

分布によれば、郷村断層を挟んで東側では北に移動するベクトルが、西側では南に移動するベクトルが確認されているが、山田断層を挟んで右横ずれを示唆する変位は認められない。

郷村断層延長部の海域について、地質調査所及び海上保安庁水路部の海上音波探査記録を用いて再解析を行った。その結果、第 1.3.159 図に示すとおり、網野町沖合には NNW－SSE 方向の断層が複数認められるが、その沖合に分布する E－W 方向の香住北方断層を越えて延伸していない。

(d) 評価

i. 山田断層

山田断層は、変動地形学的調査結果及び地表地質調査結果から、明瞭な右屈曲や低位段丘面上の北側隆起の低崖等の変動地形が判読されること、礫層に変位を与える断層を確認したことから、後期更新世以降の活動が認められる。

山田断層の西端は、但東町唐川付近に、山田断層の延長を示唆する変動地形や地質分布が認められないことから、唐川付近とする。

山田断層の東端は、中波見においてリニアメント周辺に後期更新世以降の活動がある断層が認められないことから、中波見付近とする。

須津峠断層は、変動地形学的調査結果及び地表地質調査結果から系統的な左屈曲が認められること、明瞭で直線性を示し、軟質な粘土を伴う断層を確認した。なお、評価においては山田断層に近接し、長さが短いことから地震調査委員会(2004)⁽⁵¹⁾と同様に山田断層に含めて考慮する。

以上のことから、山田断層は、唐川付近から中波見付近に至る長さ約 33km を震源として考慮する活断層と評価する。

ii. 郷村断層

郷村断層は、文献調査結果^{(120)、(121)}、変動地形学的調査結果及び地表地質調査結果から左ずれを主体とした南西側隆

起の活断層であり、北丹後地震の地表地震断層であることから、後期更新世以降の活動が認められる。

郷村断層の北端は、海上音波探査記録の再解析結果から NNW－SSE 方向の断層が E－W 方向の香住北方断層を超えて延伸していないこと、北丹後地震発生から 1 年間の余震分布、及び海上音波探査記録の再解析結果と整合していることから、香住北方断層付近とする。

郷村断層の南端は、変動地形学的調査では峰山町安付近で変動地形が認められなくなるが、北丹後地震の地表地震断層が消滅する京丹后市口大野付近とする。

なお、郷村断層から東側に約 2km～約 3km 離れて併走する仲禅寺断層は、長さは短く、郷村断層と同じ左ずれ断層であることから、評価においては、郷村断層に含めて考慮する。

以上のことから、郷村断層は、口大野付近から丹後半島北西沖合の海域に至る長さ約 34km を震源として考慮する活断層と評価する。

d. その他の断層及びリニアメント

敷地の中心から半径 30km の範囲の陸域における変動地形学的調査結果（第 1.3.8 図）から、リニアメントの長さ及び敷地からの距離を考慮して、敷地近傍を除く範囲における主要なリニアメントとして 8 条を抽出し、これらのリニアメントについて文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査等を実施した。なお、変動地形学的調査により抽出したリニアメントが文献に記載されている場合、抽出したリニアメントとあわせて文献に記載されたリニアメントについても地表地質調査を実施した。

なお、リニアメントの名称は、既存文献により命名されている場合はその名称を用い、命名されていない場合はリニアメント付近の地名により命名した。

(a) 多門院^{たもんいん}リニアメント

i. 文献調査結果

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾は、高浜町^{ろくろだに}六路谷付近南西から舞鶴市白滝付近に至る区間に、NE-SW 方向で、確実度Ⅲのリニアメントを図示している。

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾は、活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾とほぼ同区間と、これに雁行する舞鶴市寺田付近から同市^{ぬのしき}布敷付近に至る区間に、断層組織地形の「主なリニアメント」を図示し、「このリニアメントを始めとし、NE-SW 方向の複数のリニアメントは舞鶴帯の構造と平行するもので、地質の違いや古い断層に起因する組織地形であろう」と記述している。

中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾は、多門院リニアメント周辺に活断層を記載していない。

ii. 変動地形学的調査結果

多門院リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.3.78 図に示す。

高浜町^{せきや}関屋付近から布敷付近に至る長さ約 15km の区間に、雁行配列する NE-SW~ENE-WSW 方向の D ランクのリニアメントと、リニアメント付近の低位段丘面、新期扇状地面及び沖積面を判読した。このリニアメントは岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾が図示しているものをほぼ含み、それよりも少し長い。

布敷付近から寺田付近の区間に、山地と低位段丘面・新期扇状地面との直線状の境界からなる NE-SW 方向の D ランクのリニアメントを判読した。

与保呂付近から多門院付近の区間に、鞍部、直線谷及び尾根の傾斜変換線からなる NE-SW 方向の D ランクのリニアメントを判読した。

黒部谷付近から関屋付近の区間に、直線谷、鞍部、三角末端面及び斜面・尾根の傾斜変換線からなる ENE-WSW 方向の D ランクのリニアメントを判読した。

リニアメントが通過する付近の新期扇状地面及び沖積面

に変位・変形は判読できない。

iii. 地表地質調査結果

多門院リニアメント周辺の地質図を第 1.3.79 図に示す。

リニアメント付近には、舞鶴帯の舞鶴層群、難波江層群及び夜久野オフィオライトが NE-SW 方向に帯状に分布し、それぞれの境界は断層である。その他、北東端付近に内浦層群、青葉山安山岩類及び夜久野オフィオライト中の岩脈や、河川沿いには新期扇状地堆積物や沖積層が狭い範囲に分布している。

北東部のリニアメントは、北から NE-SW 方向に延びる夜久野オフィオライト中の岩脈沿い、同方向の緑色岩類中あるいは変斑れい岩との境界付近を通る。南西部のリニアメントは、北から難波江層群中を通り、南側の一部は舞鶴層群と緑色岩類との境界をなす断層と重複する。南西端の布敷付近で NE-SW 方向の夜久野オフィオライトと舞鶴層群の分布と構造が断たれることから、NNW-SSE 方向の断層の存在を推定した。同断層は、猪木他(1961)⁽⁶⁾、近畿地方土木地質図編纂委員会(2003)⁽³⁷⁾等の文献に示されている。

リニアメント北東部の六路谷 (Loc.1) 付近の谷底部で、リニアメント直交方向に長さ約 15m の緑色岩類の連続露頭を確認した。リニアメント判読位置にリニアメントと調和的な方向を示す断層が認められ、破碎帯は固結している。断層面は湾曲し、走向傾斜は、それぞれ $N53^{\circ} \sim 60^{\circ} E / 60^{\circ} \sim 76^{\circ} N$ である。ここではその他 2 条の E-W 方向を示す断層 ($N65^{\circ} E / 59^{\circ} N$ 、 $N77^{\circ} W / 63^{\circ} N$) があるが、いずれの破碎帯も固結している (第 1.3.80 図)。

リニアメント北東部の関屋付近に位置する黒部谷上流 (Loc.2) において、直線谷の谷底及び谷沿いの斜面でリニアメント直交方向に長さ約 20m にわたり変斑れい岩が連続的に露出しており、リニアメント判読位置付近に断層を確認

した。断層面は湾曲しており、主な走向は $N63^{\circ} E$ でリニアメントの方向と調和的である。破碎帯は最大幅約 30cm で固結し、細片～角礫状を呈しているが、幅約 15cm の固結した破碎帯を伴う断層 ($N22^{\circ} W/85^{\circ} S$) で切られている (第 1.3.81 図)。

岡田・東郷他(2000)⁽³⁹⁾ に記載されたリニアメント中央付近の舞鶴市木ノ下南方 (Loc.3) において、リニアメント直交方向に長さ約 120m の緑色岩類及び珪長岩からなる露頭を確認した。リニアメント判読位置付近の黒灰色を呈する珪長岩中に幅約 2m の変質部が認められた。変質部は健岩部より軟質で、原岩組織が不明瞭となるほどに白濁化している。この変質部のうち、北側の非変質部との境界の幅約 15cm の部分は、強く変質を受けやや軟質化しているが、複合面構造等の明瞭な変形指標は認められない。強変質部の中央付近に脈状に分布する薄い白色粘土が認められるが、上方へ向かってせん滅し連続しない。白色粘土を挟む割れ目の走向傾斜は $N62^{\circ} E/68^{\circ} N$ でリニアメントの方向と調和的である (第 1.3. 82 図)。

iv. 評価

判読したリニアメントの北東部 (Loc.1、2) では、リニアメントの方向と調和的な走向の断層が認められたが、破碎帯は固結している。

文献に記載されたリニアメントの中央部 (Loc.3) では変質部が認められたが、脈状に分布する薄い白色粘土は露頭内でせん滅している。

以上より、多門院リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、NE-SW 方向の舞鶴帯の構造と調和的であること等から、古い断層や変質帯による組織地形であると評価する。

(b) 岸谷リニアメント

i 文献調査結果

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾は、綾部市^{いいずみ}五泉町北東から同市^お於与岐^{よぎ}付近に至る区間に、NE-SW 方向で、確実度Ⅲのリニアメントを図示している。

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾は、活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾とほぼ同区間に、NE-SW 方向で、断層組織地形の「主なリニアメント」を図示し、多門院リニアメントと同様に「NE-SW 方向のリニアメントは、舞鶴帯の構造と平行するもので、地質の違いや古い断層に起因する組織地形であろう」と記述している。

中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾は、岸谷リニアメント周辺に活断層を記載していない。

石渡(1978)⁽⁸⁰⁾は、リニアメント近傍に緑色岩類と変斑れい岩とを分ける断層を図示している。

ii 変動地形学的調査結果

岸谷リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.3.83 図に示す。

綾部市^{おいとみ}老富町から五泉町に至る長さ約 4.0km の区間に、鞍部、直線谷、三角末端面、不明瞭で微弱な河谷の右屈曲及び斜面・尾根の傾斜変換線からなる NE-SW 方向の D ランクのリニアメント並びにリニアメント付近の高位段丘面、中位段丘面、低位段丘面及び新期扇状地面を判読した。このリニアメントは岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾が図示するものと五泉町付近では重複するが、その西部や東部では判読が異なる。

リニアメントが通過する付近の低位段丘面及び新期扇状地面に変位・変形は判読できない。

iii 地表地質調査結果

岸谷リニアメント周辺の地質図を第 1.3.84 図に示す。

リニアメント付近には、夜久野オフィオライトの緑色岩類

と変斑れい岩が NE-SW 方向に帯状に分布しており、リニアメント判読位置に ENE-WSW 方向に延びる断層を確認した。同断層は、緑色岩類と変斑れい岩の分布を左横ずれさせている。この他、リニアメント北東部付近には、夜久野オフィオライトの超苦鉄質岩や超丹波帯の諸岩が分布している。

リニアメント北東端の五泉町東方 (Loc.1) において、リニアメントを横断する長さ約 80m の林道沿いの切土法面で、変斑れい岩と超苦鉄質岩の連続露頭を確認した。リニアメント判読位置付近を境に、北側には超苦鉄質岩が、南側には変斑れい岩が分布しており、その境界付近に断層が存在している。断層面は $N63^{\circ} E / 64^{\circ} N$ の走向傾斜を示し、リニアメントの方向と概ね調和的である。断層面付近の幅約 1cm～約 30cm の破碎帯は熱水変質を受け、滑石化している。滑石化した変質部は固結しており、断層面に沿って幅約 3mm 以下の軟質な白色粘土が認められるが、連続しない。この付近の超苦鉄質岩や変斑れい岩中には、 $N35^{\circ} \sim 69^{\circ} E$ 方向の断層や割れ目が認められるが、いずれもその面は密着し、破碎帯は固結している (第 1.3.85 図)。

この断層においてブロックサンプリングを行い、条線観察を行った結果、断層面の条線角度は $42^{\circ} R$ であり、左横ずれ・正断層センスを示す。また変形組織の観察を行った結果、破碎帯は角礫状破碎部及び粘土状破碎部からなり、最新活動を示す断層面の変形組織は左ずれセンス・正断層センスを示す。これは現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない (第 1.3.86 図、第 1.3.87 図(1)(2)(3))。

五泉町東方 (Loc.1) から南西方向に約 300m 離れた直線谷の谷床の 2 箇所 (Loc.2) で剥ぎ取り調査を実施した。西側の連続露頭のリニアメント判読位置で、固結した砂状～角礫状の破碎帯 (幅 7m 以上) を有する断層が認められた。破

砕帯中の4条の断層面の走向はリニアメントの方向と調和的である。断層面は密着し、面に沿って粘土は認められない。破砕帯にはこの他、ほぼN-S方向のリニアメント方向と斜交する2条の断層面も認められるが、いずれも破砕帯は固結している。東側の連続露頭には、リニアメント方向と調和的な走向の断層が5条認められる。いずれの断層も幅数10cm以下の固結した破砕帯を伴う。このうち、幅約30cm以上の固結した破砕帯を伴うリニアメント方向と調和的な断層

(N73° E/76° N)は、幅約25cm～約35cmの固結した破砕帯を伴うほぼ直交する断層(N9° W/78° W)で切られている(第1.3.88図)。

岡田・東郷他(2000)⁽³⁹⁾に記載されたリニアメント中央付近の舞鶴市岸谷(Loc.3)において、リニアメント直交方向に長さ約65mにわたり変斑れい岩と超苦鉄質岩の連続露頭を確認した。リニアメント記載位置に分布する変斑れい岩に、幅約1.5mの変質を受けた破砕帯を伴う断層が認められ、破砕帯中の2箇所に網目状の白色粘土の発達する部分がある。主断層面の走向傾斜はN58° E/76° Nを示し、断層面や周辺の割れ目は湾曲する。変斑れい岩の破砕帯は固結し、破砕帯中の割れ目や断層面に沿って、熱水変質起源の軟質な白色粘土が網目状に充填しているが、上部は複数に枝分かれしている(第1.3.89図)。

iv. 評価

判読したリニアメントの北東部では、リニアメントの方向と調和的な走向の断層が認められたが、最新活動時の運動センスは左横ずれ・正断層センス(条線角度は42° R)を示し、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと(Loc.1)、破砕帯が固結していること(Loc.2)を確認した。

文献に記載されたリニアメントの中央部(Loc.3)では、固

結した破碎帯の割れ目に白色粘土が網目状に充填していることを確認した。

以上より、岸谷リニアメントは、少なくとも後期更新世以降活動は認められず、震源と考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、NE-SW 方向の舞鶴帯の構造と調和的であること等から、古い断層や変質帯による組織地形であると評価する。

(c) 加斗^{かど}リニアメント

i. 文献調査結果

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾、岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾及び中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾は、加斗リニアメント周辺に活断層を記載していない。

ii. 変動地形学的調査結果

加斗リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.3.90 図に示す。

小浜市加斗付近に、NE-SW 方向の 3 条のリニアメント (I ~ III) 及び E-W 方向の 1 条のリニアメント (IV) 計 4 条並びにリニアメント付近の中位段丘面、低位段丘面、新期扇状地面、崖錐面及び沖積面を判読した。いずれも約 1km ~ 約 3km 程度の、長さの短い D ランクのリニアメントである。

I リニアメントは、加斗^{かど}の片江鼻^{えはな}付近から本所川^{ほんじょ}上流に至る長さ約 2.1km の区間に、山地と新期扇状地面・沖積面との直線状の境界と、三角末端面からなる NE-SW 方向のリニアメントとして判読した。全体として不鮮明である。

II リニアメントは、小浜市津崎鼻^{つざきばな}南東付近から同市岡津^{おこづ}付近に至る長さ約 1.2km の区間に、山地と中位段丘面・新期扇状地面・沖積面との直線状の境界と、三角末端面からなる NE-SW 方向のリニアメントとして判読した。

III リニアメントは、小浜市鯉川^{こいがわ}付近の南東側山麓の長さ約 1.5km の区間に、鞍部、斜面・尾根の不明瞭な傾斜変換線、

直線谷及び2箇所の不明瞭で微弱な河谷の右屈曲からなるNE-SW方向のリニアメントとして判読した。谷の屈曲箇所に挟まれる尾根に屈曲は認められない。

Ⅳリニアメントは、おおい町山田付近から小浜市の飯盛川^{はんせい}上流に至る長さ約2.7kmの区間に、直線谷と三角末端面、鞍部、斜面の傾斜変換線及び不明瞭で微弱な河谷の右屈曲からなるE-W方向のリニアメントとして判読した。離れた谷の2箇所で屈曲が認められるが、共に微弱であり、他の河谷は屈曲していないことから、Dランクと評価した。

これらのリニアメントが通過する付近の新期扇状地面及び沖積面に変位・変形は判読できない。

iii. 地表地質調査結果等

加斗リニアメント周辺の地質図を第1.3.91図に示す。

リニアメント付近の山地には北から南の順に超丹波帯大飯層、氷上層、丹波帯の周山コンプレックス及び雲ヶ畑コンプレックスが分布し、地質構造は概ねE-W～NE-SW方向に連続している。超丹波帯と丹波帯の境界及び丹波帯中のコンプレックス境界は衝上断層で、概ねNE-SW方向に延びているが、E-W方向に延びる短い断層もみられる。海岸付近や河谷沿いには段丘堆積物、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

Iリニアメント及びIIリニアメント周辺の岡津付近

(Loc.A)、加斗付近(Loc.B、C)及び荒木付近(Loc.D)には中位段丘堆積物が分布する。段丘堆積物は海成砂あるいはシルトで、火山灰分析から堆積物最上部に鬼界葛原テフラ^{きかいとづらはら}

(K-Tz)の降灰層準を含むことを確認している。Iリニアメント及びIIリニアメントを挟んで中位段丘面の分布高度に有意な差は認められない(第1.3.92図)。また、リニアメント延長部の小浜湾で実施した海上音波探査の結果、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形は認められない(第

1.3.145 図)。

Ⅲリニアメント沿いの鯉川南方において、2箇所の谷の右屈曲の間に位置し、リニアメント判読位置にある高速道路切土法面（長さ約 70m）の施工記録（西日本高速道路株式会社より提供）によれば、北西向きの法面には一部やや風化を受けた頁岩が分布しているが、断層は記載されていない。また、約 600m 北側の切土法面にも、断層は記載されていない。リニアメント南端部の直線谷には、リニアメント直交方向に長さ約 20m にわたり泥質混在岩が分布しているが、断層や変質帯は認められない（第 1.3.93 図）。

Ⅳリニアメント沿いの本所川上流地域では、丹波帯の泥質混在岩、チャート、緑色岩類及び砂岩が分布する。リニアメントを横断して分布するチャートには断層や変質帯は認められず、断層を示唆する変位はみられない（第 1.3.94 図）。

iv. 評価

I リニアメント及びⅡリニアメントは、周辺の中位段丘面の分布高度が一様で、傾動や変位・変形は認められないこと、海域延長部においても後期更新世以降の地層に断層による変位・変形が認められないことから、震源として考慮する活断層ではないと評価する。

Ⅲリニアメント判読位置には断層は認められない。なお、Ⅲリニアメントは、河谷の右屈曲部の範囲とチャートの分布とがほぼ一致することから、頁岩とチャートとの地質境界による組織地形であると評価する。

Ⅳリニアメント判読位置には断層は認められない。

(d) 中井リニアメント

i. 文献調査結果

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾は、小浜市飯盛付^{はんせい}近から五十谷川^{い か だにがわ}を通り中井に至る区間に、NW－SE 方向で、断層組織地形の「主なリニアメント」を図示している。

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾及び中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾は、中井リニアメント周辺に活断層を記載していない。

ii. 変動地形学的調査結果

中井リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.3.95 図に示す。

五十谷川左岸の山腹斜面の長さ約 1.9km の区間に、鞍部、直線谷及び斜面・尾根の傾斜変換線からなる NW-SE 方向の 2 条の D ランクのリニアメント並びにリニアメント付近の中位段丘面、低位段丘面、新期扇状地面及び沖積面を判読した。これは、岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾が示すリニアメントにやや斜交する。

リニアメントが通過する付近の新期扇状地面及び沖積面に変位・変形は判読できない。

iii. 地表地質調査結果

中井リニアメント周辺の地質図を第 1.3.96 図に示す。

リニアメント付近には、北から南の順に丹波帯の周山コンプレックス、雲ヶ畑コンプレックス及び灰屋コンプレックスが分布している。

丹波帯の地質構造の方向は概ね E-W~ENE-WSW 方向で、リニアメントの方向と斜交している。リニアメントに沿った小浜市中井付近の五十谷川沿い等には、小規模な低位段丘堆積物や新期扇状地堆積物及び沖積層が分布している。

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾に記載されたリニアメント北西部の尾根部 (Loc.1) において、リニアメント直交方向に長さ約 17m にわたりチャートの連続露頭を確認したが、リニアメント記載位置及びその周辺には断層は認められず、リニアメント方向に調和的な層理面のみが認められる (第 1.3.97 図)。

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾に記載されたリニアメント南東部に位置する五十谷川河床 (Loc.2) において、リニアメント直交方向に長さ約 55m にわたりチャートのほぼ連続した露頭

