

3. 地盤

3.1 地質調査の経緯

島根原子力発電所の地質については、1～3号炉の建設時点等で調査を実施し、本敷地が原子力発電所の適地であることを確認している。

3.1.1 敷地周辺の調査

敷地周辺の地質・地質構造を把握するため、陸域（宍道湖及び中海を含む）については、まず文献調査を行い、変動地形学的視点に基づいた地形調査、地表地質踏査、必要に応じてトレンチ調査等を実施した。

また、海域については、文献調査、海上音波探査等を実施した。

3.1.2 敷地近傍の調査

敷地近傍の地質・地質構造を把握するため、敷地近傍について文献調査、変動地形学的視点に基づいた地形調査、地表地質踏査、地球物理学的調査（反射法地震探査等）、ボーリング調査、トレンチ調査等を実施した。

3.1.3 敷地の調査

敷地の地質・地質構造を把握するため、敷地付近及び敷地全般について、変動地形学的視点に基づいた地形調査及び地表地質踏査を行うとともに、地表からの弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査等を実施した。

3.1.4 原子炉設置位置付近の調査

原子炉設置位置付近の基礎地盤性状及び原子炉施設の設計、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、基礎地盤の強度、変形特性等を把握するため、試掘坑内において岩盤試験を実施するとともに、基礎地盤を構成する岩石の物理的・力学的特性を把握するため、ボーリングコア及び試掘坑から採取した供試体による岩石試験を実施した。以上の調査・試験の結果から、基礎地盤は原子炉

施設の設置に十分適した条件を有するものであることを確認した。

3.2 敷地周辺の地質・地質構造

3.2.1 調査内容

3.2.1.1 文献調査

敷地周辺陸域の地質・地質構造に関する主要な文献としては、地質調査所発行の鹿野・吉田（1985）5万分の1地質図幅「境港」⁽¹⁾、鹿野・中野（1985）「美保関」⁽²⁾、鹿野・中野（1986）「恵曇」⁽³⁾、鹿野ほか（1989）「大社」⁽⁴⁾、鹿野ほか（1991）「今市」⁽⁵⁾及び鹿野ほか（1994）「松江」⁽⁶⁾、地質調査所発行の坂本・山田（1982）20万分の1地質図「松江及び大社」⁽⁷⁾、鹿野ほか（1988）「浜田」⁽⁸⁾及び寺岡ほか（1996）「高梁」⁽⁹⁾、地質調査所発行の佃ほか（1985）50万分の1活構造図「岡山」⁽¹⁰⁾、新編島根県地質図編集委員会（1997）「新編 島根県地質図」⁽¹¹⁾、活断層研究会編（1980）「日本の活断層」⁽¹²⁾、活断層研究会編（1991）「[新編]日本の活断層」⁽¹³⁾、中田・今泉編（2002）「活断層詳細デジタルマップ」⁽¹⁴⁾、三梨・徳岡編（1988）「中海・宍道湖－地形・底質・自然史アトラス」⁽¹⁵⁾、徳岡・高安編（1992）「中海北部（本庄工区）アトラス」⁽¹⁶⁾等があり、これらの地質図等により、敷地周辺陸域の地質概要を把握するとともに、地質・地質構造についても詳細な調査を実施した。

また、周辺海域の地質・地質構造に関する主要な文献としては、地質調査所発行の本座ほか（1979）「日本海南部および対馬海峡周辺広域海底地質図」⁽¹⁷⁾、玉木ほか（1981）「日本海中部海域広域海底地質図」⁽¹⁸⁾、玉木ほか（1982）「隠岐海峡海底地質図」⁽¹⁹⁾及び山本ほか（1989）「鳥取沖海底地質図」⁽²⁰⁾、地質調査所編の脇田ほか（1992）「日本地質構造図日本地質アトラス（第2版）」（以下、「日本地質アトラス（第2版）」という。）⁽²¹⁾、海上保安庁水路部発行の海底地質構造図「鳥取沖」（1976）⁽²²⁾、「隠岐海峡」（1978a）⁽²³⁾、「日御崎沖」（1978b）⁽²⁴⁾及び「島後堆」（1980）⁽²⁵⁾、並びに海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「隠岐北部」（1987）⁽²⁶⁾、「隠岐南部」（1990）⁽²⁷⁾、「赤崎」（1991a）⁽²⁸⁾、「日御崎」（1991b）⁽²⁹⁾、「美保関」（1992a）⁽³⁰⁾、「鳥取」（1992b）⁽³¹⁾、「大社」（1993a）⁽³²⁾、「余部埼」（1993b）

⁽³³⁾, 「江津」(1995a)⁽³⁴⁾, 「須佐」(1995b)⁽³⁵⁾ 及び「浜田」(1996)⁽³⁶⁾, 活断層研究会編(1991)「[新編]日本の活断層」, 徳山ほか(2001)「日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史」⁽³⁷⁾ 等があり, これらの地質図等により, 海域の地質概要を把握するとともに, 海底地質・地質構造についても詳細な調査を実施した。

3.2.1.2 広域地質構造調査

(1) 敷地周辺陸域

文献調査の結果を踏まえて, 敷地を中心とする半径約30kmの範囲の陸域において, 地形調査, 地球物理学的調査及び地質・地質構造調査を実施した。

地形調査としては, 主に国土地理院で撮影された縮尺2万分の1及び8千分の1の空中写真, 米軍で撮影された縮尺1万分の1の空中写真, 並びに国土地理院発行の縮尺5万分の1及び2万5千分の1の地形図に加えて航空レーザー測量による高精度の2千5百分の1の等高線図を使用して行った。地形判読に当たっては, 敷地周辺陸域の地質・地質構造を考慮した変動地形学的視点により変動地形の可能性のある地形(以下, 「変位地形・リニアメント」という。)を抽出した。

地球物理学的調査としては, 重力異常及び微小地震分布に関する調査を実施した。関連する文献としては, 地質調査総合センター(2004)⁽³⁸⁾, 気象庁地震カタログ⁽³⁹⁾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, 変位地形・リニアメントとの関連について検討した。

地質・地質構造調査としては, 地形調査に使用した空中写真, 地形図等を用いて変位地形・リニアメントを対象に地表地質踏査を実施するとともに, これまでに実施した地表地質踏査結果等も踏まえて地質・地質構造の検討を行った。また, 汽水域である宍道湖及び中海についてこれまでに音波探査等を実施し, 三梨・徳岡編(1988)及び徳岡・高安編(1992)

の音波探査記録とともに検討を行った。

これらの調査結果に基づいて、原縮尺20万分の1の敷地周辺陸域の地質図、地質断面図、変位地形・リニアメント分布図等を作成した。

(2) 敷地周辺海域

敷地周辺の海域については、海底の地形、地質・地質構造に関する資料を得るため、敷地を中心として沿岸方向約100km、その沖合方向約60kmの範囲の海域（以下「敷地前面海域」という。）について、音波探査を実施し、海上保安庁水路部等で実施した音波探査記録とともに、解析・検討した。

音波探査は放電式音波探査法等であり、探査した測線は沿岸方向及び沖合方向にそれぞれ約2km～約4km間隔の86測線で総延長約2,250kmである。また、2007年に実施した音波探査はジオパルス・マルチチャンネル方式及びウォーターガン・マルチチャンネル方式による調査であり、ジオパルス・マルチチャンネル方式による調査は11測線で、ウォーターガン・マルチチャンネル方式による調査は17測線で実施し、総延長は約286kmである。

さらに、2010年に実施した音波探査はウォーターガン・マルチチャンネル方式及びブーマー・マルチチャンネル方式による調査であり、ウォーターガン・マルチチャンネル方式による調査は16測線で、ブーマー・マルチチャンネル方式による調査は4測線で実施し、総延長は約172kmである。

音波探査記録の解析結果に基づいて、縮尺20万分の1の敷地前面海域の海底地形図、海底地質図及び海底地質断面図を作成した。

さらに、敷地を中心とする半径約150kmの範囲のうち敷地前面海域を除く範囲（以下「敷地周辺海域」という。）については、日本地質アトラス（第2版）等に図示されている断層について、一部海域において音波探査を実施し、海上保安庁水路部等で実施した音波探査記録について解析を行い、断層の性状等について検討した。

3.2.2 陸域の調査結果

敷地を中心とする半径約30kmの範囲及びその周辺陸域における地形、地質・地質構造は、文献調査、地形調査、地表地質踏査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

敷地周辺陸域の地形図を第3.2-1図に示す。

敷地周辺陸域は島根県の北東部に位置し、北側は日本海に面し、南側は中国山地の北縁部に接している。敷地周辺陸域の地形は、その特徴から、島根半島主部、大社山塊、宍道湖・中海低地帯及び宍道湖南方地域に大別される。敷地は島根半島主部のほぼ中央部の日本海沿岸に位置する。

(1) 島根半島主部

島根半島主部は、宍道湖及び中海の北方に位置し、大社山塊を除く東西に約60km、幅約6km（松江市北方では幅約12km）の地域である。

島根半島主部は、ほぼ中央部を横断する佐陀川沿いの低地を境に、その東部と西部の2つの地域に区分される。このうち、佐陀川以東の地域では、松江市北方の三坂山（標高536m）を最高地点として、東方の美保関町の高尾山（標高328m）にかけて、標高200m～500m前後の東西に延びる狭長な山地が連なっている。一方、佐陀川以西の地域では、西方へ朝日山（標高342m）、大船山（標高327m）を経て、十六島湾東方の峰（標高415m）へと連なる狭長な山地を形成している。敷地周辺陸域の切峰面図（第3.2-2図）によると、島根半島主部の山地は佐陀川以東の地域では、南側がやや急で北側が緩い傾斜を呈するのに対し、佐陀川以西の地域では、南側が緩く北側が急な傾斜を呈している。

(2) 大社山塊

大社山塊は、出雲市北方の鼻高山（標高536m）を中心とする東西約16km、南北約6kmの独立した山塊である。分水界がやや南に偏っているため、出雲平野に面する南斜面は比較的急な勾配を呈しているのに対し、

大社山塊の北斜面は比較的緩やかで、日本海側の十六島湾から出雲市平田町に抜ける丘陵地を境に、島根半島主部と区分される。

(3) 宍道湖・中海低地帯

宍道湖・中海低地帯は、西から出雲平野、宍道湖、松江平野、中海及び弓ヶ浜に至る幅約5km～約10km、延長約50kmの低地帯である。この低地帯では、神戸川、斐伊川、飯梨川、日野川等の河川による土砂の供給が、平野や湖の形成に関わってきた。低地帯周辺には、何段かの段丘が存在するが、その発達の程度は良くない。低地帯東端の弓ヶ浜は、美保湾の湾口を埋積した砂州である。また、宍道湖と中海の間には、和久羅山（標高262m）及び嵩山（標高298m）があり、独立した山体をなしている。また、中海の大根島及び江島は、なだらかな地形をなしている。

(4) 宍道湖南方地域

宍道湖南方地域は、中国山地の北縁部に位置する。宍道湖南方地域には、標高100m～600m程度のなだらかな山地が広がっており、小起伏の尾根が東北東～西南西ないし北東～南西方向に連なっている。本地域内の南部には、天狗山（標高610m）がある。

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の範囲における陸域の地質層序表及び地層対比表を第3.2-1表及び第3.2-2表に、並びに敷地周辺陸域の地質図を第3.2-3図に、地質断面図を第3.2-4図に示す。また、宍道湖及び中海の音波探査測線図を第3.2-5図に、地質図を第3.2-6図に、地質断面図を第3.2-7図及び第3.2-8図に、音波探査記録を第3.2-9図及び第3.2-10図に示す。

島根半島主部及び大社山塊には、新第三紀中新世の堆積岩類及び火山岩類が広く分布する。これらの新第三系は褶曲し、大局的には東北東～西南西方向に連続する。

宍道湖・中海低地帯には、第四系の沖積低地堆積物が広く分布しており、

出雲平野や弓ヶ浜等には砂丘堆積物が、また、宍道湖及び中海の南岸沿いを中心に、段丘堆積物が分布する。宍道湖及び中海の湖底下では、第四系に覆われて新第三系が広く分布する。宍道湖・中海低地帯のやや東寄りに突出した和久羅山及び嵩山は、新第三紀中新世の末期に噴出した和久羅山安山岩から成り、中海の大根島及び江島は、第四紀更新世に噴出した大根島玄武岩から成る。

宍道湖南方地域には、白亜紀に形成された白亜紀後期火山岩類と古第三紀に貫入した花崗岩類が広く分布する。これらの先新第三系がなす地形的高まりの両側部、すなわち、出雲市南方及び松江市南西方では、新第三系が南方へ湾状に入り込むような分布を示す。この他、宍道湖南方地域には、白亜紀後期より古い時代の上意東及び鳥屋郷変成岩、第四紀前期更新世に噴出した野呂玄武岩及び第四紀後期更新世に堆積した古期扇状地堆積物が小規模に分布する。

3.2.2.3 敷地周辺陸域の地質系統

(1) 先新第三系

宍道湖南方地域の先新第三系は、白亜紀後期より古い時代の上意東及び鳥屋郷変成岩、白亜紀後期火山岩類及び古第三紀に貫入した花崗岩類で構成される。上意東及び鳥屋郷変成岩は、堆積岩起源の接触変成岩である。白亜紀後期火山岩類は、酸性火山岩を主としており、花崗岩類に貫かれている。

島根半島主部及び大社山塊には、先新第三系の露出は知られていないが、島根県地質図説明書編集委員会（1985）⁽⁴⁰⁾によると、松江市嫁島温泉の掘削井で花崗閃緑岩を確認しており、少なくとも宍道湖の地下では花崗岩類が伏在しているものと推定される。

a. 上意東及び鳥屋郷変成岩

上意東及び鳥屋郷変成岩は、東出雲町上意東と松江市八雲町鳥屋郷東方の極めて小範囲に分布する。東出雲町上意東では、白亜紀後期火

山岩類に、松江市八雲町鳥屋郷では新第三系中新統の波多層にそれぞれ不整合に覆われる。

本変成岩は、主に凝灰質泥岩、砂岩等の堆積岩を原岩とするホルンフェルスから成る。

鹿野ほか（1994）によると、白亜紀後期火山岩類中に本変成岩起源の礫が含まれていることから、本変成岩の形成時代は少なくとも白亜紀後期よりも古い時代とされている。

b. 白亜紀後期火山岩類

白亜紀後期火山岩類は、出雲市上島町周辺、雲南市大東町塩田付近、
松江市八雲町熊野から東出雲町上意東にかけての地域等に分布する。
本火山岩類は、八雲火山岩類（鹿野ほか、1994）及び上島火山岩類（鹿野ほか、1991）に相当し、上意東及び鳥屋郷変成岩を不整合に覆い、花崗岩類に貫かれ新第三系に不整合に覆われる。

本火山岩類は主に流紋岩—デイサイト質火碎岩、流紋岩溶岩等から成る。

鹿野ほか（1991）及び鹿野ほか（1994）によると、花崗岩類との貫入関係から本火山岩類の形成年代は、白亜紀後期とされている。

c. 花崗岩類

花崗岩類は、宍道湖南方地域に広く分布する。本岩類は、上意東及び鳥屋郷変成岩と白亜紀後期火山岩類を貫き、新第三系に不整合に覆われる。

本岩類は、主に花崗岩と花崗閃綠岩から成る。

鹿野ほか（1994）によると、本岩類は、K—A r 放射年代値により、古第三紀に貫入したものとされており、これら年代値と貫入関係から大東花崗閃綠岩、鶴^{ひよどり}花崗岩、布部花崗岩及び下久野花崗岩の各岩体に区分されている。

(2) 新第三系

新第三系は、中新世に形成された堆積岩類及び火山岩類から成る。こ

これらの地層は宍道湖・中海低地帯を挟んで北側と南側に分かれて分布することから、両地域で異なった地質層序がたてられている。島根半島主部及び大社山塊の新第三系は、下位から古浦層、成相寺層、牛切層、古江層、松江層及び和久羅山安山岩に、宍道湖南方地域の新第三系は、下位から、波多層、川合層、久利層、大森層及び布志名層に区分される。鹿野ほか（1994）によると、生層序及び放射年代値を基に、古浦層は波多層に、成相寺層は川合層及び久利層に、牛切層は大森層に、古江層は布志名層にそれぞれ対比されている。宍道湖・中海低地帯の新第三系については、宍道湖では下位からVI_S層、V_S層、IV_S層及びIII_S層に、火山岩・貫入岩をVII_S層に区分し、中海では下位からVI_N層、V_N層、IV_N層及びIII_N層に、火山岩・貫入岩をVII_N層に区分している。音波探査、ボーリング調査等の結果、VI_S層及びVI_N層が古浦層、波多層、成相寺層、川合層及び久利層に、V_S層及びV_N層が牛切層及び大森層に、IV_S層及びIV_N層が古江層及び布志名層に、III_S層及びIII_N層が松江層に、VIII_S層が新第三紀の火山岩・貫入岩に、VIII_N層が新第三紀（一部に第四紀を含む。）の火山岩・貫入岩にそれぞれ対比される。

a. 古浦層及び波多層

古浦層は、鹿島町古浦西方の海岸沿い及び島根半島東部を中心として広く分布する。本層は島根半島に露出する新第三系の最下部をなし、下限は不明で、上位の成相寺層に整合に覆われる。

本層は泥岩、砂岩、礫岩、火山円礫岩、流紋岩質火碎岩、デイサイト質火碎岩及び安山岩質火碎岩を主体とする。本層の砂岩や泥岩からは、植物化石及び淡水棲貝化石を産する。

鹿野ほか（1991）によると、フィッショントラック年代値や台島型の植物化石を産出すること等から、本層は前期中新世の地層とされている。

波多層は、雲南省大東町中屋から南方にかけての地域、天狗山から京羅木山を経て安来市に至る地域等に分布する。本層は下位の先新第

三系を不整合に覆い、上位の川合層、久利層等に不整合に覆われる。

本層は安山岩質火碎岩を主体とし、安山岩溶岩、デイサイト質火碎岩等を挟む。

鹿野ほか（1994）によると、本層のデイサイト質火碎岩のフィッショ・トラック年代値として、約20Maが得られていることから、本層は前期中新世の地層とされている。

b. 成相寺層、川合層及び久利層

成相寺層は島根半島主部及び大社山塊に広く分布する。本層は、下位の古浦層を整合に覆い、上位の牛切層に整合に覆われる。

本層は、泥岩、流紋岩溶岩及び流紋岩質火碎岩を主体とし、島根半島東部ではしばしば安山岩溶岩、デイサイト質火碎岩及び安山岩質火碎岩を伴う。本層の泥岩はかなり硬質で、頁岩の岩相を呈する部分もある。

鹿野ほか（1994）によると、本層のフィッショ・トラック年代値や上部に産出する浮遊性有孔虫化石等から、本層は、20Ma～18Ma以降の地層であり、前期中新世から中期中新世の地層とされている。

川合層及び久利層は、出雲市南方から松江市玉湯町にかけての宍道湖南岸沿いの地域、雲南省大東町中湯石から東出雲町揖屋にかけての地域、安来市の東部等に分布する。川合層は、下位の波多層等を不整合に覆う。久利層は川合層と一部指交し、川合層を欠いて下位の波多層を覆うこともある。両層は上位の大森層等に不整合に覆われる。

川合層は砂岩、礫岩、安山岩溶岩、デイサイト質火碎岩等から成り、久利層は泥岩、流紋岩質火碎岩、流紋岩溶岩等から成る。

鹿野ほか（1994）によると、川合層下部の火山岩のK-Ar放射年代値が15Ma～19Maであることや、久利層のフィッショ・トラック年代値として14Ma～15Maを得ていることから、両層は、前期中新世から中期中新世の地層とされている。

c. 牛切層及び大森層

牛切層は、大社山塊の北部から十六島湾北部にかけての地域、松江市牛切から西持田町にかけての地域等に、成相寺層を取り巻くように分布する。本層は下位の成相寺層を整合に覆い、上位の古江層に整合に覆われる。

本層は砂岩・泥岩互層及び礫岩を主体とし、一部、安山岩質火砕岩、安山岩溶岩等を伴う。

鹿野ほか（1994）によると、本層に挟在する流紋岩質凝灰岩のフィッショーン・トラック年代値が約14Maであることや、本層から産出する浮遊性有孔虫化石等から、本層は中期中新世の地層とされている。

大森層は、宍道湖の南側にほぼ連続して帶状に分布するほか、松江市佐草町から南方の雲南市大東町付近にかけての地域等に分布する。本層は下位の久利層等を不整合に覆い、上位の布志名層に整合に覆われる。

