

柏崎刈羽原子力発電所

敷地周辺の地質・地質構造

中間報告書

平成 20 年 5 月

東京電力株式会社

目 次

1. 調査方針	1
2. 敷地周辺の地質・地質構造	1
2.1 調査内容	1
2.1.1 文献調査	1
2.1.2 広域の地質・地質構造調査	3
2.2 陸域の調査結果	5
2.2.1 敷地周辺陸域の地形	5
2.2.2 敷地周辺陸域の地質層序	6
2.2.3 敷地周辺陸域の地質構造	22
2.3 海域の調査結果	67
2.3.1 敷地周辺海域の地形	67
2.3.2 敷地周辺海域の地質層序	68
2.3.3 敷地周辺海域の地質構造	72
【参考】敷地周辺陸域及び海域における活構造のセグメント区分	99
3. 参考文献	101

表

第 2.2-1 表	敷地周辺陸域の地質層序表	110
第 2.2-2 表	段丘区分, 性状対比表	111
第 2.2-3 表	空中写真による変動地形判読基準	112
第 2.2-4 表	敷地周辺陸域における変動地形調査結果一覧表	113
第 2.2-5 表	文献による活断層及びリニアメント一覧表	114
第 2.2-6 表	その他の断層及びリニアメント調査結果一覧表	115
第 2.3-1 表	敷地周辺陸域と海域との地層対比	116

図

第 2.2-1 図	敷地周辺陸域の地形図	117
第 2.2-2 図	敷地周辺陸域の地形区分図	118
第 2.2-3 図	敷地周辺陸域の地質図	119
第 2.2-4 図	敷地周辺陸域の地質断面図	120
第 2.2-5 図	東頸城丘陵における地質柱状対比図	121
第 2.2-6 図(1)	敷地周辺陸域の段丘面分布図	122
第 2.2-6 図(2)	敷地周辺陸域における最高位旧汀線の高度分布	123
第 2.2-6 図(3)	敷地周辺陸域における段丘(米山海岸の段丘堆積物)	124
第 2.2-7 図	敷地周辺陸域の地質構造図	125
第 2.2-8 図	敷地周辺陸域の段丘面及び変動地形分布図	126
第 2.2-9 図(1)	敷地周辺陸域の文献による活断層・リニアメント 分布図	127

第 2.2-9 図(2)	敷地周辺陸域の文献による活断層分布図	128
第 2.2-10 図	敷地周辺の重力異常図	129
第 2.2-11 図	地震調査委員会 (2004) による長岡平野西縁断層帯 及び探査測線位置図	130
第 2.2-12 図	角田・弥彦断層周辺の変動地形分布図	131
第 2.2-13 図	角田・弥彦断層周辺の地質図	132
第 2.2-14 図	角田・弥彦断層周辺の地質断面図	133
第 2.2-15 図	弥彦村矢作付近の地質断面図	134
第 2.2-16 図	露頭スケッチ (Loc. Y1, 弥彦村井田北東)	135
第 2.2-17 図	分水町長崎, 太田付近の地質図及び断面図	136
第 2.2-18 図	Y07-P1 測線の深度断面及びその解釈	137
第 2.2-19 図	Y07-P2 測線の深度断面及びその解釈	138
第 2.2-20 図	弥彦村村山における反射法地震探査測線及びボーリ ング位置図	139
第 2.2-21 図(1)	村山測線の深度断面及びその解釈	140
第 2.2-21 図(2)	村山測線の深度断面及びその解釈	141
第 2.2-22 図	村山 S2 測線の深度断面及びその解釈	142
第 2.2-23 図	分水測線の深度断面及びその解釈	143
第 2.2-24 図	角田・弥彦断層南部における段丘面分布図	144
第 2.2-25 図	NN68-C 測線の深度断面及びその解釈	145
第 2.2-26 図	N98-2 測線の深度断面及びその解釈	146
第 2.2-27 図	N98-3 測線の深度断面及びその解釈	147
第 2.2-28 図	大河津測線及び中条新田測線の深度断面及びその解 釈	148

第 2.2-29 図	分水付近におけるM ₁ 面の分布及び地形断面図	149
第 2.2-30 図	M-26 測線の時間断面及びその解釈	150
第 2.2-31 図	M-25 測線の時間断面及びその解釈	151
第 2.2-32 図	気比ノ宮断層周辺の変動地形分布図	152
第 2.2-33 図	気比ノ宮断層周辺の地質図	153
第 2.2-34 図	気比ノ宮断層周辺の地質断面図	154
第 2.2-35 図	長岡市鳥越付近のルートマップ及び地質断面図	155
第 2.2-36 図	露頭スケッチ (Loc. K1, 長岡市鳥越)	156
第 2.2-37 図	露頭スケッチ (Loc. K2, 長岡市鳥越)	157
第 2.2-38 図	露頭スケッチ (Loc. 3, 長岡市宮沢)	158
第 2.2-39 図	Ki07-P1 測線の深度断面及びその解釈	159
第 2.2-40 図	N98-5 測線の深度断面及びその解釈	160
	長岡市気比ノ宮付近における反射法地震探査測線及	
第 2.2-41 図	びボーリング位置図	161
第 2.2-42 図(1)	気比ノ宮測線の深度断面及びその解釈	162
第 2.2-42 図(2)	気比ノ宮測線の解釈	163
第 2.2-43 図	気比ノ宮 S 測線の深度断面及びその解釈	164
第 2.2-44 図	鳥越測線の深度断面およびその解釈	165
第 2.2-45 図	逆谷断層周辺の地質図及び地質断面図	166
第 2.2-46 図	Ki07-P3 測線の深度断面及びその解釈	167
第 2.2-47 図	中央丘陵西縁部断層周辺の変動地形分布図	168
第 2.2-48 図	中央丘陵西縁部断層周辺の地質図	169
第 2.2-49 図	中央丘陵西縁部断層周辺の地質断面図	170

第 2.2-50 図	露頭スケッチ (Loc. 2, 出雲崎町神条南東) ……………	171
第 2.2-51 図	国土地理院 (2007) による地殻変動と水平変動ベクトル図 (平成 19 年度) ……………	172
第 2.2-52 図 (1)	中央油帯背斜と地形との関係 ……………	173
第 2.2-52 図 (2)	中央油帯背斜と地形との関係 ……………	174
第 2.2-53 図	中央油帯背斜軸部のリニアメントと地質との関係図 ……	175
第 2.2-54 図	上富岡断層・親沢断層・片貝断層周辺の変動地形分布図 ……………	176
第 2.2-55 図	上富岡断層・親沢断層・片貝断層周辺の地質図 ……	177
第 2.2-56 図	上富岡断層・親沢断層・片貝断層周辺の地質断面図 ……	178
第 2.2-57 図	露頭スケッチ (Loc. 0-1, 長岡市親沢町) ……………	179
第 2.2-58 図	露頭スケッチ (Loc. 5, 小千谷市片貝町西) ……………	180
第 2.2-59 図	露頭スケッチ (Loc. 6, 小千谷市鴻巣町南西) ……………	181
第 2.2-60 図	Ka07-P1 測線の深度断面及びその解釈 ……………	182
第 2.2-61 図	N69-2 測線の深度断面及びその解釈 ……………	183
第 2.2-62 図	上富岡-P 測線の深度断面及びその解釈 ……………	184
第 2.2-63 図	N69-1 測線の深度断面及びその解釈 ……………	185
第 2.2-64 図	Ka07-P2 測線の深度断面及びその解釈 ……………	186
第 2.2-65 図	浜海川向斜部のリニアメントと地質との関係図 ……	187
第 2.2-66 図	鯖石川向斜部のリニアメントと地質との関係図 ……	188
第 2.2-67 図	鯖石川向斜部のリニアメント付近の地質断面図 ……	189
第 2.2-68 図	角田・弥彦断層, 気比ノ宮断層及び片貝断層の重力異常との関係 ……………	190
第 2.2-69 図	気比ノ宮断層及び片貝断層の平均変位速度分布図 ……	191

第 2.2-70 図	小千谷地区における水準点路線網及び段丘面・褶曲 軸の分布図	192
第 2.2-71 図	小千谷地区における水準点変動量の分布図	193
第 2.2-72 図	小千谷地区(A ルート)における水準点変動	194
第 2.2-73 図	片貝・真人背斜の地形断面・地質断面図	195
第 2.2-74 図	GPS 水平変動量ベクトル図(平成 16 年度)	196
第 2.2-75 図	GPS 水平変動量ベクトル図(平成 19 年度)	197
第 2.2-76 図	バランス断面法による地下深部までの断層構造	198
第 2.2-77 図	バランス断面法による地下深部における断層分布(陸域)	199
第 2.3-1 図(1)	敷地周辺海域調査位置図(平成 19 年度実施)	200
第 2.3-1 図(2)	敷地周辺海域調査位置図(既往調査)	201
第 2.3-2 図(1)	敷地周辺海域の海底地形図	202
第 2.3-2 図(2)	敷地前面海域の海底地形図	203
第 2.3-3 図	敷地前面海域の地質図	204
第 2.3-4 図(1)	基礎試錐と音波探査記録との対比(1)	205
第 2.3-4 図(2)	基礎試錐と音波探査記録との対比(2)	206
第 2.3-4 図(3)	基礎試錐と音波探査記録との対比(3)	207
第 2.3-5 図	佐渡海盆から上越海盆にかけての音波探査記録解釈図	208
第 2.3-6 図	敷地周辺調査海域の地質構造図	209
第 2.3-7 図(1)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図(エアガン・マルチチャンネル音波探査; M-1 測線)	210
第 2.3-7 図(2)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面	

	図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-2 測線)	211
第 2.3-7 図(3)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-3 測線)	212
第 2.3-7 図(4)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-4 測線)	213
第 2.3-7 図(5)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-5 測線)	214
第 2.3-7 図(6)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-6 測線)	215
第 2.3-7 図(7)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-7 測線)	216
第 2.3-7 図(8)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-8 測線)	217
第 2.3-7 図(9)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-9 測線)	218
第 2.3-7 図(10)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面	

	図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-10 測線)	219
第 2.3-7 図(11)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-11 測線)	220
第 2.3-7 図(12)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-12 測線)	221
第 2.3-7 図(13)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-13 測線)	222
第 2.3-7 図(14)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-14 測線)	223
第 2.3-7 図(15)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-15 測線)	224
第 2.3-7 図(16)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-16 測線)	225
第 2.3-7 図(17)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-17 測線)	226
第 2.3-7 図(18)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面	

	図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-18 測線)	227
第 2.3-7 図(19)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-19 測線)	228
第 2.3-7 図(20)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-20 測線)	229
第 2.3-7 図(21)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-21 測線)	230
第 2.3-7 図(22)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-22 測線)	231
第 2.3-7 図(23)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-23 測線)	232
第 2.3-7 図(24)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-24 測線)	233
第 2.3-7 図(25)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断 面図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-25 測線)	234
第 2.3-7 図(26)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面	

	図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-26 測線)	235
第 2.3-7 図(27)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-27 測線)	236
第 2.3-7 図(28)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-28 測線)	237
第 2.3-7 図(29)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-29 測線)	238
第 2.3-7 図(30)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-30 測線)	239
第 2.3-7 図(31)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (ウォーターガン・マルチチャンネル音波探査 ; WM-4 測線)	240
第 2.3-7 図(32)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (ブーマー・高分解能マルチチャンネル音波探査 ; HM-4 測線)	241
第 2.3-7 図(33)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面 図 (ブーマー・高分解能マルチチャンネル音波探査 ; HM-6 測線)	242
第 2.3-7 図(34)	敷地周辺調査海域の音波探査記録及び海底地質断面	

図 (ブーマー・高分解能マルチチャンネル音波探査 ; HM-8 測線)	243
第 2.3-8 図 文献による敷地周辺海域の断層分布図.....	244
第 2.3-9 図 渡辺ほか (2007) による柏崎沖の活構造.....	245
第 2.3-10 図 佐渡島棚東縁撓曲周辺の地質構造図.....	246
第 2.3-11 図(1) 佐渡島棚東縁撓曲南端付近の音波探査記録及び海底 地質断面図 (ウォーターガン・シングルチャンネル 音波探査 ; S-10 測線)	247
第 2.3-11 図(2) 佐渡島棚東縁撓曲南端付近の音波探査記録及び海底 地質断面図 (ウォーターガン・シングルチャンネル 音波探査 ; S-11 測線)	248
第 2.3-12 図(1) 佐渡島における旧汀線高度の変形様式 ([新編] 日本の活断層, 1991)	249
第 2.3-12 図(2) 佐渡島における旧汀線高度の分布.....	250
第 2.3-13 図 杉山(2008)による柏崎沖の地質構造.....	251
第 2.3-14 図(1) 海域・陸域臨時地震計観測網に基づく 2007 年新潟 県中越沖地震の精密余震分布 (東京大学地震研究所, 2008)	252
第 2.3-14 図(2) 海域・陸域臨時地震計観測網に基づく 2007 年新潟 県中越沖地震の精密余震分布断層形状・位置関係 を示す概念図 (東京大学地震研究所, 2008)	253
第 2.3-15 図 平成 19 年新潟県中越沖地震 推定された主要な滑り 面の概念図 (国土地理院, 2008)	254
第 2.3-16 図 F-B 褶曲群周辺の地質構造図.....	255

第 2.3-17 図	F-B 褶曲群北端付近の海底地形・B _u 層/B層境界 等深線	256
第 2.3-18 図(1)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査; No. 5 測線)	257
第 2.3-18 図(2)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査; No. 6 測線)	258
第 2.3-18 図(3)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査; No. 7 測線)	259
第 2.3-18 図(4)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査; No. 8 測線)	260
第 2.3-18 図(5)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査; No. 9 測線)	261
第 2.3-18 図(6)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査; No. 10 測線)	262
第 2.3-18 図(7)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査; No. 11 測線)	263
第 2.3-18 図(8)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質	

	断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ; No. 12 測線)	264
第 2.3-18 図(9)	F-B 褶曲群北端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ; INo. 1 測線)	265
第 2.3-19 図(1)	F-B 褶曲群北方の大陸棚外縁部付近の音波探査 記録解釈図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-7 測線)	266
第 2.3-19 図(2)	F-B 褶曲群北方の大陸棚外縁部付近の音波探査 記録解釈図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; M-6 測線)	267
第 2.3-20 図(1)	「佐渡島南方海底地質図」説明書による大陸棚外 縁部の音波探査記録例.....	268
第 2.3-20 図(2)	「佐渡島北方海底地質図」説明書による大陸棚外 縁部の音波探査記録例.....	269
第 2.3-21 図	Progradation の模式図.....	270
第 2.3-22 図(1)	F-B 褶曲群西方の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・シングルチャンネル音波探査 ; GS-15 測線)	271
第 2.3-22 図(2)	F-B 褶曲群西方の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・シングルチャンネル音波探査 ; GS-16 測線)	272
第 2.3-22 図(3)	F-B 褶曲群西方の音波探査記録及び海底地質断面 図 (エアガン・シングルチャンネル音波探査 ;	

	GS-14 測線)	273
第 2.3-23 図(1)	F-B 褶曲群付近の音波探査記録及び海底地質断面 図 (ウォーターガン・シングルチャンネル音波探査 ; S-19 測線)	274
第 2.3-23 図(2)	F-B 褶曲群付近の音波探査記録及び海底地質断面 図 (ウォーターガン・シングルチャンネル音波探査 ; S-20 測線)	275
第 2.3-24 図(1)	F-B 褶曲群南端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ; KNo. 7 測線)	276
第 2.3-24 図(2)	F-B 褶曲群南端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ; KNo. 6 測線)	277
第 2.3-24 図(3)	F-B 褶曲群南端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ; KNo. 5 測線)	278
第 2.3-24 図(4)	F-B 褶曲群南端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ; KNo. 4 測線)	279
第 2.3-24 図(5)	F-B 褶曲群南端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ; KNo. 3 測線)	280
第 2.3-24 図(6)	F-B 褶曲群南端付近の音波探査記録及び海底地質 断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ;	

	KNo. 2 測線)	281
第 2.3-24 図(7)	F-B 褶曲群南端付近の音波探査記録及び海底地質断面図 (スパーカー・シングルチャンネル音波探査 ; KNo. 1 測線)	282
第 2.3-25 図	F-B 褶曲群から高田沖褶曲群にかけての音波探査記録及び海底地質断面図 (J0-19 測線~KNo. 5 測線)	283
第 2.3-26 図(1)	F-B 褶曲群から F-D 褶曲群東部にかけての詳細海底地形図.....	284
第 2.3-26 図(2)	F-B 褶曲群から F-D 褶曲群東部にかけての海底地形断面図.....	285
第 2.3-27 図	バランス断面法による地下深部断層の検討 (F-B 褶曲群)	286
第 2.3-28 図(1)	北部フォッサマグナ地域北西部及び北方沖合の地質図 (OKAMURA, 2003)	287
第 2.3-28 図(2)	西頸城山地及び北方沖合における褶曲帯の覆瓦衝上断層モデル (OKAMURA, 2003)	288
第 2.3-29 図	F-D 褶曲群及び高田沖褶曲群周辺の地質構造図...	289
第 2.3-30 図	F-D 褶曲群と高田沖褶曲群の境界付近における音波探査記録及び海底地質断面図 (エアガン・シングルチャンネル音波探査 ; GS-7 測線)	290
第 2.3-31 図	F-D 褶曲群北西方の音波探査記録及び海底地質断面図 (エアガン・シングルチャンネル音波探査 ; GS-13 測線)	291

第 2.3-32 図(1)	高田沖褶曲群南西端部の音波探査記録及び海底地質断面図 (ウォーターガン・マルチチャンネル音波探査 ; F8S 測線)	292
第 2.3-32 図(2)	高田沖褶曲群南西端部の音波探査記録及び海底地質断面図 (エアガン・マルチチャンネル音波探査 ; J0-25 測線)	293
第 2.3-32 図(3)	高田沖褶曲群南西端部の音波探査記録及び海底地質断面図 (エアガン・シングルチャンネル音波探査 ; Line147 測線)	294
第 2.3-33 図	バランス断面法による地下深部断層の検討 (F-D 褶曲群及び高田沖褶曲群)	295
第 2.3-34 図	バランス断面法により推定される断層面と周辺の重力異常 (F-B 褶曲群・F-D 褶曲群及び高田沖褶曲群)	296
第 2.3-35 図	高田沖褶曲群の南西延長海域.....	297
参考図	敷地周辺のセグメント区分.....	298

1. 調査方針

地質調査は、敷地からの距離に応じて、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的調査等を実施する。

また、耐震設計上考慮する活断層としては、後期更新世以降の活動が否定できないものとする。なお、その認定に際しては、最終間氷期及びそれ以前の地層または地形面を用いる。

2. 敷地周辺の地質・地質構造

2.1 調査内容

2.1.1 文献調査

敷地周辺陸域の地質及び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 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター）（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200万分の1「日本活断層図」（1978）⁽¹⁾、20万分の1「信越地域活構造図」（1979）⁽²⁾、50万分の1「活構造図－新潟」（1984）⁽³⁾、20万分の1地質図「長岡」（1986）⁽⁴⁾、5万分の1「日本油田・ガス田図7「魚沼」・同説明書」（1970、1972）⁽⁵⁾、5万分の1地質図幅「小千谷地域の地質」（1986）⁽⁶⁾、5万分の1地質図幅「岡野町地域の地質」（1989）⁽⁷⁾、5万分の1地質図「長岡地域の地質」（1991）⁽⁸⁾、5万分の1地質図幅「柏崎地域の地質」（1995）⁽⁹⁾、5万分の1地質図幅「三条地域の地質」（2002）⁽¹⁰⁾、20万分の1「新潟県地質図」（1977）⁽¹¹⁾、20万分の1「新潟県地質図」（1989）⁽¹²⁾、20万分の1「新潟県地質図」（2000）⁽¹³⁾及び20万分の1「新潟県地質鉱産図」（1962）⁽¹⁴⁾、活断層研究会編の「日本の

活断層」(1980)⁽¹⁵⁾、天然ガス鉱業会編の「日本の石油・天然ガス資源」(1969)⁽¹⁶⁾、天然ガス鉱業会ほか編の「日本の石油・天然ガス資源」(1982)⁽¹⁷⁾及び「日本の石油・天然ガス資源」(1992)⁽¹⁸⁾、魚沼丘陵団体研究グループ編の地団研専報第26号「魚沼層群」(1983)⁽¹⁹⁾、菊池ほか(1984)⁽²⁰⁾、活断層研究会編の「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾、小池・町田編の「日本の海成段丘アトラス」(2001)⁽²²⁾、中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²³⁾、池田ほか編の「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾、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。)(2004)⁽²⁵⁾、地質調査総合センター編の「日本重力CD-ROM(第2版)」(2004)⁽²⁶⁾、活断層データベース(2007)⁽²⁷⁾等がある。これらの文献及び石油関係資料により敷地周辺陸域の地質及び地質構造の概要を把握した。

敷地周辺海域の地質及び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 海洋情報部)発行の「海底地質構造図」(1970, 1971)^(28, 29)、活断層研究会編の「日本の活断層」(1980)⁽¹⁵⁾及び「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾、地質調査所発行の100万分の1海洋地質図「日本海中部海域広域海底地質図」(1981)⁽³⁰⁾、20万分の1海洋地質図「佐渡島南方海底地質図」(1994)⁽³¹⁾、20万分の1海洋地質図「佐渡島北方海底地質図」(1995)⁽³²⁾及び20万分の1海洋地質図「能登半島東方海底地質図」(2002)⁽³³⁾、海域地質構造マップワーキンググループ編の「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(2001)⁽³⁴⁾等がある。これらの文献及び石油関係資料により敷地周辺海域の地質及び地質構造の概要を把握した。

2.1.2 広域の地質・地質構造調査

(1) 陸域の調査

文献調査の結果を踏まえて、敷地を中心とする半径約 30km の範囲の陸域について、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的調査、ボーリング調査等を、さらに同範囲以遠に連続する主要断層沿いに同様の調査を実施した。

変動地形学的調査としては、主に国土地理院で撮影された縮尺 4 万分の 1、2 万分の 1 及び 1 万分の 1 の空中写真並びに同院発行の縮尺 5 万分の 1 及び 2 万 5 千分の 1 の地形図を使用して空中写真判読等を行い、段丘面等の地形要素を抽出し、分類するとともに、活断層、活褶曲等の地殻変動に起因する地形である変動地形に着目して、その可能性がある地形を抽出した。これらの結果に基づき原縮尺 20 万分の 1 の敷地周辺陸域における段丘面分布図並びに変動地形及びその可能性がある地形（以下、「リニアメント」という。）の分布図を作成した。

地質・地質構造に関する調査としては、文献調査及び変動地形学的調査の結果を参考に、変動地形学的調査に使用した空中写真及び地形図の他に、新潟県発行の縮尺 5 千分の 1 の森林基本図を使用して地表地質調査、反射法地震探査（地球物理学的調査）、ボーリング調査等を実施した。

これらの調査結果を基に、敷地周辺陸域の地質図、地質断面図及び地質構造図を作成し、敷地周辺陸域の地質・地質構造について検討し、主要な活断層等について評価した。

(2) 海域の調査

敷地周辺海域の海底地形及び地質・地質構造に関する資料を得るため、敷地をほぼ中心として、沿岸方向約 140km、沖合方向約 50km の範囲の海域（以下、「敷地周辺調査海域」という。）において、海上音波探査及び海底地形調査を実施した。

