものとする、活断層の可能性は小さく、第四紀後期の活動は認められないとしている。

一方、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)によると、当該地域に活断層あるいは推定活断層は示されていない。また、千田・中田(2012)は、笠山周辺断層群を推定活断層としている。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-117図に示す。

空中写真判読結果によると、笠山山地を縦断して、NE-SW方向～ENE-WSW方向及び一部NNE-SSW方向に並走するL<sub>B</sub>、L<sub>C</sub>及びL<sub>D</sub>リニアメントが判読される。NE-SW方向～ENE-WSW方向の6条のリニアメントは急崖、鞍部、直線状の谷等からなり、いずれも北西側低下の高度不連続が認められる。6条のリニアメントのうち北側の3条のリニアメントは、小起伏を示す山地斜面に約20m～約70mの高度不連続が認められ、リニアメントの一部では、尾根及び小沢に右屈曲が認められる。南側の3条のリニアメントは、山地側が低い逆向きの高度不連

続を伴い、山地斜面に約20m～約30mの高度不連続が認められ、出水市連尺野南方では新旧の開析扇状地面に、それぞれ約20m及び約10mの高度不連続が認められる。NNE-SSW方向のリニアメントは、直線状の谷、鞍部等からなり、東側低下を示すが、リニアメントの両側に分布する小丘状の小起伏平坦面に高度不連続は認められない。

### III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-118図に、地質断面図を第1.2-119図に示す。

笠山山地には、前期更新世の長島火山岩類IVが広く分布し、海岸部、南側の低地との境界部及び河川沿いに中期更新世～後期更新世の扇状地堆積物、段丘堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、長島火山岩類IV等に変位を与える断層が確認され(第1.2-120図)、いずれの断層も鉛直変位量が20m程度～200m程度の正断層であり、NE-SW方向～ENE-WSW方向の断層は北落ち、笠山山地の西部に認められるNNE-SSW方向の断層は東落ちである。確認されるいずれの断層も、破碎部は固結しているものの、一部で軟質なガウジを伴う(第1.2-120図)。

本断層群は、出水市連尺野南方において、中期更新世の古期扇状地堆積物に北落ちの変位を与えていることが確認され(第1.2-120図(3))、海岸部に後期更新世の段丘面が小規模に分布しているものの、いずれの断層についてもこれらの段丘面との明確な関係を確認することはできない。

本断層群の北東側延長については、後述のように、八代海におい

て、後期更新世の地層に変位を与える数条の断層が認められ(第1.2-121図)、更にその北東側の陸域には、「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)により活断層の可能性が指摘されている。確実度IIあるいは一部確実度IIIの水俣南断層群が示されている。一方、南西側延長については、後述のように、断層延長海域において後期更新世以降の活動が否定できない断層が確認されるものの、更に沖合のs03測線においては、確認されるいずれの断層も鮮新世のD<sub>1</sub>層上部に変位は認められない(第1.2-116図)。

#### IV 総合評価

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、長島火山岩類IV等に変位を与える断層が確認されるものの、後期更新世以降の地層あるいは地形面との関係は不明である。本断層の北東側延長については、断層延長海域の八代海に活断層が確認され、更に北東側の陸域には文献により活断層の可能性が指摘されている水俣南断層群が分布する。一方、南西側延長については、断層延長海域のs03測線において数条の断層が認められるものの、いずれの断層もD<sub>1</sub>層上部に変位は認められない。

以上のことから、笠山周辺断層群は、後期更新世以降の地層あるいは地形面との関係が不明であるため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、上記の断層を一連のものと判断し、その長さを水俣南断層群の北東端から、本断層群の南西側沖合のs03測線に至る約32kmと評価する。

## (リ) 辻の堂断層

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、上甕島のほぼ中央部の荒人崎付近から辻の堂南方に至る約2.2kmの間に、NE-SW方向の辻の堂断層を示し、確実度IIとしている。

また、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)も同位置に活断層を示している。

「九州の活構造」(1989)によると、須口池の北西縁に沿って、比高数mの小崖が連続し、低位の河成段丘面及び土石流扇状地面が変位を受けているように見えるとしている。

地震調査委員会(2013)は、「甕断層帯辻の堂断層を含む区間」について、地下を含め全長が15km程度未満と考えられるとしている。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-122図に示す。

空中写真判読結果によると、遠見山付近から辻の堂を経て薩摩川内市江石付近あるいは同市中甕付近に至る約7km間に、NE-SW方向～ENE-WSW方向のL<sub>C</sub>、L<sub>D</sub>及び一部L<sub>B</sub>リニアメントが判読される。NE-SW方向のリニアメントは、崖、鞍部、直線状の谷等からなり、山地の高度は、辻の堂付近を境に以北では南東側低下、以南では北西側低下を示し逆となる。須口池南西では、形成年代が後期更新世～完新世と考えられる土石流状堆積面(低位I面)上に比高が2m程度の低崖が認められる(第1.2-123図)。辻の堂付近では、一部の尾根に右屈曲が認められるものの、系統的ではない。ENE-WSW方向のリニアメントは、主に急崖及び鞍部からなり、断続的で、その方向も河

川と同方向を示すことから、河食崖の可能性も考えられる。

### III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-124図に、地質断面図を第1.2-125図に示す。

辻の堂断層周辺には、古第三紀の上甕島層群が広く分布するほか、中期更新世～後期更新世の段丘堆積物、土石流堆積物等が分布する。

地表地質調査の結果、リニアメントに対応する位置において、上甕島層群中に断層が確認される。これらの断層のうち、薩摩川内市江石北方においては、断層面は平滑かつ直線状を示し、断層面沿いに幅数cm～10cm程度の破碎部を伴うものの、軟質なガウジは認められない(第1.2-126図(1))。また、須口池南西では、派生断層と考えられる断層が鬼界アカホヤテフラ(約7.3ka;町田・新井、2003)を含むローム質シルト層に変位を与えていることが確認される(第1.2-126図(2))。

本断層の北東側延長及び南西側延長については、後述のように、北東側の断層延長海域のNo.16測線及び南西側の断層延長海域のs22測線において、断層の存在を示唆する構造は認められない(第1.2-127図)。

### IV 総合評価

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置に、上甕島層群中に断層が確認され、須口池南西においては、後期更新世～完新世の土石流状堆積面に比高が2m程度の低崖が認められる。

本断層の北東側延長及び南西側延長については、それぞれ延長海域のNo.16測線及びs22測線において、断層は認められない。

以上のことから、辻の堂断層は、後期更新世以降における活動が推定されるため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを、本断層の北東側沖合のNo.16測線から、南西側沖合のs22測線に至る約12kmと評価する。

## (ヌ) その他の断層・リニアメント

### I 弁財天山南リニアメント

文献調査結果によると、弁財天山南側の山地内には、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

当該地域における空中写真判読図を第1.2-128図に示す。

空中写真判読結果によると、海岸部の羽島崎北方から弁財天山の南側を経て平原山南方に至る約7km間にE-W方向のL<sub>D</sub>リニアメントが判読される。本リニアメントは、急崖、直線状の谷及び鞍部からなり、いちき串木野市河原付近の小河川は右屈曲しているが、その東側の尾根には明瞭な屈曲は認められない。

当該地域における地質図を第1.2-129図に、地質断面図を第1.2-130図に示す。本地域には、主に中新世～鮮新世の北薩火山岩類I、同火山岩類II、同火山岩類III及び同火山岩類IIと同火山岩類IIIとの間に挟在する火砕流堆積物が分布する。

地表地質調査結果によると、北薩火山岩類I、同火山岩類II及び同火山岩類III中にリニアメントと同走向の断層が確認あるいは推定さ

れるものの、同断層はリニアメントの地形的センスとは逆の北落ちの正断層であり、同火山岩類にリニアメントと同じセンスの南側低下の構造は認められない。本リニアメントの北側には北薩火山岩類III上部の角閃石安山岩溶岩及び輝石安山岩溶岩Bが広く高所まで分布し、これらはリニアメントの南側では欠如ないし僅かに分布するのみである。また、いちき串木野市太郎坊付近のリニアメント近傍において高角度北傾斜の正断層が認められるものの、断層面沿いに軟質なガウジは認められず、その破砕部は固結している(第1.2-131図)。

以上のことから、弁財天山南リニアメント近傍に断層が確認されるものの、同断層の少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断され、リニアメントは、断層破砕部に起因した侵食地形、あるいは北薩火山岩類III上部の溶岩流の堆積面に起因した地形と判断される。

## II 日笠山リニアメント

文献調査結果によると、日笠山周辺には、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

当該地域における空中写真判読図を第1.2-132図に示す。

空中写真判読結果によると、日笠山周辺において、日笠山北方から薩摩川内市川永野町付近に至る約6km間に、NE-SW方向及び一部E-W方向のL<sub>D</sub>リニアメントが2条ないし3条雁行状に判読される。これらのリニアメントは、急崖、鞍部、直線状の谷等からなる。