を確認したが、断層は認められない（第 1.3.98 図）。

判読したリニアメントの北西部の直線谷（Loc.3）で、変質した緑色岩類中に固結した幅約 15cm～約 30cm の破碎帯を有する断層を確認した。断層面の走向傾斜は N57° W／70° N で、リニアメント方向と調和的であるが、断層面は湾曲し、粘土も認められない（第 1.3.99 図）。

iv. 評価

判読したリニアメントの北西部（Loc.3）では、リニアメント方向と調和的な走向の断層が認められたが、破碎帯が固結していることを確認した。

文献に記載されたリニアメント北西部（Loc.1）と南東部（Loc.2）では、リニアメント記載位置にチャートの健岩露頭を確認した。

以上より、中井リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動はないと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層による組織地形であると評価する。

(e) ^{みはま}三浜峠リニアメント

i. 文献調査結果

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾は、舞鶴市三浜付近から同市^{たいら}平付近に至る区間に、N－S 方向で確実度Ⅲのリニアメントを図示している。

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾は、活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾とほぼ同区間に、N－S 方向で断層組織地形の「主なリニアメント」を図示し、「直線状の谷地形を形成しており、断層線に沿った組織地形であると考えられる」としている。

中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾は、三浜峠リニアメント周辺に活断層を記載していない。

加藤・杉山(1985)⁽²⁴⁾は海岸線及び谷の配列状態から断層を推定している。

縣(1974)⁽¹²²⁾及び Agata(1988)⁽¹²³⁾は、地質の分布に食い違

いを生じさせている推定断層を図示している。

近畿地方土木地質図編纂委員会(2003)⁽³⁷⁾は推定断層を図示しているが、地質の分布に明瞭な食い違いはないとしている。

ii. 変動地形学的調査結果

三浜峠リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.3.100 図に示す。

三浜峠南方から平付近に至る長さ約 1.2km の区間に、不鮮明な三角末端面及び山地と崖錐面・新期扇状地面との境界をなす崖からなる N-S 方向の D ランクのリニアメント並びにリニアメント付近の低位段丘面、新期扇状地面、崖錐面、沖積面及び砂丘を判読した。三浜峠リニアメントは、岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾が図示したリニアメントよりやや東方に位置する。

リニアメントが通過する付近の新期扇状地面及び沖積面に変位・変形は判読できない。

iii. 地表地質調査結果等

三浜峠リニアメント周辺の地質図を第 1.3.101 図に示す。

リニアメントの北部には、夜久野オフィオライトの変斑れい岩が、南部に夜久野オフィオライトの緑色岩類と大浦層の頁岩・チャートが概ね E-W 方向に分布している。大浦層は緑色岩類中にレンズ状又は帯状に分布する。北部の海岸周辺には宮津花崗岩が E-W 方向に分布し、南東部には音海流紋岩が分布する。これらの地層は、リニアメントを挟んで連続していないことから、リニアメントに沿った断層が推定される。この他、低位段丘堆積物、新期扇状地堆積物、沖積層及び砂丘堆積物が分布している。

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾に記載されたリニアメント北部の三浜付近 (Loc.1) において変斑れい岩の露頭を確認した。変斑れい岩中には割れ目を充填する白色変質脈が複数認めら

れるが、断層は認められない。割れ目の走向傾斜は、概ね $N9^{\circ} \sim 20^{\circ} E / 41^{\circ} \sim 82^{\circ} N$ で、リニアメントの方向と概ね調和的である。また、幅数 cm の白色変質脈は周辺の岩盤に比べてやや脆い（第 1.3.102 図）。

上記箇所より約 250m 南方の岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾のリニアメント記載位置付近（Loc.2）には、緑色岩類中に固結した角礫状破碎部を有する断層が認められる。破碎帯中にはリニアメントの方向に近い断層面（ $N27^{\circ} W / 50^{\circ} S$ ）やリニアメントと斜交する断層面（ $N47^{\circ} \sim 77^{\circ} W / 45^{\circ} \sim 60^{\circ} S$ ）が認められるが、いずれも固結して湾曲し不明瞭である（第 1.3.103 図）。

リニアメント判読位置の三角末端面付近の谷床部（Loc.3）において、リニアメント直交方向に長さ約 60m にわたり、チャートの連続露頭を確認したが、断層や破碎帯及び変質帯は認められない。また、本露頭には $N23^{\circ} \sim 53^{\circ} E$ 方向と $N45^{\circ} \sim 67^{\circ} W$ 方向の 2 方向の割れ目が認められる（第 1.3.104 図）。

また、リニアメントの北方延長海域において実施された海上保安庁水路部の海上音波探査結果を再解析した結果、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形は認められない（第 1.3.146 図）。

iv. 評価

リニアメント判読位置（Loc.3）では、チャートの健岩露頭を確認した。

文献に記載されたリニアメントの北部では、リニアメントの方向と調和的な走向の断層及び割れ目を確認したが、割れ目に白色変質脈が充填していること（Loc.1）、破碎帯が固結していること（Loc.2）を確認した。

以上より、三浜峠リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではな

いと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層や変質帯による組織地形であると評価する。

(f) 子生^{こび}リニアメント

i. 文献調査結果

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾は、高浜町子生南方に E-W 方向で雁行する 2 条の断層組織地形の「主なリニアメント」を図示している。

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾及び中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾は、子生リニアメント周辺に活断層を記載していない。

ii. 変動地形学的調査結果

子生リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.3.105 図に示す。

子生南方の長さ約 0.9km の区間に、鞍部及び直線谷からなる E-W~ENE-WSW 方向の 2 条の D ランクのリニアメント並びにリニアメント付近の低位段丘面、新期扇状地面及び沖積面を判読した。岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾に記載されたリニアメントの位置にほぼ一致している。

リニアメントが通過する付近の新期扇状地面に変位・変形は判読できない。

iii. 地表地質調査結果

子生リニアメント周辺の地質図を第 1.3.106 図に示す。

リニアメント付近には超丹波帯大飯層の砂岩・チャートを伴う頁岩が分布し、この他低位段丘堆積物、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布している。頁岩中の卓越したへき開面の走向は N53° ~71° E 又は N73° W~88° E で、概ね E-W~ENE-WSW 方向の地質構造の延びの方向を示し、リニアメントの方向と調和的である。

北部リニアメント西側の子生南方 (Loc.1) において、リニアメント直交方向に長さ約 20m にわたり、超丹波帯の砂岩及び頁岩の連続露頭を確認した (第 1.3.107 図)。ここに 6

箇所の破碎部が認められる。断層面の走向は $N46^{\circ} E \sim N77^{\circ} W$ でリニアメントの方向と概ね調和的であるが、傾斜は $24^{\circ} \sim 71^{\circ} N$ と一様ではない。断層面は湾曲や凹凸を示す。各破碎部は幅数 $cm \sim 10cm$ 程度で、破碎された頁岩が角礫混じり砂状又は角礫状を呈する。リニアメント判読位置の破碎部では断層面に沿って粘土が認められることからブロックサンプリングを行い、変形組織の観察及び条線観察を行った。その結果、最新活動時の活動センスは左横ずれ・逆断層センス、断層面の条線角度は $60^{\circ} L$ を示す。これは、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない（第 1.3.108 図、第 1.3.109 図）。

露頭（Loc.1）から約 300m 南南西方の南部リニアメント東側（Loc.2）において、リニアメント直交方向に長さ約 60m にわたり、砂岩と頁岩の連続露頭を確認した（第 1.3.110 図）。ここに断層が 2 条認められ、破碎帯の幅はそれぞれ約 2cm と約 20cm である。断層面の走向傾斜は $N73^{\circ} W / 80^{\circ} N$ と $N87^{\circ} W / 80^{\circ} S$ で、リニアメントの方向とほぼ調和的である。断層面は湾曲し、いずれの破碎帯も固結している。リニアメント判読位置付近には、約 1cm～約 2cm 間隔で発達する頁岩及び砂岩頁岩互層中のへき開面が顕著である。リニアメント通過付近のへき開面の卓越方向は E-W で、北側に高角度で傾斜しており、リニアメントの方向と調和的である。

iv. 評価

本リニアメント周辺には超丹波帯大飯層の砂岩・チャートを伴う頁岩が分布し、へき開面の走向はリニアメントの方向と調和的である。

北部リニアメント判読位置では、リニアメントの方向と調和的な走向の断層が認められ、最新活動時の運動センスは左横ずれ・逆断層センス（条線角度は $60^{\circ} L$ ）を示し、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと

を確認した。

南部リニアメント判読位置では、リニアメントの方向と調和的な走向の断層が認められ、破碎帯が固結していることを確認した。

以上より、子生リニアメントは、少なくとも後期更新世以降活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層や地質構造を反映した組織地形であると評価する。

(g) 石山坂峠北リニアメント

i. 文献調査結果

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾は、おおい町石山坂峠の北側に、長さ 5km、WNW-ESE 方向で、北側隆起、左横ずれの確実度Ⅱ～Ⅲの活断層を示し、その活動度をC級とし、「石山坂峠北」と命名している。

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾は、活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾とほぼ同区間に長さ 3.3km、WNW-ESE 方向で、左横ずれの断層組織地形「連続性に富むシャープなリニアメント(L)」として図示し、「石山南東」と命名している。なお、岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾は、「左横ずれを示唆する尾根・谷地形が若干認められることからLとしたが、屈曲する尾根・谷が少ない上、同じリニアメントを横切る尾根・谷に屈曲しないものもあり、活断層としての確実度は極めて低い」と記載している。

文献により名称が異なるので、ここでは活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾にしたがい「石山坂峠北リニアメント」とする。

中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾は、石山坂峠北リニアメント周辺に活断層を記載していない。

ii. 変動地形学的調査結果

石山坂峠北リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.3.111 図に示す。

おおい町久保付近から同町父子^{ちちし}南方に至る長さ約 3.2km

区間に、斜面・尾根の傾斜変換線、鞍部及び直線谷からなる WNW-ESE 方向の D ランクのリニアメント並びにリニアメント付近の低位段丘面、新期扇状地面及び沖積面を判読した。リニアメント西部と東部で見かけの高度不連続の向きが異なる。

リニアメントが通過する付近の低位段丘面及び新期扇状地面に変位・変形は判読できない。

iii. 地表地質調査結果

石山坂峠北リニアメント周辺の地質図を第 1.3.112 図に示す。

リニアメント付近には、北から南の順に超丹波帯の大飯層、氷上層、丹波帯の周山コンプレックス、雲ヶ畑コンプレックス、灰屋コンプレックス及び鶴ヶ岡コンプレックス並びに段丘堆積物、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布している。

佐分利川^{きぶり}以東の丹波帯の地質構造の方向は、概ね NE-SW ~ ENE-WSW 方向で、リニアメントの延びの方向 (E-W 方向) と斜交している。

リニアメント西端の久保 (Loc.1) では、リニアメント判読位置で丹波帯の泥質混在岩中に断層を確認した。破碎帯は幅約 1.2m 以下で、黒色を帯び、角礫状を呈している。断層面の走向傾斜は $N87^{\circ} W / 75^{\circ} S$ で、リニアメントの一般走向と調和的である。断層面は湾曲し、破碎帯周辺の短い割れ目の多くは灰色から白色の変質粘土脈を挟み、網目状を呈する (第 1.3.113 図)。この断層においてブロックサンプリングを行い、変形組織の観察を行った結果、破碎帯は角礫状破碎部と礫混じり粘土状破碎部からなり、最新活動を示す断層面の変形組織は左横ずれ・正断層センスを示す。また、条線観察の結果、断層面の条線角度は $20^{\circ}R$ 、 $45^{\circ}R$ 、左横ずれ・正断層センスを示す。さらに、露頭における条線観察の結果、断層面の条線角度は $42^{\circ}R \sim 90^{\circ}$ であり、正断層センスを示す。

箇所も見られた。これは、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない（第 1.3.114 図、第 1.3.115 図）。

iv. 評価

リニアメント判読位置では、リニアメントの方向と調和的な走向の断層が認められ、最新活動時の運動センスが左横ずれ・正断層センス（条線角度は 20° R、 45° R）を示し、現在の広域応力場から推定される運動センスと調和しないことを確認した。

以上より、石山坂峠北リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層による組織地形であると評価する。

(h) 矢代^{やしろ}リニアメント

i. 文献調査結果

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾は、小浜市阿納^{あのじり}尻付近から同市矢代東方に至る区間に、WNW－ESE 方向で断層組織地形の「主なリニアメント」を図示している。

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾及び中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾は、矢代リニアメント周辺に活断層を記載していない。

中江他(2002)⁽¹¹⁾は、この付近に N－S 系の阿納^{あの}断層並びに NW－SE 系の本保^{ほんぼ}断層及び大鳥羽^{おおとば}断層をそれぞれ地質断層として図示し、本保断層の西端は阿納断層までとしている。

さらに、本リニアメントに該当する「小浜市阿納^{しつみ}－志積^{しつみ}－矢代リニアメント」について、「これと一致する高角度断層は見られず、また地形を支配するような顕著な岩相境界も認められない」と記載している。

ii. 変動地形学的調査結果

矢代リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.3.116 図に示す。

小浜市阿納尻付近から同市矢代東方に至る長さ約 3.9km

の区間に、斜面・尾根の傾斜変換線、鞍部、直線谷及び山地と新期扇状地面との境界をなす崖からなる WNW-ESE 方向の D ランクのリニアメント並びにリニアメント付近の低位段丘面、新期扇状地面及び沖積面を判読した。岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾が図示したリニアメントの位置にほぼ一致する。

リニアメントが通過する付近の新期扇状地面に変位・変形は判読できない。

iii. 地表地質調査結果

矢代リニアメント周辺の地質図を第 1.3.117 図に示す。

リニアメント付近には、丹波帯の周山コンプレックスや雲ヶ畑コンプレックスの泥質混在岩、チャート、緑色岩類、砂岩及び石灰岩が主に分布している。また、閃緑岩や珪長岩の岩脈があり、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布している。丹波帯の地質構造の方向は、概ねリニアメント方向と調和的な WNW-ESE 方向であり、同方向の軸をもつ褶曲構造が認められる。

リニアメントの中央付近、志積付近の北東側海岸 (Loc.1) において、リニアメント直交方向に長さ約 130m にわたり、丹波帯の砂岩、頁岩、緑色岩類及びこれを貫く珪長岩が連続的に分布しており、ここに 3 条の断層が確認された。この 3 条の断層のうち、リニアメント判読位置の南側の断層の破碎帯は幅約 10cm～約 20cm で、細礫～片状に破碎された頁岩からなる。断層面の走向傾斜は $N64^{\circ} W / 65^{\circ} N$ であり、リニアメントの方向と調和的であり、断層面には横ずれ方向の条線が認められる。破碎帯は固結し、断層面は湾曲し直線的でない。断層面は $30^{\circ} N$ 程度で傾斜した岩盤すべりにより約 50cm 変位を受けている (第 1.3.118 図)。

リニアメント東側の矢代の東方 (Loc.2) において、リニアメント判読位置付近の珪長岩 (岩脈) と頁岩起源の破碎帯の境界 (下盤側) に断層を確認した。破碎帯は黒色の細片状と

なった頁岩で、粘土～砂状の部分もある。上盤との境界は崖錐堆積物に覆われ不明である。片状～岩塊状破碎部のうち細粒部と粗粒部を境界付ける断層面（N67° W／85° S）でブロックをサンプリングし、条線観察を実施した。その結果、断層面の条線角度は 50° L であり、最新活動時の運動センスは右横ずれ・正断層センスを示す（第 1.3.119 図、第 1.3.120 図）。

リニアメント西部の地点（Loc.3）付近のルートマップを第 1.3.121 図に示す。リニアメント判読位置及び岡田・東郷編（2000）⁽³⁹⁾のリニアメント記載位置付近には、リニアメント直交方向に長さ約 55m にわたり頁岩の連続露頭を確認したが、断層は認められない。また、谷の東側で固結した破碎帯を有する断層が 1 条認められたが、断層面の走向傾斜は N49° W／70° S であり、中江他（2002）⁽¹¹⁾の断層の記載位置や断層の走向から本保断層に相当すると判断した。本断層に相当するリニアメントは判読できず、西側の連続露頭で断層が認められないことから、N-S 系の阿納断層で切られると考えられる。

iv. 評価

本リニアメント周辺に分布する丹波帯の地質構造の方向はリニアメントの方向と調和的である。

リニアメント中央部（Loc.1）では、リニアメントの方向と調和的な走向の断層が認められたが、破碎帯が固結していることを確認した。リニアメント東部（Loc.2）では、リニアメントの方向と調和的な走向の断層が認められたが、断層面が不鮮明で途切れること、条線観察の結果、最新活動時の運動センスは右横ずれ・正断層センス（条線角度は 50° L）を示し、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないことを確認した。また、リニアメント西部（Loc.3）では、リニアメント判読位置及び文献のリニアメント記載位

置に頁岩の連続露頭を確認したが断層は認められない。

以上より、矢代リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層や地質構造を反映した組織地形であると評価する。

(3) 敷地を中心とする半径約 30km 以遠の陸域の主な断層

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾、佃他(1985)⁽²³⁾、加藤・杉山(1985)⁽²⁴⁾及び水野他(2002)⁽²⁵⁾によれば、敷地を中心とする半径約 100km の範囲の陸域には、第 1.3.122 図及び第 1.3.123 図に示すような活断層等が示されている。断層の規模及び敷地からの距離を考慮すると、敷地を中心とする半径約 30km 以遠の陸域における主な断層としては花折断層及び琵琶湖西岸断層系が挙げられる。これらについて、以下に述べるような検討を実施した。

a. 花折断層

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾は、花折断層を滋賀県高島市今津町^{みさか}水坂峠付近から京都市左京区吉田山付近に、長さ 44km、NNE－SSW 方向で、右ずれ卓越、一部で西側又は東側隆起、确实度Ⅰ及びⅢ、活動度B級としている。岡田他(1996a)⁽⁴²⁾、1996b⁽⁴⁴⁾、2009⁽⁴³⁾、堤他(2005)⁽⁴⁶⁾、宮内他(2005)⁽⁴⁷⁾、岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾、吉岡他(2000)⁽²⁹⁾、中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾等の文献においてもほぼ同じ位置に同断層を示している。また、活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾は、同断層の南方の京都市左京区^{うりゅうざん}瓜生山南方から京都市伏見区桃山町南西方に、N－S 方向で、東側隆起、确实度Ⅰ～Ⅱ、活動度C級の^{ししがたに}鹿ヶ谷断層、^{きよみずやまし}清水山西断層及び桃山断層を示している。花折断層から桃山断層までの図から判読される長さは約 58km である。

岡田他(1996b)⁽⁴⁴⁾、2009⁽⁴³⁾は、^{あわたぐち}桃山断層を京都市東山区栗田口付近から南方の桃山町南西方付近まで、N－S 方向に延びる東側隆起の活断層と活撓曲とで図示している。池田他編(2002)⁽⁴⁰⁾は花折断層の南端部、鹿ヶ谷断層、桃山断層等、比叡山地・東山山地・桃山丘陵の西縁に位置する南北性の活断層群を図示し、一括して京

都盆地東縁断層帯としている。京都市消防局防災対策室(2001)⁽¹²⁴⁾は、桃山断層を横断する反射法地震探査の結果から、大阪層群中の断層面を推定した結果、 60° ～ 70° 東傾斜であるとしている。京都市地域活断層調査委員会(2004)⁽¹²⁵⁾は反射法地震探査結果等から桃山断層の南端を桃山町南西付近とし、宇治川を越えてさらに南方には延びないとしている。

活動性について、吉岡他(1998)⁽¹²⁶⁾は、今津町で行われた花折断層北部の^{とちゅうだに}途中谷トレンチ調査から、最新活動時期を 15 世紀～17 世紀とし、1662 年の寛文地震の可能性が高いとしている。また、東郷他(1997)⁽¹⁶⁴⁾は、同じく途中谷で行ったトレンチ調査の結果から花折断層の最新活動はおおよそ 1,100 年前以降、すなわち、A.D.875 年～A.D.1028 年（平安時代前期中頃）以降にあったとしている。内閣府中央防災会議(2005)⁽¹⁶⁵⁾は、吉岡他(1998)⁽¹²⁶⁾ 及び東郷他(1997)⁽¹⁶⁴⁾を引用し、花折断層北部は寛文地震時に活動したことは確実であるとしている。一方、花折断層南部については寛文地震の際に活動した可能性は低いとされた（吉岡他(1998)⁽¹²⁶⁾）。これを受け、杉山他(1999)⁽¹²⁷⁾及び地質調査所活断層研究グループ(2000)⁽¹²⁸⁾は断層の北部と南部で活動履歴が異なると推定し、断層のトレースが屈曲する花折峠を境に北部の途中谷セグメント（長さ 27km）と南部と桃山断層等を含む北白川セグメント（長さ 30km）とに分けている。その後、花折断層南部の修学院トレンチ調査で、約 1,500 年前～約 2,500 年前の最新活動時期（吉岡他(2002)⁽¹²⁹⁾）が明らかにされ、水野他(2002)⁽²⁵⁾及び吉岡他(2005)⁽²⁷⁾は同区分を引用している。