本層は、安山岩溶岩を主体とし、砂岩、礫岩、デイサイト溶岩等を伴う。

鹿野ほか（1994）によると、本層の火山岩のK-Ar放射年代値が約14Ma～約16Maであることから、本層は中期中新世の地層とされている。

d. 古江層及び布志名層

古江層は、主に宍道湖の北岸に沿って広く分布する。本層は下位の牛切層を整合に覆い、上位の松江層に概ね整合に覆われる。

本層は主に泥岩及びシルト岩から成る。

鹿野ほか（1994）によると、本層から産出する浮遊性有孔虫化石から、本層は中期中新世の地層とされている。

布志名層は、主に宍道湖や中海の南岸沿いに帶状に分布する。本層は下位の大森層を整合に覆い、上位の松江層に概ね整合に覆われる。

本層は主に砂岩、シルト岩及び礫岩から成り、貝化石を多産する。

鹿野ほか（1994）によると、本層からまれに産出する浮遊性有孔虫化石から、本層は中期中新世の地層とされている。

e. 松江層

本層は、松江市街地周辺、島根半島北部の高渋山周辺、斐川町直江町付近等に分布する。本層は下位の古江層及び布志名層を概ね整合に覆う。

本層は主に砂岩、玄武岩溶岩及び玄武岩質火碎岩から成る。

鹿野ほか（1994）によると、本層の火山岩のK-Ar放射年代値が約11Ma～約12Maであることから、本層は中期中新世から後期中新世の地層とされている。

なお、本層のうち、島根半島北部の高渋山周辺に分布するものは、鹿野・吉田（1985）により高渋山層と新称されている。高渋山層の火山岩のK-Ar放射年代値として、約10Ma～約12Maの年代値が得られたことから、高渋山層は松江層とほぼ同時期の地層と判断される。

f. 和久羅山安山岩

和久羅山安山岩は、松江市東部の和久羅山及び嵩山を中心とした半径約3km～約5kmの地域に分布する。本安山岩は松江層を不整合に覆う。

本安山岩は主に安山岩溶岩から成り、和久羅山及び嵩山のドーム状の山体を構成する。

鹿野ほか（1994）によると、本安山岩のK-Ar放射年代値が約5Ma～約6Maと報告されていることから、本安山岩は後期中新世の末期に噴出したものとされている。

g. 貫入岩類

貫入岩類は、島根半島主部、大社山塊及び宍道湖南方地域の広い地域に、岩脈状ないし岩床状に分布する。

本岩類は宍道湖南方地域において先新第三系のみに貫入するものと、島根半島主部、大社山塊及び宍道湖南方地域において新第三系までに

貫入するものの2つに大別できる。前者は、石英斑岩、花崗斑岩等の酸性貫入岩が主であり、後者はドレライト、安山岩等の塩基性～中性貫入岩を主としている。

(3) 第四系

敷地周辺陸域に分布する第四系は、主として更新世の火山岩類、段丘堆積物及び古期扇状地堆積物、並びに完新世の砂丘堆積物及び沖積低地堆積物から成る。

宍道湖・中海低地帯の第四系については、宍道湖では下位から II_S層及び I_S層に、中海では下位から II_N層及び I_N層に、火山岩・貫入岩を VIII_N層及び VII_N層に区分している。音波探査及びボーリング調査の結果、II_S層及び II_N層が中期～後期更新世の段丘堆積物及び古期扇状地堆積物に、I_S層及び I_N層が完新世の砂丘堆積物及び沖積低地堆積物に、VII_N層が大根島玄武岩に、VIII_N層の一部が第四紀の火山岩・貫入岩にそれぞれ対比される。

a. 火山岩類

第四紀の火山岩類としては、野呂玄武岩と大根島玄武岩がある。

野呂玄武岩は、東出雲町野呂付近とその南方の京羅木山山頂に分布する。本玄武岩は布志名層等を不整合に覆う。

本玄武岩は玄武岩溶岩から成る。

鹿野ほか（1994）によると、本玄武岩のK-Ar放射年代値が約1 Maであることから、本玄武岩は前期更新世に噴出したものとされている。

大根島玄武岩は中海にある大根島及び江島に分布する。

本玄武岩は主に玄武岩溶岩から成る。

地表では本玄武岩と下位層との関係は不明であるが、後述する中海北部で実施した海上ボーリング調査結果によると、大山松江軽石層（約12万年前；地学団体研究会（1996）⁽⁴¹⁾、木村ほか（1999）⁽⁴²⁾）を挟む上部更新統の下位に本玄武岩が分布することを確認している。また、

沢田ほか（2006）⁽⁴³⁾によると、層厚70m以上に達する本玄武岩には火山活動の長い休止期を示すような古土壤は認められないことから、K-Ar放射年代値 0.19 ± 0.01 Maを本玄武岩の噴出年代とするのが妥当であるとされている。これらのことから、本玄武岩の噴出年代は、中期更新世の末期であると判断される。

b. 段丘堆積物及び古期扇状地堆積物

段丘堆積物は、宍道湖・中海低地帯の沿岸や宍道湖南方地域の比較的規模の大きい河川沿いに分布する。

段丘堆積物は礫、砂及びシルト～粘土から成る。

島根半島では段丘地形の発達が悪く、段丘堆積物の分布は極めて断片的であるが、宍道湖・中海低地帯の南岸沿いでは、何段かの段丘面を形成する。これらの段丘面については、地形調査結果、地表地質踏査結果等により、高位のものから、高位面、中位面及び低位面に区分した。さらに、高位面は4面に、中位面は2面に、低位面は3面に細分される。敷地周辺陸域の段丘面分布図を第3.2-11図に示す。

高位段丘堆積物は、出雲市山廻一帯、松江市乃白から松江市大庭町、松江市上乃木町付近、松江市福原町付近等に分布し、現河床面から比高差15m～50m程度の開析された段丘面を形成する。堆積物の上部には顕著な赤色土壤化がみられ、礫の一部はくさり礫化している。厚さ約1m以上の風成ロームを介して大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層（約10万年前；地学団体研究会（1996）、木村ほか（1999））に覆われる。これらのことから、高位面群は中期更新世に形成された段丘面であると考えられる。なお、高位面群は、大西（1979）⁽⁴⁴⁾の山廻層、乃白層及び乃木層に相当する。

中位Ⅰ面段丘堆積物及び中位Ⅱ面段丘堆積物は、宍道湖南岸沿いや宍道湖南方地域の比較的規模の大きい河川沿いに断片的に分布する。宍道湖南岸沿いでは、前者が現河床面からの比高差約10m～約15m、後者が約5m～約10mの段丘面を形成する。中位Ⅰ面段丘堆積物を覆う風

成ロームの下部には、大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層が挟まれ、中位Ⅱ面段丘堆積物は堆積物最上部若しくは堆積物を覆う風成ロームの最下部に、三瓶木次軽石層が挟まれる。これらのことから、中位Ⅰ面は中期更新世末～後期更新世初頭に、中位Ⅱ面は後期更新世前期に形成された段丘面であると考えられる。

低位面段丘堆積物は、宍道湖南方地域の斐伊川、赤川等の中流域に現河床面から比高差10m前後の河成段丘面を形成する。鹿野ほか(1994)によると、低位面段丘堆積物は後期更新世末期の堆積物とされているものであり、低位面は後期更新世末期に形成された段丘面であると考えられる。

古期扇状地堆積物は、宍道湖南方地域等に分布する。鹿野ほか(1991)は、本堆積物を覆う風成ロームの下部に大山松江軽石層若しくは三瓶木次軽石層が挟まれることから、中位Ⅰ面段丘堆積物あるいは中位Ⅱ面段丘堆積物に対比されるとしている。

c. 砂丘堆積物

砂丘堆積物は、出雲平野の海岸砂丘、鹿島町古浦の佐陀川河口付近及び弓ヶ浜の砂州の一部に分布する。

本堆積物は、未固結で淘汰の良い砂から成る。

d. 沖積低地堆積物

沖積低地堆積物は、主に宍道湖や中海の湖岸沿いの低地及び斐伊川、飯梨川等の規模の大きい河川沿いの低地に分布する。

本堆積物は、未固結の礫、砂及びシルト～粘土から成る。

沖積低地堆積物には、平野の山際に分布する扇状地堆積物、山麓斜面や谷沿いに分布する崖錐堆積物、干拓地や埋立地を構成する盛土等を含めている。

なお、島根県地質図説明書編集委員会(1985)によると、中海及び宍道湖の湖底下には、中海層と呼ばれる完新世の泥質堆積物が堆積している。

3.2.2.4 敷地周辺陸域の地質構造

(1) 褶曲構造

島根半島の新第三系は、東西ないし東北東－西南西方向の軸を有する褶曲構造をなす。大局的にみると、島根半島主部及び大社山塊では、それぞれ背斜をなし、十六島湾から出雲市平田町に至る丘陵地及び出雲平野から宍道湖に至る低地帯はそれぞれ向斜をなす。これらの大構造としての背斜及び向斜は、更に多くの小規模な背斜及び向斜の複合から成る（第3.2-3図）。多井（1973）⁽⁴⁵⁾等によると、この島根半島の新第三系の褶曲帶は、宍道褶曲帶と呼ばれている。

宍道湖の新第三系は、湖の中央より軸がやや北側に偏った極めて緩やかな向斜をなし、中海の新第三系は、軸が北側に偏った非対称の向斜をなす。これに関して、山内・岩田（1998）⁽⁴⁶⁾では地溝状の地質構造を推定しているとともに、沢田ほか（2001）⁽⁴⁷⁾では地溝状の盆地を宍道地溝帶と定義している。

一方、宍道湖南方地域の新第三系は、著しい褶曲構造が認められず、大局的には緩やかに北側に傾斜する。

多井（1973）、山内・吉谷（1992）⁽⁴⁸⁾、鹿野・吉田（1985）等によると、島根半島の褶曲構造は松江層まで及んでいるが、約5 Ma～約6 Maに噴出した和久羅山安山岩が松江層を不整合に覆うことから、後期中新世末期には褶曲構造の形成がほぼ終了したとされている。また、宍道湖及び中海の音波探査等の結果並びに三梨・徳岡編（1988）及び徳岡・高安編（1992）によると、新第三系を覆う更新統及び完新統に、褶曲構造や断層は認められない。さらに、大西（1979）によると、宍道湖・中海低地帯周辺における段丘面に関する検討の結果、中期更新世以降、低地帯の中央部が沈降するような動きは認められないとされている。

(2) 断層及び変位地形・リニアメント

島根半島の新第三系には、褶曲軸とほぼ平行する東西性の逆断層が多く存在する。

多井（1952）⁽⁴⁹⁾は、鹿島町古浦から鹿島町南講武、松江市上本庄町を通り、美保関町宇井付近に至る断層を、宍道断層と命名し、この地域の断層の中で最も大きいものとしている。鹿野・吉田（1985）によると、宍道断層は相対的に北上がりの逆断層と考えられ、周辺には宍道断層から派生したと思われる北上がりあるいは南上がりの高角逆断層がいくつかみられるとしている。

また、多井（1973）によると、大社山塊と出雲平野の境界付近に、大社衝上断層が推定されている。大社衝上断層は、通商産業省（1969⁽⁵⁰⁾、1970⁽⁵¹⁾）が実施した重力探査及び地震探査の結果、東西方向に延びる重力急傾斜帯があること及び大社山塊と出雲平野の速度層構造に著しい差が認められることから、北上がりの逆断層として推定されたものである。その後の通商産業省（1971）⁽⁵²⁾の調査結果によると、大社衝上断層は陸域から海域まで連続するものとされている。

多井（1973）は、島根半島の新第三系の褶曲・断層系の主な形成が、中新世末期頃までにほぼ完了したとしている。

宍道湖南方地域には、新第三系に東西ないし東北東－西南西方向の断層がいくつかみられる。また、白亜紀後期火山岩類及び花崗岩類は、東北東－西南西ないし北東－南北方向に配列する分布を示しており、これとほぼ同方向の断層がいくつか存在する。

活断層研究会編（1991）によると、敷地を中心とする半径約30kmの範囲の陸域には、第3.2-12図に示すとおり、古浦東方断層、宍道断層[北][南]、枕木山東断層（「枕木山東断層」の名称は橋本ほか（1980）⁽⁵³⁾による。）、森山断層、高尾山断層、法田断層、古殿[北][南]断層、山中付近断層、垣之内北側断層、半場一石原断層、万田付近断層、矢尾町付近断層及び木次南断層が挙げられる。

活断層研究会編（1991）によると、このうちの古浦東方断層及び宍道断層[北][南]は、多井（1952）の宍道断層にほぼ一致するとされている。また、活断層研究会編（1991）及び鹿野ほか（1989）によると、矢尾町

付近断層は、多井（1973）の大社衝上断層にほぼ一致するとされている。

中田・今泉編（2002）によると、敷地を中心とする半径約30kmの範囲の陸域には第3.2-13図に示すような断層が示されている。このうち、活断層研究会編（1991）による古浦東方断層、宍道断層[北][南]及び枕木山東断層が、鹿島断層帯と称され、一連の活断層として示されている。

活断層研究会編（1991）に示される古浦東方断層、宍道断層[北][南]、枕木山東断層、森山断層、法田断層及び高尾山断層については、一連とする文献もあることから、以下ではこれらの断層を一括して宍道断層として用いる。

また、宍道断層、古殿[北][南]断層及び山中付近断層については、敷地からの距離を考慮し、「3.3 敷地近傍の地質・地質構造」で詳述する。

活断層研究会編（1991）によると、第3.2-14図に示すように、敷地を中心とする半径30km以遠の陸域にも、地震断層及び活断層が示されている。これらのうち、地震断層として吉岡断層^{よしおか}及び鹿野断層^{しかの}があり、比較的延長の長い確実度Iの活断層としては山崎断層系^{やまさき}がある。

敷地を中心とする半径約30kmの範囲の陸域について、地形調査を実施した。地形判読に当たっては、敷地周辺陸域の地質・地質構造を考慮した変位地形・リニアメント判読基準を作成し、変動地形学的視点により変位地形・リニアメントを抽出するとともに、段丘面の区分を実施した。なお、変位地形・リニアメントは変動地形の可能性が高いものから、ランクをA～Dに区分した。変位地形・リニアメント判読基準を第3.2-3表に示す。

敷地を中心とする半径約30kmの範囲の陸域の変位地形・リニアメントを第3.2-4表及び第3.2-15図に示す。

また、敷地を中心とする半径約30kmの範囲について、重力異常及び微小地震分布に関する文献調査を実施した。

敷地を中心とする半径約30kmの重力異常については、地質調査総合センター（2004）をもとに検討を行った。敷地周辺の重力異常図を第3.2-

16図に示す。

重力異常としては、^{さかい}境水道から中海北部を通り、松江市内にかけて東北東－西南西方向に延びる重力コンターの急傾斜部が認められ、西方の松江市内へ向かうほど不明瞭となる。これは後述するF－B断層及びF－C断層にほぼ対応する。また、大社山塊南限沿いから出雲市大社町西方海域にかけて、大社衝上断層に対応する東北東－西南西方向に延びる重力コンターの急傾斜部が認められ、東方の宍道湖へ向かうほど不明瞭になる。これらの重力異常から、共に北上がりの地質構造の存在が推定される。

敷地を中心とする半径約30kmの微小地震分布については、気象庁カタログの1997年10月から2012年12月までの約15年間を対象として検討した。微小地震分布図を第3.2－17図に示す。その結果、鳥取県西部地域に震央の集中がみられる。また、変位地形・リニアメントとの関連が考えられる微小地震は認められない。

a . 垣の内北側断層

(a) 文献調査結果

橋本ほか（1980）は、松江市島根町北垣北方の尾根から南東方向の延長4.0km間に、西北西－東南東方向の準確実活断層を記載し、垣の内断層と呼び、主に尾根に連続して明瞭な右横ずれ地形が認められるとしている。

活断層研究会編（1980, 1991）は、橋本ほか（1980）と同位置に、長さ4.0kmの垣の内北側断層を記載し、確実度Ⅱ、活動度Cとしている。

鹿野・吉田（1985）は、橋本ほか（1980）の垣の内断層について、そのほかのリニアメントに比べてもはるかに明瞭さを欠くものであり、活断層とする根拠は乏しいとしている。

佃ほか（1985）、中田・今泉編（2002）及び中田ほか（2008）⁽⁵⁴⁾には、同位置に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

(b) 地形調査結果

垣の内北側断層周辺の地形調査結果を第3.2-18図に示す。

島根町北垣から島根町垣の内にかけて、直線状の谷、鞍部及び傾斜変換線等から成る北西-南東方向のDランクの変位地形・リニアメントが判読される。

これらの変位地形・リニアメントは活断層研究会編(1980, 1991)の垣の内北側断層にほぼ対応する。変位地形・リニアメントの南東側の山地斜面には逆向き崖による北東側低下の高度差が認められ、変位地形・リニアメントの北西側では一部に河谷と尾根に右屈曲が認められるが不明瞭で系統的ではない。

(c) 地表地質踏査結果

垣の内北側断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.2-19図に示す。

垣の内北側断層沿いには、新第三系中新統の牛切層の流紋岩～デイサイト質火碎岩、砂岩・礫岩、砂岩・泥岩互層、泥岩、並びに貫入岩であるデイサイト、安山岩及び玄武岩が分布する。

牛切層は、ほぼ東西方向の走向で北傾斜の緩やかな同斜構造を示す。

島根町垣の内南東部のピット調査(Loc. KN-1)では、泥岩及び流紋岩～デイサイト質火碎岩が北傾斜の緩やかな構造を示し、変位地形・リニアメント位置には断層は認められない(第3.2-20図)。

島根町垣の内の北部では、変位地形・リニアメントの一部が流紋岩～デイサイト質火碎岩と貫入岩であるデイサイトとの地質境界に対応する。

(d) 総合評価

垣の内北側断層にほぼ対応する変位地形・リニアメントには、一部に河谷と尾根に右屈曲が認められるが不明瞭で系統的ではない。

垣の内北側断層付近に分布する地層は、北傾斜の緩やかな同斜構造を示し、変位地形・リニアメント位置に断層は認められない。また、変位地形・リニアメントの一部は、牛切層の流紋岩～デイサイト質火碎岩と貫入岩であるデイサイトとの地質境界に対応する。

以上のことから垣の内北側断層にほぼ対応する変位地形・リニアメントは、岩質の差を反映した組織地形であると判断される。

b. 大社衝上断層及び矢尾町付近断層

(a) 文献調査結果

大社衝上断層は、通商産業省（1969, 1970, 1971）の重力探査、地震探査等の結果、大社山塊と出雲平野を境する高角度逆断層として推定されたもので、多井（1973）は、これらの調査結果をもとに、大社衝上断層が西方の海域まで連続するものとしている。なお、大社衝上断層については、活断層とする文献はない。

橋本ほか（1980）は、出雲市大社町遙堪^{ようかん}から出雲市国富町に至る延長6.0km間に東西ないし東北東～西南西方向の推定活断層を記載し、矢尾町断層と呼んだ。

活断層研究会編（1980, 1991）は、橋本ほか（1980）と同位置に、長さ6kmの矢尾町付近断層を記載し、確実度Ⅲ、活動度Cとしている。

鹿野ほか（1989）は、橋本ほか（1980）及び活断層研究会編（1980, 1991）とほぼ同じ位置にリニアメントを図示しているが、リニアメントは地質断層あるいは浸食に対する抵抗の差が大きい岩石の境界にほぼ一致しており、リニアメントに沿った地域に明瞭な変位地形等活断層であることを示す証拠は認められないとしている。

佃ほか（1985）及び中田・今泉編（2002）には、同位置に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

活断層研究会編（1980, 1991）及び鹿野ほか（1989）は、矢尾町付近断層が、多井（1973）の大社衝上断層にほぼ一致するとしてい

る。

以下では大社衝上断層及び矢尾町付近断層に関する調査結果をあわせて記載する。

(b) 地形調査結果

大社山塊及び矢尾町付近断層周辺の地形調査結果を第3.2-21図に示す。

国富町から大社町にかけて、山脚部の崖、傾斜変換線、山地・平野境界をなす崖等から成るほぼ西北西-東南東～東北東-西南西方向のA、B、Cランクの変位地形・リニアメントが判読され、一部の河谷と尾根に右屈曲が認められるほか、H3面（高位面）に撓みが、沖積面及び扇状地面に低崖が認められる。

これらの変位地形・リニアメントは東半部が活断層研究会編（1991）の矢尾町付近断層にほぼ対応する。

(c) 地質調査結果

大社山塊及び矢尾町付近断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.2-22図に示す。

地表地質踏査結果によると、矢尾町付近断層沿いには、新第三系中新統の古浦層、成相寺層、牛切層及び古江層、並びに貫入岩であるドレライト及び安山岩が分布する。また、これらを覆ってH3面（高位面）及びMm面（中位Ⅱ面）段丘堆積物が局的に認められるほか、谷沿いには沖積低地堆積物が分布する。