当該地域における地質図を第1.2-133図に、地質断面図を第1.2-134図に示す。本地域には、主に中新世～鮮新世の北薩火山岩類I、



同火山岩類II、同火山岩類III、同火山岩類IIと同火山岩類IIIとの間に挟在する火砕流堆積物及び前期更新世の川内玄武岩類が分布する。

地表地質調査結果によると、NE-SW方向のいずれのリニアメントにも対応して北薩火山岩類I、同火山岩類II、同火山岩類III等に変位を与える断層が確認される(第1.2-135図)。日笠山の北西側では、NE-SW方向のリニアメント及び断層を横断して川内玄武岩類が分布しており、同玄武岩類に有意な高度不連続は認められず(第1.2-134図)、同玄武岩類分布域にもリニアメントは判読されない。日笠山の北東側においても、リニアメント及び断層の北東側延長位置を横断して川内玄武岩類が分布しており、同玄武岩類に有意な高度不連続はなく(第1.2-134図)、同玄武岩類分布域にもリニアメントは判読されない。また、田重岳南方から薩摩川内市大原野北方に至るE-W方向のリニアメントについては、田重岳の南側において、リニアメントを横断して分布する川内火砕流堆積物及びその基底面に有意な高度不連続は認められず、リニアメントは、北側の川内玄武岩類と南側の川内火砕流堆積物との岩石境界、あるいは北側の川内火砕流堆積物強溶結部とその下位の礫岩層との岩石境界に対応している(第1.2-134図)。なお、同リニアメント東端付近において断層が確認されるものの(第1.2-135図(4))、同断層の走向はリニアメントとは斜交し、その西側延長位置は樋脇火砕流堆積物(0.58Ma~0.57Ma;町田・新井、2003)に覆われており、同火砕流堆積物に高度不連続は認められない(第1.2-134図)。

以上のことから、日笠山周辺のNE-SW方向のリニアメントに対応して断層が確認されるものの、同断層は川内玄武岩類に変位を与えて

おらず、同断層の少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。また、田重岳南側のE-W方向のリニアメントについては、両側に分布する岩石の岩質の差を反映した侵食地形と判断される。

### III 大迫リニアメント

文献調査結果によると、薩摩川内市大迫周辺地域には、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

当該地域における空中写真判読図を第1.2-136図に示す。

空中写真判読結果によると、薩摩川内市小川付近から同市大迫付近を経て同市矢立付近に至る約4kmにN-S方向のL<sub>D</sub>リニアメントが断続的に判読される。本リニアメントは、直線状の谷及び鞍部からなる。

当該地域における地質図を第1.2-137図に、地質断面図を第1.2-138図に示す。本地域北側の山地には、主に白亜紀の四万十層群が分布し、これらを覆って丘陵及び低地部には、中新世～鮮新世の北薩火山岩類I、同火山岩類III、前期更新世の北薩火山岩類IV等、中期更新世～後期更新世の火砕流堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、リニアメントに対応する位置において、北薩火山岩類Iに東側低下の高度不連続が推定され、リニアメント延長位置の混岳東方の四万十層群内において、断層が確認される(第1.2-139図)。混岳南東においては、断層の推定位置を横断して北薩火山岩類I最上部の角閃石安山岩溶岩が広く分布しており、同安山岩溶岩の基底面に高度不連続は認められない(第1.2-140図)。

以上のことから、大迫リニアメントに対応して東落ちの断層が推定さ

れるものの、同断層は北薩火山岩類I最上部の角閃石安山岩に変位を与えておらず、同断層の少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

#### IV 樋渡川リニアメント及び田海リニアメント

文献調査結果によると、樋渡川及び田海川周辺地域には、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

当該地域における空中写真判読図を第1.2-141図に示す。

空中写真判読結果によると、薩摩川内市東郷町藤川付近から同市猿喰付近に至る約7km間において、NNW-SSE方向のL<sub>D</sub>リニアメント(樋渡川リニアメント)が判読される。本リニアメントは、東側の山地と西側の平地との境界をなす崖からなり、一部で崖を横切る小河川は、左方向へ引きずられるように湾曲する。また、同市寺川内付近から同市中郷町付近に至る約9km間においては、N-S方向及びNE-SW方向のL<sub>D</sub>リニアメント(田海リニアメント)が判読される。本リニアメントは、直線状の谷、鞍部等からなる。

当該地域における地質図を第1.2-142図に、地質断面図を第1.2-143図及び第1.2-144図に示す。本地域北側の山地には、主に白亜紀の四万十層群が分布し、これらを覆って丘陵及び低地部には、中新世～鮮新世の北薩火山岩類I、同火山岩類II、同火山岩類III、前期更新世の北薩火山岩類IV等、中期更新世～後期更新世の火砕流堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、樋渡川リニアメントの田海川左岸に沿

う北部区間では、リニアメントに対応する位置において、四万十層群中に小規模ながらリニアメントと同走向の断層が確認されること(第1.2-145図)などから、四万十層群中に断層が存在する可能性を否定できない。一方、リニアメント南部の薩摩川内市猿喰南方においては、郡山層がリニアメントを横断して連続的に確認され、同層に急傾斜等の断層の存在を示唆する構造は認められず、リニアメントは西側の郡山層と東側の郡山層を覆う北薩火山岩類IVとの岩石境界に対応している(第1.2-146図)。また、田海リニアメントのうち、N-S方向のリニアメントについては、その北部のリニアメントに対応する位置において四万十層群中に断層が確認され(第1.2-147図)、中部でもリニアメントに対応する位置において北薩火山岩類Iに東落ち約20mの高度不連続が認められる。本リニアメント南部の同市今村岡付近においても北薩火山岩類IIIに東落ちの断層が推定されるものの、断層の推定位置を横断して分布する標高50m程度の侵食平坦面に高度不連続は認められない(第1.2-148図)。この侵食平坦面の高度は、近傍の標高約30mに分布する阿多火砕流(0.110Ma~0.105Ma;町田・新井、2003)堆積面よりも有意に高いことから、その形成年代は阿多火砕流堆積面形成以前と判断される。NE-SW方向のリニアメントについても、北薩火山岩類II及び同火山岩類III中に断層が推定されるものの、リニアメント延長位置を横断して分布する阿多火砕流堆積物に有意な高度不連続は認められない。

以上のことから、樋渡川リニアメントについては、リニアメントに対応する断層が存在する可能性を否定できないものの、同断層は郡山層に変位を与えていないため、同断層の少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。また、田海リニアメントについては、N-S

方向及びNE-SW方向のいずれのリニアメントにも対応して断層が推定されるものの、これらの断層は阿多火砕流堆積物あるいは同火砕流堆積面形成以前の侵食平坦面に変位を与えておらず、同断層の後期更新世以降の活動はないものと判断される。

## V 紫尾山南・泊野リニアメント

文献調査結果によると、紫尾山南の山地内には、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

当該地域における空中写真判読図を第1.2-149図に示す。

空中写真判読結果によると、紫尾山の南側の山地斜面において、ENE-WSW方向、長さ約7kmのL<sub>D</sub>リニアメント(紫尾山南リニアメント)が、その南側にE-W方向、長さ約3kmのL<sub>D</sub>リニアメント(泊野リニアメント)が判読される。いずれのリニアメントも直線状の谷、鞍部等からなる。

当該地域における地質図を第1.2-150図に、地質断面図を第1.2-151図に示す。本地域北側の紫尾山周辺には、白亜紀の四万十層群が広く分布し、その中央付近において四万十層群に貫入する中新世の紫尾山花崗岩類が分布する。

地表地質調査結果によると、紫尾山花崗岩類内において、リニアメント近傍の複数地点で、リニアメントとほぼ同じ走向の断層が連続的に確認され、破碎規模は小さいものの、一部でシャープな断層面を呈し、断層面に沿って軟質なガウジも認められる(第1.2-152図)。一方、リニアメント上においては、同花崗岩類と白亜紀の四万十層群との境界面に有意な食い違いは認められない(第1.2-153図)。また、泊

野リニアメントは花崗閃緑岩内のみ認められ、リニアメント近傍に小規模な断層が認められるものの(第1.2-154図)、花崗閃緑岩の西側貫入面に有意な食い違いは認められない(第1.2-155図)。

以上のことから、紫尾山南・泊野リニアメントに対応する累積性のある断層は存在しないものと判断されるものの、リニアメントに対応して小規模な断層が確認され、後期更新世以降の地層あるいは地形面との関係が不明であるため、これらの断層の後期更新世以降の活動性を考慮することとし、その長さをそれぞれリニアメントの判読される約7kmと約3kmと評価する。