地震調査委員会(2003a)⁽⁴⁹⁾は、若狭湾から京都盆地南東部に至る断層群を三方・花折断層帯とし、断層の位置・形状から三方断層帯と花折断層帯の二つの起震断層に大別し、花折断層帯を花折断層北部（長さ約 26km）と中部（長さ約 20km）に二分し、さらに同断層南方の銀閣寺－南禅寺（断層）、桃山断層及び桃山断層の東方ではほぼ南北方向に並行する^{かざん}花山－^{かんしゅうじ}勧修寺断層・^{おうばく}黄檗断層を南部

(長さ約 15km)とし、全長を約 58km としている。花折断層北部の最新活動時期は 15 世紀～17 世紀、花折断層中部以南では約 2,800 年前以降、約 1,400 年前以前に活動した可能性があることから、将来においても少なくとも二つの区間に分かれて活動すると推定されるとしている。

以上のことから、花折断層は、今津町水坂峠付近から桃山町南西方に至る長さ約 58km を震源として考慮する活断層と評価する。

b. 琵琶湖西岸断層系

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾は、滋賀県高島市マキノ町石庭付近から滋賀県大津市大平付近までのほぼ N-S 方向に、酒波断層、饗庭野断層、上寺断層、扨戸断層、比良断層、堅田断層、比叡断層、膳所断層等の西側隆起で、確実度 I～II、活動度 B～C 級の活断層群を示している。水野他(1997)⁽¹³⁰⁾はこれらの断層を琵琶湖西岸断層系とした。岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾、中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾、岡田他(2009)⁽⁴³⁾、1996b⁽⁴⁴⁾、堤他(2005)⁽⁴⁶⁾、宮内他(2005)⁽⁴⁷⁾、池田他編(2002)⁽⁴⁰⁾等の文献においても、ほぼ同じ位置に断層群を示している。池田他編(2002)⁽⁴⁰⁾は、琵琶湖西岸断層帯を西傾斜の逆断層群で、全長約 60km とし、南端部に位置する短い膳所断層を除くと、知内川－饗庭野－上寺断層、比良断層及び堅田－比叡断層の三つの断層群で構成されているとしている。琵琶湖西岸断層系を対象とした水野他(1997)⁽¹³⁰⁾、水野・小松原(1999)⁽¹³¹⁾、小松原他(1998a)⁽¹³²⁾、1998b⁽¹³³⁾、1999⁽¹³⁴⁾、2001⁽¹³⁵⁾、2002⁽¹³⁶⁾の一連の調査をまとめた水野他(2002)⁽²⁵⁾及び吉岡他(2005)⁽²⁷⁾は、琵琶湖西岸起震断層をその分布形状から酒波（知内）断層、饗庭野断層、上寺断層及び扨戸（勝野）断層からなる饗庭野セグメント（長さ 29km：吉岡他(2005)⁽²⁷⁾）と西岸湖底断層、比良断層、堅田断層、比叡断層及び膳所断層からなる比良セグメント（長さ 43km：吉岡他(2005)⁽²⁷⁾）との二つに大別し、全長を 66km（吉岡他(2005)⁽²⁷⁾）としている。西岸湖底断層系については、植村・太井子(1990)⁽¹³⁷⁾は、マキノ町海津沖から和邇川河口沖までの約 45km 間に西岸湖

底断層系が連続するとしているが、水野・小松原(1999)⁽¹³¹⁾は、北部の今津－高島沖の湖底調査で断層が見当たらないことから、比良山地東岸沖にのみ断層を推定している。文部科学省研究開発局他(2007)⁽¹³⁸⁾は反射法地震探査の結果、和邇から野洲間の琵琶湖下において断層運動に起因している可能性が高い西傾斜の単斜構造が認められ、西岸湖底断層系の南方延長に相当するとしている。

活動性については、小松原他(1999)⁽¹³⁴⁾は、断層帯北部の饗庭野断層の最新活動時期が約 2,400 年前～約 3,000 年前である可能性を、吉岡他(2000)⁽¹³⁹⁾も約 2,800 年前～約 3,000 年前に酒波断層で何らかの活動があったことを推定している。これに対し、東郷(2000)⁽¹⁴⁰⁾は、条里制地割のない地形面上に扨戸（勝野）断層による断層変位を認め、この地形面が条里制以降に形成されたと考え、最新活動時期を条里制の始まった 7 世紀中葉以降の可能性を指摘している。産業技術総合研究所(2007)⁽¹⁴¹⁾は、断層帯南部の堅田断層でのボーリング・ジオスライサー調査結果から、最新活動時期は西暦 1060 年～1260 年の間にほぼ限定され、1185 年元暦京都地震に対比される可能性が極めて高いとしている。

地震調査委員会(2009)⁽¹⁴²⁾は、産業技術総合研究所(2007)⁽¹⁴¹⁾の知見を基に琵琶湖西岸断層帯の再評価を行った。マキノ町から大津市まで、NNE－SSW 方向に延びる西岸湖底断層を含む西側隆起の逆断層群である琵琶湖西岸断層帯が、過去の活動時期の違いから北部と南部に区分されるとしている。断層帯北部はほぼ南北方向に延びる知内断層、饗庭野断層、上寺断層及び勝野断層からなり、その長さ約 23km、断層帯南部は西岸湖底断層、比良断層、堅田断層、比叡断層及び膳所断層からなり、その長さは約 38km で、断層帯全体の長さは約 59km としている。その位置は活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾及び岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾に示されたものにほぼ一致する。最新活動時期については、断層帯北部は約 2,800 年前以降、約 2,400 年前以前で、断層帯南部では 1185 年元暦京都地震であった可能性があるとしている。断層帯の将来の活動につい

ては、北部と南部の二つの区間に分かれて活動すると推定されるが、断層帯全体が一つの区間として同時に活動する可能性もあるとしている。

以上のことから、琵琶湖西岸断層系は、文献に示される断層長さを基に、酒波（知内）断層北端の高島市石庭北方から膳所断層南端の大津市大平付近に至る長さ約 60km を震源として考慮する活断層と評価する。

1.3.3 海域の調査結果

敷地前面海域及び敷地周辺海域における地形、地質及び地質構造は、文献調査や海上音波探査等の結果、以下のとおりである。

なお、敷地前面海域で各調査機関が実施した海上音波探査測線図を第 1.3.124 図、小浜湾付近の海上音波探査測線図を第 1.3.125 図、海上音波探査の概要を第 1.3.5 表に示す。

1.3.3.1 海底地形

敷地前面海域の海底地形図を第 1.3.127 図に示す。

敷地前面海域である若狭湾の海岸線は、大部分が典型的なリアス海岸で特徴づけられ、海底面は発電所から 20 数 km 沖合に位置する水深約 120m～約 130m 付近の弧状をした傾斜変換線を境として、それ以浅の大陸棚及びそれ以深の縁辺台地へ続く斜面に分けられる。

大陸棚は敷地前面海域の大部分を占め、その中には一部で礁、堆、谷状地形等の起伏が認められるが、ほとんどは極めて緩やかに傾斜する平坦面で形成されている。なお、小浜湾や高浜湾等の湾奥を除き、沿岸部、礁及び島しょ付近の海底地形はやや急な斜面で形成されている。

大陸棚外縁の傾斜変換線より以深に分布する斜面は、10/1,000～20/1,000 程度の勾配で北方に向かって緩やかに傾斜する平坦面で形成されている。

1.3.3.2 海底地質

敷地前面海域の地層区分は、第 1.3.6 表に示すとおり、上位から A 層、B 層、C 層及び R 層の 4 層に区分される。敷地前面海域の海底地質図を第 1.3.128 図に示す。

A 層は、礁、堆等を除く水深約 120m～約 130m 以浅の大陸棚上に広く分布する。本層は全般に白く抜けるパターン及びほぼ水平な平行層理パターンを示す。厚さは一般に 15m 以下で、沖合に向かって薄くなる傾向を示しているが、下位層の凹部及び小浜湾内では約 30m に達することもある。B 層以下の下位層とは顕著な不整合関係で接している。本層は主に未固結の泥、砂及び礫からなる堆積層と推定される。

B 層は、陸域近傍や礁及び堆を除く敷地前面海域のほぼ全域に分布し、水深約 120m～約 130m 以浅の大陸棚においては上位層の A 層に覆われている。本層は全般に連続する平行層理パターンを示すが、上部ではやや断続する層理パターンを伴う。沖合部では平行層理が沖合方向に極めて緩やかに傾斜するプログラデーションパターンを示す。また、沖合に向かって厚くなる傾向を示している。C 層以下の下位層とは顕著な不整合関係で接している。本層は未固結～半固結の泥、砂及びそれらの互層からなり、局所的に礫層を狭在する堆積層と推定される。

C 層は、陸域近傍や礁及び堆を除く敷地前面海域のほぼ全域に分布し、一部を除き上位層に覆われている。本層はほぼ水平で連続する平行層理パターンを示す。厚さは沖合に向かって増大する傾向を有し、150m 以上に達する部分がみられる。本層は下位層と傾斜不整合関係、又はオンラップ不整合関係で接する。本層は半固結～固結した泥、砂及びそれらの互層からなり、局所的に礫層を狭在する堆積層と推定される。

R 層は、敷地前面海域の音響基盤で、全域に分布し、大部分を上位層に覆われているが、陸域近傍や礁及び堆周辺では海底に露出する。本層は陸域近傍及び礁周辺では無層理パターンを示し、沖合部では沖合方向に傾斜する平行層理パターンを示す。本層の上面は陸域近傍及

び礁周辺で起伏に富み、その沖合ではやや平坦になっている。本層は堅硬な泥岩、砂岩、礫岩、凝灰岩等の堆積岩類、火成岩類等で構成されていると推定される。

各地層の地質年代対比は、当社が小浜湾内で実施したボーリング調査結果、日本原子力発電株式会社が敦賀半島北東岸の明神崎南東海域で実施したボーリング調査結果のほか、海上保安庁水路部(1980a⁽⁵³⁾、1980b⁽⁵⁴⁾)、山本他(1993⁽⁵⁶⁾、2000⁽⁵⁷⁾)による地質年代を参考とした。その結果、A層は完新世の地層、B層は後期更新世の地層、C層は前期～中期更新世の地層、R層は先鮮新世～鮮新世初頭の地層・岩体にそれぞれ対比される。

敷地前面海域を含む周辺海域の海底地質については、上記の文献以外に、田中・小草(1981)⁽¹⁴³⁾、福井県(1997)⁽¹⁴⁴⁾等に示されている。

これらの文献による地質区分と本調査による海域及び陸域の地質区分との比較を第 1.3.7 表に示す。

1.3.3.3 海底地質構造

(1) 概要

敷地前面海域の地質構造は、第 1.3.128 図及び第 1.3.129 図に示すとおり、丹後半島北東沖、冠島、大島半島北西沖、沿岸部等に R 層の高まりが点在し、これらの R 層上面の起伏を A 層、B 層及び C 層が埋積している。R 層は沿岸部では内部構造が不明であるが、沖合部では沖合方向へ傾斜する同斜構造を示している。C 層及び B 層は沖合に向かって厚くなる傾向を示し、ほぼ水平か沖合方向へ緩やかに傾斜する構造を示す。A 層は沖合へ向かって薄くなる傾向を示し、ほぼ水平な構造を示す。A 層、B 層及び C 層は全般に褶曲構造に乏しく単調な様相を示している。

(2) 敷地前面海域の断層

敷地前面海域には、第 1.3.130 図に示すとおり、海上保安庁水路部(1980b)⁽⁵⁴⁾及び活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾によれば、大島半島北西沖に NW－SE 方向に延びる 3 条の雁行状で東落ちの断層（全長

18km)、舞鶴市冠島東側に東落ちの断層（全長 5km）が示されている。

細野他(1976)⁽¹⁴⁵⁾は、小浜湾内で実施した海上音波探査による海底地質調査結果から小浜湾口付近に延長約 4.5km で東落ちの断層を図示し、これを小浜湾断層と命名している。

脇田他(1992)⁽³²⁾は、大島半島北西沖に NW-SE 方向に延びる東落ちの断層を図示している。

敷地前面海域の断層分布図を第 1.3.131 図、敷地前面海域の断層一覧表を第 1.3.8 表に示す。これらより、連続性のある Fo-1 から Fo-58 までの断層が認められるが、後期更新世以降の活動を否定できないものと評価される断層は、Fo-1、Fo-3、Fo-4、Fo-5、Fo-7、Fo-10・14、Fo-11、Fo-13、Fo-16、Fo-18、Fo-19、Fo-23、Fo-41、Fo-42、Fo-48、Fo-51、Fo-52、Fo-53-1、Fo-53-2 及び Fo-55 の 20 条である。このうち、文献に記載された断層は Fo-1、Fo-3、Fo-4、Fo-5、Fo-7、Fo-10・14、Fo-11 及び Fo-13 であり、以下、これらを総称して「F O-A 断層」という。

F O-A 断層の海上音波探査記録及び地質断面図を第 1.3.132 図に示す。海上音波探査結果によれば、第 1.3.132 図に示すとおり、Fo-1 断層の南側の測線 C-2G と Fo-10・14 断層の北側の測線 C-47G において、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形が認められないことから、それぞれを F O-A 断層の南端及び北端とし、その長さを約 24km と評価する。なお、第 1.3.133 図に示すとおり、測線 C-2G から南側の測線においても、F O-A 断層の延長位置には後期更新世以降の地層に断層による変位・変形が認められない。なお、F O-A 断層の南端付近の測線（C-2G、AB-89G、C-1G、B-13.5G、B-13G、B-12.5G、B-11.5G、B-10-2G）は、海上音波探査記録の再処理を実施した。

F O-A 断層の北西側には、文献には記載されていないが、ほぼ同走向の Fo-16、Fo-18 及び Fo-19 断層（以下、これらを総称

して「F O－B断層」という。)が認められる。F O－B断層の海上音波探査記録及び地質断面図を第 1.3.134 図に示す。海上音波探査結果によれば、第 1.3.134 図に示すとおり、Fo－16 断層の南側の測線 C－47G と Fo－18 断層の北側の測線 C－58G において、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形が認められないことから、それぞれを F O－B断層の南端及び北端とし、その長さを約 11km と評価する。

F O－A断層と F O－B断層の鉛直変位量分布図を第 1.3.135 図、また B 層基底等深線図を第 1.3.136 図に示す。両断層を区分する測線 C－47G で鉛直変位量が終息するとともに、B 層基底等深線の形状が大きく異なることから、個別の断層として評価するが、共に走向が NW－SE 方向であり、南西側が隆起している等、断層の特徴が類似していることから、両断層は同時活動するものとし、長さ約 35km を震源として考慮する活断層と評価する。

なお、保安院が F O－B断層北端付近で海上音波探査を実施した結果、F O－B断層北西方の 2 箇所において後期更新世以降の地層に変形が認められた。これらの変形構造は Fo－53－1 断層（第 1.3.137 図(3)）及び Fo－53－2 断層（第 1.3.138 図(1)）に相当する。F O－B断層北端部では、海上音波探査記録によりフラワー構造が認められ、Fo－53－1 断層付近で鉛直変位量が終息するとともに、F O－B断層と Fo－53－2 断層の間では後期更新世以降の地層に鉛直変位は認められず、高まり等左ずれに伴う変動の地形的特徴も認められない（測線 C－56G：第 1.3.139 図、測線 C－58G、測線 C－101－2G）。一方、Fo－53－1 断層と Fo－53－2 断層との会合部付近では、B 層基底面に同程度の北西側隆起の傾向が認められ、一連の構造が示唆される（測線交 A－1、第 1.3.137 図(3)）。

若狭湾沖には、第 1.3.140 図に示すとおり、山本他(1993)⁽⁵⁶⁾により東西方向の断層及び褶曲が示されており、F O－B断層北方の東西系の断層（Fo－48、Fo－49、Fo－50－1、Fo－50－2、Fo－51、Fo－52、Fo－53－1、Fo－54、Fo－55）は、これらの断層及び褶曲

に沿って分布している。F O－B断層北方の東西系の断層は、Itoh et al.(2002)⁽¹⁴⁶⁾にも記載されているとおり、走向と広域応力場との関係から右横ずれ断層と考えられる。

以上のことから、断層配列や変位センス等から、Fo－53－2断層はF O－B断層北方の東西系の断層の一部と考えられ、Fo－53－2断層とF O－B断層とは連続しないと評価する。

Fo－23断層は小浜湾蒼島^{あおしま}東側に位置し、NE－SW方向SE側落ちの断層で、長さは約2.5kmである。本断層は、B層以下の地層に変形が認められることから、その活動が後期更新世以降に及んでいる。なお、海上音波探査記録（第1.3.141図）や小浜湾内のB層基底等深線図（第1.3.142図）からは、Fo－23断層の延長上の海域には、その連続性を示唆する地質構造は認められない。また、Fo－23断層の南西方向の陸域に分布する中位段丘面の分布高度に有意な差は認められない（第1.3.143図、第1.3.92図）。以上より、Fo－23断層は震源として考慮する活断層と評価する。（以下「F O－C断層」という。）

Fo－41断層は、NW－SE方向NE側落ちの断層で、長さは約7.7kmである。本断層はB層下部以下の地層に変位・変形が認められる。

Fo－42断層は、NE－SW方向SE側落ちの断層で、長さは約7.1kmである。本断層は、B層下部以下の地層に変形が認められる。

Fo－48断層は、NE－SW方向SE側落ちの断層で、長さは約8.7kmである。本断層の一部は、B層下部以下の地層に変位・変形が認められる。

Fo－51断層は、ENE－WSW方向S側落ちの断層で、長さは約16.8kmである。本断層の一部は、B層下部以下の地層に変位・変形が認められる。

Fo－52断層は、ENE－WSW方向S側落ちの断層で、長さは約3.8kmである。本断層は、B層下部以下の地層に変位・変形が認められる。

Fo-53-1 断層は、ENE-WSW 方向 S 側落ちの断層で、長さは約 4.5km である。本断層は、B 層下部以下の地層に変位・変形が認められる。

Fo-53-2 断層は、N-S 方向 E 側落ちの断層で、長さは約 7.3km である。本断層の一部は、B 層下部以下の地層に変位・変形が認められる。

Fo-55 断層は、ENE-WSW 方向 S 側落ちの断層で、長さは約 9.8km である。本断層の一部は、B 層以下の地層に変位・変形が認められる。

以上より、Fo-41 断層、Fo-42 断層、Fo-48 断層、Fo-51 断層、Fo-52 断層、Fo-53-1 断層、Fo-53-2 断層及び Fo-55 断層については、それぞれ震源として考慮する活断層と評価する。

なお、熊川断層や敷地周辺及び敷地近傍の陸域で判読されたリニアメントは、その延長上の海域には海上音波探査記録（第 1.3.144 図～第 1.3.149 図）や小浜湾における B 層基底等深線（第 1.3.142 図）に、後期更新世以降の活動を示唆する地質構造は認められない。

保安院が熊川断層北西延長上の小浜湾内で海上音波探査を実施し、後期更新世以降の地層に断層活動による変形の可能性が否定できない反射面が認められたとしている箇所の地質・地質構造を詳細に把握するため、海上音波探査、柱状採泥及び海上ボーリングを実施した。保安院調査による変形構造確認箇所は、当社が実施した測線 B-4G における測点 15.7 付近に相当し、音波散乱層分布域との境界に位置するが、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形は認められない（第 1.3.144 図（2））。保安院調査による変形構造確認箇所付近の表層部付近に見られる反射面の曲がりの実態把握を目的として実施した海上音波探査及び柱状採泥の結果、A 層中の反射面の曲がりには A 層中に分布するマウンド状の堆積構造（砂礫層）の端部に相当する（第 1.3.150 図、第 1.3.151 図）。保安院調査による変形構造確認箇所付近で音響基盤上面の形状把握を目的として実施した海上音波探査によると、音響基盤上面に急傾斜部が認められたもの

の、急傾斜部上の堆積層中の反射面は、上位層の曲がり下位層よりも大きくなる等累積性は見られない（第 1.3.151 図（2）、（4）、（5））。さらに、その周辺で実施した海上音波探査記録では、音響基盤上面に急傾斜部は認められない（図 1.3.151 図（1）、（3）、（6）、（7））。保安院調査による変形構造確認箇所を挟んで実施した海上ボーリング調査の結果、海上音波探査記録に見られるような落差は認められなかった（第 1.3.152 図、第 1.3.153 図）。音響基盤上面等深線図によれば、保安院調査による変形構造確認箇所に認められる急傾斜の分布は、NNE－SSW 方向となり、周辺の大局的な地形・地質構造と整合的であるものの、陸上の熊川断層や海域の F O－A 断層の走向とは異なる（第 1.3.154 図、第 1.3.155 図）。なお、音波散乱層分布域付近で柱状採泥したコア試料を用いてガス分析を実施した結果、音波散乱の原因は、有機物の微生物分解により生成された地下浅部のメタンガスの影響であって、断層等の活構造の存在を示唆する地下深部の地熱による熱分解起源のものは認められない。また、このメタンガスの分布域は、C T 画像解析により認められたシルト層中の亀裂帯と整合する（第 1.3.156 図）。