変位地形・リニアメント東部の国富町馬伏付近では、牛切層中に幅約10cm～約50cmの断層破碎帯を伴う断層露頭が認められ、この断層より北西の岩盤は幅約5mにわたって破碎を受け軟質化している（第3.2-23図）。この断層露頭から西方にかけて、変位地形・リニアメントを境に地質分布・構造の不連続がみられることから、変位地形・リニアメントにほぼ一致する断層が存在するものと判断される。断層露頭周辺では、北西側に礫岩・砂岩主体の地層が、南東側

に泥岩・砂岩主体の地層が分布し、断層の両側で牛切層の岩相が異なる。

断層露頭にみられる断層破碎帯は全体に弱い熱水変質を受け、一部に軟質な断層粘土が認められるが、全体に固結しており、最近の活動を示唆する新しいせん断面は認められない。

出雲市日下町から国富町までの牛切層の分布域では、断層の両側で牛切層の岩相が異なる。特に、Cランクの変位地形・リニアメントが判読される出雲市東林木町以東では、断層の北西側に硬質な砂岩・礫岩主体の地層が分布し、断層の南東側に比較的軟質な泥岩主体の地層が分布する。

一方、日下町周辺の成相寺層の分布域では、変位地形・リニアメントは、硬質な流紋岩溶岩と、軟質な流紋岩質火碎岩との地質境界にほぼ一致する。

なお、出雲市西林木町から出雲市美談町にかけて、並びに大社町から矢尾町にかけての山地・平野境界に認められる変位地形・リニアメントは、新第三系中新統と沖積層との地質境界にほぼ一致する。

大社山塊周辺の重力データ（地質調査所編、2000）⁽⁵⁵⁾ の再解析結果による重力異常分布図を第3.2-24図に、また、大社山塊東部から宍道湖にかけての詳細な重力探査結果による重力異常分布図を第3.2-25図に示す。

重力探査結果によると、大社山塊南限沿いから大社町西方海域にかけて、大社衝上断層に対応する東北東－西南西方向に延びる重力コンターの急傾斜部が認められ、北上がりの地質構造の存在が推定される。また、この重力コンターの急傾斜帶は、東方の宍道湖へ向かうほど不明瞭になる。

大社衝上断層の西方延長に位置する大社町西方海域の音波探査結果によると、中新統に北上がりの構造が認められるが、鮮新統～下部更新統には変位や変形は認められない。

一方、大社衝上断層の東方延長に位置する宍道湖の音波探査結果によると、中新統に北上がりの構造や断層は認められない。

(d) 総合評価

矢尾町付近断層については、空中写真判読により変位地形・リニアメントが大社山塊南限の山麓に沿って大社衝上断層の北側に近接して認められることから大社衝上断層に含めて評価する。

大社衝上断層については、活断層とする文献はないが、重力探査結果等からも大社山塊南限沿いの沖積平野下にその存在が推定されることから、後期更新世以降の活動を考慮することとし、その長さについては、大社町西方海域において鮮新統～下部更新統に変位や変形が認められない音波探査測線から、宍道湖において断層が認められない音波探査測線までの約29kmとする。

c. 木次南断層

(a) 文献調査結果

活断層研究会編（1980, 1991）は、雲南市掛合町北迫付近から斐伊川沿いの雲南市木次町西日登を通り、雲南市大東町清田付近に至る延長20km間に、北東－南西方向の木次南断層を記載し、確実度Ⅲとしている。活動度は記載されていない。これによると、斐伊川は1,000m以上、その西の2つと東の2つの小さな川は1,000m以下の右横ずれがみられるとしている。

佃ほか（1985）及び中田・今泉編（2002）には、同位置に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

(b) 地形調査結果

木次南断層周辺の地形調査結果を第3.2-26図に示す。

掛合町多根志食の南方から大東町清田にかけて、傾斜変換線、鞍部等から成る北東－南西方向のDランクの変位地形・リニアメントが断続的に判読される。

これらの変位地形・リニアメントは、活断層研究会編（1980, 1991）

の木次南断層にはほぼ対応する。変位地形・リニアメントの南西部では、山地斜面に逆向き崖から成る南東側低下の高度差が認められるが、それ以外の区間では顕著な高度差は認められない。また、変位地形・リニアメントには河谷と尾根の屈曲は認められない。

(c) 地表地質踏査結果

本次南断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.2-27図に示す。

本次南断層沿いには、古第三紀に貫入した花崗岩類が広く分布し、掛合町北迫付近には古第三系の八神火山岩類が分布する。鹿野ほか(1994)によると、花崗岩類は、大東花崗閃緑岩、鶴花崗岩及び下久野花崗岩に区分されている。また、三刀屋川、斐伊川等の河川沿いには、高位面、中位面及び低位面段丘堆積物が河成段丘を形成しており、北東端に近い大東町金成付近には古期扇状地堆積物が分布する。

本断層の北東部にあたる大東町金成付近では、中～粗粒の大東花崗閃緑岩とこれを貫く細粒の下久野花崗岩が分布しており、変位地形・リニアメントは両者の貫入境界にはほぼ一致する。大東花崗閃緑岩は、下久野花崗岩に比べ風化がみられ、大東花崗閃緑岩が分布する北西側の山地高度が全体に低くなっている。大東町金成付近では両者が粘土等を介して接する露頭も確認しているが、その北東延長方向に位置する大東町清田付近には、上部更新統に対比される古期扇状地堆積物が分布し、これが形成する扇状地面に変位地形は認められず、古期扇状地堆積物を覆う三瓶木次軽石層(約10万年前)の上面にも有意な高度差はなく、さらにその北東方において新第三系の波多層が連続して分布している。

この西方の木次町宇谷付近では、変位地形・リニアメントの方向と調和的な小規模な閃緑岩の貫入岩体が分布しており、貫入岩中に北東～南西方向の粘土脈が認められる。

木次町西日登の斐伊川沿いでは、文献により1,000m以上の右横ず

れが指摘されているが、上下流の河道には変位が認められず、変位地形・リニアメントに沿って河谷や尾根が系統的に大きく屈曲するような変位地形は認められない。さらに、変位地形・リニアメント南西部にあたる掛合町松尾付近の三刀屋川沿いにあるH3面（高位面）に変位地形は認められず、段丘堆積物を覆う三瓶木次軽石層にも有意な高度差は認められない。

この他、周辺に分布する花崗岩中には、変位地形・リニアメントと同方向の節理等の分離面が多数認められ、挟在物中には小規模な粘土化した部分や熱水変質を受けている部分も確認している。

(d) 総合評価

木次南断層沿いには、北東－南西方向のDランクの変位地形・リニアメントが断続して判読されるが、河谷や尾根の系統的な屈曲は認められない。

大東町清田付近から東阿用付近にかけて、変位地形・リニアメントは大東花崗閃緑岩と下久野花崗岩の境界にほぼ一致し、両者が粘土等を介して接する露頭も確認されているが、その延長方向の大東町清田付近の古期扇状地面に変位地形は認められず、古期扇状地堆積物を覆う三瓶木次軽石層の上面にも有意な高度差はなく、さらにその北東において新第三系の波多層が連続して分布している。大東町東阿用付近から木次町西日登を経て掛合町北迫付近に至る間では、花崗岩中に変位地形・リニアメントと同方向の節理等の分離面が多数認められ、挟在物中には小規模な粘土化した部分や熱水変質を受けている部分も確認している。木次町西日登付近において、1,000m以上の右横ずれが指摘されている斐伊川屈曲部の上下流の河道には変位が認められず、変位地形・リニアメントに沿って河谷や尾根が系統的に大きく屈曲するような変位地形は認められない。さらに、掛合町松尾付近ではH3面（高位面）に変位地形は認められず、段丘堆積物を覆う三瓶木次軽石層にも有意な高度差は認められない。

以上のことから、木次南断層については、後期更新世以降の活動を示唆するものは認められず、変位地形・リニアメントは花崗岩中の卓越する節理等の分離面に沿って浸食を受けた組織地形と判断される。

d. その他の断層及び変位地形・リニアメント

文献に示されるその他の陸域の断層並びに地形調査結果による変位地形・リニアメントについては、後期更新世以降の活動が認められないか、若しくはその長さと敷地からの距離とを考慮すると、いずれも前述の断層の影響を上回らないと判断される。

宍道湖及び中海については、これまでに実施した音波探査記録等から、宍道湖では、第3.2-6図及び第3.2-7図に示すように断層は認められない。また、中海では、第3.2-6図に示すようにF-A断層、F-B断層及びF-C断層の3条の断層が認められる。第3.2-8図に示すように、これらの断層はいずれもⅢ_N層以下の地層に変位又は変形を与えているが、Ⅶ_N層、Ⅱ_N層及びⅠ_N層に変位や変形を与えていないことから、少なくとも後期更新世以降に活動したものではないと判断される。

e. 敷地を中心とする半径30km以遠の主な断層

活断層研究会編（1991）には、敷地を中心とする半径30km以遠の陸域にも、地震断層及び活断層が示されている（第3.2-14図）。これらのうち、地震断層として吉岡断層及び鹿野断層があり、比較的延長の長い確実度Iの活断層としては山崎断層系がある。

吉岡断層及び鹿野断層は、1943年の鳥取地震（M7.2）に際して活動した地震断層である。活断層研究会編（1991）によると、鹿野断層は地形的にも活断層として認められ、長さ8km、確実度Iとされているが、活動度は記載されていない。

津屋（1944）⁽⁵⁶⁾は、鳥取地震の直後に震源地付近の地質学的観察を行い、吉岡断層及び鹿野断層沿いにあらわれた地震断層の長さ、変位

の方向、変位量等を検討した。

安藤ほか（1980）⁽⁵⁷⁾は、鹿野断層について、鳥取県鳥取市鹿野町法
らくじ らくじと鳥取市双六原の2箇所でトレンチ調査を実施し、法楽寺のトレンチ
によって、断層の上下方向の変位量を60cm～80cmと読み取り、津屋（1944）の報告とほぼ一致するとしている。

一方、山崎断層系は、活断層研究会編（1991）によると、岡山県と鳥取県の県境に位置する那岐山の北方付近から、ほぼ東南東方向に延び、兵庫県宍粟市山崎町を経て同県三木市に至る総延長87kmの断層系であり、活動度Bとされている。

活断層研究会編（1991）によると、西から大原断層（長さ34km）、土
じま 断層（長さ18km）及び安富断層（長さ18km）がほぼ連続し、更に約
7km離れた東方にある琵琶甲断層（長さ10km）を含め、これら4本の
断層が確実度Iとされている。また、加古川を挟んで更に東方に三木
断層（長さ22km）が確実度IIとして示されている。

岡田ほか（1987）⁽⁵⁸⁾は、安富断層のトレンチ調査を行い、最新活動
時期として868年の播磨地震（M≥7.0）の可能性を示唆している。

遠田ほか（1995）⁽⁵⁹⁾は、山崎断層系の北西部を構成する大原断層の
トレンチ調査を行い、最新活動時期は868年の播磨地震の可能性が強い
とし、大原断層、土万断層及び安富断層が同時に動くか、時間差を伴
って連鎖的に動く関係にあるとしている。

岡山県（1996）⁽⁶⁰⁾は同じく大原断層のトレンチ調査を行い、最新活動時期を平安時代中期に特定し、播磨地震に該当するとしている。

兵庫県（1996）⁽⁶¹⁾は、土万断層及び安富断層のトレンチ調査を行い、
このうちの安富断層の最新活動時期が播磨地震である可能性が高いと
している。

佃ほか（1985）によると、安富断層とその東方の琵琶甲断層との間に分布する中位面ないし低位面段丘堆積層には断層が記載されていないことから、播磨地震で活動したとされる大原断層、土万断層及び安

富断層の一連の活断層は、その東方には延長しないことを示唆している。

また、兵庫県（1999）⁽⁶²⁾は、山崎断層系の地形・地質調査を行い、安富断層の横ずれ変位は、東方にゆくにつれ変位量が小さくなる傾向が認められ、東方延長線上でも明瞭な変位地形を伴ったリニアメントは見出せなくなることから、安富断層は琵琶甲断層には直接連続していない可能性が高いとしている。

さらに、兵庫県（2001）⁽⁶³⁾は、トレンチ調査等により、琵琶甲断層及び三木断層が約2,000年前の前後数百年の間に活動した可能性があり、また、安富断層と琵琶甲断層の間の約7kmについては変位地形は認められないとしている。

岡田・東郷編（2000）⁽⁶⁴⁾は、総延長約87kmの断層帶として山崎断層帶と呼び、大原断層から安富断層までが一連の活断層であり、琵琶甲断層や三木断層を別の活動をもつ断層とすれば、この延長は約60kmであるとしている。

中田・今泉編（2002）は、長さ約80kmの断層帶として山崎断層帶と呼び、西北西－東南東方向に直線的に連なる大原断層、土万断層及び安富断層と、南部で南東方へ分岐するように発達する暮坂峠断層^{くれさかとうげ}によって構成され、系統的な河谷や尾根の左屈曲が明瞭なB級の活動度を持つ左横ずれ断層と推定されるが、暮坂峠断層や東部に位置する活動度の低い断層ではこれらの変位地形は不明瞭であるとしている。

地震調査委員会（2013）⁽⁶⁵⁾によると、山崎断層帶主部は、岡山県美作市勝田町から兵庫県三木市に至る断層帶で、ほぼ西北西－東南東方向に一連の断層が連なるように分布している。全体の長さは約79kmで、左横ずれが卓越する断層帶であるとしている。なお、山崎断層帶主部は、兵庫県姫路市より北西側と兵庫県福崎町より南東側とではそれぞれ最新活動時期が異なるため、北西部及び南東部に分けて評価を行ったとしている。北西部では、M7.7程度の地震が発生する可能性があり、

また、南東部では、M7.3程度の地震が発生する可能性があるとしている。なお、山崎断層帯主部全体が運動して活動することも考えられるため、その場合、M8.0程度の地震が発生する可能性があるとしている。

以上のことから、山崎断層系については、大原断層から三木断層に至る長さ約79kmの区間の活動性を考慮する。

また、文献により敷地を中心とする半径30km以遠に示されたその他の断層については、その長さと敷地からの距離とを考慮すると、いずれも前述の断層の影響を上回らないと判断される。

3.2.3 海域の調査結果

敷地前面海域及びこれを含む敷地周辺海域の地質・地質構造は、文献調査、敷地前面海域等の音波探査結果によると以下のとおりである。

3.2.3.1 海底地形

敷地前面海域の音波探査結果、海上保安庁水路部（1991b, 1992a, 1993a）の「海底地形図」及び日本水路協会（2008）⁽⁶⁶⁾の「海底地形デジタルデータ」により、第3.2-28図に示す敷地前面海域の海底地形図を作成した。

敷地前面海域は、大部分が島根半島から隠岐諸島の島棚まで連なっている水深150m以浅の大陸棚に属し、水深50m～70m付近の傾斜変換点を境にして、傾斜及び起伏が異なる沿岸海域と沖合海域に分けられる。

沿岸海域は島根半島北側では屈曲に富んだ海岸線で陸域と接し、海底面は10／1,000～50／1,000程度の勾配で、小島、堆、海底谷等を伴う起伏の激しい複雑な形状を呈している。なお、沿岸海域のうち、美保湾及び大社前面海域はいずれも中国山地と島根半島を隔てる沖積平地の湾入部に接し、海岸から沖合に向かって緩やかに傾斜する起伏に乏しい単調な平坦面で形成されている。

沖合海域の海底面は島根半島中央部と隠岐諸島を結ぶ線を境として、東側では2／1,000前後の勾配で北方へ極めて緩やかに傾斜する斜面で、西側

ではその中央部に東西方向の緩やかな起伏を伴い、全体として3／1,000前後の勾配で北西方へ緩やかに傾斜する斜面でそれぞれ形成されている。

3.2.3.2 海底地質

敷地前面海域の海底地質は、第3.2-5表に示すように、音波探査で認められる反射面の連続性、下位層との不整合関係、堆積構造及び反射パターンの特徴に着目し、上位からA層、B層、C層、D層の堆積物又は堆積岩及びV層の火山岩・貫入岩に区分される。

敷地前面海域の海底地質図を第3.2-29図に、主要測線の海底地質断面図を第3.2-30図に、音波探査記録を第3.2-31図に示す。

A層は陸域近傍及び敷地前面海域の北西部の大陸棚外縁～大陸縁辺台地を除いたほとんどの海域に薄く堆積しており、下位層を不整合関係で覆っている。本層は未固結の泥、砂、礫等から成る堆積物と考えられる。

B層は敷地前面海域の東部及び北西部に広く分布して大部分が上位層に覆われており、下位層を不整合関係で覆っている。本層は未固結～半固結の泥、砂及びこれらの互層から成り、部分的に砂礫層を挟んでいると考えられる。

B層は層内の不整合面等により細区分される。細区分に当たっては、東部海域のB層は大陸棚に位置し、層内に浸食面が認められることから、その浸食面に着目し、連続する反射面を追跡することにより境界面を認定した。また、北西部海域のB層は大陸棚外縁～大陸縁辺台地に位置し、プログラデーションが認められることから、その反射パターンを有する地層の不整合面に着目し、連続する反射面を追跡することにより境界面を認定した。その結果、東部海域のB層は上位からB_{1E}層及びB_{2E}層の2層に、北西部海域のB層は上位からB_{1W}層、B_{2W}層及びB_{3W}層の3層にそれぞれ細区分される。また、東部及び北西部以外の海域では、分布が小範囲に限られ、かつB層の層厚が薄いことから細区分せずB_x層とする。

C層は敷地前面海域の東部、北西部、西部の中央部及び日御崎西方に広

く分布しているが、大部分が上位層に覆われており、下位層を顕著な不整合関係で覆っている。本層は固結した泥岩、砂岩及びこれらの互層から成り、部分的に礫岩層を挟んでいると考えられる。

D層は敷地前面海域の最下位層であり、層内の不整合面により、上位からD₁層及びD₂層の2層に細区分される。D₁層は敷地前面海域中央部のD₂層隆起部を除く海域及び日御崎西方に広く分布しているが、大部分を上位層に覆われている。本層は固結した泥岩、砂岩及びこれらの互層から成り、部分的に礫岩層を挟んでいると考えられる。D₂層は敷地前面海域に分布する地層の最下部層で、島根半島周辺、敷地前面海域中央部、島前西方及び日御崎西方では海底面下浅部又は海底面で広く分布が認められる。本層は、堅硬な泥岩、砂岩及びこれらの互層から成り、しばしば礫岩及び火山碎屑岩を挟んでいると考えられる。

V層は岩床状、又は岩脈状を呈し、敷地前面海域中央沿岸部及び隠岐諸島南方沖の小範囲に分布しているが、大部分が上位層に覆われている。本層は火山岩・貫入岩から成ると考えられる。

音波探査記録の解析により区分されたこれら各層は、玉木ほか（1981）、採泥試料から微化石分析を行っている山本ほか（1989）及び深部試錐から微化石分析を行っている田中・小草（1981）⁽⁶⁷⁾との層序対比並びに海域と陸域との層序対比等を検討することにより、A層は完新統、B層は中部～上部更新統、C層は鮮新統～下部更新統、D層は中新統及びV層は中新世～更新世の火山岩・貫入岩に対比される。

また、細区分されたB層は、さらに堆積構造、地層の累重関係及び堆積の場と海水準変動との関係から地質年代対比を検討した。

東部海域ではB_{1E}層は大陸棚に分布し、一部でプログラデーションパターンを示す。また、B_{1E}層はA層に不整合に覆われ、B_{2E}層上面の浸食面を不整合に覆う。B_{2E}層上面の浸食面は、最終氷期最寒冷期（海洋酸素同位体ステージ2）に形成されたA層とB_{1E}層の不整合面の下位に位置することから、安全評価上、至近の低海水準の時期であるステージ6に形成

されたと考える。したがって、B_{1E}層は低海水準の時期（ステージ6）より後の堆積物として上部更新統に対比される。また、B_{2E}層はB_{1E}層の下位に位置し、前述のとおりB層が中部～上部更新統であることから、中部更新統に対比される。

北西部海域ではB_{1W}層は大陸棚外縁～大陸縁辺台地に分布し、ほぼ水平かやや傾斜する成層パターンを示す。また、B_{1W}層は大陸棚外縁付近においてA層に不整合に覆われ、B_{2W}層上面をオンラップ状の不整合で覆う。B_{2W}層上面の不整合面は、最終氷期最寒冷期（ステージ2）に形成されたA層とB_{1W}層の不整合面の下位に位置することから、安全評価上、至近の低海水準期であるステージ6から海進へ移行するステージ5の初期に形成されたと考える。したがって、B_{1W}層は海進した時期（ステージ5の初期）より後の堆積物として上部更新統に対比される。また、B_{2W}層及びその下位に位置するB_{3W}層は、これらがB_{1W}層の下位に位置し、B層が中部～上部更新統であることから、ともに中部更新統に対比される。

敷地前面海域をはじめとする敷地周辺海域の海底地質については、玉木ほか（1982）、山本ほか（1989）等に示されており、それら及び陸域の地質と敷地前面海域の地層の対比を第3.2-6表に示す。

