

Ⅲ 敷地周辺・敷地近傍・敷地の地質

【目次】

1.	調査・検討経緯	Ⅲ-1
1.1	敷地周辺の調査・検討	Ⅲ-1
1.2	敷地近傍の調査・検討	Ⅲ-1
1.3	敷地の調査・検討	Ⅲ-1
2.	敷地周辺の地質・地質構造	Ⅲ-2
2.1	調査・検討内容	Ⅲ-2
2.1.1	既往文献調査	Ⅲ-2
2.1.2	広域地質構造調査・検討	Ⅲ-3
2.2	陸域の調査・検討結果	Ⅲ-5
2.2.1	敷地周辺陸域の地形	Ⅲ-5
2.2.2	敷地周辺陸域の地質	Ⅲ-6
2.2.3	敷地周辺陸域の地質構造	Ⅲ-14
2.3	海域の調査・検討結果	Ⅲ-23
2.3.1	敷地周辺海域の海底地形	Ⅲ-23
2.3.2	敷地周辺海域の地質層序	Ⅲ-24
2.3.3	敷地周辺海域の地質構造	Ⅲ-26
2.4	四国北西部の中央構造線断層帯の総合評価	Ⅲ-31
2.4.1	各断層の性状	Ⅲ-31
2.4.2	セグメント区分	Ⅲ-36
2.4.3	断層傾斜角	Ⅲ-42
2.5	敷地周辺の第四紀火山	Ⅲ-45
3.	敷地近傍の地質・地質構造	Ⅲ-47
3.1	調査・検討内容	Ⅲ-47
3.2	調査・検討結果	Ⅲ-47
3.2.1	敷地近傍の地形	Ⅲ-48
3.2.2	敷地近傍の地質	Ⅲ-48

3.2.3	敷地近傍の地質構造	Ⅲ-50
4.	敷地の地質・地質構造	Ⅲ-51
4.1	調査・検討内容	Ⅲ-51
4.1.1	地表地質調査	Ⅲ-51
4.1.2	地表弾性波探査	Ⅲ-51
4.1.3	ボーリング調査	Ⅲ-51
4.1.4	試掘坑調査	Ⅲ-51
4.1.5	掘削面観察	Ⅲ-52
4.2	調査・検討結果	Ⅲ-52
4.2.1	敷地の地形	Ⅲ-52
4.2.2	敷地の地質	Ⅲ-52
4.2.3	敷地の地質構造	Ⅲ-53
5.	地質調査に関する実証性	Ⅲ-55
5.1	地質調査の計画	Ⅲ-55
5.2	地質調査実施にあたっての管理体制	Ⅲ-55
5.3	作業管理および指導	Ⅲ-55
5.4	地質調査結果の評価・取りまとめ	Ⅲ-55
6.	参考文献	Ⅲ-57

【表 目 次】

第 2.1-1 表	変位地形・リニアメント判読基準.....	Ⅲ-69
第 2.1-2 表	使用音波探査機器および探査数量.....	Ⅲ-70
第 2.1-3 表	屈折法地震探査の仕様.....	Ⅲ-71
第 2.2-1 表	敷地周辺陸域の地質層序.....	Ⅲ-72
第 2.2-2 表	第四系対比表.....	Ⅲ-73
第 2.2-3 表	地形調査結果一覧.....	Ⅲ-74
第 2.3-1 表	音波探査記録に見られる反射パターンの特徴...	Ⅲ-75
第 2.3-2 表	敷地周辺陸域と海域の地層対比表.....	Ⅲ-76
第 2.4-1 表	敷地周辺の中央構造線断層帯一覧.....	Ⅲ-77
第 2.4-2 表	重力逆解析の設定密度.....	Ⅲ-78
第 3.1-1 表	敷地近傍の地質層序.....	Ⅲ-79
第 4.2-1 表	敷地の地質層序.....	Ⅲ-80
第 5.3-1 表	地質調査会社一覧.....	Ⅲ-81

【 図 目 次 】

第 2.2-1 図	敷地周辺陸域の地形図	Ⅲ-82
第 2.2-2 図	敷地周辺陸域の地質図	Ⅲ-83
第 2.2-3(1) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図	Ⅲ-84
第 2.2-3(2) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(伊予長浜)	Ⅲ-85
第 2.2-3(3) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(串)	Ⅲ-86
第 2.2-3(4) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(出海)	Ⅲ-87
第 2.2-3(5) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(大洲)	Ⅲ-88
第 2.2-3(6) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(内子)	Ⅲ-89
第 2.2-3(7) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(三机)	Ⅲ-90
第 2.2-3(8) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(湊浦)	Ⅲ-91
第 2.2-3(9) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(八幡浜)	Ⅲ-92
第 2.2-3(10) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(東多田)	Ⅲ-93
第 2.2-3(11) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(鹿野川)	Ⅲ-94
第 2.2-3(12) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(三崎)	Ⅲ-95
第 2.2-3(13) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(二名津)	Ⅲ-96
第 2.2-3(14) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(三瓶)	Ⅲ-97
第 2.2-3(15) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(卯之町)	Ⅲ-98
第 2.2-3(16) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(野村)	Ⅲ-99
第 2.2-3(17) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(伊予高山)	Ⅲ-100
第 2.2-3(18) 図	敷地周辺陸域の段丘面分布図(伊予吉田)	Ⅲ-101
第 2.2-4 図	肱川沿いの段丘面高度図	Ⅲ-102
第 2.2-5 図	瀬戸内海沿岸の段丘面高度図	Ⅲ-103
第 2.2-6 図	敷地周辺陸域の変位地形・リニアメント分布図	Ⅲ-104
第 2.2-7 図	敷地周辺の重力測点位置図	Ⅲ-105
第 2.2-8 図	敷地周辺のブーゲー異常図	Ⅲ-106
第 2.2-9 図	敷地周辺の微小地震分布図(深さ 30km 以浅)	Ⅲ-107
第 2.2-10 図	五反田断層周辺の変位地形・リニアメント分布図	Ⅲ-108
第 2.2-11 図	五反田断層周辺の地質図	Ⅲ-109
第 2.2-12 図	五反田断層周辺の地質断面図	Ⅲ-110
第 2.2-13 図	五反田断層周辺のルートマップ(Loc.G1)	Ⅲ-111
第 2.2-14 図	五反田断層周辺の詳細スケッチ図(Loc.G1)	Ⅲ-112

第 2.2-15 図	五反田断層西方延長海域の音波探査記録 (YU-1G)	Ⅲ-113
第 2.2-16 図	宮内リニアメント周辺の変位地形・リニアメント分布 図	Ⅲ-114
第 2.2-17 図	宮内リニアメント周辺の地質図・地質断面図	Ⅲ-115
第 2.2-18 図	宮内リニアメント周辺のルートマップ (Loc.M1)	Ⅲ-116
第 2.2-19 図	八幡浜リニアメント周辺の変位地形・リニアメント分 布図	Ⅲ-117
第 2.2-20 図	八幡浜リニアメント周辺の地質図	Ⅲ-118
第 2.2-21 図	八幡浜リニアメント周辺の地質断面図	Ⅲ-119
第 2.2-22 図	八幡浜リニアメント周辺のルートマップ (Loc.Y1, Y2)	Ⅲ-120
第 2.2-23 図	八幡浜リニアメント周辺の露頭状況図 (Loc.Y1)	Ⅲ-121
第 2.2-24 図	八幡浜リニアメント周辺の露頭状況図 (Loc.Y2)	Ⅲ-122
第 2.2-25 図	菅田リニアメント周辺の変位地形・リニアメント分布 図	Ⅲ-123
第 2.2-26 図	菅田リニアメント周辺の地質図・地質断面図	Ⅲ-124
第 2.2-27 図	菅田リニアメント周辺のルートマップ (Loc.S1)	Ⅲ-125
第 2.2-28 図	菅田リニアメント周辺の露頭状況図 (Loc.S1)	Ⅲ-126
第 2.3-1 図	伊予灘の音響測深測線図	Ⅲ-127
第 2.3-2 図	敷地周辺海域の海底地形図	Ⅲ-128
第 2.3-3 図	伊予灘の海底地形図	Ⅲ-129
第 2.3-4 図	敷地周辺の海上音波探査測線図	Ⅲ-130
第 2.3-5 図	各音源の代表的な音波探査記録	Ⅲ-131
第 2.3-6 図	宇和海沿岸のボーリング柱状図	Ⅲ-132
第 2.3-7 図	伊予灘の D 層上面等深線図	Ⅲ-133
第 2.3-8 図	伊予灘の T 層上面等深線図	Ⅲ-134
第 2.3-9 図	敷地周辺海域の海底地質図	Ⅲ-135
第 2.3-10 図	海底地質断面位置図 (伊予灘)	Ⅲ-136
第 2.3-11(1) 図	海底地質断面図 (A 断面)	Ⅲ-137

第 2.3-11(2) 図	海底地質断面図 (B 断面)	Ⅲ-138
第 2.3-11(3) 図	海底地質断面図 (C 断面)	Ⅲ-139
第 2.3-11(4) 図	海底地質断面図 (D 断面)	Ⅲ-140
第 2.3-11(5) 図	海底地質断面図 (E 断面)	Ⅲ-141
第 2.3-11(6) 図	海底地質断面図 (F 断面)	Ⅲ-142
第 2.3-12(1) 図	エアガン海上音波探査測線図 (伊予灘)	Ⅲ-143
第 2.3-12(2) 図	屈折法地震探査測線図 (伊予灘)	Ⅲ-144
第 2.3-13(1) 図	エアガン海上音波探査断面図 (A 断面)	Ⅲ-145
第 2.3-13(2) 図	エアガン海上音波探査断面図 (B 断面)	Ⅲ-146
第 2.3-13(3) 図	エアガン海上音波探査断面図 (C 断面)	Ⅲ-147
第 2.3-13(4) 図	エアガン海上音波探査断面図 (D 断面)	Ⅲ-148
第 2.3-13(5) 図	エアガン海上音波探査断面図 (E 断面)	Ⅲ-149
第 2.3-14(1) 図	屈折法地震探査断面図 (A 断面)	Ⅲ-150
第 2.3-14(2) 図	屈折法地震探査断面図 (B 断面)	Ⅲ-150
第 2.3-14(3) 図	屈折法地震探査断面図 (C 断面)	Ⅲ-151
第 2.3-14(4) 図	屈折法地震探査断面図 (D 断面)	Ⅲ-151
第 2.3-15 図	海底地質断面位置図 (宇和海)	Ⅲ-152
第 2.3-16(1) 図	海底地質断面図 (G 断面)	Ⅲ-153
第 2.3-16(2) 図	海底地質断面図 (H 断面)	Ⅲ-154
第 2.3-16(3) 図	海底地質断面図 (I 断面)	Ⅲ-155
第 2.3-16(4) 図	海底地質断面図 (J 断面)	Ⅲ-156
第 2.3-16(5) 図	海底地質断面図 (K 断面)	Ⅲ-157
第 2.3-16(6) 図	海底地質断面図 (L 断面)	Ⅲ-158
第 2.3-16(7) 図	海底地質断面図 (M 断面)	Ⅲ-158
第 2.3-16(8) 図	海底地質断面図 (N 断面)	Ⅲ-159
第 2.3-16(9) 図	海底地質断面図 (O 断面)	Ⅲ-160
第 2.3-16(10) 図	海底地質断面図 (P 断面)	Ⅲ-161
第 2.3-17 図	エアガン海上音波探査測線図 (宇和海)	Ⅲ-162
第 2.3-18(1) 図	エアガン海上音波探査断面図 (H 断面)	Ⅲ-163
第 2.3-18(2) 図	エアガン海上音波探査断面図 (I 断面)	Ⅲ-164
第 2.3-18(3) 図	エアガン海上音波探査断面図 (J 断面)	Ⅲ-165
第 2.4-1 図	敷地周辺の活断層分布図 (半径 30km 以遠を含む)	Ⅲ-166
第 2.4-2 図	中央構造線断層帯全体図	Ⅲ-167
第 2.4-3 図	四国北西部の中央構造線断層帯位置図	Ⅲ-168

第 2.4-4 図	既往文献によるセグメント区分図.....	Ⅲ-169
第 2.4-5 図	航空重力測線図.....	Ⅲ-170
第 2.4-6 図	航空重力測定結果および重力逆解析断面位置図	Ⅲ-171
第 2.4-7(1) 図	重力逆解析結果(B断面).....	Ⅲ-172
第 2.4-7(2) 図	重力逆解析結果(C断面).....	Ⅲ-173
第 2.4-7(3) 図	重力逆解析結果(D断面).....	Ⅲ-174
第 2.5-1 図	第四紀火山岩類分布図.....	Ⅲ-175
第 3.2-1 図	敷地近傍の地形図.....	Ⅲ-176
第 3.2-2 図	敷地近傍の海上音波探査測線図.....	Ⅲ-177
第 3.2-3 図	敷地近傍の変動地形図(地形区分図).....	Ⅲ-178
第 3.2-4 図	敷地近傍の地質図.....	Ⅲ-179
第 4.1-1 図	敷地の地質調査位置図.....	Ⅲ-180
第 4.2-1 図	敷地の地質図.....	Ⅲ-181
第 4.2-2 図	敷地の地質断面図.....	Ⅲ-182

1. 調査・検討経緯

伊方発電所1～3号炉の建設に際しては、地質、地盤に関する詳細な調査を実施し、当地点が原子力発電所の立地地点として適地であることを確認している。さらに、3号炉運転開始後においても、自主保安活動として地質に関する多くの調査を行ってきた。

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

1.1 敷地周辺の調査・検討

敷地周辺の地質および地質構造を把握するため、陸域については、既往文献調査、地形調査、地表地質調査、地球物理学的調査等を実施するとともに、これまでに実施した調査結果も含めて地質、地質構造の検討を実施した。

また、海域については、既往文献調査、海底地形調査、海上音波探査、地球物理学的調査等を実施するとともに、既存の海上音波探査記録を併せた再検討を実施し、これまでに実施した調査結果も含めて地質、地質構造の検討を実施した。

1.2 敷地近傍の調査・検討

敷地近傍の地質および地質構造を把握するため、敷地近傍について、既往文献調査、地形調査、地表地質調査、海上音波探査、地球物理学的調査を実施し、地質、地質構造の検討を実施した。

1.3 敷地の調査・検討

敷地の地質および地質構造を把握するため、敷地について、既往文献調査、地形調査、地表地質調査を行った。また、これまでに実施した地表弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査、掘削面観察等の結果も含めて地質、地質構造の検討を実施した。

2. 敷地周辺の地質・地質構造

2.1 調査・検討内容

2.1.1 既往文献調査

敷地周辺の地質図としては，陸域については，愛媛地学会発行の20万分の1「愛媛県地質図」(1980)⁽¹⁾，愛媛県発行の5万分の1「土地分類基本調査図」(1972～1978)^{(2)～(15)}，高知営林局発行の20万分の1「高知営林局管内表層地質図」(1977)⁽¹⁶⁾，愛媛県地質図編集委員会発行の20万分の1「愛媛県地質図および同説明書」(1991)⁽¹⁷⁾，四国地方土木地質図編纂委員会発行の20万分の1「四国地方土木地質図および同解説書」(1998)⁽¹⁸⁾等が，また，海域については，国土地理院発行の2万5千分の1「沿岸海域土地条件図，郡中・串」(1992)⁽¹⁹⁾，「沿岸海域土地条件図，伊予長浜」(2001)⁽²⁰⁾，地質調査所発行の20万分の1「豊後水道南方海底地質図および同説明書」(1998)⁽²¹⁾等があり，これら既存の地質図により敷地周辺の地質の概要を把握した。

敷地周辺の地質構造については，上記の地質図，地質調査所発行の50万分の1「活構造図，高知」(1982)⁽²²⁾，活断層研究会編の「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾，中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾，地質調査所発行の2万5千分の1「中央構造線活断層系(四国地域)ストリップマップおよび同説明書」(1993)⁽²⁵⁾，国土地理院発行の2万5千分の1「都市圏活断層図」(1998～1999)^{(26)～(34)}，地質調査所発行の20万分の1「豊後水道南方表層堆積図および同説明書」(1999)⁽³⁵⁾，産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の200万分の1「全国主要活断層活動確率地図および同説明書」(2005)⁽³⁶⁾，広島大学総合地誌研究資料センター発行の1万分の1「四国の中央構造線活断層系－詳細断層線分布図と資料－」(2000)⁽³⁷⁾，海域地質構造マップワーキンググループによる200万分の1「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(2001)⁽³⁸⁾，日本の地質『四国地方』編集委員会編の「日本の地質8，四国地方」(1991)⁽³⁹⁾，海上保安庁水路部発行の10万分の1「海底地質構造図，松山港周辺」(1997)⁽⁴⁰⁾，電力中央研究所土木技術研究所発行の「電力中央研究所報告」(1975)⁽⁴¹⁾，国土地理院発行の「沿岸海域基礎調査報告書(郡中地区)」(1993)⁽⁴²⁾，「沿岸海域基礎調査報

告書(伊予長浜地区)」(2001)⁽⁴³⁾、産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の「活断層・古地震研究報告」(2002)⁽⁴⁴⁾等があり、これらの文献により敷地周辺の地質構造の概要を把握した。

敷地周辺の地質層序については、上記文献のほか、町田・新井著の「新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]」(2003)⁽⁴⁵⁾、小池・町田編の「日本の海成段丘アトラス」(2001)⁽⁴⁶⁾等があり、これらの文献により、敷地周辺の地質層序の概要を把握した。

敷地周辺の地球物理学的データに関する文献としては、重力異常については、河野・古瀬著の100万分の1「日本列島重力異常図」(1989)⁽⁴⁷⁾、山本・志知編の「日本列島重力アトラスー西南日本および中央日本ー」(2004)⁽⁴⁸⁾、産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の「日本重力 CD-ROM 第2版」(2004)⁽⁴⁹⁾および20万分の1「松山地域重力図(ブーゲー異常)」(2008)⁽⁵⁰⁾、Gravity Research Group in Southwest Japanの「Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM)」(2001)⁽⁵¹⁾、微小地震については、気象庁一元化震源(2005)⁽⁵²⁾等があり、これらの文献により、敷地周辺の重力異常および微小地震分布の概要を把握した。

2.1.2 広域地質構造調査・検討

(1) 陸域

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

地形に関しては、主に国土地理院で撮影された縮尺2万分の1、1万分の1の空中写真並びに同院発行の縮尺2万5千分の1の地形図等を使用して空中写真判読等の変動地形に着目した調査・検討を行い、既往文献調査結果とあわせて敷地周辺陸域の段丘面分布、変位地形・リニアメントの分布等を検討した。空中写真による変位地形・リニアメントの判読にあたっては、土木学会(1999)⁽⁵³⁾、国土地理院の判読基準(1998)⁽⁵⁴⁾および井上ほか(2002)⁽⁵⁵⁾に示されている判読基準をもとに新たな判読基準を作成した。変位地形・リニアメ

ント判読基準を第 2.1-1 表に示す。空中写真判読によって変位地形・リニアメントを抽出し，既存文献に示される活断層およびリニアメントと併せて変位地形・リニアメント分布図を作成した。

地質，地質構造に関しては，地形調査に使用した空中写真および地形図を使用して地表地質調査等の調査・検討を実施し，敷地周辺陸域の段丘面分布図，段丘面高度図，地質図および地質断面図を作成した。

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

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

(2) 海域

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

地形に関しては，日本海洋データセンターの「500m メッシュ水深データ」⁽⁵⁶⁾，海上保安庁発行の 12 万 5 千分の 1 海図「伊予灘及付近」(2003)⁽⁵⁷⁾を参照するとともに海上音波探査に併せて取得した音響測深データを用い，伊予灘の中央構造線断層帯分布域においては，測線間隔 250～300m，測線本数 345 本，総延長約 2,100km の音響測深を実施して，敷地周辺海域の海底地形図を作成した。中央構造線断層帯分布域における調査機器としては，基本的にデジタル方式精密音響測深器 PDR-1300 型を，水深の深い豊予海峡（速吸瀬戸）付近ではアナログ測深器 PDR-104 型を使用し，DGPS 方式によって船位を決定した。

地質，地質構造に関しては，敷地を中心として，半径 30km 範囲内の伊予灘および宇和海^{うわかい}において 4 km 間隔の格子状の測線を基本とし，伊予灘の中央構造線断層帯分布域ではさら

