添付書類六の一部補正

添付書類六を以下のとおり補正する。

頁	行	補　正　前	補　正　後
6－目－1 ～ 6－6－8－1		（記載変更）	別紙－1に変更する。

別紙１

別添４

添　付　書　類　六

変更に係る発電用原子炉施設の場所に関する気象，地盤，水理，地震，社会環境等の状況に関する説明書

下記項目の記述等を次のとおり変更又は追加する。

1.　地　　盤

1.1　敷地の概況

1.2　調査の経緯

1.2.1　敷地周辺の調査

1.2.2　敷地近傍の調査

1.2.3　敷地の調査

1.3　敷地周辺の地質・地質構造

1.3.1　調査内容

1.3.1.1　文献調査

1.3.1.2　広域地質・地質構造調査

1.3.2　敷地周辺陸域の調査結果

1.3.2.1　敷地周辺陸域の地形

1.3.2.2　敷地周辺陸域の地質

1.3.2.3　敷地周辺陸域の地質構造

1.3.3　敷地前面海域の調査結果

1.3.3.1　敷地前面海域の地形

1.3.3.2　敷地前面海域の地質

1.3.3.3　敷地前面海域の地質構造

1.3.4　活断層の同時活動性

1.4　敷地近傍の地質・地質構造

1.4.1　調査内容

1.4.1.1　文献調査

1.4.1.2　敷地近傍の地質・地質構造調査

1.4.2　敷地近傍の調査結果

1.4.2.1　敷地近傍の地形

1.4.2.2　敷地近傍の地質

1.4.2.3　敷地近傍の地質構造

1.5　敷地の地質・地質構造

1.5.1　調査内容

1.5.1.1　文献調査

1.5.1.2　敷地の地質・地質構造調査

1.5.2　調査結果

1.5.2.1　敷地の地形

1.5.2.2　敷地の地質

1.5.2.3　敷地の地質構造

1.6　原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤

1.6.1　調査内容

1.6.1.1　ボーリング調査

1.6.1.2　ボアホールテレビ調査

1.6.1.3　室内試験

1.6.1.4　原位置調査

1.6.2　調査結果

1.6.2.1　原子炉施設設置位置の地質・地質構造

1.6.2.2　室内試験結果

1.6.2.3　原位置試験結果

1.7　原子炉施設設置位置付近の地盤の安定性評価

1.7.1　耐震重要施設の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価

1.7.1.1　基礎地盤の安定性評価

1.7.1.2　周辺斜面の安定性評価

1.7.2　常設重大事故等対処施設の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価
1.7.2.1　基礎地盤の安定性評価
1.7.2.2　周辺斜面の安定性評価
1.8　地質調査に関する実証性
1.8.1　各種調査・試験の実施会社の選定
1.8.2　地質調査の計画
1.8.3　各種調査・試験実施に当たっての管理体制
1.8.3.1　実施会社の作業管理体制
1.8.3.2　当社の作業管理体制
1.8.3.3　各種調査・試験の管理及び指導
1.9　地質調査結果の評価・とりまとめ
1.10　参考文献

2. 水　　理
2.1 海　　象
2.1.1 潮　　位

3.　地　　震
3.1　概　　要
3.2　敷地周辺の地震発生状況
3.2.1　過去の被害地震
3.2.2　敷地周辺の地震活動
3.3　活断層の分布状況
3.4　地震の分類
3.4.1　内陸地殻内地震

3.4.2　プレート間地震

3.4.3　海洋プレート内地震

3.4.4　その他の地震

3.5　敷地地盤の振動特性

3.5.1　解放基盤表面の設定

3.5.2　地震観測

3.5.3　敷地周辺の地盤構造

3.5.4　地下構造モデル

3.6　基準地震動S_S

3.6.1　敷地事に震源を特定して策定する地震動

3.6.1.1　内陸地殻内地震

3.6.1.1.1　検討用地震の選定

3.6.1.1.2　検討用地震の地震動評価

3.6.1.2　プレート間地震

3.6.1.2.1　検討用地震の選定

3.6.1.2.2　検討用地震の地震動評価

3.6.1.3　海洋プレート内地震

3.6.1.3.1　検討用地震の選定

3.6.1.3.2　検討用地震の地震動評価

3.6.2　震源を特定せず策定する地震動

3.6.2.1　評価方針

3.6.2.2　既往の知見

3.6.2.3　検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集

3.6.2.3.1　Ｍｗ6.5 以上の地震

3.6.2.3.2　Ｍｗ6.5 未満の地震

3.6.2.3.3 震源を特定せず策定する地震動の設定
3.6.3 基準地震動S_Sの策定
3.6.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
3.6.3.1.1 応答スペクトルに基づく手法による基準地震動S_S
3.6.3.1.2 断層モデルを用いた手法による基準地震動S_S
3.6.3.2 震源を特定せず策定する地震動による基準地震動S_S
3.6.3.3 基準地震動S_Sの時刻歴波形
3.7 基準地震動S_Sの年超過確率の参照
3.8 参考文献

4. 社会環境
4.1 産業活動
4.2 交通運輸

5. 気　　象
5.2 最寄りの気象官署の資料による一般的気象
5.2.3 最寄りの気象官署の資料における一般的気象
5.2.4 発電用原子炉設置変更許可申請書（総室発第 31 号）に係る最寄りの気象官署の資料による一般気象
5.2.5 その他の資料による一般気象
5.2.5.1 竜　　巻
5.2.5.2 森林火災
5.3 敷地での気象観測
5.4 敷地における気象観測結果
5.5 安全解析に使用する気象条件

5.6　参考文献

6.　津　　波

6.1　津波評価の方針

6.2　基準津波の策定

6.2.1　敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波

6.2.2　地震に起因する津波

6.2.2.1　プレート間地震に起因する津波

6.2.2.1.1　津波波源の設定

6.2.2.1.1.1　検討対象領域

6.2.2.1.1.2　津波波源の設定に反映する知見の分析

6.2.2.1.1.3　津波波源の設定方針

6.2.2.1.2　津波評価

6.2.2.1.2.1　波源モデルの設定

6.2.2.1.2.2　数値計算

6.2.2.2　海洋プレート内地震に起因する津波

6.2.2.2.1　津波波源の設定

6.2.2.2.2　津波評価

6.2.2.2.2.1　波源モデルの設定

6.2.2.2.2.2　数値計算

6.2.2.3　海域活断層による地殻内地震に起因する津波

6.2.2.3.1　津波波源の設定

6.2.2.3.2　津波評価

6.2.2.4　地震による津波水位の評価

6.2.3　地震以外に起因する津波

6.2.3.1　陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波
6.2.3.2　火山現象に起因する津波
6.2.4　津波発生要因の組み合わせの検討
6.2.5　基準津波の選定
6.2.5.1　基準津波の津波波源の選定
6.2.5.2　基準津波の設定
6.3　基準津波の年超過確率の参照
6.4　基準津波に対する安全性
6.5　参考文献

7.　火　　山
7.1　検討の基本方針
7.2　調査内容及び検討内容
7.2.1　文献調査
7.2.2　地形・地質調査及び火山学的調査
7.3　発電所に影響を及ぼし得る火山の抽出
7.3.1　完新世に活動を行った火山
7.3.1.1　高原山
7.3.1.2　那須岳
7.3.1.3　男体・女峰火山群
7.3.1.4　日光白根山
7.3.1.5　赤城山
7.3.1.6　燧ヶ岳
7.3.1.7　安達太良山
7.3.1.8　磐梯山

7.3.1.9　沼沢

7.3.1.10　吾妻山

7.3.1.11　榛名山

7.3.2　完新世に活動を行っていない火山のうち将来の火山活動可能性が否定できない火山

7.3.2.1　笹森山

7.3.2.2　子持山

7.3.3　発電所に影響を及ぼし得る火山

7.4　運用期間中における火山活動に関する個別評価

7.4.1　活動履歴に関する文献調査

7.5　火山事象の影響評価

7.5.1　降下火砕物

7.5.1.1　層厚に関する評価

7.5.1.2 粒径及び密度に関する評価

7.5.2　火山性土石流，火山泥流及び洪水

7.5.3　火山から発生する飛来物（噴石）

7.5.4　火山ガス

7.5.5　その他の事象

7.6　参考文献

8.　竜　　巻

8.1　竜　　巻

8.1.1　竜巻検討地域の設定

8.1.2　基準竜巻の最大風速の設定

8.1.3　設計竜巻の最大風速の設定

8.1.4　設計竜巻の特性値の設定

8.2　参考文献

9.　生　　物

9.1　海生生物

9.2　植　　生

1.　地　　盤

1.1　敷地の概況

敷地の所在は茨城県那珂郡東海村で東京の北方約 130km，茨城県太平洋岸の北部（北緯 36°27’57”，東経 140°36’24”）に位置し，隣接する東海発電所の敷地を含めた敷地全体の広さは約 81 万 m^2（東海第二発電所の広さは約 75 万 m^2）である。そのうち，約 11 万 m^2は国立研究開発法人日本原子力研究開発機構から土地の権利を得て発電用原子炉施設を設置する。

敷地に近いおもな都市には，水戸市（南西約 15km），ひたちなか市（西南約 11km）及び日立市（北方約 15km）がある。

1.2　調査の経緯

1.2.1　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，陸域については文献調査，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査等を実施した。

また，海域については文献調査のほか，海上音波探査及び他機関が実施した周辺海域の海上音波探査の記録解析を実施した。

1.2.2　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，陸域については文献調査，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査等を実施した。

また，海域については文献調査のほか，海上音波探査及び他機関が実施した周辺海域の海上音波探査の記録解析を実施した。

1.2.3　敷地の調査

敷地の地質・地質構造を把握するため，敷地について文献調査，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査，ボーリング調査等を実施した。

1.3　敷地周辺の地質・地質構造

1.3.1　調査内容

1.3.1.1　文献調査

敷地周辺陸域の地形及び地質・地質構造に関する主要な文献としては，通商産業省工業技術院地質調査所（現　国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター及び活断層研究センター）（以下，それぞれ「地質調査所」，「地質調査総合センター」という。）発行の「地域地質研究報告（5万分の1図幅）」のうち，「那珂湊（なかみなと）」（1972）[1]，「磯浜（いそはま）」（1975）[2]，「石岡」（1981）[3]，「日本炭田図Ⅰ　5万分の1常磐炭田地質図」（1957）[4]，「7万5千分の1地質図－鉾田（ほこた）」（1926）[5]，「7万5千分の1地質図－筑波」（1927）[6]，「7万5千分の1地質図－助川」（1935）[7]，「20万分の1地質図－水戸（第2版）」（2001）[8]，「20万分の1地質図－白河」（2007）[9]，「活断層データベース」（2016）[10]，「20万分の1日本シームレス地質図データベース」（2015）[11]，「100万分の1日本地質図第3版（ＣＤ－ＲＯＭ第2版）」（2003）[12]，経済企画庁発行の「20万分の1土地分類図－茨城県」（1973）[13]，「5万分の1土地分類基本調査－水戸」（1969）[14]，茨城県発行の「5万分の1土地分類基本調査」のうち「石岡」（1980）[15]，「磯浜・鉾田」（1989）[16]，「那珂湊」（1990）[17]，「高萩・大津」（1995）[18]，「日立」（1995）[19]，「大子（だいご）・喜連川」（2002）[20]，「常陸大宮・烏山」（2002）[21]，「水戸」（2003）[22]，小池の「茨城県東海村付近の地形発達」（1960）[23]，活断層研究会編の「日本の活断層」（1980）[24]，「新編　日本の活断層」（1991）[25]，地質調査所発行の「50万分の1活構造図－東京（第2版）」（1997）[26]，「50万分の1活構造図－新潟」（1984）[27]，同所編の「日本地質アトラス（第2版）」（1992）[28]，「日本の海成段丘アトラ

ス」（2001）[29]，中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」（2002）[30]，地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下「地震調査委員会」という。）「関東地域の活断層の長期評価（第一版）」（2015）[31]等がある。

敷地周辺海域の地形及び地質・地質構造に関する主要な文献としては，海上保安庁水路部（現海上保安庁海洋情報部）発行の「海底地質構造図（20 万分の 1）」のうち「鹿島灘（かしまなだ）」（1980）[32]，「塩屋埼（しおやざき）沖」（1981）[33]，地質調査所発行の「海洋地質図」のうち「日本海溝・千島海溝南部およびその周辺広域海底地質図（100 万分の 1）」（1978）[34]，「鹿島灘海底地質図（20 万分の 1）」（1986）[35]，「塩屋埼沖海底地質図（20 万分の 1）」（2001）[36]，第二港湾建設局横浜調査設計事務所・茨城県の「首都圏流通港湾自然条件調査報告書」（1972）[37]，加賀美・奈須の「古久慈（くじ）川－後氷期海面上昇による埋積谷」（1964）[38]，徳山他の「日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史」（2001）[39]，米谷（まいや）他の「鹿島灘」（1981）[40]，高柳の「第四紀海洋古環境－鹿島沖ＳＫ－1 の研究－」（1984）[41]，亀尾・佐藤の「石灰質ナンノ化石層序の最近の知見とその応用－とくに常磐海域坑井の新第三系・第四系層序について－」（1999）[42]等がある。

また，重力異常に関する文献としては，地質調査総合センター編の「日本重力データベース　ＤＶＤ版」（2013）[43]等がある。

これらの文献により敷地周辺の地形及び地質・地質構造の概要を把握した。

1.3.1.2　広域地質・地質構造調査

(1)　敷地周辺陸域の調査

文献調査の結果を踏まえ，敷地を中心とする半径約 30km の範囲（以下「敷地周辺陸域」という。）及びその周辺陸域において，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査等を実施した。

変動地形学的調査は，国土地理院等で撮影された主に縮尺 2 万分の 1 の空中写真，米軍により撮影された縮尺 4 万分の 1 の空中写真及び国土地理院発行の縮尺 5 万分の 1，2 万 5 千分の 1 の地形図等を使用して，空中写真判読等を行った。空中写真判読にあたっては段丘面などの地形要素を抽出して分類するとともに，活断層や活褶曲等の地殻変動に起因した地形である変動地形に着目して，その可能性のある地形（以下「リニアメント」という。）を抽出し，必要に応じてその詳細を航空レーザー測量等により検討した。これらの結果に基づいて敷地周辺陸域のリニアメント分布図及び段丘面分布図を作成した。

地表・地質調査は，変動地形学的調査に使用した空中写真，地形図，リニアメント分布図，段丘面分布図等を使用して実施するとともに，必要に応じてボーリング調査，トレンチ調査等を実施した。

地球物理学的調査は，地下深部構造を把握する目的で反射法地震探査等を実施した。

これらの調査結果に基づいて，敷地周辺陸域の地質図，地質断面図等を作成した。

(2)　敷地周辺海域の調査

敷地を中心とする半径約 30km の範囲を含む沿岸方向約 70km，沖合方向約 40km の海域（以下「敷地前面海域」という。）及びその周辺海域において，石油公団及び石油開発公団（現独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構，以下「石油公団」という。），地質調査所等により詳細な調査が実施されており，これらの海上音波探査記録解析を行った。解

析は，石油公団が実施したエアガン・マルチチャンネル方式による海上音波探査記録，地質調査所が実施したエアガン・シングルチャンネル方式による海上音波探査記録等，合わせて総延長約2,100kmの解析を実施した。

さらに，海底の地形及び地質・地質構造に関する資料を得るため，敷地前面海域において，ブーマー，ウォーターガン及びエアガンを音源としたマルチチャンネル方式の海上音波探査を実施した。浅部の地質構造を把握するためのブーマー・マルチチャンネル方式の探査は，沿岸方向約60km，沖合方向約5kmの範囲で，約1km×約1kmの格子状の測線配置を原則として実施した。浅部から中深部の地質構造を把握するためのウォーターガン・マルチチャンネル方式の探査は，沿岸方向約70km，沖合方向約50kmの範囲で，約2km×約4kmの格子状の測線配置を原則として実施した。また，必要に応じて深部の地質構造を把握するためのエアガン・マルチチャンネル方式の探査を実施した。測線の総延長は約2,700kmである。

海域の地層の年代については，試掘井「鹿島沖ＳＫ－１」（石油資源開発株式会社が実施）の試料を用いた米谷他（1981）[40]，試掘井「常陸沖－１」（帝国石油株式会社他が実施）の試料を用いた亀尾・佐藤（1999）[42]等の結果から年代対比を行い評価した。

これらの調査結果に基づいて，敷地前面海域の海底地形図，海底地質図，海底地質断面図等を作成した。

1.3.2　敷地周辺陸域の調査結果

敷地周辺陸域の地形及び地質・地質構造は，文献調査，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査等の結果によると以下のとおりである。

1.3.2.1　敷地周辺陸域の地形

敷地周辺陸域の地形図を第1.3－1図に示す。

敷地周辺陸域は，茨城県の中央から北部に位置し，東側は太平洋に面している。

周辺陸域の地形は，関東北部山地にあたる八溝山地及び久慈山地，阿武隈山地の南部にあたる多賀山地並びに関東平野の北東部にあたる那珂台地，東茨城台地等からなる。

敷地は，那珂台地東部に位置する。

(1)　八溝山地

八溝山地は，敷地周辺陸域の北西部から西部にかけてほぼ南北に細長く広がる。東側は，久慈川を挟んで久慈山地に接する。山地は，東西方向に延びるいくつかの谷により，八溝山塊，鷲子山塊，鶏足山塊，筑波山塊に分けられ，敷地周辺陸域では，那珂川の谷の北側に鷲子山塊が，南側に鶏足山塊が位置する。山地の起伏は小さくなだらかで，稜線の標高は約500m以下である。主な山は，鷲子山（標高41m），尺丈山（標高512m），鶏足山（標高431m），花香月山（標高378m）等である。山地の縁には丘陵地があり，鷲子山塊南東で久慈川と那珂川に挟まれて位置する瓜連丘陵と，鶏足山塊東縁の友部丘陵に分けられる。これらの丘陵地の背面の高度は良く揃い，一部平坦面を残す。背面の標高は，瓜連丘陵で約90m～約130m，友部丘陵で約80m～約100mである。八溝山地の東を限る久慈川は，蛇行して南流し，周囲に低地と数段の段丘が形成されている。

(2)　久慈山地

久慈山地は，久慈川と里川に挟まれた南北に細長い山地である。山地の

起伏はやや大きく，久慈川の東側では急崖をなす。稜線の標高は約 600m～約 300m で，南へ高度を減じている。主な山は男体山（標高 654m）である。山地内には，ほぼ南北で直線的に延びる山田川の谷，山地の東縁でほぼ南北に延びる里川のやや幅の広い谷があり，周囲に小規模な低地と数段の段丘が形成されている。

(3)　多賀山地

多賀山地は，里川の東側に位置し，太平洋に面する。山地の起伏は小さく，東に緩く傾斜する高原状の地形をなす。稜線の標高は約 300m～約 600m である。主な山は，妙見山（標高 652m），堅破山（標高 658m）等である。山地内には谷が細かく樹枝状に入り，低地が小規模に分布する。また，山地の東縁には常磐海岸台地があり，海岸線に沿って海側へ緩く傾斜する平坦面が連続する。平坦面は南へ低くなり，標高は約 30m～約 60m である。台地の北部では，花貫川，関根川等の河川に沿って低地が発達し，周囲に数段の段丘が形成されている。南部は主に海岸線に沿う平坦面からなり，東縁で海食崖をなす。

(4)　那珂台地周辺

那珂台地，東茨城台地，鹿島台地等は敷地の西側から南側に広がる。

那珂台地は，久慈川と那珂川で境された台地で，主に海成段丘からなり，北東部には東海村が位置している。この台地の標高は約 20m～約 55m で，東側に徐々に高度を減じ，海岸付近は砂丘に覆われている。久慈川及び那珂川の周囲には，低地と数段の段丘が形成されている。

東茨城台地は，那珂川と巴川で境された台地で，東側の鹿島台地とは涸沼川支流の大谷川，巴川支流の鉾田川により境されている。東茨城台地の北部には水戸市が位置し，標高は約 20m～約 50m である。東茨城台地の中央部を東西に流れる涸沼川と台地の縁をなす巴川等の周囲には，低

地と数段の段丘が形成されている。

鹿島台地は，鹿島灘に沿って南北に延びる帯状の台地である。台地中央部の標高は約 40m で，東西両側に高度を減じている。

1.3.2.2　敷地周辺陸域の地質

敷地周辺陸域及びその周辺陸域の地質層序表を第 1.3－1 表に，敷地周辺陸域の地質図を第 1.3－2 図に，地質断面図を第 1.3－3 図に示す。これによると，八溝山地には，鷲子山塊の北部に，主に先新第三系の砂岩，頁岩，チャート等からなる堆積岩類が分布し，南部には主に新第三系の砂岩，泥岩及び礫岩からなる堆積岩類並びに火山砕屑岩類が分布する。鶏足山塊にも，主に先新第三系の砂岩，頁岩，チャート等からなる堆積岩類が分布する。久慈山地には，主に新第三系の砂岩，泥岩及び礫岩からなる堆積岩類，火山岩類並びに火山砕屑岩類が分布する。多賀山地には，先新第三系の主に粘板岩～砂岩及び片岩～片麻岩類からなる堆積岩～変成岩類並びに花崗岩類等からなる深成岩類が分布する。また，多賀山地東方の常磐海岸台地の北部では，主に古第三系，新第三系の砂岩，泥岩，礫岩等からなる堆積岩類が分布する。那珂台地周辺部の丘陵地及び台地には，主に第四系更新統が広く分布し，那珂台地縁辺部には新第三系の泥岩等からなる堆積岩類が分布する。低地には完新統の沖積層が，海岸部には砂丘砂層が分布する。なお，ひたちなか市磯崎町から東茨城郡大洗町にかけての海岸部には，先新第三系の砂岩，泥岩，礫岩等からなる堆積岩類が小規模に分布する。

(1)　先新第三系

先新第三系は，主に八溝山地にジュラ系等，多賀山地に古生界，ひたちなか市付近の海岸部に白亜系～古第三系，常磐海岸台地北部に古第三系

が分布する。これらは，八溝層群，日立古生層（日立変成岩類）及び竹貫変成岩類，那珂湊層群及び大洗層並びに白水（しらみず）層群に区分される。

a．八溝層群

八溝層群は，主に砂岩，頁岩及びチャートからなり，山塊北部及び鶏足山塊に広く分布するほか，久慈郡大子町所谷（ところや）から常陸大宮市家和楽（やわら）にかけての久慈川左岸部等にも分布する。指田・堀（2000）[44]等によれば，本層群は産出化石からジュラ系と，一部は三畳系，ペルム系及び石炭系とされている。

b．日立古生層（日立変成岩類）及び竹貫変成岩類

日立古生層（日立変成岩類）は，主に粘板岩～砂岩及び片岩～片麻岩類からなる堆積岩～変成岩類からなり，多賀山地の南部に分布する。本層は，下位から玉簾層，赤沢層，大雄院層，鮎川層等に区分される。下位ほど変成度が高く，玉簾層は片麻岩類，赤沢層は片岩類からなり，これらの地層は蛇紋岩を伴う場合がある。大雄院層は大理石及び千枚岩，鮎川層は粘板岩，砂岩及び石灰岩からなる。田切他（2010）[45]等によれば，産出化石から大雄院層，鮎川層はそれぞれ下部石炭系，下部ペルム系とされ，Tagiri et al.（2011）[46]等によるウラン－鉛法によるジルコン粒子の年代値（約 500Ma）から，玉簾層，赤沢層の原岩年代はカンブリア紀とされている。また植田他（1969）[47]等によるカリウム－アルゴン法による変成年代値（約 120Ma～100Ma）は前期白亜紀の後期である。

竹貫変成岩類は片麻岩類からなり，多賀山地の西縁部に部分的に分布する。金光他（2011）[48]等によれば，多賀山地南西部に分布する竹貫変成岩類（西堂平変成岩類）は， ウラン－鉛法によるジルコン粒子の最も若い年代値（約 175Ma～154Ma）から，原岩年代は，ジュラ紀と

されている。また植田他（1969）[47]等によるカリウムーアルゴン法による変成年代値（約 120Ma～100Ma）は前期白亜紀の後期である。

c．那珂湊層群及び大洗層

那珂湊層群は，砂岩，泥岩及び礫岩からなり，ひたちなか市磯崎付近の海岸部に分布する。本層群は，下位から築港（ちくこう）層，平磯（ひらいそ）層及び磯谷（いそあい）層に区分される。坂本他（1972）[1]等によれば，本層群は産出化石から上部白亜系とされている。

大洗層は，礫岩，砂岩，泥岩等からなり，大洗町付近の海岸部に分布する。坂本他（1972）[1]等によれば，本層は産出化石から上部白亜系又は古第三系とされている。斎木他（2005）[49]によれば，大型植物化石の再鑑定の結果，白亜系でないとされており，古第三系の可能性が高い。小野（2000）[50]による礫岩に含まれる片岩及び花崗岩礫のカリウムーアルゴン法年代値（約 100Ma～64Ma）はおおよそ後期白亜紀である。

d．白水層群

白水層群は，砂岩，泥岩，礫岩及び石炭からなり，西側に分布する阿武隈花崗岩類を不整合に覆って，主に北茨城市中郷（なかごう）町から日立市川上にかけて分布する。本層群は，下位から岩城（いわき）層，浅貝（あさがい）層及び白坂（しらさか）層に区分される。須藤他（2005）[51]等によれば，本層群は産出化石から古第三系上部始新統～下部漸新統とされている。木村（1988）[52]による白坂層のフィッション・トラック年代値（約 29Ma）は前期漸新世である。

(2)　新第三系

新第三系は，主に久慈山地，八溝山地の鷲子山塊南部，鶏足山塊東縁部，多賀山地東部の常磐海岸台地，多賀山地南西縁部及び那珂台地縁辺部に広く分布している。これらは，中新統の金砂郷（かなさごう）層群，東金砂山（ひがしかなさやま）層，多賀

層群，鮮新統～更新統の久米(くめ)層等に区別される。

a．金砂郷層群

金砂郷層群は，砂岩，砂岩泥岩互層，泥岩，礫岩，デイサイト，凝灰岩等からなり，主に久慈山地西部，鷲子山塊南部及び鶏足山塊東縁部に分布し，先新第三系の八溝層群を不整合に覆っている。

本層群は，久慈山地では，大槻（1975）[53]の北田気(きたたげ)層，浅川層，男体山火山角礫岩，西染(にしぞめ)層，大門(おおかど)層，瑞龍(ずいりゅう)層，源氏川層等に相当する。ここでは，これらの地層を一括して金砂郷層群と呼ぶ。天野他（2011）[54]等によれば，本層群は産出化石から下部中新統の最上部～中部中新統の最下部とされている。また，天野（1991）[55]による北田気層に挟まれる凝灰岩のフィッション・トラック年代値（約17Ma）及び国府田他（2003）[56]による浅川層に挟まれる凝灰岩のフィッション・トラック年代値（約 16Ma）は，前期中新世の後期である。なお，天野他（2004）[57]は男体山火山角礫岩のカリウムーアルゴン年代値（約13Ma）を得ているが，天野他（2011）[54]によれば，化石年代，古地磁気年代と整合的でなく，年代の若化を受けている可能性があるとされている。実施した珪藻化石分析によれば，本層群最上部の源氏川層は中部中新統の最下部である。

b．東金砂山層

東金砂山層は，礫岩，砂岩等からなり，主に久慈山地の中央部から東側にかけての里川と山田川に挟まれた地域に分布し，阿武隈花崗岩類及びそれらのカタクレーサイトを不整合に覆っている。大槻（1975）[53]等によれば，本層は金砂郷層群の上部及び多賀層群の下部と指交関係にあることから，おおよそ中部中新統とされている。

c．多賀層群

多賀層群は，主に砂質泥岩からなり，ひたちなか市部田野等では凝灰岩を伴っている。本層群は，常磐海岸台地及び多賀山地南西縁部に広く分布するほか，那珂台地縁辺部，東茨城台地北部，友部丘陵東部，久慈山地南端部等にも分布する。本層群は，多賀山地周辺では阿武隈花崗岩類，日立変成岩類及び白水層群を不整合に覆い，久慈山地南端部から友部丘陵にかけては，金砂郷層群を大部分の地域で不整合に覆っている。須藤他（2005）[51]等によれば，本層群は産出化石から中部～上部中新統とされており，実施した珪藻及び石灰質ナンノ化石分析によれば，中部中新統の上部～上部中新統の下部である。柳沢他（2004）[58]による多賀層群に挟まれる火山灰層のカリウムーアルゴン法年代値（約12Ma～10Ma）は，中期中新世の後期～後期中新世の前期である。

d．離山層

離山層は，主に凝灰岩からなり，多賀山地南縁部に小規模に分布する。本層は，多賀層群を不整合に覆っている。吉岡他（2001）[8]等によれば，本層は産出化石などから下部鮮新統とされている。

e．久米層

久米層は，主に砂質泥岩からなり，久慈山地南縁部及び多賀山地南縁部に広く分布するほか，常磐海岸台地の海岸沿いの一部，那珂台地東縁部等にも分布する。本層は，金砂郷層群，東金砂山層及び多賀層群を不整合に覆っている。柳沢他（1989）[59]等によれば，本層は産出化石から鮮新統とされており，実施した珪藻及び石灰質ナンノ化石分析によれば，新第三系鮮新統～第四系下部更新統である。岩野他（2004）[60]による凝灰質砂岩のフィッション・トラック年代値（約 3.9Ma）は，前期鮮新世である。

(3)　第四系

第四系は，主に丘陵地，台地及び低地に広く分布する。これらは，中部更新統の東茨城層群，上部更新統の段丘堆積物並びに完新統の沖積層及び砂丘砂層に区分される。

ａ．東茨城層群

東茨城層群は，八溝山地東縁の瓜連丘陵及び友部丘陵，多賀山地東縁の常磐海岸台地の南部，那珂台地，東茨城台地等にまとまって分布するほか，久慈山地の里川沿いに小規模に分布する。本層群は，瓜連丘陵では坂本・宇野沢（1976）[61]による引田（ひきた）層等，友部丘陵では坂本・宇野沢（1979）[62]による友部層等，常磐海岸台地の南部ではＨ面を構成する堆積物，那珂台地，東茨城台地等では，坂本他（1981）[3]による石崎層，笠神（かさがみ）層，見和層下部及び見和層中部に，大井・横山（2011）[63]による藪層，上泉（かみいずみ）層，清川（きよかわ）層，横田層及び木下層の剣尺（けんじゃく）部層に，山元（2013）[64]による笠神層及び夏海層に相当する。ここでは，これらの地層を一括して東茨城層群と呼ぶ。

小池他（1985）[65]は，瓜連丘陵に分布する所貫（ところぬき）礫層を大田原火砕流堆積物（約 30 万年前；久保他，2007[9]）の二次堆積物が覆うとし，貝塚他（2000）[66]は，友部丘陵を構成する海成砂層について，海洋酸素同位体ステージ（以下「ＭＩＳ」という。）9 に形成されたものとしている。大井・横山（2011）[63]及び大井他（2013）[67]は，藪層～木下層の剣尺部層をＭＩＳ9～5e の間に，山元（2013）[64]は，笠神層及び夏海層をＭＩＳ7 に形成されたものとしている。

本層群は，瓜連丘陵等では，礫，砂及びシルトからなる。礫は風化し，一部でくさり礫化している。友部丘陵，常磐海岸台地の南部，那珂台地，東茨城台地等では，主に細粒～中粒の砂からなり，敷地の西側付近及び涸沼付近では，礫あるいはシルトからなる。

本層群は，南関東の下末吉面～小原台面に対比されるＭ１面より高位にあるＨ面を形成していること，那珂台地，東茨城台地等ではＭ１段丘堆積物に不整合に覆われていることから，中部更新統と考えられ，Ｈ面は南関東の多摩面（ＭＩＳ13～7；貝塚・松田編，1982[68]）に対比される。

ｂ．段丘堆積物

段丘堆積物は，海岸及び河川に沿って分布する。段丘堆積物は，段丘面の分布，堆積物の層相，火山灰層との関係等に基づいて，Ｍ１段丘堆積物，Ｍ２段丘堆積物，Ｍ３段丘堆積物，Ｍ４段丘堆積物，Ｌ１段丘堆積物，Ｌ２段丘堆積物，Ｌ３段丘堆積物及びＬ４段丘堆積物に区分される。Ｍ１段丘堆積物は，那珂台地，東茨城台地，鹿島台地，常磐海岸台地の南部等で太平洋に面して連続的に分布する。この堆積物からなるＭ１面は，広く平坦で海側へ緩く傾斜した海成面の形態を示す。Ｍ２段丘堆積物からＬ４段丘堆積物は，河川沿いに分布する。これらの堆積物からなる段丘面は，現河川と同程度あるいはやや急な勾配で下流方向にやや傾斜した河成面の形態を示す。これらの段丘面には，下流部で沖積面下に埋没するものも見られる。段丘面の分布を第1.3－4図に示す。

Ｍ１段丘堆積物は，那珂台地，東茨城台地，鹿島台地及び常磐海岸台地の南部に連続的に広く分布するほか，久慈川沿い，常磐海岸台地の北部の花貫川沿い等に分布する。坂本他（1972）[1]，坂本（1975）[2]及び坂本他（1981）[3]は，那珂台地及び東茨城台地に分布する堆積物を見和層とし，このうち見和層上部を最終間氷期の高海水準期に形成された海成層としている。また，見和層の上位には見和層の堆積面が陸化した後に水中で堆積したと考えられる茨城粘土層が分布するとしている。鈴木（1989）[69]は，那珂台地及び東茨城台地の主部をなす平坦面を

それぞれ那珂台地面及び東茨城台地面とし，那珂台地中央部では，堆積物の上部に箱根吉沢下部7テフラ （約13万年前；鈴木，1989[69]），赤城水沼 9，10 テフラ（約 13 万年前；鈴木，1990[70]）等を，海岸付近のひたちなか市部田野では，堆積物中の最上部に鬼界葛原テフラ（約9.5万年前；町田・新井，2003[71]）を認め，これらの台地面は，ＭＩＳ5e からＭＩＳ5c にかけて形成されたとしている。ただし，赤城水沼9，10テフラは，箱根吉沢下部6～8テフラとほぼ同時期の降灰とされ，箱根吉沢下部 6～8 テフラのフィッション・トラック年代測定値が約 13 万年前(町田・鈴木，1971[72]及び町田，1977[73])であることから，約 13 万年前の降灰とされているが，箱根吉沢下部 6～8 テフラは，東京・横浜地区の下末吉段丘堆積物の上位に堆積した風成ローム層下部と確認されていることから，ＭＩＳ5e のピーク（最新の知見で約 12.3 万年前）直後の海退期（約 12 万年前）に降灰したものと判断され，赤城水沼9，10テフラも同様に約12万年前に降灰した可能性がある（第1.3－5 図）。また，常磐海岸台地の平坦面を田尻浜Ⅰ面及び田尻浜Ⅱ面とし，それぞれＭＩＳ5e 及びＭＩＳ5c に形成されたとしている。大井他（2013）[67]は木下層の行方部層及び常総層とし，ＭＩＳ5d に，山元（2013）[64]は見和層及び茨城層とし，ＭＩＳ5e からＭＩＳ5c にかけて形成されたとしている。

那珂台地等では，堆積物は主に砂からなり，礫及びシルトの薄層を伴う。下部には貝化石を含み，上部には貝の痕跡や波打際付近に棲息した生物の痕跡である白斑状の生痕（以下「白斑状生痕」という。）が認められるなど，海成の堆積物からなる。また，最上部には淡水環境で堆積したと考えられる粘土層及び砂礫層が薄く分布する。常磐海岸台地の北部の高萩市上和野では，堆積物は砂礫を主体とし，河成の堆積物からな

る。

ひたちなか市長砂及び鹿島灘沿岸では，白斑状生痕の上位で砂とシルトの互層中に，厚さ 3cm 程度で赤城水沼 9，10 テフラが認められる。また，鬼界葛原テフラが，ひたちなか市部田野では堆積物の最上部に，高萩市上和野では風化火山灰層の最下部に認められる。

これらのことから，Ｍ１面は，箱根吉沢下部 7 テフラ及び赤城水沼 9，10テフラ降下堆積以後から鬼界葛原テフラ降下堆積頃にかけて形成されたと推定され，南関東の下末吉面～小原台面（ＭＩＳ５ｅ～5c；貝塚・松田編，1982[68]等）に対比される。