海上音波探査は、深部の地質構造を把握するため、エアガン・マルチチャンネル方式の探査を実施するとともに、比較的浅部の地質構造を把握するため、ウォーターガン・シングルチャンネル方式の探査を実施した。また、水深の浅い敷地前面沿岸部の比較的深部までの地質構造を把握するため、ウォーターガン・マルチチャンネル方式の探査を実施するとともに、海底下表層部の詳細な地質構造を把握するため、ブーマー・高分解能マルチチャンネル方式の探査を実施した。敷地周辺海域で海上音波探査を実施した測線の総延長は約 1,450km であり、既往の調査も含めた総延長は約 3,220km である。

海底地形調査は、佐渡海盆縁部及び上越海盆縁部に想定される断層周辺の詳細な海底地形を把握するため、中深海用マルチビーム測深機を用いて実施した。海底地形調査の範囲は約 500 km² である。

これらの調査結果及び敷地周辺海域において地質調査所、石油公団（現 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構）等により実施されている音波探査記録等を用いて解析、検討を行い、敷地周辺海域の海底地形図、海底地質図及び海底地質断面図を作成し、主要な活断層等について評価した。

2.2 陸域の調査結果

敷地を中心とする半径約 30km の範囲及びその周辺の陸域における地形及び地質・地質構造は、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的調査（反射法地震探査）、ボーリング調査等の結果によると、以下のとおりである。

2.2.1 敷地周辺陸域の地形

敷地周辺陸域における地形図を第 2.2-1 図に、地形区分図を第 2.2-2 図に示す。敷地周辺陸域の地形は、東頸城丘陵、魚沼丘陵、米山山塊、長岡平野及び柏崎平野に大別される。

(1) 東頸城丘陵・魚沼丘陵

東頸城丘陵は、寺泊・西山丘陵、中央丘陵、八石山丘陵、黒姫山丘陵、塩沢・清水丘陵及び小国・川西丘陵の小丘陵に区分することができる。また、魚沼丘陵に属する小丘陵としては東山丘陵がある。

東頸城丘陵の各小丘陵は、いずれも長さ 10km～30km 程度、幅 5 km～10km 程度の規模で、NNE－SSW～NE－SW方向に延びる細長い長方形状を呈し、互いに平行あるいは雁行状に分布している。

敷地は、寺泊・西山丘陵南西部の日本海に面した荒浜砂丘に位置している。

(2) 米山山塊

米山山塊は、周囲を取り巻く台地や丘陵よりも一段と高く、急峻な山岳地形を呈している。米山から少し離れてその南東部には、尾

神岳が独立峰を形成しており，また，米山山塊の北側及び西側には柏崎平野周辺部にみられる安田台地よりやや高い青海川台地が分布している。

(3) 長岡平野・柏崎平野

長岡平野は，信濃川の両岸に発達した沖積平野である。平野の東西両側の丘陵縁辺部には，主として信濃川に由来する河成段丘が分布し，平野より高く，丘陵より低い台地を形成している。

柏崎平野は，鵜川，鯖石川，別山川等の旧河谷を埋めて形成された沖積平野である。その周辺部，特に南部には安田台地が分布している。また，平野の臨海部には砂丘が発達している。

2.2.2 敷地周辺陸域の地質層序

敷地周辺陸域における地質層序表を第 2.2-1 表に，地質図を第 2.2-3 図に，地質断面図を第 2.2-4 図に示す。

敷地を中心とする半径約 30km の範囲の地表部には，第 2.2-1 表に示す地層のうち，寺泊層以上の地層が分布している。地表部の地質は，下位より寺泊層，椎谷層，西山層，灰爪層，魚沼層，大坪層，脇野町層，青海川層，安田層，大湊砂層，番神砂層，沖積層，新期砂層等並びに青海川層，安田層，大湊砂層，番神砂層とほぼ同時期の段丘堆積物から構成されている。

これらの地層の分布は，丘陵の分水嶺付近に新第三紀層のうち古い地層が，その周りにより新しい地層が帯状に配列し，丘陵縁辺部及び河川沿いの平野部には第四紀層が分布している。また，調査地

域の南部に位置する米山山塊には新第三紀の火山噴出岩類が広く分布している。

一方、石和田ほか(1971)⁽³⁵⁾等によると、丘陵や平野の一部において、石油坑井により地下3,000m程度以深に、先新第三紀の花崗岩類及び超塩基性岩類が潜在しているとされている。

調査地域における各層の分布、岩相、層厚、層位関係、堆積年代等は、以下のとおりである。

(1) 先新第三紀～鮮新世初期の地層

a. 基盤岩類

石和田ほか(1971)⁽³⁵⁾、天然ガス鉱業会ほか編(1992)⁽¹⁸⁾等によると、中央丘陵の南部において、石油坑井により地下3,000m程度以深に、先新第三紀の花崗岩類及び超塩基性岩類が潜在しているとされている。その他では、敷地周辺陸域において、基盤岩類に達した石油坑井は報告されていない。

(2) 新第三紀中新世～鮮新世初期の地層

調査地域における新第三紀中新世～鮮新世初期の地層は、下位より、グリーンタフ、七谷層、寺泊層及び椎谷層からなる。

a. グリーンタフ

敷地周辺陸域の地下には、後述する七谷層の下位に、玄武岩質～安山岩質～流紋岩質の火山岩及び火山砕屑岩を主とする地層が広く分布しており、これらの地層は、石油地質では「グリーンタフ」と一括されることが多く(天然ガス鉱業会ほか編, 1992⁽¹⁸⁾)、本報

告もそれに従った。堆積年代については、天然ガス鉱業会ほか編 (1992) ⁽¹⁸⁾ 等により、前期中新世とされている。

b. 七谷層

本層は、敷地周辺陸域の地下に分布し、地表には分布しない。

主として硬質頁岩からなり、凝灰岩を挟在し、堆積年代は中期中新世とされている（天然ガス鉱業会ほか編，1992 ⁽¹⁸⁾；新潟県地質図・同説明書，2000 ⁽¹³⁾）。

c. 寺泊層

本層は、長岡市寺泊及び出雲崎町の沿岸部、米山山塊の南側地域並びに東山丘陵及び中央丘陵の分水嶺付近に分布する。

主に黒色頁岩からなり、砂岩及び凝灰岩を挟在し、上部では、頁岩優勢の砂岩・頁岩互層となっている。東山丘陵においては、火山角礫岩、凝灰角礫岩等からなる安山岩質火山噴出岩類を挟在する。

調査地域において本層の下限は不明であるが、新潟県地質図・同説明書 (1989) ⁽¹²⁾ によると、寺泊層の層厚は模式地の寺泊・西山丘陵で350m以上とされている。また、下位層との関係については、地表では不明であるが、天然ガス鉱業会 (1969) ⁽¹⁶⁾ によると、大部分は下位層と整合に累重しているとされている。

本層の堆積年代については、新潟県地質図・同説明書 (1989) ⁽¹²⁾，土編 (1979, 1981) ^(36, 37) によると、中新世中期から後期とされている。

d. 椎谷層

本層は、中央丘陵，東山丘陵，八石山丘陵では分水嶺付近に，寺泊・西山丘陵では出雲崎町の沿岸部等に，また米山山塊西側及び南側の地域に分布する。

主に砂岩・泥岩互層からなり，凝灰岩を挟在する。東山丘陵においては火山角礫岩，凝灰角礫岩，火山円礫岩等からなる安山岩質火山噴出岩類を挟在する。砂岩・泥岩互層は一般に砂岩優勢であり，砂岩は露頭では褐色を呈するが，新鮮な部分は暗青灰色を呈する。砂岩の単層には級化層理がみられ，泥岩に漸移する。また，砂岩内には層理面に平行にノジュールを挟在することもある。

本層の層厚は，火山噴出岩類の分布しない寺泊・西山丘陵，中央丘陵等では 500m 前後，火山噴出岩類の分布する東山丘陵では 1,000m 前後である。

本層と下位の寺泊層との関係は，新潟県地質図・同説明書 (1989) ⁽¹²⁾ 及び天然ガス鉱業会ほか編 (1982) ⁽¹⁷⁾ によると，一般に整合関係にあるが，調査地域外の北蒲原平野等では下位層との間に不整合が認められるとされている。

本層の堆積年代については，新潟県地質図・同説明書 (1989) ⁽¹²⁾，土編 (1979, 1981) ^(36, 37) によると，中新世後期から鮮新世初期とされている。また，天然ガス鉱業会ほか編 (1982) ⁽¹⁷⁾ によると，椎谷層上限の年代は生物年代層序から 440 万年前の前後であり，鮮新世初期に相当するとされている。

(3) 新第三紀鮮新世～第四紀更新世前期の地層

調査地域における新第三紀鮮新世～第四紀更新世前期の地層は、下位より西山層、灰爪層及び魚沼層からなる。敷地周辺陸域においては、土編（1979, 1981）^(36, 37)等によると、西山層上部以上の地層が第四紀層とされており、魚沼丘陵団体研究グループ（1983）⁽¹⁹⁾等によると、魚沼層中部以上の地層が第四紀層とされている。一方、菊池ほか（1984）⁽²⁰⁾によると、示標火山灰層を鍵層とした対比の結果、寺泊・西山丘陵、中央丘陵に分布する西山層及び灰爪層と八石山丘陵に分布する魚沼層とは同時異相の関係にあるとされている。

このため、これらの地層について、新第三紀と第四紀との境界付近に分布する出雲崎火山灰層（以下、「Iz テフラ」という。）（菊池ほか, 1984⁽²⁰⁾）等の上部鮮新統～下部更新統に挟在する示標火山灰層を鍵層とする地表踏査、火山灰分析等を実施し、堆積年代の検討を行った。その結果、調査地域における西山層、灰爪層及び魚沼層については、第2.2-5 図に示すように、各地層の境界面と示標火山灰層が斜交しており、広い範囲において同時異相の関係にあることが明らかとなった。また、示標火山灰層の年代については、岸・宮脇（1996）⁽³⁸⁾が浮遊性微化石層序及び古地磁気層序により年代値を求めていることから、同年代値に基づき地層の堆積年代を検討した。

なお、灰爪層とその上位の魚沼層の境界付近には、浅海相～瀕海相を呈する砂層が分布しており、同砂層は5万分の1日本油田・ガス田図7「魚沼」・同説明書（1970, 1972）⁽⁵⁾により和南津層とされたものに相当する。浅海相～瀕海相を呈する砂層は、新潟県地質図・同説明書（1989）⁽¹²⁾等によると、寺泊・西山丘陵、中央丘陵

等では灰爪層及びその相当層に，八石山丘陵等では魚沼層及びその相当層に含まれていることから，本報告書では，広域地質図においては新潟県地質図・同説明書（1989）⁽¹²⁾等に従って同砂層を区分せず灰爪層あるいは魚沼層に含め，詳細地質図においては和南津層として図示した。

a. 西山層

本層は，各丘陵において椎谷層を取り巻いて帯状に分布するほか，米山山塊及びその周辺に広く分布する。

主に泥岩からなり，砂岩，凝灰岩を挟在する。泥岩は暗緑灰色ないし暗青灰色を呈し，一般に塊状無層理である。寺泊・西山丘陵等においては，本層下部に多数の砂岩薄層が挟在し，泥岩優勢の互層となっている。池辺（1949）⁽³⁹⁾は，同互層を浜忠互層と命名したが，その後，一般に浜忠層と呼ばれている。

米山山塊には火山角礫岩，凝灰角礫岩，熔岩等からなる安山岩質火山噴出岩類が広く分布し，同噴出岩類は米山団体研究グループ（1973）⁽⁴⁰⁾により西山層相当層とされている。同火山噴出岩類を米山火山岩類という。

なお，八石山丘陵，黒姫山丘陵等においても，西山層中に安山岩質火山噴出岩類が挟在し，これらの火山噴出岩類は米山火山岩類と同時期のものと推定される。

本層の層厚は，寺泊・西山丘陵では500m～800m，中央丘陵では200m～500mであるが，火山噴出岩類の分布域では厚く，新潟県地質図・同説明書（1989）⁽¹²⁾によると，米山山塊では最大2,000mに

達するとされている。

本層と下位の椎谷層は整合関係にあるが、米山団体研究グループ(1973)⁽⁴⁰⁾によると、米山山塊における本層相当層の米山火山岩類は、下位層と不整合関係にあるとされている。

本層の堆積年代については、地表踏査、火山灰分析、微化石分析等の結果、第2.2-3図に示すように、中央丘陵北部では本層上部にIzテフラが挟在することなどから鮮新世～更新世初期であり、その他の地域では本層上限はいずれもIzテフラより下位にあることなどから鮮新世であると判断される。

b. 灰爪層

本層は、各丘陵の中腹から脚部にかけて西山層を取り巻くように分布している。

主に砂質泥岩、凝灰質泥岩、砂岩・泥岩互層からなり、凝灰岩、砂岩、礫岩を挟在する。寺泊・西山丘陵及び中央丘陵の一部では、有孔虫、貝殻等の化石に富む石灰岩ないし石灰質砂岩が数層挟在する。また、東山丘陵等では安山岩質ないし石英安山岩質の火山噴出岩類が挟在する。

本層の層厚は、丘陵部では一般に200m～500mであるが、火山噴出岩類を挟在する東山丘陵中部では1,000mに達する。

本層と下位の西山層は、中央丘陵北部、八石山丘陵、黒姫山丘陵、敷地内等では整合関係にあるが、寺泊・西山丘陵では出雲崎町稲川等において本層が西山層を不整合に覆うことが確認されている。中央丘陵南部では西山層の層厚が薄くなり、一部で本層と椎谷層が西

山層を欠いて接していることから、本層と下位層は不整合関係にあると推定される。

本層の堆積年代については、地表踏査、火山灰分析、微化石分析等の結果によると、西山丘陵、中央丘陵南部、八石山丘陵北部及び西部では、本層中に I_z テフラが挟在することなどから鮮新世～更新世、中央丘陵北部では、本層下限が I_z テフラより上位にあることなどから更新世、その他の地域では、本層上限はいずれも I_z テフラより下位にあることなどから鮮新世であると判断される。

c. 魚沼層

本層は、小国・川西丘陵に広く分布するほか、各丘陵の脚部に分布している。

主に礫層、砂層、泥岩の互層からなり、亜炭層、凝灰岩、火山噴出岩類を挟在する。礫層は花崗岩類、チャート、塩基性岩類、安山岩等の礫からなる。

本層の層厚は、渋海川流域において 1,200m～2,000m、島崎川流域において 400m～500m である。

本層と下位層の灰爪層は、八石山丘陵等では整合関係にあるが、寺泊・西山丘陵北部では不整合関係にある。

本層の堆積年代については、地表踏査、火山灰分析等の結果、西山丘陵、中央丘陵、八石山丘陵北部及び西部では、本層下限は I_z テフラより上位にあることなどから更新世であり、その他の地域では、いずれも本層中に I_z テフラが挟在することなどから鮮新世～更新世であると判断される。

(3) 第四紀更新世中期の地層

調査地域においては、褶曲した魚沼層以下の地層を不整合で覆って、柏崎平野に大坪層（柏崎平野団体研究グループ，1965⁽⁴¹⁾）が、寺泊・西山丘陵と中央丘陵の間の島崎川流域に和島層（立石ほか，1985⁽⁴²⁾）が、中央丘陵東縁部に脇野町層（池辺，1941⁽⁴³⁾）による脇野町砂礫粘土層；長岡の自然グループ，1973⁽⁴⁴⁾）による御山層）が、黒姫山丘陵北端部に久米層（5万分の1地質図「岡野町地域の地質」，1989⁽⁷⁾）が分布しており，その他，東山丘陵，八石山丘陵等の丘陵縁辺部にも，同様の地層が小規模に分布している。これらの地層は，いずれも堆積面を残していないことから，後述する段丘堆積物とは区別される。

いずれも半固結～未固結のシルト層，砂層及び礫層の不規則な互層からなり，層相の側方変化が著しい。腐植質シルト層を挟在し，植物化石を含み，礫層は近傍の新第三系起源の礫を主とする。層厚は，20m程度以下である。

これらの地層の堆積年代は，堆積面を残していないこと，脇野町層中には阿多鳥浜火山灰層（約24万年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾）が挟在することなどから，高位面形成期あるいはそれ以前の中期更新世と判断され，久米層中には上記魚沼層最上部に挟在する火山灰層が認められることなどから，一部の地層は魚沼層と同時期の地層である可能性もある。

(4) 第四紀更新世中期～後期及び完新世の地層

調査地域における更新世中期以降の地層のうち、更新世の地層は柏崎平野及びその周辺に分布する青海川層，安田層，大湊砂層，番神砂層並びに信濃川，渋海川等の現河川沿いに分布する段丘堆積物からなる。青海川層はH面を，安田層及び大湊砂層はM₁面をそれぞれ形成する段丘堆積物である（第2.2-6図）。

また，完新世の地層は，長岡平野，柏崎平野等の平野を構成する沖積層及び現海岸線沿いに分布し，砂丘を形成する新期砂層からなる。

a. 青海川層

本層は，米山山塊の北西縁の海岸線沿い及び柏崎平野南縁部に分布する。

主に砂礫層及びシルト層からなり，砂礫層の一部にくさり礫が認められる。シルト層は一般に無層理であり，一部腐植質である。

本層は標高40m～50mのH面を構成しており，同段丘面は柏崎平野団体研究グループ（1965）⁽⁴¹⁾により青海川面と呼ばれている。段丘面は開析が進み，堆積物の最上部には赤色土が発達している。

本層の層厚は20m前後であり，下位の西山層相当の火山噴出岩類を不整合に覆う。

柏崎平野及び米山海岸に分布する青海川面（H面）は，同地域における最高位の段丘面であり，後述の下末吉面に対比される安田面より高位にあること，段丘面は開析が進んでいることなどから，南関東の多摩面のうち海洋酸素同位体比ステージ（以下，「MIS」という。）7に対比される。なお，青海川面は，柏崎平野団体研究グル

ープ (1965) ⁽⁴¹⁾ によっても同様に南関東の多摩面に対比されている。

b. 安田層

本層は、柏崎平野の周縁部、米山海岸、敷地及びその近傍に分布する。

主にシルト～粘土層からなり、砂層及び礫層を挟在する。柏崎平野の中央部及び奥部においては、下部でシルト～粘土層が、上部で砂質シルト、砂層及び礫層がそれぞれ優勢となり、下部層と上部層に二分される。下部層のシルト及び粘土層は植物片を含有し、腐植質であることが多く、下部層の最上部からシジミ、カキ等の貝化石が産出する。層厚は敷地において最大 90m 程度であり、敷地では、安田層下部層は新第三紀層上限面の起伏に富む谷地形を埋めて堆積している。

本層は、柏崎平野の中央部及び奥部では、青海川層が形成する H 面より低い標高 20m～30m の M₁ 面を構成し、同段丘面は、柏崎平野団体研究グループ (1965) ⁽⁴¹⁾ により安田面と呼ばれている。また、本層は、敷地を含む柏崎平野の海岸部及び米山海岸において後述の大湊砂層に整合に覆われる。

柏崎平野に分布する安田面 (M₁ 面) は、同平野において最も広く分布する段丘面であること、同段丘面を構成する安田層は、起伏に富む基底面の谷地形を埋めて堆積した淡水域～汽水域～海水域の堆積物からなり、海進に伴って堆積したと推定されることから、南関東における下末吉面 (MIS 5 e) に対比される。柏崎平野団体研究グ

ループ (1965) ⁽⁴¹⁾ によっても同様に、安田面は下末吉面に対比されているが、荒浜砂丘団体研究グループ (1996, 2001) ^(46, 47) は、安田層を南関東の小原台面 (MIS 5c) に対比している。

なお、敷地における安田層中から産出したシジミガイ化石の ESR 年代測定結果によると、 14 ± 1 万年前の値が得られており、橋本・葉葺 (1989) ⁽⁴⁸⁾ は安田層について石英粒子の熱蛍光年代測定を行い、約 11 万年前との値を報告している。

c. 大湊砂層

本砂層は、敷地を含む柏崎平野の海岸部及び米山海岸に分布する。

分級の良い赤褐色～黄褐色を呈する中粒～粗粒砂層からなり、厚さ数 mm～数 cm のシルト層を挟在する。生物擾乱は少ないものの、比較的大型の生痕化石が散点的に認められ、最上部ではヒメスナホリムシの生痕化石も認められる。層厚は数 m～10 数 m であり、安田層を整合に覆う。

本砂層は、その層相から海浜～浅海性の堆積物と判断され、柏崎平野の海岸部及び米山海岸では、標高 25m 程度の M_1 面を構成しており、本砂層の最上部には中子軽石層 (約 13 万年前; 町田・新井, 2003 ⁽⁴⁵⁾ による飯縄上樽テフラ) に対比される軽石層が挟在する (岸ほか, 1996 ⁽⁴⁹⁾)。これらのことから、本砂層は南関東における下末吉層 (MIS 5e) に対比され、その上限面は下末吉海進後の海退に伴い形成された離水面であり、本砂層と前述の安田層上部層とは同時異相の関係にあるものと判断される。

d. 番神砂層

米山海岸及び荒浜砂丘に分布する。

分級が良く、塊状の中粒～粗粒砂層からなり、灰白色、一部で褐色～赤褐色を呈し、前述の大湊砂層に比べて固結度が高い。一般に無層理であるが、不明瞭な傾斜した葉理がみられることも多く、数層の埋没土壌を挟在する。層厚は最大 25m 程度であり、下位の大湊砂層におおむね整合、一部不整合に重なる。

本砂層は、その層相から風成堆積物であり、本砂層最上部には御岳潟町軽石層（約 9.5 万年前～約 9 万年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾）が挟在しており、本砂層を覆うローム層から大山倉吉軽石層（約 5 万年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾）が検出される。これらのことから、大湊砂層離水後、引き続き堆積した古砂丘堆積物であり、その堆積時期は MIS 5e～MIS 4 と判断される。

一方、高田平野には、その層相から新潟古砂丘グループ（1975）⁽⁵⁰⁾等により番神砂層に対比されている潟町砂層が分布し、同砂層は古砂丘堆積物であり、早津ほか（1982）⁽⁵¹⁾は、番神砂層と同様に潟町砂層中から御岳潟町軽石層を検出している。

e. 段丘堆積物

敷地を中心とする半径 30km 範囲における段丘面分布図を第 2.2-6 図(1)に示す。

信濃川、渋海川、黒川等の現河川沿いには、数段の段丘面を形成する段丘堆積物が分布する。

これらの段丘面について、空中写真判読結果、地表地質調査結果

等に基づいて、段丘面の分布、形態、面の保存状況等の性状、堆積物の層相、火山灰層との関係から、高位よりH面群、M_I面、M_{II}面、L_I面及びL_{II}面の5面に区分した（第2.2-2表）。

H面群を構成する段丘堆積物は、亜円礫を主とする礫層からなり、くさり礫を含む。層厚は一般に5m以下であり、堆積物直上に厚さ1m～2m程度の赤褐色風成ローム層が被覆する。