に密な測線を配置して、これまでに海上音波探査(反射法音波探査)を実施している。さらに、3号炉運転開始後にもこれを補完するように海上音波探査を実施した。

伊予灘の地質、地質構造に関しては、産業技術総合研究所(2002)⁽⁴⁴⁾、国土地理院(1993⁽⁴²⁾; 2001⁽⁴³⁾)、大学研究グループ(1996⁽⁵⁸⁾; 2000⁽⁵⁹⁾)による海上音波探査が行われており、前述の当社保有データにこれらを追加した測線総数約700本、総延長約6,800kmの音波探査記録の解析・検討を実施した。使用した音波探査記録を第2.1-2表に示す。これらの調査・検討結果に基づいて、敷地周辺海域の海底地質図、海底地質断面図を作成した。

地球物理学的データに関しては、伊予灘の中央構造線断層帯分布域において、屈折法地震探査を4測線、延長約57kmで実施した。屈折法地震探査の仕様を第2.1-3表に示す。また、伊予灘の重力異常を把握するため、ヘリコプターによる航空重力測定を7測線、延長約470kmで実施し、重力異常図を作成した。

2.2 陸域の調査・検討結果

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

2.2.1 敷地周辺陸域の地形

敷地は四国の北西端に細長く突出した佐田岬半島の付け根付近に位置し、瀬戸内海の伊予灘に面している。敷地周辺陸域の地形図を第2.2-1図に示す。

敷地周辺の地形には、西南日本の地質構造に規制された東西系の構造、すなわち、松山平野から伊予灘を経て別府湾に至る低地、明神山から佐田岬半島を経て佐賀関半島へ至る山地、内子町から八幡浜市を経て臼杵市へ至る低地等が認められる。

伊予灘南岸には山地が連なっており、東から西へ向かって、明神山(標高634m)、牛ノ峯(標高896m)、壺神山(標高971m)、銅が鳴(標高767m)、さらに西方では高度を下げながら佐田岬半島西端へ至り、豊予海峡を経て佐賀関半島まで続く。

伊予灘南岸の山地の南には，内子町～大洲市～八幡浜市に抜ける低地が山地に平行に存在する。さらに，この低地の南には，御在所山（標高 669m）から堂所山（標高 593m）へ山地が東西に延びる。

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

2.2.2 敷地周辺陸域の地質

敷地を中心とする半径約 30km の範囲およびその周辺陸域の地質図を第 2.2-2 図に，地質層序を第 2.2-1 表に示す。

敷地周辺は，中央構造線によって北側の西南日本内帯（以下，「内帯」と記す。）と南側の西南日本外帯（以下，「外帯」と記す。）とに分けられる。

敷地周辺の内帯は領家帯に属し，高温低圧型の変成作用を受けた領家変成岩類のほか，領家花こう岩類，広島花こう岩類および和泉層群が分布する。

一方，敷地周辺の外帯の地質は，その時代・岩相等によって北から三波川帯，秩父累帯（北部秩父帯，中部秩父帯，南部秩父帯）および四万十帯に分けられる。

三波川帯と北部秩父帯の区分は必ずしも明瞭ではなく，ともに低温高圧型の三波川変成作用を受けており，変成度は北から南へ低くなる（Murata, 1982）⁽⁶⁰⁾。北部秩父帯と南部秩父帯の間にはこれらと全く異質な中部秩父帯の構成岩類が分布する。南部秩父帯および四万十帯は主に非変成の付加体からなる。

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

(1) 古生界～中生界

a. 領家変成岩類

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

領家変成岩類は、高縄半島における放散虫化石の発見によって後期三畳紀～ジュラ紀初期の堆積物を含むことが明らかにされており(鹿島・増井, 1985)⁽⁶¹⁾、源岩の時代は三畳紀～後期ジュラ紀とされている(山田・端山, 1996)⁽⁶²⁾。また、変成作用の時代は白亜紀中頃とされている(小松・清水, 1996)⁽⁶³⁾。

b. 領家花こう岩類および広島花こう岩類

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

花こう岩類は領家変成岩類中に貫入・固結し、半深成岩類の貫入を受けている。さらに、和泉層群によって不整合に覆われ、石鎚層群の貫入を受けている。野外の産状から領家花こう岩類、広島花こう岩類の順に貫入・固結したと考えられるが、いずれも後期白亜紀のほぼ同一時期に同一の起源物質から形成されたと推定されている(Kagami et al., 1988)⁽⁶⁴⁾。

花こう岩類に貫入する半深成岩類は石英斑岩～花こう斑岩からなり、岩脈状に産する。脈幅は数 m で、まれに 10m を超えるものが見られ、貫入方向は北西～北北西方向である。本岩類は高縄半島南部において和泉層群により不整合に覆われる。時代は放射年代測定によって後期白亜紀とされている(田崎ほか, 1990)⁽⁶⁵⁾。

c. 和泉層群

領家帯の南縁部には和泉層群が中央構造線を南限とする狭長な帯状の分布を示す。敷地周辺では青島および松山平

野周辺に分布し，主に砂岩と泥岩の互層からなり，礫岩，凝灰岩を伴う。

本層群は領家変成岩類，花こう岩類，半深成岩類を不整合に覆い，久万層群に不整合に覆われ，さらに石鎚層群の貫入を受けている。本層群の時代は貝化石の産出(田代，1985)⁽⁶⁶⁾等より白亜紀最後期とされ，西から東へとその堆積の時代が若くなる。

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

d. 三波川変成岩類(みかぶ緑色岩類を含む)

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

本岩類は久万層群に不整合に覆われ，石鎚層群の貫入を受けている。源岩は白亜紀初期までに形成された付加コンプレックスで前期白亜紀に変成作用のピークがあったと推定されている(Isozaki and Itaya, 1990)⁽⁶⁷⁾。

みかぶ緑色岩類は三波川帯南縁付近の^{くまこうげん}久万高原町から大洲市を経て八幡浜市に至る地域に断続的に分布し，主に片状玄武岩質凝灰岩，変斑れい岩，蛇紋岩，角閃石岩等からなる。また，白亜紀の放射年代が得られている(武田ほか，1993)⁽⁶⁸⁾。

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

e. 秩父累帯の構成岩類

(a) 北部秩父帯

久万高原町から大洲市を経て西予市に至る東西に帯状の地域に千枚岩～粘板岩，砂岩，チャート，石灰岩，塩基性岩等が分布する。これらは低温高压型の三波川変成作用を受けており，変成度は北から南へ低くなる。その主要部分

は付加体からなると考えられており，付加年代を近似する陸源砕屑岩の年代は前期ジュラ紀～白亜紀初期(松岡ほか，1998)⁽⁶⁹⁾，変成年代は白亜紀とされる(榊原ほか，1998)⁽⁷⁰⁾。

(b) 中部秩父帯

西予市城川町^{しろかわ}～同野村町および西予市三瓶町^{みかめ}～大島の^{おおしま}地域には黒瀬川構造帯(市川ほか，1956)⁽⁷¹⁾に属する寺野^{てらの}変成岩類，三滝^{みたき}火成岩類，岡成^{おかなる}層群と呼ばれるレンズ状岩体が東西方向に並んで点在し，蛇紋岩の基質の中にこれらが混在する蛇紋岩メランジェ帯として狭長な分布を示す。また，黒瀬川構造帯に隣接して主に砂岩，泥岩からなり，礫岩，石灰岩等を伴う陸源堆積層(宮成^{みやなる}層群，土居^{どい}層群，川内ヶ谷^{こうち}層群，成穂^{なるほ}層，嘉義尾^{かぎお}層群)が分布する。中部秩父帯の地層は付加体を主とする北部秩父帯や南部秩父帯とは全く異質の大陸起源の岩層を示し，黒瀬川帯とも呼ばれる。

寺野変成岩類は主にざくろ石黒雲母片麻岩，角閃岩等からなり，シルル紀の放射年代が得られている(Yoshikura et al.，1981)⁽⁷²⁾。三滝火成岩類は主に圧砕作用を受けたトータル岩，花こう閃緑岩からなり，寺野変成岩類を捕獲岩として含み，その起源はオルドビス紀と推定されている(Hada et al.，2000)⁽⁷³⁾。岡成層群は主に石灰岩，酸性火山岩類からなり，三葉虫化石(Kobayashi，1988)⁽⁷⁴⁾の産出等からシルル紀～デボン紀の地層と考えられる。また，宮成層群は中期二畳紀，土居層群は後期二畳紀，川内ヶ谷層群は後期三畳紀，成穂層は三畳紀最後期～ジュラ紀初期，嘉義尾層群は中期ジュラ紀の地層とされる(Hada et al.，1992)⁽⁷⁵⁾。

(c) 南部秩父帯

西予市城川町～同三瓶町に至る東西に帯状の地域に，主にチャート，砂岩および砂岩泥岩互層からなり，石灰岩，塩基性岩等を伴う地層が仏像^{ぶつぞう}構造線を南限とする分布を示す。その主要部分は付加体からなると考えられており，付加年代を近似する陸源砕屑岩の年代は前期ジュラ紀～白亜紀初期とされる(松岡ほか，1998)⁽⁶⁹⁾。

f. 真穴層

西予市三瓶町には、真穴層まあなと呼ばれる時代未詳の砂岩頁岩互層が分布する。真穴層の帰属については、黒瀬川帯，みかぶ帯，内帯に起源を求める諸説がある（武田ほか，1993）⁽⁶⁸⁾。

g. 四万十累層群

四万十累層群は白亜紀以降の付加体であると考えられている。宇和島市うわしま周辺の四万十累層群は他の地域とは異なり，四万十累層群としては例外的に層相変化に富み，砂岩・頁岩の互層に礫岩の厚層を挟んで部分的にアンモナイト，イノセラムスなどの大型化石を多産する白亜紀の浅海成層である（寺岡・栗本，1986）⁽⁷⁶⁾。本層群は仏像構造線を北限とする分布を示し，高月山花こう岩類たかつきやまによる貫入を受けている。

(2) 新生界

a. 久万層群

久万層群は伊予市南方の犬寄峠いぬよせから東方の石鎚山いしづちさんにかけて中央構造線を跨いで分布し，主に礫岩，砂岩，泥岩からなる。久万層群は，三波川変成岩類，和泉層群を不整合に覆い，三波川変成岩類，和泉層群，領家花こう岩類に由来する礫岩層を含み，石鎚層群に覆われる。久万層群は海成のひわだ峠層と淡水成の‘狭義’の久万層群に大きく区分され，フィッシュントラック年代測定および微化石分析によって，前者は前期始新世，後者は前期～中期中新世とされる（成田ほか，1999）⁽⁷⁷⁾。

b. 石鎚層群（瀬戸内火山岩類を含む）

石鎚層群は主に松山市東方～南方の久万層群分布域内に分布し，その相当層が領家帯から三波川帯にかけて小規模に分布する。これらは安山岩～流紋岩およびそれらの碎屑岩よりなり，久万層群を不整合に覆い，三波川変成岩類，領家変成岩類，花こう岩類，和泉層群中に貫入する。本層

群は瀬戸内^{せとうち}火山岩類に対比され，その噴出時代は放射年代測定によって中期中新世とされている(巽ほか，1980)⁽⁷⁸⁾。

c. 高月山花こう岩類

四万十累層群中に貫入する花こう岩類が宇和島市東方の高月山付近に分布し，周辺の地層に接触変成作用を与えている。その噴出時代は放射年代測定によって中期中新世とされている(Shibata and Nozawa, 1968)⁽⁷⁹⁾。

d. 郡中層

四国では第二瀬戸内累層群と呼ばれる後期鮮新世～前期更新世の湖沼～河川成の堆積物が中央構造線に沿って分布し，伊予市^{もり}森付近の海岸には第二瀬戸内累層群に属する郡中層が分布する(水野，1992)⁽⁸⁰⁾。本層は礫，砂，シルトおよび粘土の互層からなる半固結の地層である。構成礫種は大部分が和泉層群起源であり，三波川変成岩類，石鎚層群，花こう岩類起源のものも含む。

e. 八倉層

八倉層^{やくら}は伊予市八倉付近の山稜に分布し，和泉層群を不整合に覆う。本層は直径1 mにも及ぶ巨礫から細礫までが混在する非常に淘汰度の低い礫層を主体とし，構成礫種は大部分が石鎚層群起源で和泉層群，花こう岩類起源のものも含み，前期更新世～中期更新世の堆積物と考えられている(高橋ほか，1984)⁽⁸¹⁾。

f. 富士山層・内子層・大洲層

肱川流域の大洲盆地，内子盆地には，河川～扇状地成の厚い砂礫層を主体とする前期更新世～中期更新世の堆積層が分布する(山下ほか，2006)⁽⁸²⁾。

富士山層^{とみすやま}は大洲盆地南縁の富士山東麓のみに分布し，みかぶ緑色岩類を不整合に覆い，ピンク火山灰層(約100万年前)を挟む。内子層は富士山層と同時異相で内子町^{いかざき}五十崎～同五百木^{いよき}まで南北に細長い分布を示す。大洲層は内子町^{しょうぶ}菖蒲～大洲市^{きたやま}喜多山～同新谷^{にいや}まで矢落川^{やおち}に沿って分布し，

内子層を被覆すると考えられ，最上部に菖蒲火山灰層（約60万年前）を挟む。火山灰の対比や植物化石に基づき，富士山層，内子層は前期更新世，大洲層は中期更新世の堆積物と推定されている。

g. 段丘礫層

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

敷地周辺陸域の河成段丘については熊原(1998)⁽⁸³⁾，「日本の海成段丘アトラス」(2001)⁽⁴⁶⁾，山下ほか(2006)⁽⁸²⁾等，海成段丘については鹿島ほか(1991)⁽⁸⁴⁾，鹿島ほか(1993)⁽⁸⁵⁾等の報告があり，熊原(1998)⁽⁸³⁾と「日本の海成段丘アトラス」(2001)⁽⁴⁶⁾の段丘分布は概ね同様である。肱川流域および瀬戸内海沿岸部の段丘面分布図を第2.2-3図に示し，第四系対比表を第2.2-2表に示す。河成段丘は主に肱川流域，海成段丘は主に瀬戸内海沿岸部に点在しており，大きくは高位段丘群，中位段丘群，低位段丘群に区分される。肱川沿いの段丘面高度図を第2.2-4図に，瀬戸内海沿岸の段丘面高度図を第2.2-5図に示す。以下，半径30km範囲の段丘群について記す。

(a) 高位段丘群

高位段丘群には河成段丘と海成段丘がある。

河成の高位段丘群は，P面，HHf1～HHf3面，Hf1～Hf3面の7面が確認され，現河床からの比高は，200～230m(P面)，90～170m(HHf1面群)，100～120m(HHf2面)，85～100m(HHf3面)，30～80m(Hf1面)，15～70m(Hf2面)，10～60m(Hf3面)である。このうち，P面は大洲層の分布と対応する。

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

水野(1996)⁽⁸⁶⁾は野村盆地のHf1面に対比される段丘堆

積物中から Ng-1 火山灰(約 30 万年前)と加久藤^{かくとう}火山灰(33～34 万年前)(町田・新井, 2003)⁽⁴⁵⁾を報告している。したがって, Hf1 面の年代は約 30 万年前と推定される。さらに高位の段丘面の年代については, 浅野ほか(1992)⁽⁸⁷⁾が野村盆地の HHf1 面群に対比される段丘堆積物中の火山灰についてフィッシュン・トラック年代を測定し, 0.39 ± 0.13 Ma の年代を報告している。

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

H3 面の堆積物は伊方町野坂^{のさか}で観察され, 風化した亜円礫からなる。海成の高位段丘群は後述する下末吉^{しもすえよし}面相当の M 面より高位にあり, 開析度, 標高, 堆積物の風化程度から, 関東の多摩^{たまたま}面群に相当する。

(b) 中位段丘群

中位段丘群には河成段丘と海成段丘がある。

河成の中位段丘は, Mf1, Mf2 面が確認され, 現河床からの比高は 10～35m である。Mf1 面は主に野村盆地に分布し, その 5～10m 下位に Mf2 面が分布する。段丘面はあまり開析されておらず台地状を呈する。堆積物は Aso-4 火山灰(8.5～9 万年前)(町田・新井, 2003)⁽⁴⁵⁾や K-Tz 火山灰(約 9.5 万年前)(町田・新井, 2003)⁽⁴⁵⁾を混在する黄色土に覆われた比較的新鮮な礫層からなり, 下位の大洲層あるいは内子層を不整合に覆う。

海成の中位段丘は, M 面が確認され, 標高は 25～30m である。また, 肱川沿いの大洲盆地下流部には M 面相当の河成面がみられ, 標高は 25～30m である。M 面は佐田岬半島の瀬戸内海側に点在するほか, 宇和海側の伊方町小中浦^{こなかうら}に分布する。段丘面はあまり開析されておらず, 丸みを帯びた台地状を呈する。伊方町野坂, 同大成では Aso-4 火山灰(8.5～9 万年前)(町田・新井, 2003)⁽⁴⁵⁾を混在する風成層に覆われるやや風化した亜円礫からなる。M 面は開析度, 標高, 風化の程度から, 最終間氷期(MIS5)に形成された段

丘面と判断され，関東の下末吉面に相当する。

(c) 低位段丘群

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

これらの段丘面は開析されておらず，肱川沿いの Lf2～Lf3 面は大洲市菅田町宇津付近で沖積低地に埋没する縦断勾配をもち，国土交通省水基本調査⁽⁸⁸⁾のボーリングで推定される沖積層基底へ連続する。したがって，Lf2～Lf3 面は最終氷期の低海水準時に形成されたと推定され，関東の立川面群に相当する。また，野村盆地に分布する Lf1 面は伊予市双海町高野川に分布する高野川層に対比されており（鹿島ほか，1982）⁽⁸⁹⁾，関東の武蔵野面に相当する。A 面は現河床から 10m 以下の比高しかなく，完新世の段丘と考えられる。

h. 沖積層

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

2.2.3 敷地周辺陸域の地質構造

(1) 概要

敷地周辺地域は中央構造線によって内帯と外帯に区分され，さらに外帯は仏像構造線によって三波川帯，秩父累帯と四万十帯とに区分される。

中央構造線は北側の和泉層群と南側の三波川変成岩類を境する敷地周辺で最も重要な断層であり，四国中東部から松山平野南縁を東西に通過して伊予市双海町上灘付近で伊予灘に

入る。中央構造線は白亜紀中頃から現在に至る長い活動史を持ち、あるときは逆断層、あるときは横ずれ断層として活動するなど、活動様式を変遷してきている(市川, 1980)⁽⁹⁰⁾。第四紀の後期には、右横ずれの卓越する長大な活断層として知られ、中央構造線断層帯と呼ばれる(堤・後藤, 2006)⁽⁹¹⁾。以下、地質境界としての中央構造線と区別して、活断層としての中央構造線を中央構造線断層帯と呼称する。中央構造線断層帯は、松山平野で地質境界としての中央構造線のやや北側を通過し、伊予市双海町高野川で伊予灘に入る(池田ほか, 2005)⁽⁹²⁾。

佃(1992)⁽⁹³⁾によると、中央構造線断層帯の右横ずれ運動は、南海トラフにおけるフィリピン海プレートの斜め沈み込みに起因するとされる。また、Kamata and Kodama(1999)⁽⁹⁴⁾によると、敷地周辺は中央構造線断層帯が顕著な右横ずれ運動を示す四国北西部陸域と多数の正断層群が分布する九州中部の間の遷移域に位置する。Kinugasa(1990)⁽⁹⁵⁾に示されるように、活断層フロントと位置づけられる中央構造線の南側(外帯)には顕著な活断層が分布しない。敷地周辺では、中央構造線断層帯が地殻内の変形の大部分を解消する役割を果たしていると考えられる。

(2) 敷地周辺の変位地形・リニアメント

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²³⁾によれば、敷地周辺陸域に4条の活断層(あるいは活断層の疑いのあるリニアメント)が示されている。その4条の中で五反田断層は「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」とされており、その他の3条はいずれも「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」とされている。「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾においても、五反田断層に対応する位置に推定活断層が示されているが、「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²³⁾に示された3条の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」に対応するものは図示されていない。一方、「活構造図, 高知」(1982)⁽²²⁾では、敷地周辺陸域に活断層あるいは推定活断層は図示されていない。

今回、第2.1-1表に基づく空中写真判読を実施して作成し

た変位地形・リニアメントの分布を，既存文献に示される活断層およびリニアメントと併せて第 2.2-6 図に示すとともに，地形調査結果一覧を第 2.2-3 表に示す。

変位地形・リニアメントは，五反田断層が長さ約 2 km のリニアメント(C)として判読される。「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾に示された「活断層の疑いのあるリニアメント(确实度Ⅲ)」の分布域には，八幡浜リニアメント(長さ約 4.8km)および菅田リニアメント(長さ約 2.2km)がリニアメント(D)として判読される。一方，「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾で「活断層の疑いのあるリニアメント(确实度Ⅲ)」とされた残りの 1 条は変位地形・リニアメントとして判読されないが，評価上，これを宮内リニアメントと呼称する。

