

3. 地 盤

3.1 調査・検討経緯

伊方発電所 1 ～ 3 号炉の建設に際しては、地質、地盤に関する詳細な調査を実施し、当地点が原子力発電所の立地地点として適地であることを確認している。さらに、その後も新知見への積極的な取り組みとして地質に関する多くの調査を行ってきた。

今回、地質に関して、敷地からの距離に応じ、既往文献の調査、変動地形学的調査、地表地質調査、深部ボーリング調査、地球物理学的調査等を実施した。特に敷地近傍においては、敷地周辺よりも精度の高い詳細な調査を実施した。

3.1.1 敷地周辺の調査・検討

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、既往文献調査、地形調査、地表地質調査、地球物理学的調査等を実施し、地質、地質構造の検討を実施した。

また、海域については、既往文献調査、海底地形調査、海上音波探査、地球物理学的調査等を実施するとともに他機関の海上音波探査記録を総合した地質、地質構造の検討を実施した。

3.1.2 敷地近傍の調査・検討

敷地近傍の地質及び地質構造を把握するため、敷地近傍について、既往文献調査、地形調査、地表地質調査、ボーリング調査、海底地形調査、海上音波探査、地球物理学的調査等を実施し、地質、地質構造の検討を実施した。

3.1.3 敷地の調査・検討

敷地の地質及び地質構造を把握するため、敷地について、地表地質調査、地表弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査、掘削面観察、深部ボーリング調査、地下水位調査等を実施し、地質、地質構造の検討を実施した。

3.1.4 原子炉設置位置付近の調査・検討

地質構造及び基礎岩盤の性状を把握するため、原子炉設置位置付近において、地表弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査、掘削面観察等を実施し、地質、地質構造の検討を実施した。

また、試掘坑内においては、基礎岩盤の諸物性値を把握するため、平板載荷試験、岩盤せん断試験、弾性波試験等の岩盤試験を実施するとともに、岩石の物理的・力学的特性を把握するためボーリングコアによる岩石試験を実施した。

以上の諸調査・試験結果から、敷地の地盤特性は原子力発電所の設置に十分適していることを確認した。

3.2 敷地周辺の地質・地質構造

3.2.1 調査・検討内容

3.2.1.1 既往文献調査

敷地周辺の地質図としては、陸域については、20万分の1「愛媛県地質図」（永井ほか，1980），5万分の1「土地分類基本調査図」（永井・宮久，1972；永井・鹿島，1972a；永井・鹿島，1972b；永井ほか，1973；宮久，1974；永井・鹿島，1974；永井・宮久，1974；永井ほか，1974a；永井ほか，1974b；坂上ほか，1974；永

井ほか, 1976; 坂上ほか, 1976; 甲藤ほか, 1977a; 永井ほか, 1978), 5 万分の 1 地質図幅「大洲地域の地質」(坂野ほか, 2010), 20 万分の 1 「高知営林局管内表層地質図」(甲藤ほか, 1977b), 20 万分の 1 「愛媛県地質図及び同説明書」(桃井ほか編, 1991), 20 万分の 1 「四国地方土木地質図及び同解説書」(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998) 等が, また, 海域については, 2 万 5 千分の 1 「沿岸海域土地条件図, 郡中・串」(国土地理院, 1992), 「沿岸海域土地条件図, 伊予長浜」(国土地理院, 2001b), 20 万分の 1 「豊後水道南方海底地質図及び同説明書」(岡村, 1998) 等があり, これら既存の地質図等により敷地周辺の地質の概要を把握した。

敷地周辺の地質構造については, 上記の地質図, 50 万分の 1 「活構造図, 高知」(佃ほか, 1982), 「[新編]日本の活断層」(活断層研究会編, 1991), 「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002), 「活断層データベース」(産業技術総合研究所活断層・地震研究センター, 2012), 2 万 5 千分の 1 「中央構造線活断層系(四国地域)ストリップマップ及び同説明書」(水野ほか, 1993), 2 万 5 千分の 1 「都市圏活断層図」(岡田ほか, 1998; 後藤ほか, 1998; 中田ほか, 1998; 堤ほか, 1998; 堤ほか, 1999; 後藤ほか, 1999a; 中田ほか, 1999; 岡田ほか, 1999a; 岡田ほか, 1999b), 20 万分の 1 「豊後水道南方表層堆積図及び同説明書」(池原, 1999), 200 万分の 1 「全国主要活断層活動確率地図及び同説明書」(吉岡ほか, 2005), 1 万分の 1 「四国の中央構造線活断層系ー詳細断層線分布図と資料ー」(後藤・中田, 2000b), 200 万分の 1 「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(海域地質構造マップワーキンググループ, 2001), 「日本の地質 8, 四国地方」(日本の地質『四国地方』編集

委員会編, 1991), 10 万分の 1「海底地質構造図, 松山港周辺」(海上保安庁水路部, 1997), 「^{さだみさき}佐田岬半島北岸海域の地質構造」(緒方, 1975), 「沿岸海域基礎調査報告書(郡中地区)」(国土地理院, 1993), 「沿岸海域基礎調査報告書(伊予長浜地区)」(国土地理院, 2001a), 「伊予灘〜^{さかのせき}佐賀関沖 MTL 活断層系の広域イメージングとセグメント区分」(七山ほか, 2002), 「1/25,000 徳島県中央構造線活断層帯(讃岐山脈南縁)活断層図」(徳島県, 2012) 等があり, これらの文献により敷地周辺の地質構造の概要を把握した。

敷地周辺の地質層序については, 上記文献のほか, 「新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]」(町田・新井, 2011), 「日本の海成段丘アトラス」(小池・町田編, 2001) 等があり, これらの文献により, 敷地周辺の地質層序の概要を把握した。

敷地周辺の地球物理学的データに関する文献としては, 重力異常については, 100 万分の 1「日本列島重力異常図」(河野・古瀬, 1989), 「日本列島重力アトラスー西南日本および中央日本ー」(山本・志知編, 2004), 「日本重力 CD-ROM 第 2 版」(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2004), 「日本重力データベース DVD 版」(産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2013), 20 万分の 1「松山地域重力図(ブーゲー異常)」(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2008), 「Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM)」(Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001), 微小地震については, 気象庁一元化震源(気象庁, 2012) 等があり, これらの文献により, 敷地周辺の重力異常及び微小地震分布の概要を把握した。

3.2.1.2 広域地質構造調査・検討

(1) 陸域

敷地を中心とする半径約 30km 内及びその周辺陸域において、地形、地質、地質構造、重力異常等に関する調査・検討を実施した。

地形に関しては、主に国土地理院で撮影された縮尺 2 万分の 1、1 万分の 1 の空中写真及び同院発行の縮尺 2 万 5 千分の 1 の地形図等を使用して空中写真判読等の変動地形に着目した調査・検討を行い、既往文献調査結果とあわせて敷地周辺陸域の段丘面分布、変位地形・リニアメントの分布等を検討した。空中写真による変位地形・リニアメントの判読に当たっては、土木学会原子力土木委員会編(1999)、国土地理院(1998)及び井上ほか(2002)に示されている判読基準をもとに新たな判読基準を作成した。変位地形・リニアメント判読基準を第 3.2.1 表に示す。空中写真判読や文献調査によって抽出した変位地形・リニアメントの分布域で航空レーザー測量による 2 m メッシュ DEM (数値標高モデル) データを取得して地形の再判読を行い、既存文献に示される活断層及びリニアメントと併せて変位地形・リニアメント分布図を作成した。

地質、地質構造に関しては、地形調査に使用した空中写真、DEM データ及び地図を使用して地表地質調査等の調査・検討を実施し、敷地周辺陸域の段丘面分布図、段丘面高度図、地質図及び地質断面図を作成した。^{ひし} 肱川沿いに分布する段丘面の分類に際しては、第 3.2.2 表に示す段丘分類基準に従った。

地球物理学的データに関しては、既存文献に示された測定点を補完するように 108 地点で重力測定を実施し、重力異常図を作成した。測定にはラコスト G 型重力計 (G-579) を使用した。

また、半径約 30km 以遠の陸域において、四国北西部における中央構造線断層帯を対象に、航空レーザー測量、地表地質調査（ボーリング調査、トレンチ調査）、地球物理学的調査（反射法地震探査、重力測定、MT 探査）等を実施した。

(2) 海域

敷地を中心とする半径約 30km 内及びその周辺海域において、地形、地質、地質構造に関する調査・検討を実施した。

地形に関しては、「500m メッシュ水深データ」（日本海洋データセンター、2005）、12 万 5 千分の 1 海図「伊予灘及付近」（海上保安庁、2003）、「海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ」（日本水路協会、2008）等を使用するとともに海上音波探査に併せて取得した音響測深データを用い、伊予灘の中央構造線断層帯分布域においては、測線間隔 250～300m、測線本数 345 本、総延長約 2,100km の音響測深を実施して、敷地周辺海域の海底地形図を作成するとともに変動地形学的な検討を行った。中央構造線断層帯分布域における調査機器としては、基本的にデジタル方式精密音響測深器 PDR-1300 型を、水深の深い豊予海峡（速吸瀬戸）付近ではアナログ測深器 PDR-104 型及び PDR-130 型を使用し、DGPS 方式によって船位を決定した。

地質、地質構造に関しては、敷地を中心として、半径 30km 内の伊予灘及び宇和海において 4 km 間隔の格子状の測線を基本とし、断層分布域や敷地近傍ではさらに密な測線を配置して、

海上音波探査(反射法音波探査)を実施した。伊予灘では、七山ほか(2002)、国土地理院(1993; 2001a)、露口ほか(1996)、松岡・岡村(2000)といった各種機関による海上音波探査が行われており、当社データにこれらを追加した測線総数約 700 本、総延長約 6,700km の音波探査記録を総合した解析・検討を実施した。使用した音波探査記録を第 3.2.3 表に示す。これらの調査・検討結果に基づいて、敷地周辺海域の海底地質図、海底地質断面図を作成した。

地球物理学的データに関しては、伊予灘の中央構造線断層帯分布域において、屈折法地震探査を 4 測線、延長約 57km で実施した。屈折法地震探査の仕様を第 3.2.4 表に示す。また、敷地周辺の重力異常を把握するため、ヘリコプターによる航空重力測定を 7 測線、延長約 470km で実施し、重力異常図を作成した。

3.2.2 陸域の調査・検討結果

敷地を中心とする半径 30km 内及びその周辺陸域における地形、地質及び地質構造は、既往文献調査、地形調査、地表地質調査、重力測定等の結果によると以下のとおりである。

3.2.2.1 敷地周辺陸域の地形

敷地は四国の北西端に細長く突出した佐田岬半島の付け根付近に位置し、瀬戸内海の伊予灘に面している。敷地周辺陸域の地形図を第 3.2.1 図に示す。

敷地周辺の地形には、西南日本の地質構造に規制された東西系

の構造,すなわち,松山平野から伊予灘を経て別府湾に至る低地,
明神山^{みょうじんざん}から佐田岬半島を経て佐賀関半島へ至る山地,内子町^{うちこ}から
八幡浜市^{やわたはま}を経て臼杵市^{うすき}へ至る低地等が認められる。

伊予灘南岸には山地が連なっており,東から西へ向かって,明
神山(標高 634m),牛ノ峯^{うし みね}(標高 896m),壺神山^{つぼがみやま}(標高 971m),銅が
鳴^{なる}(標高 767m),さらに西方では高度を下げながら佐田岬半島西端
へ至り,豊予海峡を経て佐賀関半島まで続く。これらの山地には
地すべり地形が点在するが,一般に古いものであり,必ずしも現
在滑動しているものではない(防災科学技術研究所,2007)。

伊予灘南岸の山地の南には,内子町^{うちこ}〜大洲市^{おおす}〜八幡浜市に抜ける
低地が山地に平行に存在する。さらに,この低地の南には,
御在所山^{ございしょやま}(標高 669m)から堂所山^{どうしょやま}(標高 593m)へ山地が東西に延び
る。

敷地周辺における主要な河川としては重信川^{しげのぶ}と肱川が存在す
る。重信川は,松山市南方を流下して河口部に扇状地性の広い沖
積平野(松山平野)を形成する。肱川は,東西系の四国の地質構造
とは直交する方向(ほぼ南から北)に流れる。肱川の河口部では
平野の発達が著しく悪く,むしろ中流部,上流部の大洲市,内子
町^{せいよ のむら},西予市野村町及び同宇和町付近に沖積低地,河成段丘を伴う。
敷地周辺では海成段丘の発達は悪く,沿岸部に局所的に点在する。

3.2.2.2 敷地周辺陸域の地質

敷地を中心とする半径約 30km 内及びその周辺陸域の地質図を
第 3.2.2 図に,地質層序を第 3.2.5 表に示す。

敷地周辺は,中央構造線によって北側の西南日本内帯^{ないたい}(以下

「内帯」という。)と南側の西南日本外帯^{がいたい}（以下「外帯」という。）とに分けられる。

敷地周辺の内帯は領家帯^{りょうけ}に属し、高温低圧型の変成作用を受けた領家変成岩類のほか、領家花こう岩類、広島花こう岩類及び和泉層群^{いずみ}が分布する。

一方、敷地周辺の外帯の地質は、その時代・岩相等によって北から三波川帯^{さんばがわ}、秩父累帯^{ちちぶ}（北部秩父帯、中部秩父帯、南部秩父帯）及び四万十帯^{しまんと}に分けられる。

三波川帯と北部秩父帯の区分は必ずしも明瞭ではなく、ともに低温高圧型の三波川変成作用を受けており、変成度は北から南へ低くなる(Murata, 1982)。北部秩父帯と南部秩父帯の間にはこれらと全く異質な中部秩父帯の構成岩類が分布する。南部秩父帯及び四万十帯は主に非変成の付加体からなる。

これら東西方向の帯状構造を呈する地層を被覆・貫入して久万層群^{くま}、石鎚層群^{いしづち}、段丘礫層、沖積層等が分布する。

(1) 古生界～中生界

a. 領家変成岩類

愛媛県高縄半島^{たかなわ}を中心とした地域及び山口県柳井市^{やない}を中心とした地域に領家帯に属する領家変成岩類が分布する。本岩類は、高温低圧型の変成岩類であり、ホルンフェルス、片麻岩、角閃岩、結晶質石灰岩等からなる。また、花こう岩類の貫入を受け、その後和泉層群によって不整合に覆われ、さらに石鎚層群の貫入を受けている。

領家変成岩類は、高縄半島における放散虫化石の発見によって後期三畳紀～ジュラ紀初期の堆積物を含むことが明らか

にされており(鹿島・増井, 1985), 源岩の時代は三畳紀～後期ジュラ紀とされている(山田・端山, 1996)。また, 変成作用の時代は白亜紀中頃とされている(小松・清水, 1996)。

b. 領家花こう岩類及び広島花こう岩類

領家帯に属する花こう岩類が高縄半島から山口県東部にかけて広く分布する。花こう岩類は, 主にトータル岩, 花こう閃緑岩からなる領家花こう岩類と主に黒雲母花こう岩からなる広島花こう岩類に分けられる。

花こう岩類は領家変成岩類中に貫入・固結し, 半深成岩類の貫入を受けている。さらに, 和泉層群によって不整合に覆われ, 石鎚層群の貫入を受けている。野外の産状から領家花こう岩類, 広島花こう岩類の順に貫入・固結したと考えられるが, いずれも後期白亜紀のほぼ同一時期に同一の起源物質から形成されたと推定されている(Kagami et al., 1988)。

花こう岩類に貫入する半深成岩類は石英斑岩～花こう斑岩からなり, 岩脈状に産する。脈幅は数 m で, まれに 10m を超えるものが見られ, 貫入方向は北西～北北西方向である。本岩類は高縄半島南部において和泉層群により不整合に覆われる。時代は放射年代測定によって後期白亜紀とされている(田崎ほか, 1990)。

c. 和泉層群

領家帯の南縁部には和泉層群が中央構造線を南限とする狭長な帯状の分布を示す。敷地周辺では青島及び松山平野周辺あおしまに分布し, 主に砂岩と泥岩の互層からなり, 礫岩, 凝灰岩を伴う。

本層群は領家変成岩類，花こう岩類，半深成岩類を不整合に覆い，久万層群に不整合に覆われ，さらに石鎚層群の貫入を受けている。本層群の時代は貝化石の産出(田代，1985)等より白亜紀最後期とされ，西から東へとその堆積の時代が若くなる。

なお，陸上で見られる和泉層群の分布は青島を西端とするが，九州には和泉層群と類似の^{おおのがわ}大野川層群が分布する。

d. 三波川変成岩類(みかぶ緑色岩類を含む)

外帯最北部の三波川帯には三波川変成岩類が中央構造線を北限とする帯状の分布を示す。敷地周辺では松山市南方から佐田岬半島西端，さらに豊予海峡の^{たかしま}高島を経て佐賀関半島まで続く。本岩類は，主に泥質片岩，砂質片岩，塩基性片岩，珪質片岩，石灰質片岩からなる。地下深部で低温高压型の三波川変成作用を受けた後，地表まで上昇したとされており，変成度は北から南へ低くなる。