M_I面を構成する段丘堆積物は、亜円礫を主とする礫層からなり、灰色～灰褐色の砂層及びシルト層からなる。層厚は一般に3m～10mであるが、一部では20m以上に達する。堆積物直上には、厚さ0.5m～2m程度の赤褐色風成ローム層が被覆する。

M_{II}面を構成する段丘堆積物は、亜円礫を主とする礫層からなり、最上部は砂層及びシルト層からなる。層厚は一般に5m以上である。堆積物直上には厚さ0.5m～1.5m程度の赤褐色風成ローム層が被覆する。

L_I面を構成する段丘堆積物は、亜円礫を主とする礫層からなり、最上部は砂層及びシルト層からなる。層厚は2m～20mであるが、一部で20m以上に達する。堆積物の直上には厚さ0.5m～1m程度の褐色風成ローム層が被覆する。

L_{II}面を構成する段丘堆積物は、亜円礫を主とする礫層からなり、砂層及びシルト層を挟在する。層厚は一般に5m以上であり、同堆積物直上には厚さ0.2m～0.5m程度の褐色風成ローム層が被覆する。

これらの段丘面は、下流域から上流域にわたって広く分布することから、海水準に関連した同一基準面に対応して形成されたと推定され、段丘面の性状、火山灰層等を基に、各段丘面と南関東におけ

る段丘面との対比を行った。

M_I面は、調査地域において最も広く分布する段丘面であり、段丘面を開析する谷は認められるが、段丘面内縁まで達することはほとんどないこと、小千谷市片貝町西、同市越路原、長岡市上富岡町等においてM_I面堆積物と風成火山灰層の境界付近から中子軽石層（約13万年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾による飯縄上樽テフラ）が確認され、片貝町及び越路原において早津ほか（1982）⁽⁵²⁾により同様の結果が報告されていること、小千谷市弛ヶ原においてM_I面堆積物最上部の砂層中から赤沢軽石層（約13年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾による妙高花房テフラ）が確認されていることから、M_I面は南関東の下末吉面（MIS 5 e）に対比される。

M_{II}面は、下末吉面相当のM_I面の低位にあり、M_I面と類似した分布及び段丘面の保存状態を示すこと、堆積物を覆うローム層の中部に大山倉吉軽石層（約5万年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾）が検出されることから、南関東の小原台面（MIS 5 c）に対比される。

L_I面は、段丘面を開析する谷は外縁にわずかにみられる程度であり、段丘面の下流方向への勾配は沖積面の勾配よりも大きく、下流域では沖積面下に埋没していると推定されること、また、長岡市上富岡町及び同市親沢町において、L_I面堆積物を被覆するローム層下部ないし最下部から、大山倉吉軽石層（約5万年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾）が確認され、小千谷市小栗田原において、Ota, Y. (1969)⁽⁵³⁾等により立川期とされていたL_I面についても、町田ほか（1979）⁽⁵⁴⁾により同様の結果が報告されていることから、L_I面は南関東の三崎面（MIS 5 a）ないしその後のMIS 4に対比される。

L_{II}面はL_I面の低位にあり、開析谷はほとんどみられず、L_I面と同様に下流域では沖積面下に没すると推定されること、早津ほか(1982)⁽⁵²⁾によると、小千谷市岩野南のL_{II}面において、段丘堆積物直上のローム層中から始良 Tn 火山灰層(約 2.9~2.6 万年前; 町田・新井, 2003⁽⁴⁵⁾)が報告されていることから、L_{II}面は立川面(MIS 3~MIS 2)に対比される。

H面群については、直接年代を推定する資料はないが、M_I面より高位にあり、本地域では最高位の段丘であること、段丘面は開析が進んでいることなどから、南関東の多摩面のうち、より新しい段丘面すなわち MIS 7 に対比される。

敷地を中心とする半径 30km 範囲の海岸部、高田平野の海岸部及び角田・弥彦山塊の西海岸における最高位旧汀線の高度分布を第 2.2-6 図(2)に示す。

角田・弥彦山塊の西海岸から、柏崎平野、米山海岸を経て高田平野西海岸に至る間において、MIS 5e の最高位旧汀線の高度は標高 35m~50m の値を、MIS 5c の最高位旧汀線の高度は標高 20m~30m の値をそれぞれ示し、大きな不連続あるいは傾動は認められない。

「日本の海成段丘アトラス」(2001)⁽²²⁾によっても、柏崎平野と高田平野とで MIS 5e 及び MIS 5c の最高位旧汀線の高度に大きな不連続は示されていないものの、米山海岸の上輪及び青海川付近において局所的(数 km 区間)に MIS 5e の旧汀線高度が標高 70m~80m の値を示すとされている。地表地質調査結果によると、この旧汀線高度が標高 70m~80m の値を示すとされている付近の段丘面については、その構成層がクサリ礫層からなること、礫層は層厚が 2.5m 以

上の赤褐色ローム層に覆われることから、高位段丘面と判断され(第2.2-6 図(3))、この付近におけるM₁面(MIS 5e)の旧汀線高度は50m程度の値を示す。

f. 沖積層

沖積層は、長岡平野、柏崎平野に広く分布し、現河川沿いに細長い分布を示す。

本層は、主として礫層、砂層、シルト～粘土層からなる。

g. 新期砂層

荒浜砂丘等に分布し、現在の海浜砂丘を形成している。

淘汰の良い細～中粒砂からなり、未固結である。本砂層は下位の番神砂層、安田層等を不整合に覆い、基底には旧表土が認められる。

2.2.3 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2.2-7 図に示す。

敷地周辺陸域における地質構造は、褶曲構造によって特徴付けられる。褶曲構造は背斜構造が顕著であり、背斜構造の側方は緩傾斜の盆状の構造を示し、向斜構造は不明瞭となっている。規模の大きな背斜構造は箱型を示し、複合背斜構造となっている。これらの複合背斜構造の軸はNNE-S SW方向～NE-SW方向を示し、その長さは10km～30kmであり、平行ないし雁行状に配列している。また、褶曲構造は地形と調和しており、複合背斜部は丘陵に、向斜部

は低地にそれぞれ対応している。

寺泊・西山丘陵の褶曲構造は、寺泊、尼瀬、後谷、長嶺及び別山の主要背斜からなり、寺泊、尼瀬及び後谷の3背斜は箱型の背斜で、長嶺及び別山の両背斜は円弧状の背斜である。小松ほか(1968)⁽⁵⁵⁾等によると、後谷、長嶺両背斜間の向斜部に真殿坂断層が、また、尼瀬、後谷両背斜間の向斜部にも断層があるとされている。

中央丘陵の褶曲構造は、中央油帯背斜及び与板背斜からなり、中央油帯背斜北部の西翼には撓曲構造が、与板背斜の東翼部には過褶曲を示す撓曲構造が認められる。

八石山丘陵及び黒姫山丘陵の褶曲構造は、それぞれ八石山背斜、黒姫山背斜からなり、両背斜は鯖石川向斜を挟み、雁行して分布している。また、八石山背斜の北東側には、渋海川向斜を挟み、NNE-SW方向の岩田背斜が分布している。

塩沢・清水丘陵の褶曲構造は、松代背斜からなり、西側の鯖石川向斜と東側の渋海川向斜に挟まれて、ほぼN-S方向に連続する。また、片貝・真人背斜北部の翼部には撓曲構造が認められる。

東山丘陵の褶曲構造は、東山背斜及び小規模な背斜構造からなり、東山背斜北部の西翼では撓曲構造が認められる。

一方、信濃川左岸の関原台地、小千谷台地等、同右岸の悠久山台地では河成段丘堆積物が分布しており、一部で上記の褶曲構造と調和的な段丘面及びその堆積物の変形が認められる。

岸・宮脇(1996)⁽³⁸⁾は、鮮新世から中期更新世の示標火山灰層を時間軸として東頸城丘陵北部における形成史について検討を行い、同地域における褶曲は、特定の時期に一斉に形成されたものではな

く、全域的には穏やかな褶曲の中で、激しい変形（褶曲の最盛期）が場所を変えながら断続的に発生し、その結果として全域が強い変形域に達したものであるとしている。また、この意味において、現在、信濃川左岸において進行している活褶曲は、過去において別の場所で進行した現象の繰り返しとみなすことができ、これらの褶曲域は互いに重複することなく、褶曲運動は、鮮新世以降では、その最盛期を西から東へ移動させながら進行しているようにみえるとしている。

(2) リニアメント

敷地を中心とする半径約 30km の範囲の陸域において、空中写真判読によりリニアメントを抽出した。

リニアメントは、井上ほか（2002）⁽⁵⁶⁾ 及び武田ほか（2006）⁽⁵⁷⁾ に示されている判読内容及び基準に基づき、変動地形の可能性が高いものから、 L_A 、 L_B 、 L_C 及び L_D の 4 ランクに区分した。変動地形の判読基準を第 2.2-3 表に、変動地形分布図を第 2.2-8 図に、それらの一覧表を第 2.2-4 表に示す。

長岡市から小千谷市に至る信濃川左岸では、 $NNE-S SW$ 方向ないし $N-S$ 方向の L_A 及び L_B 、一部 L_C ランクのリニアメントが判読され、 M_I 面、 M_{II} 面、 L_I 面及び L_{II} 面の撓み、傾動等も認められる。角田・弥彦山塊東縁においては、一部で L_B ランクのリニアメントが認められるものの、大部分が L_C 及び L_D ランクのリニアメントであり、ランクが低い。

中央丘陵では、 $NNE-S SW$ 方向のリニアメントが卓越してお

り、中央丘陵西縁部には L_C ランクのリニアメントが判読される。

東山丘陵西縁の信濃川右岸では、 $NE-SW$ 方向に断続する L_A 、 L_B 及び L_C ランクのリニアメントが判読される。

中央丘陵、八石山丘陵北部、黒姫山丘陵北端部、米山山塊等にも、 L_C 及び L_D 、一部 L_B ランクのリニアメントが判読される。

その他、柏崎平野南東縁では、延長は短いものの、 $NE-SW$ 方向の L_B ランクのリニアメントが判読され、 M_I 面に撓み状の傾斜も認められる。

寺泊・西山丘陵においては、リニアメントは認められない。

(3) 文献による活断層及びリニアメント

文献による敷地を中心とする半径約30kmの範囲及びその周辺陸域における活断層、推定活断層及び活断層の疑いのあるリニアメントを第2.2-9 図(1)及び第2.2-9 図(2)に、それらの一覧表を第2.2-5 表に示す。

「日本活断層図」(1978)⁽¹⁾、「信越地域活構造図」(1979)⁽²⁾、「活構造図一新潟」(1984)⁽³⁾、「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²³⁾、「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾、「都市圏活断層図「長岡」・「小千谷」・「十日町」」(2001)^(58, 59, 60)等の文献によると、信濃川左岸には北から角田山東縁断層(以下、「角田・弥彦断層」という。)、鳥越断層群(以下、「気比ノ宮断層」という。)、逆谷断層、関原断層(以下、「上富岡断層」という。)、親沢断層及び片貝断層が示されている。これらの断層は、地震調査委員会(2004)⁽²⁵⁾により長岡平

野西縁断層帯を構成するとされている。

その他、中央丘陵には常楽寺断層（以下、「中央丘陵西縁部断層」という。）及び中央油帯背斜軸部のリニアメントが、八石山丘陵北部には鯖石川向斜部のリニアメント及び渋海川向斜部のリニアメントが、黒姫山丘陵北端部には細越断層及び水上断層が、米山山塊には上米山断層及び雁海断層が、東山丘陵西縁の信濃川右岸には悠久山断層等が示されている。

(4) 重力異常

敷地周辺陸域における重力異常図を第2.2-10図に示す。同図は、地質調査総合センター編の「日本重力CD-ROM（第2版）」（2004）⁽²⁶⁾による重力データを用いて作成したブーゲー異常図である。

敷地周辺陸域においては、長岡平野の信濃川に沿って東西幅が10km～20kmの低重力異常域がNNE-SW方向に連続しており、この低重力異常域は、長岡市付近のやや高重力異常域により、南北に2分される。

信濃川沿いの低重力異常域の東西両側は高重力異常域となっており、長岡市以北の低重力異常域とその東西両側の高重力異常域との境界はいずれも直線状を示し、同低重力異常域の西縁に位置する角田・弥彦山塊とその東側の平野との境界部では、重力異常の東側低下の急変帯がNNE-SW方向に直線的に連続する。この重力異常の急変帯は、信濃川左岸には連続せず、寺泊・西山丘陵の東縁に連続しており、同急変帯及びその西側の高重力異常域は柏崎平野付近で消滅する。柏崎平野は相対的に低重力異常域となっており、そ

の南側の米山山塊は山塊の分布と調和的な形態で高重力異常域となっている。

一方、長岡市以南の低重力異常域の東西両側も高重力異常域となっているものの、その境界は直線性に欠ける。

以上の文献調査結果、空中写真判読による変動地形学的調査結果及び地表地質調査結果を考慮して、断層及びリニアメントの確実性、断層の規模、活動度、走向、断層の敷地からの距離等を検討した結果、敷地を中心とする半径 30km 範囲の陸域において、その活動による影響が大きい可能性のある断層としては、長岡平野西縁断層帯を構成する角田・弥彦断層、気比ノ宮断層、逆谷断層、上富岡断層、親沢断層及び片貝断層があり、その他、中央丘陵西縁部断層、中央油帯背斜軸部のリニアメント、鯖石川向斜部のリニアメント及び渋海川向斜部のリニアメントがある。

これらの断層及びリニアメントの調査結果は、以下のとおりである。

(5) 長岡平野西縁断層帯

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾等によると、長岡平野西縁には、いずれも平野側低下、すなわち東落ちの活断層が分布するとされ、松田(1990)⁽⁶²⁾はこれらの断層を長岡平野西縁断層帯と呼んでいる。地震調査委員会(2004)⁽²⁵⁾によると、長岡平野西縁断層帯は、北から、新潟市沖合と日本海沿岸付近の断層及び角田山東縁断層(角田・弥彦断層)、鳥越断層(気比ノ宮断層)、逆谷断層、関原

断層（上富岡断層）、親沢断層、片貝断層から構成される西側隆起の逆断層帯であり、その長さは新潟県新潟市の沖合から小千谷市に至る約 83km であるとしている。「活断層データベース」(2007)⁽²⁷⁾ は、本断層帯を、弥彦、鳥越及び片貝の 3 つの活動セグメントに区分している。

本断層帯に関しては、文献調査、変動地形学的調査及び地表地質調査に加えて、第 2.2-11 図に示す位置において、反射法地震探査、石油公団が実施した反射法地震探査の記録の再処理・解析、海上音波探査及びボーリング調査を実施した。

その結果によると、気比ノ宮断層の上盤側には、褶曲構造に沿って、逆谷断層の他に中央丘陵西縁部断層及び中央油帯背斜軸部のリニアメントが、片貝断層の上盤側には、褶曲構造に沿って、親沢断層の他に渋海川向斜部のリニアメント及び鯖石川向斜部のリニアメントが示されている。気比ノ宮断層及び片貝断層の上盤側の褶曲構造は、これらの断層の活動に伴ってその上盤側に形成された断層関連褶曲と考えられることから、地震調査委員会 (2004)⁽²⁵⁾ による断層のほかに、中央丘陵西縁部断層、中央油帯背斜軸部のリニアメント、渋海川向斜部のリニアメント及び鯖石川向斜部のリニアメントを、本断層帯に加えて取り扱った。

a. 角田・弥彦断層

(a) 概 要

角田・弥彦山塊東縁の沖積層分布域には、渡辺ほか (1968)⁽⁵⁹⁾、小林ほか (1991)⁽⁶⁴⁾、天然ガス鉱業会ほか編 (1992)⁽¹⁸⁾ 等によると、

N－S方向～NNE－SSW方向に連続する西上がりの逆断層が示されており、魚沼層からグリーンタフ上面まで累積的に大きな不連続を伴う断層とされている。地震調査委員会（2004）⁽²⁵⁾ は、小林・松田（1991）⁽⁶⁴⁾ が断層下盤側の新潟市付近において最終間氷期に浅海域で堆積したと推定される海成層が地下 350m～400mに位置するとしていること、下川ほか（1997）⁽⁶⁵⁾ が上盤側の角田山東麓では最終間氷期の海成面と推定される中位段丘面が標高約 15m～20mに分布するとしていることなどから、本断層の上下方向の平均変位速度は 3 m／千年程度と推定している。「活断層データベース」（2007）⁽²⁷⁾ は、本断層を弥彦活動セグメントとし、長さ 49km、平均変位速度を 5.9 m／千年と評価している。また、ト部ほか（2007）⁽⁶⁶⁾ は、新潟市赤塚地区の平野部において実施した浅層反射法弾性波探査の結果から、沖積層の浅層部を変位させる複数の伏在断層を確認したとしている。

一方、「[新編] 日本の活断層」（1991）⁽²¹⁾ は、角田山東麓に長さ 5 km、N－S方向の「活断層であると推定されるもの（確実度Ⅱ）」を示し、角田山東麓断層と呼んでいる。「第四紀逆断層アトラス」（2002）⁽²⁴⁾、「活断層詳細デジタルマップ」（2002）⁽²³⁾ 等も角田・弥彦山塊東麓にほぼN－S方向の活断層及び推定活断層を示し、角田山東縁断層と呼んでいるが、これらの断層が示されている位置の大部分は、上記の累積変位の大きい断層の位置とはやや異なる。

(b) 変動地形学的調査結果

当該地域の空中写真判読結果を第 2.2－12 図に示す。

角田山東麓の巻町稲島付近から弥彦山東麓を経て分水町国上付近

に至る約 14km 間において、主に N-S 方向ないし NNE-SW 方向の L_C 及び L_D 、一部 L_B ランクのリニアメントが断続的に判読される。

これらのリニアメントは、主に山地東縁の急崖からなる。弥彦付近では一部で扇状地面上に低崖が認められ、巻町竹野町西に比較的広く分布する M_I 面は、全体的な地形の傾斜方向とは逆の西方に傾斜しており、傾動している可能性がある。

(c) 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第 2.2-13 図に、地質断面図を第 2.2-14 図に示す。

角田・弥彦東縁においては、中新統のグリータフ、七谷層、寺泊層及び椎谷層に対比される弥彦層群、鮮新統の西山層に対比される竹野町層及び角田山火山岩類、更新統の魚沼層及び段丘堆積物等が分布する。

角田山東麓においては、地震調査委員会 (2004)⁽²⁵⁾、「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾ 等により角田山東縁断層が示されているものの、同断層の位置は角田山火山岩類とそれを覆う竹野町層との境界付近に対応しており、断層は認められない。その西側の竹野町層は $20^\circ \sim 30^\circ$ 程度東傾斜の同斜構造を示し、東側の沖積層分布域に接することから、角田・弥彦断層の位置は、竹野町層分布域東方の沖積層分布域に推定される。また、竹野町層を覆って分布する M_I 面は西方に逆傾斜を示しており、傾動している可能性がある (第 2.2-12 図, 第 2.2-14 図)。

弥彦山東麓には、「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾等により角田山東縁断層が示されているものの、茅原(1974)⁽⁶⁷⁾の石油ボーリングデータによると、第2.2-15図に示すように、同断層の東西両側において層序的に大きな不連続は認められない。その東方の弥彦村矢作付近には、沖積層分布域にNNE-S SW方向に伸びる小丘陵(以下、「矢作丘陵」という。)が分布しており、角田・弥彦断層は矢作丘陵のさらに東方に推定される。矢作丘陵には魚沼層が分布し、魚沼層は丘陵の頂部を軸とする緩やかな背斜構造を示す。同背斜西翼の一部では魚沼層が急傾斜を示し、同急傾斜部においてM_I面堆積物基底面に鉛直約5mの東上がりの変位を与える逆断層が認められる(第2.2-16図)。

角田・弥彦断層の南部に位置する分水町太田付近の地表部では、第2.2-17図に示すように、撓曲により一部逆転して急傾斜を示す椎谷層及び西山層を、5°~25°の東緩傾斜を示す魚沼層が不整合に覆っている。

(d) 反射法地震探査及びボーリング調査結果

角田・弥彦断層の位置及び活動性を把握するために、第2.2-11図及び第2.2-12図に示すY07-P1測線、Y07-P2測線、村山測線及び分水測線において反射法地震探査を実施するとともに、村山測線ではボーリング調査を実施した。反射法地震探査の記録解析は、天然ガス鉱業会ほか編(1992)⁽¹⁸⁾等の文献及び石油公団から開示を受けた資料を参考に行った。

Y07-P1測線及びY07-P2測線においては、第2.2-18図及び第2.2

−19 図に示すように、西上がりの逆断層が認められ、標高−400m程度以浅では撓曲変形となっているものと推定される。また、断層面の傾斜は、低下側の反射面の不連続から 40° ~ 65° 西傾斜と推定され、西山層上限面での鉛直変位量は 3,000m に達しており、北方の海域への延長が示唆される。また、両測線の西側の角田山東麓においては、空中写真判読によるリニアメント、地震調査委員会(2004)⁽²⁵⁾、「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾により角田山東縁断層が示されている位置に規模の大きい断層は認められない。

村山測線及び同測線沿いにおいて実施したボーリング位置を第 2.2−20 図に示す。本測線においては、第 2.2−21 図に示すように、断層面が 55° 程度西傾斜の西上がりの逆断層が認められ、標高−400m程度以浅では撓曲変形となっているものと推定される。また、S波探査結果、ボーリング調査及びボーリング・コアから採取した試料の ^{14}C 年代測定結果によると、第 2.2−22 図に示すように、沖積層及びその基底礫層は緩く東方に傾斜を示すものの、少なくとも沖積層基底面に大きな断層変位は認められない。

分水測線においても、第 2.2−23 図に示すように、断層面が 55° 程度西傾斜の西上がりの逆断層が認められ、角田・弥彦断層は、分水町付近において寺泊背斜東翼に連続していることが確認された。

さらに、角田・弥彦断層の南方への延長位置を把握するため、第 2.2−24 図に示すように、角田・弥彦断層と気比ノ宮断層の会合部付近である大河津測線及び中条新田測線において反射法地震探査を実施するとともに、石油公団による反射法地震探査の記録の再処理・解析を実施した。各記録の解析結果を第 2.2−25 図~第 2.2−28 図

に示す。

これらの解析結果から、第 2.2-29 図に示すように、角田・弥彦断層は、気比ノ宮断層が想定される与板背斜東翼の信濃川左岸には連続せず、寺泊背斜東翼の島崎川流域に連続している。

燕市真木山付近以南の島崎川流域には、 M_1 面が小規模であるものの、比較的広い範囲に分布している。角田・弥彦断層の西隆起側に位置する分水町太田付近、同町石港付近等に分布する M_1 面は、角田・弥彦断層の東低下側の中央丘陵北端部等に分布する M_1 面とほぼ同一の高度を示している（第 2.2-24 図，第 2.2-29 図）。

(e) 海上音波探査結果

陸域における反射法地震探査の結果、角田・弥彦断層は北方の海域に連続することが推定されたこと、地震調査委員会（2004）⁽²⁵⁾ も本断層の北端を新潟市沖の海域に示していることから、本断層の海域への連続性及び活動性を明らかにするために、第 2.2-11 図に示す新潟市の沖合において海上音波探査を実施した。

M-26 測線においては、第 2.2-30 図に示すように、C 層（下部更新統）中部以下の地層に西上がりの逆断層が認められ、その上部層についても、断層上盤の背斜後翼部に B u 層（上部更新統）まで growth triangle が認められ、A 層（完新統）まで変形が認められる。