なお，五反田断層，八幡浜リニアメント，菅田リニアメントは，いずれも北東－南西～東北東－西南西走向であり，西南日本の東西系の地質構造と調和的であるが，宮内リニアメントは，東西系の地質構造とは直交する北西－南東～北北西－南南東走向を示す。瀬戸内海沿岸部に北東－南西～東北東－西南西方向に点在する海成段丘には急な高度差がみられないことから，宮内リニアメントのような走向の活断層の存在は想定し難い(第 2.2-5 図)。さらに，肱川沿いに発達する河成段丘に急な高度差がみられないことから，菅田リニアメントのような肱川と直交する走向の活断層の存在も想定し難い(第 2.2-4 図)。

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

重力異常に関しては，既存文献に示された測定点を補完するように重力測定を実施し，「日本重力 CD-ROM 第 2 版」(2004)⁽⁴⁹⁾，「Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM)」(2001)⁽⁵¹⁾，愛媛大学保有のデータと併せて仮定密度 2.67g/cm³ で敷地周辺のブーゲー異常図を作成した。敷地周辺の重力測点を第 2.2-7 図に，ブーゲー異常図を第 2.2-8 図に示す。重力異常と地質，地質構造との対応関係を見ると，まず中央構造線断層帯に沿う北東－南西方向の負の重力異常帯(重力異常急変帯)が顕著である。この負の重力異常帯に

については大野ほか(1994)⁽⁹⁶⁾によって既に指摘されている。正の重力異常帯は八幡浜市保内町～佐田岬半島西端，大洲市～八幡浜市南方に見られ，高密度の塩基性片岩あるいはみかぶ緑色岩類の分布と対応している。五反田断層，菅田リニアメントは高密度の岩体の分布を反映した重力異常の急変とやや調和的であるが，前記の中央構造線断層帯を示唆するような性質のものではない。また，他のリニアメントでは重力急変部との対応は認められない。

微小地震に関しては，気象庁一元化震源(2005)⁽⁵²⁾による2002年から2004年に敷地周辺で発生したM5未満，深さ30km以浅の地震の震央分布を第2.2-9図に示す。変位地形・リニアメントとの関連が考えられるような微小地震の配列は認められない。

a. 五反田断層

(a) 文献調査結果

「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾は，南側が高い山地の高度不連続および尾根，谷の右屈曲といった地形の特徴から，八幡浜市五反田から同合田ごうだに至る約3.5km間に，東北東－西南西走向の「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」を示している。また，「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾も同位置の約2km間に推定活断層を図示している。一方，「活構造図，高知」(1982)⁽²²⁾は同位置に活断層あるいは推定活断層を図示していない。

鹿島・常磐井(1972)⁽⁹⁷⁾，石本(1973)⁽⁹⁸⁾などによると，五反田断層付近にほぼ並行して北側に泥質片岩が，南側に角閃石岩が分布するとされ，前者は泥質片岩と角閃石岩が整合関係にあるとし，後者は断層関係にあると推定している。

(b) 地形調査結果

変位地形・リニアメント分布図を第2.2-10図に示す。

八幡浜市五反田から合田に至る長さ約2km間に北東－南西～東北東－西南西走向のリニアメント(C)が判読される。五反田～合田では，南側のやや急な山地と北側の定高

性のある尾根との地形境界をなし，河谷や尾根にやや系統的な右屈曲が認められる。屈曲は鮮明であるが断続的で，水系の規模と屈曲量に相関は認められない。同区間が「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾に示された「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」,「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾に示された推定活断層に対応する。

(c) 地質調査結果

地質図を第 2.2-11 図に，地質断面図を第 2.2-12 図に示す。また，合田東方(Loc.G1)のルートマップを第 2.2-13 図に，詳細スケッチ図を第 2.2-14 図に示す。

地表地質調査によると，リニアメント周辺には，泥質片岩，塩基性片岩，砂質片岩および珪質片岩からなる三波川変成岩類と蛇紋岩を伴った角閃石岩が分布する。3号炉申請時には，榎峠^{えのきとうげ}南方(Loc.8-1)において，塩基性片岩と泥質片岩とを境する断層を確認している。

しかし，「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾において谷の右屈曲が示されている合田東方(Loc.G1)では，リニアメント位置に分布する泥質片岩に断層あるいは破砕部は認められない。また，リニアメントは泥質片岩と塩基性片岩との境界，砂質片岩と泥質片岩との境界付近に位置している。

さらに，リニアメント西方延長部の宇和海における音波探査記録(YU-1G)によると，少なくとも後期更新世以降の堆積層に断層変位は認められない(第 2.2-15 図)。

(d) 評価

地表地質調査結果によると，五反田から合田付近を通過するリニアメント周辺の三波川変成岩類中には部分的に断層が認められる。しかし，合田東方(Loc.G1)では，リニアメント位置に分布する泥質片岩に断層あるいは破砕部は認められない。リニアメントは岩層の境界付近にあたり，リニアメントの西方延長海域で実施した音波探査において，堆積層に断層変位は認められない。

以上のことから，リニアメントは後期更新世以降の断層

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

b. 宮内リニアメント

(a) 文献調査結果

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²³⁾は、八幡浜市保内町宮内付近の約 1.7km 間に、北西－南東走向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」を示している。一方、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾および「活構造図、高知」(1982)⁽²²⁾は同位置に活断層あるいは推定活断層を図示していない。

(b) 地形調査結果

変位地形・リニアメント分布図を第 2.2-16 図に示す。

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²³⁾に示されたリニアメント位置には、やや直線的な谷と鞍部がみられるものの、連続性が悪く、山地高度に系統的な高度差も認められず、第 2.1-1 表の判読基準に基づく変位地形・リニアメントは判読されない。第 2.2-16 図には「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²³⁾に示されたリニアメントを参考に、やや直線的な谷と鞍部の配列をリニアメントとして示す。

(c) 地表地質調査結果

地質図および地質断面図を第 2.2-17 図に示す。また、宮内付近(Loc.M1)のルートマップを第 2.2-18 図に示す。

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

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

(d) 評価

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

以上のことから，本リニアメントに対応する断層は存在しないものと判断される。

c. 八幡浜リニアメント

(a) 文献調査結果

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²³⁾は，鞍掛山^{くらかけやま}西方から八幡浜市^{むかいなだ}向灘に至る約4 km間に，北東－南西走向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」を示している。一方，「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾および「活断層図，高知」(1982)⁽²²⁾は同位置に活断層あるいは推定活断層を図示していない。

原ほか(1977)⁽⁹⁹⁾は本リニアメント近傍に三波川帯と三波川南縁帯を境する東北東－西南西走向の八幡浜断層を示しており，当地域で北側の塩基性片岩と南側の泥質片岩が接する。

(b) 地形調査結果

変位地形・リニアメント分布図を第2.2-19図に示す。

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

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

大平から高野地に至るリニアメントが「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²³⁾に示されたリニアメントに対応する。なお，「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²³⁾に示されたリニアメントの西端は向灘まで示されているが，大平から向灘間の山麓線には凹凸があり，山地高度に一樣な高度差もみ

られないことから，第 2.1-1 表の判読基準に基づく変位地形・リニアメントは判読されない。

(c) 地表地質調査結果

地質図を第 2.2-20 図に，地質断面図を第 2.2-21 図に示す。また，八幡浜市古谷^{こや}付近 (Loc. Y1, Y2) のルートマップを第 2.2-22 図に示し，Loc. Y1 の露頭状況図を第 2.2-23 図に，Loc. Y2 の露頭状況図を第 2.2-24 図に示す。

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

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

なお，鹿島・高橋 (1983)⁽¹⁰⁰⁾ は南予用水農業水利事業隧道の地質観察を行い，地質分布，断層分布を報告し，その結果に基づいた地質断面図を作成している (第 2.2-21 図上)。鹿島・高橋 (1983)⁽¹⁰⁰⁾ は，本地表地質調査による結果 (第 2.2-21 図下) と同様，当地域において北緩傾斜の同斜構造を示しており，従来，八幡浜断層 (原ほか，1977)⁽⁹⁹⁾ が想定されていた塩基性片岩と泥質片岩との境界は整合関係にあるとしている。また，リニアメント位置に対応する断層は示されていない。

(d) 評価

地表地質調査結果によると，リニアメント位置に断層あるいは破砕部は認められず，リニアメントを横断する隧道の地質観察結果においてもリニアメントに対応する断層は認められない。

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

d. 菅田リニアメント

(a) 文献調査結果

「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾は、内子町山鳥坂^{やまとりさか}から大洲市菅田町に至る約15km間に、東北東－西南西走向の「活断層の疑いのあるリニアメント(确实度Ⅲ)」を示している。一方、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾および「活構造図、高知」(1982)⁽²²⁾は同位置に活断層あるいは推定活断層を図示していない。

愛媛県地質図(1991)⁽¹⁷⁾などにより、本リニアメントにほぼ対応して北部秩父帯とみかぶ緑色岩類とを境する東北東－西南西走向の断層が示されている。

(b) 地形調査結果

変位地形・リニアメント分布図を第2.2-25図に示す。

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

なお、「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾では、さらに東方にもリニアメントが示されている。しかし、この東方延長部では菅田町宇津で肱川の右岸に比高600m程度の広尾根が張り出しており、第2.1-1表の判読基準に基づく変位地形・リニアメントは判読されない。

(c) 地表地質調査結果

地質図および地質断面図を第2.2-26図に示す。また、下村島東方(Loc.S1)のルートマップを第2.2-27図に、露頭状況図を第2.2-28図に示す。

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

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

にほぼ沿っている。

(d) 評価

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

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

2.3 海域の調査・検討結果

敷地は四国の北西端に細長く突出した佐田岬半島の付け根付近に位置しており、敷地周辺の海域は、佐田岬半島によって北側の伊予灘と南側の宇和海に二分されている。伊予灘は瀬戸内海の西部に位置する広い内海であり、豊予海峡で宇和海と接する。敷地は佐田岬半島の北岸に位置し、瀬戸内海の伊予灘に面する。

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

2.3.1 敷地周辺海域の海底地形

伊予灘の音響測深測線図を第 2.3-1 図に、敷地周辺海域の海底地形図を第 2.3-2 図に、伊予灘の海底地形図を第 2.3-3 図に示す。当海域では、大局的には、水深 10～60m の伊予灘東部から西へ向かって次第に水深を増し、豊予海峡を経て宇和海には水深 70m 超の海域が広がる。

伊予灘と宇和海は、四国側の佐田岬半島と九州側の佐賀関半島に挟まれた幅約 13km の豊予海峡で接する。豊予海峡における潮流の最大流速は 5 kn 近くに達し(海上保安庁, 1996)⁽¹⁰¹⁾、その浸食作用が起伏の著しい海底地形(海釜, 水成デューン, 砂堆, 海底谷)を形成している。

豊予海峡の双子型の海釜は、伊予灘側の北釜が水深 460m、宇和海側の南釜が水深 365m と周囲の大陸棚面からそれぞれ約 360m、約 260m も落ち込む世界最大級の海釜である(八島, 1994)⁽¹⁰²⁾。海釜の周辺には、水成デューンや砂堆といった砂質

の堆積物が多数分布しており，波状の海底地形が広がる。また，佐田岬半島に沿って，北岸では八幡浜市保内町沿岸部～半島西端部，南岸では半島西端部において，比高 10～数十 m，幅 1 km～数 km の細長い海底谷がみられる。

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

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

伊予灘には，上灘沖から長浜町沖を経て三崎沖まで細長い凹みが生じ，北東－南西方向に直線状に配列する。また，瀬戸沖では，同じく北東－南西方向に長軸をもつ細長い高まりが凹みと交互に配列する。

2.3.2 敷地周辺海域の地質層序

検討に使用した敷地周辺海域における海上音波探査の測線図を第 2.3-4 図に示す。敷地周辺海域では，伊予灘海底の地質について，電力中央研究所(1975)⁽⁴¹⁾，国土地理院(1993)⁽⁴²⁾，国土地理院(2001)⁽⁴³⁾，産業技術総合研究所(2002)⁽⁴⁴⁾による検討が行われ，概ね同様の地質区分が示されている。敷地周辺海域の地質区分は，前記の文献を参考に音波探査記録に見られる反射パターンの特徴によって海底下の地層を 4 層に分類し，陸上の地質との対応を検討して，上位の地層から A 層，D 層，T 層および B 層とした。各音源の代表的な音波探査記録を第 2.3-5 図に，反射パターンの特徴およびこれに基づく層序区分を第 2.3-1 表に，陸上の地層との対比を第 2.3-2 表に示す。

A層は、現在堆積が進行中の海底面下最上位の堆積層である。地層は全体としてほぼ水平な層理を示し、下位のD層を不整合に覆う。A層は沿岸部や豊予海峡周辺で分布を欠くほか、大洲市長浜町沖では広範囲の海底で極薄い。本層の厚さは一般に20m以下であるが、伊予灘の地溝内では厚く堆積しており、伊予市双海町串沖では厚さ約40mに達する。伊予灘東部の比較的水深の浅い海域のA層基底付近において約1万1千年前の海進時の堆積物が確認されている(大塚ほか, 2001⁽¹⁰³⁾; 大塚ほか, 2002⁽¹⁰⁴⁾)。一方、宇和海側では、八幡浜市保内町川之石港^{かわのいし}の埋立地においてボーリングを実施し、沖積層基底の深度(標高約-30m)が近傍の音波探査記録にみられるA層基底と概ね一致すること、沖積層基底の年代が約1万年前であることを確認した(第2.3-6図)。したがって、本層は沖積層相当層(上部更新統～完新統)と評価される。

D層は、全体としてほぼ水平な層理を示すが、伊予灘では部分的に極めて緩やかな褶曲を伴い、下位のT層を不整合に覆う。本層は島の周辺部、長浜町沖、豊予海峡周辺などで分布を欠くほかはA層の下位に広く分布する。本層の厚さは一般に20～100mで伊予灘では地溝内に厚く堆積する傾向がある。D層上面の深度は10～100mあるいはそれ以深にあつて、後期更新世の海退期の陸化に伴い浸食作用を受けている。伊予灘のD層上面等深線図によると、上灘沖から三崎沖まで続く凹凸の直線的配列が海底面よりも明瞭である(第2.3-7図)。また、D層内部には幾つかの不整合面が認められ、不整合面が広域的に認められる宇和海では、本層をD1～D4の4層に区分した。3号炉申請時には、伊予灘におけるピストンコアリングによってこの浸食面を構成するD層最上部から始良Tn火山灰(約26,000～29,000年前)(町田・新井, 2003)⁽⁴⁵⁾が採取されている。一方、宇和海側では、D層内部に更新世の海退を示唆するプログラデーションパターンが認められる。本層は、陸上部における段丘礫層や八倉層(高橋ほか, 1984⁽⁸¹⁾)に対比され、更新統相当層と推定される。

T層は、島の周辺部、豊予海峡周辺など一部の海域を除いて広く分布している。伊予灘において、本層は一般に極めて緩やかに傾斜する層理を示すが、佐田岬半島北方約5～8km間では

半島と平行な褶曲軸を有する明瞭な褶曲構造を形成している。伊予灘のT層上面等深線図によると、上灘沖から三崎沖まで続く凹凸の直線的配列が、上位の面とほぼ同じ場所に位置し、かつ、凹凸がより顕著である(第2.3-8図)。また、伊予灘東部におけるT層上面の高まりから、本層を伊予市森付近の海岸に分布する郡中層(水野, 1992)⁽⁸⁰⁾に対比できる。本層は、半固結の上部鮮新統～下部更新統の伊予灘層(緒方, 1975)⁽⁴¹⁾と対応し、第二瀬戸内累層群相当層と推定される。

B層は、T層の下部に分布する音響基盤層であり、ほとんど内部構造を示さない。本層はほぼ全域に最下層として分布すると推定される。沿岸部、島の周辺部、豊予海峡周辺で分布が認められ、一部では海底に露出する。分布域によって、陸域の和泉層群、領家花こう岩類、三波川変成岩類、秩父累帯の構成岩類、四万十累層群、瀬戸内火山岩類と対比される。

2.3.3 敷地周辺海域の地質構造

敷地周辺海域の海底地質図を第2.3-9図に示す。

(1) 敷地前面海域(伊予灘)の地質構造

a. 断層分布

敷地前面海域には、四国陸域に分布する中央構造線断層帯の最西端である高野川沖から南西方向に細長く幅を持って雁行配列する一連の断層群が認められる(第2.3-9図)。特にその北縁を構成する断層が直線的に追跡され、豊予海峡北方へ至る。

北縁の断層の多くが南落ちであり、南側に北落ち断層を伴いながら、伊予市双海町串沖で約3 km、伊方町伊方越沖^{いかたごし}で約1 km、伊方町三崎沖で約4 km右屈曲する。これらの右屈曲では西向きの方岐と東向きの方岐が向き合っており、三崎沖の右屈曲はその東方にも西向きの方岐を伴う。一方で、部分的に北縁が北落ち断層の区間では、南側に南落ち断層を伴いながら左方向へやや屈曲する。

このように、敷地前面海域には中央構造線断層帯に属する断層群が分布する。

b. 浅部地下構造

伊予灘における海底地質断面の位置図を第 2.3-10 図に、海底地質断面図を第 2.3-11 図に示す。

前述のように、敷地前面海域では北縁の南落ち断層が南側に北落ち断層を伴う断層分布形態が一般に見られる。伊方越沖の右屈曲部（伊方発電所前面）を横断する海底地質断面によると、これらの断層間には地溝が形成され、その南側の地層が副次的な断層を伴いながら北へ傾動している（第 2.3-11(3)図）。同じく伊方越沖の右屈曲部を横断する保内沖の海底地質断面（第 2.3-11(2)図）においても断層間に地溝が形成されている。これらの断面において、断層分布域の南北で D 層上面に顕著な標高差は認められず、横ずれの断層運動が推定される。

伊予市双海町串沖の右屈曲部を横断する海底地質断面（第 2.3-11(1)図）では、北部の南落ち断層群と南部の北落ち断層群に挟まれた幅広い地層が沈降している。また、伊方町三崎沖の右屈曲部を横断する海底地質断面（第 2.3-11(5)図）では、北縁の南落ち断層と南縁の北落ち断層に挟まれた幅広い地層が大きく下に撓みながら沈降している。これらの断面においても、断層分布域の南北で D 層上面に顕著な標高差は認められない。

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

瀬戸沖のように、部分的に北縁が北落ち断層となる区間の海底地質断面（第 2.3-11(4)図）では、T 層の背斜構造が認められ、その頂部は浸食を受けて平坦で A 層および D 層を欠如している。この背斜構造は平面的に断層の走向方向に長軸をもつ高まりとして確認され、断層バルジと評価される。

断層バルジは八幡浜市保内町喜木津沖に 1 箇所、伊方町瀬戸沖に 2 箇所見られ、伊予灘には断層バルジと地溝が交互に配列する（第 2.3-8 図、第 2.3-9 図）。模型実験（砂箱実験）で底盤に一樣な横ずれ変位を与えると被覆層表面に同様の凹凸の変形が繰り返して生じることが報告されており

(上田・谷, 1999)⁽¹⁰⁵⁾, 海底地形に現れた変動地形の観点からも, 敷地前面海域に分布する断層群が横ずれ断層であることが示唆される。

これらの断層群はいずれも後期更新世以降の地層に変位を与えており, 活断層と評価される。また, 敷地前面海域に分布する中央構造線断層帯は, 右横ずれ断層と考えられる。なお, 中央構造線断層帯以北では各層が非常に緩やかに傾斜する層理を示す(第 2.3-11(1)~(6)図)。

c. 深部地下構造

伊予灘に分布する中央構造線断層帯の深部地下構造を把握するために実施した深部地下探査(エアガン海上音波探査および屈折法地震探査)の測線図を第 2.3-12 図に示す。

(a) エアガン海上音波探査

エアガン海上音波探査による反射断面図を第 2.3-13 図に示す。保内町沖~瀬戸沖にかけての 3 断面(第 2.3-13(2)~(4)図)においては, 南端付近の地下深部には佐田岬半島に広く分布する三波川変成岩類の存在が推定され, その上面は北へ傾斜する。一方, 北端付近の地下深部には領家花こう岩類の存在が推定され, その上面は緩く南へ傾斜している。両者が会合する地点において両岩類の上面は最も深くなる。和泉層群はこの窪地の上に分布し, さらに堆積層(新第三紀~第四紀の堆積物)がこれらを厚く覆っている。