本岩類は久万層群に不整合に覆われ，石鎚層群の貫入を受けている。源岩は白亜紀初期までに形成された付加コンプレックスで前期白亜紀に変成作用のピークがあったと推定されている(Isozaki and Itaya, 1990)。三波川変成岩類の形成史については多くの研究があるが，Wallis et al. (2009)によると，約9千万年前に地下深部から上昇を開始し，約5千万年前頃にその一部が地表に露出し始めたとされている。一方，砂質片岩中の碎屑性ジルコンを用いた年代測定結果から75-70Maの堆積年代が推定され，大藤ほか(2010)はこれらの若い堆積年代が得られた領域を四万十変成岩類として再定義

したが、Knittel et al. (2014)はジュラ紀から後期白亜紀まで様々な年代の三波川変成岩類が存在することを示した。

みかぶ緑色岩類は三波川帯南縁付近の久万高原町から大洲市を経て八幡浜市に至る地域に断続的に分布し、主に片状玄武岩質凝灰岩、変斑れい岩、蛇紋岩、角閃石岩等からなる。また、白亜紀の放射年代が得られている(武田ほか, 1993)。

敷地は、佐田岬半島から久万高原町にかけて広く分布する三波川変成岩類中の塩基性片岩を基盤としている。

e. 秩父累帯の構成岩類

(a) 北部秩父帯

久万高原町から大洲市を経て西予市に至る東西に帯状の地域に千枚岩～粘板岩、砂岩、チャート、石灰岩、塩基性岩等が分布する。これらは低温高压型の三波川変成作用を受けており、変成度は北から南へ低くなる。その主要部分は付加体からなると考えられており、付加年代を近似する陸源性砕屑岩の年代は前期ジュラ紀～白亜紀初期(松岡ほか, 1998)、変成年代は白亜紀とされる(榊原ほか, 1998)。

(b) 中部秩父帯

西予市城川町～同野村町及び西予市三瓶町～大島の地域には黒瀬川構造帯(市川ほか, 1956)に属する寺野変成岩類, 三滝火成岩類, 岡成層群と呼ばれるレンズ状岩体が東西方向に並んで点在し、蛇紋岩の基質の中にこれらが混在する蛇紋岩メランジェ帯として狭長な分布を示す。また、黒瀬川構造帯に隣接して主に砂岩、泥岩からなり、礫岩、石灰岩等を伴う陸源性堆積層(宮成層群, 土居層群, 川内ヶ谷層

群，成穂層，嘉義尾層群)が分布する。中部秩父帯の地層は付加体を主とする北部秩父帯や南部秩父帯とは全く異質の大陸起源の岩層を示し，黒瀬川帯とも呼ばれる。

寺野変成岩類は主にざくろ石黒雲母片麻岩，角閃岩等からなり，シルル紀の放射年代が得られている(Yoshikura et al., 1981)。三滝火成岩類は主に圧砕作用を受けたトーナル岩，花こう閃緑岩からなり，寺野変成岩類を捕獲岩として含み，その起源はオルドビス紀と推定されている(Hada et al., 2000)。岡成層群は主に石灰岩，酸性火山岩類からなり，三葉虫化石(Kobayashi, 1988)の産出等からシルル紀～デボン紀の地層と考えられる。また，宮成層群は中期二畳紀，土居層群は後期二畳紀，川内ヶ谷層群は後期三畳紀，成穂層は三畳紀最後期～ジュラ紀初期，嘉義尾層群は中期ジュラ紀の地層とされる(Hada et al., 1992)。

(c) 南部秩父帯

西予市城川町～同三瓶町に至る東西に帯状の地域に，主にチャート，砂岩及び砂岩泥岩互層からなり，石灰岩，塩基性岩等を伴う地層が仏像構造線^{ぶつぞう}を南限とする分布を示す。その主要部分は付加体からなると考えられており，付加年代を近似する陸源性砕屑岩の年代は前期ジュラ紀～白亜紀初期とされる(松岡ほか，1998)。

f. 真穴層

西予市三瓶町には，真穴層^{まあな}と呼ばれる時代未詳の砂岩頁岩互層が分布する。真穴層の帰属については，黒瀬川帯，みかぶ帯，内帯に起源を求める諸説がある(武田ほか，1993)。

g. 四万十累層群

四万十累層群は白亜紀以降の付加体であると考えられている。宇和島市^{うわじま}周辺の四万十累層群は他の地域とは異なり，四万十累層群としては例外的に層相変化に富み，砂岩・頁岩の互層に礫岩の厚層を挟んで部分的にアンモナイト，イノセラムスなどの大型化石を多産する白亜紀の浅海成層である（寺岡・栗本，1986）。本層群は仏像構造線を北限とする分布を示し，高月山^{たかつきやま}花こう岩類による貫入を受けている。

(2) 新生界

a. 久万層群

久万層群は伊予市南方の犬寄^{いぬよせ}峠から東方の石鎚山^{いしづちさん}にかけて中央構造線を跨いで分布し，主に礫岩，砂岩，泥岩からなる。久万層群は，三波川変成岩類，和泉層群を不整合に覆い，三波川変成岩類，和泉層群，領家花こう岩類に由来する礫岩層を含み，石鎚層群に覆われる。久万層群は海成のひわだ峠層と淡水成の‘狭義’の久万層群に大きく区分され，フィッシュントラック年代測定及び微化石分析によって，前者は前期始新世，後者は前期～中期中新世とされる（成田ほか，1999）。

b. 石鎚層群（瀬戸内火山岩類を含む）

石鎚層群は主に松山市東方～南方の久万層群分布域内に分布し，その相当層が領家帯から三波川帯にかけて小規模に分布する。これらは安山岩～流紋岩及びそれらの碎屑岩よりなり，久万層群を不整合に覆い，三波川変成岩類，領家変成岩類，花こう岩類，和泉層群中に貫入する。本層群は瀬戸内^{せとうち}火山岩類に対比され，その噴出時代は放射年代測定によって中

期中新世とされている(巽ほか, 1980)。

c. 高月山花こう岩類

四万十累層群中に貫入する花こう岩類が宇和島市東方の高月山付近に分布し, 周辺の地層に接触変成作用を与えている。その噴出時代は放射年代測定によって中期中新世とされている(Shibata and Nozawa, 1968)。

d. 郡中層

四国では第二瀬戸内累層群と呼ばれる後期鮮新世～前期更新世の湖沼～河川成の堆積物が中央構造線に沿って分布し, 伊予市^{もり}森付近の海岸には第二瀬戸内累層群に属する郡中層が分布する(水野, 1992)。本層は礫, 砂, シルト及び粘土の互層からなる半固結の地層である。構成礫種は大部分が和泉層群起源であり, 三波川変成岩類, 石鎚層群, 花こう岩類起源のものも含む。

e. 八倉層

^{やくら}八倉層は伊予市八倉付近の山稜に分布し, 和泉層群を不整合に覆う。本層は直径1 m にも及ぶ巨礫から細礫までが混在する非常に淘汰度の低い礫層を主体とし, 構成礫種は安山岩類, 凝灰岩類及び石英斑岩といった石鎚層群起源のものが大部分で和泉層群, 花こう岩類起源のものも含み, 前期更新世～中期更新世の堆積物と考えられている(高橋ほか, 1984)。

f. 富士山層・内子層・大洲層

肱川流域の大洲盆地, 内子盆地には, 河川～扇状地性の厚い砂礫層を主体とする前期更新世～中期更新世の堆積層が分布する(山下ほか, 2006)。

富士山層は大洲盆地南縁の富士山東麓のみに分布し、みかぶ緑色岩類を不整合に覆い、ピンク火山灰層(約 100 万年前)を挟む。内子層は富士山層と同時異相で内子町五十崎^{いかざき}～同五百木^{いよき}まで南北に細長い分布を示す。大洲層は内子町菖蒲^{しょうぶ}～大洲市喜多山^{きたやま}～同新谷^{にいや}まで矢落川^{やおち}に沿って分布し、内子層を被覆すると考えられ、最上部に菖蒲火山灰層(約 60 万年前)を挟む。火山灰の対比や植物化石に基づき、富士山層、内子層は前期更新世、大洲層は中期更新世の堆積物と推定されている。

g. 段丘礫層

更新世の段丘礫層が主として重信川下流域の松山平野、肱川中上流域の大洲盆地、内子盆地及び野村盆地、瀬戸内海沿岸部に分布する。

敷地周辺陸域の河成段丘については熊原(1998)、「日本の海成段丘アトラス」(小池・町田編, 2001), 山下ほか(2006)等, 海成段丘については鹿島ほか(1991), 鹿島ほか(1993)等の報告があり, 熊原(1998)と「日本の海成段丘アトラス」(小池・町田編, 2001)の段丘分布は概ね同様である。肱川流域及び瀬戸内海沿岸部の段丘面分布図を第 3.2.3 図に示し, 第四系対比表を第 3.2.6 表に示す。河成段丘は主に肱川流域, 海成段丘は主に瀬戸内海沿岸部に点在しており, 大きくは高位段丘群, 中位段丘群, 低位段丘群に区分される。肱川沿いの段丘面高度図を第 3.2.4 図に, 瀬戸内海沿岸の段丘面高度図を第 3.2.5 図に示す。以下, 半径 30km 内の段丘群について記す。

(a) 高位段丘群

高位段丘群には河成段丘と海成段丘がある。

河成の高位段丘群は、P面、HHf1～HHf3面、Hf1～Hf3面の7面が確認され、現河床からの比高は、200～230m(P面)、90～170m(HHf1面群)、100～120m(HHf2面)、85～100m(HHf3面)、40～80m(Hf1面)、30～70m(Hf2面)、25～60m(Hf3面)である。このうち、P面は大洲層の分布と対応する。

河成の高位段丘群は、主に大洲盆地～野村盆地の肱川とその支流に沿って分布し、山腹の平坦な尾根状、開析された台地状を呈する。堆積物は風化礫やくさり礫からなり、赤色土に覆われる。

水野(1996)は野村盆地のHf1面に対比される段丘堆積物中から野村2火山灰(約30万年前)と加久藤^{かくとう}火山灰(33～32万年前)(町田・新井, 2011)を報告している。したがって、Hf1面の年代は約30万年前と推定される。さらに高位の段丘面の年代については、浅野ほか(1992)が野村盆地のHHf1面群に対比される段丘堆積物中の火山灰についてフィッシュ・トラック年代を測定し、 0.39 ± 0.13 Maの年代を報告している。

海成の高位段丘群は、HH面群、H1～H3面が確認され、標高は、140～250m(HH面群)、90～110m(H1面)、約80m(H2面)、50～60m(H3面)である。また、肱川沿いの大洲盆地にはH3面相当の河成面がみられ、標高は45～50mである。

H3面の堆積物は伊方町野坂^{のさか}で観察され、風化した亜円礫からなる。海成の高位段丘群は後述する下末吉^{しもすえよし}面相当のM

面より高位にあり，開析度，標高，堆積物の風化程度から，
関東の^{たま}多摩面群に相当する。

(b) 中位段丘群

中位段丘群には河成段丘と海成段丘がある。

河成の中位段丘は，Mf1, Mf2 面が確認され，現河床からの比高は 15～35m である。Mf1 面は主に野村盆地に分布し，その 5～10m 下位に Mf2 面が分布する。段丘面はあまり開析されておらず台地状を呈する。堆積物は 9～8.5 万年前の阿蘇 4 (Aso-4) 火山灰(町田・新井，2011)や約 9.5 万年前の K-Tz 火山灰(町田・新井，2011)を混在する黄色土に覆われた比較的新鮮な礫層からなり，下位の大洲層あるいは内子層を不整合に覆う。

海成の中位段丘は，M面が確認され，標高は 25～30m である。また，肱川沿いの大洲盆地下流部にはM面相当の河成面がみられ，標高は 25～30m である。M面は佐田岬半島の瀬戸内海側に点在する。段丘面はあまり開析されておらず，丸みを帯びた台地状を呈する。伊方町野坂，同^{おおなる}大成では阿蘇 4 火山灰(9～8.5 万年前)(町田・新井，2011)を混在する風成層に覆われる，やや風化した亜円礫からなる。また，肱川下流の伊予白滝では，M面相当の河成面を構成する段丘礫層が K-Tz 火山灰(約 9.5 万年前)(町田・新井，2011)降灰以前の地層に覆われる。M面は開析度，標高，風化の程度から，最終間氷期(MIS 5)に形成された段丘面と判断され，関東の下末吉面に相当する。

(c) 低位段丘群

低位段丘群は、河成の Lf1～Lf3 面、A 面が確認され、現河床からの比高は 25m 以下である。低位段丘面群は、主に肱川流域の内子盆地、野村盆地、宇和盆地の東縁に分布するほか、瀬戸内海沿岸部の八幡浜市保内町磯崎^{ほない いさき}にも分布する。

これらの段丘面は開析されておらず、肱川沿いの Lf2～Lf3 面は大洲市菅田町宇津^{すげた うづ}付近で沖積低地に埋没する縦断勾配をもち、国土交通省土地・水資源局国土調査課(2008)のボーリングで推定される沖積層基底へ連続する。したがって、Lf2～Lf3 面は最終氷期の低海水準時に形成されたと推定され、関東の立川^{たちかわ}面群に相当する。また、野村盆地に分布する Lf1 面は伊予市双海^{ふたみ}町高野川^{こうのかわ}に分布する高野川層に対比されており(鹿島ほか, 1982)、関東の武蔵野^{むさしの}面に相当する。A 面は現河床から 10m 以下の比高しかなく、完新世の段丘と考えられる。

h. 沖積層

敷地周辺の主要な海岸平野としては、重信川下流域の松山平野、千丈川^{せんじょう}下流域の八幡浜平野、須賀川^{すが}下流域の宇和島平野があり、その他の狭小な平野が湾奥部に点在する。内陸部では肱川中上流域の大洲盆地、内子盆地及び宇和盆地や四万十川上流域の鬼北^{きほく}町に比較的広い沖積平野が広がる。

3.2.2.3 敷地周辺陸域の地質構造

(1) 概要

敷地周辺地域は中央構造線によって内帯と外帯に区分され、

さらに外帯は仏像構造線によって三波川帯，秩父累帯と四万十帯とに区分される。

中央構造線は北側の和泉層群と南側の三波川変成岩類を境する敷地周辺で最も重要な断層であり，四国中東部から松山平野南縁を東西に通過して伊予市双海町上灘^{かみなだ}付近で伊予灘に入る。中央構造線は白亜紀中頃から現在に至る長い活動史を持ち，あるときは逆断層，あるときは横ずれ断層あるいは正断層として活動するなど，活動様式を変遷してきている（市川，1980；高橋，1986；日本の地質『四国地方』編集委員会編，1991；Kubota and Takeshita, 2008）。第四紀の後期には，右横ずれの卓越する長大な活断層として知られ，中央構造線断層帯と呼ばれる（堤・後藤，2006）。以下，地質境界としての中央構造線と区別して，活断層としての中央構造線を中央構造線断層帯と呼称する。中央構造線断層帯は，松山平野で地質境界としての中央構造線のやや北側を通過し，伊予市双海町高野川で伊予灘に入る（池田ほか，2005）。

内陸地殻内地震の主圧力軸あるいは震源メカニズムに関する検討から，敷地周辺は横ずれの卓越する東西圧縮の応力場であるとの知見が得られている（塚原・小林，1991；岡野・木村，1996）。四国南方の南海トラフからフィリピン海プレートが北西方向へ沈み込んでおり（松崎ほか，2003），佃（1992）によると，中央構造線断層帯の右横ずれ運動は，南海トラフにおけるフィリピン海プレートの斜め沈み込みに起因するとされる。また，Kamata and Kodama（1999）によると，敷地周辺は中央構造線断層帯が顕著な右横ずれ運動を示す四国北西部陸域と多数の正断層群が分

布する九州中部の間の遷移域に位置する。Wallace et al. (2009) は、GPS 観測結果とフィッティングするモデルとして四国と九州を区分するモデルを示し、四国はフィリピン海プレートのカップリングの強いブロック、九州はカップリングが弱く反時計回りに回転するブロックとしている。

Kinugasa(1990)に示されるように、活断層フロントと位置づけられる中央構造線の南側(外帯)には顕著な活断層が分布しない。遠田(2013)によると、日本列島の外帯に主要な活断層が存在しない理由として、外帯では歪み解放を主としてプレート境界部が効率良く負担するのに対し、内帯では歪み蓄積を複数の活断層が非効率に担当するシステムとなっていることを挙げている。敷地は中央構造線南方の外帯に位置しており、遠田(2013)において中央構造線断層帯で歪み解放を効率良く行っているため小規模な断層が少ないとされる地域に位置する。

(2) 敷地周辺の変位地形・リニアメント

「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)によれば、敷地周辺陸域に4条の活断層(あるいは活断層の疑いのあるリニアメント)が示されている。その4条の中で五反田^{ごたんだ}断層は「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」とされており、その他の3条はいずれも「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」とされている。「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)においても、五反田断層に対応する位置に推定活断層が示されているが、その他の3条に対応するものは図示されていない。一方、「活構造図, 高知」(佃ほか, 1982)では、敷地周辺陸域に活断層あるいは推定活断層は図示されてい

い。

今回、第 3.2.1 表に基づく地形判読を実施して作成した変位地形・リニアメントの分布を、既存文献に示される活断層及びリニアメントと併せて第 3.2.6 図に示すとともに、地形調査結果一覧を第 3.2.7 表に示す。