その北方に位置する M-25 測線においては、第 2.2-31 図に示すように、D 層（鮮新統）中部以下の地層に西上がりの逆断層が認められ、D 層上部及び C 層（下部更新統）にも撓曲変形及び growth triangle が認められるものの、B 層上部層（中部更新統）以上の地

層に変位・変形は認められない。

(f) 評 価

反射法地震探査結果等によると、地震調査委員会（2004）⁽²⁵⁾ による長岡平野西縁断層帯のうち、巻町付近、大河津分水付近等の一部の断層が角田・弥彦断層に対応するものの、地震調査委員会（2004）⁽²⁵⁾、「活断層詳細デジタルマップ」（2002）⁽²³⁾ 等により活断層が示されている角田・弥彦山塊東麓には連続性のある規模の大きい断層は存在せず、角田・弥彦断層はその全線において、沖積層分布域に伏在しており、西山層上限面に 3,000m に達する鉛直変位を与える西上がりの逆断層であると判断される。

村山測線における反射法地震探査及びボーリング調査結果によると、同地点においては、少なくとも沖積層基底面に明瞭な変位は認められないものの、空中写真判読結果によると、角田山東麓の断層上盤側において M_1 面に西方への逆傾斜が認められ、傾動の可能性がある。また、地表地質調査結果によっても、断層上盤側に位置する矢作丘陵において M_1 面基底面に変位を与える東上がりの逆断層が認められることから、後期更新世以降における活動が示唆される。

角田・弥彦断層の南方への連続性については、地表地質調査結果、反射法地震探査結果等から、気比ノ宮断層が想定される与板背斜東翼には連続せず、大河津分水を横断して寺泊背斜東翼の島崎川流域に連続しているものと判断される。また、燕市真木山付近以南には、 M_1 面が小規模であるものの、比較的広い範囲に分布しており、角田・弥彦断層の西隆起側に位置する分水町太田付近、同町石港付近

等と、角田・弥彦断層の東低下側の中央丘陵北端部等とでほぼ同一高度を示している。

角田・弥彦断層の北方への連続性については、新潟市沖において実施した海上音波探査の結果によると、M-26 測線ではB u層（上部更新統）及びA層（完新統）まで累積的な撓曲変形が認められるものの、さらに北方のM-25 測線においては、少なくともB層上部（中部更新統）以上の地層に変位・変形が認められない。

以上のことから、角田・弥彦断層は、後期更新世以降に活動した可能性があり、その長さを新潟市沖のM-25 測線から燕市真木山付近に至る間の約 54km と評価する。

b. 気比ノ宮断層

(a) 概 要

中央丘陵東縁部の信濃川左岸には、天然ガス鉱業会（1969）⁽¹⁶⁾、天然ガス鉱業会ほか編（1982）⁽¹⁷⁾、池辺ほか（1968）⁽⁶³⁾等により断層が示されており、与板背斜東翼の過褶曲部に沿って、ほぼN30° E走向の西上がりの逆断層とされている。小林ほか（1991）⁽⁶⁴⁾、天然ガス鉱業会ほか編（1992）⁽¹⁸⁾等では、同断層は地下深部でも中新統のグリーンタフ上面まで累積的に大きな不連続を伴う断層として示されている。

「日本の活断層」（1980）⁽¹⁵⁾、「[新編]日本の活断層」（1991）⁽²¹⁾では、前記の過褶曲部東側に位置する褶曲軸に沿って、長岡市脇野町から同市宮本町三丁目に至る 5 km 間にNNE－SSW方向の「活断層であることが確実なもの（確実度 I）」、活動度A級の断層が示

されており、鳥越断層群と呼ばれている。また、「信越地域活構造図」(1979)⁽²⁾でも、「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾とほぼ同位置に活断層が示されているが、活動度はB級とされている。さらに、「活構造図—新潟」(1984)⁽³⁾「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²³⁾、「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾等では、中之島町中条付近から宮本町三丁目に至る間に、主に西上がりの活断層あるいは推定活断層が示されている。

渡辺ほか(2000, 2001)^(68, 69)は、鳥越断層群に関して、最新活動時期が12~13世紀以降であること、その活動に伴う鉛直変位量が約2mであること、最近7,000~7,500年間の累積鉛直変位量が約11mであることなどを明らかにしている。また、地震調査委員会(2004)⁽²⁵⁾は、渡辺ほか(2000, 2001)^(68, 69)による最新活動に伴う鉛直変位量は約2mを上回っていた可能性もあるとしている。また、「活断層データベース」(2007)は、本断層を鳥越活動セグメントとし、長さ19km、平均変位速度を3.1m/千年等と評価している。

(b) 変動地形学的調査結果

当該地域における空中写真判読結果を第2.2-32図に示す。

中央丘陵東縁の長岡市与板町榎原から長岡市宮本町三丁目に至る約8km間において、NNE-S SW方向に並走する数条のリニアメントが判読される。

これらのリニアメントのうち、西端に判読されるL_Bランクは、榎原から宮本町三丁目に至る間に断続し、丘陵と段丘との境界付近における直線的な谷、鞍部からなる。

また、脇野町から宮本町三丁目に至る間に判読される L_A 及び L_B ランクは、長ドーム形（蒲鉾型）を示す M_I 面、 M_{II} 面及び L_I 面上の撓み状の傾斜面あるいは低崖、急崖の直線的な連続からなる。

宮本町三丁目以南には、魚沼層、 M_{II} 面及び L_I 面が、槇原以北の中央丘陵東縁には魚沼層がそれぞれ分布しているもの、いずれにおいてもリニアメントは判読されない。

(c) 地表地質調査結果

気比ノ宮断層周辺の地質図を第 2.2-33 図に、地質断面図を第 2.2-34 図に示す。

気比ノ宮断層が示されている中央丘陵東縁部には、下位より西山層、灰爪層、魚沼層、脇野町層、段丘堆積物が分布する。中央丘陵東縁に沿ってその西側には、与板背斜が $NNE-S\ SW$ 方向に連続しており、与板背斜東翼では、西山層、灰爪層及び魚沼層は東急傾斜ないし逆転して西急傾斜を示し、過褶曲を示す撓曲構造を形成している。同構造は、与板町仲町西から宮本町三丁目に至る約 10km 間に認められる。

脇野町から宮本町三丁目に至る間において、丘陵東縁の M_I 面及び M_{II} 面は長ドーム状の形態を呈しており、変動地形と認定される。同区間における前述の魚沼層以下の地層にみられる過褶曲を示す撓曲構造は、脇野町層に不整合に覆われるものの、その東側を並走する幅の狭い背斜構造が魚沼層に認められる。この背斜構造を被覆して分布する脇野町層、 M_I 面及び M_{II} 面は、背斜構造と調和的に長ドーム状に変形しており、その東縁において段丘堆積物の層理面は 20°

～30° 東傾斜を示す（第 2.2-35 図～第 2.2-37 図）。長ドーム状を呈するM_I面の東翼における撓曲量は最大で鉛直60m程度である。

宮本町三丁目以南には魚沼層が分布するが、緩やかな褶曲構造を示し、過褶曲構造や断層は認められない。

一方、脇野町以北でも、H面、M_I面等に長ドーム状の変形が認められ、第 2.2-38 図に示すように、その東縁において段丘堆積物が30° 程度の東傾斜を示す。与板町以北においては、沖積層が分布するため過褶曲構造の連続は不明である。

(d) 反射法地震探査及びボーリング調査結果

気比ノ宮断層の位置及び活動性を把握するために、第 2.2-11 図及び第 2.2-32 図に示す与板町の Ki07-P1 測線、長岡市の気比ノ宮測線及び鳥越測線において反射法地震探査を実施するとともに、気比ノ宮測線においてはボーリング調査を実施した。また、石油公団による反射法地震探査の記録の再処理・解析も実施した。反射法地震探査の記録解析は、地表地質調査結果、天然ガス鉱業会ほか編(1992)⁽¹⁸⁾等の文献及び石油公団から開示を受けた資料を参考に行った。

Ki07-P1 測線及び石油公団による N98-5 測線においては、第 2.2-39 図及び第 2.2-40 図に示すように、西上がりの逆断層が認められる。断層面の傾斜は、低下側の反射面の不連続から 45° 程度西傾斜と推定される。西山層上限面での鉛直変位量は 1,500m～2,000m 程度である。

気比ノ宮測線及び同測線沿いにおいて実施したボーリングの位置

を第 2.2-41 図に示す。本測線においても、第 2.2-42 図(1)に示すように、断層面の傾斜が 45° 程度西傾斜の西上がりの逆断層が認められる。また、ボーリング調査結果によると、第 2.2-42 図(2)に示すように、断層の下盤側において阿多鳥浜火山灰層（約 24 万年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾）が標高-150m 付近に、断層の上盤側の地表においては標高 70m 付近にそれぞれ確認されることから、同火山灰層の鉛直変位量は約 220m と見積もられ、過去 20 数万年間の平均的な変位速度は約 1 m/千年となる。さらに、S 波探査結果によると、第 2.2-43 図に示すように、地表付近まで断層が推定され、ボーリング調査及びボーリング・コアから採取した試料の ^{14}C 年代測定結果によると、沖積層に不連続が認められ、鉛直変位量は約 7,000 年前の層準で約 12m、約 8,000 年前の層準及び約 10,000 年前の層準ではいずれも約 15m である。このことから、約 8,000 年前～約 7,000 年前に断層活動があった可能性があり、同活動による鉛直変位量は約 3 m と推定される。

鳥越測線においても、第 2.2-44 図に示すように、西上がりの逆断層が認められ、標高-250m 付近から低角度の逆断層が低下側の前面に分岐していることが確認される。この分岐断層の変位は地表近くまで達しており、その上盤側では小背斜が形成されており、 M_I 面及び M_{II} 面にみられる長ドーム状の変形に対応している。

また、気比ノ宮断層の与板町以北における連続性について検討するために、角田・弥彦断層と気比ノ宮断層の会合部付近の大河津測線及び中条新田測線において反射法地震探査を実施するとともに、石油公団による反射法地震探査の記録の再処理・解析を実施した（第

2.2-24 図)。各記録の解析結果を第 2.2-25 図～第 2.2-28 図に示す。

大河津測線，中条新田測線及び N98-3 測線においては，明瞭な断層は認められないものの，標高-2,000m 付近以浅に西上がりの撓曲構造が認められる。しかし，その北方に位置する燕市高木（旧 吉田町高木村古新田）の石油公団による NN68-C 測線及び N98-2 測線においては，標高-1,000m 付近以深に緩い撓曲変形が認められるものの，標高-1,000m 付近以浅には明瞭な変位・変形は認められない。

(e) 評 価

空中写真判読によると，与板町榎原から宮本町三丁目に至る約 8 km 間において， L_A ， L_B ランクのリニアメントが認められる。また，地表地質調査結果によっても，与板町仲町西から宮本町三丁目に至る約 10km 間において，西山層，灰爪層及び魚沼層に過褶曲を示す撓曲構造が認められ，その東側の背斜構造を覆って分布する H 面， M_I 面， M_{II} 面及びその堆積物は背斜構造に調和して変形している。

気比ノ宮測線における反射法地震探査及びボーリング調査の結果によると，阿多鳥浜火山灰層（約 24 万年前；町田・新井，2003⁽⁴⁵⁾）の変位が認められ，その量から過去約 20 数万年間の平均的な変位速度は約 1m/千年と算出される。また，同断層は沖積層にも変位を与えており，約 8,000 年前～約 7,000 年前に断層活動があった可能性があり，その活動による鉛直変位量は約 3 m と推定される。

以上のことから，過褶曲を示す撓曲構造の認められる与板町仲町西から宮本町三丁目に至る約 10km 間において，気比ノ宮断層の活動

は完新世に及んでいると判断される。

宮本町三丁目以南においては、 M_{II} 面及び L_I 面が分布しているものの、リニアメントは認められない。一方、与板町以北においては、反射法地震探査結果によると、大河津付近まで撓曲が認められるものの、燕市高木付近においては、標高約-1,000m以浅で明瞭な変位・変形は認められない。

したがって、気比ノ宮断層の長さは、燕市高木付近から長岡市宮本町三丁目までの約22kmと評価する。

c. 逆谷断層

(a) 概 要

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾においては、出雲崎町逆谷北東から長岡市蓮花寺南西に至る7km間にNNE-S SW方向の「活断層であると推定されるもの(確実度II)」、活動度B級の断層が示され、逆谷断層と呼ばれている。「信越地域活構造図」(1979)⁽²⁾及び「活構造図-新潟」(1984)⁽³⁾もほぼ同位置に推定活断層が示されているが、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²³⁾、「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾等においては、活断層あるいは推定活断層は示されていない。

(b) 変動地形学的調査結果

当該地域における空中写真判読結果を第2.2-32図及び第2.2-45図に示す。

逆谷から蓮花寺に至る間においては、丘陵内にNNE-S SW方

向の幅 500m程度の溝状凹地が連続しており、この溝状凹地の北西縁及び南東縁に2条の並走するL_cランクのリニアメントが判読される。溝状凹地の北西縁のリニアメントは、逆谷西から地蔵トンネル東に至る約13km間に、南東縁のリニアメントは、逆谷北東から蓮花寺北に至る約4km間にそれぞれ判読され、いずれも丘陵内の崖、鞍部からなる。

(c) 地表地質調査結果

当該地域の地質図及び地質断面図を第2.2-45図に示す。

逆谷断層が示されている周辺には、西山層及び灰爪層が分布しており、上記のNNE-SW方向に連続する溝状凹地は、北西側の中央油帯背斜-与板背斜間の向斜部となっている。

向斜軸の北西側では、灰爪層以下の地層が30°~60°程度東傾斜の同斜構造を示す。溝状凹地北西縁のリニアメントのうち、薬師峠以北のリニアメントは灰爪層中の砂質泥岩と固結度の低い砂層との境界付近に、薬師峠以南のリニアメントは西山層と灰爪層との境界付近にそれぞれ判読され、いずれも断層は推定されない。

また、向斜軸の南東側では、灰爪層が20°程度西傾斜の同斜構造を示しており、溝状凹地南東縁に判読されるリニアメント付近に、断層あるいはその存在を示唆する構造は認められないものの、リニアメントと地質の対応関係は不明である。

(d) 反射法地震探査結果

リニアメントに対応する断層の存否を明らかにするために、逆谷

一蓮花寺間の溝状凹地を横断するKi07-P3測線において反射法地震探査を実施した。同測線の深度断面及びその解釈を第2.2-46図に示す。

反射法地震探査結果によると、溝状凹地は緩い向斜部に対応しており、この向斜構造は気比ノ宮断層の上盤側における断層関連褶曲と判断され、並走する2条の L_c ランクのリニアメント直下においては、反射面に不連続あるいは屈曲は認められず、リニアメントに対応する断層は認められない。

(e) 評 価

空中写真判読結果によると、逆谷北東から蓮花寺南西に至る間において、NNE-S SW方向に連続する溝状凹地に沿って2条の並走する L_c ランクのリニアメントが判読される。

地表地質調査結果によると、2条のリニアメントのいずれについても、断層あるいはその存在を示唆する構造は認められない。

反射法地震探査結果によっても、溝状凹地に対応して緩い向斜が認められるものの、リニアメントに対応する断層は存在せず、溝状凹地に対応する向斜構造は、気比ノ宮断層の上盤側における断層関連褶曲と判断される。

地表地質調査結果によると、溝状凹地北西縁のリニアメントについては、岩相境界に対応していることから、リニアメントは両側に分布する岩石の岩質の差を反映した侵食地形と判断される。

d. 中央丘陵西縁部断層

(a) 概 要

中央丘陵西縁部においては、「新潟県地質鉱産図」(1962)⁽¹⁴⁾により中央油帯背斜西翼部の出雲崎町大釜谷から柏崎市西山町礼拝東に至る区間に断層が示されているが、「新潟県地質図」(1989)⁽¹²⁾によると、同位置は向斜軸として示されている。また、鈴木ほか(1974)⁽⁷⁰⁾によると、中央油帯背斜西側の向斜軸からPk凝灰岩までの層厚が向斜軸の東西両側でほぼ等しいことから、同向斜軸部に断層があるとしてもその落差は極めて小さいとしている。

「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾によると、中央丘陵西縁部の出雲崎町滝谷付近から西山町坂田付近に至る延長約11kmの間に「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」,活動度B級の断層が示され、常楽寺断層と呼ばれている。また、「信越地域活構造図」(1979)⁽²⁾、「活構造図—新潟」(1984)⁽³⁾及び「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²³⁾においてもほぼ同位置に推定活断層が示されている。

(b) 変動地形学的調査結果

当該地域における空中写真判読結果を第2.2-47図に示す。

中央丘陵西縁部の出雲崎町柿木から西山町坂田に至る延長約12.5kmの間にNNE-S SW方向のL_cランクのリニアメントが判読される。同リニアメントは丘陵内あるいは丘陵と段丘分布域の境界に認められ、西側が低い高度不連続を伴う崖、鞍部等の直線的な連続からなる。

(c) 地表地質調査結果

中央丘陵西縁部断層周辺の地質図を第 2.2-48 図に、地質断面図を第 2.2-49 図に示す。

中央丘陵西縁部には、下位より、椎谷層、西山層、灰爪層、魚沼層等が分布する。

中央油帯背斜西翼部の柿木から西山町坂田に至る約 12.5km 間においては、丘陵側では地層の層理面は北西急傾斜、一部逆転して南東急傾斜を示すが、西方に向かって短区間のうちに水平ないし東緩傾斜に急変する撓曲構造が認められる。上記区間のうち、柿木から柏崎市西山町尾野内間では魚沼層以下の地層が、西山町尾野内から西山町坂田間では灰爪層以下の地層が撓曲構造を形成している。

出雲崎町神条南東等においては、第 2.2-50 図に示すように、撓曲構造を形成する魚沼層の層理面が短区間のうちに東急傾斜から水平に急変する屈曲部がみられる。

柿木から西山町坂田に至る間に判読される L_c ランクのリニアメントは、灰爪層、魚沼層にみられる撓曲構造の層理面屈曲部（向斜側のヒンジ）にほぼ対応しており、層理面屈曲部付近には規模の大きい断層は認められないこと、リニアメント両側の岩質に差異が認められないことから、リニアメントは撓曲構造に起因したものと推定される。しかし、神条南東においては、第 2.2-50 図に示すように、標高約 65m の地形面が撓曲構造の屈曲部を横断し、さらに約 50 m 丘陵側まで分布するが、同地形面はほぼ水平を示し、平坦である。

柿木以北においては魚沼層が分布し、緩やかな波状の褶曲構造となっており、撓曲構造は認められない。坂田以南では、上記の柿木

一坂田の区間と異なり、灰爪層以下の地層が、層理面の屈曲部を伴わない西傾斜の同斜構造を示す。

(d) 評 価

地表地質調査結果によれば、柿木から西山町坂田に至る約 12.5km 間において、灰爪層あるいは魚沼層以下の地層に撓曲構造が認められる。空中写真によっても同区間に L_c ランクのリニアメントが判読され、同リニアメントは撓曲構造にほぼ対応しているものの、一部において同撓曲構造を横断して平坦面が分布し、ほぼ水平な構造を示す。したがって、撓曲構造の平坦面形成以降における活動はないと推定されるものの、撓曲構造の後期更新世以降における活動性を完全には否定できない。この撓曲構造については、火山灰層を鍵層とした菊池ほか (1984) ⁽²⁰⁾ 等の文献及び本調査において、少なくとも地表部では断層化していないことが明らかとなっている。

以上のことから、中央丘陵西縁部断層の長さは柿木から坂田に至る間の約 12.5km となるが、石油公団の反射法地震探査結果によると、第 2.2-41 図に示すように、同撓曲構造は長岡平野西縁断層帯の後翼部における断層関連褶曲と判断される。

なお、国土地理院 (2007 ; HP) ⁽⁷¹⁾ は、陸域観測技術衛星「だいち」(宇宙航空研究開発機構)の合成開口レーダー (SAR) の干渉解析を行い、柏崎市西山町藤掛北部から同市平井に至る約 15km 間、幅 1.5km において、最大約 15cm (衛星-地表間の距離変化) の帯状隆起が認められ、この隆起は、その分布が小木ノ城背斜 (中央油帯背斜) の位置と良く一致していることから、同背斜が新潟県中越沖

地震に伴って成長したことを反映したものであると考えられるとしている。国土地理院（2007；HP）⁽⁷¹⁾により検出されたこの帯状隆起域は、同院が指摘しているように、中央油帯背斜（小木ノ城背斜）とほぼ対応している（第 2.2-51 図）。比較的隆起量の大きい範囲は、中央油帯背斜の南部に位置しており、GPS 測量で捉えられた地震時の北西方向への水平変動量が大きい範囲にほぼ対応していることから、地震時の広域的な変動に伴い中央油帯背斜の南部が隆起したものと考えられる。

この比較的隆起量の大きい範囲は、幅が狭く背斜の西翼側に限られること、その付近に余震分布は認められないことから、その変動は地震を伴わない比較的表層付近に限られた動きと考えられる。

中央油帯背斜の北部においては、西翼部に魚沼層以下の地層に撓曲構造が認められ、同構造に対応して地形上、中央丘陵西縁部断層（常楽寺断層）が推定され、背斜軸も丘陵の分水嶺とほぼ一致しており、褶曲構造と丘陵地形との対応が良い（第 2.2-52 図）。これに対して、国土地理院が検出した地盤変動のうち、隆起量の大きい中央油帯背斜の南部においては、背斜軸と分水嶺とは一致せず、背斜構造と丘陵地形との対応は不明瞭となる（第 2.2-52 図）。したがって、中央油帯背斜北部、すなわち気比ノ宮断層の後翼側では褶曲の成長が地形に反映されているものの、同背斜南部においては、その成長を示唆する地形は不明瞭である。この意味において、国土地理院（2007）⁽⁷¹⁾により検出された中央油帯背斜南部における隆起には北部と同様な累積性は認められない。

e. 中央油帯背斜軸部のリニアメント

(a) 概 要

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾によると、柏崎市西山町尾野内東方から同市妙法寺東方に至る約 5.5km 間に、中央油帯背斜軸に沿って NNE - SSW 方向の「活断層の疑いがあるリニアメント(確実度Ⅲ)」が示されている。しかし、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²³⁾等では、当該地域に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

(b) 変動地形学的調査結果

当該地域における空中写真判読結果を第 2.2-8 図及び第 2.2-53 図に示す。

空中写真判読によると、中央丘陵の丘陵頂部には幅 200m~500m 程度の凹地が NNE - SSW 方向に連続しており、出雲崎町相田東方から柏崎市吉井東方に至る約 15km 間の凹地の東西両側に、並走する 2 条の L_D ランクのリニアメントが判読される。主に崖、鞍部からなり、崖面は開析が進み、崖の基部も凹凸する。