以上の結果と、「1.3.2.3（2）b.（c）地表地質結果等」で述べた熊川断層の海域への延長の可能性に関する検討結果から、F O－A～F O－B 断層と熊川断層は約 15km の離隔を有し、両断層が連続するような地質構造等は認められなかった。

（3）敷地周辺海域の断層

山本他(2000)⁽⁵⁷⁾によれば、敷地周辺海域には、第 1.3.157 図に示すとおり、丹後縁辺台地と若狭縁辺台地との間に、丹後半島沖から加賀沖にかけて NE－SW 方向に連なる越前堆列が分布している。越前堆列は、安島岬^{あんとう}西方に位置するゲンタツ瀬、松出し及び大グリと、丹後半島沖に位置する浦島礁と呼ばれる高まりから構成され、NE－SW 方向に連なっている。山本他(1993)⁽⁵⁶⁾では、本海域には異なる 2 つの地質構造、すなわち、東西方向に延びる褶曲構造と北西に傾斜した傾動地塊が認められるとされ、中期中新世前半から後期中

新世にかけて褶曲構造が形成された後、前期鮮新世頃を境として、傾動運動に転換したとされている。

敷地周辺海域には、海上保安庁水路部(1980a⁽⁵³⁾、1980b⁽⁵⁴⁾)、玉木他(1981)⁽⁵⁸⁾、活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾、脇田他(1992)⁽³²⁾、山本他(1993⁽⁵⁶⁾、2000⁽⁵⁷⁾)、徳山他(2001)⁽¹⁴⁷⁾、海上保安庁海洋情報部(2004)⁽¹⁴⁸⁾等の文献において断層及び撓曲が記載されているが、主な断層について第 1.3.158 図に示す。

文献に示される断層のうち、敷地に与える影響が小さくない可能性がある断層としては、玉木他(1981)⁽⁵⁸⁾に示される安島岬西方の断層 (F_{G1})、脇田他(1992)⁽³²⁾に示される若狭湾北方の縁辺台地の断層 (F_{GA3} 、 F_{GA4})、経ヶ岬北方の断層 (F_{GA8})、郷村断層 (F_{GA11})、隠岐舟状海盆^{しゅうじょう}付近の断層 (F_{GA12})、活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾に示される隠岐舟状海盆付近の断層 (F_{AR19} 、 F_{AR20} 、 F_{AR21} 、 F_{AR22}) 及び徳山他(2001)⁽¹⁴⁷⁾に示される香住北方沖の断層 (F_{W2}) がある。これらの断層について、地質調査所、海上保安庁水路部等の海上音波探査記録等に基づき検討した結果を第 1.3.159 図に示す。これらの断層の概要は以下のとおりである。

F_{G1} については、地質調査所及び海上保安庁水路部の海上音波探査記録によって検討を行った。安島岬西方には、NE-SW 方向の断層群がステップして分布する。本断層群は後期更新世以降の活動が認められることから、震源として考慮する活断層と評価する。本断層群のうち、東部の断層群については、約 30km の区間を F_{G1} 東部断層として評価する。また、西部の断層については、約 29km の区間を F_{G1} 西部断層として評価する。

F_{GA3} 及び F_{GA4} については、地質調査所、海上保安庁水路部及び日本原子力発電株式会社の海上音波探査記録によって検討を行った。越前岬西方には、ENE-WSW 方向の断層群と E-W 方向の断層群が分布する。両断層群は後期更新世以降の活動が認められることから、震源として考慮する活断層と評価する。ENE-WSW 方向の断層群のうち、東部の断層群については、約 29km の区間を F_{GA}

3 東部断層として評価し、西部の断層群については、約 21km の区間を F_{GA3} 西部断層として評価する。一方、E-W 方向の断層群については、約 7km の区間を F_{GA4} 東部断層、約 17km の区間を F_{GA4} 西部断層、約 17km の区間を F_{GA4} 北部断層として評価する。

F_{GA8} については、地質調査所の海上音波探査記録によって検討を行った。水深約 150m～約 250m の丹後半島北東沖に NE-SW 方向の断層が分布する。本断層は後期更新世以降の活動が認められることから、経ヶ岬北方断層として約 19km を震源として考慮する活断層と評価する。

F_{GA11} の海域部については、地質調査所及び海上保安庁水路部の海上音波探査記録によって検討を行った。網野町北西沖に NW-SE 方向の断層群が分布する。本断層群は後期更新世以降の活動が認められることから、震源として考慮する活断層と評価する。本断層群は、陸域とあわせて、郷村断層（約 34km）として評価する。

F_{GA12} 及び F_{AR22} については、地質調査所及び石油公団の海上音波探査記録によって検討を行った。その結果、文献断層付近に約 33 km の区間で断層の可能性がある反射面の曲がりが見られ、そのうち約 12km 区間では堆積層の浅部まで反射面の曲がりが見られる。したがって、約 12km の区間を F_{AR22} 西部断層と呼び、震源として考慮する活断層と評価する。なお、この評価については、「6.2.2.5 行政機関の波源モデルを用いた津波」にて詳述する。

F_{AR19} については、地質調査所の海上音波探査記録によって検討を行った。その結果、丹後縁辺台地から隠岐舟状海盆にかけて北傾斜の急斜面が認められるものの、この斜面と調和的で累積性を有する曲がりは見られない。したがって、活断層研究会(1991)⁽³⁸⁾に示された F_{AR19} は震源として考慮する活断層ではないと評価する。

F_{AR20} については、地質調査所及び石油公団の海上音波探査記録によって検討を行った。その結果、隠岐海嶺から隠岐舟状海盆にかけて音響基盤の上面に断層による変位・変形は認められず、隠岐舟状海盆の堆積層は隠岐海嶺側の音響基盤にアバットしていることを

確認した。したがって、活断層研究会(1991)⁽³⁸⁾に示された F_{AR20} の位置には、探査深度範囲には断層は認められない。

F_{AR21} については、地質調査所及び石油公団の海上音波探査記録によって検討を行った。その結果、文献断層付近に約 41km の区間で断層の可能性がある反射面の曲がりが認められ、そのうち約 38km の区間では堆積層の浅部まで反射面の曲がりが認められる。したがって、約 38km の区間を F_{AR21} (西部・中央・東部) 断層と呼び、震源として考慮する活断層と評価する。なお、この評価については、「6.2.2.5 行政機関の波源モデルによる津波」にて詳述する。

F_{W2} のうち東部については、地質調査所及び海上保安庁水路部の海上音波探査記録によって検討を行った。香住北方沖に E-W 方向の断層群が分布する。本断層群は後期更新世以降の活動が認められることから、香住北方断層として約 37km の区間を震源として考慮する活断層と評価する。なお、西部については、中国電力株式会社「島根原子力発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書(2号原子炉施設の変更)(平成25年12月25日)」より、鳥取沖東部断層として約 51km の区間を震源として考慮する活断層と評価する。

1.4 敷地近傍の地質・地質構造

1.4.1 調査内容

敷地近傍においては、不明瞭又は小規模な変動地形を含めて地質・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て、敷地を中心とする半径約 5km の範囲において、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、ピット調査、海上音波探査等を実施した。

敷地近傍の地質・地質構造に関する主要な文献としては、広川・黒田(1957b)⁽⁴⁾、広川 他(1957)⁽⁷⁾、中川 他(1985)⁽¹⁰³⁾、石渡(1978)⁽⁸⁰⁾、Ishiwatari(1985)⁽¹⁴⁹⁾、海上保安庁水路部(1980b)⁽⁵⁴⁾、福井県編(1997)⁽⁹⁸⁾等がある。

変動地形学的調査は、国土地理院発行の空中写真（縮尺 1 万分の 1）及び国土基本図（縮尺 5 千分の 1）に加えて、敷地付近については地形改変前の状況を確認するため、国土地理院発行の空中写真（縮尺 2 万分の 1）及び当社が作成した発電所建設前の地形図を用いて、変動地形学的視点により変動地形の可能性がある地形を抽出するとともに、地形面の区分を行った。

地表地質調査は、文献調査、変動地形学的調査等の結果をもとに、詳細な地質・地質構造を把握するために実施した。

これらの調査結果に基づき、敷地を中心とする半径約 5km の範囲について、原縮尺 1 万分の 1 の詳細な変動地形学的調査結果、地質図、地質断面図等を作成した。

1.4.2 調査結果

1.4.2.1 敷地近傍の地形

敷地近傍の地形図を第 1.4.1 図に示す。

敷地は、内浦湾と高浜湾の間にある音海半島の基部に位置する。標高約 340m を最高峰とする音海半島は北に突き出ており、北端の音海断崖で若狭湾と接する。音海半島は、高浜町音海付近と高浜発電所周辺の 2 箇所にくびれている。敷地の南西側には、若狭富士と呼ばれる標高 693m（東峰）の青葉山がある。山体は円錐形を示し、標高 250m

以上の山腹斜面、特に北側斜面は浸食で険しい山容となっているが、裾野には緩やかな斜面が広がる。北側の斜面は内浦湾まで続くが、北東側では標高約 240m の北西に延びる山地で発電所と遮断されている。発電所西側の内浦湾は北側に開いた内湾で、リアス海岸を呈する。周囲の山地とは急崖あるいは斜面で接し、海岸低地はほとんど認められない。発電所東側の高浜湾側には、ほぼ南北方向で出入りの少ないリアス海岸があり、海岸低地の分布は狭い。敷地の南側には、ENE－WSW ～E－W 方向に流れる関屋川がある。青葉山南側の山麓斜面は、関屋川まで延び、その南側には丹波高地が広がる。

1.4.2.2 敷地近傍の地質

文献調査結果、地表地質調査結果、ピット調査結果等により作成した地質図及び地質断面図を、それぞれ第 1.4.2 図及び第 1.4.3 図に、敷地近傍の地質層序を第 1.4.1 表に示す。

敷地近傍は主として舞鶴帯に属し、南東方に超丹波帯が分布する（第 3.2.2 図（1）（2）、第 3.2.4 図）。舞鶴帯は北西側から北帯、中帯、南帯に区分され、各帯の境界は断層であるが、高浜発電所周辺では新第三紀中新世以降の地層や岩石が広く分布しているため、その連続は不鮮明となっている。各帯は NE－SW～ENE－WSW 方向に帯状に配列し、北帯は^{やくの}夜久野オフィオライトと大浦層で、中帯は舞鶴層群と難波江層群で、南帯は夜久野オフィオライトで構成される。これらを基盤岩とし、白亜紀の音海流紋岩、新第三紀中新世の内浦層群、青葉山安山岩類及び^{おおやま}大山安山岩が不整合で覆う。この他、小規模な安山岩岩脈や内浦層群に貫入する小岩体の石英閃緑岩も認められる。第四紀の地層の分布は狭く、山地の縁辺や海岸付近にのみ見られる。

（1）舞鶴帯

a. 北帯

（a）夜久野オフィオライト

北帯の夜久野オフィオライトは舞鶴市北東の田井～大山付近西方に、NE－SW 方向に延びる帯状分布をなす。主に変斑れい

岩及び緑色岩類で構成され、超苦鉄質岩、珪長岩及び頁岩を伴う。変斑れい岩及び緑色岩類は一般に暗緑色で、細粒かつ堅硬である。超苦鉄質岩は大山北西方で変斑れい岩中に小岩体として分布し、暗灰色かつ堅硬であり、内浦層群に不整合で覆われる。

(b) 大浦層

大浦層は、田井付近に NE-SW 方向の帯状あるいはレンズ状に分布する他、青葉山西方の舞鶴市^{のぼりお}登尾～岡安付近にやや広く、高浜発電所東方海岸付近や高浜町^{おぐるい}小黒飯付近北部の狭い範囲に基盤岩として分布する。

黒色頁岩を主体とし、砂岩や珪長質凝灰岩、極まれに石灰岩、緑色岩、礫岩等を伴う。頁岩は暗緑色で硬質である。青葉山西方付近や高浜発電所付近では、割れ目が石英脈で充填されていることが多い。

青葉山西方付近では、層理面は NE-SW 方向が卓越し、中角度で北又は南に傾斜する。小黒飯付近では NE-SW 方向の背斜構造が想定される。

b. 中帯

(a) 舞鶴層群

舞鶴層群は青葉山西方付近に帯状に分布し、小黒飯付近～高浜町難波江付近にもわずかに分布している。頁岩や砂岩を主体とし、わずかに石灰岩や緑色岩を含む。頁岩は黒色～暗灰色を呈して堅硬で、成層する。砂岩は灰色を呈し、塊状、堅硬、緻密で、中粒砂岩が多い。

青葉山西方では頁岩がほとんどで、砂岩はレンズ状に分布する。小黒飯付近では頁岩、砂岩及び砂岩頁岩互層が分布し、一部で緑色岩を含む。舞鶴層群の走向はほぼ NE-SW 方向で、青葉山西方では中角度～高角度の南傾斜が多く、所々で北傾斜も認められる。難波江付近では中角度の北傾斜をなすが、小黒飯西方で南傾斜となり、その間に NE-SW 方向の小規模な向斜構

造が想定される。内浦層群及び青葉山安山岩類に不整合で覆われる。

(b) 難波江層群

難波江層群は、青葉山南西麓の舞鶴市松尾—吉坂^{きちさか}付近から南西に帯状に分布するほか、難波江付近から高浜町西三松^{にしみつまつ}付近にかけてのものと、高浜町小和田^{こわだ}西方にわずかに露出するものとに分かれて分布する。

主として細粒砂岩と頁岩の互層からなる。頁岩は層状又はやや塊状である。砂岩は灰色を呈して、塊状、堅硬、緻密である。走向はほぼ NE—SW～E—W 方向で、中～高角度で北又は南傾斜し、背斜あるいは向斜構造が一部で認められる。青葉山安山岩類に不整合で覆われる。

c. 南帯

(a) 夜久野オフィオライト

南帯の夜久野オフィオライトは関屋川付近以南で、NE—SW 方向の帯状分布を示す。緑色岩類及び変斑れい岩を主とし、レンズ状の石英閃緑岩、頁岩及び小規模な超苦鉄質岩体からなる。緑色岩類は暗緑色で、塊状、均質で、中粒～細粒である。変斑れい岩は塊状、堅硬で、粗粒である。夜久野オフィオライトの南東側には超丹波帯が分布し、NE—SW 方向で北傾斜の衝上断層 (Ishiga(1986)⁽⁸³⁾) で接する。

(2) 白亜紀の火山噴出岩類

a. 音海流紋岩

音海流紋岩は、内浦湾西岸の舞鶴市日引^{ひびき}周辺、青葉山西方、高浜発電所周辺、小黒飯周辺、大山南南西方等に分布している。

流紋岩、黒雲母流紋岩、流紋岩質凝灰岩及び流紋岩質凝灰角礫岩を一括し、音海流紋岩とする。石英の斑晶が認められ、有色鉱物に乏しい。高浜発電所から高浜町神野浦^{こうのうら}では流紋岩と流紋岩質凝灰岩が主体で、流紋岩質凝灰角礫岩も含まれる。内浦層群に不整合で覆われる。

(3) 新第三紀の火成岩類と堆積岩類

a. 内浦層群

内浦層群は内浦湾周辺の山地に広く分布し、青葉山安山岩類や大山付近の大山安山岩に不整合で覆われる。火山岩類と堆積岩から構成され、泥岩、砂岩、礫岩とそれらの堆積岩類と指交する安山岩から構成される下層と、主として安山岩から構成される今戸鼻層からなる（中川他(1985)⁽¹⁰³⁾、中川(2009)⁽¹⁰⁴⁾）。

(a) 下層

下層は内浦湾を取りまいて分布する。下位から凝灰角礫岩及び安山岩を主とする名島火山岩部層、礫岩と砂岩からなる塩汲峠礫岩・砂岩部層及び泥岩よりなる神野浦頁岩部層に細分される。

名島火山岩部層は高浜発電所周辺から北部の音海南東方の海岸部にかけて分布する。主として安山岩質凝灰角礫岩や安山岩からなり、一部に礫岩を挟む。

塩汲峠礫岩・砂岩部層は大山付近から南方の高浜町下付近や青葉山周辺に分布する。主に基底の礫岩層（広川・黒田(1958b)⁽³⁾）とその上位の砂岩及び礫岩層からなる。

神野浦頁岩部層は神野浦付近から下西方、高浜発電所北部の山地に分布する。この他、大山北方等にも見られる。塩汲峠礫岩・砂岩部層を覆う暗灰色のシルト岩～泥岩で、砂岩や凝灰岩を挟み、層理が発達する。

(b) 今戸鼻層

今戸鼻層は内浦湾を取り巻くように分布し、主に安山岩と安山岩質凝灰角礫岩からなり、一部に凝灰岩、砂岩及び泥岩を挟む。

b. 石英閃緑岩

石英閃緑岩は薮ヶ崎付近にやや広く分布し、発電所西方にも小規模な岩体として認められる。中粒の石英、長石、角閃石及び黒雲母を主要鉱物とし、薮ヶ崎東方では内浦層群中に、発電所西方では

音海流紋岩中に貫入している。

c. 大山安山岩

大山安山岩は、大山東方の山体を構成する。安山岩質凝灰角礫岩を主とし、輝石安山岩質溶岩を挟む堅硬かつ緻密な岩体であり、カリウム－アルゴン法による年代測定を行った結果約 14.1Ma の年代値を得ている。

d. 青葉山安山岩類

青葉山安山岩類は青葉山の山体を構成する。安山岩質凝灰角礫岩を主とし、輝石安山岩質溶岩を挟む堅硬かつ緻密な岩体であり、カリウム－アルゴン法による年代測定を行った結果約 13.8Ma の年代値を得ている。

e. 安山岩岩脈

安山岩岩脈は、幅数 m～数 10m の小規模な岩体として、夜久野オフィオライト、音海流紋岩及び内浦層群に貫入している。灰～暗緑色を呈し、堅硬かつ緻密である。

(4) 第四紀の地層群

a. 更新世の段丘堆積物

低位段丘堆積物は、河川沿いにわずかに分布し、主に礫からなる。

b. 完新世の沖積層、新期扇状地堆積物及び崖錐堆積物

沖積層は調査地域内の平野や谷底平地に分布し、未固結の礫、砂及びシルトからなる。丘陵や山地の周辺には新期扇状地堆積物や崖錐堆積物が分布する。

1.4.2.3 敷地近傍の地質構造

文献調査、変動地形学的調査結果等により作成した敷地近傍の変動地形学的調査結果を第 1.4.4 図に示す。

変動地形学的調査の結果、不明瞭又は小規模な変動地形を含めて 3 条のリニアメントを抽出した。これらのリニアメントの地質・地質構造を詳細に把握するため、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調

査、ピット調査等を実施した。

(1) T 1 リニアメント

a. 文献調査結果

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾、岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾及び中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾には、T 1 リニアメントに関する記載はない。また、T 1 リニアメント周辺に断層を図示した文献はない。

b. 変動地形学的調査結果

T 1 リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.4.5 図に示す。

高浜町^{おとみ}音海付近の長さ約 0.1km の区間に、音海半島の北部と南部とを分ける鞍部からなる E-W 方向の D ランクのリニアメントと、リニアメント付近の新期扇状地面及び沖積面を判読した。尾根線の屈曲やリニアメント西方延長部の沖積面に変位・変形は判読できない。

c. 地表地質調査結果等

T 1 リニアメント周辺の地質図を第 1.4.6 図に示す。

T 1 リニアメント周辺には、下位（南側）より内浦層群の凝灰角礫岩、礫岩・砂岩、泥岩及び安山岩が分布し、全体としてほぼ E-W 走向で北へ緩く傾斜している。リニアメント通過部の凹地には泥岩が分布する。この他、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。リニアメント延長線上の東側海岸付近（Loc. T 1 - 1）のルートマップを第 1.4.7 図に示す。海岸には長さ約 90m の泥岩の連続露頭が分布しており、NW-SE 方向と NE-SW 方向の高角度の割れ目が見られるが、断層は認められない。また、海岸沿いで確認された露頭には、E-W 方向で北側に緩く傾斜する泥岩が分布するが、断層は認められない。

さらに、リニアメント延長部の海域で行った海上音波探査の結果、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形は認められない（第 3.2.147 図）。

d. 評価

T 1 リニアメントは、リニアメント判読位置に断層が存在しないこと、海域延長部においても後期更新世以降の地層に断層による変位・変形が認められないことから、震源として考慮する活断層ではないと評価する。

本リニアメントは、安山岩や凝灰角礫岩に比べて軟質な泥岩が選択的に浸食された組織地形と評価する。

(2) T 2 リニアメント

T 2 リニアメントについては、「1.5.2.3 敷地の地質構造」に詳述する。

(3) T 3 リニアメント

a. 文献調査結果

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾は、高浜町難波江付近に、NNE－SSW 方向で確実度Ⅲのリニアメントを図示している。

岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾や中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾に、T 3 リニアメントに関する記載はない。また、T 3 リニアメント周辺に断層を図示した文献はない。

b. 変動地形学的調査結果

T 3 リニアメント周辺の変動地形学的調査結果を第 1.4.8 図に示す。

敷地南端付近から難波江付近にかけて長さ約 1.2km の区間に、西側の山地（標高約 200m）と東側の定高性のある丘陵性山地（標高約 100m）とを分ける鞍部列(a、b、c 地点)からなる NNE－SSW 方向のDランクのリニアメントと、リニアメント付近の新期扇状地面及び沖積面を判読した。リニアメントが通過する付近の新期扇状地面に変位・変形は判読できない。

c. 地表地質調査結果

T 3 リニアメント周辺の地質図を第 1.4.9 図に、リニアメントを横断する方向の地質断面図を第 1.4.10 図に示す。

敷地南端付近（Loc.T 3－1）では西側に音海流紋岩及び内浦層群が、東側に大浦層が分布する。リニアメント中央部付近（Loc.