## VI その他

敷地を中心とする半径30km範囲には、前述の断層及びリニアメントの他に、数条のリニアメントが判読されるものの、その長さ、走向及び敷地からの距離を考慮すると、これらのリニアメントが敷地に与える影響は小さいものと判断される。

### ハ 敷地を中心とする半径30km以遠の活断層

「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等によれば、敷地を中心とする半径30km以遠の陸域にはいくつかの活断層、推定活断層及びリニアメントが示されている(第1.2-156図)。

これらの断層について、その長さ、敷地からの距離等を検討した結果、主要な断層として、布田川・日奈久断層帯、緑川断層帯、水俣南断層群及び人吉盆地南縁断層がある。主に地震調査委員会の評価結果を参考に、布田川・日奈久断層帯は後述する八代海での音波探査記録の

解析結果も踏まえ、八代海まで連続させた長さ約93km、緑川断層帯は長さ約34km、水俣南断層群は前述の笠山周辺断層群の評価結果及び後述する八代海での音波探査記録の解析結果を踏まえ、八代海及び笠山周辺断層群まで連続させた長さ約32km、人吉盆地南縁断層は長さ約22kmの断層としてそれぞれ評価する。

### c. 海域の調査結果

敷地周辺海域における地形、地質及び地質構造は、文献調査、海上音波探査、海上ボーリング調査等の結果によると、以下のとおりである。

#### (a) 敷地周辺海域の海底地形

敷地周辺海域の海底地形図を第1.2-157図に示す。敷地周辺海域は、長島の西方から甕島列島を経て宇治群島を連ねた線を境に東側の敷地前面海域、同西側の甕島列島西側海域及び敷地前面海域の北方に位置する八代海からなる。敷地前面海域の海底地形図を第1.2-158図に、甕島列島西側海域の海底地形図を第1.2-157図に、八代海の海底地形図を第1.2-159図に示す。

#### イ 敷地前面海域の海底地形

敷地前面海域の海底地形は、大陸棚及び大陸斜面からなり、大陸棚外縁は、甕島列島に沿って南西方向に突出した形状をなす。

甕海峡より北側の海域(以下「北部海域」という。)において、大陸棚は、汀線から沖合15km程度にかけては、3/1,000程度～15/1,000程度の緩やかな傾斜を示し、その沖合の水深約70m～約100mにかけては、2/1,000程度のほぼ平坦な地形を呈する。大陸棚の東西幅は30km程度～40km

程度、大陸棚外縁は明瞭であり、甌島列島の北西縁から天草灘付近までN-S方向に連続する。

甌海峡より南側の海域(以下「南部海域」という。)において、大陸棚は、汀線から水深約100mの大陸棚外縁まで5/1,000程度の一様な緩傾斜を示す。大陸棚の東西幅は20km程度であり、大陸棚外縁は南西方向に開いた緩い弧状を示す。大陸棚から沖合に連続する大陸斜面は、下甌島の南東側沿岸部では200/1,000程度の比較的急な傾斜で水深400m程度の海盆底に連続する。その東側では25/1,000程度の比較的緩やかな傾斜を示す。

一方、北部海域の長島海峡及び黒之瀬戸の南側付近並びに北部海域と南部海域との境界付近の上甌島東方に点在する島及び干出岩の周辺には、海底谷、海釜及び砂堆が形成されている。

#### ロ 甌島列島西側海域の海底地形

甌島列島西側海域は、五島灘、天草灘、甌島列島及び宇治群島に囲まれる範囲に位置する。五島灘及び天草灘では、大陸棚外縁は北方に凸の弧状を呈し、大陸棚から大陸斜面への地形変化は不明瞭である。五島灘と天草灘との間に位置する長崎海脚では、大陸棚外縁は明瞭であり、同外縁は南西方向に突出した形状をなす。

甌島列島及び宇治群島の南西側沿岸部では、大陸棚の発達が悪く、西側の大陸斜面は150/1,000程度の急な傾斜を示し、水深700m程度の海盆底に連続する。海盆の北部には水深約800mの男女海盆が、中央部には水深約400m程度の甌海丘が分布する。



## ハ 八代海の海底地形

調査海域は、八代海の南部に位置する。八代海は、全体的に緩やかな海底地形を呈し、出水市及び水俣市の沖合では、4/1,000程度の傾斜をなし、その前面に水深40m程度～50m程度の平坦な海底面が広く発達する。八代海の西縁をなす天草諸島周辺の沿岸部においては、海岸線から連続する急斜面、砂堆、海底谷、海釜等が多く認められる。また、八代海は、元ノ尻瀬戸及び目吹瀬戸から長島海峡へ、黒之瀬戸から東シナ海へとそれぞれ連続する。

## (b) 敷地周辺海域の地質

### イ 敷地前面海域の地質

敷地前面海域の地層区分を第1.2-65表に、海域の地層と陸域の地層との対比結果を第1.2-66表に示す。また、敷地前面海域の海底地質図を第1.2-160図に、主要測線の海底地質断面図を第1.2-161図に、反射断面図を第1.2-162図に示す。

敷地前面海域に分布する地層は、反射パターン、不整合関係等から、上位よりA層、B層、C層、D層、V層及びE層に区分される。

### (イ) A層

A層は、海底面に平行な弱い線状の反射パターンを示す。敷地前面海域のほぼ全域に分布し、甬島列島沿岸部、水深約200m以深の大陸斜面及び海底盆では欠如する。大陸棚外縁部では下位層の侵食面を水平に覆い、海峡部では下位層上限に形成された谷地形を埋める。また、島嶼及び海峡の周辺部で砂堆及びサンドウェーブを形成する。層厚は、おおむね10m程度であるが、川内川河口付近では

40m程度、甑海峡周辺では20m程度～30m程度である。

A層は、下位層の侵食面あるいは谷地形を覆って分布することなどから、最終氷期以降に堆積した地層と判断され、陸域の沖積層に対比される。

#### (ロ) B層

B層中には、前置層状の反射パターンが認められ、同パターンの深度及び形成位置の関係から、上位よりB<sub>1</sub>層、B<sub>2</sub>層及びB<sub>3</sub>層に区分される。

B<sub>1</sub>層は、反射パターンの違い及び不整合関係から、更に、B<sub>1-1</sub>層、B<sub>1-2</sub>層及びB<sub>1-3</sub>層に細分される。

B<sub>1-1</sub>層は、北部海域では南西側に緩く傾斜した波状の反射パターンを示し、南部海域では主に沖合に緩く傾斜した波状の反射パターンを、大陸棚外縁部の同層最上部付近では前置層状の反射パターンを示す。水深約500m以浅のほぼ全域に分布し、北部海域沿岸部及び南部海域の甑島列島沿岸部では欠如する。下位のB<sub>1-2</sub>層とは南に緩く傾斜した不整合を示す反射面で区分される。層厚は、北部海域の大陸棚外縁部では40m程度、南部海域の沿岸部では10m程度、沖合では最大170m程度である。

B<sub>1-2</sub>層及びB<sub>1-3</sub>層はいずれも、北部海域では沖合に傾斜した連続性に乏しい波状の反射パターンを、南部海域では不規則に起伏する波状の反射パターンを示す。両層ともに、北部海域では大陸棚西部に、南部海域では海岸部から大陸棚外縁部にかけて分布し、甑島列島沿岸部及び大陸斜面では欠如する。B<sub>1-2</sub>層とB<sub>1-3</sub>層とはおおむね整合関係にあり、両層は振幅の大きな連続した反射面で区分される。

また、B<sub>1-3</sub>層は大陸棚外縁部で下位のB<sub>2-1</sub>層を不整合に覆う。B<sub>1-2</sub>層の層厚は、北部海域及び甑海峡では30m程度、南部海域では10m程度であり、B<sub>1-3</sub>層の層厚は、北部海域では20m程度、南部海域では30m程度である。

これらのB<sub>1</sub>層のうち、B<sub>1-3</sub>層は、海上ボーリング試料による火山灰分析結果によると、阿多カルデラを給源とする鳥浜火砕流堆積物(約0.24Ma;町田・新井、2003)起源の火山ガラス粒子が検出されること、阿多火砕流堆積物(0.110Ma~0.105Ma;町田・新井、2003)等の後期更新世の火砕流堆積物起源の火山ガラス等が検出されないことなどから、中部更新統と判断される。また、B<sub>1-1</sub>層は、A層に不整合に覆われていることから、B<sub>1-1</sub>層及びB<sub>1-2</sub>層のいずれも上部更新統と判断される。

B<sub>2</sub>層は、反射パターンの違い及び不整合関係から、上位よりB<sub>2-1</sub>層及びB<sub>2-3</sub>層に細分される。なお、B<sub>2-2</sub>層は甑島列島西側海域にのみ分布する。