3.2.3.3 海底地質構造

(1) 敷地前面海域

音波探査の結果、敷地前面海域の地質構造は島根半島陸域と調和的な傾向を示している。すなわち、D層は著しい隆起及び沈降を伴い北東～南西ないし東北東～西南西方向に延びる褶曲構造を示す。これを覆うC層は緩やかな褶曲を示し、更にこれらの上位層であるB層及びA層はほとんど褶曲を示さずほぼ水平に堆積している。

敷地前面海域に発達する顕著な褶曲構造は、海域中央部を東北東～西南西方向に延びる複向斜構造と、これとほぼ平行してその北側に延びる複背斜構造である。これらの構造はD層内に形成されており、そのうち、

D₂層はD₁層よりも著しい褶曲を示している。これらの複向斜構造及び複背斜構造は、いずれも雁行する向斜及び背斜で形成されている。また、島根半島陸域で東北東－西南西方向に延びる構造としては、多井（1952, 1973）が示した宍道断層及び大社衝上断層を含む宍道褶曲帯が分布するが、その海域延長部には、東方及び西方とともにD₂層の向斜・背斜構造又は沈降・隆起を示す構造が認められ、これらの複向斜構造及び複背斜構造と調和的である。

敷地前面海域では、音波探査の解析結果により、連続性のある断層・撓曲として第3.2-7表に示すF-I断層～F-VII断層及びK-1撓曲～K-8撓曲の15条が認められる。これら15条の断層・撓曲は北東－南西ないし東－西系を示し、いずれも頗著な褶曲構造の翼部に位置している。また、玉木ほか（1982）、海上保安庁水路部（1991b, 1992a）、徳山ほか（2001）等により敷地前面海域に示されている断層を第3.2-32図に示す。

F-I断層は、敷地前面海域中央部を東北東－西南西方向に延びる複向斜構造の北翼に沿って松江市島根町沖約16kmに認められる断層である。また、玉木ほか（1982）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、B_{2E}層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

F-II断層は、敷地前面海域中央部を東北東－西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って松江市島根町沖約8kmに位置し、東西方向に認められる断層である。また、海上保安庁水路部（1992a）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、B_{2E}層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

F-III断層は、敷地前面海域中央部を東北東－西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って松江市鹿島町沖約7kmに位置し、北東－南西方向に認められる断層である。また、玉木ほか（1982）及び海上保安庁水路部（1992a）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、C層

までに変位を与えており、南西部においてその上位の B_{2E} 層及び B_{1E} 層は欠如しているが、A層には変位や変形を与えていない。一方、北東部において B_{2E} 層には変位や変形を与えていない。したがって、F-III断層の南西部については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さを B_{2E} 層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、C層、 D_1 層及び D_2 層に変位を与えていないことが確認できる測線までの最大約6.0kmとする。

F-IV断層は、敷地前面海域中央部を東北東-西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って出雲市三津町沖約9kmに位置し、東西方向に認められる断層である。また、玉木ほか（1982）及び海上保安庁水路部（1991b）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、C層までに変位又は変形を与えており、その上位の B_x 層は欠如しているが、A層には変位や変形を与えていない。したがって、F-IV断層については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さを C層及び D_1 層に変位を与えていないことが確認できる測線から、 D_1 層及び D_2 層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約20.0kmとする。

F-V断層及びK-8撓曲は、敷地前面海域中央部を東北東-西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って出雲市日御崎沖約15kmに位置し、東西方向に認められる断層及び撓曲である。また、海上保安庁水路部（1991b）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。F-V断層及びK-8撓曲は、走向が概ね一致しており近接していることから、一連のものとして検討する。これらの断層及び撓曲は、C層までに変位又は変形を与えており、その上位のB層については欠如しているが、A層には変位や変形を与えていない。したがって、これらの断層及び撓曲については、後期更新世以降の活動を考慮するものとして「 F_K-2 断層」と呼び、その長さを C層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約19.5kmとする。

F-VI断層は、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる複背斜構造の北翼に沿って松江市島根町沖約25kmに認められる断層である。

また、玉木ほか（1982）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、C層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

F-VII断層及びK-3撓曲は、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる複背斜構造の北翼に沿って出雲市三津町沖約31kmに認められる断層及び撓曲である。また、玉木ほか（1982）及び徳山ほか（2001）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。F-VII断層及びK-3撓曲は、走向が概ね一致しており近接していることから、一連のものとして検討する。これらの断層及び撓曲は、C層までに変位又は変形を与えており、その上位のB層については欠如しているか、又はB_{2W}層に変形を与えていている箇所がある。また、A層には変位や変形を与えていない。したがって、これらの断層及び撓曲については、後期更新世以降の活動を考慮するものとして「F_K-1断層」と呼び、その長さをB層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約19.0kmとする。

K-1撓曲は、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる背斜構造の北翼に沿って松江市鹿島町沖約52kmに認められる撓曲である。撓曲は、西部においてB_{2W}層までに変位又は変形を与えており、その上位のB_{1W}層は欠如しているか又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭となっているが、A層には変位や変形を与えていない。一方、東部においてC層までに変位又は変形を与えており、その上位のB_{2W}層には変位や変形を与えていない。したがって、K-1撓曲の西部については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをB_{2W}層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、C層までに変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約7.0kmとする。

K-2撓曲は、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる背斜構造の北翼に沿って松江市鹿島町沖約49kmに認められる撓曲である。撓

曲は、中央部において B_{2W} 層までに変形を与えており、その上位の B_{1W} 層は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭となっているが、A層には変位や変形を与えていない。一方、東部及び西部において B_{2W} 層に変位や変形を与えていない。したがって、K-2 撓曲の中央部については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さを B_{2W} 層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約3.5kmとする。

K-4 撓曲は、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って松江市鹿島町沖約19kmに位置し、東西方向に認められる撓曲である。撓曲は、 D_1 層に変形を与えており、その上位の B_{2E} 層及び B_{1E} 層は欠如しているか、又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭となっているが、A層には変形を与えていない。したがって、K-4 撓曲については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さを B_{2E} 層までに変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、 D_1 層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約9.0kmとする。

K-5 撓曲は、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って松江市島根町沖約13kmに位置し、北東－南西方向に認められる撓曲である。撓曲は、 B_{2E} 層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

K-6 撓曲は、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って松江市鹿島町沖約17kmに認められる撓曲である。また、玉木ほか（1982）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。撓曲は、 D_1 層に変位又は変形を与えており、西部においてその上位のB層は欠如しているか、又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭となっているが、A層には変位や変形を与えていない。一方、東部において B_{2E} 層に変位や変形を与えていない。したがって、K-6 撓曲の西部については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さを B_{2E} 層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、 D_1 層に変位や

変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約9.5kmとする。

K-7 撓曲は、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って出雲市三津町沖約13kmに認められる撓曲である。撓曲は、C層までに変形を与えており、その上位のB_x層は欠如しているか又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭となっているが、A層には変形を与えていない。したがって、K-7 撓曲については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをD₁層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、C層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約9.0kmとする。

なお、F-III断層、F-IV断層及びF_K-2断層については、敷地前面海域中央部を東北東－西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って分布する等の地質構造の類似性が認められ、断層間の距離が近いことから、連動するものとして最大約51.5kmとする。

K-4 撓曲、K-6 撓曲、K-7 撓曲及び孤立した短い撓曲については、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って分布する等の地質構造の類似性が認められ、撓曲間の距離が近いことから、連動するものとして最大約19.0kmとする。

K-1 撓曲及びK-2 撓曲については、敷地前面海域北部を東北東－西南西方向に延びる2条の背斜構造の北翼に分布する等の地質構造の類似性が認められ、撓曲間の距離が近いことから、連動するものとして最大約7.0kmとする。

敷地前面海域において前述した以外の断層及び撓曲が認められるが、これらについては後期更新世以降の活動が認められないか、若しくはその長さと敷地からの距離とを考慮すると、いずれも前述の断層の影響を上回らないと判断される。

なお、松江市美保関町東方、地蔵崎北東沖及び出雲市大社町西方に分布し連続性のある数条の断層は、「(2) 敷地周辺海域」で詳述する。

(2) 敷地周辺海域

敷地周辺海域では、文献^{(13) (17) ~ (28) (31) ~ (34) (36) (37)}により複数の断層又は撓曲が示されているが、それらの文献のうち、断層の活動時期を示しているものは、活断層又は活撓曲と記載している活断層研究会編(1991)、新第三紀の逆断層と記載している日本地質アトラス(第2版)及び逆断層を記載している徳山ほか(2001)である。これらを含む全断層のうち、敷地に与える影響の大きな断層としては、日本地質アトラス(第2版)等で兵庫県新温泉町沖から島根県松江市美保関町東方沖を通り島根半島東部の陸域に示された断層(以下、これらを「鳥取沖の断層」という。)、同じく日本地質アトラス(第2版)等で島根県中部沿岸の大陸棚に示された断層(以下、これらを「大田沖の断層」という。)、活断層研究会編(1991)等で隠岐北西方の大陸斜面に示された断層(以下、これらを「隠岐北西方の断層」という。)、日本地質アトラス(第2版)等で島根県西部から福岡県沿岸の大陸棚に示された断層(以下、これらを「見島付近の断層」という。)、活断層研究会編(1991)で見島北方沖の大陸斜面に示された断層(以下、これを「見島北方沖の断層」という。)、及び玉木ほか(1982)で鳥取県東部から島根半島東部沿岸の大陸棚に示された断層(以下、これを「地蔵崎北東沖の断層」という。)がある(第3.2-33図)。

これらの断層又は撓曲について、当社、海上保安庁水路部等の音波探査記録等に基づいて、分布性状、活動性等を検討した結果を第3.2-8表に示す。

鳥取沖の断層の評価に当たっては、断層周辺の地層について音波探査で認められる反射面の連続性、下位層との不整合関係、堆積構造及び反射パターンの特徴に着目して検討を行った。その結果、断層周辺の地層は、上位からA層、B層、C層並びにD層(D₁層及びD₂層)に区分される。また、B層は層内の不整合面等により、B₁層、B₂層、B₃層及びB₄層に細区分される。これら各層は、山本ほか(1989)による海域

の地質等を検討することにより、A層は完新統に、B層は中部～上部更新統に、C層は鮮新統～下部更新統に、D層は中新統に対比される（第3.2-6表）。

このうち、B₁層は大陸棚においてA層に不整合に覆われ、大陸棚外縁で急激に層厚が薄くなる。また、B₁層はプログラデーションパターンが認められ、B₂層を不整合に覆う。したがって、B₁層は高海水準から海退しつつある時期となる海洋酸素同位体ステージ5～2の堆積物として上部更新統に対比される。B₂層は大陸棚から大陸棚外縁においてB₁層に不整合に覆われ、沖に向かって徐々に厚さを増す。また、B₂層にはプログラデーションパターンが認められ、B₃層を不整合に覆う。したがって、B₂層は低海水準の時期となる海洋酸素同位体ステージ6の堆積物として中部更新統に対比される。

また、B₃層及びその下位に位置するB₄層は、これらがB₂層の下位に位置し、B層が中部～上部更新統であることから、ともに中部更新統に対比される。

鳥取沖の断層のうち、兵庫県新温泉町沖から鳥取県湯梨浜町沖に分布する断層又は撓曲については、走向が概ね東北東～西南西方向で近接して雁行しており、B₁層までに変位若しくは変形が認められるか、又は一部で欠如しており、A層は欠如しているか、又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭である。

鳥取県湯梨浜町沖から鳥取県北栄町沖に分布する断層については、B₂層までに変位又は変形が認められるが、B₁層に変位や変形は及んでいない。

鳥取県北栄町沖から鳥取県大山町沖に分布する断層については、走向が概ね東北東～西南西方向で近接して雁行しており、B₁層までに変位又は変形が認められ、A層は欠如しているか、又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭である。

鳥取県大山町沖から島根県松江市美保関町東方沖に分布する断層に

については、C層までに変位又は変形が認められるが、B層に変位や変形を与えていない。

以上のことから、兵庫県新温泉町沖から鳥取県湯梨浜町沖に分布する断層及び撓曲については、後期更新世以降の活動が高いものとして考慮し、一括して「鳥取沖東部断層」と呼称し、その長さを後期更新世以降の地層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約51kmとする。

また、鳥取県北栄町沖から鳥取県大山町沖に分布する断層については、後期更新世以降の活動が高いものとして考慮し、一括して「鳥取沖西部断層」と呼称し、その長さを後期更新世以降の地層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約37kmとする。

一方、大田沖の断層、隱岐北西方の断層、見島付近の断層、見島北方沖の断層及び地蔵崎北東沖の断層の評価に当たっては、文献による海域の地質を参考にして、音波探査で認められる下位層との不整合関係等に着目して検討を行った。その結果、第3.2-6表に示すように断層周辺の地層は上位からQ層及びT層に区分され、Q層は中部更新統～完新統、T層は中新統～下部更新統に対比される。なお、大田沖の断層の東部、及び地蔵崎北東沖の断層の西部は、前述の敷地前面海域に該当するため、断層周辺の地層はA層、B層、C層並びにD層に区分される。

大田沖の断層については、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、文献に示されている断層に沿って、断層及び撓曲が認められる。これらの断層及び撓曲はセンスが必ずしも一致しないものの、全体として走向が概ね東北東～西南西方向で近接して雁行しており、中部更新統以上までに変位又は変形が認められる。これらの断層及び撓曲については、後期更新世以降の活動が高いものとして考慮し、一括して「大田沖断層」と呼称し、その長さを中部更新統以上に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約47kmとする。

隱岐北西方の断層については、海上保安庁水路部等の音波探査記録に

よると、文献で示されている断層の中央部及び南部において断層が認められない。また、北部において海上保安庁水路部の音波探査記録によると、約36km区間で一部に不明瞭な部分があり、活動が後期更新世以降に及んでいる可能性のある断層も認められるが、敷地からの距離を考慮すると、敷地に与える影響は小さいと判断される。

見島付近の断層については、文献で示されている断層の中央部において、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、中部更新統以上には連続性のある断層は認められない。また、東部及び西部において中部更新統以上に影響を与える数条の断層が認められるが、いずれも長さが短く、敷地からの距離を考慮すると、敷地に与える影響は小さいと判断される。

見島北方沖の断層については、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、文献で示されている断層の東部において、中部更新統以上に連続性のある断層は認められない。また、西部において、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、約38km区間で一部に不明瞭な部分もあるが、中部更新統以上に影響を与えていた断層が認められる。この約38km区間にについて、活動が後期更新世以降に及んでいる可能性があるが、敷地からの距離を考慮すると、敷地に与える影響は小さいと判断される。

地蔵崎北東沖の断層については、当社、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、文献に示されている断層位置において、中部更新統以上に変位や変形は認められない。したがって、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、文献により敷地周辺海域に示されたその他の断層については、その長さと敷地からの距離とを考慮すると、いずれも前述の断層の影響を上回らないと判断される。

3.3 敷地近傍の地質・地質構造

3.3.1 調査内容

敷地近傍において、不明瞭若しくは小規模な変動地形までも含めて地質・地質構造を詳細に把握するために、敷地周辺の調査結果を踏まえ、敷地を中心とする半径約5kmの範囲において、文献調査、地形調査、地表地質踏査、地球物理学的調査（反射法地震探査等）、ボーリング調査、ピット調査、トレーンチ調査及び海上音波探査記録の検討を実施した。なお、調査範囲としては、敷地を中心とする半径約5kmの範囲に加え、変位地形・リニアメントが断続的ではあるが判読されるため、松江市美保関町までを含めて調査を実施した。

敷地近傍の地質・地質構造に関する主要な文献としては、地質調査所発行の鹿野・吉田（1985）5万分の1地質図幅「境港」、鹿野・中野（1985）「美保関」、鹿野・中野（1986）「恵曇」、中田ほか（2008）等がある。

地形調査については、主に国土地理院で撮影された縮尺2万分の1及び8千分の1の空中写真、米軍で撮影された縮尺1万分の1の空中写真、並びに国土地理院発行の縮尺5万分の1及び2万5千分の1の地形図に加えて航空レーザー測量による高精度の2千5百分の1の等高線図を使用して、変動地形学的視点により変位地形・リニアメントを抽出した。

地表地質踏査としては、詳細な地質・地質構造を把握するために、地形調査に使用した空中写真及び地形図を用いて実施した。

地球物理学的調査としては、敷地近傍の地下構造を把握するために、反射法地震探査を実施した。反射法地震探査として古浦層、成相寺層等の新第三系内の構造を調査するためにP波探査を実施し、その総延長は約5kmである。また、地下浅部の詳細な構造を調査するためにS波探査を実施し、その総延長は約4kmである。

ボーリング調査としては、断層の有無又は位置を確認するために、変位地形・リニアメント延長上の平野部において実施した。

ピット調査及びトレーンチ調査としては、文献調査、地形調査、地表地質

踏査、地球物理学的調査及びボーリング調査の結果を踏まえて、断層有無の確認、活動性等を把握するために実施した。

海上音波探査としては、海底の地形、地質・地質構造に関する資料を得るために実施した。解析に使用した海上音波探査は、放電式音波探査法及びウォーターガン・マルチチャンネル方式による調査であり、その測線間隔は沖合方向（南北方向）が約1km間隔、沿岸方向（東西方向）が約2km間隔である。

古浦沖で実施した音波探査はウォーターガン・マルチチャンネル方式、ジオパルス方式及びソノプローブ方式による調査であり、探査した測線は11測線で総延長は約14kmである。

また、2008年に実施した音波探査はジオパルス・マルチチャンネル方式による調査であり、探査した測線は7測線で総延長は約10kmである。

これらの調査結果に基づいて、敷地を中心とする半径約5kmの範囲について、原縮尺2万5千分の1の詳細な地質図、地質断面図、変位地形・リニアメント分布図等を作成した。

3.3.2 調査結果

敷地近傍における地形、地質・地質構造は、文献調査、地形調査、地表地質踏査、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。

3.3.2.1 敷地近傍の地形

敷地近傍の地形図を第3.3-1図に示す。

敷地近傍の陸域地形は敷地の南側は東西に延びる半島の脊梁山地から成り、さらに南側には東西に低地が広がる。

敷地近傍の海底地形は北西方向に10／1,000～50／1,000程度の勾配を示す大陸棚から成り、沿岸部では屈曲に富んだ海岸線で陸域と接している。

3.3.2.2 敷地近傍の地質

敷地近傍の地質図及び地質断面図を第3.3-2図に示す。

敷地近傍の地質層序は敷地周辺の地質層序と同じである（第3.2-1表）。

敷地近傍の陸域には下位より、新第三系中新統の古浦層、成相寺層、牛切層、古江層、松江層及び和久羅山安山岩が分布している。中海では下位よりVI_N層（古浦層、波多層及び成相寺層）、V_N層（牛切層）、IV_N層（古江層）及びIII_N層（松江層）が分布している。

第四系は、更新世の火山岩類及び段丘堆積物、並びに完新世の砂丘堆積物及び沖積低地堆積物等から成る。また、中海では下位からII_N層（中期～後期更新世の段丘堆積物）、I_N層（完新世の砂丘堆積物及び沖積低地堆積物）が分布し、火山岩・貫入岩としてVII_N層（大根島玄武岩）が分布している。

敷地近傍の海域の地層は、敷地前面海域と同様、音波探査で認められる反射面の連続性、下位層との不整合関係、堆積構造及び反射パターンの特徴に着目し、上位からA層、B層、C層、D層の堆積物又は堆積岩及びV層の火山岩・貫入岩に区分され、B層はB_{1E}層及びB_{2E}層並びにB_{1W}層、B_{2W}層及びB_{3W}層に、D層はD₁層及びD₂層にそれぞれ細区分される。また古浦沖の海域の地質は上位からI_K層、II_K層、III_K層及びD₂層に区分され、I_K層及びII_K層は敷地前面海域のA層に対比される。これらのうち敷地近傍の海域には、D₂層、III_K層及びA層が分布している。

3.3.2.3 敷地近傍の地質構造

(1) 概要

敷地近傍の地質構造として、新第三系の古浦層及び成相寺層に東西方向の背斜構造が認められる。多井（1973）、山内・吉谷（1992）、鹿野・吉田（1985）等によると、島根半島の褶曲構造は松江層まで及んでいるが、約5Ma～約6Maに噴出した和久羅山安山岩が松江層を不整合に覆うことから、後期中新世末期には褶曲構造の形成がほぼ終了したとされて