(c) 地表地質調査結果

当該地域の地質図及び地質断面図を第 2.2-53 図に示す。

空中写真による 2 条のリニアメントは、中央油帯背斜の背斜軸を挟んで、その両側を背斜軸と平行に並走して判読される。

リニアメントは背斜軸部に帯状に分布する寺泊層の風化の進んだ泥岩あるいは椎谷層の泥岩優勢互層とそれを取り巻く椎谷層の砂岩

優勢互層との境界に対応しており，リニアメントの両側において，火山灰鍵層等に不連続も認められない。

(d) 評 価

中央油帯背斜は，長岡平野西縁断層帯の活動に伴いその上盤側に形成された断層関連褶曲であり，同背斜の後期更新世における成長があったことは否定できない。しかし，リニアメントは，同背斜軸部に露出した寺泊層泥岩あるいは椎谷層の泥岩優勢互層に対応して判読されることから，両側に分布する岩石の岩質の差に起因した侵食地形であると判断される。

f. 上富岡断層・親沢断層・片貝断層

(a) 概 要

関原台地には，天然ガス鉱業会ほか編（1982）⁽¹⁷⁾等によっても，地下深部に断層構造や撓曲構造は示されていないものの，「[新編]日本の活断層」（1991）⁽²¹⁾には，関原台地東縁付近に長さ約2 km，NNE－SSW方向の「活断層であると推定されるもの（確実度Ⅱ）」，活動度A級の断層が示されており，上富岡断層と呼ばれている。「信越地域活構造図」（1979）⁽²⁾及び「活構造図－新潟」（1984）⁽³⁾もほぼ同位置に推定活断層が，「第四紀逆断層アトラス」（2002）⁽²⁴⁾，「活断層詳細デジタルマップ」（2002）⁽²³⁾においてもほぼ同位置に長さ4.5 kmの活断層が示されており，関原断層と呼ばれている。

関原台地南部においては，「信越地域活構造図」（1979）⁽²⁾及び「活構造図－新潟」（1984）⁽³⁾においては，活断層，推定活断層及びリニ

アメントは示されていないものの、吉岡・加藤 (1987) ⁽⁷²⁾ は長岡市親沢町付近に親沢断層を示し、段丘面を変位させる活断層であり、その全長は約 1.5km, 最大平均変位速度は約 0.1m/千年としている。

「[新編] 日本の活断層」(1991) ⁽²¹⁾, 「第四紀逆断層アトラス」(2002) ⁽²⁴⁾ 等においてもほぼ同位置に活断層が示されている。

上富岡断層の南方部延長に位置する片貝・真人背斜東翼の信濃川左岸では、天然ガス鉱業会 (1969) ⁽¹⁶⁾, 天然ガス鉱業会ほか (1982) ⁽¹⁷⁾, 池辺ほか (1968) ⁽⁶³⁾ によって西上がりの断層が示されている。「[新編] 日本の活断層」(1991) ⁽²¹⁾ においては、長岡市来迎寺から小千谷市山谷西方に至る約 7 km の間にほぼ N-S 方向の「活断層であることが確実なもの(確実度 I)」, 活動度 A 級の断層が示されており、片貝断層群と呼ばれている。また、「信越地域活構造図」(1979) ⁽²⁾, 「活構造図—新潟」(1984) ⁽³⁾, 「第四紀逆断層アトラス」(2002) ⁽²⁴⁾ 及び「活断層詳細デジタルマップ」(2002) ⁽²³⁾ においても、「[新編] 日本の活断層」(1991) ⁽²¹⁾ とほぼ同位置に活断層が示されている。「活断層データベース」(2007) ⁽²⁷⁾ は、本断層及び上富岡断層(関原断層)を片貝活動セグメントとし、長さ 15km, 平均変位速度を 1.2m/千年と評価している。

(b) 変動地形学的調査結果

上富岡断層、親沢断層及び片貝断層周辺における空中写真判読結果を第 2.2-54 図に示す。

関原台地では、 M_I 面及び M_{II} 面が東西幅約 3.5km にわたって波状の変形を示し、2 背斜・2 向斜が認められ、背斜軸は北方に向かっ

てプランジしている。この波状変形を示す段丘面の東縁には、東側の M_I 面及び M_{II} 面と西側の L_I 面とを境する撓み状を呈する崖が認められ、この崖を L_B ランクのリニアメントとして判読した。同リニアメントが「〔新編〕日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾等にも示されている上富岡断層に相当する。なお、この崖は、基部では低位の L_I 面と接することから、撓曲崖と河食崖とが重なっている可能性がある。

上富岡断層の南方に位置する親沢町付近には、吉岡・加藤(1987)⁽⁷²⁾による親沢断層に対応して、長さ約1.2km、N-S方向の L_B ランクのリニアメントが判読され、 M_I 面及び L_I 面上の東側が高い逆向きの崖からなる。

信濃川左岸の来迎寺から小千谷市桜町に至る約9km間では、「〔新編〕日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾等にも示されている片貝断層に対応して、ほぼN-S方向に並走する数条のリニアメントが判読される。

これらのリニアメントのうち、長岡市朝日原に判読される L_A 及び L_B ランクのリニアメントは M_I 面上の東西両方向への傾斜面からなる。

来迎寺から小千谷市片貝町を経て同市桜町に至る約9km間に判読される数条の L_A 、 L_B 、一部 L_C ランクのリニアメントは、長ドーム形を示す M_I 面、 M_{II} 面及び L_I 面上の傾斜面、崖、逆向きの低崖及び溝状凹地の連続からなる。

長岡市浦から小千谷市小栗田南西及び同市高梨町南西に判読される L_B ランクのリニアメントは、東側の信濃川に対して逆に西方の丘陵側に傾斜した L_I 面及び L_{II} 面の連続からなる。

(c) 地表地質調査結果

上富岡断層，親沢断層及び片貝断層周辺における地質図を第 2.2-55 図に，地質断面図を第 2.2-56 図に示す。

関原台地においては，段丘堆積物及びその下位に魚沼層が分布しており，魚沼層は M_I 面及び M_{II} 面にみられる波状の変形と調和的に緩い褶曲構造を示すものの，上富岡断層周辺においては，地表部における魚沼層の露出が少なく，地質構造を把握できていない。

親沢断層周辺においては，段丘堆積物及びその下位に魚沼層が分布している。長岡市親沢町において，東緩傾斜の同斜構造を示す魚沼層内に東上がりの逆断層が認められ，リニアメントの位置及びセンスと対応している（第 2.2-57 図）。断層による鉛直変位量は，親沢町付近の M_I 面では約 9.5m， L_I 面では約 6.5m，南方の長岡市沢下条付近の L_I 面では約 3m であり，沢下条以南では沖積面下に没するため不明である。北方延長部については，長岡市深沢町西方では M_I 面は平坦であり，同段丘面に変位は認められない。

片貝・真人背斜の東翼部の信濃川左岸には，魚沼層とそれを覆う段丘堆積物が分布している。来迎寺から小千谷市時水に至る約 10km 間においては，片貝・真人背斜東翼部に分布する魚沼層は東西幅 100m～300m にわたって東急傾斜を示し，撓曲構造を形成している。

片貝・真人背斜の背斜軸部からその撓曲を横断して M_I 面， M_{II} 面及び L_I 面が分布し，これらの段丘面は魚沼層の褶曲構造と調和的に長ドーム状に変形している。魚沼層の撓曲部では，第 2.2-58 図及び第 2.2-59 図に示すように，段丘堆積物は魚沼層の構造と調和的に 15° から最大 40° まで東方に向かって傾斜を増しており，この傾

斜は長ドーム状を呈する段丘面東縁の撓み状の崖あるいは傾斜面に対応している。撓曲の東側においては、 L_I 面及び L_{II} 面が広く分布しており、これらの段丘面は撓曲部の東方1 km 付近を軸として向斜状の変形を示す。この段丘面上の向斜軸は、魚沼層の向斜軸（小千谷向斜）と一致している。

また、片貝町西及び小千谷市鴻巣町南西等において、第 2.2-58 図及び第 2.2-59 図に示すように、東急傾斜を示す魚沼層内に層理面に平行な断層が数条認められ、その上位を不整合に覆う段丘堆積物及び赤褐色シルト層に変位を与えており、長ドーム状を呈する段丘面上に判読される逆向きの低崖に対応している。

魚沼層の撓曲構造は、南方の時水付近において東緩傾斜の同斜構造となり、北方の小千谷市八島付近では撓曲部における傾斜は緩くなるものの、来迎寺付近において沖積層下に埋没する。

(d) 反射法地震探査結果

片貝断層の連続性及び上富岡断層の地下構造を把握するために、片貝町付近の Ka07-P1 測線、桜町付近の Ka07-P2 測線及び上富岡町付近の上富岡-P 測線において反射法地震探査を実施するとともに、石油公団が実施した反射法地震探査の記録の再処理・解析を実施した（第 2.2-11 図、第 2.2-54 図）。反射法地震探査の記録解析は、地表地質調査結果、天然ガス鉱業会ほか編（1992）⁽¹⁸⁾等の文献及び石油公団から開示を受けた資料を参考に行った。

片貝断層中央部に位置する Ka07-P1 測線においては、第 2.2-60 図に示すように、地表部の撓曲構造と調和的に I_z テフラ層準以上の地

層に西上がりの撓曲構造が認められ、Iz テフラ層準以上の地層はほぼ平行に撓曲変形を示す。

片貝断層北部に位置する石油公団の N69-2 測線においては、第 2.2-61 図に示すように、片貝断層の北方延長部において傾斜が緩いものの撓曲構造の連続が認められる。また、同測線は、親沢断層を横断しているものの、その地下深部で反射面が東方に緩く傾斜する同斜構造を示し、親沢断層の深部への連続は認められない。

上富岡断層中央部に位置する上富岡-P 測線においては、第 2.2-62 図に示すように、地下深部で反射面が東方に緩く傾斜する同斜構造を示しており、上富岡断層の存在を示唆する構造は認められない。

上富岡-P 測線及びその北方の石油公団の N69-1 測線においては、第 2.2-62 図及び第 2.2-63 図に示すように、いずれも関原台地東側の沖積面下に非常に緩やかな撓曲構造が伏在しており、この撓曲構造は片貝断層中央部の Ka07-P1 測線で認められた撓曲構造の北方延長上に位置する。

一方、片貝断層南端に位置する Ka07-P2 測線においては、第 2.2-64 図に示すように、東傾斜の同斜構造を示し、撓曲構造は認められない。

(e) 評 価

地表地質調査結果によると、片貝・真人背斜の東翼部には魚沼層の撓曲構造が連続する。また、変動地形学的調査及び地表地質調査結果によると、M_I面、M_{II}面、L_I面、及びL_{II}面及びそれらの段丘堆積物に魚沼層の地質構造に調和した変形が認められることから、

片貝断層の後期更新世以降における活動があったものと判断される。

地表地質調査結果及び反射法地震探査結果によると、魚沼層の撓曲構造は来迎寺から山谷付近まで認められ、その南の桜町付近以南においては、撓曲構造の連続は認められず、変動地形の可能性を示唆する地形も認められない。

来迎寺以北については、反射法地震探査結果によると、来迎寺北側の沖積面下にも撓曲構造が認められ、さらに北方の関原台地東側の沖積面下にも緩やかな撓曲構造が認められる。この構造は、岩田背斜の東翼に位置し、片貝断層とは背斜の単元が異なること、その形態も非常に緩やかな波状を示し、片貝断層が推定される急傾斜層を伴う撓曲構造とは異なることから、片貝断層とは別の構造であることも考えられる。しかし、この関原台地東側の沖積面下に認められた構造は、片貝断層の北方延長上に位置することから、安全評価上、片貝断層の北方延長部である可能性を考慮する。この場合、関原台地における段丘面の波状変形は片貝断層の上盤における変形と考えられることから、片貝断層の北端は、関原台地における段丘面に波状変形が認められる範囲の北端部の長岡市宝地町付近と判断される。

以上のことから、片貝断層の長さを最大限見積もると、宝地町付近から桜町付近に至る間の約 16km と評価する。

親沢断層については、後期更新世において累積的変位が確認される東上がりの逆断層であるが、累積変位量が小さく、長さも短いこと、反射法地震探査結果によると同断層の地下深部への連続は認められないことから、片貝断層上盤の変形に伴う副次的な断層である

と評価される。

また、上富岡断層については、リニアメントに対応する断層の存否は不明であるが、同断層が示されている付近では魚沼層及び段丘面に波状の褶曲が認められることから、褶曲に伴って極表層部に生じた断層が存在する可能性は否定できない。しかしながら、反射法地震探査結果によると少なくとも地下深部へ連続する断層は認められないことから、断層が存在するとしても、片貝断層の上盤側の変形に伴う副次的な断層と評価される。

g. 渋海川向斜部のリニアメント

(a) 概 要

「〔新編〕日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾等によると、長岡市大積町付近から同市塚野山南に至る約 10.5km 間に、N-S 方向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」が示されている。しかし、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²³⁾、「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾等においては、活断層あるいは推定活断層は示されていない。

(b) 変動地形学的調査結果

当該地域における空中写真判読結果を第 2.2-8 図及び第 2.2-65 図に示す。

空中写真によると、大積町付近から長岡市墓間付近に至る約 7 km 間にほぼ N-S 方向の L_D ランクのリニアメントが判読される。同リニアメントは、丘陵斜面に認められる崖、鞍部、直線状の谷等から

なり，丘陵斜面の高度に西側低下の不連続が認められる。

(c) 地表地質調査結果

当該地域の地質図及び地質断面図を第 2.2-65 図に示す。

地質調査結果によると，リニアメントは東側の岩田背斜西翼の渋海川向斜部に判読される。

リニアメントの北部では，灰爪層及び魚沼層が急傾斜を示す撓曲構造が認められ，リニアメントは撓曲構造にほぼ対応している。

リニアメントの南部では，灰爪層及び魚沼層は 10° ～ 30° の傾斜を示す緩い向斜構造を示し，リニアメントは向斜軸部に位置し，撓曲構造あるいは断層は認められないものの，リニアメントと岩相との対応は認められない。また，反射法地震探査の結果によると，同向斜部付近の地下深部に連続する断層は認められない。

(d) 評 価

北部区間においては，岩田背斜西翼部に灰爪層あるいは魚沼層以下の地層に撓曲構造が認められ，空中写真によっても同区間にリニアメントが判読され，同リニアメントは撓曲構造にほぼ対応している。また，南部区間では撓曲構造は認められないものの，リニアメントは渋海川向斜軸部に対応している。

以上のことから，岩田背斜西翼のリニアメントが判読される約 7 km 間に東上がりの断層が存在する可能性は否定できないものの，反射法地震探査結果によると少なくとも地下深部へ連続する規模の大きい断層は認められないことから，この断層は長岡平野西縁断層帯

の活動に伴う副次的な断層と評価される。

h. 鯖石川向斜部のリニアメント

(a) 概 要

「〔新編〕日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾等によると、刈羽村油田付近から柏崎市北条付近に至る約 9.5km 間に NNE－SSW 方向の「活断層の疑いがあるリニアメント(確実度Ⅲ)」が示されている。しかし、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)⁽²³⁾、「第四紀逆断層アトラス」(2002)⁽²⁴⁾等においては、活断層あるいは推定活断層は示されていない。

(b) 変動地形学的調査結果

当該地域における空中写真判読結果を第 2.2-8 図及び第 2.2-66 図に示す。

空中写真によると、長岡市大積折渡町付近から柏崎市赤尾東方に至る約 10.5km 間に、NNE－SSW 方向に並走する 2 条の L_D ランクのリニアメントが判読される。リニアメントは、丘陵斜面に認められる崖、鞍部、溝状凹地等からなり、崖面は開析が進んでいる。

(c) 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第 2.2-66 図に、地質断面図を第 2.2-67 図に示す。

地質調査結果によると、空中写真による 2 条のリニアメントは、鯖石川向斜軸を挟んで、その両側を向斜軸と平行に並走して判読さ

れる。地表地質調査結果によると、向斜部付近ではその両側に分布する火山灰鍵層等に不連続も認められず、両リニアメントは向斜部に帯状に分布する魚沼層の砂層とそれを取り巻くよく固結した灰爪層泥質砂岩あるいは魚沼層の泥岩優勢互層の境界にほぼ対応している。また、南端部のリニアメントは、西側の西山層泥岩と東側の火山噴出岩類との境界に対応している。

また、反射法地震探査の結果によっても、鯖石川向斜部付近に断層は認められない（第 2.2-60 図）。

(d) 評 価

鯖石川向斜は、長岡平野西縁断層帯の活動に伴いその上盤側に形成された断層関連褶曲と考えられ、リニアメントに対応する断層は存在せず、リニアメントはその両側に分布する岩石の岩質の差に起因した侵食地形であると判断される。

(6) 長岡平野西縁断層帯に関する総合検討

長岡平野西縁断層帯は、北から、角田・弥彦断層（長さ約 54km）、気比ノ宮断層（長さ約 22km）及び片貝断層（長さ約 16km）の活動セグメントからなり、その全長は約 90km となる（第 2.2-68 図）。

長岡平野西縁断層帯の上盤側には逆谷断層、中央丘陵西縁部断層、渋海川向斜部のリニアメント、上富岡断層、親沢断層等が分布するが、これらの断層はいずれも、本断層帯の上盤側における断層関連褶曲に伴った副次的なものと判断される。

a. 断層形態・活動史

反射法地震探査結果によると、角田・弥彦断層は下部更新統に 2,000m～3,000m、気比ノ宮断層は下部更新統に 1,000m～2,000m のいずれも西上がりの変位を与える逆断層である。しかし、角田・弥彦断層では地下数 100m 以浅では緩やかな撓曲構造となっていることに対して、気比ノ宮断層では逆断層変位が地表近くの完新統まで達している（例えば、第 2.2-21 図と第 2.2-42 図の比較）。

地表地質調査結果によっても、気比ノ宮断層の断層上盤側では魚沼層上部層が 60° 程度まで上下が逆転する褶曲変形を示しており、魚沼層堆積以降の活発な活動が認められることに対して、角田・弥彦断層の上盤側では直立ないし逆転した西山層を緩傾斜の魚沼層が不整合で覆っており、魚沼層堆積以降の活動は気比ノ宮断層と比較しても穏やかであることが確認される（例えば、第 2.2-35 図と第 2.2-17 図の比較）。

これらのことから、角田・弥彦断層及び気比ノ宮断層の主活動時期は異なっているものと判断される。

角田・弥彦断層及び気比ノ宮断層は、いずれも少なくとも西山層基底(約 4.4Ma)以上の地層に累積的な変位を与えている(例えば、第 2.2-30 図、第 2.2-40 図)。それに対して、片貝断層は Pk テフラ(約 0.85Ma)以下の地層がほぼ平行な撓曲構造を示す(例えば、第 2.2-60 図)ことから、同断層の活動時開始時期は約 0.85Ma 以降と判断される。角田・弥彦断層及び気比ノ宮断層と片貝断層とでは活動開始時期が大きく異なることから、前者と後者とでは累積変位量が異なる。

以上のように、角田・弥彦断層、気比ノ宮断層及び片貝断層は、主活動時期及び活動開始時期の観点からセグメント区分が可能と考えられる。

b. 単位変位量・平均変位速度

単位変位量が推定されている断層は、気比ノ宮断層のみであり、渡辺ほか(2000, 2001)^(68, 69)は最新活動に伴う鉛直変位量は約2 mあるいはそれを上回っていた可能性もあるとし、気比ノ宮地点のS波探査及びボーリング調査結果からも完新世における一回の活動に伴う鉛直変位量は3 m程度と推定された(第2.2-43図)。

また、渡辺ほか(2000, 2001)^(68, 69)は気比ノ宮断層(鳥越断層群)の平均的な活動間隔を1,000年~1,900年程度としているが、長岡平野西縁断層帯の全線が同時に、1,000年~1,900年程度の活動間隔で活動した場合に期待される累積変位は、沖積面及びL₁面等の段丘面に認められない。

以上のとおり、長岡平野西縁断層帯の全線が同時に活動したことを示唆する地形・地質情報は得られていない。

片貝断層及び気比ノ宮断層では、断層の上盤側における段丘面の変形が顕著であり、地形的に明瞭であることに対して、角田・弥彦断層はその全線が沖積面下に伏在しており、前者と後者とは地形上の特徴が異なる。

角田・弥彦断層についてはその全線にわたり撓曲部も含めて沖積面下に没しているため後期更新世以降における平均変位速度を地形から求めることはできないが、気比ノ宮断層及び片貝断層について

は、その撓曲部から隆起部にかけての値を求めることかできる。両断層の平均変位速度分布を第 2.2-69 図に示す。気比ノ宮断層及び片貝断層の平均変位速度の分布は、いずれも各断層の中央部付近で最大の値を示し、それぞれの断層の両端部に向かって減少しており、最大の平均変位速度も、片貝断層では約 1.2m/千年、気比ノ宮断層では約 0.5m/千年の値を示し、大きな差異が認められる。

片貝断層及びその周辺においては、第 2.2-70 図に示すように、70 数点の水準点（国家水準点を含む）を設置し、1968 年以降、2 年～3 年間隔、一部 5 年、10 年間隔で精密水準改測を行い、1998 年までの 30 年間の水準点変動を検出した（第 2.2-71 図、第 2.2-72 図）。

水準測量の結果によると、30 年間の水準点変動パターンは断面的、平面的にも片貝断層群周辺の段丘面の変形パターンと良く一致し、小千谷向斜軸部に対する片貝・真人背斜軸部の水準点の隆起速度は、約 3 mm/年である（第 2.2-72 図）。

一方、前述のように、片貝断層周辺における段丘面の変形は魚沼層の褶曲構造と調和的であり、向斜軸から撓曲部までの L_1 面の比高は約 50m、撓曲部から背斜軸までの M_1 面の比高は約 125m であり（第 2.2-72 図）、これを変位量とみなすと、片貝・真人背斜の隆起速度は約 2 m/千年となる。

以上のように、過去 30 年間における水準点の変動パターンと片貝断層周辺の段丘面の変形形態とは良く一致しており、その水準点の変動速度も段丘面の変形量から算出される過去 10 数万年間の平均変位速度とほぼ同程度である。

なお、片貝断層が位置する片貝・真人背斜は、その軸長が 30km に

達する長大な背斜構造であり、Pk テフラ以下の地層がほぼ平行の褶曲構造を示す（第 2.2-70 図，第 2.2-73 図）。同背斜では，小千谷市桜町付近以南では西翼が急な構造を，桜町付近以北では東翼が急な構造を示し，桜町付近を境にその南北で形態が異なる。また，片貝断層が想定される桜町付近以北の東翼では中位段丘面等の撓曲変形が明瞭であるが，桜町付近以南の西翼に分布する中位段丘面に変形は認められない（第 2.2-70 図，第 2.2-73 図）。これらのことから，片貝・真人背斜は全線において，Pk テフラ降下期の 0.85Ma 以降にその形成が始まり，桜町付近以南では背斜の成長の最盛期は中位段丘面形成以前であり，桜町以北では背斜の成長の最盛期が中位段丘面形成以降，現在まで継続しているものと考えられる。また，桜町付近以南の片貝・真人背斜東翼部には十日町盆地西縁断層が存在するが，同断層北端と片貝断層南端との離隔は約 10km である。

c. 水平変動

陸域の角田・弥彦断層，気比ノ宮断層，片貝断層及びその周辺において，33 点の GPS 基準点を設置し，1998 年以降，精密 GPS 測量を実施して，国家電子基準点のデータと合わせて水平変動解析を行った。電子基準点「新潟巻（970806）」を固定点として，2004 年新潟県中越地震を挟んだ 6 年間（1998 年～2004 年）の水平変動量ベクトル図を第 2.2-74 図に，2007 年新潟県中越沖地震を挟んだ 3 年間（2004 年～2007 年）の水平変動量ベクトル図を第 2.2-75 図に示す。