Ｍ２段丘堆積物は，久慈川，那珂川及び涸沼川等の河川に沿って分布し，下流部で広く分布する。坂本他（1972）[1]，坂本（1975）[2]等は，久慈川下流部の段丘礫層を額田（ぬかた）段丘礫層，那珂川下流部の段丘礫層を上市（うわいち）段丘礫層とし，Ｍ１段丘堆積物以後に形成された河成段丘礫層としている。貝塚他編（2000）[66]等は，この堆積物からなる段丘面を額田段丘及び上市段丘とし，ＭＩＳ5a に対比している。久慈川及び那珂川沿いでは，堆積物は主に礫，砂からなり，涸沼川等の台地部の河川沿いでは，礫混じり砂を主体とする。これらの堆積物は，いずれも下位のＭ１段丘堆積物等を削り込んでいる。堆積物を覆う風化火山灰層は，中部に赤城鹿沼テフラ（約 4.5 万年前以前；町田・新井，2003[71]等）が，下部に赤城水沼 1 テフラ（約 6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003[71]等）が認められる。これらのことから，Ｍ２面は赤城水沼 1 テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の武蔵野面のＭ２面（ＭＩＳ5a；貝塚・松田編，1982[68]等）に対比される。

Ｍ３段丘堆積物は，久慈川及び那珂川の下流にややまとまって分布するほか，河川沿いに断片的に分布する。貝塚他編（2000）[66]等は，

この堆積物からなる段丘面を塩ヶ崎段丘とし，ＭＩＳ4 に対比している。久慈川及び那珂川沿いでは，堆積物は礫を主体とする。堆積物を覆う風化火山灰層の最下部に赤城水沼 1 テフラ（約 6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003[71]等）が認められる。Ｍ３面は，Ｍ２面との境で段丘崖をなすことから，Ｍ２面の形成以降，赤城水沼 1 テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の武蔵野面のＭ３面（ＭＩＳ4；貝塚・松田編，1982[68]等）に対比される。

Ｍ４段丘堆積物は，Ｍ３段丘堆積物の縁に分布する。Ｍ４面はＭ３面との境で段丘崖をなすが，比高は小さいことからＭ３面形成に引き続き形成されたと推定される。

Ｌ１段丘堆積物は，久慈川，那珂川，山田川，里川等の主に中流から下流に分布する。堆積物は礫を主体とし，堆積物の下部に榛名八崎（はるなはっさき）テフラ （約 5.0 万年前；町田・新井，2003[71]等）が認められる。また，堆積物を覆う風化火山灰層の最下部に赤城鹿沼（かぬま）テフラ（約 4.5 万年前；町田・新井，2003[71]等）が認められる。これらのことから，Ｌ１面は榛名八崎テフラ降下堆積以降，赤城鹿沼テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の立川面のＴｃ1面（ＭＩＳ3；貝塚・松田編，1982[68]等）に対比される。

Ｌ２段丘堆積物は，河川に沿って局所的に分布し，主に礫，砂からなる。堆積物を覆う風化火山灰層の下部に姶良（あいら）Ｔｎテフラ （約 2.9 万年前～約2.6万年前；町田・新井，2003[71]等）が認められることから，Ｌ２面は，姶良Ｔｎテフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の立川面のＴｃ２面（ＭＩＳ3；貝塚・松田編，1982[68]等）に対比される。

Ｌ３段丘堆積物は，河川に沿って局所的に分布し，主に礫，砂からな

る。堆積物を覆う風化火山灰層中に男体七本桜（しちほんざくら）テフラ・男体今市（なんたいいまいち）テフラ（約1.5万年前～約1.4万年前；町田・新井，2003[71]等）が認められることから，Ｌ３面は，男体七本桜テフラ・男体今市テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の立川面のＴｃ３面（ＭＩＳ2；貝塚・松田編，1982[68]等）に対比される。

Ｌ４段丘堆積物は，河川に沿って局所的に分布し，主に礫，砂からなる。堆積物中に男体七本桜テフラ・男体今市テフラが認められることから，Ｌ４面は，男体七本桜テフラ・男体今市テフラ降下堆積以降に形成されたと推定される。

ｃ．沖積層

沖積層は，未固結の砂，シルト及び礫からなり，久慈川，那珂川，涸沼川等の下流部に広く分布するほか，現河川に沿って丘陵地，山地内に細長く分布する。

ｄ．砂丘砂層

砂丘砂層は，未固結の淘汰の良い細粒砂～中粒砂からなり，太平洋岸の東海村豊岡から鉾田市にかけての海岸線に分布し，東海村からひたちなか市阿字ヶ浦にかけては，北東―南西方向の砂丘列がみられる。

(4)　深成岩類

深成岩類は，主に阿武隈山地南部の多賀山地に広く分布する阿武隈花崗岩類及び八溝山地等に点在する八溝花崗岩類に区分される。

阿武隈花崗岩類は，主に黒雲母花崗閃緑岩からなる。本岩類は，松本他（2014）[74]等のカリウムーアルゴン法による年代測定結果（約 108Ma～89Ma）等から，前期白亜紀の後期～後期白亜紀の前期に日立変成岩類及び竹貫（たかぬき）変成岩類に貫入したと考えられる。また，阿武隈花崗岩類の南

東端部には片状花崗岩が分布し，田切他（2010）[45]等によるウラン－鉛法によるジルコン粒子の年代値（約 500Ma）から，カンブリア紀に日立古生層（日立変成岩類）下部の赤沢層に貫入したとされている。

八溝花崗岩類は，主に黒雲母花崗岩からなる。本岩類は，柴田他（1973）[75]等のカリウム－アルゴン法による年代測定結果（約 108Ma～65Ma）等から，主に白亜紀後期～古第三紀前期に八溝層群に貫入したと考えられる。

1.3.2.3　敷地周辺陸域の地質構造

(1)　概要

敷地周辺陸域の 地質構造図を第 1.3－6 図に示す。敷地周辺陸域の地質構造は，主として北部の山地からなる地域と，主として南部の台地及び低地からなる地域でそれぞれ特徴を呈している。

北部における地質構造としては，久慈山地東部に阿武隈花崗岩類のカタクレーサイトからなるＮＮＷ－ＳＳＥ方向に連続する幅約 4km～約 5km の棚倉破砕帯がある。同破砕帯の東側の多賀山地には阿武隈花崗岩類及び変成岩類が広く分布し，さらにその東側の常磐海岸台地には，それらを不整合に覆って古第三系漸新統及び新第三系の中新統が東に緩く傾斜して分布している。また，棚倉破砕帯内部には，カタクレーサイトを不整合に覆う新第三系中新統の金砂郷層群及び東金砂山層が傾斜して分布し，同破砕帯の西側には，金砂郷層群が東に傾斜して分布している。これらの地層は，棚倉破砕帯西縁断層及び周囲に分布する断層並びに久慈川流域に分布するＮＮＷ－ＳＳＥ方向及びＮＥ－ＳＷ～Ｅ－Ｗ方向の断層で切断されている。

八溝山地には，新第三系に不整合で覆われる主にジュラ系の八溝層群が

分布し，西又は北西に傾斜しており，数本の短い断層が分布している。

また，棚倉破砕帯の南部の久慈川下流部及び常磐海岸台地付近には，新第三系中新統を不整合に覆う新第三系鮮新統～第四系下部更新統の久米層が，ほぼ水平に分布している。

南部の台地及び低地には，主に第四系が広く分布している。

重力異常に関しては，大局的な地下深部構造を把握することを目的として，地質調査総合センター編（2013）[43]等を参考に重力異常図を作成した。敷地周辺の重力異常図を第 1.3－7 図に示す。

敷地北方の多賀山地南西縁付近に認められる重力の急勾配構造については，坂本他（1972）[1]によると，那珂市菅谷付近に低重力域の中心があり，東から西へ重力値が小さくなる。このことは，おそらく海岸沿いでは，多賀層の下位に先第三系の基盤が直接接しており，それより西方の内陸部では，多賀層の下位に新第三系が厚く発達していることを示すものであるとしている。また，吉岡他（2001）[8]及び長谷川（1988）[76]によると，高重力異常域は高密度の古生層基盤岩の分布に一致し，急勾配構造は，棚倉構造線の南方端に対応するとしている。

これらの重力異常域と地下深部構造の関係を把握することを目的として，反射法地震探査等を実施した。反射法地震探査解釈図を第 1.3－8 図に示す。これによると，多賀山地付近の高重力異常から那珂台地付近の低重力異常にかけて，先新第三系の基盤上面が深くなっており，基盤上面と重力異常が調和的であることが認められる。また，久慈川以北で地表に露出する棚倉破砕帯の南方延長に相当する地質構造が，Line-1 及び Line-2 で認められ，重力異常は先新第三系の上面の高度分布を反映したものと判断される。また，Line-A では高重力異常から低重力異常に向かって先新第三系の上面が深くなっており，重力異常と調和的である。また，約

5km 以浅の重力異常分布の高重力異常域及び低重力異常域の分布の傾向は，重力異常分布とほぼ同じであることから，重力異常分布には沈み込み帯の影響はほとんどなく，反射法地震探査記録から判読した地下構造と調和的であると考えられる（第 1.3－9 図）。

微小地震に関しては，気象庁（2012）[77]に基づき，微小地震分布図を作成した（第 1.3－10 図）。2011 年 3 月以降は，発電所北方の福島県と茨城県の県境付近及び発電所東方の海域と銚子沖付近で地震が集中して発生しており，震源深さの分布によると，深さ 10km 程度において内陸地殻内地震が，深さ 80km 程度以浅では，太平洋プレートの二重深発地震面がみられる。同様に中小地震も 2011 年 3 月以降，発電所北方の福島県と茨城県の県境付近及び発電所東方の海域で，地震が集中して発生している（第 1.3－11 図）。

棚倉破砕帯の東側の地域（福島県浜通りから茨城県北部）では，2011 年東北地方太平洋沖地震発生以降，正断層型の内陸地殻内地震が多発しているが，棚倉破砕帯の地表断層位置と震央位置が離れており，棚倉破砕帯の走向とメカニズム解も調和的でないことより，棚倉破砕帯に関連する地震活動ではないものと考えられる。さらに，棚倉破砕帯の北方及び南方についても，地震が集中しているような状況は見られない（第 1.3－12 図）。

(2)　敷地周辺陸域の断層

敷地周辺陸域には，活断層研究会編（1991）[25]，中田・今泉編（2002）[30]，地震調査委員会（2015）[31]等により活断層，推定活断層等が示されている（第 1.3－15 図）。

敷地周辺陸域について，社団法人土木学会原子力土木委員会（1999）[78]，井上他（2002）[79]等を参考にするとともに，敷地周辺の地域

特性を考慮して空中写真判読の基準を作成し，変動地形学的調査を実施した。変動地形判読基準を第 1.3－2 表に，敷地周辺陸域の変動地形学的調査結果を第 1.3－16 図に示す。

a．棚倉破砕帯西縁断層（の一部）

(a)　文献調査結果

棚倉破砕帯西縁断層（の一部）は，活断層研究会編（1991）[25]において，走向がＮＮＷ－ＳＳＥ方向，長さ 7km，確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）として記載されている。ただし，岩質の相違によるものである可能性が大きいとも記載されている。

このリニアメントについて，地震調査委員会（2015）[31]は活断層の可能性の低い構造として評価している。

また，活断層研究会編（1991）[25]では，この南方の常陸太田市西染町及び中染（なかぞめ）町付近には長さ約 4km 以下のリニアメントが 4 条図示されている。これらのリニアメントは，活断層研究会編（1980）[24]では確実度Ⅲとされていたが，活断層研究会編（1991）[25]では組織地形又は河食崖である可能性が強いとし，「削除」とされている。

桑原（1981）[80]は，これらのリニアメントについて，リニアメントはしばしば断層崖からなるけれども，これらに沿って段丘面や河谷などの横ずれ変位は見られないし，縦ずれ変位も顕著なものではないらしいとしている。また，鈴木（2004）[81]は，この付近における形態的特徴から，山田川沿いの直線谷と直線的急崖をそれぞれ，直線的な線状の削剥地形である断層線谷と断層線崖としている。

中田・今泉編（2002）[30]においては，これらのリニアメント付近に長さ約 4km 以下の推定活断層が 2 条示されている。

地質調査所（1984）[27]，吉岡他（2001）[8]，久保他（2007）

[9]及び地質調査総合センター（2016）[10]では，これらの地域に活構造を示していない。

また，常陸太田市国安町原より南方において，活構造を指摘する文献は無い。

(b)　変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 1.3－17 図に，航空レーザ計測により作成した 1m グリッドの数値標高データ（段彩陰影図）を第 1.3－18 図に示す。

活断層研究会編（1991）[25]で指摘される棚倉破砕帯西縁断層（の一部）に，同方向のリニアメントが，常陸太田市上高倉町湯草北西から常陸太田市田ヶ町にかけての約 7km の区間に連続して判読される。これより北方の久慈郡大子町取上以北では，変動地形の可能性のある地形は判読されない。判読されたリニアメントはL_Cランクで，崖線，三角状の急崖等として認められる。高度差としては東側が低い。

また，このリニアメントの東側に並列して，常陸太田市下高倉町馬次東方及び田ヶ町東方付近において，長さ約 2km のL_Dランクのリニアメントが 2 条判読される。2 条のリニアメントのうち，北側については断続的で不鮮明な鞍部及び急斜面として判読され，高度差としては西側が低い。南側については断続的な三角状の急崖として判読され，高度差としては西側が低い。なお，リニアメント周辺の山頂付近の接峰面高度はほぼ同様であり，リニアメントの両側で水系の食い違いも認められない（第 1.3－19 図，第 1.3－20 図）。

また，西染町及び中染町付近において，中田・今泉編（2002）[30]で指摘される推定活断層付近に，同方向で長さ約 5km と約 2km のL_Dランクのリニアメントが 2 条判読される。2 条のリニアメントのうち，

東側については断続的で不鮮明な急崖として判読され，高度差としては西側が低い。西側については断続的で不鮮明な三角状の急斜面等として判読され，高度差としては東側が低い。

なお、原東方付近及びそれ以南においては，変動地形の可能性のある地形は判読されず，原東方付近のＬ１段丘面及び常陸太田市天神林町付近のＭ１段丘面に変位・変形は認められない（第 1.3－21 図～第 1.3－25 図）。

(c)　地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第 1.3－26 図に，地質断面図を第 1.3－27 図に示す。

判読されたリニアメント周辺には，阿武隈花崗岩類のカタクレーサイト，新第三系中新統として，金砂郷層群の浅川層，男体山火山角礫岩，西染層，苗代田層，大門層及び瑞龍層並びに東金砂山層，多賀層群，第四系の段丘堆積物等が分布している。このうち，中新統以下の地層は棚倉破砕帯西縁断層による大きな変位が認められ，断層の両側には，急傾斜した構造も認められる。このような構造は，久慈郡大子町小生瀬東方から南方の山田川下流部の常陸太田市芦間町付近にかけて一様に連続している。

判読されたリニアメントのうち，湯草北西から田ヶ町の約 7km の区間で判読されたＬ$_C$ランクのリニアメントについては，リニアメントにほぼ一致して棚倉破砕帯西縁断層が確認される。北部の湯草北西から馬次の約 4km 区間では，断層の西側には主に男体山火山角礫岩が，東側には礫岩及び砂岩からなる東金砂山層が分布し，南部の馬次から田ヶ町の約 3km 区間では，断層の西側には礫岩からなる西染層が，東側には礫岩及び砂岩からなる東金砂山層が分布する。

常陸太田市上高倉町釜の平では，男体山火山角礫岩と東金砂山層を境する断層露頭が認められる。この露頭では，何回かの断層活動を示す複数の破砕組織が認められ，このうち幅約 0.5cm の軟質な粘土を伴う断層面が他の破砕組織を切断していることから，最も新期に活動したものと考えられる （第 1.3－28 図）。

常陸太田市下高倉町畑中では，東金砂山層と西染層とを境する断層露頭が認められる（第 1.3－29 図）。この露頭では釜の平の露頭と同様に，何回かの断層活動を示す複数の破砕組織が認められ，このうち幅約 0.2 ㎝の軟質な粘土を伴う断層面が他の破砕組織を切断していることから，最も新期に活動したものと考えられる（第 1.3－30 図）。

釜の平及び畑中で確認された断層のうち，最も新期に活動したものと考えられる断層面について薄片観察を行った結果，非対称変形組織は両者とも左ずれ卓越の変位センスを示している。

リニアメントが判読されない田ヶ町以南でも，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層は連続しており，常陸太田市天下野町百目木の沢部での連続露頭では，東金砂山層と西染層とを境する断層並びに西染層中の断層が認められる。これらの断層は，いずれも断層面が平面的ではなく，破砕部はやや固結している（第 1.3－31 図～第 1.3－33 図）。本断層の薄片観察を行った結果，非対称変形組織は東上がり，右ずれの変位センスを示している。また，この断層露頭北方には，H面が分布しており，本段丘面においてトレンチ調査を実施した結果，沢部の連続露頭と同様に東金砂山層と西染層とを境する断層が認められる。本断層は断層面が平面的ではなく，破砕部はやや固結しており，H段丘堆積物に変位・変形を与えていない（第 1.3－34 図～第 1.3－36 図）。本堆積物は主に礫からなり，礫は風化し，くさり礫化している。堆積

物を覆う風化火山灰層は，鬼界葛原テフラを含む。なお，本段丘面においてボーリング調査を実施した結果，その直下の地質構造は，中央部急傾斜区間で全体的に急傾斜をなし，せん断構造等も多く認められるが，断層面は湾曲し，破砕部は固結している。また，段丘面の東側には，段丘面を西側へ傾動させる西側傾斜の逆断層は認められず，基盤岩を覆うＨ段丘堆積物はほぼ水平に分布している（第 1.3－37 図，第 1.3－38 図）。

また，リニアメントが判読されない湯草以北でも，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層は連続しており，取上北方の露頭では東金砂山層と苗代田層を境する断層が認められる。本断層は断層面が平面的ではなく，破砕部はやや固結している（第 1.3－39 図）。本断層の薄片観察を行った結果，非対称変形組織は右ずれ卓越の変位センスを示している。

L_Cランクのリニアメントに並走する 2 条のL_Dランクのリニアメントのうち，馬次東方付近に判読されるリニアメントは，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層から約 500m 東方に位置しており，直下及び近傍には連続する断層は存在しておらず，リニアメントは東金砂山層の岩相が変化する付近に位置している。

馬次東方約 300m の地点には，リニアメントを横断して東金砂山層の連続露頭が認められる（第 1.3－40 図）。リニアメント直下には砂岩がリニアメントにおおむね平行な走向で西に約 30°傾斜しており，砂岩の両側には礫岩が連続している。所々に変位を伴う断層が認められるが，いずれも断層面の癒着した断層である。

田ヶ町付近に判読されるリニアメントは，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層から約 100m 東方に位置しており，直下及び近傍には連続す

る断層は存在しておらず，リニアメントは東金砂山層の岩層が変化する付近に位置している。

田ヶ町付近の沢には，リニアメントを横断して東金砂山層の連続露頭が認められる（第 1.3－41 図）。リニアメントの東側には硬質な砂岩が，西側には節理が多い泥岩を挟在する砂岩がリニアメントにおおむね平行な走向で西に急傾斜している。露頭の西端部には，断層面が癒着した断層が認められるが，走向はリニアメントと斜交している。

L_Cランクのリニアメント南方の西染町及び中染町付近において判読された 2 条のL_Dランクのリニアメントのうち，中染町付近では，西染層と東金砂山層を境する断層が認められる。本断層は，百目木で確認された断層と同様に，断層面が平面的ではなく，破砕部はやや固結している（第 1.3－42 図）。

西染町西方で判読されたリニアメントは，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層から約 500m 西方に位置しており，西染層中の小規模な断層や節理の発達の程度が異なる境界付近に位置し，小規模な断層は認められるが連続する断層は認められない。

常陸太田市西染町小室（こむろ）西方付近には，リニアメントを横断して西染層の連続露頭が認められる。露頭には，小規模な断層が認められるものの，走向はリニアメントに斜交し，破砕部も固結している（第 1.3－43 図，第 1.3－44 図）。

常陸太田市和久（わぐ）町和舘（わたて）付近では，リニアメントを横断して西染層のほぼ連続した露頭が認められる。リニアメントの西側には節理がほとんど認められない塊状の砂岩が分布する。一方，東側では節理が認められる泥岩を所々挟在し，断層面が癒着した断層も所々認められる砂岩が分布する。リニアメント付近には，断層面が癒着した断層が複数

認められるが，連続する断層は認められない（第 1.3－45 図）。

また，棚倉破砕帯西縁断層に沿って流下する山田川の流域では，断層の両側で第四系の段丘堆積物の分布標高はほぼ同様であり，段丘面は上流から下流にかけて徐々に高度を減じている。

リニアメントが判読されない原東方付近では，大槻（1975）[53]，吉岡他（2001）[8]によると，棚倉破砕帯西縁断層がほぼ直線的に南方に連続しているとされており，その推定位置での調査の結果，中新統の層理面の傾斜が急傾斜を示す特徴を有し，その層理面の走行がＮＮＷ－ＳＳＥ方向で，傾斜が高角度になる領域がＮＮＷ－ＳＳＥ方向に認められることから，文献と同様の位置に棚倉破砕帯西縁断層が分布していることを確認した。また，その断層を横断して分布するＬ１段丘面に変位・変形は認められない。Ｌ１段丘面の構成層の上部には厚さ約 1.5m のローム層及び表土が分布し，ローム層の直下には厚さ約 15cm の細粒軽石層が認められ，これが赤城鹿沼テフラ（約 4.5 万年前以前）に対比されることから，この段丘面の離水年代は概ね 5 万年前と判断される（第 1.3－46 図）。

棚倉破砕帯西縁断層の南方の芦間町付近の地質図を第 1.3－47 図に示す。

芦間町付近では，棚倉破砕帯西縁断層の西側に中新統の大門層が，東側に瑞龍層が分布しており，これらの地層を鮮新統の久米層が不整合に覆っている。

芦間町南方露頭①では，大門層は全体に破砕され，層理面は急傾斜を示し，棚倉破砕帯西縁断層が極近傍に位置すると考えられる。大門層は全体に破砕されているが固結しており，これらの破砕部を切断する平面的で連続性の良い断層面及び軟質粘土状破砕部は認められない。

この大門層破砕部は久米層に不整合に覆われている。久米層は部分的に層理面が急傾斜し，露頭下部ではほぼ直立する部分も見られるが，露頭上部では緩い傾斜である（第 1.3－48 図）。

更に南方では，久米層が広く分布しているが，棚倉破砕帯西縁断層の南方延長推定位置を挟んだ 2 地点で実施したボーリング調査の結果，久米層の下位には，西側地点では中新統の大門層，東側地点では中新統の瑞龍層が分布していることを確認した。棚倉破砕帯西縁断層はこの 2 地点のボーリング孔の間に位置していると判断される（第 1.3－49 図～第 1.3－52 図）。

ボーリング地点の約 100m 北方付近では，棚倉破砕帯西縁断層の推定位置を横断する地表の連続露頭の観察の結果（第 1.3－52 図），芦間町南方露頭②において棚倉破砕帯西縁断層の走向と一致する断層が認められた。この断層は，久米層に見かけ西側隆起数 10cm の変位を与えているが，断層面の平面性は低く連続性はやや不明瞭であり，粘土状破砕部を伴わない（第 1.3－53 図）。

その露頭において比較的，連続性の良い断層として確認されたＦａ断層から採取したブロックサンプルを観察した結果，泥岩中のＦａ断層に沿って，砂礫岩が挟在し，その境界は平面的ではなく，連続性も悪い。薄片観察の結果，泥岩と砂礫岩との境界に破砕物質は認められず，泥岩と砂礫岩がほぼ密着しており，砂礫岩の粒子の配列に定向性は無く，無構造である（第 1.3－54 図，第 1.3－55 図）。

なお，棚倉破砕帯西縁断層の東側に分布する中新統の瑞龍層と久米層との地層境界はＮＷ－ＳＥ方向でやや直線的であるが，両層は不整合関係で接しており，両層とも層理面の傾斜は緩く，断層は存在しない（第 1.3－56 図）。

南方の久慈川付近で実施した反射法探査 Line-1 測線では，棚倉破砕帯西縁断層の南方延長に相当する地質構造が認められ，芦間町付近以南に棚倉破砕帯西縁断層が連続していると判断される。芦間町より南方に位置する常陸太田市天神林町付近では，棚倉破砕帯西縁断層を横断してＭ１段丘面が分布し， 小池・町田（2001）[29]によれば，ＭＩＳ5e の海成段丘とされている。Ｍ１段丘面の形成年代については，段丘堆積物上に厚さ約 3m のローム層および表土があり，地表から約 1m 下に厚さ約 15cm の赤城鹿沼テフラに同定される軽石層が，また，この軽石層の下位約 2m 付近のローム層下部には鬼界葛原テフラが認められ，さらにその下位に数 10cm のローム層が分布することから，この段丘面の堆積年代はＭＩＳ5e と判断される（第 1.3－57 図～第 1.3－59 図）。

(d) 棚倉破砕帯西縁断層（の一部）の総合評価

活断層研究会編（1991）[25]で記載されている棚倉破砕帯西縁断層（の一部）位置付近で判読されたＬ$_{C}$ランクのリニアメントは，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層とほぼ一致する。本リニアメント付近で認められた最新活動時期を示す断層は，いずれも断層面が平面的であり，破砕部が軟質であること，本断層の最新活動時期を評価するための段丘面等が分布しないことから，後期更新世以降の活動性を否定することができない。一方，本リニアメントが判読されない湯草以北及び田ヶ町以南においては，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層は連続しており，取上北方で確認された断層は，断層面が平面的ではなく破砕部はやや固結していることから，取上北方では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，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層近傍で認められる大きな変

位や急傾斜した構造は，百目木から南方の山田川下流部の芦間町付近にかけて一様に連続している。しかし，山田川流域の段丘堆積物及び段丘面には，断層運動を示唆する高度不連続は認められない。原東方付近では，複数地点で，約５万年前に離水したと考えられるＬ１段丘面が棚倉破砕帯西縁断層を横断して分布しているが，地形面に変位・変形は認められない。

棚倉破砕帯西縁断層の南方延長部である芦間町周辺では，新第三系鮮新統の久米層が断層を覆ってほぼ水平に連続して分布しており，久米層には累積的な変位・変形は認められない。芦間町南方の棚倉破砕帯西縁断層直上では，久米層に小規模な断層が認められたが，断層面の平面性は低く連続性はやや不明瞭であり，断層に沿って砂礫岩を挟在するが，薄片観察においても破砕物質は認められず無構造である。変動地形調査結果によると，原東方以南ではリニアメントは判読されない。さらに南方の天神林町付近では，ＭＩＳ5e に形成されたと考えられるＭ１面が棚倉破砕帯西縁断層を横断して分布しているが，地形面に断層運動を示唆する高度不連続は認められない。

棚倉破砕帯西縁断層（の一部）の東方で判読された馬次東方及び田ヶ町東方付近の２条のリニアメントについては，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層とは一致していない。一部のリニアメント付近の露頭においては断層面の癒着した断層が認められるが，連続するものではない。これらの判読されたリニアメントは，東金砂山層の岩質が異なることに起因する侵食に対する抵抗性の差を反映した断続的で不鮮明な鞍部，急斜面等によるものと考えられる。

また，棚倉破砕帯西縁断層（の一部）の南方で判読された２条のリニアメントのうち，中染町付近のリニアメントについては，西染層と

東金砂山層を境する断層が確認されるが，断層面が平面的ではなく，破砕部はやや固結していることから，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。西染町付近のリニアメントについては，中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層とは一致していない。一部のリニアメント付近の露頭においては小規模な断層が認められるが，連続するものではない。本リニアメントは，西染層の節理や小規模な断層の発達の程度が異なることに起因する侵食に対する抵抗性の差を反映した急斜面等によるものと考えられる。

しかしながら，上載地層が確認できず，後期更新世以降の活動が否定できない取上北方から百目木までの約 13km 及び百目木から原東方までの長さ約 5km の計約 18km について，震源として考慮する活断層として評価する。

b．棚倉破砕帯東縁付近の推定活断層

(a)　文献調査結果

活断層研究会編（1991）[25]において，走向がＮ－Ｓ方向，確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）として，3 条示されている。これらは北から順に福島県石川郡浅川町古屋敷（ふるやしき）から福島県東白川郡塙（はなわ）町小高（おだか）東方にかけての約 7km，福島県東白川郡塙町板庭（いたにわ）から福島県東白川郡塙町干泥（ひどろ）にかけての約 9km，福島県東白川郡矢祭（やまつり）町入宝坂（いりほうざか）から福島県東白川郡矢祭町道清（どうせい）にかけての約 9km であり，それぞれが約 3km～約 5km の間隔で示されている。これらは棚倉破砕帯に沿ったもので，岩質の差異によるものである可能性が大きいとされている。

中田・今泉編（2002）[30]においては，福島県・茨城県の県境付近の阿武隈山地と久慈山地の境界には約 20km，西側落下の推定活断層が，地質調査総合センター（2016）[10]においても約 20km の活動

セグメント（棚倉構造線活動セグメント）が示されており，これらの北部は，活断層研究会編（1991）[25]で示されている入宝坂から道清の確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）とほぼ同様である。

なお，古屋敷から小高東方においては，活断層研究会編（1991）[25]以外にはリニアメントを指摘している文献は無く，活断層研究会編（1991）[25]においても，「岩質の差異による組織地形の可能性が大きい」としている。

(b) 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第1.3－60図に示す。

活断層研究会編（1991）[25]において示された確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）の位置付近では，福島県東白川郡塙町上渋井から福島県東白川郡矢祭町中石井にかけての約 5km の区間にL_Cランク及びL_Dランクで，高度差としては西側が低く三角状の急崖等からなるリニアメント，板庭北方から入宝坂北方にかけての約9kmの区間にL_Cランク及びL_Dランクで，高度差としては東側が低く三角状の急斜面等からなるリニアメント，福島県東白川郡塙町押立から福島県東白川郡矢祭町追分北方にかけての約 8km の区間にL_Cランク及びL_Dランクで，高度差としては一部で西側が低く三角状の急崖等からなるリニアメント並びに福島県東白川郡矢祭町追分から福島県東白川郡矢祭町馬渡戸南西方にかけての約 3.5km の区間にL_Dランクの鞍部等からなるリニアメントが，それぞれ判読される。一方，北側の位置付近の古屋敷から小高東方では，空中写真判読の結果，リニアメントは判読されない（第1.3－61図）。

また，この南方の中田・今泉編（2002）[30]で示された推定活断層の位置付近において，約 21km のリニアメントが判読される。リニ

アメントは北端部の入宝坂から福島県・茨城県境の明神峠付近までがＬ$_{C}$ランクで，三角状の急崖，急斜面等として，明神峠から南端部の茨城県常陸太田市折橋町までがＬ$_{D}$ランクで，断続的で不鮮明な三角状の急斜面，鞍部等として認められる。高度差としてはいずれも西側が低い（第 1.3－62 図）。

なお，上記リニアメントの周辺には，文献で指摘されていない箇所でＬ$_{D}$ランクのリニアメントが数条判読されるが，いずれも数 km 以下で，それぞれの連続性も認められない。

(c)　地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第 1.3－63 図に，地質断面図を第 1.3－64 図に示す。

判読されたリニアメントの周辺には，先新第三系の竹貫変成岩類，白亜系の阿武隈花崗岩類，古第三系～白亜系のカタクレーサイト，新第三系中新統の久保田層，赤坂層及び東金砂山層，新第三系鮮新統の仁公儀層，第四系等が分布する。

上渋井から中石井にかけて判読されたリニアメントは，カタクレーサイトと赤坂層を境する断層等とほぼ一致している。中石井では，リニアメントの直下にカタクレーサイトと赤坂層を境する断層露頭が認められるが，断層面が平面的ではなく，破砕部はやや固結しており，これを切る新期の断層面は認められない（第 1.3－65 図～第 1.3－67 図）。

板庭北方から入宝坂北方にかけて判読されたリニアメントは，北部ではカタクレーサイトの岩相を境する断層とおおむね一致しており，南部ではカタクレーサイトと赤坂層を境する断層とおおむね一致するが，一部では本断層から 100m 程度西側に位置する。リニアメント北

部の福島県東白川郡塙町川上西方では，リニアメントを横断する連続露頭において，塊状のカタクレーサイトと片状のカタクレーサイトを境する断層露頭が認められるが，断層面が平面的ではなく，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められない（第 1.3－68 図～第 1.3－70 図）。また，リニアメント南部の福島県東白川郡塙町戸中（とちゅう）では，リニアメント直下の斜面の傾斜変換部で実施したトレンチ調査の結果，斜面堆積物の下位に風化したカタクレーサイトが認められた。カタクレーサイトには新期の断層は認められず，傾斜変換部の山側ではアプライト脈及び石英脈が多く認められる。なお，カタクレーサイトを被覆する斜面堆積物に変形は認められない。本斜面堆積物は，基底部付近に鬼界葛原テフラ及び沼沢芝原テフラ（約 13 万年前～約 9 万年前；町田・新井，2003[71]）を含むこと等から，約 13 万年前～約 9 万年前以降連続的に堆積したものと判断される（第 1.3－71 図～第 1.3－73 図）。

押立から追分北方にかけて判読されたリニアメント付近には，北西部において竹貫変成岩類が，南東部において阿武隈花崗岩類がリニアメントを横断して分布しており，竹貫変成岩類と阿武隈花崗岩類の境界は連続的であり，断層による変位は認められない。福島県東白川郡塙町の雷滝（かみなりたき）では，リニアメントを横断する阿武隈花崗岩類の連続露頭において阿武隈花崗岩類に断層は認められない（第 1.3－74 図）。リニアメントに沿って分布する湯川（ゆかわ）河床部の露頭には，リニアメントと同方向の節理が卓越している。

追分から馬渡戸南西方にかけて判読されたリニアメントは，阿武隈花崗岩類中の断層とほぼ一致している。馬渡戸では，リニアメントが通過する鞍部直下で実施したトレンチ調査において阿武隈花崗岩類中

に断層が認められるが，断層面は平面的ではなく，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められない（第 1.3－75 図，第 1.3－76 図）。

入宝坂から明神峠にかけて判読されたリニアメントは，東側の阿武隈山地に分布する阿武隈花崗岩類と西側の久慈山地に分布するカタクレーサイトを境する棚倉破砕帯東縁断層（大槻，1975[53]）にほぼ一致しているが，北端部ではカタクレーサイトの分布域にあり，南部では阿武隈花崗岩類と東金砂山層の不整合境界と一致している。福島県東白川郡矢祭町折屋（おりや）では，リニアメントを横断する連続露頭においてカタクレーサイトと阿武隈花崗岩類を境する断層が認められる（第 1.3－77 図～第 1.3－79 図）。カタクレーサイトと阿武隈花崗岩類の境界は，複数の断層が分布する漸移的な境界断層として認められるが，いずれの断層も断層面が平面的ではなく，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められない。道清では，リニアメント付近で東側に阿武隈花崗岩類が，西側にカタクレーサイトが分布していることから，両者を境する棚倉破砕帯東縁断層が推定され，東金砂山層はこれらの地層を不整合に覆っている（第 1.3－80 図～第 1.3－83 図）。東金砂山層には断層が認められるが，層理面に平行で断層面は癒着しており，挟在する粘土状破砕部も固結しており，これを切る新期の断層面は認められない。

明神峠から折橋町にかけて判読されたリニアメントは，東側の阿武隈山地に分布する竹貫変成岩類と西側の久慈山地に分布する東金砂山層の礫岩等との不整合境界にほぼ一致しており，リニアメント付近の東金砂山層の礫岩等の走向傾斜に乱れは認められず，リニアメントと一致する断層は認められない。常陸太田市小妻町（こづまちょう）では，リニアメン

ト付近で東金砂山層と竹貫変成岩類の不整合面が認められ，東金砂山層には複数の断層が認められるが，いずれも断層面は癒着している（第 1.3－84 図～第 1.3－86 図）。さらに，小妻町の中田・今泉編（2002）[30]において指摘される推定活断層の直下で実施したトレンチ調査では，東金砂山層に破砕部や急傾斜構造は認められない（第 1.3－87 図，第 1.3－88 図）。