いる。

(2) 断層及び変位地形・リニアメント

敷地近傍の変位地形・リニアメント分布図を第3.3-3図に示す。

敷地近傍陸域の地形調査によると、宍道断層、古殿[北][南]断層及び山中付近断層とほぼ同じ位置に変位地形・リニアメントが判読されるが、それ以外には判読されない。

また、敷地近傍海域の海上音波探査によると、敷地近傍の海域に断層及び撓曲は認められない。

a. 宍道断層

(a) 文献調査結果

橋本ほか（1980）は、鹿島町古浦から鹿島町尾坂付近までの延長約3.5km間に東西方向の準確実活断層を記載し、古浦断層と呼び、尾根線に北側落ちの高度不連続地形が認められるとしている。鹿島町南講武から枕木町付近までの延長8.5km間及び鹿島町南側（地名）から鹿島町七田までの延長1.7km間に2本の準確実活断層を記載し、宍道断層と呼び、谷や尾根において最高約30mの右横ずれ変位地形を呈しているとしている。また、美保関町宇井から美保関町法田付近までの延長1.8km間に北東-南西方向の準確実活断層を記載し、法田断層と呼び、中央部の嶺線に約25m～30mの高度不連続地形が認められるとしている。さらに、枕木町北方から美保関町北浦南方までの延長2.7km間、美保関町下宇部尾から美保関町森山までの延長4.0km間及び美保関町宇井から美保関町福浦までの延長4.7km間にそれぞれ推定活断層を記載し、枕木山東断層、森山断層及び高尾山断層と呼んでいる。

活断層研究会編（1980）は、橋本ほか（1980）とほぼ同じ位置に古浦東方断層（長さ3.4km）、宍道断層（長さ8.5km）、宍道断層[南]（長さ1.7km）及び法田断層（長さ1.8km）を記載し、いずれも確実度Ⅱ、活動度Cとしている。また、橋本ほか（1980）とほぼ同じ位

置に森山断層（長さ4.0km）及び高尾山断層（長さ4.7km）を記載し、確実度Ⅲ、活動度Cとしている。このほか、橋本ほか（1980）の枕木山東断層に相当する位置に延長約3.1kmの確実度Ⅲの断層を記載している。

鹿野・吉田（1985）は、鹿島町古浦から鹿島町客户付近までを古浦東方リニアメントと呼び、リニアメントに沿って分離丘陵や山脚部の急傾斜が点在するが、確実に断層変位地形として見なせるものはないとしている。また、活断層研究会編（1980）の宍道断層及び宍道断層[南]をそれぞれ講武一納藏リニアメント及び七田断層と新称した。このうち、講武一納藏リニアメントは、断層変位地形が認められず、坂本町坂本上から東へは続かないとしている。一方、七田断層については、鹿島町南側（地名）から鹿島町七田の約2km間に支谷の系統的な右屈曲が認められることから、活断層であると判断し、変位地形の明瞭さから、日本国内の他地域においてB級とされているものに匹敵するとしている。さらに、橋本ほか（1980）の枕木山東断層とほぼ同じ位置に枕木山東リニアメントを記載し、リニアメントを境にして北西側の山地高度が南東側に比べやや高いとしているが、断層変位地形が認められないことから、組織地形によるものと判断されるとしている。また、橋本ほか（1980）及び活断層研究会編（1980）の森山断層の東半部約2km間を森山リニアメントと呼び、リニアメントを境にして南側の山地が低いとしているが、断層変位地形が認められないことから、組織地形によるものと判断されるとしている。橋本ほか（1980）及び活断層研究会編（1980）の高尾山断層とほぼ同じ位置に高尾山リニアメントを記載し、地質断層とリニアメントが一致するものの、確実に断層変位地形が認められないこと、断層両側の地層の浸食に対するコントラストが大きいこと等から、組織地形によるものと判断されるとしている。橋本ほか（1980）及び活断層研究会編（1980）の法田断層とほぼ同じ位

置に法田リニアメントを記載し、地質断層とリニアメントが一致するものの、断層変位地形は伴っていないとしている。

佃ほか（1985）は、鹿島町南講武から東方約5km間に右横ずれで活動度がB級以下の活断層を記載し、主として第四紀後期に活動したものとしている。

鹿野・中野（1986）は、古浦東方リニアメントについて、分離丘陵が認められることや、佐陀川の沖積地とその南の山地との間が直線的な境界として認められることは、このリニアメントが活断層である可能性を示唆するとしている。

活断層研究会編（1991）は、活断層研究会編（1980）の宍道断層及び宍道断層[南]の記載内容を変更し、宍道断層[北]として、鹿島町南講武から鹿島町七田までの延長2km間に確実度II、活動度Cを示し、宍道断層[南]として、鹿島町南側（地名）から東持田町納蔵^{ひがしもちだ のうざ}まで^{ひがし}の延長約5km間に確実度I、活動度C、これより枕木町までの延長約5km間に確実度II、活動度Cを図示している（ただし、表中では鹿島町南側（地名）から枕木町までの延長10km間を確実度I、活動度Cとして記載している。）。また、活断層研究会編（1980）の法田断層について、確実度IIから確実度IIIへ記載内容を変更している。そのほか、活断層研究会編（1980）の古浦東方断層、森山断層、高尾山断層及び橋本ほか（1980）の枕木山東断層に相当する確実度IIIの断層については、同一の記載をしている。

鹿野ほか（1994）は、宍道断層あるいはその周辺の断層で確実に活断層として認定し得るのは、長さ約2kmの七田断層のみであるとしている。

中田・後藤（1998）⁽⁶⁸⁾は、活断層研究会編（1991）の宍道断層[南]と古浦東方断層を一連の活断層として認定し、橋本ほか（1980）の枕木山東断層に相当する区間を含めた延長約15km間を新たに鹿島断層と呼び、断層末端の屈曲形態から一括して活動するセグメントで

あるとする説を提案している。

中田・今泉編（2002）は、中田・後藤（1998）の鹿島断層をやや東方に延長し、延長約15kmの活断層を記載し、鹿島断層帯と呼んでいる。

佐藤・中田（2002）⁽⁶⁹⁾は、中田・今泉編（2002）の鹿島断層帯を更に東方に延長させ、手角町を通り、美保関町下宇部尾までの延長約18kmの活断層を鹿島断層として記載し、断層変位地形の分布、断層線の分岐形態、縦ずれ分布パターン等から、一括して活動すると推測されるとしている。

中田ほか（2002）⁽⁷⁰⁾は、佐藤・中田（2002）とほぼ同じ位置に活断層を記載し、鹿島断層と呼んでいる。

原子力安全基盤調査研究（2005）⁽⁷¹⁾は、佐藤・中田（2002）及び中田ほか（2002）とほぼ同じ位置に活断層を記載し、鹿島町佐陀宮内仲田のトレーナー調査及びジオスライサー調査の結果、最新活動時期は5,800年前～3,300年前の間、その一つ前は12,000年前～5,800年前の間と推定されると記載している。

渡辺ほか（2006）⁽⁷²⁾は、上本庄町のトレーナー調査の結果、走向N60°E、傾斜87°Nの断层面を確認し、奈良時代の腐植土層まで変位させており、放射性炭素同位体法の結果によると最新活動時期は奈良時代以降、17世紀以前と考えられ、880年出雲の地震に対応する可能性が高く、始良Tn火山灰（約2.5万年前、地学団体研究会、1996）の降下堆積以降、5回程度の活動を繰り返している可能性があると記載している。

徳岡ほか（2007）⁽⁷³⁾は、渡辺ほか（2006）のトレーナー調査地点において考古学的調査を実施し、鹿島断層の最新活動は850年以後、平安時代末期から鎌倉時代初期以前に限定され、880年出雲の地震に対応すると判断されると記載している。

中田ほか（2008）は、中田ほか（2002）の鹿島断層を一部改訂し、

西方及び東方に延長させている。

(b) 地形調査結果

宍道断層周辺の変位地形・リニアメント分布図を第3.3-4図に示す。

鹿島町古浦から鹿島町佐陀本郷客戸に至る間は、東北東-西南西の走向をもつ山麓の急斜面から成り、主として山地と平野との境界付近を連続する北側低下の崖として認められ、また、谷や尾根の系統的かつ明瞭な右屈曲が認められる。

鹿島町佐陀本郷根連木では山麓線に連続する変位地形・リニアメントに平行して山地内に谷や尾根の系統的な右屈曲が認められる。

鹿島町名分^{みょうぶん}では沖積地に入り伏在となるが、東方の南講武で認められる変位地形・リニアメントに連続すると考えられる。

鹿島町南側（地名）から鹿島町七田を経て鹿島町橋立^{はし立て}までは谷や尾根の系統的かつ明瞭な右屈曲が認められる。

鹿島町橋立から坂本町を経て福原町までは河谷や尾根の屈曲が認められ、坂本町坂本上からは断続・雁行する。

福原町から上本庄町の間は、変位地形・リニアメントの連続性は認められなくなるが、上本庄町から枕木町の間では、走向が北東-南西方向へ変化するとともに、段丘面に変位や変形の可能性のある地形が一部で認められる。

枕木町周辺では谷や尾根の右屈曲が認められ、枕木町周辺から東方については、変位地形・リニアメントが北東延長と東方延長の2方向に認められる。

枕木町の北東延長については、長海川北限付近では河谷や尾根の系統的な右屈曲が認められ、山地高度は北西側が比較的高い。忠^{ちゅう}山付近では谷や尾根の屈曲は認められず、山地内の鞍部、直線谷及び開析された南東側低下の崖の連続が認められる。

枕木町の東方延長については、長海川の河谷の北縁では山麓線が

東西に連続し、沖積面に低崖が認められる。さらに、長海町から手角町の間では、北側に鞍部列や山麓線が連なり、長海川の南縁には一部の河谷と尾根の屈曲が認められる。

美保関町^{まんばら}万原から下宇部尾の間では、河谷や尾根に明瞭な右屈曲が認められ、道路に沿って直線的な凹地が認められ、低地部の東では直線谷が認められる。また、北東方向にも谷や尾根の屈曲及び鞍部が認められる。

美保関町森山では鞍部が断続的に認められる。

美保関町宇井から福浦の間では、鞍部列を境に、丘陵の南側が低い高度不連続が認められる。また、鞍部列の南側にも、谷や尾根の右屈曲、鞍部及び直線谷が断続する。

高尾山の西側から美保関町法田の間では、直線谷と鞍部が認められ、山地高度は北西側がやや高い。

(c) 地質調査結果

宍道断層周辺の地質図を第3.3-5図に、地質断面図を第3.3-6図に示す。

ア. 南講武周辺

地表地質踏査結果によると、鹿島町南講武付近では変位地形・リニアメントを挟んで北側には成相寺層の凝灰角礫岩、泥岩等が分布し、南側には古浦層の安山岩質火碎岩、砂岩、礫岩、貫入岩である安山岩等が分布する。また、変位地形・リニアメントを境に、地質構造が不連続となり、鹿島町南講武～福原町区間の変位地形・リニアメントは、鹿野・吉田（1985）等の文献でいわれる宍道断層とほぼ一致している。

また、鹿島町七田の変位地形・リニアメント直下で、かつ地形の屈曲が最も明瞭な鹿島町七田南方の沢（L o c . S - 1）において、断層を確認した（第3.3-7図及び第3.3-8図）。ここでは、安山岩質火碎岩、砂岩及び泥岩から成る古浦層と、泥岩及び流紋

岩質火碎岩から成る成相寺層が東西方向の断層で接しており、これらの岩石が破碎を受け、軟質化している。

次に、変位地形・リニアメント延長上の鹿島町南講武の低地において、反射法地震探査及びボーリング調査を行い、断層位置を特定し、その位置においてトレーニチ調査を実施した（第3.3-9図及び第3.3-10図）。

ボーリング調査結果等によると、標高±0m～-8m付近以深に新第三系が存在し、3本のボーリングにより断層を確認した。また、標高6m～8m付近に大山松江軽石層、その直上に三瓶木次軽石層が確認され、断層を挟んでこれらの軽石層の分布標高に差が生じている。断層北側には、泥岩、流紋岩質凝灰角礫岩等から成る成相寺層が、南側には安山岩質火碎岩及び泥岩から成る古浦層が分布しており、断層を挟んだ新第三系の上面の標高は、南側が北側に比べ約6m高くなっている。さらに、この断層位置が変位地形・リニアメント延長線上にあること及び反射法地震探査の結果からもほぼ同じ位置に断層の存在が推定されることから、この断層が宍道断層に対応するものと判断した。

トレーニチ調査結果によると、明瞭な断層がトレーニチ中央部付近に認められ、大山松江軽石層、三瓶木次軽石層及び始良Tn火山灰を含む層が断層により変位を受けている（第3.3-11図）。また、トレーニチ最下部において、新第三系に接する幅10cm程度の断層粘土が認められた。始良Tn火山灰を含む地層、その上位の各地層より採取した木片等の放射性炭素同位体法の結果によると、断層は約1万1千年前の腐植土層を変位させているが、その上位の約3千年前の砂礫層を変位させていない。

イ. 南講武～尾坂間の平野部

変位地形・リニアメント延長上の鹿島町南講武～尾坂間の平野部において、ボーリング調査等を実施した（第3.3-12図及び第3.3

—13図)。

ボーリング調査結果等によると、標高—4m～—8m付近以深に新第三系が存在し、地質構造の不連続が推定される箇所付近の斜めボーリングにより断層を確認した。この断層の北側には成相寺層の流紋岩質凝灰角礫岩～流紋岩質凝灰岩及び貫入岩であるドレライトが、また、南側には成相寺層の泥岩が分布しており、断層を挟んだ新第三系の上面の標高は、南側が北側に比べ約5m高くなっている。この断層を境に、第四系各層の分布深度に高低差が認められ、姶良Tn火山灰を含む更新統及び海洋酸素同位体ステージ2最上位の堆積物（腐植土層）が変位を受けている。断層の位置、変位のセンス、変位を受けている地層の年代等から、この断層は鹿島町南講武で確認された断層の西方延長部に相当すると判断した。

ウ. 佐陀本郷周辺

地表地質踏査結果によると、鹿島町佐陀本郷周辺には、新第三系中新統の古浦層及び成相寺層とこれらに貫入したドレライト及び安山岩が分布する。変位地形・リニアメントの直下に位置する鹿島町佐陀本郷長廻池西方の道路法面には、成相寺層の泥岩と流紋岩を境する断層露頭（Loc. K-1）^{ながさこ}が観察される（第3.3—14図）。また、変位地形・リニアメントを境に古浦層及び成相寺層の分布・構造に大きな違いがみられることから、変位地形・リニアメントに一致する断層が存在するものと判断される。

次に、変位地形・リニアメント延長上の鹿島町佐陀本郷において、電気探査、ボーリング調査等を行い、断層位置を特定し、その位置においてトレンチ調査を実施した（第3.3—15図、第3.3—16図及び第3.3—17図）。

電気探査結果によると、第3.3—18図に示すように、新第三系と推定されるゾーン中に、低比抵抗値を示す部分が認められ、こ

の位置に断層の存在が推定される。

ボーリング調査結果によると、I 断面（第3.3-16図）において、標高-9m~-10m付近以深に新第三系が存在し、ボーリングにおいて礫岩と安山岩質火碎岩を境する断層を確認した。この断層を境に北と南には異なる地質が分布し、断層位置が変位地形・リニアメント上にあること及び電気探査結果からもほぼ同じ位置に断層の存在が推定できることから、この断層が宍道断層に対応するものと判断した。また、新第三系を覆う地層のほとんどが砂礫質の堆積物から成っているが、このうち、標高-1m~-2m付近にみられる腐植質粘土層中に大山松江軽石層が含まれることを確認した。

トレーナー調査結果によると、標高-10m付近において、北側の礫岩と南側の安山岩質火碎岩との間に幅30cm程度の連続する断層粘土が認められた（第3.3-19図）。この断層の走向は、変位地形・リニアメントの方向とほぼ一致している。また、断層を覆う堆積物の大半は砂礫層で、標高-1m付近にみられる大山松江軽石層を含む層は、ほぼ水平に堆積しており、その下位の標高-3m付近において、粘土の薄層及び礫混り砂層がほぼ水平に連続して堆積している。

さらにトレーナー調査範囲の北側でボーリング調査等を実施した。

ボーリング調査結果等によると、I 断面（第3.3-16図）では、新第三系として古浦層の礫岩と貫入岩である安山岩が分布し、この間で新第三系上面に約5mの標高差が認められるが、これを覆う海洋酸素同位体ステージ5の堆積物（硬質な砂礫（未風化部）及び灰白色の砂質シルト）を含む第四系は、ほぼ水平に分布しており、後期更新世以降の断層活動を示唆する地層の変位や変形は認められない。II 断面（第3.3-17図）では、新第三系として古浦層

の礫岩が一様に分布し、その上面は標高-10m付近で水平に連続し、また、これを覆う海洋酸素同位体ステージ5の堆積物（硬質な砂礫）を含む第四系は、ほぼ水平に分布しており、後期更新世以降の断層活動を示唆する地層の変位や変形は認められない。

エ. 古浦周辺

地表地質踏査結果によると、鹿島町古浦から佐陀本郷廻谷周辺には、新第三系中新統の古浦層及び成相寺層が分布する。また、古浦から^{おしま}男島付近には、新第三系中新統の古浦層が緩やかな構造で広がり、これらに安山岩及びデイサイトが貫入している（第3.3-20図）。

変位地形・リニアメント直下の鹿島町佐陀本郷廻谷において、反射法地震探査及びボーリング調査を行った。

反射法地震探査結果によると、第3.3-21図に示すように、変位地形・リニアメント位置及びそれより北側において南上がりの逆断層が推定される。

ボーリング調査結果等によると、I断面（第3.3-22図）では、急傾斜した古浦層が分布し、古浦層上面に高度差が認められ、北側の砂礫2層と南側の泥岩とを境する断層が認められる。さらに、反射法地震探査の結果からも、ほぼ同じ位置に断層の存在が推定される。この断層を境に、大山松江軽石層に高度差が推定され、シルト～砂層（約20,000年前）及び青灰色砂礫層（約25,000年前）にも断層を挟んで高度差が認められるため、後期更新世以降の断層活動が認められると判断した。また、佐陀本郷廻谷では、谷の屈曲量及び断層による鉛直変位量（ボーリングで確認した地層の高度差）は、東側（鹿島町佐陀宮内仲田、鹿島町南講武）に比べて小さいことから、断層の活動性は低く、耐震設計上考慮する活断層の末端に近いと考えられる。

II断面（第3.3-23図）では、南側の凝灰質シルト岩と北側の

砂礫1層とを境する断層が認められる。さらに、反射法地震探査の結果からもほぼ同じ位置に断層の存在が推定される。しかしながら、この断層を覆う砂礫2層及び大山松江軽石層を含む砂礫3層は、ほぼ水平に堆積していることと、反射法地震探査の結果、断層を覆う地層の反射面は水平に連続することから、少なくとも大山松江軽石層を含む砂礫3層より上位に変位や変形は認められない。

また、佐陀本郷廻谷から男島に至る海岸に沿った陸域（以下、「古浦西方」という。）には、海岸部では古浦層の礫岩及び泥岩が連続分布しており、断層は認められない（第3.3-20図）。なお、中田ほか（2008）に示される断層位置付近において、ほぼ全面に分布する古浦層に断層は認められない。

その西方の男島付近には鞍部地形が認められ、一部に尾根・谷の屈曲が認められる。明瞭な鞍部地形の直下において、ピット調査（Loc. O-1）を行った結果、古浦層の礫岩・凝灰岩と共に貫入するディサイトが認められるが、断層は認められないことから後期更新世以降の断層活動はない（第3.3-24図）。

オ. 古浦沖

宍道断層の西方延長に位置する鹿島町古浦沖において、第3.3-25図に示す位置で音波探査を実施した。

古浦沖の海底に分布する地層は、第3.2-6表に示すように、上位から I_K層、 II_K層、 III_K層及びD₂層に区分され、周辺陸域の地質分布状況並びに他機関のボーリング調査結果から、 I_K層及びII_K層が完新統に、 III_K層が更新統に、 D₂層が下部～中部中新統にそれぞれ対比される。

音波探査結果によると、III_K層の内部反射面及びD₂層上面に断層活動を示唆する反射面は確認されず、また、I_K層及びII_K層はほぼ水平に分布しており、これらの地層に断層活動を示唆する変

位や変形は認められないことから古浦沖では断層・褶曲は認められないことを確認した（第3.3-26図及び第3.3-27図）。

カ. 福原町周辺

島根大学生物資源科学部付属生物資源教育研究センター農業生産科学部門本庄総合農場（島根大学農場）北方地点における詳細な地表地質踏査結果によると、変位地形・リニアメントの位置付近（Loc. S-2）において、成相寺層の流紋岩が熱水変質を受け軟質化した部分が認められたが、断層露頭は認められない（第3.3-28図及び第3.3-29図）。

キ. 上本庄町周辺

地形調査の結果、第3.3-4図に示すように、北東-南西方向の変位地形・リニアメントが認められる。渡辺ほか（2006）によると、上本庄町のトレンチ調査において、完新統まで変位させる断層を確認し、その断层面は走向N60°E、傾斜87°Nとしており、この断層の走向は北東-南西方向の変位地形・リニアメントに対応している。