両地震を挟んだいずれの水平変動においても，大河津分水付近の

北側ではほとんど変動が認められず、南側では大きな変動を示しており、角田・弥彦断層と気比ノ宮断層との会合部付近を境に水平変動パターンが異なる。

また、両地震を挟んだいずれの水平変動においても、気比ノ宮断層と片貝断層との会合部付近を境に、その北側と南側とで、その方向と変動量に差異が認められる。

以上のように、2004年新潟県中越地震時及び2007年新潟県中越沖地震時における水平変動のいずれにおいても、3断層のセグメント境界付近を境に水平変動パターンに差異が認められることから、3断層のセグメント境界は基盤ブロックの境界に対応している可能性がある。

d. 重力異常との関係

角田・弥彦断層、気比ノ宮断層及び片貝断層と重力異常との関係を第2.2-68図に示す。

角田・弥彦断層は、西側の角田・弥彦山塊付近の高重力異常域と東側の信濃川沿いの低重力異常域との境界部にNNE-SW方向に直線的に連続する重力異常の急変帯に位置している。この急変帯は北方海域にもN-S方向に連続しており、角田・弥彦断層との対応が良い。

気比ノ宮断層については、信濃川沿いの低重力異常域の西縁付近に位置しているものの、急変帯は認められず、等重力線の走向ともやや斜交する。

片貝断層では、断層の東低下側は高重力異常域、西隆起側は低重

力異常域となっており、重力異常との対応は認められない。

以上のように、角田・弥彦断層、気比ノ宮断層及び片貝断層の重力異常との対応性はそれぞれ異なる。

h. バランス断面法による地下深部断層の検討

角田・弥彦断層、気比ノ宮断層及び片貝断層について、断層上盤側の褶曲構造は地下深部の断層運動により形成された断層関連褶曲とする考え方にに基づき、岡村・石山（2005）⁽⁷³⁾を参考に、バランス断面法による地下深部における断層面形状の推定を試みた。解析には、バランス断面作成ソフトウェア、英国 Midland Valley 社の 2D-MOVE を使用した。

マーカーホライズンとしては、広い範囲において確認される示標火山灰層のうち最も上位の常楽寺（Zr）火山灰層（約 1.05Ma）及びそれに相当する層準とし、その褶曲形態を、地表地質調査結果、反射法地震探査結果、文献等に基づき、角田・弥彦断層について 2 断面、気比ノ宮断層について 3 断面、片貝断層について 2 断面をそれぞれ作成した。また、同火山灰層の堆積時（変形前）の形態と断層先端部の形態を仮定し、断層上盤が変形する際の様式として Inclined-shear を用いた。これらの条件の下において 2D-MOVE を使用して、上記の 7 断面について、地下深部断層の形態の推定を試みた。その結果を第 2.2-76 図に示す。

角田・弥彦断層、気比ノ宮断層及び片貝断層のいずれの断層面も地下深部においても連続しない結果が得られた（第 2.2-77 図）。

なお、バランス断面法による深部構造評価の詳細は、地震動評価

における断層モデルの設定と併せて報告することとする。

i. 評 価

以上の検討結果によると、角田・弥彦断層，気比ノ宮断層及び片貝断層は主活動時期，活動開始時期，平均変位速度，重力異常との対応性等がそれぞれ異なること，これら3断層のセグメント境界は地震時における水平変動パターン境界に対応していること，バランス断面法により地下深部においても3断層は連続しない結果が得られたこと，3断層が同時に活動したことを示唆する地形・地質情報が認められないことなどから，長岡平野西縁断層帯は，基本的には角田・弥彦断層，気比ノ宮断層及び片貝断層がそれぞれ単独で活動をする分割放出型の断層帯と判断される。ただし，安全評価上，3断層の同時活動についても考慮するものとし，その長さを約90kmと評価する。

(7) その他の断層・リニアメント

敷地を中心とする半径30km範囲の陸域には，「活構造図一新潟」(1984)⁽³⁾，「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾等の文献によると，前述した断層及びリニアメントの他に，細越断層，水上断層，上米山断層，雁海断層，悠久山断層，山本山断層等が示されている。

これらの断層及びリニアメントの調査結果は，第2.2-6表に示すとおりであり，長さ，走向，敷地からの距離を考慮すると，これらが敷地に与える影響は小さいものと判断される。

2.3 海域の調査結果

敷地を中心とする半径約 30km の範囲（以下、「敷地前面海域」という。）及びその周辺海域について、文献調査、海上音波探査の結果及び地質調査所、海上保安庁、石油公団等により実施された音波探査記録の解析結果により、地質・地質構造を把握した（第 2.3-1 図(1), (2)）。

音波探査記録による断層の評価にあたっては、断層構造のみでなく断層運動に伴って形成される撓曲を含む褶曲構造も対象とした。断層運動に関連した褶曲構造の解析においては、岡村(2000)⁽⁷⁴⁾に基づき、褶曲構造の成長過程に伴って形成される growth triangle 及び growth strata と呼ばれる特徴的な構造に着目して評価した。

なお、岡村(2000)⁽⁷⁴⁾によると、growth triangle は、基本的に「活動的軸面」、「固定軸面」及び「成長軸面」の3つの軸面によって形成される。活動的軸面は、褶曲運動により移動している軸面で、褶曲運動が始まる前に堆積した地層（pre-growth strata）から growth strata 中まで直線的に伸びる。固定軸面は、pre-growth strata に固定された軸面で growth strata 中には形成されない。成長軸面は、固定軸面の上端と活動的軸面の上端を結ぶ軸面で、growth strata 中にしか形成されない。

2.3.1 敷地周辺海域の地形

敷地周辺海域の海底地形図を第 2.3-2 図(1)に、敷地前面海域の海底地形図を第 2.3-2 図(2)に示す。

敷地周辺海域には、最上舟状海盆、佐渡海盆、上越海盆、富山舟状海盆が分布しており、最上舟状海盆と佐渡海盆とは佐渡島棚と本

州側の大陸棚との間の鞍部によって、佐渡海盆と上越海盆とはN-S方向の小木海脚～佐渡堆によって、上越海盆と富山舟状海盆とはNE-SW方向の上越海丘によって境されている。また、富山舟状海盆には富山深海長谷が分布する。

大陸棚は、佐渡海盆北方～最上舟状海盆東方で広く30km以上の幅を有し、佐渡海盆東方で幅10km程度と急激に狭くなり、上越海盆南東では幅20km程度となる。佐渡島棚は、富山舟状海盆東方から佐渡海盆西方で比較的広がっているものの、その幅は10km以下であり、佐渡海盆北西から最上舟状海盆西方では極めて発達が悪い。また、南方へは小木海脚から佐渡堆へと細長く連続している。

敷地前面海域では、大陸棚は、北部で約10km、南部で約20kmの幅を有し、その海底面は平坦であり沖合に向かって6/1,000～12/1,000程度の非常に緩い勾配で、水深約140mまで続いている。大陸棚の外縁から続く大陸棚斜面は、72/1,000～400/1,000程度の勾配を有する比較的急な斜面であり、観音岬以北の海域では水深約500mの佐渡海盆につながり、観音岬以南の海域では水深約1,000mの上越海盆につながる。上越海盆へつながる大陸棚斜面は海底谷や平坦な地形を伴い、佐渡海盆へつながる大陸棚斜面に比べて変化に富んだ地形を呈する。

2.3.2 敷地周辺海域の地質層序

敷地周辺海域の地層区分と敷地周辺陸域の地質層序との対比を第2.3-1表に、敷地前面海域の海底地質図を第2.3-3図に示す。

敷地周辺海域の地質は、基礎試錐との対比、不整合関係及び反射

パターンの相違に基づき、上位より A, B, C, D, E 及び F の 6 層に区分した。B 層については、その上部において、連続性の良い比較的強い反射面を境に軽微な不整合関係が認められることから、同反射面より上部の B 層を B_u 層として区分した。反射断面の層序区分にあたっては、敷地周辺調査海域の全域において統一的な地層区分を行うために、測線と測線との交点で地層区分の対比を行っている。基礎試錐と海上音波探査記録との対比図を第 2.3-4 図(1)～(3)に、佐渡海盆から上越海盆にかけての音波探査記録解釈図を第 2.3-5 図に示す。

(1) A 層

A 層は、敷地周辺海域における最上位層であり、大陸棚に分布し、下位層を不整合に覆い大陸棚に平行に堆積していることから(第 2.3-7 図(32)～(34)参照)、沖積層に対比される。

(2) B_u 層及び B 層

B_u 層と B 層との境界は、基礎試錐「佐渡沖」の層序(天然ガス鉱業会ほか編, 1992)⁽¹⁸⁾ とエアガン・マルチチャンネル探査測線 M-6 との対比(第 2.3-4 図(1))から、石灰質ナンノ化石帯の CN15/CN14b 境界よりもやや上位に位置しており、高山ほか(1995)⁽⁷⁵⁾によると、CN15/CN14b 境界の年代は約 25 万年前とされている。また、B_u 層が海岸付近まで分布している敷地近傍においては、敷地内のボーリング調査により、沖積層の下位に安田層が分布し、南部で厚くなっていることが確認されており、B_u 層の分布状況と整合的で

ある。これらのことから、B u層はおおむね低位～中位段丘堆積物に対比される。

B層とC層との境界は、基礎試錐「佐渡沖」の層序（天然ガス鉱業会ほか編，1992⁽¹⁸⁾）とエアガン・マルチチャンネル探査測線M-6との対比（第2.3-4図(1)）から、石灰質ナンノ化石帯のCN14b/CN14a境界とCN14a/CN13b境界との間に位置しており、高山ほか（1995）⁽⁷⁵⁾によると、それぞれ約41万年前、約95万年前とされている。これらのことから、B層はおおむね高位段丘堆積物に対比される。

(3) C層

C層は、後述するように、下位のD層が基礎試錐との対比から西山層に相当することから、おおむね灰爪層に対比される。

(4) D層

D層は、基礎試錐「佐渡沖」の層序（天然ガス鉱業会ほか編，1992⁽¹⁸⁾）とエアガン・マルチチャンネル探査測線M-6との対比（第2.3-4図(1)）、基礎試錐「柏崎沖」の層序（天然ガス鉱業会ほか編，1992⁽¹⁸⁾；石油技術協会，1993⁽⁷⁶⁾）とエアガン・マルチチャンネル探査測線M-16及びM-17との対比（第2.3-4図(2)）並びに基礎試錐「直江津沖北」の層序（天然ガス鉱業会ほか編，1992⁽¹⁸⁾；石油技術協会，1993⁽⁷⁶⁾）とエアガン・マルチチャンネル探査測線M-20との対比（第2.3-4図(3)）から、西山層に対比される。また、D層が海岸付近まで分布している敷地近傍から米山付近においては、西

山層及び西山期の火山岩類が分布しており，このことからD層は西山層に対比される。

(5) E層及びE_v層

E層は，基礎試錐「柏崎沖」の層序（天然ガス鉱業会ほか編，1992⁽¹⁸⁾）とエアガン・マルチチャンネル探査測線M-16及びM-17との対比（第2.3-4図(2)）及び基礎試錐「直江津沖北」の層序（天然ガス鉱業会ほか編，1992⁽¹⁸⁾；石油技術協会，1993⁽⁷⁶⁾）とエアガン・マルチチャンネル探査測線M-20との対比（第2.3-4図(3)）から，椎谷層～七谷層に対比される。また，E層が海岸付近まで分布している椎谷付近においては，椎谷層が分布しており，このことからE層は椎谷層以下の地層に対比される。

基礎試錐「佐渡沖」（天然ガス鉱業会ほか編，1992⁽¹⁸⁾）では寺泊層～七谷層として火山岩類が確認されており，エアガン・マルチチャンネル探査測線M-6においても成層火山状の反射記録が認められる（第2.3-4図(1)）。このように，反射記録においてE層と同時期の火山噴出物として区分可能なものについては，E_v層として区分した。

(6) F層

F層は，基礎試錐「直江津沖北」の層序（天然ガス鉱業会ほか編，1992⁽¹⁸⁾；石油技術協会，1993⁽⁷⁶⁾）とエアガン・マルチチャンネル探査測線M-20との対比（第2.3-4図(3)）から，グリーンタフに対比される。

2.3.3 敷地周辺海域の地質構造

(1) 概 要

敷地周辺調査海域の地質構造図を第 2.3-6 図に、音波探査記録及び海底地質断面図を第 2.3-7 図(1)～(34)に示す。

敷地周辺調査海域の地質構造は褶曲構造によって特徴付けられ、陸域にみられる一般的方向のNE-SW方向と同様、海域の主な褶曲軸もこの方向性を有している。

最上舟状海盆から東方の大陸棚にかけての海域には、波長が5km～10km程度の背斜構造がほぼ平行に分布し、大陸棚にはN-S方向で西上がりの伏在逆断層が認められる。

佐渡海盆から東方の大陸棚にかけての海域では、褶曲構造の発達が悪く、緩やかな構造を示すものの、佐渡海盆西縁部には西上がりの撓曲構造（以下、「佐渡島棚東縁撓曲」という。）が認められる。佐渡海盆南端部付近から南西の海域では、波長が2～10km程度の背斜構造が数多く発達しており、これらの多くは2つの褶曲群に分けられる。1つは佐渡海盆南端付近から直江津沖大陸棚にかけて分布する褶曲群（以下、「F-B褶曲群」という。）であり、その褶曲群西縁にあたる上越海盆東縁付近にはN-S方向で東上がりの逆断層が認められる。もう1つは前記断層の南部沖合から南西に伸びる褶曲群（以下、「F-D褶曲群及び高田沖褶曲群」という。）であり、その褶曲群北西縁にあたる上越海盆南東縁付近にはNE-SW方向で南東上がりの逆断層が認められる。この2つの褶曲群をまたいで連続する褶曲は認められない。

(2) 敷地周辺海域の断層及び褶曲

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾、「佐渡島南方海底地質図」(1994)⁽³¹⁾、「佐渡島北方海底地質図」(1995)⁽³²⁾、「能登半島東方海底地質図」(2002)⁽³³⁾及び「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(2001)⁽³⁴⁾による敷地周辺海域の断層分布図を第2.3-8図に示す。

文献調査結果及び音波探査記録の解析結果に基づき、構造(褶曲・背斜)の規模、敷地からの距離等を考慮すると、敷地周辺海域における主要な構造としては、敷地前面に位置し、軸がほぼNE-SW方向の背斜・向斜からなるF-B褶曲群、その北側の佐渡海盆西縁部に位置し、ほぼNE-SW方向の佐渡島棚東縁撓曲、F-B褶曲群の南西方に位置し、軸がNE-SW方向ないしENE-WSW方向の背斜・向斜からなるF-D褶曲群及び高田沖褶曲群がある。

これらの褶曲群、撓曲の調査結果は以下のとおりである。

a. 佐渡島棚東縁撓曲

(a) 文献調査結果

文献による断層の分布を第2.3-9図に示す。

佐渡島棚の東斜面において、「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾は活断層あるいは推定活断層を示し、「佐渡島南方海底地質図」(1994)⁽³¹⁾及び「佐渡島北方海底地質図」(1995)⁽³²⁾は北西上がりの断層を示し、伏在断層としている。また、「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(2001)⁽³⁴⁾は北西上がりの逆断層を示し、鮮新世以降に活動した断層としている。

渡辺ほか(2007)⁽⁷⁷⁾及び名古屋大学ほか(2008)⁽⁷⁸⁾は、佐渡海盆

西縁部の佐渡島棚斜面基部から小木海脚東縁部を経て佐渡堆東縁部にかけて西上がりの活断層を示し、その長さを 35km 以上としている（第 2.3-9 図）。

(b) 音波探査記録解析結果

佐渡島棚東縁撓曲周辺の地質構造図を第 2.3-10 図に示す。

M-7 測線（第 2.3-7 図(7)）では、佐渡島棚斜面の基部付近に、断層変位が海底面下の極浅部まで及ぶ北西上がりの逆断層が推定され、その上盤側で B 層及び B_u 層に growth triangle が認められることから、B 層及び B_u 層堆積期における活動があったものと判断される。

M-7 測線の南側の M-8 測線（第 2.3-7 図(8)）では、C 層以下の地層に変位を与える北西上がりの逆断層が推定され、その南東側に撓曲構造が認められる。この撓曲構造では B 層及び B_u 層に growth triangle が認められることから、B 層及び B_u 層堆積期における活動があったものと判断される。

M-8 測線の南側の M-9 測線（第 2.3-7 図(9)）では、C 層以下の地層に変位を与える北西上がりの逆断層が推定されるものの、B 層以上の地層に変位は及んでおらず、その東側に撓曲構造も認められないことから、少なくとも B 層堆積期以降における活動はないものと判断される。

M-8 測線及び M-9 測線付近で実施したシングルチャンネル音波探査記録を見ても、M-8 測線と M-9 測線の間 S-10 測線（第 2.3-11 図(1)）では M-8 測線と同様に佐渡島棚斜面の基部に B_u

層まで変形させる撓曲構造が認められ、M-9 測線の南側の S-11 測線（第 2.3-11 図(2)）では撓曲構造が認められない。

一方、M-7 測線の北東方に位置する M-6 測線（第 2.3-7 図(6)）では佐渡島棚斜面の基部付近に、断層は認められないものの、B u 層まで変形させる撓曲構造が認められる。

M-6 測線の北側の M-5 測線（第 2.3-7 図(5)）では、C 層以下の地層に撓曲構造が認められるものの、少なくとも B u 層は水平に堆積しており、B u 層堆積期以降における活動はないものと判断される。

その北側の M-4 測線（第 2.3-7 図(4)）についても、2 列の背斜構造が認められ南東側の背斜構造の東翼に逆断層が推定されるものの、少なくとも B u 層は水平に堆積しており、B u 層堆積期以降における活動はないものと判断される。また、北西側の背斜構造については東翼に分布する最上位層である C 層に成長軸面が推定されることから、C 層堆積期以降における活動が推定される。北西側の背斜構造と佐渡島棚東縁撓曲が同じ活動セグメントであるとすれば、北西側の背斜構造も佐渡島棚東縁撓曲を形成する逆断層に関連する褶曲と考えられるが、この背斜構造の東方には佐渡島棚東縁撓曲から連続する撓曲あるいは逆断層が認められるものの、その活動性は認められない。したがって、北西側の背斜構造と佐渡島棚東縁撓曲とは異なる活動セグメントと考えられる。

佐渡島に分布する段丘の旧汀線高度の分布をみると、大佐渡と小佐渡において、それぞれ南東への傾動を示すものの、小佐渡南西端の小木半島では北への傾動を示しており、変形様式が異なる（第 2.3

－12 図(1))。また、大佐渡と小佐渡それぞれの山地西縁部には南東上がりの断層が推定されており、小佐渡の山地西縁部の断層と佐渡島棚東縁撓曲との活動により小佐渡は隆起しているものと考えられるが、小木半島にみられる変動は小佐渡主部の変動とは異なっており、小木半島沖のM－9 測線付近で佐渡島棚東縁撓曲が認められなくなることに整合的である。また、小佐渡の北端部における MIS 5 e の段丘の旧汀線高度は 50m 程度であり、本州側とほぼ同じ高度を示す(第 2.3－12 図(2))。このことは佐渡島棚東縁撓曲の活動区間の北端が小佐渡の北端付近で終息していることに整合的である。

(c) 評 価

佐渡島棚東縁撓曲については、主部では変位が海底面下の極浅部まで及ぶ北西上がりの逆断層が認められ、その他でも B u 層を变形させる撓曲構造が認められることから、B u 層に変位・変形が認められる区間の活動性を考慮することとし、その長さを M－5 測線から M－9 測線までの約 37km と評価する。

なお、佐渡島棚東縁撓曲の北西側に並走する位置には海上保安庁水路部(1970, 1971)^(28, 29)が断層を示しており、既往の評価ではこの断層の活動性を考慮していたが、当該地域における主要な活構造として佐渡島棚東縁撓曲を考慮する。

b. F－B 褶曲群

(a) 文献調査結果

文献による断層の分布を第 2.3－8 図に示す。

「[新編] 日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾は佐渡堆東縁部に西上がりの活断層を、上越海盆東縁部に東上がりの活断層を示し、「佐渡島南方海底地質図」(1994)⁽³¹⁾は佐渡海盆南端部から上越海盆と接する大陸棚斜面にかけて、小木海脚東縁部から佐渡堆西部にかけて、上越海盆東縁部に東上がりの断層あるいは伏在断層を示し、佐渡堆北東及び柏崎沖から直江津沖にかけての大陸棚に延長の短い断層あるいは伏在断層を示している。「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(2001)⁽³⁴⁾は佐渡海盆南端部から上越海盆と接する大陸棚斜面にかけて、小木海脚東縁部から佐渡堆西部にかけて、上越海盆東縁部に東上がりの逆断層を示し、鮮新世以降に活動した断層としている。

渡辺ほか(2007)⁽⁷⁷⁾及び名古屋大学ほか(2008)⁽⁷⁸⁾は、佐渡海盆東縁部から上越海盆と接する大陸棚斜面基部にかけて東上がりの活断層あるいは推定活断層を示し、その長さを35～50kmとしている(第2.3-9図)。杉山(2008)⁽⁷⁹⁾は、佐渡海盆南端部から南方の大陸棚にかけての調査範囲全区間(約27km)に活背斜を示している(第2.3-13図)。

(b) 新潟県中越沖地震に係る報告等の調査結果

地震調査委員会(2008)⁽⁸⁰⁾は、新潟県中越沖地震の評価(主に断層面に関する評価)として、今回の地震は、大局的には南東傾斜(海から陸に向かって深くなる傾斜)の逆断層運動により発生した地震であり、震源域北東部では北西傾斜(陸から海に向かって深くなる傾斜)の断層も活動したと考えられるとしている。また、今回の地震に伴う海底でのずれは確認できなかったものの、余震分布から推

定される南東傾斜の断層面の浅部延長は、既知の活断層に連続している可能性があるとしている。

東京大学地震研究所 (2008) ⁽⁸¹⁾ は、臨時の海底及び陸上地震観測に基づき得られた詳細な震源分布によると、余震は、全体的な傾向としては、南東傾斜の断層面上で発生していること、震源域北東部では、余震が北西傾斜の面上でも発生していること(第 2.3-14 図(1))、さらに、強震動波形データ等の解析から、大局的には南東傾斜面が震源断層面であると推定されることを報告し、この解析結果は、余震分布や地殻変動データ解析が示唆する震源域北東部における北西傾斜の断層の存在を否定しないとしている(第 2.3-14 図(2))。

国土地理院 (2008) ⁽⁸²⁾ は、震源断層モデルについて、地震の際に長さ約 27km の南東傾斜の断層と長さ約 10km の北西傾斜の断層(震源域北東部)が動いたと考えられること、主破壊域の深さは 3 km～12km であること、南東傾斜の断層の主破壊域は震源域南部の余震が抜けている領域に対応すること、北西傾斜の断層の主破壊域は、観音岬のすぐ西方沖に位置することを報告している(第 2.3-15 図)。