B<sub>2-1</sub>層及びB<sub>2-3</sub>層はいずれも、北部海域では傾斜が不規則な波状ないし線状の反射パターンを、南部海域では前置層状の反射パターンを示す。両層ともに、北部海域では大陸棚西部に、南部海域では沿岸部を除くほぼ全域に分布する。B<sub>2-1</sub>層はB<sub>2-3</sub>層を、B<sub>2-3</sub>層はB<sub>3</sub>層及びD<sub>1</sub>層をそれぞれ不整合に覆う。B<sub>2-1</sub>層の層厚は、北部海域では40m程度、南部海域の沿岸部では10m程度、沖合では最大150m程度であり、B<sub>2-3</sub>層の層厚は、北部海域では25m程度、南部海域の沿岸部では10m程度、沖合では最大150m程度である。

B<sub>2-1</sub>層は、海上ボーリング試料による火山灰分析結果によると、樋脇火砕流堆積物(0.58Ma~0.57Ma;町田・新井、2003)起源の火山

ガラス粒子が検出されることなどから、中部更新統と判断される。また、B<sub>2-3</sub>層は、下位のB<sub>3</sub>層との関係等から、中部更新統と判断される。

B<sub>3</sub>層は、北部海域では振幅の大きな波状の反射パターンを示し、南部海域では前置層状の反射パターンを示す地層が複数層認められる。北部海域では大陸棚西部に、南部海域では甑島列島沿岸部を除くほぼ全域に分布する。北部海域ではC層を欠いてD層を、南部海域ではC層を不整合に覆う。層厚は北部海域では50m程度、南部海域の沿岸部では50m程度、沖合では最大500m程度である。B<sub>3</sub>層は、採泥試料による微化石分析結果から、下部更新統と判断される。

#### (ハ) C層

C層は、下位層と平行な連続性のある線状の反射パターンを示す。北部海域では欠如し、南部海域では沿岸部を除くほぼ全域に分布し、D層を不整合に覆う。層厚は、南部海域の中央部で最大200m程度である。上位層及び下位層との関係から、下部更新統と判断される。

#### (ニ) D層・V層

D層は、反射パターンの違い、音波の透過状況等から、D<sub>1</sub>層とD<sub>2</sub>層に細分される。

D<sub>1</sub>層は、北部海域では沖合に傾斜した振幅の大きな線状の反射パターンを示し、南部海域の上部では連続した線状の反射パターンを、下部では連続性に乏しく振幅が変化する反射パターンを示す。甑島列島沿岸部を除く北部海域及び南部海域のほぼ全域に分布し、下位のD<sub>2</sub>層及びE層を不整合に覆う。いずれの海域においても、沿岸部ではA層及びB<sub>1-1</sub>層に薄く覆われ、海底面直下あるいは浅所に

分布し、沖合に向かって分布深度を増しており、北部海域の南西側及び南部海域の中央部付近では探査深度以深となる。

D<sub>2</sub>層は、連続性に乏しく振幅が変化する反射パターンを示す。甬島列島沿岸部を除く北部海域及び南部海域のほぼ全域に分布するものと推定され、北部海域の南西側及び南部海域沿岸部等の一部を除いたそのほとんどで探査深度以深となる。

採泥試料及び陸域の地質との連続性から、D<sub>1</sub>層は鮮新世の北薩火山岩類II～同火山岩類III及び前期更新世の北薩火山岩類IV～同火山岩類V並びにこれらに挟在する火砕流堆積物等に、D<sub>2</sub>層は後期中新世～前期鮮新世の北薩火山岩類Iにそれぞれ対比される。

なお、V層は、一般に音響基盤をなし、長島及び笠山の南西側沿岸部並びに羽島崎の沿岸部にいずれも小規模に分布する。陸域の地質との連続性から、鮮新世の北薩火山岩類II～同火山岩類III及び前期更新世の北薩火山岩類IV～同火山岩類Vに対比される。

#### (ホ) E層

E層は、一般に音響基盤をなし、甬島列島沿岸部では海底面直下あるいは浅所に、敷地近傍及び野間岬北方の海域では比較的浅部に分布が認められる。その他ではいずれも探査深度以深となる。陸域の地質との連続性等から、中生代～新生代新第三紀前期中新世の堆積岩、変成岩及び花崗岩類に対比される。

#### ロ 甬島列島西側海域の地質

甬島列島西側海域に分布する地層については、敷地前面海域から連続する測線を基準として、本海域における音波探査記録の解析を行うと

ともに、基礎試錐「五島灘」(1998)による層序との整合性を検討し、敷地前面海域と同一の地層区分を行った。なお、B<sub>2</sub>層については、敷地前面海域から連続するB<sub>2-1</sub>層とB<sub>2-3</sub>層との間に、反射パターンの異なる地層が挟在することから、同層をB<sub>2-2</sub>層とした。

B<sub>2-2</sub>層は、傾斜して連続する線状の反射パターンを示し、甑島列島西側海域にのみ分布し、層厚は200m程度である。上位のB<sub>2-1</sub>層及び下位のB<sub>2-3</sub>層とはそれぞれ整合関係にあり、上位層及び下位層との関係から、中部更新統と判断される。

#### ハ 八代海の地質

八代海は、敷地前面海域及び甑島列島西側海域とは海峡により境される。海峡部では音響基盤が海底に露出しており、層序を連続して追跡することができないことから、敷地前面海域及び甑島列島西側海域とは区別し地層区分を行った。

八代海に分布する地層は、反射パターン、不整合関係等から、上位よりA<sub>1</sub>層、A<sub>2</sub>層、B<sub>1</sub>層、B<sub>2-1</sub>層、B<sub>2-2</sub>層、B<sub>3</sub>層、B<sub>4-1</sub>層、B<sub>4-2</sub>層、B<sub>5-1</sub>層、B<sub>5-2</sub>層及びE層に区分される。

A<sub>1</sub>層は、内部反射が弱い反射パターンを示し、A<sub>2</sub>層は、内部反射が弱い反射パターンあるいは、不規則点状ないし弱い点線状の反射パターンを示す。A<sub>1</sub>層とA<sub>2</sub>層とはおおむね整合関係に、A<sub>2</sub>層と下位のB<sub>1</sub>層とは不整合関係にある。A<sub>1</sub>層は、採泥試料の検討結果によると、有明・不知火粘土層(有明海研究グループ、1965)に対比されることから、完新統と判断される。A<sub>2</sub>層は、採泥試料の検討結果等によると、島原海湾層に対比されることから、上部更新統と判断される。

B<sub>1</sub>層は、振幅が大きく連続性に乏しい波状の反射パターンを示し、下

位のB<sub>2-1</sub>層とは不整合関係にある。上位層及び下位層との関係並びに陸域の地質との対比から、上部更新統と判断される。

B<sub>2-1</sub>層は、特徴的な不規則な点状の反射パターンを示し、国土地理院(1979)及び有明海研究グループ(1965)に基づき検討した結果、阿蘇4火砕流堆積物(0.11Ma~0.90Ma;町田・新井、2003)に対比されることから、上部更新統と判断される。

B<sub>2-2</sub>層は、B<sub>2-1</sub>層と類似する反射パターンを示し、上位層及び下位層との関係から、上部更新統と判断される。B<sub>2-1</sub>層とB<sub>2-2</sub>層とはおおむね整合関係に、B<sub>2-2</sub>層と下位のB<sub>3</sub>層とは不整合関係にある。

B<sub>3</sub>層、B<sub>4-1</sub>層、B<sub>4-2</sub>層、B<sub>5-1</sub>層及びB<sub>5-2</sub>層は、いずれも類似した反射パターンを示し、おおむね線状の反射パターンを示す。B<sub>3</sub>層とB<sub>4</sub>層、B<sub>4</sub>層とB<sub>5</sub>層及びB<sub>5</sub>層とE層とはおおむね不整合関係に、B<sub>4-1</sub>層とB<sub>4-2</sub>層及びB<sub>5-1</sub>層とB<sub>5-2</sub>層とはおおむね整合関係にある。これらの地層は、上位層及び下位層との関係から、下部更新統~中部更新統と判断される。

E層は、音響基盤をなし、陸域の地質との対比から、前期更新世以前の火山岩類、堆積岩類及び変成岩類と判断される。

### (c) 敷地周辺海域の地質構造

#### イ 概要

敷地前面海域におけるC層上面の等深線図を第1.2-163図に、沿岸の海の基本図「串木野」(2002)、「[新編]日本の活断層」(1991)、徳山ほか(2001)、地震調査委員会(2013)等の文献による敷地周辺海域の断層分布図を第1.2-164図に示す。