敷地周辺の変位地形・リニアメントは、五反田断層が長さ約 2 km のリニアメント(C)として判読される。また、「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)に示された「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」の分布域には、八幡浜リニアメント(長さ約 4.8km)及び菅田リニアメント(長さ約 2.2km)がリニアメント(D)として判読される。

一方、「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)で「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」とされた残りの 1 条は変位地形・リニアメントとして判読されないが、評価上、これを^{みやうち}宮内リニアメントと呼称する。

なお、五反田断層、八幡浜リニアメント、菅田リニアメントは、いずれも北東－南西～東北東－西南西走向であり、西南日本の東西系の地質構造と調和的であるが、宮内リニアメントは、東西系の地質構造とは直交する北西－南東～北北西－南南東走向を示す。瀬戸内海沿岸部に北東－南西～東北東－西南西方向に点在する海成段丘には急な高度差がみられないことから、宮内リニアメントのような走向の活断層の存在は想定し難い(第 3.2.5 図)。さらに、肱川沿いに発達する河成段丘に急な高度差がみられないことから、菅田リニアメントのような肱川と直交する走向の活断層の存在も想定し難い(第 3.2.4 図)。敷地周辺

の段丘に急な高度差がみられないことは、四国山地が緩慢な隆起を継続しているとの知見(大森, 1990)と整合する。

また、敷地周辺陸域において、変位地形・リニアメントと重力異常及び微小地震分布の関連性について検討を行った結果を以下に示す。

重力異常に関しては、既存文献に示された測定点を補完するように重力測定を実施し、「日本重力 CD-ROM 第 2 版」(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2004), 「Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM)」(Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001), 愛媛大学保有のデータと併せて仮定密度 2.67g/cm^3 で敷地周辺のブーゲー異常図を作成した。敷地周辺の重力測点を第 3.2.7 図に、ブーゲー異常図を第 3.2.8 図に示す。重力異常と地質、地質構造との対応関係を見ると、まず中央構造線断層帯に沿う北東－南西方向の負の重力異常帯(重力異常急変帯)が顕著である。この負の重力異常帯については大野ほか(1994)によって既に指摘されている。正の重力異常帯は八幡浜市保内町～佐田岬半島西端、大洲市～八幡浜市南方に見られ、高密度の塩基性片岩あるいはみかぶ緑色岩類の分布と対応している。五反田断層、菅田リニアメントは高密度の岩体の分布を反映した重力異常の急変とやや調和的であるが、前記の中央構造線断層帯を示唆するような性質のものではない。また、他のリニアメントでは重力急変部との対応は認められない。

微小地震に関しては、気象庁一元化震源(気象庁, 2012)による 1997 年から 2011 年に敷地周辺で発生した M 5 未満、深さ

30km 以浅の地震の震央分布を第 3.2.9 図に示す。変位地形・リニアメントとの関連が考えられるような微小地震の配列は認められない。

a. 五反田断層

(a) 文献調査結果

「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)は, 南側が高い山地の高度不連続及び尾根, 谷の右屈曲といった地形の特徴から, 八幡浜市五反田から同合田^{ごうだ}に至る約 3.5km 間に, 東北東-西南西走向の「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」を示している。また, 「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)も同位置の約 2 km 間に推定活断層を図示している。一方, 「活構造図, 高知」(佃ほか, 1982)は同位置に活断層あるいは推定活断層を図示していない。

鹿島・常磐井(1972), 石本(1973)などによると, 五反田断層付近にほぼ並行して北側に泥質片岩が, 南側に角閃石岩が分布するとされ, 前者は泥質片岩と角閃石岩が整合関係にあるとし, 後者は断層関係にあると推定している。

(b) 地形調査結果

変位地形・リニアメント分布図を第 3.2.10 図に示す。

八幡浜市五反田から合田に至る長さ約 2 km 間に北東-南西～東北東-西南西走向のリニアメント(C)が判読される。五反田～合田では, 南側のやや急な山地と北側の定高性のある尾根との地形境界をなし, 河谷や尾根にやや系統的な右屈曲が認められる。屈曲は鮮明であるが断続的で,

水系の規模と屈曲量に相関は認められない。同区間が「[新編]日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)に示された「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」, 「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)に示された推定活断層に対応する。

(c) 地質調査結果

地質図を第 3. 2. 11 図に, 地質断面図を第 3. 2. 12 図に示す。また, 合田東方(Loc. G1)のルートマップを第 3. 2. 13 図に, 詳細スケッチ図を第 3. 2. 14 図に示す。

地表地質調査によると, リニアメント周辺には, 泥質片岩, 塩基性片岩, 砂質片岩及び珪質片岩からなる三波川変成岩類と蛇紋岩を伴った角閃石岩が分布する。

「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)において谷の右屈曲が示されている合田東方(Loc. G1)では, リニアメント延長部に分布する泥質片岩に断層あるいは破碎部は認められない。また, リニアメントは泥質片岩と塩基性片岩との境界, 砂質片岩と泥質片岩との境界付近に位置している。

さらに, リニアメント西方延長部の宇和海における音波探査記録(YU-1G~YU-4G)によると, 少なくとも後期更新世以降の堆積層に断層変位は認められない(第 3. 2. 15~18 図)。

(d) 評価

地表地質調査結果によると, 五反田から合田付近を通過するリニアメント周辺の三波川変成岩類中には部分的に

断層が認められる。しかし、合田東方 (Loc. G1) では、リニアメント延長部に分布する泥質片岩に断層あるいは破碎部は認められない。リニアメントは岩層の境界付近にあたり、リニアメントの西方延長海域で実施した音波探査において、堆積層に断層変位は認められない。

以上のことから、リニアメントは後期更新世以降の断層運動を反映したものではなく、岩質の差を反映した浸食地形であると推定されるが、地形として認められるリニアメントの分布域に後期更新世以降の活動性評価に適した堆積層あるいは地形面が存在せず、後期更新世の活動の可能性を確実に否定できないので、推定活断層として評価する。

b. 宮内リニアメント

(a) 文献調査結果

「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)は、八幡浜市保内町宮内付近の約 1.7km 間に、北西－南東走向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」を示している。一方、「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)及び「活構造図, 高知」(佃ほか, 1982)は同位置に活断層あるいは推定活断層を図示していない。

(b) 地形調査結果

変位地形・リニアメント分布図を第 3.2.19 図に示す。

「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)に示されたリニアメント位置には、やや直線的な谷と鞍部がみられるものの、連続性が悪く、山地高度に系統的な高度差も

認められず，第 3.2.1 表の判読基準に基づく変位地形・リニアメントは判読されない。第 3.2.19 図には「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編，1991)に示されたリニアメントを参考に，やや直線的な谷と鞍部の配列をリニアメントとして示す。

(c) 地表地質調査結果

地質図及び地質断面図を第 3.2.20 図に示す。また，宮内付近 (Loc. M1) のルートマップを第 3.2.21 図に示す。

本リニアメント周辺には，珪質片岩及び塩基性片岩が分布する。珪質片岩は東北東－西南西走向に連続しており，同方向の緩やかな褶曲構造が認められる。

リニアメント位置の宮内付近 (Loc. M1) には塩基性片岩が分布しており，断層あるいは破碎部は認められない。また，当地域でリニアメントを横断して東北東－西南西走向に連続する地層の分布に大きな食い違いは認められない。

(d) 評価

地表地質調査結果によると，リニアメント位置に断層あるいは破碎部は認められず，地層の分布に大きな食い違いは認められない。

以上のことから，本リニアメントに対応する断層は存在しないものと判断される。

c. 八幡浜リニアメント

(a) 文献調査結果

「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編，1991)は，
くらかけやま 鞍掛山西方から八幡浜市向 むかいなだ 灘に至る約 4 km 間に，北東－

南西走向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」を示している。一方、「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)及び「活構造図, 高知」(佃ほか, 1982)は同位置に活断層あるいは推定活断層を図示していない。

原ほか(1977)は本リニアメント近傍に三波川帯と三波川南縁帯を境する東北東－西南西走向の八幡浜断層を示しており, 当地域で北側の塩基性片岩と南側の泥質片岩が接する。

(b) 地形調査結果

変位地形・リニアメント分布図を第 3.2.22 図に示す。

八幡浜市^{たかのじ}高野地～同^{おおひら}大平, 鞍掛山南東～高野地, 高野地～^{あたごやま}愛宕山トンネルにリニアメント(D)が判読され, 北東－南西～東北東－西南西走向で全体としての長さは約 4.8km である。

リニアメントは山地内の不鮮明な鞍部, 尾根の局所的な右屈曲, 直線状谷, 遷緩線, 急斜面・崖の配列として長い区間で認められ, 山地高度に一樣な高度差はみられない。

大平から高野地に至るリニアメントが「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)に示されたリニアメントに対応する。なお, 「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)に示されたリニアメントの西端は向灘まで示されているが, 大平から向灘間の山麓線には凹凸があり, 山地高度に一樣な高度差もみられないことから, 第 3.2.1 表の判読基準に基づく変位地形・リニアメントは判読され

ない。

(c) 地表地質調査結果

地質図を第 3.2.23 図に，地質断面図を第 3.2.24 図に示す。また，八幡浜市古谷付近 (Loc. Y1, Y2) のルートマップを第 3.2.25 図に示し，Loc. Y1 の露頭状況図を第 3.2.26 図に，Loc. Y2 の露頭状況図を第 3.2.27 図に示す。

本リニアメント周辺には，泥質片岩及び塩基性片岩が広く分布し，高野地南西から八幡浜市街地にかけては蛇紋岩が塩基性片岩とともに帯状の分布を示す。また，泥質片岩及び塩基性片岩の地質構造は全体として北東－南西走向で，片理面は 30～70 度で北傾斜の傾向を示す。

リニアメント東部の古谷付近 (Loc. Y1, Y2) には泥質片岩が連続分布しており，断層あるいは破碎部は認められない。

なお，鹿島・高橋(1983)は南予用水農業水利事業隧道の地質観察を行い，地質分布，断層分布を報告し，その結果に基づいた地質断面図を作成している(第 3.2.24 図上)。鹿島・高橋(1983)は，本地表地質調査による結果(第 3.2.24 図下)と同様，当地域において北緩傾斜の同斜構造を示しており，従来，八幡浜断層(原ほか，1977)が想定されていた塩基性片岩と泥質片岩との境界は整合関係にあるとしている。また，リニアメント位置に対応する断層は示されていない。

(d) 評価

地表地質調査結果によると，リニアメント位置に断層あるいは破碎部は認められず，リニアメントを横断する隧道

の地質観察結果においてもリニアメントに対応する断層は認められない。

以上のことから、本リニアメントに対応する断層は存在しないものと判断される。なお、リニアメントは岩質境界等に起因する差別浸食によるものと推定される。

d. 菅田リニアメント

(a) 文献調査結果

「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)は、内子町山鳥坂^{やまとりさか}から大洲市菅田町に至る約 15km 間に、東北東－西南西走向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」を示している。一方、「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)及び「活構造図, 高知」(佃ほか, 1982)は同位置に活断層あるいは推定活断層を図示していない。

愛媛県地質図(桃井ほか編, 1991)などにより、本リニアメントにほぼ対応して北部秩父帯とみかぶ緑色岩類とを境する東北東－西南西走向の断層が示されている。

(b) 地形調査結果

変位地形・リニアメント分布図を第 3.2.28 図に示す。

菅田町下村島^{しもむらしま}付近に、東北東－西南西走向に長さ約 2.2km のリニアメント(D)が判読される。本リニアメントはやや鮮明な鞍部、遷緩線、直線状谷からなるが短く、不明瞭ながらも山地高度に北側上がりの高度差が認められる。

なお、「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)では、さらに東方にもリニアメントが示されている。しか

し、この東方延長部では菅田町宇津で肱川の右岸に比高 600m 程度の広尾根が張り出しており、第 3.2.1 表の判読基準に基づく変位地形・リニアメントは判読されない。

(c) 地表地質調査結果

地質図及び地質断面図を第 3.2.29 図に示す。また、下村島 (Loc. S1) のルートマップを第 3.2.30 図に、露頭状況図を第 3.2.31 図に示す。

本リニアメント周辺には、泥質岩(粘板岩～泥質片岩)、珪質岩(チャート～珪質片岩)、塩基性岩が分布する。地層分布は全体として東北東－西南西走向であり、片理面は東北東－西南西走向で 30～80 度南傾斜のものと西北西－東南東走向で 30～80 度北傾斜のものが混在する。

下村島 (Loc. S1) では北側に塩基性岩が、南側に泥質岩が分布しているが、両者の境界部に断層あるいは破碎部は認められない。また、リニアメント東部は珪質岩の南縁にほぼ沿っている。

(d) 評価

地表地質調査結果によると、本リニアメント位置に断層あるいは破碎部は認められず、リニアメントは岩質境界にほぼ対応している。

以上のことから、本リニアメントは岩質境界を反映した浸食地形であると判断される。

3.2.3 海域の調査・検討結果

敷地は四国の北西端に細長く突出した佐田岬半島の付け根付近に

位置しており，敷地周辺の海域は，佐田岬半島によって北側の伊予灘と南側の宇和海に二分されている。伊予灘は瀬戸内海の西部に位置する広い内海であり，豊予海峡で宇和海と接する。敷地は佐田岬半島の北岸に位置し，瀬戸内海の伊予灘に面する。

敷地を中心とする半径 30km 内及びその周辺海域における地形，地質及び地質構造は，文献調査，音響測深，海上音波探査（反射法音波探査），屈折法地震探査等の結果によると以下のとおりである。

3.2.3.1 敷地周辺海域の海底地形

伊予灘の音響測深測線図を第 3.2.32 図に，敷地周辺海域の海底地形図を第 3.2.33 図に，伊予灘の海底地形図を第 3.2.34 図に示す。大局的には，水深 10～60m の伊予灘東部から西へ向かって次第に水深を増し，豊予海峡を経て宇和海には水深 70m 超の海域が広がり，全般として極めて平坦な海域である。

伊予灘と宇和海は，四国側の佐田岬半島と九州側の佐賀関半島に挟まれた幅約 13km の豊予海峡で接する。豊予海峡における潮流の最大流速は 5 kn 近くに達し（海上保安庁，1996），その浸食作用が海釜，水成デューン，砂堆，海底谷を形成している。

豊予海峡の双子型の海釜では，伊予灘や宇和海の平坦な海底面から徐々に水深を増しており，伊予灘側の北釜が水深 460m，宇和海側の南釜が水深 365m である（八島，1994）。海釜の周辺には，水成デューンや砂堆といった粗粒の堆積物が分布しており，波状の海底地形が広がる。また，佐田岬半島に沿って，北岸では八幡浜市保内町沿岸部～半島西端部，南岸では半島西端部において，比高 10～数十 m，幅 1～数 km の細長い海底谷がみられ，潮流による

浸食地形と評価される。

敷地前面海域である伊予灘は、陸域に分布する中央構造線断層帯の西方延長に位置する。以下、伊予灘の海底地形の特徴について東から順に記す。

東方から重信川が流れ込む伊予市双海町上灘沖～大洲市長浜沖には、水深 10～60m の平坦な海底面が広がり、沿岸部から北西に向かって緩やかに深さを増す。肱川が流れ込む長浜沖には、周辺海域よりも浅い水深 15～50m の海底面の高まりが、東西方向に約 10km、沖合方向に約 15km の規模で、北北西－南南東にやや細長く広範囲に広がる。八幡浜市保内町沖～伊方町瀬戸沖には、水深 55～70m のほぼ平坦な海底面が広がり、沿岸部から沖合いに向かって極めて緩やかに深さを増す。伊方町三崎沖～豊予海峡北方には、大局的には水深 70～100m の海底面が広がるが、強い潮流により海釜、水成デューン、砂堆、海底谷が発達する。

伊予灘には、中央構造線断層帯の延長部において、上灘沖から長浜沖を経て三崎沖まで細長い凹み（地溝）が北東－南西方向に直線状に配列する。また、瀬戸沖では、同じく北東－南西方向に長軸をもつ細長い高まり（バルジ）が凹みと交互に配列する。

なお、敷地から 100km 以上離れた高知県の足摺岬^{あしずり}南方沖合いに海底地すべりが示されているものの（岡村，1998）、敷地周辺海域の海底地形に海底地すべりの痕跡は認められない。

3.2.3.2 敷地周辺海域の地質層序

検討に使用した敷地周辺海域における海上音波探査の測線図を第 3.2.35 図に示す。敷地周辺海域では、伊予灘海底の地質につ

いて、緒方(1975)、国土地理院(1993)、国土地理院(2001a)、七山ほか(2002)による検討が行われ、概ね同様の地質区分が示されている。敷地周辺海域の地質区分は、前記の文献を参考に音波探査記録に見られる反射パターンの特徴によって海底下の地層を4層に分類し、陸上の地質との対応を検討して、上位の地層からA層、D層、T層及びB層とした。各音源の代表的な音波探査記録を第3.2.36図に、反射パターンの特徴及びこれに基づく地質区分を第3.2.8表に、陸上の地層との対比を第3.2.9表に示す。