海洋研究開発機構 (2008) ⁽⁸³⁾ は、震源域及び周辺海域で実施したマルチチャンネル反射法地震探査の結果に基づき、当海域では日本海東縁の圧縮応力場により約 3.6M a 以降に発達した褶曲・変動構造が確認されたこと、上越海盆における最も浅い堆積構造から圧縮応力場による変動が現在も継続していることを確認できること、このテクトニックな変形が震源域にも続いていると推定され中越沖地震の発生要因となった可能性があること、震源分布との比較により震源分布の一部と確認された断層の一部とが対応していることを報告

している。

杉山 (2008) ⁽⁷⁹⁾ は、震源域の海域で実施した高分解能浅海域音波探査システムによる調査の結果に基づき、growth strata の構造、背斜構造の連続性と拡がり、大陸棚上の活断層の有無を評価し、佐渡海盆に発達する背斜構造下に推定される断層の形状として南東傾斜の逆断層が考えられることを指摘し、この活背斜の海岸線方向の幅は、おおむね新潟県中越沖地震の余震域と対応するとしている (第 2.3-13 図)。

(c) 音波探査記録解析結果

F-B 褶曲群周辺の地質構造図を第 2.3-16 図に示す。

M-14 測線 (第 2.3-7 図(14)) では、測線中央部に認められる背斜構造の両翼において B 層及び B u 層に growth triangle が認められることから、この背斜構造については B 層及び B u 層堆積期における活動があったものと判断される。既往の評価ではこの背斜の西翼に活断層 (F-B 断層) を想定している。また、同背斜の北西にも背斜構造が認められ、その東翼において B 層及び B u 層に growth triangle が認められることから、この背斜構造についても少なくとも B 層及び B u 層堆積期の活動が考えられる。一方、測線南東部には大陸棚の下に伏在する背斜構造が認められ、その西翼には D 層以下の地層に変位を与える逆断層が推定される。この背斜構造の東翼では D 層に活動的軸面が認められるものの、同軸面は C 層には連続していないことから、C 層堆積期以降の活動はないものと判断される。

M-14 測線の北側のM-8 測線（第 2.3-7 図(8)）は、大陸棚—佐渡海盆—佐渡島棚を横断する測線であり、測線北西部の佐渡島棚東縁部には、「a. 佐渡島棚東縁撓曲」で述べたとおり、断層及び撓曲構造が確認されている。測線中央部から南東部、つまり佐渡海盆から大陸棚にかけては、非常に緩やかな長波長の構造を示し、南側のM-14 測線でみられるような短波長の明瞭な褶曲構造は認められない。

一方、この付近の海底地形（第 2.3-17 図(b)）をみると、佐渡海盆に高まりが認められ、M-8 測線より北方へ連続している。F-B 褶曲群の北端を明確にするために、スーパーカー・シングルチャンネル音波探査記録に基づき検討を行った。第 2.3-17 図(a)にB u層/B層境界面の等深線図を示す。

M-14 測線より南側のNo. 5 測線及びNo. 6 測線(第 2.3-18 図(1), (2))では佐渡海盆に明瞭な背斜構造が認められる。同背斜は、その北西側の翼が急傾斜を示す非対称な背斜構造であり、B u層に累積的な変形を与える活背斜である。以下、この背斜の北西側の翼を前翼、南東側の翼を後翼という。

No. 7 測線からその北方のNo. 9 測線（第 2.3-18 図(3)～(5)）に至る区間においては、後翼でB u層に南東側への傾動が認められ、向斜軸は上方に向かって南東側への移動を示し、背斜の成長がB u層堆積期以降に及んでいるものと判断される。しかしながら、その背斜の高まりはNo. 7 測線からその北方のNo. 9 測線にかけて急激にその量を減じており、活動はNo. 9 測線付近でほぼ終息していると考えられる。

その北側でM-8測線のすぐ北に位置するNo. 10測線(第2.3-18図(6))においては、No. 9測線に認められた背斜構造の北方延長部に分布するBu層は、極めて微弱ながら背斜状を呈するものの、後翼における南東側への傾動は極めて不明瞭となる。

さらに北側のNo. 11測線及びその北方のいずれの測線(第2.3-18図(7)~(9))においても、No. 9測線及びそれ以南の測線に認められた背斜構造の連続は認められない。

上記の海底地形及びBu層基底面の高まりについて、測線ごとに音波探査記録を用いて、高まりの断面積を求め、それらの分布について検討を行った。海底地形及びBu層基底面の高まりの断面積分布図を第2.3-17図の(c)に示す。

海底地形及びBu層基底面の、いずれの高まりの断面積についても、No. 7測線以南では大きな値を示すが、No. 9測線にかけて急速にその量を減じ、No. 10測線以北の測線においては、その値は微小となる。また、No. 11測線以北では海底地形には極めて僅かな高まりが認められるものの、Bu層基底面には高まりは認められない。このことから、海底地形の高まりは、背斜の成長による変形のみではなく、初生的な堆積構造の形態も反映していると考えられる。

また、渡辺ほか(2007)⁽⁷⁷⁾及び名古屋大学ほか(2008)⁽⁷⁸⁾が活断層あるいは推定活断層を指摘している佐渡海盆東縁部の大陸棚斜面については、M-7測線及びM-6測線(第2.3-19図(1),(2))でみられるように、B層及びBu層に前置層的な反射パターンを示す地層が分布し、大陸棚斜面を形成しており、その分布は直下に分布するB層基底面、C層基底面等の形状と調和しておらず、大陸棚

斜面付近には断層の存在を示唆する構造は認められない。「佐渡島南方海底地質図」(1994)⁽³¹⁾及び「佐渡島北方海底地質図」(1995)⁽³²⁾は、いずれも、佐渡海盆の東側の大陸棚から大陸棚斜面にかけてプログラデーションパターンを示す堆積体が発達し、その佐渡海盆への延長がほぼ水平な堆積物となって海盆底を埋めているとしている(第2.3-20図(1), (2))。なお、プログラデーション(Progradation)とは、海岸に堆積が生じて、陸地が広がり海岸線が海側に前進する現象のことである(第2.3-21図)。以上のように、佐渡海盆東縁の大陸棚斜面は、プログラデーションにより堆積した前置層の堆積面と判断される。

M-14 測線の南側のM-15 測線(第2.3-7図(15))では、測線中央付近に佐渡堆があり、その北西側斜面の基部に、海底面下の極浅部まで変位を与える逆断層が推定され、既往の評価ではこの断層を活断層(佐渡島南方断層)として評価している。また、佐渡堆の南東側には、前述のM-14 測線中央部に認められる背斜構造から連続する背斜構造が認められる。その西翼では、分布する地層のうち最上位層であるB層に growth triangle が認められることから、この背斜構造については少なくともB層堆積期以降の活動が考えられる。この背斜の西翼には、既往の評価で活断層(F-B断層)を想定している。この背斜構造の南東側には大陸棚の下に伏在する背斜構造が認められ、その西翼にはD層を切る逆断層が推定される。この背斜構造の東翼ではD層に活動的軸面が認められるものの、同軸面はC層には連続していないことから、C層堆積期以降の活動はないものと判断される。また、測線南東端に認められる背斜構造につ

いては、M-15 測線近傍で実施した WM-4 測線（第 2.3-7 図(31)）をみると、D層とC層との境界が顕著な傾斜不整合となっており、少なくとも短波長の背斜構造についてはC層堆積期以降の活動はないものと判断される。

M-15 測線の近傍にある地質調査所の GS-15 測線（第 2.3-22 図(1)）では、M-15 測線と同様に、大陸棚斜面から大陸棚にかけて背斜構造が認められ、さらに、その西方の上越海盆にも緩やかな背斜構造が認められる。上越海盆の背斜構造は GS-15 測線北側の GS-16 測線（第 2.3-22 図(2)）では明瞭な背斜構造として認められ、Bu層を变形させている。GS-15 測線の南側の GS-14 測線（第 2.3-22 図(3)）では、GS-15 測線及びGS-16 測線にみられる上越海盆の背斜構造の延長位置に背斜構造は認められない。この上越海盆の背斜構造とその東方の褶曲群とは、上越海盆東縁部に変位量の大きい逆断層が推定されることから、異なる活動セグメントであると判断される。

M-15 測線の南方のM-18 測線（第 2.3-7 図(18)）では、M-15 測線において佐渡堆の南東側にみられた背斜構造は大陸棚外縁部に連続しており、その東翼では、分布する地層の最上位層であるB層まで活動的軸面が連続することから、少なくともB層堆積期以降の活動が考えられる。また、この背斜の西翼にはD層を切る逆断層が推定される。この背斜の北西側の大陸棚斜面にも背斜構造が認められ、その東翼ではBu層に及ぶ growth triangle が認められることから、Bu層堆積期における活動が考えられる。この背斜の西翼にはC層を切る逆断層が推定される。一方、測線南東部の大陸棚に

も背斜構造が認められ、その西翼にはD層以下の地層に変位を与える逆断層が推定される。この背斜構造の東翼では、分布する地層の最上位層であるC層まで連続する活動的軸面が認められ、少なくともC層堆積期以降の活動が考えられる。

M-18 測線近傍で実施したウォーターガン・シングルチャンネル音波探査のS-19 測線及びS-20 測線(第2.3-23(1), (2))では、最終氷期の侵食面と考えられる大陸棚が、その外縁部において、地層の背斜構造と調和的に高まっていることが認められる。一方、南東側の背斜構造では大陸棚に変形は認められない。このことは、大陸棚の外縁部に位置する背斜構造の方が、その南東側に位置する背斜構造よりも活動的であることを示しており、南東側の背斜構造については、少なくとも最終氷期最盛期以降の活動はないものと判断される。

M-18 測線の南側のM-19 測線(第2.3-7 図(19))では、M-18 測線と同様に、大陸棚斜面、大陸棚外縁部及びその南東側の大陸棚に背斜構造が認められる。大陸棚斜面の背斜構造については、その東翼に growth triangle が認められるものの、B層には連続していないことから、B層堆積期以降の活動性はないものと判断される。大陸棚外縁部の背斜構造については、その東翼に認められる活動的軸面がB層に連続しないことから、B層堆積期以降の活動性はないものと判断される。その南東側の大陸棚に認められる背斜構造については、東翼では、軸面まで測線が届いていないものの、分布する地層の最上位層であるC層が明らかに傾斜していることから、少なくともC層堆積期以降の活動が考えられる。ただし、前述のように、

大陸棚外縁部の背斜構造の方が，その南東側の大陸棚の背斜構造よりも活動的であると考えられることから，M-19 測線においても大陸棚の背斜構造は活構造ではないものと判断される。

M-19 測線の南側のKNo. 7 測線（第 2.3-24 図(1)）では，大陸棚外縁部及びその南東側の大陸棚に背斜構造が認められる。大陸棚外縁部の背斜構造は伏在背斜となっており，活動性はないものと考えられるものの，最終氷期の侵食面と考えられる大陸棚が，背斜構造と調和的にやや高まっていることが認められる。また，南東側の大陸棚の背斜構造については，両翼ともB層に変形が認められるものの，大陸棚の海底面には同背斜に対応する高まりは認められない。

KNo. 7 測線の南側のKNo. 6 測線（第 2.3-24 図(2)）でも，大陸棚外縁部及びその南東側の大陸棚に背斜構造が認められる。大陸棚外縁部の背斜構造は伏在背斜となっており，活動性はないものと考えられ，大陸棚の地形についても，微小な起伏を示すものの，背斜構造との系統的な対応は認められない。また，南東側の大陸棚の背斜構造については，B層に変形が認められるものの，大陸棚の海底面には同背斜に対応する高まりは認められない。

さらに南側のKNo. 5 測線（第 2.3-24 図(3)），KNo. 4 測線（第 2.3-24 図(4)）及びKNo. 3 測線（第 2.3-24 図(5)）では，KNo. 6 測線等に認められる大陸棚外縁部の背斜構造は，少なくとも可探深度内には認められない。南東側の大陸棚の背斜構造は連続しており，B層に変形が認められる。この背斜構造はさらに南へ連続しており，KNo. 2 測線（第 2.3-24 図(6)）及びKNo. 1 測線（第 2.3-24 図(7)）では，B_u層が変形したB層を不整合に覆い，B_u層に変形は認め

られない。また、大陸棚の海底面には同背斜に対応する高まりは認められない。

大陸棚外縁部に認められる背斜構造とその南東側の大陸棚に認められる背斜構造は、ともに大陸棚外縁部の背斜構造西翼に認められる東上がりの逆断層に関連する褶曲であると考えられる(第 2.3-25 図)。この逆断層はD層を大きく変位させ、C層を変形させているものの、B層には明瞭な変形は認められない。したがって、断層関連褶曲の成長もB層堆積期には終了したものと考えられるが、前述のとおり大陸棚に位置する背斜構造についてはB層にも変形が認められる。一方、大陸棚外縁部の背斜構造の活動性に明らかな差異が認められるM-18 測線とM-19 測線付近以南では、F-B 褶曲群の北西側に、活褶曲であるF-D 褶曲群が分布するようになる。F-D 褶曲群の変形はM-18 測線(第 2.3-7 図(18))よりM-19 測線(第 2.3-7 図(19))で大きく、海底地形(第 2.3-26 図(1), (2))を見ても、南に行くほど隆起していく様子が認められる。したがって、M-19 測線付近において、Bu層あるいはB層堆積期以降における褶曲の主活動域は、F-B 褶曲群からF-D 褶曲群へ、すなわち沖合側へステップしているものと考えられる。これらのことから、大陸棚に位置する背斜構造のB層堆積期における活動については、F-B 褶曲群の沖合側に分布する高田沖褶曲群及びF-D 褶曲群を形成する断層の活動に起因するものと推定される。

また、佐渡島南方断層については、その走向がF-B 褶曲群と 30° 程度の角度で斜交していること、佐渡島南方断層の上盤側が幅の広い背斜構造あるいは東への同斜構造からなるのに対して、F-B 褶

曲群は短波長の複数の背斜からなり、褶曲形態が異なっていることから、両者は別の活動セグメントの可能性もある。佐渡島南方断層の北部では、M-11 測線（第 2.3-7 図(11)）まで海底面下の浅部に達する逆断層が認められ、その上盤にあたる小木海脚では最終氷期の侵食面が東方への傾動を示している。M-11 測線北側のM-10 測線（第 2.3-7 図(10)）では断層はC層下に伏在するようになるものの、小木海脚における最終氷期の侵食面の傾動は認められる。さらに北側のM-9 測線（第 2.3-7 図(9)）では、背斜構造は認められるものの、断層は認められず、最終氷期の侵食面の東方への傾動も認められない。したがって、佐渡島南方断層の北端はM-9 測線には達していないものと判断される。南部では雁行して逆断層が分布し、前述の通り、M-18 測線（第 2.3-7 図(18)）では逆断層上盤側の背斜後翼にB u層に達する growth triangle が認められるものの、その南側のM-19 測線（第 2.3-7 図(19)）では、断層はC層最下部までしか達しておらず、上盤側の背斜後翼の growth triangle もB層には連続しない。したがって、M-19 測線においてはB層堆積期以降における活動はなかったものと判断される。

(d) 深部構造の検討

F-B 褶曲群を変形させている断層の深部形状について、海上音波探査の結果に基づき、バランス断面法（Inclined-Shear 法）を用いて検討した。

F-B 褶曲群を変形させている断層として、佐渡島南方断層が想定されるが、異なる活動セグメントの可能性があるので、ここでは、

既往評価でF-B断層を想定していた佐渡海盆南端部から佐渡堆と大陸棚の間を通過して大陸棚外縁付近に至る向斜軸部に断層を設定した（南部では音波探査記録上で伏在逆断層が推定される）。また、マーカ層準としてBu層の基底面を用いた。

M-15測線及びM-18測線についてバランス断面法を適用した結果、マーカ層準を堆積時の地形から現在の褶曲形態を生じさせる断層は、第2.3-27図に示すような地下深部の構造を持つものと推定された。なお、バランス断面法による深部構造評価の詳細は、地震動評価における断層モデルの設定と併せて報告することとする。

(e) 評価

F-B褶曲群については、Bu層に growth triangle 等の褶曲の成長を示唆する構造が認められ、最終氷期の侵食面にも変形が認められることから、活褶曲と判断される。活動性を考慮する区間の北端については、M-8測線で明瞭な背斜構造が認められなくなり、海底地形及びBu層基底面の高まりの断面積もNo.7からNo.9測線にかけて急速にその量を減じ、M-8測線のすぐ北に位置するNo.10測線では、その値は微小となることから、活動的な区間はM-8測線までと判断される。しかしながらBu層基底面に微小な高まりがあることから、安全評価上、Bu層基底面の高まりが全く認められなくなるNo.11測線までを考慮することとする。活動性を考慮する区間の南端については、M-19測線で活動的軸面がB層まで連続しておらず、B層堆積期における活動はないものと考えられることから、M-19測線までと判断される。しかしながら、その南側のKNo.

7 測線で大陸棚の海底地形に伏在背斜と調和的な若干の高まりが認められることから、安全評価上、大陸棚の海底地形と伏在背斜との対応が認められなくなる KNo. 6 測線までを考慮することとする。以上のように、F－B 褶曲群の活動的な区間は、M－8 測線から M－19 測線までの約 27km であるが、安全評価上、不確かさの考慮として No. 11 測線から KNo. 6 までの約 34km とする。

また、佐渡島南方断層については、その走向が F－B 褶曲群と 30° 程度の角度で斜交していること、佐渡島南方断層の上盤側が幅の広い背斜構造、あるいは東への同斜構造からなるのに対して、F－B 褶曲群は短波長の複数の背斜からなり、褶曲形態が異なっていることから、両者は別の活動セグメントの可能性はある。佐渡南方断層は海底面下の極浅部まで及ぶ東上がりの逆断層であり、上盤側の島棚を東方へ傾動させている。活動性を考慮する区間の北端については、断層が認められず、島棚の海底地形にも東方への傾動が認められなくなる M－9 測線とし、南端については、断層上盤側の背斜後翼において growth triangle が B 層まで連続していない M－19 測線とする。佐渡島南方断層を F－B 褶曲群とは別の活動セグメントとした場合、M－9 測線から M－19 測線までの活動性を考慮することとし、その長さを約 29km と評価する。

F－B 褶曲群の北方に位置する佐渡島棚東縁撓曲との関係については、佐渡島棚東縁撓曲が北西傾斜の逆断層で形成されているのに対し、F－B 褶曲群は南東傾斜の逆断層により形成されていると推定され、地下構造が大きく異なることから、両者は異なる活動セグメントであると判断される。

なお、当社の既往検討においては、F－B褶曲群の分布範囲内に長さが約2.5kmのF－C断層を推定し、その活動性は不明としたが、当地域における主要な活構造としてはF－B褶曲群を考慮する。

c. F－D褶曲群及び高田沖褶曲群

(a) 文献調査結果

文献による断層の分布を第2.3－8図に示す。

「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾は上越海盆の南東縁部において、ENE－WSW方向で南南東上がりの推定活断層を、その西方にNE－SW方向で南東上がりの活断層を示し、その南方の大陸棚にNE－SW方向で南東上がりの活断層を2条示している。「佐渡島南方海底地質図」(1994)⁽³¹⁾及び「能登半島東方海底地質図」(2002)⁽³³⁾は、上越海盆の南東縁部において、ENE－WSW方向で南南東上がりの断層あるいは伏在断層を、その西方にNE－SW方向で南東上がりの延長の短い伏在断層あるいは伏在逆断層を2条示し、その南方の大陸棚にNE－SW方向で南東上がりの伏在断層を示している。また、「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(2001)⁽³⁴⁾は上越海盆の南東縁部にENE－WSW方向で南南東上がりの逆断層を、その南方の大陸棚にNE－SW方向で南東上がりの逆断層を示し、いずれも鮮新世以降に活動した断層としている。

OKAMURA(2003)⁽⁸⁴⁾は、上越海盆南東縁から南東の大陸棚にかけて分布する褶曲群を、褶曲が連続的でなくなる部分を境として、2つの褶曲帯に区分している(第2.3－28図(1))。また、このうちの南西側の褶曲帯については、3枚のスラストシートからなり、活動域

が南東側から北西側へ移動していることを指摘している(第 2.3-28 図(2))。

(b) 音波探査記録解析結果

F-D 褶曲群及び高田褶曲群の位置を第 2.3-29 図に示す。

M-20 測線(第 2.3-7 図(20))では、測線の中央部付近に短波長の背斜構造が認められ、その北西側の上越海盆南東縁に海底面下の極浅部にまで及ぶ南東上がりの逆断層が認められており、既往の評価でも、この断層を活断層(F-D断層)と想定している。その南東に長波長の緩やかな背斜構造があり、背斜軸の位置がD層以下の地層では一定の位置に認められるのに対し、その上位では表層に向かって南東へ大きく移動しており、Bu層は背斜軸部には認められず、翼部に分布している。これはこの背斜構造がD層堆積後に成長を始め、Bu層堆積期においてもその活動が継続していることを示しているものと考えられる。また、測線南東端部にはD層以下の地層に大きな変位を与える南東上がりの逆断層が認められる。この断層はF-B褶曲群北西縁の断層であり、C層以上の地層には変位を与えておらず、C層は緩やかな背斜状の変形を示すことから、主活動期はC層堆積期以前であると考えられるものの、B層が緩やかに傾斜しており、B層堆積期の活動は否定できない。しかし、「b. F-B褶曲群」で述べたとおり、当該海域では、Bu層あるいはB層堆積期以降における褶曲の主活動域は、陸側のF-B褶曲群から北西沖のF-D褶曲群及び高田沖褶曲群へステップしており、B層にみられる緩やかな傾斜はF-B褶曲群の沖合側に分布する高田沖褶

曲群及びF-D褶曲群を形成する断層の活動に起因するものと推定される。

M-21 測線（第 2.3-7 図(21)）では、M-20 測線と同様に、測線中央部付近に短波長の背斜構造が認められ、その北西側の上越海盆南東縁に海底面下の極浅部にまで及ぶ南東上がりの逆断層が認められる。その南東にはやや短波長の背斜が認められ、西翼にB u層に達する growth triangle が認められることから、B u層堆積期における活動があったものと判断される。その南東には伏在背斜が認められ、この伏在背斜はC層堆積期に活動を終えているものと考えられるが、そのすぐ南東側に認められる背斜軸を中心として長波長の背斜構造が形成されており、伏在背斜の分布域は長波長の背斜構造の変形領域に含まれている。長波長の背斜構造はB u層まで変形させており、最終氷期の侵食面と考えられる大陸棚の地形に、この背斜構造に対応する高まりが認められる。また、測線南東部にも背斜構造が認められ、分布する地層の最上位層であるB層まで変形させているものの、大陸棚の海底地形に変形は認められない。このことは、北西側に位置する長波長の背斜構造の方が、南東側に位置する背斜構造よりも活動的であることを示しており、南東側の背斜構造については、少なくとも最終氷期最盛期以降の活動はないものと判断される。一方、測線北西部の上越海盆には長波長の背斜構造が認められ、B u層まで変形させている。測線北西端部にもB u層を変形させる背斜構造が認められ、この背斜構造は上越海丘を形成している。