敷地前面海域の地質構造は、甕海峡を境に、北部海域と南部海域で大きく異なる。

北部海域においては、大陸棚の海底面直下にはD層が広く分布する。D<sub>1</sub>層は、沿岸部から沖合15km程度にかけて大局的にはほぼ水平な構造を示す。その沖合から大陸棚外縁部にかけては緩く西方に傾斜し、その層厚は西方に向かって厚くなるとともに、大陸棚外縁部の沖合ではその上面深度も深くなる。大陸棚外縁部の沖合では、B層以上の地層がD<sub>1</sub>層を覆って最大300m程度の厚さで堆積しており、これらの地層は大陸棚外縁部付近においてD<sub>1</sub>層にアバットないしオンラップしている。当該海域では、D<sub>1</sub>層内にNE-SW方向の正断層が多数認められ、これらの多くは連続性に乏しいものの、長島の南西海域には比較的連続するF-F断層、F-E断層等の断層が認められ、これらの断層の一部はB<sub>1</sub>層に変位を与えている。

南部海域においては、甑島列島沿岸部の大陸棚ではE層が、北部海域と南部海域との境界をなす甑海峡中央部の中の瀬周辺ではE層及びD層が海底に露出あるいは海底面付近に分布している。このE層及びD層の隆起帯の外縁は、甑島列島沿岸部ではNE-SW方向に、中の瀬付近ではE-W方向に連続しており、その南西側あるいは南側は、C層以上の地層が最大1,000m程度堆積する堆積盆が形成されている。このC層以上の地層の堆積盆と上記のE層及びD層の隆起帯との境界部にはF-A断層、F-B断層等が分布しており、これらの断層の一部はA層に変位を与えている。堆積盆内のC層以上の地層は、F-A断層、F-B断層等に向かって北西あるいは北に傾斜しており、傾斜は断層に近づくほど急となり、層厚も厚くなっている。また、C層以上の地層の堆積盆内にもNE-SW方向の正断層が多数認められ、堆積盆の中央部、東部等に比較的連続するF-C断層、F-D断層等の断層が認められ、これらの断層の一部はB<sub>1</sub>層に変位を与えている。



なお、上記の堆積盆は低重力異常域に対応し、甌島列島の高重力異常域との急勾配域は、F-A断層及びF-B断層に、堆積盆中央部及び東部の急勾配域はそれぞれF-C断層及びF-D断層に対応する。その他では、重力異常の急変帯は認められず、重力と断層との対応は認められない。また、敷地前面海域における微小地震は少なく、活断層の存在を示唆する微小地震分布の直線状の配列は認められず、前述の重力異常急勾配域で地震活動が顕著となる傾向も認められない(第1.2-71図及び第1.2-72図)。

甌島列島西側海域では、長崎半島から南西方向に連続するE層の高まりがNE-SW方向に連続し、長崎海脚を形成する。この基盤の高まりは男女海盆北方に至る約60km間にわたって連続し、その南東縁に沿って正断層が認められる。天草灘では多数のE-W方向の正断層が分布するものの、いずれの断層も変位量は比較的小さい。甌島列島及び宇治群島の西側の大陸斜面では、いずれもNE-SW方向に連続する地形の急傾斜部が認められ、地形に対応してE層上面深度が大きく変化しているものの、D層以上の地層がE層にアバットないしオンラップしている。

八代海の北部では、布田川・日奈久断層帯の南西部において、変位量が比較的大きいNE-SW方向の断層により海域中央が落ち込み、地溝状の構造が認められる。この地溝状の構造は南に向かって緩やかとなる。八代海の中央部にもNE-SW方向の断層が多数認められるものの、いずれも変位量は比較的小さく、E層上面は浅い盆状を呈しており、E層上面に規模の大きな落差は認められない。八代海の南部では、出水平野の前面においてENE-WSW方向の断層が多数認められ、E層上面は、北西に緩く傾斜し、断層により階段状に南東落ちの変位を受けている。

## ロ 敷地前面海域の断層

音波探査記録の解析結果に基づく、敷地前面海域の断層分布を第1.2-160図に示す。

当該海域に分布する断層については、断層の長さ、敷地からの距離等を検討した結果、主要な断層として、南部海域には、上甕島の東方にE-W走向～NE-SW走向の3条の断層からなるF-A断層が、下甕島の東方にE-W走向～NE-SW走向のF-B断層が、当該海域中央部にNE-SW走向のF-C断層が、その東方にNE-SW走向のF-D断層が確認される。

一方、北部海域には、上甕島北端付近からE-W方向に連続するF-E断層及び上甕島北方からNNE-SSW方向に連続するF-F断層が確認される。

敷地前面海域の主要断層一覧表を第1.2-67表に示す。

### (イ) F-A断層

F-A断層の位置を第1.2-165図に示す。F-A断層は、上甕島の東側から甕海峡に至る海域に位置し、E-W走向～NE-SW走向のFa-1断層、Fa-2断層及びFa-3断層の3条の断層からなる。いずれの断層も南側低下あるいは南東側低下の正断層であり、これらの断層のうちFa-1断層の変位量が最も大きく、地質構造を規制している。断層中央部付近のNo.16測線等においては、B<sub>1-1</sub>層まで累積的な変位・変形が認められ、一部でA層に変位・変形が認められる。Fa-1断層北東部のs15測線においては、同断層の延長部が認められるものの、B<sub>2-1</sub>層上部に断層による変位・変形が認められないことから、伏在断層と判断される。一方、F-A断層の南西側延長部のNo.21m測線においては、同断層の延長部は認められないものの、同断層の南側に位置す

るF-B断層が認められる。同測線において、F-B断層はB<sub>1-3</sub>層以上の地層に変位・変形を与えていないことから、伏在断層と判断される。また、Fa-2断層及びFa-3断層の北東側延長部のNo.106m測線及びs14測線においては、D層、B層等が分布し、いずれの測線においてもこれらの地層に断層を示唆する構造は認められない。

以上のことから、F-A断層はA層に変位・変形が認められるため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを北東側のs15測線から、南西側のNo.21m測線に至る約18kmと評価するが、地震の震源及び津波の波源としては、F-A断層の北東側端部の延長位置におけるNo.13m測線において、海上音波探査記録に不明瞭な部分が認められることから、No.13m測線の更に北東側のs107測線から南西側のNo.21m測線に至る約20kmを評価する(第1.2-166図)。

また、地震の震源及び津波の波源としては、地震調査委員会(2013)における評価も考慮するとともに、F-A断層と後述するF-B断層について、両断層間におけるF-B断層(伏在)は後期更新世以降の活動は認められず、C層上面の形態等から両断層は連続する構造ではないと考えられるものの、両断層は走向及び断層の変位の向きが類似している等の観点から、両断層を併せた約41kmを評価する。

#### (ロ) F-B断層

F-B断層の位置を第1.2-167図に示す。F-B断層は、下甕島の東側海域に位置し、E-W走向～NE-SW走向、南側低下あるいは南東側低下の正断層である。断層中央部付近のNo.26測線等においては、同断層上盤側の堆積層が断層面に向かって緩く傾斜し、B<sub>1-1</sub>層下部まで累積的な変形構造が認められる。F-B断層北東部のs24測線に

においては、同断層の延長部が認められるものの、少なくともB<sub>1-3</sub>層以上の地層に変位・変形は認められないことから、伏在断層と判断される。一方、本断層の南西側延長部のs30測線においては、B層に断層による変位・変形は認められず、同断層の延長位置付近は、E層と堆積層との不整合境界と判断される。

以上のことから、F-B断層はB<sub>1-1</sub>層下部に変位・変形が認められるため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを北東側のs24測線から、南西側のs30測線に至る約15kmと評価する(第1.2-168図)。

#### (ハ) F-C断層

F-C断層の位置を第1.2-169図に示す。F-C断層は、南部海域の中央部に位置し、NE-SW走向～NNE-SSW走向のFc-1断層及びFc-2断層の2条の断層からなる。両断層とも南東側低下の正断層であり、西側に緩く傾斜するB層及びC層に南東側低下の変位を与える断層である。F-C断層北東部のs19測線ではB<sub>1-2</sub>層又はB<sub>1-3</sub>層まで、同断層南西部のs24測線ではB<sub>1-1</sub>層下部まで累積的な変位・変形が認められる。本断層の北東側延長部のs17測線においては、D層、C層、B層等が分布し、これらの地層に断層を示唆する構造は認められない。一方、本断層南西部のs25測線においては、Fc-1断層及びFc-2断層の延長部が認められるものの、B<sub>2-1</sub>層上部に断層による変位・変形は認められないことから、いずれの断層も伏在断層と判断される。

以上のことから、F-C断層はB<sub>1-1</sub>層下部に変位・変形が認められるため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを北東部のs17測線から、南西部のs25測線に至る約16kmと評価する(第1.2-