なお，活断層研究会編（1991）[25]で古屋敷から小高東方にかけて示された確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）のリニアメント位置付近には断層は認められず，同リニアメントの東側には先新第三系の竹貫変成岩類（片麻岩），西側には新第三系の久保田層（砂岩）及び赤坂層（礫岩）が分布し，先新第三系と新第三系が不整合関係で接していることを 5 地点の露頭で確認した。また，上渋井以南の断層近傍の新第三系は層理面が著しく傾斜しているが，同リニアメント付近の新第三系の層理面の傾斜は緩く，断層の存在を示唆する急傾斜構造も認められない（第 1.3－89 図）。地質図を第 1.3－90 図に，地質断面図を第 1.3－64 図に示す。

なお，活断層研究会編（1991）[25]で古屋敷から小高東方にかけて示された確実度Ⅲのリニアメントの西方の殿山西方付近には，部分的にＮＮＥ－ＳＳＷ方向の急斜面部があり，島本他（1998）[82]等によれば，この地形周辺の地質については，主に砂岩からなる中新統の久保田層と，その上位の主に礫岩及び砂岩からなる鮮新統の仁公儀層からなり，断層は指摘されていない。この地形の周辺について地表地質調査を実施した。急斜面の位置は仁公儀層の礫岩の分布の東端にほぼ一致しており，硬質な仁公儀層の礫岩と下位の軟質な久保田層の砂岩との境界が緩やかに西方に傾斜していることに起因する差別侵食

地形（ケスタ地形）と考えられる（第 1.3－91 図，第 1.3－92 図）。

(d)　棚倉破砕帯東縁付近の推定活断層の総合評価

活断層研究会編（1991）[25]で示された確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）及び中田・今泉編（2002）[30]に示された推定活断層の位置付近で判読されたリニアメントのうち，上渋井から中石井にかけて判読されたリニアメントは，カタクレーサイトと赤坂層を境する断層等とほぼ一致している。これらの断層は断層面が平面的ではなく，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められないが，上載地層との関係が確認できないため後期更新世以降の活動が否定できない。

板庭北方から入宝坂北方にかけて判読されたリニアメントは，北部ではカタクレーサイトの岩相境界の断層とおおむね一致しており，南部ではカタクレーサイトと赤坂層を境する断層とおおむね一致している。これらの断層は断層面が平面的ではなく，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められないが，上載地層との関係が確認できないため後期更新世以降の活動が否定できない。

押立から追分北方にかけて判読されたリニアメント付近には断層は認められない。判読されたリニアメントは，阿武隈花崗岩類中に同方向の節理が卓越することによる侵食に対する抵抗性の差を反映した三角状の急崖等によるものと考えられる。

追分から馬渡戸南西方にかけて判読されたリニアメントは，阿武隈花崗岩類中の断層におおむね一致している。本断層は断層面が平面的ではなく，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められないことから，少なくとも後期更新世以降の活動性はないものと判断される。判読されたリニアメントは，阿武隈花崗岩類中の破砕部と

周辺の花崗岩類との侵食に対する抵抗性の差を反映した鞍部等によるものと考えられる。

入宝坂から明神峠にかけて判読されたリニアメントは，阿武隈花崗岩類とカタクレーサイトを境する棚倉破砕帯東縁断層とほぼ一致している。本断層は断層面が平面的ではなく，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められないこと，南部では棚倉破砕帯東縁断層を不整合に覆っている東金砂山層に断層は認められるが，層理面に平行で断層面は癒着し挟在する粘土状破砕部も固結しているが，上載地層との関係が確認できないため後期更新世以降の活動が否定できない。

明神峠から折橋町にかけて判読されたリニアメントは，竹貫変成岩類と東金砂山層の不整合境界にほぼ一致しており，リニアメント付近の東金砂山層の走向傾斜に乱れは認められず，リニアメントと一致する断層は認められない。判読されたリニアメントは，竹貫変成岩類と東金砂山層の侵食に対する抵抗性の差を反映した三角状の急斜面，鞍部等によるものと考えられる。

なお，活断層研究会編（1991）[25]で古屋敷から小高東方にかけて示された確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）の位置付近にはリニアメントが認められず，新第三系中新統の堆積岩と竹貫変成岩類との不整合境界とおおむね一致していることから，両者の侵食に対する抵抗性の差を反映した地形と推定される。

以上のことから，上渋井から明神峠までの 20km を震源として考慮する活断層として評価する。

c．関ロー黒磯リニアメント

(a)　文献調査結果

関口－黒磯リニアメントは，活断層研究会編（1991）[25]において，走向がＮ－Ｓ方向，長さ 10km，確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）として示されている。中田・今泉編（2002）[30]においては，活断層研究会編（1991）[25]で示されたリニアメントの中央部約 2km 区間が示されておらず，北方に約 6km 延長した東側落下の推定活断層が示されている。地質調査総合センター（2016）[10]では，高萩活動セグメントと呼ばれ，長さ 17km，西側隆起の逆断層とされている。久保他（2007）[9]及び地質調査所（1984）[27]では活断層研究会編（1991）[25]等が示す位置付近に活構造及び断層を図示していない。地震調査委員会（2015）[31]においては，確実度がⅢと低く，連続性や活動度も乏しいことから，活断層の可能性は低いと判断している。

(b)　変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 1.3－93 図に示す。

活断層研究会編（1991）[25]で指摘される関口－黒磯リニアメント及び中田・今泉編（2002）[30]で示された推定活断層の位置付近に，ほぼ同方向のリニアメントが，北茨城市磯原（いそはら）町内野（うちの）付近から日立市黒磯にかけての約 15km の区間に断続して判読される。判読されたリニアメントはいずれもL_Dランクで，断続的で不鮮明な三角状の急斜面等として認められる。高度差としては東側が低い。なお，上和野のリニアメント付近に分布するＭ１段丘面について，航空レーザ計測により作成した 1m グリッドの数値標高データ及び米軍の撮影した航空写真から作成した地形図による地形分析の結果，Ｍ１段丘面にリニアメントは認められない（第 1.3－94 図）。

(c)　地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第 1.3－95 図に，地質断面図を第 1.3－96 図に示す。

判読されたリニアメント周辺には，先白亜系の日立変成岩類等，白亜系の阿武隈花崗岩類，古第三系漸新統の白水層群，新第三系中新統の多賀層群，第四系の段丘堆積物等が分布している。多賀山地の東側では，日立変成岩類等及び阿武隈花崗岩類を東に緩く傾斜している白水層群及び多賀層群が不整合に覆って分布し，さらに第四系の地層がそれらの地層を不整合に覆って部分的に分布する。

判読されたリニアメントは，日立変成岩類等及び阿武隈花崗岩類とそれらを不整合に覆う白水層群の地層境界とおおむね一致しており，その付近の白水層群の走向傾斜に乱れは認められず，リニアメントと一致する断層は認められない。

大北川北方のリニアメント直下においてボーリング調査を実施した結果，断層は認められるが，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められない。また，大北川では，リニアメントを横断して阿武隈花崗岩類の連続露頭が確認され，阿武隈花崗岩類に断層は認められない（第 1.3－97 図～第 1.3－99 図）。

さらに，多々良場川でも，リニアメントを横断して阿武隈花崗岩類の露頭がほぼ連続的に確認され，阿武隈花崗岩類に断層は認められない（第 1.3－100 図）。

判読されたリニアメント付近の高萩市桑作の露頭においては，阿武隈花崗岩類と白水層群の不整合面が認められる。本露頭では小規模な断層は認められるが断層面は癒着しており，走向がリニアメントと斜交している（第 1.3－101 図～第 1.3－103 図）。

上和野では，リニアメントを横断して東に緩やかに傾斜するＭ１段

丘面が分布しており，リニアメントを挟んでボーリング調査を実施した結果，砂礫からなる段丘堆積物とこれを覆って，最下部に鬼界葛原テフラを含む風化火山灰層が認められる。なお，本段丘堆積物の基底は地形とおおむね調和的である（第 1.3－104 図）。

(d)関ロ－黒磯リニアメントの総合評価

関ロ－黒磯リニアメント位置付近で判読されたリニアメントは，日立変成岩類等及び阿武隈花崗岩類とそれらを不整合に覆う漸新統の白水層群の地層境界とおおむね一致している。判読されたリニアメント付近において，白水層群の走向傾斜に乱れは認められず，リニアメント直下で実施したボーリング調査結果では断層が認められるが，破砕部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められない。また，リニアメントを横断して分布する阿武隈花崗岩類の露頭では，断層は認められない。さらに，本リニアメントを横断して分布するＭ１段丘面は，連続的に東に緩やかに傾斜しておりリニアメントは認められない。

以上のことから，判読されたリニアメントは，ほとんどが日立変成岩類等及び阿武隈花崗岩類と白水層群との地層境界にほぼ一致しており，主としてこれらの侵食に対する抵抗性の差を反映した断続的で不鮮明な三角状の急斜面等によるものと考えられる。

ｄ．関ロ－米平リニアメント

(a)　文献調査結果

関ロ－米平リニアメントは，活断層研究会編（1991）[25]において，走向がＮＥ－ＳＷ方向，長さ 10km，確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）として記載されている。また，中田・今泉編（2002）[30]においては，当該リニアメントとほぼ同位置に河川を

左屈曲させる推定活断層が記載されている。久保他（2007）[9]，地質調査総合センター（2016）[10]及び地質調査所（1984）[27]では活断層研究会編（1991）[25]等が示す位置付近に活構造及び断層を図示していない。

(b)　変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 1.3－93 図に示す。

活断層研究会編（1991）[25]で指摘される関ロ－米平リニアメントの位置付近に，ほぼ同方向のリニアメントが，高萩市金成（かなり）北東から高萩市米平東方にかけての約 6km の区間に判読される。判読されたリニアメントは南西側約 4km の区間でL_Cランク，北東側の区間でL_Dランクであり，ほぼ直線状の谷に三角状の急崖，鞍部並びに花貫川に約 700m 及び関根前川に約 500m の左屈曲等として認められる。

リニアメント周辺の水系には北東及び南東の 2 方向が多く，見かけ上左屈曲の蛇行が見受けられる（第 1.3－105 図）。なお，関根前川に約 500m の左屈曲が認められる地点の北東約 200m よりも北東側には，リニアメントは認められない。

(c)　地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第 1.3－95 図に，地質断面図を第 1.3－106 図に示す。

判読されたリニアメント周辺には，白亜系の阿武隈花崗岩類の黒雲母花崗閃緑岩が分布しており，河川沿いに第四系が小規模に分布している。

判読されたリニアメント付近には，熱水変質を受けた黒雲母花崗閃緑岩の破砕部の露頭が数か所で認められるが，空中写真判読によって約 500m の左屈曲が認められた関根前川の北東約 400m の沢では，リニ

アメント延長線上に黒雲母花崗閃緑岩の健岩がほぼ連続的に分布している。関根前川周辺のルートマップを第 1.3－107 図に示す。

なお，中田・今泉編（2002）[30]において指摘された推定活断層の北東端部付近にあたる関根前川の北東約 400m の沢では，阿武隈花崗岩類の黒雲母花崗閃緑岩中に，固結した小規模な熱水変質部にせん断面がわずかに認められる（第 1.3－108 図）。この延長方向にあたる関根前川の北東約 700m の沢では，リニアメントと同方向の破砕部は認められない（第 1.3－109 図）。

高萩市鳥曽根南西の露頭では，節理沿いに熱水変質部を伴う黒雲母花崗閃緑岩中に破砕部が認められる。最も顕著な破砕部は黒雲母花崗閃緑岩のレンズ状部からなるが，レンズ状部及びその周囲は熱水変質部に移り変わっており熱水変質部は固結している（第 1.3－110 図，第 1.3－111 図）。この固結した熱水変質部には，鉛直方向の条線を伴う複数のせん断面が認められるが，連続するせん断面は認められない。また，固結した熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の境界部にも連続したせん断面は認められず，一部は漸移的な境界からなる。なお，破砕部の上位に完新統の扇状地堆積物があり，堆積物には変位は認められない。

金成北東の露頭では，熱水変質を受けた黒雲母花崗閃緑岩中に，古第三系の白水層群と考えられる粗粒砂岩及び細粒砂岩を約 30cm 幅で挟在した破砕部が認められる（第 1.3－112 図，第 1.3－113 図）。この粗粒砂岩及び細粒砂岩は急傾斜しており，その構造と調和的な熱水変質部が認められる。この急傾斜した砂岩及び熱水変質部にはせん断面が認められ，このうち比較的明瞭なものが熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の角礫状部との境界に認められるが，せん断面の連続性が悪く，

露頭上部では熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の角礫状部との境界は漸移的である。

(d)　関ロ－米平リニアメントの総合評価

関ロ－米平リニアメント位置付近で判読されたリニアメントを横断する花貫川と関根前川に左屈曲が認められるが，これらの屈曲を示す河川のほとんどの支流では，リニアメント沿いに系統的な左屈曲は見られない。リニアメント周辺の水系には見かけ上左屈曲の蛇行が見受けられ，リニアメント沿いに限られてはいない。また，関根前川に約500m の左屈曲が認められる地点の北東約 200m よりも北東側には，リニアメントは認められず，リニアメント延長線上の沢では健岩がほぼ連続的に分布している。

判読されたリニアメント位置付近には，主に阿武隈花崗岩類の黒雲母花崗閃緑岩が分布し，黒雲母花崗閃緑岩中に破砕部は認められるが，いずれの破砕部においても熱水変質部が認められる。破砕部の観察結果によれば，鳥曽根南西では固結した熱水変質部及び固結した熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の境界にせん断面は認められるが，連続性が悪く，一部に漸移的な境界が認められること，金成北東では比較的明瞭なせん断面が熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の角礫状部との境界に認められるが，連続性が悪く，露頭上部では熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の角礫状部との境界は漸移的である。関根前川の北東約 400m の沢では，阿武隈花崗岩類の黒雲母花崗閃緑岩中に破砕部が認められるが，せん断面の連続性は悪い。

また，桑原（1982）[83]等によると，常磐地域及び棚倉破砕帯地域に認められるＮＥ－ＳＷ方向の断層の活動時期は，前期中新世～中期中新世と推定していることから，本リニアメント沿いの断層運動の

主要時期も同様な時期と考えられる。

しかしながら，鳥曽根南西及び金成北東の露頭では，それぞれ上載地層との関係は確認できず，後期更新世以降の活動が否定できないことから，金成北東から米平北東に判読されたリニアメントの約 6km を震源として考慮する活断層として評価する。

e．鹿島台地・行方台地周辺の活傾動

(a)　文献調査結果

活断層研究会編（1991）[25]において，鹿島，行方などの隆起帯及びその間の北浦，霞ヶ浦の沈降帯からなる波状変動が認められているが，段丘面を変形させるような活断層は確認できないと記載され，活傾動として 3 方向の地形面の傾き下がる方向が，鉾田市下太田付近から鹿嶋市武井付近にかけて西側傾斜，茨城町宮ケ崎付近から行方市青沼付近にかけて東側傾斜，行方活傾動は，茨城町鳥羽田付近から潮来市貝塚付近にかけて西側傾斜がそれぞれ示されている。

また，地質調査所（1997）[26]にも，行方台地に隆起帯が，北浦付近及び東茨城台地中央部にそれぞれ沈降帯が示されている。地震調査委員会（2015）[31]においては，霞ヶ浦から北浦周辺には，南北性の緩やかな波状変動が認められ，重力異常も南北性の急変帯を示し，本変動の原因は不明だが，直下あるいは東方に活断層が存在する可能性もあるとしている。

なお，中田・今泉編（2002）[30]，　地質調査総合センター（2016）[10]及び吉岡他（2001）[8]には，これらの活傾動は示されていない。

東京都防災会議（1976）[84]は，鹿島灘と北浦の間のＳ面（下末吉面）の波状地形を変動地形と考え鹿島隆起帯と称し，東西の翼の勾

配が 10m／2km（5×10^{-3}）程度とし，この西のＳ面の低下帯を北浦沈降帯と称している。また，その西側にゆるやかな高まりがあり，この高まりの軸部は，その東西よりも約 5m～約 10m 程度高く，行方隆起帯と称し，さらにその西側のゆるやかな低まりを霞ヶ浦東部沈降帯とし，行方隆起帯翼部の勾配は 10m／3km（3×10^{-3}）程度以下としている。また，活動度はいずれもＣクラス（平均傾動速度：10^{-5}オーダー／1,000 年）としている。

山元（2013）[64]は，ラビンメント面等の傾斜から，東茨城台地において南へ傾斜する傾動運動を指摘しており，小池・町田（2001）[29]の指摘する長さ 250km に及ぶ曲動運動とも整合するとしている。また，異なる年代のラビンメント面の比高から東茨城台地の隆起沈降傾向を示している。

(b)　変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 1.3－114 図に示す。

変動地形学的調査結果によると，文献等で示される活傾動位置付近にリニアメントは判読されない。当該位置周辺の地形面解析を行ったところ，いずれもＭ１段丘面に高度差が認められるが，その境界は入り組んだ形態を示しており，リニアメントは認められない（第 1.3－115 図）。

(c)　地表地質調査結果

鹿島台地，行方台地周辺の地質調査位置図を第 1.3－116 図，地形及び地質断面図を第 1.3－117 図に示す。

文献調査，地表地質調査等の結果によれば，本地域の第四系は下位から東茨城層群，Ｍ１段丘堆積物が分布している。Ｍ１段丘は基底に礫層を伴い，下位の茨城層群と不整合関係で接している。また，Ｍ１

段丘堆積物の下部は貝殻片含む浅海性の海成層から成り，その上部には白斑状生痕を伴う層準が認められ，海成層の上位の堆積物には，赤城水沼 9,10 テフラが認められる。

以上のことから，Ｍ１段丘堆積物の下部は，ＭＩＳ5e の堆積物であると考えられる（第 1.3－118 図）。さらに，Ｍ１段丘堆積物の基底面及びＭ１段丘堆積物中の白斑状生痕を含む砂層には，Ｍ１段丘面と調和的な高度差が認められず，ほぼ水平に連続して分布していることから，地形面の高度差はテクトニックな要因ではないと判断される（第 1.3－119 図）。また，文献が示す活傾動の北方及び巴川の河川沿いに分布するＭ２段丘面及びＭ３段丘面の分布状況を確認した結果，両段丘面はほぼ水平に分布しており，文献が示す活傾動に対応する高度差は認められない（第 1.3－120 図）。

(d) 鹿島台地・行方台地周辺の活傾動の総合評価

鹿島活傾動，北浦活傾動及び行方活傾動の位置付近にはリニアメントは判読されず，Ｍ１段丘面の高度差が認められた付近には断層は認められない。

地表地質調査結果によると，空中写真判読によりＭ１段丘面に高度差が認められた付近には，断層は認められず，Ｍ１段丘堆積物基底面及びＭ１段丘堆積物中の白斑状生痕を含む砂には，文献で指摘される活傾動と調和的な高度差は認められず，ほぼ水平に連続して分布していることから，地形面の高度差はテクトニックな要因ではないと判断される。

ｆ．その他のリニアメント等

敷地周辺陸域及びその周辺陸域においては，ａ．～ｅ．に述べた以外に，変動地形学的調査によりＬ$_{D}$ランクのリニアメントが認められる。

これらの分布を第 1.3－4 図に示す。

(a)　日立市宮田町付近リニアメント

日立市宮田町付近において，ＮＮＥ－ＳＳＷ方向に約 1kmの区間で判読されるリニアメントは，断続的で不鮮明な鞍部等として認められる。高度差としては西側が低い。また，関ロー黒磯リニアメントの南端からは約 5km 離れており，高度差の向きが逆である（第 1.3－121 図，第 1.3－122 図）。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近では日立変成岩類が分布しており，リニアメントが通過する鞍部直下において断層が認められる（第 1.3－123 図）。主に岩片状～細片状破砕部からなり，部分的に薄い砂状～粘土状破砕部が認められ，破砕部は固結し，膨縮し不連続であるが，上載地層との関係が確認できないことから，後期更新世以降の活動が否定できない長さ約 1km について，震源として考慮する活断層と評価する。

(b)　常陸太田市下大門（しもおおかど）町付近リニアメント

常陸太田市下大門町付近において，Ｎ－Ｓ方向に約 2km の区間で確認されるリニアメントは，やや断続的な急斜面等として認められ，高度差としては東側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近では中新統の東金砂山層，金砂郷層群の大門層及び西染層が分布しており，リニアメントは大門層の比較的硬質な泥岩・砂岩互層と砂岩との境界，又は東金砂山層の礫岩と大門層の砂岩との境界とほぼ一致している（第 1.3－124 図，第 1.3－125 図）。

常陸太田市馬場町では，リニアメント直下に比較的硬質な大門層の泥岩・砂岩互層と砂岩との岩相境界の露頭が認められ，リニアメント

の近傍には断層が認められるが，破砕部は固結し，走向もリニアメントと斜交しており，リニアメントに対応する断層は認められない（第1.3－126図，第1.3－127図）。

以上のことから，判読されたリニアメントは，岩質の相違による侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(c)　常陸太田市長谷町付近リニアメント

常陸太田市長谷町付近において，ＮＮＷ－ＳＳＥ方向に約3kmの区間で確認されるリニアメントは，断続的で不鮮明な急斜面，鞍部等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近では日立変成岩類，中新統の多賀層群，鮮新統の久米層，第四系等が分布しており，リニアメントは日立変成岩類と多賀層群の堆積岩との不整合境界にほぼ一致している（第1.3－128図，第1.3－129図）。長谷町東方の茂宮川では，リニアメントを横断して多賀層群の泥岩の健岩からなる連続露頭が認められ（第 1.3－130 図），リニアメントに対応する断層は認められない。

以上のことから，判読されたリニアメントは，日立変成岩類の片麻岩と多賀層群の侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(d)　竪破山南西付近リニアメント

多賀山地の竪破山南西付近において，ＮＷ－ＳＥ方向に約4kmの区間で確認されるリニアメントは，断続的で不鮮明な鞍部，直線状の谷等として認められる。高度差としては北部で南西側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近では阿武隈花崗岩類が分布しており，リニアメント沿いに小規模な断層を伴

う熱水変質部が認められる（第 1.3－131 図，第 1.3－132 図）。リニアメント北端部の竪破山西方の露頭では，熱水変質部に小規模な断層が数条認められるが，いずれも変位は小さく，ほとんどは固結している。また，不明瞭なせん断面が認められるが，連続するものではない（第 1.3－133 図）。

しかしながら，上載地層との関係が確認できないことから，後期更新世以降の活動が否定できない長さ約 4km について，震源として考慮する活断層と評価する。

(e)　常陸太田市小中町東方リニアメント

常陸太田市小中町東方において，ＥＮＥ－ＷＳＷ方向に約 3km の区間で確認されるリニアメントは，断続的で不鮮明な三角状の急崖，直線状の谷等として認められる。高度差としては東部のみ南側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近では阿武隈花崗岩類及び竹貫変成岩類が分布しており，リニアメントは同方向の節理又は阿武隈花崗岩類の貫入境界とほぼ一致している（第 1.3－134 図，第 1.3－135 図）。

小中町東方の林道法面では，ほぼリニアメント直下に阿武隈花崗岩類の貫入境界が認められる（第 1.3－136 図，第 1.3－137 図）。貫入境界には，一部にシルト状部を伴うせん断面が認められるが，面は密着している部分や不明瞭となる部分もあり，連続した面として認められない。

小中町のリニアメント付近においては，リニアメントに対応する断層は認められない。

以上のことから，判読されたリニアメントは，同方向の節理又は阿武隈花崗岩類の貫入境界とその周辺との侵食に対する抵抗性の差を

反映したものと考えられる。

(f)　久慈郡大子町北富田付近リニアメント

久慈郡大子町北富田付近において，ＮＮＷ－ＳＳＥ方向に約 3km の区間で確認されるリニアメントは，断続的で不鮮明な鞍部，急斜面等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近では中新統の金砂郷層群の浅川層の凝灰質砂岩，凝灰岩類及び男体山火山角礫岩類が分布しており，リニアメントはこれらの岩相境界とほぼ一致している（第 1.3－138 図，第 1.3－139 図）。久慈郡大子町道ノ辺では，凝灰岩類と男体山火山角礫岩の岩相境界が認められる（第 1.3－140 図，第 1.3－141 図）。

北富田リニアメント付近においては，リニアメントに対応する断層は認められない。

以上のことから，判読されたリニアメントは，浅川層の凝灰質砂岩と凝灰岩類又は凝灰岩類と男体山火山角礫岩類との侵食に対する抵抗性の差を反映したものであると考えられる。

(g)　常陸大宮市氷之沢付近リニアメント

常陸大宮市氷之沢付近において，ＮＮＥ－ＳＳＷ～ＮＮＷ－ＳＳＥ方向に約 1.5km の区間で確認されるリニアメントは，断続的で不鮮明な急斜面，鞍部等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近ではジュラ系の八溝層群の砂岩及び頁岩，中新統金砂郷層群の北田気層，第四系等が分布しており，リニアメントは八溝層群の頁岩と砂岩・頁岩互層の境界とほぼ一致している（第 1.3－142 図，第 1.3－143 図）。常陸太田市小草北方では，小規模に分布する北田気層の火山礫凝灰岩

がリニアメントの両側に分布しており，同様な層相で同斜構造を示している（第 1.3－144 図）。

氷之沢リニアメント付近においては，リニアメントに対応する断層は認められない。

以上のことから，判読されたリニアメントは，八溝層群の頁岩と砂岩・頁岩互層の侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(h)　常陸大宮市入本郷付近リニアメント

常陸大宮市入本郷付近において，ＮＮＷ－ＳＳＥ方向に約 2km の区間で確認されるリニアメントは，断続的な三角状の急斜面等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近ではジュラ系八溝層群，中新統金砂郷層群の北田気層，第四系の沖積層等が分布しており，リニアメントは八溝層群と北田気層の不整合境界とほぼ一致している（第 1.3－145 図，第 1.3－146 図）。

入本郷リニアメント付近においては，リニアメントに対応する断層は認められない。

以上のことから，判読されたリニアメントは，八溝層群と金砂郷層群の侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(i)　城里町高根付近リニアメント

城里町高根付近において，ＮＮＷ－ＳＳＥ方向に約 1km の区間で確認されるリニアメントは，不鮮明でやや断続的な急斜面として認められる。高度差としては東側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近では中新統の金砂郷層群，第四系更新統の東茨城層群の高位段丘堆積物等が分布しており，リニアメントは高位段丘堆積物の分布域の西縁となっ

ている（第 1.3－147 図，第 1.3－148 図）。リニアメント南端の西側の地形については，変動地形学的調査の結果，起伏を有しており，平坦な地形では無く，中新統の軽石凝灰岩（浅川層）が地表付近まで分布し，表土についてはほとんど分布しておらず，段丘面ではないことを確認している（第 1.3－149 図）。城里町根岸の露頭では，高位段丘堆積物が金砂郷層群浅川層の凝灰質岩をほぼ水平な不整合面で覆っており（第 1.3－150 図），リニアメントに対応する断層は認められない。

以上のことから，判読されたリニアメントは，高位段丘形成時の侵食崖を反映したものと考えられる。

(j)　笠間市福田南方付近リニアメント

笠間市福田南方の愛宕山付近において，ＮＥ－ＳＷ方向に約 2km の区間で確認されるリニアメントは，不鮮明な鞍部等として認められる。高度差としてはほとんどで北西側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近ではジュラ系八溝層群の頁岩，砂岩・頁岩互層，石灰岩，チャート等が分布しており，リニアメントはこれらの岩相境界とほぼ一致している。また，リニアメント付近の八溝層群は北西傾斜の同斜構造を示しており，リニアメント近傍でも走向傾斜の乱れや破砕した露頭は認められず（第 1.3－151 図，第 1.3－152 図），リニアメントに対応する断層は認められない。

判読されたリニアメントは，八溝層群の岩相の違いによる侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(k)　栃木県那珂川町大那地付近リニアメント

栃木県那須郡那珂川町大那地付近において，ＮＷ－ＳＥ方向に約

1km の区間で確認されるリニアメントは，断続的で不鮮明な鞍部，傾斜変換点等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば，判読されたリニアメント付近ではジュラ系八溝層群の砂岩・頁岩互層，チャート，頁岩及び砂岩と八溝層群に貫入する白亜系の花崗閃緑岩が分布しており，リニアメントは貫入境界又は八溝層群のチャート，砂岩及び砂岩・頁岩互層の岩相境界とほぼ一致しており（第 1.3－153 図，第 1.3－154 図），リニアメントに対応する断層は認められない。

判読されたリニアメントは，花崗閃緑岩の貫入境界及び八溝層群の岩相の違いによる侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(1)　その他

坂本他（1972）[1] 及び坂本（1975）[2] が非構造性の小断層と指摘している涸沼周辺の小断層について，変動地形学的調査及び地表地質調査を実施した結果，これらの断層は正断層センスであり，断層面の走向はいずれも崖の方向と調和的で，傾斜は露頭下方に向かって緩くなり，円弧状の形態を呈することから，これらの断層は非構造性の表層滑落と判断される（第 1.3－155 図）。

また，坂本他（1972）[1] が指摘する那珂湊付近の断層及び坂本（1975）[2] が指摘する東茨城郡大洗町付近の断層についても，文献調査や変動地形学的調査等を実施した結果，これらの断層はＭ１段丘堆積物に覆われており，Ｍ１面にリニアメントは判読されず，Ｍ１段丘堆積物にも変形は認められないことから，後期更新世以降の活動は無いと判断される（第 1.3－156 図，第 1.3－157 図）。

(3)　敷地を中心とする半径約 30km 以遠の活断層

敷地を中心とする半径約 30km 以遠には，地質調査所（1984）[27]，活断層研究会編（1991）[25]，地質調査所（1997）[26]，中田・今泉編（2002）[30]，地震調査委員会（2015）[31]等において，いくつかの活断層が示されている。

これらの断層のうち，断層の長さと敷地までの距離から，敷地に与える影響が大きいと想定される断層としては，福島県と栃木県境界の大峠付近から栃木県塩谷郡塩谷町喜佐見付近にかけて関谷断層が示されている。

また，群馬県高崎市から埼玉県北足立郡伊奈町付近にかけて深谷断層帯・綾瀬川断層が示されている。

ａ．関谷断層

関谷断層は，活断層研究会編（1991）[25]において，走向がＮ－Ｓ方向，長さ 40km，活動度Ａ級及び確実度Ｉとして示されている。また，中田・今泉編（2002）[30]，地質調査所（1984）[27]及び今泉他（2005）[85]においても活断層であると記載されている。今泉他（2005）[85]は，栃木県那須塩原市板室～栃木県那須塩原市宇都野間に関谷断層帯として活断層を図示している。地震調査委員会（2015）[31]によると，関谷断層については活断層研究会編（1991）[25]と同じ範囲を評価対象としており，最新の活動は 14 世紀以後～17 世紀以前，平均活動間隔は約 2 千 6 百年～約 4 千 1 百年，1 回の変位量は 3m～4m 程度と推定されており，その場合の地震規模は，M7.5 程度であると推定している。なお，地震調査委員会（2015）[31]によると，今後 30 年以内，50 年以内及び 100 年以内の地震発生確率は，ほぼ 0%，今後 300 年以内の地震発生確率は，ほぼ 0%～0.003%としている。

また，早川（1985）[86]は，関谷付近より上流の幡川の河岸段丘の

区分・対比から，その変位速度を 1m／1,000 年～2m／1,000 年としている。関谷断層沿いでは，岩生・今井（1955）[87]，加藤（1964）[88]，財団法人日本自然保護協会編（1971）[89]等により断層露頭が確認されている。

関谷断層の活動履歴については，断層北部の栃木県那須塩原市百村（もむら）及び断層南部の栃木県那須塩原市関谷のトレンチ調査から，百村地区の最新活動時期は 14 世紀～15 世紀以降，先行する活動時期はおおよそ 5,000 年～4,000 年前と推定し，関谷地区の最新活動時期は A.D.1,000 年頃以降，先行する活動時期は B.C.3,600 年～B.C.800 年と推定した報告（宮下他，2002a[90]；宮下他，2002b[91]）がある。

関谷断層の北端付近では，福島県南会津郡南会津町田島の地質調査が行われており，栃木県と福島県の県境以北では，関谷断層の延長の存在は報告されていない。また，同調査では断層の可能性を示す地形的特徴も示されていない。関谷断層の長さは，活断層研究会編（1991）[25]では 40km，地震調査委員会（2015）[31]の評価では活断層研究会編（1991）[25]とほぼ同様の位置に約 38km と評価されている（第 1.3－158 図）。

上記の文献で示された関谷断層位置北端部にあたる大峠付近の変動地形学的調査結果によると，栃木県那須塩原市沼原付近までは文献で示された関谷断層位置付近にL_Bリニアメントが判読されるが，沼原以北では大峠付近に短いL_Dリニアメントが判読される以外，リニアメントは判読されない。一方，文献で示された関谷断層位置南端部にあたる喜佐見付近の変動地形学的調査結果によると，喜佐見北方の栃木県矢板市寺山付近にL_Cリニアメント及びL_Dリニアメントが判読されるが，寺山付近以南にはリニアメントは判読されない（第1.3－159図，第1.3

－160 図）。

地表地質調査の結果によると，文献で示された関谷断層位置の那須塩原市元町付近の箒川左岸では，早川（1985）[86]と同様に 2 万年～1 万年前と推定される扇状地面に比高約 20m の変位地形が認められるとともに，扇状地堆積物に新第三系の関谷層が衝上している断層露頭が確認された（第 1.3－161 図）。

以上のことから，関谷断層は，後期更新世以降の活動を考慮することとし，本断層の長さは，大峠付近から喜佐見付近に至る約 40km と評価する。

b．深谷断層帯・綾瀬川断層

地震調査委員会（2015）[31]によると，深谷断層帯・綾瀬川断層（関東平野北西縁断層帯・元荒川断層帯）は，関東平野の北西縁に沿い，深谷断層，綾瀬川断層等の複数の断層からなる断層帯で，深谷断層帯は，走向がおおむねＮＷ－ＳＥ方向，長さ約69km，南西側隆起の逆断層として示されている。また，南東延長部には，綾瀬川断層が分布し，長さ約38kmとされている（第1.3－162図）。

文献調査によると，活断層研究会編（1991）[25]，熊原他（2013）[92]，熊原（2013）[93]，熊原他（2016）[94]，熊原（2016）[95]，澤他（1996a）[96]，澤他（1996b）[97]，澤他（1996c）[98]，納谷・安原（2014）[99]，地質調査所（1997）[26]，中田・今泉編（2002）[30]，後藤他（2005）[100]，渡辺（2007）[101]等に段丘面の撓曲や高度不連続などが示されている。また，群馬県（1997）[102]，埼玉県（1999）[103]，（2000）[104]，杉山他（2000）[105]，石山他（2005）[106]，山口他（2007）[107]等の反射法地震探査の結果，高崎市から伊奈町付近の各断層とその延長部について，各地点で沖

積低地下の反射面に北東側に急傾斜する構造が認められ，断層活動による撓曲変形と指摘されている。

地震調査委員会（2015）[31]によると，深谷断層帯の最新活動時期は約6千2百年前以後，約5千8百年前以前の可能性があり，平均活動間隔は約1万年～2万5千年程度，1回の変位量は5m程度（上下成分）と推定されており，その場合の地震規模はM7.9程度であるとしている。

綾瀬川断層は2区間に分かれており，北西区間の最新活動時期は約1万5千年前以後，約9千年前以前の可能性があり，平均活動間隔は4万5千年～7万1千年程度，1回の変位量は3m～4m程度（上下成分）と推定されている。南東区間については，最新活動時期等は不明であるが，綾瀬川断層全体が同時に活動する場合の地震規模はM7.5程度であるとしている。この綾瀬川断層のうち南東区間については、反射法弾性波探査では逆断層の存在は示されていないが，横ずれの特徴を持つ変動地形が見られるとしている。

また，深谷断層帯全体と綾瀬川断層全体が同時に活動する場合の地震規模はM8.0程度であるとしている。

納谷他（2014）[108]は，関東平野中央部の第四系地下地質について，既存のボーリング資料に基づき地質構造モデルを作成している。深谷断層及び綾瀬川断層の変位量についても検討されており，綾瀬川断層の南東区間では，断層の両側で顕著な高度差がみられず，累積変位量が大きくないことを示している可能性があるとしている。

地震調査委員会（2015）[31]の評価した断層帯北西部の高崎市付近の，変動地形学的調査結果によると，高崎市上里見（かみさとみ）町より南東では主として段丘面の撓曲からなるL_B～L_Dリニアメントが判読されるが，上里見町より北西側では榛名（はるな）山より噴出した室田（むろた）火砕流堆積物（約5万年