地表地質踏査の結果からも、段丘面に変位や変形の可能性のある地形が一部で認められることから断層が推定される。

ク. 枕木町～美保関町北浦

枕木町から美保関町北浦にかけては、背斜構造を有する南東側の古浦層及び成相寺層と、北西傾斜の同斜構造を示す成相寺層との間に断層が推定される（第3.3-30図）。

断層が推定される位置及び変位地形・リニアメント位置付近（Loc. M-1）での詳細な地表地質踏査の結果によると、成相寺層とそれに貫入したドレライトが分布し、成相寺層の泥岩中に変位地形・リニアメントと同方向の断層が認められるが、断層内物質は固結しており、これを切るような新しいせん断面は認められないことから、断層は少なくとも後期更新世以降の活動はない。

いものと考えられる（第3.3-31図及び第3.3-32図）。また、変位地形・リニアメント位置付近でのピット調査（Loc. M-2）においても、北西側に貫入岩のデイサイトが、南東側に泥岩が分布しており、断層は認められない（第3.3-33図）。

したがって、変位地形・リニアメントは成相寺層及び古浦層と、貫入岩との岩相差を反映した組織地形であると考えられる。

ケ. 長海町周辺

地表地質踏査の結果、成相寺層の流紋岩質火碎岩、安山岩質火碎岩及び泥岩が分布しており、南側の山塊では、南に緩傾斜の同斜構造を示す（第3.3-34図）。また、佐藤・中田（2002）、原子力安全基盤調査研究（2005）及び中田ほか（2008）で示される位置付近（Loc. N-1）での詳細な地表地質踏査の結果によると、ほぼ全面に分布する成相寺層に断層は認められない（第3.3-35図）。

ボーリング調査によると、I断面（第3.3-36図）では、安山岩質火碎岩、安山岩及び流紋岩質火碎岩これらに貫入したドレライト及び玄武岩が分布し、これらを被覆して中期更新世から完新世の地層が分布するが、基盤に高度不連続は認められず、第四系に断層活動を示唆する顕著な変位や変形は認められない。

コ. 中海北部

文献により断層が通過するとされている中海北部の手角町の沖合において、第3.3-37図に示す位置で実施した音波探査及びボーリング調査結果によると、VI_N層（古浦層、波多層、成相寺層、川合層及び久利層）に断層活動を示唆する顕著な反射記録は認められない。また、I_N層（完新統）並びに、大山松江軽石層及び姶良Tn火山灰を含むII_N層（中部～上部更新統）は大局的にはほぼ水平に分布しており、これらの地層に断層活動を示唆する変位や変形は認められない（第3.3-38図及び第3.3-39図）。

サ. 下宇部尾周辺

地表地質踏査結果によると、変位地形・リニアメントが認められる国道431号沿いには泥岩（古浦層）が両側に分布しており、北緩傾斜を示す（第3.3-40図）。

下宇部尾の低地において実施したボーリング調査結果によると、I断面（第3.3-41図）では、北側に泥岩・礫岩を主とする堆積岩類が、南側に安山岩質火砕岩が分布しており、両者は断層によって境される。断層を挟んで基盤の上面に高低差が認められ、基盤と海洋酸素同位体ステージ7以前の地層が高角度で接していることから、断層が海洋酸素同位体ステージ7以前の地層にまで及んでいる可能性があるが、それらを覆う大山松江軽石層及び海洋酸素同位体ステージ5c層準と推定される堆積物に変位や変形は認められない。また、II断面（第3.3-42図）では、安山岩質火砕岩が広く分布し、小規模な変質帯は認められるものの、断層は認められない。

したがって、後期更新世以降の断層活動はないものと考えられるが、活動性の確認のため、変位地形・リニアメント延長上及び文献に示された4地点において、トレンチ調査を実施した（第3.3-40図）。

下宇部尾西トレンチ（北）は、変位地形・リニアメント及び中田ほか（2008）に示される活断層の位置に対応しており、基盤（デイサイト質火砕岩）には変位地形・リニアメント及び文献に対応する断層は認められない（第3.3-43図）。

下宇部尾西トレンチ（南）は、変位地形・リニアメントの西側延長部に位置しており、基盤（デイサイト）に局所的な変形が認められるが、断層活動を示唆する構造は認められない（第3.3-44図及び第3.3-45図）。

下宇部尾北トレンチは、中田ほか（2008）に示される活断層（や

や位置不明確) の位置に対応しており、文献に示される範囲において基盤に断層が認められないが、トレンチ北西端の基盤（デイサイト）に断層が認められた（第3.3-46図）。火山灰分析の結果によると断層を覆う地層のうちA層及びB層上部層に含まれる普通角閃石及びカミングトン閃石を含む火山灰は、層序的関係、鉱物組成及び屈折率の町田・新井（2011）⁽⁷⁴⁾との対比から、A層に含まれる火山灰は大山h1（約23万年前；町田・新井, 2011）、B層上部層に含まれる火山灰は大山松江軽石層に対比・同定され、B層中・下部層にこれらの鉱物はほとんど含まれないことから、A層及びB層上部層の堆積時期には時間間隙があるものと推定される（第3.3-47図）。花粉化石分析の結果を含め、A層は海洋酸素同位体ステージ6以前の地層、B層は海洋酸素同位体ステージ5eの地層と判断され、断層は、A層に変位を与えB層に変位や変形が認められないことから、耐震設計上考慮する活断層ではないと判断される。ただし、A層に含まれる火山灰は再堆積したものであるとも考えられることから、後期更新世以降の活動を完全には否定できない。

下宇部尾トレンチは、変位地形・リニアメントの西側延長部及び活断層研究会編（1991）に示される活断層の疑いのあるリニアメントの位置に対応しており、基盤（デイサイト質火碎岩）に断層は認められない（第3.3-48図）。

さらに、その東方の下宇部尾東において、変位地形・リニアメントの延長位置における詳細な地表地質踏査及びピット調査（Loc. S-3, 4）の結果、幅約30mにわたって連続分布する砂岩及び安山岩質火碎岩に断層は認められない（第3.3-49図）。

シ. 森山周辺

地表地質踏査の結果、古浦層の安山岩質火碎岩、泥岩、砂岩及び礫岩が分布しており、南東傾斜の同斜構造を示す（第3.3-50

図)。

変位地形・リニアメントの延長位置には中位Ⅰ段丘面が分布しており、この段丘面には高度不連続は認められない(第3.3-51図)。

段丘面上でのボーリング調査及びピット調査の結果、大山松江軽石層を含むローム層基底はほぼ水平に連続しており、少なくとも大山松江軽石層の堆積時期以降の活動はないものと考えられる(第3.3-52図)。なお、ボーリング調査により基盤で確認した断層については、ピット調査の結果、大山松江軽石層を含むローム層の下位に分布する砂層・角礫層に変位や変形は認められない。

また、平野部でのボーリング調査及び反射法地震探査の結果、基盤岩上面、完新統及び南側に分布する上部更新統には断層活動を示唆する変位や変形は認められない(第3.3-53図)。

ス. 高尾山周辺

地表地質踏査の結果、古浦層の流紋岩質火碎岩、砂岩及び礫岩が分布し、これらに貫入するデイサイト及び玄武岩が認められる(第3.3-54図)。

① 高尾山南側(北)

地表地質踏査の結果、美保関町宇井西において、変位地形・リニアメント位置付近(L o c. T-1)では、急傾斜する古浦層中に上載地層が存在しないため活動性が不明であるものの、下宇部尾北トレンチにおいて認められた断層等とは傾斜方向が異なる断層を確認した(第3.3-55図)。さらに、東方の美保関町日向浦北において、南側の流紋岩質火碎岩と北側の砂岩との間に断層の延長が推定され、変位地形・リニアメント位置付近でのピット調査(L o c. T-2)の結果、急傾斜する流紋岩質火碎岩が確認されるが、北側には変位地形・リニアメントと同走向の貫入岩が分布しており、断層は認められず、その

上位には大山松江軽石層を含むローム層がほぼ水平に分布している（第3.3-56図）。また、福浦東においても、変位地形・リニアメント位置付近でのピット調査（Loc. T-3）の結果、古浦層のデイサイトに対して変位地形・リニアメントと同走向に貫入する玄武岩が分布しており、断層は認められない（第3.3-57図）。

したがって、変位地形・リニアメントに対応して一部に断層が認められるものの、変位地形・リニアメントと同走向の貫入岩が分布し、変位や変形は認められること等から後期更新世以降の断層活動はないものと考えられる。

② 高尾山南側（南）

地表地質踏査の結果、宇井南において変位地形・リニアメント位置付近でのピット調査（Loc. T-4）の結果、古浦層の砂岩・泥岩が分布しており、断層は認められない（第3.3-58図）。さらに、福浦付近において、変位地形・リニアメント延長位置に連続する流紋岩質火碎岩に断層は認められない（第3.3-54図）。

したがって、変位地形・リニアメントに対応する断層は認められない。

③ 高尾山西側

地表地質踏査の結果、古浦層の礫岩、砂岩及び流紋岩質火碎岩が分布し、北緩傾斜の同斜構造を示す（第3.3-54図）。変位地形・リニアメント位置付近において断層は認められず、流紋岩質火碎岩等の分布にくい違いも認められることから、変位地形・リニアメントに対応する断層は認められない。

(d) 総合評価

松江市鹿島町南講武から鹿島町七田を通り福原町までの断層は、南講武のトレンチ調査結果によると約3千年前から約1万1千年前

の間に最新の活動があったと認められ、その西方の鹿島町南講武～尾坂間の平野部における調査でも確認されている。

その西方の鹿島町尾坂から鹿島町佐陀本郷を通り、鹿島町古浦沖にかけては、鹿島町佐陀本郷において、後期更新世以降の断層活動はないものと判断されるが、古浦周辺において後期更新世以降の断層活動が認められると判断した。しかしながら、①変動地形学的調査結果によると古浦西方では変位地形・リニアメントが認められないこと、②地表地質調査結果によると、古浦西方の海岸部では断層は認められないこと、③男島付近では変位地形・リニアメントは認められるが、後期更新世以降の断層活動はないこと、及び④古浦沖の海上音波探査結果によると断層・褶曲は認められないことから、宍道断層について耐震設計上考慮する西端を古浦における変位地形・リニアメント延長上の古浦西方の西側とする。

一方、東方の上本庄町周辺において活断層が推定されるが、枕木山東方において後期更新世以降の活動を示唆する断層は認められず、長海町周辺においても、第四系に断層活動を示唆する顕著な変位や変形は認められない。また、中海北部の手角町の沖合において、中部～上部更新統及び完新統に断層活動を示唆する変位や変形は認められない。

美保関町下宇部尾の下宇部尾北トレーナーにおいて後期更新世以降の活動を完全には否定できないが、①長海町以東では、下宇部尾北トレーナーを除いて後期更新世以降の断層活動を示唆する変位や変形が認められないことから、断層活動が低下していること、②その東方の下宇部尾東では約30mの幅広のはぎとり調査の結果、断層は認められないこと、及び③下宇部尾東より更に東方の美保関町森山～福浦では、後期更新世以降の断層活動はないことから、宍道断層について耐震設計上考慮する東端を下宇部尾東とする。

したがって、耐震設計上考慮する宍道断層の長さとして、古浦西

方の西側から下宇部尾東までの約22kmを評価する。

b. 古殿[北][南]断層

(a) 文献調査結果

橋本ほか（1980）は、松江市鹿島町北講武から鹿島町上講武に至る延長3.5km間及び延長0.7km間に東西方向の準確実活断層を2条記載し、古殿断層と呼び、谷や尾根の右横ずれ・北側隆起と左横ずれ・南側隆起の断層地形があり、その間の約400mが地溝状を示すとしている。

活断層研究会編（1980, 1991）は、橋本ほか（1980）とほぼ同じ位置に、長さ3.5km及び0.7kmの古殿[北]断層及び古殿[南]断層を記載し、いずれも確実度Ⅱ、活動度Cとしている。このうち、古殿[北]断層が北側隆起・右横ずれの断層変位としているのに対し、古殿[南]断層については、活断層研究会編（1980）は南側隆起・左横ずれ、活断層研究会編（1991）は南側隆起・右横ずれとしている。

鹿野・吉田（1985）は、2本のリニアメントを古殿北及び古殿南リニアメントと呼び、これらに挟まれた地溝状の部分に著しく風化したドレライトの貫入岩体が分布しているとし、変位地形とみなせるものがないことから、組織地形によるものとしている。

佃ほか（1985）、中田・今泉編（2002）、中田ほか（2002）及び中田ほか（2008）には、同位置に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

(b) 地形調査結果

古殿[北][南]断層周辺の地形調査結果を第3.3-59図に示す。

鹿島町旦過から鹿島町古殿に至る間に、鞍部列から成る変位地形・リニアメントが判読され、鹿島町古殿から鹿島町山奥に至る間に、谷や尾根の左屈曲、鞍部等から成る変位地形・リニアメントが判読される。

(c) 地表地質踏査結果

古殿[北][南]断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.3-60図に示す。

古殿[北][南]断層沿いには、主に新第三系中新統の成相寺層の泥岩、流紋岩質火碎岩、デイサイト～安山岩質火碎岩及び貫入岩であるドレライトが分布する。これらの地層は全体に東西方向の走向で北傾斜の同斜構造を示し、ドレライトも周囲の地層に調和的な岩床状の貫入岩体として分布する。ドレライトは著しく風化し、成相寺層の泥岩や流紋岩質火碎岩に比べ軟質化している。

鹿島町上講武清水における変位地形・リニアメント直下においてピット調査(L o c. F-1)を実施した結果、成相寺層の凝灰岩、泥岩及び貫入岩のドレライトが分布しており、断層は認められない(第3.3-61図)。

(d) 総合評価

地表地質踏査等の結果によると、変位地形・リニアメントの付近に分布する地層は同斜構造を示し、断層は認められない。また、変位地形・リニアメントはドレライトと成相寺層の貫入境界とほぼ一致する。

以上のことから、古殿[北][南]断層にほぼ対応する変位地形・リニアメントは、岩相差を反映した組織地形であると判断される。

c. 山中付近断層

(a) 文献調査結果

橋本ほか(1980)は、松江市秋鹿町六坊から松江市西谷町牛切に至る延長3.5km間に西北西-東南東方向の推定活断層を記載し、山中断層と呼び、さらにこの東南東に延長2.7km間に東西ないし東北東-西南西方向の推定活断層を記載し、庄断層と呼び、いずれも北側隆起としている。

活断層研究会編(1980, 1991)は、橋本ほか(1980)と同位置に、

長さ3.5kmの山中付近断層を記載し確実度Ⅲ、活動度Cとし、この東南東に別の確実度Ⅲの活断層を示している。

鹿野・中野（1986）は、リニアメントに沿って、地形的に鞍部が連続し山地高度にも南が低いという不連続が認められ、その一部は地質断層と一致するとしているが、地質断層と一致する所で確実に変位地形といえるものではなく、山地高度の不連続の原因として、北側に主として分布する成相寺層の流紋岩・安山岩と南側に分布する成相寺層等の堆積岩との浸食に対する抵抗の差が考えられるとしている。

佃ほか（1985）、中田・今泉編（2002）及び中田ほか（2008）は、同位置に活断層あるいは推定活断層を示していない。

(b) 地形調査結果

山中付近断層周辺の地形調査結果を第3.3-62図に示す。

秋鹿町山中から西谷町牛切にかけて、溝状地、鞍部、傾斜変換線等から成るDランクの変位地形・リニアメントが判読されるが、河谷と尾根の屈曲は認められない。

これらの変位地形・リニアメントは、活断層研究会編（1980, 1991）の山中付近断層とこの東南東に位置する別の確実度Ⅲの活断層にはほぼ対応している。変位地形・リニアメントの北側は、南側に比べ山地高度が高い。これらの地形要素は一部で断続し、不鮮明である。

(c) 地表地質踏査結果

山中付近断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.3-63図に示す。

変位地形・リニアメント沿いには、新第三系中新統の成相寺層、古江層及び貫入岩が分布する。成相寺層は本断層の南北に分布し、変位地形・リニアメントの北側では主に流紋岩質火碎岩、デイサイト～安山岩質火碎岩が分布し、変位地形・リニアメントの南側では主に泥岩が分布する。牛切層は砂岩・礫岩、泥岩及び砂岩・泥岩互層から成る。貫入岩は安山岩から成る。

松江市西長江町上組において、成相寺層と牛切層が東西方向の軸を持つ緩やかな褶曲構造を示し、変位地形・リニアメントは北側の成相寺層のデイサイト～安山岩質火砕岩と南側の成相寺層の泥岩との境界、又は北側の成相寺層の泥岩と南側の牛切層の砂岩・泥岩互層との境界付近に位置する。

秋鹿町山中において、成相寺層の泥岩が変位地形・リニアメント近傍で急傾斜を示すものの、変位地形・リニアメント位置（Loc. YM-1 及び Loc. YM-2）では北側に成相寺層のホルンフェルス化した泥岩が、南側には安山岩（貫入岩）が広く分布しており、断層は認められない（第3.3-64図及び第3.3-65図）。安山岩（貫入岩）は高標高部では赤色風化が著しく、成相寺層のホルンフェルス化した泥岩に比べ軟質である。

(d) 総合評価

山中付近断層等にほぼ対応する変位地形・リニアメントは、西部では成相寺層のホルンフェルス化した泥岩と風化の著しい安山岩（貫入岩）との地質境界に、東部では成相寺層のデイサイト～安山岩質火砕岩と成相寺層の泥岩との地質境界、又は成相寺層の泥岩と牛切層の砂岩・泥岩互層との地質境界に概ね一致する。

以上のことから、山中付近断層等にほぼ対応する変位地形・リニアメントは、岩質の差を反映した組織地形であると判断される。

3.4 敷地の地質・地質構造

3.4.1 調査内容

島根原子力発電所の敷地において、地形調査、地表地質踏査、地表からの弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査等を実施しており、それらの結果に基づき、敷地の地質・地質構造について検討を実施した。

3.4.1.1 地表地質踏査

敷地の地質分布及び地質・地質構造を把握する資料を得るため、地形調査及び地表地質踏査を行った。

また、文献による調査や空中写真の判読等による調査もあわせて実施した。これらの調査結果から、地質図（原縮尺5,000分の1）、同断面図（原縮尺5,000分の1）を作成した。

3.4.1.2 地表からの弾性波探査

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面の地質特性及び地質構造の概要を把握するため、探査測線24測線で延長約5,600mの地表弾性波探査を第3.4-1図に示す位置で実施した。

探査は、地中発破による微震動（P波）を、測線上に設けた5m間隔の測点で記録し、その測定値から求めた走時曲線を解析して地盤の伝播速度を調査した。

3.4.1.3 ボーリング調査

敷地の地質・地質構造についての資料を得るとともに、原子炉施設の基本配置を地質学的及び工学的見地から検討するため、ボーリング調査を実施した。

ボーリング調査は、第3.4-1図に示すように原子炉設置位置付近を中心に格子状の各線上で調査することを基本として実施した。

調査位置の間隔は、原子炉設置位置付近で15m～20mとし、山地部では、

40m～80m間隔とした。

ボーリングの掘削深度は、平均約55m、最深約230mで、孔数151孔、延長約8,300mである。

掘削孔径は56mm～116mmでロータリ型ボーリングマシンを使用し、オールコア・ボーリングで実施した。

採取したボーリングコアを観察して地質柱状図及び地質断面図を作成し、敷地の地質及び地質構造を把握した。

3.4.1.4 試掘坑調査

ボーリング調査によって得られた敷地の地質及び地質構造を直接確認するため、第3.4-1図に示すように、原子炉設置位置にT.P.+1.0m、T.P.-4.1m及びT.P.-11.0mの敷高で、延長約410m、原子炉建物西側切取斜面にT.P.+16m、T.P.+46m、T.P.+61m及びT.P.+104mの敷高で4坑、延長約430mの試掘横坑を、原子炉建物南側盛土斜面に4坑、延長約38mの試掘堅坑を掘削した。

3.4.2 調査結果

3.4.2.1 敷地の地形

発電所の敷地は、島根半島の日本海側海岸線のほぼ中央部に位置する。敷地の北縁には海食崖が形成され、南縁は東西に延びる半島の脊梁山地から成る。東西の両縁は脊梁山地から海に向かって下る小谷及び北へ突出した小半島で囲まれている。

敷地の地形は、沿岸低山地と後背山地に大別される。沿岸低山地は標高約80m以下の山地で、高さ約5m～約10mの海食崖で囲まれ、緩慢な山頂面から海に急傾斜している。後背山地は標高約80m～約160mの山地で、東から才津谷さいづ、くしげ谷、輪谷わだに及び宇中谷うちゅうの開析谷が発達しており、中央の輪谷が扇状に大きく広がっている。