A層は、現在堆積が進行中の海底面下最上位の堆積層である。地層は全体としてほぼ水平な層理を示し、下位のD層を不整合に覆う。A層は沿岸部や豊予海峡周辺で一部分布を欠くほか、大洲市長浜沖では広範囲の海底で極薄い。本層の厚さは一般に20m以下であるが、伊予灘の地溝内では厚く堆積しており、伊予市双海町串沖では厚さ約40mに達する。伊予灘東部の比較的水深の浅い海域のA層基底付近において約1万1千年前の海進時の堆積物が確認されている(大塚ほか、2001；大塚ほか、2002)。一方、宇和海側では、八幡浜市保内町^{かわのいし}川之石港の埋立地においてボーリングを実施し、沖積層基底の標高は約-30mで近傍の音波探査記録にみられるA層基底と概ね一致すること、沖積層基底の年代が約1万年前であることを確認した(第3.2.37図)。したがって、本層は沖積層相当層(上部更新統～完新統)と評価される。

D層は、全体としてほぼ水平な層理を示すが、伊予灘では部分的に極めて緩やかな褶曲を伴い、下位のT層を不整合に覆う。本層は島の周辺部、長浜沖、豊予海峡周辺などで分布を欠くほかはA層の下位に広く分布する。本層の厚さは一般に20～100mで伊予

灘では地溝内に厚く堆積する傾向がある。D層上面の標高は-10~-100m あるいはそれ以深にあって、後期更新世の海退期の陸化に伴う浸食作用や海進時の外浜浸食作用を受けている。伊予灘のD層上面等深線図によると、上灘沖から三崎沖まで続く凹凸の直線的配列が海底面よりも明瞭である(第3.2.38図)。また、D層内部には幾つかの不整合面が認められ、不整合面が広域的に認められる宇和海では、本層をD1~D4の4層に区分した。宇和海側では、D層内部に更新世の海退を示唆するプログラデーションパターン(増田, 1997)が認められる。本層は、陸上部における段丘礫層や八倉層(高橋ほか, 1984)に対比され、更新統相当層と推定される。

T層は、島の周辺部、豊予海峡周辺など一部の海域を除いて広く分布している。伊予灘において、本層は一般に極めて緩やかに傾斜する層理を示すが、佐田岬半島北方約5~8km間では半島と平行な褶曲軸を有する明瞭な褶曲構造を形成している。伊予灘のT層上面等深線図によると、上灘沖から三崎沖まで続く凹凸の直線的配列が、D層上面とほぼ同じ場所に位置し、かつ、凹凸がより顕著である(第3.2.39図)。また、伊予灘東部におけるT層上面の高まりから、本層を伊予市森付近の海岸に分布する郡中層(水野, 1992)に対比できる。本層は、半固結の上部鮮新統~下部更新統の伊予灘層(緒方, 1975)と対応し、第二瀬戸内累層群相当層と推定される。

B層は、T層の下位に分布する音響基盤であり、ほとんど内部構造を示さない。本層はほぼ全域に最下層として分布すると推定される。沿岸部、島の周辺部、豊予海峡周辺で分布が認められ、

一部では海底に露出する。分布域によって、陸域の和泉層群、領家花こう岩類、三波川変成岩類、秩父累帯の構成岩類、四万十累層群、瀬戸内火山岩類と対比される。

3.2.3.3 敷地周辺海域の地質構造

敷地周辺海域の海底地質図を第 3.2.40 図に示す。

(1) 敷地前面海域(伊予灘)の地質構造

a. 断層分布

敷地前面海域には、四国陸域に分布する中央構造線断層帯の最西端である高野川沖から南西方向に細長く幅を持って雁行配列する一連の断層群が認められる(第 3.2.40 図)。特にその北縁を構成する断層が直線的に追跡され、豊予海峡北方へ至る。

北縁の断層の多くが南落ちであり、南側に北落ち断層を伴いながら、伊予市双海町串沖で約 4 km、伊方町伊方越^{いかたごし}沖で約 1 km、伊方町三崎沖で約 4 km 右屈曲する。これらの右屈曲では西向きの分岐と東向きの分岐が向き合っており、三崎沖の右屈曲はその東方にも西向きの分岐を伴う。一方で、部分的に北縁が北落ち断層の区間では、南側に南落ち断層を伴いながら左方向へやや屈曲する。

このように、敷地前面海域には中央構造線断層帯に属する断層群が分布する。

b. 浅部地下構造

伊予灘における海底地質断面の位置図を第 3.2.41 図に、海底地質断面図を第 3.2.42～47 図に示す。

敷地前面海域に認められる断層はいずれも高角度であり、前述のように、敷地前面海域では中央構造線断層帯北縁の南落ち断層が南側に北落ち断層を伴う断層分布形態が一般に見られる。伊方越沖の右屈曲部（伊方発電所前面）を横断する海底地質断面によると、これらの断層間には地溝が形成され、その南側の地層が副次的な断層を伴いながら北へ傾斜している（第 3.2.44 図）。同じく伊方越沖の右屈曲部を横断する保内沖の海底地質断面（第 3.2.43 図）においても断層間に地溝が形成されている。これらの断面において、断層分布域の南北で D 層上面に顕著な標高差は認められず、横ずれの卓越する断層運動が推定される。

伊予市双海町串沖の右屈曲部を横断する海底地質断面（第 3.2.42 図）では、北部の南落ち断層群より南側の幅広い地層が沈降している。また、伊方町三崎沖の右屈曲部を横断する海底地質断面（第 3.2.46 図）では、北縁の南落ち断層と南縁の北落ち断層に挟まれた幅広い地層が大きく下に撓みながら沈降している。これらの断面においても、断層分布域の南北で D 層上面に顕著な標高差は認められない。

以上のような右屈曲部における地溝あるいは幅広い沈降域の形成は右横ずれ断層に見られる特徴を示すものと考えられ、敷地前面海域に分布する中央構造線断層帯が陸域と同様に右横ずれ断層であることが示唆される。

瀬戸沖のように、部分的に北縁が北落ち断層となる区間の海底地質断面（第 3.2.45 図）では、T 層の背斜構造が認められ、その頂部は浸食を受けて平坦で A 層及び D 層が欠如している。

この背斜構造は平面的に断層の走向方向に長軸をもつ高まりとして確認され、断層バルジと考えられる。

断層バルジは八幡浜市保内町^{ききつ}喜木津沖に 1 箇所、伊方町瀬戸沖に 2 箇所見られ、伊予灘には断層バルジと地溝が交互に配列する(第 3.2.39 図, 第 3.2.40 図)。模型実験(砂箱実験)で底盤に一樣な横ずれ変位を与えると被覆層表面に同様の凹凸の変形が繰り返し生じることが報告されており(上田・谷, 1999), 海底地形に現れた変動地形の観点からも、敷地前面海域に分布する断層群が横ずれ断層であることが示唆される。

これらの断層群はいずれも後期更新世以降の地層に変位を与えており、高角度の活断層と評価される。また、敷地前面海域に分布する中央構造線断層帯は、右横ずれ断層と考えられる。なお、中央構造線断層帯以北では各層が非常に緩やかに南へ傾斜する層理を示す(第 3.2.42~47 図)。

c. 深部地下構造

伊予灘に分布する中央構造線断層帯の深部地下構造を把握するために実施した深部地下探査(エアガン海上音波探査及び屈折法地震探査)の測線図を第 3.2.48 図及び第 3.2.49 図に示す。

(a) エアガン海上音波探査

エアガン海上音波探査による反射断面図を第 3.2.50~54 図に示す。保内町沖~瀬戸沖にかけての 3 断面(第 3.2.51~53 図)においては、南端付近の地下深部には佐田岬半島に広く分布する三波川変成岩類の存在が推定され、その上面は北へ傾斜する。一方、北端付近の地下深部には

領家花こう岩類の存在が推定され、その上面は緩く南へ傾斜している。両者が会合する地点において両岩類の上面は最も深くなる。和泉層群はこの窪地の上に分布し、さらに堆積層(新第三紀～第四紀の堆積物)がこれらを厚く覆っている。

幅を持って雁行配列する活断層は、いずれも堆積層内で高角度であり、地下深部で三波川変成岩類と領家花こう岩類の会合地点へ収斂する。また、三波川変成岩類は、その上面が領家花こう岩類との会合地点からさらに北へ傾斜して連続するように見え、地質境界断層としての中央構造線が北傾斜であることが示唆される。

伊予市双海町串沖(第 3.2.50 図)及び伊方町三崎沖(第 3.2.54 図)の約 4 km の右屈曲部では、大規模な盆地状構造が認められる。串沖では南落ちの断層によって和泉層群に大きな落差が推定され、断面位置よりも南方の佐田岬半島沿岸部にかけてハーフグラaben状の盆地が形成されている。一方、三崎沖では南北の断層に挟まれた幅約 5 km に亘る堆積層が向斜状に大きく下方へ撓んでいる。

(b) 屈折法地震探査

屈折法地震探査によって得られた速度断面図を第 3.2.55～58 図に示す。これらの図によると、エアガン海上音波探査と調和的な結果が得られている。5.5km/s を示す三波川変成岩類、4.7km/s を示す領家花こう岩類、さらにはその会合部付近に 3.7km/s を示す和泉層群が存在し、その上部を 1.5～2.4km/s を示す堆積層が厚く覆う。三波川

変成岩類と領家花こう岩類の会合部の深度は約 2 ～ 2.5km である。

(2) 宇和海の地質構造

a. 断層分布

宇和海には、三瓶港南方から北東－南西走向で大崎鼻^{おおさきのはな}北岸を通過し、宇和島市日振島^{ひぶりしま}北方沖合い約 8 km まで、部分的にはわずかに左屈曲しながらも直線状に断続する F-21 断層が分布し（第 3.2.40 図）、全般に南落ちである。

b. 浅部地下構造

宇和海における海底地質断面の位置図を第 3.2.59 図に、海底地質断面図を第 3.2.60～80 図に示す。

宇和海の堆積層（A 層，D 層，T 層）は、全般に極めて水平な層理を示し、凹凸の著しい基盤岩（B 層）を覆っている。また、海底谷，島及び岩礁周辺の D 1 ～ D 3 層の各々には、全体的に堆積が沖側へ前進するプログラデーションパターンが明瞭に認められる（第 3.2.81 図）。プログラデーションパターンは、大きな海水準の低下を経験していない A 層中には認められない。

D 1 層のプログラデーションは主に三崎南方沖に発達し、標高は -55 ～ -70m である。D 2 層のプログラデーションは主に沿岸部では佐島^{さしま}周辺と大島^{おおしま}南東沖，沖合部では日振島北西沖に発達し，標高は前者がほぼ -55 ～ -70m，後者がほぼ -90 ～ -100m である。D 3 層のプログラデーションは主に沿岸部の黒島^{くろしま}～佐島周辺に発達し，標高は全般にほぼ -55 ～ -70m である。

沿岸部におけるプログラデーションパターンは、島や岩礁付近に分布するD 3層及びD 2層のそれぞれ上面に発達した凹み付近で顕著に認められる。この凹みは高海水準期に潮流による浸食作用で順次形成されたと考えられ、これら凹みを覆うプログラデーションパターンは、その後の低海水準期に向かう過程において、凹みを埋積する前進性の堆積作用に伴って形成されたと考えられる。

一方、沖合部におけるプログラデーションパターンのうち、三崎南方では海底谷へ向かってD 1層が前進しており、その上面標高は-70m程度である。また、日振島北方ではD 3層上面の凹みへ向かってD 2層が前進しており、その上面標高は-100mより深いものがある。このD 3層上面の凹みも沿岸部と同様に高海水準期に潮流による浸食作用で形成されたと考えられ、その後の低海水準期に向かう過程においてD 2層のプログラデーションパターンが形成されたものと考えられる。

以上のように、D 1層～D 3層は顕著な不整合関係であり、D 1層及びD 2層に高海水準期から低海水準期に向かう過程で形成されたと考えられる顕著なプログラデーションパターンが発達する。D 1層及びD 2層におけるプログラデーションパターンの上面標高がそれぞれ-70m程度、-100m以深にあることを踏まえれば、D 1層はMIS 5～2に形成された後期更新世の地層、D 2層はMIS 7～6を含む中期更新世の地層と推定される。

F-21断層による地層の変形は、大崎鼻西方で最も明瞭であり、基盤突起部の南側に南落ち変位を与える高角度の断層と

して認められる(第 3.2.69 図)。ここから東西に向かって、地層の変形は不明瞭となる。

F-21 断層は東部において、基盤突起部の南側に分布し、南落ち変位が優勢である(第 3.2.82 図)。F-21 断層の東端部に位置する三瓶港南方では、D 1 層内に南落ち変位をわずかに与える高角度の断層が認められるものの(第 3.2.68 図)、その東側では断層が認められない(第 3.2.66 図、第 3.2.67 図)。また、東方延長陸域にも「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)等の既存文献による活断層の指摘はなく、第 3.2.1 表に基づく空中写真判読によっても変位地形・リニアメントは判読されない(第 3.2.83 図)。

F-21 断層の西端部では、西方へ向かって堆積層が厚くなるとともに次第に活動性が低くなり、日振島北方沖合いにおいては堆積層中に断層が認められない(第 3.2.76 図)。

以上より、F-21 断層は、三瓶港南方から日振島北方沖合い約 8 km に至る長さ約 22km の断層であり、その全長で後期更新世以降の活動を考慮する。全般に南落ち変位が優勢な高角度の断層であり、直線的な断層分布、さらには断層の走向と広域応力場の関係から横ずれの卓越する断層運動が推定される。

c. 深部地下構造

宇和海の深部地下構造を把握するために実施した深部地下探査(エアガン海上音波探査)の測線図を第 3.2.84 図に示す。

宇和海では基盤岩の深度が全般に浅い(第 3.2.85～87 図)。

基盤岩は凹凸が著しいが、これを覆う堆積層によって海底面は概ね平坦となっている。

F-21 断層について、基盤岩内部の情報は得られなかったものの、堆積層に南落ちの変位を与える高角の断層として認められることから、基盤岩内部でも高角度と推定される(第 3.2.86 図)。

3.2.4 四国北西部の中央構造線断層帯の総合評価

半径 30km 以遠を含めた敷地周辺の活断層分布を第 3.2.88 図に示す。四国北西部では中央構造線断層帯は新居浜市から伊予市を経て伊予灘を北東－南西走向で通過し、豊予海峡北方で別府－^{はねやま}万年山断層帯(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)に属する別府湾活断層系(島崎ほか, 2000)と会合する。また、伊予灘の中央構造線断層帯北方には、これと並行する活断層群の存在が示されており(海上保安庁水路部, 1997 ; 田中ほか, 2010)、田中ほか(2010)による F-15 断層及び F-16 断層を「上関断層」と称する。上関断層は、音波探査記録において高角な断層として認められ、断層性状及び当地域の広域応力場との関係から、中央構造線断層帯よりもはるかに活動度の低い横ずれ主体の断層と評価される(第 3.2.89～90 図)。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011)によると、中央構造線断層帯は、近畿地方の^{こんごう}金剛山地の東縁から、和泉山脈の南縁、^{あわじしま}淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘に達する長大な断層帯として示されている(第 3.2.91 図)。中央構造線断層帯の全体としての長さは約 360km で、右横ずれを主体とする。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011)は、第 3.2.91 図に示すよう

に中央構造線断層帯を①金剛山地東縁(長さ約 23km)、②和泉山脈南縁(長さ約 44～52km)、③紀淡海峡－鳴門海峡(長さ約 43～51km)、④讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部(長さ約 130km)、⑤石鎚山脈北縁(長さ約 30km)、⑥石鎚山脈北縁西部－伊予灘(長さ約 130km)の 6 つの区間に区分し、これら 6 つの区間が個別に活動する可能性、複数の区間が同時に活動する可能性、これら 6 つの区間とは異なる範囲が活動する可能性、さらには断層帯全体が同時に活動する可能性も否定できないと評価した。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)によると、別府－万年山断層帯は、大分県東部の豊予海峡付近から、別府湾内、大分平野を経て熊本県境付近まではほぼ東西方向に分布する多数の正断層からなる断層帯で、①別府湾－日出生断層帯(長さ約 76km)、②大分平野－由布院断層帯(長さ約 40km)、③野稻岳－万年山断層帯(長さ約 30km)、④崩平山－亀石山断層帯(長さ約 34km)からなり、東端は中央構造線断層帯に連続している可能性があることから両断層帯の関係について検討していく必要があるとされている。

岡田(2006)によると、四国における中央構造線断層帯の最新活動時期は 1596 年であり、各断層が短期間に連鎖的に別々の地震を発生し、各地区(断層)で異なる地震を引き起こした可能性が指摘されている。個々の地震規模や活動区(セグメント)との関係などの詳細は今後の重要な課題とされており、以下では、敷地周辺を含む四国北西部の中央構造線断層帯(第 3.2.92 図)について、各種調査結果を考慮した総合的な評価を行う。

3.2.4.1 各断層の性状

四国北西部の中央構造線断層帯の調査結果を第 3.2.10 表に示す。以下、各断層について記す。

(1) 川上－小松断層(北方断層を含む)