海底では平面的に幅を持って雁行配列する活断層は, 地下深部ではいずれも三波川変成岩類と領家花こう岩類の会合地点へ収斂する。このような構造は大野ほか(1997)⁽¹⁰⁶⁾で示されたものと整合的である。また, 三波川変成岩類は, その上面が領家花こう岩類との会合地点からさらに北へ傾斜して連続するよう見え, 地質境界断層としての中央構造線が北傾斜であることが示唆される。

伊予市双海町串沖(第 2.3-13(1)図)および伊方町三崎沖(第 2.3-13(5)図)の 3~4 km の右屈曲部では, 大規模な盆地状構造が認められる。串沖では南落ちの断層によって和泉層群に大きな落差が推定され, 断面位置よりも南方の佐

田岬半島沿岸部にかけてハーフグラベン状の盆地が形成されている。一方，三崎沖では南北の断層に挟まれた幅約 5 km に亘る堆積層が向斜状に大きく下方へ撓んでいる。

(b) 屈折法地震探査

屈折法地震探査によって得られた速度断面図を第 2.3-14 図に示す。これらの図によると，エアガン海上音波探査と調和的な結果が得られている。5.5km/s を示す三波川変成岩類，4.7km/s を示す領家花こう岩類，さらにはその会合部付近に 3.7km/s を示す和泉層群が存在し，その上部を 1.5～2.4km/s を示す堆積層が厚く覆う。三波川変成岩類と領家花こう岩類の会合部の深度は約 2～2.5km である。このような速度構造は大野ほか(1997)⁽¹⁰⁶⁾に示された構造と整合的である。

(2) 宇和海の地質構造

a. 断層分布

宇和海には，三瓶港南方から北東－南西走向で大崎鼻^{おおさきのほな}北岸を通過し，宇和島市^{ひぶりしま}日振島北方沖合い約 8 km まで，部分的にはわずかに左屈曲しながらも直線状に断続する F-21 断層が分布し（第 2.3-9 図），全般に南落ちである。

b. 浅部地下構造

宇和海における海底地質断面の位置図を第 2.3-15 図に，海底地質断面図を第 2.3-16 図に示す。

宇和海の堆積層（A 層，D 層，T 層）は，全般に極めて水平な層理を示し，凹凸の著しい基盤岩（B 層）を覆っている（第 2.3-16(1)図～第 2.3-16(10)図）。また，D 1～D 3 層の各々に堆積が沖側へ前進するプログラデーションパターンが明瞭に認められる。

D 1 層のプログラデーションは主に三崎南方沖に分布し，深度は 55～70m である（第 2.3-16(4)図）。D 2 層のプログラデーションは主に佐島^{さしま}周辺，大島^{おおしま}南東沖や日振島北西沖に分布し，深度は分布域によって 55～70m あるいは 90～100m である（第 2.3-16(1)図，第 2.3-16(4)図，第 2.3-16(8)

図および第 2.3-16(10)図)。D 3 層のプログラデーションは主に黒島～佐島周辺くろしまに分布し、深度は全般に 55～70m である(第 2.3-16(1)図)。このような D 層内のプログラデーションは更新世の海退に伴って形成されたものと推定される。したがって、D 1 層は最終間氷期から最終氷期に形成された後期更新世の地層であり、これより下位の D 2～D 4 層は中期更新世以前の地層と考えられる。

F-21 断層の東端部に位置する三瓶港南方では、D 1 層内に南落ち変位をわずかに与える高角度の断層が認められるものの(第 2.3-16(7)図)、その東側では断層が認められない(第 2.3-16(6)図)。また、東方延長陸域にも「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾等の既存文献による活断層の指摘はなく、第 2.1-1 表に基づく空中写真判読によっても変位地形・リニアメントは判読されない。大崎鼻西方沖では、D 1 層以下に南落ち変位を与える高角度の断層が認められるものの、B 層の落差は 15m 程度である(第 2.3-16(3)図)。F-21 断層の西端部では、D 2 層最下部以下に微小な撓みを与える高角度の断層がみられるものの、これより上位の地層には変形が認められない(第 2.3-16(9)図)。

以上より、F-21 断層には、三瓶港南方から日振島北方沖合い約 8 km に至る約 18km の区間で後期更新世以降の活動が認められる。全般に南落ち変位が優勢で、直線的な断層分布、さらには断層の走向と広域応力場の関係から横ずれの卓越する断層運動が推定される。

c. 深部地下構造

宇和海の深部地下構造を把握するために実施した深部地下探査(エアガン海上音波探査)の測線図を第 2.3-17 図に示す。

宇和海では基盤岩の深度が全般に浅い(第 2.3-18(1)図～第 2.3-18(3)図)。基盤岩は凹凸が著しいが、これを覆う堆積層によって海底面は概ね平坦となっている。

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

(第 2.3-18(2) 図)。

2.4 四国北西部の中央構造線断層帯の総合評価

半径 30km 以遠を含めた敷地周辺の活断層分布を第 2.4-1 図に示す。四国北西部では中央構造線断層帯は新居浜市から伊予市を経て西の伊予灘を北東－南西走向で通過し、豊予海峡北方で別府湾－日出生断層帯(地震調査委員会, 2005)⁽¹⁰⁷⁾に属する別府湾活断層系(島崎ほか, 2000)⁽¹⁰⁸⁾と会合する。

地震調査委員会(2003)⁽¹⁰⁹⁾によると、中央構造線断層帯は、近畿地方の金剛山地の東縁から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘に達する長大な断層帯として示されている(第 2.4-2 図)。中央構造線断層帯の全体としての長さは約 360km で、右横ずれを主体とする。地震調査委員会(2003)⁽¹⁰⁹⁾は、第 2.4-2 図に示すように中央構造線断層帯を①金剛山地東縁－和泉山脈南縁(長さ約 66～74km)、②紀淡海峡－鳴門海峡(長さ約 43～51km)、③讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部(約 130km)、④石鎚山脈北縁(約 30km)、⑤石鎚山脈北縁西部－伊予灘(約 130km)の 5 つの区間に区分し、これら 5 つの区間が個別に活動する可能性、複数の区間が同時に活動する可能性、これら 5 つの区間とは異なる範囲が活動する可能性、さらには断層帯全体が同時に活動する可能性も否定できないと評価した。

岡田(2006)⁽¹¹⁰⁾によると、四国における中央構造線断層帯の最新活動時期は 1596 年慶長伏見地震時であり、各断層が短期間に連鎖的に別々の地震を発生し、各地区(断層)で異なる地震を引き起こした可能性が指摘されている。個々の地震規模や活動区(セグメント)との関係などの詳細は今後の重要な課題とされており、以下では、敷地周辺を含む四国北西部の中央構造線断層帯(第 2.4-3 図)について、各種調査結果を考慮した総合的な評価を行う。

2.4.1 各断層の性状

四国北西部の中央構造線断層帯の調査結果を第 2.4-1 表に示す。以下、各断層について記す。

(1) 川上－小松断層(北方断層を含む)

川上－小松断層は、東北東－西南西走向で西条市下島山～同小松町小松の道前平野を通過し、さらに西南西へ連続して

山地を越え，松山平野東部の東温市川内^{とうおん かわうち}へ至る全長約 36km の活断層である(中田・今泉編，2002)⁽²⁴⁾。下島山～小松では沖積面上に南側低下の低断層崖として南方約 2 km に位置する岡村断層^{おかむら}と並走して直線状に延び，小松付近には岡村断層との間に東西走向の分岐断層が多数見られる。小松町～西条市丹原町^{たんぼら}では石鎚山脈の北麓沿いに北落ちの断層として直線状に延びる。さらに南西では高縄山地南麓を三波川帯と領家帯の地質境界に沿って約 2 km 左屈曲^{さくらぎ}(桜樹屈曲)して松山平野東端部に至る。川上～小松断層は松山平野東端部で 2 方向へ分岐し，河谷を系統的に右横ずれさせている。さらに西方の東温市川内付近では北方断層^{きたがた}と呼ばれ，段丘面および扇状地面上にみられる南側低下の低断層崖が明瞭である。

トレンチ調査結果から，川上～小松断層の最新活動時期は 9 世紀以降，1 つ前の活動時期は 1～8 世紀，2 つ前の活動時期は 4,900 年前～3 世紀とされており，平均活動間隔は約 1,000～1,400 年と求められている(地震調査委員会，2003)⁽¹⁰⁹⁾。

1 回当たりの横ずれ変位量は約 4 m とされており(堤・後藤，2006)⁽⁹¹⁾，地震調査委員会(2003)⁽¹⁰⁹⁾の平均活動間隔に基づき試算すると，横ずれ変位速度は 2.8～4mm/yr と見積もられる。

(2) 重信断層

重信断層^{しげのぶ}は東北東～西南西走向で松山平野東部の東温市重信～松山市高井町^{たかいまち}に連続する全長約 6 km の活断層であり，沖積面を南落ちに変位させる直線的な低断層崖が見られる(中田・今泉編，2002)⁽²⁴⁾。重信断層東端と川上～小松断層(北方断層)の西端の間，重信断層西端と伊予断層東端の間は断層不連続部(ギャップ)となっているが，当該区間には活断層詳細デジタルマップ(2002)⁽²⁴⁾によって部分的に推定活断層が示されている。当該区間では厚い堆積層によって変位地形が不明瞭となっている可能性が高い。

トレンチ調査結果から，重信断層の最新活動時期は 11 世紀以降とされ，6,200 年前～最新活動時期に少なくとも 1 回の活動があった可能性がある⁽¹⁰⁹⁾と評価されている(地震調査委員

会，2003)⁽¹⁰⁹⁾。また，平均活動間隔は愛媛県(2000)⁽¹¹¹⁾によって3,500～4,000年と推定されているが，活動の見落としの可能性が指摘されている(吉岡ほか，2005)⁽³⁶⁾。

1回当たりの横ずれ変位量は約2.5mとされており(堤・後藤，2006)⁽⁹¹⁾，愛媛県(2000)⁽¹¹¹⁾の平均活動間隔に基づき試算すると，横ずれ変位速度は0.6～0.7mm/yrと見積もられる。

重信断層を横断する反射法地震探査によると和泉層群に約400m超の標高差があり，東西に位置する川上－小松断層と伊予断層の運動によって，プルアパートベーズンを伴った引張性右オーバーステップ構造が形成されている(池田ほか，2003)⁽¹¹²⁾；大野ほか，2005)⁽¹¹³⁾。

(3) 伊予断層(米湊断層，本郡断層，伊予セグメントを含む)

伊予断層は北東－南西走向で，伊予市八倉～同双海町高野川に連続する全長約14kmの活断層であり，谷上山～明神山に至る山地の北麓を通過する(中田・今泉編，2002)⁽²⁴⁾。河川あるいは谷の系統的右屈曲が明瞭であるが縦ずれ変位の向き(落ち方向)は区間ごとで異なり，東部で北西落ち，西部で南東落ちである。また，北東端では3方向に分岐している。

米湊断層は，伊予断層の約1.5km北西の伊予市米湊に見られる全長約3kmの活断層であり，北東－南西走向で北西下りの撓曲崖として確認される(中田・今泉編，2002)⁽²⁴⁾。本郡断層は，伊予市本郡に南東側低下の逆向き低崖として認められ(岡田ほか，1998)⁽²⁶⁾，米湊断層と伊予断層の間でこれらと並行して北東－南西走向に約800mにわたり追跡される。これらの断層は地下深部で主断層である伊予断層に収斂する(池田ほか，2005)⁽⁹²⁾。

伊予灘東端部の高野川～伊予市双海町下灘沖には，七山ほか(2002)⁽⁴⁴⁾によって伊予セグメントと呼称された北東－南西方向に雁行配列する断層群が全長約9kmに亘って連なる。南落ち断層群と北落ち断層群に挟まれた地溝が形成されており，横ずれ断層に特徴的な“引きずり込み構造”がみられる(小川ほか，1992)⁽¹¹⁴⁾。伊予セグメントを構成する断層の多くは直線性が高く，現海底面にも変位を与えている(七山ほか，2002)⁽⁴⁴⁾。伊予セグメントは，陸域の伊予断層へ連続するこ

とが示されているので(池田ほか, 2005)⁽⁹²⁾, これらを総称して伊予断層として扱う。

伊予断層については, トレンチ調査結果から, 過去1万年間に14世紀以降, 約2,000~3,500年前頃, 3,500~7,000年前および7,000年前以前といった時期に4回の断層活動が推定されており(池田ほか, 2005)⁽⁹²⁾, これに基づいて平均活動間隔は2,500年程度と見積もられる。

伊予断層における1回当たりの横ずれ変位量は約2mとされており(堤・後藤, 2006)⁽⁹¹⁾, 前記の平均活動間隔に基づき試算すると, 横ずれ変位速度は0.8mm/yrと見積もられる。また, 後藤(1996)⁽¹¹⁵⁾は河谷の屈曲量と段丘面の年代から横ずれ変位速度として1.3~1.6mm/yrを示している。なお, 伊予市双海町上灘沖では海上音波探査と海底ボーリングを併用した調査が実施され, 1回当たり約2mの鉛直変位量が推定されている(大塚ほか, 2001)⁽¹⁰³⁾。

(4) 串沖引張性ジョグ

串沖引張性ジョグくしおきいんちようせいは伊予市双海町串~大洲市長浜町長浜の沖合い約5kmで東方の伊予断層から連なる南落ち断層群が約3km右屈曲しながら全体としては北東-南西方向に雁行配列する長さ約13kmの領域である(七山ほか, 2002)⁽⁴⁴⁾。当該領域において, 串~長浜町喜多灘きたなだの沿岸部には北落ち断層群が直線的に延び, さらに長浜の沿岸部から沖合いの南落ち断層へ向かって東西走向の短い断層群が多数連なる。ここでは西向きの方岐と東向きの方岐が向き合っており, これらの断層群に囲まれた領域には広い沈降域が形成されている。

東方の伊予断層との境界付近において, 海上音波探査と海底ボーリングを併用した調査結果から, 約6,000年前以降に1~2回, 約10,000年前に1回の断層活動が推定されており(大塚ほか, 2002)⁽¹⁰⁴⁾, これに基づいて活動間隔は3,300~5,000年程度と見積もられる。横ずれ変位量に関するデータは得られていない。

エアガン海上音波探査(第2.3-13(1)図)および屈折法地震探査(第2.3-14(1)図)によると, 基盤である和泉層群に数百mあるいはそれ以上の標高差があると推定され, 東温市重信に

見られるプルアパートベースンを伴った引張性右オーバーステップ構造(池田ほか, 2003)⁽¹¹²⁾と類似の構造が形成されている。

(5) 伊予灘セグメント

大洲市長浜町～伊方町三崎の沖合い5～8 kmには, 七山ほか(2002)⁽⁴⁴⁾によって伊予灘セグメントと呼称された北東－南西方向に雁行配列する断層群が, 伊方町伊方越沖で約1 km 右屈曲しつつ, 全長約42 kmに亘ってほぼ直線状に連なる。伊方越沖の右屈曲部では西向きの分岐と東向きの分岐が向き合っており, エアガン海上音波探査(第2.3-13(2)図, 第2.3-13(3)図)によると, これらの断層群に囲まれた領域には地溝状の沈降域が形成されている。また, 西端部にも西向きの分岐がみられる。伊予灘セグメントは南落ち断層群と北落ち断層群から構成され, 北縁が南落ち断層の区間には地溝が, 北縁が北落ち断層の区間には断層バルジが形成されている。伊予灘セグメントを構成する断層は直線的なものが多く, 活動履歴は明らかでないが, 伊予断層と同様に横ずれ構造が卓越して現海底面にも明瞭な変位を与えている(七山ほか, 2002)⁽⁴⁴⁾。横ずれ変位量に関するデータは得られていない。

(6) 三崎沖引張性ジョグ

三崎沖引張性ジョグは伊方町三崎沖約6 kmで東方の伊予灘セグメントから連なる南落ち断層群が約4 km 右屈曲しながら北東－南西方向に雁行配列し, 西方の豊予海峡北方へ至る長さ約13 kmの領域である(七山ほか, 2002)⁽⁴⁴⁾。また, その南側約5 kmに北落ち断層群が同じく北東－南西走向で北方の南落ち断層群と向き合っている。ここでは西向きの分岐と東向きの分岐が向き合っており, これらの断層群に囲まれた領域には広い沈降域が形成されている。三崎沖引張性ジョグの活動履歴は得られていないが, 現海底面に変位を与えている(七山ほか, 2002)⁽⁴⁴⁾。横ずれ変位量に関するデータは得られていない。

エアガン海上音波探査(第2.3-13(5)図)によると, 新第三紀～第四紀の堆積物が地下深部ほど大きく向斜状に撓んだ深

いベーズンが形成されている。

(7) 豊予海峡セグメント

豊予海峡北方～佐賀関沖には、七山ほか(2002)⁽⁴⁴⁾によって豊予海峡セグメントと呼称された北東－南西方向に並走配列する断層群が全長約 23km に亘って直線的に連なる。豊予海峡セグメントは南落ちと北落ちの短い断層群から構成され、一部に横ずれ構造を伴う断層もみられるが、全般に北落ちの正断層変位を示す断層が多い。三崎沖引張性ジョグ以東の中央構造線断層帯は領家帯と三波川帯の境界(以下、「R/S 境界」と称す。)のほぼ直上に分布して地溝、断層バルジを形成するのに対して、豊予海峡セグメントを構成する断層群は由佐ほか(1992)⁽¹¹⁶⁾によると R/S 境界よりも南方に分布し、北西方から豊予海峡セグメントへ向かって東西走向で連なる別府湾活断層系(島崎ほか, 2000)⁽¹⁰⁸⁾と R/S 境界の直上付近で会合する。また、明瞭な地溝、断層バルジは見られない。

七山ほか(2002)⁽⁴⁴⁾によると、豊予海峡セグメントには、正断層的な構造を伴う断層と横ずれ構造を伴う断層が混在し、完新統や海底面に変位を及ぼしていないものが多く、活動性が伊予断層や伊予灘セグメントよりも低いことが示唆されている。横ずれ変位量に関するデータは得られていない。また、地震調査委員会(2005)⁽¹⁰⁷⁾は、豊予海峡セグメントを別府湾－日出生断層帯に含めて評価している。

2.4.2 セグメント区分

中央構造線断層帯のような長大な断層は同時に全体が活動するのではなく、幾つかの区間(セグメント)に分割して活動すると考えられている(松田, 1990)⁽¹¹⁷⁾。

長大活断層系のセグメント区分については、「原子力発電所の活断層系評価技術－長大活断層系のセグメンテーション－」(土木学会, 2003)⁽¹¹⁸⁾にその考え方が示されている。これによると、歴史地震の破壊区間に基づく地震セグメント、断層形態や地質、地質構造の特徴等に基づく幾何学的、地質・構造地質学的セグメント、断層の挙動、活動履歴等に基づく挙動セグメントについて、セグメント区分の基準が示されている。

ここでは、既往文献によって提唱された中央構造線断層帯のセグメント区分案を整理するとともに、地震セグメント、幾何学的、地質・構造地質学的セグメント、挙動セグメントについて個別に評価した上で、地震を繰り返して発生させる最小単位との観点から、中央構造線断層帯の活動セグメントを評価する。特に幾何学的、地質・構造地質学的セグメントの区分に際して、杉山(2003)⁽¹¹⁹⁾や中田・後藤(1998)⁽¹²⁰⁾が指摘した断層の分岐、屈曲などに着目した区分を行う。

(1) 既往文献によるセグメント区分の整理

地震調査委員会(2003⁽¹⁰⁹⁾; 2005⁽¹⁰⁷⁾)を含め、既往文献に示された四国北西部の中央構造線断層帯のセグメント区分を第2.4-4図に示す。

岡田(1992)⁽¹²¹⁾は、活断層の分布形態、特に横「し」の字状構造を重視し、松山平野東部(東温市重信周辺)の断層不連続部と伊予断層南西端でセグメント区分した。伊予灘では全域における海底活断層はまだ解明されておらず、細かくセグメントに分けるのは困難としつつ海域の断層群全体を1つのセグメントとして取り扱っている。また、Tsutsumi and Okada(1996)⁽¹²²⁾もこのセグメント区分を支持した。

露口ほか(1996)⁽⁵⁸⁾は、伊予灘でソノプローブを音源とする海底下浅部においての高分解能音波探査を行い、活断層分布や浅層の地質構造を把握し、特異な隆起地形とした八幡浜市保内町喜木津沖の構造でセグメント区分した。さらに、佃(1996)⁽¹²³⁾は、伊予灘では露口ほか(1996)⁽⁵⁸⁾の区分を踏襲し、陸域では重信川の沈降域で示される引張性バリアでセグメント区分した。一方、大野ほか(1997)⁽¹⁰⁶⁾は、伊予灘の浅部地下構造のみでなく深部地下構造も併せた検討を行い、露口ほか(1996)⁽⁵⁸⁾が指摘した隆起地形がその箇所のみの特異な構造ではないことを示し、むしろ伊予市双海町串沖の引張性バリアでセグメント区分するのが妥当とした。