原子炉建物は、この輪谷に設置されており、敷地造成に伴い、流域の中

下流は埋積されているが、山地は一部切取り部分を除き大部分原地形が残されている。

地形調査等によると、敷地には断層活動を示唆する変位地形・リニアメントや地すべり地形は認められない。

3.4.2.2 敷地の地質

地表地質踏査、ボーリング調査等により作成した敷地付近の原縮尺5,000分の1の地質平面図及び地質断面図を第3.4-2図及び第3.4-3図に示す。また、地質の層序を第3.4-1表に示す。

敷地の地質は、新第三紀中新世の堆積岩類から成る成相寺層及び貫入岩類、並びにそれらを覆う被覆層から構成される。

成相寺層は海成層で、下位より下部頁岩部層、火碎岩部層及び上部頁岩部層に区分される。

なお、原子炉建物基礎地盤及び周辺斜面には、成相寺層のうち下部頁岩部層、貫入岩類が分布する。

(1) 下部頁岩部層

下部頁岩部層は、頁岩（黒色頁岩及び凝灰質頁岩）を主体とし、凝灰岩及び凝灰角礫岩並びにこれらの互層から構成される。

敷地で確認される最大層厚は約210mで、下位より約150mの区間は黒色頁岩が、上位約60m区間は凝灰質頁岩が優勢となる。また、黒色頁岩の優勢な部分には層厚約2m～約45mの凝灰岩及び凝灰角礫岩を挟む。

本部層は整合的に火碎岩部層に覆われる。

(2) 火碎岩部層

火碎岩部層は、主として凝灰岩及び凝灰角礫岩から構成され、敷地で確認される最大層厚は約120mである。

火碎岩部層は、比較的連続性の良い黒色頁岩の薄層により、厚さ約5m～約20mの層に細区分され、整合的に上部頁岩部層に覆われる。

(3) 上部頁岩部層

上部頁岩部層は敷地に分布する成相寺層の最上部に当たり、主として敷地東部～南部の高標高部に分布する。

上部頁岩部層の層厚は約5m～約25mで、黒色頁岩を主体とし、部分的に凝灰質頁岩及び凝灰岩を挟在する。

(4) 貫入岩類

下部頁岩部層及び火碎岩部層中には、ドレライトと安山岩の貫入が認められる。ドレライトは幅約20m以下の小規模な岩脈及び最大厚さ約100mの岩床として貫入している。

安山岩は厚さ約7m～約10mの岩床から成り、連続性が極めて高く、輪谷湾以西のほぼ全域に分布する。また、輪谷湾東岸には幅5m程度の岩脈として露出する。

(5) 被覆層

被覆層は、崖錐堆積物及び盛土から成る。崖錐堆積物は、主として礫混り砂質土及び礫混り粘性土から成り、約2m～約5mの厚さで、斜面中腹や裾部、あるいは谷部等の緩斜面に分布する。また、盛土は輪谷湾、宇中湾に面した埋立地等に分布する。

3.4.2.3 敷地の地質構造

敷地に分布する成相寺層の構造は、露頭状況の良好な北部の海岸付近では、概ね走向N60°～80°W、傾斜12°～20°Nの同斜構造を示す。

一方、原子炉建物設置位置の約200m南方にはN85°E～E-Wの軸をもつ背斜構造が存在し、背斜軸より南では緩い傾斜を示す。

なお、敷地には顕著な断層は認められない。

3.4.2.4 地表からの弾性波探査

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面の地表における弾性波探査は、走時曲線を解析して次のような3つの速度層に分帶した。

これらの速度層を露頭の観察や、これと並行して実施したボーリング結果等を参考にして地質状況と対比すれば次のような。

第1速度層 P波速度 0.4 km/s～0.7 km/s 表土、埋立層等の未固結状態にある部分

第2速度層 P波速度 1.1 km/s～2.4 km/s 風化岩

第3速度層 P波速度 2.7 km/s～3.1 km/s 風化の影響を受けていない岩盤

これにより第2速度層及び第3速度層が岩盤を示すものと考えられる。

原子炉建物基礎地盤は、埋立地である第1速度層が5m～20mの厚さで分布する。第2速度層の層厚は薄く、第3速度層が浅部に分布している。

原子炉建物西側切取斜面の地盤は、第1速度層が4m～6mの厚さで分布しているが、その下位は、第2、第3速度層の岩盤である。

また、地表弾性波探査の結果では、地表弾性波探査の精度において検出できるような断層、破碎帯を示す低速度帶は存在しない。

3.5 原子炉設置位置付近の地質・地質構造及び地盤

3.5.1 調査内容

原子炉設置位置付近において、ボーリング調査、試掘坑調査、岩石試験、岩盤試験等を実施しており、それらの結果に基づき、原子炉設置位置付近の地質・地質構造について検討を実施した。

3.5.1.1 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の基礎資料を得るとともに、岩石試験供試体の採取及びボーリング孔を利用しての原位置試験を実施するために、炉心部及び原子炉建物周辺斜面を中心としてボーリング調査を実施した。

原子炉設置位置付近で実施したボーリングは、第3.4-1図に示すとおりである。

掘削孔径は56mm～86mmでロータリ型ボーリングマシンを使用し、オールコア・ボーリングで実施した。

採取したボーリングコアについては詳細な観察を行い、地質柱状図を作成した。

また、試掘坑調査結果等とあわせて原縮尺500分の1の地質水平断面図及び地質鉛直断面図を作成した。

3.5.1.2 試掘坑調査

原子炉建物基礎地盤及び周辺斜面の地質・地質構造を直接観察するとともに、試掘坑内において岩盤試験を実施し、工学的性質を把握する目的で試掘坑による調査を行った。

原子炉建物基礎地盤の試掘坑を第3.5-1図に示す。

これら試掘坑内で、地質の分布、構成岩石、岩質、破碎帶の分布等を直接観察し、原縮尺100分の1の試掘坑展開図を作成した。

3.5.1.3 岩石試験

構造物の設計と施工上の基礎資料を得るため、基礎地盤をなす岩石の物理・力学試験を行った。試料は第3.5-2図に示したボーリング孔及び試掘坑内から採取した。試験項目は密度、吸水率、間隙率等の物理試験及び自然状態での一軸圧縮試験、引張試験（圧裂試験）、三軸圧縮試験等の力学試験である。試掘坑内より採取した試料の力学試験については層理に直角及び平行方向の試験を行った。

また、原子炉建物西側切取斜面及び南側盛土斜面のボーリング孔から採取した試料を用いて、密度、比重、吸水率、間隙率等の物理試験及び一軸圧縮試験、引張試験（圧裂試験）、三軸圧縮試験等の力学試験を実施した。

さらに、原子炉建物南側盛土斜面の試掘竪坑で密度試験を行うとともに、試料を採取して大型三軸圧縮試験を実施した。

3.5.1.4 岩盤試験

原子炉建物基礎地盤としての適性を確認し、あわせて設計、施工上の資料を得るため、試掘坑内において、坑内弾性波試験、平板載荷試験、ブロックせん断試験及び岩盤物性の場所的変化についての調査を実施した。

また、原子炉建物西側切取斜面の試掘坑内において、平板載荷試験及びブロックせん断試験を実施した。

(1) 坑内弾性波試験

耐震設計に必要な原子炉建物基礎地盤の動的性質を求めるため、第3.5-3図に示す試掘坑内で弾性波試験を行った。

測線長は約230mとし、その測線上に約3m間隔で受振点を設け、発破及び板叩き法によって発振した。

各受振点の記録から走時曲線を描き、これを解析しP波とS波の伝播速度を求め、動弾性係数、動的ポアソン比を算出した。

(2) 平板載荷試験

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面を構成する岩盤の支持能力及

び変形特性を把握するため、平板載荷試験を実施した。試験は水浸状態で行い、岩種別に第3.5-4図に示す位置で実施した。試験方法は、第3.5-5図に、載荷パターンを第3.5-6図に示す。荷重は段階的に増減させ、各荷重段階に対応する載荷板の変位量を計測した。

変位量の計測は1／100mm読み変位計を4個設置し、4個の計測平均値から求めた。

載荷方向については、鉛直、水平及び層理に直角、平行の4方向について実施した。

また、鉛直載荷位置において、クリープ試験を実施した。

(3) ブロックせん断試験

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面を構成する岩盤のせん断特性を把握するため、岩種別にブロックせん断試験を実施した。

ブロックせん断試験位置を第3.5-7図に示す。試験は水浸状態で、層理に流れ目及び差し目方向で行い、ブロックごとに垂直荷重を変えて、垂直応力とせん断応力の関係を求め、この関係からせん断強度及び内部摩擦角を求めた。

ブロックの変位は、ブロック面に設置した変位計により測定した。

ブロックせん断試験装置の概略を第3.5-8図に、変位計設置位置を第3.5-9図に、せん断載荷パターンを第3.5-10図に示す。

(4) 孔内載荷試験

原子炉建物基礎地盤の深さ方向の変形特性を把握するため、ボーリング孔（No. 306, 308, 309, 310, 312, 313, 315, 316）を利用して孔内載荷試験を行い、変形係数及び弾性係数を算出した。試験装置の概略を第3.5-11図に、載荷パターンを第3.5-12図に示す。

(5) 岩盤物性の場所的変化、異方性等に関する調査

原子炉建物基礎地盤における地盤物性の場所的変化等を把握するため、試掘坑内において扇射法による坑間弾性波試験及びシュミット・ロック・ハンマの反発度測定を実施した。

扇射法による坑間弾性波試験は、試掘坑内で約3m間隔に受振点を設け、弾性波試験を実施した。測定範囲を第3.5-13図に示す。

シユミット・ロック・ハンマの反発度測定は、原子炉建物基礎地盤の試掘坑全長について両壁で約1m間隔で行った。

(6) 透水試験

原子炉建物基礎地盤の透水性を把握するため、第3.5-2図に示すボーリング孔において透水試験を実施した。試験区間は10mとし、ボーリング孔を10m掘削するごとに、区間上部にパッカをかけ、加圧孔井法を行い、透水係数を算出した。

3.5.1.5 シームの物性試験

シームの物理的・力学的性質を明らかにし、構造物の設計及び施工の基礎資料を得るため、物理試験及び力学試験を実施した。

力学試験としては、原子炉設置位置付近（3号炉）の試掘坑において採取した試料を用いて、室内で静的単純せん断試験及び動的単純せん断試験を実施した。なお、原子炉建物基礎底面付近（3号炉）のT.P.-8.5mにおいて、不搅乱試料採取のための試掘坑を延長約25m掘削した。

試料の採取位置を第3.5-14図に示す。

(1) 物理試験

シームの物理特性を把握するため、物理試験として、(社)地盤工学会「土質試験の方法と解説」に準拠し、密度、含水比、比重及び粒度試験を実施した。

(2) 静的単純せん断試験

シームの強度特性及び静的変形特性を把握するため、静的単純せん断試験を実施した。

供試体は、直径5cm、高さ2cmの円板形で、垂直荷重を4種類とし、それぞれひずみ速度を0.1%/minでせん断力を加えて試験を実施した。

試験装置の概略を第3.5-15図に示す。

(3) 動的単純せん断試験

シームの動的変形特性を把握するため、動的単純せん断試験を実施した。

供試体は、直径 5 cm、高さ 2 cm の円板形で、垂直荷重を 4 種類とし、それぞれ周波数 1 Hz の正弦波の動的せん断力を供試体に加えて試験を実施した。試験装置の概略を第3.5-15図に示す。

3.5.1.6 地下水位調査

原子炉設置位置付近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。

3.5.2 調査結果

3.5.2.1 地質・地質構造

(1) 地質

調査結果に基づいて作成した原子炉建物基礎地盤及び周辺斜面の原縮尺 500 分の 1 の地質水平断面図を第3.5-16図に、地質鉛直断面図を第3.5-17図に示す。

また、地質柱状図を第3.5-18図に、試掘坑地質展開図を第3.5-19図に示す。

原子炉建物基礎地盤及び周辺斜面には、成相寺層のうち、下部頁岩部層と火砕岩部層及び貫入岩類が分布する。

成相寺層は黒色頁岩、凝灰質頁岩、凝灰岩及び凝灰角礫岩から構成され、このうち黒色頁岩が最も広く分布する。

貫入岩類はドレライトと安山岩に区分される。

黒色頁岩は堅硬・緻密な岩石で、凝灰質頁岩の薄層をしばしば挟在する。葉理に沿って剥離性を示すことがある。

凝灰質頁岩は暗灰色～淡灰色を呈する堅硬・緻密な岩石である。平行葉理が発達し、部分的に剥離性を示すことがある。黒色頁岩とは漸移す

る場合も多い。

凝灰岩は上方細粒化の級化層理を示すことが多く、上部は凝灰質頁岩に漸移することが多い。一部に平行葉理が弱く発達する。

凝灰角礫岩は安山岩質～流紋岩質の礫を主体とする。一般に上方細粒化の級化層理を示す。一部で基質が泥質となり、黒色頁岩礫を混入する場合がある。

ドレライトは暗緑色～灰緑色の塊状岩で、 ϕ 1 mm～2 mm程度の斜長石、輝石を斑晶とする粒子のやや粗いものと、細粒緻密な岩相を示すものが存在し、後者には方解石脈が多数存在する特徴がある。

安山岩は暗青灰色～緑灰色の塊状岩で、 ϕ 2 mm程度の斜長石と微小な輝石が斑晶として認められる緻密な岩石である。方解石が脈状に、あるいは円形～橢円形の空隙を充填して分布することが多い。周辺の岩盤との境界には急冷縁が見られ、周辺の岩盤は珪化変質を受けていることが多い。

(2) 岩盤分類

本地点の地盤は、(社)日本電気協会「原子力発電所耐震設計技術指針」(JEAG4601-1987) の岩盤分類法において硬岩に分類されるため、岩盤分類は、電研式岩盤分類を基本とし、各岩種毎に C_H 級、C_M 級、C_L 級及び D 級の 4 段階とした。

原子炉建物基礎地盤及び周辺斜面の水平岩盤分類図を第3.5-20図に、鉛直岩盤分類図を第3.5-21図に示す。

これらによると、原子炉建物基礎地盤には部分的に C_L 級の岩盤が存在するものの、その範囲は限られており、大部分が C_H 級、C_M 級の岩盤であり、原子炉建物基礎地盤として安定したものである。

また、原子炉建物西側切取斜面は、大部分が C_M 級以上の岩盤であり、表層は風化した C_L 級、D 級の岩盤が分布している。

(3) 地質構造

a. 成相寺層の構造

原子炉建物基礎地盤における成相寺層の走向はN 70°～75° W, 傾斜は25°～35° Nで, 単斜構造をなしている。

原子炉建物西側切取斜面の地盤は, 表層が風化しているものの, 走向・傾斜とも原子炉設置位置付近の基礎地盤と同様であり, 全体的に堅硬な岩盤である。シームはわずかに認められるが断層や破碎帯は認められない。

b. シーム

(a) 分布及び性状

原子炉設置位置付近の地盤には, 第3.5-1表に示すとおり, ある広がりをもって断続的に分布するシームが存在することがこれまでの調査によって確認されている。原子炉建物基礎地盤及び周辺斜面には, これまでに観察されたシームを含む31枚(層準)のシームが認められる。

シームの厚さはほとんどが3cm程度以下で, 灰色～灰白色の粘土から成り, すべて層理に平行な走向・傾斜を示している。

原子炉建物基礎地盤及び周辺斜面におけるシーム分布を第3.5-22図及び第3.5-23図に示す。

(b) 成因及び活動性

原子炉設置位置付近の地盤に認められるシームは, いずれも厚さが薄く, 母岩との境界面が明瞭であること, 地層の走向・傾斜と同一であること等から, 褶曲構造の形成に伴って生成されたものと考えられ, その生成の時代は新第三紀中新世と推定される。

また, シームの活動性を把握するために, 原子炉設置位置付近(3号炉)の試掘坑内に露出するB21～B25及びB28シームについて, 坑内で条線の有無及び条線方向の観察を行った結果, B28シームを除く5枚のシームにおいて, 変位方向を示すと考えられる条線が観

察された。各シームの条線の方向を第3.5-24図に示す。

条線の方向はいずれも南北系を示していることから、島根半島周辺において新第三紀中新世と考えられる南北圧縮応力場での褶曲運動に伴う層面すべりによって形成されたと考えられ、少なくとも東西圧縮応力場の下にある後期更新世以降に活動したものではないと判断される。

3.5.2.2 岩石の強度及び変形特性

ボーリングコア、試掘坑等から採取した各岩種・岩級毎の試料による自然状態の岩石試験結果を以下に示す。

(1) 一般物理特性

原子炉建物基礎地盤、西側切取斜面及び南側盛土斜面から採取した供試体による一般物理特性に係る試験結果を第3.5-2表に示す。

原子炉建物基礎地盤から採取した供試体総数177個による平均値を以下に示す。

密 度	平均	2.54g/cm ³
真比重	平均	2.72
吸水率	平均	2.72%
間隙率	平均	6.01%

(2) 変形特性

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面から採取した供試体による変形特性に係る試験結果を第3.5-2表に示す。

原子炉建物基礎地盤から採取した岩石の超音波速度試験から求めた動弾性係数は、平均 $31.87 \times 10^3 \text{ N/mm}^2$ ($3.25 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$)、動的ポアソン比は平均0.34である。

(3) 強度特性

a. 一軸圧縮強度

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面から採取した供試体による一

軸圧縮強度試験結果を第3.5-2表に示す。

原子炉建物基礎地盤から採取した岩石79個の供試体による一軸圧縮強度は、平均 82.47N/mm^2 (841kg/cm^2) である。

b. 引張強度（圧裂試験）

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面から採取した供試体による引張強度試験結果を第3.5-2表に示す。

原子炉建物基礎地盤から採取した岩石81個の供試体から圧裂試験法により求めた引張強度は、平均 8.69N/mm^2 (88.6kg/cm^2) である。

c. 三軸圧縮強度

原子炉建物基礎地盤及び南側盛土斜面から採取した供試体による三軸圧縮強度試験結果を第3.5-3表に示す。

原子炉建物基礎地盤から採取した供試体の側圧については、 4.90N/mm^2 (50kg/cm^2) から 39.23N/mm^2 (400kg/cm^2) まで7段階を設定した。試験結果は第3.5-3表に示すとおりである。第3.5-25図に示すように試験結果から岩石のせん断強度特性を求めるとき、次の式で表わされる。

$$\tau_r = 8.83 + \sigma \tan 52^\circ \quad (\tau_r = 90 + \sigma \tan 52^\circ) \quad (\text{凝灰岩})$$

$$\tau_r = 10.10 + \sigma \tan 57^\circ \quad (\tau_r = 103 + \sigma \tan 57^\circ) \quad (\text{頁岩})$$

$$\tau_r = 19.12 + \sigma \tan 52^\circ \quad (\tau_r = 195 + \sigma \tan 52^\circ) \quad (\text{ドレライト})$$

τ_r : せん断抵抗 N/mm^2 (kg/cm^2)

σ : 垂直応力 N/mm^2 (kg/cm^2)

3.5.2.3 岩盤試験結果

試掘坑内で実施した岩盤試験の結果を以下に示す。

(1) 坑内弹性波試験

原子炉建物基礎地盤の試掘坑内で実施した弹性波試験により得られた弹性波速度を第3.5-26図に示す。各測線の加重平均を求めるときP波は 3.63km/s 、S波は 1.64km/s である。これより、動弹性係数は 18.73×10^3

N/mm^2 ($19.1 \times 10^4 \text{ kg/cm}^2$) , 剛性率は $6.84 \times 10^3 \text{ N/mm}^2$ ($6.97 \times 10^4 \text{ kg/cm}^2$) ,

動的ポアソン比は 0.37 となる。

(2) 平板載荷試験

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面の試掘坑内で実施した平板載荷試験の結果を第3.5-4表に示す。また、荷重-変位量曲線の代表例を第3.5-27図に示す。

原子炉建物基礎地盤の平板載荷試験結果から鉛直載荷荷重時の C_H 級の岩盤、 C_M 級の岩盤の変形係数は $1.10 \times 10^3 \text{ N/mm}^2 \sim 8.35 \times 10^3 \text{ N/mm}^2$ ($1.12 \times 10^4 \text{ kg/cm}^2 \sim 8.51 \times 10^4 \text{ kg/cm}^2$) , 割線弾性係数は $2.45 \times 10^3 \text{ N/mm}^2 \sim 15.92 \times 10^3 \text{ N/mm}^2$ ($2.50 \times 10^4 \text{ kg/cm}^2 \sim 16.23 \times 10^4 \text{ kg/cm}^2$) (応力範囲 $0 \text{ N/mm}^2 \sim 0.98 \text{ N/mm}^2$ ($0 \text{ kg/cm}^2 \sim 10 \text{ kg/cm}^2$)) となっている。また、 9.81 N/mm^2 (100 kg/cm^2) 以上の載荷荷重においても降伏点には至らなかった。