前）が構成するＫｒ1面や，山地及び丘陵地にリニアメントは判読されない（第1.3－163図）。

地表地質調査の結果によると，上里見町付近に分布する新第三系中新統から鮮新統の堆積岩類は，烏川（からすがわ）の両岸に連続的に分布し，ほぼ一様に緩やかに北へ傾斜している。なお，上里見町付近の一部の露頭では断層が認められるが，南側下がりの変位が推定され，連続するものではない（第1.3－164図）。以上の調査結果から，地質調査所（1997）[26]，杉山他（2000）[105]により上里見町より南東側で指摘されているような，北東へ急傾斜する構造は上里見町より北西側では認められない。

断層帯南東部の伊奈町付近の変動地形学的調査結果によると，台地が広く分布し，Ｏｍ1面及びＯｍ2面に区分される。伊奈町本町（ほんちょう）より北西側では主として段丘面の撓曲からなるL_C～L_Dリニアメントが判読される。また，南東側の本町付近から埼玉県さいたま市見沼区東宮下（ひがしみやした）付近にかけて澤他（1996c）[98]に示される断層位置とほぼ対応する位置に，段丘縁の崖及び斜面からなるL_Dランクのリニアメントが判読される（第1.3－165図）。

文献調査結果によれば，Ｏｍ1面は後期更新世の河成の砂礫及びシルトからなり，Ｏｍ2面は後期更新世の河成の砂礫からなる。これらの堆積物の下位には，海成の砂及びシルトからなる木下（きおろし）層上部（ＭＩＳ5e）及び中期更新世のＣ層が分布している。埼玉県（1996）[109]，中澤・遠藤（2002）[110]及び埼玉県環境科学国際センター（2007）[111]のボーリング資料の解析の結果，本町の南方及び埼玉県さいたま市見沼区深作付近においてリニアメントが判読される位置の直下に分布する後期更新世の木下層上部の基底をなす砂礫層にリニアメントを挟んでの高度

差は認められない（第1.3－166図）。判読されたリニアメントは，河川の侵食に伴う崖によるものと考えられる。

以上のことから，深谷断層帯・綾瀬川断層は，上里見町付近から本町付近までにおいて，後期更新世以降の段丘面の変位及びその直下において地層の累積的な変位が認められるが，綾瀬川断層の南東区間については，断層推定位置に顕著な鉛直変位は認められないものの，横ずれの特徴を持つ変動地形が指摘されていることから，この区間も後期更新世以降の活動を考慮することとし，本断層帯の長さは，埼玉県川口市付近に至る区間も考慮し約103kmと評価する。

なお，文献により敷地を中心とする半径約30km以遠に示されたその他の断層については，断層の長さと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ものと判断される。

1.3.3　敷地前面海域の調査結果

敷地前面海域及びその周辺海域の地形及び地質・地質構造は，文献調査，海上音波探査及び石油公団等が実施した海上音波探査の記録解析の結果によると以下のとおりである。海上音波探査測線図を第1.3－167図に示す。

1.3.3.1　敷地前面海域の地形

敷地前面海域の海底地形図を第1.3－168図に示す。

敷地前面海域の海底地形は，水深約130m～約150m付近の傾斜変換部を境にして，沿岸側の大陸棚とその沖合側の大陸斜面とに区分される。

大陸棚は，海岸から沖合方向に5／1,000程度の勾配で傾斜し，水深約200m～約300m付近に谷頭を有する数条の海底谷が認められるが，全体的には起伏に乏しい単調な海底地形を示している。

1.3.3.2　敷地前面海域の地質

敷地前面海域の地質は，第1.3－3表に示すように，上位からＡ層，Ｂ層，Ｃ層，Ｄ層及びＥ層の5層に区分される。さらに，Ｂ層はＢ$_1$層，Ｂ$_2$層及びＢ$_3$層の3層に，Ｃ層はＣ$_1$層及びＣ$_2$層の2層に，Ｄ層はＤ$_1$層，Ｄ$_2$層及びＤ$_3$層の3層にそれぞれ細区分される。海底地質図を第1.3－169図に，主要測線の海底地質断面図を第1.3－170図に，音波探査記録を第1.3－201図に示す。

Ａ層は，大陸棚上の水深約60m～約130m付近では南北方向の帯状に，北部から中部の沿岸部では旧河谷を埋めるように，南部の沿岸部では海岸線付近に分布している。本層は，ほぼ水平な平行層理パターンを示し，久慈川沖及び那珂川沖では，上部に平行層理パターンを，下部に散乱パターンを示す。本層は，主に礫，砂，シルト等からなる未固結の堆積物と推定される。層厚は10m程度で沖合に向かって薄くなるが，久慈川等の旧河谷では50m程度に達し，下位層上面の凹凸を不整合に覆っている。

Ｂ層は，沿岸部の一部を除き広く分布しており，Ａ層に覆われている範囲を除いては，海底面に広く露出している。本層は，沖合に向かって傾斜するプログラデーションパターン又は緩傾斜の平行層理パターンを示す。また，層内の軽微な不整合によりＢ$_1$層，Ｂ$_2$層及びＢ$_3$層の3層に細区分される。本層は，未固結～半固結の砂，シルト及びそれらの互層からなると推定され，層厚は大陸棚中央部から大陸棚外縁付近にかけて約400m～約700mであり，下位層を不整合に覆っている。

Ｃ層は，北部及び那珂湊付近の沿岸部を除き広く分布しており，沖合では上位層に覆われている。本層は，比較的連続性の良い平行層理パターンを示す。また，本層は，層内の軽微な不整合により上位からＣ$_1$層及びＣ$_2$層

に細区分される。本層は，砂岩，泥岩及びそれらの互層からなると推定される。層厚は約150m～約500mであり，下位層を不整合に覆っている。

Ｄ層は，磯崎町及び大洗町付近を除き広く分布しており，北部の沿岸部を除きほとんどが上位層に覆われている。本層は，全般に平行層理パターンを示す。また，層内の不整合により上位からＤ$_1$層，Ｄ$_2$層及びＤ$_3$層に細区分される。本層は，砂岩，泥岩及びそれらの互層からなると推定される。層厚は敷地東方で最大約2,000mであり，下位層を不整合に覆っている。

Ｅ層は，音響基盤で，調査海域の最下位層であり全域に分布し，大部分を上位層に覆われているが，磯崎町及び大洗町付近では海底面に露出する。本層は，無層理状パターン又は断片的な層理状パターンを示し，砂岩，泥岩，変成岩類，花崗岩類等からなると推定される。

海上音波探査記録から区分した各層は，陸域の地質との連続性，敷地前面海域南部に位置する試掘井「鹿島沖ＳＫ－１」（石油資源開発株式会社が実施）の試料を用いた米谷他（1981）[40]及び高柳（1984）[41]，同東部に位置する試掘井「常陸沖－１」（帝国石油株式会社他が実施）の試料を用いた亀尾・佐藤（1999）[42]，奥田（1986）[35]等の結果から，第1.3－4表に示すように，Ａ層は完新統に，Ｂ層は更新統に，Ｃ層は鮮新統～更新統に，Ｄ層は古第三系～中新統に，Ｅ層は先古第三系～古第三系にそれぞれ対比される。なお，高柳（1984）[41]によれば，「鹿島沖ＳＫ－１」の深度160m（Ｂ$_1$層とＢ$_2$層の境界付近に相当），深度280m（Ｂ$_2$層中部に相当）及び深度380m（Ｂ$_2$層最下部に相当）の各層準の地質年代は，それぞれ約13万年前，約27万年前及び約46万年前であるとされている。対比した海上音波探査記録の位置図を第1.3－171図に，海上ボーリング調査結果と地質断面図との対比を第1.3－172図に示す。

また，陸域と海域の地質断面図の対比については，陸域から海域にかけて

実施された茨城県高萩市付近の反射法地震探査と海上音波探査との対比，陸上ボーリング調査結果と地質断面図との対比を第1.3－173図に示す。

1.3.3.3　敷地前面海域の地質構造

(1)　概要

敷地前面海域においては，Ｅ層及びＤ層の上面は，緩やかな起伏を伴いながら東方に傾斜し，沖合には盆状構造が認められる。両層内の一部には緩やかな褶曲構造が認められるほか，日立市沿岸部及び大洗町沿岸部には，沖側に張り出す高まりが認められる。敷地前面海域におけるＥ層及びＤ層上面の等深線図を第1.3－174図及び第1.3－175図に示す。Ｃ層はＤ層を覆うように堆積し，北部から中部の沿岸部では沖合に向かい緩く傾斜しており，南部の沿岸部ではやや急傾斜となっている。沖合部ではほぼ水平に堆積しており，その上面は緩やかな起伏を伴っている。なお，Ｅ層及びＤ層で認められた沿岸部の高まりはＣ層上面では不明瞭となる。Ｃ層上面の等深線図を第1.3－176図に示す。

東海第二発電所の東側の海域では，2011年東北地方太平洋沖地震発生以降，内陸地殻内地震が多発しＦ８断層北部付近において地震の発生が見られるが海域は陸域ほど震源決定精度が良くないため，震源分布やメカニズム解から断層との関係については明確に示すことはできない（第1.3－13図，第1.3－14図）。

(2)　敷地前面海域の断層及び褶曲構造

敷地前面海域には，棚橋他（2001）[36]により1条の断層が，奥田（1986）[35]により3条の伏在断層が示されている（第1.3－177図）。これらは，川尻崎東方沖約22km，敷地東方沖約32km，ひたちなか市那珂湊東方沖約36km及び約44kmに位置し，長さはそれぞれ約5km，約4km，約9km及

び約4kmである。棚橋他（2001）[36]による断層は，ＮＷ-ＳＥ走向，南西側落下の断層であり，奥田（1986）[35]による断層は，Ｎ－Ｓ走向，東側落下の断層で，いずれも最新活動時期については示されていない。海上音波探査記録の解析結果によれば，これらの断層の分布域には，最上位の地層としてＢ$_2$層及びＢ$_1$層が分布し，本層に変位・変形は認められない。このことから，いずれの断層も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。

一方，敷地前面海域の海上音波探査の結果から，連続性のある断層としてＦ１断層からＦ２６断層が，背斜構造としてＡ－１背斜からＡ－４背斜が認められた。敷地前面海域の断層一覧表を第1.3－5表に示す。敷地前面海域の断層等分布図を第1.3－178図に，海上音波探査記録及び地質断面図を第1.3－179図～第1.3－196図，第1.3－198図～第1.3－200図に示す。

ａ．Ｆ１１断層，Ｆ１２断層及びＦ１３断層

北茨城市磯原東方にはＦ１１断層，Ｆ１２断層及びＦ１３断層が分布する。

Ｆ１１断層は，ＮＷ－ＳＥ走向で南西側落下の断層であり，海域における長さは約5kmである。Ｆ１１断層は，海底面付近に分布するＤ$_1$層に変位・変形を与えていることから，後期更新世以降の活動を明確に否定できないものと判断し，震源として考慮する活断層と評価する。

Ｆ１２断層は，Ｅ－Ｗ走向で南側落下の断層であり，海域における長さは約18kmである。Ｆ１２断層はＣ$_2$層に変位・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の活動はないものと判断される。

Ｆ１３断層は，ＷＮＷ－ＥＳＥ走向で北北東落下の断層であり，長さは約3kmである。Ｆ１３断層の西部では海底面付近に分布するＤ$_1$層に変位・変形を与えているが，東部ではＤ$_1$層上部の地層に変位・変形を

与えていない。また，Ｆ１２断層とも同様の走向で近接していることから，Ｆ１２断層と活動時期が同じと考えられ，少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

なお，西方陸域には，これらの断層と調和的な活構造を指摘する文献はなく，リニアメントも判読されない。

ｂ．Ｆ１断層，Ｆ５断層及びＡ－４背斜

北茨城市中郷町東方から日立市日立港東方には，Ｆ１断層，Ｆ５断層及びＡ－４背斜が分布している。Ｆ１断層は，Ｆ１ａ～Ｆ１ｇからなり，おおむねＮ－Ｓ走向で西側落下の断層であり，海域における長さは約28kmである。北部のＦ１ａ，Ｆ１ｂ－１，Ｆ１ｂ－２及びＦ１ｂ－３では海底面付近に分布する$Ｄ_1$層以下に，Ｆ１ｃ北部では海底面付近に分布する$Ｃ_2$層以下の地層に変位・変形を与えている。Ｆ１ｃ中部では$Ｃ_1$層下部に変位・変形を与えているが，$Ｃ_1$層上部には変位・変形を与えていない。Ｆ１ｃ南部では$Ｂ_3$層下部以下の地層に変位・変形を与えているが，$Ｂ_3$層上部には変位・変形を与えていない。

以上のことから、海底面付近に分布する地層に変位・変形を与えているＦ１ａ～Ｆ１ｃ北部及び海底面付近に分布する地層への影響を明確に否定できないＦ１ｃ中南部までの約23kmを震源として考慮する活断層として評価する。

Ｆ１ｄ，Ｆ１ｅ，Ｆ１ｆ－１，Ｆ１ｆ－２及びＦ１ｇでは$Ｂ_3$層下部以下の地層に変位・変形を与えているが，$Ｂ_3$層上部には変位・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の活動はないものと判断される。

Ｆ５断層は，Ｆ５ａ及びＦ５ｂからなり，それぞれＮＷ－ＳＥ走向で南西側落下の断層であり，長さは約9km及び約6kmである。Ｆ５ａ及び

Ｆ５ｂはそれぞれ海底面付近に分布するＢ$_2$層に変位・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の活動はないものと判断される。

Ａ－４背斜は，ＮＷ－ＳＥ走向であり，長さは約11kmである。Ａ－４背斜は海底面付近に分布するＢ$_3$層に変位・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の活動はないものと判断される。

ｃ．Ｆ１４断層

日立市滑川沿岸部にはＦ１４断層が分布する。

Ｆ１４断層は，ＷＮＷ－ＥＳＥ走向で南西側落下の断層であり，海域における長さは約6kmである。Ｆ１４断層が変位・変形を与える最上位の地層はＤ$_1$層下部であり，Ｄ$_1$層上部以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから，Ｆ１４断層は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。

ｄ．Ｆ２断層

日立市日立港東方にはＦ２断層が分布する。

Ｆ２断層は，Ｎ－Ｓ走向で東側落下の断層であり，長さは約3kmである。Ｆ２断層は，海底面付近に分布するＢ$_3$層に変位・変形を与えているが，深部のＤ$_1$層下部以下の地層には変位・変形を与えていない。このことから，Ｆ２断層は構造性の断層ではないものと判断される。

ｅ．Ｆ８断層，Ｆ１６断層，Ｆ１７断層，Ａ－１背斜，Ａ－２ａ背斜及びＡ－２ｂ背斜

敷地の東方にはＦ８断層，Ｆ１６断層，Ｆ１７断層，Ａ－１背斜，Ａ－２ａ背斜及びＡ－２ｂ背斜が分布する。

Ｆ８断層は，おおむねＮ－Ｓ走向で東側落下の断層であり，長さは約26kmである。Ｆ１６断層は，おおむねＮ－Ｓ走向で西側落下の断層で

あり，長さは約26kmである。Ｆ１７断層は，ＮＮＷ－ＳＳＥ走向で西南西側落下の断層であり，長さは約11kmである。Ａ－１背斜は，ＮＮＥ－ＳＳＷ走向で，長さは約20kmである。Ａ－２ａ背斜及びＡ－２ｂ背斜は，それぞれＮ－Ｓ走向で，長さはそれぞれ約5kmである。これらの断層及び背斜が変位・変形を与える最上位の地層は$Ｂ_3$層であり，$Ｂ_2$層以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから，これらの断層は，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。

しかしながら，2011年東北地方太平洋沖地震発生以降，Ｆ８断層，Ｆ１６断層，Ａ－１背斜が分布する海域において地震の発生が集中して見られることから，念のため長さ約26kmを震源として考慮する断層と評価する（第1.3－13図）。

ｆ．Ｆ１８断層

ひたちなか市那珂湊町東方にはＦ１８断層が分布する。

Ｆ１８断層は，Ｎ－Ｓ走向で東側落下の断層であり，長さは約4kmである。Ｆ１８断層が変位・変形を与える最上位の地層は$Ｄ_2$層であり，$Ｄ_1$層以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから，Ｆ１８断層は，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。

ｇ．Ｆ９断層，Ｆ１０断層及びＦ１５断層

敷地東方にはＦ９断層，Ｆ１０断層及びＦ１５断層が分布する。

Ｆ９断層は，ＮＮＷ－ＳＳＥ走向で東北東側落下の断層であり，長さは約6kmである。Ｆ１０断層は，ＮＥ－ＳＷ走向で南東側落下の断層であり，長さは約14kmである。Ｆ１５断層は，ＮＥ－ＳＷ走向で南東側落下の断層であり，長さは約13km以上である。これらの断層が変位・変形を与える最上位の地層は$Ｂ_2$層下部であり，$Ｂ_2$層上部以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから，これらの断層は，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。

ｈ．Ｆ３断層，Ｆ４断層，Ｆ６断層，Ｆ１９断層，Ｆ２０断層及びＦ２１断層

磯崎町南東方から鉾田市玉田東方にはＦ３断層，Ｆ４断層，Ｆ６断層，Ｆ１９断層，Ｆ２０断層及びＦ２１断層が分布する。

Ｆ３断層は，北部はＮＥ－ＳＷ走向で北西側落下，中南部はＮＮＥ－ＳＳＷ走向で西北西側落下の断層であり，長さは約14kmである。Ｆ４断層は，Ｆ４ａ，Ｆ４ｂ－１及びＦ４ｂ－２からなる。Ｆ４ａはＮＮＥ－ＳＳＷ走向で西北西側落下の断層であり，長さは約14km，Ｆ４ｂ－１はＮＮＥ－ＳＳＷ走向で西北西側落下の断層であり，長さは約7km，Ｆ４b-2はＮＮＥ－ＳＳＷ走向で東南東側落下の断層であり，長さは約8kmである。Ｆ６断層は，ＮＮＥ－ＳＳＷ走向で西北西側落下の断層であり，長さは約11kmである。Ｆ１９断層は，ＮＥ－ＳＷ走向で北西側落下の断層であり，長さは約8kmである。Ｆ２０断層は，ＮＥ－ＳＷ走向で北西側落下の断層であり，長さは約7kmである。Ｆ２１断層は，ＮＮＥ－ＳＳＷ走向で西北西側落下の断層であり，長さは約7kmである。これらの断層のうち，Ｆ３断層の北中部及びＦ４ｂ－１の南部は海底面付近に分布する$Ｂ_2$層以下の地層に変位・変形を与えている。断層分布域では後期更新世の地層である$Ｂ_1$層が分布していないことから，Ｆ３断層及びＦ４断層の当該部分について後期更新世以降の活動性が否定できないものと判断し，震源として考慮する活断層として評価するものとする。

なお，その他の断層は，変位・変形を与える最上位の地層が$Ｂ_2$層下部であり，$Ｂ_2$層上部以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから，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，Ｆ４断層の南方陸域について，活断層研究会編（1991）[25]，中田・今泉編（2002）[30]では活構造が示されておらず，変動地形学的調査の結果においても，Ｆ４断層の南方陸域に変動地形は認められず，また，林他（2005）[113]によれば，反射法探査の結果，中部更新統の上総層群上部の基底に相当すると考えられる反射面Ａ及び鮮新統の上総層群下部の基底に相当すると考えられる反射面Ｂに変位は認められない（第1.3－197図）。

ｉ．Ｆ２２断層，Ｆ２３断層，Ｆ２４断層，Ｆ２５断層及びＦ２６断層

鉾田市玉田東方にはＦ２２断層，Ｆ２３断層，Ｆ２４断層，Ｆ２５断層及びＦ２６断層が分布する。

Ｆ２２断層は，おおむねＮ－Ｓ走向で西側落下の断層であり，長さは約13kmである。Ｆ２３断層は，ＮＷ－ＳＥ走向で南西側落下の断層であり，長さは約8kmである。Ｆ２４断層は，ＮＷ－ＳＥ走向で南西側落下の断層であり，長さは約8kmである。Ｆ２５断層は，ＮＷ－ＳＥ走向で南西側落下の断層であり，長さは約5kmである。Ｆ２６断層は，ＮＷ－ＳＥ走向で南西側落下の断層であり，長さは約13kmである。これらの断層が変位・変形を与える最上位の地層はD_1層であり，C_1層以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから，これらの断層は，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。

ｊ．Ａ－３背斜

Ａ－３背斜は鉾田市大竹沖に位置し，ＮＥ－ＳＷ走向で，長さは約14kmである。Ａ－３背斜は，背斜構造が認められる最上位の地層はD_1層であり，C_1層以上の地層に背斜構造は及んでいない。このことから，Ａ－３背斜は，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。

1.3.4　活断層の同時活動

震源として考慮する断層のうち，次の断層については同時活動を考慮するものとする。

(1)　棚倉破砕帯西縁断層（の一部）と棚倉破砕帯東縁付近の推定活断層の同時活動

棚倉破砕帯西縁断層（の一部）と棚倉破砕帯東縁付近の推定活断層については，これらの性状や位置関係等から同時活動を考慮することとし，その長さを約42kmとする。

(2)　Ｆ３断層とＦ４ｂ－１断層の同時活動

Ｆ３断層の北中部及びＦ４ｂ－１南部については，断層の走向，地層の落下方向及び地層の累積変位量が類似し，隣接することから，同時活動についても考慮することとし，その長さを約16kmとする。

(3)　Ｆ１断層，北方陸域の断層と塩ノ平地震断層の同時活動

Ｆ１断層の北方陸域においては，後期更新世以降の活動が否定できない北方陸域の断層及び塩ノ平地震断層が分布する。塩ノ平地震断層自体の今後50年間における地震発生確率はほぼ0%であり，塩ノ平断層とＦ１断層及び北方陸域の断層が今後50年間で同時活動する場合の地震発生確率は更に小さいと評価される。しかしながら，断層の走向・傾斜の類似性等も勘案し，これらの断層の同時活動を考慮することとし，その長さを約58kmとする。

Ｆ１断層北方陸域の断層及び塩ノ平地震断層の調査結果を次に示す。

ａ．文献調査結果

Ｆ１断層の北方陸域においては，活断層研究会編（1991）[25]は，走向がＮＮＷ－ＳＳＥ方向，長さ10km，確実度Ⅱ（活断層であると推

定されるもの）として井戸沢断層を示している。中田・今泉編（2002）[30]，Toda and Tsutsumi（2013）[114]及び地質調査総合センター（2016）[10]においても，活断層研究会編（1991）[25]で示された位置に推定活断層等が示されている。また，地質調査所（1957）[4]及び久保他（2007）[9]にはリニアメントにほぼ一致する位置に断層が示されている。

なお，活断層研究会編（1991）[25]において，井戸沢断層の北方約9kmに長さ約4kmの確実度Ⅲのリニアメントが指摘されているが，活動性や性状の記載はなく，同リニアメントについて他の文献では活構造を指摘しているものはない。

また，福島県浜通りの地震（2011年4月11日，Ｍｗ6.7）の地震に伴って，井戸沢断層北部付近に，西側低下の正断層変位を示す地表地震断層（塩ノ平地震断層）が長さ14.2km区間に出現した（粟田他，2011[115]，丸山他，2014[116]等）。また，地震後にトレンチ調査等（石山他，2012[117]，黒澤他，2012[118]，丸山他，2014[116]，堤・遠田，2012[119]，丹羽他，2013[120]）が複数実施され，後期更新世に正断層変位を示す断層活動が複数回あったとされている。Toda and Tsutsumi（2013）[114]によれば，塩ノ平地震断層の西側には，活断層の西側沈降に伴って，東方に流下する河川が堰き止められ形成された沖積低地が分布するとしている。

ｂ．変動地形学的調査結果

変動地形学的調査の結果，井戸沢断層及び塩ノ平地震断層付近に，西側沈降を示すリニアメントが約23km連続して認められる。判読されたリニアメントは，L_B，L_C及びL_Dランクである。判読されたリニアメントの西側には，沖積低地が広がる特徴的な地形が全体的に認められ

る。また，判読されたリニアメントの南端から海域のＦ１断層北端までの陸域約10km間にはリニアメントは判読されない。

なお，活断層研究会編（1991）[25]が指摘する井戸沢断層北方のリニアメント付近においては，山地高度に有意な不連続は認められず，尾根・水系の屈曲など横ずれを示唆する地形等も認められない（第1.3－202図）。

ｃ．地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第1.3－203図に示す。

リニアメントとほぼ一致して断層の分布が認められる。塩ノ平地震断層以南についても，この断層の最新活動面は平面的であり，一部の露頭では軟質な粘土状破砕部を伴う。上載地層による後期更新世以降の活動性が評価できる露頭は認められなかったことから，後期更新世以降の活動が否定できない（第1.3－204図）。

なお，活断層研究会編（1991）[25]が指摘する井戸沢断層北方のリニアメント付近に確認された断層露頭の調査の結果，粘土状破砕部には平面性が高く連続性の良い最新活動面が認められ，研磨片試料観察及び薄片観察の結果，最新活動面は右横ずれを伴う逆断層センスであり，塩ノ平地震断層の過去数万年間の活動が正断層センスであることとは異なる（第1.3－205図）。

ｄ．北方陸域の断層及び塩ノ平地震断層の総合評価

Ｆ１断層の北方陸域では，判読されたリニアメントに一致して断層が認められ，福島県浜通りの地震（2011年4月11日，Ｍｗ6.7）時に出現した塩ノ平地震断層等から，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。その北端については，地震断層，リニアメント及び文献（粟田他，2011[115]及び丸山他，

2014[116]）が示す活構造のうち，断層長さが最長となる地震断層の北端とした。なお，福島県浜通りの地震の地殻変動，余震分布及び震源過程解析によるすべり分布は，地震断層の範囲と対応している（第1.3－206図）。

塩ノ平地震断層南方についても，リニアメントとほぼ一致して断層が認められ，露頭で確認された断層は，粘質な粘土を伴い，平面的であり，上載地層との関係が確認できないことから，震源として考慮する活断層と評価する。

北方陸域の断層から海域のＦ１断層の間においては，リニアメントは判読されないが，断層の連続性等の情報が十分ではないことから，Ｆ１断層と北方陸域の断層までの同時活動を考慮するものとする。

さらに，塩ノ平地震断層との同時活動の評価にあたっては，塩ノ平地震断層の活動履歴や単位変位量の情報から，地震本部の評価手法も参考に検討した結果，塩ノ平地震断層自体の今後50年間における地震発生確率はほぼ0%であり，塩ノ平地震断層がＦ１断層及び北方陸域の断層が今後50年間で同時活動する場合の地震発生確率は更に小さいと評価した（第1.3－207図～第1.3－210図）。

しかしながら，断層の走向・傾斜の類似性等も勘案し，これらの断層の同時活動を考慮するものとし，Ｆ１断層南端から塩ノ平地震断層北端までの約58kmを震源として考慮する活断層として評価する。

なお，活断層研究会編（1991）[25]が指摘する井戸沢断層北方のリニアメントについては，その他の文献では活構造を指摘する文献はなく，変動地形学的調査の結果，リニアメントは判読されないこと，また，活断層研究会編（1991）[25]が指摘するリニアメント付近での地表地質調査の結果，そのリニアメントに対応して認められた断層の最

新活動面は右横ずれを伴う逆断層センスであるのに対し，塩ノ平地震断層の過去数万年間の活動はいずれも正断層センスであったことから，塩ノ平地震断層との同時活動を考慮する必要はないと判断する。

1.4　敷地近傍の地質・地質構造

1.4.1　調査内容

敷地近傍の地質・地質構造を把握するため，敷地周辺の調査結果を踏まえ，敷地を中心とする半径約 5km の範囲において実施した文献調査，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査及び海上音波探査は以下のとおりである。

1.4.1.1　文献調査

敷地近傍の地形及び地質・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「地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）」のうち，「那珂湊」（1972）[1]，「20 万分の 1 地質図幅－水戸（第 2 版）」（2001）[8]，「活断層データベース」（2016）[10]，「20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース」（2015）[11]，「100 万分の 1 日本地質図第 3 版（ＣＤ－ＲＯＭ第 2 版）」[12]，経済企画庁発行の「20 万分の 1 土地分類図－茨城県」（1973）[13]，茨城県発行の「5 万分の 1 土地分類基本調査」のうち「那珂湊」（1990）[17]，小池の「茨城県東海村付近の地形発達」（1960）[23]，活断層研究会編の「日本の活断層」[24]，「新編　日本の活断層」（1991）[25]，地質調査所発行の「50 万分の 1 活構造図－東京（第 2 版）」（1997）[26]，同所編の「日本地質アトラス（第 2 版）」（1992）[28] 及び「日本の海成段丘アトラス」（2001）[29]，中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」（2002）[30]，地震調査研究推進本部地震調査委員会「関東平野の活断層の長期評価（第一版）」[31] 等がある。

また，重力異常に関する文献としては，地質調査総合センター編の「日本重力データベース　ＤＶＤ版」（2013）[43] 等がある。

これらの文献により敷地近傍の地形及び地質・地質構造の概要を把握した。

1.4.1.2　敷地近傍の地質・地質構造調査

文献調査の結果を踏まえ，敷地を中心とする半径約 5km の範囲において，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査及び海上音波探査を実施した。

変動地形学的調査としては，国土地理院等で撮影された主に縮尺 2 万分の 1 の空中写真，米軍により撮影された縮尺 4 万分の 1 の空中写真及び国土地理院発行の縮尺 5 万分の 1，2 万 5 千分の 1 の地形図等を使用して空中写真判読を行った。

地質・地質構造調査としては，変動地形調査に使用した空中写真，地形図及び変動地形調査結果を使用して，詳細な地表地質調査を実施した。

地球物理学的調査としては，地下深部構造を把握する目的で反射法地震探査等を実施した。

海域においては，海底の地形及び地質・地質構造に関する資料を得るため，石油公団等が実施した海上音波探査の記録解析，ブーマー，ウォーターガン及びエアガンを音源としたマルチチャンネル方式の海上音波探査を実施した。浅部の地質構造を把握するためのブーマー・マルチチャンネル方式の探査は，約 1km×約 1km の格子状の測線配置を原則として実施した。浅部から中深部の地質構造を把握するためのウォーターガン・マルチチャンネル方式の探査は，約 2km×約 4km の格子状の測線配置を原則として実施した。また，必要に応じて深部の地質構造を把握するためのエアガン・マルチチャンネル方式の探査を実施した。

これらの調査結果に基づいて，敷地近傍の地質図，地質断面図等を作成した。

1.4.2　敷地近傍の調査結果

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，地形面区分図を第 1.4－2 図に示す。

敷地近傍陸域の地形は，台地，低地及び海岸砂丘からなり，敷地は新川河口右岸付近の海岸砂丘に位置している。

台地は，敷地西方の那珂台地及び敷地北方の常磐海岸台地からなる。台地は，標高約 20m～約 50m で，東側に徐々に高度を減じている。

低地は，北部の久慈川沿いや中央部の新川に沿ってまとまって分布する。

海岸砂丘は，敷地を含む海岸部に分布している。

また，台地を構成する段丘については，空中写真判読等による段丘面の形態，面の保存状態の性状等に基づいて，高位からＭ１面，Ｍ２面，Ｍ３面及びＭ４面に区分される。

Ｍ１面は，敷地西方の那珂台地に広く分布する。久慈川より北側の常磐海岸台地では海岸沿いに細長く分布し，Ｍ１－ｈ面及びＭ１－ｌ面に細分される。

Ｍ２面は久慈川の南側に比較的広く分布するほか，新川沿いなどに分布する。Ｍ３面，Ｍ４面は河川沿いに局所的に分布する。

敷地近傍海域の地形は，所々に緩い起伏が認められるが，全体的には水深 30m 未満で，海岸線と平行に沖合に向かって緩やかな傾斜を示している。

1.4.2.2　敷地近傍の地質

敷地近傍の地質層序表を第 1.4－1 表に，地質図を第 1.4－3 図に，地質断面図を第 1.4－4 図に示す。

敷地近傍の陸域には，下位より新第三系中新統の多賀層群，新第三系鮮新統の離山層，新第三系鮮新統～第四系下部更新統の久米層，第四系更新統の東茨城層群及び段丘堆積物並びに第四系完新統の沖積層及び砂丘砂層がそれ

ぞれ分布している。新第三系は第四系に広く覆われ，台地の縁辺部に露頭が認められる。

敷地近傍の海域には，前述した敷地前面海域の地層のうち，上位から，Ａ層，Ｂ$_3$層，Ｃ$_1$層，Ｃ$_2$層，Ｄ$_1$層，Ｄ$_2$層，Ｄ$_3$層及びＥ層が分布している。

(1)　新第三系

ａ．多賀層群

多賀層群は主に砂質泥岩からなり，敷地近傍陸域中央部の新川上流に広く分布するほか，北部の常磐海岸台地南端部にも分布する。

ｂ．離山層

離山層は，主に凝灰岩からなり，多賀山地南縁部に小規模に分布する。本層は，多賀層群を不整合に覆っている。吉岡他（2001）[8]等によれば，本層は産出化石などから下部鮮新統とされている。

ｃ．久米層

久米層は，主に砂質泥岩からなり，敷地近傍陸域中央部の新川下流部に広く分布するほか，北部の常磐海岸台地南端部にも分布する。

また，東海村緑ヶ丘（みどりがおか）団地南方では，下位の多賀層群と不整合関係で接する露頭が確認される。

(2)　第四系

第四系は，敷地近傍に広く分布する。これらは，中部更新統の東茨城層群，上部更新統の段丘堆積物並びに完新統の沖積層及び砂丘砂層に区分される。

ａ．東茨城層群

東茨城層群は，主に砂，礫及びシルトからなり，上部更新統の段丘堆積物に覆われて分布している。本層群は，敷地近傍の那珂台地では，坂本他（1972）[1]の見和層下部に相当する。

本層群は，那珂台地では南関東の下末吉面～小原台面に対比されるＭ１面の堆積物に不整合に覆われていることから，中部更新統と考えられる。

ｂ．段丘堆積物

Ｍ１段丘堆積物は，那珂台地に連続的に広く分布し，堆積物は海成の主に砂からなり，礫，シルトの薄層を伴う。下部は塊状の砂を主体とするが，上部は粗粒砂を含んだり，シルトの薄層を挟むなど，層相が変化する。また，最上部には淡水環境で堆積したと考えられる粘土層及び砂礫層が薄く分布する。那珂台地中央部のひたちなか市長砂では，堆積物の上部に箱根吉沢下部 7 テフラ（約 13 万年前；鈴木，1989[69]），赤城水沼 9，10 テフラ（約 13 万年前；鈴木，1990[70]）等を挟在し，海岸部付近のひたちなか市部田野では，堆積物中の最上部に鬼界葛原テフラ（約 9.5 万年前；町田・新井，2003[71]）が認められる。これらのことから，箱根吉沢下部 7 テフラ及び赤城水沼 9，10 テフラ降下堆積以後から堆積以降鬼界葛原テフラ降下堆積頃に形成されたと推定され，南関東の下末吉面～小原台面（ＭＩＳ5e～5c；貝塚・松田編，1982[68]等）に対比される。なお，久慈川の北側の常磐海岸台地では，Ｍ１段丘堆積物は上下 2 段の平坦面を構成する。上位の平坦面を構成するＭ１－ｈ段丘堆積物は，下部は主に礫まじりの砂からなり，上部は砂礫，砂及びシルトが互層する。下位の平坦面を構成するＭ１－ｌ段丘堆積物は，主に礫まじり砂からなる。これらの段丘堆積物からなるＭ１－ｈ面及びＭ１－ｌ面は，鈴木（1989）[69]及び小池・町田編（2001）[29]によると，それぞれ田尻浜Ⅰ面（ＭＩＳ5e）と田尻浜Ⅱ面（ＭＩＳ5c）に相当する。

Ｍ２段丘堆積物は，河川に沿って分布し，下流部で広く分布する。堆

積物は主に礫，砂からなり，いずれも下位のＭ１段丘堆積物等を削り込んでいる。堆積物を覆う風化火山灰層は，下部に赤城水沼１テフラ（約6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003 等）が認められる。このことから，赤城水沼１テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の武蔵野面のＭ２面（ＭＩＳ5a；貝塚・松田編，1982[68] 等）に対比される。