170図)。

また、地震の震源及び津波の波源としては、地震調査委員会(2013)における評価も考慮する。

## (二) F-D断層

F-D断層の位置を第1.2-171図に示す。F-D断層は、吹上浜沖合に位置し、NE-SW走向、北西側低下の正断層である。断層中央部付近のs24測線等においては、B<sub>1-2</sub>層まで累積的な変位・変形が認められる。本断層の北東部及び南西部のNo.21測線及びNo.26測線においては、D層、C層、B層等が分布し、同断層の延長部が認められるものの、B<sub>2-1</sub>層上部に断層による変位・変形は認められないことから、いずれも伏在断層と判断される。

以上のことから、F-D断層はB<sub>1-2</sub>層に変位・変形が認められるため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを北東部のNo.21測線から、南西部のNo.26測線に至る約10kmと評価する(第1.2-172図)。

また、地震の震源及び津波の波源としては、地震調査委員会(2013)における評価も考慮する。

## (ホ) F-E断層

F-E断層の位置を第1.2-173図に示す。F-E断層は、上甕島の北東縁に位置し、E-W走向、北側低下の正断層である。断層中央部付近のs15測線等においては、B<sub>1-1</sub>層下部まで累積的な変位・変形が認められる。本断層の北東側延長部及び南西側延長部のs13測線及びNo.16測線においては、D層、B層等が分布し、いずれの測線におい

でもこれらの地層に断層を示唆する構造は認められない。

以上のことから、F-E断層はB<sub>1-1</sub>層下部に変位・変形が認められるため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを北東部のs13測線から、南西部のNo.16測線に至る約9kmと評価する(第1.2-174図)。

#### (へ) F-F断層

F-F断層の位置を第1.2-175図に示す。F-F断層は、上甕島と長島との間に位置し、NE-SW走向～NNE-SSW走向のFf-1断層、Ff-2断層及びFf-3断層の3条の断層からなる。Ff-1断層及びFf-3断層は北西側低下、Ff-2断層は南東側低下の正断層であり、s08測線等においては、B<sub>1-1</sub>層下部まで累積的な変位・変形が認められる。本断層の北東側延長部及び南西側延長部のs05測線及びs14測線においては、D層、B層等が分布し、いずれの測線においてもこれらの地層に断層を示唆する構造は認められない。

以上のことから、F-F断層はB<sub>1-1</sub>層下部に変位・変形が認められるため、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを北東部のs05測線から、南西部のs14測線に至る約18kmと評価する(第1.2-176図)。

#### (ト) 陸域活断層の海域延長部

「1.2.7.1(2)b.(c) 敷地周辺陸域の地質構造」で示したように五反田川断層、長島西断層・長島断層群、笠山周辺断層群及び辻の堂断層の海域延長部における調査結果は以下のとおりである。

五反田川断層の西側延長海域のIK5測線においては、D層、B層

等が分布し、これらの地層に断層を示唆する構造は認められない(第1.2-81図)。

長島西断層・長島断層群の南側延長海域及び笠山周辺断層群の南西側延長海域については、s02測線において、後期更新世の活動が否定できない断層が確認されるものの、更に沖合のs03測線では、主にD層が分布し、D<sub>1</sub>層上部に断層による変位・変形は認められない(第1.2-116図)。

辻の堂断層の北東側延長海域のNo.16測線においては、D層、B層等が分布し、これらの地層に断層を示唆する構造は認められない。一方、南西側延長海域のs22測線においては、海底面付近に分布するE層上面に変位は認められず、断層を示唆する構造も認められない(第1.2-127図)。

#### (チ) その他の断層

敷地前面海域には、前述の断層の他に延長の短い断層が複数認められるものの、その長さ、敷地からの距離等を考慮すると、これらの断層が敷地に与える影響は小さいものと判断される。

#### ハ 甕島列島西側海域の断層

音波探査記録の解析結果に基づく、甕島列島西側海域の断層分布図を第1.2-177図に示す。当該海域に分布する断層については、断層の長さ、敷地からの距離等を検討した結果、主要な断層として、長崎海脚断層、男女海盆北方断層、男女海盆断層、甕島西方断層及び甕島北方断層が確認される。

甕島列島西側海域における主要断層一覧表を第1.2-68表に示す。

(イ) 長崎海脚断層

「[新編]日本の活断層」(1991)等は、長崎海脚の南東縁に沿って、NE-SW走向、長さ約15km～約86kmの南東側低下の正断層を示している。

音波探査記録の解析結果によると、長崎海脚断層は、上記文献に示されている断層とほぼ同位置に認められるNE-SW走向、長さ約13km～約32kmからなる4条の雁行状に連続する南東側低下の正断層である。本断層は、一部で海底面に変形が認められることから、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを約86kmと評価する。

(ロ) 男女海盆北方断層

「大陸棚の海の基本図」(1977)は、男女海盆の北方に、NE-SW走向、長さ約11kmの北西側低下の正断層を示している。

音波探査記録の解析結果によると、男女海盆北方断層は、上記文献に示されている断層とほぼ同位置に認められるE-W走向、北側低下の正断層である。本断層は、一部で海底面に変形が認められることから、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを約50kmと評価する。

(ハ) 男女海盆断層

「[新編]日本の活断層」(1991)等は、男女海盆の東側に、NE-SW走向、長さ約30km～約53kmの北西側低下の正断層を示している。

音波探査記録の解析結果によると、男女海盆断層は、上記文献



に示されている断層とほぼ同位置に認められるNE-SW走向～NNE-SSW走向、北西側低下の正断層である。本断層は、一部で海底面に変形が認められることから、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを約51kmと評価する。

## (二) 甕島西方断層

「[新編]日本の活断層」(1991)等は、甕島列島西側の大陸斜面基部にNE-SW走向、長さ約32km～約77kmの主に北西側低下の正断層を示している。

音波探査記録の解析結果によると、甕島西方断層は、上記文献に示されている断層の西側数km～数10kmに認められるN-S走向～NE-SW走向、主に北西側低下の長さ約13km～約33kmからなる5条の正断層である。本断層は、一部で海底面に変形が認められることから、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さを約63kmと評価する。

## (ホ) 甕島北方断層

音波探査記録の解析結果によると、甕島北方断層は、天草下島と上甕島間の大陸棚外縁部から大陸棚にかけて確認されるNE-SW走向、北西側低下の2条の正断層である。本断層は、一部でB<sub>1-2</sub>層に変位・変形が認められることから、後期更新世の活動を考慮することとし、その長さを約28kmと評価する。

## (へ) その他の断層

甌島列島西側海域には、前述の断層の他に天草灘及び宇治群島西縁部等において、多くの正断層が断続的に認められるものの、その長さ、敷地からの距離等を考慮すると、これらの断層が敷地へ与える影響は小さいものと判断される。

## ニ 八代海の断層

「[新編]日本の活断層」(1991)は、八代海で認められる断層を一括して八代海海底断層群とし、地震調査委員会(2013)は、日奈久断層帯の八代海区間としている。

音波探査記録の解析結果に基づく、八代海の断層分布図を第1.2-121図に示す。当該海域に分布する断層については、断層の長さ、走向、構造等を検討した結果、これらをFy-A断層群、Fy-B断層群及びFy-C断層群の3つの断層群に区分した。

八代海の主要断層一覧表を第1.2-68表に示す。

Fy-A断層群は、調査海域北東部に位置する。断層はおおむねNE-SW走向で、北西側低下がやや卓越する。顕著な累積変位を示す断層が認められ、北部では変位量は大きくE層を北西側に低下させ、一部で地溝状構造を示すものの、南部では変位量は小さく散在する。本断層群は、一部で海底面に変位・変形が認められ、その構造及び走向は布田川・日奈久断層帯と調和的である(第1.2-178図)。

Fy-B断層群は、調査海域南西部に位置する。断層はおおむねNE-SW走向で、北西側低下がやや卓越する。本断層群は、一部でA層に変位・変形が認められる(第1.2-179図)。

Fy-C断層群は、調査海域南東部に位置する。断層はおおむねENE-

WSW走向で、南東側低下が卓越するものの、E層上面は北西側へ緩やかに低下している。本断層群は、一部でA層に変位・変形が認められ、その構造及び走向は、南西側延長部の笠山周辺断層群及び北東側延長部の水俣南断層群と調和的である(第1.2-180図)。

以上のことから、八代海の断層群については、後期更新世以降の活動を考慮することとし、Fy-A断層群は、布田川・日奈久断層帯の南西部に位置し、走向及び構造が一致することから、これらを一連の構造と判断し、陸域と海域を合わせた長さ約93kmと評価する。Fy-B断層群は、長さ約16kmと評価する。Fy-C断層群は笠山周辺断層群及び水俣南断層群の延長海域に位置し、走向及び構造が一致することから、これらを一連の構造と判断し、陸域と海域を合わせた長さ約32kmと評価する。

### (3) 敷地近傍の地質・地質構造

#### a. 調査内容

敷地近傍における地質及び地質構造を詳細に把握するため、敷地周辺における調査結果を踏まえて、敷地を中心とする半径5kmの範囲において、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的調査、海上音波探査等を実施した。