川上^{かわかみ}－小松^{こまつ}断層は、東北東－西南西走向で西条市^{さいじょう}下島山^{しもしまやま}～同小松町^{こまつ}小松^{こまつ}の道前^{どうぜん}平野を通過し、さらに西南西へ連続して山地を越え、松山平野東部の東温市^{とうおん}川内^{かわうち}へ至る全長約 36km の活断層である(中田・今泉編, 2002)。下島山～小松では沖積面上に南側低下の低断層崖として南方約 2 km に位置する岡村断層^{おかむら}と並走して直線状に延び、小松付近には岡村断層との間に東西走向の分岐断層が多数見られる。小松町～西条市^{さいじょう}丹原町^{たんばら}では石鎚山脈の北麓沿いに北落ちの断層として直線状に延びる。さらに南西では高縄山地南麓を三波川帯と領家帯の地質境界に沿って約 2 km 左屈曲^{さくらぎ}(桜樹屈曲)して松山平野東端部に至る。川上－小松断層は松山平野東端部で 2 方向へ分岐し、河谷を系統的に右横ずれさせている。さらに西方の東温市川内付近では北方断層^{きたがた}と呼ばれ、段丘面及び扇状地面上にみられる南側低下の低断層崖が明瞭である。

トレンチ調査結果から、川上－小松断層の最新活動時期は A. D. 1405-A. D. 1780, 1 つ前の活動時期は A. D. 25-A. D. 1000, B. C. 790-A. D. 65 とされており、平均活動間隔は約 765～1,193 年と求められている(池田ほか, 2014)。

1 回当たりの横ずれ変位量は約 4 m とされており(堤・後藤, 2006), 池田ほか(2014)の平均活動間隔に基づき試算すると、横ずれ変位速度は 3.4～5.2mm/yr と見積もられる。

(2) 重信断層

重信断層は東北東－西南西走向で松山平野東部の東温市重信^{しげのぶ}～松山市高井町^{たかいまち}に連続する全長約 6 km の活断層であり，沖積面を南落ちに変位させる直線的な低断層崖が見られる（中田・今泉編，2002）。重信断層東端と川上－小松断層（北方断層）の西端の間，重信断層西端と伊予断層東端の間は断層不連続部（ギャップ）となっているが，当該区間には活断層詳細デジタルマップ（中田・今泉編，2002）によって部分的に推定活断層が示されている。当該区間では厚い堆積層によって変位地形が不明瞭となっている可能性が高い。

トレンチ調査結果から，重信断層の最新活動時期は 11 世紀以降とされ，6,200 年前～最新活動時期に少なくとも 1 回の活動があった可能性があると評価されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003）。また，平均活動間隔は愛媛県（2000）によって 3,500～4,000 年と推定されているが，活動の見落としの可能性が指摘されている（吉岡ほか，2005）。後藤ほか（2009）は，埋蔵文化財の発掘調査で現れた地層から重信断層の活動時期を再検討し，最新活動は中世，一つ前の活動は 4574-5315 cal BP 以降で古墳時代後期以前とし，活動間隔を 900～1,100 年よりも長いとしている。

1 回当たりの横ずれ変位量は約 2.5m とされており（堤・後藤，2006），後藤ほか（2009）の平均活動間隔に基づき試算すると，横ずれ変位速度は 2.8mm/yr 以下と見積もられる。

重信断層を横断する反射法地震探査によると和泉層群に約 400m あるいはそれ以上の標高差があり，東西に位置する川上－小松断層と伊予断層の運動によって，プルアパートベースンを

伴った引張性右オーバーステップ構造が形成されている(池田ほか, 2003 ; Ikeda et al., 2009)。

(3) 伊予断層(米湊断層, 本郡断層, 伊予セグメントを含む)

伊予断層は北東－南西走向で, 伊予市八倉～同双海町高野川に連続する全長約 14km の活断層であり, ^{たがみさん}谷上山～明神山に至る山地の北麓を通過する(中田・今泉編, 2002)。河川あるいは谷の系統的右屈曲が明瞭であるが縦ずれ変位の向き(落ち方向)は区間ごとで異なり, 東部で北西落ち, 西部で南東落ちである。また, 北東端では3方向に分岐している。

^{こみなと}米湊断層は, 伊予断層の約 1.5km 北西の伊予市米湊に見られる全長約 3 km の活断層であり, 北東－南西走向で北西下りの撓曲崖として確認される(中田・今泉編, 2002)。^{ほんぐ}本郡断層は, 伊予市本郡に南東側低下の逆向き低崖として認められ(岡田ほか, 1998), 米湊断層と伊予断層の間でこれらと並行して北東－南西走向に約 800m にわたり追跡される。これらの断層は地下深部で主断層である伊予断層に収斂する(池田ほか, 2005)。

伊予灘東端部の高野川～伊予市双海町^{しもなだ}下灘沖には, 七山ほか(2002)によって伊予セグメントと呼称された北東－南西方向に雁行配列する断層群が全長約 9 km に亘って連なる。南落ち断層群と北落ち断層群に挟まれた地溝が形成されており, 横ずれ断層に特徴的な“引きずり込み構造”がみられる(小川ほか, 1992)。伊予セグメントを構成する断層の多くは直線性が高く, 現海底面にも変位を与えている(七山ほか, 2002)。伊予セグメントは, 陸域の伊予断層へ連続することが示されているので(池田ほか, 2005), これらを総称して伊予断層として扱う。

伊予断層については、トレンチ調査結果から、新しい方から A. D. 1650-A. D. 1854, B. C. 2865-B. C. 845, B. C. 4850 以前の活動履歴が報告され、平均活動間隔は最短で 3,250 年、活動間隔は約 2,000 年より長いとされている(池田ほか, 2012)。ここで、池田ほか(2012)は、歴史地震との対応について検討し、最新活動が 1596 年の地震と対応する可能性は残されるが、同時に歴史記録の欠落の可能性を考慮する必要があるとしている。

伊予断層における 1 回当たりの横ずれ変位量は約 2 m とされており(堤・後藤, 2006), 池田ほか(2012) のトレンチ調査結果から平均活動間隔を 3,250 年として試算すると、横ずれ変位速度は 0.6mm/yr と見積もられるが、一方で後藤(1996)は河谷の屈曲量と段丘面の年代から横ずれ変位速度として 1.3～1.6mm/yr を示しており、両手法の不一致についてさらなる検討が必要である。なお、伊予市双海町上灘沖では海上音波探査と海底ボーリングを併用した調査が実施され、1 回当たり約 2 m の鉛直変位量が推定されている(大塚ほか, 2001)。

(4) 串沖引張性ジョグ

串沖引張性ジョグは伊予市双海町串～大洲市長浜の沖合い約 5 km で東方の伊予断層から連なる南落ち断層群が約 4 km 右屈曲しながら全体としては北東－南西方向に雁行配列する長さ約 13km の領域である(七山ほか, 2002)。当該領域において、串～長浜町喜多灘^{きたなだ}の沿岸部には北落ち断層群が直線的に延び、さらに長浜の沿岸部から沖合いの南落ち断層へ向かって東西走向の短い断層群が多数連なる。ここでは西向きの分岐と東向きの分岐が向き合っており、これらの断層群に囲まれた領域に

は広い沈降域が形成されている。

東方の伊予断層との境界付近において、海上音波探査と海底ボーリングを併用した調査結果から、約 6,000 年前以降に 1 ～ 2 回、約 10,000 年前に 1 回の断層活動が推定されており(大塚ほか, 2002)、これに基づいて活動間隔は 3,300～5,000 年程度と見積もられる。横ずれ変位量に関するデータは得られていない。

エアガン海上音波探査(第 3.2.50 図)及び屈折法地震探査(第 3.2.55 図)によると、基盤である和泉層群に数百 m あるいはそれ以上の標高差があると推定され、東温市重信に見られるプリアパートベースンを伴った引張性右オーバーステップ構造(池田ほか, 2003)と類似の構造が形成されている。

(5) 伊予灘セグメント

大洲市長浜～伊方町三崎の沖合い 5 ～ 8 km には、七山ほか(2002)によって伊予灘セグメントと呼称された北東－南西方向に雁行配列する断層群が、伊方町伊方越沖で約 1 km 右屈曲しつつ、全長約 42km に亘ってほぼ直線状に連なる。伊方越沖の右屈曲部では西向きの分岐と東向きの分岐が向き合っており、エアガン海上音波探査(第 3.2.51 図, 第 3.2.52 図)によると、これらの断層群に囲まれた領域には地溝状の沈降域が形成されている。また、西端部にも西向きの分岐がみられる。伊予灘セグメントは南落ち断層群と北落ち断層群から構成され、北縁が南落ち断層の区間には地溝が、北縁が北落ち断層の区間には断層バルジが形成されている。伊予灘セグメントを構成する断層は直線的なものが多く、活動履歴は明らかでないが、伊予断

層と同様に横ずれ構造が卓越して現海底面にも明瞭な変位を与えている(七山ほか, 2002)。横ずれ変位量に関するデータは得られていない。

(6) 三崎沖引張性ジョグ

三崎沖引張性ジョグは伊方町三崎沖約 6 km で東方の伊予灘セグメントから連なる南落ち断層群が約 4 km 右屈曲しながら北東－南西方向に雁行配列し, 西方の豊予海峡北方へ至る長さ約 13km の領域である(七山ほか, 2002)。また, その南側約 5 km に北落ち断層群が同じく北東－南西走向で北方の南落ち断層群と向き合っている。ここでは西向きの分岐と東向きの分岐が向き合っており, これらの断層群に囲まれた領域には広い沈降域が形成されている。三崎沖引張性ジョグの活動履歴は得られていないが, 現海底面に変位を与えている(七山ほか, 2002)。横ずれ変位量に関するデータは得られていない。

エアガン海上音波探査(第 3.2.54 図)によると, 新第三紀～第四紀の堆積物が地下深部ほど大きく向斜状に撓んだ深いベーズンが形成されている。

(7) 豊予海峡セグメント

豊予海峡北方～佐賀関沖には, 七山ほか(2002)によって豊予海峡セグメントと呼称された北東－南西走向に並走配列する断層群が全長約 23km に亘って直線的に連なる。豊予海峡セグメントは南落ちと北落ちの短い断層群から構成され, 一部に横ずれ構造を伴う断層もみられるが, 全般に北落ちの正断層変位を示す断層が多い。三崎沖引張性ジョグ以東の中央構造線断層帯は領家帯と三波川帯の境界(以下「R/S 境界」という。)のほ

ば直上に分布して地溝，断層バルジを形成するのに対して，豊予海峡セグメントを構成する断層群は由佐ほか(1992)による R/S 境界よりも南方に分布し，北西に分布する別府湾活断層系(島崎ほか，2000)と R/S 境界の直上付近で会合する。また，明瞭な地溝，断層バルジは見られない。

七山ほか(2002)によると，豊予海峡セグメントには，正断層的な構造を伴う断層と横ずれ構造を伴う断層が混在し，完新統や海底面に変位を及ぼしていないものが多く，活動性が伊予断層や伊予灘セグメントよりも低いことが示唆されている。横ずれ変位量に関するデータは得られていない。また，地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)は，豊予海峡セグメントを別府湾一日出生断層帯に含めて評価している。

3.2.4.2 セグメント区分

中央構造線断層帯のような長大な断層は同時に全体が活動するのではなく，幾つかの区間(セグメント)に分割して活動すると考えられている(松田，1990)。

長大活断層系のセグメント区分については，「原子力発電所の活断層系評価技術 ―長大活断層系のセグメンテーション―」(土木学会，2003)にその考え方が示されている。これによると，歴史地震の破壊区間に基づく地震セグメント，断層形態や地質，地質構造の特徴等に基づく幾何学的，地質・構造地質学的セグメント，断層の挙動，活動履歴等に基づく挙動セグメントについて，セグメント区分の基準が示されている。

ここでは，既往文献によって提唱された中央構造線断層帯のセ

グメント区分案を整理するとともに、地震セグメント、幾何学的、地質・構造地質学的セグメント、挙動セグメントについて個別に評価した上で、地震を繰り返し発生させる最小単位との観点から、中央構造線断層帯の活動セグメントを評価する。特に幾何学的、地質・構造地質学的セグメントの区分に際して、ジョグと断層破壊の伝播の関連性について各種の検討がなされていることを踏まえ(中田・後藤, 1998; Lettis et al., 2002; Wesnousky, 2006; Elliott et al., 2009; 岩城ほか, 2006; Lei et al., 2004), 断層の分岐, 屈曲などのジョグ(杉山, 2003; 狩野・村田, 1998)に着目した区分を行う。

(1) 既往文献によるセグメント区分の整理

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003; 2005)を含め、既往文献に示された四国北西部の中央構造線断層帯のセグメント区分を第 3.2.93 図に示す。

岡田(1992)は、活断層の分布形態、特に横「し」の字状構造を重視し、松山平野東部(東温市重信周辺)の断層不連続部と陸域の伊予断層南西端でセグメント区分した。伊予灘では全域における海底活断層はまだ解明されておらず、細かくセグメントに分けるのは困難としつつ海域の断層群全体を1つのセグメントとして取り扱っている。また、Tsutsumi and Okada (1996)もこのセグメント区分を支持した。

露口ほか(1996)は、伊予灘でソノブローブを音源とする海底下浅部においての高分解能音波探査を行い、活断層分布や浅層の地質構造を把握し、特異な隆起地形とした八幡浜市保内町喜木津沖の構造でセグメント区分した。さらに、佃(1996)は、伊

予灘では露口ほか(1996)の区分を踏襲し、陸域では重信川の沈降域で示される引張性バリアでセグメント区分した。一方、大野ほか(1997)は、伊予灘の浅部地下構造のみでなく深部地下構造も併せた検討を行い、露口ほか(1996)が指摘した隆起地形がその箇所のみの特異な構造ではないことを示し、むしろ伊予市双海町串沖の引張性バリアでセグメント区分するのが妥当とした。

川上断層と伊予断層の間に重信断層(後藤ほか, 1999b), 川上断層東方延長に小松断層(後藤・中田, 1998)を認めた中田・後藤(1998)は、四国東部から伊予灘に至る中央構造線断層帯の縦ずれ変位パターンに着目して桜樹屈曲, 伊予市市場^{いちば}でセグメント区分した。

七山ほか(2002)は、ソノプローブ及びジオパルスを音源とする高分解能音波探査を実施した上で既往の音波探査記録を総括して伊予灘における中央構造線断層帯の詳細な分布を明らかにし、串沖の串沖引張性ジョグ及び伊方町三崎沖の三崎沖引張性ジョグでセグメント区分した。

吉岡ほか(2005)は、活断層の分布形態、活動履歴、単位変位量とセグメント長の関係等を考慮し、桜樹屈曲付近、松山市^{もりまつまち}森松町付近、串沖、伊方町伊方越沖、三崎沖でセグメント区分した。吉岡ほか(2005)は全国の活断層を一律の基準でセグメント区分したものであり、四国北西部における中央構造線断層帯のセグメント区分について、根拠は明確に示されていない。海域では七山ほか(2002)のセグメント区分を基本としつつ、セグメント長等を考慮して伊方越沖の右屈曲部付近でセグメント

区分したものと考えられる。

(2) 地震セグメントの評価

岡田(2006)によると、1596年9月1日に最初に川上－小松断層が活動し、次いで9月4日に別府湾内の活断層帯が動き、さらに9月5日に六甲・淡路島や有馬－高槻断層帯が活動して慶長伏見地震を引き起こしたとされ、ほぼ四国全域の中央構造線断層帯が9月1日から5日にかけて連鎖的に活動した可能性が大きいとされる。一方で、都司・松岡(2011)によると、9月1日に大分地方で大地震があり、9月4日の地震はその最大余震と推定されている。平井(2013)は、慶長豊後地震の発生が9月1日とする史料と9月4日とする史料があることに対して、9月1日の地震は夜8時頃の発生、9月4日の地震は夕方の4時頃の発生であることを複数の史料により確認できることを指摘し、慶長伊予地震の発生を9月1日、慶長豊後地震の発生を9月4日とすることにより多くの史料を矛盾なく理解できることを示した。いずれにしても、16世紀末は戦国時代末期の動乱期で歴史時代の被害記録が極めて少ないことも相まって、どの程度の規模の地震がどの活断層から発生したのか現状では結論を出すには至っていない。

(3) 幾何学的、地質・構造地質学的セグメントの評価

土木学会(2003)によると、幾何学的、地質・構造地質学的セグメント区分の基準として、断層の屈曲、断層の分岐及び他の断層との交差、第四紀堆積盆、断層の変位センス及び変位速度等が示されている。なお、断層の分岐、屈曲によるセグメント区分に関しては、杉山(2003)や中田・後藤(1998)と同様である。

a. 断層の屈曲

四国北西部の中央構造線断層帯は4箇所です。右に屈曲し、1箇所です。左に屈曲している。右に屈曲は東温市重信（屈曲量約5km）、伊予市双海町串沖（同約4km）、伊方町伊方越沖（同約1km）、伊方町三崎沖（同約4km）にみられ、左に屈曲は桜樹屈曲（同約2km）にみられる。中央構造線断層帯が右横ずれ断層であることから、右に屈曲は引張性ジョグ、左に屈曲は圧縮性ジョグと位置付けられる。以下、重信の右に屈曲を重信引張性ジョグ、伊方越沖の右に屈曲を伊方沖引張性ジョグと呼称する。