(3) ブロックせん断試験

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面の試掘坑内で実施したブロックせん断試験の結果を第3.5-5表、第3.5-28図に示す。

原子炉建物基礎地盤のブロックせん断試験結果から岩盤のせん断強度特性を求めると次の式で表わされる。

$$\tau_R = 1.76 + \sigma \tan 55.0^\circ \quad (\tau_R = 17.9 + \sigma \tan 55.0^\circ)$$

(凝灰岩 C_H 級流れ目方向)

$$\tau_R = 1.14 + \sigma \tan 53.9^\circ \quad (\tau_R = 11.6 + \sigma \tan 53.9^\circ)$$

(黒色頁岩 C_H 級流れ目方向)

$$\tau_R = 1.54 + \sigma \tan 62.5^\circ \quad (\tau_R = 15.7 + \sigma \tan 62.5^\circ)$$

(凝灰角礫岩 C_H 級流れ目方向)

$$\tau_R = 0.92 + \sigma \tan 54.4^\circ \quad (\tau_R = 9.4 + \sigma \tan 54.4^\circ)$$

(黒色頁岩 C_M 級流れ目方向)

$$\tau_R = 1.26 + \sigma \tan 57.2^\circ \quad (\tau_R = 12.8 + \sigma \tan 57.2^\circ)$$

(黒色頁岩 C_M 級差し目方向)

$$\tau_R = 0.59 + \sigma \tan 37.9^\circ \quad (\tau_R = 6.0 + \sigma \tan 37.9^\circ)$$

(凝灰岩 C_L級流れ目方向)

$$\tau_R = 0.54 + \sigma \tan 55.5^\circ \quad (\tau_R = 5.5 + \sigma \tan 55.5^\circ)$$

(凝灰岩 C_L級差し目方向)

τ_R : せん断抵抗 N/mm² (kg/cm²) σ : 垂直応力 N/mm² (kg/cm²)

(4) 孔内載荷試験

原子炉建物基礎地盤において実施したボーリング孔内載荷試験結果を第3.5-6表に示す。

(5) 岩盤物性の場所的変化、異方性等

試掘坑内で実施したシュミット・ロック・ハンマの反発度測定結果によると、各岩級C_H級、C_M級及びC_L級ごとに算出した反発度の変動係数は比較的小さい。測定結果を第3.5-7表に示す。

試掘坑内で実施した扇射法による坑間弾性波試験の結果を第3.5-29図に示す。試験結果によると、原子炉建物基礎地盤の坑間弾性波平均速度はP波3.7km/sであり、方向による顕著な差異は認められない。

また、層理に平行、直角で行った岩石試験結果（第3.5-2表）並びに鉛直、水平及び層理に平行、直角で行った平板載荷試験結果（第3.5-30図）の諸物性値には方向による差異は認められることから、岩盤の物性値には問題となる異方性はないと考えられる。

(6) 透水試験

透水試験の結果を第3.5-31図に示す。試験結果によると、透水係数が10⁻³cm/s以下であることから、原子炉建物基礎地盤は透水性の低い岩盤である。

3.5.2.4 シームの物性試験結果

(1) 一般物理特性

試験により得られたシームの物理試験結果を第3.5-8表に示す。

a. 密度

自然状態での密度の平均値は、B 23シームが 2.23g/cm^3 である。

b. 含水比

自然状態での含水比の平均値は、B 23シームが11.3%，B 28シームが13.3%である。

c. 比重

比重の平均値は、B 23シームが2.75，B 28シームが2.75である。

(2) 静的単純せん断試験

静的単純せん断試験の結果を第3.5-32図及び第3.5-33図に示す。

シームのせん断応力 τ と垂直応力 σ との関係は次式で示される。

$$\tau = 0.19 + \sigma \tan 18^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

シームのせん断弾性係数 G と垂直応力 σ との関係は次式で示される。

$$G = 44 \sigma^{0.34} \quad (\text{N/mm}^2)$$

(3) 動的単純せん断試験

動的単純せん断試験の結果を第3.5-34図，第3.5-35図及び第3.5-36図に示す。

シームの初期せん断弾性係数 G_0 と垂直応力 σ との関係及び動せん断弾性係数比 G_d/G_0 とせん断ひずみ γ との関係は次式で示される。

$$G_0 = 225 \sigma^{0.31} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$G_d/G_0 = 1 / [1 + (\gamma / 0.00149)^{0.849}]$$

シームの減衰定数 h とせん断ひずみ γ との関係は次式で示される。

$$h = \gamma / (2.14\gamma + 0.017) + 0.031$$

3.5.2.5 地下水位調査の結果

原子炉建物基礎地盤及び西側切取斜面の地下水位調査の結果を第3.5-37図に示す。

3.6 地質・地質構造及び地盤の調査結果の評価

3.6.1 原子炉建物基礎地盤の安定性

前述の地質調査、岩盤試験等の結果に基づいて、原子炉建物基礎地盤の安定性について検討した結果は次のとおりである。

3.6.1.1 解析条件

(1) 基礎地盤のモデル化

岩盤分類に基づいて、基礎地盤のモデル化を行い、第3.6-1図に示す解析用要素分割図を作成した。

要素分割に当たっては、原則として平面ひずみ要素を用い、要素形状は地盤のせん断波速度、解析で考慮する最大周波数等を勘案して設定した。また、シームについては、ジョイント要素を用いた。

(2) 物性値の設定

岩石・岩盤試験、シームの物性試験等から得られた各種物性値を基に、解析用物性値を設定した。

解析用物性値は第3.6-1表に示すとおりである。

(3) 地震動

基準地震動 S sに基づいて作成した入力地震動をモデル下端に与えた。また、地震動の入力は水平動・鉛直動同時入力とした。

3.6.1.2 解析内容

有限要素法により、原子炉建物基礎地盤の支持力、すべり及び沈下に対する安全性を検討した。

動的有限要素法において、周波数応答解析手法を用い、D級岩盤、シーム、埋戻土、盛土及び旧表土については、動せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を考慮するため、等価線形化法を用いた。

3.6.1.3 解析手法

(1) 支持力に対する検討

動的有限要素法により求まる地震時増分接地圧と静的有限要素法により求まる常時接地圧とを重ね合わせた最大接地圧により、地震時における原子炉建物基礎地盤の支持力に対する安全性を検討した。

(2) すべりに対する検討

動的有限要素法により求まる地震時増分応力と、静的有限要素法により求まる常時応力とを重ね合わせた地震時応力により、すべりに対する安全性を検討した。なお、常時応力は地盤の自重計算により求まる初期応力及び建物・埋戻土の荷重を考慮して求めた。

(3) 沈下に対する検討

動的有限要素法における原子炉建物基礎底面の傾斜を用いて、地震時における原子炉建物の不同沈下に対する安全性を検討した。

3.6.1.4 解析結果

(1) 支持力に対する安全性

地質調査結果によると、原子炉建物基礎地盤は主としてC_H級及びC_M級岩盤である。岩盤の平板載荷試験結果から、原子炉建物基礎地盤の極限支持力は9.8N/mm²以上と評価できるので、原子炉建物の地震時最大接地圧約2.2N/mm²に対して当基礎地盤は十分な支持力を有している。

さらに、原子炉建物基礎地盤の岩盤分類、シームの分布状況、岩石・岩盤試験等の結果に基づいて行った有限要素法による安定解析の結果、原子炉建物基礎地盤は地震時における応力状態からみて支持力が問題となるものではない。

以上のことから、原子炉建物基礎地盤は支持力に対して十分な安全性を有している。

(2) すべりに対する安全性

原子炉建物基礎地盤の岩盤分類、シームの分布状況、岩石・岩盤試験

等の結果に基づいて行った安定解析の結果、すべり安全率は2.4以上である。すべり安全率一覧表を第3.6-2表に示す。

以上のことから、原子炉建物基礎地盤はすべりに対して十分な安全性を有している。

(3) 沈下に対する安全性

原子炉建物基礎地盤は、主としてC_H級及びC_M級の岩盤から成り、試験により得られた変形特性からみると、沈下が問題となるものではない。

また、原子炉建物基礎地盤に見られるシームは、厚さも薄く、不同沈下は問題とならない。

さらに、原子炉建物基礎地盤の岩盤分類、シームの分布状況、岩石・岩盤試験等の結果に基づいて行った安定解析の結果、地震時における原子炉建物基礎の傾斜は約1/26,000以下である。

以上のことから、原子炉建物基礎地盤は沈下に対して十分な安全性を有している。

3.6.2 原子炉建物周辺斜面の安定性

原子炉建物周辺斜面の地震時の安定性については、前述の地質調査、岩盤試験等の結果に基づいて、有限要素法により、すべりに対する安全性を検討した。

安定性評価の対象斜面は、原子炉建物等と斜面法尻との距離、斜面高さ等を考慮し、原子炉建物南側盛土斜面（A-A'断面）と原子炉建物西側切取斜面（B-B'断面）とした。

検討に当たっては、原子炉建物基礎地盤と同様の考えに基づきモデル化及び物性値の設定を行った。解析用要素分割図を第3.6-2図に、解析用物性値を第3.6-1表に示す。

地震動は、基準地震動S_sに基づいて作成した入力地震動をモデル下端に与えた。また、地震動の入力は水平動・鉛直動同時入力とした。

検討の結果、すべり安全率は、原子炉建物南側盛土斜面で1.6以上、原

原子炉建物西側切取斜面で1.6以上である。すべり安全率一覧表を第3.6-3表に示す。

以上のことから、原子炉建物周辺斜面はすべりに対して十分な安全性を有している。

3.7 地質調査に関する実証性

3.7.1 各種調査・試験の実施会社の選定

地質調査・試験工事の実施会社の選定に当たっては、事前に会社経歴書、技術者名簿、工事実績等を検討し、この種の調査・試験に対する技術レベルが高く、過去に多数の実績を有する専門会社を選定した。

主な地質調査、実施年度及び実施会社名は、第3.7-1表のとおりである。

3.7.2 地質調査の計画

地質調査に当たっては、「原子力発電所の地質・地盤に関する安全審査の手引き」に準拠して、総合的かつ体系的な調査計画を策定した。

調査計画のうち主要なものについては、社外の学識経験者に必要に応じて意見を聴取し、内容を固めた。

3.7.3 地質調査・試験工事の実施に当たっての管理体制

地質調査・試験工事の実施に当たっては、実施会社は現場代理人、主任技術者及び安全衛生責任者を現場に常駐させ、現場代理人は工事施工の総括を、主任技術者は施工に関する技術上の管理を、安全衛生責任者は工事施工における安全管理を行った。

当社における地質調査・試験工事の作業管理体制としては、本社及び島根原子力発電所に担当者をおき、地質調査の作業管理にあたった。

地質調査・試験工事の施工計画、作業実施状況等については、文書により提出させ、検討のうえ承認をした。また、施工方法、工程等についての打合せ会を適宜設け、工事が適切かつ円滑に実施されるように実施会社を指導した。

3.7.4 地質調査結果の評価・とりまとめ

地質調査結果については、社外の学識経験者の助言を得て検討し、十分な評価を経て申請書としてとりまとめを行った。

3.8 参考文献

- (1) 鹿野和彦・吉田史郎 (1985) : 境港地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所
- (2) 鹿野和彦・中野俊 (1985) : 美保関地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所
- (3) 鹿野和彦・中野俊 (1986) : 恵曇地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所
- (4) 鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊遙秋 (1989) : 大社地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所
- (5) 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) : 今市地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所
- (6) 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊遙秋 (1994) : 松江地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所
- (7) 坂本亨・山田直利 (1982) : 20万分の1地質図「松江及び大社」, 地質調査所
- (8) 鹿野和彦・松浦浩久・服部仁・山田直利・東元定雄 (1988) : 20万分の1地質図「浜田」, 地質調査所
- (9) 寺岡易司・松浦浩久・牧本博・吉田史郎 (1996) : 20万分の1地質図「高梁」, 地質調査所
- (10) 佃栄吉・寒川旭・水野清秀 (1985) : 50万分の1活構造図「岡山」, 地質調査所
- (11) 新編島根県地質図編集委員会 (1997) : 新編 島根県地質図 (20万分の1), 島根県
- (12) 活断層研究会編 (1980) : 日本の活断層－分布図と資料, 東京大学出版会
- (13) 活断層研究会編 (1991) : [新編]日本の活断層－分布図と資料, 東京大学出版会
- (14) 中田高・今泉俊文編 (2002) : 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出

版会

- (15) 三梨昂・徳岡隆夫編 (1988) : 中海・宍道湖－地形・底質・自然史アトラス, 島根大学山陰地域研究総合センター
- (16) 徳岡隆夫・高安克己編 (1992) : 中海北部(本庄工区)アトラス, 島根大学山陰地域研究総合センター
- (17) 本座栄一・玉木賢策・湯浅真人・村上文敏 (1979) : 日本海南部及び対馬海峡周辺広域海底地質図(100万分の1), 海洋地質図, 13号, 地質調査所
- (18) 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏 (1981) : 日本海中部海域広域海底地質図(100万分の1), 海洋地質図, 15号, 地質調査所
- (19) 玉木賢策・湯浅真人・村上文敏 (1982) : 隠岐海峡海底地質図(20万分の1), 海洋地質図, 20号, 地質調査所
- (20) 山本博文・上嶋正人・岸本清行 (1989) : 鳥取沖海底地質図(20万分の1)及び同説明書, 海洋地質図, 35号, 地質調査所
- (21) 脇田浩二・岡村行信・栗田泰夫 (1992) : 日本地質構造図 1:300万, 日本地質アトラス(第2版), 地質調査所編, 朝倉書店
- (22) 海上保安庁水路部 (1976) : 大陸棚の海の基本図(20万分の1), 海底地質構造図「鳥取沖」
- (23) 海上保安庁水路部 (1978a) : 大陸棚の海の基本図(20万分の1), 海底地質構造図「隠岐海峡」
- (24) 海上保安庁水路部 (1978b) : 大陸棚の海の基本図(20万分の1), 海底地質構造図「日御崎沖」
- (25) 海上保安庁水路部 (1980) : 大陸棚の海の基本図(20万分の1)海底地質構造図「島後堆」
- (26) 海上保安庁水路部 (1987) : 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「隠岐北部」
- (27) 海上保安庁水路部 (1990) : 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「隱岐南部」

- (28) 海上保安庁水路部 (1991a) : 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「赤崎」
- (29) 海上保安庁水路部 (1991b) : 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「日御崎」
- (30) 海上保安庁水路部 (1992a) : 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「美保関」
- (31) 海上保安庁水路部 (1992b) : 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「鳥取」
- (32) 海上保安庁水路部 (1993a) : 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「大社」
- (33) 海上保安庁水路部 (1993b) : 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「余部埼」
- (34) 海上保安庁水路部 (1995a) : 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「江津」
- (35) 海上保安庁水路部 (1995b) : 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「須佐」
- (36) 海上保安庁水路部 (1996) : 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「浜田」
- (37) 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井眞一・向山健二郎 (2001) : 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, 13, 1, (p. 27-53)
- (38) 地質調査総合センター (2004) : 日本重力CD-ROM, 第2版, 数値地質図, 地質調査総合センター
- (39) 気象庁地震カタログ : 地震月報等 (昭和56年~平成24年), 気象庁
- (40) 島根県地質図説明書編集委員会 (1985) : 島根県の地質, 島根県, (p. 121-140, p. 199-206)

- (41) 地学団体研究会新版地学事典編集委員会 (1996) : 新版地学事典付図付表・索引, 平凡社, (p. 54–55)
- (42) 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原徹 (1999) : 大山及び三瓶火山起源テフラのフィッショーン・トラック年代とその火山活動史における意義, 第四紀研究, 第38巻, 第2号, (p. 145–155)
- (43) 沢田順弘・今井雅浩・三浦環・徳岡隆夫・板谷徹丸 (2006) : 島根県江島の更新世玄武岩と鳥取県弓ヶ浜砂州南東端栗島の中新生代流紋岩のK-Ar年代. 島根大学地球資源環境学研究報告, 第25巻, (p. 17–23)
- (44) 大西郁夫 (1979) : 出雲海岸平野の第四系, 島根大学理学部紀要, 13, (p. 131–144)
- (45) 多井義郎 (1973) : いわゆる宍道褶曲帯について, 地質学論集, 第9号, (p. 137–146)
- (46) 山内靖喜・岩田昭夫 (1998) : 宍道低地帯東部における熱水資源評価, 応用地質, 第39巻, 第4号, (p. 361–371)
- (47) 沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和 (2001) : 宍道地溝帯中軸部, 美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義, 地質学雑誌, 第107巻, 第6号, (p. 392–405)
- (48) 山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) : 日本海南部及びその沿岸域における中新生代の構造運動, 地質学論集, 第37号, (p. 311–326)
- (49) 多井義郎 (1952) : 島根半島中央地区の層序と構造—島根半島第三系の地質学的研究 (その1) —, 地質学雑誌, 第58巻, 第687号, (p. 573–582)
- (50) 通商産業省 (1969) : 昭和42年度 広域調査報告書—北島根地域
- (51) 通商産業省 (1970) : 昭和43年度 広域調査報告書—北島根地域
- (52) 通商産業省 (1971) : 昭和45年度 広域調査報告書—北島根地域
- (53) 橋本知昌・星野一男・加藤碩一 (1980) : 島根県東部—鳥取県西部地域の活断層について, 地質調査所月報, 第31巻, 第2号, (p. 93–97)

- (54) 中田高・今泉俊文・岡田篤正・千田昇・金田平太郎・佐藤高行・高沢信司 (2008) : 1 : 25,000都市圏活断層図「松江」第2版, 国土地理院技術資料D・1-No. 502
- (55) 地質調査所編 (2000) : 日本重力CD-ROM. P-2, 1 CD-ROM, 地質調査所
- (56) 津屋弘達 (1944) : 鹿野・吉岡断層とその付近の地質 昭和18年9月10日鳥取地震に関する地質学的観察, 東京大学地震研究所彙報, vol. 22, (p. 1-32)
- (57) 安藤雅孝・佃為成・岡田篤正 (1980) : 鹿野断層の発掘調査, 地震予知連絡会会報, 第23巻, (p. 160-165)
- (58) 岡田篤正・安藤雅孝・佃為成 (1987) : 山崎断層系安富断層のトレンチ調査, 地学雑誌, 96-2, (p. 81-97)
- (59) 遠田晋次・宮腰勝義・井上大栄・楠建一郎・鈴木浩一 (1995) : 山崎断層系大原断層のトレンチ調査, 地震, 第2輯, 第48巻, 第1号, (p. 57-70)
- (60) 岡山県 (1996) : 平成7年度大原断層に関する調査成果報告書
- (61) 兵庫県 (1996) : 平成7年度山崎断層帯に関する調査成果報告書
- (62) 兵庫県 (1999) : 平成10年度山崎断層帯に関する調査成果報告書
- (63) 兵庫県 (2001) : 平成12年度山崎断層帯に関する調査成果報告書
- (64) 岡田篤正・東郷正美編 (2000) : 近畿の活断層, 東京大学出版会
- (65) 地震調査委員会 (2013) : 山崎断層帯の長期評価(一部改訂)について, 地震調査研究推進本部 地震調査委員会
- (66) (財)日本水路協会 (2008) : 海底地形デジタルデータM7013 ver. 2.0 隠岐
- (67) 田中隆・小草欽治 (1981) : 山陰沖における中期中新世以降の構造運動, 地質学雑誌, 第87巻, 第11号, (p. 725-736)
- (68) 中田高・後藤秀昭 (1998) : 活断層はどこまで割れるのか? -横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ分布に着目したセグメント区分モデル-, 活断層

- 研究, 17号, (p. 43–53)
- (69) 佐藤高行・中田高 (2002) : 鹿島断層の変位地形—一括活動型活断層のモデルとして—, 活断層研究, 21号, (p. 99–110)
- (70) 中田高・今泉俊文・岡田篤正・千田昇・金田平太郎・佐藤高行・高沢信司 (2002) : 1 : 25,000都市圏活断層図「松江」, 国土地理院技術資料 D・1-No. 396
- (71) 原子力安全基盤調査研究 (2005) : 活動度の低い活断層による地震の評価手法に関する研究, 平成16年度原子力安全基盤調査研究, 広島大学
- (72) 渡辺満久・中田高・奥村晃史・熊原康博・後藤秀昭・隈元崇・今泉俊文・徳岡隆夫・吹田歩 (2006) : 鹿島断層(島根半島)東部におけるトレンチ調査, 日本地震学会
- (73) 徳岡隆夫・吹田歩・田中義昭・渡辺正巳・中田高 (2007) : 鹿島断層<島根半島>の最新活動時期の考古学的調査による解明, 日本第四紀学会講演要旨集, (p. 138, 139)
- (74) 町田洋・新井房夫 (2011) : 新編日本の火山灰アトラス, 東京大学出版会