敷地近傍陸域においては、変動地形学的調査及び地表地質調査として地表踏査を実施し、地表踏査結果を踏まえて、反射法地震探査及びボーリング調査を実施した。

敷地近傍海域及び川内川については、ウォーターガンあるいはスパーカを音源としたシングルチャンネル方式の音波探査、ウォーターガンを音源としたマルチチャンネル方式の音波探査等を実施した。

これらの調査結果に基づいて、敷地を中心とする半径5kmの範囲の地形

図、地質図、地質断面図等を作成した。

## b. 調査結果

### (a) 敷地近傍の地形

敷地近傍の地形図を第1.2-181図に示す。

敷地近傍陸域は、薩摩半島基部の川内川の河口に位置し、敷地付近及び敷地近傍北部の海岸には砂丘が分布し、敷地近傍南部の海岸には高い海食崖が発達する。敷地近傍陸域の地形は、山地及び溶岩台地状の丘陵からなり、丘陵頂部は定高性のある小起伏面であり、開析が進んでいる。

敷地近傍海域は大陸棚に位置し、水深は約50m以浅である。海岸付近では、水深約30mまでは約15/1,000、水深約30m～約40mまでは約7/1,000の傾斜の比較的緩やかな斜面となっており、沖合5km付近では水深約40m～約45mの平坦な海底面が形成されている。なお、寄田崎から川内港にかけては、敷地北防波堤の沖合及び川内港北側で一部小規模な露岩域による地形的高まりが認められる。

### (b) 敷地近傍の地質

敷地近傍の地質図を第1.2-182図に、地質断面図を第1.2-183図に示す。

敷地近傍陸域の地質は、下位より、中生代ジュラ紀～白亜紀の秩父層群、新生代新第三紀中新世～鮮新世の北薩火山岩類I、鮮新世のみやま層、北薩火山岩類II、同火山岩類III及び北薩火山岩類IIと同火山岩類IIIとの間に挟在する火砕流堆積物、第四紀中期更新世～後期更新世の段丘堆積物及び火砕流堆積物並びに完新世の沖積層、砂丘堆積物

等からなる。

敷地近傍の海域には、敷地前面海域で区分された地層のうち、上位より、完新世のA層、後期更新世のB<sub>1-1</sub>層、鮮新世のD<sub>1</sub>層、中新世～鮮新世のD<sub>2</sub>層及び中生代～新生代新第三紀前期中新世のE層が分布する。

#### イ 秩父層群・E層

秩父層群は、敷地及び川内川右岸の月屋山付近に分布し、下位より、月屋山層、川内層、久見崎層及び滄浪層からなる。月屋山層は、川内川右岸の月屋山付近のみに分布し、主に層状のチャートからなり、石灰岩、石灰質砂岩及び粘板岩を挟在し、その年代は、宇都ほか(1997)によるとジュラ紀とされている。川内層は、敷地に分布し、礫岩、砂岩及び粘板岩からなり、その年代は、宇都ほか(1997)によるとジュラ紀とされるものの、敷地から前期白亜紀の二枚貝、ウニ、アンモナイト等の化石の産出が報告されている(Komatsu et al., 2009)。久見崎層及び滄浪層は、敷地から薩摩川内市久見崎町付近にかけて分布し、久見崎層は主に礫岩、砂岩及び頁岩からなり、その年代は宇都ほか(1997)及びKomatsu et al. (2009)によると前期白亜紀とされ、敷地内から前期白亜紀の放散虫、二枚貝、アンモナイト等の化石が産出している。滄浪層は、主に無層理の砂岩からなり、橋本ほか(1972)による久見崎累層C部層に相当し、これによるとその年代は、前期白亜紀とされている。

敷地近傍海域におけるE層は、敷地前面の汀線から3km程度沖合の標高約-150m以深において、高まりを形成して分布している。本層は、「1.2.7.1(2)c.(b) 敷地周辺海域の地質」に示したように、敷地前面海域における最下位層であり、一般に音響基盤をなし、陸域の地質との連続性から、中生代～新生代新第三紀前期中新世の堆積岩、変成岩及

び花崗岩類に対比される。

#### ロ 北薩火山岩類I・D<sub>2</sub>層

北薩火山岩類Iは、敷地南東側境界付近からその東側の山地山麓にかけて、川内川右岸域、敷地南方の海岸部に分布し、主に角閃石安山岩溶岩及び同質の火山砕屑岩類からなる。本火山岩類は秩父層群を不整合に覆っており、敷地及び敷地近傍のボーリング調査によると、本火山岩類の最下部の火山砕屑岩中には秩父層群起源の礫が多く含まれる。また、本火山岩類中には、角閃石安山岩等の貫入岩類が認められる。

敷地近傍海域におけるD<sub>2</sub>層は、汀線付近から沖合にかけて広く分布する。敷地近傍の沿岸部ではA層に薄く覆われて、その沖合及び川内川河口付近ではD<sub>1</sub>層に覆われる。沖合に向かって緩く傾斜しており、その分布深度も深くなる。本層は、「1.2.7.1(2)c.(b) 敷地周辺海域の地質」に示したように、連続性に乏しく振幅が変化する反射パターンを示し、敷地近傍の沿岸部では音波が透過せず音響基盤をなしており、採泥試料及び陸域の地質との連続性から、陸域の中新世～鮮新世の北薩火山岩類Iに対比される。

#### ハ D<sub>1</sub>層

敷地近傍の海域におけるD<sub>1</sub>層は、敷地南側及び北側の沿岸部では欠如するものの、その沖合及び川内川河口付近から沖合にかけて、A層及びB<sub>1-1</sub>層に薄く覆われ広く分布する。沖合に向かって緩く傾斜しており、分布深度が深くなる。本層は、「1.2.7.1(2)c.(b) 敷地周辺海域の地質」に示したように、上部では連続した線状の反射パターンを、下部では連

続性に乏しく振幅が変化する反射パターンを示し、陸域の北薩火山岩類II～同火山岩類V等に対比される。敷地近傍において、本層は、以下に示すみやま層、北薩火山岩類II、同火山岩類III及び鮮新世の火砕流堆積物に対比される。

## ニ みやま層

みやま層は、主に、敷地東方の山地西斜面の下部に分布し、北薩火山岩類Iを軽微な不整合で覆う。主に凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩からなり、最下部等に輝石安山岩質凝灰角礫岩及び礫岩を挟在する。凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩は平行な葉理が発達し、湖成相を呈する。

## ホ 北薩火山岩類II

北薩火山岩類IIは、敷地東側の山地斜面から頂部にかけて分布し、同火山岩類I及びみやま層を軽微な不整合で覆う。主に輝石安山岩溶岩及び同質の火山碎屑岩からなる。

## へ 新第三紀鮮新世の火砕流堆積物

敷地近傍陸域においては、北薩火山岩類IIと同火山岩類IIIとの間に複数の火砕流堆積物を挟在し、同火山岩類IIをおおむね整合に覆う。下位より、百次火砕流堆積物、舟川火砕流堆積物、久保野火砕流堆積物、阿久根2火砕流堆積物等からなる。舟川火砕流堆積物はスコリア流堆積物、その他は軽石流堆積物であり、いずれも大部分が溶結している。

### ト 北薩火山岩類III

北薩火山岩類IIIは、敷地東側の山地頂部に広く分布し、上記の火砕流堆積物をおおむね整合に覆い、主に輝石安山岩溶岩からなる。

### チ 川内火砕流堆積物・川内玄武岩類

敷地を中心とする半径5kmの範囲には分布していないものの、敷地から6km程度東方の川内川左岸域に、鮮新世の川内火砕流堆積物及び前期更新世の川内玄武岩類が分布する。

### リ 第四紀中期更新世～後期更新世の火砕流堆積物

敷地近傍陸域には、薩摩川内市湯島町付近には加久藤火砕流堆積物(0.34Ma～0.33Ma;町田・新井、2003)が、同市寄田町付近には阿多火砕流堆積物(0.110Ma～0.105Ma;町田・新井、2003)及び入戸火砕流堆積物(0.029Ma～0.026Ma;町田・新井、2003)が分布する。

### ヌ B<sub>1-1</sub>層

敷地近傍海域におけるB<sub>1-1</sub>層は、汀線から1km程度～5km程度付近から沖合に分布し、僅かに沖合に向かって傾斜する。本層は、「1.2.7.1(2)c.(b) 敷地周辺海域の地質」に示したように、沖合に緩く傾斜した波状の反射パターンを示し、A層に不整合に覆われていることなどから、後期更新世の堆積物と判断される。