T 3-3) では尾根 (b 地点) の西側に内浦層群の泥岩が、東側に音海流紋岩が分布する。難波江付近 (Loc.T 3-4) では西側に青葉山安山岩類、東側に舞鶴層群が分布する。この他、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

敷地南端付近 (Loc.T 3-1) の鞍部 (a 地点) においてピット調査を行い、リニアメントと直交方向の長さ約 37m 区間の大浦層頁岩に、断層がないことを確認した (第 1.4.11 図)。

小黒飯付近 (Loc.T 3-2) では、リニアメント判読位置の大浦層頁岩にリニアメント方向の断層が認められる。断層面 ($N3^{\circ} E / 80^{\circ} E$) は湾曲し、破碎帯内部に粘土は認められず、固結した角礫状物質からなり、その幅は膨縮し、一様ではない (第 1.4.12 図)。

中央部の b 地点 (Loc.T 3-3) で、リニアメント直交方向の約 8m の区間で剥ぎ取り調査を実施し、下位から音海流紋岩、内浦層群の泥岩及び青葉山安山岩類の凝灰角礫岩とリニアメントの方向と斜交する断層を確認した (第 1.4.13 図)。この断層面は湾曲していること現在の広域応力場から推定される運動センスと調和しない正断層センスの変位が認められたことから、古い断層であると評価した。

難波江付近 (Loc.T 3-4) の c 地点において、リニアメントと直交方向の約 38m 区間で剥ぎ取り調査を実施し、リニアメント判読位置に青葉山安山岩類の凝灰角礫岩と舞鶴層群砂岩との境界を確認した (第 1.4.14 図)。青葉山安山岩類の凝灰角礫岩と舞鶴層群の砂岩との境界付近においてブロックサンプリングを行い、変形組織の観察を行った結果、せん断面や礫の定向配列が認められないことから、青葉山安山岩類の凝灰角礫岩と舞鶴層群の砂岩の境界を不整合面と評価した (T 3-4-1)。また、白灰色粘土が認められる箇所では正断層センスの変形構造が認められた (T 3-4-2) ことから、現在の広域応力場から推定される運動センスと調和しない (第 1.4.15 図)。

d. 評価

リニアメント北部の黒飯付近 (Loc.T 3-2) では、リニアメント判読位置付近に断層が認められるが、破碎帯は固結しており、断層面も湾曲し粘土を伴わない。

中央部 (Loc.T 3-3) では、リニアメント判読位置にはリニアメントに斜交する古い断層が認められた。

南端部 (Loc.T 3-4) では、変形組織の観察の結果から不整合面や現在の広域応力場から推定される運動センスと調和しない正断層センスの変形組織を確認した。

以上のことから、T 3 リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層や地質境界の不整合面を反映した組織地形であると評価する。

1.5 敷地の地質・地質構造

1.5.1 調査内容

高浜発電所の敷地については、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、ボーリング調査、試掘坑調査、トレンチ調査等を実施した。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。

敷地内の地質調査位置図を第 1.5.1 図に示す。

1.5.1.1 地表地質調査

敷地の地質及び地質構造を把握するため、地表地質調査を実施した。また、文献調査、変動地形学的調査、ボーリング調査等の調査結果とあわせて、原縮尺 5 千分の 1 の地質図を作成して検討を行った。

1.5.1.2 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ため、第 1.5.1 図に示す位置に 340 本、総延長約 17,700m のボーリング調査を実施した。

採取したボーリングコアは、詳細な観察を行い地質柱状図を作成するとともに、地質構造を詳細に把握するために必要に応じてボアホールテレビ調査を行い、地質断面図を作成した。

1.5.1.3 試掘坑調査

敷地の地質・地質構造を直接観察するため、第 1.5.1 図に示す位置に掘削した。

これらの試掘坑において、地質の分布、構成岩石、岩質、地層の走向・傾斜、破碎帯の分布等を直接観察して、原縮尺 200 分の 1 の試掘坑展開図を作成した。

1.5.1.4 トレンチ調査

敷地内の破碎帯の性状等を検討するため、第 1.5.1 図に示す位置でトレンチ調査を実施した。

1.5.2 調査結果

1.5.2.1 敷地の地形

航空レーザー測量により作成した敷地の地形図を第 1.5.2 図に示す。

敷地は、若狭湾に突出した音海半島の基部に位置し、東側は高浜湾に面し、西側は内浦湾に面する。

敷地の地形は主として山地からなり、北東側には最大標高約 194m の山地が、西～南西側には最大標高約 242m の山地が、東～南東側には最大標高約 111m の山地がある。

西方の^{こうのうら}神野浦から高浜町神野付近には青葉山山麓の新期扇状地が広がるが、その東縁は北流する^{さいたに}才谷川で断たれ、敷地に延びない。神野浦北部には山地が北に突き出し、半島となっている。

南東方の^{おぐろい}小黑飯付近には、山間の小規模な新期扇状地と海岸低地がある。

1.5.2.2 敷地の地質

地表地質調査、ボーリング調査等の結果により作成した原縮尺 5 千分の 1 の地質図及び地質断面図をそれぞれ第 1.5.3 図及び第 1.5.4 図に、敷地の地質層序を第 1.5.1 表に示す。

敷地の地質は、下位からペルム紀の大浦層と舞鶴層群、白亜紀の音海流紋岩、新第三紀中新世の内浦層群、石英閃緑岩及び青葉山安山岩類、第四紀の堆積物より構成される。

(1) 大浦層

大浦層は、取水口北東の海岸から南西方の狭い範囲と南側の名島～小黑飯付近に露出し、南北方向に約 100m～約 300m の幅をもって分布している。黒色又は灰色を呈する硬質頁岩を主体とし、珪質頁岩、珪長質凝灰岩及び砂岩、極まれに緑色岩を狭在する。4 号炉付近の北西側では、貫入する石英閃緑岩により接触変成作用を受けている。

(2) 舞鶴層群

舞鶴層群は、小黑飯付近に分布し、主として砂岩及び頁岩からな

り、砂岩頁岩互層や礫岩を伴う。砂岩は褐灰色～暗灰色で緻密で塊状な中粒～粗粒砂からなり、層理は不明瞭である。頁岩は暗灰色で成層し、砂岩や珪長質凝灰岩の薄層を挟み、基質が石灰質となっていることがある。小黑飯付近で、下位の大浦層と断層で接する。

(3) 音海流紋岩

音海流紋岩は、大浦層を基盤として高浜町田ノ浦付近から小黑飯付近にかけて主に分布し、流紋岩、流紋岩質凝灰角礫岩、流紋岩質凝灰岩及び礫岩からなる。礫岩の分布は限られている。これらの特徴を第 1.5.2 表に示す。音海流紋岩の一部は貫入する石英閃緑岩により接触変成作用を受けている。灰色～暗灰色で極めて硬質かつ緻密である。風化すると白色になる。一般に石英の斑晶が認められ、有色鉱物に乏しい。

a. 流紋岩

流紋岩は、1号炉～4号炉付近に広く分布し、火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる。これらには岩片や基質に溶結構造が認められる。下位の大浦層頁岩との境界部には、大浦層の頁岩を礫として取り込んでいる部分があり、小黑飯西方では中粒の黒雲母を含む。流紋岩の層厚は、西側の3号炉及び4号炉付近では200m以上で、東側の1号炉及び2号炉付近で100m以下と薄くなり、さらに東方の取水路付近では分布していない。

b. 流紋岩質凝灰角礫岩

流紋岩質凝灰角礫岩は、3号炉北東側の沖積層下位に、層厚130m以上で分布している。径約5cm以上で亜円礫～角礫の流紋岩質礫の岩塊を多く含み、まれに礫径が20cmを超えるものもある。基質に溶結構造は認められない。3号炉北東側に分布するものは、南西側の流紋岩と指交関係で接する。

c. 流紋岩質凝灰岩

流紋岩質凝灰岩は、葉理面が発達し、火山^{まめいし}豆石、扁平なガラス及び頁岩の破片を含む。岩片及び基質に溶結構造は認められない。流紋岩と同様に、黄鉄鉱の晶出が見られる。

d. 流紋岩（接触変成部）

4号炉付近の北西側の流紋岩と挟在する流紋岩質凝灰岩は、貫入する石英閃緑岩により周辺の約10m～約20mの範囲で接触変成作用を受けて、暗灰色を呈する緻密堅硬な岩石となっており、黄鉄鉱を含むこともある。

e. 礫岩

大浦層起源と見られる頁岩等の礫が主体で、火山性の礫はほとんど認められない。亜角～亜円の頁岩礫や碎屑性粒子主体の基質が認められる。層厚は薄く分布は限られている。流紋岩質凝灰岩層の上面や下面に見られ、流紋岩中に挟在する場合もある。

(4) 内浦層群

内浦層群は、下位の大浦層、舞鶴層群及び音海流紋岩を基盤としてこれらを不整合に覆って分布し、敷地周辺の山地を構成する。堆積岩類と火山岩類から構成され、下位の^{しも}下層は礫岩・砂岩、安山岩質岩石及び泥岩からなり、上位の^{いまだばな}今戸鼻層は主として安山岩質岩石からなる。両者は不整合の関係にある（中川(2009)⁽¹⁰⁴⁾）。

a. 下層

下層は、下位から名島火山岩部層、^{しおくみとうげ}塩汲峠礫岩・砂岩部層及び^{こうのうら}神野浦頁岩部層に細分され、名島火山岩部層は塩汲峠礫岩・砂岩部層と指交関係にある。

(a) 名島火山岩部層

名島火山岩部層は、敷地北側の山地斜面から取水路の南東にまとまって分布するほか、西側のダンノ鼻付近及びその東側海岸付近で帯状に分布する。暗緑色～赤褐色を呈し、長石の斑晶が認められる安山岩質溶岩、同質岩片と泥岩等の異質岩片とを含む安山岩質凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩及び凝灰質砂岩からなる。敷地北東付近で層厚は最も厚く、西方に向かい次第に薄くなり消滅する。全体に風化又は変質を受けて、色調は著しく変化し、一部の亀裂沿いは粘土化し、方解石脈が形成されている。

(b) 塩汲峠礫岩・砂岩部層

塩汲峠礫岩・砂岩部層は、南東側の千畳敷～名島付近、石ヶ崎の海岸や山地斜面の狭い範囲に分布する。大浦層と音海流紋岩を被覆して、名島火山岩部層とは指交関係（中川他（1985）⁽¹⁰³⁾）で接し、神野浦頁岩部層に整合で覆われる。主に暗褐色の粗粒砂岩と礫岩からなり、一部で凝灰質砂岩及び凝灰岩が認められる。

(c) 神野浦頁岩部層

神野浦頁岩部層は、周辺の山地に分布する。名島火山岩部層及び塩汲峠礫岩・砂岩部層を整合で被覆する。暗灰色～黒色で、一般に層理が良く発達した泥岩からなり、しばしば砂岩及び凝灰岩の薄層を挟み、敷地の南西側では消失する。

b. 今戸鼻層

今戸鼻層は、敷地南東側山地や南側山地、及び北西側のダンノ鼻南方の山地に分布する。暗緑色～赤褐色を呈し、長石の斑晶が認められる安山岩質溶岩、泥質岩等の異質岩片も含む安山岩質凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩からなり、層厚は敷地南西側で約 100m である。

(5) 石英閃緑岩

石英閃緑岩は、敷地西方の海岸付近の狭い範囲に分布する。大浦層と音海流紋岩を貫く岩脈で、褐色～黒灰色、細粒～中粒の等粒状完晶質の緻密堅硬な岩石であり、石英を多く含む。貫入面付近では極細粒で石英閃緑岩の組織は認めにくい。貫入面の傾斜はほぼ鉛直と推定される。カリウム－アルゴン法により年代測定を行った結果、約 14.7Ma の年代値が得られた。

(6) 青葉山安山岩類

青葉山の山体を中心に分布する岩体で、凝灰角礫岩からなる。青葉山山麓では風化を受け、軟質となっている。音海流紋岩や内浦層群を不整合で覆う。

(7) 第四紀の堆積物

扇状地堆積物及び崖錐堆積物は、山麓の谷部や斜面下部に分布する。主として未固結の角礫～亜角礫からなり、基質は砂又は粘土である。沖積層は谷下流から海岸付近の低地に分布し、未固結のシルトや砂及び礫からなる。

1.5.2.3 敷地の地質構造

原子炉施設設置位置付近の原縮尺 1 千分の 1 の E.L.±0m における地質水平断面図と地質鉛直断面図を、第 1.5.5 図及び第 1.5.6 図(1)～(6)に示す。

(1) T2 リニアメント（「1.4.2.3 敷地近傍の地質構造」で判読したリニアメント）

a. 文献調査結果

広川・黒田(1957b)⁽⁴⁾は高浜町田ノ浦付近に推定断層を図示している。

活断層研究会編(1991)⁽³⁸⁾、岡田・東郷編(2000)⁽³⁹⁾及び中田・今泉編(2002)⁽⁴¹⁾には、T2 リニアメントに関する記載はない。

b. 変動地形学的調査結果

発電所建設前の地形図を用いて敷地の変動地形学的調査を行った結果を第 1.5.7 図に示す。

発電所北東方の久記谷付近から高浜湾の海岸に至る長さ約 0.3km の区間に、鞍部からなる E-W 方向の D ランクのリニアメントと、リニアメント付近の新期扇状地面、崖錐面及び沖積面を判読した。リニアメントが通過する付近の新期扇状地面、崖錐面及び沖積面に変位・変形は判読できない。

c. 地表地質調査結果等

リニアメント東端や取水口北側には大浦層が、南側には内浦層群が分布し、リニアメント付近にそれらの地質境界がある。取水口北側の大浦層の頁岩中に NW-SE～E-W 方向の断層が、南側の名島火山岩部層の凝灰角礫岩中には E-W 方向のリニアメントと調和的な方向の断層があるが、それらはすべて固結している。

地質図及び海岸沿いのルートマップを第 1.5.8 図に示す。

リニアメント判読位置の地質状況を把握するため、取水口付近で 2 本のボーリング調査 (T1-13 孔 (鉛直): 長さ 105m、T1-14 孔 (斜め 60°): 長さ 122m) を実施した結果、大浦層と内浦層群との境界に 1 条の断層 (TF-1) と、大浦層中に 5 条の断層 (TF-2 ~ TF-6) が認められた (第 1.5.9 図)。

TF-1 は粘土状破碎部を有し、第 1.5.3 図及び第 1.5.5 図に示すとおり T1-14 孔より西側へ延伸している。TF-2 及び TF-3 の 2 条の断層はリニアメントと調和的な走向を示す。一方、TF-4、TF-5 及び TF-6 の 3 条の断層はリニアメントとは大きく異なる走向を示し、隣接するボーリング孔で認められないことから、連続性のない断層である。

以上より、TF-1、TF-2 及び TF-3 について活動性評価の検討を行った。

TF-1 は、T1-14 孔において大浦層頁岩と内浦層群安山岩との境界の断層として認められた (第 1.5.10 図)。走向・傾斜は N47° E / 67° SE であり、砂状~角礫状破碎部及び粘土状破碎部からなる。変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す (第 1.5.11 図)。

T1-14 孔の西側でトレンチ調査を実施した結果、T1-14 孔と同様に、大浦層頁岩と内浦層群安山岩との境界の断層として TF-1 が認められた (第 1.5.12 図)。トレンチ底盤では TF-1 に併走する大浦層中の断層が認められるが、東法面及び西法面では 1 条に収斂すること、トレンチ調査位置付近で実施した H25-3 孔においても大浦層頁岩と内浦層群安山岩との境界のみに断層が認められることから、大浦層中の断層は TF-1 の派生断層である (第 1.5.13 図)。トレンチ調査地点には下位より上位に⑥層から①層からなる谷埋堆積物が分布する。このうち、④層は赤褐色を呈し、安山岩岩塊は強風化によりタマネギ状風化を示すが、TF-1 は④層に変位・変形を与えていない (第 1.5.12 図)。トレンチ底盤

におけるTF-1の走向・傾斜はN71°E/70°Sであり、固結した角礫状破碎部を主体とするが、一部に粘土状破碎部を伴う。トレンチ底盤においてブロックサンプリングを行い、条線観察を実施した結果、条線角度は90°を示す(第1.5.14図)。また、変形組織の観察を行った結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す(第1.5.15図)。破碎帯の最新面に分布する粘土鉱物についてX線回折法による分析を行った結果、主な粘土鉱物は高温又は地下深部で晶出したイライト/スメクタイト混合層鉱物である(第1.5.16図)。また、破碎帯の最新面に分布する粘土鉱物について電子顕微鏡観察を行った結果、最新面には粘土鉱物(イライト/スメクタイト混合層鉱物)が密集して晶出し、これらの結晶は破碎されていない(第1.5.17図)。

TF-2は、T1-14孔において大浦層頁岩中の断層として認められた(第1.5.18図)。走向・傾斜は、N77°W/69°Sであり、破碎部は砂状～角礫状破碎部からなる。条線観察を実施した結果、条線角度は85°Rを示す。(第1.5.19図)変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す(第1.5.20図)。TF-2延長部で実施した音海流紋岩中のボーリング調査(H25-1孔(水平):長さ100m)の結果、TF-2に相当する破碎帯は認められない(第1.5.5図)。破碎帯の最新面に分布する粘土鉱物についてX線回折法による分析を行った結果、主な粘土鉱物は高温又は地下深部で晶出したイライトである(第1.5.21図)。また、破碎帯の最新面に分布する粘土鉱物について電子顕微鏡観察を行った結果、最新面には粘土鉱物(イライト)が密集して晶出し、これらの結晶は破碎されていない(第1.5.22図)。

TF-3は、T1-14孔において大浦層頁岩中の断層として認められた(第1.5.23図)。走向・傾斜は、N86°E/86°Sであり、破碎部は礫を伴う砂状破碎部と角礫状破碎部からなる。条線観察を実施した結果、条線角度は80°Rを示す(第1.5.24図)。変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は逆断層セ

センスを示し、網目状に分布する方解石脈には変位が認められない（第 1.5.25 図）。T F - 3 延長部で実施したボーリング調査（H25-2 孔（斜め 60°）：長さ 130m）の結果、T F - 3 が認められた（第 1.5.26 図）。走向・傾斜は、N84° W / 78° N であり、破碎部は角礫状破碎部（固結）からなる。条線観察を実施した結果、条線角度は 70° R を示す（第 1.5.27 図）。変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す（第 1.5.28 図）。なお、T1-14 孔と H25-2 孔における T F - 3 の最新活動時の運動センスは異なるが、いずれも高角度縦ずれの条線角度であり、相対的に南側隆起の運動センスであることから、両孔で認められた破碎部を T F - 3 と評価した（第 1.5.29 図）。H25-2 孔の T F - 3 について、破碎帯の最新面に分布する粘土鉱物について X 線回折法による分析を行った結果、主な粘土鉱物は高温又は地下深部で晶出したイライトと緑泥石である（第 1.5.30 図）。また、破碎帯の最新面に分布する粘土鉱物について電子顕微鏡観察を行った結果、最新面には粘土鉱物（緑泥石）が密集して晶出し、これらの結晶は破碎されていない（第 1.5.31 図）。

以上の結果を踏まえて作成した T 2 リニアメント周辺の基盤岩分布図を第 1.5.32 図に、基盤岩地質断面図を第 1.5.33 図に示す。

さらに、T 2 リニアメント東側の延長海域における海上音波探査記録には、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形は認められない（第 1.3.148 図）。

d. 評価

T 2 リニアメント判読位置付近には、大浦層頁岩と内浦層群安山岩の境界の断層（T F - 1）、及びリニアメントと調和的な走向を示す 2 条の大浦層中の断層（T F - 2、T F - 3）が認められた。

変形組織の観察結果及び最新面に分布する粘土鉱物に関する分析の結果、現在の応力場と運動センスが整合しないこと、高温又は地下深部で晶出した粘土鉱物が破碎されていないことから、こ

これらの断層については、少なくとも後期更新世以降活動していないものと評価する。

本リニアメントは、リニアメントと調和的な走向を示す古い断層による組織地形であり、将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