川上断層と伊予断層の間に重信断層(後藤ほか, 1999)⁽¹²⁴⁾、川上断層東方延長に小松断層(後藤・中田, 1998)⁽¹²⁵⁾を認めた中田・後藤(1998)⁽¹²⁰⁾は、四国東部から伊予灘に至る中央構造線断層帯の縦ずれ変位パターンに着目して桜樹屈曲、伊

予市市場^{いちば}でセグメント区分した。

七山ほか(2002)⁽⁴⁴⁾は、ソノプローブおよびジオパルスを音源とする高分解能音波探査を実施した上で既往の音波探査記録を総括して伊予灘における中央構造線断層帯の詳細な分布を明らかにし、串沖の串沖引張性ジョグおよび伊方町三崎沖の三崎沖引張性ジョグでセグメント区分した。

吉岡ほか(2005)⁽³⁶⁾は、活断層の分布形態、活動履歴、単位変位量とセグメント長の関係等を考慮し、桜樹屈曲付近、松山市森松町^{もりまつまち}付近、串沖、伊方町伊方越沖、三崎沖でセグメント区分した。吉岡ほか(2005)⁽³⁶⁾は全国の活断層を一律の基準でセグメント区分したものであり、四国北西部における中央構造線断層帯のセグメント区分について、根拠は明確に示されていない。海域では七山ほか(2002)⁽⁴⁴⁾のセグメント区分を基本としつつ、セグメント長等を考慮して伊方越沖の右屈曲部付近でセグメント区分したものと考えられる。

(2) 地震セグメントの評価

岡田(2006)⁽¹¹⁰⁾によると、1596年9月1日に最初に川上一小松断層が活動し、次いで9月4日に別府湾内の活断層帯が動き、さらに9月5日に六甲^{ろっこう}・淡路島や有馬^{ありま}－高槻^{たかつき}断層帯が活動して慶長伏見地震を引き起こしたとされ、ほぼ四国全域の中央構造線断層帯が9月1日から5日にかけて連鎖的に活動した可能性が大きいとされる。しかしながら、16世紀末は戦国時代末期の動乱期で歴史資料が極めて不備なことも相まって、どの程度の規模の地震がどの活断層から発生したのか現状では結論を出すには至っていない。

(3) 幾何学的、地質・構造地質学的セグメントの評価

土木学会(2003)⁽¹¹⁸⁾によると、幾何学的、地質・構造地質学的セグメント区分の基準として、断層の屈曲、断層の分岐および他の断層との交差、第四紀堆積盆、断層の変位センスおよび変位速度等が示されている。なお、断層の分岐、屈曲によるセグメント区分に関しては、杉山(2003)⁽¹¹⁹⁾や中田・後藤(1998)⁽¹²⁰⁾と同様である。

a. 断層の屈曲

四国北西部の中央構造線断層帯は4箇所です。右に屈曲し、1箇所左に屈曲しています。右に屈曲するのは東温市重信（屈曲量約4 km）、伊予市双海町串沖（同約3 km）、伊方町伊方越沖（同約1 km）、伊方町三崎沖（同約4 km）にみられ、左に屈曲するのは桜樹屈曲（同約2 km）にみられる。中央構造線断層帯が右横ずれ断層であることから、右に屈曲するのは引張性ジョグ、左に屈曲するのは圧縮性ジョグと位置付けられる。以下、重信の右に屈曲するのを重信引張性ジョグ、伊方越沖の右に屈曲するのを伊方沖引張性ジョグと呼称する。

b. 断層の分岐および他の断層との交差

四国北西部の中央構造線断層帯において、前述の引張性ジョグに対応する東温市重信、伊予市双海町串沖、伊方町伊方越沖、伊方町三崎沖で西向きと東向きの分岐が向き合っている。これらは中田・後藤(1998)⁽¹²⁰⁾がセグメント境界を推定する有力な指標とした、断層線が互いに近づく方向に向かって枝分かれし対置する領域に相当する。

川上-小松断層の東部、西条市小松町小松付近でも中央構造線断層帯に属する岡村断層との間に分岐断層が見られ、小松より東方では岡村断層と10 km以上の区間に亘って並走する。また、豊予海峡セグメントは北西方の別府湾活断層系とR/S境界の直上付近で会合する(由佐ほか, 1992)⁽¹¹⁶⁾。

c. 第四紀堆積盆

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

d. 断層の変位センスおよび変位速度

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

横ずれ変位速度は，川上一小松断層で $2.8\sim 4.0\text{mm/yr}$ と評価されるのに対して，伊予断層では $0.8\sim 1.6\text{mm/yr}$ と小さく，重信引張性ジョグを境に顕著な差が認められる。伊予灘では横ずれ変位速度の情報は得られていない。

e. 評価

ジョグの規模等を重視し，重信引張性ジョグ，串沖引張性ジョグおよび三崎沖引張性ジョグを，幾何学的，地質・構造地質学的セグメントの境界として評価する。なお，伊方沖引張性ジョグも，これらに準じる構造と評価される。

(4) 挙動セグメントの評価

土木学会(2003)⁽¹¹⁸⁾によると，挙動セグメント区分の基準として，古地震の破壊区間，平均活動間隔，イベント時の断層変位量等が示されている。

a. 古地震の破壊区間，平均活動間隔

中央構造線断層帯全体の活動履歴を検討した地震調査委員会(2003)⁽¹⁰⁹⁾は，四国北西部の最新活動時期は16世紀，一つ前の活動は2世紀以降8世紀以前で，重信断層以西には及んでいない可能性もあると評価している。

最新活動である16世紀の活動については，岡田(2006)⁽¹¹⁰⁾が指摘するように，短期間に各断層が連鎖的に別々の地震を発生させた可能性が高いが，古地震学的な調査から個々の破壊区間を判別することは困難である。

四国北西部陸域の一つ前の活動についてみると，川上一小松断層では1～8世紀，伊予断層では2～3.5千年前であり，平均活動間隔は前者で1,000～1,400年，後者で約2,500年と大きく異なる。両断層の間に位置する重信断層

については、活動の見落としの可能性も指摘されていることから厳密な議論はできないが、川上－小松断層や伊予断層よりも活動回数が少なく、平均活動間隔が長い可能性がある。

伊予灘では、伊予断層よりも串沖引張性ジョグの活動回数が少なく、伊予断層が起こした地震の中には断層破壊が串沖引張性ジョグに及ばなかったものがあると推定されている(大塚ほか, 2002)⁽¹⁰⁴⁾。

豊予海峡セグメントは、完新統や海底面に変位を及ぼしていないものが多く、活動性が伊予断層や伊予灘セグメントよりも低いことが示唆されており(七山ほか, 2002)⁽⁴⁴⁾, 平均活動間隔が長い可能性がある。

b. イベント時の断層変位量

堤・後藤(2006)⁽⁹¹⁾は、四国の中央構造線断層帯に沿う約30地点で、最新活動およびそれ以前の地震に伴う横ずれ変位量を調査し、地震ごとに破壊領域が変わるとしても、断層ごとに固有の変位量をもつ傾向が認められることを報告している。これによると、四国北西部陸域に分布する中央構造線断層帯各断層の横ずれ変位量は、川上－小松断層の約4mに対して、重信断層は約2.5m、伊予断層は約2mとされており、重信断層および伊予断層は、川上－小松断層よりも明らかに横ずれ変位量が小さい。伊予灘セグメントの横ずれ変位量は堤・後藤(2006)⁽⁹¹⁾に示されていないものの、四国中東部で5～7mの横ずれ変位量が示されているのに対して、重信断層および伊予断層の位置する西方へ向かって変位量を減じており、伊予断層での約2mを考慮すると、伊予灘セグメントは伊予断層と同程度あるいはそれ以下である可能性が考えられる。

また、杉山(2003)⁽¹¹⁹⁾は、イベント時の断層変位量は各セグメント内で一様ではなく、破壊の終息域あるいは一時停止域となるジョグで小さく、その手前に他より大きく滑る領域、即ち浅部アスペリティが出現することを報告している。四国北西部の中央構造線断層帯では、後藤・中田(2000)⁽¹²⁶⁾が河谷の屈曲率と横ずれ変位速度の分布を検討

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

c. 評価

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

(5) まとめ（活動セグメントの評価）

幾何学的、地質・構造地質学的セグメント、挙動セグメントの評価を踏まえ、四国北西部の中央構造線断層帯を、川上セグメント(約 36km)、伊予セグメント(約 23km)、伊予灘セグメント(約 42km)、豊予海峡セグメント(約 23km)の4つの活動セグメントに区分する。このセグメント区分を伊予灘のデータを考慮した既往文献によるセグメント区分とともに第2.4-1表に示す。これらの活動セグメントの境界には、重信引張性ジョグ(約 12km)、串沖引張性ジョグ(約 13km)、三崎沖引張性ジョグ(約 13km)が存在する。敷地周辺(半径 30km以内)には伊予灘セグメントが分布しており、以下、伊予灘セグメントを「敷地前面海域の断層群」と呼称する。

2.4.3 断層傾斜角

(1) 震源断層

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

例えば、近年国内で発生した横ずれ型の活断層による地震として、1995年兵庫県南部地震(橋本, 1995)⁽¹²⁷⁾、2000年鳥

取県西部地震(Fukuyama et al., 2003)⁽¹²⁸⁾, 2005年福岡県西方沖地震(Nishimura et al., 2006)⁽¹²⁹⁾が挙げられ, 稠密な観測データに基づく詳細な検討の結果, 震源断層はいずれも高角度であることが明らかにされている。

また, 大地震が観測された国外の長大横ずれ断層として, 1990年フィリピン・ルソン島地震のフィリピン断層系(阿部, 1990)⁽¹³⁰⁾, 1999年イズミット地震の北アナトリア断層系(Ozalaybey et al., 2002)⁽¹³¹⁾, 2001年ココシリ地震のクンレン断層(Lin et al., 2003)⁽¹³²⁾, 2002年アラスカ地震のデナリ断層(Asano et al., 2005)⁽¹³³⁾が挙げられ, 各種観測データに基づく検討から, 震源断層はいずれも高角度とされている。

このように, 実際に発生した地震の解析結果においても横ずれ断層の震源断層はほぼ鉛直である。中央構造線断層帯ではこれに起因する大地震は観測されていないが, 四国において中央構造線北方に帯状の微小地震分布が見られ, そのメカニズムは高角度の横ずれが卓越することが示されている(久保・岡田, 2007)⁽¹³⁴⁾。

以上, 変動地形学的な観点, 地震学的な観点, さらにには実際に発生した地震の解析結果からも, 横ずれ断層の震源断層面はほぼ鉛直と考えられる。横ずれ断層と評価される敷地前面海域の断層群についても, その震源断層はほぼ鉛直と考えられる。

(2) 地質境界断層

物理探査による地下構造研究によって, 地質境界断層(物質境界としての中央構造線)は, 北に30~40度傾斜している可能性が提唱されるようになった(伊藤, 1996)⁽¹³⁵⁾。

例えば, 四国東部では, 室戸岬^{むろと}から瀬戸内海に至る大規模な反射法地震探査が実施され, 中央構造線が地表からおよそ40度で北に傾斜し, 下部地殻上面に到達するとされている(佐藤ほか, 2005)⁽¹³⁶⁾。また, 四国西部の道前平野~松山平野では, 重力逆解析によって19~26度で北傾斜する構造が推定されている(Ohno et al., 1989)⁽¹³⁷⁾。さらに, 豊後水道~別府湾でもエアガン海上音波探査が実施され, 緩く北へ傾

斜する構造が示されている(由佐ほか, 1992)⁽¹¹⁶⁾。敷地前面海域の伊予灘においては, 重力逆解析によって, 地質境界断層としての中央構造線が緩く北へ傾斜する構造が推定されている(大野ほか, 1994)⁽⁹⁶⁾。

そこで, 大野ほか(1994)⁽⁹⁶⁾による報告を踏まえ, 反射法および屈折法で得られた地下構造を用い, より深部の構造を重力逆解析によって推定する手法によって, 敷地前面海域における地質境界断層としての中央構造線の地下構造について検討した。

重力逆解析には, ヘリコプターによって海陸を連続観測した航空重力値を用いた。航空重力測線図を第 2.4-5 図に, 重力逆解析断面位置を第 2.4-6 図に示す。

重力逆解析に際して, 屈折法地震探査で得られた速度構造(第 2.3-14 図)で三波川変成岩類および領家花こう岩類よりも上部の構造を固定し, 焼きなまし法(Nagihara and Hall, 2001)⁽¹³⁸⁾によって重力の観測値と計算値がフィッティングする中央構造線の地下構造(深部断面形状)を求めた。重力逆解析の設定密度を第 2.4-2 表に, 重力逆解析結果を第 2.4-7 図に示す。

第 2.4-7 図によると, 領家花こう岩類と三波川変成岩類の境界面, すなわち地質境界断層としての中央構造線は, 約 6 km 以深まで北へ 30~40 度傾斜する構造が推定される。

(3) 地質境界断層と震源断層の関係

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

例えば, 四国東部では父尾断層^{ちちお}を横断する総合的な物理探査によって地質境界断層が深度 5 km 程度まで北に 30~40 度傾斜していることが示され, 活断層が地質境界断層から分岐して地表近くで高角度化している可能性と, 活断層が高角度北傾斜で三波川帯を切断する可能性が指摘されている(伊藤ほか, 1996)⁽¹³⁹⁾。

これに対して, 岡田・杉戸(2006)⁽¹⁴⁰⁾は, 伊藤ほか(1996)⁽¹³⁹⁾の反射断面において, 地表で追跡される活断層(父尾断層)直下の解像度があまりよくないことを指摘し, 活断層と地質境

界断層の関係は今後の重要な課題とした。

堤ほか(2007)⁽¹⁴¹⁾は、地質境界断層とその北側を並走する活断層の幾何学的関係を明らかにすることを目的として、四国東部では父尾断層、四国中央部では石鎚断層、岡村断層を横断する反射法地震探査を行い、活断層は、その直下の地層面（北へ傾斜する地質境界断層）を大きく変位させているようには見えないことを示した。

一方で、中央構造線沿いの反射法地震探査で示される低角な不連続面は地質境界断層であり、力学的な境界（震源断層）は深いところまで高角に連続している可能性が高いとの見解も示されている(渡辺, 2005)⁽¹⁴²⁾。

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

四国北西部陸域では、少なくとも伊予断層の横ずれを示す断層線の平面形が起伏に関係なく直線状ないし緩やかな曲線を描いて雁行配列することから、活断層の傾斜が高角度であることが示唆されている(後藤, 1996)⁽¹¹⁵⁾。また、伊予断層帯に属する米湊断層、本郡断層を横断する反射法地震探査による地下構造の検討からも、伊予断層は高角度の断層と考えるのが妥当との見解が示されている(池田ほか, 2005)⁽⁹²⁾。

(4) 評価

以上より、敷地前面海域の断層群の震源断層は、地質境界断層としての中央構造線と一致して北へ傾斜している可能性も残るが、変動地形学的な観点、地震学的な観点、さらには実際に発生した地震の解析結果等を総合的に勘案すれば、横ずれ断層と評価される敷地前面海域の断層群については、その震源断層はほぼ鉛直と評価される。

2.5 敷地周辺の第四紀火山

敷地周辺の第四紀火山については、町田・新井著の「新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]」(2003)⁽⁴⁵⁾のほか、産業技術総合研究所地質調査総合センターの「日本の第四紀火山」(2008)⁽¹⁴³⁾、気象庁編の「日本活火山総覧」(2005)⁽¹⁴⁴⁾、日本火山

学会発行の「日本の第四紀火山カタログ」(1999)⁽¹⁴⁵⁾、産業技術総合研究所地質調査総合センターの「100万分の1日本地質図」(2003)⁽¹⁴⁶⁾、日本の地質『九州地方』編集委員会編の「日本の地質9、九州地方」(1992)⁽¹⁴⁷⁾、アーバンクボタの「九州の火山と基盤構造」(1984)⁽¹⁴⁸⁾等があり、これらの文献により、敷地周辺の第四紀火山および第四紀火山岩類の分布を把握した。

第四紀火山について、敷地を中心とする半径30km範囲には分布しないが、半径160km範囲には、阿武火山群、青野山火山群、長者ヶ原、徳山金峰山、千石岳、四熊ヶ岳、六連島、姫島火山群、両子山、日出、鹿鳴越、鶴見岳・伽藍岳、由布岳、耶馬溪(猪牟田カルデラ)、高平山－水口山火山群、福万山－立石山火山群、小鹿山－雨乞岳火山群、野稻岳－花牟礼山火山群、万年山、涌蓋山、九重山、阿蘇カルデラ、阿蘇山、大峰および赤井が分布する(第2.5-1図)。

第四紀火山岩類について、敷地を中心とする半径30km範囲には分布しないが、九州には広く分布する(第2.5-1図)。特に阿蘇カルデラを中心に広く分布し、8.5～9万年前に噴出したAso-4火砕流堆積物は豊後水道に面した大分県臼杵市まで達している(町田・新井, 2003)⁽⁴⁵⁾。町田・新井(2003)⁽⁴⁵⁾によると、Aso-4火砕流堆積物が敷地の位置する佐田岬半島に達した可能性も示唆されているが、佐田岬半島においてAso-4火砕流堆積物を確認したとの報告はない。また、佐田岬半島に点在するM面(中位段丘面)の段丘堆積物はAso-4火山灰を混在する風成層に覆われるものの、その他の火山灰を含め厚い火山灰層は確認されない。

3. 敷地近傍の地質・地質構造

3.1 調査・検討内容

敷地近傍においては，不明瞭もしくは小規模な変動地形までも含めて地質および地質構造を詳細に把握するため，敷地周辺の調査結果を踏まえ，敷地を中心とする半径約 5 km 範囲および周辺地域において，既往文献調査，地形調査，地表地質調査，海上音波探査，地球物理学的調査等の調査・検討を実施した。

地形に関しては，陸域では国土地理院発行の「2万5千分の1地形図」，海域では日本海洋データセンターの「500m メッシュ水深データ」⁽⁵⁶⁾および海上保安庁発行の海図「伊予灘及付近」(2003)⁽⁵⁷⁾を用いて敷地近傍の地形図を作成した。また，主に国土地理院で撮影された縮尺2万分の1，1万分の1の空中写真並びに同院発行の縮尺2万5千分の1および5千分の1の地形図等を使用して敷地周辺調査と同じ判読基準(第2.1-1表)に基づく空中写真判読等の調査・検討を行い，変動地形学的視点により変位地形・リニアメントの有無を確認した。

敷地近傍の地質，地質構造に関しては，陸域では愛媛県発行の5万分の1「土地分類基本調査図(八幡浜)」(1972)⁽¹²⁾，活断層研究会編の「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾，中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾および地質調査所発行の50万分の1「活構造図，高知」(1982)⁽²²⁾，海域では電力中央研究所土木技術研究所発行の「電力中央研究所報告」(1975)⁽⁴¹⁾等の既往文献により，敷地近傍の地質，地質構造の概要を把握した。さらに，陸域において，地形調査に使用した空中写真および地形図を使用して詳細な地質，地質構造を把握するための地表地質調査を実施した。一方，海域においては，海上音波探査を実施して既往の音波探査記録，他機関の音波探査記録と併せた総合的な検討を行ったほか，屈折法地震探査等の地球物理学的調査を実施した。これらの調査・検討結果に基づいて，敷地を中心とする半径約 5 km の範囲について，原縮尺 2 万 5 千分の 1 の詳細な地質図，地質断面図等を作成した。

3.2 調査・検討結果

敷地を中心とする半径約 5 km の範囲における地形，地質および地質構造は，既往文献調査，地形調査，地表地質調査，海上音波

探査，地球物理学的調査等の結果によると以下のとおりである。

敷地近傍の地形図を第 3.2-1 図に，海上音波探査測線図を第 3.2-2 図に，変動地形図を第 3.2-3 図に，地質図を第 3.2-4 図に，敷地近傍の地質層序を第 3.1-1 表に示す。

3.2.1 敷地近傍の地形

伊方発電所は，伊予灘に面した佐田岬半島の付け根付近に位置する（第 3.2-1 図）。佐田岬半島は，東北東－西南西方向に伸びる長さ約 40km，幅 0.8～6 km の細長い半島であり，その海岸線は複雑に入り組んでいる。半島中央部には起伏の著しい標高約 300m の山地が連なり，その南側斜面は宇和海に，北側斜面は伊予灘に面する。