M-23 測線（第 2.3-7 図(23)）では、測線中央部付近に、D層以

下の地層に変位を与える南東上がりの逆断層が認められる。既往の評価でも、この断層を活断層（高田沖断層）と想定している。この断層の上盤側には比較的長波長の背斜構造が2列認められ、その南東側に比較的短波長の背斜構造が認められる。いずれもB u層を变形させており、比較的短波長の背斜構造の南東翼ではC層からB u層に連続する growth triangle が明瞭に認められる。なお、測線北西端部には富山深海長谷が認められる。

F-D褶曲群及び高田沖褶曲群の北西縁には、前述の通り、逆断層が認められるが、M-23 測線北東方のGS-7 測線（第2.3-30 図）では、比較的緩やかな褶曲構造を示している。この付近を境に褶曲軸の走向が少し曲がり、北東側ではENE-WSW方向、南西側ではNE-SW方向を示し、この付近では多くの背斜・向斜に不連続あるいは軸の屈曲が認められる（第2.3-29 図）。また、この付近より北東側の褶曲群（F-D褶曲群）では、北西縁の逆断層付近に短波長の背斜構造が、その南東側に長波長の背斜構造が分布しているのに対し、南西側の褶曲群（高田沖褶曲群）では比較的長波長の背斜構造が2列分布し、その南東側に比較的短波長の背斜構造が分布している。以上のことから、北東側のF-D褶曲群と南西側の高田沖褶曲群とはセグメント区分できるものと判断される。

M-20 測線北東方のM-17 測線（第2.3-7 図(17)）では、F-D褶曲群の北方延長と考えられる位置に背斜構造は認められない。また、M-20 測線北方のGS-13 測線（第2.3-31 図）では、F-D褶曲群の沖合側に分布するNNE-SSW方向の背斜構造の北方延長部に伏在背斜が認められるものの、B層に変形は認められない。

M-23 測線南西方の F8S 測線（第 2.3-32 図(1)）では、高田沖褶曲群のうち北西側に位置する背斜構造の延長と考えられる位置付近に背斜構造は認められない。

M-23 測線南西方の J0-25 測線（第 2.3-32 図(2)）では、高田沖褶曲群のうち中央に位置する背斜構造の延長と考えられる位置付近に背斜構造は認められない。なお、測線北東側に認められる背斜構造は高田沖褶曲群のうち南東側に認められる背斜であり、ここでは B u 層まで変形させている。

M-23 測線南西方の Line147 測線（第 2.3-32 図(3)）では、高田沖褶曲群のうち南東側に位置する背斜構造の延長部に、背斜構造が認められ、C 層および B 層に growth triangle が認められるものの、B u 層には達していないことから、B u 層堆積期以降の活動性はないものと判断される。

(c) 深部構造の検討

F-D 褶曲群及び高田沖褶曲群を変形させている断層の深部形状について、海上音波探査の結果に基づき、バランス断面法（Inclined-Shear 法）を用いて検討した。

F-D 褶曲群及び高田沖褶曲群の北西縁に分布する断層が、褶曲群を変形させているものとし、マーカー層準としては B u 層の基底面を用いた。

M-20 測線及び M-23 測線についてバランス断面法を適用した結果、マーカー層準を堆積時の地形から現在の褶曲形態を生じさせる断層は、第 2.3-33 図に示すような地下深部の構造を持つものと推

定された。

F-D 褶曲群及び高田沖褶曲群を形成する断層と F-B 褶曲群を形成する断層の等深線図と重力異常図を重ねて第 2.3-34 図に示す。両断層の等深線は滑らかにはつながらず、深部に至るまで別個の断層であると考えられる。また、両断層分布域の重力異常は、高重力異常を示す沖合側から沿岸域の低重力異常域に向かって単調に重力が低くなっているものの、両断層の境界付近では目玉状のコンターがみられ、低重力異常域が鞍部を境に屈曲している。このことから、この付近の深部構造にはギャップがあるものと考えられる。

なお、バランス断面法による深部構造評価の詳細は、地震動評価における断層モデルの設定と併せて報告することとする。

(d) 評 価

F-D 褶曲群については、主部では、褶曲群の北西縁に海底面下の極浅部まで及ぶ逆断層が認められ、その南東側の褶曲群では B u 層に変形がみられ、B u 層堆積期以降の活動が認められることから、B u 層の変形が認められる区間の活動性を考慮することとし、その長さを M-17 測線から GS-7 測線までの約 30km と評価する。

高田沖褶曲群については、主部では、褶曲群の北西縁に海底面下の浅部に及ぶ逆断層が認められ、その南東側の褶曲群では B u 層に変形がみられ、B u 層堆積期以降の活動が認められることから、B u 層の変形が認められる区間の活動性を考慮することとする。高田沖褶曲群の南西端については、褶曲群北西縁の逆断層が全く認められなくなる F 8 S 測線とも考えられるが、安全評価上、F-D 褶曲

群及び高田沖褶曲群の前縁の南西延長線と、南東側に認められる活背斜軸のうち最も南西方へ延びている活背斜軸の南西端（J0-25 測線との交点）からの垂線とが交差する点とする（第 2.3-35 図）。活動性を考慮する区間の長さを、この点から GS-7 測線までの約 25km と評価する。

F-D 褶曲群と高田沖褶曲群とは、褶曲軸の走向がやや斜交し、両褶曲群の境界付近において、多くの背斜・向斜に不連続あるいは軸の屈曲が認められること、両褶曲群を構成している背斜構造の波長とその分布様式が異なること、両褶曲群の境界付近において褶曲群北西縁に分布する逆断層が認められなくなり比較的緩やかな褶曲構造を示すことから、両褶曲群はセグメント区分できるものと判断される。ただし、F-D 褶曲群と高田沖褶曲群との離隔が短いこと、両褶曲群を横断して連続する褶曲構造が存在することから、安全評価上、両褶曲群の同時活動についても考慮するものとし、その長さを約 55km と評価する。

F-D 褶曲群とその北東側の F-B 褶曲群との関係については、F-D 褶曲群の北西端部と F-B 褶曲群の南西端部との離隔が 7 km 程度あること、F-B 褶曲群では短波長の褶曲が発達するのに対して F-D 褶曲群では長波長かつ緩やかな褶曲が発達すること、両褶曲群をまたいで連続する褶曲が存在しないこと、両褶曲群とも北西縁に変位量の大きい逆断層を伴っていること、バランス断面法により推定した両褶曲群を形成する断層が深部においても連続しないこと、重力異常に不連続が認められることから、両褶曲群は異なる活動セグメントであると判断される。

また、南西方向の延長海域においては、「能登半島東方海底地質図」(2002)⁽³³⁾ 及び OKAMURA (2003)⁽⁸⁴⁾ が NE－SW 方向に伸びる親不知海脚を形成する背斜の北西側翼部に伏在逆断層を示しているが、高田沖褶曲群との離隔は 10km 程度である (第 2.3-35 図)。

F－D 褶曲群及び高田沖褶曲群の南東方の陸域には高田平野があり、その西縁部には都市圏活断層図「高田」(2002)⁽⁸⁵⁾ 等により高田平野西縁断層が示されており (第 2.3-35 図)、活断層とされている。高田平野西縁断層は、その走向が N－S 方向であること、西上がりの断層であることから、F－D 褶曲群及び高田沖褶曲群との関連はないものと考えられる。また、その付近には NNE－SSW 方向の佐渡島南方断層延長部が延びてきているものの、東上がりの断層であり、この付近では活動性も認められないことから、両者に関連はないものと考えられる。

なお、「2.2.2 敷地周辺陸域の地質層序」で述べたとおり、角田・弥彦山塊の西海岸から高田平野の西海岸に至る間において、中位段丘の最高位旧汀線の高度はほぼ一定であり、大きな不連続あるいは傾動が認められないことから、海域の変動は陸域には及んでいないものと判断される。

d. その他の断層

敷地周辺海域には、「[新編]日本の活断層」(1991)⁽²¹⁾、「佐渡島南方海底地質図」(1994)⁽³¹⁾、「佐渡島北方海底地質図」(1995)⁽³²⁾、「能登半島東方海底地質図」(2002)⁽³³⁾ 及び「日本周辺海域の第四紀地質構造図」(2001)⁽³⁴⁾ 等の文献や、当社の既往評価によると、

佐渡島棚西縁部，富山舟状海盆，大佐渡北方等に断層が示されている。これらの断層の長さ，敷地からの距離を考慮すると，これらが敷地に与える影響は小さいものと判断される。

【参考】 敷地周辺陸域及び海域における活構造のセグメント区分

敷地周辺陸域と敷地周辺海域における活構造のセグメント区分について、今回評価した主な活断層（活褶曲群）と重力異常図と比較して検討を行った。

角田・弥彦断層の北端部では等重力線が屈曲しており、その北西に等重力線の鞍部が認められ、小佐渡北方海域の活背斜の北端とほぼ一致する。

佐渡棚東縁撓曲の北端部の北西に等重力線の鞍部があり、その南東延長は角田・弥彦山塊の北縁付近に連続すると考えられるが、そのすぐ東側には角田・弥彦断層がN－S方向に連続しており、これより東方へは連続しないものと考えられる。

角田・弥彦断層と気比ノ宮断層の境界では、重力異常図に顕著な特徴は認められないが、その北西延長及び南東延長において等重力線に小さな鞍部が認められる。

気比ノ宮断層と片貝断層の境界は、断層と同方向の低重力異常域を横断する等重力線の鞍部にあたり、その北西延長はF－B褶曲群と佐渡島棚東縁撓曲の境界を経て、小木半島の付け根に認められる等重力線の鞍部に連続するものと考えられる。

F－B褶曲群とF－D褶曲群の境界は、その南東で低重力異常域の屈曲や等重力線の乱れが認められる。

F－D褶曲群と高田沖褶曲群との境界は、その南東で等重力線の鞍部が認められる。

高田沖褶曲群の西縁部には等重力線の鞍部や屈曲が認められる。

以上のように、敷地周辺陸域及び敷地周辺海域における調査結果から考えられるセグメント幅は 30km 程度であり、その区分はおおむね重力異常図とも整合的である。

3. 参考文献

- (1) 垣見俊弘・衣笠善博・加藤碩一 (1978) : 日本活断層図 (1/200 万).
地質調査所.
- (2) 加藤碩一・山崎晴雄 (1979) : 信越地域活構造図 (1/20 万). 地質調査所.
- (3) 加藤碩一・栗田泰夫・下川浩一 (1984) : 活構造図—新潟 (1/50 万).
地質調査所.
- (4) 角 靖夫 (1986) : 20 万分の 1 地質図「長岡」. 地質調査所.
- (5) 宮下美智夫・三梨 昂・鈴木尉元・島田忠夫・影山邦夫・樋口茂生
(1970, 1972) : 日本油田・ガス田図 7 「魚沼」 (1/5 万) 及び
同説明書. 地質調査所, 36p.
- (6) 柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一
(1986) : 小千谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1
地質図幅), 地質調査所, 177p.
- (7) 小林巖雄・立石雅昭・黒川勝己・吉村尚久・加藤碩一 (1989) : 岡
野町地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅),
地質調査所, 110p.
- (8) 小林巖雄・立石雅昭・吉岡敏和・島津光夫 (1991) : 長岡地域の地
質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所,
132p.
- (9) 小林巖雄・立石雅昭・吉村尚久・上田哲郎・加藤碩一 (1995) : 柏
崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地
質調査所, 102p.
- (10) 小林巖雄・立石雅昭・小松原琢 (2002) : 三条地域の地質. 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，
98p.

- (11) 新潟県（1977）：新潟県地質図（1/20万）及び同説明書．493p.
- (12) 新潟県（1989）：新潟県地質図（1/20万）及び同説明書（改訂版）．
128p.
- (13) 新潟県（2000）：新潟県地質図（1/20万）（2000年版）及び同説明
書．200p.
- (14) 新潟県（1962）：新潟県地質鉱産図（1/20万）．
- (15) 活断層研究会編（1980）：日本の活断層．東京大学出版会，363p.
- (16) 天然ガス鉱業会編（1969）：日本の石油・天然ガス資源．283p.
- (17) 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1982）：日本の石油・天然
ガス資源．455p.
- (18) 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1992）：日本の石油・天然
ガス資源（改訂版）．520p.
- (19) 魚沼丘陵団体研究グループ編（1983）：地団研専報・第26号「魚沼
層群」．地学団体研究会．
- (20) 菊池かおる・黒川勝己・丸山直子・落合浩代・小林巖雄（1984）：
新潟油田地域，灰爪層・西山層と魚沼層群の火山灰層による対
比．地質学雑誌，vol.90，no.2，p.101-115.
- (21) 活断層研究会編（1991）：[新編]日本の活断層．東京大学出版会，
437p.
- (22) 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，105p.
- (23) 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, 68p.

- (24) 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志
(2002) : 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- (25) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 長岡平野西縁断層帯
の長期評価について. 地震調査委員会 (平成 16 年 11 月 13 日).
- (26) 地質調査総合センター編 (2004) : 日本重力 CD-ROM (第 2 版). 産業
技術総合研究所地質調査総合センター.
- (27) 地質調査総合センター (2007) : 活断層データベース.
<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>
- (28) 海上保安庁水路部 (1970) : 海底地質構造図. 海上保安庁.
- (29) 海上保安庁水路部 (1971) : 海底地質構造図. 海上保安庁.
- (30) 地質調査所 (1981) : 日本海中部海域広域海底地質図 (1/100 万).
海洋地質図, no. 15, 地質調査所.
- (31) 地質調査所 (1994) : 佐渡島南方海底地質図 (1/20 万). 海洋地質図,
no. 43, 地質調査所.
- (32) 地質調査所 (1995) : 佐渡島北方海底地質図 (1/20 万). 海洋地質図,
no. 46, 地質調査所.
- (33) 地質調査総合センター (2002) : 能登半島東方海底地質図 (CD) (1/20
万). 海洋地質図, no. 59, 地質調査所.
- (34) 海域地質構造マップワーキンググループ (2001) : 日本周辺海域の
第四紀地質構造図 (「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造
発達史」付図). 海洋調査技術, vol. 13, no. 1, 付図.
- (35) 石和田靖章・猪木幸男 (1971) : 新潟県柏崎市南東方地域の試掘井
岩芯より発見された超苦鉄質岩の地質学的意義. 地質学雑誌,

vol. 77, no. 12, p. 793-795.

- (36) 土 隆一編 (1979) : 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. IGCP-114, National Working Group of Japan, 156p.
- (37) 土 隆一編 (1981) : 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」. IGCP-114, National Working Group of Japan, 126p.
- (38) 岸 清・宮脇理一郎 (1996) : 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲形成史. 地学雑誌, vol. 105, no. 1, p. 88-112.
- (39) 池辺 穰 (1949) : 西山油田の地質構造. 石油技術協会誌, vol. 14, no. 3, p. 93-99.
- (40) 米山団体研究グループ (1973) : 新潟県米山地域における新第三系. 地球科学, vol. 27, no. 1, p. 1-18.
- (41) 柏崎平野団体研究グループ (1965) : 柏崎平野の第四系 ; 新潟の第四系・そのIV. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 10, p. 145-185.
- (42) 立石雅昭・茂木荘栄・小林巖雄 (1985) : 中越・輪島村周辺の第四系 ; 層序と層相. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨集, p. 75-75.
- (43) 池辺展生 (1941) : 新潟県西山油田北部の層序. 石油技術協会誌, vol. 9, 173-182.
- (44) 長岡の自然グループ (1973) : 長岡市東山山麓の第四系について. 新潟県地学教育研究会誌, no. 8, p. 69-75.
- (45) 町田 洋・新井房夫 (2003) : 新編火山灰アトラス. 東京大学出版

会, 336p.

- (46) 荒浜砂丘団体研究グループ (1996) : 新潟県柏崎平野の上部更新統中の火山灰 ; 広域火山灰との対比. 地球科学, vol. 50, no. 2, p. 194-198.
- (47) 荒浜砂丘団体研究グループ (2001) : 新潟県柏崎平野周辺の中位段丘の年代と変形. no. 53, p. 29-36.
- (48) 橋本哲夫・葉葺久尚 (1989) : 石英粒子の熱蛍光測定による柏崎ナウマンゾウ化石産出層の年代評価について. 柏崎市教育委員会編「柏崎市鯨波におけるナウマンゾウ化石の発掘・研究報告書」, p. 157-179.
- (49) 岸 清・宮脇理一郎・宮脇明子 (1996) : 新潟県柏崎平野における上部更新統の層序と古環境の復元. 第四紀研究, vol. 35, no. 1, p. 1-16.
- (50) 新潟古砂丘グループ (1975) : 日本海沿岸の古砂丘. 第四紀研究, vol. 14, no. 4, p. 231-237.
- (51) 早津賢二・新井房夫・白井 亨 (1982) : 新潟県高田平野の中位段丘と古砂丘 ; 形成時代についての火山灰編年学的考察. 地学雑誌, vol. 91, no. 1, p. 1-16.
- (52) 早津賢二・新井房夫 (1982) : 信濃川下流地域 (新潟県小千谷市付近) における河成段丘群の形成年代と段丘面の変位速度. 地理学評論, vol. 55, no. 2, p. 130-138.
- (53) Ota, Y. (1969) : Crustal Movements in the Late Quaternary Considered from the Deformed Terrace Plains in Northeastern Japan. Japanese Journal of Geology and

Geography, vol. 40, no. 2, p. 41-61.

- (54) 町田 洋・新井房夫 (1979) : 大山倉吉軽石層 ; 分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, vol. 88, no. 5, p. 33-50.
- (55) 小松直幹・渡辺 亨 (1968) : 小断層より解析した西山油田の地質構造 (予報). 石油技術協会誌, vol. 33, no. 3, p. 157-162.
- (56) 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, vol. 54, p. 557-573.
- (57) 武田智吉・柳沢 賢・酒井俊朗・宮脇理一郎・宮脇明子・百瀬 貢・向山 栄・佐々木寿 (2006) : 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震震源域の地表部における地形と地質構造. 地震 第 2 輯, vol. 58, p. 413-426.
- (58) 堤 浩之・東郷正美・渡辺満久・金幸隆・佐藤尚登 (2001) : 1/25,000 都市圏活断層図「長岡」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 388.
- (59) 渡辺満久・堤 浩之・鈴木康弘・金幸隆・佐藤尚登 (2001) : 1/25,000 都市圏活断層図「小千谷」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 388.
- (60) 鈴木康弘・東郷正美・渡辺満久・金幸隆・佐藤尚登 (2001) : 1/25,000 都市圏活断層図「十日町」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 388.
- (61) 地質調査総合センター編 (2004) : 日本重力 CD-ROM (第 2 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- (62) 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研彙報, vol. 65, p. 289-319.
- (63) 池辺 穰・石和田靖章・河井興三・山田陽一・加藤正和 (1968) : 新潟平野の地下地質. 石油技術協会誌, vol. 33, no. 3, p. 42-52.

- (64) 小林巖雄・松田俊司 (1991) : 新潟平野地下の第四系 ; その 1 新潟市地下の更新統産軟体動物化石群. 中川久夫教授退官記念地質学論文集, p. 119-124.
- (65) 下川浩一・栗田泰夫・水野清秀・佐竹健治・苅谷愛彦・小松原 琢・衣笠善博・羽坂俊一・赤松守雄・右代啓視 (1997) : 日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究 (第 I 期 平成 6~8 年度) 成果報告書. 科学技術振興調整費成果報告書, p. 67-84.
- (66) 卜部厚志・渡部 俊・鈴木幸治・村尾治祐・高濱信行・渡辺史郎・稲崎富士 (2007) : 反射法弾性波探査による越後平野西縁断層帯の浅層構造調査. 第四紀研究, vol. 46, no. 5, p. 427-431.
- (67) 茅原一也 (1974) : 新潟地区の火山層序. 地質調査所報告・新潟第三系堆積盆地の形成と発展 ; 層序編, 250-1, p. 183-234.
- (68) 渡辺満久・太田陽子・鈴木郁夫・沢 祥・鈴木康弘 (2000) : 越後平野西縁, 鳥越断層群の完新世における活動性と最新活動時期. 地震第 2 輯, vol. 53, no. 2, p. 153-164.
- (69) 渡辺満久・太田陽子・栗田泰夫 (2001) : 鳥越断層群の群列ボーリング調査. 活断層・古地震研究報告, no. 1, p. 87-96.
- (70) 鈴木尉元・三梨 昂・宮下美智夫・影山邦夫・島田忠夫 (1974) : 新潟県西山・中央油帯の地質. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 67-96.
- (71) 国土地理院 (2007) : 平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震に関連した地殻変動を新たに発見.
<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H19-nigata/index.html>

- (72) 吉岡敏和・加藤碩一 (1987) : 新潟県長岡市南西, 親沢町における活断層露頭および断層変位地形. 地質学雑誌, vol.93, no.5, p.361-367.
- (73) 岡村行信・石山達也 (2005) : 2004年新潟県中越地震震源域での地質構造を用いた伏在断層モデルの作成. 活断層・古地震研究報告, no.5, p.17-28.
- (74) 岡村行信 (2000) : 音波探査プロファイルに基づいた海底活断層の認定 ; fault related fold, growth strata 及び growth triangle の適用. 地質調査所月報, vol.51, p.59-77.
- (75) 高山俊昭・佐藤時幸・亀尾浩司・後藤登美子 (1995) : 第四系石灰質ナンノ化石層序と鮮新統／更新統境界の年代値. 第四紀研究, vol.34, p.157-170.
- (76) 石油技術協会 (1993) : 最近の我が国の石油開発. 石油技術協会, 442p.
- (77) 渡辺満久・鈴木康弘・中田 高 (2007) : 2007年新潟県中越沖地震と活構造. 日本第四紀学会講演要旨集.
- (78) 名古屋大学・東洋大学・広島工業大学 (2008) : 中越沖地震震源域周辺の活断層. 地震予知連絡会会報, vol.79, p.342-344, 国土地理院.
- (79) 杉山雄一 (2008) : 地質学的な観点から見た中越沖地震の教訓と耐震安全研究. 安全研究フォーラム 2008 講演資料.
- (80) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2008) : 平成 19 年 (2008 年) 新潟県中越沖地震の評価.
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jan_chuetsu_oki/index.htm

- (81) 東京大学地震研究所 (2008) : 平成 20 年 1 月 11 日第 177 回地震調査委員会資料 『平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震の評価』.
- (82) 国土地理院 (2008) : 「平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震」の震源断層モデルを更新 (主に断層面に関する評価).
<http://cais.gsi.go.jp/Research/topics/topic080111/index.html>
- (83) 海洋研究開発機構 (2008) : 新潟県中越沖地震に関する緊急調査研究—マルチチャンネル反射法地震探査—, 耐震安全性に関する調査プロジェクトチーム 第 7 回会合資料.
http://www.nsc.go.jp/senmon/shidai/taishinpj/taishinpj_c007/siry07-1.pdf
- (84) OKAMURA, Y. (2003) : Fault-related folds and an imbricate thrust system on the northwestern margin of the northern Fossa Magna region, central Japan. *Island Arc*, vol.12, no.1, p.61-73.
- (85) 渡辺満久・堤 浩之・宮内崇裕・金幸隆・藤本大介 (2002) : 1/25,000 都市圏活断層図「高田」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 396.

本書に掲載した地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図、5 万分の 1 地形図、20 万分の 1 地勢図を複製したものである。

(承認番号 平 20 北複第 6 号)