### ル 沖積層・砂丘堆積物・A層

沖積層は、現河川沿いに小規模に分布し、未固結の砂礫層、腐植質シルト層等からなる。



砂丘堆積物は、敷地南側から南方の轟川河口付近にかけて分布し、淘汰の良い未固結の砂層からなる。

敷地近傍海域におけるA層は、汀線から沖合にかけて、下位層上限の侵食面あるいは谷地形を覆って、海底面に平行に広く分布する。本層は、「1.2.7.1(2)c.(b) 敷地周辺海域の地質」に示したように、海底面に平行な弱い線状の反射パターンを示し、下位層上限の侵食面あるいは谷地形を覆って分布することなどから、陸域の沖積層に対比される。

### (c) 敷地近傍の地質構造

#### イ 概要

敷地近傍の陸域においては、敷地付近及び敷地北東側の月屋山(標高160m)にジュラ紀～白亜紀の秩父層群が分布し、それを不整合に覆って新第三紀の北薩火山岩類I、みやま層、北薩火山岩類II、同火山岩類III等が広く分布する。

秩父層群の走向は、月屋山ではNNW-SSE方向を、敷地付近ではおおむねN-S方向を示す。

秩父層群を覆う北薩火山岩類等は、敷地から北側では10°程度～30°程度南東傾斜の同斜構造を示し、敷地より南側ではおおむね水平な構造を呈しており、敷地の東側には北薩火山岩類II、同火山岩類III等にN-S方向あるいはNE-SW方向の断層が、敷地の南側には北薩火山岩類I及び同火山岩類IIに主にN-S方向の断層が認められる。

反射法地震探査結果によると、海岸部においては、基盤岩類が比較的浅所に分布し、基盤岩類上面の分布高度は、敷地及び月屋山周辺では地表付近、その他では標高-500m程度～標高-300m程度を示し、基盤岩類を覆う火山岩類基底面に高度不連続は認められない(第1.2-184

図(1)、(3))。敷地東側の山地内においては、基盤岩類上面の深度は深く、基盤岩類及びそれを覆う火山岩類に変位を与える数条の断層が推定されるものの、地表部の火山岩類内にはこれらの断層に対応する断層は認められない(第1.2-184図(2))。

敷地近傍の海域では、敷地から連続して分布するD<sub>2</sub>層及びD<sub>1</sub>層が広く分布しており、いずれの地層も、一部で緩い波状を呈するものの、大局的には沖合に向かって緩く傾斜した構造を示す。B<sub>1-1</sub>層は、沿岸から2km程度沖合においてD<sub>1</sub>層及びD<sub>2</sub>層を覆い、A層はD層の露岩域を除きほぼ全域に分布する。

#### ロ 敷地近傍の断層及びリニアメント

「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献においても、敷地を中心とする半径5kmの範囲には活断層、推定活断層及びリニアメントは示されていない。

空中写真判読結果によると、敷地南東側のみやま池北東から薩摩川内市寄田町付近に至る約3km間にN-S方向のL<sub>D</sub>リニアメント(寄田東リニアメント)、同市寄田町南西から犬辻鼻に至る約3km間にN-S方向のL<sub>D</sub>リニアメント(犬辻鼻リニアメント)の2条のリニアメントが認められる(第1.2-185図)。

敷地近傍の海域においては、音波探査記録の解析結果によると、第四紀に活動した断層及び褶曲構造は認められない。

## (イ) 寄田東リニアメント

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、当該地域に活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-186図に示す。

敷地南東側のみやま池北東から薩摩川内市寄田町付近に至る約3km間に、N-S方向のL<sub>D</sub>リニアメントが認められる。リニアメントは、主に東側山地西縁に認められる急崖及び鞍部からなり、やや西側に凸の円弧状の配列を示す。急崖は西側低下の比高が大きく、東側の山地と西側の扇状地及び砂丘分布域とを境する。

### III 地表地質調査結果及び地球物理学的調査結果

寄田東リニアメント周辺においては、地表地質調査として地表踏査の他にボーリング調査を、地球物理学的調査として反射法地震探査を実施した。

当該地域の地質図を第1.2-187図に、地質断面図を第1.2-188図に示す。

当該地域において、主に白亜紀の秩父層群を不整合に覆って東側の山地には中新世～鮮新世の北薩火山岩類I、鮮新世のみやま層、北薩火山岩類II、同火山岩類III及び同火山岩類IIと同火山岩類IIIとの間に挟在する火砕流堆積物等が分布し、西側の低地には完新世の砂丘堆積物等が分布する。

地表地質調査結果によると、リニアメント北部では北薩火山岩類Iが、南部では同火山岩類IIと同火山岩類IIIとの間に挟在する火砕流堆積物がそれぞれリニアメントを横断して分布しているものの、リニアメント付近に断層あるいは岩相の不連続は認められない。

リニアメント北端付近に位置するみやま池地点において、リニアメントを横断して実施したボーリング調査位置図を第1.2-189図に、その結果を第1.2-190図に示す。本地点では、北薩火山岩類Iが約40°～約25°南東側に傾斜しており、同火山岩類の各層には不連続は認められず、リニアメントは南東側の凝灰角礫岩～火山角礫岩の卓越層(Ho5)と北西側の火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩の卓越層(Ho4)との境界付近に対応する。また、みやま池地点の北側約300mで実施した反射法地震探査結果によっても、北薩火山岩類Iの基底面は、地形とは逆に南東側に傾斜し、同基底面に不連続はなく、リニアメントに対応する断層は認められない(第1.2-191図(1))。

リニアメント南端付近に位置する寄田東地点においては、反射法地震探査結果によるとリニアメント付近で反射面に不連続は認められない(第1.2-191図(2))。また、ボーリング調査結果によっても北薩火山岩類IIの上面並びにそれを覆う久保野火砕流堆積物及び阿久根2火砕流堆積物にはリニアメントの両側で不連続は認められず、リニアメントは西側の久保野火砕流堆積物強溶結部と東側の阿久根2火砕流堆積物強溶結部との間に挟在する半固結の降下テフラ及び阿久根2火砕流堆積物基底部の非溶結部に対応している(第1.2-192図)。

一方、みやま池南方のリニアメント東側約100m付近の山地斜面において、東側の北薩火山岩類Iと西側の同火山岩類II、みやま層及び阿久根2火砕流堆積物とを境する断層が認められる(第1.2-193図、

以下「G-1断層」という。)。同断層は、走向がN-S方向、断層面の傾斜は約45°西傾斜の正断層であり、断層面は平滑であり、面沿いに軟質な破碎部を伴う。また、この断層の上盤側には高角度の西落ちの派生断層が認められる。

みやま池南方から敷地にかけて実施した東西方向のいずれの反射法地震探査結果によっても、断層面が60°程度～40°程度西傾斜の断層が推定され(第1.2-194図)、G-1断層は敷地に連続しているものと判断される。反射法地震探査結果によると、同断層の断層面は、敷地及びその北側では標高-400m～標高-300m付近において、いずれも低角度西傾斜ないしほぼ水平となり、緩い円弧状の断面形を示しているものと解釈される。

G-1断層の南側延長については、地表地質調査結果によると、轟川以南において走向がNE-SW方向に変化し、本断層全体としては、西側に開いた円弧状の形態を示す(第1.2-187図)。

敷地南部において実施したボーリング調査結果によると、G-1断層は礫層基底面に変位を与えていないことが確認される(第1.2-195図)。同礫層は、円礫～亜円礫を主とする河成礫層であり、固結度が高いこと、礫の風化殻は後述の阿多火砕流堆積物(0.110Ma～0.105Ma; 町田・新井、2003)以前の礫層Iの風化殻の幅と同程度であることから、その堆積年代は、少なくとも阿多火砕流堆積物以前と判断される。

#### IV 総合評価

地表地質調査及び反射法地震探査のいずれの調査結果によってもリニアメントに対応する断層は認められず、リニアメントは、その北部では北薩火山岩類I中の岩質境界に、南部では火砕流堆積物中の

強溶結部と非溶結部～弱溶結部との境界にそれぞれ対応している。

以上のことから、寄田東リニアメントに対応する断層は存在せず、リニアメントは両側に分布する岩石の岩質の差を反映した侵食地形と判断される。

なお、本リニアメントに近接して確認されるG-1断層については、深部で緩傾斜ないし水平になる円弧状の断面形態を示し、馬蹄形の平面形態を示すことから、北薩火山岩類堆積期における重力性の断層と考えられるものの、いずれにしても同断層を覆って分布する阿多火砕流堆積物堆積以前の礫層基底面に変位を与えていないことから、同断層の少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

## (ロ) 犬辻鼻リニアメント

### I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等のいずれの文献によっても、当該地域に活断層、推定活断層あるいはリニアメントは示されていない。

### II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-196図に示す。

薩摩川内市寄田町南西から犬辻鼻に至る約3km間に、NNE-SSW方向のL<sub>D</sub>リニアメントが認められる。リニアメントは、山地内の崖、直線状の谷及び鞍部からなり、山地高度に、東側低下の不連続を伴う。