(2) 大浦層中の断層

「(1) T 2 リニアメント」の記載のとおり、将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

(3) 音海流紋岩中の断層

3号炉及び4号炉試掘坑調査で4条の音海流紋岩中の断層（F-A、F-B、F-C及びF-D）が認められた。各断層の切り切れ関係より、F-A、F-B及びF-DはF-Cを越えて延伸しておらず、F-Cの活動時期が最新と考えられる（第1.5.5図）。F-Cは音海流紋岩の流紋岩質凝灰岩中の断層であり、その走向は層理面に調和的な方向を示す。

F-Cについて水抜き坑の壁面観察を行った結果を第1.5.34図に示す。水抜き坑の坑口から約140m～約175mの区間に流紋岩質凝灰岩が分布し、その中で断層が2箇所認められた。

坑口から約150mの側壁で認められた断層の走向・傾斜はN58°E／24°NWであり、破碎部は角礫状破碎部を主体とし、粘土状破碎部を伴う（第1.5.35図）。条線観察を実施した結果、条線角度は19°Rを示す。変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す（第1.5.36図）。坑口から約167mの側壁で認められた断層の走向・傾斜はN62°E／32°NWであり、破碎部は角礫状破碎部を主体とし、粘土状破碎部を伴う。条線観察を実施した結果、条線角度は25°Rを示す（第1.5.37図）。変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す（第1.5.38図）。

4号炉背面から実施したボーリング調査（H25-9孔（斜め70°）：長さ100m）の結果、水抜き坑と同様に、音海流紋岩の流紋岩質凝

灰岩中に断層が 2 箇所認められた。深度 46.6m～46.7m で認められた断層の走向・傾斜は N52°E／9°NW であり、破砕部は角礫状破砕部を主体とし、粘土状破砕部を伴う（第 1.5.39 図）。条線観察を実施した結果、不明瞭で断片的であるものの、条線角度 80°L の条線が認められた（第 1.5.40 図）。変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す（第 1.5.41 図）。深度 52.4m～52.5m で認められた断層の走向・傾斜は N64°E／14°NW であり、破砕部は固結した角礫状破砕部を主体とし、粘土状破砕部を伴う（第 1.5.42 図）。条線観察を実施した結果、不明瞭であるものの、条線角度 79°R の条線が認められた（第 1.5.43 図）。変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す（第 1.5.44 図）。

F－C 延長部の 4 号炉北西側で実施したボーリング調査（T3-6 孔（鉛直）：長さ 173m）の結果、石英閃緑岩の貫入により接触変成作用を受けた緻密堅固な音海流紋岩の流紋岩質凝灰岩が認められた（第 1.5.45 図）。この流紋岩質凝灰岩中に断層が 1 条認められ、その周辺の流紋岩中には断層が認められないことから、この断層を F－C と評価した。この断層の最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを有する（第 1.5.46 図）。

水抜き坑の坑口から約 150m の側壁で認められた断層について、破砕帯の最新面に分布する粘土鉱物について X 線回折法による分析を行った結果、主な粘土鉱物は高温又は地下深部で晶出したイライトである（第 1.5.47 図）。また、破砕帯の最新面に分布する粘土鉱物について電子顕微鏡観察を行った結果、最新面には粘土鉱物（イライト）が密集して晶出し、これらの結晶は破砕されていない（第 1.5.48 図）。

F－A 延長部の 3 号炉南東側で実施したボーリング調査（H25-5 孔（斜め 60°）：長さ 100m）の結果、F－A が認められた（第 1.5.49 図）。断層の走向・傾斜は N45°W／62°SW であり、破砕部は角礫状破砕部（固結）からなる。条線観察を実施した結果、条線角度は 85°L

を示す（第 1.5.50 図）。変形組織の観察の結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す（第 1.5.51 図）。破碎帯の最新面に分布する粘土鉱物について X 線回折法による分析を行った結果、主な粘土鉱物は高温又は地下深部で晶出したイライトである（第 1.5.52 図）。また、破碎帯の最新面に分布する粘土鉱物について電子顕微鏡観察を行った結果、最新面には粘土鉱物（イライト）が密集して晶出し、これらの結晶は破碎されていない（第 1.5.53 図）。

F－B 延長部で実施したボーリング調査（H25-5 孔（斜め 60°）：長さ 100m）の結果、F－B に相当する破碎帯は確認されないことから、F－B は F－A を越えて地下深部に延長しない規模の小さい破碎帯と評価する。

F－D 延長部で実施したボーリング調査（H25-8 孔（斜め 35°）：長さ 44m）の結果、割れ目密集部を確認した（第 1.5.54 図）。C T 画像解析の結果、せん断面が認められず、条線観察を実施した結果、破断面は湾曲して直線状を呈しておらず、条線も認められないことから、F－D は H25-8 孔に延長しない規模の小さい破碎帯と評価する（第 1.5.55 図）。

以上より、音海流紋岩中の 4 条の断層のうち、F－B 及び F－D については規模の小さい破碎帯であること、F－A 及び F－C については現在の広域応力場と運動センスが調和しないこと、高温又は地下深部で晶出した粘土鉱物が破碎されていないことから、これらの 4 条の断層は将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

（4）内浦層群中の断層

1 号炉及び 2 号炉建設時に、県道トンネル入口付近で確認された破碎帯幅約 10cm の断層について地表地質調査を実施した結果、当時確認した断層露頭は改変により消失していたが、断層露頭西側のトンネル坑口上方及び東側の道路擁壁上方においてそれぞれ約 30m、約 70m の区間で内浦層群名島火山岩部層の安山岩の連続露頭を確認し、断層は認められなかった（第 1.5.56 図）。また、敷地に

はT2リニアメント以外に変動地形の可能性を有するリニアメントは認められない。

以上より、震源として考慮する活断層は認められないと評価する。

(5) 大浦層と音海流紋岩の境界

1号炉及び2号炉試掘坑調査で認められた大浦層と音海流紋岩の境界の断層については、「1.6.2 調査結果」に詳述する。

(6) 音海流紋岩と内浦層群の境界

3号炉及び4号炉建設時に敷地西方の県道沿いで確認された破碎帯幅約50cmの断層について、ボーリング調査を実施した結果(T1-16孔及びT1-16'孔)、断層は認められず、より浅い深度で音海流紋岩と内浦層群名島火山岩部層の凝灰角礫岩の境界を確認した(第1.5.57図)。この境界部において変形組織の観察を行った結果、音海流紋岩と内浦層群との境界にはせん断面が認められない(第1.5.58図)。付近のボーリング調査においても内浦層群名島火山岩部層の凝灰角礫岩と音海流紋岩の境界を確認し、CT画像解析等を行った結果、複合面構造等は認められない(第1.5.59図及び第1.5.60図)。また、音海流紋岩と内浦層群の地質境界は、下位の大浦層と音海流紋岩の地質境界の形状とは異なっている(第1.5.61図)。No.3孔での境界部において詳細観察を行った結果、一部で比較的直線性を有する粘土脈が認められた。この粘土脈について変形組織の観察を行った結果、正断層センスを示す微弱な複合面構造を確認したことから粘土状破碎部と評価した(第1.5.62図)。この粘土状破碎部に分布する粘土鉱物についてX線回折法による分析を行った結果、主な粘土鉱物はイライト/スメクタイト混合層鉱物である(第1.5.63図)。また、この粘土鉱物について電子顕微鏡観察を行った結果、板状の粘土鉱物(イライト/スメクタイト混合層鉱物)が認められ、破碎された痕跡は認められない(第1.5.64図)。したがって、No.3孔で認められた粘土状破碎部は、現在の広域応力場と運動センスが整合しないこと、高温又は地下深部で晶出した粘土鉱物が破碎されていないこと等から、少なくとも後期更新世以降活動しておら

ず、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

以上より、音海流紋岩と内浦層群の境界は局所的な破碎部を伴う不整合面であると評価する。

(7) その他の断層

上記以外に敷地付近で認められた断層に関する評価については以下のとおりである。

神野浦東部の海岸に分布する音海流紋岩中に断層が認められた。断層面の走向傾斜は $N15^{\circ} W / 76^{\circ} E$ 、破碎帯の幅は約 20cm～約 50cm で、角礫状で固結していることから、本断層は少なくとも後期更新世以降活動していないものと評価する（第 1.5.65 図）。

名島海岸付近から約 100m 南西方に離れた県道脇の切土法面において内浦層群中の断層が認められた（第 1.5.66 図）。断層面の走向傾斜は $N73^{\circ} E / 50^{\circ} N$ であり、上盤側には神野浦頁岩部層の泥岩が、下盤側には塩汲峠礫岩・砂岩部層の砂岩が分布する。断層面は湾曲し、固結した幅数 mm の粘土状破碎部を伴う。断層面の上位に、斜面に沿って地すべり面（ $N65^{\circ} E / 50^{\circ} N$ ）が認められる。中川（2009）⁽¹⁰⁴⁾もこの断層を記載し、北側が数 10m 落ちているとしている。また、本断層延長部においてピット調査（Loc.U-1）を実施した結果、断層は認められないことから、本断層の長さは名島海岸付近からピット調査箇所（Loc.U-1）付近までと考えられる（第 1.5.67 図）。以上のことから、本断層は、走向が ENE-WSW 方向で、北傾斜の正断層であり、少なくとも後期更新世以降活動していないものと評価する。

ダンノ鼻西海岸に分布する内浦層群の泥岩と安山岩の境界に複数の断層が認められた（第 1.5.68 図）。断層面の走向・傾斜は $N22^{\circ} \sim 49^{\circ} W / 40^{\circ} \sim 60^{\circ} S$ 、破碎帯の最大幅は約 10cm で、固結した角礫状破碎部からなることから、本断層は少なくとも後期更新世以降活動していないものと評価する。

3 号炉及び 4 号炉建設時に、石ヶ崎東方で認められた音海流紋岩と内浦層群の境界の断層について地表地質調査を行った結果、上位

の著しく風化を受けた内浦層群名島火山岩部層と下位のやや風化を受けた音海流紋岩とが不整合面で接していることを確認したことから、一部粘土シームを挟む不整合面と評価する（第 1.5.69 図）。

以上より、これらの敷地付近で認められた断層については、震源として考慮する活断層ではないと評価する。

1.6 原子炉施設（特定重大事故等対処施設を除く）設置位置付近の地質・地質構造及び地盤



その他の特定重大事故等対処施設の地質・地質構造及び地盤については、「1.8 特定重大事故等対処施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤」に記載する。

1.6.1 調査内容

(1) 踏査

敷地について、地質分布及び地質構造を把握する資料を得るため、詳細な地表踏査を実施した。

また、文献や空中写真の判読により調査内容を向上させた。

これら調査の結果から縮尺 2 千分の 1 の地質図を作成した。

(2) 地表弾性波探査及び反射法地震探査

a. 地表弾性波探査

地層の概略分布を予備的に調査するため、敷地内において 15 測線、延長約 3.5km の弾性波探査を実施した。このうち、原子炉施設設置位置付近で実施した弾性波探査は、第 1.6.1 図に示すとおりである。

地表の測線上に約 5m 間隔で受振器を設け、少量のダイナマイト爆発によって生じる弾性波の伝播速度を測定した。

b. 反射法地震探査

原子炉施設設置位置付近の 3 次元地下構造を把握するため、2 測線、延長約 2.9km の反射法地震探査を実施した。

探査は、震源車を用いて人工的に振動を発生させ、測線上に約 10m 間隔に受振器を設けて実施した。発振は約 40m 間隔とし、垂直重合数は 40 回とした。探査測線及び解析断面位置は第 1.6.2 図に示すとおりである。

(3) ボーリング調査

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

地質及び地質構造についての資料を得るため、敷地内においてボーリング調査を実施した。このうち、原子炉施設設置位置付近で実施したボーリングは、第 1.6.3 図に示すとおりである。

掘削はロータリー型ボーリング機を使用し、孔径 66mm～86mm のオールコアボーリングとした。また、掘進速度等の管理を厳密に行いコア採取率の向上を図った。

採取したボーリングコアの結果に基づいて地質断面図を作成し、地質及び地質構造についての検討を行った。

(4) 試掘坑調査

発電所の重要施設の基礎岩盤を直接観察することにより調査精度を上げ、あわせて基礎岩盤の工学的性質を検討するため、試掘坑による調査を実施した。試掘坑掘削位置は第 1.5.1 図に示すとおりである。この試掘坑内において、地層区分、岩質、地層の走向・傾斜等を直接確認し、基礎岩盤の地質、地質構造及び工学的性質を検討した。

(5) 地下水位調査

地下水位、地下水勾配を把握するために、第 1.6.4 図に示すボーリング孔を利用して、地下水位を測定した。

(6) 岩石試験

原子炉設置位置における岩盤の物理的、力学的性質を明らかにするため、ボーリングにより得られた試料から、密度等の物理試験、一軸圧縮強度等の力学試験を実施した。

a. 試料

(a) 試料の採取位置

試料は、原子炉設置位置において実施したボーリングにより採取し、これから円柱供試体を作成した。

試料の採取位置は第 1.6.1 図に示すとおりである。

(b) 供試体

一軸圧縮試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm、引張試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 5cm、三軸圧縮試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm のものをそれぞれ標準として用い

た。

b. 試験項目

物理試験としては、密度、吸水率、有効間隙率及び超音波伝播速度を測定し、力学試験としては、一軸圧縮強度、引張（圧裂）強度等を測定した。また、三軸圧縮試験により、せん断強度及び内部摩擦角を測定した。

c. 試験方法

(a) 一軸圧縮試験

2006 年度に実施したボーリングにより得られた試料については、JIS M 0302（岩石の圧縮強さ試験方法）に準拠した。

(b) 引張試験

試験は JIS M 0303（岩石の引張強さ試験方法）に準拠した。

(c) 三軸圧縮試験

試験は JIS 2531（岩石の非圧密非排水（UU）三軸圧縮試験方法）に準拠した。

周圧は $2.0\text{N/mm}^2(20\text{kg/cm}^2)$ 、 $4.9\text{N/mm}^2(50\text{kg/cm}^2)$ 、 $9.8\text{N/mm}^2(100\text{kg/cm}^2)$ 、 $14.7\text{N/mm}^2(150\text{kg/cm}^2)$ 及び $19.6\text{N/mm}^2(200\text{kg/cm}^2)$ の 5 段階とした。

また、原子炉施設設置位置付近における岩盤の力学的性質を明らかにするため、一軸圧縮試験及び三軸圧縮試験を実施した。

試料の採取位置は第 1.6.5 図のとおりである。試験は、一軸圧縮試験については JIS M 0302（岩石の圧縮強さ試験方法）、三軸圧縮試験については JGS 2533（軟岩の圧密非排水（CU パー）三軸圧縮試験方法）に準拠し、試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形したものをを用いた。

(7) 岩盤試験

〔C_L〕級以上の岩盤の弾性波速度、各種弾性係数等の特性値を調べて基礎岩盤としての適性を検討し、あわせて設計及び施工上の基礎資料を得るため、原子炉施設設置位置における岩盤と同じ地層である音海流紋岩が分布する 3 号炉及び 4 号炉試掘坑内で弾性波探査、静的

変形試験、支持力試験及びせん断試験を実施した。また、原子炉施設設置位置付近において P S 検層を実施した。

a. 坑内における弾性波探査

構築物の設計に必要な岩盤の動的性質を求めるために、3号炉及び4号炉試掘坑内で弾性波探査を行い、岩盤の縦波（P波）及び横波（S波）の伝播速度及び動弾性係数並びに動的ポアソン比を求めた。

試掘坑側壁を測線として約 2.5m 間隔に受振器を設け、少量のダイナマイト爆発によって生じる縦波の伝播速度と、板たたき法によって生じる横波の伝播速度を測定した。

また、一つの坑内に約 2.5m 間隔で受振器を設置し、他の坑内に爆破点を設けて、坑間の縦波平均伝播速度を測定した。

b. 静的変形試験

岩盤の静的変形特性を調べるため、静的変形試験を3号炉及び4号炉試掘坑内で実施した。

試験位置は、地質条件に応じてその代表的な箇所として、第 1.6.6 図に示すとおり 7 箇所を選定した。载荷方向はすべて鉛直で、それぞれの位置で、直径が 80cm、50cm 及び 30cm の 3 種類の円形载荷板を用いて実施した。

载荷パターンは第 1.6.7 図に、試験装置は第 1.6.8 図に示すとおりである。

c. 支持力試験

岩盤の支持力特性を調べるため、支持力試験を3号炉及び4号炉試掘坑内で実施した。

試験位置は第 1.6.9 図に示すとおり 2 箇所を選定し、直径 30cm の円形载荷板を用いて実施した。载荷方向はすべて鉛直で、载荷パターンは第 1.6.10 図に、試験装置は第 1.6.11 図に示すとおりである。

d. せん断試験

岩盤のせん断破壊特性を調べるため、ブロックせん断試験及びロックせん断試験を3号炉及び4号炉試掘坑内で実施した。

岩盤せん断試験の試験内容は第 1.6.1 表～第 1.6.3 表に、試験位置は第 1.6.12 図に、試験装置は第 1.6.13 図及び第 1.6.14 図に示すとおりである。ブロックせん断試験用コンクリートブロックの大きさは、幅約 70cm、長さ約 70cm、高さ約 40cm であり、ロックせん断試験用ブロックの大きさは、幅約 50cm、長さ約 50cm、高さ約 20cm である。

e. P S 検層

原子炉施設設置位置付近の地盤の深さ方向の動的変形特性を把握するために、ボーリング孔を利用して P S 検層を実施した。

測定は、ボーリング孔の孔壁に受振器を固着し、地表にて P 波、S 波を起振して孔内で受振するダウンホール法並びにボーリング孔内に孔中受振計を浮遊させた状態で、孔内水を媒介として P 波、S 波を起振及び受振するサスペンション法によって岩盤の P 波及び S 波の伝播速度を求めた。

P S 検層実施孔は、9 孔、延長約 1,330m で、測定深度の間隔はいずれも 1m である。サスペンション法の測定方法は、第 1.6.15 図に、測定位置は第 1.6.16 図に示すとおりである。

(8) 〔D〕級岩盤及び土質材料に関する試験

〔D〕級岩盤、崖錐堆積物等の土質材料の物理的、力学的性質を明らかにし、設計及び施工上の基礎資料を得るため、物理試験、簡易せん断試験等の力学試験及び P S 検層を実施した。

a. 物理試験

〔D〕級岩盤及び土質材料の物理特性を調べるため湿潤密度試験を実施した。

試料の採取位置は、第 1.6.17 図に示すとおりである。

b. 強度試験

〔D〕級岩盤（流紋岩、安山岩）及び土質材料のせん断破壊特性を調べるため、簡易せん断試験を実施した。

簡易せん断試験の試験内容は第 1.6.4 表及び第 1.6.5 表に、試験位置は第 1.6.18 図に、試験装置は第 1.6.19 図に示すとおりである。

また、〔D〕級岩盤（安山岩及び泥岩）については、第 1.6.20 図に示す位置から試料を採取し、三軸圧縮試験を実施した。

供試体は、直径約 5cm、高さ約 10cm に整形したものを用いた。安山岩の周圧は $0.05\text{N/mm}^2(0.5\text{kg/cm}^2)$ 、 $0.10\text{N/mm}^2(1.0\text{kg/cm}^2)$ 、 $0.30\text{N/mm}^2(3.1\text{kg/cm}^2)$ 及び $0.50\text{N/mm}^2(5.1\text{kg/cm}^2)$ 、泥岩の周圧 $0.05\text{N/mm}^2(0.5\text{kg/cm}^2)$ 、 $0.10\text{N/mm}^2(1.0\text{kg/cm}^2)$ 、 $0.20\text{N/mm}^2(2.0\text{kg/cm}^2)$ 及び $0.40\text{N/mm}^2(4.1\text{kg/cm}^2)$ の 4 段階とした。

c. 静的変形試験

〔D〕級岩盤及び土質材料の静的変形特性を調べるため、簡易せん断試験を実施した。

簡易せん断試験の試験内容は第 1.6.4 表(1)及び第 1.6.5 表に、試験位置は第 1.6.18 図(1)に示すとおりである。

また、泥岩について静的変形特性を調べるため、三軸圧縮試験を実施した。試験位置は第 1.6.20 図(2)に示すとおりである。

d. 動の変形試験

〔D〕級岩盤及び土質材料の動の変形特性を調べるため、P S 検層及び繰返し三軸試験を実施した。

P S 検層の測定はダウンホール法及びサスペンション法によって P 波及び S 波の伝播速度を求めた。実施孔は第 1.6.16 図に示すとおりである。

繰返し三軸試験における試料の採取位置は、第 1.6.21 図に示すとおりである。

繰返し三軸試験は、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で周波数 1.0Hz の正弦波の繰返し荷重を段階的に载荷した。〔D〕級岩盤の供試体は、直径約 5cm、高さ約 10cm、又は直径約 10cm、高さ約 20cm に、土質材料の供試体は、直径約 7.5cm、高さ約 15cm に整形したものを用いた。