当該地域に発達する谷は，半島中央部の分水嶺を境に北流あるいは南流して伊予灘あるいは宇和海に達するため，一般にその谷長さは短い。ただし，伊方町湊浦^{みなとうら}～同川永田^{かわながた}～同九町^{くちょう}には周辺の谷と比較して大きな東北東－西南西方向の直線状谷が発達する。敷地近傍の北向斜面は一般に 20～30 度の勾配で傾斜し，海岸近くになると傾斜を増し，10～30m の海食崖を経て伊予灘に入る。

伊予灘の海底には，海岸から数十～数百 m 沖合いにかけてほぼ半島と平行な水深 10m 未満の平坦面が分布する。海底面は水深約 10m 以深で斜面となって傾斜を増すが，水深約 50m に達して再び概ね平坦となる。宇和海の海底面も，伊予灘と同様に，水深 10m 未満の平坦面，水深 10～50m の斜面，水深 50m 超の平坦面で特徴づけられる。

3.2.2 敷地近傍の地質

敷地近傍陸域には，三波川変成岩類が広く分布する（第 3.2-4 図）。第四系は中部～上部更新統の段丘堆積物並びに沖積層および崖錐性堆積物からなる。

敷地近傍海域の地層は，敷地周辺海域の地層と同様に第 2.3-1 表に基づき，音波探査記録の解析から得られた不整合関係を含む記録パターンにより分類した。敷地近傍海域の地層は，下位から B 層，T 層，D 層および A 層に分類される。なお，T 層は緒方(1975)⁽⁴¹⁾による伊予灘層と対応し，海域の堆積層最下

部として分布する。

(1) 三波川変成岩類

敷地の位置する佐田岬半島には三波川変成岩類が広く分布する。敷地近傍の三波川変成岩類は塩基性片岩を主とし、珪質片岩および泥質片岩を挟在する。

本岩類の源岩は白亜紀初期までに形成された付加コンプレックスで前期白亜紀に変成作用のピークがあったと推定されている(Isozaki and Itaya, 1990)⁽⁶⁷⁾。

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

(2) 段丘礫層

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

a. 高位段丘群

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

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

b. 中位段丘群

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

段丘面はあまり開析されておらず、丸みを帯びた台地状を呈する。また、堆積物は風化した亜円～亜角の礫からなる海成層であり、高位段丘群の下位の段丘面を構成してい

る。ウドノセ鼻の堆積物は Aso-4 火山灰(8.5～9 万年前)(町田・新井, 2003)⁽⁴⁵⁾を混在する風成層に覆われる。M面は開析度, 標高, 風化の程度から, 最終間氷期(MIS5)に形成された段丘面と推定され, 関東の下末吉面に相当する。

(3) 沖積層

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

3.2.3 敷地近傍の地質構造

敷地近傍陸域の地質は三波川変成岩類に属する塩基性片岩で特徴づけられ, 厚さ数十～百 m の珪質片岩および泥質片岩をレンズ状に挟在する。珪質片岩および泥質片岩は敷地の南方から東方にかけて連続的に分布する。一部の珪質片岩は紅れん石を含み赤色を呈している。

敷地近傍陸域における三波川変成岩類の片理面は, 敷地東方では東北東－西南西～東西走向であり, 東北東－西南西方向の褶曲構造がみられる。敷地付近から西方では北西－南東走向となり, 南へ緩く傾斜する。三波川変成岩類を覆って点在する各段丘面の標高はほぼ一定であり, これらの段丘面形成後の顕著な構造運動等は認められない(第 2.2-5 図)。

空中写真判読によると, 敷地近傍陸域に変位地形・リニアメントは認められない(第 3.2-3 図)。なお, 敷地近傍においては, 「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²³⁾, 「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²⁴⁾および「活構造図, 高知」(1982)⁽²²⁾のいずれにも活断層, 推定活断層, リニアメントは示されていない。

海上音波探査記録によると, 敷地近傍海域の地層は成層しており, 断層は認められない。また, エアガン海上音波探査においても, 敷地近傍海域に断層は認められない(第 2.3-13(3)図, 第 2.3-18(1)図)。

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

4. 敷地の地質・地質構造

4.1 調査・検討内容

伊方発電所の敷地内において、以下のとおり地表地質調査を実施した。また、これまでに地表弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査、基礎掘削面観察、断層の活動性調査等を実施しており、その結果に基づき、敷地の地質、地質構造について検討を実施した。地質調査位置を第 4.1-1 図に示す。

4.1.1 地表地質調査

敷地内の地質、地質構造を把握するため、地表地質調査を実施した。また、既往文献調査、地形調査、弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査、掘削面観察等の調査、検討結果とあわせて原縮尺 5 千分の 1 の地質平面図を作成し、敷地の地質、地質構造の検討を行った。

4.1.2 地表弾性波探査

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

4.1.3 ボーリング調査

原子炉設置位置付近の地質、地質構造を把握するため、これまでに孔数約 140 孔、総掘進長約 7,400m のボーリング調査を実施している。採取したボーリングコアを観察して地質柱状図を作成するとともに、既往文献調査、地形調査、地表弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査、掘削面観察等の調査・検討結果とあわせて原縮尺 5 千分の 1 の地質断面図を作成し、敷地の地質、地質構造の検討を行った。

4.1.4 試掘坑調査

原子炉建屋の基礎地盤を直接観察するため、これまでに試掘坑調査を実施している。この試掘坑内において、基礎地盤の構成岩石およびその分布、断層の有無、片理面の走向・傾斜等を

直接確認している。また、坑内で弾性波試験を行い、地盤の伝播速度分布を把握している。

4.1.5 掘削面観察

発電所の建設にあたっては、地山切り取り、基礎岩盤の掘削を実施している。掘削面において、基礎地盤の構成岩種およびその分布、断層の有無、片理面の走向・傾斜等を直接確認している。

4.2 調査・検討結果

地表地質調査の結果得られた敷地およびその近傍の原縮尺5千分の1の地質平面図を第4.2-1図、地質断面図を第4.2-2図、地質層序を第4.2-1表に示す。敷地内における各種地質調査を総合した調査結果を以下に示す。

4.2.1 敷地の地形

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

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

敷地およびその近傍の地形も半島全体と同様に標高200m前後の尾根を背に小規模な沢が発達した地形である。敷地の斜面は一般に20～30度の勾配で北へ傾斜し、海岸近くになると傾斜を増し10～30mの海食崖を経て伊予灘に入る。また、敷地前面の海底は勾配十数度の緩い海底斜面となっている。

敷地の中央部には北西へ突き出た小半島(ヒラ箸)があり、この小半島上に1号炉、2号炉および3号炉が設置されている。

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

4.2.2 敷地の地質

敷地は三波川帯に位置している。敷地の地盤は三波川変成岩類のうち主に塩基性片岩からなり、珪質片岩および泥質片岩の

薄層を局所的に挟んでいる。これらの岩盤は海岸沿いおよび道路等の切取面にほぼ連続して露出している。

敷地内の塩基性片岩は片理の発達があるものの、一般に剥離性が弱く、塊状かつ堅硬である。また、本岩は暗緑色～淡緑色を呈し、緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、長石、石英および方解石が主要鉱物である。

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

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

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

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

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

4.2.3 敷地の地質構造

敷地およびその近傍の塩基性片岩の片理面は一般に N30°～40° W の走向で南西方向へ 10～30 度緩やかに傾斜する。

敷地およびその近傍では地層の分布および片理面の走向・傾斜から、緩やかな開いた褶曲構造が推定される。褶曲軸は北西－南東方向と東北東－西南西方向の 2 種類に分けられ、いずれもその延長が 500m 前後の小規模なものである。

片理面上の線構造は N65°～75° E の方向で、西へ 10～20 度プレンジしている。

敷地およびその近傍には小規模な断層が観察される。これらの断層の破碎幅はほとんどが 10cm 未満で，大部分が固結し，石英脈，方解石脈を伴うことが多い。また，断層の走向・傾斜には卓越方向が認められない。さらに，前述のように，敷地内に変位地形・リニアメントは判読されない。したがって，敷地内の断層はいずれも規模が小さく，その性状から地下深所で形成された古い断層であり，少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される。

5. 地質調査に関する実証性

5.1 地質調査の計画

地質調査に当たっては、1号炉、2号炉および3号炉の経緯および地域特性を踏まえ、「原子力発電所の地質・地盤に関する安全審査の手引き」に準拠して、総合的な調査計画に基づいて実施した。

調査計画内容については、(財)電力中央研究所と十分協議・検討の上作成した。また、主要なものについては、社外の学識経験者等に必要に応じて意見聴取し作成した。

5.2 地質調査実施にあたっての管理体制

地質調査の実施にあたって、当社の作業管理体制としては、本店および伊方発電所に担当者をおき、地質調査の作業管理にあたった。作業管理にあたっては、特に現場における作業について常時管理体制をとり、地質調査資料の信頼性の確保に努めた。

また、調査会社の作業管理体制としては、地質調査の実施にあたり、現場代理人を現場に常駐させ、適切に調査の管理を行った。また、主任技術者は総括的な技術指導および管理を行った。

現場代理人および主任技術者は、調査着手前に経歴書を添付して届け出ており、それを審査し、適任者であることを確認して承認している。

5.3 作業管理および指導

調査会社の選定において、調査会社は、調査の目的に応じ、その経歴、技術内容等を配慮して選定した。3号炉運転開始以降、新たに実施した地質調査の会社一覧表を第5.3-1表に示す。

また、調査会社の指導として、調査会社の調査実施体制および調査方法については、仕様書によって指示するとともに、作業関係者に対しては、調査会社の責任者によりその周知徹底を図らせた。

さらに、調査関係資料の取扱い、調査会社の調査関係資料の提出、保管等については、取扱いを厳正にするように留意させた。

5.4 地質調査結果の評価・取りまとめ

地質調査終了後、諸資料については社外の学識経験者、研究機

関等の助言を得て検討し,十分な評価を経て取りまとめを行った。

6. 参考文献

- (1) 「愛媛県地質図」(20万分の1)永井浩三・堀越和衛・佐藤信次・宮久三千年・鹿島愛彦・高橋治郎・土井清磨・平岡俊光, 愛媛地学会, 1980
- (2) 「土地分類基本調査図(松山南部)」(5万分の1)坂上澄夫・速水俱子・宮久三千年・鹿島愛彦・高谷精二, 愛媛県, 1974
- (3) 「土地分類基本調査図(久万)」(5万分の1)永井浩三・宮久三千年・坂上澄夫・鹿島愛彦, 愛媛県, 1973
- (4) 「土地分類基本調査図(梶原)」(5万分の1)永井浩三・坂上澄夫・友沢 悟・鹿島愛彦・甲藤次郎, 愛媛県, 高知県, 1978
- (5) 「土地分類基本調査図(田野々)」(5万分の1)甲藤次郎・永井浩三・坂上澄夫・友沢 悟・芝 光恭・鹿島愛彦, 愛媛県, 高知県, 1977
- (6) 「土地分類基本調査図(郡中)」(5万分の1)永井浩三・堀越和衛・宮久三千年・平岡俊光, 愛媛県, 1974
- (7) 「土地分類基本調査図(大洲)」(5万分の1)永井浩三・宮久三千年, 愛媛県, 1972
- (8) 「土地分類基本調査図(卯之町)」(5万分の1)永井浩三・鹿島愛彦, 愛媛県, 1972
- (9) 「土地分類基本調査図(宇和島)」(5万分の1)永井浩三・坂上澄夫・宮久三千年・鹿島愛彦, 愛媛県, 1974
- (10) 「土地分類基本調査図(岩松)」(5万分の1)永井浩三・吉田稔・芝 光恭・鹿島愛彦・甲藤次郎, 愛媛県, 高知県, 1976
- (11) 「土地分類基本調査図(伊予長浜)」(5万分の1)永井浩三・宮久三千年, 愛媛県, 1974
- (12) 「土地分類基本調査図(八幡浜)」(5万分の1)永井浩三・鹿島愛彦, 愛媛県, 1972
- (13) 「土地分類基本調査図(伊予高山)」(5万分の1)永井浩三・鹿島愛彦, 愛媛県, 1974
- (14) 「土地分類基本調査図(魚神山)」(5万分の1)坂上澄夫・速水俱子・友沢 悟, 愛媛県, 1976
- (15) 「土地分類基本調査図(伊予三崎)」(5万分の1)宮久三千年, 愛媛県, 1974
- (16) 「高知営林局管内表層地質図」(20万分の1)甲藤次郎・須鎗

- 和巳・鹿島愛彦・橋本 勇・波田重熙・三井 忍・阿子島 功，
高知営林局， 1977
- (17) 「愛媛県地質図および同説明書」(20万分の1)桃井 齊・鹿
島愛彦・高橋次郎編，愛媛県地質図編集委員会，1991
- (18) 「四国地方土木地質図および同解説書」(20万分の1)四国地
方土木地質図編纂委員会，1998
- (19) 「沿岸海域土地条件図，郡中・串」(2万5千分の1)国土地理
院，1992
- (20) 「沿岸海域土地条件図，伊予長浜」(2万5千分の1)国土地理
院，2001
- (21) 「豊後水道南方海底地質図および同説明書」(20万分の1)岡
村行信，地質調査所，1998
- (22) 「活構造図，高知」(50万分の1)佃 栄吉・寒川 旭・衣笠
善博，地質調査所，1982
- (23) 「[新編]日本の活断層－分布図と資料－」活断層研究会編，1991
- (24) 「活断層詳細デジタルマップ」中田 高・今泉俊文編，2002
- (25) 「中央構造線活断層系(四国地域)ストリップマップおよび同説
明書」(2万5千分の1)水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清
水文健，地質調査所，1993
- (26) 「都市圏活断層図(郡中)」(2万5千分の1)岡田篤正・堤 浩
之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二，国土地理院，1998
- (27) 「都市圏活断層図(松山)」(2万5千分の1)後藤秀昭・丹羽俊
二・中田 高・岡田篤正・堤 浩之，国土地理院，1998
- (28) 「都市圏活断層図(西条)」(2万5千分の1)中田 高・後藤秀
昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二，国土地理院，1998
- (29) 「都市圏活断層図(新居浜)」(2万5千分の1)堤 浩之・岡田
篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二，国土地理院，1998
- (30) 「都市圏活断層図(伊予三島)」(2万5千分の1)堤 浩之・岡
田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子，国土
地理院，1999
- (31) 「都市圏活断層図(池田)」(2万5千分の1)後藤秀昭・中田
高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子，国土地理
院，1999
- (32) 「都市圏活断層図(脇町)」(2万5千分の1)中田 高・後藤秀
昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子，国土地理

- 院，1999
- (33) 「都市圏活断層図(川島)」(2万5千分の1)岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子，国土地理院，1999
 - (34) 「都市圏活断層図(徳島)」(2万5千分の1)岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子，国土地理院，1999
 - (35) 「豊後水道南方表層堆積図および同説明書」(20万分の1)池原 研，地質調査所，1999
 - (36) 「全国主要活断層活動確率地図および同説明書」(200万分の1)吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2005
 - (37) 「四国の中央構造線活断層系－詳細断層線分布図と資料－」後藤秀昭・中田 高，広島大学総合地誌研究資料センター，2000
 - (38) 「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(200万分の1)海域地質構造マップワーキンググループ，海洋調査技術，13，1，2001
 - (39) 「日本の地質8，四国地方」日本の地質『四国地方』編集委員会編，1991
 - (40) 「海底地質構造図，松山港周辺」(10万分の1)日本海上保安庁水路部，1997
 - (41) 「佐田岬半島北岸海域の地質構造－音波探査による海底地質の考察－」緒方正虔，電力中央研究所土木技術研究所，電力中央研究所報告，375006，1975
 - (42) 「沿岸海域基礎調査報告書(郡中地区)」国土地理院，国土地理院技術資料 D・3-No.64，1993
 - (43) 「沿岸海域基礎調査報告書(伊予長浜地区)」国土地理院，国土地理院技術資料 D・3-No.72，2001
 - (44) 「伊予灘～佐賀関沖 MTL 活断層系の広域イメージングとセグメント区分」七山 太・池田倫治・大塚一広・三浦健一郎・金山清一・小林修二・長谷川 正・杉山雄一・佃 栄吉，産業技術総合研究所地質調査総合センター，活断層・古地震研究報告，2，141-152，2002
 - (45) 「新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]」町田 洋・新井房夫，2003
 - (46) 「日本の海成段丘アトラス」小池一之・町田 洋編，2001

- (47) 「日本列島重力異常図」(100 万分の 1)河野芳輝・古瀬慶博, 1989
- (48) 「日本列島重力アトラスー西南日本および中央日本ー」山本明彦・志知龍一編, 2004
- (49) 「日本重力 CD-ROM 第 2 版」産業技術総合研究所地質調査総合センター, 数値地質図 P-2, 2004
- (50) 「松山地域重力図 (ブーゲー異常)」(20 万分の 1) 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 重力図 26, 2008
- (51) 「Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM)」, Gravity Research Group in Southwest Japan (Representatives : Shichi, R and Yamamoto, A), 2001
- (52) 「気象庁一元化震源」気象庁, 地震年報 平成 16 年, 2005
- (53) 「原子力発電所の立地多様化技術ー断層活動性評価技術ー」土木学会原子力土木委員会編, 110, 1999
- (54) 「空中写真による活断層の判読法ー判読基準カード集ー」国土地理院, 国土地理院技術資料 D・1-No. 329, 1998
- (55) 「2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査」井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹, 地震, 2, 54, 557-573, 2002
- (56) 「500m メッシュ水深データ」日本海洋データセンター, http://www.jodc.go.jp/index_j.html, 日本海洋データセンターホームページ
- (57) 「伊予灘及付近」(12 万 5 千分の 1) 海上保安庁, 海図番号 W1102, 2003
- (58) 「伊予灘における中央構造線系海底活断層の分布とセグメンテーション」露口耕治・松岡裕美・岡村 眞, 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨集, 364, 1996
- (59) 「中央構造線系海底活断層の分布形態とその特徴」松岡裕美・岡村 眞, 月刊地球, 号外 No. 31, 110-116, 2000
- (60) 「Large Decke Structures and Their formative Process In The Sambagawa-Chichibu Kurosegawa and Sambosan Terrains, Southwest Japan」Akihiro Murata, J Fac Sci Univ Tokyo, Sec II, 20, 4, 384-433, 1982
- (61) 「四国高縄半島, 領家変成岩の地質時代」鹿島愛彦・増井 芽, 地質学雑誌, 91, 3, 233-234, 1985

- (62) 「領家變成岩」山田哲雄・端山好和，新版地学辞典，平凡社，1399-1400，1996
- (63) 「領家變成帯」小松正幸・清水大吉郎，新版地学辞典，平凡社，1400，1996
- (64) 「Rb-Sr whole rock isochron ages of granites from northern Shikoku and Okayama, Southwest Japan: Implications for the migration of the Late Cretaceous to Paleogene igneous activity in space and time」Hiroo Kagami, Hiroji Honma, Teruo shirahase, and Terukazu Nureki, *Geochemical Journal*, 22, 69-79, 1988
- (65) 「松山市北部の領家花こう岩類に貫入する酸性岩岩脈の K-Ar 年代」田崎耕市・板谷徹丸・グレース・R.H.，*岩鉱*，85，455-458，1990
- (66) 「白亜紀海生二枚貝フォーナと層序」田代正之，*地質学論集*，26，43-75，1985
- (67) 「Chronology of Sanbagawa metamorphism」Isozaki, Y and Itaya, T, *J. metamorphic Geol.*, 8, 401-411, 1990
- (68) 「四国西端部三瓶地域の真穴帯 —構成と地体構造的位置づけ—」武田賢治・榎坂 敏・板谷徹丸・西村祐二郎，*地質学雑誌*，99，4，255-279，1993
- (69) 「付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質」松岡 篤・山北 聡・榊原正行・久田健一郎，*地質学雑誌*，104，9，634-653，1998
- (70) 「四国西部における北部秩父帯の地体構造区分と広域變成作用」榊原正幸・大山ゆかり・梅木美妙・榊原 光・正野英憲・後藤真一，*地質学雑誌*，104，9，604-622，1998
- (71) 「黒瀬川構造帯」市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下 昇，*地質学雑誌*，62，82-103，1956
- (72) 「Garnet-Clinopyroxene Amphibolite from the Kurosegawa Tectonic Zone, Near Kochi City -Petrography and K-Ar Age-」Shinichi Yoshikura, Ken Shibata, and Shigenori Maruyama, *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 76, 102-109, 1981
- (73) 「U-Pb zircon ages for the Mitaki igneous rocks, Siluro-Devonian tuff, and granitic boulders in the Kurosegawa Terrane, Southwest Japan」Shigeki Hada,