横ずれ断層で発生した地震の検討において、ジョグの屈曲量（ステップ幅）が大きくなると地震発生時の断層破壊はジョグを越えて伝播しにくくなるとの知見が得られている（Lettis et al., 2002; Wesnousky, 2006）。

b. 断層の分岐及び他の断層との交差

四国北西部の中央構造線断層帯において、前述の引張性ジョグに対応する東温市重信、伊予市双海町串沖、伊方町伊方越沖、伊方町三崎沖で西向きと東向きの分岐が向き合っている。これらは中田・後藤(1998)がセグメント境界を推定する有力な指標とした、断層線が互いに近づく方向に向かって枝分かれし対置する領域に相当する。

川上－小松断層の東部、西条市小松町小松付近でも中央構造線断層帯に属する岡村断層との間に分岐断層が見られ、小松より東方では岡村断層と10km以上の区間に亘って並走する。また、豊予海峡セグメントは北西方の別府湾活断層系とR/S境界の直上付近で会合する（由佐ほか、1992）。

c. 第四紀堆積盆

四国北西部の中央構造線断層帯に沿って、重信引張性ジョグ、串沖引張性ジョグ、三崎沖引張性ジョグに顕著な第四紀堆積盆が形成されている。重信引張性ジョグと串沖引張性ジョグでは和泉層群上面に数百 m 以上の標高差があり、ハーフグラベン状のプルアパートベースンが形成されている。また、三崎沖引張性ジョグでは幅約 5 km の第四紀堆積盆が形成され、新第三紀～第四紀の堆積物が地下深部ほど大きく向斜状に撓んでいる。なお、伊方沖引張性ジョグにおいても、これらに比較すると小規模ながら地溝状の第四紀堆積盆が形成されている。

d. 断層の変位センス及び変位速度

四国北西部の中央構造線断層帯は右横ずれの卓越する活断層であるが、三崎沖引張性ジョグの西に位置する豊予海峡セグメントでは北落ちの正断層成分が優勢である。三崎沖引張性ジョグより東では、中央構造線断層帯の右横ずれに伴い、南落ちの断層と北落ちの断層が交互に現れる。

横ずれ変位速度は、川上－小松断層で 3.4～5.2mm/yr と評価されるのに対して、伊予断層では 0.6～1.6mm/yr と小さく、重信引張性ジョグを境に顕著な差が認められる。伊予灘では横ずれ変位速度の情報は得られていない。

e. 評価

ジョグの規模等を重視し、重信引張性ジョグ、串沖引張性ジョグ及び三崎沖引張性ジョグを、幾何学的、地質・構造地質学的セグメントの境界として評価する。なお、伊方沖引張

性ジョグも，これらに準じる構造と評価される。

(4) 挙動セグメントの評価

土木学会(2003)によると，挙動セグメント区分の基準として，古地震の破壊区間，平均活動間隔，イベント時の断層変位量等が示されている。

a. 古地震の破壊区間，平均活動間隔

中央構造線断層帯全体の活動履歴を検討した地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003)は，四国北西部の最新活動時期は16世紀，一つ前の活動は2世紀以降8世紀以前で，重信断層以西には及んでいない可能性もあると評価している。

最新活動である16世紀の活動については，岡田(2006)が指摘するように，短期間に各断層が連鎖的に別々の地震を発生させた可能性が高いが，古地震学的な調査から個々の破壊区間を判別することは困難である。

四国北西部陸域の一つ前の活動についてみると，川上－小松断層ではA.D.25～A.D.1000，伊予断層ではB.C.2865-B.C.845であり，平均活動間隔は前者で765～1,193年，後者で約3,250年以上（各々の活動間隔も約2,000年より長い）と大きく異なり，四国北西部の中央構造線活断層帯の活動間隔が川上断層を含む東部とその西部で異なる可能性がある（池田ほか，2014）。

伊予灘では，伊予断層よりも串沖引張性ジョグの活動回数が少なく，伊予断層が起こした地震の中には断層破壊が串沖引張性ジョグに及ばなかったものがあると推定されている（大塚ほか，2002）。

豊予海峡セグメントは、完新統や海底面に変位を及ぼしていないものが多く、活動性が伊予断層や伊予灘セグメントよりも低いことが示唆されており(七山ほか, 2002), 平均活動間隔が長い可能性がある。

b. イベント時の断層変位量

堤・後藤(2006)は、四国の中央構造線断層帯に沿う約 30 地点で、最新活動及びそれ以前の地震に伴う横ずれ変位量を調査し、地震ごとに破壊領域が変わるとしても、断層ごとに固有の変位量をもつ傾向が認められることを報告している。これによると、四国北西部陸域に分布する中央構造線断層帯各断層の横ずれ変位量は、川上－小松断層の約 4 m に対して、重信断層は約 2.5m, 伊予断層は約 2 m とされており、重信断層及び伊予断層は、川上－小松断層よりも明らかに横ずれ変位量が小さい。伊予灘セグメントの横ずれ変位量は堤・後藤(2006)に示されていないものの、四国中東部で 5 ～ 7 m の横ずれ変位量が示されているのに対して、重信断層及び伊予断層の位置する西方へ向かって変位量を減じており、伊予断層での約 2 m を考慮すると、伊予灘セグメントは伊予断層と同程度あるいはそれ以下である可能性が考えられる。

また、横ずれ断層で発生した地震の検討においては、ジョグで地表変位量が小さいとの知見が得られている(Elliott et al., 2009; 岩城ほか, 2006)。杉山(2003)は、イベント時の断層変位量は各セグメント内で一様ではなく、破壊の終息域あるいは一時停止域となるジョグで小さく、その手前に他より大きく滑る領域、即ち浅部アスペリティが出現すること

を報告している。四国北西部の中央構造線断層帯では、後藤・中田(2000a)が河谷の屈曲率と横ずれ変位速度の分布を検討し、桜樹屈曲で河谷の屈曲率がやや小さいこと、重信断層－伊予断層間で横ずれ変位速度が小さいことを示している。これらの地点はジョグと対応しており、四国北西部の中央構造線断層帯においてもジョグでイベント時の断層変位量が小さく、ジョグが破壊の終息域あるいは一時停止域、即ちセグメント境界となりうることを示唆する。

c. 評価

以上の検討からも、前述の幾何学的、地質・構造地質学的セグメントの評価が裏付けられる。

(5) まとめ（活動セグメントの評価）

幾何学的、地質・構造地質学的セグメント、挙動セグメントの評価を踏まえ、四国北西部の中央構造線断層帯を、川上セグメント(約 36km)、伊予セグメント(約 23km)、伊予灘セグメント(約 42km)、豊予海峡セグメント(約 23km)の4つの活動セグメントに区分する。このセグメント区分を伊予灘のデータを考慮した既往文献によるセグメント区分とともに第 3.2.10 表に示す。これらの活動セグメントの境界には、重信引張性ジョグ(約 12km)、串沖引張性ジョグ(約 13km)、三崎沖引張性ジョグ(約 13km)が存在する。敷地周辺(半径 30km 内)には伊予灘セグメントが分布しており、以下、伊予灘セグメントを「敷地前面海域の断層群」と呼称する。

3.2.4.3 断層傾斜角

(1) 横ずれ断層の震源断層に関する知見

横ずれ断層の断層面については、地表面の起伏に関係なく活断層線が直線状に分布することから、変動地形学的な観点からは、ほぼ鉛直な断層面と考えるのが一般的である。また、広域応力場を基に横ずれ断層の活動を考える場合、蓄積された歪を解放する面として鉛直な断層面を類推し易く、地震学的な観点からも、ほぼ鉛直な断層面を考えるのが一般的である。

例えば、近年国内で発生した横ずれ型の活断層による地震として、1995 年兵庫県南部地震(橋本, 1995), 2000 年鳥取県西部地震(Fukuyama et al., 2003), 2005 年福岡県西方沖地震(Nishimura et al., 2006)が挙げられ、稠密な観測データに基づく詳細な検討の結果、震源断層はいずれも高角度であることが明らかにされている。

また、大地震が観測された国外の長大横ずれ断層として、1990 年フィリピン・ルソン島地震のフィリピン断層系(阿部, 1990), 1999 年イズミット地震の北アナトリア断層系(Özalaybey et al., 2002), 2001 年コシリ地震のクンルン断層(Lin et al., 2003), 2002 年アラスカ地震のデナリ断層(Asano et al., 2005)が挙げられ、各種観測データに基づく検討から、震源断層はいずれも高角度とされている。

このように、実際に発生した地震の解析結果においても横ずれ断層の震源断層はほぼ鉛直である。

以上、変動地形学的な観点、地震学的な観点、さらには実際に発生した地震の解析結果からも、横ずれ断層の震源断層面はほぼ鉛直と考えられる。

(2) 地質境界断層

物理探査による地下構造研究によって、地質境界断層（物質境界としての中央構造線）は、北に 30～40 度傾斜している可能性が提唱されるようになった（伊藤，1996）。

例えば、和泉山脈では、反射法及び屈折法による構造探査が実施され、中央構造線の断層面が北に 35～40 度で傾斜する構造が得られている（佐藤ほか，2006）。四国東部では、室戸岬^{むろと}から瀬戸内海に至る大規模な反射法地震探査が実施され、中央構造線が地表からおよそ 40 度で北に傾斜し、下部地殻上面に到達するとされている（佐藤ほか，2005）。また、四国西部の道前平野～松山平野では、重力逆解析によって 19～26 度で北傾斜する構造が推定されている（Ohno et al., 1989）ほか、MT 探査によって地質境界断層と対応する低比抵抗帯が約 40 度北傾斜で深さ 20km まで達することが示されている（Ikeda et al., 2013）。さらに、豊後水道～別府湾でもエアガン海上音波探査が実施され、緩く北へ傾斜する構造が示されている（由佐ほか，1992；佐藤ほか，2001）。敷地前面海域の伊予灘においては、重力逆解析によって、地質境界断層としての中央構造線が緩く北へ傾斜する構造が推定されている（大野ほか，1994）。また、伊予灘ではエアガンを音源とする二船式海上音波探査及びヘリコプターによる航空重力探査結果の総合解析によって、中央構造線が地下十数 km まで約 30 度の北傾斜であることが示されている（田中ほか，2011）。

そこで、大野ほか(1994)による報告を踏まえ、反射法及び屈折法で得られた地下構造を用い、より深部の構造を重力逆解析

によって推定する手法によって、敷地前面海域における地質境界断層としての中央構造線の地下構造について検討した。

重力逆解析には、ヘリコプターによって海陸を連続観測した航空重力値を用いた。航空重力測線図を第 3.2.94 図に、重力逆解析断面位置を第 3.2.95 図に示す。

重力逆解析に際して、屈折法地震探査で得られた速度構造(第 3.2.56～58 図)で三波川変成岩類及び領家花こう岩類よりも上部の構造を固定し、焼きなまし法(Nagihara and Hall, 2001)によって重力の観測値と計算値がフィッティングする中央構造線の地下構造(深部断面形状)を求めた。重力逆解析の設定密度を第 3.2.11 表に、重力逆解析結果を第 3.2.96～98 図に示す。

第 3.2.96～98 図によると、領家花こう岩類と三波川変成岩類の境界面、すなわち地質境界断層としての中央構造線は、約 6 km 以深まで北へ 30～40 度傾斜する構造が推定される。

(3) 地質境界断層と震源断層の関係

近年、地質境界断層としての中央構造線と活断層としての中央構造線の関係については様々な議論がなされている。

例えば、四国東部では父尾断層^{ちちお}を横断する総合的な物理探査によって地質境界断層が深度 5 km 程度まで北に 30～40 度傾斜していることが示され、活断層が地質境界断層から分岐して地表近くで高角度化している可能性と、活断層が高角度北傾斜で三波川帯を切断する可能性が指摘されている(伊藤ほか, 1996)。

これに対して、岡田・杉戸(2006)は、伊藤ほか(1996)の反射断面において、地表で追跡される活断層(父尾断層)直下の解像

度があまりよくないことを指摘し、活断層と地質境界断層の関係は今後の重要な課題とした。

堤ほか(2007)は、地質境界断層とその北側を並走する活断層の幾何学的関係を明らかにすることを目的として、四国東部では父尾断層、四国中央部では石鎚断層、岡村断層を横断する反射法地震探査を行い、活断層は、その直下の地層面（北へ傾斜する地質境界断層）を大きく変位させているようには見えないことを示した。

一方で、中央構造線沿いの反射法地震探査で示される低角な不連続面は地質境界断層であり、力学的な境界（震源断層）は深いところまで高角に連続している可能性が高いとの見解も示されている(渡辺, 2005)。

このように、四国中東部において、地質境界断層としての中央構造線と活断層としての中央構造線の関係については未だ明確な結論に達していない。

四国北西部陸域では、少なくとも伊予断層の横ずれを示す断層線の平面形が起伏に関係なく直線状ないし緩やかな曲線を描いて雁行配列することから、活断層の傾斜が高角度であることが示唆されている(後藤, 1996)。また、伊予断層の傾斜について明確なデータは現時点で得られていないが、伊予断層が極めて直線性が良いことを考慮すると、伊予断層は高角度の断層であると考えるのが妥当との見解が示されている(池田ほか, 2005)。

敷地前面海域の断層群の断層傾斜角に関しては、敷地周辺の内陸地殻内地震の活動性が低く中小地震の震源の面的な配列が

認められないことを踏まえ、変動地形学的、地震学的及び地球物理学的な観点から検討する必要がある。

変動地形学的には、敷地前面海域の断層群の分布域において、南北でD層上面に顕著な標高差は認められず（第 3.2.38 図）、横ずれ断層変位に伴って形成された地溝やバルジが非常に直線的な配列を示すことから（第 3.2.39 図）、少なくとも地下浅部における活断層はほぼ鉛直であり、震源断層もほぼ鉛直である可能性が考えられる。

地震学的には、近年国内外で発生した横ずれ断層による主な地震では震源断層はいずれもほぼ鉛直であることが明らかにされているとともに、緩く傾斜する断層面を横ずれさせるような応力場は考えにくく、一般的に、横ずれ断層の震源断層面はほぼ鉛直であると考えられている。四国中東部や南西部（宇和海の南方）では横ずれ型の内陸地殻内地震が発生しており（第 3.2.99 図）、敷地周辺は横ずれが卓越する地域に属し敷地前面海域の断層群の東北東～西南西走向に対して最大主応力方向はほぼ東西方向と推定される。したがって、当該断層は横ずれの卓越する断層と推定され、震源断層はほぼ鉛直と考えられる。

地球物理学的には、反射法地震探査結果から、地質境界断層は北傾斜であることが示唆されるものの、幅を持って雁行配列する活断層はいずれも堆積層内で高角度であり、第 3.2.50～54 図に示すエアガン海上音波探査断面、さらには原子力安全基盤機構保有のエアガン海上音波探査断面を対象に、アトリビュート解析(Tanar et al., 1979)による断層傾斜角の検討を実施した結果によると（第 3.2.100～113 図）、三崎沖引張性ジョグや

串沖引張性ジョグを横断する断面においては、堆積層中にみられる高角度の活断層の下方で、北傾斜する地質境界断層が高角度の断層によって変位を受けている可能性を示唆する結果が得られた（第 3.2.101 図，第 3.2.106 図，第 3.2.112 図）。なお，反射法探査，屈折法探査の結果を基に重力逆解析を実施した結果，地質境界断層は 30～40 度で北傾斜しているものと評価され，震源断層が，北傾斜する地質境界断層と一致する可能性も考えられる。

(4) 評価

敷地前面海域の断層群は直線的なトレースを示す右横ずれ断層であり，変動地形学的な観点，地震学的な観点からは，震源断層はほぼ鉛直と評価される。なお，わずかに北落ちの正断層成分を有すると推定される。

反射法探査によると，幅を持って雁行配列する活断層はいずれも堆積層内で高角度である。地質境界断層は北傾斜であることが示唆されるものの，アトリビュート解析結果によると，三崎沖引張性ジョグや串沖引張性ジョグを横断する断面においては，堆積層中にみられる高角度の活断層の下方で，北傾斜する地質境界断層が高角度の断層によって変位を受けている可能性を示唆する結果が得られた。

なお，反射法探査，屈折法探査の結果を基に重力逆解析を実施した結果，地質境界断層は 30～40 度で北傾斜しているものと評価される。

以上，変動地形学的な観点，地震学的な観点，さらにはアトリビュート解析結果も含めた地球物理学的な観点から総合的に

評価すれば、北傾斜する地質境界断層が震源断層面である可能性も否定しきれないものの、震源断層面の傾斜角は鉛直と評価される。

3.2.4.4 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017)による知見

四国北西部の中央構造線断層帯の総合評価に関わる知見として、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011)による「中央構造線断層帯(金剛山地東縁ー伊予灘)の長期評価(一部改訂)について」(以下「第一版」という。)の改訂が行われ、平成29年12月に「中央構造線断層帯(金剛山地東縁ー由布院)の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017a)(以下「第二版」という。)として公表された。従来の評価や議論をより深めた内容であり、改訂のポイントは、「区間の追加」,「区間の再整理」,「活断層帯の全体像」とされている。