〔D〕級岩盤の周圧は $0.098\text{N/mm}^2(1.0\text{kg/cm}^2)$ とし、土質材料の周圧は $0.05\text{N/mm}^2(0.5\text{kg/cm}^2)$ 、 $0.10\text{N/mm}^2(1.0\text{kg/cm}^2)$ 、 $0.29\text{N/mm}^2(3.0\text{kg/cm}^2)$ 及び $0.49\text{N/mm}^2(5.0\text{kg/cm}^2)$ の 4 段階とした。

1.6.2 調査結果

(1) 地質

a. 原子炉施設設置位置付近

原子炉施設設置位置付近の E.L.±0m における地質水平断面図を第 1.6.22 図に、地質鉛直断面図を第 1.5.6 図に示す。また、原子炉設置位置の主要ボーリングの地質柱状図を第 1.6.23 図に、1 号炉及び 2 号炉試掘坑の地質展開図を第 1.6.24 図に示す。

原子炉施設設置位置付近の地質は、下位からペルム紀の大浦層、白亜紀の音海流紋岩、新第三紀中新世の内浦層群及び第四紀の堆積物より構成される。

(a) 大浦層

大浦層は原子炉施設設置位置付近の最も下位に分布する。黒色ないし灰色を呈する硬質頁岩を主体とし、珪質頁岩、珪長質凝灰岩、砂岩及び極まれに緑色岩を挟在する。

(b) 音海流紋岩

音海流紋岩は、原子炉施設設置位置付近では層厚 50m～100m 程度で分布している。音海流紋岩は、流紋岩、流紋岩質凝灰角礫岩、流紋岩質凝灰岩及び礫岩からなる。礫岩の分布は限られている。下位の大浦層頁岩との境界部には、大浦層の頁岩を礫として取り込んでいる部分がある。

(c) 内浦層群

i. 名島火山岩部層

名島火山岩部層は、敷地北側の山地斜面から取水路の南東にまとまって分布する。暗緑色～赤褐色を呈し、長石の斑晶が認められる安山岩質溶岩、同質岩片と泥岩等の異質岩片とを含む安山岩質凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩、及び凝灰質砂岩からなる。

ii. 塩汲峠礫岩・砂岩部層

塩汲峠礫岩・砂岩部層は、南東側の千畳敷～名島付近、石ヶ崎の海岸や山地斜面の狭い範囲に分布する。大浦層と音海流紋

岩を被覆して、名島火山岩部層とは指交関係（中川他（1985）⁽¹⁰³⁾）で接し、神野浦頁岩部層に整合で覆われる。主に暗褐色の粗粒砂岩と礫岩からなり、一部で凝灰質砂岩及び凝灰岩が認められる。

iii. 神野浦頁岩部層

神野浦頁岩部層は、敷地周辺の山地に分布する。名島火山岩部層、塩汲峠礫岩・砂岩部層を整合で被覆する。暗灰色～黒色で、一般に層理が良く発達した泥岩からなり、しばしば砂岩及び凝灰岩の薄層を挟む。

(d) 第四紀の堆積物

沖積層は、低地に堆積している砂、礫、谷部にある崖錐堆積物及び海岸の砂を主体とし、分布範囲は狭い。

b. 原子炉の基礎岩盤

本地点の基礎岩盤は、原子炉基礎底面下では E.L. -10m ~ -50m までは音海流紋岩が分布し、それ以深には大浦層が分布している。原子炉設置位置の E.L. +1.0m 以下の岩盤では、主要ボーリングにおけるボーリングコアの採取率は約 100% であり、R.Q.D は平均約 81% である。岩石は硬質であり、基礎岩盤は非常に安定した岩盤であると考えられる。

原子炉設置位置においては、試掘坑調査及びボーリング調査の結果、連続性の高い破碎帯は確認されていない。

c. 原子炉の背後斜面

原子炉の背後斜面には、音海流紋岩を不整合に覆って、内浦層群名島火山岩部層（安山岩及び凝灰角礫岩）があり、これと指交関係で塩汲峠礫岩・砂岩部層が一部に分布する。さらに上位には内浦層群神野浦頁岩部層（泥岩）が整合で被覆している。背後斜面には断層や破碎帯は認められない。

(2) 地質構造

1号炉及び2号炉試掘坑調査において、原子炉施設設置位置付近に認められた大浦層と音海流紋岩の境界の断層について、ボーリング調

査で認められた同地質境界に関するボーリングコア観察を行った結果、断層は認められず、その多くは密着している。また、地質境界が直線性を有する T1-7 孔について、変形組織の観察を行った結果、明瞭なせん断面は認められない（第 1.6.25 図）。

大浦層と音海流紋岩との地質境界分布図を第 1.6.26 図に示す。同地質境界は、比較的狭い範囲で起伏に富んだ形状を示すが、急斜面が直線的に連続するような断層を示唆する特徴は認められない。

これらのことから、大浦層と音海流紋岩との境界は不整合面であると評価する。

以上より、原子炉施設設置位置付近には将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

(3) 地表弾性波探査及び反射法地震探査の結果

a. 地表弾性波探査

地表における弾性波探査の結果、第 1.6.27 図及び第 1.6.28 図に示すとおり、原子炉施設設置位置付近及び背後斜面は、地表からおおむね表土、風化土及び崖錐、上部風化帯、下部風化帯及び岩盤の 5 層からなることを確認した。

原子炉設置位置の背後斜面の地形は、最大約 25° でゆるく傾斜しているが、地表における弾性波探査の結果では、各層はおおむね地形線に沿って傾斜しており、表土は薄く、風化土及び崖錐、上部風化帯、下部風化帯の順に厚くなっている。

弾性波速度は上層から 0.3km/s 、 0.6km/s 、 1.0km/s 、 2.0km/s ～ 2.2km/s となり、岩盤では、 3.5 km/s ～ 4.5km/s である。

原子炉施設設置位置付近の E.L.+1.0m では、弾性波速度 4.0km/s ～ 4.5 km/s の堅硬な基礎岩盤が広く存在することを確認した。

b. 反射法地震探査

反射法地震探査の結果、いずれの測線においても地下約 1,000m まで反射面が確認され、その範囲内では特異な構造は認められなかった。

反射法地震探査結果は第 1.6.29 図に示すとおりである。

(4) 地下水位調査の結果

地下水位調査の結果は、第 1.6.30 図に示すとおりである。

原子炉設置位置のボーリング孔の地下水位は、ほぼ E.L.+1.2m、1 号炉タービン建屋付近の地下水位は、ほぼ E.L.±0.0m の位置にある。原子炉の背後斜面の地下水位は、場所により異なり、山が高くなるにしたがって、地下水位も高くなっている。

地下水勾配は、地山の最も高い位置で地下水位も高く、ほぼ地形線に沿って低下しているものと考えられる。

(5) 岩石試験の結果

原子炉設置位置において実施した岩石試験結果の一覧表は第 1.6.6 表に示すとおりである。

結果を要約すると次のとおりである。

a. 密度

密度は平均値で $24.3\text{kN/m}^3(2.48\text{g/cm}^3)$ である。

b. 吸水率

吸水率は平均値で 3.22% である。

c. 有効間隙率

有効間隙率は平均値で 8.54% である。

d. 一軸圧縮強度

一軸圧縮強度は平均値で $57\text{N/mm}^2(580\text{kg/cm}^2)$ である。

e. 静弾性係数

静弾性係数は平均値で $2.63 \times 10^4\text{N/mm}^2(2.68 \times 10^5\text{kg/cm}^2)$ である。

f. 静的ポアソン比

静的ポアソン比は平均値で 0.22 である。

g. 動弾性係数

動弾性係数は平均値で $3.23 \times 10^4\text{N/mm}^2(3.29 \times 10^5\text{kg/cm}^2)$ である。

h. 動的ポアソン比

動的ポアソン比は平均値で 0.32 である。

i. 引張強度

引張強度は平均値で $4.8\text{N/mm}^2(49\text{kg/cm}^2)$ である。

j. せん断強度

せん断強度は平均値で $18.4\text{N/mm}^2(188\text{ kg/cm}^2)$ である。

k. 内部摩擦角

内部摩擦角は平均値で 40.2° である。

また、原子炉施設設置位置付近において実施した一軸圧縮試験の結果より得られた、一軸圧縮強度の平均値は、頁岩で 64N/mm^2 、安山岩で 92N/mm^2 である。

さらに〔C_L〕級岩盤（泥岩）について、三軸圧縮試験を実施した結果から求めたせん断強度及び残留強度は次のとおりである。

（第 1.6.31 図参照）

せん断強度

$$\tau = 1.7 + \sigma \tan 8^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 17.1 + \sigma \tan 8^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

残留強度

$$\tau = 0.95 + \sigma \tan 8^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 9.74 + \sigma \tan 8^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

また、泥岩の静弾性係数については 830N/mm^2 である。

(6) 岩盤試験の結果

a. 坑内における弾性波探査

弾性波探査により得られた 3 号炉及び 4 号炉試掘坑内の弾性波速度分布は、第 1.6.32 図に示すとおりである。また、これから求めた 1 坑と 2 坑の動弾性係数、動的ポアソン比は、第 1.6.33 図～第 1.6.36 図に示すとおりである。

原子炉設置位置付近の 3 号炉及び 4 号炉試掘坑内の弾性波速度値は、縦波で約 4.3km/s 、横波で約 2.2km/s の値を示し、これから求めた動弾性係数は約 $33,000\text{N/mm}^2(340,000\text{kg/cm}^2)$ である。

なお、試掘坑間の弾性波速度分布は、第 1.6.37 図に示すとおりであり、方向による顕著な差異は認められない。

b. 静的変形試験

荷重－変位曲線の例は第 1.6.38 図に、試験結果は第 1.6.7 表～第

1.6.9 表に示すとおりである。

原子炉施設設置位置付近の 6 測点における割線弾性係数は、直径 30cm の円形載荷板を使用した場合、低荷重域で最低 2,200 N/mm²(22,400kg/cm²)、最高 5,900N/mm²(60,500kg/cm²)、高荷重域で最低 3,300N/mm²(34,000kg/cm²)、最高 8,400N/mm²(86,000kg/cm²)である。

荷重－変位曲線からみると、高荷重域においても非常に弾性的であり、塑性的挙動はみられない。

c. 支持力試験

荷重－変位曲線は第 1.6.39 図に示すとおりである。

荷重－変位曲線からみると、いずれも最大載荷荷重 1,470kN(150t) (載荷強さ 20.8N/mm²(212kg/cm²)) までの範囲では破壊に至らず、変曲点も認められない。したがって、岩盤の極限支持力は 20.8N/mm²(212kg/cm²)以上あり非常に堅硬な岩盤であることが明らかである。

d. せん断試験

3 号炉及び 4 号炉試掘坑内の 6 箇所で、〔C_H〕級岩盤についてブロックせん断試験を実施した結果から求めた岩盤のせん断強度は次のとおりである。

(第 1.6.40 図参照)

$$\tau = 2.93 + \sigma \tan 61^{\circ} \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 29.9 + \sigma \tan 61^{\circ} \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

3 号炉及び 4 号炉試掘坑内の 4 箇所で、〔C_M〕級岩盤についてブロックせん断試験を実施した結果から求めた岩盤のせん断強度は次のとおりである。

(第 1.6.41 図参照)

$$\tau = 2.29 + \sigma \tan 60^{\circ} \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 23.4 + \sigma \tan 60^{\circ} \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

切取りのり面中腹部の坑内で〔C_L〕級岩盤についてブロックせん断試験を実施した結果から求めた岩盤のせん断強度は次のとおりで

ある。

(第 1.6.42 図参照)

$$\tau = 1.26 + \sigma \tan 50^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 12.8 + \sigma \tan 50^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

また、〔C_H〕～〔C_L〕級岩盤における残留強度試験結果を、第 1.6.43 図～第 1.6.45 図に示す。

e. P S 検層

原子炉施設設置位置付近のボーリング孔において実施した P S 検層結果による岩級毎の平均速度は、第 1.6.10 表に示すとおりである。

〔C_H〕級岩盤を主体とする区間では、P 波速度が約 4.6km/s、S 波速度が約 2.5km/s、〔C_M〕級岩盤を主体とする区間では、P 波速度が約 3.5km/s、S 波速度が約 1.8km/s、〔C_L〕級岩盤を主体とする区間では、P 波速度が約 1.8km/s、S 波速度が約 0.8km/s である。

(7) 〔D〕級岩盤及び土質材料に関する試験結果

a. 物理試験

〔D〕級岩盤の単位体積重量は 17.8kN/m³、土質材料の単位体積重量は 15.3kN/m³である。

また、泥岩の単位体積重量については 17.2kN/m³である。

b. 強度試験

〔D〕級岩盤及び土質材料について、簡易せん断試験を実施した結果から求めたせん断強度は次のとおりである。

(第 1.6.46 図～第 1.6.48 図参照)

〔D〕級岩盤 (流紋岩)

$$\tau = 0.09 + \sigma \tan 38^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 0.9 + \sigma \tan 38^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

〔D〕級岩盤 (安山岩)

$$\tau = 0.11 + \sigma \tan 35^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 1.08 + \sigma \tan 35^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

土質材料

$$\tau = 0.09 + \sigma \tan 28^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 0.9 + \sigma \tan 28^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

〔D〕 級岩盤（安山岩及び泥岩）について、三軸圧縮試験を実施した結果から求めたせん断強度、及び残留強度は次のとおりである。

（第 1.6.49 図及び第 1.6.50 図参照）

〔D〕 級岩盤（安山岩）

せん断強度

$$\tau = 0.11 + \sigma \tan 33^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 1.14 + \sigma \tan 33^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

残留強度

$$\tau = 0.10 + \sigma \tan 21^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 1.06 + \sigma \tan 21^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

〔D〕 級岩盤（泥岩）

せん断強度

$$\tau = 0.53 + \sigma \tan 5^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 5.36 + \sigma \tan 5^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

残留強度

$$\tau = 0.43 + \sigma \tan 5^\circ \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$(\tau = 4.43 + \sigma \tan 5^\circ \text{ (kg/cm}^2\text{)})$$

c. 静的変形試験

〔D〕 級岩盤の静弾性係数は 160N/mm^2 であり、土質材料の静弾性係数は 25N/mm^2 である。

また、泥岩の静弾性係数については 300N/mm^2 である。

d. 動の変形試験

原子炉施設設置位置付近のボーリング孔において実施した P S 検層結果による岩級ごとの平均速度は、第 1.6.10 表に示すとおりである。

〔D〕 級岩盤を主体とする区間では、P 波速度が約 1.5km/s 、S 波速度が約 0.6km/s 、土質材料を主体とする区間では、P 波速度が約 1.5km/s 、S 波速度が約 0.3km/s である。

〔D〕 級岩盤及び土質材料について、繰返し三軸試験を実施した

結果から求めたせん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存特性は第 1.6.51 図及び第 1.6.52 図に示すとおりである。

1.7 原子炉施設（特定重大事故等対処施設を除く）設置位置付近の地盤の安定性評価



その他の特定重大事故等対処施設の地盤の安定性評価については、「1.9 特定重大事故等対処施設設置位置付近の地盤の安定性評価」に記載する。

1.7.1 基礎地盤の安定性評価

耐震設計上の重要度分類 S クラスの機器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。）並びに常設耐震重要重大事故防止設備又は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。）の基礎地盤の安定性評価について以下の検討を実施した。

1.7.1.1 地震力に対する基礎地盤の安定性評価

(1) 解析条件

a. 解析断面

耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設の配置図を第 1.7.1 図に示す。なお、1 号及び 2 号炉放水ピット止水板、1 号、2 号、3 号及び 4 号炉防潮扉、1 号、2 号、3 号及び 4 号炉屋外排水路逆流防止設備並びに 1 号、2 号、3 号及び 4 号炉放水口側防潮堤を含めたものを 1 号、2 号、3 号及び 4 号炉放水口側津波防護施設という。

2 号炉燃料取替用水タンクは、1 号炉及び 2 号炉原子炉補助建屋に支持されている。1 号、2 号、3 号及び 4 号炉放水口側津波防護施設は、3 号炉及び 4 号炉原子炉建屋並びに 3 号炉及び 4 号炉原子炉補助建屋の近傍に設置されている。（3 号炉及び 4 号炉原子炉建屋は、原子炉格納容器、外部しゃへい建屋、内部コンクリート、外周建屋及び燃料取扱建屋で構成される建屋をいい、3

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

号炉及び4号炉原子炉補助建屋は、補助一般建屋、中間建屋、ディーゼル建屋及び燃料取替用水タンク建屋で構成される建屋をいう。) 1号、2号、3号及び4号炉津波監視カメラ、3号炉及び4号炉原子炉建屋に設置される常設重大事故等対処施設並びに3号炉及び4号炉原子炉補助建屋に設置される常設重大事故等対処施設は、3号炉及び4号炉原子炉建屋並びに3号炉及び4号炉原子炉補助建屋に支持されている。1号、2号、3号及び4号炉潮位観測システム(防護用)は1号炉海水ポンプ室、2号炉海水ポンプ室並びに3号及び4号炉海水ポンプ室に支持されている。また、1号及び2号炉潮位計は1号炉海水ポンプ室及び2号炉海水ポンプ室に支持されている。2号炉海水ポンプは2号炉海水ポンプ室に支持されている。

施設の配置並びに施設周辺の地形及び地質を考慮し、1号炉及び2号炉原子炉格納施設並びに1号炉及び2号炉原子炉補助建屋に対する解析断面として、1号炉及び2号炉の炉心で直交する3断面、3号炉及び4号炉原子炉建屋、3号炉及び4号炉原子炉補助建屋並びにその付近の施設に対する解析断面として、3号炉及び4号炉の炉心で直交する3断面、2号炉海水ポンプ室に対する解析断面として2号炉海水ポンプ室を通り直交する2断面、1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所に対する解析断面として、1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所並びに背後の山頂を通る1断面を選定した。解析断面位置を第1.7.1図に示す。なお、2号炉燃料油貯油そう、2号炉空冷式非常用発電装置、2号炉空冷式非常用発電装置用給油ポンプ、1号炉海水ポンプ室並びに1号、2号、3号及び4号炉取水路防潮ゲートは1号炉及び2号炉原子炉格納施設並びに1号炉及び2号炉原子炉補助建屋と強度が同程度の岩種・岩級の地盤に支持されていることから、1号炉及び2号炉原子炉格納施設並びに1号炉及び2号炉原子炉補助建屋基礎地盤の評価で代表させるものとする。2号炉海水ストレーナは2号炉海水ポンプ室と強度が同程度の岩種・岩級の地盤に支持されて

いることから、2号炉海水ポンプ室基礎地盤の評価で代表させるものとする。また、2号炉復水タンク及び2号炉復水配管は1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所と強度が同程度の岩種・岩級の地盤に支持されていることから、1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所基礎地盤の評価で代表させるものとする。

b. 解析モデル及び境界条件

ボーリング調査等の結果に基づいて作成した地質断面図を工学的見地にたって検討を行い、第 1.7.2 図～第 1.7.10 図に示す解析用要素分割図を作成した。

原子炉格納施設、原子炉建屋、原子炉補助建屋、タービン建屋及び緊急時対策所の解析用モデルは、質点系モデルを基に振動特性を一致させるように有限要素モデルを作成した。

静的解析における境界条件は、モデル下端を固定境界、側方を鉛直ローラ境界とした。また、動的解析における境界条件は、モデル下端を粘性境界、側方をエネルギー伝達境界とした。境界条件を第 1.7.11 図に示す。

c. 物性値の設定

岩石・岩盤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 1.7.1 表、第 1.7.12 図及び第 1.7.13 図に示すとおりである。

d. 入力地震動

入力地震動は、解放基盤表面で定義される基準地震動 S_s を、一次元波動論によって地震応答解析モデルの入力位置で評価したものをを用いた。入力地震動の考え方を第 1.7.14 図に示す。断層モデルを用いた手法による地震動 ($S_s-2 \sim S_s-5$) に関しては、検討断面方向に方位補正を行って解析モデルに入力した。また、応答スペクトルに基づく地震動 (S_s-1) については水平地震動及び鉛直地震動の位相反転、震源を特定せず策定する地震動 (S_s-6 及び S_s-7) については水平地震動の位相反転を考慮した場合についても検討した。

e. 地下水位

解析用地下水位は、地下水位観測結果を考慮し、斜面部については〔C_L〕級岩盤上端に設定した。また、建屋部については建屋基礎底面、その他の箇所については地表面に設定した。解析用地下水位を第 1.7.15 図～第 1.7.23 図に示す。

(2) 解析内容

基準地震動 Ss に対する地震応答解析を二次元動的有限要素法により行った。地震応答解析は周波数応答解析手法を用い、等価線形化法によりせん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を必要に応じて考慮した。

地震時の応力は、静的解析による常時応力と、地震応答解析による動的応力を重ね合わせるにより求めた。常時応力は地盤の自重計算により求まる初期応力、建物基礎掘削に伴う解放力及び建屋・埋戻土の荷重を考慮し、動的応力は水平地震動及び鉛直地震動による応答の同時性を考慮して求めた。