- Shinichi Yoshikura and Janet E. Gabites,
Mem. Geol. Soc. Japan, 56, 183-198, 2000
- (74) 「The Silurian Trilobites in Japan」 Teiichi Kobayashi,
Proceedings of the Japan Academy, B, 5-8, 1988
- (75) 「Age of the covering strata in the Kurosegawa Terrane:
dismembered continental fragment in southwest Japan」
Shigeki Hada, Eiji Sato, Hirofumi Takeshima and Akiko
Kawakami, Paleogeography, Paleoclimatology,
Paleoecology, 96, 59-69, 1992
- (76) 「宇和島地域の四万十帯白亜系層序－大型化石と放散虫化石の
層序的分布に関連して－」寺岡易司・栗本史雄, 地質調査所
月報, 37, 8, 417-453, 1986
- (77) 「四国の第三系久万層群の堆積年代とその意義」成田耕一郎・
山路 敦・田上高広・栗田裕司・小布施明子・松岡數充, 地
質学雑誌, 105, 4, 305-308, 1999
- (78) 「瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について
－瀬戸内火山岩類の年代測定, その5－」巽 好幸・鳥居雅之・
石坂恭一, 火山, 2, 25, 3, 171-179, 1980
- (79) 「K-Ar Ages of Granitic Rocks of Ashizuri-misaki,
Takatsukiyama and Omogo, Shikoku, Japan」Ken Shibata,
and Tamotsu Nozawa, Bull. Geol. Surv. Japan, 19, 4,
223-228, 1968
- (80) 「中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場－その時代と変遷」
水野清秀, 地質学論集, 40, 1-14, 1992
- (81) 「愛媛県松山市南方に分布する八倉層について」高橋治郎・大
龍昭智・鹿島愛彦, 愛媛大学教育学部紀要, 自然科学, 4, 31-38,
1984
- (82) 「愛媛県大洲・内子盆地に分布する下部－中部更新統の層序と
編年」山下大輔・吉川周作・塚腰 実・長岡信治・熊原康博,
第四紀研究, 45, 6, 463-477, 2006
- (83) 「四国北西部肱川流域の段丘地形と地殻変動」熊原康博, 第四
紀研究, 37, 5, 397-409, 1998
- (84) 「四国西部の環境地質学的研究 その5 －愛媛県南予地方三
崎町付近の後期第四系－」鹿島愛彦・袋瀬六松・満塩大洗,
愛媛大学紀要, 自然科学Dシリーズ(地学), XI, 4, 1-7,

1991

- (85) 「四国西部の環境地質学的研究 その7 - 愛媛県南予地方瀬戸町付近の第四系 -」鹿島愛彦・高橋 和・満塩大洗, 愛媛大学教養部紀要, 26, 35-45, 1993
- (86) 「愛媛県野村盆地高位段丘堆積物中の広域テフラ, Ng-1(野村2)火山灰」水野清秀, 日本第四紀学会, 第四紀露頭集-日本のテフラ, 72, 1996
- (87) 「愛媛県肱川流域に分布するプレ段丘堆積物中のテフラ年代」浅野将人・西嶋輝之・東 一樹・鹿島愛彦・満塩大洗, 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, 209, 1992
- (88) 「水基本調査(地下水調査) 井戸約6万件のデータベース」国土交通省土地・水資源局国土調査課, http://tochi.mlit.go.jp/tockok/inspect/landclassification/water/basis/underground/F9_exp.html, 国土交通省土地・水資源局国土調査課ホームページ
- (89) 「四国西部, 伊予灘海岸および野村盆地の段丘堆積物よりテフラ層の発見とその意義」鹿島愛彦・白石邦幸・本村泰久・高橋 和・高橋治郎, 愛媛大学紀要自然科学Dシリーズ(地学), IX, 3, 17-26, 1982
- (90) 「概論: 中央構造線」市川浩一郎, 月刊地球, 2, 7, 487-494, 1980
- (91) 「四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布」堤 浩之・後藤秀昭, 地震, 2, 59, 117-132, 2006
- (92) 「四国北西部中央構造線活断層系, 米湊断層および本郡断層の地下構造と活動履歴」池田倫治・大野裕記・長谷川修一・岡田篤正, 地震, 2, 57, 419-439, 2005
- (93) 「西南日本弧のアクティブテクトニクス - 前弧スリバーの西進運動にともなう変形像 -」佃 栄吉, 地質学論集, 40, 235-250, 1992
- (94) 「Volcanic history and tectonics of the Southwest Japan Arc」Kamata, H and Kodama, K, The Island Arc, 8, 393-403, 1999
- (95) 「Seismotectonic Zonation based on the Characteristics of Active Faults in Japan」Yoshihiro Kinugasa, U. S. Geol. Surv, Open-file Rept, 90-98, 15-17, 1990
- (96) 「瀬戸内海西部の重力異常と負異常帯の地下構造」大野一郎・

- 河野芳輝・藤本博巳・小泉金一郎，地震，2，47，395-401，1994
- (97) 「八幡浜市南方真穴地域の地質と地質構造」鹿島愛彦・常磐井守興，愛媛大学紀要自然科学Dシリーズ(地学)，VII，1，45-50，1972
- (98) 「四国西部，八幡浜地域の変成岩」石本詔久，岩石鉱物鉱床学会誌，68，383-394，1973
- (99) 「三波川帯の造構運動」原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男，秀 敬編「三波川帯」，309-390，1977
- (100) 「四国西端部御荷鉾帯・三波川帯の四隧道の地質(南予用水農業水利事業隧道の地質学的研究ーその2)」鹿島愛彦・高橋治郎，愛媛大学紀要自然科学Dシリーズ(地学)，IX，4，51-64，1983
- (101) 「豊後水道付近潮流図」海上保安庁，1996
- (102) 「瀬戸内海の家釜地形に関する研究」八島邦夫，海上保安庁水路部研究報告，30，237-327，1994
- (103) 「伊予灘東部海域の中央構造線活断層系の完新世活動性評価(Ⅱ)ー上灘沖海上ボーリングコアの解析結果ー」大塚一広・七山 太・三浦健一郎・池田倫治・金山清一・横山芳春・杉山雄一・佃 栄吉，産業技術総合研究所地質調査総合センター，活断層・古地震研究報告，1，215-232，2001
- (104) 「中央構造線活断層系伊予セグメント西端部，下灘沖南断層の完新世活動履歴」大塚一広・七山 太・三浦健一郎・池田倫治・金山清一・小林修二・徳間伸介・安間 恵・横山芳春・安原盛明・杉山雄一・佃 栄吉，産業技術総合研究所地質調査総合センター，活断層・古地震研究報告，2，125-140，2002
- (105) 「基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その3) ー横ずれ，斜めずれ断層模型実験ー」上田圭一・谷 和夫，電力中央研究所，電力中央研究所報告，U98049，1999
- (106) 「四国北西部伊予灘海域における中央構造線活断層系の深部構造とセグメンテーション」大野裕記・小林修二・長谷川修一・本荘静光・長谷川 正，四国電力(株)，四国総合研究所研究期報，68，48-59，1997

- (107) 「別府－万年山断層帯の長期評価について」地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005
- (108) 「別府湾の海底活断層分布」島崎邦彦・松岡裕美・岡村 真・千田 昇・中田 高，月刊地球／号外，28，79-84，2000
- (109) 「中央構造線断層帯(金剛山地東縁－伊予灘)の長期評価について」地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003
- (110) 「活断層で発生する大地震の連動・連鎖－中央構造線・濃尾断層系・山陰地域の活断層を事例として－」岡田篤正，月刊地球／号外，54，5-24，2006
- (111) 「愛媛県活断層調査報告書概要集－中央構造線断層帯(愛媛北西部，石鎚山脈北縁，讃岐山脈南縁)に関する調査－」愛媛県，2000
- (112) 「四国北西部地域の中央構造線活断層系の地下構造とセグメンテーション」池田倫治・大野一郎・大野裕記・岡田篤正，地震，2，56，141-155，2003
- (113) 「物理探査による松山平野(重信地域)の地下構造」大野裕記・西坂直樹・池田倫治・小林修二・長谷川修一，日本応用地質学会中国四国支部平成17年度研究発表会，P-6，2005
- (114) 「伊予灘北東部における中央構造線海底活断層の完新世活動」小川光明・岡村 真・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・中村俊夫・宮武 隆・前杵英明・堤 浩之，地質学論集，40，75-97，1992
- (115) 「中央構造線活断層系：伊予断層の変位地形」後藤秀昭，活断層研究，14，28-38，1996
- (116) 「反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造」由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺 章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽，地震，2，45，199-212，1992
- (117) 「最大地震規模による日本列島の地震分帯図」松田時彦，地震研究所彙報，65，289-319，1990
- (118) 「原子力発電所の活断層系評価技術－長大活断層系のセグメンテーション－」社団法人土木学会 原子力土木委員会断層活動性分科会，2003
- (119) 「活断層情報の現状とその活用法－強震動予測への貢献の観点から－」杉山雄一，第31回地盤震動シンポジウム，5-14，

2003

- (120) 「活断層はどこまで割れるのか? —横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ分布に着目したセグメント区分モデル—」中田高・後藤秀昭, 活断層研究, 17, 43-53, 1998
- (121) 「中央構造線活断層系の活動区の分割試案」岡田篤正, 地質学論集, 40, 15-30, 1992
- (122) 「Segmentation and Holocene surface faulting on the Median Tectonic Line, Southwest Japan」Hiroyuki Tsutsumi and Atsumasa Okada, Journal of Geophysical Research, 101, B3, 5855-5871, 1996
- (123) 「中央構造線活断層系のセグメンテーションと周辺の地質構造」佃栄吉, テクトニクスと変成作用, 創文, 250-257, 1996
- (124) 「中央構造線活断層系・重信断層の変位地形と活動履歴」後藤秀昭・中田高・奥村晃史・池内啓・熊原康博・高田圭太, 地理学評論, 72A-4, 267-279, 1999
- (125) 「中央構造線活断層系(四国)の川上断層・岡村断層の再検討—横ずれ断層の断層線認識の新たな視点とその意義」後藤秀昭・中田高, 活断層研究, 17, 132-140, 1998
- (126) 「活断層のセグメンテーションと変位速度の分布—四国の中央構造線活断層系における検討—」後藤秀昭・中田高, 月刊地球/号外, 31, 182-188, 2000
- (127) 「兵庫県南部地震に伴う応力変化:断層モデルによるクーロン破壊関数の変化の計算と地震活動の変化との比較」橋本学, 地震, 2, 48, 521-530, 1995
- (128) 「Detailed Fault Structure of the 2000 Western Tottori, Japan, Earthquake Sequence」Eiichi Fukuyama, William L. Ellsworth, Felix Waldhauser, and Atsuki Kudo, Bulletin of the Seismological Society of America, 93, 4, 1468-1478, 2003
- (129) 「Fault model of the 2005 Fukuoka-ken Seiho-oki earthquake estimated from coseismic deformation observed by GPS and InSAR」Takuya Nishimura, Satoshi Fujiwara, Makoto Murakami, Hisashi Suito, Mikio Tobita, and Hiroshi Yarai, Earth Planets Space, 58, 51-56, 2006
- (130) 「フィリピン・ルソン島地震(1990年7月16日)の地震学的

- 調査」阿部勝征，地震研究所彙報，65，851-873，1990
- (131) 「The 1999 İzmit Earthquake Sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects」Serdar Özalaybey, Mehmet Ergin, Mustafa Aktar, Cengiz Tapirdamaz, Faruk Bicmen, and Ahmet Yörük, Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1, 376-386, 2002
- (132) 「Rupture Segmentation and Process of the 2001 Mw 7.8 Central Kunlun, China, Earthquake」Aiming Lin, Masayuki Kikuchi, and Bihong Fu, Bulletin of the Seismological Society of America, 93, 6, 2477-2492, 2003
- (133) 「Estimation of Source Rupture Process and Strong Ground Motion Simulation of the 2002 Denali, Alaska, Earthquake」Kimiya Asano, Tomotaka Iwata, and Kojiro Irikura, Bulletin of the Seismological Society of America, 95, 5, 1701-1715, 2005
- (134) 「四国の中央構造線の北傾斜と応力場」久保篤規・岡田明子，月刊地球，29，5，335-340，2007
- (135) 「新段階にはいった中央構造線研究(レビュー)」伊藤谷生，テクトニクスと変成作用，創文，241-249，1996
- (136) 「西南日本外帯の地殻構造：2002年四国－瀬戸内海横断地殻構造探査の成果」佐藤比呂志・児島悠司・村田明広・伊藤谷生・金田義行・大西正純・岩崎貴哉・於保幸正・萩野スミ子・狩野謙一・河村知徳・蔵下英司・越谷 信・高須 晃・竹下徹・津村紀子・寺林 優・豊原富士夫・中島 隆・野田 賢・橋本善孝・長谷川修一・平田 直・宮内崇裕・宮田隆夫・山北 聡・吉田武義・Steven Harder・Kate Miller・Galen Kaip・小澤岳史・井川 猛，地震研究所彙報，80，53-71，2005
- (137) 「Gravity survey in northwestern Shikoku, Japan, and subsurface structure of the Median Tectonic Line」Ichiro Ohno, Kazuyoshi Takaichi, Yasuo Endo, Ryoji Goto, Atsuo Takahashi, Masahiro Ishii, Shin Okada, Yoshiaki Saiki, Eiji Ohtani, and Motohiko Kato, J. Phys. Earth, 37, 385-400, 1989
- (138) 「Three-dimensional gravity inversion using simulated annealing: Constraints on the diapiric roots of

- allochthonous salt structures」 Seiichi Nagihara, and Stuart A. Hall, *Geophysics*, 66, 5, 1438-1449, 2001
- (139) 「四国中央構造線地下構造の総合物理探査」伊藤谷生・井川猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北聡・山口和雄・山口覚, *地質学雑誌*, 102, 4, 346-360, 1996
- (140) 「四国中央部の中央構造線活断層帯の地形・地質・地下構造」岡田篤正・杉戸信彦, *地質学雑誌*, 112, 補遺, 117-136, 2006
- (141) 「四国の中央構造線断層帯の浅層反射法地震探査 - 2002年新居浜測線と2003年阿波測線 -」堤浩之・戸田茂・今村朋裕・石山達也・河村知徳・佐藤比呂志・宮内崇裕・加藤一・隈元崇・武田麻美・山本彰吾, *地震研究所彙報*, 82, 105-117, 2007
- (142) 「活断層変位地形と推定地下構造」渡辺満久, *地理科学*, 60, 3, 149-159, 2005
- (143) 「日本の第四紀火山 Ver. 1.38」産業技術総合研究所地質調査総合センター, http://riodb02.ibase.aist.go.jp/strata/VOL_JP/index.htm, 産業技術総合研究所ホームページ, 2008
- (144) 「日本活火山総覧(第3版)」気象庁編, 気象業務支援センター, 2005
- (145) 「日本の第四紀火山カタログ Ver. 1.0」第四紀火山カタログ委員会編, 日本火山学会, 1999
- (146) 「100万分の1日本地質図第3版, CD-ROM第2版」産業技術総合研究所地質調査総合センター, 数値地質図G-1, 2003
- (147) 「日本の地質9, 九州地方」日本の地質『九州地方』編集委員会, 1992
- (148) 「九州の火山と基盤構造」アーバンクボタ, 22, 1984

第2.1-1表 変位地形・リニアメント判読基準

区分 (相対的)	山地・丘陵内		段丘面, 扇状地等の地形面上	
	崖・鞍部等	尾根・水系の屈曲	崖・溝状凹地等	段丘崖や旧流路等の屈曲
A	<p>・鮮明な崖, 鞍部等の長く連続の良い配列からなり, 山地高度・丘陵高度に一様な高度差が認められるもので, かつ, 延長上至近距離の地形面に同方向の崖等が認められるもの。</p>	<p>・尾根・水系が長い区間で同方向に屈曲し, 屈曲や鞍部の地形は連続良く鮮明であり,</p> <p>(1)水系の規模と屈曲量との相関がみられるもの。</p> <p>(2)閉塞丘, 風隙等の特異な地形が認められるもの。</p>	<p>・かつて一連であったことが明瞭な地形面上にみられる鮮明な崖, 溝状凹地, 撓み, 急傾斜面等の連続の良い配列からなり,</p> <p>(1)時代の異なる複数の地形面に連続し, 古い地形面ほど比高, 撓み量, 傾斜等が大きいもの。</p> <p>(2)崖面が地形面の傾斜方向とは逆向きを示すもの。</p> <p>(3)山地・丘陵内の崖等に連続するもの。</p>	<p>・山地, 丘陵内や地形面上の鮮明な崖等の延長上にあるか, あるいは, 長い区間で,</p> <p>(1)段丘崖に鮮明な同方向の屈曲が連続的にみられるもの。</p> <p>(2)段丘崖, 旧流路等に累積的な同方向の屈曲が連続的にみられるもの。</p>
B	<p>・崖, 鞍部等の長く連続の良い配列からなり, 山地高度・丘陵高度に一様な高度差が認められるもので,</p> <p>(1)地形形態は鮮明であるが, 地形面との関係が不明なもの。</p> <p>(2)地形形態はやや不鮮明であるが, 延長上至近距離の地形面に同方向の崖等が認められるもの。</p>	<p>・尾根・水系が同方向に屈曲し, 屈曲や鞍部の地形は鮮明であり,</p> <p>(1)屈曲が長い区間で連続的にみられるが, 水系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。</p> <p>(2)屈曲のみみられる区間は短い, 水系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かが認められるもの。</p>	<p>・かつて一連であったと推定される地形面上にみられる崖, 溝状凹地, 撓み, 急傾斜面等の連続の良い配列からなり,</p> <p>(1)時代の異なる複数の地形面に連続し, 古い地形面ほど比高, 撓み量, 傾斜等が大きいもの。</p> <p>(2)崖面が地形面の傾斜方向とは逆向きを示すもの。</p> <p>(3)山地・丘陵内の崖等に連続するもの。</p>	<p>・段丘崖, 旧流路等に連続の良い同方向の屈曲がみられ,</p> <p>(1)山地・丘陵内や地形面上の崖等の延長上にあるもの。</p> <p>(2)長い区間でみられるもの。</p>
C	<p>・崖, 鞍部等の長い配列からなり, 山地高度・丘陵高度に一様な高度差があるが,</p> <p>(1)地形形態が不鮮明なもの</p> <p>(2)連続性が悪いもの。</p>	<p>・尾根・水系が同方向に屈曲するが, 水系の規模と屈曲量との相関が認められないもので,</p> <p>(1)屈曲が長い区間でみられるもの。</p> <p>(2)屈曲が鮮明なもの。</p> <p>(3)屈曲が短い区間で連続的にみられるもの。</p>	<p>・かつて一連であったかどうか不明な地形面上にみられる崖, 溝状凹地, 撓み, 急傾斜面等の連続的な配列からなり,</p> <p>(1)一部で不鮮明となるもの。</p> <p>(2)鮮明だが, 一部で不連続となるもの。</p>	<p>・段丘崖, 旧流路等に同方向の屈曲がみられ,</p> <p>(1)屈曲は不鮮明だが, 連続の良いもの。</p> <p>(2)連続は悪いが, 屈曲が鮮明なもの。</p>
D	<p>・崖, 鞍部等の配列からなるが, 山地高度・丘陵高度にみられる高度差は局所的で一様でなく,</p> <p>(1)長いが不鮮明なもの。</p> <p>(2)やや鮮明であるが短いもの。</p>	<p>・尾根・水系が同方向に屈曲しているもの</p> <p>(1)屈曲のみみられる区間が短いもの。</p> <p>(2)屈曲のみみられる区間は長いが, 局所的なもの。</p>	<p>・崖, 溝状凹地, 撓み, 急傾斜面等の配列からなるが, 不鮮明であり断続することが多いもの。</p>	<p>・段丘崖, 旧流路等に同方向の屈曲がみられるが, 屈曲は不鮮明かつ局所的なもの。</p>