「区間の追加」は断層全長の変更に関わる内容であり、第二版では、第一版で評価した近畿地方の金剛山地の東縁から伊予灘に至る全長約360kmの区間に加えて、豊予海峡から大分平野を通過して由布岳^{ゆふだけ}付近に至る豊予海峡ー由布院区間まで中央構造線断層帯の西端を延長し、全長約444kmと評価している(第3.2.114図)。これは、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)において、従来から別府ー万年山断層帯の東端が中央構造線断層帯に連続している可能性があるとしていた点について、別府ー万年山断層帯のうち豊予海峡ー由布院区間が中央構造線断層帯の一部として見直されたものである。また、この見直しに伴い、従来の別府ー万年山断層帯が細分され、「万年山ー崩平山断層帯の長期評価(第

一版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017b) 及び「日出生断層帯の長期評価 (第一版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017c) として評価された。

「区間の再整理」は断層の活動区分の変更に関わる内容であり, 従来, 6つの区間に分割されていたものが, 第二版では, ①金剛山地東縁(長さ約 16km), ②五条谷(長さ約 29km), ③根来(長さ約 27km), ④紀淡海峡ー鳴門海峡(長さ約 42km), ⑤讃岐山脈南縁東部(長さ約 52km), ⑥讃岐山脈南縁西部(長さ約 82km), ⑦石鎚山脈北縁(長さ約 29km), ⑧石鎚山脈北縁西部(長さ約 41km), ⑨伊予灘(長さ約 88km), ⑩豊予海峡ー由布院(長さ約 61km) の 10 の区間に区分されている(第 3.2.114 図)。四国北西部における区分の変更点としては, 従来の石鎚山脈北縁西部ー伊予灘区間の石鎚山脈北縁西部区間と伊予灘区間への分割であるが, 両者の境界は「3.2.4.2 セグメント区分」において活動セグメントの境界とした重信引張性ジョグと対応する。

「活断層帯の全体像」は断層傾斜角の評価に関わる内容であり, 従来から地質境界断層としての中央構造線と活断層としての中央構造線の関係について様々な議論がなされてきたところ, 第二版では, 高角度と中角度の両論を併記した上で, 高角度の中央構造線断層帯と中央構造線との関係や中角である中央構造線が横ずれ卓越の運動を担えるかという点を踏まえ, 中角度の可能性が高いとしている。前者に関して, 第二版では, 高角である中央構造線断層帯が下方において中角である中央構造線を切断していることを示す事実は確認されていないとされているものの, 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科(2017)によ

れば、豊予海峡―由布院区間において、「3.2.4.3 断層傾斜角」で示したアトリビュート解析の結果と同様に、北傾斜する地質境界断層が高角度の断層によって変位を受けている可能性を示唆する見解が示されている。また、後者に関して、第二版では、中央構造線は数千万年間以上にわたって断層活動を行ってきたと推測され、断層の強度や摩擦係数等が他の断層より小さいと想像されるとしている。

なお、第二版における「佐田岬半島沿岸の中央構造線については現在までのところ探査がなされていない」、「三波川帯と領家帯上面の接合部以浅の中央構造線も活断層である可能性を考慮に入れておくことが必要」との記載を踏まえ、高橋ほか(2020)では、第3.2.35図及び第3.2.49図で測線を示した探査データに基づき、伊予灘中部では佐田岬半島沿岸の中央構造線（和泉層群と三波川変成岩類との境界）が活断層ではないことが報告されている。

3.3 敷地近傍の地質・地質構造

3.3.1 調査・検討内容

敷地近傍においては、不明瞭若しくは小規模な変動地形まで含めて地質及び地質構造を詳細に把握するため、敷地周辺の調査結果を踏まえ、敷地を中心とする半径約5 km内及び周辺地域において、既往文献調査、地形調査、地表地質調査、ボーリング調査、海底地形調査、海上音波探査、地球物理学的調査等の調査・検討を実施した。

地形に関しては、陸域では航空レーザー測量及び地形改変前の空中写真測量による1 mメッシュDEMデータを取得し、海域では沿岸部でナローマルチビームによる1 mメッシュDEMデータを取得する

とともに「海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ」(日本水路協会, 2008) を用いて海陸接合して敷地近傍の地形図を作成した。また, 1 m メッシュ DEM データや主に国土地理院で撮影された縮尺 2 万分の 1, 1 万分の 1 の空中写真及び同院発行の縮尺 2 万 5 千分の 1 及び 5 千分の 1 の地形図等を使用して敷地周辺調査と同じ判読基準(第 3.2.1 表)に基づく地形判読等の調査・検討を行い, 変動地形学的視点により変位地形・リニアメントの有無を確認した。

敷地近傍の地質, 地質構造に関しては, 陸域では 5 万分の 1 「土地分類基本調査図(八幡浜)」(永井・鹿島, 1972b), 「[新編] 日本の活断層」(活断層研究会編, 1991), 「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002) 及び 50 万分の 1 「活構造図, 高知」(佃ほか, 1982), 海域では「佐田岬半島北岸海域の地質構造」(緒方, 1975) 等の既往文献により, 敷地近傍の地質, 地質構造の概要を把握した。さらに, 陸域において, 地形調査に使用した空中写真, DEM データ及び地形図を使用して詳細な地質, 地質構造を把握するための地表地質調査を実施するとともに, 敷地内において深度約 2 km までのボーリング調査を実施した。一方, 海域においては, 海上音波探査を実施して他機関の音波探査記録と併せた総合的な検討を行ったほか, 屈折法地震探査等の地球物理学的調査を実施した。これらの調査・検討結果に基づいて, 敷地を中心とする半径約 5 km 内について, 原縮尺 2 万 5 千分の 1 の詳細な地質図, 地質断面図等を作成した。

3.3.2 調査・検討結果

敷地を中心とする半径約 5 km 内における地形, 地質及び地質構造は, 既往文献調査, 地形調査, 地表地質調査, ボーリング調査, 海

底地形調査，海上音波探査，地球物理学的調査等の結果によると以下のとおりである。

敷地近傍の地形図を第 3.3.1 図に，海上音波探査測線図を第 3.3.2 図に，変動地形図を第 3.3.3 図に，地質図を第 3.3.4 図に，敷地近傍の地質層序を第 3.3.1 表に示す。

3.3.2.1 敷地近傍の地形

伊方発電所は，伊予灘に面した佐田岬半島の付け根付近に位置する（第 3.3.1 図）。佐田岬半島は，東北東－西南西方向に伸びる長さ約 40km，幅 0.8～6 km の細長い半島であり，その海岸線は複雑に入り組んでいる。半島中央部には起伏の著しい標高約 300m の山地が連なり，その南側斜面は宇和海に，北側斜面は伊予灘に面する。

当該地域に発達する谷は，半島中央部の分水嶺を境に北流あるいは南流して伊予灘あるいは宇和海に達するため，一般にその谷長さは短い。ただし，伊方町湊浦^{みなとうら}～同川永田^{かわながた}～同九町^{くちょう}には周辺の谷と比較して大きな東北東－西南西方向の直線状谷が発達する。敷地近傍の北向斜面は一般に 20～30 度の勾配で傾斜し，海岸近くになるとやや傾斜を増して伊予灘に入る。

伊予灘の海底には，海岸から約 1 km 沖合いにかけてほぼ半島と平行な水深 60～70m の海底谷が潮流によって形成されており，その北方に水深 50～60m の平坦面が広がる。宇和海の海底面は，水深 10m 未満の平坦面，水深 10～50m の斜面，水深 50m 超の平坦面で特徴づけられる。

3.3.2.2 敷地近傍の地質

敷地近傍陸域には、三波川変成岩類が広く分布する（第 3.3.4 図）。第四系は中部～上部更新統の段丘堆積物、沖積層及び崖錐性堆積物からなる。

敷地近傍海域の地層は、敷地周辺海域の地層と同様に第 3.2.8 表に基づき、音波探査記録の解析から得られた不整合関係を含む記録パターンにより分類した。敷地近傍海域の地層は、下位から B 層、T 層、D 層及び A 層に分類される。なお、T 層は緒方(1975)による伊予灘層と対応し、海域の堆積層最下部として分布する。

(1) 三波川変成岩類

敷地の位置する佐田岬半島には三波川変成岩類が広く分布する。敷地近傍の三波川変成岩類は地表から深度数百 m では塩基性片岩、深度数百 m 以深では泥質片岩を主とし、珪質片岩及び砂質片岩を挟在する。

碎屑性ジルコンの年代測定によると本岩類の源岩は後期白亜紀の付加体であり、地層は四国中央部の三縄層に、変成度は緑泥石帯に相当する (Knittel et al., 2014)。

敷地は、本岩類中の塩基性片岩を基盤としている。敷地近傍海域の B 層が本岩類に相当する。なお、海域の B 層には和泉層群を含む。

(2) 段丘礫層

海成段丘が甲田^{こうだばえ}、海岬^{かいざき}、ウドノセ鼻、襖鼻^{ふすまはな}、伊方町高浦^{たかうら}といった瀬戸内海側に点在し、高位段丘群と中位段丘群に区分される。これらの段丘礫層の堆積年代は中期～後期更新世と推定され、敷地近傍海域の D 層が段丘礫層に相当する。

a. 高位段丘群

高位段丘群は、H1 面、H3 面の 2 面が確認され、標高は、約 90～110m(H1 面)、50～60m(H3 面)である。H1 面は伊方町高浦、甲田礫に、H3 面は襖鼻、高浦、甲田礫に分布する。

高位段丘群の段丘面は開析されて丸みを帯びた尾根状を呈し、堆積物は赤色風化した亜円～亜角のくさり礫からなる海成層である。高位段丘群は、分布と形態から関東の多摩面群に相当する。

b. 中位段丘群

中位段丘群は、M面が確認され、標高は約 30m である。M 面は海岬、ウドノセ鼻に分布する。

段丘面はあまり開析されておらず、丸みを帯びた台地状を呈する。また、堆積物は風化した亜円礫～亜角礫からなる海成層であり、高位段丘群の下位の段丘面を構成している。ウドノセ鼻の堆積物は阿蘇 4 火山灰(9～8.5 万年前)(町田・新井, 2011)を混在する風成層に覆われる。M面は開析度、標高、風化の程度から、最終間氷期(MIS 5)に形成された段丘面と推定され、関東の下末吉面に相当する。

(3) 沖積層

沖積層は、上記地層を不整合に覆って、海岸沿い及び現河川沿いに局所的に分布する。分布域は、敷地の位置するヒラ^{ばえ}礫の南方の他、伊方町湊浦～同川永田、伊方町九町、^{かめが いけ}亀ヶ池周辺である。敷地近傍海域の A 層が沖積層に相当する。

3. 3. 2. 3 敷地近傍の地質構造

敷地近傍陸域の表層地質は三波川変成岩類に属する塩基性片岩で特徴づけられ、厚さ数十～百 m の珪質片岩及び泥質片岩をレンズ状に挟在する。珪質片岩及び泥質片岩は敷地の南方から東方にかけて連続的にほぼ水平に分布し、一部の珪質片岩は紅れん石を含み赤色を呈している。また、地下深部には泥質片岩を主体とする地層が分布し、佐田岬半島に沿って開いた背斜構造を示すものの、敷地近傍の三次元的な地質構造はほぼ水平である(第 3.3.5 図)。

敷地近傍陸域における三波川変成岩類の片理面は、敷地東方では東北東－西南西～東西走向であり、敷地付近から西方では北西－南東走向となり、南へ緩く傾斜する。東北東－西南西～東西方向の背斜軸が敷地南方を通過し、泥質片岩を主とする地層の分布深度は地下約百 m 以深である。三波川変成岩類を覆って点在する各段丘面の標高はほぼ一定であり、これらの段丘面形成後の顕著な構造運動等は認められない(第 3.2.5 図)。

地形判読によると、敷地近傍陸域に変位地形・リニアメントは認められない(第 3.3.3 図)。なお、敷地近傍においては、「[新編]日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(中田・今泉編, 2002)及び「活構造図, 高知」(佃ほか, 1982)のいずれにも活断層, 推定活断層, リニアメントは示されていない。

海上音波探査記録によると、敷地近傍海域の地層は成層しており、断層は認められない(第 3.2.44 図, 第 3.2.85 図)。

以上、敷地近傍に後期更新世以降の断層運動を示唆する変位地形及び地質構造は認められない。

3.3.2.4 伊方発電所立地地点の地域性

伊方発電所において、最も影響の大きい活断層は敷地の沖合い約8 kmを通過する中央構造線断層帯であり、東北東－西南西走向で右横ずれの性状を示す（第3.2.88図）。敷地は活動度の高い中央構造線断層帯の南方に位置し、伊方発電所の敷地近傍（半径5 km）に活断層は分布しない。

野原ほか(2000)によると、活断層の検討から四国の中央構造線断層帯周辺域は歪み蓄積速度が特に大きい地域とされている。伊方発電所立地地点は歪み蓄積速度が相対的に大きいため、成熟度の高い活断層が発達しやすく、成熟度の低い活断層が存在し難い地域と評価される。

伊予灘における下部更新統上面（T層上面）には、中央構造線断層帯に属する敷地前面海域の断層群の右横ずれに伴う変形構造（地溝とバルジの直線的な配列）が明瞭に認められて成熟度の高い活断層であることを示し、中央構造線断層帯より南側には活断層による累積的な変形は認められない（第3.2.39図）。Wesnousky(1999)及び高橋・隈元(2006)の活断層進化モデルと対比すれば、中央構造線断層帯が成熟した活断層へ進化しているため周辺に別の活断層が発達しないと評価され、岡田・安藤(1979)によっても支持される。さらに、Stirling et al.(1996)及び石辺・島崎(2006)の検討によって、中央構造線の周辺域が中央構造線断層帯が成熟した活断層として挙動する地域に属することが支持され、伊方発電所立地地点は中央構造線断層帯が成熟した活断層として挙動する地域に属すると評価される。

ここで、敷地近傍には広く堅硬な塩基性片岩が分布し、ボーリング調査によって少なくとも深さ 2 km まで堅硬かつ緻密な結晶片岩が連続することを確認している。また、敷地は火山フロントから大きく南東に外れて第四紀火山と離隔があり、敷地近傍に火山岩の貫入は認められない。したがって、伊方発電所立地地点の地下構造は均質である。

以上より、伊方発電所立地地点は成熟度の高い活断層が発達しやすく、成熟度の低い活断層が存在し難い地域と評価される。その要因としては、歪み蓄積速度が相対的に大きいことのほか、均質な地下構造が考えられる。また、近接する中央構造線断層帯が成熟した活断層として挙動しているため、当該地域内に活断層が分布しないと評価される。

3.4 敷地の地質・地質構造

3.4.1 調査・検討内容

伊方発電所の敷地内において、地表地質調査、地表弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査、掘削面観察、深部ボーリング調査、地下水位調査等を実施しており、その結果に基づき、敷地の地質、地質構造について検討を実施した。地表弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査の位置を第 3.4.1 図に、深部ボーリング調査位置を第 3.4.2 図に示す。

3.4.1.1 地表地質調査

敷地内の地質、地質構造を把握するため、地表地質調査を実施した。また、既往文献調査、地形調査、地表弾性波探査、ボーリ

ング調査，試掘坑調査，掘削面観察等の調査，検討結果とあわせて原縮尺 5 千分の 1 の地質図を作成し，敷地の地質，地質構造の検討を行った。

3.4.1.2 地表弾性波探査

原子炉設置位置付近の地質，地質構造を把握するため，34 測線，総延長 14,600m の地表弾性波探査を実施した。探査では，地中発破による微震動（P 波）を測線上に設けた 5 m 間隔の測点で記録しており，その測定値から走時曲線を作成して地盤の伝播速度分布を把握した。

3.4.1.3 ボーリング調査

原子炉設置位置付近の地質，地質構造を把握するため，孔数約 150 孔，総掘進長約 7,900m のボーリング調査を実施した。採取したボーリングコアを観察して地質柱状図を作成するとともに，既往文献調査，地形調査，地表弾性波探査，ボーリング調査，試掘坑調査，掘削面観察等の調査・検討結果とあわせて原縮尺 5 千分の 1 の地質断面図を作成し，敷地の地質，地質構造の検討を行った。

3.4.1.4 試掘坑調査

ボーリング調査等によって得られた敷地の地質・地質構造を直接観察するため，試掘坑調査を実施した。この試掘坑内において，構成岩石及びその分布，断層の有無，片理面の走向・傾斜等を直接確認した。

3.4.1.5 掘削面観察

原子炉建屋の基礎岩盤の掘削面において、基礎地盤の構成岩種及びその分布、断層の有無、片理面の走向・傾斜等を直接確認した。

3.4.1.6 深部ボーリング調査

深部地震計（深度 2,000m, 500m, 160m, 5 m）の設置とともに地下深部までの地質及び地盤物性を把握するため、深部ボーリング調査を実施した。敷地の南西方において計 4 孔のボーリング孔を掘削し、連続的に採取した深度約 2,000m までのボーリングコアを観察して地質柱状図を作成した。また、深部ボーリング孔内での物理検層やオフセット VSP 探査を実施し、3 号炉心ボーリング孔内での物理検層とあわせて敷地の速度構造等について検討した。なお、オフセット VSP 探査の地表測線長は約 1.8km、発震は P 波で約 40m 間隔とし、受震は孔内（延長約 2 km）で 15m 間隔、地表（延長約 1.8km）で 10m 間隔とした。