これらの手法により、基礎地盤の支持力、すべり及び基礎底面の傾斜に対する安全性を検討した。

(3) 解析結果

a. 支持力に対する安全性

1 号炉及び 2 号炉原子炉格納施設、1 号炉及び 2 号炉原子炉補助建屋、3 号炉及び 4 号炉原子炉建屋、3 号炉及び 4 号炉原子炉補助建屋、2 号炉海水ポンプ室並びに 1 号、2 号、3 号及び 4 号炉緊急時対策所の基礎底面における地震時最大接地圧により評価を実施した。

1 号炉及び 2 号炉原子炉格納施設の基礎底面における地震時最大接地圧は、1 号炉が 2.3N/mm²、2 号炉が 2.5N/mm²である。1 号炉及び 2 号炉原子炉補助建屋の基礎底面における地震時最大接地圧は 3.6N/mm²である。3 号炉及び 4 号炉原子炉建屋の基礎底面における地震時最大接地圧は 3 号炉が 3.4N/mm²、4 号炉が 4.2N/mm²である。3 号炉及び 4 号炉原子炉補助建屋の基礎底面に

における地震時最大接地圧は 4.0N/mm^2 である。2号炉海水ポンプ室の基礎底面における地震時最大接地圧は 1.1N/mm^2 である。また、1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所の基礎底面における地震時最大接地圧は 2.8N/mm^2 である。基礎底面の支持力に対する解析結果を第1.7.2表～第1.7.10表に示す。

1号炉及び2号炉原子炉格納施設、1号炉及び2号炉原子炉補助建屋、3号炉及び4号炉原子炉建屋並びに3号炉及び4号炉原子炉補助建屋の基礎地盤の大部分は、 $[C_H]$ 級以上の岩盤で構成されている。また、2号炉海水ポンプ室並びに1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所の基礎地盤の大部分は、 $[C_M]$ 級の岩盤で構成されている。岩盤の支持力試験結果から、 $[C_H]$ 級の極限支持力は 20.8N/mm^2 以上、 $[C_M]$ 級の極限支持力は 9.8N/mm^2 以上であると評価できるので、基礎地盤は十分な支持力を有している。

以上のことから、基礎地盤は十分な支持力を有している。

b. すべりに対する安全性

すべり安全率は、想定すべり面上の応力状態を基に、すべり面上のせん断抵抗力の和をすべり面上のせん断力の和で除して求めた。想定すべり面は建屋底面を通るすべり面、破碎帯沿いすべり面及び局所安全係数やモビライズド面の向きを考慮したすべり面について検討した。

1号炉及び2号炉原子炉格納施設基礎地盤の最小すべり安全率は7.9であり、すべり安全率の評価基準値1.5を上回っている。3号炉及び4号炉原子炉建屋基礎地盤の最小すべり安全率は5.3、2号炉海水ポンプ室基礎地盤の最小すべり安全率は6.9、1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所基礎地盤の最小すべり安全率は13.5であり、すべり安全率の評価基準値1.5を上回っている。

また、地盤物性のばらつきを考慮し、地盤物性のうちせん断強度について「平均値－ $1.0 \times$ 標準偏差 (σ)」とした場合の安定解析結果についても、最小すべり安全率は評価基準値1.5を上回って

いる。すべり安全率一覧表を第 1.7.11 表～第 1.7.19 表に示す。

以上のことから、基礎地盤はすべりに対して十分な安全性を有している。

c. 基礎底面の傾斜に対する安全性

基礎底面の傾斜は、基礎底面両端の鉛直方向の相対変位を基礎底面幅で除して求めた。地震時における 1 号炉及び 2 号炉原子炉格納施設基礎底面の最大傾斜は 1 号炉側で $1/26,100$ 、2 号炉側で $1/24,600$ である。1 号炉及び 2 号炉原子炉補助建屋基礎底面の最大傾斜は $1/12,500$ である。3 号炉及び 4 号炉原子炉建屋基礎底面の最大傾斜は 3 号炉側で $1/21,000$ 、4 号炉側で $1/22,600$ である。3 号炉及び 4 号炉原子炉補助建屋基礎底面の最大傾斜は $1/14,000$ である。2 号炉海水ポンプ室基礎底面の最大傾斜は $1/36,600$ である。また、1 号、2 号、3 号及び 4 号炉緊急時対策所基礎底面の最大傾斜は $1/21,400$ である。基礎底面両端の鉛直方向の最大相対変位・最大傾斜を第 1.7.20 表～第 1.7.28 表に示す。基礎底面に生じる傾斜は、評価基準値の目安である $1/2,000$ を下回っていることから、重要な機器・系統の安全機能に支障を与えるものではない。

以上のことから、基礎地盤は傾斜に対して十分な安全性を有している。

上記のほか、1 号及び 2 号炉非常用海水路、2 号炉海水管、2 号炉燃料移送管並びに 2 号炉燃料油戻り管は大部分が〔C_H〕級以上の岩盤内に位置する地下構造物であることから、十分な支持性能を有している。また、1 号及び 2 号炉非常用海水路と破砕帯が交差する箇所についても、破砕帯の影響を考慮した設計としていることから、基準地震動 S_s による地震力により安全機能に重大な影響を与えるおそれはない。

1.7.1.2 周辺地盤の変状による施設への影響評価

耐震重要施設（1 号、2 号、3 号及び 4 号炉放水口側津波防護施設を除く。）及び常設重大事故等対処施設については、岩盤に支持されて

いることから、揺すり込み沈下や液状化による不等沈下の影響を受けるおそれはない。また、1号、2号、3号及び4号炉放水口側津波防護施設については、周辺地盤の液状化を考慮した設計としており、不等沈下の影響を受けるおそれはない。

1.7.1.3 地殻変動による基礎地盤の変形の影響評価

敷地内及び敷地近傍には、将来活動する可能性のある断層等が分布しないことを確認していることから、敷地において地殻の広域的な変形による著しい地盤の傾斜が生じることはないが、敷地に比較的近く規模が大きいFO-A～FO-B～熊川断層の活動に伴い生じる地盤の傾斜について評価を実施した。地殻変動量はOkada(1992)⁽¹⁵⁷⁾の手法により算出した。その結果、地盤の最大傾斜は1/29,600であり、地震動による傾斜との重畳を考慮した場合においても、基礎底面の最大傾斜は1号炉原子炉格納施設で1/13,800、2号炉原子炉格納施設で1/13,400、1号炉及び2号炉原子炉補助建屋で1/8,700、3号炉原子炉建屋で1/12,200、4号炉原子炉建屋で1/12,800、3号炉及び4号炉原子炉補助建屋で1/9,500、2号炉海水ポンプ室で1/16,300、1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所で1/12,400であり、評価基準値の目安である1/2,000を下回っていることから、重要な機器・系統の安全機能に支障を与えるものではない。

1.7.2 周辺斜面の安定性評価

耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設の周辺斜面の地震時の安定性評価について、以下の検討を実施した。

(1) 解析条件

a. 解析断面

安定性評価の対象とする斜面は耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設と周辺斜面との離隔距離及び施設との位置関係を考慮して抽出した。

離隔距離を考慮するに当たっては、「原子力発電所耐震設計技術

指針「JEAG4601-1987」⁽¹⁵⁸⁾及び土砂災害防止法⁽¹⁵⁹⁾を参考とし、その結果、評価対象斜面として1号炉及び2号炉原子炉格納施設並びに1号炉及び2号炉原子炉補助建屋周辺斜面、3号炉及び4号炉原子炉建屋並びに3号炉及び4号炉原子炉補助建屋周辺斜面、2号炉海水ポンプ室周辺斜面、1号炉海水管及び1号炉復水配管周辺斜面、1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所周辺斜面並びに1号、2号、3号及び4号炉取水路防潮ゲート周辺斜面を抽出した。評価対象斜面位置を第1.7.24図に示す。

各評価対象斜面について、周辺斜面の斜面高さ、勾配、風化岩層の厚さ及びすべりの方向を考慮して、山頂を通る断面、斜面勾配が急な断面等、最も厳しい評価となると想定される断面を選定し解析断面とした。なお、2号炉復水タンク及び2号炉復水配管周辺斜面は、1号炉海水管及び1号炉復水配管周辺斜面の評価に代表される。解析断面位置を第1.7.24図に示す。

b. 解析モデル及び境界条件

ボーリング調査等の結果に基づいて作成した地質断面図を工学的見地にたって検討を行い、第1.7.25図、第1.7.26図、第1.7.6図及び第1.7.8図～第1.7.10図に示す解析用要素分割図を作成した。また、3号炉及び4号炉原子炉建屋並びに3号炉及び4号炉原子炉補助建屋周辺斜面においては、斜面補強工として設置されている連続地中壁及び抑止ぐいを考慮した。連続地中壁については平面ひずみ要素として、抑止ぐいについてははり要素としてモデル化した。

静的解析における境界条件は、モデル下端を固定境界、側方を鉛直ローラ境界とした。また、動的解析における境界条件は、モデル下端を粘性境界、側方をエネルギー伝達境界とした。

c. 物性値の設定

基礎地盤の検討と同様に、岩石・岩盤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1.7.1表、第1.7.12図及び第1.7.13図に示すとおりである。

また、斜面補強工の解析用物性値については、連続地中壁は鉄筋

コンクリート造であり、コンクリートの剛性とせん断強度を用いた。抑止ぐいは鋼管、H 鋼及び中詰めモルタルで構成されており、これらの剛性並びに鋼管及び H 鋼の抵抗力を考慮した。

d. 入力地震動

入力地震動は、解放基盤表面で定義される基準地震動 S_s を、一次元波動論によって地震応答解析モデルの入力位置で評価したものを用いた。断層モデルを用いた手法による地震動 ($S_s-2 \sim S_s-5$) に関しては、検討断面方向に方位補正を行って解析モデルに入力した。また、応答スペクトルに基づく地震動 (S_s-1) については水平地震動及び鉛直地震動の位相反転、震源を特定せず策定する地震動 (S_s-6 及び S_s-7) については水平地震動の位相反転を考慮した場合についても検討した。

e. 地下水位

解析用地下水位は、地下水位観測結果を考慮し、斜面部については〔C_L〕級岩盤上端に設定した。また建屋部については建屋基礎底面、その他の箇所については地表面に設定した。解析用地下水位を第 1.7.27 図、第 1.7.28 図、第 1.7.19 図及び第 1.7.21 図～第 1.7.23 図に示す。

(2) 解析内容

基準地震動 S_s に対する地震応答解析を二次元動的有限要素法により行った。地震応答解析は周波数応答解析手法を用い、等価線形化法によりせん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を必要に応じて考慮した。

地震時の応力は、静的解析による常時応力と、地震応答解析による動的応力を重ね合わせるにより求めた。常時応力は地盤の自重計算により求まる初期応力、建物基礎掘削に伴う解放力及び建屋・埋戻土の荷重を考慮し、動的応力は水平地震動及び鉛直地震動による応答の同時性を考慮して求めた。

これらの手法により、周辺斜面のすべりに対する安全性を検討した。

(3) 解析結果

すべり安全率は、想定すべり面上の応力状態を基に、すべり面上のせん断抵抗力の和をすべり面上のせん断力の和で除して求めた。想定すべり面は円弧すべりを想定し、すべり面法により岩級区分等各条件における最小すべり安全率を示すすべり面及び局所安全係数やモビライズド面の向きを考慮したすべり面について検討した。

1号炉及び2号炉原子炉格納施設並びに1号炉及び2号炉原子炉補助建屋周辺斜面における最小すべり安全率は1.8であり、すべり安全率の評価基準値1.2を上回っている。3号炉及び4号炉原子炉建屋並びに3号炉及び4号炉原子炉補助建屋周辺斜面における最小すべり安全率は1.3、2号炉海水ポンプ室周辺斜面における最小すべり安全率は2.8、1号炉海水管及び1号炉復水配管周辺斜面における最小すべり安全率は3.6、1号、2号、3号及び4号炉緊急時対策所周辺斜面における最小すべり安全率は1.7、1号、2号、3号及び4号炉取水路防潮ゲート周辺斜面における最小すべり安全率は5.6であり、すべり安全率の評価基準値1.2を上回っている。

また、地盤物性のばらつきを考慮し、地盤物性のうちせん断強度について「平均値－1.0×標準偏差（ σ ）」とした場合の安定解析結果についても、最小すべり安全率は評価基準値1.2を上回っている。すべり安全率一覧表を第1.7.29表～第1.7.34表に示す。

また、斜面補強工のせん断破壊及び曲げ破壊及び根入れ部周辺地盤に対する照査を行い、地震時においても健全性を確保していることを確認している。

以上のことから、周辺斜面は、すべりに対して十分な安全性を有している。

1.8 特定重大事故等対処施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤

特定重大事故等対処施設のうち少なくとも一の施設は「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則第三十八条（重大事故等対処施設の地盤）、第三十九条（地震による損傷の防止）及び第四十条（津波による損傷の防止）」を満たす設計とする。ここで、これらの設計を満たす施設を「特定重大事故等対処施設（一の施設）」という。

特定重大事故等対処施設（一の施設）を構成する設備は、
に
設置されている。

の地質・地質構造及び地盤については、「1.6 原子炉施設（特定重大事故等対処施設を除く）設置位置付近の地質・地質構造及び地盤」に記載のとおりである。

1.8.1 調査内容

(1) ボーリング調査

特定重大事故等対処施設（一の施設）設置位置付近について、地質分布及び地質構造を把握する資料を得るために、第 1.8.1 図に示す位置に 19 本、総延長約 1,410m のボーリング調査を実施した。

掘削はロータリー型ボーリング機を使用し、孔径 86mm のオールコアボーリングとした。また、掘削速度等の管理を厳密に行いコア採取率の向上を図った。

採取したボーリングコアの結果に基づいて、地質断面図を作成し、地質及び地質構造についての検討を行った。

(2) 地下水位調査

地下水位、地下水勾配を把握するために、第 1.8.2 図に示すボーリング孔を利用して、地下水位を測定した。

(3) 岩石試験

特定重大事故等対処施設（一の施設）設置位置付近の地盤の物理的、

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

力学的性質を明らかにするため、ボーリングにより得られた試料から、密度等の物理試験及び一軸圧縮強度等の力学試験を実施した。

a. 試料

(a) 試料の採取位置

試料は、特定重大事故等対処施設（一の施設）設置位置付近において実施したボーリングにより採取し、これから円柱供試体を作成した。

試料の採取位置は第 1.8.3 図に示すとおりである。

(b) 供試体

一軸圧縮試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm、引張試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 5cm、三軸圧縮試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm のものをそれぞれ標準として用いた。

b. 試験項目

物理試験としては、密度、吸水率及び有効間隙率を測定し、力学試験としては、一軸圧縮強度、引張強度等を測定した。また、三軸圧縮試験により、せん断強度及び内部摩擦角を測定した。

c. 試験方法

(a) 一軸圧縮試験

試験は JIS M 0302（岩石の圧縮強さ試験方法）に準拠した。

(b) 引張試験

試験は JIS M 0303（岩石の引張強さ試験方法）に準拠した。

(c) 三軸圧縮試験

試験は JGS 2531（岩石の非圧密非排水（UU）三軸圧縮試験方法）に準拠した。拘束圧は $2.0\text{N/mm}^2(20\text{kg/cm}^2)$ 、 $4.9\text{N/mm}^2(50\text{kg/cm}^2)$ 、 $9.8\text{N/mm}^2(100\text{kg/cm}^2)$ 、 $14.7\text{N/mm}^2(150\text{kg/cm}^2)$ 及び $19.6\text{N/mm}^2(200\text{kg/cm}^2)$ の 5 段階とした。

(4) P S 検層

特定重大事故等対処施設（一の施設）設置位置付近の地盤の深さ方向の動的変形特性を把握するために、ボーリング孔を利用して P S 検

層を実施した。

測定は、ボーリング孔の孔壁に受振器を固着し、地表にてP波、S波を起振して孔内で受振するダウンホール法並びにボーリング孔内に孔中受振計を浮遊させた状態で、孔内水を媒介としてP波、S波を起振及び受振するサスペンション法によって岩盤のP波及びS波の伝播速度を求めた。

P S 検層実施孔は、10 孔、延長約 550m で、測定深度の間隔はいずれも 1m である。サスペンション法の測定方法は、第 1.6.15 図に、測定位置は第 1.8.4 図に示すとおりである。

1.8.2 調査結果

(1) 地質

a. 特定重大事故等対処施設（一の施設）設置位置付近

設置位置中心付近のボーリング柱状図を第 1.8.5 図に、
設置位置中心付近のボーリング柱状図を第 1.8.6 図に
示す。また、特定重大事故等対処施設（一の施設）設置位置付近の
原縮尺 1 千分の 1 の E.L.+0m における水平地質断面図を第 1.8.7
図に、地質鉛直断面図を第 1.8.8 図に示す。

設置位置付
近の地質は、下位からペルム紀の大浦層、白亜紀の音海流紋岩、新
第三世紀中新世の石英閃緑岩及び第四紀の堆積物より構成される。
また、設置位置付近の地質は、下位からペルム紀の大
浦層、白亜紀の音海流紋岩、新第三紀中新世の内浦層群及び第四紀
の堆積物より構成される。

(a) 大浦層

大浦層は
設置位置付近の最も下位に分布する。黒色又は灰
色を呈する硬質頁岩を主体とし、珪質頁岩、珪長質凝灰岩、砂岩
及び極まれに緑色岩を挟在する。大浦層のうち、孔で確
認された石英閃緑岩の周辺は、石英閃緑岩の貫入により接触変成

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

作用を受けて、一部白色化している。

(b) 音海流紋岩

音海流紋岩は、下位の大浦層を基盤として分布し、流紋岩及び礫岩からなる。層厚は、[] 設置位置付近では約 50m、[] 設置位置付近では約 40m、[] 設置位置付近では約 10m～約 50m である。

(c) 内浦層群

内浦層群は、下位の大浦層及び音海流紋岩を基盤としてこれらを不整合に覆って分布する。堆積岩類と火山岩類から構成され、下位の^{しも}下層は礫岩・砂岩、安山岩質岩石及び泥岩からなり、上位の^{いまだばな}今戸鼻層は主として安山岩質岩石からなる。下層に属する^{なじま}名島火山岩部層は、[] に分布する。暗緑色～赤褐色を呈し、長石の斑晶が認められる安山岩質溶岩、同質岩片と泥岩等の異質岩片とを含む安山岩質凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩及び凝灰質砂岩からなる。下層に属する^{しおくみとうげ}塩汲峠礫岩・砂岩部層は、[] の山地の狭い範囲に分布する。主に暗褐灰色の粗粒砂岩と礫岩からなり、一部で凝灰質砂岩及び凝灰岩が認められる。下層に属する^{こうのうら}神野浦頁岩部層は、[] [] の山地に分布する。暗灰色～黒色で、一般に層理がよく発達した泥岩からなる。今戸鼻層は、[] [] の山地に分布する。暗緑色～赤褐色を呈し、長石の斑晶が認められる安山岩質溶岩、及び泥質岩等の異質岩片も含む安山岩質凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩からなる。

(d) 石英閃緑岩

石英閃緑岩は、[] [] 並びに [] の 2 箇所に分布する。[] [] の石英閃緑岩は大浦層と音海流紋岩を、[] の石英閃緑岩は大浦層を貫く岩脈である。いずれも分布範囲は狭く、褐灰色～黒灰色、細粒～中粒の等粒状完晶質の緻密堅硬な岩石である。

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

(e) 第四紀の堆積物

崖錐堆積物は山麓の谷部や斜面下部に分布する。主として未固結の角礫～亜角礫からなり、基質は砂又は粘土である。沖積層は谷下流から海岸付近の低地に分布し、未固結のシルトや砂及び礫からなる。

b. 特定重大事故等対処施設（一の施設）の基礎岩盤

の岩盤では、ボーリングコアの採取率は 100%であり、R.Q.D は第 1.8.1 表に示すとおり、約 13%～約 83%（平均約 47%）である。岩石は硬質であり、基礎地盤は非常に安定した岩盤であるといえる。

また、の岩盤では、ボーリングコアの採取率は 100%であり、R.Q.D は第 1.8.1 表に示すとおり、約 47%～約 97%（平均約 74%）である。岩石は硬質であり、基礎地盤は非常に安定した岩盤であるといえる。

c. 特定重大事故等対処施設（一の施設）の周辺斜面

周辺斜面には、音海流紋岩並びに内浦層群の神野浦頁岩部層及び今戸鼻層が分布する。また、 周辺斜面には、内浦層群の名島火山岩部層、塩汲峠礫岩・砂岩部層及び神野浦頁岩部層が分布する。

(2) 地質構造

設置位置付近には、破砕帯は認められない。

設置位置付近には、
が分布している。
において、
を連続的に確認した結果、地質境界は大きく湾曲し、局所的なせん断面を除き密着していることから、不整合面と評価した（第 1.8.9 図）。また、ボーリング調査により確認した結果、
孔を除き破碎部は認められない（第 1.8.10 図～第 1.8.12 図）。

において確認し

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。