Ｍ３段丘堆積物は，河川沿いに断片的に分布する。堆積物は礫を主体とする。堆積物を覆う風化火山灰層の最下部に赤城水沼 1 テフラ（約6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003[71] 等）が認められる。Ｍ２面との境で段丘崖をなすことから，Ｍ３面はＭ２面形成以降，赤城水沼１テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の武蔵野面のＭ３面（ＭＩＳ4；貝塚・松田編，1982[68] 等）に対比される。

Ｍ４段丘堆積物は，Ｍ３段丘堆積物の縁に分布する。Ｍ４面はＭ３面との境で段丘崖をなすが，比高は小さいことからＭ３面形成に引き続き形成されたと推定される。

Ｌ１段丘堆積物及びＬ２段丘堆積物以降の堆積物は，久慈川南岸で沖積層及び砂丘砂層の下位に埋没して分布している。

ｃ．沖積層

沖積層は，未固結の砂，シルト及び礫からなり，久慈川，新川等の現河川に沿って分布する。

ｄ．砂丘砂層

砂丘砂層は，未固結の淘汰の良い細粒砂～中粒砂からなり，敷地を含む海岸部に分布する。

1.4.2.3　敷地近傍の地質構造

(1)　文献調査結果

敷地近傍には，活断層研究会編（1991）[25]及び中田・今泉編（2002）[30]において，リニアメント等は示されていない。

吉岡他（2001）[8]及び地質調査総合センター編「日本重力データベース　ＤＶＤ版」（2013）[43]によると，敷地近傍に重力異常の急勾配構造が示されている。

(2)　変動地形調査結果

敷地近傍の変動地形調査結果を第1.4－2図に示す。

変動地形調査の結果，敷地近傍において，Ｍ１段丘面及びＭ２段丘面が広く分布しており，リニアメントは認められない。

(3)　地表地質調査結果

地表地質調査の結果，敷地近傍において，広く分布している新第三系鮮新統の久米層は，緩やかな構造を呈している。

久米層を不整合に覆うＭ１面及びＭ２面の段丘堆積物もほぼ水平に分布している。

(4)　海上音波探査結果

海上音波探査の結果，敷地近傍において，Ｆ２断層が認められた。

Ｆ２断層は，Ｎ－Ｓ走向で東側落下の断層であり，長さは約3kmである。Ｆ２断層は，海底面付近に分布するB_3層に変位・変形を与えているが，深部のD_1層下部以下の地層には変位・変形を与えていない。このことから，Ｆ２断層は構造性の断層ではないものと判断される。

(5)　地球物理学的調査結果

敷地北方の多賀山地南西縁付近には，ＮＮＷ－ＳＳＥ方向に線状の重力の急勾配構造が認められており，この急勾配構造は敷地付近を通過し，南

方まで延長している。これらの重力異常域と地下深部構造の関係を把握することを目的として，反射法地震探査等を実施した。これによると，多賀山地付近の高重力異常から那珂台地付近の低重力異常に向かって，先新第三系の基盤上面が深くなっており，基盤上面と重力異常が調和的であることが認められる。

1.5　敷地の地質・地質構造

1.5.1　調査内容

敷地の地質・地質構造を把握するため，文献調査，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査，ボーリング調査，火山灰分析及び微化石分析を実施した。調査位置図を第 1.5－1 図に示す。

1.5.1.1　文献調査

敷地の地形及び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「地域地質研究報告」（5 万分の 1 図幅）「那珂湊」（1972）[1]，「20 万分の 1 地質図幅－水戸（第 2 版）」（2001）[8]，活断層研究会編の「新編日本の活断層」（1991）[25]，地質調査所発行の「50 万分の 1 活構造図－新潟」（1984）[27]及び中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」（2002）[30]等がある。

1.5.1.2　敷地の地質・地質構造調査

文献調査の結果を踏まえ，敷地の範囲において，変動地形学的調査，地球物理学的調査，地表地質調査，ボーリング調査等，火山灰分析及び微化石分析を実施した。

変動地形学的調査としては，国土地理院等で撮影された主に縮尺 2 万分の 1 の空中写真，米軍により撮影された縮尺 4 万分の 1 の空中写真及び国土地理院発行の縮尺 5 万分の 1，2 万 5 千分の 1 の地形図等を使用して空中写真判読を行った。

地球物理学的調査としては，敷地の地質・地質構造を把握するため，反射法地震探査を第 1.5－1 図に示す位置で 3 測線，延長約 4,250m で実施した。

探査は，10m 間隔で地震計 3 個を接続した受振器を設けて，中型バイブレーター及び油圧インパクターによる振動を測定した。

地表地質調査としては，変動地形学的調査に使用した空中写真，地形図及び変動地形学的調査結果を使用して，詳細な地表地質調査を実施した。

敷地の地質・地質構造について直接資料を得るとともに，基礎地盤の地質・地質構造及び工学的性質を把握するため，第 1.5－1 図に示す位置でボーリングによる調査を実施した。

ボーリング調査は，敷地内全域にわたり原則として 160m～200m の格子間隔で実施した。ボーリングの深度は，最大約 1,000m であり，実施した孔数は鉛直ボーリング 357 孔，斜めボーリング 8 孔，掘削延長約 22,000m である。

掘削孔径は 66mm～156mm で，ロータリー型ボーリング・マシンを使用し，原則としてオール・コア・ボーリングで実施した。

採取したボーリング・コアについて地質の分布，岩質等の詳細な観察を行い，地質柱状図を作成した。また，コア観察及び反射法地震探査の結果（第 1.5－2 図）から地質断面図を作成し，敷地の地質・地質構造について検討を行った。

また，基礎岩盤の走向，傾斜，節理等を確認するため，第 1.5－1 図に示す位置でボアホールテレビによる調査を実施した。

調査は 23 孔で実施し，総延長は約 3,400m である。

久米層の地質構造を把握するため，久米層に認められる凝灰岩について，火山ガラス及び重鉱物の粒子組成分析並びに火山ガラスの屈折率測定を実施した。

微化石分析としては，採取したボーリング・コアについて地質年代を把握するため，石灰質ナンノ化石分析を実施した。

1.5.2　調査結果

1.5.2.1　敷地の地形

敷地は，久慈川河口の南側で那珂台地東端の太平洋に面しており，海岸砂丘に覆われている。

敷地の大部分は，標高約 8m でほぼ平坦な面を呈しており，敷地の西部には標高約 20m で平坦な面が分布する。

文献調査及び空中写真判読の結果，敷地及び敷地近傍に地すべり地形及びリニアメントは認められない（第 1.5－3 図）。

1.5.2.2　敷地の地質

地表地質調査結果，ボーリング調査結果等から作成した地質平面図を第 1.5－4 図に，地質断面図を第 1.5－5 図に示す。また，地質層序表を第 1.5－1 表に，久米層の岩相区分を第 1.5－2 表に示す。

敷地の地質は，下位から先白亜系の日立古生層（日立変成岩類），白亜系の那珂湊層群，下部鮮新統の離山層，新第三系鮮新統～第四系下部更新統の久米層，更新統の東茨城層群，段丘堆積物，第四系完新統の沖積層及び砂丘砂層で構成されている。

各地層の概要は，以下のとおりである。

(1)　先新第三系

a．日立古生層（日立変成岩類）

非変成の硬質な砂岩，泥岩，礫岩からなる。また，礫岩の礫は円礫で，花崗岩，石灰岩等の礫が含まれる。石灰岩礫にはサンゴ化石，ウミユリ化石等が含まれる。岩相の類似性から日立古生層（日立変成岩類）に対比される。

b．那珂湊層群

角礫を含む礫岩，砂岩，泥岩からなる。硬質である。

微化石分析により得られた石灰質ナンノ化石帯は，Sissingh（1977）[121]，Perch Nielsen（1985）[122]によればCC21-26帯（約70Ma）であることから，白亜紀最末期の地層と判断される（第1.5－6図）。

(2)　新第三系

a．離山層

固結度の高い泥岩を主とし，凝灰岩及び軽石を多く含む。

b．久米層

久米層は，敷地全域にわたって標高約 7m～－400m 以深に分布しており，軽石凝灰岩及び細粒凝灰岩を挟む暗オリーブ灰色を呈する砂質泥岩を主とする。標高約-250m～-350m には砂岩層を頻繁に挟み，砂岩と砂質泥岩の互層としてほぼ水平に連続している。また，本層中には，流動状の堆積構造あるいは偽礫，異種礫，貝殻片を含む礫岩が認められる。これらは，下位の久米層を侵食して緩く谷状に連続している。

本層の地質年代は，柳沢他（1989）[59]によれば鮮新統とされており，また，微化石分析により得られた石灰質ナンノ化石帯は，Sato et al（1998）[123]，納谷他（2013）[124]によれば，最下部が CN11b 帯（約 4Ma），最上部が CN12c 帯（約 2.4Ma）であることから，前期鮮新世の後期から前期更新世の初期の間に連続的に堆積した地層であると判断される（第1.5－6図）。

なお，上位の段丘堆積物等とは不整合関係にある。

(3)　第四系

a．東茨城層群

敷地の西部には，段丘堆積物が分布し，標高約20mの平坦な面を形成しており，その段丘堆積物の下位に東茨城層群が分布する。

この東茨城層群を構成する堆積物は，暗灰色～褐色を呈する砂及びシ

ルト層と灰褐色～青灰色を呈する砂礫層からなり，層厚は 25m 程度でほぼ水平に分布している。

b．段丘堆積物

敷地には，段丘堆積物が広く分布しており，沖積層等に覆われて平坦な面を形成している。

この段丘を構成する堆積物は，主に黄褐色～青灰色を呈する砂礫，砂及び一部シルトからなり，層厚は約 5m～約 15m でほぼ水平に分布している。

本層は，分布標高から異なる時代の２つの段丘堆積物（Ｄ１，Ｄ２層）に区分される。

なお，Ｄ１層は敷地周辺陸域のＭ２段丘堆積物と分布が連続しており，その上位には厚さ約 2m～約 3m の風化火山灰層が分布する。風化火山灰層には，層厚 20cm 程度の赤城鹿沼テフラ（約 4.5 万年前以前；町田・新井（2003）[71]等）及び微量の赤城水沼１テフラ（約 6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井（2003）[71]等）が含まれる。

Ｄ２層は，分布標高及び年代測定結果から敷地周辺のＬ１段丘堆積物に対比される。

c．沖積層

沖積層は，ほぼ敷地全域にわたって分布する。本層は，主として暗青灰色～灰褐色を呈する粘土，砂及び灰褐色～黄褐色を呈する礫混じり砂からなり，その層厚は敷地の大部分では約 3m～約 10m であるが，敷地北部では旧久慈川の河食崖により層厚を増し，敷地北東部で最大約 60m である。

d．砂丘砂層

砂丘砂層は，敷地を広く覆って分布する。本層は，灰褐色～黄灰色を

呈する細粒砂～中粒砂からなり，その層厚は約 5m～約 8m である。

1.5.2.3　敷地の地質構造

ボーリング調査等の結果によると，久米層中には，流動状の堆積構造あるいは偽礫，異種礫，貝殻片を含む礫岩が認められる。これらは下位の久米層を侵食して緩く谷状に連続していることから，久米層堆積期に形成された海底谷等の侵食谷の谷底に堆積したものと判断される（第 1.5－7 図，第 1.5－8 図）。葉理等の傾斜は反射断面の傾斜と調和的であるが，一部で傾向の異なる部分が認められる（第 1.5－9 図）。これらは半固結及び未固結の久米層が侵食谷の上流から運搬され流動変形した見かけの傾斜である可能性が考えられる。

久米層中には，火山灰層及び軽石層や凝灰質泥岩層などの岩相が特徴的な地層が分布しており，これらの地層について層相，粒子組成，火山ガラスの形態等の類似性について検討した結果，側方に広がりを持って連続する地層であることが確認された（第 1.5－10 図，第 1.5－11 図，第 1.5－12 図）。なお，これらの鍵層について，火山灰分析を実施し，対比の妥当性について確認した（第 1.5－13 図）。また，東海第二発電所の敷地で確認された鍵層について，隣接する国立研究開発法人日本原子力研究開発機構の敷地で確認された鍵層と対比を行った結果，3 層の鍵層が概ね水平に連続して分布していることを確認した（第 1.5－14 図）。

上述の侵食谷と岩相及び鍵層の連続性ならびに反射パターンの特徴と整合がとれるようユニット区分を行った（第 1.5－5 図，第 1.5－15 図，第 1.5－16 図）。これらのユニットには概ね水平な鍵層が複数分布している。鍵層は侵食を受けているため敷地全域に連続するものではないが，その上位又は下位のユニットの鍵層がお互いを補完しながら側方に広がっていることから，

久米層は敷地全域わたって水平性を有していると判断される。

また，久米層中には癒着して固結した面構造が認められるが，粘土状破砕部は認められない。この癒着して固結した面構造については，特定の層準や位置に集中する傾向は認められず，走向・傾斜に系統性は認められない（第1.5－17図，第1.5－18図）。

以上のことから，敷地全体の久米層には断層を示唆する系統的な不連続や累積的な変位・変形は認められず，敷地には「将来活動する可能性のある断層等」は存在しない。

1.6　原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤

1.6.1　調査内容

1.6.1.1　ボーリング調査

原子炉建屋等設置位置付近の地質及び地質構造を把握するための資料を得るとともに，室内試験用の試料の採取及びボーリング孔を利用した原位置試験を実施するためにボーリング調査を実施した。

ボーリング調査を，第 1.6－1 図に示す。

採取したボーリング・コアについて地層の分布，岩質等の詳細な観察を行い，地質柱状図等を作成した。

1.6.1.2　ボアホールテレビ調査

基礎岩盤の走向，傾斜，節理等を確認するため，ボアホールテレビによる調査を行った。

ボアホールテレビ調査位置を第 1.6－1 図に示す。

ボアホールテレビ調査により，原子炉施設の基盤岩盤である久米層の走向，傾斜，節理等を観察して斜めボーリング・ボアホールテレビ調査による地質観察図を作成し，さらにボーリング調査結果と合わせて地質鉛直断面図を作成した。

1.6.1.3　室内試験

原子炉施設の基礎地盤の物理的・力学的性質を明らかにし，設計及び施工の基礎資料を得るため，ボーリング孔より試料を採取して室内試験を実施した。

試験は，日本工業規格（JIS）及び地盤工学会基準等に準拠して実施した。

第 1.6－2 図に敷地内の室内試験試料採取位置を示す。

(1)　試験項目

ａ．岩石

物理的性質を明らかにする試験として，密度，含水比等を測定した。また，力学的性質を明らかにする試験として，三軸圧縮試験，引張強度試験，圧密試験等を実施した。

ｂ．土質

物理的性質を明らかにする試験として，密度，含水比等を測定した。また，力学的性質を明らかにする試験として，三軸圧縮試験を実施した。

(2)　試験方法

ａ．岩石

(a)　三軸圧縮試験

試験は，ボーリング・コア試料から直径 5cm，高さ 10cm の供試体を成型し，三軸試験機内に設置したゴムスリーブ中の供試体を土被り圧相当で圧密した後，非排水状態で所定の側圧のもとで軸荷重を載荷する（以下「ＣＵＵ条件」という。）方法と，排水状態で軸荷重を載荷する（以下「ＣＤ条件」という。）方法で，せん断強度を求める方法で実施した。

ＣＵＵ条件における側圧及びＣＤ条件における圧密圧力は，0.05N／mm^2，0.10N／mm^2，0.29N／mm^2，0.49N／mm^2，0.98N／mm^2，1.96N／mm^2，2.94N／mm^2，3.92N／mm^{2}及び土被り圧相当の 9 段階から 5～7 段階を選択した。

(b)　引張強度試験

試験は，ボーリング・コア試料から直径 5cm，高さ 5cm の供

試体を成型し，圧裂引張試験により引張強度を求めた。この試験の結果と前述したＣＵＵ条件での三軸圧縮試験の結果を用いて破壊包絡線を設定している。

(c)　圧密試験

試験は，ボーリング・コア試料から直径 6cm，高さ 2cm の供試体を成型し，圧密降伏応力及び圧密係数を求めた。

圧密圧力は，0.25N／mm^2，0.49N／mm^2，0.98N／mm^2，1.96N／mm^2，3.92N／mm^2，5.88N／mm^2，7.85N／mm^2，9.81N／mm^2，11.77N／mm^{2}及び 13.73N／mm^{2}の 10 段階とした。

(d)　段階載荷クリープ強度試験（村山・柴田の方法）

試験は，ボーリング・コア試料から直径 5cm，高さ 10cm の供試体を成型し，三軸試験機内に設置したゴムスリーブ中の供試体を所定の圧力で圧密した後，非排水状態で軸差応力を 0.20N／mm^{2}ずつ，供試体が破壊するまで増加する方法（以下「ＣＵ条件」という。）で実施した。ここで，1 段階の一定荷重保持時間は 1 時間とした。

圧密圧力は，0.05N／mm^2，0.10N／mm^2，0.20N／mm^2，0.49N／mm^{2}及び 0.98N／mm^{2}の 5 段階とした。

(e)　三軸クリープ試験

試験は，ボーリング・コア試料から直径 5cm，高さ 10cm の供試体を成型し，三軸試験機内に設置したゴムスリーブ中の供試体を所定の圧力で圧密した後，排水状態で 0.98N／mm^{2}の軸差応力を載荷する方法（ＣＤ条件）で実施した。ここで，軸差応力の保持日数は 30 日とした。

圧密圧力は，0.10N／mm^2，0.20N／mm^2，0.49N／mm^{2}及び

0.98N／mm^{2}の４段階とした。

(f)　ポアソン比測定

ポアソン比の測定は，ＣＵＵ条件及びＣＤ条件での三軸圧縮試験時の圧縮過程に並行して実施した。

ポアソン比は，圧縮過程での軸荷重載荷時の鉛直変位量と供試体の体積変化量を測定する方法で算出した。

(g)　繰返し三軸試験（動的変形特性）

試験は，ボーリング・コア試料から直径 5cm，高さ 10cm の供試体を成型し，三軸試験機内に設置したゴムスリーブ中の供試体を土被り圧相当で圧密した後，非排水状態で周波数 0.5Hz の繰返し荷重を段階的に加え，せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

ｂ．土質

(a)　三軸圧縮試験

試験は，ボーリング・コア試料から直径 5cm，高さ 10cm 又は直径 12cm，高さ 24cm の供試体を成型し，三軸試験機内に設置したゴムスリーブ中の供試体に所定の圧密圧力で圧密した後，非排水（以下「ＣＵ条件」という。）及び排水（ＣＤ条件）状態で軸荷重を載荷する方法で行った。

(b)　ポアソン比測定

ポアソン比の測定は，ＣＵ条件及びＣＤ条件での三軸圧縮試験の圧縮過程に並行して実施した。

ポアソン比は，軸荷重載荷時に鉛直変位量と供試体の体積変化量を測定する方法で算出した。

(c)　繰返し三軸試験（動的変形特性）

試験は，ボーリング・コア試料から直径 5cm，高さ 10cm 又は直径 12cm，高さ 24cm の供試体を成型し，三軸試験機内に設置したゴムスリーブ中の供試体を土被り圧相当で圧密した後，非排水状態で周波数 0.5Hz の繰返し荷重を加え，せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

1.6.1.4　原位置試験

原子炉施設の基礎地盤の力学的及び動的変形特性を明らかにし，設計及び施工の基礎資料を得るため，ボーリング孔を利用してＰＳ検層，孔内載荷試験，現場透水試験及び弾性波速度測定を実施した。

(1)　ＰＳ検層

基礎地盤の深さ方向の動的性質を求めるため，ボーリング孔を利用してＰＳ検層を実施した。

検層は，ボーリング孔内に受振器を設け，地上で発破（Ｐ波測定時）及び板たたき法（Ｓ波測定時）による発振を行い，各受振点の記録から走時曲線を作成し，これを解析してＰ波及びＳ波の伝播速度を求めた。また，振源と受振器が一体となったゾンデを孔内に挿入して区間速度を求めるサスペンションＰＳ検層も実施しており，受振器間隔をその到達時間で除することによりＰ波及びＳ波の伝播速度を求めた。

検層位置を第 1.6－1 図に，検層の概略を第 1.6－3 図（1）に示す。

(2)　孔内載荷試験

基礎地盤の変形特性を求めるため，ボーリング孔を利用して孔

内載荷試験を実施した。

試験は，ゴムチューブを膨張させて孔壁に荷重を加え，荷重に対応する変位量を測定する方法で実施し，変形係数を求めた。

試験位置を第 1.6－1 図に，試験の概要を第 1.6－3 図（2）に示す。

(3)　地盤の透水性に関する調査

地盤の透水性を調べるために，単孔式現場透水試験及び揚水試験を実施した。

揚水試験は，揚水孔の周辺に複数の観測孔を設置し，地下水を一定の流量で汲み上げ，観測孔の水位の経時変化を測定した。また，揚水孔から各々の観測孔の距離に応じて水位の経時変化を整理し透水係数を求めた。

単孔式現場透水試験は，調査孔を用いて試験対象とする層までケーシング又はセメントミルクによる遮水を行い，その下部に試験区間を設け，孔内の水位を変化させ，時間による水位変動を計測し，透水係数を求めた。

試験位置を第 1.6－1 図に，試験の概要を第 1.6－3 図（3）に示す。

(4)　地盤物性の場所的変化及び異方性に関する調査

基礎地盤物性の場所的変化及び異方性を検討するため，第 1.6－1 図に示す位置においてボーリング孔を利用した弾性波速度測定を実施するとともに，ＰＳ検層の結果との比較を行った。

ボーリング孔を利用した弾性波速度測定は，ボーリング孔に受振点を設置し，他のボーリング孔に孔中起振装置を用いた発振点を設けてボーリング孔間の弾性波試験を行い，ボーリング孔間の

水平方向の平均弾性波速度を求めた。

また，各孔で得られたＰＳ検層によるＰ波速度及びＳ波速度を比較することにより，基礎地盤物性の場所的変化に関する検討を行った。

ＰＳ検層の測定は,「(1)　ＰＳ検層」で述べた方法で実施した。

1.6.2　調査結果

1.6.2.1　原子炉施設設置位置の地質・地質構造

ボーリング調査結果等から得られた地質柱状図を第 1.6－4 図に，斜めボーリング・ボアホールテレビ調査による地質観察図を第 1.6－5 図に，鉛直ボーリングによる久米層のボーリング・コア採取率及びＲ・Ｑ・Ｄを第 1.6－1 表に示す。また，久米層の上面の標高分布図を第 1.6－6 図に，地質鉛直断面図を第 1.6－7 図に示す。

原子炉施設設置位置付近の第四系の下位にはボーリング調査下限標高の標高－400m 以深まで新第三系鮮新統の久米層（Ｋｍ層）が分布している。本層は軽石凝灰岩及び細粒凝灰岩を含む暗オリーブ灰色を呈する砂質泥岩を主とする。また，本層中には，流動状の堆積構造あるいは偽歴，異種礫，貝殻片を含む礫岩が認められる。これらは，下位の久米層を浸食して緩く谷状に連続している。

久米層は第 1.5－5 図に示すように複数ユニットに区分され，それぞれのユニットには複数の鍵層が概ね水平に連続している。これらの鍵層の連続性を検討した結果，久米層は敷地全体にわたって水平性を有していると判断される。

久米層中には癒着して固結した面構造が認められるが，粘土状破砕部は認められない。この癒着して固結した面構造については，走

向，傾斜に系統性は認められない。

以上のことから，敷地全体の久米層には断層を示唆する系統的な不連続や累積的な変位・変形は認められず，原子炉建屋設置位置付近には「将来活動する可能性のある断層等」は存在しない。

原子炉施設設置位置付近に分布する第四系は，第 1.6－7 図に示すように南北方向では南方より原子炉施設付近まで EL.約－15m までほぼ水平に分布し，原子炉施設付近より北方にその下限を EL.約－60m まで低下させながら水平に分布している。また，東西方向では，異なる地層をレンズ状に挟みながら EL.約－15m 付近までほぼ水平に分布している。

第四系は，上位から完新統の砂丘砂層（ｄｕ層），完新統の沖積低地堆積物を構成する砂礫層（Ａｇ１層及びＡｇ２層），粘土層（Ａｃ層）及び砂層（Ａｓ層），更新統の段丘堆積物（Ｄ２層，Ｄ１層）を構成するシルト層（Ｄ２ｃ－３層），砂礫層（Ｄ２ｇ－３層），シルト層（Ｄ１ｃ－１層），砂礫層（Ｄ１ｇ－１層）及びローム層（ｌｍ層）で構成されている。

1.6.2.2　室内試験結果

採取した試料について実施した室内試験の結果を以下に示す。

(1)　岩石

ａ．物理試験

9 孔のボーリング孔から標高 5m～－200m の範囲で採取した久米層の供試体について実施した物理試験の結果を第 1.6－2 表に示す。

これによると，湿潤密度 ρ_t は平均 1.73g／cm^3，含水比ｗは

平均 43.8%，土粒子の密度ρ_sは平均 2.60g／cm^3，間隙比 e は平均 1.16 である。

また，第 1.6－8 図に示すように湿潤密度ρ_tは深度方向にやや増大する傾向が認められ，標高Z（m）との関係は次式で近似される。

$$\rho_t = 1.72 - 1.03 \times 10^{-4} \cdot Z \qquad (g/cm^3)$$

（平均 1.73g／cm^3）

b．三軸圧縮試験

9 孔のボーリング孔から物理試験と同様の範囲で採取した 64 組の供試体について実施した三軸圧縮試験（ＣＵＵ条件）の結果を第 1.6－9 図に示す。

破壊時の軸差強度$(\sigma_1 - \sigma_3)_f$及び変形係数E_{50}は，深度方向に増大する傾向が認められ，標高Z（m）との関係は次式で近似される。

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_f = 1.56 - 1.06 \times 10^{-2} \cdot Z \qquad (N/mm^2)$$

（平均 2.57N／mm^2）

$$E_{50} = 237 - 2.65 \cdot Z \qquad (N/mm^2)$$

（平均 491N／mm^2）

5 孔のボーリング孔から標高－15m～－200m の範囲で採取した 14 組の供試体について実施した三軸圧縮試験（ＣＤ条件，側圧は土被り圧相当）の結果を第 1.6－10 図に示す。

破壊時の軸差強度$(\sigma_1 - \sigma_3)_f$及び変形係数E_{50}は，深度方向に増大する傾向が認められ，標高Z（m）との関係は次式で近似される。

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_f = 1.70 - 9.54 \times 10^{-3} \cdot Z \qquad (N/mm^2)$$

（平均 2.49N／mm^2）

$$E_{50}=221-2.23\cdot Z \qquad (N/mm^2)$$

（平均 406N／mm^2）

c．引張強度試験

9 孔のボーリング孔から物理試験と同様の範囲で採取した 64 孔の供試体について実施した引張強度試験の結果を第 1.6－11 図に示す。

引張強度 σ_t は，深度方向へ増大する傾向が認められ，標高Ｚ（m）との関係は次式で近似される。

$$\sigma_t=0.141-1.14\times10^{-3}\cdot Z \qquad (N/mm^2)$$

（平均 0.251N／mm^2）

この試験結果と，前述した三軸圧縮試験（ＣＵＵ条件）の試験結果から，側圧の低い部分を放物線，側圧の高い部分を直線で近似した破壊包絡線を求めた。

d．圧密試験

4 孔のボーリング孔から採取した 4 個の供試体について圧密圧力 13.73N／mm^2 までの圧密試験を実施した。試験の結果を第 1.6－3 表及び第 1.6－12 図に示す。

間隙比－圧密圧力曲線からカサグランデの方法により求めた圧密降伏応力Ｐｃは平均 3.91N／mm^2 であり，透水係数ｋは平均 4.19×10^{-7} cm／s である。

e．段階載荷クリープ強度試験

ボーリング孔から採取した 5 個の供試体について実施した段階載荷クリープ強度試験（ＣＵ条件）の結果を第 1.6－4 表及び第 1.6－13 図に示す。

上限降伏応力σ_uは，各圧密圧力で 1.21N／mm^2～1.47N／mm^2（平均 1.35N／mm^2）となっている。

また，上限降伏値σ_uを比較するため，ほぼ同じ深度から採取した 5 個の供試体について実施した通常の載荷速度で行った三軸圧縮試験（ＣＵ条件）による軸差応力は，各圧密圧力で 1.70N／mm^2～2.01N／mm^2（平均 1.91N／mm^2）となっている。

この結果，上限降伏値σ_uと軸差強度$(\sigma_1-\sigma_3)_f$の比は，69.9%～72.4%（平均 70.8%）となっている。

f．三軸クリープ試験

ボーリング孔から採取した 4 個の供試体に対して軸差応力を 0.98N／mm^{2}に保持する三軸クリープ試験（ＣＤ条件）を実施した。試験の結果を第 1.6－5 表及び第 1.6－14 図に示す。

軸ひずみε－時間曲線を次式で近似させ，クリープ係数を算出すると，各圧密圧力で$\alpha=(\alpha_1+\alpha_2)$＝0.20～0.31（平均 0.26），$\alpha_1$＝0.07～0.14（平均 0.11），$\alpha_2$＝0.13～0.17（平均 0.16），$\beta_1$＝2.05～5.93　1／day（平均 3.21　1／day），β_2＝0.06～0.14　1／day（平均 0.09　1／day）である。

$$\varepsilon=\varepsilon_e+\varepsilon_c$$
$$=\varepsilon_e\{1+\alpha_1(1-e^{-\beta_1 t})+\alpha_2(1-e^{-\beta_2 t})\}$$

g．ポアソン比測定

9 孔のボーリング孔から物理試験と同様の範囲で採取した 64 組の供試体に対して三軸応力状態（ＣＵＵ条件，側圧は土被り圧相当）で実施したポアソン比測定の結果を第 1.6－15 図に示す。

ポアソン比νは，深度方向に減少する傾向が認められ，標高Ｚ

（m）との関係は次式で近似される。

$$\nu = 0.48 + 2.0 \times 10^{-4} \cdot Z$$

（平均 0.46）

5 孔のボーリング孔から標高－15m～－200m の範囲で採取した 14 組の供試体に対して三軸応力状態（ＣＤ条件，側圧は土被り圧相当）で実施したポアソン比測定の結果を第 1.6－16 図に示す。

ポアソン比ν は，深度方向に減少する傾向が認められ，標高Ｚ（m）との関係は次式で近似される。

$$\nu = 0.16 + 2.5 \times 10^{-4} \cdot Z$$

（平均 0.14）

ｈ．繰返し三軸試験（動的変形特性）

ボーリング孔から標高－15m～－200m の範囲で採取した 19 個の供試体について実施した繰返し三軸試験（動的変形特性）の結果を第 1.6－17 図に示す。

規準化した動せん断弾性係数Ｇ／G_0及び減衰定数ｈとせん断ひずみγの関係は次式で近似される。

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 107 \cdot \gamma^{0.824}}$$

$$h = \frac{\gamma}{4.41 \cdot \gamma + 0.0494} + 0.0184$$

(2)　土質

ａ．物理試験

ボーリング孔で各層から採取した供試体について実施した物

理試験の結果を第1.6－6表に示す。

ｄｕ層の湿潤密度ρ_tは平均 1.82g／cm^3，含水比ｗは平均17.4%，土粒子の密度ρ_sは平均 2.71g／cm^3，間隙比ｅは平均0.75である。

Ａｃ層の湿潤密度ρ_tは平均 1.65g／cm^3，含水比ｗは平均58.8%，土粒子の密度ρ_sは平均 2.68g／cm^3，間隙比ｅは平均1.59である。

Ａｓ層の湿潤密度ρ_tは平均 1.74g／cm^3，含水比ｗは平均39.6%，土粒子の密度ρ_sは平均 2.71g／cm^3，間隙比ｅは平均1.20である。

Ａｇ２層の湿潤密度ρ_tは平均 1.89g／cm^3，含水比ｗは平均17.3%，土粒子の密度ρ_sは平均 2.68g／cm^3，間隙比ｅは平均0.67である。

Ｄ２ｃ－３層の湿潤密度ρ_tは平均 1.77g／cm^3，含水比ｗは平均40.4%，土粒子の密度ρ_sは平均2.63g／cm^3，間隙比ｅは平均1.09である。

Ｄ２ｓ－３層の湿潤密度ρ_tは平均 1.92g／cm^3，含水比ｗは平均24.1%，土粒子の密度ρ_sは平均2.66g／cm^3，間隙比ｅは平均0.79である。

Ｄ２ｇ－３層の湿潤密度ρ_tは平均 2.15g／cm^3，含水比ｗは平均13.3%，土粒子の密度ρ_sは平均2.67g／cm^3，間隙比ｅは平均0.43である。

ｌｍ層の湿潤密度ρ_tは平均 1.43g／cm^3，含水比ｗは平均90.8%，土粒子の密度ρ_sは平均 2.77g／cm^3，間隙比ｅは平均2.66である。

ｂ．三軸圧縮試験

ボーリング孔で各層から採取した供試体について実施した三軸圧縮試験（ＣＵ条件及びＣＤ条件）の結果を第 1.6－18 図及び第 1.6－19 図に示す。

ＣＵ条件のせん断強度τと圧密圧力Ｐの関係は次式で表示される。

【ピーク強度】

ｆｌ層	τ_{CU}＝0.491・Ｐ＋0.200	(N／mm^2)
ｄｕ層	τ_{CU}＝1.120・Ｐ＋0.670	(N／mm^2)
Ａｇ２層	τ_{CU}＝1.400・Ｐ＋0.620	(N／mm^2)
Ａｓ層	τ_{CU}＝1.420・Ｐ＋0.464	(N／mm^2)
Ａｃ層	τ_{CU}＝0.242・Ｐ＋0.090	(N／mm^2)
Ｄ２ｃ－３層	τ_{CU}＝0.274・Ｐ＋0.180	(N／mm^2)
Ｄ２ｓ－３層	τ_{CU}＝0.462・Ｐ＋0.230	(N／mm^2)
Ｄ２ｇ－３層	τ_{CU}＝0.770・Ｐ＋0.594	(N／mm^2)
ｌｍ層	τ_{CU}＝0.338・Ｐ＋0.050	(N／mm^2)

【残留強度】

ｆｌ層	τ_{CUR}＝0.500・Ｐ＋0.195	(N／mm^2)
ｄｕ層	τ_{CUR}＝1.000・Ｐ＋0.577	(N／mm^2)
Ａｇ２層	τ_{CUR}＝1.200・Ｐ＋0.548	(N／mm^2)
Ａｃ層	τ_{CUR}＝0.220・Ｐ＋0.059	(N／mm^2)
Ａｓ層	τ_{CUR}＝1.430・Ｐ＋0.430	(N／mm^2)
Ｄ２ｃ－３層	τ_{CUR}＝0.170・Ｐ＋0.141	(N／mm^2)
Ｄ２ｓ－３層	τ_{CUR}＝0.310・Ｐ＋0.213	(N／mm^2)
Ｄ２ｇ－３層	τ_{CUR}＝0.788・Ｐ＋0.582	(N／mm^2)

ｌｍ層　　τ_{CUR}＝0.280・Ｐ＋0.036　　（N／mm^2）

ＣＤ条件のせん断強度τと垂直応力σの関係は次式で表示される。

ｄｕ層　　τ_{CD}＝σ・tan37.3°　　（N／mm^2）

Ａｇ２層　　τ_{CD}＝σ・tan37.4°　　（N／mm^2）

Ａｃ層　　τ_{CD}＝0.025＋σ・tan29.1°　　（N／mm^2）

Ａｓ層　　τ_{CD}＝0.012＋σ・tan41.0°　　（N／mm^2）

Ｄ２ｃ－３層　　τ_{CD}＝0.026＋σ・tan35.6°　　（N／mm^2）

Ｄ２ｓ－３層　　τ_{CD}＝0.010＋σ・tan35.8°　　（N／mm^2）

Ｄ２ｇ－３層　　τ_{CD}＝σ・tan44.4°　　（N／mm^2）

ｌｍ層　　τ_{CD}＝0.42＋σ・tan27.3°　　（N／mm^2）

ＣＤ条件の変形係数E_{50}と圧密圧力Ｐとの関係は次式で近似される。

ｄｕ層　　E_{50}＝4.0＋199・Ｐ　　（N／mm^2）

Ａｇ２層　　E_{50}＝10.5＋142・Ｐ　　（N／mm^2）

Ａｃ層　　E_{50}＝11.4　　（N／mm^2）

Ａｓ層　　E_{50}＝21.1＋14.8・Ｐ　　（N／mm^2）

Ｄ２ｃ－３層　　E_{50}＝32.3＋5.46・Ｐ　　（N／mm^2）

Ｄ２ｓ－３層　　E_{50}＝16.0＋48.3・Ｐ　　（N／mm^2）

Ｄ２ｇ－３層　　E_{50}＝83.4＋160・Ｐ　　（N／mm^2）

ｌｍ層　　E_{50}＝7.26＋19.6・Ｐ　　（N／mm^2）

ｃ．ポアソン比測定

ボーリング孔で各層から採取した供試体に対して三軸応力状態（ＣＵ条件及びＣＤ条件）で実施したポアソン比測定の結果を第1.6－7表に示す。

ＣＵ条件での平均ポアソン比ν は，ｄｕ層で 0.47，Ａｃ層で 0.47，Ａｓ層で 0.47，Ａｇ２層で 0.47，Ｄ２ｃ－３層で 0.48，Ｄ２ｓ－３層で 0.49，Ｄ２ｇ－３層で 0.48 である。また，ＣＤ条件での平均ポアソン比ν は，ｄｕ層で 0.26，Ａｃ層で 0.10，Ａｓ層で 0.26，Ａｇ２層で 0.25，Ｄ２ｃ－３層で 0.22，Ｄ２ｓ－３層で 0.19，Ｄ２ｇ－３層で 0.26 である。