第2.1-2表 使用音波探査機器および探査数量

探査機器		ソノプローブ		ジオパルス		スパーカー		ウォーターガン		エアガン	
機器	型 式	SP-3 SP-3W		5813B 230-1 AA200		NE-19C NE-17D NE19C2		S15		PAR1500C	
	音 源	磁歪振動		電磁誘導		水中放電		高圧水噴出		圧縮空気噴出	
	製 作 所	海上電機(株)		Geo Acoustics社 EG&G社, Applied Acoustic社		日本電気(株)		Seismic System 社		BOLT社	
仕様	エネルギー(J)	36		280, 300, 200		200, 700, 3600		4000		150000, 32000	
	記録幅(mm)	150, 300		203, 254		400, 480		508, 254		254	
	記録レンジ(m,s)	50m		75m, 100m, 0.5s, 0.2s		100m, 200m, 400m		750m, 1s		5s, 3s	
	測位方法	電波測位法 GPS法,DGPS法		電波測位法 DGPS法		電波測位法 DGPS法		DGPS法		DGPS法	
調査機関ごとの内訳		(本)	(km)	(本)	(km)	(本)	(km)	(本)	(km)	(本)	(km)
四国電力		58	462	130	1,140	179	2,994	35	324	8	152
産業技術総合研究所 (2002)		26	130	19	146	0	0	0	0	0	0
国土地理院 (1993, 2001)		86	510	0	0	66	480	0	0	0	0
大学研究グループ (1996)		91	478	0	0	0	0	0	0	0	0
合 計		261	1,580	149	1,286	245	3,474	35	324	8	152

第2.1-3表 屈折法地震探査の仕様

項目		設定値
送信部	音源の種類	エアガン
	発振間隔	25 m
	空気室容量	500 in ³
	空気室圧力	120 kg/cm ²
	発振エネルギー	約150,000 J
	音源深度	5.0 m
受信部・記録部	受振器個数(1箇所当たり)	1個
	受振器設置箇所数	9～10箇所
	受振器設置間隔	約1,100 m～約1,700 m
	受振器深度	海底
	サンプリング周波数	1,000 Hz

第2.2-1表 敷地周辺陸域の地質層序

地質時代			内帯		外帯					
			領家帯	三波川帯	北部	秩父累帯 中部		南部	四万十帯	
新生代	第四紀	完新世		沖積層						
		更新世	後期	低位段丘礫層 中位段丘礫層 高位段丘礫層						
			中期							
			前期	八倉層	大洲層					
		第三紀	鮮新世	後期	郡中層	内子層・富士山層				
				前期						
	前期									
	中新世		後期	石鎚層群					高月山花こう岩類	
			中期							
			前期	久万層群						
	漸新世									
	始新世									
暁新世										
中生代	白亜紀	後期	和泉層群					四万十累層群		
		前期	広島花こう岩類 領家花こう岩類							
	ジュラ紀	後期	領家変成岩類	三波川変成岩類	みかぶ 緑色岩類	北部秩父帯の 構成岩類	中部秩父帯の 構成岩類 嘉義尾層群 成穂層 川内ヶ谷層群 土居層群 宮成層群	南部秩父帯の 構成岩類		
		中期								
		前期								
	三畳紀	後期								
		前期								
	古生代	二畳紀	後期							
			前期							
石炭紀										
デボン紀										
シルル紀										
オルドビス紀										
カンブリア紀										

第2.2-2表 第四系对比表

地質時代		瀬戸内海沿岸部				肱川流域				備考(年代指標)	
		四国電力		鹿島ほか (1991)	鹿島ほか (1993)	四国電力		熊原 (1998)	山下ほか (2006)		
第 四 紀	完新世	沖積層	沖積低地	沖積層	沖積層	沖積層	沖積低地 A面	沖積層	沖積層	1)Aso-4火山灰(8.5-9万年前)被覆 2)K-Tz火山灰(約9.5万年前)被覆 3)加久藤火山灰(33-34万年前) 4)Ng-1火山灰(約30万年前) 5)0.39±0.13Ma火山灰 (浅野ほか, 1992) 6)菖蒲火山灰(約60万年前) 7)ピンク火山灰(約100万年前)	
	後 期	低位段丘群	Lf3面			低位段丘群	Lf3面	L段丘	L段丘		L段丘
			Lf2面				Lf2面				
			Lf1面	高野川層 内の浦層 神越層	高野川層		神崎層				
	中位段丘群	M面 ¹⁾			中位段丘群	M面 ¹⁾⁻²⁾					
	中 期	高位段丘群	H3面	H3面	高位段丘 (串面)	襖鼻層	高位段丘群	Mf1面 ¹⁾⁻²⁾ Mf2面 ¹⁾⁻²⁾	M段丘		菅田層
				H2面	最高位段丘 (ヌタゴエ面)	大江層		H3面 Hf3面	H2段丘		古田層 ³⁾⁻⁴⁾
				H1面		上倉層		Hf2面			
				HH面群 (HH1- HH3)				Hf1面 ³⁾⁻⁴⁾	H1段丘 ³⁾⁻⁵⁾		
								HHf面群 (HHf1 ⁵⁾ - HHf3)			
前期					富士山層 ⁷⁾	内子層	富士山層 ⁷⁾	内子層			

第2.2-3表 地形調査結果一覧

名称	区分	判読長	走向	地形要素	変位地形・リニアメントの特徴	[新編] 日本の活断層 (1991)	活断層詳細 デジタルマップ ^o (2002)	活構造図 高知 (1982)
五反田断層	C	2km	NE-SW ～ ENE-WSW	尾根の屈曲 河川の屈曲 鞍部 直線状谷	八幡浜市合田～五反田で尾根と谷のやや系統的な右屈曲。屈曲は鮮明であるが断続的で水系の規模と屈曲量に相関は認められない。	確実度Ⅱ	推定活断層	なし
宮内 リニアメント	—	—	NW-SE	鞍部 直線状谷	やや直線的な谷と鞍部がみられるものの、連続性が悪く、山地高度に系統的な高度差も認められない。	確実度Ⅲ	なし	なし
八幡浜 リニアメント	D	4.8km	NE-SW ～ ENE-WSW	鞍部 尾根の屈曲 遷緩線 直線状谷 急斜面・崖	不鮮明な鞍部、尾根の局所的な右屈曲、直線状谷、遷緩線、急斜面・崖の配列として長い区間で認められるが、山地高度に一樣な高度差はみられない。	確実度Ⅲ	なし	なし
菅田 リニアメント	D	2.2km	ENE-WSW	鞍部 遷緩線 直線状谷	やや鮮明な鞍部、遷緩線、直線状谷が連なり、山地高度に北側上がりの高度差が認められるが、短く不明瞭である。	確実度Ⅲ	なし	なし

第2.3-1表 音波探査記録に見られる反射パターンの特徴

地質区分	反射パターンの特徴				推定される地層 および主な分布地域
	ソノプローブ	ジオパルス	スパーカー	ウォーターガン	
A層	<ul style="list-style-type: none"> ・全般に白抜けである ・水平に連続するパターンが多数見られる ・下位層とは明らかな不整合で接する 	<ul style="list-style-type: none"> ・伊予灘では非常に連続性の良いほぼ水平な縞状のパターンが多数見られる ・宇和海では全般に白抜けで微弱な水平パターンが多数見られる ・下位層とは明らかな不整合で接する 	<ul style="list-style-type: none"> ・全般に白抜けである ・微弱な層理およびゴマ塩状のパターンが見られる ・下位層とは明らかな不整合で接する 	<ul style="list-style-type: none"> ・内部構造は不明瞭である ・下位層とは明らかな不整合で接する 	<ul style="list-style-type: none"> ・未固結の泥質および砂質の地層 ・最下部は海進期の礫質の地層 ・ほぼ全域に分布するが、沿岸部、三崎沖、豊予海峡周辺等で分布を欠く
D層	<ul style="list-style-type: none"> ・上面に濃い凹凸のパターンが見られる ・内部構造は不明瞭である 	<ul style="list-style-type: none"> ・連続性の良い縞状のパターンが多数見られる ・伊予灘ではわずかに褶曲構造を示す ・宇和海ではプログラデーションパターンが見られる ・下位層とは明らかな不整合で接し、内部にも複数の不整合を含む 	<ul style="list-style-type: none"> ・ほぼ水平に連続する層理、部分的にゴマ塩状のパターンおよび斜交層理が見られる ・伊予灘ではわずかに褶曲構造を示す ・下位層とは明らかな不整合で接し、内部にも複数の不整合を含む 	<ul style="list-style-type: none"> ・連続性の良い水平なパターンが多数見られ、上部に散乱パターンを伴う ・下位層とは明らかな不整合で接する 	<ul style="list-style-type: none"> ・未固結～半固結の泥質、砂質および礫質の地層 ・ほぼ全域に分布するが、島の周辺部、長浜沖、豊予海峡周辺等で分布を欠く
T層	<ul style="list-style-type: none"> ・探査深度外 	<ul style="list-style-type: none"> ・連続性の良い縞状のパターンが多数見られる ・伊予灘では一般的に緩く傾斜する層理を示し、局所的に褶曲構造が見られる ・宇和海では概ね水平な層理を示し、褶曲構造は見られない ・下位層にオンラップする 	<ul style="list-style-type: none"> ・連続する数条の平行層理、部分的に斜交層理および波状パターンが見られる ・伊予灘では一般的に緩く傾斜する層理を示し、局所的に褶曲構造が見られる ・宇和海では概ね水平な層理を示し、褶曲構造は見られない ・下位層にオンラップする 	<ul style="list-style-type: none"> ・連続性の良い水平または緩く傾斜するパターンが多数見られる ・伊予灘では局所的に褶曲構造が見られる ・宇和海では褶曲構造は見られない ・下位層にオンラップする 	<ul style="list-style-type: none"> ・半固結の泥質、砂質層の互層(伊予灘層) ・ほぼ全域に分布するが、島の周辺部、豊予海峡周辺等で分布を欠く
B層	<ul style="list-style-type: none"> ・探査深度外 	<ul style="list-style-type: none"> ・伊予灘では上面は急角度で傾斜する ・宇和海では上面の起伏が著しい ・内部構造を全く示さない 	<ul style="list-style-type: none"> ・伊予灘では上面は急角度で傾斜する ・宇和海では上面の起伏が著しい ・内部構造は全般に不明瞭である ・部分的に急傾斜の平行層理が見られる 	<ul style="list-style-type: none"> ・伊予灘では上面は急角度で傾斜する ・宇和海では上面の起伏が著しい ・内部構造は全般に不明瞭である ・部分的に急傾斜の平行層理が見られる 	<ul style="list-style-type: none"> ・硬質岩盤 ・ほぼ全域で最下層として分布すると推定される ・沿岸部、島の周辺部、豊予海峡周辺等で分布を確認できる

第2.3-2表 敷地周辺陸域と海域の地層対比表

地質時代			四国電力(株)による		電力中央 研究所 (1975)	国土地理院 (2001)	産業技術 総合研究所 (2002)
			陸域の 地質区分	海域の 地質区分			
新生代	第四紀	完新世	沖積層	A	A	A	A
		更新世	低位段丘礫層 ~ 高位段丘礫層	D	D	D	D
			八倉層				T1
	新第三紀	鮮新世	郡中層	T (伊予灘層)	T (伊予灘層)	Tu ~ Tm ~ Tl	T2
			中新世	瀬戸内火山岩類	B	V	
	古第三紀						
	中生代	白亜紀	和泉層群		C	C	
四万十累層群 領家花こう岩類			B				
ジュラ紀		三波川変成岩類		S	R	B	
三畳紀		秩父累帯の構成岩類					

~~~~~ :不整合      ——— :整合

第2.4-1表 敷地周辺の中央構造線断層帯一覧

| 断層名                |                          | 豊予海峡<br>セグメント                              | 三崎沖<br>引張性<br>ジョグ | 伊予灘<br>セグメント                                            |       |                              | 串沖<br>引張性<br>ジョグ            | 伊予断層 |                          | 重信<br>断層    | 川上-小松<br>断層     |            |                          |                |                 |       |                    |  |
|--------------------|--------------------------|--------------------------------------------|-------------------|---------------------------------------------------------|-------|------------------------------|-----------------------------|------|--------------------------|-------------|-----------------|------------|--------------------------|----------------|-----------------|-------|--------------------|--|
| 性状                 |                          | 海                                          |                   |                                                         |       |                              |                             |      | 陸                        |             |                 |            |                          |                |                 |       |                    |  |
| 海/陸                |                          | 海                                          |                   |                                                         |       |                              |                             |      | 陸                        |             |                 |            |                          |                |                 |       |                    |  |
| 走向                 |                          | 北東-南西                                      |                   |                                                         |       |                              |                             |      | 東北東-西南西                  |             |                 |            |                          |                |                 |       |                    |  |
| 活動様式               |                          | 正断層<br>一部横ずれ断層含                            |                   | 右横ずれ断層                                                  |       |                              |                             |      |                          |             |                 |            |                          |                |                 |       |                    |  |
| 縦ずれ変位の向き<br>(落ち方向) |                          | 全般に北落ち優勢                                   |                   | 南落ちと北落ちの断層に挟まれた地溝・バルジの形成<br>(断層帯全体として南北で顕著な縦ずれ変位は見られない) |       |                              |                             |      | 南                        | 北           | ギヤップ            | 南          | ギヤップ                     | 南              | 北               | 南     |                    |  |
| 分布形態               |                          | 並走配列<br>別府湾活断層系<br>と斜交                     |                   | 右屈曲<br>(分岐)                                             | 分岐    | 雁行配列                         | 右屈曲                         | 雁行配列 | 直線状                      | 分岐          | ギヤップ            | 直線状        | ギヤップ                     | 分岐             | 左屈曲             | 直線状   | 直線状<br>岡村断層<br>と並走 |  |
| 第四紀堆積盆             |                          | 無                                          |                   | 有                                                       |       | 無                            |                             | 有    | 無                        |             | フルアハート<br>ベースン  | 無          |                          | フルアハート<br>ベースン | -               |       |                    |  |
| 活動時期               | 最新                       | 伊予セグメントや<br>伊予灘セグメントより<br>活動性が低いと<br>推定される |                   | -                                                       |       |                              | 伊予セグメントと同程度以下の<br>活動性と推定される |      |                          | 約6千年前<br>以降 | 14世紀以降          |            | 11世紀<br>以降               |                | 9世紀以降           |       |                    |  |
|                    | 1つ前                      |                                            |                   |                                                         |       |                              |                             |      |                          | 約1万年前<br>以降 | 2~3.5千年前        |            | 6.2千年前<br>~11世紀          |                | 1~8世紀           |       |                    |  |
| 2つ前                | 3.5~7千年前                 |                                            |                   |                                                         |       |                              |                             |      |                          | 4.9千年前~3世紀  |                 |            |                          |                |                 |       |                    |  |
| 平均活動間隔<br>(千年)     | 3.3~5.0                  |                                            |                   |                                                         |       |                              |                             |      |                          | 2.5         |                 | (3.5-4.0)* |                          | 1.0-1.4        |                 |       |                    |  |
| 変位                 | 横ずれ変位量<br>(m/回)          |                                            |                   |                                                         |       |                              |                             |      |                          | -           |                 | 2.0        |                          | 2.5            |                 | 4.0   |                    |  |
|                    | 横ずれ変位速度<br>(mm/yr)       |                                            |                   |                                                         |       |                              |                             |      |                          | -           |                 | 0.8-1.6    |                          | (0.6-0.7)*     |                 | 2.8-4 |                    |  |
| セグメント区分            | 四国電力<br>(今回評価)           | 豊予海峡<br>セグメント<br>23km                      |                   | 三崎沖<br>引張性<br>ジョグ<br>13km                               |       | 敷地前面海域の断層群<br>42km<br>▼伊方発電所 |                             |      | 串沖<br>引張性<br>ジョグ<br>13km |             | 伊予セグメント<br>23km |            | 重信<br>引張性<br>ジョグ<br>12km |                | 川上セグメント<br>36km |       |                    |  |
|                    | 佃(1996)                  | 27km                                       |                   |                                                         | 28km  |                              | 12km                        |      |                          | 24km        |                 |            |                          |                |                 |       |                    |  |
|                    | 中田・後藤(1998)              | 27km                                       |                   |                                                         | 28km  |                              | 12km                        |      |                          | 24km        |                 |            |                          |                |                 |       |                    |  |
|                    | 七山ほか(2002)               | 23km                                       |                   | 13km                                                    |       | 42km                         |                             |      | 13km                     |             | 21km            |            |                          |                |                 |       |                    |  |
|                    | 地震調査推進本部<br>(2003, 2005) | 43km                                       |                   |                                                         | 130km |                              |                             |      |                          |             |                 |            |                          |                |                 |       |                    |  |
|                    | 吉岡ほか(2005)               | 23km                                       |                   | 38km                                                    |       |                              | 36km                        |      | 25km                     |             | 19km            |            | 25km                     |                |                 |       |                    |  |

※活動の見落としの可能性が指摘されているため、参考値扱いとする

第2.4-2表 重力逆解析の設定密度

| 屈折法地震探査による<br>P波速度<br>(km/sec) | 対比される地層     | 密度値<br>(g/cm <sup>3</sup> ) |
|--------------------------------|-------------|-----------------------------|
| 1.5～1.6                        | 新第三紀～第四紀堆積物 | 1.75                        |
| 2.0                            |             | 2.10                        |
| 2.4                            |             | 2.30                        |
| 3.7                            | 和泉層群        | 2.50                        |
| 4.7                            | 領家花こう岩類     | 2.68                        |
| 5.5                            | 三波帯変成岩類     | 2.85                        |

第3.1-1表 敷地近傍の地質層序

| 地質時代 |      |     | 陸域     | 海域          |
|------|------|-----|--------|-------------|
| 新生代  | 第四紀  | 完新世 | 沖積層    | A           |
|      |      | 更新世 | (不整合面) | D           |
|      |      |     | 中位段丘礫層 |             |
|      |      |     | 高位段丘礫層 |             |
|      | 新第三紀 | 鮮新世 | (不整合面) | T<br>(伊予灘層) |
|      |      | 中新世 |        |             |
|      | 古第三紀 |     |        | (不整合面)      |
| 中生代  | 白亜紀  |     |        |             |
|      | ジュラ紀 |     |        |             |
|      | 三疊紀  |     |        |             |

(注) ~~~~~ :不整合      \_\_\_\_\_ :整合

第4.2-1表 敷地の地質層序

| 地質時代 |     |     | 地層名     | 構成岩石      | 地層の概要                                                           |
|------|-----|-----|---------|-----------|-----------------------------------------------------------------|
| 新生代  | 第四紀 | 完新世 | 沖積層     | 礫, 砂, シルト | 海岸沿いの谷の末端部に局所的に分布し, シルト層および砂層は有機質物質を含む。海岸線では主に礫, 砂からなる海浜堆積物である。 |
|      |     | 更新世 |         |           |                                                                 |
|      | 第三紀 |     |         |           |                                                                 |
| 中生代  |     |     | 三波川変成岩類 | 塩基性片岩     | 片理の発達があるものの, 一般に剥離性が弱く, 塊状かつ堅硬である。部分的に珪質片岩層や泥質片岩層を挟む。           |
|      |     |     |         | 珪質片岩      | 敷地北東部に局所的に分布し, 塩基性片岩中に数cm~数十cmの薄層又はレンズ状に挟まれる。                   |
|      |     |     |         | 泥質片岩      | 敷地南西部に局所的に分布し, 厚さ数mで塩基性片岩中に挟まれる。                                |

第5.3-1表 地質調査会社一覧

| 調査名    | 実施年度         | 会社名          | 適用        |
|--------|--------------|--------------|-----------|
| 地質調査   | 2000年度       | (株)四国総合研究所   | 敷地周辺海域    |
|        |              | (総合地質調査(株))  | 敷地周辺海域    |
|        | 2001年度       | (株)四国総合研究所   | 敷地周辺海域    |
|        |              | (総合地質調査(株))  | 敷地周辺海域    |
|        | 2004年度       | (株)四国総合研究所   | 敷地周辺海域、陸域 |
|        |              | (総合地質調査(株))  | 敷地周辺海域、陸域 |
|        |              | (株)阪神コンサルタンツ | 敷地周辺陸域    |
|        |              | (有)COSMOGRAV | 敷地周辺海域、陸域 |
|        | 2005年度       | (株)四国総合研究所   | 敷地周辺陸域    |
|        |              | (総合地質調査(株))  | 敷地周辺陸域    |
| 2006年度 | (株)四国総合研究所   | 敷地近傍、周辺陸域    |           |
|        | (株)阪神コンサルタンツ | 敷地近傍、周辺陸域    |           |
| 2007年度 | 総合地質調査(株)    | 敷地周辺海域、陸域    |           |
| 2008年度 | (株)四国総合研究所   | 敷地周辺陸域       |           |
|        | (株)阪神コンサルタンツ | 敷地周辺陸域       |           |

注)3号炉運転開始以降に実施したもの