3.4.1.7 地下水位調査

原子炉建屋南側山地の地下水位の状況を把握するため、ボーリング孔を利用して地下水位を測定した。

3.4.2 調査・検討結果

地表地質調査の結果得られた敷地及びその近傍の原縮尺 5 千分の 1 の地質図を第 3.4.3 図、地質断面図を第 3.4.4 図、地質層序を第

3.4.1 表に示す。敷地内における各種地質調査を総合した調査結果を以下に示す。

3.4.2.1 敷地の地形

敷地は四国の北西端に細長く突出した佐田岬半島の付け根付近に位置し、瀬戸内海の伊予灘に面している。

佐田岬半島は、東北東－西南西方向に伸びる長さ約 40km、幅 0.8～6 km の細長い半島であって、標高 300m 程度の分水嶺が通った山脈状の地勢を有し、起伏の多い丘陵状の傾斜地からなり、その南側斜面は宇和海に、北側斜面は伊予灘に達する。

敷地及びその近傍の地形も半島全体と同様に標高 200m 前後の尾根を背に小規模な沢が発達した地形である。敷地の斜面は一般に 20～30 度の勾配で北へ傾斜し、海岸近くになると傾斜を増して伊予灘に入る。

敷地の中央部には北西へ突き出た小半島(ヒラ箸)があり、この小半島上に原子炉が設置されている。

なお、地形調査によると、敷地内には後期更新世以降の断層活動を示唆する変位地形・リニアメントは認められない。

3.4.2.2 敷地の地質

敷地は三波川帯に位置している。敷地の地盤は三波川変成岩類のうち主に塩基性片岩からなり、珪質片岩及び泥質片岩の薄層を局所的に挟んでいる。これらの岩盤は海岸沿い及び道路等の切取面にほぼ連続して露出している。

敷地内の塩基性片岩は片理の発達があるものの、一般に剥離性

が弱く、塊状かつ堅硬である。また、本岩は暗緑色～淡緑色を呈し、緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、長石、石英及び方解石が主要鉱物である。

珪質片岩は厚さ数 cm～数十 cm で塩基性片岩中に薄層又はレンズ状に挟まれる。本岩は主に石英からなり、緑泥石、緑れん石、白雲母、赤鉄鉱等を伴い淡緑色～暗褐色を呈する。

泥質片岩は敷地南西部に局所的に分布し、厚さ数 m で塩基性片岩中に挟まれる。本岩は、暗緑色～淡緑色を呈する塩基性片岩と黒色を呈する泥質片岩が厚さ数 mm～数 cm ごとに細互層するもので、泥質片岩部では石英、斜長石、白雲母、方解石、石墨、緑れん石及び緑泥石が主要鉱物である。

これらの岩盤を被覆して、陸上部では崖錐堆積物、沖積層(海浜堆積物を含む)、海底には未固結の海底堆積物が分布している。

崖錐堆積物は基質に赤色土を持つものと黄褐色土を持つものとに区分される。前者の赤色土は敷地内の緩傾斜の尾根状部を中心に部分的に分布し、谷部には分布していない。この赤色土は 10R4～5/8 から 2.5YR4～5/8 の色調を示し、その分布形態、産状から、更新世の温暖期に風化・生成された古土壌と考えられる。

沖積層は、海岸沿いの谷の末端部に局所的に分布していたが、盛土によってその大部分が埋没している。

3.4.2.3 敷地の地質構造

敷地南方には地層の分布及び片理面の走向・傾斜から、ほぼ東西方向の背斜軸が推定される。また、緩やかな開いた褶曲構造も推定され、その褶曲軸は北西－南東方向であり、その延長は数百

m の小規模なものである。

原子炉設置位置付近に分布する塩基性片岩の片理面は一般に $N30^{\circ} \sim 40^{\circ} W$ の走向で南西方向へ $10 \sim 30$ 度緩やかに傾斜する(第 3.4.5 図)。また、片理面上の線構造は $N65^{\circ} \sim 75^{\circ} E$ の方向で、西へ $10 \sim 20$ 度プレンジしている。

深部ボーリング調査地点では、地表付近に埋立土や風化岩が薄く分布するものの深度約 50m で新鮮な岩盤となり、深度約 50m から深度約 2,000m まで堅硬かつ緻密な結晶片岩が連続する。敷地の地盤を構成する塩基性片岩の下位に三波川変成岩類のうち主に泥質片岩が分布し、塩基性片岩、珪質片岩、砂質片岩等の薄層を挟む(第 3.4.6 図)。地表部の塩基性片岩を主体とする地層とその下位の泥質片岩を主体とする地層の境界面は緩く北へ傾斜していると推定され、3号炉心では深度約 350m 以深が泥質片岩主体である。なお、深部ボーリング調査で検出したブレイクアウトの方位から(第 3.4.7 図)、敷地付近の最大主応力の方向はほぼ東西方向($N85^{\circ} E$)と評価される。

敷地及びその近傍には小規模な断層が観察される。これらの断層の破碎幅はほとんどが 10cm 未満で、大部分が固結して軟質部を含まず、石英脈、方解石脈を伴うことが多く、顕著な破碎は認められない。また、断層の走向・傾斜には卓越方向が認められず、断層の上・下盤に片理のひきずりが認められるなど地下深所の破壊様式を示している。

敷地内で比較的破碎幅が大きく連続性がある断層として、F a - 1 断層～F a - 5 断層、f 1 断層～f 4 断層、S₁断層、S₃断層が分布する(第 3.4.8 図、第 3.4.2 表)。これらのうち、F a

－ 1 断層～ F a － 5 断層及び f 4 断層は耐震設計上の重要度分類 S クラスの機器（使用済燃料乾式貯蔵容器（以下「乾式貯蔵容器」という。）を除く）及び系統を支持する建物及び構築物（以下「耐震重要施設」という。）付近に分布する。また， f 1 断層～ f 3 断層は常設耐震重要重大事故防止設備及び常設重大事故緩和設備が設置される重大事故等対処施設（以下「常設重大事故等対処施設」という。）付近に分布する。 S₁断層， S₃断層はその付近に 3 号炉申請に係る重要設備がないことから，その変位が施設に影響を及ぼすものではなく，「3.3 敷地近傍の地質・地質構造」より震源として考慮する活断層とも対応しない。ここで，肉眼観察，物理試験，針貫入試験の結果として岩石相当の物性を有して粘土状の軟質部を含まないと判断できる断層を岩石化した断層，それ以外の断層を軟質部を含む断層と定義する。後者に該当する F a － 2 断層， F a － 3 断層， F a － 5 断層については，「3.5 原子炉施設（特定重大事故等対処施設及び使用済燃料乾式貯蔵施設を除く）設置位置付近の地質・地質構造及び地盤」にて詳述する。

F a － 1 断層の走向・傾斜は N 5°～22°E/67°～82°SE であり，破碎幅は 3 ～10cm で最大 10 cm の方解石脈を介在しており，断層内物質が岩石に相当するほど硬く粘土状の軟質部が認められない。また，物理試験，針貫入試験の結果として岩石相当の物性を有することから（第 3.4.3 表）， F a － 1 断層は岩石化した断層である。研磨片観察及び薄片観察によると，主せん断面と対応する幅数 mm の細粒部において明瞭なせん断面は認められない（第 3.4.9 図）。また，せん断方向に緑泥石（スメクタイトとの混合層

を伴う)が脈状に成長しており、その後脆性破壊を受けていない。
F a - 1 断層は地下深部における脆性破壊で形成されたカタクレーサイトである。

F a - 4 断層の走向・傾斜は $N43^{\circ} E/78^{\circ} \sim 90^{\circ} SE$ であり、破碎幅は 1.5～4 cm で断層内物質が岩石に相当するほど硬く粘土状の軟質部が認められない。また、物理試験、針貫入試験の結果として岩石相当の物性を有することから(第 3.4.3 表)、F a - 4 断層は岩石化した断層である。研磨片観察及び薄片観察によると、主せん断面と対応する幅数 mm の細粒部において明瞭なせん断面は認められない(第 3.4.10 図)。また、細粒部を横断する方向に変質鉱物脈が成長しており、その後脆性破壊を受けておらず、弱破碎部中に方解石脈の塑性変形が認められる。F a - 4 断層は地下深部における脆性破壊で形成されたカタクレーサイトで一部塑性変形を伴う。

f 1 断層の走向・傾斜は $N40^{\circ} \sim 54^{\circ} E/54^{\circ} \sim 77^{\circ} N$ で場所によって大きく変化し、破碎幅は 2～10cm で断層内物質が岩石に相当するほど硬く粘土状の軟質部が認められない。また、物理試験、針貫入試験の結果として岩石相当の物性を有することから(第 3.4.3 表)、f 1 断層は岩石化した断層である。研磨片観察によると周辺の母岩と密着して一体の岩石となっている(第 3.4.11 図)。研磨片観察及び薄片観察において、断層運動の繰り返しにより形成される細粒部は認められず、最も破碎の進んだ強破碎部と対応する片理のひきずりを確認できることから f 1 断層は地下深部における脆性破壊で形成されたカタクレーサイトで一部塑性変形を伴う。

f 2 断層の走向・傾斜は $N45^{\circ} E/39^{\circ} SE$ であり、破碎幅は 5 ～ 10cm で断層内物質が岩石に相当するほど硬く粘土状の軟質部が認められない。また、物理試験、針貫入試験の結果として岩石相当の物性を有することから(第 3.4.3 表)、f 2 断層は岩石化した断層である。研磨片観察によると周辺の母岩と密着して一体の岩石となっており、破碎部において方解石脈の塑性変形が認められる(第 3.4.12 図)。薄片観察によると、主せん断面と対応する幅数 mm 程度の細粒部と接する弱破碎部中に片理の引きずりが認められ、地下深部での断層運動を示す(第 3.4.13 図)。また、せん断方向を横断する方向に緑泥石(スメクタイトとの混合層を伴う)が脈状に成長しており、その後脆性破壊を受けていない。f 2 断層は地下深部における脆性破壊で形成されたカタクレーサイトで一部塑性変形を伴う。

f 3 断層の走向・傾斜は $N36^{\circ} E/58^{\circ} NW$ であり、破碎幅は 5 ～ 20cm で断層内物質が岩石に相当するほど硬く粘土状の軟質部が認められない。また、物理試験、針貫入試験の結果として岩石相当の物性を有することから(第 3.4.3 表)、f 3 断層は岩石化した断層である。研磨片観察によると周辺の母岩と密着して一体の岩石となっており、せん断面沿いに方解石脈が成長して地表付近での破断を受けていない(第 3.4.14 図)。薄片観察によると、主せん断面と対応する幅数 mm 程度の細粒部を切断する小せん断面中に方解石脈が成長し、脆性破壊を受けておらず、研磨片においてその小せん断面が連続しないことを確認できる(第 3.4.15 図)。また、せん断方向を横断する方向に緑泥石(スメクタイトとの混合層を伴う)が脈状に成長しており、その後脆性破壊を受けてい

ない。f 3 断層は地下深部における脆性破壊で形成されたカタクレーサイトである。

f 4 断層の走向・傾斜は N56° E/65° NW であり，破砕幅は 5 ～ 10cm で断層内物質が岩石に相当するほど硬く粘土状の軟質部が認められない。また，物理試験，針貫入試験の結果として岩石相当の物性を有することから(第 3.4.3 表)，f 4 断層は岩石化した断層である。研磨片観察によると周辺の母岩と密着して一体の岩石となっている(第 3.4.16 図)。薄片観察によると主せん断面と対応する幅数 mm 程度の細粒部を切断する小せん断面が認められ，研磨片においてその小せん断面が連続しないことを確認できる(第 3.4.17 図)。また，弱破砕部中に片理のひきずりが認められるとともに，せん断面を横断する方向に緑泥石(スメクタイトとの混合層を伴う)が脈状に成長しており，その後脆性破壊を受けていない。f 4 断層は地下深部における脆性破壊で形成されたカタクレーサイトで一部塑性変形を伴う。

以上のように，F a - 1 断層，F a - 4 断層，f 1 断層～f 4 断層は，肉眼観察，物理試験，針貫入試験の結果として，断層内物質が岩石相当の物性で断層ガウジあるいは断層角礫との区別が困難な粘土状の軟質部を含まない岩石化した断層と判断できる。これらは断層内物質が周辺の母岩と密着して一体の岩石となっており，地下深部の封圧・温度で基質と岩片が固結したカタクレーサイトが地表付近に位置して以降の破断を受けていない断層である。また，研磨片観察及び薄片観察によると地下深部で活動して以降に地表付近での脆性破壊を受けていないことから，いずれも地下深部で形成されたカタクレーサイトである。したがっ

て、これらの断層は、古い時代に地下深部で生成した断層が地表付近に位置して以降の新しい時代には活動しておらず、将来活動する可能性のある断層等には該当しない。

3.4.2.4 敷地の速度構造

地表弾性波探査の結果から、敷地内の P 波の伝播速度は次のような 4 層に区分され、ボーリング結果等を参考にした各速度層の地質概要は以下のとおりである。

第 1 速度層 (0.25～0.5km/s)：表土、埋立土等の未固結層

第 2 速度層 (0.8～1.6km/s)：固く締まった未固結層，強風化岩

第 3 速度層 (2.0～2.7km/s)：弱風化岩

第 4 速度層 (4.0～5.8km/s)：新鮮な基盤岩

原子炉設置位置付近の地盤は、埋立土である第 1 速度層が 8 m ～12m の厚さで分布し、第 2 速度層は 3 m ～8 m と薄くなっている。第 3 速度層は 10m～14m の厚さで分布し、その下位は 5.0km/s 以上の第 4 速度層であり、原子炉建屋基礎岩盤はこの第 4 速度層で構成されている。速度断面図を第 3.4.18 図に示す。

深部ボーリング孔内での物理検層結果を第 3.4.19 図に示す。P S 検層（ダウンホール法）による地盤の P 波速度は深度 50～620m で 4.6～5.0km/s，620～1,280m で 5.2km/s，1,280～2,000m で 5.5km/s，S 波速度は深度 50～620m で 2.2～2.6km/s，620～1,280m で 3.0km/s，1,280～2,000m で 3.3km/s と深度方向に漸増し、P S 検層（サスペンション法）による速度値もほぼ同等である。密度検層による地盤の密度は、深度 50～2,000m で 2.7～3.0g/cm³を示し、岩種に応じて変化するものの、深度方向への大

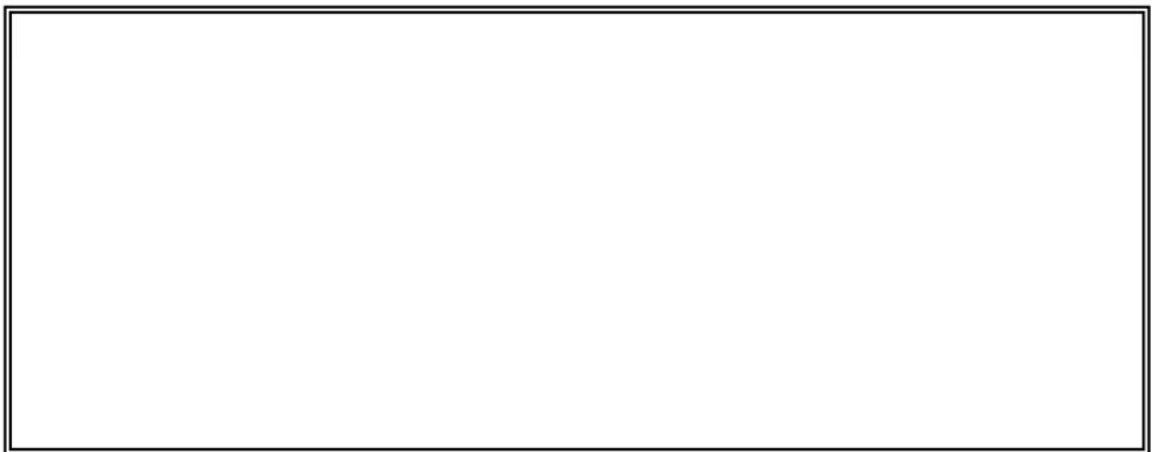
局的な増減傾向は認められない。

3号炉心ボーリング孔内でのP S検層結果によると、地下数百mまで、P波速度は約5.5km/s、S波速度は約2.7km/sである（第3.4.20図）。深部ボーリング地点から3号炉心を結ぶ測線でのオフセットVSP探査断面図によると、地下深部までほぼ水平な反射面が連続し、大規模な断層を示唆する不連続、地震動の特異な増幅の要因となる低速度域及び褶曲構造は認められない（第3.4.21図、第3.4.22図）。伊方発電所の速度構造は水平成層かつ均質と評価される。

3.4.2.5 敷地の地下水位

原子炉建屋南側山地の地下水位調査の結果は、第3.4.23図に示すとおりである。

3.5 原子炉施設（特定重大事故等対処施設及び使用済燃料乾式貯蔵施設を除く）設置位置付近の地質・地質構造及び地盤



「3.9 使用済燃料乾式貯蔵施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤」には、使用済燃料乾式貯蔵施設の地質・地質構造及び地盤について記載する。