ｄ．繰返し三軸試験（動的変形特性）

ボーリング孔で各層から採取した供試体に対して実施した繰返し三軸試験（動的変形特性）の結果を第 1.6―20 図に示す。

規準化した動せん断弾性係数Ｇ／Ｇ$_0$及び減衰定数ｈとせん断ひずみγの関係は次式で近似される。

ｄｕ層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 1{,}540 \cdot \gamma^{1.04}}$$

$$h = \frac{\gamma}{4.27 \cdot \gamma + 0.00580} + 0.0102$$

Ａｇ２層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 2{,}520 \cdot \gamma^{1.14}}$$

$$h = \frac{\gamma}{4.10 \cdot \gamma + 0.00577} + 0.00413$$

Ａｃ層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 269 \cdot \gamma^{0.909}}$$

$$h = \frac{\gamma}{6.65 \cdot \gamma + 0.0104} + 0.0222$$

Ａｓ層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 422 \cdot \gamma^{0.951}}$$

$$h = \frac{\gamma}{4.40 \cdot \gamma + 0.0122} + 0.0144$$

Ａｇ１層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 1{,}730 \cdot \gamma^{1.11}}$$

$$h = \frac{\gamma}{3.73 \cdot \gamma + 0.0102} + 0.00791$$

Ｄ２ｃ－３層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 269 \cdot \gamma^{0.862}}$$

$$h = \frac{\gamma}{6.62 \cdot \gamma + 0.00949} + 0.0205$$

Ｄ２ｓ－３層

$$\frac{G}{G_0}=\frac{1}{1+1{,}100\cdot\gamma^{0.994}}$$

$$h=\frac{\gamma}{5.68\cdot\gamma+0.00560}+0.0132$$

Ｄ２ｇ－３層

$$\frac{G}{G_0}=\frac{1}{1+237\cdot\gamma^{0.732}}$$

$$h=\frac{\gamma}{9.70\cdot\gamma+0.00754}+0.0233$$

1.6.2.3　原位置試験結果

(1)　ＰＳ検層

標高－400m以深まで掘削した５孔のボーリング孔で実施したＰＳ検層によって得られた弾性波速度の分布を第1.6－21図に示す。

これによると久米層の弾性波速度は深度方向へ増大する傾向を示し，Ｐ波速度で平均 1.65km／ｓ～2.00km／ｓ，Ｓ波速度で平均0.38km／ｓ～0.79km／ｓである。

Ｐ波速度V_P及びＳ波速度V_Sは深度方向へ増大する傾向が，動ポアソン比ν_dは深度方向へ減少する傾向が認められ，標高Ｚ(m)との関係は次式で近似される。

V_P＝1,650－0.910・Ｚ　　(m／s)

V_S＝433－0.771・Ｚ　　(m／s)

ν_d＝0.463＋1.03×10^{-4}・Ｚ

また，第四系の弾性波速度はＡｃ層及びＡｓ層を除き，各地層でほぼ一定値を示す傾向が認められる。

ｄｕ層のＰ波速度は平均 0.48km／s，Ｓ波速度は平均 0.21km／sである。また，動ポアソン比は 0.385 である。

Ａｇ２層のＰ波速度は地下水位以上では平均 0.45km／s，地下水位以下では平均 1.80km／s，Ｓ波速度は平均 0.24km／sである。また，動ポアソン比は地下水位以上では 0.286，地下水位以下では 0.491 である。

Ａｇ１層のＰ波速度は平均 1.95km／s，Ｓ波速度は平均 0.35km／sである。また，動ポアソン比は 0.483 である。

Ｄ２ｃ－３層のＰ波速度は平均 1.77km／s，Ｓ波速度は平均 0.27km／sである。また，動ポアソン比は 0.488 である。

Ｄ２ｓ－３層のＰ波速度は平均 1.40km／s，Ｓ波速度は平均 0.36km／sである。また，動ポアソン比は 0.465 である。

Ｄ２ｇ－３層のＰ波速度は平均 1.88km／s，Ｓ波速度は平均 0.50km／sである。また，動ポアソン比は 0.462 である。

Ａｃ層及びＡｓ層のＰ波速度V_P及びＳ波速度V_Sは深度方向へ増大する傾向が認められ，標高Ｚ（m）との関係は次式で近似される。

Ａｃ層　$V_P = 1.24 - 1.93 \times 10^{-3} \cdot Z$　（km／s）

$V_S = 0.163 - 1.54 \times 10^{-3} \cdot Z$　（km／s）

Ａｓ層　$V_P = 1.36 - 1.78 \times 10^{-3} \cdot Z$　（km／s）

$V_S = 0.211 - 1.19 \times 10^{-3} \cdot Z$　（km／s）

動ポアソン比は，Ａｃ層で平均 0.486，Ａｓ層で平均 0.484 である。

(2)　孔内載荷試験

標高－400m以深まで掘削した5孔のボーリング孔で実施した孔内載荷試験により得られた久米層の変形係数Ｄを第1.6－8表(1)及び第1.6－22図（1）に示す。

変形係数Ｄは深度方向へ増大する傾向を示し，変形係数Ｄと標高Ｚ（m）の関係は次式で近似される。

$$D = 233 - 1.86 \cdot Z \qquad (N/mm^2)$$

（平均 423N／mm^2）

また，4 孔のボーリング孔で実施した孔内載荷試験結果により得られた第四系の変形係数Ｄを第 1.6－8(2) 表及び第 1.6－22 図（2）に示す。

(3)　地盤の透水性に関する調査

第四系の透水係数を第 1.6－9 表に示す。ｄｕ層の透水係数は揚水試験により，Ｄ２ｇ－３層及びＤ２ｓ－３層は単孔式現場透水試験より透水係数を求めた。

(4)　地盤物性の場所的変化及び異方性

原子炉施設周辺の広い範囲で実施した 13 孔のボーリング孔におけるＰＳ検層によって得られた久米層のＰ波速度及びＳ波速度の深度分布に有意な差は認められないことから，地盤物性の場所的変化は小さい。

また，第 1.6－23 図に示す 5 孔のボーリング孔におけるボーリング孔間弾性波速度測定結果のとおり，8 断面のボーリング孔間弾性波速度は，1.67km／s～1.73km／s で平均 1.70km／s，変動係数 1.3％であり，各断面におけるボーリング孔間弾性波速度の場所的変化は小さい。このうち，東西方向の 2 断面のボーリング孔

間弾性波速度は 1.68km／s～1.70km／s で平均 1.69km／s，南北方向の 2 断面のボーリング孔間弾性波速度は 1.67km／s～1.72km／s で平均 1.70km／s で，両者に顕著な差は認められない。

以上のことから，地盤物性の場所的変化は小さく，また，異方性は認められない。

1.7　原子炉施設設置位置付近の地盤の安定性評価

耐震重要度分類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（特定重大事故等対処施設を除く）（以下「常設重大事故等対処施設」という。）の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価について以下の検討を実施した。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。

1.7.1　耐震重要施設の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価

1.7.1.1　基礎地盤の安定性評価

(1)　地震力に対する基礎地盤の安定性評価

ａ．解析条件

(a)　評価対象断面

基礎地盤安定性評価の代表施設の選定にあたっては，耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設を基礎形式にて分類した上で，第 1.7－2 図に示す選定フローに基づき，安定性評価結果が相対的に厳しいと想定される施設を抽出した。これらの代表施設における基礎地盤安定性評価により，耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設の基礎地盤の安定性を包括的に確認する。

その結果，直接岩盤で支持する施設の代表として原子炉建屋及び鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）〔防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）〕（以下「鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）」という。）を，杭を介して岩盤で支持する施設の代表とし

て緊急時対策所建屋及び取水構造物（取水路，海水ポンプ室）を選定した。代表施設の選定結果を第 1.7－1 表に示す。さらに，選定した代表施設について，追加の影響要因も踏まえた上で選定の妥当性を検討した結果を第 1.7－2 表に示す。

本項では，前述した代表施設のうち，耐震重要施設と常設重大事故等対象施設を兼ねる施設である原子炉建屋，鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側），耐震重要施設である取水構造物（取水路，海水ポンプ室）の評価を示す。なお，常設重大事故等対処施設である緊急時対策所建屋については，後述する「1.7.2.1　基礎地盤の安定性評価」にて評価を示す。

原子炉建屋においては炉心で直交する 2 断面を，鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）においては，直交 2 断面のうち厳しい条件となる汀線直交断面を，取水構造物（取水路，海水ポンプ室）においては，直交 2 断面のうち厳しい条件となる汀線平行断面を解析断面として選定した。代表施設の解析断面位置を第 1.7－3 図に示す。

(b)　評価手法

基礎地盤のすべり，支持力及び傾斜に関する安全性については，基準地震動 S_s に対する地震応答解析に二次元動的有限要素法（以下「動的解析」という。）を用いて検討した。

動的解析では，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，等価線形化法による周波数応答解析手法を用いた。また，常時応力は，有限要素法による静的解析によって求めた。

基礎地盤のすべり及び支持力に対する安全性については，

動的解析により求められる地震時増分応力と常時応力を重ね合わせた地震時応力に基づき検討した。また，基礎の傾斜に対する安全性については，動的解析によって求められる基礎底面両端の鉛直相対変位を基礎底面幅で除して求めた傾斜に基づき検討した。

(c) 解析用物性値の設定

岩石試験，土質試験及び原位置試験から得られた各種物性値に基づき，解析用物性値を設定した。解析用物性値設定の考え方を第 1.7－3 表に，解析用物性値一覧を第 1.7－4 表に示す。また，各代表施設で計画している地盤改良体の物性値を第 1.7－5 表のように設定した。

(d) 解析モデル

代表施設設置位置の地質断面図に基づいて基礎地盤のモデル化を行い，解析要素分割図を作成した。第 1.7－4 図に地質断面図を，第 1.7－5 図に解析要素分割図を示す。

原子炉建屋は質点系モデルを基にモデル化した。また，鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）及び取水構造物（取水路，海水ポンプ室）については，各構造物の設計基準強度に応じた物性に基づきモデル化した。なお，杭はビーム要素にて，設計仕様に応じた曲げ・せん断に係る断面諸元に基づきモデル化した。

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 1.7－6 図に示す。

(e)　地下水位

解析用地下水位は,第 1.7－7 図に示すように原子炉建屋周辺においては地表面とし，建屋位置においては排水設備があることから構造物基礎下端に設定した。なお，その他の構造物及び周辺斜面の地下水位は地表面に設定した。

(f)　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$_{s}$を解析モデル下端より，水平方向及び鉛直方向に同時入力した。なお，応答スペクトルに基づく地震動（Ｓ$_{s}$－Ｄ１）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$_{s}$－３１）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を行った。

ｂ．評価結果

(a)　基礎地盤の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。当該地では断層等の弱面が分布しないことから，底面舟形のすべり面形状を基本に，均質な地盤内を深さ方向，角度，水平方向の 3 段階に分けて検索することにより，最小すべり安全率となるすべり面を抽出した。

また，代表施設のうち取水構造物（取水路，海水ポンプ室）については，前述のすべり面検索に加えて，基礎岩盤の傾斜に沿ったすべり面形状による検索も実施し，最小すべり安全率となるすべり面を抽出した。

原子炉建屋の基礎地盤の最小すべり安全率は，ＥＷ断面で

3.9，ＮＳ断面で3.4であり，評価基準値1.5を上回っている。

鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）の基礎地盤の最小すべり安全率は13.4であり，評価基準値1.5を上回っている。

取水構造物（取水路，海水ポンプ室）の基礎地盤の最小すべり安全率は7.7である。また，岩盤傾斜に沿った最小すべり安全率は7.5であり，いずれも評価基準値1.5を上回っている。

なお，すべり安全率が最小となるケースについて，地盤物性のばらつきを考慮し，せん断強度を「平均値－1.0×標準偏差（σ）」とした場合においても，安定性評価及び基礎底面以深の基礎岩盤のすべりに対する安定性評価について，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1.7－8図及び第1.7－9図に示す。

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。

(b)　基礎地盤の支持力に対する安全性

基礎地盤の支持力については，道路橋示方書・同解説（Ⅰ共通編・Ⅳ下部構造編，公益社団法人日本道路協会，平成24年3月）[125]の支持力式により求められる支持岩盤の極限支持力度と，基礎の地震時最大鉛直力度（接地圧）を比較することにより評価した。なお，杭を介して岩盤で支持する施設における極限支持力度の算定においては，杭周面摩擦力を支持力として考慮していない。

原子炉建屋の地震時最大鉛直力度は，ＥＷ断面で1.64N／mm^2，ＮＳ断面で1.62N／mm^2である。鉄筋コンクリート防潮壁

区画（北側）の地震時最大鉛直力度は 2.09N／mm^2である。取水構造物（取水路，海水ポンプ室）の地震時最大鉛直力度は 1.31N／mm^2である。一方，評価基準値となる極限支持力度は，原子炉建屋で 4.5N／mm^2，鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）で 7.7N／mm^2，取水構造物（取水路，海水ポンプ室）で 6.4N／mm^2であることから，基礎地盤は十分な支持性能を有している。基礎地盤の支持力の評価結果を第 1.7－6 表に示す。

以上のことから，基礎地盤は十分な支持性能を有している。

(c) 基礎底面の傾斜に対する安全性

基礎底面の傾斜は，動的解析によって求められた基礎底面両端の鉛直相対変位を基礎底面幅で除して求めた。原子炉建屋の最大傾斜は，ＥＷ断面で 1／2,011，ＮＳ断面で 1／5,065，取水構造物（取水路，海水ポンプ室）の最大傾斜は 1／3,177 である。基礎底面両端の最大鉛直相対変位及び最大傾斜を第 1.7－7 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。

なお，代表施設のうち鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）については，傾斜が安全機能上問題となる構造物ではない。

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。

(2) 周辺地盤の変状による施設への影響評価

耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設は，直接または杭を介して十分な支持性能を有する岩盤（久米層）に支持される構造とする。また，杭基礎においては，その周辺地盤を強制的に液状化させることを仮定した場合においても，支持機能及び杭本体の構

造成立性が確保される構造とする。

これに基づき，耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設については，地盤変状が生じた場合においても，その安全機能が損なわれないよう，適切な対策を講ずる設計とする。

(3) 地殻変動による基礎地盤の変形の影響評価

敷地及び敷地近傍には活断層が確認されていないことから，地震発生に伴う地殻変動により施設が重大な影響を受けることはないと考えられるが，基準地震動及び基準津波として採用した震源及び波源モデルに対し，Okada(1992)[126]の手法を用いた地殻変動解析を実施し，原子炉建屋における基礎地盤の傾斜を評価した。

ａ．評価条件

基準地震動及び基準津波として採用した震源及び波源モデルである敷地周辺の活断層（Ｆ１断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の連動）及び日本海溝沿いのプレート境界（東北地方太平洋沖型の地震，茨城県沖から房総沖に想定する津波波源）に対して評価を行った。各波源の断層パラメータを第 1.7－8 表に示す。

ｂ．評価結果

地殻変動による原子炉建屋の最大傾斜は 1／89,928 である。また，地震動による傾斜との重畳を考慮した場合の原子炉建屋の最大傾斜は 1／4,314 であり，評価基準値の目安である 1／2,000 を下回ることから，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。地殻変動による基礎地盤の傾斜の算定結果を第 1.7－9 表に示す。

1.7.1.2　周辺斜面の安定性評価

(1)　解析条件

a．評価対象断面

安定性評価の代表斜面を選定するにあたっては，耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設との離隔距離，斜面勾配等を考慮し，耐震重要施設である使用済燃料乾式貯蔵建屋の周辺斜面を選定した。代表斜面の選定結果を第1.7－10図に示す。

使用済燃料乾式貯蔵建屋の周辺斜面について，斜面高さ，斜面勾配等の観点から，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。解析断面位置を第1.7－11図に示す。

b．評価手法

周辺斜面のすべりについては，基準地震動S_sに対する動的解析により検討した。

動的解析では，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，等価線形化法による周波数応答解析手法を用いた。また，常時応力は，有限要素法による静的解析によって求めた。

静的解析による常時応力と動的解析による地震時増分応力を重ね合わせた地震時応力に対し，周辺斜面のすべり安全率を算定した。

c．解析用物性値の設定

「1.7.1.1(1)a．(c)解析用物性値の設定」の記載に同じ。

d．解析モデル

地質断面図に基づいて周辺斜面のモデル化を行い，解析要素分割図を作成した。第1.7－12図に地質断面図を，第1.7－13

図に解析要素分割図を示す。

境界条件の考え方については，「1.7.1.1(1)ａ．(d)解析モデル」の記載に同じ。

ｅ．地下水位

「1.7.1.1(1)ａ．(e)地下水位」の記載に同じ。

ｆ．入力地震動

「1.7.1.1(1)ａ．(f)入力地震動」の記載に同じ。

(2) 評価結果

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，斜面法尻及び中腹の小段を基点として，最小すべり安全率となるすべり面を無作為に検索した。

使用済燃料乾式貯蔵建屋周辺斜面における最小すべり安全率は5.1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，せん断強度を「平均値－1.0×標準偏差（σ）」とした場合の安定性評価についても，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1.7－14図及び第1.7－15図に示す。

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。

1.7.2　常設重大事故等対処施設の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価

1.7.2.1　基礎地盤の安定性評価

(1)　地震力に対する基礎地盤の安定性評価

a．解析条件

(a)　評価対象断面

「1.7.1.1(1) a．(a)評価対象断面」にて選定した代表施設のうち，ここでは常設重大事故等対処施設として，緊急時対策所建屋の評価を示す。

なお，緊急時対策所建屋においては建屋位置で直交する 2 断面を解析断面として選定した。代表施設の解析断面位置を第 1.7－3 図に示す。

(b)　評価手法

「1.7.1.1(1) a．(b)評価手法」の記載に同じ。

(c)　解析用物性値の設定

「1.7.1.1(1) a．(c)解析用物性値の設定」の記載に同じ。

(d)　解析モデル

代表施設設置位置の地質断面図に基づいて基礎地盤のモデル化を行い，解析要素分割図を作成した。第 1.7－16 図に地質断面図を，第 1.7－17 図に解析要素分割図を示す。

緊急時対策所建屋は質点系モデルを基にモデル化した。なお，杭はビーム要素にて，設計仕様に応じた曲げ・せん断に係る断面諸元に基づきモデル化した。

境界条件の考え方については，「1.7.1.1(1) a．(d)解析モデル」の記載に同じ。

(e)　地下水位

解析用地下水位は地表面に設定した。

(f)　入力地震動

「1.7.1.1(1)ａ．(f)入力地震動」の記載に同じ。

ｂ．評価結果

(a)　基礎地盤のすべりに対する安全性

すべり安全率の算定方法及びすべり面の抽出方法については,「1.7.1.1(1)ｂ．(a)基礎地盤のすべりに対する安全性」の記載に同じ。

緊急時対策所建屋の基礎地盤の最小すべり安全率は，ＥＷ断面で 4.4，ＮＳ断面で 4.2 であり，評価基準値 1.5 を上回っている。

なお，すべり安全率が最小となるケースについて，地盤物性のばらつきを考慮し，せん断強度を「平均値―1.0×標準偏差（σ）」とした場合においても，安定性評価及び基礎底面以深の基礎岩盤のすべりに対する安定性評価について，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 1.7－18 図及び第 1.7－19 図に示す。

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。

(b)　基礎地盤の支持力に対する安全性

支持力の評価方法については,「1.7.1.1(1)ｂ．(b)基礎地盤の支持力に対する安全性」の記載に同じ。

緊急時対策所建屋の地震時最大鉛直力度は，ＥＷ断面で 1.69N／mm^2，ＮＳ断面で 1.58N／mm^2 である。一方，評価基準

値となる緊急時対策所建屋の極限支持力度は 5.4N／mm^2 であることから，基礎地盤は十分な支持性能を有している。基礎地盤の支持力の評価結果を第 1.7－10 表に示す。

以上のことから，基礎地盤は十分な支持性能を有している。

(c) 基礎底面の傾斜に対する安全性

基礎底面の傾斜は，動的解析による基礎底面両端の鉛直相対変位を基礎底面幅で除して求めた。緊急時対策所建屋の最大傾斜は，ＥＷ断面で 1／2,487，ＮＳ断面で 1／2,521 である。基礎底面両端の最大鉛直相対変位及び最大傾斜を第 1.7－11 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。

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。

(2) 周辺地盤の変状による施設への影響評価

「1.7.1.1(2)周辺地盤の変状による施設への影響評価」の記載に同じ。

(3) 地殻変動による基礎地盤の変形の影響評価

敷地及び敷地近傍には活断層が確認されていないことから，地震発生に伴う地殻変動により施設が重大な影響を受けることはないと考えられるが，基準地震動及び基準津波として採用した震源及び波源モデルに対し，Okada (1992) [126]の手法を用いた地殻変動解析を実施し，緊急時対策所建屋における基礎地盤の傾斜を評価した。

ａ．評価条件

「1.7.1.1(3) ｂ．評価条件」の記載に同じ。

b．評価結果

地殻変動による緊急時対策所建屋の最大傾斜は 1／85,633 である。また，地震動による傾斜との重畳を考慮した場合の緊急時対策所建屋の最大傾斜は 1／4,195 であり，評価基準値の目安である 1／2,000 を下回ることから，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。地殻変動による基礎地盤の傾斜の算定結果を第 1.7－12 表に示す。

1.7.2.2　周辺斜面の安定性評価

常設重大事故等対処施設の周辺斜面については，施設との離隔距離及び斜面勾配等の観点で，耐震重要施設の同評価における代表斜面である使用済燃料乾式貯蔵建屋の周辺斜面に包含される。

よって，「1.7.1.2 周辺斜面の安定性評価」の評価をもって，常設重大事故等対処施設の周辺斜面においても，すべりに対して十分な安全性を有していることを確認した。

1.8　地質調査に関する実証性

1.8.1　各種調査・試験の実施会社の選定

調査・試験の実施会社は，事前に会社経歴書，技術者名簿，調査・試験の実績等を検討し，調査・試験に関して過去に実績を有し，技術レベルも高い専門会社を選定し，実施した。

主な地質調査，実施年度及び実施会社を第 1.8－1 表に示す。

1.8.2　地質調査の計画

（1）地質調査に当たっては，国の基準等に準拠して，総合的かつ体系的な調査計画を策定した。

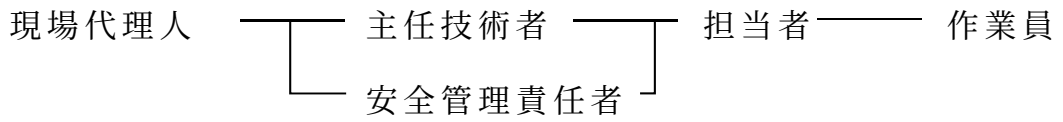
（2）調査計画の主要なものについては，社外の学識経験者及び一般財団法人電力中央研究所から必要に応じて意見を聴取し，内容をまとめた。

1.8.3　各種調査・試験実施に当たっての管理体制

1.8.3.1　実施会社の作業管理体制

調査・試験の実施に当たっては，実施会社は現場代理人，安全管理責任者及び主任技術者を現場に常駐させ，現場代理人は調査・試験の総括を，安全管理責任者は調査・試験に関する安全管理を，主任技術者は調査・試験に関する技術上の管理を行った。

実施会社の管理体制



現場代理人，安全管理責任者及び主任技術者は，調査・試験着手前に各々の経歴書を添付して当社に届け出ており，当社はそれを審査

し，責任者であることを確認して承認した。

なお，現場代理人が出張等により現場に駐在できないときは，当社の承認を得て代行者が現場管理を行った。

1.8.3.2　当社の作業管理体制

当社における調査・試験の作業管理体制は次のとおりである。

本店開発計画室

室長── グループマネージャー── 担当者

東海第二発電所

所長── 次長── 室長── マネージャー── リーダー── 担当者

調査・試験の実施計画，作業実施状況，検査，調査・試験報告等については，文書により担当者経由で提出させ，検討の上承認した。また，実施方法，工程等について適宜打合せ会を設け，調査・試験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。

1.8.3.3　各種調査・試験の管理及び指導

調査・試験の実施に当たっては，調査・試験の着手に先立ち実施方法，使用機械，作業員名簿，工程等を記載した調査・試験実施計画書を実施会社から提出させ，当社で検討し，承認後に調査・試験を実施した。

調査・試験中は，現場作業については調査・試験日報を提出させ，また，室内試験等は試験日誌等を記入させ，随時チェックすることにより作業内容を管理するとともに，必要に応じて当社担当者が立会い検査を実施した。また，実施会社において作業状況，ボーリン

グ・コア等の記録及び写真撮影を行った。

調査・試験報告書の内容についても，逐一当社で検討するとともに，試験等の生データも併せ提出させ，報告書記載内容との整合についてチェックした。さらに，調査・試験結果については，社外の学識経験者及び一般財団法人電力中央研究所の意見聴取による検討も加えた。

1.9　地質調査結果の評価・とりまとめ

地質調査終了後，諸資料については，社外の学識経験者及び一般財団法人電力中央研究所の助言を得て検討し，十分な評価を得て申請書としてとりまとめを行った。

1.10　参考文献

(1)　坂本亨・田中啓策・曽屋龍典・野間泰二・松野久也（1972）:那珂湊地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所

(2)　坂本亨（1975）:磯浜地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所

(3)　坂本亨・相原輝雄・野間泰二（1981）:石岡地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所

(4)　地質調査所（1957）:日本炭田図 I 常磐炭田地質図説明書（5 万分の 1）

(5)　佐藤戈止（1926）:7 万 5 千分の 1 地質図幅「鉾田」及び説明書，地質調査所

(6)　佐藤戈止（1927）:7 万 5 千分の 1 地質図幅「筑波」及び説明書，地質調査所

(7)　木下亀城（1935）:7 万 5 千分の 1 地質図幅「助川」及び説明書，地質調査所

(8)　吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋浩・久保和也・関陽児・駒澤正夫・広島俊男（2001）: 20 万分の 1 地質図幅「水戸」（第 2 版），地質調査所

(9)　久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・中江訓・高橋浩・利光誠一・坂野靖行・宮地良典・高橋雅紀・駒澤正夫・大野哲二（2007）: 20 万分の 1 地質図幅「白河」，地質調査総合センター

(10)　地質調査総合センター（2016）:活断層データベース，https://gbank.gsj.jp/activefault/index_cyber.html，更新:2016.10.4，地質調査総合センター

(11)　地質調査総合センター（2015）:20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース，https://gbank.gsj.jp/seamless/，更新:2015.5.29，地質調査総合センター

(12)　地質調査総合センター（2003）:100 万分の 1 日本地質図第 3 版（CD-ROM 第 2 版），地質調査総合センター

(13)　経済企画庁（1973）:土地分類図付属資料「茨城県」（20 万分の 1）

(14)　経済企画庁（1969）:土地分類基本調査　地形・表層地質・土じよう「水戸」（5 万分

の 1)

(15)　茨城県（1980）:土地分類基本調査「石岡」（5 万分の 1）

(16)　茨城県（1989）:土地分類基本調査「磯浜・鉾田」（5 万分の 1）

(17)　茨城県（1990）:土地分類基本調査「那珂湊」（5 万分の 1）

(18)　茨城県（1995）:土地分類基本調査「高萩・大津」（5 万分の 1）

(19)　茨城県（1995）:土地分類基本調査「日立」（5 万分の 1）

(20)　茨城県（2002）:土地分類基本調査「大子・喜連川」（5 万分の 1）

(21)　茨城県（2002）:土地分類基本調査「常陸大宮・烏山」（5 万分の 1）

(22)　茨城県（2003）:土地分類基本調査「水戸」（5 万分の 1）

(23)　小池一之（1960）:茨城県東海村付近の地形発達，第四紀研究，vol.1，p.274-279

(24)　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

(25)　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

(26)　地質調査所（1997）: 50 万分の 1 活構造図「東京」（第 2 版）

(27)　地質調査所（1984）: 50 万分の 1 活構造図「新潟」

(28)　地質調査所編（1992）:日本地質アトラス（第 2 版）

(29)　小池一之・町田洋編（2001）:日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会

(30)　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

(31)　地震調査委員会（2015）:関東地域の活断層の長期評価（第一版），地震調査推進本部

(32)　海上保安庁（1980）:海底地質構造図「鹿島灘」（20 万分の 1）

(33)　海上保安庁（1981）:海底地質構造図「塩屋埼沖」（20 万分の 1）

(34)　本座栄一・玉木賢策・村上文敏・西村清和（1978）:海洋地質図「日本海溝・千島海溝南部およびその周辺広域海底地質図」（100 万分の 1），地質調査所

(35)　奥田義久（1986）:海洋地質図「鹿島灘海底地質図」（20 万分の 1），地質調査所

(36)　棚橋学・石原丈実・駒沢正夫（2001）:海洋地質図「塩屋埼沖海底地質図」（20 万分の 1），地質調査所

(37) 第二港湾建設局横浜調査設計事務所・茨城県（1972）:首都圏流通港湾自然条件調査報告書

(38) 加賀美英雄・奈須紀幸（1964）:古久慈川－後氷期海面上昇による埋積谷－，日高教授還暦記念論文集，p.538-549

(39) 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 壮・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎（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

(40) 米谷盛寿郎・井上洋子・秋葉文雄（1981）:鹿島灘，日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」，p.13-17

(41) 高柳洋吉（1984）:第四紀海洋古環境－鹿島沖ＳＫ－1 の研究－，地学雑誌，vol.93，p.436-441

(42) 亀尾浩司・佐藤時幸（1999）:石灰質ナンノ化石層序の最近の知見とその応用－とくに常磐海域坑井の新第三系・第四系層序について－ ，石油技術協会誌，Vol.64，No.1，p.16-27

(43) 地質調査総合センター編（2013）:日本重力データベース　ＤＶＤ版，数値地質図　Ｐ－２，産業技術総合研究所地質調査総合センター

(44) 指田勝男・堀常東（2000）:八溝山地の中生界とユニット区分，地質学論集，ジュラ紀付加体の起源と形成過程， No.55，p.99-106

(45) 田切美智雄・森本麻希・望月涼子・横須賀　歩・Daniel J. DUNKLEY・足立　達朗（2010）:日立変成岩類--カンブリア紀の SHRIMP ジルコン年代をもつ変成花崗岩質岩類の産状とその地質について--，地学雑誌，Vol.119，No.2，p.245-256

(46) Michio TAGIRI, Daniel J. DUNKLEY, Tatsuro ADACHI, Yoshikuni HIROI and C.Mark FANNING (2011) :SHRIMP dating of magmatism in the Hitachi metamorphic terrane, Abukuma Belt, Japan: Evidence for a Cambrian volcanic arc, Island Arc, Vol.20, No.2, p.259-279

(47) 植田良夫・山岡一雄・大貫仁・田切美智雄（1969）:本邦変成岩の K-Ar dating (2) --南部阿武隈山地，日立変成岩類--，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol.61，No.3，p.92-99

(48) 金光玄樹・下條将徳・平田岳史・横山隆臣・大藤茂（2011）:東北日本、日立地域からの新たな砕屑性ジルコン年代とその意義，地学雑誌，Vol.120，No.6，p.889-909

(49) 斎木健一・宮橋裕司・千葉県立中央博物館友の会化石部会（2005）:大洗層の大型植物化石による地質年代推定，日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨，p.282-282

(50) 小野晃（2000）:大洗層の変成岩礫と花崗岩礫の供給源について，地質学雑，Vol.106，No.5，p.347-352

(51) 須藤斎・柳沢幸夫・小笠原憲四郎（2005）:常磐地域及びその周辺の第三系の地質と年代層序，地質調査研究報告，Vol.56，No.11/12，p.375-409

(52) 木村勝弘（1988）:油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究，石油公団石油開発技術センター年報 昭和 62 年度，p.14-16

(53) 大槻憲四郎（1975）:棚倉破砕帯の地質構造，東北大学地質古生物研究邦文報告，vol.76，p.1-71

(54) 天野一男・松原典孝・及川敦美・滝本春南・細井淳（2011）:棚倉断層の新第三紀テクトニクスと火山活動・堆積作用，日本地質学会第 118 年学術大会見学旅行案内書・地質学雑誌，Vol.117，supplement，p.69-87

(55) 天野一男（1991）:棚倉断層に沿って発達する横ずれ堆積盆，構造地質， No.36，p.77-82

(56) 国府田良樹・柳沢幸夫・長谷川善和・大塚裕之・相沢正夫（2003）:茨城県桂村で発見された中期中新世 stegolophodon 属（長鼻類）の下顎骨化石，地球科学，Vol.57，No.1/2，p.49-59

(57) 天野一男・橋本純・松原典孝（2004）:棚倉破砕帯周辺の新第三系層序の再検討—男体山火山角礫岩類の K-Ar 年代--，日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨，p.66-66

(58) 柳沢幸夫・田中裕一郎・高橋雅紀・岡田利典・須藤斎（2004）:常磐地域日立市に分布

する中新統多賀層群の複合年代層序，地球科学，Vol.58，No.2，p.91-104

(59) 柳沢幸夫・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史郎・田中裕一郎・本田裕・棚橋学（1989）:常磐炭田北部双葉地域に分布する第三系の生層序と地下地質，地質調査所月報，vol.40，p.405-467

(60) 岩野英樹・檀原徹・吉岡哲（2004）:金砂郷古生物群フィッション・トラック年代測定結果，ミュージアムパーク茨城県自然博物館モノグラフ―茨城県新第三紀金砂郷古生物群―，No.1，p.195-209

(61) 坂本亨・宇野沢昭（1976）:茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史，地質調査所月報，vol.27，p.655-664

(62) 坂本亨・宇野沢昭（1979）:茨城県中部，友部丘陵の第四系，地質調査所月報，vol.30，p.269-283

(63) 大井信三・横山芳春（2011）:常陸台地の第四系下総層群の層序と堆積システムの時空変化，日本地質学会第 118 年学術大会見学旅行案内書・地質学雑誌，Vol.117，supplement，p.103-120

(64) 山元孝広（2013）:東茨城台地に分布する更新統の新層序と MIS5-7 海面変化との関係--地下地質とテフラ対比による茨城層，見和層，夏海層，笠神層の再定義--，地質調査研究報告，Vol.64，No.9/10，p.225-249

(65) 小池一之・岩崎孝明・檀原徹・百瀬貢（1985）:下野火山灰下部層のフィッション・トラック年代とその地史的意義，駒澤地理，21，p.39-67

(66) 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編（2000）:「日本の地形４　関東・伊豆小笠原」，東京大学出版会

(67) 大井信三・横山芳春・西連地信男・安藤寿男（2013）:常陸台地における下総層群木下層のテフラ層序と広域対比，地質学雑誌，Vol.119，No.7，p.488-505

(68) 貝塚爽平・松田磐余編（1982）:首都圏の活構造・地形区分と関東地震の被害分布図解説，内外地図株式会社

(69) 鈴木毅彦（1989）:常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成，地理学評論，vol.62（Ser.A），p.475-494

(70) 鈴木毅彦（1990）:テフロクロノロジーからみた赤城火山最近 20 万年間の噴火史，地学雑誌，99-2，p.182-197

(71) 町田洋・新井房夫（2003）:新編　火山灰アトラス[日本列島とその周辺]，東京大学出版会

(72) 町田洋・鈴木正男（1971）:火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年--フィッション・トラック法による試み--，科学，Vol.41，No.5，p.263-270

(73) 町田洋（1977）:火山灰は語る，蒼樹書房，p.324

(74) 松本哲一・高橋浩・星住英夫（2014）:日本列島における年代未詳岩石の K-Ar 年代測定--地質図幅作成地域の火成岩（平成 24 年度版）--，地質調査研究報告，Vol.65，No.1/2，p.11-16

(75) 柴田賢・蜂須紀夫・内海茂（1973）:八溝山地の花崗岩類の K-Ar 年代，地質調査所月報，vol.24，p.513-518

(76) 長谷川功（1988）:地震探査から見た関東平野の基盤構造，地質学論集，vol.31，p.41-56

(77) 気象庁（2012）:地震年報 2012 年版他

(78) 社団法人土木学会原子力土木委員会（1999）:原子力発電所の立地多様化技術－断層活動性評価技術－（C 級活断層の分類と電子スピン共鳴法による断層年代測定）

(79) 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹（2002）:2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査，地震　第 2 輯，第 54 巻

(80) 桑原徹（1981）:「中新世における棚倉破砕帯の左横ずれ断層活動」，地質学雑誌，vol.87，p.475-487

(81) 鈴木隆介（2004）:建設技術者のための地形図読図入門，第 4 巻　火山・変動地形と応用読図，古今書院

(82) 島本昌憲・林広樹・鈴木紀毅・田中裕一郎・斎藤常正（1998）:福島県東部棚倉地域に分布する新第三系の層序と微化石年代，地質学雑誌，Vol.104，No.5，p.296-313

(83) 桑原徹（1982）:東北日本弧南部外側地域の東西性～北西－南東性水平圧縮場を示す中新世横ずれ断層系－東北日本弧の中新世断層系とテクトニック応力場－，構造地質研究会誌，no.27，p.33-54

(84) 東京都防災会議（1976）:東京直下地震に関する調査研究（その 4）－活断層および地震活動状況等に関する考察－

(85) 今泉俊文・越後智雄・後藤秀昭・澤祥・宮内崇裕・八木浩司（2005）:「都市圏活断層図　塩原（2 万 5 千分の 1）」，国土地理院技術資料 D･1 -No.449

(86) 早川唯弘（1985）:箒川上流域における河岸段丘の発達と関谷断層の活動，活断層研究，no.1，p.41-53

(87) 岩生周一・今井功（1955）:塩原図幅地質説明書，地質調査所

(88) 加藤祐三（1964）:那須火山の岩石学的研究，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol.51，p.233-243

(89) 財団法人日本自然保護協会編（1971）:日光国立公園沼原揚水発電計画に関する調査報告書

(90) 宮下由香里・杉山雄一・山元孝広・丸山直樹・大石朗（2002a）:栃木県関谷断層の活動履歴調査（1）－黒磯市百村における補足調査－，活断層・古地震研究報告，　No.2

(91) 宮下由香里・下川浩一・寒川旭・杉山雄一・丸山直樹・大石朗・斎藤勝（2002b）:栃木県関谷断層の活動履歴調査（2）－塩原町関谷におけるトレンチ調査結果－，活断層・古地震研究報告，No.2

(92) 熊原康博・石村大輔・石山達也・岡田篤正・宮内崇裕（2013）:都市圏活断層図「高崎」（2 万 5 千分の 1）

(93) 熊原康博（2013）:1:25,000 都市圏活断層図関東平野北西縁断層帯とその周辺「高崎」解説書，国土地理院技術資料 D1-No.644，p.19

(94)　熊原康博・後藤秀昭・澤祥・平川一臣・宮内崇裕（2016）:都市圏活断層図「鴻巣」D1-No.743

(95)　熊原康博（2016）:1:25,000　都市圏活断層図　綾瀬川断層とその周辺「鴻巣」解説書. 国土地理院技術資料 D1-No.753, 9p.

(96)　澤祥・渡辺満久・八木浩司（1996a）:都市圏活断層図「深谷」（2 万 5 千分の 1）

(97)　澤祥・渡辺満久・八木浩司（1996b）:都市圏活断層図「熊谷」（2 万 5 千分の 1）

(98)　澤祥・渡辺満久・八木浩司（1996c）:都市圏活断層図「大宮」（2 万 5 千分の 1）

(99)　納谷友規・安原正也（2014）:鴻巣地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査総合センター

(100)　後藤秀昭・中田高・今泉俊文・池田安隆・越後智雄・澤祥（2005）:都市圏活断層図「本圧・藤岡」（2 万 5 千分の 1），国土地理院技術資料 D･1 -No.449

(101)　渡辺満久（2007）:綾瀬川断層の地形学的認定とその活動性，地学雑誌，Vol.116, No.3/4, p.387-393

(102)　群馬県（1997）:平成 8 年度地震関係基礎調査交付金　平井・櫛挽断層帯に関する調査成果報告書

(103)　埼玉県（1999）:平成 10 年度地震関係基礎調査交付金　関東平野北西縁断層帯（深谷断層）に関する調査成果報告書

(104)　埼玉県（2000）:平成 11 年度地震関係基礎調査交付金　関東平野北西縁断層帯（深谷断層）に関する調査成果報告書

(105)　杉山雄一・水野清秀・須貝俊彦・伏島祐一郎・遠藤秀典・宮下由香里・山崎晴雄・山口和雄・伊藤久男（2000）:群馬県下における深谷断層系の反射法地震探査，地質調査所速報，No.ＥＱ/00/2

(106)　石山達也・水野清秀・杉山雄一・須貝俊彦・中里裕臣・八戸昭一・末廣匡基・細矢卓志（2005）:変動地形・ボーリング・反射法地震探査により明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変形，産業技術総合研究所，活断層・古地震研究報告，　No.5,　p.29-37

(107)　山口和雄・加野直巳・住田達哉・大滝壽樹・牧野雅彦・横倉隆伸（2007）:綾瀬川断層から加須低地に至る浅部地下構造，活断層・古地震研究報告，no.7，p.81-90

(108)　納谷友規・石原武志・植木岳雪・本郷美佐緒・松島（大上）紘子・八戸昭一・吉見雅行・水野清秀（2014）:関東平野中央部の第四系地下地質，　地質調査総合センター特殊地質図　関東平野中央部の地下地質情報とその応用(CD-ROM)，No.40，p.178-203

(109)　埼玉県（1996）:平成 8 年度地震関係基礎調査交付金　綾瀬川断層に関する調査成果報告書

(110)　中澤努・遠藤秀典（2002）:大宮地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査総合センター，41p

(111)　埼玉県環境科学国際センター（2007）:埼玉県地質地盤資料集（ボーリング柱状図集，深層 S 波速度構造データ集），716p.

(112)　独立行政法人日本原子力研究開発機構（2014）:大洗研究開発センター（北地区）「原子炉設置変更許可申請書」

(113)　林広樹・笠原敬司・木村尚紀・川中卓・太田陽一（2005）:茨城県大洋村におけるバイブロサイス反射法探査－棚倉構造線南方延長に関連して-，地震 第 2 輯，Vol.58，No.1，p.29-40

(114)　Shinji Toda and Hiroyuki Tsutsumi (2013) :Simultaneous Reactivation of Two, Subparallel, Inland Normal Faults during the Mw 6.6 11 April 2011 Iwaki Earthquake Triggered by the Mw 9.0 Tohoku-oki, Japan, Earthquake Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.103, No.2B, p.1584-1602

(115)　粟田泰夫・丸山正・吾妻崇・斎藤英二・楮原京子・杉山雄一・吉岡敏和・谷口薫・安藤亮輔・吉見雅行・林田拓己・斎藤勝（2011）:2011 年福島県浜通りの地震で塩ノ平断層・湯ノ岳断層に沿って出現した地震断層の特性，シンポジウム「2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」及び日本活断層学会 2011 年度秋季学術大会，日本活断層学会

(116) 丸山正・吉見雅行・斎藤英二・齋藤勝（2014）:変動地形・古地震学的検討に基づく2011年4月11日福島県浜通りの地震に関連する断層の活動性，地質調査総合センター速報　巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書

(117) 石山達也・杉戸信彦・越後智雄・佐藤比呂志（2012）:研究報告:2011 年東北地方太平洋沖地震　第4回 内陸への影響、強震動--2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層のトレンチ掘削調査（速報）--，日本地震学会ニュースレター，Vol.23，No.5，p.36-38

(118) 黒澤英樹・楮原京子・三輪敦志・佐藤ふみ・今泉俊文・宮内崇裕・橋本修一・中島秀敏・白澤道生・内田淳一（2012）:2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層--いわき市田人町塩ノ平における露頭観察とボーリング調査（速報）--，活断層研究，No.36，p.23-30

(119) 堤浩之・遠田晋次（2012）:2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴，地質学雑誌，Vol.118，No.9，p.559-570

(120) 丹羽雄一・遠田晋次・小俣雅志・森良樹（2013）:井戸沢断層の2011年福島県浜通りの地震に先行する断層活動--福島県いわき市塩ノ平地区におけるボーリング調査--，活断層研究，No.39，p.1-8

(121) Sissingh, W., 1977:Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton.Geol.Mijnb., 56, p.37-65.

(122) PERCH-NIELSEN, K. 1985b: Mesozoic calcareous nannofossils. In BOLLI, H. M., SAUNDERS, J.B., &PERCH-NIELSEN, K.(eds.), Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, p.329-426

(123) Sato, T., Saito, T., Takahashi, H., Kameo, K., Sato, Y., Osato, C., Goto, T., Higashi, D.and Takayama, T., 1998:Preliminary report on The Geographical distribution of the cold water nannofossil Coccolithus pelagicus(Wallich) Schiller during The Pliocene to Pleistocene.J.Mining Coll Akita Univ., Ser.A,

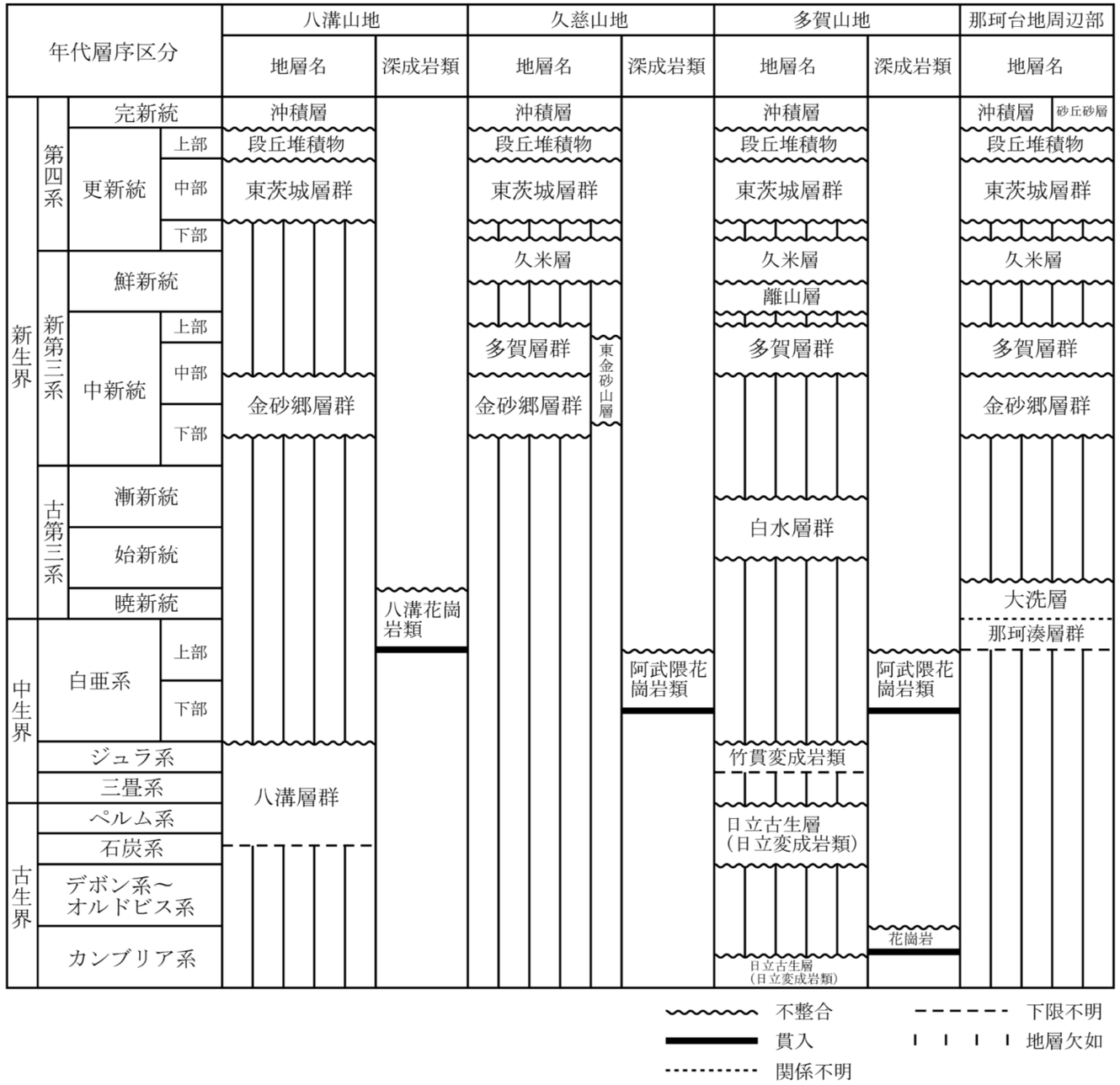
8，33-48.

(124)　納谷友規・平松力・古澤明・柳沢幸夫・山口和雄（2013）:関東平野中央部埼玉県大利根川町で掘削された1505m温泉ボーリングの年代層序，地質学雑誌，第119巻，第5号，p.375-395

(125)　日本道路協会（2012）:道路橋示方書・同解説，Ⅳ　下部構造編，p.328-333，p.383-395

(126)　Okada, Y.　(1992)：Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.82, p.1018-1040.

第1.3－1表　　敷地周辺陸域の地質層序表



第1.3－2表　変動地形判読基準

分　類 リニアメントのランク	Ⅰ　山地・丘陵内		Ⅱ　段丘面・扇状地等の平坦面上	
	Ⅰ－１　崖・鞍部等	Ⅰ－２　尾根・水系の屈曲	Ⅱ－１　崖・溝状凹地	Ⅱ－２　撓み・傾斜面
L_A （変動地形である可能性が高い。）	新鮮な崖，鞍部等の連続の良い配列からなり，連続区間が長く，両側の地形形態が類似し，一様な高度差が認められ，かつ，延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの。	尾根・水系が長い区間で同方向に屈曲し， かつ， （１）屈曲は鮮明であり，河川の規模と屈曲量との相関が認められるもの。 あるいは， （２）閉塞丘，風隙等の特異な地形のいずれかが認められるもの。	崖・溝状凹地等の連続の良い配列からなり，方向が水系の側刻方向と異なり，延長が長く， かつ， （１）時代の異なる複数の段丘面に連続し，古い段丘面ほど比高が大きいもの。 あるいは， （２）崖面が山地，丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示すもの。 あるいは， （３）山地，丘陵内の明瞭な崖，鞍部等に連続するもの。	（１）撓み状の形態が鮮明であり，その量が大きいもの。 （２）平坦面の傾斜角が大きいもの。 上記（１）及び（２）のうち，量や傾斜角に累積性があり，かつ，延長が長いもの。
L_B （変動地形である可能性がある。）	崖，鞍部等の連続の良い配列からなり，連続区間が長く，両側の地形形態が類似し，一様な高度差が認められ， かつ， （１）地形形態は鮮明であるもの。 あるいは， （２）地形形態はやや不鮮明であるが，延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの。	尾根・水系が同方向に屈曲し，屈曲は鮮明であり， かつ， （１）連続区間は長いが，河川の規模と屈曲量との相関，あるいは，閉塞丘，風隙等の特異な地形のいずれも認められないもの。 あるいは， （２）連続区間は短いが，河川の規模と屈曲量との相関，あるいは，閉塞丘，風隙等の特異な地形が認められるもの。	崖・溝状凹地等の連続の良い配列からなり，延長は短いが方向が水系の側刻方向と異なるもの，あるいは，方向が水系の側刻方向であるが延長が長いもののうち， （１）時代の異なる複数の段丘面に連続し，古い段丘面ほど比高が大きいもの。 あるいは， （２）崖面が山地・丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示すもの。 あるいは， （３）山地・丘陵内の明瞭な崖，鞍部等に連続するもの。	上記（１）（２）のうち，延長は短いが，量や傾斜角に累積性があり，段丘面の傾斜方向とは逆向きであるもの，あるいは，累積性は認められないが，延長の長いもの。 撓み状の形態が鮮明であり，その量が小さいが，延長が長く，傾斜方向が段丘面の傾斜方向とは逆向きのもの。
L_C （変動地形である可能性が低い。）	崖，鞍部等の配列からなり， （１）両側で一様な高度差があるが，地形形態は一部で不鮮明，不連続なもの。 あるいは， （２）連続が断続的かあるいは地形形態が不鮮明であり，両側の高度差が一様ではないが，延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの。	尾根・水系が同方向に屈曲し， かつ， （１）連続区間は長いが，屈曲は不鮮明であり，屈曲量も小さく，河川の規模と屈曲量との相関が認められないもの。 あるいは， （２）一部に，河川の規模と屈曲量との相関が認められるが，流域に同方向の蛇行が多く見受けられるもの。	崖・溝状凹地等の配列からなり， かつ， （１）方向が水系の側刻方向とやや異なり，時代の異なる複数の段丘面に連続するが，延長が短いもの。 あるいは， （２）方向が水系の側刻方向であるが，延長が長いもの。 あるいは， （３）延長上の山地・丘陵内に断続的あるいは不鮮明な崖・鞍部等が認められるが，延長が短いもの。	撓み状の形態が鮮明なもののうち，上記以外のもの。 撓み状の形態が不鮮明であり，平坦面の傾斜角も小さいが，延長が長いもの，あるいは延長が短いが段丘面の傾斜方向とは逆向きであるもの。
L_D （変動地形である可能性が非常に低い。）	崖，鞍部等の配列からなるが，連続が断続的か，あるいは地形形態が不鮮明であり，両側の高度差が一様ではないもの。	尾根・水系が同方向に屈曲しているが， （１）連続区間が短く，屈曲が不鮮明であり，屈曲量が小さいもの。 あるいは， （２）屈曲量と連続区間が不調和であるもの。	崖，溝状凹地等の配列からなるが，延長が短いもの。	撓み状の形態が不鮮明なもの及び平坦面の傾斜角が小さいもののうち，上記以外のもの。 撓み状の形態，傾斜面のその角度が，段丘崖あるいは砂丘などの堆積面との区別が困難であるものの，比較的連続するもの。

第1.3－3表　敷地前面海域の地質区分表

地 層 名		記録パターンの特徴	地層境界	推定される地質	分 布 範 囲
Ａ　層		ほぼ水平な平行層理パターンを示す。久慈川沖及び那珂川沖では，上部に平行層理パターン，下部に散乱パターンを示す。	下位層と顕著な不整合関係で凹凸を埋めるように覆う。	未固結の礫，砂，シルト等。	大陸棚上の水深約60m～約130m付近にかけて，南北方向の帯状に分布する。北部から中部の沿岸部では旧河谷を埋めるように，南部の沿岸部では海岸線付近に分布する。
Ｂ層	Ｂ$_1$層	沖合に向かって傾斜するプログラデーションパターンを示す。	下位層を不整合関係で覆う。	未固結から半固結の砂，シルト及びそれらの互層。	沿岸部では分布を欠き，北部では沖合約30km以遠に，南部では約5km以遠に分布する。
	Ｂ$_2$層	沖合に向かって傾斜するプログラデーションパターンを示す。	下位層を不整合関係で覆う。	半固結の砂，シルト及びそれらの互層。	北部では沖合約20km以遠に分布し，南部では海岸線付近から沖合まで分布する。
	Ｂ$_3$層	上部は沖合に向かって傾斜するプログラデーションパターンを示す。下部は緩傾斜の平行層理パターンを示す。本層上面の一部には崩落によると考えられる削剥がみられる。	下位層を不整合関係で覆う。	半固結の砂，シルト及びそれらの互層。	中部では海岸線付近から沖合まで分布するが，南部及び北部の沿岸部では分布を欠くようになり，沖合約10km以遠に分布する。
Ｃ層	Ｃ$_1$層	比較的連続性のよい平行層理パターンを示す。本層上面の一部には崩落によると考えられる削剥がみられる。	沿岸部では下位層をオンラップ不整合関係で，沖合部では下位層を不整合関係で凹凸を埋めるようにそれぞれ覆う。	砂岩，泥岩及びそれらの互層。	北部の沿岸部及び那珂湊付近を除き広く分布する。
	Ｃ$_2$層	全般に平行層理パターンを示すが，Ｃ$_1$層に比べ層理間隔がやや粗い。	沿岸部では下位層をオンラップ不整合関係で，沖合部では下位層を軽微な不整合関係でそれぞれ覆う。	砂岩，泥岩及びそれらの互層。	北部の沿岸部及び常陸那珂港付近から最南部の沖合約25kmまでを除き分布する。
Ｄ層	Ｄ$_1$層	全般に平行層理パターンを示す。	沿岸部では下位層を不整合関係で凹凸を埋めるように，沖合部では下位層を軽微な不整合関係でそれぞれ覆う。 なお，南部の沿岸部では上面が侵食を受け，上位層と傾斜不整合関係で接するところがある。	砂岩，泥岩及びそれらの互層。	沿岸部では北部のごく一部及び那珂湊付近を除き分布し，沖合では広く分布する。
	Ｄ$_2$層	全般に平行層理パターンを示す。	下位層を不整合関係で覆う。	砂岩，泥岩及びそれらの互層。	那珂湊付近の沿岸部を除き広く分布する。
	Ｄ$_3$層	比較的連続性のよい傾斜した平行層理パターンを示す。	下位層を不整合関係で覆う。 なお，上面は顕著な侵食を受け，上位層と傾斜不整合関係で接する。	砂岩，泥岩及びそれらの互層。	北部から中部にかけて広く分布するが，南部では分布を欠く。
Ｅ　層		無層理状パターン又は断片的な層理状パターンを示す。	－	砂岩，泥岩，変成岩類，花崗岩類等。	調査海域の最下位層であり全域に分布し，大部分を上位層に覆われているが，磯崎町及び大洗町付近では海底面に露出する。

（海域の地層区分は，海上音波探査記録の解析により，不整合等の地層境界を示す音響的反射面を追跡し，これに基づき区分された各層の分布状況を把握することによって行った。）

第1.3－4表　　敷地周辺陸域と海域の地質層序対比表

<table>
<tr><td colspan="3">区　分</td><td>陸　域</td><td colspan="3">海　　域</td></tr>
<tr><td colspan="3">地質時代</td><td>申請者</td><td>申請者</td><td>奥田(1986)
「鹿島灘」</td><td>棚橋他(2001)
「塩屋埼沖」</td></tr>
<tr><td rowspan="8">第四紀</td><td colspan="2">完新世</td><td>沖積層</td><td>A</td><td>Re</td><td>(記載なし)</td></tr>
<tr><td rowspan="3">更新世</td><td rowspan="2">後期</td><td rowspan="2">段丘堆積物</td><td rowspan="2">B_1</td><td>Q_5</td><td rowspan="2">A</td></tr>
<tr><td>Q_4</td></tr>
<tr><td>中期</td><td>東茨城層群</td><td>B_2</td><td>Q_3
Q_2</td><td>B</td></tr>
<tr><td>前期</td><td></td><td>B_3</td><td>Q_1</td><td>C</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="5">鮮新世</td><td rowspan="2">久米層</td><td>C_1</td><td rowspan="2">Q_0</td><td>D</td></tr>
<tr><td rowspan="2">C_2</td><td>E</td></tr>
<tr><td rowspan="2">離山層</td><td rowspan="2">P l</td><td>F</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>G</td></tr>
<tr><td rowspan="3">新第三紀</td><td rowspan="3">中新世</td><td>多賀層群</td><td>D_1</td><td rowspan="3">M</td><td>H(Upper)</td></tr>
<tr><td>金砂郷層群等</td><td>D_2</td><td>H(Middle)</td></tr>
<tr><td colspan="2">古第三紀</td><td>白水層群</td><td>D_3</td><td>Pg_2</td><td rowspan="4">H(Lower)</td></tr>
<tr><td colspan="2">先古第三紀</td><td rowspan="2">大洗層
那珂湊層群
阿武隈花崗岩類
日立変成岩類</td><td rowspan="2">E</td><td>Pg_1</td></tr>
<tr><td></td><td>B</td></tr>
</table>

｜｜｜｜｜｜：地層欠如

第1.3－5表　　敷地前面海域の断層等一覧表

項目＼断層名	F１１	F１２	F１３	F１a	F１b－１	F１b－２	F１b－３	F１c	F１d	F１e
長　　さ	4.6km*	18.0km*	最　大 2.4km	2.3km*	最　大 3.1km	最　大 3.2km	最　大 2.4km	最　大 18.7km	最　大 6.1km	最　大 5.8km
相対的落下側	SW	S	NNE	WSW	W	WSW	WSW	W	WNW	E
走　　向	NW-SE	E-W	WNW-ESE	NNW-SSE	N-S	NNW-SSE	NNW-SSE	N-S	NNE-SSW	N-S
断層により変位又は変形の可能性がある最上位層	D_1層	C_2層下部	D_1層	D_1層	D_1層	D_1層	D_1層	北　部：C_2層 中南部：B_3層下部	C_2層	D_1層
断層により変位又は変形を受けていない地層	A層	A層，B_3層， C_1層，C_2層上部	A層	A層	なし	なし	なし	北　部：A層 中南部：B_3層上部	A層， B_3層，C_1層	B_3層， C_1層，C_2層

項目＼断層名	F１f－１	F１f－２	F１g	F５a	F５b	A－４ (背斜)	F１４	F２	F１７	A－２A (背斜)
長　　さ	最　大 8.3km	最　大 5.8km	最　大 6.0km	最　大 9.0km	最　大 5.1km	最　大 10.4km	5.8km*	最　大 3.0km	最　大 10.4km	最　大 4.6km
相対的落下側	北部：W 南部：SW	北部：W 南部：SW	E	SW	SW	―――	SSW	E	WSW	―――
走　　向	北部：N-S 南部：NW-SE	北部：N-S 南部：NW-SE	N-S	NW-SE	NW-SE	NW-SE	WNW-ESE	N-S	NNW-SSE	N-S
断層により変位又は変形の可能性がある最上位層	B_3層下部	B_3層下部	B_3層下部	B２層下部	B２層下部	B_3層	D_1層下部	B_3層	D_1層下部	C_1層
断層により変位又は変形を受けていない地層	A層， B_3層上部	A層， B_3層上部	A層， B_3層上部	A層， B_2層上部	A層， B_2層上部	A層，B_2層	A層， C_1層，C_2層， D_1層上部	D_1層下部， D_3層，E層	A層， B_1層，B_2層， B_3層，C_1層， C_2層，D_1層上部	A層， B_2層，B_3層

項目＼断層名	A－２b (背斜)	F１６	A－１ (背斜)	F８	F１８	F９	F１０	F１５	F３	F４a
長　　さ	最　大 5.0km	最　大 25.8km	最　大 19.5km	最　大 25.9km	最　大 4.0km	最　大 5.9km	最　大 13.3km	12.1km以上	最　大 13.6km	最　大 13.4km
相対的落下側	―――	北部：WSW 南部：WNW	―――	北部：ENE 南部：ESE	E	ENE	SE	SE	北　部：NW 中南部：WNW	WNW
走　　向	N-S	北部：NNW-SSE 南部：NNE-SSW	NNE-SSW	北部：NNW-SSE 南部：NNE-SSW	N-S	NNW-SSE	NE-SW	NE-SW	北　部：NE-SW 中南部：NNE-SSW	NNE-SSW
断層により変位又は変形の可能性がある最上位層	B３層	B３層	B３層	D_1層下部	D_2層	B_3層下部	B_2層下部	B_2層下部	北中部：B_2層 南　部：D_1層	C_1層下部
断層により変位又は変形を受けていない地層	A層， B_1層，B_2層	A層， B_1層，B_2層	A層， B_1層，B_2層	B_1層，B_2層， B_3層，C_1層， C_2層，D_1層上部	B_1層，B_2層， B_3層，C_1層， C_2層，D_1層	B_1層，B_2層， B_3層上部	B_1層， B_2層上部	B_1層， B_2層上部	北中部：A層 南　部：A層， B_2層，C_1層	B_2層， C_1層上部

項目＼断層名	F４b－１	F４b－２	F６	F１９	F２０	F２１	F２２	F２３	F２４	F２５
長　　さ	最　大 6.6km	最　大 7.3km	最　大 10.5km	最　大 7.5km	最　大 6.4km	最　大 6.3km	最　大 12.7km	最　大 7.8km	最　大 7.5km	最　大 4.6km
相対的落下側	WNW	ESE	WNW	NW	NW	WNW	北部：W 南部：SW	SW	SW	SW
走　　向	NNE-SSW	NNE-SSW	NNE-SSW	NE-SW	NE-SW	NNE-SSW	北部：N-S 南部：NW-SE	NW-SE	NW-SE	NW-SE
断層により変位又は変形の可能性がある最上位層	北中部：B_2層下部 南　部：B_2層	B２層下部	D１層	D１層	D１層	D１層下部	D１層下部	D１層	D１層	D１層下部
断層により変位又は変形を受けていない地層	北中部：B_2層上部， D_1層下部， D_2層，E層 南　部：D_2層，E層	A層， B_2層上部， D_1層下部，D_2層	A層，B_2層， C_1層	B_2層，B_3層 C_1層，C_2層	A層，B_2層， B_3層，C_1層	A層， B_2層，C_1層， D_1層上部	B_1層，B_2層， C_1層， D_1層上部	B_1層，B_2層 C_1層	B_1層，B_2層 C_1層	B_1層，B_2層，C_1層， D_1層上部

項目＼断層名	F２６	A－３ (背斜)
長　　さ	最　大 12.6km	最　大 14.0km
相対的落下側	SW	―――
走　　向	NW-SE	NE-SW
断層により変位又は変形の可能性がある最上位層	D_1層	D_1層
断層により変位又は変形を受けていない地層	B_1層，B_2層， C_1層	A層，B_1層， B_2層，B_3層， C_1層

＊ 陸域に連続する可能性のある断層は海岸までの長さ

第1.4－1表　　敷地近傍陸域の地質層序表

年代層序区分				地層名		主な層相	
新生界	第四系	完新統		沖積層	砂丘砂層	礫・砂・シルト	砂
		更新統	上部	段丘堆積物		礫・砂・シルト	
			中部	東茨城層群		礫・砂・シルト	
			下部				
	新第三系	鮮新統		久米層		砂質泥岩	
				離山層		凝灰岩	
		中新統	上部	多賀層群		砂質泥岩	
			中部				
			下部				

不整合

地層欠如

第1.5－1表　　地質層序表

年代層序区分			地層区分	地質記号	主な層相	備考
新生界	第四系	完新統	砂丘砂層	du	灰褐色～黄灰色の細粒～中粒砂	敷地全体に広く分布する。
			沖積層	al	暗青灰色～灰褐色の粘土・砂 灰褐色～黄褐色の礫混じり砂	最上位の砂層は敷地全体に広く分布する。 旧久慈川が侵食した凹状の谷を埋めて分布する。
		更新統	段丘堆積物	D2	黄褐色～青灰色の砂礫･砂･シルト	敷地全体に埋没段丘として分布する。 敷地周辺のＬ1段丘堆積物に対比される。 シルト層中の炭質物の年代： 40,830±2,670年BP～48,330±年BPオーバー （14Ｃ年代測定法）
				D1		敷地の南西部に分布する。 敷地周辺のM2段丘堆積物に対比される。 本層上部に分布する風化火山灰層に含まれる テフラの年代： ・赤城鹿沼テフラ　＞45,000年BP ・赤城水沼１テフラ 55,000年BP～60,000BP
			東茨城層群	Hi	暗灰色～褐色の砂及びシルト 灰褐色～青灰色の砂礫	敷地の西部に分布する。
	新第三系	鮮新統	久米層	Km	暗オリーブ灰色の砂質泥岩	敷地全体に広く分布する。原子炉建屋等の基礎地盤である。
			離山層	Hn	泥岩・凝灰岩	敷地では北部を中心に久米層の下位に認められる。
白亜系			那珂湊層群	Nk	泥岩・砂岩	敷地全体で久米層，離山層の下位に認められる。
先白亜系			日立古生層 （日立変成岩類）	Hp	泥岩・砂岩・礫岩	1孔のボーリングで那珂湊層群の下位に認められる。

～～：不整合

第1.5－2表　　久米層の岩相区分

地層名	岩　質	記号	層　　相	代表的なコア写真
久米層	砂質泥岩	Km-m	砂質泥岩を主とする。砂質泥岩には生物擾乱，乱堆積構造が発達する。	
	砂岩-砂質泥岩互層	Km-a1	厚さ5cm～10cmの細粒～中粒砂岩の薄層を挟む砂質泥岩を主体とする。	
		Km-a2	泥岩，シルト岩の細互層を主とする。	
		Km-a3	細粒砂岩，中粒砂岩を主とする細互層からなる。 炭質物薄層を頻繁に挟む。	
	砂　岩	Km-s	シルト混り細粒砂岩～中粒砂岩からなる。	
	礫　岩	Km-g	偽礫のほか基盤岩礫など複数の異種礫及び貝殻片を含む。	
離山層	泥岩・凝灰岩	Hn	固結度の高い泥岩を主とし，凝灰岩及び軽石を多く含む。	
那珂湊層群	泥岩・砂岩	Nk	角礫を含む礫岩，砂岩，泥岩からなる。 硬質である。	
日立古生層 （日立変成岩類）	泥岩・砂岩・礫岩	Hp	非変成の硬質な砂岩，泥岩，礫岩からなる。	

第 1.6－1 表　鉛直ボーリングによる久米層のボーリング・コア採取率及びＲ．Ｑ．Ｄ．一覧表

ボーリング孔名	掘削深度 (m)	地層名	平均採取率 (%)	平均Ｒ．Ｑ．Ｄ． (%)
Ａ－３	237.00	久米層	100	100.0
Ｂ－３	424.00	久米層	100	100.0
Ｃ－１	219.00	久米層	100	100.0
Ｃ－２	411.00	久米層	100	100.0
Ｃ－３	408.00	久米層	100	100.0
Ｃ－４	411.00	久米層	100	99.8
Ｃ－５	221.00	久米層	100	100.0
Ｃ－６	221.00	久米層	100	100.0
Ｃ－７	219.00	久米層	100	99.8
Ｄ－３	408.00	久米層	100	99.9
Ｅ－３	218.00	久米層	100	100.0
Ｅ－５	108.00	久米層	100	100.0
Ｅ－６	108.00	久米層	100	100.0
Ｅ－７	108.00	久米層	100	100.0
Ｆ－３	217.00	久米層	100	100.0
Ｆ－５	108.00	久米層	100	100.0
Ｇ－８	214.00	久米層	100	100.0
a	122.00	久米層	100	100.0
b	121.00	久米層	100	100.0
c	121.00	久米層	100	100.0
d	118.00	久米層	100	100.0
平　均			100	100.0

第 1.6－2　物理試験結果（Ｋｍ層）

孔　番	湿 潤 密 度 ρ_t (g／cm^3)		含　水　比 w (%)		土粒子の密度 ρ_s (g／cm^3)		間　隙　比 e		試験数 (個)
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	
a	1.72	0.03	46.2	2.4	2.57	－	1.19	0.07	土粒子の密度；　1 その他　；　14
b	1.74	0.01	42.0	1.2	2.61	－	1.14	0.03	土粒子の密度；　1 その他　；　14
c	1.74	0.01	43.2	1.7	2.61	－	1.15	0.04	土粒子の密度；　1 その他　；　14
d	1.72	0.02	45.1	1.8	2.59	－	1.19	0.04	土粒子の密度；　1 その他　；　14
Ｂ－３	1.73	0.04	43.5	4.3	2.60	0.01	1.16	0.11	土粒子の密度；　11 その他　；　55
Ｃ－２	1.74	0.05	43.2	4.4	2.60	0.02	1.14	0.12	土粒子の密度；　10 その他　；　50
Ｃ－３	1.73	0.04	43.7	3.9	2.60	0.04	1.17	0.11	土粒子の密度；　29 その他　；　190
Ｃ－４	1.73	0.04	44.6	3.4	2.60	0.05	1.18	0.09	土粒子の密度；　10 その他　；　50
Ｄ－３	1.73	0.05	44.2	3.8	2.60	0.02	1.17	0.11	土粒子の密度；　10 その他　；　50
全平均	1.73	0.04	43.8	3.8	2.60	0.03	1.16	0.11	土粒子の密度；　74 その他　；　451

第 1.6－3 表　圧密試験結果（Ｋｍ層：標高－18m 付近）

孔　番	圧密降伏応力 Ｐｃ N／mm^2	圧密係数 Ｃｖ cm^2／min	透水係数 k ×10^{-7}cm／s
a	3.87	19.0	3.23
b	4.31	19.0	5.05
c	3.63	19.0	5.69
d	3.82	20.1	2.78
平　均	3.91	19.0	4.19

第 1.6－4 表　段階載荷クリープ強度試験結果（Ｋｍ層：標高－18m 付近）

孔　番	供試体番号	圧密圧力 P N／mm^2	上限降伏値 σ_u N／mm^2	軸差強度 $(\sigma_1-\sigma_3)_f$ N／mm^2	$\frac{\sigma_u}{(\sigma_1-\sigma_3)_f}$ (%)
Ｃ－３	1	0.05	1.23	1.75	70.30
	2	0.10	1.21	1.70	71.20
	3	0.20	1.47	2.03	72.40
	4	0.49	1.37	1.96	69.90
	5	0.98	1.47	2.10	70.00
	平均		1.35	1.91	70.8

注：軸差強度 $(\sigma_1-\sigma_3)_f$ は三軸試験結果（ＣＵ条件）による

第 1.6－5 表　三軸クリープ試験結果（Ｋｍ層：標高－18m 付近）

孔　番	供試体番号	軸差応力 $\sigma_1-\sigma_3$ N／mm^2	圧密圧力 P N／mm^2	弾性ひずみ ε_e (%)	最終ひずみ ε (%)	クリープ係数				
						α ($\alpha_1+\alpha_2$)	α_1	α_2	β_1 (1／day)	β_2 (1／day)
Ｃ－３	1	0.98	0.10	0.348	0.440	0.27	0.10	0.17	2.76	0.10
	2	0.98	0.20	0.338	0.407	0.20	0.07	0.13	5.93	0.14
	3	0.98	0.49	0.325	0.412	0.27	0.12	0.15	2.09	0.06
	4	0.98	0.98	0.327	0.427	0.31	0.14	0.17	2.05	0.07
	平　　均			0.335	0.422	0.26	0.11	0.16	3.21	0.09

注：圧密排水（ＣＤ条件）試験による
　　弾性ひずみ ε_e は近似曲線から求めている。
　　最終ひずみ ε は近似曲線の収束値から求めている。

第1.6－6表　物理試験結果（第四系）

地　層	湿潤密度 ρ_t（g／cm³）		含水比 w（%）		土粒子の密度 ρ_s（g／cm³）		間隙比 e		試験数（個）
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	
ｄｕ層	1.82	0.08	17.4	3.1	2.71	0.01	0.75	0.05	土粒子の密度；　4 その他　；　48
Ａｇ２層	1.89	0.06	17.3	2.6	2.68	0.02	0.67	0.05	土粒子の密度；　8 その他　；　47
Ａｃ層	1.65	0.07	58.8	10.1	2.68	0.01	1.59	0.27	土粒子の密度；　12 その他　；　48
Ａｓ層	1.74	0.08	39.6	10.3	2.71	0.03	1.20	0.27	土粒子の密度；　5 その他　；　24
Ｄ２ｃ－３層	1.77	0.06	40.4	6.1	2.63	0.05	1.09	0.13	土粒子の密度；　9 その他　；　36
Ｄ２ｓ－３層	1.92	0.00	24.1	4.6	2.66	0.01	0.81	0.09	土粒子の密度；　12 その他　；　36
Ｄ２ｇ－３層	2.15	0.11	13.3	4.5	2.67	0.01	0.43	0.13	土粒子の密度；　6 その他　；　24
ｌｍ層	1.43	0.14	90.8	22.1	2.77	0.01	2.66	0.65	土粒子の密度；　3 その他　；　12

第 1.6－7 表　ポアソン比測定結果（第四系）

地層	ＣＵ条件	ＣＤ条件
ｄｕ層	0.47	0.26
Ａｇ２層	0.47	0.25
Ａｃ層	0.47	0.10
Ａｓ層	0.47	0.26
Ｄ２ｃ－３層	0.48	0.22
Ｄ２ｓ－３層	0.49	0.19
Ｄ２ｇ－３層	0.48	0.26
ｌｍ層	0.48	0.14

第 1.6－8 表（1）　孔内載荷試験結果（Ｋｍ層）

単位：×10^2 N／mm^2

孔番	変 形 係 数　D		試験数（箇所）
	平均値	標準偏差	
Ｂ－３	4.75	1.44	11
Ｃ－２	3.84	1.99	10
Ｃ－３	4.42	1.39	19
Ｃ－４	3.87	1.70	10
Ｄ－３	4.05	1.47	10
全体	4.23	1.56	60

第 1.6－8 表（2）　孔内載荷試験結果（第四系）

単位：N／mm^2

地層	変 形 係 数　D		試験数（箇所）
	平均値	標準偏差	
ｄｕ層	17.1	9.1	11
Ａｇ２層	21.0	5.2	10
Ａｃ層	21.0	7.8	3
Ａｓ層	22.9	10.2	3
Ａｇ１層	28.0	－	1
Ｄ２ｃ－３層	21.8	8.5	9
Ｄ２ｇ－３層	53.7	－	2

第 1.6－9 表　第四系の透水係数

単位：cm／s

地層	透水係数
ｄｕ層	3.23×10^{-2}
Ｄ２ｇ－３層	1.87×10^{-2}
Ｄ２ｓ－３層（細砂）	6.31×10^{-3}
Ｄ２ｓ－３層（粗砂）	3.16×10^{-2}

第 1.7－1 表（1）　基礎地盤安定性評価の代表施設選定結果（1）

基礎形式	対象施設	施設の重量(kN)	該当する影響要因	
直接岩盤で支持する施設	【原子炉建屋】	1,933,000	最大重量	代表施設 1
	常設代替高圧電源装置(軽油貯蔵タンク等を含む)	※ 1,523,000		
	鉄筋コンクリート防潮壁区画(北側)〔防潮堤(地中連続壁基礎構造区間)〕	※ 597,000	①, ②	代表施設 2
	鋼製防護壁区画(北側)〔(防潮堤(地中連続壁基礎構造区間)〕	※ 384,000	①, ②	
	鉄筋コンクリート防潮壁区画(南側)〔防潮堤(地中連続壁基礎構造区間)〕	※ 505,000	①	
	鋼製防護壁区画(南側)〔防潮堤(地中連続壁基礎構造区間)〕	※ 349,000	①	
	防潮堤〔地中連続壁基礎構造区間(放水路エリア)〕	※ 500,000	①, ②	
	常設代替高圧電源装置電路(燃料移送配管を含む)	※ 279,000		
	代替淡水貯槽	※ 190,000		
	緊急用海水ポンプピット	※ 120,000		
	SA用海水ピット	※ 94,000		
	SA用海水ピット取水塔	※ 17,000		
	格納容器圧力逃がし装置格納槽	※ 11,000		
	緊急用海水取水管	※ 8,000		
	海水引込み管	※ 7,000		

影響要因①:深部で岩着し接地面積が小さい，影響要因②:沖積粘性土(Ac層)の分布

※　基本設計段階の概算重量

第 1.7－1 表（2）　基礎地盤安定性評価の代表施設選定結果（２）

基礎形式	対象施設	施設の重量(kN)	該当する影響要因	
杭を介して岩盤で支持する施設	緊急時対策所建屋	※ 399,000	最大重量	代表施設３
	【取水構造物(取水路，海水ポンプ室)】	248,000	③，④	代表施設４
	【使用済燃料乾式貯蔵建屋】	245,000	③	
	防潮堤(杭基礎構造区間)	※ 59,000	③，④	
	貯留堰	※ 22,000	③，④	
	可搬型設備用軽油タンク(西側)(南側)	※ 19,000		
	非常用ガス処理系排気筒【主排気筒】	16,000		
	緊急時対策所用発電機燃料油貯蔵タンク(A，B)	※ 9,000		
	非常用海水系配管【屋外二重管】	7,000	③，④	

影響要因③：支持岩盤の傾斜，影響要因④：沖積粘性土(Ac層)の分布

※　基本設計段階の概算重量

第 1.7－2 表（1）　代表施設選定の妥当性検討結果（1）

：追加で考慮した安定性評価への影響要因

基礎形式	対象施設	施設の重量(kN)	該当する影響要因	接地面積 (m^2)	単位面積あたりの重量 (kN/m^2)	埋込み深さ (m)	選定結果
直接岩盤で支持する施設	【原子炉建屋】	1,933,000	最大重量	4,480	430	25.0	原子炉建屋は，直接岩着で支持する施設のうち最大重量であり，かつ埋込み深さが相対的に浅いことから，すべり安全率評価等が厳しくなると判断し，代表施設とする。
	常設代替高圧電源装置（軽油貯蔵タンク等を含む）	※ 1,523,000		※ 2,590	590	※ 35.0	原子炉建屋より重量が軽く，埋込み深さも深いため，原子炉建屋の評価で包含される。
	鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）〔防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）〕	※ 597,000	①，②	※ 290	2,060	※ 59.5	防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）のうち鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）は，埋込み深さは深いが，単位面積あたりの重量が最も重く，さらに沖積粘性土（Ac層）が厚く分布していることから，支持力評価等が厳しくなることを考慮し，代表施設とする。
	鋼製防護壁区画（北側）〔防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）〕	※ 384,000	①，②	※ 240	1,600	※ 59.5	防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）のうち，鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）以外の他の区画については，単位面積あたりの重量が相対的に軽く，他の影響要因についても鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）の条件に包含されることから，鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）の評価に包含される。
	鉄筋コンクリート防潮壁区画（南側）〔防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）〕	※ 505,000	①	※ 310	1,630	※ 30.0	
	鋼製防護壁区画（南側）〔防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）〕	※ 349,000	①	※ 240	1,450	※ 53.0	
	防潮堤〔地中連続壁基礎構造区間（放水路エリア）〕	※ 500,000	①，②	※ 460	1,090	※ 68.5	接地面積が小さく，沖積粘性土（Ac層）が厚く分布しているが，同条件でさらに単位面積あたりの重量が重い鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）〔防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）〕の評価で包含される。
	常設代替高圧電源装置電路（燃料移送配管を含む）	※ 279,000		※ 1,180	240	※ 36.0	代表施設と比較し，著しく重量が小さいため，原子炉建屋及び鉄筋コンクリート防潮壁区画（北側）〔防潮堤（地中連続壁基礎構造区間）〕の評価に包含される。
	代替淡水貯槽	※ 190,000		※ 450	420	※ 30.0	
	緊急用海水ポンプピット	※ 120,000		※ 140	860	※ 34.0	
	SA用海水ピット	※ 94,000		※ 150	630	※ 34.0	
	SA用海水ピット取水塔	※ 17,000		※ 30	570	※ 21.0	
	格納容器圧力逃がし装置格納槽	※ 11,000		※ 130	80	※ 24.0	
	緊急用海水取水管	※ 8,000		※ 330	20	※ 31.5	
	海水引込み管	※ 7,000		※ 300	20	※ 17.6	

影響要因①：深部で岩着し接地面積が小さい，影響要因②：沖積粘性土（Ac層）の分布
※　基本設計段階の情報に基づく

第 1.7－2 表（2）　代表施設選定の妥当性検討結果（２）

:追加で考慮した安定性評価への影響要因

基礎形式	対象施設	施設の重量(kN)	該当する影響要因	杭の本数(本)	杭径(m)	単位面積あたりの重量(kN/m^2)	杭の間隔(m)	選定結果
杭を介して岩盤で支持する施設	緊急時対策所建屋	※ 399,000	最大重量	※ 88	※ 1.0	5,770	※ 2.0～5.0	緊急時対策所建屋は，杭を介して岩盤で支持する施設のうち最大重量であることから，すべり安全率評価等が厳しくなると判断し，代表施設とする。
	【取水構造物(取水路，海水ポンプ室)】	248,000	③，④	101	1.016	3,030	4.0～8.4	取水構造物(取水路，海水ポンプ室)は，支持岩盤が傾斜しており，沖積粘性土(Ac層)が厚く分布している施設であり，さらに杭の間隔が相対的に広いことから，支持力評価等が厳しくなると判断し，代表施設とする。
	【使用済燃料乾式貯蔵建屋】	245,000	③	435	0.813	1,080	2.1～2.6	支持岩盤が傾斜しているが，同条件で，さらに沖積粘性土(Ac層)が厚く分布している取水構造物(取水路，海水ポンプ室)の評価に包含される。また，他の施設と比較し，杭の本数が多く，間隔も狭いことから，安定性は高いと判断される。
	防潮堤(杭基礎構造区間)	※ 59,000	③，④	※ 5	※ 2.5	2,400	※ 2.3，2.8	代表施設と比較し，著しく重量が小さいため，緊急時対策所建屋及び取水構造物(取水路，海水ポンプ室)の評価に包含される。
	貯留堰	※ 22,000	③，④	※ 47	※ 2.0	150	※ 2.2	
	可搬型設備用軽油タンク(西側)(南側)	※ 19,000		※ 21	※ 0.6	3,200	※ 1.9，6.6	
	非常用ガス処理系排気筒【主排気筒】	16,000		24	1.0	850	1.0～10.8	
	緊急時対策所用発電機燃料油貯蔵タンク(A，B)	※ 9,000		※ 6	※ 1.0	1,910	※ 5.0，5.9	
	非常用海水系配管【屋外二重管】	7,000	③，④	※ 32	※ 2.5	40	※ 10.0～12.0	

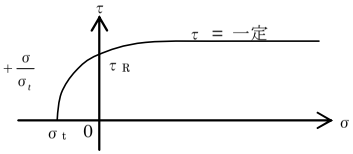
影響要因③：支持岩盤の傾斜，影響要因④：沖積粘性土(Ac層)の分布
※　基本設計段階の情報に基づく

第 1.7－3 表　解析用地盤物性値設定の考え方

項目	埋戻土	第四系											新第三系
	fl層	du層	Ag2層	Ac層	As層	Ag1層	D2c-3層	D2s-3層	D2g-3層	lm層	D1c-1層	D1g-1層	Km層
密度	fl層の主要な構成材料はdu層であることから，du層で代用する。	室内物理試験	室内物理試験	室内物理試験	室内物理試験	強度特性等と併せてAg2層で代用する。	室内物理試験	室内物理試験	室内物理試験	室内物理試験	同じ洪積粘性土であるD2c-3層で代用する。	強度特性等と併せてAg2層で代用する。	室内物理試験
静弾性係数		三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験		三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験			三軸圧縮試験
初期せん断剛性		PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出	PS検層と密度より算出
動ポアソン比		PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出	PS検層より算出
せん断剛性のひずみ依存性		繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	同じ洪積粘性土であるD2c-3層で代用する。	強度特性等と併せてAg2層で代用する。	繰返し三軸試験
減衰定数		繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験	繰返し三軸試験			繰返し三軸試験
強度特性	三軸圧縮試験※	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	よりN値の小さいAg2層で代用する。	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験	三軸圧縮試験		よりN値の小さいAg2層で代用する。	三軸圧縮試験

※申請時のfl層の強度特性はdu層で代用

第 1.7－4 表　解析用地盤物性値一覧表

項目		fl層	第四系											新第三系
			du層	Ag2層	Ac層	As層	Ag1層	D2c-3層	D2s-3層	D2g-3層	lm層	D1c-1層	D1g-1層	Km層
物理特性	密度(※) ρ_t (g/cm³)	1.82		1.89	—	—	—	1.77	1.92	2.15	1.43	1.77	1.89	—
		1.98		2.01	1.65	1.74	2.01				1.47		2.01	$1.72-1.03\times10^{-4}\cdot Z$
静的変形特性	静弾性係数 (N/mm²)	$4.00+199\cdot\sigma c'$		$10.5+142\cdot\sigma c'$	11.4	$21.1+14.8\cdot\sigma c'$	$10.5+142\cdot\sigma c'$	$32.3+5.46\cdot\sigma c'$	$16.0+48.3\cdot\sigma c'$	$83.4+160\cdot\sigma c'$	$7.26+19.6\cdot\sigma c'$	$32.3+5.46\cdot\sigma c'$	$10.5+142\cdot\sigma c'$	$221-2.23\cdot z$
動的変形特性	初期せん断剛性(※) G_0 (N/mm²)	80.3		109	—	—	—	129	249	538	24.8	139	109	—
		87.3		116	$\rho_{sat}/1000\times Vs^2$ $Vs=163-1.54z$	$\rho_{sat}/1000\times Vs^2$ $Vs=211-1.19z$	246						116	$\rho_t/1000\times Vs^2$ $Vs=433-0.771\cdot Z$
	動ポアソン比(※) ν_d	0.385		0.286	—	—	—	0.488	0.465	0.462	0.494	0.487	0.286	—
		0.493		0.491	0.486	0.484	0.483						0.491	$0.463+1.03\times10^{-4}\cdot Z$
	せん断剛性のひずみ依存性 $G/G_0\sim\gamma$	$\frac{1}{1+1540\gamma^{1.04}}$		$\frac{1}{1+2520\gamma^{1.14}}$	$\frac{1}{1+269\gamma^{0.909}}$	$\frac{1}{1+422\gamma^{0.951}}$	$\frac{1}{1+1730\gamma^{1.11}}$	$\frac{1}{1+269\gamma^{0.862}}$	$\frac{1}{1+1100\gamma^{0.994}}$	$\frac{1}{1+237\gamma^{0.732}}$	$\frac{1}{1+222\gamma^{0.975}}$	$\frac{1}{1+269\gamma^{0.862}}$	$\frac{1}{1+2520\gamma^{1.14}}$	$\frac{1}{1+107\gamma^{0.824}}$
	減衰定数 $h\sim\gamma$	$\frac{\gamma}{(4.27\gamma+0.00580)}+0.0102$		$\frac{\gamma}{(4.10\gamma+0.00577)}+0.00413$	$\frac{\gamma}{(6.65\gamma+0.0104)}+0.0222$	$\frac{\gamma}{(4.40\gamma+0.0122)}+0.0144$	$\frac{\gamma}{(3.73\gamma+0.0102)}+0.00791$	$\frac{\gamma}{(6.62\gamma+0.00949)}+0.0205$	$\frac{\gamma}{(5.68\gamma+0.00560)}+0.0132$	$\frac{\gamma}{(9.70\gamma+0.00754)}+0.0233$	$\frac{\gamma}{(8.21\gamma+0.0261)}+0.0121$	$\frac{\gamma}{(6.62\gamma+0.00949)}+0.0205$	$\frac{\gamma}{(4.10\gamma+0.00577)}+0.00413$	$\frac{\gamma}{(4.41\gamma+0.0494)}+0.0184$
強度特性	ピーク強度 C_u (N/mm²)	0.491P +0.200	1.12P +0.670	1.40P+0.620	0.242P+0.090	1.42P+0.464	1.40P+0.620	0.274P+0.180	0.462P+0.230	0.770P+0.594	0.338P+0.050	0.274P+0.180	1.40P+0.620	備考参照
	残留強度 τ_0 (N/mm²)	0.500P +0.195	1.00P +0.577	1.20P+0.548	0.220P+0.059	1.43P+0.430	1.20P+0.548	0.170P+0.141	0.310P+0.213	0.788P+0.582	0.280P+0.036	0.170P+0.141	1.20P+0.548	$\tau^2=0.632\cdot\sigma$ ($\sigma<0.572$N/mm²) $\tau=0.601$ ($\sigma\geqq0.572$N/mm²)
備　考		新第三系の強度特性は右図より設定する。 $\left(\frac{\tau}{\tau_R}\right)^2=1+\frac{\sigma}{\sigma_t}$  $\sigma_t = 0.141-0.00114\cdot Z$ $\tau_R = 0.364-0.00168\cdot Z$ $C_{CUU} = 0.837-0.00346\cdot Z$ $\phi = 0°$ Z：標高EL.表示(m)											

（※）：上段は地下水位面以浅，下段は地下水位面以深に対する値を示す。

第 1.7－5 表　解析用地盤物性値一覧表（地盤改良体）

項目		地盤改良体（セメント混合系）		設定根拠
		A：緊急時対策所建屋	B：取水構造物（取水路，海水ポンプ室）	
物理特性	密度 ρ_t(g/cm^3)	改良対象の原地盤の平均密度×1.1	改良対象の原地盤の平均密度×1.1	既設改良体のコアによる密度試験に基づき係数（×1.1）を設定
静的変形特性	静弾性係数 (N/mm^2)	581	581	既設改良体を模擬した再構成試料による一軸圧縮試験に基づき設定
動的変形特性	初期せん断剛性 G_0 (N/mm^2)	$G_0 = \rho_t / 1000 \times Vs^2$ $Vs = 147.6 \times q_u^{0.417}$ (m/s) $q_u = 51.0$ (kgf/cm^2) q_u：設計用一軸圧縮強さ	$G_0 = \rho_t / 1000 \times Vs^2$ $Vs = 147.6 \times q_u^{0.417}$ (m/s) $q_u = 40.8$ (kgf/cm^2) q_u：設計用一軸圧縮強さ	文献(※)より「一軸圧縮強さq_u～せん断波速度Vs」の関係式を引用し設定
	動ポアソン比 ν_d	0.431	0.431	既設改良体のPS検層に基づき設定
	動せん断弾性係数のひずみ依存性 G/G_0～γ	$G/G_0 = \dfrac{1}{1+\gamma/0.000537}$	$G/G_0 = \dfrac{1}{1+\gamma/0.000537}$	既設改良体を模擬した再構成試料による動的変形試験に基づき，H-Dモデルにて設定
	減衰定数 h～γ	$h = 0.152\dfrac{\gamma/0.000537}{1+\gamma/0.000537}$	$h = 0.152\dfrac{\gamma/0.000537}{1+\gamma/0.000537}$	既設改良体を模擬した再構成試料による動的変形試験に基づき，H-Dモデルにて設定
強度特性	ピーク強度 C_u(N/mm^2)	1.44 P + 1.76	1.44 P + 1.76	既設改良体を模擬した再構成試料による三軸圧縮試験（CU条件）に基づき設定
	残留強度 τ_0(N/mm^2)	1.44 P + 0.808	1.44 P + 0.808	

（※）：地盤工学への物理探査技術の適用と事例（地盤工学会，2001），わかりやすい土木技術 ジェットグラウト工法（鹿島出版社 柴崎ら，1983）

第 1.7－6 表（1）　基礎地盤の支持力評価結果（耐震重要施設）（1）

評価対象断面及び地震動	評価基準値（N/mm^2）	地震時最大鉛直力度（N/mm^2）							
		Ss-D1	Ss-11	Ss-12	Ss-13	Ss-14	Ss-21	Ss-22	Ss-31
原子炉建屋 EW断面	4.5	1.45 （逆，正） 〔53.85〕	1.04 〔25.61〕	1.12 〔29.54〕	1.11 〔26.74〕	1.04 〔29.05〕	1.11 〔72.59〕	1.25 〔83.77〕	1.64 （正，正） 〔8.67〕
原子炉建屋 NS断面	4.5	1.50 （正，正） 〔53.83〕	1.21 〔25.41〕	1.19 〔29.56〕	1.15 〔26.78〕	1.13 〔31.68〕	1.27 〔62.66〕	1.39 〔70.77〕	1.62 （逆，正） 〔8.66〕

※ ◯ は，地震時最大鉛直力度の最大値を示す。
※〔 〕は，発生時刻（秒）を示す。
※ Ss-D1は水平・鉛直反転を考慮し，（正，正），（正，逆），（逆，正），（逆，逆）の組合せのうち最大となる地震時最大鉛直力度を記載。
※ Ss-31は水平反転を考慮し，（正，正），（逆，正）の組合せのうち最大となる地震時最大鉛直力度を記載。

第 1.7－6 表（2）　基礎地盤の支持力評価結果（耐震重要施設）（２）

評価対象断面 及び地震動	評価基準値 (N/mm^2)	地震時最大鉛直力度(N/mm^2)							
		Ss-D1	Ss-11	Ss-12	Ss-13	Ss-14	Ss-21	Ss-22	Ss-31
鉄筋コンクリート 防潮壁区画(北側) 汀線直交断面	7.7	2.09 (正，逆) 〔44.30〕	1.91 〔24.65〕	1.95 〔29.54〕	1.94 〔26.76〕	1.87 〔29.74〕	2.01 〔69.27〕	2.07 〔69.41〕	2.07 (正，正) 〔8.80〕

※ ◯ は，地震時最大鉛直力度の最大値を示す。
※〔 〕は，発生時刻(秒)を示す。
※ Ss-D1は水平・鉛直反転を考慮し，(正，正)，(正，逆)，(逆，正)，(逆，逆)の組合せのうち最大となる地震時最大鉛直力度を記載。
※ Ss-31は水平反転を考慮し，(正，正)，(逆，正)の組合せのうち最大となる地震時最大鉛直力度を記載。

第 1.7－6 表（3）　基礎地盤の支持力評価結果（耐震重要施設）（３）

評価対象断面 及び地震動	評価基準値 (N/mm^2)		地震時最大鉛直力度(N/mm^2)							
			Ss-D1	Ss-11	Ss-12	Ss-13	Ss-14	Ss-21	Ss-22	Ss-31
取水構造物 (取水路，海水ポンプ室) 汀線平行断面	打込み工法の式	6.4	1.31 (逆，逆) 〔44.32〕	1.22 〔24.65〕	1.24 〔29.55〕	1.23 〔26.77〕	1.16 〔29.75〕	1.27 〔72.61〕	1.27 〔69.42〕	1.08 (逆，正) 〔9.55〕

※ ◯ は，地震時最大鉛直力度の最大値を示す。
※〔 〕は，発生時刻(秒)を示す。
※ Ss-D1は水平・鉛直反転を考慮し，(正，正)，(正，逆)，(逆，正)，(逆，逆)の組合せのうち最大となる地震時最大鉛直力度を記載。
※ Ss-31は水平反転を考慮し，(正，正)，(逆，正)の組合せのうち最大となる地震時最大鉛直力度を記載。

第 1.7－7 表（1）　基礎地盤の最大鉛直相対変位及び最大傾斜（耐震重要施設）（１）

評価対象断面 及び地震動	最大傾斜の 許容値の目安	上段：最大鉛直相対変位（cm），下段：最大傾斜							
		Ss-D1	Ss-11	Ss-12	Ss-13	Ss-14	Ss-21	Ss-22	Ss-31
原子炉建屋 EW断面	1/2,000	2.66 （正，正） 〔53.87〕	0.94 〔25.65〕	1.12 〔27.99〕	1.04 〔25.22〕	0.70 〔28.83〕	0.98 〔66.18〕	1.51 〔76.29〕	3.39 （正，正） 〔8.69〕
		1／2,562	1／7,284	1／6,099	1／6,581	1／9,820	1／6,993	1／4,532	1／2,011
原子炉建屋 NS断面	1/2,000	1.18 （正，正） 〔53.85〕	0.35 〔23.86〕	0.62 〔30.32〕	0.54 〔27.54〕	0.51 〔29.91〕	0.80 〔61.91〕	0.74 〔67.14〕	1.35 （逆，正） 〔8.66〕
		1／5,790	1／19,594	1／10,992	1／12,737	1／13,474	1／8,590	1／9,202	1／5,065

※ ◯ は，最大鉛直相対変位及び最大傾斜の最大値を示す。
※〔 〕は，発生時刻（秒）を示す。
※ Ss-D1は水平・鉛直反転を考慮し，（正，正），（正，逆），（逆，正），（逆，逆）の組合せのうち最大となる最大鉛直相対変位及び最大傾斜を記載。
※ Ss-31は水平反転を考慮し，（正，正），（逆，正）の組合せのうち最大となる最大鉛直相対変位及び最大傾斜を記載。

第 1.7－7 表（2）　基礎地盤の最大鉛直相対変位及び最大傾斜（耐震重要施設）（２）

評価対象断面 及び地震動	最大傾斜の 許容値の 目安	上段：最大鉛直相対変位（cm），下段：最大傾斜							
		Ss-D1	Ss-11	Ss-12	Ss-13	Ss-14	Ss-21	Ss-22	Ss-31
取水構造物 （取水路，海水ポンプ室） 汀線平行断面	1/2,000	1.07 （正，逆） 〔20.26〕	0.42 〔28.27〕	0.55 〔31.06〕	0.52 〔28.60〕	0.45 〔28.73〕	1.05 〔66.81〕	0.77 〔72.32〕	1.30 （正，正） 〔9.25〕
		1／3,861	1／9,783	1／7,478	1／7,870	1／9,124	1／3,926	1／5,354	1／3,177

※ ◯ は，最大鉛直相対変位及び最大傾斜の最大値を示す。
※〔 〕は，発生時刻（秒）を示す。
※ Ss-D1は水平・鉛直反転を考慮し，（正，正），（正，逆），（逆，正），（逆，逆）の組合せのうち最大となる最大鉛直相対変位及び最大傾斜を記載。
※ Ss-31は水平反転を考慮し，（正，正），（逆，正）の組合せのうち最大となる最大鉛直相対変位及び最大傾斜を記載。

第 1.7－8 表　各波源の断層パラメータ

<table>
<tr><th colspan="2">波源名称</th><th colspan="2">断層パラメータ</th><th>設定根拠</th></tr>
<tr><td rowspan="6">Ｆ１断層，
北方陸域の断層，
塩ノ平地震断層の連動</td><td>断層長さ</td><td colspan="2">58.3km</td><td>断層調査結果に基づき設定</td></tr>
<tr><td>傾斜角</td><td>45°</td><td>60°</td><td>断層調査結果に基づき
“不確かさ”を考慮</td></tr>
<tr><td>すべり角</td><td colspan="2">270°</td><td>断層調査結果に基づき設定</td></tr>
<tr><td>すべり量</td><td>3.43m</td><td>4.20m</td><td rowspan="3">原子力発電所の津波評価技術（2002）に
基づき設定</td></tr>
<tr><td>上端深さ</td><td colspan="2">0km</td></tr>
<tr><td>下端深さ</td><td colspan="2">15km</td></tr>
<tr><td>東北地方太平洋沖型の地震</td><td colspan="3">津波評価の第 6.2－7 図参照
（概略パラメータスタディにおける，
最大水位上昇量及び最大水位下降量ケースを採用）</td><td>－</td></tr>
<tr><td>茨城県沖から房総沖に
想定する津波波源</td><td colspan="3">津波評価の第 6.2－15 図参照
（概略パラメータスタディにおける，
最大水位上昇量及び最大水位下降量ケースを採用）</td><td>－</td></tr>
</table>

第 1.7－9 表　地殻変動による基礎地盤の傾斜（耐震重要施設）

【原子炉建屋】	Ｆ１断層，北方陸域の断層，塩ノ平断層の連動		東北地方太平洋沖型の地震		茨城県沖から房総沖に想定する津波波源	
①地殻変動による最大傾斜	傾斜角 45°ケース	傾斜角 60°ケース	最大水位上昇ケース	最大水位下降ケース	最大水位上昇ケース	最大水位下降ケース
	1／177,304	1／145,235	1／99,048	1／103,251	1／90,401	1／89,928
②地震動による最大傾斜	1／6,099		1／4,532		(1／4,532)※	
③地震動及び地殻変動を考慮した最大傾斜（①＋②）	1／5,853		1／4,333		1／4,314	

※1「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」に対応する地震動は策定していないことから，
　同じプレート境界地震で，地震規模がより大きな「東北地方太平洋沖型の地震」を足し合わせた。
※2 各地殻変動解析パラメータスタディケースのうち，より大きな傾斜を採用した。

第 1.7－10 表　基礎地盤の支持力評価結果（常設重大事故等対処施設）

評価対象断面及び地震動	評価基準値（N/mm^2）		地震時最大鉛直力度（N/mm^2）							
			Ss-D1	Ss-11	Ss-12	Ss-13	Ss-14	Ss-21	Ss-22	Ss-31
緊急時対策所建屋 EW断面	中堀り工法の式	5.4	1.69 (逆，逆) 〔44.32〕	1.61 〔25.41〕	1.67 〔29.56〕	1.66 〔26.78〕	1.58 〔29.77〕	1.61 〔68.27〕	1.62 〔69.43〕	1.47 (逆，正) 〔8.76〕
緊急時対策所建屋 NS断面	中堀り工法の式	5.4	1.58 (正，逆) 〔44.32〕	1.46 〔24.67〕	1.51 〔29.56〕	1.51 〔26.78〕	1.45 〔29.77〕	1.50 〔67.19〕	1.53 〔73.26〕	1.37 (逆，正) 〔8.75〕

※ ◯ は，地震時最大鉛直力度の最大値を示す。
※〔 〕は，発生時刻（秒）を示す。
※ Ss-D1は水平・鉛直反転を考慮し，（正，正），（正，逆），（逆，正），（逆，逆）の組合せのうち最大となる地震時最大鉛直力度を記載。
※ Ss-31は水平反転を考慮し，（正，正），（逆，正）の組合せのうち最大となる地震時最大鉛直力度を記載。

第 1.7－11 表　基礎地盤の最大鉛直相対変位及び最大傾斜（常設重大事故等対処施設）

評価対象断面 及び地震動	最大傾斜の 許容値の目安	上段：最大相対変位（cm），下段：最大傾斜							
		Ss-D1	Ss-11	Ss-12	Ss-13	Ss-14	Ss-21	Ss-22	Ss-31
緊急時対策所建屋 EW断面	1/2,000	1.02 〔53.95〕 （正,逆）	0.32 〔25.72〕	0.38 〔28.04〕	0.38 〔26.04〕	0.27 〔28.89〕	0.45 〔68.91〕	0.69 〔73.09〕	1.43 〔8.76〕 （逆,正）
		1/3,479	1/11,070	1/9,359	1/9,388	1/13,209	1/7,859	1/5,136	1/2,487
緊急時対策所建屋 NS断面	1/2,000	1.28 〔53.96〕 （正,逆）	0.26 〔26.47〕	0.41 〔30.04〕	0.39 〔30.13〕	0.37 〔28.64〕	0.85 〔62.02〕	0.81 〔74.30〕	1.50 〔8.78〕 （正,正）
		1/2,957	1/14,578	1/9,148	1/9,768	1/10,060	1/4,412	1/4,643	1/2,521

※ ◯ は，最大相対変位及び最大傾斜の最大値を示す。
※〔 〕は，発生時刻（秒）を示す。
※ Ss-D1は水平・鉛直反転を考慮し，（正，正），（正，逆），（逆，正），（逆，逆）の組合せのうち最大となる最大相対変位及び最大傾斜を記載。
※ Ss-31は水平反転を考慮し，（正，正），（逆，正）の組合せのうち最大となる最大相対変位及び最大傾斜を記載。

第 1.7－12 表　地殻変動による基礎地盤の傾斜（常設重大事故等対処施設）

【緊急時対策所】	Ｆ１断層， 北方陸域の断層， 塩ノ平地震断層の連動		東北地方太平洋沖型の地震		茨城県沖から房総沖に 想定する津波波源	
①地殻変動による最大傾斜	傾斜角 45° ケース	傾斜角 60° ケース	最大水位上昇 ケース	最大水位下降 ケース	最大水位上昇 ケース	最大水位下降 ケース
	1／177,434	1／154,633	1／102,747	1／108,688	1／86,123	1／85,633
②地震動による最大傾斜	1／9,148		1／4.412		(1／4.412)※1	
③地殻変動及び地震動を 考慮した最大傾斜 (①※2＋②)	1／8,637		1／4,230		1／4,195	

※1「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」に対応する地震動は策定していないことから，
　同じプレート境界地震で，地震規模がより大きな「東北地方太平洋沖型の地震」を足し合わせた。
※2 各地殻変動解析パラメータスタディケースのうち，より大きな傾斜を採用した。

第 1.8－1 表　地質調査会社一覧表

調査名	実施期間	会社名	適用
地質調査注）	2006 年度～2011 年度	(株)ダイヤコンサルタント	敷地周辺陸域 敷地近傍 敷地内
	2003 年度～2010 年度	総合地質調査(株)	敷地前面海域
	2005 年度～2015 年度	応用地質(株)	敷地内

注）平成 11 年 3 月 10 日付け平成 09・09・18 資第 5 号をもって設置変更許可を受けた後に実施したもの